

МИНИСТЕРСТВО ТРАНСПОРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
УЛЬЯНОВСКОЕ ВЫСШЕЕ АВИАЦИОННОЕ УЧИЛИЩЕ
ГРАЖДАНСКОЙ АВИАЦИИ (ИНСТИТУТ)

Т.В. Сафонова

АВИАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Учебное пособие

Ульяновск 2009

ББК О571.7 я7

С 21

Сафонова, Т. В. Авиационная метеорология : учеб. пособие / Т. В. Сафонова. – Ульяновск : УВАУ ГА(И), 2009. –

Учебное пособие содержит восемь разделов, в которых даны сведения: о составе, строении, физических характеристиках, динамике атмосферы Земли; об облаках и атмосферных осадках; о видимости и атмосферных явлениях, ухудшающих её; о картах погоды и синоптических процессах в атмосфере; об опасных для авиации явлениях погоды.

Предназначено для курсантов высших учебных заведений гражданской авиации направления подготовки «Аэронавигация», а также будет полезно слушателям авиационных учебных центров и всем интересующимся вопросами авиационной метеорологии.

Печатается по решению Редсовета училища.

Рецензенты: Васильев А.А. – доктор географических наук, профессор,
заслуженный метеоролог Российской Федерации

Переведенцев Ю.П. – доктор географических наук, профессор

© Ульяновск, УВАУ ГА(И), 2009

ОГЛАВЛЕНИЕ

Сокращения, используемые в тексте.....	5
Введение.....	7
РАЗДЕЛ 1. Атмосфера Земли.....	9
1.1. Общие сведения об атмосфере, её состав.....	9
1.2. Строение атмосферы	12
1.3. Стандартная атмосфера	16
РАЗДЕЛ 2. Физические характеристики атмосферы	24
2.1. Температура воздуха	24
2.2. Влажность воздуха.....	30
2.3. Атмосферное давление	36
РАЗДЕЛ 3. Динамика атмосферы	48
3.1. Силы, действующие в атмосфере	48
3.2. Ветер в свободной атмосфере и слое трения.....	50
3.3. Изменение ветра с высотой в свободной атмосфере	53
и слое трения.....	53
3.4. Информация о ветре на аэродромах	57
3.5. Местные ветры.....	59
РАЗДЕЛ 4. Облака и осадки	62
4.1. Облака, их классификация	62
4.2. Особенности образования облаков	66
4.3. Наблюдение за облаками на аэродромах.....	74
4.4. Аэрологическая диаграмма	75
4.5. Атмосферные осадки	81
РАЗДЕЛ 5. Видимость и явления, ухудшающие её	90
5.1. Факторы, определяющие видимость	90
5.2. Метеорологическая оптическая дальность.....	93
и дальность видимости огней	93
5.3. Дальность видимости на взлётно-посадочной полосе.....	100
5.4. Наклонная дальность видимости	105
5.5. Атмосферные явления, ухудшающие видимость	107

РАЗДЕЛ 6. Карты погоды.....	117
РАЗДЕЛ 7. Синоптические процессы.....	118
7.1. Общая циркуляция атмосферы	118
7.2. Воздушные массы.....	125
7.3. Атмосферные фронты.....	128
7.4. Циклоны и антициклоны	140
7.5. Струйные течения.....	148
РАЗДЕЛ 8. Опасные для авиации явления погоды	154
8.1. Обледенение воздушных судов в полёте.....	154
8.2. Наземное обледенение.....	160
8.3. Атмосферная турбулентность	164
8.4. Грозы	179
8.5. Условия поражения воздушных судов электрическими	196
разрядами вне зон грозовой деятельности	196
8.6. Сдвиг ветра на малых высотах.....	203
Рекомендуемая литература	226
Библиографический список	227

СОКРАЩЕНИЯ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В ТЕКСТЕ

АКП – авиационная карта погоды

АТ – абсолютная топография

АМИС – автоматическая метеорологическая измерительная система

БП – безопасность полетов

БПРМ – ближний приводной радиомаркер

ВМО – Всемирная метеорологическая организация

ВПП – взлётно-посадочная полоса

ВС – воздушное судно

ГА – гражданская авиация

ДПРМ – дальний приводной радиомаркер

ИКАО – Международная организация гражданской авиации

КРАМС – комплексная радиотехническая автоматическая метеорологическая станция

НГО – нижняя граница облаков

ОВИ – огни высокой интенсивности

ОВД – обслуживание воздушного движения

ОМИ – огни малой интенсивности

ОТ – относительная топография

ППП – правила полетов по приборам

ПВП – правила визуальных полётов

СДП – стартовый диспетчерский пункт

РЛС – радиолокационная станция

РЛЭ – руководство по лётной эксплуатации

СТ – струйное течение

ТВД – турбовинтовой двигатель

ТРД – турбореактивный двигатель

ФИ – фотометр импульсный

УКВ – ультракороткие волны

AIREP – Air Report – информация с борта воздушного судна о наблюдаемых определённых метеорологических условиях полёта

AIRMET – Airman's Meteorological information – информация о фактическом или ожидаемом возникновении определённых явлений погоды по маршруту полёта, которые могут повлиять на безопасность полётов на малых высотах

ATIS – Automatic Terminal Information Service – автоматическая радиовещательная передача метеорологической и полётной информации в районе аэродрома для прилетающих и вылетающих воздушных судов

AWOS – Automatic Weather Observation Station – автоматическая метеорологическая станция

METAR – Meteorological Aerodrome Report – регулярная аэродромная сводка погоды

MOR – Meteorological Optical Range – метеорологическая оптическая дальность

RVR – Runway Visual Range – дальность видимости на взлётно-посадочной полосе

SIGMET – Significant Meteorological information – информация о фактическом или ожидаемом возникновении опасных явлений погоды по маршруту полёта

SPECI – Special Report – специальная аэродромная сводка погоды

TAF – Terminal Aerodrome Forecast – прогноз погоды на аэродроме

ВВЕДЕНИЕ

Авиационная метеорология бурно развивается с начала XX века в связи с увеличивающимся количеством полётов всё более совершенных воздушных судов. Авиационная метеорология (от греч. *meteora* – атмосферные явления и греч. *logos* – учение) – прикладная метеорологическая наука, возникшая в результате интеграции метеорологии и деятельности авиации.

Объектом науки авиационной метеорологии является часть атмосферы, где осуществляются полёты воздушных судов: тропосфера, тропопауза, нижняя стратосфера. Эта часть атмосферы характеризуется совокупностью метеорологических факторов, которые можно количественно измерить или качественно охарактеризовать, проанализировать, а затем оценить их влияние на деятельность авиации.

Предметом науки авиационной метеорологии являются закономерности влияния метеорологических факторов на деятельность авиации.

Метеорологические факторы – это любые атмосферные условия, явления, величины и характеристики, которые прямо или косвенно влияют или могут повлиять на деятельность авиации.

Главная задача авиационной метеорологии заключается в разработке теоретических основ и практических путей метеорологического обеспечения полётов воздушных судов в целях обеспечения их безопасности, регулярности и экономической эффективности.

Методы науки авиационной метеорологии разнообразны: наблюдение, моделирование, а также синоптический, термодинамический, математический, физико-статистический, сравнительно-сопоставительный, индуктивно-дедуктивный и аналитико-синтезирующий методы.

Для количественной оценки физического состояния атмосферы служит понятие метеорологической величины. Метеорологическими величинами являются: температура, давление, плотность и влажность воздуха; скорость и на-

правление ветра; дальность видимости, количество и высота нижней границы облаков и др.

Атмосферное явление – это определённый физический процесс, характеризующийся количественными и качественными изменениями состояния атмосферы. К атмосферным явлениям относятся: гроза, шквал, дымка, туман, атмосферные осадки, метель, позёмка, пыльная и песчаная буря, пыльные вихри, облака и др. Метеорологические величины и атмосферные явления называют метеорологическими элементами [57].

Метеорологическая обстановка, при которой осуществляются полёты воздушных судов, характеризуется совокупностью метеорологических факторов. Понятия «метеорологическая обстановка» и «погода» являются синонимами.

Погода – физическое состояние атмосферы в определённый момент или промежуток времени, оцениваемое совокупностью метеорологических величин и атмосферных явлений. С понятием погоды тесно связано понятие климата.

Климат – многолетняя совокупность метеорологических условий, характерных для той или иной местности в силу её физико-географического положения.

В профессиональной деятельности авиационные специалисты постоянно сталкиваются с необходимостью использовать метеорологическую информацию, анализировать и оценивать метеорологическую обстановку на аэродромах, в районе аэродромов и по маршрутам полёта, чтобы принять обоснованное решение в целях обеспечения безопасности, регулярности и экономической эффективности полётов воздушных судов.

Знания, умения и навыки, приобретаемые при изучении авиационной метеорологии, необходимы для правильного использования метеорологической информации и комплексной оценки метеорологической обстановки.

РАЗДЕЛ 1. АТМОСФЕРА ЗЕМЛИ

1.1. Общие сведения об атмосфере, её состав

Атмосфера Земли – воздушная газообразная оболочка с содержащимися в ней аэрозольными частицами, которая находится в постоянном движении относительно земной поверхности.

Масса атмосферы составляет $5,3 \cdot 10^{15}$ т, что примерно в миллион раз меньше массы литосферы – твёрдой оболочки Земли, и в 250 раз меньше массы гидросферы, включающей воды Мирового океана. Почти 50 % всей массы атмосферы содержится в её нижнем пятикилометровом слое, 75 % – до высоты 10 км, 95 % – до 20 км, 99,9 % – до 100 км.

Нижняя граница атмосферы – земная поверхность, которая называется подстилающей поверхностью. Воздух, в отличие от воды, является сжимаемым, и поэтому плотность его с высотой убывает. Атмосфера не имеет резкой верхней границы, а постепенно переходит в межпланетное пространство, в котором содержится около 100 частиц (протонов и электронов) в каждом см^3 . Такая концентрация частиц наблюдается примерно на высотах 20-30 тыс. км над земной поверхностью. Эти высоты можно считать верхней границей атмосферы [33].

За верхнюю границу атмосферы иногда принимают высоту около 1000 км, ниже которой в атмосфере преобладают азот и кислород, и потому эту атмосферу называют азотно-кислородной. В слое от земной поверхности до высоты около 200 км преобладающий газ атмосферы – молекулярный азот. На высоте около 200 км число атомов кислорода сравнивается с числом молекул азота. Выше 1000 км атмосфера состоит главным образом из гелия и водорода в атомарном состоянии [57].

В атмосфере имеют место процессы, связанные с движениями воздуха различного масштаба. Пространственные и временные характерные масштабы атмосферных процессов, которые изучаются в курсе авиационной метеорологии, представлены в табл. 1.1 [10, 54].

Таблица 1.1

Характерные масштабы атмосферных процессов

Масштабы	Горизонтальный размер, км	Период существования
Синоптический масштаб	100 – 1000	1 – 7 дней
Мезомасштаб	10 – 100	2 – 12 ч
Масштаб конвективных облаков	1 – 10	10 мин – 2 ч
Микромасштаб	< 10	< 10 мин

Атмосфера – механическая смесь газов, где содержатся твердые и жидкие частицы естественного и антропогенного происхождения, которые называются аэрозолями. К аэрозолям относятся частицы пыли и дыма, вулканический пепел, капельки морской соли, пыльца и споры растений, бактерии.

Аэрозольные частицы, обладающие гигроскопическими свойствами, играют в атмосфере роль ядер конденсации – центров, к которым присоединяются молекулы водяного пара, образуя капли воды.

Вблизи подстилающей поверхности сухой атмосферный воздух содержит основные и малые газовые составляющие. Основными газовыми составляющими атмосферного воздуха являются азот, кислород и аргон. На долю этих газов приходится 99,96 % массы атмосферы (табл. 1.2). К малым газовым составляющим атмосферного воздуха относятся углекислый газ, неон, гелий, криптон, ксенон, водород, закись азота, метан, озон и др. [26].

В реальной атмосфере всегда содержится некоторое количество водяного пара, содержание которого по объёму колеблется от значений, близких к нулю при очень низких температурах воздуха, до 4 % – при высоких температурах воздуха. В северном полушарии на широте 70 градусов среднее объёмное содержание водяного пара примерно составляет 0,2 %, а на экваторе – 2,6 % [4].

Таблица 1.2

Состав сухого чистого воздуха вблизи земной поверхности

Газ	Объёмное содержание, %	Молярная масса, кг/кмоль
Азот (N ₂)	78,084	28,0134
Кислород	20,9476	31,9988

Газ	Объёмное содержание, %	Молярная масса, кг/кмоль
Аргон	0,934	39,948
Углекислый газ	0,0314	44,00995
Неон	$1,818 \cdot 10^{-3}$	20,183
Гелий	$524,0 \cdot 10^{-6}$	4,0026
Криптон	$114,0 \cdot 10^{-6}$	83,800
Ксенон	$8,7 \cdot 10^{-6}$	131,300
Водород	$50,0 \cdot 10^{-6}$	2,01594
Закись азота	$50,0 \cdot 10^{-6}$	44,0128
Метан	$0,2 \cdot 10^{-3}$	16,04303
Озон летом	до $7,0 \cdot 10^{-6}$	47,9982
Озон зимой	до $2,0 \cdot 10^{-6}$	47,9982
Двуокись серы	до 10^{-4}	64,0628
Двуокись азота	до $2 \cdot 10^{-6}$	46,0055
Йод	до 10^{-6}	253,8088
Воздух	100	28,964420

Объёмное содержание углекислого газа в атмосферном воздухе также варьируется. В Арктике и Антарктике оно составляет около 0,02 %. В воздухе промышленных районов, в городах с большим количеством автотранспорта содержание углекислого газа может достигать 0,1–0,2 %.

Озон – трёхатомный кислород, защищает живые организмы на Земле от жёсткого ультрафиолетового излучения. Озон поглощает солнечную радиацию с длинами волн от 0,15 до 0,29 мкм. Благодаря химическим реакциям, в которых участвует озон, поглощая жёсткое ультрафиолетовое излучение, происходит нагревание верхних слоёв атмосферного воздуха.

Объёмное содержание озона вблизи земной поверхности очень мало и колеблется в пределах от 10^{-6} до 10^{-5} %. Содержание газа в атмосфере можно охарактеризовать приведенной толщиной слоя этого газа. Если содержащийся в атмосфере озон привести к давлению 1013 гПа и температуре 0 °С, то толщина слоя озона составит около 3 мм. Приведённая толщина слоя кислорода равна 1500 м, а приведённая толщина слоя азота – 6200 м [57].

На земном шаре наибольшее содержание озона отмечается в северном полушарии на широтах 70-75 градусов, где приведённая толщина слоя озона может достигать 6 мм. В тропической зоне, которая располагается между тридцатыми параллелями северной и южной широты, приведенная толщина слоя озона невелика и составляет примерно 1-2 мм [56].

Водяной пар, углекислый газ и озон называют переменными газовыми составляющими атмосферного воздуха, т.к. содержание их в атмосфере существенно изменяется в различных районах земного шара во времени и пространстве. Эти газы называют также парниковыми, поскольку они поглощают энергию излучения земной поверхности, способствуя нагреванию атмосферы.

1.2. Строение атмосферы

Атмосфера делится по вертикали на слои в соответствии со следующими признаками:

- 1) распределение температуры воздуха по высоте;
- 2) химический состав атмосферного воздуха;
- 3) содержание в атмосфере ионов и озона;
- 4) взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью;
- 5) влияние атмосферы на летательные аппараты.

Стратификация атмосферы – распределение температуры атмосферного воздуха по высоте. В зависимости от стратификации выделяют пять основных слоёв и четыре переходных слоя в атмосфере [33].

Основные слои атмосферы – тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера и экзосфера. Переходные слои атмосферы – тропопауза, стратопауза, мезопауза, термопауза (табл. 1.3). Высоты переходных слоев могут значительно отклоняться от средних значений в зависимости от географической широты и времени года.

Таблица 1.3

Основные и переходные слои атмосферы

Основной слой	Средняя высота нижней и верхней границы основного слоя, км	Переходный слой
Тропосфера	0–11	Тропопауза
Стратосфера	11–50	Стратопауза
Мезосфера	50–90	Мезопауза
Термосфера	90–450	Термопауза
Экзосфера	> 450	

Тропосфера характеризуется тем, что в ней температура воздуха с высотой от подстилающей поверхности до тропопаузы в среднем (по климатическим данным) понижается.

Тропопауза – переходный слой между тропосферой и стратосферой, толщина которого составляет от нескольких сотен метров до 1-2 км. Высота тропопаузы изменяется в широких пределах: от 6 км и менее в высоких широтах до 18 км и более в тропической зоне.

В северном полушарии средние широтные значения нижней границы полярной и тропической тропопаузы в январе, июле и в среднем за год изменяются примерно от 9 до 17 км (табл. 1.4) [4].

Таблица 1.4

Средние широтные значения высоты тропопаузы
в северном полушарии, (км)

Период	Тропопауза	Географическая широта, градус									
		90	80	70	60	50	40	30	20	10	0
Январь	Полярная	8,7	8,8	9,1	9,3	9,6	10,3	11,2			
	Тропическая						15,5	15,9	16,3	16,8	17,0
Июль	Полярная	8,8	9,3	10,1	10,7	11,3	12,0	13,1			
	Тропическая					14,9	15,4	15,9	16,0	16,0	16,2
Год	Полярная	8,7	8,9	9,3	9,8	10,4	11,3	12,3	13,2		
	Тропическая						15,3	15,8	16,2	16,4	16,7

На широте 60 градусов среднее значение высоты тропопаузы составляет около 10 км, на широте 40 градусов – 11 км, а на экваторе – почти 17 км. В зонах от 30 до 40 градусов в январе и от 20 до 50 градусов в июле могут наблюдаться одновременно две тропопаузы – одна над другой. Нижняя тропопауза называется полярной, а верхняя тропопауза – тропической.

Средние широтные значения температуры воздуха на нижней границе тропопаузы в северном полушарии изменяются в пределах от -48 до -83 °С. Полярная тропопауза является низкой и тёплой, а тропическая тропопауза – высокой и холодной (табл. 1.5).

Таблица 1.5

Средние широтные значения температуры (°С) тропопаузы
в северном полушарии (температура отрицательная)

Период	Тропопауза	Географическая широта, градус									
		90	80	70	60	50	40	30	20	10	0
Январь	Полярная	60,9	61,8	61,4	60,2	58,4	57,1	56,1			
	Тропическая						64,9	69,5	76,2	81,1	82,8
Июль	Полярная	48,3	49,6	52,0	53,4	53,8	54,5	62,4	67,2		
	Тропическая					59,0	64,6	70,8	74,4	76,9	78,8
Год	Полярная	55,5	55,8	56,2	56,5	56,8	57,6	60,3	67,6		
	Тропическая						64,5	70,0	75,3	79,0	80,4

Стратосфера характеризуется тем, что в ней температура воздуха по данным многолетних аэрологических наблюдений растёт с высотой. В период зимних стратосферных потеплений температура воздуха в верхней части стратосферы может повышаться до 20 °С и более [4]. В высоких широтах на высотах 22-24 км в стратосфере иногда можно наблюдать перламутровые облака, имеющие радужную окраску и состоящие из переохлаждённых капель.

В мезосфере температура воздуха понижается с высотой и может достигать очень низких значений (до -110 °С) [57]. В верхней части мезосферы на высотах около 80 км могут наблюдаться серебристые облака, состоящие из ледяных кристаллов.

Гомосфера и гетеросфера выделяются в зависимости от химического состава атмосферного воздуха. В гомосфере, простирающейся до высоты примерно 100

км, состав основных газов и молярная масса воздуха мало изменяются по высоте в связи с турбулентным перемешиванием атмосферного воздуха [33]. Выше 100 км находится гетеросфера, где молярная масса воздуха уменьшается с высотой вследствие гравитационного разделения газов: содержание тяжёлых газов уменьшается с высотой быстрее, чем содержание лёгких газов.

Озон содержится в воздухе тропосферы и стратосферы, но основная его масса сосредоточена в озоносфере, которая приблизительно совпадает со стратосферой. В ионосфере, расположенной примерно выше 50 км, содержание заряженных частиц (ионов и электронов) резко увеличивается, по сравнению с нижележащими слоями атмосферы.

Учитывая особенности взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью, выделяют пограничный слой атмосферы и свободную атмосферу. В пограничном слое атмосферы на движение воздуха большое влияние оказывает сила трения, поэтому этот слой называется слоем трения. В свободной атмосфере сила трения мала, по сравнению с другими действующими силами, и поэтому эта сила принимается равной нулю.

Слой трения простирается от подстилающей поверхности до высоты примерно 1–1,5 км. Здесь хорошо выражены суточные изменения метеорологических величин. В нижней части слоя трения выделяется приземный слой атмосферы, высота которого порядка нескольких десятков метров. В пределах приземного слоя метеорологические величины особенно резко изменяются с высотой.

В зависимости от влияния на летательные аппараты, атмосфера делится на плотные слои атмосферы, расположенные от земной поверхности до высоты около 150 км, и околоземное космическое пространство – выше 150 км [33]. В пределах плотных слоёв атмосферы летательный аппарат с выключенными двигателями не может совершить хотя бы один оборот вокруг Земли: он потеряет скорость или сгорит.

1.3. Стандартная атмосфера

В авиации широко используется стандартная атмосфера, которая является моделью реальной атмосферы. Стандартная атмосфера находит применение при расчётах и проектировании воздушных судов, для приведения результатов испытаний авиационной техники к одинаковым условиям, для приведения к единообразию в области разработки и калибровки приборов, при обработке данных метеорологических наблюдений, при оценке влияния метеорологических величин реальной атмосферы на лётно-эксплуатационные характеристики воздушных судов. На использовании стандартной атмосферы основан барометрический метод определения высоты в авиации.

Стандартная атмосфера играет роль эталона, с которым сравнивается физическое состояние реальной атмосферы. Знание характеристик стандартной атмосферы и фактических погодных условий на аэродроме или на эшелоне полёта позволяет авиационному специалисту оценить степень влияния метеорологических факторов на полёты воздушных судов.

В России в настоящее время используется стандартная атмосфера, введённая в 1981 году (ГОСТ 4401 – 81) и соответствующая Стандартной атмосфере Международной организации гражданской авиации (ИКАО) [16, 26]. Параметры Стандартной атмосферы (СА) рассчитаны на основе определённых констант и характеристик, из которых в авиационной практике наиболее широко используются те, что, приведены в табл. 1.6.

Таблица 1.6

Константы и характеристики, принятые для расчёта Стандартной атмосферы

Название величины	Обозначение	Значение	Единица измерения
Стандартное ускорение силы тяжести	g_0	9,806 65	м/с ²
Средняя молярная масса на уровне моря	M_0	28,964 420	кг/кмоль
Атмосферное давление на уровне моря	P_0	1013,25	гПа
Температура на уровне моря	T_0	288,15	К
Температура на уровне моря, °С	t_0	15,0	°С

Название величины	Обозначение	Значение	Единица измерения
Плотность воздуха на уровне моря	ρ_0	1,225	кг/м ³
Универсальная газовая постоянная	R^*	8 314,32	Дж/(К·кмоль)
Удельная газовая постоянная	R	287,052 87	Дж/(К·кг)

Таблицы Стандартной атмосферы рассчитаны из предположения, что воздух является идеальным газом, в котором отсутствуют водяной пар и аэрозоли. Влажность воздуха в Стандартной атмосфере равна нулю. Под уровнем моря понимается средний уровень моря, который определяется как нулевая абсолютная высота.

Стандартное ускорение силы тяжести соответствует значению ускорения силы тяжести на среднем уровне моря на широте $\varphi = 45^\circ 32' 33''$. Молярная масса на уровне моря определена с помощью уравнения состояния идеального газа:

$$M_0 = \frac{\rho_0 \cdot R^* \cdot T_0}{p_0}, \quad (1.1)$$

где условные обозначения и величины те же, что в табл. 1.6.

Стандартная атмосфера является неподвижной относительно Земли, ветер в ней отсутствует. Такое состояние атмосферы называется статическим, а сама атмосфера называется статичной.

В основе расчёта Стандартной атмосферы лежит основное уравнение статики атмосферы:

$$-\frac{dp}{dh} = g\rho, \quad (1.2)$$

где p – давление воздуха; h – геометрическая высота; g – ускорение силы тяжести; ρ – плотность воздуха.

В левой части основного уравнения статики атмосферы стоит вертикальный градиент давления, характеризующий изменение давления воздуха в зависимости от высоты. Из уравнения следует, что распределение давления воздуха по высоте зависит от ускорения силы тяжести и от плотности воздуха.

Плотность воздуха – масса воздуха в единичном объёме. Плотность воздуха на различных высотах в Стандартной атмосфере рассчитывается по уравнению состояния идеального газа по известным значениям давления и температуры воздуха:

$$\rho = \frac{P}{RT} . \quad (1.3)$$

В международной практике полётов в расчётах лётно-технических характеристик воздушных судов при взлётах и посадках на аэродромах используется эквивалентная высота – высота по плотности [8].

Эквивалентная высота – высота в стандартной атмосфере, на которой плотность воздуха равна фактической плотности на аэродроме или на эшелоне полёта.

Распределение давления воздуха по высоте в Стандартной атмосфере рассматривается с помощью введения понятия геопотенциала. Геопотенциал на среднем уровне моря принят равным нулю. Понятие геопотенциала используется и при расчёте распределения давления воздуха по высоте в реальной атмосфере.

Геопотенциал в некоторой точке атмосферы равен работе, которую нужно совершить, чтобы поднять единичную массу в поле силы тяжести от среднего уровня моря в данную точку. Геопотенциал характеризует потенциальную энергию частицы воздуха в данной точке атмосферы. Под частицей воздуха понимается его единичная масса.

Потенциальная энергия единицы массы относительно уровня моря определяется уравнением:

$$\Phi = \int_0^h g(h)dh , \quad (1.4)$$

где Φ – геопотенциал.

Разделив геопотенциал на стандартное ускорение силы тяжести, получим геопотенциальную высоту, которую обозначим H :

$$H = \frac{\Phi}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^h g(h) dh. \quad (1.5)$$

Геопотенциальная высота измеряется в геопотенциальных метрах. Стандартный геопотенциальный метр (гп. м) является единицей измерения геопотенциала и равен работе, которую нужно совершить, чтобы поднять единичную массу на высоту 1 м при стандартном ускорении силы тяжести.

Стандартный геопотенциальный метр принят равным $9,80665 \text{ м}^2/\text{с}^2$. В метеорологии геопотенциальную высоту обычно определяют в геопотенциальных декаметрах, которые обозначаются дам. 1 дам = 10 гп. м.

Ускорение силы тяжести зависит от геометрической высоты согласно упрощённому уравнению, не учитывающему центробежное ускорение:

$$g = g_0 \left(\frac{r}{r + h} \right)^2, \quad (1.6)$$

где $r = 6\,356\,766 \text{ м}$ – номинальный радиус Земли, при котором ускорение силы тяжести на среднем уровне моря примерно равно истинному значению ускорения силы тяжести на широте $45^\circ 32' 33''$.

Подставив выражение (1.6) в уравнение (1.5) и интегрируя полученное уравнение, найдём соотношение между геометрической и геопотенциальной высотами, которое выражается формулой

$$H = \frac{rh}{r + h}. \quad (1.7)$$

Таблицы Стандартной атмосферы рассчитаны для высот от -5 до 80 км через 50 гп. м. Некоторые характеристики СА в функции геопотенциальной высоты представлены в прил. 1. Значения температуры и вертикальных градиентов температуры, принятые для расчёта Стандартной атмосферы, указаны в табл. 1.7. Эти значения получены в результате осреднения климатических данных по северному полушарию.

Таблица 1.7

Значения температуры и вертикальных температурных градиентов,
используемые для расчёта Стандартной атмосферы

Геопотенци- альная высота Н, дам	Темпера- тура Т, К	Температура по Цельсию	Слой атмосферы, дам	Градиент темпе- ратуры γ , К/км
-500	320,65	47,5		
000	288,15	15,0	от -500 до 000	6,5
1100	216,65	-56,5	от 000 до 1100	6,5
2000	216,65	-56,5	от 1100 до 2000	0,0
3200	228,65	-44,5	от 2000 до 3200	-1,0
4700	270,65	-2,5	от 3200 до 4700	-2,8
5100	270,65	-2,5	от 4700 до 5100	0,0
7100	214,65	-58,5	от 5100 до 7100	2,8
8000	196,65	-76,5	от 7100 до 8000	2,0

Для количественной оценки изменения температуры атмосферного воздуха в зависимости от высоты используется понятие вертикального градиента температуры (γ).

Вертикальный температурный градиент – изменение температуры воздуха на единицу расстояния по вертикали – определяется в градусах Цельсия на 100 м высоты. В таблицах Стандартной атмосферы вертикальный градиент γ указывается в К/км.

В метеорологии принято считать градиент любой метеорологической величины положительным, если он направлен в сторону уменьшения этой величины. Вертикальный градиент температуры атмосферного воздуха указывает направление распространения тепла. Поэтому при понижении температуры воздуха с высотой $\gamma > 0$, при повышении температуры $\gamma < 0$, при постоянстве температуры $\gamma = 0$.

Температура точки таяния льда при давлении 1013,25 гПа принимается равной 273,15 К. Температура по шкале Кельвина (Т) вычисляется по формуле

$$T = t + 273,15, \quad (1.8)$$

где t – температура по Цельсию.

Температура воздуха (T_H) на любой высоте H в слое от уровня моря до высоты 11 км в Стандартной атмосфере находится по формуле

$$T_H = T_0 + \gamma \cdot H, \quad (1.9)$$

где T_0 – температура на уровне моря, К; H – высота над уровнем моря, км; γ – вертикальный градиент температуры, равный 6,5 К/км. Зная температуру на нижнем уровне слоя и вертикальный градиент температуры в слое, можно рассчитать температуру воздуха на любой высоте в атмосфере.

По известной температуре воздуха в Стандартной атмосфере рассчитывается скорость звука на основе уравнения:

$$a = 20,046\sqrt{T}, \quad (1.10)$$

где a – скорость звука. На уровне моря в Стандартной атмосфере скорость звука составляет 340,294 м/с.

Давление воздуха в Стандартной атмосфере на различных высотах рассчитывается с помощью барометрических формул. Эти формулы можно использовать и для расчета давления воздуха в реальной атмосфере.

Барометрические формулы – интегралы основного уравнения статики атмосферы, полученные при различных предположениях относительно изменения температуры и плотности воздуха в зависимости от высоты.

Барометрические формулы, соответствующие трём моделям атмосферы – однородной, изотермической и политропной – представлены в табл. 1.8.

Таблица 1.8

Модели атмосферы

Название модели	Однородная	Изотермическая	Политропная
Закон изменения давления	линейный	экспоненциальный	показательный
Барометрическая формула	$p = p_0 - g_0 \rho_0 H$	$p = p_0 e^{-\frac{g_0 H}{RT}}$	$p = p_0 \left(\frac{T_0 - \gamma H}{T_0} \right)^{\frac{g_0}{R\gamma}}$
Плотность воздуха	ρ_0	$\rho = \rho_0 e^{-\frac{g_0 H}{RT}}$	$\rho = \rho_0 \left(\frac{T_0 - \gamma H}{T_0} \right)^{\frac{g_0}{R\gamma} - 1}$

Название модели	Однородная	Изотермическая	Политропная
Вертикальный градиент температуры, γ	34,2	0	больше 0
Температура воздуха	$T = T_0 - 34,2 H$	T_0	$T_0 - \gamma H$
Высота атмосферы	$\frac{RT_0}{g_0}$	бесконечна	$\frac{T_0}{\gamma}$

H – высота над уровнем моря, км; P_0 , T_0 , ρ_0 – давление, температура, плотность воздуха на уровне моря; P , T , ρ – давление, температура, плотность воздуха на высоте H ; γ – вертикальный градиент температуры воздуха, К/км; g_0 – стандартное ускорение силы тяжести; R – удельная газовая постоянная сухого воздуха.

В однородной атмосфере плотность воздуха постоянна, в изотермической атмосфере температура воздуха не изменяется по высоте. Политропной называется атмосфера, в которой температура воздуха понижается с увеличением высоты по линейному закону. Однородную и изотермическую атмосферы можно рассматривать как частные случаи политропной атмосферы.

Стандартная атмосфера в слое от уровня моря до высоты 11 км является политропной атмосферой. Поэтому для расчёта давления в зависимости от высоты в этом слое используется барометрическая формула политропной атмосферы. Слой Стандартной атмосферы от высоты 11 км до 20 км – изотермическая атмосфера, поэтому для расчёта давления в этом слое используется барометрическая формула изотермической атмосферы.

Графически зависимость давления воздуха от высоты в однородной, изотермической и политропной атмосферах представлена на рис. 1.1.

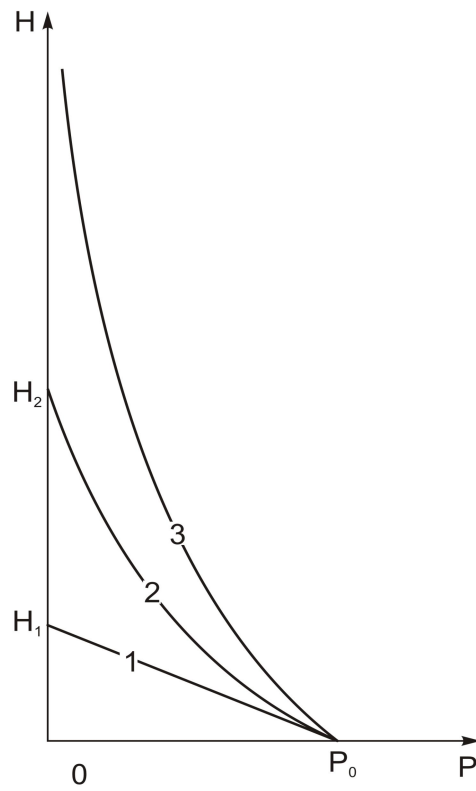


Рис. 1.1. Изменение давления воздуха по высоте в однородной (1), политропной (2) и изотермической (3) атмосферах. H_1 – высота однородной атмосферы; H_2 – высота политропной атмосферы

РАЗДЕЛ 2. ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ

2.1. Температура воздуха

Температура атмосферного воздуха – метеорологическая величина, характеризующая тепловое состояние, среднюю кинетическую энергию движения молекул воздуха. Эта величина называется кинетической или истинной температурой воздуха.

При оценке метеорологических условий полёта воздушных судов очень важно знать и учитывать следующие закономерности:

- 1) влияние температуры воздуха на лётно-технические характеристики воздушных судов;
- 2) связь температуры с давлением, плотностью и влажностью воздуха;
- 3) связь температуры воздуха с атмосферными явлениями, влияющими на деятельность авиации;
- 4) изменение температуры воздуха во времени и пространстве.

С увеличением температуры воздуха увеличиваются длина разбега и пробега, скорость отрыва и посадки, но уменьшаются скороподъёмность и предельно-допустимая высота полёта (потолок) воздушного судна. Чем выше температура воздуха, тем больше потребная скорость горизонтального полёта воздушного судна. С увеличением температуры воздуха уменьшается располагаемая тяга турбореактивных двигателей, но увеличивается часовой и километровый расход топлива [8].

Информация о температуре воздуха необходима при расчёте его плотности по уравнению состояния воздуха. В практике метеорологических наблюдений плотность атмосферного воздуха не измеряется, её можно лишь рассчитать.

Температуру воздуха измеряют с помощью термометров, которые бывают жидкостными, металлическими и полупроводниковыми. Ртутные и спиртовые термометры – жидкостные; термометры сопротивления и биметаллические

пластинки – металлические. Термометр показывает температуру атмосферного воздуха при наличии теплового равновесия между термометром и воздухом.

На метеорологических станциях температура воздуха измеряется с точностью 0,1 °С в приземном слое атмосферы на высоте около 2 м от поверхности земли. При измерении температуры воздуха на высотах методом радиозондирования атмосферы используются полупроводниковые термометры, обеспечивающие точность измерения 1 °С.

В автоматических метеорологических системах наблюдения за погодой КРАМС (комплексная радиотехническая автоматическая метеорологическая станция), АМИС (автоматическая метеорологическая измерительная система), в различных модификациях автоматических метеорологических станций AWOS, VAISALA применяются металлические термометры сопротивления.

Информация о фактической температуре воздуха на аэродромах содержится в местных регулярных метеорологических сводках, которые составляются в период производства полетов воздушных судов через 30 минут (в сроки 00 и 30 минут каждого часа).

Метеорологическая сводка – сообщение о результатах наблюдения за фактической погодой на аэродроме. Местные метеорологические сводки (регулярные и специальные) сообщаются в передачах ATIS (автоматические радиовещательные передачи метеорологической и полётной информации в районе аэродрома для прилетающих и вылетающих воздушных судов).

Информация о температуре воздуха на аэродроме содержится в регулярных метеорологических сводках в кодовой форме METAR (прил. 2). Международный авиационный метеорологический код METAR предназначен для передачи информации о фактической погоде на аэродроме за его пределы. В аэродромных метеорологических сводках температура воздуха указывается с точностью до 1 °С.

В тропосфере повышение температуры воздуха в нижних слоях и понижение температуры с высотой происходит вследствие передачи тепла атмосферному воздуху от более нагретой подстилающей поверхности, которая поглощает, в среднем, в два раза больше лучистой энергии Солнца, чем тропосфера.

Спектр солнечной радиации у подстилающей поверхности ограничен длинами волн 0,29 и 2,0 мкм, поэтому солнечная радиация называется коротковолновой [57].

Передача тепла – теплообмен – происходит не только между подстилающей поверхностью и атмосферным воздухом, но и между различными частями атмосферы. Теплообмен осуществляется, главным образом, путём турбулентной и радиационной теплопроводности, а также при фазовых превращениях воды в атмосфере. Молекулярная теплопроводность воздуха мала: молекулярный поток тепла в атмосфере почти в миллион раз меньше турбулентного потока тепла [57].

Передача тепла путём излучения называется радиационным теплообменом. Подстилающая поверхность излучает длинноволновую радиацию с длинами волн в диапазоне примерно от 4 до 120 мкм. Эта радиация поглощается нижними слоями тропосферы. Основными «поглотителями» длинноволновой радиации являются водяной пар и углекислый газ. Нижние слои атмосферы, нагреваясь, посредством излучения передают тепло вышележащим слоям. Над материком теплообмен путём излучения особенно сильно выражен в ночные часы, когда турбулентный теплообмен ослаблен [58].

При фазовых превращениях воды в атмосфере происходит поглощение или выделение тепловой энергии. Процесс испарения воды в атмосфере сопровождается поглощением тепловой энергии, атмосферный воздух при этом охлаждается. При конденсации и сублимации водяного пара в атмосфере происходит выделение тепловой энергии, которая способствует нагреванию атмосферного воздуха.

Конденсация водяного пара – процесс перехода воды из газообразного состояния в жидкое состояние. Сублимация водяного пара – процесс перехода воды из газообразного состояния в кристаллическое, минуя жидкое состояние.

В атмосфере перенос тепла осуществляется не только по вертикали, но и по горизонтали. Периодические изменения температуры атмосферного воздуха (суточные, сезонные, годовые) связаны с теплообменом по вертикали. Непериодические изменения температуры воздуха связаны с адвекцией. Адвекция – горизонтальное перемещение воздушных масс вдоль поверхности земли.

Адвективное изменение температуры воздуха является положительным, если воздух перемещается из области высоких температур в область низких температур. В этом случае имеет место адвекция тепла.

При перемещении воздуха из области холода в область тепла адвективное изменение температуры является отрицательным, и тогда говорят об адвекции холода. Адвективные изменения температуры воздуха могут превышать 10 °C за несколько часов.

Подстилающая поверхность излучает длинноволновую радиацию постоянно в течение суток. Вместе с тем днём она поглощает лучистую энергию Солнца и нагревается. Максимальная температура воздуха вблизи подстилающей поверхности наблюдается, как правило, в послеполуденные часы – примерно в 14-15 часов местного времени, а минимальная температура – в момент, близкий к восходу солнца.

Суточный ход температуры атмосферного воздуха – изменение температуры в течение суток, наиболее сильно выражен в пустынях и незначителен – над океаном. При адвекции холода или тепла суточный ход температуры воздуха искажается: днём температура из-за адвекции холода может понизиться, а ночью из-за адвекции тепла температура может повыситься.

Амплитуда суточного хода температуры – разница между максимальной и минимальной температурой воздуха в течение суток. В вогнутых формах рельефа (в котловинах, долинах рек, низинах) амплитуда суточного хода воздуха больше, чем над ровной подстилающей поверхностью, а над последней она больше, чем над выпуклыми формами рельефа (холмами и возвышенностями). В низинах воздух ночью охлаждается сильнее, а днём нагревается сильнее, чем над возвышенностями. Эта закономерность носит название закона Воейкова [58].

Нагревание подстилающей поверхности зависит от её удельной теплоёмкости, теплопроводности и отражательной способности (альбедо). Суша нагревается и охлаждается быстрее, чем водная поверхность, которая обладает большими величинами теплоёмкости и теплопроводности. Альбедо песка и снега больше, чем альбедо пашни, поэтому пашня нагревается сильнее.

Облачность может оказывать значительное влияние на нагревание и охлаждение подстилающей поверхности и прилегающего к ней слоя воздуха. Зимой, когда материк покрыт снегом, сплошная низкая облачность способствует повышению температуры приземного слоя воздуха, увеличивая противоизлучение атмосферы, направленное к земной поверхности. Летом из-за наличия сплошной низкой облачности уменьшается нагревание подстилающей поверхности днём и её охлаждение ночью.

В реальной атмосфере вертикальные градиенты температуры изменяются в широких пределах. В пустынях в приземном слое воздуха над сильно прогретой подстилающей поверхностью вертикальные градиенты температуры воздуха могут достигать значений $10^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и больше. Бывает так, что температура воздуха с увеличением высоты повышается или остаётся неизменной.

Задерживающие слои в атмосфере – это слои с температурной инверсией, изотермией или с небольшими вертикальными градиентами температуры. Задерживающие слои можно обнаружить с помощью кривой температурной стратификации, построенной по данным радиозондирования атмосферы.

Инверсия – слой атмосферы, в котором температура воздуха повышается с увеличением высоты. Вертикальный градиент температуры в инверсионном слое отрицателен ($\gamma < 0$).

Изотермия – слой атмосферы, в котором температура воздуха не изменяется с высотой ($\gamma = 0$).

В зависимости от положения нижней границы инверсионного слоя различают приземные и приподнятые инверсии. Приземная инверсия начинается от подстилающей поверхности. Нижняя граница приподнятой инверсии располагается на некоторой высоте от поверхности земли.

Толщина (вертикальная протяжённость) инверсий изменяется в широких пределах: от нескольких метров до 2-3 км. Скачок температуры – разность температуры воздуха на верхней и нижней границах инверсии может достигать $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$ и более.

По условиям образования различают радиационные и адвективные инверсии. Радиационная инверсия формируется в результате охлаждения подсти-

лающей поверхности вследствие излучения. При этом понижение температуры приземного слоя воздуха происходит, главным образом, посредством турбулентного теплообмена. Вклад радиационного теплообмена составляет менее 10 % турбулентного теплообмена [33]. Благоприятные условия для образования радиационных инверсий – отсутствие облаков и слабый ветер.

Приземные радиационные инверсии могут формироваться ночью в любое время года. Инверсии обычно достигают максимальной толщины утром на рассвете, когда отмечается минимальная температура воздуха в суточном ходе.

Зимой в умеренных широтах приземные радиационные инверсии могут наблюдаться в любое время суток. Зимние инверсии иногда сохраняются в течение нескольких недель, ослабевая днём и усиливаясь ночью.

Адвективная инверсия формируется в тёплой воздушной массе при её перемещении на холодную подстилающую поверхность. При этом тёплый воздух охлаждается вследствие турбулентного теплообмена, смешиваясь с холодным воздухом. Адвективные инверсии весной образуются при перемещении тёплого воздуха над снежной поверхностью, температура которой около 0 °С.

Большинство приподнятых инверсий в атмосфере являются инверсиями оседания, которые образуются вследствие нисходящего движения воздуха, его сжатия и адиабатического нагревания. Это происходит в областях повышенного атмосферного давления, антициклонах. Поэтому инверсии оседания называются также инверсиями сжатия и антициклоническими инверсиями.

Фронтальные инверсии связаны с атмосферными фронтами – переходными зонами между теплыми и холодными воздушными массами. Толщина фронтальных инверсий – несколько сотен метров.

Задерживающие слои в атмосфере играют большую роль в формировании погодных условий, препятствуя развитию восходящих движений воздуха. Под задерживающими слоями происходит скопление водяного пара, продуктов конденсации и сублимации водяного пара, частиц песка и пыли, различных аэрозольных частиц, которые ухудшают видимость в атмосфере. С инверсиями связаны опасные для полётов воздушных судов резкие изменения скорости и/или направления ветра с высотой.

Задерживающим слоем в атмосфере является тропопауза, где вертикальный градиент температуры воздуха, как правило, составляет $0,2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ или менее.

Отклонения фактической температуры воздуха в верхней тропосфере, в слое тропопаузы и в нижней стратосфере от температуры в Стандартной атмосфере (стандартной температуры) приводят к изменению предельно-допустимой высоты полёта самолёта. С помощью кривой стратификации температуры в реальной атмосфере и графика распределения температуры в Стандартной атмосфере можно определить изменение предельно-допустимой высоты полёта самолёта в зависимости от изменения температуры воздуха [8].

Зависимость предельно-допустимой высоты полёта самолёта от разницы между фактической и стандартной температурой воздуха выражается формулой

$$\Delta H = -k \times \Delta t, \quad (2.1)$$

где ΔH – изменение предельно-допустимой высоты полёта, м; k – коэффициент, равный $50\text{ м}/^{\circ}\text{C}$; Δt – разница между фактической и стандартной температурами, соответствующая стандартной предельно-допустимой высоте полёта, $^{\circ}\text{C}$.

При отклонении фактической температуры воздуха от стандартной на один градус Цельсия предельно-допустимая высота полёта самолёта изменяется на 50 м. При положительном значении Δt предельно-допустимая высота понижается.

2.2. Влажность воздуха

При оценке метеорологической обстановки на аэродроме, в районе аэродрома и по маршруту полёта очень важно учитывать:

- 1) изменение влажности воздуха во времени и пространстве;
- 2) взаимосвязь характеристик влажности воздуха;
- 3) связь влажности с температурой, давлением и плотностью воздуха;
- 4) влияние влажности воздуха на лётно-технические характеристики воздушных судов;
- 5) связь влажности воздуха с метеорологическими факторами, влияющими на деятельность авиации.

Влажность воздуха – содержание в воздухе водяного пара. Характеристики влажности воздуха называются его гигрометрическими характеристиками. Это упругость водяного пара, абсолютная влажность, удельная влажность, относительная влажность, точка росы, дефицит точки росы. Гигрометрические характеристики закономерно взаимосвязаны [47].

Водяной пар, как и другие газы атмосферы, создаёт давление. Давление газа при предположении, что отсутствуют другие газы в атмосфере, называется его парциальным давлением.

Парциальное давление водяного пара – упругость водяного пара (e) выражается в гектопаскалях (гПа) или миллиметрах ртутного столба (мм рт. ст.). На земном шаре у земной поверхности упругость водяного пара изменяется от сотых долей гектопаскаля при низких температурах воздуха до 35 гПа и более при высоких температурах воздуха [57].

Давление водяного пара в состоянии насыщения называется давлением насыщенного водяного пара или давлением насыщения, или упругостью насыщения (E). Существует экспоненциальная зависимость между упругостью насыщения и температурой воздуха. Чем выше температура воздуха, тем больше упругость насыщения.

Упругость насыщения, при прочих равных условиях, больше:

- над водной поверхностью, чем надо льдом;
- над пресной водой, чем над солёной;
- над каплями, чем над плоской (ровной) поверхностью воды;
- над мелкими каплями, чем над крупными.

Эти закономерности играют большую роль в процессах фазовых превращений воды в атмосфере, при образовании облаков и атмосферных осадков.

Абсолютная влажность (a), г/м^3 – масса водяного пара, содержащегося в единичном объёме влажного воздуха. Абсолютную влажность можно назвать плотностью водяного пара в воздухе. Насыщающая абсолютная влажность – максимально возможная абсолютная влажность при данной температуре и неизменном давлении воздуха.

Связь между абсолютной влажностью воздуха и упругостью водяного пара выражается формулой:

$$a = 289 \frac{e}{T}, \quad (2.2)$$

где e – упругость водяного пара в мм рт. ст.; T – температура воздуха, К. При температуре воздуха 289 К или 16 °С абсолютная влажность воздуха численно равна упругости водяного пара.

Удельная влажность (q), г/г, г/кг – масса водяного пара в единичной массе влажного воздуха. Насыщающая удельная влажность (Q) – максимально возможная удельная влажность при данной температуре и неизменном давлении воздуха.

Относительная влажность воздуха (f), % – отношение фактического содержания водяного пара в воздухе к его максимально возможному содержанию при данной температуре и неизменном давлении воздуха:

$$f = \frac{e}{E} = \frac{a}{A} = \frac{q}{Q}. \quad (2.3)$$

Если воздух насыщен водяным паром, то его относительная влажность равна 100 %. Относительная влажность воздуха сообщается в местных сводках погоды на аэродроме.

Точка росы (t_d), °С – температура, при которой воздух достигает состояния насыщения водяным паром по отношению к ровной водной поверхности при неизменном абсолютном содержании водяного пара и постоянном атмосферном давлении.

Точка росы равна температуре воздуха при состоянии насыщения воздуха водяным паром. В ненасыщенном воздухе точка росы всегда ниже температуры воздуха. Точка росы вычисляется с точностью до 0,1 °С. В сводках погоды METAR точка росы, как и температура воздуха, указывается в целых градусах Цельсия (прил. 2).

Дефицит точки росы (Δt_d), °C – разность между температурой воздуха и точкой росы:

$$\Delta t_d = t - t_d \quad (2.4)$$

При насыщении воздуха водяным паром и относительной влажности воздуха 100% дефицит точки росы равен нулю. Чем меньше дефицит точки росы, тем ближе воздух к состоянию насыщения, тем больше вероятность возникновения конденсации или сублимации водяного пара и образования тумана.

На метеорологических станциях влажность воздуха измеряется с помощью гигрометров и психрометров, которые размещаются в специальной психометрической будке на высоте около 2 м от земной поверхности.

Гигрометры служат для измерения относительной влажности воздуха и бывают волосными и плёночными. Действие волосного гигрометра основано на свойстве обезжиренного человеческого волоса изменять свою длину при колебаниях влажности воздуха: чем больше влажность, тем длиннее волос, а при уменьшении влажности волос становится короче.

Влажность воздуха на высотах при радиозондировании атмосферы измеряется с помощью плёночных гигрометров, действие которых основано на свойстве гигроскопической органической плёнки изменять свои размеры при колебаниях влажности воздуха.

Психрометр – прибор для измерения влажности атмосферного воздуха, состоящий из сухого и смоченного термометров. Сухой термометр показывает температуру атмосферного воздуха. Резервуар смоченного термометра обёрнут батистом, который смачивается дистиллированной водой.

Температура смоченного термометра всегда ниже температуры сухого термометра, за исключением состояния насыщения атмосферного воздуха водяным паром. Если воздух насыщен, то температура смоченного термометра равна температуре сухого термометра.

По значениям температуры сухого и смоченного термометров с помощью психрометрических таблиц [47] определяются основные гигрометрические характеристики: точка росы, относительная влажность, упругость водяного пара, упругость насыщения, абсолютная влажность, удельная влажность воздуха.

Влажность атмосферного воздуха влияет на его плотность. Плотность влажного воздуха меньше плотности сухого воздуха. Молярная масса водяного пара равна примерно 18, а молярная масса сухого воздуха около 29. Влияние влажности воздуха на его плотность учитывается с помощью введения понятия виртуальной (возможной) температуры воздуха.

Виртуальная температура влажного атмосферного воздуха – температура, которую имел бы при данном атмосферном давлении сухой воздух той же плотности, что и влажный воздух, содержащий определённое количество водяного пара.

Согласно уравнению состояния влажного воздуха, плотность влажного воздуха прямо пропорционально зависит от давления воздуха и обратно пропорционально зависит от виртуальной температуры:

$$\rho = \frac{p}{RT_v}, \quad (2.5)$$

где ρ – плотность влажного воздуха; p – давление влажного воздуха; R – удельная газовая постоянная сухого воздуха; T_v – виртуальная температура, К.

Уравнение состояния влажного воздуха имеет тот же вид, что и уравнение состояния сухого воздуха, благодаря введению понятия виртуальной температуры. Разница между уравнениями заключается только в том, что в уравнении состояния влажного воздуха стоит расчётная виртуальная температура, а в уравнении состояния сухого воздуха – истинная температура атмосферного воздуха, измеренная термометром.

Виртуальная температура рассчитывается по формуле

$$T_v = T(1 + 0,608q), \quad (2.6)$$

где T – истинная температура влажного воздуха, К; q – удельная влажность воздуха, г/г.

Виртуальная температура отличается от измеренной истинной температуры влажного воздуха на величину виртуального добавка (ΔT_v), который рассчитывается по формуле

$$\Delta T_v = 0,608 \cdot q \cdot T \approx 0,378(e/p), \quad (2.7)$$

где e – давление водяного пара, содержащегося в воздухе, гПа; p – атмосферное давление, гПа.

Если относительная влажность воздуха равна 100 %, то виртуальный добавок принимает максимальное значение и называется максимальным виртуальным добавком при данной истинной температуре и неизменном давлении воздуха.

При относительной влажности воздуха менее 100 % величина виртуального добавка (Δt_v) определяется по формуле

$$\Delta t_v = 0,01 \times f \times \Delta t_{v_{\max}}, \quad (2.8)$$

где f – относительная влажность воздуха в %; $\Delta t_{v_{\max}}$ – максимальный виртуальный добавок в градусах Цельсия.

Значения виртуального добавка в зависимости от истинной температуры воздуха при атмосферном давлении 1000 гПа и относительной влажности 100 %. приведены в табл. 2.1. [2].

Таблица 2.1

Виртуальный добавок ($\Delta t_v, ^\circ\text{C}$) при атмосферном давлении 1000 гПа
и относительной влажности 100 %

$t, ^\circ\text{C}$	-5	0	5	10	15	20	25	30	35	40
$\Delta t_v, ^\circ\text{C}$	0,4	0,6	0,9	1,3	1,9	2,6	3,6	4,9	6,6	8,9

Влияние влажности на плотность воздуха незначительно при низких температурах и достаточно велико при высоких температурах воздуха. Если давление воздуха 1000 гПа, относительная влажность 100 % и температура влажного воздуха 30 $^\circ\text{C}$, то величина виртуального добавка составляет почти 5 $^\circ\text{C}$. При этих условиях влажный воздух легче сухого воздуха примерно на 1,5 %.

Используя уравнение состояния воздуха, можно показать, что при исходном давлении воздуха 1000 гПа уменьшение плотности сухого воздуха на 2 % при неизменной его температуре обусловлено понижением давления на 20 гПа.

Влияние влажности воздуха на его плотность сравнимо с влиянием температуры и давления воздуха на плотность при температурах воздуха выше 20 °С и относительной влажности более 50 %. Поэтому при таких метеорологических условиях целесообразно учитывать влияние влажности воздуха на его плотность, используя при расчётах плотности воздуха вместо истинной температуры воздуха виртуальную температуру.

2.3. Атмосферное давление

Давление атмосферного воздуха – сила, с которой атмосферный воздух давит на единичную горизонтальную площадку. Давление воздуха на каждом уровне в атмосфере равно весу воздушного столба единичного поперечного сечения высотой от данного уровня до верхней границы атмосферы.

На аэродромных метеорологических станциях в России атмосферное давление определяется в гектопаскалях (гПа) или миллиметрах ртутного столба (мм рт. ст.). В международной практике полётов в качестве единиц измерения давления воздуха используются также миллибары (мб) и дюймы ртутного столба. Один гектопаскаль равен одному миллибару и составляет $\frac{3}{4}$ мм рт. ст. Дюйм (inch) является единицей длины и соответствует примерно 25,4 мм. В документах ИКАО [21] рекомендуется измерять и вычислять давление воздуха в гектопаскалях.

В Российской Федерации в практике метеорологического обеспечения полётов авиационным специалистам сообщается давление QFE – атмосферное давление на аэродроме, соответствующее уровню порога взлетно-посадочной полосы рабочего курса посадки. Авиадиспетчер сообщает давление QFE экипажу на борт воздушного судна перед посадкой для установки высотомера.

Если при измерении давления воздуха на аэродроме барометр установлен выше или ниже порога ВПП на 2 м или более, то при определении QFE в измеренное значение давления вводится поправка на разность высот [40]. Давление QFE сообщается в местных метеорологических сводках на аэродромах в мм рт. ст. с округлением в меньшую сторону до целых значений.

В сводках METAR, выпускаемых в Российской Федерации, после сокращения RMK (от англ. remark – примечание) давление QFE указывается не только в мм рт. ст., но и в гектопаскалях.

В международной практике полётов для установки высотомера перед посадкой воздушных судов используется давление QNH – давление воздуха на аэродроме, приведённое к среднему уровню моря по условиям Стандартной атмосферы. Давлению QNH соответствует барометрическая высота уровня моря. Давление QNH можно определить тремя способами.

Первый способ основан на непосредственном использовании таблицы СА. По таблице находится барометрическая высота, соответствующая давлению QFE (H_{CA})

Затем определяется барометрическая высота среднего уровня моря (H_{QNH}), которая соответствует давлению QNH, по формуле

$$H_{QNH} = H_{CA} - H_a, \quad (2.9)$$

где H_a – высота аэродрома относительно среднего уровня моря. Затем по таблице находится давление QNH, соответствующее высоте H_{QNH} .

Второй способ основан на использовании упрощённой формулы:

$$QNH = QFE + \frac{H_a}{\Delta h_{CA}}, \quad (2.10)$$

где Δh_{CA} – барическая ступень в Стандартной атмосфере вблизи уровня моря, которая принимается равной 11 м/мм рт. ст. или 8,25 м/гПа.

Третий способ используется при расчёте давления QNH с помощью автоматической метеорологической станции на основе уравнения:

$$QNH = QFE \cdot \frac{P_o}{P_{CA}} \left(1 + 0,0065 \cdot H_a \frac{QFE - P_{CA}}{P_{CA}} \right), \quad (2.11)$$

где P_o – 1013,25 гПа; H_a – высота аэродрома относительно среднего уровня моря, м; P_{CA} – давление в Стандартной атмосфере, соответствующее высоте аэродрома относительно среднего уровня моря, гПа; QFE – давление на аэродроме, гПа.

Давление QNH указывается в сводках METAR после буквы Q в гектопаскалях с округлением до целых значений в меньшую сторону. Например, Q1000 означает, что давление QNH равно 1000 гПа.

В международной практике давление QNH в сводках METAR может указываться в дюймах ртутного столба после буквы A. Например, A2992 означает, что давление QNH равно 29,92 дюйма рт. ст.

Стандартное давление на уровне моря, равное 760 мм рт. ст., 1013 гПа или 29,92 дюйма рт. ст., называется в международной практике полётов давлением QNE [64].

Если воздушное судно находится на взлётно-посадочной полосе, и на шкале высотомера установлено давление QNH, то высотомер должен с допустимой погрешностью показывать высоту аэродрома относительно среднего уровня моря. Если установлено давление QFE, то высотомер должен показывать с допустимой погрешностью нулевую высоту.

Давление QFF – давление на метеорологической станции, приведённое к среднему уровню моря, но не по условиям Стандартной атмосферы, а по фактическим погодным условиям – с учётом измеренных значений температуры и влажности воздуха на станции. На земном шаре давление QFF изменяется в широких пределах: от 1085 гПа в сибирском антициклоне до 875 гПа в тропическом циклоне.

Метеорологические станции располагаются на разных высотах относительно среднего уровня моря. Чтобы исключить влияние рельефа на величину атмосферного давления, результаты наблюдений за давлением воздуха приводятся к среднему уровню моря.

Давление QFF наносится на приземные карты погоды, о которых более подробно будет говориться в разделе 6. На приземных картах проводятся изобары (от греч. *isos* – равный, *baros* – давление) через 2,5 или 5 гПа.

Изобары – линии равного атмосферного давления, являются линиями пересечения изобарических поверхностей со средним уровнем моря.

Изобарическая поверхность – поверхность, в каждой точке которой давление воздуха одинаковое.

Давление QFF используется метеорологами в целях анализа барического поля и прогноза погоды с помощью приземных карт погоды.

Барическое поле – распределение атмосферного давления по горизонтали.

Формами барического поля являются барические системы – области синоптического масштаба в атмосфере с типичным распределением атмосферного давления. Выделяют пять типов барических систем: циклон, антициклон, ложбина, гребень, седловина

Циклон на приземной карте погоды – область низкого давления, ограниченная одной или несколькими замкнутыми изобарами. Наименьшее атмосферное давление в этой области отмечается в центре циклона (рис. 2.1а). Изобарические поверхности над циклонами являются вогнутыми

Антициклон на приземной карте погоды – область высокого давления, ограниченная одной или несколькими замкнутыми изобарами. Наибольшее атмосферное давление в этой области отмечается в центре антициклона (рис. 2.1б). Изобарические поверхности над антициклонами являются выпуклыми.

В реальной атмосфере циклоны и антициклоны представляют собой вихри синоптического масштаба.

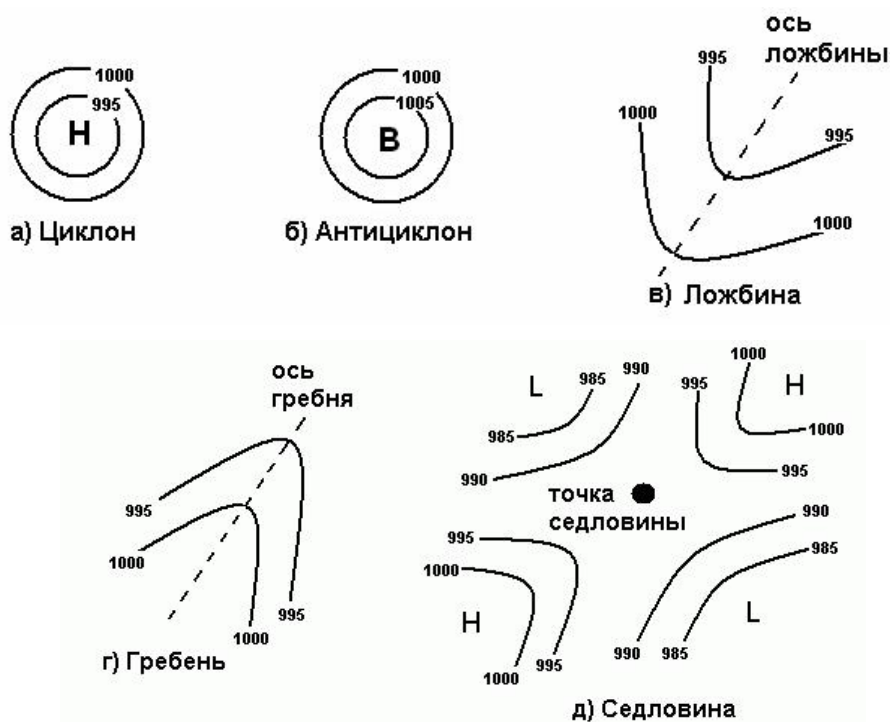


Рис. 2.1. Барические системы

Ложбина на приземной карте погоды (барическая ложбина) – вытянутая область пониженного атмосферного давления с незамкнутыми изобарами. Ось ложбины – линия наименьшего давления воздуха вдоль барической ложбины (рис. 2.1в).

Гребень на приземной карте погоды (барический гребень) – вытянутая область повышенного атмосферного давления с незамкнутыми изобарами. Ось гребня – линия наибольшего давления воздуха вдоль гребня (рис. 2.1г).

Седловина на приземной карте погоды – барическое поле с незамкнутыми изобарами между двумя циклонами и антициклонами, расположенными крест-накрест (рис. 2.1д).

В практике метеорологического обеспечения полётов на малых высотах в Российской Федерации приземная карта погоды используется для определения минимального приведённого давления воздуха $P_{\text{мин. прив.}}$. Это давление указывается в мм рт. ст. с округлением до целых значений в меньшую сторону в прогнозах по районам (секторам).

Для характеристики изменения атмосферного давления во времени используется понятие барической тенденции. Величина барической тенденции, гПа/3 ч – изменение давления воздуха за период между сроками наблюдения за погодой. Характеристика барической тенденции – вид кривой изменения атмосферного давления на ленте барографа за период между сроками наблюдения за погодой.

Самым точным прибором для измерения атмосферного давления на метеорологических станциях является ртутный чашечный барометр, который обеспечивает измерение давления воздуха с точностью до 0,1 гПа. Точность определения атмосферного давления, желательная с точки зрения эксплуатационной деятельности в гражданской авиации, составляет 0,5 гПа.

Датчиком давления воздуха станции КРАМС является усовершенствованная модификация барометра-анероида. Приёмником атмосферного давления в этом датчике служит вакуумированный сильфон – металлическая камера с гофрированной боковой поверхностью. Усилие, развиваемое сильфоном под действием атмосферного давления, измеряется автоматическим силокомпенсационным

устройством. Изменение атмосферного давления преобразуется в пропорциональное изменение электрического сопротивления. Датчик давления станции КРАМС обеспечивает точность измерения давления 0,5 гПа.

На метеорологических станциях для непрерывных наблюдений за изменением давления воздуха используются барографы, которые являются барометрами-анероидами. Лента барографа с записью колебаний атмосферного давления называется барограммой.

Авиационные специалисты должны знать закономерности изменения атмосферного давления во времени и пространстве по трём причинам:

1) основным методом определения высоты воздушного судна в полёте является барометрический метод, основанный на использовании закона изменения давления воздуха в зависимости от высоты;

2) с изменением атмосферного давления во времени и пространстве связано изменение погодных условий, которые влияют на деятельность авиации;

3) от величины атмосферного давления зависят взлётные и посадочные характеристики воздушных судов.

Атмосферное давление убывает с увеличением высоты. На практике эту закономерность впервые выявил Б. Паскаль в XVII веке: с помощью ртутного барометра, изобретённого Э. Торричелли, он измерял давление воздуха у подножия и на вершине горы.

В авиационной практике для характеристики изменения давления воздуха с высотой, при расчёте безопасных высот полёта используется барическая ступень – высота, на которую надо подняться, чтобы давление уменьшилось на единицу.

Барическая ступень (Δh) рассчитывается для определенного слоя атмосферы и обратно пропорциональна вертикальному градиенту атмосферного давления в этом слое. Барическую ступень можно определить по упрощённой формуле

$$\Delta h = \frac{8000}{p} (1 + 0,004t), \quad (2.12)$$

где p – среднее давление воздуха в слое атмосферы, для которого рассчитывается барическая ступень; t – средняя температура воздуха в этом слое, °C.

Если давление воздуха не меняется, то из формулы (2.12) следует, что при повышении температуры воздуха на 1 °С барическая ступень увеличивается примерно на 0,4 %. В тёплом воздухе барическая ступень больше, чем в холодном воздухе, при неизменном давлении воздуха.

С увеличением высоты в атмосфере барическая ступень, как правило, увеличивается в связи с уменьшением атмосферного давления, хотя температура воздуха при этом понижается. Это объясняется тем, что влияние изменения давления воздуха на величину барической ступени значительно больше, чем влияние изменения температуры.

Полёты воздушных судов осуществляются на эшелонах, которые являются стандартными барометрическими высотами. Стандартная барометрическая высота – высота в Стандартной атмосфере, на которой атмосферное давление равно фактическому давлению воздуха, измеряемому барометром-высотомером на эшелоне полёта.

Шкала барометрического высотомера тарируется в термобарокамерах в единицах высоты, являющейся функцией давления, для условий Стандартной атмосферы на основе использования барометрической формулы Лапласа:

$$H = 18400 \cdot (1 + 0,004t) \cdot \lg \frac{P_0}{P_H}, \quad (2.13)$$

где H – высота относительно уровня моря, м; t – средняя температура слоя атмосферы высотой H , °С; P_0 – давление воздуха на уровне моря, гПа; P_H – давление воздуха на высоте H , гПа.

Барометрическая формула Лапласа выводится путём интегрирования основного уравнения статики атмосферы при следующих предположениях:

- 1) ускорение силы тяжести равно стандартному ускорению силы тяжести;
- 2) водяной пар в атмосфере отсутствует;
- 3) вводится понятие средней температуры слоя, толщина которого H , а атмосферное давление на нижней и верхней границах слоя соответственно P_0 и P .

Из принципа работы барометрического высотомера следует, что если в полёте поддерживается постоянная высота по прибору, то воздушное судно перемещается вдоль изобарической поверхности. Поэтому, согласно уравнению со-

стояния воздуха, при полёте на эшелоне плотность воздуха обратно пропорционально зависит от его температуры: чем выше температура, тем меньше плотность воздуха на эшелоне полёта.

Если реальная атмосфера холоднее Стандартной атмосферы, что обычно наблюдается зимой в умеренных широтах северного полушария, то высота полёта воздушного судна относительно любого уровня меньше барометрической высоты. Показания высотомера в этом случае являются завышенными.

Если реальная атмосфера теплее Стандартной атмосферы, что обычно наблюдается в умеренных широтах летом, то высота полёта воздушного судна относительно любого уровня больше барометрической высоты. Показания высотомера в этом случае являются заниженными.

При отклонении температуры воздуха в реальной атмосфере от стандартной температуры на 30 °С, высота полёта изменяется примерно на 10 %.

Контрольные вопросы

1. Распределение температуры атмосферного воздуха по высоте называется стратификацией атмосферы. В зависимости от стратификации выделяют пять основных слоёв:

Варианты ответов:

тропосфера?

тропопауза?

стратосфера?

стратопауза?

мезосфера?

мезопауза?

термосфера?

термопауза?

экзосфера?

2. Тропосфера характеризуется тем, что в ней температура воздуха с высотой от подстилающей поверхности до тропопаузы в среднем (по климатическим данным):

Варианты ответов:

понижается?

повышается?

3. Тропопауза - переходный слой между:

Варианты ответов:

приземным слоем и тропосферой?

тропосферой и стратосферой?

4. Высота тропопаузы в высоких широтах:

Варианты ответов:

16-18 км?

10-12 км?

8-10 км?

5-7 км?

4-6 км?

5. Полярная тропопауза является:

Варианты ответов:

низкой и тёплой?

высокой и холодной?

6. Стратосфера характеризуется тем, что в ней температура воздуха по данным многолетних аэрологических наблюдений с высотой:

Варианты ответов:

растёт?

падает?

7. Процесс перехода воды из газообразного состояния в жидкое состояние называется:

Варианты ответов:

конденсация водяного пара?

сублимация водяного пара?

8. Процесс перехода воды из газообразного состояния в кристаллическое, минуя жидкое состояние называется:

Варианты ответов:

конденсация водяного пара?

сублимация водяного пара?

9. Адвекция это:

Варианты ответов:

горизонтальное перемещение воздушных масс?

вертикальное перемещение воздушных масс?

10. Инверсионный слой характеризуется:

Варианты ответов:

убыванием температуры с высотой?

возрастанием температуры с высотой?

постоянством температуры с высотой?

11. Температура, при которой воздух достигает состояния насыщения водяным паром по отношению к ровной водной поверхности при неизменном абсолютном содержании водяного пара и постоянном атмосферном давлении называется:

Варианты ответов:

точка росы (t_d) °C?

дефицит точки росы (Δt_d) °C?

12. Давление QFE – давление воздуха на аэродроме соответствующее:

Варианты ответов:

уровню порога ВПП рабочего курса посадки?

контрольной точке аэродрома (КТА)?

13. Давление QNH – давление воздуха на аэродроме, приведённое к среднему уровню моря:

Варианты ответов:

по условиям Стандартной атмосферы?

по расчетным значениям на основании многолетних наблюдений?

14. Изобарическая поверхность – поверхность, в каждой точке которой давление воздуха:

Варианты ответов:

разное?

одинаковое?

15. Барическое поле – распределение атмосферного давления:

Варианты ответов:

по горизонтали?

по вертикали?

16. На приземной карте погоды область низкого давления, ограниченная одной или несколькими замкнутыми изобарами обозначает:

Варианты ответов:

циклон?

антициклон?

17. На приземной карте погоды область высокого давления, ограниченная одной или несколькими замкнутыми изобарами обозначает:

Варианты ответов:

циклон?

антициклон?

18. На приземной карте погоды вытянутая область пониженного атмосферного давления с незамкнутыми изобарами отображает:

Варианты ответов:

ложбину?

гребень?

19. На приземной карте погоды вытянутая область повышенного атмосферного давления с незамкнутыми изобарами отображает:

Варианты ответов:

ложбину?

гребень?

20. На приземной карте погоды барическое поле с незамкнутыми изобарами между двумя циклонами и антициклонами, расположенными крест-накрест отображает:

Варианты ответов:

седловину?

ложбину?

гребень?

РАЗДЕЛ 3. ДИНАМИКА АТМОСФЕРЫ

3.1. Силы, действующие в атмосфере

Динамика атмосферы – раздел метеорологии, в котором рассматривается движение воздуха, обусловленное действующими в атмосфере силами. Назовём воздушной частицей единичную массу воздуха синоптического масштаба. В атмосфере на воздушную частицу действуют массовые и поверхностные силы.

Массовые силы называются внешними и действуют на частицу воздуха независимо от окружающих её воздушных частиц. К массовым силам относятся сила тяжести, а также инерционные силы: Кориолиса и центробежная.

Поверхностные силы называются внутренними и действуют на частицу воздуха со стороны окружающих её воздушных частиц. К поверхностным силам относятся: сила горизонтального барического градиента и сила трения.

Ветер – движение воздуха относительно земной поверхности. Поскольку вертикальная составляющая движения воздушной частицы мала, по сравнению с горизонтальной составляющей, будем считать, что ветер – горизонтальное движение воздуха относительно земной поверхности.

Ветер – вектор, характеризующийся скоростью и направлением. Ветер возникает под действием силы горизонтального барического градиента (G), которая определяется по формуле

$$G = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta S}, \quad (3.1)$$

где ρ – плотность воздушной частицы; $-\frac{\Delta P}{\Delta S}$ – горизонтальный барический градиент, характеризующий распределение атмосферного давления по горизонтали и равный изменению давления воздуха на единицу наименьшего расстояния между изобарическими поверхностями.

Сила горизонтального барического градиента равна ускорению, которое получает воздушная частица под действием горизонтального барического градиента. Эта сила

направлена по кратчайшему расстоянию между изобарическими поверхностями в сторону понижения давления воздуха в горизонтальном направлении. Под действием силы горизонтального барического градиента воздушная частица начинает перемещаться из области высокого давления в область низкого давления.

Сила Кориолиса (A) – отклоняющая сила вращения Земли, всегда действует в направлении, перпендикулярном направлению движения воздушной частицы. Эта сила направлена по отношению к вектору ветра в северном полушарии вправо, а в южном полушарии – влево.

Сила Кориолиса, действующая на воздушную частицу, определяется по формуле

$$A = 2\omega \sin \varphi U, \quad (3.2)$$

где ω – угловая скорость вращения Земли; φ – географическая широта; U – скорость ветра. На экваторе сила Кориолиса равна нулю, а на полюсе принимает максимальное значение, равное $2\omega U$.

Сила трения всегда направлена в сторону, противоположную направлению движения воздушной частицы, Сила трения значительна в пограничном слое атмосферы, уменьшается с увеличением высоты и близка к нулю на уровне трения.

Сила трения, действующая на воздушную частицу, определяется по формуле:

$$F_{\text{тр}} = -kU, \quad (3.3)$$

где U – скорость ветра, k – коэффициент трения, характеризующий шероховатость (неровности) подстилающей поверхности.

Центробежная сила (C) возникает при движении воздушной частицы по криволинейной траектории и направлена по радиусу кривизны траектории от центра вращения.

Центробежная сила, действующая на воздушную частицу, определяется по формуле:

$$C = \frac{U^2}{r}, \quad (3.4)$$

где U – скорость ветра, r – радиус кривизны траектории, по которой движется частица воздуха.

Если радиус кривизны траектории движущейся частицы 1000 км или более, то величина центробежной силы значительно меньше силы горизонтального барического градиента и силы Кориолиса, поэтому центробежной силой можно пренебречь.

Сила тяжести, действующая на воздушную частицу, называется ускорением силы тяжести. Она не участвует в формировании ветра в атмосфере, уравниваясь силой вертикального барического градиента, что следует из основного уравнения статики атмосферы.

3.2. Ветер в свободной атмосфере и слое трения

В свободной атмосфере сила трения мала, по сравнению с другими действующими в атмосфере силами, и поэтому ею можно пренебречь. Выше пограничного слоя в свободной атмосфере формируется ветер, который называется градиентным.

Градиентный ветер (U_g) – установившееся движение воздуха при отсутствии силы трения. Если центробежная сила равна нулю, то градиентный ветер называется геострофическим.

Геострофический ветер формируется под действием силы горизонтального барического градиента и силы Кориолиса. При установившемся движении эти силы уравниваются. Скорость геострофического ветра U определяется по формуле

$$U = \frac{1}{2\omega \sin \varphi} \frac{\Delta P}{\Delta S}. \quad (3.5)$$

Ветер в свободной атмосфере направлен таким образом, что если встать лицом по направлению воздушного потока, то низкое давление воздуха будет на-

ходиться слева, а высокое давление – справа от наблюдателя. Эта закономерность носит название барического закона ветра для свободной атмосферы. Закон отражает связь между барическим полем и ветром в атмосфере.

Градиентный ветер при наличии центробежной силы называется геоцикло-строфическим [57]. Этот ветер наблюдается в циклонах и антициклонах и формируется под действием трех сил: горизонтального барического градиента, Кориолиса и центробежной силы.

В циклоне сила горизонтального барического градиента уравнивается равнодействующей двух сил: силы Кориолиса и центробежной силы. Поэтому воздушная частица в циклоне движется против часовой стрелки в северном полушарии (рис. 3.1,а) и по часовой стрелке в южном полушарии.

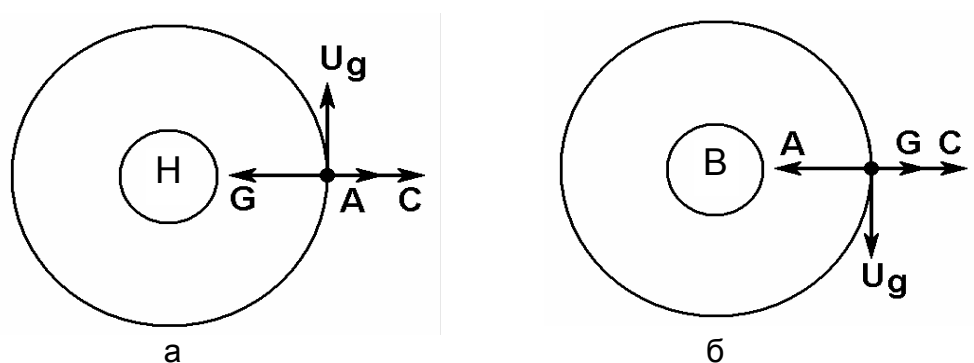


Рис. 3.1. Градиентный ветер в циклоне (а) и в антициклоне (б) северного полушария

В антициклоне сила Кориолиса уравнивается суммой двух сил: горизонтального барического градиента и центробежной. Поэтому воздушная частица в антициклоне движется по часовой стрелке в северном полушарии (рис. 3.1,б) и против часовой стрелки – в южном полушарии.

Если в циклоне горизонтальный барический градиент такой же, как в антициклоне, то скорость градиентного ветра в циклоне меньше, чем в антициклоне. Однако в антициклонах горизонтальный барический градиент, как правило, меньше, чем в циклонах, и обычно не превышает 1 гПа на 100 км. В циклонах горизонтальный барический градиент может достигать более 8 гПа на 100 км. Поэтому скорость ветра в циклонах, как правило, больше, чем в антициклонах (рис. 3.2).

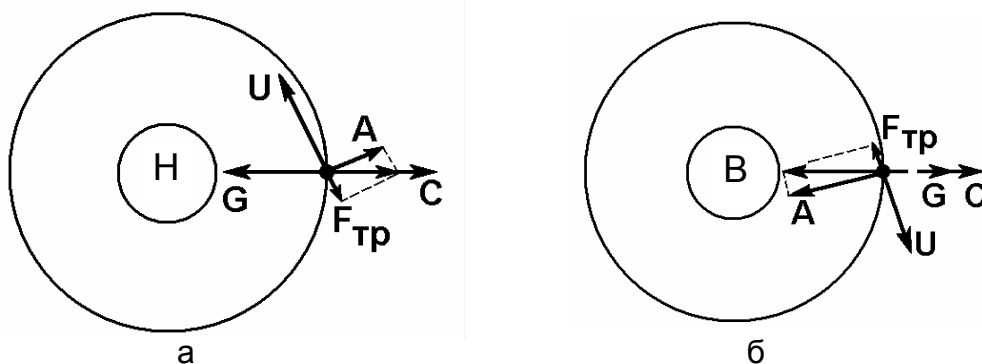


Рис. 3.2. Ветер в слое трения в циклоне (а) и антициклоне (б) северного полушария

В пограничном слое атмосферы при отсутствии центробежной силы и установившемся горизонтальном движении воздуха сила горизонтального барического градиента уравнивается равнодействующей сил Кориолиса и трения.

Если в северном полушарии наблюдатель стоит лицом по направлению ветра, то область низкого давления будет располагаться слева и несколько впереди, а область высокого давления – справа и несколько позади от наблюдателя. Это закон Бейс-Балло или барический закон ветра для пограничного слоя атмосферы.

При наличии силы трения ветер отклоняется от направления градиентного ветра влево, т.е. против часовой стрелки. Угол отклонения вектора ветра от градиентного над сушей составляет примерно 30° , а над морем 20° , т.к. над сушей коэффициент трения больше, чем над морем.

В циклоне в слое трения сила горизонтального барического градиента уравнивается силами Кориолиса, трения и центробежной силой:

$$G = A + F_{\text{тр}} + C. \quad (3.7)$$

В антициклоне равнодействующая сил горизонтального барического градиента и центробежной уравнивается равнодействующей сил Кориолиса и трения:

$$G + C = A + F_{\text{тр}}. \quad (3.8)$$

3.3. Изменение ветра с высотой в свободной атмосфере и слое трения

Изменение ветра с высотой в свободной атмосфере связано с перестройкой барического поля атмосферы. При перестройке изменяются величина и направление силы горизонтального барического градиента. Перестройка барического поля обусловлена изменением температуры воздуха по горизонтали.

Изменение температуры воздуха по горизонтали в некотором слое атмосферы приводит к возникновению на верхней границе этого слоя силы горизонтального барического градиента и градиентного ветра. Это объясняется тем, что атмосферное давление в теплом воздухе падает с увеличением высоты медленнее, чем в холодном воздухе.

Термический ветер – ветер, обусловленный наличием горизонтального градиента средней температуры в некотором слое атмосферы. Термический ветер направлен перпендикулярно горизонтальному градиенту средней температуры слоя так, что холодный воздух находится слева, а тёплый воздух – справа от направления движения.

Горизонтальный градиент температуры характеризует распределение средней температуры слоя по горизонтали и равен изменению температуры на единицу наименьшего расстояния между изотермическими поверхностями. Изотермическая поверхность – поверхность, в каждой точке которой средняя температура слоя воздуха одинаковая. Горизонтальный градиент температуры направлен перпендикулярно изотермическим поверхностям в сторону понижения температуры.

Если градиентный ветер на нижнем уровне слоя атмосферы толщиной H отличается от нуля и равен U_n , то градиентный ветер на верхнем уровне U_v определяется по формуле

$$U_v = U_n + U_t \quad (3.9)$$

где U_t – термический ветер.

Скорость термического ветра вычисляется по уравнению

$$U_t = \frac{g_0 H}{2\omega \sin \varphi T_{cp}} \frac{\Delta T_{cp}}{\Delta n}, \quad (3.10)$$

где T_{cp} – средняя температура воздуха в слое толщиной H ; $\frac{\Delta T_{cp}}{\Delta n}$ – горизонтальный градиент средней температуры слоя; g_0 – стандартное ускорение силы тяжести; ω – угловая скорость вращения Земли; φ – географическая широта.

Из формулы термического ветра (3.10) следует, что чем больше горизонтальный градиент средней температуры слоя и больше толщина этого слоя, тем сильнее термический ветер.

В различных частях циклонов и антициклонов в свободной атмосфере ветер по высоте изменяется по-разному. Предположим, что в северном полушарии горизонтальный градиент средней температуры в некотором слое атмосферы направлен с юга на север. Тогда изотермические поверхности и термический ветер направлены с запада на восток.

Рассмотрим изменение ветра с высотой в различных частях циклона. На рис. 3.3 сплошные линии – изобары – линии пересечения изобарических поверхностей с горизонтальной плоскостью. Пунктирные линии – изотермы – линии пересечения изотермических поверхностей с горизонтальной плоскостью.

Предположим, что циклон движется с запада на восток, тогда восточная часть циклона является его передней частью. В передней части циклона градиентный ветер на нижнем уровне слоя атмосферы направлен с юга на север, т.е. из области тепла в область холода.

С увеличением высоты ветер усиливается и поворачивает вправо относительно ветра на нижнем уровне. Таким образом, в передней части циклона наблюдается адвекция тепла, правое вращение и усиление ветра с увеличением высоты (рис.3.3).

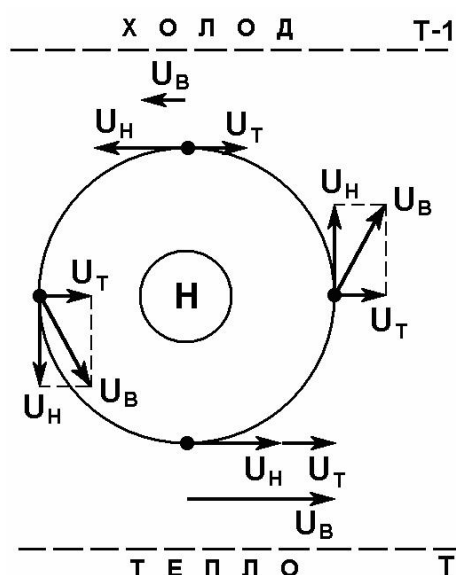


Рис. 3.3. Изменение градиентного ветра с высотой в циклоне.

U_T – термический ветер; U_H – градиентный ветер на нижнем уровне; U_B – градиентный ветер на верхнем уровне; сплошные линии – изобары, пунктирные линии – изотермы.

В западной части циклона, которая является его тыловой частью, ветер на нижнем уровне слоя атмосферы направлен с севера на юг, т.е. из области холода в область тепла. Ветер на верхнем уровне слоя атмосферы усиливается и поворачивает влево относительно ветра на нижнем уровне. Таким образом, в тыловой части циклона наблюдается адвекция холода, левое вращение и усиление ветра с увеличением высоты.

В южной части циклона, которая соответствует его тёплому сектору, термический ветер совпадает по направлению с градиентным ветром на нижнем уровне слоя атмосферы. Поэтому в тёплом секторе наблюдается нейтральная адвекция температуры, ветер усиливается с высотой, не меняя направления.

В северной части циклона термический ветер направлен в противоположную сторону относительно направления градиентного ветра на нижнем уровне слоя атмосферы, наблюдается нейтральная адвекция температуры. Над северной частью циклона на некоторой высоте имеется уровень обращения ветра, где скорость ветра равна нулю.

До уровня обращения ветра с увеличением высоты ветер ослабевает, не изменяя направления. Выше уровня обращения ветер изменяет своё направление на

противоположное и усиливается с высотой. Таким образом, уровень обращения ветра характеризуется нулевой скоростью и тем, что ниже и выше уровня ветер имеет противоположное направление.

В циклоне и антициклоне имеются соответствующие части, в которых градиентный ветер имеет одинаковое направление:

- передняя часть циклона и тыловая часть антициклона;
- тыловая часть циклона и передняя часть антициклона;
- южная часть циклона и северная часть антициклона;
- северная часть циклона и южная часть антициклона.

Поэтому в различных частях антициклона ветер с высотой изменяется так же, как и в соответствующих частях циклона.

В умеренных широтах северного полушария во всех частях циклона и антициклона ветер с увеличением высоты усиливается и становится все более близким к западному направлению, приближаясь к направлению изотермических поверхностей (направление изотерм на рис. 3.3). Максимальная скорость ветра достигается, как правило, под тропопаузой.

В свободной атмосфере формируется устойчивый однородный воздушный поток, который носит название ведущего потока. В направлении ведущего потока и со скоростью, близкой к скорости ведущего потока, перемещаются барические системы, воздушные массы, атмосферные фронты, о которых будет говориться в разделе 7.

В пограничном слое атмосферы ветер с высотой изменяется, потому что уменьшается сила трения при удалении от подстилающей поверхности. Наибольшее отклонение направления фактического ветра от направления градиентного ветра имеет место в приземном слое атмосферы до высоты примерно 50 м.

С удалением от подстилающей поверхности угол отклонения реального ветра от градиентного ветра уменьшается и приближается к нулю на верхней границе слоя трения, где ветер становится близким по направлению и по скорости к градиентному ветру (рис. 3.4).

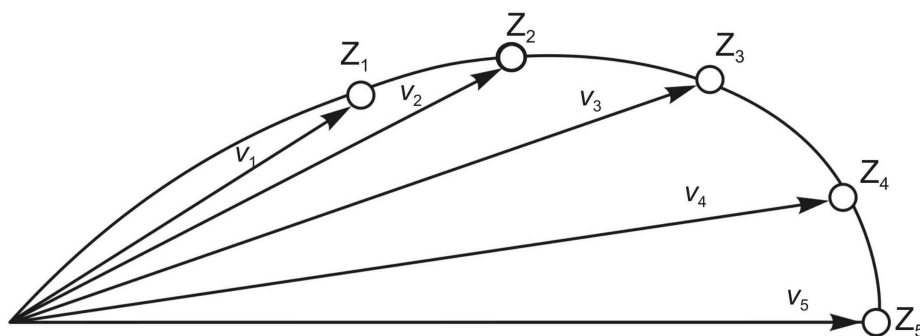


Рис. 3.4. Схема изменения ветра с высотой в пограничном слое атмосферы:
 Z_1, Z_2, Z_3, Z_4, Z_5 – высоты по мере возрастания, v_1, v_2, v_3, v_4, v_5 – векторы ветра

Итак, в слое трения с увеличением высоты ветер обычно меняет направление и усиливается, приближаясь по направлению и по скорости к градиентному ветру, имеет место правое вращение ветра с высотой – вращение направления ветра по часовой стрелке.

В более редких случаях в слое трения наблюдается левое вращение ветра с высотой – против часовой стрелки, или отмечается постоянство направления ветра по высоте. Это происходит, когда барическое поле с увеличением высоты быстро изменяется.

3.4. Информация о ветре на аэродромах

При метеорологическом обеспечении полётов авиационные специалисты получают информацию о метеорологическом ветре, направление которого выражается в десятках градусов и определяется азимутом той части горизонта, откуда ветер дует. Метеорологический ветер отличается по направлению от навигационного ветра на 180° .

На аэродромах Российской Федерации скорость ветра у поверхности земли измеряется с помощью анеморумбометров в м/с, а в других странах может измеряться в км/ч или в узлах. В метеорологических сводках для обозначения единиц измерения скорости ветра используются соответственно сокращения MPS, КМН и КТ (прил. 2).

Истинный ветер – фактический ветер, направление которого отсчитывается от северного направления географического (истинного) меридиана. Пе-

риод осреднения истинного ветра составляет 10 мин. Истинный ветер наносится на приземные карты погоды, даётся в сводках METAR.

Магнитный ветер – ветер, направление которого отсчитывается от северного направления магнитного меридиана. Магнитный ветер сообщается в местных сводках погоды по аэродрому. Период осреднения магнитного ветра составляет две минуты.

При определении направления магнитного ветра положительное магнитное склонение отнимается от направления истинного ветра, а отрицательное магнитное склонение прибавляется к направлению истинного ветра. Положительное магнитное склонение является восточным, а отрицательное магнитное склонение – западным. Магнитное склонение не учитывается, если оно составляет по абсолютной величине менее 5 градусов [55].

С помощью анеморумбометров на аэродроме измеряется мгновенный ветер, период осреднения которого составляет примерно две-три секунды. Если порыв ветра – максимальная мгновенная скорость – превышает среднюю скорость ветра на 5 м/с или более за период осреднения, то он сообщается в метеорологических сводках.

Движение воздуха в атмосфере всегда носит турбулентный (вихревой) характер, следствием чего является колебание (изменение) направления и скорости ветра около некоторого среднего значения. Порывистость ветра указывает на наличие хорошо выраженной турбулентности в пограничном слое атмосферы. Чем больше величина порыва, тем более выражена атмосферная турбулентность.

Приземный ветер на аэродромах должен измеряться на высоте около 10 м от уровня взлётно-посадочной полосы. Допустимая погрешность определения направления приземного ветра на аэродроме составляет $\pm 10^\circ$.

Допустимая погрешность измерения средней и максимальной скорости приземного ветра за две или десять минут зависит от величины скорости. При скорости от 10 м/с и более погрешность составляет $\pm 10\%$. При средней скорости от 1,5 до 10 м/с погрешность ± 1 м/с. При максимальной скорости (порыве) от 3 до 10 м/с допустимая погрешность ± 2 м/с [21].

В Российской Федерации в передачах ATIS для прилетающих и вылетающих воздушных судов сообщается ветер на высоте 100 м и на высоте круга, чтобы пилоты могли оценить изменение ветра по вертикали. Ветер на этих высотах определяется:

- с помощью: шаропилотных наблюдений,
- по данным бортовой погоды (самолётных измерений);
- по прогностическим данным.

Ветер в свободной атмосфере измеряется с помощью ветрового радиозондирования атмосферы. Точность измерения скорости ветра методом радиозондирования составляет при скорости ветра менее 10 м/с примерно 1 м, а при скорости более 10 м/с – около 10 % скорости. Точность измерения направления ветра примерно 10°.

Радиус действия реального ветра – расстояние от точки его измерения, в пределах которого изменчивость ветра не превышает допустимого значения. Радиус действия ветра, измеренного с помощью радиозондов, считается равным примерно 150 км.

Срок годности реального ветра – промежуток времени от момента измерения ветра, в пределах которого изменчивость ветра не превышает допустимого значения. Срок годности ветра считается равным примерно 6 ч.

3.5. Местные ветры

Местные ветры – ветры в определенных районах, возникающие под влиянием местных физико-географических особенностей. К местным ветрам относятся бризы, горно-долинные ветры, фён, бора.

Бризы – ветры по берегам морей, озёр, водохранилищ, других крупных водоёмов. Бризы изменяют своё преобладающее направление два раза в течение суток.

Дневной бриз называется морским, наблюдается в светлое время суток и направлен со стороны относительно холодной водной поверхности водоёма на

более нагретое побережье. Дневной бриз начинает формироваться утром, когда суша быстро прогревается и становится теплее водной поверхности.

Ночной бриз называется береговым, наблюдается в тёмное время суток и направлен с относительно холодного побережья в сторону более тёплого водоёма. Ночной бриз развивается вечером, когда суша начинает охлаждаться и становится холоднее водной поверхности.

В умеренных широтах бризы обычно наблюдаются в тёплый период года и охватывают слой атмосферы по вертикали примерно до двух километров. Выше этого слоя наблюдается антибриз – перенос воздуха в обратном направлении. Антибриз охватывает слой атмосферы по вертикали толщиной также около двух километров.

Бризовая циркуляция – совокупность бризов и антибризов. Бризовая циркуляция наиболее ярко выражена при ясной или малооблачной погоде в малоградиентном барическом поле.

Дневной бриз в умеренных широтах имеет скорость примерно 2-7 м/с и может проникать на расстояние до 20 км от береговой линии вглубь побережья. Скорость ночного бриза обычно меньше скорости дневного бриза и составляет в среднем 1-3 м/с. Ночной бриз охватывает по вертикали, как правило, более тонкий слой атмосферы, чем дневной бриз [58]. С бризовой циркуляцией связаны опасные для авиации сдвиги ветра.

Горно-долинные ветры называются ветрами склонов, возникают в горах вследствие различий в нагревании и охлаждении воздуха в течение суток над склонами и над долинами гор.

Различают анабатический и кatabатический ветры. Анабатический ветер – восходящее движение воздуха, кatabатический ветер – нисходящее движение воздуха. Днём долинный ветер поднимается со стороны долины по нагретому склону горы вверх и является анабатическим ветром. Ночью горный ветер опускается по охлаждённому склону горы в сторону долины вниз и является кatabатическим ветром.

Фён – жаркий, сухой, порывистый кatabатический ветер, направленный с подветренной части горы в сторону долины. Температура воздуха при фёне

значительно и быстро повышается со временем, а относительная влажность воздуха при этом значительно падает. Фён может продолжаться несколько суток. Высокая температура воздуха при фёне обусловлена высокой температурой воздушной массы над наветренной стороной горного препятствия и адиабатическим нагреванием воздуха при его нисходящем движении примерно на 1 °С на каждые 100 м спуска.

Бора – сильный, холодный и порывистый ветер, дующий со стороны низких горных хребтов в сторону тёплого моря. Хорошо изучена Новороссийская бора. В Новороссийске скорость ветра при боре может достигать значений, превышающих 20 м/с, температура воздуха может понизиться на 25 °С и даже более.

РАЗДЕЛ 4. ОБЛАКА И ОСАДКИ

4.1. Облака, их классификация

Облако – скопление взвешенных в атмосфере капель воды и/или кристаллов льда на некоторой высоте от поверхности земли. Капли воды и ледяные частицы в облаке называются облачными элементами.

Водность облака (г/м^3) – масса капель воды, содержащихся в единичном объёме облака. Лёдность облака (г/м^3) – масса ледяных частиц, содержащихся в единичном объёме облака [43].

Существуют три классификации облаков:

- 1) международная морфологическая классификация,
- 2) генетическая классификация,
- 3) классификация в зависимости от фазового состояния облачных элементов.

В основе международной классификации облаков лежит их внешний вид, поэтому классификация называется морфологической (от греч. *morphe* – форма).

Согласно международной морфологической классификации всё многообразие облаков сведено к десяти формам, в которых различают виды и разновидности, за исключением слоисто-дождевых облаков, не имеющих видов и разновидностей. Фотографии и полное описание всех форм облаков имеются в Атласе облаков, изданном Всемирной метеорологической организацией в 1956 году [3].

В зависимости от расположения высоты нижней границы облаков (НГО) различают четыре семейства облаков:

1. Облака верхнего яруса – НГО выше 6 км – перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые.
2. Облака среднего яруса – НГО от 2 до 6 км – высококучевые и высоко-слоистые.
3. Облака нижнего яруса – НГО ниже 2 км – слоисто-кучевые, слоистые и слоисто-дождевые.

4. Облака вертикального развития – кучевые и кучево-дождевые, НГО ниже 2 км, вершины этих облаков могут достигать тропопаузы и проникать в стратосферу (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Международная классификация облаков

Русское название форм облаков	Латинское название форм облаков	Сокращенное обозначение форм облаков	Высота основания облаков, км	Толщина слоя, км
Облака верхнего яруса				
1. Перистые	Cirrus (циррус)	Ci	7-10	1-2
2. Перисто-кучевые	Cirrocumulus (цирокумулюс)	Cc	6-8	0,2-0,4
3. Перисто-слоистые	Cirrostratus (цирростратус)	Cs	6-8	0,1-2,0
Облака среднего яруса				
4. Высококучевые	Alto cumulus (альтокумулюс)	Ac	2-6	0,2-0,7
5. Высоко-слоистые	Altostratus (альтостратус)	As	3-5	1-2
Облака нижнего яруса				
6. Слоисто-кучевые	Stratocumulus (стратокумулюс)	Sc	0,5-1,5	0,2-0,8
7. Слоистые	Stratus (стратус)	St	0,1-0,7	0,2-0,8
8. Слоисто-дождевые	Nimbostratus (нимбо-стратус)	Ns	0,1-1,0	2-5
Облака вертикального развития				
9. Кучевые	Cumulus (кумулюс)	Cu	0,8-1,5	1-4
10. Кучево-дождевые	Cumulonimbus (кумолонимбус)	Cb	0,6 -1,0	4-10

Внешний вид облаков различен, т.к. различаются физические условия их образования, которые лежат в основе генетической классификации облаков. По генетическому принципу, т.е. по условиям образования, различают три типа облаков:

1. Слоистообразные облака – слоисто-дождевые, высокослоистые перисто-слоистые и некоторые разновидности перистых облаков.

2. Кучевообразные облака – кучевые, кучево-дождевые и определённые виды слоисто-кучевых, высококучевых и перисто-кучевых облаков.

3. Волнистообразные облака – определённые виды слоистых, слоисто-кучевых, высококучевых и перисто-кучевых облаков.

Основную роль в образовании всех форм облаков играют вертикальные движения в атмосфере. В зависимости от горизонтальных масштабов движений их принято делить на три класса [33, 43, 54]:

1. Макромасштабные вертикальные движения – движения синоптического масштаба – связаны с атмосферными фронтами, циклонами, антициклонами, барическими ложбинами, гребнями; имеют горизонтальные размеры сотни и тысячи километров. Скорость этих движений имеет порядок от 0,1 до 1 см/с. Движения синоптического масштаба приводят к образованию слоистообразных облаков, горизонтальная протяжённость которых составляет сотни и тысячи километров.

2. Мезомасштабные вертикальные движения в атмосфере имеют горизонтальные размеры от нескольких сотен метров до 100 км. Скорость этих движений имеет порядок от 0,1 до 10 м/с. Большую роль в формировании мезомасштабных движений играет сила плавучести – разность между силой Архимеда и силой тяжести. Мезомасштабные вертикальные движения воздуха играют основную роль при образовании кучевообразных (конвективных) облаков. Мезомасштабные волновые движения в атмосфере, связанные с задерживающими слоями, приводят к образованию волнистообразных облаков.

3. Микромасштабные вертикальные движения носят неупорядоченный (турбулентный) характер. Горизонтальные размеры этих движений изменяются в пределах от нескольких сантиметров до сотен метров. Скорость микромасштабных движений в пограничном слое атмосферы имеет порядок от 0,01 до 10 м/с. Микромасштабные движения, сочетаясь с движениями большего масштаба, оказывают влияние на условия развития всех форм облаков.

В зависимости от фазового состояния облачных частиц, различают капельные (водяные), кристаллические (ледяные) и смешанные облака. При этом одна часть облака может быть капельной, другая – смешанной, третья – кристаллической. Эти части могут быть расположены на разных высотах или разнесены по горизонтали [4].

Температура воздуха является главным фактором, определяющим фазовое состояние облачных элементов. С понижением температуры воздуха повторяемость капельных облаков уменьшается, а кристаллических – возрастает. Повторяемость капельных, смешанных и кристаллических облаков в зависимости от различных градаций температуры воздуха в умеренных широтах представлена в табл. 4.2 [57].

Таблица 4.2

Повторяемость капельных, смешанных и кристаллических облаков
при различных градациях температуры воздуха, %

Облака	Градации температуры, °С						
	0 – -5	-5 – -10	-10 – -15	-15 – -20	-20 – -25	-25 – -30	-30 – -35
Капельные	71	50	34	18	11	4	3
Смешанные	29	47	58	61	55	48	32
Кристаллические	0	3	8	21	34	48	65

Капельные облака состоят только из капель и могут существовать не только при положительной, но и при отрицательной температуре воздуха. Капли воды в облаке и само облако при температуре ниже 0 °С называются переохлаждёнными. Переохлаждённые капли могут находиться в облаках при очень низкой температуре – до -46 °С [33].

Смешанные облака состоят из переохлаждённых капель и ледяных кристаллов и чаще всего наблюдаются при температуре от -10 до -25 °С, но могут наблюдаться при температуре от -0 до -46 °С. Кристаллические облака состоят только из ледяных кристаллов. При температуре воздуха ниже -46 °С повторяемость этих облаков близка к 100 %.

Над территорией Российской Федерации слоистые, слоисто-кучевые и высококучевые облака при температуре воздуха -15 °С и выше являются обычно

капельными. При температуре ниже -22°C слоистые облака не наблюдаются. Слоисто-дождевые и высокосоистые облака при температуре воздуха ниже -20°C являются чаще всего кристаллическими [50].

В умеренных широтах северного полушария слоистые и слоисто-кучевые облака являются, как правило, капельными, а слоисто-дождевые облака – смешанными (табл. 4.3) [43].

Таблица 4.3

Повторяемость фазового состояния облаков различных форм
в умеренных широтах (%)

Сезон	Фазовое состояние	Форма облаков				
		St	Sc	Ns	As	Ac
Лето	Капельное	99,5	98,8	29	44	80
	Смешанное	0,5	1,2	71	40	17
	Кристаллическое	0	0	0	16	3
Зима	Капельное	85	73	13	15	44
	Смешанное	14	24	84	36	44
	Кристаллическое	1	3	3	49	12
Год	Капельное	89	83	17	24	62
	Смешанное	10	16	81	36	30
	Кристаллическое	1	1,5	2	40	7

В умеренных широтах в среднем за год наиболее часто осадки выпадают из смешанных облаков, затем по частоте выпадения осадков следуют водяные облака. Из кристаллических облаков осадки выпадают очень редко [17, 33].

4.2. Особенности образования облаков

Облака вертикального развития – кучевые (Cu) и кучево-дождевые (Cb) – возникают в результате развития конвекции – вертикального движения воздуха. Различают свободную (термическую) и вынужденную (динамическую) конвекцию [43].

Термическая конвекция обусловлена действием силы плавучести. Над сушей решающую роль в развитии термической конвекции играет неоднород-

ность подстилающей поверхности, приводящая к чередованию тёплых и холодных её участков. Воздух над тёплыми участками нагревается и становится легче окружающего воздуха: развивается конвекция.

Вынужденная конвекция порождается динамическими причинами. Она возникает вследствие динамического взаимодействия воздушного потока с подстилающей поверхностью, конвергенции воздушных потоков у атмосферного фронта, вынужденного подъёма воздуха по склонам гор. Конвекция, которая первоначально была вынужденной, с некоторого уровня в неустойчиво стратифицированной атмосфере может стать свободной конвекцией, обусловленной действием силы плавучести.

По форме проявления различают неупорядоченную и упорядоченную конвекцию. Элементы неупорядоченной конвекции расположены в пространстве хаотически. Упорядоченная конвекция называется ячейковой, т.к. её элементы образуют геометрически правильные циркуляционные ячейки. Связанные с упорядоченной конвекцией облака могут существовать в виде полей, состоящих из полигональных или округлых ячеек [61].

Конвективная ячейка – система взаимосвязанных восходящих и нисходящих движений воздуха

Элементы термической конвекции называются термиками. Они могут существовать либо в виде «пузырей» – примерно шарообразных масс воздуха, либо в виде вертикальных или наклонных струй. Наиболее часто образуются термики, горизонтальные размеры которых 60 м (пузыри) и 70 м (струи), хотя возникают и гораздо более крупные элементы конвекции [43]. Когда термик при подъеме достигает уровня конденсации, зарождается кучевое облако.

Кучевые облака – плотные облака с белыми куполообразными или кучевообразными вершинами и с плоским сероватым или синеватым основанием. В умеренных широтах облака являются обычно капельными и осадки из них, как правило, не выпадают.

Кучевые облака делятся на три вида:

1. кучевые плоские (*Cumulus humilis*, *Cu hum.*);
2. кучевые средние (*Cumulus mediocris*, *Cu med.*);

3. кучевые мощные (*Cumulus congestus*, Cu cong.).

Кучевые плоские облака мало развиты по высоте (менее 1 км) и кажутся плоскими, т.к. их вертикальная протяжённость меньше горизонтальных размеров. Кучевые средние облака имеют вертикальные размеры 1-2 км.

Плоские и средние кучевые облака, не развивающиеся в мощные кучевые облака, наиболее часто образуются в областях повышенного атмосферного давления – в антициклонах и барических гребнях. Кучевые плоские облака обычно начинают формироваться утром, развиваются днём, а вечером растекаются, переходя в слоисто-кучевые вечерние облака.

Из всех видов кучевых облаков наибольшую опасность для авиации представляют мощные кучевые облака – сильно развитые по высоте облака (более 2 км), толщина которых обычно превышает размеры основания. Развитие мощных кучевых облаков происходит, как правило, в областях пониженного атмосферного давления – в барических ложбинах и циклонах.

Высота основания кучевых облаков H_{Cu} над поверхностью земли приближённо определяется по формуле

$$H_{Cu} = C \lg f_0, \quad (4.1)$$

где константа C примерно равна 4 км, f_0 – относительная влажность воздуха у поверхности земли в долях, $f_0 < 1$.

Над территорией Российской Федерации кучевые облака наиболее часто наблюдаются летом, наименьшая их повторяемость – зимой. Например, в Курске повторяемость кучевых облаков в июле 33 %, а в феврале 0,3 % [43].

Кучево-дождевые облака делятся на два вида:

1. Кучево-дождевые лысые облака (*Cumulonimbus calvus*, Cb calv.).
2. Кучево-дождевые волосатые облака (*Cumulonimbus capillatus*, Cb cap.).

Кучево-дождевые волосатые облака отличаются от кучево-дождевых лысых облаков тем, что имеют в верхней части хорошо выраженную волокнистую структуру.

Кучево-дождевые волосатые имеют две разновидности:

1) волосатые с грозовым валом (*Cumulonimbus arcus*, *Cb arc.*) характеризуются тем, что в передней части облака образуется дугообразный облачный вал, который сопровождается шквалом у поверхности земли;

2) волосатые с наковальней (*Cumulonimbus incus*, *Cb inc.*) характеризуются тем, что верхняя «обледеневшая» часть облака растекается над облаком в стороны и приобретает форму гигантской наковальни.

Развитие мощных кучевых облаков в кучево-дождевые облака происходит при появлении ледяных кристаллов в верхней части облаков или, как говорят, при оледенении вершин облаков. Кучево-дождевые облака являются смешанными облаками, из них выпадают ливневые кратковременные осадки: летом в виде крупнокапельного дождя и града, а зимой в виде ливневого снега, ледяной или снежной крупы. С кучево-дождевыми облаками часто связаны грозы, поэтому эти облака называют грозовыми.

Годовой ход повторяемости кучево-дождевых облаков аналогичен годовому ходу повторяемости кучевых облаков. Зимой повторяемость кучево-дождевых облаков в среднем для России составляет 1 %, а в июле достигает наибольших значений, составляя около 20 % [43].

В образовании кучево-дождевых облаков велика роль вертикальных движений синоптического масштаба. Мезомасштабные вертикальные движения, являясь причиной образования этих облаков, возникают на фоне и под влиянием восходящих движений синоптического масштаба. Поэтому кучево-дождевые облака часто наблюдаются в сочетании со слоистообразными облаками [33].

Слоистообразные облака – слоисто-дождевые (*Ns*), высокослоистые (*As*) и перисто-слоистые (*Cs*) – образуются под влиянием восходящих движений синоптического масштаба, связанных с атмосферными фронтами. Поэтому эти облака называют фронтальными.

На атмосферных фронтах происходит упорядоченный подъём – восходящее скольжение тёплого воздуха по клину холодного воздуха со скоростью порядка 1 см/с. Одной из причин восходящего скольжения является конвергенция воздушных потоков в пограничном слое атмосферы вблизи фронта. При восхо-

дующем скольжении происходит адиабатическое охлаждение воздуха и конденсация в нём водяного пара. В результате образуются слоистообразные облака.

Толщина массива слоистообразных облаков Ns–As–Cs по вертикали может составлять 6 км и более. Однако система этих облаков чаще всего не является сплошной по вертикали, а состоит из нескольких слоёв. Толщина облачных слоёв, как и безоблачных прослоек, может быть различной – от нескольких десятков и сотен метров до 2-3 км и более.

Массив слоистообразных облаков шириной порядка сотен километров вытягивается вдоль фронта на тысячи километров. Площадь полей слоистообразных облаков в зимний период года примерно в четыре раза больше, чем в летний период [33].

При полёте воздушных судов в слоистообразных облаках болтанка, как правило, слабая или отсутствует, но часто при отрицательной температуре воздуха наблюдается обледенение воздушных судов [5].

Слоисто-дождевые облака – тёмно-серый слой облаков, основание которых размыто полосами падения обложных осадков. Облака обычно закрывают всё небо без разрывов. Часто под слоем слоисто-дождевых облаков образуются разорванно-дождевые облака (Fractonimbus, Frnb.), которые называются облаками плохой погоды.

Высота нижней границы слоисто-дождевых облаков зависит от дефицита точки росы вблизи подстилающей поверхности: чем меньше дефицит точки росы, тем ниже располагается основание облаков. В среднем высота основания слоисто-дождевых облаков составляет 0,1-1,0 км.

Высокослоистые облака в умеренных широтах являются обычно смешанными облаками и содержат мелкие капли и снежинки. Зимой из этих облаков часто выпадает снег. Иногда высокослоистые облака являются капельными и состоят из однородных мелких капель. Если эти облака закрывают диск Солнца или Луны, то в облаках можно увидеть цветные венцы, представляющие собой разноцветные круги, вплотную примыкающие к дискам светил. Венцы образуются вследствие дифракции света на капельках облаков.

Перисто-слоистые облака – белая полупрозрачная пелена однородной или слегка волокнистой структуры, которая может покрывать всё небо. Часто в перисто-слоистых облаках наблюдается оптическое явление гало – беловатые или разноцветные круги вокруг Солнца или Луны.

Волнистообразные облака часто (свыше 80 % всех случаев) формируются в процессе эволюции слоистообразных облаков в областях повышенного давления под влиянием нисходящих вертикальных движений синоптического масштаба [33]. Некоторые виды волнистообразных облаков могут образоваться из приподнятого тумана.

Волнистообразные облака в виде валов и ячеек могут образоваться также под непосредственным влиянием волновых движений в атмосфере различной амплитуды и длины волны вследствие охлаждения воздуха в гребнях волн. Гравитационные волны возникают в инверсионных слоях с резким изменением плотности воздуха, скорости и направления ветра. Длина воздушных волн варьируется от 50 до 2000 м [57].

Слоистые (St) и слоисто-кучевые (Sc) облака относятся к облакам нижнего яруса и могут существенно осложнить взлёт и посадку воздушных судов. В подавляющем большинстве случаев слоистые и слоисто-кучевые облака появляются в атмосфере в результате трансформации слоисто-дождевых облаков. Это имеет место в заполняющихся циклонах и барических ложбинах, а также в зоне размывающихся атмосферных фронтов [33].

На земном шаре повторяемость слоистых и слоисто-кучевых облаков составляет около 50 % и значительно превосходит повторяемость туманов, которая равна примерно 1%. В некоторых случаях слоистые облака образуются в результате трансформации тумана. Туман рассеивается в приземном слое, приподнимаясь на некоторую высоту и трансформируясь в слоистое облако.

Слоистые и слоисто-кучевые облака могут образоваться в тёплой и влажной воздушной массе, перемещающейся на более холодную подстилающую поверхность. Основную роль в трансформационном охлаждении тёплого и влажного воздуха при его перемещении играет турбулентность в атмосфере. Верти-

кальная скорость турбулентных вихрей в слоистых облаках и под ними составляет примерно 0,3 м/с.

В большинстве случаев слоистые и слоисто-кучевые облака являются подынверсионными, т.е. располагаются под слоем инверсии. Иногда эти облака могут наблюдаться над инверсией, в слое инверсии или между двумя слоями инверсий.

Слоистые и слоисто-кучевые облака могут образоваться на наветренных склонах возвышенностей и в предгорьях, где их образованию способствует адиабатическое охлаждение воздуха вследствие его подъёма.

Условия образования слоистых и слоисто-кучевых облаков во многом сходны, но имеются и существенные различия:

1. При образовании слоисто-кучевых облаков турбулентный обмен в пограничном слое атмосферы более развит, чем при образовании слоистых облаков.
2. Нижняя граница слоисто-кучевых облаков располагается обычно выше, чем у слоистых облаков.
3. Вертикальная протяжённость слоисто-кучевых облаков может достигать 1-2 км, а максимальная толщина слоистых облаков, как правило, несколько сотен метров.
4. Слоисто-кучевые облака делятся на два вида: Sc волнистые и Sc кучевообразные. Слоистые облака подразделяются на три вида: St туманообразные; St волнистые; St разорванные.
5. Из слоисто-кучевых облаков могут выпадать слабые кратковременные осадки в виде дождя или снега. Из слоистых облаков иногда выпадают морось, снежные зёрна или ледяные иглы.

Слоистые и слоисто-кучевые облака по водности мало различаются. Водность этих облаков зависит от их температуры и толщины: чем выше температура и больше толщина облаков, тем больше их водность. Водность в слоистых и слоисто-кучевых облаках увеличивается с высотой и достигает максимальных значений в верхней части облаков.

Средние значения водности в слоистых и слоисто-кучевых облаках в зависимости от температуры воздуха приведены в таблице, где для сравнения при-

водятся также средние значения влажности слоисто-дождевых, высокостристых и высококучевых облаков (табл. 4.5).

Таблица 4.5

Средняя влажность (г/м³) в облаках при различной температуре (°C)

Форма обла- ков	Температура, °C				
	5	0	-5	-10	-15
Ns	0,33	0,26	0,22	0,18	0,15
Sc	0,27	0,24	0,21	0,17	0,14
St	0,26	0,23	0,20	0,16	0,12
Ac, As	0,21	0,20	0,18	0,16	0,12

Орографические чечевицеобразные облака (*lenticularis*, *lent.*) представляют собой особую разновидность волнистообразных облаков. Эти облака имеют характерный чечевицеобразный вид и образуются с подветренной стороны возвышенностей и гор. Орографические чечевицеобразные облака являются индикаторами наличия горных волн в атмосфере.

В гребнях горных волн воздух поднимается и охлаждается. Если поднимающийся воздух достигает состояния насыщения водяным паром, то при дальнейшем его подъёме образуется чечевицеобразное облако. В долинах горных волн воздух опускается, удаляется от состояния насыщения, и потому облака не образуются.

Орографические чечевицеобразные облака могут формироваться в нижнем ярусе, и тогда они называются слоисто-кучевыми (*Sc lent.*). В среднем ярусе образуются высококучевые чечевицеобразные облака (*Ac lent.*), а в верхнем ярусе – перисто-кучевые чечевицеобразные облака (*Cc lent.*).

Особенностью орографических чечевицеобразных облаков является то, что они не перемещаются по горизонтали в направлении воздушного потока над горами.

4.3. Наблюдение за облаками на аэродромах

Характеристиками облаков являются их количество, форма и высота нижней границы. Количество облаков – степень покрытия неба облаками, определяется в октантах. Один октант – одна восьмая часть небосвода. Если облака покрывают весь небосвод, то количество облаков равно восьми октантам.

Форма облаков определяется по их внешнему виду в соответствии с международной морфологической классификацией. Высота нижней границы облака – расстояние от поверхности земли до основания облака.

В сводках погоды по аэродрому указываются только две формы облаков: кучево-дождевые и мощные кучевые облака, если они наблюдаются на аэродроме или в его окрестности. Для обозначения этих облаков используются соответственно сокращения СВ и TCU.

Высота нижней границы облаков нижнего яруса значительно изменяется во времени и пространстве. Облачность понижается над холмами, лесами, а также в зоне выпадения атмосферных осадков. Изменения высоты нижней границы облаков в течение 10 минут могут достигать 50 % её средней величины. Наибольшая изменчивость высоты нижней границы облаков наблюдается в случае облаков ниже 100 м. С увеличением высоты нижней границы облаков её изменчивость во времени уменьшается [5, 33].

Наибольшей изменчивостью высоты нижней границы характеризуются разорванно-слоистые (St fr.) и разорванно-дождевые (Frnb.) облака. Более устойчивой во времени является нижняя граница слоисто-кучевых облаков.

Основным методом измерения высоты нижней границы облаков на аэродромах является светолокационный метод. Измерение высоты нижней границы облаков основано на определении времени прохождения импульсом света расстояния от излучателя света до нижней границы облаков и обратно до приемника светового импульса. По времени прохождения и скорости света определяется расстояние от поверхности земли до основания облака.

При тумане, сильных атмосферных осадках и других явлениях, когда нижнюю границу облаков определить невозможно, результаты инструментальных измерений указываются в сводках погоды как вертикальная видимость, которая обозна-

чается сокращением VV. Под вертикальной видимостью в авиации понимается максимальное расстояние от поверхности земли до уровня, с которого вертикально вниз видны объекты на земной поверхности.

На аэродромах, оборудованных системами захода на посадку, высота нижней границы облаков измеряется с помощью датчиков – измерителей высоты облаков, установленных в районе БПРМ. Если БПРМ расположен выше или ниже порога ВПП более чем на 10 м, то в измеренное на БПРМ значение высоты нижней границы облаков или вертикальной видимости вводится поправка на разность высот. Поправка вычитается, если БПРМ находится ниже, и прибавляется, если БПРМ находится выше порога ВПП [40].

Высоту нижней границы облаков можно определить в полёте с борта воздушного судна. Нижняя граница облаков примерно соответствует уровню потери чёткой видимости естественного горизонта.

4.4. Аэрологическая диаграмма

Аэрологическая диаграмма – номограмма (семейство графиков), с помощью которой решаются различные задачи по анализу и оценке метеорологических условий на аэродроме и в районе аэродрома. На диаграмме имеются изобары, изотермы, изограммы, сухие и влажные адиабаты.

Использование аэрологической диаграммы при оценке условий образования облаков основано на адиабатическом методе оценки состояния атмосферы. В этом методе под воздушной частицей понимается единичная масса воздуха, в каждой точке которой параметры состояния – температура, плотность, давление, влажность воздуха – примерно одинаковые [33].

Вертикальные движения воздушной частицы считаются адиабатическими, т.к. при движениях происходит значительное изменение объёма частицы, а теплообмен между частицей и окружающим воздухом настолько мал, что им можно пренебречь. Адиабатическим процессом в атмосфере называется термодинамический процесс, при котором изменение состояния частицы воздуха происходит без теплообмена её с окружающей средой.

Двигаясь вверх, воздушная частица попадает в менее плотные слои атмосферы и расширяется. При этом совершается работа за счёт внутренней энергии частицы, температура её понижается. При нисходящем движении частица попадает в слои с большим давлением воздуха и сжимается. Работа по сжатию частицы, совершаемая внешними силами, переходит во внутреннюю энергию частицы, поэтому температура её повышается. Таким образом, поднимающаяся частица охлаждается, а опускающаяся – нагревается.

Различают сухоадиабатический и влажноадиабатический процессы в атмосфере. При сухоадиабатическом процессе происходит адиабатическое изменение состояния сухой или ненасыщенной водяным паром частицы воздуха. Сухоадиабатический закон выражается уравнением сухоадиабатического процесса или уравнением Пуассона, которое связывает изменения температуры и давления частицы:

$$\frac{T_1}{T_0} = \left(\frac{p_1}{p_0} \right)^{0,286}, \quad (4.1)$$

где T_0 и p_0 – характеристики начального состояния воздушной частицы; T_1 и p_1 – характеристики конечного состояния частицы.

Сухоадиабатический градиент температуры характеризует изменение температуры сухой или ненасыщенной частицы воздуха при её подъёме или опускании. Сухоадиабатический градиент примерно равен 1 °С на 100 м высоты.

Если теплообмен и влагообмен между частицей и окружающим воздухом отсутствует, то при подъёме ненасыщенной частицы до уровня конденсации температура её понижается, удельная влажность остаётся постоянной, а относительная влажность увеличивается на каждые 100 м высоты примерно на 6 %.

Уровень конденсации – высота, на которой сухоадиабатически поднимающаяся от поверхности земли частица воздуха достигает состояния насыщения. На уровне конденсации частица становится насыщенной, относительная влажность частицы равна 100 %, начинается конденсация водяного пара – процесс облакообразования. Высота нижней границы облаков примерно совпадает с уровнем конденсации [8, 43, 54].

При опускании ненасыщенной частицы температура её повышается, удельная влажность остаётся постоянной, а относительная влажность уменьшается на каждые 100 м высоты примерно на 6 %.

При подъёме насыщенной частицы воздуха от уровня конденсации состояние частицы изменяется в соответствии с влажноадиабатическим законом. Этот закон характеризует влажноадиабатический процесс – изменение физического состояния насыщенной частицы воздуха. При подъёме насыщенной частицы происходит конденсация водяного пара, вследствие чего выделяется в большом количестве теплота конденсации, равная теплоте парообразования (2 501 000 Дж/кг).

Тепло конденсации расходуется на совершение части работы по расширению частицы. Поэтому температура поднимающейся частицы при влажноадиабатическом процессе понижается на меньшую величину, чем при сухоадиабатическом процессе.

Влажноадиабатический градиент температуры показывает, как изменяется температура насыщенной частицы воздуха при её подъёме на единицу высоты, определяется в градусах Цельсия на 100 м. Влажноадиабатический градиент температуры меньше сухоадиабатического градиента и зависит от температуры и давления воздуха.

Чем выше температура насыщенной частицы воздуха, тем меньше величина влажноадиабатического градиента температуры при неизменном давлении (табл. 4.4). Упругость насыщения увеличивается в зависимости от температуры воздуха по экспоненциальному закону. Поэтому при повышении температуры насыщенной частицы увеличивается количество тепла, выделяемое в процессе конденсации водяного пара в воздухе.

Зависимость влажноадиабатического градиента от давления воздуха выражена не так сильно, как от температуры воздуха, и является достаточно сложной. Если температура воздушной частицы не изменяется, то с уменьшением атмосферного давления уменьшается величина влажноадиабатического градиента. Это можно объяснить тем, что выделяющееся при конденсации водяного пара тепло распределяется между меньшим количеством молекул воздуха. При температуре воздушной частицы 10 °С и атмосферном давлении 1000 гПа

влажноадиабатический градиент примерно в два раза меньше сухоадиабатического градиента.

Таблица 4.4

Влажноадиабатические градиенты температуры, °C/100 м

Давление, гПа	Температура, °C				
	-20	-10	0	+10	+20
1000	0,88	0,78	0,66	0,54	0,44
900	0,86	0,76	0,64	0,52	0,42
700	0,83	0,72	0,59	0,47	0,38
500	0,77	0,64	0,52	0,41	0,33

При низких температурах в верхней части тропосферы частица воздуха в состоянии насыщения содержит незначительное количество водяного пара. Поэтому с увеличением высоты в тропосфере влажноадиабатический градиент приближается по величине к сухоадиабатическому градиенту, хотя атмосферное давление уменьшается.

При опускании насыщенной частицы температура её изменяется по-разному в зависимости от того, содержит ли она капли воды и/или кристаллы льда или они уже выпали в виде осадков. Если частица не содержит капли или кристаллы, то при её опускании температура частицы повышается, и частица становится ненасыщенной. Поэтому, опускаясь, частица будет нагреваться на 1 °C/100 м.

Если частица содержит капли и кристаллы, то при её опускании они будут испаряться. При этом часть внутренней энергии частицы переходит в теплоту парообразования. Поэтому температура опускающейся частицы повышается на меньшую величину, чем при сухоадиабатическом процессе. Частица, опускаясь, остаётся насыщенной до тех пор, пока все капли и/или кристаллы не перейдут в водяной пар. В течение этого процесса температура насыщенной частицы повышается по влажноадиабатическому закону. При дальнейшем опускании частица нагревается на 1°C/100 м, и относительная влажность её уменьшается.

По данным радиозондирования атмосферы на бланке аэрологической диаграммы метеорологи строят кривые: стратификации, точки росы и состояния. Кривая точки росы – депеграмма – показывает распределение температуры

точки росы по высоте. Депеграмма располагается обычно левее кривой стратификации, но она может совпадать с кривой стратификации при равенстве температуры воздуха и точки росы.

Изограмма – линия одинаковой удельной влажности воздуха (г/кг). Сухая адиабата – график изменения температуры воздуха в зависимости от давления при сухоадиабатическом процессе. Сухие адиабаты – прямые линии.

Влажная адиабата – график изменения температуры воздуха в зависимости от давления при влажноадиабатическом процессе. Влажные адиабаты – кривые линии, которые показывают, как изменяется температура поднимающейся насыщенной воздушной частицы.

Кривая состояния характеризует адиабатическое изменение температуры поднимающейся частицы воздуха. До уровня конденсации кривая состояния совпадает с сухой адиабатой, а выше уровня конденсации – с влажной адиабатой. Используя кривую состояния, можно определить уровни конденсации и конвекции и оценить возможность формирования кучево-дождевых облаков в районе аэродрома.

Проведём на аэрологической диаграмме сухую адиабату через точку, которая соответствует температуре воздуха у поверхности земли t_0 (нижняя точка кривой стратификации). Затем проведём изограмму через точку росы у поверхности земли t_d (нижняя точка депеграммы). Точка пересечения изограммы с сухой адиабатой соответствует высоте уровня конденсации. Точка пересечения кривой состояния и кривой стратификации соответствует уровню конвекции (рис. 4.1).

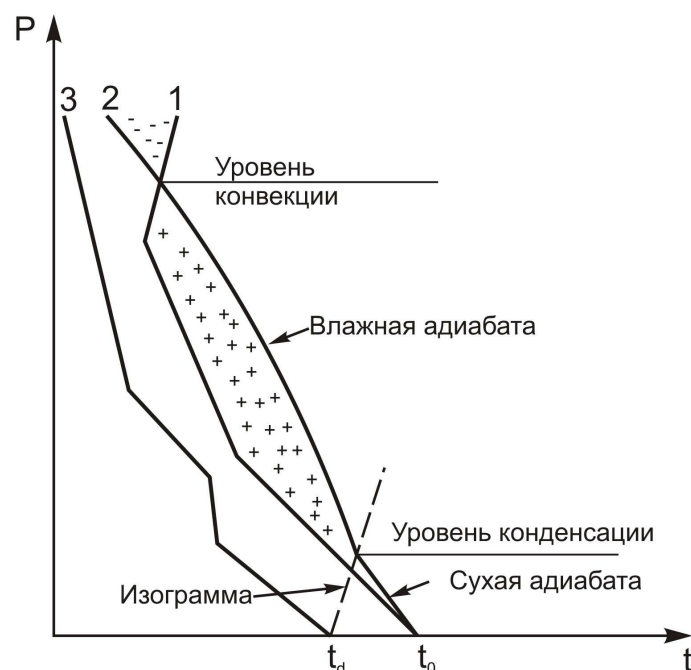


Рис. 4.1. Кривая стратификации (1), кривая состояния (2), дегеграмма (3) на аэрологической диаграмме; t_0 и t_d – температура воздуха и точка росы у поверхности земли;

«+» – положительная энергия неустойчивости; «-» – отрицательная энергия неустойчивости

Если кривая состояния располагается левее кривой стратификации, то атмосфера стратифицирована устойчиво. Площадь между кривыми соответствует отрицательной энергии неустойчивости, закрашивается синим цветом и обозначается знаком «-».

Если кривая состояния располагается правее кривой стратификации, то атмосфера стратифицирована неустойчиво. Площадь между кривыми соответствует положительной энергии неустойчивости, закрашивается красным цветом и обозначается знаком «+». При наличии положительной энергии неустойчивости в атмосфере создаются условия для формирования кучево-дождевых облаков с ливнями, грозами и градом.

По кривой стратификации определяются: высота нижней и верхней границы инверсии и изотермии, вертикальная протяжённость задерживающих слоёв, скачок температуры и температурный вертикальный градиент в слое инверсии.

По значениям дефицита точки росы оценивается возможность образования слоистообразных и волнистообразных облаков в районе аэродрома, высота нижней и верхней границы облаков. Одним из признаков наличия облачного слоя на какой-либо высоте является малое значение дефицита точки росы на

этой высоте. Сближение кривой стратификации и депеграммы на аэрологической диаграмме, соответствующее какому-то слою атмосферы, указывает на возможность наличия облачности в этом слое [9].

При выявлении облачных слоёв обычно используют средние значения дефицита точки росы на основных изобарических поверхностях для случаев наличия и отсутствия облачности (табл. 4.6) [51].

Таблица 4.6

Средние значения дефицита точки росы при наличии и отсутствии облаков

Давление, гПа	850	700	500	300
Дефицит точки росы при наличии облаков, °С	1,5	2,0	2,5	3,0
Дефицит точки росы при отсутствии облаков, °С	5,2	7,2	8,2	8,5

Если дефицит точки росы не превышает среднее значение дефицита при наличии облаков, то делается вывод о наличии на этой высоте слоистообразной или волнообразной облачности. Например, на высоте поверхности 850 гПа облачность, как правило, имеется при дефицитах точки росы 1,5 °С или менее.

Если дефицит точки росы превышает среднее значение дефицита при отсутствии облаков, то делается вывод об отсутствии на этой высоте слоистообразной или волнообразной облачности. Например, в слое атмосферы от 500 до 300 гПа при дефиците точки росы примерно 8 °С или более облачность, как правило, отсутствует.

4.5. Атмосферные осадки

Атмосферные осадки – вода в твёрдом или жидком состоянии, выпадающая из облаков. Осадки выпадают в виде дождя, снега, мороси, мокрого снега, ледяной и снежной крупы, снежных зёрен, града, ледяного дождя, ледяных игл. Осадки характеризуются количеством и интенсивностью.

На синоптических станциях количество выпавших из облаков осадков измеряется толщиной слоя жидкой воды в миллиметрах. Один миллиметр соответствует массе осадков 1 кг, выпавших на площадь 1 м². В год на земном шаре

выпадает в среднем 1000 мм осадков. Интенсивность осадков на синоптических станциях оценивается количеством осадков, выпадающих за единицу времени, и определяется в мм/ч, мм/6ч.

В авиации принято интенсивность атмосферных осадков оценивать по горизонтальной видимости в осадках. Осадки считаются сильными при горизонтальной видимости менее 1 км, умеренными – при видимости 1-2 км; слабыми, если видимость более 2 км.

Выпадение осадков из облаков происходит в тех случаях, когда скорость падения капель воды или кристаллов льда больше скорости восходящих потоков воздуха. Капли, содержащиеся в облаке, могут расти вследствие конденсации водяного пара и коагуляции – слияния капель. Рост кристаллов в облаке может происходить вследствие сублимации, переконденсации, а также в результате столкновения и смерзания ледяных частиц с переохлаждёнными каплями.

Переконденсация – процесс роста кристаллов льда в смешанном облаке при испарении переохлажденных капель. Этот процесс происходит вследствие различия упругости насыщения над водой и над льдом. Упругость насыщения больше над водой, чем над льдом. Наибольшее различие отмечается при температуре воздуха около -12 °С. В смешанном облаке капли воды испаряются, а кристаллы льда растут: происходит «перекачка» водяного пара с капель на кристаллы.

Переконденсация приводит к быстрому росту снежинок и выпадению их из облака. При положительной температуре под облаком снежинки тают, превращаясь в крупные капли дождя. Переконденсация является основным механизмом, приводящим к выпадению осадков из слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков [57].

Различают несколько видов атмосферных осадков, в соответствии с их формой. Каждый вид осадков в сводках METAR и в прогнозах по аэродрому в кодовой форме TAF обозначается с помощью кодовых сокращений. Каждое сокращение состоит из двух английских букв (прил. 2). При описании видов атмосферных осадков мы будем указывать их название на английском языке и кодовое сокращение.

Морось (Drizzle, DZ) – однородные осадки, состоящие из мелких капель диаметром от 0,2 до 0,5 мм. Морось выпадает обычно из слоистых облаков и не оставляет видимых следов на водной поверхности любого водоёма. Скорость падения капель мороси при отсутствии ветра составляет менее 0,3 м/с. Интенсивность мороси не превышает 0,25 мм/ч. [33]. Морось возникает как результат коагуляции капелек воды, содержащихся в облаках. Очень редко морось выпадает из слоисто-кучевых облаков, образующихся в устойчивых воздушных массах.

Дождь (Rain, RA) выпадает в виде капель диаметром более 0,5 мм. Дождевые капли диаметром более 6 мм не встречаются, т.к. они разбиваются на мелкие капли. Скорость падения капель дождя достигает 8 – 10 м/с. Дождь выпадает обычно из слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков, а также иногда из высокослоистых облаков. Капли дождя могут частично закрыть на воздушном судне отверстие приёмника воздушного давления и вызвать занижение показаний указателя скорости иногда на 100 км/ч [6].

Снег (Snow, SN) – осадки в виде снежинок, размеры и формы которых могут быть различными. Диаметр снежинки может достигать 1 см. Основная форма снежинок – шестилучевая звезда. Снежинки часто соединяются и выпадают в виде снежных хлопьев, диаметр которых варьируется от 1 мм до 5 см. Особенно большие хлопья снега образуются при штиле или слабом ветре, скорость которого 1–2 м/с. Видимость в сильном снеге может составлять несколько десятком метров.

Снежные зёрна (Snow grains, SG) – осадки в виде маленьких крупинок диаметром менее 1 мм, которые напоминают манную крупу. Снежные зёрна выпадают, как правило, из слоистых облаков в зимний период.

Крупа (GS) бывает ледяной (Small hail) или снежной (Snow pellets). Диаметр частиц крупы составляет от 1 до 5 мм. Крупа образуется в результате замерзания переохлаждённых капель воды и обзёрнения снежинок. Обзёрнение снежинок – замерзание переохлаждённых капель при соударении их со снежинками – часто наблюдается в смешанных облаках.

В умеренных широтах крупа чаще всего наблюдается осенью и весной при температурах, близких к нулю, выпадая обычно из кучево-дождевых облаков. Ледяная крупа – белые частицы, покрытые прозрачной ледяной оболочкой, которые

подскакивают при падении на поверхность земли. Снежная крупа – осадки в виде белых, как снег, частиц, которые легко сжимаются пальцами.

Град (Hail, GR) является опасным для авиации атмосферным явлением. Град – осадки в виде кусочков льда шарообразной или неправильной формы диаметром обычно от 5 до 50 мм. Чаще всего частицы града имеют неправильную форму, такие частицы называются градинами. В природе наблюдались градины диаметром более 30 см и массой более 300 г. Град выпадает из кучево-дождевых облаков обычно при грозах и вместе с ливневым дождём. Продолжительность града чаще всего небольшая – от 5 до 15 мин.

Град может повредить остекление кабины и обшивку самолёта. Чем больше скорость полёта воздушного судна, тем опаснее воздействия града.

Ледяной дождь (Feeble pellets, PL) – осадки в виде ледяных шариков диаметром несколько миллиметров, внутри которых находится жидкая вода. Ледяные шарики можно назвать слабыми, потому что при соударении их с любыми предметами, поверхностью воздушного судна, ледяная скорлупа разбивается, а жидкая вода, находящаяся внутри шарика, разливается и замерзает при отрицательной температуре.

Выпадение ледяного дождя свидетельствует о наличии инверсии температуры в атмосфере. Как правило, эта инверсия является фронтальной. Ледяной дождь выпадает обычно из кучево-дождевых облаков и сопровождается образованием ледяной корки на взлётно-посадочной полосе, поверхности воздушных судов во время их стоянки на земле. Поэтому ледяной дождь является опасным для авиации видом атмосферных осадков.

Ледяные иглы (Ice Crystals, Diamond dust, IC) иногда выпадают зимой при низких температурах (ниже -20°C) из облаков нижнего или среднего яруса. Ледяные иглы – осадки, состоящие из ледяных кристаллов в виде шестиугольных призм и пластин. Из таких ледяных кристаллов состоят облака верхнего яруса. Ледяные иглы могут образоваться в приземном слое воздуха в результате сублимации водяного пара при низкой температуре и высокой влажности воздуха. Образовавшиеся ледяные иглы медленно оседают на поверхность земли при ясном небе. Ледяные иглы называют алмазной пылью или «перистым облаком в приземном слое».

Мокрый снег или снег с дождём (Snow Rain, SNRA) следует выделить особо. Эти осадки можно назвать комбинированным видом осадков, потому что они выпадают в виде снежинок и капель воды или в виде тающих снежинок. Мокрый снег или снег с дождём наблюдается при температурах воздуха, близких к нулю.

В зависимости от физических условий образования осадки подразделяются на обложные, ливневые и морозящие осадки. Обложные осадки наблюдаются на большой площади в течение длительного времени. Они могут продолжаться сутки и более. Обложные осадки являются фронтальными и выпадают обычно из слоисто-дождевых и высокослоистых облаков в виде дождя, снега или мокрого снега.

При обложном снеге видимость обычно хуже, чем при обложном дожде. Однако обложной дождь может привести к размоканию грунтовых аэродромов. При рулении реактивного самолёта отбрасываемая колёсами струя воды может попасть в двигатель, в результате чего уменьшается его тяга. Вода может заполнить заборники, что приводит к перегреву масла [6].

Ливневые осадки выпадают из кучево-дождевых облаков в виде кратковременного дождя, снега, крупы и града. В метеорологических сводках для обозначения ливневых осадков используется сокращение SH (от англ. shower – ливень). Ливневые осадки внезапно начинаются и кончаются. В умеренных широтах продолжительность ливневых осадков обычно не более одного часа. Видимость в ливневом дожде может составлять несколько десятков метров.

В тропической зоне, где капельные мощные кучевые облака имеют большую вертикальную протяжённость, ливневый дождь может выпадать из этих облаков, являясь результатом коагуляционного роста капель в облаках. [43, 58]. Слабый ливневый дождь в тропиках может выпадать из средних кучевых облаков, и ливневые осадки могут продолжаться в течение нескольких суток и даже недель.

Ливневый дождь во время полёта воздушного судна может нарушить нормальное всасывание воздуха и вызвать уменьшение оборотов компрессора реактивного самолёта. При посадке во время ливневого дождя создаётся эффект гидроглиссирования, увеличивается длина пробега самолёта [6].

Моросящие осадки выпадают в виде мороси, снежных зёрен, ледяных кристаллов, мелкого снега обычно из однородных капельных или кристаллических внутримассовых облаков. Морось и снежные зёрна выпадают, как правило, из слоистых облаков. Моросящие осадки в виде ледяных кристаллов и мелкого снега могут выпадать при низких температурах из кристаллических слоисто-кучевых облаков.

Контрольные вопросы

1. При метеорологическом обеспечении полётов авиационные специалисты получают информацию о метеорологическом ветре, направление которого выражается в десятках градусов и определяется азимутом той части горизонта:

Варианты ответов:

откуда ветер дует?

куда ветер дует?

2. Метеорологический ветер и навигационный ветер по направлению:

Варианты ответов:

совпадают?

отличаются на 180° ?

отличаются на 90° ?

3. Истинный ветер – фактический ветер, направление которого отсчитывается от северного направления географического (истинного) меридиана. Период осреднения истинного ветра составляет 10 мин. Истинный ветер:

Варианты ответов:

наносится на приземные карты погоды?

даётся в сводках METAR?

сообщается в местных сводках погоды по аэродрому?

4. Магнитный ветер – ветер, направление которого отсчитывается от северного направления магнитного меридиана. Период осреднения магнитного ветра составляет две минуты. Магнитный ветер:

Варианты ответов:

наносится на приземные карты погоды?

даётся в сводках METAR?

сообщается в местных сводках погоды по аэродрому?

5. Характеристиками облаков являются их количество, форма и высота нижней границы. Количество облаков – степень покрытия неба облаками, определяется в октантах. Один октант составляет:

Варианты ответов:

одну восьмую часть небосвода?

одну десятую часть небосвода?

6. Под вертикальной видимостью в авиации, которая обозначается сокращением VV, понимается максимальное расстояние от поверхности земли до уровня:

Варианты ответов:

основания облака?

с которого вертикально вниз видны объекты на земной поверхности?

7. В авиации принято интенсивность атмосферных осадков оценивать по горизонтальной видимости в осадках. Осадки считаются сильными при горизонтальной видимости:

Варианты ответов:

менее 1 км?

менее 0,5 км?

8. В авиации принято интенсивность атмосферных осадков оценивать по горизонтальной видимости в осадках. Осадки считаются умеренными при горизонтальной видимости:

Варианты ответов:

1 - 2 км?

0,5 - 1 км?

9. В авиации принято интенсивность атмосферных осадков оценивать по горизонтальной видимости в осадках. Осадки считаются слабыми при горизонтальной видимости:

Варианты ответов:

более 2 км?

более 1 км?

РАЗДЕЛ 5. ВИДИМОСТЬ И ЯВЛЕНИЯ, УХУДШАЮЩИЕ ЕЁ

5.1. Факторы, определяющие видимость

Зрительное восприятие объектов в атмосфере, способность человека различать эти объекты называется видимостью. Видимость характеризуется дальностью. Дальность видимости, в широком смысле, – расстояние, на котором можно увидеть и опознать какие-либо объекты на определённом фоне днём и световые ориентиры ночью.

Основными факторами, определяющими видимость объекта в атмосфере в светлое время суток, являются: освещённость; угловые размеры наблюдаемого объекта; видимый яркостный контраст объекта с фоном; порог контрастной чувствительности глаза наблюдателя; прозрачность слоя атмосферы между наблюдателем и объектом; время наблюдения; направление линии визирования наблюдателя относительно солнца.

Освещённость (E , люкс, лк) – световой поток, приходящийся на единицу площади. Световой поток (F , люмен, лм) – энергия видимой части спектра излучения в интервале длин волн 0,39-0,76 мкм, проходящая через определённую поверхность в единицу времени. Световой поток оценивается по его воздействию на стандартного фотометрического наблюдателя, который определён Международной светотехнической комиссией [25].

В светлое время суток естественная освещённость земной поверхности солнечной радиацией может изменяться в интервале от 100 до 100 000 лк. По солнцу объект виден гораздо лучше, чем против солнца. Объект в атмосфере можно увидеть, если время его наблюдения составляет более половины секунды [54].

Днём человек может увидеть объекты с угловыми размерами не меньше разрешающей способности глаза, равной одной минуте.

Разрешающая способность глаза – наименьшее угловое расстояние между двумя точками, при котором они воспринимаются как отдельные [8].

В светлое время суток предметы в атмосфере обладают определенной яркостью, отражая световой поток, падающий на них.

Яркость объекта (L , кандела на квадратный метр, $\text{кд}/\text{м}^2$) – сила света, приходящаяся на единицу площади освещаемой поверхности в заданном направлении.

Объект, находящийся в непосредственной близости с наблюдателем, имеет собственную яркость. При увеличении расстояния от объекта яркость его уменьшается из-за рассеяния и поглощения света в атмосфере. Поэтому видимая яркость объекта меньше его собственной яркости. Собственная яркость абсолютно чёрного объекта равна нулю.

Объект в атмосфере днём можно увидеть, если он отличается по яркости от фона, на котором наблюдается.

Яркостный контраст (C , безразмерная величина) – отношение абсолютной величины разности яркостей фона и объекта к большей из них. Человек может отличить объект от фона, если видимый яркостный контраст равен порогу контрастной чувствительности глаза или превышает этот порог.

Порог контрастной чувствительности глаза (ϵ , безразмерная величина) – наименьшее значение различимого глазом яркостного контраста, изменяется в зависимости от человека. В теории дальности видимости установлено, что в дневное время для объектов с угловыми размерами более $15'$ порог контрастной чувствительности глаза мало зависит от изменчивости естественной освещённости, формы и размеров объекта [31].

При определении дальности обнаружения объекта, если наблюдатель приближается к объекту, порог контрастной чувствительности глаза составляет 0,05. При определении дальности потери видимости объекта, если наблюдатель удаляется от наблюдаемого им объекта, величина порогового контраста равна 0,02 [33].

Определить расстояние, на котором наблюдаемый объект становится невидимым, психологически легче, чем обнаружить объект, не зная его местоположение. Поэтому дальность потери видимости объекта больше дальности обнаружения объекта, если другие факторы, определяющие видимость, являются

неизменными. Таким образом, дальность видимости изменяется в зависимости от задач, которые решает наблюдатель.

Дальность видимости зависит от прозрачности атмосферы – способности атмосферы пропускать световые лучи.

Коэффициент прозрачности атмосферы (T , безразмерная величина) – часть светового потока, которая сохраняется в луче после прохождения оптической траектории в атмосфере на единицу расстояния.

Показатель ослабления (σ , безразмерная величина) – величина ослабления светового потока в коллимационном пучке при прохождении его в атмосфере на единицу расстояния. Ослабление происходит вследствие поглощения и рассеяния света на частицах, содержащихся в атмосфере. Коэффициент прозрачности атмосферы связан с показателем ослабления уравнением:

$$\sigma = -\ln T, \quad (5.1)$$

где $\ln$ означает натуральный логарифм.

Ночью видимость определяется по световым ориентирам – огням. Дальность видимости огня зависит от силы света, распространяющегося от огня, освещённости фона, на котором огонь наблюдается, порога световой чувствительности зрения (пороговой освещённости), а также от прозрачности атмосферы.

Видимость для авиационных целей представляет собой наибольшую из следующих величин:

а) наибольшее расстояние, в пределах которого может быть виден и опознан чёрный предмет определённых размеров, расположенный у земли и наблюдаемый на ярком фоне;

б) наибольшее расстояние, в пределах которого могут быть видны и опознаны огни с интенсивностью приблизительно 1000 кандел на неосвещённом фоне [25].

В атмосфере с определённой прозрачностью указанные два расстояния различаются. Первое расстояние соответствует метеорологической дальности видимости, которая называется метеорологической оптической дальностью – MOR. Второе расстояние изменяется в зависимости от яркости фона, на котором наблюдаются огни.

5.2. Метеорологическая оптическая дальность и дальность видимости огней

Зрительное восприятие объектов днём характеризуется законом Кошмидера, который выражает взаимосвязь между видимым яркостным контрастом (C) объекта, визуально наблюдаемого на расстоянии (MOR) на фоне неба у горизонта, и его собственным яркостным контрастом (C_0):

$$C = C_0 \times T^{MOR}. \quad (5.2)$$

Собственный (истинный) яркостный контраст – контраст объекта с фоном неба у горизонта при наблюдении объекта с очень близкого расстояния. Если объект наблюдается на расстоянии MOR , величина собственного яркостного контраста уменьшается из-за рассеяния и поглощения света в атмосфере до значения, которое называется видимым яркостным контрастом.

Предположим, мы хотим обнаружить чёрный объект и приближаемся к нему. Мы увидим этот объект на фоне неба у горизонта тогда, когда видимый яркостный контраст объекта с фоном станет равным порогу контрастной чувствительности глаза. На аэродромах пороговое значение видимого яркостного контраста 0,05 считается приемлемым для визуальных наблюдений черных объектов с угловыми размерами более 15' на фоне неба у горизонта [25].

Если в формулу (5.2) подставить величину собственного яркостного контраста чёрного объекта $C_0 = 1$, пороговое значение видимого яркостного контраста $C = 0,05$, затем прологарифмировать полученное выражение и найти из него расстояние MOR , то формула Кошмидера приобретает следующий вид:

$$MOR = \frac{\ln 0,05}{\ln T}, \quad (5.3)$$

где расстояние MOR – метеорологическая оптическая дальность.

Метеорологическая оптическая дальность – длина пути в атмосфере, создающая ослабление светового потока в коллимационном пучке до 0,05 его первоначального значения [25]. В светлое время суток метеорологическую оптическую дальность можно определить визуально. Она соответствует наибольшему расстоянию, в пределах которого обнаруживается чёрный объект определённых угловых размеров на фоне неба у горизонта или на фоне тумана.

Формула Кошмидера показывает, что метеорологическая оптическая дальность зависит только от прозрачности атмосферы. Используя уравнение (5.1), эту формулу можно записать в виде:

$$\text{MOR} = \frac{3}{\sigma}. \quad (5.4)$$

В настоящее время на аэродромах используются два типа приборов для определения метеорологической оптической дальности: трансмиссометры и измерители прямого рассеяния. С помощью трансмиссометров определяется коэффициент прозрачности атмосферы. Приборы прямого рассеяния измеряют рассеяние света в определённом объёме воздуха.

Трансмиссометры состоят из излучателя, который направляет луч света на фотодетектор приёмного устройства. Наиболее часто в качестве источника света используется импульсная газоразрядная лампа. Существуют два типа трансмиссометров: а) двухконечный, б) одноконечный (отражающий) (рис. 5.1).

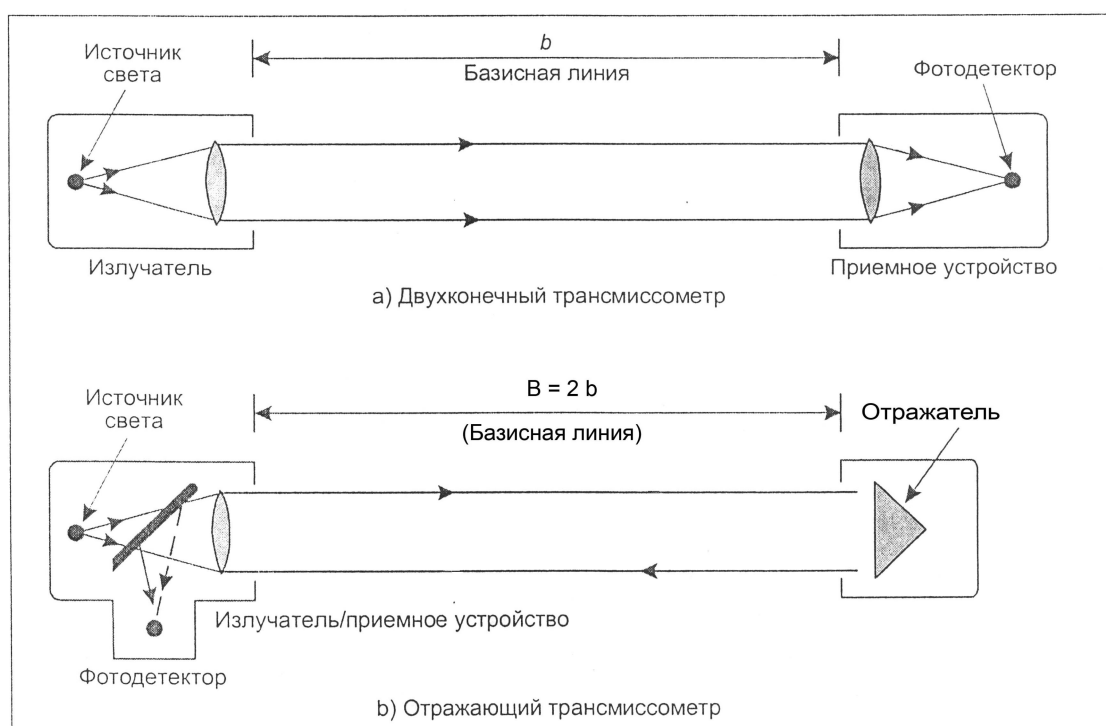


Рис. 5.1. Схемы двух типов трансмиссометров

В двухконечных трансмиссометрах свет направлен от излучателя прямо к приёмнику, например, в приборах Пеленг СФ-1 (Беларусь), Mitras (фирма Vais-

ala, Финляндия), Расстояние, которое проходит свет от излучателя до приёмника называется базисной линией.

В одноконечных трансмиссометрах (ФИ-1) излучатель и приёмное устройство объединены в один фотометрический блок, при этом излучаемый луч возвращается обратным отражателем (зеркалом или призмой). В фотометрическом блоке отражённый луч отделяется от излучаемого луча. Базисная линия светового луча вдвое больше расстояния между излучателем и отражателем. На аэродромах используются также смешанные трансмиссометры, совмещающие двухконечный и одноконечный типы (ФИ-2 и ФИ-3).

Метод трансмиссометра называется базисным, т.к. прозрачность атмосферы измеряется на расстоянии, равном длине базисной линии (базы). Длина базисной линии может составлять 10, 15, 25, 40, 50, 75, 90, 100, 180, 200 м в зависимости от типа прибора.

Базисный метод является надёжным способом оценки прозрачности атмосферы, который не зависит от характера атмосферных явлений, ухудшающих видимость. Диапазон и точность определения MOR зависят от длины измерительной базы и точности измерения коэффициента прозрачности. Для расширения диапазона измерения и снижения нижнего предела измерения MOR используются двухбазовые трансмиссометры (ФИ-1).

Недостатком базисного метода является то, что трансмиссометры громоздки, массивны (весят около 250 кг) и не могут использоваться в местах с неустойчивым грунтом, например, в тундре.

Измерители прямого рассеяния с 2000 г. рекомендованы ИКАО наряду с трансмиссометрами для измерения MOR на аэродромах [25]. Используются несколько типов приборов прямого рассеяния, к которым относятся измерители видимости FD-12, FD-12P фирмы Vaisala (Финляндия), Fumosens (Германия), Belfort (Англия), Nandaka (США). Измеритель прямого рассеяния входит в комплект автоматической метеорологической станции AWOS, которая широко используется на аэродромах в мировой практике [66].

Измеритель прямого рассеяния фирмы Vaisala включает передатчик и приёмник света, которые устанавливаются на расстоянии примерно 1 м на едином креплении (рис. 5.2).

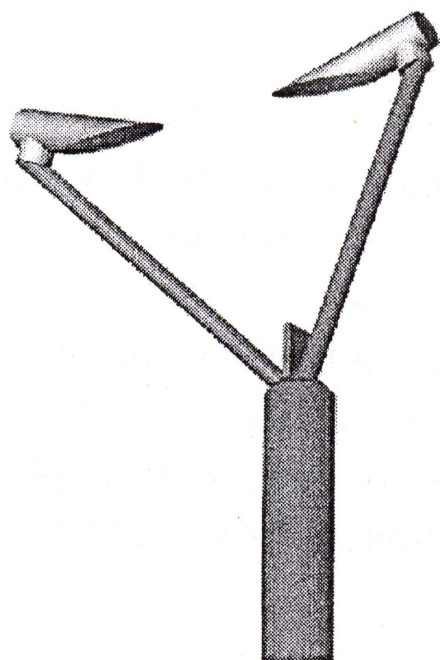


Рис. 5.2. Направленный вниз измеритель прямого рассеяния

Приборы прямого рассеяния (рис. 5.3) измеряют рассеяние света в объеме воздуха, который значительно меньше того объёма, где измеряется прозрачность атмосферы с помощью трансмиссометров.

Достоинствами измерителей прямого рассеяния являются: небольшие размеры и масса передатчика и приёмника, позволяющие устанавливать их на одной опоре; возможность использования приборов при неустойчивом грунте; удобство и простота технического обслуживания по сравнению с трансмиссометрами и меньшая стоимость; измерение MOR в диапазоне от 10 до 50 000 м; погрешность измерения MOR $\pm 10\%$ в диапазоне от 10 до 10 000 м, $\pm 20\%$ в диапазоне от 10 до 50 км. [53].

Особенностью измерителей прямого рассеяния являются то, что их показания зависят от характера атмосферного явления, ухудшающего видимость. Если при явлении происходит сильное поглощение света, то прибор показывает завышенное значение видимости. Поэтому при использовании измерителей прямого рассеяния необходимо определить атмосферные явления, ухудшающие видимость, чтобы внести поправки в показания приборов.

Недостатки измерителей прямого рассеяния: неоднозначность связи измеренного значения рассеяния со значением MOR при разных явлениях погоды, поэтому необходимо регулярное сравнение с показаниями трансмиссометра; измерение

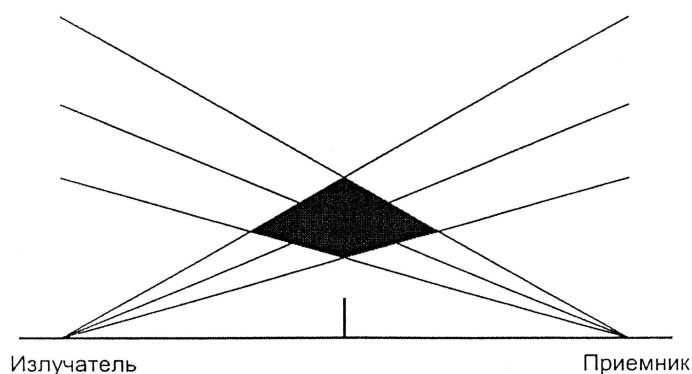


Рис. 5.3. Принцип работы измерителя прямого рассеяния

рассеяния в значительно меньшем объёме по сравнению с трансмиссометрами не позволяет получать репрезентативные данные при большой пространственной изменчивости видимости.

По рекомендациям ИКАО метеорологическая оптическая дальность, желательная с точки зрения эксплуатации воздушных судов, должна измеряться с точностью: ± 50 м при MOR до 600 м; ± 10 % при MOR от 600 до 1500 м; ± 20 % при MOR более 1500 м. [25]. Диапазоны и погрешности измерения MOR некоторыми приборами, допущенными к использованию на аэродромах России, представлены в табл. 5.1.

Таблица 5.1

Диапазоны и погрешности измерения MOR

Название прибора	Длина базы, м	Погрешность измерения прозрачности, %	Диапазон измерения MOR, м	Погрешность измерения MOR, %
ФИ-1	40 и 200	± 2	от 30 до 6000	± 20 при MOR от 30 до 150 м; ± 15 при MOR от 150 до 250 м; ± 10 при MOR от 250 до 400 м; ± 7 при MOR от 400 до 1500 м; ± 10 при MOR от 1,5 до 3 км; ± 20 при MOR от 3 до 6 км
ФИ-2	90 и 180, 100 и 200	$\pm 1,5$	от 60 (65) до 6000	± 15 при MOR от 60 (65) до 200 м; ± 10 при MOR от 200 до 400 м; ± 7 при MOR от 400 до 1500 м; ± 10 при MOR от 1,5 до 3 км; ± 20 при MOR от 3 до 6 км
ФИ-3	50 и 100	$\pm 1,2$	от 60 до 6000	± 15 при MOR от 60 до 200 м; ± 10 при MOR от 200 до 400 м; ± 7 при MOR от 400 до 1500 м; ± 10 при MOR от 1,5 до 3 км; ± 20 при MOR от 3 до 6 км
Mitras	10 и 75, 10 и 150	± 1	от 7 до 3000	± 15 при MOR от 7 до 10 м; ± 10 при MOR от 10 до 15 м; ± 7 при MOR от 15 до 20 м; ± 5 при MOR от 20 до 900 м; ± 10 при MOR от 900 до 1500 м; ± 20 при MOR от 1,5 до 3 км

Визуальные наблюдения за видимостью в атмосфере осуществляются на аэродромах, где нет приборных измерений, а также в дополнение к приборным измерениям при значениях видимости более 2 км или более верхнего предела диапазона измерения MOR [53].

В качестве дневных ориентиров видимости на аэродроме рекомендуется использовать объекты, которые должны быть достаточно тёмными, выделяющимися на фоне неба у горизонта, и в течение года мало меняют свою яркость. Эти объекты должны быть видны с места наблюдения под углом не более 6° к горизонту, угловые размеры объектов должны быть не менее $30'$. Естественными ориентирами видимости могут служить: хвойный и лиственный лес, холмы, почерневшие деревянные строения, а также строения из красного или серого кирпича.

При видимости 2 км и менее рекомендуется использовать специально установленные щиты-ориентиры с угловыми размерами не менее $15'$. Щиты-ориентиры должны быть: а) черно-белыми (в виде четырёх расположенных в шахматном порядке клеток), если они наблюдаются на фоне холма, горы, леса или других объектов; б) чёрными, если они проецируются с места наблюдения на фон неба.

Щиты-ориентиры должны устанавливаться вдоль ВПП на участке от СДП к середине ВПП, (при отсутствии СДП от места наблюдения в сторону рабочего старта) на расстоянии 400, 800, 1000, 1500, 2000 м и на расстояниях, соответствующих минимумам аэродрома для взлёта и посадки ВС. Все ориентиры видимости должны иметь угловые размеры не более 5° [53].

Ночью для визуального определения видимости на аэродромах используются электрические лампы накаливания мощностью 60 Вт, которые устанавливаются на щитах-ориентирах. Для оценки видимости более 2 км рекомендуется использовать одиночные огни (точечные источники света), нельзя пользоваться группой или скоплением огней. В качестве световых ориентиров запрещается использовать светящиеся окна, красные сигнальные фонари; фонари в плафонах из молочного стекла, прожекторы и фонари с рефлекторами.

При визуальных наблюдениях видимости глаза наблюдателя должны находиться на высоте 1,5-5 м над поверхностью земли. При определении видимости ночью наблюдатель должен пробыть не менее 5 мин вне освещённого помещения. Световой ориентир считается видимым, если он виден как светящаяся точка; если огонь представляется как расплывчатое светлое пятно, то он считается невидимым. В сумерки, когда видимость оценивается как по дневным, так и по световым ориентирам, видимость характеризуется наибольшим из двух значений.

Освещённость глаза наблюдателя, создаваемая источником света, определяет, будет ли виден этот источник (огонь). Чтобы огонь был виден, освещённость должна быть равна визуальному порогу освещённости или превышать этот порог.

Визуальный порог освещённости или пороговая освещённость (E_T , лк) – это наименьшая освещённость, при которой можно видеть источник света.

Зрительное восприятие огней (световых ориентиров) ночью характеризуется законом Аллара, который выражается уравнением

$$E_T = \frac{I}{R^2} \times T^R, \quad (5.5)$$

где E_T – пороговая освещённость, I – сила света огня; R – дальность видимости огня – расстояние между наблюдателем и источником света; T – коэффициент прозрачности атмосферы.

Дальность видимости огня – это расстояние, при котором наблюдаемая освещённость равна порогу освещённости. Освещённость, создаваемая источником света, прямо пропорционально зависит от силы света источника, ослабленной по экспоненциальному закону и отнесённой к квадрату расстояния от наблюдателя до источника света.

Пороговая освещённость зависит от яркости фона, на котором наблюдается источник света: чем выше яркость фона, тем больше пороговая освещённость [53]. Поэтому с увеличением яркости фона дальность видимости огня уменьшается при прочих равных условиях.

5.3. Дальность видимости на взлётно-посадочной полосе

Дальность видимости на ВПП (RVR, м) – расстояние, в пределах которого пилот воздушного судна, находящегося на осевой линии ВПП, может видеть маркировку ее покрытия или огни, которые ограничивают ВПП или обозначают её осевую линию.

В тех случаях, когда дальность видимости огней аэродромной светотехнической системы меньше видимости маркировки ВПП за RVR принимается дальность видимости маркировки ВПП. Считается, что высота уровня глаз пилота, находящегося в воздушном судне, равна примерно 5 м [25].

В Российской Федерации ответственность за оценку RVR возложена на аэродромный метеорологический орган, в некоторых государствах за эти функции отвечает орган, обеспечивающий обслуживание воздушного движения [53].

Наблюдение за дальностью видимости на ВПП должно представлять собой как можно более точную оценку RVR. Информацию о RVR следует рассматривать как максимально приближённую к реальному значению видимости. Оценка дальности видимости на ВПП осуществляется двумя способами: либо по результатам приборных измерений, либо по результатам визуальных наблюдений.

Из формулы Аллара (5.5) следует, что для расчёта дальности видимости огней аэродромных светосигнальных систем необходимо знать следующие величины: а) прозрачность атмосферы; б) визуальный порог освещённости; в) интенсивность огней. Погрешность вычисления дальности видимости огней соизмерима с погрешностью определения MOR при неизменной пороговой освещённости и силе света огней [53].

Величина порога освещённости непостоянная и зависит не только от силы света огня, но и от освещённости или яркости фона, на котором наблюдается огонь. Чтобы значения RVR на разных аэродромах были сопоставимы, используются величины порога освещённости в зависимости от яркости фона (табл. 5.2).

Таблица 5.2

Значения порога освещённости, рекомендованные ИКАО

Условия	Порог освещённости, лк	Яркость фона, кд/м ²
Ночь	$8 \cdot 10^{-7}$	≤ 50
Сумерки	10^{-5}	от 51 до 999
День	10^{-4}	от 1000 до 12 000
Солнечный день	10^{-3}	Более 12 000

Если на аэродроме имеется АМИС, то переход с одного порога освещённости на другой осуществляется автоматически по результатам текущих измерений датчика яркости фона.

При отсутствии средств измерения яркости фона на аэродромах в Российской Федерации используются пороги освещённости в зависимости от времени суток (табл. 5.3) [53].

Таблица 5.3

Пороги освещённости в различное время суток

Условия	Порог освещённости, лк
Ночь	$10^{-6,1}$
Сумерки	$5 \cdot 10^{-5}$
Пасмурный день (сплошная кучево-дождевая или слоисто-дождевая облачность)	10^{-4}
День	

На аэродромах России используются системы огней высокой интенсивности (ОВИ) и системы огней малой интенсивности (ОМИ). Для определения RVR используются только боковые и осевые огни ВПП. Для ВПП, оборудованных светосигнальными системами ОВИ с огнями осевой линии ВПП, расчёт RVR производится:

- а) для RVR до 200 м по силе света осевых огней ВПП;
- б) для RVR более 550 м по силе света боковых огней ВПП;
- в) для RVR от 200 до 550 м используется линейный переход от значений RVR, рассчитанный для осевых огней ВПП, до значений RVR, рассчитанных для боковых огней ВПП.

Если светосигнальные системы установлены на ВПП без огней осевой линии ВПП, то нижний предел оценки RVR составляет 300 м, что соответствует наименьшему минимуму для взлёта ВС на таких аэродромах.

Дальность видимости на ВПП для аэродромов, оборудованных светосигнальными системами ОВИ, рассчитывается только для трёх ступеней яркости боковых и осевых огней: 100 % (V ступень), 30 % (IV ступень), 10 % (III ступень). Дальность видимости на ВПП для аэродромов, оборудованных светосигнальными системами ОМИ, рассчитывается только для максимальной ступени яркости (100 %) боковых огней ВПП.

Рассчитанные значения дальности видимости на ВПП округляются в сторону меньшего значения, кратного: 25 м при RVR менее 400 м; 50 м при RVR от 400 до 800 м; 100 м при RVR более 800 м.

Расхождения между величинами RVR, выдаваемыми в сводках погоды, и RVR, определяемой пилотами ВС при взлёте и посадке, в одних и тех же метеоусловиях составляет в среднем 10 % [53]. Расхождения вызваны точностью, заложенной в методику определения RVR; изменением прозрачности атмосферы в пространстве и во времени, а также тем, что при определении RVR не учитываются следующие факторы, влияющие на зрительное восприятие пилота:

- 1) прозрачность лобового стекла кабины пилота;
- 2) уровень освещённости кабины пилота;
- 3) яркость освещения, которому подвергается пилот перед взлётом и посадкой;
- 4) физические и психологические факторы, связанные с усталостью пилота, его взаимодействием с другими членами экипажа, наличием стрессовой ситуации;
- 5) увеличение яркости фона в результате обратного рассеяния света от огней воздушного судна, обратное рассеяние является особенно сильным при снегопадах.

Точность оценки RVR зависит от точности определения MOR (см. разд. 5.2), порога освещённости, силы света огней аэродромной светотехнической системы. Наибольшее влияние оказывает точность определения MOR: при неизменной пороговой освещённости и силе света огней погрешность рас-

чѐта дальности видимости огней соизмерима с погрешностью определения MOR. Точность определения порога освещѐнности при наличии датчиков яркости фона на аэродромах оказывает сравнительно небольшое влияние на точность определения RVR. Однако при отсутствии измерений яркости фона, при использовании четырёх значений пороговой освещѐнности погрешность вычисления RVR может быть более 30 % [53].

Уменьшение силы света огней на порядок приводит к уменьшению дальности видимости огней на 44 %. По сравнению с MOR, влияние изменения силы света огней на точность вычисления RVR незначительно. Вместе с тем, для повышения точности определения RVR рекомендуется использовать направленную на пилота воздушного судна силу света огней ВПП, учитывая то, что сила света в пределах светового луча бокового огня высокой интенсивности уменьшается от значения 15000 кд в центре луча до 5000 кд по его краям.

Требования ИКАО к точности определения RVR представлены в табл. 5.4.

Таблица 5.4

Требования ИКАО к точности определения RVR

Точность определения RVR, желательная с точки зрения эксплуатации	Достижимая точность определения RVR
± 10 м при RVR до 400 м	± 25 м при RVR до 150 м
± 25 м при RVR от 400 до 800 м	± 50 м при RVR от 150 до 500 м
± 10 % при RVR более 800 м	± 10 % более 500 м до 2000м

Репрезентативность данных о RVR достигается благодаря правильному размещению измерителей MOR и яркости фона, а также дневных и ночных ориентиров видимости. Приборы для измерения MOR должны устанавливаться вблизи ВПП в местах, репрезентативных для зоны приземления, середины и конца ВПП:

- а) на расстоянии не более 120 м от осевой линии ВПП;
- б) на расстоянии около 300 м от порога ВПП в сторону середины, у середины ВПП и у конца ВПП на расстоянии 300 м от конца ВПП в сторону середины; при длине ВПП менее 2 км прибор у середины ВПП может не устанавливаться;

в) высота установки приборов от 1,5 до 6,0 м относительно ближайшей точки осевой линии ВПП.

Измерение яркости фона производится путём непосредственного измерения фоновой освещённости. Датчики яркости фона устанавливаются совместно с одним из приборов для измерения MOR с ориентацией на северную часть небосвода, прилегающего к горизонту (в пределах 10°) при отсутствии влияния прямых солнечных лучей и огней ВПП. Измерение освещённости в одной точке является достаточным для определения RVR для аэродрома в целом.

До внедрения систем измерения RVR с помощью приборов метод оценки RVR в мировой практике основывался на системе визуальных наблюдений с использованием огней или специальных маркеров. ИКАО не рекомендует использовать систему визуальных наблюдений, если ВПП оборудована для точного захода на посадку при наличии второй или третьей категорий [25]. Вместе с тем, допускается использование системы визуальных наблюдений в следующих случаях: а) на аэродромах с малой вероятностью явлений погоды, понижающих RVR ниже 1500 м; б) для ВПП, не оборудованных для точного захода на посадку; в) в качестве резервной системы в случае неисправности приборов.

В настоящее время в России на некатегоризированных аэродромах допускается визуальный способ оценки видимости с последующим пересчётом этих значений в RVR при видимости 2 км и менее. При пересчёте используются соответствующие таблицы для аэродромов, оборудованных светосигнальными системами ОВИ и ОМИ [53].

При визуальных наблюдениях за RVR возникают погрешности вследствие следующих факторов:

- а) различия в положении наблюдателя и пилота ВС, находящегося на осевой линии ВПП;
- б) различия в остроте зрения наблюдателей;
- в) воздействие на наблюдателя освещённости в рабочем помещении перед началом наблюдений;
- г) разная направленность интенсивности огней ВПП на пилота и наблюдателя при наблюдениях непосредственно по огням ВПП;
- д) дискретность наблюдений;

е) расстояние между щитами-ориентирами, световыми ориентирами, непосредственно влияющее на точность измерений.

По оперативности и надёжности система определения RVR с помощью приборов имеет неоспоримые преимущества перед системой визуальных наблюдений, поэтому на категорированных аэродромах России она является обязательной [53].

5.4. Наклонная дальность видимости

Наклонная дальность видимости – расстояние, в пределах которого можно увидеть определённый объект или огонь вдоль линии визирования, значительно отличающейся от горизонтальной линии. Примером наклонной видимости является посадочная дальность видимости.

Посадочная дальность видимости – расстояние, в пределах которого экипаж воздушного судна, выполняющий заход на посадку, видит взлётно-посадочную полосу, наземные объекты и огни.

О наклонной видимости можно говорить как о видимости сверху вниз, так и о видимости снизу вверх. На аэродромах России в конце прошлого века были проведены испытания экспериментального оборудования, основанного на измерении наклонной видимости снизу вверх на глиссаде с помощью лидаров – лазерных локаторов для измерения прозрачности атмосферы [49].

Проблема определения посадочной видимости является очень сложной и в настоящее время ещё далека от решения. Посадочная видимость зависит от большого количества факторов: от конструкции воздушного судна, ограничивающей угол визирования объектов и огней; от светотехнических характеристик ВПП; фона, на котором ВПП обнаруживается; скорости полёта ВС, а также от метеорологических факторов [7, 8, 31].

Между тем информация о посадочной видимости очень важна в целях обеспечения БП для экипажей воздушных судов, не имеющих оборудования для выполнения автоматической посадки. При выполнении посадки в ручном ре-

жиме пилоту особенно важно знать, какая видимость в атмосфере будет во время снижения и выравнивания воздушного судна.

Посадочная видимость зависит от скорости полёта самолёта: чем больше скорость полёта, тем меньше посадочная видимость. В светлое время суток посадочная видимость взлётно-посадочной полосы на фоне травы примерно на 30 % больше, чем посадочная видимость полосы на фоне снега, при прочих одинаковых условиях [10].

Основными метеорологическими факторами, от которых зависит посадочная видимость, являются: а) форма облаков и высота их нижней границы; б) горизонтальная видимость у поверхности земли, определяемая на аэродромных метеорологических станциях в) характер атмосферного явления, ухудшающего видимость.

Из всех форм облаков на величину посадочной видимости наибольшее влияние оказывают слоистые и слоисто-дождевые облака в сочетании с разорванно-дождевыми облаками, высота нижней границы которых 200 м и менее. Существует связь между посадочной видимостью и горизонтальной видимостью у поверхности земли.

При высоте нижней границы слоистых облаков более 200 м посадочная и горизонтальная видимости почти совпадают. Под слоистыми облаками с высотой нижней границы 200 м и менее почти всегда наблюдается дымка и имеет место уменьшение горизонтальной видимости по высоте в слое от поверхности земли до нижней границы облаков. Поэтому посадочная видимость при этих условиях меньше горизонтальной видимости у поверхности земли и может составлять всего лишь 30 % от этой горизонтальной видимости. [50].

При наличии слоисто-дождевых облаков в сочетании с разорванно-дождевыми облаками (высота НГО 200 м и менее) посадочная видимость часто меньше горизонтальной видимости у поверхности земли [7]. Разорванно-дождевые облака в большинстве случаев имеют толщину 20-30 м, реже 50-80 м, и нижняя граница этих облаков значительно изменяется во времени и пространстве.

Если из слоисто-дождевых облаков выпадают осадки, то в слое от поверхности земли до нижней границы разорванно-дождевых облаков посадочная видимость примерно равна горизонтальной видимости у поверхности земли [50].

5.5. Атмосферные явления, ухудшающие видимость

В атмосфере видимость не может быть бесконечной: она всегда ограничивается вследствие молекулярного рассеяния света. Особенно сильно видимость ухудшается из-за рассеяния и поглощения света аэрозолями; частицами атмосферных осадков, продуктами конденсации и сублимации водяного пара. При описании явлений погоды, ухудшающих видимость, в дальнейшем мы будем указывать их английские названия и кодовые обозначения, которые используются в метеорологических сводках METAR и прогнозах погоды TAF (прил. 2).

На многих аэродромах мира из всех явлений погоды, ухудшающих видимость, наиболее часто наблюдаются дымка и туман, которые способны значительно повлиять на безопасность и регулярность взлётов и посадок, а также полётов воздушных судов на малых высотах. Сильные осадки также могут стать причиной низкой видимости, ограничивающей полёты ВС. В условиях холодного климата осадки в виде снега чаще всего ухудшают видимость. В засушливых районах и в районах пустынь пыль, песок (включая пыльные и песчаные бури) являются главными факторами резкого ухудшения видимости.

Дымка (Mist, BR) – явление ухудшения видимости, вызванного находящимися во взвешенном состоянии микроскопическими каплями воды или гигроскопическими частицами. Диаметр частиц дымки составляет порядка нескольких десятков микрометров. Информация о дымке передаётся авиационным специалистам при горизонтальной видимости от 1 до 5 км [21].

Туман (Fog, FG) – совокупность капель воды и/или кристаллов льда, находящихся в приземном слое во взвешенном состоянии и ухудшающих горизонтальную видимость до значений менее 1 км. Диаметр частиц тумана, как и дымки, составляет несколько десятков микрометров. Относительная влажность воздуха при тумане близка к 100 %.

Туманы классифицируют в зависимости от физического процесса, приводящего к насыщению воздуха водяным паром и последующему процессу конденсации или сублимации водяного пара. Насыщение воздуха водяным паром может произойти вследствие двух причин:

- а) увеличение содержания водяного пара в воздухе;
- б) понижение температуры воздуха.

Содержание водяного пара в воздухе увеличивается в результате испарения воды с подстилающей поверхности, а также вследствие турбулентного влагообмена в атмосфере. Понижение температуры воздуха происходит в результате: а) турбулентного теплообмена в атмосфере; б) радиационного выхолаживания; в) адиабатического расширения воздуха при его подъёме.

В зависимости от фазового состояния частиц тумана различают: капельножидкие туманы, состоящие из капель воды; кристаллические или ледяные туманы, состоящие из кристаллов льда; смешанные туманы, состоящие из капель воды и кристаллов льда. Капельножидкие туманы наблюдаются при положительных и отрицательных температурах воздуха. Кристаллические и смешанные туманы – только при отрицательных температурах.

Туман, наблюдающийся при отрицательной температуре воздуха и содержащий переохлаждённые капли воды, называется переохлажденным туманом (Freezing fog, FZFG). Капельножидкие переохлаждённые туманы могут наблюдаться при температурах от -0 до -28 °C. Температура смешанных туманов изменяется от -11 до -26 °C, кристаллических туманов – от -16 до -58 °C [33].

Соотношение посадочной видимости и дальности видимости на ВПП при наличии тумана на аэродроме представляет особый интерес. Отличие посадочной видимости от дальности видимости на ВПП определяется мощностью (толщиной) тумана, которая характеризуется высотой его распространения (вертикальной протяжённостью). В зависимости от вертикальной протяжённости можно выделить высокие (мощные), низкие и поземные туманы [10, 33, 57].

Высокий туман охватывает по вертикали слой атмосферы толщиной более 100 м. Водность мощного тумана обычно увеличивается с увеличением высоты. При мощном тумане посадочная видимость почти всегда меньше дальности видимости на ВПП.

Низкий туман охватывает небольшой по мощности слой атмосферы – примерно от 2 до 100 м. Низкий туман образуется на аэродромах при хорошо выраженных радиационных процессах и характеризуется уменьшением влажности с увеличением высоты. При наличии низкого тумана на аэродроме посадочная видимость, как правило, превышает значение дальности видимости на ВПП.

Над низким туманом с некоторой высоты посадочная видимость может в 10 раз превышать горизонтальную видимость у поверхности земли [50]. После приземления воздушного судна и попадания его в область низкого тумана, способность пилота видеть взлётно-посадочную полосу резко ухудшается.

Поземный туман (Shallow fog, MIFG) охватывает слой атмосферы менее примерно 2 м, распространяясь по вертикали ниже того слоя, где инструментально определяется прозрачность атмосферы. Приборы, измеряющие видимость, не позволяют обнаружить поземный туман. При поземном тумане видимость 1 км или более, отмечается дымка. Поземный туман является, как правило, радиационным. После приземления воздушного судна и попадания его в область поземного тумана, способность пилота видеть ВПП, как и в случае низкого тумана, может резко ухудшиться.

По синоптическим условиям возникновения различают внутримассовые и фронтальные туманы. Внутримассовые туманы наблюдаются чаще, чем фронтальные туманы, и бывают радиационными или адвективными. Радиационные туманы формируются более часто, чем фронтальные туманы [33].

Радиационный туман формируется на аэродромах обычно во второй половине ночи и продолжается, как правило, менее 6 ч. Наиболее часто радиационные туманы формируются в центрах антициклонов, на осях барических гребней, в барических седловинах, в малоградиентных барических полях.

Возникновение радиационного тумана связано с формированием приземной инверсии температуры воздуха. Образование приземной инверсии и радиационного тумана обусловлено взаимодействием двух процессов: 1) излучением подстилающей поверхности, вызывающим охлаждение приземного слоя воздуха; 2) слабым турбулентным обменом в приземном слое воздуха. Вследствие

излучения ночью температура земной поверхности в течение часа понижается примерно на 1°C.

Благоприятными условиями для образования радиационного тумана являются:

- 1) скорость приземного ветра от 0 до 3 м/с;
- 2) безоблачное небо или наличие облаков только верхнего яруса, небольшая тонкая облачность в количестве 1-2 октантов;
- 3) около времени захода солнца дефицит точки росы на аэродроме не больше 8 °C, а относительная влажность воздуха более 60 % [51].

В тёплое время года выпадение дождя днём способствует повышению влажности воздуха и увеличивает вероятность образования радиационного тумана ночью. Чем больше относительная влажность воздуха в момент, близкий к заходу солнца, тем меньше величина охлаждения, необходимая для достижения насыщения воздуха водяным паром и образования тумана в ночное время.

Радиационные туманы могут быть поземными, низкими и высокими. Низкие и поземные радиационные туманы возникают обычно ночью в тёплый период года. При полётах на малых высотах, а также при заходе воздушного судна на посадку пилоты обычно хорошо видят наземные ориентиры сквозь низкий и поземный туман. Однако на высоте выравнивания видимость может резко ухудшиться до значений менее 100 м. При неизменной синоптической ситуации рассеяние низких и поземных туманов происходит, как правило, в течение одного или двух часов после восхода солнца по мере нагревания приземного слоя воздуха.

Высокие радиационные туманы образуются ночью в холодное время года. Высокие туманы могут сохраняться в течение дня вследствие недостаточного прогрева приземного слоя воздуха при наличии снежного покрова и устойчивой мощной инверсии температуры. Высокие туманы представляют опасность не только при заходе воздушного судна на посадку, но и при полётах на эшелонах до высоты 2 км.

Адвективный туман образуется при движении теплого влажного воздуха над холодной подстилающей поверхностью. Это происходит часто в тыловой части антициклонов, в передней части или в тёплом секторе циклонов. Ско-

рость приземного ветра при адвективных туманах может достигать 12 м/с, но чаще всего не превышает 6 м/с.

Адвективные туманы могут возникать в любое время суток, однако ночью они обычно усиливаются из-за радиационного охлаждения приземного слоя воздуха. Адвективные туманы являются почти всегда высокими и занимают большую площадь. Продолжительность адвективных туманов чаще всего составляет 7-12 ч.

Для образования адвективных туманов благоприятны следующие условия:

- 1) высокая относительная влажность тёплого воздуха, перемещающегося на холодную подстилающую поверхность;
- 2) большая разность температур тёплого воздуха и холодной подстилающей поверхности;
- 3) скорость приземного ветра 3-6 м/с;
- 4) увеличение удельной влажности с высотой в пограничном слое, что способствует переносу водяного пара сверху вниз под влиянием турбулентного обмена, вследствие чего количество водяного пара вблизи поверхности земли со временем увеличивается [51].

Туманы испарения образуются в холодной и устойчивой воздушной массе за счет испарения с тёплой водной поверхности озер, рек, водохранилищ. Это происходит тогда, когда температура водной поверхности примерно на 8-12 °С выше температуры прилегающего к ней слоя воздуха. Скорость приземного ветра при этом, как правило, не превышает 3 м/с.

Морозные и антропогенные туманы наблюдаются при физических условиях в атмосфере, благоприятных для формирования радиационных туманов. Морозные туманы возникают обычно при температуре воздуха ниже -20 °С. Антропогенные туманы связаны с выбросами в приземный слой атмосферы тепла, водяного пара, твёрдых и жидких аэрозолей из антропогенных источников загрязнения атмосферы. Аэрозоли являются ядрами конденсации водяного пара и в то же время сами ухудшают видимость, поглощая и рассеивая свет. Выбросы от работающих авиадвигателей воздушных судов при сильных морозах способствуют образованию тумана на ВПП.

Орографические туманы или туманы склонов образуются при адиабатическом охлаждении перемещающегося вверх по наветренному склону возвышенности ли горы влажного воздуха.

Фронтальные туманы возникают чаще всего в зоне тёплых фронтов в клине холодного воздуха вследствие перемешивания тёплого и холодного воздуха, а также испарения выпадающих из фронтальных облаков капель дождя. Температура капель дождя при образовании тумана обычно на 3-6 °С выше температуры холодного воздуха [50]. Фронтальные туманы иногда сливаются с расположенными выше слоистообразными облаками, верхняя граница которых в некоторых случаях достигает тропопаузы.

При наличии тумана видимость на аэродроме может существенно изменяться во времени и пространстве. Различают три стадии (фазы) существования тумана: стадию образования, основную стадию и стадию ослабления [25].

Стадия образования тумана или начальная стадия длится от первых признаков возникновения тумана до его максимального распространения на аэродроме. При прохождении адвективного тумана над аэродромом начальная стадия тумана является, как правило, непродолжительной и длится всего несколько минут. Радиационный туман также может сформироваться очень быстро, однако его образование иногда продолжается в течение нескольких часов [25].

Радиационный туман может вначале возникнуть как поземный туман, покрывающий весь аэродром или его часть и не ухудшающий видимость до значений менее 1 км. Иногда радиационный туман формируется в виде изолированных гряд, медленно перемещающихся в направлении слабого ветра. Ночью гряды не заметны до тех пор, пока одна из них не окажется на месте измеряющего видимость прибора, который покажет низкое значение видимости.

Стадия образования тумана, особенно радиационного, характеризуется значительными пространственными и временными изменениями видимости на аэродроме. Показания приборов видимости, установленных вдоль ВПП, могут сильно различаться. Значение RVR, основанное на показаниях отдельных приборов, может оказаться нерепрезентативным для всей ВПП.

Основная стадия существования тумана длится от момента его наибольшего распространения на аэродроме до начала ослабления или рассеивания. В

этой стадии туман может представлять собой непрерывный, относительно однородный слой с незначительными изменениями видимости во времени и пространстве. Однако в других случаях в основном слое тумана могут возникать изменения видимости до 50 %. В целом, видимость хорошо определяется в результате визуальных наблюдений и приборных измерений

Стадия ослабления тумана – это период его ослабления или рассеивания. Показания приборов видимости в этой стадии являются обычно репрезентативными для ВПП, правильно отражая условия видимости. Следует отметить, что при рассеивании радиационный туман обычно поднимается над аэродромом и превращается в низкие разорванно-слоистые облака.

Атмосферные осадки могут существенно ухудшать видимость (см. разд. 4). Сильные ливневые осадки – опасное явление погоды на аэродроме. Дождь и морось по интенсивности чаще всего бывают слабыми и сопровождаются дымкой, но могут сопровождаться туманом. Твёрдые осадки в виде снега в большей степени рассеивают свет, чем капли воды, и поэтому часто приводят к ухудшению видимости до 2 км или менее. В холодный период года при выпадении снега нередко наблюдается снежная метель.

Снежная метель (Blowing snow, BLSN) – перенос снега вдоль поверхности земли на высоту 2 м или более под действием ветра и атмосферной турбулентности. При снежной метели горизонтальная видимость иногда ухудшается до нескольких десятков метров [7].

Снежный поземок (Drifting snow, DRSN), в отличие от метели, не ухудшает горизонтальную видимость, т.к. снег поднимается в воздух на высоту менее 2 м. Однако следует иметь в виду, что позёмок очень быстро может перерасти в метель.

Мгла (Haze, HZ) – явление ухудшения видимости, вызванного взвешенными в атмосфере литометеорами – частицами пыли (Dust, DU), песка (Sand, SA), дыма (Fume, FU) вулканического пепла (Volcanic ash, VA). Информация о мгле передается авиационным специалистам, когда горизонтальная видимость составляет 5 км или менее [21]. В северных районах России в холодный период отмечается снежная мгла (SNHZ).

Песчаные и пыльные бури – опасные для авиации явления погоды, при которых видимость может составлять несколько десятков метров.

Песчаная буря (Sandstorm, SS) характеризуется подъёмом в воздух песка обычно на высоту менее 15 м под действием сильного ветра и атмосферной турбулентности. Большая часть частиц песка имеет диаметр от 0,8 до 1 мм. Песчаные бури наиболее характерны для районов пустынь, где имеется сыпучий песок, часто в виде песчаных барханов. Возникают они обычно днём, а в ночное время прекращаются из-за ослабления ветра и турбулентности.

Песчаные бури могут быть не только внутримассовыми, но и фронтальными. Фронтальная песчаная буря может выглядеть как стена песка, которая сопровождает кучево-дождевые облака и грозы, скрывая их.

Пыльная буря (Duststorm, DS) характеризуется подъёмом в воздух пыли на высоту, как правило, выше 3 км под действием сильного ветра и атмосферной турбулентности. Диаметр частиц пыли, в отличие от песка, значительно меньше 1 мм. Пыльные бури наблюдаются в степях и пустынях и охватывают обширные районы протяженностью несколько десятков километров. Часто они возникают в периоды засухи в районах пахотных земель. Пыльные бури, как и песчаные, могут быть внутримассовыми и фронтальными. Пыльные бури часто сопровождают кучево-дождевые облака и грозы, скрывая их.

Впереди надвигающихся пыльных или песчаных бурь могут образоваться несколько пыльных или песчаных вихрей, которые представляют собой быстро вращающиеся столбы воздуха. Вихри образуются над сильно прогретой и сухой подстилающей поверхностью, покрытой пылью или песком. Высота атмосферных вихрей не превышает 60-90 м, однако в некоторых случаях в районах пустынь вихри могут достигать высоты 600 м.

Полёты на малых высотах, заход на посадку и посадка воздушных судов в условиях пыльной или песчаной бури запрещаются. При встрече с пыльной или песчаной бурей на маршруте экипаж воздушного судна обязан обходить её визуально или проходить над ней [41].

Контрольные вопросы

1. Дальность видимости на ВПП (RVR, м) – расстояние, в пределах которого пилот воздушного судна, находящегося на осевой линии ВПП, может видеть:

Варианты ответов:

маркировку ее покрытия?

здания и сооружения?

огни, которые ограничивают ВПП?

конец ВПП?

огни, которые обозначают её осевую линию?

2. Посадочная дальность видимости – расстояние, в пределах которого экипаж воздушного судна, выполняющий заход на посадку, видит:

Варианты ответов:

взлётно-посадочную полосу?

наземные объекты?

огни?

3. Явление ухудшения видимости, вызванное находящимися во взвешенном состоянии микроскопическими каплями воды или гигроскопическими частицами, при горизонтальной видимости от 1 до 5 км называется:

Варианты ответов:

дымкой?

туманом?

4. Явление погоды в виде совокупности капель воды и/или кристаллов льда, находящихся в приземном слое во взвешенном состоянии ухудшающих горизонтальную видимость до значений менее 1 км называется:

Варианты ответов:

дымкой?

туманом?

5. Из всех явлений погоды, ухудшающих видимость, наиболее часто наблюдаются дымка и туман. Сильные осадки также могут стать причиной низкой видимости, ограничивающей полёты ВС. Каждое явление погоды в

сводках METAR и в прогнозах по аэродрому в кодовой форме TAF обозначается с помощью кодовых сокращений. Каждое сокращение состоит из английских букв. Укажите соответствующие названия явлений погоды по их кодовым сокращениям:

1. BR
2. FG
3. FZFG
4. MIFG
5. BLSN
6. DRSN
7. HZ
8. SS
9. DS

РАЗДЕЛ 6. КАРТЫ ПОГОДЫ

Раздел изучается по Приложению 3 ИКАО.

РАЗДЕЛ 7. СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

7.1. Общая циркуляция атмосферы

Атмосферные процессы синоптического масштаба называются синоптическими процессами. Синоптические процессы – возникновение, перемещение и эволюция синоптических объектов в атмосфере. Синоптические объекты – воздушные массы, атмосферные фронты, барические системы, струйные течения.

Синоптическая обстановка (синоптическое положение) – совокупность синоптических объектов, определяющих метеорологические условия на аэродромах, в районе аэродромов и по маршрутам полётов. Синоптические процессы являются причиной формирования погоды на больших территориях, поэтому эти процессы называют погодообразующими. Синоптические процессы в атмосфере на земном шаре осуществляются в системе общей циркуляции атмосферы.

Общая циркуляция атмосферы – совокупность макромасштабных воздушных течений на Земле. Закономерности общей циркуляции атмосферы:

- скорость движения воздуха по горизонтали примерно на два порядка больше, чем по вертикали;
- зональные (вдоль широтных кругов) воздушные течения преобладают над меридиональными (вдоль меридианов) воздушными течениями;
- макромасштабные атмосферные процессы имеют вихревой характер.

Общая циркуляция атмосферы формируется в результате взаимодействия трёх основных факторов:

- 1) радиационный фактор;
- 2) неоднородность подстилающей поверхности;
- 3) вращение Земли.

Радиационный фактор связан с неравномерным притоком солнечной радиации на разных широтах и в разное время года. Неравномерный приток тепла является причиной неодинакового нагревания атмосферного воздуха, что

вызывает неравномерность в распределении атмосферного давления и возникновение силы горизонтального барического градиента.

Неоднородность подстилающей поверхности – чередование континентов, океанов, гор, равнин и других макромасштабных физико-географических особенностей – является причиной её неравномерного прогревания и возникновения горизонтального градиента температуры воздуха. В результате возникают воздушные течения общей циркуляции атмосферы.

Вращение Земли значительно усложняет общую циркуляцию атмосферы, приводя к появлению силы Кориолиса. Если бы Земля не вращалась и её поверхность была бы однородна, то схема общей циркуляции атмосферы была бы очень проста. Наиболее теплыми оказались бы нижние слои атмосферы у экватора, а наиболее холодными – у полюсов. У поверхности Земли воздух перемещался бы от полюса к экватору, а в верхних слоях атмосферы – в обратном направлении.

На картах распределения среднего атмосферного давления на уровне моря в январе (рис. 7.1) и в июле (рис. 7.2) можно увидеть области низкого давления – циклоны и области высокого давления – антициклоны. Эти области называются центрами действия атмосферы. Области пониженного атмосферного давления называются депрессиями.

В северном полушарии известны две области низкого давления – Алеутская и Исландская депрессии, а также две области повышенного давления – Азорский и Гавайский антициклоны. Эти области называются постоянными центрами действия атмосферы, т.к. они обнаруживаются на многолетних средних картах распределения давления за любой месяц года.

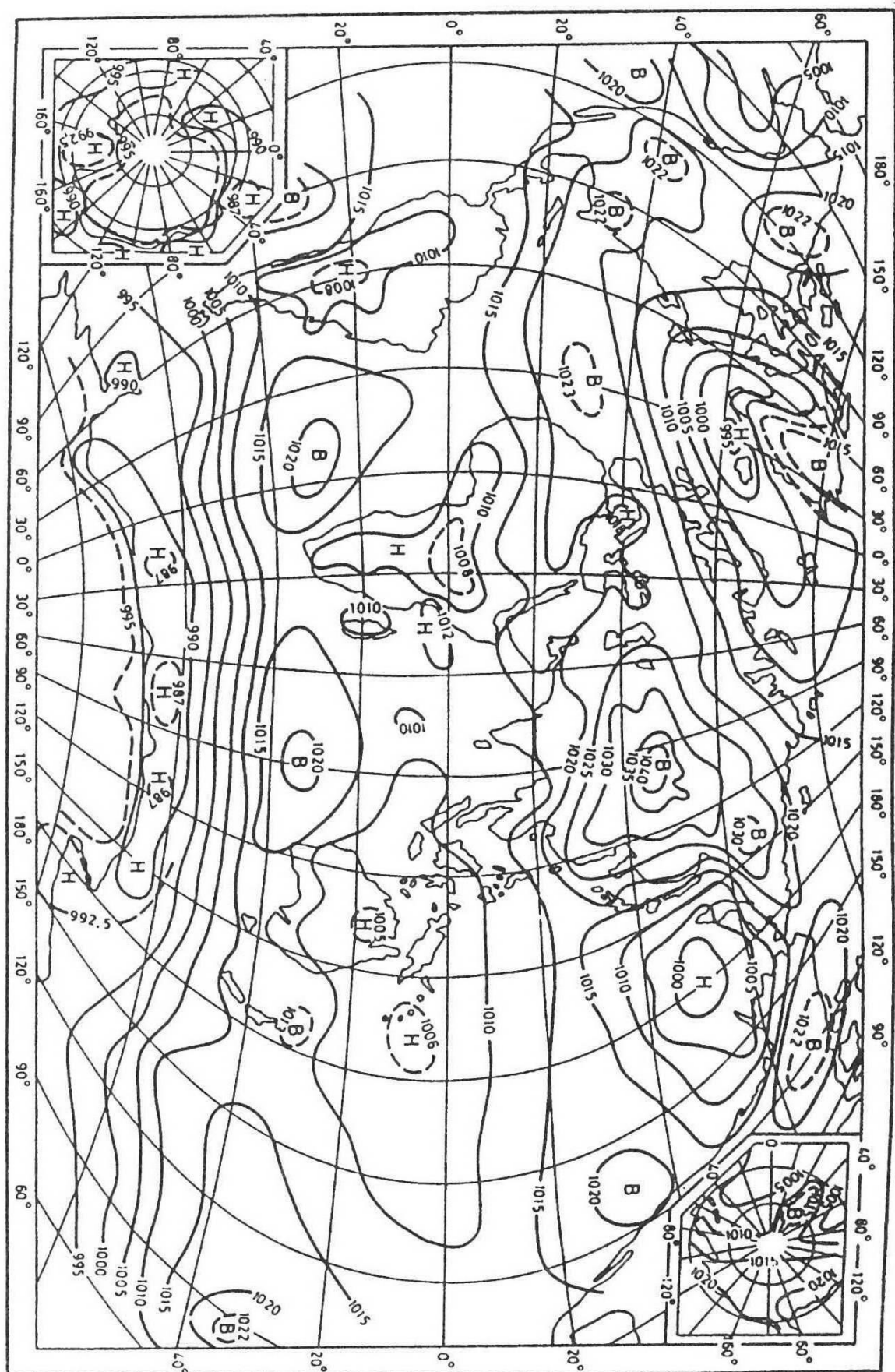


Рис. 7.1. Распределение среднего атмосферного давления на уровне моря в январе (гПа)



Алеутская и Исландская депрессии располагаются над северными частями Тихого и Атлантического океанов. Азорский субтропический антициклон находится в субтропических и тропических широтах Атлантического океана с центром вблизи Азорских островов. Гавайский субтропический антициклон обнаруживается в субтропических и тропических широтах Тихого океана с центром к северу от Гавайских островов.

Азиатский (зимний) антициклон обнаруживается на многолетних средних картах зимних месяцев с центром над Монголией, поэтому этот антициклон называют сезонным центром действия атмосферы. В летние месяцы над Азией располагается область низкого давления – Азиатская депрессия с центром над Афганистаном, которая является сезонным центром действия атмосферы.

Элементы общей циркуляции атмосферы – пассаты, муссоны и циклоническая деятельность – играют большую роль в формировании климата на Земле.

Пассаты – устойчивые ветры, дующие в течение всего года над океанами на

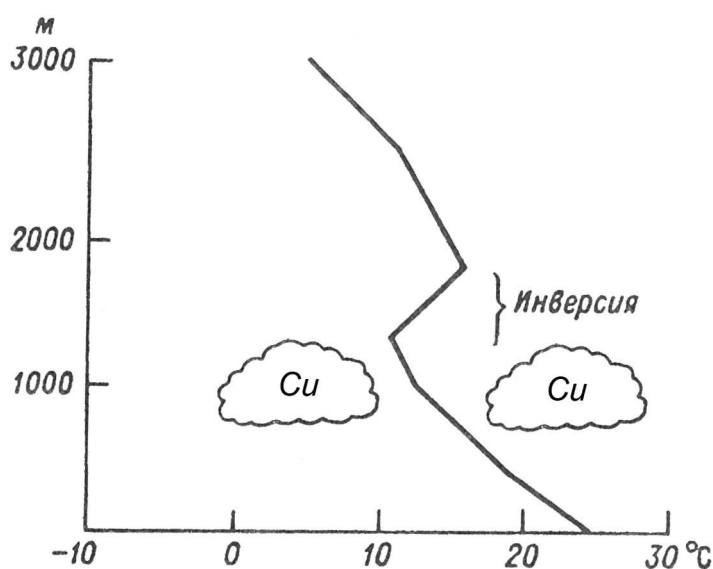


Рис. 7.3. Типичное распределение температуры воздуха с высотой в области пассатов

обращённой к экватору периферии субтропических антициклонов в каждом полушарии. Пассаты у земной поверхности в северном полушарии направлены с северо-востока, в южном полушарии – с юго-востока. Скорость пассатов у земной поверхности составляет в среднем 5-6 м/с. Для области пассатных течений характерно оседание воздуха и наличие пассатной

инверсии (рис. 7.3). Вертикальная мощность пассатов увеличивается к экватору. Западные ветры над пассатами называются антипассатами. В области пассатов погодные условия благоприятны для полётов воздушных судов.

Внутритропическая зона конвергенции располагается в экваториальной барической ложбине и является областью конвергенции пассатов северного и

южного полушарий. Сходимость северо-восточных и юго-восточных пассатов хорошо выражена в нижней половине тропосферы. Во внутритропической зоне конвергенции господствуют восходящие движения. Здесь развиваются мощные кучевые и кучево-дождевые облака, из которых часто выпадают сильные ливневые дожди.

Муссоны – устойчивые сезонные режимы воздушных течений с резким изменением преобладающего направления ветра от зимы к лету и от лета к зиме [57]. В каждой муссонной области есть зимний и летний муссоны с взаимно противоположными или с резко различными преобладающими направлениями. Сезонная смена муссонов связана с коренным изменением в распределении давления воздуха от сезона к сезону. Первоначальной причиной возникновения муссонов является различие в нагревании материков и океанов в течение года.

Муссоны наблюдаются в тех районах, где циклоны и антициклоны обладают достаточной устойчивостью и резким сезонным преобладанием одних над другими. В период летних муссонов наблюдаются неблагоприятные погодные условия для полётов воздушных судов, что связано с интенсивным образованием конвективных облаков и выпадением обильных дождей. Классическим примером тропического муссона в бассейне Индийского океана является Индийский муссон.

Тропические циклоны являются особенностью тропической зоны, которая располагается между тридцатыми параллелями северной и южной широты. Диаметр тропических циклонов составляет в среднем 200-400 км [57], что в несколько раз меньше диаметра внетропических циклонов, которые наблюдаются за пределами тропической зоны (рис. 7.4).

В каждом полушарии тропические циклоны возникают в районах от 5 до 20° С широты над океанами при температуре поверхности океана 27 °С и выше. Максимум повторяемости тропических циклонов обычно отмечается летом и осенью, когда океаническая поверхность сильно нагрета.

Для развития тропического циклона благоприятны неустойчивая стратификация атмосферы и близость воздуха к насыщению водяным паром. Подъём нагретого и насыщенного воздуха с выделением огромного количества тепла

конденсации приводит к резкому падению атмосферного давления в центре тропического циклона и возникновению сильного ветра. Давление воздуха в центре тропического циклона может составлять от 877 до 950 гПа.

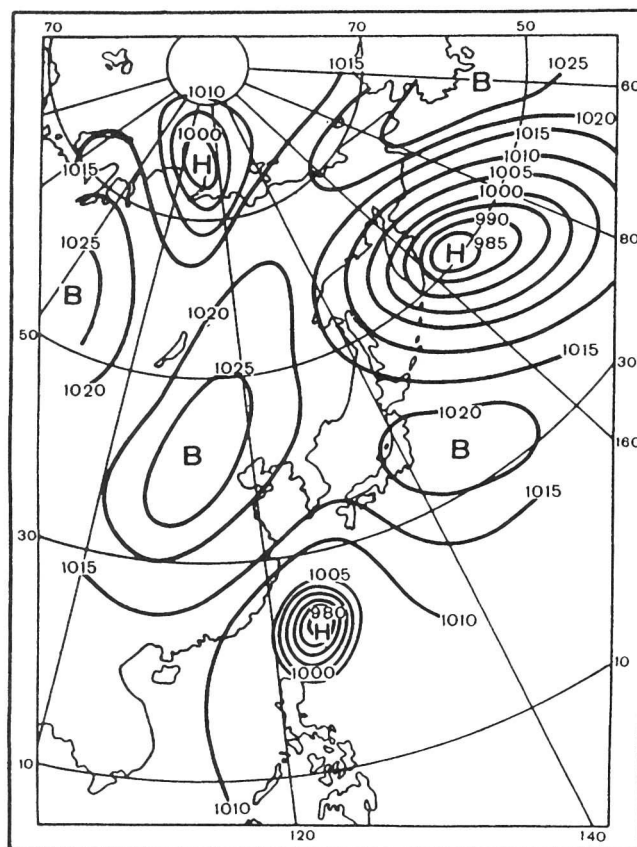


Рис. 7.4. Тропический циклон (тайфун) и внетропические циклоны на синоптической карте

Скорость перемещения тропических циклонов составляет 10–20 км/ч. Скорость приземного ветра в тропических циклонах может достигать 100 м/с и более. В зависимости от скорости приземного ветра тропические циклоны называют:

- тропическими штормами при скорости ветра 17 – 33 м/с;
- тропическими ураганами при скорости ветра более 33 м/с.

Тропические штормы и ураганы представляют большую опасность для деятельности авиации.

Особенностью атмосферной циркуляции во внетропических широтах является циклоническая деятельность – возникновение, развитие, перемещение и разрушение циклонов и антициклонов в атмосфере. Благодаря циклонической деятельности осуществляется междуширотный обмен воздуха на земном шаре.

7.2. Воздушные массы

Воздушная масса – объём воздуха синоптического масштаба, обладающий примерно однородными свойствами. Горизонтальные размеры воздушных масс составляют тысячи километров, а вертикальные размеры – всего несколько километров. Часто воздушные массы прослеживаются вплоть до тропопаузы. Воздушные массы перемещаются в системе общей циркуляции атмосферы.

Характеристики воздушной массы: температура, влажность, прозрачность, запылённость воздуха, облачность, видимость, атмосферные явления. Можно говорить лишь об относительной однородности этих характеристик. Абсолютно однородных воздушных масс не существует, т.к. неоднородна подстилающая поверхность, а также различна величина притока солнечной радиации в северных и южных частях одной и той же воздушной массы. Горизонтальный градиент температуры воздуха в приземном слое в пределах воздушной массы составляет в среднем 6°C на 1000 км [51].

Очаг формирования воздушной массы – физико-географический район с относительно однородной подстилающей поверхностью, где формируются основные свойства воздушной массы.

Трансформация воздушной массы – изменение её характеристик – происходит при перемещении воздушной массы из очага своего формирования на другую подстилающую поверхность, в другой физико-географический район, в иные условия притока солнечной радиации.

Географическая классификация воздушных масс основана на определении географического положения очага формирования воздушной массы. Характеристики той или иной воздушной массы зависят от физико-географических особенностей очага её формирования.

Формирование погодных условий на территории России происходит под влиянием арктической, умеренной и тропической воздушных масс, которые могут быть континентальными и морскими.

Рассмотрим очаги формирования и пути перемещения воздушных масс, влияющих на погоду европейской части России.

Морская арктическая воздушная масса формируется над свободной ото льдов акваторией Северного Ледовитого океана и на европейскую часть России поступает через Норвежское и Баренцево моря.

Континентальная арктическая воздушная масса формируется над покрытой льдом акваторией Северного Ледовитого океана и на европейскую часть России поступает со стороны Карского моря и моря Лаптевых.

Морская умеренная воздушная масса формируется над акваторией Атлантического океана в умеренных широтах и приходит на европейскую часть России, главным образом, с запада.

Континентальная умеренная воздушная масса формируется над континентальными районами умеренных широт, включая европейскую часть России.

Морская тропическая воздушная масса формируется над акваторией Атлантического океана в тропической зоне в области Азорского субтропического антициклона. Она поступает на европейскую часть России со стороны Средиземного моря.

Континентальная тропическая воздушная масса формируется над континентальными районами тропической зоны и поступает на европейскую часть России из Средней Азии.

Термодинамическая классификация воздушных масс основана на учёте изменения температуры атмосферного воздуха по горизонтали и вертикали. В зависимости от изменения температуры воздуха по горизонтали выделяют местную, теплую и холодную воздушные массы. В зависимости от изменения температуры воздуха по вертикали различают устойчивую и неустойчивую воздушные массы.

Местная воздушная масса – воздушная масса, находящаяся в очаге своего формирования, изменяет свои свойства, нагревается или охлаждается в зависимости от времени года.

Тёплая воздушная масса – воздушная масса, перемещающаяся на холодную подстилающую поверхность. Тёплая воздушная масса обычно движется из низких широт в высокие широты, куда она приносит потепление, но сама, вследствие турбулентного теплообмена, охлаждается в нижних слоях. Охлаждение

снизу способствует созданию задерживающих слоёв с малыми вертикальными градиентами температуры. Поэтому для тёплой воздушной массы характерны слоистые облака, туманы и дымки.

Холодная воздушная масса – воздушная масса, перемещающаяся на тёплую подстилающую поверхность. Холодная воздушная масса обычно движется из высоких широт в низкие широты, где она вызывает похолодание, но сама прогревается от подстилающей поверхности в нижних слоях. Прогревание снизу приводит к увеличению вертикального градиента температуры, развитию конвекции и образованию облаков вертикального развития.

Устойчивая воздушная масса характеризуется тем, что в нижних её слоях (примерно ниже 1 км) наблюдается устойчивая стратификация атмосферы. При устойчивой стратификации атмосферы вертикальный градиент температуры воздуха меньше адиабатического градиента. Если воздух насыщен водяным паром; то адиабатический градиент равен влажноадиабатическому градиенту. В случае ненасыщенного воздуха адиабатический градиент равен сухоадиабатическому градиенту. Признаки устойчивой воздушной массы –инверсия, изотермия, туманы, дымки и слоистая облачность.

Тёплая воздушная масса, продвигаясь на холодную поверхность и охлаждаясь снизу, становится устойчивой воздушной массой. Теплая устойчивая воздушная масса часто господствует в зимний период над территорией России, находящейся под влиянием теплого сектора циклона или тыловой части антициклона.

Неустойчивая воздушная масса характеризуется тем, что в нижних её слоях (примерно ниже 3 км) наблюдается неустойчивая стратификация атмосферы. При неустойчивой стратификации вертикальный градиент температуры в воздушной массе до уровня конденсации больше сухоадиабатического градиента, а выше уровня конденсации – больше влажноадиабатического градиента. В неустойчивой воздушной массе при достаточной её влажности происходит развитие конвекции с образованием облаков вертикального развития, наблюдаются повышенная турбулентность, сильный порывистый ветер, ливни, грозы, шквалы.

Холодная воздушная масса, двигаясь на более тёплую подстилающую поверхность и прогреваясь снизу, становится, как правило, неустойчивой воздушной массой. Холодная неустойчивая воздушная масса наблюдается чаще всего над материком летом в послеполуденные часы в тыловой части циклона или в передней части антициклона.

Местная воздушная масса зимой над покрытой снегом подстилающей поверхностью становится устойчивой, охлаждаясь снизу. Над нагретой поверхностью суши летом местная воздушная масса является неустойчивой, прогреваясь снизу. Поэтому зимой в местной воздушной массе над территорией России часто наблюдаются слоистые облака, а летом – облака вертикального развития.

7.3. Атмосферные фронты

Атмосферный фронт – переходная зона между соседними воздушными массами в атмосфере (рис. 7.5). Фронт называют иногда фронтальной поверхностью, фронтальным разделом, фронтальной зоной и фронтальным слоем. На синоптических картах атмосферные фронты изображают линиями. Фронт на карте погоды представляет собой линию пересечения фронтальной поверхности с поверхностью земли.

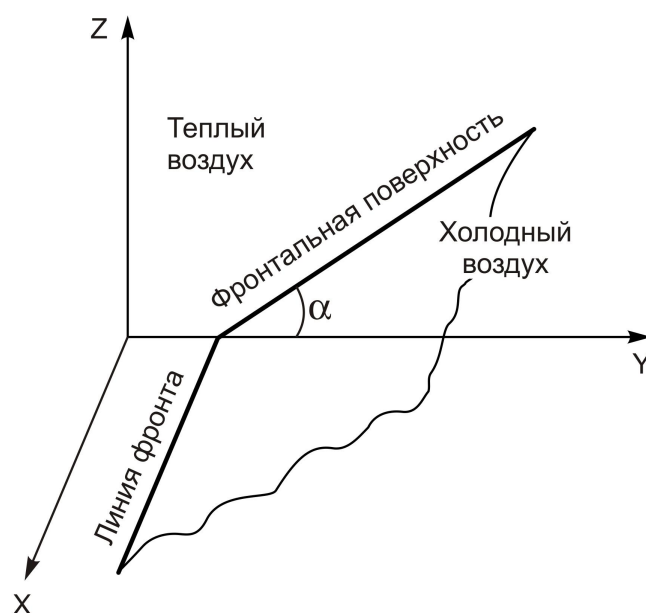


Рис. 7.5. Положение атмосферного фронта в пространстве, α – угол наклона фронта

Фронты располагаются под небольшим углом к горизонтальной плоскости вследствие динамических причин, связанных с движением разделяемых фронтом воздушных масс, а также из-за действия силы Кориолиса. Тангенс угла наклона фронта имеет порядок от 0,001 до 0,01, а угол наклона фронта составляет примерно несколько десятков минут [57]. Фронт всегда наклонён в сторону холодной воздушной массы, т.к. давление воздуха в тёплом воздухе с высотой падает медленнее, чем в холодном воздухе.

Ширина фронтальной зоны вблизи земной поверхности изменяется в широких пределах: от нескольких километров до нескольких десятков километров (рис. 7.6). В свободной атмосфере атмосферному фронту соответствует высотная фронтальная зона, достигающая нескольких сотен километров в ширину. Толщина (вертикальная протяжённость) зоны фронта в нижней тропосфере составляет несколько сотен метров. В верхней тропосфере толщина зоны фронта больше, чем в нижней тропосфере, и составляет несколько километров. Длина атмосферного фронта по горизонтали – тысячи километров.

Фронтальный раздел представляет собой задерживающий слой. Разница средней температуры воздуха между воздушными массами, разделяемыми атмосферным фронтом, называется контрастом температуры воздуха в зоне фронта. Если контраст температуры и движение воздуха в атмосфере отсутствуют, то существование фронта невозможно.

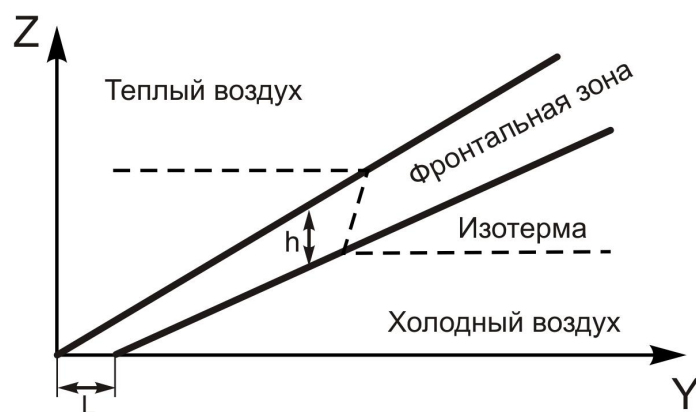


Рис. 7.6. Схема вертикального разреза фронтальной зоны:

L – ширина фронтальной зоны, h – толщина фронтальной зоны

На экваторе, где параметр Кориолиса близок к нулю, существование фронта в наклонном положении невозможно. С увеличением широты места увеличивается угол наклона фронта при прочих равных условиях.

Установлено, что чем больше контраст температуры воздуха в зоне фронта, тем больше различаются скорости ветра вблизи фронта в тёплой и холодной воздушных массах и тем больше угол наклона фронта. Чем быстрее смещается фронтальная поверхность, тем больше угол её наклона.

Атмосферный фронт всегда располагается в барической ложбине. Изобарические поверхности в зоне фронта имеют изгиб в сторону высокого давления: они прогибаются по направлению к земной поверхности. Поэтому перед надвигающимся атмосферным фронтом давление воздуха на аэродромах, как правило, понижается, а после прохождения фронта – повышается. Чем глубже барическая ложбина, в которой находится фронт, тем меньше скорость движения фронта. Если на приземной карте погоды изобары пересекают фронт почти перпендикулярно, то фронт движется быстро.

В теоретическом плане атмосферный фронт рассматривают как поверхность «разрыва» многих метеорологических величин, кроме атмосферного давления [54]. На атмосферном фронте скачкообразно изменяются: температура, плотность, влажность воздуха, ветер, горизонтальный и вертикальный барические градиенты, величина барической тенденции. Когда говорят о скачкообразном изменении метеорологических величин в зоне фронта, то имеют в виду существование больших различий между этими величинами по обе стороны от фронтального раздела. Разница средней температуры тёплой и холодной воздушных масс, разделяемых фронтальной поверхностью, у земной поверхности может достигать 30 °С.

Атмосферные фронты классифицируют в зависимости от географического происхождения воздушных масс, разделяемых фронтом; от вертикальной протяжённости, строения, направления и скорости перемещения фронта.

По географическому происхождению воздушных масс, разделяемых фронтом, различают арктический и полярный фронты. Арктический фронт разделяет арктическую и умеренную воздушные массы. Полярный фронт, разделяющий

умеренную и тропическую воздушные массы, называют фронтом умеренных широт.

Различают главные (основные) и вторичные атмосферные фронты. Фронт между воздушными массами основных географических типов называют главным. Вторичный фронт разделяет массы воздуха одного и того же географического типа.

В зависимости от распространения фронта по вертикали различают тропосферные и приземные фронты. Тропосферный фронт прослеживается от земной поверхности вплоть до тропопаузы. На карте относительной барической топографии OT_{1000}^{500} тропосферному фронту соответствует сгущение изогипс относительной топографии. Главные фронты являются тропосферными.

Приземные фронты прослеживаются от поверхности земли до высоты примерно 2 км. В нижних слоях атмосферы в зоне приземного фронта, как и в случае любого фронта, наблюдается сходимость воздушных потоков. Приземные фронты, которые образуются в тыловой части циклона – это вторичные холодные фронты.

В зависимости от особенностей перемещения и строения различают тёплые, холодные, малоподвижные фронты и фронты окклюзии. (Табл. 7.1). Метеорологические условия в зоне фронта зависят от его характера, времени года, характеристик воздушных масс, разделяемых фронтом.

Таблица 7.1

Обозначения атмосферных фронтов на картах погоды

Вид фронта	Цветное обозначение	Одноцветное обозначение
Тёплый	Красная линия, сплошная	
Холодный	Синяя линия, сплошная	
Малоподвижный	Красная и синяя линии	
Фронт окклюзии	Коричневая линия, сплошная	
Верхний тёплый фронт	Красная линия, пунктир	
Вторичный холодный фронт, верхний холодный фронт	Синяя линия, пунктир	

Тёплый фронт – переходная зона между тёплой и холодной воздушными массами, перемещающаяся в сторону холодного воздуха. В зоне тёплого фронта тёплый воздух натекает на отступающий холодный воздух. Средняя скорость движения тёплых фронтов примерно 20-30 км/ч. Перед тёплым фронтом давление воздуха, как правило, значительно падает со временем, что можно обнаружить по барической тенденции на приземных картах погоды.

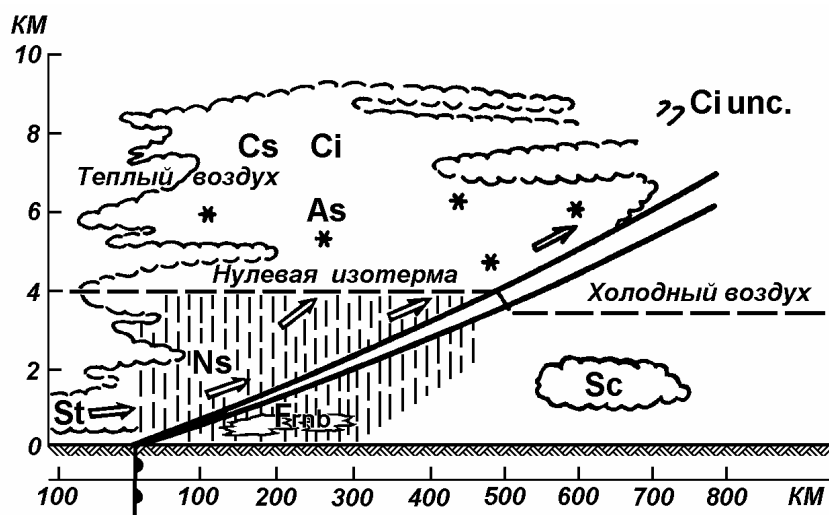


Рис. 7.7. Схема вертикального разреза тёплого фронта

Рассмотрим особенности типичного тёплого фронта (рис. 7.7). В результате упорядоченного подъёма тёплого воздуха по клину холодного воздуха на фронте формируется характерная система слоистообразных облаков, включающая слоисто-дождевые, высокослоистые и перисто-слоистые облака. Система облаков располагается над фронтальной поверхностью в тёплом воздухе впереди приземной линии тёплого фронта.

В направлении, перпендикулярном линии фронта, система облаков простирается на расстояние нескольких сотен километров. Зона фронтальных осадков, выпадающих из слоистообразных облаков, имеет меньшую ширину, чем зона облачности. Под фронтальной поверхностью в клине холодного воздуха, где происходит выпадение обложных осадков, наблюдаются низкие разрывно-дождевые облака, высота нижней границы которых может быть ниже 200 м.

Если к аэродрому приближается типичный тёплый фронт, то сначала появляются перистые когтевидные (Cirrus uncinus, Ci unc.) облака – предвестники

тёплого фронта. Затем наблюдаются перисто-слоистые облака, охватывающие весь небосвод в виде лёгкой белой вуали. Особенностью перисто-слоистых облаков является оптическое явление гало – белые или разноцветные круги вокруг диска солнца на небе. Явление гало обусловлено преломлением и отражением света в ледяных кристаллах облаков.

Потом на небе появляются высокослоистые облака, сквозь которые Солнце и Луна просвечивают, как сквозь матовое стекло. Постепенно нижняя граница слоистообразной облачности опускается, мощность облаков увеличивается, появляются слоисто-дождевые облака, из которых выпадают обложные осадки. Солнце и Луна становятся невидимыми. Из высокослоистых облаков осадки могут выпадать только в холодный период года, а в тёплый период осадки из этих облаков, как правило, не достигают поверхности земли, испаряясь на пути к ней.

Зона обложных осадков располагается обычно впереди приземной линии тёплого фронта в клине холодного воздуха. Если в этом клине влажность воздуха велика, то может образоваться фронтальный туман. В холодный период перед прохождением тёплого фронта на аэродромах может выпадать замерзающий дождь или замерзающая морось. При полёте воздушных судов в слоистообразной облачности при температуре воздуха от -0 до -20 °C почти всегда отмечается обледенение, которое может быть различной интенсивности, но чаще всего является слабым.

В тёплый период года на тёплом фронте при неустойчивой стратификации атмосферы могут возникать кучево-дождевые облака с ливнями, градом, грозами, с которыми связаны сильные сдвиги ветра, сильная турбулентность и сильное обледенение воздушных судов. Кучево-дождевые облака в системе слоистообразных облаков визуально трудно обнаружить, поэтому эти облака называют замаскированными.

Холодный фронт – переходная зона между тёплой и холодной воздушными массами, которая движется в сторону тёплого воздуха. За холодным фронтом давление воздуха, как правило, значительно растёт со временем, что можно обнаружить по барической тенденции на приземных картах погоды. Угол наклона холодных фронтов, как правило, больше, чем тёплых фронтов.

В зависимости от скорости движения и характерной облачности различают холодные фронты первого и второго рода. Скорость движения холодного фронта первого рода в среднем составляет 30-40 км/ч. Холодный фронт второго рода – быстро движущийся фронт, смещается со скоростью 50 км/ч и более.

Система облаков холодного фронта первого рода существенно отличается от облачности холодного фронта второго рода. Облака холодного фронта первого рода подобны облакам тёплого фронта, но расположены они в обратном порядке по отношению к приземной линии фронта, по сравнению с облаками тёплого фронта. За линией типичного холодного фронта первого рода наблюдается слоистообразная облачность и зона обложных осадков: сначала наблюдаются слоисто-дождевые облака, затем следуют высокослоистые и перистослоистые облака (рис. 7.8).

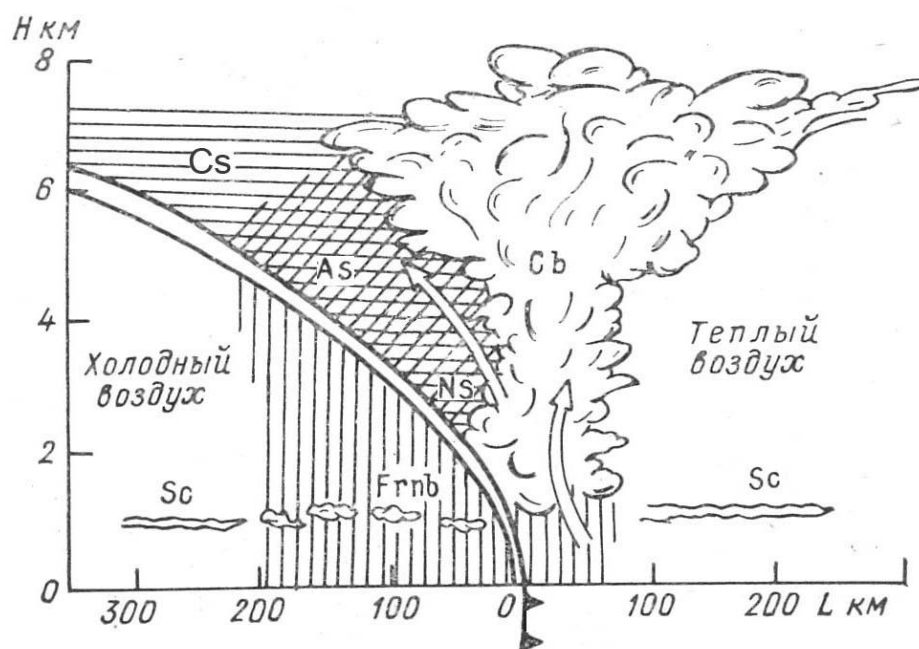


Рис. 7.8. Схема вертикального разреза холодного фронта первого рода

Ширина облачной системы в направлении, перпендикулярном линии фронта, в случае холодного фронта первого рода обычно меньше, чем в случае тёплого фронта. В тёплый период на холодном фронте первого рода часто формируются кучево-дождевые облака с ливнями, грозами, шквалами. Ливневые осадки выпадают обычно перед линией фронта, а после прохождения линии фронта на аэродроме могут наблюдаться обложные осадки. В зоне осадков

наблюдаются низкие разорванно-дождевые облака, осложняющие посадку и полёты воздушных судов на малых высотах.

Холодный фронт второго рода является самым опасным для авиации из всех видов фронтов. Для этого фронта типичной является кучево-дождевая облачность, которая формируется вдоль приземной линии фронта в виде узкой полосы (рис. 7.9). Ширина зоны облачности в направлении, перпендикулярном линии фронта, в среднем составляет несколько десятков километров. Такую же ширину имеет зона ливневых осадков. При размывании кучево-дождевых облаков могут наблюдаться все формы облаков, кроме слоистых и кучевых облаков.

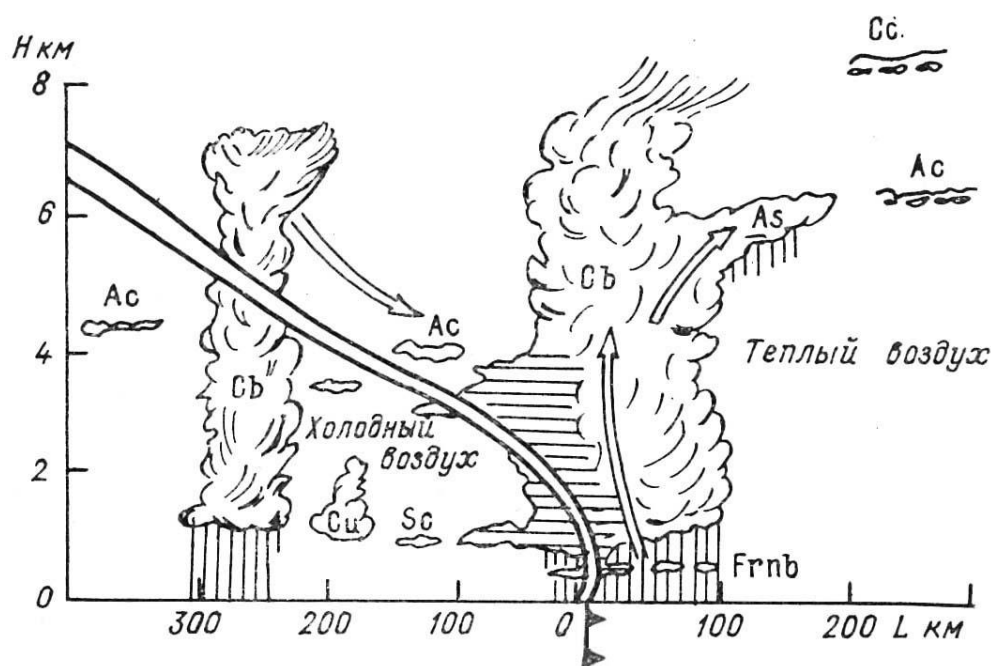


Рис. 7.9. Схема вертикального разреза холодного фронта второго рода

Образование кучево-дождевых облаков в зоне холодного фронта второго рода происходит вследствие вынужденной конвекции в виде сильных восходящих потоков тёплого воздуха. Верхняя часть кучево-дождевых облаков в виде наковальни, состоящей в основном из перисто-слоистых облаков, вытягивается по направлению движения фронта.

Особенностью холодного фронта второго рода является наличие нисходящих движений воздуха за приземной линией фронта, которые сопровождаются адиабатическим нагреванием воздуха. В результате нисходящих движений воздуха облачность за фронтом быстро размывается, и наблюдается прояснение.

Предвестниками холодного фронта второго рода являются высококучевые чечевицеобразные облака, которые появляются впереди линии фронта на расстоянии примерно 100-200 км. Прохождение холодного фронта второго рода часто сопровождается сильными ливнями, шквалами, грозами, градом, иногда смерчем, пыльными или песчаными бурями.

При прохождении холодного фронта через район аэродрома, как правило, происходит усиление приземного ветра и понижение температуры воздуха. Линии шквалов могут располагаться впереди холодного фронта, совпадать с линией фронта или находиться позади линии фронта. На барограмме при прохождении линии шквалов, как правило, наблюдается повышение атмосферного давления – грозовой нос.

Холодные фронты бывают особенно опасными для полётов воздушных судов летом в послеполуденные часы, когда наблюдается максимальный прогрев подстилающей поверхности. В это время вероятность опасных для авиации метеорологических явлений, связанных с кучево-дождевой облачностью, значительно увеличивается.

Малоподвижный фронт разделяет соседние воздушные массы, которые движутся почти параллельно линии фронта. Средняя скорость движения малоподвижного фронта около 10 км/ч. Барические тенденции обычно мало отличаются по обе стороны от линии малоподвижного фронта, который наблюдается на периферии циклонов и антициклонов, в замаскированной барической ложбине, располагающейся между двумя антициклонами.

Фронт окклюзии (от лат. *occlusus* – смыкание) – сложный фронт, образуется в результате смыкания холодного и тёплого фронтов. Холодный фронт движется с большей скоростью, чем тёплый. Поэтому, в конце концов, он догоняет тёплый фронт и смыкается с ним.

Тёплый фронт окклюзии или фронт окклюзии по типу тёплого фронта характеризуется тем, что воздушная масса за фронтом окклюзии является более тёплой, чем воздушная масса перед фронтом окклюзии (рис. 7.10,а).

Холодный фронт окклюзии или фронт окклюзии по типу холодного фронта характеризуется тем, что воздушная масса за фронтом окклюзии является более холодной, чем воздушная масса перед фронтом окклюзии (рис. 7.10,б).

Воздушная масса за фронтом окклюзии – это та воздушная масса, которая наблюдалась за холодным фронтом до его смыкания с тёплым фронтом. Воздушная масса перед фронтом окклюзии – это та воздушная масса, которая наблюдалась перед тёплым фронтом до того, как начался процесс образования окклюзии.

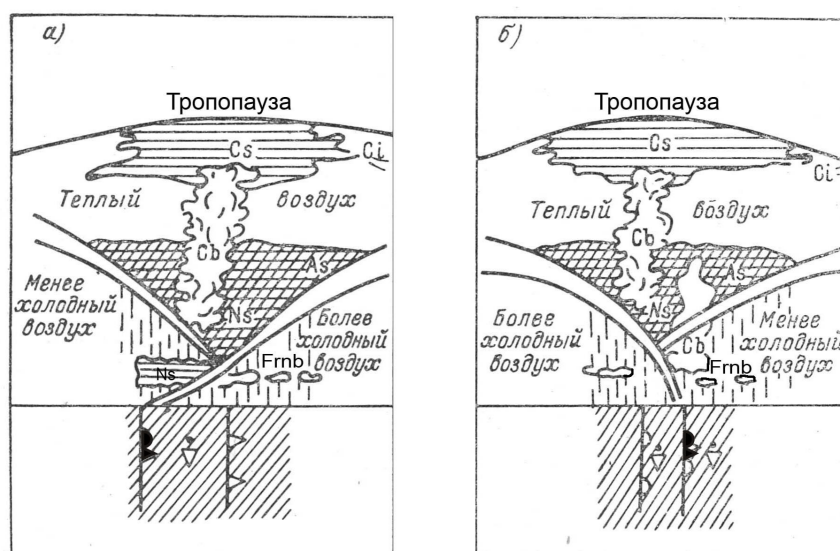


Рис. 7.10. Схемы вертикальных разрезов теплого (а) и холодного (б) фронтов окклюзии

В среднем за год холодные фронты окклюзии отмечаются чаще, чем теплые фронты окклюзии. Над материком тёплый фронт окклюзии чаще наблюдается зимой, чем летом, а холодный фронт окклюзии чаще наблюдается летом, чем зимой.

В случае тёплого фронта окклюзии поверхностью окклюзии является часть поверхности тёплого фронта, а в случае холодного фронта окклюзии поверхностью окклюзии является часть поверхности холодного фронта.

Облачность и осадки фронта окклюзии являются результатом объединения облачных систем и осадков тёплого и холодного фронтов. Обычно, чем больше продолжительность существования фронта окклюзии, тем большую толщину имеют безоблачные прослойки и тем менее опасным является фронт окклюзии для полётов ВС.

Степень влияния фронта на деятельность авиации зависит от метеорологических условий в зоне фронта, которые определяются его характером, эволюцией, активностью и скоростью перемещения.

Скорость и направление перемещения фронта метеорологи определяют с помощью карты абсолютной барической топографии АТ-700, используя правило ведущего потока. Согласно этому правилу, каждая точка приземного фронта перемещается вдоль проходящей над ней изогипсы на карте АТ-700 со скоростью, прямо пропорциональной действительной скорости ветра на поверхности 700 гПа. Коэффициент пропорциональности считается равным 0,7 для тёплых фронтов и 0,8 для холодных фронтов [51].

Эволюция атмосферного фронта – процессы его обострения и размывания. Обострение фронта – фронтогенез – характеризуется сужением переходной зоны между воздушными массами и увеличением горизонтальных градиентов температуры воздуха в этой зоне.

Размывание фронта – фронтолиз – характеризуется расширением переходной зоны между воздушными массами и уменьшением горизонтальных градиентов температуры воздуха в этой зоне.

Благоприятным условием для обострения фронта является увеличение со временем вертикальной неустойчивости и влагосодержания тёплой воздушной массы, взаимодействующей на фронте с холодной воздушной массой. Обострение фронта сопровождается увеличением следующих его характеристик: контраста температуры воздуха, сходимости воздушных потоков, скорости вертикальных движений воздуха, мощности облачной системы и интенсивности атмосферных осадков в зоне фронта. При размывании фронта все эти характеристики уменьшаются.

Фронтогенез приводит к ухудшению метеорологических условий полёта воздушных судов. При фронтолизе, напротив, погода, как правило, улучшается и становится более благоприятной для полётов.

Для всех атмосферных фронтов характерно то, что основная система фронтальных облаков формируется в тёплой воздушной массе над фронтальной поверхностью. Мощность и форма облаков в зоне фронта зависят от температуры,

влажности и термодинамического состояния тёплой воздушной массы, взаимодействующей на фронте с холодной воздушной массой.

Тёплые фронты, перемещающиеся на территорию России с акватории Атлантического океана, обычно более выражены в зимний период, чем в летний период. Холодные фронты, перемещающиеся с океанической поверхности на материк, как правило, более выражены в тёплый период, чем в холодный период.

В верхней тропосфере тропосферному фронту соответствует высотная фронтальная зона (ВФЗ), которую можно обнаружить на картах абсолютной барической топографии в виде области значительного сгущения изогипс. Центральная изогипса области сгущения называется осевой или осью высотной фронтальной зоны (рис. 7.11).

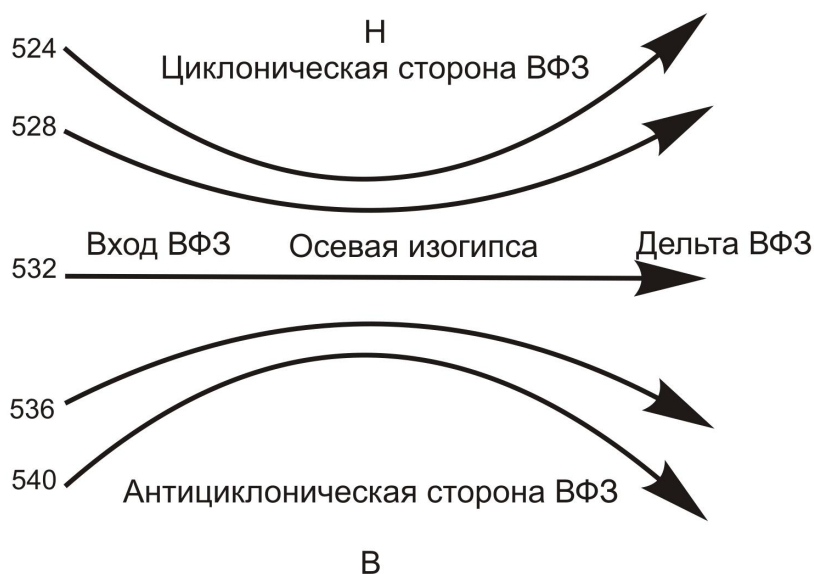


Рис. 7.11. Схема высотной фронтальной зоны со сходимостью и расходимостью воздушных потоков (изогипс АТ-500 гПа)

Высотная фронтальная зона – переходная область между высоким тёплым антициклоном и высоким холодным циклоном. Длина этой зоны по горизонтали составляет тысячи километров, ширина – сотни километров, вертикальная мощность – несколько километров. Ветровой характеристикой высотной фронтальной зоны является струйное течение.

Высотная фронтальная зона характеризуется большими горизонтальными градиентами давления и температуры воздуха. Наибольшие горизонтальные

градиенты температуры воздуха в свободной атмосфере наблюдаются в средней тропосфере, их можно обнаружить вблизи осевой изогипсы высотной фронтальной зоны на карте АТ-500 гПа. На поверхности 300 гПа вблизи осевой изогипсы высотной фронтальной зоны горизонтальные градиенты температуры почти в два раза меньше, чем на поверхности 500 гПа.

Циклоническая сторона высотной фронтальной зоны находится слева от её оси. Антициклоническая сторона высотной фронтальной зоны находится справа от её оси. Осевая изогипса является границей раздела между циклонической и антициклонической сторонами высотной фронтальной зоны.

Вход высотной фронтальной зоны – область, где отмечается сходимость воздушных потоков, можно обнаружить на картах абсолютной барической топографии в виде сходимости изогипс.

Дельта высотной фронтальной зоны – область, где отмечается расходимость воздушных потоков, можно обнаружить на картах абсолютной барической топографии в виде расходимости изогипс. В областях входа и дельты ВФЗ может наблюдаться сильная болтанка воздушных судов [38].

7.4. Циклоны и антициклоны

В атмосфере центр циклона является областью сходимости воздушных потоков, а центр антициклона – областью их расходимости (рис. 7.12). Если на приземной карте погоды провести в циклоне и антициклоне линии тока, то центр циклона окажется местом сходимости линий тока, а центр антициклона – местом их расходимости. Линия тока – линия, в каждой точке которой ветер направлен по касательной. При установившемся движении в атмосфере линия тока совпадают с траекторией, показывающей фактический путь воздушной частицы.

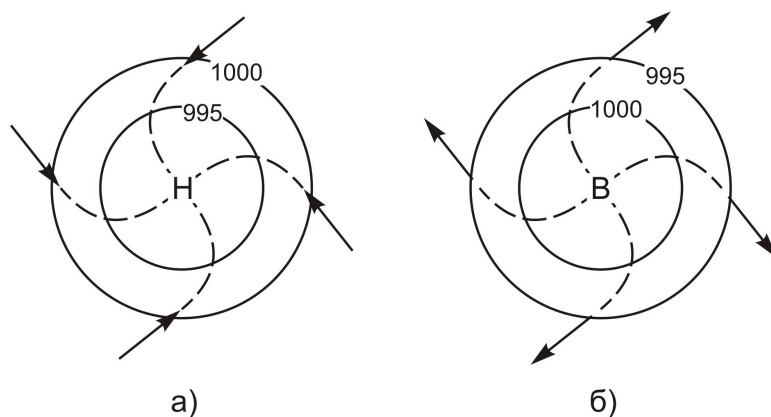


Рис. 7.12. Линии тока в циклоне (а) и антициклоне (б) на приземной карте погоды

В циклоне вследствие сходимости воздушных потоков наблюдается восходящее движение воздуха, которое приводит, как правило, к образованию облаков. В антициклоне вследствие расходимости воздушных потоков имеет место нисходящее движение воздуха, которое приводит к размыванию и исчезновению облаков (рис. 7.13). Поэтому в циклонах наблюдается облачная погода, а в антициклонах облака обычно отсутствуют.

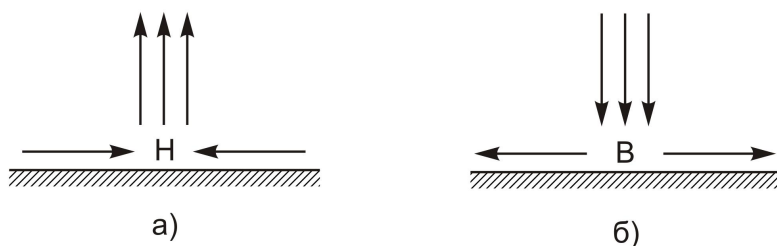


Рис. 7.13. Схема движений воздуха в вертикальной плоскости в циклоне (а) и антициклоне (б)

В соответствии с географическими особенностями возникновения циклоны делятся на внетропические и тропические, а антициклоны – на внетропические и субтропические. По связи с фронтальными разделами циклоны и антициклоны могут быть фронтальными, образование которых связано с фронтами, и нефронтальными барическими образованиями [14].

К нефронтальным циклонам относятся тропические и термические (местные) циклоны. Термические циклоны обычно формируются летом над прогретой поверхностью суши, а зимой – над тёплой водной поверхностью морей.

Термические циклоны могут иметь горизонтальные размеры порядка нескольких сотен километров и развиваться по вертикали до высоты всего лишь около 1,5 км [18].

К нефронтальным антициклонам относятся субтропические и термические (местные) антициклоны. Термические антициклоны возникают зимой над покрытым снегом материком при сильном охлаждении воздуха от подстилающей поверхности и могут существовать длительное время.

В подавляющем большинстве случаев образование внетропических циклонов и антициклонов связано с главными атмосферными фронтами, и поэтому эти барические образования называют фронтальными. На главном атмосферном фронте может возникнуть несколько циклонов, совокупность которых называют циклонической серией (рис. 7.14). За каждым циклоном серии при адвекции холодного воздуха образуется барический гребень или антициклон, называемый промежуточным антициклоном. Если антициклон формируется за последним циклоном серии, то его называют заключительным антициклоном [14].

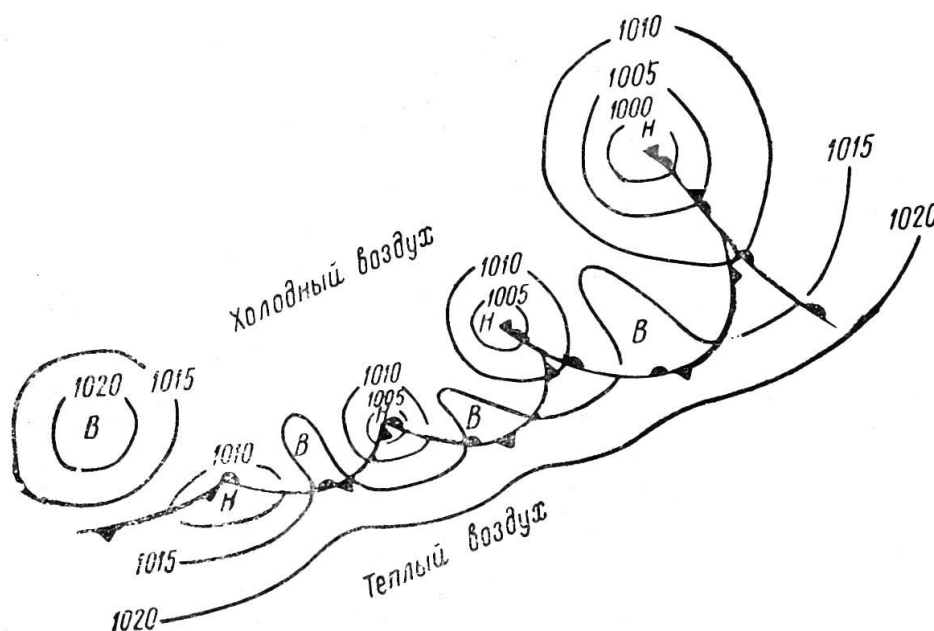


Рис. 7.14. Серия циклонов

По степени развития по вертикали циклоны и антициклоны делятся на низкие, средние и высокие. Низкие циклоны и антициклоны прослеживаются до высоты примерно 2 км, средние — до высоты 7 км, высокие — до высоты 9 км и выше.

Низкие циклоны и антициклоны можно увидеть на приземных картах погоды и на картах АТ-925 и АТ-850. Средние барические образования прослеживаются, кроме названных карт, на картах АТ-500 и АТ-400. Высокие циклоны и антициклоны можно увидеть на всех картах, включая АТ-300 и АТ-200. Высотные циклоны и антициклоны, в отличие от высоких барических образований, у поверхности земли не наблюдаются, а прослеживаются только в свободной атмосфере. Высотные циклоны и антициклоны встречаются очень редко.

Высотная ось циклона (или антициклона) – линия, соединяющая приземный центр с центром этого же циклона (или антициклона) на картах абсолютной барической топографии (рис. 7.15). Высотная ось обычно наклонена к горизонту. Высотная ось циклона наклонена в сторону холодной воздушной массы. Высотная ось антициклона наклонена в сторону тёплой воздушной массы. Это связано с тем, что давление воздуха в холодной воздушной массе уменьшается с высотой быстрее, чем в тёплой воздушной массе.

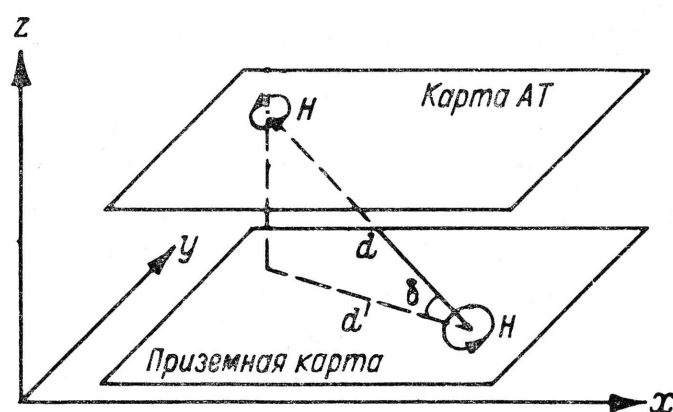


Рис. 7.15. Высотная ось циклона (d), проекция высотной оси (d'), угол наклона высотной оси (δ)

Высотная ось циклона (или антициклона) может быть почти вертикальной (квазивертикальной), если положение центров на приземной карте погоды и на картах абсолютной барической топографии примерно совпадает.

Барическое образование считается:

- малоподвижным при скорости смещения 10 км/ч или менее,
- подвижным при скорости смещения более 10 км/ч.

Чем меньше развиты циклоны и антициклоны по высоте, тем они подвижнее. Низкие циклоны и антициклоны часто перемещаются со скоростью 50 км/ч. Наличие хорошо выраженных очагов роста и падения давления воздуха в противоположных частях циклонов и антициклонов свидетельствует о подвижности этих барических систем. В процессе развития циклон или антициклон превращается из низкого подвижного барического образования в высокое малоподвижное образование с почти вертикальной высотной осью.

Циклоны чаще всего перемещаются с юго-запада на северо-восток, а антициклоны – с северо-запада на юго-восток. При определении направления смещения циклонов и антициклонов используют правило изаллобарической пары:

- циклон перемещается в сторону очага падения давления воздуха в направлении линии, соединяющей очаги падения и роста давления соответственно в передней и тыловой частях циклона (рис. 7.16);
- антициклон перемещается в направлении очага роста давления воздуха параллельно линии, соединяющей очаги роста и падения давления воздуха соответственно в передней и тыловой частях антициклона.

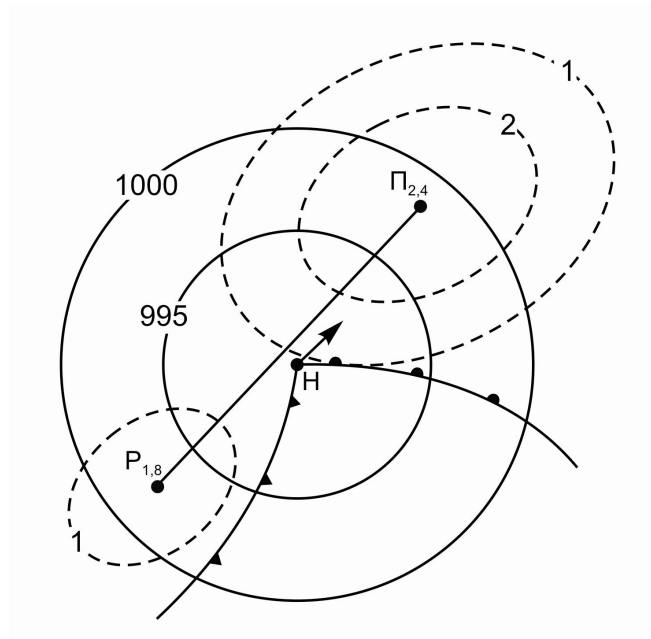


Рис. 7.16. Определение направления движения циклона по правилу изаллобарической пары.
Пунктирные линии – изаллобары

Развитие фронтальных циклонов и антициклонов условно делится на стадии. Продолжительность каждой стадии может изменяться от нескольких часов до нескольких суток. Циклон проходит четыре стадии развития, а антициклон – три стадии. Синоптические карты являются средством обнаружения и исследования циклонов и антициклонов и стадий их развития.

Первая стадия развития циклона – стадия волны, циклон в этой стадии называется волновым (рис. 7.17,а). Волновой циклон – низкое барическое образование. Стадия волны продолжается обычно несколько часов – от возникновения волнового возмущения на атмосферном фронте до появления первой замкнутой изобары, кратной 5 гПа, на приземной карте погоды. Волновые колебания на фронте возникают под воздействием ряда факторов, главными из которых являются различия разделяемых фронтом воздушных масс по плотности воздуха и скорости движения.

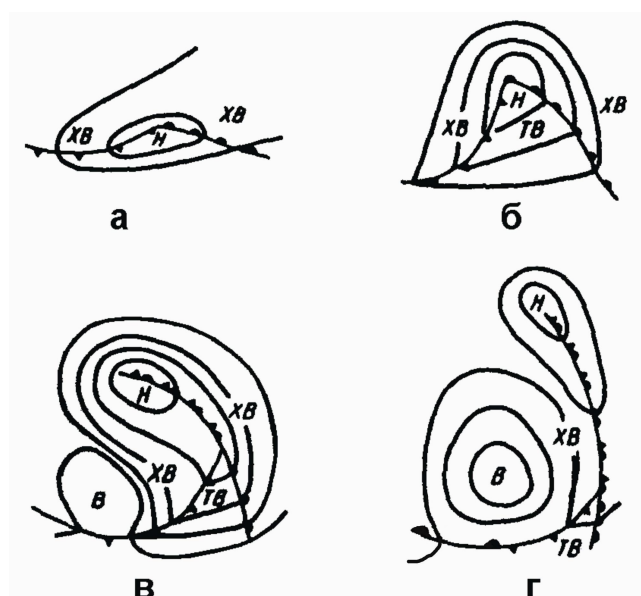


Рис. 7.17. Схема развития циклона.

Положение изобар и фронтов на приземной карте погоды:

а – волновой циклон; б – молодой циклон; в – окклюдированный циклон – максимальное развитие; г – окклюдированный циклон – заключительная стадия. ХВ – холодный воздух, ТВ – тёплый воздух.

Волновой циклон углубляется и переходит во вторую стадию своего развития – стадию молодого циклона (рис.7.17,б). При углублении циклона давление воздуха в его центре со временем понижается. Молодой циклон – среднее

барическое образование. Стадия молодого циклона длится от момента появления первой замкнутой изобары на приземной карте погоды до начала процесса окклюдирования циклона. Окклюдирование циклона – образование фронта окклюзии.

В молодом циклоне можно условно выделить три части, различающиеся по погодным условиям: переднюю, тыловую и тёплый сектор (рис. 7.18). При удалении от центра циклона мощность облаков и интенсивность осадков уменьшаются во всех частях циклона.

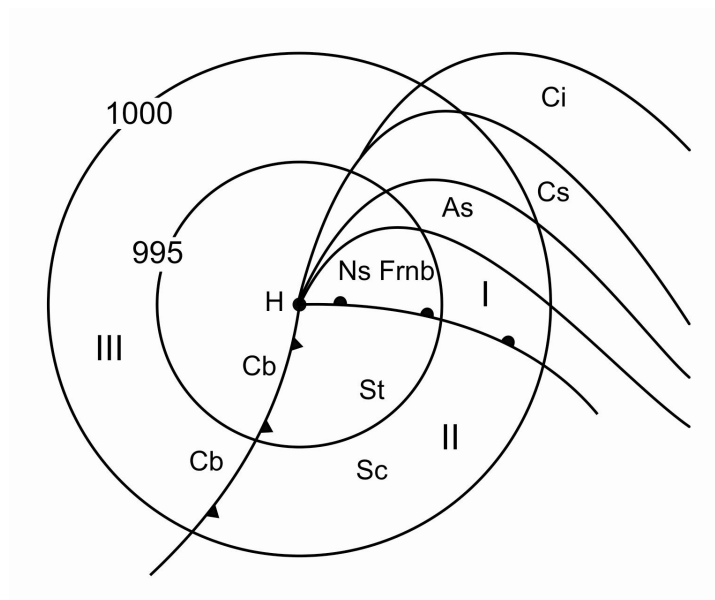


Рис. 7.18. Схема молодого циклона.

I – передняя часть, II – тёплый сектор, III – тыловая часть

Передняя часть циклона располагается перед тёплым фронтом, который определяет погодные условия в этой части. Здесь наблюдаются, как правило, слоистообразные облака.

Тыловая часть циклона находится за холодным фронтом. Поэтому её метеорологические условия определяются свойствами холодного фронта и находящейся за фронтом холодной воздушной массы, которая является обычно неустойчивой.

Тёплый сектор циклона располагается между тёплым и холодным фронтами. В тёплом секторе господствует тёплая воздушная масса. Зимой над материком эта воздушная масса является обычно устойчивой, и в ней могут наблюдаться

слоистые и слоисто-кучевые облака, морось, дымки и туманы. Летом над материком тёплая воздушная масса часто является неустойчивой, и в ней наблюдаются конвективные облака, с которыми иногда связаны грозы, шквалы.

Молодой циклон с круговыми изобарами, как правило, перемещается в направлении изобар его тёплого сектора. На приземной карте погоды изобары в тёплом секторе циклона направлены так, что тёплый воздух находится справа, а холодный воздух – слева. Направление изобар соответствует направлению ведущего потока, т.к. над тёплым сектором циклона направление ветра с увеличением высоты, как правило, почти не изменяется.

Третья стадия развития циклона – стадия максимального развития, длится от начала окклюдирования циклона до начала его заполнения. При заполнении циклона давление воздуха в его центре со временем растёт.

Максимально развитый циклон, по сравнению с другими стадиями:

- достигает наибольшей глубины, наблюдается наименьшее давление воздуха в центре циклона;
- занимает наибольшую площадь, на приземной карте погоды в циклоне проводится наибольшее количество замкнутых изобар;
- характеризуется наибольшей площадью облачности и атмосферных осадков.

Точка окклюзии в циклоне – это точка на приземной карте погоды, где смыкаются три фронта: тёплый, холодный и фронт окклюзии. Максимально развитый циклон является окклюдированным, высоким и смещается медленнее, чем молодой циклон.

Четвертая стадия развития циклона – стадия заполняющегося циклона, длится от начала заполнения циклона до исчезновения замкнутых изобар на приземной карте погоды, т.е. до исчезновения циклона. Эта стадия самая продолжительная из всех стадий и может длиться несколько суток.

Заполняющийся циклон – окклюдированное, холодное, малоподвижное, высокое барическое образование. Облака в этой стадии постепенно размываются, осадки прекращаются.

В стадии заполнения циклона иногда наблюдается его регенерация – возрождение циклона при приближении к нему нового атмосферного фронта. При

регенерации циклона прекращается его заполнение, и начинается падение давления воздуха в центре циклона.

Антициклон в своём развитии, в отличие от циклона, проходит три стадии. Первая стадия – стадия молодого антициклона. Молодой антициклон – низкое, подвижное барическое образование; перемещается, как правило, с той же скоростью, что и находящийся впереди него циклон. Молодой антициклон усиливается: давление воздуха в его центре со временем растёт. В молодом антициклоне преобладает ясная или малооблачная безветренная погода, благоприятная для полётов воздушных судов.

Вторая стадия развития антициклона – стадия максимального развития. Максимально развитый антициклон – высокое барическое образование; характеризуется наибольшим давлением воздуха в центре, по сравнению с другими стадиями. Диаметр максимально развитого антициклона может достигать нескольких тысяч километров. В центре антициклона, как правило, формируются приземная (радиационная) и высотная (оседания) инверсии. В антициклоне преобладает ясная, тихая погода, но при высокой влажности воздуха могут наблюдаться дымки, туман, слоистая облачность. Максимально развитый антициклон перемещается медленнее, чем молодой антициклон.

Третья стадия – стадия разрушающегося антициклона. Антициклон ослабевает, разрушается: почти повсеместно в антициклоне происходит падение давления воздуха со временем. Разрушающийся антициклон – высокое, теплое и малоподвижное барическое образование. В ослабевающем антициклоне может наблюдаться развитие облачности. Продолжительность существования разрушающегося антициклона достигает нескольких недель и иногда даже месяцев.

7.5. Струйные течения

Струйное течение – атмосферное явление синоптического масштаба, впервые было обнаружено военными лётчиками над Средиземным морем и Японией в сороковые годы XX века. Струйное течение – это «сильный узкий поток с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере или в стратосфере,

характеризующийся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра и одним или более максимумами скорости» [14].

Наименьшая скорость ветра в струйном течении условно принята равной 30 м/с (108 км/ч). Нижний предел скорости ветра в струйном течении выбран с учётом того, что ветер, превышающий этот предел, оказывает существенное влияние на путевую скорость самолётов. Длина струйного течения составляет тысячи километров, ширина – сотни километров и толщина – несколько километров. Изменение скорости ветра по вертикали (вертикальный сдвиг ветра) достигает 10 м/с и более на 1 км, а изменение скорости ветра по горизонтали (боковой сдвиг ветра) – 10 м/с и более на 100 км.

Ось струйного течения – линия тока с максимальной скоростью ветра. Положительное направление оси струйного течения – направление, при котором слева находится низкое давление воздуха, а справа – высокое. Циклоническая сторона струйного течения расположена слева от его оси, а антициклоническая сторона – справа от оси. Горизонтальные градиенты скорости ветра и температуры воздуха, как правило, значительно больше на циклонической стороне струйного течения, чем на его антициклонической стороне.

Высота оси струйного течения может постепенно увеличиваться или уменьшаться вдоль потока, в среднем на 1-2 км на расстоянии 1000 км. Скорость ветра на оси также обычно изменяется вдоль потока. Чем больше скорость ветра, тем больше интенсивность и толщина струйного течения. Чем больше интенсивность струйного течения, тем ниже располагается его ось. В барической ложбине ось струйного течения находится обычно ниже, чем в барическом гребне.

Поле температуры в области струйного течения характеризуется большими горизонтальными температурными градиентами, что характерно для высотной фронтальной зоны, составной частью которой является струйное течение. Причиной возникновения струйного течения является наличие высотной фронтальной зоны. Чем больше контраст температур в этой зоне, тем сильнее термический ветер и больше скорость ветра в струйном течении.

На циклонической стороне струйного течения тропопауза является низкой и тёплой, на антициклонической стороне – высокой и холодной. Переход от низкой

тропопаузы к высокой тропопаузе может сопровождаться её разрывом: высокая тропопауза может находиться над низкой тропопаузой на расстоянии до 600 км по горизонтали [14].

Струйное течение арктического фронта – арктическое струйное течение, располагается чаще всего севернее 65° с. ш. и характеризуется скоростями ветра менее 60 м/с. Ось арктического струйного течения обычно находится на высотах 6-8 км.

Струйное течение полярного фронта – струйное течение умеренных широт, обычно располагается в зоне от 45° до 65° с. ш. Ось струйного течения находится чаще всего на высотах 8-11 км. Максимальные скорости ветра иногда достигают 130 м/с. Интенсивность струйного течения полярного фронта, как правило, больше, чем арктического фронта. В очень интенсивных струйных течениях умеренных широт со скоростью 60 м/с и более вертикальные сдвиги ветра вблизи оси струйного течения могут достигать 30 м/с на 1 км.

Субтропическое струйное течение – почти непрерывный пояс сильных западных ветров вдоль северной периферии субтропических областей высокого давления. Ось субтропического струйного течения может находиться на высотах от 11 до 16 км. Наибольшие скорости ветра над восточным побережьем Азии могут достигать 200 м/с. Субтропическое струйное течение является самым интенсивным. Вертикальные градиенты скорости ветра в нём часто достигают 40 м/с на 1 км.

Ось рассмотренных струйных течений почти всегда находится в верхней тропосфере в тёплой воздушной массе. Поэтому эти струйные течения называются тропосферными. В зимний период интенсивность струйных течений примерно в полтора раза больше, чем в летний период. Наиболее интенсивны тропосферные струйные течения зимой над восточными побережьями Азии и Северной Америки.

От зимы к лету тропосферные струйные течения смещаются к северу. Наиболее сильно изменяется положение оси субтропического струйного течения – с 30° до 41° с.ш. Наименее значительно изменяется от сезона к сезону положение оси арктического струйного течения – с 68° до 73° с.ш.

Для струйного течения характерно наличие зон облачности и болтанки (рис. 7.19). Слоистообразная облачность среднего и верхнего ярусов располагается справа от оси струйного течения в тёплой воздушной массе. На циклонической стороне струйного течения в холодной воздушной массе могут наблюдаться облака вертикального развития, а также высококучевые и перистые облака, образующиеся при трансформации кучево-дождевых облаков.

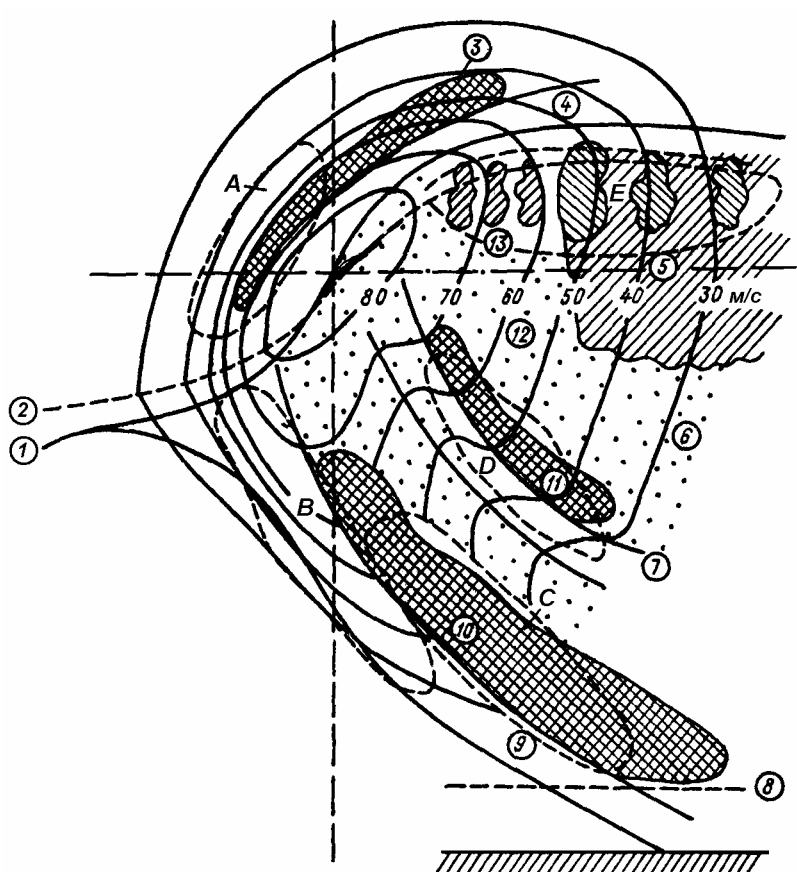


Рис. 7.19. Схема вертикального разреза струйного течения умеренных широт с зонами облачности и болтанки:

1 – тропопауза; 2 – уровень максимального ветра; 3 – облака верхнего фронта над осью струи (не всегда существуют); 4 – верхний фронт над осью струи; 5 – облачность с вкраплениями плотных перистых облаков; 6 – изотаксы, м/с; 7 – верхний фронт под осью струи; 8 – уровень конденсации; 9 – главный фронт; 10 – облачная система главного фронта; 11 – облачная система верхнего фронта под осью струи; 12 – мгла тропической воздушной массы; 13 – полосы перистых облаков с резкой кромкой со стороны оси струи; A, B, C, D – зоны болтанки

Контрольные вопросы

1. Переходная зона между соседними воздушными массами в атмосфере называется:

Варианты ответов:

тропопауза?

стратопауза?

мезопауза?

атмосферный фронт?

2. Тёплый фронт – переходная зона между тёплой и холодной воздушными массами, перемещающаяся в сторону:

Варианты ответов:

холодного воздуха?

теплого воздуха?

3. Холодный фронт – переходная зона между тёплой и холодной воздушными массами, которая движется в сторону:

Варианты ответов:

тёплого воздуха?

холодного воздуха?

4. В атмосфере областью сходимости воздушных потоков является:

Варианты ответов:

центр циклона?

центр антициклона?

5. В циклонах наблюдается:

Варианты ответов:

облачная погода?

безоблачная погода?

6. В антициклонах наблюдается:

Варианты ответов:

облачная погода?

безоблачная погода?

РАЗДЕЛ 8. ОПАСНЫЕ ДЛЯ АВИАЦИИ ЯВЛЕНИЯ ПОГОДЫ

8.1. Обледенение воздушных судов в полёте

Обледенение воздушных судов в полёте – отложение льда на обтекаемых воздушным потоком их частях и силовых установках. К обледенению воздушных судов приводят следующие процессы:

а) замерзание оседающих на различных частях воздушного судна переохлажденных капель воды при полёте в переохлажденных облаках, тумане, осадках в виде дождя, мороси, мокрого снега, ледяного дождя;

б) сублимация на поверхностях воздушного судна содержащегося в воздухе водяного пара, что происходит при температуре этих поверхностей значительно ниже температуры окружающего воздуха.

Наибольшую опасность для полётов воздушных судов представляет обледенение, связанное с наличием переохлаждённых капель воды в атмосфере.

Обледенение воздушного судна в полёте ухудшает аэродинамические условия обтекания его воздушным потоком, нарушает равновесие аэродинамических сил. При этом уменьшается скорость набора высоты, снижается потолок и максимальная скорость полёта, ухудшается манёвренность воздушного судна, увеличивается расход топлива, снижается поступление воздуха в двигатели, ухудшаются радиосвязь и видимость через лобовое стекло кабины экипажа.

Интенсивность обледенения воздушного судна в полёте (I , мм/мин) оценивается скоростью нарастания льда на передней кромке крыла – толщиной отложения льда в единицу времени. По интенсивности различают слабое обледенение – I менее 0,5 мм/мин; умеренное обледенение – I от 0,5 до 1,0 мм/мин; сильное обледенение – I более 1,0 мм/мин.

При оценке опасности обледенения можно использовать понятие степени обледенения. Степень обледенения – суммарное отложение льда за всё время пребывания воздушного судна в зоне обледенения. Чем продолжительнее полёт

в условиях обледенения, тем больше степень обледенения. Даже при полёте в условиях слабого по интенсивности обледенения степень обледенения может быть значительной. Исследование случаев обледенения воздушных судов в полёте показало, что время пребывания воздушных судов в зоне обледенения любой интенсивности, как правило, не превышает 10 мин, но иногда оно может быть 40 мин и более [6].

Для теоретической оценки факторов, влияющих на интенсивность обледенения, используется формула

$$I = \frac{V \times \omega \times E \times \beta}{\rho}, \quad (8.1)$$

где I – интенсивность обледенения; V – воздушная скорость воздушного судна; ω – водность облака; E – интегральный коэффициент захвата; β – коэффициент намерзания; ρ – плотность нарастающего льда, которая колеблется в пределах – от $0,6 \text{ г/см}^3$ (белый лёд) до $1,0 \text{ г/см}^3$ (прозрачный лёд) [50].

Интенсивность обледенения воздушных судов возрастает при увеличении водности облаков. Значения водности облаков меняются в широких пределах – от тысячных долей до нескольких граммов в 1 м^3 воздуха. Водность облаков на аэродромах не измеряется, но о ней можно косвенно судить по температуре и форме облаков. При водности облака 1 г/м^3 или более наблюдается наиболее сильное обледенение [6].

Коэффициенты захвата и намерзания – безразмерные величины, которые практически трудно определить. Интегральный коэффициент захвата – отношение фактически осевшей на профиле крыла массы воды к той массе, которая осела бы при отсутствии искривления траекторий капель воды. Этот коэффициент зависит от размера капель, толщины профиля крыла и воздушной скорости воздушного судна: чем крупнее капли, тоньше профиль крыла и больше воздушная скорость, тем больше интегральный коэффициент захвата.

Коэффициент намерзания – отношение массы льда, выросшего на поверхности воздушного судна, к массе воды, осевшей за то же время на ту же поверхность. Не все переохлаждённые капли воды, осевшие на поверхность воздушного судна, замерзают. Часть капель, хотя и незначительная, сдувается с

поверхности и уносится воздушным потоком. При температуре воздуха ниже $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ коэффициент намерзания примерно равен единице [1].

Обязательным условием обледенения воздушных судов в полёте является отрицательная температура их поверхности. Температура окружающего воздуха, при которой было отмечено обледенение воздушных судов, варьируется в широких пределах – от 5 до $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$. Вероятность обледенения возрастает при температуре воздуха от -0 до $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ в переохлажденных облаках и осадках.

Обледенение самолётов с газотурбинными двигателями может происходить при положительных температурах воздуха от 0 до $5\text{ }^{\circ}\text{C}$. В воздухозаборнике двигателя имеет место адиабатическое расширение воздуха, в результате чего может произойти понижение температуры до отрицательных значений. Если воздух влажный или содержит капли воды, то при температуре ниже 0°C начинается обледенение двигателя. Отложение льда происходит, как правило, на поверхности входного канала газотурбинного двигателя.

С увеличением воздушной скорости ВС интенсивность обледенения возрастает, как видно из формулы (8.1). Однако при больших воздушных скоростях возникает кинетический нагрев воздушных судов, препятствующий обледенению. Кинетический нагрев возникает вследствие торможения воздушного потока, которое приводит к сжатию воздуха и повышению его температуры и температуры поверхности воздушного судна.

Наибольший кинетический нагрев наблюдается в области передней кромки крыла в критической точке, где воздушный поток полностью тормозится. Нагрев боковых частей самолёта приблизительно на 20% меньше нагрева передней кромки крыла. При полёте воздушного судна в облаках кинетический нагрев его примерно на 40% меньше величины кинетического нагрева, возникающего при полёте в безоблачном небе. Уменьшение кинетического нагрева в облаках связано с охлаждением поверхности воздушного судна вследствие испарения облачных капель, оседающих на поверхность.

Если при полёте ВС в облаках воздушная скорость равна 600 км/ч , то величина кинетического нагрева составляет около $8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Из-за влияния кинетического нагрева обледенение воздушных судов возникает чаще всего при воздушных скоростях менее 600 км/ч . Воздушные суда обычно подвергаются обледенению

при взлёте, наборе высоты, снижении и заходе на посадку, когда скорости невелики.

Различают пять видов обледенения воздушных судов в полёте: прозрачный лёд, матовый лёд, белый лёд, изморозь и иней. Самыми опасными видами обледенения являются прозрачный и матовый лёд, которые наблюдаются при температуре воздуха от -0 до -10 °C.

Прозрачный лёд образуется при полёте воздушных судов в зоне замерзающего (переохлажденного) дождя или в водяных конвективных облаках, содержащих крупные капли, обычно при температуре от -0 до -5 °C. [48]. Крупные капли при столкновении с воздушным судном перед замерзанием растекаются, образуя водяную плёнку, которая замерзает. Прозрачный лёд является самым плотным из всех видов обледенения и может иметь профильную, желобкообразную формы, а также форму барьерного льда [32].

Матовый лёд образуется при полёте воздушных судов в смешанных облаках, содержащих переохлажденные капли разных размеров, кристаллы льда и снежинки при температуре воздуха от -5 до -10 °C. Мелкие капли, оседая на поверхности воздушного судна, сразу замерзают. Крупные капли растекаются перед замерзанием. Кристаллы льда, прилипая к водяной замерзающей плёнке, вмёрзают в неё. Матовый лёд имеет шероховатую бугристую поверхность и может иметь форму клинообразного нароста, сильно искажающего профиль крыла самолёта.

Белый крупнообразный лёд образуется при полёте воздушных судов в капельножидких облаках небольшой мощности при температуре воздуха ниже -10 °C. Облака состоят из однородных и очень мелких капель, которые сталкиваются с поверхностью воздушного судна и замерзают, не растекаясь. Белый лёд – пористое отложение, неплотно пристаёт к поверхности воздушного судна и легко отделяется от неё при вибрации в полёте.

Изморозь образуется при полёте воздушных судов в смешанных облаках при температуре воздуха значительно ниже -10 °C. Облака состоят из очень мелких капель и кристаллов льда. Изморозь является менее плотным отложением, чем белый лёд. Отложение в виде изморози имеет неровную поверхность с

выступающими отдельными кристаллами в форме игл и столбиков и неплотно держится на поверхности воздушного судна.

Иней – белый, мелкокристаллический налёт – образуется вследствие сублимации водяного пара на поверхности воздушного судна. Иней может образоваться при быстром снижении воздушного судна в более тёплые слои воздуха или при попадании воздушного судна в слой инверсии в случае набора высоты. Образование инея прекращается после того, как воздушное судно примет температуру окружающего воздуха, что обычно бывает через несколько минут после попадания ВС из холодного воздуха в более тёплый [48]. Отлагаясь на лобовом стекле кабины воздушного судна, иней может ухудшить видимость наземных ориентиров.

При полётах в зонах атмосферных фронтов обледенение воздушных судов наблюдается в 2,5 раза чаще, чем при полётах в однородных воздушных массах. Это связано с тем, что фронтальная облачность является, как правило, более мощной по вертикали и более протяжённой по горизонтали, чем внутримассовая облачность. Сильное обледенение в однородных воздушных массах наблюдается в единичных случаях.

Обледенение в зонах холодных фронтов наблюдается на 30 % чаще, чем в зонах теплых фронтов. Это объясняется отчасти характером облачности: для холодных фронтов характерны кучевообразные облака, а для тёплых фронтов – слоистообразные облака. Сильное обледенение в облаках и осадках отмечается, как правило, в зоне, ширина которой около 200 км в направлении, перпендикулярном линии фронта [50].

Интенсивность обледенения воздушных судов при полётах в облаках различных форм разная.

В кучево-дождевых и мощных кучевых облаках при отрицательной температуре воздуха почти всегда возможно сильное обледенение воздушных судов. Эти облака содержат крупные капли диаметром 100 мкм и более. Водность в облаках увеличивается с высотой и составляет чаще всего более 1 г/м^3 , в отдельных случаях достигая 6 г/м^3 [50].

В массиве слоисто-дождевых и высокослоистых облаков с увеличением высоты наблюдается уменьшение размеров капель и их количества. Сильное

обледенение возможно при полёте в нижней части массива облаков. Если водность облаков менее $0,1 \text{ г/м}^3$, то наблюдается обычно слабое обледенение воздушных судов. Если из слоистообразных облаков выпадают продолжительные умеренные обложные осадки, то водность этих облаков со временем уменьшается, появляется большое количество безоблачных прослоек. Обледенение в таких «исчезающих» облаках обычно не наблюдается.

Внутримассовые слоистые и слоисто-кучевые облака являются чаще всего водяными и характеризуются увеличением водности с высотой. При температуре от -0 до $-20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ в этих облаках обычно наблюдается слабое обледенение, но в отдельных случаях обледенение может быть сильным.

При полётах в высококучевых облаках наблюдается, как правило, слабое обледенение. Если мощность этих облаков составляет более 600 м, то обледенение в них может быть сильным. В кристаллических облаках верхнего яруса обледенение воздушных судов маловероятно. Однако обледенение почти всегда наблюдается при полётах в перистых облаках, образующихся в результате разрушения кучево-дождевых облаков.

Полеты в зонах сильного обледенения – это полеты в особых условиях. Сильное обледенение – опасное для полётов метеорологическое явление. Признаками сильного обледенения воздушного судна являются: быстрое нарастание льда на стеклоочистителях, лобовом стекле; уменьшение приборной скорости через 5-10 мин после входа в облака на 5-10 км/ч [48].

Зимой из зоны обледенения рекомендуется уходить вверх – в область более низких температур воздуха, а летом вниз – в область положительных температур воздуха [65].

В федеральных авиационных правилах [55] изложены рекомендации по обеспечению безопасности полётов в зонах сильного обледенения:

1. Перед входом в зону возможного обледенения или при внезапном попадании в зону сильного обледенения летным экипажем должна быть включена противообледенительная система воздушного судна, если РЛЭ или эквивалентный ему документ не предусматривает другого порядка использования такой системы.

2. Если принятые меры по борьбе с обледенением воздушного судна оказываются неэффективными и не обеспечивается безопасное продолжение полета, командир воздушного судна по согласованию с органом ОВД в контролируемом воздушном пространстве изменяет высоту и/или маршрут полета для выхода в район, где возможно безопасное продолжение полета, или принимает решение об уходе на запасной аэродром.

8.2. Наземное обледенение

Обледенение воздушных судов может наблюдаться не только в полёте, но и во время их стоянки на аэродроме при наличии благоприятных условий для обледенения наземных предметов. Физические условия и причины обледенения воздушных судов в полёте и на земле во многом сходны, однако имеются существенные различия, которые определяются, главным образом, большой скоростью воздушных судов в полёте.

Лёд, образовавшийся на поверхностях воздушного судна на земле, совершенно иначе влияет на лётно-технические характеристики воздушного судна, чем лёд, образовавшийся в полёте ВС. Во время стоянки воздушного судна на земле при благоприятных погодных условиях могут покрыться ледяными отложениями те его поверхности, которые оборудованы системами противообледенительной защиты, функционирующими только в полёте.

Ледяные отложения на критических поверхностях воздушного судна могут существенно ухудшить его лётные характеристики вследствие снижения подъёмной силы крыла и увеличения лобового сопротивления. Испытания воздушных судов в полёте показали, что обледенение передней кромки и верхней поверхности крыла, толщина и шероховатость которых напоминают наждачную бумагу, могут уменьшить подъёмную силу крыла на 30 % и увеличить лобовое сопротивление на 40 %. [23]. Изменения подъёмной силы и лобового сопротивления значительно повышают скорость сваливания и ухудшают управляемость воздушных судов.

Лёд на критических поверхностях во время взлёта воздушных судов может отделиться и быть затянутым в двигатели, повреждая лопатки вентилятора и компрессора. Лёд, образовавшийся на трубках Пито, статических отверстиях, датчиках угла атаки, может обусловить искажение вводимой в системы пилотажных приборов информации об абсолютной высоте, воздушной скорости, угле атаки и мощности двигателя.

Наличие слякоти, замерзающего снега или льда на критических поверхностях воздушного судна может вызвать заклинивание его движущихся частей и стать причиной внезапного отклонения от заданной траектории полёта. Поэтому нельзя предпринимать попытку взлёта, если на крыльях, воздушных винтах, поверхностях управления, воздухозаборниках двигателей или на других критических поверхностях присутствует какое-либо ледяное образование, иней, снег, слякоть. Такой подход известен как «концепция чистого воздушного судна».

Критические поверхности – это те поверхности воздушного судна, которые перед его взлётом должны быть полностью очищены от снега, слякоти, инея и каких-либо ледяных образований. Критические поверхности определяются изготовителем воздушного судна. [23].

Потенциальную опасность для авиации представляет не только обледенение воздушных судов во время их стоянки на аэродроме, но и обледенение взлётно-посадочной полосы, которое может стать причиной авиационных происшествий, связанных с выкатыванием воздушных судов за её пределы.

Наземное обледенение – отложение льда на различных частях воздушных судов, находящихся на стоянке на аэродроме, а также обледенение ВПП. Выделяют различные виды наземного обледенения в зависимости от причин и физических условий их образования: гололёд, изморозь, иней, оледенелый мокрый снег.

Гололёд образуется при замерзании переохлажденных капель дождя или мороси при столкновении их с поверхностью ВПП или воздушного судна во время его стоянки на земле. Гололёд бывает прозрачным или матовым по внешнему виду и образуется чаще всего при температуре воздуха от 0 до -10 °С. Плотность гололёда колеблется от 0,5 до 0,9 г/см³ [51].

Гололёд бывает внутримассовый и фронтальный. Внутримассовый гололёд образуется на аэродромах при адвекции тёплого и влажного воздуха. Это происходит чаще всего тогда, когда аэродром находится под влиянием западной периферии антициклона или тёплого сектора циклона. Фронтальный гололёд возникает чаще всего в зоне теплого фронта или фронта окклюзии по типу теплого.

Различают зернистую и кристаллическую изморозь. Зернистая изморозь – аморфное снеговидное отложение, нарастающее в ветреную погоду на поверхностях воздушных судов и ВПП при наличии переохлаждённого тумана при температуре от -3 до -8 °С. По внешнему виду зернистая изморозь близка к гололёду. Однако плотность зернистой изморози значительно меньше плотности гололёда и составляет в среднем около $0,1-0,4$ г/см³. Зернистая изморозь образуется при тех же синоптических процессах, что и гололёд. Иногда на аэродромах может наблюдаться сложное наземное обледенение – попеременное отложение гололёда и зернистой изморози.

Кристаллическая изморозь – отложение, состоящее из хорошо различных кристаллов льда. Она образуется обычно при слабом ветре и переохлаждённом тумане при температуре воздуха в основном от -11 до -25 °С. Плотность кристаллической изморози составляет $0,01-0,05$ г/см³. Кристаллическая изморозь возникает преимущественно на выступающих частях воздушных судов. Образование её происходит при внутримассовых процессах: в антициклоне, барическом гребне, малоградиентном поле повышенного давления.

Иней образуется вследствие сублимации водяного пара на горизонтальных плоскостях воздушных судов и на взлётно-посадочной полосе при их радиационном охлаждении до температуры ниже 0 °С в ясные безветренные ночи. Синоптические условия образования инея и кристаллической изморози аналогичны, однако иней отличается от изморози и других видов обледенения тем, что он образуется при отсутствии переохлаждённых капель воды в приземном слое воздуха.

Замерзший (оледенелый) мокрый снег – слой льда, который образуется на поверхностях воздушных судов и на ВПП в результате замерзания налипшего мокрого снега или снега с дождем. Осадки в виде мокрого снега или снега с дождём выпадают чаще всего при температуре воздуха от -3 до 3 °С [50]. При

более низкой температуре снег не обладает достаточной липкостью и легко сдувается с наземных предметов под действием ветра, а при более высокой температуре воздуха снег быстро тает. Плотность оледенелого мокрого снега колеблется от 0,2 до 0,6 г/см³.

Мокрый снег и снег с дождём выпадают обычно из слоистообразных или кучево-дождевых облаков. Замерзший мокрый снег наблюдается на аэродромах чаще всего после прохождения холодного фронта или фронта окклюзии по типу холодного. Понижение температуры воздуха и замерзание налипшего мокрого снега может произойти также при внутримассовых процессах за счет суточного хода температуры воздуха. Процессы, связанные с нарастанием гололёда, зернистой изморози и замерзанием мокрого снега, происходят особенно интенсивно на обращённых к ветру частях воздушных судов, находящихся на стоянке.

Крылья самолёта вследствие наличия в баках холодного топлива могут иметь температуру ниже 0 °С при температуре окружающего воздуха от 0 до 15°С. Это наблюдается, когда самолёт приземлился после снижения с большой высоты или дозаправился очень холодным топливом. При выпадении осадков на холодной поверхности самолёта может образоваться прозрачный лёд, который трудно обнаружить визуально. Такое обледенение воздушных судов называется топливным. Топливное обледенение может наблюдаться при высокой влажности воздуха в отсутствии атмосферных осадков.

Разработаны различные методы противообледенительной защиты воздушных судов на земле. Общепринятым методом является использование противообледенительных жидкостей для удаления и предупреждения обледенения на земле и создания защитной противообледенительной плёнки, позволяющей замедлить процесс обледенения воздушных судов [23].

Обледенение ВПП имеет некоторые особенности, по сравнению с обледенением воздушных судов во время стоянки. Обледенению ВПП способствует большая инерция температуры, свойственная её покрытию, которое может быть бетоном или асфальтом. Покрытие ВПП обычно долго сохраняет отрицательную температуру при наступлении оттепели. Температура воздуха, измеряемая на аэродромах на высоте около 2 м над поверхностью земли, может отличаться от температуры поверхности ВПП на несколько градусов Цельсия.

На взлётно-посадочной полосе могут наблюдаться не только гололёд, изморозь, иней и оледенелый мокрый снег, но также гололедица, ледяной и зернистый налёт, снежный накат.

Гололедица образуется при замерзании талой или дождевой воды на ВПП при переходе температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ к отрицательным значениям. Этот переход может происходить при внутримассовых и фронтальных процессах. Причиной понижения температуры воздуха может стать прохождение холодного фронта через район аэродрома, адвекция холодного воздуха, суточный ход температуры воздуха.

Ледяной налёт – намерзание капель дождя или мороси на взлётно-посадочной полосе, температура которой ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ледяной налёт наблюдается при положительной температуре воздуха в период резкого потепления, вызванного прохождением теплого фронта через район аэродрома или адвекцией теплого влажного воздуха при внутримассовых процессах.

Если на взлётно-посадочной полосе, температура которой ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, происходит намерзание капель тумана, то говорят об образовании зернистого налёта. Зернистый налёт наблюдается, в отличие от зернистой изморози, при положительной температуре воздуха в период оттепели, связанной с теми же синоптическими процессами, что имеют место при образовании ледяного налёта.

Снежный накат – уплотнённый и укатанный снег на ВПП. Уплотнение снега происходит под колесами воздушных судов и автомашин.

Самыми опасными видами обледенения ВПП являются гололёд, гололедица и ледяной налёт. Если на ВПП наблюдаются другие виды наземного обледенения, то шероховатость ВПП обычно несколько повышается, а коэффициент сцепления при этом увеличивается.

8.3. Атмосферная турбулентность

Атмосферная турбулентность – хаотическое движение частиц воздуха по сложным траекториям в пространстве и во времени. Турбулентное движение частиц воздуха имеет сходство с тепловым движением молекул, однако частицы – элементы турбулентности являются более крупными, чем молекулы.

Атмосферная турбулентность связана с образованием в атмосфере вихрей различных масштабов (от долей миллиметра и более), которые перемещаются с различными скоростями в общем (среднем) воздушном потоке. Атмосферная турбулентность проявляется в виде пульсаций скорости и направления ветра как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях [13].

Пульсации вертикальной составляющей движения воздуха, обусловленные существованием атмосферных вихрей размерами от нескольких десятков до нескольких сотен метров, вызывают болтанку воздушных судов. Болтанка – беспорядочные перемещения воздушного судна при полёте в турбулентной атмосфере. Болтанка проявляется в виде тряски, вздрагиваний или, в случае сильной болтанки, резких и значительных перемещений воздушного судна в вертикальной плоскости на десятки, а иногда и сотни метров.

Количественно интенсивность болтанки воздушных судов оценивается с помощью приращения перегрузки. Приращение перегрузки – отношение ускорения воздушного судна в вертикальной плоскости к ускорению силы тяжести при предположении, что воздушное судно приобретает вертикальное ускорение под влиянием вертикального порыва воздуха без вмешательства пилота в управление воздушным судном. Приращение перегрузки ВС в полёте измеряется с помощью акселерометров и акселерографов.

Зависимость приращения перегрузки от различных факторов характеризуется уравнением:

$$\Delta n = \frac{\rho \cdot V \cdot w \cdot C_y^\alpha}{2G/S}, \quad (8.2)$$

где Δn – приращение перегрузки; ρ – плотность воздуха; V – воздушная скорость; C_y^α – производная коэффициента подъемной силы по углу атаки α ; G – полётный вес самолёта; S – площадь несущей поверхности крыла; w – скорость эффективного вертикального порыва воздуха.

Приращение перегрузки зависит от характеристик воздушного судна. При полёте в одной и той же турбулентной зоне разные типы воздушных судов могут испытывать болтанку различной интенсивности.

При воздействии на самолёт восходящего потока возникает положительное приращение перегрузки, ощущается прижатие пассажиров к креслу. Нисходящие потоки приводят к отрицательным перегрузкам, вследствие чего пассажиры становятся легче (зависают на ремнях). Если приращение перегрузки равно -1, возникает невесомость [50].

Если $|\Delta n| \leq 1,0$, болтанка считается умеренной; если $|\Delta n| > 1,0$, то сильной. Скорость эффективного вертикального порыва воздуха при умеренной болтанке составляет 15 м/с или менее, а при сильной болтанке – более 15 м/с.

Если воздушное судно находится в посадочной конфигурации, то при $0,3 \leq |\Delta n| \leq 0,4$ болтанка считается умеренной, при $|\Delta n| > 0,4$ – сильной [55].

В практике метеорологического обеспечения полётов принято оценивать интенсивность атмосферной турбулентности, используя критерии интенсивности болтанки воздушного судна. Поэтому часто понятия атмосферной турбулентности и болтанки воздушных судов отождествляются.

Между тем болтанка воздушных судов бывает связана не только с атмосферной турбулентностью. Волновые движения в атмосфере и упорядоченная конвекция также могут приводить к вертикальным перегрузкам воздушного судна, пересекающего такие зоны с большой скоростью [48].

Качественно интенсивность болтанки оценивается по поведению воздушного судна, работе навигационных приборов и субъективным ощущениям членов лётного экипажа и пассажиров [50].

При умеренной болтанке установившийся режим полёта нарушается по высоте и по курсу. Отмечается неустойчивая работа вариометра и указателя скорости, затрудняется использование автопилота. Резкие вздрагивания и отдельные броски воздушного судна приводят к перемещению незакреплённых предметов. Пассажиры должны быть пристёгнуты ремнями. Хождение по самолёту запрещается, т.к. может сопровождаться ушибами. Большинство пассажиров тяжело переносят умеренную болтанку.

При сильной болтанке полёт происходит с большими отклонениями по высоте и по курсу. Показания вариометра и указателя скорости сильно искажаются. Ухудшается управляемость воздушного судна. Неправильные действия

пилотов могут привести к созданию режима по скорости, опасного для прочности самолёта. Резкие броски воздушного судна сопровождаются большими отрицательными и положительными перегрузками, вызывающими затяжное зависание на ремнях или сильное прижатие пассажиров к креслам. Не пристёгнутые ремнями пассажиры могут быть сильно травмированы.

В международной практике полётов имеется опыт оценки атмосферной турбулентности с борта воздушного судна в единицах кубического корня из скорости затухания вихря (EDR). Информация о турбулентности передаётся с борта воздушного судна при полёте по маршруту и относится к 15-минутному периоду, непосредственно предшествующему наблюдению. На этапе набора высоты информация о турбулентности передаётся в течение первых 10 мин полёта и относится к 30-секундному периоду, непосредственно предшествующему наблюдению [20].

Атмосферная турбулентность считается:

- а) сильной, когда максимальное значение кубического корня из EDR превышает 0,7;
- б) умеренной, когда максимальное значение кубического корня из EDR больше 0,4, но меньше или равно 0,7;
- в) слабой, когда максимальное значение кубического корня из EDR больше 0,1, но меньше или равно 0,4;
- г) нулевой, когда максимальное значение кубического корня из EDR меньше или равно 0,1.

Скорость затухания вихря – независимая от воздушного судна мера турбулентности. Однако взаимосвязь между значением EDR и восприятием турбулентности представляет собой функцию типа и массы самолёта, высоты, конфигурации и воздушной скорости воздушного судна. Приведённые значения EDR характеризуют уровни воздействия для среднегабаритных воздушных судов при типичных условиях полёта по маршруту [20].

Причиной возникновения турбулентных зон в атмосфере, вызывающих болтанку воздушных судов, является изменение ветра и температуры воздуха в пространстве. Это изменение происходит при различных физических процессах. При взаимодействии воздушного потока с земной поверхностью, при ветре

и трении воздуха о подстилающую поверхность возникает механическая турбулентность [50].

Механическая турбулентность может наблюдаться в любое время года и суток в пограничном слое атмосферы. Интенсивность её зависит от скорости ветра и шероховатости (неровностей) подстилающей поверхности: чем сильнее ветер и больше величина шероховатости, тем интенсивнее механическая турбулентность. Скорость вертикальных движений воздуха при механической турбулентности может достигать нескольких метров в секунду. На этапах взлёта и посадки воздушных судов механическая турбулентность может вызвать умеренную болтанку [50].

Орографическая турбулентность возникает в результате роторной и роторно-волновой деформации воздушного потока над горами и над подветренной стороной гор [19]. При обтекании горных препятствий структура воздушного потока резко меняется, причём изменения могут иметь как упорядоченный, так и случайный характер. К упорядоченным движениям относятся горные волны как следствие волновой деформации воздушного потока.

К движениям, имеющим случайный характер, относится орографическая турбулентность, возникающая как при потере устойчивости горных волн, так и вследствие механической деформации воздушного потока при его взаимодействии с подстилающей поверхностью (роторная деформация потока). Чаще всего над горами в воздушном потоке наблюдаются и упорядоченные, и турбулентные возмущения, возникающие вследствие роторно-волновой деформации воздушного потока [12].

Вероятность болтанки при полёте воздушных судов над горами выше вероятности её над равниной. Большая роль в развитии упорядоченных вертикальных потоков и орографической турбулентности над горами, и особенно над подветренной стороной гор, принадлежит характеру распределения ветра и температуры воздуха с высотой в набегающем невозмущённом воздушном потоке. Деформация воздушного потока зависит также от высоты и формы горного препятствия.

Развитие значительных вертикальных воздушных потоков и (или) орографической турбулентности наблюдается лишь при скорости ветра над горным

препятствием больше 8-10 м/с, ветер должен быть направлен почти перпендикулярно горному препятствию [50].

Роторная деформация при отсутствии горных волн характерна для низких гор, высота которых не превышает, как правило, 2 км. Роторная деформация характеризуется образованием над подветренной стороной горного препятствия вихрей – роторов, в области которых полёт воздушных судов сопровождается сильной болтанкой.

Для возникновения роторной деформации воздушного потока благоприятны следующие условия:

а) в невозмущённом воздушном потоке ветер усиливается до высоты, примерно в два раза превышающей высоту горы, а затем с увеличением высоты ветер резко ослабевает или меняет направление на противоположное;

б) наличие задерживающего слоя (инверсии или изотермии) вблизи уровня горного хребта и неустойчивой стратификации атмосферы ниже этого уровня.

Зона сильной турбулентности обычно располагается непосредственно за гребнем хребта. Для низких гор высотой до 1000-1200 м затухание турбулентности отмечается на расстоянии 10-15 км от хребта [50]. Расположение зоны сильной турбулентности изменяется в зависимости от характера воздушной массы, взаимодействующей с горным хребтом.

Если через горный хребет переваливает тёплая воздушная масса, то зона сильной турбулентности располагается: либо на уровне гребня хребта, либо несколько выше него (рис. 8.1,а). Такие условия характерны для образования фёнов.

При перетекании через горный хребет холодной воздушной массы зона сильной турбулентности находится ниже уровня хребта, а иногда в непосредственной близости от поверхности земли (рис. 8.1,б). Такие условия типичны для образования местного ветра, который называется «бора».

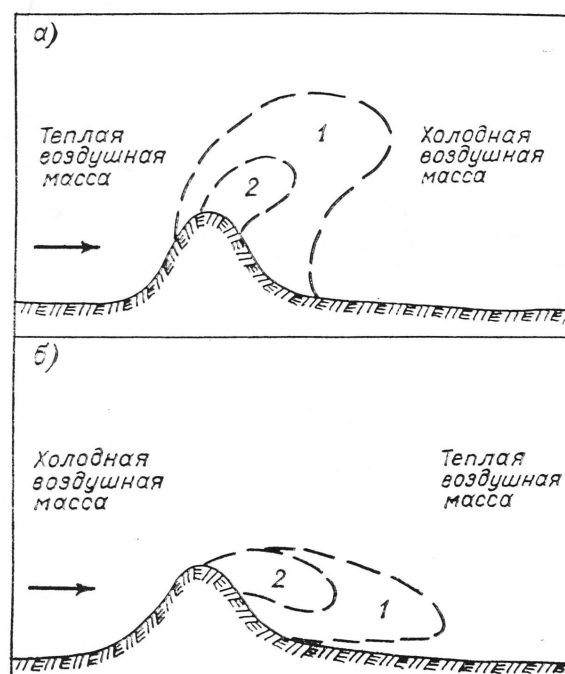


Рис. 8.1. Положение зоны турбулентности над подветренной стороной хребта при натекании тёплого (а) и холодного (б) воздуха [50].

1 – зона умеренной турбулентности; 2 – зона сильной турбулентности.

Роторно-волновая деформация воздушного потока (рис. 8.2) характеризуется не только наличием вихрей в атмосфере над подветренной стороной гор, но и образованием системы подветренных волн различной длины и амплитуды, которые называются горными или орографическими волнами. Горные волны могут достигать тропопаузы и даже проникать в стратосферу. Развитию горных волн благоприятствует устойчивая стратификация воздушной массы, взаимодействующей с горным препятствием, а также увеличение скорости ветра с высотой при неизменности его направления в этой воздушной массе [50].

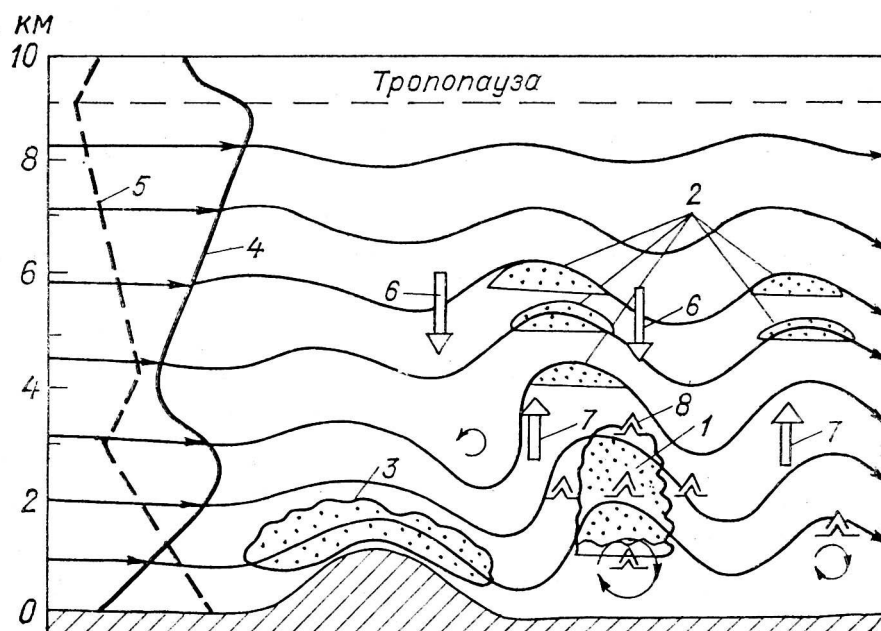


Рис. 8.2. Роторно-волновая деформация воздушного потока [50].

1 – роторное облако; 2 – чечевицеобразные облака; 3 – фёновое облако; 4 – профиль ветра; 5 – профиль температуры; 6 – нисходящие потоки; 7 – восходящие потоки; 8 – сильная турбулентность

Горные волны характеризуются длиной и амплитудой. Длина горной волны почти прямо пропорционально зависит от средней скорости ветра в слое атмосферы, где образуется горная волна. Поскольку с высотой скорость ветра увеличивается, длина горных волн в верхней тропосфере больше, чем в нижней тропосфере. Длина горных волн часто близка к 10 км, но может изменяться от 2 до 30 км [12].

Амплитуда горных волн зависит от высоты горного препятствия: чем выше горный хребет, тем больше амплитуда горных волн. С увеличением амплитуды горных волн увеличиваются скорости вертикальных движений в атмосфере, которые могут достигать 15 м/с и более.

При полёте воздушного судна в области горных волн может наблюдаться циклическая болтанка, обусловленная сильными упорядоченными восходящими движениями воздуха в гребнях волн и нисходящими движениями в ложбинах волн [48].

Признаком наличия горных волн в атмосфере являются чечевицеобразные облака, которые образуются в гребнях волн в результате восходящих движений достаточно влажного воздуха. Эти облака называются орографическими.

Горные волны обычно образуются на высотах выше 500 м. В мировой практике наблюдения за горными волнами оценивается их интенсивность [27]. Горная волна считается:

а) сильной, если она сопровождается нисходящим потоком со скоростью 3 м/с или более и/или наблюдается или прогнозируется сильная турбулентность;

б) умеренной, если она сопровождается нисходящим потоком со скоростью от 1,75 до 3 м/с и/или наблюдается или прогнозируется умеренная турбулентность.

Роторы – вихри с горизонтальной осью – концентрируются обычно под гребнями подветренных волн. Размеры роторов могут достигать 1 км [12]. Наиболее интенсивный и опасный для полётов воздушных судов вихрь образуется под первым, ближайшим к горному хребту гребнем горной волны. В области роторов при достаточной влажности воздуха образуются роторные облака – кучевые облака с рваными краями, которые является признаком орографической турбулентности, вызывающей сильную болтанку воздушных судов.

Роторно-волновая деформация воздушного потока в горах является наиболее опасной для полётов воздушных судов. При полёте над подветренной стороной горного хребта воздушное судно может попасть под действие нисходящих воздушных потоков и сильной орографической турбулентности. Развитие орографической турбулентности может усиливаться турбулентностью термического происхождения.

Термическая турбулентность возникает вследствие неравномерного нагревания солнечными лучами подстилающей поверхности. Над сильно нагретыми участками земной поверхности образуются термики, пространственное распределение которых носит хаотический характер. Термики – вертикальные воздушные струи или пузыри воздуха, имеют характерный размер по горизонтали порядка нескольких десятков метров.

При слабом приземном ветре образуются термики в виде воздушных струй, вертикальные размеры которых могут достигать сотни и даже тысячи метров. При усилении приземного ветра может произойти перемещение воздушной струи вместе с горизонтальным потоком или образоваться свободно плавающий термик – пузырь воздуха, который при неустойчивой стратификации атмосферы поднимается вверх [62].

Термическую турбулентность можно обнаружить визуально благодаря пыльным и песчаным вихрям, в систему вращения которых втягиваются песок, пыль, различные предметы.

Термическая турбулентность имеет чётко выраженный суточный и годовой ход и наиболее сильно проявляется над материком летом в послеполуденные часы местного времени, охватывая слой атмосферы от поверхности земли до высоты примерно 2-2,5 км [50].

Оптимальные условия для развития термической турбулентности наблюдаются в тёплый период года при наличии плоских кучевых облаков в количестве двух-трех октантов и вертикальной протяженностью менее 1 км. В этих условиях при большом притоке солнечной радиации к земной поверхности увеличивается неравномерность ее нагревания.

При полёте воздушных судов под плоскими кучевыми облаками часто наблюдается умеренная или сильная болтанка, обусловленная развитием термической турбулентности в атмосфере. Более благоприятными являются условия полёта воздушных судов над плоскими кучевыми облаками.

Можно отметить следующие особенности развития термической турбулентности в атмосфере:

а) термическая турбулентность, как правило, не наблюдается зимой над покрытой снегом поверхностью земли из-за большой отражательной способности снега;

б) влажная почва замедляет процесс развития термической турбулентности, т.к. тепловая энергия расходуется на испарение воды с поверхности почвы;

в) благоприятным условием для развития термической турбулентности является приземный ветер со скоростью менее 7 м/с;

г) при адвекции холодного воздуха развитие термической турбулентности усиливается, а при адвекции теплого воздуха – ослабевает;

д) если появляется сплошная облачность нижнего яруса, то развитие термической турбулентности обычно прекращается.

Турбулентность при ясном небе (CAT) – турбулентность в свободной атмосфере вне зон конвективной деятельности [11].

Турбулентность при ясном небе наблюдается, главным образом, в области струйных течений и является по своему происхождению динамической турбулентностью, которая обусловлена наличием больших вертикальных и горизонтальных градиентов ветра.

Наибольшая повторяемость умеренной и сильной турбулентности при ясном небе отмечается на холодной циклонической стороне струйного течения несколько ниже его оси [38].

Районы с сильной турбулентностью при ясном небе, когда происходит временная потеря управления и неуправляемое снижение воздушного судна, часто располагаются с подветренной стороны от зон грозовой деятельности в слое атмосферы 10-14 км [27].

Атмосферная турбулентность в облаках на всех высотах выражена сильнее, чем при безоблачном небе. В облаках вертикального развития более вероятна сильная турбулентность, чем слабая. В слоистообразной облачности, напротив, чаще отмечается слабая турбулентность, чем сильная.

Атмосферная турбулентность в зоне атмосферных фронтов обусловлена резкими изменениями температуры воздуха, скорости и направления ветра в пространстве, характерными для фронтальной зоны. Сильная атмосферная турбулентность часто имеет место в зоне холодного фронта второго рода и за фронтом на расстоянии около 150 км от приземной линии фронта [50].

В свободной атмосфере турбулентные зоны различной интенсивности имеют размеры по горизонтали от нескольких километров до нескольких сотен километров. Однако чаще всего (в 80 % случаев) их горизонтальные размеры менее 100 км. Толщина турбулентных зон по вертикали в среднем обычно менее 1 км [38].

Горизонтальные и вертикальные размеры зон сильной турбулентности примерно в три раза меньше размеров, указанных выше: по горизонтали размеры зон сильной турбулентности чаще всего менее 40 км, а по вертикали – менее 300 м. Таким образом, размеры зон сильной турбулентности меньше размеров зон умеренной и слабой турбулентности. В очень редких случаях атмосферная турбулентность может наблюдаться во всей толще тропосферы.

С увеличением высоты над уровнем моря и увеличением широты места уменьшаются размеры турбулентных зон в атмосфере, вызывающих болтанку воздушных судов различной интенсивности.

Время существования турбулентной зоны в верхней тропосфере составляет в среднем 5 ч, затем турбулентность затухает. В редких случаях турбулентная зона может сохраняться в течение суток и более [38].

В настоящее время сообщения пилотов с борта воздушного судна по-прежнему являются основным источником информации о наличии или отсутствии турбулентности в атмосфере. Эти сообщения используются при составлении прогнозов погоды по аэродрому, району аэродрома и маршрутам полётов.

В международной практике активно разрабатываются и используются бортовые системы объективного определения зон атмосферной турбулентности. Эти системы измеряют вертикальные ускорения воздушного судна, что позволяет оценить перегрузку воздушного судна в соответствии с его типом, массой, режимом полёта. Эта информация может быстро передаваться в орган метеорологического слежения благодаря бортовым радиосистемам и спутниковым системам связи [20].

При выявлении зон турбулентности при ясном небе используются снимки с геостационарных спутников Земли, сделанные в области электромагнитного спектра поглощения водяного пара. По спутниковым снимкам можно проследить направление и скорость движения воздуха в средней и верхней тропосфере при отсутствии облаков [42].

В целях обнаружения зон атмосферной турбулентности в районе аэродрома в мировой практике используются мощные доплеровские метеорологические радиолокаторы (радары), например, такие, как PRIMUS 880. На дисплее этого радара зоны атмосферной турбулентности отображаются белым цветом для расстояний до 100 км или 50 морских миль.

Методы прогнозирования атмосферной турбулентности в настоящее время интенсивно развиваются. Имеются попытки использовать в этих целях экспертные системы.

При прогнозировании турбулентности при ясном небе можно использовать метод комплекса критериев [9]. Умеренная и сильная турбулентность в атмосфере прогнозируется, если выполняются три или более из следующих условий:

- а) изменение скорости ветра по высоте на 10 м/с или более на 1 км;
- б) изменение направления ветра по высоте на 15° или более на 1 км;
- в) вертикальный градиент температуры воздуха $0,7^\circ\text{C}$ или более на 100 м;
- г) изменение скорости ветра по горизонтали на 5 м/с или более на 100 км;
- д) горизонтальный градиент температуры воздуха 2°C или более на 100 км;
- е) скорость ветра 25 м/с или более.

Синоптические критерии прогноза САТ, имеющие хорошую оправдываемость, разработаны путём установления взаимосвязи между самолётными наблюдениями за болтанкой и особенностями конфигурации изогипс на картах абсолютной барической топографии. С вероятностью 80–90 % можно ожидать зоны умеренной и сильной турбулентности при наличии на картах АТ-400 и АТ-300 гПа следующих синоптических критериев:

- а) передняя часть высотной барической ложбины, дельта высотной фронтальной зоны (рис. 8.3,а);
- б) ось барической ложбины, слева от оси струйного течения (рис. 8.3,б);
- в) тыловая часть барической ложбины при наличии струйного течения (рис. 8.3,в);
- г) ось барического гребня при наличии струйного течения (рис. 8.3,г);
- д) седловина при наличии изолированного центра низкого давления (рис. 8.3,д);
- е) зона слияния двух струйных течений (рис. 8.3,е);
- ж) пресечение струйным течением горного хребта (рис. 8.3,ж).

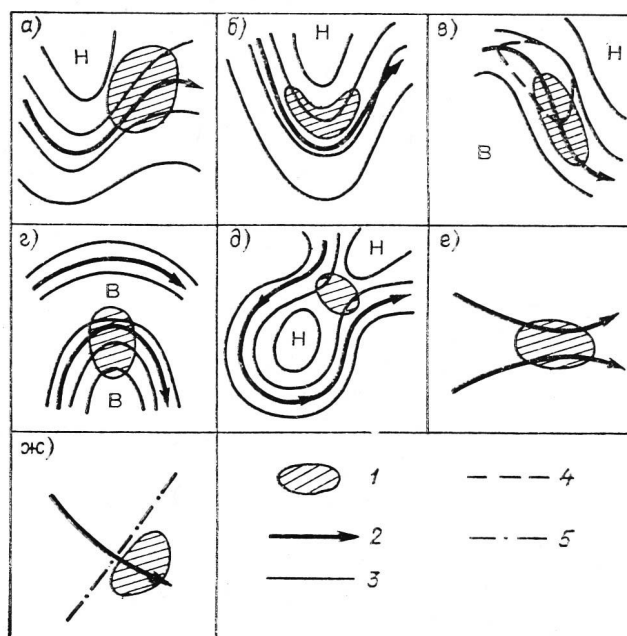


Рис. 8.3. Синоптические критерии прогноза САТ, учитывающие конфигурацию изогипс и струйные течения [38].

1 – зона САТ; 2– ось струйного течения; 3 – изогипсы; 4 – изотакхи; 5 – ось горного хребта

Сильная атмосферная турбулентность, вызывающая сильную болтанку воздушных судов, относится к опасным для полётов метеорологическим явлениям. Полеты в зоне сильной болтанки – это полёты в особых условиях. Попадание воздушного судна в зону сильной болтанки – это особый случай в полёте [55].

Федеральными авиационными правилами определены рекомендации по обеспечению безопасности полётов в зонах атмосферной турбулентности:

1. Перед входом в зону возможной болтанки или при внезапном попадании в зону сильной болтанки экипаж воздушного судна принимает меры к тому, чтобы пассажиры были пристегнуты к креслам привязными ремнями.

2. При попадании воздушного судна в зону сильной болтанкой летный экипаж принимает меры для немедленного выхода из нее. В контролируемом воздушном пространстве свои действия экипаж воздушного судна согласовывает с органом ОВД.

3. При полетах по ПВП в горной местности на высотах менее 900 м и попадании воздушного судна в зону сильной болтанки летный экипаж должен вывести из этой зоны воздушное судно только с набором высоты и одновременным докладом органу ОВД в контролируемом воздушном пространстве.

4. При попадании воздушного судна в зону сильной болтанки, угрожающей безопасности полета, командир воздушного судна имеет право изменить высоту полета с соблюдением мер безопасности полета.

5. При возникновении в полете признаков приближения к зоне сильной болтанки или получении соответствующей информации командир воздушного судна, если полет в ожидаемых условиях не разрешен РЛЭ или эквивалентным ему документом, принимает меры для обхода опасной зоны.

6. Вертикальные вихри, не связанные с облаками и обнаруживаемые визуально, летный экипаж обходит стороной. Вертикальные вихри (смерчи), связанные с кучево-дождевыми облаками, обнаруживаемые визуально, необходимо обходить на удалении не менее 30 км от их видимых боковых границ.

7. При невозможности обхода зоны с сильной болтанкой командир воздушного судна обязан принять решение о возврате на аэродром вылета или производстве посадки на ближайшем запасном аэродроме.

8. При подготовке к полету в горной местности летный экипаж обязан проанализировать метеоусловия и возможность образования сильных восходящих и нисходящих потоков воздуха, мощно-кучевых и кучево-дождевых облаков, а также орографической болтанки по маршруту полета и в зоне взлета и посадки.

9. При подготовке к полету и в полете в горной местности экипаж должен учитывать скоротечность изменчивости метеорологических условий погоды, направления и скорости ветра.

10. При выполнении полета в горной местности по ПВП летный экипаж оценивает признаки изменения погоды.

При пересечении по ПВП горного хребта командир воздушного судна учитывает наличие восходящих и нисходящих воздушных потоков.

Если при приближении к горному хребту наблюдаются нисходящие потоки и для выдерживания горизонтального полета требуется увеличение режима работы двигателя (двигателей) выше номинального, то преодоление горного хребта на высотах менее 900 м над рельефом местности не допустимо [55].

8.4. Грозы

Гроза – опасное для авиации комплексное атмосферное явление, связанное с кучево-дождевыми облаками и характеризующееся электрическими разрядами – молниями между облаками, в облаке или между облаком и землей. Для образования гроз необходимы три физических условия:

- 1) высокое влагосодержание воздуха;
- 2) неустойчивая стратификация атмосферы;
- 3) триггерный (спусковой) механизм, заставляющий воздух двигаться вверх [62].

Молнии возникают в результате образования в кучево-дождевых облаках объёмных электрических зарядов. Такие заряды образуются вследствие электризации капель воды и ледяных частиц при наличии вертикальных движений и турбулентного обмена в облаках. Электризация облачных элементов связана с процессом замерзания переохлаждённых капель воды и происходит за счёт захвата каплями ионов из воздуха. Большая роль в формировании электрического поля в кучево-дождевых облаках принадлежит вертикальным движениям и турбулентному обмену.

Под влиянием вертикальных движений в облаке происходит разделение электрических зарядов так, что в верхней части облака преобладают положительные заряды, а в нижней части облака – отрицательные заряды (рис. 8.4).

Положительные заряды в облаке преобладают преимущественно на ледяных частицах выше изотермы примерно $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$; отрицательные заряды сосредоточены в основном на крупных каплях воды в нижней части облака. Эти положительные и отрицательные заряды в облаке формируют основное электрическое поле, напряжённость которого может достигать величины порядка 10^5 В/м [33].

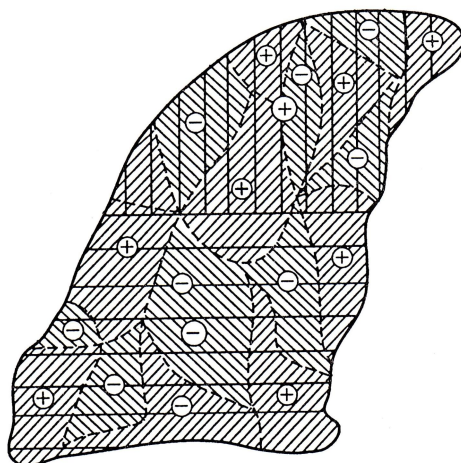


Рис. 8.4. Схема распределения электрических зарядов в грозовом облаке.
Редкая штриховка – области, создающие основное электрическое поле;
частая штриховка – области положительных и отрицательных зарядов,
увеличивающие напряжённость поля до критических значений.

Высокие значения напряжённости электрического поля (порядка 10^6 В/м), необходимые для возникновения молний, создаются под влиянием турбулентных движений в облаке. В самой нижней части облака имеются объёмы с преобладанием положительных зарядов. Между нижней положительно заряженной и средней отрицательно заряженной частями облака наиболее часто напряженность поля достигает пробивных (критических) значений, при которых происходит электрический разряд.

Молнии бывают линейными, плоскими, чёточными и шаровыми. Линейные молнии наблюдаются чаще всего и делятся по внешнему виду на разветвленные, ленточные и ракетобразные.

Средняя длина линейной молнии составляет несколько километров, а диаметр канала молнии – 15-20 см. Сила тока в канале молнии может достигать 200 000 А, а температура – 20 000 К. Продолжительность молнии в среднем 0,2 с, но может достигать 1,5 с.

Взрывы гремучего газа, образовавшегося в результате разложения воды, и рост давления при повышении температуры в канале молнии сопровождаются образованием ударных волн, которые воспринимаются человеком как гром. Радиус области слышимости грома – 15-20 км. [33, 58].

В атмосфере могут наблюдаться линейные молнии между облаком и землёй. При достижении пробойных значений напряжённости электрического поля от облака к земле развивается ступенчатый лидер, который объединяет несколько отдельных разрядов (стриммеров) и представляет собой поток электронов, вызывающих лавинообразную ионизацию воздуха. Ступенчатый лидер движется со скоростью около 150 км/с по извилистому пути. После достижения лидером земной поверхности по образованному им каналу высокой проводимости происходит формирование основного канала молнии. Лидер (слабый разряд) прокладывает путь для основного разряда молнии. Лидер направлен от облака к земле, а главный разряд распространяется в обратном направлении и называется возвратным ударом.

Плоская молния – бесшумное красноватое свечение значительной части кучево-дождевого облака, возникающее за счет большого количества коронных разрядов на облачных элементах.

Чёточная молния наблюдается в виде цепочки из светящихся точек, располагающихся на расстоянии примерно 1 м друг от друга и представляющих собой шарообразные образования диаметром несколько сантиметров. Время существования чёточной молнии не превышает 1 с.

Шаровые молнии – наименее изученный вид молний. Шаровые молнии бывают короткоживущие и долгоживущие. Длительность существования короткоживущих молний составляет в среднем несколько секунд, а долгоживущие могут существовать несколько минут. Размеры долгоживущих молний больше, чем короткоживущих. Диаметр шаровой молнии в среднем составляет 15 см.

Шаровая молния движется обычно вдоль хорошо проводящих предметов со скоростью нескольких метров в секунду, издавая жужжащий или шипящий звук. Молния исчезает со слабым треском или сильным взрывом, приводящим к разрушениям. Температура шаровой молнии около 500 К, цвет молнии – белый или красноватый. Шаровая молния способна проникать в помещения через щели и по проводам, появляться в герметизированных самолётах.

Очень редко можно наблюдать особый вид молний, называемых «спрайтами», которые направлены из облака вверх. Это разноцветные вспышки,

вырывающиеся из вершин кучево-дождевых облаков в виде оранжевых, синих и красных пузырей. Такие молнии могут достигать высоты 95 км.

Кучево-дождевое облако с грозой (грозовое облако) существенно отличается от кучево-дождевого облака с ливнем (без грозы) и тем более от мощного кучевого облака (Cu cong.) (табл. 8.1). Развивающееся мощное кучевое облако переходит в грозовое кучево-дождевое облако, если толщина облака и скорость восходящего потока в облаке превышают соответственно 4,5 км и 9 м/с. На европейской части России в среднем около 6 % кучевых и кучево-дождевых облаков достигают стадии грозового облака [33].

Таблица 8.1

Характеристики мощных кучевых и кучево-дождевых облаков

Характеристики облака	Мощное кучевое облако	Кучево-дождевое облако с ливнем	Грозовое облако
Толщина, км	<4	2-4	>4,5
Скорость вертикальных движений, м/с	<6	6-8	≥9
Температура на верхней границе, °С	–	Выше -30	Ниже -30
Напряжённость электрического поля, В/м	40-50	4000-5000	100 000
Облачные элементы	Капли	Капли, ледяные частицы	Капли, ледяные частицы

Грозовое облако состоит из одной или нескольких (обычно 5-8) конвективных (грозовых) ячеек. В зависимости от особенностей вертикальных движений в облаке и характеристик выпадающих из облака осадков выделяются три стадии развития грозовой ячейки:

1. Начальная стадия развития грозовой ячейки характеризуется преобладанием в ячейке восходящего движения воздуха. В верхней части облака появляются наряду с переохлаждёнными каплями ледяные частицы. Из ячейки выпадают осадки, часто не достигающие поверхности земли. Растущая ячейка имеет форму кучево-дождевого лысого облака (Cb calv.). Начальная стадия грозовой ячейки продолжается 10-15 мин.

2. Стадия зрелости или максимального развития грозовой ячейки характеризуется тем, что в центральной части ячейки преобладает восходящее движение воздуха, а на периферии ячейки – нисходящее. Зрелая ячейка чаще всего имеет форму кучево-дождевого облака с наковальней (Cb inc.).

В зрелой грозовой ячейке скорость вертикальных движений воздуха максимальна. Из облака выпадают сильные ливневые осадки, достигающие земли, возможно выпадение града.

Верхняя часть грозовой ячейки представляет собой наковальню, полностью состоящую из кристаллов льда. В средней части ячейки наряду с каплями воды находятся ледяные частицы. В нижней части ячейки и под ней возникает нисходящее движение, способствующее выпадению ливневых осадков. Нисходящий поток воздуха растекается под облаком вблизи земной поверхности. Стадия максимального развития грозовой ячейки продолжается 15-30 мин.

3. Стадия распада грозовой ячейки характеризуется преобладанием в ячейке нисходящего движения воздуха. Верхняя граница ячейки понижается со скоростью примерно 1-2 м/с.

Стадия распада длится от начала разрушения ячейки до её исчезновения примерно 30 мин. Вместе с тем, из-за того, что ледяные кристаллы оседают и испаряются очень медленно, остатки наковальни в форме перистых плотных облаком могут существовать в течение нескольких часов.

Выделяют три типа грозовых облаков: одначейковые, многоячейковые и суперячейковые кучево-дождевые облака.

Одначейковое кучево-дождевое облако состоит из одной ячейки и образуется при внутримассовых атмосферных процессах: в малоградиентном барическом поле, седловине, барической ложбине, заполняющейся депрессии. С одначейковыми кучево-дождевыми облаками связаны внутримассовые грозы, град, шквал.

Одначейковое кучево-дождевое облако часто проходит три стадии развития без образования наковальни. Выпадающие из облака ливневые осадки охлаждают воздух у поверхности земли и подавляют развитие восходящих воздушных пото-

ков, что ведёт к разрушению ячейки. Продолжительность жизни одноячейкового облака 30-50 мин, а горизонтальный размер облака редко превышает 5-7 км [33].

Многоячейковое кучево-дождевое облако включает несколько ячеек, находящихся на разных стадиях развития. Каждая ячейка проходит все стадии развития, но не одновременно с другими ячейками. Вначале облако возникает как одноячейковое. Через 15-20 мин, когда облако достигает стадии зрелости, на расстоянии 20-30 км справа от общего направления движения облака возникает вторая (дочерняя) ячейка. Возникновение новых ячеек приводит к тому, что многоячейковое кучево-дождевое облако может существовать несколько часов [62].

В многоячейковом кучево-дождевом облаке скорость восходящих движений максимальна в передней его части и составляет около 20 м/с. В тыловой части облака, из которой выпадают осадки, преобладают нисходящие движения, максимальная скорость которых отмечается вблизи основания облака и составляет около 15 м/с [33].

Многоячейковые кучево-дождевые облака возникают на атмосферных фронтах, причём чаще всего на холодных. С этими облаками связаны фронтальные грозы, град, шквалы, сильные ливни.

Горизонтальный размер многоячейкового кучево-дождевого облака может превышать 60 км [62]. Многоячейковое облако имеет многокупольные вершины, которые заканчиваются наковальнями, расположенными на разной высоте. Облако смещается почти в направлении ведущего потока, несколько отклоняясь от него вправо за счёт образования новых грозовых ячеек.

Суперячейковое кучево-дождевое облако (рис. 8.5) состоит из одной ячейки и имеет большую вертикальную (10-15 км) и горизонтальную (15-20 км) протяжённость. В отдельных случаях диаметр суперячейкового облака может превышать 60 км. Вершина облака имеет однокупольную форму. Скорость восходящих потоков в облаке может достигать 50 м/с и более. Продолжительность жизни суперячейкового облака в среднем примерно 4 ч [50].

С суперячейковыми кучево-дождевыми облаками связаны катастрофические ливни, град, шквалы, смерчи, фронтальные грозы. Эти облака являются особенно опасными для полётов воздушных судов.

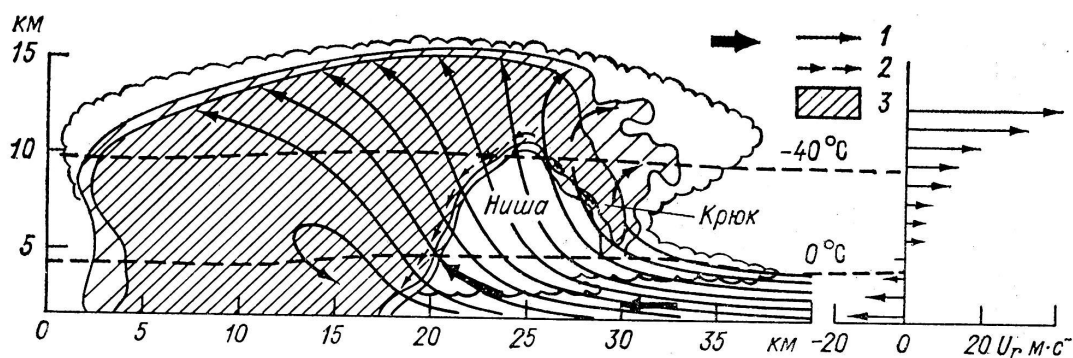


Рис. 8.5. Схема строения суперячейкового грозового облака [62].

1 – линии тока; 2 – траектории градин; 3 – наибольшая интенсивность радиоэха.

Образование суперячейковых кучево-дождевых облаков связано с очень глубокими циклонами и активными фронтами. Благоприятные условия для образования этих облаков создаются тогда, когда наблюдается значительный правый поворот ветра с высотой. Восходящий поток влажного тёплого воздуха вблизи правой передней (по отношению к направлению движения) части облака и нисходящий поток в тыловой части облака формируют мезомасштабную замкнутую циркуляцию, поддерживающую пополнение облака влагой. В результате облако существует длительное время [33].

Градины в облаке растут как в восходящих, так и в нисходящих потоках. Ледяные частицы, выносимые восходящим потоком в верхнюю часть облака, уносятся горизонтальным потоком (ветром) в передний выступ наковальни. Падая здесь вниз, градины вовлекаются в восходящий поток воздуха. Такой многократный подъём и опускание ледяных частиц в передней части облака приводит к образованию в облаке особенно крупных градин.

Сильный восходящий поток в передней части облака переносит градины вверх. Град выпадает преимущественно из центральной и тыловой частей облака, где наблюдается нисходящее движение.

Особенностью суперячейкового кучево-дождевого облака является наличие в его передней части куполообразной ниши – области, которая обнаруживается по слабому радиолокационному отражению от неё. Предполагается, что в этой области скорость восходящего движения достигает максимума, вследствие чего облачные элементы выносятся из ниши, не успев вырасти до значительных

размеров. Перед нишей радиолокационная отражаемость облака, напротив, является очень большой. Эта часть облака имеет форму «крюка», опущенного вниз. В области «крюка» происходит особенно интенсивный рост градин [62].

Исследования грозовой деятельности в Ленинградской области показали, что все грозы в период с мая по август наблюдались в области циклонов [33]. Наиболее интенсивны по числу электрических разрядов грозы на холодных фронтах и в холодной воздушной массе, для этих гроз характерна и наибольшая повторяемость (табл. 8.2).

Таблица 8.2

Интенсивность грозовой деятельности
в зависимости от синоптической ситуации
(Ленинградская область, 1978 г.)

Характеристика интенсивности	Холодный фронт	Тёплый фронт	Холодная воздушная масса	Тёплая воздушная масса
Повторяемость гроз, %	31	14,5	50	4,5
Среднее число разрядов на одну грозу	75	14	50	19

Грозовая деятельность сильно зависит от времени года и суток, широты и долготы. Наибольшая средняя годовая продолжительность гроз на земном шаре (более 200 ч) отмечается на материках и островах тропической зоны (между 20° с.ш. и 20 ° ю.ш.), где в отдельных районах Африки и Южной Америки продолжительность гроз превышает 800 ч в год (рис. 8.6).

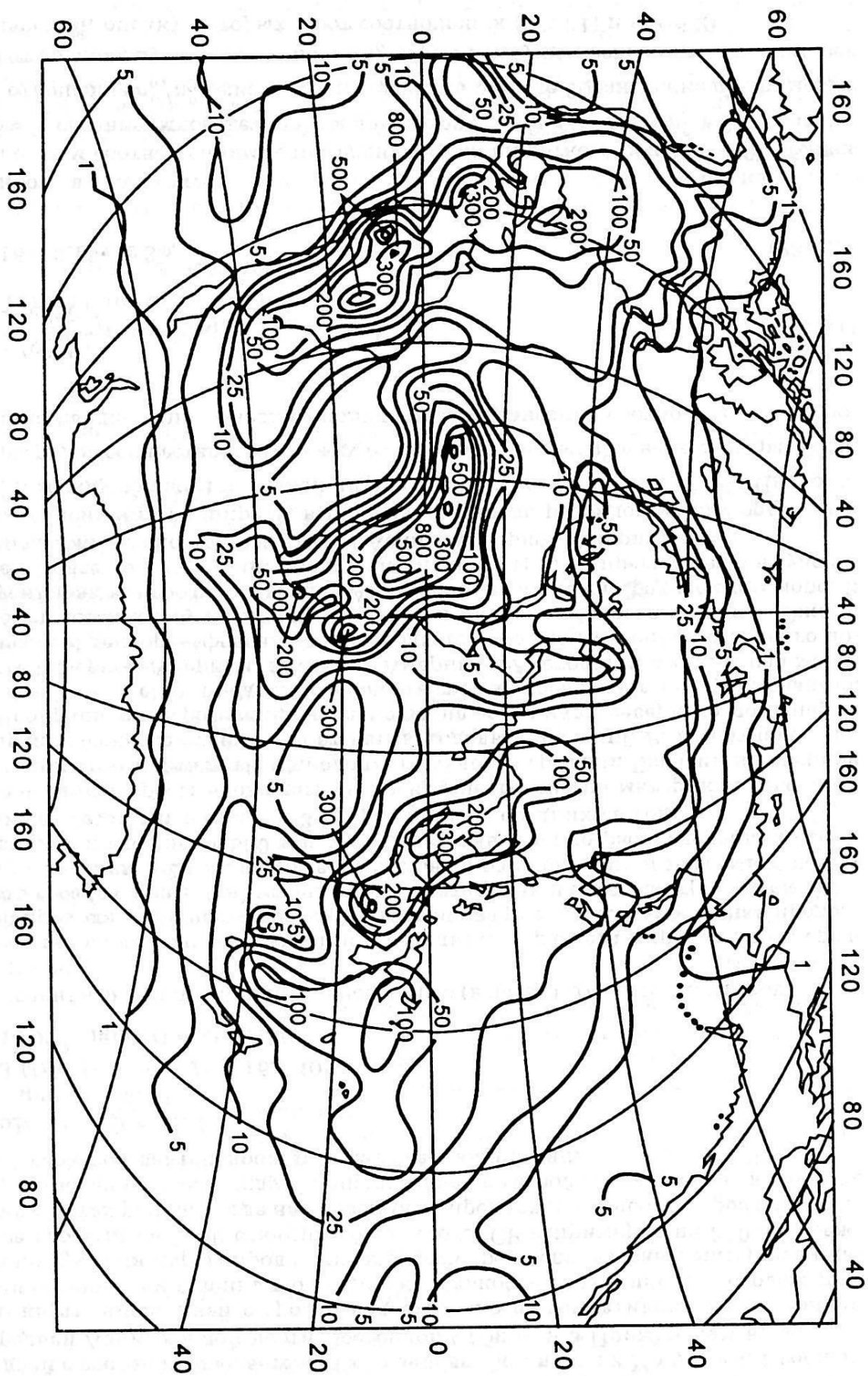


Рис. 8.6. Средняя годовая продолжительность гроз (в часах) на земном шаре

В течение года на земном шаре возникает около $8,5 \cdot 10^9$ электрических разрядов или 270 молний в секунду, в том числе 50 молний между облаком и землёй и 220 молний – между облаками. Таким образом, число разрядов между облаками в несколько раз превосходит число разрядов между облаком и землёй. На материках происходит в среднем 170, а на океанах 100 электрических разрядов в секунду.[33].

На суше в течение года наибольшее число гроз наблюдается весной и летом, а на океане – осенью и зимой. На европейской части России 78 % гроз приходится на летние месяцы. Над северо-восточной частью Атлантического океана 77 % гроз образуется с октября по март.

Суточный ход повторяемости гроз на суше характеризуется максимумом во второй половине дня. На океане образование гроз равновероятно в любое время суток.

Орографические грозы наблюдаются в горной местности и обусловлены вынужденной конвекцией в горах. Орографические грозы бывают внутримассовыми или фронтальными. Повторяемость гроз в горах значительно больше, чем на равнине. Например, на Кавказе отмечается до 60 дней с грозой в год; в Астрахани в среднем – 15 дней; в Москве и Ульяновске – 25 дней с грозой за год.

На наветренных склонах гор происходит обострение атмосферных фронтов, что проявляется в увеличении скорости восходящих движений воздуха. Если при прохождении фронта через равнинную местность грозы не наблюдались, то при приближении фронта к горному препятствию вследствие вынужденного подъёма влажного воздуха вдоль наветренного склона горы могут возникнуть орографические грозы.

Грозовое облако представляет очень большую опасность для полётов. При полёте на эшелоне вблизи облака воздушное судно может попасть в зону града, т.к. возможно вынесение градин за пределы облака сильными горизонтальными воздушными потоками. Попадание воздушного судна в облако может закончиться катастрофой из-за сильного обледенения, сильной болтанки, молний, града.

С кучево-дождевыми облаками связаны опасные для авиации шквалы. В передней части кучево-дождевого облака вблизи его основания на стыке восходящих и нисходящих воздушных потоков часто возникает вихрь с горизонтальной осью вращения. В зоне вихря наблюдается шквал (SQ) – кратковременное усиление приземного ветра, сопровождающееся резким изменением его направления. При шквале направление ветра может измениться почти на 180° , а скорость ветра может увеличиться до 40 м/с [50].

В области вихря с горизонтальной осью вращения можно увидеть шкваловый ворот – темный крутящийся вал из разорванных облаков. Шкваловый ворот обычно возникает на высоте порядка нескольких сотен метров и может опускаться до поверхности земли.

С кучево-дождевыми облаками связаны опасные для авиации смерчи. Смерч (FC, тромб, торнадо) – вихрь в атмосфере с вертикальной или слегка изогнутой осью вращения. Большинство смерчей образуется в области глубоких циклонов, где наблюдаются сильный град и разрушительные нисходящие воздушные потоки. Смерчи почти всегда связаны с суперячейковыми кучево-дождевыми облаками.

Воздух в области смерча вращается вокруг вертикальной оси почти так же быстро, как и движется к оси и вдоль неё вверх. Давление воздуха в центре атмосферного вихря может быть ниже окружающего атмосферного давления на 10 %. Это почти такая же разница, как между уровнем моря и высотой 1 км.

Наибольшая скорость ветра, измеренная при смерче, составила 75 м/с, однако исследования доплеровских спектров скорости ветра указывают, что скорости ветра могут быть более 100 м/с [27]. Самые сильные приземные ветра на земном шаре связаны со смерчами. Разрушительная сила смерчей обусловлена большими скоростями ветра, а также значительным перепадом атмосферного давления.

Смерч, образующийся над водной поверхностью, принимают форму водяного смерча. Водяные смерчи образуются гораздо чаще, чем смерчи над сушей. Водяные смерчи бывают двух типов: в одном случае они связаны с кучево-дождевыми облаками и могут рассматриваться как смерчи над водной поверхностью; в другом

случае смерчи не связаны с каким-либо облаком, а более сходны с пыльными вихрями над поверхностью суши [27].

Обычно смерч вначале наблюдается как «воронкообразное облако», свисающее из грозового облака. Воронкообразное облако имеет форму конуса, но может напоминать вытянутую верёвку. Смерчи часто наблюдаются в центральном и юго-восточном районах США, где они носят название «торнадо».

Смерчи обычно можно обнаружить визуально, и лётные экипажи воздушных судов обходят их при визуальных полётах. Вместе с тем, смерчи видимы не всегда. Например, они могут возникать ночью, могут быть заключены (замаскированы) в облаке или в сильном дожде, могут формироваться в восходящих воздушных потоках вдоль фронта порывов [27].

Фронт порывов представляет большую опасность для полётов воздушных судов. Образование фронта порывов связано с формированием под кучево-дождевым облаком мезоантициклона – купола холодного воздуха, где атмосферное давление повышено на несколько гектопаскалей по сравнению с соседними участками в атмосфере по горизонтали.

Мезоантициклон образуется вследствие взаимодействия с подстилающей поверхностью нисходящего потока воздуха под кучево-дождевым облаком. Мезоантициклон может занимать площадь, значительно превышающую площадь основания облака.

Вертикальная мощность мезоантициклона тем больше, чем выше расположено основание облака, и может достигать 3-4 км [62]. Перемещение облака сопровождается перемещением купола холодного воздуха, передняя часть которого имеет сходство с мезомасштабным холодным фронтом и называется фронтом порывов.

Фронт порывов – передняя кромка холодного плотного воздуха, который, двигаясь вниз, достигает поверхности земли и распространяется во всех направлениях под грозовым облаком, вытесняя более тёплый и менее плотный окружающий воздух [27]. Таким образом, фронт порывов формируется благодаря наличию нисходящих потоков под облаком, которые расходятся у поверхности земли и достигают разрушительной силы.

Вместе с тем, нисходящие потоки воздуха под кучево-дождевым облаком, достигающие поверхности земли, не всегда сопровождаются сильным ливневым дождём, хотя ливневый дождь часто выпадает.

Если облако неподвижно, то фронт порывов продвигается вдоль земной поверхности почти равномерно во всех направлениях. Однако чаще всего облако перемещается в определённом направлении, и фронт порывов движется в этом направлении, опережая облако (рис. 8.7). Фронт порывов может двигаться впереди от края облака на удалении до 20 км, в отдельных случаях – до 40 км [50].

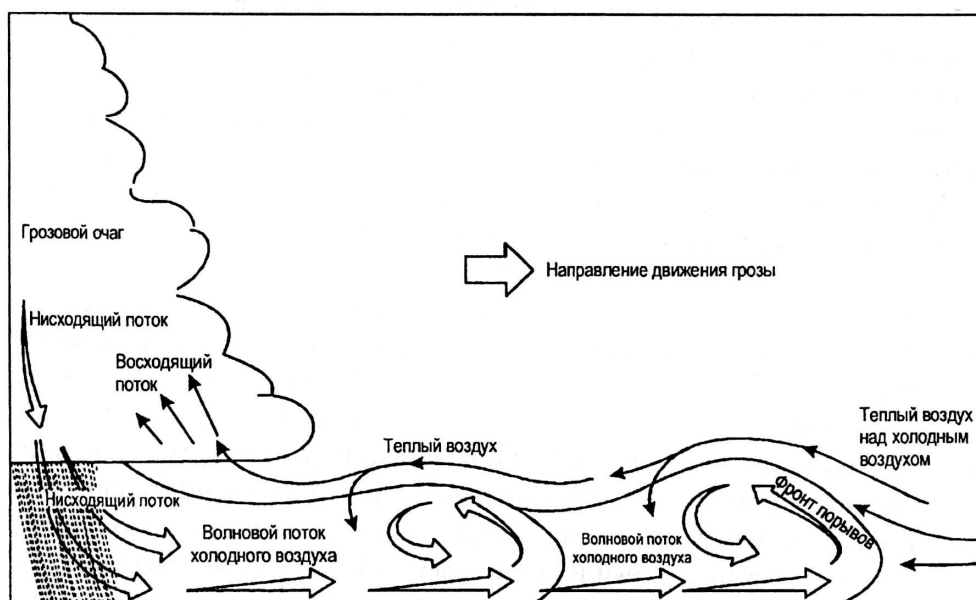


Рис. 8.7. Схема фронта порывов в вертикальном разрезе

Фронт порывов простирается обычно от поверхности земли до высоты около 2 км и является зоной сильной атмосферной турбулентности и опасных для полётов воздушных судов горизонтальных и вертикальных сдвигов ветра.

Вследствие трения скорость холодного воздуха вблизи поверхности земли меньше, чем на высоте около 200 м, где холодный воздух, двигаясь вдоль подстилающей поверхности с большей скоростью, образует «нос». В области этого «носа» сдвиги ветра и атмосферная турбулентность особенно сильны. [27]. Полёты на малых высотах, взлёт и посадка воздушных судов перед фронтом порывов чрезвычайно опасны. Опасность ещё более усиливается, если имеются сильные ливневые осадки, грозы и град.

При прохождении фронта порывов происходит закономерное изменение характеристик погоды. Первым проявлением приближающегося фронта порывов является постепенный рост атмосферного давления. Примерно через 15 мин после начала роста давления изменяются скорость и направление приземного ветра, причём направление ветра часто изменяется почти на 180° , а скорость ветра может быть более 25 м/с. Примерно через 1-2 мин после изменения приземного ветра наблюдается понижение температуры воздуха на несколько градусов Цельсия. Выпадение ливневых осадков начинается примерно через 35 мин (в отдельных случаях через 1 ч и более) после начала роста атмосферного давления [62, 63].

Максимальная скорость приземного ветра, связанного с фронтом порывов, примерно в 1,5 раза превышает скорость перемещения самого фронта порывов.

В мировой практике на некоторых аэродромах с целью обнаружения «скачка давления», связанного с более холодным воздухом за фронтом порывов, используются датчики атмосферного давления (барографы), установленные по периметру аэродрома. В некоторых случаях эти датчики обнаруживают фронт порывов на несколько минут раньше, чем датчики приземного ветра (анемометры).

Использование доплеровской РЛС считается наилучшим способом обнаружения фронтов порывов [27]. Фронт порывов можно увидеть на экране наземного метеорологического радиолокатора в виде тонкой, но очень чёткой дуги или линии, которая называется «радиолокационным ангелом». Доплеровский метеорологический радиолокатор TDWR специально создан в США для обнаружения фронтов порывов и микропорывов.

Нисходящий порыв – сильный нисходящий воздушный поток, вызывающий разрушительные ветры вблизи поверхности земли, связан, как правило, со зрелым грозовым облаком. В области нисходящего порыва обнаруживаются меньшие по размеру, но ещё более интенсивные нисходящие порывы, которые называются микропорывами [27]. Наибольшую опасность микропорыв представляет при заходе на посадку, при посадке и взлёте воздушного судна.

Микропорыв – нисходящий поток, приводящий к внезапному возникновению горизонтального ветра разрушительной силы в области, протяжённость которой по горизонтали примерно от 0,4 до 4 км. Микропорыв скоротечен и обычно существует в течение нескольких минут. Из-за малого масштаба действия микропорыва, как во времени, так и в пространстве, очень трудно обнаружить микропорыв существующими системами наблюдения. Микропорывы могут быть одиночными или многочисленными, могут сопровождаться или не сопровождаться дождём, могут зарождаться в любой кучево-дождевой облачности, хотя чаще всего они связаны с грозовыми облаками [27].

Микропорывы состоят из двух частей – сильного нисходящего воздушного потока и порывистого неустойчивого приземного ветра. По вертикали микропорывы распространяются с высоты примерно 3 км до земной поверхности. Скорость нисходящего потока может достигать 30 м/с. Скорость приземного ветра обычно несколько меньше скорости нисходящего потока. Наблюдается дивергенция ветра у поверхности земли. После возникновения микропорыва в течение 5 мин он достигает земной поверхности и наибольшей интенсивности (рис. 8.8). При микропорыве может наблюдаться подъём с земной поверхности пыли, песка, что существенно ухудшает горизонтальную видимость [28].

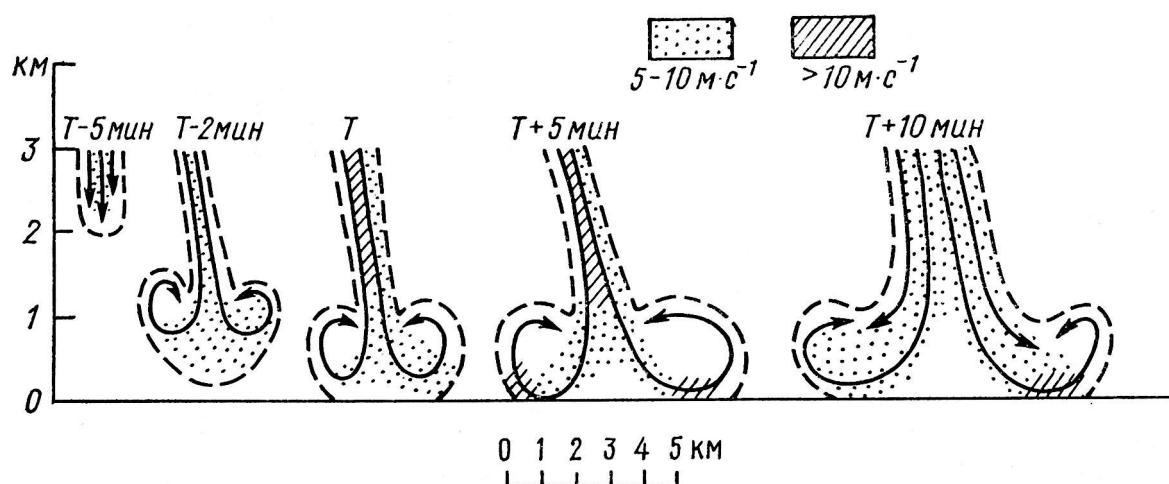


Рис. 8.8. Вертикальный разрез развития микропорыва [27].

T – время начала дивергенции ветра у поверхности земли.

Штриховкой обозначены скорости движения воздуха.

Микропорывы и смерчи существенно различаются, хотя оба явления связаны с грозовыми облаками. Смерчи образуются в восходящих воздушных потоках, а микропорывы – в нисходящих потоках воздуха. Микропорыв связан с областью высокого давления под облаком, в которой ветер направлен от центра высокого давления. Смерч – вихрь в атмосфере, связанный с областью низкого давления, в которой ветер направлен к центру вращения [27].

Полёты в зоне грозовой деятельности и сильных ливневых осадков относятся к полетам в особых условиях. Попадание воздушного судна в грозу и связанные с ней опасные метеорологические явления – это особые случаи в полёте. Принятие экипажем воздушного судна решения на полёт в зоне грозовой деятельности должно быть обоснованным.

В Федеральных авиационных правилах России [55] изложены рекомендации по обеспечению безопасности полётов в зоне грозовой деятельности:

1. При принятии решения на вылет с пересечением зоны грозовой деятельности и сильных ливневых осадков командир воздушного судна должен учитывать:

- характер гроз (внутримассовые или фронтальные);
- расположение и перемещение грозовых и ливневых очагов, возможные маршруты их обхода;
- необходимость дополнительной заправки топливом.

2. Полеты по ППП в зоне грозовой деятельности не разрешаются при отсутствии радиолокационного контроля или неисправной бортовой радиолокационной станции обнаружения грозовых очагов.

3. Не допускается вход воздушного судна:

- в кучево-дождевые (грозовые), мощно-кучевые облака;
- в зону сильных ливневых осадков под кучево-дождевыми (грозовыми), мощно-кучевыми облаками.

В случае непреднамеренного попадания воздушного судна в кучево-дождевые (грозовые), мощно-кучевые облака или сильные ливневые осадки под ними, летный экипаж принимает меры к немедленному выходу из них, соблюдая при этом установленные правила полетов при изменении высот полета и маршрута.

4. Полет под кучево-дождевыми (грозовыми) и мощно-кучевыми облаками разрешается только днем вне зоны ливневых осадков, если:

- высота полета воздушного судна над рельефом местности и искусственными препятствиями выдерживается не менее истинной безопасной высоты, но во всех случаях:

- не менее 200 м – в равнинной и холмистой местности;

- не менее 600 м – в горной местности;

- вертикальное расстояние от воздушного судна до нижней границы облаков не менее 200 м.

5. При наличии в районе аэродрома вылета мощно-кучевой и кучево-дождевой (грозовой) облачности летный экипаж должен с помощью бортовой РЛС осмотреть зону взлета и выхода из района аэродрома, оценить возможность взлета и определить порядок обхода опасных зон.

6. При подходе воздушного судна к зоне грозовой деятельности и сильных ливневых осадков командир воздушного судна для своевременного принятия соответствующего решения заблаговременно оценивает возможность продолжения полета.

В контролируемом воздушном пространстве летный экипаж воздушного судна получает от органа ОВД имеющуюся у него соответствующую метеорологическую информацию и согласовывает с ним свои действия.

7. При визуальном обнаружении в полете мощно-кучевых и кучево-дождевых облаков, примыкающих к грозовым очагам, разрешается обходить их на удалении не менее 10 км.

8. При обнаружении в полете мощно-кучевых и кучево-дождевых (грозовых) облаков бортовой РЛС при отсутствии визуальных метеорологических условий разрешается обходить эти облака на удалении не менее 15 км от ближней границы засветки.

Пересечение фронтальной облачности с отдельными грозовыми очагами может производиться в том месте, где расстояние между границами засветок на экране бортовой РЛС не менее 50 км.

9. При принятии решения на обход кучево-дождевых (грозовых) или мощно-кучевых облаков сверху (верхом) летный экипаж воздушного судна оценивает с помощью бортовой РЛС возможность своевременного набора высоты с учетом:

- практического потолка воздушного судна;
- скороподъемности воздушного судна;
- запаса по скорости воздушного судна;
- точности определения верхней границы (превышения) облаков.

Во всех случаях полет над кучево-дождевыми (грозовыми) или мощно-кучевыми облаками производится с превышением не менее 500 м.

10. При взлете и заходе на посадку в условиях ливневых осадков летный экипаж обязан учитывать возможность ухудшения летных и аэродинамических характеристик воздушного судна, а также ухудшение видимости из-за недостаточной эффективности стеклоочистителей в таких условиях.

11. При невозможности обойти кучево-дождевую (грозовую) и мощно-кучевую облачность летный экипаж воздушного судна должен следовать на запасной аэродром.

В контролируемом воздушном пространстве свои действия летный экипаж воздушного судна согласовывает с органом ОВД.

12. Летным экипажам воздушных судов запрещается преднамеренно входить в мощно-кучевые, кучево-дождевые (грозовые) облака и в зоны сильных ливневых осадков.

8.5. Условия поражения воздушных судов электрическими разрядами вне зон грозовой деятельности

Полёты воздушных судов в зонах повышенной электрической активности атмосферы относятся к полётам в особых условиях [55]. При полётах в зонах грозовой деятельности всегда существует опасность поражения воздушных судов молниями. Однако, поскольку экипажи воздушных судов используют

правила по обходу этих зон на определённом расстоянии, случаи поражения воздушных судов молниями в этих зонах редки.

Подавляющее число случаев поражения воздушных судов электрическими разрядами (около 80 %) происходит в облаках вне зон грозовой деятельности (в негрозовых облаках): в системе слоистообразных облаков Ns–As, маскирующих конвективную облачность; в массиве облаков Ns–As при отсутствии конвекции; в слоисто-кучевых облаках [11].

С тех пор, как стали наблюдаться случаи поражения воздушных судов электрическими разрядами, изучаются метеорологические условия такого поражения. Сначала при объяснении этого события воздушное судно уподоблялось молниеотводу, при этом не учитывалось действие электрического заряда воздушного судна.

В настоящее время считается, что поражение воздушного судна электрическим разрядом непосредственно связано с наличием электрического заряда на его поверхности и происходит в результате взаимодействия заряженного воздушного судна с облаком, имеющим заряд, знак которого противоположен знаку заряда воздушного судна [30]. Электрическое заряджение воздушного судна, возникшее в результате электризации, является существенным фактором поражения его электрическим разрядом.

Электрическое поле в атмосфере существует всегда. При отсутствии облаков, явлений погоды (осадков, тумана, дымки, метели) и при слабом ветре напряжённость электрического поля у поверхности земли составляет около 100 В/м и убывает с высотой в тропосфере по экспоненциальному закону [29]. Появление в атмосфере облаков и осадков сильно изменяет её электрические характеристики: увеличивается проводимость, возникают сильные электрические поля.

Электризация воздушного судна – процесс приобретения воздушным судном электрического заряда. Если полёт происходит при ясном небе и отсутствии явлений погоды, то воздушное судно приобретает незначительный электрический заряд, т.к. встречается с небольшим количеством атмосферных частиц. При полёте в облаках и осадках электризация воздушного судна может быть значительной.

Электрический заряд, приобретаемый воздушным судном, зависит от следующих факторов:

а) характеристики облаков и осадков – форма, размеры и число частиц облаков и осадков, их фазовое состояние, электрические заряды на частицах; напряжённость электрического поля атмосферы;

б) характеристики воздушного судна – его конструкция, материал покрытия, тип двигателей, параметры статических разрядников;

в) режим полёта – мощность двигателей, высота и скорость полёта.

Электрический заряд, приобретаемый воздушным судном, зависит от силы токов, заряжающих и разряжающих воздушное судно. Эти токи возрастают с увеличением скорости полёта ВС. Токи разряда прямо пропорциональны квадрату скорости полёта ВС, а токи заряжения воздушного судна возрастают прямо пропорционально примерно третьей степени скорости полёта ВС.

Поэтому скоростные самолёты (Ту-154, Ил-62, Ил-86) заряжаются сильнее, чем самолёты с небольшой скоростью (Ан-24). На крейсерских режимах полёта зарядение воздушного судна является более сильным, чем на минимально допустимых скоростях [29].

Заряжение воздушных судов в облаках и осадках – это проявление трибоэлектричества – статической электризации. При столкновении электрически нейтральной частицы облаков или осадков с поверхностью незаряженного воздушного судна частица отскакивает от неё и заряжается, а воздушное судно приобретает заряд, равный по абсолютной величине заряду частицы, но имеющий противоположный знак. Значения зарядов определяются характеристиками поверхностей частицы и воздушного судна.

Заряжение воздушных судов в кристаллических облаках происходит интенсивнее, чем в капельных облаках. Особенно сильная электризация воздушных судов отмечается при полётах в плотных перисто-слоистых облаках. Обледеневшее воздушное судно заряжается сильнее, чем воздушное судно с чистой металлической поверхностью.

Распределение электрического заряда на поверхности воздушного судна неоднородно. Плотность заряда резко повышается на концах крыльев, стабилизатора,

киля, в носовой части фюзеляжа самолёта. Особенно сильное заряджение происходит на неметаллических частях поверхности воздушного судна.

Интенсивность электризации воздушных судов растёт с увеличением мощности и водности облаков, количества облачных элементов и напряжённости электрического поля. Электризация воздушных судов более интенсивна при полёте в облаках с более мелкими частицами, чем в облаке с более крупными частицами, но с такой же водностью. В слоисто-дождевых облаках толщиной 5 км приобретаемый воздушным судном заряд в 5-10 раз больше, чем в облаках толщиной 1 км [11].

Наибольшая вероятность приобретения воздушным судном значительного заряда – в ливневых кучево-дождевых облаках и мощных кучевых облаках. В слоистообразных облаках (Ns, As, Cs) вероятность электризации существенна, а в слоистых облаках (St) – очень мала.

Сильное электрическое поле, существующее у поверхности воздушного судна вследствие его заряджения, может, во-первых, изменить траекторию молнии, возникшей естественным путём; во-вторых, инициировать электрический разряд в облаке. Уменьшая электрический заряд воздушного судна, можно снизить вероятность поражения его электрическим разрядом.

Поражения воздушных судов электрическими разрядами вне зон грозовой деятельности чаще всего происходят при взлёте, наборе высоты и при снижении воздушных судов на высотах от 0,5 до 4,0 км в слоистообразных облаках при выпадении осадков. В горизонтальном полёте, например, при полёте по кругу, также может произойти поражение воздушного судна электрическим разрядом.

Продолжительность полёта воздушного судна в облаках и осадках перед возникновением электрического разряда составляет от нескольких десятков секунд до 15 мин, но чаще всего этот период равен 1-2 мин.

Наличие частиц осадков в облаке, смешанное фазовое состояние облака являются необходимыми условиями образования в нём зон высокой электрической активности.

Электрически активные зоны в массиве облаков Ns–As и в слоисто-кучевых облаках – это неоднородности, для которых характерны повышенные значения водности, радиолокационной отражаемости и напряжённости электрического поля по сравнению с фоновыми характеристиками этих облаков. Электрически активные зоны, возникающие в смешанных осадкообразующих облаках, характеризуются водностью около 1 г/м^3 . Для этих зон характерна слабая, реже умеренная турбулентность. Самолёт, попадая в электрически активную зону, может стать инициатором возникновения электрического разряда [11].

Средняя высота образования электрически активных зон в облаках Ns–As составляет 2700 м, максимальная – 5400 м. Средняя высота возникновения электрически активных зон в слоисто-кучевых облаках – 1600 м.

По температуре на верхней границе облака можно определить его фазовое состояние: если температура составляет от -16 до -32 °C, то с вероятностью 70 % можно считать облако смешанным [17].

Электрические разряды в самолёты в смешанных слоисто-кучевых облаках возможны только в холодный период года при вертикальной мощности облаков более 1 км. Летом температура на верхней границе слоисто-кучевых облаков обычно выше -10 °C, облака являются капельными и электрически активные зоны в них не возникают.

В облачном массиве Ns–As происходит образование объёмных зарядов разных знаков в верхней и нижней частях массива. Крупные частицы облаков и осадков, представляющие собой капли или снежинки, несут чаще всего положительный заряд, а мелкие элементы облаков заряжены, как правило, отрицательно. В нижней части массива облаков сосредотачиваются обычно положительные заряды, а в верхней части – отрицательные заряды [50].

Электрические разряды в слоистообразных облаках между частями облачного массива в природе обычно не возникают, т.к. напряжённость электрического поля в этих облаках не достигает критических значений, составляя в среднем около 500 В/м. В электрически активных зонах напряжённость электрического поля в облаках может достигать 15000 В/м [29].

При полёте воздушного судна в электрически активных зонах облаков происходит быстрое увеличение напряжённости электрического поля вблизи пластмассовых обтекателей бортовых РЛС, концов крыльев и заострённых частей ВС. Именно в эти части ВС чаще всего происходят электрические разряды.

Электрические разряды в воздушное судно напоминают вспышку при электросварке и сопровождаются негромким хлопком. При разряде чаще всего повреждаются антенно-фидерные устройства, радиолокатор, выходит из строя радиосвязь. В корпусе воздушного судна при разряде часто прожигается отверстие размером от 1 до 20 см. Обычно это происходит в лобовой части корпуса, где оседает большая часть электрических зарядов. При разряде может нарушиться герметичность кабины экипажа, могут выйти из строя аэронавигационные и пилотажные приборы. Самолеты с турбореактивными двигателями поражаются электрическими разрядами примерно в три раза чаще, чем самолеты с турбовинтовыми двигателями [50].

Сильная электризация воздушного судна, предшествующая электрическому разряду, проявляется в виде: шума и треска при радиоприёме на длинных, средних, коротких и ультракоротких волнах; беспорядочных смещений стрелок радиокompасов и шума в телефонных каналах радиокompасов; электрических искр на стёклах кабины пилота; свечения концов крыльев ВС, винтов, носовой части в тёмное время суток.

Поражение воздушных судов электрическими разрядами происходит при наличии благоприятных для этого синоптических условий: в циклоне, в зоне атмосферных фронтов, в передней части барических и термических ложбин, которые можно обнаружить по картам абсолютной барической топографии АТ-850, АТ-700, АТ-500, при наличии дефицитов точки росы менее 4 °С [50].

Большинство электрических разрядов в воздушные суда происходит на атмосферных фронтах (97 % случаев) и очень редко (3 % случаев) – во внутримассовой облачности (табл. 8.3) [11]. Наибольшая вероятность поражения воздушных судов электрическими разрядами вне зон грозовой деятельности характерна для холодных фронтов и фронтов окклюзии на удалении примерно до

100 км от приземной линии этих фронтов. В зоне тёплых фронтов поражение воздушных судов электрическими разрядами наблюдается редко.

Таблица 8.3

Повторяемость (%) случаев поражения воздушного судна электрическими разрядами
в зависимости от характера фронта

Название фронта	Холодный	Окклюзии	Малоподвижный	Тёплый
Повторяемость, %	40	31	23	6

В Федеральных авиационных правилах даны информация и рекомендации, направленные на обеспечение безопасности полётов в зоне повышенной электрической активности атмосферы:

1. Возникновение электризации воздушных судов наиболее вероятно в слое облаков в диапазоне температур от +5 до - 10° С.

Признаками сильной электризации воздушного судна являются:

- шумы и треск в наушниках;
- беспорядочные колебания стрелок радиоконпасов;
- искрение на остеклении кабины летного экипажа и свечение на законцовках (концов) крыльев, что хорошо видно в темное время суток.

2. Командир воздушного судна о появлении признаков сильной электризации докладывает органу ОВД и по согласованию с ним принимает меры для выхода из такой зоны.

При этом рекомендуется выключить одну УКВ радиостанцию; ночью, кроме того, включить освещение кабины летного экипажа.

3. Изменение высоты полета в зонах повышенной электризации рекомендуется выполнять с повышенной вертикальной и уменьшенной поступательной скоростью полета, соблюдая требования РЛЭ или эквивалентного ему документа.

После выхода из одного слоя облаков до входа в другой выполняется горизонтальная площадка продолжительностью 5 – 10 с.

4. В случае поражения воздушного судна разрядом атмосферного электричества летный экипаж:

- докладывает органу ОВД о факте, метеоусловиях, месте и высоте поражения воздушного судна разрядом;

- контролирует параметры работы двигателей;
- проверяет работу радиооборудования и пилотажно-навигационного оборудования;
- по возможности осматривает воздушное судно в целях обнаружения повреждений;
- при обнаружении отказов и неисправностей действует в соответствии с РЛЭ или эквивалентным ему документом.

5. При попадании воздушного судна в зону повышенной электрической активности атмосферы, угрожающей безопасности полета, командир воздушного судна имеет право немедленно изменить высоту полета с соблюдением установленных для подобных случаев процедур [55].

8.6. Сдвиг ветра на малых высотах

Сдвиг ветра – «изменение скорости и/или направления ветра в пространстве, включая восходящие и нисходящие потоки воздуха» [27]. Сдвиг ветра можно обнаружить, наблюдая за движущимися в разных направлениях слоями облаков и шлейфами дыма. Причиной сдвига ветра может стать любое атмосферное явление или физическое препятствие на пути преобладающего воздушного потока, приводящее к изменению скорости и/или направления ветра.

Сильный сдвиг ветра на малых высотах (ниже 1000 м) – опасное для авиации метеорологическое явление [55]. Неблагоприятное воздействие сдвига ветра особенно сильно проявляется на этапах набора высоты и захода воздушного судна на посадку.

Реакция воздушного судна на сдвиг ветра зависит от многих факторов: типа ВС, этапа полёта, интенсивности и длительности воздействия сдвига ветра на воздушное судно. Сдвиг ветра является невидимым и внезапным явлением для лётного экипажа. В настоящее время сдвиг ветра представляет серьёзную опасность для авиации, несмотря на то, что в последние годы число авиационных происшествий в мире, связанных со сдвигом ветра, уменьшилось.

Ветер – движение воздуха относительно поверхности земли. Вектор ветра можно разложить на три перпендикулярные составляющие относительно направления ВПП (рис. 8.9). Продольная составляющая ветра, направленная вдоль ВПП, может быть встречной или попутной. Вертикальная составляющая ветра может быть восходящей (восходящий поток) или нисходящей (нисходящий поток). Боковая (поперечная) составляющая ветра направлена перпендикулярно ВПП.

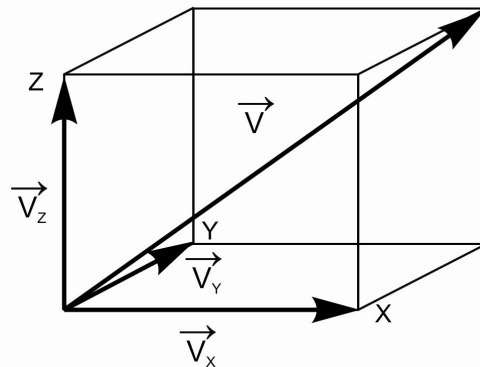


Рис. 8.9. Составляющие вектора ветра относительно ВПП:

$\vec{V}_y$ – продольная; $\vec{V}_x$ – боковая; $\vec{V}_z$ – вертикальная.

Ось y направлена вдоль ВПП.

Вертикальная составляющая ветра часто очень мала, и в таких случаях ею можно пренебречь, тогда ветер отождествляется с горизонтальным движением воздуха (см. разд. 3). В зонах конвективной деятельности и при наличии горных волн вертикальная составляющая движения воздуха значительна, и ее нужно учитывать при оценке влияния ветра на полёт воздушного судна.

Изменение вектора ветра от одной точки пространства до другой, характеризующее сдвиг ветра, выражается разностью между векторами ветра в двух точках пространства. Расчёт сдвига ветра можно выполнить графически, используя треугольник скоростей.

Если воздушное судно движется от точки A , где ветер $\vec{V}_A$, до точки B , где ветер $\vec{V}_B$, то сдвиг ветра равен $\vec{V}_B - \vec{V}_A$ (рис 8.10,а). При движении воздушного судна в обратном направлении – от точки B к точке A – сдвиг ветра составит $\vec{V}_A - \vec{V}_B$, т.е. скалярная величина сдвига ветра будет той же самой, а направление сдвига ветра изменится на противоположное (рис. 8.10,б). При вычитании

скоростей ветра в точках А и В без учёта направлений векторов ветра получается скалярная величина, меньшая величины векторного сдвига.

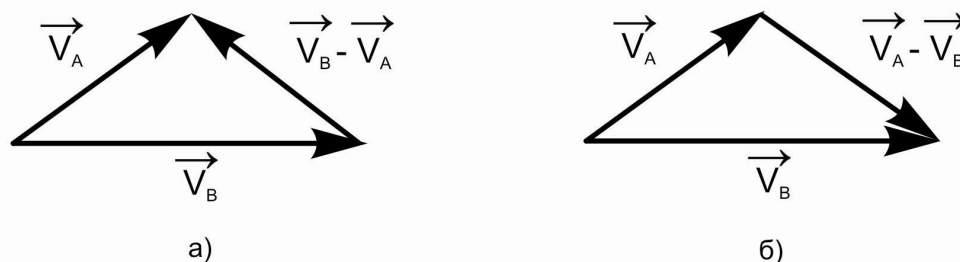


Рис. 8.10. Графический способ определения сдвига ветра

Интенсивность сдвига ветра принято выражать в м/с на 30 м высоты. В случае посадки или взлёта воздушного судна, когда глиссада или траектория взлёта составляет известный угол (например, 3°), а путевая скорость ВС известна и относительно постоянна, величину сдвига ветра можно перевести из м/с/30м в м/с^2 , выражая интенсивность сдвига ветра в единицах ускорения, что очень удобно для пилотов.

Например, если интенсивность сдвига ветра, действующего на воздушное судно при посадке, равна 2,3 м/с/30м, то при вертикальной скорости снижения воздушного судна 3,9 м/с интенсивность сдвига ветра в единицах ускорения составляет примерно $0,3 \text{ м/с}^2$.

На воздушное судно в полёте действуют основные силы: полётный вес, равный произведению массы ВС на ускорение силы тяжести; тяга – сила, производимая двигателями; подъёмная сила крыла; лобовое сопротивление.

Формулы (8.3) и (8.4) показывают, что подъёмная сила (Y) и лобовое сопротивление (X) прямо пропорциональны плотности воздуха (ρ), площади крыла (S) и квадрату скорости воздушного потока над крылом (V^2). Константы пропорциональности C_y и C_x называются соответственно коэффициентами подъёмной силы и лобового сопротивления.

$$Y = \frac{1}{2} C_y \rho \cdot S \cdot V^2, \quad (8.3)$$

$$X = \frac{1}{2} C_x \cdot \rho \cdot S \cdot V^2. \quad (8.4)$$

Поскольку коэффициенты подъёмной силы и лобового сопротивления зависят от угла атаки, то и подъёмная сила и лобовое сопротивление также зависят от угла атаки. Сдвиг ветра влияет как на угол атаки, так и на воздушную скорость, тем самым оказывая воздействие на подъёмную силу и лобовое сопротивление и нарушая состояние равновесия воздушного судна.

В условия устойчивого ветра или при постепенном его изменении горизонтальный ветер не оказывает влияние на воздушную скорость: путевая скорость равна сумме воздушной скорости и скорости попутного ветра вдоль линии пути. Путевая скорость постоянно реагирует на изменяющийся ветер, а на воздушную скорость никакого воздействия нет.

При наличии сдвига ветра горизонтальный ветер может резко измениться на сравнительно небольшом отрезке пути. Если воздушное судно попадает в условия быстро изменяющегося ветра, то из-за действия силы инерции оно не может мгновенно ускорить или замедлить движение для восстановления исходной воздушной скорости. В течение короткого периода времени воздушная скорость меняется соответственно с изменением ветра.

Сдвиг ветра оказывает кратковременное влияние на воздушную скорость. Кратковременное изменение воздушной скорости приводит к изменению подъёмной силы и лобового сопротивления и нарушает равновесие сил, действующих на воздушное судно. Сдвиг ветра изменяет траекторию полёта ВС, и для того, чтобы воздушное судно вернулось на заданную траекторию полёта, требуется вмешательство пилота (рис. 8.11).

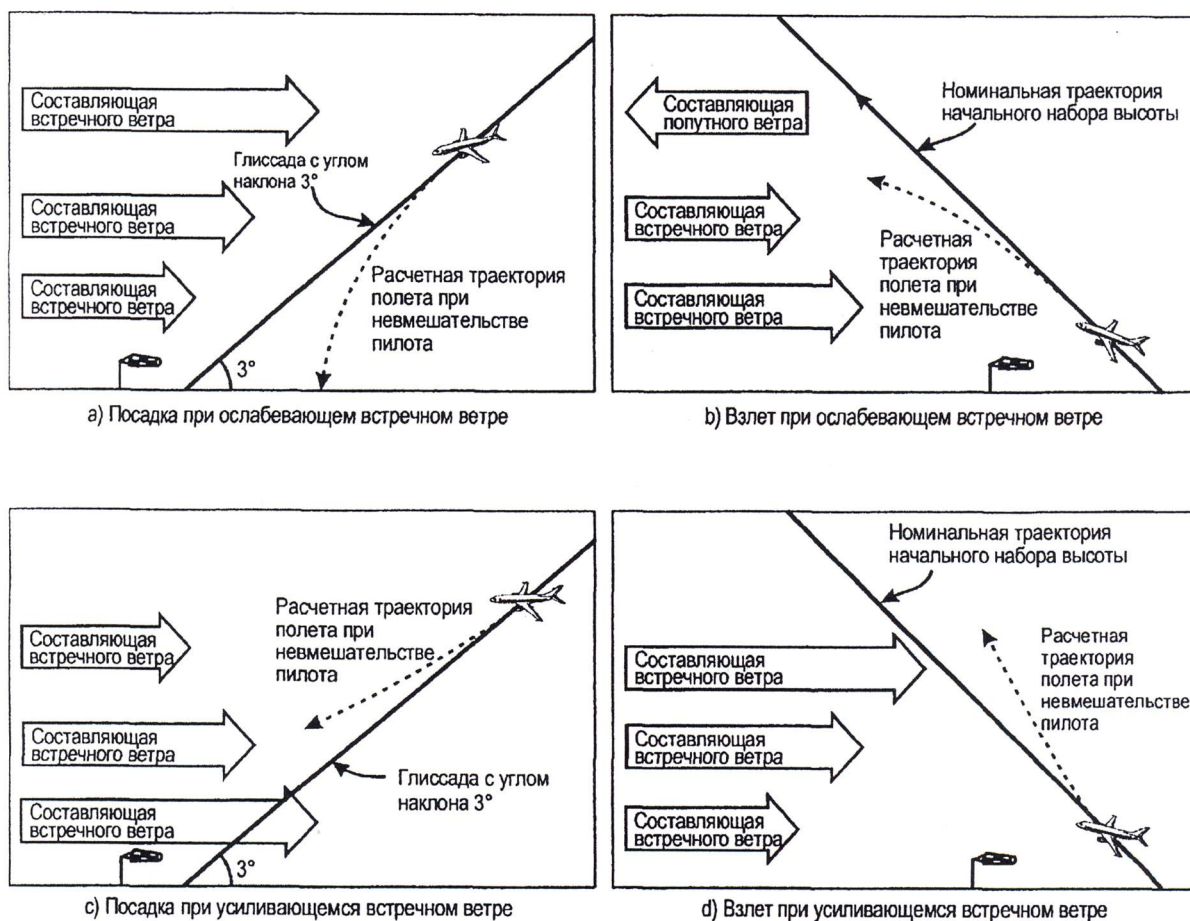


Рис. 8.11. Воздействие сдвига встречного ветра на воздушное судно при невмешательстве пилота [27].

При посадке и взлёте значительные отклонения воздушного судна от траектории полёта представляют большую опасность в связи с близостью земной поверхности, дефицитом времени и отсутствием мгновенной реакции воздушного судна на управляющее воздействие пилота.

В случае посадки при ослабевающем встречном ветре воздушное судно может опуститься ниже глиссады и приземлиться до начала ВПП («недолёт») (рис. 8.11,а).

В случае взлёта при ослабевающем встречном ветре воздушное судно может опуститься ниже расчётной траектории полёта, что может стать причиной столкновения воздушного судна с препятствиями вблизи аэродрома (рис. 8.11,б).

При усиливающемся встречном ветре в случае посадки воздушное судно может подняться выше глиссады и выкатиться за пределы ВПП (рис. 8.11,с).

При взлёте в условиях резкого усиления встречного ветра воздушное судно может подняться выше расчётной траектории полёта, что может привести к переходу на закритические углы атаки и сваливанию воздушного судна (рис. 8.11,d).

При быстром уменьшении воздушной скорости наблюдается «проваливание» воздушного судна относительно расчётной траектории полёта (рис. 8.11, а, b), а при внезапном увеличении воздушной скорости происходит «подбрасывание» воздушного судна (рис. 8.11,с, d). Наиболее опасным для полётов считается сдвиг ветра, приводящий к потере высоты, т.е. к «проваливанию» [50].

Быстро ослабевающий встречный ветер точно так же уменьшает воздушную скорость, как и быстро усиливающийся попутный ветра. Усиление встречного ветра оказывает такое же кратковременное воздействие на воздушную скорость, увеличивая её, как и ослабление попутного ветра.

Сдвиг ветра, создаваемый восходящими или нисходящими воздушными потоками, оказывает влияние на угол атаки крыла, кратковременно изменяя этот угол. Со временем первоначальный угол атаки восстанавливается благодаря продольной устойчивости воздушного судна.

При полёте ВС в нисходящем или восходящем потоке воздух ударяет в крыло не горизонтально, а под небольшим углом к горизонтальной плоскости, который зависит от относительных величин воздушной скорости и скорости нисходящего или восходящего потока. Угол атаки крыла изменяется без изменения положения воздушного судна по тангажу.

Особую опасность представляет нисходящий поток, уменьшающий угол атаки при неизменности угла тангажа (рис. 8.12). Воздействие нисходящего потока на полёт воздушного судна зависит от: конфигурации последнего, интенсивности нисходящего потока, положения нисходящего потока относительно траектории полёта воздушного судна.

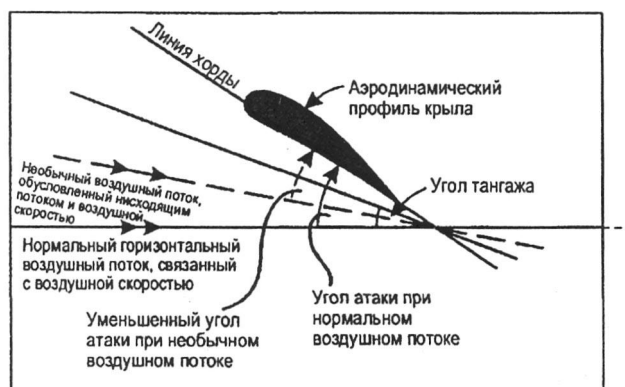


Рис. 8.12. Уменьшение угла атаки вследствие нисходящего воздушного потока при неизменном угле тангажа [27]

Нисходящий поток приводит к уменьшению подъёмной силы крыла и нарушает равновесие сил, действующих на воздушное судно. Появляется результирующая сила, направленная вниз от заданной траектории полёта. Действие восходящего потока имеет противоположную направленность.

Нисходящий поток оказывает на полёт воздушного судна такое же начальное воздействие, что и ослабевающий встречный или усиливающийся попутный ветер. Восходящий поток воздействует на воздушное судно таким же образом, как и усиливающийся встречный или ослабевающий попутный ветер. Однако воздействие нисходящего и восходящего потоков связано с кратковременным изменением угла атаки, а воздействие изменяющегося встречного или попутного ветра связано с изменением воздушной скорости.

Взлётно-посадочная полоса обычно ориентирована так, что повторяемость бокового ветра минимальна. Вместе с тем, боковой сдвиг ветра – изменение боковой составляющей ветра, может оказать воздействие на полёт воздушного судна. Боковой сдвиг ветра не влияет на воздушную скорость и угол атаки, не изменяет состояние равновесия сил, действующих на воздушное судно в вертикальной плоскости. Однако боковой сдвиг ветра оказывает прямое начальное влияние на углы сноса и скольжения, вследствие чего воздушное судно разворачивается по курсу и кренится [27] (рис. 8.13).

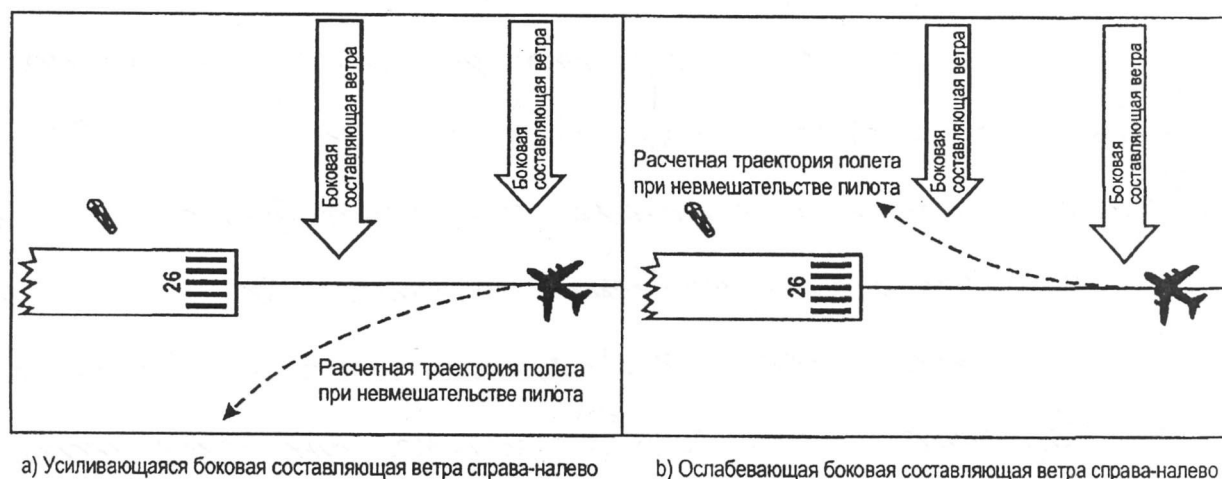


Рис. 8.13. Воздействие бокового сдвига ветра на воздушное судно на этапе посадки при невмешательстве пилота

Проблема критериев интенсивности сдвига ветра является очень сложной и в настоящее время ещё не решена. В 1967 г. пятой Аэронавигационной конференцией, проходившей в Монреале, рекомендованы критерии сдвига ветра в соответствии с которыми интенсивность сдвига ветра представлена четырьмя классами (табл. 8.4).

Таблица 8.4

Критерии интенсивности сдвига горизонтального ветра (ИКАО, 1967 г.)

Интенсивность сдвига ветра	Сдвиг ветра, м/с на 30 м
Слабый	0,1 – 2,0
Умеренный	2,1 – 4,0
Сильный	4,1 – 6,0
Очень сильный	> 6,0

Однако использование данных критериев сдвига ветра нецелесообразно в силу следующих причин:

а) сдвиг ветра одного и того же класса интенсивности может по-разному воздействовать на разные типы воздушных судов;

б) воздействие сдвига ветра на воздушное судно зависит от скорости прохождения ВС через область сдвига ветра; расстояния, на протяжении которого сдвиг ветра действует; и, следовательно, от времени воздействия сдвига ветра на воздушное судно;

в) для пилотов более удобным и понятным является измерение сдвига ветра в единицах ускорения, м/с^2 ;

г) наиболее опасен сдвиг ветра, связанный с грозами, микропорывами, при которых все три составляющие ветра (продольная, боковая и вертикальная) изменяются одновременно;

д) критерии интенсивности не подтверждаются данными большого количества посадок воздушных судов, «очень сильный» сдвиг ветра может не представлять проблемы для пилота при выполнении посадки.

Исследователи предлагают при определении критериев интенсивности сдвига ветра взять в качестве главных факторов быстроту изменения скорости встречного ветра и отношение общей величины изменения скорости встречного ветра к нормальной скорости воздушного судна во время захода на посадку [27].

Признаками сдвига ветра, которые может заметить лётный экипаж, являются существенные изменения: воздушной скорости, положения воздушного судна относительно глиссады при посадке, вертикальной скорости ВС, величины тяги. Первым признаком сдвига ветра часто являются значительные изменения величины тяги, необходимые для сохранения воздушного судна на глиссаде.

Сдвиг ветра сам по себе в атмосфере увидеть невозможно, однако часто могут быть видны результаты воздействия сдвига ветра. Метеорологические условия, предупреждающие о возможности возникновения сдвига ветра на аэродроме, лётный экипаж может наблюдать как с поверхности земли, так и в воздухе. Метеорологические признаки сдвига ветра следующие:

а) сильный, порывистый приземный ветер, действующий на деревья, флаги и т.п.; особенно при наличии холмов и больших построек вблизи аэродрома;

б) чечевицеобразные облака, свидетельствующие о наличии стоячих волн в атмосфере;

в) явление «вирга» — полосы осадков, выпадающих из основания конвективных облаков, но не достигающих поверхности земли вследствие их испарения. Нисходящие потоки при этом сохраняются и достигают поверхности земли;

г) шквальный ворот, расположенный у основания грозового облака, движущийся впереди зоны выпадения дождя и указывающий на наличие фронта порывов;

д) поднимающаяся в воздух пыль в результате действия нисходящего потока под конвективным облаком;

е) ветровые конусы, расположенные на аэродроме, показывают ветер разного направления; причём отмечается быстрое изменение направления ветра во времени;

ж) верхние и нижние части шлейфов дыма движутся в различных направлениях;

з) движение различных слоёв низких облаков в разных направлениях.

Знание метеорологических признаков сдвига ветра вблизи аэродрома позволяет пилоту принять заблаговременное решение, чтобы избежать попадания в зону действия сдвига ветра. Пилот может принять решение об уходе на второй круг, о задержке захода на посадку или взлёта до улучшения метеорологических условий. Если пилот всё-таки принимает решение продолжать полёт, то наличие благоприятных для сдвига ветра метеорологических условий вблизи аэродрома должно заставить пилота более внимательно следить за показаниями бортовых приборов.

Проблема оперативного обнаружения сдвига ветра на малых высотах на аэродромах с помощью наземного оборудования в мировой практике считается решённой. Решению проблемы способствовало успешное использование доплеровских метеорологических радиолокаторов, значительное усовершенствование систем обнаружения сдвига ветра, основанных на применении анемометров. Однако современное оборудование для обнаружения сдвига ветра на малых высотах является сложным и дорогостоящим, требует больших затрат на техническое обслуживание. Поэтому такое оборудование используется в мировой практике только на аэродромах, где не только велика вероятность возникновения опасных сдвигов ветра, но и большая интенсивность полётов [27].

В настоящее время успешно разработаны и сертифицированы бортовые системы переднего обзора для предупреждения о сдвиге ветра. ИКАО рекомендует

оборудовать этими системами турбореактивные воздушные суда с максимальной массой свыше 5700 кг, а также те воздушные суда, на борту которых разрешён провоз более девяти пассажиров.

Турбовинтовые самолёты обычно не столь подвержены воздействию сдвига ветра, как турбореактивные. Это в основном объясняется тем, что увеличение пилотом тяги на турбовинтовом самолёте практически незамедлительно приводит к увеличению воздушного потока (струи воздушного винта), обтекающего крылья, и к увеличению воздушной скорости и подъёмной силы.

На турбореактивных самолётах после максимального увеличения тяги пилотом необходимо, чтобы воздушное судно приобрело ускорение, прежде чем действия пилота преобразуются в большую воздушную скорость и подъёмную силу, а на это уйдёт несколько жизненно важных секунд [27].

Для целей сертификации бортовых систем переднего обзора для предупреждения о сдвиге ветра в США используется следующее определение термина «очень сильный» сдвиг ветра:

Очень сильный сдвиг ветра – «сдвиг ветра такой интенсивности и длительности, который превысил бы лётно-технические характеристики воздушного судна конкретного типа и мог бы вызвать непреднамеренную потерю управления или соприкосновение с землёй, если бы пилот не получил информацию от бортовой системы обеспечения предупреждения о сдвиге ветра и указаний о действиях по избежанию встречи с ним».

Сдвиги ветра на малых высотах делятся на два типа: устойчивый и неустойчивый. Это деление используется при прогнозировании сдвига ветра, которое имеет большое значение для авиации.

Устойчивый сдвиг ветра сохраняется в определённом районе в течение относительно длительного периода времени (несколько часов) и связан со следующими объектами:

- а) атмосферными фронтами;
- б) фронтами морского бриза;
- в) горными волнами;
- г) препятствиями на пути преобладающего воздушного потока;

д) струйными течениями на малых высотах.

При прогнозировании устойчивого сдвига ветра необходимо учитывать интенсивность атмосферного фронта, скорость его перемещения и наклон фронтальной поверхности. Анализ метеорологических наблюдений у поверхности земли и на высотах, основанный на использовании синоптических карт, позволяет определить местоположение, эволюцию, скорость и направление перемещения атмосферных фронтов. Радиолокационные наблюдения позволяют определить характеристики облачных систем, связанных с атмосферными фронтами.

При синоптическом анализе используется информация, поступающая от спутников на полярной орбите и геостационарных метеорологических спутников. Полярноорбитальные спутники обеспечивают информацией по конкретному району каждые 6 час. Геостационарные спутники предоставляют каждые 30 мин изображения облачности, в реальном масштабе времени распределение температуры и влажности в атмосфере, примерно каждый час вертикальные профили температуры и влажности воздуха [27].

Угол наклона фронта определяется в слое атмосферы, представляющем особый интерес для авиации – ниже 500 м над уровнем земли. При известном положении фронта у поверхности земли в определённый момент времени фиксируется высота фронтальной поверхности над землёй впереди приземной линии тёплого фронта или позади холодного фронта. Затем определяется тангенс угла наклона фронта.

Атмосферный фронт является зоной изменения ветра, как по вертикали, так и по горизонтали. Фронтальная поверхность является задерживающим слоем. В связи с её наклоном в сторону холодного воздуха зона сдвига ветра наблюдается впереди приземной линии тёплого фронта и опускается до земной поверхности с приближением этого фронта к аэродрому. При прохождении через район аэродрома холодного фронта зона сдвига ветра поднимается от поверхности земли.

Зная скорость движения и наклон фронта, можно найти период времени, в течение которого сдвиг ветра у фронтальной поверхности будет иметь место в районе аэродрома, где происходит заход на посадку и набор высоты. Например,

если тангенс угла наклона холодного фронта $1/100$, то при скорости смещения фронта 30 км/ч влияние сдвига ветра в слое атмосферы от поверхности земли до высоты 300 м можно ожидать в течение одного часа, а в слое от земли до высоты 100 м – в течение 20 мин (рис. 8.14).

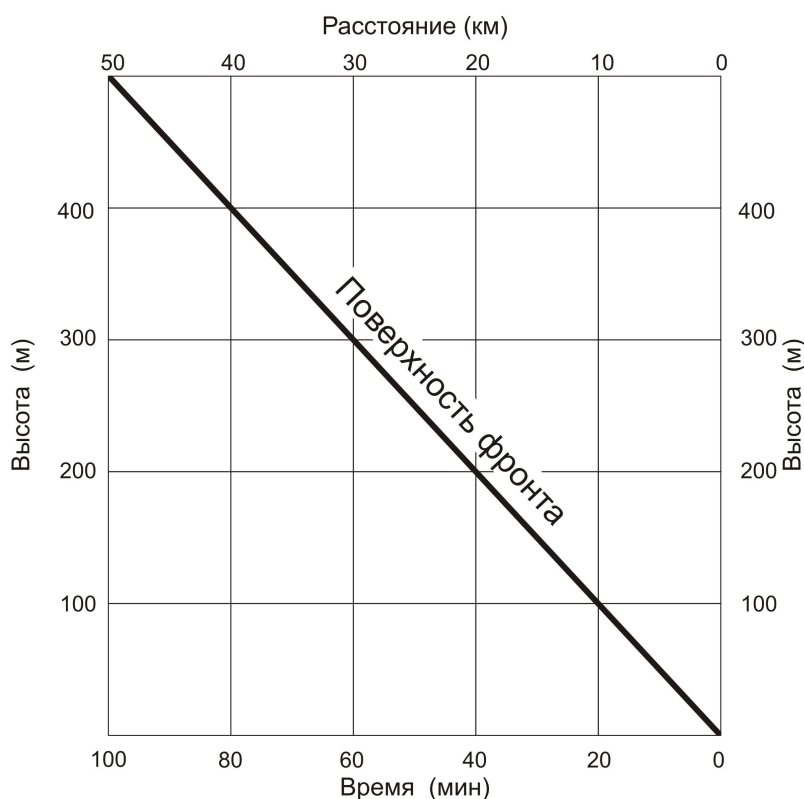


Рис. 8.14. Высота поверхности холодного фронта в зависимости от расстояния до аэродрома. Скорость движения фронта 30 км/ч , угол наклона $1/100$

Существенный сдвиг ветра обычно присутствует вблизи холодных фронтов, движущихся со скоростью 50 км/ч или более. Тёплые и малоподвижные фронты характеризуются, как правило, менее значительными сдвигами ветра, однако эти сдвиги могут оказать длительное и более заметное воздействие на полёт воздушного судна на аэродроме (например, приводя к частым уходам на второй круг), чем быстро движущиеся холодные фронты.

Сдвиг ветра у фронтальной поверхности прямо пропорционален интенсивности фронта, которая определяется контрастом температуры воздуха в зоне фронта – горизонтальным градиентом температуры воздуха в направлении, перпендикулярном линии фронта. Градиент температуры $5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ или более на 90 км считается критерием наличия сдвига ветра [27].

Количественный расчёт сдвига ветра, связанного с фронтальными поверхностями, делается на основе анализа полей ветра и его профилей вблизи атмосферного фронта.

Возникновению устойчивых сдвигов ветра на малых высотах способствуют следующие физико-географические условия: сложный рельеф местности, застройки, неоднородность подстилающей поверхности. На аэродромах, расположенных вблизи крупных водоёмов, морей обычно наблюдается бризовая циркуляция. Морской бриз направлен в дневное время с поверхности водоёма в сторону аэродрома и связан с пологим приземным холодным фронтом, который называется фронтом морского бриза.

Фронт морского бриза наклонен в сторону холодного воздуха, разделяет холодный воздух над морем и тёплый воздух над сушей и является зоной устойчивых сдвигов ветра на малых высотах. В зоне фронта происходит вытеснение тёплого берегового воздуха холодным морским воздухом. Формирование фронта морского бриза зависит от синоптической ситуации и от физико-географических особенностей (рельефа, характеристик водоёма и т.п.).

При оценке возможности сдвига ветра необходимо определить: сформируется ли фронт морского бриза, и, если да, то в какое время, на какое расстояние фронт проникнет на сушу. Сильные фронты морского бриза при благоприятных условиях способны проникать на 50 км вглубь суши. При прохождении фронта морского бриза в районе аэродрома имеет место сдвиг ветра, наблюдается внезапное изменение направления приземного ветра.

Устойчивый сдвиг ветра в районе аэродрома может возникнуть при обтекании препятствий (холмов, построек) преобладающим воздушным потоком. Подверженность аэродрома воздействию такого сдвига ветра определяется на основе анализа климатических данных о ветре. При оценке возможности возникновения сдвига ветра очень важно учитывать местные физико-географические особенности расположения аэродрома и их влияние на господствующие ветра.

Можно рассчитать среднее или среднеквадратическое отклонение скорости порыва от средней скорости приземного ветра за месяц или за год и тем самым

определить, ветры каких направлений являются на аэродроме особенно порывистыми. Возможно, порывистость ветров объясняется тем, что в этих направлениях от аэродрома располагаются холмы или какие-то другие физические препятствия.

Сильные сдвиги ветра в горной местности наблюдаются чаще, чем над равниной, и связаны с местными ветрами. Если аэродром находится на подветренной стороне горной цепи, перпендикулярной направлению господствующих ветров, то он может подвергаться воздействию сдвига ветра, связанного с горными волнами. Хотя подветренные горные волны обычно образуются на высотах выше 500 м, отмечаются случаи, когда амплитуда волн достаточно велика, чтобы оказать влияние на воздушный поток ниже 500 м.

Наличие инверсии температуры воздуха у поверхности земли на подветренной стороне горы препятствует достижению нисходящим потоком земной поверхности. На вершине слоя инверсии создаётся зона сдвига ветра. При неустойчивой стратификации слоя атмосферы примерно ниже 500 м наблюдается роторная деформация воздушного потока; образуются вихри, в области которых приземный ветер имеет направление, противоположное направлению нисходящего потока (см. разд. 8.3).

Устойчивый сдвиг ветра может быть связан со струйным течением на малых высотах. Струйное течение на малых высотах – протяжённая зона сильного ветра в пределах пограничного слоя атмосферы. Ось такого струйного течения обычно находится на высотах ниже 500 м, хотя имеет тенденцию к устойчивому подъёму в процессе формирования струйного течения. Протяженность струйных течений на малых высотах в направлении по потоку может составлять несколько сотен километров.

Для выявления струйных течений на малых высотах иногда используется в качестве критерия скорость ветра 15 м/с [50]. Скорости ветра на оси струйного течения могут достигать 70 м/с и превышать скорость геострофического ветра примерно в 1,5 раза.

Струйные течения на малых высотах могут быть внутримассовыми и фронтальными. Фронтальные струйные течения на малых высотах могут наблюдаться

в любое время суток. Внутримассовые струйные течения чаще всего отмечают в ночные и утренние часы, когда наиболее вероятно образование инверсий в пограничном слое атмосферы.

Формирование внутримассового струйного течения на малых высотах зависит от ряда факторов, главным из которых является радиационное охлаждение воздуха вблизи земной поверхности в ночное время. Струйное течение начинает формироваться после захода и достигает максимума перед восходом солнца. Сдвиг ветра наблюдается ночью или рано утром, когда имеет место слабое перемешивание воздуха в приземном слое и формируется радиационная инверсия. Выше слоя инверсии имеет место «ночное струйное течение», которое ослабевает с восходом солнца. Ночное струйное течение характерно для континентальных степных и пустынных районов [50].

Сдвиги ветра на малых высотах могут быть связаны с инверсиями любого происхождения: фронтальными, радиационными, адвективными. На верхней границе слоя инверсии ветер может быть значительным по скорости и иметь другое направление, вплоть до противоположного, по отношению к ветру в слое инверсии и на нижней границе этого слоя.

Наблюдать за формированием инверсий и измерять ветер на малых высотах можно, используя доплеровскую систему СОДАР, в которой при определении доплеровского смещения используют не радиоволны, а звуковые волны [27].

Неустойчивый сдвиг ветра чаще всего наблюдается в зонах грозовой деятельности. Будучи связан с кучево-дождевыми облаками, фронтами порывов, нисходящими порывами, микропорывами, неустойчивый сдвиг ветра является маломасштабным, скоротечным, продолжаясь несколько минут. Неустойчивый сдвиг ветра перемещается с большой скоростью, обладает большой интенсивностью и является более опасным для авиации, чем устойчивый сдвиг ветра.

Для приближённой оценки наличия сдвига ветра на аэродромах в Российской Федерации используются шаропилотные наблюдения; показания анеоморумбометров, установленных на специальных мачтах, высоких зданиях вблизи аэродромов на высотах примерно 30-50 м над поверхностью земли.

В информацию ATIS включаются данные инструментальных наблюдений за ветром на высотах 30-50 м, а также шаропилотные, прогностические или полученные от лётных экипажей данные о ветре на высоте 100 м и на высоте круга. В сводки METAR включается информация о наличии сдвига ветра на малых высотах в районе аэродрома, переданная с борта воздушного судна.

Полёты в условиях сильного сдвига ветра – это полёты в особых условиях. В Федеральных авиационных правилах [55] определены рекомендации по обеспечению безопасности полётов в условиях сдвига ветра:

При выполнении полета в условиях сдвига ветра летный экипаж:

1. На взлёте и посадке:

- увеличивает расчетные скорости полета, но не превышая установленных ограничений в РЛЭ или эквивалентном ему документе;
- осуществляет повышенный контроль над изменением поступательной и вертикальной скоростей, находясь в готовности к адекватному устранению возникающих отклонений от расчетных параметров и заданной траектории полета.

2. При заходе на посадку:

- немедленно выполняет процедуру прерванного захода на посадку (ухода на второй круг) с использованием взлетного режима, если:
- вертикальная скорость снижения на удалении 4 км и менее от рабочего порога ВПП увеличилась на 3 м/с и более от расчетной скорости,
- или для выдерживания заданной траектории снижения требуется увеличение режима работы двигателей выше номинального режима.

3. Взлёт при прогнозируемом сильном сдвиге ветра и заход на посадку в условиях сильного сдвига ветра не допустимы.

Контрольные вопросы

1. Одним из процессов обледенения воздушных судов является сублимация на поверхностях воздушного судна содержащегося в воздухе водяного пара, что происходит при температуре этих поверхностей значительно:

Варианты ответов:

ниже температуры окружающего воздуха?

выше температуры окружающего воздуха?

2. Скорость нарастания льда на передней кромке крыла называется:

Варианты ответов:

интенсивностью обледенения воздушного судна?

степенью обледенения воздушного судна?

3. Суммарное отложение льда за всё время пребывания воздушного судна в зоне обледенения называется:

Варианты ответов:

интенсивностью обледенения воздушного судна?

степенью обледенения воздушного судна?

4. Температура окружающего воздуха, при которой было отмечено обледенение воздушных судов, варьируется в широких пределах:

Варианты ответов:

от +5 до -50 °C?

от -5 до -20 °C?

от +0 до -60 °C?

5. Самыми опасными видами обледенения являются:

Варианты ответов:

иней?

изморозь?

белый лёд?

матовый лёд?

прозрачный лёд?

6. Хаотическое движение частиц воздуха по сложным траекториям в пространстве и во времени называется:

Варианты ответов:

атмосферная турбулентность?

болтанка?

7. Беспорядочные перемещения в виде тряски, вздрагиваний, резких и значительных перемещений воздушного судна в вертикальной плоскости на десятки, а иногда и сотни метров называется:

Варианты ответов:

атмосферной турбулентностью?

болтанкой?

8. При полёте в одной и той же турбулентной зоне разные типы воздушных судов испытывают болтанку:

Варианты ответов:

одинаковой интенсивности?

различной интенсивности?

9. Положительное приращение перегрузки возникает при воздействии на самолет:

Варианты ответов:

восходящих потоков воздуха?

нисходящих потоков воздуха?

10. Болтанка считается умеренной, если:

Варианты ответов:

$$|\Delta n| < 1,0?$$

$$|\Delta n| = 1,0?$$

$$|\Delta n| > 1,0?$$

11. Высокие значения напряжённости электрического поля (порядка 10^6 В/м), необходимые для возникновения молний, создаются под влиянием:

Варианты ответов:

насыщенности облака каплями воды и ледяных частиц?

турбулентных движений в облаке?

12. На суше в течение года наибольшее число гроз наблюдается:

Варианты ответов:

весной?

летом?

осенью?

зимой?

13. Передняя кромка холодного плотного воздуха кучево-дождевого облака, который, двигаясь вниз (нисходящие потоки), достигают поверхности земли и распространяются во всех направлениях под грозовым облаком, вытесняя более тёплый и менее плотный окружающий воздух, расходятся у поверхности земли и достигают разрушительной силы называется:

Варианты ответов:

фронтом порывов?

шкваловым воротом?

14. Электризация воздушных судов происходит интенсивнее:

Варианты ответов:

в кристаллических облаках?

в капельных облаках ?

15. Воздушное судно электризуется сильнее:

Варианты ответов:

обледеневшее?

с чистой металлической поверхностью?

16. Распределение электрического заряда на поверхности воздушного судна неоднородно. Плотность заряда резко повышается на концах крыльев, стабилизатора, киля, в носовой части фюзеляжа самолёта. Особенно сильное заряджение происходит на:

Варианты ответов:

неметаллических частях поверхности воздушного судна?

металлических частях поверхности воздушного судна?

17. Большинство электрических разрядов в воздушные суда происходит:

Варианты ответов:

на атмосферных фронтах?

во внутримассовой облачности?

18. Наибольшая вероятность поражения воздушных судов электрическими разрядами вне зон грозовой деятельности характерна для:

Варианты ответов:

холодных фронтов?

тёплых фронтов?

19. Изменение скорости и/или направления ветра в пространстве, включая восходящие и нисходящие потоки воздуха, называется:

Варианты ответов:

сдвигом ветра?

турбулентностью атмосферы?

20. В случае посадки воздушное судно может опуститься ниже глиссады и приземлиться до начала ВПП при:

Варианты ответов:

усиливающимся встречном ветре?

ослабевающим встречном ветре?

21. Боковой сдвиг ветра влияет на:

Варианты ответов:

воздушную скорость?

угол атаки?

угол сноса и скольжения?

22. Умеренным сдвиг ветра считается, когда скорость ветра в слое 30 м изменяется на:

Варианты ответов:

2-4 м/с?

0-2 м/с?

4-6 м/с?

23. Сильным сдвиг ветра считается, когда скорость ветра в слое 30 м изменяется на:

Варианты ответов:

4-6 м/с?

2-4 м/с?

более 6 м/с?

24. Очень сильным сдвиг ветра считается, когда скорость ветра в слое 30 м изменяется на:

Варианты ответов:

более 6 м/с?

4-6 м/с?

2-5 м/с?

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Астапенко, П. Д. Авиационная метеорология : учеб. пособие для вузов гражд. авиации / П. Д. Астапенко, А. М. Баранов, И. М. Шварев. – М. : Транспорт, 1985. – 262 с.
2. Баранов, А. М. Авиационная метеорология и метеорологическое обеспечение полетов : учебник для вузов / А. М. Баранов, Г. П. Лещенко, Л. Ю. Белосова. – М. : Транспорт, 1993. – 287 с.
3. Богаткин, О. Г. Авиационная метеорология / О. Г. Богаткин. – СПб. : Изд. РГГМУ, 2005. – 328 с.
4. Воронина, Л. И. Практическое применение современной метеорологической информации на международных воздушных линиях : учеб. пособие / Л. И. Воронина, Л. В. Ярошевич. – М. : АО «ЭКОС», 1999. – 176 с.
5. Ермакова, А. И. Особенности метеорологического обеспечения полетов на международных воздушных линиях / А. И. Ермакова. – М. : Зенит, 1993. – 223 с.
6. Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации России (НМО ГА-95). – М. : Гидрометеиздат, 1995. – 158 с.
7. Федеральные авиационные правила «Подготовка и выполнение полётов в гражданской авиации Российской Федерации» : Пр. Минтранс РФ № 108 от 17.06. 2008. – М. : МАКС Пресс, 2008. – 220 с.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Абрамович, К. Г. Прогноз обледенения самолетов / К. Г. Абрамович – Л. : Гидрометеиздат, 1979. – 27 с.
2. Астапенко, П. Д. Погода и полёты самолётов и вертолётотв / П. Д. Астапенко, А. М. Баранов, И. М. Шварёв – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 280 с.
3. Атлас облаков / Под ред. А. Х. Хргиана, Н. И. Новожилова. – Л. : Гидрометеиздат, 1978. – 268 с.
4. Атмосфера : справочник. – Л. : Гидрометеиздат, 1991. – 509 с.
5. Баранов, А. М. Облака и безопасность полетов / А. М. Баранов. – Л. : Гидрометеиздат, 1983. – 232 с.
6. Баранов, А. М. Авиационная метеорология / А. М. Баранов, С. В. Солонин. – Л. : Гидрометеиздат, 1981. – 383 с.
7. Баранов, А. М. Видимость в атмосфере и безопасность полетов / А. М. Баранов. – Л. : Гидрометеиздат, 1991. – 206 с.
8. Баранов, А. М. Авиационная метеорология : учебник / А. М. Баранов, О. Г. Богаткин, В. Ф. Говердовский, В. Д. Еникеева. – СПб. : Гидрометеиздат, 1992. – 348 с.
9. Богаткин, О. Г. Анализ и прогноз погоды для авиации / О. Г. Богаткин, В. Д. Еникеева. – СПб. : Гидрометеиздат, 1992. – 272 с.
10. Богаткин, О. Г. Авиационные прогнозы погоды / О. Г. Богаткин, Г. Г. Тараканов. – СПб. : РГГМУ, 2003. – 164 с.
11. Брылёв, Г. Б. Характеристики электрически активных зон в слоистообразных облаках / Г. Б. Брылёв, С. Б. Гашина, Б. Ф. Евтеев, И. И. Камалдина. – Л. : Гидрометеиздат, 1989. – 157 с.
12. Винниченко, Н. К. Турбулентность в свободной атмосфере / Н. К. Винниченко, Н. З. Пинус, С. М. Шмeтер, Г. Н. Шур. – Л. : Гидрометеиздат, 1976. – 288 с.

13. Воронцов, П. А. Турбулентность и вертикальные токи в пограничном слое атмосферы / П. А. Воронцов. – Л. : Гидрометеиздат, 1966. – 296 с.
14. Воробьёв, В. И. Синоптическая метеорология / В. И. Воробьёв. – Л. : Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
15. Глазунов, В. Г. Оповещение о сильных сдвигах ветра в районе аэродрома : метод. пособие / В. Г. Глазунов. – Л. : Гидрометеиздат, 1983. – 29 с.
16. ГОСТ 4401-81. Атмосфера стандартная. Параметры. – М. : Изд-во стандартов, 1981.
17. Дубровина, Л. С. Облака и осадки по данным самолётного зондирования / Л. С. Дубровина. – Л. : Гидрометеиздат, 1982. – 216 с.
18. Зверев, А. С. Синоптическая метеорология / А. С. Зверев. – Л. : Гидрометеиздат, 1977. – 706 с.
19. Здорик, Ю. М. Погода и условия полётов в горах: монография / Ю. М. Здорик, А. С. Распутиков. – М. : Изографус, 2003. – 360 с.
20. ИКАО. Конвенция о международной гражданской авиации. – 16-е изд. – Монреаль: ИКАО. – (Международные стандарты и рекомендуемая практика). – Прил. 3: Метеорологическое обеспечение международной аэронавигации. – 2007. – 322 с.
21. ИКАО. (Дос 9837) Руководство по автоматическим системам метеорологического наблюдения на аэродромах. – 1-е изд. – Монреаль: ИКАО, 2006. – 88 с.
22. ИКАО. (Дос 8896 - AN/863/5). Руководство по авиационной метеорологии. – 7-е изд. – Монреаль: ИКАО, 2006. – 180 с.
23. ИКАО. (Дос 9640 - AN/940). Руководство по противообледенительной защите воздушных судов на земле. – 2-е изд. – Монреаль: ИКАО, 2000. – 37 с.
24. ИКАО. (Дос 7192 - AN/837). Руководство по обучению. Часть F-1. Метеорология для диспетчеров и пилотов. – 1-е изд. – Монреаль: ИКАО, 2002. – 33 с.
25. ИКАО. (Дос 9328 - AN/908). Руководство по практике наблюдения за дальностью видимости на ВПП и передачи сообщений о ней. – 3-е изд. – Монреаль: ИКАО, 2005. – 120 с.

26. ИКАО. (Дос 7488/3). Руководство по Стандартной атмосфере ИКАО. – 3-е изд. – Монреаль: ИКАО, 1993. – 315 с.
27. ИКАО. (Дос 9817 - AN/449). Руководство по сдвигу ветра и турбулентности на малых высотах. – 1-е изд. Монреаль: ИКАО, 2005. – 253 с.
28. ИКАО. (Circ 186- AN/122). Сдвиг ветра. – Монреаль: ИКАО, 2002. – 209 с.
29. Имянитов, И. М. Электризация самолетов в облаках и осадках / И. М. Имянитов. – Л. : Гидрометеиздат, 1970. – 212 с.
30. Имянитов, И. М. Причины статической электризации самолётов и меры уменьшения её опасности: метод письмо / И. М. Имянитов, Б. Ф. Евтеев. – Л. : Гидрометеиздат, 1984. – 44 с.
31. Ковалёв, В. А. Видимость в атмосфере и её определение / В. А. Ковалёв. – Л. : Гидрометеиздат, 1988. – 216 с.
32. Кравченко, И. В. Лётчику о метеорологии / И. В. Кравченко. – М. : Воениздат, 1982. – 255 с.
33. Матвеев, Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы / Л. Т. Матвеев. – СПб. : ГИМИЗ, 2000. – 778 с.
34. Маховер, З. М. Авиационно-климатические характеристики северного полушария / З. М. Маховер, Л. А. Нудельман. – Т. 1: Облачность. – М. : Гидрометеиздат, 1987. – 230 с.
35. Маховер, З. М. Авиационно-климатические характеристики северного полушария / З. М. Маховер, Л. А. Нудельман. – Т. 2: Горизонтальная видимость, опасные явления и сложные для авиации условия погоды. – М. : Гидрометеиздат, 1989. – 136 с.
36. Маховер, З. М. Метеорологические условия на международных воздушных трассах / З. М. Маховер, Г. Я. Наровлянский, С. В. Солонин. – Л. : Гидрометеиздат, 1973. – 218 с.
37. Метеорологическая информация и безопасность полетов / А. Я. Верещагин, В. А. Русол, А. В. Федоткин и др. – М. : Транспорт, 1991. – 64 с.
38. Метеорологические условия полетов воздушных судов в верхней тропосфере и нижней стратосфере над территорией СССР : справ. пособие / А. А. Ва-

сильев, Т. П. Капитанова, Т. В. Лешкевич, Н. З. Пинус, В. С. Чередниченко ; под ред. Н. З. Пинуса. – М. : Гидрометеиздат, 1982. – 180 с.

39. Моргунов, В. К. Основы метеорологии и климатологии. Метеорологические приборы и методы наблюдений : учебник / В. К. Моргунов. – Ростов/Д. : Феникс; Новосибирск : Сибирское соглашение, 2005. – 331 с.

40. Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации России (НМО ГА-95). – М. : Гидрометеиздат, 1995. – 158 с.

41. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 4. Аэрологические наблюдения на станциях. Ч. III. Температурно-ветровое зондирование атмосферы. – СПб. : Гидрометеиздат, 2004. – 311 с.

42. Новые тенденции в гидрометеорологии. – СПб. : Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, 1998. – 108 с.

43. Облака и облачная атмосфера: справочник / под ред. И. П. Мазина, А. Х. Хргиана. – Л. : Гидрометеиздат, 1989. – 647 с.

44. Правила эксплуатации метеорологического оборудования аэродромов гражданской авиации (ПЭМОА-2002). – 3-е изд. – СПб. : Гидрометеиздат, 2002. – 216 с.

45. Практикум по синоптической метеорологии / Под ред. В. И. Воробьева. – СПб. : Изд. РГГМУ, 2005. – 304 с.

46. Приходько, Н. Г. Справочник инженера-синоптика / Н. Г. Приходько. – Л. : Гидрометеиздат, 1986. – 317 с.

47. Психрометрические таблицы / Сост. Д. П. Беспалов, Л. Т. Матвеев, В. Н. Колов, Л. И. Наумова. – Л. : Гидрометеиздат, 1981. – 270 с.

48. Пчёлко, И. Г. Авиационная метеорология / И. Г. Пчёлко. – М. : Гидрометеиздат, 1963. – 348 с.

49. Рацимор, М. Я. Наклонная видимость / М. Я. Рацимор. – Л. : Гидрометеиздат, 1987. – 136 с.

50. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации / Под ред. К. Г. Абрамович, А. А. Васильева. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 303 с.

51. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 702 с.
52. Руководство по практике метеорологических подразделений, обслуживающих авиацию. – 2-е изд. – Женева : ВМО-№732, 2003. – 50 с.
53. Руководство по определению дальности видимости на ВПП (RVR) – М.: РД 52.21.680-2006, 2006. – 95 с.
54. Семенченко, Б. А. Физическая метеорология / Б. А. Семенченко. – М. : Аспект Пресс, 2002. – 415 с.
55. Федеральные авиационные правила «Подготовка и выполнение полётов в гражданской авиации Российской Федерации»: Пр. Минтранс РФ № 108 от 17.06. 2008. – М. : МАКС Пресс, 2008. – 220 с.
56. Хргиан, А. Х. Физика атмосферы : в 2 т. / А. Х. Хргиан. – Л. : Гидрометеиздат, 1978. – Т. 1. – 247 с.; Т. 2. – 219 с.
57. Хромов, С.П. Метеорологический словарь / С. П. Хромов, Л. И. Мамонтова. – Л. : Гидрометеиздат, 1974. – 568 с.
58. Хромов, С. П. Метеорология и климатология / С. П. Хромов, М. А. Петросянц. – М. : изд-во МГУ, Колосс, 2004. – 582 с.
59. Шакина, Н. П. Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ / Н. П. Шакина, Е. Н. Скриптунова, А. Р. Иванова // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 6. – С. 40-58.
60. Шакина, Н. П. Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. IV. Аэропорт Нижний Новгород / Н. П. Шакина, Е. Н. Скриптунова, А .А. Завьялова // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 7. – С. 25-39.
61. Шелковников, М. С. Мезометеорологические процессы в горных районах и их влияние на полеты воздушных судов / М. С. Шелковников. – Л. : Гидрометеиздат, 1985. – 208 с.
62. Шметер, С. М. Термодинамика и физика конвективных облаков / С. М. Шметер. – Л. : Гидрометеиздат, 1987. – 287 с.

63. Шметер, С. М. Влияние мезометеорологических процессов в нижней тропосфере на условия полётов воздушных судов на малых и средних высотах / С. М. Шметер, А. А. Постнов, Н. А. Безрукова. – М. : ГИМИЗ, 1988. – 52 с.
64. Эльянова, Н. Е. Англо-русский словарь по авиационной метеорологии / Н. Е. Эльянова. – М. : Изограф, 1996. – 320 с.
65. Яковлев, А. М. Авиационная метеорология / А. М. Яковлев. – М. : Транспорт, 1971. – 246 с.
66. Bill Maynard, B. Long experience with AWOS indicates a level of safety comparable to human observation / B. Maynard // ICAO Journal. – Vol. 59. – № 4. – 2004. – P. 11-13.
67. Inadequate weather communication cited in B737 microburst downdraft incident // ICAO Journal. – Vol. 59. – № 4. – 2004. – P. 18-20.
68. Shun, C. M. Ongoing research in Hong Kong has led to improved wind shear and turbulence alerts / C. M. Shun // ICAO Journal. – Vol. 58. – № 2. – 2003. – P. 4-6.

Приложение 1

Температура (Т, t), давление (p), плотность воздуха (ρ), геометрическая
высота (h) и ускорение силы тяжести (g) в функции
геопотенциальной высоты (H) в СА

H, гп.м	H, м	T, K	t, °C	p, гПа	ρ, кг/м ³	g, м/с ²
-50	-50	288,475	15,325	1019,27	1,23089	9,8068
0	0	288,150	15,000	1013,25	1,22500	9,8067
50	50	287,825	14,675	1007,26	1,21913	9,8065
100	100	287,500	14,350	1001,29	1,21328	9,8063
150	150	287,175	14,025	995,359	1,20746	9,8062
200	200	286,850	13,700	989,453	1,20165	9,8060
250	250	286,525	13,375	983,575	1,19587	9,8059
300	300	286,200	13,050	977,725	1,19011	9,8057
350	350	285,875	12,725	971,904	1,18436	9,8056
400	400	285,550	12,400	966,111	1,17864	9,8054
450	450	285,225	12,075	960,354	1,17295	9,8053
500	500	284,900	11,750	954,608	1,16727	9,8051
550	550	284,575	11,425	948,898	1,16161	9,8050
600	600	284,250	11,100	943,216	1,15598	9,8048
650	650	283,925	10,775	937,562	1,15036	9,8046
700	700	283,600	10,45	931,935	1,14477	9,8045
750	750	283,275	10,125	926,336	1,13920	9,8043
1000	1000	281,650	8,500	898,746	1,11164	9,8036
1500	1500	278,400	5,250	845,560	1,05807	9,8020
3000	3001	268,650	-4,500	701,085	0,909122	9,7974
5550	5555	252,075	-21,075	501,659	0,693293	9,7895
7200	7208	241,350	-31,800	399,176	0,576176	9,7844
9150	9163	228,675	-44,475	300,626	0,45798	9,7784
10350	10367	220,875	-52,275	250,501	0,395094	9,7747
11000	11019	216,650	-56,500	226,320	0,363918	9,7727
11800	11822	216,650	-56,500	199,497	0,320786	9,7703

Примеры расшифровки телеграмм METAR и TAF

SA UWLL 200800Z 18010G15MPS 1200 R20/P2000U TSRA OVC020CB 20/18
Q1013 RE+SHRA WS RWY20 NOSIG RMK QFE752/1003 20290050=

FT UWLL 200800Z 2009/2109 18010G15MPS 3000 BR OVC020CB TEMPO
2012/2016 TSRA=

Сводка погоды	Расшифровка телеграмм METAR, TAF	Прогноз погоды
SA	SA – регулярная сводка, SP – специальная сводка; FC, FT – прогнозы	FT
UWLL	Указатель аэродрома, ИКАО	UWLL
200800Z	Время составления сводки и прогноза, Z означает UTC; 2 цифры – дата, 2 цифры – часы, 2 цифры – минуты: 20 числа 8ч 00мин UTC	200800Z
	Начало действия прогноза (дата, час)/конец действия прогноза (дата, час): 20 числа с 9 UTC до 21 числа 9 UTC	2009/2109
18010G15MPS	Приземный ветер: 3 цифры – истинное направление, 2 цифры – средняя скорость, G – порыв, 2 цифры – величина порыва; единицы измерения: MPS – м/с, КМН – км/ч, КТ – узлы: 180 °, 10 пор 15 м/с	18010G15MPS
1200	Метеорологическая дальность видимости в метрах	3000
R20/P2000U	Дальность видимости на ВПП, R – указатель группы, 20 – номер ВПП, / P означает более, 4 цифры – видимость в метрах, за последние 10 минут: U – улучшалась D – ухудшалась, N – не изменялась.	
TSRA	TS – гроза, RA – дождь, BR – дымка	BR
OVC020CB	Количество облаков в октах: OVC – 8, BKN – 5-7, SCT – 3-4, FEW – 1-2, 3 цифры – высота НГО в единицах, кратных 30 м: 20·30 = 600 м CB – кучево-дождевые облака	OVC020CB
20/18	Температура воздуха и точка росы в целых градусах Цельсия	
Q1013	Давление QNH 1013 гПа	
RE +SHRA	RE – погода между сроками наблюдения, сильный ливневый дождь	
WS RWY20	Сдвиг ветра наблюдается на ВПП 20	
NOSIG	Прогноз на посадку – на ближайшие 2 часа – без существенных изменений	
RMK	Примечание	
QFE752/1003	Давление на аэродроме 752 мм рт. ст. или 1003 гПа	
20290050	Состояние ВПП: 20 – номер ВПП, 2 – мокрая, вода местами, 9 – 51-100 %; 00 – менее 1 мм, 50 – коэффициент сцепления 0,5	
	Временами 20 числа с 12 до 16 ч гроза с дождём. Непрерывная продолжительность ожидаемого явления – менее 1 ч, общая продолжительность явления – менее половины периода прогноза – менее 2 ч	TEMPO 2012/2016 TSRA

Особые явления наблюдаемой и прогнозируемой погоды

Интенсивность или близость явления:

«-» – Light, слабый,

«+» – Heavy, сильный,

Нет знака – Moderate, умеренный;

VC – In the vicinity, в радиусе 8 км от аэродрома.

Дескрипторы:

MI – Shallow, поземный, менее 2 м над поверхностью земли,

BC – Patches, обрывки, клочья, гряды, покрывающие местами аэродром,

PR – Partial, частичный,

TS – Thunderstorm, гроза,

SH – Shower, ливневый,

BL – Blowing, метель,

DR – Drifting, поземок,

FZ – Super cooled, переохлажденный.

Атмосферные осадки:

DZ – Drizzle, морось,

RA – Rain, дождь,

SN – Snow, снег,

SG – Snow grains, снежные зерна,

IC – Diamond dust, ледяные иглы,

PL – Feeble pellets, ледяной дождь,

GR – Hail, град (диаметр 5 мм или более),

GS – Small hail, ледяная или снежная крупа (диаметр менее 5 мм).

Явления, ухудшающие видимость:

BR – Mist, дымка,

FG – Fog, туман,

FU – Smoke, дым,

DU – Dust, пыль,

SA – Sand, песок,

HZ – Haze, мгла,

VA – Volcanic ash, вулканический пепел.

Опасные явления:

PO – Well developed dust, sand whirls, пыльные и песчаные вихри,

SQ – Squall, шквал,

FC – Funnel cloud, tornado, water spout, смерч,

SS – Sand storm, песчаная буря,

DS – Dust storm, пыльная буря.

Группа состояния ВПП в телеграммах METAR (8 цифр)

Первые две цифры – номер ВПП. При наличии параллельных ВПП при кодировании к номеру правой ВПП прибавляется 50.

88 – информация для всех ВПП.

99 – повторение последнего сообщения, т.к. новых данных нет.

Третья цифра – условия покрытия ВПП:

0 – сухая и чистая;

1 – влажная;

2 – мокрая или вода местами;

3 – иней или изморозь;

4 – сухой снег;

5 – мокрый снег;

6 – слякоть;

7 – лед;

8 – уплотненный или укатанный снег;

9 – замерзшая неровная поверхность;

/ – нет данных.

Четвертая цифра – степень покрытия ВПП:

1 – 10 % и менее;

2 – 11-25 %;

5 – 26-50 %;

9 – 51-100 % ВПП;

/ – нет данных.

Пятая и шестая цифры – толщина покрытия ВПП:

00 – менее 1 мм;

01 – 1 мм;

02 – 2 мм;

...

90 – 90 мм;

91 – не используется;

92 – 10 см;

93 – 15 см;

94 – 20 см;

95 – 25 см;

96 – 30 см;

97 – 35 см;

98 – 40 см;

99 – ВПП не работает;

// – нет данных.

Седьмая и восьмая цифры – коэффициент сцепления в % или эффективность торможения. Если седьмая цифра 9, то эффективность торможения:

91 – плохая; 92 – плохая/средняя;

93 – средняя; 94 – средняя/хорошая;

95 – хорошая; 99 – ненадежное измерение;

// – нет данных, ВПП не работает, аэродром закрыт.

Сокращение CLRD означает, что ВПП сухая и чистая.

Сведения об авторе

Сафонова Татьяна Владимировна, кандидат педагогических наук, доцент кафедры управления воздушным движением УВАУ ГА (и). Окончила Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (1978). После окончания вуза до 1994 года работала инженером-синоптиком на авиационной метеорологической станции. С 1994 г. преподает авиационную метеорологию в Ульяновском высшем авиационном училище гражданской авиации (институте). Автор 40 научных и учебно-методических работ.

САФОНОВА
ТАТЬЯНА ВЛАДИМИРОВНА

Учебное пособие

АВИАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Подписано в печать 20.10.2009. Формат 60×90/16. Бумага офсетная

Печать офсетная. Усл. печ. л. 14,94. Уч. изд. л. 12,99.

Тираж 350 Заказ

РИО и УОП УВАУ ГА. 432071. г. Ульяновск, ул. Можайского, 8/8