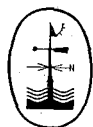


П. Д. Астапенко
А. М. Баранов
И. М. Шварев

ПОГОДА И ПОЛЕТЫ САМОЛЕТОВ И ВЕРТОЛЕТОВ



ЛЕНИНГРАД
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
1980

Ответственный редактор А. М. БАРАНОВ

Книга содержит сведения об атмосфере Земли и влиянии погоды на полеты современных воздушных судов. В частности, рассматривается состав и строение атмосферы, основные метеорологические элементы, их пространственная и временная изменчивость. Описываются атмосферные процессы и условия погоды, имеющие важное значение для полетов в различных районах земного шара. В связи с вопросами атмосферной циркуляции кратко рассматривается классификация облаков и воздушных масс. Освещаются изменения погоды, их причины и возможности предсказания применительно к нуждам авиации.

Большое внимание уделено задачам метеорологического обеспечения гражданской авиации. Важное место занимает описание опасных для полетов явлений погоды, таких, как грозы, турбулентность воздуха и обледенение воздушных судов.

Содержание книги и стиль изложения материала рассчитаны на пилотов, штурманов и диспетчерский состав гражданской авиации, а также на работников метеорологической службы.

The book "The Weather and Flights of Aircrafts and Helicopters" by P. D. Astapenko, A. M. Baranov and I. M. Schvarev contains information on the Earth atmosphere and influence of the weather on flights of modern aircraft. Several chapters of the book dwell upon the physics and structure of the atmosphere and describe main characters and their variations in space and time. Other chapters describe the atmospherical processes and weather conditions of importance to the flights over different regions of the Globe. The classification of clouds, air masses in connection with the atmospheric circulation are also shortly being discussed. The nature of the weather changes is described in connection with the problem of the weather forecasting. The book also deals with the questions of meteorological services to the civil aviation. Special attention is given to the dangerous phenomena, such as thunderstorm, air turbulence, icing of aircraft.

The book is addressed to the pilots, navigators, operators as well as meteorologists.

*Павел Дмитриевич Астапенко,
Александр Михайлович Баранов,
Иван Михайлович Шварев*

ПОГОДА И ПОЛЕТЫ САМОЛЕТОВ И ВЕРТОЛЕТОВ

ИБ 1244

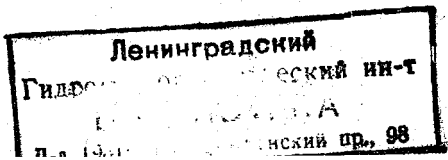
Редактор Г. Я. Русакова. Художник С. Я. Гесин. Художественный редактор Б. А. Денисовский. Технический редактор Л. М. Шишкова. Корректор И. В. Жмакина.

Сдано в набор 08.02.80. Подписано в печать 23.05.80. М-23380. Формат 60×90¹/₁₆, бумага кн. журн. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 17,5. Уч.-изд. л. 18,21. Тираж 10 000 экз. Индекс МЛ-238. Заказ № 61. Цена 3 р. 10 к. Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгения Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

A 20807-098
10-80. 1903040000
069(02)-80

© Гидрометеиздат, 1980 г.



2380230

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3
1. ЗЕМНАЯ АТМОСФЕРА, ЕЕ СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ	9
Краткие сведения о Солнце, Земле и ее атмосфере	9
Методы исследования атмосферы и получения метеорологической информации	12
Состав атмосферы	16
Строение атмосферы	19
Процессы нагревания воздуха	22
Физические характеристики атмосферы	27
Стандартная атмосфера	35
2. ВЛИЯНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРЫ НА ЛЕТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ЭКСПЛУАТАЦИЮ САМОЛЕТОВ И ВЕРТОЛЕТОВ	38
Влияние на взлет, полет и посадку самолетов и вертолетов	38
Воздействие на тягу двигателей	44
Влияние температуры и давления воздуха на часовой расход топлива	45
Влияние на показания указателя скорости, максимальную скорость полета и потолок	46
Влияние низких и высоких температур на эксплуатацию самолетов и вертолетов	50
Влияние атмосферных условий на полеты сверхзвуковых транспортных самолетов	51
Влияние космической радиации и озона на сверхзвуковые транспортные самолеты	53
3. ДИНАМИЧЕСКОЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ АТМОСФЕРЫ	55
Роль горизонтальных и вертикальных движений воздуха в погодообразующих процессах	55
Ветер и его характеристики	56
Карты барической топографии и их использование для определения ветра на высотах	63
Влияние ветра на деятельность авиации	65
Адиабатические процессы в атмосфере	69
4. ТУМАНЫ, ОБЛАКА, ОГРАНИЧЕННАЯ ДАЛЬНОСТЬ ВИДИМОСТИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РАБОТУ АВИАЦИИ	74
Конденсация и сублимация водяного пара в атмосфере	74
Туманы и дымки	76

Облака	81
Метеорологические условия полетов в облаках различных форм . .	96
Осадки	105
Искусственное рассеяние низких облаков и туманов для обеспечения авиации	112
Конденсационные следы самолетов	115
Видимость	116
Влияние низкой облачности и ограниченной видимости на полеты	124
5. СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, ИХ АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ ПОГОДЫ	128
Атмосферная циркуляция	128
Воздушные массы, их классификация и условия погоды	132
Атмосферные фронты	136
Циклоны и антициклоны	147
Оценка погоды и условий полетов в различных синоптических ситуациях	154
Аэросиноптический анализ	158
Прогноз погоды	163
Авиационные прогнозы погоды	172
6. ТУРБУЛЕНТНОСТЬ, ОБЛЕДЕНЕНИЕ САМОЛЕТОВ И ВЕРТОЛЕТОВ, ГРОЗЫ	177
Турбулентность атмосферы	177
Обледенение самолетов и вертолетов	182
Грозовая деятельность	191
Разряды статического электричества	201
7. ВЫСОТНЫЕ И ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПОЛЕТОВ	203
Особенности метеорологических условий полетов на малых высотах	203
Метеорологические условия полетов в области тропопавзы	212
Струйные течения и условия полетов в их зонах	213
Метеорологические условия полетов в стратосфере	217
Особенности метеорологических условий полетов в горных районах	219
Особенности метеорологических условий полетов в низких широтах	221
Особенности метеорологических условий полетов над пустынями и районами с жарким и сухим климатом	225
Особенности метеорологических условий полетов в высоких широтах	227
Особенности метеорологических условий полетов над большими водными пространствами	230
8. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ПОЛЕТОВ	231
Сущность метеорологического обеспечения полетов	231
Метеорологические и аэрологические наблюдения в аэропортах.	241
Сбор и распространение метеорологической информации	241
Метеорологическая информация, используемая при метеорологическом обеспечении авиации	245
Штормовые оповещения и предупреждения	261
Метеорологическое обеспечение полетов в гражданской авиации . .	262
Метеорологическая служба и проблемы повышения безопасности и регулярности полетов	274
СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	276
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	277

Введение

Состояние воздушной среды, или, иными словами, погода,— один из решающих факторов, определяющих возможность выполнения полетов самолетов и вертолетов. Зависимость полетов от погоды четко проявилась еще на заре авиации. Сначала при полетах учитывался только ветер, затем потребовались сведения об осадках, облаках и всех метеорологических явлениях, ухудшающих видимость. По мере увеличения дальности и продолжительности полетов необходимость учитывать погоду становилась все очевиднее, круг метеорологических характеристик и явлений, требующих постоянного внимания, расширялся, понадобилась организация специальной службы для сбора информации о погоде, и не только о фактическом состоянии погоды, но и об ее изменениях в будущем, т. е. потребовалось составление специальных прогнозов погоды для авиации.

Выявились опасные для полетов метеорологические явления — грозы, обледенение в облаках и осадках, сильная турбулентность воздуха, вызывающая болтанку самолетов, а также туманы, метели, сильные осадки и другие явления, резко снижающие видимость (в том числе пыльные и песчаные бури, морозные дымки и т. д.). Оказалось обязательным определить минимально необходимые для безопасности полетов метеорологические условия — так называемые минимумы погоды (по горизонтальной видимости, высоте нижней границы облаков, отсутствию опасных для полетов явлений погоды).

Таким образом, с самого начала развития авиации стали обязательными ограничения полетов по погоде, которые сохранились до сегодняшнего дня, несмотря на совершенствование авиационной техники и технического оснащения аэродромов.

Что же такое погода? Почему она такая непостоянная и такая разная зимой и летом в различных районах? Можно ли научиться предвидеть все изменения погоды достаточно точно, так, как, скажем, предвидят астрономы затмения Солнца и Луны, изменения в положении планеты? На какой срок можно предвычислять состояние погоды с помощью современных

быстродействующих вычислительных машин, пользуясь новейшими методами прогноза? Почему все еще бывают авиационные происшествия из-за погоды? Эти и подобные им вопросы возникают у людей, причастных к гражданской авиации или пользующихся ее услугами.

Чтобы ответить на эти вопросы, нужны определенные знания, некий минимум метеорологической подготовки, необходимо иметь представление о процессах, протекающих в земной атмосфере и обуславливающих погоду в каждый момент времени в любой точке земного шара. Людям, работающим в авиации, особенно пилотам и штурманам, знать метеорологию — науку об атмосфере — жизненно необходимо. Данная книга и преследует цель помочь широкому кругу авиаторов усвоить основы метеорологии, разобраться в практических и проблемных вопросах метеорологического обеспечения безопасности и регулярности полетов, его экономической эффективности.

Материал книги, охватывающий практически все основные вопросы зависимости полетов от погоды и требования к метеорологическому обеспечению полетов, излагается в форме, доступной любому читателю, знакомому с физикой и математикой в объеме средней школы. Вместе с тем содержание книги отражает современные взгляды на те проблемы метеорологии, которые связаны с обеспечением авиации.

В наше время авиация развивается стремительными темпами, что проявляется как в увеличении интенсивности, дальности, скорости и высоты полета, так и в совершенствовании авиационной техники и технического оснащения аэродромов. В таких условиях состояние окружающей среды — атмосферы, в которой осуществляются полеты, необходимо изучать и учитывать со все возрастающей полнотой и тщательностью, поскольку это развитие не уменьшает, а расширяет круг параметров состояния атмосферы, от которых зависят полеты. Например, 20—30 лет назад авиация могла не считаться в той мере, в какой это необходимо делать теперь, с такими явлениями, как заряджение воздушных судов в полете статическим электричеством в облаках или резкое изменение ветра с высотой (вертикальный сдвиг ветра). Тогда в авиации не было нужды учитывать изменение температуры воздуха с высотой с точностью до десятых долей градуса Цельсия, как это требуется теперь при расчете интенсивности звуковых ударных волн, вызываемых сверхзвуковыми самолетами; не было необходимости скрупулезно анализировать условия в стратосфере, на высотах, доступных ныне сверхзвуковым самолетам; понятия «взрывные стратосферные потепления» или «уровень солнечного корпускулярного излучения» не были актуальными для авиации, ими интересовались лишь ученые, работающие над проблемами физики атмосферы.

Таким образом, зависимость авиации от состояния воздушной среды с годами в целом не уменьшается, о чем объективно свидетельствуют данные об авиационных происшествиях (АП) из-за погоды в гражданской авиации мира. В последнюю четверть века число АП из-за погоды от года к году колебалось в пределах 6—20 % от общего количества АП. Если же учесть авиационные происшествия, когда погода не была прямой их причиной, но, затрудняя действия экипажа, косвенно им способствовала, то доля АП, связанных с погодой, увеличивается до 30—35 %.

Экспериментами установлено, что в сложную погоду, близкую к установленному минимуму, пилоты допускают ошибки пилотирования в 50 % случаев при сильной болтанке самолета в зонах грозовой деятельности, в 25 % случаев при очень низкой облачности и в 25 % случаев из-за ограниченной видимости в осадках или тумане.

Статистика АП по погоде в гражданской авиации мира свидетельствует, что 80 % происшествий случается во время посадки и взлета самолетов, т. е. они происходят на аэродромах, и лишь 20 % — на маршрутах полетов. В последнем случае из-за плохой видимости бывает около 70 % АП, а оставшиеся 30 % приходится на другие опасные для полетов явления погоды, которые по степени их отрицательного воздействия можно расположить в следующей очередности: грозы, сильная турбулентность, вызывающая болтанку, и, наконец, интенсивное обледенение судов.

Полеты воздушных судов без метеорологической информации невозможны. Это правило касается всех без исключения самолетов и вертолетов во всех странах мира независимо от протяженности маршрутов. Прежде чем поднять самолет в воздух, пилот должен убедиться в том, что условия погоды позволяют осуществить полет, получить необходимую информацию о фактической и ожидаемой погоде на маршруте полета, на аэродроме назначения, а также на запасных аэродромах.

Поскольку полеты происходят не только в пределах воздушного пространства какой-либо отдельной страны, но и между разными странами, возникла потребность в международном обмене информацией о погоде и в международном метеорологическом обеспечении полетов. Этими вопросами занимаются такие международные организации, как Всемирная метеорологическая организация (ВМО) и Международная организация гражданской авиации (ИКАО) (последняя свое сокращенное название получила от заглавных букв полного наименования организации на английском языке — International Civil Aviation Organization).

Всемирная метеорологическая организация была создана в 1873 г., еще до появления авиации, как орган, координирующий работу метеорологических служб всех государств

в интересах потребителей информации о погоде — морского транспорта, сельского хозяйства и т. д. В настоящее время основным потребителем информации о погоде является авиация, поскольку от погоды она зависит больше, чем другие виды транспорта. Поэтому ВМО тесно сотрудничает с ИКАО во всех вопросах организации метеорологических наблюдений, сбора, распространения, обработки метеорологической информации, необходимой для обеспечения безопасности полетов воздушных судов гражданской авиации. Между этими международными организациями существуют специальные рабочие соглашения, регулирующие их взаимоотношения. ИКАО определяет требования к метеорологической информации, вытекающие из запросов гражданской авиации, разрабатывает рекомендации практического характера по метеорологическому обеспечению полетов. ВМО определяет научно обоснованные возможности удовлетворения этих требований, разрабатывает свои рекомендации и правила, а также различные инструктивные материалы для национальных метеорологических служб, облегчающие использование данных о погоде в масштабах земного шара.

Всемирная метеорологическая организация разрабатывает стандартные формы метеорологической документации, цифровые и буквенные коды и способы передачи метеорологической информации, терминологию прогнозов погоды, сроки производства наблюдений за погодой, требования к точности измерений характеристик погоды, к приборам и аппаратуре, используемой для этих целей. ВМО заботится о развитии сети метеорологических станций там, где их еще недостаточно, об организации наблюдений за погодой над океанами, в полярных областях, в пустынях, горах и других малонаселенных районах земного шара.

Научно-техническая революция в третьей четверти XX в. с ее быстрым развитием научных знаний и невиданным ранее прогрессом техники привела к значительным изменениям в методах наблюдений за погодой, к внедрению в метеорологию последних достижений радиоэлектроники, радиолокации, кибернетики, к использованию для метеорологических наблюдений, сбора и обработки их результатов самых современных технических средств, включая искусственные спутники Земли, действующие проводные и беспроводные средства связи, электронные вычислительные машины, автоматику.

Реализация последних достижений науки и техники в метеорологии осуществляется по единой для всего мира программе, подготовленной ВМО при консультации ИКАО и других международных организаций (Международного союза электросвязи, Международной ассоциации метеорологии и физики атмосферы и т. д.). Эта программа получила название «Всемирная служба погоды» (ВСП).

Согласно программе ВСП начата работа по автоматизации всех метеорологических наблюдений, их сбора и обработки. В Москве (СССР), Вашингтоне (США) и Мельбурне (Австралия) созданы мировые метеорологические центры (ММЦ), связанные между собой быстродействующими линиями связи, обеспечивающими обмен метеорологической информацией в пределах всего земного шара. Кроме ММЦ, создаются региональные метеорологические центры, оснащенные электронными вычислительными машинами, которые используются для обработки метеорологической информации и составления прогнозов погоды для авиации.

Программа ВСП предусматривает использование, помимо обычной сети метеорологических станций, расположенных на суше, специальной сети станций в Мировом океане (суда погоды, буйковые станции), а также нескольких метеорологических искусственных спутников Земли, летающих на различных орбитах и «обозревающих» всю поверхность нашей планеты.

Естественно, что в программе ВСП значительное место занимают вопросы усовершенствования метеорологического обеспечения авиации, в частности расширение комплекса сведений о погоде, повышение их точности, ускорение передачи метеорологической информации в любую точку земного шара, любому экипажу самолета или вертолета гражданской авиации, совершающего полет.

Научные основы метеорологического обеспечения полетов разрабатываются специальной наукой — авиационной метеорологией, которая изучает также влияние метеорологических факторов на полеты, на эксплуатацию авиационной техники и аэродромного оборудования. Авиационная метеорология — прикладная отрасль метеорологии — возникла вместе с авиацией и развивалась вместе с ней.

В Советском Союзе развитие авиационной метеорологии шло вместе с ростом воздушного флота страны. Становление этой науки связано с трудами видных советских ученых А. А. Фридмана, П. А. Молчанова, С. И. Троицкого и др., известных своими работами и в других областях знаний. В 40—70-е годы значительный вклад в развитие авиационной метеорологии внесли И. Г. Пчелко, С. В. Солонин и другие советские ученые, связавшие свою жизнь с проблемами метеорологии и авиации.

В первые десятилетия существования авиационной метеорологии, когда еще не было прямых измерений метеорологических характеристик на высотах и о погоде в свободной атмосфере можно было судить лишь по косвенным данным (например, по форме облаков и их движению), эта наука развивалась на базе использования информации о погоде у земной поверхности и анализа приземных карт погоды.

В 40-е годы, когда получил широкое применение изобретенный П. А. Молчановым радиозонд, позволяющий измерять на высотах температуру и влажность воздуха, атмосферное давление, и когда в метеорологии стали использовать радиотехнические средства, авиационная метеорология вступила во второй период развития — период внедрения высотных карт погоды и метода барической топографии. Этот период охватывает примерно 20 лет (40—60-е годы).

В 60-е годы началось широкое использование электронной вычислительной техники для составления авиационных прогностических карт погоды, получили большое распространение факсимильные передачи этих карт из крупных прогностических центров на аэродромные метеорологические станции. Почти одновременно исследователи приступили к разработке приемов практического использования для метеорологического обеспечения полетов информации метеорологических искусственных спутников Земли.

Дальнейшее развитие авиационной метеорологии зависит от успехов всей метеорологической науки и технического прогресса, которые должны обеспечить повышение точности и полноту информации как о фактическом состоянии погоды на всем земном шаре, так и об ожидаемых изменениях погоды.

В перспективе разработка и внедрение в практику методов измерения параметров состояния атмосферы с помощью лазерной техники, способов измерения важных для авиации характеристик и явлений, пока недоступных технике (например, дальность наклонной видимости вдоль глиссады снижения самолета, вертикальный сдвиг ветра, зоны турбулентности и т. д.). Предстоит создать новые расчетные методы прогноза опасных для полетов явлений погоды, методы предвычисления полей облачности и осадков, таких элементов, как высота нижней границы облаков и дальность горизонтальной видимости, а также других важных для авиации характеристик (высота обнаружения посадочных огней, дальность видимости огней высокой интенсивности и т. п.).

* *

*

В данной книге введение, глава 5 написаны П. Д. Астапенко, главы 2, 4, 8 — А. М. Барановым, главы 1, 3, 6 — И. М. Шваревым, глава 7 — совместно П. Д. Астапенко и А. М. Барановым. Авторы выражают благодарность А. А. Васильеву и Ю. М. Здорику за тщательное рецензирование рукописи, ценные критические замечания и пожелания, способствовавшие улучшению книги.

Земная атмосфера, ее строение и основные физические характеристики

1

Краткие сведения о Солнце, Земле и ее атмосфере

Солнце — центральное тело солнечной системы, в которую входит Земля. Это ближайшая к нашей планете звезда с температурой поверхности около 6000 К. Солнце представляет собой газовый шар очень больших размеров: его диаметр 1 392 000 км, т. е. он больше земного диаметра в 109 раз. Но Солнце кажется нам небольшим, так как находится на огромном удалении от Земли. Даже луч света преодолевает расстояние от Солнца до Земли за 8 мин.

В Солнце сосредоточено 99,87 % всей массы солнечной системы, поэтому оно и является ее центром. Подчиняясь закону всемирного тяготения, все планеты, в том числе и Земля, движутся вокруг Солнца по эллиптическим орбитам.

Внутри Солнца температура достигает 20 000 000 К за счет термоядерных процессов. Вследствие этого Солнце непрерывно излучает в космическое пространство огромное количество энергии в виде электромагнитного и корпускулярного излучения.

Солнце — основной источник энергии на Земле. Солнечная энергия, преобразуемая в другие виды энергии, является причиной всех многообразных физических процессов и явлений на Земле и в ее атмосфере. Воздушные течения, ураганы, грозы и шквалы возникают вследствие преобразования солнечной энергии в тепловую, а затем в механическую.

Солнце испускает в окружающее пространство электромагнитное излучение всех диапазонов длин волн λ — рентгеновское, ультрафиолетовое, видимое, инфракрасное и радиоизлучение. Энергия излучения распределяется между основными участками спектра следующим образом:

рентгеновское и ультрафиолетовое излучение ($\lambda < 4 \text{ мкм}$) — 5 %;

видимое излучение ($4 \text{ мкм} < \lambda < 7,6 \text{ мкм}$) — 52 %;

инфракрасное излучение ($\lambda > 7,6 \text{ мкм}$) — 43 %.

На Землю и ее атмосферу падает лишь около одной двухмиллиардной доли излучаемой Солнцем энергии.

Корпускулярное излучение состоит из различных частиц — корпускул, выбрасываемых из Солнца в межпланетное пространство с большими скоростями. Это протоны, электроны, ядра атома гелия (α -частицы) и других химических элементов. Потоки частиц с энергией от 10 до 10^4 МэВ называют солнечным космическим излучением.

Солнце не остается неизменным. На его поверхности можно наблюдать ряд образований: пятна, факелы, флоккулы, протуберанцы и т. д. Они возникают под воздействием процессов, происходящих внутри Солнца, отмечаются лишь временами и в ограниченных областях поверхности Солнца.

Принято говорить о солнечной активности: Солнце считается более активным тогда, когда на его поверхности много солнечных пятен и других указанных выше образований. В это время Солнце больше дает ультрафиолетового, рентгеновского и корпускулярного излучения. Бывают продолжительные периоды, когда Солнце малоактивно: на его поверхности образований мало или нет вовсе.

Солнечная активность изменяется циклически. Продолжительность периода от одного ее максимума до другого составляет в среднем 11 лет. Это 11-летний цикл солнечной активности.

В годы с повышенной солнечной активностью погода часто «капризничает»: в одних районах наблюдаются сильные засухи, в других, наоборот, выпадает много дождей, возникают стихийные бедствия — наводнения, штормы.

Иногда происходят внезапные резкие изменения солнечной активности, связанные с солнечными вспышками. В этих случаях из Солнца выбрасываются мощные потоки рентгеновского излучения и корпускул. Попадая в верхнюю атмосферу Земли, они вызывают целый ряд интересных явлений — полярные сияния, ионосферные и магнитные бури. Эти явления наиболее характерны для высоких широт обоих полушарий. При ионосферных и магнитных бурях ухудшается проходимость радиоволн — теряется радиосвязь на коротких и средних волнах.

Земля — одна из больших планет солнечной системы. Среднее расстояние от Земли до Солнца 149 600 000 км. В июле Земля находится от Солнца на наибольшем расстоянии (152 000 000 км), а в январе — на наименьшем (147 000 000 км). Скорость движения по орбите составляет 29,8 км/с. Кроме того, Земля вращается вокруг своей оси с запада на восток. Ось вращения наклонена к плоскости земной орбиты (плоскость эклиптики) под углом $66,5^\circ$.

По внешнему виду Земля представляет собой сжатый шар (точнее, эллипсоид вращения). Сплюснутость шара $1/298$, а это значит, что экваториальный радиус Земли больше полярного примерно на 20 км. Однако в тех случаях, когда для решения практических задач не требуется высокой точности, Землю принимают за шар радиусом 6371 км.

Вокруг Земли по эллиптической орбите движется ее естественный спутник — Луна, среднее расстояние до которой 384 400 км.

У Земли различают три оболочки — твердую (литосфера), жидкую (гидросфера) и газообразную (атмосфера).

Двадцать девять процентов земной поверхности занимает суша, 71 % — океаны и моря. В северном полушарии на долю водной поверхности приходится 61 % площади, в южном 81 %.

Неоднородность земной поверхности приводит к различиям теплового режима над континентами и океанами, что существенно влияет на погодные условия и образование крупномасштабных воздушных течений. На воздушные течения большое влияние оказывает также рельеф земной поверхности. Горные массивы высотой 4000 м и более часто являются непреодолимыми препятствиями для масс воздуха при их перемещении из одного географического района в другой.

Атмосфера — газообразная оболочка Земли. Она не имеет резкой верхней границы, а постепенно переходит в околоземное космическое пространство.

Земная атмосфера — это та среда, в которой происходят полеты различных летательных аппаратов (ЛА) — ракет, самолетов, вертолетов, планеров. Ее физические параметры определенным образом влияют на летно-эксплуатационные характеристики ЛА. Так, физическое состояние атмосферы ограничивает максимальную высоту и скорость полетов самолетов.

Атмосфера находится в непрерывном движении и изменении. Она движется вместе с Землей, и, кроме того, в ней происходят сложные вертикальные и горизонтальные движения разного масштаба. Под воздействием солнечной энергии, в результате атмосферных процессов и влияния земной поверхности физическое состояние атмосферы непрерывно изменяется.

Качественную и количественную характеристику физического состояния атмосферы дают метеорологические элементы. Прежде всего это атмосферное давление, температура и влажность воздуха, направление и скорость ветра, форма и количество облаков, горизонтальная видимость, количество осадков и т. д.

Метеорологические явления вызываются определенными физическими процессами в атмосфере и обычно сопровождаются резким изменением состояния атмосферы. К ним относятся туманы, грозы, метели, пыльные бури, шквалы, осадки, гололед, обледенение, турбулентность и т. п.

Совокупность значений метеорологических элементов и явлений в данный момент времени называют погодой. Можно говорить о погоде на аэродроме, в районе полетов, на воздушной трассе и т. д.

Прежде чем более детально рассмотреть состав и строение атмосферы, ознакомимся с методами ее исследования.

Методы исследования атмосферы и получения метеорологической информации

Для исследования атмосферы используют прямые и косвенные методы (табл. 1.1). При прямых методах с помощью той или иной аппаратуры непосредственно измеряются физические параметры атмосферы, а при косвенных методах об изучаемом физическом параметре судят по измерениям других параметров.

Наблюдения за рядом метеорологических элементов и явлений ведутся на обширной сети метеорологических станций. В труднодоступной местности действуют автоматические радио-метеорологические станции (АРМС), которые в определенные часы суток по радио автоматически передают информацию об атмосферном давлении, температуре и влажности воздуха, ветре и др. В аэропортах устанавливаются комплексные радиотехнические автоматические метеорологические станции (КРАМС), позволяющие автоматически измерять и передавать потребителям информацию примерно о 20 метеорологических параметрах.

Комплексное зондирование с помощью радиозондов является одним из наиболее распространенных и надежных методов получения метеорологических данных до высот 30—40 км независимо от условий погоды. Сущность данного метода достаточно проста. К выпускаемому в свободный полет резино-вому шару, наполненному легким газом, например водородом, подвешивается прибор — радиозонд, состоящий из датчиков метеорологических элементов (давление, температура, влажность), преобразователя их значений в электрические сигналы (шифратор) и легкого коротковолнового радиопередатчика с электропитанием (рис. 1.1). При полете радиозонд автоматически посылает кодированные радиосигналы, соответствующие показаниям метеорологических датчиков, которые принимаются радиотехнической метеорологической станцией (РМС), расшифровываются дешифратором и регистрируются в виде цифр на бумажной ленте. Полученная информация и представляет собой данные о давлении, температуре и влажности воздуха на различных высотах атмосферы.

Направление и скорость ветра определяются методом радиолокации радиозонда или радиопилота, представляющего собой шар-пилот с пассивной мишенью — уголковым отражателем. При измерениях определяются угловые координаты (угол места и азимут) и наклонная дальность, по которым рассчитывается ветер на высотах.

Точность измерения метеозаэлементов при радиозондировании такова: для давления ± 5 мбар, температуры $\pm 0,5^\circ\text{C}$, относительной влажности $\pm 5\%$, скорости ветра ± 10 км/ч.

Таблица 1.1

ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Метод исследования	Высота измерения, км	Параметр
Прямые методы		
Наземные наблюдения на метеорологических станциях	Приземный слой	Температура, влажность, давление, ветер, видимость, облака, атмосферные явления
Наблюдения на высотных метеорологических мачтах (телевизионных башнях)	до 0,3—04	Температура, влажность, ветер
Зондирование атмосферы (шары-зонды, шары-пилоты, аэростаты, стратостаты)	до 40	Температура, влажность, давление, ветер, облака, газовый состав
Самолетное зондирование (летающие лаборатории)	до 30	Температура, влажность, давление, микроструктура облаков, болтанка, обледенение, озон
Радиозондирование (радиозонды, радиопилоты)	до 40	Температура, влажность, давление, ветер
Ракетное зондирование: метеорологические ракеты	до 120	Температура, плотность, давление
геофизические ракеты	до 1000	Газовый состав, плотность, излучение Солнца, параметры ионосферы
Искусственные спутники Земли и космические корабли	Во всей толще атмосферы	Облачный покров, ветер, плотность, температура, газовый состав, параметры ионосферы и магнитного поля Земли, солнечное и космическое излучение
Косвенные методы		
Радиолокационные наблюдения (радиолокационные метеорологические станции)	до 20	Облака, очаги гроз, ливней и града
Ионосферные исследования (ионосферные станции)	до 400	Концентрация электронов, температура, высота отражения радиоволн
Спектральные исследования полярных сияний, свечения сумеречного и ночного неба	70—120	Газовый состав, температура
Наблюдения метеорных следов	40—150	Температура, плотность, ветер
Исследования распространения звуковых волн (взрывов)	30—60	Температура, плотность

Для изучения атмосферы применяются также специально оборудованные самолеты-зондировщики или самолеты-лаборатории. На них устанавливается аппаратура для измерения давления, температуры и влажности, а также приборы для исследования микроструктуры облаков (водности, размеров капель), обледенения, турбулентности и др. Все приборы, как правило, дистанционного действия.

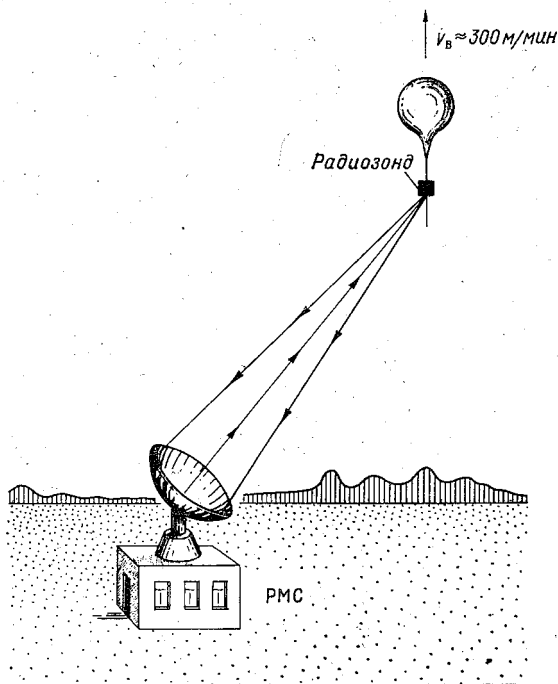


Рис. 1.1. Радиозондирование атмосферы.

v_v — вертикальная скорость подъема.

Аэростаты были одним из первых средств исследования атмосферы. Пилотируемые аэростаты довольно широко применялись для исследования газового состава, температуры и влажности воздуха, воздушных течений. В дальнейшем они уступили место беспилотным автоматическим аэростатам. На них стали устанавливать фотоаппаратуру для получения полей облачности по траектории полета.

Достоинством аэростатных измерений является то, что они дают изменения характеристик одной и той же воздушной массы во времени; основной их недостаток заключается в том, что траектория полета зависит от направления воздушных течений.

Со второй половины 40-х годов для исследования атмосферы выше 30 км стали использовать метеорологические ракеты. Запуски метеорологических ракет осуществляются в различных районах Советского Союза, а также с научно-исследовательских судов. Измерение температуры и давления производится во время спуска головной части ракеты на парашюте. Значения этих элементов на различных высотах преобразуются в электрические импульсы, которые принимаются специальной наземной установкой, расшифровываются, обрабатываются и анализируются.

Широкая программа исследований верхней атмосферы (до высот 1000 км) осуществляется с помощью геофизических ракет. Они позволяют исследовать газовый состав, плотность и температуру атмосферы, характеристики ионосферы, коротковолновую солнечную радиацию, космическое излучение, радиацию, отражаемую земной поверхностью и облаками, и др.

Совершенно новые перспективы исследования земной атмосферы открыли искусственные спутники Земли. В настоящее время для успешного составления прогнозов погоды, а также для метеорологического обеспечения полетов по международным воздушным трассам требуется метеорологическая информация со всего земного шара. Однако существующая густота сети метеостанций, передающих сведения о погоде, не удовлетворяет современным требованиям. Океаны и моря, горные массивы, пустыни и малообжитые районы, где нет метеостанций, занимают около 80 % поверхности Земли. Поэтому информация только сети метеостанций не позволяет составить полное представление об атмосферных процессах и характере погоды над большими территориями, тем более в глобальном масштабе. Искусственные спутники Земли дают возможность получать метеорологическую информацию со всего земного шара.

В 60-е годы в СССР и США были сконструированы специальные метеорологические ИСЗ. Аппаратура, установленная на метеорологическом ИСЗ, позволяет получать фотоснимки облачности и ледяных полей как на дневной, так и на ночной стороне Земли, а также информацию об интенсивности потоков радиации, которая отражается и излучается Землей и ее атмосферой; по спутниковой информации об облачности можно рассчитать направление и скорость ветра и т. п.

В Советском Союзе действует метеорологическая космическая система «Метеор», состоящая из нескольких метеорологических ИСЗ и наземного комплекса приема, обработки и распространения метеорологической информации. Получаемые с ИСЗ метеоданные широко используются в оперативной работе по метеорологическому обеспечению народного хозяйства, в том числе и авиации. В ряде аэропортов гражданской авиации спутниковые данные принимаются непосредственно с ИСЗ

и после соответствующей обработки используются при метеобеспечении полетов по трассам большой протяженности.

Из косвенных методов большое значение для метеорологического обеспечения авиации имеют радиолокационные наблюдения с помощью метеорологических радиолокаторов (МРЛ), которые установлены во многих аэропортах страны.

Оперативное получение объективной информации о фактической погоде в окрестностях аэродрома (в зоне подхода, снижения и посадки) имеет большое значение для обеспечения безопасности полетов самолетов и вертолетов. В первую очередь необходимы сведения о характере облачности и опасных явлениях погоды (гроза, град и т. п.). Получение необходимой метеорологической информации с обширной территории в ограниченные сроки возможно лишь с помощью радиолокационных средств.

Метеорологические радиолокаторы работают в сантиметровом диапазоне; они позволяют:

- 1) устанавливать местоположение, направление и скорость перемещения опасных явлений погоды — грозы, града, сильных ливневых дождей;

- 2) определять типы облачных систем, их горизонтальную и вертикальную протяженность, скорость и направление движения, тенденцию развития;

- 3) обнаруживать зоны обложных осадков, выяснять тенденцию их развития и интенсивность осадков;

- 4) определять высоту нулевой изотермы в массиве слоисто-дождевых облаков и вертикальную протяженность их переохлажденной части.

Максимальное расстояние обнаружения облаков различных форм зависит от их водности и размеров облачных элементов. Так, слоисто-дождевые облака с обложными осадками обнаруживаются на расстоянии до 100 км, а кучево-дождевые облака с грозами — на расстоянии 250—300 км.

Состав атмосферы

Атмосфера Земли представляет собой механическую смесь ряда газов, водяного пара, твердых и жидких частиц. Газовый состав атмосферы оказывает большое влияние на развивающиеся в ней физические процессы и явления. Например, полярное сияние связано с наличием на больших высотах атомов кислорода и азота.

По газовому составу атмосферу подразделяют на гомосферу и гетеросферу. В первом слое, простирающемся от земной поверхности до высоты около 100 км, процентное содержание основных газов и относительная молекулярная масса воздуха не изменяются с высотой. Во втором слое, рас-

положенном выше 100 км, газовый состав изменяется с высотой: количество тяжелых газов с высотой уменьшается, а количество более легких газов увеличивается, что ведет к уменьшению относительной молекулярной массы воздуха. Под воздействием рентгеновского и ультрафиолетового излучения Солнца здесь протекают фотохимические и ионизационные процессы, молекулы газов распадаются на атомы, возникают заряженные частицы — ионы и электроны.

Газы, входящие в состав воздуха в нижних слоях атмосферы, принято делить на две группы — группу постоянных и группу переменных составляющих.

В первую группу входят: азот (78,08 %), кислород (20,95 %), аргон (0,93 %), гелий, водород и инертные газы — неон, криптон, ксенон. Хотя, как указывалось выше, процентное содержание газов в единице объема до высоты 100 км остается практически постоянным, концентрация их с высотой убывает вместе с уменьшением общей плотности атмосферы. Поэтому на высотах выше 4—5 км кислорода становится мало и человек начинает испытывать кислородное голодание.

Газы второй группы содержатся в атмосфере в небольшом количестве и называются атмосферными примесями. К ним относятся: водяной пар, озон, углекислый газ, окислы азота и серы и др. В зависимости от атмосферных условий концентрация примесей значительно изменяется.

Атмосферные примеси играют важную роль, особенно водяной пар, углекислый газ и озон. Они очень сильно поглощают инфракрасную радиацию, излучаемую земной поверхностью и атмосферой, и существенно влияют на их температурный режим. Поглощение происходит избирательно (селективно), т. е. в отдельных участках спектра: наиболее сильно в участке 5,5—7 мкм и более 17 мкм. Волны длиной 8,5—12 мкм практически не поглощаются, уходят в космос, атмосфера для них как бы прозрачна. Поэтому участки спектра непоглощаемых волн получили название «окна прозрачности атмосферы».

Водяной пар поступает в атмосферу путем испарения с поверхности воды, влажной почвы и растительности. Его количество переменное, уменьшается с высотой и при удалении в глубь континентов. Максимальное количество водяного пара при высоких температурах воздуха над морем может достигать 4 % по объему, а минимальное, практически близкое к нулю, бывает при очень низких температурах на суше и на больших высотах.

Углекислый газ образуется при горении и гниении. Среднее его количество равно 0,03 % по объему; в промышленных районах оно примерно в 2 раза больше, чем в Арктике и Антарктике. Интенсивное развитие промышленности привело к тому, что за последние 100 лет содержание углекислого газа

в воздухе увеличилось на 10 %. С высотой количество углекислого газа убывает.

Углекислый газ, как и водяной пар, «утепляет» атмосферу, поглощая инфракрасную радиацию, излучаемую земной поверхностью и атмосферой, но только в других участках спектра: наиболее сильно в участках 4—4,5 и 13—17 мкм.

Под воздействием ультрафиолетовой радиации Солнца в атмосфере образуется озон, молекулы которого состоят из трех атомов кислорода. Это бесцветный газ с характерным запахом, являющийся очень сильным окислителем. Озон поглощает радиацию в ультрафиолетовом, видимом и инфракрасном участках спектра, причем особенно интенсивно в первом из них. Этот газ поглощает около 4 % солнечной энергии, падающей на Землю; поглощенная озоном энергия идет на нагревание атмосферы.

Озон заключен в основном в слое от земной поверхности до высоты 50 км. Если в приземном слое его содержание незначительно (10^{-6} — 10^{-5} % по объему), то с высотой оно возрастает; в слое 20—40 км концентрация увеличивается в несколько раз, максимальная концентрация наблюдается на высоте около 25 км. Насколько мало количество озона в атмосфере, видно из следующего сравнения. Если азот, кислород и озон, содержащиеся в атмосфере, привести к нормальному давлению при температуре 0 °С, то толщина слоя азота составит 6200 м, кислорода 1560 м, озона в среднем 0,3 см (от 0,15 до 0,6 см).

Сильно поглощая радиацию, озон играет большую роль в атмосферных процессах:

- 1) он ограничивает проникновение к земной поверхности ультрафиолетовой радиации с длиной волны менее 0,29 мкм, губительно воздействующей на органический мир;

- 2) в результате поглощения радиации происходит нагревание воздуха, и на высоте около 50 км образуется максимум температуры (в среднем около $-2,5$ °С);

- 3) благодаря озону около 20 % земного инфракрасного излучения не пропускается в космос; при отсутствии озона температура Земли была бы ниже существующей.

Содержание озона имеет годовой ход и зависит от широты. В высоких широтах северного полушария максимум содержания озона в среднем приходится на весну. В умеренных широтах минимум бывает осенью. В разных барических системах отмечается неодинаковое количество озона. В зависимости от циркуляции атмосферы происходит изменение высоты слоя максимального содержания озона. Иногда нижняя граница этого слоя оказывается на несколько километров ниже среднего положения.

Кроме газов, в атмосфере содержатся мельчайшие твердые и жидкие частицы, имеющие как естественное, так и промышленное происхождение. Это частицы пыли, дыма, горных пород,

морской соли и др. Благодаря малым размерам и небольшой массе они длительное время находятся в атмосфере, вертикальными и горизонтальными течениями воздуха переносятся на большие расстояния.

Частицы пыли играют большую роль в развитии ряда атмосферных явлений. Многие из них, особенно кристаллы морской соли, служат ядрами конденсации.

Твердые и жидкие примеси создают запыленность атмосферы, ухудшают дальность видимости, ослабляют солнечную радиацию, приходящую на земную поверхность.

Строение атмосферы

Атмосфера по своим физическим свойствам неоднородна как по вертикали, так и по горизонтали. Изменяется атмосферное давление, температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра, концентрация твердых и жидких примесей и другие характеристики.

По вертикальному распределению температуры атмосферу подразделяют на пять основных слоев (табл. 1.2).

Таблица 1.2
ОСНОВНЫЕ И ПЕРЕХОДНЫЕ СЛОИ АТМОСФЕРЫ

Основной слой	Средняя высота верхней и нижней границы, км	Температура, °C		Переходный слой
		на нижней границе	на верхней границе	
Тропосфера	0—11	15	—56,5	Тропопауза Стратопауза Мезопауза Термопауза
Стратосфера	11—50	—56,5	—2,5	
Мезосфера	50—90	—2,5	—86,6	
Термосфера	90—800	—86,5	1200	
Экзосфера	> 800	1200	1200	

Рассмотрим основные характеристики и особенности слоев атмосферы.

Тропосфера. Это нижняя часть атмосферы, простирающаяся от земной поверхности до высоты 8—10 км в полярных районах, до 10—12 км в умеренных широтах и до 16—18 км в тропиках. В тропосфере сосредоточено около $\frac{4}{5}$ массы атмосферы и 90 % водяного пара. Особо выделяют в тропосфере пограничный слой (слой трения), который распространяется от земной поверхности до высоты в среднем 1000 м. В этом слое на воздушные потоки большое влияние оказывает сила трения, обусловленная воздействием шероховатостей земной поверхности. Выше данного слоя находится свободная атмосфера, где влияние трения мало и им можно пренебречь.

Для тропосферы характерно понижение температуры с высотой в среднем на $0,65^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м с возможными отклонениями за сезон $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$. Понижение температуры объясняется тем, что в тропосфере воздух нагревается и охлаждается преимущественно от земной поверхности.

Большинство метеорологических явлений, в том числе опасных для авиации, формируется в тропосфере. Здесь наблюдаются туманы, облака и осадки, развивается грозовая деятельность, возникают ураганы, смерчи и т. п.

Ветер в тропосфере усиливается с высотой, его скорость достигает максимума в среднем на высоте 8—10 км (умеренные широты), где она может составлять 100 км/ч и более (струйные течения). Преобладающим направлением ветра является западное.

В тропосфере формируются различные воздушные массы и образуются атмосферные фронты, развиваются циклоны и антициклоны. Тропосфера является самой запыленной частью атмосферы.

Между тропосферой и стратосферой расположен переходный слой — тропопауза — толщиной от нескольких сотен метров до 1—1,5 км. За нижнюю границу тропопаузы принимается уровень устойчивого перехода к постоянной температуре или незначительному ее изменению. Высота тропопаузы увеличивается от полюсов к экватору, а температура на ее уровне понижается. Так, над полярными районами средняя высота тропопаузы 8—9 км, температура около -50°C , в умеренных широтах 10—12 км, температура — от -55 до -60°C , над экватором 16—18 км, температура от -75 до -80°C . Высота тропопаузы наиболее резко изменяется на широте 30—40°, где тропопауза нередко имеет разрыв. Над теплыми воздушными массами наблюдается высокая тропопауза с низкой температурой, над холодными — низкая тропопауза с более высокой температурой.

Стратосфера. От тропопаузы до высоты 20 км температура остается постоянной, а выше она возрастает и может достигать положительных значений. Нагревание воздуха происходит главным образом из-за поглощения ультрафиолетовой солнечной радиации атмосферным озоном. Такой ход температуры является причиной ослабления вертикального перемешивания воздуха по сравнению с тропосферой.

Количество водяного пара и ядер конденсации в стратосфере незначительно, поэтому в этом слое облака — редкое явление. К специфическим стратосферным облакам относятся перламутровые облака, образующиеся преимущественно зимой на высотах 20—30 км, когда температура здесь значительно ниже среднего значения ($-85...-100^{\circ}\text{C}$). Эти облака можно наблюдать лишь в сумерки, после захода или

перед восходом Солнца. Наблюдаются они редко, преимущественно на Аляске и в Скандинавии.

Ветер в стратосфере также имеет свои особенности. Скорость западного ветра в среднем убывает с высотой, достигая минимальных значений в слое 18—21 км. Выше скорость ветра начинает вновь возрастать, а в летнее время преобладающее западное направление сменяется восточным. Восточные воздушные течения стратосферы отделяются от расположенных ниже западных течений переходным слоем со слабыми неустойчивыми ветрами, который называют велопаузой.

В стратосфере возможны резкие повышения температуры — так называемые внезапные стратосферные потепления. В северном полушарии они наблюдаются в зимнее время, наиболее часто в январе и феврале, реже в ноябре, декабре и марте. Как правило, потепления сначала возникают на высотах 45—50 км, а затем распространяются вниз с ослабевающей интенсивностью. Продолжительность большинства потеплений на высотах 20—25 км составляет 7—12 сут, среднее повышение температуры — около 26°C. В течение зимы может наблюдаться одно или два значительных потепления. Причины стратосферных потеплений в достаточной степени еще не выявлены.

Одной из особенностей стратосферы является также наличие на высотах 15—22 км максимума интенсивности космических лучей, представляющих собой потоки высокоэнергичных заряженных частиц, которые приходят в земную атмосферу из космического пространства и частично от Солнца. Максимум интенсивности космических лучей обусловлен взаимодействием первичных космических лучей с атомами атмосферных газов и образованием потоков вторичных элементарных частиц — вторичных космических лучей.

Между стратосферой и мезосферой располагается стратопауза. В этом слое наблюдается максимум температуры ($-2,5^{\circ}\text{C}$ с возможными отклонениями $\pm 20^{\circ}\text{C}$).

Мезосфера. В этом слое атмосферы температура с высотой понижается. У верхней границы мезосферы наблюдается самая низкая в атмосфере температура. В среднем она равна $-86,5^{\circ}\text{C}$, но иногда может понижаться до $-120...-140^{\circ}\text{C}$.

На высотах 82—85 км образуются серебристые (мезосферные) облака. Они наблюдаются летом в северной части горизонта преимущественно на широтах 50—75°. В настоящее время большинство ученых считает, что серебристые облака аналогичны перистым и состоят из ледяных кристаллов.

Термосфера. Для этого слоя атмосферы характерен быстрый рост температуры с высотой, что обусловлено поглощением коротковолновой солнечной радиации кислородом. Средняя температура от $-86,5^{\circ}\text{C}$ на высоте 90 км повышается до 0°C на высоте 112 км, затем до 60°C на 120 км и достигает 700°C на

высоте около 150 км. Температура в термосфере — это кинетическая температура, характеризующая скорость движения молекул и атомов атмосферных газов.

Для термосферы характерны фотохимические и ионизационные процессы, образование заряженных частиц — ионов и электронов, благодаря которым атмосферные газы способны проводить электричество. Концентрация ионов и электронов по высоте распределяется неравномерно, максимум ее расположен на высоте около 300 км.

Область атмосферы с высокой концентрацией ионов и электронов, практически совпадающую с термосферой, называют ионосферой. Она существенно влияет на распространение радиоволн. Благодаря ей возможна радиосвязь на коротких волнах на больших расстояниях при малых мощностях передатчиков.

В нижней части термосферы наблюдаются полярные сияния. Здесь наиболее часто сгорают метеоры.

Высота переходного слоя между термосферой и экзосферой — термопаузы — изменяется в зависимости от активности Солнца. В годы минимума солнечной активности термопауза располагается на высоте около 600 км, а в годы максимума — на высотах 800—1000 км.

Экзосфера. Это очень сильно разреженный внешний слой атмосферы. Здесь частицы газов благодаря высокой температуре (1000—2000 °C и более) могут приобретать такие большие скорости движения (больше второй космической скорости — 11,2 км/с), что преодолевают земное притяжение и улетают в космическое пространство. Из космического пространства в земную атмосферу могут возвращаться частицы, скорость которых из-за столкновений стала меньше второй космической скорости. В экзосфере происходит непрерывный обмен веществом между земной атмосферой и космическим пространством. Процесс этот в целом равновесный: сколько частиц уходит из атмосферы, столько же и поступает в нее.

Резко выраженной границы атмосфера не имеет. Она постепенно переходит в межпланетное пространство, где в 1 см³ содержится около 100 частиц. Это наблюдается на высоте примерно 20 000 км. Однако за верхнюю границу атмосферы принято считать высоту 1000 км, т. е. высоту атомнокислородной атмосферы, где атомы кислорода преобладают над атомами гелия и водорода.

Процессы нагревания воздуха

Воздух летом и зимой, днем и ночью имеет разное тепловое состояние, его температура принимает различные значения. Почему это происходит? Как указывалось выше, источни-

ком энергии для Земли является Солнце. Как солнечная энергия передается земной атмосфере?

Количество солнечной радиации, поступающей на верхней границе земной атмосферы в единицу времени на единичную площадку, перпендикулярную солнечным лучам, при среднем расстоянии Земли от Солнца, называется солнечной постоянной. Она равна 136 мВт/см^2 .

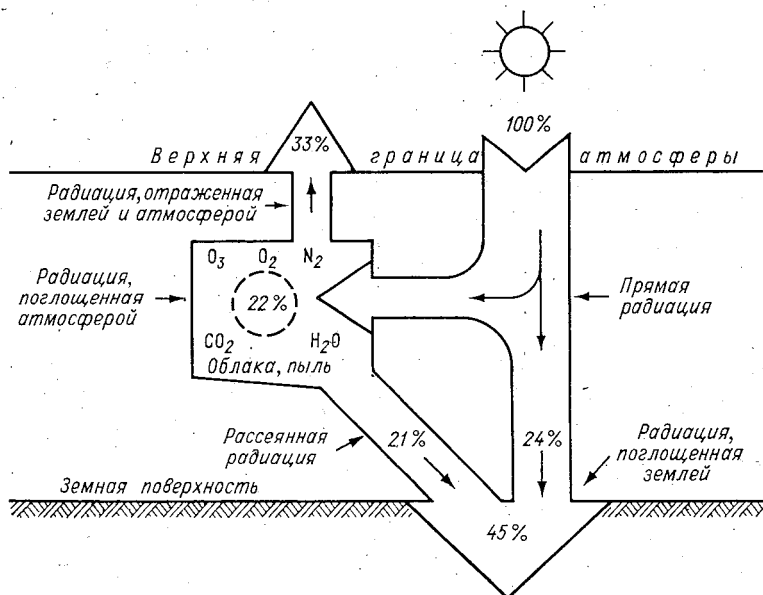


Рис. 1.2. Приходо-расход солнечной радиации в атмосфере.

Но не вся радиация, приходящая на верхнюю границу атмосферы, достигает земной поверхности. Если энергию, поступающую на верхнюю границу атмосферы, принять за 100 %, то окажется, что в космическое пространство отражается около 33 % (это альbedo Земли), поглощается в атмосфере около 22 % и поглощается земной поверхностью примерно 45 % (рис. 1.2). Количество солнечной радиации, поступающей в разные районы земного шара, различно. Оно зависит от высоты Солнца над горизонтом и продолжительности дня. Максимальная высота Солнца (в полдень) в свою очередь зависит от времени года и географической широты места. Она может изменяться от 0 до 90°.

На Земле большая часть солнечной радиации превращается в тепло. Земная поверхность нагревается солнечными лучами и передает тепло в атмосферу. Степень нагревания подстилающей поверхности зависит от ее характера (суша или вода), рельефа местности, влажности почвы. Поэтому и воздух над

различными участками нагревается неодинаково. Передача тепла от земной поверхности к атмосфере осуществляется путем термической конвекции, турбулентных движений и длинноволнового излучения.

Термическая конвекция — это вертикальный подъем нагретого воздуха над отдельными участками земной поверхности. Она особенно сильно развивается в послеполуденные часы, когда поверхность наиболее прогрета. Следствием ее является формирование облаков вертикального развития и возникновение внутримассовых гроз. Термическая конвекция может распространяться от земной поверхности до тропопаузы, но если в атмосфере имеются слои инверсии или изотермии, то они тормозят конвекцию.

Из-за трения воздуха о земную поверхность, а также в результате внутреннего трения воздушных частиц в атмосфере возникают турбулентные движения, при которых воздушные частицы совершают беспорядочные вихревые движения. Этот процесс называется динамической конвекцией. В результате ее происходит вертикальный перенос тепла и влаги, твердых и жидких частиц. Наибольшую интенсивность данный процесс имеет в пограничном слое атмосферы.

Следующим механизмом передачи тепла является длинноволновое излучение земной поверхности (длина волн 4—120 мкм). В этом случае воздух на высотах нагревается в результате переизлучения. Оно состоит в том, что от земной поверхности нагревается самый нижний слой воздуха, длинноволновое излучение которого в свою очередь нагревает более холодный воздух вышележащего слоя и т. д. Длинноволновое излучение земной поверхности почти полностью поглощается в атмосфере водяным паром, углекислым газом и озоном.

Земная поверхность не всегда нагревает воздух. Ночью, а зимой и днем в результате излучения она может сильно выхолаживаться (радиационное охлаждение).

Физические характеристики атмосферы

Температура воздуха

Температура воздуха — это величина, количественно характеризующая его тепловое состояние. Она выражается или в градусах Цельсия ($^{\circ}\text{C}$) по стоградусной шкале, или в кельвинах (К) по абсолютной шкале.

Переход от температуры в кельвинах (T) к температуре в градусах Цельсия (t) производится по формуле

$$t = T - 273.$$

Для измерения температуры воздуха применяются термометры. Они могут быть разными в зависимости от принципа действия и назначения.

По принципу действия термометры делятся на жидкостные (ртутные и спиртовые), металлические (термометры сопротивления, биметаллические пластинки и спирали) и полупроводниковые (термисторы).

По назначению термометры делятся на срочные, максимальные и минимальные. Срочными термометрами измеряют температуру воздуха в момент наблюдения, максимальными — максимальную температуру, минимальными — минимальную.

Для непрерывной записи температуры воздуха используются суточные и недельные термографы.

На метеорологических площадках термометры и термографы устанавливаются в метеорологических будках на высоте 2 м от поверхности земли. Будка защищает термометры от прямого воздействия солнечных лучей, а стенки будки, сделанные в виде жалюзи, обеспечивают хорошую вентиляцию.

Температура воздуха в приземном слое измеряется с точностью до $0,1^{\circ}\text{C}$, на высотах до 1°C . В метеорологических телеграммах и на картах погоды температура указывается в целых градусах.¹

Температура воздуха может изменяться в широких пределах в зависимости от времени суток, года и географического положения пункта.

В приземном слое минимальная за сутки температура воздуха наблюдается около восхода Солнца, в июле — около 3 ч, в январе — около 7 ч по местному времени. Максимальная температура обычно отмечается через 2—3 ч после полудня, в 14—15 ч местного времени.

Разность между максимальной и минимальной температурой называют амплитудой суточного хода. В зависимости от времени года, широты места, рельефа местности и характера почвы, а также от метеорологической обстановки она может изменяться от нескольких градусов до десятков градусов. Наибольшая суточная амплитуда температуры воздуха наблюдается в низких широтах в котловинах с песчаной или каменистой почвой в безоблачную погоду летом. Над морями и океанами суточный ход температуры воздуха невелик.

В течение года в каждом пункте температура воздуха изменяется от максимального значения летом до минимального значения зимой. Над океанами максимальные и минимальные температуры отмечаются обычно позднее, чем над континентами. Амплитуда годового хода температуры воздуха зависит

¹ С 1 января 1981 г. температуру и точку росы на картах погоды предлагается наносить с точностью $0,1^{\circ}\text{C}$.

от широты места, близости моря и высоты рельефа над уровнем моря. Наименьшая амплитуда наблюдается над океанами вблизи экватора, так как здесь приток тепла от Солнца в течение года изменяется незначительно. Резко различаются значения годовой амплитуды температуры воздуха в пунктах, расположенных в глубине континента и на океанических островах. Это хорошо видно на примере Якутска и Торсхавна (Фарерские острова в Атлантическом океане), расположенных примерно на одной широте (табл. 1.3).

Таблица 1.3
ГОДОВОЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ

Характеристика	Якутск		Торсхавн	
	°C	месяц	°C	месяц
Средняя максимальная температура	19	VII	11	VIII
Средняя минимальная температура	—43	I	3	III
Амплитуда	62		8	

С высотой годовая амплитуда температуры воздуха уменьшается.

Описанный выше суточный и годовой ход температуры иногда нарушается. В частности, в зависимости от метеорологической обстановки в любое время суток температура воздуха может повыситься или понизиться на 10°C и более.

Самая низкая температура воздуха у земной поверхности была зарегистрирована в Антарктиде на станции Восток (—88,3°C), а самая высокая — в Африке близ Триполи (58°C). В СССР самое жаркое место — Термез (Средняя Азия), где температура воздуха в тени повышается до 50°C, самое холодное — Оймякон (Якутия), где зимой морозы достигают —70°C.

Для количественной оценки изменения той или иной физической величины с высотой или по горизонтали пользуются понятием «градиент». Пространственные изменения температуры оцениваются посредством вертикального и горизонтального градиента температуры.

Вертикальный градиент температуры (γ) — это изменение температуры на 100 м высоты. Единица градиента °C/100 м. Он может быть положительным, отрицательным или равным нулю. При понижении температуры с высотой $\gamma > 0$. Слой атмосферы, в котором наблюдается рост температуры с высотой ($\gamma < 0$), называется слоем инверсии. Если же температура в слое с высотой не изменяется ($\gamma = 0$), то он называется слоем изотермии.

Вертикальный градиент позволяет рассчитывать температуру на любой высоте, если известна температура на каком-

либо другом уровне, например у поверхности земли. Для этого используется формула

$$t_H = t_0 - \gamma \frac{H}{100},$$

где t — температура у поверхности земли; t_H — температура на высоте H .

Для наглядного представления о распределении температуры в горизонтальном направлении на поверхности земли или какой-либо высоте значения температуры в пунктах наблюдения наносят на географическую карту. При ее анализе проводят линии равных значений температуры — изотермы. Так получают карту поля температуры, или карту изотерм. Оценить количественно изменение температуры в том или ином направлении помогает горизонтальный градиент температуры (γ_r). На приземных картах это изменение температуры на расстоянии 100 км, на высотных картах — на расстоянии 1000 км.

Единица горизонтального градиента температуры $^{\circ}\text{C}/100$ км (приземная карта) и $^{\circ}\text{C}/1000$ км (высотные карты).

Чтобы определить γ_r , нужно на карте изотерм измерить расстояние по нормали между двумя соседними изотермами и разность температур, соответствующих этим изотермам, разделить на расстояние в сотнях или тысячах километров. Там, где изотермы проходят густо, горизонтальный градиент температуры больше и температура быстрее изменяется с расстоянием. Если изотермы проходят редко, то в данной местности температура мало изменяется от пункта к пункту.

Влажность воздуха

В природе происходит непрерывный круговорот влаги: испарение → конденсация → осадки → сток → испарение. Испарение с водных поверхностей, почвы, растительного покрова приводит к поступлению в атмосферу водяного пара. Вследствие перемешивания и переноса воздушными потоками водяной пар распространяется по всей тропосфере и даже проникает в стратосферу.

Содержание водяного пара в воздухе, выраженное в абсолютных или относительных единицах, называется влажностью воздуха. Для ее количественной оценки используются характеристики влажности воздуха, которые иногда называют гигрометрическими характеристиками. К ним относятся: упругость водяного пара, абсолютная и относительная влажность, дефицит влажности, точка росы и дефицит точки росы.

Упругость водяного пара — это парциальное давление водяного пара. При данной температуре упругость

водяного пара не может превышать некоторое предельное значение, называемое упругостью насыщения. Она зависит от температуры воздуха и возрастает вместе с ней (табл. 1.4).

Таблица 1.4

	ЗНАЧЕНИЯ УПРУГОСТИ НАСЫЩЕНИЯ							
Температура, °С	—30	—20	—10	0	10	20	30	40
Упругость насыщения, мбар	0,5	1,2	2,9	6,1	12,3	23,4	42,4	73,8

Когда влажность воздуха соответствует упругости насыщения, воздух становится насыщенным водяным паром и начинается процесс конденсации с образованием капель воды или ледяных кристаллов.

Абсолютная влажность — масса водяного пара в граммах в 1 м³ влажного воздуха.

Удельная влажность — масса водяного пара в граммах в 1 кг влажного воздуха.

Относительная влажность — отношение фактической упругости пара к упругости насыщения при данной температуре, выраженное в процентах. При постоянной упругости водяного пара относительная влажность изменяется в зависимости от температуры воздуха: при повышении температуры она уменьшается, при понижении температуры увеличивается. Поэтому в ночные часы относительная влажность возрастает, а днем понижается. При относительной влажности 100 % достигается состояние насыщения водяным паром.

Дефицит влажности — разность между насыщающей и фактической упругостью водяного пара при данных температуре и давлении.

Точка росы — температура, при которой воздух достигает состояния насыщения при данной удельной влажности и постоянном давлении. При постоянной упругости водяного пара точка росы может иметь различные значения в зависимости от температуры воздуха. При относительной влажности меньше 100 % точка росы ниже температуры воздуха, а при относительной влажности 100 % они равны.

Дефицит точки росы — разность между температурой воздуха и точкой росы. Чем больше дефицит точки росы, тем суше воздух, тем меньше его относительная влажность.

Влажность воздуха измеряют гигрометрами и психрометрами. Гигрометры измеряют относительную влажность. В зависимости от датчика влажности они бывают волосными и пленочными. Измерение влажности воздуха психрометрами основано на принципе измерения температуры воздуха сухим и смоченным термометрами. Характеристики влажности определяются по разности измеренных температур с помощью специальных психрометрических таблиц.

Самописец относительной влажности — гигрограф — работает на принципе гигрометра.

Между характеристиками влажности существуют определенные связи, поэтому с помощью специальных формул или таблиц, зная одну какую-либо характеристику, можно найти другую в зависимости от того, какая из них требуется.

Исходя из практической необходимости пользуются различными характеристиками влажности. Так, на приземные синоптические карты наносятся значения точки росы, на высотные карты — значения дефицита точки росы. Летом при прогнозировании внутримассовых гроз учитывается абсолютная влажность. В сводках погоды, передаваемых для населения по радио, сообщаются сведения об относительной влажности.

Количество водяного пара в атмосфере зависит от температуры воздуха. Так, при температуре 30°C максимальное количество водяного пара в воздухе $30,3 \text{ г/м}^3$, а при температуре -30°C лишь $0,3 \text{ г/м}^3$, т. е. в 100 раз меньше. Поскольку в тропосфере температура с высотой понижается, убывает и влажность воздуха. На высотах 8—10 км она становится ничтожно малой. Однако в ряде случаев и на этих высотах водяной пар достигает состояния насыщения и могут образоваться облака.

В различных районах земного шара содержание водяного пара различно. Над водными пространствами, болотами и лесами воздух наиболее влажный, в степях и особенно в пустынях наиболее сухой.

Давление воздуха

Важной физической характеристикой состояния атмосферы является давление воздуха, или атмосферное давление.

Давление воздуха — это сила, с которой атмосфера давит на единичную площадку. В каждой точке воздушного пространства оно равно весу вышележащего столба воздуха. Давление воздуха быстро убывает с высотой: на высоте 5,5 км оно в среднем равно половине приземного давления, на высоте 50 км — одной тысячной, на высоте 100 км — лишь трем миллионным долям давления у земной поверхности.

Согласно Международной системе единиц (СИ), единицей давления является паскаль (Па). В метеорологии и авиации в качестве единиц давления использовались миллибары (мбар) и миллиметры ртутного столба (мм рт. ст.):

$$1 \text{ мбар} = 100 \text{ Па},$$

$$1 \text{ мм рт. ст.} = 133,3 \text{ Па} = 1,33 \text{ мбар.}$$

$$1 \text{ мм рт. ст.} \approx 4/3 \text{ мбар.}$$

Восьмой Всемирный метеорологический конгресс (апрель—май 1979 г.) принял решение о переходе к новой единице давления — гектопаскаль (гПа) — вместо миллибара. Гектопаскаль

численно равен миллибару. Международная организация гражданской авиации планирует ввести в обращение эту единицу в опытным порядке с 1 января 1986 г.

Давление воздуха измеряется барометрами. Существуют два основных типа барометров — ртутные и металлические (барометры-анероиды). Для непрерывной записи давления применяются самописцы давления — суточные и недельные барографы.

На метеорологических станциях вычисляется также барическая тенденция — изменение давления за последние три часа.

Для того чтобы иметь возможность сравнивать давление в различных пунктах, его приводят к одному исходному уровню — уровню моря. Нормальное давление на уровне моря при температуре 15°C равно 1013,25 мбар, или 760 мм рт. ст.

Давление воздуха на уровне моря на земном шаре может изменяться от 1085 мбар (сибирский антициклон) до 880 мбар (тропический циклон), т. е. на 200 мбар и более.

Для характеристики изменения давления с высотой и по горизонтали используется барический градиент — изменение давления на единицу расстояния. Положительный барический градиент направлен в сторону падения давления по кратчайшему расстоянию.

Различают вертикальный и горизонтальный барические градиенты. Вертикальный барический градиент всегда положителен и во много раз больше горизонтального. Если в приземном слое атмосферы вертикальный барический градиент в среднем равен 12 мбар/100 м, то горизонтальный градиент обычно составляет только 1—3 мбар/100 км; лишь в тропических циклонах он часто достигает нескольких десятков миллибаров на 100 км.

Вертикальный барический градиент с высотой уменьшается, так как падение давления при подъеме на одну и ту же высоту уменьшается с удалением от поверхности земли.

Для расчета давления на различных высотах используют барометрические формулы. Одной из них является формула Лапласа

$$H = 18\,400 \left(1 + \alpha t_{\text{ср}}\right) \lg \frac{p_1}{p_2}.$$

Здесь H — толщина слоя в метрах; $t_{\text{ср}}$ — средняя температура слоя; p_1 и p_2 — давление на нижней и верхней границе слоя соответственно; коэффициент $\alpha = 0,004$.

Барометрическая формула Лапласа применяется:

1) для определения превышения одного пункта над другим по данным измерения давления и температуры в этих пунктах (метод барического нивелирования);

2) для расчета давления на заданной высоте, если известно давление на нижележащем уровне и средняя температура слоя;

3) для приведения давления к уровню моря и взлетно-посадочной полосы;

4) для тарировки барометрических высотомеров в термо-барокамерах.

Значения давления, получаемые с помощью формулы Лапласа, не являются абсолютно точными, так как в формуле не учитывается изменение ускорения свободного падения с высотой и широтой места, а также влажность воздуха. Однако точность формулы вполне достаточна для практических целей.

Для ориентировочной оценки изменения давления с высотой, а также для приближенного расчета изменения высоты по разности значений давления на практике удобно пользоваться барической ступенью.

Барическая ступень — это такая высота, на которую нужно подняться или опуститься, чтобы давление изменилось на единицу (1 мбар или 1 мм рт. ст.). Расчет барической ступени (h) производится по формуле

$$h = \frac{8000}{p} (1 + \alpha t),$$

где p — давление; t — температура; α — коэффициент, равный 0,004.

Из формулы следует:

1) барическая ступень зависит от температуры и давления воздуха;

2) в теплом воздухе барическая ступень больше, чем в холодном;

3) с высотой барическая ступень возрастает;

4) чем меньше барическая ступень, тем быстрее давление падает с высотой.

Вблизи земной поверхности при нормальном давлении и температуре 15°C барическая ступень равна 8,2 м/мбар.

Средние значения барической ступени на различных высотах приведены в табл. 1.5.

Таблица 1.5

ЗНАЧЕНИЯ БАРИЧЕСКОЙ СТУПЕНИ											
Высота, км . . .	0	2	3	5	7	8	9	12	16	20	
Барическая ступень, м/мбар	8,2	9,4	10,5	12,9	16,1	18,0	20,3	29,8	56,1	105,6	

Значения барической ступени в приземном слое используются пилотами при расчетах безопасной высоты полета в равнинной и холмистой местности.

Для того чтобы представить распределение давления над большими районами, по данным радиозондирования атмосферы рассчитывают высоты поверхностей с одинаковым давлением, называемых изобарическими поверхностями. Они располагаются одна над другой не пересекаясь и имеют

на маршруте, также приведенном к уровню моря. Связано это с тем, что барометрическая высота измеряется по-разному:

1) в зонах взлета и посадки — от уровня, соответствующего давлению на ВПП в точке приземления;

2) на эшелоне — от уровня, соответствующего давлению 760 мм рт. ст.;

3) при полете ниже нижнего эшелона — от уровня, соответствующего минимальному на маршруте давлению, приведенному к уровню моря.

При метеорологическом обеспечении полетов на международных авиалиниях используется так называемое давление QNH (в миллибарах). Это давление на аэродроме, приведенное к уровню моря по стандартной атмосфере. Ему соответствует барометрическая высота уровня моря. Значения давления QNH сообщаются в сводке о фактической погоде на аэродроме по метеорологическому международному коду METAR. Экипажу на борт самолета перед посадкой в международном аэропорту сообщается давление QFE — давление на уровне рабочего курса ВПП.

Плотность воздуха

Масса воздуха в единице объема называется плотностью воздуха. Она является одной из наиболее важных характеристик атмосферы, влияющих на полеты самолетов и вертолетов. Единица плотности — грамм на кубический метр (г/м^3).

Плотность воздуха (ρ) обычно не измеряется, а рассчитывается по уравнению состояния при известных значениях давления и температуры:

$$\rho = \frac{p}{R_c T}.$$

Здесь p — давление; T — абсолютная температура; R_c — удельная газовая постоянная сухого воздуха.

Чем выше температура, тем меньше плотность воздуха, и наоборот. При постоянном давлении плотность воздуха зависит от изменения его температуры. С высотой давление уменьшается и температура понижается, но давление падает гораздо быстрее, чем температура. Так, до высоты 5 км давление убывает примерно в 2 раза, а температура понижается примерно на 12 %. Понижение температуры несколько замедляет уменьшение плотности, и она с высотой падает медленнее, чем давление. На высоте 5 км плотность воздуха составляет 60 % плотности на уровне моря, а на высоте 10 км — около 35 %.

В атмосферном воздухе всегда содержится водяной пар. Плотность влажного воздуха не равна плотности сухого воздуха. Влажный воздух легче, чем сухой. При этом, чем выше

температура и влажность, тем больше различие в значениях плотности. При температуре 40 °С и относительной влажности 100 % влажный воздух легче сухого на 2,8 %. Уменьшение плотности воздуха на 2 % равнозначно понижению давления на 24 мбар.

Для расчета плотности влажного воздуха принято использовать расчетную виртуальную температуру. Это такая температура, при которой плотность влажного воздуха равна плотности сухого воздуха. Виртуальная температура (t_v) выше температуры воздуха на некоторый виртуальный добавок (Δt_v):

$$t_v = t + \Delta t_v,$$

где t — температура воздуха.

Виртуальный добавок равен $0,608st$ (s — удельная влажность). Он возрастает с повышением температуры воздуха и влажности (табл. 1.6).

Таблица 1.6
ЗНАЧЕНИЯ ВИРТУАЛЬНОГО ДОБАВКА (°С)

Относительная влажность, %	Температура, °С					
	15	20	25	30	35	40
50	1,0	1,3	1,8	2,4	3,3	4,4
80	1,5	2,1	2,9	3,9	5,3	7,1
100	1,9	2,6	3,6	4,9	6,6	8,9

При заданной температуре воздуха максимальный виртуальный добавок ($\Delta t_{v, \text{макс}}$) бывает при относительной влажности $f = 100$ %. Если $f < 100$ %, то виртуальный добавок можно определить из равенства

$$\Delta t_v = 0,01 f \Delta t_{v, \text{макс}}.$$

Зная виртуальную температуру, можно легко рассчитать плотность влажного воздуха по уравнению состояния, подставив в него вместо температуры воздуха виртуальную температуру.

Введение виртуальной температуры позволяет достаточно просто учитывать влияние влажности воздуха на взлетно-посадочные характеристики самолетов. Учет целесообразно проводить тогда, когда температура воздуха выше 20 °С, а относительная влажность больше 50 %.

Стандартная атмосфера

Физические характеристики атмосферы как у земной поверхности, так и на высотах существенно изменяются в течение года и суток и имеют разные значения в различных

Стандартная атмосфера — это условная атмосфера,

Таблицы СА-73 содержат значения характеристик атмосферы для высот от 2000 м ниже уровня моря до 50 000 м над уровнем моря. Для уровня моря в СА-73 приняты следующие значения основных физических характеристик:

температура воздуха 15°C , или $288,15\text{ K}$;

давление 760 мм рт. ст. = $101\,325\text{ Па}$ ($1013,25\text{ мбар}$);

плотность воздуха $1,225\text{ кг/м}^3$;

относительная молекулярная масса воздуха (молярная масса) $28,964\text{ кг/кмоль}$;

ускорение свободного падения $9,8066\text{ м/с}^2$;

относительная влажность равна нулю.

Для различных высот физические характеристики при известных значениях температуры воздуха и относительной молекулярной массы рассчитаны по уравнению состояния и барометрическим формулам. При этом принято: температура воздуха в тропосфере понижается с высотой по линейному закону, ее вертикальный градиент равен $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$; в нижней стратосфере, от 11 до 20 км, температура остается постоянной ($-56,5^{\circ}\text{C}$), а выше она растет и достигает $-2,5^{\circ}\text{C}$ на высоте 50 км.

В таблицах СА-73 для различных высот (через 50 м) приведены сведения о температуре, давлении, плотности воздуха, ускорении свободного падения, скорости звука. Кроме стандартных значений физических характеристик до высоты 50 км, в таблицах содержатся рекомендованные данные для слоя 50—80 км и справочные данные для высот 80—120 км.

Данные СА-73 предназначены для использования при расчетах и проектировании самолетов и вертолетов, двигателей и оборудования, для приведения результатов их испытаний к одинаковым атмосферным условиям и для решения других авиационных задач.

В руководствах по летной эксплуатации самолетов и вертолетов все летно-эксплуатационные характеристики соответствуют условиям стандартной атмосферы. Поэтому при полетах в реальной атмосфере нужно учитывать изменение летно-эксплуатационных характеристик при отклонении фактических значений физических характеристик от значений стандартной атмосферы.

Влияние физических характеристик атмосферы на летные характеристики и эксплуатацию самолетов и вертолетов

2

Влияние на взлет, полет и посадку самолетов и вертолетов

При движении летательного аппарата в атмосфере возникает аэродинамическая сила. Полная аэродинамическая сила R , действующая на летательный аппарат, представляет собой результирующую всех местных сил давления и трения. Ее можно выразить следующим образом:

$$R = \int_S (\Delta p n + F) dS. \quad (2.1)$$

Здесь Δp — разность между местным статическим давлением и статическим давлением невозмущенного потока; n — единичный вектор вдоль нормали к элементу поверхности dS ; F — отнесенная к единице площади местная касательная сила трения, с которой воздух действует на летательный аппарат; S — характерная площадь (площадь крыла в плане).

Если пренебречь эффектами теплового характера, считать геометрию крыла заданной и сделать еще некоторые другие допущения, то полную аэродинамическую силу можно записать в следующем упрощенном виде:

$$R = C_R S \frac{\rho V^2}{2}, \quad (2.2)$$

где C_R — коэффициент полной аэродинамической силы, представляющий собой безразмерный параметр, учитывающий влияние таких факторов, как форма тела, шероховатость его поверхности, вязкость воздуха и др.; ρ — плотность воздуха; V — скорость полета относительно воздуха.

Коэффициент полной аэродинамической силы C_R находится путем испытания моделей летательных аппаратов или оригиналов в аэродинамических трубах и путем расчетов.

Из выражения (2.2) следует, что полная аэродинамическая сила прямо пропорциональна плотности воздуха: чем больше

плотность воздуха, тем при прочих равных условиях больше полная аэродинамическая сила.

Рассмотрим случай установившегося горизонтального движения самолета, когда все силы и моменты, действующие на самолет, уравниваются.

При горизонтальном полете на самолет действует лобовое сопротивление X , подъемная сила Y , тяга двигателя P и вес самолета G . Силы X и Y представляют собой проекции полной аэродинамической силы соответственно на направление движения (на ось X) и на направление, перпендикулярное траектории полета (на ось Y). В элементарном виде они выражаются следующим образом:

$$X = C_x S \frac{\rho V^2}{2}, \quad (2.3)$$

$$Y = C_y S \frac{\rho V^2}{2}, \quad (2.4)$$

где C_x и C_y — коэффициенты лобового сопротивления и подъемной силы соответственно. Они зависят от формы тела, положения его в воздушном потоке, степени шероховатости обтекаемых поверхностей, вязкости воздуха, скорости потока (числа M), размера тела (через число Re).

Коэффициенты C_x и C_y связаны коэффициентом C_R :

$$C_R = \sqrt{C_x^2 + C_y^2}. \quad (2.5)$$

Выражение $\rho V^2/2$ называется скоростным напором. Это кинетическая энергия единицы объема воздуха. Чем больше плотность воздуха, тем больше масса единицы объема воздуха и тем больше скоростной напор.

Основным несущим элементом самолета является крыло. Вследствие взаимодействия крыла определенной формы с воздухом во время разбега самолета создается аэродинамическая, а следовательно, и подъемная сила. Крыло самолета, установленное под небольшим углом α к воздушному потоку, обеспечивает отбрасывание воздуха вниз и создание подъемной силы. Закрылки на конце крыла позволяют изменять этот угол, а значит, и подъемную силу. Скорость воздушного потока (скорость поступательного движения самолета) обеспечивается тягой двигателя самолета.

Из выражений (2.3) и (2.4) следует, что значения лобового сопротивления и подъемной силы прямо пропорциональны плотности воздуха.

Поскольку в установившемся горизонтальном полете все силы, действующие на самолет, должны уравниваться (рис. 2.1), можно записать:

$$X = P, \quad (2.6)$$

$$Y = G. \quad (2.7)$$

Если выражение (2.7) подставить в (2.4), можно получить воздушную скорость, при которой выполняется равенство сил в случае установившегося горизонтального полета. Эта воздушная скорость называется потребной ($V_{\text{потр}}$). Выражение для нее имеет вид

$$V_{\text{потр}} = \sqrt{\frac{2G}{C_y S \rho}}. \quad (2.8)$$

Из выражения (2.8) следует, что потребная воздушная скорость установившегося горизонтального полета обратно пропорциональна корню квадратному из плотности воздуха. По-

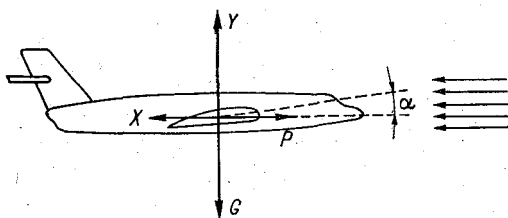


Рис. 2.1. Силы, действующие на самолет в установившемся горизонтальном полете.

скольку плотность воздуха с высотой уменьшается, потребная скорость при прочих равных условиях с высотой возрастает.

При полете на постоянной высоте скорость изменяется в зависимости от распределения температуры и давления на уровне полета. Так как в полете постоянная высота поддерживается по барометрическому высотомеру ($p = \text{const}$), скорость полета на эшелоне зависит только от температуры воздуха.

Температура воздуха (T), его плотность (ρ) и атмосферное давление (p) связаны уравнением состояния газов, из которого следует, что

$$\rho = \frac{p}{RT}, \quad (2.9)$$

где R — газовая постоянная.

Подставив (2.9) в (2.8), получим для потребной скорости следующее выражение:

$$V_{\text{потр}} = \sqrt{\frac{2GRT}{C_y S p}}. \quad (2.10)$$

Соотношение (2.10) показывает, что, чем выше температура воздуха и ниже атмосферное давление, тем больше должна быть потребная воздушная скорость горизонтального полета.

Анализ влияния атмосферных условий на полет самолета помогает уяснить их влияние на взлет и посадку.

Взлет самолета возможен лишь при определенном превышении подъемной силы над его весом. Равенство подъемной силы и веса [см. выражение (2.7)] наступает уже при минимальной скорости отрыва самолета при взлете. Однако взлет при такой скорости опасен, поскольку самолет может потерять устойчивость и управляемость. Для обеспечения безопасности скорость отрыва самолета должна быть несколько больше минимальной. Для самолетов с турбореактивными двигателями она на 10—15 % превышает минимальную.

Выражение для скорости отрыва самолета можно получить, воспользовавшись соотношением (2.10). Учитывая необходимость равенства веса самолета и подъемной силы и обозначая через $C_{y\text{отр}}$ коэффициент подъемной силы, соответствующий углу атаки при безопасном отрыве самолета, выражение (2.10) можно записать так:

$$V_{\text{отр}} = \sqrt{\frac{2GRT}{C_{y\text{отр}} S p}}. \quad (2.11)$$

Из выражения (2.11) следует, что повышение температуры воздуха приводит к увеличению скорости отрыва самолета, а рост атмосферного давления — к ее уменьшению. Изменение скорости отрыва влечет за собой изменение длины разбега и взлетной дистанции. Это особенно важно иметь в виду при взлете с аэродромов в горной местности. При повышении температуры воздуха на 10°C длина разбега у самолетов разного типа увеличивается на 7—13 % (на 7—130 м на каждую 1000 м разбега).

Длина разбега реактивного самолета ($L_{\text{разб}}$) с учетом изменения плотности воздуха выражается следующей приближенной формулой:

$$L_{\text{разб}} = \frac{L_{\text{разб. ст}}}{\Delta^3}, \quad (2.12)$$

где $L_{\text{разб. ст}}$ — длина разбега в стандартных условиях; Δ — относительная плотность воздуха, равная отношению фактической плотности воздуха ρ к стандартной ρ_0 .

Согласно (2.12), изменение плотности воздуха на аэродроме значительно сказывается на длине разбега. Это влияние особенно ощутимо на горных аэродромах. Если аэродром расположен на высоте 1000 м над уровнем моря, то здесь за счет изменения плотности воздуха при прочих равных условиях длина разбега самолета на 33 % больше, чем на аэродроме, находящемся на уровне моря со стандартной плотностью воздуха.

Длина разбега самолетов с поршневыми двигателями выражается формулой, аналогичной формуле (2.12), однако в знаменателе правой ее части фигурирует относительная плотность в квадрате. Следовательно, влияние изменения плотности воздуха на длину разбега самолета с поршневыми двигателями меньше, чем для реактивных самолетов.

Посадка самолетов также зависит от атмосферных условий. Температура и давление воздуха сказываются на посадочной скорости, длине пробега и посадочной дистанции самолета. Посадочная скорость $V_{\text{пос}}$ выражается формулой, аналогичной формуле (2.11):

$$V_{\text{пос}} = \sqrt{\frac{2GRT}{C_{y\text{пос}} S \rho}}, \quad (2.13)$$

где $C_{y\text{пос}}$ — коэффициент подъемной силы, соответствующий условиям безопасной посадки.

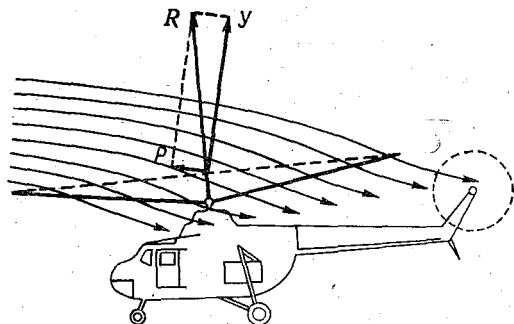


Рис. 2.2. Схема возникновения подъемной силы у вертолета.

Чем выше температура воздуха и меньше атмосферное давление, тем больше посадочная скорость самолета. Изменение длины пробега по сравнению с ее стандартным значением выражается следующим образом:

$$L_{\text{проб}} = L_{\text{проб. ст}} \frac{T}{T_{\text{ст}}} \frac{p_{\text{ст}}}{p}, \quad (2.14)$$

где $L_{\text{проб}}$ и $L_{\text{проб. ст}}$ — длина пробега при фактической (T) и стандартной ($T_{\text{ст}}$) температуре соответственно; p и $p_{\text{ст}}$ — фактическое и стандартное атмосферное давление соответственно.

При превышении фактической температуры над стандартной на 10°C длина пробега увеличивается примерно на 3,5 %.

Атмосферные условия существенно влияют и на летно-технические характеристики вертолетов.

У вертолета основным несущим элементом является несущий винт. При его вращении создается полная аэродинамическая сила R . Ее составляющие — сила лобового сопротивления и подъемная сила. Лобовое сопротивление уравнивается тягой двигателя P . Подъемная сила Y принципиально аналогична подъемной силе самолета (рис. 2.2). Различие между самолетом и вертолетом в этом отношении состоит лишь в следующем. Крыло, жестко заделанное на корпусе самолета, создает

подъемную силу только при его поступательном движении. Несущий же винт вертолета, вращаемый силовой установкой, создает подъемную силу и при неподвижном положении корпуса вертолета, и при его поступательном движении. Лопасти несущего винта вертолета — это, по существу, вращающиеся крылья. Поэтому вертолет может взлетать двумя способами — вертолетным и самолетным. При первом способе вертолет сначала вертикально отрывается от земли, а затем осуществляет разгон; при втором способе вертолет на земле производит разбег до скорости отрыва. Способ взлета выбирается в зависимости от условий полета и загрузки вертолета.

Подъемная сила вертолета, или тяга несущего винта, возникает вследствие того, что его несущий винт, так же как крыло самолета, отбрасывает воздух вниз. Однако в случае вертолета процесс более сложный, поскольку различные участки лопасти несущего винта вращаются с разной скоростью, пропорциональной их радиусу.

Если лопасть винта вертолета пересечь концентрическими цилиндрическими поверхностями с радиусами, очень мало отличающимися друг от друга, то окажется, что она состоит из множества элементов. Как при разбеге, так и при работе на месте каждый элемент лопасти, вся лопасть и несущий винт в целом могут создавать подъемную силу. Именно это и обеспечивает принципиальную возможность вертикального взлета и висения вертолета.

Приблизленно тягу несущего винта вертолета (T) можно выразить следующим образом:

$$T = C_\tau F \frac{\rho \omega^2 r^2}{2}. \quad (2.15)$$

Здесь C_τ — коэффициент тяги, характеризующий несущие свойства винта; F — площадь, ометаемая лопастями винта; ρ — плотность воздуха; ω — угловая скорость вращения лопасти; r — радиус лопасти; ωr — окружная скорость концевых сечений лопастей несущего винта.

Из выражения (2.15) следует, что тяга несущего винта прямо пропорциональна плотности воздуха. Повышение температуры воздуха и понижение атмосферного давления уменьшают тягу несущего винта вертолета, что особенно важно учитывать при полете в горах.

Отрыв вертолета при взлете по-самолетному зависит от атмосферных условий. Скорость отрыва вертолета равна

$$V_{\text{отр}} = 0,95 \sqrt{\frac{2GRT}{0,313\sigma C_{y0,7} F \rho} - \omega^2 r^2}, \quad (2.16)$$

где G — вес вертолета; σ — коэффициент заполнения, представляющий собой отношение суммарной площади лопастей несущего винта в плане к площади F , ометаемой винтом (для

современных вертолетов он равен 0,05—0,12); $C_{y0,7}$ — коэффициент подъемной силы для характерного сечения лопасти (на $r=0,7$). Остальные обозначения объяснены выше.

Как видно из соотношения (2.16), чем выше температура воздуха и ниже атмосферное давление, тем при прочих равных условиях больше скорость отрыва при взлете по-вертолетному. Следовательно, при использовании вертолетов в горах, где атмосферное давление ниже, чем над равниной, а температура летом в дневное время может быть достаточно высокой, взлет вертолета по-самолетному не всегда возможен. Перед каждым взлетом необходим тщательный учет всех факторов, влияющих на взлет, и соответствующие вычисления.

Воздействие на тягу двигателей

Атмосферные условия существенно влияют на тягу двигателей. Прежде всего они сказываются на располагаемой тяге. Располагаемой тягой (P_p) турбореактивного двигателя (ТРД) называется наибольшая тяга, которую может развить двигатель на данной высоте при допустимом режиме работы. Она зависит от температуры и давления воздуха на высоте полета. Повышение температуры приводит к ухудшению показателей ТРД. Вследствие повышения температуры воздуха уменьшается его плотность, поэтому масса воздуха, проходящая за 1 с через двигатель (m_c), уменьшается. Кроме того, повышение температуры воздуха приводит к уменьшению скорости истечения газов из двигателя, поэтому тяга двигателя уменьшается.

Располагаемую тягу двигателя приближенно можно выразить формулой

$$P_p = m_c (C - V), \quad (2.17)$$

где C — скорость истечения газов на срезе сопла; V — воздушная скорость самолета.

Если число оборотов двигателя во время полета остается неизменным, то изменение с высотой тяги ТРД приближенно описывается следующей формулой;

$$P_{pH} = P_{p0} \frac{T_0}{T_H} \Delta, \quad (2.18)$$

где P_{pH} и P_{p0} — тяга на высоте полета H и у поверхности земли соответственно; T_H и T_0 — абсолютная температура воздуха на высоте полета H и у поверхности земли соответственно; $\Delta = \rho_H / \rho_0$ — относительная плотность воздуха (ρ_H — плотность на высоте H , ρ_0 — плотность у земной поверхности).

Поскольку относительная плотность Δ с высотой убывает, а множитель T_0 / T_H растет, но медленнее по сравнению с умень-

шением Δ , тяга ТРД с высотой уменьшается. В условиях стандартной атмосферы произведение $(T_0/T_H)\Delta$ равно на уровне моря единице, на высоте 8 км 0,82, на 10 км 0,44, на 12 км 0,34, на 18 км 0,13. Как видим, при стандартном распределении температуры воздуха с высотой располагаемая тяга на высоте 18 км равна лишь 13 % ее значения на уровне моря.

В реальной атмосфере тяга с высотой изменяется в зависимости от характера распределения температуры. В случае медленного падения температуры с высотой и, следовательно, быстрого уменьшения плотности воздуха тяга уменьшается быстрее, чем при противоположном распределении температуры.

Изменение атмосферных условий сказывается не только на располагаемой тяге, но и на других характеристиках (потребной тяге, избытке тяги).

Изменение плотности воздуха вызывает изменение мощности двигателя вертолета. Это видно из формулы

$$N_{г.п.Н} = N_{г.п.0} \sqrt{\frac{T}{\Delta}}, \quad (2.19)$$

где $N_{г.п.Н}$ и $N_{г.п.0}$ — мощность двигателя, потребная для горизонтального полета вертолета на высоте H и на нулевом уровне соответственно.

Из формулы (2.19) видно, что с высотой мощность двигателя вертолета падает вследствие уменьшения плотности воздуха. Физическая причина уменьшения мощности двигателя та же, что и в случае рассмотренного выше падения тяги ТРД.

Влажность воздуха оказывает заметное влияние на тягу газотурбинных двигателей. Влияние проявляется двояко — через газовую постоянную и удельный вес воздуха. С возрастанием удельной влажности газовая постоянная увеличивается, работоспособность газа и полезная работа термодинамического цикла становятся выше, удельная тяга двигателя растет. Вместе с тем водяной пар понижает удельный вес воздуха, уменьшает его весовой расход через двигатель, приводит к падению тяги. В результате в жаркий день во влажном воздухе тяга некоторых двигателей может уменьшиться на 0,5 %, а удельный и часовой расход топлива — возрасти на 2 %.

Влияние температуры и давления воздуха на часовой расход топлива

Часовой расход топлива турбореактивных двигателей зависит от числа оборотов двигателя, скорости полета и от физических характеристик атмосферы — температуры воздуха и давления. Влияние реального состояния атмосферы на часовой расход топлива можно описать следующей формулой:

$$c_q = c_{q.ст} \frac{p}{p_{ст}} \sqrt{\frac{T}{T_{ст}}}, \quad (2.20)$$

где $c_{\text{ч}}$ и $c_{\text{ч. ст}}$ — фактический и стандартный часовой расход топлива соответственно; p и $p_{\text{ст}}$ — фактическое и стандартное атмосферное давление; T и $T_{\text{ст}}$ — фактическая и стандартная температура.

При полете на постоянной барометрической высоте ($p = \text{const}$) по СА $p = p_{\text{ст}}$; тогда выражение (2.20) имеет вид

$$c_{\text{ч}} = c_{\text{ч. ст}} \sqrt{\frac{T}{T_{\text{ст}}}}. \quad (2.21)$$

Выражение (2.20) показывает, что при понижении атмосферного давления и температуры воздуха часовой расход топлива уменьшается. При изменении температуры воздуха на 30°C часовой расход топлива изменяется на 5–6 %.

Часовой расход топлива связан с удельным расходом топлива (это количество топлива, необходимое для создания единичной тяги за единицу времени) и располагаемой тягой, а именно:

$$c_{\text{ч}} = c_e P_p. \quad (2.22)$$

Километровый расход топлива ($c_{\text{к}}$) связан с часовым расходом топлива следующим образом:

$$c_{\text{к}} = \frac{c_{\text{ч}}}{V} = \frac{c_e P_p}{V}. \quad (2.23)$$

Когда полет происходит при одних и тех же значениях M , километровый расход топлива не изменяется, хотя температура воздуха и не остается постоянной. В этом случае скорость горизонтального полета изменяется в зависимости от температуры воздуха в таком же соотношении, как и часовой расход топлива. В данном случае и дальность полета при постоянной барометрической высоте остается постоянной. При изменении температуры воздуха и высоты полета километровый расход топлива изменяется, даже если число M постоянно.

Влияние на показания указателя скорости, максимальную скорость полета и потолок

Физические характеристики атмосферы влияют на показания указателя воздушной скорости, работающего на принципе измерения в полете разности между полным и статическим давлением. Разность этих давлений называется динамическим давлением или скоростным напором.

Стрелка указателя скорости отклоняется пропорционально скоростному напору. Истинная скорость полета самолета выражается формулой

$$V = V_i \sqrt{\frac{p_0}{p}} = \frac{V_i}{\sqrt{\Delta}}, \quad (2.24)$$

где V_i — индикаторная скорость, представляющая собой скорость по прибору при отсутствии инструментальных погрешностей.

Разность между истинной и индикаторной скоростью может быть весьма существенной. Так, на высоте 8—10 км в разные сезоны года и при разных синоптических условиях она может составлять 50—70 % и более.

В комбинированном указателе скорости (КУС) истинная стандартная скорость показывается узкой стрелкой. Показания справедливы для стандартного распределения плотности воздуха, так как прибор тарирован по стандартной атмосфере. Поскольку фактическая температура на высоте полета обычно отличается от стандартной, возникают погрешности, которые могут составлять 10—15 % показаний прибора. Как видим, и КУС из-за влияния атмосферных условий имеет погрешности в показаниях, хотя и менее значительные.

Принимая поправку на сжимаемость воздуха постоянной, показания истинной скорости можно записать следующим образом:

$$V = V_{\text{уз. стр}} \sqrt{\frac{T}{T_{\text{ст}}}}, \quad (2.25)$$

где $V_{\text{уз. стр}}$ — показания узкой стрелки КУС.

При положительном отклонении фактической температуры от стандартной (обычно летом) прибор занижает показания, а при отрицательном отклонении (зимой) завышает их. Более точный учет влияния физических характеристик атмосферы на показания указателя скорости и барометрического высотомера осуществляется в автоматических измерительных системах. Они тоже имеют некоторые погрешности, связанные с метеорологическими факторами. Эти погрешности обусловлены тем, что расчеты ведутся в предположении линейного распределения температуры воздуха по высоте, но это условие не соблюдается при инверсиях температуры; кроме того, отсутствует информация об атмосферном давлении и температуре воздуха у земной поверхности.

Влияние атмосферы на максимальную скорость полета проявляется через сжимаемость и вязкость воздуха. С увеличением скорости полета сжимаемость и вязкость ощущаются все в большей степени. Показателем сжимаемости воздуха является скорость звука. Последняя представляет собой скорость распространения возмущений сжатия и расширения воздуха. Такие сжатия и расширения воздуха создает, в частности, летящий самолет. При скорости полета меньше скорости звука сжатия и расширения опережают летящий самолет, при достижении же скоростей, близких к скорости звука, они, не опережая летящий самолет, нарушают обтекание его воздухом.

Для характеристики условий обтекания самолета воздушным потоком используется число M :

$$M = \frac{V}{a}, \quad (2.26)$$

где V — скорость полета; a — скорость звука; $a = 20,05 \sqrt{T}$.

Как видим, скорость звука зависит только от температуры воздуха. Для тропосферы характерно понижение температуры с высотой, для нижней стратосферы — изотермия. Следовательно, до тропопаузы скорость звука уменьшается с высотой, в нижней стратосфере она остается постоянной.

При росте скорости полета число M невозмущенного воздушного потока увеличивается. По мере того как скорость

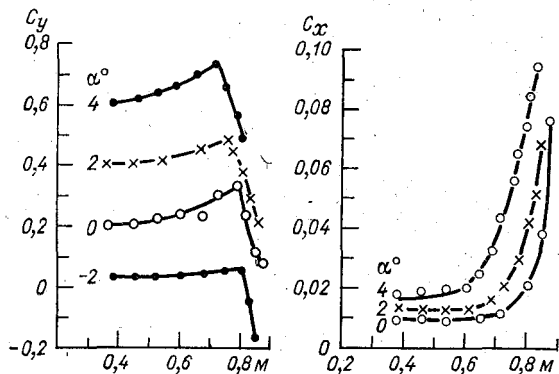


Рис. 2.3. Изменение аэродинамических коэффициентов профиля C_x и C_y на режимах волнового кризиса.

полета приближается к скорости звука, на обтекаемых частях самолета появляются местные сверхзвуковые скорости. Величина M , соответствующая этим скоростям, называется критической ($M_{кр}$). Полет на скоростях, соответствующих $M_{кр}$, сопровождается резким изменением аэродинамических характеристик самолета. Коэффициент лобового сопротивления C_x сильно возрастает, а коэффициент подъемной силы C_y падает (рис. 2.3). Изменение аэродинамических характеристик вместе с вызвавшими их причинами называется волновым кризисом.

Зависимость коэффициента подъемной силы от M на докритических скоростях полета при неизменном угле атаки имеет следующий вид:

$$C_y = \frac{C_{y \text{ несж}}}{\sqrt{1 - M^2}}, \quad (2.27)$$

где $C_{y \text{ несж}}$ — величина C_y при $M < 0,5$.

В условиях волнового кризиса начинается непроизвольное вибрирование самолета, ухудшается управляемость и т. д. Для обеспечения безопасности полетов дозвуковых самолетов в аэро-

динамике и эксплуатационной практике введены предельные значения M и V ($M_{\text{пред}}$ и $V_{\text{пред}}$). Эти значения несколько меньше $M_{\text{кр}}$ и $V_{\text{кр}}$. Предельные значения связывает соотношение

$$M_{\text{пред}} = \frac{V_{\text{пред}}}{a}. \quad (2.28)$$

Отсюда

$$V_{\text{пред}} = M_{\text{пред}} a = 20,05 \sqrt{T} M_{\text{пред}}.$$

Поскольку в установившемся горизонтальном полете $X = P_p$, можно записать

$$V_{\text{макс}} = \sqrt{\frac{2P_p}{C_x \rho}} = \sqrt{\frac{2P_p R T}{C_x S p}}. \quad (2.29)$$

Выражение (2.29) записано для произвольной температуры T . Аналогичное выражение можно записать для стандартного нулевого уровня с $T_{0 \text{ ст.}}$. Если это выражение разделить на (2.29), то после сокращений получим

$$V_{\text{макс}} = V_{0 \text{ ст. макс}} \sqrt{\frac{T_{0 \text{ ст.}}}{T}}, \quad (2.30)$$

где $V_{0 \text{ ст. макс}}$ — максимальная скорость установившегося горизонтального полета вблизи стандартного нулевого уровня.

Расчеты показывают, что повышение температуры по сравнению со стандартной на 5°C приводит к уменьшению максимальной скорости примерно на 1 %.

Скороподъемность самолета (его максимальная вертикальная скорость) определяется главным образом располагаемой тягой двигателя. Поскольку последняя существенно зависит от температуры воздуха, то и максимальная скорость набора высоты зависит от температурного режима. Положительное отклонение температуры от стандартной приводит к уменьшению максимальной вертикальной скорости. Так, если фактическая температура превысит стандартную на 10°C , то максимальная вертикальная скорость самолетов уменьшится на 10—20 %. В гражданской авиации полеты производятся при оптимальных скоростях набора высоты, не нарушающих комфорт пассажиров.

Потолок самолетов также зависит от атмосферных условий. При полетах на высотах, близких к потолку, ухудшается устойчивость и управляемость самолетов. Здесь полеты выполняются с большими, чем обычно, углами атаки. Если самолет попадает в область сильных восходящих движений и положительных отклонений температуры от стандартной, то он может оказаться на закритических углах атаки. При такой ситуации не исключается возможность потери устойчивости, срыва воздушного потока и остановки двигателя. Поэтому

правильная оценка потолка самолета необходима для обеспечения безопасности полета.

Для обеспечения безопасности полета в гражданской авиации устанавливается предельно допустимая высота полета ($H_{п.д.}$). Она на 1—2 км меньше практического потолка. Предельно допустимая высота $H_{п.д.}$, так же как другие летно-технические характеристики, относится к стандартным условиям.

Изменение потолка ($\Delta H_{п.}$) можно рассчитать по следующей приближенной формуле:

$$\Delta H_{п.} = K (T - T_{ст.}), \quad (2.31)$$

где K — эмпирический коэффициент, показывающий, на сколько метров изменится потолок самолета, если температура воздуха изменится на 1°C ; для большинства реактивных самолетов $K \approx 50 \text{ м/}^\circ\text{C}$.

Для практического учета изменения потолка самолетов и предельной высоты полета необходима информация о фактическом состоянии атмосферы. Ее получают по данным радиозондирования атмосферы. Изменение $H_{п.д.}$ и $H_{п.}$ можно определить графически, для чего на бланке аэрологической диаграммы строится вспомогательная номограмма.

Потолок самолетов изменяется аналогично изменению высот изобарических поверхностей. Барометрическую и абсолютную высоту полета можно определить с помощью аэрологической диаграммы, содержащей данные конкретного температурного зондирования атмосферы.

Влияние низких и высоких температур на эксплуатацию самолетов и вертолетов

Низкие температуры в приземном слое атмосферы серьезно усложняют эксплуатацию воздушного транспорта, поскольку подготовку воздушных судов к полетам, транспортировку и хранение масел и топлива, заправку горючим приходится производить в более трудных условиях.

При температурах ниже -30°C резиновые изделия теряют эластичность, становятся хрупкими и ломкими. Срок службы пневматиков колес, резиновых шлангов, трубопроводов снижается из-за появления трещин. Низкие температуры уменьшают герметизацию амортизаторов и приборов, ухудшают смазку различных деталей агрегатов. При низких температурах повышается вязкость масел и смазок, что приводит к нарушению работы трущихся соединений, шарниров, гидравлических коммуникаций и т. п.

Низкие температуры могут явиться причиной нарушения подачи масла в агрегаты или полного прекращения подачи. Сте-

пень вязкости масла, при которой нарушается его подача, колеблется в зависимости от того, насколько низка температура воздуха, а также от конструкции маслосистем и мощности пусковых устройств. Лучшими низкотемпературными свойствами обладают синтетические масла, однако они более дороги, токсичны и агрессивны по отношению к некоторым металлам и резинотехническим изделиям.

При низких температурах происходит кристаллизация воды в топливе. В топливе не должно быть нерастворенной воды, а температура начала ее кристаллизации, например, для вертолетов не должна быть выше -60°C . Это необходимо для предотвращения забивания кристаллами льда и застывшим топливом фильтров и проходных сечений системы, поскольку в противном случае возможен отказ работы двигателя. Для повышения надежности функционирования силовых установок при низких температурах приходится прибегать к опрыскиванию фильтроэлементов спиртовым раствором, обогревать фильтроэлементы и топливные баки, а также применять присадки, предотвращающие образование кристаллов льда из воды, растворенной в топливе.

Застывание воды в дренажных системах при низких температурах у вертолетов может привести к разрушению дренажных соединений. В таких условиях не исключается возможность попадания топлива и масла на пожароопасные места вертолета и возникновения пожара.

Высокие температуры также усложняют эксплуатацию авиационной техники. Они не только изменяют взлетно-посадочные характеристики воздушных судов, но и отрицательно сказываются на подготовке к полетам самолетов и вертолетов.

Низкие и высокие температуры существенно затрудняют работу технического персонала, готовящего авиационную материальную часть к полетам.

Влияние атмосферных условий на полеты сверхзвуковых транспортных самолетов

Физические характеристики атмосферы оказывают влияние на полеты и сверхзвуковых транспортных самолетов (СТС). Вертикальный профиль полета СТС состоит из пяти фаз: 1) взлет и набор высоты примерно до 11 км на дозвуковом режиме; 2) разгон с постоянным набором высоты от 11—13 до 16—20 км и с увеличением скорости от дозвуковой до сверхзвуковой с $M \approx 2,5$; 3) крейсерский полет с постоянным набором высоты по мере расхода топлива до 16—20 км при скорости полета на $M \approx 2,5$ (полет «по потолкам»); 4) снижение с переходом к дозвуковому режиму при уменьшении M от 2,5 до

единицы; 5) заход на посадку и посадка при дозвуковой скорости полета.

В начальной и заключительной фазах полеты СТС проходят на дозвуковых режимах, и все атмосферные условия, влияющие на полеты дозвуковых самолетов, соответственно влияют на СТС.

Метеорологические факторы влияют и на полеты в фазах сверхзвукового режима. Здесь оказывают влияние: температура окружающего воздуха, турбулентность, грозовая деятельность, осадки с кристаллической структурой, ветер, а при полете на крейсерском режиме, кроме того, космическая радиация и озон. Особенно значительно влияет температура воздуха.

При полете со сверхзвуковой скоростью возникает значительный кинетический нагрев, обусловленный сжимаемостью воздуха, его торможением (переходом кинетической энергии в тепловую) и трением. Температура полностью заторможенного потока воздуха ($T_{\text{торм}}$) в критической точке, где вся кинетическая энергия превращается в тепловую, пропорциональна квадрату скорости, выраженной через число M . Она определяется в кельвинах по формуле

$$T_{\text{торм}} = T_H (1 + 0,2M^2), \quad (2.32)$$

где T_H — температура воздуха на высоте полета H .

Разность между $T_{\text{торм}}$ и T_H называется кинетическим нагревом. При полете на $M=1$ температура торможения равна 260 К, при $M=2$ она увеличивается до 390 К, а при $M=3$ — до 607 К. Кинетический нагрев при указанных числах M равен соответственно 43, 173, 390 К.

Максимально допустимые значения числа M и истинной скорости крейсерского полета с учетом ограничений по кинетическому нагреву изменяются в зависимости от фактической температуры воздуха.

Для уменьшения влияния температуры воздуха на скорость и высоту полета прибегают к мерам защиты от кинетического нагрева. Некоторые меры имеют инженерный характер. К ним относятся, например, применение жаропрочных материалов, охлаждение наиболее нагреваемых элементов конструкции самолета и т. п. Другие меры, такие, как введение ограничений по скорости полета СТС в зависимости от температуры кинетического нагрева, увеличение высоты полета и переход в слои атмосферы, где плотность воздуха меньше, и т. д., связаны с особенностями организации движения СТС и их летной эксплуатации.

Потребление топлива сверхзвуковыми самолетами зависит от температуры воздуха, причем эта зависимость более существенна, чем зависимость от составляющей скорости ветра по направлению полета.

Температура воздуха влияет на $V_{\text{пред}}$. Например, при $M_{\text{пред}}=2$ положительное отклонение температуры от стан-

дартной на 14°C приводит к увеличению предельно допустимой скорости полета более чем на 60 км/ч. При положительных отклонениях температуры от стандартной увеличивается время набора высоты и удлиняется путь, проходимый самолетом за время набора, а также перерасходуется топливо.

Во время полета СТС возникает звуковая ударная волна, воздействующая на объекты в пределах некоторой полосы местности под пролетающим сверхзвуковым самолетом. Воздействие на наземные объекты и людей обуславливается перепадом давления (Δp) перед фронтом и за фронтом ударной волны. Устанавливается допустимый перепад давления в звуковой ударной волне для режима набора высоты и для горизонтального полета. По мере увеличения высоты перепад Δp быстро уменьшается и зависит от того, насколько реальное состояние атмосферы отличается от стандартного, а также от эволюции СТС. Отклонение фактических значений Δp от стандартных может достигать 30 %.

Влияние космической радиации и озона на сверхзвуковые транспортные самолеты

Крейсерский полет СТС производится на высотах, где сказывается влияние космической радиации и озона.

Космическая радиация при определенной ее интенсивности представляет опасность для СТС. Составляющие космической радиации — первичное космическое (галактическое) излучение; излучение радиационных поясов Земли; излучение, связанное с крупными вспышками на Солнце.

Доза радиации, обусловленная первичным космическим и солнечным космическим излучением, в слое атмосферы 0—20 км незначительна и неопасна для экипажа и пассажиров СТС.

При максимуме солнечной активности поток протонов обладает большой энергией и может порождать вторичные частицы высокой энергии, способные проникать в нижние слои атмосферы вплоть до земной поверхности. При солнечных вспышках концентрация вторичных частиц на высотах 18—21 км может быть опасной для человека. Наиболее значительна вероятность высокой концентрации частиц в полярных областях земного шара при магнитных бурях и полярных сияниях, по направлению к экватору она уменьшается. Опасные дозы радиации в полярных областях могут быть в период наиболее крупных вспышек, возникающих обычно 1—2 раза за 11-летний цикл солнечной активности. На высотах до 12 км полеты безопасны и при самых сильных солнечных вспышках.

Экранирующий эффект фюзеляжа и конструкции СТС существенно понижает интенсивность космического излучения по сравнению с его интенсивностью за бортом самолета.

Опасность облучения космической радиацией экипажа и пассажиров СТС неодинаковая. Пассажиры за 2—3 ч полета почти не облучаются. Вероятность облучения экипажа значительно возрастает из-за более длительного пребывания на высотах 18—21 км.

Для предотвращения облучения при сильных солнечных вспышках необходимо уменьшать высоту полета. Для этого нужна оперативная информация о состоянии Солнца и краткосрочный прогноз его активности. Интенсивность потоков протонов и вторичных частиц на высотах крейсерского полета СТС может увеличиться до значений, превышающих допустимую санитарную дозу облучения людей, через 15—30 мин после возникновения вспышки на Солнце. Если вспышка обнаружена своевременно и экипаж предупрежден о ней, эшелон СТС может быть снижен до безопасного уровня.

При передаче информации о вспышке на борт СТС могут возникать трудности из-за радиопомех, связанных с солнечными вспышками; продолжительность исчезновения радиосигналов может составлять 1—15 мин и более. Эти трудности можно преодолеть, установив на борту СТС специальные регистраторы уровня радиации, сигнализирующие о приближении к значениям, опасным для здоровья людей.

Во время принятия решений на вылет СТС и при выдаче диспетчерского разрешения на полет необходимо учитывать радиационную опасность.

Максимально допустимая концентрация озона для человека составляет 10^{-7} по объему при нахождении человека в условиях с такой концентрацией озона в течение 8 ч в сутки. На высотах крейсерского полета в некоторых случаях концентрация озона бывает в 5—10 раз больше нормы. После двухчасового воздействия столь высокой концентрации озона обнаруживаются значительные изменения емкости легких.

Уменьшение вредного влияния озона на экипаж и пассажиров частично достигается тем, что воздух, поступающий в пилотскую кабину и пассажирские салоны, при наддуве подвергается компрессии, нагревается и озон частично разрушается. Оставшийся озон можно довести до безопасной концентрации, пропуская воздух через специальные фильтры. Если применение фильтров или других средств понижения концентрации озона внутри самолета оправдывает себя, то необходимость в обеспечении СТС текущей информацией о максимальном содержании озона в стратосфере отпадает.

Озон оказывает вредное воздействие и на самолеты. Высокая его концентрация при длительных полетах вызывает коррозию металла. Большие скорости полета и кинетический нагрев приводят к разрушению подавляющей части озона и значительному ослаблению коррозирующего эффекта.

**Роль горизонтальных и вертикальных движений
воздуха в погодообразующих процессах**

Воздух — очень подвижная среда. Практически всегда он находится в движении и лишь в редких случаях может быть спокоен.

Совокупность горизонтальных движений воздуха на различных высотах в основном характеризует динамическое состояние атмосферы. Ее термодинамическое состояние обуславливается распределением температуры и влажности воздуха по высоте. От того как изменяется температура воздуха с высотой, зависит интенсивность вертикальных движений воздуха. В результате перемещения больших масс воздуха возникают атмосферные процессы, обуславливающие погодные условия в различных районах земного шара. Если бы не было движений воздуха, то не было бы и резких изменений погоды, наблюдался бы постепенный переход от зимы к лету и от лета к зиме, погода одного года не отличалась бы от погоды другого года.

При отсутствии горизонтальных движений теплые и влажные массы воздуха не перемещались бы с морей и океанов на материки, обуславливая зимние оттепели, а холодный воздух из Арктики не проникал бы в умеренные и низкие широты, вызывая ранние осенние и поздние весенние заморозки. Горизонтальные движения приводят к сближению теплых и холодных масс воздуха, в результате чего возникают атмосферные фронты, характеризующиеся сложными погодными условиями, обширными облачными системами, зонами осадков и другими метеорологическими явлениями погоды.

Большую роль в атмосферных процессах играют вертикальные движения воздуха. Под их воздействием происходит перенос тепла и влаги от земной поверхности вверх, образуются облака и осадки, развивается грозовая деятельность, возникает турбулентность воздуха, вызывающая болтанку самолетов и вертолетов, и т. д.

Вертикальные и горизонтальные движения воздуха связаны с образованием циклонов и антициклонов, резко отличающихся

друг от друга по характеру погоды как у земной поверхности, так и на высотах.

Горизонтальные движения воздуха часто называют адвективными, а упорядоченные вертикальные движения — конвективными.

Ветер и его характеристики

Ветер представляет собой горизонтальное движение воздуха относительно земной поверхности. Основными его характеристиками являются направление и скорость.

Направление ветра выражается в градусах или румбах той части горизонта, откуда дует ветер. Градусы отсчитываются от северного направления географического меридиана по часовой стрелке от нуля до 360° . Румбы (их 16) имеют русские и латинские наименования. Главными румбами называют направления на север (С, N), юг (Ю, S), восток (В, E), запад (З, W).

В воздушной навигации при расчетах используется навигационный ветер, направление которого определяется той частью горизонта, куда направлен воздушный поток. Направление навигационного ветра (d_n) отличается от измеренного направления (d) на $\pm 180^\circ$:

$$d_n = d \pm 180.$$

Если $d < 180^\circ$, то берется знак плюс, а если $d > 180^\circ$, то знак минус.

В аэропортах, где наблюдается большое магнитное склонение ($\delta \geq 5^\circ$), экипажам воздушных судов при посадке сообщается ветер с учетом этого склонения (магнитный ветер). Направление магнитного ветра (d_m) отсчитывается от северного направления магнитного меридиана; оно равно

$$d_m = d \pm \delta.$$

При западном магнитном склонении берется знак плюс, при восточном — знак минус.

Скорость ветра (u) измеряется в метрах в секунду (м/с) или в километрах в час (км/ч):

$$u_{\text{км/ч}} = 3,6 u_{\text{м/с}}.$$

В некоторых странах скорость ветра измеряется в узлах; 1 узел $\approx 0,5$ м/с. В морской практике скорость ветра принято выражать в условных единицах — баллах — и называть ее силой ветра, которая оценивается по 12-балльной шкале Бофорта.

В обыденной жизни часто используют качественные характеристики ветра по его скорости: ветер скоростью до 3 м/с —

слабый, 4—7 м/с — умеренный, 8—14 м/с — сильный, 15—19 м/с — очень сильный, 20—24 м/с — шторм, 25—30 м/с — жестокий шторм, более 30 м/с — ураган.

Турбулентность воздушных потоков обуславливает изменчивость скорости и направления ветра. По скорости различают ровный и порывистый ветер, по направлению — постоянный и меняющийся. Ветер считается порывистым, если его скорость в течение 2 мин изменяется на 4 м/с и более. Когда направление ветра за 2 мин изменяется более чем на один румб, то такой ветер называется меняющимся. Кратковременное резкое усиление ветра до 20 м/с и более со значительным изменением его направления называется шквалом.

У поверхности земли скорость ветра может достигать 50 м/с и более, в свободной атмосфере 100—150 м/с и более.

Измерение ветра

В приземном слое атмосферы для измерения характеристик ветра применяются стационарные приборы — флюгера, анемометры, анеморумбометры, анеморумбографы:

Флюгер — один из первых метеорологических приборов, которым стали измерять скорость и направление ветра.

Анемометрами измеряют скорость ветра. Датчиком у них обычно является вертушка с несколькими полушариями, по скорости вращения которой и определяется скорость ветра.

Анеморумбометры — это дистанционные электромеханические приборы, измеряющие скорость и направление ветра. Они используются как отдельно, так и в комплекте дистанционной метеорологической станции (ДМС). Кроме того, анеморумбометры входят в комплект станции КРАМС.

Для непрерывной записи скорости и направления ветра применяются анеморумбографы.

Датчики приборов для измерения ветра устанавливаются на метеорологических площадках на высоте 9—12 м над поверхностью земли. Точность измерений составляет: по направлению $\pm 10^\circ$, по скорости ± 1 м/с.

Для определения характеристик ветра на высотах в свободной атмосфере используются шары-пилоты и радиопилоты. Точность измерения ветра на высотах в среднем равна: по направлению $\pm 10^\circ$, по скорости $\pm 10\%$ ее значения.

Причины возникновения ветра

Ветер — это движение воздуха относительно земной поверхности. Частицы воздуха могут двигаться лишь в том случае, если на них действуют какие-либо силы. Такой основной

силой является сила барического градиента (F_p). Она возникает в результате неравномерного распределения давления вдоль земной поверхности. Эта сила равна

$$F_p = \frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta s},$$

где ρ — плотность воздуха; Δp — разность значений давления в двух пунктах; Δs — расстояние между пунктами.

Сила барического градиента направлена перпендикулярно к изобарам в сторону низкого давления (рис. 3.1 а). Как только

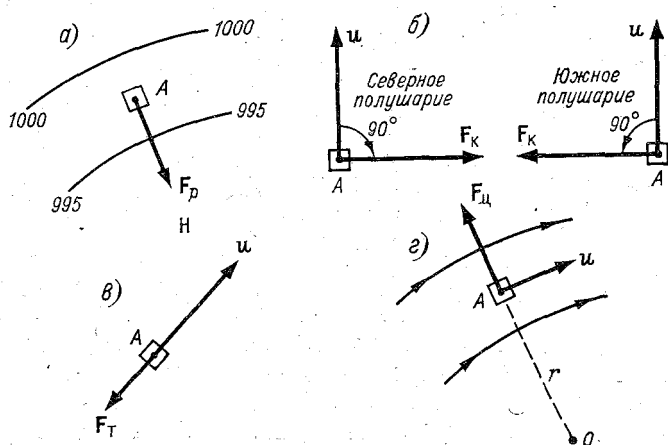


Рис. 3.1. Силы, действующие на воздушную частицу А.

а — сила барического градиента, б — сила Кориолиса, в — сила трения, г — центробежная сила.

частица воздуха начинает двигаться, на ее движение оказывают влияние другие силы — отклоняющая сила вращения Земли, сила трения и центробежная сила.

Так как атмосфера участвует в суточном вращении Земли, то, согласно законам механики, на движущуюся массу воздуха действует отклоняющая сила вращения Земли, которую называют силой Кориолиса (F_k). Эта сила не изменяет скорость воздушного потока, а лишь отклоняет направление его движения. Сила Кориолиса действует под прямым углом к направлению движения: вправо — в северном полушарии, влево — в южном (рис. 3.1 б). Она рассчитывается по формуле

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

где ω — угловая скорость вращения Земли; u — скорость воздушного потока; φ — широта места.

Чем больше скорость воздушного потока, тем больше сила Кориолиса. Она зависит также от широты места: имея наибольшее значение на полюсе, сила Кориолиса убывает с уменьшением широты, становясь равной нулю на экваторе.

В пограничном слое атмосферы на движение воздуха большое влияние оказывает сила трения, возникающая вследствие трения движущегося воздуха о земную поверхность и повышенной турбулентности воздуха.

Сила трения (F_T) направлена в сторону, противоположную направлению воздушного потока (рис. 3.1 в). Она равна

$$F_T = -ku,$$

где k — коэффициент трения, зависящий от степени шероховатости подстилающей поверхности и высоты.

Если частица воздуха движется по криволинейной траектории, то на ее движение оказывает влияние центробежная сила (F_u). Она направлена по радиусу кривизны траектории наружу (рис. 3.1 г) и равна

$$F_u = \frac{u^2}{r},$$

где r — радиус кривизны траектории.

Сила Кориолиса и сила трения соизмеримы с силой барического градиента. Центробежная сила при прямолинейном движении равна нулю, а при движении воздуха в циклонах и антициклонах (радиус кривизны 1000 км и более) мала по сравнению с другими силами, поэтому в практических расчетах ее обычно не учитывают. Но при расчетах ветра в тропических циклонах, где центробежная сила может превышать силу Кориолиса, силу F_u учитывать необходимо.

Ветер в нижнем слое атмосферы

В пограничном слое атмосферы (от земной поверхности до высоты 1000 м) на прямолинейное движение воздуха влияют три силы — сила барического градиента, сила Кориолиса и сила трения.

При установившемся движении, когда скорость ветра постоянна, силы, действующие на массу воздуха, должны уравновешивать друг друга, т. е. их векторная сумма должна быть равна нулю. В этом случае сила барического градиента равна сумме двух других сил — силы Кориолиса и силы трения. Поскольку направление силы трения противоположно направлению движения, а сила Кориолиса в северном полушарии отклоняется от него на 90° вправо, то ветер в пограничном слое должен иметь направление, составляющее с изобарой некоторый угол β (рис. 3.2). Над шероховатой земной поверхностью

(лес, холмы и т. д.) этот угол больше, чем над равнинной местностью и поверхностью моря. С высотой коэффициент трения, а следовательно, и угол β уменьшаются. На высотах 1000—1500 м угол β равен нулю. У земной поверхности он в среднем составляет 30—40° над сушей и 20—30° над морем.

Таким образом, вблизи земной поверхности ветер направлен так, что если встать спиной к ветру, то низкое давление будет находиться слева и несколько впереди, а высокое давление — справа и несколько позади. Это приводит к тому, что в циклонах воздух циркулирует против часовой стрелки, а в антициклонах — по часовой стрелке. Центральная часть циклона является

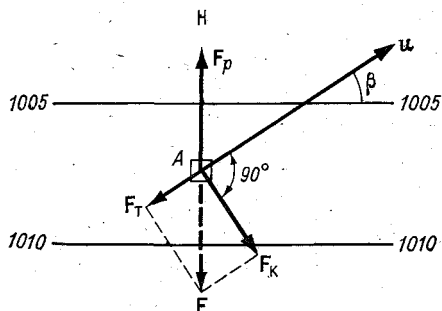


Рис. 3.2. Ветер в нижнем слое атмосферы.

областью сходимости, центральная часть антициклона — областью расходимости воздушных потоков.

Ветер в свободной атмосфере. Градиентный ветер

Выше пограничного слоя сила трения практически не оказывает влияния на воздушные потоки. В этом случае при прямолинейном движении на частицы воздуха действует только сила барического градиента и сила Кориолиса.

Установившееся горизонтальное движение воздуха в свободной атмосфере при отсутствии силы трения называют градиентным ветром (рис. 3.3). Он наблюдается выше пограничного слоя, т. е. на высотах более 1000 м. Вектор градиентного ветра направлен вдоль изобар, причем низкое давление остается слева.

Скорость градиентного ветра можно получить из равенства силы барического градиента и силы Кориолиса:

$$F_p = F_k, \text{ или } \frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta s} = 2\omega u_r \sin \varphi.$$

Отсюда

$$u_r = \frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta s}.$$

Из этой формулы следует, что скорость градиентного ветра зависит от горизонтального градиента давления, широты места и плотности воздуха. Скорость градиентного ветра тем больше, чем больше горизонтальной градиент давления, т. е. чем гуще изобары на синоптической карте. При этом с уменьшением широты места она возрастает.

Формуле для скорости градиентного ветра можно придать вид, более удобный для практических расчетов. Если в формулу подставить значения угловой скорости вращения Земли и плотности воздуха при $t=0^\circ\text{C}$ и $p=1000$ мбар, то она примет вид

$$u_r = \frac{536}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta s} \text{ (м/с) или } u_r = \frac{1931}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta s} \text{ (км/ч)}.$$

Здесь Δp — разность значений двух соседних изобар (мбар);

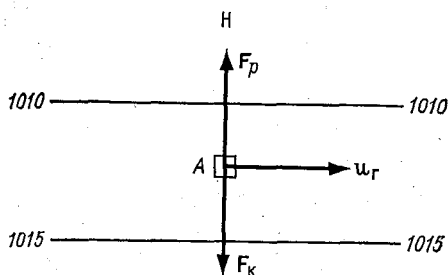


Рис. 3.3. Градиентный ветер.

Δs — расстояние между этими изобарами по нормали к ним (км).

В умеренных широтах скорость ветра у поверхности земли вследствие трения составляет: над сушей 40—45 % скорости градиентного ветра, над морем 65—70 %.

При движении воздуха по криволинейным траекториям на него действуют три силы — сила барического градиента, сила Кориолиса и центробежная сила. При установившемся движении сумма этих сил равняется нулю. В таких случаях градиентный ветер в циклонах должен быть направлен против часовой стрелки, в антициклонах — по часовой стрелке.

Изменение ветра с высотой

С высотой скорость и направление ветра изменяются. В пограничном слое это изменение обусловлено в основном трением воздуха о земную поверхность. Коэффициент трения с высотой уменьшается, а скорость ветра увеличивается, вследствие чего ветер поворачивает вправо до тех пор, пока не становится

градиентным. На высоте 500 м скорость ветра примерно в 2 раза больше, чем у поверхности земли.

В свободной атмосфере градиентный ветер также изменяется по направлению и скорости. Основной причиной является изменение горизонтального барического градиента под влиянием горизонтального градиента температуры.

В различных частях барических систем ветер с высотой изменяется по-разному. На рис. 3.4 показано изменение градиентного ветра в циклонах и антициклонах, когда горизонтальный градиент температуры направлен с юга на север, т. е. на юге

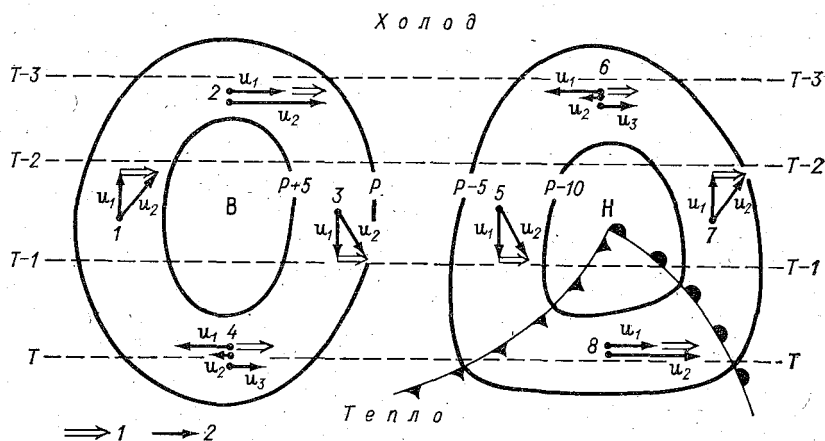


Рис. 3.4. Изменение ветра с высотой в циклонах и антициклонах.

1 — термический ветер, 2 — градиентный ветер.

расположено тепло, а на севере — холод. При такой ситуации ветер с высотой изменяется следующим образом:

1) усиливается и поворачивает вправо в тыловой части антициклона и в передней части циклона (точки 1, 7);

2) усиливается и поворачивает влево в передней части антициклона и в тыловой части циклона (точки 3, 5);

3) усиливается, не изменяя направления, в северной части антициклона и в южной части (в теплом секторе) циклона (точки 2, 8);

4) сначала ослабевает, не изменяя направления, а затем меняет направление на обратное и усиливается в южной части антициклона и в северной части циклона (точки 4, 6);

5) на больших высотах над циклонами и антициклонами устанавливаются ветры западного направления.

Максимальные скорости ветра в умеренных широтах наблюдаются обычно на высотах 8—10 км, т. е. на 1—1,5 км ниже тропопаузы.

Карты барической топографии и их использование для определения ветра на высотах

Для характеристики динамического и термодинамического состояния атмосферы над большими территориями по данным радиозондирования атмосферы составляют карты барической топографии. Различают карты абсолютной топографии (карты АТ) и карты относительной топографии (карты ОТ).

Карты АТ представляют собой карты топографии главных изобарических поверхностей по отношению к уровню моря,

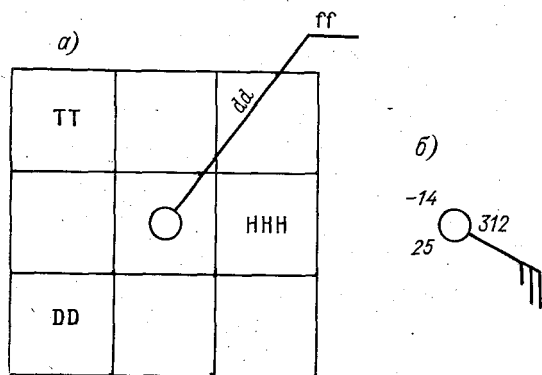


Рис. 3.5. Схема наноски данных на карту АТ (а) и пример нанесенных данных (б).

а карты ОТ — карты топографии одной из главных изобарических поверхностей по отношению к какой-либо другой нижежащей главной изобарической поверхности. Карты АТ составляются для главных изобарических поверхностей 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 200 и 100 мбар. На эти карты наносятся следующие данные:

- 1) высота изобарической поверхности над уровнем моря в геопотенциальных декаметрах (ННН);
- 2) температура воздуха в градусах Цельсия (ТТ);
- 3) дефицит точки росы в цифрах кода (ДД); для получения значения дефицита точки росы цифры кода от 00 до 50 нужно разделить на 10, а от цифр кода 56 и более следует отнять 50;
- 4) направление (dd) и скорость ветра (ff) в метрах в секунду.

На рис. 3.5 показана схема наноски данных на карту АТ и пример нанесенных данных.

Карты АТ содержат информацию о поле давления, температуре, влажности и ветре на той изобарической поверхности, для которой составлена карта. Однако при практическом использовании карт АТ принято считать, что данные, нанесенные на

карту, характерны для слоя атмосферы толщиной в несколько километров. Ниже приведены средние высоты главных изобарических поверхностей (H) и слои атмосферы ($H_{\text{сл}}$), которые они характеризуют:

p мбар	850	700	500	400	300	200	100
H км	1,5	3	5,5	7	9	12	16
$H_{\text{сл}}$ км	1—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—14	14—18

На картах АТ сплошными линиями проводят изогипсы — линии равных высот изобарической поверхности, указывают центры высотных циклонов (Н) и антициклонов (В).

Карты АТ позволяют определять направление и скорость градиентного ветра, положение зон сильных ветров — струйных течений — и их характеристики, выявлять вероятные зоны повышенной турбулентности, вероятное наличие облачности и обледенения в ней на эшелонах полетов, а также решать некоторые другие задачи.

Рассмотрим вопрос об использовании карт АТ для определения скорости и направления градиентного ветра.

Характеристики градиентного ветра зависят от направления и густоты изогипс. На картах вектор ветра направлен вдоль изогипс, причем изогипсы с меньшими значениями остаются слева; скорость ветра тем больше, чем гуще изогипсы.

Скорость градиентного ветра можно рассчитать по формуле

$$u_r = \frac{242}{\sin \varphi} \frac{\Delta H}{\Delta s},$$

где φ — широта места; ΔH — разность значений двух соседних изогипс (гп. м); Δs — расстояние между этими изогипсами (км).

Таким образом, карты АТ позволяют определять градиентный ветер на высотах над различными районами, например вдоль воздушной трассы.

Для обеспечения авиации также составляются карты относительной топографии, например карта превышения 500-миллибаровой поверхности над 1000-миллибаровой — карта ОТ^{500/1000}. Она характеризует температурный режим нижней половины тропосферы — от земной поверхности до высоты 5,5 км. На картах ОТ^{500/1000} можно выделить очаги тепла и холода, зоны с большими горизонтальными градиентами температуры.

Характер реального ветра в атмосфере

Направление и скорость реального ветра в атмосфере изменяются со временем и расстоянием. Поэтому использование в навигационных расчетах результатов измерений реального ветра имеет пространственное и временное ограничение.

Установлены радиус действия и срок годности информации об измеренном ветре. Радиус действия — это расстояние от пункта измерения, на котором изменение характеристик ветра не превышает некоторого заданного значения. Срок годности — промежуток времени, в течение которого изменение характеристик ветра не превышает некоторого заданного значения.

Согласно требованиям точности навигационных расчетов, радиус действия измеренного ветра должен составлять 100—150 км, а срок его годности 3—6 ч.

Изменчивость характеристик ветра зависит от его скорости: чем больше скорость ветра, тем меньше изменчивость его направления и тем больше изменчивость скорости. На устойчивость воздушного потока большое влияние оказывает также турбулентность атмосферы, которая приводит к порывистости ветра.

В пограничном слое атмосферы для скорости ветра характерен значительный суточный ход. Вблизи земли днем она имеет максимальное значение, а ночью — минимальное; на высотах скорость ветра максимальна ночью и минимальна днем.

При планировании и выполнении полетов нужно знать ветер на воздушных трассах, протяженность которых значительно больше радиуса действия ветра, измеренного в аэропорту вылета. Поэтому в навигационных расчетах удобнее использовать расчетный градиентный ветер. Однако нужно учитывать, что градиентный ветер отличается от реального. Так, по направлению отклонение реального ветра от градиентного составляет в среднем $\pm 10^\circ$, при малых скоростях оно может достигать $\pm 30^\circ$; отклонение по скорости колеблется от 10 до 15 %.

Чем прямолинейнее воздушный поток и чем больше его скорость, тем лучше направление реального ветра совпадает с направлением градиентного ветра.

Влияние ветра на деятельность авиации

На деятельность авиации существенное влияние оказывает как ветер в приземном слое, так и ветер на высотах. Приземный ветер влияет на взлет и посадку самолетов и вертолетов, а ветер на высотах — на их навигацию. При сильном ветре на аэродроме могут возникать такие опасные для авиации явления погоды, как метели и пыльные бури, при которых горизонтальная видимость может стать ниже минимума для аэродрома. Ураганы и шквалы при взлете и посадке могут приводить к летным происшествиям.

В целях обеспечения безопасности и регулярности полетов ветер учитывается при всех навигационных расчетах. Климати-

ческие характеристики ветра учитываются при строительстве аэродромов, составлении расписания движения на воздушных трассах.

Влияние ветра на полеты воздушных судов

При горизонтальном полете ветер оказывает существенное влияние на путевую скорость и угол сноса. Вектор путевой скорости (W) равен сумме векторов воздушной скорости (V) и скорости ветра (u):

$$W = V + u.$$

Из навигационного треугольника скоростей (рис. 3.6) видно, что путевая скорость может существенно изменяться в зависи-

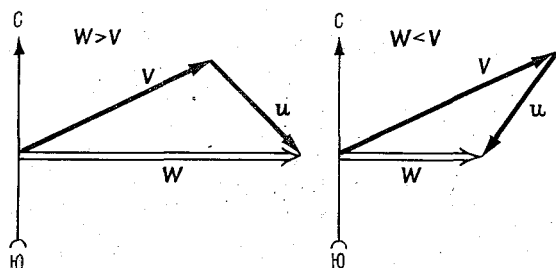


Рис. 3.6. Влияние ветра на путевую скорость.

мости от того, какой ветер — попутный, боковой или встречный. Максимальная путевая скорость бывает при попутном ветре, минимальная — при встречном. При постоянной воздушной скорости от направления и скорости ветра зависит продолжительность полета по воздушной трассе. Направление ветра, кроме того, оказывает влияние на угол сноса. При боковом ветре путевой угол отличается от курсового угла, поэтому для достаточно точного выполнения полета по заданному маршруту нужно учитывать угол сноса.

Ветер влияет на взлетно-посадочные характеристики — длину разбега и скорость отрыва, длину пробега и посадочную скорость. Наиболее благоприятным для взлета и посадки является встречный ветер. Однако направление ВПП не всегда совпадает с направлением ветра. Поэтому приходится осуществлять взлеты и посадки при встречно-боковом и боковом ветре. Взлетно-посадочные характеристики возрастают, возникают моменты крена и разворота, которые при неправильном учете ветра могут привести к сносу самолета на край ВПП или поломке шасси. В целях безопасности для каждого типа самолета установлена мак-

симальная боковая составляющая скорости ветра, при превышении которой взлет и посадка не разрешаются.

На точность приземления воздушных судов существенно влияет также изменчивость характеристик ветра вдоль ВПП и по высоте в приземном слое (до 60—100 м). Для количественной оценки изменчивости используется понятие «сдвиг

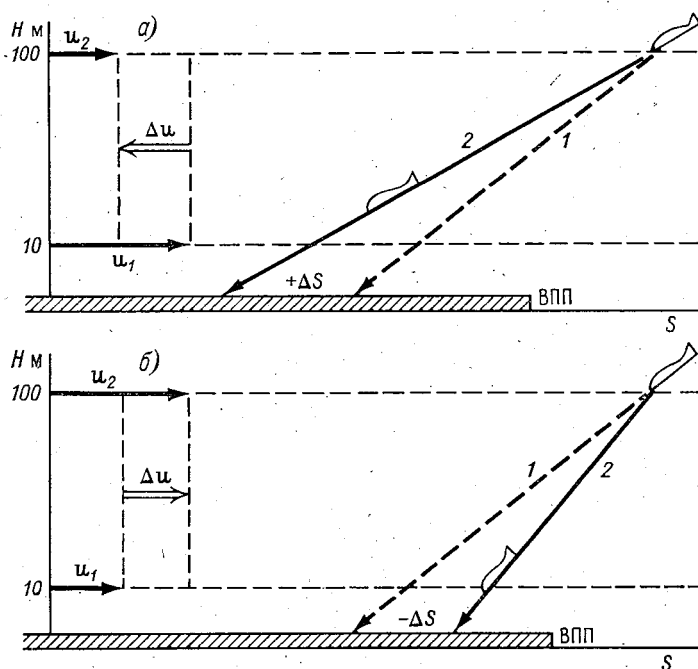


Рис. 3.7. Влияние сдвигов ветра в приземном слое на точность приземления.

a — уменьшение, *б* — увеличение скорости ветра с высотой. 1 — планируемая, 2 — истинная глиссада снижения; $+\Delta S$ — «перелет», $-\Delta S$ — «недолет».

ветра». Это изменение характеристик ветра на небольшом расстоянии. Различают вертикальный и горизонтальный сдвиг ветра. Сдвиг ветра при отсутствии маневра рулями и тягой двигателя может привести к «перелету» или «недолету» самолета относительно расчетной точки приземления (рис. 3.7).

Эквивалентный ветер

Планируя и выполняя полеты на воздушных трассах большой протяженности, при навигационных расчетах вместо градиентного ветра удобнее использовать эквивалентный ветер.

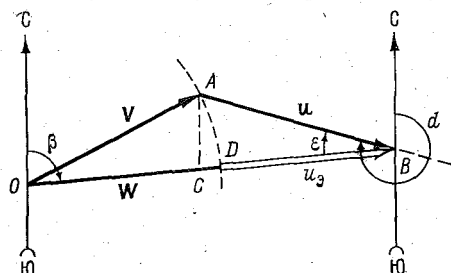
Эквивалентный ветер ($u_э$) — это расчетный ветер, направленный вдоль маршрута и оказывающий на путевую скорость самолета такое же влияние, как и реальный ветер.

Значение эквивалентного ветра равно разности модулей вектора путевой скорости и вектора воздушной скорости:

$$u_э = |W| - |V|.$$

Таким образом, эквивалентный ветер не вектор, а скалярная величина. Положительное значение эквивалентного ветра соответствует попутному реальному ветру ($|W| > |V|$), а отрицательное — встречному ветру ($|W| < |V|$).

Формулу для расчета эквивалентного ветра можно вывести из навигационного треугольника скоростей. Она имеет вид (рис. 3.8)



$$u_э = u \cos \varepsilon - \frac{u^2}{2V} \sin^2 \varepsilon,$$

Рис. 3.8. К расчету эквивалентного ветра. где u — скорость ветра; V — воздушная скорость самолета; ε — угол ветра, который зависит от направления ветра d и путевого угла β и рассчитывается по формуле

$$\varepsilon = d - \beta \pm 180.$$

Формула эквивалентного ветра позволяет рассчитать его значение в одном пункте для определенного момента времени. Средний эквивалентный ветер на маршруте ($u_{э. ср}$) определяется по формуле

$$u_{э. ср} = \frac{1}{S} \sum_{i=1}^{i=n} u_{эi} S_i,$$

где S — длина маршрута; S_i — длина участка маршрута; n — количество участков; $u_{эi}$ — эквивалентный ветер на участке.

Эквивалентный ветер позволяет определять:

1) фактическую путевую скорость (W_ϕ) при известной воздушной скорости —

$$W_\phi = V + u_э;$$

2) требуемую воздушную скорость ($V_{тр}$) для полета по расписанию с заданной путевой скоростью ($W_э$) —

$$V_{тр} = W_э - u_э.$$

Климатические данные об эквивалентном ветре используются при планировании полетов по новым воздушным трассам, составлении расписания полетов и при решении некоторых других задач.

Учет ветра при строительстве аэродромов

Условия эксплуатации аэродрома в значительной степени определяются особенностями режима приземного ветра. Для эффективного использования аэродрома ВПП должна быть ориентирована наиболее выгодно по отношению к преобладающему ветру. Поэтому при проектировании ВПП учитывается ее соответствие преобладающему направлению ветра.

Повторяемость различных направлений ветра получают в результате климатологической обработки материалов наблюдений за ветром. В этих случаях удобно строить диаграмму, называемую розой ветров. Повторяемость (в процентах) соответствующих направлений ветра откладывают по восьми румбам в определенном масштабе. Повторяемость штилей и слабых ветров скоростью до 3 м/с проставляется в центре розы ветров.

Из рис. 3.9 следует, что в данном случае наибольшую повторяемость (60 %) имеют ветры северо-западного и юго-восточного направления. Значит, основную ВПП надо ориентировать с северо-запада на юго-восток.

Розы ветров бывают месячными, сезонными и годовыми. Кроме того, строят специальные розы ветров — совмещенные, характеризующие повторяемость ветров противоположных направлений.

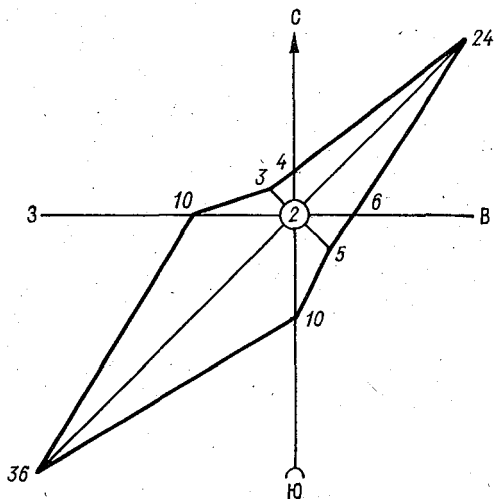


Рис. 3.9. Роза ветров.

Адиабатические процессы в атмосфере

В земной атмосфере одни виды энергии постоянно переходят в другие. Наиболее часты превращения тепловой энергии в механическую и обратно, осуществляющиеся при термодинамических процессах.

Термодинамический процесс называется адиабатическим, если он протекает без теплообмена с окружающей средой. В этом случае механические движения в атмосфере могут осуществляться только за счет ее внутренней энергии.

Изменение внутренней энергии объема воздуха связано с изменением его температуры. При адиабатических процессах

расширение воздуха сопровождается его охлаждением, а сжатие — нагреванием. Если некоторый объем воздуха поднимается вверх, то температура его понижается, а при опускании вниз повышается.

Различают сухоадиабатические и влажноадиабатические процессы.

Сухоадиабатические процессы протекают в сухом или влажном, но ненасыщенном воздухе. При подъеме ненасыщенного воздуха через каждые 100 м его температура понижается примерно на 1°C ; при опускании воздуха через каждые 100 м его температура повышается приблизительно на 1°C . Кроме того, подъем воздуха сопровождается ростом относительной влажности, опускание воздуха — ее уменьшением. Удельная влажность воздуха в обоих случаях остается постоянной.

Влажноадиабатические процессы протекают в воздухе, насыщенном водяным паром. При таких процессах при подъеме воздуха часть пара конденсируется (образуются облака), в результате чего выделяется скрытая теплота конденсации, которая частично ослабляет охлаждение воздуха. Поэтому насыщенный воздух охлаждается меньше, чем ненасыщенный, при подъеме на одну и ту же высоту. При подъеме влажного насыщенного воздуха его удельная влажность уменьшается, а относительная влажность остается постоянной (100 %).

Изменение температуры поднимающегося и опускающегося воздуха принято изображать графически с помощью линий, называемых адиабатами.

Сухие адиабаты — это прямые линии, показывающие изменение температуры сухого или влажного ненасыщенного воздуха при его подъеме и опускании.

Влажные адиабаты — это изогнутые кривые линии, показывающие изменение температуры влажного насыщенного воздуха при его подъеме.

Аэрологическая диаграмма

Для анализа результатов радиозондирования атмосферы и представления их в наглядной форме широко используются термодинамические графики. Наибольшее распространение в оперативной работе метеорологических подразделений получил один из видов таких графиков — аэрологическая диаграмма (рис. 3.10). Она представляет собой специальный бланк с системой координат: по оси ординат — высота (давление), по оси абсцисс — температура. На бланке имеются вспомогательные линии — изобары, изотермы, изограммы (линии равной удельной влажности), сухие и влажные адиабаты, а также кривая распределения температуры с высотой в стандартной атмосфере.

На аэрологическую диаграмму наносятся данные о температуре и влажности воздуха, полученные при радиозондировании атмосферы. Для удобства анализа физического состояния атмосферы на бланке аэрологической диаграммы строятся три кривые — кривая стратификации, кривая точки росы и кривая состояния.

Кривая стратификации (t) — это линия изменения температуры воздуха с высотой. Кривая точки росы (τ) характеризует распределение точки росы с высотой, т. е. влажность на различных высотах. Кривая состояния (t') — это линия, характеризующая изменение с высотой температуры некоторого объема поднимающегося воздуха.

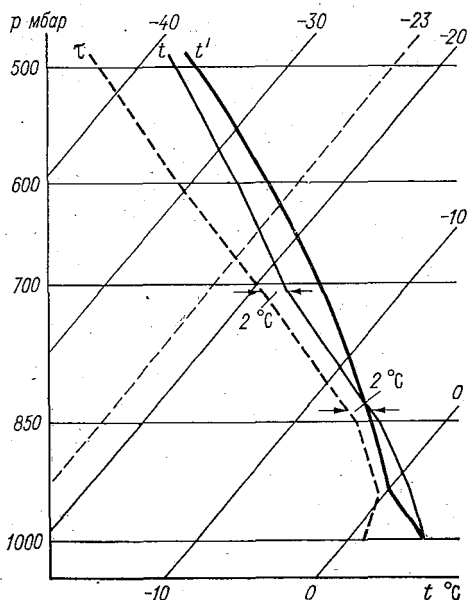


Рис. 3.10. Кривые, строящиеся на аэрологической диаграмме.

Если массу влажного, но ненасыщенного воздуха поднимать вверх, то из-за понижения температуры воздух будет приближаться к насыщению. Высота, на которой достигается состояние насыщения, называется уровнем конденсации. На этом уровне относительная влажность равна 100 %; здесь начинается конденсация водяного пара.

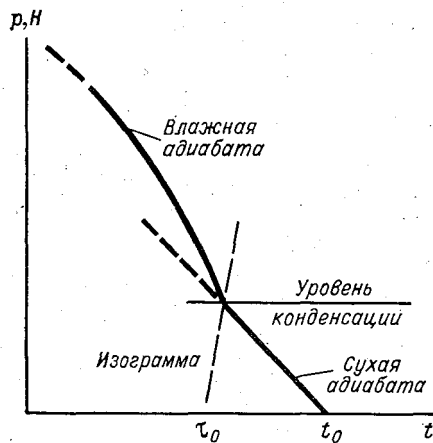


Рис. 3.11. Кривая состояния.

t_0 и τ_0 — температура воздуха и точка росы у земной поверхности соответственно.

До уровня конденсации температура поднимающегося воздуха изменяется по сухой адиабате, а выше — по влажной адиабате. Поэтому кривая состояния имеет два отрезка: до уровня конденсации — отрезок сухой адиабаты, выше его — отрезок влажной адиабаты (рис. 3.11).

При анализе кривых стратификации, точки росы и состояния выявляются особенно-

сти физического состояния атмосферы над пунктом радиозондирования. Устанавливается наличие фронтальных зон, слоев инверсии и изотермии, зон возможного обледенения и болтанки самолетов и т. д., а также определяется вертикальная устойчивость атмосферы.

Вертикальная устойчивость атмосферы

Условия в атмосфере могут благоприятствовать и не благоприятствовать развитию вертикальных движений воздуха.

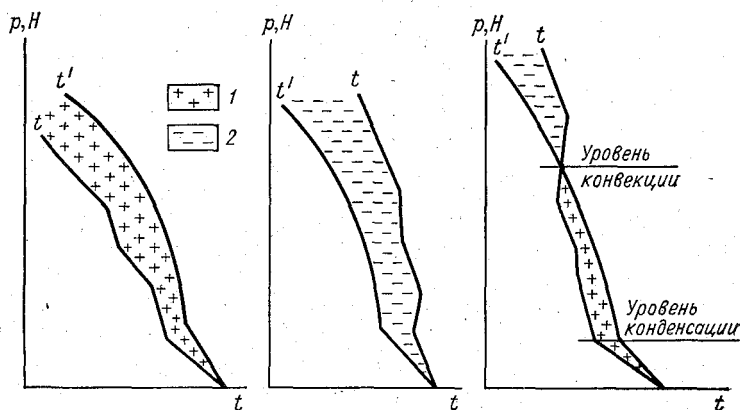


Рис. 3.12. Отображение энергии неустойчивости атмосферы на аэрологической диаграмме.

1 — положительная, 2 — отрицательная энергия неустойчивости.

Так, при неодинаковом нагревании различных участков земной поверхности над ней возникают вертикальные токи воздуха, но в зависимости от физического состояния атмосферы они могут или быстро затухать на небольшой высоте, или же распространяться на значительную высоту, приобретая большие скорости.

Вертикальные движения развиваются за счет внутренних процессов в атмосфере, когда потенциальная энергия переходит в кинетическую. Потенциальная энергия атмосферы, зависящая от распределения температуры воздуха с высотой, называется энергией неустойчивости. Она может быть положительной и отрицательной (рис. 3.12).

При положительной энергии неустойчивости в атмосфере наблюдается неустойчивое равновесие. В этом случае объем воздуха, в силу каких-либо причин получивший начальное движение вверх или вниз, в дальнейшем будет подниматься или опускаться самостоятельно. Это обычно имеет место в теплое время года, когда холодная воздушная масса движется над теплой земной поверхностью. Возникают интенсивные конвективные движения. Признаком неустойчивого равновесия в атмосфере

являются облака вертикального развития (кучевые, мощные кучевые и кучево-дождевые), а также ливневые осадки и грозы. Наблюдается интенсивная турбулентность, вызывающая болтанку самолетов.

При отрицательной энергии неустойчивости атмосфера находится в состоянии устойчивого равновесия. В этом случае воздух может подниматься вверх только при получении энергии извне. Устойчивое равновесие наблюдается чаще всего в холодное время года, когда теплая воздушная масса перемещается на холодную земную поверхность. Для такой ситуации характерны слоистые и слоисто-кучевые облака.

Вертикальная устойчивость атмосферы оценивается с помощью аэрологической диаграммы. Если кривая состояния располагается правее кривой стратификации, то энергия неустойчивости положительная и атмосфера неустойчива (рис. 3.12 а). Если же кривая состояния располагается левее кривой стратификации, то энергия неустойчивости отрицательная и состояние атмосферы устойчивое (рис. 3.12 б).

Возможны случаи, когда в нижнем слое атмосферы имеет место неустойчивое состояние, а выше — устойчивое (рис. 3.12 в). При таких условиях вертикальные движения воздуха развиваются лишь в нижнем слое. Точка пересечения кривых состояния и стратификации находится на уровне конвекции. До этого уровня могут развиваться вертикальные движения и кучевообразные облака.

**Туманы, облака,
ограниченная
дальность видимости
и их влияние на работу
авиации**

4

**Конденсация и сублимация водяного пара
в атмосфере**

Атмосферу можно уподобить гигантской физической лаборатории. В ней непрерывно происходят разнообразные физические процессы, в том числе испарение воды и переход ее из газообразного состояния в жидкое и твердое состояние. Переход воды из газообразного состояния в жидкое (конденсация) и переход воды из газообразного состояния в твердое, минуя жидкую фазу (сублимация), — сложные процессы.

При конденсации водяного пара возникают мельчайшие капли воды диаметром в несколько микрометров. Сливаясь, они образуют более крупные капли; последние возникают также при таянии ледяных кристаллов. Для конденсации водяного пара необходимо, чтобы воздух находился в состоянии насыщения или даже пересыщения. Это достигается либо при дополнительном поступлении водяного пара, либо при понижении температуры воздуха до температуры насыщения. После достижения насыщения дальнейшее понижение температуры приводит к избытку водяного пара, переходящему в жидкое состояние.

Процесс конденсации начинается с образования зародышей — комплексов молекул воды. При наличии ядер конденсации, являющихся центрами объединения молекул, зародыши укрупняясь превращаются в мельчайшие облачные капли. Если зародыш капли формируется не на ядре конденсации, то он неустойчив: молекулы, входящие в комплекс, легко разлетаются. Ядро конденсации увеличивает устойчивость зародыша капли. Таким образом, на начальной стадии образования капель путем конденсации большую роль играют ядра конденсации. Если во влажном воздухе их нет, то переход водяного пара в жидкую воду возможен лишь при многократном пересыщении.

Познание процесса превращения водяного пара в жидкость было долгим и трудным. Лишь во второй половине XIX в.

Д. Айткен выдвинул гипотезу о ядрах конденсации, которые он назвал облакообразующей пылью. Установить состав ядер в то время было трудно. Однако Айткен не сомневался, что морская соль и продукты сгорания являются их основным компонентом. В частности, он писал: «Вероятно, брызги морской воды, после того как они высохнут, оставив лишь мельчайшую пыль, создают один из наиболее важных источников облакообразующей пыли».

Теперь известно, что в атмосфере всегда довольно много ядер конденсации. Они представляют собой очень мелкие жидкие и твердые частицы, взвешенные в воздухе. Наиболее мелкие из них имеют радиус $5 \cdot 10^{-7}$ — $2 \cdot 10^{-5}$ см, наиболее крупные — порядка 10^{-4} см.

Над морями и прибрежными районами преобладающими ядрами конденсации являются частицы морской соли. Они попадают в воздух при разбрызгивании морской воды и разносятся воздушными потоками на большие расстояния, оставаясь во взвешенном состоянии. В континентальных районах, удаленных от морей и океанов, среди ядер конденсации преобладают жидкие и твердые частицы, возникающие при сгорании топлива и органическом распаде (азотная кислота, серная кислота, сульфат аммония и др.). Их особенно много в промышленных

районах. Роль ядер конденсации могут играть также продукты выветривания почвы и горных пород, споры растений и т. п. Примерное распределение ядер конденсации по их происхождению иллюстрируется рис. 4.1. Активность ядер конденсации зависит от их гигроскопичности, размера частиц, пористости поверхности частиц, их поверхностного натяжения и др.

В приземном слое воздуха общая концентрация ядер конденсации на побережьях морей и океанов составляет тысячи и десятки тысяч на 1 см^3 , в промышленных районах — десятки и сотни тысяч. Крупные ядра, играющие особенно важную роль при образовании облаков, имеют концентрацию порядка десятков и сотен на 1 см^3 . С высотой концентрация ядер быстро убывает; на высоте 3—4 км в 1 см^3 воздуха содержится несколько сотен ядер конденсации. В целом в тропосфере ядер конденсации вполне достаточно для образования туманов и облаков.

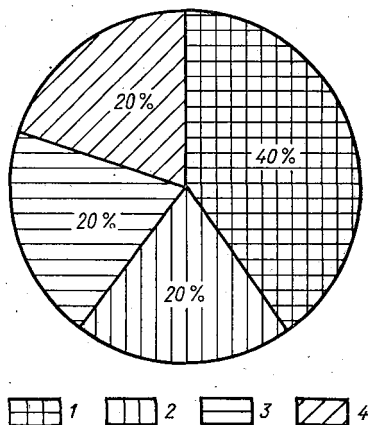


Рис. 4.1. Распределение ядер конденсации по их происхождению.

1 — продукты сгорания, 2 — ядра конденсации морского происхождения, 3 — частицы почвы, 4 — ядра конденсации, возникающие по другим причинам.

Сублимация — еще более сложный процесс. Ранее считали, что ледяные кристаллы в атмосфере образуются на особых чрезвычайно мелких частицах — ядрах сублимации. Однако ядра сублимации в природе не обнаружены. Скорее всего, первоначально на ядрах конденсации образуются зародышевые капли, которые при отрицательных температурах становятся переохлажденными, а затем при дальнейшем понижении температуры превращаются в ледяные кристаллы.

Если конденсация водяного пара происходит при отрицательных температурах, то возникают переохлажденные капли. В отдельных случаях они наблюдаются даже при температуре -40°C . При температуре ниже -40°C водяной пар сублимационным путем превращается в ледяные кристаллы.

В результате конденсации и сублимации водяного пара в атмосфере образуются дымки, туманы и облака, существенно осложняющие работу авиации.

Туманы и дымки

Как упоминалось выше, основными источниками поступления водяного пара в атмосферу являются водные объекты, растительность и влажная почва; кроме того, у земной поверхности чаще всего создаются условия, благоприятные для понижения температуры и насыщения воздуха водяным паром. В силу этих обстоятельств водяной пар конденсируется и сублимируется в первую очередь в самом нижнем слое атмосферы, непосредственно прилегающем к земной поверхности. Возникшие капли и кристаллы льда ухудшают прозрачность атмосферы, понижают видимость. По степени ухудшения видимости различают туманы и дымки.

Туманом называется скопление вблизи земной поверхности взвешенных в воздухе капель воды или кристаллов льда, ухудшающих горизонтальную видимость до 1 км и менее. Аналогичное явление с видимостью более 1 км называется дымкой.

По интенсивности туманы подразделяются на очень сильные (видимость менее 50 м), сильные (50—200 м), умеренные (200—500 м) и слабые (с видимостью 500—1000 м). Очень сильные туманы относятся к особо опасным для народного хозяйства метеорологическим явлениям. Они очень осложняют и даже приостанавливают работу всех видов транспорта, особенно авиации.

Для возникновения тумана необходима относительная влажность 100 %. Так как ядра конденсации обладают гигроскопичностью, иногда туман образуется при относительной влажности меньше 100 %.

Все многообразие туманов можно свести к определенным группам, т. е. классифицировать их. Обычно туманы классифи-

цируют по синоптическим и физическим условиям их образования или же в зависимости от местных особенностей формирования. Наиболее часто туманы делят на внутримассовые (образующиеся внутри одной и той же массы воздуха) и фронтальные (связанные с прохождением атмосферных фронтов).

Внутримассовые туманы в зависимости от процесса, приводящего к насыщению воздуха водяным паром, делятся на туманы охлаждения и туманы испарения. Туманы охлаждения возникают вследствие понижения температуры воздуха. К охлаждению воздуха приводят разные процессы. Прежде всего это ночное или круглосуточное (зимой) излучение, обуславливаю-

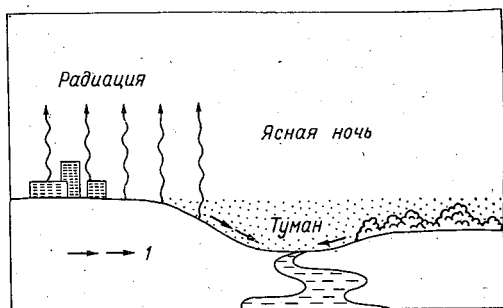


Рис. 4.2. К образованию радиационного тумана.

1 — направление стока холодного воздуха.

щее образование радиационных туманов. Другой процесс — охлаждение относительно теплого воздуха при его перемещении (адвекции) на более холодную подстилающую поверхность. Туманы, возникающие в этом случае, называются адвективными. Когда действуют оба фактора, образуются адвективно-радиационные туманы.

Радиационные туманы обычно возникают в ясные тихие ночи, когда излучение и охлаждение почвы и прилегающих к ней слоев воздуха особенно сильные (рис. 4.2). К условиям образования туманов этого типа относится также высокое содержание влаги в воздухе.

Более часто радиационные туманы наблюдаются в конце лета и осенью. Обычно они возникают в понижениях рельефа — в долинах, котловинах, над болотами и поймами рек, куда стекает холодный воздух. Площади, занятые туманом, невелики.

Радиационные туманы, как правило, непродолжительны. По мере прогревания земной поверхности, усиления ветра и турбулентности они рассеиваются, а иногда приподнимаются, образуя разорванно-слоистые облака. До восхода солнца рассеивается примерно четвертая часть всех радиационных туманов, после восхода — остальные три четверти туманов.

В аэропортах, расположенных вблизи крупных промышленных центров, радиационные туманы более вероятны. Здесь при

сгорании топлива в атмосферу дополнительно выбрасывается много водяного пара, а индустриальные примеси являются ядрами конденсации. Это и создает условия, благоприятные для тумана.

Адвективные туманы образуются в относительно теплом и влажном воздухе, перемещающемся над холодной поверхностью. Особенно часто они возникают у берегов морей в холодную половину года, когда воздух с теплой водной поверхности поступает на сушу, покрытую снегом (рис. 4.3). В таких случаях возникает приземная инверсия, поскольку воздух наиболее сильно охлаждается у земной поверхности. Образование тумана начинается непосредственно у земли, а затем он

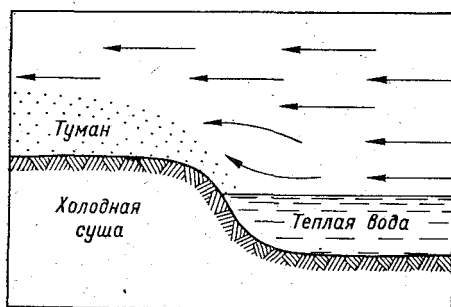


Рис. 4.3. К образованию адвективного тумана.

распространяется до верхней границы инверсии (иногда до 1,5—2 км), нередко сливаясь со слоистыми облаками.

Эти туманы могут возникать в любое время суток, причем большая скорость ветра для них не помеха. Более того, при сильном ветре относительно теплый воздух быстрее поступает на холодную поверхность, быстрее охлаждается, скорее возникает туман. Поэтому при адвективных туманах скорость ветра обычно составляет 3—7 м/с, а иногда 15—18 м/с. Туманы занимают большие площади, могут удерживаться длительное время (иногда до нескольких суток), вследствие чего более опасны для авиации, чем радиационные туманы.

Адвективно-радиационные туманы образуются при совместном действии адвекции (теплый воздух перемещается на холодную подстилающую поверхность) и радиационного охлаждения. Этот тип туманов наблюдается в осенне-зимний период в Западной Европе и на Европейской территории Советского Союза (ЕТС).

В горах воздух при подъеме по склонам может охлаждаться вследствие его адиабатического расширения. Если при этом температура воздуха понижается до значений, при которых происходит насыщение воздуха водяным паром, то возникают туманы, называемые туманами склонов.

Туманы испарения образуются в результате притока водяного пара за счет испарения в более холодный воздух. Температура водной поверхности должна превышать температуру воздуха на 8—10 °С. Туманы испарения часто возникают в вы-

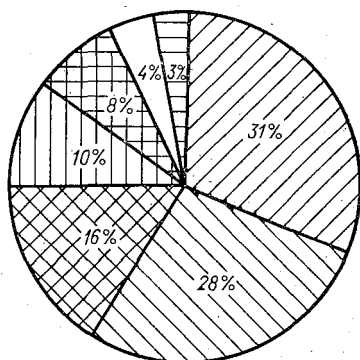
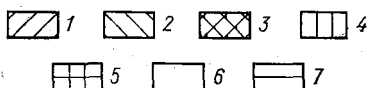


Рис. 4.4. Распределение туманов по типам (Украина).

1 — радиационные туманы, 2 — адвективные, 3 — адвективно-радиационные, 4 — фронтальные, 5 — туманы, образующиеся в результате опускания низких облаков, 6 — туманы от сгорания топлива (городские), 7 — туманы испарения.



соких широтах над полыньями, разводящими и незамерзающими заливами. Туманы испарения образуются также над реками и озерами осенью, когда вода значительно теплее воздуха.

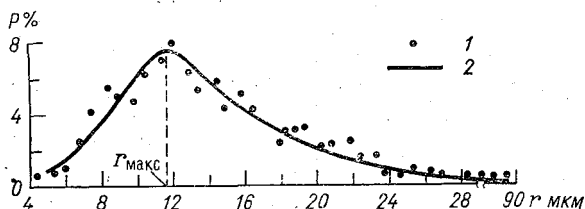


Рис. 4.5. Повторяемость P капель с различным радиусом r в капельно-жидких туманах при температуре воздуха -9...-10 °С.

1 — фактическое распределение, 2 — кривая распределения капель по размерам; $r_{\text{макс}}$ — максимальный радиус капель.

Фронтальные туманы возникают перед атмосферным фронтом, при прохождении фронта или за фронтом. Наиболее часто они бывают на теплых фронтах.

О повторяемости туманов разного типа можно судить, например, по рис. 4.4.

По своей структуре большинство туманов мелкокапельные (рис. 4.5). При отрицательной температуре капли переохлажденные. В отдельных случаях, особенно в Арктике, переохлаж-

денные капли в тумане наблюдаются при температуре -30 и даже -40°C . На ЕТС туманы чаще всего образуются при температуре $5 \dots -5^{\circ}\text{C}$ (рис. 4.6).

Повторяемость туманов на разных широтах неодинакова и зависит от того, какие воздушные массы преобладают в данном районе, каково их влагосодержание, каков температурный

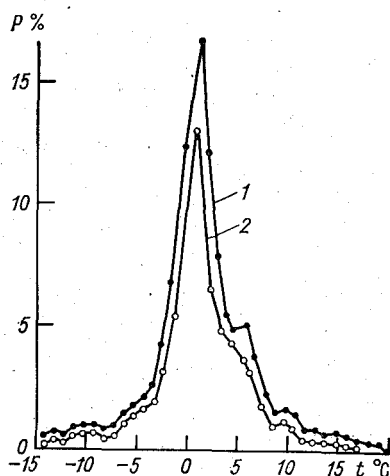


Рис. 4.6. Повторяемость P туманов в Киеве (по Л. З. Проху).

1 — все часовые промежутки с туманом, 2 — в том числе при штиле или ветре скоростью до 4 м/с.

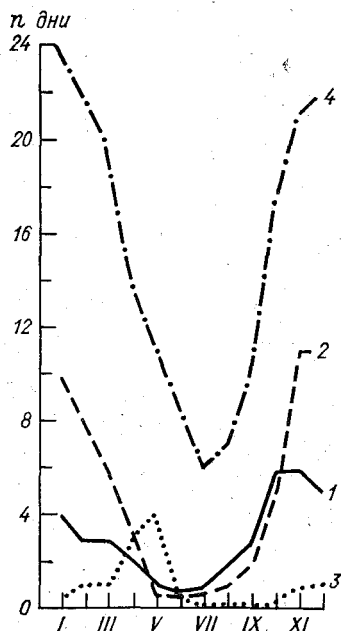


Рис. 4.7. Годовой ход числа дней с туманом n в некоторых пунктах Украины.

1 — Ковель, 2 — Киев, 3 — Ялта, 4 — Ай-Петри.

режим и т. д. Много туманов в Арктике: годовое число дней с туманом достигает здесь 80. Во внутренних частях материков, особенно в пустынях, где воздух сухой, туманы бывают редко. Большая часть туманов приходится на осенне-зимний период. Распределение числа дней с туманом на Украине иллюстрируется рис. 4.7.

Известный интерес представляют данные о годовом числе дней с туманом в ряде аэропортов: Москва (Шереметьево) — 31, Ленинград (Пулково) — 38, Лондон — 59, Париж — 34, Стокгольм — 44, Нью-Йорк — 32, Токио — 36, Конакри — 4, Дели — 3, 4.

Туманы прогнозируются на основе знания зависимости их образования от температуры воздуха, скорости ветра, степени покрытия неба облаками разных ярусов; обязателен также учет

местных условий. Для прогноза туманов разработаны специальные графики и номограммы. Радиационные туманы прогнозировать проще, чем туманы других типов, так как основные факторы туманообразования проявляются в этом случае более отчетливо.

Условия образования дымки аналогичны условиям образования туманов. Дымка может возникнуть не только у земли, но и на некоторой высоте, что бывает при наличии в атмосфере

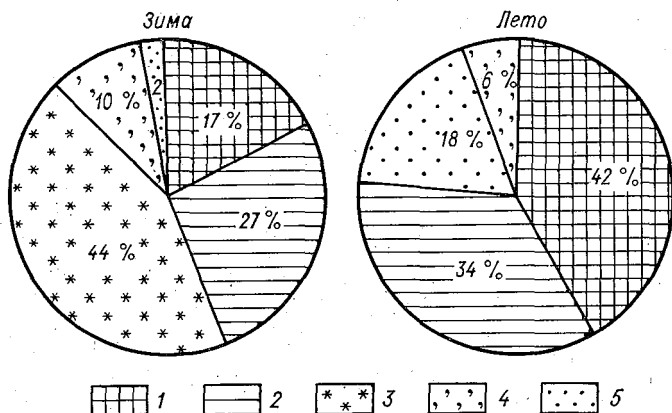


Рис. 4.8. Повторяемость метеорологических явлений, вызывающих ухудшение видимости до 2000 м и менее, в аэропорту Пулково (Ленинград).

1 — туман, 2 — дымка, 3 — снег, 4 — морось, 5 — дождь.

задерживающих слоев — инверсии и изотермии. Под такими слоями скапливаются различные примеси, которые охлаждаются за счет излучения, а вместе с ними охлаждается и воздух этих слоев, доводя водяной пар до насыщения. При заходе на посадку экипажи должны иметь в виду, что в некоторых слоях на глиссаде снижения видимость может значительно ухудшаться дымкой, что осложняет посадку.

Повторяемость дымки и других метеорологических явлений, ухудшающих видимость, приведена на рис. 4.8.

Облака

Причины образования облаков

Облаками называются системы капель воды, кристаллов льда или тех и других элементов, взвешенных в атмосфере на некоторой высоте над земной поверхностью. Облака формируются под воздействием сложных термодинамических

процессов, приводящих водяной пар к конденсации и сублимации, и являются видимым отображением этих процессов.

По форме, горизонтальной и вертикальной протяженности облаков можно косвенно судить о причинах облакообразования, о процессах, происходящих в облаках, а следовательно, и об условиях полета в облаках. Направление и скорость перемещения облаков дают представление о ветре на соответствующих высотах. Наряду с этим облака не только показатель погоды в данный момент, но и в ряде случаев предвестник ближайших ее изменений.

Для образования облаков необходимо небольшое пересыщение воздуха водяным паром и наличие ядер конденсации. Пересыщение возникает вследствие понижения температуры воздуха ниже точки росы или в результате дополнительного притока влаги. Чаще всего оно достигается при понижении температуры.

Главными процессами, обуславливающими охлаждение воздуха в свободной атмосфере и приводящими к облакообразованию, являются адиабатическое расширение, турбулентный обмен и излучение.

Адиабатическое расширение воздуха. При вертикальном подъеме воздух попадает в слои, где атмосферное давление ниже. Поэтому воздух начинает расширяться. Расширение требует затраты энергии, которая идет на работу против внешних сил давления. Поскольку процесс адиабатический, работа совершается только за счет внутренней энергии поднимающегося объема воздуха. По этой причине при подъеме воздуха, не насыщенного водяным паром, температура понижается на 1°C на каждые 100 м высоты. На некоторой высоте температура воздуха становится равной температуре конденсации. При дальнейшем его подъеме формируются облака.

Как только начинается образование облаков, в действие вступает еще один фактор — выделение теплоты конденсации. На испарение затрачивается определенное количество тепла, когда же осуществляется обратный процесс — конденсация, это тепло выделяется. Оно идет на нагревание воздуха. Вот почему адиабатическое охлаждение поднимающегося насыщенного воздуха происходит медленнее, чем сухого или ненасыщенного воздуха. Чем плотнее облака, т. е. чем больше содержится в них влаги, тем больше выделяется тепла при конденсации, тем медленнее падает температура воздуха с высотой. Значения влажноадиабатического градиента приведены в табл. 4.1.

Более плотные облака располагаются в основном ближе к земной поверхности, где и температура, как правило, выше, чем на высоте, и источники поступления влаги недалеко. Поэтому и влажноадиабатический градиент возрастает с понижением температуры, приближаясь к сухадиабатическому.

Таблица 4.1

ЗНАЧЕНИЯ ВЛАЖНОАДИАБАТИЧЕСКОГО ГРАДИЕНТА ($^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Давление, мбар	Температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$			
	-20	-10	0	10
1000	0,88	0,78	0,66	0,54
400	0,75	0,60	0,47	0,38

В зависимости от характера и интенсивности вертикальных движений образуются облака различной формы и различных размеров. В зонах атмосферных фронтов, где на больших площадях происходит медленный упорядоченный подъем воздуха, адиабатическое расширение и охлаждение воздуха при достижении конденсации приводят к формированию целых облачных систем, охватывающих обширные территории. При интенсивной конвекции образуются облака, сильно развитые по вертикали, но сравнительно небольшой горизонтальной протяженности. Иногда характер вертикальных движений довольно сложный. В одних слоях наблюдаются восходящие движения, в других — нисходящие. При нисходящих движениях воздух адиабатически нагревается и удаляется от состояния насыщения. В таких случаях наблюдается несколько слоев облаков: там, где развиты восходящие движения, образуются облака, где нисходящие движения — безоблачные прослойки.

Турбулентный обмен, приводящий к охлаждению воздуха, зависит от вертикального распределения температуры (см. главу 3).

Излучение. Тепло излучает как земная поверхность, так и различные примеси атмосферного воздуха — пылинки, частицы дыма, ядра конденсации и т. д. Эти примеси, находясь во взвешенном состоянии под задерживающими слоями, излучают тепло главным образом в ночное время. В результате излучения их температура и температура близлежащего воздуха понижаются. Понижение может быть столь значительным, что водяной пар достигает насыщения и образуются облака. Такой процесс приводит к образованию некоторых видов подынверсионных облаков.

Обычно в атмосфере действуют все процессы совместно, но тот или иной из них преобладает. Решающая роль в образовании облаков принадлежит восходящим движениям.

Под микрофизической структурой облаков понимается их внутреннее физическое строение, т. е. фазовое состояние облачных элементов, их размеры, число облачных частиц в единице объема.

Облака по микроструктуре делятся на ледяные (кристаллические), водные (капельные) и смешанные (из кристаллов и капель). Чем выше расположены облака, тем ниже температура воздуха и тем вероятнее кристаллическая структура (рис. 4.9).

Капли, составляющие водные облака, имеют радиус от 4 до 25 мкм. В 1 см^3 облака содержится 100—600 капель.

Облачные ледяные кристаллы тоже имеют разный размер и форму. При низких температурах они состоят из ледяных шестиугольных пластинок или призм размером 10—12 мкм. При дальнейшей сублимации и росте кристаллов образуются шестиугольные звездочки — снежинки — или кристаллы другой сложной

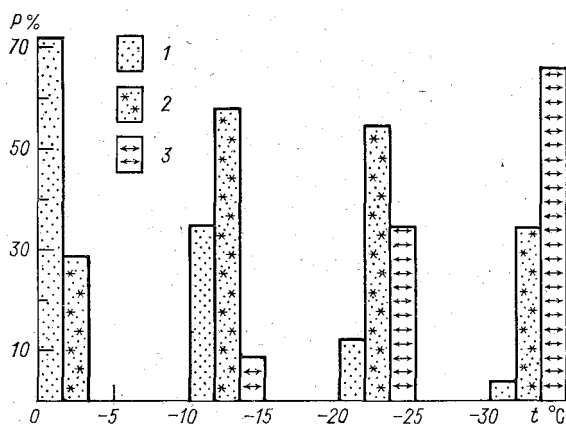


Рис. 4.9. Повторяемость P облаков, состоящих из переохлажденных капель (1), а также смешанных (2) и кристаллических (3) облаков при разной температуре воздуха t на высотах до 6 км над Москвой.

формы. В единице объема кристаллов содержится меньше, чем капель — примерно $0,1$ в 1 см^3 .

Почему же кристаллы и снежинки имеют шестиугольную форму? Причиной этого является структура молекулы воды, состоящей из двух атомов водорода и одного атома кислорода. Она представляет собой равносторонний треугольник. Во время кристаллизации каждый вновь появляющийся кристалл образует с вершиной треугольника угол, равный 60° . В процессе роста шесть таких молекулярных треугольников образуют шестиугольник. При падении кристаллов и дальнейшей сублимации водяного пара на них шестисторонняя и шестиугольная структура сменяется на решетчатую. Появляются снежинки. Опускаясь, они попадают в слои с более высокой температурой, слипаются друг с другом. В таком случае на землю выпадают целые хлопья диаметром иногда до 3 см. В этих хлопьях обычно можно различить шестигранные снежинки.

Водность облаков — это масса капель воды и кристаллов льда, содержащихся в 1 м^3 воздуха; единица водности — г/м^3 . Водность облаков, состоящих из капель, в зависимости от их формы колеблется от десятых долей грамма до нескольких граммов на 1 м^3 . Ледяные облака имеют незначительную водность, равную сотым и тысячным долям грамма на 1 м^3 . Водность зависит от температуры: при температуре -15°C — 20°C она составляет $0,03 \text{ г/м}^3$, при температуре ниже -30°C водность равна $0,006 \text{ г/м}^3$.

Водность облаков и их микрофизические характеристики очень важны для оценки условий обледенения воздушных судов.

Классификация облаков

Издавна замечено, что при смене погоды изменяются и формы облаков. Поэтому давно предпринимались попытки классифицировать все многообразие облаков, выявить особенности, присущие отдельным группам облаков, с тем чтобы на этой основе понять закономерности изменения погоды. До того как появились самолеты и радиозонды, расширившие возможности исследования атмосферы, характерные изменения форм облаков пытались использовать для оценки предстоящих изменений погоды.

В 1802 г. известный французский естествоиспытатель Ж. Ламарк предложил классификацию облаков, состоявшую из пяти главных форм. В ней значились, например, облака в виде метел и др., которые по современной терминологии могут быть отнесены к облакам верхнего яруса. Однако классификация Ламарка не получила широкой известности, так как почти одновременно (в 1803 г.) английский метеоролог Л. Говард дал более простую, четкую, научно обоснованную классификацию облаков с латинской терминологией, способствовавшей быстрому ее распространению. Классификация Говарда вскоре стала настолько популярной, что приобрела характер международной классификации.

В классификации Говарда все облака делились на три основных типа — перистые (Cirrus), кучевые (Cumulus) и слоистые (Stratus). Предполагалось, что один тип облаков может превращаться в другой, поэтому предусматривались промежуточные формы, например перисто-слоистые (Cirrostratus), перисто-кучевые (Cirrocumulus) и т. п. В классификации Говарда содержались все основные формы облаков, имеющиеся в современной классификации. Эта классификация использовалась до конца XIX в. Хотя в разных странах были предложены ее уточнения, основа классификации не изменилась.

Первый международный атлас облаков появился в 1896 г., вскоре (в 1898 г.) он был издан в России. В последующие годы

вносились некоторые уточнения в классификацию, в частности в отношении высоты облаков и т. д.

В СССР под руководством А. Х. Хргиана проведены большие работы по совершенствованию классификации и изданию атласа облаков.

Облака классифицируются по разным признакам: по внешнему виду (морфологическая классификация) или по происхождению, т. е. по характеру процессов облакообразования (генетическая классификация).

Морфологическая классификация

Поскольку облака прежде всего различаются по их внешнему виду, для метеорологических наблюдений принята морфологическая классификация. В ней выделяется 10 основных форм (родов) облаков, подразделяющихся на ряд видов и разновидностей.

Формы облаков различаются по внешнему виду и структуре, т. е. по особенностям расположения на небе (в виде отдельных, изолированных облачных масс или в виде сплошного облачного покрова и т. п.), а также по плотности облаков.

По высоте нижней границы выделяют облака верхнего, среднего и нижнего ярусов. Особо выделены облака вертикального развития, представляющие собой отдельные облачные массы, простирающиеся по вертикали до различных высот.

В современной международной классификации используются латинские названия облаков; сокращенные обозначения соответствуют латинским названиям.

Классификация облаков по ярусам и основным формам (родам) выглядит следующим образом:

Облака верхнего яруса (высота основания более 6 км)

I. Перистые — Cirrus, Ci (циррус)

II. Перисто-кучевые — Cirrocumulus, Cc (циррокумулус)

III. Перисто-слоистые — Cirrostratus, Cs (цирростратус,

Облака среднего яруса (высота основания 2—6 км)

IV. Высоко-кучевые Altocumulus, Ac (альтокумулус)

V. Высоко-слоистые — Altostratus, As (альтостратус)

Облака нижнего яруса (высота основания менее 2 км)

VI. Слоисто-кучевые — Stratocumulus, Sc (стратокумулус)

VII. Слоистые — Stratus, St (стратус)

VIII. Слоисто-дождевые — Nimbostratus, Ns (нимбостратус)

Облака вертикального развития

IX. Кучевые — Cumulus, Cu (кумулус)

X. Кучево-дождевые — Cumulonimbus, Cb (кумолонимбус)

Высота нижнего основания (нижней границы) облаков, указанная в классификации, обычно наблюдается в умеренных широтах. Она ориентировочная и существенно изменяется в зависимости от широты места, времени года, характера рельефа

местности, от синоптических условий формирования облаков и др.

Кратко рассмотрим главные особенности основных форм облаков.

Облака верхнего яруса. Как только что указывалось, высота нижней границы этих облаков 6 км и более. Верхняя их граница может достигать тропопаузы, а в отдельных случаях даже располагаться в тропопаузе. Облака состоят из очень мелких шестиугольных ледяных кристаллов. Облака верхнего яруса имеют три основные формы — перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые. Латинское слово *Cirrus* можно перевести как «локон», «завиток».

Перистые облака обычно напоминают тонкие нити. Очертания снежно-белых перистых облаков расплывчаты. Перед восходом и после захода солнца облака могут отражать солнечные лучи и окрашиваться в красивые яркие цвета. Как правило, облака наблюдаются в небольших количествах, но иногда покрывают значительную часть неба. Высота их нижней границы увеличивается с севера на юг, составляя в умеренных широтах 7—10 км, в тропиках до 17—18 км. Вертикальная протяженность облаков колеблется от сотен метров до нескольких километров. Облака кристаллические, осадки из них не выпадают.

Перисто-кучевые облака имеют вид хлопьев, сгруппированных в гряды. Нередко они наблюдаются вместе с перистыми или перисто-слоистыми облаками. Тени на земной поверхности они не дают. Высота нижней границы облаков в умеренных широтах 6—8 км, вертикальная протяженность 0,2—0,4 км. При этих облаках иногда наблюдается иризация — радужная окраска краев облаков.

Перисто-слоистые облака имеют вид однородной пелены, нередко закрывающей все небо. В облачной пелене иногда просматривается волокнистая структура. Высота нижней границы в умеренных широтах составляет 6—8 км, вертикальная протяженность колеблется от нескольких сотен метров до нескольких километров. При перисто-слоистых облаках вокруг солнца и луны иногда возникает гало — оптическое явление в виде светлых, часто радужно окрашенных кругов или дуг. Гало образуется вследствие преломления солнечного или лунного света в мельчайших ледяных шестигранных призмах.

Облака среднего яруса. Они состоят из переохлажденных капель воды, ледяных кристаллов и снежинок. Облака среднего яруса имеют две формы — высоко-кучевые и высоко-слоистые. Латинское слово *Altus* означает «высокий».

Высоко-кучевые облака — это серого, белого или синеватого цвета облака в виде волн и гряд, состоящих из хлопьев или пластин, разделенных просветами (окнами). Края облаков могут приобретать слабую радужную окраску. Высота

нижней границы обычно 2—6 км, вертикальная протяженность 0,2—0,7 км. В отдельных случаях из облаков могут выпадать капли дождя или снежинки.

Высоко-слоистые облака имеют вид однородной или волнистой пелены серого или синеватого цвета, иногда со слабо выраженными волнами. Если солнце или луна просматриваются через облака, то они выглядят тусклыми, так же как при наблюдении светил через матовое стекло. Высота нижней границы облаков 3—5 км, вертикальная протяженность 1—2 км. Из облаков может выпадать слабый (моросящего характера) дождь или снег, особенно в тех случаях, когда в верхней части облачного массива имеются ледяные кристаллы.

Облака нижнего яруса. Обычно они закрывают все небо и имеют вид серых тяжелых гряд, валов или пелены. К ним относятся слоисто-кучевые, слоисто-дождевые и слоистые облака.

Слоисто-кучевые облака имеют вид крупных гряд, волн, пластин, хлопьев, сливающихся в сплошной серый волнистый покров; иногда бывают просветы. Высота нижней границы чаще всего 0,6—1,5 км, вертикальная протяженность 0,2—0,8 км, порой 1—2 км и более. Облака обычно состоят из капель воды, которые в зимнее время являются переохлажденными, и, кроме того, имеют примесь кристаллов льда и снежинок. Из сплошных плотных облаков летом иногда может выпадать слабый дождь, а зимой — слабый и умеренный снег.

Слоисто-дождевые облака представляют собой сплошные низкие темно-серые облачные массы сравнительно однородного вида, но с некоторой волнистостью. Для этих облаков характерны продолжительные осадки в виде дождя или снега. Под их основным слоем обычно наблюдаются разорванно-дождевые облака в виде клочьев, нередко сплошь закрывающих вышележащие облака. Высота нижней границы слоисто-дождевых облаков зависит от близости линии фронта и составляет 0,1—1 км; вертикальная протяженность обычно 2—3 км, иногда 5 км и более. Облачный массив может быть слоенным и сплошным. В последнем случае, сливаясь с высоко-слоистыми и перисто-слоистыми облаками, облачная система по вертикали может занимать большую часть тропосферы. Облака состоят из переохлажденных капель и ледяных кристаллов.

Слоистые облака образуют сплошной однородный покров серого цвета, иногда разорванный и клочковатый. Высота нижней границы обычно 0,1—0,7 км, а при разорванных облаках 50—100 м. Вертикальная протяженность облаков, как правило, 0,2—0,8 км. Иногда облака сливаются с туманом. В теплое время года они состоят из мелких капель, зимой — из переохлажденных капель с примесью ледяных кристаллов. Из облаков может выпадать морось, а зимой — мелкие снежинки и снежные зерна. Слоистые облака нередко образуются под слоем инверсии. В тех случаях, когда их вертикальная протяженность

невелика, после восхода солнца, прогреваания воздуха и разрушения инверсии облака рассеиваются.

Облака вертикального развития. Эти облака имеют вид изолированных облачных масс, вертикальные размеры которых соизмеримы с горизонтальными. Развитые облака напоминают стог или кочан цветной капусты. Нижняя граница облаков расположена в нижнем ярусе, верхняя — нередко в среднем и даже верхнем ярусе. Основными их формами являются кучевые и кучево-дождевые облака.

Кучевые облака представляют собой отдельные плотные облака с плоским основанием и округлыми, куполообразными вершинами. Иногда вершины облаков бывают плоскими, что свидетельствует о наличии в атмосфере задерживающих слоев, препятствующих вертикальному развитию облачности. В зависимости от положения солнца одна часть кучевого облака может быть ярко-белой, другая — темно-серой, даже синеватой, но это чисто оптический эффект. Высота нижней границы облаков изменяется в довольно широких пределах; в среднем она равна 0,8—1,5 км. Вертикальная протяженность облаков колеблется от сотен метров до 1 км и более. Кучевые облака типичны для лета, однако нередко они образуются весной, реже — осенью. Зимой их практически не бывает. Лишь в южных широтах при сравнительно высокой температуре и значительной влажности воздуха в это время года могут наблюдаться слабо развитые кучевые облака. Облака состоят из капель воды. Осадков из них не выпадает.

Разновидностью кучевых облаков являются мощные кучевые облака. Это сильно развитые по вертикали кучевые облака, представляющие собой изолированные клубящиеся облачные массы. Нижнее основание довольно плоское, верхняя граница неровная, с выпуклостями и округлостями. Вертикальная протяженность 2—3 км и более. Облака состоят из капель воды разного размера. В умеренных широтах осадков из них обычно не выпадает, в тропической зоне они могут сопровождаться ливневыми дождями. При благоприятных для облакообразования условиях отдельные облака сливаются друг с другом и с кучевыми облаками, образуя нагромождения облаков разной мощности.

Кучево-дождевые облака — это сильно развитые, массивные, клубящиеся облака большой вертикальной протяженности. Освещенная часть облака бывает ослепительно яркой, затененная — серой или синеватой. Нижнее основание обычно неровное, с рваными клочками. Вершины облаков проникают в верхнюю тропосферу, где температура воздуха значительно ниже 0°C, поэтому верхняя часть кучево-дождевых облаков состоит из ледяных кристаллов или смеси кристаллов с очень мелкими каплями. Верхняя часть имеет характерную волокнистую структуру и называется «наковальней».

Горизонтальная протяженность кучево-дождевых облаков может достигать нескольких десятков километров, поэтому даже одно облако может покрывать все небо над пунктом. Высота нижней границы кучево-дождевых облаков изменяется от 0,4 до 2 км, вертикальная протяженность — от 3—4 до 10 км и более.

Кучево-дождевые облака имеют смешанную структуру: в верхней части они состоят из кристаллов с небольшой примесью переохлажденных капель, в остальной части — из капель (рис. 4.10). Когда кучево-дождевое облако, захватившее все ярусы, начинает разрушаться, образуются облака разной формы, поэтому кучево-дождевые облака получили название «фабрика облаков».

В качестве примера приведем характеристики кучево-дождевых облаков над Европейской территорией Советского Союза, полученные по материалам самолетных измерений. Весной и летом в 50 % случаев высота нижней границы облаков составляет 600—1500 м, осенью — 300—600 м. Это связано с се-

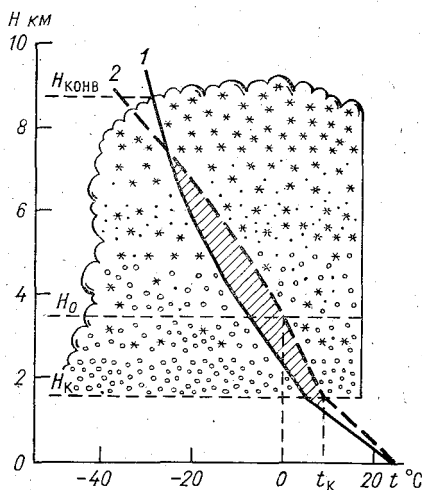


Рис. 4.10. Схема кучево-дождевого облака.

1 — кривая стратификации, 2 — кривая состояния; t_K — температура конденсации, H_0 , H_K и $H_{\text{конв}}$ — высота нулевой изотермы, уровня конденсации и уровня конвекции соответственно.

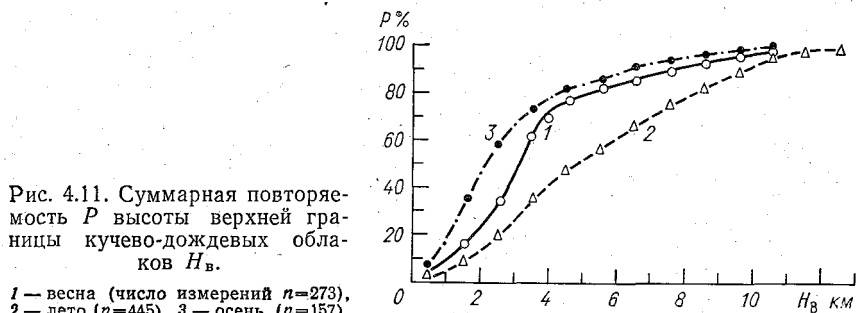


Рис. 4.11. Суммарная повторяемость P высоты верхней границы кучево-дождевых облаков H_B .

1 — весна (число измерений $n=273$), 2 — лето ($n=445$), 3 — осень ($n=157$).

зонными особенностями температурного режима воздуха. Максимальному притоку солнечной энергии, большей высоте уровня конденсации в летнее время соответствует и большая высота нижней границы кучево-дождевых облаков. Данные о повторе-

мости высоты верхней границы кучево-дождевых облаков приведены на рис. 4.11. Преобладающие высоты имеют хорошо выраженный сезонный характер. Летом наиболее часто (28,7 %) верхняя граница облаков располагается на высотах 2—4 км, но и интервал высот 3—5 км также характеризуется большой повторяемостью (28,1 %). Осенью преобладают высоты 1—3 км (повторяемость 56 %), весной — 2—4 км (48 %).

Вертикальная протяженность кучево-дождевых облаков также имеет сезонный ход. Осенью она в большинстве случаев меньше, чем весной и летом. Суммарная повторяемость вертикальной протяженности облаков до 3 км равна весной 67 %,

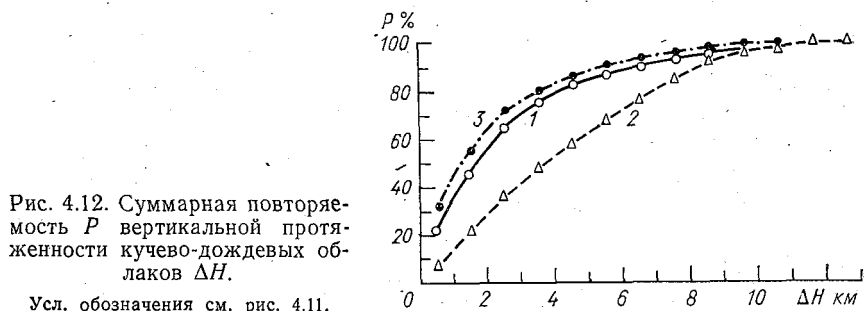


Рис. 4.12. Суммарная повторяемость P вертикальной протяженности кучево-дождевых облаков ΔH .

Усл. обозначения см. рис. 4.11.

летом около 37 %, осенью 73 %. Облака с вертикальной протяженностью более 5 км имеют повторяемость в указанные сезоны соответственно 18, 42 и 14 % (рис. 4.12).

Генетическая классификация

По этой классификации облака делятся на слоистообразные, кучевообразные и волнистообразные.

Слоистообразные облака образуются преимущественно вследствие упорядоченного подъема и охлаждения воздуха в зонах атмосферных фронтов. Это слоисто-дождевые, высоко-слоистые, перисто-слоистые облака и некоторые разновидности перистых облаков.

Кучевообразные облака формируются главным образом в результате адиабатического охлаждения воздуха при конвекции. К ним относятся: кучевые, кучево-дождевые, высоко-кучевые, перисто-кучевые облака и некоторые их разновидности.

Волнистообразные облака образуются при волновых движениях у задерживающих слоев атмосферы. К этой группе облаков относятся: слоистые, слоисто-кучевые, некоторые разновидности высоко-кучевых, перистых и перисто-кучевых облаков.

Количество облаков

Количество облаков, или облачность,— это степень закрытия небесного свода облаками. Количество облаков выражается в баллах. Обычно используется 10-балльная шкала. Один балл означает, что одна десятая часть небосвода закрыта облаками. Десять баллов соответствуют полному закрытию.

Следует помнить, что термин «облачность» используется также для обозначения совокупности облаков. В этом случае слова «облака» и «облачность» имеют одинаковый смысл.

Оценивая метеорологические условия полетов на различных высотах, важно знать как общее количество облаков, так и количество (и форму) облаков нижнего яруса. Поэтому на карты погоды наряду с другими характеристиками облаков наносят раздельно общее количество облаков (общую облачность) и количество облаков нижнего яруса.

Количество облаков в настоящее время оценивается визуально. До сих пор не найден достаточно надежный метод и не создан серийный прибор, который позволял бы инструментально без больших погрешностей определять количество облаков, тем более различать их по ярусам. Глаз наблюдателя пока определяет количество облаков точнее приборов.

Высота облаков

Высота облаков — расстояние по вертикали от земной поверхности до нижнего основания облаков.

На сети метеорологических станций и в оперативных метеорологических подразделениях Госкомгидромета, расположенных в аэропортах, высота облаков измеряется различными приборами, которые основаны на разных принципах. Метеоподразделения в зависимости от технической оснащенности измеряют высоту облаков одним или несколькими приборами.

Высота нижней границы облаков определяется разными методами — шаропилотным, прожекторным, импульсно-светолокационным, лазерным и др.

Шаропилотный метод основан на использовании шаров-пилотов. Шар-пилот представляет собой резиновый шар, наполненный водородом. Он поднимается за счет подъемной силы, возникающей благодаря легкому газу.

Перед пуском шара-пилота определяется вертикальная скорость его подъема, а при полете фиксируется момент достижения им границы облаков (раздельно, когда «шар-пилот начал туманиться» и когда «скрылся»). Высота облаков есть произведение времени полета на скорость подъема шара-пилота. В темное время суток к шару-пилоту прикрепляется легкий фонарик, позволяющий следить за его полетом.

Измерение облаков данным способом требует определенного времени. Проведение измерений затрудняют осадки. Поэтому при обеспечении авиации данный способ имеет ограниченное применение.

Прожекторный метод используют для измерения высоты облаков в темное время суток. Направляемый вертикально луч прожектора образует на нижней границе облака светлое пятно, которое фиксируется теодолитом. Высота облаков рассчитывается по известному расстоянию от прожектора до теодолита и углу визирования. Приборы, основанные на этом методе, используются все реже, они уступают место более совершенным — светолокационным.

Импульсно-светолокационный метод основан на измерении времени прохождения светового импульса от передатчика до нижней границы облаков и обратно; это время пропорционально пройденному расстоянию.

На базе метода создан импульсно-световой дистанционный измеритель высоты нижней границы облаков ИВО-1 (светолокатор).

Светолокатор имеет передатчик, приемник, пульт управления и соединительные кабели. Передатчик и приемник устанавливаются на открытом месте в 6—10 м друг от друга. Пульт управления находится в помещении. Лампа передатчика излучает мощные световые импульсы, которые параболическим зеркалом направляются вверх, к облакам. Отразившись от облаков, световые импульсы попадают в приемник, где преобразуются в электрические сигналы и высвечиваются на экране электронно-лучевой трубки пульта управления. Отсчет высоты нижней границы облаков производится по изображению светового импульса, отраженного облаками. Шкала измерения на пульте управления градуирована в метрах. Светолокатор позволяет измерять высоту облаков в темное и светлое время в диапазоне 50—2000 м с погрешностью $\pm 10\%$ высоты. Он является основным прибором для измерения высоты облаков в аэропортах.

Одним из вариантов светолокационного прибора является регистратор высоты нижней границы облаков РВО-2. Результаты измерений записываются на ленте самописца. Погрешность измерений $\pm 10\%$ высоты. Измерение ведется в интервале 50—2000 м, регистрация — 50—1000 м. Погрешность регистрации не превышает удвоенной погрешности измерений. Дистанция измерения с основного пульта управления 100 м, с выносного пульта до 4 км.

Лазерный измеритель высоты облаков (лидар) дает возможность дистанционно измерять высоту нижней границы облаков над местом установки прибора. Его можно применять в любое время года и суток, если отсутствуют умеренные и сильные осадки, туман и густая дымка. Когда

наблюдается несколько облачных слоев, он измеряет высоту нижней границы каждого слоя (но не более трех).

С помощью самолета можно достаточно точно измерять высоту облаков. За высоту нижней границы облаков принимается та высота, на которой при входе в облака у пилота теряется четкая видимость естественного горизонта, хотя наземные ориентиры еще просматриваются сквозь дымку. Если горизонт размыт (под облаками дымка или выпадают осадки), высота нижней границы облаков определяется по исчезновению видимости удаленных ориентиров.

Когда количество облаков меньше 5 баллов, их высоту инструментально с достаточной точностью определить почти невозможно и она оценивается визуально. Визуальный способ значительно менее точный зависит от квалификации и опыта наблюдателя. Во время полетов визуальные наблюдения за высотой могут быть откорректированы данными, получаемыми от экипажей воздушных судов, производящих взлет и посадку.

Особенности структуры нижней границы низких облаков

Нижняя граница низких слоистых облаков имеет сложную структуру. Она представляет собой не ровную, четко очер-

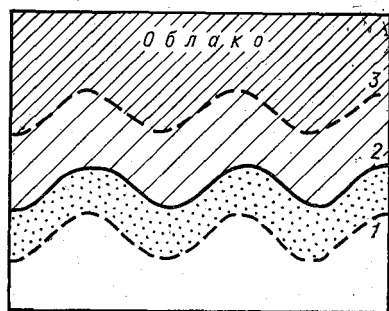


Рис. 4.13. Схема строения нижней границы низких облаков.

1 — уровень конденсации, начало слоя предоблачной дымки, 2 — нижняя граница облаков, 3 — верхняя граница подоблачного слоя, 1—2 — слой дымки, 2—3 — переходный слой, 1—3 — подоблачный слой.

ченную поверхность, а слой переменной оптической плотности. В этом слое плотность продуктов конденсации — капель воды — постепенно возрастает с высотой. Граница облаков начинается с легкого помутнения, которое, постепенно усиливаясь, переходит в действительную границу облаков.

Под плотной частью облака располагается подоблачный слой, в котором можно выделить две части: 1) слой от уровня конденсации до «видимой» части облака — слой дымки; 2) слой от нижней границы облака до наиболее плотной его части — переходный слой (рис. 4.13).

Толщина предоблачного слоя у слоистых облаков обычно 100—150 м, иногда 200 м. Слоисто-кучевые облака имеют более четкую нижнюю границу, их предоблачный слой имеет толщину в среднем 50 м.

Высота нижней границы слоя подоблачной дымки и его толщина зависят от температуры и влажности воздуха у поверх-

Рис. 4.14. Изменение высоты нижней границы облаков H_n по ежеминутным измерениям светолотатором.

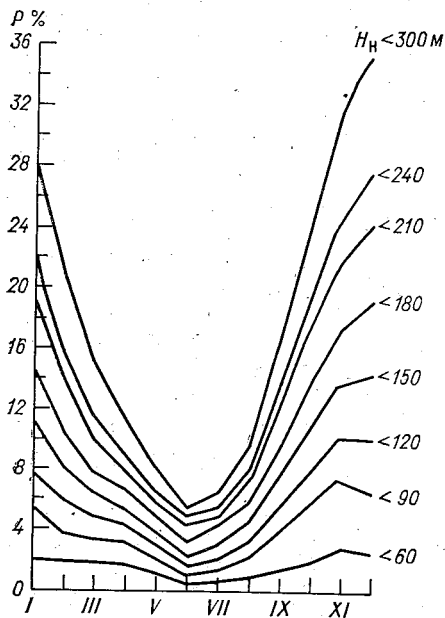
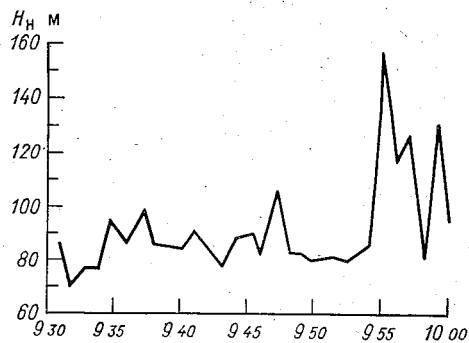


Рис. 4.15. Годовой ход повторяемости P высоты нижней границы облаков H_n в районе Москвы.

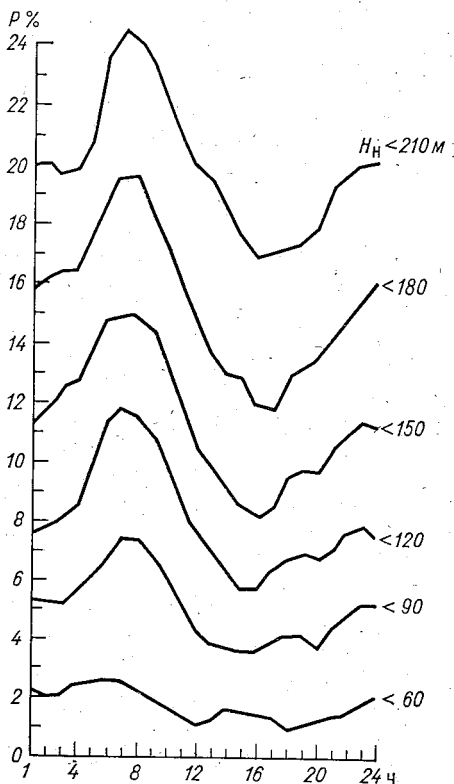


Рис. 4.16. Суточный ход повторяемости P высоты нижней границы облаков H_n зимой в районе Москвы.

ности земли, распределения их в подоблачном слое, а также от высоты облаков.

Нижняя граница низких слоистых облаков испытывает колебательные движения. Колебания довольно сложные. С одной стороны, прослеживается некоторое волновое движение, хотя и не всегда четкое. С другой стороны, есть неупорядоченные колебания флуктуационного характера. Те и другие колебания, взаимно накладываясь, в ряде случаев вызывают значительные изменения высоты за короткий промежуток времени. Иногда высота нижней границы изменяется на 200 и даже 300 м (рис. 4.14).

Низкие кучевые облака имеют хорошо выраженную нижнюю границу, и затруднения в определении ее высоты не возникают.

В зонах атмосферных фронтов при выпадении осадков вследствие турбулентности образуются разорванные облака. Определить высоту их нижней границы часто бывает трудно. Еще сложнее определить высоту нижней границы облаков при осадках (при мороси, дожде, снеге). В этом случае за высоту облаков принимают вертикальную видимость.

Высота нижней границы облаков имеет годовой и суточный ход (рис. 4.15 и 4.16).

Метеорологические условия полетов в облаках различных форм

Метеорологические условия полетов в облаках различных форм неодинаковы. Это вполне естественно, поскольку физические процессы, приводящие к их образованию, разные. Рассмотрим преобладающие условия полетов в облаках в той последовательности, в какой облака представлены в морфологической классификации.

Перистые облака образуются в результате волновых движений под задерживающими слоями верхней тропосферы и под тропопаузой, а также вследствие турбулентных движений воздуха. Среди облаков верхнего яруса перистые облака наиболее распространены (рис. 4.17). Вместе с тем это самые высокие облака тропосферы. Они имеют кристаллическую структуру. Количество кристаллов льда в единице объема незначительное, кристаллы мелкие, поэтому водность облаков небольшая. Видимость в облаках колеблется от нескольких сотен метров до 2 км и более. Полет в облаках обычно бывает спокойным, болтанка либо отсутствует, либо слабая. Обледенения, как правило, нет. Если полет длительный, возможна электризация самолета.

Перисто-слоистые облака обычно имеют фронтальное происхождение. В облачных системах атмосферных фронтов перисто-слоистые облака часто являются самостоятельным облачным слоем, отдельным от высоко-слоистых и слоисто-

дождевых облаков. В передней части развивающихся циклонов, где интенсивным упорядоченным подъемом воздуха охвачены мощные слои тропосферы, в том числе и верхняя ее часть, перисто-слоистые облака могут сливаться с высоко-слоистыми и слоисто-дождевыми облаками. В этом случае образуется единый облачный массив большой вертикальной протяженности. Перисто-слоистые облака — составная часть типичной системы облаков теплого фронта, включающей перисто-слоистые, высоко-слоистые и слоисто-дождевые облака.

Поскольку облака часто связаны с задерживающими слоями в верхней тропосфере, а наиболее мощным задерживающим слоем является тропопауза, годовой ход высоты перисто-слоистых облаков аналогичен годовому ходу высоты тропопаузы. На связь высоты нижней границы облаков с высотой тропопаузы было обращено внимание еще в начале XX в. Связь же высоты верхней границы облаков верхнего яруса с высотой тропопаузы была установлена около четверти века назад на основании сообщений экипажей реактивных самолетов, пробивавших облака и осуществлявших полеты на больших высотах.

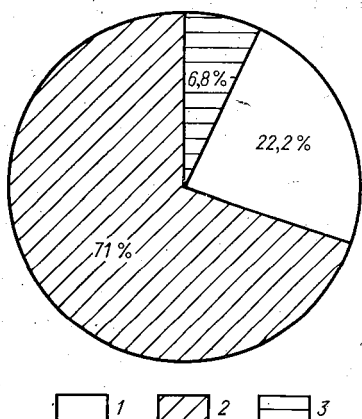


Рис. 4.17. Повторяемость различных форм облаков верхнего яруса по данным сетевого самолетного зондирования в районе Москвы (Внуково).

1 — перисто-слоистые облака, 2 — перистые, 3 — перисто-кучевые.

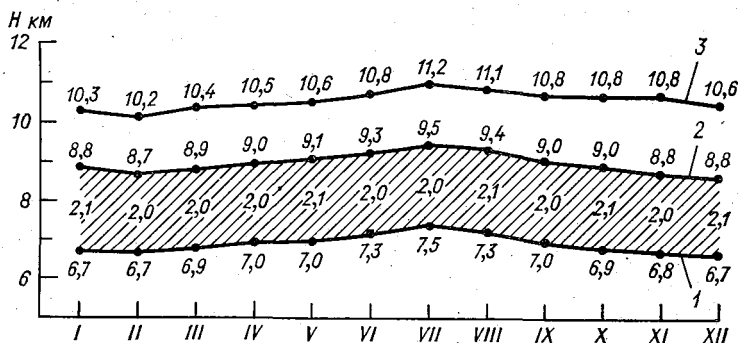


Рис. 4.18. Годовой ход средней высоты H нижней (1) и верхней (2) границы облаков верхнего яруса, а также тропопаузы (3).

Аналогичность годового хода средней высоты нижней и верхней границы облаков ходу высоты тропопаузы убедительно иллюстрируется рис. 4.18. Заметим, что на рисунке приведены

данные для всех облаков верхнего яруса независимо от их формы, однако перисто-слоистые облака имеют наибольшую вертикальную протяженность среди облаков этого яруса, и их вклад в характеристики облаков особенно существен. Закономерность связи хода высоты облаков с ходом высоты тропопавузы является общей для различных географических районов, что можно проследить по рис. 4.19.

Вертикальная протяженность перисто-слоистых облаков наиболее значительна в умеренных широтах, особенно в районах активной циклонической деятельности (Западная Европа, северо-западные районы ЕТС, Прибалтика). В Средней Азии и Закавказье, где воздух суше, облака тоньше. В Арктике вследствие малого влагосодержания воздуха и низких температур высота и вертикальная протяженность перисто-слоистых облаков также меньше, чем в средних широтах.

Перисто-слоистые облака кристаллические. Водность их равна сотым и тысячным долям грамма на 1 м³. Обледенение бывает очень редко и лишь в облаках с более высокой водностью; условием обледенения в этом случае является также большая скорость полета. Турбулентность в облаках, как правило, слабая, обычно полет в них протекает спокойно. Исключения составляют плотные перисто-слоистые облака, в ряде случаев наблюдавшиеся в зонах струйных течений. Здесь облака совпадают с вертикальным сдвигом ветра, поэтому в них наблюдается слабая или умеренная болтанка. В целом болтанка в перисто-слоистых облаках отмечается более чем в 70 % случаев полетов в них. Дальность видимости изменяется от нескольких сотен метров до нескольких километров, причем примерно в 60 % случаев видимость составляет 0,5—2 км. При полетах в плотных перисто-слоистых облаках создаются условия, благоприятные для электризации самолетов.

Высоко-кучевые облака образуются преимущественно под или над инверсиями. В основном они водные. Турбулентность в облаках слабая или умеренная, что обуславливает слабую или умеренную болтанку. Если облака формируются в зонах струйных течений со значительным вертикальным сдвигом ветра, турбулентность и болтанка могут быть значительными. Облака наблюдаются на высотах, где температура воздуха даже летом часто отрицательная, поэтому возможно обледенение воздушных судов. Дальность видимости в облаках небольшая — обычно около 100 м.

Высоко-слоистые облака, как и перисто-слоистые, в типичном случае являются составной частью фронтальных облачных систем. Для них характерна большая горизонтальная протяженность. По своему внутреннему строению они смешанные: состоят из переохлажденных капель и кристаллов льда. Вместе с тем высоко-слоистые облака могут быть и внутримассовыми. В этом случае они обычно кристаллические.

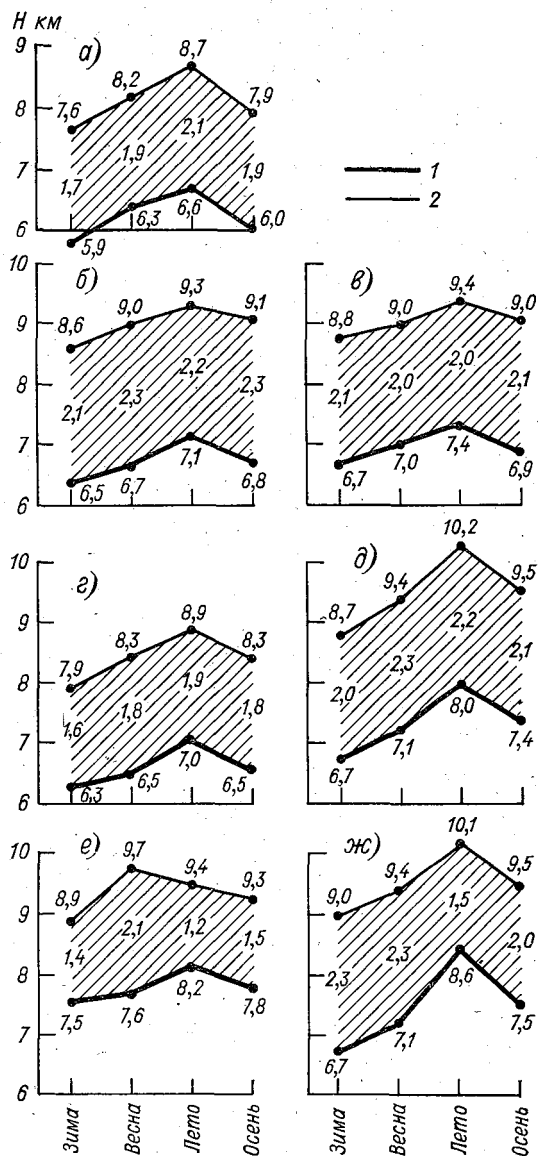


Рис. 4.19. Сезонный ход средней высоты H нижней (1) и верхней (2) границы облаков верхнего яруса.

а — побережье моря Лаптевых, б — Польша и ГДР, в — центральная часть Европейской территории Советского Союза, г — Зауралье, д — Приморье, е — Закавказье, ж — Средняя Азия.

Водность облаков составляет десятые (иногда сотые) доли грамма на 1 м³. Если полет в облаках длительный, возможно обледенение самолетов. Турбулентность в облаках слабая, и полет в них обычно не сопровождается болтанкой. Видимость в облаках плохая — от нескольких десятков до нескольких сотен метров. При длительном полете в облаках самолеты заряжаются статическим электричеством.

Слоисто-кучевые облака наблюдаются часто, особенно в умеренных широтах. В облаках бывает заметная турбулентность, поэтому при полете в них самолеты испытывают слабую или умеренную болтанку. Облака водные, зимой могут иметь смешанное строение.

Переохлажденные капли создают благоприятные условия для обледенения самолетов и вертолетов в зимнее время (особенно при длительном полете в облаках). Видимость в облаках плохая — десятки метров.

Слоистые облака значительно осложняют полеты, поэтому остановимся на них несколько подробнее. В большинстве случаев слоистые облака формируются в подынверсионных слоях, когда воздух становится насыщенным. Высота нижней границы, как правило, невелика; иногда облака опускаются до земной поверхности. Изменения высоты нижней границы облаков даже на небольших расстояниях могут быть значительными, вследствие чего визуальный полет под ними очень сложен. В пересеченной местности облака могут закрывать вершины возвышенностей, что особенно осложняет полеты. Горизонтальная протяженность облаков зависит от синоптических условий их образования и составляет несколько сотен, а в отдельных случаях (например, в обширных «гнилых» антициклонах) даже несколько тысяч километров.

Поскольку в большинстве случаев облака связаны с инверсиями, их верхняя граница сравнительно ровная, с небольшими расчлененными валами. Такой характер верхней границы облаков говорит о том, что в приземном слое нет значительных восходящих движений, которые могли бы нарушить инверсионный слой. Однако в некоторых случаях, особенно в теплое время года, на ровной верхней поверхности облачного слоя появляются холмы и клубящиеся вершины облаков. Это свидетельствует об интенсивных восходящих движениях. В таких случаях высота нижней границы облаков обычно превышает 300 м.

В зависимости от температуры воздуха (сезона года) облака могут быть капельными, кристаллическими или смешанными. Водность облаков равна десятым или сотым долям грамма на 1 м³. Если температура отрицательная и капли переохлаждены, возможно обледенение вертолетов и самолетов. Наиболее интенсивное обледенение отмечается в средней и верхней части облачного слоя, состоящей из переохлажденных капель.

Турбулентность в облаках, как правило, слабая. Болтанка бывает редко. Дальность видимости в облаках обычно не превышает 300 м.

Слоисто-дождевые облака — типичные облака той части зоны атмосферных фронтов, где идут осадки. Наиболее характерной их чертой является большая горизонтальная протяженность. Слоисто-дождевые облака — составная часть фронтальной облачной системы, поэтому при пересечении атмосферных фронтов, особенно теплого фронта, полет в облаках обычно сравнительно длительный.

В верхней части облачная система состоит из кристаллов льда и мелких переохлажденных капель, в средней и нижней — из более крупных капель и кристаллов. Кроме того, в облаках имеются дождевые капли и снежинки. Водность облаков 0,6—1,3 г/м³. Наибольшую опасность для самолетов представляет обледенение, которое возможно во все сезоны года: в теплое полугодие оно наблюдается в тех слоях, где температура воздуха ниже 0°C, в холодное — на всех высотах, но имеет разную интенсивность. Особенно опасен полет в зоне переохлажденного дождя, наиболее часто выпадающего осенью и весной.

Турбулентность в облаках слабая, болтанки либо нет, либо она незначительная. Однако в зоне фронта могут быть сдвиги ветра, обуславливающие турбулентность, а следовательно, и болтанку.

Видимость в облаках зависит от того, в какой части облачной системы производится полет. Она составляет сотни метров, а в зонах осадков может ухудшаться до десятков метров. Во все сезоны года при полете в облаках на воздушных судах могут возникать значительные электростатические заряды.

В теплую половину года при неустойчивом состоянии воздуха в слоисто-дождевых облаках иногда образуются кучево-дождевые и даже грозовые облака (грозы на теплом фронте). В этих случаях полеты в облачной системе опасны. Очаги кучево-дождевых (грозовых) облаков можно обнаружить с помощью наземных и бортовых радиолокаторов и принять необходимые меры безопасности.

Кучевые облака — типичные облака хорошей погоды в теплое полугодие. Высота их нижней границы чаще всего 0,6—1,2 км, вертикальная протяженность составляет несколько сотен метров.

Высота верхней и нижней границы кучевых облаков, а также и вертикальная протяженность зависят от широты места, влагосодержания воздуха и синоптической обстановки: чем больше широта, выше влагосодержание воздуха и ниже температура, тем ниже и тоньше облака. В сухую и теплую погоду, характерную для летнего антициклона, кучевые облака располагаются довольно высоко, а в тылу циклона, принесшего похолодание, облака формируются низко.

Облака состоят из водяных капель, образуются на высотах, где температура воздуха положительная, поэтому обледенения в них не бывает. Обледенение возможно лишь весной и осенью при отрицательной температуре в облаках, однако оно не очень опасно, поскольку размеры облаков небольшие.

Согласно данным В. А. Зайцева, в кучевом облаке, сравнительно мало развитом по вертикали (мощность примерно 1200 м), по характеру распределения в нем капель можно вы-

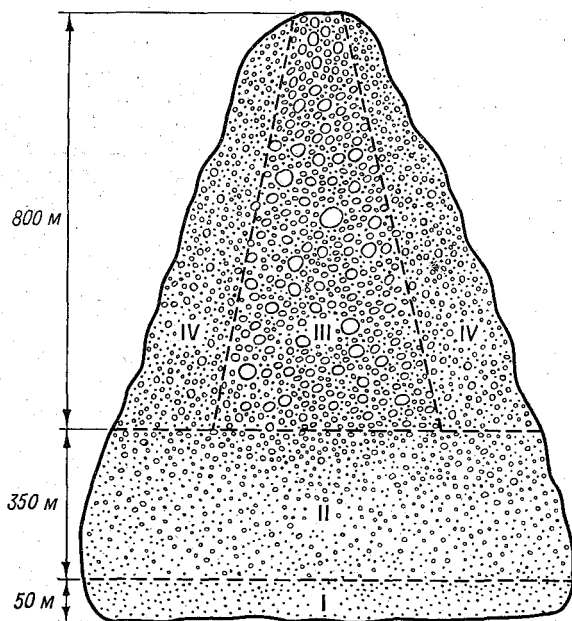


Рис. 4.20. Схема распределения капель в кучевом облаке.

— делить четыре зоны (рис. 4.20). Зона I располагается у самого основания облака, ее толщина около 50 м. Здесь находится уровень конденсации, непрерывно образуются капли размером 4—8 мкм, которые восходящим потоком воздуха увлекаются вверх. На место поднявшегося воздуха снизу поступают новые его порции, и опять происходит конденсация и образуются капли. Зона II имеет толщину около 350 м. Здесь капли укрупняются за счет конденсации и слияния мелких капель; преимущественный размер капель 6—14 мкм. Зона III — центральная часть облака, где восходящие потоки интенсивнее, слияние капель активнее; диаметр их колеблется от 8—18 до 100 мкм, достигая в отдельных случаях 400 мкм и более. Зона IV — периферийная, в ней восходящие движения слабее, преобладают капли диаметром 8—14 мкм. На периферии облака происходит

также испарение капель, особенно в области нисходящих движений воздуха.

Турбулентность в облаках слабая или умеренная и возрастает по мере увеличения вертикальной протяженности облаков. Соответственно растет вероятность и интенсивность болтанки самолетов и вертолетов. Дальность видимости в облаках примерно 30—40 м.

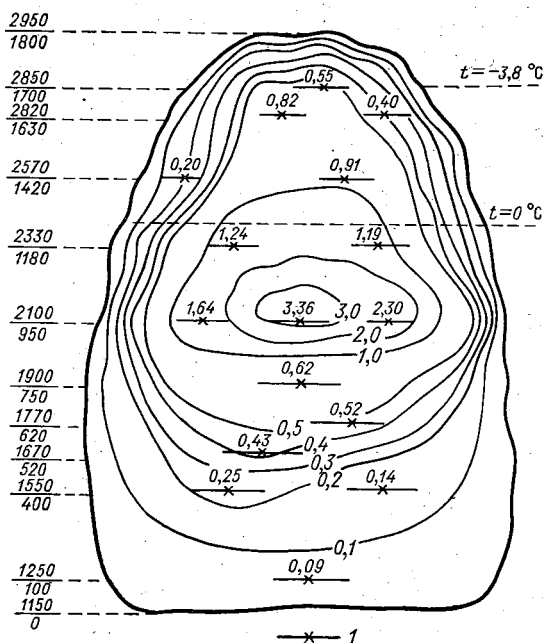


Рис. 4.21. Распределение влажности (г/м^3) в мощном кучевом облаке по данным самолетного зондирования.

1 — отрезки пути, на которых измерена влажность. В числителе дробей — высота над уровнем моря (м), в знаменателе — высота над основанием облака (м).

Поскольку между кучевыми облаками есть просветы, при полете над облаками можно различить крупные наземные ориентиры. В целом кучевые облака не создают больших затруднений для полетов.

Мощные кучевые облака — это развитые по вертикали и горизонтали кучевые облака. Высота их нижней границы примерно такая же, как у кучевых облаков, и зависит от аналогичных факторов. Однако вертикальная протяженность мощных кучевых облаков значительно больше.

Облака водные, при отрицательной температуре капли переохлаждены и в облаках возможно умеренное или сильное обледенение. Влажность на периферии облаков составляет

десятичные доли грамма на 1 м^3 , а в центральной части — несколько граммов на 1 м^3 . О распределении водности в облаке дает представление рис. 4.21, построенный по данным самолетных измерений. Видимость в облаках плохая.

Интенсивная турбулентность, способная вызвать сильную болтанку и создать перегрузки выше допустимых, а также другие факторы настолько осложняют полеты в мощных кучевых облаках, что документы, регламентирующие летную работу, запрещают заходить в них.

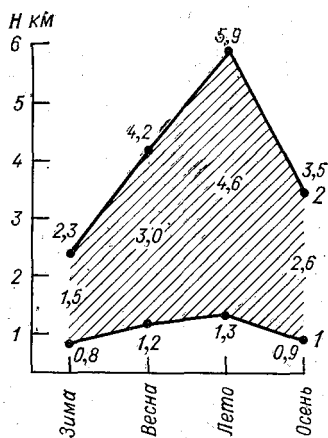


Рис. 4.22. Сезонный ход средней высоты H нижней (1) и верхней (2) границы кучево-дождевых облаков.

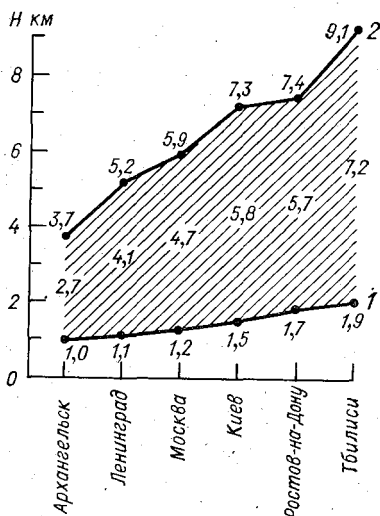


Рис. 4.23. Средняя высота H нижней (1) и верхней (2) границы кучево-дождевых облаков летом.

Кучево-дождевые облака наиболее опасны для полетов. Высота верхней границы облаков и их вертикальная протяженность очень значительны, особенно летом (рис. 4.22 и 4.23). Высота и протяженность облаков имеют хорошо выраженный годовой ход с максимумом летом и минимумом зимой. Они увеличиваются также с севера на юг.

Вершины облаков могут достигать тропопаузы, а иногда пробивать ее и проникать в нижние слои стратосферы. Горизонтальная протяженность облаков обычно составляет несколько десятков километров. В облаках наблюдаются неупорядоченные интенсивные восходящие и нисходящие потоки воздуха, скорость которых по косвенным оценкам может составлять 30 м/с и более. Турбулентность в облаках очень сильная.

Под основанием кучево-дождевого облака в его передней части иногда образуется плотный темный облачный вал с го-

ризонтальной осью вращения — так называемый шквальный ворот. Осадки из кучево-дождевых облаков носят ливневый характер, часто сопровождаются грозами, градом, шквалами. В облаках при отрицательной температуре возможно интенсивное обледенение. Совокупность всех метеорологических явлений резко снижает безопасность полета. Заходить в облака категорически запрещается, обходить их следует на безопасных расстояниях, устанавливаемых документами, регулирующими полеты.

Осадки

Формы и виды осадков

Атмосферными осадками или просто осадками называется вода в жидком или твердом состоянии, выпадающая из облаков или осаждающаяся из воздуха на поверхности земли и на предметах. Осадкам уделяется немалое внимание в метеорологии вообще и в авиационной метеорологии в частности. Это внимание обусловлено влиянием осадков на полеты. Осадки из облаков дают более 99 % общего количества воды, поступающей из атмосферы на земную поверхность. Менее 1 % приходится на росу, иней, изморозь, жидкий и твердый налет. Для описания осадков используется несколько характеристик, основными из которых являются количество и интенсивность осадков.

Количество (сумма) осадков измеряется толщиной (в миллиметрах) слоя воды, образующегося в результате выпадения осадков на водонепроницаемую поверхность.

Интенсивность осадков — это слой осадков, выпадающих за единицу времени (обычно за 1 мин).

Форма осадков — внешний вид кристаллов льда или капель воды, выпадающих из облаков. Форма осадков является косвенным свидетельством условий их образования.

Различают следующие формы осадков.

Снег — твердые осадки в виде снежинок (кристаллов) разных размеров. Обычно снежинки — звездочки правильной шестиугольной формы. Если температура воздуха около 0 °С, снежинки слипаются, образуя хлопья, нередко довольно крупные. О том, почему снежинки имеют правильную шестиугольную форму, говорилось выше.

Снежная крупа — довольно мягкие матово-белые непрозрачные крупинки округлой формы, их диаметр 2—5 мм.

Снежные зерна отличаются от снежной крупы в основном размером: их диаметр меньше 1 мм.

Ледяная крупа — прозрачные с поверхности крупинки, имеющие в центре плотное белое ядро; диаметр крупинок

2—5 мм. Она образуется в тех случаях, когда капли дождя или частично растаявшие снежинки замерзают при падении через приземный слой воздуха с отрицательной температурой.

Град — осадки в виде кусочков льда разного размера. Градины имеют неправильную или сферическую (близкую к сферической) форму, их диаметр от 2 до 150—200 мм. В градинах слои прозрачного льда чередуются со слоями непрозрачного (мутного) льда.

Ледяной дождь — мелкие прозрачные сферические частицы диаметром 1—3 мм. Они образуются при замерзании капель дождя, падающих сквозь нижний слой воздуха с отрицательной температурой.

Ледяные иглы — это мельчайшие ледяные кристаллы, как правило, неразветвленные. В ясные морозные дни их можно обнаружить по блеску.

Дождь — жидкие осадки из облаков в виде капель диаметром 0,5 мм и более.

Морось — осадки в виде мелких капель диаметром не более 0,5 мм. Капли настолько малы, что падение их почти незаметно для глаза. Они кажутся плавающими в воздухе. Когда капель много, морось становится похожей на туман. Однако в отличие от тумана капли мороси выпадают на земную поверхность.

Мокрый снег — осадки, состоящие из тающего снега или смеси снега с дождем.

Наиболее распространенными осадками являются снег, дождь и морось.

По тому, какой процесс привел к образованию осадков, по размеру выпадающих частиц, а также по длительности и интенсивности осадки делятся на морозящие, обложные и ливневые.

Морозящие осадки представляют собой мелкие капли дождя (диаметром 0,5 мм) или очень мелкие снежинки и снежные зерна (снежная морось). Обычно они выпадают из низких слоистых или слоисто-кучевых облаков. Интенсивность их очень мала и определяется не по количеству выпавших осадков, а по степени ухудшения горизонтальной дальности видимости.

Обложные осадки — это длительные осадки в виде капель дождя диаметром более 0,5 мм или снежинок (иногда небольших снежных хлопьев). В типичном случае они выпадают из фронтальных слоисто-дождевых облаков. В зависимости от того, в какой части фронтальной облачной системы выпадают обложные осадки, они могут быть слабыми (близкими к мороси), умеренными или сильными.

Ливневые осадки — осадки в виде крупных капель, крупных хлопьев снега, иногда снежной крупы или града. Они выпадают из кучево-дождевых облаков, начинаются обычно внезапно, длятся недолго, но в ряде случаев могут неоднократно

возобновляться. Этот вид осадков типичен для неустойчивых воздушных масс, холодных фронтов и фронтов окклюзии по типу холодного фронта. Осадки могут сопровождаться грозами и шквалами.

При ливневых осадках выпадает наибольшее количество воды. В горных районах они создают резкие подъемы уровня воды в реках. Так, например, в результате ливневых дождей в бассейнах рек Сочи и Мацеста на Черноморском побережье Кавказа 10 сентября 1978 г. уровень воды в этих реках достиг 4,6 м, что выше существующих опоясок на 1,6 м. Такого подъема воды в реках за последние 75 лет не наблюдалось.

Для измерения количества осадков используются специальные приборы — дождемеры. Приборы, записывающие количество выпавших осадков, называются плювиографами. Приборы измеряют высоту слоя воды, выпавшей за определенное время на горизонтальную поверхность. Твердые осадки предварительно растаивают, а затем измеряют высоту слоя образовавшейся при таянии воды.

Количество осадков на некоторой площади можно измерить с помощью радиолокатора. Для этого используется специально разработанная методика определения осадков.

Среди осадков особого внимания заслуживает град. Градины формируются в кучево-дождевых облаках в результате слияния переохлажденных капель с зернами крупы и замерзания капель. Падающая градина попадает в слой с положительной температурой воздуха, начинает таять, однако мощным восходящим потоком воздуха забрасывается на высоту, где температура отрицательная. Здесь стекловидная поверхность градины покрывается примерзающими переохлажденными каплями и крупинками, образующими слой мутного непрозрачного льда. Из-за увеличения массы градина вновь падает, и процесс нарастания льда может возобновиться. Он прекратится тогда, когда вес градины преодолеет сопротивление восходящего воздушного потока.

В равнинных районах Советского Союза град бывает сравнительно редко. Среднее годовое число дней с градом составляет здесь в основном 1—2. Процессы формирования кучево-дождевых облаков усиливаются возвышенностями, поэтому в предгорьях и горах это число увеличивается. Например, в районе Карпат, в Стрые, среднее число дней с градом равно примерно 3, в горах, на станции Пожижевская, 5, а максимальное число дней с градом достигает 13. В Крыму среднее число дней с градом в горах равно 4, максимальное 12.

Град обычно наблюдается в период с апреля по сентябрь, наибольшая повторяемость града в мае — июле. В течение суток наиболее вероятно выпадение града в послеполуденные часы, преимущественно от 14 до 16 ч.

Продолжительность града обычно небольшая, чаще всего до 5 мин. В 70—100 % случаев она не превышает 15 мин (табл. 4.2). В 75—85 % случаев град выпадает при грозах.

Таблица 4.2

ПОВТОРЯЕМОСТЬ (%) РАЗЛИЧНОЙ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ГРАДА

Пункт	Продолжительность града, мин					
	≤ 5	6—15	16—30	31—45	46—60	≥ 61
Одесса	79	21	—	—	—	—
Кировоград	51	34	9	2	—	4
Львов	45	42	8	5	—	—
Ай-Петри (Крым)	31	42	17	5	2	3

Количество осадков в разных районах сильно варьирует. Самое большое на земном шаре количество осадков наблюдается в экваториальной зоне. Так, на Гавайских островах (остров Когуан) и в Индии (Черрапунджи) годовая сумма осадков составляет в среднем 12 м, увеличиваясь в отдельные годы до 15 м. Наименьшее количество осадков выпадает в субтропической зоне пустынь (Сахара, пустыни Чили и Перу), где иногда по несколько лет осадков не бывает.

На территории СССР больше всего осадков отмечается на Черноморском побережье Кавказа (Поти) — свыше 200 см за год. На западе ЕТС годовое их количество составляет 65—70 см, в центральных районах ЕТС 50—60 см. Наименьшее количество осадков наблюдается в Средней Азии и на юго-востоке ЕТС — до 10 см за год. В Москве среднее за год количество осадков равно 70 см, в Ленинграде 60 см.

Осадки в умеренных широтах связаны в основном с атмосферными фронтами. Так, в Москве 63 % годовой суммы осадков связано с атмосферными фронтами, непосредственно проходящими над городом, 27 % — с фронтами, находящимися в 100—450 км от города, 10 % — с внутримассовыми условиями. Зимой большая часть осадков связана с теплыми фронтами (42 % суммы за сезон), летом — с холодными. Две трети годового количества осадков приходится на теплый период (апрель — октябрь), одна треть — на холодный. Во время зимних оттепелей и в переходные месяцы года (март, апрель, октябрь, ноябрь) много выпадает смешанных осадков (мокрый снег, снег с дождем, ледяной дождь и др.). Они составляют 14 % годового количества осадков.

В тропиках преобладают дожди ливневого характера. При этом во время ливня может выпасть очень большое количество осадков. Так, 31 июля 1975 г. в Бомбее выпало 420 мм осадков.

Причины образования осадков

Осадки являются результатом сложных физических процессов, протекающих в облаках. Представим себе летний день. Ранним утром безоблачно и тихо. Но вот солнце поднимается выше, возникает легкий ветер, кое-где появляются небольшие кучевые облака. Чем выше над горизонтом солнце и сильнее прогревается земля, тем заметнее становится ветер, больше образуется облаков, увеличиваются их размеры. К полудню кучевых облаков уже довольно много, они разбросаны по всему небосводу. Среди них выделяются мощные кучевые облака с округлыми вершинами. Но дождя еще нет. Проходит некоторое время, и в развивающихся вершинах мощных кучевых облаков появляются первые нити перистых облаков. Вскоре верхняя часть мощных кучевых облаков покрывается вуалью перистых облаков, расплывается, приобретает вид огромной наковальни. Это уже кучево-дождевое облако. Из облака идет ливень, иногда с грозой и шквалом. Солнце склоняется к горизонту, облака растекаются, ветер слабеет. Ночью опять безоблачно и тихо. Такова типичная картина развития внутримассовых облаков в течение суток в достаточно влажном воздухе (например, в морском воздухе умеренных широт).

Почему до тех пор, пока кучевые и мощные кучевые облака были однородными (состояли из капель воды) дождя не было, а после того как верхняя часть облаков оледенела, стала кристаллической, появились перистые облака, начался ливневый дождь? Чтобы ответить на этот вопрос, нужно иметь в виду следующее.

Как известно, облака состоят из капель и ледяных кристаллов. Чтобы капли и кристаллы выпадали из облаков, они должны быть достаточно большими. Осадки выпадают только из тех облаков, в которых создаются условия для роста капель и кристаллов до такого размера, при котором их вес может преодолеть силу сопротивления воздуха и восходящих потоков.

Капли облака растут либо за счет конденсации, либо за счет коагуляции (слияние капель друг с другом). Конденсационный рост преобладает при образовании зародышевых капель и заметно влияет на рост мелких капель. Когда капли достигают радиуса 10 мкм и более, их рост замедляется. Для образования капель дождя радиусом более 100 мкм в условиях реальных пересыщений необходимо несколько часов. Рост кристаллов может происходить также за счет сублимации (сублимационный рост).

Коагуляция капель вызывается рядом причин: неодинаковой скоростью падения мелких и крупных капель, электрическими силами разноименно заряженных капель, атмосферной турбулентностью и др. В результате таяния больших кристаллов, выпадающих из слоев облака с отрицательной температу-

рой воздуха в слои с положительной температурой, образуются крупные капли. В свою очередь большие кристаллы могут расти за счет сублимации и коагуляции с мельчайшими переохлажденными каплями. Словом, в атмосфере протекает много процессов, приводящих к укрупнению облачных элементов и их выпадению.

Среди перечисленных выше процессов наиболее существенны два — сублимационный рост и коагуляция.

В умеренных широтах для образования осадков наибольшее значение имеет сублимационный рост. Он проявляется в облаках со смешанным строением. Кристаллы и замерзшие капли растут при относительной влажности 100 % и ниже, так как упругость водяного пара над льдом меньше, чем над водой. По мере того как ледяные кристаллы растут, упругость насыщения над ними уменьшается. В зависимости от температуры она может быть значительно ниже, чем над водой. Это приводит к пересыщению относительно льда. Так, если по отношению к воде влажность 100 %, то по отношению ко льду она при температуре -20°C равна 122 %, а при -30°C — даже 130 %.

В результате этого в той части смешанного облака, где преобладают ледяные кристаллы, создаются условия, благоприятные для сублимационного роста ледяных частиц. Падая, они захватывают мелкие переохлажденные капли и растут. Выросшие кристаллы, выпадая из верхней части облака, встречают переохлажденные капли. Фазовое равновесие сильно нарушается. Начинается своеобразная перегонка водяного пара. Поскольку водяной пар осаждается на льдинках, относительная влажность уменьшается. Капли испаряются, пополняя запас влаги, расходуемой на рост кристаллов.

Ледяные кристаллы, падая, сталкиваются друг с другом, слипаются и образуют хлопья снега. При дальнейшем падении летом они попадают в слои с положительной температурой и превращаются в крупные капли (ливневый дождь); зимой, когда во всем слое падения кристаллов температура отрицательная, при подобных условиях идет ливневый снег. Следовательно, капли летнего ливневого дождя представляют собой растаявшие ледяные кристаллы, поэтому при таком дожде обычно становится заметно прохладнее.

Из вышесказанного ясно, почему в рассмотренном выше примере из мощных кучевых облаков дождь не выпадал: облако было однородным по своему внутреннему строению, состояло из капель воды. Но как только в верхней его части появились ледяные кристаллы, облако стало смешанным, устойчивое фазовое состояние облака нарушилось, из него пошел ливень, облако превратилось в кучево-дождевое.

За счет коагуляции мелкие капли могут вырасти до размеров дождевых капель только в облаках большой вертикальной протяженности (более 3 км). Поэтому в умеренных широтах из

облаков вертикальной мощностью 2—3 км в летнее время осадков, как правило, не бывает. Однако в тропиках, для которых характерны облака большой вертикальной протяженности, дождь выпадает вследствие коагуляционного роста капель.

Влияние осадков на производство полетов

Осадки могут существенно осложнять полеты и даже приводить к тяжелым авиационным происшествиям.

Моросящие осадки могут занимать большие площади и значительно осложнить полеты по правилам визуального полета (ПВП), в первую очередь полеты на малых высотах при выполнении задач народного хозяйства.

Обложные осадки образуют обширные зоны вдоль атмосферных фронтов, преимущественно теплых. Полеты в обложных осадках затрудняются плохой видимостью, особенно при снегопадах. При полетах по ПВП во время снегопада значительно снижается контрастность всех объектов на земной поверхности, сильно ухудшается ориентировка. При сильном дожде капли могут частично блокировать отверстие приемника воздушного давления и вызвать занижение показаний указателя скорости. В обложных осадках вследствие трения капель дождя и снежинок о поверхность самолета могут возникнуть значительные потенциалы статического электричества, что создает опасную ситуацию. В зонах переохлажденного дождя образуется интенсивное обледенение, особенно опасное для вертолетов.

Длительные обложные дожди вызывают переувлажнение грунта и даже его размокание, выводят из строя на то или иное время грунтовые аэродромы, нарушают регулярность отправления рейсов и приема самолетов.

Ливневые осадки резко ухудшают видимость. В ливневых снегопадах видимость иногда падает до нескольких десятков метров и даже ниже. Крупный дождь нарушает нормальное всасывание воздуха реактивным двигателем, приводит к уменьшению числа оборотов его компрессора. Наиболее опасен град, так как при большой скорости полета даже небольшие градины могут сделать значительные вмятины и разрушить остекление кабины самолетов. Град иногда встречается даже на большой высоте: мелкий град наблюдался на высоте около 13 км, а крупный — на высоте 9,5 км. Разрушение остекления на большой высоте может привести к разгерметизации, что очень опасно. Интенсивный снег может попасть в отсеки самолета, привести к заклиниванию кинематических звеньев, пробоям изоляции и т. п.

Осадки сильно ухудшают условия посадки самолетов и вертолетов. Скольжение на ВПП, покрытой снегом, в 2 раза больше, чем на бетонной ВПП. При посадке самолета на ВПП, покрытую снегом, пробег значительно увеличивается. Для

предупреждения выкатывания самолетов за пределы ВПП экипажу самолета, заходящего на посадку, сообщается коэффициент сцепления. При одном и том же типе покрытия ВПП коэффициент сцепления в зависимости от состояния покрытия (сухое или заснеженное) может уменьшаться вдвое, что приводит к соответствующему увеличению длины пробега самолета при посадке.

Вода и слякоть на ВПП при незначительном отклонении самолета от ее оси и неравномерном сцеплении колес с поверхностью ВПП могут создать разворачивающие моменты, которые не всегда поддаются парированию органами управления самолета. В таких случаях самолет может выкатиться за пределы ВПП и получить повреждения.

При разбеге самолета с ВПП, покрытой слякотью, может возникнуть гидроглиссирование, или аквапланирование. Колеса самолета отбрасывают мощные струи воды и слякоти, самолет сильно тормозится, длина его разбега значительно увеличивается. Могут создаться такие условия, что самолет не достигнет скорости отрыва и возникнет опасная ситуация.

Выпадающий в зимнее время снег приходится убирать и уплотнять на летных полосах и в других местах, где передвигаются и обслуживаются самолеты и другие машины и механизмы. Организация работ по уборке снега наряду с другими факторами зависит от толщины слоя выпавшего снега.

Искусственное рассеяние низких облаков и туманов для обеспечения авиации

Поскольку низкие облака и туманы создают нелетную погоду, нарушают регулярность воздушного движения, естественно возникает желание каким-либо образом избавиться от них, очистить от тумана хотя бы часть пространства над аэродромом, особенно над ВПП, и дать возможность самолетам взлететь и произвести посадку.

Анализ возможностей воздействия на низкие облака и туманы показывает, что атмосферные процессы, обуславливающие погоду, обладают огромной энергией. Например, энергия, связанная только с образованием мощного кучевого облака, в несколько раз больше энергии, вырабатываемой крупной гидроэлектростанцией. Поэтому воздействие на облака «грубой силой» нереально.

Вместе с тем процессы облакообразования и процессы, приводящие к формированию тумана, имеют характерную особенность. Состояние облаков и туманов в определенные моменты бывает таким, что, приложив сравнительно небольшую энергию или введя небольшое количество соответствующего реагента,

можно достичь большого эффекта. В результате воздействия начинается саморазвивающаяся реакция. Возможность искусственного воздействия на туманы и низкие облака и состоит в выявлении их неустойчивых состояний и в разработке методов и средств реализации саморазвивающихся реакций.

Туман и низкие облака можно рассеять, воздействуя на их внутреннюю структуру. Капли тумана или облака можно испарить или каким-нибудь образом удалить, или же укрупнить их и заставить выпасть. Можно воздействовать на фазовое состояние частиц тумана и облака, используя эффект различия упругости насыщения над водой и льдом. Возможный путь воздействия — понижение силы поверхностного натяжения капель с помощью поверхностно-активных веществ (ПАВ). Однако не все из названных путей воздействия на внутреннюю структуру низких облаков и туманов можно реализовать достаточно эффективно.

Наиболее эффективно воздействие на переохлажденные туманы и низкие облака. Капли тумана и облаков, имеющие определенный размер и специфические свойства, могут не замерзать до температуры около -40°C . Если в такой туман (облако) ввести ядра кристаллизации, можно создать саморазвивающуюся реакцию их внутренней перестройки и в итоге вызвать рассеяние. В качестве ядер кристаллизации используется твердая углекислота или льдоподобные вещества (например, иодистое серебро).

Твердая углекислота (сухой лед) имеет температуру испарения около -70°C . Твердая углекислота, введенная в туман или облака, испаряется. Очень мелкие капли в пограничном с твердой углекислотой слое почти мгновенно замерзают. При этом процессе образуется огромное число кристаллов льда. Например, при температуре воздуха -1°C 1 г твердой углекислоты стимулирует образование $5,8 \cdot 10^{11}$ кристаллов льда, а при более низкой температуре их возникает еще больше.

Ледяные кристаллы, распространяясь в тумане (облаке), превращаются в ледяные зародыши. Фазовое равновесие тумана (облака) нарушается. Вследствие того что упругость насыщения над льдом меньше, чем над водой, на ледяных зародышах начинают вырастать крупные снежинки, а капли начинают испаряться из-за возникшего дефицита влажности. Снежинки выпадают на землю, запасы влаги в тумане (облаке) быстро уменьшаются, и он (оно) рассеивается.

Твердая углекислота сбрасывается на туман (облако) с самолета или вводится с помощью специальных наземных установок. После прохода самолета, с которого производился засев тумана (облаков), туман ослабевает или рассеивается (в облаках образуется просвет). Полоса пространства, свободного от тумана (просвет в облаке), сохраняется некоторое время. Она позволяет произвести посадку (взлет) самолетов. Через

20—40 мин (в зависимости от температуры воздуха и скорости ветра) просветы снова затягиваются туманом (облаками).

В этом методе важную роль играет дозировка реагента. Если концентрация реагента слишком мала, ослабление тумана (просвет в облаках) окажется незначительным; при избыточной концентрации туман (облако) уплотняется, видимость ухудшается.

Метод использования твердой углекислоты получил наибольшее развитие. Разработана количественная теория процесса образования зародышей льда в переохлажденных туманах и облаках при воздействии данным реагентом, оценена необходимая его дозировка и эффективность воздействия, разработаны технические средства введения реагента, выполнено много натурных экспериментов. Разработаны и апробированы самолетные и наземные установки для дозированного введения реагента. Метод использован в ряде аэропортов СССР и дал положительные результаты.

Однако использование твердой углекислоты имеет серьезные ограничения. Этот метод эффективен для переохлажденных туманов и облаков и непригоден в тех случаях, когда капли тумана (облака) имеют положительную температуру. Туманы на территории СССР в большинстве случаев наблюдаются при положительной температуре, близкой к 0°C .

Исследованы также возможности рассеяния туманов (низких облаков) льдоподобными веществами (иодистым серебром), ПАВ, путем теплового воздействия и др. Например, для рассеяния (ослабления) туманов путем теплового воздействия используется система ФИДО. В горелках ФИДО, расположенных вдоль ВПП, для обеспечения взлета и посадки при тумане за 20 мин сжигается около 50 т бензина.

Реагентами могут быть некоторые газообразные вещества. В частности, во Франции в аэропорту Орли переохлажденный туман ряд лет рассеивался газообразным пропаном. С наветренной стороны аэродрома по его периметру на расстоянии 1,5 км от ВПП было установлено несколько десятков пропановых распылителей. Опыты оказались успешными.

В аэропортах Орли и им. Шарля де Голля вблизи Парижа применяется термокинетический метод рассеяния туманов. Над ВПП распространяются горячие газы, повышающие температуру окружающего воздуха до таких значений, при которых взвешенные в нем капли испаряются. Горячие газы вырабатываются расположенными по бокам ВПП турбореактивными двигателями. Соответствующие экраны позволяют распространять горячий воздух в разных направлениях.

Проводятся лабораторные опыты по использованию лазеров для рассеяния (ослабления) тумана. Выбирается монохроматический излучатель (носитель тепловой энергии) с такой длиной волны, чтобы тепло максимально поглощалось каплями

тумана, а не воздухом. Для этой цели использовались углекислотные лазеры с длиной волны 10,6 мкм, расположенной в окне прозрачности спектра поглощения водяного пара. Опыты дали положительный результат. В реальных условиях эффективность воздействия на туман лазером будет сильно зависеть от интенсивности турбулентности (характера ветра).

К настоящему времени методы искусственного воздействия на туманы и низкие облака не получили еще широкого практического применения. Наиболее трудно рассеивать туманы (облака) при положительных температурах. Поиски эффективных методов воздействия продолжаются.

Конденсационные следы самолетов

Когда самолет летит на большой высоте, за ним иногда возникает облачный след. Этот след называется конденсационным. Причиной его образования является конденсация водяного пара, выделяющегося при сгорании авиационного топлива.

Раньше считали, что главную роль в образовании следов играют инверсионные слои в верхней тропосфере и увеличение концентрации ядер конденсации под этими слоями. Поэтому еще можно встретить прежнее название следов — инверсионные. Но это название неточное, так как главная причина — процесс конденсации. Конечно, инверсия увеличивает продолжительность существования следа, поскольку в слое инверсии турбулентная диффузия развита слабее, чем в слоях с неустойчивой стратификацией.

В результате сгорания авиационного топлива в атмосферу попадает большое количество водяного пара. Расчеты показывают, что в реакции сгорания 1 кг авиационного топлива участвует примерно 11 кг атмосферного воздуха, при этом образуется 12 кг выхлопных газов, в которых содержится 1,4 кг водяного пара.

При смешивании выхлопных газов с атмосферным воздухом, не участвовавшим в реакции сгорания, температура и влажность воздуха изменяются. Благодаря поступлению дополнительной влаги относительная влажность повышается. Но высокая температура выхлопных газов уменьшает относительную влажность. Когда влияние вносимого с отработанными газами водяного пара оказывается сильнее, относительная влажность достигает 100 %, а избыточный водяной пар конденсируется и за самолетом образует облачный (конденсационный) след.

В зависимости от температуры и влажности воздуха на больших высотах конденсационный след может быть устойчивым и неустойчивым. Устойчивый след растекается и постепенно

превращается в перистое облако, мало отличающееся от обычных перистых облаков. Неустойчивый след быстро исчезает.

Разработанные способы диагностирования условий образования конденсационных следов позволяют с помощью аэрологической диаграммы по данным радиозондирования определять высоту начала и конца следа, если самолет идет с набором высоты, или же устанавливать, будет за самолетом след на эшелоне полета или нет.

Средние высоты границ конденсационных следов имеют годовой ход, поскольку они находятся в прямой зависимости от температуры воздуха. Например, над ЕТС средняя высота нижней границы конденсационного следа зимой 8,9 км, летом 10,2 км; средняя высота верхней границы соответственно 11,1 и 11,8 км. Средняя толщина слоя атмосферы с условиями, благоприятными для образования следов, составляет зимой 2,2 км, летом 1,6 км.

При полете самолетов в облаках в некоторых случаях возникает эффект, противоположный образованию конденсационных следов: за самолетом, летящим в облаках, образуется безоблачный след. Причиной этого является преобладание эффекта повышения температуры над эффектом дополнительного поступления водяного пара.

Видимость

Факторы, определяющие дальность видимости

Дальность видимости является характеристикой видимости. Видимость — это степень различимости удаленных предметов или огней (в ночное время). Видимость представляет собой один из наиболее важных для авиации метеорологических элементов. Около 80 % информации, требующейся для выполнения полета, пилот получает зрительным путем. В тех случаях, когда видимость плохая и зрение пилота не может доставить необходимую информацию о положении самолета или вертолета при их полете, пилот должен доверять показаниям приборов, что требует специальной подготовки и тренировки.

Различают дальность дневной и ночной видимости. Дальность дневной видимости — то предельное расстояние, на котором удаленный предмет становится неотличимым от окружающего его фона, т. е. перестает быть видимым. В ночное время дальность видимости определяется по огням. Дальность видимости огней — то расстояние, на котором точечный источник света определенной силы не воспринимается глазом.

Дальность видимости зависит от геометрического фактора, освещенности, цвета и яркости предмета и фона, прозрачности

атмосферы. Эти факторы обычно проявляются в совокупности, обуславливая сложный характер видимости.

Геометрический фактор характеризует размер наблюдаемого объекта. Человеческий глаз обладает определенной разрешающей способностью, или остротой зрения. В дневное время глаз человека способен видеть лишь предметы с угловым размером не менее $1'$. Следовательно, размер объекта должен быть не меньше $\frac{1}{150}$ расстояния до него. Если размер объекта меньше, глаз человека не может его увидеть.

Освещенность. Для наблюдения объекта необходимо, чтобы он был освещен. Глаз человека сохраняет устойчивость к восприятию объектов разной освещенности — от 20 до 20 000 лк. Дневная освещенность изменяется от 400 до 100 000 лк. Если освещенность объекта меньше предельной для глаза, то он становится невидимым.

Цвет и яркость объектов и фона в природе очень разнообразны. Объект можно увидеть в том случае, если существует контраст объекта с фоном. Контрастность объекта и фона характеризуется яркостным контрастом. Он изменяется от нуля до единицы.

Глаз человека различает объекты только при определенной минимальной контрастной чувствительности глаза. В среднем она равна 0,02. Предмет видим на фоне тогда, когда его яркость по крайней мере на 2 % отличается от яркости фона. При уменьшении освещенности (в сумерки, ночью) порог контрастной чувствительности глаза увеличивается до 0,7.

Прозрачность атмосферы изменяется в больших пределах и зависит от наличия в воздухе помутняющих частиц. Такими частицами являются взвешенные в воздухе частицы пыли и дыма, капли воды, кристаллы льда и т. п. Помутняющие частицы ослабляют и рассеивают свет, уменьшают прозрачность атмосферы и ухудшают видимость.

Прозрачность атмосферы характеризуется коэффициентом прозрачности, который показывает, насколько световой поток, проходящий через слой атмосферы толщиной 1 км, ослабляется находящимися в этом слое различными примесями.

Важным для обеспечения авиации является понятие метеорологической дальности видимости (МДВ). МДВ для светлого времени суток — это наибольшее расстояние, с которого можно различить (или обнаружить) на фоне неба вблизи горизонта (или на фоне дымки) черный объект с угловым размером более $15'$. МДВ для ночного времени — расстояние, на котором при существующей прозрачности воздуха такой объект можно было бы обнаружить, если бы вместо ночи был день.

Кроме метеорологической дальности видимости, различают еще дальность видимости на ВПП, вертикальную видимость и наклонную видимость.

Видимость на ВПП — дальность видимости, в пределах которой пилот воздушного судна, находящегося на осевой линии ВПП, может видеть маркировку покрытия ВПП или огни, которые обозначают контуры ВПП и ее осевую линию. При отсутствии огней высокой интенсивности дальность видимости на ВПП отождествляется с видимостью.

Вертикальная видимость — максимальное расстояние в вертикальном направлении, с которого видны и опознаются неосвещенные объекты днем и освещенные объекты ночью.

Наклонная видимость — видимость в наклонном направлении. Это наклонное расстояние, на котором контраст между объектом, находящимся ниже наблюдателя, и окружающей средой при наблюдениях с летящего самолета или с иной поднятой платформы равен пороговому контрасту человеческого глаза.

Видимость на ВПП и наклонная видимость вычисляются на основании измеренной метеорологической дальности видимости. Метеорологическая дальность видимости — первичный элемент, составляющий основу оценки условий видимости для нужд авиации.

Определение дальности видимости на сети метеорологических станций и на аэродромах для обеспечения авиации

На сети метеостанций дальность видимости определяется по выбранным ориентирам, расстояние до которых заранее известно или заранее измерено. Видимость в светлое время суток принимается равной расстоянию от наблюдателя до самого удаленного объекта (ориентира), который еще виден, но воспринимается наблюдателем только как серый силуэт, без деталей. В качестве ориентиров для светлого времени суток выбираются любые объекты вокруг метеостанции, имеющие достаточные угловые размеры. Объекты по цвету и яркости должны отличаться от фона, на который они проектируются. Для удобства наблюдения составляется схема ориентиров видимости, на которую наносится положение метеостанции, выбранные ориентиры для оценки видимости (различные объекты) и расстояние до них.

Для ночных наблюдений за видимостью выбираются световые ориентиры (восемь-девять огней), расположенные на различных расстояниях от метеостанции. Огни должны быть открытыми и белого цвета. В качестве световых ориентиров могут использоваться огни посадочных систем, расположенные

вдоль ВПП. В ночное время видимым считается огонь, наблюдаемый как светящаяся точка, а невидимым — огонь, просматривающийся как размытое световое пятно.

При неоднородной видимости отмечается ее наименьшее значение.

Для обеспечения авиации видимость измеряется инструментально. Существует несколько методов наблюдения за видимостью — метод трансмиссометра, метод наблюдателя и телевизионный.

Метод трансмиссометра состоит в том, что измеряется коэффициент ослабления (или прозрачности) на базисной линии длиной до 150 м между источником света и фотоприемником; метеорологическая дальность видимости рассчитывается по формуле. В этом методе луч от источника интенсивного света направляется на фоточувствительный приемник на другом конце базисной линии. Коэффициент пропускания атмосферы вдоль базисной линии в каждом конкретном случае определяется путем сравнения светового потока, поступающего на приемник, с потоком, полученным в совершенно чистой атмосфере. Данный метод используется во многих странах. Длина базы в Канаде принята равной 180 м, в Японии 150 м, в Нидерландах 160 м, в США и ФРГ 75 м, во Франции 30, 50 и 75 м в зависимости от диапазона видимости, который должен сообщаться.

Метод наблюдателя заключается в следующем: подсчитывается число огней или дневных маркеров на ВПП, видимых с места наблюдения около ВПП, после чего это число преобразуется в дальность видимости на ВПП.

В Советском Союзе используются оба названных метода. Основным является метод трансмиссометра, реализованный в базовых фотометрах типа РДВ. Длина базы 100 или 50 м. Видимость измеряется с пульта дистанционного управления, установленного в метеорологическом подразделении. Метод наблюдателя реализуется путем установки специальных ориентиров (щитов) вдоль ВПП, расстояние между которыми известно.

При телевизионном методе на огни ВПП или маркеры направляют телевизионные камеры, установленные около ВПП. Наблюдатель контролирует телевизионный приемник на станции наблюдения. Телевизионный метод применяется в Швейцарии и Бельгии. В Швейцарии телевизионная камера устанавливается приблизительно там, где разместился бы наблюдатель. Регулировка характеристик телевизионной системы позволяет видеть на телеэкране столько же огней ВПП, сколько видел бы наблюдатель с места установки камеры. В Бельгии телекамера устанавливается на высоте 5 м над уровнем ВПП и на расстоянии 75 м от края ВПП. Она направлена на ряд огней, которые идентичны огням ВПП, и размещается на линии, примерно параллельной ВПП.

Метод трансмиссометра при разной длине базы прибора не обеспечивает однозначности результатов измерения. Это связано с тем, что вследствие неоднородности помутняющей среды результат измерения в значительной степени (в некоторых случаях до 100 %) зависит от длины измерительной базы. Измерение прозрачности атмосферы с минимальной погрешностью может быть осуществлено измерителем, у которого дистанция осреднения совпадает (или близка) с измеряемым значением метеорологической дальности видимости.

Учитывая это обстоятельство, т. е. тот факт, что при измерении дальности видимости с помощью прибора типа РДВ, по существу, измеряется видимость лишь в данном месте (на длине базы) и по ней можно судить о видимости на некотором расстоянии от места измерения, пока она не изменяется, измерители видимости располагают в нескольких местах аэродрома. Эти места выбираются с учетом необходимости информации о видимости. В частности, нужны данные о видимости в тех местах, откуда производится взлет и посадка самолетов, т. е. вблизи концов ВПП. Кроме того, если длина ВПП большая и видимость на ее протяжении может быть разной, требуется, чтобы видимость измерялась на середине ВПП. Согласно НМОГА это делается при длине ВПП более 2000 м. Измерение видимости осуществляется и на БПРМ. Поэтому в аэропортах, имеющих несколько полос, приборы для измерения видимости устанавливаются в довольно большом числе точек аэродрома.

Сравнение результатов измерения видимости по приборам с данными определения видимости по ориентирам (щитам) показывает, что при видимости менее 3 км измеренные значения МДВ часто ниже наблюдаемых на 20—30 %. Приборные измерения видимости на ВПП более объективны, чем определение видимости по ориентирам.

При наличии в аэропорту посадочной системы для измерения видимости используются огни высокой интенсивности (ОВИ). Они бывают без рассеивателей и с рассеивателями. Огни без рассеивателей имеют узкий пучок света с максимальной интенсивностью в направлении оптической оси. Огни с рассеивателями характеризуются примерно постоянной силой света в пределах угла отклонения от оптической оси до 7°. ОВИ имеют различную ступень яркости. Чем меньше видимость, тем более высокая ступень яркости используется для измерения видимости.

Огни высокой интенсивности видны лучше, чем обычные огни. Дальность видимости ОВИ, определяемая со стартового диспетчерского пункта (СДП), согласно данным наблюдений, в 1,5—2 раза меньше, чем с оси ВПП.

Трудности определения дальности видимости ОВИ преодолеваются путем использования экспериментального способа ее расчета по значениям МДВ, полученным с помощью РДВ.

Дальность видимости ОВИ ВПП рассчитывается по специальным таблицам. При наличии на аэродроме автоматизированных систем измерения метеорологических параметров (например, КРАМС) расчет дальности видимости может быть осуществлен автоматически (если заложена соответствующая программа расчета).

Принятый в настоящее время порядок метеообеспечения полетов предусматривает, чтобы на аэродромах, имеющих ОВИ, при видимости 2000 м и менее, кроме определения видимости по прибору, производился расчет дальности видимости ОВИ. Значения дальности видимости ОВИ включаются в сведения о погоде после значений видимости, определенных инструментально или по ориентирам.

Соотношение наклонной и горизонтальной видимости

При низких слоистых облаках из-за сложной структуры их нижней границы наклонная и горизонтальная видимость неодинаковы. Чем ниже облака, тем больше разность между значениями горизонтальной и наклонной видимости (табл. 4.3).

Таблица 4.3

ЗНАЧЕНИЯ НАКЛОННОЙ ВИДИМОСТИ (м) В ЗАВИСИМОСТИ
ОТ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ВИДИМОСТИ ПРИ РАЗНОЙ ВЫСОТЕ ОБЛАКОВ

Горизонтальная видимость, м	Высота облаков, м			
	< 100	100—150	150—200	200—300
1000	250—400	400—500	600—700	800—1000
2000	500—800	800—1000	1200—1400	1500—2000
3000	750—1200	1200—1500	1800—2100	2200—3000
4000	1000—1600	1600—2000	2400—2800	3000—4000

С увеличением высоты облаков значения наклонной и горизонтальной видимости различаются все меньше. Это обусловлено тем, что с поднятием облачности повышается и слой подоблачной дымки, ухудшающей наклонную видимость, и на заключительном участке глиссады для самолетов, производящих посадку, видимость оказывается такой же, как и в слое атмосферы, прилегающем к земной поверхности, где измеряется горизонтальная видимость. Из табл. 4.3 видно, что это наблюдается при высоте облаков примерно 300 м.

Таким образом, всегда следует иметь в виду, что в метеорологических подразделениях аэропортов измеряется горизонтальная видимость, которая и передается на борт самолетов.

В настоящее время предложен ряд способов измерения наклонной видимости для обеспечения информацией экипажей,

осуществляющих пилотирование самолетов, заходящих на посадку. Однако эти способы, как правило, не могут быть реализованы и по соображениям обеспечения безопасности полета. Так, наклонную видимость можно измерить с земли наклонным лучом света. Но нет гарантии, что свет не будет мешать пилоту, находящемуся в кабине самолета, заходящего на посадку.

Временная и пространственная изменчивость видимости

Видимость обладает значительной изменчивостью. Она имеет годовой и суточный ход, изменяется при конкретном явлении, ухудшающем ее, в частности в туманах, осадках, пыльных бурях и т. д.

О годовом ходе видимости можно судить по данным для аэропорта Внуково (рис. 4.24). На рисунке хорошо видно, что пониженные значения видимости чаще отмечаются в холодный период года, когда велика повторяемость дымки, туманов и осадков. В теплое время года метеорологические явления, ухудшающие видимость, бывают реже. Аналогичный характер имеет годовой ход видимости в большинстве аэропортов Советского Союза. Несколько иной закономерностью отмечается годовой ход видимости на Тихоокеанском побережье страны, где в летнее время нередко наблюдаются выносы облачности и тумана с моря на сушу.

Пример суточного хода видимости приведен на рис. 4.25. Более высокая повторяемость ограниченной видимости отмечается в предутренние часы и утром, когда в результате понижения температуры возникают дымки или туманы. Аналогичный суточный ход имеет место в большинстве аэропортов нашей страны.

Чаще всего видимость ухудшают туманы и снегопады (зимой).

В районе Ленинграда зимой повторяемость снегопада продолжительностью до 2 ч составляет 61 %, до 4 ч — 81 %, более 7 ч — 3 %. Туманы продолжительностью до 2 и 4 ч зимой имеют повторяемость 64 и 80 % соответственно. Летом повторяемость туманов продолжительностью до 2 ч достигает 75 %, до 4 ч — 88 %. Возможны туманы продолжительностью 10 ч.

В некоторых случаях (в тумане, осадках и т. д.) видимость имеет значительную временную изменчивость. Для примера на рис. 4.26 воспроизведена запись изменения видимости в тумане на протяжении 10 мин. Так, в самом начале измерения в течение 1 мин видимость колебалась от 350 до 900 м. Такого рода изменения обусловлены турбулентностью воздуха, содержащего продукты конденсации влаги.

При снегопадах и метелях временная изменчивость видимости наибольшая. В этих условиях начальное значение МДВ

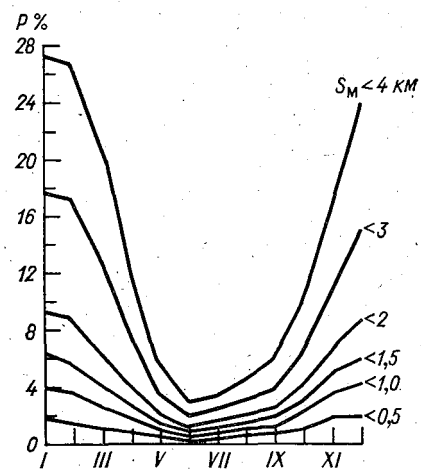
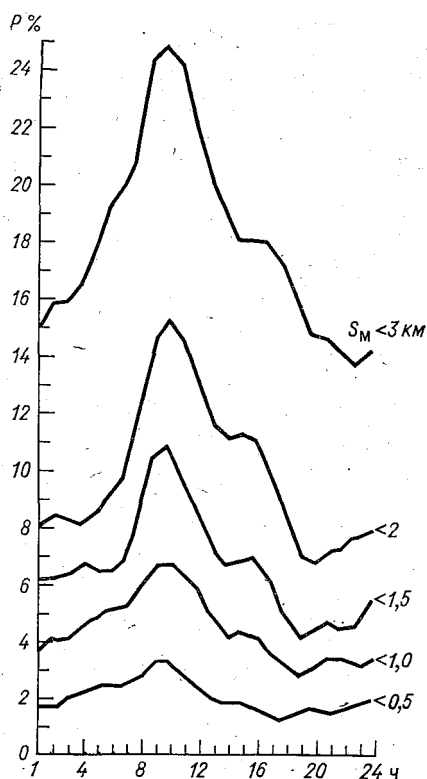
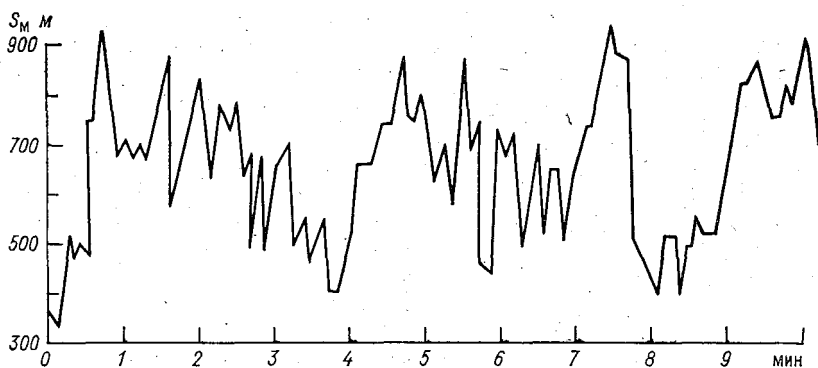


Рис. 4.24. Годовой ход повторяемости P видимости S_M в районе Москвы (Внуково).

Рис. 4.25. Суточный ход повторяемости P видимости S_M зимой в районе Москвы (Внуково).



в течение 1-й мин может измениться на 5 %, через 6 мин — на 20 %, через 30 мин — на 42 %.

Для видимости характерна и пространственная изменчивость. При измерении видимости с помощью приборов, имеющих базу длиной 100 м, на удалении 1400 м от точки измерения значения видимости различаются очень сильно, а на расстоянии между точками 3 км результаты измерений независимы друг от друга. С учетом значительной пространственной изменчивости видимости выбираются на аэродроме места для установки приборов, измеряющих видимость.

Влияние низкой облачности и ограниченной видимости на полеты

Низкая облачность и ограниченная видимость — один из основных метеорологических факторов, затрудняющих работу авиации. Взлет, посадка, пилотирование самолетов и вертолетов, полеты на малых высотах затруднены при низкой облачности и плохой видимости. Посадка в сложных метеорологических условиях требует высоких летных навыков экипажа.

Используемые в настоящее время посадочные системы в основном лишь помогают пилоту произвести посадку при плохой видимости и низких облаках. Точность выведения самолета на траекторию снижения и точность выдерживания его на глиссаде пока не так высоки, чтобы можно было производить посадку действительно вслепую. Наиболее ответственный этап посадки — приземление — пока осуществляется пилотом самолета «вручную», визуально. Глаз пилота «чувствует» высоту и направление полета точнее самых совершенных приборов.

В целях обеспечения безопасности и регулярности полетов в сложных метеорологических условиях устанавливаются минимумы погоды. Это минимально допустимые значения высоты нижней границы облаков и видимости, при которых обеспечивается безопасность и регулярность полетов. Минимумы устанавливаются для командира воздушного судна для взлета, посадки и полета по правилам визуального полета (ПВП), для аэродрома и воздушного судна. Они устанавливаются и объявляются в порядке, определенном МГА.

Минимум командира воздушного судна для взлета — минимально допустимое значение видимости на ВПП, при котором командиру разрешается выполнять взлет.

Минимум командира воздушного судна для посадки — минимально допустимые значения высоты принятия решения и видимости на ВПП, при которых командиру разрешается выполнять посадку воздушного судна данного типа.

Высота принятия решения (ВПР) — относительная высота, на которой следует начинать маневр ухода на второй круг в случае, если до достижения этой высоты командир воздушного судна не установил необходимый визуальный контакт с ориентирами для продолжения захода на посадку или если положение воздушного судна в пространстве относительно траектории полета не обеспечивает безопасности посадки. ВПР отсчитывается от уровня порога ВПП.

Минимум командира воздушного судна для полетов по ПВП и особым ПВП — минимально допустимые значения высоты нижней границы облаков и видимости, при которых командиру разрешается выполнять визуальные полеты на воздушном судне данного типа.

Для командира вертолетов всех классов (независимо от максимальной взлетной массы) и самолетов 4-го класса (с максимальной взлетной массой до 10 т) устанавливаются минимумы по скорости ветра.

Минимум воздушного судна для взлета — минимально допустимое значение видимости на ВПП, позволяющее безопасно производить взлет на воздушном судне данного типа.

Минимум воздушного судна для посадки — минимально допустимые значения высоты принятия решения и видимости на ВПП, позволяющие безопасно производить посадку на воздушном судне данного типа.

Минимумы воздушного судна для взлета и посадки определяются летно-техническими характеристиками воздушного судна, составом и характеристиками его оборудования.

Минимум аэродрома для взлета — минимально допустимые значения видимости на ВПП и (при необходимости) высоты нижней границы облаков, при которых разрешается выполнять взлет на воздушном судне данного типа.

Минимум аэродрома для посадки — минимально допустимые значения высоты принятия решения или высоты нижней границы облаков и видимости на ВПП, при которых разрешается выполнять посадку на воздушном судне данного типа.

Минимумы аэродрома для взлета и посадки определяются для каждого направления взлета и посадки воздушного судна каждого типа самолета, эксплуатируемого на данном аэродроме. При этом учитываются: минимум воздушного судна для взлета и посадки, состав и характеристики оборудования данного направления взлета и посадки, характеристики и размеры ВПП, минимальная безопасная высота пролета препятствий.

Для посадки в наиболее сложных метеорологических условиях устанавливаются минимумы трех категорий: минимум I категории — высота принятия решения 60 м, видимость на ВПП 800 м; минимум II категории — высота принятия решения

менее 60 м, но не менее 30 м, видимость на ВПП менее 800 м, но не менее 400 м; минимум III категории — высота принятия решения менее 30 м, видимость на ВПП менее 400 м.

При полетах по дальним маршрутам между береговыми научными станциями в Антарктиде устанавливается следующий минимум погоды: высота нижней границы облаков над рельефом не менее 600 м, видимость не менее 5 км.

При полетах в глубь материка устанавливается следующий минимум погоды: высота нижней границы облаков над местностью не менее 700 м, видимость не менее 10 км.

При полетах к санно-тракторным поездом и другим объектам со сбросом грузов с воздуха устанавливается следующий минимум: облачность не более 5 баллов, высота нижней границы облаков не менее 600 м, видимость не менее 6 км, низовая метель и стоковый ветер отсутствуют.

В арктических экспедициях и при производстве ледовой разведки для полетов устанавливаются такие минимумы погоды:

в открытом море — высота нижней границы облаков не менее 150 м, видимость не менее 2 км;

вблизи береговой линии материка, островов и архипелагов — высота облаков не менее 200 м, видимость не менее 5 км;

в узких проливах с высокими берегами — высота облаков не менее 250 м, видимость не менее 5 км.

Низкие облака затрудняют определение местоположения самолета при полете под облаками. Распределение внимания пилота между визуальным наблюдением и контролем высоты по приборам зависит от высоты полета. На высотах 200—600 м пилот примерно поровну распределяет внимание между визуальным наблюдением за высотой и наблюдением за высотой. На высотах 100—200 м почти 80 % времени тратится на визуальное наблюдение за высотой, а на высоте меньше 100 м на контроль высоты по приборам у пилота почти не остается времени.

Когда полет происходит под облаками, внимание пилота частично отвлекается на плотность и цвет облаков, их чередование с просветами, на явления, связанные с облаками, — осадки, обледенение. Порядок распределения и переключения внимания на приборы нарушается, качество пилотирования снижается. Наиболее трудно пилотировать самолеты и вертолеты под облаками над водной поверхностью при меняющейся облачности, когда естественный горизонт виден плохо или не обнаруживается совсем.

Опознавание наземных ориентиров зависит от видимости. Дальность обнаружения ориентиров при ограниченной видимости уменьшается. Время, которым располагает пилот, на опознавание ориентиров при низких облаках сокращается.

Низкие облака и видимость также накладывают ограничения на полеты вертолетов, для которых, как и для самолетов, установлены минимумы. Более того, эксплуатация вертолетов тоже имеет ограничения по погоде. Так, полеты на вертолете Ми-6, согласно ПВП, разрешается производить днем при высоте облаков не менее 150 м и при дальности горизонтальной видимости не менее 2000 м. При перевозке грузов на внешней подвеске зимой в Заполярье (севернее 60° с. ш.) требуется соблюдать следующие условия: минимальное вертикальное расстояние от вертолета до нижней границы облаков должно быть 150 м; при наличии наземных ориентиров по маршруту минимальная высота нижней границы облаков должна составлять 300 м, а горизонтальная видимость — 2000 м, при полетах над заснеженной безориентирной местностью соответственно 300 и 4000 м. Ночью полеты на вертолете Ми-6 разрешается производить при высоте облаков не менее 400 м и горизонтальной видимости не менее 4000 м.

Атмосферная циркуляция

Изучение изменений погоды с помощью карт погоды позволило выявить зависимость между погодой в каждом географическом районе Земли и физическими процессами, происходящими в атмосфере. Эти процессы, изучаемые по картам погоды, т. е. по синоптическим картам, называют синоптическими процессами. Анализируя синоптические карты, можно не только узнать, где и какая погода наблюдалась в определенный час, но и установить закономерности изменений погоды в течение нескольких часов и даже суток и, таким образом, заранее предвидеть эти изменения, т. е. составить прогноз погоды на некоторое время вперед. Эту сложную, требующую высокой квалификации и специальной подготовки работу выполняют на аэродромах авиационные метеорологи—синоптики.

Чтобы получить некоторое представление о закономерностях изменений погоды и возможностях их прогноза, надо познакомиться с основными синоптическими процессами, формирующими погоду, и системой главных воздушных течений земной атмосферы.

Из всего разнообразия воздушных течений в атмосфере можно выделить главные, наиболее значительные по масштабам и наиболее устойчивые, или постоянные по времени. Совокупность крупномасштабных, охватывающих большие географические районы и относительно устойчивых (постоянно существующих) воздушных течений называют общей циркуляцией атмосферы (ОЦА).

Общая циркуляция атмосферы—результат взаимодействия многих факторов, из которых решающими являются:

1) неравномерность притока солнечной энергии на разных широтах и в разное время года;

2) вращение Земли и действие возникающих при этом инерционных сил (отклоняющее действие вращения Земли, или силы Кориолиса);

3) неоднородность земной поверхности — наличие суши с различно ориентированными горными хребтами, плато, равнинами и низменностями, а также океанов, морей и озер с холодными и теплыми течениями, акваторий с открытой поверхностью воды и участков, покрытых льдом, и т. д.

Над неподвижной однородной поверхностью Земли циркуляция атмосферы была бы во много раз проще действительной. Существовал бы устойчивый замкнутый круговорот воздуха между полюсами и экватором и между освещенной Солнцем и затененной частью земной поверхности.

Вращение Земли и неоднородность ее поверхности сильно

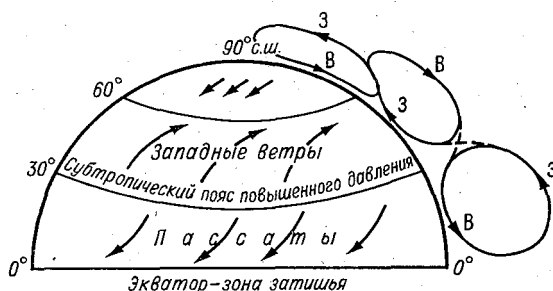


Рис. 5.1. Схема циркуляции атмосферы в северном полушарии.

З — западные ветры, В — восточные ветры.

усложняют циркуляцию атмосферы, полную схему которой очень трудно как изобразить на рисунке, так и описать.

Существует несколько упрощенных схем общей циркуляции атмосферы, отражающих только самые основные ее черты, главные воздушные течения в тропосфере и в нижней стратосфере, т. е. так называемые элементы механизма ОЦА. Пример одной из таких схем приведен на рис. 5.1.

Основные воздушные течения и циркуляционные зоны Земли

Одним из важнейших элементов ОЦА являются течения зональной циркуляции, имеющие общее направление движения вдоль кругов широты. Это преобладающие зимой в полярных районах и круглый год в умеренных широтах западные ветры в тропосфере и нижней стратосфере; северо-восточные ветры пассаты у земной поверхности и в нижней тропосфере в тропических широтах; юго-западные ветры антипассаты в верхней тропосфере и нижней стратосфере в тех же широтах. К течениям зональной циркуляции следует отнести и преобладающие летом восточные ветры в нижней

стратосфере и верхней тропосфере в полярных областях. Все перечисленные ветры порождаются распределением давления и температуры воздуха над различными широтами Земли.

Вторым важным элементом ОЦА являются муссоны — ветры, порождаемые неравномерным нагреванием поверхности океанов и континентов. Летние муссоны направлены с океана на сушу, зимние — наоборот.

Третий элемент ОЦА, играющий важную роль в умеренных и высоких широтах, — это воздушные течения подвижных циклонов и антициклонов,

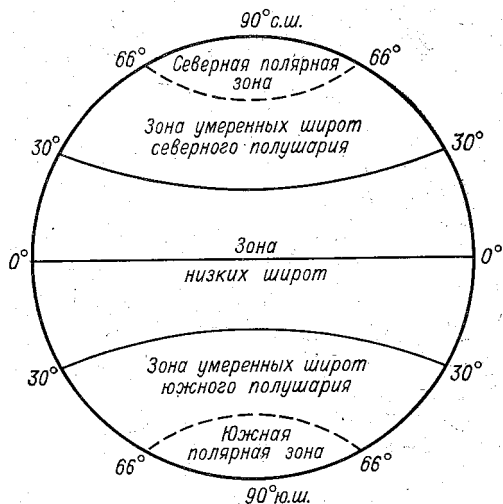


Рис. 5.2. Географические циркуляционные зоны земного шара.

представляющих собой крупномасштабные атмосферные вихри с замкнутой циркуляцией против часовой стрелки (циклоны северного полушария) или по часовой стрелке (антициклоны северного полушария).

Поздним летом и осенью между 5 и 35° широты в обоих полушариях над океанами возникают тропические циклоны (ураганы, тайфуны), являющиеся еще одним существенным элементом ОЦА.

Как видим, в распределении элементов общей циркуляции атмосферы

прослеживаются некоторые закономерности, присущие разным широтам. Можно выделить пять циркуляционных зон (рис. 5.2):

1) низкоширотную зону, лежащую в пределах 0—30° по обе стороны от экватора;

2) и 3) умеренные зоны северного и южного полушария, лежащие между полярным кругом и 30-й параллелью соответствующего полушария;

4) и 5) полярные зоны — арктическая в северном и антарктическая в южном полушарии; расположены за полярным кругом вокруг географических полюсов.

В низкоширотной зоне условия погоды определяются в первую очередь процессами конвекции, протекающими на фоне сильного прогрева подстилающей поверхности, высоких значений температуры и абсолютной влажности воздуха. Для зоны типичны тропические ливни и грозы, за исключением районов, граничащих с умеренными зонами, где под влиянием суб-

тропических антициклонов меньше активность процессов конвекции и где поэтому преобладает малооблачная, сухая погода.

Для низкоширотной зоны характерны также смены погоды под влиянием летних и зимних муссонов. Летний муссонный период дождливый, зимний — засушливый. Кроме того, в низкоширотной зоне до высоты примерно 3—4 км наблюдаются очень устойчивые по направлению ветры — пассаты; в северном полушарии — северо-восточный пассат, в южном — юго-восточный.

Возникающие в конце лета и осенью над океанами в низкоширотной зоне тропические циклоны перемещаются в первые дни после их зарождения с востока на запад. Затем по мере удаления от места возникновения они могут отклоняться от первоначального направления и проникать в более высокие широты — в умеренные зоны обоих полушарий Земли. Ежегодно в низкоширотной зоне Земли возникает в среднем 100—120 тропических циклонов, приблизительно $\frac{3}{4}$ которых приходится на северное полушарие. Для тропических циклонов характерна большая скорость ветра (более 30 м/с), что обуславливает очень сильное волнение моря. Высота верхней границы кучево-дождевых облаков вокруг центра тропического циклона может достигать 18 км. Облака несут с собой сильные ливневые осадки, сопровождающиеся грозами.

В умеренных зонах обоих полушарий Земли условия погоды очень изменчивы, что связано с прохождением следующих один за другим циклонов и антициклонов. В целом в этих зонах очаги различной погоды перемещаются с запада на восток. Но время от времени над отдельными географическими районами возникают сильные меридиональные потоки — прорывы холодных масс воздуха из полярных областей в сторону экватора или, наоборот, вторжения теплых масс воздуха из низких широт в высокие.

Для умеренных зон характерны большие колебания температуры воздуха от сезона к сезону. Зимой здесь наблюдаются значительные температурные контрасты между сушей и морем. Зимой над континентами формируются устойчивые и обширные области высокого давления (сибирский и канадский антициклоны), над океанами — области низкого давления (исландская и алеутская депрессии). В теплое время года континентальные антициклоны разрушаются, а над океанами, наоборот, наблюдается рост давления. Летом очень заметно влияние субтропических океанических антициклонов, гребни которых распространяются в умеренную зону. Например, гребень азорского антициклона (над Атлантическим океаном) нередко занимает юго-западную часть континента Европы и бассейна Средиземного моря, а гребень тихоокеанского антициклона (над Гавайскими островами) — западную часть территории США и Канады.

В полярных зонах атмосферные процессы круглый год развиваются на фоне низкой температуры воздуха, сохранения льдов, покрывающих здесь значительную часть океанов, а в Антарктиде — и суши. Особенно холодно в южной полярной области, где погода в разгар лета аналогична зимней погоде в умеренной зоне.

В полярных зонах, как и в умеренных, большую роль в формировании условий погоды играет циклоническая деятельность, но в Арктике и Антарктике циклоны часто сопровождаются снежными бурями (пурга, буран), штормовыми ветрами при сильных морозах.

Зимой в районе географических полюсов солнце не показывается, здесь долгие месяцы стоит полярная ночь; летом столь же длительным бывает день, солнце не заходит за горизонт. Поэтому в полярных областях суточные изменения погоды выражены значительно слабее, чем в умеренных и низких широтах.

Воздушные массы, их классификация и условия погоды

В различных географических районах в зависимости от условий циркуляции, широты места и состояния подстилающей поверхности воздух может быть теплым или холодным, влажным или сухим, может различаться по содержанию в нем примесей и по термодинамическому состоянию.

Принято различать в тропосфере большие по объему массы воздуха, занимающие пространства, соизмеримые с частями материков и океанов, и имеющие более или менее одинаковые свойства, так называемые воздушные массы. Воздушные массы тропосферы перемещаются как одно целое с течениями общей циркуляции атмосферы или какое-то время остаются малоподвижными в каком-либо районе. Под влиянием подстилающей поверхности воздух здесь постепенно изменяет свои свойства. Этот процесс называется трансформацией. Под его влиянием воздушные массы переходят из одного состояния в другое, приобретают новые качества, теряя старые, ранее им присущие.

Существуют две основные классификации воздушных масс — термодинамическая и географическая.

Термодинамическая классификация воздушных масс

По этой классификации воздушные массы в зависимости от их состояния, влагосодержания и степени нагретости по сравнению с подстилающей поверхностью делятся на устойчивые, неустойчивые, теплые и холодные.

Устойчивая воздушная масса отличается небольшими значениями вертикального градиента температуры, в ней часто наблюдаются слои инверсии, поэтому в такой воздушной массе нет условий для развития конвекции. При высоком влагосодержании воздуха и достижении состояния насыщения могут возникать дымки, туманы, облачность слоистых форм, а если выпадают осадки, то в виде мороси, слабого дождя или снега. В приземном слое видимость обычно ограничена. В теплое время года в дневные часы чаще преобладает малооблачная погода, а ночью и в ранние утренние часы может наблюдаться дымка, туман, слоистая облачность.

Неустойчивая воздушная масса характеризуется высокими значениями вертикального градиента температуры и, как правило, большим влагосодержанием. В такой массе интенсивно развивается конвективная облачность, осадки главным образом ливневые, они могут сопровождаться грозами. Над сушей в теплое время года неустойчивость воздушной массы проявляется чаще всего днем, в послеполуденные часы, а над морем — ночью (образование кучевых облаков и выпадение ливневых осадков). Зимой развитие конвективных явлений и выпадение ливневых осадков более типичны для акваторий океанов и для морских побережий и в меньшей степени — для внутренних континентальных областей.

В неустойчивой воздушной массе происходит интенсивное перемешивание воздуха, обмен воздухом между нижним, приземным, и вышележащими слоями. Ветры в такой массе порывистые, часто сильные. Видимость в целом лучше, чем в устойчивой массе, особенно в приземном слое воздуха. Однако в зонах выпадения ливневых осадков она резко снижается (иногда до нескольких сотен, даже десятков метров), но, как правило, такие ухудшения видимости бывают кратковременными.

Теплая воздушная масса в приземном слое имеет более высокую температуру, чем подстилающая поверхность. Над сушей теплые воздушные массы чаще всего отмечаются в холодное время года. Под воздействием холодной поверхности суши они быстро становятся термодинамически устойчивыми, в них возникают приземные инверсии, низкая слоистая облачность, дымки, туманы. Над озерами, морями и океанами теплые воздушные массы чаще наблюдаются весной и летом при переносе воздуха с уже прогретой суши.

Холодная воздушная масса в приземном слое характеризуется более низкой температурой, чем подстилающая поверхность. Летом над континентами воздушная масса, поступающая с моря, обычно оказывается холодной. Прогреваясь в нижнем слое, она сразу проявляет себя как термодинамически неустойчивая. Зимой над сушей холодная воздушная масса, как правило, стратифицирована устойчиво, в нижнем слое образуется

инверсия с морозной дымкой, туманом и иногда слоистой облачностью. Из-за сухости воздуха в холодной воздушной массе над континентом зимой преобладает малооблачная погода.

Из сказанного следует, что понятия «холодная воздушная масса» и «теплая воздушная масса» относительные: одна и та же воздушная масса в зависимости от того, над какой подстилающей поверхностью она находится в данный момент, может оказаться или холодной, или теплой.

Для полноты характеристики условий погоды, свойственных воздушной массе, последнюю следует определять как по температуре относительно подстилающей поверхности, так и по степени устойчивости: например, холодная неустойчивая воздушная масса, холодная устойчивая воздушная масса или теплая устойчивая воздушная масса и т. д.

Географическая классификация воздушных масс

Согласно этой классификации различают: арктический воздух (антарктический в южном полушарии), воздух умеренных широт, тропический воздух и экваториальный. Кроме того, каждая из перечисленных воздушных масс, за исключением экваториального воздуха, в зависимости от подстилающей поверхности, над которой она формировалась, может быть континентальной или морской. Таким образом, на картах погоды согласно географической классификации воздушных масс можно обнаружить: континентальный арктический воздух (КАВ), морской арктический воздух (МАВ), континентальный воздух умеренных широт (КУВ), морской воздух умеренных широт (МУВ), континентальный тропический воздух (КТВ), морской тропический воздух (МТВ) и экваториальный воздух (ЭВ).

Воздушные массы имеют свои особенности и характерные для них в тот или иной сезон года условия погоды.

Континентальный арктический воздух формируется над покрытой льдом акваторией Северного Ледовитого океана и арктической суши. В Евразию он поступает через Карское море, море Лаптевых и Восточно-Сибирское море, поверхность которых большую часть года покрыта льдом. Зимой КАВ термодинамически устойчив. В нем преобладает малооблачная, сухая погода с сильными морозами, с несколько пониженной видимостью в приземном слое из-за морозной дымки. В теплое время года КАВ, перемещаясь над прогретой суши, приобретает некоторые черты неустойчиво-стратифицированной воздушной массы. Прогреваясь над внутренними континентальными районами, КАВ быстро трансформируется в КУВ.

Морской арктический воздух формируется над западной частью акватории Северного Ледовитого океана, свободной от льдов. В Центральную и Восточную Европу МАВ по-

ступает через Норвежское и Баренцево моря, над которыми он обогащается влагой и несколько прогревается. Над континентом мАВ проявляет себя как термодинамически неустойчивая воздушная масса, в которой даже зимой развивается кучевообразная облачность и могут выпадать ливневые осадки, особенно в прибрежных районах, для которых типичны кратковременные снежные заряды с резким ухудшением видимости. Летом неустойчивость в мАВ проявляется еще заметнее.

Континентальный воздух умеренных широт формируется над сушей умеренных широт. Над континентом Евразии он чаще всего образуется при трансформации арктического воздуха или морского воздуха умеренных широт. Зимой кУВ — устойчивая воздушная масса с очень низкой температурой в приземном слое, с хорошо выраженной инверсией. На территории СССР самые сильные морозы зимой зарегистрированы в кУВ, который в нижних слоях бывает холоднее арктического воздуха. Летом кУВ неустойчив, в нем развивается конвективная облачность с ливнями и грозами.

Морской воздух умеренных широт формируется над акваториями океанов и морей в умеренных широтах. На Европейскую территорию СССР он приходит из Северной Атлантики, а на Дальнем Востоке — с Тихого океана. Зимой это типичная устойчивая воздушная масса, в которой часто наблюдается низкая слоистая облачность со слабыми осадками, плотными туманами, густыми дымками. Летом мУВ над сушей быстро прогревается и проявляет себя как неустойчивая воздушная масса с интенсивными конвективными процессами, кучевой и кучево-дождевой облачностью, ливнями, грозами.

Континентальный тропический воздух формируется над континентальными районами в субтропиках и тропиках, откуда поступает в средние широты, принося с собой жаркую погоду. Летом он может формироваться и в умеренных широтах путем трансформации из мУВ при длительном прогреве воздуха в сухую, безоблачную погоду. В СССР летом кТВ может формироваться над степями и полупустынями Северного Кавказа, Нижнего Поволжья и Прикаспия, а также над Средней Азией.

В теплое время года это неустойчивый воздух, в холодное — устойчивый. Летом температура воздуха у земли в кТВ может достигать 40 °С, вследствие чего над некоторыми районами Средней Азии уровень конденсации часто оказывается выше уровня конвекции. В этих случаях, несмотря на высокое содержание в воздухе водяного пара, облака не образуются, стоит сухая, безоблачная, жаркая погода. Иногда в континентальном тропическом воздухе на юге СССР возникают пыльные и песчаные бури, до высоты 4—5 км воздух сильно запылен, видимость редко бывает больше 4—6 км.

тами или фронтальными поверхностями раздела.

У поверхности земли ширина переходной зоны между воздушными массами, т. е. ширина фронта, составляет всего несколько десятков километров. Вертикальная протяженность фронта в нижних слоях равна нескольким сотням метров, а в средней тропосфере она может превышать 1 км. На картах погоды и вертикальных разрезах из-за необходимости использовать мелкие масштабы фронты изображаются линиями.

Поскольку каждый атмосферный фронт разделяет две воздушные массы, из которых одна более теплая и менее плотная, а другая более холодная и более плотная, более легкая (теплая) масса стремится вверх, скользя над более тяжелой (холодной) массой, которая в свою очередь устремляется вниз, вытесняя теплый воздух. Если бы воздушные массы были неподвижными, а Земля не вращалась, то фронты как переходные зоны между массами занимали бы строго горизонтальное положение с теплой массой наверху и холодной внизу. Но движение разделяемых фронтами воздушных масс и вращение Земли приводят к тому, что фронты располагаются не горизонтально, а под очень небольшим углом к горизонтальной плоскости. Тангенс угла наклона колеблется от $1/50$ до $1/300$.

По мере удаления от приземной линии фронта фронтальная поверхность становится все выше; ее высота над поверхностью земли может достигать нескольких километров. Протяженность наклонной фронтальной зоны в нижней и средней тропосфере может составлять несколько сотен километров. Такова же ширина зоны фронтальной облачности и осадков.

На атмосферных фронтах наблюдается резкое изменение погоды вообще и метеорологических элементов в частности. Температура воздуха, барическая тенденция, ветер на фронте изменяются скачкообразно. Но само атмосферное давление изменяется без скачка, плавно, хотя перед фронтом оно обычно падает (уменьшается), а за фронтом растет (увеличивается) или перестает падать.

Ветер с прохождением фронта у поверхности земли, как правило, испытывает правое вращение, так как фронты в нижней тропосфере всегда располагаются в барических ложбинах. В ложбинах есть условия, благоприятные для существования фронтов: схождение воздушных потоков, обусловленная влиянием силы трения, отклоняющей ветер влево от направления градиентного ветра и поддерживающей контрасты в значениях метеозадающих элементов в воздушных массах вдоль линии фронта. В гребнях антициклонов в нижней тропосфере, наоборот, условия не благоприятствуют существованию фронтов.

Кроме сходимости и расходимости воздушных потоков, которые способствуют или обострению, или размыванию фронтов, на существование последних оказывают влияние вертикальные

движения воздуха, восходящие в циклонах и нисходящие в антициклонах. Восходящие движения благоприятны для фронтов и возникновения облачности; нисходящие движения препятст-

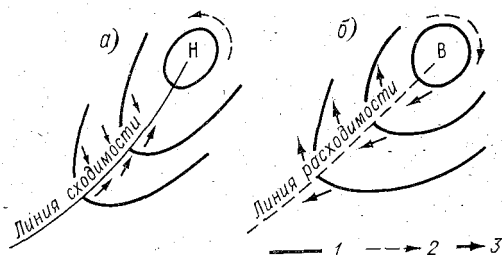


Рис. 5.4. Условия существования атмосферных фронтов в ложбине циклона (а) и гребне антициклона (б).

1 — изобары, 2 — циркуляция воздуха в барической системе под действием силы барического градиента, 3 — действительное направление ветра под влиянием силы трения, создающее сходящуюся или расходящуюся фронт, благоприятную для существования фронтов, и расходимость потоков, способствующую размытию фронта.

вуют образованию и сохранению фронтов, образованию облачности (рис. 5.4).

Типы атмосферных фронтов

Атмосферные фронты можно различать по воздушным массам, которые они разделяют. Так, выделяют главные атмосферные фронты — арктический (АФ), разделяющий арктический воздух и воздух умеренных широт; умеренный или полярный (УФ), разделяющий воздух умеренных широт и тропический, и, наконец, тропический (ТФ), разделяющий тропический воздух и экваториальный. Таким образом, в северном полушарии, так же как и в южном, существуют три главных атмосферных фронта, только в южном полушарии вместо арктического фронта есть антарктический фронт (АнФ), разделяющий антарктический воздух и воздух умеренных широт.

Главные атмосферные фронты подвижны, перемещаются вместе с воздушными массами, которые они разделяют. Как и воздушные массы, фронты не остаются неизменными. Какое-то время они активны, хорошо выражены, имеют широкие зоны облачности и осадков, на них развиваются различные явления погоды, серьезно усложняющие полеты. Затем фронты становятся менее активными, ослабевают, «размываются» и могут совсем перестать оказывать серьезное влияние на погоду. Фронты могут возникать вновь, когда создаются для этого благоприятные условия. Иногда на картах погоды полушария можно провести не три главных фронта, а больше. Это бывает в тех случаях, когда один из главных старых фронтов не успел еще окончательно размыться и прослеживается в виде отдельных зон облаков и осадков, а новый главный фронт уже возник и активно проявляет себя.

Не следует каждый главный атмосферный фронт представлять себе как непрерывный. Местами он может быть размыт и практически не сказываться на погоде. Обычно это бывает над какой-либо обширной областью высокого давления. Каждый главный атмосферный фронт состоит из нескольких участ-

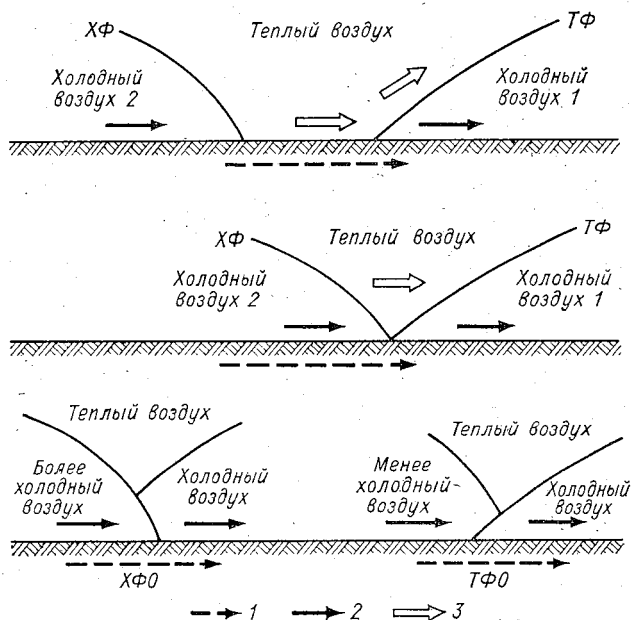


Рис. 5.5. Схемы атмосферных фронтов (вертикальный разрез).

1 — направление перемещения фронтов, 2 — направление движения холодной воздушной массы, 3 — направление движения теплой воздушной массы. ХФ — холодный фронт, ТФ — теплый фронт, ХФ0 — холодный фронт окклюзии (холодный воздух 2 холоднее холодного воздуха 1), ТФ0 — теплый фронт окклюзии (холодный воздух 2 теплее холодного воздуха 1).

ков с разной степенью активности и различными условиями погоды.

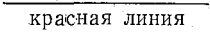

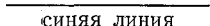
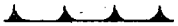
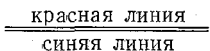

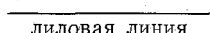

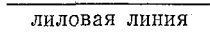

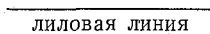

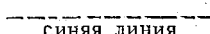

Кроме того, одни участки фронта могут смещаться в одном направлении, а другие — в другом, даже в противоположном. Например, на одном участке фронта теплая воздушная масса оттесняет холодную, вызывая потепление в той местности, где прошел фронт. Такой участок фронта называют теплым фронтом. На другом участке фронта холодная воздушная масса может потеснить теплую; здесь будет наблюдаться похолодание, вызванное сменой воздушных масс при прохождении фронта. Такой участок фронта называют холодным фронтом.

Как видим, помимо главных атмосферных фронтов, разделяющих основные воздушные массы, можно выделить и отдельные участки фронтов по характеру смены воздушных масс при прохождении фронта. Другими словами, фронты можно классифицировать как теплые, холодные и так называемые фронты окклюзии, или сложные атмосферные фронты, возникающие при смыкании теплого и холодного фронтов. Процесс смыкания двух фронтов рассмотрен ниже.

Атмосферные фронты можно классифицировать и по их вертикальной протяженности. По этому признаку выделяют низкие, или приземные, фронты, прослеживающиеся только в слое трения. Фронты также могут быть высокие, прослеживающиеся во всей тропосфере, и верхние, обнаруживающиеся только на высотах, но не проявляющиеся в нижних слоях тропосферы. Можно еще различать фронты стратосферные. Однако практически на картах погоды анализируются и выде-

Таблица 5.1

ОБОЗНАЧЕНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ НА КАРТАХ ПОГОДЫ

Тип фронта	Обозначение на картах погоды	Обозначение на картах одноцветной печати
Теплый фронт	 красная линия	
Холодный фронт	 синяя линия	
Малоподвижный фронт	 красная линия синяя линия	
Фронт окклюзии (без уточнения)	 лиловая линия	
Теплый фронт окклюзии	 лиловая линия	
Холодный фронт окклюзии	 лиловая линия	
Вторичный холодный фронт	 синяя линия	

ляются только тропосферные фронты, поэтому дальше будем рассматривать только их, уделяя основное внимание общим условиям погоды и строению облачности различных фронтов, а также скорости их перемещения и особенностям изменений погоды на них в зависимости от времени суток, сезонов года и характера местности. В заключение отметим, что атмосферные фронты бывают быстро движущимися и малоподвижными, или стационарными.

Из сказанного выше ясно, что деление фронтов на три главных в каждом полушарии — самая общая их характеристика, а деление на остальные типы позволяет дать дополнительную, более детальную характеристику их отдельных участков (рис. 5.5).

Рассмотрим в отдельности фронты, проводимые на картах погоды (табл. 5.1).

Теплый фронт

Приближение теплого фронта можно заметить по появлению на небе перистых, а затем перисто-слоистых облаков, которые, постепенно уплотняясь, незаметно переходят в тонкие высоко-слоистые облака, а спустя несколько часов — в плотные непросвечивающие высоко-слоистые облака и, наконец, в слоисто-дождевые, из которых начинают выпадать осадки (дождь или снег в зависимости от сезона года).

По мере перехода от перистых облаков к слоисто-дождевым высота их нижней границы уменьшается. Затем в осадках появляются совсем низкие, стелющиеся над самой землей или даже касающиеся ее разорванно-слоистые или разорванно-дождевые облака. Вся облачность теплого фронта, за исключением последних рваных облаков, находится в теплой воздушной массе, над поверхностью фронта (рис. 5.6).

Основу облачности теплого фронта составляет система высоко-слоистых — слоисто-дождевых облаков, которая формируется при адиабатическом охлаждении теплого воздуха, поднимающегося вдоль наклонной поверхности фронта. Упорядоченный подъем теплого воздуха происходит над клином холодной воздушной массы, отступающей перед оттесняющей ее теплой массой.

Таким образом, облака теплого фронта в основном слоистообразные. Они занимают обширное пространство перед линией фронта: ширина зоны облаков достигает нескольких сотен километров. Зимой ширина зоны облаков иногда составляет 700 км; зона обложных осадков примерно на одну треть уже. При сильном ветре могут возникать метели. Вертикальная протяженность облаков на теплом фронте колеблется от нескольких километров до 10 км и более в зависимости от активности фронта. Облачность может быть как сплошной до ее верхней

границы, так и многослойной, с безоблачными прослойками на разных уровнях. Грозы на теплом фронте развиваются чаще всего ночью, когда больше проявляется неустойчивость теплой воздушной массы и в системе высоко-слоистых — слоисто-дождевых облаков формируются отдельные кучево-дождевые облака.

Ширина зоны облаков и осадков теплового фронта, как и вертикальная протяженность облаков, наибольшая в центральной части циклона; на периферии циклона и над антициклоном она заметно уменьшается.

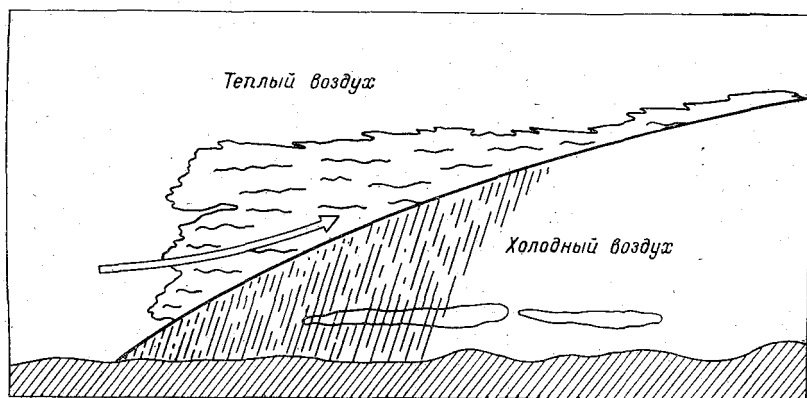


Рис. 5.6. Схема облачности и осадков теплового фронта.

Теплые фронты по сравнению с холодными более пологи, тангенс угла наклона у них $1/100$ — $1/150$; скорость перемещения теплых фронтов несколько меньше, чем холодных, и редко превышает 40 км/ч.

У земли при приближении теплового фронта ветер обычно усиливается и несколько меняет направление, поворачивая влево, а при прохождении фронта резко поворачивает вправо. На высотах в тропосфере в зоне теплового фронта ветер поворачивает вправо и усиливается с высотой.

Холодный фронт

Приближение холодного фронта нельзя заметить с большой заблаговременностью по натеканию характерной облачности. Облака холодного фронта в основном находятся за линией фронта, почти все-они появляются после прохождения фронта, когда у поверхности земли уже произошла смена теплой воздушной массы на холодную. Только у некоторых быстро движущихся холодных фронтов есть облака — предвестники приближения фронта. Это чаще всего облака среднего яруса —

высоко-кучевые линзообразные или чечевицеобразные. Они опережают зону осадков и линию фронта у поверхности земли на 1—2 ч.

Ширина зоны облаков и осадков у холодных фронтов обычно в 2—3 раза меньше, чем у теплых. Осадки преимущественно ливневые, сопровождаются резким кратковременным ухудшением видимости и шквалистым ветром. Холодные фронты над сушей днем активнее, чем ночью, а над морем — наоборот.

Различают холодные фронты 1-го и 2-го рода, а также вторичные холодные фронты.

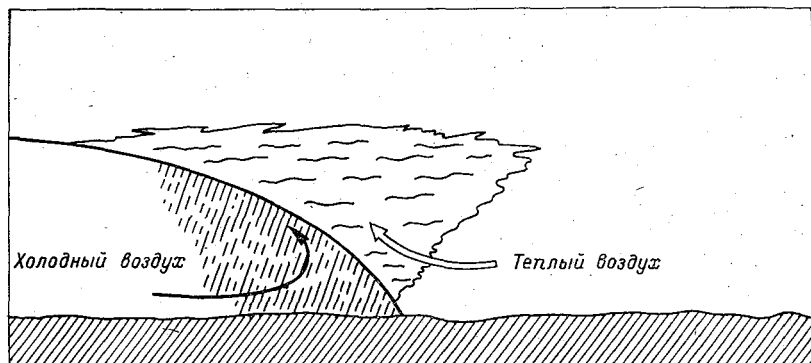


Рис. 5.7. Схема облачности и осадков холодного фронта 1-го рода.

Холодный фронт 1-го рода по характеру облачной системы напоминает теплый фронт, но последовательность форм облаков обратная: сперва появляются низкие слоисто-дождевые и разорванно-дождевые облака, затем — высоко-слоистые и наконец могут показаться облака верхнего яруса. Осадки, очень интенсивные непосредственно за линией фронта, по мере его удаления постепенно ослабевают и прекращаются (рис. 5.7).

Ширина зоны облаков и осадков меньше, чем на теплом фронте, и редко превышает для облаков 300 км, для осадков 200 км. Такая картина типична для холодного времени года. В летнюю пору в дневные часы наряду со слоисто-дождевыми облаками на холодных фронтах 1-го рода развиваются кучево-дождевые облака с ливнями и грозами.

Скорость перемещения холодных фронтов 1-го рода несколько больше, чем теплых. Чаще всего она составляет 30—40 км/ч, но на периферии циклона скорость может заметно уменьшаться, особенно когда линия фронта оказывается расположенной параллельно изобарам на приземной карте погоды. В этом случае холодный фронт превращается в малоподвижный, или стационарный.

В облаках холодных фронтов 1-го рода обледенение самолетов возможно в большей степени, чем на теплых фронтах. Здесь велика опасность сильной турбулентности и болтанки. Днем в теплое время года реальна опасность поражения самолетов молнией и градом как в облаках, так и под ними.

Высота верхней границы фронтальных облаков зимой сравнительно невелика: 4—5 км, редко более 6 км. Летом она иногда превышает 10 км.

Ветер у земли с приближением фронта усиливается, в момент прохождения фронта он обычно сильный, порывистый и

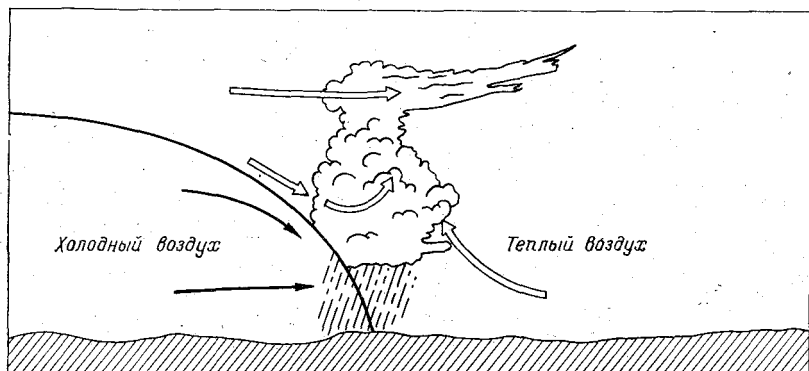


Рис. 5.8. Схема облачности и осадков холодного фронта 2-го рода.

может сохраняться таким многие часы после вторжения холодной воздушной массы за фронтом. На высоте ветер за фронтом усиливается, испытывая левое вращение.

Холодный фронт 2-го рода — это быстро смещающийся фронт, скорость его движения 50—60 км/ч и более. Фронтальная зона облачности и осадков относительно узкая: ее ширина часто составляет всего несколько десятков километров. Для таких фронтов типичны сильно развитые кучево-дождевые облака с ливнями и грозами, нередко со шквалами, градом, смерчами и т. д.

Особенности погоды на холодном фронте 2-го рода (рис. 5.8) связаны с тем, что у поверхности земли холодный воздух за фронтом движется значительно быстрее, чем теплый, но уже на высоте 1,5—2 км скорость движения теплого воздуха от фронта превышает скорость движения нижележащего клина холодного воздуха. В результате в узкой зоне в передней части фронта наблюдается очень мощный восходящий поток теплого воздуха, в котором и формируется конвективная облачность. Непосредственно за этой узкой зоной на высоте 1,5—2 км вертикальное движение воздуха происходит в противоположном

направлении — сверху вниз, что приводит к размыванию облаков и прояснению.

При быстром перемещении фронта под кучево-дождевыми облаками и несколько впереди образуется вал из низких разорванных облаков, вращающихся вокруг горизонтальной оси (шкваловый ворот). С ним связан сильный порывистый ветер и интенсивная турбулентность, очень опасные для самолетов. Холодные фронты 2-го рода особенно опасны летом в послеполуденные часы. Зимой они менее опасны, но могут сопровождаться сильными снегопадами, кратковременными метелями и снежными зарядами с резким непродолжительным ухудшением видимости. За холодными фронтами 2-го рода зоны облачности и осадков чередуются с зонами прояснения.

Вторичный холодный фронт — это раздел между различными порциями одной и той же холодной воздушной массы. Неравномерность трансформации вторгшегося холодного воздуха обуславливает неоднородность отдельных его порций. В сочетании со сходимостью воздушных потоков, возникающей в ложбинах в тыловой части циклона, это может привести к формированию узкой зоны облаков и осадков в нижней тропосфере, до высоты 2—3 км. Вот эта зона и является вторичным холодным фронтом.

Зимой на вторичных фронтах местами наблюдаются ливневые снегопады, т. е. снежные заряды. Они опасны в силу хотя и кратковременного, но внезапного и сильного ухудшения видимости. Летом на фронтах, кроме ливневых дождей, могут наблюдаться и грозы при сравнительно небольшой вертикальной протяженности отдельных кучево-дождевых облаков, вершины которых редко выходят за пределы средней тропосферы. Ширина зоны облачности вторичного фронта обычно составляет несколько десятков километров, а зоны осадков — около 10 км.

Фронт окклюзии

Это сложные атмосферные фронты, возникающие при окклюдировании циклонов, т. е. при вытеснении вверх и отсечении от земной поверхности теплого воздуха. Окклюдирование связано с различной скоростью движения теплого и холодного фронтов. Холодный фронт, перемещаясь быстрее теплого, настигает последний и, смыкаясь с ним, образует новый фронт с облачной системой теплого и холодного фронтов. В верхней части нового фронта некоторое время сохраняются верхние участки как теплого, так и холодного фронта. Внизу формируется облачность фронта окклюзии как раздела между двумя холодными воздушными массами, которые раньше находились в передней и тыловой части циклона, а с момента окклюдирования вошли в соприкосновение друг с другом. В зависимости от того, какая из двух воздушных масс (в передней или

тыловой части циклона) относительно теплее, формируется фронт окклюзии или по типу теплого фронта, или по типу холодного фронта.

Характер погоды на фронтах окклюзии определяется взаимодействием всех трех воздушных масс. Общее представление об условиях погоды, облачных системах и осадках, связанных с фронтами окклюзии, дают рис. 5.5—5.8.

В целом фронты окклюзии менее активны, чем основные атмосферные фронты (теплый и холодный). Фронты окклюзии наблюдаются в «умирающих», заполняющихся циклонах, в которых облачность постепенно размывается, осадки ослабевают. Иногда фронты окклюзии на какое-то время приобретают характер основных фронтов и приносят с собой очень сложные условия погоды. В отличие от основных фронтов, осадки на фронтах окклюзии могут выпадать по обе стороны от линии фронта у поверхности земли.

Облачные системы теплого и холодного фронтов окклюзии очень сложные, хотя чаще всего они более размыты, имеют больше просветов и меньшую вертикальную протяженность, чем облака основных фронтов.

Стационарный фронт

На периферии циклона или антициклона атмосферный фронт может оказаться расположенным параллельно изобарам. В этом случае его движение замедляется, а то и совсем прекращается. Иногда такой фронт может незначительно отступить. Подобные фронты называются стационарными. На них могут возникать волны, которые перемещаются вдоль линии фронта и со временем, как правило, затухают.

Высотные фронтальные зоны

Рассмотренные выше атмосферные фронты являются тропосферными. Они наиболее четко выражены в нижней тропосфере, где их можно проследить по контрастам значений метеоэлементов в воздушных массах, разделенных фронтами. В средней и верхней тропосфере ширина переходной зоны между воздушными массами увеличивается, различия между массами не такие резкие, как в слое трения. На картах барической топографии верхним участкам фронтов соответствуют области со сгущением изогипс, свидетельствующим о повышенных значениях горизонтальных градиентов температуры и давления и усилении ветра. Облачности и других явлений, характерных для фронтов у поверхности земли, на больших высотах может и не быть.

Сгущение изогипс на картах барической топографии для средней и верхней тропосферы и соответствующие сгущению

изогипс сильные ветры могут быть связаны не с атмосферными фронтами, а с высотной фронтальной зоной (ВФЗ). Так называется переходная зона между теплым антициклоном и холодным циклоном. Она характеризуется большими значениями горизонтальных градиентов температуры и давления. Скорость ветра в ВФЗ нередко превышает 100 км/ч. С положением ВФЗ совпадает положение струйных течений (см. главу 7).

Циклоны и антициклоны

С атмосферными фронтами в умеренных и полярных широтах тесно связано возникновение и развитие различных барических систем. Большинство циклонов в этих широтных зонах Земли развивается непосредственно на атмосферных фронтах. Антициклоны в умеренных широтах чаще всего возникают за холодными фронтами, в тыловой части циклонов, где происходит вторжение холодного воздуха. Сперва образуется гребень высокого давления, который затем усиливается, расширяется и превращается в антициклон.

Возникновение, развитие, перемещение циклонов и антициклонов составляют сложный процесс — циклоническую деятельность. С ней связаны самые существенные изменения погоды. Каковы условия, необходимые для развития циклонической деятельности?

По современным воззрениям это прежде всего наличие в атмосфере достаточных запасов потенциальной энергии и возможность перехода ее в кинетическую энергию. Такие условия в атмосфере складываются в областях с большими энергетическими контрастами, т. е. под высотными фронтальными зонами, особенно под теми их участками, где наблюдается расходимость воздушных потоков, их нестационарность, а следовательно, и временное несоответствие полей ветра и давления. В этих случаях действительная скорость ветра во фронтальной зоне (обычно при наличии струйного течения) не соответствует значениям горизонтального градиента давления.

Таково общее условие развития циклонической деятельности. Механизм этого развития состоит из нескольких элементов или условий, благоприятствующих формированию циклонов. К их числу относятся:

а) перенос с частицами воздуха, движущимися по инерции, некоторого количества движения, или, как принято говорить в теоретической метеорологии, вихря скорости;

б) возникновение несоответствия полей ветра и давления и как следствие необходимости их взаимной адаптации, т. е. приспособления одного поля к другому;

в) появление очагов роста и падения давления у земли и возникновение циркуляции, способствующей деформации линии

фронта, образованию волны с возрастающей амплитудой и хорошо выраженными участками теплого и холодного фронтов;

г) усиление очагов роста и падения давления за счет адвекции тепла в нижних слоях атмосферы (адвекция холода вызывает рост, а адвекция тепла — падение давления).

Классификация циклонов и стадии их развития

Циклоны в большинстве своем являются термически асимметричными: в их циркуляцию вовлекаются три разные воздушные массы. Но бывают циклоны и термически симметричные, без атмосферных фронтов. К ним можно отнести термические депрессии, а также тропические циклоны (ураганы, тайфуны и т. п.).

По вертикальной протяженности циклоны делятся на низкие, средние и высокие. Низкие циклоны развиты только в нижней тропосфере (до высоты 3 км), средние — в нижней и средней тропосфере (до высоты 5 км). Высокие циклоны прослеживаются во всей толще тропосферы и даже в нижней стратосфере.

Не следует смешивать высокие циклоны с высотными. Последние представляют собой циклонические вихри в верхней тропосфере и стратосфере, не прослеживающиеся у поверхности земли и в нижней тропосфере. Формирование циклонов не у земли, а на высоте отмечается сравнительно редко.

В своем развитии внетропические циклоны могут проходить четыре стадии: волны, молодого циклона, максимального развития и заполнения.

Стадия волны (рис. 5.9 а). На этой стадии фронт, лежащий в параллельных изобарах, испытывает искривление — прогиб в сторону холодной массы и прогиб в сторону теплой. Так на фронте возникает волна. У ее вершины перед теплым участком фронта давление быстро падает, а в тыловой части, за холодным участком фронта, растет. Изобары у вершины волны искривляются, образуя ложбину. Когда вблизи вершины волны на приземной карте погоды можно провести одну замкнутую изобару, то это означает, что возник циклон. Его называют волновым циклоном или волной.

Облачная система волнового циклона вначале остается такой же, какой она была на данном участке фронта к моменту возникновения волны. Но по мере усиления циклонической циркуляции у вершины волны, искривления линии фронта, формирования его теплого и холодного участков строение облачности меняется. В передней части волны происходит уплотнение и расширение по площади слоистообразной облачности, возникают слоисто-дождевые облака, начинают выпадать осадки. В тыловой части волны зона облаков, наоборот, несколько сужается, становится типичной для холодного фронта.

Циклон в стадии волны, как правило, является невысоким образованием, прослеживается на высотных картах только самых нижних уровней. Обычно даже на изобарической поверхности 700 мбар, т. е. на высоте около 3 км, еще нет замкнутой циклонической циркуляции. Здесь бывает лишь слабо выраженная ложбина.

Волновой циклон перемещается вдоль приземной линии фронта, так что холодный воздух остается слева, а теплый —

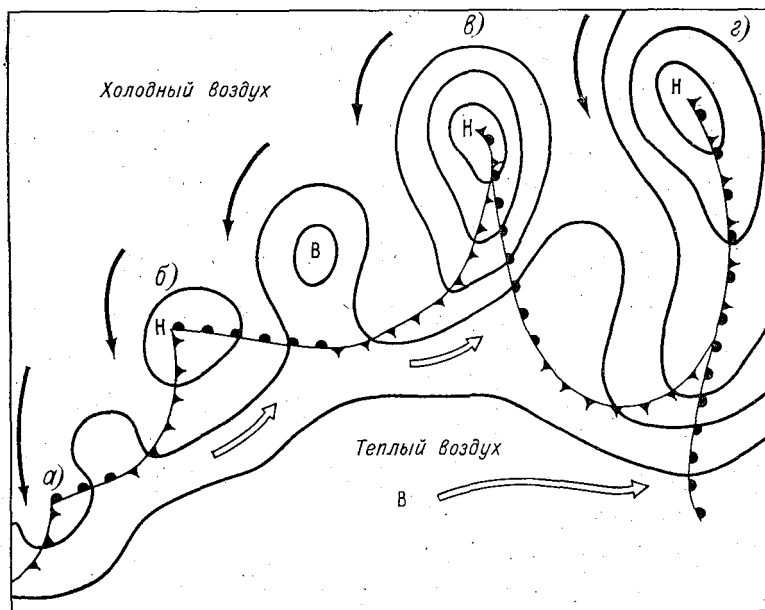


Рис. 5.9. Серия циклонов в различных стадиях развития.

a — стадия волны, *б* — молодой циклон, *в* — стадия максимального развития, *г* — заполняющийся циклон.

справа. Скорость перемещения циклона в стадии волны составляет примерно $\frac{3}{4}$ скорости градиентного ветра на высоте 3 км над циклоном (карта АТ₇₀₀). Продолжительность существования волнового циклона невелика — до 1 сут.

Молодой циклон (рис. 5.9 б). Дальнейшее развитие неустойчивой фронтальной волны приводит ко все большему искривлению линии фронта: теплый воздух распространяется в сторону холодного, а клин холодного воздуха — в сторону теплой воздушной массы. Формируется так называемый теплый сектор циклона — широкий участок между теплым и холодным фронтами, занятый теплой воздушной массой. Давление в центральной и передней части циклона продолжает падать. При этом падение давления перед теплым фронтом оказывается более значительным, чем рост его в тылу циклона, за

холодным фронтом (иными словами, отрицательные барические тенденции в передней части циклона по абсолютному значению превышают положительные барические тенденции в его тыловой части). Циклон углубляется. Одновременно идет развитие циклона вверх, он становится хорошо заметным на карте АТ₇₀₀. Ширина зоны облачности и осадков в молодом циклоне быстро расширяется, особенно в его передней части. Циклон продолжает смещаться в общем направлении, соответствующем направлению изобар теплого сектора и направлению ветра на высотах над циклоном (примерно на АТ₅₀₀ и АТ₄₀₀). Скорость перемещения равна приблизительно $\frac{2}{3}$ скорости воздушного потока над циклоном на высоте 5—6 км. Продолжительность существования молодого циклона 1—2 сут.

Стадия максимального развития (рис. 5.9 в). Давление в центре циклона на этой стадии развития достигает минимума. Падение давления в передней части циклона становится равным его росту в тылу циклона. Размеры территории, занимаемой циклоном, достигают максимума, как и ширина зоны облачности и осадков. Одновременно происходит сужение теплого сектора вследствие более быстрого перемещения холодного фронта по сравнению с теплым. В центре циклона холодный участок фронта настигает теплый участок, происходит смыкание фронтов, начинается формирование фронта окклюзии. Место, где произошло смыкание фронтов у поверхности земли, называют точкой окклюзии. В дальнейшем по мере окклюдирования циклона точка окклюзии смещается от центра циклона к его периферии. От точки окклюзии отходят три фронта — фронт окклюзии, теплый и холодный.

Циклон в стадии максимального развития обычно прослеживается на картах АТ₅₀₀ и АТ₄₀₀. Скорость его смещения несколько уменьшается по сравнению со скоростью молодого циклона. Направление смещения определяется воздушным потоком в верхней тропосфере. Продолжительность существования циклона 1—2 сут.

Заполняющийся (окклюдированный) циклон (рис. 5.9 г). Вытеснение теплого воздуха вверх при смыкании фронтов приводит к тому, что в окклюдированном циклоне все пространство у поверхности земли заполняется холодным воздухом. Наблюдается быстрый рост давления в тылу циклона, при этом положительные барические тенденции в тылу по абсолютному значению намного превышают отрицательные тенденции в передней части циклона. Циклон заполняется. Его облака размываются, редуют, осадки прекращаются. Начинается общее постепенное улучшение погоды.

Пока окклюдированный циклон прослеживается на приземных картах погоды, он обычно развит на всех высотах в тропосфере. В начале заполнения окклюдированный циклон замедляет свое движение и уклоняется влево от первоначального

направления движения. Затем скорость его падает до нуля, и в дальнейшем циклон заполняется практически на одном месте. Длительность заполнения окклюдированного циклона различная, обычно несколько суток.

Иногда к заполняющемуся циклону приближается новый атмосферный фронт со свежими воздушными массами, и циклон начинает возрождаться, «оживать»; его существование продлевается на какой-то срок. Такой процесс называется регенерацией циклонов.

Циклонические серии

Рассмотренные выше стадии развития внетропических циклонов иногда можно видеть на картах погоды одновременно. Это бывает в тех случаях, когда на каком-либо фронте циклоны развиваются последовательно, один за другим, образуя как бы целую серию. Первый член серии может уже заполняться, будучи окклюдированным, в то время как последний член только еще возникает. Обычно каждый новый циклон серии располагается несколько южнее своего предшественника, так как атмосферный фронт, на котором развивается серия циклонов, постепенно опускается к югу, оттесняемый холодным воздухом, вторгающимся в тыловой части каждого циклона. За последним членом серии происходит наиболее значительное вторжение холодных воздушных масс. В них часто формируется мощный заключительный антициклон, прерывающий на некоторое время деятельность циклонов в данном географическом районе.

Рассмотренная последовательность развития циклонов наблюдается в природе далеко не всегда. Чаще всего она отмечается над однородной подстилающей поверхностью, когда условия существования каждого циклона серии одинаковые. Серии циклонов сравнительно часто можно наблюдать в северном полушарии над Атлантическим океаном. Хорошо видны серии циклонов на спутниковых фотографиях: каждый циклон и отдельные участки фронтов четко выделяются характерными скоплениями облаков.

Однако над сушей, особенно над районами с горными хребтами, циклоны редко развиваются в такой строгой последовательности. Здесь серии циклонов могут состоять из двух или трех циклонов, а иногда циклоны возникают на фронте изолированно, по-одному. Некоторые циклоны не проходят всех четырех стадий развития; например, волновой циклон, возникнув, через сутки может заполниться.

Термические депрессии

Летом над сушей, а зимой над обширными теплыми водоемами могут возникать не связанные с атмосферными фронтами области пониженного давления, называемые термическими

депрессиями. Причиной формирования таких депрессий является образование над сильно прогретой подстилающей поверхностью устойчивых восходящих движений воздуха. Летом депрессии типичны, например, для Средней Азии, а зимой — для акватории Черного моря. В термических депрессиях горизонтальные градиенты давления невелики, поэтому и ветры слабые, облачность не фронтальная, а часто и вообще отсутствует. Погода носит совсем иной характер, чем в обычных циклонах.

Тропические циклоны

Над районами океанов с температурой поверхности воды 28°C и выше в низких широтах обоих полушарий Земли

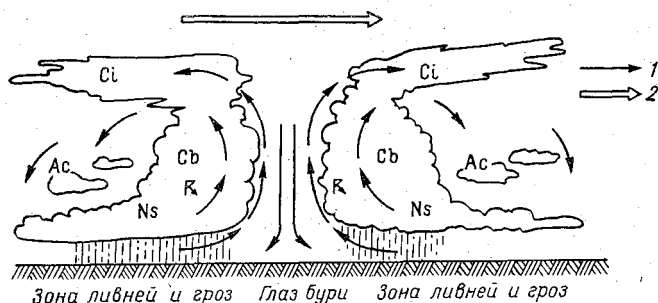


Рис. 5.10. Схематический разрез погоды в тропическом циклоне.

1 — воздушные течения в тропическом циклоне, 2 — воздушное течение над тропическим циклоном.

(в интервале широт $5-20^{\circ}$) ежегодно, главным образом в конце лета и осенью, образуются тропические циклоны (рис. 5.10), называемые в разных областях земного шара по-разному (ураганы Карибского моря и Атлантики, тайфуны Тихого океана, циклоны Индийского океана и Бенгальского залива и т. п.).

Природа тропических циклонов совсем иная, чем природа циклонов умеренных и высоких широт. Источником их энергии служит скрытая теплота конденсации водяного пара, в огромных количествах выделяемая в кучево-дождевых облаках, стеной окружающих центр тропического циклона — так называемый глаз бури. Вертикальная протяженность облаков в тропических циклонах около 18 км. Давление в центре всегда ниже 980 мбар, а может быть и еще ниже (зарегистрирован случай с давлением в циклоне 877 мбар).

При относительно небольших горизонтальных размерах этих циклонов градиенты давления в них очень велики, в связи с чем и скорость ветра здесь может быть огромной — до 100 м/с и более. По этой причине тропические циклоны вызывают

очень сильное волнение моря, что в сочетании с катастрофической интенсивностью ливней и гроз делает тропические циклоны чрезвычайно опасными не только для воздушных, но и для морских судов.

Характерной особенностью тропических циклонов является их перемещение сперва с востока на запад, а затем, после некоторого подъема в более высокие широты, на северо-восток. Скорость перемещения невелика — около 20 км/ч.

Поднимаясь в более высокие широты, тропические циклоны могут регенерировать, т. е. превращаться в обычные, но очень глубокие фронтальные циклоны умеренных широт. Такие случаи время от времени наблюдаются у Тихоокеанского побережья советского Дальнего Востока, где ощущается влияние тайфунов, поступающих с Филиппинских островов и Южно-Китайского моря.

Антициклоны

Это атмосферные вихри с циркуляцией, противоположной по направлению той, что наблюдается в циклонах. Давление, максимальное в центральной части образования, понижается к его периферии. Антициклоны бывают низкими, средними и высокими. Существуют также высотные антициклоны, не прослеживающиеся у поверхности земли. Антициклоны могут быть подвижными и стационарными, могут сформироваться как в холодной, так и в относительно теплой воздушной массе.

В отличие от циклонов, антициклоны проходят не четыре, а три стадии развития — молодой антициклон, максимально развитый и разрушающийся.

Молодой антициклон — низкое образование, не прослеживающееся на поверхности 700 мбар. Обычно он формируется в холодном воздухе в тылу циклона и перемещается примерно с той же скоростью, что и находящийся впереди его циклон. В антициклоне давление быстро растет, преобладает малооблачная погода без осадков и туманов.

Максимально развитый антициклон отличается сравнительной стабильностью давления в его центральной части. Он простирается до высоты 3—4 км, а иногда прослеживается и в верхней тропосфере. В отдельных случаях формируются блокирующие, или центральные, антициклоны, высота которых может достигать 12 км и более. Горизонтальная протяженность максимально развитого антициклона часто составляет несколько тысяч километров. Скорость перемещения заметно меньше, чем у молодого антициклона. В центральной части такого антициклона формируются приземная и высотная инверсии (радиационная инверсия и инверсия сжатия).

Разрушающийся антициклон характеризуется устойчивым повсеместным падением давления, развитием сперва

на периферии, а затем и в центре облачности, постепенным ухудшением погоды.

Продолжительность существования антициклонов в различных стадиях развития колеблется в широких пределах. Самая короткая «жизнь» у молодого антициклона — несколько суток, самая длинная у разрушающегося антициклона — недели, в крайних случаях месяц и более. Зимой очень устойчивы холодные антициклоны над Сибирью и Канадой, а летом — субтропические антициклоны над океанами (азорский и гонолульский).

Оценка погоды и условий полетов в различных синоптических ситуациях

Погода может сильно различаться в зависимости от характера атмосферных процессов и синоптической обстановки. Наибольший практический интерес представляют непериодические изменения погоды. Именно они бывают очень значительными и неожиданными. Их труднее предвидеть, и поэтому они могут серьезно сказываться на условиях полетов.

Для правильной оценки метеорологических условий полетов надо прежде всего уметь разбираться в причинах непериодических изменений погоды, т. е. верно определять синоптические условия, под влиянием которых складывается тот или иной характер погоды. Выделяют два крупных типа погоды: внутримассовая, т. е. развивающаяся внутри одной воздушной массы, вне связи с атмосферными фронтами, и фронтальная, т. е. определяемая влиянием того или иного атмосферного фронта.

Внутримассовая погода

Внутримассовая погода менее изменчива, относительно однородна и отличается хорошо выраженным суточным ходом. Она не всегда благоприятна для выполнения полетов, но, как правило, устойчивее фронтальной, легче поддается оценке. Конечно, многое зависит от того, какая воздушная масса занимает соответствующий район: теплая или холодная, устойчивая или неустойчивая. В зависимости от сезона года и времени суток можно определить, какая облачность образуется в этой воздушной массе — слоистообразная или кучевообразная. Зная температуру и влажность воздуха, а следовательно, и высоту уровня конденсации, характерную для данной воздушной массы, можно определить высоту нижней границы облаков и ее соответствие установленным минимумам полетов.

Анализ данных радиозондирования интересующей воздушной массы, построение на бланке аэрологической диаграммы кривых стратификации и состояния позволяют оценить высоту

верхней границы облаков, установить наличие или отсутствие облачных слоев и безоблачных прослоек, а также возможность обледенения и болтанки в облаках, выпадения из облаков ливневых или обложных осадков, мороси, града, развития гроз и т. д. Если учесть форму и высоту облаков, характер и интенсивность осадков, температуру и влажность воздуха, степень его запыленности и другие данные о состоянии воздушной массы, то можно определить условия видимости и соответствие их установленным минимумам для полетов. По всему комплексу данных о воздушной массе можно определить и возможность возникновения в ней метеорологических явлений, опасных для полетов, в том числе тумана, дымки, метели, града, пыльной или песчаной бури, грозы, шквалистого ветра и т. д.

Все вышеперечисленное характеризует погоду внутри данной воздушной массы. Но, для того чтобы правильно оценить погоду, недостаточно установить тип воздушной массы. Требуется рассмотреть конкретные данные о ее состоянии и, самое главное, условия циркуляции, которые чрезвычайно разнообразны. Так, циркуляция воздуха может осуществляться в ложбине циклона или гребне антициклона, в седловине или центре антициклона, в тылу, в теплом секторе или в передней части циклона, на подветренном или наветренном склоне возвышенности, над равниной, лесом или водной поверхностью и т. д.

В каждом конкретном случае погода в одной и той же воздушной массе может быть разной. Детальную оценку погоды способен дать только метеоспециалист, но общий ее характер, отличающийся определенной стабильностью, вполне может оценить пилот, штурман или диспетчер.

По мере трансформации воздушной массы под воздействием подстилающей поверхности условия погоды в ней постепенно изменяются. Эти изменения протекают плавно, без резких скачков до тех пор, пока не произойдет смена воздушных масс, т. е. пока не подойдет атмосферный фронт.

В целом метеорологические условия полетов при внутримассовой погоде лучше, чем при фронтальной. Наиболее благоприятными они обычно бывают в теплое время года в антициклонах и гребнях, если конвективная облачность не развивается. Зимой, однако, в центральной части антициклона и на оси гребня при длительных прояснениях метеорологические условия полетов становятся неблагоприятными из-за возникновения радиационных туманов, дымки и низкой слоистой облачности.

Внутримассовая погода в ложбинах циклонов и седловинах менее благоприятна для полетов, чем в областях высокого давления. Здесь в летнее время больше облаков, особенно облаков вертикального развития, следовательно, чаще идут дожди, возможны грозы и град. Зимой здесь также больше облаков, но преимущественно слоистообразных; выпадают

осадки, ухудшающие видимость. Указанные ухудшения метеорологических условий полетов характерны главным образом для приземного слоя воздуха. В средней тропосфере условия для полетов по маршруту значительно лучше, особенно в тех случаях, когда не развивается конвективная облачность. При внутримассовой погоде опасные для полетов явления погоды, как правило, носят локальный характер, поэтому их легче обходить.

Внутримассовая погода в каждой барической системе однородна по-своему. Так, наиболее однородная погода наблюдается в теплых секторах циклонов. Здесь различия в характере погоды проявляются главным образом по мере удаления от центра циклона к его периферии. Характер внутримассовой погоды в передней и тыловой части ложбин циклонов вне фронтов резко различается. В тыловой части преобладает неустойчивая погода с кратковременными осадками ливневого типа. В передней же части ложбин, которая может оказаться или теплым сектором, или периферийной (опять-таки передней) частью циклона, погода относительно устойчивая, без мощных облаков и существенных осадков.

В антициклонах внутримассовая погода на периферии заметно отличается от погоды в центре. На периферии чаще наблюдается облачность, хотя, как правило, небольшой вертикальной протяженности; кроме того, здесь нередки сильные ветры, способные зимой вызвать низовые метели, а летом — пыльные бури (при сухой и рыхлой поверхности почвы).

Различны также метеорологические условия полетов в передней и тыловой части антициклона. В передней части погода неустойчивая, характерная для вторгающейся относительно холодной воздушной массы, а в тыловой части — устойчивая, теплая, спокойная, иногда с облаками только верхнего и среднего ярусов.

Внутримассовая погода зависит не только от вида барических образований, но и от стадии их развития, а также от интенсивности процесса трансформации воздушной массы. В барических системах, находящихся в начальной стадии развития, погода менее устойчива и более изменчива. В барических системах, пребывающих в стадии максимального развития и в начале заключительного этапа, внутримассовая погода более стабильна.

Чем интенсивнее трансформация воздушной массы, т. е. чем «свежее» воздушная масса, тем большие изменения погоды возможны в связи с приобретением воздухом новых свойств. При завершении трансформации погода становится стабильной. Одним из показателей стадии развития барических систем и интенсивности процесса трансформации воздушной массы являются значения барической тенденции. При малом изменении атмосферного давления, т. е. при значениях барической тенден-

ции, близких к нулю и по знаку разных, погода изменяется не существенно. При значительных барических тенденциях (превышающих 3 мбар за 3 ч) более вероятны заметные изменения погоды — при положительной тенденции в сторону улучшения, при отрицательной в сторону ухудшения.

Все сказанное выше о тенденциях изменения внутримассовой погоды и ее сохранения помогает ориентироваться в метеорологических условиях, но не может служить основой для прогноза погоды.

Фронтальная погода

Фронтальная погода отличается от внутримассовой большей изменчивостью во времени, большим разнообразием и в целом более сложными метеорологическими условиями полетов. Самые сложные метеорологические условия наблюдаются на активных атмосферных фронтах, которые бывают в ложбинах циклонов, как молодых, развивающихся, так и достигших стадии максимального развития и начинающих заполняться.

Для рассматриваемого типа погоды характерно наличие фронтальной облачности, основной частью которой в большинстве случаев является система высоко-слоистых и слоисто-дождевых облаков. С ней могут быть связаны кучево-дождевые облака холодных фронтов (особенно летом и в дневные часы) и в меньшей степени теплых фронтов (преимущественно в ночные часы и в теплое время года). В зоне осадков под основной массой облаков наблюдаются разорванно-слоистые или разорванно-дождевые облака. Ширина зоны фронтальной облачности и осадков, продолжительность связанного с фронтом ненастья определяются активностью фронта, временем года и суток, а также скоростью перемещения фронта.

На периферии антициклонов возможна погода фронтального типа, но, как правило, в силу слабой активности фронта при антициклонической циркуляции метеорологические условия полетов здесь значительно лучше, чем в циклонах; облака менее плотные, меньшей вертикальной и горизонтальной протяженности, осадки слабые или могут совсем отсутствовать и т. д.

Ухудшения погоды, вызванные фронтами, обычно носят затяжной характер, иногда они длятся несколько суток, а то и неделю. Фронтальная погода может затруднять полеты или быть причиной их прекращения из-за неблагоприятных условий не только на аэродромах взлета и посадки, но и на маршруте, причем как при визуальных полетах, так и при полетах на эшелонах. Помимо ограниченной видимости и малой высоты нижней границы облаков, для фронтальной погоды характерны и другие опасные для авиации метеорологические явления, в том числе грозы, интенсивная турбулентность, обледенение.

Значительная вертикальная и горизонтальная протяженность зон фронтальной погоды, которая нередко оказывается ниже установленного для экипажей и аэродромов минимума, затрудняет обход таких зон стороной или сверху. На каждом конкретном фронте наблюдаются свои метеорологические условия, но в целом эти условия типичные, распределены в пространстве в известной системе, перемещаются со скоростью, присущей данному виду фронта. Это облегчает выбор времени и участков маршрутов с благоприятными условиями полета.

При оценке условий полетов в зонах фронтов следует обязательно учитывать тип фронтов, их перемещение и эволюцию, суточный ход погоды на них, а также характер подстилающей поверхности, особенно если фронты перемещаются с моря на сушу или наоборот. Одни фронты обостряются и становятся активнее днем (холодные фронты над сушей, теплые — над морем), другие, наоборот, отличаются более сложными условиями погоды ночью (теплые фронты над сушей, холодные — над морем). Над горными районами изменяется скорость перемещения фронтов и характер связанной с ними погоды. В горах фронтальная погода может приобрести особенности, которых нет на равнинной местности. Существенно различается фронтальная погода на наветренной и подветренной стороне горного хребта, через который проходит атмосферный фронт.

Определение действительных условий погоды на фронтах и оценку возможных изменений производят метеоспециалисты.

Аэросиноптический анализ

Чтобы принять решение о вылете самолета или вертолета, необходимо оценить метеорологические условия, возможность выполнения полета и требований по обеспечению его безопасности в метеорологическом отношении. Для правильной оценки следует проанализировать все имеющиеся данные о погоде, определить характер и направление развития атмосферных процессов, обуславливающих изменение метеорологических условий в период полета.

Таким образом, требуется не только разобраться в том, какие условия погоды наблюдаются в районе или на маршруте планируемого полета, но и определить, с чем связаны эти условия и как они могут в дальнейшем изменяться. Это можно сделать, произведя аэросиноптический анализ метеорологической обстановки. Такой анализ осуществляется метеоспециалистами. Экипажи воздушных судов, руководящий летный и диспетчерский состав знакомятся с результатами анализа, получая консультацию метеорологов, изучая аэросиноптические материалы и метеорологическую документацию, подготовленные метеоспециалистами.

Метеоспециалисты анализируют обширный комплекс материалов, полученных при инструментальных измерениях и визуальных наблюдениях за погодой в приземном слое и на высотах, в свободной атмосфере. Это карты фактической погоды (приземные и высотные), аэрологические диаграммы, вертикальные разрезы атмосферы, авиационные карты погоды (АКП), особых явлений погоды, максимальных ветров, тропопавзы, карты-схемы радиолокационных наблюдений, карты облаков по наблюдениям со спутников (фотомонтажи, карты неф-анализа), сводки погоды аэродромов, данные бортовой погоды, прогностические карты (приземные и высотные), штормовые оповещения и предупреждения, данные разведки погоды и т. д.

Анализ приземных (синоптических) карт погоды


















Метеоспециалисты, анализируя синоптические карты, расчерчивают, или, как говорят, обрабатывают, их таким образом, чтобы можно было оценить метеорологическую обстановку, не прибегая к анализу данных каждой метеостанции, нанесенных на карту. Обработанная синоптическая карта легко читается и неметеоспециалистами. На ней выделены все самые существенные особенности погоды и видна их связь с атмосферными процессами, обуславливающими зафиксированное на карте состояние погоды и возможные ее изменения.

Используя стандартные условные обозначения (табл. 5.2), на синоптической карте цветными карандашами или черным цветом выделяют зоны обложных, ливневых и морсящих осадков, районы грозовой деятельности и развития кучево-дождевой облачности, районы с туманами, метелями, пыльными бурями, смерчами, гололедом и другими опасными для полетов метеорологическими явлениями. Штриховыми линиями проводят изаллобары — линии равных значений барической тенденции, отмечают очаги роста и падения давления, указываются их цифровые характеристики. Сплошными линиями проводят изобары — линии равных значений давления, отмечают центры циклонов и антициклонов. Проводятся атмосферные фронты. В метеоподразделениях аэродромов синоптические карты поступают, как правило, по факсимильным средствам связи в готовом, проанализированном виде. Только отдельные синоптические карты, освещающие ограниченную территорию вокруг аэродромов (так называемые кольцевые карты погоды), составляют и анализируются непосредственно на аэродромах.

Сопоставляя последнюю проанализированную синоптическую карту с предыдущими аналогичными картами и с высотными картами погоды, метеоспециалисты оценивают развитие атмосферных процессов, определяют характер эволюции барических систем и фронтов и трансформации воздушных масс, изменение метеорологических элементов и явлений погоды

Таблица 5.2

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ СИМВОЛЫ, УПОТРЕБЛЯЕМЫЕ НА КАРТАХ ПОГОДЫ

Явление погоды	Обозначение	Цвет
Зона обложных осадков		Зеленый
Обложные осадки местами		"
Слабый снег вне фронтов		"
Ливневые осадки		"
Морось		"
Гроза		"
Зарница		"
Общая метель		"
Низовая метель		"
Гололед		"
Смерчи		Красный
Пыльные (песчаные) вихри		Фиолетовый
Пыльные (песчаные) бури		Желтый
Зона тумана		"
Зона тумана с моросью		Желтый и зеленый
Мгла при видимости менее 2 км		Желтый
Дымка при видимости менее 2 км		"

в интересующих районах. Определяется направление и скорость перемещения различных синоптических объектов.

Анализ высотных карт погоды

Высотные карты погоды (карты барической топографии) бывают двух видов — абсолютной топографии (АТ) и относительной топографии (ОТ). Они анализируются в комплексе

с приземными картами погоды. Карты ОТ дают много дополнительной информации, облегчающей оценку метеорологической обстановки, особенно условий погоды на высотах (на эшелонах).

Анализ карт АТ заключается в проведении изогипс (обычно через 4 дам, на картах для высоких уровней — выше уровня 300 мбар — через 8 дам), в выделении и обозначении центров барических систем, в обнаружении участков турбулентного состояния атмосферы, струйных течений, высотных фронтальных зон, облачных и безоблачных прослоек, а также районов с возможным обледенением самолетов в облаках.

На картах АТ выявляют ведущий поток — устойчивый перенос воздуха, в направлении которого, как правило, смещаются барические системы.

Области максимальных значений высоты изобарической поверхности соответствуют антициклонам, а минимальных значений — циклонам. Зная положение центра барической системы у земли и на изобарических поверхностях 850, 700, 500, 300 мбар, нетрудно определить пространственное положение оси барической системы, т. е. направление, в котором она наклонена, и угол наклона. Чем больше угол наклона оси барической системы, тем «старше» эта система и больше развита вверх, а следовательно, тем скорее можно ждать ее заполнения (для циклонов) или разрушения (для антициклонов).

Направление, перпендикулярное проекции оси барической системы на горизонтальную плоскость, соответствует направлению перемещения этой системы (при расположении области с более низкими температурами слева от направления движения, а с более высокими — справа).

Районы с турбулентностью воздуха обнаруживаются на картах АТ по значительному горизонтальному сдвигу ветра (изменению скорости ветра более чем на 3 м/с на расстоянии 100 км) и резкому изменению направления ветра. Обычно они соответствуют районам с хорошо выраженной расходимостью воздушных потоков (дельта высотных фронтальных зон).

Высотные фронтальные зоны соответствуют сгущению изогипс и большим скоростям ветра, т. е. участкам со струйными течениями, где скорость ветра превышает 100 км/ч.

Данные о дефиците точки росы (Δt_d) на картах АТ во многих случаях позволяют установить наличие или отсутствие облаков на данном уровне. Так, на уровне 850 мбар облака есть, если $\Delta t_d \leq 2^\circ\text{C}$; облаков нет, если $\Delta t_d \geq 5^\circ\text{C}$.

По дефициту точки росы можно установить, возможно обледенение в облаках или нет. Обледенение вероятно, если температура облачного воздуха ниже температуры насыщения над льдом ($t_{\text{л}} \approx -8 \Delta t_d$).

Карты ОТ позволяют получить характеристику температурного режима нижней тропосферы и определить интенсив-

ность и положение фронтальных разделов по горизонтальному градиенту температуры. Проводя изогипсы на картах ОТ, метеорологи фактически получают изотермы средней температуры соответствующих слоев воздуха. Например, изогипсы карты ОТ^{500/1000} суть изотермы средней температуры нижнего пятикилометрового слоя воздуха. По картам ОТ можно получить данные о термическом ветре (см. главу 3).

Карты ОТ используются синоптиками для составления прогнозов погоды. Для консультации летного состава они не привлекаются.

Анализ аэрологических диаграмм и вертикальных разрезов атмосферы

Выше говорилось, что результаты радиозондирования атмосферы удобно анализировать, построив кривые стратификации и состояния на бланках аэрологической диаграммы. По взаимному расположению этих кривых определяется стратификация воздушной массы, запасы энергии в атмосфере в районе зондирования, уровни конденсации и конвекции, оценивается возможность развития конвективной облачности, ее предполагаемая мощность и высота верхней границы, возможность выпадения ливневых осадков и развития гроз (см. рис. 3.10).

Синоптики для каждого географического района располагают экспериментально полученными значениями метеозаписей, определяющих те или иные условия погоды. Например, в средней полосе Европейской территории Советского Союза конвективная облачность в нижнем 800-метровом слое образуется в том случае, если дефицит точки росы в этом слое не превышает 2°С. В умеренных широтах конвективные облака в дневные часы дают ливневые осадки, если их вершины располагаются выше уровня изотермы —10°С. Конвективные грозы развиваются при достижении вершинами кучево-дождевых облаков уровня изотермы —23°С, что примерно соответствует толщине слоя неустойчивой стратификации 400 мбар, т. е. 4—5 км, или высоте верхней границы облаков 7 км (см. рис. 3.12). Аналогичные критерии есть и для других географических районов.

Анализ аэрологической диаграммы, составленной по данным утреннего зондирования атмосферы, дает возможность рассчитать максимальную температуру воздуха у поверхности земли, определить вероятность обледенения самолетов на высотах и решить ряд других задач по оценке метеорологических условий.

При наличии данных радиозондирования в нескольких пунктах, помимо аэрологических диаграмм, строят вертикальные разрезы атмосферы. На разрезах графически изображаются атмосферные фронты и облачность, указываются видимость,

осадки, опасные для полетов явления погоды, направление и скорость ветра, температура воздуха на различных высотах.

Анализ вертикальных разрезов облегчает изучение состояния атмосферы. Разрезы дают пространственное представление о погоде по маршруту полета или в интересующем направлении.

Анализ авиационных карт погоды и других аэросиноптических материалов

На авиационных картах погоды (АКП) в наглядной форме представляются метеорологические условия полетов, в том числе облачность, осадки, видимость, опасные для полетов явления погоды (для каждого опасного явления есть условное обозначение). Анализ АКП сводится к выделению участков авиатрасс и районов с более или менее однородными метеорологическими условиями. Кроме того, при анализе АКП определяются основные синоптические объекты, обуславливающие изменение погоды, указывается направление и скорость их перемещения. Особое внимание при анализе АКП уделяется опасным для полетов явлениям погоды.

Анализ высотных АКП позволяет получить информацию о режиме ветра на соответствующих уровнях; о температуре, а следовательно, и о возможности обледенения воздушных судов; о струйных течениях и горизонтальных сдвигах ветра, с которыми связаны зоны турбулентности, способной вызвать болтанку самолетов; о положении тропопаузы и значениях отклонения температуры от стандартной. Эти характеристики важны для обеспечения безопасности полета на высотах, близких к потолку и предельно допустимой высоте полета воздушных судов.

Прогноз погоды

Прогноз погоды, или ее предсказание, — научно обоснованное предположение о будущих метеорологических условиях. Методы составления прогнозов погоды, сроки, содержание и формы их представления зависят от того, для каких целей составляются прогнозы и кем они используются в практической деятельности.

Прогнозы, составленные количественным методом, т. е. путем предвычисления, называются численными прогнозами погоды; их составление возможно для ограниченного числа метеорологических элементов.

Прогнозы погоды составляются и качественным методом. В этом случае предсказывается общий характер изменений погоды, без их количественной оценки. Такого рода

прогнозы составляются для широкого круга потребителей, которых удовлетворяет качественная информация.

На практике при составлении прогнозов погоды используется комплекс методов, применяются самые различные приемы.

Наибольшую известность и распространение получил синоптический метод, предусматривающий составление прогноза погоды на основе прогноза синоптической ситуации. Этот метод комплексный, в нем широко используются все возможности предсказания будущей погоды, в том числе прямые математические расчеты.

В зависимости от заблаговременности составления и сроков действия прогнозы погоды делятся на долгосрочные (на периоды от нескольких дней до месяца или даже сезона) и краткосрочные (на сроки до 3 сут).

По содержанию прогнозы подразделяются на прогнозы общего пользования и специальные. Прогнозы общего пользования, рассчитанные на широкий круг потребителей, распространяются обычно средствами массовой информации — по радио, телевидению, через газеты и телефонную связь. Специальные прогнозы составляются для обеспечения нужд различных отраслей народного хозяйства, в том числе для сельского хозяйства, авиационного, морского, речного, железнодорожного и автомобильного транспорта, для строительной индустрии и т. д. Прогнозы погоды для авиации называются авиационными. Специальные прогнозы погоды отличаются от прогнозов общего пользования большей детализацией. В них приводится конкретная информация о будущих значениях метеоэлементов и явлениях погоды, влияющих на условия работы в данной отрасли народного хозяйства. Например, в прогнозах для сельского хозяйства и строительной индустрии указываются температура и влажность воздуха, ветер, осадки; для морского и речного флота, а также для автомобильного транспорта — ветер, осадки, видимость; для авиации — количество и форма облаков, высота их нижней границы, видимость, явления, опасные для полетов, и т. д.

Формы представления прогнозов очень разнообразны и, так же как их содержание, зависят от назначения прогноза, его потребителя.

Следует выделить две главные формы прогнозов погоды — альтернативную и вероятностную. Первая форма получила широкое распространение и до последнего времени является господствующей; вторая форма использовалась значительно реже и лишь в последние годы получила признание.

Прогноз в альтернативной форме предусматривает лишь две возможности осуществления любого явления погоды: либо явление будет, либо его не будет, независимо от того, насколько вероятность прогноза, или его обеспеченность, превышает 50 %,

хотя потребителю небезразлично, с какой степенью уверенности дан прогноз — с обеспеченностью 80, 90 или 100 %.

Прогноз в вероятностной форме позволяет определить, с какой вероятностью можно ожидать предусмотренное прогнозом (или не предусмотренное им) явление. Такая форма прогноза облегчает потребителю принятие решений, связанных с учетом условий погоды. Она особенно удобна там, где требуется количественная оценка влияния условий погоды (наряду с другими факторами) на планируемую работу.

Прогнозы погоды могут быть представлены следующими способами: текстовым (по установленной терминологии), цифровым (с использованием соответствующих цифровых кодов), картографическим (в виде прогностических карт погоды) и графическим (в виде вертикальных разрезов, как пространственных, так и временных).

Методика составления, содержание, терминология и способы представления прогнозов погоды регламентируются руководствами органов Госкомгидромета и наставлениями соответствующих ведомств.

Прогнозы погоды для авиации могут составляться в любой из перечисленных выше форм и любым из указанных способов, иногда одновременно двумя и даже тремя способами. Например, текстовый прогноз по трассе иллюстрируется вертикальным разрезом атмосферы для всей трассы или для отдельных ее участков, кроме того, прилагается прогностическая карта погоды. Текстовый прогноз погоды по аэродрому посадки и запасным аэродромам дополняется прогностической картой погоды соответствующего уровня (эшелона полета).

В основе каждого прогноза погоды для авиации лежит прогноз синоптической обстановки.

Прогноз синоптической обстановки

Это прогноз будущего положения и состояния основных синоптических объектов, определяющих изменение всех метеоэлементов и развитие во времени всех явлений погоды. Синоптическими объектами являются рассмотренные выше барические системы, атмосферные фронты и разделяемые ими воздушные массы. Будущее положение и состояние синоптических объектов можно определить лишь путем анализа синоптической обстановки, осуществляемого метеоспециалистом комплексно, с помощью всех имеющихся аэросиноптических материалов.

Одним из самых важных элементов предсказания погоды является определение направления и скорости перемещения синоптических объектов. Циклоны, антициклоны, ложбины, гребни, а следовательно, и атмосферные фронты и зоны

с разными условиями погоды смещаются с различной скоростью; более того, их скорость непостоянна во времени. Не остается постоянным и направление движения. Все эти изменения в движении синоптических объектов связаны с их эволюцией, стадиями развития, влиянием местности и т. д.

Таким образом, определив направление и скорость перемещения какого-либо синоптического объекта за некий отрезок времени в прошлом (например, за 24, 12, 6 ч) и вычислив среднечасовую скорость, нельзя считать, что с этой скоростью и в том же направлении данный объект будет смещаться и впредь. Такой прием простейшего расчета (или, как говорят, экстраполяции) не дает существенных ошибок только при прогнозе на ближайшие несколько часов. Если же принять во внимание, что перемещение циклона или фронта приходится оценивать по картам погоды, составленным по данным трех-четырехчасовой давности, то станет ясно, что практическая ценность приема простейшей экстраполяции мала.

Несколько лучшие результаты дает усложненный прием экстраполяции, при котором учитывается не только скорость движения, но и ускорение, фиксируемое по последнему трех- или шестичасовому периоду движения синоптического объекта (т. е. вычисляется изменение скорости, которое и принимается за основу расчетов). Такой прием в большинстве не очень сложных синоптических ситуаций обеспечивает практически достаточную точность расчетов в пределах 6—12 ч. Это обстоятельство и приводит к широкому использованию усложненного приема для прогноза синоптической обстановки на небольшие сроки.

Изложенные кратко приемы прогноза синоптической обстановки можно объединить, назвав их методом экстраполяции.

Метеоспециалисты при прогнозе синоптической обстановки обычно не ограничиваются расчетами по какому-либо одному методу. Чаще всего расчеты производятся разными способами, и их результаты сопоставляются между собой. Если они совпадают, общий вывод не вызывает затруднений. Если же данные, полученные разными методами, оказываются несходными, предпочтение отдается результату, полученному по тому методу, который лучше других зарекомендовал себя для данной или аналогичной синоптической ситуации в прошлом.

Помимо методов экстраполяции и ведущего потока, метеоспециалисты пользуются различными приемами и правилами, выработанными практикой, найденными эмпирическим путем. Эти эмпирические правила частично рассматривались в разделе о барических системах и атмосферных фронтах.

Прогностические правила

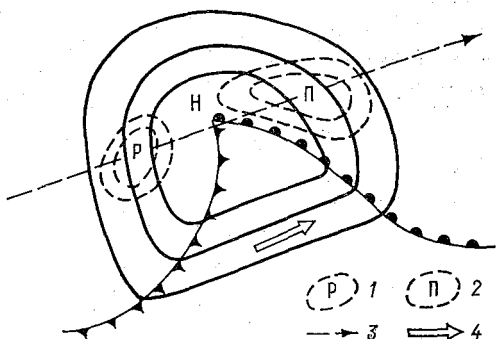
Приведем наиболее известные правила перемещения барических систем и фронтов.

1. Циклон перемещается в направлении изобар его теплого сектора, оставляя теплый воздух справа. Это направление соответствует направлению ведущего потока на высотах, так как над теплым сектором направление ветра с высотой не изменяется (рис. 5.11).

2. Циклон перемещается в направлении очага наибольшего падения давления таким образом, что его центр движется па-

Рис. 5.11. Определение направления перемещения циклона по приземной карте погоды.

1 — очаг роста, 2 — очаг падения давления в тыловой и передней части циклона соответственно, 3 — направление перемещения циклона по очагам падения и роста давления, 4 — по потоку в теплом секторе циклона.



раллельно линии, соединяющей очаги падения и роста давления в его передней и тыловой части (см. рис. 5.11).

3. Два циклона, имеющие общие изобары, совершают вращательное движение относительно друг друга против часовой стрелки.

4. Ложбина перемещается вместе с циклоном, с которым она связана, и одновременно вращается вокруг центра циклона, как бы обегая его против часовой стрелки.

5. Антициклон перемещается в направлении очага роста давления таким образом, что его центр движется параллельно линии, соединяющей очаги роста и падения давления в его передней и тыловой части.

6. Антициклоны с изобарами в виде эллипса перемещаются в направлении длинной оси эллипса в сторону очага роста давления.

7. Приземные центры барических систем перемещаются в направлении ведущего потока; направление ведущего потока отождествляется с направлением изогипс на картах АТ.

Низкие системы перемещаются вдоль изогипс на карте АТ₈₅₀ со скоростью 0,8—0,9 скорости ветра на этом уровне.

Средние системы перемещаются вдоль изогипс на картах АТ₇₀₀ и АТ₆₀₀ со скоростью 0,7—0,8 скорости ветра на этих уровнях.

Высокие системы (но не выше уровня 400 мбар) перемещаются вдоль изогипс на картах АТ₅₀₀ и АТ₄₀₀ со скоростью 0,5—0,6 скорости ветра на этих уровнях.

Если расчет перемещения делается на сроки, выходящие за 12-часовой интервал после срока наблюдений, по которым составлена высотная карта, следует пользоваться прогностической картой АТ.

8. Барические системы, развитые выше поверхности 300 мбар, малоподвижны.

9. Чем меньше развита барическая система по высоте и чем меньше наклонена ее пространственная ось, тем система подвижнее.

10. Наличие хорошо выраженных очагов падения и роста давления в противоположных частях барической системы является свидетельством подвижности последней.

11. Атмосферные фронты перемещаются вместе с ложбинами циклонов в направлении, соответствующем нормальной составляющей ветра в холодной воздушной массе, и со скоростью, приблизительно равной 0,7—0,8 скорости этого ветра.

12. Участки атмосферных фронтов в V-образных ложбинах при возникновении волн на фронте становятся малоподвижными.

В настоящее время указанные выше методы и приемы прогноза скорости перемещения синоптических объектов еще находят применение, но не являются основными, поскольку будущее синоптическое положение на сроки от 12 до 72 ч предвычисляется с помощью ЭВМ, т. е. прогнозируется численными методами, причем, как правило, составляются прогностические карты.

Опираясь на прогностические карты, составленные на 24 или 36 ч вперед, метеоспециалисты имеют возможность предсказать погоду на любые промежуточные сроки.

Вторым очень важным элементом прогноза синоптической обстановки является прогноз эволюции синоптических объектов. Для оценки их эволюции существует ряд приемов, которые позволяют успешно справляться с качественной стороной задачи, т. е. правильно предвидеть общий характер эволюции, но достаточно точных количественных характеристик они не дают.

В основе многократно проверенных практикой эмпирических правил оценки эволюции синоптических объектов лежит прием экстраполяции, а также некоторые закономерности, обнаруженные при комплексном анализе аэросиноптических материалов.

Правила оценки эволюции синоптических объектов

Укажем наиболее известные правила оценки эволюции синоптических объектов.

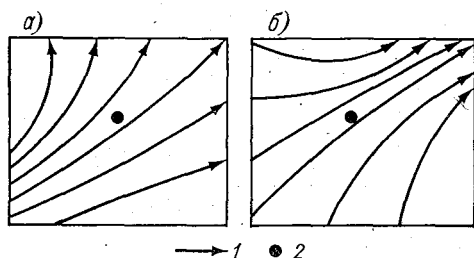
1. Если отрицательные барические тенденции наблюдаются вблизи центра циклона и в его теплом секторе, то циклон будет

углубляться, а его фронты — обостряться, т. е. вертикальная протяженность облаков и ширина зоны облачности и осадков будут возрастать.

2. Рост давления в центре циклона свидетельствует о предстоящем быстром заполнении его; проникновение циклона в верхнюю тропосферу также чаще всего является признаком его предстоящего заполнения.

Рис. 5.12. Определение эволюции циклонов с помощью карт АТ.

а — циклон углубляется, б — циклон заполняется. 1 — направление воздушного потока на картах АТ, 2 — положение центра циклона на приземной карте погоды.



3. Циклоны, как правило, углубляются, если над ними на картах АТ₇₀₀, АТ₅₀₀ и АТ₄₀₀ наблюдается расходимость потоков, и заполняются, если имеется сходимость потоков (рис. 5.12).

4. Антициклоны и гребни усиливаются, если над ними на картах АТ₇₀₀, АТ₅₀₀ и АТ₄₀₀ наблюдается сходимость потоков, и разрушаются, если есть расходимость потоков.

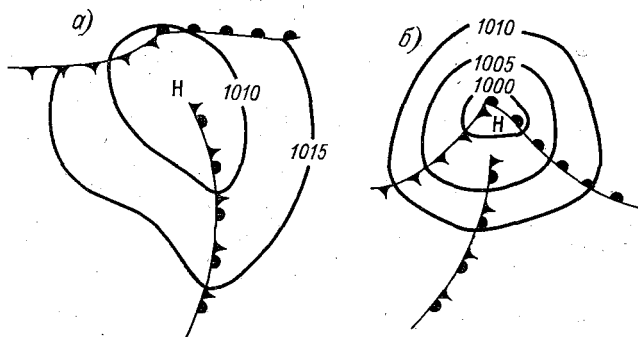


Рис. 5.13. Схема регенерации циклона на новом фронте. а — начальное положение изобар и фронтов, б — положение после регенерации циклона.

5. Заполняющийся циклон при приближении к нему нового фронта, за которым происходит вторжение более холодного воздуха, может начать углубляться вновь, возрождаясь на вовлекаемом в его циркуляцию новом атмосферном фронте (рис. 5.13).

6. Характер суточной эволюции атмосферных фронтов над сушей и над морем (океаном) прямопротивоположный.

7. Атмосферные фронты обостряются при усилении адвекции тепла и холода, увеличивающей контраст между воздушными

массами, разделенными фронтом. При ослаблении адвекции и уменьшении контрастов между воздушными массами фронты размываются.

8. Атмосферные фронты обостряются, если эффект увеличения контрастов между различными массами достигается за счет перехода фронта с одной подстилающей поверхности на другую, резко отличающуюся (например, с суши на море или наоборот).

Численные методы прогноза погоды

Суть этих методов состоит в предвычислении будущих значений тех или иных метеорологических элементов. Численные прогнозы отличаются объективностью, т. е. их качество не зависит от субъективных факторов, играющих немаловажную роль в синоптическом методе (например, квалификация специалиста). Они рассчитываются на ЭВМ и при одинаковых исходных данных всегда должны быть одинаковыми.

Вычисление будущего поля давления (а следовательно, и ветра) на ЭВМ производится по полю давления в исходный (начальный) момент составления прогноза. Машина в соответствии со схемой расчета (программой) не учитывает предыстории, т. е. предшествующего развития синоптических процессов. Это значит, что для прогноза требуется лишь самый последний, исходный комплект карт погоды.

Численный прогноз пока не распространяется на большинство важных для авиации метеоэлементов и явлений погоды, но он способствует лучшему решению прогностических задач в интересах авиации. В настоящее время численный прогноз возможен только для свободной атмосферы: чем ниже уровень, тем больше влияние приземного слоя и тем менее надежен численный прогноз.

Известны две основные группы численных методов прогноза погоды — физико-статистические и гидродинамические методы. В первых методах широко используется математическая статистика и теория вероятностей. Прогноз погоды физико-статистическими методами сводится к определению наиболее вероятного состояния погоды из всех возможных ее состояний при данной исходной ситуации. Методы этой группы со временем получают более широкое применение, поскольку они удобны для представления прогнозов в вероятностной форме, наилучшим образом отвечающей требованиям автоматизации метеорологического обеспечения полетов.

В настоящее время в повседневной практике значительно шире используются гидродинамические методы. Теоретической их основой является описание взаимодействия факторов, определяющих изменения погоды, системой уравнений гидромеханики и термодинамики. Обычно используется шесть уравнений

(уравнения состояния атмосферы, притока тепла, неразрывности атмосферы и три уравнения движения по осям координат x, y, z) и подлежат вычислению шесть искоемых величин (три составляющие ветра, давление, температура и плотность воздуха).

Точное решение указанных уравнений затруднительно, да оно и необязательно. Доказано теорией и подтверждено практикой, что можно ограничиться приближенным решением, при этом погрешность вычислений не будет выходить за пределы точности измерений элементов, т. е. будет вполне достаточной для практических целей.

Приближенные решения стали возможными благодаря внесению в задачу ряда теоретически обоснованных упрощений и использованию при расчетах определенных технических приемов. Укажем на некоторые из наиболее существенных упрощений, явившихся ключом к решению всей проблемы предвычисления гидродинамическими методами.

Известно, например, что для успешного решения рассматриваемых задач, помимо начальных условий (полей метеоэлементов в исходный момент), нужно еще знать так называемые граничные условия, т. е. точно представлять себе закономерности изменения элементов на границах рассматриваемого пространства на все время прогноза. Другими словами, начиная решать уравнение, описывающее состояние атмосферы в исследуемой области, нужно заранее знать ее будущее состояние на границах. В действительности же это неизвестно.

Выход найден в том, что берутся фиктивные граничные условия. Считают, что на границе рассматриваемой очень большой области (полушарие, ЕТС) давление в течение периода прогноза останется неизменным, но вычисленные, прогностические значения давления признаются верными только для территории в середине выбранной большой области (рис. 5.14).

И. А. Кибель показал целесообразность введения еще трех допущений, которые сильно облегчают вычисление будущего поля атмосферного давления, хотя одновременно суживают возможности расчетов, поскольку последние оказываются выполнимыми только для одного определенного уровня. Эти три допущения состоят в следующем:

1) вместо уравнения движения по вертикальной оси z используется основное уравнение статики;

2) процессы, происходящие в свободной атмосфере (выше слоя трения), приближенно принимаются за «почти адиабати-

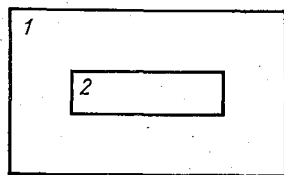


Рис. 5.14. Фиктивность граничных условий при численном прогнозе поля атмосферного давления.

1 — прямоугольник, по периметру которого давление на период прогноза принимается неизменным; 2 — прямоугольник, в пределах которого вычисляется значение давления с требуемой точностью.

ческие», т. е. предполагается, что они протекают без притока и отдачи тепла;

3) ускорения движения воздуха, т. е. отклонения скорости ветра от теоретического значения градиентного ветра, можно вычислять не непосредственно из общих уравнений движения, а из их следствия (из уравнения вихря скорости).

Сделаны также другие допущения и упрощения. В частности, точность решения уравнения вихря скорости удалось сохранить, решая его не относительно давления, а относительно барической тенденции. Получив таким путем поле барической тенденции на среднем уровне, можно, применяя способ «шаг за шагом», вычислить и само поле давления. (Принимая найденное поле давления за исходное, снова вычисляют поле тенденции, а по нему — новое поле давления и т. д., пока не получают прогноз давления на сутки.)

Поля тенденции и давления вычисляются для регулярной сетки (системы точек, называемых узлами) с шагом 250—350 км. При прогнозе давления для сетки с 500 узлами при 24 временных шагах приходится производить 360 тысяч вычислений.

Описанная так называемая одноуровневая (или баротропная) схема — только начало. От одного уровня предстоит перейти к нескольким уровням, т. е. к многоуровневой (или бароклинной) схеме. В конечном итоге получаем прогноз давления для всей свободной атмосферы, а также прогноз температуры и вертикальных движений с вполне удовлетворительной точностью на срок до 72 ч.

Окончательное решение проблемы численного прогноза погоды связано с созданием схемы перехода от поля давления в свободной атмосфере к полю давления у поверхности земли. Это делается полуэмпирическим путем с погрешностями, оказывающимися меньше тех, которые характерны для синоптического метода. Чем ниже уровень, тем прогноз менее точен, но он все же вполне удовлетворителен, что позволяет использовать его для составления АКП.

В дальнейшем будут предвычислять и такие явления погоды, как грозы, туманы, турбулентность, осадки и т. д. Сейчас ведутся разработки численных методов прогноза всех элементов и явлений погоды, от которых зависят условия полета. Задача ученых заключается в создании численного метода авиационного прогноза погоды в целом.

Авиационные прогнозы погоды

Авиационные прогнозы погоды относятся к краткосрочным специальным прогнозам. Они используются как для планирования летной работы, так и для непосредственного обеспе-

чения полетов на сроки от нескольких часов до 1,5 сут и редко (по специальным запросам) на 2 или 3 сут.

Авиационные прогнозы погоды составляются по аэродрому, району аэродрома, по трассам и районам полетов. В них указываются: количество, форма, высота нижней и верхней границы облаков, характер осадков, опасные явления погоды, дальность горизонтальной видимости, направление и скорость ветра, температура воздуха, высота изотермы 0 °С, положение тропопаузы, закрытие гор и искусственных препятствий облаками.

Содержание всех видов авиационных прогнозов погоды, формы и способы их представления определяются «Наставлением по метеорологическому обеспечению гражданской авиации» (НМОГА), а методика составления прогнозов — «Руководством по краткосрочным прогнозам погоды». Принято рассматривать указываемые в прогнозах конкретные значения метеоэлементов как их наиболее вероятные значения на протяжении периода действия прогноза.

Метеоспециалисты при составлении авиационных прогнозов погоды анализируют весь комплекс аэросиноптических материалов о фактическом и ожидаемом состоянии погоды. К материалам о фактической погоде относятся:

- 1) приземные (синоптические) карты погоды;
- 2) карты барической топографии;
- 3) карты максимальных ветров и струйных течений;
- 4) карты тропопаузы;
- 5) вертикальные разрезы атмосферы, аэрологические диаграммы;
- 6) карты радиолокационной информации;
- 7) фотомонтажи, фотосхемы и карты нефанализа по данным МИСЗ;
- 8) штормовые оповещения;
- 9) фактическая погода аэродрома;
- 10) бортовая погода.

К материалам об ожидаемом состоянии погоды, получаемым численными методами с использованием ЭВМ, относятся:










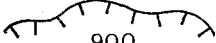
- 1) приземные прогностические карты;
- 2) высотные прогностические карты АТ;
- 3) высотные прогностические карты максимальных ветров;
- 4) высотные прогностические карты тропопаузы.


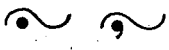















Изучение всех этих материалов и необходимые расчеты позволяют определить, чем будет обуславливаться и какая конкретно ожидается погода в интересующее время и в интересующем месте.

Указанные выше документы регламентируют последовательность и перечень всех метеоэлементов и явлений погоды, которые указываются в каждом виде прогноза для авиации. Они также регламентируют допустимые градации таких количественных характеристик метеоэлементов, как количество и

Таблица 5.3

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ, УПОТРЕБЛЯЕМЫЕ НА ПРОГНОСТИЧЕСКИХ КАРТАХ
ОСОБЫХ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ (АКП)

Характеристика	Обозначение
Центр области низкого давления с указанием прогнозируемого наименьшего давления (мбар)	Н 995
Центр области высокого давления с указанием прогнозируемого наибольшего давления (мбар)	В 1035
Центральная изобара с указанием значения давления (мбар)	 1010
Направление и скорость (км/ч) перемещения центров барических образований и атмосферных фронтов	 25
Теплый фронт	
Холодный фронт	
Фронт окклюзии	
Вторичный холодный фронт	
Верхний теплый фронт	
Стационарный (малоподвижный) фронт	
Граница области со сложной и опасной погодой для полета	
Количество (а) и форма (б) облаков, высота верхней (в) и нижней (г) границы облаков (десятки метров)	$\underbrace{a}_{8-10} \underbrace{б}{Cb} \underbrace{\overbrace{900-1000}^в \quad \underbrace{30-50}_г}}_2$
Граница зоны турбулентности при ясном небе (в числителе — высота верхней границы зоны турбулентности, в знаменателе — высота нижней границы, десятки метров)	 $\frac{900}{700}$
Высота изотермы 0°C в выборочных точках (десятки метров)	$\frac{0^{\circ}C}{150}$

Характеристика	Обозначение
Снег с дождем	
Гололед	
Снег	
Ливневые осадки	
Ледяной дождь	
Град	
Низовая метель	
Мгла	
Пыльная или песчаная буря	
Туман	
Гроза	
Умеренная болтанка	
Сильная болтанка	
Шквал	
Слабое обледенение	
Умеренное обледенение	
Сильное обледенение	

высота облаков, видимость, скорость и направление ветра и т. д. Кроме того, регламентируется терминология и текст прогноза. Все это делается для того, чтобы каждый авиационный прогноз был ясным, четким, кратким и не допускал двойственного толкования или неопределенности при оценке метеорологических условий полета.

Для представления прогноза в графической форме предусмотрены стандартные обозначения всех метеозлементов, явлений погоды и атмосферных фронтов.

Метеоспециалисты составляют также авиационные прогностические карты особых явлений погоды (АКП), на которых указываются все влияющие на полет явления погоды и метеозлементы и границы их распространения в течение периода действия прогноза. При этом, так же как на вертикальных разрезах и картах с фактической погодой, употребляются стандартные обозначения и условные знаки (табл. 5.3, см. также табл. 5.2).

Штормовые предупреждения

Наряду с составлением авиационных прогнозов погоды метеоподразделения на аэродромах при угрозе возникновения опасных для полетов явлений погоды или связанных с погодой стихийных бедствий дают штормовые предупреждения. Эти внеочередные прогнозы призваны обеспечивать безопасность полетов и сохранность людей и техники на аэродромах. Штормовые предупреждения составляются также для уточнения интенсивности или времени возникновения опасных явлений погоды, указанных в ранее составленных прогнозах и предупреждениях, если в этом есть необходимость.

Каждое штормовое предупреждение содержит указание о месте, времени возникновения, продолжительности, интенсивности и направлении перемещения ожидаемого опасного явления погоды. В нем сообщается также, когда и кем предупреждение составлено, кому адресовано. Если ожидается несколько опасных явлений одновременно, в штормовом предупреждении указываются все ожидаемые опасные явления.

Штормовые предупреждения имеют гриф «Шторм», обязывающий передавать их вне очереди по всем каналам связи. Они составляются в соответствии с методикой, изложенной в «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды».

Турбулентность, обледенение самолетов и вертолетов, грозы

6

Как известно из вышесказанного, физические процессы в атмосфере могут приводить к возникновению явлений погоды, опасных для полетов самолетов и вертолетов. Рассмотрим основные опасные явления, с которыми воздушное судно встречается на маршруте полета.

Турбулентность атмосферы

Воздушные частицы в атмосфере, как правило, движутся не по прямолинейным, а по сложным траекториям и одновременно перемещаются с основным воздушным потоком.

Турбулентностью атмосферы называется такое ее состояние, когда образуются воздушные вихри различных размеров, возникают горизонтальные и вертикальные порывы ветра. Воздух практически всегда находится в турбулентном движении. Однако на самолеты и вертолеты воздействуют лишь турбулентные вихри, имеющие значительную интенсивность.

По условиям образования различают термическую и динамическую турбулентность, развивающуюся под воздействием термических и динамических факторов соответственно.

Термическая турбулентность возникает в результате неравномерного нагревания земной поверхности и из-за больших вертикальных градиентов температуры. Этот вид турбулентности чаще всего наблюдается в нижней тропосфере (до 3—4 км). Интенсивность ее зависит от времени года, суток и стратификации атмосферы. Наибольшей интенсивности термическая турбулентность достигает обычно в теплое время года в дневные часы в холодных неустойчивых воздушных массах.

При термической турбулентности в атмосфере возникают как беспорядочные, так и упорядоченные восходящие и нисходящие движения воздуха, образуются кучевые, мощные кучевые и кучево-дождевые облака.

Динамическая турбулентность возникает из-за трения движущегося воздуха о шероховатости земной поверх-

ности и из-за неоднородности воздушных потоков по скорости и направлению.

В равнинной и холмистой местности трение воздуха о земную поверхность обуславливает возникновение динамической турбулентности главным образом в нижнем слое тропосферы, до высоты 1000 м. В горной местности турбулентность может распространяться на всю тропосферу, вплоть до тропопаузы.

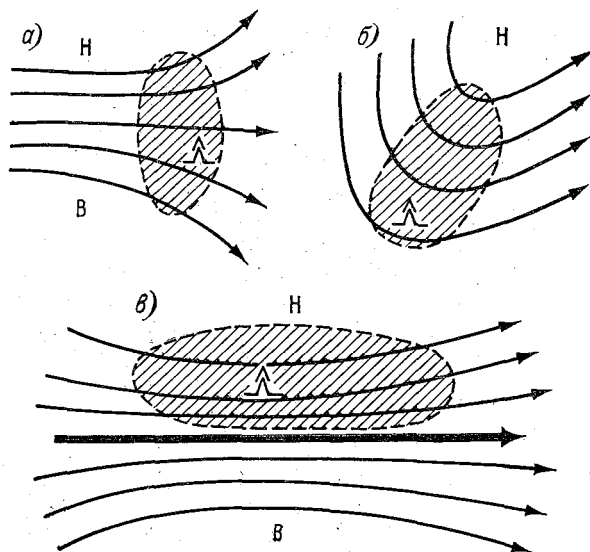


Рис. 6.1. Наиболее вероятные зоны повышенной турбулентности по данным карт АТ.

а — дельта высотной фронтальной зоны, б — высотная ложбина, в — циклоническая сторона струйного течения.

В свободной атмосфере динамическая турбулентность возникает в тех слоях, где наблюдается большая изменчивость ветра по высоте и горизонтали. Ее характеристикой является сдвиг ветра.

Турбулентность, наблюдаемую в атмосфере на высотах более 5 км при отсутствии кучевообразных облаков, называют турбулентностью при ясном небе (ТЯН).

В свободной атмосфере турбулентность чаще всего развивается там, где наблюдается сходимость или расходимость воздушных потоков, в области струйных течений (рис. 6.1). Она может проявляться также в виде чередующихся восходящих и нисходящих потоков, формирующихся при волновых движениях на границах слоев инверсии и изотермии.

Влияние турбулентности на полеты воздушных судов

Во время полета в турбулентной зоне при пересечении атмосферных вихрей воздушное судно подвергается воздействию вертикальных и горизонтальных движений воздуха. При этом изменяется угол атаки крыла и подъемная сила, возникает тряска и вибрация, воздушное судно испытывает неупорядоченные броски вверх и вниз, создаются перегрузки. Тряску и неупорядоченные движения воздушного судна по вертикали, сопровождающиеся перегрузкой, при полете в турбулентной атмосфере называют болтанкой.

Под перегрузкой понимается отношение подъемной силы к весу воздушного судна. В установившемся горизонтальном полете в спокойной атмосфере они равны. При неустановившемся режиме полета или воздействии вертикальных порывов ветра подъемная сила может быть больше или меньше веса воздушного судна, и поэтому оно будет испытывать броски по вертикали.

Зависимость приращения перегрузки самолета (Δn) от различных факторов выражается следующим образом:

$$\Delta n = \pm \frac{\rho \omega_{эф} V \frac{\Delta C_y}{\Delta \alpha}}{2 \frac{G}{S}}.$$

Здесь ρ — плотность воздуха; $\omega_{эф}$ — эффективная скорость вертикального порыва ветра; V — скорость полета; G — вес самолета; S — площадь крыла; $\Delta C_y / \Delta \alpha$ — изменение коэффициента подъемной силы при изменении угла атаки.

Из формулы следует, что приращение перегрузки, а значит, и болтанка самолета зависит не только от турбулентного состояния атмосферы (ρ , $\omega_{эф}$), но и от режима полета (V , $\Delta C_y / \Delta \alpha$), и от конструкции самолета (G , S).

Интенсивность болтанки оценивается приращением перегрузки (Δn), выраженным в долях ускорения свободного падения (g). Болтанка считается умеренной, когда при полете на эшелоне $\pm 0,5g \leq \Delta n \leq \pm 1,0g$, при посадке и взлете $\pm 0,3g \leq \Delta n \leq \pm 0,4g$; болтанка оценивается как сильная, если при полете на эшелоне $\Delta n > \pm 1,0g$, при посадке и взлете $\Delta n > \pm 0,4g$.

Сильная болтанка значительно ухудшает устойчивость и управляемость самолета, искажает показания некоторых пилотажных приборов (указателя скорости, высотомера и др.), создает дополнительные напряжения в отдельных узлах и деталях самолета и может привести к их разрушению, вызывает утомляемость, а иногда воздушную болезнь у пассажиров и экипажа.

При встрече с интенсивным восходящим потоком воздуха самолет испытывает бросок вверх и может перейти в пикирова-

ние с недопустимым увеличением скорости (рис. 6.2 а). Под воздействием нисходящего потока большой скорости происходит бросок вниз, и воздушное судно может выйти на большие углы кабрирования с недопустимым снижением скорости (рис. 6.2 б).

Вне грозовых облаков вертикальные порывы ветра могут достигать 10—12 м/с, вызывая перегрузки самолета до $\pm 0,8 \dots \pm 1,0g$. В грозовых облаках наблюдались порывы до 15 м/с и более, а перегрузки — до $\pm 2,0g$.

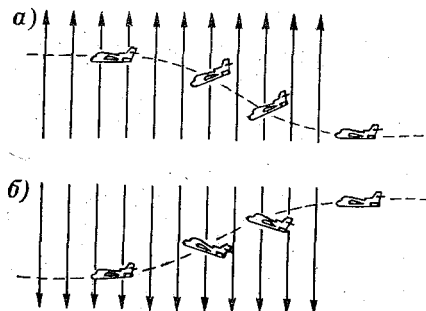


Рис. 6.2. Воздействие на полет самолета восходящих (а) и нисходящих (б) воздушных потоков.

Болтанку вызывают и горизонтальные порывы ветра, изменяющие подъемную силу и силу лобового сопротивления самолета. Однако эти изменения невелики, так как скорость ветра сравнительно мала по сравнению со скоростью полета. Поэтому горизонтальные порывы существенного влияния на равновесие самолета не оказывают. Эффект их воздействия

на самолет примерно в 10—12 раз меньше эффекта воздействия вертикальных порывов того же значения.

Турбулентные зоны в атмосфере

Зоны турбулентности встречаются во всей толще тропосферы и в стратосфере. Они зависят от устойчивости воздушной массы, характера метеорологической обстановки и рельефа местности. Турбулентность максимальна в нижней тропосфере, минимальна в средней, а затем опять возрастает с высотой. Местоположение турбулентных зон связано с теми районами, где наблюдаются повышенные значения вертикальных и горизонтальных сдвигов ветра, а также вертикального градиента температуры. Обычно они наблюдаются в тех слоях атмосферы, где указанные характеристики претерпевают существенные изменения.

Турбулентные зоны в большинстве случаев имеют ограниченные размеры. В верхней тропосфере их горизонтальная протяженность колеблется от нескольких километров до 500 км, а иногда и более. В умеренных широтах СССР турбулентные зоны протяженностью менее 100 км встречаются в 72 % случаев, а более 400 км — лишь в 4 % случаев; в южных широтах — в 68 и 10 % случаев соответственно. Протяженность зон сильной турбулентности меньше, чем зон слабой и умеренной турбулентности. Так, протяженность зон сильной турбулентности в 80 %

случаев не превышает 40 км и лишь в отдельных случаях может достигать 90 км.

Толщина зон турбулентности чаще всего составляет 300—600 м, в областях субтропических струйных течений она может достигать 2000 м.

На воздушных трассах турбулентные зоны располагаются очагами. Участки с повышенной турбулентностью перемежаются со спокойными участками. Турбулентные зоны неустойчивы во времени. Они могут исчезнуть через 30—50 мин после возникновения.

Горизонтальная протяженность зон турбулентности в стратосфере 15—250 км, максимальную повторяемость имеет интервал 25—100 км. Толщина зон в 75 % случаев не превышает 300 м, но в отдельных случаях может быть больше 1000 м. Особенностью стратосферных очагов турбулентности является то, что они сохраняются длительное время.

Турбулентные зоны состоят из большого количества вихрей различных размеров. Болтанка самолета вызывается главным образом вихрями, соизмеримыми с самолетом. Таким образом, для каждого типа воздушного судна существует свой диапазон размеров турбулентных вихрей, вызывающих болтанку. Так, мелкие турбулентные вихри вызывают болтанку лишь легких самолетов и почти не влияют на полет тяжелых.

Турбулентность в горной местности

Горные районы наиболее благоприятны для возникновения зон интенсивной турбулентности, поэтому при полетах в горах воздушные суда часто испытывают болтанку.

Турбулентность, обусловленную рельефом местности, принято называть орографической турбулентностью, а болтанку — соответственно орографической болтанкой.

Воздушный поток при обтекании горных препятствий деформируется, особенно на подветренной стороне. При определенных условиях возникает зона повышенной турбулентности, состоящая из вихрей различных размеров и горных волн (рис. 6.3).

Характер и интенсивность турбулентности зависят от формы и размеров горного препятствия, от того, как направлен ветер по отношению к препятствию, от скорости ветра и изменения ее с высотой.

Над подветренным склоном образуются горизонтальные вихри, вытянутые параллельно горному хребту. Они возникают чаще всего за горными препятствиями высотой до 1500 м. Их диаметр обычно равен 400—800 м. Скорость вертикальных движений колеблется от 5 до 10 м/с. Признаком вихрей является образование разорванно-кучевых облаков.

Длина горных волн 5—50 км, амплитуда волн 100—150 м. Они могут распространяться в атмосфере на 4—5-кратную высоту горного хребта. При большой влажности воздуха в гребнях волн возникают высоко-кучевые чечевицеобразные облака.

Зоны повышенной турбулентности распространяются по горизонтали в направлении воздушного потока на 20—30 км от горного препятствия. На подветренной стороне горных хребтов могут также возникать упорядоченные нисходящие воздушные потоки, приводящие к резкой потере высоты воздушным судном.

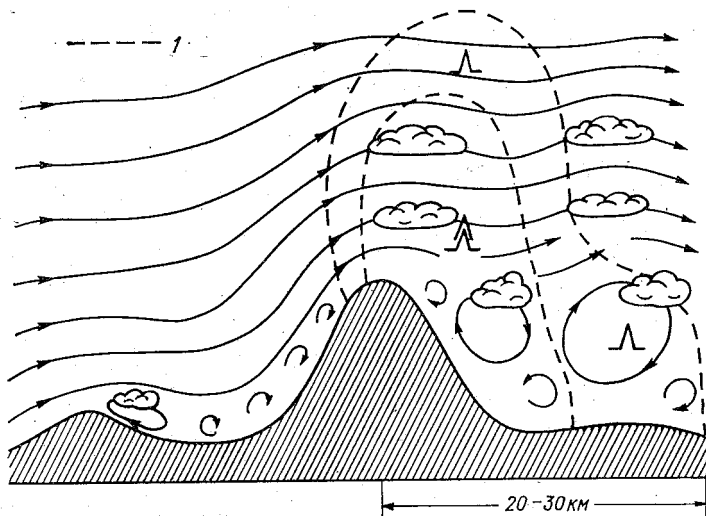


Рис. 6.3. Турбулентность атмосферы вблизи горного хребта.

1 — граница областей повышенной турбулентности.

Чем больше перпендикулярная к хребту составляющая максимальной скорости ветра и чем ниже расположен ее уровень, тем больше интенсивность турбулентности в нижнем слое.

На подветренной стороне отдельно стоящего горного препятствия высотой до 1000 м при благоприятных метеорологических условиях также образуется зона турбулентности, имеющая в горизонтальной плоскости форму клина, расширяющегося в направлении от препятствия. Положение зоны зависит от направления ветра. Интенсивность турбулентности и протяженность зоны турбулентности у отдельно стоящего препятствия меньше, чем у горного хребта.

Обледенение самолетов и вертолетов

Обледенением называется отложение льда на различных частях самолета и вертолета во время полета. Оно возникает при определенных метеорологических условиях и значи-

тельно осложняет полет, а при интенсивном нарастании льда может сделать его невозможным.

Различные типы самолетов и вертолетов обледеневают в полете неодинаково. Современные самолеты с большими крейсерскими скоростями, оборудованные противообледенительными системами, менее подвержены опасному обледенению. Но нужно иметь в виду, что нередко встречаются такие условия погоды, в которых обледенение опасно для любого типа самолета и вертолета, особенно при наборе высоты, снижении и заходе на посадку. В среднем оно бывает в одном полете из десяти.

Для того чтобы полет в зонах с обледенением был безопасным, пилот должен хорошо знать сущность явления обледенения, уметь принимать правильное решение и умело использовать противообледенительные средства.

Влияние обледенения на летные качества воздушных судов

Отложение льда на различных частях самолетов и вертолетов оказывает существенное влияние на их летные качества и выполнение полета. Прежде всего оно влияет на управляемость и устойчивость воздушного судна.

При обледенении крыла нарушается нормальное обтекание его воздушным потоком, происходит преждевременный срыв потока и снижение подъемной силы крыла. Лед, отлагающийся на передней кромке стабилизатора, ухудшает устойчивость и управляемость самолета на режимах предпосадочного планирования. При максимальном полетном весе опасно дальнейшее увеличение веса из-за отложения льда.

На самолетах с турбореактивными двигателями лед может отложиться на входном канале и непосредственно на входе в компрессор двигателя. Вследствие этого уменьшается расход воздуха, понижается коэффициент полезного действия компрессора, нарушается устойчивый режим его работы, увеличивается расход топлива, уменьшается тяга двигателя и даже может произойти его остановка. Куски льда, попавшие в компрессор, могут разрушить двигатель. У поршневых самолетов лед, отлагаясь на воздушном винте, вызывает потерю тяги и вибрацию винта.

Отложение льда на приемных устройствах, воздухозаборниках и дренажных трубках приводит к искажению показаний указателей скорости и высоты, вариометра, а также к нарушению работы топливных и масляных систем. Из-за интенсивного отложения льда на антенне она может выйти из строя, и тогда нарушится радиосвязь.

Покрытие льдом остекления кабины пилотов ухудшает обзор и затрудняет выполнение посадки.

Особенно опасно обледенение вертолетов. При горизонтальном полете оно в принципе не отличается от обледенения поршневого самолета. Обледеневают несущий и рулевой винт, все лобовые части вертолета, передние стекла, приемные устройства, антенна, шасси и т. п. Наиболее опасно обледенение воздушных винтов, поскольку нарушается их весовая симметрия, начинается интенсивная вибрация и тряска. На лопасти винта лед отлагается неравномерно, больше всего в комлевой части лопасти.

Обледеневшие самолеты и вертолеты ощутимее реагируют на турбулентность и болтанку.

Обледенение самолетов может происходить в слое от земной поверхности до высот 10—12 км, однако в 80 % случаев оно бывает на высотах менее 4 км. Продолжительность обледенения чаще всего не превышает 5 мин, но бывают случаи, когда оно длится 30 мин и более.

Условия обледенения самолетов и вертолетов

Причинами обледенения являются два основных процесса:

1) сублимация водяного пара на поверхности воздушных судов, когда температура поверхности ниже температуры воздуха;

2) замерзание переохлажденных капель, сталкивающихся с лобовыми частями воздушного судна в полете.

Первый процесс наблюдается также при стоянке самолета и вертолета на земле. В последнем случае образуется иней — легкий мелкокристаллический налет. Однако и иней может представлять опасность, так как он стимулирует интенсивное отложение льда на самолете при пробивании им переохлажденных облаков. Второй процесс обледенения является основным.

При установившемся движении частицы воздуха, обтекающего профиль крыла, движутся по определенным траекториям — линиям тока. Переохлажденные водяные капли в облаке увлекаются воздухом и вначале движутся также по линиям тока. Вблизи крыла при искривлении линий тока и вследствие инерции капли стремятся сохранить направление своего движения и, отклоняясь от линий тока, смещаются по направлению к крылу. Крупные капли, имеющие большую инерцию, сталкиваются с крылом и замерзают на нем, а мелкие огибают крыло, не оседая на его поверхности (рис. 6.4).

Оседание капель зависит от скорости полета: чем больше скорость, тем большее количество капель оседает в единицу времени. Поскольку при увеличении скорости инерция капель возрастает, с ростом скорости оседают все более мелкие капли.

Характер и интенсивность обледенения самолетов и вертолетов зависят от температуры, влажности облака, размеров капель.

Температура является одним из основных факторов. Обледенение возможно при температурах $0 \dots -40^\circ\text{C}$, наиболее часто в интервале $0 \dots -20^\circ\text{C}$ (особенно в интервале $0 \dots -10^\circ\text{C}$); при более низких температурах оно бывает зна-

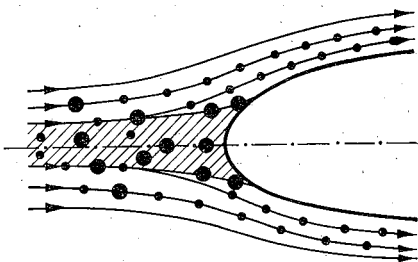


Рис. 6.4. Столкновение облачных капель с крылом самолета.

чительно реже (рис. 6.5). Обледенение газотурбинных двигателей может наблюдаться при положительных температурах до 5°C . В воздухозаборнике происходит адиабатическое расширение воздуха, и температура его падает ниже нуля.

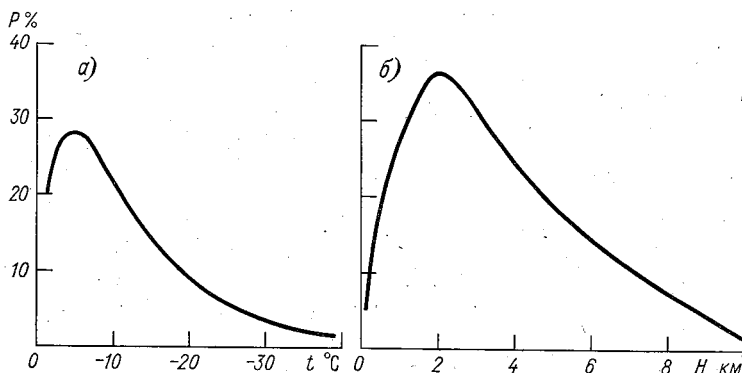


Рис. 6.5. Зависимость повторяемости P обледенения самолетов от температуры воздуха t (а) и высоты полета H (б). По данным рейсовых полетов Аэрофлота.

Интенсивность обледенения существенно зависит от водности облака. Чем она больше, тем интенсивнее обледенение.

На обледенении также сказывается скорость полета, однако влияние ее при разных скоростях неодинаковое.

Интенсивность и виды обледенения

Интенсивность обледенения принято измерять толщиной льда, отложившегося в единицу времени на передней кромке крыла. Для нескоростных самолетов различают слабое обледенение (интенсивность меньше $0,5$ мм/мин), умеренное ($0,5$ — 1 мм/мин) и сильное (интенсивность больше 1 мм/мин).

Самое сильное обледенение бывает в кучево-дождевых и слоисто-дождевых облаках при водности более 1 г/м^3 , а также в переохлажденном дожде. На рис. 6.6 приведены кривые зависимости интенсивности обледенения от водности облаков при различных скоростях полета.

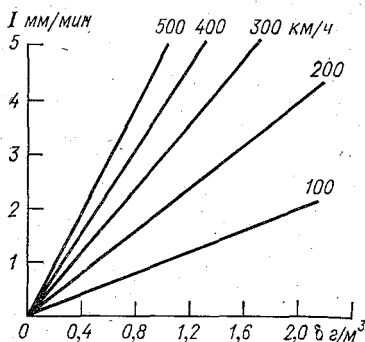


Рис. 6.6. Зависимость интенсивности обледенения I от водности облаков δ при различных скоростях полета.

По условиям образования, форме отложения льда и его распределению по поверхности самолета различают несколько видов обледенения — профильное, пикообразное, желобкообразное. Вид отложения зависит от температуры воздуха, размера облачных капель и скорости полета (рис. 6.7).

Профильное обледенение возникает в переохлажденном дожде и в облаках с большой водностью и крупными каплями при не очень низких температурах. Лед отлагается на большой ширине про-

филя крыла, и форма ледяного отложения почти повторяет профиль крыла. Это происходит потому, что крупные капли мало отклоняются от прямолинейного движения, оседают на широком участке, затем растекаются по профилю крыла и только после этого замерзают. Лед прозрачный или полупро-

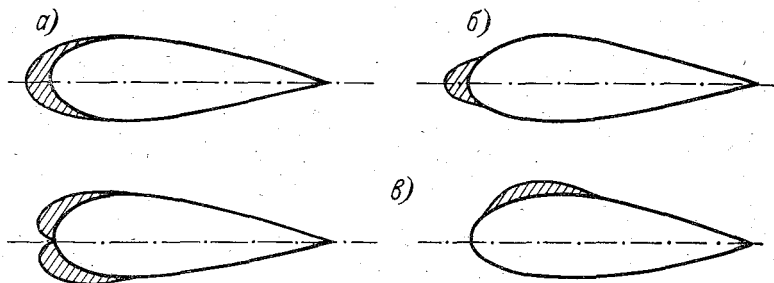


Рис. 6.7. Виды обледенения крыла самолета.

а — профильное обледенение, б — пикообразный ледяной нарост, в — желобковый лед.

зрачный. Данный вид обледенения из-за своей интенсивности представляет большую опасность для полета, однако встречается он значительно реже других видов.

Пикообразный ледяной нарост — это отложение льда на сравнительно узком участке передней кромки крыла, образующееся при полете в облаках, содержащих мелкие переохлажденные капли или смесь их с ледяными кристаллами. Лед обычно непрозрачный, матовый, поскольку мелкие капли быстро

замерзают, сохраняя свою форму и почти не растекаясь по крылу.

Желобкообразное обледенение характерно для скоростных самолетов. Оно возникает, когда вследствие кинетического нагрева на передней кромке крыла температура становится положительной. В этом случае капли стекают по профилю крыла от передней кромки к ее периферии с отрицательной температурой, где и замерзают. Данный вид ледяного отложения сильно искажает профиль крыла и нарушает его аэродинамику.

Более легкими видами обледенения являются отложения изморози и инея.

Особенности обледенения скоростных самолетов

Интенсивность обледенения возрастает при увеличении скорости полета лишь до определенного значения. При переходе от средних скоростей полета к большим ($M > 0,4$) из-за адиабатического сжатия и трения воздуха в пограничном слое крыла существенно повышается температура, предохраняющая самолет от обледенения. При оценке обледенения скоростных самолетов, кроме метеорологических факторов, необходимо учитывать температуру торможения, с которой связан температурный режим поверхности крыла.

Температура торможения ($t_{\text{торм}}$) — это температура в критической точке носка крыла, где во время полета скорость воздушного потока равна нулю. Она определяется по формуле

$$t_{\text{торм}} = t_{\text{возд}} + \frac{V_{\text{ист}}^2}{2000} = t_{\text{возд}} + 5 \left(\frac{V_{\text{ист}}}{100} \right)^2,$$

где $t_{\text{возд}}$ — температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$); $V_{\text{ист}}$ — истинная скорость (м/с).

Величина $\Delta t = 5(V_{\text{ист}}/100)^2$ называется кинетическим нагревом. В облаках Δt составляет 35—60 % значения Δt в безоблачном воздухе. Это объясняется тем, что часть тепла расходуется на испарение капель. По мере удаления от критической точки к максимальному утолщению крыла кинетический нагрев уменьшается на 50—75 % по сравнению с его значением в точке торможения. Значения кинетического нагрева в сухом воздухе ($\Delta t_{\text{с. возд}}$) и в облаках ($\Delta t_{\text{обл}}$), а также разности между высотой нулевой изотермы и высотой уровня начала обледенения (ΔH) приведены в табл. 6.1.

Таблица 6.1

ЗНАЧЕНИЯ КИНЕТИЧЕСКОГО НАГРЕВА ВОЗДУХА

$V_{\text{ист}}$ км/ч	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
$\Delta t_{\text{с. возд}}$ $^{\circ}\text{C}$	2	4	6	10	14	19	25	31	39
$\Delta t_{\text{обл}}$ $^{\circ}\text{C}$	1	2	4	6	8	11	15	19	23
ΔH м	150	350	600	900	1300	1800	2300	2900	3600

Для самолетов с поршневыми двигателями (скорость 200—300 км/ч) кинетический нагрев незначителен и температура поверхности самолета практически равна температуре воздуха.

Обледенение в этих случаях определяется метеорологическими факторами.

Кинетический нагрев для реактивных самолетов заметно больше, и уровень начала обледенения не совпадает с уровнем нулевой изотермы, а находится выше его. Разность высот этих уровней зависит от скорости полета. Так, при скорости полета 800 км/ч обледенение возможно на уровнях, превышающих уровень нулевой изотермы на 2300 м (см. табл. 6.1).

Зависимость обледенения при различных скоростях полета от температуры воздуха иллюстрируется

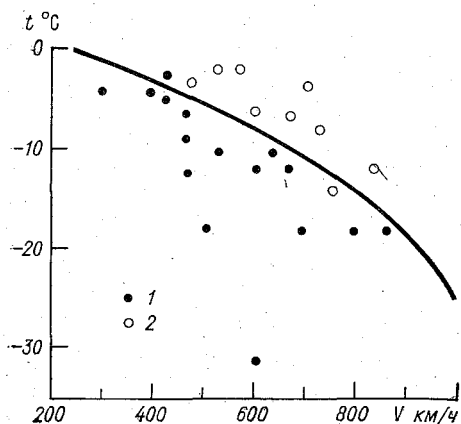


Рис. 6.8. Зависимость обледенения от температуры воздуха t при различных скоростях полета V .

1 — случаи с обледенением, 2 — случаи без обледенения.

рис. 6.8. Разграничительная кривая обозначает верхний предел температуры начала обледенения. Так, при скорости полета 800 км/ч обледенение возможно при температуре ниже -12°C .

Сверхзвуковые транспортные самолеты могут при наборе высоты на дозвуковых скоростях подвергаться обледенению.

Метеорологические условия обледенения

Обледенение наблюдается как во внутримассовых, так и во фронтальных облаках. В однородных воздушных массах обледенение возможно в слоистых, слоисто-кучевых, высококучевых, мощных кучевых и кучево-дождевых облаках. Обледенение может наблюдаться в облаках всех типов атмосферных фронтов. Но не все фронты одинаково опасны в отношении обледенения. В каждом конкретном случае для правильной оценки условий обледенения необходимо установить вертикальную протяженность облаков, тщательно изучить температурный режим в них, определить вид осадков.

На теплых фронтах и теплых фронтах окклюзии обледенение наиболее интенсивно в нижней части слоисто-дождевой облачности, вблизи фронтальной поверхности, особенно в тех случаях, когда фронты движутся медленно, вертикальная протяженность облаков невелика и из них не выпадают обложные осадки. Интенсивность обледенения может достигать 1—3 мм/мин.

В зоне теплого фронта иногда выпадает переохлажденный дождь, образующий гололед. Это очень опасное явление. Попадание самолетов и вертолетов в зону переохлажденного дождя приводит к самому интенсивному обледенению (до 5 мм/мин). Ширина опасной зоны с переохлажденным дождем перед теплым фронтом может составлять 100—200 км.

Условия обледенения в облаках холодного фронта 1-го рода аналогичны условиям обледенения в облаках теплого фронта. На холодных фронтах 2-го рода преобладают кучево-дождевые облака, поэтому характер обледенения примерно такой же, что и в аналогичных внутримассовых облаках.

Существенное влияние на обледенение оказывает рельеф местности. С наветренной стороны горных хребтов и возвышенностей увеличивается вертикальная протяженность облаков и их водность. Поэтому в горах, особенно на их наветренных склонах, обледенение в облаках более интенсивное, чем над равнинной местностью.

Для прогнозирования обледенения используются приземные синоптические карты, карты барической топографии, аэрологические диаграммы. Вдоль маршрута полета рассчитывается высота изотерм 0, —10, —20, —30, —40 °С.

На картах АТ, соответствующих эшелонам полета, по значениям температуры и дефицита точки росы выявляются и очерчиваются зоны с облачностью и возможным обледенением, а также указывается направление и скорость перемещения этих зон.

Способы борьбы с обледенением

В настоящее время практически на всех воздушных судах имеются средства защиты от обледенения. Способы борьбы с обледенением делятся на механические, физико-химические и тепловые.

Механический способ заключается в механическом удалении отложившегося льда с передних частей крыльев. В настоящее время этот способ вытесняется более совершенными способами.

Физико-химический способ обычно используется для защиты от обледенения воздушных винтов и лобовых стекол кабины. Жидкостные противообледенительные системы, основанные на данном способе, эффективно действуют как средство, препятствующее образованию льда, а не как средство, удаляющее образовавшийся лед. Недостатком систем этого типа является ограниченность их работы во времени.

Тепловой способ защиты от обледенения основан на использовании тепла, забираемого от двигателя или специальной

установки. Применяются воздушно-тепловые системы непрерывного действия, использующие горячий воздух, который отводится от компрессоров двигателя, электротепловые противообледенительные устройства периодического действия.

Меры безопасности при полетах в зонах с обледенением

Полеты в условиях обледенения разрешается выполнять только на воздушных судах, имеющих допуск к эксплуатации в этих условиях. В период предполетной подготовки должна быть тщательно проанализирована метеорологическая обста-

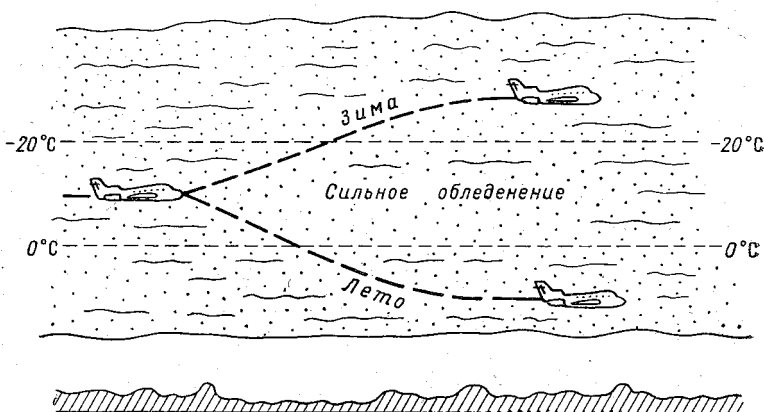


Рис. 6.9. Выход из зоны обледенения.

новка и на основании фактической погоды и ее прогноза по маршруту выбран эшелон полета вне зоны интенсивного обледенения.

Перед пробиванием облаков с возможным обледенением при наборе высоты и снижении, а также при входе в них на эшелоне полета должны быть включены все противообледенительные средства в соответствии с требованиями руководства по летной эксплуатации воздушного судна. Нужно иметь в виду, что запаздывание с включением противообледенительной системы сильно снижает эффективность ее работы.

В тех случаях, когда, несмотря на принятые меры, обледенение продолжается и безопасность полета не обеспечивается, необходимо по согласованию с диспетчерской службой изменить высоту или маршрут полета для выхода из зоны обледенения (рис. 6.9). В зимнее время целесообразно выходить вверх, в область более низких температур, а летом и в переходные периоды года — вниз, в область положительных температур.

Грозовая деятельность

Гроза — это комплекс атмосферных явлений, характеризующийся интенсивным облакообразованием и многократными электрическими разрядами в виде молний.

При грозовой деятельности в атмосфере развиваются мощные кучево-дождевые облака, которые принято называть грозовыми. В комплекс явлений, сопровождающих грозу, входят: ливневые осадки, град, электрические разряды в виде молний, шквалы, интенсивная турбулентность и вертикальные порывы ветра, сильное обледенение, смерчи. Все эти явления представляют опасность для полетов. Не каждая гроза сопровождается всеми перечисленными явлениями. Так, смерчи наблюдаются довольно редко. На равнинной местности один случай выпадения града приходится примерно на 10—15 гроз; в горных районах грозы с градом бывают чаще.

Чтобы развилось грозовое облако, необходимы восходящие движения теплого влажного воздуха со скоростью 10—15 м/с и более. Такие вертикальные воздушные потоки могут возникать в результате неравномерного нагрева земной поверхности или вынужденного подъема воздуха вдоль фронтальной поверхности или горного склона.

По условиям образования грозы подразделяются на внутримассовые и фронтальные. Внутримассовые грозы могут быть конвективными, адвективными и орографическими.

Конвективные грозы наблюдаются в тех случаях, когда земная поверхность сильно прогрета, воздух в нижнем слое теплый и влажный, а в вышележащих слоях относительно холодный; температура воздуха выше 20°C, удельная влажность больше 12 г/кг. Такие грозы чаще всего возникают в размытом барическом поле — на периферии заполняющихся циклонов и в седловинах (рис. 6.10 а). Как правило, они медленно перемещаются в направлении воздушных потоков на высотах 3—5 км и имеют тенденцию обходить стороной большие водоемы.

Адвективные грозы образуются при быстром перемещении относительно холодной влажной воздушной массы над теплой подстилающей поверхностью. Они обычно развиваются над сушей в летнее время в передней части гребня, за холодным фронтом (рис. 6.10 б). Грозы этого вида могут возникать над побережьями днем и над прибрежными водами морей ночью.

Орографические грозы формируются в предгорьях и горных районах в результате подъема неустойчивой воздушной массы вдоль наветренных склонов. Они особенно интенсивны и продолжительны над склонами, ориентированными на юг.

Фронтальные грозы обычно наблюдаются в летнее время на холодных фронтах и фронтах окклюзии (рис. 6.10 в).

Однако иногда они могут возникать ранней весной, поздней осенью и даже зимой в любое время суток, но на теплых фронтах — преимущественно в ночное время. Грозовая деятельность тем интенсивнее, чем больше разность температур воздушных масс, разграниченных фронтом; длина зоны с грозами может достигать 1000 км и более; ширина зоны 30—50 км. Фрон-

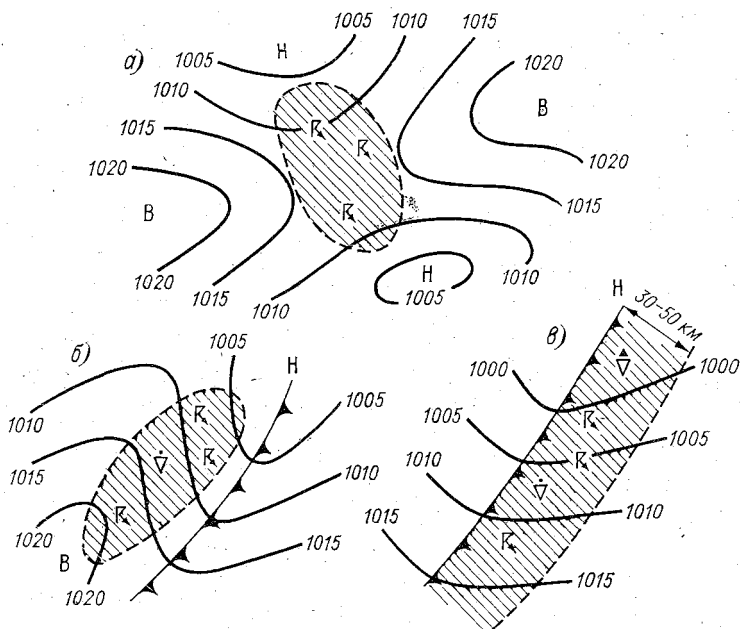


Рис. 6.10. Синоптическая обстановка возникновения конвективных (а), адвективных (б) и фронтальных (в) гроз.

тальные грозы перемещаются в направлении воздушных течений на высотах 3—5 км.

Развитие грозового облака

Рассмотрим развитие внутримассового грозового кучево-дождевого облака (рис. 6.11).

В летнее время сразу после восхода солнца иногда наблюдаются небольшие гряды кучевообразных облаков с высотой нижней границы более 2000 м. Это высоко-кучевые башенкообразные облака. Их появление говорит о том, что в средней тропосфере состояние воздуха неустойчивое и что легко могут возникнуть восходящие вертикальные движения. Если вблизи земной поверхности начнется конвекция, то вверх она не встретит препятствия для своего развития. Поэтому утренние высоко-кучевые башенкообразные облака являются местным признаком

возникновения грозы во второй половине дня. С поднятием солнца над горизонтом они обычно исчезают.

Около 10 ч местного времени начинают появляться плоские кучевые облака, которые постепенно растут по вертикали и превращаются в мощные кучевые облака. Отдельные части такого облака как бы клубятся, что говорит об интенсивных турбулентных движениях. Вершина облака достигает высоты 4—5 км. По своему внутреннему строению оно еще однородное, т. е. состоит только из капель воды; осадки из него не выпадают.

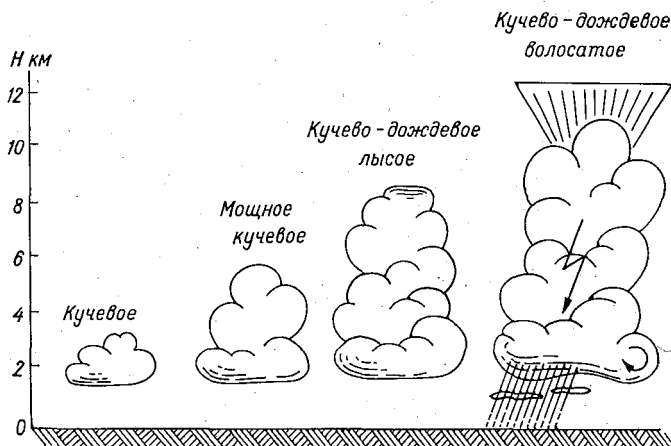


Рис. 6.11. Стадии развития грозового облака.

При дальнейшем развитии мощного кучевого облака его вершина теряет резкие очертания и становится расплывчатой. Это означает, что верхняя часть облака оледеневает, т. е. в ней наряду с каплями появились ледяные кристаллы. Данное облако стало кучево-дождевым лысым с верхней границей на высотах 7—8 км. Внутри его восходящие потоки могут иметь скорость 20—25 м/с.

Со временем оледенение вершины облака усиливается, она вытягивается по направлению воздушного потока и становится похожей на вершущу головы с торчащими во все стороны волосами. Такое облако называют кучево-дождевым волосатым. Оно превращается в грозовое, из него начинают выпадать ливневые осадки и град, возникают электрические разряды — молнии, скорость восходящих вертикальных движений воздуха достигает максимальных значений — 30 м/с и более. Все явления, связанные с грозовой деятельностью, в это время приобретают наибольшую интенсивность.

Переход от кучевого облака к мощному кучевому протекает сравнительно медленно, а переход от мощного кучевого

к кучево-дождевому — очень быстро (менее 1 ч). Вертикальная скорость подъема вершины облака в среднем равна 1 м/с, но в отдельных случаях может быть 10 м/с и более. Все развитие грозового кучево-дождевого облака занимает от 3 до 5 ч.

Достигнув максимального развития, грозовое кучево-дождевое облако переходит в стадию разрушения, хотя еще наблюдаются молнии и выпадают ливневые осадки. Вершина облака становится плоской, ее образуют перистые облака волокнистой структуры. Облако оседает и расширяется по площади. В среднем ярусе к нему примыкают высоко-кучевые облака, а в нижнем — слоисто-кучевые.

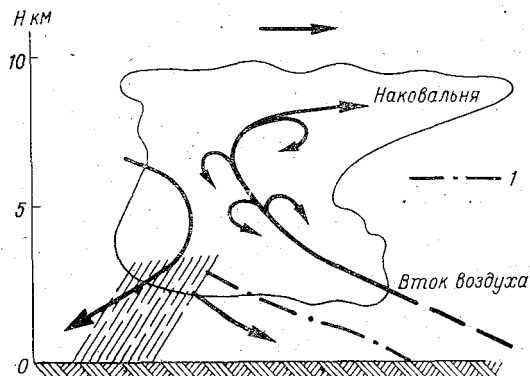


Рис. 6.12. Схематическое изображение вертикальных токов в развитом грозовом облаке.

1 — фронт порывистости ветра.

Развитое грозовое облако может пронизывать всю тропосферу, а иногда, особенно в южных районах, проникать и в стратосферу. Его нижняя граница обычно находится на высоте 1000—1500 м, а верхняя — на высотах 8—14 км в умеренных широтах и 16—18 км (иногда до 20 км) в тропиках. Горизонтальная протяженность грозового облака колеблется от 3 до 50 км.

Для грозового облака характерны интенсивные вертикальные и горизонтальные движения воздуха и многочисленные вихри различных размеров. Восходящие движения преобладают в передней части облака. Нисходящие движения наиболее развиты в тыловой части облака в зоне осадков.

На рис. 6.12 схематически изображены вертикальные токи в развитом грозовом облаке. Под облаком располагается узкая зона (фронт порывистости), где наблюдаются шквалы. Иногда в передней части облака у основания образуется шкваловый ворот. С ним связано образование смерчей и особенно сильных шквалов у земной поверхности.

Грозовые облака состоят из капель воды и ледяных кристаллов. Только такие смешанные облака и могут давать осадки. Обычно температура воздуха на нижней границе грозового облака составляет $5-10^{\circ}\text{C}$. Температура на верхней границе колеблется от -30 до -65°C в зависимости от вертикальной протяженности облака. От основания до уровня нулевой изотермы облако состоит из капель воды с положительными температурами, от изотермы 0°C до изотермы -20°C — из кристаллов и переохлажденных капель с преобладанием последних; выше уровня изотермы -20°C в облаке преобладают ледяные кристаллы. В слое между нулевой изотермой и изотермой -20°C , где имеются крупные переохлажденные капли, может возникать очень сильное обледенение.

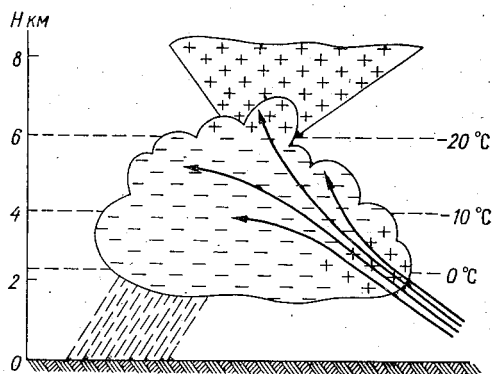


Рис. 6.13. Схема распределения электрических зарядов в грозовом облаке.

В грозовом облаке всегда имеются большие объемные электрические заряды (рис. 6.13). Они образуются в результате электризации капель и ледяных кристаллов и переноса их вертикальными потоками воздуха. Отрицательные электрические заряды сосредоточены в тыловой и средней части облака от нижней границы до уровня изотермы -20°C , а положительные заряды — в передней части облака, где наблюдаются мощные восходящие потоки воздуха, а также выше изотермы -20°C .

Явления, сопровождающие грозу

Молнии. Когда напряженность электрического поля между двумя объемными зарядами достигает значения пробивного потенциала (около $30\,000\text{ В/см}$), происходит электрический разряд в виде молнии.

По внешнему виду и физическим особенностям молнии подразделяются на линейные разветвленные, плоские и шаровые.

Линейная разветвленная молния — это наиболее часто наблюдающийся гигантский искровой разряд атмосферного электричества, сопровождающийся ослепительным светом

и громом. Молния похожа по внешнему виду на сухую ветвь лиственного дерева; длина молнии может достигать нескольких километров. Разряд может происходить внутри грозового облака, между облаком и землей, между двумя облаками. Гром — явление чисто акустическое. Причиной его является ударная волна, возникающая в результате разрыва разрядного канала.

Плоская молния представляет собой бесшумное красноватое свечение какой-либо части облака, возникающее за счет суммарного эффекта большого количества коронных разрядов на облачных частицах. Продолжительность такой молнии около 1 с. Плоскую молнию не следует смешивать с зарницей, когда облака освещаются удаленной и непосредственно невидимой линейной молнией.

К загадочным явлениям природы относится шаровая молния. По внешнему виду она представляет собой круглую светящуюся массу с кулак, а иногда с арбуз и более. Это скопление плазмы, образующейся, по-видимому, после разряда обычной линейной молнии. Природа возникновения шаровой молнии еще полностью не раскрыта.

Некоторое представление о шаровой молнии дает следующий случай. Над одним из поселков Кировской области вечером 16 сентября 1978 г. разразилась гроза, ослепительно сверкнула молния, ударил гром и в один из домов вкатился огненный шар. Это была шаровая молния. Пройдя по дому, она причинила массу неприятностей: перебила посуду в серванте, сожгла электропроводку, русскую печь тряхнула так, что та вся потрескалась. Затем молния выбила раму на веранде, переместилась в огород, где взорвалась, оставив в земле воронку диаметром около 0,5 м.

При полетах вблизи грозового облака не исключено попадание молнии в самолет. Это происходит тогда, когда самолет оказывается на пути молнии или когда напряженность электрического поля между облаком и самолетом больше пробивного потенциала воздуха. Удар молнии может разгерметизировать кабину самолета, привести к пожару, травмированию экипажа, разрушению электрических и радиотехнических устройств, намагничиванию стальных сердечников в приборах и т. д.

С грозовыми электрическими разрядами связаны атмосферные радиопомехи, называемые атмосфериками. Это электромагнитные импульсы, которые возникают в процессе электрического разряда и, распространяясь от места своего образования, вызывают помехи в виде шумов и тресков в наушниках, особенно на длинных радиоволнах. Чем больше напряженность электрического поля в грозовом облаке, тем сильнее атмосферика.

Град. При грозе иногда выпадает град. Причины его образования и опасность для самолетов и вертолетов рассмотрены

в главе 4. Нужно иметь в виду, что град может наблюдаться под наковальной грозового облака и что его можно встретить при полетах на больших высотах. На фоне грозового облака он не обнаруживается бортовым радиолокатором.

Шквал. Так называется резкое усиление ветра, сопровождающееся изменением его направления почти на обратное. Это явление наблюдается довольно часто как при фронтальных, так и при внутримассовых грозах. Шквал продолжается обычно несколько минут, иногда повторяясь. В высоту он простирается до 2—3 км. Шквал может возникать и при отсутствии у облака шквального ворота.

Шквалы опасны для самолетов и вертолетов, совершающих полет на малой высоте, а также при их взлете и посадке. Они могут привести к поломке воздушных судов на стоянке и разрушить легкие постройки на аэродроме.

Смерч. Это сильный вихрь с вертикальной изогнутой осью диаметром от десятков до нескольких сотен метров. В Западной Европе его называют тромб, в США — торнадо.

Смерчи возникают при очень большой неустойчивости атмосферы в теплое время года, обычно в тропическом воздухе. Облака, сопровождающиеся смерчами, представляют собой типичные грозовые кучево-дождевые облака, но с более высокой турбулентностью, интенсивными электрическими разрядами, необычной силы ливнями, градом.

У смерча, кроме вертикального вихря, который называют воронкой, имеется и горизонтальная часть — вихревое образование, вращающееся вокруг оси и вытянутое параллельно земле. Если воронка смерча хорошо наблюдается визуально, то горизонтальная часть обычно скрыта в темной массе грозового облака.

Воронка — основная часть смерча. Она представляет собой спиральный вихрь, состоящий из чрезвычайно быстро вращающегося воздуха, к которому примешаны вода, пыль, различный мусор и т. п., поднимаемые с земной поверхности. Воронка состоит из стенки и внутренней полости. Движение воздуха внутри стенки направлено по спирали вверх, скорость его достигает 100—200 м/с. Пыль, обломки, разные предметы, животные, а в отдельных случаях и люди могут быть подняты вверх потоками воздуха и перенесены на значительные расстояния. В стенке сосредоточена основная активная разрушающая сила смерча. Во внутренней полости воронки движение воздуха направлено в основном сверху вниз, здесь сохраняется безоблачная, сильно разреженная среда.

Прохождение смерча связано с катастрофическими разрушениями. На своем пути он оставляет поврежденные здания, вырванные с корнем и скрученные деревья, иногда приводит к человеческим жертвам.

Длина пути смерча обычно равна 15—30 км, ширина полосы разрушения составляет несколько десятков, иногда и сотен метров; продолжительность существования — от нескольких минут до получаса; скорость перемещения 40—60 км/ч.

Иногда в жаркое лето как над сушей, так и над морем образуются сравнительно небольшие вертикальные вихри, не связанные с облаками. Они легко обнаруживаются визуально из-за поднятой ими пыли, а на море — воды. В полете такие вихри нужно непременно обходить стороной.

Смерчи, обнаруживаемые визуально, экипаж обязан обходить не менее чем в 30 км от их видимых боковых границ.

Опасность грозовых облаков для полетов самолетов и вертолетов

Несмотря на высокую оснащенность современных самолетов и вертолетов средствами эксплуатации и воздушной навигации, грозы создают значительную опасность для полетов. В грозовых облаках и в непосредственной близости от них прямую опасность для самолета и вертолета представляют:

1) интенсивная турбулентность, обуславливающая очень сильную болтанку самолетов и вертолетов и создающая перегрузки, угрожающие прочности летательных аппаратов;

2) порывистые восходящие и нисходящие потоки воздуха с большими скоростями, приводящие к внезапным броскам самолетов и вертолетов;

3) интенсивное обледенение в облаках;

4) электрические разряды в виде молний;

5) шквалистый ветер под облаками;

6) интенсивные ливневые осадки, град;

7) сильные атмосферные радиопомехи, нарушающие радиосвязь самолетов и вертолетов с землей;

8) смерчи.

Во избежание опасности воздушным судам всех типов входить в грозовые кучево-дождевые облака категорически запрещается.

Опасен полет и под грозовым облаком. Шквалистый ветер и нисходящие потоки воздуха вызывают резкие вертикальные броски самолета к земле. В сильных ливневых осадках видимость может оказаться ниже минимума. Облет грозового облака сверху не всегда возможен, так как высота его верхней границы может быть больше предельно допустимой высоты полета и практического потолка самолета. Кроме того, вблизи верхней границы в слое в несколько сотен метров бывает еще сильная турбулентность. Может случиться, что в результате сильного броска вниз самолет окажется внутри грозового облака.

Интенсивная грозовая деятельность со шквалами и смерчами создает угрозу для всего аэродромного хозяйства.

Попадание самолета или вертолета в грозу относится к особым случаям полета. Поэтому встреча с грозой требует от экипажа максимального внимания и строгого выполнения существующих требований и рекомендаций для ее обхода.

Если на воздушной трассе ожидаются грозы, то в период предполетной подготовки экипаж обязан с особой тщательностью проанализировать метеорологическую обстановку по аэросиноптическим материалам, оценить характер гроз, их расположение, направление и скорость смещения, верхнюю границу облаков, характер рельефа местности и наметить возможные маршруты обхода грозы. При подходе к зоне с грозовой деятельностью в полете с помощью бортового радиолокатора нужно заблаговременно оценить возможности пролета через эту зону.

Диспетчерская служба, используя информацию метеорологического подразделения аэропорта, а также сообщения о погоде с бортов воздушных судов, обязана информировать экипажи, находящиеся в полете, о характере грозových очагов, их вертикальной мощности, направлении и скорости перемещения, давать рекомендации о выходе из зоны грозовой деятельности.

На безопасных расстояниях грозвые облака можно обходить стороной (сбоку, сверху, снизу); в этом случае помогают визуальные или радиолокационные наблюдения за облаками. При принятии решения на обход грозвого облака сверху нужно учитывать стадию его развития.

Информация о грозах и прогноз гроз

Для обеспечения безопасности и регулярности полетов самолетов и вертолетов необходима своевременная информация о грозах в районах аэропортов вылета и посадки, на воздушных трассах. На метеостанциях за грозами ведутся как визуальные, так и инструментальные наблюдения.

Визуальные наблюдения имеют ряд недостатков. Так, наблюдатель может зафиксировать грозу, если она находится от него на расстоянии не более 10—15 км. Но расстояние между метеостанциями значительно больше. Поэтому часть гроз в районе аэропорта и на воздушной трассе оказывается не зафиксированной. Визуальные наблюдения основаны на фиксировании грома и молний, которые из-за шума, создаваемого самолетами, и освещения аэропортов сильно замаскированы.

Для инструментальных наблюдений за грозами используются: метеорологические радиолокаторы (МРЛ), пеленгаторы азимута гроз (ПАГ) и грозоотметчики, входящие в состав комплексной радиотехнической автоматической метеорологической станции (КРАМС).

Метеорологические радиолокаторы дают наиболее полную информацию о развитии грозвой деятельности в районе

аэропорта в радиусе 250—300 км. С помощью МРЛ определяются: направление и скорость перемещения грозового очага, расстояние до грозы, высота верхней границы грозового облака. По данным наблюдений составляются радиолокационные карты, на которых наглядно видно расположение грозовых очагов, их вертикальная мощность. По нескольким последовательным картам можно судить об эволюции грозы.

Информация о грозах передается в виде штормовых оповещений и предупреждений.

Для метеорологического обеспечения полетов большое значение имеет прогнозирование гроз.

Фронтальные грозы прогнозируются обычно синоптическим методом — путем расчета направления и скорости перемещения атмосферного фронта и оценки его эволюции.

Для прогноза внутримассовых гроз используются расчетные методы с привлечением данных радиозондирования атмосферы. При прогнозе учитываются: синоптическая обстановка, энергия неустойчивости атмосферы, температура воздуха, влагосодержание в слое от земной поверхности и до уровня 500 мбар, скорость ветра в верхней части тропосферы и некоторые другие характеристики.

Существенную помощь при прогнозировании внутримассовых гроз иногда могут оказать местные признаки погоды.

Распространение гроз

Для оценки вероятности гроз в том или ином районе земного шара используются климатические характеристики. К ним относятся: число дней с грозой и продолжительность гроз в часах по месяцам, суточный ход повторяемости гроз. Эти данные содержатся в климатических справочниках.

Грозовая деятельность усиливается с севера на юг. Так, в Архангельске среднее годовое число дней с грозой составляет 5—10, в Ленинграде и Москве 20—25, в Одессе — до 30. В некоторых районах Кавказа годовое число дней с грозой превышает 60.

На севере Сибири среднее годовое число дней с грозой невелико — до 5; в средней, низменной части Сибири оно возрастает до 10—12, а в предгорьях Алтая — до 30. На Дальнем Востоке в долине Амура в среднем за год бывает до 25 дней с грозой. На побережье Татарского пролива количество дней с грозой уменьшается до 10. На побережье Охотского моря грозы крайне редки.

В субтропиках, в зоне пассатов и в пустынях, грозы — редкое явление. В районе экватора годовое число дней с грозой колеблется от 80 до 160. На острове Ява оно достигает 220.

Над океанами и морями грозы наблюдаются реже, чем над сушей. На суше повторяемость гроз имеет минимальные зна-

чения на побережьях, максимальные — в горах. Годовой максимум гроз отмечается в середине лета, суточный — в послеполуденные часы. Над морями и береговой полосой годовой максимум гроз приходится на осень или зиму, суточный — на ночь.

Грозовая деятельность существенно зависит от местных физико-географических условий — рельефа местности, характера подстилающей поверхности, близости больших водоемов. Над наветренными склонами даже сравнительно небольших возвышенностей грозовая деятельность активнее, чем над равнинами. Уменьшение числа дней с грозой наблюдается в защищенных долинах, над крупными водоемами и их плоскими побережьями.

Разряды статического электричества

Как известно, молнии возникают между частями облаков или между облаком и землей, а электростатический разряд — между частью облака и самолетом.

Анализ случаев поражения самолетов разрядами статического электричества показал, что чаще всего они наблюдаются в облаках и осадках на высотах 1500—4500 м при температуре от -10 до 10°C , главным образом на режимах снижения и набора высоты.

В результате таких разрядов отмечались: отказ бортовых радиолокаторов, разрушение антенных обтекателей, выход из строя антенных устройств, повреждение элементов конструкции фюзеляжа, законцовок крыльев и оперения. Диэлектрический носовой обтекатель бортовой радиолокационной станции, обладающий большим электрическим сопротивлением, особенно подвержен поражению такими разрядами.

Повторяемость случаев поражения самолетов электростатическими разрядами значительно выше повторяемости поражений молниями. Она не уменьшается и в холодное время года.

Самолет заряжается статическим электричеством от частиц облаков или осадков и несгоревшего топлива, а разряжается из-за проводимости атмосферы и струи выхлопных газов, срыва частиц облаков и осадков с самолета, а также токов коронного разряда через стекатели и заостренные части самолета.

Для возникновения электростатических разрядов необходимо, чтобы в облаке существовало неоднородное электрическое поле, неоднородности которого возникают от объемных электрических разрядов. Чем неоднороднее облако по фазовому состоянию, тем неоднороднее в нем электрическое поле. А интенсивность неоднородностей тем больше, чем больше напряженность основного электрического поля в облаке.

Если напряженность электрического поля между объемными электрическими зарядами в облаке меньше некоторого критического значения, то электрический разряд между ними не

возникает. При полете же в этом облаке самолета, имеющего собственный электрический заряд, напряженность поля может достичь критического значения, и в этом случае произойдет электростатический разряд в самолет.

Современные реактивные скоростные пассажирские самолеты заряжаются статическим электричеством быстрее и интенсивнее, чем малоскоростные самолеты с поршневыми двигателями. Самолет может получить большой электрический заряд в кучево-дождевых, мощных кучевых, высоко-слоистых и слоисто-дождевых облаках.

В холодное время года электростатические разряды возможны во фронтальных слоисто-дождевых облаках при отсутствии грозowych облаков. Засветки на индикаторах самолетных и наземных радиолокаторов от таких облаков обычно отсутствуют или бывают очень слабыми, как от облаков с морозящими осадками. Экипаж не располагает информацией о возможности поражения самолета электростатическим разрядом в таких облаках, и оно оказывается неожиданным.

В кучево-дождевом облаке малой активности молнии не возникают. Но если вблизи такого облака окажется самолет с большим электрическим зарядом, то он может вызвать электрический разряд на себя. Единственная молния, возникающая в облаке, попадает в самолет. По данным американских исследователей, около 50 % случаев поражения самолета молнией отмечается в облаках, в которых до появления самолета электрических разрядов не наблюдалось.

Пилоты самолетов, пораженных молнией, отмечали следующие явления: заметные радиопомехи, особенно на средних и длинных волнах; рыскание стрелок радиоконпасов; свечение на концах крыльев в темное время суток, искры на стеклах кабины.

Все эти явления указывают на большой электрический заряд самолета.

Методика прогноза опасности поражения самолетов электростатическими разрядами вне зон активной грозовой деятельности пока не разработана.

Для обеспечения безопасности полетов в слоисто-дождевых облаках при возникновении сильной электризации самолета по согласованию с диспетчером следует изменить высоту полета.

Высотные и географические особенности метеорологических условий полетов

7

Особенности метеорологических условий полетов на малых высотах

На малых высотах нередко создаются сложные для полетов метеорологические условия. В приземном слое атмосферы больше, чем в верхних ее слоях, вероятно встреча с ограниченной видимостью, низкой облачностью и с явлениями погоды, лимитирующими полеты: порывистым ветром, сильными осадками, интенсивной турбулентностью, метелями, пыльными бурями, туманами и др.

Если погода облачная, полеты по ПВП проходят в подоблачном слое и метеоусловия их выполнения в основном зависят от характера облачности и явлений погоды, связанных с облаками. При ясной погоде метеоусловия определяются главным образом явлениями, влияющими на видимость у поверхности земли.

Какие же особенности погоды в приземном слое определяют условия полетов?

Прежде всего это близость земной (или водной) поверхности, состояние которой непосредственно сказывается на погоде нижних слоев воздуха, нагреваемых или охлаждаемых от этой поверхности, получающих от нее водяной пар при испарении воды или отдающих избыток влаги этой поверхности при конденсации и сублимации водяного пара, если воздух достиг состояния насыщения. В приземном слое сильнее, чем на высотах, сказывается и трение воздуха о земную поверхность, что создает неоднородность воздушного потока при движении воздуха над поверхностью земли.

С поверхности земли, будь то суша или вода, в нижние слои воздуха больше всего поступает ухудшающих видимость твердых частиц — континентальной пыли, кристаллов морской соли, спор растений, продуктов стгорания различных видов топлива, индустриальных загрязнений воздуха, а зимой еще и кристаллов льда, снежинок, поднимаемых вверх и разносимых ветром.

Низкие облака чаще всего бывают слоистыми. Они

имеют как фронтальное, так и внутримассовое происхождение и могут покрывать значительные площади, серьезно осложняя полеты на малых высотах, сокращая возможности выбора запасных аэродромов.

Выполняя полеты под низкими облаками, трудно осуществлять ориентировку, отыскивать и обнаруживать наземные ориентиры, так как подоблачная дымка часто опускается к земной поверхности. Наибольшие осложнения создаются при визуальных полетах по местным воздушным линиям и при полетах по обслуживанию народного хозяйства.

Низкие облака могут закрывать вершины гор, холмов и возвышенностей, поэтому при полете на малых высотах над местностью со сложным рельефом опасно заходить в облака. Должна строго выдерживаться безопасная высота полета.

Ограниченная видимость на малых высотах обуславливается туманами, дымками, осадками, метелями и пыльными бурями.

Среди указанных метеорологических явлений туманы наиболее часто создают ограниченную видимость. Особенно опасны адвективные туманы, покрывающие значительные по размерам территории. Выбор запасных аэродромов при адвективных туманах сильно ограничен.

Условия видимости в дымке различаются в зависимости от того, является ли она приземной или инверсионной. Приземные дымки при отсутствии облаков больше ухудшают горизонтальную видимость у земли. Подынверсионные дымки могут настолько ухудшать наклонную видимость, что при полете над инверсией иногда невозможно распознать наземные ориентиры, хотя в это время с земли воздушное судно может быть отчетливо видно на фоне неба.

Осадки в зависимости от их вида создают неодинаковые условия полетов. Морозящие осадки могут охватывать обширные зоны, причем интенсивность их в пределах зоны обычно непостоянна. Они сильно ухудшают видимость, особенно в переходное время года. Полеты по ПВП при морозящих осадках намного осложняются. При отрицательной температуре в мороси возникает обледенение воздушных судов.

Очень неблагоприятные условия для полетов создаются в зонах обложных осадков и метелей. Эти зоны имеют ширину от нескольких десятков до нескольких сотен километров, в длину они простираются на многие сотни, а в отдельных случаях и на несколько тысяч километров. Здесь обычно видимость плохая, при переохлажденном дожде наблюдается обледенение воздушных судов. В зонах осадков на воздушных судах могут возникать значительные заряды статического электричества.

Ливневые осадки, как правило, ухудшают видимость гораздо сильнее, чем другие виды осадков. Особенно опасен град, наносящий повреждения самолетам и вертолетам. Бывали слу-

чаи поломок воздушных судов градом, разрушения остекления кабин и т. п. Если градины попадут в турбину самолета, они могут привести к поломке двигателя.

Ветер на малых высотах из-за неровностей и неоднородности подстилающей поверхности, а также из-за неравномерного нагрева летом отдельных ее участков может отличаться не только сильной порывистостью, но и резкими изменениями скорости и направления. Особенно опасен сдвиг ветра как одна из причин турбулентности воздуха, вызывающей болтанку самолета, и как помеха нормальному взлету и особенно посадке са-

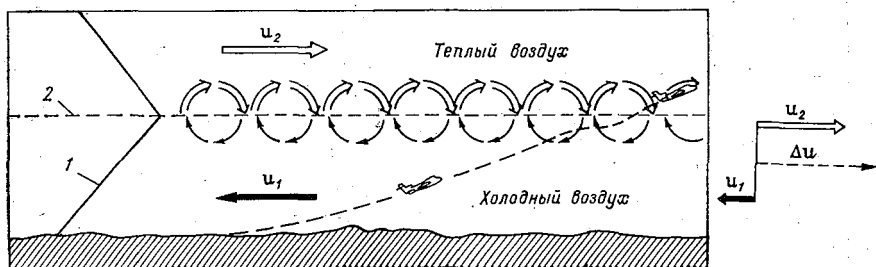


Рис. 7.1. Вертикальный сдвиг ветра на верхней границе слоя температурной инверсии.

1 — вертикальный профиль температуры, 2 — верхняя граница слоя инверсии; u_1 и u_2 — векторы ветра на нижнем и верхнем уровне соответственно, $\Delta u = u_2 - u_1$ — вертикальный сдвиг ветра.

молета. Он порождает эффект проваливания или подбрасывания самолета, его уход влево или вправо от направления движения самолета. Это зависит от того, какой сдвиг — попутный, встречный или боковой (см. рис. 3.7).

Вертикальный сдвиг ветра может возникать вблизи приземной температурной инверсии, создавая слой с турбулентностью воздуха (рис. 7.1). В этом случае вертикальный сдвиг ветра наблюдается в слое между сравнительно слабым ветром под инверсией в холодном воздухе и относительно сильным ветром над инверсией в теплом воздухе. Такие условия типичны для ночных и ранних утренних часов.

Вертикальный сдвиг ветра может быть и под конвективными облаками, особенно под кучево-дождевыми, как впереди облака, перед его шкваловым воротом, так и сзади облака, где встречаются нисходящие потоки воздуха, направленные в сторону, противоположную направлению движения облака, и потоки извне, направленные вслед уходящему облаку (рис. 7.2).

Горизонтальный сдвиг ветра представляет собой разность значений скорости и направления ветра в горизонтальном направлении. Он может возникнуть под влиянием неровностей рельефа, искусственных сооружений вблизи аэродрома, а также под конвективной облачностью и при прохождении

атмосферных фронтов. Горизонтальный сдвиг ветра нередко наблюдается одновременно с вертикальным сдвигом. Это явление неустойчиво во времени и проявляется по-разному в зависимости от направления и скорости ветра. Его трудно обнаружить, поскольку на аэродроме ограниченное количество точек измерения ветра. Горизонтальный сдвиг ветра вызывает болтанку, особенно опасную при полетах на малых высотах,

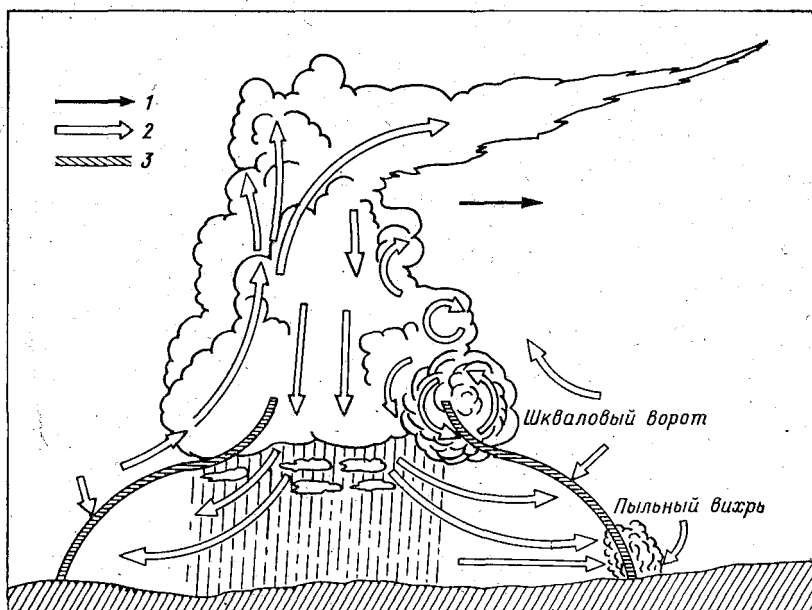


Рис. 7.2. Вертикальный сдвиг ветра под кучево-дождевым облаком.

1 — направление движения облака, 2 — направление потоков воздуха в облаке, 3 — участки в передней и тыловой части облака, где наблюдается вертикальный сдвиг ветра.

а также при взлете и посадке самолетов и вертолетов. Это явление по воздействию на полет аналогично шквалам.

Шквалы особенно характерны для погоды с кучево-дождевыми облаками. При полете над сушей шквалы можно обнаружить по облакам пыли, поднимаемой ими, а над водной поверхностью — по вызываемому ими волнению.

В пересеченной местности со сложным рельефом и разнообразной подстилающей поверхностью (вода, суша, чередование леса, болот, пашен, песчаных и каменистых участков и т. п.) часто развиваются местные ветры. В одних географических районах они сравнительно устойчивы и наблюдаются регулярно, в других возникают лишь при определенных синоптических ситуациях или в отдельные сезоны года.

Местные ветры отличаются большим разнообразием и специфическими особенностями, связанными с конкретными физико-географическими и термическими условиями. Они носят многочисленные местные названия, одни из которых известны только в данной местности, а другие получили широкое распространение (например, новороссийская бора, средиземноморский мистраль, среднеазиатский афганец и т. д.). К местным ветрам относятся бризы, фёны, горно-долинные ветры, стоковые ветры.

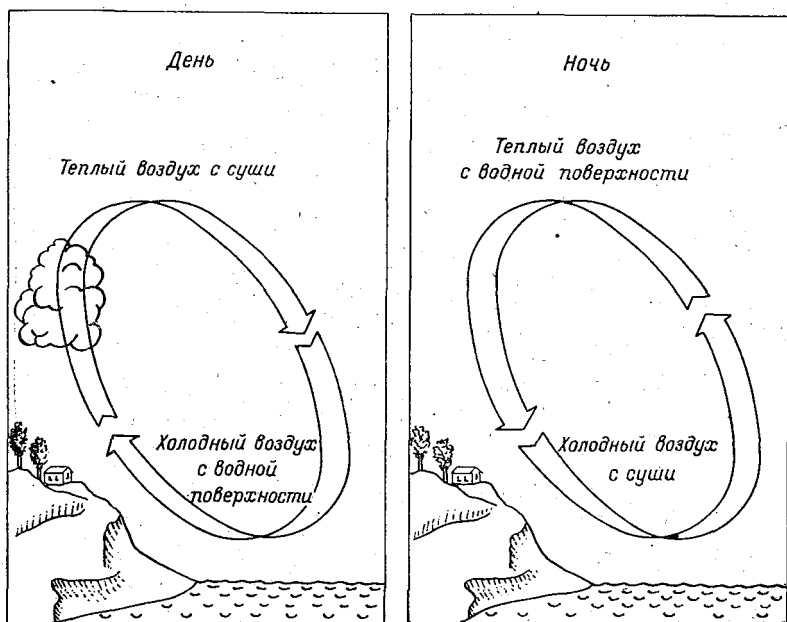


Рис. 7.3. Бризовая циркуляция.

Бризы — ветры с суточной периодичностью, наблюдающиеся в прибрежных районах. Дневной бриз дует с водной поверхности на сушу, ночной — наоборот. Такая периодичность в изменении направления бризов связана с условиями нагревания и различиями в способности воды и суши сохранять тепло. Бризовая циркуляция распространяется от побережья в глубь суши на десятки километров, а в сторону моря (озера) на 10—15 км. Бризы охватывают слой воздуха высотой в несколько сотен метров. Над бризом формируется противотечение — антибриз (рис. 7.3).

В средних и высоких широтах бризы наблюдаются в основном в теплое время года при малооблачной погоде в малоградиентном барическом поле с достаточно высоким давлением. При синоптических ситуациях со значительными градиентами

тами давления, при сильных ветрах бризовая циркуляция перекрывается более мощной циркуляцией воздуха в барических системах. В тропических областях, где температурные контрасты между сушей и океаном больше, бризовая циркуляция наблюдается круглый год.

Фёны — ветры, дующие с гор, вниз по склону, обычно очень теплые и сухие. Объясняются свойства фёна следующим образом. Когда воздушный поток сперва поднимается по горному склону, а затем перевалив через гору, опускается вниз, то у подножия горы на подветренной стороне температура воздуха будет выше, чем на наветренной стороне. Дело в том, что воздух

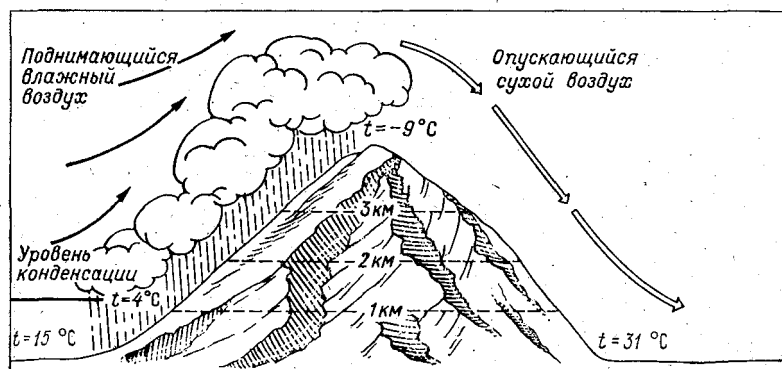


Рис. 7.4. Схема фёна.

при подъеме достигает состояния насыщения, водяной пар конденсируется и выделяется скрытая теплота конденсации. Поэтому при подъеме воздух охлаждается медленнее, чем нагревается при опускании. В связи с этим и условия погоды на наветренной и подветренной стороне горного хребта различны. Вышесказанное иллюстрируется рис. 7.4, на котором приведен пример переваливания воздухом горного хребта высотой 4000 м. Начальные характеристики поднимающегося воздуха таковы: температура 15°C , точка росы 4°C (относительная влажность 46 %). После опускания воздуха на противоположном склоне хребта на той же высоте температура оказалась равной 31°C , а относительная влажность 20 %. На подветренном склоне гор при фёне наблюдается малооблачная, благоприятная для полетов погода.

Горно-долинные ветры возникают вследствие неравномерного нагревания склонов гор и долин между горами. Так же как и бризы, горно-долинные ветры имеют четко выраженный суточный ход: днем они дуют из долины вверх по склону, а ночью — наоборот, со склонов гор вниз, в долину. Склоны гор днем нагреваются сильнее, чем дно долины, а ночью склоны

и воздух над ними остывают быстрее, чем в долине. Поэтому днем теплый воздух вдоль склонов поднимается вверх, а ночью холодный воздух вдоль них стекает вниз. Схема горно-долинных ветров показана на рис. 7.5.

Горно-долинные ветры наиболее четко выражены при ясной погоде в теплое время года.

В районах, где горы высокие, горно-долинные ветры создают значительную по своим масштабам местную циркуляцию воздуха, охватывающую большие пространства. В холмистой местности горно-долинные ветры имеют меньший масштаб; в этом случае их часто называют ветрами склонов.

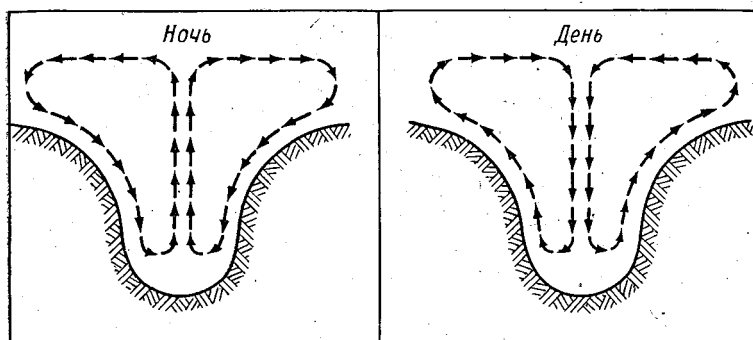


Рис. 7.5. Схема горно-долинных ветров днем и ночью.

В высокогорных районах, где есть ледники, летом в ночные часы могут возникать очень холодные ветры, дующие с ледников вниз, в долины. Подчас эти ветры бывают сильными и порывистыми. В отдельных районах над ледниками, в узких ущельях на северных склонах гор и в дневные часы ветер может дуть вдоль склона вниз, в долину. На дне долины, в месте встречи опускающегося холодного воздуха с местным теплым клубятся низкие облака или наблюдается туман.

В полярных странах с горным рельефом холодный воздух, плотный и тяжелый, стекает вниз по склонам гор на прибрежный морской лед. Движение воздуха в противоположном направлении у поверхности земли не возникает, так как покрытые льдом или снегом горные склоны не прогреваются и нет условий для возникновения обычной горно-долинной циркуляции. Эти ветры называются стоковыми или гравитационными, поскольку они порождаются действием силы тяжести. Стоковые ветры характерны для Антарктиды и Гренландии. Местами они настолько устойчивы и сильны, что их направление совершенно не соответствует распределению атмосферного давления у поверхности земли.

Зимой стоковые ветры возникают и в умеренных широтах в районах с пересеченной местностью. Они способствуют

формированию в межгорных котловинах очагов воздуха с рекордно низкими температурами.

Отклонения температуры от стандартной в приземное слое могут быть значительными как зимой, так и летом, что необходимо учитывать при расчетах загрузки самолета, длины его разбега и пробега, скорости отрыва и посадочной скорости. Показания бортовых термометров в приземном слое не могут быть достаточно надежными вследствие значительных погрешностей, вызываемых особенностями конструкции, установки и эксплуатации этих приборов. Необходимо использовать информацию аэродромных метеостанций о температуре воздуха, измеряемой в стационарных условиях с высокой точностью ($\pm 0,1^\circ\text{C}$).

При интенсивном выхолаживании земной поверхности в ясную погоду зимой, а в ночные часы и в теплое время года часто возникают приземные температурные инверсии. Летом инверсии распространяются вверх всего на несколько десятков метров и обычно вскоре после восхода солнца разрушаются. Зимой мощность инверсий может достигать нескольких сотен метров, и разрушение их часто затягивается на многие часы. Иногда зимняя приземная инверсия температуры сохраняется по нескольку суток. Инверсии сказываются на условиях видимости на малых высотах.

Термическая турбулентность в приземном слое может усиливаться рельефом или неоднородностью подстилающей поверхности, когда, например, более холодный воздух переносится на сильно прогретую поверхность и здесь быстро нагревается. При этом могут возникать кучевые облака, что нередко наблюдается в летнее время у побережья морей и больших озер. Такие облака, хорошо развитые по вертикали, грядой тянущиеся вдоль берега, являются надежным показателем турбулентного состояния воздуха и беспокойных условий полета в районе их возникновения. Схема развития кучевого облака летом при ветре с моря на сушу показана на рис. 7.6.

Термическую турбулентность могут создавать города и большие поселки, которые представляют собой своеобразные каменные острова среди лесов, степей, сельскохозяйственных угодий и т. п.

Турбулентность на малых высотах чаще всего развивается в летнее время над сушей, особенно в холмистой и горной местности. Она может создавать интенсивную болтанку.

В зонах грозовой деятельности полеты на малых высотах осложняются сильной турбулентностью, плохой видимостью из-за осадков, возможными электрическими разрядами, а также опасностью, связанной со смерчами и шквалами.

Связь между температурой, влажностью воздуха и погодой в приземном слое воздуха. Влажность воздуха в приземном слое определяется состоянием

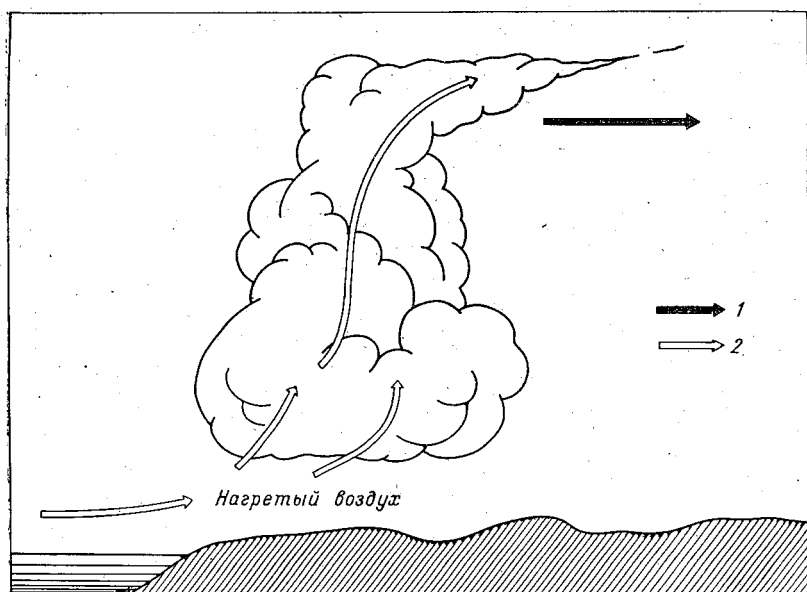


Рис. 7.6. Возникновение термической турбулентности и развитие кучевых облаков при ветре с водной поверхности на сушу.

1 — направление движения облака, 2 — направление потоков воздуха.

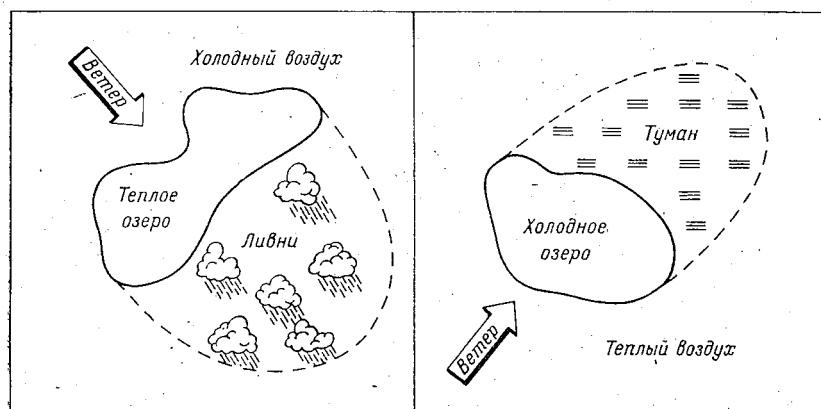


Рис. 7.7. Погода на подветренной стороне озера при различных состояниях воды и воздуха.

подстилающей поверхности, ее способностью испарять содержащуюся в ней воду; она зависит также от температуры воздуха, ее распределения с высотой и от ветра.

Изменения влажности воздуха очень важны при оценке условий полетов. Нужно учитывать возможность изменения влажности воздуха при изменении направления ветра, особенно в районах со значительными водными объектами, болотами, возвышенностями и понижениями рельефа.

При ветре, направленном с водной поверхности, влажность воздуха возрастает, а с нею возрастает вероятность возникновения в приземном слое дымки, тумана, низкой слоистой облачности и осадков. Схема зависимости погоды от направления ветра у большого водоема показана на рис. 7.7.

Метеорологические условия полетов в области тропопаузы

К особенностям метеорологических условий полетов на больших высотах следует отнести в первую очередь близость тропопаузы, а также специфические, присущие только верхней тропосфере облака, большую, чем в приземном слое, повторяемость сильных ветров, связанную с существованием здесь высотных фронтальных зон и струйных течений.

Тропопауза является мощным задерживающим слоем. Это свойство тропопаузы обусловлено особенностями вертикального распределения в ней температуры воздуха и вертикальных движений, а следовательно, скорости и направления ветра.

Под тропопаузой понижение температуры с высотой замедляется, а в самой тропопаузе сменяется инверсией или изотермией; лишь в некоторых случаях температура в тропопаузе падает с высотой.

В средних широтах зимой изотермия в тропопаузе наблюдается в 60 % случаев, инверсия — в 30 % случаев; летом повторяемость инверсии достигает 73 %, повторяемость изотермии 8 %. Инверсия и даже изотермия не благоприятствуют развитию восходящих вертикальных движений. Тропопауза препятствует переносу водяного пара и твердых примесей воздуха. Вследствие этого под ней возникает дымка и понижается видимость. Тропопауза тормозит рост облаков вертикального развития, поэтому под ней обычно наблюдаются вершины кучево-дождевых облаков. Под тропопаузой располагаются и облака верхнего яруса. Почти 80 % облаков верхнего яруса связано с атмосферными фронтами, причем чаще всего они образуются на теплом фронте. Средняя вертикальная протяженность фронтальных облаков верхнего яруса 2,3—2,5 км, а внутримассовых — около 1 км. Вертикальная протяженность облаков верх-

него яруса всех форм в 80 % случаев не превышает 3 км, а в 2—3 % случаев больше 5 км.

Метеорологические условия полетов в облаках верхнего яруса зависят от их формы. Так, в перисто-слоистых облаках полет проходит спокойнее, чем в перисто-кучевых. Видимость изменяется от нескольких десятков метров до нескольких километров (чаще всего 500—1000 м). В перисто-слоистых облаках она лучше, чем в перисто-кучевых. Обледенение самолетов в облаках верхнего яруса бывает редко, так как облака состоят из ледяных кристаллов. При дозвуковых скоростях полета кристаллы скользят по поверхности самолета и сносятся воздушным потоком. Если полет в облаках достаточно длительный, то может возникнуть статическая электризация самолета, вызываемая трением кристаллов о его поверхность и их разламыванием. В облаках, особенно в облаках, связанных со струйным течением, может наблюдаться болтанка, которая в большинстве случаев слабая и лишь в отдельных случаях сильная.

В тех случаях, когда под тропопаузой наблюдаются вершины кучево-дождевых облаков, здесь создаются сложные условия для полетов. Эти облака имеют большую плотность, неоднородное строение, значительную водность, в них наряду с ледяными кристаллами содержатся переохлажденные капли. Здесь возможно обледенение, сильная болтанка и электризация самолета, в отдельных случаях — осадки (крупная, мелкий град); не исключены электрические разряды. Опасность полетов в этих облаках повышена еще из-за того, что они часто замаскированы облаками верхнего яруса и попасть в них можно неожиданно.

Струйные течения и условия полетов в их зонах

Струйное течение — это перенос воздуха в виде узкого течения с большими скоростями в верхней тропосфере и нижней стратосфере с осью вблизи тропопаузы. Ширина его составляет несколько сотен километров, вертикальная протяженность — несколько тысяч километров. Максимальная скорость ветра (100 м/с и более) наблюдается в сердцевине струйного течения — на его оси. Сдвиг ветра в области струйного течения обычно составляет 5—10 м/с на 1 км высоты и 10 м/с и более на 100 км в горизонтальном направлении.

Струйные течения образуются в зонах наибольшего сближения теплых и холодных воздушных масс, где создаются значительные горизонтальные градиенты давления и температуры, поэтому они всегда связаны с высотными фронтальными зонами.

Струйные течения, связанные с арктическими и полярными фронтами, обычно направлены с запада на восток. Если же

главный атмосферный фронт значительно отклоняется от этого направления, то струйное течение испытывает аналогичное отклонение. Поскольку наибольшие контрасты температуры в зонах атмосферных фронтов наблюдаются в холодную половину года, в этот период и струйные течения наиболее активны. В теплое время года температурные контрасты во фронтальных зонах уменьшаются и струйные течения ослабевают.

Струйные течения бывают как в тропосфере (тропосферные струйные течения), так и в стратосфере (стратосферные струйные течения). Среди тропосферных струйных течений различают внетропические, субтропические и экваториальные.

Внетропические струйные течения изменяют свое положение в зависимости от изменения положения атмосферных фронтов. Ось струйного течения обычно расположена в теплом воздухе, чаще всего на 1—2 км ниже тропопаузы. На холодной (циклонической) стороне струйного течения тропопауза понижена, на теплой (антициклонической) стороне повышена. Ширина струйного течения, как правило, 700—1300 км, мощность 6—10 км, горизонтальная протяженность достигает нескольких тысяч километров.

Чаще всего струйные течения этого вида наблюдаются на границе материков и океанов, где особенно значительны температурные контрасты. Районами наибольшей их повторяемости являются восточное побережье Азии и Северной Америки, Британские острова и др. Максимальная скорость ветра в струйных течениях над этими районами нередко составляет 200—300 км/ч, а иногда достигает 500 км/ч и более.

Над территорией Советского Союза струйные течения этого вида обычно наблюдаются в холодное время года (с октября по март). Они образуются над северо-западными и центральными районами ЕТС, Западной Сибирью, Средней Азией, Дальним Востоком. Максимальная скорость ветра в струйных течениях около 200 км/ч, а над Дальним Востоком — до 300 км/ч и более.

Субтропические струйные течения зимой наблюдаются в зоне 25—35° с. ш., летом — 35—45° с. ш. На теплой стороне струйного течения тропопауза может располагаться на 4—5 км выше, чем на холодной стороне, и претерпевать разрыв; ось струйного течения, как правило, находится под тропопаузой на высоте около 12 км. Эти струйные течения более интенсивны и устойчивы по сравнению с внетропическими. Их ширина в среднем равна 1500 км, мощность 8—12 км. Особенно значительные скорости ветра в субтропических струйных течениях наблюдаются над Японией (до 650 км/ч) и Тихим океаном (до 750 км/ч).

Экваториальные струйные течения, в отличие от струйных течений предыдущих видов, имеют восточное нап-

равление. Они наблюдаются на высотах более 20 км и пока изучены недостаточно.

Стратосферные струйные течения наблюдаются на всех широтах, их ось располагается выше тропопаузы. Особенно часто они возникают зимой на краю полярной ночи. Скорость ветра в них меньше, чем в струйных течениях других видов, и обычно не превышает 200 км/ч.

На теплой стороне струйных течений обычно возникают перистые и перисто-кучевые облака. Чаще всего они располагаются ниже оси струи и имеют вид полос, параллельных оси.

В чем состоят особенности метеорологических условий полетов в зонах струйных течений? В струйных течениях сконцентрирована максимальная кинетическая энергия атмосферы, поэтому для них характерны большие скорости ветра и значительная турбулентность, приуроченная к областям со значительными вертикальными сдвигами ветра, находящимся на периферии струйных течений.

Поскольку скорость ветра вдоль оси струйного течения неодинакова, возникают подвижные области с максимальной скоростью, имеющие эллиптическую форму. Область струйного течения с наибольшими ветрами приобретает очаговый характер. Это приводит к неравномерному распределению зон вертикальных сдвигов ветра, что в свою очередь создает очаговый характер турбулентных зон.

Связь зон болтанки со струйными течениями

Болтанка самолетов в зоне струйного течения в основном отмечается на его холодной (циклонической) стороне, где наблюдаются более значительные градиенты температуры и скорости ветра. Зоны наибольшей вероятности болтанки показаны на схематическом вертикальном разрезе (рис. 7.8).

В зоне струйного течения сильная болтанка часто бывает при ясном небе. При отсутствии облаков, когда внешних признаков турбулентности нет, болтанка может начаться внезапно и привести к тяжелым последствиям. Зоны, где условия наиболее благоприятны для возникновения турбулентности при ясном небе, показаны на рис. 7.9. В областях расходимости воздушных течений (зоны IV и V) болтанка при ясном небе бывает особенно интенсивной. В зонах I—III она слабее. Болтанка усиливается в тех районах, где тропопауза имеет большой наклон.

В струйных течениях под тропопаузой преобладает западное, юго-западное и северо-западное направление ветра.

Если полет в зоне струйного течения происходит против ветра, путевая скорость резко уменьшается, если по ветру — возрастает. При полете на большие расстояния струйные течения при правильном их учете можно использовать для

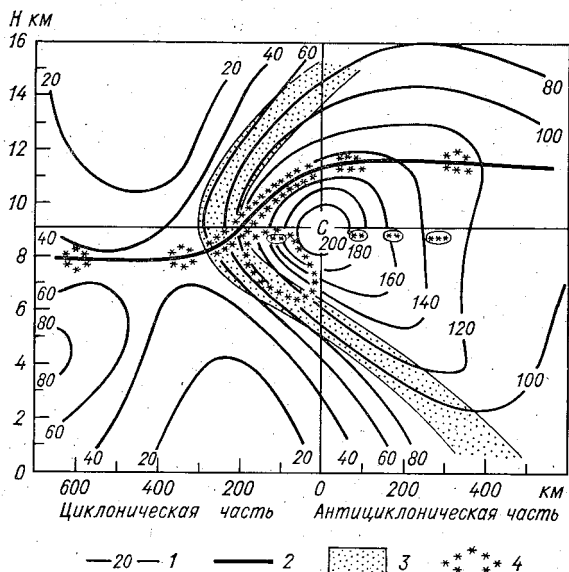


Рис. 7.8. Вертикальный разрез атмосферы с зоной большой вероятности болтанки.

1 — изотахи (линии одинаковых значений скорости ветра, скорость ветра — в километрах в час), 2 — тропопауза, 3 — фронтальная зона, 4 — области с наиболее вероятной болтанкой; C — ось струйного течения.

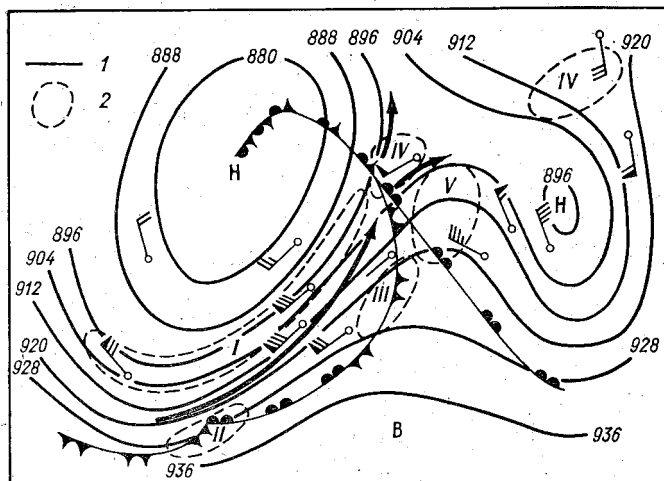


Рис. 7.9. Синоптическая обстановка, благоприятная для возникновения турбулентности при ясном небе.

1 — изогипсы карты АТ₃₀₀, 2 — граница областей повышенной турбулентности.

сокращения времени полета или увеличения его дальности. Экипажу необходимо быть очень внимательным. При попутном струйном течении маршрут должен проходить по оси струйного течения или вблизи ее, поскольку здесь турбулентность менее вероятна. На периферии струйного течения, где вертикальные сдвиги ветра значительны, вероятность сильной болтанки резко возрастает.

При полете в струйном течении на высотах, близких к потолку, уклонение самолета в сторону области с повышенной температурой может быть опасным, так как возможен выход самолета в область со значительными положительными отклонениями температуры от стандартной. Самолет может оказаться на такой высоте, где его устойчивость нарушается, он может произвольно терять высоту (проваливаться). Если при этом в атмосфере наблюдаются вертикальные пульсации ветра, самолет может выйти на критические углы атаки и срывные режимы.

При встрече зоны с интенсивной болтанкой пилот должен принять все меры безопасности, в том числе изменить высоту полета, соблюдая требования «Наставления по производству полетов» и «Руководства по летной эксплуатации самолетов».

Метеорологические условия полетов в стратосфере

Напомним, что стратосфера начинается от тропопаузы и простирается примерно до высоты 55 км. В нижней ее части (до высоты 21—25 км) обычно наблюдается изотермия, затем температура начинает повышаться с высотой, и в верхней половине стратосферы, как правило, бывает глубокая инверсия. На верхней границе этого слоя средняя температура равна 0—10°C, в отдельных случаях даже 20—25°C.

Температура на нижней границе стратосферы зависит от ее высоты: чем ниже начинается стратосфера, тем выше температура. Колебания высоты нижней границы стратосферы определяются атмосферными процессами и особенностями общей циркуляции атмосферы. В нижней части стратосферы над Индией зафиксирована температура —92°C, а над Антарктикой — 101°C.

Наибольшие колебания температуры в стратосфере наблюдаются над Арктикой и Антарктикой. Они обусловлены тем, что во время длинной полярной ночи воздух сильно выхолаживается, а летом полярным днем успевает заметно нагреваться. Здесь наблюдаются стратосферные потепления, о которых говорилось выше.

Давление и плотность воздуха в стратосфере падают с высотой. В высоких широтах и на экваторе эти изменения неодинаковы. Например, на высоте 16 км значения плотности воздуха

над экватором и полюсом различаются примерно на 20 %, а на высоте 24 км — на 5—8 %. Сезонные изменения плотности воздуха в средних широтах невелики.

В нижней стратосфере в средних широтах во все сезоны года преобладает западный ветер.

В стратосфере среднее распределение температуры воздуха по меридиану летом противоположно тропосферному. Благодаря непрерывному полярному дню воздух в полярных областях Земли в это время года значительно нагревается. Начиная с 12—14 км самые низкие температуры наблюдаются над экватором, самые высокие — над полюсами. Здесь летом возникает околполярный антициклон и на высотах более 20 км устанавливается восточный (в северном полушарии) перенос воздуха. Это явление называется стратосферным обращением ветра.

Таким образом, летом в стратосфере северного полушария до высоты 20 км между полюсом и северным тропиком преобладают относительно слабые западные ветры, к югу от тропика — восточные. Выше 20 км над всем северным полушарием наблюдаются восточные ветры, достигающие максимальных скоростей (иногда 60—70 м/с) на высотах 50—70 км. Зимой в стратосфере ветер западный, только у экватора — восточный. Максимум скорости отмечается в зоне 50—60° с. ш., причем на высотах 55—60 км средняя скорость ветра достигает 100 м/с. В экваториальной зоне почти во всей стратосфере круглый год преобладают восточные ветры; их средние скорости на уровне 30 км превышают 30 м/с.

Влажность воздуха в нижней стратосфере мала, облака в основном перламутровые.

Дальность видимости в стратосфере определяется в основном концентрацией частиц пыли, поступающих «сверху» — из межпланетного пространства — и «снизу» — из нижележащих слоев атмосферы. Космическое пространство заполнено разреженной материей в газообразном и пылевом состоянии. Космическая пыль имеет небольшую концентрацию и практически не ухудшает видимости. «Снизу» пыль попадает в стратосферу при вулканических извержениях, а также заносится восходящими воздушными потоками. При сильных вулканических извержениях в стратосферу может поступать такое большое количество пыли, что прозрачность атмосферы уменьшается на 10 %.

Во время стратосферных полетов пилоты иногда встречаются с трудно различимыми с земли пылевыми облаками. Вертикальная протяженность таких облаков небольшая — несколько десятков или сотен метров. Мелкая пыль видимость заметно не ухудшает, и в целом в стратосфере видимость лучше, чем в тропосфере.

Однако видимость в стратосфере существенно изменяется с высотой. В самых нижних слоях стратосферы голубизна неба

более яркая, чем в верхней тропосфере, поскольку в рассеянном свете преобладают цвета коротковолновых участков видимой части спектра. Это связано с молекулярным рассеянием, дающим цвета голубых оттенков. С высотой плотность воздуха падает, светло-голубой цвет неба переходит в густо-голубой, затем в фиолетовый и в космическом пространстве в совершенно черный. Полетная видимость на фоне густо-синего и фиолетового неба ухудшается. Ослабление рассеянного света усиливает световые контрасты.

На полеты в стратосфере оказывает влияние озон и космическая радиация (см. главу 2).

Особенности метеорологических условий полетов в горных районах

Горные районы характеризуются сложными метеорологическими условиями полетов. Здесь часто наблюдается сильная динамическая и термическая турбулентность, особенно в нижних слоях атмосферы, нередко развивается грозовая деятельность. При прохождении атмосферных фронтов над горами облачные системы трансформируются. На наветренной стороне горных хребтов фронты обостряются, зоны осадков увеличиваются, а длительность осадков и их интенсивность возрастают. В районах подветренных склонов гор вследствие фёновых процессов осадки ослабевают или прекращаются совсем, облачность размывается. У следующих горных хребтов она может восстановиться, и, поскольку рельеф местности сложный, это приводит к большому разнообразию форм облачности, часто закрывающей вершины гор.

Особенно неустойчивы метеорологические условия в осенне-зимние месяцы, когда повторяемость дней с низкой облачностью, туманами и осадками возрастает.

При обтекании горного препятствия воздушным потоком над горой и с подветренной стороны образуются волны, называемые горными волнами или волнами препятствий. Кроме них, в области орографических возмущений воздушного потока нередко возникают зоны турбулентности. Турбулентность усиливается термической конвекцией, которая особенно интенсивна над освещенными солнцем склонами гор. В зонах интенсивной турбулентности полеты сильно осложняются. Турбулентность наиболее интенсивна в области роторных облаков, напоминающих кучевые облака, но имеющих характерный «крутящийся» вид. Они возникают на подветренной стороне гор на уровне их вершин при образовании вихря с горизонтальной осью. Их вертикальные размеры сравнительно невелики. Лишь иногда роторные облака развиваются до такой

степени, что их вершины граничат с основанием чечевицеобразных облаков.

Типичная схема обтекания горного препятствия воздушным потоком представлена на рис. 7.10. Рисунок иллюстрирует возможное образование волновых движений с разной длиной волн (l_1 и l_2) и формирование облаков разных ярусов.

Конечно, не все облака, изображенные на рисунке, могут наблюдаться над препятствием одновременно. Это зависит от характера воздушного потока, влагосодержания воздуха, стратификации атмосферы, особенностей горного препятствия и др.

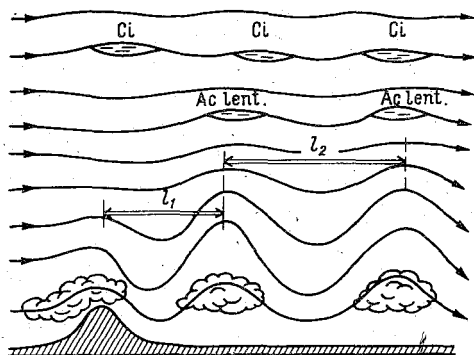


Рис. 7.10. Схема обтекания горного препятствия воздушным потоком и формирования облачности.

Напомним еще раз, что чечевицеобразные облака являются верным признаком волновых движений над горным препятствием. Роторные облака на подветренной стороне гор тоже свидетельствуют о существовании волн препятствий, хотя чечевицеобразные облака при этом могут и не наблюдаться.

Фёновые процессы, развивающиеся в горах, приводят к значительному повышению температуры воздуха на подветренной стороне гор (особенно летом) и к большим отклонениям температуры от ее стандартных значений.

Термическая турбулентность, сочетающаяся в горах с динамической турбулентностью, при достаточном влагосодержании воздуха обуславливает более высокую повторяемость гроз в горах по сравнению с равнинами. Например, среднее годовое число дней с грозой в центральных равнинных районах Украины составляет 30, а в Карпатах достигает 40.

Сильные вертикальные потоки в горных волнах затрудняют выдерживание высоты полета, в области нисходящих движений возникает опасность столкновения с горой. Наибольшую опасность для полетов самолетов в турбулентной атмосфере над горами представляет сочетание мощных вертикальных потоков с частыми и сильными вертикальными порывами. При мощных нисходящих потоках самолет может выйти на большие углы атаки с недопустимым снижением скорости. В этом слу-

чае сильный порыв может вывести самолет на такие закритические углы атаки, при которых может произойти его сваливание на крыло и нос.

В вихрях с горизонтальной осью, развивающихся в горах, наблюдается падение атмосферного давления, которое приводит к завышению показаний барометрического высотомера. При постоянной плотности воздуха ошибка барометрического высотомера при скорости ветра 20 м/с равна 40 м, а при скорости 40 м/с она возрастает до 160 м. В районах с особенно сильными ветрами (например, в районе станции Урсатьевской, Средняя Азия) ошибка может превышать 200 м и более.

Таким образом, состояние атмосферы в горах обычно значительно отличается от стандартного, что существенно влияет на изменение силы тяги двигателей, на длину разбега и пробега самолетов, на показания аэронавигационных приборов и т. п.

Особенности метеорологических условий полетов в низких широтах

Международные воздушные линии гражданской авиации пересекают различные географические районы и климатические области Земли, в том числе и низкоширотную зону, расположенную по обе стороны от экватора. Тропический пояс номинально находится между $23^{\circ}30'$ с. ш. и $23^{\circ}30'$ ю. ш. Его влияние с точки зрения условий полетов практически сказывается до 45-й параллели, т. е. до границ умеренных зон обоих полушарий.

Тропики в целом теплая и дождливая зона, но здесь располагаются и самые засушливые области планеты.

В обоих полушариях пассаты дуют в направлении к экватору, образуя вблизи его зону сходимости воздушных течений, с которой связана внутритропическая зона конвергенции. В тропиках дуют также муссонные ветры, и местами муссонная циркуляция перекрывает пассатную. Это определяет большое разнообразие погодных условий в низких широтах, характерные изменения погоды от сезона к сезону.

В самом общем виде метеорологические условия в низких широтах удобнее охарактеризовать по отдельным зонам и областям влияния сезонных ветров (муссонов) и подвижных систем погоды.

Субтропическая зона высокого давления

В субтропических зонах высокого давления, опоясывающих каждое полушарие приблизительно вдоль 30-й параллели, метеорологические условия полетов над континентами и

океанами, а также над западными и восточными окраинами материков существенно различаются.

Летом на западе континентов преобладает жаркая, сухая, безоблачная погода, в целом очень устойчивая и благоприятная для полетов, хотя из-за устойчивых приземных инверсий здесь бывают (особенно в ранние утренние часы) туманы или тонкая низкая слоистая облачность, затрудняющие полеты. Вблизи крупных городов наблюдаются индустриальные дымки и туманы (смог), вызываемые скоплениями под инверсией продуктов сгорания различных видов топлива. Зимой на западных окраинах континентов вследствие отступления антициклонов в сторону экватора характер погоды меняется: сюда чаще проникают циклоны, несущие с собой облачность и осадки, исчезает приземная инверсия и связанные с нею туманы, улучшаются условия видимости.

В восточных частях континентов летом инверсия менее устойчивая, слой инверсии сравнительно тонкий, он легко пробивается конвективными облаками, поэтому здесь нередко наблюдаются ливневые осадки с грозами, серьезно затрудняющие полеты. Зимой возможна низкая облачность, а вблизи побережья — туманы. Но в целом условия погоды относительно благоприятны для полетов, если сравнивать их с условиями полетов в умеренных и высоких широтах.

Над океанами в субтропиках постоянно сохраняется антициклоническая инверсия, ограничивающая развитие конвективной облачности, поэтому высота верхней границы облаков здесь редко превышает 1000—2000 м. Высота облаков и условия видимости над океанами в субтропической зоне высокого давления благоприятны для полетов.

Пассатная зона

Северо-восточные ветры в северном полушарии и юго-восточные ветры в южном формируют пассатную инверсию.

Над океанами преобладает пятибалльная облачность. Высота верхней границы облаков 1000—2600 м. Ливни слабые, но наблюдаются чаще, чем в зоне субтропических антициклонов. Погода для полетов благоприятная.

На западных побережьях континентов преобладает малооблачная погода (ветры дуют с континента). На восточных побережьях, где пассаты направлены с моря, часты ливни и грозы. Для внутренних районов, ограждаемых горами, типичен климат пустынь (Сахара и юго-запад США). Хотя значительное нагревание земной поверхности порождает конвекцию, облака очень высокие; осадки редки из-за малой влажности воздуха.

Условия полетов над внутренними районами в целом благоприятные, но ухудшаются термической турбулентностью. По-

леты над восточными побережьями и в горах осложняются ливнями и грозами.

На островах с высокими горами погодные условия на стороне, обращенной к пассатам, т. е. на наветренной стороне, и на подветренной стороне резко различаются. На наветренной стороне часто идут дожди, нередко с грозами; на подветренной стороне преобладает малооблачная погода. Небольшая высота облаков и плохая видимость в осадках ограничивают визуальные полеты на наветренной стороне островов. На подветренной стороне всегда возможны полеты по ПВП.

На островах, лишенных гор, облачность и осадки в пассатной зоне незначительны. Кучевые и кучево-дождевые облака над отдельными малыми островами, как правило, значительно мощнее, чем над водой, и служат признаком суши.

Внутритропическая зона конвергенции

Эта зона хорошо выражена над океанами и слабо — над континентами.

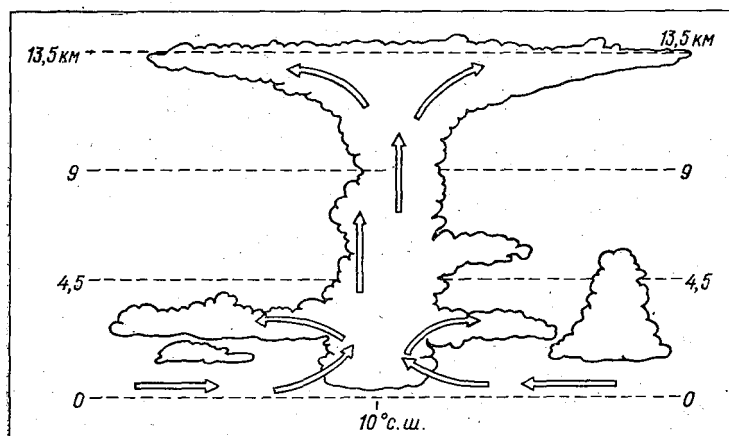


Рис. 7.11. Преобладающие ветры и общий характер погоды в зоне конвергенции зимой в северном полушарии.

Над островами и океанами до значительных высот отмечается большая влажность воздуха. Здесь часто наблюдаются ливни и грозы, кучево-дождевые облака развиваются до высот 13—14 км и даже проникают выше. Полеты безопасны только вне облаков и грозовых очагов.

На континентах зимой погода сухая, облачность небольшая, летом преобладает облачная и дождливая погода.

На рис. 7.11 показана схема формирования погоды в зоне конвергенции.

Муссонные области

Муссонный климат характеризуется сухой зимой и дождливым, влажным летом.

Особое место среди областей с муссонным климатом занимают Филиппины. Здесь осадки выпадают круглый год, так как летом дожди приносит южный муссон, а зимой — господствующие в этом районе северо-восточные ветры с Тихого океана.

К областям с муссонным климатом можно отнести Австралию. В глубине континента зима сухая, антициклоническая. Летом преобладают ветры с моря, так как в это время года над внутриматериковыми районами располагается область низкого давления. Ветры с моря обуславливают выпадение осадков на побережье и наветренных склонах гор. Внутренние районы засушливые.

В Центральной Африке климат теплый и влажный. В одних районах круглый год выпадают обильные осадки, в других районах зима засушливая, лето дождливое, что типично для муссонного климата.

Упомянутые выше муссонные области не единственные на земном шаре, они приведены лишь в качестве примера.

В областях с муссонным климатом зимой погодные условия не налагают особых ограничений на полеты над континентальными районами. Над океанами же в это время года следует считаться с ливнями и грозами и принимать меры для обеспечения безопасности полетов. Летом визуальные полеты над сушей часто ограничены малой высотой облаков и сильными дождями. Полеты по приборам осложняются грозами. Нулевая изотерма в тропиках располагается высоко — на уровне 4—4,5 км.

Подвижные системы погоды в тропиках

Линии шквалов — это узкие зоны с ливнями, грозами, шквалами, ростом давления и понижением температуры. Они формируются при эпизодических вторжениях холодного воздуха из средних широт.

Высотная ложбина в тропиках образуется на высоте 3—3,5 км. Перемещаясь на юго-восток или восток, она способствует возникновению на большой площади облаков среднего или верхнего яруса. Иногда при этом в низких широтах формируется депрессия с обширной зоной облаков и осадков, со струйными течениями на больших высотах. Такой процесс типичен для Гавайских островов.

Тропические, или восточные, волны возникают как возмущения в зоне пассатов, на периферии пояса высокого давления. Они перемещаются с востока на запад. Волнам пред-

шествует хорошая погода; в тылу волн погода облачная с дождями и грозами. Ширина зоны облаков и осадков до 500 км, вертикальная протяженность облаков до 8 км.

Тропические циклоны возникают в нижней тропосфере в зонах сходимости воздушных течений между 5 и 20° широты. Часто им сопутствуют тропические подвижные системы погоды — высотные ложбины, восточные волны и т. д. Все воздушные суда должны избегать попадания в тропические циклоны.

Особенности метеорологических условий полетов над пустынями и районами с жарким и сухим климатом

Метеорологические условия полетов в пустынях зависят от времени года и суток. Летом в пустынях Средней Азии

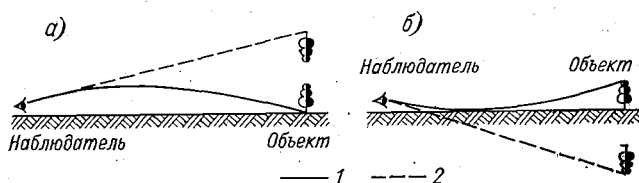


Рис. 7.12. Рефракция световых лучей в слоях воздуха различной плотности.

а — верхний, б — нижний мираж. 1 — истинное направление светового луча, 2 — кажущееся направление на объект.

преобладает ясная, сухая погода. Днем подстилающая поверхность сильно прогревается, возникает термическая и динамическая турбулентность, которая приводит к болтанке самолетов. Зимой нередко бывают периоды с антициклонической погодой, облачность небольшая или отсутствует вовсе. В переходные сезоны условия для полетов обычно наиболее сложные: выпадают осадки, возникают туманы, наблюдается, хотя и непродолжительное время, низкая облачность.

Над пустынями иногда возникает такое оптическое явление, как мираж. Это связано с рефракцией световых лучей в слоях воздуха с разной температурой и плотностью. Различают верхние, нижние и боковые миражи (рис. 7.12). Они возникают как при перегреве, так и при сильном выхолаживании приземного слоя воздуха. При миражах, кроме реальных предметов, видны мнимые изображения. При нижних миражах из-за преломления световых лучей кажется, что предметы приподняты и отражаются в водной поверхности. Миражи осложняют ориентировку, затрудняют оценку условий посадки. Это должны хорошо знать и учитывать пилоты.

В пустынях с жарким климатом нередко возникают пыльные бури. Они представляют собой перенос сильным ветром большого количества пыли и песка, в результате чего видимость значительно ухудшается. Пыльные бури иногда являются причиной авиационных происшествий, в том числе и тяжелых.

Вертикальная протяженность пылевого облака обычно составляет несколько сотен метров, но может достигать и нескольких километров. Были случаи, когда пылевое облако поднималось над Ташкентом до высоты около 4 км, а над Ашхабадом даже до 9 км. Слой пыли иногда отмечался на высоте полета на воздушных трассах Ташкент—Дели, Ташкент—Кабул.

В Советском Союзе пыльные бури наиболее часты в Средней Азии, особенно в Центральных Каракумах и в районе Аральского моря. В Каракумах они, как правило, бывают весной вследствие быстрого просыхания почвы и усиления ветра, в пустыне Кызылкум — летом. В суточном ходе повторяемости пыльных бурь обычно отмечаются два максимума: в 7—10 или 10—13 ч и в 19—22 ч местного времени.

Размер территории, которую одновременно охватывает пыльная буря, определяется размером зоны со штормовым ветром над незакрепленной почвой. Чаще всего пыльные бури имеют локальный характер, но иногда развиваются над обширными районами. Наиболее длительные периоды нечетной погоды из-за пыльных бурь бывают в Туркмении.

Ухудшение видимости при пыльной буре может быть весьма значительным. Так, вблизи Аральского моря видимость при пыльной буре иногда падает до 500 м и менее, в Джусалы — до 200 м, Кызыл-Орде, Арыси, Нукусе — до нескольких метров. В Ташкенте, где пыльные бури редки и малоинтенсивны, 10 сентября 1971 г. во время пыльной бури видимость ухудшилась до 50 м, а в пригороде даже до 10 м.

Дальность видимости при пыльной буре обычно не бывает постоянной. Некоторые улучшения видимости сменяются ухудшениями, и это чередование зависит от силы ветра и его характера. Пыльная буря опасна не только ухудшением видимости, но и сильной турбулентностью.

Пыльные бури бывают на юге Азии, на Аравийском полуострове, севере Африки и в других районах. Наиболее интенсивны бури в Сахаре. Они вызываются сильными сухими горячими ветрами, имеющими местные названия (самум, хамсин, хабуб, харматан и др.). Самум поднимает в воздух огромное количество песка, небо заволакивается густой пылью, солнца из-за пыли не видно. В Египте после весеннего равноденствия длительное время дует хамсин. Он часто создает пыльные бури с очень плохой видимостью. В Судане печальную славу имеет хабуб. Обычно он начинается неожиданно, надвигается темная туча пыли, скорость ветра достигает 40—60 м/с, а иногда

и более; возникают сильные смерчи, поднимающие песок и пыль на высоту в несколько километров.

В районах с жарким климатом создаются значительные положительные отклонения температуры от ее стандартного значения. Это отрицательно сказывается на тяге двигателя, увеличивает длину пробега самолета при взлете и посадке, уменьшает скороподъемность воздушного судна.

Особенности метеорологических условий полетов в высоких широтах

В полярных широтах в течение года на всех высотах температура воздуха, как правило, ниже, чем в других широтах. Вследствие этого запасы влаги здесь менее значительны, воздух суше, что в сочетании с отсутствием источников пыли обуславливает высокую прозрачность атмосферы и хорошую видимость.

Вместе с тем в полярных областях, несмотря на исключительную чистоту и высокую прозрачность воздуха, видимость не всегда такая хорошая, как это можно было бы ожидать: здесь повсеместно наблюдается ряд явлений, как метеорологических, так и оптических, которые затрудняют ориентировку, искажают очертания предметов на расстоянии, скрадывают расстояния и т. п.

С одной стороны, это приземная температурная инверсия и направленность солнечных лучей под очень малым углом к горизонту сквозь пленку переохлажденного воздуха, с другой — обилие в морозном воздухе мельчайших ледяных кристаллов, возникающих в результате сублимации водяного пара при низких температурах. Ледяные кристаллы поступают в воздух также при сильном ветре и связанных с ним низовых метелях, поднимающих с поверхности выпавший ранее снег, который при сильных морозах всегда остается сухим. Кроме того, здесь часты и длительны периоды сумеречного освещения, когда солнце находится за горизонтом и из-за отсутствия прямых солнечных лучей все предметы не дают теней и поэтому трудно различимы, плохо опознаются, особенно с борта самолета.

По указанным причинам в полярных областях наблюдаются миражи, оптические явления вокруг светил — солнечные и лунные столбы. Из-за высокой отражательной способности снега и льда быстро наступает переутомление глаз, даже защищенных специальными очками. Обилие рассеянного света мешает правильной оценке расстояний и объективному восприятию всего видимого на местности. К характерным для полярных районов явлениям относятся снежные бури, низовые метели, после которых иногда образуется снежная мгла — морозный или ледяной туман, связанный с наличием в воздухе

большого количества кристаллов льда. Из других характерных явлений следует упомянуть белую мглу, или белую тьму, — оптическое явление, связанное с избыточностью солнечной радиации, возникающей иногда при полном покрытии неба однородными облаками верхнего яруса, сильно рассеивающими солнечный свет. При этом явлении предметы из-за отсутствия контрастности в их освещении становятся невидимыми.

На побережьях в полярных районах бывают морские туманы.

Для Антарктиды, кроме упомянутых выше явлений, характерны низовые метели (пурга, буран), связанные со стоковыми ветрами, дующими по склонам антарктического ледяного купола от его вершины (в геометрическом центре материка с наивысшей точкой около 4000 м над уровнем моря) к побережью океана. Эти метели отличаются большой свирепостью (скорость ветра до 50 м/с, температура воздуха ниже -50°C). При них в приземном слое воздуха толщиной в несколько десятков метров, помимо очень плохой видимости, (иногда всего в несколько метров), наблюдается сильная турбулентность, что делает полеты невозможными.

Рассмотрим еще некоторые особенности погоды в Арктике.

В Арктическом бассейне в холодную половину года преобладает повышенное давление и антициклоническая циркуляция. Поэтому здесь высокая повторяемость инверсий, нередко довольно глубоких.

Хотя абсолютная влажность арктического воздуха небольшая, его относительная влажность из-за низких температур высокая. В летнее время она особенно значительна. Уровень конденсации в течение года расположен на небольшой высоте. Формирующиеся в Арктике воздушные массы стратифицированы устойчиво, особенно зимой, когда часто бывают инверсии. В летнее время при длинном полярном дне солнечная радиация значительная, температура воздуха в свободной атмосфере повышается, причем повышение температуры усиливается за счет адвекции теплого воздуха из средних широт. У земной поверхности температура воздуха вследствие таяния льдов остается близкой к нулю. Это приводит к систематическим инверсиям и инверсиям. Все, вместе взятое, обуславливает формирование летом обширных зон слоистообразных облаков, а у земной поверхности — дымок и туманов. Так как уровень образования кристаллов расположен низко, облака, в том числе и нижнего яруса, преимущественно кристаллические.

Из-за холодной подстилающей поверхности, пленки относительно холодного воздуха над тающими льдами и вследствие оседания воздуха при антициклонической циркуляции термическая конвекция в центральной части Арктики развита слабо. Внутримассовые облака имеют слоистую форму, а летом, кроме

того, и слоисто-кучевую. Лишь над большими архипелагами (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа), а также над побережьями в летнее время создаются условия для развития конвекции, хотя и не очень интенсивной. Формируются кучевые и даже кучево-дождевые облака с небольшой вертикальной протяженностью.

Атмосферным фронтам Арктики присущи некоторые особенности, сказывающиеся на метеорологических условиях полетов. В частности, высота нижней границы облачных систем теплых фронтов, как правило, меньше, чем в средних широтах. В зоне фронтов в теплое время года чаще наблюдается низкая подфронтальная облачность с высотой нижней границы 100—200 м. Нередко низкие облака сливаются с фронтальным или адвективным туманом. Вдоль фронта высота нижней границы облаков, интенсивность осадков и ширина их зоны могут быть изменчивыми. Почти в течение всего года низкие облака состоят из переохлажденных капель или из смеси капель и ледяных кристаллов, вероятность обледенения при полетах в них весьма высокая.

Фронтальные облачные системы расслоены здесь гораздо больше, чем над континентом, что связано с преобладанием заполняющихся циклонов и менее благоприятными условиями для конвекции. Средняя горизонтальная протяженность облачной зоны теплого фронта в Арктике меньше, чем в умеренных широтах. Однако при активном циклогенезе даже в восточном секторе Арктики иногда наблюдаются облачные системы, занимающие по вертикали значительную часть тропосферы.

Холодные фронты Арктики имеют менее развитые облачные системы, чем холодные фронты континентальных районов средних широт. Особенно это относится к кучево-дождевым облакам, наблюдающимся в передней части фронта. Здесь они могут не иметь четко выраженную наковальню. Обострение фронта и более активное развитие кучево-дождевых облаков начинаются обычно после прохождения фронтом границы лед — вода и перемещения холодного воздуха на открытую водную поверхность. Контраст температуры в зоне фронта увеличивается вследствие различия температур воздуха над открытой водной поверхностью и льдом. Облачность холодных фронтов Арктики более расслоена, чем в средних широтах.

Поскольку в Арктике преобладают заполняющиеся циклоны, фронты окклюзии здесь обычно имеют деградирующие облачные системы. Низкая облачность, как правило, не тянется вдоль всего фронта, а зоны осадков более узкие, чем в средних широтах.

В целом в Арктике наиболее благоприятные условия для полетов наблюдаются весной — с начала марта до середины мая.

Особенности метеорологических условий полетов над большими водными пространствами

Метеорологические условия полетов над большими водными пространствами зависят от времени года и суток, а также от широты места. В низких и средних широтах они наиболее благоприятны в летнее время. В высоких широтах на границе лед—вода условия существенно осложняются туманами и низкой облачностью. Зимой над относительно теплой водной поверхностью при вторжении холодного воздуха развивается конвективная облачность, которая хотя и не очень развита по вертикали, но вследствие низкого положения уровня ледяных кристаллов быстро становится коллоидально-неустойчивой. Из облаков выпадают ливневые осадки, иногда возникают грозы. Таким образом, в отличие от континентальных районов, в холодную половину года грозы здесь бывают чаще, чем в теплую.

При полетах над акваторией морей и океанов в приэкваториальных и тропических широтах не исключена встреча с тропическими циклонами. При их обнаружении и прослеживании перемещения, а также при оценке возможных метеорологических условий полетов большую помощь оказывают спутниковые фотографии. На них четко видны облачные образования тропических циклонов, в том числе характерный глаз бури.

При организации и выполнении полетов на малых высотах над большими водными пространствами в целях обеспечения безопасности нужно тщательно учитывать степень волнения моря. Волнообразование в зависимости от силы ветра может иметь различный характер. Основными видами волнообразования являются ветровая волна, зыбь, накат, а также их сочетания. Высота волн может достигать во внутренних морях 5—5,5 м (в Балтийском море 5 м, в Средиземном море 5,5 м), а в океанах 20 м и более (в северной части Индийского океана 11,5 м, на севере Атлантики 15,6 м, в северных районах Тихого океана до 21 м).

Пилотировать воздушные суда при полетах над морем, особенно на малых высотах, очень сложно. Наиболее затруднено пилотирование при низкой облачности, поскольку видимость естественного горизонта в этих условиях практически отсутствует. В подобных случаях полеты осуществляются только по приборам. Безопасная высота полета должна рассчитываться с непременным учетом максимально возможной высоты волны.

Над побережьями континентов, где бывают значительные температурные контрасты, на больших высотах наблюдаются зоны струйных течений с характерной для них интенсивной турбулентностью.

Сущность метеорологического обеспечения полетов

Метеорологическое обеспечение полетов заключается в своевременном доведении до командно-руководящего и летного состава, работников службы движения и других должностных лиц гражданской авиации метеорологической информации, необходимой для выполнения возложенных на них обязанностей.

Метеорологическая информация — это все виды сведений о текущем и ожидаемом состоянии метеорологических элементов и явлений, а также об их климатических характеристиках, иначе говоря, это все виды сведений о фактической, будущей и прошедшей погоде.

Метеорологическое обеспечение необходимо потому, что погода является одним из факторов, который приходится учитывать при организации, выполнении, обеспечении полетов и управлении воздушным движением. Главное его предназначение — обеспечение безопасности полетов в метеорологическом отношении.

Безопасность полетов представляет собой свойство авиационной транспортной системы, заключающееся в ее способности осуществлять воздушные перевозки без угрозы для жизни и здоровья людей. Повышение уровня безопасности полетов представляет центральную и одну из наиболее актуальных комплексных проблем гражданской авиации. Весь личный состав гражданской авиации, все, кто связан с планированием, организацией, выполнением полетов и их обеспечением, упорно трудятся над тем, чтобы полеты были безопасными, регулярными и экономичными. Успешное решение этой комплексной проблемы зависит от безукоризненной работы авиационной техники, высоких качеств всех, кто эксплуатирует ее, от хорошей организации летной работы, выполнения полетов и их обеспечения.

На полеты влияет ряд факторов, в том числе и метеорологические. Анализ авиационных происшествий и предпосылок к ним

показывает, что нередко метеорологические условия бывают либо прямой, либо косвенной их причиной. По данным, публикуемым Международной организацией гражданской авиации (ИКАО), наиболее тяжелые авиационные происшествия (катастрофы) из-за погоды бывают в 6—9 % случаев от их общего числа. Но это лишь те случаи, когда метеорологические условия являются непосредственной их причиной. Если же учесть и те случаи, когда погода хотя и не была непосредственной причиной авиационного происшествия, но способствовала ему, то окажется, что примерно каждое третье происшествие прямо или косвенно связано с метеорологическими условиями.

Авиационные происшествия обычно вызываются несколькими причинами одновременно, например отказом авиационной техники, неблагоприятными метеорологическими условиями и несвоевременными или ошибочными действиями пилота и т. п. В странах-членах ИКАО одно тяжелое авиационное происшествие приходится примерно на миллион полетов. Поскольку самолеты становятся все более вместительными, последствия происшествий иногда бывают очень тяжелыми. Так, 27 марта 1977 г. в аэропорту Санта-Крус на Канарских островах произошло самое крупное в истории гражданской авиации летное происшествие. Самолет голландской авиакомпании КЛМ при взлете в тумане врезался в самолет американской авиакомпании «Пан-Америка», выруливавший на старт. В результате столкновения погибло свыше 560 человек, ранено более 70 человек.

Авиационные происшествия чаще всего бывают во время посадки самолетов, что видно из данных табл. 8.1. Посадка

Таблица 8.1

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЯЖЕЛЫХ АВИАЦИОННЫХ ПРОИСШЕСТВИЙ
В СТРАНАХ-ЧЛЕНАХ ИКАО ПО ЭТАПАМ ПОЛЕТА (1961—1967 гг.)

Этап полета	Повторяемость, %
Взлет и набор высоты	13,1
Крейсерский полет	32,4
Снижение	12,0
Заход на посадку и посадка	42,5

является наиболее сложным, трудным и ответственным этапом полета. Даже при простых метеорологических условиях, хорошей видимости и при достаточной высоте облаков осуществить посадку в ряде случаев бывает нелегко. Если же метеорологические условия близки к минимуму, она особенно трудна.

От года к году число авиационных происшествий может изменяться, иногда довольно существенно. Авиационные происшествия при сложных метеорологических условиях бывают во все месяцы года, но преимущественно с ноября по март (около

58 % случаев). По сезонам они распределяются следующим образом: зимой 26,8 %, весной 35,7 %, летом 17,3 %, осенью 20,2 %.

В Советском Союзе авиационные происшествия по метеорологическим условиям и предпосылки к ним расследуются с участием представителей Госкомгидромета или его оперативных органов в аэропортах. Это участие оформляется согласно порядку, установленному в Министерстве гражданской авиации.

При расследовании авиационных происшествий требуется очень тщательно и всесторонне проанализировать условия, вскрыть причины, приведшие к происшествию, с тем, чтобы наметить и претворить в жизнь меры, предотвращающие происшествия и предпосылки к ним. Объективность расследования, его глубина, выявление истинных причин происшествия, проведение эффективных мер по предотвращению происшествий — залог их искоренения, высокой безопасности полетов.

Расследуя авиационное происшествие, необходимо также оценить и метеорологические условия, при которых оно произошло, установить, как они повлияли на происшествие, оценить качество метеорологического обеспечения, выяснить правильность действия должностных лиц, связанных с выполнением полета, его управлением и обеспечением, если имелись нарушения требований документов, регламентирующих порядок производства полетов и их обеспечения, установить степень вины должностных лиц, допустивших нарушение.

Вся работа по расследованию регламентируется соответствующими документами и ведется в порядке, установленном в гражданской авиации.

Анализ работы авиационных подразделений гражданской авиации и оперативных подразделений Госкомгидромета в аэропортах показывает, что там, где хорошо организовано и тщательно осуществляется метеорологическое обеспечение полетов, нет авиационных происшествий и предпосылок к ним из-за погоды.

Погода и авиационные происшествия из-за столкновений самолетов с птицами

Возрастающие с каждым годом потоки самолетов в воздухе, резкое увеличение их скоростей в связи с переходом на реактивную технику, непрерывное расширение применения авиации в народном хозяйстве, особенно на авиационных работах, где полеты осуществляются главным образом на предельно малых высотах, привели к тому, что участились случаи столкновения самолетов с птицами во время полетов.

В первые десятилетия существования авиации из-за малочисленности самолетов и эпизодического характера полетов, а также благодаря тому, что самолеты были винтомоторными

и двигатель был защищен винтом от возможного повреждения при столкновении с птицами, вероятность столкновения и аварийных ситуаций была незначительной. Тем не менее еще в начале XX в. были отдельные случаи столкновения самолетов с птицами, имевшие тяжелые последствия. Например, в 1912 г. в Калифорнии в результате столкновения самолета с птицей погиб летчик-испытатель.

Небольшие скорости самолетов позволяли пилоту заметить в полете стаю птиц и осуществить маневр, исключающий столкновение или снижающий отрицательные последствия от него. Кроме того, обычно и сами птицы стремятся избежать столкновения, - которое при малых скоростях самолетов гораздо менее вероятно.

Большие скорости полетов самолетов не позволяют ни пилотам, ни птицам избежать столкновения, если птицы оказываются на пути самолетов. При больших скоростях резко увеличивается сила удара птицы. Сила удара пропорциональна квадрату скорости полета самолета. Так, сила удара о самолет птицы массой 1800 г при скорости полета самолета 480 км/ч равна 137 340 Н, а при скорости полета 960 км/ч 559 170 Н. Вот почему столкновение может приводить к повреждению обшивки самолета, иногда к ее разрыву, к разрушению остекления кабины, а при попадании птицы в двигатель к его повреждению. Имеются многочисленные примеры подобных последствий. Немало случаев и с тяжелыми последствиями. Так, 31 октября 1964 г. при столкновении самолета с гусем погиб американский космонавт Фримен; в США при столкновении с птицами самолета «Электра» погибло 62 человека.

Гражданская авиация нашей страны несет большие убытки из-за столкновений самолетов с птицами, поскольку ежегодно происходит несколько сотен столкновений с птицами. Каждый год из-за повреждений от столкновений с птицами приходится досрочно снимать двигатели с десятков самолетов разного типа. Газета «Советский авиатор» (от 22 июля 1968 г.) сообщала, например, что 6 июля 1968 г. в Одессе во время разбега самолет Ил-18 при скорости 220 км/ч столкнулся со стаей грачей и голубей. Было сбито 40 птиц, остановились два двигателя, и лишь благодаря умелым действиям пилота удалось предотвратить тяжелое последствие столкновения, хотя потом пришлось заменить все четыре двигателя. Много других примеров можно найти в книге В. Э. Якоби «Биологические основы предотвращения столкновений самолетов с птицами», из которой взяты приведенные выше примеры.

Столкновения с птицами тесно связаны с состоянием атмосферы, поскольку она является средой обитания птиц. Прежде всего имеется четкая связь с сезонами года. В зимнее время столкновений мало. Весной увеличение столкновений связано с весенней миграцией птиц. Летом и в начале осени отмечается

по максимуму. Летний максимум объясняется массовым вылетом из гнезд молодых птиц, увеличением общего числа птиц и тем, что молодняк летает еще плохо и слабо ориентируется. Многие птицы гнездятся вблизи аэродромов: в равнинной местности, поймах рек, в кустарниках и т. п. Осенний максимум связан с тем, что в это время птицы слетаются в стаи, готовясь к отлету.

Весенние перелеты птиц чаще всего происходят при попутном ветре, повышении температуры, понижении влажности, отсутствии метеорологических явлений. Миграционные плотности максимальны в тыловой части антициклона, в передней части циклона и в зоне размытого теплого фронта. Миграция полностью прекращается в центре и в тыловой части циклона, в передней части антициклона с неустойчивой воздушной массой, в активной фронтальной зоне.

Конкретный характер погоды, степень сложности метеорологических условий полетов отражаются и на вероятности столкновений. При хорошей погоде более вероятны и полеты птиц, и полеты самолетов, в результате чего вероятность столкновений в благоприятных метеорологических условиях больше.

Повторяемость столкновений имеет не только годовой, но и суточный ход. Более 40 % столкновений приходится на период от 8 до 12 ч, около 69 % — на период от 8 до 16 ч, в то время как на часть суток от 20 до 4 ч приходится только около 8 % случаев.

Некоторые птицы летают и ночью. Отмечались случаи попадания самолетов ночью в большие стаи птиц, иногда даже дневных. Нужно иметь в виду, что ночью и полеты самолетов бывают реже. Повторяемость столкновений с птицами распределяется между дневным и ночным временем следующим образом: в дневное время при простых метеорологических условиях происходит 64 % столкновений, в сложных метеорологических условиях 11 %, в ночное время — соответственно 20 и 5 %.

Данные о повторяемости столкновений самолетов гражданской авиации с птицами на разных этапах полета и при авиационных работах приведены ниже:

	Взлет	Полет по маршруту	Посадка	Авиационные работы
Повторяемость, % . . .	31,0	24,2	32,5	12,3

Как видим, на этапы взлета и посадки приходится более 63 % всех зафиксированных столкновений с птицами.

Повторяемость столкновений при различной скорости полета самолетов разная:

Скорость полета, км/ч	< 100	100—200	200—300	300—400	400—500	500—600	600—700	700—800
Повторяемость, %	2,2	51,7	24,4	13,7	4,3	2,0	1,3	0,4

Как следует из этих данных, большинство столкновений имеет место при скоростях полета не более 300 км/ч.

Данные о повторяемости столкновений на разных этапах полета хорошо согласуются с данными о повторяемости столкновений при разных скоростях полета. Взлет и посадка самолетов осуществляются при небольших скоростях полета. Именно при таких скоростях полета чаще всего и происходят столкновения.

Представление о зависимости повторяемости столкновений от высоты полета можно получить из следующих данных:

Высота, м	< 20	20—100	100—300	300—600	600—1500	1500—2500	2500—5000	5000—7000	> 7000
Повторяемость, %	44,0	17,6	12,6	12,4	6,1	4,7	2,1	0,4	0,1

Преимущественные высоты столкновений меньше 300 м: на этих высотах повторяемость столкновений равна 74,4 %, причем на высоты до 20 м приходится 44 % всех столкновений. Повторяемость столкновений на высотах до 1500 м составляет около 93 %. Выше 5 км отмечаются лишь отдельные случаи столкновений (0,5 %).

Предотвращение столкновений с птицами в полете является актуальной проблемой гражданской авиации. Для этой цели применяются как пассивные, так и активные меры. Пассивные меры состоят в том, чтобы по возможности не летать там, где вероятна встреча с птицами и столкновение с ними. Однако только пассивными мерами нельзя полностью предотвратить столкновения в полете.

Более эффективны активные меры, состоящие в том, что птиц отпугивают. Накоплен целый арсенал различных средств отпугивания. Это пиротехнические средства, основанные на отпугивании сильным взрывом и яркой вспышкой огня, акустические (шумовые) и пироакустические. Для снижения численности птиц и их отпугивания применяются химические средства. Хищные птицы, собаки и пугала также используются для отпугивания птиц. Однако не все средства одинаково эффективны и надежны.

Большую помощь в изучении миграции птиц и их полетов оказывает радиолокация. Радиолокаторы являются новым важным средством получения информации о перелетах птиц и предотвращения столкновений с птицами за пределами аэродрома.

Организация метеорологического обеспечения полетов в гражданской авиации

Поскольку погода либо способствует выполнению полетов, либо препятствует им, либо вовсе исключает возможность их осуществления, командно-руководящий и летный состав, работники всех служб, обеспечивающих полеты, должны быть хорошо осведомлены о метеорологических условиях летной ра-

боты. При этом осведомленность должна быть постоянной. Если погода благоприятная для полетов, нужно знать, как долго она сохранится; если погода плохая, нелетная, тем более необходима информация о времени и характере ее улучшения.

Для обеспечения безопасности ни один полет в гражданской авиации не совершается без предварительного тщательного анализа погоды и ее влияния на полеты. В связи с этим и организуется метеорологическое обеспечение полетов.

В Советском Союзе метеорологическое обеспечение гражданской авиации организует Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды (Госкомгидромет). Порядок метеорологического обеспечения полетов определяется «Наставлением по метеорологическому обеспечению гражданской авиации» (НМОГА).

Непосредственное метеорологическое обеспечение гражданской авиации осуществляют оперативные подразделения Госкомгидромета, которые находятся в аэропортах (на аэродромах). К ним относятся: Московский главный авиаметцентр (МГАМЦ), зональные авиаметцентры (ЗАМЦ), авиаметцентры (АМЦ), авиаметстанции (АМСГ), оперативные группы (ОГ) и авиаметпосты (АМП). Эти подразделения Госкомгидромета в оперативном отношении подчиняются командирам авиапредприятий (заместителям начальников аэропортов по движению) (рис. 8.1).

Авиаметцентры (АМСГ с учетом их разряда) обеспечивают командный и летный состав, работников службы движения и аэродромной службы необходимой метеорологической информацией и документацией в объеме, предусмотренном НМОГА. Главной задачей оперативных подразделений Госкомгидромета является обеспечение безопасности полетов в метеорологическом отношении, содействие повышению регулярности и экономичности полетов.

Гражданская авиация предъявляет к метеорологическому обеспечению определенные требования. Они состоят в том, чтобы метеорологическое обеспечение было своевременным, полным и высококачественным.

Своевременность метеорологического обеспечения означает обеспечение командного и летного состава, работников службы движения и других должностных лиц гражданской авиации необходимой метеорологической информацией в установленные сроки согласно заявкам или в периоды времени, вытекающие из документов, определяющих порядок метеорологического обеспечения. Своевременность обеспечения включает также обеспечение данными об опасных для авиации метеорологических явлениях для принятия заблаговременных мер по обеспечению безопасности полетов, сохранности

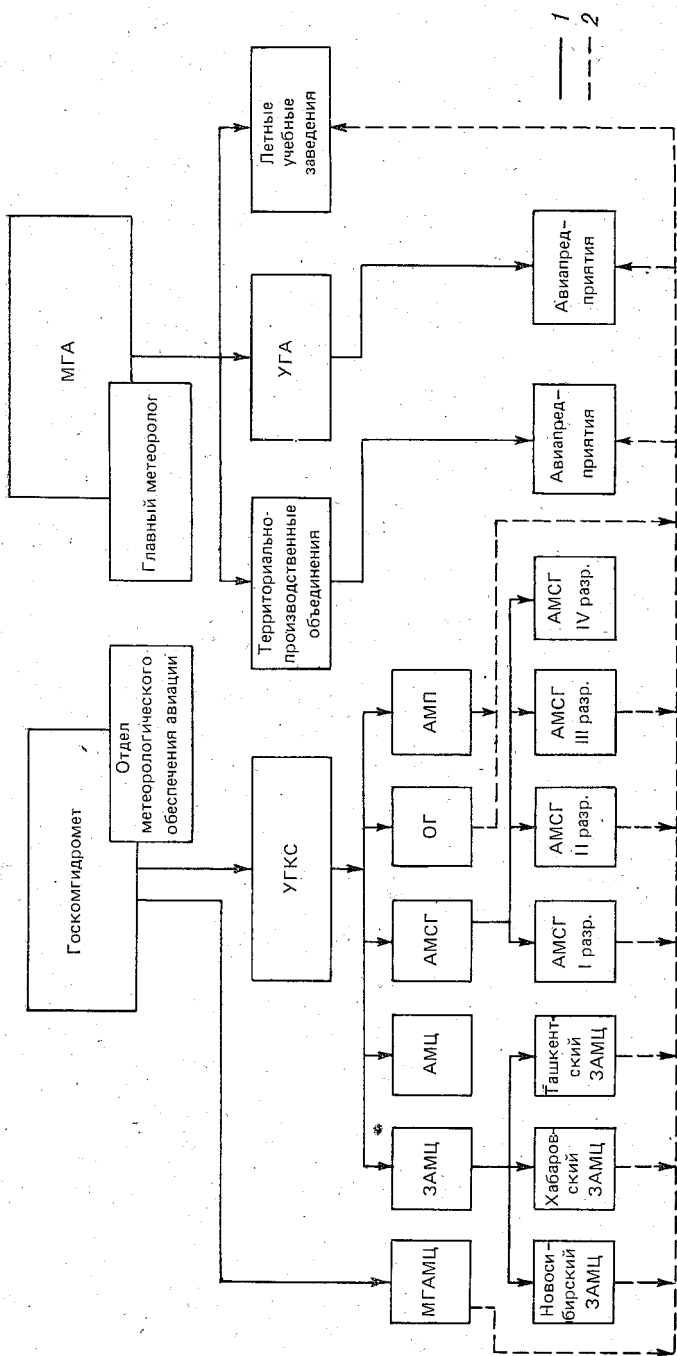


Рис. 8.1. Принципиальная схема метеорологического обеспечения гражданской авиации. 1 — линия соподчинения, 2 — линия направления метеобеспечения.

материальной части на земле; снижения материального ущерба от стихийных явлений природы.

Полнота метеорологического обеспечения заключается в представлении указанным выше должностным лицам метеорологической информации о фактическом и ожидаемом состоянии погоды, по объему и содержанию достаточной для оценки и учета метеорологических условий как в период планирования летной работы, так и во время принятия решения на их проведение и при непосредственном осуществлении мероприятий (полетов).

Высокое качество метеорологического обеспечения заключается в высоких его результатах, в действительности обеспечения и помощи командованию, летному и диспетчерскому составу, в наиболее полном учете метеорологических условий при планировании, организации и осуществлении различных мероприятий, в оказании помощи по производству регулярных полетов с высокими экономическими показателями без авиационных происшествий и предпосылок к ним по метеорологическим условиям.

Реализация этих требований постоянно находится в центре внимания оперативных подразделений Госкомгидромета. Эти требования реализуются путем непрерывного совершенствования метеорологического обеспечения полетов, повышения личным составом подразделений специальных знаний и навыков, поддержания высокой трудовой дисциплины и порядка в метеорологических подразделениях, воспитания у личного состава высоких моральных качеств и чувства ответственности за точное выполнение порученного дела.

Оперативные подразделения Госкомгидромета, находящиеся в аэропортах и осуществляющие непосредственное метеорологическое обеспечение полетов, организуют свою работу в соответствии с требованиями «Наставления по производству полетов в гражданской авиации» (НППГА) и НМОГА. Работа строится таким образом, чтобы метеорологические подразделения всегда имели информацию, требующуюся для обеспечения полетов.

Метеорологические подразделения в этих целях осуществляют обширный комплекс работ: регулярно производят метеорологические и аэрологические наблюдения; собирают и распространяют метеорологическую информацию, используя имеющиеся технические средства; дают штормовые оповещения и предупреждения об опасных для авиации метеорологических явлениях; разрабатывают и представляют командованию, летному и диспетчерскому составу авиационные прогнозы погоды согласно установленному порядку, а также данные о фактической погоде на своем и запасных аэродромах, в пунктах посадки по маршрутам и районам полетов; при непосредственном обеспечении полетов постоянно взаимодействуют с диспет-

черским составом и другими должностными лицами, руководящими полетами и обеспечивающими их; взаимодействуют с метеорологическими подразделениями других ведомств; анализируют результаты работы по метеорологическому обеспечению, намечают и реализуют мероприятия, направленные на улучшение качества метеорологического обеспечения гражданской авиации.

Метеорологическое обеспечение может быть успешным лишь при комплексном выполнении всей перечисленной работы.

На протяжении истории авиации и метеорологической службы сложились определенные принципы метеорологического обеспечения. К основным принципам относятся непрерывность, оперативность, эффективность и надежность.

Непрерывность метеорологического обеспечения состоит в непрерывной работе метеорологических подразделений, обеспечивающих полеты, в готовности в любое время предоставить командованию, летному и диспетчерскому составу, а также соответствующим службам, обеспечивающим полеты, необходимую метеорологическую информацию согласно заявкам и установленному порядку.

Непрерывность метеорологического обеспечения достигается несением круглосуточных дежурств в метеорологических подразделениях, выполнением необходимого объема работ, установленного НМОГА и дополнительными распоряжениями и указаниями.

Оперативность (своевременность) реализуется в быстром осуществлении мероприятий по обеспечению полетов. Она базируется на знании задач, решаемых летными подразделениями (в объеме, требующемся для организации и осуществления метеорологического обеспечения), на знании расписания движения самолетов и заявок на метеорологическое обеспечение, на внесении корректив в запланированную работу, в том числе на внесении корректив в ранее выданные прогнозы погоды, если характер погоды неожиданно изменился и прогнозы погоды не оправдываются.

Для целей оперативности метеорологические подразделения заблаговременно организуют работу с учетом возможных (непредвиденных) изменений погоды; осуществляют необходимые контакты с пилотами и лицами, руководящими полетами и управляющими воздушным движением; поддерживают в постоянной готовности технические средства метеослужбы; при необходимости используют каналы связи УВД для сбора метеорологической информации и доведения ее до потребителей; взаимодействуют с другими метеорологическими подразделениями. Для обеспечения оперативности метеоподразделения ведут работу по непосредственному метеорологическому обеспечению полетов вблизи от командно-диспетчерского пункта

(КДП) или на нем, а метеорологические наблюдения производят в районе стартового диспетчерского пункта (СДП).

Эффективность метеорологического обеспечения состоит в его результативности, действенности. Обеспечение должно быть целеустремленным, направленным на решение конкретных задач. Его результатом должна быть конкретная помощь командованию, летному и диспетчерскому составу в выполнении планов летной работы при высокой безопасности полетов в метеорологическом отношении, их регулярности и экономичности.

Надежность метеорологического обеспечения — это степень безотказности работы личного состава и технических средств.

Метеорологические и аэрологические наблюдения в аэропортах. Сбор и распространение метеорологической информации

Для обеспечения полетов оперативные метеорологические подразделения в аэропортах ведут метеорологические и аэрологические наблюдения, определяют фактическую погоду. Порядок работы установлен НМОГА.

В аэропортах, имеющих системы посадки, наблюдения за погодой, производятся с наблюдательного пункта, организуемого в районе рабочего старта (СДП). На специально оборудованной метеорологической площадке производятся наблюдения за количеством и формой облаков, высотой их нижней границы (вертикальной видимостью), горизонтальной видимостью, метеорологическими явлениями, направлением и скоростью ветра, атмосферным давлением, температурой и влажностью воздуха, закрытием гор и искусственных препятствий, если они есть вблизи аэродрома и осложняют взлет и посадку самолетов и вертолетов.

Если в аэропорту системы посадки нет, метеорологические наблюдения производятся вблизи КДП с места, имеющего хороший обзор летного поля и подходов к нему.

Наряду с основными наблюдениями на СДП в тех аэропортах, где есть системы посадки, производятся дополнительные наблюдения за высотой нижней границы облаков (вертикальной видимостью), горизонтальной видимостью и опасными метеорологическими явлениями в районе ближнего приводного радиомаркерного пункта (БПРМ). Наблюдения за погодой на БПРМ не производятся в тех аэропортах, у которых низший минимум по высоте облаков превышает 200 м.

Метеорологические наблюдения в аэропортах производятся ежечасно; при выполнении полетов на аэродроме и в тех случаях, когда аэродром является запасным, они ведутся через каждые 30 мин. Если погода становится близкой к наивысшему

минимуму аэродрома для посадки воздушных судов, начиная с высоты нижней границы облаков, большей этого минимума на 100 м, или с видимости, большей минимума на 500 м, а также при скорости ветра, равной максимально допустимой (с учетом направления), производятся учащенные наблюдения за этими элементами — через 15 мин. Кроме того, по запросу диспетчера в любое время производятся дополнительные метеорологические наблюдения. Вместе с тем в период между указанными сроками осуществляются наблюдения за всеми изменениями погоды, особенно за возникновением, развитием и окончанием опасных для авиации метеорологических явлений.

В тех случаях, когда из-за осадков или тумана высоту нижней границы облаков определить невозможно, измеряется вертикальная видимость, которая отождествляется с высотой нижней границы облаков. На аэродромах, где магнитное склонение составляет 5° и более, направление ветра у земли и на высоте полета по кругу указывается от магнитного меридиана.

Самолеты Аэрофлота доставляют пассажиров в тысячи пунктов. Кроме того, создается много посадочных площадок для разного рода работ. Из всех этих пунктов нужна метеорологическая информация. Однако не во всех пунктах есть оперативные метеорологические подразделения. На аэродромах и посадочных площадках, где нет оперативных органов Госкомгидромета, метеорологические наблюдения производятся работниками гражданской авиации, прошедшими специальную подготовку. Допуск их к наблюдениям осуществляется согласно порядку, принятому Госкомгидрометом и МГА.

Должностными лицами АМСГ (АМЦ) и аэропорта в каждом аэропорту составляется Порядок производства метеорологических наблюдений на данном аэродроме и доведения метеоинформации до работников управления воздушным движением с учетом конкретных условий аэропорта. В документе отражается место и сроки метеорологических наблюдений, порядок, способы и очередность передачи метеорологической информации диспетчерам службы движения.

Официальными данными о погоде на аэродроме, по которым принимается решение на взлет и посадку (прием и выпуск) самолетов и вертолетов, являются данные наблюдений АМСГ (АМЦ). Если имеются расхождения в значениях высоты нижней границы облаков, полученных в результате приборных измерений на АМСГ и сообщенных при посадке экипажами самолетов и вертолетов, то по указанию руководителя полетов (диспетчера) метеонаблюдатель обязан произвести контрольные измерения высоты облаков, которые являются официальными.

Подразделения Госкомгидромета используют в оперативной работе сведения о погоде, получаемые от экипажей самолетов и вертолетов в период полета и после посадки.

Когда высота нижней границы облаков измеряется на БПРМ, в сведения о погоде включаются данные этих наблюдений. В случае одновременных наблюдений за видимостью со старта и БПРМ в передаваемую информацию включается одно значение видимости. Если значение видимости, определенное с БПРМ, больше расстояния от БПРМ до начала ВПП, то в сведения о погоде включается значение видимости на ВПП; если меньше, то включается наименьшее из значений, измеренных на ВПП и с БПРМ. Если аэродромы оборудованы системами огней высокой интенсивности (ОВИ), по специальным таблицам (или с помощью автоматического устройства) вычисляется дальность видимости ОВИ, которая включается в сведения о погоде с обозначением «ОВИ».

На аэродромах производятся также шаропилотные наблюдения за ветром на высотах. Они используются для определения направления и скорости ветра на высоте круга. Когда облака ниже высоты круга, для этой высоты дается прогностический ветер.

Оперативные подразделения Госкомгидромета осуществляют сбор и распространение метеорологической информации.

Сбор метеорологической информации включает получение данных наблюдений за погодой в метеоподразделениях Госкомгидромета и других ведомств; сведений об ожидаемой погоде на аэродромах посадки, на запасных аэродромах и на трассах полетов; факсимильных карт с метеорологическими и аэрологическими данными, метеорологических и аэрологических сводок для составления карт погоды; данных радиозондирования в районах аэродромов и на авиатрассах; сведений о погоде, поступающих с бортов самолетов, и результатов разведки погоды; оповещений и предупреждений об опасных для авиации явлениях погоды; данных наблюдений, производившихся с помощью МРЛ и метеорологических искусственных спутников Земли (МИСЗ); гидрометеорологической информации о состоянии гидроаэродромов; гидрометеорологической информации о состоянии ледяного покрова (при полетах над акваториями морей в холодное время года) и т. п.

Распространение метеорологической информации — это передача в установленные адреса результатов метеорологических и аэрологических наблюдений; оповещений о возникновении опасных для авиации явлений погоды и предупреждений о возможности их появления на аэродроме (на авиатрассе, в районе полета, на посадочной площадке и др.); сведений о бортовой погоде и результатов разведки погоды; данных наблюдений МРЛ и МИСЗ (при наличии наблюдений); прогнозов погоды и консультаций.

Принципиальная схема сбора и распространения метеорологической информации приведена на рис. 8.2.

Оперативные метеорологические подразделения для проведения метеонаблюдений, сбора и распространения метеоданных располагают необходимыми метеорологическими и аэроло-

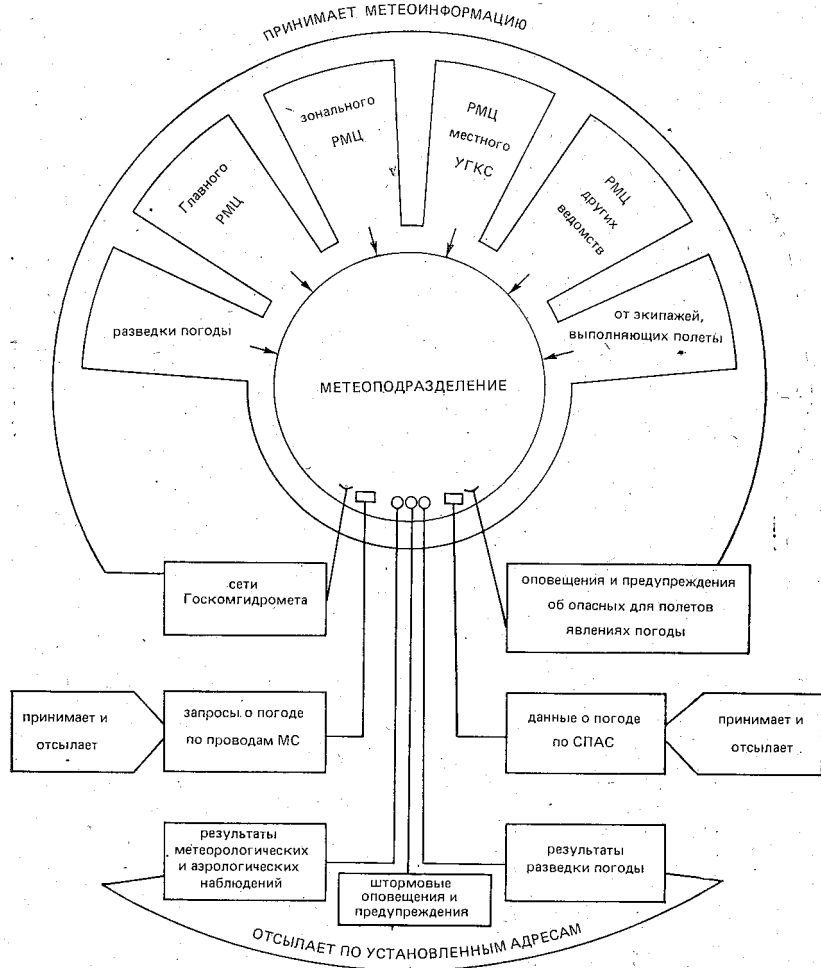


Рис. 8.2. Принципиальная схема сбора и распространения метеорологической информации.

гическими приборами, техническими средствами и оборудованием. Приборы и оборудование устанавливаются согласно схемам и типовому размещению с учетом особенностей расположения объектов на аэродроме. Для сбора и распространения метеоинформации метеорологические подразделения используют средства специальной авиационной связи (СПАС), ка-

налы связи МГА и арендуемые радио- и проводные средства связи Министерства связи.

Метеорологическая информация, используемая при метеорологическом обеспечении авиации

При метеорологическом обеспечении авиации используется различная метеоинформация. Особенно разнообразна она при обеспечении полетов по воздушным трассам большой протяженности и при полетах сверхзвуковых транспортных самолетов. Основу метеоинформации составляют наблюдения и инструментальные измерения. Командный, летный и диспетчерский состав обеспечивается главным образом обработанными и переработанными результатами метеорологических наблюдений в виде различных сведений о метеорологических условиях полетов и авиационных прогнозов погоды.

Источники метеоинформации — средства метеорологических и аэрологических наблюдений в аэропортах, наземная союзная и ведомственная метеосеть, сеть международного обмена, сеть автоматических станций, средства разведки погоды, метеорологическая космическая система.

Средства метеорологических и аэрологических наблюдений в аэропортах

Это приборы и оборудование оперативных органов Госкомгидромета, находящихся в аэропортах, с помощью которых осуществляются метеорологические и аэрологические наблюдения. С их помощью получают метеорологические и аэрологические данные, используемые для метеорологического обеспечения полетов.

Метеорологическая информация с наземной метеосети

Наземная метеорологическая сеть состоит из союзной сети метеостанций (сети станций Госкомгидромета), ведомственной сети (сети метеостанций разных ведомств) и сети станций международного обмена. Сеть станций Госкомгидромета состоит примерно из 3500 гидрометеостанций и 8000 различных постов. Среди них большое значение имеют синоптические станции — метеорологические станции, сведения которых используются при составлении синоптических карт. Синоптические карты являются основой прогностической работы в метеорологических подразделениях. Метеорологическая информация, получаемая со станций союзной и ведомственной сети, обладает высокой точностью количественных измерений метеорологических элементов и явлений. Метеорологические

подразделения взаимно обмениваются метеоинформацией, что позволяет иметь сведения о погоде, необходимые для обеспечения полетов. Особенно важны данные о низкой облачности и ограниченной видимости, а также об опасных для авиации явлениях погоды.

Недостатком этой метеоинформации является ее пространственная дискретность: она характеризует состояние погоды в пункте наблюдения и на небольшой прилегающей территории. При этом чем меньше высота облаков, тем хуже условия обзора с метеостанции, тем больше дискретность результатов наблюдений за облачностью. Но для обеспечения авиации нужны непрерывные данные, характеризующие погоду в любой точке воздушной трассы (района полета). Кроме того, сеть станций покрывает только сравнительно небольшую часть нашей планеты, поэтому информация не поступает со значительных по площади территорий (с акваторий морей и океанов, из пустынных, горных и таежных районов и т. п.); 71 % площади земного шара занимает Мировой океан, откуда поступают лишь отдельные метеосведения.

Метеорологическая информация, получаемая со станций международного обмена, обладает теми же качествами, что и информация союзной метеосети. На основе межгосударственной договоренности страны посылают результаты метеонаблюдений на станциях своей страны в международные пункты сбора метеоинформации, откуда они передаются в эфир. Страны с большими территориями сами осуществляют радиовещание метеоданных. Для целей передачи метеоинформации используются также проводные каналы связи. Это позволяет составлять карты погоды не только для территории своей страны, но и для территории целых регионов (например, Евразии, Африки и т. п.).

Сеть автоматических станций

Основываясь только на информации, получаемой от наземной метеосети, невозможно обеспечить полеты по большим маршрутам, проходящим в ряде случаев над горами, морями, пустынями, тайгой. Это относится в первую очередь к международным воздушным трассам и к воздушным трассам сверхзвуковых транспортных самолетов (СТС). Поскольку в нашей стране имеются малообжитые районы с редкой сетью наземных метеостанций, давно возникла необходимость получать метеоданные из этих районов с помощью автоматических станций.

К настоящему времени сконструирован и находится в эксплуатации ряд автоматических метеорологических (гидрометеорологических) станций, стационарных и дрейфующих. Например, некоторые из автоматических станций устанавливаются на дрейфующих льдах Арктики. Четыре раза в сутки они пе-

редают сведения об основных метеорологических элементах и явлениях. Береговые пеленгационные станции определяют координаты автоматических станций, что позволяет получить сведения о месте их нахождения. Используются морские и океанические автоматические гидрометеорологические станции, сообщающие многие характеристики состояния атмосферы у подстилающей поверхности, а также состояния моря (океана). Однако они не производят аэрологических наблюдений.

Автоматические станции можно использовать и в районах с густой сетью станций, чтобы заменить наблюдателей. Для этой цели сконструированы автоматические телеметрические гидрометеорологические станции типа УАТГМС-4. Они установлены, например, на территории Белорусской ССР, где на протяжении ряда лет проводятся крупные эксперименты по автоматизации метеорологических наблюдений, сбора, переработки метеоинформации, ее распространения и доведения до потребителей. УАТГМС-4 выдает информацию непосредственно в принятых физических величинах, осуществляет измерения с небольшими погрешностями. В частности, она измеряет атмосферное давление, температуру и влажность воздуха, направление и скорость ветра, высоту нижней границы облаков, метеорологическую дальность видимости, количество жидких осадков и т. п. Это важная для метеообеспечения полетов информация. Однако станция не может определить очень существенные для авиации величины, например количество облаков, их ярусность и форму, а также некоторые опасные для полетов метеорологические явления. Эти недостатки станции приходится компенсировать ручным вводом соответствующих метеоэлементов и явлений.

В последнее время все большее значение приобретают аэродромные автоматические метеорологические станции. Необходимость в них вызвана тем, что в сложную погоду при плотных потоках самолетов требуется большая частота метеорологических наблюдений. Кроме того, в аэропортах внедряются автоматизированные системы управления воздушным движением. В эти системы наряду с другими видами информации вводится метеорологическая информация, которая должна поступать с необходимой периодичностью, а также в любое необходимое время. Без автоматизированных устройств это осуществить невозможно.

В качестве примера автоматической станции, предназначенной для обеспечения авиации, можно привести комплексную радиотехническую автоматическую метеорологическую станцию (КРАМС). Станция предназначена для автоматического измерения и регистрации по заложенной программе метеорологических параметров и для выдачи сведений о них непосредственно на индикаторные устройства диспетчеру или руководителю полетов, а также другим потребителям информации. Она

используется и для распространения метеоданных по телефонной и радиосети в форме речевых метеорологических справок. Станция автоматически кодирует метеоданные и в форме телеграммы передает на узел связи.

КРАМС позволяет измерять и вычислять около 20 метеорологических параметров. Измерение и выдача информации производится через 0,5, 1 и 3 ч, при необходимости через 5 и

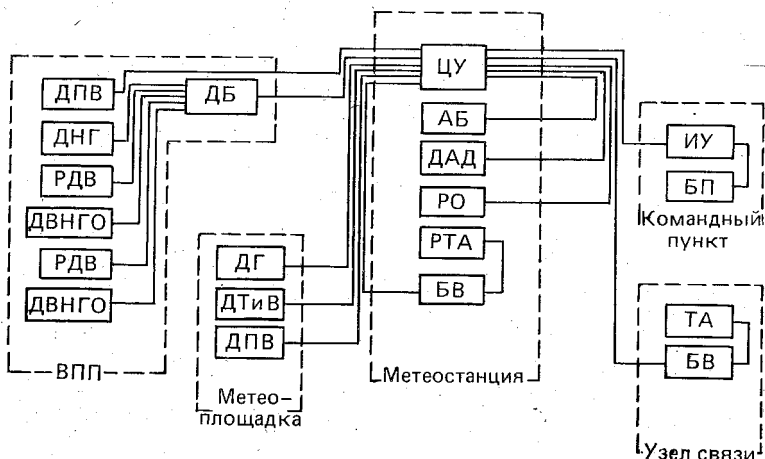


Рис. 8.3. Блок-схема расположения датчиков КРАМС.

ЦУ — центральное устройство, ДБ — дистанционный блок, ДПВ — датчик параметров ветра, ДНГ — датчик наличия гололеда, РДВ — регистратор дальности видимости, ДВНГО — датчик высоты нижней границы облаков, ДГ — датчик гроз, ДТив — датчик температуры и влажности воздуха, АБ — аккумуляторная батарея, ДАД — датчик атмосферного давления, РО — речевой ответчик, РТА — рулонно-телеграфный аппарат, БВ — блок вызова, ИУ — индикаторное устройство, БП — блок питания, ТА — телеграфный аппарат.

10 мин. При возникновении в районе аэродрома таких опасных для полетов метеорологических явлений, как низкая облачность, плохая видимость, сильный ветер, гололед на ВПП и др., КРАМС автоматически формирует и выдает на узел связи телеграмму в форме «Шторм». Одновременно соответствующие данные отображаются на индикаторных устройствах и записываются для выдачи на речевом ответчике.

Ввиду того что КРАМС не может автоматически измерять количество облаков, определять их форму и ярусность, фиксировать туман, снег и т. п., в ней предусмотрен ручной ввод этих характеристик, определяемых наблюдателем и вручную вводимых в метеотелеграммы.

Часть датчиков станции расположена непосредственно в помещении метеоподразделения, часть — на метеоплощадке, остальные установлены на ВПП и командном диспетчерском

пункте. Блок-схема расположения датчиков приведена на рис. 8.3.

У автоматических станций большое будущее. Развитие автоматических средств измерения расширяет возможности использования автоматических метеорологических станций. И хотя они сообщают пока не все нужные для обеспечения авиации метеорологические параметры, со временем число этих параметров будет расти. В частности, будет найден способ автоматически измерять количество облаков и определять их форму и ярусность. Об этом говорят успехи лазерной техники, применение в метеорологии теории распознавания образов и т. п.

Средства разведки погоды

Разведка погоды является очень важным средством получения метеорологической информации, требующейся для обеспечения безопасности полетов. Она может проводиться с помощью разных средств: самолетов (воздушная разведка погоды), радиолокаторов (радиолокационная разведка погоды), путем пеленгования атмосфериков, с помощью дрейфующих аэростатов. Наиболее распространенной является воздушная и радиолокационная разведка погоды.

Воздушная разведка погоды в гражданской авиации используется для определения возможности полетов по Правилам визуальных полетов (ПВП) при сложных метеорологических условиях. Решение на ее проведение принимает командир авиапредприятия (подразделения). Для разведки используются самолеты без пассажиров на борту. К участию в разведке погоды привлекаются синоптики АМСГ (АМЦ). Нередко данные разведки погоды являются основным материалом для изучения и уточнения метеорологической обстановки, оценки условий полетов и принятия решения о возможности полетов.

Принимая решение на проведение разведки погоды, командир авиапредприятия (подразделения) учитывает метеорологическую обстановку, которая докладывается ему начальником АМСГ (АМЦ) или дежурным синоптиком. Принимают необходимые меры для обеспечения безопасности полета самолета, осуществляющего разведку погоды.

Командиру самолета — разведчика погоды выдается соответствующее задание, указывается маршрут, профиль, время и продолжительность полета, радиоданные для связи, запасные аэродромы и их минимум, сроки и способы передачи результатов разведки погоды. Экипаж разведки погоды подробно консультируется метеорологами. При консультации обращается

внимание на то, какие метеорологические явления и районы нужно разведать подробнее, какие опасные для полетов метеоявления могут встретиться в полете. Командир получает указание, при встрече с какими метеоявлениями он должен прекратить полет.

Метеорологическая информация, получаемая от разведчика погоды, может быть очень содержательной, особенно в отношении облачности, осадков, видимости, условий полетов в облаках. В частности, можно получить ценную информацию о высоте нижней и верхней границы облаков, их расслоенности, толщине облачных слоев и безоблачных прослоек, о видимости под облаками, метеоявлениях, ухудшающих видимость, об опасных для полетов метеорологических явлениях и их интенсивности и т. д.

Экипажи самолетов, осуществляя полеты, должны следить за погодой, чтобы не быть застигнутыми врасплох опасными метеорологическими явлениями. Сведения о погоде, наблюдаемой в полете и передаваемой диспетчерской службе, называются бортовой погодой. Эти сведения очень ценны для анализа условий полетов. Они позволяют экипажам, готовящимся к полету, более обстоятельно выяснить метеоусловия предстоящего полета. Метеоинформация, полученная с бортов самолетов, производящих посадку, дает возможность следующим за ними экипажам точнее определить условия захода на посадку.

Радиолокационная разведка погоды выполняется с помощью радиолокаторов. В этом случае фиксируются мощные кучевые и кучево-дождевые облака, ливни и грозы. Некоторые радиолокаторы дают возможность определить облака всех ярусов (их вертикальную протяженность, положение облачных слоев, наличие прослоек и т. п.).

Для радиолокационной разведки погоды используются специальные метеорологические радиолокаторы (МРЛ), радиолокационные станции оперативного назначения (службы движения) и бортовые радиолокаторы.

С помощью радиолокационной разведки погоды определяется местоположение, размеры, направление и скорость перемещения, а также эволюция указанных выше атмосферных объектов. Можно, кроме того, измерить высоту нулевой изотермы в слоисто-дождевых облаках и толщину их переохлажденной части, а это очень важно для диагноза и прогноза обледенения самолетов.

Радиолокационные станции службы движения позволяют обнаружить мощные кучевые и кучево-дождевые облака, зоны с ливнями, определить их местоположение, размеры, направление и скорость перемещения, ориентировочно охарактеризовать интенсивность и тенденции их развития.

Бортовыми радиолокаторами можно определить практически те же атмосферные объекты, что и наземными радиолокаторами оперативного предназначения. Точность определения зависит от конкретных технических характеристик бортовой радиолокационной станции.

Как сообщалось выше, атмосфериками называются электромагнитные колебания в форме кратковременных импульсов, возникающих при грозовом разряде и фиксирующихся специальными радиоприемными устройствами.

В Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова разработан панорамный регистратор близких гроз, который обеспечивает автоматическую регистрацию положения грозовых очагов. Регистрация осуществляется по восьми румбам в пределах двух зон. Показания прибора регистрируются на рулонных бумажных лентах. Опыт эксплуатации макета прибора в течение пяти летних грозовых сезонов показал высокие результаты.

Сведения, получаемые путем пеленгования атмосфериков в ближних зонах, являются важной дополнительной информацией о грозовой деятельности в районе аэродрома и на подходах к нему.

Дрейфующие автоматические аэростаты, или трансонды, — это специальные аэростаты, с помощью которых можно разведать погоду на траектории их полета. Метеорологическая аппаратура, подвешенная к оболочке шара, дает возможность зафиксировать ряд параметров атмосферы. Число параметров определяется характером используемой аппаратуры. Определение местоположения шара и его перемещения от момента к моменту позволяет рассчитать направление и скорость ветра на высоте полета шара.

Метеорологическая космическая система (МКС)

Советская метеорологическая космическая система «Метеор» — современная комплексная система, включающая искусственные спутники Земли, системы выведения их на орбиты, пункты приема и обработки данных, получаемых со спутников, службы контроля состояния бортовых систем и управления ими. Создание МКС представляет собой одно из крупных научно-технических достижений нашей страны.

Метеорологические спутники, входящие в МКС, осуществляют полеты на орбитах с высотой около 900 км. Форма орбит почти круговая, благодаря чему не требуется вносить поправки в данные о высотах разных точек орбиты. Орбиты близки к полярным: плоскости орбит спутников наклонены к плоскости экватора под углом $81,2^\circ$. Полярная орбита выбрана потому, что территория СССР в основном расположена

в средних и высоких широтах и ее можно рассматривать (в зависимости от ширины полосы обзора) с каждого витка спутника. Период обращения спутника при указанной высоте орбиты равен 103 мин.

На спутнике установлена телевизионная, инфракрасная и актинометрическая аппаратура (рис. 8.4).

Телевизионная сканирующая аппаратура чувствительна к потоку радиации в видимом участке спектра

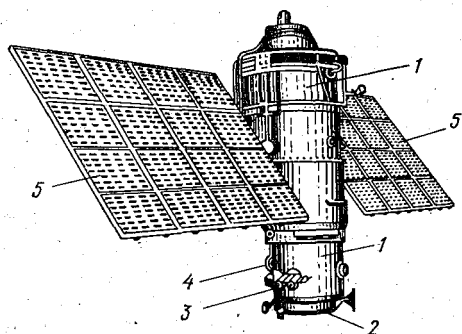


Рис. 8.4. Общий вид метеорологического искусственного спутника Земли «Метеор».

1 — герметические отсеки контейнера, 2 — телевизионная, 3 — актинометрическая, 4 — инфракрасная аппаратура, 5 — панели солнечных батарей.

(0,5—0,7 мкм). С ее помощью производится съемка облачности и подстилающей поверхности вдоль трассы полета спутника. Ширина полосы обзора 2000 км при высоте орбиты около 900 км при разрешении в надири 2 км. Эта аппаратура позволяет получать информацию только с освещенной стороны Земли.

Инфракрасная аппаратура фиксирует поток радиации в инфракрасном участке спектра. С ее помощью производятся также наблюдения за облачностью и состоянием поверхности Земли. Эта аппаратура измеряет тепловое излучение, не задерживаемое атмосферой (в окнах прозрачности атмосферы), с длинами волн 8—12 мкм. Облака на фоне земной поверхности обнаруживаются по меньшим значениям уходящего излучения.

Инфракрасная аппаратура непрерывно «просматривает» участок за участком в заданной полосе обзора. Это достигается использованием узконаправленного (с телесным углом 1,5°) приемного устройства, сканирующего в плоскости, перпендикулярной направлению движения ИСЗ. Ширина полосы обзора при высоте орбиты 900 км составляет 2600 км при разрешении в надири 8 км. С помощью этой аппаратуры производятся наблюдения на теневой и освещенной стороне Земли.

Актинометрическая аппаратура измеряет уходящий поток лучистой энергии в трех диапазонах длин волн:

0,3—8; 8—12 и 3—30 мкм. Данные наблюдений используются главным образом в научных целях для исследования энергетического баланса системы Земля — атмосфера.

Спутники могут работать в двух основных режимах — запоминания и непосредственной передачи.

Для работы в режиме запоминания на борту спутника имеется устройство, считывающее полученную информацию электронным способом. Результаты наблюдений записываются на магнитную ленту для последующей их передачи на Землю. При пролете спутника в зоне прямой радиовидимости наземной станции по команде с нее производится скоростной сброс накопленной информации и прием ее на наземной станции. Режим запоминания удобен тем, что позволяет получить информацию с отдельных территорий, находящихся вне поля прямой радиовидимости приемной станции. Существенный недостаток этого режима работы состоит в запаздывании информации, поскольку прием возможен лишь на командных станциях и пунктах, созданных для этой цели. На обработку, представление в соответствующем виде и передачу информации уходит несколько часов.

При работе в режиме непосредственной передачи наряду с запоминанием происходит автоматическая передача ТВ изображений в эфир. По мере проведения наблюдений сразу же осуществляется передача их результатов. Данный режим работы обеспечивает получение информации с ИСЗ в любом пункте Земли, где имеется специальная приемная аппаратура. В этом случае информация почти не запаздывает. Некоторое время затрачивается лишь на проявление, просушку фотопленок и изготовление фотографий.

В МКС «Метеор» на орбите одновременно находятся два спутника. Плоскости их орбит смещены примерно на 95° (рис. 8.5), что позволяет проводить наблюдения за состоянием атмосферы над каждым районом земного шара через 6 ч.

За один оборот вокруг Земли каждый спутник дает информацию об облачности примерно с 8 % поверхности планеты и информацию о радиационных потоках приблизительно с 20 %

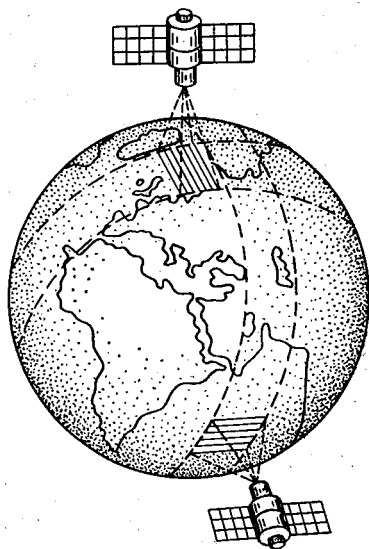


Рис. 8.5. Взаимное расположение метеорологических спутников «Метеор» на орбитах.

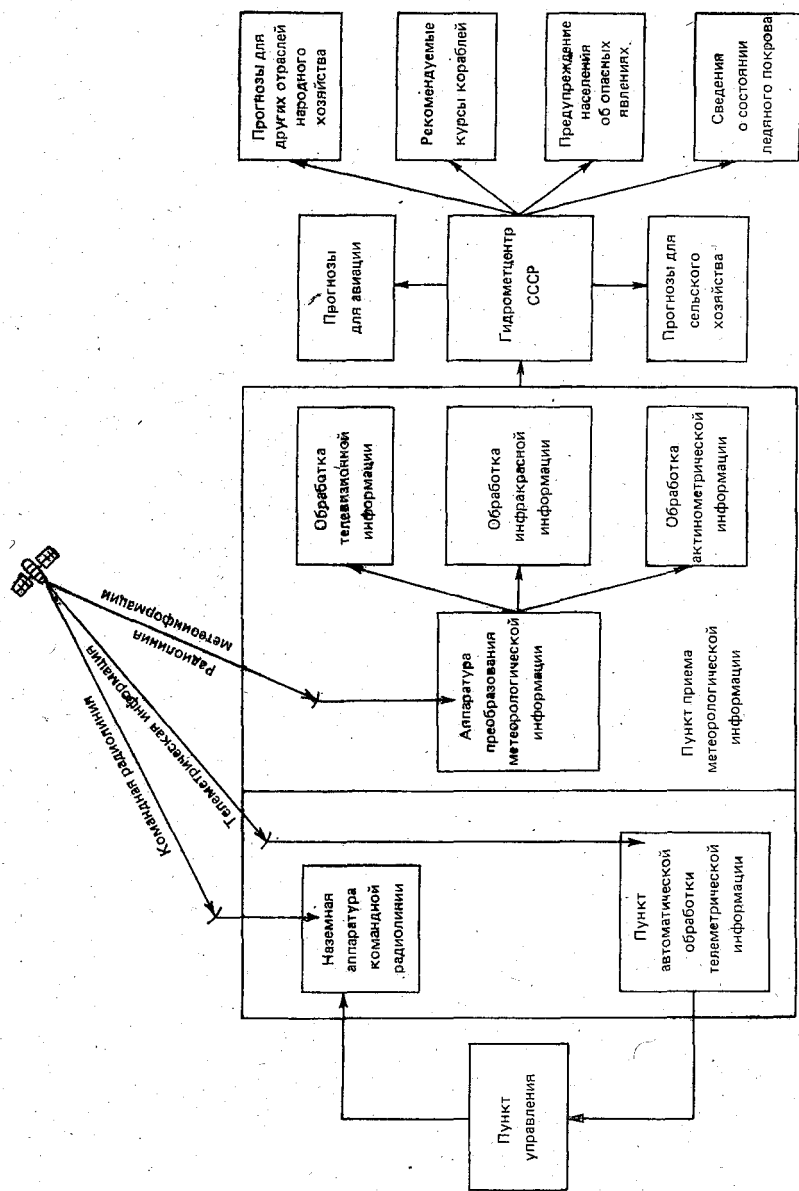


Рис. 8.6. Схема сбора и распространения информации со спутников системы «Метеор».

поверхности земного шара. От двух спутников за сутки поступает информация почти с половины поверхности планеты.

Принципиальная схема глобального сбора и распространения информации со спутника МКС «Метеор» приведена на рис. 8.6.

*Прием и обработка спутниковой метеоинформации,
формы ее представления*

Аппаратура, установленная в настоящее время на метеорологических спутниках, является обзорной и обзорно-измерительной. Она пассивно отражает полученную с поверхности Земли и из атмосферы информацию. Важные сведения о состоянии атмосферы получают уже на Земле путем анализа данных, принятых со спутника, после их предварительной обработки, которая осуществляется с помощью ЭВМ.

Порядок получения ТВ информации со спутников следующий. Глобальные данные об облачности с ИСЗ, работающих в режиме запоминания, принимаются в ГосНИЦИПР (Москва) и в региональных метеорологических центрах (Новосибирск, Хабаровск), оборудованных для этого специальными приемными станциями. В местных центрах (бюро погоды), в том числе в ЗАМЦ, производится прием ТВ снимков в режиме непосредственной передачи (метровый диапазон), освещающих территорию, ограниченную зоной прямой радиовидимости ИСЗ. Информация об облачности с большой территории, необходимая АМСГ для обеспечения дальних полетов, может быть получена из ГосНИЦИПР по фототелеграфным каналам связи.

Рассмотрим прием и обработку спутниковой ТВ информации на примере МГАМЦ. Непосредственный прием спутниковых данных производится в специальных приемных центрах. Отсюда по кабельным линиям связи ТВ данные поступают в метеоцентры, где с помощью специальной аппаратуры фиксируются на фотопленке и обрабатываются в фотолаборатории.

Из фотолаборатории готовые снимки поступают к метеорологам-дешифраторам. Они производят географическую привязку изображений к местности, составляют монтажи спутниковых фотографий, дешифруют снимки (обозначают заснятые объекты и выявляют их особенности), наносят условные обозначения, облегчающие синоптикам использование фотомонтажей для консультации экипажей.

Возникающие на снимках перспективные искажения, обусловленные кривизной Земли, устраняются трансформацией снимков. Данная операция в ГосНИЦИПР производится электронным способом. С МИСЗ «Метеор-2» получают трансформированные снимки ТВ информации.

После всех проделанных операций в МГАМЦ с фотомонтажа изготавливаются различные репродукции в зависимости от

направления воздушных трасс. Репродукции размножаются и передаются в филиалы МГАМЦ для оперативного использования при обеспечении полетов.

Спутниковая информация представляется в трех основных формах — в форме фотомонтажей, карт нефанализа и фотосхем нефанализа.

Фотомонтажи являются первичным, наиболее информативным и ценным видом данных ИСЗ об облачности. По ним наиболее точно можно определить количество и форму облаков, ее структуру, особенности расположения облачных полос.

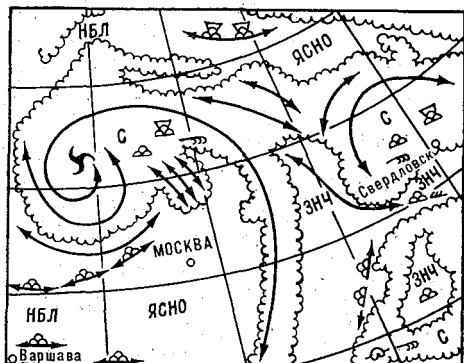


Рис. 8.7. Пример карты нефанализа.









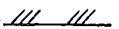
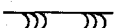



Карты нефанализа представляют собой схемы ТВ и ИК снимков облачности, детали изображения которой с помощью условных обозначений (табл. 8.2) и с учетом масштаба нанесены на бланк-карты. На карты нефанализа наносятся: границы районов со сплошной (80—100 % площади покрыто облаками), значительной (50—80 %) и небольшой (20—50 %) облачностью, а также границы районов с ясной погодой (20 % и менее). В пределах облачного массива указываются основные формы облаков (слоистообразные, кучевообразные и перистообразные), ориентация облачных полей и полос, а также центры облачных вихрей. На картах нефанализа выделяются также районы со снежным и ледяным покровом.

Таким образом, карты нефанализа содержат обобщенную, схематическую характеристику облачных полей и подстилающей поверхности (рис. 8.7). Они поступают на АМСГ через 3—4 ч после снятия информации метеорологическим спутником. Вместе с тем информация, передаваемая в виде карт нефанализа, обладает и важным достоинством. Она общедоступна, передачу ее при необходимости можно вести с помощью цифровых кодов. Естественно, в последнем случае первичная информация еще больше обедняется.

Таблица 8.2

ОСНОВНЫЕ УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ НА КАРТАХ НЕФАНАЛИЗА

Характеристика	Обозначение	
Форма облаков		
Кучевообразные		
Кучево-дождевые или мощные кучевые		
Перистообразные		
Слоистообразные		
Слоисто-кучевообразные		
Количество облаков		
Ясно (покрыто облаками 20 % площади и менее)	ЯСНО	
Небольшая облачность (20—50 % площади)	НБЛ	
Значительная облачность (50—80 % площади)	ЗНЧ	
Сплошная облачность (80 % площади и более)	С	
Границы облачности, снега и льда		
Граница главных облачных систем		
Граница облаков: четкая		
нечеткая		
Граница льда		

Характеристика	Обозначение
Граница снега	* — * —
Припай	
Ледяные поля (сплошность 3—7 баллов)	
Ледяные поля (сплошность 8—10 баллов)	
Трещины, каналы	
Лед без уточнения балльности	ЛЕД
Структура и синоптическая интерпретация	
Центр сходимости облачных спиралей (центр, или фокус, облачного вихря)	
Центр сходимости облачных спиралей (в поле кучевообразных облаков)	
Облачная спираль в виде запятой	,
Полосы облаков:	
кучевообразных	
кучево-дождевых	
слоистообразных	
перистообразных	
Отчетливые полосы	
Полосы короткие, прерывистые	
Волнообразные облака	

Характеристика	Обозначение
Предполагаемое положение оси струйного течения	→ →
Направление полос в перистых облаках, сдвинутых относительно кучево-дождевого облака	⇒
Внутритропическая зона конвергенции	ВЗК
Мезомасштабное спиральное облако (завихрение)	ЗХР

Фотосхемы нефанализа представляют собой проанализированный фотомонтаж двух-четырех снимков с одной орбиты. На них наносится географическая сетка, проводятся границы облачности, указываются основные ее формы и центры облачных вихрей, выделяются районы безоблачной погоды и области со снежным и ледяным покровом.

Фотосхемы являются промежуточной формой представления данных об облачности между фотомонтажами (фотоснимками) и картами нефанализа.

Использование информации, получаемой с помощью метеорологических спутников, для обеспечения гражданской авиации

Метеорологическая информация, получаемая с помощью ИСЗ, обладает такими важными качествами, как глобальность и пространственная непрерывность. Метеорологические ИСЗ дают возможность получать сведения из любой точки земного шара. В силу этого спутниковая информация все шире используется при метеорологическом обеспечении гражданской авиации.

Спутниковая информация позволяет анализировать облачность целых барических систем и по характеру облаков судить о состоянии этих систем. С ее помощью можно установить стадию развития циклона, положение центра циклона (по положению центра облачного вихря), вертикальную стратификацию воздушных масс (по характеру облачности в них), положение струйных течений и многое другое.

Спутниковые данные особенно ценны для анализа атмосферных процессов над районами, слабо или совершенно не освещенными в метеорологическом отношении (пустыни, горы, моря, океаны и т. п.). Для районов с развитой сетью наземных

метеостанций спутниковые данные являются дополнительным средством синоптического анализа, позволяющим выявить ряд важных характеристик состояния атмосферы.

Спутниковые фотографии тропических циклонов широко используются для штормовых оповещений и предупреждений. Эти фотографии очень помогают при обеспечении полетов по воздушным трассам, пролегающим над территориями, не освещенными наземной метеосетью. Они позволяют правильное наметить обходной маршрут полета, поскольку большая вертикальная протяженность облаков тропического циклона зачастую не дает возможности сделать обход сверху.

Детальный анализ спутниковой информации об атмосферных фронтах, особенно холодных фронтах над сушей в летнее время, позволяет успешнее разрабатывать штормовые предупреждения о ливнях и грозах.

По спутниковым фотографиям можно выявить некоторые местные ухудшения метеорологических условий полетов, например интенсивную турбулентность над горами. Она обнаруживается по волнистым облакам препятствий, достаточно отчетливо видимым на снимках.

По виду облаков на фотографиях, по особенностям ориентации облачных скоплений и полос, по яркости облачных пятен на окружающем фоне можно судить об интенсивности вертикальных движений в облаках, о степени турбулентности в них. Фотоснимки, сделанные со спутников, помогают косвенно оценить водность облаков, а при наличии информации о вертикальном распределении температуры — и возможность обледенения в облаках. По фотографиям можно с достаточной уверенностью выявить очаги ливней, гроз и т. п. По характеру облаков можно оценить поле ветра, обнаружить зоны струйных течений. Применяя специальную методику, по вихревой структуре облачности циклона можно рассчитать направление и скорость ветра, а также интенсивность вертикальных движений в циклоне.

По туманообразной пелене над районами, где бывают пыльные бури, можно судить о наличии пыльных бурь и их интенсивности.

По спутниковым фотографиям определяется граница льдов, наличие широких разводей (в пределах разрешающей способности аппаратуры спутника) и т. п.

Это далеко не полный перечень применений спутниковой информации при оценке метеорологических условий полетов. Спутниковая информация непрерывно пополняется, возможности оценки расширяются. Вместе с тем в настоящее время с помощью спутников еще нельзя определить ряд метеорологических элементов, важных для авиации (высота нижней границы облаков, видимость и т. д.). Спутниковые наблюдения не являются универсальными и не могут заменить метеорологические наблюдения, проводимые в аэропортах.

Штормовые оповещения и предупреждения

Для обеспечения безопасности полетов большое значение имеет своевременная информация летного состава и работников службы движения о возникновении (или усилении) опасных для авиации метеорологических явлений или об их прогнозе.

Штормовым оповещением, как уже говорилось, называется разовая информация о начавшемся (усилившемся) опасном для авиации метеорологическом явлении. Прогноз возникновения (усиления) опасного для авиации явления погоды называется штормовым предупреждением. Перечень метеорологических явлений, о возникновении которых должны подаваться штормовые оповещения и составляться предупреждения, определен «Наставлением по метеорологическому обеспечению гражданской авиации».

Поскольку у каждого аэродрома обычно имеется несколько минимумов погоды для взлета и посадки самолетов, предельное значение для подачи штормовых оповещений и предупреждений, как правило, устанавливается с учетом наивысшего минимума. Аналогичным образом устанавливаются предельные значения скорости ветра с учетом направления (боковая составляющая), допустимые для взлета и посадки самолетов. При этом за основу берется наименьшее ее значение с учетом типов воздушных судов.

Предупреждения об опасных метеоявлениях составляются в метеорологических подразделениях, где есть синоптическая часть (АМЦ, АМСГ I, II и III разряда). Они составляются по своему аэродрому, обслуживаемым трассам и районам полетов, по прикрепленным аэродромам местных воздушных линий (МВЛ), зонам испытательных и учебно-тренировочных полетов. Их следует составлять в тех случаях, когда опасные метеоявления не были предусмотрены в прогнозах, а также с целью уточнения времени их возникновения или продолжительности.

Передача штормовых оповещений и предупреждений диспетчерам службы движения осуществляется тем же порядком, что и передача сведений о фактической погоде.

Экипажи воздушных судов, находящихся в полете, информацию о начале опасных метеоявлений (или их усилении) получают через диспетчеров службы движения или по ультракоротковолновому каналу передачи метеоинформации. Информация о предполагаемом возникновении опасных явлений передается экипажам только через диспетчера.

К подаче штормовой информации в адрес АМСГ привлекаются все подразделения Госкомгидромета (АМСГ, метеорологические станции и посты), расположенные в радиусе 150—200 км (штормовое кольцо), а также АМСГ и отдельные

метеостанции, находящиеся вблизи авиатрасс за пределами штормового кольца (рис. 8.8).

Для более удобного использования в оперативной работе информации об опасных метеоявлениях устанавливаются штормсигнальные доски. На них указываются все метеорологические подразделения, от которых поступает штормовая информация. В каждом пункте монтируются разноцветные элек-

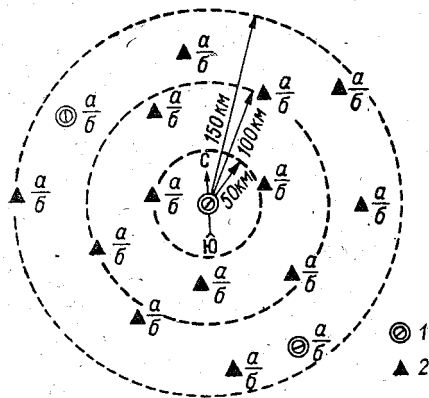


Рис. 8.8. Схема штормового кольца.

Пункты, передающие штормовые оповещения: 1 — метеорологические подразделения аэродромов, 2 — станции Госкомгидромета; a — расстояние до пункта, передающего информацию, b — контрольные сроки прохождения телеграмм со штормоповещением.

трические лампочки, которые включаются при наличии того или иного опасного метеоявления.

Метеорологическое обеспечение полетов в гражданской авиации

Метеорологическое обеспечение полетов начинается с получения письменной заявки, заблаговременно передаваемой в АМСГ (АМЦ) службой движения аэропорта. Заявка составляется в соответствии с расписанием, но может включать также полеты вне расписания. Подача на АМСГ заявок непосредственно от командиров воздушных судов не разрешается.

В соответствии с заявкой дежурная смена АМСГ готовит метеорологическую информацию, необходимую для предполетной метеоподготовки вылетающих экипажей и для непосредственного обеспечения полетов. В период предполетной метеорологической подготовки экипаж воздушного судна (командир, второй пилот, штурман) обеспечивается:

1) данными о фактической погоде в аэропортах вылета, посадки, на запасных аэродромах, а также по МВЛ и районам полетов;

2) прогнозами погоды, предупреждениями об опасных метеоявлениях по маршруту полета до первого пункта посадки или по району полетов, по аэродрому посадки и запасным

аэродромам (прогнозы должны быть составлены в срок, который соответствует расчетному времени полета, включая время прибытия в аэропорт посадки, с учетом дополнительных 30 мин);

3) прогнозами ветра по маршруту на эшелонах полетов;

4) аэросиноптическими материалами (приземные и высотные карты погоды, вертикальные разрезы атмосферы по основным воздушным трассам, радиолокационные, спутниковые и другие данные);

5) консультациями о метеорологических условиях по маршруту полета, в пунктах вылета и посадки, на запасных аэродромах;

6) бортовой метеорологической документацией (прогностические карты — АКП, бланк АВ-5).

Предполетная метеоподготовка экипажа начинается с самостоятельного ознакомления с имеющимся на АМСГ комплексом метеорологической информации и аэросиноптического материала, в результате чего должен быть уяснен общий характер метеорологических условий, в которых будет проходить полет. Далее экипаж получает метеорологическую консультацию, являющуюся важнейшим элементом подготовки к полету.

Консультации синоптика должны включать обзор синоптической обстановки (характеристику барических систем, фронтальных разделов, воздушных масс), определяющей погоду по маршруту полета, в районе аэродрома вылета, посадки и запасных аэродромов. При консультации особое внимание обращается на те синоптические процессы, которые будут обуславливать наиболее сложную погоду, возникновение опасных метеорологических явлений (низкая облачность, ухудшенная видимость, сильный ветер, струйные течения, болтанка, обледенение, грозовая деятельность, гололед и др.).

Экипажу сообщаются сведения о фактической и ожидаемой погоде по маршруту полета (району полета), аэродромам вылета и посадки, запасным аэродромам.

При консультации экипаж информируется о положении тропопавзы, изменении температуры воздуха у земли и на высотах, а при полетах на большие расстояния — об отклонении температуры от стандартной. При обеспечении полетов по ПВП ниже нижнего эшелона указывается изменение атмосферного давления по трассе и его минимальное значение, приведенное к уровню моря.

Консультация сопровождается иллюстрацией необходимого аэросиноптического материала, в том числе авиационных прогностических карт (АКП) (рис. 8.9). Обязательным является использование бортовой погоды, а также результатов наблюдений по МРЛ (при их наличии). Все эти материалы позволяют дать наиболее полную информацию о вертикальной структуре облаков, ветре на высотах, зонах с болтанкой и обледенением;

1) авиационная прогностическая карта (АКП) особых явлений (для экипажей воздушных судов с газотурбинными двигателями — ГТД) или авиационная прогностическая карта погоды (для экипажей воздушных судов с поршневыми двигателями);

2) авиационная прогностическая карта барической топографии, ближайшая к эшелону полета, или бланк с прогнозом ветра по трассе на высоте полета;

3) бланк с прогнозами погоды по пункту посадки и запасным аэродромам; сюда же записываются данные об атмосферном давлении на аэродроме вылета за последний срок наблюдений;

4) бланк «Бортовая погода», в который экипаж записывает сведения о наблюдаемых в полете метеорологических условиях.

Если полет производится по правилам визуального полета, ниже нижнего эшелона, вместо перечисленных выше метеодокументов экипажу вручается бюллетень погоды — бланк АВ-5. Бланк АВ-5 включает данные о фактической погоде на аэродроме вылета, прогнозы погоды по пункту посадки и запасным аэродромам, а также прогноз ветра по высотам.

При продолжительности полета 2 ч и менее метеорологическая документация экипажам самолетов не вручается. (Исключение составляют экипажи самолетов с ГТД, которым по их требованию выдается бланк с прогнозами погоды по пункту посадки и запасным аэродромам.) В этом случае экипаж ознакомляется с фактической погодой и текстовыми прогнозами (или с прогностической картой) по маршруту полета, по пункту посадки и запасным аэродромам и получает устную консультацию синоптика.

Согласно действующим требованиям, при выполнении полета по ПВП ниже нижнего эшелона командир самолета на основании полученной метеоконсультации и анализа метеорологической обстановки самостоятельно на специальном бланке («Вертикальный разрез погоды по маршруту») вычерчивает профиль рельефа трассы (по имеющемуся на АМСГ шаблону), отмечает пересекаемые по маршруту атмосферные фронты, метеорологические элементы и явления, оказывающие влияние на полет (облачность, видимость, ветер, туманы, осадки, грозы, обледенение и др.). На бланк наносится также профиль полета с учетом рассчитанной безопасной высоты.

Правильность составленного вертикального разреза по маршруту подтверждается синоптиком, который ставит на бланке штамп «Метеорологическую подготовку прошел».

Аналогичный штамп ставится синоптиком в задании на полет, если экипаж не составляет вертикального разреза погоды (полеты по ПВП). Поскольку полеты по ПВП ниже нижнего эшелона производятся, как правило, на сравнительно небольшие расстояния, а масштаб АКП не позволяет отразить на ней

все изменения погоды на небольших участках, для метеорологического обеспечения таких полетов используются только текстовые прогнозы погоды.

Получив метеорологическую документацию или ознакомившись с прогнозами погоды по маршруту полета, в пункте посадки и на запасных аэродромах (если документация не вручается), командир самолета расписывается на копии АКП (на бланке с прогнозами погоды).

При промежуточных посадках самолета на неклассифицированные аэродромы и посадочные площадки, где нет подразделений Госкомгидромета, экипажу выдается прогноз погоды на участок маршрута до пункта, где есть АМСГ. В случае непредвиденных задержек или в силу других причин выданный ранее прогноз может устареть. Для получения нового прогноза командир самолета через начальника аэродрома (посадочной площадки) или непосредственно запрашивает базовый аэропорт, на АМСГ которого согласно заявке диспетчера составляется новый прогноз. Полученный прогноз вручается диспетчеру, который передает его командиру самолета вместе с разрешением на вылет.

Метеорологическое обеспечение полетов по применению авиации в народном хозяйстве

Применение авиации в народном хозяйстве (ПАНХ) отличается большим разнообразием. Это и авиационно-химические работы, и аэрофотосъемка, и патрулирование леса, и разведка льда и рыбы, и полеты по оказанию срочной медицинской помощи и т. д.

При обеспечении полетов по ПАНХ составляются шестичасовые прогнозы по району полетов (прогнозы по площади). Перечень районов и их границы определяются командиром авиапредприятия и начальником АМСГ. Исключением являются полеты на аэрофотосъемку, разведку льда и рыбы, санитарные задания, а также перелеты на авиационно-химические работы, если они проходят по установленным маршрутам. Метеорологическое обеспечение таких полетов аналогично метеообеспечению полетов на МВЛ.

Наиболее массовым видом полетов по ПАНХ являются авиационно-химические работы (АХР). Перед началом АХР в авиапредприятиях проводятся занятия с летным составом по изучению климатических особенностей района работ и с синоптиками АМСГ для ознакомления их с влиянием метеорологических условий на выполнение АХР.

При АХР по территории полетов составляются суточные прогнозы с подразделением на день и ночь, шестичасовые прогнозы (в период полетов через каждые 3 ч), штормовые предупреждения. Заблаговременность прогнозов 1 ч.

Кроме того, по линии местных управлений Госкомгидромета авиапредприятия обеспечиваются трехдневными, периодными и месячными прогнозами погоды, а также необходимыми справочными данными (о залегании снежного покрова и др.) по районам полетов.

Так как экипажи, выполняющие АХР, базируются, как правило, на оперативных точках (в колхозах, совхозах и др.), первостепенное значение имеет обеспечение их необходимой метеорологической информацией как перед полетами, так и во время их. Для этой цели организуется передача экипажам прогнозов в строго установленное время по специальным каналам радиосвязи, а также через проводные и широкоэвещательные радиостанции. Обычно в период полетов прогнозы передаются каждые 30 мин. При необходимости передачи штормового оповещения экипаж вызывается диспетчером центра управления АХР в любое время. Метеоинформацию получают через самолетные радиостанции, а также с помощью транзисторных радиоприемников, которыми обеспечиваются все экипажи на АХР.

Перед началом полетов на АХР экипажам в базовый аэропорт передаются сведения о фактической погоде на оперативной точке (данные об облачности, видимости, ветре, метеорологических явлениях). Перед началом работы на оперативной точке экипаж составляет схему естественных ориентиров видимости, в которую обязательно включается ориентир на расстоянии, равном метеоминимуму данного экипажа. Для определения ветра обычно используются имеющиеся у экипажа ручные анемометры.

В период полетов экипажи внимательно наблюдают за метеорологическими условиями и при их ухудшении немедленно информируют об этом диспетчера базового аэропорта.

Конкретные сроки составления и передачи экипажам на АХР прогнозов погоды, штормовых предупреждений, способы передачи, получение информации от экипажей и т. п. отражаются в Порядке метеообеспечения АХР, разрабатываемом в базовом аэропорту.

Метеорологическое обеспечение полетов сверхзвуковых транспортных самолетов

К метеорологическому обеспечению полетов сверхзвуковых транспортных самолетов предъявляются еще более высокие требования. Они касаются как учета метеорологических и космических факторов, оказывающих влияние на полеты, так и организации метеообеспечения полетов СТС.

При метеорологическом обеспечении полетов СТС необходимо учитывать ряд особенностей их летной эксплуатации. Главными особенностями являются: большой диапазон скоростей, большие вертикальные скорости набора высоты и сниже-

ния; выполнение крейсерского полета «по потолкам» в стратосфере; возникновение при сверхзвуковом полете звуковых ударных волн (ЗУВ); зависимость параметров полета от температуры воздуха, турбулентности атмосферы, грозовой деятельности, ветра, осадков кристаллической структуры и др.; воздействие космической радиации и озона при полете в стратосфере.

Кроме обычной информации о метеорологических условиях в приземном слое атмосферы, для обеспечения полетов СТС нужны дополнительные сведения о состоянии всей тропосферы и нижней половины стратосферы. В частности, требуются данные о турбулентности при ясном небе, о характере ЗУВ и условиях ее перемещения, о воздействии на экипаж космической радиации и озона и т. п.

Документы, регламентирующие полеты СТС, предусматривают: проведение соответствующих метеорологических наблюдений и представление информации в необходимой форме; осуществление самолетных наблюдений и передачи информации; составление требующихся прогнозов погоды, а также необходимой документации.

Для обеспечения полетов СТС составляются прогнозы по аэродрому и району аэродрома, на посадку (на 1 ч независимо от сложности ожидаемых условий погоды), на взлет (по запросу службы движения или экипажа), а также прогноз по маршруту полета.

Метеорологическое обеспечение полетов СТС осуществляется Московским главным метеорологическим центром, Ташкентским, Новосибирским и Хабаровским зональными центрами, авиационными метеорологическими центрами (АМЦ) аэропортов, а также отдельными АМСГ I разряда. Метеорологическое обеспечение предусматривает обеспечение Центра управления воздушным движением СТС и экипажа метеоинформацией, требующейся для предварительного планирования полета (за 1 сут) и для составления плана полета, а также для непосредственного осуществления полета.

Для предварительного планирования полета АМЦ (АМСГ) сообщает Центру и экипажу следующую прогностическую информацию: общую синоптическую обстановку; метеоусловия по маршруту, в пункте посадки и на запасных аэродромах; ветер и температуру по высотам; дополнительные характеристики метеоусловий для различных фаз полета (в соответствии с профилем). Особое внимание обращается на опасные для полетов метеорологические явления и на ожидаемые уровни космической радиации. Корректировка предварительных прогнозов осуществляется не позднее чем за 8 ч до вылета СТС.

Аналогичная метеоинформация передается и для составления плана полета. При этом уточняются ожидаемые метеоусловия полета, в том числе температура и ветер на эшелоне полета.

Не позднее чем за 1 ч до вылета экипаж СТС получает устную консультацию. Дежурный синоптик при проведении консультации использует все аэросиноптические материалы и необходимую информацию, включая данные МРЛ и спутниковые наблюдения (при их наличии).

На консультации дается характеристика барических систем, фронтальных разделов, воздушных масс, определяющих погоду в районе аэродрома взлета, по воздушной трассе, на аэродроме посадки и на запасных аэродромах, а также характеристика метеорологических условий полета в стратосфере. Особенно обстоятельно характеризуются те синоптические процессы, которые будут обуславливать значительное ухудшение метеорологических условий. Отражается положение тропопаузы, изменение температуры воздуха у земли и на высотах и т. п. В качестве иллюстративного материала используются синоптические и аэрологические карты, вертикальные разрезы атмосферы, прогностические авиационные карты погоды (АКП), карты радиолокационных наблюдений, спутниковые фотографии, данные нефанализа и т. д.

После получения экипажем СТС консультации ему вручается соответствующая метеорологическая документация. Она включает: необходимые карты барической топографии и прогностический вертикальный разрез атмосферы; таблицу ТВ-2а; прогноз погоды по пункту посадки и запасным аэродромам; фотоснимки облачности с метеорологических спутников; карту-схему радиолокационных метеорологических данных пункта вылета за наиболее близкий к моменту вылета срок.

Прогностический вертикальный разрез атмосферы по маршруту строится по фактическому и прогностическому аэросиноптическому материалу для начального и конечного участков трассы на удалении 500 км от пункта взлета и посадки. Разрез охватывает слой атмосферы от земной поверхности до высоты 18—20 км (рис. 8.10).

На вертикальном разрезе указываются: атмосферные фронты в масштабе разреза; облака с выделением кучево-дождевых; опасные для полетов метеорологические явления; изотермы через 10°C и изотерма —56°C; очаги максимального отклонения температуры (ΔT) от стандартной выше тропопаузы; направление и скорость ветра на основных изобарических поверхностях; зоны турбулентности при ясном небе (ТЯН); тропопауза.

На прогностической карте изобарической поверхности 100 мбар (AT_{100}) указываются: изогипсы; температура в выбранных точках (в кружках); направление ветра (стрелки между изогипсами); изоплеты отклонений температуры от стандартной (штриховые линии через 5°C); очаги тепла и холода; максимальное отклонение температуры от стандартной; зоны турбулентности при ясном небе (ТЯН) и ее интенсивность (значок болтанки); температура и высота

тропической тропопавзы (в виде дроби); зоны вероятного распределения вершин кучево-дождевых облаков на уровне 100 мбар или в близлежащем слое (рис. 8.11). Количество облаков в зонах наносится в баллах, высота вершин облаков —

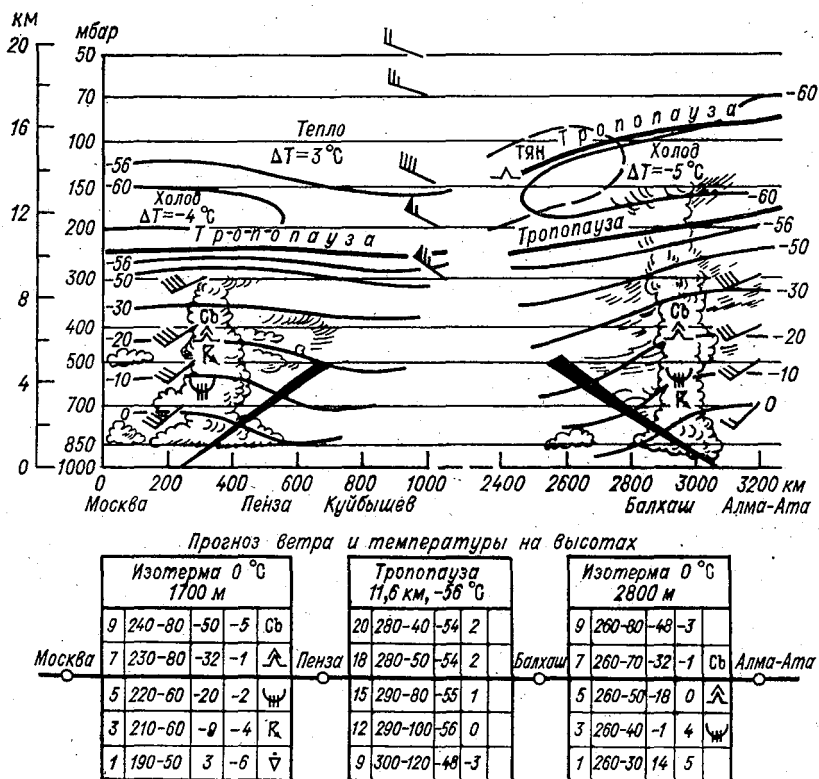


Рис. 8.10. Прогностический вертикальный разрез по трассе Москва—Алма-Ата от 11 до 14 ч 15 июля 1976 г.

В таблицах, помещенных под вертикальным разрезом, приведены следующие данные: в первой графе — высота (км), во второй — направление (..°) и скорость (км/ч) ветра, в третьей — температура воздуха (°C), в четвертой — отклонение температуры от стандартной (°C), в пятой — метеорологические явления.

в десятках метров через 1000 м. На АТ₁₀₀ указываются также особые для полетов метеорологические явления на уровне 100 мбар или вблизи этой высоты.

Таблица ТВ-2а содержит прогностические значения направления и скорости ветра, температуры воздуха, ее отклонений от стандартной и особые явления по высотам на различных участках трассы. Эта таблица строится на том же бланке, что и вертикальный разрез (см. рис. 8.10).

Бланк АВ-11 содержит авиационный прогноз погоды в пункте посадки и на запасных аэродромах.

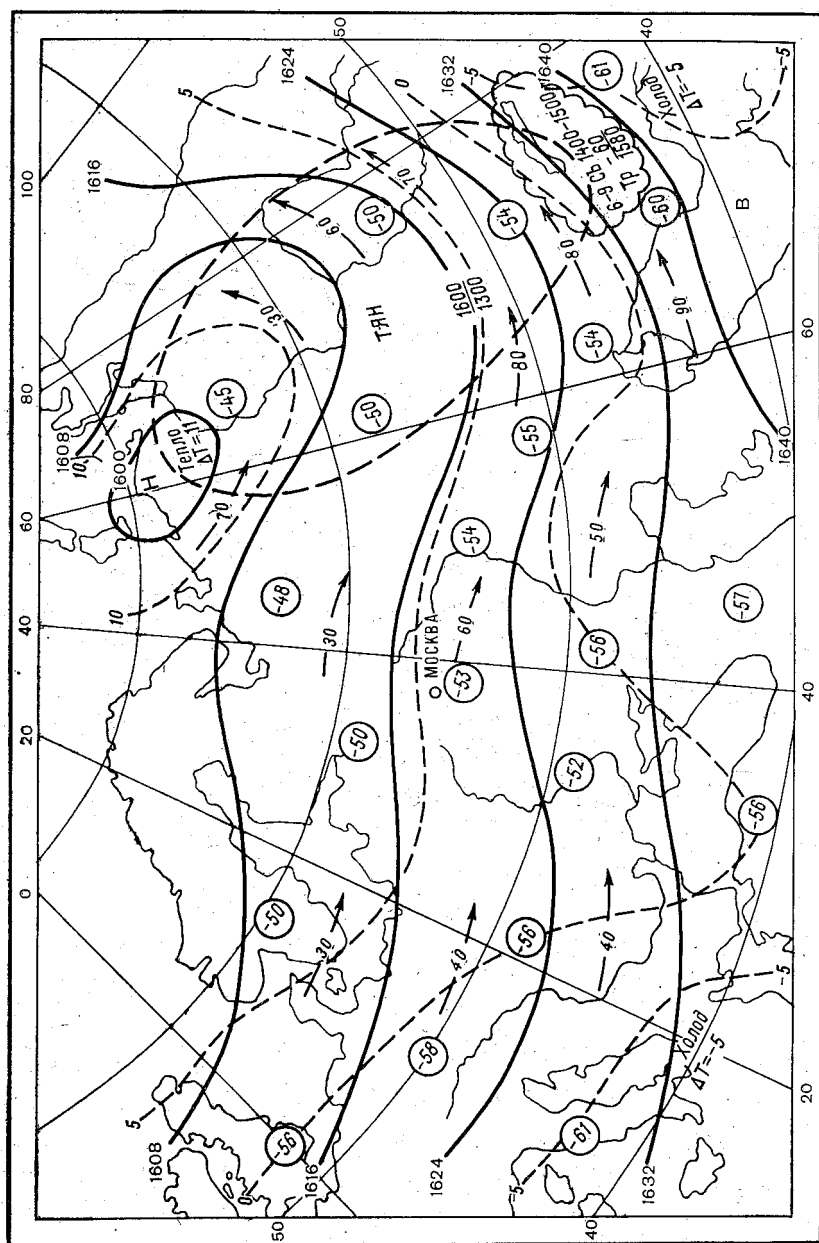


Рис. 8.11. Прогностическая карта АТ₁₀₀ на 15 ч 15 июля 1976 г.

Информация с метеорологических ИСЗ в виде фотоснимков используется для уточнения положения атмосферных фронтов, характера облачных полей и их эволюции; по фотоснимкам выявляются тропические циклоны, струйные течения.

Как говорилось выше, космическая радиация на высотах 18—20 км не представляет опасности для экипажа и пассажиров СТС. Опасная доза возможна лишь при солнечных вспышках. Мощность дозы космической радиации на трассе СТС прогнозируется специалистами службы Солнца. В МГАМЦ такого рода сведения поступают ежемесячно.

Во время полета СТС метеоподразделения аэропорта посадки и запасных аэродромов ежечасно уточняют прогноз погоды по своему аэродрому. При наличии в аэропорту посадки МРЛ с упреждением на час до расчетного времени посадки ведется непрерывный радиолокационный обзор района аэропорта. Данные радиолокационных наблюдений, особенно положение очагов мощной кучевой и кучево-дождевой облачности, грозовых очагов, наряду с другой метеоинформацией передаются на борт СТС. За полчаса до подхода СТС к точке снижения в АМЦ (АМСГ) разрабатывается дополнительный прогноз по аэродрому посадки. Он вручается диспетчеру для передачи на борт. Особое внимание обращается на возможность возникновения опасных явлений погоды на воздушной трассе, в пункте посадки и на запасных аэродромах. Если ожидаются или возникают опасные явления, о них немедленно предупреждается служба движения.

Наиболее эффективное метеорологическое обеспечение полетов СТС возможно при использовании современных и перспективных технических средств и при автоматизации обеспечения с применением быстродействующих ЭВМ.

Метеорологическое обеспечение полетов на международных трассах

В Советском Союзе метеорологическое обеспечение международных полетов осуществляется оперативными органами Госкомгидромета. Они обеспечивают командный, летный и диспетчерский состав, а также представителей зарубежных авиакомпаний метеорологическими консультациями и информацией о фактическом и ожидаемом состоянии погоды на воздушных трассах, в аэропортах посадки и на запасных аэродромах.

Перед вылетом независимо от его продолжительности экипаж самолета или представитель авиакомпании получает необходимую метеорологическую документацию. Она включает: авиационную прогностическую карту особых явлений погоды, карты барической топографии соответствующих поверхностей

или таблицу с прогностическими данными о ветре и температуре воздуха по высотам, бланк с прогнозами погоды по аэропорту посадки и запасным аэродромам.

Метеорологические консультации экипажей и представителей авиакомпаний, оформление документов производятся на русском или английском языке. Обмен метеоинформацией между советскими и зарубежными аэропортами осуществляется с помощью международных метеорологических кодов МЕТАР, ТАФ и др. Передача метеоинформации на борт самолетов ведется открытым текстом на русском и (или) английском языке или с помощью указанных международных кодов.

Метеорологическое обеспечение экипажей самолетов Аэрофлота в зарубежных аэропортах производится согласно порядку, предусмотренному соответствующими документами Международной организации гражданской авиации, а также в соответствии с Техническим регламентом Всемирной метеорологической организации.

Метеорологическая служба и проблемы повышения безопасности и регулярности полетов

Вышеизложенное свидетельствует, что от качества метеорологического обеспечения в немалой степени зависит безопасность и регулярность полетов. В свою очередь успешность метеорологического обеспечения гражданской авиации в значительной мере зависит от общего состояния метеорологической науки, от того, насколько решены актуальные для авиации проблемы метеорологии, в частности проблемы авиационного прогноза погоды, а также насколько глубоко выявлены основные физические закономерности образования опасных для авиации метеорологических явлений.

Важное значение имеет и техническое оснащение метеорологических подразделений, оснащенность современными техническими средствами сбора, обработки, переработки метеоинформации, ее передачи, распространения, тиражирования, доведения до потребителей. Объективные технические возможности в этой области весьма широкие, но пока далеко не все из них реализованы, хотя техническое оснащение при неизбежных трудностях прогностической работы позволяет в определенной степени компенсировать недостатки прогнозов.

Важным направлением совершенствования метеорологического обеспечения авиации становится повышение оперативности в работе метеоподразделений аэропортов. Владея техническими средствами, специалисты метеоподразделений могут шире осуществлять сбор необходимой метеоинформации, быстрее обрабатывать ее и доводить до соответствующих должностных лиц, в том числе до диспетчерского состава и экипажей самолетов, находящихся в воздухе. Особенно важна оператив-

ность в отношении фактической и прогностической информации об опасных для полетов метеорологических явлениях.

К настоящему времени многое сделано по улучшению технического оснащения метеоподразделений аэропортов, о чем говорит внедрение КРАМС, МРЛ, использование в ряде метеоподразделений информации, получаемой с ИСЗ, и т. п. Но это лишь начало обширных работ по техническому переоснащению метеоподразделений в целях повышения безопасности и регулярности полетов.

Для дальнейшего повышения безопасности, регулярности и экономичности полетов предстоит решить немало актуальных проблем авиационной метеорологии. К ним относятся: разработка более совершенных методов авиационного прогноза погоды, в том числе разработка и внедрение авиационного прогноза погоды в вероятностной форме; детальное исследование грозовой деятельности, интенсивной турбулентности, вертикальных сдвигов ветра, метеорологических условий обледенения самолетов; разработка приемов ускоренного доведения информации на рабочие места потребителей, особенно на рабочие места диспетчерского состава; разработка более совершенных форм метеорологического обеспечения полетов по воздушным трассам большой протяженности, в том числе полетов СТС; внедрение численных методов в авиационное метеорологическое прогнозирование; более широкое применение ЭВМ в работе метеоподразделений, в частности использование ЭВМ при переработке метеоинформации для АСУ УВД, и др.

Список рекомендуемой литературы

- Абрамович К. Г. Прогноз обледенения самолетов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 27 с.
- Астапенко П. Д., Баранов А. М., Шварев И. М. Авиационная метеорология.— Л.: изд. ОЛАГА, 1976.— 99 с.
- Астапенко П. Д., Баранов А. М., Шварев И. М. Авиационная метеорология.— М.: Транспорт, 1979.— 263 с.
- Баранов А. М., Солонин С. В. Авиационная метеорология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 391 с.
- Герман М. А. Спутниковая метеорология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 367 с.
- Зак М. Е., Мазурин Н. И. Метеорологические условия полетов летательных аппаратов.— М.: Транспорт, 1978.— 165 с.
- Зверев А. С. Синоптическая метеорология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 711 с.
- Зуев В. Е. Лазер-метеоролог.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 179 с.
- Имянитов И. М. Электризация самолетов в облаках и осадках.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 211 с.
- Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы.— 2-е изд., перераб. и доп.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 456 с.
- Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 639 с.
- Погосян Х. П. Циклоны.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 148 с.
- Петренко Н. В. Прогноз тумана и видимости в тумане на период более трех часов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 20 с.
- Пчелко И. Г., Петренко Н. В., Булдовский Г. С. Метеорологические условия полетов сверхзвуковых самолетов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 162 с.
- Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 342 с.
- Турбулентность в свободной атмосфере/Н. К. Винниченко, Н. З. Пинус, С. М. Шмелер, Г. Н. Шур.— 2-е изд., перераб. и доп.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 287 с.
- Шмелер С. М. Физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 231 с.
- Хргиан А. Х. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— Т. 1.— 248 с. Т. 2.— 320 с.
- Якоби В. Э. Биологические основы предотвращения столкновений самолетов с птицами.— М.: Наука, 1974.— 166 с.

Предметный указатель

- Адвекция 77
Адиабата 70
Анализ аэросиноптический, задачи и сред-
ства 159, 160, 162, 163
Антипассат 129
Антициклон 32, 153, 167, 168
Атмосфера 16, 19, 24
 вертикальная устойчивость 72
 вертикальный разрез 270
 методы исследования 12
 прозрачность 117
 стандартная 35
 циркуляция 128
- Безопасность полетов
 в горных районах 181
 в зоне грозовой деятельности 198
 — — обледенения 190
 — — турбулентности 179
Болтанка 179, 181
Бора 207
Бриз 207
Буря пыльная 226
- Ветер
 в пограничном слое 59
 в свободной атмосфере 60
 влияние на полеты летательных аппара-
 тов 65
 горно-долинный 208
 градиентный 60
 изменение с высотой 61
 измерение 57
 «магнитный» 56
 местный 206
 навигационный 56
 причины возникновения 57
 сдвиг 67, 205
 термический 62
 учет при строительстве аэродромов 69
 эквивалентный 68
«Вихрь скорости» 172
Влажность 28
Волны
 горные 161, 219
 на фронте 148, 149
 подветренные 219, 220
 ударные звуковые 53, 269
Высота
 абсолютная 33
 барометрическая 33
 геопотенциальная 63
 нижней границы облаков 92
 относительная 33
 предельно допустимая 49
 стандартная 33
- Геопотенциал
 абсолютный 63, 160, 161
 относительный 64, 162
Гетеросфера 16
Гидроглиссирование 112
Глаз бури 152
Гомосфера 16
Град 106—108, 196
Градиент
 влажноадиабатический 70
 горизонтальный барический 58
 сухоадиабатический 70
 температуры вертикальный 26
 — горизонтальный 30
Гребень 32
Гроза 191, 199
- Давление 30
Дальность видимости
 горизонтальная метеорологическая 117
 дневная 116
 огней 116
Депрессия термическая 151
Дефицит точки росы 28
Деятельность циклоническая 147
Диаграмма аэрологическая 70
Дождь 106, 109
Дымка 76, 81
- Зона высотная фронтальная 147, 213
- Излучение 83
Инверсия 26
Ионосфера 22
- Карты
 абсолютной барической топографии 63, 161
 авиационно-прогностические погоды 174
 высотные синоптические 160, 173
 максимальных ветров 173
 нефанализа 173, 256
 особых явлений погоды 176
 относительной барической топографии 64,
 161
 приземные синоптические 173
 тропопаузы 173
Коагуляция 109
Код метеорологический 6
Конвекция 177
Конденсация 74, 82
Кривая
 состояния 71
 стратификации 71
 точки росы 77
Крупа снежная 105
- Ложбина 22
- Масса воздушная 133, 134
Мезосфера 21
Метеорологическая информация

от автоматических метеорологических станций 246
от метеорологической космической системы 251
от наземной метеорологической сети 245
сбор и распространение 241
Метеорологическая космическая система «Метеор» 251
Метеорологические условия полетов в волнистообразных облаках 100
в высоких широтах 227
в горных районах 219
в зоне струйных течений 213
в облаках вертикального развития 101, 103, 104
в области тропопаузы 212
в пустынях 225
в слоистообразных облаках 96, 98, 100, 101
в стратосфере 217
во влажных тропиках 223
на больших высотах 212
на малых высотах 203
над обширными водными пространствами 230
при внутримассовой погоде 154
при фронтальной погоде 157
Метеорологическое обеспечение гражданской авиации 231, 236, 262
Метеорология авиационная 7
Минимум погоды 3, 124, 125
Мираж 225
Мистраль 207
Морось 106
Муссон 130

Напор скоростной 39, 46
Насыщение 28

Облака
вертикального развития 86
верхнего яруса 86
водность 85
волнистообразные 91
высоко-кучевые 86, 87
высоко-слоистые 86, 88
грозовые 192
классификация 86, 91
кучево-дождевые 86, 89
кучевообразные 91
кучевые 86, 89
микроструктура 83
нижнего яруса 86
перисто-кучевые 86, 87
перисто-слоистые 86, 87
перистые 86, 87
перламутровые 20
серебристые 21
слоисто-дождевые 86, 88
слоисто-кучевые 86
слоистообразные 91
слоистые 86, 88
среднего яруса 86, 87

Облачность
теплого фронта 141, 142
фронта окклюзии 146
холодного фронта второго рода 144
— первого рода 144

Обледенение самолетов 183—185
Общая циркуляция атмосферы (ОЦА) 128
Озон, влияние на условия полета в стратосфере 18
Окклюдирование 150
Опасные явления погоды 3, 177
Осадки 105—111

Пассаты 129
Поверхность
изобарическая 63

фронтальная 137
Погода 154—157
Поле барическое 32
Потолок самолета 49
Прогноз
погоды 163, 172
синоптической обстановки 165
Процесс
адиабатический 69
влажноадиабатический 70
сухоадиабатический 70

Равновесие
неустойчивое 72
устойчивое 73
Разряд электростатический 201
Рельеф барический 32
Роза ветров 69

Седловина 32
Серия циклонов 151
Сила
аэродинамическая полная 38
барического градиента 58
Кориолиса 58
трения 59
центробежная 59
Скорость полета
индикаторная 47
истинная 47
Слой
изотермии 26
инверсии 26
пограничный 19
приземный 203
Смерч 197
Снег 105, 106
Стратопауза 21
Стратосфера 20
Ступень барическая 31
Сублимация 74, 76

Тайфун 152
Температура воздуха 25, 26
Тенденция барическая 147, 148, 150, 167
Термопауза 22
Термосфера 21
Течение струйное 214
Торнадо 197
Тромб 197
Тропопауза 20, 112
Тропосфера 19
Туман 76—79, 112
Турбулентность атмосферы
в горной местности 181
влияние на полет 179
динамическая 177
орографическая 181
прогнозирование 64

Упругость водяного пара 27
Ураган 57
Уровень
конвекции 71
конденсации 73

Фён 208
Фронт атмосферный 138—146

Циклон 148—152, 167—169

Шквал 57, 197, 206
Шторм 57
Штормовое оповещение 261
— предупреждение 176, 261

Экзосфера 22
Энергия неустойчивости 72

Ядра конденсации 74