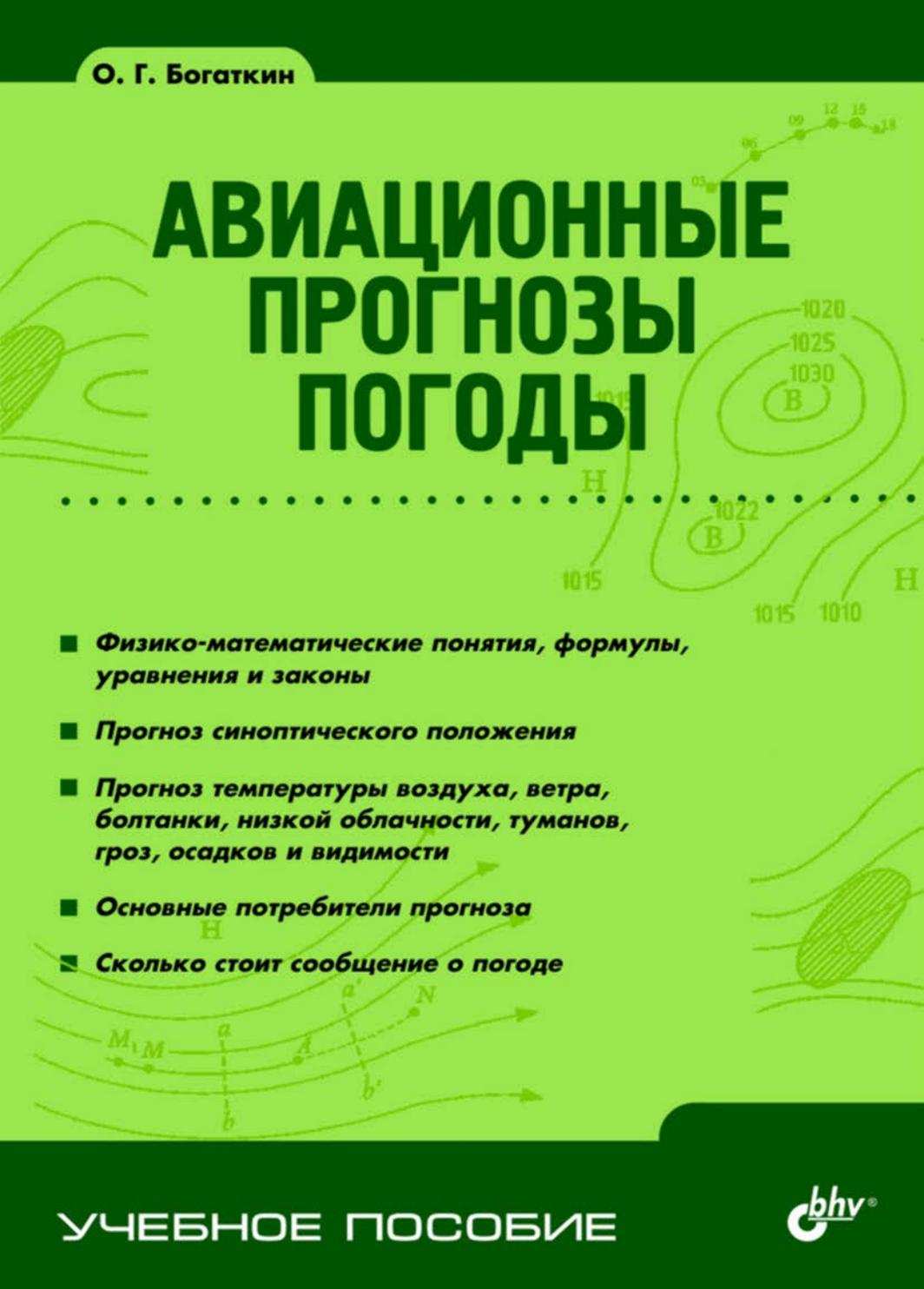


АВИАЦИОННЫЕ ПРОГНОЗЫ ПОГОДЫ

The background features a stylized weather map. It includes isobars (lines of equal pressure) labeled with values such as 1015, 1020, 1025, 1030, and 1035. There are also isotherms (lines of equal temperature) labeled with values like 03, 06, 09, 12, 15, and 18. High (H) and low (B) pressure systems are indicated. A dashed line with dots runs horizontally across the middle of the map. In the bottom left, there are curved arrows representing wind patterns, with points labeled M, M', A, N, a, a', b, and b'.

- *Физико-математические понятия, формулы, уравнения и законы*
- *Прогноз синоптического положения*
- *Прогноз температуры воздуха, ветра, болтанки, низкой облачности, туманов, гроз, осадков и видимости*
- *Основные потребители прогноза*
- *Сколько стоит сообщение о погоде*

О. Г. Богаткин

АВИАЦИОННЫЕ ПРОГНОЗЫ ПОГОДЫ

**2-е издание,
стереотипное**

Рекомендовано Учебно-методическим объединением
по образованию в области гидрометеорологии в качестве учебного пособия
по дисциплине «Авиационная метеорология» для студентов высших учебных
заведений, обучающихся по направлению Гидрометеорология

Санкт-Петербург
«БХВ-Петербург»
2010

УДК 519.24:556.5(075.8)

ББК 26.23я73

Б73

Богаткин О. Г.

Б73 Авиационные прогнозы погоды. — 2-е изд., стереотипное. — СПб.: БХВ-Петербург, 2010. — 288 с.: ил. — (Учебное пособие)

ISBN 978-5-9775-0605-2

Кратко изложены основы метеорологии, а также физические причины возникновения различных неблагоприятных и опасных явлений погоды. На простых примерах и с использованием несложного математического аппарата показана взаимосвязь процессов, происходящих в атмосфере. Рассмотрены современные методы прогноза опасных явлений погоды (температуры воздуха, ветра, атмосферной турбулентности, низкой облачности, туманов, гроз, осадков, видимости и др.), используемые в практике метеорологического обеспечения гражданской авиации. Приведена полезная справочная информация, а также оценка экономического эффекта метеорологических прогнозов.

Для студентов гидрометеорологических вузов, курсантов летных училищ, специалистов-метеорологов, а также для летного и диспетчерского состава гражданской и военной авиации

УДК 519.24:556.5(075.8)

ББК 26.23я73

Рецензенты:

А. Б. Майзельс, заместитель директора Северо-Западного филиала Метеоагентства Росгидромета по авиационно-метеорологическому обеспечению

Л. Ю. Белоусова, кандидат географических наук, профессор, заведующий кафедрой авиационной метеорологии Санкт-Петербургского университета гражданской авиации

Оглавление

Предисловие	9
ЧАСТЬ I. ДАВАЙТЕ ВСПОМНИМ	11
Глава 1. Разные "единицы"	13
1.1. Единицы измерения атмосферного давления	13
1.2. Единицы измерения плотности воздуха	15
1.3. Единицы измерения геопотенциала	16
1.4. Единицы измерения температуры	16
1.5. Единицы измерения скорости и направления ветра	17
1.6. Единицы измерения влажности воздуха	19
1.7. Единицы измерения величины перегрузки воздушных судов, обусловленные турбулентностью	21
1.8. Единицы измерения облачности	22
1.9. Единицы измерения видимости	23
1.10. Единицы измерения осадков	25
1.11. Единицы измерения интенсивности обледенения и гололеда	26
1.12. Единицы работы и энергии	26
1.13. Единицы измерения потока и притока тепла (энергии)	27
1.14. Единицы мощности	27
1.15. Единицы измерения световых величин	28
1.16. Единицы измерения уровня звукового давления	28
1.17. Приставки для обозначения кратных единиц	29
1.18. Нестандартные единицы	30
Глава 2. Забытые понятия, формулы, уравнения и законы	32
2.1. Стандартная атмосфера	32
2.2. Градиент	34
2.3. Разные температуры	34
Виртуальная температура	34
Потенциальная температура	35

Эквивалентная температура.....	35
Псевдоэквивалентная температура (псевдотемпература)	36
Псевдопотенциальная температура.....	36
Эквивалентно-потенциальная температура.....	36
2.4. Масштабы атмосферных процессов.....	37
2.5. Ветер в атмосфере.....	38
2.6. Вода в атмосфере	44
2.7. Устойчивость атмосферы.....	47
2.8. Атмосферные фронты.....	51
2.9. Виды прогнозов погоды и методы их разработки.....	56
2.10. Основные статистические понятия.....	60
Глава 3. Разные уравнения и понятия.....	62
3.1. Уравнение состояния газов	62
3.2. Основное уравнение статики атмосферы.....	62
3.3. Уравнения сухой и влажной адиабаты	64
3.4. Приближенное вычисление метеорологических величин	65
Вычисление первой производной.....	66
Вычисление второй производной.....	67
Вычисление градиентов	68
Вычисление лапласианов (операторов Лапласа)	69
Вычисление якобианов (операторов Якоби)	70
3.5. Уравнение Клаузиуса — Клайперона.....	70
3.6. Первое и второе начало термодинамики	71
Первое начало термодинамики.....	71
Второе начало термодинамики.....	73
3.7. Основные (исходные) уравнения гидродинамики и термодинамики атмосферы.....	75
Уравнения движения	75
Основное уравнение статики атмосферы	75
Уравнение неразрывности	76
Уравнение притока тепла.....	76
Уравнение состояния.....	76
3.8. Понятие о дивергенции	77
3.9. Уравнение вихря скорости	78
3.10. Понятие об адвекции и трансляции.....	80
3.11. Радиационный баланс	81
Радиационный баланс земной поверхности	81
Радиационный баланс атмосферы	82
Радиационный баланс системы "земля — атмосфера".....	82
3.12. Основные законы излучения.....	83
Закон Стефана — Больцмана.....	84
Закон Вина.....	84
Закон Кирхгофа.....	84

Глава 4. Прогноз синоптического положения.....	86
4.1. Комплексный анализ атмосферных процессов	86
4.2. Общие принципы прогноза синоптического положения.....	89
Построение траектории частицы.....	90
Принципы линейной экстраполяции.....	92
4.3. Возникновение, эволюция и перемещение циклонов	94
Общие положения.....	94
Возникновение циклонов	95
Эволюция циклонов.....	99
Регенерация циклонов	99
Правила перемещения циклонов	101
4.4. Возникновение, эволюция и перемещение антициклонов	103
Общие положения.....	103
Возникновение антициклонов	104
Эволюция антициклонов	106
Перемещение антициклонов	106
4.5. Перемещение и эволюция атмосферных фронтов	107
Перемещение атмосферных фронтов.....	107
Эволюция фронтов	109
ЧАСТЬ II. ДАВАЙТЕ ПРОГНОЗИРОВАТЬ.....	111
Глава 5. Прогноз температуры воздуха.....	113
5.1. Основные потребители прогноза температуры	113
5.2. Прогноз минимальной температуры воздуха	114
Метод А. С. Зверева.....	115
Метод М. Е. Берлянда	117
Формула Михельсона	117
Формулы Куприянова.....	118
Метод прогноза минимальной температуры, применяемый на одной из АМСГ на острове Сахалин	118
Метод прогноза минимальной температуры, применяемый в Якутске	118
5.3. Прогноз максимальной температуры воздуха	119
По аэрологической диаграмме	119
По полуэмпирическим формулам	121
5.4. Сверхкраткосрочный прогноз температуры воздуха у поверхности Земли	121
5.5. Прогноз температуры воздуха на высотах.....	124
5.6. Прогноз заморозков	125
Метод Михельсона	125
Метод Броунова	126
Глава 6. Прогноз ветра.....	127
6.1. Основные потребители прогноза ветра.....	127
6.2. Прогноз направления ветра.....	129

6.3. Прогноз скорости ветра у земли	131
Метод А. С. Зверева.....	131
Метод О. Г. Богаткина.....	132
Прогноз максимального ветра при грозах по аэрологической диаграмме	132
Определение скорости порывов ветра	135
6.4. Прогноз скорости ветра на высотах	140

Глава 7. Прогноз атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку воздушных судов..... 144

7.1. Основные потребители прогноза турбулентности	144
7.2. Синоптический метод прогноза атмосферной турбулентности.....	147
7.3. Физико-статистические методы прогноза атмосферной турбулентности	151
7.4. Нестандартные методы прогноза атмосферной турбулентности.....	155

Глава 8. Прогноз низкой облачности 158

8.1. Основные потребители прогноза низкой облачности.....	158
8.2. Прогноз формы и количества облаков	159
8.3. Прогноз высоты нижней границы облаков.....	161
Прогноз высоты нижней границы облаков по полуэмпирическим формулам....	161
Прогноз высоты нижней границы облачности по методу Е. И. Гоголевой.....	162
Прогноз высоты нижней границы облачности по методу ГАМЦ.....	165
Прогноз облачности ниже 400 м в Красноярске	166
Прогноз высоты нижней границы облаков по методу В. М. Ярковой.....	167
Прогноз низкой облачности в Воркуте	167
8.4. Прогноз высоты верхней границы облаков	173
8.5. Прогноз конденсационных облачных следов за самолетами.....	174

Глава 9. Прогноз туманов..... 176

9.1. Основные потребители прогноза туманов	176
9.2. Прогноз радиационных туманов.....	177
Прогноз туманов по методу Н. В. Петренко	178
Прогноз туманов по методу Б. В. Кирюхина.....	180
Прогноз туманов по методу А. С. Зверева.....	182
Прогноз туманов по методу Д. Н. Лаврищева.....	183
Прогноз туманов в Средней Азии	184
Оперативные методы прогноза радиационных туманов	185
Метод Р. М. Меджитова.....	188
9.3. Прогноз адвективных туманов.....	189
9.4. Прогноз туманов испарения и фронтальных туманов	197
9.5. Прогноз туманов при отрицательной температуре воздуха.....	200

Глава 10. Прогноз гроз 203

10.1. Основные потребители прогноза гроз.....	203
10.2. Условия образования и классификация гроз	205

10.3. Оценка готовности атмосферы к развитию конвективных возмущений	208
10.4. Основные методы прогноза гроз	210
Прогноз гроз методом частицы	210
Прогноз гроз по методу Н. В. Лебедевой	210
Прогноз гроз по методу Бейли.....	212
Прогноз гроз по методу Вайтинга	214
Прогноз гроз по методу Фауста.....	215
Прогноз гроз по методу Г. Д. Решетова.....	216
Прогноз гроз по методу И. А. Славина	217
Прогноз гроз по методу Кокса.....	218
10.5. Методы прогноза града	220
10.6. Методы сверхкраткосрочного прогноза систем глубокой конвекции	223
Линии неустойчивости (шквалов)	224
Гряды кучево-дождевых облаков масштаба мезо-β.....	226
Мезомасштабные конвективные комплексы	227
Мезоскопления кучево-дождевых облаков.....	229
Обнаружение СГК.....	229
10.7. Смерчи	233
Глава 11. Прогноз осадков	239
11.1. Основные потребители прогноза осадков.....	239
11.2. Типы осадков и их общий прогноз.....	241
11.3. Прогноз морозящих и обложных осадков	243
11.4. Прогноз ливневых осадков.....	247
11.5. Прогноз гололеда и гололедицы	248
Глава 12. Прогноз видимости	254
12.1. Основные потребители прогноза видимости.....	254
12.2. Прогноз видимости в дымках и туманах.....	256
12.3. Прогноз видимости в осадках	258
12.4. Прогноз видимости в метелях, пыльных и песчаных бурях и мгле.....	260
Глава 13. Сколько стоит сообщение о погоде?.....	265
13.1. Основные потребители прогнозов	265
13.2. Ориентировочная качественная оценка потерь от опасных и неблагоприятных явлений погоды	268
13.3. Ориентировочная количественная оценка потерь от опасных и неблагоприятных явлений погоды	273
Заключение.....	277
Литература	278
Предметный указатель	281

Предисловие

В последнее время в различных отраслях народного хозяйства потребителей краткосрочных и сверхкраткосрочных прогнозов погоды становится все больше и больше. Это и работники транспорта (в первую очередь авиационного), и сельского хозяйства, и коммунальных служб городов и целых регионов, и руководители различных спортивных организаций, и работники МЧС, и военные, и многие-многие другие. Очень многих интересует прогноз погоды не только на 12—24 часа, но иногда даже на ближайшие 15—20 минут. Проблеме краткосрочных и сверхкраткосрочных прогнозов погоды и посвящена данная монография.

Авторы поставили перед собой сложную и не совсем обычную задачу. Дело в том, что, несмотря на развитие вычислительной техники и различных численных схем прогноза, в настоящее время прогнозы погоды, разработанные синоптиками, имеют более высокую оправдываемость. И, пожалуй, рано отказываться от специалистов-синоптиков и синоптической метеорологии.

Вне всякого сомнения, что за численными методами прогноза будущее, но эра "численников" наступит у нас еще не скоро. Это обусловлено как несовершенством численных моделей прогноза (ведь модель — это предположение), так и несовершенством вычислительной техники.

Почему прогнозы погоды, разработанные синоптическим методом, имеют достаточно высокую оправдываемость, зачастую превышающую оправдываемость численных методов прогноза? Дело в том, что синоптику часто приходится даже сейчас работать на таких метеостанциях, где *еще* практически нет ЭВМ, а у синоптика *уже* нет достаточных знаний по динамической метеорологии, математике и другим теоретическим дисциплинам. Вот и приходится инженеру-синоптику не от хорошей жизни совершенствовать свои навыки в синоптических методах прогноза. И эти методы дают хорошие результаты.

Причина этого, на наш взгляд, заключается в том, что синоптические методы прогноза основаны на правилах динамической метеорологии, которую си-

ноптик может и не помнить, но, выражаясь современным языком, технологию разработки прогноза по картам погоды такой специалист знает досконально. В результате получается, что, сам того не подозревая, синоптик часто использует не только положения и законы динамической метеорологии, но и различные численные модели прогноза.

В данной книге авторы предприняли попытку напомнить читателям основные моменты как общей, так и динамической метеорологии, по возможности связать синоптические правила с теоретическими положениями динамической метеорологии и показать современную технологию разработки краткосрочного и сверхкраткосрочного прогноза отдельных метеорологических элементов и явлений погоды.

Авторы не претендуют на полноту изложения всех вопросов, связанных с синоптической метеорологией, динамической метеорологией и численными методами прогноза. Ими рассматривались только те вопросы, которые имеют непосредственное отношение к авиационным прогнозам погоды. Авторы будут благодарны всем читателям за критические замечания и пожелания в адрес этой книги.

В данном учебном пособии "титულный автор" один — О. Г. Богаткин, но большая помощь в написании пособия автору была оказана проф. Г. Г. Таракановым. Он, кроме того, написал несколько разделов книги (*разд. 1.15, 2.4, 3.8—3.10 и 10.6*). Вот поэтому в предисловии и тексте иногда вместо слова "автор" встречается слово "авторы".

Данное издание должно быть полезно студентам и аспирантам гидрометеорологических институтов и университетов, преподавателям метеорологических дисциплин, научным работникам и синоптикам-практикам.



ЧАСТЬ I

Давайте вспомним

Новое — это хорошо забытое старое.
Соломон мудрый

Уважаемые читатели!

Если исходить из того, что вопросы метеорологии вам знакомы, то содержание данной части книги вам покажется очень простым и понятным. Но вся беда заключается в том, что "погрязнув" в рутинной повседневной работе мы забываем основы нашей науки, основы того, на чем "держится" вся метеорология. Да, вы знаете свое дело, вы умеете разрабатывать прогнозы погоды, но на вопрос, почему вы это должны делать именно так, а не иначе, не всегда находится правильный ответ. Вот поэтому мы и решили сначала напомнить вам основные, если хотите, фундаментальные положения метеорологии, а уж потом перейти к разработке прогнозов погоды.

ГЛАВА 1



Разные "единицы"

В этой главе мы напомним читателям единицы измерения основных метеорологических величин, с которыми синоптик сталкивается постоянно в своей практической деятельности.

1.1. Единицы измерения атмосферного давления

Атмосферное давление — это давление, которое производит атмосфера на земную поверхность и находящиеся в атмосфере предметы. В каждой точке атмосферы атмосферное давление равно весу столба воздуха, расположенного выше данной точки (до верхней границы атмосферы) и имеющего основание, равное единице.

На уровне моря атмосферное давление близко к тому давлению, которое производит столб ртути высотой 760 мм. Атмосферное давление, эквивалентное давлению ртутного столба высотой 760 мм при температуре 0 °С, равно силе, с которой масса (76 × 13,596 г) давит на поверхность в 1 см² (13,596 г/см³ — удельный вес ртути при температуре 0 °С).

Так как известно, что сила — это произведение массы на ускорение, то в системе СГС это давление будет равно

$$1033,3 \times 980,665 = 1013250 \text{ дин/см}^2 = 1013,25 \text{ мбар.}$$

Известно также, что 1 дина — это сила, которая сообщает массе в 1 г ускорение в 1 см/с². Размерность силы в системе СГС — г · см/с².

В системе СИ давление 1013,25 мбар эквивалентно 101 325 Па или 1013,25 гПа, а за единицу силы принят ньютон — это такая сила, которая массе 1 кг сообщает ускорение в 1 м/с². Размерность силы в системе СИ — кг · м/с².

Отсюда вытекают и основные единицы измерения давления:

- 1 бар = 1 000 000 дин/см² = 100 000 Па;
- 1 мбар = 0,001 бар = 1000 дин/см² = 100 Па = 1 гПа;
- 1 Па = 1 н/м² = 0,01 мбар;
- 1 мм рт. ст. = 1013250 × 760 = 1333,3 дин/см² = 4/3 мбар или 4/3 гПа, а следовательно, 1 гПа = 1 мбар = 0,75 мм рт. ст.

В настоящее время на практике наиболее распространенными величинами измерения давления в метеорологии являются гектопаскаль (гПа) и миллиметр ртутного столба (мм рт. ст.).

Кроме перечисленных единиц измерения давления существуют также техническая атмосфера (ат или кг/см²): 1 ат = 98 066,5 н/м² и физическая атмосфера (атм) : 1 атм = 101 325 н/м² (760 мм рт. ст.).

ЭТО ИНТЕРЕСНО

- С увеличением высоты над любой точкой земного шара атмосферное давление всегда понижается, и ни при каких обстоятельствах не бывает наоборот.
- На каждого человека, исходя из площади его тела, атмосфера "давит" силой около 15 тонн!

Мы не замечаем этой тяжести потому, что внутри каждого из нас существует такое же давление, как и в окружающем нас воздухе. Если вдруг по каким-то причинам внешнее давление резко упадет (произойдет разгерметизация кабины самолета, например), то внутреннее давление, выравняваясь с внешним, попытается "разорвать" человека. Вот поэтому при полетах в стратосфере военные летчики выполняют полеты в специальных высотно-компенсирующих костюмах.

- Во всех инструкциях и полезных советах говорится о том, что если по каким-либо причинам следует ожидать очень громкого звука, например, выстрела из пушки, то стоящим рядом людям рекомендуют приоткрыть рот. Такая рекомендация дается для того, чтобы при сильном звуке уменьшить нагрузку на барабанные перепонки. Звуковая волна от взрыва в этом случае через ушную раковину будет воздействовать на внешнюю поверхность перепонки, а через приоткрытый рот — на внутреннюю. Тем самым будет снята излишняя звуковая нагрузка на наши уши.
- Пожалуй, каждый из вас, читатели, видел или испытал на себе, как ставят так называемые медицинские банки. Напомню: сначала зажигают спиртовку, затем на короткое время перевернутую банку держат над огнем и только после этого прикладывают к нужному месту на теле. Банка пристает очень крепко и все потому, что в то время, когда ее держат над огнем, внутри банки резко увеличивается температура, а следовательно, уменьшается давление. Поэтому более высокое внешнее давление как бы "приклеивает" банку к телу. На медицинских аспектах банок мы останавливаться не будем.

1.2. Единицы измерения плотности воздуха

Плотность воздуха — это отношение его массы к объему, который он занимает. Обычно плотность воздуха выражается в граммах на метр кубический (г/м^3). Из уравнения состояния газов для сухого воздуха можно определить его плотность. Она будет равна

$$\rho = \frac{p}{RT} = \frac{p}{R(273 + t)}, \quad (1.1)$$

где:

- R — удельная газовая постоянная сухого воздуха, $\text{м}^2/\text{с}^2 \cdot \text{К}$ или $\text{Дж/кг} \cdot \text{К}$;
- p — атмосферное давление, гПа;
- t — температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$.

При $p = 1000$ гПа и $t = 0$ $^{\circ}\text{C}$ плотность воздуха $\rho = 1276$ г/м^3 . Для других значений p и t плотность воздуха может быть определена по формуле

$$p = 1276 \frac{p}{1000} (1 - \alpha t), \quad (1.2)$$

где $\alpha = 1/273$.

Для решения ряда практических задач вводится понятие относительной плотности воздуха (Δ), которая равна отношению фактической плотности ($\rho_{\text{ф}}$) к плотности воздуха у земли в стандартных условиях ($\rho_{0, \text{ст}}$).

$$\Delta = \rho_{\text{ф}} / \rho_{0, \text{ст}}. \quad (1.3)$$

ЭТО ИНТЕРЕСНО

- В отличие от обязательного уменьшения атмосферного давления с высотой, плотность воздуха при увеличении высоты иногда может увеличиваться. Для этого необходимо, чтобы с увеличением высоты очень резко уменьшалась температура воздуха.
- Однажды в начале XX века Ф. И. Шалапин пел в каком-то шикарном ресторане в Италии. Публика была в восторге и после окончания концерта раскупила все, что находилось в том зале, где пел Шалапин. Одному богатому купцу ничего не досталось — прозевал. Тогда, находясь в состоянии "сильного подпития", он сказал хозяину ресторана, что купит воздух в этом зале. Хозяин, естественно, согласился и быстренько прикинул, что объем зала, где был концерт, равен 5000 кубометрам. Испугавшись такого большого числа "5000", но, не желая отказываться от сделки, богатый купчик сказал, что не будет покупать воздух на кубометры, а купит его по той же цене, но за килограммы. Хозяин сразу же согласился на эту замену и в результате получил за воздух почти на треть больше денег, чем думал в самом начале. Не знал богатый купец, что кубометр воздуха весит значительно больше килограмма.

1.3. Единицы измерения геопотенциала

Под *геопотенциалом* понимается потенциальная энергия (Φ) единицы массы (удельная потенциальная энергия) относительно уровня моря, определяемая положением этой массы в поле силы тяжести:

$$d\Phi = g dZ, \quad \Phi = \int_0^z g dz. \quad (1.4)$$

Геопотенциал в некоторой точке атмосферы численно равен той работе, которую нужно затратить для того, чтобы поднять единицу массы в поле силы тяжести от уровня моря до данной точки. Геопотенциал на уровне моря принимается равным нулю. Размерность геопотенциала соответствует размерности удельной работы: $[\Phi] = \text{см}^2/\text{с}^2$.

Значение геопотенциала в той или иной точке любой изобарической поверхности, выраженное в геопотенциальных метрах (гп. м), является геопотенциальной высотой данной поверхности. Значительно чаще, чем в геопотенциальных метрах, высота изобарических поверхностей измеряется в десятках геопотенциальных метрах (декаметрах). В сокращенном виде в последнее время десятки геопотенциальных метров обозначаются *дам*.

1.4. Единицы измерения температуры

Температурой воздуха является та температура, которую показывает термометр в условиях его полного контакта с атмосферным воздухом.

Для измерения температуры существуют разные температурные шкалы. Каждая шкала содержит две или более реперных точек. Общепринятыми реперными точками во всех шкалах являются точка (температура) таяния льда и точка (температура) кипения воды.

На практике используются следующие температурные шкалы:

- стоградусная шкала или шкала Цельсия ($^{\circ}\text{C}$) с реперными точками 0° и 100° ;
- шкала Фаренгейта ($^{\circ}\text{F}$ или $^{\circ}\text{F}$) с реперными точками 32° и 212° .

Для перевода значений температуры из одной шкалы в другую следует пользоваться формулами:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9}t^{\circ}\text{F} - 32, \quad (1.5)$$

$$t^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5}t^{\circ}\text{C} + 32; \quad (1.6)$$

- абсолютная шкала с реперными точками 273° и 373° (шкала Кельвина);
- шкала Реомюра ($^{\circ}\text{R}$) с реперными точками 0° и 80° (в настоящее время эта шкала практически не употребляется).

Кроме указанных выше температурных шкал, существуют международная температурная шкала, термодинамическая температурная шкала и эмпирическая температурная шкала, однако их описание выходит за рамки данной книги.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

- Если, читая рассказы Джека Лондона о жизни на Аляске, вы обратите внимание на очень сильный холод в тех краях — не удивляйтесь, т. к. Джек Лондон во всех своих рассказах температуру воздуха указывал в градусах Фаренгейта, а по стоградусной шкале это практически обычные зимние температуры для заполярных районов, правда, все равно очень холодно.
- К стоградусной шкале измерения температуры Цельсий никакого отношения не имеет, но почти во всем мире стоградусную шкалу называют шкалой Цельсия.
- На земном шаре в любой день и любой час можно найти два пункта, в которых температура воздуха у земли отличалась бы более, чем на 100 (сто!) градусов.
- Самая высокая температура в мире ($58,00^{\circ}\text{C}$) отмечалась в Мексике, самая низкая ($-89,20^{\circ}\text{C}$) — на станции Восток в Антарктиде.
- В России в Оймяконе (Якутия) было $-77,80^{\circ}\text{C}$, а в низовьях Волги $+42,30^{\circ}\text{C}$.
- Однажды, после сравнительно теплой зимы в Якутии, один журналист написал, что в прошедшую зиму ртутный столбик термометра в Верхоянске не опускался ниже -53°C . В чем журналист допустил неточность, если все так и было? Оказывается, журналист показал свою полную "физическую и метеорологическую" неграмотность. Дело в том, что ртуть замерзает при температуре $-38,9^{\circ}\text{C}$, и ртутный столбик в принципе не может опуститься ниже этой отметки. Более низкие температуры измеряют спиртовым, а не ртутным термометром. Вот как нужно быть осторожным, когда гонишься за "красным словцом".

1.5. Единицы измерения скорости и направления ветра

Ветром называется движение воздуха относительно земной поверхности. Обычно под ветром подразумевается горизонтальная составляющая этого движения. Движение воздуха (ветер) происходит под воздействием силы барического градиента, силы трения, отклоняющей силы вращения Земли и центробежной силы. Движущей силой является сила барического градиента.

Направление ветра — это направление, откуда дует ветер. Обычно направление ветра измеряют в угловых градусах или в румбах горизонта. При этом чаще всего используют восьмирумбовую шкалу (иногда применяется 4- и 16-румбовые шкалы).

Скорость ветра измеряется в метрах в секунду (м/с), километрах в час (км/ч), узлах или условных единицах (баллах). Величина скорости ветра, измеряемая в метрах в секунду (м/с) или километрах в час (км/ч), пояснений не требует. Скорость ветра, равная одному узлу, соответствует одной морской миле (1852 м) в час. Приблизительно один узел равен 0,5 м/с.

Для определения скорости (силы) ветра в условных единицах обычно используется 12-балльная шкала Бофорта. Она основана на визуальной оценке действия ветра на наземные предметы или состояние моря.

Перевод данных шкалы Бофорта в скорость ветра в метрах в секунду (м/с) приведен в табл. 1.1.

Таблица 1.1. Перевод скорости ветра из шкалы Бофорта в скорость ветра в м/с

Балл шкалы Бофорта	Скорость ветра, м/с	Балл шкалы Бофорта	Скорость ветра, м/с
0	0—0,2	7	13,9—17,1
1	0,3—1,5	8	17,2—20,7
2	1,6—3,3	9	20,8—24,4
3	3,4—5,4	10	24,5—28,4
4	5,5—7,9	11	28,5—32,6
5	8,0—10,7	12	> 32,7
6	10,8—13,8		

Существуют эмпирические формулы перевода скорости ветра в баллах в скорость ветра в метрах в секунду (м/с).

$$U = 2B - 1, \quad (1.7)$$

где B — балл шкалы Бофорта.

Эта формула справедлива до значения $B \leq 8$.

Для перевода скорости ветра в узлы используется другая формула:

$$U = 1,87\sqrt{B^3}, \quad (1.8)$$

которая справедлива для всей шкалы.

Кроме того, при визуальных судовых наблюдениях часто используют следующие понятия:

- штиль $B = 0$;
- умеренный ветер $B = 4$;
- сильный ветер $B = 6$;
- шторм $B = 10$;
- ураган $B = 12$.

В настоящее время наиболее распространенными единицами измерения ветра являются: для направления ветра — измерение направления ветра в угловых градусах; для скорости ветра у земли — скорость ветра в метрах в секунду (м/с) или в узлах; для скорости ветра на высотах — в километрах в час (км/ч).

Международная организация гражданской авиации (МОГА) или, как ее называют за рубежом, ICAO (International Civil Aviation Organization) рекомендует всем странам — членам ICAO для измерения скорости ветра у земли и на высотах использовать только одну единицу измерения — км/ч.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Известно, что ветер — это движение и перемещение масс воздуха. Мы мало задумываемся над тем, какие на самом деле массы воздуха переносят силы барического градиента. А между тем, если скорость ветра всего 3 м/с, то за 30 секунд каждого из нас "обдувает" масса воздуха, равная весу нашего тела. Действительно, у каждого из нас рост не меньше 1,5 м, а ширина плеч не менее 30 см. Это значит, что площадь нашего тела около $0,5 \text{ м}^2$. Следовательно, за одну секунду при скорости ветра в 3 м/с нас "обдует" примерно $1,5 \text{ м}^3$ воздуха, а за 30 секунд — 45 м^3 . Если учесть, что один кубометр воздуха весит 1276 г, то общая масса воздуха, которая коснется каждого из нас за полминуты, составит чуть больше 57 кг. А это как раз ваш вес.

1.6. Единицы измерения влажности воздуха

Под влажностью воздуха понимается содержание водяного пара в атмосфере, которое характеризуется целым рядом величин. Основными из них являются абсолютная влажность, дефицит влажности, относительная влажность, отношение смеси, точка росы, массовая доля водяного пара (удельная влажность), упругость водяного пара и другие характеристики.

Рассмотрим отдельные характеристики влажности более подробно.

Абсолютная влажность (а) — одна из основных характеристик влажности. Она соответствует плотности водяного пара в воздухе, выраженной числом граммов водяного пара, содержащимся в 1 м^3 воздуха ($\text{г}/\text{м}^3$).

Абсолютная влажность связана с *упругостью водяного пара* (e), которая показывает парциальное давление водяного пара, содержащегося в воздухе. Упругость водяного пара измеряется в гектопаскалях (миллибарах) или в миллиметрах ртутного столба, как и давление воздуха.

В тех случаях, когда упругость водяного пара выражена в гектопаскалях (гПа), связь между абсолютной влажностью и упругостью водяного пара определяется соотношением

$$a = 217 \frac{e}{T} = \frac{0,8e}{1 + \alpha t}. \quad (1.9)$$

При выражении упругости водяного пара в миллиметрах ртутного столба (мм рт. ст.) формула (1.9) принимает вид:

$$a = 289 \frac{e}{T} = \frac{1,06e}{1 + \alpha t}. \quad (1.10)$$

В обеих последних формулах T — температура воздуха (К), t — температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$), а $\alpha = 1/273$.

Массовая доля водяного пара или *удельная влажность* (s) показывает отношение плотности водяного пара к плотности влажного воздуха или отношение веса водяного пара к весу влажного воздуха, в том же объеме массовая доля водяного пара зависит от атмосферного давления (p) и упругости водяного пара. Эта зависимость выражается формулой:

$$s = \frac{0,623e}{p - 0,377e}, \quad (1.11)$$

где e и p должны быть выражены в одних и тех же единицах.

На практике массовая доля водяного пара выражается в граммах водяного пара на килограмм влажного воздуха (г/кг) и численно равна

$$s = \frac{623e}{p - 0,377e}. \quad (1.12)$$

Отношение смеси (r) представляет собой отношение массы (веса) водяного пара к массе (весу) сухого воздуха в том же объеме, выраженное в граммах водяного пара на килограмм сухого воздуха:

$$r = 623 \frac{e}{p - e}. \quad (1.13)$$

Точка росы (t) — это такая температура, при которой воздух достигает состояния насыщения (по отношению к воде) при данном содержании водяного пара и неизменном давлении. Точка росы практически всегда ниже темпера-

туры воздуха. Исключение составляют случаи, когда воздух насыщен. При этом точка росы равна температуре воздуха.

Относительная влажность (R) является процентным отношением фактической упругости водяного пара в атмосфере (e) к упругости насыщающего водяного пара (E) при той же температуре:

$$R = \frac{e}{E} \cdot 100, \% \quad (1.14)$$

Относительную влажность можно так же определить, как отношение фактической абсолютной или удельной влажности к абсолютной или удельной влажности при насыщении при той же температуре воздуха.

Дефицит влажности (d) — это разность между насыщающей и фактической упругостью водяного пара при данных температуре и давлении:

$$d = E - e \quad (1.15)$$

Дефицит точки росы (*дефицит температуры точки росы*) показывает разность между фактической температурой воздуха и температурой точки росы. Численно он равен

$$D = t - \tau \quad (1.16)$$

В зависимости от решаемых задач на практике используются различные характеристики влажности. В интересах разработки краткосрочных и сверхкраткосрочных прогнозов погоды наибольшее распространение получили такие единицы, как абсолютная влажность, массовая доля водяного пара (удельная влажность), точка росы, относительная влажность и дефицит температуры точки росы. О конкретном использовании той или иной единицы измерения влажности при разработке прогнозов погоды будет указано далее.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Известно, что водяной пар (не вода!) легче сухого воздуха. Поэтому, если вы хотите поскорее высушить какой-нибудь сосуд, например, банку, то ее нужно поставить так, чтобы горловина банки была направлена вверх. В этом случае более легкий водяной пар имеет возможность беспрепятственно подниматься вверх, и банка высохнет быстрее, чем при любом другом ее положении.

1.7. Единицы измерения величины перегрузки воздушных судов, обусловленные турбулентностью

Интенсивность турбулентности оценивается значениями перегрузок (n), которые испытывает воздушное судно (ВС). Под перегрузкой понимается от-

ношение подъемной силы ВС в данный момент времени (Y) к подъемной силе горизонтального полета (Y_0). Следовательно,

$$n = \frac{Y}{Y_0}, \quad (1.17)$$

где n — интенсивность перегрузки.

Так как подъемную силу в любой момент времени Y можно представить как подъемную силу горизонтального полета Y_0 и ее приращение ΔY , то выражение (1.17) можно записать иначе:

$$n = \frac{Y}{Y_0} = \frac{Y_0 + \Delta Y}{Y_0} = 1 + \frac{\Delta Y}{Y_0}. \quad (1.18)$$

На практике обычно используется не величина перегрузки (n), а величина приращения перегрузки (Δn), равная

$$\Delta n = n - 1 = \frac{\Delta Y}{Y_0}. \quad (1.19)$$

Из физики известно, что любая сила равна произведению массы тела на его ускорение, а по законам аэродинамики подъемная сила горизонтального полета должна быть равна весу воздушного судна. Если обозначить массу ВС через $m_{\text{вс}}$, а его ускорение — $j_{\text{вс}}$, то выражение (1.19) примет вид:

$$\Delta n = \frac{\Delta Y}{Y_0} = \frac{m_{\text{вс}} j_{\text{вс}}}{m_{\text{вс}} g} = \frac{j_{\text{вс}}}{g}, \quad (1.20)$$

где g — ускорение силы тяжести.

Из последнего выражения видно, что приращение перегрузки, вызывающее болтанку ВС, является безразмерной величиной и измеряется в долях ускорения силы тяжести (в долях g). Принято считать, что если $|\Delta n| < 0,5$, то перегрузка (болтанка) слабая. Если $0,5 < |\Delta n| < 1$, отмечается умеренная болтанка, а при $|\Delta n| > 1$ — сильная.

1.8. Единицы измерения облачности

В специализированных (авиационных) прогнозах погоды в качестве характеристик облачности указывается их количество, форма и высота нижней и верхней границ. Если форма облаков единиц измерения не имеет, то остальные ее характеристики могут быть измерены количественно.

Для определения количества облаков могут использоваться баллы или октанты (в авиационных прогнозах погоды используются октанты, а практически во всех остальных прогнозах — баллы). При измерении количества облаков в баллах весь небосвод делится на 10 частей, и степень закрытия неба облаками может изменяться от 0 (ясная погода) до 10 баллов (сплошная облачность). В тех случаях, когда количество облаков измеряют в октантах, количество облаков меняется от 0 до 8 октантов.

Перевод количества облаков из баллов в октанты и обратно осуществляется следующим образом:

Октанты	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Баллы	0	1	2-3	4	5	6	7—8	9	10

Высота нижней и верхней границы облаков измеряется в метрах или километрах, а в ряде стран могут быть указаны даже футы. Если высоты облаков указываются в метрах, то обычно высота нижней границы облаков округляется до десятков, а верхней границы — до сотен метров.

Иногда в прогнозах погоды и в обиходе для определения количества облаков используются следующие выражения:

- безоблачно — 0—1 балл облаков;
- малооблачно — 2—3 балла облаков;
- переменная облачность — 4—7 баллов облаков;
- значительная облачность — 8—9 баллов облаков;
- сплошная облачность — 10 баллов облаков.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Иногда бывает даже трудно себе представить, при какой сложной погоде летают самолеты гражданской авиации. А между тем на больших аэродромах современные самолеты могут производить посадку при высоте нижней границы облаков в 30 м. Представьте себе, что перед вами стоит четырнадцатизэтажный дом. Высота каждого этажа примерно равна трем метрам. А это значит, что самолет может произвести безопасную посадку на аэродром даже в том случае, когда одиннадцатый этаж дома будет в облаках.

1.9. Единицы измерения видимости

Под *видимостью* (метеорологической дальностью видимости) понимается наибольшее расстояние, с которого можно различить (обнаружить) на фоне неба вблизи горизонта черный объект с угловыми размерами больше

15 минут. В ночное время видимость — это расстояние, на котором при существующей прозрачности атмосферы такой объект можно было бы обнаружить в дневное время.

В зависимости от значений видимость измеряется в метрах с округлением до десятков или сотен метров или в километрах. Кроме того, визуальная оценка видимости может производиться в условных баллах. Шкала видимости в баллах выглядит следующим образом:

Баллы	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Видимость, км	<0,05	0,05—0,2	0,2—0,5	0,5—1,0	1—2	2—4	4—10	10—20	20—50	>50

В настоящее время определение видимости в баллах практически не производится.

Представляет интерес табл. 1.2, в которой приводятся значения видимости при визуальной оценке интенсивности того или иного метеорологического явления.

Таблица 1.2. Значения видимости (м) при различной интенсивности явлений погоды

Атмосферное явление	Интенсивность явления		
	сильная	умеренная	слабая
Ливневый дождь	500—1000	2000—4000	4000—10000
Ливневый снег	100—500	500—1000	1000—4000
Метель	< 50	50—500	500—000
Морось	1000—2000	2000—4000	4000—10000
Общая метель	< 1000	1000—2000	2000—4000
Снег, крупа	500—2000	2000—4000	4000—10000
Дымка	1000—2000	2000—4000	4000—10000
Мгла	< 1000	1000—2000	2000—6000
Низовая метель	1000—2000	2000—4000	4000—10000
Пыльная буря	< 1000	1000—2000	2000—4000
Туман	50—200	200—500	500—1000

Значений видимости, приведенных в таблице, следует придерживаться при консультации потребителей о фактической и ожидаемой погоде.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

По существующему положению в тех случаях, когда видимость на метеостанции определяется визуально, потребителям указывается видимость до самого дальнего видимого ориентира. На северо-востоке России есть пункты (метеостанции), где из-за географических условий имеется очень небольшое количество ориентиров видимости, в результате чего иногда могут возникать не только курьезные, но и порой конфликтные ситуации. Например, на одном из аэродромов на севере Дальнего Востока можно проводить полеты только при видимости 3 и более километров, а ориентиры видимости практически отсутствуют. Есть только жилой дом на расстоянии 2 км и сопка на удалении 20 км. Так вот, когда на аэродроме начинает идти слабый снег, и сопка становится не видна, то наблюдатель обязан указывать видимость только 2 км (до самого дальнего видимого ориентира), даже если она больше 10 км. А при видимости в 2 км на аэродроме нельзя летать. Таким образом возникает конфликтная ситуация между метеослужбой и специалистами гражданской авиации, которая через достаточно продолжительное время была разрешена после организации инструментальных наблюдений за видимостью.

1.10. Единицы измерения осадков

В качестве характеристик осадков используются обычно два критерия: вид и интенсивность. Вид осадков всегда определяется визуально, а единицей измерения их интенсивности является величина слоя осадков, выпадающих за единицу времени (как правило, за 1 час или за сутки). Сама же величина слоя выпавших осадков всегда измеряется в миллиметрах. Иногда замеряют количество осадков, выпавших не за единицу времени, а при прохождении или сильного ливня, или атмосферного фронта.

Кроме количественной оценки интенсивности осадков существует визуальная оценка их интенсивности, которая производится по ухудшению видимости в явлениях. Интервалы значений видимости при различной интенсивности осадков приведены в табл. 1.2.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

- Трудно себе представить, много или мало выпало осадков, если известно, что их выпало, предположим, 15 мм. А если немножко поразмыслить, то оказывается, что 15 мм осадков — это такое количество, что на каждый квадратный метр поверхности приходится 1,5 ведра воды. Теперь уже можно говорить, что такое количество осадков для одного дождя можно считать достаточно большим.
- Самое "мокрое место" в мире находится в Индии на южных склонах Гималаев. Там за год выпадает 14 000 мм осадков! Это очень много!

- По классификации Э. Ю. Берга, *ливень* — это дождь с интенсивностью, равной или более 0,38 мм/мин, продолжительностью не менее 10 минут.
- Снегопад с интенсивностью не менее 7 мм за 12 часов является опасным явлением погоды для автотранспорта.

1.11. Единицы измерения интенсивности обледенения и гололеда

Обледенением называется отложение льда на внешней поверхности воздушного судна. Под интенсивностью обледенения понимается масса льда, отлагающегося в полете на единице поверхности в единицу времени. В авиации за интенсивность обледенения принимают обычно толщину слоя льда, отлагающегося в единицу времени. В качестве единицы измерения интенсивности обледенения используется величина I , имеющая размерность мм/мин.

Обледенение считается слабым, если $I < 0,5$ мм/мин, умеренным, если $0,5 < I < 1,0$ мм/мин и сильным, если $I > 1,0$ мм/мин.

Гололед — отложение льда на предметах или на поверхности земли, обусловленное осадением и замерзанием переохлажденных капель или капель при отрицательных температурах воздуха.

Интенсивность гололеда определяется толщиной (мм) слоя отложившегося льда. Если слой льда меньше 5 мм, то гололед отмечается как слабый, если слой льда 5—20 мм — умеренный, 20—50 мм — сильный и больше 50 мм — очень сильный гололед. В соответствии с принятой классификацией гололед с интенсивностью более 20 мм относится к особо опасным явлениям погоды.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Известны случаи, когда после посадки самолета на нем наблюдался слой льда толщиной в 13 см. Если представить, что так обледенел самолет Ту-154, площадь крыльев которого 200 м², а площадь всего самолета около 500 м², то на этом самолете был бы "привезен" лед, объемом в 65 м³ и весом около 50 тонн! Но очень хорошо, что обледенению подвержены, в основном, только лобовые части самолетов и на самолете установлена антиобледенительная система.

1.12. Единицы работы и энергии

Единицей работы и энергии в системе СГС (сантиметр, грамм, секунда) является 1 эрг. Эрг — это работа, совершаемая силой в 1 дину (см. разд. 1.1) на пути в 1 см. Размерность работы и энергии в системе СГС — г · см²/с².

В международной системе единиц СИ и в системе МКС (метр, килограмм, секунда) за единицу силы принят 1 джоуль. Размерность джоуля — кг · м²/с². В соответствии с размерностью 1 Дж = 10⁷ эрг.

В технической системе единиц МКГСС (метр, килограмм-сила, секунда) единицей работы является 1 килограммометр (1 кг · м), который равен

$$1 \text{ кг} \cdot \text{м} = 9,81 \text{ Дж.}$$

Важной практической единицей работы является ватт-час (Вт · ч).
1 Вт · ч = 3600 Дж.

Так как для повышения температуры любого тела затрачивается энергия, то из этого следует, что единицы измерения теплоты и энергии одинаковы: в системе СГС — 1 эрг, в системах СИ и МКС — 1 Дж.

На практике широкое распространение получила внесистемная единица теплоты — калория. Одна калория (1 кал) равна количеству тепла, необходимому для нагрева 1 г воды на 1 градус в интервале температур от 19,5 до 20,5 °С.

$$1 \text{ кал} = 4,1868 \text{ Дж.}$$

1.13. Единицы измерения потока и притока тепла (энергии)

В метеорологии часто используются понятия *потока* и *притока* тепла или энергии. Количество тепла (энергии), проходящее через единицу поверхности в единицу времени, называется *потоком* тепла. Эта величина измеряется в джоулях в секунду на метр квадратный (Дж/с · м²) или в ваттах на метр квадратный (Вт/м²).

Разность между входящим в некоторый объем воздуха и выходящим из него потоком тепла (энергии) называется *притоком* тепла или энергии. Обычно приток тепла рассчитывается на единицу массы воздуха и поэтому измеряется в джоулях в секунду на метр квадратный на килограмм (Дж/с · м² · кг) или в ваттах на метр квадратный на килограмм (Вт/м² · кг).

1.14. Единицы мощности

Как известно, *мощность* — это работа в единицу времени, поэтому в системе единиц СГС мощность измеряется в эргах в секунду и имеет размерность г · см²/с³.

В системе единиц СИ и МКС за единицу мощности принят 1 ватт, равный

$$10^7 \text{ эрг/с, а в системе МКГСС — } 1 \text{ кГ} \cdot \text{м/с} = 9,81 \text{ Вт.}$$

На практике часто используется так называемая внесистемная единица — лошадиная сила, которая равна: 1 л. с. = 735,5 Вт = 75 кГ · м/с.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Мощность в одну лошадиную силу может развить физически сильный человек в те моменты, когда он почти бегом поднимается вверх по лестнице. На самом деле, если подниматься со скоростью пять ступенек в секунду (каждая ступенька имеет высоту примерно 20 см), то человек весом в 75 кг как раз и разовьет мощность в одну лошадиную силу.

1.15. Единицы измерения световых величин

Единицей *силы света* в системе СИ служит *кандела* (*кд*), которую до 1970 года называли *свечой* (*св*). Кандела — сила света, испускаемого с площади $1/600\,000\text{ м}^2$ сечения полного излучателя, в перпендикулярном к этому сечению направлении при температуре излучателя, равной температуре затвердевания платины при нормальном атмосферном давлении.

Единицей *светового потока* является *люмен*. 1 люмен (лм) — световой поток, испускаемый точечным источником света с силой света в 1 канделу (свечу) в телесный угол, равный 1 стерadianу.

Единицей *световой энергии* является *люмен в секунду* ($\text{лм} \cdot \text{с}$), а единицей *светимости* — люмен на квадратный метр ($\text{лм}/\text{м}^2$).

Освещенность всегда измеряется в *люксах* (*лк*). 1 люкс — это освещенность поверхности сферы радиусом в 1 метр, создаваемая находящимся в ее центре точечным источником света, сила света которого равна 1 канделе (свече).

Количество освещения определяется в люксах за секунду ($\text{лк} \cdot \text{с}$), а *яркость света* — в канделах на квадратный метр ($\text{кд}/\text{м}^2$) или $\text{св}/\text{м}^2$.

1.16. Единицы измерения уровня звукового давления

Уровень звукового давления (L) измеряется в *белах* (B) или *децибелах* (dB). Этот уровень определяется по формуле:

$$L = 2k \lg \frac{P_{\text{эфф}}}{P_0^*}, \quad (1.21)$$

где k — коэффициент пропорциональности, $k = 1$ при измерениях звукового давления в белах и $k = 10$ при измерениях в децибелах; $P_{\text{эфф}}$ — эффективное давление звуковой волны; P_0^* — условный порог звукового давления, равный $P_0^* = 2 \cdot 10^{-5} \text{ н/м}^2$. Эту величину иногда еще называют *стандартным порогом слышимости* и определяют для частоты 1000 Гц.

1.17. Приставки для обозначения кратных единиц

На практике часто приходится пользоваться не только основными единицами измерения, но и их производными, которые отличаются от основной единицы на несколько порядков. Каждая такая производная единица имеет свое название, но не всегда мы все эти единицы хорошо представляем. Например, ни у кого не вызывает сомнения такая величина, как сантиметр или килограмм, но вот что такое пикофарада или гигакалория сразу ответит далеко не каждый. Все приставки для обозначения кратных единиц приведены в табл. 1.3.

Таблица 1.3. Приставки для обозначения кратных единиц

Наименование	Коэффициент	Сокращенное обозначение	
		русское	международное
Пико	10^{-12}	п	p
Нано	10^{-9}	н	n
Микро	10^{-6}	мк	μ
Милли	10^{-3}	м	m
Санتي	10^{-2}	с	c
Деци	10^{-1}	д	d
Дека	10	да	da
Гекто	10^2	г	H
Кило	10^3	к	K
Мега	10^6	М	M
Гига	10^9	Г	G
Тера	10^{12}	Т	T

Эти значения кратных единиц, может быть, и не обязательно все знать на память, но такую табличку следует всегда иметь под рукой и уметь ею пользоваться.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Попробуйте сосчитать, какое количество воды можно нагреть от 0 до 100 °С, затратив при этом всего 1 Гкал тепла? (Если вы все сосчитали правильно, то у вас должно получиться 10 м³.)

1.18. Нестандартные единицы

Иногда, читая старые (и не очень) книги русских и зарубежных авторов, можно встретить не совсем знакомые единицы измерения разных величин. Мы попытались все эти нестандартные единицы русского и зарубежного происхождения собрать вместе. Вот что у нас получилось.

□ Меры длины:

- 1 верста = 1060 м;
- 1 сажень = 2,13 м; косая сажень — расстояние от пятки до конца поднятой с другой стороны руки;
- 1 аршин = 0,71 м;
- 1 локоть = 0,50 м;
- 1 пядь = 20 см;
- 1 вершок = 4,4 см;
- 1 точка = 0,2 см;
- 1 миля (географическая) = 7420 м;
- 1 миля (сухопутная) = 1609 м;
- 1 миля (морская) = 1852,2 м;
- 1 кабельтов = 185,2 м;
- 1 лье = 4,5 км;
- 1 ярд = 91,44 см;
- 1 фут = 30,48 см;
- 1 дюйм = 2,54 см.

□ Меры площади:

- 1 ар = 100 м²;
- 1 гектар = 100 ар = 1000 м²;
- 1 сотка = 1 ар = 100 м²;
- 1 десятина = 2400 кв. сажений = 1,09 га;
- 1 акр = 4047 м² = 0,4 га.

□ Меры объема жидких и сыпучих тел:

- 1 ведро = 12 л = 1/40 бочки;
- 1 четверть = 3 л;

- 1 бушель США = 35,24 л;
- 1 кварта США = 1,101 л;
- 1 пинта США = 0,5506 л;
- 1 британская пинта = 0,5682 л;
- 1 галлон США = 3,785 л;
- 1 баррель США = 119,24 л;
- 1 нефтяной баррель = 158,76 л.

□ Меры веса:

- 1 пуд = 16,38 кг;
- 1 унция = 28,35 г;
- 1 фунт = 373,27 г;
- 1 золотник = $1/96$ фунта = 4,26 г;
- 1 гран = 64,8 мг;
- 1 драхма = 1,772 г;
- 1 карат = 0,2 г.

□ Астрономия:

- 1 световой год (путь, который свет проходит за календарный год) = 9460 млрд км;
- 1 парсек = 3,26 световых лет = 30840 млрд км.

Естественно, что мы перечислили далеко не все существующие нестандартные единицы, но о наиболее распространенных нестандартных единицах вы теперь имеете представление. С остальными единицами при необходимости вы можете познакомиться в справочниках по физике или математике, энциклопедии или в других справочных книгах.

ГЛАВА 2



Забытые понятия, формулы, уравнения и законы

2.1. Стандартная атмосфера

Все параметры атмосферы значительно изменяются в пространстве и времени. Действительно, при производстве наблюдений на земном шаре зафиксированы температуры воздуха у земли и 50 градусов тепла, и 85 градусов мороза, а атмосферное давление — и 890 гПа, и 1080 гПа.

Такие перепады метеорологических величин приводят к тому, что становится невозможным прямое сравнение результатов различных испытаний техники, особенно авиационной, которые проводятся в разных условиях. Для того чтобы эти результаты можно было сравнивать, введено понятие "*стандартная атмосфера*". Стандартная атмосфера представляет собой осредненные значения метеорологических величин у земли и на высотах, которые приняты во всем мире и не зависят ни от географического района, ни времени года, ни времени суток.

В настоящее время в нашей стране принята стандартная атмосфера (СА-81), которая соответствует международной стандартной атмосфере. Данные стандартной атмосферы являются осредненными величинами многолетних наблюдений, которые соответствуют летнему периоду на широте примерно 45°.

На практике наиболее широкое распространение и применение получили следующие параметры стандартной атмосферы:

- атмосферное давление у земли $P_0 = 760 \text{ мм рт. ст.} = 1013,2 \text{ гПа}$;
- температура воздуха у земли $T_0 = 15 \text{ °C} = 288 \text{ К}$;
- ускорение свободного падения $g_0 = 9,80665 \text{ м/с}^2$;
- плотность воздуха у земли $\rho_0 = 1,2255 \text{ г/см}^3$;
- относительная влажность воздуха на всех высотах $R = 0$;

- ветер на всех высотах — *штиль*;
- вертикальный градиент температуры в слое 0—11 км — $\gamma = 0,65 \text{ K}/100 \text{ м}$;
- вертикальный градиент температуры в слое 11—20 км — $\gamma_{11-20\text{км}} = 0$;
- температура нижней и средней стратосферы $T_{11-20\text{км}} = -55,5 \text{ }^\circ\text{C} = 126,5 \text{ K} = \text{const}$;
- скорость звука $a = 20,05\sqrt{T}$ (м/с), где T — температура воздуха (К).

Изменение атмосферного давления с высотой в стандартной атмосфере происходит от земли до высоты 11 км по закону политропной атмосферы (температура воздуха с высотой убывает по линейному закону $T = T_0 - \gamma z$), а выше и до высоты 20 км — по закону изотермической атмосферы ($T = \text{const}$).

В табл. 2.1 приведены в сокращенном виде основные параметры стандартной атмосферы от земли до высоты 20 км.

Таблица 2.1. Параметры стандартной атмосферы (сокращенные данные)

Высота, м	Температура воздуха		Атмосферное давление		Скорость звука, м/с
	К	°С	гПа	мм рт. ст.	
0	288,15	15,0	1013,2	760,0	340,3
500	284,90	11,8	954,6	716,0	338,4
1000	281,65	8,5	898,8	674,1	336,4
2000	275,15	2,0	795,0	596,3	332,5
3000	268,65	-4,5	701,1	525,9	328,6
4000	262,15	-11,0	616,4	462,3	324,6
5000	255,65	-17,5	540,2	405,2	320,5
6000	249,15	-24,0	471,8	353,9	316,4
7000	242,65	-30,5	410,6	308,0	312,3
8000	236,15	-37,0	356,0	267,0	308,1
9000	229,65	-43,5	307,4	230,6	303,8
10 000	223,15	-50,0	264,4	198,3	299,5
12 000	216,5	-56,5	193,3	145,0	295,1
14 000	216,5	-56,5	141,0	105,8	295,1
16 000	216,5	-56,5	102,9	77,2	295,1
18 000	216,5	-56,5	75,0	56,3	295,1
20 000	216,5	-56,5	54,8	41,1	295,1

Используя параметры стандартной атмосферы, можно успешно решать различные вопросы, связанные с оценкой и сравнением результатов различной техники, и, как уже говорилось, особенно авиационной.

2.2. Градиент

Градиентом любой величины между двумя точками пространства называется отношение векторной или скалярной разности значений этой величины в тех же точках к расстоянию между ними. Иными словами:

$$\Gamma = \frac{A_2 - A_1}{l}, \quad (2.1)$$

где A — любая величина в точках 1 и 2, а l — расстояние между этими точками.

Обычно говорят о горизонтальных или вертикальных градиентах метеорологических величин. Наиболее часто на практике используются градиенты давления, геопотенциала, температуры и ветра.

В качестве реперных расстояний обычно берутся для *горизонтальных* градиентов — 600 м, 1 км, 100 км и 1 градус меридиана, а для *вертикальных* градиентов — 1 см, 1 м, 30 м, 100 м и 1 км.

В зависимости от решаемой задачи могут использоваться любые из перечисленных значений или какие-нибудь другие нестандартные величины.

В принципе понятие о градиентах — более сложная проблема, чем рассказано в этом разделе. Однако нашей задачей в данном случае является краткое напоминание читателям о таком важном понятии, каким является градиент.

2.3. Разные температуры

Для специалиста-метеоролога понятие "температура" многоплановое. Это не только температура воздуха, за которой следят все обыватели, и даже не температура точки росы, о которой знают многие, но и целый ряд других температур, которые "подвластны" только специалистам. Далее мы рассмотрим основные понятия о разных температурах, которые в той или иной мере используются на практике при разработке прогнозов погоды.

Виртуальная температура

Понятие "виртуальная температура" относится только к влажному воздуху. Виртуальная температура влажного воздуха — это такая температура, которую имел бы сухой воздух при том же давлении и плотности, что и влажный.

Следовательно,

$$T_v = T + \Delta T_v, \quad (2.2)$$

$$\Delta T_v = 0,608sT = 0,378T \frac{e}{p}, \quad (2.3)$$

где: s — массовая доля водяного пара (удельная влажность); e — упругость водяного пара; p — атмосферное давление; T — температура влажного воздуха.

Величина ΔT_v называется виртуальным добором и иногда используется при различных теоретических расчетах.

Потенциальная температура

Потенциальная температура (Θ) — это такая температура, которую принял бы воздух, если его адиабатически привести (поднять или опустить) к давлению 1000 гПа. Следовательно,

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,288}. \quad (2.4)$$

Очевидно, что при сухоадиабатических процессах $\Theta = \text{const}$. Если потенциальная температура изменилась, то это означает, что имел место приток или отток тепла, т. е. процесс не был сухоадиабатическим. Уравнение (2.4) еще часто называют *уравнением Пуассона*. Понятие потенциальной температуры и сама потенциальная температура часто используются в оперативной практике.

Для определения потенциальной температуры нужно от исходной точки на аэрологической диаграмме опуститься или подняться по сухой адиабате до давления 1000 гПа и отсчитать значение температуры. Кроме того, нужно знать, что потенциальная температура изменяется на 1 °C при изменении высоты на 100 м (при уменьшении высоты температура растет, а при увеличении — падает).

Эквивалентная температура

Эквивалентной температурой (T') называется такая температура, которую примет воздух, если содержащийся в нем водяной пар весь сконденсируется при неизменном давлении.

Известно, что при конденсации 1 г водяного пара выделяется 600 кал тепла или $2,501 \cdot 10^3$ Дж. Это повышает температуру воздуха на $600 / c_p$ градусов,

где c_p — удельная теплоемкость сухого воздуха при постоянном давлении. Из физики известно, что $c_p = 240$ кал/кг · град. Отсюда, если в воздухе содержится s граммов водяного пара, то

$$T' = T + \frac{600}{240}s = T + 2,5s \approx T + 2e, \quad (2.5)$$

где e — упругость водяного пара, мм рт. ст.

При замерзании 1 г воды дополнительно выделяется еще 80 кал тепла. Тогда эквивалентная температура по отношению ко льду будет равна

$$T' = T + 2,8e. \quad (2.6)$$

Понятие "эквивалентная температура" часто используется в различных теоретических расчетах.

Псевдоэквивалентная температура (псевдотемпература)

Псевдоэквивалентная температура (T_{se}) — это такая температура, которую принял бы воздух при адиабатическом процессе, если бы сначала весь водяной пар в этом воздухе сконденсировался и выпал при уменьшении давления, а затем по сухой адиабате опустился бы до начального давления.

Псевдоэквивалентная температура отличается от действительной на скрытую теплоту конденсации.

Псевдопотенциальная температура

Псевдопотенциальная температура (Θ_{ps} , Θ') — это такая же псевдоэквивалентная температура с той только разницей, что для получения псевдопотенциальной температуры нужно опускаться не до исходного уровня, а до уровня 1000 гПа. Влажные адиабаты — это линии одинаковой псевдопотенциальной температуры.

Для определения T_{se} и Θ_{ps} нужно от исходной точки на аэрологической диаграмме подняться "до упора" по влажной адиабате, а затем опуститься вниз по сухой адиабате до исходного уровня (для определения T_{se}) или до уровня 1000 гПа (для определения Θ_{ps}).

Эквивалентно-потенциальная температура

Эквивалентно-потенциальная температура — это такая температура, которую принял бы воздух при адиабатическом процессе, если бы сначала сконденси-

ровалась "вся вода" (весь водяной пар, находящийся в воздухе) при постоянном давлении, вся теплота конденсации пошла бы на нагрев воздуха, а затем воздух был бы приведен к давлению 1000 гПа.

* * *

Итак, мы с вами рассмотрели шесть различных видов температур. Из них наиболее значимыми и часто встречаемыми на практике являются потенциальная температура, псевдопотенциальная температура и виртуальная температура. Ну, естественно, хорошему специалисту нужно хоть чуть-чуть знать и про остальные три температуры.

2.4. Масштабы атмосферных процессов

В различных "умных" книжках и на лекциях иногда приходится слышать выражения: "Это является процессом планетарного масштаба" или "Это мезомасштабный процесс" и т. д.

Мы, конечно, приблизительно представляем, что это означает, но хотелось бы, чтобы у вас было более правильное представление о масштабах атмосферных процессов. Авторы надеются, что приведенная табл. 2.2 поможет решить вам эту задачу.

Таблица 2.2. Масштабы атмосферных процессов

Масштаб атмосферного процесса	Размер		Время жизни	
	м	км	секунды	разные единицы
Макромасштаб (планетарный)	$10^7 - 10^6$	10000—1000	$10^6 - 10^5$	10—1 суток
Синоптический	$10^6 - 10^5$	1000—100	$10^5 - 10^4$	30—3 часов
Мезомасштаб	$10^5 - 10^4$	100—10	$10^4 - 10^3$	180—20 мин
Микромасштаб	Менее 10^4	Менее 10	Менее 10^3	Менее 20 мин

Теперь вы можете свободнее и правильнее употреблять часто встречающиеся выражения и не путать масштабы атмосферных процессов. Это будет характеризовать вас как достаточно грамотного специалиста.

2.5. Ветер в атмосфере

Первопричиной возникновения ветра в атмосфере является неравномерное распределение атмосферного давления по земному шару. Как в сообщающихся сосудах уровень жидкости старается стать одинаковым, так и атмосферное давление у земли старается выровняться. Следовательно, в атмосфере возникает поток больших, вернее огромных, масс воздуха из районов с высоким атмосферным давлением в районы с пониженным давлением. Движение воздушных масс обусловлено силами барического градиента (G). Однако, как только возникает движение воздуха за счет силы барического градиента, сразу же возникает и сила Кориолиса (K), которая направлена в северном полушарии вправо под углом в 90° от направления начавшегося движения воздушных масс. В результате взаимодействия этих сил в начальный момент времени воздух начнет перемещаться в направлении U_0 (рис. 2.1).

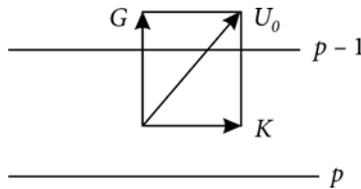


Рис. 2.1. Пояснения к определению движения воздушных масс при наличии сил барического градиента (p — атмосферное давление)

Однако перемещение воздуха в направлении U_0 будет недолгим, т. к. снова возникнет сила Кориолиса, вновь поток воздуха отклонится вправо от направления движения, и снова процесс будет неустойчивым. Это будет происходить до тех пор, пока сила Кориолиса не уравнивает действие силы барического градиента. В этом случае наш воздушный поток станет устойчивым, и теперь можно порассуждать о его направлении (рис. 2.2).

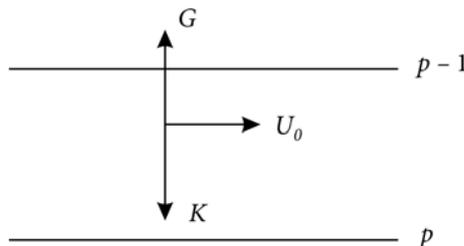


Рис. 2.2. Установившееся движение воздушных масс

Как видно из рисунка, устойчивое направление перемещения воздушных масс, а это ветер, будет таким, при котором сила барического градиента уравновесится силой Кориолиса, возникающей при перемещении этих воздушных масс. На рис. 2.2 хорошо видно, что при отсутствии сил трения сила Кориолиса может уравновесить силу барического градиента только в том случае, если она будет направлена в сторону, противоположную силе барического градиента. Это обстоятельство автоматически приводит к тому, что ветер должен быть направлен параллельно изобарам, причем зона пониженного давления должна в северном полушарии оставаться слева по движению.

Установившееся горизонтальное движение воздуха в прямолинейных параллельных изобарах при отсутствии сил трения называется *геострофическим ветром*.

Известно, что скорость геострофического ветра определяется по следующей формуле:

$$U_0 = -\frac{1}{2\rho\omega_z} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}, \quad (2.7)$$

где: $\omega_z = \omega \sin \phi$; ω — угловая скорость вращения земли; ϕ — широта места; $\partial p / \partial n$ — горизонтальный градиент давления; а сила Кориолиса (K) равна

$$K = 2\rho\omega \sin \phi \cdot U, \quad (2.8)$$

где U — скорость ветра, а ρ — плотность воздуха.

Однако в пограничном слое атмосферы всегда существуют силы трения (F), в результате чего реально силу барического градиента уравновешивает не одна, а две силы: сила Кориолиса и сила трения (рис. 2.3).

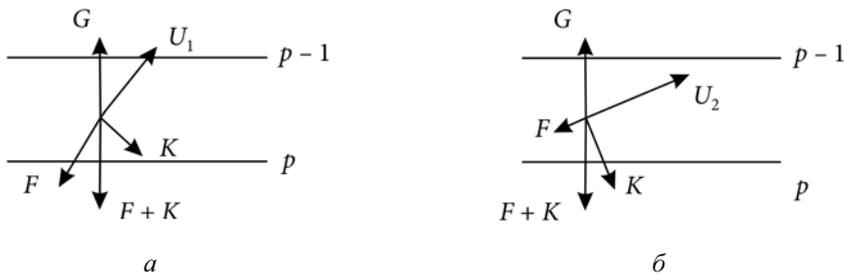


Рис. 2.3. Оценка направления движения воздушных масс при различных значениях силы трения

Как видно из рисунка, в случае (а) и в случае (б) сила барического градиента уравновешивается суммой сил Кориолиса и трения. Устойчивый воздушный

поток (ветер) будет направлен вдоль U_1 или U_2 , соответственно на левой и на правой части рисунка. Как говорится, невооруженным глазом видно, что в случае (а) сила трения F значительно больше, чем в случае (б). Также заметно, что угол между изобарой и вектором U_1 больше угла между изобарой и вектором U_2 . Следовательно, чем меньше сила трения, тем ближе к изобаре будет расположено направление ветра.

Так как известно, что сила трения с увеличением высоты уменьшается, то и направление ветра с высотой приближается к изобарам (изогипсам). Это особенно хорошо заметно в пограничном слое атмосферы. *Пограничный слой атмосферы* — это слой атмосферы от земли до высоты 500—1500 м, в котором за счет земной поверхности и турбулентного обмена хорошо выражен суточный ход метеорологических элементов, уменьшающийся с высотой. Нижние 50—250 м пограничного слоя называются *приземным слоем*. В приземном слое всегда резко увеличивается коэффициент турбулентности и, как следствие, большие и очень большие вертикальные градиенты метеорологических величин.

Изменение направления и скорости ветра с высотой хорошо описывается так называемой "спиралью Экмана", внешний вид которой показан на рис. 2.4.

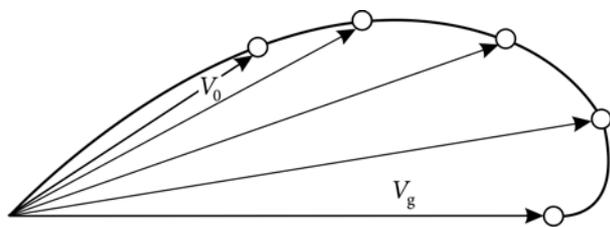


Рис. 2.4. Спираль Экмана. V_g — геострофический ветер; V_0 — действительный ветер

Рисунок 2.3 позволяет сделать еще один интересный вывод. Совершенно очевидно, что на этом рисунке низкое давление расположено в его верхней части, а высокое — в нижней. Внимательно посмотрев на рисунок, можно сделать вывод, что в циклонах ветер вращается против часовой стрелки и направлен к центру циклона, а в антициклонах, наоборот, вращение ветра происходит по часовой стрелке, а ветер направлен от центра антициклона. Данное утверждение справедливо для северного полушария.

Отклонение направления ветра от направления изобар обусловлено силой трения, и чем больше сила трения, тем больше угол между изобарой и фактическим направлением ветра (см. рис. 2.3). Поэтому принято считать, что у земли ветер отклоняется от изобар над морем на 15—20°, а над сушей на 30—45°.

Помимо геострофического ветра, о котором мы упоминали выше, существует еще несколько понятий о ветре. Основные из них приведены далее.

- *Градиентный ветер* — ветер, наблюдающийся в круговых изобарах при отсутствии сил трения. Естественно, что в циклонах этот ветер направлен против часовой стрелки, а в антициклонах — по часовой стрелке и по касательной к изобаре.
- *Действительный ветер* — реальный ветер в атмосфере с учетом сил трения. С увеличением высоты, из-за уменьшения силы трения, направление ветра постепенно приближается к изогипсе, поворачиваясь всегда (в циклонах и антициклонах) по часовой стрелке. Этот факт также наглядно проиллюстрирован на рис. 2.3.
- *Изаллобарический ветер* — это такой ветер, который не совпадает с геострофическим из-за изменения давления во времени (а это изаллобары!). Отклонения изаллобарического ветра от геострофического редко превышают 20%. Этот ветер является, в основном, теоретическим, почти никогда не прогнозируется и используется только в некоторых численных схемах.
- *Термический ветер* представляет собой прирост геострофического ветра от одного уровня к другому, более высокому, за счет среднего горизонтального градиента температуры в слое между этими уровнями.

Следовательно, термический ветер — это ветер в слое. Аналогично возникновению сил барического градиента, термический ветер возникает за счет сил горизонтального градиента температуры. Более теплый воздух, стараясь выровнять температуру, устремляется в сторону более холодного. А это уже поток массы воздуха, который станет устойчивым только тогда, когда будет направлен параллельно изотермам, причем так, что область холода останется слева (в северном полушарии). На рис. 2.5 представлены примеры термического ветра, который может наблюдаться при адвекции тепла и адвекции холода. Как видно, на рис. 2.5, *а* приведен пример барического поля, в котором наблюдается адвекция тепла, а рис. 2.5, *б* — адвекция холода. Если обозначить скорость ветра на нижнем уровне через U_0 , термический ветер через ΔU_0 , а скорость ветра на верхнем уровне через U , то становится очевидным, что при адвекции тепла имеет место поворот ветра по часовой стрелке, а при адвекции холода — против часовой стрелки.

Как видно из рисунка, при адвекции тепла (рис. 2.5, *а*) наблюдается правый поворот ветра, а при адвекции холода (рис. 2.5, *б*) — левый поворот ветра. Этими правилами часто пользуются на практике, когда только по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы по изменению направления ветра с высотой приходится оценивать характер адвекции.

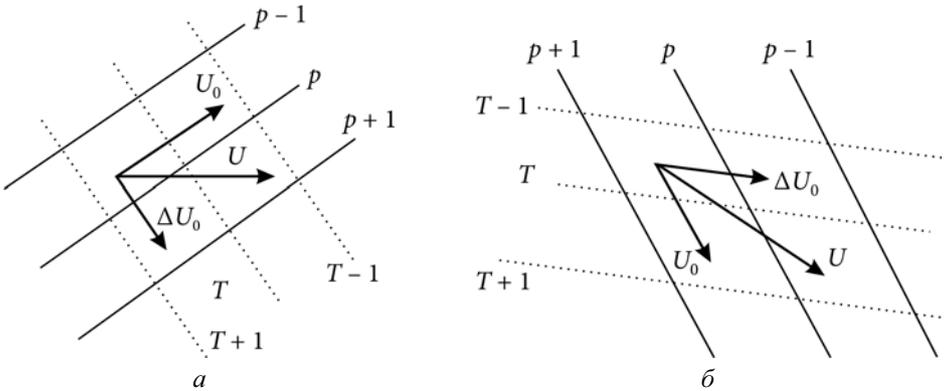


Рис. 2.5. Пояснения к определению термического ветра:
 а — при адвекции тепла; б — при адвекции холода

- *Средний ветер* — это ветер в каком-нибудь слое атмосферы, который рассчитывается для нужд Министерства по чрезвычайным ситуациям или Министерства обороны.

По данным зондирования атмосферы в произвольном масштабе на специальном бланке или листе бумаги строятся векторы ветра на различных уровнях, затем определяется результирующий вектор, а по нему — средний ветер в слое от высоты самого нижнего вектора до высоты самого верхнего. Направление среднего ветра сразу же указывает направление результирующего вектора, а для получения его скорости следует длину суммарного вектора разделить на количество просуммированных векторов (рис. 2.6).

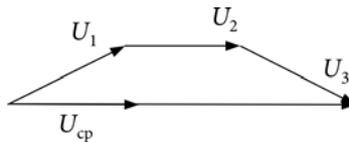


Рис. 2.6. К определению среднего ветра

- *Относительный ветер* — это ветер в какой-либо относительной системе координат. В отличие от *абсолютного ветра*, равного сумме скоростей ветра относительно земной поверхности и линейной скорости вращения земли, относительный ветер определяется только относительно земной поверхности.
- *Эквивалентный ветер*. Понятие об эквивалентном ветре (ω) используется только при метеорологическом обеспечении авиации. Эквивалентный ве-

тер — это такой расчетный ветер, который постоянен по величине, направлен по линии пути самолета и оказывает на полет такое же влияние, как и реальный ветер. В последнее время понятие эквивалентного ветра можно считать в какой-то мере устаревшим, т. к. на практике расчеты эквивалентного ветра сейчас выполняются крайне редко.

- *Струйное течение.* Струйным течением называется сильный ветер в свободной атмосфере. Принято считать, что струйное течение существует, если на высотах более 5 км наблюдается ветер со скоростью более 30 м/с или 100 км/ч. Обычно струйное течение представляет собой узкую зону сильных ветров. По статистике высота струйного течения не превышает 10 км, ширина — нескольких сотен километров, а протяженность — нескольких тысяч километров, хотя известны случаи, когда струйное течение опоясывало весь земной шар. Максимальная скорость ветра, зарегистрированная в струйном течении над территорией России, равнялась 340 км/ч.
- *Мезоструйные течения.* Мезоструйными течениями называются потоки воздуха со скоростями 15—30 м/с на высотах 200—500 м над поверхностью земли. Эти потоки часто наблюдаются над слоями инверсии, ночью в области низких антициклонов, имеющих большой наклон вертикальной оси. При наличии таких струй у земли ветер, как правило, не превышает 3 м/с. Исчезают мезоструи обычно через 2—3 часа после восхода Солнца (после разрушения приземной инверсии), однако зимой могут сохраняться долго, особенно в Арктике и Антарктиде.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

- Самый сильный ветер у земли зафиксирован на одном из перевалов в горах на территории США. Там наблюдался ветер со скоростью 129 м/с, а это больше 450 км/ч.
- В 40-е годы XX века, когда только-только начали выполняться наблюдения с помощью радиозондов, не верили данным, если получалось, что скорость ветра на высотах больше 100 км/ч. Тогда еще не знали о струйных течениях. Теперь знают, и над северными районами Тихого океана зафиксирована скорость ветра в 750 км/ч! Самолет Ил-18, который имеет крейсерскую скорость 650 км/ч и еще кое-где летает, попав против такой струи, имел бы отрицательную скорость, т. е. летел бы "хвостом вперед" со скоростью 100 км/ч.
- Очень хорошо, что, говоря об относительном ветре, мы имеем в виду ветер относительно земной поверхности. Иначе бы мы запутались. Действительно, Земля движется по орбите вокруг Солнца со скоростью 30 км/с. За счет вращения Земли вокруг своей оси на широте Санкт-Петербурга или Стокгольма каждая точка земной поверхности "пробегаёт" около 230 м/с, а скорость ветра у Земли всего 5 м/с. Представляете, что бы было, если бы мы изменили систему отсчета?!

2.6. Вода в атмосфере

О "круговороте воды в природе" мы все знаем еще со школьной скамьи: солнце нагревает землю и воду, вода испаряется, в виде пара поднимается в атмосферу, там конденсируется и в виде осадков снова попадает на землю. Ежегодно с земной поверхности (вода + суша) испаряется 355 тыс. км³ воды. Вся вода быстро возвращается опять на землю, но в атмосфере всегда находится примерно 13 тыс. км³ воды. Это очень много! Такое количество воды в 11 раз больше, чем во всех реках мира. Запас воды в атмосфере обновляется примерно через 9 суток, т. е. 40 раз в год.

Рассмотрим путь попадания воды в атмосферу. Этот путь один — *испарение*. В принципе, испарение — это отрыв молекул воды (водяного пара) от поверхности. Интенсивность испарения зависит от температуры воздуха, скорости ветра и в меньшей степени от величины атмосферного давления. Физика процесса испарения заключается в следующем. Если представить горизонтальную поверхность воды (рис. 2.7), то на этой поверхности постоянно идет процесс отрыва молекул воды (испарение) и возвращение молекул воды из воздуха (конденсация). В зависимости от того, какой процесс преобладает, можно говорить или о процессе испарения, или о процессе конденсации.

В тех случаях, когда количество "оторвавшихся" молекул равно количеству "вернувшихся", можно говорить о процессах насыщения. Причем упругость насыщения водяного пара (E) будет тем больше, чем выше температура, т. е. если $T_1 < T_2$, то $E_1 < E_2$.

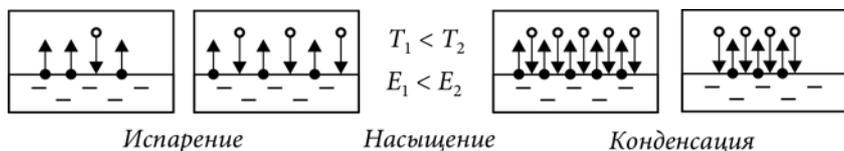


Рис. 2.7. К пояснению физики процесса испарения

Упругость насыщения (E) зависит также и от агрегатного состояния вещества: чем тяжелее оторвать молекулу от той среды, в которой она находится (чем больше силы сцепления молекул), тем меньше упругость насыщения. Поэтому $E_{\text{льда}} < E_{\text{воды}}$, а упругость насыщения над вогнутой поверхностью меньше, чем над горизонтальной и еще меньше, чем над выпуклой.

Это примерно как бег по воде, когда в одном случае воды только по щиколотку, в другом по колено, а в третьем по пояс. Естественно, что в последнем случае "вырваться" из воды вам будет тяжелее всего.

Следовательно, прочитав еще раз последний абзац и внимательно посмотрев на рис. 2.8, можно убедиться, что действительно упругость насыщения над

водой больше, чем над льдом, а упругость насыщения над мелкими каплями больше, чем над крупными. Это очень важный вывод. Дело в том, что в облаке всегда рядом существуют капли разных размеров. И вот, представьте себе ситуацию, когда упругость насыщения в облаке (e) больше, чем над крупной каплей, но меньше, чем над мелкой ($E_{\text{крупн.}} < e < E_{\text{мелк.}}$). При таком "раскладе" мелкие капли продолжают испаряться, а крупные конденсируют на себя водяной пар атмосферы, т. е. крупные капли в облаке растут за счет мелких капель.

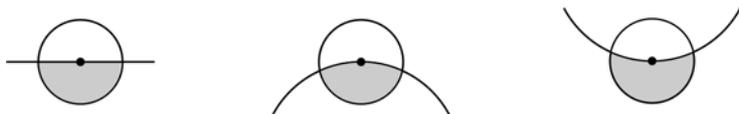


Рис. 2.8. Испарение с поверхности различной кривизны

Аналогичная картина происходит и с ростом облачных кристаллов: кристаллы имеют возможность расти за счет всей жидкой фазы облака — как за счет крупных, так и за счет мелких облачных капель. Ну а рост размеров облачных элементов приводит к выпадению осадков.

Хотелось бы напомнить читателям о сложных тепловых процессах в облаке. Ведь известно, что при испарении воды затрачивается тепло на преодоление сил сцепления молекул (600 кал на 1 г или примерно $2,5 \cdot 10^6$ Дж/кг), а на плавление льда (разрушение пространственной решетки) дополнительно тратится 80 кал на 1 г или $0,33 \cdot 10^6$ Дж/кг. При конденсации водяного пара и замерзании воды выделяется такое же по величине количество тепла. Вот поэтому представить себе достаточно точную модель облака и всех процессов в нем является очень сложной задачей.

Ну а не привязываясь непосредственно к облаку, можно сказать, что вода в атмосфере может находиться в трех агрегатных состояниях: *вода*, *пар* и *лед*. Иногда говорят и о четвертом состоянии — *переохлажденной воде*, но, пожалуй, с точки зрения физики, лучше говорить о трех фазовых состояниях воды, а не о четырех.

В зависимости от температуры (T) и давления (p) состояние влаги в атмосфере может быть различным. Оно, это состояние, может быть определено так называемой *диаграммой состояния*.

Как видно из диаграммы, если параметры атмосферы соответствуют значениям, указанным в точке A , то в этом случае упругость водяного пара в точке A (e_A) меньше упругости насыщения (E), т. е. $e_A < E$, и, следовательно, при такой ситуации будет происходить процесс испарения. В точке B наоборот,

упругость насыщения $e_B > E$, а это значит, что в данном случае будет происходить процесс конденсации водяного пара.

В точке C водяной пар и вода находятся в равновесии. Следовательно, в этом случае имеет место процесс насыщения ($e_C = E$).

На рис. 2.9 заметно также, что при отрицательных температурах воздуха максимальная упругость водяного пара над водой чуть больше, чем надо льдом. Этого "чуть-чуть" в атмосфере хватает для возникновения многих важных процессов. Как уже говорилось, во-первых, из-за этого в облаке кристаллы растут за счет капель. Во-вторых, по той же причине говорят, и говорят совершенно справедливо, что "снежный покров съедает туман", т. к. капли тумана испаряются, и водяной пар конденсируется на снежной поверхности, тем самым уменьшая водность тумана и "съедающая" его.

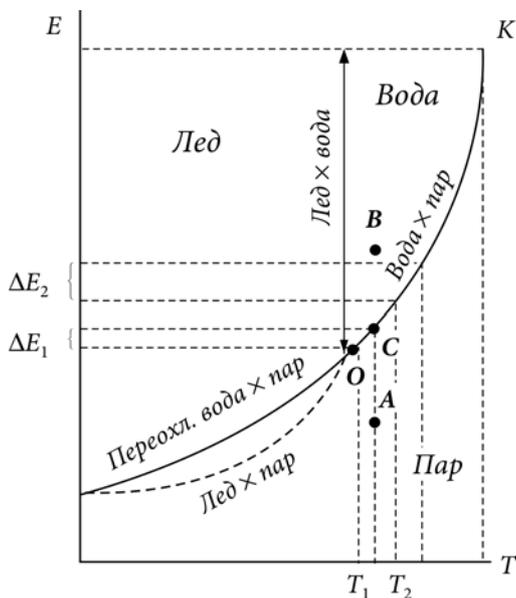


Рис. 2.9. Диаграмма состояния для влаги в атмосфере

ЭТО ИНТЕРЕСНО

- Хитрое задание: пожалуйста, покажите точку на диаграмме состояния, которая соответствует состоянию водяного пара в вашей комнате.
- Как мы писали только что выше, небольшая разница в упругости насыщения над водой и надо льдом ("чуть-чуть") приводят в атмосфере к серьезным и очень интересным процессам. Это в какой-то мере напоминает работу обыкновенного лифта. Обязательной частью каждого лифта является про-

тивовес, который по своему весу "чуть-чуть" тяжелее кабины с пассажирами. В результате даже небольшого по мощности двигателя достаточно для приведения кабины лифта в движение, и это возможно практически при любом весе кабины лифта. Здесь, как и в атмосфере (или в атмосфере, как и в лифте), работает принцип "чуть-чуть".

- Говоря о процессах испарения и конденсации, хочется привести такой пример. Одна береза за год испаряет несколько тысяч литров воды, а это значит, что за солнечный день каждое дерево испаряет в атмосферу 3—5 ведер воды. И это только одно дерево и в один день!
- И еще один пример, который наглядно показывает всю силу и величие атмосферных процессов. Если представить себе кучево-дождевое облако средних размеров (10×10 км по горизонтали и 5 км в высоту) и считать, что его водность равна 1 г/м^3 (это меньше среднего значения водности в кучево-дождевом облаке), то в облаке таких размеров содержится 5×10^5 тонн воды или 10 000 железнодорожных цистерн. Этой водой из облака можно полностью заполнить бассейн глубиной 5 м с горизонтальными размерами 100×1000 м. Эта "вода" образовалась при конденсации водяного пара, находившегося в воздухе, а, как известно, при конденсации водяного пара выделяется тепло. Так вот, если бы все тепло конденсации пошло только на нагрев воды, то выделившихся 3×10^5 Гкал тепла хватило бы для того, чтобы нагреть от 0 до 100° бассейн с водой размерами $5 \times 100 \times 6000$ м. Такое количество энергии сопоставимо с энергией первых атомных бомб.

Есть еще один интересный вопрос для читателей: всем известно, что вода тяжелее воздуха, что облачные капли тоже тяжелее воздуха, но они не всегда и не сразу падают на землю. Почему? Вот на этот вопрос мы постараемся ответить в следующем разделе.

2.7. Устойчивость атмосферы

Любой элементарный объем воздуха в атмосфере все время находится в движении. Горизонтальное перемещение (движение) происходит за счет сил барического градиента и силы Кориолиса. При этом отклонение от горизонтального движения если и происходит, то только за счет неровностей рельефа. Вертикальное движение воздуха обусловлено устойчивостью или неустойчивостью атмосферы, которая определяется вертикальным градиентом температуры.

Рассмотрим возможные варианты вертикальных движений единичного объема воздуха в зависимости от вертикального градиента температуры. На каждом уровне в атмосфере на единичный объем воздуха (1 см^3) действуют две силы. Первая сила — сила тяжести, равная $g\rho_i$ (g — ускорение силы тяжести, ρ_i — плотность воздуха единичного объема) и направленная вертикально вниз. Вторая сила — это выталкивающая (Архимедова) сила, которая направлена вертикально вверх и равна $g\rho_e$ (ρ_e — плотность окружающего воз-

духа). От величины этих сил и зависит поведение нашей частицы (единичного объема воздуха).

Если плотность воздуха в единичном объеме меньше плотности окружающего воздуха ($\rho_i < \rho_e$), то наш изолированный объем (наша частица) пойдет вверх или, как иногда говорят, будет всплывать. Если же наоборот, плотность окружающего воздуха будет меньше плотности изолированного объема ($\rho_i > \rho_e$), то наша частица будет опускаться или, как иногда говорят, тонуть.

В качестве иллюстрации к сказанному приведем пример. Если вы возьмете сухую палку, опустите ее в воду, а потом отпустите, то ваша палка очень быстро всплывет на поверхность, причем, чем глубже вы опустите палку в воду, тем большая скорость всплытия будет у палки у поверхности воды. Если заменить сухую палку на мокрую и тяжелую, то такая палка тоже всплывет, однако скорость ее всплытия будет значительно меньше. Ну а если взять палку, которая очень долго пролежала в воде, то такая палка и совсем может опуститься на дно. А теперь представьте, что ваша палка — это изолированный объем воздуха, а вода — окружающий воздух, и вам более понятной станет изложенная выше мысль.

А теперь рассмотрим три возможных варианта поведения частицы (изолированного объема) при сухоадиабатическом процессе в атмосфере.

Для начала следует напомнить, что *адиабатическим процессом* называется такой процесс, который происходит в атмосфере без обмена теплом и влагой с окружающим воздухом. *Сухоадиабатическим процессом* называется такой процесс, который происходит в сухом или влажном ненасыщенном воздухе. Атмосферные процессы можно считать адиабатическими или квазиадиабатическими (квази — почти), т. к. только на границах, предположим, подъема воздуха (а процессы могут быть любыми) имеет место взаимодействие с другой воздушной массой (с окружающим воздухом), а внутри поднимающегося воздуха процесс действительно проходит как адиабатический.

ВАРИАНТ 1: $\gamma > \gamma_a = 1 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м}$.

Если взять изолированный объем воздуха на пересечении кривой стратификации (сплошная линия) и сухой адиабаты (пунктирная линия) и "толкнуть" его вверх, то изменение температуры изолированного объема будет происходить по сухоадиабатическому закону (по пунктирной линии) — рис. 2.10. Это значит, что на любом уровне выше точки пересечения кривой стратификации и сухой адиабаты изолированный объем будет теплее окружающего воздуха (сухая адиабата расположена правее кривой стратификации), следовательно, он будет легче, и в атмосфере есть необходимые условия для его дальнейшего подъема.

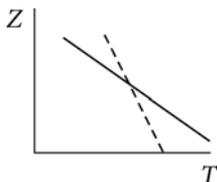


Рис. 2.10. Вариант 1 поведения частицы при сухоадиабатическом процессе в атмосфере

Если нашу частицу (изолированный объем) аналогичным образом "толкнуть" вниз, то на каждом уровне этот объем будет холоднее окружающего воздуха, следовательно, тяжелее, и в атмосфере есть необходимые условия для его дальнейшего движения вниз.

Такое состояние атмосферы, такая ее стратификация, при которой $\gamma > \gamma_a = 1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, называется *сухонеустойчивой*.

ВАРИАНТ 2: $\gamma = \gamma_a = 1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$.

Если вертикальный градиент температуры в атмосфере на всех высотах равен сухоадиабатическому, то на любом уровне изолированный объем будет иметь такую же температуру, как и окружающий воздух (рис. 2.11). Это значит, что плотность окружающего воздуха и изолированного объема на всех высотах будет равна, а следовательно, наш изолированный объем будет иметь нулевое ускорение, т. е. частица останется на том же уровне, на котором она и находилась первоначально. Это состояние атмосферы, такая ее стратификация, при которой на всех высотах $\gamma = \gamma_a = 1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, называется *сухобезразличной*.

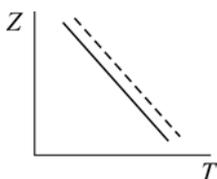


Рис. 2.11. Вариант 2 поведения частицы при сухоадиабатическом процессе в атмосфере

ВАРИАНТ 3: $\gamma < \gamma_a = 1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$.

Третий вариант в какой-то мере противоположен первому. В последнем случае при любом "толчке" вверх изолированный объем на каждом уровне будет холоднее, а следовательно, тяжелее окружающего воздуха (рис. 2.12). Поэтому наша частица будет иметь ускорение, которое направлено вниз. Иными словами, изолированный объем вернется на исходный уровень. То же самое

произойдет с нашей частицей, если ее первоначально "толкнуть" вниз. На всех уровнях атмосферы опускающаяся частица будет теплее окружающего воздуха, следовательно, легче, и у нее будут все условия для возвращения на исходный уровень. Такая стратификация атмосферы, при которой $\gamma < \gamma_a = 1 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, называется *сухоустойчивой*.

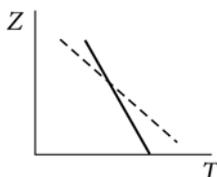


Рис. 2.12. Вариант 3 поведения частицы при сухоадиабатическом процессе в атмосфере

Мы рассмотрели три возможных варианта стратификации атмосферы для сухого (влажного ненасыщенного) воздуха. Аналогично можно представить и влажно-адиабатические процессы, которые происходят во влажном насыщенном воздухе. Разница заключается лишь в том, что сухоадиабатический вертикальный градиент температуры равен $1 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, а влажно-адиабатический вертикальный градиент температуры меньше и равняется в стандартных условиях $\gamma_{\text{ва}} = 0,65 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Влажно-адиабатический вертикальный градиент температуры меньше сухоадиабатического потому, что при подъеме влажного насыщенного воздуха происходит конденсация водяного пара, находящегося в атмосфере. Как известно, при конденсации водяного пара выделяется тепло, а процесс-то у нас адиабатический, следовательно, это тепло остается в том же объеме воздуха и расходуется на его нагрев.

Таким образом, можно говорить о влажнонеустойчивой стратификации ($\gamma > \gamma_{\text{ва}}$), влажноразличной стратификации ($\gamma = \gamma_{\text{ва}}$) и влажнустойчивой стратификации ($\gamma < \gamma_{\text{ва}}$). Рисунки, поясняющие поведение изолированного объема при той или иной стратификации атмосферы для влажного воздуха, аналогичны приведенным выше рисункам для сухого воздуха.

А теперь ответ на риторический вопрос, заданный в конце предыдущего раздела: почему облачные капли сразу не падают на землю? Оказывается все дело в вертикальных токах. Как известно, облачные капли имеют сравнительно небольшие размеры, и вертикальные токи их просто-напросто "держат" в воздухе. Это как мыльные пузыри, которые удерживаются в воздухе вашим дыханием, или как шарик от пинг-понга, который удерживается в воздухе струей воздуха из пылесоса. Естественно, что более тяжелые предметы, а следовательно, и более тяжелые капли удерживаются большими вертикаль-

ными токами. Вот по этой причине в ливневом дожде капли по размеру значительно больше, чем при обложных осадках.

Пока капля маленькая, она не падает. Затем капля начинает расти, ее уже не удерживает восходящий поток, и она падает на землю в виде дождя. Основные причины роста капель следующие: рост кристаллов за счет капель, рост больших капель за счет мелких, рост капель за счет коагуляции (столкновения) и за счет различных электрических полей. Однако теория роста капель в облаке — большая самостоятельная проблема, и мы ею заниматься не будем.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

- Известно, что средний размер облачных капель равен 20 мкм, а средний диаметр капли дождя 2 мм. Простая арифметика говорит о том, что для образования одной дождевой капли нужно, чтобы произошло столкновение 1 миллиона (!) облачных капель.
- И еще один вопрос: почему капли мороси по своему размеру меньше, чем капли обложных осадков, а капли обложных осадков меньше, чем ливневых? Оказывается причина одна: при мороси в атмосфере наблюдаются самые слабые вертикальные токи, а при ливневых осадках — самые сильные. Они-то и "регулируют" размер капель.

2.8. Атмосферные фронты

Атмосферный фронт — это раздел между двумя воздушными массами, имеющими различные параметры. Обычно в разных воздушных массах наиболее ярко выражена разница в температуре воздуха и его влагосодержании. По статистике, при переходе из одной воздушной массы в другую температура воздуха у земли изменяется на 5 градусов и более, а на высотах — на 8 и более градусов на расстоянии в 1000 км.

Из уравнения состояния однозначно вытекает, что плотность теплого воздуха (ρ_t) меньше плотности холодного воздуха (ρ_x), т. е. $\rho_t < \rho_x$, следовательно, если первоначально фронтальный раздел должен был быть вроде бы вертикальным (рис. 2.13, а), то по идее холодный воздух (более тяжелый) должен вытеснить наверх теплый, более легкий воздух (рис. 2.13, б).

На самом деле такого вытеснения теплого воздуха, как представлено на рис. 2.13, б, никогда не бывает, и фронтальная поверхность всегда расположена под углом к горизонту так, как это показано на рис. 2.14.

В самом деле, атмосферное давление в первом столбе воздуха меньше, чем во втором, а во втором меньше, чем в третьем. Это объясняется тем, что высота "холодного" столба в третьем случае наибольшая, следовательно, он тяжелее, и здесь давление больше. Раз так, то возникает сила барического градиента

G_ϕ , направленная в сторону низкого давления. При этом сразу же возникает сила Кориолиса, и в результате воздушный поток оказывается направленным вдоль приземной линии фронта. Этот поток и удерживает фронтальный раздел в наклонном состоянии. Угол наклона фронта (α), при котором достигается равновесие двух воздушных масс, зависит от характеристик этих масс. Этот угол можно определить по формуле Маргулеса:

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{2\omega \cdot \sin\phi}{g} \cdot \frac{V_1 T_2 - V_2 T_1}{T_2 - T_1}, \quad (2.9)$$

где V и T — скорость ветра (м/с) и температура (К) воздуха соответственно. Значения с индексом "1" относятся к холодной воздушной массе, а с индексом "2" — к теплой; ω — угловая скорость вращения земли; ϕ — широта места; g — ускорение силы тяжести.



Рис. 2.13. Положение раздела между двумя воздушными массами: a — первоначальное; b — конечное (теоретическое)

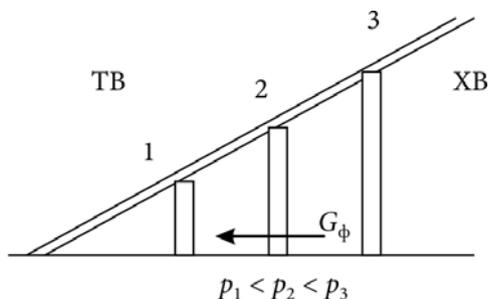


Рис. 2.14. Фактическое положение атмосферного фронта.
 G_ϕ — градиент давления в зоне фронта

Обычно наклон фронтальной поверхности очень небольшой и равен $1/300$ — $1/50$. В среднем считают, что наклон поверхности теплого фронта равен $1/100$, а холодного $1/50$ или $1/75$, причем, чем быстрее смещается фронтальная поверхность, тем круче она расположена (тем меньше знаменатель).

Из рис. 2.14 можно сделать еще один интересный и очевидный вывод: *атмосферный фронт у земли и на высотах всегда находится в ложбине*. Действительно, в первом единичном столбе воздуха холодного воздуха меньше, чем во втором, а во втором меньше, чем в третьем. Это очевидно. Также очевидно, что холодный воздух тяжелее теплого, а следовательно, атмосферное давление в первом столбе будет меньше, чем во втором, а во втором меньше, чем в третьем. Так можно "добраться" и до приземной линии фронта, где холодный (более тяжелый) воздух практически отсутствует. Следовательно, атмосферный фронт всегда расположен там, где наблюдается наименьшее давление, т. е. он не просто находится в ложбине, а лежит на ее оси. Как правило, ложбина всегда бывает чуть лучше выражена со стороны холодного воздуха. Почему так происходит — хорошо видно из того же рис. 2.14.

Обычно атмосферные фронты прослеживаются до высоты 5—6 км. Фронтальная поверхность не плоская, а имеет какой-то достаточно большой объем. Как правило, у земной поверхности толщина фронтальной зоны составляет 100—200 м, а на высоте в несколько километров увеличивается до 500—1000 м. С учетом наклона фронтальной поверхности, на земле ширина фронта равна примерно 50—100 км. Отсюда достаточно просто оценить время, за которое фронтальная поверхность пройдет какой-либо пункт.

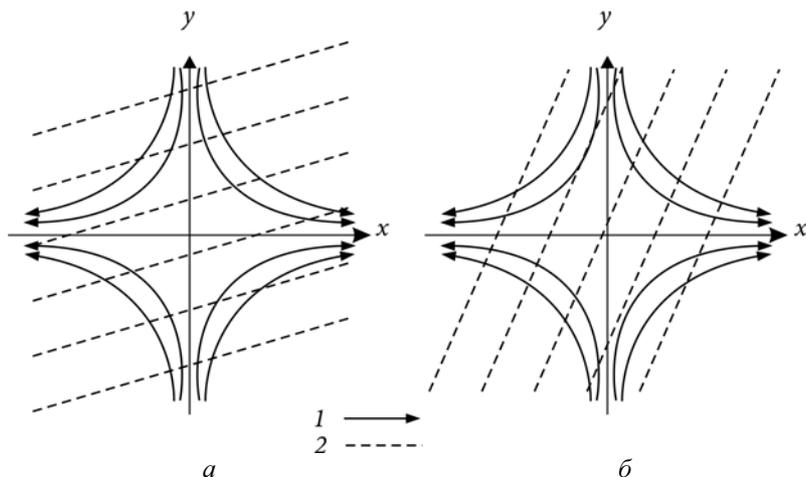


Рис. 2.15. К пояснению физики образования фронтальных зон:

1 — линии тока; 2 — изотермы

Первоначально градиенты температуры, формирующие фронтальную поверхность, возникают за счет существующего барического поля. Если представить условное барическое поле (рис. 2.15), то здесь при первоначальном равномерном поле температур вдоль оси y — оси сжатия — происходит уве-

личение горизонтальных градиентов температуры, и возникает фронтальная зона. Ось x на рисунке называют осью растяжения.

В природе и на практике все значительно сложнее, хотя основополагающие теоретические принципы остаются теми же самыми. Теоретически фронтальный раздел, разделяющий две какие-либо воздушные массы, должен замыкаться вокруг земного шара, имея в одних районах гребни тепла, а в других — ложбины холода. На самом деле из-за трансформации воздушных масс, разной подстилающей поверхности, а иногда и из-за плохого анализа карт погоды этого на карте не увидишь. Вот поэтому и говорят, что синоптиком не рождаются — им становятся, причем становятся, проработав на практике не менее 3—5 лет. Тогда сам синоптик будет в состоянии увидеть все неточности анализа и внести в него необходимые коррективы.

Кстати, еще одно весьма распространенное и очень нужное теоретическое положение: *знак атмосферного фронта всегда меняется на оси гребня.*

Это просто объясняется с помощью рис. 2.16, на котором представлено барическое поле и фронтальная зона. До оси гребня по потоку в каждую точку земной поверхности вместо холодного воздуха будет поступать теплый, т. е. имеет место теплый атмосферный фронт. После оси гребня, наоборот, в каждую точку земной поверхности будет поступать холодный воздух, т. е. имеет место холодный атмосферный фронт, а следовательно, знак фронта меняется на оси гребня.

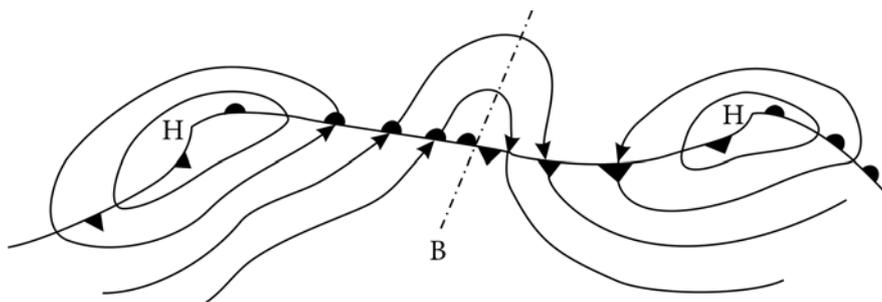


Рис. 2.16. К пояснению определения точки смены знака атмосферного фронта

Атмосферные фронты классифицируются по целому ряду признаков. Основные признаки классификации следующие:

□ по географическому положению:

- арктический фронт;
- полярный фронт;
- тропический фронт (внутритропическая зона конвекции);

- по горизонтальной и вертикальной протяженности фронта атмосферные фронты бывают:
 - основные;
 - вторичные (линии неустойчивости, линии шквалов);
- по температуре воздушных масс атмосферные фронты бывают:
 - теплые;
 - холодные (1 и 2 рода);
 - нейтральные;
 - стационарные (малоподвижные);
- по сложности взаимодействия воздушных масс в зоне фронта атмосферные фронты бывают:
 - простые (теплые или холодные);
 - сложные (фронты окклюзии и секкюзии).
- в зависимости от направления движения воздушных масс вдоль фронта:
 - анафронты — восходящим является теплый воздух. Анафронты могут быть как холодными, так и теплыми;
 - катафронты — восходящие потоки теплого воздуха наблюдаются перед фронтом, а нисходящие — по клину холодного воздуха. Катафронты бывают только холодными;
 - анакатафронты — восходящие движения на этих фронтах наблюдаются над линией фронта, а нисходящие движения — в остальной части фронтальной зоны. Эти фронты бывают как холодными, так и теплыми;
 - плоские фронты — фронты, на которых вертикальные движения практически отсутствуют;
- в зависимости от выраженности характеристик:
 - хорошо выраженные фронты;
 - размытые фронты;
 - обостряющиеся фронты;
 - размывающиеся фронты;
 - маскированные фронты.

Все характеристики атмосферных фронтов подробно рассматриваются в курсе "Синоптическая метеорология", и мы в данной книге этого вопроса касаться не будем. Отметим только, что холодные фронты обостряются днем и размываются ночью. Это обусловлено увеличением днем прогрева земной по-

верхности и, как следствие, увеличением скорости вертикальных токов и увеличением количества облачности и интенсивности осадков.

Теплые фронты, наоборот, обостряются ночью и размываются днем. Обострение теплых фронтов ночью происходит за счет охлаждения верхней границы облачности и, как следствие — увеличение вертикального градиента температуры, возникновение кучево-дождевой облачности, гроз и ливневых осадков.

Как было указано выше, атмосферный фронт всегда лежит в ложбине. Поэтому понятно, что с увеличением высоты в зоне теплого фронта ветер поворачивает по часовой стрелке, а в зоне холодного фронта — против часовой стрелки (рис. 2.17).

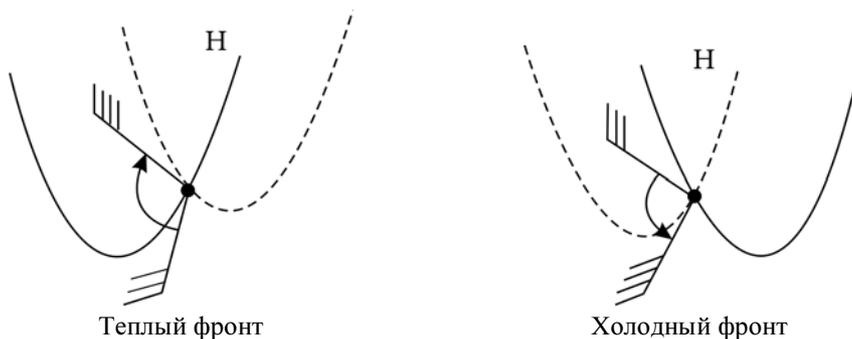


Рис. 2.17. К анализу поворота ветра с высотой в зоне фронта

И еще одна особенность фронтальных зон, на которой не часто останавливаются в учебниках: на теплом фронте зона осадков зимой, как правило, примерно на 100 км больше, чем летом. Дело в том, что зимой снежинки, выпадающие из слоисто-дождевых облаков на расстоянии 300—400 км от приземной линии фронта, не тают и достигают земли, а летом они не только тают, но и испаряются не достигая земной поверхности.

2.9. Виды прогнозов погоды и методы их разработки

Метеорологическая служба разрабатывает много различных прогнозов погоды как по сроку их действия, так и по методике прогнозирования.

По сроку, на который разрабатывается прогноз, прогнозы погоды бывают:

- сверхкраткосрочные прогнозы — срок действия до 12 часов;
- краткосрочные прогнозы — срок действия 12—36 часов;

- среднесрочные прогнозы — срок действия до 1 недели;
- долгосрочные прогнозы — срок действия более одной недели (чаще всего месяц или сезон).

На метеорологических станциях, как правило, разрабатываются сверхкраткосрочные и краткосрочные прогнозы погоды, в отдельных метеорологических центрах могут разрабатываться среднесрочные прогнозы погоды, а вот долгосрочные прогнозы разрабатываются только крупными метеорологическими центрами и региональными управлениями по гидрометеорологии. При разработке каждого вида прогнозов есть свои особенности, поэтому синоптику нельзя "с одной меркой" подходить к разработке прогнозов на различные сроки.

По принципу разработки прогнозов прогнозы бывают:

- инерционный прогноз — это прогноз по инерции. Считается, что в дальнейшем погода будет такой же, как и сейчас. При прогнозе погоды на сутки оправдываемость инерционных прогнозов близка к 2/3, т. е. к 67%;
- климатологический прогноз — это всегда долгосрочный прогноз, в основу которого положен анализ и учет климатических данных;
- случайный (слепой или полуслепой) прогноз — это прогноз, который дается без какого-либо научного подхода к его составлению, т. е. прогноз "с потолка". Оправдываемость таких прогнозов, естественно, равна 50% (или будет, или нет);
- экстраполяционный прогноз — прогноз, который разрабатывается с учетом правил линейной или физической экстраполяции;
- методический прогноз — прогноз, разработка которого основана на использовании какой-либо методики. Оправдываемость таких прогнозов бесспорно зависит от качества применяемой методики, ее эффективности.

По представлению результатов прогнозирования прогнозы погоды бывают:

- альтернативные (да — нет, будет — не будет);
- вероятностные (в процентах вероятности возникновения явления).

ЭТО ИНТЕРЕСНО

- В литературе, когда речь идет о прогнозах погоды, "борются" между собой два термина: "разработка" прогноза и "составление" прогноза. Авторы склонны думать, что прогноз все-таки разрабатывается синоптиком, а не составляется, поэтому в своих работах они отдают предпочтение первому термину — "разработка" прогноза.
- По поводу случайных или слепых прогнозов иногда в шутку говорят, что все они разрабатываются по одной формуле: $A = 4C + 3П$, где A — любая прогнозируемая величина, $4C$ — четыре стены в комнате, на которые нужно посмотреть при прогнозировании, а $3П$ — это потолок, пол и ... палец, которые помогут дать окончательный и "очень точный" результат прогноза.

- Нет сомнений в том, что в принципе все метеорологические прогнозы имеют какую-то вероятность, и всем метеорологическим органам было бы удобней давать прогнозы в вероятностной форме. К сожалению, этому, как могут, сопротивляются потребители метеорологической информации. Дело в том, что при альтернативных прогнозах решение по любому хозяйственному вопросу принимает метеослужба по прогнозу синоптика (в прогнозе указана гроза, и авиационный диспетчер не разрешает посадку самолета, в прогнозе указано, что будет метель, и коммунальные службы города готовят к работе снегоочистительную технику и т. д.). Из этих примеров читателю должно быть ясно, что командует всем "начальство" по альтернативному прогнозу синоптика. Здесь еще нужно подумать, на ком из этих двух лиц лежит большая ответственность, но у "начальства" в лице синоптика всегда есть "стрелочник". Если же прогноз дается в вероятностной форме, то исчезает "стрелочник", и руководство должно само принимать решение на какие-либо действия. Действительно, если синоптик сказал в одном случае, что вероятность грозы 70%, а в другом 30%, то в такой ситуации на вопрос "Что делать?" ответ должен дать сам диспетчер. Мы, метеослужба любого ранга, безусловно, должны помогать руководству принять правильное решение, и мы это делаем, но очень обидно и несправедливо все время "ходить в стрелочниках".

Основные методы разработки прогнозов погоды следующие.

- *Синоптический метод прогноза.* Этот метод основан на комплексном анализе синоптиком приземных синоптических и кольцевых карт погоды, карт барической топографии, различных прогностических карт и других материалов. Синоптик, проанализировав всю имеющуюся в его распоряжении информацию, делает заключение о возможности возникновения того или иного явления. Этот метод прогноза достаточно оперативен, прост и используется очень широко. Главным недостатком этого метода является то, что результаты прогноза зависят от опыта синоптика, т. е. метод является субъективным.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Если рядом с синоптиком, который разрабатывает какой-либо прогноз синоптическим методом, посадить не очень сведущего человека, то ему может показаться, что синоптик ничего не делает. Он просто так сидит, смотрит то на одну, то на другую карту, молча кивает головой и вдруг дает прогноз. Внешне это часто именно так и выглядит. Однако за молчаливыми кивками головой у синоптика скрыта очень напряженная работа мысли, которая постороннему не видна. Ведь весь анализ синоптик выполняет устно, быстро не прибегая к каким бы то ни было средствам расчета. Не зря и сейчас говорят, что основным "оружием" синоптика является карандаш и резинка.

- *Расчетный метод прогноза.* Этот метод заключается в том, что синоптик для получения результата должен рассчитать какие-то параметры или величины. При этом имеется в виду, что средствами расчета должна быть не ЭВМ, а в лучшем случае калькулятор. В качестве примера использования расчетного метода прогноза можно привести расчет числа Ричардсона для

какого-нибудь слоя атмосферы или определение высоты нижней границы облаков по полуэмпирическим формулам, при использовании которых и калькулятор-то не всегда нужен.

Из сказанного выше очевидно, что расчетный метод прогноза подразумевает простые вычисления, простую вычислительную технику и быстрое получение результата прогноза.

- *Численный метод прогноза.* Это также расчетный метод прогноза, но в данном случае подразумевается, что для выполнения всех расчетов используется ЭВМ. Поэтому иногда некоторые авторы при классификации методов разработки прогнозов погоды расчетный и численный методы прогноза объединяют в одну группу, справедливо считая, что в обоих методах нужно что-то считать, но различными техническими средствами.

С этой точки зрения с авторами можно согласиться, но все-таки между расчетным и численным методом прогноза разница есть. При расчетном методе прогноза для получения конечного результата, как правило, рассчитывается один параметр, т. е. используется только одна формула, а при численном методе используются целые модели.

Вот типичный пример численного прогнозирования. В качестве исходных данных используется поле давления и (или) геопотенциала на большой территории (часто по всему полушарию) и на нескольких уровнях в атмосфере (до 15 уровней). Эти данные фиксируются в узлах сетки с шагом 500, 300 и даже 50 км. Затем, используя какую-либо численную модель, с помощью ЭВМ выполняются расчеты поля давления или геопотенциала для большой территории на различных уровнях. Расчеты (прогнозы) делаются на срок от 1 до 12 часов, затем, принимая новое поле за исходное, синоптик выполняет следующие расчеты на 1—12 часов и т. д. сроком до десяти суток. Естественно, на калькуляторе такую работу не выполнишь. Более того, программисты считают, что наиболее трудоемкими и объемными задачами для ЭВМ в настоящее время являются игра в шахматы на хорошем уровне и прогнозирование погоды. Эти задачи требуют от компьютера большой памяти и большого быстродействия. Для решения прогностических задач на базе современной компьютерной техники специалистам по численным прогнозам приходится упрощать полные уравнения термогидродинамики, создавать различные модели, которые не всегда успешно "работают" в различных условиях и на разной территории. Это и привело к созданию очень большого числа самых разнообразных численных прогностических моделей.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Само слово "модель" звучит красиво. Однако в старые добрые времена, когда ученые еще не придумали для своих исследований этого слова, они говорили проще: "предположим". Нельзя не согласиться с тем, что модель (любая) — это тоже предположение. В тех случаях, когда какой-либо погодный процесс прохо-

дит по примененной расчетной модели (по нашему предположению), то можно быть уверенным, что в этом случае наш прогноз оправдается, ну а если нет, значит, мы использовали в данной ситуации не самую лучшую модель. Так что, не обижая "численников" (за ними будущее), можно сказать, что модель — это предположение и упрощение реальных погодных условий.

- *Физико-статистический метод прогноза.* В основу данного метода прогноза положена связь между какой-нибудь метеорологической величиной и ее физической зависимостью от другого параметра атмосферы. Например, известно, что при отрицательных температурах воздуха туман часто возникает при относительной влажности менее 100%, поэтому для каждого аэродрома можно установить зависимость между температурой воздуха, относительной влажностью и возможностью возникновения тумана. Использование такой зависимости при прогнозе тумана и будет как раз физико-статистическим методом прогноза. Этот метод прогноза объективен, достаточно прост, позволяет быстро получить результат прогноза, но может использоваться только регионально.
- *Синоптико-статистический метод прогноза.* В основу этого метода прогноза положена статистическая связь между каким-либо явлением погоды и той синоптической ситуацией, в которой это явление наблюдается. Данный метод, как и предыдущий, объективен, прост, быстро позволяет получить результаты прогноза, но тоже является региональным.

Комплексное использование всех существующих методов прогноза погоды, плюс наличие опыта работы, плюс знание местных особенностей возникновения опасных явлений погоды позволяет метеорологической службе успешно решать поставленные перед ней задачи.

2.10. Основные статистические понятия

При решении многих метеорологических задач, связанных с разработкой прогнозов погоды или получением климатических характеристик, используется большое число различных статистических параметров. Безусловно, их желательно знать, но, пожалуй, для многих это трудно, т. к. статистические задачи в оперативной практике решаются сравнительно редко. Было бы хорошо, если бы многие синоптики-практики имели четкое представление о том, что такое среднее арифметическое, среднее квадратичное отклонение и коэффициент корреляции. Вот об этих понятиях мы с вами сейчас и поговорим.

Среднее арифметическое значение (\bar{a}) представляет из себя сумму всех чисел какого-нибудь ряда, деленную на количество чисел ряда, т. е.

$$\bar{a} = \frac{\sum_{i=1}^n a_i}{n}. \quad (2.10)$$

Это достаточно простой, но очень хороший показатель. Более того, этот показатель хорошо известен всем и не требует какого-либо пояснения.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Иногда говорят, а первым это сказал Марк Твен, что в мире существуют три вида обмана: ложь, подлая ложь и... статистика. В качестве подтверждения сказанного приводят такие доводы. Например, я за обедом съел две курицы, а вы ни одной, но в среднем мы с вами съели по целой курице. Вы чувствуете, что вы сыты?

Среднее квадратичное отклонение (σ) позволяет оценить точность среднего арифметического значения для какой-то произвольной выборки данных. Этот достаточно простой, но хороший и важный показатель определяется по формуле:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (a_i - \bar{a})^2}{n}}. \quad (2.11)$$

Точность среднего арифметического по среднему квадратичному отклонению определяется следующим образом. Если любой член произвольной выборки (a_i) отличается от среднего арифметического значения (\bar{a}) на $\pm\sigma$, то по статистике это условие выполняется в 67% случаев, если на $\pm 2\sigma$, то это условие выполняется в 95% случаев, а если на $\pm 3\sigma$, то в 99% случаев. В целом при решении различных метеорологических задач (и не только метеорологических) принято считать, что при продолжительности ряда (числа наблюдений) в 100 и более точность среднего арифметического удовлетворительная, а при числе членов ряда более 400 — хорошая.

Коэффициент корреляции (r) показывает статистически установленную связь между двумя переменными величинами (x, y). Коэффициент корреляции определяется по формуле:

$$r_{x,y} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{n\sigma_x\sigma_y}. \quad (2.12)$$

Коэффициент корреляции может колебаться в пределах от -1 до $+1$. Корреляция считается надежной, если $r_{x,y}$ в 3—4 раза больше своей вероятной ошибки, которая равна $2/3\sigma$.

Если коэффициент корреляции положительный, то это означает, что рост одной величины приводит к увеличению другой, а если отрицательный — наоборот.

ГЛАВА 3



Разные уравнения и понятия

3.1. Уравнение состояния газов

Уравнение состояния газов, известное еще со школьной скамьи, называют также *уравнением Клайперона — Менделеева*. Это уравнение показывает связь между параметрами, определяющими физическое состояние газа. Данная зависимость описывается выражением

$$pV = RT \text{ или } p = \rho RT, \quad (3.1)$$

где: p — давление газа; V — удельный объем; R — удельная газовая постоянная; ρ — плотность воздуха; T — температура воздуха.

Из последнего выражения видно, что увеличение давления при постоянной температуре воздуха и уменьшение температуры при неизменном давлении приводят к увеличению его плотности — той характеристики воздуха, от которой зависят очень многие параметры полета воздушных судов. Хотелось бы, чтобы это было понятно читателям.

3.2. Основное уравнение статики атмосферы

Основное уравнение статики атмосферы описывает изменение атмосферного давления с высотой в предположении статического равновесия, т. е. при равновесии силы тяжести и вертикальной составляющей градиента давления. Записывается это уравнение следующим образом:

$$dp = -\rho g dz. \quad (3.2)$$

Если в последнее выражение подставить значение ρ из выражения (3.1) и разделить переменные, то мы получим

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} dz. \quad (3.3)$$

Интегрируя (3.3), получаем *барометрические формулы*, которые используются для решения различных практических задач (приведение атмосферного давления к уровню ВПП, определение давления на любой заданной высоте и т. д.). Вид барометрических формул зависит от того, каким образом задано распределение температуры и плотности воздуха с высотой.

Кстати, существуют две модели атмосферы: баротропная и бароклинная. В *баротропной модели* подразумевается, что плотность воздуха зависит только от атмосферного давления и не зависит от температуры. В этом случае изобарические поверхности совпадают (параллельны) с поверхностями одинаковой плотности. В *бароклинной модели* плотность воздуха зависит и от давления, и от температуры, поэтому данная модель значительно ближе к реальной атмосфере. В этом случае изобарические поверхности и поверхности одинаковой плотности не параллельны между собой. Между ними образуется угол (клин), откуда и пошло название "бароклинная модель".

Для решения различных теоретических и практических задач в метеорологии получили наибольшее распространение следующие модели атмосферы.

- *Однородная атмосфера* (плотность воздуха с увеличением высоты не изменяется). В этом случае давление на любом уровне можно определить по формуле:

$$p = p_0 - g\rho z. \quad (3.4)$$

Считая, что на верхней границе атмосферы давление равно нулю, можно определить высоту однородной атмосферы:

$$p_0 = g\rho z, \quad z = \frac{p_0}{g\rho} \approx 8 \text{ км}. \quad (3.5)$$

- *Изотермическая атмосфера* — это такая модель атмосферы, в которой принято, что температура воздуха с увеличением высоты не изменяется. В этом случае изменение давления с высотой описывается выражением (3.6).

$$p_{(z)} = p_0 e^{-\frac{gz}{R_c T_0}}. \quad (3.6)$$

Из последней формулы видно, что в изотермической атмосфере давление уменьшается по экспоненциальному закону: высота растет в арифметической прогрессии, а давление уменьшается в геометрической прогрессии.

- *Политропная атмосфера* — это такая модель атмосферы, в которой температура воздуха убывает с высотой с постоянным вертикальным градиентом температуры γ . Следовательно, $\gamma = \text{const}$, а $T = T_0 - \gamma z$. Подставив в выражение (3.3) значение температуры ($T = T_0 - \gamma z$), мы получим урав-

нение, описывающее изменение атмосферного давления с высотой в политропной атмосфере:

$$\frac{p}{p_0} = \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right)^{\frac{g}{R_c \gamma}}. \quad (3.7)$$

Как видно из последнего выражения, при одних и тех же начальных значениях давления и температуры давление с высотой убывает быстрее при больших значениях вертикального градиента температуры.

Из барометрических формул вытекает понятие *барометрической ступени* (h), которая показывает, на сколько изменится высота, если давление изменится на единицу:

$$h = \frac{8000}{p} (1 + 0,00366t), \quad (3.8)$$

где: t — температура воздуха, °C; p — атмосферное давление, гПа.

У земной поверхности барометрическая ступень равна 8 м/гПа или 11 м/мм рт. ст. С увеличением высоты барометрическая ступень, естественно, увеличивается.

3.3. Уравнения сухой и влажной адиабаты

Для начала давайте вспомним, какой процесс считается сухоадиабатическим, а какой влажно-адиабатическим. *Сухоадиабатическим процессом* называется такой процесс, который происходит в сухом или ненасыщенном воздухе без тепло- и влагообмена с окружающей средой. *Сухая адиабата* — это линия (график), показывающая, как меняется температура изолированного объема ненасыщенного воздуха с изменением высоты. Эта линия описывается уравнением сухой адиабаты или, как его еще называют, уравнением Пуассона, которое имеет вид:

$$\frac{T_0}{T} = \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{AR}{c_p}}, \quad (3.9)$$

где: T_0 , p_0 , T , p — температура и давление воздуха на двух уровнях; R — универсальная газовая постоянная; $c_p = 0,24$ кал/г · град — удельная теплоемкость при постоянном давлении; $A = 2,39 \cdot 10^{-8}$ кал/эрг — термический эквивалент работы.

Если подставить все значения, то получим сухоадиабатический вертикальный градиент температуры, который равен $\gamma_a = 0,98$ °C/100 м ≈ 1 °C/100 м.

Влажно-адиабатический процесс — это такой процесс, который происходит во влажном насыщенном воздухе, а *влажная адиабата* — линия, показывающая, как меняется температура изолированного объема влажного насыщенного воздуха с изменением высоты (давления).

Влажно-адиабатический вертикальный градиент температуры (γ'_a) всегда меньше γ_a , т. к. при влажно-адиабатическом подъеме воздуха происходит частичная конденсация водяного пара, выделяется скрытая теплота конденсации, которая замедляет понижение температуры воздуха. Следовательно, $\gamma'_a < \gamma_a = 0,98 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м} \approx 1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, а

$$\gamma'_a = \gamma_a - L\Delta q / c, \quad (3.10)$$

где: L — удельная теплота конденсации, $L = 600 \text{ кал/г}$; Δq — количество сконденсированной воды, г; c — удельная теплоемкость воздуха.

С увеличением высоты угол наклона влажных адиабат уменьшается, и они становятся параллельными сухим адиабатам, т. к. с увеличением высоты влага, находящаяся в воздухе, постепенно конденсируется, и в более высоких слоях ее остается все меньше и меньше, и, в конце концов, она вся конденсируется, а процесс продолжается как сухоадиабатический.

Линии влажной адиабаты — это линии псевдопотенциальной температуры.

3.4. Приближенное вычисление метеорологических величин

Приближенное вычисление метеорологических величин необходимо при разработке численного прогноза погоды. При этом бесконечно малые приращения заменяются конечными разностями. Для этого строят прямоугольную сетку с узлами (точками), расстояние между которыми называется шагом сетки. Шаг сетки по расстоянию может колебаться от 50 до 1000 км. Кроме того, при решении различных задач вместо шага по расстоянию может использоваться шаг по времени с интервалами от 1 до 12 часов.

Однако, прежде чем мы начнем обсуждать методы приближенных вычислений, хочется напомнить читателям разницу между dS / dt , $\Delta S / \Delta t$ и $\partial S / \partial t$.

Как известно, dS / dt представляет собой обычную (полную) первую производную, которая характеризует изменение какой-либо величины. Если мы определяем $\Delta S / \Delta t$, то это значит, что мы произвели замену дифференциала конечными разностями и производим приближенное вычисление производной. В тех случаях, когда определяется $\partial S / \partial t$, мы определяем частную производную. Частная производная двух и более переменных — это производная

по одной из них, причем считается, что остальные переменные остаются постоянными. Иными словами, частная производная — это изменение какой-либо величины по одной из осей.

Ну а теперь приступим непосредственно к приближенным вычислениям. Для начала необходимо выбрать шаг сетки и пронумеровать ее узлы так, как это сделано на рис. 3.1. Шаг сетки обозначим буквой L .

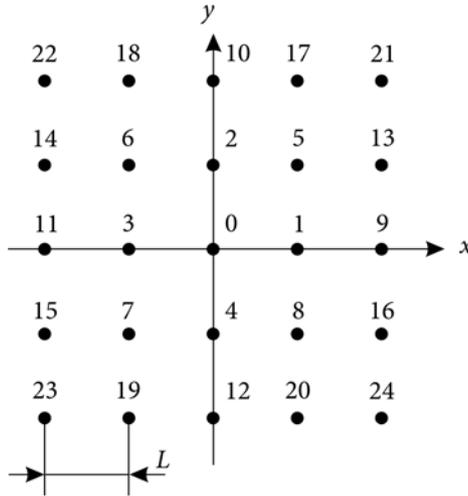


Рис. 3.1. Нумерация узлов сетки для приближенных вычислений

Наиболее часто различные приближенные вычисления выполняются для атмосферного давления, температуры или геопотенциала. В приведенных далее формулах мы и будем использовать одну из этих величин. Индекс, стоящий рядом с обозначением давления (температуры и т. д.), указывает, какому узлу сетки принадлежит то или иное значение.

Вычисление первой производной

Приближенное вычисление первой производной может выполняться по формулам:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{4l} \left\{ (p_1 - p_3) + 0,5[(p_5 - p_6) + (p_8 - p_7)] \right\} \quad (3.11)$$

или

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \frac{1}{4l} \left\{ (p_2 - p_4) + 0,5[(p_5 - p_8) + (p_6 - p_7)] \right\}. \quad (3.12)$$

Вычисление первой производной может выполняться не только по формулам (3.11) и (3.12), но и по приближенным формулам:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{2l}(p_1 - p_3) \quad (3.13)$$

и

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \frac{1}{2l}(p_2 - p_4). \quad (3.14)$$

По сути дела определять первую производную по формулам (3.11)—(3.12) и по формулам (3.13)—(3.14) можно, и в каждом случае приближенное вычисление будет верным. Все зависит от выбранной нами модели расчета, т. е. от нашего предположения о том, какой результат (более точный или приближенный) нас устраивает.

Вычисление второй производной

Вычисление второй производной, как и вычисление первой производной, может выполняться как по обычным, так и по упрощенным формулам. Эти формулы имеют следующий вид.

Обычные формулы:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} = \frac{1}{8l^2} \{ (p_9 + p_{11} - 2p_0) + 0,5 [(p_{13} + p_{14} - 2p_2) + (p_{16} + p_{15} - 2p_4)] \}, \quad (3.15)$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial y^2} = \frac{1}{8l^2} \{ (p_{10} + p_{12} - 2p_0) + 0,5 [(p_{17} + p_{20} - 2p_1) + (p_{18} + p_{19} - 2p_3)] \}. \quad (3.16)$$

Упрощенные формулы:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} = \frac{1}{4l^2} (p_9 + p_{11} - 2p_0) = \frac{1}{l^2} (p_1 + p_3 - 2p_0), \quad (3.17)$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial y^2} = \frac{1}{4l^2} (p_{10} + p_{12} - 2p_0) = \frac{1}{l^2} (p_2 + p_4 - 2p_0), \quad (3.18)$$

а также

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y} = \frac{1}{4l^2} [(p_5 - p_6) - (p_8 - p_7)], \quad (3.19)$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y} = \frac{1}{4l^2} [(p_5 + p_7) - (p_6 + p_8)]. \quad (3.20)$$

На всякий случай напомним читателям, что первая производная характеризует изменение какой-либо величины, а вторая производная — скорость этого изменения. Классическим примером к пояснению только что сказанного являются такие понятные всем величины, как путь, скорость (первая производная от пути по времени) и ускорение (вторая производная от пути по времени).

Вычисление градиентов

При решении различных метеорологических задач довольно часто приходится рассчитывать градиенты для таких величин, как атмосферное давление, геопотенциал или температура воздуха. Общая формула для расчета градиентов выглядит следующим образом:

$$\text{grad } p = \nabla p = \frac{\partial p}{\partial x} i + \frac{\partial p}{\partial y} j + \frac{\partial p}{\partial z} k, \quad (3.21)$$

где ∇ — буква "набла", означает градиент, а i, j, k — единичные векторы по осям x, y, z .

Значительно чаще, чем просто градиент величины, определяют градиент на поверхности или на плоскости. В этом случае он будет равен

$$\nabla_{\text{гор}} p = \frac{\partial p}{\partial x} i + \frac{\partial p}{\partial y} j, \quad (3.22)$$

а численно может быть определен по формуле

$$|\nabla p| = \sqrt{\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)^2}. \quad (3.23)$$

Вектор метеорологического градиента p_n направлен в сторону, противоположную вектору ∇p , т. к. единичные векторы имеют направление в сторону увеличения давления, а метеорологический градиент направлен в сторону уменьшения давления.

На практике определение градиентов по карте может производиться по формулам (3.24) или (3.25).

$$p_n = |\nabla p| = \left| \frac{\Delta p}{\Delta n} \right| \text{ (гПа/100 км)}, \quad (3.24)$$

$$p_n = |\nabla p| = |p_1 - p_2| \text{ (гПа/100 км)}. \quad (3.25)$$

В *первом* случае мы по карте должны определить расстояние между изобарами (изогипсами), т. к. разница в величине давления между соседними изобарами известна, а во *втором* должны определить величину давления (геопотенциала) в двух точках, одинаково отстоящих от исходной, для которой и определяется градиент.

Вычисление лапласианов (операторов Лапласа)

Как и при многих других приближенных вычислениях, операторы Лапласа чаще всего определяются для температуры воздуха, атмосферного давления или геопотенциала. Формула для вычисления оператора Лапласа в горизонтальной плоскости имеет вид:

$$\Delta p = \nabla^2 p = \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}. \quad (3.26)$$

Если в последнюю формулу подставить значения вторых производных, то получим:

$$\nabla^2 p = \frac{1}{4l^2} (p_9 + p_{10} + p_{11} + p_{12} - 4p_0) \quad (3.27)$$

или

$$\nabla^2 p = \frac{1}{l^2} (p_1 + p_2 + p_3 + p_4 - 4p_0). \quad (3.28)$$

Операторы Лапласа $\nabla^2 p$ численно характеризуют значение вертикальной составляющей вихря скорости, о котором мы с вами будем говорить чуть позже.

Установлено, что атмосферные фронты проходят через центры областей положительных значений $\nabla^2 p_0$ и вдоль осей гребней в направлении этих центров. В принципе, это очевидно. Ведь если величина оператора Лапласа положительна, то это означает, что давление в точках, удаленных от центра на шаг сетки, больше, чем в самом центре. В свою очередь, это говорит о том, что в данном случае атмосферный фронт будет проходить через зону наименьшего давления, т. е. находиться в ложбине. Этот вопрос мы с вами обсуждали несколько раньше.

Изложенный выше факт пытаются использовать и используют для проведения на картах погоды атмосферных фронтов с помощью ЭВМ. В настоящее время, к сожалению, еще нет достаточно устойчиво работающей модели, однако во многих прогностических центрах гидрометслужбы в этом направлении ведутся исследования.

На практике иногда вместо операторов Лапласа вычисляют величину

$$(\nabla^2 p)^1 = p_1 + p_2 + p_3 + p_4 - 4p_0 = \sum_{i=1}^n p_i - np_0. \quad (3.29)$$

Она хороша тем, что позволяет без сложных вычислений получить величину, физический смысл которой близок к физическому смыслу оператора Лапласа. Вот этот упрощенный "лапласиан" и используется синоптиками не только для прогноза синоптического положения и уточнения местоположения атмосферных фронтов, но и для прогноза отдельных элементов погоды, таких как скорость и направление ветра, высота нижней границы облачности и др.

Вычисление якобианов (операторов Якоби)

Операторы Якоби получаются путем определенной комбинации производных двух функций. Если в качестве функций взять геопотенциал (H) и температуру (T), то тогда якобиан будет иметь следующий вид:

$$(H, T) = \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (3.30)$$

или, если первую производную вычислять по упрощенным формулам,

$$(H, T) = \frac{1}{4f^2} [(H_1 - H_3)(T_2 - T_4) - (H_2 - H_4)(T_1 - T_3)]. \quad (3.31)$$

Операторы Якоби используются в некоторых численных моделях (предположениях) для вычисления адвективных изменений метеорологических величин.

3.5. Уравнение Клаузиуса — Клайперона

Уравнение Клаузиуса — Клайперона показывает зависимость упругости насыщения (E) от температуры воздуха (T) и имеет вид:

$$\frac{dE}{E} = \frac{L}{R_n} \frac{dT}{T^2}, \quad (3.32)$$

где: L — удельная теплота парообразования (конденсации); R_n — удельная газовая постоянная водяного пара, $R_n = 460 \text{ м}^2/\text{с}^2 \cdot \text{град}$.

Это уравнение используется достаточно часто в различных теоретических работах, а также для лучшего понимания процессов, происходящих в облаках: ледяные кристаллы растут за счет капель, а большие капли растут за счет капель меньшего размера.

Из уравнения видно, да об этом мы говорили и раньше, что с увеличением температуры воздуха (T) максимальная упругость водяного пара (E) также увеличивается. По полным формулам этой зависимости и построены психрометрические таблицы, которые широко используются на практике.

На всякий случай, справочные данные:

- удельная теплоемкость льда — $C_{л} = 2114 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}$;
- удельная теплоемкость воды — $C_{в} = 4186,8 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}$;
- удельная теплота плавления — $L_{пл} = 324 \text{ кДж/кг}$;
- удельная теплота парообразования — $L = 2500 \text{ кДж/кг}$;
- удельная теплоемкость водяного пара при постоянном объеме $C_{vн} = 1386 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}$;
- удельная теплоемкость водяного пара при постоянном давлении $C_{pн} = 1846 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}$.

Если эти справочные данные сопоставить с размерами облаков, количеством влаги в них в различном состоянии, то становится очевидным, какие энергоёмкие процессы происходят в атмосфере.

3.6. Первое и второе начало термодинамики

Первое начало термодинамики

Рассмотрим единицу массы воздуха, заключенного в цилиндр с невесомым поршнем площадью S (рис. 3.2). Если этой массе сообщить некоторое количество тепла ΔQ , то оно будет израсходовано на увеличение внутренней энергии воздуха ΔI и на выполнение работы по расширению газа против сил внешнего давления ΔE . Расширившийся воздух займет объем $V + \Delta V$.

Так как увеличение внутренней энергии воздуха — это увеличение его температуры, то $\Delta I = c_v \Delta T$, где $c_v = 0,17 \text{ кал/г} \cdot \text{град}$ — удельная теплоемкость при постоянном объеме, а ΔT — прирост температуры воздуха.

Работа против сил внешнего давления будет равна $\Delta E = p \Delta V$, где p — величина внешнего давления, а ΔV — изменение объема, занимаемого воздухом. Действительно, сила внешнего давления на поршень (см. рис. 3.2) равна pS , а работа по расширению газа — $pS \Delta h$. Но $S \Delta h = \Delta V$ и тогда $\Delta E = p \Delta V$.

Следовательно,

$$\Delta Q = \Delta I + \Delta E = c_v \Delta T + p \Delta V. \quad (3.33)$$

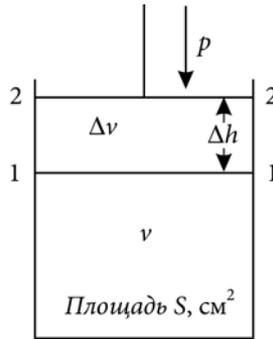


Рис. 3.2. К выводу первого начала термодинамики

Выражение (3.33), которое иногда еще называют *уравнением притока тепла*, является одним из двух видов записи первого начала термодинамики.

Второй вид уравнения первого начала термодинамики получается, если сначала продифференцировать уравнение состояния. В этом случае мы получим:

$$pV = RT,$$

дифференцируем

$$p dV + V dp = R dT. \quad (3.34)$$

Теперь перейдем к конечным разностям и из (3.34) определим $p dV$.

$$p \Delta V = R \Delta T - X \Delta p. \quad (3.35)$$

Если вспомнить, что из уравнения состояния можно для значения V получить выражение $V = RT/p$, то тогда, подставив все в выражение (3.33), получим:

$$\Delta Q = \Delta I + \Delta E = c_v \Delta T + p \Delta V = c_v \Delta T + R \Delta T - V \Delta p = (c_v + R) \Delta T - V \Delta p. \quad (3.36)$$

Зная, что $(c_v + R) = c_p = 0,24$ кал/г · град — удельная теплоемкость при постоянном давлении, в окончательном виде можно записать:

$$\Delta Q = c_p \Delta T - RT \frac{\Delta p}{p}. \quad (3.37)$$

Выражение (3.37) является вторым основным видом записи первого начала термодинамики. Иногда во второй член правой части уравнений (3.33) и (3.37) добавляют множитель $A = 2,39 \cdot 10^{-8}$ кал/эрг — термический эквивалент работы, однако делается это только при проведении каких-либо расчетов.

Во влажном воздухе (воздух насыщен влагой) часть тепла, полученного изолированным объемом, затрачивается на испарение воды в воздух (раз увеличилась температура воздуха — внутренняя энергия, то появилась возмож-

ность дополнительного испарения). В этом случае уравнение притока тепла примет вид:

$$\Delta Q = c_v \Delta T + Ap \Delta V + L \Delta q, \quad (3.38)$$

где: $c_v \Delta T$ — расход тепла на изменение внутренней энергии; $Ap \Delta V$ — расход тепла на расширение; $L \Delta q$ — расход тепла на испарение воды (L — скрытая теплота парообразования, Δq — изменение массовой доли водяного пара за счет испарения).

Второе начало термодинамики

В отличие от первого начала термодинамики, второе начало термодинамики не выводится, а постулируется (утверждается). Но сначала два общих правила:

1. В атмосфере термодинамическая система (частица) или изолированный объем выравнивают давление с окружающей средой со скоростью звука, а температура воздуха выравнивается значительно медленнее.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Из жизни известны случаи, когда при внезапной разгерметизации самолета в полете через иллюминаторы улетали за борт документы, деньги, вещи и даже... люди. Это связано как раз с резким, со скоростью звука, выравниванием давления в разгерметизированном салоне самолета и окружающем воздухе.

2. Каждая изолированная термодинамическая система имеет \mathcal{E}_i — внутреннюю энергию (энтальпию), Φ_i — потенциальную энергию (геопотенциал) и E_i — энергию неустойчивости. Для изолированных систем полная энергия (Π) равна

$$\Pi = \mathcal{E}_i + \Phi_i + E_i = \text{const}. \quad (3.39)$$

Далее, для каждой термодинамической системы можно ввести функцию состояния, которую называют *энтропией* (S), полное изменение которой происходит за счет внутренних процессов в системе ($d_i S$) и потоком энтропии ($d_e S$), возникающим за счет взаимодействия с окружающей средой, т. е.

$$dS = d_i S + d_e S. \quad (3.40)$$

По сути дела, это уравнение баланса энтропии.

И еще одно утверждение второго начала термодинамики: производство энтропии $d_i S$ равно нулю для обратимых процессов (равновесных) и больше нуля для неравновесных, т. е.

$$d_i S \geq 0. \quad (3.41)$$

Поясним это утверждение на примере. Для *обратимого процесса*: изолированный объем воздуха поднимается → влага конденсируется → выделяется тепло. Затем этот же объем воздуха опускается → влага испаряется → затрачивается тепло. При этом общий приток тепла в изолированный объем для обратимого процесса равен нулю ($d_i S = 0$).

Для *необратимого процесса*: изолированный объем воздуха поднимается → влага конденсируется → выделяется тепло → выпадают осадки → объем опускается → влага испаряется → затрачивается тепло. Однако, т. к. выпали осадки, влаги испарилось меньше, чем сконденсировалось при подъеме этого объема воздуха, а следовательно, наш объем "получил" больше тепла, чем "отдал". Таким образом изолированный объем воздуха стал теплее, или $d_i S > 0$. Поэтому (запишем еще раз) *всегда* $d_i S \geq 0$.

Последнее выражение говорит еще и о том, что тепло могут отдавать только более нагретые тела (объемы воздуха) менее нагретым. Это очень важный вывод.

Для *изолированных систем* (нет обмена ни теплом, ни веществом) баланс энтропии равен нулю или больше нуля. Действительно, выше мы говорили, что $d_i S \geq 0$, а в изолированных системах $d_e S = 0$. Следовательно,

$$dS = d_i S + d_e S \geq 0. \quad (3.42)$$

В *замкнутых системах* (обмен с окружающей средой только теплом, но не веществом) поток энтропии равен

$$d_e S = \frac{dQ}{T}. \quad (3.43)$$

Таким образом, в замкнутой системе, как и в изолированной, $dS = d_i S + d_e S \geq 0$. Мы уже говорили, что $d_i S \geq 0$, а т. к. тепло может отдавать более нагретое тело (объем воздуха с более высокой температурой), то и $dQ > 0$ или

$$d_e S = \frac{dQ}{T} > 0.$$

Теперь в окончательном виде можно записать

$$dS = d_i S + d_e S \geq dQ/T. \quad (3.44)$$

Выражение (3.44) является основной формой записи второго начала термодинамики.

3.7. Основные (исходные) уравнения гидродинамики и термодинамики атмосферы

Для разработки прогнозов погоды численным методом необходимо совместное решение уравнений термо- и гидродинамики атмосферы. Очень коротко рассмотрим эти уравнения.

Уравнения движения

Уравнения движения (3.45) и (3.46) связывают ускорения единичного объема воздуха массой ρ по осям координат

$$\frac{dU}{dT} = \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + lV + R_x, \quad (3.45)$$

$$\frac{dV}{dT} = \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - lU + R_y \quad (3.46)$$

с действующими силами барического градиента:

$$G = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}; \quad G_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}; \quad G_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (3.47)$$

силой Кориолиса: $A = 2\omega \sin \phi \cdot V$ ($A_x = lV$; $A_y = -lU$) и силой трения: $R(R_x; R_y)$.

Этих уравнений достаточно для решения многих теоретических задач, если считать движение воздуха горизонтальным.

Основное уравнение статики атмосферы

Основное уравнение статики подразумевает, что вертикальные движения воздуха отсутствуют, т. е.

$$\frac{dW}{dt} = 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g. \quad (3.48)$$

Ранее у нас было: $\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho$ или $0 = -\frac{\partial p}{\partial z} - g\rho$. Делим обе части последнего

выражения на ρ и тогда снова получим выражение (3.48) $0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g$.

Физически последнее выражение можно объяснить следующим образом. Известно, что любой единичный (и не только) объем воздуха что-то весит и, как любой вес, притягивается к земле с силой (ρg). В то же время известно, что

атмосферное давление с увеличением высоты уменьшается, а следовательно, барический градиент (сила барического градиента) направлен в сторону более низкого давления, т. е. вверх. И вот, в тех случаях, когда сила барического градиента уравновешивает силу тяжести, в атмосфере наступает статическое равновесие. При этом вертикальные токи отсутствуют, что и определяет "статическое состояние". В реальной атмосфере такое состояние бывает крайне редко, однако для решения теоретических задач использование уравнения статики необходимо.

Уравнение неразрывности

Уравнение неразрывности характеризует сохранение массы частиц (массы воздуха) при его перемещении и изменении объема. Эта зависимость выражается уравнением (3.49).

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho U)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho V)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho W)}{\partial z} = 0. \quad (3.49)$$

Говоря несколько примитивно, уравнение неразрывности характеризует тот факт, что ни в какой точке пространства воздух не накапливается.

Уравнение притока тепла

Уравнение притока тепла позволяет определить изменение температуры изолированного объема воздуха (частицы), равное dT / dt , под влиянием адиабатического расширения или сжатия и неадиабатического притока тепла (ε). Это уравнение имеет вид:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + U \frac{\partial T}{\partial x} + V \frac{\partial T}{\partial y} + W \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\gamma_a}{\rho g} \frac{dp}{dt} + \frac{\varepsilon}{c_p \rho}. \quad (3.50)$$

При выполнении различных расчетов в самых разных моделях неадиабатическим притоком тепла, как правило, пренебрегают, принимая $\varepsilon = 0$.

Уравнение состояния

Об уравнении состояния читатели слышаны уже столько, что, кроме его написания (3.51), мы о нем ничего говорить не будем.

$$p = \rho RT. \quad (3.51)$$

Итак, мы с вами вспомнили основные уравнения гидро- и термодинамики атмосферы. С помощью этих (или упрощенных) уравнений можно, используя различные модели (предположения), решать самые разные задачи развития

атмосферных процессов, начиная от прогноза синоптического положения (барического поля) и кончая прогнозом отдельных элементов погоды. Вы, дорогие читатели, должны понимать, что и эта "метеорологическая книжка", и все предыдущие, и все будущие, и всяческие разработанные и еще неразработанные модели атмосферы делаются с одной-единственной целью: научиться предсказывать погоду, научиться разрабатывать прогнозы погоды самого разного назначения и самой разной заблаговременности. Для решения перечисленных задач данные уравнения являются основой.

3.8. Понятие о дивергенции

Под *вергенцией* в математике, физике и метеорологии понимают сходимость (конвергенцию) или расходимость (дивергенцию) какого-либо потока. В метеорологии чаще всего говорят о дивергенции количества движения (воздуха) и дивергенции скорости.

Раньше мы говорили, что количество движения равно произведению массы (ρ) на скорость (V), а следовательно, для единичного объема воздуха количество движения будет равно ρV . Поэтому уравнение дивергенции для количества движения будет иметь вид:

$$\operatorname{div} \cdot \rho V = \nabla \cdot \rho V = \frac{\partial \rho U}{\partial x} + \frac{\partial \rho V}{\partial y} + \frac{\partial \rho W}{\partial z}. \quad (3.52)$$

Выражение (3.52) характеризует поток массы воздуха через единичный объем по всем трем осям координат. Если $\operatorname{div}(\rho V) > 0$, то масса воздуха внутри объема убывает, а если $\operatorname{div}(\rho V) < 0$ — масса воздуха внутри объема возрастает.

Для дивергенции скорости уравнение имеет несколько другой вид (3.53):

$$\operatorname{div} \cdot V = \nabla \cdot V = \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} \quad (3.53)$$

и также характеризует изменение скорости потока по осям координат. Правда, на практике чаще говорят о горизонтальной дивергенции скорости. В этом случае уравнение дивергенции примет вид, представленный выражением (3.54):

$$\nabla_r \cdot V = \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y}. \quad (3.54)$$

Горизонтальная дивергенция скорости характеризует поле реального ветра в атмосфере. Если в этом поле в какой-либо точке пространства скорость ветра

(потока) со временем уменьшается, то для этой точки можно говорить о том, что здесь дивергенция скорости положительная ($\text{div}V > 0$), а если увеличивается — отрицательная ($\text{div}V < 0$). Действительно, уменьшение скорости потока приводит к тому, что в единичный объем "втекает" меньше воздуха, чем "вытекает" из него. Следовательно, наблюдается положительная дивергенция. При увеличении скорости потока, наоборот, "втекает" воздуха больше, чем "вытекает", т. е. происходит конвергенция.

Поле, в котором $\text{div}V \neq 0$, характеризуется сходимостью или расходимостью линий тока, изменением скорости ветра в направлении линий тока или обеими причинами. На рис. 3.3 представлены возможные варианты дивергенции и конвергенции потоков в атмосфере.

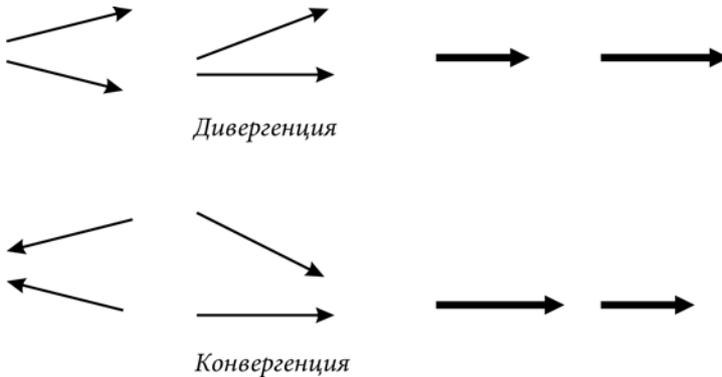


Рис. 3.3. Возможные причины дивергенции и конвергенции в атмосфере

Понятие дивергенции часто используется в метеорологии при прогнозе синоптического положения и прогнозе скорости ветра, особенно скорости ветра в свободной атмосфере.

3.9. Уравнение вихря скорости

Вихрь скорости характеризует тенденцию вращательного движения частиц воздуха. Обычно рассматривают только вертикальную составляющую вихря скорости, т. е. тенденцию к горизонтальному вращению частиц вокруг вертикальной оси (рис. 3.4)

Вот эту вертикальную составляющую вихря скорости и называют вихрем скорости. Он может быть определен по формуле:

$$\Omega = \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial U}{\partial y}. \quad (3.55)$$

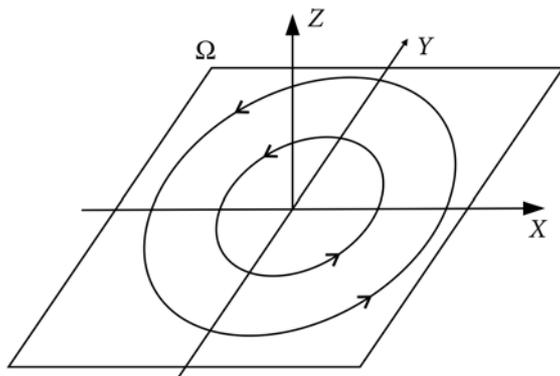


Рис. 3.4. К пояснению понятия "вихрь скорости"

Если вместо U и V подставить геострофические значения составляющих U_g и V_g , выражение

$$\Omega = \frac{1}{\rho l} \left(\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \right) = \frac{1}{\rho l} \nabla^2 p \quad (3.56)$$

или

$$\Omega = \frac{1}{\rho l} \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) = \frac{1}{\rho l} \nabla^2 H. \quad (3.57)$$

Вихрь скорости является очень важной характеристикой, т. к. с его изменениями связаны изменения барического поля.

Рис. 3.5 поясняет ситуацию, что при положительном значении вихря скорости ($\Omega > 0$) наблюдаются циклонические вихри, а при отрицательном значении ($\Omega < 0$) — антициклонические вихри. Действительно, при вычислении конечных разностей в выражении (3.55) всегда нужно из второго значения вычитать первое, т. е. следует записать и сосчитать величину $U_2 - U_1$ и $V_2 - V_1$. Поэтому в левой части рисунка, когда $\Omega > 0$, создаются условия для возникновения циклонического вихря, а в правой части рисунка, где $\Omega < 0$, возникает антициклонический вихрь.

Следует иметь в виду, что и левая, и правая части рис. 3.5 показывают составляющие ветра в *горизонтальной плоскости*, т. е. вращение воздушного потока вокруг вертикальной оси.

Вместо вихря скорости можно вычислять лапласиан $\nabla^2 p$ или $\nabla^2 H$. Так как в центре циклона $\nabla^2 p$ ($\nabla^2 H$) > 0 , а в антициклоне $\nabla^2 p$ ($\nabla^2 H$) < 0 , то, есте-

ственно, что циклону соответствует положительное, а антициклону — отрицательное значение (Ω) вихря скорости.

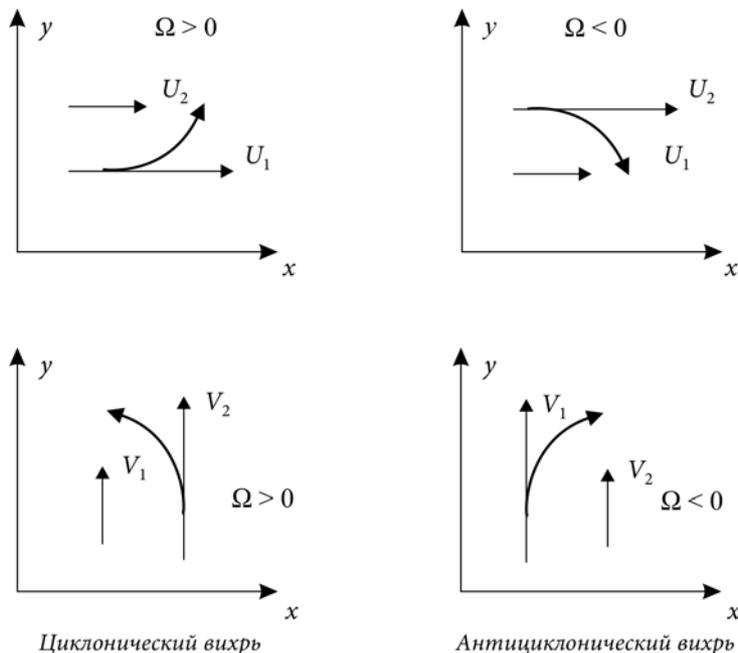


Рис. 3.5. Пояснения к вычислению вихря скорости

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Для того чтобы читателям было понятно, зачем мы знакомим их с уравнениями вихря, хочется напомнить следующее. В атмосфере всегда существуют вихри самого разного размера и самой разной ориентации. Ось вихря может быть и горизонтальной, и вертикальной, и наклонной. Что же касается размеров отдельных вихрей, то одни из самых маленьких мы все видели, но никогда не задумывались о том, что это вихрь. В данном случае мы говорим о пылевых вихрях на дороге перед грозой. Самые большие вихри, о которых мы всегда говорим, но никогда не видели, — это циклоны и антициклоны. Теперь, возможно, вам станет понятно, зачем нам нужно знать, что такое уравнение вихря.

3.10. Понятие об адвекции и трансляции

Если понятие "адвекция" всем достаточно хорошо известно, то на его фоне понятие "трансляция" кажется менее знакомым нашим читателям. Но, на всякий случай, напомним, что *адвекцией* называется перенос воздушных масс (воздуха) и его свойств в горизонтальном направлении. Обычно говорят об адвекции тепла, водяного пара, момента количества движения, вихря скоро-

сти и т. д. Для температуры, например, адвекция характеризуется выражением:

$$-\left(U \frac{\partial T}{\partial x} + V \frac{\partial T}{\partial y} \right). \quad (3.58)$$

Однако синоптик-практик чаще всего адвекцию определяет без формул, а просто по карте.

Также на всякий случай напомним читателям, что *конвекция* — это перенос воздушных масс в вертикальном направлении.

Что же касается *трансляции*, то под трансляцией понимается такой перенос, такое переносное движение, при котором каждая частица перемещается параллельно самой себе, не вращаясь и не деформируясь. Скорости всех частиц при этом равны и не обязательно одинаково направлены. Например, можно говорить о трансляции приземного давления или температуры по изогипсам АТ-700, о трансляции барической системы и т. д. Понятие трансляции используется при прогнозе синоптического положения или отдельных элементов погоды.

3.11. Радиационный баланс

В метеорологии принято говорить о трех видах радиационного баланса: земной поверхности (R), атмосферы (R_A) и системы "земля — атмосфера" (R_G). Как и любой баланс, радиационный баланс имеет приходную и расходную части. Рассмотрим каждый из трех видов баланса более подробно.

Радиационный баланс земной поверхности

Приходную часть радиационного баланса земной поверхности составляют три слагаемых:

- поглощенная часть прямой солнечной радиации (I') — $(1-r)I'$, где r — альбедо;
- поглощенная часть рассеянной радиации (i) — $(1-r)i$;
- часть излучения атмосферы (ΔB_A).

Расходную часть радиационного баланса атмосферы составляет только одна величина — излучение земной поверхности (B_0).

Теперь можно и записать формулу радиационного баланса земной поверхности. Она будет иметь вид:

$$R = (1-r)I' + (1-r)i + \Delta B_A - B_0 \quad \text{или} \quad R = (1-r) \cdot (I' + i) - B^*. \quad (3.59)$$

где B^* — эффективное излучение земной поверхности. Первое слагаемое правой части в последнем выражении характеризует коротковолновую составляющую радиационного баланса, а второе — длинноволновую.

Величина радиационного баланса земной поверхности измеряется в ваттах на метр квадратный ($\text{Вт}/\text{м}^2$) или в киловаттах на метр квадратный ($\text{кВт}/\text{м}^2$) и зависит от широты места и времени года.

Радиационный баланс атмосферы

В радиационном балансе атмосферы как приходная, так и расходная части имеют по две составляющих. В приходной части баланса это:

- поглощенная часть излучения земной поверхности ($U_{\text{п}}$);
- поглощенная прямая и рассеянная солнечная радиация ($Q_{\text{п}}$).

Расходная часть радиационного баланса атмосферы состоит из:

- излучения атмосферы в сторону земной поверхности (ΔB_A);
- излучения в сторону мирового пространства (B_{∞}).

Теперь, зная все составляющие, можно написать уравнение радиационного баланса атмосферы. Это уравнение будет иметь вид:

$$R_A = U_{\text{п}} + Q_{\text{п}} - \Delta B_A - B_{\infty} \text{ или } R_A = B^* + Q_{\text{п}} - U_{\infty}, \quad (3.60)$$

где U_{∞} — уходящее в мировое пространство излучение земной поверхности и атмосферы.

Радиационный баланс атмосферы отрицателен на всех широтах и колеблется в пределах от -80 до $-110 \text{ Вт}/\text{м}^2$.

Радиационный баланс системы "земля — атмосфера"

Этот обобщенный вид радиационного баланса, пожалуй, представляет наибольший интерес. В приходной части этого баланса есть:

- поглощенная земной поверхностью прямая и рассеянная солнечная радиация $(1-r) \cdot (I' + i)$;
- поглощенная атмосферой прямая и рассеянная солнечная радиация ($Q_{\text{п}}$).

В расходной части баланса есть только одна величина — уходящее излучение (U_{∞}).

Таким образом, уравнение радиационного баланса системы "земля — атмосфера" будет иметь вид:

$$R_s = (1-r) \cdot (I' + i) + Q_{\text{п}} - U_{\infty} \quad \text{или} \quad R_s = I'_0 (1-r_s) - U_{\infty}, \quad (3.61)$$

где I'_0 — приток прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность на верхней границе атмосферы, а r_s — альbedo Земли как планеты.

Величину I'_0 называют *солнечной постоянной*, которая показывает, какое количество солнечной энергии поступает на единицу площади, перпендикулярной солнечным лучам, в единицу времени на верхней границе атмосферы. Эта солнечная постоянная равна

$$I'_0 = 1361,644 \text{ Дж/м}^2 \cdot \text{с} \quad \text{или} \quad I'_0 = 2 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}. \quad (3.62)$$

Баланс системы "земля — атмосфера" показывает баланс лучистой энергии в вертикальном столбе, включающем всю толщину атмосферы и деятельный слой почвы. В среднем за год этот баланс положителен в области от экватора до широты 35—40°, а далее (до полюса) отрицателен. В наших широтах радиационный баланс "земля — атмосфера" положителен только в летний период.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Всем известно, что наша жизнь, наша погода зависит от Солнца, от солнечной активности. Однако ученые всего мира (и российские ученые тоже) много и долго "ломали копыя" по этому поводу. Те, кто пытался доказать, что от Солнца ничего не зависит, имели на руках хороший козырь: раз на верхнюю границу атмосферы от Солнца всегда поступает одинаковое количество энергии (а против солнечной постоянной никто не возражал), то влияние Солнца на нашу жизнь есть, но оно всегда одинаковое, и поэтому говорить о каком-то особенном влиянии не имеет смысла. Пожалуй, только спутниковые исследования примирили "воюющие стороны". Детальное описание всех протекающих в атмосфере процессов под воздействием солнечной энергии, к сожалению, выходит за рамки данной книги и описываться нами не будет.

3.12. Основные законы излучения

Каждое тело излучает или поглощает тепло в зависимости от своей температуры и температуры окружающих тел. Собственно говоря, процессы излучения и поглощения энергии происходят одновременно. Этот процесс можно сравнить с процессом испарения влаги, при котором испарение и конденсация происходят одновременно.

Излучение — это процесс, при котором происходит испускание квантов энергии разной частоты и, как следствие, — остывание тела.

Поглощение — это такой процесс, при котором происходит усвоение квантов энергии различной частоты и, как следствие, — нагрев тела.

Если процесс излучения преобладает над процессом поглощения, то происходит остывание тела, т. е. понижение его температуры, а если наоборот, то тело нагревается.

Рассмотрим основные законы излучения. Пожалуй, вернее было бы сказать, не рассмотрим, а перечислим основные законы излучения, т. к. нами действительно будут только перечислены основные законы излучения, понятия о которых нужны специалисту-метеорологу.

Закон Стефана — Больцмана

Этот закон связывает интенсивность излучения тела (E) от температуры его поверхности. Эта зависимость характеризуется выражением

$$E = \alpha \sigma T^4, \quad (3.63)$$

где: α — коэффициент (относительный коэффициент излучения), равный $\alpha = 0,85—0,99$ для различных поверхностей (для абсолютно черного тела $\alpha = 1,0$); T — температура тела (К) и $\sigma = 8,23 \cdot 10^{-11}$ кал/см² · мин.

Закон Вина

Закон Вина гласит, что длина волны (λ_{\max}) максимального излучения абсолютно черного тела зависит от его температуры. Эта зависимость описывается выражением

$$\lambda_{\max} \cdot T = 2884 \text{ [мкм} \cdot \text{град]}. \quad (3.64)$$

Иными словами можно сказать, что все тела излучают достаточно большой спектр частот, однако атмосфера, земная поверхность и т. д. одни частоты усваивают лучше, а другие хуже. В результате для каждого газа, всей атмосферы получается как бы частотный спектр поглощения, очень напоминающий по своей форме резонансную кривую.

Распределение энергии в спектре излучения (поглощения) абсолютно черного тела по длинам волн описывается *законом Планка*.

Закон Кирхгофа

Закон Кирхгофа говорит о том, что отношение излучательной способности тела ($e_{\lambda, T}$) к его поглощательной способности ($k_{\lambda, T}$) для всех тел — величина

на постоянная и равна излучательной способности абсолютно черного тела ($E_{\lambda, T}$), т. е.

$$\frac{e_{\lambda, T}}{k_{\lambda, T}} = E_{\lambda, T} \quad \text{или} \quad \frac{e_T}{k_T} = E_T. \quad (3.65)$$

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Хочется задать вам, читатели, два "хитрых" вопроса.

Первый. Скажите, пожалуйста, а вы сами излучаете радиацию? Если да, то какую?

Ответ: да, длинноволновую, а подробности см. в учебнике "Физика атмосферы"¹.

Второй. Почему небо голубого цвета, а облака белого?

Ответ: на молекулах воздуха в большей степени рассеивается более короткая часть солнечного спектра, т. е. голубой цвет. Поэтому небо и кажется голубым. На облачных каплях весь спектр солнечного света рассеивается примерно одинаково, поэтому цвет облаков остается белым. Подробности см. в учебнике "Физика атмосферы".

* * *

Уважаемые читатели!

В первых главах этой книги мы с вами вспомнили основы всей метеорологии, все то, на чем "держится" вся метеорологическая наука. Эти воспоминания были без излишеств, но достаточно подробными и важными. Если хотите, изложенный выше материал необходимо иметь в голове каждому инженеру-метеорологу. А дальше, в последующих главах, мы рассмотрим с вами вопросы прогноза синоптического положения и прогноза отдельных элементов погоды. Надеемся, что и дальнейшие главы будут вам также интересны.

¹ Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 752 с.

ГЛАВА 4



Прогноз синоптического положения

4.1. Комплексный анализ атмосферных процессов

Перед тем, как начать разработку прогноза погоды в интересах потребителя, кем бы он ни был, синоптик всегда просматривает весь или почти весь синоптический материал, который есть в его распоряжении. При этом синоптик старается определить расположение барических центров, их свойства, эволюцию, направление и скорость смещения, а также характеристики воздушных масс, атмосферных фронтов и условия погоды, которые будут наблюдаться в заданном районе за период прогноза. В этом и состоит комплексный анализ атмосферных процессов.

Иными словами, сущность комплексного анализа заключается в изучении состояния атмосферы в заданном районе с помощью карт погоды и других материалов. При анализе устанавливаются закономерности, которые были и существуют в развитии синоптических процессов и делаются выводы о предполагаемом их развитии в дальнейшем. Поэтому *целью* комплексного анализа является, исходя из прошлого и настоящего в развитии синоптических процессов, предсказать будущее, т. е. дать прогноз.

Следовательно, комплексный анализ предшествует прогнозу и является его основой.

Основные принципы комплексного анализа следующие.

1. *Сопоставление (сравнение)*. При сопоставлении или сравнении синоптик сравнивает метеорологические величины на одной или разных метеостанциях или в один момент времени, или в разное время. Например, проведение изобар на приземной карте погоды есть не что иное, как сравнение атмосферного давления в один момент времени на разных станциях, а ана-

лиз записи барографа — это анализ изменения во времени атмосферного давления на одной станции.

Различных примеров сопоставления или сравнения, выполняемых синоптиком, можно привести множество. Так, при последовательном сопоставлении карт погоды можно оценить эволюцию, а также направление и скорость смещения барических образований или атмосферных фронтов, а отыскание атмосферных фронтов на карте — это сравнение погодных условий на различных станциях на одной или даже нескольких картах и т. д.

2. *Показательность (репрезентативность)*. Принцип показательности заключается в том, что результаты наблюдений на станции должны быть характерны для наблюдающегося атмосферного процесса. Если же метеостанция подвержена влиянию каких-либо местных условий, то результатами наблюдений на этой станции лучше не пользоваться или пользоваться с осторожностью. Например, на станциях, расположенных на берегу больших водоемов, направление ветра не может быть показательным из-за существования местных бризовых циркуляций. Также на этих станциях температура воздуха не является показательной из-за разного термического режима воды и суши.

Можно говорить и о неважной показательности отдельных сроков наблюдений. Ведь не секрет, что ночью все хотят спать, а поэтому качество наблюдений в ночные сроки иногда оставляет желать лучшего.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

На одной приполярной метеостанции наблюдатель, заядлый рыбак, очень не хотел пропустить первую рыбалку на Енисее после ледохода. И вот этот горенаблюдатель составил телеграммы с фактической погодой на пять часов вперед, все сразу передал на телеграф и попросил телеграфистку ежечасно передавать по одной телеграмме. За это он обещал поделиться с ней свежей рыбкой. Телеграфистка согласилась, но, чего-то не поняв, все пять телеграмм передала сразу же в первый час. Увы, для наблюдателя это был последний рабочий день на метеостанции.

3. *Физическая логика*. Принципы физической логики чаще всего нарушают молодые специалисты. Это обусловлено отсутствием практического опыта и не очень хорошими знаниями предмета. Например, в прогнозе погоды или консультации указывается туман при видимости 2000 м. Забыл молодой специалист, что при тумане видимость должна быть менее 1000 м. Или при слоисто-дождевой облачности указывается гроза, или высококучевая облачность имеет нижнюю границу высотой всего в 600 м и т. д.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Мало ли чего может придумать молодой специалист в своих первых прогнозах и консультациях! Это не в обиду молодым сказано, т. к. через такие "штучки"

проходят абсолютно все. Но что интересно. Вот вы кому-то докладываете прогноз погоды или кого-то консультируете, а в прогнозе есть какие-то нарушения физической логики или просто нарушена последовательность изложения прогноза. Не удивляйтесь, что именно в том месте, где у вас "сбой", даже если вам казалось, что вас плохо слушают, потребитель вашего прогноза обратит на это внимание. И опять же делает он это не "из вредности", а по привычке, т. к. его слух давно приучен к "правильному" изложению прогноза или консультации.

4. *Историческая последовательность.* Этот принцип комплексного анализа также всегда должен соблюдать синоптик. Перед составлением прогноза погоды всегда необходимо просмотреть карты за предыдущие сроки, уяснить предшествующее развитие процессов и критически оценить деятельность своего "предшественника"-синоптика, который дежурил перед вами. Несоблюдение исторической последовательности как раз чаще всего бывает при "передаче власти" от одного синоптика к другому.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

У дежурящего синоптика с анализом синоптических карт, как правило, все в порядке. Предположим, что на карте в "зоне ответственности" дежурного расположен атмосферный фронт, который синоптик добросовестно перемещал со скоростью, допустим, 30 км/ч. Так было до сдачи дежурства следующему синоптику. А новому дежурному фронтальный анализ своего предшественника не понравился, и он провел атмосферный фронт совсем в другом районе. В результате при смене дежурства атмосферный фронт пошел назад со... сверхзвуковой скоростью.

Так, естественно, не бывает, но это не означает, что фронтальную систему, проведенную единожды, нельзя изменять. Ее изменять не только можно, но и нужно, если вы не согласны с тем, как она проведена. Однако в этом случае вы должны на полях карты написать, что фронтальная система изменена на основании дополнительного анализа такого-то и такого-то материала. С одной стороны, такая запись говорит о том, что вы сознательно изменили фронтальную систему, т. е. видели, что "наделал" ваш предшественник, а с другой стороны, вы даете всем понять, на каком основании вы это сделали.

И еще одно замечание по этому же поводу. Нельзя забывать о том, что атмосферный фронт — это раздел между двумя воздушными массами, поэтому на картах полушария линия фронта должна замыкаться вокруг полюса, имея в одних районах гребни тепла, а в других — "мешки" холода. Если на карте у центра циклона проведено линий фронта как лап у паука, а дальше ничего нет, то в этом случае можно говорить о плохом анализе (комплексном анализе) атмосферных процессов.

5. *Трехмерность.* Это пятый, последний основной принцип комплексного анализа. Он основан на том, что в атмосфере все процессы происходят не на плоскости, а в объеме, и поэтому синоптик должен хорошо представлять, как поведут себя (как изменятся) те или иные метеорологические величины при изменении высоты, на которой производится комплексный анализ. Например, атмосферный фронт часто бывает проще отыскать на

карте АТ-850, чем по приземной карте. Поэтому синоптик, обнаружив и определив местоположение фронта на карте АТ-850, должен четко представлять, что у земной поверхности теплая ветвь фронтальной зоны будет находиться примерно на 150 км сзади положения фронта на карте АТ-850, а холодная ветвь — примерно на 100 км впереди. И таких примеров можно привести множество.

Последовательность комплексного анализа зависит от характера синоптической обстановки, особенностей развития атмосферных процессов и даже от характера и привычек синоптика. Не следует менять свои привычки и как-то перестраиваться на чужой лад. Делайте все так, как вам удобно (тем более, что никакие документы не регламентируют последовательность этой работы). Главное — ничего не забыть при проведении комплексного анализа и провести его таким образом, чтобы были выполнены все пять основных принципов.

Обсуждая проблемы комплексного анализа атмосферных процессов, можно еще много, очень много, говорить о различных воздушных массах (холодных и теплых, устойчивых и неустойчивых, континентальных и морских и т. д.), но это выходит за пределы данной книги. Наша задача — не собрать под один переплет "всю метеорологию", а сделать книгу, которая стала бы настольной книгой для всех синоптиков-практиков.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Автор этих строк в течение длительного времени (больше десяти лет) работал на АМСГ в Западной Сибири. Однажды, будучи уже достаточно опытным синоптиком, я ошибся в прогнозе температуры воздуха на сутки "всего" на... 40 (сорок!) градусов. Это было зимой в Новосибирске. Район находился в теплом воздухе, и по моему прогнозу в течение ближайших суток мы должны были остаться в этом же воздухе. Поэтому в прогнозе на ночь и была указана температура около нуля. Не успел отправить прогноз, как воздушные потоки сменились на северные, облачность "разорвало", и температура воздуха к утру понизилась до 41° мороза. А всего-то я ошибся в прогнозе синоптического положения. Такой курьезный случай на самом деле имел место. Вроде бы не очень удобно писать про себя такие вещи, но, во-первых, этот пример достаточно поучительный, а у автора не всегда были неудачные прогнозы, во-вторых, попробуйте-ка ошибиться в прогнозе температуры воздуха на сутки на 40° — не уверен, что это у вас легко получится.

4.2. Общие принципы прогноза синоптического положения

Как указывалось выше, прежде чем синоптик приступит к прогнозу отдельных элементов погоды, он должен справиться с прогнозом синоптического

положения. В данном разделе мы с вами и рассмотрим общие принципы прогноза синоптического положения, которые одинаково пригодны для любых барических образований и атмосферных фронтов и получили достаточно широкое распространение на практике.

Построение траектории частицы

При построении траектории частицы синоптиком могут решаться две задачи: откуда придет частица в заданный район или куда уйдет частица из заданного района. В принципе обе задачи решаются аналогично, больше отличий наблюдается в зависимости от времени, на которое строится траектория частицы.

При расчете траектории частицы на срок ± 12 часов поступают следующим образом. Пусть на рис. 4.1 представлено поле изогипс и исходная точка A , для которой выполняются все расчеты.

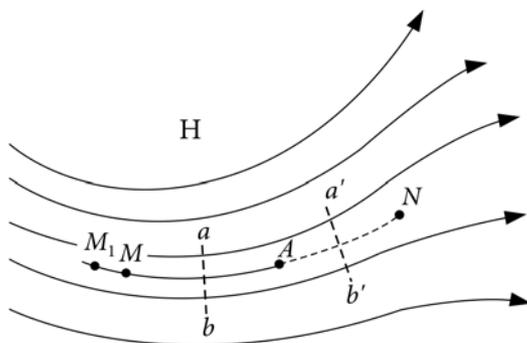


Рис. 4.1. Графический расчет траектории частицы на срок до ± 12 часов

Для того чтобы определить, откуда придет воздушная масса (частица) в исходную точку A , за срок прогноза сначала ориентировочно определяется середина траектории (линия aa') и скорость ветра в этом районе (V_m), а затем определяется начальная точка M . Для определения расстояния до начальной точки (S_m) нужно воспользоваться формулой (4.1) и сместиться против потока на полученное расстояние с учетом масштаба карты.

$$S_m = V_m \Delta t, \quad (4.1)$$

где Δt — срок прогноза.

Аналогично следует поступать и в тех случаях, когда нужно определить, куда сместится частица от исходной точки до "конечной" точки N за срок прогноза. Здесь сначала нужно определить ориентировочно скорость ветра на линии

bb' , а затем и определить расстояние до точки N по формуле (4.2), аналогичной формуле (4.1), и сместиться по потоку на полученное расстояние.

$$S_n = V_n \Delta t. \quad (4.2)$$

При расчете траектории частицы на срок ± 24 часа нахождение начальной и "конечной" точек траектории несколько сложнее (рис. 4.2). Сначала нужно по фактической карте найти промежуточные точки M' и N' — место (район), откуда придет (куда сместится) частица за 12 ч, а затем для отыскания начальной точки траектории M необходимо воспользоваться предыдущей картой барической топографии, а для отыскания "конечной" точки траектории — прогностической картой. Порядок выполнения этих работ графически показан на рис. 4.2.

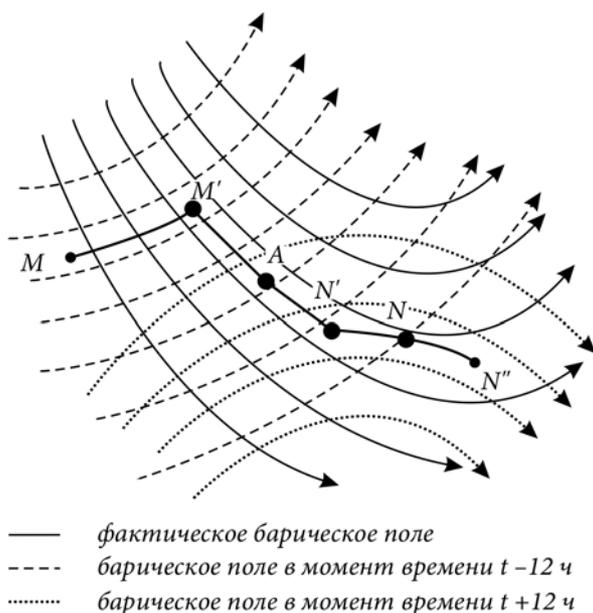


Рис. 4.2. Графический расчет траектории частицы на срок до ± 24 часов

Методики определения начальной и конечной точек траектории частицы могут несколько отличаться от изложенной выше, но принципиальной разницы в них нет, и все они дают достаточно близкие результаты.

Определение начальной и конечной точек траектории частицы — не просто забава синоптика, а важный этап комплексного анализа атмосферных процессов, который позволяет установить район, откуда придет в исходную точку A воздушная масса со всеми своими характеристиками (а не частица!). Вот эта информация уже необходима для прогноза погоды.

Принципы линейной экстраполяции

При линейной экстраполяции исходят из предположения, что все объекты синоптического положения (циклоны, антициклоны, атмосферные фронты и т. д.) смещаются с такой же скоростью и в том же направлении, что и раньше (рис. 4.3).

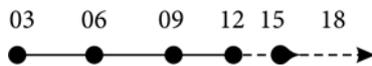


Рис. 4.3. Пример линейной экстраполяции

На рис. 4.3 точками показано последовательное положение какого-нибудь барического центра последовательно за 3, 6, 9 и 12 часов. Считая, что этот центр будет смещаться в том же направлении и с той же скоростью, мы в состоянии определить его положение в 15 и 18 часов, сохранив без изменения направление и скорость его движения.

Как видите, метод только простой, но очень простой, правда, к сожалению, далеко не всегда точен.

В этом плане *методы физической экстраполяции* дают более хорошие результаты. Методы физической экстраполяции учитывают при перемещении барических объектов и атмосферных фронтов ускорение этих объектов при движении (увеличение или уменьшение скорости движения, изменение направления). Пример физической экстраполяции приведен на рис. 4.4.

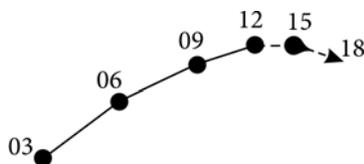


Рис. 4.4. Пример физической экстраполяции

Как и на рис. 4.3, на рис. 4.4 показано последовательное положение барического центра за 3, 6, 9 и 12 часов, на основании которых дается прогноз положения этого центра за 15 и 18 часов. Метод также очень прост, однако дает значительно лучшие результаты, чем при линейной экстраполяции.

Правило ведущего потока. Правилем ведущего потока синоптики пользуются достаточно часто. Это правило заключается в том, что все барические образования и атмосферные фронты смещаются пропорционально скорости потока (ветра) на уровне 700 или 500 гПа. Обычно для холодного периода используется поле на уровне 700 гПа, а для теплого — поле на уровне 500 гПа. Сле-

довательно, скорость смещения барических образований можно определить по формуле

$$V = kU_{700(500)}, \quad (4.3)$$

где: V — скорость смещения; k — коэффициент, учитывающий скорость ветра; U — скорость ветра на уровне 700 или 500 гПа соответственно.

Величина коэффициента k зависит от скорости ветра и может быть определена из табл. 4.1.

Таблица 4.1. Значения коэффициента k в зависимости от скорости ветра на уровне 700 или 500 гПа

АТ-700		АТ-500	
U_{700} км/ч	k	U_{500} км/ч	k
Менее 30	1,5	40—60	1,0
30—35	1,2	60—70	0,8
35—45	1,0	70—90	0,6
45—55	0,8	Более 90	0,5
55—85	0,7		
85—100	0,6		

Однако чаще всего синоптики не пользуются значениями, указанными в таблице, а используют постоянные коэффициенты 0,7 для уровня 700 гПа и (0,5—0,6) для уровня 500 гПа.

Правилом ведущего потока можно пользоваться во всех случаях за исключением тех, когда какое-нибудь барическое образование или атмосферный фронт находятся в зоне замкнутых изогипс.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

- Внимательный и грамотный читатель, знакомясь с этой главой, может сказать, что авторы здесь излагают старые и уже никому не нужные правила, т. к. он (читатель) твердо знает, что барическое поле у земли и поле геопотенциала на высотах уже примерно двадцать лет прогнозируется численными методами, и модели прогноза от года к году становятся все более совершенными. Все это действительно так. Но не все так просто. Во-первых, любая численная модель прогнозирует только *поле*, а не элементы погоды. Без прогноза гроз, туманов, шквала, метели и т. д. и сейчас это не прогноз.
- Многие модели дают достаточно хороший прогноз поля давления (геопотенциала) в каких-то средних ситуациях, а вот в экстремальных ситуациях часто наблюдаются ошибки. Представьте себе такую картину. Вы прогнозируете погоду на завтра, и ваш компьютер не "пугает" вас никакими опасными

явлениями. Вы поверили своей ЭВМ и "попались" — возник глубокий циклон, которого не увидела ваша машина, в результате оказались не спрогнозированными сильные осадки, шквалистые ветры и т. д. В зоне ответственности вашего прогноза народное хозяйство понесло определенные убытки. Риторический вопрос: КТО ВИНОВАТ? Сказать, что виновата машина — как-то неудобно, ведь она железная. Обвинить разработчика алгоритма и программиста можно, но вдруг они уже лет десять живут в другой стране — их "не достанешь". Так что, крутись не крутись, а виноват тот синоптик, который разрабатывал прогноз погоды. Любые средства, которые есть в его распоряжении (от компьютера до калькулятора или обыкновенных счет) являются вспомогательными, а вот окончательное решение должен принимать только синоптик.

- Однако, учитывая то обстоятельство, что прогнозом синоптического положения синоптики все-таки занимаются не очень часто и, к сожалению, не всегда очень внимательно, мы решили только перечислить основные правила возникновения, эволюции и перемещения барических образований. Вдаваться в подробности синоптической и динамической метеорологии мы не будем, но твердо уверены в том, что "окончательно списывать" и исключать синоптическую метеорологию из арсенала знаний инженера-синоптика пока рано. Более того, авторы уверены, что этот период не наступит никогда.

4.3. Возникновение, эволюция и перемещение циклонов

Общие положения

Циклоном называется атмосферное возмущение с пониженным давлением воздуха и минимальным давлением в центре. Такое определение циклонов дается в метеорологическом словаре С. П. Хромова. И, на всякий случай, напомним, что атмосферное давление равно весу столба воздуха с единичным сечением от высоты, на которой оно измеряется, до верхней границы атмосферы.

По принятой классификации в зависимости от вертикальной протяженности циклоны подразделяются на *низкие* — замкнутые изобары (изогипсы) есть на приземных картах и на картах АТ-925 и АТ-850, но их нет на картах АТ-700; *средние* — замкнутые изогипсы прослеживаются до поверхности 400 гПа, но их нет на уровне 300 гПа; *высокие* — замкнутые изогипсы прослеживаются на всех уровнях, включая поверхность 300 гПа; *верхние* — замкнутые изогипсы есть на некоторых уровнях в тропосфере, но нет замкнутых изобар у земной поверхности; и *стратосферные* — высокие циклоны, проникающие в стратосферу, или там образовавшиеся.

Также общепринятыми являются и стадии развития циклонов: *начальная стадия* — от момента возникновения до появления первой замкнутой изоба-

ры на приземной карте; *стадия молодого циклона* — от момента оформления циклона до начала окклюдирования; *стадия наибольшего (максимального) развития* — от начала окклюдирования до начала заполнения; *стадия заполнения* — от момента начала заполнения до полного исчезновения на приземной карте.

Возникновение циклонов

Основными факторами, влияющими на возникновение и эволюцию циклонов (и антициклонов тоже), являются:

- адвекция температуры;
- характер подстилающей поверхности (ее термические свойства);
- характер устойчивости воздушных масс;
- волновые движения большого масштаба;
- нестационарность атмосферных движений;
- вихревые движения и центробежные силы;
- силы трения в приземном слое;
- сила Кориолиса;
- орография района;
- взаимосвязь процессов в нижней тропосфере с процессами в верхней тропосфере и стратосфере.

Если попытаться все объяснить качественно (без формул), то частицы воздуха, перемещаясь по инерции, переносят определенный вихрь скорости. В новом районе, куда переместились частицы, выявляется несоответствие поля скоростей и поля давления, в результате чего происходит их адаптация. Изменение полей скорости и давления приводит к возникновению, эволюции и перемещению циклонов (антициклонов), а дополнительным фактором возникновения и развития барических образований является термический фактор, связанный с бароклинностью атмосферы.

Так как, по определению, циклон является барическим образованием с пониженным атмосферным давлением, то возникновение циклонов следует ожидать в тех районах, где создаются условия для понижения давления. Основными правилами и признаками возникновения циклонов являются следующие.

Циклон возникает или углубляется под дельтой высотной фронтальной зоны при больших контрастах температуры и больших скоростях ветра. Практически циклоны возникают только при наличии струйных течений справа от его оси. (Действительно, в дельте струйного течения наблюдается расходимость

потоков воздуха, который справа теплее, а значит, легче. Таким образом, в этом районе наблюдается отток воздуха, этот воздух теплый, что и приводит к уменьшению давления и образованию циклонов.)

Циклоны возникают на малоподвижных фронтах и замедляющихся участках холодных фронтов, а также на фронтах, расположенных в сильно вытянутых ложбинах. Иллюстрацией этого правила являются рис. 4.5—4.8.

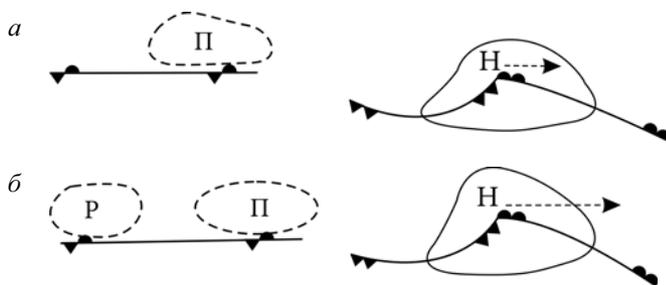


Рис. 4.5. Возникновение циклона на малоподвижном фронте:
а — медленный процесс; б — быстрый процесс

В зоне малоподвижного фронта на возникновение циклона указывает появление зоны падения давления в зоне фронта или почти одновременное появление как зоны падения, так и зоны роста давления. В первом случае процесс возникновения циклона происходит достаточно медленно (рис. 4.5, а), а во втором (рис. 4.5, б) — быстро.

В сильно вытянутых ложбинах возникновение циклона наблюдается тогда, когда различные участки фронта перемещаются с разными скоростями. За счет этого фронт получает волновой изгиб, и на этом месте сравнительно быстро формируется циклон. Дополнительным признаком, указывающим на возможность возникновения циклона на холодном фронте, является наличие за фронтом двух самостоятельных областей роста давления (рис. 4.6).

На рис. 4.6 показаны две последовательных синоптических ситуации, которые характеризуют процесс возникновения циклона.

В сильно вытянутой ложбине на теплом фронте циклоны возникают сравнительно редко. Это бывает только при разных скоростях движения отдельных участков фронта. Дополнительным признаком того, что в течение ближайших 4—6 часов произойдет образование циклона, является наличие перед фронтом двух самостоятельных очагов падения давления (рис. 4.7).

Последовательные синоптические ситуации, которые характеризуют процесс возникновения циклона в глубокой ложбине на теплом фронте, показаны на рис. 4.7. Эти циклоны, как правило, медленно смещаются вдоль фронта и быстро заполняются.

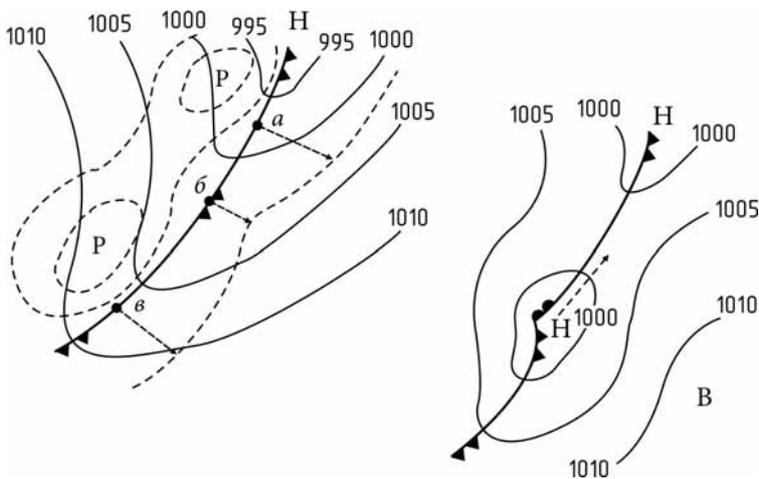


Рис. 4.6. Возникновение циклона на холодном фронте в зоне сильно вытянутой ложбины

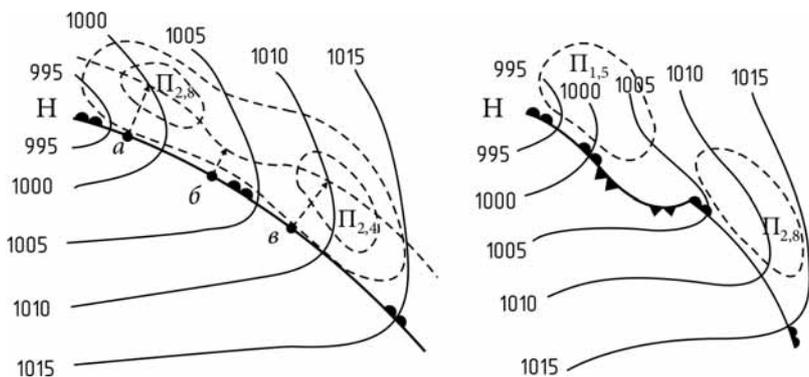


Рис. 4.7. Возникновение циклонов на теплом фронте в сильно вытянутой ложбине

Если в глубокой ложбине находится фронт окклюзии (рис. 4.8), то возникновение циклона у точки окклюзии происходит в тех случаях, когда падение давления у этой точки больше, чем у центра циклона. Дополнительным признаком возникновения циклонов является падение давления за холодным фронтом в районе точки окклюзии.

Часто вновь образовавшийся циклон становится основным, а старый циклон превращается в его ложбину.

Непосредственными признаками зарождения циклона являются:

- деформация линии фронта (возникновение волны);
- образование вблизи фронта зоны разреженных изобар, особенно при их циклонической кривизне;

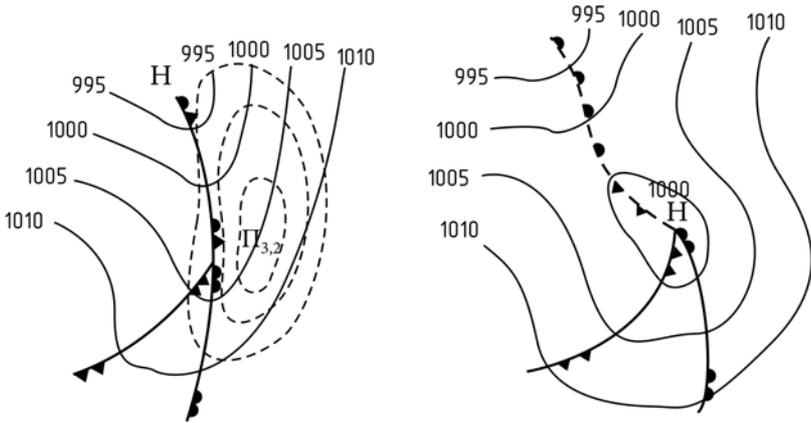


Рис. 4.8. Возникновение циклонов в районе точки окклюзии

- образование и усиление замкнутой области падения (относительного падения) давления, распространяющейся по обе стороны фронта;
- появление замкнутых изобар (хотя бы промежуточных);
- наличие интенсивной адвекции холода за холодным фронтом и адвекции холода в область между двумя высотными циклонами;
- циклоны часто возникают на том участке фронта, к которому приближается область падения давления;
- циклоны зарождаются над зоной нулевых изаллогипс на уровне АТ-700;
- фронтальные волны развиваются в циклон только при длине волны больше 1000 км;
- циклоны возникают в той области, где высотное барическое поле (АТ-700, АТ-500) характеризуется циклонической кривизной изогипс, которая уменьшается по потоку;
- термобарическое поле тропосферы должно способствовать понижению давления у земли в зоне возникновения волны. Такие условия создаются в передней части высотной ложбины;
- малоградиентное поле у земли при отрицательных барических тенденциях.

Нефронтальные (термические) циклоны возникают летом над хорошо прогретой сушей, зимой — над теплыми морями. Эти циклоны обычно малы по площади, по высоте низкие или средние и быстро заполняются.

Иногда выявить зону и "поймать" момент зарождения циклона очень помогает информация искусственных спутников земли, особенно если эта зона находится над морем.

Эволюция циклонов

Основные правила и признаки эволюции циклонов следующие:

1. Стадия углубления циклонов продолжается в среднем 24—48 часов.
2. Циклон углубляется, если давление в центре циклона и его теплом секторе падает.
3. При положительных барических тенденциях в центре циклона и удалении области падения давления от центра циклон заполняется.
4. Циклон достигает большой глубины и достаточно быстро в тех случаях, когда с ним связаны две фронтальные зоны и обе зоны находятся достаточно близко друг от друга.
5. Быстрое сближение теплого и холодного фронтов одного циклона хороший признак быстрого углубления циклона.
6. Высокие циклоны перестают углубляться.
7. Циклоны и ложбины углубляются тогда, когда нулевая изаллобара проходит в тылу циклона или за осью ложбины (обратное верно).
8. Окклюдированные циклоны, как правило, заполняются.
9. Скорость углубления циклона равна величине барической тенденции в нем.

Регенерация циклонов

Регенерация циклонов является особым видом эволюции циклонов. Основными признаками регенерации циклонов являются наличие струйного течения над районами окклюзии, появление области падения давления и появление волны на холодном фронте, а также подход новой ветви фронта к области заполняющегося циклона, что приводит к усилению контраста температуры и регенерации циклона.

Регенерация циклонов может происходить на атмосферном фронте, при развитии волнового циклона, а также при переходе циклона с суши на море. Проиллюстрируем это на двух примерах. На рис. 4.9 показан последовательный вид барического поля при регенерации циклона на атмосферном фронте.

Как указывалось ранее, приближение атмосферного фронта к заполняющемуся циклону приводит к увеличению контраста температур в зоне фронта, что является причиной появления максимума ветра на высотах. Таким образом возникает отток воздуха, а отток воздуха — это уменьшение давления, т. е. углубление (регенерация) циклона. Следовательно, приближающийся к окклюдированному циклону атмосферный фронт как бы "вдыхает новую жизнь в умирающий циклон". Из-за оттока воздуха при этом виде регенерации

уменьшение атмосферного давления в центре циклона может составить 15—20 гПа за сутки.

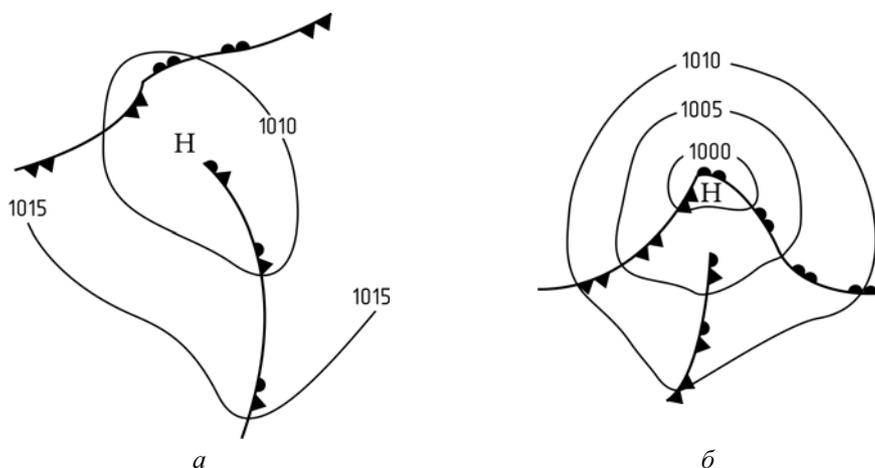


Рис. 4.9. Схема регенерации циклона на атмосферном фронте:
а — начальное положение изобар и фронтов;
б — положение изобар и фронтов после регенерации

Регенерация при развитии волнового циклона — обычный процесс развития циклонов в циклонической серии (рис. 4.10).

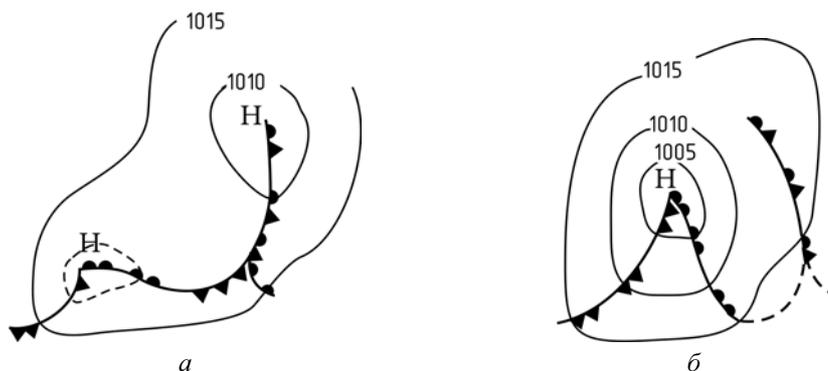


Рис. 4.10. Схема регенерации при развитии волнового циклона

Как правило, волновой циклон движется быстрее окклюдированного, поэтому происходит сначала их сближение, затем слияние, в результате которого образуется более глубокий циклонический вихрь.

При переходе с суши на море изменяется влагосодержание и стратификация воздушной массы. Кроме того, над водной поверхностью ветер по направле-

нию приближается к направлению изобар, а следовательно, опять имеет место отток воздуха от центра циклона. Возникают все условия для углубления циклона, т. е. его регенерации. Однако при переходе с суши на море циклоны углубляются незначительно.

Мы рассмотрели основные правила эволюции циклонов. Далее в таком же сжатом виде нами будут предложены читателям правила перемещения циклонов.

Правила перемещения циклонов

Как всегда, синоптику значительно проще (хотя тоже трудно) прогнозировать перемещение уже возникшего циклона, чем определить момент его возникновения. Далее мы в тезисной форме перечислим основные правила определения направления и скорости перемещения циклонов. Эти правила следующие:

1. По общим принципам, изложенным в начале данной главы.
2. По изобарам теплового сектора циклона. Для того чтобы определить направление смещения циклона, нужно на второй или третьей замкнутой изобаре от центра циклона соединить прямой линией точки пересечения этой изобары с теплым и холодным фронтами, связанными с этим циклоном. Центр данного циклона будет смещаться параллельно данной линии в направлении от холодного фронта к теплому (рис. 4.11).

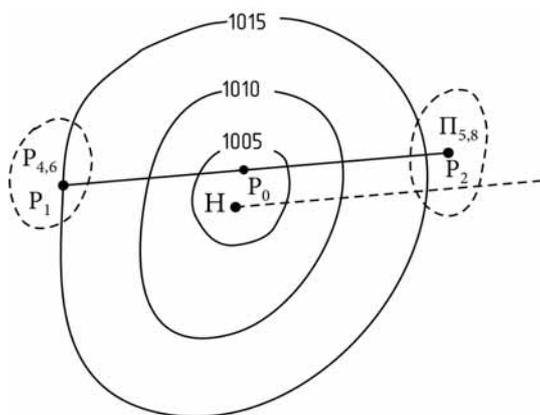


Рис. 4.11. К расчету перемещения циклона

3. Скорость перемещения циклона можно определить по формуле:

$$S = L \frac{|P| + |\Pi|}{0,5 \cdot (p_p + p_{\Pi}) - p_{\min}}, \quad (4.4)$$

где: S — путь, который циклон пройдет за ближайшие сутки (км/сут); L — расстояние между очагами роста и падения давления (км); P и Π — числовые значения роста и падения давления в этих очагах (гПа/3 ч); p_p , p_{Π} , p_{\min} — давление (гПа) в очагах роста и падения давления, а также минимальное давление в точке на линии, соединяющей очаги роста и падения давления (см. рис. 4.11).

4. Направление смещения циклона можно определить по изаллобарической паре. Центр циклона будет смещаться параллельно линии, соединяющей очаги роста и падения давления, в сторону падения давления (см. рис. 4.11).
5. Циклон будет смещаться в направлении, перпендикулярном своей пространственной оси вправо от нее. Качественное правило: чем длиннее проекция оси циклона на горизонтальную поверхность, тем больше скорость его перемещения (рис. 4.12).

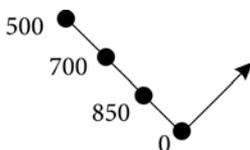


Рис. 4.12. Определение направления перемещения циклона по наклону его пространственной оси. Точки с числами 0, 850, 700 и 500 соответствуют положению центра циклона на каждом из указанных уровней

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Пожалуй, каждый из вас в детстве играл с волчком. Надеюсь, что не нужно объяснять, как выглядит эта игрушка. Так вот, когда ось волчка вертикальна (горизонтальная проекция оси волчка превратилась в точку), он стоит на месте. Стоит только попытаться немножко отклонить ось от вертикального положения, как весь волчок придет в движение и "побежит" по столу или полу в направлении, перпендикулярном тому, в какую сторону мы отклонили волчок. Причем это движение будет происходить вправо от проекции оси волчка. Аналогичная картина наблюдается и в циклоне, только в этом случае волчок "чуть побольше".

6. Циклон с круговыми изобарами, имеющий только одну хорошо выраженную область падения или роста давления, движется вдоль прямой, соединяющей центр циклона и центр этой области.
7. Циклоны с круговыми изобарами обычно имеют криволинейные траектории.
8. Циклоны с эллиптическими изобарами движутся вдоль большой оси эллипса.

9. Циклоны перемещаются вдоль изотерм, оставляя область холода слева.
10. Циклон движется в том направлении, в котором быстрее всего повышается температура среднего слоя атмосферы (раз повышается температура, то при прочих равных условиях уменьшается давление, а это значит, что "идет циклон").
11. Циклоны отклоняются от направления потока на АТ-700 в ту же сторону, в какую отклонены изотермы на этом уровне, но на меньший угол.
12. Частные циклоны при своем движении огибают основные против часовой стрелки.
13. Два одинаковых по глубине циклона вращаются относительно друг друга против часовой стрелки (в северном полушарии).
14. В циклонической серии каждый следующий циклон смещается южнее предыдущего.
15. После окклюдирования циклоны отклоняются влево от своей траектории и замедляются.
16. Циклоны смещаются в ту сторону, где у земли наблюдаются наиболее слабые ветры. Циклоны, в которых наблюдаются сильные ветры в передней части, быстро заполняются и становятся малоподвижными.
17. Вероятность смещения циклонов по потоку на уровне АТ-700 или АТ-500 тем больше, чем больше скорость ветра на этих уровнях.
18. Высокие и холодные циклоны, как правило, малоподвижны.
19. На увеличение скорости перемещения циклонов указывает увеличение интенсивности очагов роста и падения давления, а также уменьшение расстояния от центра циклона до центра зоны падения давления.
20. На уменьшение скорости движения циклона указывают обратные признаки, а также увеличение высоты барического образования.
21. Температурно неоднородные циклоны смещаются по изогипсам ОТ 500/1000, а температурно однородные циклоны обычно стационарные или малоподвижны.

4.4. Возникновение, эволюция и перемещение антициклонов

Общие положения

Антициклоном называется область повышенного атмосферного давления с замкнутыми изобарами на уровне моря и с соответствующим распределе-

нием ветра. Это определение антициклона тоже взято из метеорологического словаря С. П. Хромова.

Общепринятые стадии развития антициклона следующие: *начальная стадия* — от первых признаков зарождения антициклонического вихря до первой замкнутой изобары, кратной 5 гПа, на приземной карте погоды; *стадия усиления* — от оформления антициклона на приземной карте до наибольшей интенсивности развития; *стадия разрушения* — от начала падения давления в центре антициклона до полного его исчезновения на приземной карте.

Возникновение антициклонов

Антициклоны возникают в тех районах, где создаются условия для увеличения атмосферного давления (это вес столба воздуха до верхней границы атмосферы). Такие условия возникают:

1. При вторжении холодного воздуха в тылу циклона (рис. 4.13).
Если циклоны, между которыми возникает антициклон, низкие или средние и достаточно быстро смещаются, то часто возникают только гребни, а если циклоны высокие и малоподвижные, то гребень развивается в самостоятельный антициклон, который увеличивается по площади.
2. В отроге малоподвижного антициклона при интенсивном росте давления в холодном воздухе (рис. 4.14).
В этих случаях новый антициклон растет быстро, а старый превращается в его отрог. Необходимым условием развития антициклона является рост давления в тыловой части антициклона.
3. Антициклоны возникают при неравномерном падении давления в размытом барическом поле. Такие антициклоны обычно занимают небольшую площадь и долго "не живут".
4. Нефронтальные (термические) антициклоны возникают при охлаждении воздуха от подстилающей поверхности (Сибирский зимний антициклон и т. д.).
5. Развитие антициклонов происходит медленнее, чем циклонов.
6. Наибольшей интенсивности антициклоны достигают в тех случаях, когда они сформированы из холодного воздуха в нижней половине тропосферы и теплого в верхней половине тропосферы.
7. Антициклоны возникают (усиливаются) под входом в высотную фронтальную зону при больших градиентах температуры (более $8^\circ/1000$ км) и большой скорости ветра (более 70 км/ч) на уровне 500 гПа.

Это правило вполне естественно: приток воздуха → увеличение его массы → увеличение давления у земли → антициклон.

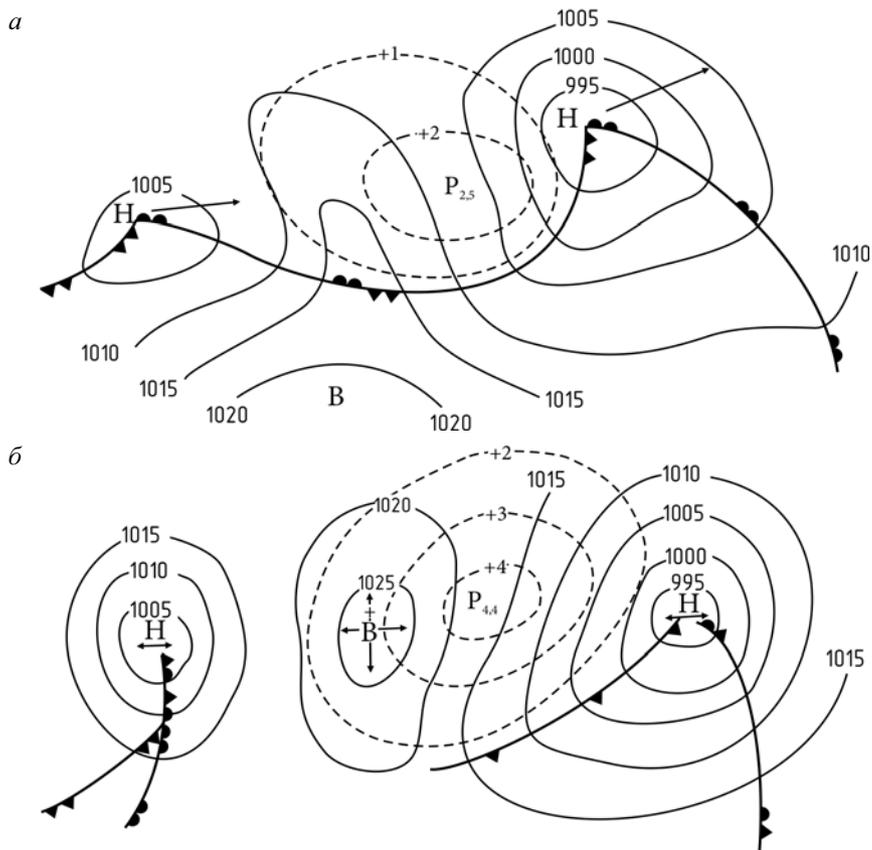


Рис. 4.13. Возникновение антициклона в тылу циклона:
a — исходное синоптическое положение;
б — оформившийся антициклон

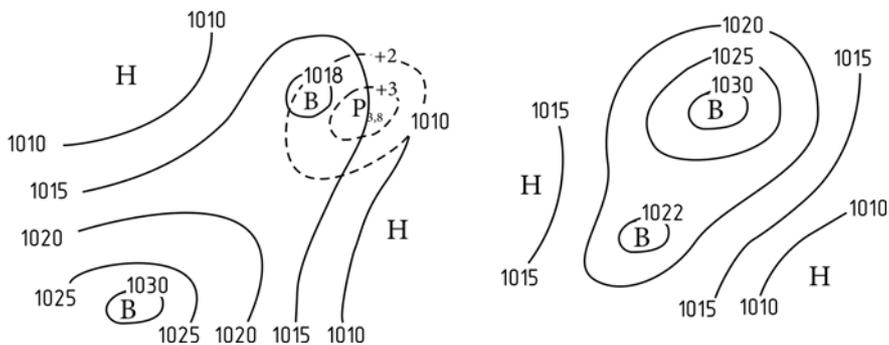


Рис. 4.14. Возникновение антициклона в отроге

Эволюция антициклонов

Для оценки эволюции антициклонов можно использовать следующие правила:

1. Антициклон усиливается в тех случаях, когда давление в его центре продолжает расти.
2. Если барические тенденции в центре антициклона близки к нулю, то его интенсивность меняться не будет.
3. В малоподвижных антициклонах величина тенденции характеризует его эволюцию.
4. Гребень усиливается (ослабеваает) в тех случаях, когда нулевая изаллобара проходит позади (впереди) оси гребня.
5. Чем дальше в тылу антициклона есть зона увеличения давления, тем дольше по времени антициклон будет усиливаться.
6. Удаление зоны роста давления от центра антициклона говорит о прекращении его усиления.
7. Регенерация антициклонов (процесс повторного усиления) наблюдается при слиянии старых антициклонов с новыми областями холодного воздуха, а также при активном циклогенезе, когда в передней части нового циклона оказывается теплый воздух. Это способствует усилению старого антициклона.
8. Высокий антициклон никогда не усиливается.

Перемещение антициклонов

Перемещение антициклонов можно оценить, используя следующие простые правила.

Общие правила смещения барических образований:

1. Температурно симметричные антициклоны малоподвижны, но их центр может резко и быстро смещаться из-за неодинакового роста или падения давления.
2. Два одинаковых антициклона вращаются вокруг общего центра по часовой стрелке (в северном полушарии), а отрог или ядро повышенного давления обгоняет основной антициклон также по часовой стрелке.
3. Подвижный циклон обгоняет малоподвижный антициклон по часовой стрелке. Если антициклон холодный, то на высотах происходит обращение барического поля, и тогда циклон обгоняет антициклон против часовой стрелки.

4. Смена циклонов и антициклонов происходит обычно зимой через 12 часов, а летом через 24 часа.
5. Небольшие по площади антициклоны обычно смещаются со скоростью впереди идущих циклонов.
6. Антициклоны смещаются параллельно линии, соединяющей очаги падения и роста давления. Это правило лучше оправдывается при круговых изобарах. При эллиптических изобарах антициклон смещается по своей большой оси.

4.5. Перемещение и эволюция атмосферных фронтов

В этом разделе мы основное внимание уделим вопросам перемещения и эволюции атмосферных фронтов, т. к. общие сведения о фронтах обсуждались нами ранее, и нет смысла повторять уже изложенный материал.

Перемещение атмосферных фронтов

Перемещение атмосферных фронтов тесно связано с перемещением циклонов и антициклонов. Это вполне естественно. На практике синоптики очень часто для оценки скорости и направления смещения фронта используют карту АТ-700. Установлено, что теплые фронты обычно смещаются по потоку со скоростью $0,8U_{700}$, а холодные — со скоростью $0,9U_{700}$. Само же смещение фронта определяется по нормали к фронтальной поверхности.

Говоря о перемещении атмосферных фронтов, следует иметь в виду, что иногда фронт может изменить направление смещения и даже свой знак. Это может произойти в следующих случаях:

- при приближении к фронту нового циклона. В этом случае малоподвижный теплый фронт, лежащий севернее нового циклона, оказывается втянутым в его циркуляцию, и участок этого фронта вместо теплого становится холодным (рис. 4.15);

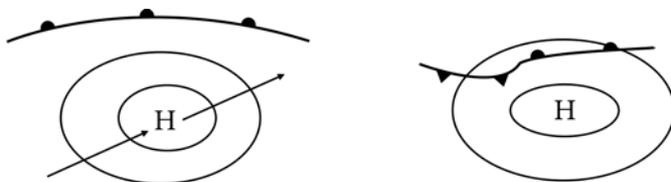


Рис. 4.15. Изменение знака фронта при приближении нового циклона

- при приближении теплого фронта к мощному антициклону. В этих случаях теплый фронт сначала замедляется, а затем останавливается и начинает постепенно отступать назад, превращаясь из теплого в холодный (рис. 4.16).

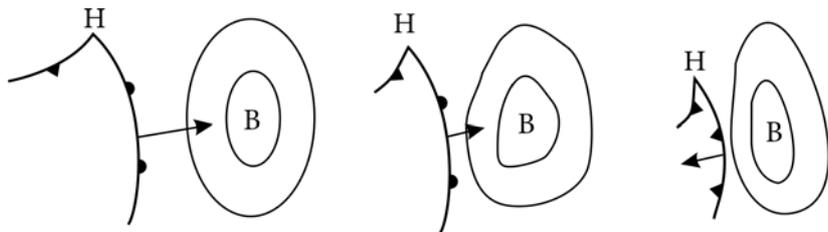


Рис. 4.16. Изменение знака фронта при приближении к мощному антициклону

Аналогичная ситуация наблюдается также при приближении теплого фронта к горам. Наиболее ярко это проявляется при подходе фронта к Уральскому хребту;

- при неравномерном заполнении обширного циклона (рис. 4.17). В этих случаях даже незначительное изменение давления в центре обширного циклона может быстро и на значительное расстояние переместить его центр. При этом некоторые участки фронта могут изменить свой знак.

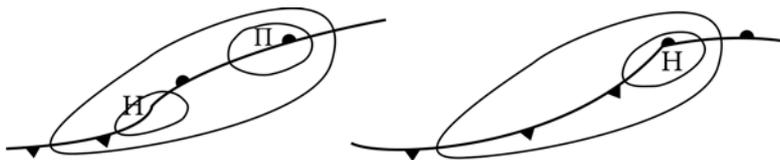


Рис. 4.17. Изменение знака фронта при неравномерном заполнении циклона

Теплый фронт заполняющегося циклона может превратиться в холодный фронт, если впереди него находится углубляющийся циклон.

Для определения скорости смещения теплого фронта можно воспользоваться формулой:

$$v_{\text{т.ф.}} = K \Delta H / \Delta t, \quad (4.5)$$

где: $v_{\text{т.ф.}}$ — скорость смещения теплого фронта (км/ч); $K = 0,1—0,2$ — коэффициент; ΔH — понижение облачности при приближении фронта (м); Δt — время, за которое произошло это понижение облаков.

Что же касается отыскания фронтальных разделов на приземной карте, то для этого лучше всего использовать карту АТ-850. Практически всегда атмо-

сферный фронт расположен параллельно какой-либо изотерме на этой карте. А вот к какой изотерме фронт расположен ближе — решать синоптику с учетом местоположения района, времени года и особенностей синоптического процесса.

Эволюция фронтов

Под эволюцией атмосферных фронтов понимается изменение контраста температур между воздушными массами, изменение сходимости (расходимости) потоков теплого и холодного воздуха, изменение стратификации и влагосодержания воздушных масс (а это изменение вертикальных токов), а также изменение интенсивности осадков и их продолжительности.

Атмосферные фронты *обостряются* в тех случаях, если:

- увеличивается контраст температур в зоне фронта;
- увеличивается сходимость потоков в зоне фронта;
- увеличивается вертикальная неустойчивость и влагосодержание воздушных масс.

Атмосферные фронты *размываются* при обратных процессах.

На эволюцию атмосферных фронтов сильное влияние оказывает время суток, время года, трансформация воздуха при его движении, а также при перемещении воздушной массы с моря на сушу и наоборот. Поясним это на некоторых конкретных примерах.

Так холодный фронт зимой при движении с моря на сушу оказывается маскированным, т. к. вода теплее суши, и в поле температур этот фронт никак не проявляется. В летний период теплый фронт при движении с моря на сушу быстро размывается, т. к. суша значительно теплее воды, и как следствие — быстрое выравнивание температур до и после фронта. Также и холодный фронт летом при движении с моря на сушу быстро размывается из-за быстрого прогрева над сушей холодного воздуха. При этом холодный фронт размывается тем быстрее, чем выше температура и чем меньше влажность воздуха над континентом.

Вместе с перемещением фронта, естественно, меняется и географический район, в котором находится атмосферный фронт. Поэтому холодный фронт размывается при перемещении на юг и обостряется при перемещении на север, а теплый фронт — наоборот.

Следовательно, при прогнозе эволюции атмосферного фронта необходимо:

- оценить эволюцию фронта за последние 12—24 часа;
- в соответствии с прогнозом барического поля дать прогноз эволюции фронта;

- исходя из прогноза температуры, влажности и стратификации в зоне фронта, уточнить прогноз эволюции того участка фронта, который будет оказывать влияние на район прогноза;
- учесть суточный ход изменения погоды на атмосферных фронтах (на всякий случай напомним, что холодные фронты обостряются в дневное время, а теплые — ночью).

На основании проведенного анализа эволюции фронта синоптик разрабатывает прогноз отдельных элементов погоды с учетом действующих руководств и наставлений по службе погоды или требований заказчика.



ЧАСТЬ II

Давайте прогнозировать

Если звезды зажигают, значит,
это кому-нибудь нужно.

В. Маяковский

Уважаемые читатели!

Не зря эпиграфом к этой части книги взято знаменитое выражение В. Маяковского. Действительно, каждый прогноз погоды, каждая указанная в нем величина имеет своего "заказчика", своего потребителя. Иначе не бывает. В этой части книги мы "пройдемся" по всем явлениям погоды и постараемся вкратце рассказать, *для чего* прогнозируется то или иное явление и *как это делается* на практике. Причем основное внимание будет уделено так называемым безмашинным методам прогноза. Это делается для того, чтобы вам было понятно, как все прогнозируется вручную, ну а по существующему графику или формуле разработать алгоритм и написать программу не представляет труда даже не очень опытному программисту. Кроме того, при данном подходе вы не окажетесь безоружными даже в том случае, если на вашем столе еще не появился персональный компьютер.

ГЛАВА 5



Прогноз температуры воздуха

5.1. Основные потребители прогноза температуры

Температура воздуха является очень важным показателем состояния атмосферы. Она (температура) указывается как в прогнозах общего пользования для населения, так и в специализированных прогнозах погоды.

Редко встретишь человека, который с утра пораньше не поинтересуется температурой воздуха на улице. Это естественно, т. к. знание температуры воздуха на улице решает проблему одежды. Поэтому каждого горожанина, каждого обывателя (в лучшем смысле этого слова), вне всякого сомнения, очень интересует прогноз температуры воздуха. Ведь не зря все средства массовой информации (СМИ) в России передают прогноз погоды, а следовательно, и прогноз температуры более тысячи раз за сутки.

Однако если для обычного человека прогноз температуры воздуха — это вопрос об одежде и о том, можно ли оставить в квартире открытой форточку, то для многих специалистов данный вопрос очень важен. Приведем несколько примеров. Во-первых, специалист сельского хозяйства, узнав, что ночью ожидается понижение температуры ниже нуля градусов, должен принять меры для уменьшения потерь урожая от заморозков. То же самое должны сделать и все дачники. Во-вторых, получив аналогичный прогноз, все владельцы автотранспорта должны подумать о своих машинах и постараться не "разморозить" их. В-третьих, достаточно высокие ($25\text{ }^{\circ}\text{C}$ и выше) и низкие ($-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже) температуры воздуха должны настораживать медиков, т. к. при таких температурах заметно увеличивается число различных заболеваний. Примерно при таких же температурах заметно изменяется расход топлива у автомобилей и воздушных судов. Более того, в авиации существуют ограничения на производство полетов при очень высоких и очень низких температурах воз-

духа. Ну и последнее. Работникам коммунального хозяйства тоже нужен прогноз температуры воздуха для того, чтобы решить вопрос, когда следует начать отопительный сезон, а когда его закончить. Естественно, что жители любого региона мерзнуть не должны, а каждый день отопительного сезона только в Санкт-Петербурге стоит примерно 0,5 млн долларов США.

Мы здесь не затрагиваем такого вопроса, что минимальная температура воздуха нужна синоптику для прогноза туманов и низкой облачности, а максимальная — для прогноза гроз, шквалов и других явлений погоды. При необходимости перечень отраслей народного хозяйства, для которых прогноз температуры воздуха представляет большой интерес, можно продолжить. Это и лесное хозяйство (лесные пожары), и металлургия (смерзание руды и угля при резком понижении температуры), и проведение спортивных и массовых зрелищных мероприятий на открытом воздухе и т. д. Надеемся, что читателя дальше нет смысла убеждать в том, что температура воздуха является важной характеристикой состояния атмосферы.

На всякий случай напоминаем нашим читателям о том, что теоретически минимальная температура должна наблюдаться в момент восхода Солнца, а максимальная — в местный полдень. На самом же деле, наступление экстремумов температуры несколько запаздывает, и минимальная температура наблюдается в средних широтах чаще всего примерно через час после восхода Солнца, а максимальная — через 1—2 часа после местного полдня. Это объясняется тем, что приземный слой воздуха нагревается (и остывает) от земной поверхности, а температура воздуха измеряется на высоте 2 м. Поэтому и имеет место на практике некоторое запаздывание экстремумов температуры от моментов восхода Солнца и местного полдня.

Это интересно

Мы уже писали, что все СМИ России передают информацию о погоде более тысячи раз в сутки. А вот еще несколько интересных цифр:

- ежедневно информацию о погоде слушают как минимум 70 млн жителей России;
- по всем телевизионным каналам России информацию о погоде передают более 24 часов в сутки;
- если информацию о погоде из всех газет России собрать в одну газету, то получится ежедневная газета объемом в 24 страницы.

5.2. Прогноз минимальной температуры воздуха

Для прогноза минимальной температуры воздуха на практике может использоваться целый ряд методов и приемов, которые прошли в течение несколь-

ких лет (а иногда и десятков лет) оперативную проверку в различных регионах России. К таким методам можно отнести следующие.

Метод А. С. Зверева

Метод А. С. Зверева позволяет определить по номограммам ночное понижение температуры с учетом облачности и ветра (рис. 5.1 и 5.2). В обеих номограммах по горизонтальной оси откладывается значение (фактическое) температуры точки росы за 13 или 19 часов, а по вертикальной оси — ночное понижение температуры при безоблачном небе. Наклонные линии указывают прогностическое значение скорости ветра. Для получения ночного понижения температуры (ΔT) нужно от исходного значения температуры точки росы подняться по вертикали до линии, соответствующей спрогнозированному значению скорости ветра, а затем по вертикальной оси определить ΔT .

Для получения ночного понижения температуры при наличии облачности следует воспользоваться формулой: $\Delta T_{\text{обл.}} = m\Delta T$, где m — коэффициент,

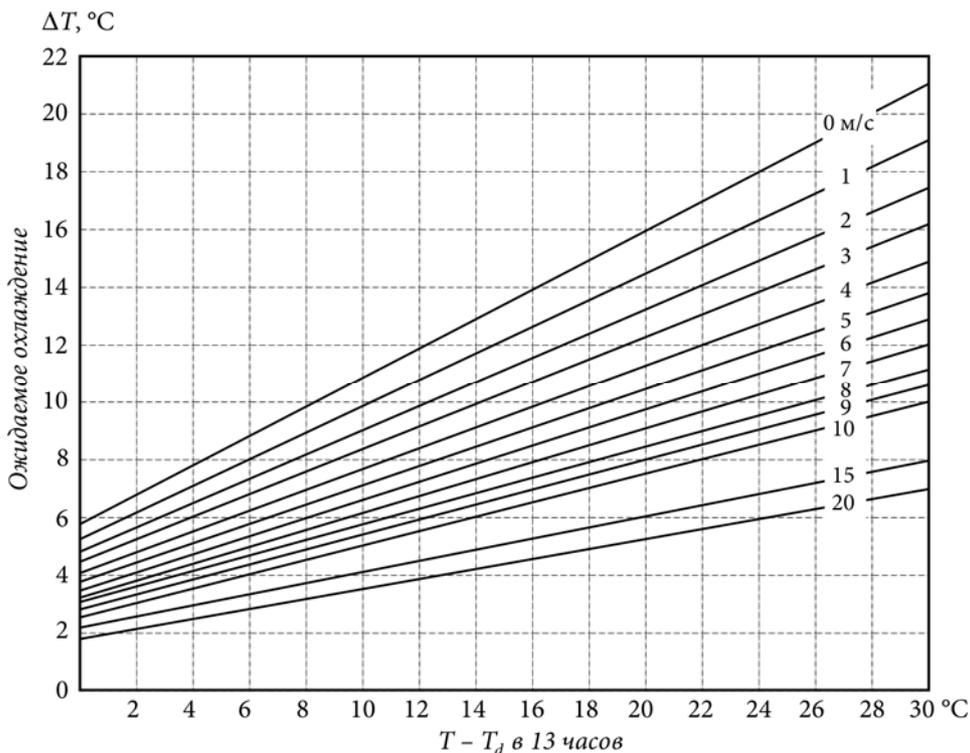


Рис. 5.1. Номограмма для определения ночного понижения температуры по данным наблюдений в 13 часов

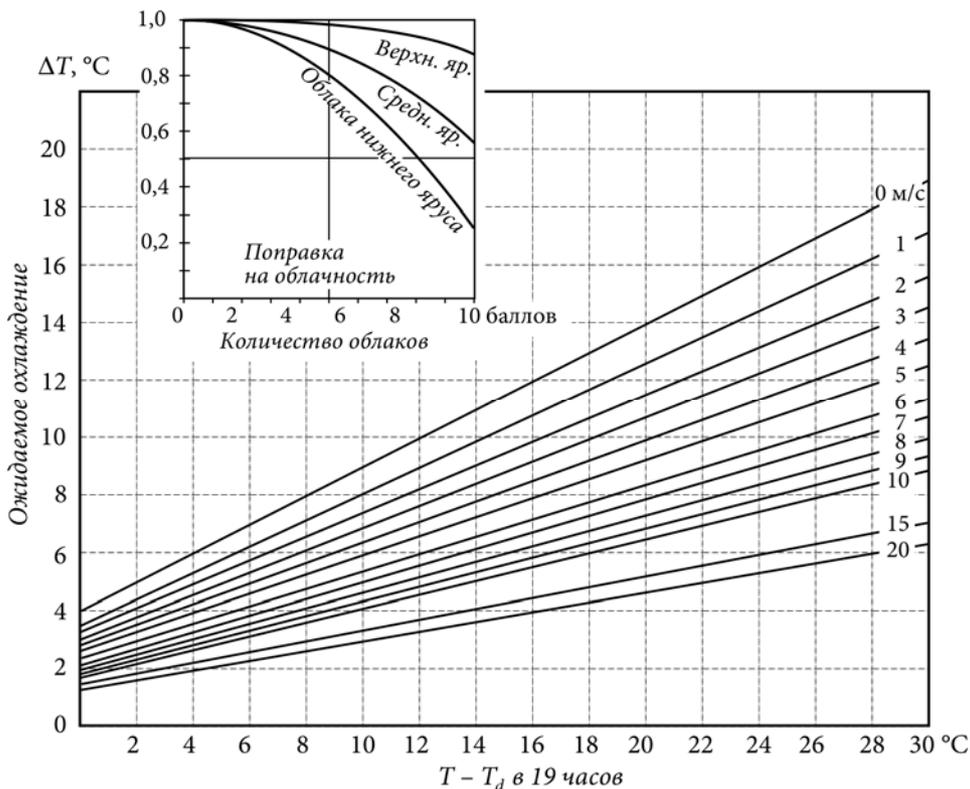


Рис. 5.2. Номограмма для определения ночного понижения температуры по данным наблюдений в 19 часов

учитывающий количество и высоту облачности в ночное время (прогноз) и определяющийся по дополнительному графику на рис. 5.2.

Тогда в окончательном виде минимальную температуру воздуха можно определить следующим образом:

$$T_{\text{мин}} = T_{13} - m\Delta T_{13} \quad \text{или} \quad T_{\text{мин}} = T_{19} - m\Delta T_{19}. \quad (5.1)$$

А. С. Зверевым предложены также простые формулы для определения минимальной температуры при ясной и тихой погоде. Эти формулы имеют вид:

$$T_{\text{мин}} = T_{13} - 0,5 \cdot (T_{13} - T_{d_{13}}) - 6 \quad \text{или} \quad T_{\text{мин}} = T_{19} - 0,5 \cdot (T_{19} - T_{d_{19}}) - 4, \quad (5.2)$$

где T и T_d — температура и точка росы за соответствующий срок.

В принципе метод прогноза температуры, предложенный А. С. Зверевым, очень простой, но есть одна тонкость, которая делает его не очень удобным на практике. Обычно прогноз погоды на ночь должен быть готов к 17 часам

местного времени (в формулах (5.1) и (5.2) — время местное), а это значит, что в 19 часов его составлять уже поздно. Следовательно, использование второй записи формул (5.1) и (5.2) на практике проблематично. Справедливости ради нужно отметить, что этим же недостатком "страдают" и другие методы прогноза минимальной температуры.

Метод М. Е. Берлянда

М. Е. Берлянд предложил формулы для прогноза минимальной температуры, которые получили достаточно широкое распространение. Эти формулы следующие:

$$T_{\min} = T_{\max} - mA, \quad (5.3)$$

где: T_{\max} — максимальная (наблюдавшаяся) температура воздуха; m — коэффициент, учитывающий прогноз облачности, как и в формуле (5.1); A — амплитуда суточного хода температуры с учетом времени года и географического положения пункта, для которого дается прогноз, или амплитуда суточного хода температуры за предшествующие сутки.

Совершенно очевидно, что, несколько видоизменив формулу (5.3), можно по ней определять и максимальную температуру воздуха. Эта процедура настолько проста, что не требует каких-либо пояснений.

Вторая формула М. Е. Берлянда имеет вид:

$$T_{\min} = 1/5 \cdot (2T_{19} + T_{07} + T_{01} + T_{19 \text{ пред. суток}}), \quad (5.4)$$

где T — температуры воздуха за предшествующие сроки по местному времени.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Температура воздуха (и не только она одна) в значительной степени подвержена влиянию местных условий. Например, если в Санкт-Петербурге в центре города зимой температура воздуха равна -10°C , то на аэродроме "Пулково", до которого от центра города не более 15 км, может быть -18°C . Поэтому, решая локальную задачу для *конкретного пункта*, нужно обязательно воспользоваться рядом наблюдений на *этом пункте*, получить интересующие вас зависимости именно для этого пункта, и тогда ваши прогнозы *для этого пункта* будут иметь большую оправдываемость. Так вы получите физико-статистический или синоптико-статистический метод прогноза *для своего пункта*.

Формула Михельсона

Михельсоном для прогноза минимальной температуры предложена формула:

$$T_{\min} = T_{d_{21}} - 2, \quad (5.5)$$

где: $T_{d_{21}}$ — температура точки росы за 21 час; "2" — коэффициент, полученный путем подбора.

Формулы Куприянова

Куприяновым предложены несколько необычные формулы для определения минимальной и максимальной температур. Эти формулы имеют вид:

$$T_{\text{мин}} = 0,5 \cdot (T_{\text{макс}} - T_{850}) - \Delta T_{\text{мин}} \quad (5.6)$$

и

$$T_{\text{макс}} = 0,5 \cdot (T_{\text{мин}} + T_{850}) + \Delta T_{\text{макс}}, \quad (5.7)$$

где:

$$\Delta T_{\text{мин}} = 0,5 \cdot (T_{\text{макс}}^* + T_{850}) - T_{\text{мин}} \quad \text{и} \quad \Delta T_{\text{макс}} = T_{\text{макс}} - 0,5 \cdot (T_{\text{мин}}^* + T_{850}),$$

а $T_{\text{макс}}$ и $T_{\text{мин}}$ — температуры за текущий день, $T_{\text{макс}}^*$ и $T_{\text{мин}}^*$ — температуры предыдущих суток.

Метод прогноза минимальной температуры, применяемый на одной из АМСГ на острове Сахалин

На этой АМСГ для прогноза минимальной температуры воздуха в зимний период используется формула

$$T_{\text{мин},0} = 1,5 \cdot T_{850}, \quad (5.8)$$

где: 1,5 — коэффициент, установленный путем анализа собственного ряда наблюдений (см. выше); T_{850} — температура воздуха на уровне 850 гПа в срок вечернего зондирования.

Метод прогноза минимальной температуры, применяемый в Якутске

В Якутске для прогноза минимальной температуры используется формула

$$T_{\text{мин}} = T_{12} - [0,5(T - T_d)_{12} + B], \quad (5.9)$$

где: T_{12} и T_{d12} — температура и точка росы за 12 часов местного времени; B — коэффициент. В период с ноября по январь и с мая по июль включительно $B = 3$, а в остальные месяцы при температуре воздуха выше -15°C $B = 6$, а при температуре ниже -15°C $B = 8$.

5.3. Прогноз максимальной температуры воздуха

Как указывалось ранее, для многих отраслей народного хозяйства прогноз максимальной температуры воздуха также представляет значительный интерес.

По аэрологической диаграмме

На практике максимальную температуру чаще всего определяют по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы (по аэрологической диаграмме) за утренний срок. С этой целью от исходного уровня на кривой стратификации проводится до значения давления у земли в теплый период года сухая, а в холодный период — влажная адиабата. Изотерма, проходящая через точку пересечения, укажет максимальную температуру воздуха (рис. 5.3).

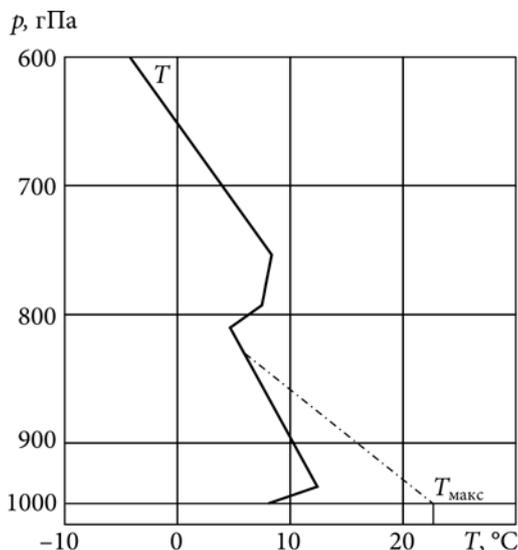


Рис. 5.3. Пример прогноза максимальной температуры воздуха

Начальные высоты, от которых проводится сухая или влажная адиабаты, представлены в табл. 5.1.

Для учета влияния облачности на максимальную температуру следует воспользоваться формулой:

$$T_{\text{макс}} = T_0 + m\Delta T, \quad (5.10)$$

где: T_0 — температура в срок зондирования; ΔT — разность между максимальной температурой при безоблачном небе и температурой в срок зондирования; m — коэффициент, учитывающий влияние облачности (определяется аналогично тому, как определяется коэффициент m при прогнозе минимальной температуры по методу А. С. Зверева на рис. 5.2).

Таблица 5.1. Исходные высоты (км) для определения максимальной температуры (по О. П. Глазовой)

Месяц	Начало месяца	Конец месяца	Месяц	Начало месяца	Конец месяца
Январь	0,4	0,4	Июль	2,5	2,0
Февраль	0,4	0,4	Август	2,0	1,5
Март	0,7	1,0	Сентябрь	1,5	1,0
Апрель	1,0	1,5	Октябрь	1,0	0,7
Май	1,5	2,0	Ноябрь	0,4	0,4
Июнь	2,0	2,5	Декабрь	0,4	0,4

В тех случаях, когда на кривой стратификации ниже уровня, указанного в табл. 5.1, наблюдается инверсия температуры, сухую адиабату следует проводить от нижней границы слоя инверсии. При этом необходимо иметь в виду, что небольшие по мощности приземные инверсии или инверсии, расположенные близко к земной поверхности, за счет прогрева быстро разрушаются, и их не следует принимать во внимание.

Пример прогноза максимальной температуры показан на рис. 5.3. На этом рисунке обе инверсии учитывать не следует, т. к. нижняя (приземная) инверсия будет разрушена дневным прогревом, а инверсия, расположенная на уровне 810 гПа, находится не ниже, а выше исходного уровня, от которого следует определять максимальную температуру воздуха.

Оправдываемость данного метода прогноза максимальной температуры по данным исследователей достаточно высока и составляет 90—95%. Основные ошибки при прогнозе возникают из-за неправильного прогноза облачности. Так, в нашем примере (см. рис. 5.3) при сравнительно невысокой температуре воздуха максимальная температура при безоблачном небе составляет 23 °С, а при сплошной низкой облачности — 13 °С.

Вопросы прогноза облачности нами будут рассмотрены далее.

По полуэмпирическим формулам

При прогнозе максимальной температуры воздуха по полуэмпирическим формулам обычно ее связывают с температурой воздуха на уровне 850 или 700 гПа, добавляя к значению этих температур какой-либо эмпирический коэффициент. На территории нашей страны наибольшее распространение получили формулы

$$T_{\text{макс}} = T_{700} + 23 \quad (5.11)$$

или

$$T_{\text{макс}} = T_{850} + 14. \quad (5.12)$$

Формула (5.11) получила достаточное распространение на юге восточной и западной Сибири, а формула (5.12) — в европейской части России.

5.4. Сверхкраткосрочный прогноз температуры воздуха у поверхности Земли

При обслуживании различных отраслей хозяйства часто возникает необходимость дать точный прогноз температуры воздуха с заблаговременностью несколько часов (до 6 часов). Требуемая точность составляет несколько десятых градуса. Предлагаемая выше методика такой точности не обеспечивает. В ряде случаев приемлемые результаты дает прямолинейная формальная экстраполяция, хотя и она имеет серьезные недостатки. Вместе с тем формальная экстраполяция обладает рядом достоинств, а именно:

- простота применения;
- небольшой объем исходной информации;
- возможность интегрального учета всех причин, обуславливающих изменение температуры.

Последнее достоинство весьма полезно, т. к., во-первых, все действующие причины изменения температуры нам заранее неизвестны, во-вторых, даже те из них, которые известны, учесть трудно из-за недостатка информации, в-третьих, полный учет требует больших усилий и затрат времени и не гарантирует от ошибок.

Задача состоит в том, чтобы по имеющимся данным ежечасных измерений температуры воздуха дать ее прогноз на небольшой промежуток времени с учетом суточного хода температуры в данном, конкретном месте. На рис. 5.4 представлен пример суточного хода температуры (ее отклонения от среднего значения). Легко видеть, что применение линейной экстраполяции возможно только на очень короткие сроки (до 1 часа). Кроме того, заметно, что вид

кривой в дневные часы отличается от ее вида в ночные часы. Следовательно, криволинейная экстраполяция днем будет не идентична таковой в ночные часы.

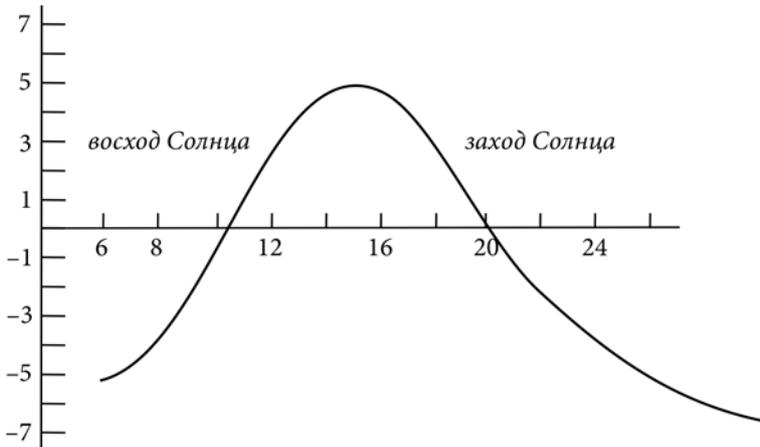


Рис. 5.4. Пример суточного хода температуры

Для расчета ожидаемого хода температуры введем следующие обозначения:

- T_0 — исходная температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$);
- A_d — половина дневного повышения температура воздуха;
- A_n — половина ночного понижения температуры воздуха;
- t_0 — время последнего наблюдения;
- t_r — время восхода Солнца;
- t_s — время захода Солнца;
- T_{-3} — значение температуры воздуха, измеренной за 3 часа до исходного срока;
- n_1 — число часов от восхода Солнца до момента, когда температура воздуха становится максимальной (с точностью до 0,5 часа);
- n_2 — удвоенное число часов от захода до восхода Солнца ($n_2 = t_r - t_s$);
- T_t — ожидаемое значение температуры воздуха в момент времени t .

$$t_m = t_r + \frac{n_1}{2}. \quad (5.13)$$

Рассчитать ожидаемое значение температуры в дневное время можно по следующей формуле:

$$T_t = T_0 + \frac{T_0 - T_{-3} - A_d \left[\sin \frac{\pi}{n_1} (t_0 - t_m) - \sin \frac{\pi}{n_1} (t - 3 - t_m) \right]}{3} \delta t + \\ + A_d \left[\sin \frac{\pi}{n_1} (t - t_m) - \sin \frac{\pi}{n_1} (t_0 - t_m) \right]. \quad (5.14)$$

Для ночного времени используется другая формула:

$$T_t = T_0 + \frac{T_0 - T_{-3} - A_n \left[\sin \frac{\pi}{n_2} (t_s - t_0) - \sin \frac{\pi}{n_2} (t_s + 3 - t_0) \right]}{3} \delta t + \\ + A_n \left[\sin \frac{\pi}{n_2} (t_s - t) - \sin \frac{\pi}{n_2} (t_s - t_0) \right]. \quad (5.15)$$

Очевидно, что значения A_d и A_n не одинаковы для разного времени года и разных широт. Для каждого района эти величины следует определить заранее по архивным материалам для дней, когда наблюдалась малооблачная погода со слабым ветром.

Обозначим:

$$\frac{T_0 - T_{-3} - A_d \left[\sin \frac{\pi}{n_1} (t_0 - t_m) - \sin \frac{\pi}{n_1} (t - 3 - t_m) \right]}{3} = x_d, \\ \frac{T_0 - T_{-3} - A_n \left[\sin \frac{\pi}{n_2} (t_s - t_0) - \sin \frac{\pi}{n_2} (t_s + 3 - t_0) \right]}{3} = x_n.$$

Величины x_d и x_n интегрально учитывают все искажающие реальный суточный ход температуры факторы, которые действуют в период времени $t_0 - 3$. Главными среди них являются облачность и адвекция температуры. Заметим, что при сильном ветре и сплошной облачности учет суточного хода температуры производить не следует. Это тот случай, когда лучше пользоваться формальной экстраполяцией.

При малой скорости ветра облачный покров обычно устойчив и оказывает наиболее значительное влияние на ход температуры. Ночью облачность ослабляет поток длинноволновой радиации от Земли и тем самым уменьшает

ночное охлаждение. Температура понижается медленнее, чем в безоблачную погоду. Днем облачность препятствует прохождению солнечной радиации, уменьшая дневное прогревание подстилающей поверхности, а следовательно, и прилегающих слоев воздуха. При облачной погоде величины x_d и x_n имеют разные знаки. Если значение x_n определено по данным наблюдений перед восходом Солнца и, скажем, имеет знак "+", то, используя это значение для прогноза после восхода Солнца, следует использовать обратный знак "-".

Наиболее существенные ошибки возникают при резких и значительных изменениях количества облаков. К сожалению, какой-либо надежной методики учета резко меняющейся облачности пока не создано.

5.5. Прогноз температуры воздуха на высотах

При метеорологическом обеспечении авиации в прогнозах погоды следует указывать и температуру воздуха на высотах или ее отклонение от стандартного значения. Для прогноза этой температуры синоптики чаще всего пользуются синоптическим методом или просто заменяют прогноз диагнозом. При сроке прогноза до 12 часов и высоте, для которой дается прогноз температуры, более 5 км, это вполне оправдано. Кроме того, в распоряжении синоптика всегда (почти всегда) есть численный прогноз температуры и ветра на разных уровнях.

Если же по каким-либо причинам температуру воздуха на различных уровнях нужно определить поточнее, то можно воспользоваться формулами:

$$T_{850} = 1,806 \cdot (H_{700} - H_{850}), \quad (5.16)$$

$$T_{700} = 1,041 \cdot (H_{500} - H_{700}), \quad (5.17)$$

$$T_{500} = 0,690 \cdot (H_{300} - H_{500}). \quad (5.18)$$

В трех последних формулах температура воздуха указана в Кельвинах, а высота поверхности в декаметрах.

Пользоваться формулами (5.16)—(5.18), в принципе, удобно, они простые. Однако не будет большим и заметным "загрублением" результатов расчета, если в формуле (5.16) взять коэффициент 1,8 вместо 1,806, в формуле (5.17) — коэффициент 1,0 вместо 1,041, а в формуле (5.18) — 0,7 вместо 0,690. При этом синоптик получает возможность быстро, без какой-либо вычислительной техники (в уме) получить результаты расчета. Это обстоятельство следует иметь в виду всем специалистам, работающим в области краткосрочных и сверхкраткосрочных прогнозов погоды.

5.6. Прогноз заморозков

Заморозком называется понижение температуры воздуха до отрицательных значений вечером и ночью при положительной температуре днем. Заморозки бывают адвективные с суточным ходом температуры (ΔT) около 3° , радиационные, с суточным ходом температуры в $10\text{--}15^\circ$ и адвективно-радиационные с суточным ходом температуры от 5 до 10° .

Нет сомнений в том, что заморозки наиболее опасны для сельского хозяйства и различных посевов.

Принято считать, что если в 21 час по местному времени $T_d \leq 0^\circ\text{C}$ или $T_d \leq 2^\circ\text{C}$ при ясном небе и штиле, то ночью следует ожидать заморозки. Если же температура точки росы в 21 час больше 2°C , то заморозки маловероятны.

Для прогноза заморозков можно воспользоваться одним из двух методов.

Метод Михельсона

Михельсон предложил определять вероятность возникновения заморозка по графику, представленному на рис. 5.5.

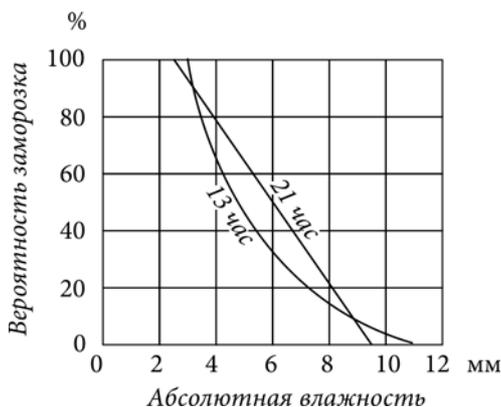


Рис. 5.5. График Михельсона для определения вероятности заморозков

На этом графике по горизонтальной оси отложены значения абсолютной влажности воздуха (в мм рт. ст.), а по вертикальной — вероятность возникновения заморозков. Наклонные линии соответствуют абсолютной влажности воздуха в 13 и 21 час местного времени. Пользование данным графиком трудностей не вызывает. А вот принятие решения по полученной вероятности возникновения заморозков представляет собой не самую простую задачу.

Метод Броунова

График, предложенный Броуновым, также позволяет определить возможность возникновения заморозков в вероятностной форме. На этом графике (рис. 5.6) по горизонтальной оси откладывается разность температур в 13 и 21 час по местному времени, а по вертикальной оси — температура воздуха в 21 час. Шесть наклонных линий показывают различную вероятность возникновения заморозков.

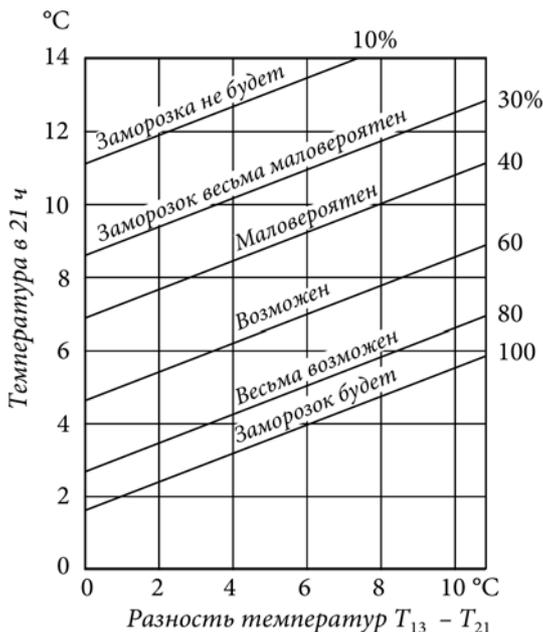


Рис. 5.6. График Броунова для определения вероятности заморозков

Пользование этим графиком также не может вызвать никаких трудностей.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Обратите внимание, читатели, на великий и могучий русский язык. Ведь Броунов сумел для шести различных вероятностей возникновения заморозков предложить шесть вариантов разных ответов на вопрос, будет заморозок или нет. Однако, как и у Михельсона, решение вопроса о том, будет заморозок или не будет, должен принимать потребитель нашей метеорологической информации. Здесь оба автора разумно подошли к разработке методики прогноза заморозков. А что делать, если прогноз нужно дать в альтернативной форме, т. е. синоптику принимать решение? По графику Михельсона это практически невозможно сделать, а на графике Броунова в этом случае следует оставить только одну нижнюю наклонную линию. Прочувствуйте, читатель, еще раз разницу между альтернативными прогнозами и прогнозами в вероятностной форме.

ГЛАВА 6



Прогноз ветра

6.1. Основные потребители прогноза ветра

Потребителей прогноза ветра так же много, как и потребителей прогноза температуры воздуха. Ветер, особенно сильный ветер, оказывает существенное влияние на работу различных отраслей народного хозяйства. Сильный ветер — понятие относительное. Если для обычного человека сильным может показаться ветер со скоростью 10 м/с, то на любые производственные процессы такой ветер влияния практически не оказывает. Ветер со скоростью в 15 м/с и более уже становится опасным, ну а когда "задует" до 20—30 м/с, то тогда это уже страшно.

Основными отраслями народного хозяйства, которым нужна прогностическая информация о скорости ветра, являются:

- *сельское хозяйство*, для которого сильный ветер опасен тем, что может вызвать полегание посевов и гибель урожая в садах;
- *энергетика*, для которой сильный ветер может обернуться обрывом проводов, опрокидыванием опор линий электропередач, выходом из строя электрических подстанций и, как следствие, — недополучением электроэнергии самыми различными потребителями;
- *связь*, которая также страдает при сильном ветре из-за обрыва воздушных линий связи, а их у нас пока еще очень много;
- *транспорт*. О транспорте можно поговорить особо. Все виды транспорта: авиация, автотранспорт, железнодорожный транспорт, а также морской и речной транспорт не только страдают, но и несут большие материальные потери из-за сильного ветра.

Так, например, при сильном ветре воздушное судно (ВС), а это самолет или вертолет, не всегда могут взлететь с аэродрома, произвести посадку, выпол-

нить полет по заданному маршруту, а то и просто оказаться поврежденными на земле. Закрытие аэропорта и задержка вылета ВС — существенные экономические потери для авиапредприятий. Кроме всего прочего, для авиации имеет важное значение не только скорость, но и направление ветра, т. к. при сильном боковом ветре самолету трудно подняться в воздух.

Работа автомобильного транспорта так же, как и авиационного, правда в меньшей степени, зависит от ветра. Сильный ветер заметно увеличивает расход бензина для большегрузных автомобилей, уменьшает устойчивость и управляемость автомобиля особенно на скользкой трассе, а также может привести к выбросу посторонних предметов на проезжую часть.

Железнодорожный транспорт идет по рельсам, поэтому ветер ему вроде бы мешать не должен. Однако обрыв проводов контактной сети, поваленные ветром деревья на путях иногда все-таки встречаются в повседневной практике.

Работа морского и речного транспорта также в большой степени зависят от ветра. Это и волнение в водоемах, и дрейф судов и их обледенение, и работа в порту различных портовых сооружений и т. д.

- *Коммунальное хозяйство.* Коммунальному хозяйству тоже "достается" от сильного ветра. Это и нарушение в городе всех воздушных линий, как электрических, так и различных линий связи, это и поваленные деревья и рекламные щиты, это сорванные крыши домов и выбитые стекла, это иногда даже человеческие жертвы. Много бед может наделать сильный ветер в городе, и со многими из них приходится потом разбираться коммунальным службам.
- *Лесное хозяйство.* Лесное хозяйство также в значительной степени может пострадать от сильного ветра. Так называемые ветровалы приводят к гибели части леса, к его загрязнению поваленными деревьями. Кроме обычного леса большой урон сильный ветер наносит различным заповедникам, заказникам, садам и паркам.
- *Строительство.* Практически не бывает сейчас строительства без башенных кранов, а такие краны имеют ограничения в эксплуатации по скорости ветра. Поэтому простой башенных кранов на стройке оборачивается значительными потерями для различных строительных организаций. Увы, справедливости ради нужно заметить, что иногда, если строителям платят и платят хорошо, они работают при любой погоде, при любом ветре, идя на нарушение правил техники безопасности.

Этот перечень можно продолжить. В него без всяких объяснений (пусть читатель "пораскинет" сам) можно включить различные экологические группы при предприятиях, рыболовецкие организации и организации рыбнадзора,

курортные и медицинские службы регионов, спортивные организации, средства массовой информации и т. д.

Далее мы остановимся на методах прогноза направления и скорости ветра, которые получили достаточное распространение в оперативной практике.

6.2. Прогноз направления ветра

Сравнительно мало есть отраслей народного хозяйства, которых очень интересует прогноз направления ветра. Если не считать чисто бытового подхода: северный ветер — это прохлада или холод, а южный ветер — это тепло или жара, то серьезное отношение к направлению ветра есть только у авиации. Однако в любом случае прогноз направления ветра дается специалистами синоптическим методом. Это значит, что синоптик, оценив и спрогнозировав синоптическое положение в зоне ответственности, определяет преобладающее направление ветра. Причем наиболее часто в прогнозах погоды направление ветра указывается по восьми румбам. Надеемся, что это выражение у читателей не потребует пояснений.

Только в интересах авиации направление ветра указывается в десятках градусов. Это нужно для того, чтобы работники гражданской авиации смогли оценить встречную (попутную) и боковую составляющую скорости ветра. Дело в том, что для обеспечения безопасности при взлете и посадке самолетов есть ограничения как по боковому, так и по встречному (попутному) ветру. При прогнозе направления ветра и даже по фактическому ветру на авиационных метеорологических станциях (АМСГ) определяется боковая составляющая ветра. Обычно это делается с помощью графика, представленного на рис. 6.1.

Порядок определения боковой составляющей скорости ветра на рис. 6.1 показан стрелками. Так при скорости ветра 13 м/с и угле между направлением ветра и направлением ВПП в 40° боковая составляющая скорости ветра равна 8 м/с.

Только авиацию и специалистов-метеорологов интересует направление ветра на высотах. Очень часто (практически всегда) при краткосрочных прогнозах погоды прогноз направления ветра заменяют его диагнозом. В принципе это допустимо и не дает больших ошибок.

Вместе с тем крупные прогностические центры разрабатывают прогноз ветра на различных уровнях численными методами. Результаты этих расчетов оформляются в виде карт температуры и ветра и безвозмездно передаются всем потребителям, нуждающимся в этой информации. Таким образом, в руках синоптика оказываются карты с краткосрочным (до 12 ч) прогнозом температуры, направления и скорости ветра на основных изобарических поверхностях.

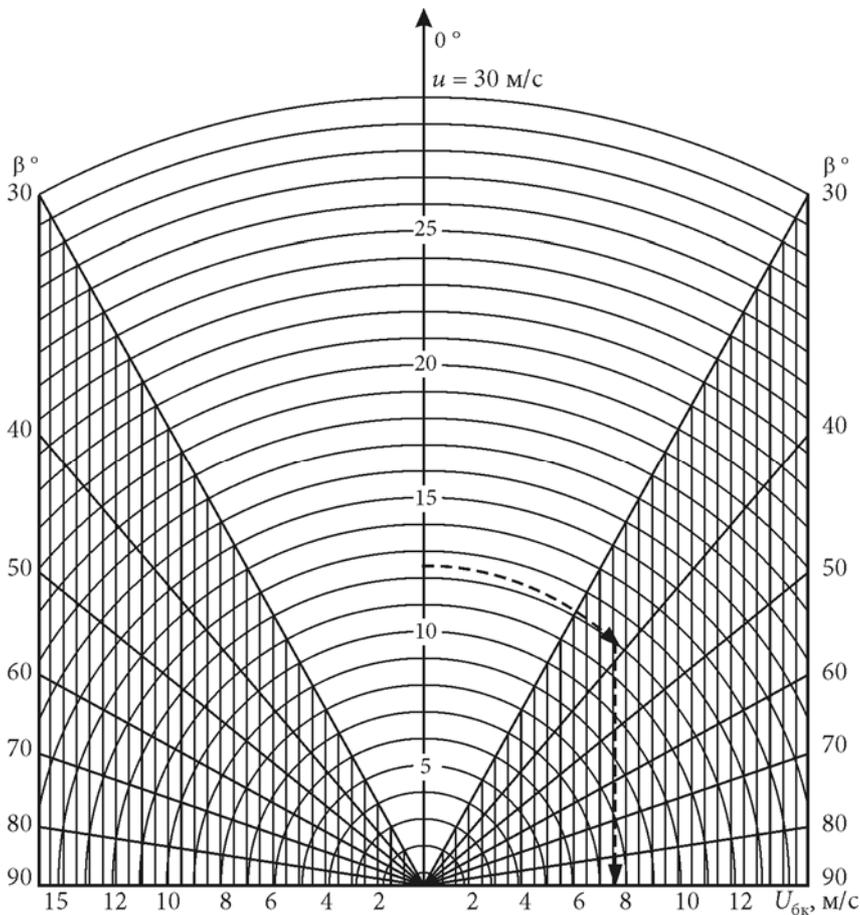


Рис. 6.1. Номограмма для определения боковой составляющей ветра по скорости ветра U и углу β между направлением ветра и направлением ВПП

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Следует иметь в виду, что в интересах обеспечения авиации направление ветра у земли указывается относительно истинного меридиана, а не магнитного (разницу между ними вам объясняли еще в школе). А что делать, если направление ВПП и посадочный курс летчик определяет по компасу, т. е. по магнитному меридиану? Если магнитное склонение достаточно большое, а ветер почти строго боковой, то возникают проблемы, связанные с определением, какая составляющая ветра наблюдается: попутная или встречная или, иными словами, с каким курсом надо взлетать? На аэродромах эту проблему решили следующим образом: во всех сводках, которые передаются на другие аэродромы, направление ветра указывается относительно истинного меридиана, а на своем аэродроме направление ветра всегда дается относительно магнитного меридиана.

На земном шаре есть две интересные точки, в которых ветер всегда имеет одно и то же направление: на северном полюсе всегда дуют южные ветры, а на южном — всегда северные.

6.3. Прогноз скорости ветра у земли

Нет сомнения в том, что большинство потребителей интересуется только сильным ветром. Однако вначале мы рассмотрим два метода, которые позволяют спрогнозировать ветер любой скорости.

Метод А. С. Зверева

А. С. Зверевым предложен график (рис. 6.2), с помощью которого по горизонтальному градиенту давления в зависимости от времени года и времени суток можно определить ожидаемую скорость ветра.

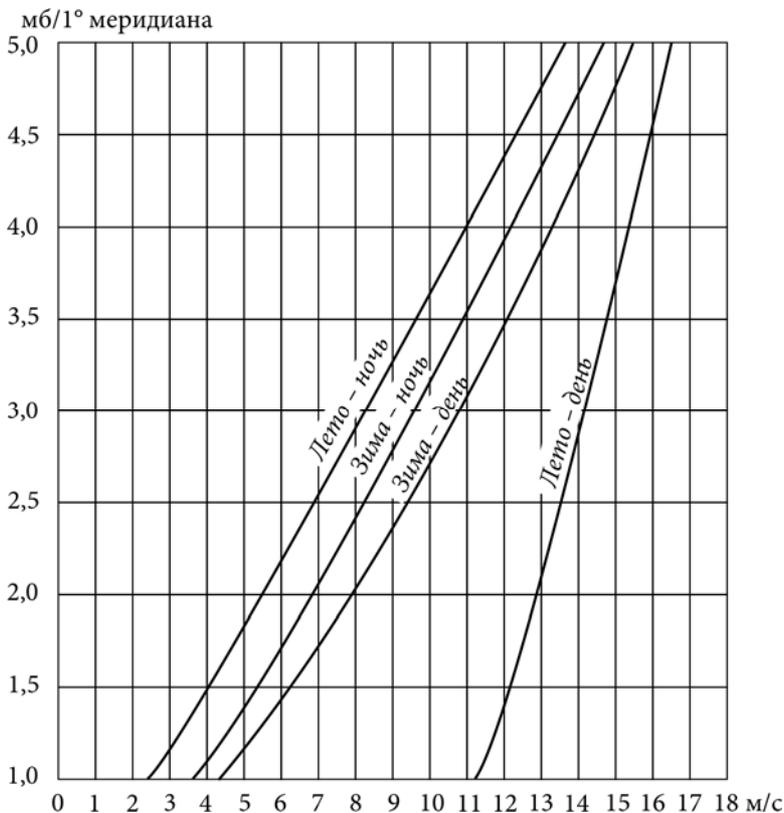


Рис. 6.2. График зависимости скорости ветра от величины горизонтального градиента давления

Метод О. Г. Богаткина

Второй метод прогноза скорости ветра у земли предложен О. Г. Богаткиным. Им рекомендуется определять скорость ветра по полуэмпирической формуле:

$$U = k(pp), \quad (6.1)$$

где: U — скорость ветра, м/с; k — полуэмпирический коэффициент, равный $k = 2,5$ для северо-запада ЕЧР; (pp) — барометрическая тенденция, гПа/3 ч, взятая по абсолютной величине за последний срок наблюдений.

Эта формула дает вполне удовлетворительные результаты, особенно в зоне холодного фронта.

Остальные методы прогноза относятся к прогнозу сильного ветра или шквала, что не одно и то же, т. к. по определению *шквал* — это резкое и внезапное усиление ветра с обязательным изменением его направления.

Прогноз максимального ветра при грозах по аэрологической диаграмме

Для прогноза максимального ветра при грозах по аэрологической диаграмме поступают следующим образом. От спрогнозированного значения максимальной температуры воздуха у земли (рис. 6.3) нужно подняться сразу по влажной адиабате до уровня 600 гПа и на этом уровне следует определить величину ΔT , равную разности между температурой на влажной адиабате и на кривой стратификации. Максимальная скорость ветра при этом определится выражением

$$U_{\text{макс}} = 2\Delta T, \quad (6.2)$$

где: U — скорость ветра, м/с; ΔT измеряется в градусах.

Б. Е. Песков и А. И. Снитковский предложили методику прогноза шквалов с заблаговременностью 3—6 часов при ожидаемом развитии мощной кучевой облачности. На рис. 6.4 представлен их график для прогноза шквала. На графике по горизонтальной оси отложено суммарное значение скорости ветра (м/с) на уровне земной поверхности, 850, 700 и 500 гПа, а по вертикальной оси — вертикальная мощность кучево-дождевого облака, гПа. Вся площадь графика разделена кривой на две зоны: "без шквала" и "шквал". Если по исходным данным наша точка попала в зону "шквал", то скорость ветра при шквале можно уточнить по графику, представленному на рис. 6.5.

Прогноз максимальной скорости ветра при грозе может быть дан еще одним методом. Для этого нужно по данным утреннего зондирования о температуре

воздуха на уровнях 850 и 600 гПа определить величину ΔT (порядок ее нахождения показан на рис. 6.6), а затем по этой величине с помощью рис. 6.7 определить максимальную скорость ветра.

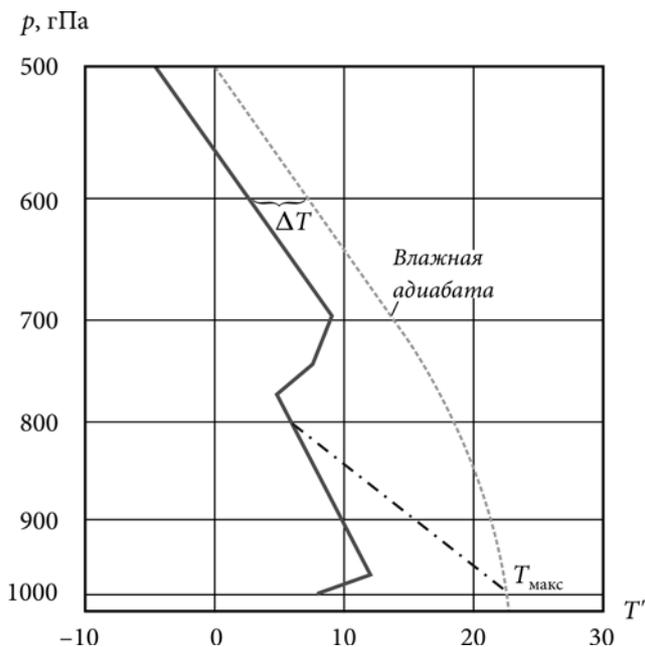


Рис. 6.3. График для прогноза максимальных порывов ветра у земли при грозах

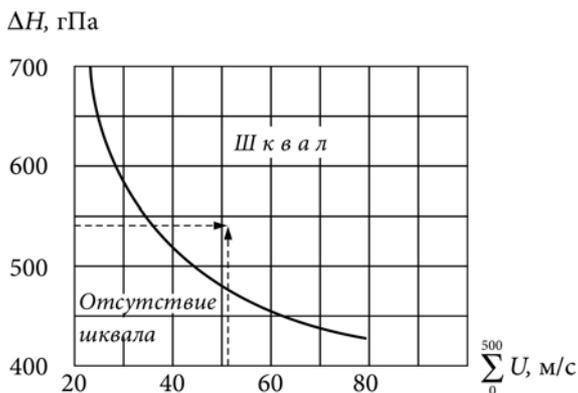


Рис. 6.4. График для определения возможности шквала

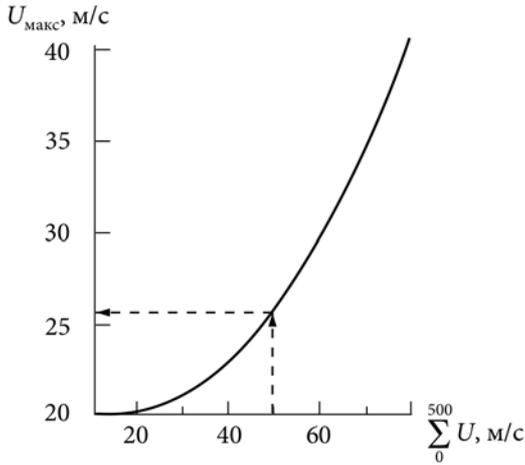


Рис. 6.5. Определение максимальной скорости ветра при шквале

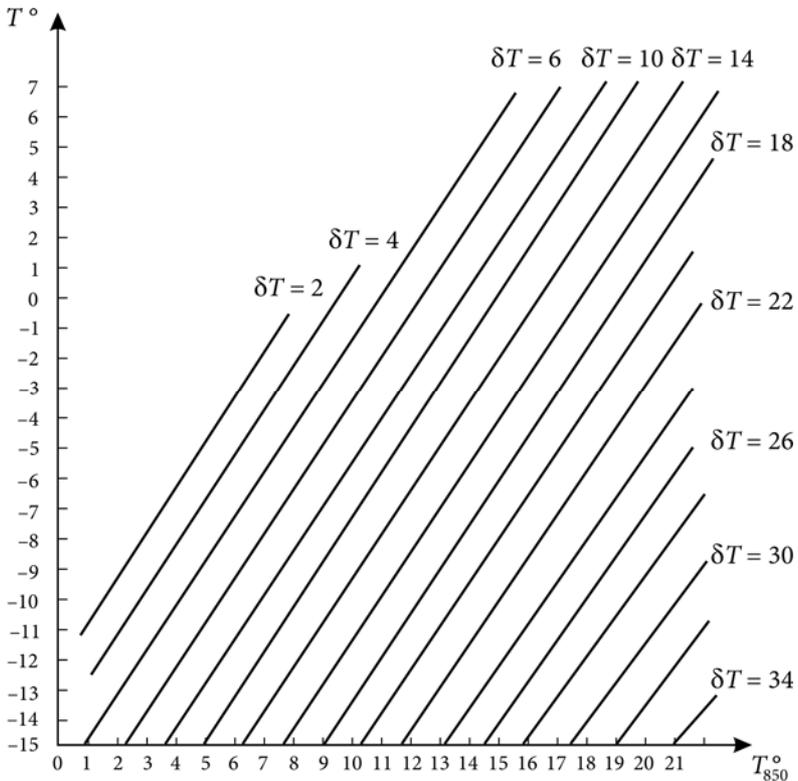


Рис. 6.6. График для определения величины δT

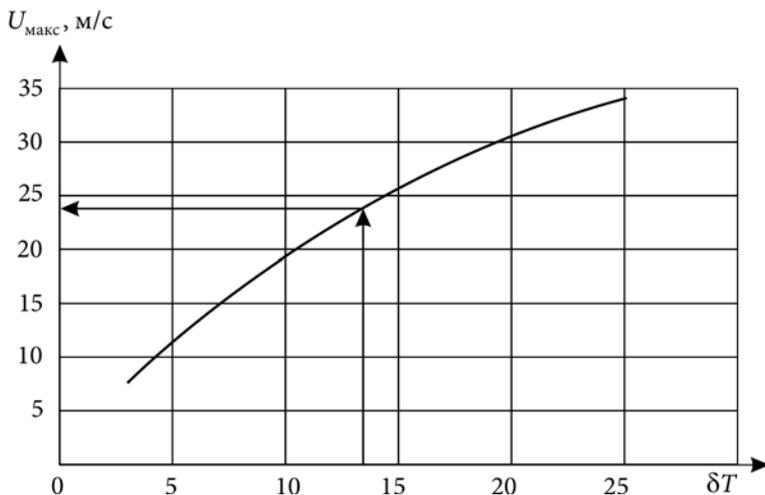


Рис. 6.7. График для определения максимальной скорости ветра при грозе

Для прогноза ветра значения температуры на уровнях 850 и 600 гПа берутся из данных утреннего зондирования атмосферы.

Определение скорости порывов ветра

Определение скорости порывов ветра у земли можно производить по полуэмпирической формуле

$$U_{\text{пор}} = U_{\text{cp}} + 0,5U_{\text{cp}}, \quad (6.3)$$

где U_{cp} — средняя скорость ветра.

Коэффициент 0,5, естественно, определяется подбором для каждого пункта.

Прогноз ветра у земли по данным о ветре на уровне АТ-850. Этот метод позволяет спрогнозировать скорость ветра у земли с заблаговременностью до суток. Для прогноза используется график, представленный на рис. 6.8. Здесь по вертикальной оси отложена прогностическая скорость ветра на уровне АТ-850, а по горизонтали — ожидаемая скорость ветра у земли.

Пользование данным графиком дополнительных пояснений не требует.

Еще один метод прогноза скорости ветра у земли по данным о ветре на уровне 850 гПа предложен В. М. Ярковой, и этот метод применяется на АМСГ "Урай". Об этом синоптико-статистическом методе рассказала синоптик АМСГ "Урай" В. М. Духанова. За основу берется ветер на карте АТ-850, а ветер у земли определяется по табл. 6.1 с учетом синоптической обстановки. Заблаговременность прогноза — до 12 часов.

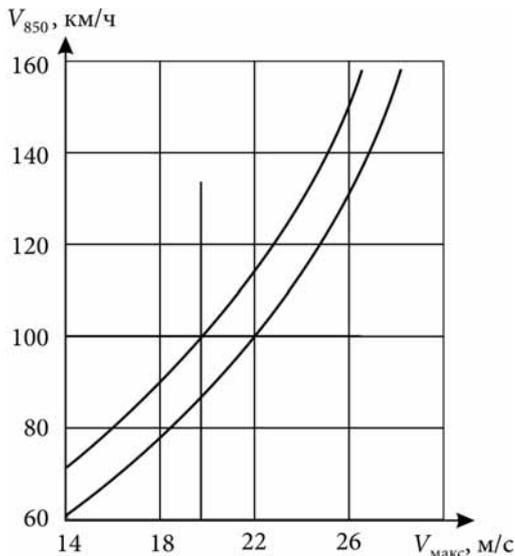


Рис. 6.8. График для прогноза скорости ветра у земли по данным о ветре на уровне 850 гПа

Величина коэффициента K выбирается в зависимости от синоптической ситуации. Для района аэродрома "Урай" значение $K = 1$ в том случае, если одновременно выполняются три условия:

- на районы Западной Сибири смещается циклон;
- скорость его смещения больше 30 км/ч;
- контраст температуры на уровне 850 гПа в зоне фронта превышает $6\text{ }^{\circ}\text{C}/1000\text{ км}$.

Если не выполняется хотя бы одно условие, то $K = 0,7$, а в однородной воздушной массе $K = 0,5$.

Таблица 6.1. Определение скорости ветра у земли по данным о ветре на уровне 850 гПа

U_{850} , км/ч	Ветер у земли, м/с		
	$K = 1,0$	$K = 0,7$	$K = 0,5$
40—60	10—14	5—9	Слабый
61—70	15—19	10—14	5—9
71—80	20—24	15—19	10—14
81—90	25—29	20—24	10—14
91—100	30—35	25—29	15—19

Определить скорость ветра у земли в зоне фронта можно также по графику, представленному на рис. 6.9. На этом рисунке по горизонтальной оси отложены значения горизонтального градиента давления (гПа/100 км), а по вертикальной — максимальная скорость ветра (м/с). Семейство наклонных линий характеризует скорость смещения фронта (км/ч).

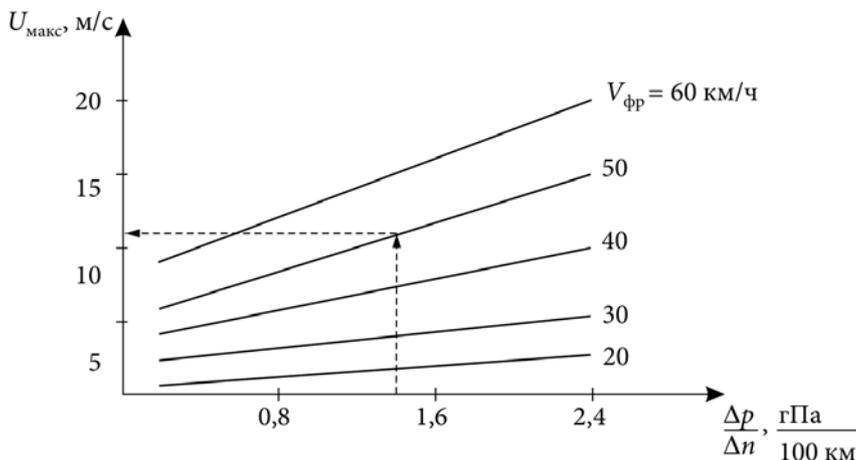


Рис. 6.9. График для определения скорости ветра в зоне фронта

Пользование данным графиком дополнительных пояснений не требует.

Несколько необычные методы прогноза скорости и направления ветра получили достаточно широкое распространение в Западной Сибири и в районах Крайнего Севера.

На севере для определения скорости ветра используют график, представленный на рис. 6.10. По горизонтальной оси на графике откладывается величина Δp_1 — разность значений атмосферного давления в двух пунктах по потоку, а по вертикальной оси — величину Δp_2 — разность значений давления в двух пунктах по нормали к потоку. Наклонные линии соответствуют прогнозируемым значениям скорости ветра. Увы, к сожалению, из-за крайне редкой сети станций практически всегда при прогнозе скорости ветра "в ход идут" данные одних и тех же станций. Однако даже такой, на первый взгляд, примитивный метод дает вполне удовлетворительные результаты.

На юге Красноярского края для определения скорости и направления ветра получил широкое распространение метод Ганцевич (о нем автору рассказала инженер-синоптик Т. И. Воронинская). По графику, представленному на рис. 6.11, а, определяется направление ветра, а на рис. 6.11, б — скорость ветра. В обоих случаях по осям откладываются одни и те же величины. По

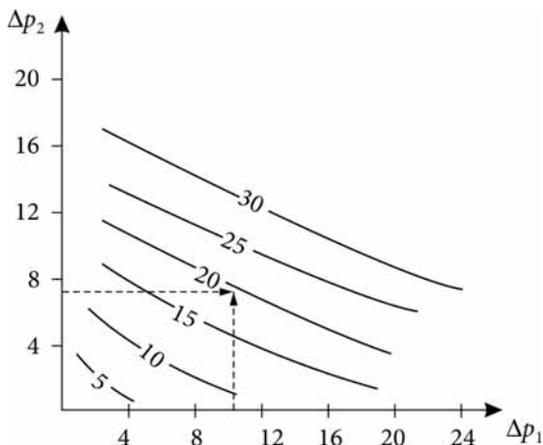


Рис. 6.10. График для определения скорости ветра, применяемый в районах Крайнего Севера

горизонтальной оси отложена величина L_3 — разность давлений у земли, взятая с последней кольцевой карты погоды, в пунктах Боготол и Канск, а по вертикальной оси — величина L_c — разность давлений в пунктах Абакан и Енисейск. Погода этих пунктов практически всегда есть на кольцевых картах погоды, и все пункты находятся примерно на одинаковом расстоянии от Красноярска. По разности давлений (по величине и направлению барического градиента) и определяется скорость и направление ветра.

Пользование этими графиками также не требует дополнительных пояснений.

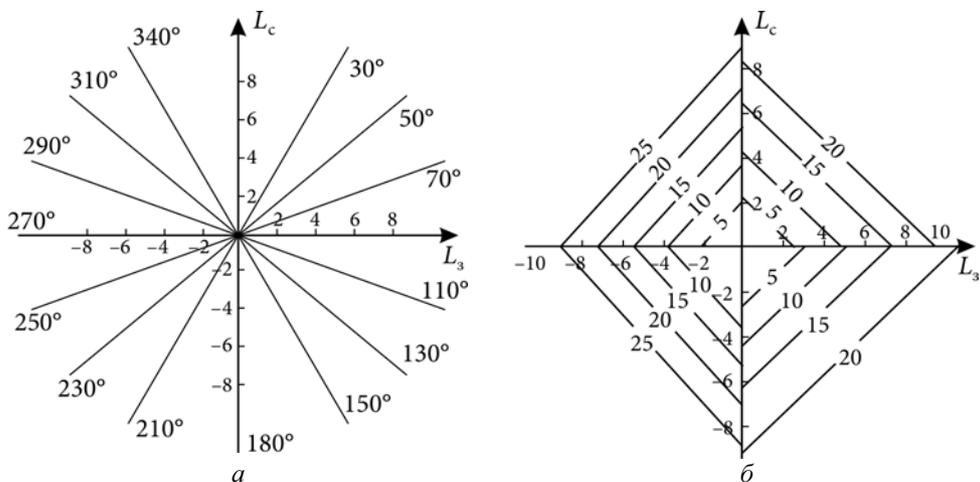


Рис. 6.11. График для определения направления (а) и скорости (б) ветра в Красноярске

Еще один достаточно простой и весьма эффективный *метод прогноза скорости ветра при шквале предложен в Новосибирске*. Исходными данными для прогноза является величина

$$\Delta T = T_{\text{макс}} - T_a, \quad (6.4)$$

где: ΔT — величина, на которую понижается температура воздуха при ливне; $T_{\text{макс}}$ — прогностическое значение максимальной температуры воздуха; T_a — значение температуры, для определения которой нужно от уровня конденсации (на бланке аэрологической диаграммы за утренний срок) опуститься по влажной адиабате до значения давления у земли.

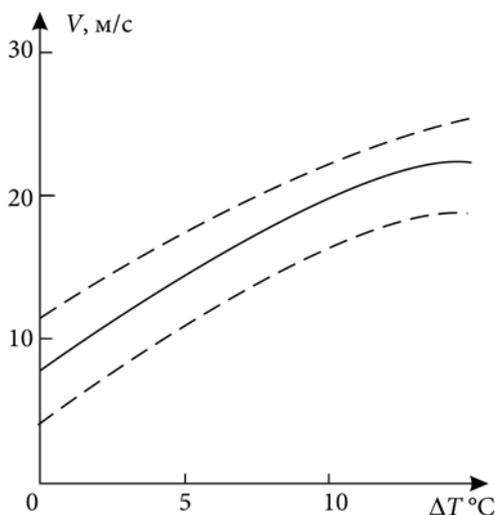


Рис. 6.12. График для определения скорости ветра при шквале, используемый в Новосибирске

Далее по величине ΔT и графику, представленному на рис. 6.12, определяет скорость ветра.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Хочется остановиться на двух интересных случаях, связанных с прогнозом скорости ветра у земли.

Первый случай можно назвать закономерным, и такое может произойти с любым синоптиком. Представьте себе, что вы прогнозировали ветер, и у вас получилось, что ожидается скорость ветра в 30 м/с. Что в таком случае в первую очередь приходит в голову синоптику? Ну, конечно же то, что метод дал неверный результат. Синоптик не поверит этому, за что и будет "наказан" шквалом. Если для прогноза используются проверенные методы, то не обращать внимания даже на невероятный результат прогноза нельзя. Просто в таких случаях

(и это касается не только ветра) нужно использовать для прогноза большее количество известных методов, а также внимательно следить за изменениями фактической погоды. В этом случае, даже при неверном прогнозе, вы успеете своевременно предупредить об опасном явлении погоды своих потребителей.

Еще один интересный случай произошел с автором этих строк. В 1994 году в Санкт-Петербурге проводились "Игры доброй воли". Наш университет был официальным гидрометеорологом "Игр". В обязанности нашего информационно-прогностического центра входило обеспечение оргкомитета "Игр" и судейских коллегий по всем видам спорта прогнозами погоды на период соревнований, а также проведение метеорологических наблюдений в местах соревнований. С работой мы справились успешно. Забавный казус произошел во время проведения соревнований по парусному спорту. Дело в том, что в период "Игр" наблюдалась все время сухая и жаркая погода. Температура воздуха днем колебалась в пределах 23—26° тепла, а температура воды в Финском заливе была 22—24°. На первый день соревнований мы дали ветер со скоростью 2—5 м/с. Яхтсменов это устроило, хотя для соревнований по парусному спорту желателен более сильный ветер.

Перед стартом первой парусной гонки мы приехали в яхтклуб, измерили скорость ветра, и она оказалась равной 3 м/с. Все по прогнозу. Довольны мы, довольны судьи, довольны спортсмены. Яхты вышли в Финский залив к месту старта, которое находилось в пятистах метрах от берега, от яхтклуба, где мы замеряли скорость ветра. А в месте старта и по всей дистанции был... штиль. Яхты простояли до вечера и, так и не начав гонку, вернулись в яхтклуб. Во всем виноватым оказался бриз, который еще "давал" 3 м/с у берега и ничего не мог сделать на удалении в 500—1000 м от него. Так и прошли соревнования по парусному спорту, в которых вместо запланированных четырех гонок было всего две. Вот что значит не знать или не учитывать местные условия формирования погоды.

6.4. Прогноз скорости ветра на высотах

Совершенно очевидно, что прогноз ветра на высотах разрабатывается, в основном, только в интересах авиации. Однако из-за недостатка времени на разработку прогноза (работа в аэропорту на АМСГ обычно очень напряженная) синоптик часто вынужден заменять прогноз ветра диагнозом. В свободной атмосфере при скоростях ветра более 30 км/ч это допустимо. Таким образом, фактические карты барической топографии становятся как бы и прогностическими до получения следующих карт, т. е. до обновления информации. Кроме того, и об этом уже говорилось ранее, в распоряжении синоптика всегда есть прогностические карты температуры и ветра разных уровней, разработанные численными методами. Этими материалами можно пользоваться всегда и, таким образом, решить проблему прогноза скорости ветра на высотах.

Если же вдруг кто-то захочет спрогнозировать ветер в свободной атмосфере поточнее (если поточнее получится), то можно воспользоваться методом

Э. С. Ильиной. Для прогноза скорости ветра через сутки Э. С. Ильина предложила график (рис. 6.13), по горизонтальной оси которого откладывается фактическая скорость ветра (U_1), а по вертикальной оси — разность ($U_1 - U_2$), где U_2 — скорость ветра на расстоянии в 1000 км от точки прогноза против потока. Наклонные линии на графике укажут вам прогностическое значение скорости ветра.

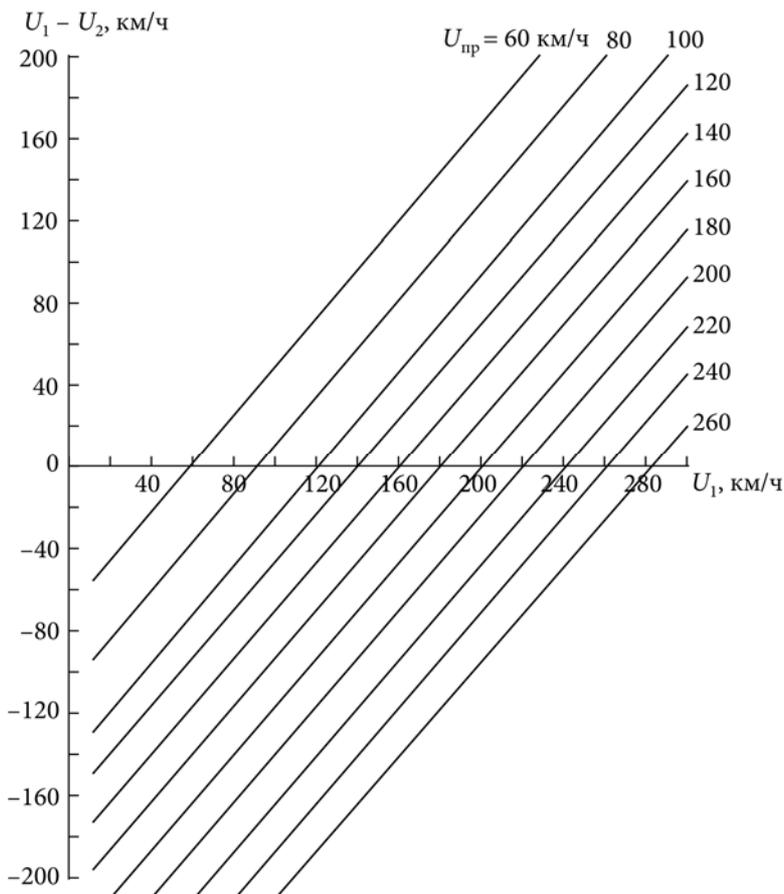


Рис. 6.13. Номограмма для прогноза скорости ветра на высотах на 24 часа по методу Э. С. Ильиной

Еще одна проблема в практике метеорологического обеспечения авиации возникает при необходимости определить параметры струйного течения. Известно, что за границу струйного течения принимается высота, на которой в свободной атмосфере (выше 5000 м) скорость ветра превышает 30 м/с, а спе-

циалистов гражданской авиации интересует не только высота оси струйного течения, но и максимальная скорость ветра на оси струи, а также толщина струйного течения, т. е. высота его нижней и верхней границ.

Все эти задачи позволяет решать метод Е. Рейтера. Он предложил по данным зондирования атмосферы в произвольном масштабе строить график, по горизонтальной оси которого откладывается скорость ветра, а по вертикальной — высота (рис. 6.14).

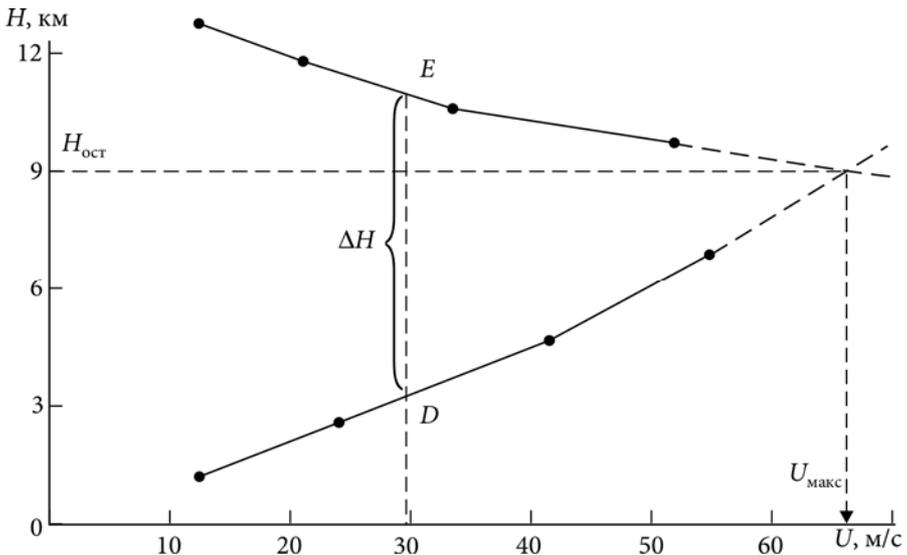


Рис. 6.14. Определение параметров струйного течения по методу Е. Рейтера

И еще совершенно очевидное предположение Е. Рейтера: т. к. информация о направлении и скорости ветра в свободной атмосфере в распоряжении синоптика есть практически всегда только на основных изобарических поверхностях, то совершенно необязательно, чтобы уровень максимального ветра совпадал с этой поверхностью. Для определения всех параметров струйного течения Е. Рейтер предложил на график (см. рис. 6.14) нанести точки, в которых есть информация о скорости ветра, и соединить эти точки отрезками прямых линий. Причем соединение точек производить как сверху, так и снизу до максимальных значений скорости ветра. Далее, продлив последние отрезки, проведенные сверху и снизу, до их пересечения, мы получим высоту оси струйного течения, максимальную скорость ветра на оси, а величина ΔH укажет нам не только толщину струйного течения, но и нижнюю и верхнюю границы струи.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Для прогноза параметров струйного течения можно еще больше упростить свою работу. Ведь мы все параметры струи определяем только по двум последним отрезкам, проведенным сверху и снизу. Поэтому можно делать так. По данным зондирования нанести на график (рис. 6.14) только четыре точки с наибольшими значениями скорости ветра, а затем попарно соединить их сверху и снизу, и продлить отрезки до пересечения. Мы получим тот же самый результат. Правда, иногда приходится строить несколько большее количество точек для определения толщины струйного течения: нижняя точка берется со значением скорости ветра до 30 м/с при его усилении, а верхняя — со скоростью ветра меньше 30 м/с при его ослабевании. Для определения максимального ветра и уровня максимального ветра достаточно и четырех точек.

* * *

Уважаемые читатели!

Мы не будем останавливаться на других методах прогноза ветра. Это делается нами умышленно. Не потому, что других методов прогноза нет, а потому, что в оперативной практике только эти методы получили достаточно широкое распространение. Мы будем вам очень признательны, если вы пришлете нам какую-нибудь оригинальную методику прогноза любого элемента погоды, применяемую в вашем регионе. Если она окажется интересной и для других районов России, то мы постараемся включить ее в следующее издание книги с безусловным сохранением вашего авторства на присланную методику.

ГЛАВА 7



Прогноз атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку воздушных судов

7.1. Основные потребители прогноза турбулентности

Среди метеорологических явлений, оказывающих влияние на полеты воздушных судов (ВС), одним из наиболее опасных является атмосферная турбулентность, вызывающая интенсивную болтанку самолетов. Болтанка, особенно сильная, — явление сравнительно редкое. Тем не менее, внезапное попадание самолета в зону интенсивной турбулентности может быть причиной серьезных летных происшествий. Известны случаи, когда самолет в течение всего нескольких минут терял 5000—8000 м высоты, и никакое вмешательство летчика в управление самолетом не могло остановить это, в буквальном смысле слова, падение воздушного судна. Даже катастрофы самолетов иногда бывали из-за сильной турбулентности.

Совершенно очевидно, что основным и, пожалуй, единственным потребителем прогнозов атмосферной турбулентности является авиация.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Не раскрою "больших авиационных" секретов, если скажу, что летчик не сжимает судорожно руками штурвал самолета от взлета до посадки. Взлет и посадка, естественно, производится "вручную", а при полете по маршруту летчику помогает автопилот, который позволяет воздушному судну выдерживать заданную высоту, скорость и курс полета. А теперь представьте себе, что самолет летит на автопилоте, летчик сидит в своем кресле и пьет кофе, и вдруг самолет неожиданно попадает в зону сильной болтанки — самолет начинает бросать вверх и вниз. Что в этом случае нужно делать летчику? Во-первых, куда-то поставить чашку с кофе. Ведь ни ошпариться, ни облиться никто не хочет. Во-вторых, нужно выключить автопилот и после этого взять управление самолетом

на себя. На все это потребуется около 10 секунд, но за это время самолет при скорости полета 900 км/ч пролетит 2,5 км, и от болтанки "достанется" и пассажирам, и экипажу. Вот чем опасна сильная болтанка.

Еще вы могли заметить, что бортпроводницы внимательно следят за тем, чтобы в самолете на верхней полке, над головами пассажиров, не лежало тяжелых пакетов, чемоданов и сумок. Это не прихоть экипажа, а правило, выполняя которое вам не грозит удар по голове тяжелым предметом при попадании самолета в зону болтанки.

Основной причиной турбулентности воздушных течений являются возникающие в атмосфере контрасты в поле ветра и температуры. Эти контрасты порождают следующие процессы: *трение воздушного потока о поверхность земли; деформацию воздушных течений орографическими препятствиями; неравномерный нагрев различных участков подстилающей поверхности и, как следствие, — термическую конвекцию; процессы облакообразования, при которых выделяется тепло конденсации и изменяется характер полей температуры и ветра; взаимодействие воздушных масс, различных по своим свойствам, на границе которых очень резко выражены горизонтальные градиенты температуры и ветра и наличие в атмосфере инверсионных слоев, в которых могут возникать гравитационные волны, теряющие при определенных условиях устойчивость.*

Все перечисленные процессы могут действовать одновременно в одном или разных направлениях и тем самым увеличивать или уменьшать степень турбулентности атмосферы. В результате в атмосфере возникают вихри разных размеров и различной ориентации. Одни вихри имеют горизонтальную ось вращения, другие — вертикальную, а третьи — наклонную. Что же касается размеров вихрей, то они могут быть самыми разными. Самые маленькие вихри вы все видели своими глазами. Это пылевые вихри на асфальте перед грозой или просто при сильном ветре. Самые большие вихри вы никогда не видели, но "все о них знаете" — это циклоны и антициклоны.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Практически каждому из вас хотя бы один раз в жизни приходилось варить кашу. И вот, когда каша почти готова, на ее поверхности появляются пузырьки. В каком месте появится очередной пузырек, какого он будет размера — сказать трудно. А теперь представьте, что вся ваша каша — это атмосфера, только в кастрюльке вы видите пузырьки на поверхности, а в атмосфере (и в каше тоже) они наблюдаются во всей ее толщине.

При классификации турбулентности обычно во внимание принимаются не причины ее возникновения, а особенности развития. Поэтому всегда говорят о механической (орографической) турбулентности, термической (конвективной) турбулентности и динамической турбулентности.

Механическая турбулентность является функцией скорости ветра у поверхности Земли, шероховатости земной поверхности, а также взаимного распо-

ложения направления ветра и направления хребта. Возмущения, возникающие за счет неровностей земной поверхности, приводят к образованию сильных восходящих и нисходящих потоков, которые и вызывают болтанку ВС.

Термическая турбулентность образуется за счет неравномерного нагрева земной поверхности или при адвекции холодного воздуха на теплую подстилающую поверхность.

Динамическая турбулентность возникает в атмосфере в тех слоях, где наблюдаются большие вертикальные и горизонтальные сдвиги ветра и температуры.

Ученых многих стран привлекает проблема *турбулентности ясного неба* (ТЯН). Это связано с обеспечением безопасности полетов в метеорологическом отношении. ТЯН — наиболее опасный вид турбулентности, т. к. она всегда оказывается внезапной для экипажа.

Однако для того чтобы атмосферные турбулентные вихри вызвали болтанку самолета, необходимо, чтобы их размеры были соизмеримы с размерами воздушного судна. Так, установлено, что на дозвуковые самолеты оказывают влияние вихри размерами от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а на сверхзвуковые самолеты — от нескольких сотен до нескольких тысяч метров.

Очень крупные вихри как бы вовлекают самолет в свой поток. При этом самолет не испытывает болтанки, а вместе с потоком совершает плавное изменение высоты полета. На очень мелкие турбулентные вихри самолет также не реагирует, поскольку они разного знака и взаимно компенсируются.

Образно влияние турбулентных вихрей на самолет можно сравнить с ездой на автомашине по неровной дороге. Длинные, но пологие подъемы и спуски водитель практически не ощущает. Не ощущает он и мелких шероховатостей покрытия дороги, а вот чередование подъемов и спусков на расстояниях, соизмеримых с размерами автомобиля, будет очень затруднять езду.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Иногда в практике метеорологического обеспечения полетов возникает полукорьюзная или полуконфликтная ситуация. Представьте себе, что синоптик во время консультации перед вылетом говорит летчику, что при полете по маршруту в слое 9—11 км будет наблюдаться сильная турбулентность. По форме и по содержанию все сказано верно. Но летчик в ответ спрашивает, что про турбулентность он все понял, а вот будет ли болтанка? Хитрый вопрос. Все дело в том, что мы, специалисты метеослужбы, прогнозируем турбулентное состояние атмосферы, а болтанка самолета — это реакция конкретного самолета на турбулентное состояние атмосферы, и прогнозировать ее — не наше дело. Это все так, но если вспомнить о том, что наша основная задача — помогать авиационному предприятию успешно решать свои задачи, то такой ответ не годится. Да и раньше, все авторы различных методов прогноза атмосферной турбулентности

прогнозировали не турбулентность, а болтанку. Только в последнее время, подстраиваясь под международные стандарты, мы стали так говорить. Поэтому все получается, к взаимному согласию и летчиков, и синоптиков, почти по В. Маяковскому: мы говорим турбулентность — подразумеваем болтанка, они говорят болтанка — мы подразумеваем турбулентность.

7.2. Синоптический метод прогноза атмосферной турбулентности

Суть синоптических методов прогноза атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку самолетов, заключается в комплексном анализе приземных карт погоды и карт барической топографии разных уровней, на которых выделяются участки воздушных течений с наибольшей вероятностью болтанки.

Комплексный анализ позволяет определить характер облачности в интересующем районе, наличие фронтальных разделов и их активность. С помощью высотных карт определяются особенности барического поля, скорость ветра на высоте полета, характер адвекции и вергенции потока.

Тщательный анализ данных полетов самолетов позволил выявить особенности атмосферных полей и процессов, при которых наблюдается болтанка, а также сформулировать некоторые прогностические правила. При анализе главное внимание обращалось на особенности барического поля на высоте полета, а также на наличие в районе полета атмосферных фронтов, облачных полей, струйных течений и т. д.

Установлено, что однозначной зависимости болтанки от синоптического положения не существует, однако исследование характера барического поля при болтанке самолетов позволило выявить типичные области, в которых интенсивная турбулентность встречается наиболее часто. Впервые такой анализ был выполнен И. Г. Пчелко. В дальнейшем многие авторы подтвердили первые выводы, полученные И. Г. Пчелко.

Приняв за основу барическое поле на высоте 300—200 гПа, было выделено пять типов характерных барических полей с наибольшей повторяемостью интенсивной турбулентности (рис. 7.1).

Первый тип барического поля (рис. 7.1, а) характеризуется наличием глубокой высотной ложбины, в которой можно выделить отдельный частный циклон. При этом типе барического поля зоны наиболее интенсивной болтанки самолетов располагаются обычно в области сильной расходимости и сходимости изогипс. Скорость ветра в зонах интенсивной турбулентности обычно составляет 100—150 км/ч, а средние значения горизонтальных (боковых) сдвигов ветра, как правило, превышают 15—20 км/ч на 100 км. В области сходимости изогипс граница зоны с наибольшей вероятностью болтанки рас-

положена непосредственно от приземной линии холодного фронта до оси ложбины. В области сходимости изогипс преобладает, как правило, умеренная болтанка, а в области расходимости — сильная.

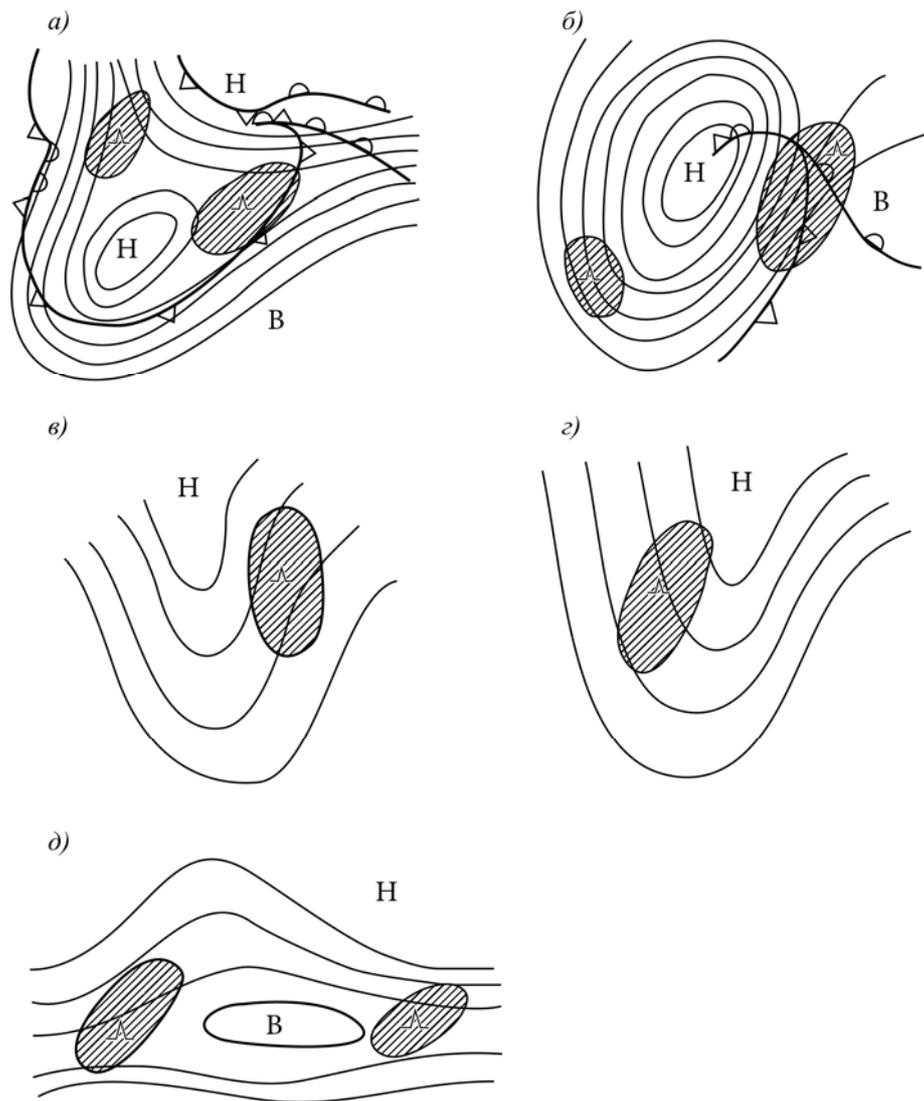


Рис. 7.1. Распределение и положение зон болтанки при различных типах синоптических ситуаций: *а* — барическое поле, выраженное глубокой ложбиной; *б* — высотный циклон; *в* — передняя часть ложбины; *з* — тыловая часть ложбины; *д* — область высотного гребня

По данным И. Г. Пчелко, при резко выраженной расходимости потока, сильном ветре и значительном сдвиге ветра вероятность встречи с интенсивной болтанкой повышается.

Второй тип барического поля характеризуется высотным циклоном (рис. 7.1, б). При этом типе поля также имеются две зоны, в которых болтанка встречается наиболее часто. В первой зоне, находящейся в тыловой части циклона, болтанка, как правило, умеренная; скорость ветра около 100—120 км/ч, наблюдается незначительная сходимость изогипс. Вторая зона болтанки располагается в передней части циклона в области сильной расходимости изогипс и больших горизонтальных сдвигов ветра. Скорость ветра здесь достигает 100—150 км/ч, а горизонтальные сдвиги ветра на отдельных коротких участках могут превышать 50 км/ч на 100 км. На приземной синоптической карте этой зоне соответствует теплый сектор циклона и прилегающие к нему участки шириной 100—200 км за холодным и впереди теплого фронтов. Интенсивность болтанки в этой зоне может превышать умеренную.

Третий тип барического поля характеризуется тем, что болтанка наблюдается в передней части ложбины, несколько правее ее оси в области расходящихся изогипс (рис. 7.1, в). Интенсивность болтанки в этом барическом поле может быть умеренной. Особенно большая вероятность болтанки имеет место тогда, когда ложбине на картах барической топографии предшествует гребень, и ложбина углубляется. Скорость ветра при этом, как правило, не превышает 80—100 км/ч, а боковые сдвиги ветра незначительны.

При *четвертом типе* барического поля зона повышенной турбулентности располагается в тыловой части ложбины в области сходимости изогипс (рис. 7.1, г). Скорость и боковые сдвиги ветра здесь такие же, как и в предыдущем случае, и составляют соответственно 80—100 и 5—10 км/ч на 100 км. Интенсивность болтанки в этой зоне может быть значительной.

Пятый тип барического поля, характеризующийся повышенной интенсивностью болтанки самолетов, определяется высотным гребнем (рис. 7.1, д). В этом типе барического поля также можно выделить две зоны повышенной турбулентности, одна из которых расположена в передней, а другая — в тыловой части гребня. Вероятность встречи с болтанкой в тыловой части гребня выше, чем в передней.

Скорость ветра при этой синоптической ситуации незначительна и редко превышает 40—60 км/ч. Боковые сдвиги ветра в области высотного гребня, как правило, составляют 10—15 км/ч на 100 км. Интенсивность болтанки обычно умеренная или слабая, однако иногда может отмечаться сильная болтанка на фоне более сильного ветра (до 100 км/ч). Устойчивой связи с приземным барическим полем для зон повышенной турбулентности в высотном гребне установить не удалось.

Представленные на рис. 7.1 схемы типичных синоптических положений можно использовать для диагноза и прогноза турбулентности.

Поскольку однозначной связи между болтанкой самолетов и характером синоптического положения на высоте полета нет, то следует привлекать дополнительные прогностические признаки, указывающие на возможность возникновения болтанки. К таким признакам необходимо отнести следующие условия.

□ *Холодные фронты I и II родов на приземной карте.*

Повторяемость болтанки на холодных фронтах наибольшая по сравнению с другими атмосферными фронтами. Болтанка на холодных фронтах не наблюдается в тех случаях, когда они слабо выражены или когда горизонтальный градиент температуры в области фронтальной зоны составляет менее 2°C на 100 км, а горизонтальный градиент скорости ветра менее 20 км/ч на 100 км.

□ *Теплый фронт или фронт окклюзии, связанные с четко выраженными высототропосферными струйными течениями и имеющие горизонтальный градиент температуры более 2°C на 100 км, а горизонтальный градиент скорости ветра более 20 км/ч на 100 км.*

□ *Высототропосферные или стратосферные струйные течения.*

Показателями болтанки в струйных течениях являются: скорость ветра более 25 м/с, вертикальный градиент скорости ветра более 10 м/с на 1 км высоты и изменение направления ветра более 15° на 1 км высоты.

□ *Периферия циклона, ложбина, гребень.*

При наличии этих форм барического рельефа на высоте полета повторяемость болтанки самолетов наибольшая. Особенно благоприятные условия для развития турбулентности создаются в барической ложбине, которая продолжает углубляться. Случаи болтанки в заполняющихся ложбинах встречаются значительно реже.

При пересечении высотных циклонов и антициклонов в центральной части болтанка самолетов наблюдается редко. На периферии барических образований повторяемость болтанки значительно выше, особенно высока она в западной и юго-западной частях углубляющихся циклонов при адвекции холода и сходимости изогипс.

□ *Наличие облачности на эшелоне полета.*

Установлено, что повторяемость болтанки самолетов при наличии облачности на высоте полета в несколько раз больше, чем при безоблачном небе. Данные о повторяемости болтанки в облаках различных форм (по С. М. Шметеру) приведены в табл. 7.1.

Таблица 7.1. Повторяемость (%) болтанки самолетов в облаках различных форм

Форма облаков				Без уточнения формы
<i>St, Sc</i>	<i>Ns-As</i>	<i>Ac</i>	<i>Cs, Cc</i>	
34	30	29	34	40

При наличии облачности вертикального развития на эшелоне полета повторяемость болтанки самолетов составляет 90—95%.

□ *Адвекция холода.*

При этой ситуации болтанка самолетов наблюдается наиболее часто.

□ *Значительное усиление ветра на эшелоне полета.*

Если за критерий усиления ветра принять изменение скорости ветра более чем на 10 м/с за 6 часов, то в этих условиях на высотах резкого изменения скорости ветра болтанка наблюдается в 68% случаев. Если же критерием является усиление ветра на 20 м/с и более за 6 часов, то повторяемость болтанки составляет около 75%.

При слабом ветре на высоте полета (до 15 м/с) болтанка обычно наблюдается в зонах больших боковых сдвигов ветра на циклонической стороне струйных течений.

Опираясь на приведенные выше схемы синоптического положения и другие синоптические данные, можно оценить возможность возникновения болтанки в заданном районе и на заданной высоте.

7.3. Физико-статистические методы прогноза атмосферной турбулентности

Изложенный выше синоптический метод прогноза болтанки самолетов является качественным, поэтому практический интерес представляет диагноз и прогноз болтанки самолетов путем одновременного учета нескольких количественных критериев. Основу при этом должны составлять данные температурно-ветрового зондирования атмосферы, т. к. другой информации просто нет в распоряжении синоптика на АМСГ. Подобный учет производится путем отыскания статистических связей между количественными критериями состояния атмосферы и фактом наличия или отсутствия болтанки.

Основным при физико-статистическом методе прогноза турбулентности (и не только турбулентности) является определение пороговых значений параметров с помощью графиков, номограмм и эмпирических зависимостей. В на-

стоящее время таких зависимостей установлено достаточно много, и некоторые из них мы с вами рассмотрим.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Известно, что теоретически турбулентное состояние атмосферы определяется числом Ричардсона (числом Ri), которое, в свою очередь, определяется по формуле:

$$Ri = \frac{g(\gamma_a - \gamma)}{\bar{T} \left(\frac{d\bar{U}}{dz} \right)^2}.$$

Здесь: g — ускорение силы тяжести; T — средняя температура слоя dz ; γ_a — сухоадиабатический вертикальный градиент температуры; γ — реальный вертикальный градиент температуры в слое dz ; $d\bar{U}/dz$ — вертикальный градиент вектора ветра. Теоретически турбулентность должна наблюдаться в тех слоях атмосферы, где $Ri \leq 1$. Те же "теоретики" говорят, что толщина слоя dz не должна превышать 500 м. А где "бедному синоптику" на АМСГ взять информацию о распределении температуры и ветра в свободной атмосфере через 500 м? У него-то и радиозонда ближе, чем за 300 км, нет. Если рассчитывать число Ричардсона по данным зондирования, то ошибки могут достигать... 400%! Автору этих строк в качестве критического значения числа Ri приходилось встречать в литературе значения от 1/4 до 10, т. е. разница составляла не 400, а 4000%! Вот поэтому многие критерии турбулентности, основу которых составляет число Ричардсона, не нашли практического применения.

Рассмотрим два метода диагноза и прогноза болтанки самолетов по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы, которые нашли применение в практике обеспечения полетов: *графический метод* и *метод комплекса критериев*. В основу графического метода диагноза и прогноза болтанки положено предположение, что турбулентность, вызывающая болтанку самолетов, обусловлена только вертикальными градиентами скорости ветра, направления ветра и температуры воздуха.

Суть *графического метода* прогноза заключается в следующем. Если построить вертикальные профили скорости, направления ветра и температуры воздуха, то для каждого линейного участка профиля вертикальные градиенты соответствующих метеорологических величин будут характеризоваться наклоном рассматриваемого участка кривой распределения к горизонтальной оси. Чем меньше угол наклона между построенными кривыми и горизонтальной осью, тем больше вертикальный градиент данной метеорологической величины.

В качестве критериев при диагнозе и прогнозе болтанки используется понятие критических значений вертикальных градиентов. По результатам экспериментальных исследований за критические значения вертикальных градиен-

тов (на 1 км высоты) приняты следующие величины: для скорости ветра — 10 м/с, для направления ветра — 15° и для температуры — 7°C .

Методика выделения зон болтанки самолетов сводится к тому, что по построенным профилям ветра и температуры воздуха для каждого линейного участка определяется угол наклона вертикального профиля к горизонтальной оси и сравнивается с критическим значением.

Для удобства расчетов можно так подобрать масштаб, что для всех трех величин критический угол наклона окажется одинаковым. С этой целью, произвольно выбрав масштаб по вертикали для высоты и одной из трех величин (например, для скорости ветра) по горизонтали, необходимо подобрать масштаб для двух других величин таким образом, чтобы отрезку, соответствующему 10 м/с на оси скорости ветра, соответствовал отрезок на оси направления ветра, равный 15° , а на оси температуры — отрезок, равный 7°C .

После этого на график вертикального распределения ветра и температуры воздуха следует нанести сетку, наклон которой будет соответствовать критическим значениям вертикальных градиентов (это можно делать и в обратном порядке: на специальном бланке с уже выбранными масштабами и нанесенной сеткой построить вертикальные профили распределения ветра и температуры). Теперь прогноз болтанки самолетов сведется к сравнению наклона стандартных линий сетки и наклона исследуемого участка профиля. Это осуществляется таким же образом, как и определение устойчивости стратификации с помощью аэрологической диаграммы или при определении характера адвекции на совмещенной карте АТ-700 и ОТ500/1000. Однако, в отличие от аэрологической диаграммы, в данном случае "характер устойчивости" определяется отдельно для каждого вертикального профиля.

Наличие "неустойчивости" одного из вертикальных профилей является признаком существования турбулентности, благоприятной для возникновения болтанки. Если в каком-нибудь слое "неустойчивость" обнаруживается по вертикальным профилям двух величин, то это служит указанием на большую вероятность болтанки.

Пример графического метода прогноза болтанки приведен на рис. 7.2. В зависимости от вертикальных градиентов скорости ветра на рис. 7.2 можно выделить два слоя повышенной турбулентности: первый располагается на высотах 8,1—9,0 км, а второй — на высотах 10,7—11,4 км. В зависимости от вертикальных градиентов направления ветра слой повышенной турбулентности расположен на высотах 11,0—12,0 км. В слое 11,0—11,4 км наблюдается зона наибольшей вероятности болтанки, т. к. здесь одновременно выполняются два признака "неустойчивости". Судя по распределению температуры воздуха с высотой, вертикальные градиенты температуры в приведенном примере болтанки не наблюдаются.

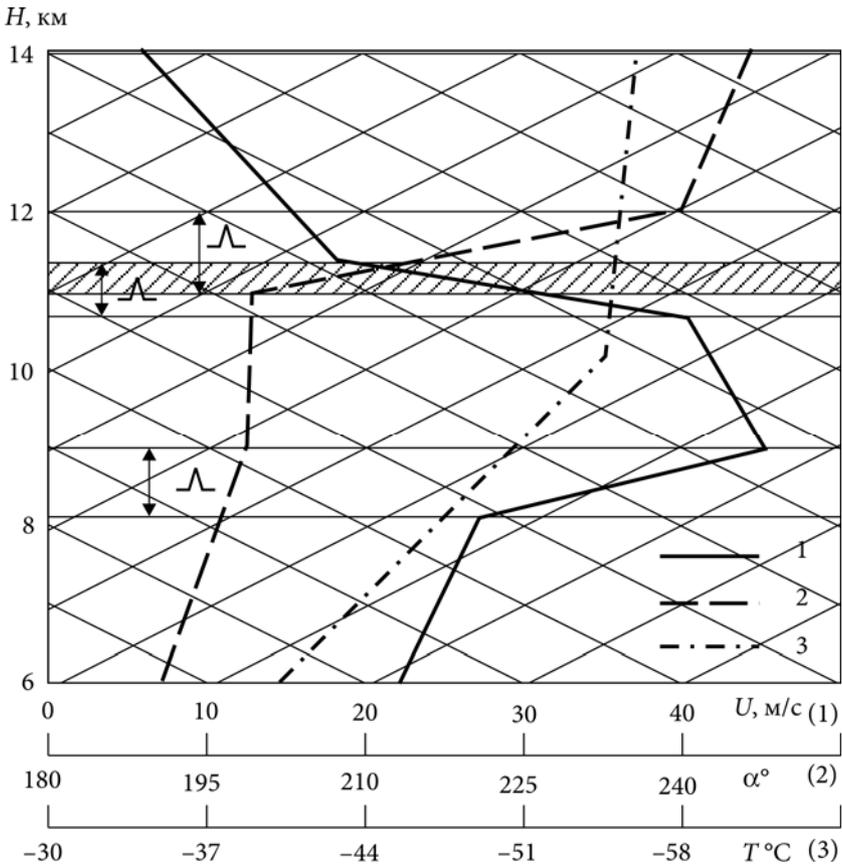


Рис. 7.2. Графический метод прогноза болтанки самолетов

Основное достоинство графического метода — высокая оперативность. Его целесообразно использовать в тех случаях, когда необходимо получить картину вертикального распределения слоев повышенной турбулентности и болтанки самолетов для всех высот в определенном районе. Графический метод диагноза и прогноза болтанки самолетов по сути дела позволяет проследить вертикальное распределение всех характеристик, которые входят в число Ричардсона. Получение непрерывной характеристики распределения зон болтанки самолетов для всех высот устраняет недостаток методов прогноза болтанки, основанных на определении числа Ri .

Однако при графическом методе прогноза болтанки самолетов совершенно не учитываются горизонтальные градиенты температуры и ветра, что вносит ошибки в результаты прогнозирования.

Для определения возможности встречи с турбулентными зонами на заданном эшелоне полета целесообразно использовать другой метод — *метод ком-*

плекса критериев. Он заключается в следующем. По данным температурно-ветрового зондирования определяются шесть критериев турбулентности: скорость ветра 25 м/с и более; вертикальный градиент скорости ветра — 10 м/с на 1 км; горизонтальный градиент скорости ветра — 5 м/с на 100 км; вертикальный сдвиг направления ветра — 15° на 1 км; вертикальный градиент температуры воздуха — 7°C на 1 км; горизонтальный градиент температуры воздуха — 2°C на 100 км. Если на высоте полета одновременно выполняется не менее трех любых критериев, то следует указывать болтанку.

Перед определением зон болтанки самолетов методом комплекса критериев необходимо разделить маршрут полета на участки длиной 300—400 км (2—3 см на картах барической топографии), приняв за узловые точки пункты, в которых производится температурно-ветровое зондирование атмосферы, т. е. те пункты, данные которых нанесены на карту. Затем по данным зондирования рассчитываются вертикальные и горизонтальные градиенты температуры и ветра и для каждого участка трассы на эшелоне полета оценивается скорость ветра на заданной высоте. В зависимости от числа параметров, значения которых превышают критические, дается прогноз болтанки самолетов на заданном участке. Горизонтальные градиенты температуры и ветра определяются по *карте* барической топографии, ближайшей к эшелону полета, а вертикальные градиенты — по *картам* барической топографии, между которыми находится эшелон.

7.4. Нестандартные методы прогноза атмосферной турбулентности

К нестандартным методам прогноза атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку самолетов, нами отнесены те методы, которые не получили широкого распространения на практике, однако сами по себе, по подходу к решению задачи, представляют определенный интерес. К таким методам можно отнести следующие.

- *Прогноз термической турбулентности по аэрологической диаграмме.* Термическая турбулентность по аэрологической диаграмме прогнозируется очень просто. На интересующем нас уровне (эшелоне полета) определяется величина ΔT , равная разности температур на влажной адиабате и кривой стратификации. Если $\Delta T < 0$, то термическая болтанка не прогнозируется, если ΔT колеблется в интервале от 0 до 3 градусов, то в прогнозах указывается слабая болтанка, если $\Delta T = 3—6^\circ$, то указывается умеренная болтанка, а если $\Delta T > 6^\circ$ — сильная болтанка. Авторы метода предлагают использовать его только до уровня 400 гПа (примерно 7,2 км). Это достаточно интересное ограничение. С одной стороны, на таких высо-

тах, действительно, величина ΔT сравнительно редко бывает больше 3° , а с другой стороны, самолеты гражданской авиации обычно выполняют полеты на высотах 9000—11 000 м, т. е. на высотах 300—200 гПа. Поэтому введенное авторами ограничение высоты применения метода делает его практически бесполезным, хотя сам по себе подход к решению задачи прогноза термической турбулентности очень разумный, очень простой и доступный для использования на любой АМСГ.

- *Прогноз турбулентности в горных районах.* На одном из аэродромов на Дальнем Востоке, со всех сторон окруженного невысокими горами (об этом методе автору рассказала синоптик АМСГ Л. А. Пономарева), для прогноза болтанки самолетов используют результаты наблюдений за скоростью ветра на ВПП. Если на ВПП скорость ветра колеблется в пределах от 5 до 8 м/с, то в прогнозах всегда указывается умеренная турбулентность, а если скорость ветра больше 12 м/с, то всегда указывается сильная турбулентность. Все просто, быстро, понятно и практически всегда оправдывается.
- *И еще один метод прогноза болтанки в приземном слое.* Для прогноза болтанки в приземном слое можно использовать график, предложенный на рис. 7.3, а. Здесь по горизонтальной оси откладывается максимальная скорость ветра у земли, на возвышенности в районе аэродрома, а по вертикальной оси — разность (по абсолютной величине) скоростей ветра на возвышенности и на ВПП. На рисунке выделены зоны слабой (δ^{0-1}) и умеренной или сильной турбулентности (δ^{2-3}).

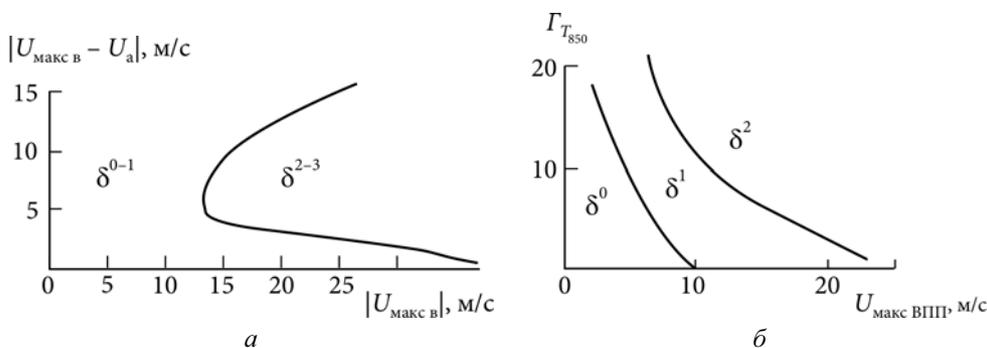


Рис. 7.3. Графики для прогноза болтанки в приземном слое:

а — по приземным данным; *б* — по данным о ветре на ВПП и горизонтальном градиенте температуры на уровне 850 гПа

Турбулентность в нижнем слое атмосферы можно определить и по графику на рис. 7.3, б. На этом графике по горизонтальной оси отложена максималь-

ная скорость ветра на ВПП ($U_{\text{макс ВПП}}$, м/с), а по вертикальной — горизонтальный градиент температуры на уровне 850 гПа ($\Gamma_{T_{850}}$, °С/100 км). Пользование обоими графиками пояснений не требует.

Перечисленные выше методы прогноза атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку самолетов, не претендуют на исчерпывающую полноту информации о данной проблеме. Однако выше рассмотрены такие методы прогноза атмосферной турбулентности, которые в той или иной мере нашли практическое применение. Увы, сегодня мало кто из синоптиков на АМСГ для прогноза болтанки самолетов будет заниматься расчетами вертикальных градиентов температуры и ветра, хотя такие расчеты помогли бы сделать прогноз более успешным. Сейчас чаще всего используется либо синоптический метод прогноза, либо методы прогноза, основанные на результатах наземных наблюдений на аэродроме. Только тогда, когда все наши АМСГ будут в полной мере оборудованы и оснащены компьютерной техникой, а персонал АМСГ будет уметь этой техникой уверенно пользоваться, можно ждать "большого скачка" в практике метеорологического обеспечения гражданской авиации.

ГЛАВА 8



Прогноз низкой облачности

8.1. Основные потребители прогноза низкой облачности

В соответствии с основными руководящими документами по метеорологическому обеспечению гражданской авиации в авиационные прогнозы погоды включается следующая информация об облачности: количество облаков, их форма, а также высота нижней и верхней границ. Пожалуй, ни один потребитель метеорологической информации не требует от метеослужбы таких подробностей. Недаром авиацию называют "кнудом" развития метеорологии и краткосрочных прогнозов погоды.

Справедливости ради нужно сказать, что не только авиацию интересует облачность. Количество облаков, а следовательно, и количество солнечных часов интересует и медиков, и туристов, и любителей здорового образа жизни и многих других. Форма облачности всех интересует значительно меньше, а вот высота нижней и верхней границы интересует только авиацию.

Мы уже писали ранее, что низкая облачность затрудняет, а иногда делает невозможным полет воздушного судна. Она (низкая облачность) вместе с ограниченной видимостью является тем элементом погоды, который определяет *минимум погоды*. Поэтому во все времена к прогнозу высоты нижней границы облачности синоптики АМСГ относились и относятся очень серьезно.

В этой книге мы не будем подробно рассматривать понятие "минимум погоды", а просто, на всякий случай, напомним нашим читателям, что минимум погоды — это минимальные значения высоты нижней границы облачности и/или видимости, при которых возможен безопасный взлет (полет или посадка) воздушного судна.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Если вас, читатели, интересуют проблемы прогноза низкой облачности, то, читая специальную литературу разных лет, вы сможете заметить, что пределы

высоты нижней границы облаков, о которых говорят как о низких, все время уменьшаются. Действительно, в литературе 50-х годов прошлого века за низкую облачность принимали облачность с высотой нижней границы в 300 м и ниже, в 80-е годы низкими облаками стали называть облачность ниже 200 м, а сейчас это облака с нижней границей менее 100 м. В чем дело? Оказывается, все правильно. Все зависит от минимумов погоды. В 50-е годы можно было только мечтать о том, чтобы произвести посадку при высоте облаков 200 м и ниже, поэтому в те времена за низкую облачность и принимали облака ниже 300 м. К 80-м годам при такой высоте облаков летать научились, и за низкие облака стали принимать облачность ниже 200 м. Более того, в "Наставлении по производству полетов гражданской авиации России" (НПП ГА) записано, что полетами в сложных метеоусловиях являются полеты при высоте нижней границы облачности в 200 м и ниже. Ну а сейчас и этот рубеж преодолен. Теперь нужно летчикам учиться летать, а нам учиться прогнозировать облачность с высотой нижней границы 100 м и менее.

8.2. Прогноз формы и количества облаков

В заголовке этого раздела слова "формы и количества" не случайно записаны как бы в обратном порядке. Дело в том, что синоптики на практике форму облачности *всегда*, а количество облаков *почти всегда* прогнозируют синоптическим методом. Вот поэтому в заголовке так и расставлены "приоритеты".

Учитывая географическое положение аэродрома, время года и время суток, а также синоптическую ситуацию, форма и количество облачности практически всегда прогнозируются синоптическим методом. О достоинствах и недостатках этого метода мы писали раньше.

Пожалуй, единственным случаем, когда потребителя не устраивает синоптический метод прогноза количества облаков, является случай, связанный с метеорологическим обеспечением полетов на аэрофотосъемку (АФС). Дело в том, что аэрофотосъемку можно проводить только в том случае, когда количество облачности не превышает трех октантов (4 баллов). Вот поэтому летный и руководящий состав авиапредприятия, отвечающего за проведение аэрофотосъемки, очень требовательно подходят к прогнозу количества облаков. Естественно, чаще всего проблемы с прогнозом количества облачности возникают летом при прогнозе внутримассовой конвективной облачности (да и полетов на АФС больше всего бывает в летнее время).

Для района Москвы М. Г. Приходько предложил расчетный метод прогноза конвективной облачности на момент ее максимального развития по данным утреннего температурно-ветрового зондирования атмосферы.

На первом этапе расчета по формуле (8.1) определяется коэффициент стратификации атмосферы:

$$K_{\text{стр}} = \frac{0,3\Delta T_0 R_{\text{cp}}}{D_{\text{cp}} + (1 - \gamma_{\text{cp}})}, \quad (8.1)$$

где: ΔT_0 — разность температур между максимальной (прогноз) и температурой в срок зондирования; $R_{\text{ср}}$ — среднее значение относительной влажности (в %) в слое от земли (верхней границы приземной инверсии) до высоты 3000 м (700 гПа); $\gamma_{\text{ср}}$ — средний вертикальный градиент температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}/100$ м) в том же слое; $D_{\text{ср}}$ — средний дефицит точки росы в слое от поверхности земли до 200 м, если у поверхности земли $1^{\circ}\text{C} < D_{\text{ср}} < 4^{\circ}\text{C}$, или от земли до 500 м в остальных случаях. Если данных о распределении дефицита точки росы нет, то можно воспользоваться данными о дефиците температуры точки росы у земной поверхности.

По найденному значению $K_{\text{ср}}$, с помощью графика, представленного на рис. 8.1, определяется количество внутримассовой конвективной облачности в момент ее максимального развития. Дополнительные пояснения для пользования графиком, на наш взгляд, не требуется.

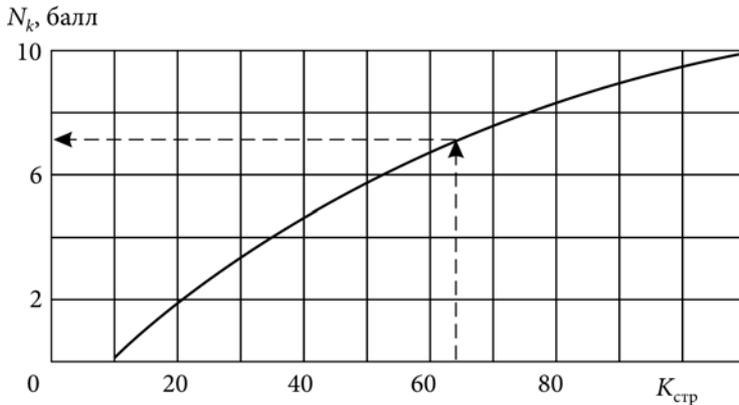


Рис. 8.1. Зависимость количества конвективной облачности от коэффициента стратификации

ЭТО ИНТЕРЕСНО

В приведенном рисунке, на самом деле, все определяется очень просто. Однако следует иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, во всех "старых" книжках количество облачности всегда определялось в баллах, а не в октантах. Поэтому многие (почти все) графики и формулы позволяют определить количество облаков в баллах. Во-вторых, если в формуле (8.1) определять ΔT_0 как разность между фактической температурой воздуха и температурой, прогнозируемой на какой-либо час, а не максимальной, то таким образом по графику на этот же час можно определить количество облачности. Иными словами, зная органичения по количеству облачности для полетов на АФС, можно спрогнози-

ровать, до которого часа такие полеты возможны. Этим нами будет оказана существенная помощь авиапредприятию.

Оперативная проверка использования графика, предложенного на рис. 8.1, показала, что его можно применять и для некоторых других районов, однако результаты прогноза будут значительно лучше, если воспользоваться рядом наблюдений "своей" станции.

Кроме формулы (8.1) для прогноза количества конвективной облачности можно также воспользоваться следующими формулами:

$$N = 0,075\Delta h \pm 1,5 \quad (8.2)$$

или

$$N = 10 \frac{T_{\text{вл},850} - T_{850}}{T_{\text{вл},850} - T_{\text{сух},850}}, \quad (8.3)$$

где: Δh — толщина конвективно-неустойчивого слоя по данным утреннего зондирования (гПа); T_{850} , $T_{\text{вл},850}$ и $T_{\text{сух},850}$ — температуры воздуха на уровне 850 гПа, отсчитанные, соответственно, на кривой стратификации, на влажной и на сухой адиабатах, проходящих через точку с максимальной (прогностической) температурой воздуха у земли.

8.3. Прогноз высоты нижней границы облаков

Пожалуй, только два явления погоды — низкая облачность и туманы — больше всего зависят от местных условий. Поэтому методов прогноза одного и другого явления разработано очень много. Мы с вами в этом разделе рассмотрим основные методы или приемы, которые используются в различных регионах России. Многие из этих приемов являются синоптико-статистическими, и поэтому, используя аналогичный подход, желательно получать статистические зависимости по своему ряду наблюдений. В этом случае результаты прогнозирования будут значительно лучше, чем при использовании "напрямую" приведенных далее графиков и формул.

Можно только с уверенностью говорить о правильном физическом подходе при решении данной задачи, а вот сам ряд наблюдений должен быть "вашим".

Прогноз высоты нижней границы облаков по полуэмпирическим формулам

Для определения высоты нижней границы облачности наибольшее распространение получили следующие формулы:

$$\text{формула Ипполитова:} \quad H = 24 \cdot (100 - R), \quad (8.4)$$

$$\text{формула Ферреля:} \quad H = 122 \cdot (T - T_d)_0, \quad (8.5)$$

$$\text{безымянная формула:} \quad H = 122 \cdot (T - T_d)_0 - m. \quad (8.6)$$

Во всех этих формулах: H — высота нижней границы облаков, м; T — температура воздуха у земли, °С; T_d — температура точки росы у земли, °С; R — относительная влажность, %; m — коэффициент, учитывающий наличие осадков. При мороси $m = 80$, при других видах осадков $m = 50$ и $m = 0$ при отсутствии осадков (в этом случае получается формула Ферреля).

Кроме приведенных выше формул существует еще много других либо безымянных, либо тех, которые имеют конкретного автора. Однако на них мы останавливаться не будем, т. к. в их основе лежат те же самые параметры, а отличаются эти формулы только коэффициентами. Иными словами, остальные формулы получены в результате обработки *своего* ряда наблюдений.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

На первый взгляд не очень понятно, зачем на аэродроме, где всегда проводятся инструментальные наблюдения за высотой нижней границы облаков, нужно определять высоту облачности по полуэмпирическим формулам. На самом деле, действительно на аэродроме этого делать не надо. Но когда самолет или вертолет выполняют полеты в районе аэродрома на удалении от него на 100—200 км, то синоптику приходится оценивать высоту облачности в районе полетов. Как правило, в этих районах есть только наблюдательные метеостанции, на которых высота облачности не измеряется. В этих случаях и нужно применять указанные выше полуэмпирические формулы. Например, если на метеостанции измерили только температуру воздуха и температуру точки росы, и мы получили значение дефицита температуры, равное 2°, то, вспомнив формулу Ферреля, можно ориентировочно сказать, что в этом районе высота облачности должна колебаться в пределах 200—250 м. Вот для чего нужны эти формулы.

Прогноз высоты нижней границы облачности по методу Е. И. Гоголевой

Значения температуры точки росы T'_d использованы Е. И. Гоголевой при построении графика для прогноза низкой облачности (рис. 8.2). На графике по вертикальной оси откладывается температура воздуха T , а по горизонтальной — прогностическая температура точки росы T'_d . Наклонные линии разделяют области с преобладанием облаков указанных пределов. Этот метод целесообразно применять при медленно меняющейся синоптической обстановке и достаточно хорошо выраженном переносе воздушных масс. Оптимальный срок прогноза по этому методу — 9 часов, однако, при необходи-

мости, с помощью метода Е. И. Гоголевой можно разрабатывать прогнозы с заблаговременностью до 12 часов.

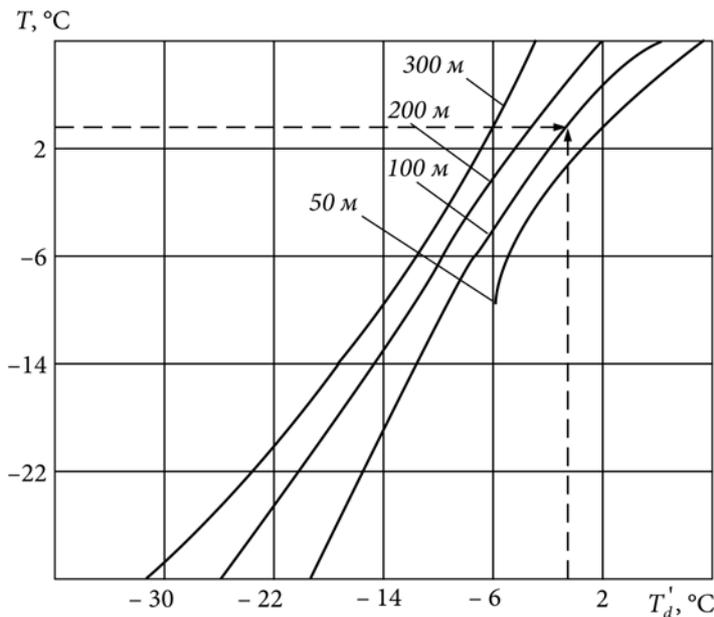


Рис. 8.2. График для прогноза высоты нижней границы облаков по методу Е. И. Гоголевой

К. Г. Абрамович получены дополнительные критерии прогноза низкой облачности. Если адвективные изменения температуры воздуха превышают $4\text{ }^{\circ}\text{C}/12\text{ ч}$, то при адвекции тепла наблюдается понижение облачности, а при адвекции холода — повышение. Если же адвективные изменения температуры больше или равны $6\text{ }^{\circ}\text{C}/12\text{ ч}$, то при адвекции тепла имеет место образование или резкое понижение облачности, а при адвекции холода — повышение или растекание облаков. Оправдываемость этих прогнозов для ЕЧР составляет в среднем 70—80%. На основе метода Е. И. Гоголевой разработаны и другие способы прогноза облачности, предикаторами для которых являются другие параметры.

Так, например, для прогноза высоты нижней границы облаков на срок до 12 часов можно рекомендовать график, представленный на рис. 8.3. На графике по вертикальным осям откладывается адвективное повышение температуры у земли ($T' - T$) за срок прогноза, наклонные линии учитывают прогностическое значение ветра у земли, а значение высоты нижней границы облаков отсчитывается по горизонтальной оси.

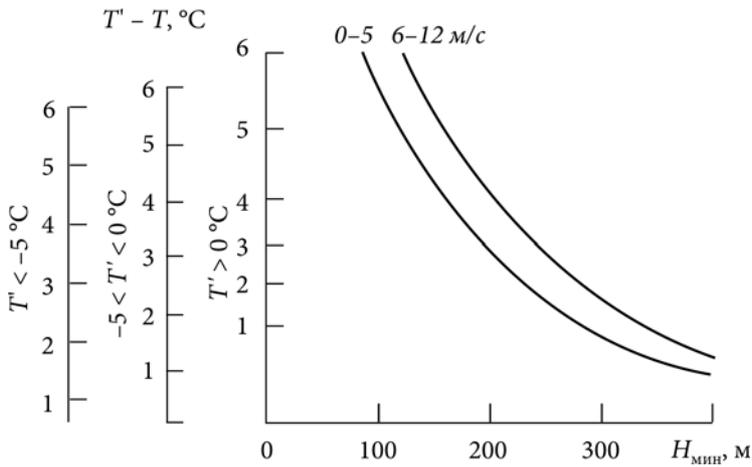


Рис. 8.3. График для прогноза минимальной высоты нижней границы облаков

Наличие трех вертикальных шкал позволяет учесть влияние температуры на высоту облачности. Первая шкала используется при значениях $T' < -5 ^\circ\text{C}$, вторая — при $-5 ^\circ\text{C} < T' \leq 0 ^\circ\text{C}$ и третья — при $T' > 0 ^\circ\text{C}$.

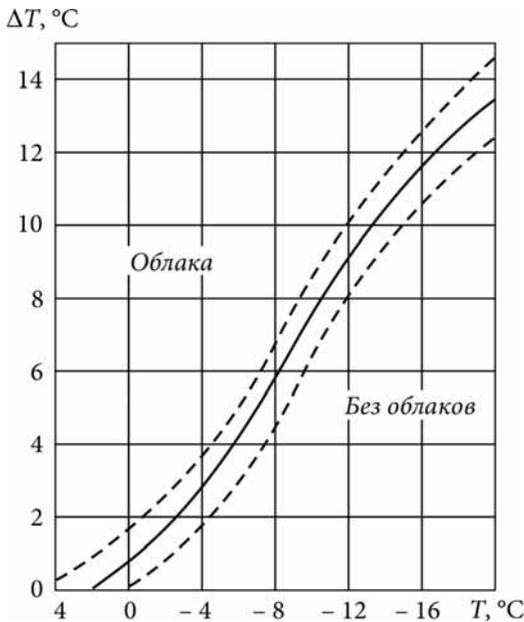


Рис. 8.4. График для прогноза облачности высотой 300 м и ниже при адвекции тепла в зимний период

Для оценки возможности возникновения облачности высотой 300 м и ниже в зимний период можно использовать график, представленный на рис. 8.4. Здесь по горизонтальной оси отложена фактическая температура воздуха у земли T , а по вертикальной оси — величина ожидаемого потепления ΔT . Разграничительные линии делят всю площадь графика на две зоны. Если точка с исходными значениями T и ΔT попадает в зону "Облака", то в прогнозе следует указывать низкую облачность, если не попадет — указывается отсутствие низких облаков.

Прогноз высоты нижней границы облачности по методу ГАМЦ

Сотрудниками ГАМЦ разработаны методы прогноза нижней границы облачности, основанные на данных об адвективных изменениях температуры и точки росы. Эти методы сведены к использованию графиков, представленных на рис. 8.5 и 8.6.

Рисунок 8.5 позволяет оценить высоту нижней границы облачности по прогностическим значениям температуры T' и температуры точки росы T'_d , а рис. 8.6 — изменение высоты облачности в зависимости от адвективных изменений температуры ΔT и температуры точки росы ΔT_d . Указанные графики дают удовлетворительные результаты при прогнозе облачности на срок от 6 до 12 часов.

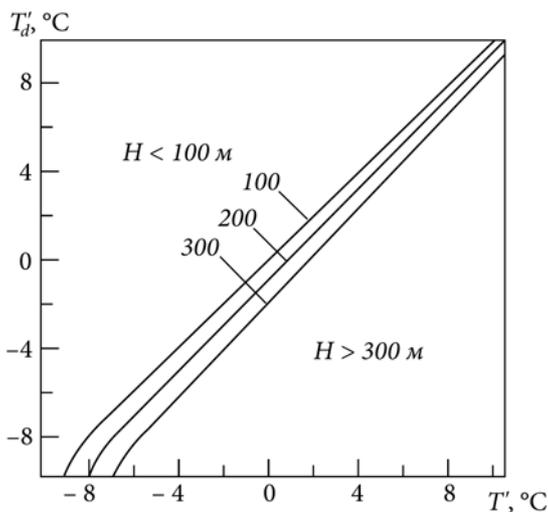


Рис. 8.5. График для прогноза высоты нижней границы облаков по прогностическим значениям температуры T' и температуры точки росы T'_d

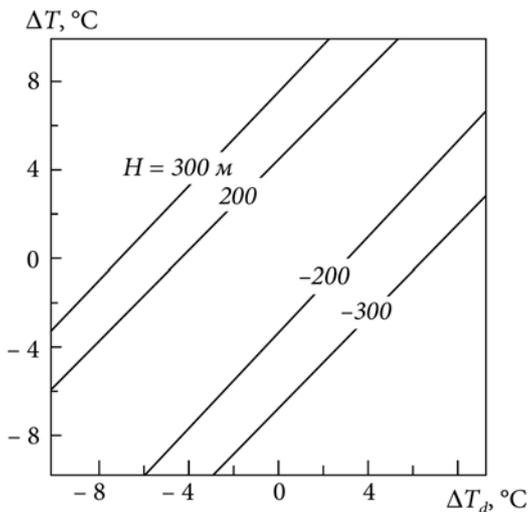


Рис. 8.6. График для оценки изменений высоты нижней границы облаков

Очень часто за нижнюю границу низких облаков принимается уровень конденсации, для определения которого можно воспользоваться аэрологической диаграммой.

Высоту нижней границы облачности можно оценить и по ожидаемому характеру погоды синоптико-статистическим методом. Установлено, что для средних широт европейской части России при осадках и дымке, ухудшающих видимость до 4 км, высота нижней границы облачности обычно не превышает 100—200 м; при видимости 1,5—4,0 км высота облачности колеблется в пределах 60—100 м, а при видимости менее 1,5 км — 30—60 м.

Прогноз облачности ниже 400 м в Красноярске

В практике метеорологического обеспечения полетов в Красноярске для оценки эволюции облачности ниже 400 м используется формула (8.7)

$$\Delta p = \sum_{i=1}^4 p_i - 4p_0, \quad (8.7)$$

где: p_0 — атмосферное давление в пункте прогноза (Красноярске), снятое с кольцевой карты погоды; p_i — атмосферное давление в пунктах, отстоящих от Красноярска на север, юг, восток и запад на 150 км, и снятое с той же кольцевой карты погоды. Для Красноярска это пункты Енисейск, Абакан, Канск и Ачинск соответственно.

Если в районе аэродрома наблюдается облачность высотой 400 м и ниже и по расчетам оказывается, что $\Delta p < 0$, то в ближайшие 3—6 часов следует ожи-

дать понижение облачности. В тех случаях, когда $\Delta p > 0$, облачность будет повышаться.

Прогноз высоты нижней границы облаков по методу В. М. Ярковой

В районах Западной Сибири и Урала нашли широкое применение методы прогноза низкой облачности, предложенные В. М. Ярковой. Исходными данными для прогноза является информация о температуре T_3 и дефиците температуры точки росы у земли $(T - T_d)_3$, прогностические данные о скорости приземного ветра V . На основании этих данных, по простым графикам В. М. Яркова предлагает определять возможность возникновения облачности высотой 300 м и ниже на срок до 9 часов (рис. 8.7).

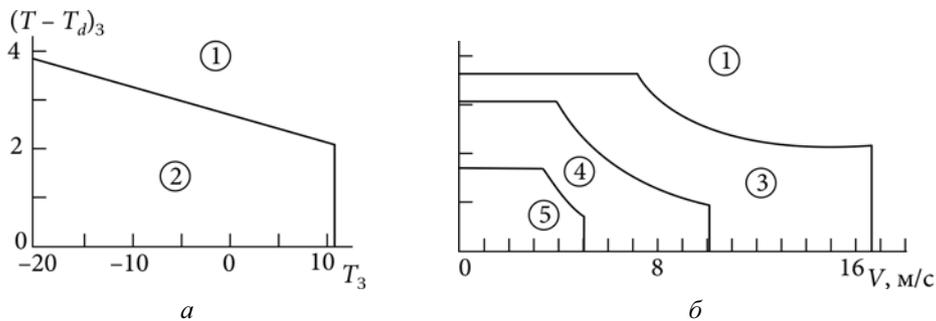


Рис. 8.7. Графики В. М. Ярковой для прогноза облачности высотой ниже 300 м:
a — по дефициту точки росы и температуре воздуха у земли;

б — по дефициту точки росы и скорости ветра.

1 — $H > 300$ м, 2 — $H < 300$ м, 3 — $H = 200\text{—}300$ м, 4 — $H < 200$ м, 5 — $H < 100$ м

Прогноз низкой облачности в Воркуте

Об этом методе автору рассказала синоптик АМСГ Воркуты Т. А. Кузьмина.

В Воркуте низкая облачность обычно наблюдается при прохождении теплых фронтов через данный район. По кольцевым картам погоды и другим синоптическим материалам определяются прогностические значения температуры воздуха у земли T'_0 и точки росы T'_{d_0} . По графику (рис. 8.8) с учетом изменения указанных параметров и судят о возможной высоте облачности. Такие графики в Воркуте строятся отдельно для каждого сезона.

Оптимальный срок прогноза по этому методу — не более 9 часов.

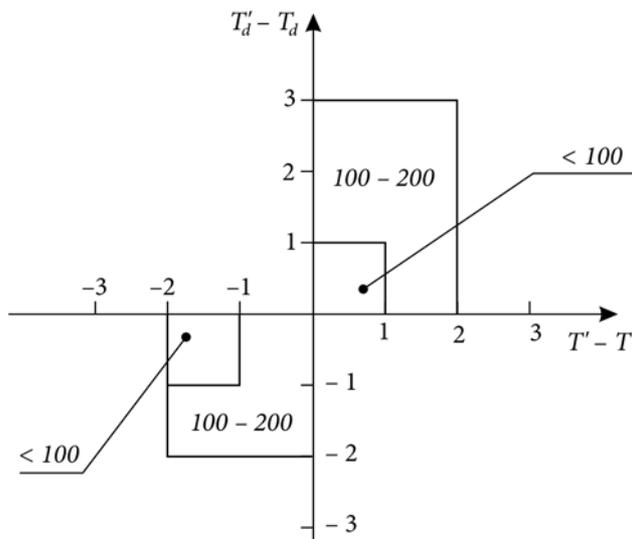


Рис. 8.8. График для определения низкой облачности, используемый в Воркуте

В Средней Азии (аэропорт "Манас", Киргизия) для прогноза низкой облачности используется график, осями которого являются температура воздуха на уровне 850 гПа и прогностическое значение температуры точки росы на этом же уровне. Две кривые делят всю площадь графика на три области: зону облачности выше 200 м, зону с облачностью 100—200 м и зону с облачностью ниже 100 м (рис. 8.9).

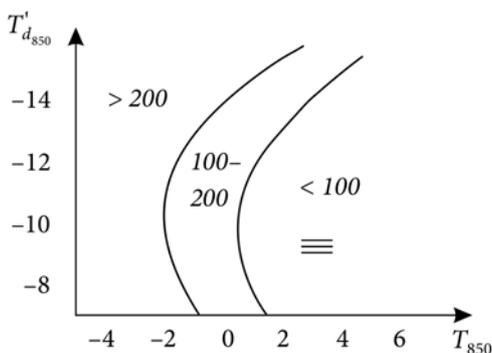


Рис. 8.9. График для прогноза низкой облачности, используемый в аэропорту "Манас"

Метод дает удовлетворительные результаты при сроке прогноза до 12 часов, а об этом методе автору рассказала главный синоптик АМСГ "Манас" Т. А. Орозбаева.

ЭТО ВАЖНО, НО НЕ ОЧЕНЬ ИНТЕРЕСНО

Если вы, читатели, заметили, то на рис. 8.7 и 8.9 не подписаны значения величин на осях. Это сделано не по забывчивости авторов. Дело в том, что при прогнозе высоты нижней границы облаков на каждом аэродроме будет свой график, при своих значениях метеорологических величин будет наблюдаться облачность определенной высоты. В принципе, оси можно было вообще не подписывать ни на одном графике. В нашей работе мы вам предлагаем только *подход* к решению проблемы, а уж строить графики по данным наблюдений на своем (вашем) аэродроме — это ваша работа.

Интересен также *график для прогноза низкой облачности, предложенный З. А. Спарышкиной* (рис. 8.10). Он позволяет по значениям температуры T'_0 и температуры точки росы T'_{d0} в начале траектории переноса определить возможность возникновения облачности высотой до 100 м. Оптимальная заблаговременность при использовании данного метода составляет 6—9 часов.

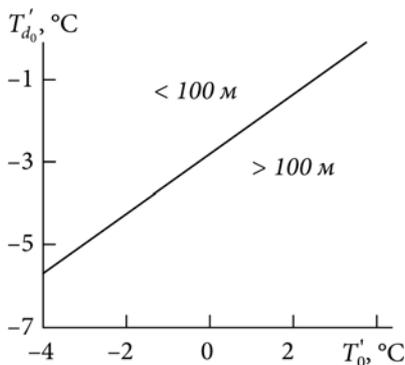


Рис. 8.10. График З. А. Спарышкиной для прогноза облачности высотой до 100 м

Для определения возможности перехода низкой облачности в туман в ближайшие 6 часов в зимний период в Ашхабаде используется график, приведенный на рис. 8.11. По горизонтальной оси этого графика откладывается значение барической тенденции в Ашхабаде (Δp). А по вертикальной — разница высот поверхности 850 гПа в Ашхабаде и Ташаузе по данным последнего зондирования атмосферы (ΔH).

Об этом методе автору рассказала синоптик АМСГ "Ашхабад" О. М. Стряпшина.

Несколько своеобразный, и поэтому интересный, *метод прогноза высоты нижней границы облаков используется в Бухаре* (рис. 8.12). Исходными данными для прогноза высоты облаков являются только фактические, а не прогностические величины. Такими величинами являются барическая тенденция

Δp и дефицит температуры точки росы у земли $(T - T_d)_0$. В зависимости от исходных данных прогнозируется высота нижней границы облаков на срок до 6—9 часов.

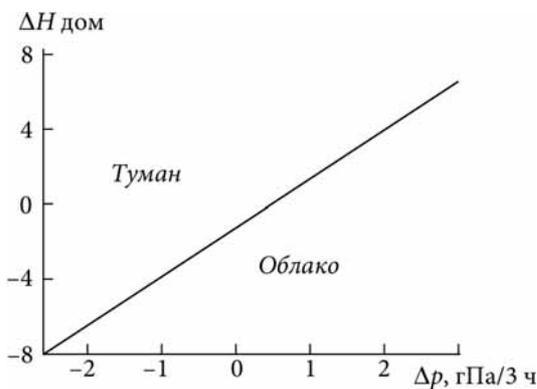


Рис. 8.11. График для определения возможности перехода низкой облачности в туман, используемый в Ашхабаде

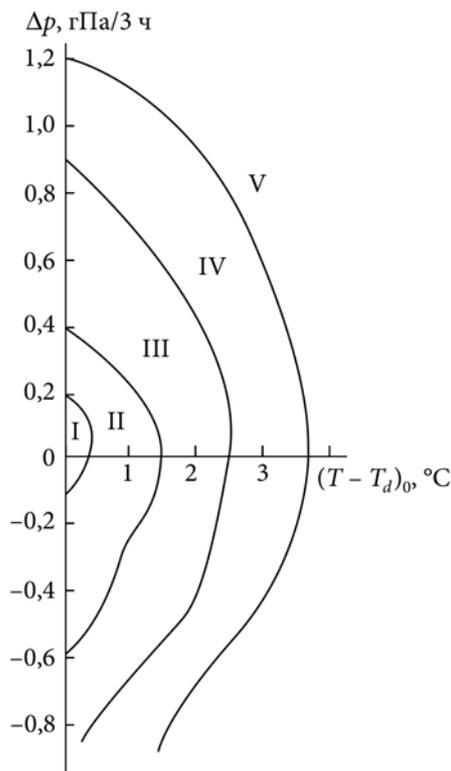


Рис. 8.12. График для прогноза высоты облаков, используемый в Бухаре

На северо-востоке страны, в аэропорту "Черский", для прогноза облачности высотой 300 м и ниже на срок до 6 часов используется график, предложенный на рис. 8.13. Здесь по горизонтальной оси откладывается дефицит температуры точки росы у земли, а по вертикали — эта же величина, вычисленная по значениям температуры и точки росы нижней особой точки данных температурно-ветрового зондирования атмосферы (в аэропорту "Черский" есть своя аэрологическая станция, поэтому проблем с данными зондирования не существует). Зона низкой облачности на рисунке заштрихована.

Об этом методе автору рассказала синоптик АМСГ "Черский" Л. В. Авдеева.

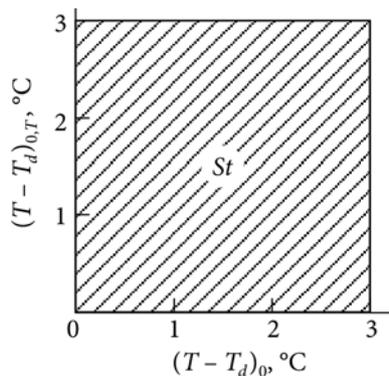


Рис. 8.13. График для прогноза облачности ниже 300 м, используемый в аэропорту "Черский"

Для использования графиков и формул, приведенных в этом разделе, целесообразно уточнить их для каждого аэродрома по данным наблюдений в этом пункте и внести в них соответствующие коррективы.

В самом общем виде можно сказать, что *облака будут понижаться, если:*

- есть восходящие движения воздуха;
- есть адвекция теплого воздуха на холодную подстилающую поверхность;
- происходит увеличение влажности воздуха;
- происходит падение давления;
- происходит приближение атмосферного фронта.

Облака будут повышаться, если:

- есть нисходящие движения воздуха;
- наблюдается сильный ветер у земли;
- наблюдается адвекция холода в нижнем слое атмосферы;
- наблюдается рост давления;
- происходит удаление атмосферных фронтов от пункта прогноза или размывание фронтальных разделов.

Определенную трудность представляет и измерение высоты нижней границы облаков нижнего яруса. Дело в том, что, с одной стороны, нижняя граница облаков имеет сложную структуру. Она представляет собой слой переменной оптической плотности от легкого помутнения до полной потери вертикальной видимости. Плотной части облака предшествует подоблачный слой, который подразделяется на две части (рис. 8.14).

Исследованиями установлено, что нижняя граница облаков высотой 200 м и менее в течение 3—5 минут может изменить свою высоту примерно на 50%.

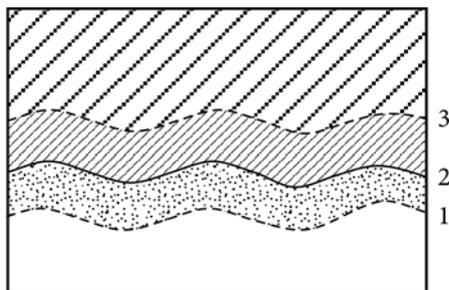


Рис. 8.14. Схема структуры нижней границы облаков:

1 — уровень конденсации; 2 — нижняя граница облаков; 3 — верхняя граница подоблачного слоя; 1-2 — слой дымки; 2-3 — переходный слой

С другой стороны, результаты измерений высоты нижней границы облаков существенно зависят от способа ее измерения. Так, например, если за нижнюю границу облачности принимать высоту, на которой наблюдается потеря горизонта в полете или потеря вертикальной видимости, то разница в оценке высоты нижней границы облаков в среднем будет составлять 120 м. При определении высоты нижней границы облаков с помощью измерителя высоты облаков (ИВО) результаты оказываются завышенными примерно на 70 м по сравнению с уровнем потери горизонта. Эта ошибка увеличивается при измерении высоты облачности шаропилотным методом и составляет 80 м в случае, когда "шар-пилот туманится", и 100 м в момент, когда фиксируется, что "шар-пилот скрылся".

Много неприятностей в прямом и переносном смысле слова доставляет синоптикам и летному составу так называемая *облачная пелена*. Это очень тонкий слой слоистообразной облачности, наблюдающийся на высотах 50—250 м. Эта пелена наблюдается только зимой в северных районах. Иногда облачную пелену можно зафиксировать с помощью ИВО (РВО-2) как обычную низкую облачность. С земли пелена, как правило, не обнаруживается. Облачную пелену можно определить также с борта воздушного судна. Иногда в облачной пелене наблюдается сильное обледенение.

К сожалению, методов прогноза облачной пелены пока нет. Сейчас собирается, но еще не обработан исходный ряд данных с синоптическими условиями возникновения облачной пелены, а исследования Н. И. Колпинова не очень помогли в решении этой задачи. Пока можно только с уверенностью сказать, что облачная пелена образуется при достаточно глубокой инверсии температуры в нижнем слое атмосферы, ветре у земли со скоростью 5—8 м/с, небольшом дефиците температуры точки росы у земли и температуре воздуха у земли -15°C и ниже.

Вопросы, связанные с прогнозом облачной пелены, являются предметом дальнейшего исследования.

8.4. Прогноз высоты верхней границы облаков

Высота верхней границы облаков значительно меньше влияет на безопасность полетов по сравнению с нижней границей облачности. Однако вертикальная мощность облачных слоев оказывает существенное влияние на условия выполнения полетного задания.

Диагноз и прогноз высоты верхней границы облачности с достаточной степенью точности может быть дан только при наличии информации от экипажей воздушных судов, находящихся в воздухе. Все косвенные методы прогноза позволяют получить только приближенное значение высоты верхней границы облаков, которое все-таки следует использовать в оперативной практике.

При отсутствии сведений от пролетающих экипажей диагноз и прогноз верхней границы облаков сводится, как правило, к анализу аэрологической диаграммы. Верхняя граница облачности отмечается на том уровне, на котором происходит резкое или заметное уменьшение относительной влажности воздуха. На аэрологической диаграмме этот уровень можно определить по удалению кривой точек росы от кривой стратификации или по резкому отклонению влево кривой дефицитов влажности.

Приблизительно оценить высоту верхней границы облаков можно по данным о средней вертикальной мощности различных облачных систем. Для центральных районов ЕЧР А. М. Барановым получены данные о толщине облачности различных форм. Эти данные приведены в табл. 8.1.

Таблица 8.1. Средние значения вертикальной мощности различных облачных систем

Форма облаков	Толщина облаков, км
Слоистые и слоисто-кучевые	0,5—0,7
Слоистые и слоисто-дождевые зимой в теплом секторе	2—3
Слоисто-кучевые из кучево-дождевых	2—3
Слоисто-дождевые при размывании фронтов	2—3
Высокослоистые и слоисто-дождевые на активных фронтах	5—8
То же на размывающихся фронтах	1—2
Высококучевые	1—3
Кучево-дождевые	До 9 — 11
Перистые	До 1 — 3

Кроме того, для определения высоты верхней границы облачности можно использовать ряд эмпирических формул. Так, например, для расчета высоты верхней границы слоисто-кучевых облаков рекомендуется формула

$$H_{\text{в}} = 2 \cdot (H_{\text{н}} + 100), \quad (8.8)$$

где $H_{\text{н}}$ — высота нижней границы облаков, м.

Для расчета высоты верхней границы облаков на теплых фронтах можно использовать формулу

$$H_{\text{в}} = L / 100 + 1, \quad (8.9)$$

где: $H_{\text{в}}$ — верхняя граница облачности, км; L — ширина зоны осадков на данном участке фронта, км.

Приведенные методы прогноза высоты верхней границы облачности достаточно просты и не требуют много времени для получения результатов прогнозирования. Однако незначительное (по сравнению с нижней границей облачности) влияние высоты верхней границы облаков на безопасность полетов позволяет успешно использовать их в практике метеорологического обеспечения авиации.

8.5. Прогноз конденсационных облачных следов за самолетами

Как известно, при полетах на больших высотах за самолетами иногда образуются конденсационные следы, которые внешне напоминают перистые или перисто-кучевые облака. Образуются они за счет конденсации или водяного пара, содержащегося в газовом потоке самолетного двигателя.

Большая относительная влажность воздуха на высоте полета и низкая температура являются благоприятными условиями для конденсации водяного пара, т. е. для образования конденсационных облачных следов.

Установлено, что нижняя граница конденсационного следа обычно соответствует уровню, где массовая доля водяного пара равна 0,15 г/кг по отношению к воде. Этот уровень можно определить по аэрологической диаграмме в точке пересечения кривой стратификации с изограммой 0,15 г/кг.

За верхнюю границу зоны образования следа обычно принимается высота тропопаузы или уровень пересечения кривой стратификации с изограммой 0,10 г/кг.

Время сохранения конденсационных следов может служить косвенным признаком эволюции облачности. Если след за самолетом сохраняется в течение 10 минут и более и уплотняется, то на высоте образования следа в течение

ближайших 6 часов следует ожидать образования перистых облаков или их уплотнения.

Если конденсационный след сохраняется за самолетом менее 10 минут, то в ближайшие 6 часов либо облачность не образуется, либо следует ожидать растекание перистой облачности.

Совершенно очевидно, что синоптик с часами в руках не определяет время существования следа. Это делается качественно. Если после пролета самолета след "перечеркнул" все небо и не рассеялся, то можно считать, что время его сохранения больше 10 минут. Кроме того, след за самолетом может использоваться для качественного определения скорости и направления ветра на высоте полета самолета (по скорости и направлению смещения следа) и турбулентности (по величине выбросов отдельных облачных структур на подветренной стороне следа).

ЭТО ИНТЕРЕСНО

- Первыми разрабатывать методику прогноза конденсационных облачных следов стали военные синоптики, т. к. след оказался хорошим демаскирующим признаком летящего самолета.
- Характер облачного следа может сослужить хорошую службу синоптику при отсутствии метеорологической информации. Вот пример использования следа для целей прогноза. Автору этих строк приходилось неоднократно бывать в лодочных походах по Карельскому перешейку. Информации о погоде никакой, а туристическая группа требует прогноза. Иногда "следы" очень выручали. Представьте себе, что след сохраняется больше 10 минут. Это значит, что облака будут уплотняться. Как известно, перистая облачность — предвестник теплого фронта, до которого примерно 600 км. Следовательно, считая скорость смещения фронта равной 30 км/ч, можно сказать, что примерно через 10 часов пойдет дождь, а потеплеет только на следующий день примерно через сутки. И еще. Если след смещается с юга на север, то это означает, что практически во всей тропосфере наблюдаются южные потоки, значит, в ближайшее время ждать похолодания не следует. Если к этому прибавить еще и знание местных особенностей района, то даже только по одному следу прогноз погоды может получиться вполнеличный.

ГЛАВА 9



Прогноз туманов

9.1. Основные потребители прогноза туманов

В отличие от низкой облачности, высота которой интересует только авиацию, да, пожалуй, еще работников высотных мачт и антенн, у прогноза туманов потребителей значительно больше. Во-первых, это все виды транспорта, начиная от авиации и кончая железнодорожным транспортом, несмотря на то, что поезда идут по рельсам, и вроде бы туман им мешать не должен. Во-вторых, это строители, для которых туман, особенно сильный, ограничивает возможность проведения строительно-монтажных работ. В-третьих, туман оказывает сильное негативное воздействие на самочувствие многих людей с различными заболеваниями.

Если вспомнить, что *туманом* называется такое метеорологическое явление, при котором за счет конденсации водяного пара в нижнем слое атмосферы видимость уменьшается до значений менее 1000 м, то становится очевидным, что процессы в атмосфере сначала должны привести к тому, что воздух у земли станет насыщенным. Затем должна начаться конденсация водяного пара и ухудшение видимости, приводящее к возникновению тумана. Процессов, приводящих к возникновению тумана несколько. Основными из них являются радиационное выхолаживание воздуха, и как следствие — возникновение *радиационного тумана*. Вторым по значимости можно считать процесс, при котором теплый и влажный воздух начинает поступать на холодную подстилающую поверхность. Над холодной поверхностью воздух охлаждается, водяной пар начинает конденсироваться, и в результате образуется *адвективный туман*. Кроме этих туманов, которые составляют 75% от общего числа туманов, наблюдаются еще и *морозные туманы* (туманы при значительных отрицательных температурах воздуха), *фронтальные туманы*, а также *тума-*

ны испарения и смешения. Физические причины возникновения этих туманов вам достаточно хорошо известны из курса общей метеорологии.

В зависимости от степени ухудшения видимости туманы подразделяются на слабые (видимость 500—1000 м), умеренные (видимость 200—500 м), сильные (видимость 50—200 м) и очень сильные (видимость менее 50 м). По своей вертикальной мощности (ΔH) туманы подразделяются на поземные ($\Delta H < 2$ м), низкие ($2 < \Delta H < 10$ м), средние ($10 < \Delta H < 100$ м) и высокие ($\Delta H > 100$ м). Совершенно очевидно, что чем меньше видимость в тумане и чем больше его вертикальная мощность, тем более негативное воздействие он оказывает на различные отрасли народного хозяйства, в большей или меньшей степени зависящие от тумана.

Прогноз тумана сводится, в принципе, к прогнозу двух температур: температуры туманообразования (T_T), минимальной температуры воздуха (T_{\min}) и их сравнению. В тех случаях, когда температура туманообразования оказывается выше минимальной температуры, в прогнозах погоды нужно указывать туман. Следовательно, если

$$T_T > T_{\min} \rightarrow \equiv. \quad (9.1)$$

ЭТО ИНТЕРЕСНО

- Если рано утром прийти на аэродром, то иногда во время поземного тумана можно увидеть интересную и необычную картину: создается полное впечатление, что самолеты "плавают" в тумане. Действительно, кабина Ту-154 расположена на высоте 5 м, а поземный туман имеет всего двухметровую толщину. Поэтому стоек шасси самолета из-за тумана не видно, а вот весь самолет величественно "лежит на тумане". Правда, для того чтобы увидеть эту картину, нужно пораньше встать и приехать на аэродром.
- Однажды в наших газетах было написано, что во Франции во время тумана произошло дорожно-транспортное происшествие. Водители обеих машин в тяжелом состоянии доставлены в больницу. Машины не пострадали... Так как такая ситуация не очень понятна, то далее следовало разъяснение. На дороге был очень сильный туман с очень плохой видимостью. Водители обеих машин, чтобы лучше видеть дорогу, опустили боковые стекла и высунились из окон своих машин. В результате в буквальном смысле слова произошло "лобовое столкновение" водителей, а машины остались целы.

9.2. Прогноз радиационных туманов

Радиационный туман образуется над сушей при безоблачном небе и слабом ветре в результате охлаждения воздуха, когда его температура становится ниже температуры туманообразования.

Наиболее часто благоприятные условия для возникновения радиационных туманов создаются в антициклонах, их отрогах, барических гребнях и седло-

винах, реже и главным образом летом — в поле пониженного давления с большими барическими градиентами.

Радиационный туман в большинстве случаев возникает при штиле или слабом ветре со скоростью до 3 м/с. Для образования тумана благоприятно слабое увеличение скорости ветра с высотой. Такие условия способствуют турбулентному переносу продуктов конденсации от земной поверхности вверх и их поддержанию во взвешенном состоянии в приземном слое воздуха. В процессе перемешивания толщина слоя тумана увеличивается. Если воздух совершенно неподвижен, то перенос влаги обусловлен только молекулярными процессами, и туман может не возникнуть.

Вертикальная мощность радиационных туманов обычно не превышает 200—300 м. Радиационный туман, как правило, образуется в приземном подынверсионном слое.

Таким образом, при прогнозе радиационных туманов необходимо учитывать продолжительность ночного выхолаживания, характер облачного покрова (прогноз), скорость и направление ветра (прогноз), исходные значения температуры и влажности воздуха, характер и стратификацию воздушной массы.

Исследователями-прогнозистами разработано много (как и для прогноза низкой облачности) различных методов прогноза туманов. Такое многообразие методов обусловлено не только важностью правильной оценки возможности возникновения тумана, но и существенной зависимостью туманов и их появления от местных условий. Так как о прогнозе минимальной температуры мы с вами говорили чуть раньше, то основное внимание здесь будет уделено прогнозу температуры туманообразования. Ну а сравнение ее с минимальной температурой никакой сложности не представляет.

Прогноз туманов по методу Н. В. Петренко

Н. В. Петренко предложил определять температуру туманообразования по формуле:

$$T_{\tau} = T_d - \Delta T_d, \quad (9.2)$$

где: T_d — температура точки росы в срок, близкий к заходу Солнца; ΔT_d — возможное понижение температуры точки росы в течение ночи от начального срока до момента образования тумана.

Величина ΔT_d зависит в основном от температуры точки росы в исходный срок и определяется по табл. 9.1.

Как видно из формулы (9.2) и из таблицы, определить температуру туманообразования не составляет большого труда. Тем не менее на практике часто делают еще проще: при положительных значениях T_d от ее величины вычитают 1 °С, а при отрицательных значениях — 2 °С. Более того, Н. В. Пет-

ренко предложен график для определения температуры туманообразования (рис. 9.1). На этом графике по горизонтальной оси отложена температура точки росы, а по вертикальной — температура образования тумана или температура образования дымки (T_d). Проведенные на графике наклонные линии позволяют определить искомую величину.

Таблица 9.1. Средние значения ΔT_d в зависимости от температуры точки росы в исходный срок

T_{ds} , °C	20 ... 11	10 ... 0	-1 ... -10	-11 ... -20	-21 ... -30
ΔT_{ds} , °C	1,4	1,6	2,0	2,5	2,3

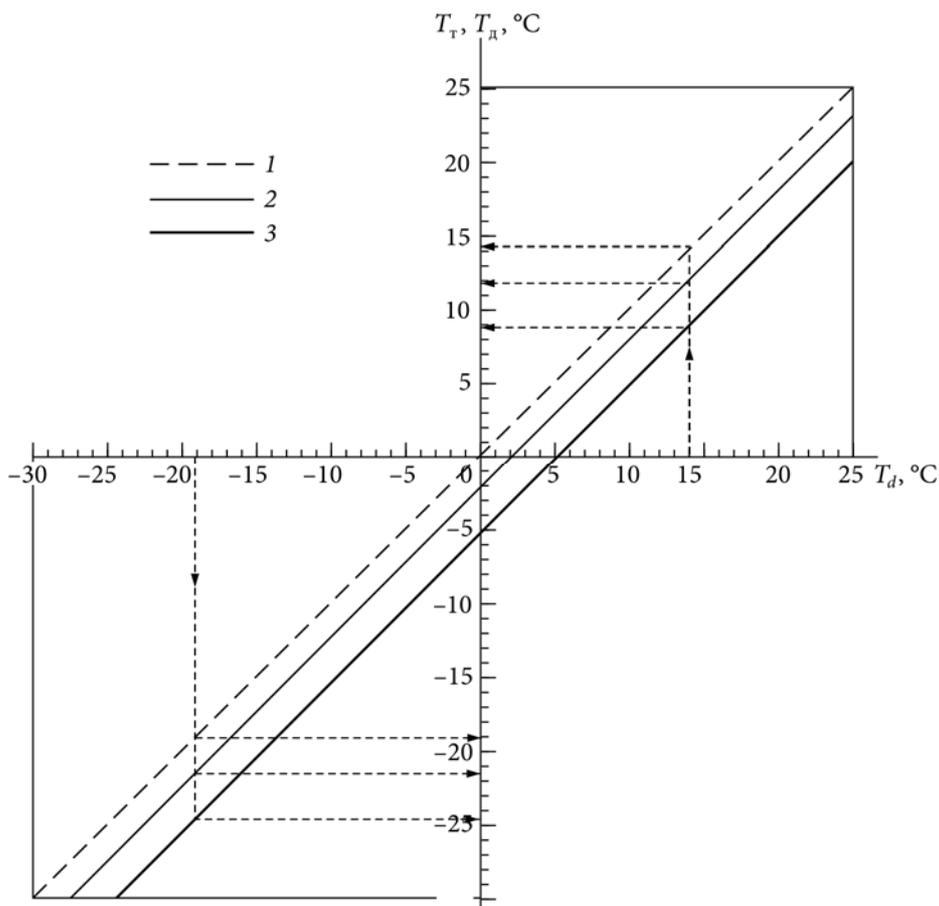


Рис. 9.1. График для прогноза радиационного тумана по методу Н. В. Петренко:
1 — линия дымки; 2 — линия слабого тумана; 3 — линия сильного тумана

Графический метод Н. В. Петренко дает положительные результаты при условии однородности воздушной массы, когда на ее влагосодержание не будет влиять испарение с подстилающей поверхности или осадки.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Пожалуй, не было смысла строить график для того, чтобы от значения температуры точки росы вычесть один или два градуса. Это просто сделать и без графика, и без калькулятора. Однако график все-таки нужен. Для чего?! Этот график больше нужен для того, чтобы при определении температуры туманообразования каким-либо другим способом можно было по этому графику определить: будет ли туман, и если будет, то какой интенсивности. Для этого только нужно от значений, снятых с осей графика, сместиться на его площадь. Ведь зоне выше линии 1 соответствует отсутствие тумана, зоне между линиями 1-2 соответствует дымка, зоне между линиями 2-3 — слабый или умеренный туман и ниже линии 3 — сильный туман. Таким образом, по методу Н. В. Петренко можно не только прогнозировать туман, но и видимость в нем, что очень важно.

Кроме того, на некоторых аэродромах, учитывая местные особенности возникновения тумана, на графике Н. В. Петренко выше линии 1 проводят еще одну линию. Так, например, сделано в Днепропетровске. В этом городе в 6 км от ВПП находится городская свалка. В тех случаях, когда "свалка горит", а направление ветра такое, что дым со свалки распространяется на аэродром, туман может возникнуть при более высокой температуре, чем температура туманообразования. Это вполне естественно, т. к. вместе с дымом на аэродром приходит громадное количество ядер конденсации, которые и провоцируют возникновение тумана. Вот поэтому синоптику на АМСГ "Днепропетровск" при прогнозе тумана, образно говоря, нужно сначала посмотреть, горит ли свалка, затем на месте оценить, в какую сторону от свалки идет дым, а уже потом решать, по какой линии графика (первой, второй, третьей или "дымовой") определять температуру туманообразования.

Прогноз туманов по методу Б. В. Кирюхина

Достаточно высокую оправдываемость определения температуры туманообразования имеет метод Б. В. Кирюхина. Им предложена номограмма, представленная на рис. 9.2. Эту номограмму условно можно разделить на две части от нулевого значения ΔT по вертикальной оси.

По нижней части номограммы, используя фактические значения температуры и относительной влажности воздуха, определяется величина ΔT_1 — необходимое понижение температуры для достижения воздухом насыщения. По верхней части номограммы определяется величина ΔT_2 — дополнительное понижение температуры, необходимое для возникновения тумана определенной интенсивности.

Следовательно, общее понижение температуры, необходимое для возникновения тумана определенной интенсивности, будет равно

$$\Delta T_{\tau} = \Delta T_1 + \Delta T_2, \quad (9.3)$$

а отсюда температура туманообразования

$$T_{\tau} = T - \Delta T_{\tau}. \quad (9.4)$$

Порядок пользования номограммой показан на рис. 9.2 и дополнительных пояснений не требует.

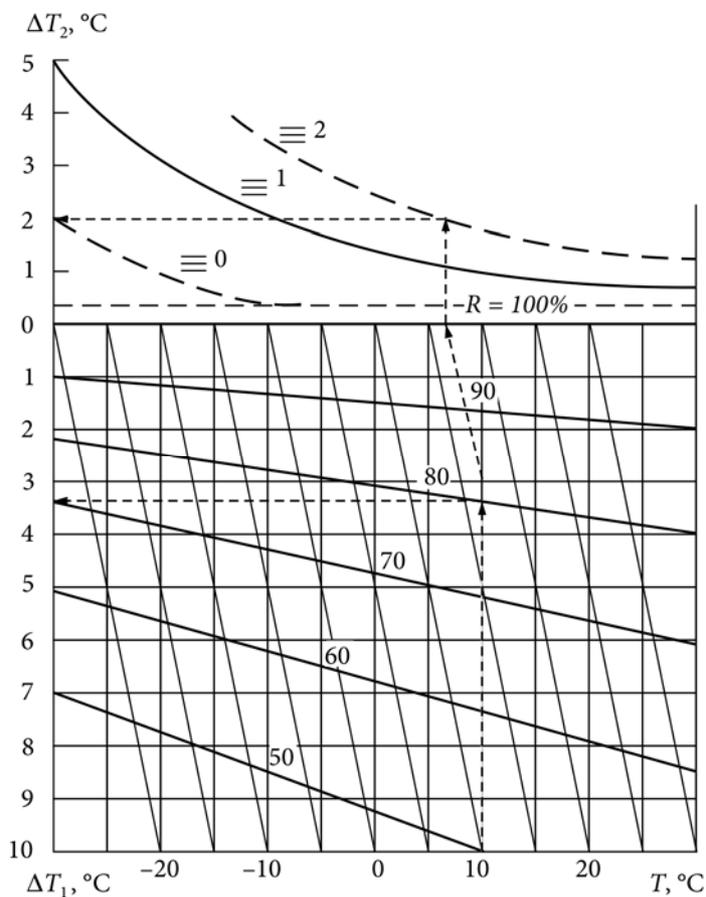


Рис. 9.2. Номограмма Б. В. Кирюхина для определения величины ΔT_{τ}

Хочется обратить внимание читателей на верхнюю часть этой номограммы. Дело в том, что кривые линии, проведенные на рисунке, соответствуют гра-

нице возникновения слабого, умеренного или сильного тумана, т. е. соответствуют видимости 1000, 500 или 200 м. Поэтому на каждом аэродроме вместо стандартных линий можно провести другие линии, которые будут соответствовать минимумам, установленным на вашем аэродроме (например, видимости 800 или 400 м). Таким образом, вы будете не только прогнозировать туман, но прогнозировать туман такой интенсивности, которая в какой-то мере влияет на деятельность вашего авиапредприятия. Эта же мысль справедлива и для других методов прогноза тумана, которые позволяют спрогнозировать видимость в них.

Прогноз туманов по методу А. С. Зверева

Для определения ночного понижения температуры, необходимого для образования тумана (ΔT_T) или дымки (ΔT_D), А. С. Зверевым предложена номограмма, представленная на рис. 9.3.

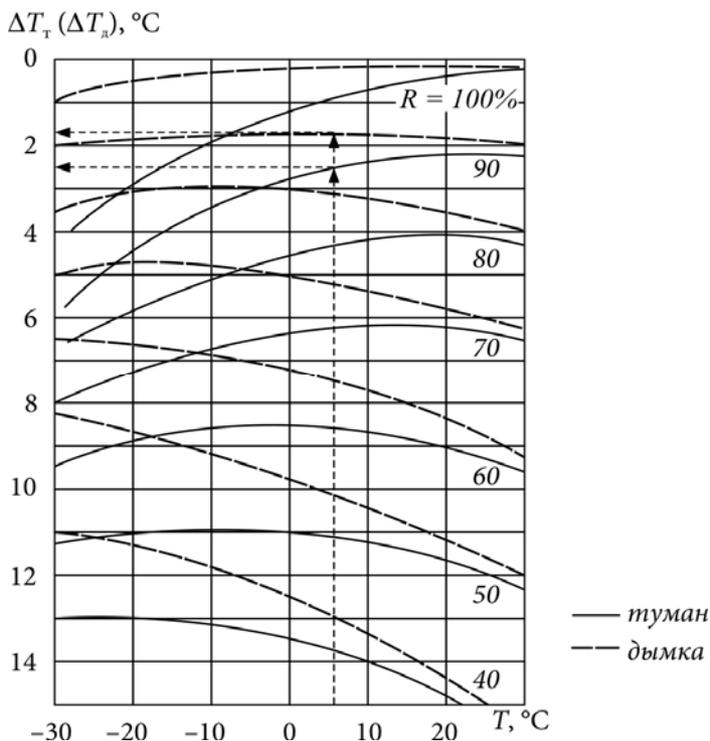


Рис. 9.3. Номограмма А. С. Зверева для прогноза тумана

Здесь по горизонтальной оси отложена температура воздуха в момент, близкий к моменту захода Солнца, кривые линии соответствуют относительной

влажности воздуха в тот же момент времени, а по вертикальной оси определяется необходимое понижение температуры для возникновения тумана или дымки. Причем по пунктирным кривым линиям определяется понижение температуры, необходимое для возникновения дымки, а по сплошным линиям — для возникновения тумана. Дополнительных пояснений для пользования данной номограммой, на наш взгляд, больше не требуется.

Прогноз туманов по методу Д. Н. Лаврищева

В практике обеспечения авиации достаточно распространение получил метод Д. Н. Лаврищева для определения T_T . Суть метода заключается в следующем. На графике (рис. 9.4) проведена кривая, которая соответствует максимальной упругости водяного пара при насыщении при различных температурах.

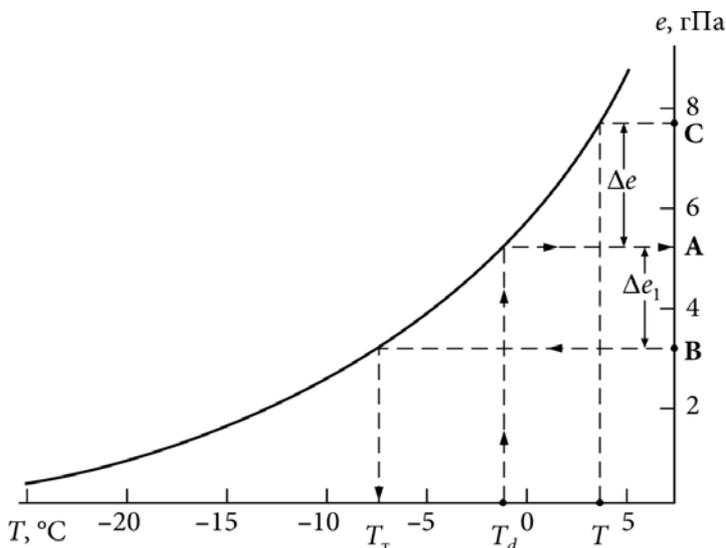


Рис. 9.4. График определения величины T_T по методу Д. Н. Лаврищева

Как известно, фактическое содержание водяного пара в воздухе обусловлено температурой точки росы T_d и может быть определено по графику (точка A на рис. 9.4). Также по графику можно определить максимально возможную упругость водяного пара (точка C), которая обусловлена температурой воздуха T .

Разница между максимально возможной упругостью водяного пара и фактической упругостью на рис. 9.4 обозначена Δe . Для определения T_T по исходным данным следует от точки A сместиться по вертикали вниз до точки B на

величину Δe_1 , которая должна быть определена по статистическим данным своего аэродрома. Дальнейший порядок определения T_T по графику показан стрелками и пояснений не требует.

Метод Д. Н. Лаврищева для определения температуры туманообразования близок к правилам определения T_T по аэрологической диаграмме. Следует отметить одно обстоятельство. На ряде АМСГ, где пользуются данным методом для прогноза радиационных туманов (Алма-Ата, Волгоград и др.), принимают $\Delta e = \Delta e_1$. В принципе, это не совсем верно (скорее, совсем не верно). Данный метод имел бы на этих станциях еще более высокую оправданность, если бы величина Δe_1 определялась с учетом имеющихся статистических характеристик, но так проще — не нужно ничего считать. Просто по фактическим данным определил Δe и на такую же величину по графику опустил вниз — и все.

Прогноз туманов в Средней Азии

Довольно оригинальный прием для определения T_T используется в Средней Азии. Об этом методе автору рассказала синоптик АМСГ О. Н. Иляхина. По исходным данным о температуре и относительной влажности воздуха входим в график (рис. 9.5), а затем смещаемся по горизонтали вправо до той оси, которая соответствует спрогнозированной на ночь скорости ветра. С этой оси и отсчитывается температура туманообразования.

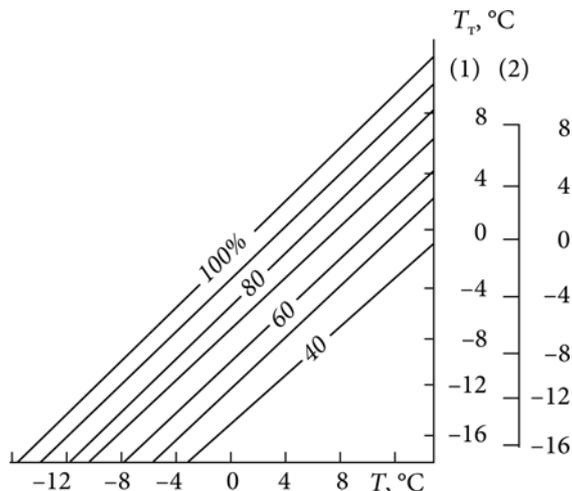


Рис. 9.5. График для определения T_T , используемый в Средней Азии.

Шкала (1) — для ветра 0—2 м/с, шкала (2) — для ветра 3—5 м/с

Еще один нестандартный метод определения температуры туманообразования используется на АМСГ аэропорта "Нукус", о котором рассказала синоптик АМСГ Л. И. Анцибарова. Там для определения T_T используется график (рис. 9.6), осями которого являются значения температуры и температуры точки росы. Определение T_T по этому графику дополнительных пояснений не требует.

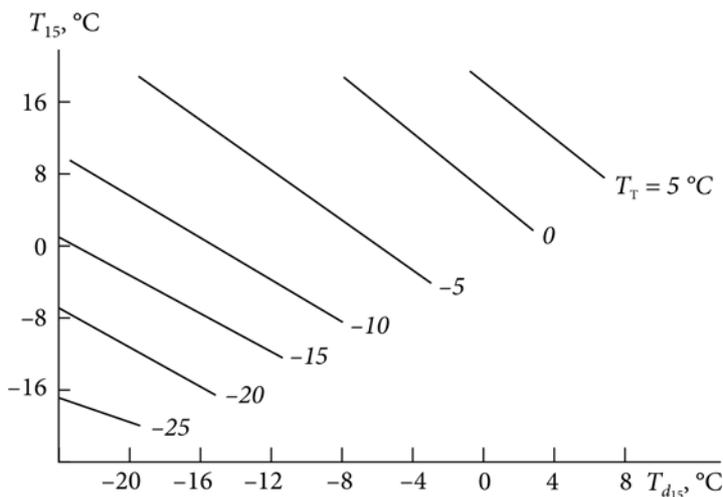


Рис. 9.6. График для определения T_T , используемый на АМСГ "Нукус"

Оперативные методы прогноза радиационных туманов

Эти методы иногда еще называют графическими. С помощью графических методов прогноза тумана можно определить время его образования и рассеяния. Наиболее удобный для пользования график предложен Н. В. Петренко, представленный на рис. 9.7. На этом рисунке по горизонтальной оси откладывается время, а по вертикальной оси — температура воздуха T , температура точки росы T_d и температура туманообразования T_T .

На график последовательно наносятся необходимые значения различных температур и соединяются отрезками прямых линий. Затем каждая линия продлевается вперед по времени на несколько часов. Точка пересечения линии T и T_d соответствует времени образования дымки, а точка пересечения линии T с линией T_T — времени образования тумана. Естественным и обяза-

тельным условием является то, что время образования дымки и тумана должно по графику получаться не позднее момента восхода Солнца.

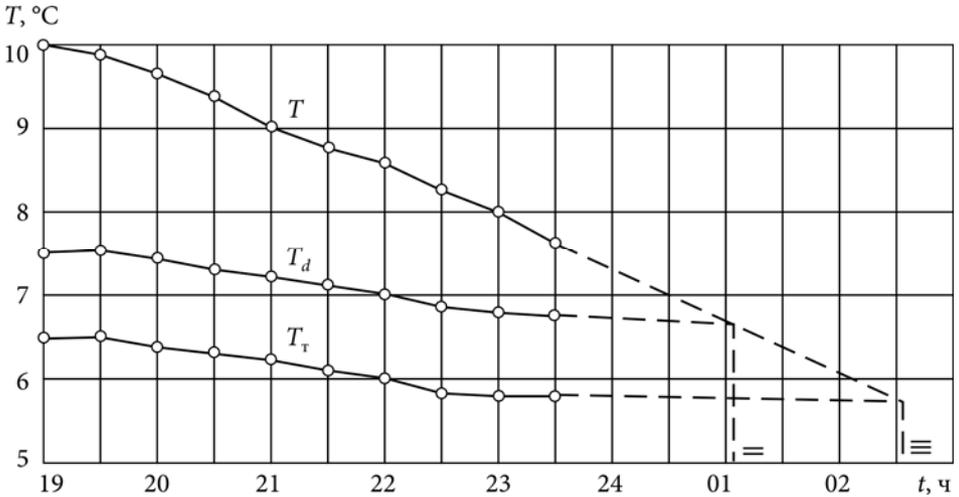


Рис. 9.7. Графический способ определения времени образования тумана

Радиационные туманы практически всегда рассеиваются после восхода Солнца. Время рассеяния тумана обусловлено тем промежутком времени, в течение которого температура прогревающегося от земной поверхности воздуха достигает температуры точки росы при заходе Солнца. Эта задача решается графически. Пример определения времени рассеяния тумана приведен на рис. 9.8.

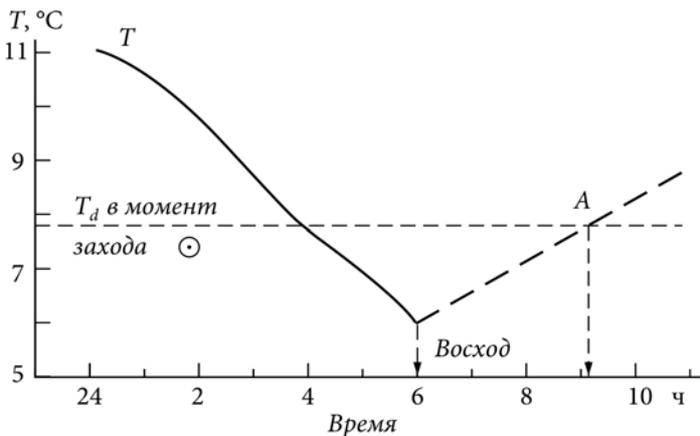


Рис. 9.8. Графический метод прогноза времени рассеяния тумана

Согласно данным рис. 9.8, рассеяние тумана произойдет в момент, определяемый точкой A . Ход температуры после восхода Солнца экстраполируется по данным непосредственных наблюдений.

При прогнозе времени рассеяния тумана, естественно, учитывается общая синоптическая обстановка, принимается во внимание время года и местные особенности расположения аэродрома. Летом радиационный туман рассеивается, как правило, через 1—2 часа после восхода Солнца при безоблачной погоде и через 2—3 часа при наличии облачности. Осенью продолжительность туманов больше, чем летом, зимой (в антициклонах) при наличии мощного слоя инверсии туман может сохраняться в течение суток и более.

Усиление ветра, появление облачности, адвекция температуры и выпадение осадков могут привести к разрушению тумана в любое время суток.

Температуру рассеяния тумана T_p можно определить по графику, приведенному на рис. 9.9. Значение T_p находится по температуре туманообразования.

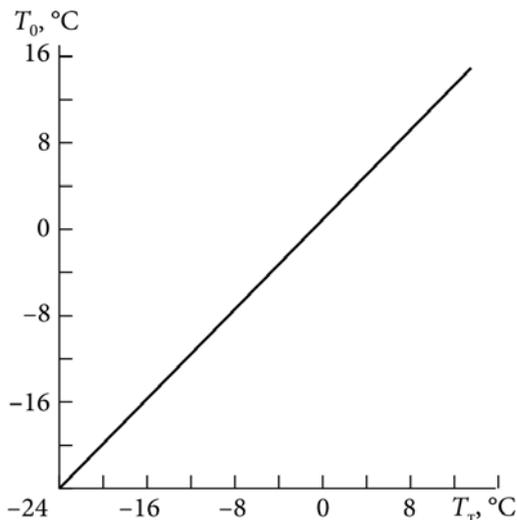


Рис. 9.9. График для определения T_p по значению T_T

Определив по рис. 9.9 температуру рассеяния тумана, следует воспользоваться графиком, аналогичным тому, который представлен на рис. 9.8. Разница будет только в том, что горизонтальная изотерма будет проведена не на уровне температуры точки росы в момент захода Солнца, а на уровне температуры рассеяния тумана, определенной по графику, приведенному на рис. 9.9.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Графические методы прогноза тумана хороши тем, что они достаточно просты, оперативны, и синоптик, являющийся старшим дежурной смены, может всегда приказать (лучше попросить) своих наблюдателей вне сроков наблюдений лишний раз замерить температуру и точку росы. Таким образом получается "оперативное отслеживание" изменений этих температур и, как следствие, — оперативное уточнение времени образования и рассеяния туманов.

Еще один оперативный метод определения времени рассеяния тумана получил достаточно широкое распространение. Об этом методе автору рассказала синоптик АМСГ аэропорта "Магадан-13" Л. А. Пономарева. Суть его заключается в следующем. По статистическим данным своего аэродрома устанавливается значение дефицита температуры точки росы, при котором туман рассеивается. Далее оперативным методом по графику прогнозируется время, когда дефицит температуры точки росы, увеличиваясь после восхода Солнца, достигнет значения, при котором туман рассеивается (на аэродроме "Магадан-13" это значение дефицита равно 4°). Пожалуй, пояснять, как это делается графически, излишне.

Метод Р. М. Меджитова

Р. М. Меджитов предложил формулы, по которым можно определить время образования и рассеяния тумана. Эти формулы имеют вид:

$$t_{\text{обр. т}} = t_{\text{з.с.}} + \frac{T_{\text{з.с.}} - T_{\text{т}}}{\Delta T_{\text{зах.}}}, \quad (9.5)$$

$$t_{\text{расс. т}} = t_{\text{в.с.}} + \frac{T_{d_{\text{з.с.}}} - T_{\text{мин}}}{\Delta T_{\text{всх.}}}, \quad (9.6)$$

где: $t_{\text{обр. т}}$, $t_{\text{расс. т}}$ — соответственно время образования и рассеяния тумана; $t_{\text{з.с.}}$, $t_{\text{в.с.}}$ — время захода и восхода Солнца; $T_{\text{з.с.}}$ и $T_{d_{\text{з.с.}}}$ — температура и точка росы в момент захода Солнца; $T_{\text{т}}$ и $T_{\text{мин}}$ — температура туманообразования и минимальная температура; $\Delta T_{\text{зах.}}$ и $\Delta T_{\text{всх.}}$ — ежечасные изменения температуры воздуха соответственно после захода и после восхода Солнца.

В формуле (9.6) вместо $T_{d_{\text{з.с.}}}$ можно использовать температуру рассеяния тумана, полученную по графику, представленному на рис. 9.9.

Значения $\Delta T_{\text{зах.}}$ и $\Delta T_{\text{всх.}}$ приведены в табл. 9.2. Они получены по статистическим данным для средних широт и безоблачной погоды.

Таблица 9.2. Значения ежечасных изменений температуры воздуха после захода или восхода Солнца (°С/ч) в различные месяцы

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\Delta T_{\text{зах.}}$	0,4	0,5	0,8	0,7	1,0	0,7	0,7	0,7	0,7	1,0	0,4	0,5
$\Delta T_{\text{всх.}}$	1,3	1,4	1,1	1,2	1,2	0,9	0,8	0,7	1,2	1,0	0,6	1,3

Естественно, что на величину ΔT , указанную в таблице, после восхода Солнца температура воздуха повышается, а после захода — понижается.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Безусловно, в методе Р. М. Меджитова заложен понятный всем и всеми принятый физический смысл. Суть его заключается в том, что автор метода считает, что туман образуется тогда (в то время), когда температура воздуха, понижаясь, станет равной температуре туманообразования. Это видно из формулы (9.5). Из формулы (9.6) видно, что туман рассеется тогда, когда температура воздуха, повышаясь, станет равна температуре точки росы в момент захода Солнца.

И все бы ничего, но как-то не очень много доверия вызывают ежечасные изменения температуры, указанные в табл. 9.2. Трудно поверить в тот факт, что в средних широтах зимой (в феврале) после восхода Солнца температура воздуха каждый час повышается на 1,4°, а летом (в августе) только на 0,7°. Справедливости ради нужно сказать, что во многих литературных источниках, в которых упоминается метод Р. М. Меджитова, указаны именно эти значения ежечасных изменений температуры.

Аналогичную таблицу целесообразно построить по исходным данным для своего аэродрома.

Успешность прогноза радиационного тумана в значительной мере зависит от качества прогноза облачности, ветра, минимальной температуры воздуха и учета местных физико-географических условий района.

9.3. Прогноз адвективных туманов

Адвективный туман следует ожидать в том случае, когда по прогнозу синоптического положения существуют условия для адвекции теплого и влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность. Эти туманы могут наблюдаться в любое время суток. Адвективные туманы возникают, как правило, зимой или в переходные сезоны года при заметном потеплении.

При прогнозе адвективных туманов следует учитывать перемещение уже имеющихся зон тумана, адвективные изменения температуры и точки росы в приземном слое, возможность снижения облаков до поверхности земли, а

также охлаждение воздуха в процессе ночного радиационного выхолаживания.

Общими условиями возникновения адвективных туманов являются:

- дефицит температуры точки росы у земли должен быть небольшим (при $D_0 > 3$ °C туманы, как правило, не возникают);
- скорость ветра у земли должна быть меньше 8 м/с (при большей скорости ветра происходит разрушение приземной инверсии и, как правило, разрушение тумана).

Для прогноза адвективных туманов можно воспользоваться несколькими методами. Основные из них описаны далее.

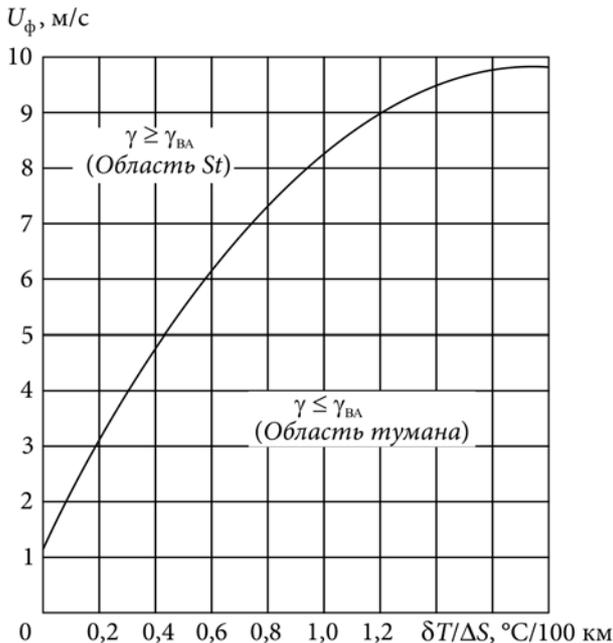


Рис. 9.10. График для прогноза адвективного тумана (по И. В. Кошеленко)

И. В. Кошеленко для прогноза адвективного тумана предложил график, представленный на рис. 9.10. По вертикальной оси на графике откладывается прогностическое значение скорости ветра на высоте флюгера, а по горизонтальной оси — горизонтальный градиент температуры, который определяется по картам погоды. Расстояние, а следовательно, и температуру воздуха с карт погоды необходимо определять в направлении, откуда переместится воздух

в пункт прогноза. С помощью этого графика можно прогнозировать адвективный туман с заблаговременностью до 9 часов.

Если точка, соответствующая исходным данным, окажется ниже кривой на графике, то в прогнозе погоды следует указывать туман, а если выше — туман не прогнозируется.

На рис. 9.11 представлен *комплексный график Н. В. Петренко для прогноза адвективного тумана*, который учитывает горизонтальный градиент температуры, дефицит точки росы в начале траектории и прогностическое значение скорости ветра у земли. Если обе точки на графиках *a* и *б*, построенные по исходным данным, попадут в область тумана, то в прогнозе следует указывать туман. Метод можно успешно использовать на практике при заблаговременности прогноза до 9 часов.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Хочется, уважаемый читатель, обратить ваше внимание на два последних рисунка (рис. 9.10 и 9.11). Присмотритесь к ним повнимательнее. Если посмотрели, то очевидно, увидели, что "нижняя половина" рис. 9.11 является точной копией рис. 9.10, только перевернутого "вверх ногами". Так иногда бывает, но автором метода, представленного на рис. 9.10, является И. В. Кошеленко, а автором другого метода — Н. В. Петренко. Не будем говорить о приоритете, кто из них был первый, но, пожалуй, в своих работах друг на друга надо было бы ссылаться.

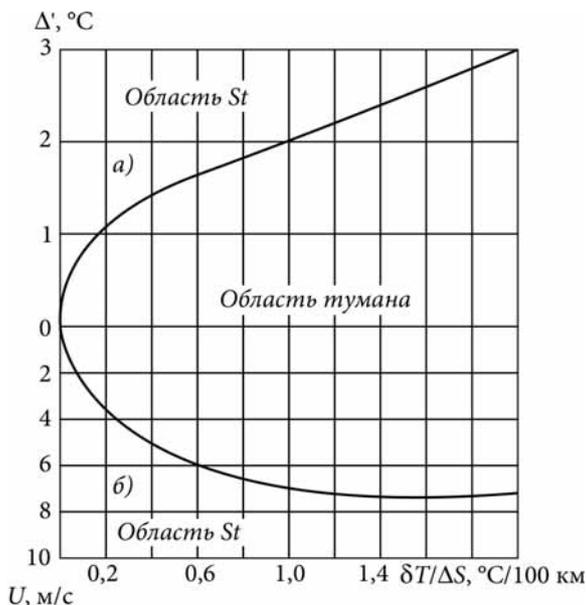


Рис. 9.11. Комплексный график для прогноза тумана (по Н. В. Петренко)

А. А. Шадрин предложил график, который позволяет определить возможность возникновения тумана по адвективным изменениям температуры точки росы у земли или на уровне 850 гПа. Если точка пересечения температур T и T'_d у земной поверхности окажется ниже сплошной линии или ниже пунктирной линии для данных на уровне 850 гПа (рис. 9.12), то в прогнозе следует указывать туман. Этот метод дает хорошие результаты при сроке прогноза до 9 часов.

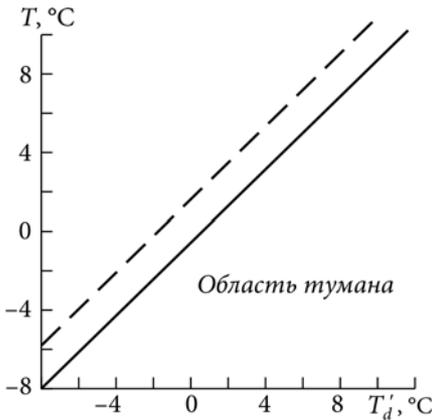


Рис. 9.12. График для прогноза тумана по методу А. А. Шадринной

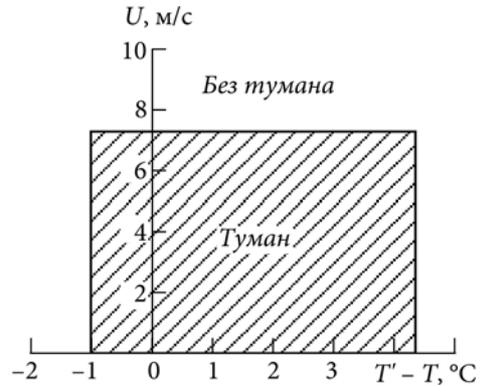


Рис. 9.13. График для прогноза адвективного тумана

Возможность возникновения тумана можно определить также по графику, представленному на рис. 9.13. Если по значениям ожидаемой скорости ветра у земли в пункте прогноза и фактической разности температур $T' - T$ в начале и конце траектории точка попадет в область тумана на графике, то в прогнозе следует указывать туман. Этот метод также дает хорошие результаты при сроке прогноза до 9 часов.

Несколько "особняком" стоят методы прогноза адвективных туманов в прибрежных районах. Таких методов также несколько, и каждый из них используется в каком-либо приморском регионе от Балтики и Кавказа до Заполярья и Приморья. Рассмотрим основные из этих методов.

В прибрежных районах, примерно в 100-километровой зоне, для прогноза тумана при вторжении теплого воздуха на холодную подстилающую поверхность можно пользоваться графиком, предложенным Л. А. Ключниковой (рис. 9.14). При известных температуре воздуха в пункте прогноза T и температуре воды T_b по этому графику определяется не только возможность возникновения тумана, но и его интенсивность.

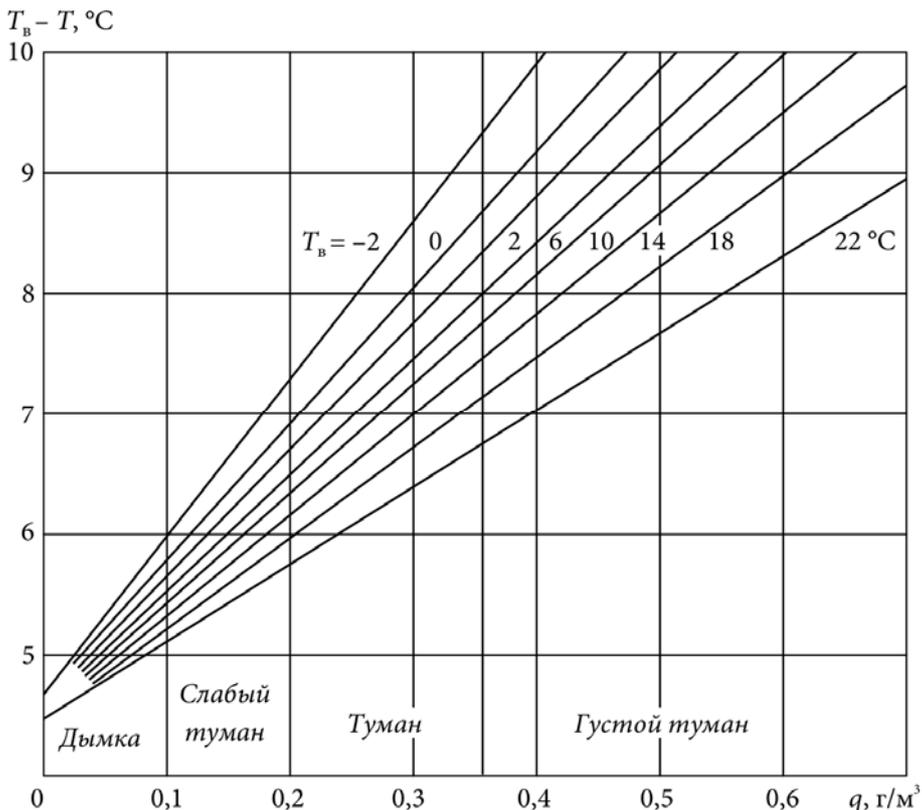


Рис. 9.14. График для прогноза тумана по методу Л. А. Ключниковой

Известно, что в слабом тумане видимость меняется от 1000 до 500 м, в умеренном — от 500 до 200 м и в сильном — от 200 до 50 м. Поэтому границы тумана определенной интенсивности соответствуют конкретным значениям видимости. Если на этом графике (см. рис. 9.14) вместо линий, разделяющих туманы разной интенсивности, провести линии, соответствующие различным значениям видимости (по существующим минимумам погоды), то данный график можно использовать более эффективно.

Это положение справедливо и для всех других методов, которые позволяют определить интенсивность тумана.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Как понятно из методики, для прогноза тумана необходимо иметь информацию о температуре воды. Если аэродром находится на расстоянии 80—100 км от водоема (или хотя бы даже 1 км), то, образно говоря, "не набегаешься" каждый час измерять температуру воды. Правда, этого делать и не нужно. Температура воды — более консервативная характеристика, чем температура воздуха, по-

этому данные о температуре воды достаточно обновлять два раза в сутки: утром и вечером. Это делается всегда, но и в этом случае нужна связь АМСГ с гидрометобсерваторией, расположенной на берегу водоема, а "утренние и вечерние забеги" наблюдателей до воды и обратно.

В прибрежной зоне южных районов страны для прогноза адвективных туманов довольно часто используется *метод Напетваридзе* (рис. 9.15).

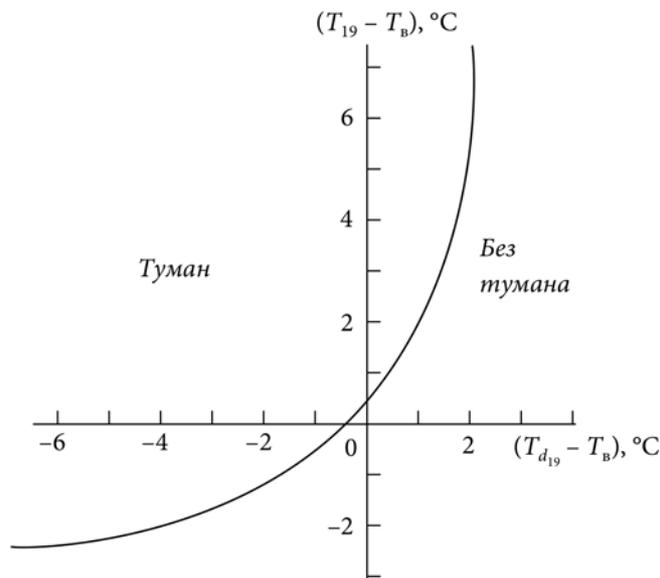


Рис. 9.15. График для прогноза адвективных туманов по методу Напетваридзе

Здесь на графике по вертикальной оси откладывается разность температуры воздуха в 19 часов (T_{19}) и температуры воды ($T_{в}$), а по горизонтальной оси — разность температуры точки росы и температуры воды за тот же срок ($T_{d_{19}} - T_{в}$). Вся площадь графика разделена одной линией на зону с туманами и зону без тумана. Такие графики целесообразно строить по данным своего аэродрома.

В *Красноводске* для прогноза тумана используется график, представленный на рис. 9.16. Исходными данными здесь являются разность температур воздуха и воды ($T - T_{в}$) и относительная влажность воздуха в начале траектории (R').

На графике проведены три линии, соответствующие разным значениям температуры воздуха, которые отделяют зону с туманом от зоны без тумана.

Для прогноза адвективного тумана на *Чукотке* используется график, предложенный на рис. 9.17. О нем автору рассказала инженер-синоптик АМСГ

"Шахтерск" И. А. Цой. Осями этого графика являются по горизонтали — разность температур воздуха и воды ($T_c - T_b$), а по вертикали — величина фактического дефицита температуры точки росы ($D = T - T_d$).

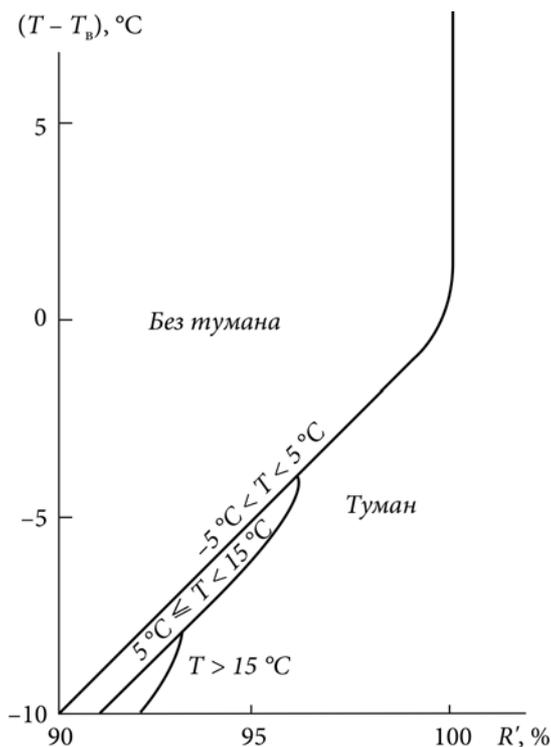


Рис. 9.16. График для прогноза адвективных туманов, используемый в Краснодарске

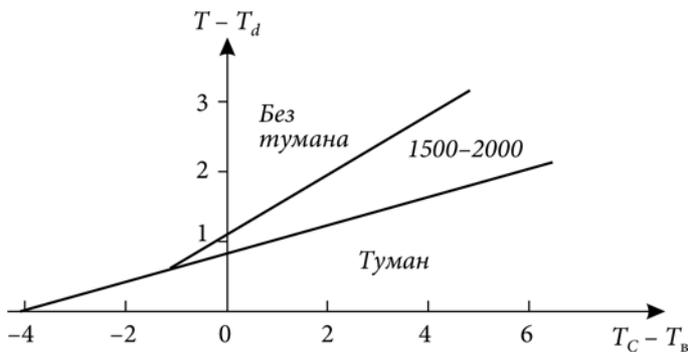


Рис. 9.17. График для прогноза адвективных туманов, используемый в Шахтерске (Чукотка)

Такие графики позволяют прогнозировать возможность возникновения тумана на срок до 3 часов и строятся по своему ряду наблюдений для различных направлений ветра.

Несколько *нестандартный способ* прогноза адвективного тумана используется в *Ставропольском крае*. Здесь на кольцевой карте погоды за последний срок выделяют зону, в которой дефицит температуры точки росы равен или меньше $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (проводят изолинию $D=1\text{ }^{\circ}\text{C}$). Затем по данным двух кольцевых карт погоды (за последний и предыдущий сроки) определяют область, в которой температура точки росы увеличилась на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и более (проводят изолинию $\Delta T_d=1\text{ }^{\circ}\text{C}$). Зона "перекрытия", где одновременно выполняются оба условия ($D\leq 1\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\Delta T_d\geq 1\text{ }^{\circ}\text{C}$), смещается по потоку на 3—9 часов, и в этом районе в прогнозах указывается туман.

При прогнозе тумана в приморских районах важно учитывать наличие теплых или холодных морских течений, их температуру и температуру перемещающегося над ними воздуха. Только в этом случае прогноз адвективного тумана будет достаточно успешным.

Для *определения времени рассеяния адвективных туманов* необходимо знать следующее:

- адвективные туманы рассеиваются после прекращения адвекции тепла (поворота ветра);
- адвективные туманы рассеиваются при радиационном нагреве тумана после восхода Солнца (обычный рост температуры);
- адвективные туманы рассеиваются при радиационном охлаждении тумана (традиционное понижение температуры верхней границы тумана за счет радиационного выхолаживания, и как следствие — разрушение инверсии и рассеяние тумана). Однако при этом нужен хороший прогноз облачности на ночь;
- усиление приземного ветра до 8 м/с и более, что приводит к рассеянию тумана через 1—6 часов;
- рассеяние адвективных туманов происходит при уменьшении температуры точки росы за счет конденсации и сублимации водяного пара на поверхности почвы или снега (выпадение росы);
- рассеяние адвективных туманов происходит при выпадении осадков.

Рассеяние адвективного тумана может происходить в любое время суток, однако чаще всего это происходит через 3—5 часов после восхода Солнца. Иногда осенью туманы рассеиваются во второй половине дня, а зимой даже ночью.

9.4. Прогноз туманов испарения и фронтальных туманов

Над водной поверхностью, температура которой значительно выше температуры окружающего воздуха ($T_{\text{в}} - T \geq 10 \text{ }^\circ\text{C}$), при относительной влажности воздуха $R \geq 70\%$ возникают *туманы испарения*.

Туманы испарения образуются обычно над открытым морем в тылу циклонов за холодными фронтами, но они могут возникнуть и в глубине континентов над влажной почвой или заболоченными районами. Наиболее известный в России район, где зимой часто возникают туманы испарения, — северное побережье Кольского полуострова. Незамерзающий Кольский залив и традиционное Заполярье создают очень благоприятные условия для возникновения туманов испарения.

Для прогноза туманов испарения можно воспользоваться графиком, предложенным на рис. 9.18. Здесь по горизонтальной оси откладывается температура воздуха, движущегося с суши на море, а по вертикальной оси — относительная влажность этого воздуха. Если точка, соответствующая параметрам воздушной массы, попадает в область I, то тумана ожидать не следует, а если в области II или III, то следует ожидать умеренный или густой туман соответственно.

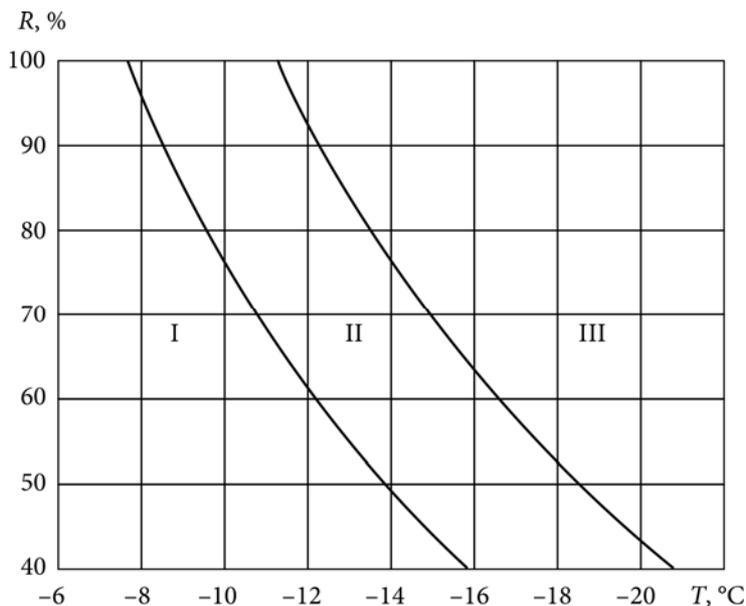


Рис. 9.18. График для прогноза туманов испарения

Физически этот процесс объясняется очень просто. Более холодный воздух с поверхности суши, над водной, сравнительно теплой поверхностью, быстро достигает насыщения. Такие процессы наблюдаются не только зимой над арктическими морями, но и, особенно осенью, над реками и озерами суши.

Представляет интерес также прогноз *фронтальных туманов*. Как правило, фронтальные туманы образуются перед медленно смещающимися теплыми фронтами или за малоподвижными холодными фронтами в холодную половину года. Основной причиной образования этих туманов является испарение капель дождя или мороси, которое будет тем сильнее, чем больше разность температур на верхней границе фронтальной инверсии и у земной поверхности ($T_{\text{инв}} - T$).

Физический смысл возникновения фронтальных туманов заключается в следующем. Капли осадков (дождя или мороси) выпадают из более теплого воздуха и попадают на землю в тот район, где еще находится холодный воздух. Здесь они быстро испаряются, воздух достигает насыщения, и возникает фронтальный туман. Обычно эти туманы возникают в тех случаях, когда наклон фронтальной поверхности не превышает $1/300$, и на стационарных фронтах туманы чаще возникают ночью.

При прогнозе фронтальных туманов синоптическим методом необходимо помнить, что для возникновения тумана нужно, чтобы одновременно выполнялись следующие условия:

- температура на верхней границе фронтальной инверсии должна быть больше 0°C ;
- разность температур на верхней границе инверсии и у земли должна быть больше или равна 3°C ;
- дефицит температуры точки росы в холодном воздухе у земли вне зоны осадков не должен превышать 2°C ;
- скорость ветра у земли в холодном воздухе не должна быть больше 6 м/с .

Для прогноза фронтального тумана можно также воспользоваться графиком, представленным на рис. 9.19. По горизонтальной оси графика откладывается или относительная влажность R в пункте прогноза, или дефицит температуры точки росы ($T - T_d$), а по вертикальной оси — разность температур ($T_{\text{инв}} - T$). В тех случаях, когда точка, соответствующая исходным данным, попадает в область тумана, в прогнозе следует указывать туман.

Время образования и рассеяния тумана можно определить по скорости смещения атмосферного фронта и, следовательно, по скорости смещения фронтального тумана. Если же фронтальный туман образуется вновь, то происходит это обычно через $0,5$ — $1,0$ час после прохождения фронта.

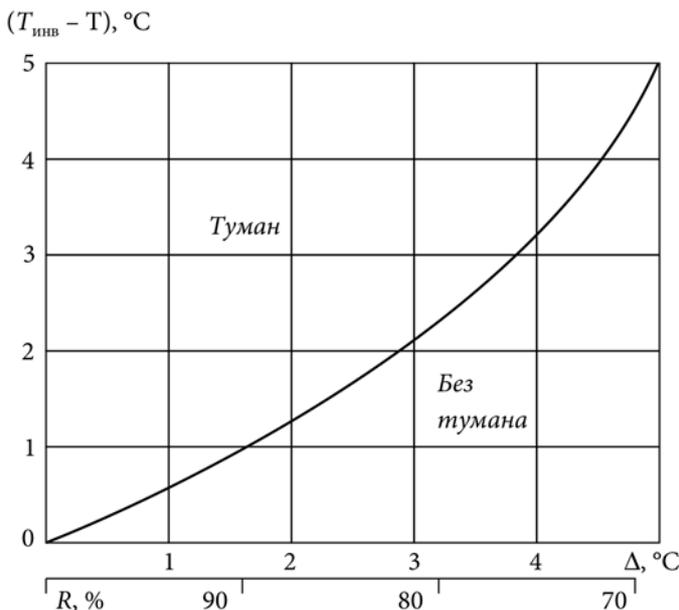


Рис. 9.19. График для прогноза фронтального тумана

В научной литературе предлагается для прогноза фронтальных туманов использовать дискриминантную функцию, которая имеет вид:

$$L = T_{\text{инв}} - T_0 - (7,78 \cdot 10^{-2} D_{0, \text{хол}}^2 + 0,67 D_{0, \text{хол}}), \quad (9.7)$$

где $D_{0, \text{хол}}$ — дефицит температуры точки росы в холодном воздухе.

Если при расчетах получается, что $L \geq 0$, то в прогнозе следует указывать туман. Если же $L < 0$, то тумана ожидать не следует. Все верно, но, справедливости ради, нужно отметить, что до тех пор, пока прогностические станции не будут полностью укомплектованы вычислительной техникой, пока синоптики этих станций в большинстве своем не станут хорошими пользователями персональных ЭВМ, очень трудно рассчитывать на то, что дискриминантные функции найдут практическое применение.

Дополнительно для оценки времени рассеяния фронтальных туманов необходимо учитывать изменение синоптической обстановки, характера адвекции, турбулентного обмена и, обязательно, местные признаки возникновения туманов.

9.5. Прогноз туманов при отрицательной температуре воздуха

При низких температурах воздуха ($-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже) на аэродромах и в населенных пунктах могут образовываться туманы, которые обычно называют *морозными* или *ледяными*. Эти туманы возникают за счет смешения холодного атмосферного воздуха с теплым и влажным воздухом выхлопных и топочных газов. При определенных условиях смешения воздух может достичь состояния насыщения, что вызывает конденсацию или сублимацию водяного пара.

Этот вид тумана следует ожидать в населенных пунктах при развитии антициклона или отрога, в котором создаются условия для застоя и сильного выхолаживания воздуха.

При слабом ветре и наличии инверсии в приземном слое продукты сгорания топлива не рассеиваются по большой площади. Если относительная влажность в окружающем воздухе выше некоторого критического для данной температуры значения, то возникает пересыщение воздуха по отношению к льду, зародышевые капли воды замерзают и быстро растут, что и приводит к образованию ледяного тумана.

Критическая температура насыщения воздуха $T_{\text{кр}}$ при давлении у земной поверхности 1000 гПа определяется следующими значениями относительной влажности R (по отношению к воде) — табл. 9.3.

Таблица 9.3. Значения относительной влажности при критической температуре насыщения воздуха

$R, \%$	100	90	60	0
$T_{\text{кр}}, ^{\circ}\text{C}$	-29	-33	-36	-39

При температуре ниже $-39\text{ }^{\circ}\text{C}$ зародышевые капли воды замерзают независимо от влажности воздуха и продолжают расти за счет влаги атмосферного воздуха или влаги продуктов сгорания топлива. Поэтому при температуре ниже $-39\text{ }^{\circ}\text{C}$ наблюдается только ледяной туман.

Если температура окружающего воздуха выше критической, то капельки воды не замерзают и в связи с недосыщением относительно воды испаряются. Это приводит к испарению капель без образования тумана.

Для прогноза возможности возникновения ледяного тумана по температуре и точке росы можно воспользоваться графиком, предложенным на рис. 9.20.

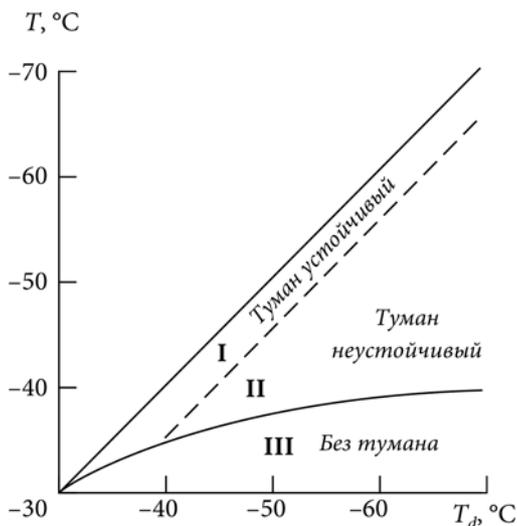


Рис. 9.20. График для прогноза ледяного тумана (по А. В. Садовникову)

Вся площадь графика разделена на три области: I — область устойчивого ледяного тумана; II — область неустойчивого тумана, в которой туман образуется только при сгорании топлива, если при этом воздух достигает насыщения по отношению ко льду; и III — область без тумана.

На каждом аэродроме местные условия таковы, что при отрицательных температурах воздуха туман образуется при относительной влажности менее 100%, причем, чем ниже температура, тем при меньших значениях относительной влажности может возникнуть туман. Поэтому целесообразно, используя ряд наблюдений на аэродроме, построить график зависимости относительной влажности от температуры воздуха при возникновении тумана. Такой график представлен на рис. 9.21. Он может использоваться в оперативной практике, причем ценность его увеличивается, если такие графики строить отдельно для разных направлений ветра.

В Якутии для прогноза морозных туманов используется и синоптико-статистический метод. Об этом автору рассказала инженер-синоптик АМСГ "Якутск" Л. Е. Жаркова. Все синоптические ситуации, при которых возникают морозные туманы, отнесены к одной из пяти групп. Для каждой группы в зависимости от фактической (ожидаемой) температуры воздуха по специальному графику можно определить наиболее вероятное значение видимости и, следовательно, спрогнозировать возможность возникновения тумана.

Вопросы, связанные с определением видимости, будут рассмотрены далее.

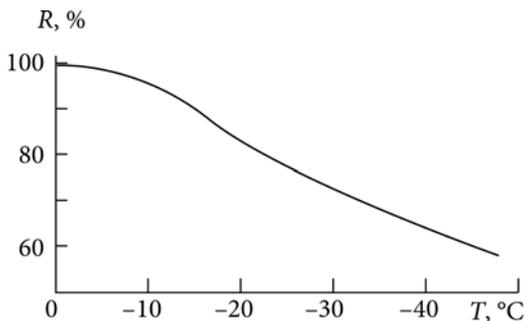


Рис. 9.21. Зависимость относительной влажности R от температуры воздуха при возникновении тумана

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Количество водяного пара, поступающего в атмосферу, зависит от количества и вида сжигаемого топлива. Так, при сжигании (сгорании) 1 кг природного газа (метана) в атмосферу поступает 2160 г водяного пара, бензина — 1305 г, дров — 632 г, бурого угля — 458 г, кокса — 60 г. При очень низких температурах для образования тумана требуется поступление в атмосферу сравнительно небольшого количества водяного пара. При таких ситуациях туман может возникнуть на ВПП после взлета или посадки самолета, а также при работе на аэродроме автомобильного транспорта. Иногда можно видеть редкую картину: по ВПП идет машина и чистит полосу, а за ней тянется шлейф тумана.

В некоторых районах Якутии прогнозируют только температуру воздуха, но синоптики твердо знают, что если температура опустится ниже определенного (для каждого аэродрома своего) значения, то туман обязательно будет.

ГЛАВА 10



Прогноз гроз

10.1. Основные потребители прогноза гроз

Гроза, пожалуй, является не просто опасным, а самым опасным явлением погоды. Нет ни одной отрасли народного хозяйства, которую не интересовала бы возможность возникновения грозы. Такое "почтительное" отношение к грозам обусловлено тем, что с грозами связаны сильные электрические разряды, интенсивные ливневые осадки, град, шквалистое усиление ветра, смерчи и прочие "неприятности".

Действительно, для *сельского хозяйства* гроза представляет большую опасность. Ведь практически все сельскохозяйственные работы ведутся под открытым небом. Поэтому молния в состоянии поджечь уже созревший урожай, сильный ливень — прибить колосья к земле и на несколько дней вывести из строя дороги, град — погубить весь урожай полей и садов, а шквал — разметать уже собранное сено, да и не только сено — сильный шквал в состоянии разрушить любые сельскохозяйственные постройки.

Для *энергетики* грозы также представляют большую опасность. Не говоря уже о том, что на всех линиях электропередач существует грозозащита (самый верхний провод, протянутый между всеми опорами), молния может вывести из строя электрические подстанции, сильный ветер повалить опоры ЛЭП и т. д.

Такие же "неприятности, как энергетика, испытывает от гроз и *связь*. Это повреждение воздушных линий связи, которых в России пока великое множество, повреждение радиорелейных станций, повреждение высоких антенн и другого сложного "хозяйства" связистов.

Грозы оказывают негативное влияние и на все виды *транспорта*. Пожалуй, меньше всего от гроз зависит *автотранспорт*, хотя известны случаи, когда из-за очень плохой видимости автотранспорт должен был останавливаться, а шквалы и смерчи переносили автомобили с автострады на лесные поляны.

Железнодорожный транспорт идет по рельсам, локомотивы и вагоны тяжелые, и вроде бы этот вид транспорта не должен быть сильно подвержен влиянию гроз. Все это так, но обрыв контактных проводов, сваленные на рельсы деревья и иногда почти нулевая видимость из кабины электровоза либо совсем приостанавливает движение, либо значительно уменьшает его скорость.

По сравнению с железнодорожным транспортом в еще более худшем положении находится *морской и речной транспорт*. Эти "железные корабли" просто созданы для того, чтобы притягивать к себе молнию на открытой воде, а ветер, волнение и ливень испытывают на прочность не только судно, но и весь экипаж во главе с его капитаном. Уже не приходится говорить о работе в порту порталных и мостовых кранов и других портовых сооружений.

И все это "цветочки" по сравнению с влиянием гроз на *воздушный транспорт, на авиацию*. Помимо мощных электрических разрядов, которые возможны в облаке, на воздушное судно (ВС) оказывают влияние сильные вертикальные токи, наблюдающиеся в облаке и вокруг него, интенсивная турбулентность, вызывающая болтанку ВС, сильное обледенение, град, удары которого об обшивку самолета могут привести к разгерметизации кабины. И это, не говоря о нарушении связи, искажении показаний навигационных приборов и электризации ВС. Полет в зоне грозовой деятельности настолько опасен, что все руководящие документы, регламентирующие деятельность гражданской и военной авиации, запрещают преднамеренно заходить в кучево-дождевые облака.

Много бед приносит гроза и работникам *коммунального хозяйства*. Это сорванные крыши домов, разбитые окна, поваленные деревья, остановки в работе городского транспорта, разбитые витрины магазинов и поваленные рекламные щиты, а также временное отключение электроэнергии и проверка "на прочность" городской ливневой канализации.

Лесное хозяйство также значительно страдает от гроз. Это и гибель деревьев от так называемого ветровала, и гибель всего живого в лесу и самого леса от лесных пожаров. Интересная цифра: в России ежегодно вырубается для различных нужд миллион гектаров леса, а еще один миллион гибнет из-за пожаров. Естественно, далеко не все лесные пожары возникают из-за гроз, но их вклад в уничтожение леса не стоит преуменьшать.

Пожалуй, и *строители* несут определенные потери от гроз. При этом страдают не только сами недостроенные объекты, но и строители, которым запрещено работать на башенных кранах в грозу, при сильном ветре и т. д.

Даже из такого небольшого перечня видно, что гроза опасна практически для всех. Ее нужно уметь прогнозировать, и, самое главное, руководители, получившие прогноз, должны уметь принимать по этому прогнозу оптимальное

решение. Давайте пока оставим в покое руководителей и займемся нашей непосредственной работой — будем учиться прогнозировать грозу.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

- Гроза — одно из самых опасных, если не самое опасное явление погоды.
- На земном шаре наблюдается 44 000 гроз в сутки или 1800 гроз в час, а каждую минуту сверкает 100 молний.
- Энергия всех гроз составляет одну тысячную часть той энергии, которая поступает на Землю от Солнца. Со времен М. В. Ломоносова ведутся опыты по обузданию этой энергии, но пока, к сожалению, безуспешно.
- Энергия грозового облака размером (10 × 10) км и высотой (толщиной) 5 км примерно равна энергии атомной бомбы, сброшенной на Хиросиму или Нагасаки.
- Восходящие потоки в грозовом облаке могут иметь скорость до 50—60 м/с, а нисходящие 30—35 м/с. Это соответственно около 200 и около 100 км/ч.
- Перед грозовым облаком у земли могут наблюдаться шквалы со скоростью ветра больше 60 м/с, а это больше 230 км/ч.
- Гром не опасен для человека, но мы так устроены, что не успеваем среагировать на молнию и быстро пригибаемся, услышав гром. Те, кто был в боях, говорят, что пуля, которая просвистела, "не твоя". "Своей пули" солдат не услышит.
- Если время (в секундах), через которое после молнии загремит гром, разделить на 3, то получится расстояние в километрах, на котором от вас сверкнула молния.
- В сильном ливне видимость может уменьшиться до нескольких десятков метров. Известны случаи, когда из-за плохой видимости в дожде приостанавливал работу весь наземный транспорт.
- Общая сила удара капель ливня о верхнюю поверхность самолета Ту-154 составляет... 2,5 тонны!
- С грозой связан и очень опасен град, размеры которого могут быть достаточно большими. На территории России самый крупный град наблюдался в Ростовской области. Здесь зафиксирован вес отдельных градин в 1800 г. Представьте себе, что на вас с высоты 5 км падает двухлитровая банка с водой! Это то же самое. Самый крупный град наблюдался в Индии. Там вес отдельных градин достигал 2200 г. Попав под такой град, не выдержал и через три дня умер слон. Слоника, конечно, жалко, но представьте себе, что осталось от посевов, садов, зданий, самолетов и автомашин, которые стали жертвами этого стихийного бедствия.

10.2. Условия образования и классификация гроз

В зависимости от условий образования различают *внутримассовые* и *фронтальные* грозы. Принципиальной разницы в строении внутримассовых и

фронтальных облаков нет, они одинаково проходят три стадии: развивающееся облако (от кучевого облака хорошей погоды в мощное кучево-дождевое лысое: $Cu\ hum \rightarrow Cu\ cong \rightarrow Cb\ calv$), стадия максимального развития (из кучево-дождевого лысого в кучево-дождевое волосатое с грозowymi явлениями: $Cb\ calv \rightarrow Cb\ cap$) и, наконец, стадия разрушения облака.

Нередко гроззовая облачность имеет многоячейковую структуру с большой продолжительностью гроззовой активности. На рис. 10.1 дано схематическое изображение многоячейкового кучево-дождевого облака. В начальный момент времени t_0 оно состоит из четырех ячеек, находящихся в разных стадиях развития. Жирными стрелками на рис. 10.1 показана траектория облачного объема в растущей ячейке. На вертикальных плоскостях приведены вертикальное сечение радиоэхо в начальный момент времени и профили ветра.

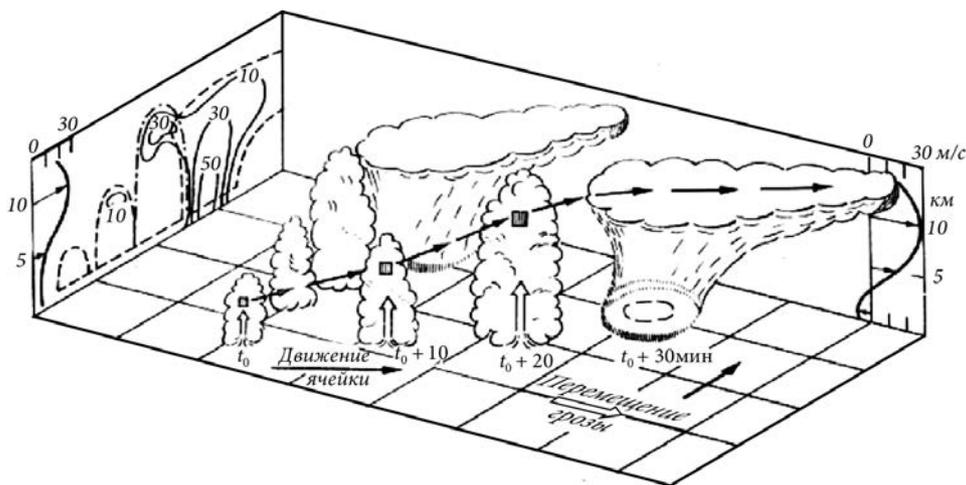


Рис. 10.1. Схематическое изображение многоячейкового кучево-дождевого облака и развитие самой молодой (южной) ячейки (по Р. Р. Роджерсу)

К внутримассовым грозам относятся конвективные (тепловые или местные), адвективные и орографические грозы.

Конвективные грозы возникают при сильном прогреве земной поверхности и влажной воздушной массы в нижнем слое атмосферы. Выше располагается относительно холодная воздушная масса. Возникновение конвективных гроз чаще всего отмечается летом в послеполуденные часы в размытом барическом поле, на периферии заполняющихся циклонов и в седловинах.

Адвективные грозы отмечаются летом в быстро перемещающейся относительно холодной, но влажной воздушной массе над теплой подстилающей поверхностью, например, в передней части гребня в холодной воздушной

массе за холодным фронтом. Адвективные грозы наблюдаются и над побережьем в дневное время, и над прибрежными водами морей ночью.

Орографические грозы образуются при вынужденном подъеме неустойчивой воздушной массы вдоль наветренных склонов горных препятствий.

Фронтальные грозы обычно связаны с холодными фронтами и фронтами окклюзии по типу холодного фронта. Возникают они преимущественно в летнее время, хотя могут наблюдаться и в любые другие сезоны. Считается, что суточного хода фронтальные грозы не имеют: когда подошел фронт "с грозой", тогда гроза и будет. Однако на холодных фронтах фронтальные грозы чаще бывают во второй половине дня, и в это время суток они наиболее интенсивны, а на теплых фронтах грозы преимущественно наблюдаются ночью. Это объясняется тем, что в слоисто-дождевых облаках могут развиваться интенсивные вертикальные движения за счет образования неустойчивой стратификации при понижении температуры верхней части облаков.

Действительно, если в реальных условиях вертикальный градиент температуры несколько меньше влажно-адиабатического ($\gamma < \gamma_{ва}$), то в атмосфере нет условий для развития конвекции, и сильные вертикальные токи в облаке не возникнут. Если же ночью, после того как солнце перестанет освещать верхнюю границу облаков, температура верхней части облачности понизится за счет обычного излучения, то этот процесс приведет к увеличению вертикального градиента температуры в облаке. Этот градиент может даже стать больше влажно-адиабатического ($\gamma > \gamma_{ва}$), и тогда в атмосфере создаются условия для развития *ночью* конвекции, возникновения кучево-дождевой облачности и гроз.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Грозы на теплом фронте всегда очень трудно прогнозировать. Дело совсем не в том, что нет методов прогноза, а в том, что для достаточно сильного охлаждения верхней границы облачности нужно, чтобы выше этой облачности не было облаков верхнего яруса. Так что, кроме прогноза грозы нужно еще успешно "справиться" с прогнозом облачности.

Есть и еще одно обстоятельство — человеческий фактор. Ночью все хотят спать, поэтому качество наблюдений и качество штормовой информации в ночные часы оставляет желать лучшего. Поэтому часть информации о ночных грозах может быть пропущена. Я ни в коей мере не бросаю упрек всем наблюдателям. Наоборот, как правило, это очень порядочные и очень ответственные люди, но все-таки иногда такое случается.

С учетом особенностей развития конвективной облачности разработано много методов прогноза гроз как внутримассовых, так и фронтальных. Далее мы рассмотрим те методы прогноза, которые нашли наиболее широкое применение на практике.

10.3. Оценка готовности атмосферы к развитию конвективных возмущений

Прежде чем приступать к прогнозу гроз, необходимо оценить состояние атмосферы и ее готовность к развитию конвекции. Как уже упоминалось ранее, для развития конвективных возмущений атмосфера должна быть статически неустойчива. Для оценки устойчивости не всегда удобно пользоваться сравнением действительного и адиабатического (влажно-адиабатического) вертикального градиента температуры. Особенно это относится к высотам, расположенным выше уровня конденсации, известно, что влажно-адиабатический градиент не постоянен и меняется с изменением температуры и давления. Поэтому лучше пользоваться *показателем эквивалентно-статической устойчивости*:

$$\Gamma_e = \frac{\theta}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial z}, \quad (10.1)$$

где θ — потенциальная, а θ_e — эквивалентно-потенциальная температура (ЭПТ). Последнюю можно вычислить по приближенной формуле:

$$\theta_e = \theta \exp \frac{2,5q_s}{T_k}, \quad (10.2)$$

где: q_s — массовая доля влаги при насыщении в г/кг; T_k — температура на уровне конденсации. Напомним, что ЭПТ — это такая потенциальная температура, которую примет воздух, если весь содержащийся в нем водяной пар адиабатически сконденсировать, а выделившееся при этом тепло направить на нагревание воздуха.

Массовую долю влаги можно вычислить по формуле:

$$q = \frac{3794,2}{P} \times 10^{\frac{7,63T_d}{242+T_d}}, \quad (10.3)$$

где P — давление в гПа.

Для удобства использования значение показателя эквивалентно-статической устойчивости приводится к безразмерному виду путем деления на климатическое значение вертикального температурного градиента для данного места.

$$\Gamma = \frac{\Gamma_e}{\bar{\gamma}}. \quad (10.4)$$

Если $\Gamma > 0$, атмосфера статически устойчива.

Если $\Gamma = 0$, атмосфера находится в состоянии статического равновесия.

Если $\Gamma < 0$, атмосфера неустойчива.

Эти оценки справедливы в тех случаях, когда воздух достигает состояния насыщения. Такое состояние может быть достигнуто либо за счет введения в воздух дополнительных порций водяного пара, либо за счет понижения его температуры. Именно последнее становится причиной достижения воздухом состояния насыщения. Из физики атмосферы известно, что понижение температуры в данной порции воздуха чаще всего происходит под влиянием восходящих движений. Такие движения наблюдаются в условиях циклонической циркуляции. Следовательно, необходимо определить тип циркуляции в районе, для которого составляется прогноз. Простейший способ определения типа циркуляции — расчет геострофического вихря по полю давления на самой "свежей" карте.

$$\Omega_{\Gamma} = \frac{1}{f\rho} \nabla^2 P. \quad (10.5)$$

Если $\Omega_{\Gamma} > 0$ имеет место циклоническая циркуляция, $\Omega_{\Gamma} < 0$ — антициклоническая циркуляция. Удобно представить показатель циркуляции в безразмерном виде, разделив Ω_{Γ} на некоторое среднее абсолютное значение вихря, характерное для данного района $|\bar{\Omega}_{\Gamma}|$:

$$\Omega = \frac{\Omega_{\Gamma}}{|\bar{\Omega}_{\Gamma}|}. \quad (10.6)$$

Наиболее часто ошибки в определении возможности образования возмущений конвективного характера связаны с тем, что состояние атмосферы непрерывно меняется. Если в некоторый момент времени t_0 атмосфера устойчива (или неустойчива), то в момент времени $t_0 + \Delta t$ она может стать неустойчивой (устойчивой) под влиянием циркуляционных условий или дневного прогрева или ночного выхолаживания приземного слоя. Учет прогрева и охлаждения производится путем введения в схему расчета Γ_b прогностических значений максимальной и минимальной температуры воздуха и точки росы (см. выше). Значительно сложнее учесть изменение циркуляционных условий. При составлении сверхкраткосрочного прогноза, заблаговременность которого менее 12 часов, можно лишь считать, что знак циркуляции в столь короткий период не изменится. Оценку готовности атмосферы к развитию конвективных возмущений удобно производить по следующей формуле:

$$C = \left[(\Gamma - \Omega) \sqrt{(\Gamma^2 + \Omega^2)} \right] \times e^{-\Omega \Gamma}, \quad (10.7)$$

где C — обобщенный показатель возможности развития конвективных возмущений. Если этот показатель меньше 0, то конвективные возмущения воз-

можны, если он равен нулю или имеет небольшое положительное значение, то возможна лишь мелкая конвекция. При $C > 1$ конвекция не развивается.

10.4. Основные методы прогноза гроз

Прогноз гроз методом частицы

Прогноз гроз методом частицы — это, пожалуй, самый простой и самый доступный метод прогноза. По данным температурно-ветрового зондирования за утренний срок синоптик обрабатывает аэрологическую диаграмму, на которой и строит кривую состояния. Как известно, об этом мы вам говорили раньше, кривая состояния показывает, как изолированный объем воздуха (отдельная частица) будет изменять свою температуру при изменении высоты. Если после всех построений на аэрологической диаграмме оказывается, что уровень конвекции выше уровня конденсации на 4,5 км и более, то по району следует ожидать грозы, а для пункта нужно прогнозировать грозу каким-нибудь другим способом.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Во-первых, будем считать, что совершать необходимые построения на аэрологической диаграмме вы умеете.

Во-вторых, этот метод прогноза гроз и называется "методом частицы" потому, что позволяет определить параметры поднимающейся изолированной частицы воздуха, изолированного объема.

В-третьих, разрушенная сеть аэрологических станций сейчас привела, увы, к тому, что от аэродрома до ближайшего пункта зондирования расстояние может быть от 300 до 500 км, а то и больше. Вот и приходится синоптику смотреть на направление воздушных потоков, а потом уже решать, чей радиозонд в этой ситуации больше подходит для определения параметров свободной атмосферы. Это неудобно для всех, однако ничего другого не остается делать.

Прогноз гроз по методу Н. В. Лебедевой

Для прогноза гроз, ливневых осадков и других явлений, связанных с развитием мощной кучевой и кучево-дождевой облачности, Н. В. Лебедева предложила по данным утреннего зондирования атмосферы рассчитывать параметры конвекции, по которым и определяется возможность возникновения тех или иных конвективных явлений. К таким параметрам относятся следующие.

- Суммарный дефицит температуры точки росы на уровнях 850, 700 и 500 гПа ($\sum D$, °C). Этот параметр косвенно учитывает влияние вовлечения и характеризует возможность образования облачности в слое 850—500 гПа. Если $\sum D > 25$ °C, то дальнейшие расчеты не производятся, т. к.

при большой сухости воздуха в нижней половине тропосферы конвекция не приводит к образованию кучево-дождевых облаков. Если же $\sum D \leq 25$ °С, то рассчитывается второй параметр.

- Дефицит температуры точки росы у земли или на верхней границе приземной инверсии на момент максимального развития конвекции (D_0 , °С). Если $D_0 > 20$ °С, то уровень конденсации расположен на высоте более 2,5 км, следовательно, осадки не будут достигать поверхности земли, и дальнейшие расчеты не производятся. При такой высоте уровня конденсации, а следовательно, и высоте нижней границы облаков, капля дождя по пути к земле успеет полностью испариться. Если же уровень конденсации расположен ниже 2 км и для возникновения конвекции существуют благоприятные условия, то в этом случае следует определять все остальные параметры.
- Толщина конвективно-неустойчивого слоя (КНС) — $\Delta H_{\text{КНС}}$, гПа. Каждая частица этого слоя будет участвовать в конвекции до больших высот. Чем больше толщина КНС, тем больше вероятность образования кучево-дождевой облачности, тем больше вероятность развития грозовой деятельности (будем считать, что определять толщину КНС по аэрологической диаграмме вы еще не разучились).
- Уровень конденсации ($H_{\text{конд}}$, км), который указывает среднее положение высоты нижней границы кучево-дождевой облачности. Определение уровня конденсации также производится по аэрологической диаграмме.
- Уровень конвекции ($H_{\text{конв}}$, км), который позволяет определить среднее положение вершин кучево-дождевых облаков. Совершенно очевидно, что чем выше этот уровень, тем более мощными должны быть "грозовые" облака.
- Температура воздуха на уровне конвекции ($T_{\text{конв}}$, °С). Установлено, что чем ниже эта температура, тем более вероятны ливни и грозы.
- Средняя величина отклонения температуры на кривой состояния (T') от температуры на кривой стратификации (T). Это отклонение обозначается ΔT и определяется по формуле:

$$\Delta T = \frac{\sum_{i=1}^n (T' - T)}{n}, \quad (10.8)$$

где: T' и T — температуры на кривой состояния и кривой стратификации соответственно, на уровнях, кратных 100 гПа; n — число целых слоев

толщиной по 100 гПа, начиная от уровня конденсации и до уровня конвекции.

Совершенно очевидно, что чем больше ΔT , тем больше степень неустойчивости воздуха, а следовательно, тем интенсивнее может развиваться конвекция.

- Средняя вертикальная мощность конвективных облаков ($\Delta H_{\text{к.о.}}$, км). Эта величина определяется как разность высот уровня конвекции и уровня конденсации. Чем больше эта величина, тем более вероятно возникновение конвективных явлений и тем больше их интенсивность.

По результатам расчета указанных восьми параметров конвекции в соответствии с табл. 10.1 Н. В. Лебедева предлагает оценивать возможность возникновения конвективных явлений.

Таблица 10.1. Параметры конвекции и соответствующие им конвективные явления (по Н. В. Лебедевой)

ΣD	D_0	$\Delta H_{\text{кнс}}$	$H_{\text{конд}}$	$H_{\text{конв}}$	$T_{\text{конв}}$	ΔT	$\Delta H_{\text{к.о.}}$	Конвективные явления
> 25	> 20	—	—	—	—	—	—	Не ожидаются
≤ 25	≤ 16	> 10	$\sim 1,5$	> 6	< -23	> 4	$\sim 4,5$	Слабый ливневый дождь
≤ 20	≤ 14	> 20	$\sim 1,5$	> 5	От -23 до -10	≥ 3	$> 3,5$	Ливневый дождь без грозы
≤ 20	≤ 14	> 30	$\sim 1,5$	> 8	< -23	≥ 3	$> 6,5$	Ливневый дождь, местами гроза
≤ 16	~ 10	$> 60-100$	От $1,5$ до $1,0$	> 8	< -23	≥ 3	$> 7,5$	Сильный ливневый дождь с грозой
~ 16	~ 10	—	От $1,5$ до $1,0$	> 8	< -23	> 3	$> 7,5$	Град

Оправдываемость прогноза наличия гроз по методу Н. В. Лебедевой составляет 80%, а их отсутствия — 89%.

Метод Н. В. Лебедевой разработан, как и некоторые другие, на основе метода частицы. Далее мы рассмотрим и другие методы, в основе которых также лежит метод частицы.

Прогноз гроз по методу Бейли

Метод Бейли для прогноза гроз используется обычно в сочетании с другими методами. Бейли (США) установлены признаки отсутствия грозы. Если в ка-

ком-либо районе по данным утреннего зондирования выполняется хотя бы один из перечисленных далее пяти признаков, то в этом районе гроза не ожидается:

1. На любом уровне в слое 850—700 гПа дефицит температуры точки росы равен или больше 13° .
2. Сумма дефицитов температуры точки росы на уровнях 700 и 600 гПа больше или равна 28° .
3. Заметная на картах барической топографии адвекция сухого воздуха на уровнях 850 и 700 гПа.
4. Вертикальный градиент температуры в слое 850—500 гПа равен или меньше $0,5^\circ/100$ м.
5. Уровень заморзания ($T = -12^\circ\text{C}$) располагается ниже высоты 3600 м. В этом случае из развивающихся облаков могут выпадать только слабые ливневые осадки.

Если же по данным утреннего зондирования не выполняется ни один признак отсутствия грозы, то в этом районе грозу следует указывать в прогнозе погоды. Вероятность возникновения гроз по Бейли можно определить с помощью графика, представленного на рис. 10.2.

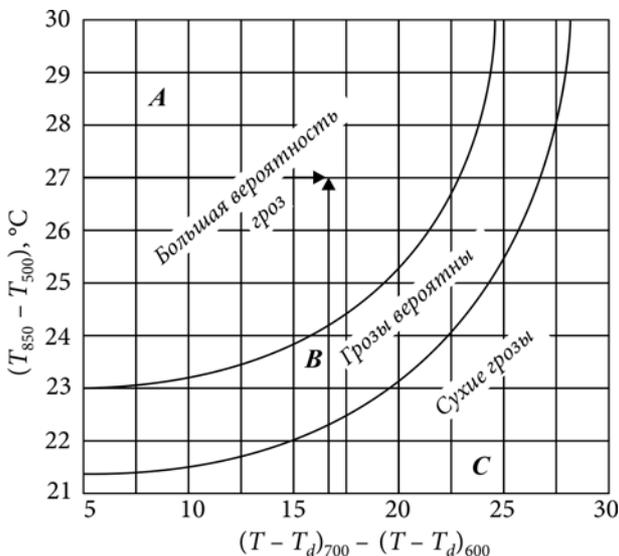


Рис. 10.2. График для прогноза гроз по методу Бейли

На этом графике по горизонтальной оси откладывается сумма дефицитов точки росы на уровнях 700 и 600 гПа, а по вертикальной оси — разность тем-

ператур на уровнях 850 и 500 гПа. Вся площадь графика разделена двумя кривыми на три области с разной вероятностью грозы. Порядок работы с графиком на всякий случай показан на рисунке стрелками.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Бейли, разрабатывая свой метод, решил оказаться "хитрее всех". Дело в том, что гроза — явление сравнительно редкое, поэтому метод прогноза будет "работать" лучше, если прогнозировать не наличие, а отсутствие грозы. Это примерно то же самое, если бы я все время говорил, что выиграю по лотерее автомобиль, выиграю по лотерее автомобиль..., то оправдываемость моего желания близка к нулю (точно, ноль). Другое дело, если все время говорить, что я не выиграю автомобиля, я не выиграю автомобиля... Здесь оправдываемость равна почти единице (для меня и автомобиля — точно единица). Это, конечно, шутка, т. к. разумные методы оценки оправдываемости учитывают все возможные варианты.

Еще одно интересное наблюдение: посмотрите, пожалуйста, на критерии Бейли и на параметры конвекции по Н. В. Лебедевой. Пожалуй, в них вы найдете много общего, хотя метод Бейли "старше" метода Н. В. Лебедевой на добрый десяток лет.

Прогноз гроз по методу Вайтинга

Метод Вайтинга основан на расчете по данным утреннего зондирования параметра K , который определяется по формуле:

$$K = 2T_{850} - T_{500} - D_{850} - D_{700}, \quad (10.9)$$

где T — температура, а D — дефицит температуры точки росы на соответствующем уровне.

Если в результате расчета окажется, что $K < 20$, то гроз ожидать не следует, если $20 < K < 25$, то следует ожидать изолированные грозы, если $25 < K < 30$, то в прогнозе следует указывать отдельные грозы, ну, а если величина $K > 30$ — грозы повсеместно.

Метод Вайтинга дает хорошие результаты при прогнозе гроз не по пункту, а по площади. Обычно синоптик утром, получив данные зондирования атмосферы для своей территории (зоны ответственности), строит карту изолиний коэффициента K . Для этого сначала рассчитываются и наносятся на карту значения K , а затем проводятся изолинии через 5 единиц, начиная со значения 20. Затем очаг с максимальным значением этого коэффициента переносится по потоку на 12 часов, и в том районе, где этот очаг окажется, следует указывать грозы. Данный метод получил достаточно широкое распространение по территории России. Значения коэффициента K целесообразно уточнять для каждого пункта.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Трудно в метеорологической литературе отыскать разъяснения по вопросу, какая разница между изолированными грозами и отдельными грозами. Только в одной старой-старой книге я нашел объяснение. *Изолированные грозы* — это такие грозы, когда указывает (дает) грозу одна из десяти наблюдательных станций, а *отдельные грозы* — это такие грозы, когда грозу дает одна из четырех наблюдательных станций.

Иногда в рассчитанные значения коэффициента K вводится поправка на кривизну приземных изобар. Величину поправки можно взять из табл. 10.2.

Таблица 10.2. Величина поправки на кривизну приземных изобар

R , км	> 1000	1000—500	500—250	< 250
Z_n	0	1,0	1,4	2,0
AZ_n	0	-1,0	-1,4	-2,0

Надеюсь, что порядок определения радиуса кривизны изобар вам, уважаемые читатели, известен.

Совершенствуя метод Вайтинга, Н. П. Фатеев предложил использовать для прогноза гроз параметр A , который полнее учитывает распределение влажности по высотам. По Н. П. Фатееву

$$A = T_{850} - T_{500} - (D_{850} + D_{700} + D_{600} + D_{500}). \quad (10.10)$$

Обозначения в формуле (10.3) пояснений не требуют. Если по расчетам получается, что $A \geq 0$, то в прогнозе следует указывать грозу.

Прогноз гроз по методу Фауста

Прогноз гроз по методу Фауста основан на определении разности ΔT между температурой нулевого испарения T_v и температурой на уровне 500 гПа T_{500} . Эта разность определяется по формуле:

$$\Delta T = T_v - T_{500}. \quad (10.11)$$

Иногда в полученное значение ΔT вводят две поправки: поправку на кривизну изобар (как в методе Вайтинга) и поправку на сходимости или расходимости изобар (поправка равна +1 °С при сходимости изобар и -1 °С при их расходимости).

Сама же величина T_v определяется по графику, представленному на рис. 10.3, осями которого являются температура воздуха на уровне 850 гПа и средний дефицит температуры точки росы на уровнях 850, 700 и 500 гПа.

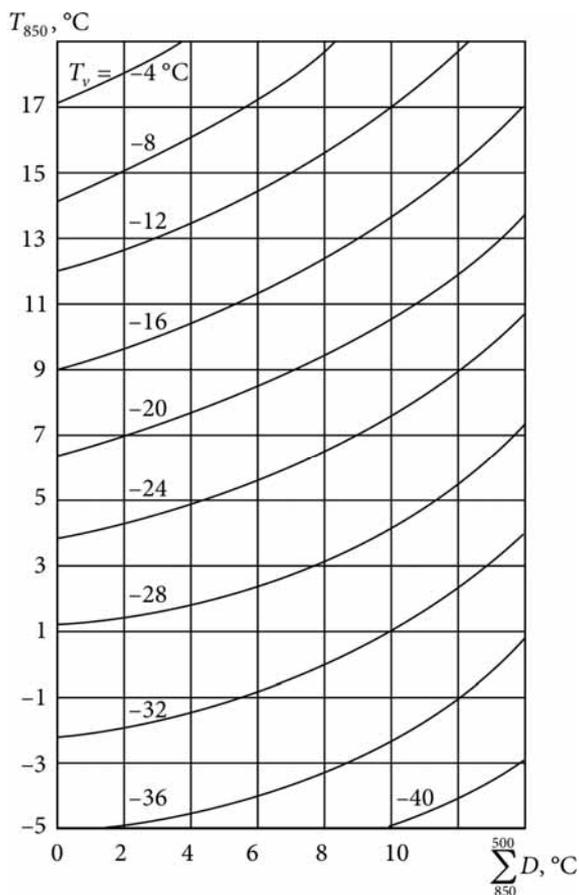


Рис. 10.3. График для определения температуры нулевого испарения

Грозы следует указывать в прогнозе в тех случаях, когда $T_v > 0$.

На европейской части России оправдываемость наличия гроз по методу Фауста составляет 82%, а их отсутствия — 91%.

Прогноз гроз по методу Г. Д. Решетова

Г. Д. Решетов предложил определять возможность возникновения гроз по трем параметрам, которые сравнительно легко находятся по аэрологической диаграмме. Такими параметрами являются: высота вершин кучево-дождевой облачности (H_B), значение температуры воздуха на этой высоте (T_B) и толщина слоя облака, его верхней части, в которой наблюдаются отрицательные температуры (ΔH).

Если наблюдаются благоприятные синоптические условия, к которым Г. Д. Решетов относит наличие фронтальных разделов, особенно холодных фронтов, области вблизи вершины волны, центральной части молодого или развитого циклона, окрестности точки окклюзии, ложбину в теплом секторе циклона, а также малоградиентное поле давления на приземной карте и ложбину или очаг холода на высотах.

Возможность возникновения гроз определяется по графику, представленному на рис. 10.4.

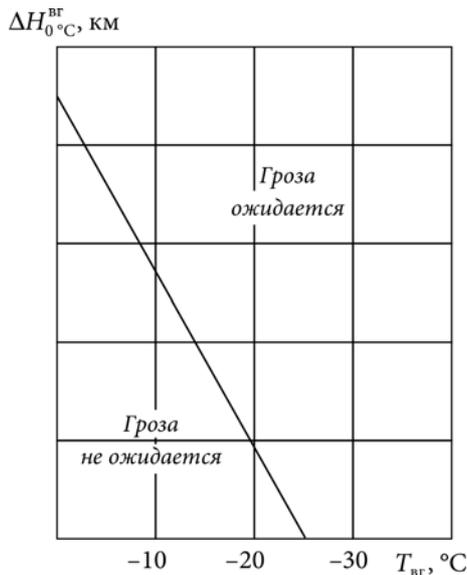


Рис. 10.4. График для прогноза гроз по методу Г. Д. Решетова

На этом графике по горизонтальной оси откладывается температура $T_{гр}$, а по вертикальной — величина $\Delta H_{0}^{гр}$. Пользование графиком не представляет никаких трудностей, а оправдываемость прогноза составляет около 90%.

Кроме перечисленных выше методов прогноза гроз, существует еще "великое множество" различных методов и методик, которые носят региональный характер. Поэтому мы не будем их рассматривать, а остановимся еще на нескольких методах, получивших достаточно широкое распространение.

Прогноз гроз по методу И. А. Славина

При образовании конвективных облаков поднимающийся насыщенный воздух перемешивается с окружающим более холодным и менее влажным воз-

духом. Вследствие вовлечения неадиабатическая (близкая к реальной) кривая состояния облачного воздуха не будет совпадать с влажной адиабатой, а будет лежать левее, ближе к кривой стратификации (рис. 10.5).

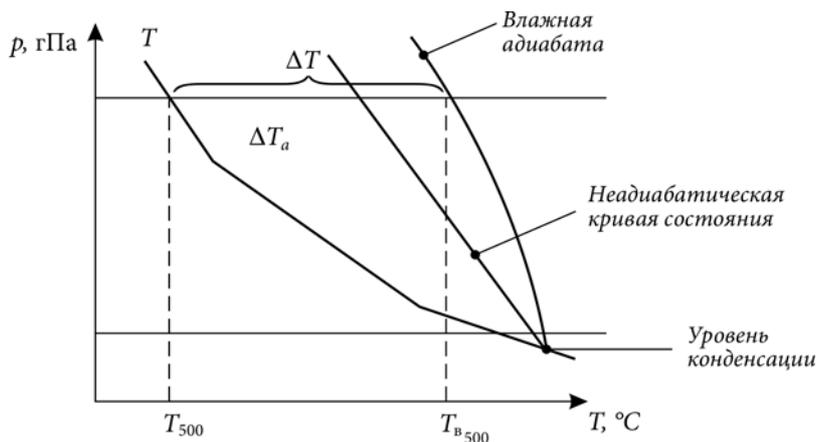


Рис. 10.5. К прогнозу гроз по методу И. А. Славина

Пожалуй, И. А. Славина можно считать основоположником неадиабатических методов прогноза гроз. Он, как и многие другие авторы, в качестве "базового уровня" принимает уровень 500 гПа. Если на этом уровне не величина ΔT , а величина ΔT_a будет больше нуля, то только в данном случае в прогнозах следует указывать грозу. И. А. Славин довел метод до практического применения, создав удобные для пользования таблицы и графики. У этого метода есть недостаток: он "старый". И, несмотря на то, что метод имел широкое распространение по территории России, об этом методе постепенно забывают, а жаль.

Прогноз гроз по методу Кокса

Метод Кокса, уточненный Л. П. Яковлевой для северо-запада ЕЧР, основан на расчете следующих параметров: индекса устойчивости ΔT_k , дефицита температуры точки росы на уровне 700 гПа $(T - T_d)_{700}$, индекса устойчивости S и давления p на уровне конденсации при подъеме частицы с земной поверхности.

Величина ΔT_k представляет собой разность между фактической температурой на уровне 500 гПа и температурой на той же высоте на влажной адиабате, проходящей через температуру смоченного термометра, среднюю в слое от земли до 900 гПа.

Индекс устойчивости C определяется как разность между фактической температурой на поверхности 600 гПа и температурой на влажной адиабате, проведенной от поверхности земли по значению потенциальной температуры на поверхности 850 гПа.

Прогноз гроз дается по графикам, приведенным на рис. 10.6.

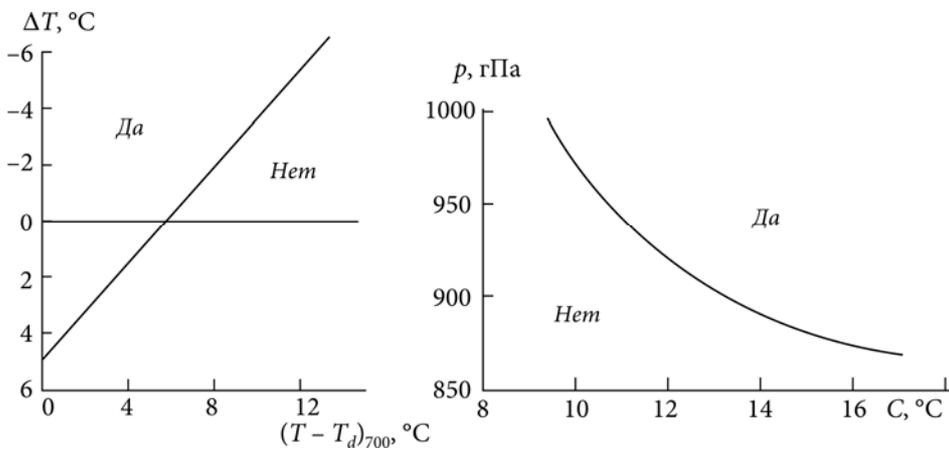


Рис. 10.6. Графики для прогноза гроз по методу Кокса

В прогнозах следует указывать грозу в том случае, если на обоих графиках точка с исходными значениями параметров попадает в область с грозой. Если же один график указывает на грозу, а второй нет, то в прогнозе погоды гроза дается только при циклонической кривизне изобар в районе прогноза.

Повышения качества прогноза гроз, и не только гроз, можно добиться при привлечении к анализу радиолокационной и спутниковой информации.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

- Иногда грозы наблюдаются тогда, когда по прогнозу даже опытный синоптик их не ждет. Действительно, по построенной по всем правилам аэрологической диаграмме получается, что в атмосфере на всех уровнях энергия неустойчивости отрицательная, и, следовательно, нет условий для развития конвекции. А гроза есть. В чем здесь дело? А дело в том, что при небольшой влажности воздуха у земли при классических построениях грозы быть не должно. Однако если кривую состояния начинать строить не от земли, а от верхней границы фронтальной зоны, то может получиться сильная неустойчивость и, как следствие, — грозы. Поэтому иногда целесообразно более внимательно подойти к анализу аэрологической диаграммы, особенно в тех случаях, когда не очень уверен в том, что грозы не будет.
- Иногда при внутримассовых грозах создается впечатление, что отдельное кучево-дождевое облако перемещается против потока, чего в принципе быть

не может. А здесь в чем дело? А дело в том, что для перемещающегося воздуха облако является какой-то "посторонней субстанцией". Поэтому при подходе к облаку, т. е. на его наветренной стороне, наблюдаются восходящие потоки, а на подветренной стороне — нисходящие потоки. А известно, что восходящие потоки приводят к образованию облачности, а нисходящие — к ее растеканию. Вот и создается впечатление, что облако "движется против ветра". На самом деле это не движение облака, а рост его с наветренной стороны и растекание с подветренной стороны, и слабое продвижение облака по потоку, по ветру.

10.5. Методы прогноза града

Нет нужды говорить много о том, что град является опасным явлением погоды, и его нужно прогнозировать. Образование градовых облаков в большинстве случаев наблюдается на активных, быстро перемещающихся атмосферных фронтах (на теплых фронтах это бывает редко), реже — при внутримассовых процессах. Выпадение града над равнинной территорией чаще всего отмечается в теплое время года в дневные часы не только на фронтах, но и на оси небольших барических ложбин в теплых секторах циклонов. Процесс образования града усиливается под очагами холода в средней тропосфере. В горных районах при благоприятных синоптических условиях град может выпадать в любое время суток.

Для прогноза града и размера градин у земли используется ряд графиков. Параметры, необходимые для входа в эти графики, рассчитываются по прогнозным кривым стратификации и состояния атмосферы, построенным на время максимального развития конвекции или на момент прохождения фронта через пункт прогноза.

На практике достаточно широкое распространение получил комплексный график Г. Д. Решетова, который позволяет не только спрогнозировать грозу, но и сказать, будет или нет наблюдаться град. Этот график представлен на рис. 10.7.

Обозначения на рис. 10.7 такие же, как и на рис. 10.4.

Еще один распространенный метод прогноза града, размера градин и величины вертикальных токов в облаке представлен на рис. 10.8. Здесь по горизонтальной оси откладывается сумма значений ΔT (разность температур на кривой состояния и кривой стратификации на основных изобарических поверхностях от 850 до 400 гПа), а по вертикальной оси определяется максимальная скорость вертикальных токов в облаке ω_{\max} и диаметр градин d_{ω} (см).

Пояснить, как пользоваться данным графиком, нецелесообразно.

Определенная по рис. 10.8 максимальная скорость вертикальных токов в облаке "привязывается" к тому уровню, на котором величина ΔT максимальна.

Определив по аэрологической диаграмме температуру воздуха на этом уровне $T_{\omega_{\max}}$, с помощью рис. 10.9 можно определить фазовое состояние осадков в облаке, а с помощью рис. 10.10 — уточнить размер градин.

По данным авторов метода оправдываемость прогноза града по приведенной выше методике превышает 90%.

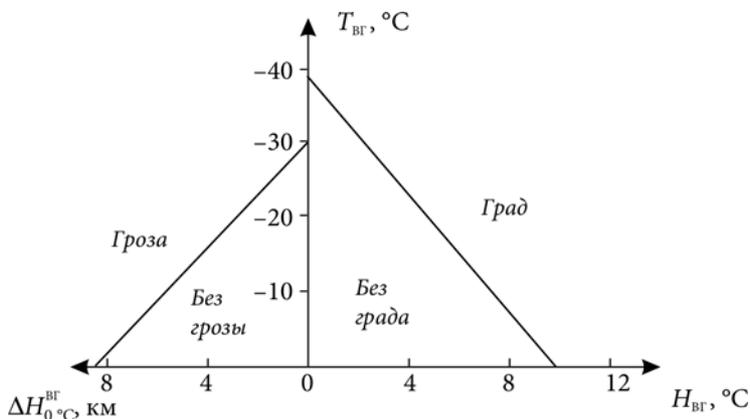


Рис. 10.7. Номограмма для прогноза гроз и града по методу Г. Д. Решетова

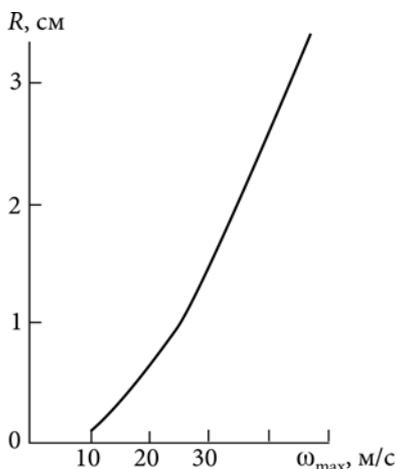


Рис. 10.8. График для определения максимальной скорости вертикальных токов в облаке и размеров градин

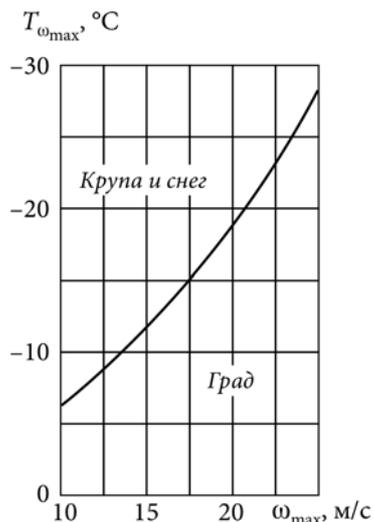


Рис. 10.9. График для определения фазового состояния осадков в облаке

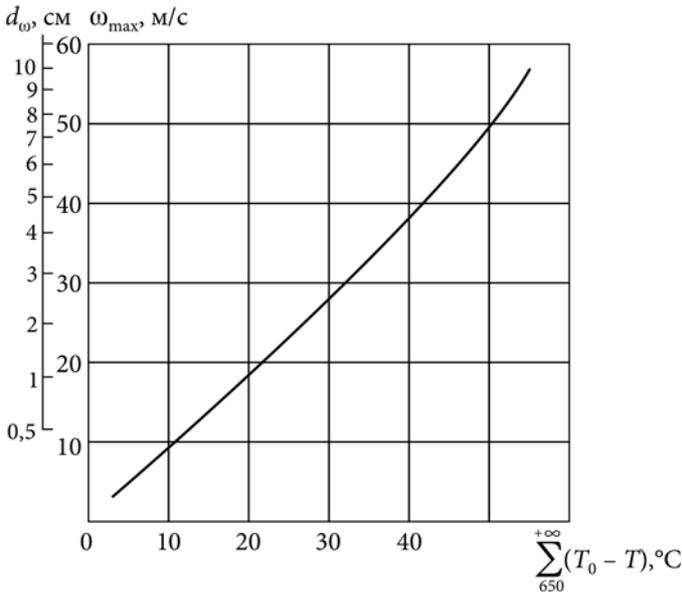


Рис. 10.10. График для определения размера градин (без учета таяния)

Скорость вертикальных токов в облаке можно определить также по формуле, предложенной А. А. Васильевым и С. М. Шметером. Эта формула имеет вид:

$$W_{\uparrow} = 10\sqrt{D \cdot \Delta T}, \quad (10.12)$$

где: W_{\uparrow} — скорость вертикальных токов в облаке, м/с; D — диаметр облака, км; ΔT — перегрев облака (максимальная разность температур на влажной адиабате и на кривой стратификации).

Кстати, по данным Шоултера, если перегрев облака $\Delta T = 13 \pm 2$ °С, то практически всегда следует ожидать ливневый дождь и грозу. Шоултер рекомендует строить кривую стратификации от уровня 850 гПа.

И еще одна практическая рекомендация. Если гроза ожидается на холодном фронте, а разность температур воздушных масс на этом фронте 10 °С и более, то гроза будет обязательно. При этом, если температура холодной воздушной массы около 10 °С и более, то следует ожидать ливневый дождь и грозу. Если же температура холодной воздушной массы около 20 °С и более, то следует ожидать грозу, град и шквалистое усиление ветра до 20—25 м/с и более.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Иногда можно наблюдать явления, похожие на чудеса. Так, например, известны случаи, когда град выпадал при... ясном небе. Никакого чуда здесь нет. Просто сильный ветер в слое от уровня, на котором образовалась градина, до земли

приводил к тому, что эта градина "вылетала из облака" и могла приземлиться на расстоянии несколько километров впереди него. Смотрится такое явление очень интересно.

И еще одно "чудо". Знакомые летчики рассказывали автору о том, что встречали в полете "горизонтально летящий град". Никакие мои объяснения, что такого не бывает, не помогали. Пришлось задуматься, и вот что, в конце концов, получилось. Градина под действием силы тяжести с ускорением должна падать вертикально вниз. Известно, что при свободном падении скорость не возрастает до бесконечности, а "останавливается" примерно на значении 50 м/с. Это касается не только градины, но и парашютиста, выполняющего затяжной прыжок, или любого другого тела. Итак, только под действием силы тяжести градина будет падать вертикально со скоростью 50 м/с (рис. 10.11, а). Под действием силы тяжести и ветра траектория падения градины (жирная линия) будет наклонной (рис. 10.11, б), а под действием силы тяжести, ветра и скорости полета самолета (250 м/с) кажущаяся траектория падения градины (V) будет почти горизонтальной (рис. 10.11, в). Посмотрев на 10.11, в, вы поймете, почему летчики оценивают полет градины как "горизонтальный".

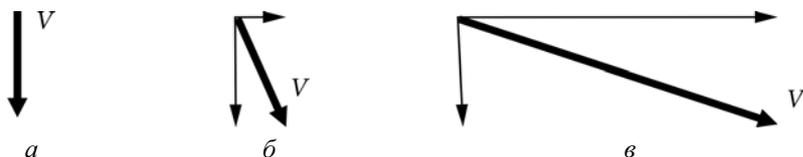


Рис. 10.11. Направление полета градин

10.6. Методы сверхкраткосрочного прогноза систем глубокой конвекции

Системы глубокой конвекции (СГК) развиваются в слоях большой вертикальной протяженности. Именно поэтому с этими системами связаны грозы, град, шквалы и даже смерчи. Из-за их значительных размеров на них оказывают влияние:

- неоднородность метеорологических полей и подстилающей поверхности;
- вращение Земли.

Все мезомасштабные возмущения в атмосфере делятся по их горизонтальной протяженности на 3 класса (классификация Орландского) — табл. 10.3.

Таблица 10.3. Классы мезомасштабных возмущений

Горизонтальный размер возмущения	Класс
От 200 до 2000 км	Мезо- α
От 20 до 200 км	Мезо- β
От 2 до 20 км	Мезо- γ

С точки зрения изучения систем глубокой конвекции следует использовать также классификацию Мэддокса (табл. 10.4).

Таблица 10.4. Классификация СГК Мэддокса

Системы линейного типа		Системы симметричного типа	
Линии неустойчивости (шквалов). Масштаб — мезо- α	Гряды кучево-дождевых облаков. Масштаб — мезо- β	Мезомасштабные конвективные комплексы. Масштаб — мезо- α	Конвективные ячейки. Масштаб — мезо- β

Рассмотрим СГК каждого типа.

Линии неустойчивости (шквалов)

Линии неустойчивости (ЛН), их еще называют линиями шквалов (ЛШ), представляют собой сплошной вал кучево-дождевых облаков, либо гряду этих облаков, разделенных безоблачными промежутками. Линии неустойчивости прогнозируют, если показатель $C < 0$. Для суждения о развитии линий шквалов необходимы следующие исходные материалы:

1. Карты барической топографии всех уровней.
2. Данные утреннего зондирования атмосферы в нескольких пунктах в обслуживаемом районе.
3. Карта вертикальных движений
4. Крупномасштабная карта показателя эквивалентно-статической устойчивости Γ_e .
5. Крупномасштабная карта высот уровня конденсации $h_{\text{конд}}$ (значения $h_{\text{конд}}$ указывают в сотнях метров).

Последние две карты можно строить на одном бланке.

В каждом пункте зондирования вычисляют параметр

$$I = \frac{\Gamma_e}{h_{\text{конд}}} \times 10.$$

Для развития ЛН (Ш) благоприятны следующие условия:

- (а) адвекция холода на средних и верхних уровнях тропосферы, увеличивающаяся с высотой. На нижних уровнях предпочтительна очень слабая адвекция любого знака или ее отсутствие;
- (б) упорядоченные восходящие движения;

- (в) рост температуры воздуха у поверхности земли вследствие инсоляции;
- (г) конвергенция ветра в пограничном слое и/или орографический подъем воздуха.

Несоблюдение хотя бы одного из этих условий уменьшает вероятность образования ЛН (ЛШ), хотя и не исключает их появление. Наличие всех указанных выше условий тоже не дает полной гарантии возникновения ЛН (ЛШ). Появление ЛН (ЛШ) обусловлено еще наличием так называемого механизма автоконвекции (МА).

Механизм автоконвекции проявляет себя в зоне отрицательных значений величин Γ_e и C .

Различают появление первичных и вторичных линий неустойчивости (шквалов). Появление первичных ЛН (ЛШ) обычно происходит в одной из следующих синоптических ситуаций:

- перед холодным фронтом;
- в неустойчивой холодной воздушной массе;
- перед теплым фронтом;
- в центральной части широкого теплого сектора циклона.

Можно рекомендовать следующий порядок составления прогноза ЛН (Ш).

1. Составляется прогноз максимальной температуры воздуха и точки росы в тех пунктах, из которых получены данные зондирования атмосферы (см. ранее).
2. Для всех указанных пунктов вычисляются значения C , $h_{\text{конд}}$ и I , соответствующие максимальным значениям T и T_d , и наносятся на крупномасштабную карту.
3. По исходному материалу определяется наличие или отсутствие указанных в пп. а—г благоприятных для развития ЛН (ЛШ) условий.
4. Определяется возможность развития автоконвекции.
5. Определяется место появления ЛН (ЛШ) в зависимости от синоптической ситуации и соблюдения условий, указанных ранее. Рекомендуется воспользоваться данными табл. 10.5.

Линии неустойчивости (шквалов) перемещаются вдоль линий тока среднего ветра в слое 700/500 гПа со скоростью

$$c = k \left| \vec{V} \right|_7^5, \quad (10.13)$$

где k — коэффициент переноса, а $\left| \vec{V} \right|_7^5$ — средний модуль скорости ветра в слое 700/500 гПа. Способ определения этих величин изложен ранее.

Таблица 10.5. Линии неустойчивости (шквалов) в различных синоптических ситуациях

Синоптическая ситуация	Соблюдение условий <i>a, б, в, г</i>	Дополнительные условия	Местоположение ЛН (Ш)
Перед холодным фронтом	<i>a, б, в, г</i>	Нет	Вдоль оси ложбины изолиний Γ_c перед холодным фронтом
Неустойчивая холодная воздушная масса	<i>a, б, в, г</i>	Барическая ложбина у земли и/или на уровне 850 гПа	Вдоль оси ложбины изолиний параметра <i>l</i>
Перед теплым фронтом	<i>б, в, г</i>	Нет	Вдоль оси ложбины изолиний $h_{\text{конд}}$
Широкий теплый сектор циклона	<i>б, в, г</i>	Нет	Вдоль узкой зоны повышенной влажности в нижнем слое. Если эта зона широкая, то образуется серия ЛН (ЛШ)

Линии неустойчивости перед теплым фронтом и в теплом секторе циклона часто образуются не в виде сплошного вала кучево-дождевых облаков, а в виде гряды этих облаков со значительными безоблачными пространствами между соседними Сб. В результате может случиться так, что при прохождении ЛН (ЛШ) через обслуживаемый объект там не будет наблюдаться ухудшение погоды. В этом случае приходится следить за каждым облаком в отдельности. ЛН (ЛШ), которые образуются перед холодным фронтом, смещаются со скоростью фронта. Это верно.

Прогноз ЛН (ЛШ) можно составлять также методом формальной экстраполяции.

Следует иметь в виду, что продолжительность жизни ЛН (ЛШ) колеблется от нескольких десятков минут до 4-х часов. Поэтому иногда создается впечатление о хаотичности их перемещения.

Возникновение ЛН (ЛШ) обнаруживается с помощью спутниковых и радиолокационных наблюдений. Последние дают возможность следить за перемещением и эволюцией как всей линии в целом, так и отдельных облаков в ней.

Гряды кучево-дождевых облаков масштаба мезо-β

Эти гряды называют также мезомасштабными грядами (МГ). Они существенно меньше линий неустойчивости. Их длина колеблется от 10 до 100 км, а

ширина — от 1 до 30 км. Их можно обнаруживать и прослеживать только с помощью радиолокатора.

МГ, так же как и ЛН (ЛШ), состоят из отдельных кучево-дождевых облаков, развивающихся вдоль некоторой линии. Они могут приносить с собой грозы и шквалы, однако чаще всего с ними связаны лишь ливневые осадки продолжительностью 10^2 — 10^3 с.

МГ возникают вдоль линий конвергенции воздушных потоков в пограничном слое атмосферы. Обнаружить такие линии, когда еще нет облаков, чрезвычайно трудно. Некоторую помощь может оказать тщательный анализ поля ветра (линии тока и изотахи) на крупномасштабных картах.

МГ возникают внутри неустойчивой воздушной массы при циклоническом поле течений при тех же условиях, что и ЛН (Ш), хотя механизм автоконвекции свойственен более крупным процессам. Мезомасштабные барические ложбины являются наиболее благоприятными синоптическими условиями для возникновения этих гроз.

Можно рекомендовать следующий порядок составления прогноза МГ.

1. Производится оценка синоптической ситуации. Важным моментом является обнаружение мезомасштабных ложбин на крупномасштабных картах.
2. В зоне циклонической циркуляции и, в частности, там, где обнаружены мезомасштабные ложбины, любым доступным путем находят линии конвергенции. Именно они являются потенциальными зародышами МГ.
3. С помощью радиолокационных средств организуется слежение за появляющимися облаками кучевых форм. Цепочка кучевых облаков и есть формирующаяся гряда *кучево-дождевых облаков*.

Прогноз перемещения МГ дается методом формальной экстраполяции.

Мезомасштабные конвективные комплексы

Они обнаруживаются обычно с помощью изображений, получаемых с метеорологических спутников Земли. Мезомасштабными конвективными комплексами (МКК) называют такую облачную систему, площадь которой на инфракрасном изображении с температурой верхней границы $T_R \leq -32$ °С составляет не менее 10^5 км², а площадь внутреннего района с температурой $T_R \leq -52$ °С — не менее $5 \cdot 10^4$ км² (T_R -радиационная температура).

На рис. 10.12 схематически изображен вид сверху на МКК. Для МКК характерно

$$1 \geq \frac{b}{a} \geq 0,7. \quad (10.14)$$

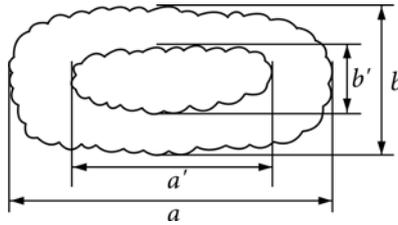


Рис. 10.12. Мезомасштабный конвективный комплекс (вид сверху)

Аналогичное соотношение характерно и для внутренней области

$$1 \geq b'/a' \geq 0,7, \quad (10.15)$$

где a' — ее длина, а b' — ее ширина. Известно, что площадь МКК и отношение b/a сохраняются несколько часов. Заметные изменения размеров и формы можно обнаружить не раньше, чем через 6 часов. Общая продолжительность "жизни" МКК в среднем составляет $5 \cdot 10^4$ с, т. е. около 14 часов. От этого значения могут быть существенные отклонения. С МКК связаны все возможные опасные конвективные явления, прежде всего грозы со шквалами и сильными осадками и градом, а иногда и смерчи. Порывы ветра при прохождении МКК достигают значений >30 м/с.

Конвективные комплексы весьма "коварны". Хотя МКК существуют в среднем около 14 часов, они могут давать начало развитию новых кучево-дождевых облаков и их скоплений. В ряду случаев МКК инициируют развитие мезоциклонов, создавая около себя и в себе циклоническую циркуляцию. Диссипация облачности МКК не означает исчезновения мезомасштабной циклонической циркуляции. Эта циркуляция существует по инерции еще почти сутки после разрушения первичной системы облаков. Она сама может способствовать зарождению новых кучево-дождевых облаков или их скоплений, т. е. эта циркуляция *регенерирует конвекцию*. Кроме того, она способствует образованию мезомасштабных восходящих движений, обусловленных мезомасштабной конвергенцией в условиях циклонической циркуляции. Это в свою очередь ведет к возникновению слоисто-дождевых облаков и обложных осадков. Они сохраняются даже на стадии диссипации МКК.

Интересно, что нередко МКК достигает максимального развития к полуночи. В этом случае события развиваются следующим образом. В послеполуденные часы наблюдаются грозы. В вечерние часы в МКК формируются мезоциклоны. Мезоциклоны действуют как механизм обратной связи. Они обуславливают конвергенцию воздушных потоков, чем способствуют, во-первых, дальнейшему развитию МКК и, во-вторых, появлению слоисто-дождевых облаков и обложных осадков. К полуночи МКК достигают максимального развития и

дают ливневые и обложные осадки. Далее система кучево-дождевых облаков диссипирует, ливневые осадки прекращаются, однако обложной дождь продолжается до утра.

Условия возникновения МКК те же, что и ЛН (ЛШ), только область конвергенции и неустойчивости имеет не линейную, а квазиовальную или квазикруговую форму.

Мезоскопления кучево-дождевых облаков

Мезоскопления (МС) относятся к возмущениям масштаба мезо-β. Их форма близка к круговой. Радиус такого скопления составляет десятки километров. Средняя продолжительность существования МС около 3 часов. Следует, однако, иметь в виду, что одно скопление, исчезая, может обусловить появление другого, увеличивая тем самым продолжительность своей "жизни".

Прогноз МКК и МС составляется по таким же исходным данным, которые используются для прогноза ЛН (ЛШ). Иными словами, для прогноза возникновения СГК используется один и тот же набор исходного материала и те же методы.

Обнаружение СГК

Если появление СГК ожидается, то следующая задача прогнозиста — обнаружить их зарождение и проследить за их развитием и перемещением с помощью космических и радиолокационных средств наблюдения. Наконец, прогнозист должен определить, окажут ли СГК воздействие на обслуживаемые объекты, и если окажут, то когда это произойдет. Иногда предупреждение даже за несколько минут может предотвратить или значительно уменьшить жертвы и материальные потери.

Как было упомянуто ранее, *средствами обнаружения СГК и слежения за ними* являются спутниковые и радиолокационные системы наблюдения. Обычные средства синоптического анализа носят лишь вспомогательный характер. Они, главным образом, используются на *первом этапе*, когда прогнозируется возможность возникновения и развития СГК. На *втором этапе* анализа важно уделить максимум внимания взаимосвязи облачных образований с мезомасштабной структурой полей давления и ветра, т. е. провести "увязку" данных МСЗ и радиолокатора с данными крупномасштабной карты погоды. На картах полезно выделить зоны (линии) конвергенции и мезомасштабные ложбины и депрессии, а затем "наложить" на них очаги развивающейся облачности. Облачность в зоне конвергенции обычно развивается в симметричные СГК, а облачность на линиях конвергенции — в линейные системы. При прогнозе эволюции и перемещения СГК на очень короткие сроки пользуются

методом линейной экстраполяции. Если же составляется прогноз на несколько часов вперед, то полезно использовать следующие правила.

Системы глубокой конвекции смещаются вдоль среднего вектора ветра в слое 700—500 гПа со скоростью, рассчитанной по формуле (10.13):

$$c = k |\vec{V}|_7^5,$$

где: $|\vec{V}|_7^5 = 0,5 \sqrt{V_5^2 + V_7^2 + 2V_5V_7 \cos(180 - \alpha)}$, α — угол между векторами ветра на уровнях 700 и 500 гПа.

Коэффициент переноса k зависит от скорости ветра. Его приближенное значение можно определить по эмпирической формуле

$$k = \frac{9,2 + 0,29 |\vec{V}|_7^5}{|\vec{V}|_7^5 + 3,5}. \quad (10.16)$$

Значение k можно определить также по архивному материалу, сравнивая фактическую скорость перемещения СГК со значениями $|\vec{V}|_7^5$ в разных ситуациях. Направление ветра в слое 500—700 гПа:

$$\bar{d}]_7^5 = d_7 \pm \arccos \frac{V_7 - V_5 \cos(180 - \alpha)}{2|\vec{V}|_7^5}, \quad (10.17)$$

где d_7 — направление ветра на уровне 700 гПа. При левом повороте ветра с высотой используется знак "-", а при правом — знак "+".

Зная значения $|\vec{V}|_7^5$ и d_7^5 , определить время начала явления в пункте прогноза можно с помощью радиолокационных наблюдений. Для этого вблизи передней кромки радиоэха (рис. 10.13) выбираются две точки: 1 и 2. Выбор точек проводится простым геометрическим построением. Проводят три касательные прямые. Две из них — параллельные вектору среднего ветра \vec{V}_7^5 по краям засветки (на рис. 10.13 линии AB и CD), а третья — перпендикулярная им, EF по передней кромке засветки. Точки пересечения прямой EF с линиями AB и CD и будут искомыми точками 1 и 2. Их координаты соответственно будут x_1, y_1 и x_2, y_2 .

Используя предположение о том, что система движется в направлении вектора среднего ветра в слое 500—700 гПа, нетрудно видеть, что в пункте прогноза явление начнется, когда к пункту подойдет точка O . Следовательно, необ-

ходимо определить расстояние R между точкой O и ПП. Для этого прежде всего следует вычислить координаты точки $O(x_0, y_0)$.

$$x_0 = \frac{x_1 y_2 - x_2 y_1}{(x_1 - x_2) \operatorname{tg} \varepsilon - y_1 + y_2}, \quad (10.17)$$

где: $\varepsilon = 270 - d_7^s$, $y_0 = x_0 \operatorname{tg} \varepsilon$.

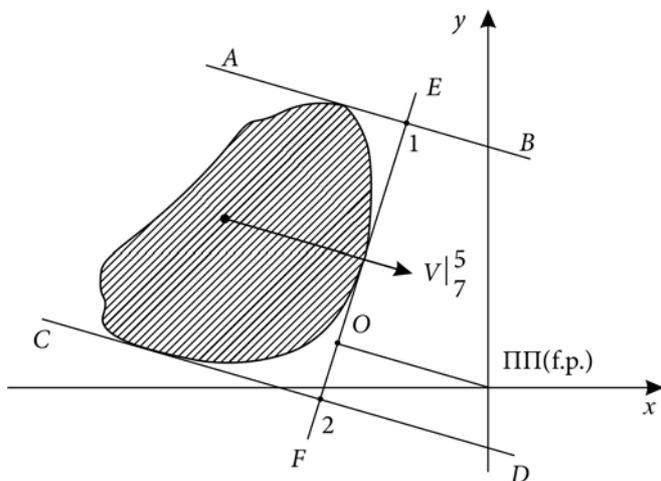


Рис. 10.13. К определению времени начала явления в пункте прогноза

Теперь можно определить расстояние $R = \sqrt{x_0^2 + y_0^2}$ и время начала явления:

$$\tau = t_0 + \frac{R}{k |\vec{V}_7^s|}. \quad (10.18)$$

Здесь t_0 — время исходного радиолокационного наблюдения. Если x_0 находится вне интервала между x_1 и x_2 и/или y_0 — вне интервала y_1 и y_2 , то система пройдет мимо пункта прогноза.

Рассмотренный способ дает удовлетворительные результаты, если размеры СГК с течением времени мало меняются. При значительном изменении размеров системы необходимо сделать некоторые дополнительные операции.

Во-первых, на один бланк радиолокационной карты наносят два последовательных положения радиоэха СГК в моменты времени t_1 и t_2 (рис. 10.14); во-вторых, по движению "центра тяжести" системы определяют вектор смещения системы, на рис. 10.14 он обозначен как $C_{\text{СГК}}$; в-третьих, проводят каса-

тельные прямые AB и CD так, чтобы они прошли через крайние боковые точки радиоэха в положении I и II. Касательные прямые EF и GH проводят так, чтобы они были перпендикулярны направлению вектора $C_{\text{СГК}}$. Наконец, снимают координаты в точках пересечения касательных 1, 2, 3, 4, т. е. $x_1, y_1; x_2, y_2; x_3, y_3; x_4, y_4$. Предполагается, что изменение размеров СГК на период прогноза будет идти так же, как оно шло в промежуток времени $\Delta t = t_2 - t_1$. Это значит, что интервалы $x_1 - x_2$ и $y_1 - y_2$ (равно как и $x_3 - x_4$ и $y_3 - y_4$) будут увеличиваться или уменьшаться с той же скоростью, что и в исходный промежуток времени Δt . Тогда к моменту подхода системы к пункту прогноза она займет положение, показанное на рис. 10.14 пунктиром. Пересечение касательной к прогностическому положению радиоэха с линиями AB и CD даст точки 5 и 6 с координатами x_5, y_5 и x_6, y_6 .

$$x_5 = x_3 + \frac{x_3 - x_1}{\Delta t} (\tau - t_2); \quad x_6 = x_4 + \frac{x_4 - x_2}{\Delta t} (\tau - t_2); \quad (10.19)$$

$$y_5 = y_3 + \frac{y_3 - y_1}{\Delta t} (\tau - t_2); \quad y_6 = y_4 + \frac{y_4 - y_2}{\Delta t} (\tau - t_2). \quad (10.20)$$

Определение времени прихода СГК в пункт прогноза τ производится так же, как и в случае с системой, не меняющей размера, только здесь

$$x_0 = \frac{x_3 y_4 - x_4 y_3}{(x_3 - x_4) \operatorname{tg} \varepsilon - y_3 + y_4}, \quad \text{где } \varepsilon = 270 - d_{\text{СГК}}. \quad (10.21)$$

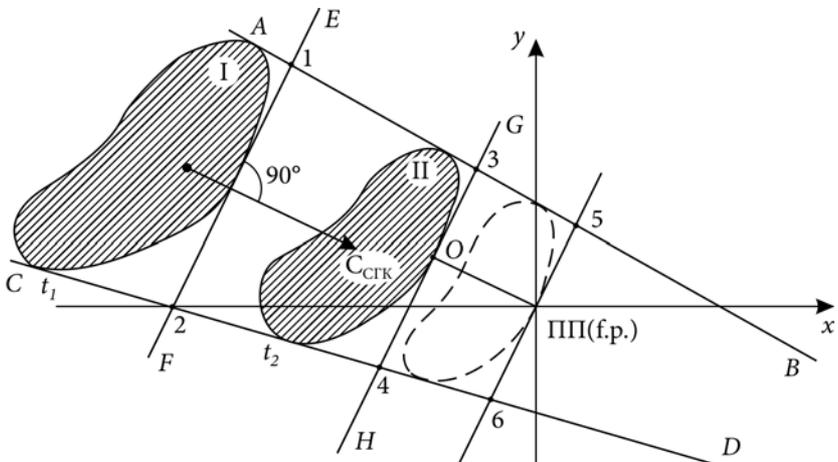


Рис. 10.14. К определению времени подхода изменяющейся СГК к пункту прогноза

Заметим, что расширяющаяся система, движущаяся вдоль одной из осей, в любом случае не пройдет мимо пункта прогноза. Поэтому дополнительные операции излишни.

1. Хорошим показателем эволюции МКК является радиационная температура верхней границы облаков T_R . Осадки, достигающие поверхности земли, начинаются при $T_R \approx -32$ °С. Если обнаруживается тенденция к понижению радиационной температуры и увеличивается эхо на дисплее радиолокатора, то в ближайшие 2—4 часа интенсивность осадков и площадь их зоны увеличатся. Если же $\frac{dT_R}{dt} > 0$ или появляется термическая неоднородность верхней границы облаков ("теплые острова" на верхней границе облаков), то в ближайшее время осадки прекратятся.
2. Сближение и слияние очагов радиоэха свидетельствует об усилении интенсивности МКК; дробление очагов радиоэха — ослабление МКК.
3. "Столкновение" двух мезомасштабных зон конвергенции ведет к быстрому развитию кучево-дождевого облака и скоплений этих облаков; через 20—25 минут после "столкновения" радиоэхо достигает 30 дБ. О наличии зон конвергенции судят по началу развития СГК. Заблаговременность прогноза, обычно, не превышает одного часа.

Если есть возможность следить за образованием и перемещением зон (линий) конвергенции, то необходимо:

- по радиолокационным измерениям оценить скорость и направление перемещения зон (линий) конвергенции;
- экстраполируя смещение этих зон, определить возможность, время и место их столкновения. Следует иметь в виду, что "зона столкновения" сама смещается в направлении \vec{V}_7^5 и через 20—30 минут может уйти далеко от места столкновения.

Смещение зон (линий) конвергенции в район с большей влажностью и неустойчивостью ведет к быстрому развитию конвекции в зонах или вдоль линий конвергенции. О распределении неустойчивости можно судить по картам величин Γ_e и C .

10.7. Смерчи

Смерч — это чрезвычайно быстро вращающаяся воздушная воронка, свисающая из кучево-дождевого облака и наблюдающаяся как "воронкообразное облако", или "туба".

Хорошо развитый смерч достигает земли и движется по ней, принося сильные разрушения. Иногда смерч не достигает полного развития, свешиваясь из облака в виде воронки больших или меньших размеров.

Смерч — это наименьшая по размерам и наибольшая по скорости форма вихревых движений воздуха.

В действительности основное явление — это вихревые образования в облаках. Смерчи же — вторичные образования, возникающие из облака и свисающие к земле в виде воронок. Они порождаются вихревыми образованиями, но не цилиндрическими вертикальными, а горизонтальными спиральными вихрями.

Смерчи являются частью своеобразных материнских облаков, обладающих спиральным вихревым движением, подобным движению циклонов. Они образуются во многих областях земного шара. Ежегодно число их измеряется тысячами. Так же велико и количество смерчевых облаков.

По своей форме и строению смерчевые облака представляют типичные грозовые, кучево-дождевые облака. Почти всегда смерчевое облако сопровождается грозами, градом и ливнями, отличающимися необычайными силой и размерами.

Можно сказать, что смерчевое облако — это встреча воздушных течений различных направлений и образование на месте встречи спирально вращающихся горизонтальных вихрей. Оно возникает в различных синоптических условиях, чаще всего вдоль фронта встречи двух воздушных течений, теплых и холодных.

Смерчевые облака всегда обладают значительной турбулентностью и неоднородностью. Они фактически являются носителями, генераторами смерчей, поэтому их часто называют материнскими облаками.

Смерчевое облако состоит из двух частей: в основании располагается облаковоротник, которое называют его верхней ступенью, а под ним лежит стенное облако, от нижней поверхности которого свисает сам смерч. Облаковоротник имеет ширину 3—4 км, толщину около 300 м; верхняя поверхность находится на высоте 1500 м. Ширина стены-облака — 1,5—2 км, толщина — 300—450 м, нижняя поверхность на высоте — 500—600 м. От стены-облака иногда отходит облако-хвост, длинное и узкое, такой же высоты и различной длины.

Смерч состоит из трех частей:

- горизонтальных вихрей в материнском облаке;
- воронки;
- дополнительных вихрей.

Воронка — основная составляющая смерча. Она состоит из внутренней полости и стенок. Можно сказать, что воронка смерча — это мелкомасштабный вихрь.

Поперечник внутренней полости смерча составляет от нескольких метров до немногих сот метров. Это пространство, более или менее резко ограниченное стенками; оно почти чистое, безоблачное; иногда от стенки до стенки проскакивают своеобразные небольшие молнии. Движение воздуха в нем резко ослабевает и в основном направлено вниз.

Важнейшая особенность — резкое падение давления. У смерчей это падение давления происходит довольно быстро, иногда почти внезапно.

Движение воздуха во внутренней полости направлено сверху вниз и иногда достигает большой скорости. В стенках смерча, наоборот, движение воздуха направлено по спирали вверх и нередко достигает необыкновенной скорости, до 100—200 м/с и больше.

Стенки смерча — это его активная разрушающая и характерная часть. Строение их весьма разнообразно. Можно выделить два основных типа. Первый тип обладает плотными, гладкими, резко ограниченными стенками. У второго типа они расплывчатые, неясно ограниченные.

Несмотря на различие внешнего вида этих двух типов, принципиального внутреннего различия между ними нет. На различных стадиях развития один и тот же смерч может принимать то один, то другой тип строения его стенок.

Полость значительно шире стенок, а ширина последних всего несколько метров.

Одним из важнейших и своеобразнейших свойств смерчей является резкое ограничение, почти гладкие, плотные стенки воронок.

Скорости вращения воронки, точнее, скорости вращения в ее стенках, представляют также одну из важнейших особенностей смерча, определяющую все его основные признаки.

Эти скорости весьма различны и быстро изменяются даже у одной и той же воронки.

Анализ возможностей развития смерча приводится по тем же исходным материалам, которые необходимы для оценки развития систем глубокой конвекции и возникновения мезовихрей.

Смерчи образуются в зонах активной конвекции в углубляющихся циклонах, на обостряющихся холодных фронтах, впереди них и под обширными тропосферными депрессиями. Узкие зоны хорошо выраженной конвергенции ветра в пограничном слое и значительная продольная завихренность в сильно неустойчивой атмосфере свидетельствуют о возможности возникновения смерча.

Известны три типа вертикальной структуры воздушных масс, благоприятных для образования смерчей.

- **Тип I.** Теплая воздушная масса, состоящая из трех слоев в нижней части тропосферы (до 400 гПа). Толщина слоев может быть любой при условии, что средний слой будет самым тонким. Нижний слой — влажный ($R \geq 65\%$, $T_d \geq 13$ °C), условно неустойчивый ($\Gamma_e < 0$). Средний слой — сухой ($R < 50\%$), устойчивый ($\Gamma_e > 0$). Верхний слой — условно неустойчивый ($\Gamma_e < 0$); в нем относительная влажность сначала растет медленно, а затем отмечается ее резкое увеличение.

Ветер усиливается с высотой, причем непосредственно над нижним слоем наблюдается сильное узкое течение с компонентом около 15 м/с, который направлен перпендикулярно потоку в нижнем слое.

Смерчам, возникающим в такой воздушной массе, сопутствуют следующие предсмерчевые погодные условия. Утром небо покрыто облаками слоистых форм, затем на короткий промежуток времени небо проясняется, после чего появляются облака типа *As cumulus*. За 1—4 часа до смерча резко повышается температура точки росы ("парит в воздухе").

Указанные условия погоды не являются прогностическими признаками смерча, они лишь сопутствуют процессам его образования. Однако при этих условиях сильные грозы со шквалами наблюдаются всегда.

В течение нескольких часов перед началом грозы, с которой может быть связан смерч, давление медленно падает (не более чем на 3 гПа/3 ч), за несколько минут до начала явления (гроза, шквал, смерч) падение давления прекращается, отмечается даже некоторый рост, а с началом явления давление резко падает; затем оно быстро растет и после прохождения конвективной ячейки возвращается к исходному.

- **Тип II.** Теплая, влажная, неустойчивая воздушная масса (обычно морской тропический воздух) без инверсий и задерживающих слоев ($\Gamma_e < 0$). За несколько часов до явления температура воздуха у поверхности земли $T \geq 27$ °C, относительная влажность до высоты 7 км $R \geq 65\%$.

Ветер с высотой обычно меняется мало, но для формирования смерча необходим значительный вертикальный сдвиг ветра хотя бы в тонком слое. Процессам образования смерча в воздушных массах этого типа сопутствуют такие же погодные условия, как и в воздушных массах типа I.

- **Тип III.** Относительно холодная ($T \approx 20$ °C у поверхности земли), неустойчивая ($\Gamma_e < 0$) и влажная ($R \geq 70\%$ до высоты 7 км) воздушная масса. Ветер усиливается с высотой и быстро меняет направление. Вертикальный сдвиг ветра в слое 500—800 гПа — $5 \cdot 10^{-3}$ с⁻¹.

Смерчам, возникающим в такой воздушной массе, сопутствуют следующие предсмерчевые погодные условия. Утром небо обычно ясное. Затем появляются перисто-кучевые облака, а через несколько часов — отдельные высококучевые облака. Еще через некоторое время почти внезапно развиваются (период развития составляет десятки минут) кучево-дождевые облака и может образоваться смерч.

В любой из рассмотренных воздушных масс возможно образование смерча, однако он формируется не всегда. Чаще всего смерч следует ожидать, если есть пересечения линий неустойчивости или когда мезомасштабная зона (линия) значительной конвергенции совпадает с ячейкой конвекции (рис. 10.15). Если конвективных облаков еще нет, то о наличии ячейки судят по облачности больших значений показателя конвективной неустойчивости.

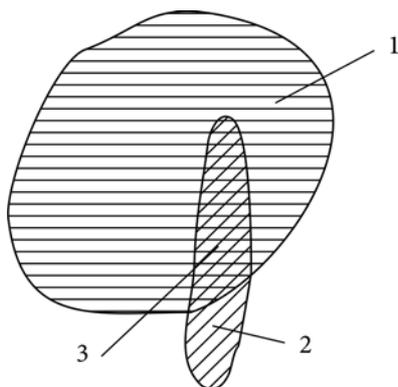


Рис. 10.15. К определению места возможного появления смерча

Можно рекомендовать следующий порядок составления прогноза смерчей.

1. По исходным материалам устанавливается тип воздушной массы и оценивается синоптическая ситуация. Вычисляются критерии неустойчивости и составляются крупномасштабные карты распределения Γ_e и χ в районе прогноза. Если они указывают на предстоящее развитие конвекции, то определяется возможность развития конвективных явлений, включая образование мезовихрей.
2. В процессе слежения за текущей погодой определяется наличие (отсутствие) сопутствующих смерчам (грозам) погодных условий.
3. С помощью МРЛ производится обнаружение конвективных ячеек наибольшей мощности и линий неустойчивости и слежение за их развитием и перемещением. Заметим, что зарождение мезовихря и его развитие, а следовательно, и формирование смерча, можно обнаружить только радиоло-

катором с доплеровской приставкой. Однако если вихрь (смерч) каким-либо образом обнаружен (скажем, визуально), то обычный МРЛ может следить за облаком, с которым этот вихрь связан. Тогда можно заблаговременно предупредить о появлении смерча.

4. Всеми доступными средствами желательно обнаружить линии (зоны) конвергенции. Совмещение полей неустойчивости (крупномасштабные карты Γ_e и χ) и зон конвергенции позволит предсказать место возможного появления смерча.
5. По данным слежения за перемещением облака, с которым связан мезовихрь или смерч, средствами прямой линейной экстраполяции составляется прогноз траектории смерча.

Заблаговременность предупреждения о смерче не превышает нескольких десятков минут.

ГЛАВА 11



Прогноз осадков

11.1. Основные потребители прогноза осадков

Осадки, как и многие другие метеорологические явления, могут быть и благом, и бедой. Действительно, в засушливое лето буквально все ждут дождя, а при дождях, не в меру обильных, все ждут, когда же они, наконец, прекратятся.

Нет ни одной отрасли народного хозяйства, которую не интересовало бы и количество, и вид осадков. Давайте "пройдемся" с вами по основным отраслям производства и посмотрим, какую роль в их деятельности играют осадки.

Сельское хозяйство в большей степени, чем остальные отрасли, зависит от количества и времени выпадения осадков. Большое количество снега зимой — это запас влаги на все лето, осадки в период развития сельскохозяйственных культур — это благо, и то только в том случае, если их не слишком много, а обильные осадки в период сенокоса или сбора урожая — всегда беда. Кроме того, и не только для сельского хозяйства, обильные осадки — это "раскисшие" дороги, грязь, а зимой и заносы на дорогах.

Энергетический комплекс страны всегда в большей или меньшей степени "страдает" от осадков. С одной стороны — это дороги и подвоз топлива, с другой — это увеличение энергетических потерь в ЛЭП за счет увеличения влажности воздуха, с третьей стороны — возможность схода снежных лавин, селевых потоков и т. д., которые могут привести к определенному ущербу в экономике этой отрасли. Отсутствие осадков или их значительное уменьшение в течение длительного времени приводит к понижению уровня воды в водохранилищах, и как следствие — к нарушению режима работы ГЭС.

Связь, как и энергетика, в значительной степени зависит от количества и вида выпавших осадков. Влияние осадков на отдельные элементы "связного хо-

зьяства" практически такое же, как и влияние осадков на элементы энергетики.

О влиянии осадков на работу *транспорта* мы уже немножко поговорили. Для *воздушного транспорта* это раскисшие грунтовые аэродромы, заносы на ВПП, уменьшение коэффициента сцепления колес самолета с взлетной полосой и т. д. Основное влияние осадков на работу *водного транспорта* наблюдается в портах при работе портовых сооружений. В какой-то мере интенсивные осадки, значительно ухудшающие видимость, осложняют работу и при движении водного, особенно речного, транспорта. *Автомобильный транспорт* несет заметные убытки не только из-за заносов и "раскисших" дорог, но и из-за увеличения количества дорожно-транспортных происшествий при осадках, даже незначительных по интенсивности. Пожалуй, меньше всего от осадков страдает *железнодорожный транспорт*, но и его беспокоят снежные заносы, размыв железнодорожного полотна и работа на погрузоразгрузочных терминалах.

Коммунальное хозяйство из-за осадков все время должно "держать порох сухим". С одной стороны, это очистка дорог от снега и сброс снега с крыш домов, с другой стороны, обильные осадки проверяют надежность работы сливной канализации в городах, а в южных районах России при обильных снегопадах возможна поломка деревьев на дорогах и в парках.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Автору этих строк приходилось бывать зимой в Сочи. Однажды в городе наблюдался такой сильный снегопад, что под тяжестью снега пальмы на дорогах и в парках не выдерживали такой нагрузки и, в буквальном смысле слова, с треском разламывались пополам сверху донизу. Красивое, но жуткое зрелище. При таких снегопадах, которые в Сочи бывают редко, но все-таки бывают, администрация города, все коммунальные службы и все руководители учреждений мобилизуют население и гостей города на борьбу с этим стихийным бедствием. Внешне все выглядит очень просто: каждому человеку дают в руки длинную палку и закрепляют за ним несколько деревьев. Главная задача участника борьбы со стихийным бедствием — длинной палкой стряхивать снег с закрепленных за ним деревьев. Такой метод борьбы позволяет при каждом снегопаде спасать несколько десятков, а то и сотен деревьев.

Много различных бед приносят осадки и *строительному комплексу* России. Если строго придерживаться принятой и узаконенной СНИПами технологии строительства или монтажа различных зданий и сооружений, то далеко не все виды работ можно выполнять строителям при наличии осадков. Для строительных организаций это оборачивается или упущенной прибылью, или нарушением сроков строительства, или нарушением технологии выполнения строительных работ. Так что, совершенно очевидно, что и строительство в достаточной мере зависит от осадков.

Пожалуй, меньше других отраслей народного хозяйства, о которых мы упоминаем, от осадков зависит *лесное хозяйство*. Правда, сильные осадки затрудняют работу по заготовке древесины и ее вывозу с лесосек.

Говоря о потребителях прогноза осадков, нельзя не назвать различные органы МЧС и Министерства обороны, для которых вопросы проходимости техники, просыхания грунтовых аэродромов, повышение или понижение уровня воды в водоемах из-за осадков представляют непосредственный интерес.

11.2. Типы осадков и их общий прогноз

Осадками называют воду в жидком или твердом состоянии, которая выпадает из облаков или осаждается из воздуха на поверхность земли или на различные предметы (роса, иней и т. д.). В зависимости от процесса образования, размеров выпадающих частиц и продолжительности выпадения различают следующие типы осадков.

- *Морозящие осадки (морось)*. Морозящие осадки выпадают, как правило, из слоистых или слоисто-кучевых облаков. Капли мороси имеют диаметр не более 0,5 мм, а снежная морось состоит из очень маленьких по размеру снежинок. Морозящие осадки характерны для теплой воздушной массы, особенно в теплом секторе циклона. Иногда эти осадки в зоне теплых фронтов могут возникнуть за счет укрупнения частиц тумана, вырождения обложных осадков или (очень редко) за счет вырождения ливневых осадков.
- *Обложные осадки*. Этот вид осадков всегда выпадает из слоисто-дождевых облаков, очень редко и только в холодный период года — из высокосоистых облаков. Капли дождя имеют диаметр более 0,5 мм, а размеры снежинок и снежных хлопьев обычные для снегопада. Наиболее часто обложные осадки наблюдаются в области теплых атмосферных фронтов, но они могут выпадать и в зоне любого фронта. Обложные осадки могут быть слабыми, очень похожими на морось, умеренными или сильными. Они выпадают непрерывно или с перерывами, но, как правило, достаточно продолжительное время (до нескольких суток подряд).
- *Ливневые осадки*. Ливневые осадки выпадают из кучево-дождевой облачности. Это крупные капли дождя или хлопья снега, а также снежная крупа или град.

Ливневые осадки характерны для неустойчивых воздушных масс и холодных фронтов. Этот вид осадков часто сопровождается грозами и шквалами. Ливневые осадки почти всегда кратковременны и внезапны, и после прекращения могут через небольшие промежутки времени возникнуть снова.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Чисто обывательский совет читателю. Если вы оказались на улице без зонтика и попали под морось или обложной дождь, то постарайтесь как можно скорее добраться до места, не пережидайте, пока дождь прекратится. Он прекратится нескоро, и вы опоздаете к месту назначения. Зонтик, если он у вас с собой, поможет сохранить вам пристойный и почти "сухой" вид. Если же на улице ливень, то не надейтесь, что вас от него может защитить зонтик. Из-за сильного ветра при ливне вы все равно промокнете до нитки (одна голова будет сухой). Поэтому надо куда-нибудь "спрятаться" под крышу, переждать минут 10—15, а потом быстро, пока ливень не начался снова, продолжить свой путь. Имейте в виду, что это "научно обоснованные советы".

Прогноз осадков тесно связан с прогнозом облачности. В умеренных широтах в течение всего года осадки чаще всего выпадают из слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков. В этих облаках создаются благоприятные условия для превышения скорости падения капель над скоростью восходящих движений.

Рост капель или кристаллов льда происходит, в основном, в результате конденсации перенасыщенного водяного пара на их поверхности и зависит от температуры воздуха в облаках. Осадки выпадают обычно из смешанных облаков, которые состоят из капель и кристаллов.

Общий прогноз осадков целесообразно проводить в предложенной далее последовательности.

1. Во-первых, нужно разработать прогноз появления, перемещения и эволюции облаков, дающих осадки. При этом особое внимание уделяется фронтальным системам, с которыми обычно связано выпадение осадков.
2. Во-вторых, разрабатывается прогноз перемещения и эволюции уже существующей зоны осадков в зависимости от эволюции облачной системы и эволюции барического образования, с которой связана эта облачная система.
3. В-третьих, дается прогноз положения изотермы -10°C относительно верхней границы облаков. Это связано с тем, что при температуре -10°C в облаке уже может начаться кристаллизация, т. е. образование твердой фазы, а при этом возникают обложные осадки.

Выпадение обложных и фронтальных осадков предсказывается достаточно успешно одновременно с прогнозом перемещения линии фронта, внося те или иные коррективы в связи с эволюцией фронта, суточным ходом облаков и осадков, влиянием орографии и других местных особенностей района.

Предсказание внутримассовых ливневых осадков связано с большими трудностями, т. к. они наиболее подвержены местным влияниям и имеют большой суточный ход.

Не меньшие трудности возникают и при прогнозе мороси. Дело в том, что далеко не из всех слоистых облаков выпадает морось, поэтому, если в прогнозе указываются слоистые облака, это еще не значит, что морось будет наблюдаться.

Таким образом, для прогноза осадков необходимо:

- иметь прогноз облачности;
- знать толщину слоя облаков;
- знать интенсивность вертикальных движений внутри облака или на его верхней границе;
- знать (хотя бы ориентировочно) микрофизическую структуру облака и его водность.

Вид осадков предсказывается с учетом ожидаемой температуры воздуха у поверхности земли и высоты изотермы 0°C . Эмпирически установлено, что при высоте нулевой изотермы более 500 м и температуре в приземном слое выше 3°C выпадает только дождь. Если высота нулевой изотермы ниже 500 м, а температура в приземном слое ниже 3°C — выпадает снег или мокрый снег.

11.3. Прогноз морозящих и обложных осадков

Морозящие осадки выпадают преимущественно в холодное время года или в переходные сезоны из низких слоистых облаков, которые образуются в теплых устойчивых воздушных массах и в зонах размытых атмосферных фронтов.

Морозящие осадки чаще отмечаются при температуре около 0°C , при отрицательных температурах наблюдаются переохлажденная морось или снежные зерна.

Осадки в виде мороси возможны в том случае, когда высота верхней границы облаков не превышает уровень изотермы -10°C . Эти осадки формируются при изобарическом трансформационном охлаждении воздуха, что имеет место при адвекции тепла. Существенно, что для выпадения мороси вертикальные движения должны быть слабыми. При увеличении скорости вертикальных движений морось переходит в дождь.

Прогноз мороси основан на учете перемещения уже существующей зоны осадков по вращающемуся потоку на поверхности 850 гПа и ее эволюции. Перемещение зон морозящих осадков, связанных с теплым сектором циклона, соответствует перемещению этого циклона. Если осадки наблюдаются на пе-

риферии антициклона, то перемещение их зоны происходит вместе с антициклоном и внутри него по направлению градиентного ветра.

При прогнозе мороси следует учитывать орографию местности и суточный ход осадков. Так, вероятность выпадения морозящих осадков на наветренных склонах гор и возвышенностей больше, чем на подветренных, и увеличивается над лесными и заболоченными участками местности. В суточном ходе максимум повторяемости морозящих осадков приходится на ночные часы, когда они могут усиливаться за счет радиационного охлаждения облачности, а минимум приходится на местный полдень.

Обложные осадки выпадают в основном из высокослоистых (редко) и слоисто-дождевых облаков. Поля обложных осадков имеют обычно смешанную структуру и большую вертикальную мощность. В них происходит быстрая сублимация водяного пара на кристаллах льда, которые по мере роста начинают падать быстрее, чем капли, и захватывать их, что еще более ускоряет рост облачных элементов. Таким образом, вероятность выпадения осадков резко увеличивается, если облако приобретает смешанную структуру.

Обложные осадки формируются под действием упорядоченных восходящих движений теплого влажного воздуха, распространяющихся до больших высот и охватывающих большие территории. Зоны обложных осадков тесно связаны с адвекцией теплого воздуха и совпадают с областями падения давления у земли. При этом, чем обширнее область падения давления и чем интенсивнее оно происходит, тем больше вероятность выпадения обложных осадков.

Наиболее благоприятными для формирования зон обложных осадков являются следующие синоптические ситуации: зоны теплых фронтов, фронтов окклюзии и медленно движущих холодных фронтов, в холодный период — области высокого давления при наличии подынверсионной слоистой или слоисто-кучевой облачности.

Прогноз обложных осадков и их интенсивности осуществляется как синоптическим методом, так и с помощью ЭВМ. Однако из-за отсутствия информации о размерах облачных частиц, водности облака и агрегатного состояния частиц в облаке на практике используется, как правило, только синоптический метод прогноза обложных осадков или различные эмпирические зависимости, которые устанавливаются для различных регионов.

В качестве иллюстрации приведем такой пример. Для Новосибирска установлено, что вероятность выпадения обложных осадков летом можно определить по графику, представленному на рис. 11.1.

На графике по горизонтальной оси откладывается сумма дефицитов точки росы на уровнях 850 и 700 гПа, а по вертикальной — разность температур на тех же уровнях. Если по исходным данным точка попала в зону 1 графика, то

вероятность выпадения осадков составляет более 90%, если попала в зону 2 — 75—80%, если в зону 3 — 50—55%, а в зону 4 — не более 5%.

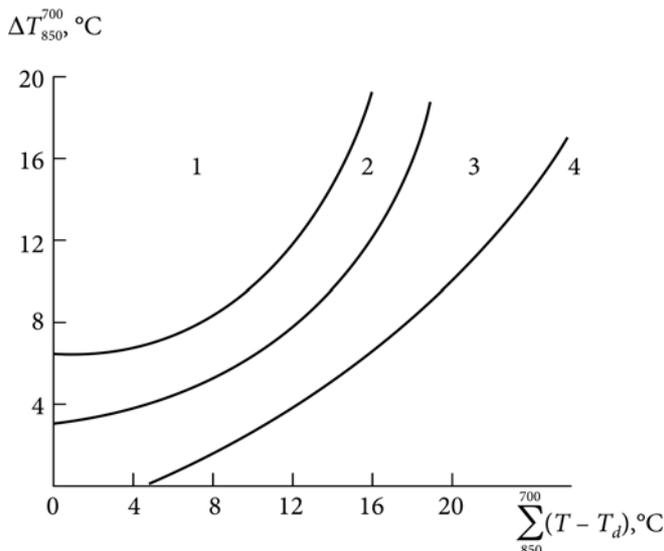


Рис. 11.1. График для определения летних осадков для Новосибирска

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Немного перефразировав известный афоризм, можно сказать, что синоптиками не рождаются, синоптиками становятся. Действительно, если человек пришел домой с дежурства, лег спать и спокойно спит, то из такого "работника" хороший синоптик, пожалуй, никогда не получится. Вот если ты дома лег спать и у тебя "один глаз спит, а второй смотрит в окно на погоду", и, если погода пошла не по прогнозу, на следующий день на работе ты смотришь, почему так получилось, то тогда года через три-четыре из тебя может получиться вполне приличный синоптик.

На рис. 11.2 и 11.3 представлены графики, с помощью которых можно определить возможность выпадения обложных осадков в зависимости от толщины облачного слоя (ΔH , км), его температуры (T_t) и высоты нижней границы ($H_{НГО}$, км). Эти графики предложены А. С. Зверевым.

Кроме прогноза осадков, что важно само по себе, в переходные сезоны года бывает нужно определить и их фазовое состояние. Наиболее часто это делается с помощью графика, представленного на рис. 11.4.

По горизонтальной оси графика откладывается температура воздуха на уровне 850 гПа (T_{850}), а по вертикальной оси — прогностическое значение темпе-

ратуры воздуха у земли ($T_{пр}$). Пользование этим графиком дополнительных пояснений не требует.

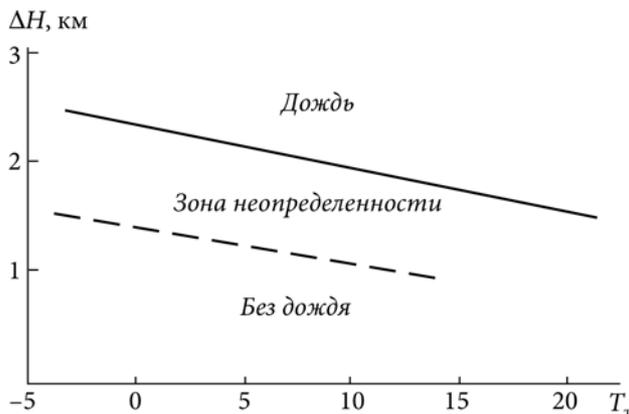


Рис. 11.2. График для оценки возможности выпадения дождя по толщине облаков и средней температуре облачного слоя

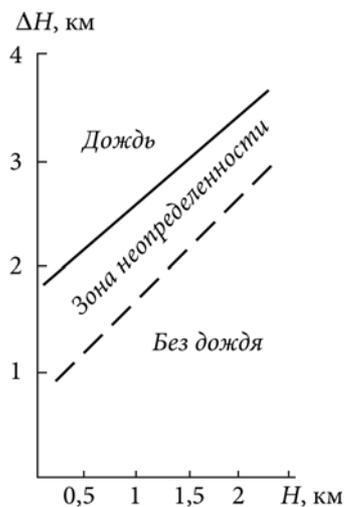


Рис. 11.3. График для оценки возможности выпадения дождя по толщине облаков и высоте их нижней границы

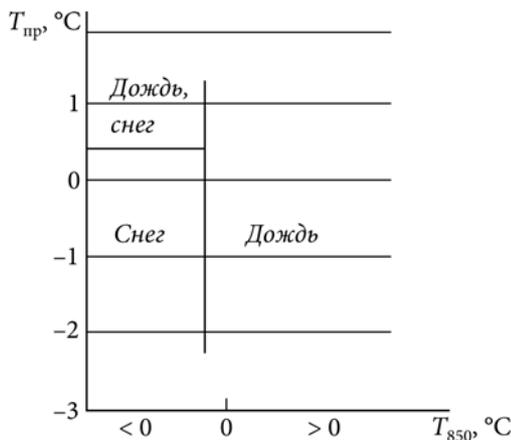


Рис. 11.4. График для определения фазового состояния осадков в переходное время года

11.4. Прогноз ливневых осадков

Основой для прогноза ливневых осадков является прогноз конвективной облачности и гроз, о которых мы говорили ранее. Общими метеорологическими условиями, при которых возникают ливневые осадки, являются: большая влажность воздуха (более 7 г/кг) в приземном слое и на высотах; небольшие значения дефицита точки росы (не более 3—5 °С); значительные вертикальные градиенты температуры, превышающие влажно-адиабатический градиент; отсутствие слоев инверсии и изотермии; адвекция холода на высотах, а также превышение мощности кучево-дождевой облачности в 2 км для ЕЧР и 3,2 км для Закавказья.

Эти условия чаще всего отмечаются в областях сходимости воздушных масс при циклонической кривизне изобар (фронтальные ливни) и в малоградиентных областях с достаточной влажностью и прогревом (внутримассовые ливни).

Повторяемость ливней, как и гроз, возрастает в горных районах. Отмечаются ливни и в областях нисходящих движений, где под воздействием местных условий могут развиваться отдельные конвективные ячейки. Неоднородный характер подстилающей поверхности, быстрое прогревание почвы приводят к развитию интенсивной конвекции и выпадению ливневых осадков. Ночью в летний период ливни часто отмечаются над крупными, хорошо прогревающимися в течение дня водоемами.

Фронтальные ливни чаще всего связаны с холодными фронтами или фронтами окклюзии по типу холодного, но отмечаются и на теплых фронтах. Они характеризуются менее выраженным суточным ходом, чем внутримассовые ливни, однако имеют тенденцию к усилению во вторую половину дня. При прогнозе ливневых осадков фронтального характера необходимо определить будущее положение фронта, его эволюцию и возможные изменения конвективной неустойчивости.

Продолжительность фронтальных ливневых осадков (t_n) зависит от количества кучево-дождевых облаков, прошедших над пунктом, и от скорости их движения. Ее можно определить по формуле:

$$t_n = K \frac{\bar{L}}{V}, \quad (11.1)$$

где: L — средняя длина 12-часовой траектории частицы в слое 1000—850 гПа, км; V — средняя скорость движения облачности, км/ч; K — коэффициент, равный 0,25 для фронта окклюзии, 0,3 для теплого фронта, 0,2 для холодного фронта и 0,1 для размытых фронтов.

Методика расчета продолжительности ливневых осадков прошла оперативную проверку и внедрена в практику в ряде регионов России. Справедливости ради следует констатировать, что в оперативной практике пока наибольшее распространение получил синоптический метод прогноза как ливневых, так и морозящих и обложных осадков.

11.5. Прогноз гололеда и гололедицы

Гололедом называется отложение льда на различных предметах (преимущественно с наветренной стороны) или на поверхности земли, обусловленное осаждением или замерзанием капель переохлажденного дождя, мороси или тумана при отрицательной температуре в приземном слое воздуха.

Интенсивность гололеда определяется по толщине (мм) отложившегося льда: слабый гололед (величина отложения льда меньше 5 мм), умеренный (5—19 мм), сильный (20—50 мм) и очень сильный — более 50 мм.

Условия образования гололеда зависят от температуры воздуха T и дефицита точки росы $T - T_d$, от изменения во времени и пространстве направления и скорости ветра, от величины охлаждения воздуха в приземном слое, рельефа местности и состояния подстилающей поверхности.

Наибольшее число случаев образования гололеда наблюдается при температуре воздуха от 0 до -10 °С, причем при понижении температуры воздуха соответствующие значения дефицита точки росы у поверхности земли, при которых отмечается гололед, возрастают.

Ветровой режим оказывает большое влияние на образование гололеда. Чем больше скорость ветра при прочих равных условиях, тем интенсивнее отложение льда. Обычно можно выявить основные направления ветра, при которых в данном пункте вероятность гололеда более высокая.

Велика также роль охлаждения масс воздуха в приземном слое у поверхности земли и на высоте образования облаков. В облаках и туманах это приводит к укрупнению облачных элементов до размеров капель дождя (мороси), и оседающие капли при соприкосновении с переохлажденной поверхностью образуют гололед.

Синоптические процессы, при которых отмечается гололед, характеризуются, в основном, адвекцией теплого и влажного воздуха. По условиям образования принято выделять фронтальный и внутримассовый гололед.

Фронтальный гололед отмечается перед теплым фронтом, на холодных фронтах, в зоне фронтов окклюзии и на малоподвижных фронтах.

Гололед перед теплым фронтом со значительными контрастами температуры во фронтальной зоне (больше 10 °С на 500 км) представляет наибольшую

опасность. Самые благоприятные условия для выпадения переохлажденного дождя отмечаются в том случае, когда в клине холодного воздуха температура составляет $-1 \dots -8 \text{ }^\circ\text{C}$, а при этом в теплом воздухе, за фронтом, температура может быть положительной (до $10 \text{ }^\circ\text{C}$).

В зоне теплого фронта, типичного для возникновения гололеда, характерным является очень малый наклон фронтальной поверхности в ее нижней части и сравнительно небольшая вертикальная мощность облаков в этой части фронта. Верхняя граница облаков обычно располагается на высоте, где температура воздуха лишь немного ниже $0 \text{ }^\circ\text{C}$, однако из этих облаков выпадают осадки в виде переохлажденного дождя.

Особенностью теплых фронтов, в зоне которых бывает сильный гололед, является их медленное движение (со скоростью до 25 км/ч). Большая скорость движения фронта, даже при выпадении переохлажденного дождя, способствует быстрому прекращению гололеда.

При прохождении холодного фронта гололед образуется значительно реже. Переохлажденные дожди обычно связаны с холодными фронтами первого рода, которые смещаются со скоростью $10\text{—}20 \text{ км/ч}$.

Составляя прогноз фронтального гололеда, дополнительно нужно учитывать следующие синоптические признаки:

- гололед возникает на атмосферных фронтах, скорость смещения которых уменьшается и не превышает 30 км/ч ;
- температура воздуха перед теплым фронтом не должна быть ниже $-16 \text{ }^\circ\text{C}$ и выше $2 \text{ }^\circ\text{C}$. Кроме того, необходима инверсия или изотермия температуры при дефиците точки росы не более $2 \text{ }^\circ\text{C}$;
- образованию гололеда перед теплым фронтом способствует адвекция теплого и влажного воздуха;
- на холодном фронте гололед возникает на тех его участках, которые расположены вблизи оси гребня, у вершины волны, а также при слабой адвекции холода у земли и адвекции тепла на уровне 850 гПа .

Внутримассовый гололед возникает в зонах адвекции тепла на периферии стационарных антициклонов, а также на южной периферии циклонов. Адвекция тепла при этом выражена слабее, чем при фронтальном гололеде. Обязательными условиями образования внутримассового гололеда являются: наличие слоистой облачности, наличие слабого дождя или морозящих осадков, а также отрицательные температуры воздуха у земли.

Все, сказанное выше, относится к *синоптическому методу* прогноза гололеда. В оперативной практике для прогноза гололеда, кроме синоптического метода можно использовать некоторые рекомендации, предложенные в раз-

личных регионах России. Так, например, на рис. 11.5 представлен график для оценки возможности возникновения гололеда в вероятностной форме. Здесь по вертикали отложена разность геопотенциальных высот уровней 1000 и 850 гПа, а по горизонтальной оси — вероятность возникновения гололеда.

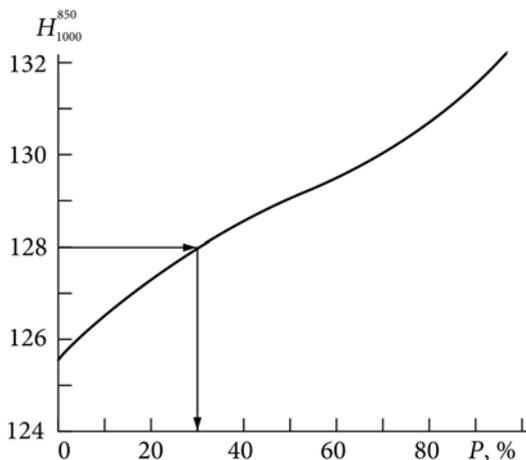


Рис. 11.5. График для определения вероятности возникновения гололеда

Еще один вероятностный метод прогноза гололеда представлен на рис. 11.6. На этом графике по горизонтали откладывается температура воздуха у земли, по вертикали — дефицит температуры точки росы у земли, а кривые линии делят всю площадь рисунка на зоны с разной вероятностью возникновения гололеда.

Пользование графиками, представленными на двух последних рисунках, специальных пояснений не требует.

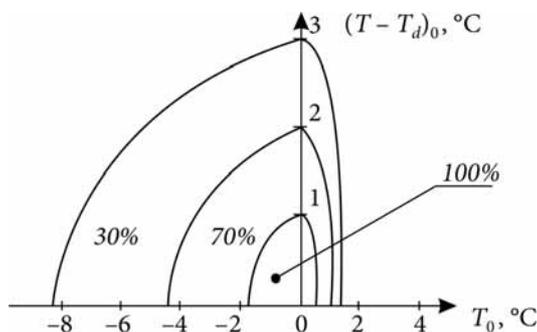


Рис. 11.6. Вероятностный метод прогноза гололеда

Широкое распространение на практике получил метод прогноза гололеда, предложенный Р. А. Ягудиным. Опуская все теоретические предпосылки, заметим, что автор довел свой метод до номограммы, представленной на рис. 11.7.

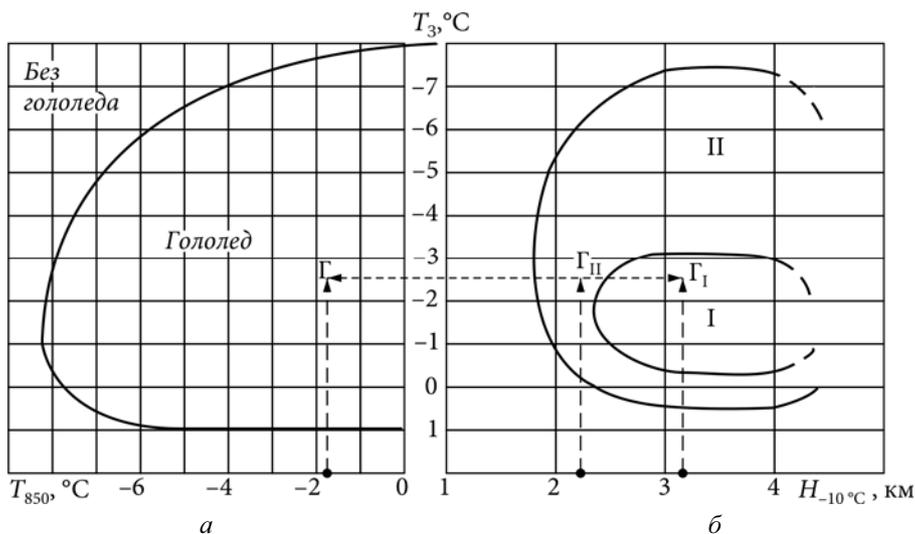


Рис. 11.7. Номограмма Р. А. Ягудина для определения возможности возникновения гололеда (а) и его интенсивности (б). I — зона умеренного гололеда; II — зона слабого гололеда

По левой части номограммы в зависимости от температуры воздуха у земли и на уровне 850 гПа определяется возможность возникновения гололеда. Используя те же исходные данные, перемещаемся в правую часть номограммы и по температуре воздуха у земли и высоте изотермы -10°C определяем интенсивность гололеда. Порядок работы с номограммой показан на рисунке.

Еще один метод прогноза гололеда, о котором автору рассказала синоптик АМСГ "Кировск" Л. В. Румянцева, предложен Андреевым. Этот метод прогноза используется на многих аэродромах Кольского полуострова. На графике, представленном на рис. 11.8, по горизонтальной оси отложена скорость ветра U_{850} (км/ч) на уровне 850 гПа, а по вертикальной оси — разность температур в теплой и холодной воздушной массе на том же уровне $(T_t - T_x)_{850}$. Если по исходным данным точка попала в зону с гололедом, то в прогнозе следует указывать умеренный или сильный гололед.

Кроме гололеда много различных неприятностей может принести *гололедица*, под которой понимают ледяную пленку или корку льда, образовавшуюся на покрытии.

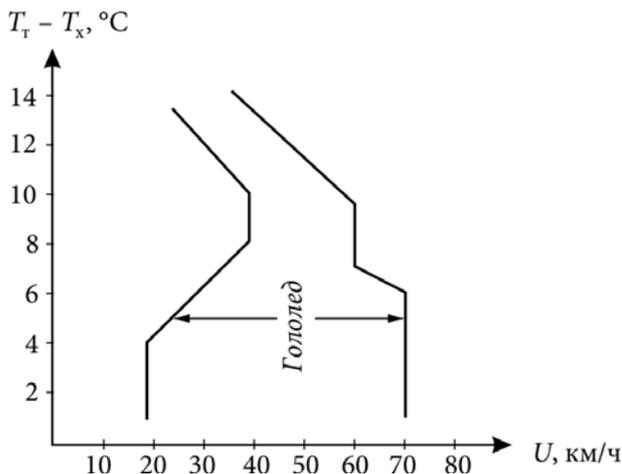


Рис. 11.8. График для прогноза гололеда по методу Андреева

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Совсем не профессионально, а чисто по обывательски постараюсь пояснить разницу между гололедом и гололедицей. *Гололед* — это явление погоды (осадки), при котором "что-то" выпадает, замерзает и держится на поверхности. *Гололедица* — тоже явление погоды, при котором на поверхности (дороге) снег и лед сначала растают, а потом при понижении температуры снова замерзнут и образуют пленку или корку. Понятней стало, дорогой читатель?

Наиболее благоприятными для возникновения гололедицы являются синоптические процессы, характеризующиеся адвекцией теплого и влажного воздуха. Если по прогнозу погоды ожидается выпадение осадков (любых), а

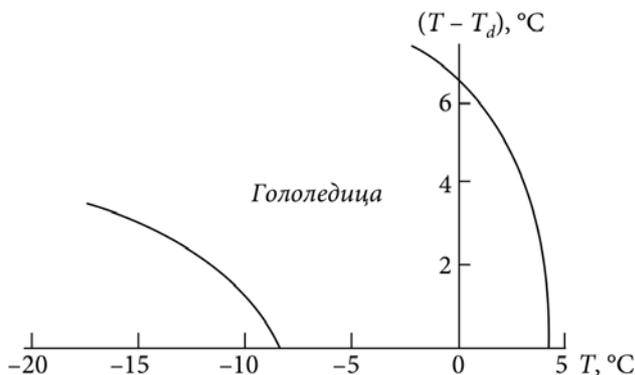


Рис. 11.9. График для прогноза гололедицы

температура поверхности чуть ниже нуля градусов, то в этом случае в прогнозах следует указывать гололедицу. График для прогноза гололедицы представлен на рис. 11.9.

Предложенный график в качестве исходных данных использует данные о температуре воздуха у земли и дефиците точки росы у земли. Этот график нашел широкое применение на ЕЧР.

Как уже не раз говорилось ранее, все методы прогноза будут "работать" лучше, если разработчики методов станут учитывать местные признаки возникновения опасных и неблагоприятных явлений погоды.

ГЛАВА 12



Прогноз видимости

12.1. Основные потребители прогноза видимости

Отступив от общего правила, рассмотрим сначала основные характеристики видимости, используемые при анализе и прогнозе условий погоды.

Проблема видимости в пространстве при современных темпах развития народного хозяйства, техники, в частности, скоростного транспорта приобретает все более актуальное значение. Учение о видимости — это научное направление, основной задачей которого является исследование закономерностей зрительного восприятия разнообразных естественных и искусственных объектов ландшафта и сигнальных огней в различных атмосферных условиях.

Видимость — зрительное восприятие объектов, обусловленное существованием яркостных и цветовых контрастов между предметами и фоном. Видимость характеризуется дальностью видимости (как далеко видно) и степенью видимости (как хорошо видно). На практике почти всегда интересуются только дальностью видимости, которую обычно называют *видимостью*. При дальнейшем изложении материала мы также будем пользоваться этим термином.

Под видимостью понимается максимальное расстояние, с которого видны и опознаются освещенные объекты днем и световые ориентиры ночью. Теоретическое максимальное значение видимости составляет 350 км, а минимальное может не превышать нескольких метров. Именно ограниченная видимость особенно интересует всех потребителей метеорологической информации.

Видимость зависит от размеров и формы предметов, освещенности, цвета и яркости фона и предмета, а также прозрачности атмосферы. Эти факторы

обычно проявляются в комплексе, обуславливая сложный характер видимости.

Угловые размеры предмета должны быть больше остроты зрения наблюдателя. Нормальная острота зрения человека — 1 угловая минута, т. е. если размер объекта меньше $1/150$ расстояния до него, то человеческий глаз не должен его воспринимать. Из этого правила есть исключение: провода, проектирующиеся на фон неба, видны на расстоянии, превышающим 150 их диаметров. Форма предмета также влияет на видимость. Объекты с резко очерченными гранями (здания, трубы и т. д.) видны лучше, чем объекты с "расплывчатой" границей (лес).

Видимость зависит также и от освещенности. В экстремальных условиях объекты становятся неразличимыми. Следовательно, для видимости объекта необходимо, чтобы освещенность его и фона была не меньше определенной величины, и чтобы между фоном и объектом был яркостный контраст.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Видимость объектов — это не только физическая величина, но и величина физиологическая, т. е. зависит от того, как мы воспринимаем тот или иной предмет на окружающем его фоне. Вспомните войну и белые маскировочные халаты солдат или камуфляжную форму теперешних военных — все сделано для того, чтобы человек был менее заметен на местности. И наоборот, нет ни одного костюма горнолыжника белого цвета. Это не случайно. Если спортсмен сошел с трассы, а попросту завалился в сугроб, то по торчащему из снега, очень белого в горах, фрагменту цветного и яркого костюма этого "неудачника" обнаружить значительно проще, чем, если бы он был в белом костюме.

И еще одно обстоятельство, связанное с видимостью и ее восприятием. В самом начале раздела мы сказали, что видимостью в особенности интересуется скоростной транспорт. Это так на самом деле. Существует такое понятие, как аккомодация (инерция) зрения. Поэтому у летчиков, машинистов и шоферов при быстрой езде скользящий взгляд на окружающие предметы, а это дополнительно "скрадывает" видимость. Вот поэтому на автобанах вся реклама и все указатели состоят из минимального количества слов — при большой скорости движения большего просто не прочитаешь. Попробуйте, сидя на велосипеде, прочитать не очень крупно написанную вывеску какого-нибудь учреждения — и первый столб будет вашим.

Вот какое влияние оказывает видимость на работу *транспорта*.

Пожалуй, напрямую от видимости зависит только работа *строителей* и *коммунальных служб*. На остальные отрасли народного хозяйства видимость оказывает косвенное влияние. Дело в том, что по нашим, метеорологическим, правилам, если видимость 10 км и более, то в атмосфере не наблюдаются никакие опасные явления погоды. Если же видимость меньше 10 км, то обязательно в атмосфере наблюдается какое-нибудь явление, ухудшающее види-

мость. Поэтому прогноз видимости тесно связан с прогнозом отдельных явлений погоды и их интенсивности.

В этом плане о некоторых методах прогноза видимости мы говорили ранее, а о некоторых поговорим в следующем разделе.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

По нашим, метеорологическим, правилам видимость и визуально, и по приборам измеряется в горизонтальном направлении на уровне глаз наблюдателя, т. е. на высоте примерно 1,5 м. Но при заходе на посадку летчика интересует не метеорологическая, а наклонная видимость в слое 0—100 м. Даже при стоянке на земле командир самолета Ту-154 сидит на высоте 5 м. Машинист электровоза на рабочем месте находится на высоте 3,0—3,5 м от поверхности земли, а шофер большегрузного автомобиля — на высоте 2,0—2,5 м. Похоже, что метеорологическая видимость на высоте 1,5 м их всех мало интересует. Но, и это самое главное, мы прогнозируем и отвечаем только за метеорологическую видимость. Из-за этого иногда случаются курьезы. Например, на аэродроме наблюдается низкий туман при видимости 500 м. Если высота тумана составляет всего 3 м, а минимум погоды по видимости — 1000 м, то аэропорт должен быть закрыт. Однако вы знаете, что высота любого одноэтажного дома не менее 5 м, поэтому с воздуха видны крыши всех, даже одноэтажных домов. Вот и получается, что аэропорт закрыт, а летчику "сверху видно все".

12.2. Прогноз видимости в дымках и туманах

Видимость в дымках и туманах изменяется в значительных пределах и зависит от количества и размеров взвешенных частиц, находящихся в единице объема, т. е. от водности тумана. Если предположить, что туман состоит из капель одного размера радиусом r , то видимость в тумане можно определить по формуле

$$S_M = 2,3 \cdot 10^4 r / q, \quad (12.1)$$

где: r — радиус капель, см; q — водность тумана, г/см³.

Из формулы видно, что при одинаковой водности видимость будет меньше при наличии капель меньшего размера. На рис. 12.1 представлена зависимость видимости в тумане от его водности, полученная для центральных районов ЕЧР и Украины.

Если в формулу (12.1) подставить среднее значение радиуса капель в тумане, равное $5 \cdot 10^{-4}$ см, то это выражение примет вид

$$S_M = 11,5 / q. \quad (12.2)$$

Установлено, что чем выше начальная температура точки росы вечером и чем больше ее понижение ночью при охлаждении приземного слоя воздуха, тем

меньше видимость в тумане при прочих равных условиях. Этим выводом можно руководствоваться при прогнозе видимости в туманах охлаждения, особенно в радиационных и адвективно-радиационных туманах.

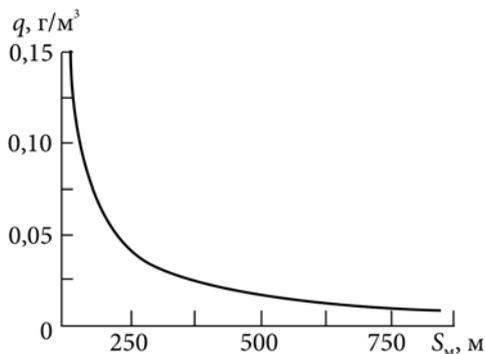


Рис. 12.1. Зависимость видимости в тумане от его водности

Для прогноза видимости в тумане можно воспользоваться еще одной полуэмпирической формулой:

$$S_m = 60 / q^{-0,5}, \quad (12.3)$$

где q — водность тумана, г/м^3 . Ну а водность тумана можно, в свою очередь, определить по другой формуле:

$$q = 3 \cdot 10^{-4} (T_T)^2 + 1,2 \cdot 10^{-2} (T_T) + 0,14, \quad (12.4)$$

где T_T — температура туманообразования, $^{\circ}\text{C}$.

Следовательно, определив температуру туманообразования, а без этого прогноз тумана невозможен, по двум последним формулам достаточно просто определить видимость в тумане. Это далеко не единственный способ определения видимости в дымках и туманах.

В реальных условиях видимость в тумане может значительно отличаться от той величины, которую мы получили, используя тот или иной метод прогноза. Эти различия обусловлены, с одной стороны, неточностью измерения и прогноза температуры и температуры точки росы, а с другой стороны, плохим учетом местных особенностей и реально происходящих процессов. Ведь известно, что при выпадении теплого дождя воздушная масса дополнительно увлажняется, а, следовательно, видимость будет меньше той, которую мы указывали в прогнозе. И наоборот, если выпала роса, то из атмосферы исчезло какое-то количество влаги, стало быть, фактическая видимость будет больше той, на которую мы рассчитывали в прогнозе. Так что учет происхо-

дящих в атмосфере процессов и местных особенностей возникновения любых опасных явлений погоды обязателен для каждого синоптика.

Представляет практический интерес и изменение видимости в тумане с высотой. В адвективных и фронтальных туманах, как и в слоистой облачности, видность увеличивается с высотой и достигает максимальных значений вблизи верхней границы. Как следует из выражения (12.1), горизонтальная видимость в этих туманах должна уменьшаться по мере увеличения высоты. В действительности же уменьшение видимости происходит, но на меньшую величину, т. к. с увеличением высоты несколько увеличивается и размер капель.

В радиационном тумане наиболее плохая видимость наблюдается в самом нижнем слое воздуха.

В туманах охлаждения минимальная видимость должна наблюдаться (теоретически) в момент восхода Солнца, т. е. в то время, когда температура воздуха минимальна. Однако из практики известно, что минимум температуры по отношению к моменту восхода Солнца "запаздывает" на 1—2 часа, поэтому и минимум видимости приходится на то же самое время. В реальных условиях минимальная видимость может по разным причинам наблюдаться в период ± 2 —3 часа от момента восхода Солнца.

После восхода Солнца по мере прогревания воздуха и усиления ветра у поверхности земли радиационный туман утрачивает устойчивость. Это влечет за собой колебания видимости с тенденцией к ее улучшению.

Следует иметь в виду, что в настоящее время для прогноза видимости в туманах чаще всего используется или синоптический метод, или какие-либо региональные графики, основанные на ряде наблюдений на каждой станции, т. е. физико-статистические методы прогноза.

12.3. Прогноз видимости в осадках

Совершенно очевидно, что видимость зависит от интенсивности осадков. Корреляционная связь этих характеристик показана на рис. 12.2. На этом рисунке прямая 1 построена по результатам экспериментов, проведенных в России (еще в СССР), а прямая 2 — по результатам экспериментов в США. Хорошее совпадение результатов говорит о том, что данный график можно использовать в различных регионах.

Имея информацию об интенсивности дождя, видимость можно рассчитать по формуле:

$$V_d = V_o (I_d)^{-0,71}, \quad (12.5)$$

где: V_o — видимость вне зоны осадков; I_d — интенсивность осадков, мм/ч.

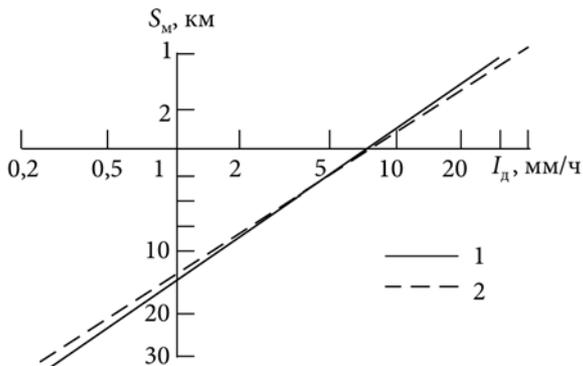


Рис. 12.2. График зависимости видимости S_M от интенсивности дождя I_D

В настоящее время, к сожалению, количественный прогноз осадков практически никогда не дается, поэтому следует иметь в виду, что обложные осадки в среднем ухудшают видимость до 4—6 км (редко до 1—2 км), а ливневые осадки — до 1—2 км практически всегда, а иногда даже до нескольких сотен или десятков метров.

При выпадении снега, как и при выпадении дождя, видимость заметно ухудшается. Это ухудшение находится в прямой зависимости от интенсивности снегопада. Однако и при снегопадах прогноз видимости чаще всего разрабатывается синоптическим методом.

В тех случаях, когда известна или предсказана интенсивность снегопада, для определения видимости в нем при слабом ветре можно воспользоваться графиком, представленным на рис. 12.3.

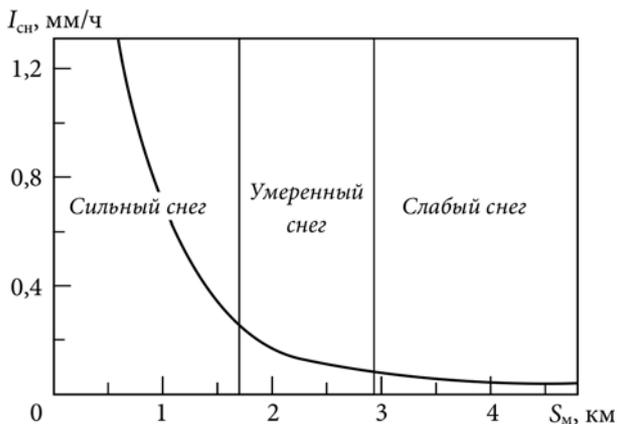


Рис. 12.3. График зависимости видимости от интенсивности снегопада при слабом ветре

Сильный ветер является дополнительным фактором ухудшения видимости при снегопаде. Наглядное представление об этом дает рис. 12.4.

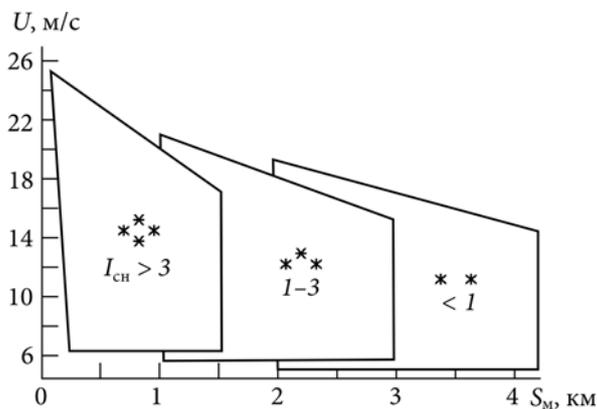


Рис. 12.4. График зависимости видимости от интенсивности снегопада при сильном ветре

Как видно из рисунка, при слабом снеге видимость, в зависимости от скорости ветра, может изменяться от 2 до 4 км, при умеренном — от 1 до 3 км, а при сильном — от нескольких сот метров до 1,5 км. "Перекрытие" зон на рис. 12.4 говорит о том, что показанная на нем зависимость выражена недостаточно четко.

Существующие различные формулы для определения видимости в снеге обязательно учитывают интенсивность снегопада и характер подстилающей поверхности. Все они носят локальный характер, и поэтому здесь нами не приводятся.

12.4. Прогноз видимости в метелях, пыльных и песчаных бурях и мгле

При прогнозе видимости в метелях необходимо учитывать вид метели и ее интенсивность, зависящую от скорости ветра и состояния снежного покрова. Различают три вида метелей: общая метель, низовая метель и поземок.

Общая метель — это снегопад при скорости ветра у земли более 7 м/с с одновременным переносом снега, поднятого с земной поверхности. *Низовая метель* — перенос сильным ветром (более 10 м/с) сухого снега, поднятого с земной поверхности на высоту нескольких метров при отсутствии снегопада. *Поземок* — перенос ветром со скоростью 6 м/с и более сухого снега над снежной поверхностью и его подъем до высоты не более 1 м.

Любой вид метели значительно ухудшает видимость. Установлено, что при низовой метели и поземке при скорости ветра 12—15 м/с видимость, как правило, составляет 2—4 км, при ветре 15—18 м/с — 0,5—2 км, а при более сильном ветре видимость обычно менее 500 м.

Общая метель ухудшает видимость в большей степени, чем низовая метель или поземок, т. к. при этом наблюдается помимо переноса еще и выпадение снега.

Для прогноза метелей и видимости в них наиболее часто используется синоптический метод. Метели обычно наблюдаются в восточной части циклона перед теплым фронтом или фронтом окклюзии. Сильные метели отмечаются на участках фронтальной зоны, расположенной между глубоким циклоном и высоким обширным антициклоном.

Чтобы разработать прогноз видимости в метелях, нужно сначала разработать прогноз скорости ветра и прогноз интенсивности снегопада. В отдельных районах по достаточно длинному ряду наблюдений можно построить эмпирические графики зависимости видимости от скорости ветра при низовой метели и поземке.

На рис. 12.5 представлен такой график для аэродрома "Ямбург". Этот график "подарила" автору синоптик АМСГ "Ямбург" Ю. В. Компаниченко.

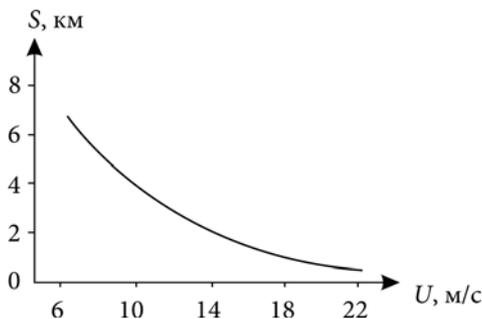


Рис. 12.5. График зависимости видимости в низовых метелях от скорости ветра для Ямбурга

Редко встречающимся явлением, а поэтому особенно трудным для прогнозирования, является так называемая *снежная* или *белая мгла*. Достаточно надежных методов прогноза этого явления пока нет. Можно только выделить определенные условия, при которых снежная мгла может образоваться. Во-первых, если при наличии снежного покрова наблюдаются слоистые облака, а какие-либо наземные ориентиры отсутствуют, то при таких условиях исчезают яркие контрасты даже при сравнительно большой прозрачности

атмосферы. Полет при такой обстановке называют "полетом в шарике от пинг-понга". Летчики с этим явлением сталкиваются в северных районах России и в Антарктиде.

Во-вторых, снежная мгла может наблюдаться при сравнительно низких температурах воздуха ($-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже), сильном ветре (12 м/с и более) и обязательной инверсии в приземном слое.

На рис. 12.6 представлен график для прогноза видимости при снежной мгле по данным о температуре воздуха у земли и скорости ветра, предложенный Н. И. Колпиновым.

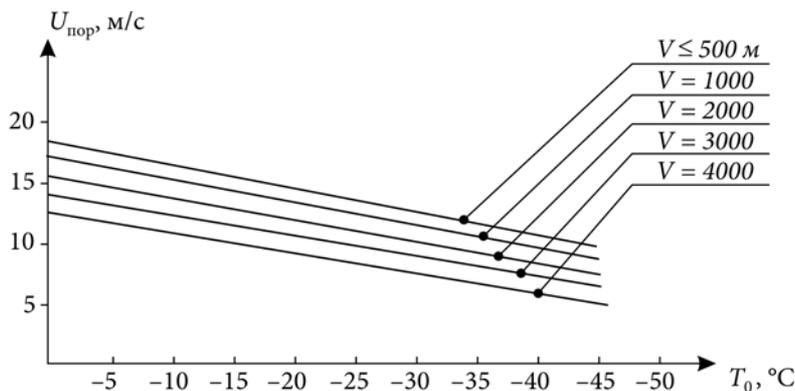


Рис. 12.6. График зависимости видимости от температуры и скорости ветра

При *пыльных* и *песчаных* бурях ухудшение видимости может быть до нескольких сотен и даже десятков метров. Пыльные бури образуются обычно над южными районами, однако иногда они могут наблюдаться и в умеренных широтах, особенно в засушливое время. Из-за неразумного природопользования пыльные бури наблюдаются даже в районах БАМа.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Автору этих строк однажды в районе Семипалатинска (Казахстан) довелось в течение часа быть на улице при пыльной буре с видимостью 100 м. После этого костюм навсегда изменил цвет, а на зубах песок хрустел еще целую неделю.

И еще одно. В пустынных районах окна заклеивают не на зиму, как в северных широтах, а на лето, чтобы в доме было меньше пыли. Однако если заклеить окна и на месяц уехать в отпуск, то по приезду дома найдешь на полу и на всей мебели толстый слой пыли. Откуда она взялась, если все время закрыто и заклеено — трудно сказать, но такое бывает всегда.

Горизонтальная протяженность зон с пыльными бурями, как правило, не превышает несколько сотен километров, а их вертикальная мощность зависит от скорости ветра, степени турбулизации атмосферы и ее стратификации и ко-

леблется от нескольких метров до нескольких сотен метров. Повторяемость пыльных бурь имеет хорошо выраженный суточный ход: в равнинных районах они чаще всего наблюдаются с 12 до 15 часов, а предгорных районах — с 14 до 18 часов местного времени. Минимум повторяемости пыльных бурь приходится на ночное время.

В принципе, прогноз пыльных бурь сводится к прогнозу сильного ветра с учетом состояния и характера подстилающей поверхности.

Пыльные бури могут наблюдаться при прохождении холодных фронтов, особенно холодных фронтов второго рода. Предфронтальное усиление ветра обычно становится заметным примерно за 200 км от приземной линии фронта, и при соответствующем состоянии подстилающей поверхности усиливающийся ветер за 100—150 км вызывает сначала пылевую поземку, а затем и пыльную бурю. Узкая полоса непосредственно перед самой линией фронта характеризуется наиболее сильными бурями, особенно если на фронте наблюдаются шквалы. За фронтом пыльные бури постепенно ослабевают и прекращаются.

Пыльные бури могут возникать и в однородной воздушной массе, в тех случаях, когда у поверхности земли создаются большие горизонтальные барические градиенты, обуславливающие сильные ветры, что чаще всего бывает на перифериях антициклонов.

Для прогноза видимости в пыльных бурях в разных регионах строят эмпирические графики зависимости видимости от скорости ветра или величины горизонтального барического градиента. Для успешного применения таких графиков необходимо использовать "свой" ряд наблюдений и строить их отдельно для различных сезонов года (хотя бы для теплого и холодного сезона).

Следует иметь в виду, что после окончания пыльной бури иногда возникает *пыльная мгла*. Она может ухудшать видимость до 1000 м и менее и сохраняться (висеть в воздухе) в течение 1,0—1,5 суток. Видимость в пыльной мгле и время ее сохранения зависят от характера подстилающей поверхности, скорости ветра, температуры воздуха и термической стратификации атмосферы.

Аналогично морозным туманам, пыльная мгла может образоваться при определенных условиях после взлета самолета с грунтового аэродрома и сохраняться несколько часов.

* * *

Уважаемые читатели!

Вы почти до конца дочитали нашу книгу. Даже если вы читали ее не очень внимательно, то все равно могли вспомнить основные метеорологические

величины, основные понятия, главные методы прогноза. Одним словом, вы должны были вспомнить все (почти все), на чем "держится" наша метеорологическая наука.

Эта книга не заменит вам учебников по отдельным метеорологическим дисциплинам, но может стать хорошим помощником при изучении любых метеорологических дисциплин. Если хотите, у нас получилась "большая шпаргалка" для студентов и преподавателей, которые занимаются метеорологической наукой. Пусть эта книга вам поможет. Желаем успехов!

Последняя, тринадцатая, глава этой книги будет посвящена проблемам экономики, финансированию метеорологической службы, в том плане, как нам кажется, было бы разумно сделать.

ГЛАВА 13



Сколько стоит сообщение о погоде?

13.1. Основные потребители прогнозов

Очень тяжело даже начинать, а не только писать эту главу. Дело в том, что метеорологическая служба в России относится к государственной службе, т. е. финансируется из государственного бюджета. Это значит, что она финансируется плохо. В бюджете России и всех субъектов Федерации нет отдельной строки, посвященной финансированию метеослужбы. Мы идем в строке "Прочие расходы". Вот отсюда и начинаются все наши беды.

В своих работах и отчетах теперешний руководитель Росгидромета А. И. Бедрицкий приводит несколько интересных цифр:

- метеорологическая служба России — прибыльная служба. Один рубль, вложенный на содержание или развитие метеослужбы, уменьшает экономические потери России на 8,3 рубля. Вот если бы это было не уменьшение потерь, а прибыль в 8,3 рубля, то тогда бы к нашей службе относились с большим уважением;
- ежегодно потери народного хозяйства России от погодных условий составляют примерно 20 млрд долларов. Если метеослужба совсем перестанет работать, то эти потери удвоятся и будут равны 40 млрд долларов;
- в настоящее время непредотвратимые потери от погоды для народного хозяйства в среднем составляют 50—60%, потери, которые можно предотвратить уже сейчас, воспользовавшись специализированным прогнозом, близки к 20—30%, а потери, которые можно предотвратить в будущем, составляют 10—20%;
- основной ущерб от гидрометеорологических условий несут следующие отрасли народного хозяйства: агропромышленный комплекс (60% от общего ущерба по стране), энергетика (8,5%), транспорт (8,5%), коммуналь-

ное хозяйство (8,9%), строительство (6,8%), лесное хозяйство (3,1%), связь (2,6%) и топливно-энергетический комплекс (1,6%).

Сами по себе цифры впечатляют, особенно если вспомнить о величине государственного бюджета.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Когда в конце 80-х годов прошлого века было произнесено слово "хозрасчет", мы вместе с руководством АМЦ "Пулково" задумались, как этот, тогда (да и сейчас тоже) не очень понятный, хозрасчет можно внедрить на АМЦ. После долгих и жарких споров пришли к выводу, что если АМЦ создан для обслуживания авиации в "Пулково", в Санкт-Петербурге, то все расходы по его содержанию должен нести "Аэрофлот". После этого посчитали, сколько средств тратится за год на зарплату, на аренду каналов связи, на приобретение и эксплуатацию основного оборудования, на расходные материалы и т. д. и получившуюся сумму разделили на количество самолетовылетов в год. Таким образом была установлена в первом приближении стоимость метеорологического обеспечения одного вылета на аэродроме "Пулково". Если бы наши расчеты были взяты хотя бы за основу, то авиационная метеослужба "жила бы неплохо". К сожалению, этого не произошло, но пока оставим в покое авиационную метеослужбу.

Если еще раз посмотреть на цифры, приведенные А. И. Бедрицким, то можно сказать следующее. *Безусловно*, все отрасли народного хозяйства несут значительные убытки от погодных условий. *Безусловно*, все отрасли народного хозяйства заинтересованы в своевременном получении грамотного специализированного прогноза. *Безусловно*, обеспечить своевременно все отрасли народного хозяйства грамотным специализированным прогнозом погоды может только такая метеослужба, которая отвечает современным требованиям и оснащена по последнему слову техники. *Безусловно*, такое оснащение метеорологической службы стоит денег, и немалых, которых нет в бюджете России. *Безусловно*, метеослужба должна финансироваться из бюджетов тех отраслей народного хозяйства, для которых она разрабатывает прогнозы погоды.

Таким образом, если такие отрасли, как *сельское хозяйство, энергетика, транспорт, коммунальное хозяйство, строительство, лесная промышленность, связь* и *ТЭК*, будут передавать часть средств, которые помогла им сэкономить метеослужба, на поддержание этой службы, то проблем со специализированными прогнозами для отдельных отраслей народного хозяйства было бы значительно меньше.

Давайте немножко посчитаем. Итак, по данным А. И. Бедрицкого уже сейчас, грамотно используя специализированные прогнозы погоды, народное хозяйство России может предотвратить 20—30% всех потерь. Пусть это будет 20%, т. е. 4 млрд долларов. Если из этих средств всего 1/4 передавать на содержание метеослужбы, то метеослужба от потребителей своей информации будет получать ежегодно около 1,0 млрд долларов. И это, не считая денег, которые

можно получать от средств массовой информации, страховых компаний, Министерства обороны и МЧС.

Нет смысла говорить о том, что, мягко говоря, в настоящее время метеослужба финансируется из государственного бюджета в значительно меньших объемах. Такой подход к решению проблемы финансирования метеослужбы позволит совсем прекратить ее финансирование из бюджета и позволит всей метеослужбе, начиная от сети гидрометеорологических станций и кончая учреждениями по подготовке метеорологических кадров, достойно существовать, развиваться и идти в ногу со временем. Естественно, что, переходя на такой способ финансирования, все правовые вопросы должны быть решены в законодательном порядке в первую очередь.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

В настоящее время очень остро стоит вопрос об оснащении метеорологических вычислительных центров современной вычислительной техникой. Еще совсем недавно специалисты по вычислительной технике отказались решать в компьютерном варианте две задачи: играть в шахматы и заниматься разработкой прогнозов погоды. Обе задачи требуют от ЭВМ огромного быстродействия и огромного объема памяти. Сейчас эти проблемы вроде бы решены, но стоимость современного компьютера "не по зубам" для метеослужбы.

И еще одно обстоятельство. В последние годы происходит заметное разрушение сети гидрометеорологических станций. Значительно меньше стало и метеорологических наблюдательных станций, и гидрологических станций и постов, и аэрологических станций, и метеорологических радиолокаторов и т. д. Я уже не говорю о метеоспециалистах, которые из-за мизерных окладов разбегаются кто куда. Разрушить все "до основания" или почти до основания достаточно просто, но восстановление всего разрушенного (а восстанавливать придется обязательно) потребует очень больших средств и значительного времени. Не хотелось бы, чтобы "на самом верху", решая проблемы метеослужбы, вторично наступили бы на "собственные грабли".

И последнее. Один современный пассажирский самолет стоит (только "железо") несколько десятков миллионов долларов, один корабль или паром — несколько сотен миллионов долларов. Даже если метеослужба в течение года предотвратит катастрофу только одного самолета и только одного парома, то она уже полностью окупит, и не один раз, свое теперешнее финансирование. Смею вас уверить, уважаемые читатели, что метеослужба оказывает народному хозяйству значительно больше полезных услуг, чем один спасенный самолет и один паром.

Таким образом, можно считать, что основные потребители метеорологической информации нам известны. Следовательно, нам известны и основные (пока только возможные) источники финансирования метеослужбы, включая и государственный бюджет. Хочется надеяться на мудрые решения всех, от кого в той или иной мере зависит качество гидрометеорологических прогнозов. Ведь не секрет, что даже в среде "больших чиновников" редко встретишь

человека, который в течение дня хотя бы раз не поинтересовался погодой. Очень не хочется обманывать "больших людей".

13.2. Ориентировочная качественная оценка потерь от опасных и неблагоприятных явлений погоды

Многие авторы пытались и пытаются оценить тот экономический ущерб, который наносят опасные и неблагоприятные явления погоды народному хозяйству. Здесь нельзя не вспомнить наших ученых Н. А. Багрова, Г. П. Вимберга, Е. Е. Жуковского, В. И. Кондратюка, Э. И. Монокровича и основателя экономической метеорологии Л. А. Хандожко.

Мы не будем анализировать и разбирать "по косточкам" подходы к решению проблемы другими авторами, а предложим свой подход, который, на наш взгляд, не лишен здравого смысла.

Сначала мы подошли к решению данной проблемы с двух сторон. Мы оценили, какие опасные явления погоды влияют на ту или иную отрасль промышленности, а затем уже оценили, на какие отрасли влияет то или иное опасное явление погоды. В результате учета только основных причин, из-за которых возникают экономические потери в отрасли, мы получили следующую картину.

Гроза и град опасны для *сельского хозяйства* возможным уничтожением урожая в поле (пожар + град и сильный ливень), уничтожением урожая в садах, полеганием посевов, а также потерями в животноводстве (пожары на животноводческих фермах, их разрушение градом и т. д.).

Для *энергетики* потери из-за грозы обусловлены выходом из строя трансформаторных подстанций, выходом из строя линий электропередач, а также (как следствие сказанного) недополучением электрической энергии потребителями. Для потребителей электроэнергии это простои и упущенная выгода, для энергетиков — ремонт оборудования и недоотпуск энергии.

Для предприятий *связи* гроза и град оборачиваются тем, что при грозах выходят из строя радиорелейные станции, воздушные линии связи, а также достаточно сложное "антенное хозяйство".

На различные виды *транспорта* грозы действуют по-разному. Для *авиации* это задержки вылета (вплоть до их отмены), закрытие аэропортов и возврат воздушных судов. *Автотранспорт* при грозах, в основном из-за дождя, уменьшает скорость движения, что может привести к порче груза (промокание), к различным задержкам при необходимости перегрузки груза на другой

вид транспорта, а также к увеличению вероятности дорожно-транспортных происшествий (ДТП). На *железной дороге* при грозах также происходит уменьшение скорости движения поездов, возможны повреждения контактной сети, размыв пути, повреждения силовых трансформаторных подстанций, усложнение всех видов работ на товарных и сортировочных станциях и многое другое. *Водному транспорту* также "достается" от гроз и града. Основные "неприятности" флота при грозе связаны с нарушением радиосвязи с береговыми службами; с уменьшением видимости в сильных ливнях, которые затрудняют маневрирование, особенно речного флота; с попаданием молнии в корабль со всеми вытекающими отсюда последствиями; с возможной порчей груза; с задержкой выхода судна из порта, а также со сложностью выполнения погрузо-разгрузочных работ в порту.

Коммунальные службы городов также страдают от гроз и града. У них много разных проблем. Это и ливневая канализация, и опрокинутые рекламные щиты, и поваленные деревья, и оборванные провода, и плохо работающий из-за этого городской транспорт, и выбитые стекла и многое другое.

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Однажды гроза в Санкт-Петербурге (это было в конце июля 2001 года) привела к тому, что разряд молнии ударил в крест основного купола Смольного собора. В результате крест надломился, потом сломался, упал на кровлю собора и повредил ее. При этом никто из жителей не пострадал, но все священнослужители увидели в этом "дурной знак".

Для *лесного хозяйства* грозы могут обернуться сильными пожарами и так называемым ветровалом.

Строительные организации терпят убытки при грозах из-за простоя башенных кранов, а также невозможности проведения целого ряда наружных строительного-монтажных работ.

В *топливно-энергетическом комплексе* (ТЭК) тоже возможны определенные потери при грозах за счет вынужденного простоя техники и т. д.

Сильный ветер, который часто может быть связан с грозами, а иногда бывает и "сам по себе", также неприятен для всех отраслей народного хозяйства. Для *сельского хозяйства* это гибель урожая в поле, полегание посевов, гибель урожая в садах, а также сорванные крыши с животноводческих построек.

В *энергетике* сильный ветер приводит к выходу из строя ЛЭП и, как следствие, — недополучению энергии потребителями.

Для *организаций связи* сильный ветер тоже представляет опасность. Он обрывает воздушные линии связи, может вывести из строя ретрансляционные станции и антенны, которые имеют большую парусность.

Весь *транспорт* также испытывает негативное влияние сильного ветра. Для *авиации* это задержки с вылетом, закрытие аэропортов и возврат воздушных судов. Для *автотранспорта* — уменьшение скорости движения, пыль на дороге и снежные заносы зимой при метели. *Железная дорога* страдает от сильного ветра не меньше других видов транспорта. Это и обрыв контактной сети, и работа на грузовых и товарных станциях, и поваленные деревья на рельсах. Очень неприятен сильный ветер для *морского и речного флота*. Прежде всего, сильный ветер вызывает и сильное волнение, а это приводит к возможной подвижке груза, что уменьшает безопасность судоходства, значительно усложняет швартовку судов и их проход по фарватеру.

Для *коммунального хозяйства* сильный ветер опасен практически тем же самым, что и грозы. Это обрыв воздушных линий связи, поваленные деревья и рекламные щиты, сорванные крыши домов и выбитые стекла, нарушение режима работы городского транспорта и даже человеческие жертвы.

Для *лесного хозяйства* сильный ветер опасен ветровалом и разрушением жилья лесорубов, которое, как правило, особым комфортом не отличается.

Для *строительных организаций* сильный ветер неприятен тем, что вызывает простой башенных кранов, не позволяет выполнять целый комплекс строительно-монтажных работ, что приводит к упущенной выгоде.

Сильный ветер затрудняет также и работу на предприятиях *ТЭК*.

Осадки и метели также являются неблагоприятными или опасными явлениями погоды (а что же благоприятно?!).

ЭТО ИНТЕРЕСНО

Англичане говорят, что нет плохой погоды, а есть плохая одежда. И англичане правы. А вот еще один пример. Когда автор этих строк учился в школе, на уроке химии изучали какое-то вещество. Кто-то из класса спросил учителя: "Это вещество ядовито?", на что учитель ответил, что любое вещество, даже вкусное пирожное, — яд. Все зависит от того, сколько съесть. И здесь прав оказался учитель. Все зависит от того, сколько и когда выпали осадки, когда и какой силы был ветер, какой силы и в какое время была гроза и т. д. Если все происходит вовремя, то это всем только на пользу, если нет — это бывает даже опасно.

Для *сельского хозяйства* это, в основном, полегание посевов, "раскисание" почвы и дорог, а также невозможность собрать урожай. Для *предприятий энергетики и связи* осадки и метели опасны тем, что вызывают увеличение электрических потерь в сетях за счет увеличения влажности воздуха. Кроме того, осадки и метели приводят к "раскисанию" дорог и снежным заносам, что в значительной мере затрудняет профилактический осмотр и ремонт воздушных линий связи.

ЭТО НЕ ИНТЕРЕСНО, НО ВАЖНО

Уважаемые читатели! Вы уже смогли заметить, что, описывая влияние различных погодных условий на отдельные отрасли народного хозяйства, автору приходится повторяться. Тут уж ничего не поделаешь. Но, чтобы не затруднять вас излишним "читивом", позвольте до минимума сократить повторение. При этом смысл искажен не будет, а вам, надеюсь, хватит смекалки для того, чтобы представить изложенное в полном объеме. Будем считать, что мы с вами об этом договорились.

На *транспорт* осадки и метели влияют по-разному. Для *авиации* это задержки вылетов, закрытие аэропортов и возвраты воздушных судов, для *автотранспорта* — уменьшение скорости движения, "раскисание" дорог и заносы на дорогах, а также увеличение числа ДТП, для *железнодорожного транспорта* — это также заносы на дороге и возможное разрушение железнодорожного полотна. Для *флота*, пожалуй, основную опасность представляет снег и мокрый снег, который, как и другие виды осадков, уменьшает скорость движения судов, а, кроме того, отвлекает экипаж судна на очистку палубы от снега при сильных снегопадах.

Коммунальное хозяйство также несет заметные убытки при осадках и метелях. Работникам этой сферы приходится заниматься приведением в порядок ливневой канализации, бороться с оползнями или их последствиями, а также очисткой дорог и внутридворовых территорий от снега.

Для *строителей* осадки опасны тем, что они разрушают подъездные пути, а также делают невозможным проведение целого ряда строительно-монтажных и отделочных работ.

Для *топливно-энергетического комплекса* страны из-за осадков и метелей также приходится дополнительно расчищать дороги и подъездные пути, а, кроме того, затрудняется или прекращается работа в открытых карьерах.

Пожалуй, в меньшей степени, чем другие отрасли зависят от метелей предприятия *лесного хозяйства*, но и они страдают из-за сильных заносов на лесных дорогах и лесосеках.

Сильная жара и засуха в большей степени влияют только на работу предприятий *сельского, коммунального и лесного хозяйства*.

Для *сельского хозяйства* это, в первую очередь, значительное уменьшение или гибель всего урожая из-за отсутствия осадков, увеличение расходов на полив и на водопой скота, а также падеж скота.

Для *коммунального хозяйства* жара оборачивается организацией борьбы с брюшными заболеваниями, строгим соблюдением правил вывоза мусора, дополнительным поливом улиц и цветов в городах, а также дополнительными усилиями по борьбе с локальными пожарами (или возгорание мусора, сухой травы и т. д.).

Работникам *лесного хозяйства* приходится затрачивать значительные средства на воздушную разведку лесных пожаров и на тушение разведанных очагов. Кроме того, при пожарах в лесу гибнет много зверей, птиц, деревьев. Восстановление флоры и фауны также требует немалых затрат из бюджета.

Сильная жара оказывает влияние и на работу *транспорта*. Для *авиации* это увеличение расхода топлива, закрытие аэропортов и задержка рейсов, для *автотранспорта* это, прежде всего, работа по уменьшению вредных выбросов в атмосферу, а для *речного флота* — это обмелевшие фарватеры на реках и каналах.

Остальные отрасли народного хозяйства, пожалуй, не так уж сильно зависят от жары, но если в каком-либо регионе России очень продолжительное время наблюдается температура воздуха 30—35 °С, то здесь уже не выдерживают люди. Такая температура приводит к тому, что на и так непростую погоду накладывается "человеческий фактор", который может существенно усложнить обстановку в регионе.

Заморозки, резкое похолодание, низкие температуры. Опять неблагоприятные для народного хозяйства явления. Увы, это действительно так. Для *сельского хозяйства* эти явления опасны тем, что приводят к уничтожению посевов после всходов, к уничтожению урожая в садах, к уничтожению озимых при промерзании почвы, а также к более интенсивному обогреву теплиц и скотных дворов, что оборачивается для хозяйств большим расходом тепловой энергии и более частыми пожарами.

Для предприятий *энергетики* сильные холода неприятны тем, что приводят к увеличению нагрузки на все агрегаты, к увеличению расхода топлива на ТЭЦ, а также к необходимости решать извечную проблему ТЭЦ: "недотоп — перетоп".

Много дополнительных трудностей при низких температурах возникает на *транспорте*. Для всех видов транспорта низкие температуры значительно усложняют его обслуживание, приводят к необходимости отопления ангаров, гаражей, депо, к необходимости отопления салонов подвижного состава. Для *автотранспорта* дополнительно это еще и возможность "разморозить" аккумуляторы, а для *флота* — неожиданно для себя застрять в сплотившихся льдах.

Работникам *коммунального хозяйства* при заморозках и низких температурах приходится бороться за сохранение теплосетей и тепла в домах, часто в очень неблагоприятных условиях выполнять аварийные работы, обеспечивать в городах горячее водоснабжение, бороться с сосульками, а также продлевать отопительный сезон.

В *лесном хозяйстве* низкие температуры приводят к увеличенному расходу средств на подкормку животных, в *строительстве и предприятиях ТЭК* — к вынужденным простоям при низких температурах воздуха.

Еще одним, на этот раз последним, опасным явлением, о котором мы с вами поговорим, является **гололед и гололедица**.

Нет нужды говорить о том, что гололед — опасное явление погоды. Для всех отраслей народного хозяйства это, прежде всего, обрыв всех воздушных линий связи, это повышенная опасность при проведении всех видов работ, это нарушенная работа транспорта, строителей и т. д. Более подробного описания влияния этих явлений на народное хозяйство давать, пожалуй, не стоит.

13.3. Ориентировочная количественная оценка потерь от опасных и неблагоприятных явлений погоды

В предыдущем разделе мы качественно (без всяких цифр и сумм) оценили потери, которые несет народное хозяйство России от опасных и неблагоприятных явлений погоды. Далее будут приведены различные цифры, которые позволят оценить вклад того или иного опасного явления на некоторые отрасли народного хозяйства.

Все цифры давались автору с большим трудом. К сожалению, методика оценки потерь от погодных условий пока еще не разработана. Только суммируя и анализируя отдельную разрозненную информацию, авторам удалось получить ориентировочную оценку влияния явлений погоды на различные отрасли хозяйства. Мы не будем утруждать вас, уважаемые читатели, всеми тонкостями наших расчетов. Просто скажем, что в качестве исходной информации нами использовались данные о площади того или иного региона, количестве жителей, проживающих в том или ином районе, данные об интенсивности транспортных перевозок в различных регионах, информацию о лесных пожарах и нанесенном ущербе, которую можно "выудить" из наших СМИ. Так как исходная информация получена в разные годы, то для большей стабильности результатов все суммы, все потери будут нами указаны в долларах, а не в рублях.

Вот пример наших расчетов. Из данных ЦСУ известно, что сельскохозяйственные угодья (пашня, сенокосы, пастбища и сады) в России составляют 222,3 млн га. По данным А. И. Бедрицкого сельское хозяйство России ежегодно терпит убытки от опасных и неблагоприятных явлений погоды в размере 10 млрд долларов. Простая арифметика говорит о том, что каждый гектар сельскохозяйственных угодий несет убытки в размере 45 долларов, из

которых 30 — непредотвратимые потери, а за остальные 15 можно "поборься".

Аналогичным образом получены и остальные реперные цифры. Вот несколько ориентировочных цифр, которые могут быть отправными при решении самых разнообразных экономических задач.

- Средняя величина ущерба от погодных условий для Санкт-Петербурга и Ленинградской области составляет около 900 млн долларов в год.
- В Ленинградской области 21.07.1999 года наблюдался град, размером до 5 см в диаметре (вес градин до 50 г). Ущерб от такого града составил около 400 тыс. долларов.
- Продление отопительного сезона в Санкт-Петербурге только на одни сутки приводит к дополнительным затратам в 170 тыс. долларов.
- На отопление одного квадратного метра жилой площади в год затрачивается примерно 3 доллара.
- При разумном отоплении (по существующим нормам) уменьшение среднесуточной температуры на 1° приводит к дополнительным затратам только на европейской территории России в 700 тыс. долларов в сутки.
- В Европе 1 кВт/ч электроэнергии стоит в среднем 0,04 доллара.
- Один погонный метр современной взлетно-посадочной полосы стоит около 20 тыс. долларов, а погонный метр современной автострады — 7 тыс. долларов.
- Закрытие всех аэропортов России на 1 час приносит убытки в 300 тыс. долларов.
- Одна тонна авиационного керосина стоит примерно 200 долларов, а Ту-154 за один час полета "съедает" около 7,5 тонн.
- Один час работы техники по очистке аэродрома "Пулково" от снега стоит примерно 3 тыс. долларов.
- Работа одного трактора по очистке улиц от снега стоит около 10 долларов в час.
- Одноразовая посыпка всех улиц Санкт-Петербурга песочно-солевой смесью стоит 240 тыс. долларов. С одной стороны, это, конечно, много, но с другой — это всего-то два-три приличных "мерседеса".
- Экономические потери по дополнительному уходу за дорогами из-за неблагоприятных погодных условий составляют 25 тыс. долларов в год на 100 км дорог.
- Стоимость восстановления одного обрыва воздушной линии связи составляет около 5 тыс. долларов.

- ❑ Стоимость восстановительных работ в Санкт-Петербурге при различных повреждениях из-за сильного ветра составляет в среднем 100 тыс. долларов на одно повреждение.
- ❑ Одна гроза в среднем наносит убытки народному хозяйству в 70 тыс. долларов.
- ❑ В лесу на одном гектаре растет около 100 кубометров леса, и если лес гибнет из-за пожара или по другим причинам, то ущерб составляет 1000 долларов.
- ❑ Простой одного башенного крана в течение часа оборачивается для строителей ущербом в 150 долларов.
- ❑ Восстановление одной опоры магистральной ЛЭП обходится энергетикам в 200 тыс. долларов.
- ❑ Простой на линии одного вагона трамвая, автобуса или троллейбуса оборачивается для транспортного предприятия ущербом в 7—10 долларов за час простоя в городе с населением до 500 тыс. человек и в 10—15 долларов в городе с населением больше 500 тыс. человек.

Вне всякого сомнения, все приведенные цифры могут быть уточнены в результате более детального анализа более достоверной информации.

Ну, а "голубая мечта" авторов — создать по безбумажной технологии "Атлас экономических потерь народного хозяйства России от неблагоприятных и опасных явлений погоды". Хотелось бы, чтобы этот атлас позволял из базы данных "вытаскивать" любую информацию, в любом сочетании и проводить для выбранного пакета изолинии потерь по федеральным округам или субъектам Федерации России.

Заключение

Уважаемые читатели!

Вот теперь вы до конца дочитали нашу книгу. Нам хотелось сделать ее интересной и полезной и для студентов, и для преподавателей, и для оперативных работников метеослужбы. Мы рады, если это у нас получилось.

Мы будем благодарны, если вы пришлете нам свои замечания и пожелания, и при первой же возможности постараемся все исправить и привести в порядок.

Наш адрес: 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98, РГГМУ, кафедра прикладной метеорологии, Олегу Георгиевичу Богаткину.

Литература

1. Александров Э. Л., Седунов Е. С. Человек и стратосферный озон. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 104 с.
2. Аронин Г. С. Практическая аэродинамика. — М.: Воениздат, 1962. — 384 с.
3. Астапенко П. Д., Баранов А. М., Шварев И. М. Авиационная метеорология. — М.: Транспорт, 1985. — 262 с.
4. Базов Д. И. Аэродинамика вертолетов. — М.: Транспорт, 1972. — 184 с.
5. Баранов А. М. Облака и безопасность полетов. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 232 с.
6. Блохин В. И., Баканов Е. А. и др. Основы авиационной техники и оборудование аэропортов. — М.: Транспорт, 1985. — 256 с.
7. Богаткин О. Г. Авиационная метеорология для летчиков. — СПб.: ООО "КРОМ", 2008. — 240 с.
8. Богаткин О. Г. Авиационная метеорология. — СПб.: РГГМУ, 2005. — 328 с.
9. Богаткин О. Г., Говердовский В. Ф. Особенности метеорологического обеспечения полетов на международных трассах. — Л.: ЛГМИ, 1989. — 71 с.
10. Богаткин О. Г., Еникеева В. Д. Анализ и прогноз погоды для авиации. 2-е изд., перераб. и доп. — Л.: Гидрометеиздат, 1992. — 272 с.
11. Винниченко Н. К., Пинус Н. З., Шметер С. М., Шур Г. К. Турбулентность в свободной атмосфере. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 288 с.
12. Володко А. М. Основы летной эксплуатации вертолетов (динамика полета). — М.: Транспорт, 1986. — 262 с.
13. Воробьев В. И. Синоптическая метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1991. — 616 с.

14. Воробьев В. И. Струйные течения в высоких и умеренных широтах. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 234 с.
15. Воробьев Е. И. Радиационная безопасность экипажей летательных аппаратов. — М.: Энергоатомиздат, 1983. — 152 с.
16. Воробьев Л. М. Воздушная навигация. — М.: Машиностроение, 1984. — 256 с.
17. Гаврилов В. А. Видимость в атмосфере. — Л.: Гидрометеиздат, 1966. — 324 с.
18. Герман М. А. Космические методы исследования в метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1985. — 348 с.
19. Глазунов В. Г. Оповещение о сильных сдвигах ветра в районе аэродрома. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 30 с.
20. Говердовский В. Ф. Космическая метеорология с основами астрономии. — СПб.: РГГМУ, 1995. — 216 с.
21. Жулев В. И., Иванов В. С. Безопасность полетов летательных аппаратов. — М.: Транспорт, 1986. — 224 с.
22. Зверев А. С. Синоптическая метеорология и основы предвычисления погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 774 с.
23. Иоффе М. М., Приходько М. Г. Справочник авиационного метеоролога / Под ред. А. В. Костюченко. — М.: Воениздат, 1977. — 304 с.
24. Кобышева Н. В., Наровлянский Г. Я. Климатическая обработка метеорологической информации. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 296 с.
25. Котик М. Г., Филиппов В. В. Полет на предельных режимах. — М.: Воениздат, 1980. — 384 с.
26. Логвинов К. Т. Динамическая метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1952. — 148 с.
27. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 752 с.
28. Маховер З. М., Пеньков А. П. Методические рекомендации для АМСГ (АМЦ) по выявлению местных климатических особенностей аэродромов. — М.: Гидрометеиздат, 1981. — 28 с.
29. Метеорологическое обеспечение полетов воздушных судов гражданской авиации. — Л.: ОЛАГА, 1980. — 80 с.
30. Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации России (НМО ГА-95). — М.: Росгидромет, 1995. — 160 с.
31. Переведенцев Ю. П., Богаткин О. Г. Атмосферная турбулентность и ее прогноз. — Казань: изд. Казанского гос. университета, 1978. — 160 с.

32. Пономаренко С. И., Лебедева Н. В., Чистяков А. Д. Оценка способов прогноза гроз и рекомендации по их использованию (метод. указания). — М.: Гидрометеиздат, 1981. — 54 с.
33. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. 3-е изд. Часть 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 702 с.
34. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. — Л.: Гидрометеиздат, 1985. — 304 с.
35. Скрипниченко С. Ю. Оптимизация режимов полета по экономическим критериям. — М.: Машиностроение, 1988. — 154 с.
36. Анодина Т. Г., Володин С. В. и др. Управление воздушным движением. — М.: Транспорт, 1988. — 229 с.
37. Федчин С. С. Самолетовождение. — М.: Транспорт, 1966. — 528 с.
38. Хандожко Л. А. Оценка экономического эффекта прогнозов погоды. — Л.: ЛПИ, 1987. — 50 с.
39. Хандожко Л. А. Экономическая эффективность метеорологических прогнозов. — Обнинск.: ВНИИГМИ-МЦД, 2008. — 146 с.

ПРИМЕЧАНИЕ

Не удивляйтесь, уважаемые читатели, что в списке литературы не очень много наименований, и что эта литература достаточно "старая". Во-первых, все необходимое при желании вы найдете в реферативных журналах "Геофизика" и "Воздушный транспорт". Во-вторых, за последнее десятилетие и даже более длительный срок специальной литературы издавалось очень мало и очень маленькими тиражами. В-третьих, известно, что новое — это хорошо забытое старое. Многие классические "метеорологические устои", в том числе и в области авиационной метеорологии, практически не меняются, а в добросовестности "старых" авторов сомневаться не приходится.

Не ставя под сомнения знания и дела молодых ученых, справедливости ради, хочется отметить, что старшее поколение работало добротней, и с этим, пожалуй, вы тоже согласитесь.

Предметный указатель

А

Абсолютная влажность 19

Адвекция 80

Адиабата:

◇ влажная 36, 65

◇ сухая 64

Антициклон 103

Атмосфера:

◇ изотермическая 63

◇ однородная 63

◇ политропная 63

◇ стандартная 32

◇ устойчивость 47

Атмосферное давление 13

Атмосферный фронт 51

◇ классификация 54

Б

Баланс, радиационный 81

Барометрическая ступень 64

Буря пыльная (песчаная) 262

В

Вергенция 77

Ветер 17

◇ абсолютный 42

◇ в атмосфере 38

◇ геострофический 39

◇ градиентный 41

◇ действительный 41

◇ изаллобарический 41

◇ направление 18

◇ относительный 42

◇ средний 42

◇ термический 41

◇ эквивалентный 42

Видимость 23, 254

Вихрь скорости 78

Вода, в атмосфере 44

Водяной пар:

◇ массовая доля 20

◇ упругость 20

Второе начало термодинамики 73

Г

Геопотенциал 16

Гололед 26, 248, 252

Гололедица 252

Град 220

Градиент 34

Гроза 203

◇ адвективная 206

◇ внутримассовая 205

◇ изолированная 215

◇ конвективная 206

◇ орографическая 207

◇ отдельная 215

◇ фронтальная 205, 207

Д

Дефицит:

◇ влажности 21

◇ температуры точки росы 21, 211

◇ точки росы 21

Диаграмма состояния 45
 Дивергенция 77
 Дымка 256

З

Закон:
 ◇ Вина 84
 ◇ Кирхгофа 84
 ◇ Планка 84
 ◇ Стефана — Больцмана 84
 Заморозок 125

И

Излучение 83
 Испарение 44

К

Конвективно-неустойчивый слой,
 толщина 211
 Конвекция 81
 Конвергенция 77

Л

Лапласиан 69
 Ливень 26
 Линия:
 ◇ неустойчивости 224
 ◇ шквалов 224

М

Мгла:
 ◇ пыльная 263
 ◇ снежная (или белая) 261
 Мезомасштабная гряда 226
 Мезомасштабный конвективный
 комплекс 227
 Мезоскопление облаков 229
 Мезоциклон 228
 Метель:
 ◇ низовая 260
 ◇ общая 260

Механизм автоконвекции 225
 Минимум погоды 158
 Модель:
 ◇ бароклиническая 63
 ◇ баротропная 63
 Морось 241
 Мощность 27

О

Облачная пелена 172
 Облачность 22
 Обледенение 26
 Оператор:
 ◇ Лапласа 69
 ◇ Якоби 70
 Осадки 25, 241
 ◇ ливневые 241, 247
 ◇ морозящие 241, 243
 ◇ обложные 241, 244
 Освещенность 28
 Основное уравнение статики 75
 Относительная влажность 21
 Отношение смеси 20

П

Первое начало термодинамики 71
 Плотность воздуха 15
 Поглощение 84
 Пограничный слой атмосферы 40
 Поземок 260
 Поток тепла 27
 Приземной слой 40
 Прогноз:
 ◇ ветра 127
 □ при грозах 132
 ◇ видимости 254
 □ в дымках и туманах 256
 □ в мгле 263
 □ в метелях 260
 □ в осадках 258
 □ в пыльных и песчаных бурях 262
 ◇ высоты верхней границы облаков 173
 ◇ высоты нижней границы облаков 161
 ◇ гололеда и гололедицы 248

- ◇ града 220
 - ◇ гроз 203, 210
 - ◇ заморозков 125
 - ◇ конденсационных облачных следов за самолетами 174
 - ◇ направления ветра 129
 - ◇ низкой облачности 158
 - ◇ осадков 239
 - ливневых 247
 - морозящих 243
 - обложных 244
 - ◇ погоды:
 - классификация 56
 - методы разработки 58
 - ◇ скорости ветра:
 - на высотах 140
 - у земли 131
 - ◇ температуры воздуха 113
 - максимальной 119
 - минимальной 114
 - на высотах 124
 - ◇ туманов 176
 - адвективных 189
 - испарения 197
 - радиационных 177
 - фронтальных 198
 - ◇ турбулентности 144
 - ◇ формы и количества облаков 159
- Процесс:
- ◇ адиабатический 48
 - ◇ атмосферный 48
 - ◇ влажно-адиабатический 65
 - ◇ сухоадиабатический 48, 64

Р

Работа 26

С

Световая энергия 28

Световой поток 28

Сила:

- ◇ барического градиента 38
- ◇ выталкивающая (Архимедова) 47
- ◇ Кориолиса 38

- ◇ света 28
 - ◇ тяжести 47
- Система:
- ◇ замкнутая 74
 - ◇ изолированная 74
- Скорость порывов ветра 135
- Смерч 233
- Солнечная постоянная 83
- Спираль Экмана 40
- Среднее арифметическое 60
- Среднее квадратичное отклонение 61
- Стандартный порог слышимости 28

Т

- Температура 34
- ◇ виртуальная 34
 - ◇ воздуха 113
 - максимальная 119
 - минимальная 114
 - на высотах 124
 - на уровне конвекции 211
 - ◇ потенциальная 35
 - ◇ псевдопотенциальная 36
 - ◇ псевдоэквивалентная 36
 - ◇ эквивалентная 35
 - ◇ эквивалентно-потенциальная 36, 208
- Течение:
- ◇ мезоструйное 43
 - ◇ струйное 43
- Точка росы 20
- ◇ дефицит 21
- Трансляция 81
- Туман 176, 256
- ◇ адвективный 176, 189, 258
 - ◇ испарения 197
 - ◇ испарения и смешения 177
 - ◇ ледяной 200
 - ◇ морозный 176, 200
 - ◇ радиационный 176, 177, 258
 - ◇ фронтальный 176, 198, 258
- Турбулентность 144
- ◇ динамическая 146
 - ◇ механическая 145
 - ◇ термическая 146
 - ◇ ясного неба 146

У

Удельная влажность 20

Уравнение:

◇ вихря скорости 78

◇ движения 75

◇ Клайперона — Менделеева 62

◇ Клаузиуса — Клайперона 70

◇ неразрывности 76

◇ притока тепла 72, 76

◇ Пуассона 35, 64

◇ состояния 76

◇ сухой адиабаты 64

Уровень:

◇ звукового давления 28

◇ конвекции 211

◇ конденсации 211

Ф

Формула:

◇ барометрическая 63

◇ Маргулеса 52

Фронт, атмосферный:

◇ перемещение 107

◇ эволюция 109

Ц

Циклон 94

◇ правила перемещения 101

◇ регенерация 99

Ш

Шквал 132

Э

Энергия 26

Энтропия 73

Я

Якобиан 70

Богаткин О. Г.

Авиационные прогнозы погоды

2-е издание, стереотипное

Группа подготовки издания:

Главный редактор	<i>Екатерина Кондукова</i>
Зам. главного редактора	<i>Игорь Шишигин</i>
Зав. редакцией	<i>Григорий Добин</i>
Редактор	<i>Анна Кузьмина</i>
Компьютерная верстка	<i>Ольги Сергиенко</i>
Корректор	<i>Зинаида Дмитриева</i>
Дизайн серии	<i>Инны Тачиной</i>
Оформление обложки	<i>Елены Беляевой</i>
Зав. производством	<i>Николай Тверских</i>

Лицензия ИД № 02429 от 24.07.00. Подписано в печать 31.05.10.

Формат 70×100¹/₁₆. Печать офсетная. Усл. печ. л. 23,22.

Тираж 1000 экз. Заказ №

"БХВ-Петербург", 190005, Санкт-Петербург, Измайловский пр., 29.

Санитарно-эпидемиологическое заключение на продукцию
№ 77.99.60.953.Д.005770.05.09 от 26.05.2009 г. выдано Федеральной службой
по надзору в сфере защиты прав потребителей и благополучия человека.

Отпечатано с готовых диапозитивов
в ГУП "Типография "Наука"
199034, Санкт-Петербург, 9 линия, 12



Богаткин Олег Георгиевич, кандидат географических наук, профессор, профессор кафедры метеорологических прогнозов Российского государственного гидрометеорологического университета. Стаж работы в отрасли более 50 лет. Автор и соавтор многочисленных трудов, среди которых «Авиационная метеорология», «Авиационная метеорология для летчиков», «Практикум по авиационной метеорологии», «Учебный авиационный метеорологический атлас» и др.

АВИАЦИОННЫЕ ПРОГНОЗЫ ПОГОДЫ

В книге кратко изложены основы метеорологии, а также физические причины возникновения различных неблагоприятных и опасных явлений погоды. На простых примерах и с использованием несложного математического аппарата показана взаимосвязь процессов, происходящих в атмосфере.

Рассмотрены современные методы прогноза опасных явлений погоды, используемые в практике метеорологического обеспечения гражданской авиации. Приведены методы прогноза:

- минимальной и максимальной температуры воздуха, заморозков и др.;
- скорости и направления ветра у земли и на высотах;
- атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку воздушных судов;
- высоты нижней и верхней границы облачности;
- различных видов туманов;
- гроз и града;
- осадков, гололеда, гололедицы и обледенения воздушных судов;
- видимости в осадках, дымке и тумане, метелях и бурях и др.

Приведена полезная справочная информация, а также оценка экономического эффекта метеорологических прогнозов.

Книга предназначена для студентов гидрометеорологических вузов и слушателей факультетов повышения квалификации, курсантов летных училищ и всех специалистов-метеорологов, занимающихся разработкой краткосрочных и сверхкраткосрочных прогнозов погоды, а также для летного и диспетчерского состава гражданской и военной авиации.

БХВ-Петербург

190005, Санкт-Петербург,
Измайловский пр., 29

E-mail: mail@bhv.ru
Internet: www.bhv.ru

Тел.: (812) 251-42-44
Факс: (812) 320-01-79



ISBN 978-5-9775-0605-2



9 785977 506052