

Бесплатно

Д. А. КОНОВАЛОВ

МЕТЕОРОЛОГИЯ
ДЛЯ
ПЛАНЕРИСТОВ



Д. А. КОНОВАЛОВ

МЕТЕОРОЛОГИЯ
ДЛЯ
ПЛАНЕРИСТОВ

МОСКВА
ИЗДАТЕЛЬСТВО ДОСААФ СССР
1981

ОТ АВТОРА

Предлагаемая вниманию читателей книга является первым опытом создания учебного пособия по метеорологии для планеристов в нашей стране. Существующие учебники по авиационной метеорологии не могут удовлетворить запросы планеристов в связи со спецификой планерных полетов.

Как известно, «мотором» для планера служат восходящие движения воздуха, образующиеся в атмосфере под действием термических и динамических факторов. Поэтому основное внимание уделяется разбору этих факторов как причин, порождающих при определенных условиях вертикальные движения воздуха. Кроме того, приводятся общие представления об атмосфере и происходящих в ней процессах, а также сведения из синоптической метеорологии.

Для успешного планирования и выполнения полета планерист должен разбираться в синоптической обстановке, уметь читать синоптическую карту, иметь понятие о свойствах воздушных масс, циклонов и антициклонов, атмосферных фронтов и представлять возможности осуществления полета в различных ситуациях. Все эти вопросы в той или иной степени нашли отражение в настоящем учебном пособии.

В основу учебного пособия положено обобщение известных автору литературных источников как советских, так и зарубежных, а также собственные исследования и опыт участия автора в научно-исследовательских полетах на планерах и легких самолетах.

Некоторые вопросы, затронутые в книге, требуют дальнейших исследований. Всюду, где это было возможно, автор стремился довести полученные

результаты исследований до практического использования применительно к потребностям планеризма (см., например, разд. 4.4, приложения 2 и 3).

Расчет номограммы для определения режима максимальной скороподъемности планера Бланик в термике (см. разд. 4.4) выполнен Т. Ю. Коноваловой. Она же оказала большую помощь при подготовке рукописи к печати. Неоценимую помощь при оформлении иллюстративного материала оказала Н. Н. Чиркина. Им обоим автор выражает свою глубокую признательность.

Несомненно, что эта книга, являющаяся первым опытом систематического изложения метеорологии для планеристов в нашей стране, еще далека от совершенства. Поэтому автор будет признателен всем, кто после прочтения книги сообщит свои замечания, способствующие ее улучшению.

1. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ АТМОСФЕРЕ И ПРОИСХОДЯЩИХ В НЕЙ ПРОЦЕССАХ

1.1. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ И АТМОСФЕРНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Метеорологией называется наука, изучающая атмосферные процессы и явления в их взаимодействии с земной поверхностью — сушей и водой.

Атмосферой называется газообразная оболочка Земли. Атмосфера участвует во вращательном движении Земли вокруг Солнца и своей оси, а также находится в непрерывном и сложном движении относительно поверхности Земли. Под влиянием взаимодействия атмосферы с земной поверхностью и внутренних процессов физическое состояние атмосферы и отдельных ее частей непрерывно изменяется.

Для количественной характеристики состояния атмосферы в какой-то определенный момент времени вводится ряд величин, которые имеют общее название метеорологических элементов или параметров состояния атмосферы. Перечислим основные метеорологические элементы: температура, давление, плотность и влажность воздуха; скорость ветра, количество, высота и водность, горизонтальная и вертикальная протяженность облаков; интенсивность осадков; метеорологическая дальность видимости.

Рассмотрим более подробно некоторые из них, а именно те метеорологические элементы, на которых в последующих разделах учебного пособия мы остановимся больше не будем.

Атмосферное давление

Атмосферное давление (давление воздуха) представляет собой силу гидростатического давления воздуха, действующую на единичную площадку. В неподвижном воздухе оно равно упругости воздуха и в каждой точке уравнивается весом вертикального столба воздуха единичного сечения, расположенного выше рассматриваемого уровня.

Атмосферное давление на метеорологических станциях измеряется с помощью стационарного чашечного ртутного барометра. В барометре атмосферное давление уравнивается весом столба ртути соответствующей высоты. Высота столба ртути отсчитывается по шкале барометра. На станциях применяются барометры со шкалой, одно деление которой соответствует изменению уравнивающего столба ртути на 1 мм при температуре 0°С и нормальной силе тяжести. В последнее время все большее распространение получают барометры, шкала которых разделена на миллибары (мбар). Один миллибар равен давлению столба ртути высотой 0,75 мм.

Наряду с измерением атмосферного давления на станциях производится непрерывная регистрация изменения атмосферного давления с помощью барографа, а также вычисляется давление на уровне моря (для станций, расположенных не выше 500 м над уровнем моря).

За нормальное (стандартное) давление в метеорологии условно считают давление, измеряемое весом ртутного столба высотой 760 мм с основанием 1 см² при температуре 0°С на широте $\varphi = 45^\circ$, где ускорение силы тяжести $g_0 = 980,6 \text{ см/с}^2$.

Температура и влажность воздуха

Температура воздуха в метеорологии обычно выражается по стоградусной шкале Цельсия ($t^\circ\text{C}$), а при теоретических расчетах применяется также абсолютная шкала температур (К).

$$K = (273,16^\circ + t)^\circ\text{C} \approx 273(1 + \alpha t),$$

где α — коэффициент объемного расширения газа, равный $1/273 = 0,003667$.

Для характеристики влажности воздуха применяются следующие величины.

Упругость (парциальное давление) e водяного пара, содержащегося в воздухе. Выражается в миллибарах или миллиметрах ртутного столба.

Абсолютная влажность a , под которой понимается количество (масса) водяного пара, содержащегося в единице объема. Измеряется в граммах на 1 м³ (г/м³) и равна плотности водяного пара (г/см³), умноженной на 10⁶.

Удельная влажность q , представляющая собой количество водяного пара, содержащегося в 1 г или в 1 кг влажного воздуха (г/г или г/кг), выраженное в граммах. Следовательно, удельная влажность является числом относительным, которое дает отношение массы водяного пара к общей массе влажного воздуха.

Относительная влажность f — отношение упругости водяного пара e , содержащегося в рассматриваемом воздухе, к упругости E насыщенного пара при той же температуре. Выражается в процентах

$$f = \frac{e}{E} 100\%.$$

Упругостью насыщенного пара E называют ту предельную упругость, которую он имеет при данной температуре, находясь в равновесии над плоской поверхностью воды.

Отношение смеси s — отношение массы водяного пара к массе сухого воздуха в данном объеме влажного воздуха. Выражается в г/г или в г/кг.

Дефицит влажности d — это разность при данной температуре между упругостью E и e , то есть

$$d = E - e.$$

Точка росы τ — температура, до которой нужно понизить температуру воздуха при неизменном давлении для того, чтобы пар, содержащийся в нем, достиг состояния насыщения.

Наблюдения над температурой воздуха состоят из измерений температуры воздуха в установленные сроки и определения максимальных и минимальных ее значений в промежутках между сроками измерений.

Наблюдения над влажностью воздуха состоят из определения в установленные сроки упругости водяного пара, относительной влажности, дефицита влажности и точки росы.

На некоторых метеостанциях в дополнение к этим наблюдениям производится непрерывная запись изменения температуры и относительной влажности воздуха с помощью самопишущих приборов — термографа и гигрографа.

Для измерения температуры и влажности воздуха применяются следующие приборы: стационарный психрометр, состоящий из сухого и смоченного термометров, волосной гигрометр, ртутный метеорологический максимальный и спиртовой метеорологический минимальный термометры.

Все эти приборы устанавливаются в специальной психрометрической будке на высоте 2 м над поверхностью земли. Термограф и гигрограф помещаются в будку для самописцев.

Стационарный психрометр состоит из двух одинаковых ртутных психрометрических термометров с ценой деления $0,2^\circ$. Термометры устанавливаются в штативе вертикально; над правым термометром устанавливают стаканчик с дистиллированной водой, а его резервуар обертывают батистом, конец которого погружают в воду. Термометр, обернутый смоченным батистом, называют смоченным в отличие от сухого (без батиста), который показывает температуру воздуха. По измеренным значениям температуры сухого и смоченного термометров, пользуясь «Психрометрическими таблицами», определяют упругость водяного пара, относительную влажность воздуха, дефицит влажности и точку росы. Определение влажности по психрометру производится до температуры воздуха не ниже -10° . При более низкой температуре определение характеристик влажности производится по данным сухого термометра и гигрометра.

Действие волосного гигрометра основано на свойстве обезжиренного человеческого волоса изменять свою длину в зависимости от изменений влажности. Волос закреплен в рамке и соединен со стрелкой, перемещающейся вдоль шкалы. Шкала имеет неравномерные, постепенно уменьшающиеся деления от 0 до 100%. Цена деления шкалы равна 1% относительной влажности.

Атмосферные осадки

Атмосферными осадками, или просто осадками, принято называть все виды воды в ее жидком и твердом состоянии, которые выпадают на земную поверхность из атмосферы. Количество осадков измеряют толщиной (обычно в миллиметрах) того слоя воды, который они образовали бы на поверхности земли при отсутствии просачивания, стока и испарения.

Основную массу осадков составляет вода, выпадающая из облаков в виде дождя и снега. Значительно меньшая часть осадков образуется в результате конденсации и сублимации водяного пара на земной поверхности из соприкасающегося с ней слоя воздуха — такие осадки называются наземными (роса, иней, изморозь, гололед).

В зависимости от физических условий образования, продолжительности и интенсивности выпадения осадки разделяют на три типа.

Обложные, выпадающие из системы фронтальных слоисто-дождевых и высокослоистых облаков (Ns, As). Это осадки средней интенсивности, продолжительного характера, охватывают одновременно значительную площадь.

Ливневые, выпадающие обычно из кучево-дождевых облаков (Cb). Начинаются они внезапно, длятся недолго, отличаются большой интенсивностью, охватывают небольшую площадь. Их выпадение часто сопровождается грозами и шквалами.

Морозящие, выпадающие из облаков слоистых и слоисто-кучевых форм (St, Sc). Интенсивность их очень мала.

Наблюдения над атмосферными осадками состоят из определения вида осадков, их интенсивности, времени выпадения и измерения количества выпавших осадков. Количество осадков определяется при помощи осадкомера Третьякова. Осадкомер состоит из двух металлических сосудов для сбора и сохранения выпадающих осадков, одной крышки к ним, тагана для установки осадкомерных сосудов, ветровой защиты и двух измерительных стаканов.

Метеорологическая дальность видимости

Метеорологической дальностью видимости называется то наибольшее расстояние, на котором при данной прозрачности атмосферы абсолютно черный объект больших угловых размеров (больше 20'), проектирующийся на фоне неба вблизи горизонта, сливается с фоном и становится невидимым. Метеорологическая дальность видимости характеризует состояние прозрачности атмосферы, и ее практическое определение представляет непростую задачу. На метеорологических станциях при оценке метеорологической дальности видимости пользуются 10-балльной международной шкалой, приведенной в табл. 1.1.

Таблица 1.1

Шкала баллов метеорологической дальности видимости

Балл	Объект, находящийся на расстоянии	
	виден	не виден
0	—	50 м
1	50 м	200 м
2	200 м	500 м
3	500 м	1 км
4	1 км	2 км
5	2 км	4 км
6	4 км	10 км
7	10 км	20 км
8	20 км	50 км
9	50 км и более	—

Для производства наблюдений выбираются объекты на расстояниях, указанных во второй графе таблицы, удовлетворяющие определенным требованиям. Однако возможности применения этого метода на всех станциях ограничены тем, что на многих станциях трудно найти необходимое число объектов, находящихся в поле зрения наблюдателя и соответствующих нужным условиям (темных, большого размера, проектирующихся на фоне неба у горизонта и т. п.). Погрешность определения метеорологической дальности видимости таким способом очень велика и вообще носит субъективный харак-

тер. Поэтому в настоящее время создан ряд приборов и методов, позволяющих определять метеорологическую дальность видимости инструментально.

На метеорологических станциях применяется измеритель видимости М-53А, предназначенный для визуально-инструментального определения метеорологической дальности видимости в светлое и темное время суток. Дневные наблюдения производятся методом фотометрического сравнения относительной яркости и гашения. Для ночных наблюдений используется нефелометрическая установка обратного рассеяния М-71.

Действие прибора основано на оптическом раздвоении изображения наблюдаемых объектов с последующим приведением к равенству яркости этих изображений (метод фотометрического сравнения) или с последующим гашением одного из них поворотом поляроида (метод гашения). Зная угол поворота поляроида и расстояние до наблюдаемого объекта, по таблицам или формуле определяется значение метеорологической дальности видимости.

На аэродромах вдоль взлетно-посадочной полосы устанавливаются регистраторы дальности видимости РДВ-3, предназначенные для непрерывных дистанционных измерений и регистрации прозрачности атмосферы (метеорологической дальности видимости) в любых метеорологических условиях как днем, так и ночью. В приборе использован нулевой метод измерения светового потока, ослабленного атмосферой. РДВ-3 состоит из излучателя и отражателя. В качестве регистратора используется малогабаритный самописец, шкала которого проградуирована в процентах (для измерения прозрачности атмосферы) и километрах (для измерения дальности видимости).

Определение высоты облаков

Под высотой облаков понимается высота их нижней границы над уровнем станции. Определение высоты нижней границы производится для нижнего яруса и для облаков среднего яруса, если они расположены не выше 2500 м над уровнем станции.

Для определения высоты нижней границы облаков применяется импульсный измеритель высоты облаков

(ИВО); при отсутствии на станции ИВО высота облаков может быть определена с помощью шара-пилота, а в темное время — с помощью потолочного прожектора. Если инструментальным методом определить высоту облаков не представляется возможным, то высота нижней границы облаков оценивается визуально.

Прибор ИВО позволяет в любое время суток определять высоту нижней границы облаков, расположенных в зените на высоте до 2000 м. Принцип действия прибора основан на измерении времени прохождения импульсом света расстояния от излучателя до нижней границы облака и обратно до приемника. Измерение времени запаздывания импульса приемника относительно импульса передатчика (время прохождения световым импульсом расстояния от излучателя до нижней границы облаков и обратно до приемника) производится с помощью электронно-лучевой трубки, установленной на пульте управления. Измерительный пульт ИВО располагается в помещении, излучатель и приемник устанавливаются на открытой площадке на удалении друг от друга 8—10 м.

Для производства измерения высоты облаков следует нажать кнопку возвратного тумблера. При этом на экране должна появиться горизонтальная линия развертки, а при наличии облачности высотой до 2000 м — импульс, середину переднего фронта которого необходимо совместить с вертикальной риской на экране трубки, вращая кнопку возвратного тумблера. Вместе с кнопкой возвратного тумблера вращается указатель шкалы высот. После совмещения середины переднего фронта импульса с вертикальной риской на экране кнопку необходимо отпустить и по положению указателя относительно шкалы высот отсчитать высоту облаков.

Для определения высоты нижней границы облаков в темное время суток с помощью прожектора луч света от прожектора направляют вертикально вверх и определяют вертикальный угол α , под которым видно световое пятно на облаке с некоторого расстояния l от прожектора. Высота облака определяется как катет прямоугольного треугольника по формуле

$$H = l \operatorname{tg} \alpha.$$

При сплошной или значительной облачности высоту облаков определяют с помощью свободно поднимающегося шара-пилота. При наблюдении за шаром-пилотом измеряют время от момента его выпуска до момента достижения им нижней границы облака (до момента, когда шар еще виден, но начинает туманиться).

Высота нижней границы определяется как произведение времени достижения шаром-пилотом границы облака на вертикальную скорость шара-пилота.

Некоторые методы определения высоты нижней границы облаков по данным вертикального зондирования атмосферы с помощью аэрологической диаграммы, а также по эмпирическим формулам приведены в разделе 2.4.2.

Под атмосферным явлением понимают определенный физический процесс, сопровождающийся резким качественным изменением состояния атмосферы. К атмосферным явлениям относят: туман, гололед, иней, росу, осадки, обледенение, грозу, облака (как целое), полярные сияния и др.

Явления и процессы, происходящие в атмосфере, возникают и развиваются под прямым или косвенным воздействием энергии, поступающей к Земле от Солнца.

Весьма сложными путями солнечная энергия переходит в другие формы энергии, вследствие чего в атмосфере возникают движения воздушных масс и происходят разнообразные термодинамические процессы. В результате наблюдается изменение атмосферного давления и как следствие этого — ветер, изменение температуры воздуха, образование облаков, выпадение осадков и другие явления.

Непрерывное изменение состояния атмосферы в пространстве и во времени приводит к изменению метеорологических элементов и атмосферных явлений. Физическое состояние атмосферы в определенный момент или промежуток времени, характеризуемое совокупностью метеорологических элементов и атмосферных явлений, называется погодой.

Для различных нужд человеческой деятельности привлекаются различные совокупности метеорологических элементов и атмосферных явлений. Так, при метеорологическом обеспечении авиации наибольший интерес представляют облака, туманы, метеорологическая даль-

ность видимости, температура и ветер на различных высотах, обледенение и болтанка самолетов. При метеорологическом обслуживании планеризма на первый план выдвигаются: термодинамическое состояние атмосферы, облака, ветер и другие факторы, прямо или косвенно способствующие образованию вертикальных движений воздуха.

1.2. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Земная атмосфера представляет собой смесь различных газов, главными из которых являются азот, кислород, углекислый газ, водяной пар, аргон. Другие газы содержатся в атмосферном воздухе в ничтожных количествах и могут не учитываться при изучении физических свойств воздуха.

Кроме того, в атмосфере всегда находится множество взвешенных жидких и твердых частиц естественного и промышленного происхождения (пыль, дым, продукты конденсации водяного пара и т. п.), которые в совокупности образуют аэродисперсную систему, называемую атмосферным аэрозолем.

Очищенный от аэрозольных частиц и водяного пара чистый и сухой воздух характеризуется постоянством газового состава. Это позволяет рассматривать атмосферный воздух как смесь сухого воздуха и водяного пара.

Сухой воздух более чем на 99% состоит из молекулярного азота и кислорода, на долю постоянно входящих в его состав аргона и углекислого газа приходится менее 1%, а содержание всех остальных газов составляет менее 0,005% по объему. Состав сухого воздуха в отношении его основных компонентов остается постоянным до значительных высот (≈ 100 км).

Водяной пар поступает в атмосферу в результате испарения воды с земной поверхности и играет огромную роль во всех явлениях, происходящих в атмосфере. Так, процессы испарения и конденсации сопровождаются затратой или выделением тепла, что сказывается на тепловом режиме атмосферы. Большая роль принадлежит водяному пару в процессах поглощения и излучения радиации.

Упругость водяного пара быстро убывает с высотой

и на высоте 5 км уменьшается в 10 раз, то есть убывание упругости водяного пара с высотой происходит быстрее, чем общего давления атмосферы.

Концентрация водяного пара также убывает с высотой по экспоненциальному закону.

Таким образом, содержание водяного пара быстро убывает с высотой и на высотах более 10 км становится ничтожно малым, что не исключает возможности скопления его на некоторых высотах, где при определенных условиях могут образоваться легкие облака. Например, перламутровые на высотах 25—30 км или серебристые на высотах 80—85 км.

Атмосфера по своим физическим свойствам неоднородна как по вертикали, так и по горизонтали. Однако вертикальная неоднородность атмосферы проявляется более резко. Вследствие этого при делении атмосферы на слои на первое место выступает неоднородность ее свойств по вертикали.

В настоящее время существует по меньшей мере четыре принципа, на основе которых атмосферу делят на слои в вертикальном направлении. Это — термический режим атмосферы (распределение температуры воздуха по высоте), состав атмосферного воздуха, взаимодействие атмосферы с земной поверхностью, влияние атмосферы на летательные аппараты.

По первому признаку атмосфера делится на пять основных слоев: тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу и экзосферу. Между ними находятся переходные слои: тропопауза, стратопауза, мезопауза и термопауза (см. табл. 1.2).

Таблица 1.2

Основные слои атмосферы

Название	Средняя высота, км	Переходный слой	Средняя высота, км
Тропосфера	0—10		
Стратосфера	11—50	Тропопауза	10—11
Мезосфера	55—80	Стратопауза	50—55
Термосфера	85—800	Мезопауза	80—85
Экзосфера	>800	Термопауза	—

Примечание. Высоты указаны для умеренных широт.

Тропосфера — нижний слой атмосферы, тонкий по сравнению с ее общей протяженностью, в котором сосредоточено около 3/4 всей массы атмосферы. Характерной особенностью тропосферы является наблюдаемое в ней понижение температуры с высотой примерно на 6° на 1 км. В тропосфере содержится почти весь водяной пар, происходит образование всех обычно наблюдаемых облаков и протекают основные процессы погоды. Содержание настоящего учебного пособия и будет сосредоточено на явлениях, происходящих в тропосфере.

В стратосфере температура с высотой остается почти постоянной до высоты около 35 км, выше наблюдается повышение температуры, что объясняется поглощением солнечной радиации в расположенном на этих высотах слое озона.

Мезосфера характеризуется убыванием температуры, продолжающимся до мезопаузы, где температура опускается до 160—190° К.

В термосфере происходит непрерывный рост температуры с высотой до ее верхней границы. Над термосферой располагается экзосфера, температура в которой с высотой мало меняется и оценивается очень высокими значениями 1000—1500° К. В экзосфере происходит ускользание газов из земной атмосферы в межпланетное пространство. Она простирается до высоты около 3000 км.

По составу воздуха атмосфера делится на гомосферу и гетеросферу. В первом из этих слоев, заключенном между земной поверхностью и высотой 90—95 км, относительный состав основных газов (азота, кислорода, аргона) и молекулярный вес воздуха практически не изменяются с высотой. В гетеросфере (слой выше 95 км) наряду с молекулярным азотом и кислородом появляются атомарный азот и кислород, вследствие чего молекулярный вес воздуха уменьшается с высотой. По этому же признаку в атмосфере выделяют озоносферу (20—55 км) и ионосферу, которая включает в себя несколько слоев на различных высотах с повышенной концентрацией ионов (60 км, 110—140 км, выше 220 км).

По признаку взаимодействия с земной поверхностью атмосферу принято делить на пограничный слой и свободную атмосферу. В пограничном слое (высотой до 1—1,5 км) на характер движения большое влияние ока-

зывает земная поверхность и силы турбулентного трения. В этом слое хорошо выражены суточные изменения метеорологических элементов.

Внутри пограничного слоя выделяется еще приземный слой атмосферы (высотой 50—100 м), в пределах которого турбулентные потоки тепла, водяного пара и напряжение турбулентного трения можно считать постоянными и не зависящими от высоты.

В свободной атмосфере (выше 1—1,5 км) влиянием земной поверхности и силами турбулентного трения можно пренебречь и считать ветер близким к градиентному*.

В связи с запуском искусственных спутников Земли (ИСЗ) встал вопрос о влиянии атмосферы на полет ИСЗ и время их существования. Условия полета ИСЗ и других тел существенно отличаются на высотах больше и меньше 150 км. Исходя из этого, атмосферу делят на плотные слои (или собственно атмосферу) и околоземное космическое пространство, нижней границей которого служит высота около 150 км.

Заканчивая раздел о строении атмосферы, отметим также деление атмосферы на нижнюю и верхнюю. Первая из них совпадает с тропосферой, вторая охватывает все слои, расположенные выше тропопаузы.

1.3. ПОНЯТИЕ ОБ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Под общей циркуляцией атмосферы понимают совокупность основных видов воздушных движений крупного масштаба в пределах нижней атмосферы, посредством которых осуществляется обмен больших масс воздуха в горизонтальном и вертикальном направлениях. К таким движениям относят: движения, обусловленные разностью температуры между высокими и низкими широтами, движения, вызванные разностью температуры между океанами и континентами (муссоны); кроме того, важными звеньями общей циркуляции атмосферы

* Градиентный ветер — равномерное движение воздуха в отсутствие силы трения по прямолинейным или круговым траекториям, совпадающим с изобарами (линиями равного атмосферного давления).

являются циклоны и антициклоны, посредством которых осуществляется обмен воздуха между широтами.

Изучение общей циркуляции атмосферы — важная и сложная проблема метеорологии, так как указанные виды движений и связанный с ними перенос тепла и влаги в атмосфере являются главными факторами, определяющими погоду и формирование климата. В настоящее время нет недостатка в схемах и математических моделях общей циркуляции атмосферы, однако большие математические трудности, связанные с решением этой проблемы, и отсутствие надежных исходных данных не позволяют решить проблему, и теория общей циркуляции атмосферы еще далека от окончательного решения. Ниже кратко изложим современные представления по этой проблеме.

Начальной причиной всех атмосферных движений является неодинаковое прогревание различных частей земной поверхности и участков атмосферы, что приводит к неоднородности не только температуры, но и давления воздуха в горизонтальном направлении. Разность давлений в точках, расположенных на одной и той же уровневой поверхности (например, на уровне моря), и является причиной возникновения воздушных движений. Однако на воздушные частицы действует не только сила, возникающая в результате разности давлений (сила барического градиента), но и отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса), а также сила трения и при криволинейном движении — центробежная сила. Действие всех этих сил и приводит к весьма сложной картине атмосферной циркуляции. Основным видом циркуляции воздуха на вращающейся Земле является зональный перенос, обусловленный разностью температур между низкими и высокими широтами. В тропосфере и нижней стратосфере во все сезоны года преобладает западная циркуляция, так как температура и давление воздуха на высотах выше в экваториальной зоне — тропиках и ниже в полярных областях. По той же причине западная циркуляция преобладает в холодное полугодие и в стратосфере — нижней мезосфере.

Летом западный перенос воздуха ограничен высотами 16—20 км, а выше устанавливается восточный перенос, вызванный более значительным прогреванием воздуха в полярной стратосфере.

Из-за возникающих разностей температур вследствие неодинакового нагревания и охлаждения материков и океанов между ними осуществляется циркуляция, имеющая сезонный характер (муссоны). Правда, она в значительной мере поглощается более мощной циркуляцией, создаваемой тепловыми различиями между экватором и полюсами, однако все же проявляется в сезонной смене воздушных течений у поверхности земли между материками и океанами. Постоянное возникновение, перемещение и разрушение многочисленных циклонов и антициклонов сильно усложняет атмосферную циркуляцию.

Характер поля давления, воздушных течений и температуры существенно различен у поверхности земли и на высотах. Средние месячные изобары у поверхности земли показывают, что в полярных областях обоих полушарий преобладает высокое атмосферное давление. Ветры из этих областей направлены в сторону умеренной зоны северного и южного полушарий. Для умеренных широт характерно частое возникновение циклонов, в результате чего здесь преобладает низкое давление и сюда направлены воздушные течения не только со стороны высоких широт, но и из тропиков, где часто возникают антициклоны. Из тропиков ветры направлены и в сторону экваториальной зоны. Это пассаты северного и южного полушарий. Такая картина в общем характерна для всех месяцев года.

Структура средних полей ветра и давления с высотой становится проще. На высотах меньше отражаются мелкие особенности поля давления, обусловленные топографией и рельефом поверхности земли. Начиная с 3—5 км и выше, среднее поле давления в обоих полушариях отражает основную систему атмосферной циркуляции — западный перенос.

2. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ СИНОПТИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ

2.1. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ

Тропосфера расчленяется на относительно однородные по физическим свойствам воздушные массы, внутри которых наблюдаются небольшие горизонтальные гра-

диенты метеорологических элементов, а изменения этих элементов с высотой имеют определенную закономерность, характерную для данной воздушной массы в целом. Горизонтальные размеры воздушных масс измеряются тысячами километров, вертикальные — километрами.

Воздушные массы являются одним из основных погодообразующих факторов, и знание их свойств поможет планеристам ориентироваться в синоптической обстановке и определять благоприятные условия для парения планеров.

2.1.1. Классификация воздушных масс

В настоящее время приняты две классификации воздушных масс: географическая и термическая.

По общей географической классификации воздушные массы различаются в зависимости от положения очага формирования массы в одном из основных термических поясов земного шара с учетом характера подстилающей поверхности (океан или материк). При этом выделяют следующие основные типы воздушных масс:

1. Арктический воздух (АВ) — морской (мАВ) и континентальный (кАВ).

2. Умеренный воздух (УВ), прежде называвшийся полярным, — морской (мУВ) и континентальный (кУВ).

3. Тропический воздух (ТВ) — морской (мТВ) и континентальный (кТВ).

4. Экваториальный воздух (ЭВ).

Для экваториального воздуха подразделение на подтипы не производится, так как вблизи экватора условия температуры и влажности воздуха над океаном и сушей почти одинаковы.

Арктический воздух формируется в Арктическом бассейне и примыкающих к нему районах (частях материков), в основном за полярным кругом. Район Норвежского моря составляет исключение благодаря влиянию теплого течения Гольфстрим.

Континентальный АВ при вторжении на материк проходит над снежным покровом и льдами Арктики, в то время как морской АВ большую часть пути проходит над незамерзающими морями. Поэтому кАВ более холодный и более сухой, чем мАВ.

Под умеренным воздухом понимается воздушная масса, формирующаяся в умеренных широтах. Зимой кУВ значительно холоднее, чем мУВ, а в приземном слое может быть холоднее АВ. Летом кУВ значительно теплее, чем мУВ, а в приземном слое днем может быть даже теплее тропического. Во всех случаях кУВ более сухой, чем морской.

Тропический воздух формируется в субтропических широтах, а летом — и в южных районах умеренной зоны над материками (Средняя Азия, Южный Казахстан, Нижнее Поволжье, юг Украины). ТВ часто простирается от поверхности земли до тропопаузы и является самым теплым воздухом во всей толще. Морской ТВ поступает в умеренные широты на материк из океанических зон субтропиков, континентальный ТВ вторгается из субтропических зон материков, а летом, как указывалось выше, может непосредственно формироваться над материками в умеренных широтах.

Под экваториальным воздухом понимается воздушная масса, перемещающаяся вместе с пассатными и муссонными ветрами из одного полушария в другое. В Европу экваториальный воздух проникает крайне редко в верхних слоях тропосферы.

В термической классификации различают:

1. Теплые воздушные массы.
2. Холодные воздушные массы.
3. Местные воздушные массы.

Каждая из этих типов воздушных масс подразделяется на устойчивую и неустойчивую воздушную массу.

Под теплой воздушной массой понимается такая масса, которая, поступив в данный географический район, день за днем охлаждается, так как ее температура не соответствует условиям теплового и радиационного баланса в данном районе.

Под холодной воздушной массой понимается такая масса, которая, поступив в данный географический район, день за днем прогревается по той же причине.

Под местной воздушной массой понимается воздушная масса, длительное время находившаяся в данном районе, в результате чего она уже приобрела свойства, характерные для этого района в данный сезон, а потому

изменения ее свойств день за днем весьма несущественны.

Изменения температуры воздушной массы происходят под совместным действием многих факторов, поэтому часто весьма трудно без специального исследования определить направление эволюции изменения температуры воздушной массы в данном районе. В связи с этим на практике пользуются для различения тепловых и холодных воздушных масс не столько абсолютными значениями температуры в каждой воздушной массе, сколько разностями температур соседних воздушных масс, то есть устанавливается относительное различие тепловых свойств воздушных масс.

Устойчивой называется воздушная масса, в которой вертикальный градиент температуры меньше влажно-адиабатического ($0,6^\circ/100 \text{ м}$). При этом конвективные вертикальные движения даже в самые благоприятные часы суток активно не развиваются, и облака кучевых форм не возникают.

Неустойчивой называется воздушная масса, в которой вертикальный градиент температуры больше влажно-адиабатического, так что, по крайней мере, в наиболее благоприятные часы суток развивается крупномасштабная турбулентность и конвекция, обычно с образованием облаков кучевых форм. При большой сухости воздуха (уровень конвекции ниже уровня конденсации) облака не образуются, но о конвективных движениях можно судить по другим признакам, например по болтанке самолетов.

2.1.2. Условия планерного полета в различных воздушных массах

Мерой пригодности воздушной массы для планерного полета является степень ее неустойчивости. Если, например, полярная воздушная масса движется в южном направлении, то она оказывается всюду холоднее подстилающей поверхности, так как температура земной поверхности с уменьшением широты увеличивается. В такой воздушной массе вертикальный градиент температуры непрерывно растет за счет охлаждения нижнего, приземного, слоя, поэтому неустойчивость холодного воздуха увеличивается и соответственно усиливается

термический вертикальный обмен. Такая ситуация сулит хорошие шансы на выполнение полета. При натекании теплой воздушной массы на холодную подстилающую поверхность получается устойчивое состояние воздушной массы, и такая ситуация не способствует планерным полетам.

Для потребностей планеризма на Европейской территории СССР (ЕТС) можно ограничиться рассмотрением четырех воздушных масс, приведенных в табл. 2.1.

Таблица 2.1

Основные воздушные массы, преобладающие над ЕТС

Название	Символ	Район происхождения	Направление ветра	Характерное время года
Морской умеренный воздух	МУВ	Северная Атлантика, Гренландия	СЗ З	В течение всего года
Континентальный умеренный воздух	КУВ	В зоне $40-65^\circ$ с.ш. над материком (Сибирь, Казахстан)	СВ В	Холодное полугодие
Морской тропический воздух	МТВ	Азорские, Канарские, Бермудские острова, Средиземное море	ЮЗ ЗЮЗ	В течение всего года
Континентальный тропический воздух	КТВ	Северная Африка, Средняя Азия, Южный Казахстан, Нижнее Поволжье	Ю ЮВ В	Теплое полугодие

Морской умеренный воздух, наиболее часто встречающаяся воздушная масса европейского лета, сильно увлажнен и неустойчив. При продвижении на континент в теплое время года прогревается и еще более увеличивает свою неустойчивость. Анализ данных температурно-ветрового зондирования показывает, что обычно в ранние утренние часы наблюдается приземная инверсия температуры (рост с высотой) за счет ночного охлаждения. Днем по мере прогрева подстилающей поверх-

ности инверсия разрушается и образуются мощные кучевые облака, простирающиеся до высоты 4—5 км, при этом возможны грозы с ливнями, скорости ветра на высотах значительны и характеризуются большой порывистостью.

Опытный планерист, который умеет обойти грозу и избежать дождливых областей, в этой ситуации имеет неплохие шансы на выполнение полета.

Если эта воздушная масса остается в данном районе на следующий день, то, как показали исследования В. Георги (W. Georgi), условия для полетов становятся еще более благоприятными. Дело в том, что холодный воздух на высотах, как более тяжелый, имеет тенденцию с течением времени постепенно оседать, при этом он нагревается и образует слой инверсии («запирающий» слой) на высоте 2—3 км в отличие от 4—5 км в первый день. По этой причине во второй день вертикальная мощность кучевых облаков будет значительно меньше и они не будут давать осадков. Благодаря этому устанавливаются отличные условия для полетов с хорошими восходящими потоками под облаками и относительно небольшими скоростями ветра.

В холодное время года неустойчивость мУВ сохраняется лишь в прибрежных районах, при продвижении на континент приземный слой охлаждается и приобретает устойчивость.

Континентальный умеренный воздух, преобладающий над ЕТС в холодное время года, представляет интерес для планеризма в основном весной (апрель — май), когда земная поверхность уже довольно сильно прогревается солнечными лучами и термическая неустойчивость холодных северо-восточных и восточных потоков кУВ достаточно велика. Если при этом образуется приземное струйное течение (см. разд. 6.2), обычно на высоте 1,5—2,0 км, связанное с температурной инверсией, являющейся запирающим слоем для роста облаков, то создаются условия для развития равномерных «облачных улиц» (см. разд. 5.2), которые образуются в результате неустойчивости приземного слоя воздуха, больших скоростей ветра и скачкообразного изменения скорости ветра выше слоя инверсии. В такой ситуации подгоняемый ветром вдоль «облачных улиц» планер может переходить от облака к облаку практически без

потери высоты и достигнуть рекордной путевой скорости полета.

Тропические воздушные массы могут поступать на Европейский континент в любое время года, но в теплое полугодие значительно реже, чем в холодное. Морской тропический воздух поступает из субтропиков Атлантики или Средиземного моря чаще всего осенью и зимой. Так как материк в это время значительно холоднее моря, нижний слой воздуха быстро охлаждается и стабилизируется, вследствие чего термические восходящие потоки не развиваются. Однако при больших скоростях ветра (около 50 км/ч и более) над горными хребтами, вытянутыми перпендикулярно направлению ветра, образуются фёновые волновые потоки, которые могут быть использованы для полетов. В нашей стране фёновые волновые потоки наблюдаются в Крыму, на Северном Кавказе, в Закавказье, в горах Средней Азии и других местах.

Когда морской тропический воздух вторгается летом, он проявляет над сильно нагретым материком все признаки сильной неустойчивости, подобно тому как это происходит при вторжении морского умеренного воздуха. Ночная приземная инверсия температуры быстро разрушается, и вскоре после полудня наступает стадия максимального развития конвекции. Однако за счет того, что мТВ теплее мУВ, нулевая изотерма в тропическом воздухе располагается значительно выше, чем в умеренном, поэтому грозное положение обычно не развивается и осадки не выпадают. При сильном ветре возможно образование «облачных улиц» мощных кучевых облаков. Следует отметить, что такая ситуация в наших широтах наблюдается очень редко. В южных широтах мТВ поступает на материк значительно чаще и обладает еще более ярко выраженными признаками неустойчивости (за счет большой влажности), что создает при сильном ветре исключительные условия для полетов на дальность. Так, Р. Х. Джонсон в августе 1951 г. пролетел в мТВ с Мексиканского залива 880 км над равнинами Техаса и Канзаса, средняя скорость полета составила 105 км/ч, а максимальная — 140 км/ч.

Теплый и сухой континентальный тропический воздух летом неустойчив, однако в связи с малой влажностью конвекция в первые дни может не приводить к

образованию облаков. По мере увлажнения воздушной массы за счет испарения с местных водоемов и растительного покрова непрерывно возрастает ее влажностеустойчивость, завершающаяся развитием облачности кучевых форм. Проникая из очагов формирования в южные районы ЕТС, чаще всего в начале лета, кТВ приносит отличные условия для термического парения планеров. Используемый при этом слой атмосферы охватывает высоты от земли до 2,5 км. В зависимости от господствующих ветров в таких условиях могут проводиться полеты по маршруту, к цели или по треугольнику.

Вообще говоря, условия, при которых теплая воздушная масса приобретает неустойчивость, могут быть различными. Для ЕТС такими условиями часто являются процессы перемещения в более высокие широты теплой воздушной массы, сформировавшейся летом в южных районах. Такая воздушная масса, являвшаяся местной массой для южных районов и сформировавшаяся путем прогрева снизу, с самого начала имеет относительно большие вертикальные градиенты температуры и сравнительно большую удельную влажность при малой относительной влажности. Увлажнение этой массы при движении к северу при определенных условиях приводит к усилению неустойчивости и грозам.

Отличительной особенностью кТВ летом является частое возникновение ночных гроз, что объясняется действием следующих двух факторов: радиационного и адвективного.

На возрастание неустойчивости теплой воздушной массы ночью большое влияние оказывают радиационные процессы. При большой удельной влажности эффективное излучение* у поверхности земли очень мало, поэтому температура в приземном слое ночью мало понижается. На высоте, наоборот, происходит охлаждение теплого влажного слоя воздуха вследствие ничем не компенсируемого излучения в мировое пространство. В связи с этим вертикальный температурный градиент увеличивается и дает начало конвективным

* Эффективное излучение — разность собственного излучения земной поверхности и поглощенного ею встречного излучения атмосферы.

движениям, приводящим к развитию грозовой деятельности.

Когда очень теплый кТВ обтекается более холодным и влажным воздухом, например мТВ, происходит адвекция (перенос) более холодного воздуха над более теплым. Разность температур расположенных друг над другом воздушных масс обуславливает большую вертикальную термическую неустойчивость, не зависящую от времени суток и приводящую к развитию грозы.

Адвективную термическую конвекцию можно определить по высококучевым облакам (Ac), подобно тому как обычная конвекция в нижних слоях атмосферы обнаруживается по обычным кучевым облакам (Cu). Если в такой ситуации отбуксировать планер на соответствующую высоту (обычно около 3 км), то в принципе можно совершить планерный полет в любое время суток.

Зимой кТВ является устойчивым и на территории СССР не прослеживается. Однако в Западную Европу кТВ изредка вторгается и зимой, и если на его пути встречаются горы, то он выступает как фён. В стационарных волнах альпийского фёна в кТВ Е. Клекнер в октябре 1941 г. достиг в волновом полете высоты 11 400 м.

Таким образом, благоприятные условия для развития термической конвекции над ЕТС наблюдаются летом в МУВ, мТВ, кТВ и весной в КУВ.

Благоприятные условия для развития волновых потоков над ЕТС наблюдаются в холодное время года при больших скоростях ветра в мТВ.

2.2. Циклоны и антициклоны

Циклон — атмосферное возмущение с пониженным давлением воздуха (минимальное давление в центре) и с циркулирующей воздуха вокруг центра против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелке в южном.

Антициклон — область повышенного атмосферного давления (максимальное давление в центре) с циркулирующей воздуха вокруг центра по часовой стрелке в северном полушарии и против часовой стрелки в южном.

Под циклоном или антициклоном понимается не столько форма барического поля, сколько определенная

грозы. Выполнение планерных полетов в этих условиях вполне возможно (см. разд. 2.1.2).

В третьей зоне условия погоды как в теплую, так и в холодную половину года могут быть весьма разнообразными в зависимости от начальных свойств холодной воздушной массы и от роста давления в тылу циклона. При сильном росте давления в тыловой части могут наблюдаться облака кучевых форм днем и полные прояснения ночью. Такой же тип погоды наблюдается, когда в тыл циклона поступает холодный и сухой континентальный арктический воздух. При большой влажности холодной неустойчивой воздушной массы в тылу циклона развивается значительная облачность кучевых форм и часто выпадают ливневые осадки. Условия погоды в тыловой части холодного сектора циклона, учитывая, что холодная воздушная масса поступает на теплую подстилающую поверхность, создают наиболее благоприятную обстановку для планерных полетов.

Если условия в циклонах в целом характеризуются как условия «плохой» погоды, то условия в антициклонах обычно характеризуются как условия «хорошей» погоды. Однако в действительности условия погоды в антициклонах в холодную половину года не всегда бывают хорошими в связи с частым наличием сплошной низкой облачности и даже осадков. Летом над материками в антициклонах не наблюдаются сплошные слоистые и слоисто-кучевые облака на сколько-нибудь значительном пространстве, а при значительной сухости воздуха часто наблюдается безоблачная погода, особенно в центральной части. На окраинах антициклона довольно часто наблюдаются облака кучевых форм. Препятствием для развития таких облаков днем в центральных областях антициклона служат слои инверсии, расположенные ниже уровня конденсации и препятствующие проникновению вертикальных конвективных потоков, вследствие чего облака не образуются. Если запасы влаги в воздушной массе достаточно велики и уровень конвекции расположен выше уровня конденсации, то днем образуются кучевые облака хорошей погоды, которые при известных условиях могут перейти в мощные кучевые или кучево-дождевые облака. Такие погодные условия в принципе предоставляют хорошие шансы на выполнение парящих планерных

полетов, однако в случае развития кучево-дождевых облаков полеты становятся опасными, а в зоне выпадения осадков условия для полетов будут просто неблагоприятными.

2.3. АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ

Фронтом называется переходная зона или условная поверхность раздела между двумя воздушными массами в атмосфере.

Переходная зона у поверхности земли — линия фронта — имеет ширину несколько десятков километров, а переходный слой, образующий в вертикальной плоскости наклонную фронтальную поверхность, имеет толщину несколько сотен метров. Наклон фронтальной поверхности к поверхности земли очень мал (тангенс угла наклона колеблется от 0,01 до 0,001). В зоне фронта горизонтальные градиенты температуры и других метеорологических элементов резко возрастают, то есть в зоне фронта при переходе от одной воздушной массы к другой эти элементы меняются скачкообразно.

По сравнению с однородными воздушными массами фронты являются качественно новой структурной особенностью атмосферы, однако неправильно полагать, что различные воздушные массы всегда разграничиваются фронтами. Существуют такие ситуации, когда переход от одной воздушной массы к другой происходит постепенно на протяжении сотен километров и выделить линию фронта не представляется возможным.

2.3.1. Классификация атмосферных фронтов

Классификацию атмосферных фронтов разные авторы производят по различным признакам. Наиболее полную классификацию приводит А. С. Зверев.

В зависимости от протяженности и значимости для циркуляционных процессов в атмосфере различают основные, или главные, и вторичные фронты.

Основные фронты имеют большое протяжение и разделяют воздушные массы различного географического происхождения, существенно отличающиеся по своим свойствам. Основные фронты могут прослеживаться по картам погоды на протяжении нескольких дней.

Вторичные фронты, менее протяженные, чем основные (обычно прослеживаются в пределах одного циклона), разделяют разнородные части воздушной массы одного типа. Они часто размываются в течение одних суток.

В системе географической классификации воздушных масс к главным фронтам относят фронты, разделяющие основные типы воздушных масс:

- арктический фронт, разделяющий арктический и умеренный воздух;
- умеренный, или полярный, фронт, отделяющий умеренный воздух от тропического;
- тропический фронт, отделяющий тропический воздух от экваториального.

По особенностям перемещения линии фронта различают:

- теплые фронты, движущиеся от высоких температур к низким;
- холодные фронты, движущиеся от низких температур к высоким;
- малоподвижные, или квазистационарные, фронты;
- фронты окклюзии, образующиеся при смыкании теплого и холодного фронтов.

В зависимости от высоты, на которой еще прослеживается фронтальная поверхность, различают:

- тропосферные фронты, нередко прослеживающиеся до тропопаузы;
- приземные фронты небольшой вертикальной протяженности (до 1—2 км).

Основные фронты обычно являются тропосферными, вторичные — приземными.

Процесс образования и обострения фронта называется фронтогенезом, а процесс размывания фронта — фронтолизом.

Следует иметь в виду, что иногда наблюдаются превращения фронта одного типа в другой. Так, например, с изменением условий циркуляции участок холодного фронта превращается в участок теплого фронта, наоборот, а вторичный фронт приобретает свойства основного фронта с развитием на нем новых циклонов

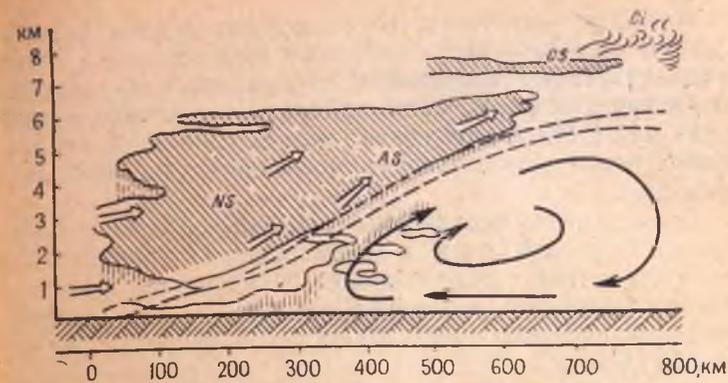


Рис. 2.2. Схема строения теплого фронта

2.3.2. Теплый фронт

Теплый фронт располагается в передней части циклона и обычно является фронтом восходящего скольжения (теплый воздух натекает и поднимается по клину холодного воздуха). При этом в теплом воздухе возникает характерная система облаков высокослоистых — слоисто-дождевых (As — Ns) с зоной обложных осадков, выпадающих перед линией фронта, шириной 300—400 км. Выше системы As — Ns возникают перистые (Ci) и перисто-слоистые облака (Cs), а под нею в холодном воздухе — разорванно-дождевые (Fr nb). На рис. 2.2 приведена классическая схема строения теплого фронта в вертикальном разрезе.

Рассмотрим признаки прохождения теплых фронтов через пункт наблюдения. Первыми признаками приближающегося теплого фронта являются перистые облака (особенно их разновидность Ci uncinus), увеличивающиеся по количеству и сливающиеся у горизонта, откуда они надвигаются в сплошной покров перисто-слоистых облаков. При этом давление воздуха начинает понижаться. В дальнейшем происходит уплотнение перисто-слоистых облаков и они переходят в высокослоистые. Падение давления усиливается, одновременно происходит усиление ветра. Затем высокослоистые облака сменяются слоисто-дождевыми, начинается выпадение обложных осадков.

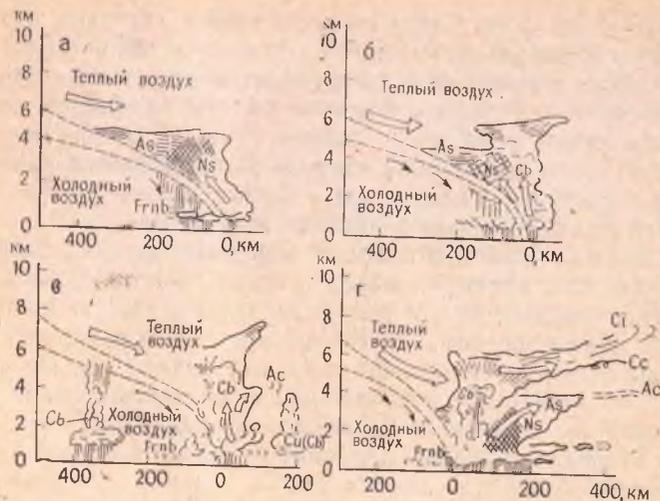


Рис. 2.3. Схемы строения холодных фронтов:
 а — холодный фронт 1 рода при отсутствии Св; б — холодный фронт 1 рода при наличии Св; в — холодный фронт 2 рода; г — холодный фронт 2 рода с широкой префронтальной зоной осадков

Холодные фронты первого и второго рода по местным признакам обнаруживаются с весьма малой заблаговременностью (не более 2—3 часов) по сравнению с теплыми фронтами.

После прохождения линии фронта первого рода префронтальные осадки, имеющие вначале обычно ливневый характер, переходят в обложные осадки и постепенно ослабевают с повышением и ликвидацией системы облаков за линией фронта.

В связи с более быстрым прохождением изменения погоды у холодного фронта второго рода выражены более резко, чем у холодного фронта первого рода. Летом ливневые осадки перед линией фронта бывают весьма интенсивными и иногда сопровождаются грозой и шквалом.

В тылу циклона могут наблюдаться вторичные холодные фронты, которые обладают всеми признаками холодного фронта, а по погодным проявлениям могут не уступать основным холодным фронтам.

2.3.4. Фронты окклюзии

Вследствие различия скоростей перемещения теплого и холодного фронтов в процессе развития циклона происходит их слияние и образование сомкнутого фронта, называемого фронтом окклюзии. Процесс образования фронта окклюзии в циклоне называется окклюдированием циклона.

Различают теплый фронт окклюзии, или фронт окклюзии по типу теплого фронта, и холодный фронт окклюзии, или фронт окклюзии по типу холодного фронта. Теплый фронт окклюзии образуется в том случае, когда воздух за холодным фронтом, догоняющим впереди движущийся теплый фронт, оказывается теплее, чем воздух перед теплым фронтом. Холодный фронт окклюзии образуется, когда воздух за холодным фронтом оказывается холоднее, чем перед теплым.

В общих чертах условия погоды у теплого и холодного фронтов окклюзии сходны с условиями погоды у обычных теплого и холодного фронтов. То же относится к системам облаков и осадков. Однако имеются и некоторые отличия. Так, в отличие от настоящего теплого фронта осадки у теплого фронта окклюзии обычно слабее и иногда образуют несплошную зону, а у холодного фронта окклюзии облачность и осадки располагаются в равной или почти равной степени по обе стороны от линии фронта, в то время как у настоящего холодного фронта они располагаются либо в префронтальной, либо в зафронтальной зонах в зависимости от того, какого рода фронт, второго или первого. Обобщенные схемы фронтов окклюзии приведены на рис. 2.4.

2.3.5. Фронтальный планерный полет

Из двух основных типов фронтов, определяющих погоду, теплого и холодного, холодный фронт второго рода представляет особый интерес для планеризма. В случае холодного фронта холодный воздух подкачивается под теплый и вызывает его вынужденный подъем. Холодный воздух в этом случае имеет большую энергию движения и образует фронт вторжения, сопровождающийся интенсивными погодными процессами.

В случае теплого фронта теплый воздух наползает на более холодный. Этот процесс скольжения теплого воздуха по поверхности холодного с постепенным подъемом вызывает медленно развивающиеся, но долго сохраняющиеся плохие погодные условия. Теплый фронт с его обложными осадками, как правило, не сулит планеристу никаких практических шансов на успешный полет.

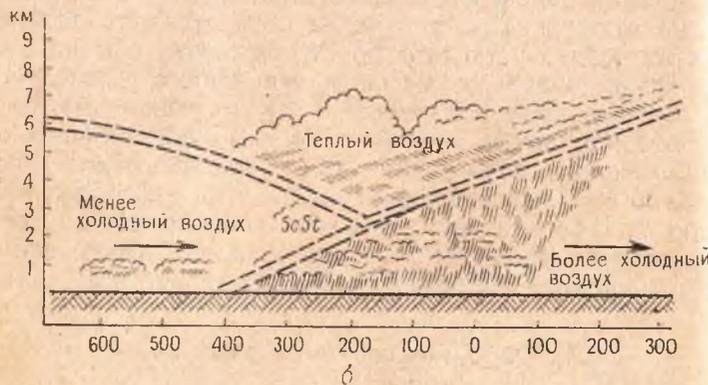


Рис. 24. Схемы строения фронтов окклюзии:
а — по типу холодного; б — по типу теплого

Используя рис. 2.5, рассмотрим схему погодных процессов при прохождении теплого и холодного фронтов в трех случаях. Отдельные фазы этих процессов представляют более или менее благоприятные условия для планерного полета.

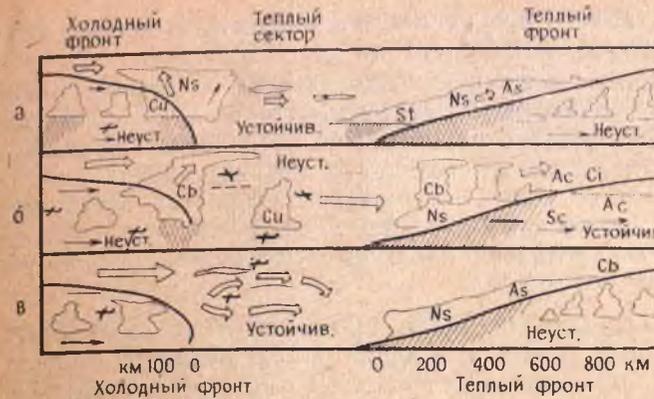


Рис. 2.5. Схема погодных процессов при прохождении теплого и холодного фронтов

Первый случай (рис. 2.5 а), когда так называемый теплый сектор, лежащий между теплым и холодным фронтами, полностью устойчив и в нем невозможен термический планерный полет. За теплым сектором движется холодный воздух, подползая клином под теплый и вынуждая его подниматься вдоль довольно крутой фронтальной поверхности. Но, так как теплый воздух устойчив, его подъем проходит с небольшой активностью, несмотря на мощное облакообразование. Для фронтального планерного полета этот тип холодного фронта непригоден. Только за холодным фронтом неустойчивый умеренный воздух дает хорошую термическую конвекцию при типичной зафронтальной погоде с ливнями и временными прояснениями, которая постепенно с прекращением дождей становится благоприятной для планерного полета.

Во втором случае (рис. 2.5б) воздух в теплом секторе неустойчив. Здесь погодные процессы значительно оживленнее. Уже на теплом фронте образуются кучево-дождевые облака, которые невозможно распознать с земли, так как они закрыты слоями более низких облаков. В кучево-дождевых облаках могут наблюдаться грозы, что небезопасно для полета, поэтому в этой ситуации не рекомендуется буксировать планер сквозь низкие облака в восходящие потоки Сб. В целом вся

зона теплого фронта, как и в первом случае, дает неблагоприятные для полета погодные условия.

Однако после прохождения теплого фронта условия резко меняются. Неустойчивый воздух, занимающий теплый сектор с мощными, но не дающими осадков кучевыми облаками, создает отличные условия для планерного полета. При больших скоростях ветра могут развиваться длинные гряды кучевых облаков («облачные улицы»), создавая исключительно благоприятные условия для полета.

Наступающий после прохождения теплого сектора холодный фронт вторжения обнаруживается сначала у горизонта темным кучево-дождевым валом, который господствующей в восходящем теплом воздухе неустойчивости достигает вместе с ним очень больших высот. Этот фронт может быть с успехом использован для планерного полета. Для этого нужно стартовать непосредственно перед прохождением фронта, приурочив старт к моменту поворота ветра. При этом надо иметь в виду, что поворот ветра отделен от фронтального вихря некоторым промежутком времени, который и должен быть использован для взлета. Здесь нельзя мешкать и затягивать старт, так как в момент прохождения фронта погода меняется скачком, ветер резко меняет направление, а скорость может возрасти до 30 м/с и более.

Буксирующий самолет должен привести планер в восходящий поток перед фронтом. Безоблачная область восходящих потоков находится на некотором удалении (1—2 км) от облачного вала быстро движущегося фронта, и при известной осмотрительности опытный планерист не рискует быть настигнутым фронтом и окажется втянутым в грозовые облака. Полет необходимо совершать в незатухающих восходящих потоках параллельно продольной оси фронта, но ни в коем случае нельзя лететь в самом облачном фронте, а только в нескольких километрах впереди него и параллельно ему. Над обширными равнинами территории СССР, где связность фронта не нарушается орографическими препятствиями, действуя описанным выше образом, при большой протяженности фронта можно достигнуть очень большой дальности полета (1000 км и более).

К сожалению, планеристы довольно редко исполь-

зуют подобные благоприятные ситуации. Рассмотрим случай полета планера в теплом секторе вдоль холодного фронта. Пилот Кимельман 1 сентября 1936 г. вылетел в 11 ч 35 м из Ростова-на-Дону перед прохождением холодного фронта второго рода (фронта вторжения) и пролетел в теплом секторе вдоль фронта около 530 км, приземлившись в Сталинградской (ныне Волгоградской) области, близ деревни Булугурино. В связи с тем, что пилот летел под небольшим углом к линии фронта, все время приближаясь к ней, он в конце полета попал в сплошную облачность, пересек линию фронта и оказался в холодной воздушной массе. Здесь ему пришлось совершить посадку, так как планер попал в нисходящие потоки воздуха, обычно наблюдающиеся в головной части холодного фронта вторжения. В общей сложности полет продолжался около 6 часов. Если бы пилот летел все время вдоль линии фронта в соответствии с данными выше рекомендациями, то он бы не пересек линию фронта и мог бы пролететь значительно дальше, несмотря на поздние вечерние часы, так как полет мог продолжаться и ночью за счет энергии восходящих потоков перед фронтом.

Возвращаясь к рис. 2.5б, отметим, что одновременно с холодным фронтом вторжения проходит вихревой вал переходной зоны от восходящих к нисходящим вертикальным движениям фронта. В зоне нисходящих движений выпадают осадки в виде сильного дождя или града. Фронт проходит очень быстро, в течение часа, в облаках появляются просветы, осадки прекращаются, но ветер остается еще достаточно сильным.

За основным фронтом при поступлении новых порций холодного воздуха могут последовать более слабые вторичные фронты с промежутками около 1 ч. При господстве однородной холодной воздушной массы образуются гряды кучевых облаков, ориентированные по ветру и создающие хорошие условия для планерного полета. Развивается так называемое тыловое положение циклона за холодным фронтом, весьма благоприятное для термического парения.

Третий случай (рис. 2.5в) изображает еще один вид холодного фронта, встречающийся наиболее редко. Теплый сектор занимает устойчивая воздушная масса.

Над поверхностью холодного фронта течет теплый воздух в том же направлении, что и холодный, но существенно быстрее, обгоняя холодный фронт и фёнообразно опускаясь по его передней поверхности, как по горному склону. Благодаря этому обстоятельству характерная погода фронта вторжения не имеет места.

Особый интерес представляют собой фёновые явления, возникающие перед фронтом вследствие опускания вышележащего быстро движущегося теплого воздуха по поверхности холодного фронта. Перед фронтом в потоке теплого воздуха образуются стационарные волны, сохраняющие свое положение относительно холодного фронта, то есть все время движущиеся впереди него на неизменном расстоянии. Эти предфронтальные волны холодного фронта имеют для планеризма такое же значение, как фёновые волны в горах. Рассмотрим описание и барограммы трех полетов во фронтальных стационарных волнах. На рис. 2.6 показана барограмма фронтального полета Р. Кронфельда (R. Kronfeld) в августе 1929 г. Вскоре после старта на барограмме виден подъем до 1600 м, однако на подветренной стороне Ренских (Rhen) гор планер несколько потерял высоту, но затем снова достиг фронта. Скорость восходящего потока поднялась перед фронтом до 4 м/с. В 16 ч 20 мин была достигнута максимальная высота полета 2900 м, при этом планер обледенел. Далее в течение часа продолжался совершенно спокойный, равномерный полет практически без изменения высоты. После сжижения планера до 2500 м на 120-й минуте полета ход барограммы остается спо-

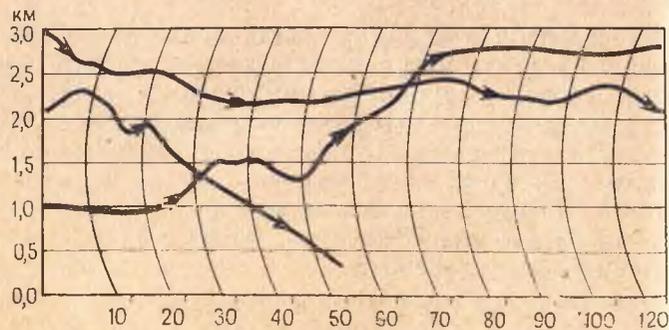


Рис. 2.6 Барограмма фронтального полета Р. Кронфельда

койным и равномерным еще свыше двух часов. По свидетельству Р. Кронфельда, он летел, на два километра опережая грозовой облачный массив фронта. В зависимости от того, приближался планер к фронту или удалялся от него, он набирал или терял высоту, как это и показывают волнообразные колебания высоты на барограмме между 2200 и 2400 м. При этом перед фронтом наблюдалось исключительно ламинарное восходящее движение, которое своей структурой никоим образом не походило на вертикальные движения воздуха при термической неустойчивости. Таким образом, барограмма полета, анализ синоптического положения и свидетельства пилота убеждают нас в том, что полет Р. Кронфельда проходил в стационарных фронтальных волнах.

Это подтверждается также фронтальными полетами Г. Гренхофа (G. Grenhoff) и В. Хирта (W. Hirt), спустя два года, в августе 1931 г. Интересно отметить, что планер Г. Гренхофа на одном из участков фронтальной волны поднимался со скоростью 8 м/с.

Спокойный, ламинарный ход трех полетов полностью соответствует признакам позднее открытых волновых восходящих движений при горном фёне. По-видимому, масса холодного воздуха надвигающегося фронта вызывает волновые колебания теплого воздуха у своей передней поверхности, если скорость вышележащего теплого воздуха больше, чем скорость распространения самого фронта. В этом случае на подветренном склоне клина холодного воздуха должен иметь место фён, как на подветренных склонах гор. Вообще говоря, механизм образования предфронтальных волн до конца еще не ясен и представляет собой нерешенную проблему планеризма. В частности, неясно, почему нельзя в восходящих потоках предфронтальных волн достигнуть высоты 8000—10 000 м, как это возможно на подветренных склонах гор, тем более что так называемая «гора» холодного воздуха достигает высоты 4000 м.

Таким образом, благоприятные возможности проведения фронтальных планерных полетов связаны с холодными фронтами. Особенно хорошие условия образуются при прохождении быстро движущихся холодных фронтов вторжения.

2.4. СРЕДСТВА АНАЛИЗА И ПРОГНОЗА ПОГОДЫ

К средствам анализа и прогноза погоды относят: приземные карты погоды, высотные карты погоды, аэрологические диаграммы, специальные средства анализа состояния атмосферы.

2.4.1. Виды карт погоды и принципы их составления

В настоящее время составляются комплексные приземные (основные, дополнительные, вспомогательные) и высотные (аэрологические) карты погоды.

Основные комплексные приземные карты погоды составляются за основные сроки наблюдений (03, 09, 15, 21 час московского времени) и служат главным средством анализа и прогноза погоды. На эти карты по данным метеорологических станций наносят большой комплекс значений метеорологических элементов: давление и температуру воздуха, количество, формы и высоту облаков, направление и скорость ветра, видимость, вид и количество осадков и другие метеорологические элементы, характеризующие состояние атмосферы в данный момент времени (см. приложение 1).

Дополнительные приземные карты погоды составляются за дополнительные сроки наблюдений (00, 06, 12 и 18 часов московского времени) и охватывают обычно меньшую территорию по сравнению с основными картами. Если дополнительная карта охватывает небольшой район, то ее называют кольцевой картой погоды, или просто кольцевкой.

Вспомогательные карты характеризуют распределение одного метеорологического элемента. Например, карты максимальных ветров, составляющиеся по данным ветрового зондирования атмосферы и содержащие информацию о наиболее сильных ветрах на различных высотах. Карты облачных полей, составляющиеся по данным искусственных спутников земли.

К особому виду вспомогательных карт относят прогностические, или будущие, карты погоды. На этих картах наносятся предсказанные на сутки или на иной срок вперед положения полей давления у земли и на

высотах, полей температуры, ветра и других метеорологических элементов. Прогностические карты служат основой прогноза погоды.

Высотные (аэрологические) карты погоды характеризуют свойства атмосферы на различных уровнях над поверхностью земли и составляются по данным радиозондирований атмосферы, которые проводятся на аэрологических станциях в основные сроки наблюдений. Под высотными картами понимаются карты барической топографии, на которые нанесены высоты той или иной изобарической поверхности в геопотенциальных метрах* над уровнем моря (карты абсолютной барической топографии, АТ) или над уровнем нижележащей изобарической поверхности (карты относительной барической топографии, ОТ). Кроме того, на карты барической топографии наносятся температура и ветер на данной изобарической поверхности. В нашей стране в настоящее время составляются карты абсолютной топографии для следующих изобарических поверхностей: 850 (АТ-850), 700 (АТ-700), 500 (АТ-500), 400 (АТ-400), 300 (АТ-300), 200 (АТ-200), 100 (АТ-100), 50 (АТ-50), 20 (АТ-20), 10 (АТ-10) мбар.

Карты АТ совместно с приземными картами погоды используются для анализа состояния метеорологических элементов и атмосферных процессов на различных высотах в тропосфере и нижней стратосфере, что способствует более качественному прогнозу погоды.

Карта относительной топографии составляется только одна, она отображает высоту изобарической поверхности 500 мбар над поверхностью 1000 мбар (ОТ⁵⁰⁰₁₀₀₀). Поскольку изобарическая поверхность 1000 мбар в среднем располагается вблизи уровня моря, а поверхность 500 мбар — около 5 км, то карта ОТ⁵⁰⁰₁₀₀₀ характеризует поле средней температуры нижнего 5-км слоя атмосферы. Эта карта также широко используется в прогностических целях.

* Геопотенциальный метр равен работе против силы тяжести, которую нужно затратить, чтобы поднять единицу массы на высоту 1 м при ускорении силы тяжести 9,8 м/с².

2.4.2. Аэрологическая диаграмма

В метеорологической практике для оперативного анализа состояния атмосферы применяются различного рода графики и диаграммы. Особый интерес для планеристов представляет аэрологическая диаграмма (АД), которая составляется по данным аэрологических наблюдений и позволяет быстро и наглядно проанализировать состояние метеорологических элементов на различных высотах. В частности, с помощью аэрологической диаграммы можно определить такие представляющие интерес для планеристов характеристики, как вертикальный градиент температуры, высоту нижней и верхней границы облаков, время начала развития конвекции и др. Кроме того, используя данные аэрологической диаграммы, можно по известным формулам оценить максимальные скорости восходящих потоков воздуха в кучевых облаках и в подоблачном слое.

Прежде чем перейти к анализу состояния атмосферы с помощью АД, дадим некоторые определения из термодинамики атмосферы. Для этого запишем уравнение первого начала термодинамики, или уравнение притока тепла. Установим вид этого уравнения для частицы идеального газа, к которому близки сухой и ненасыщенный влажный воздух.

$$dq = c_p dT_i - AR_c T_i \frac{dp}{p}. \quad (2.1)$$

Здесь: dq — приток тепла; c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; T — температура воздушной частицы; A — тепловой эквивалент работы; R_c — удельная газовая постоянная сухого воздуха; p — давление воздуха.

Термодинамический процесс называется адиабатическим, если он протекает без теплообмена частицы с окружающей средой, то есть $dq = 0$. Тогда уравнение (2.1) принимает вид

$$c_p dT_i = AR_c T_i \frac{dp}{p}. \quad (2.2)$$

При подъеме воздушной частицы объем ее увеличивается, а давление падает. Из уравнения (2.2) следует,

что в случае адиабатического подъема температура воздушной частицы всегда падает ($dT_i < 0$), что связано с расходом внутренней энергии на работу расширения.

Запишем уравнение первого начала термодинамики для адиабатического процесса в интегральной форме. Для этого рассмотрим два состояния воздушной массы: начальное p_0, T_i и конечное p, T_{i_0} . Проинтегрируем уравнение (2.2), разделив переменные:

$$\int_{T_{i_0}}^{T_i} c_p \frac{dT_i}{T_i} = \int_{p_0}^p AR_c \frac{dp}{p}.$$

Отсюда получаем

$$\frac{T_i}{T_{i_0}} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{AR_c}{c_p}}, \quad (2.3)$$

где

$$\frac{AR_c}{c_p} = 0,286.$$

Уравнение (2.3) представляет собой уравнение сухой адиабаты.

Сухоадиабатическим градиентом называется падение температуры при адиабатическом подъеме сухой воздушной частицы, отнесенное к единице высоты.

$$\gamma_a = - \frac{dT_i}{dH}. \quad (2.4)$$

В общем случае γ_a является переменной величиной, зависящей от отношения температуры частицы и окружающей среды. Однако в реальной атмосфере различие в температурах воздушной частицы и окружающей среды невелико, поэтому их отношение можно считать равным единице, а сухоадиабатический градиент — постоянной величиной. В этом случае уравнение (2.4) можно проинтегрировать и записать в следующем виде:

$$T_i = T_{i_0} - \gamma_a H. \quad (2.5)$$

где H — высота в м.

Уравнение (2.5) представляет собой приближенное уравнение сухой адиабаты. Расчеты показывают, что $\gamma_a \approx 1^\circ/100$ м.

Температура, которую принимает воздушная частица, если ее опустить или поднять сухоадиабатически (то есть по сухой адиабате) с исходного уровня до уровня, где давление равно 1000 мбар, называется потенциальной температурой. Обозначим ее θ .

Для вывода формулы потенциальной температуры рассмотрим два состояния воздушной частицы: начальное (T_l, p) и конечное ($\theta, 1000$ мбар). Так как процесс адиабатический, то согласно уравнению (2.3)

$$\frac{T_l}{\theta} = \left(\frac{p}{1000} \right)^{\frac{AR_c}{c_p}}$$

или

$$\theta = T_l \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{AR_c}{c_p}} \quad (2.6)$$

Потенциальная температура обладает свойством при сухоадиабатических перемещениях воздушной частицы сохранять постоянную величину. Логарифмируя и дифференцируя (2.6), получаем

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dT_l}{T_l} - \frac{AR_c}{c_p} \frac{dp}{p} \quad (2.7)$$

На основании уравнения (2.2) правая часть (2.7) равна нулю. Тогда при адиабатическом перемещении воздушной частицы

$$\frac{d\theta}{\theta} = 0; \quad d\theta = 0; \quad \theta = \text{const.} \quad (2.8)$$

Для того чтобы определить, какому постоянному значению соответствует та или иная сухая адиабата, необходимо определить точку пересечения этой адиабаты с изобарой 1000 мбар на АД.

Приведенные выше соображения и формулы справедливы не только для сухого, но и влажного ненасы-

щенного воздуха. Температура влажной ненасыщенной частицы изменяется при адиабатическом подъеме практически так же, как и температура сухой воздушной частицы, то есть по сухой адиабате.

При влажноадиабатическом процессе происходит конденсация водяного пара или испарение уже имеющейся в атмосфере воды. До тех пор, пока влажный воздух ненасыщен, его состояние меняется по сухоадиабатическому закону (температура при подъеме уменьшается на 1° на 100 м, а удельная влажность сохраняет постоянное значение $q = \text{const}$). Относительная влажность при этом растет с высотой, и наступает такой момент, когда воздух достигает состояния насыщения ($f = 100\%$).

Уровень, на котором влажный ненасыщенный воздух достигает состояния насыщения, называется уровнем конденсации (УК). При дальнейшем подъеме благодаря понижению температуры начинается конденсация водяного пара и выделяется скрытая теплота парообразования. По этой причине температура влажного насыщенного воздуха понижается с высотой медленнее, чем сухого воздуха.

Кривая состояния насыщенной частицы при ее адиабатическом подъеме называется влажной адиабатой, а изменение температуры частицы на единицу высоты при влажноадиабатическом процессе — влажноадиабатическим градиентом $\gamma_{ва}$. Как уже отмечалось, $\gamma_{ва} < \gamma_a$, и принято считать его равным $0,6^\circ/100$ м. На самом деле влажноадиабатический градиент в отличие от сухоадиабатического не остается постоянным, а зависит от температуры и давления. С ростом температуры (при постоянном давлении) $\gamma_{ва}$ уменьшается, при низких температурах он приближается к сухоадиабатическому градиенту.

Принятая в настоящее время в нашей стране аэрологическая диаграмма печатается в трех формах.

Две из них, с косоугольной (К) системой координат, предназначены для анализа данных температурного зондирования в слое атмосферы от 1050 до 100 мбар. Одна форма применима в теплый период года с приземной температурой от 40 до -25° (ф.АДКТ), а другая — в холодный с диапазоном температуры от 10 до -55° (ф.АДКХ).

Третья форма построена в прямоугольной системе (П) координат и имеет индекс ф.АДП. Эта форма не зависимо от времени года может быть использована для анализа состояния атмосферы в слое от 1050 до 10 мбар, однако точность анализа здесь ниже по сравнению с формами АДК.

Все формы печатаются в системе координат t, p, κ , в которой t — температура, p — давление, κ — константа, равная 0,286.

Остановимся на более подробном описании форм АДК, которые следует применять для анализа состояния атмосферы для нужд планирования. На АДК изображены пять семейств изолиний.

Изобары — прямые, параллельные оси абсцисс линии равных значений давления (проведены через 10 мбар, коричневые).

Изотермы — прямые, наклоненные к изобарам под углом 50° линии равных значений температуры (проведены через один градус, коричневые).

Сухие адиабаты — линии состояния сухой или влажной ненасыщенной воздушной частицы (коричневые прямые, наклоненные влево линии), вдоль которых потенциальная температура сохраняет постоянное значение.

Влажные адиабаты — кривые состояния влажного насыщенного воздуха (зеленые пунктирные линии).

Изограммы — линии равных значений отношения смеси (отношение массы водяного пара к массе сухого воздуха при одном и том же объеме, зеленые почти прямые, наклоненные вправо линии).

Шкала энергии неустойчивости изображена на поле справа. Цифры у делений указывают величину энергии в $\text{дж}/\text{см}^2$.

На бланках АД по данным зондирования атмосферы производится построение кривой стратификации, кривой точки росы и кривой состояния. При наличии данных слева у обреза бланка наносятся данные о ветре по высотам.

Кривая распределения фактической температуры воздуха (кривая стратификации) строится следующим образом. На горизонтальной оси находят значение температуры, соответствующее начальному уровню подъема, а на вертикальной оси — значение давления для этого же уровня и на пересечении соответствующих изо-

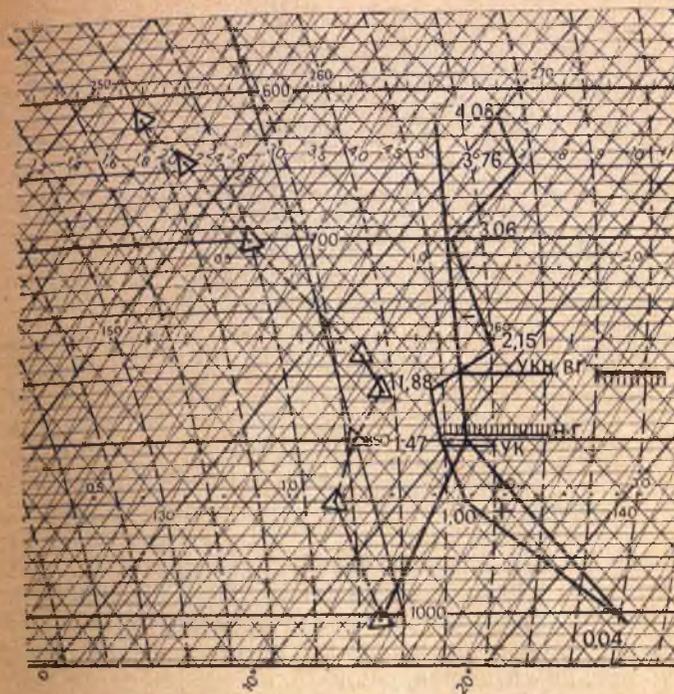


Рис. 27. Данные радиозондирования в п. Куйбышев за 15 часов 16 августа 1961 г.

термы и изобары ставят точку. Остальные точки наносятся аналогично. Около каждой точки проставляют значение высоты в километрах. Затем все точки соединяются сплошной красной линией.

Кривая точки росы строится таким же образом, как и кривая стратификации. Нанесенные точки обычно обрамляют треугольниками и соединяют зеленой линией.

Кривая состояния характеризует адиабатическое изменение температуры в поднимающемся объеме воздуха. На АД она изображается кривой, состоящей из отрезка сухой адиабаты, проходящего от исходного уровня подъема частицы воздуха до уровня конденсации, и отрезка влажной адиабаты, начало которого совпадает с уровнем конденсации.

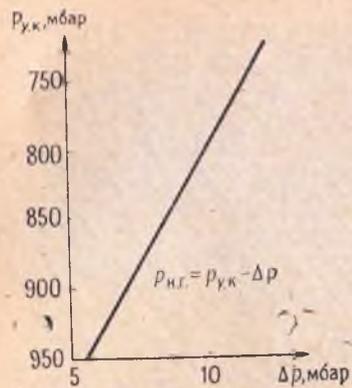


Рис. 2.8. График поправки к давлению на уровне конденсации для получения значения давления на уровне нижней границы облаков

фически по АД, как правило, не совпадает с н. г. облаков и всегда находится ниже. На рис. 2.8 приводится график поправки, которую надо вводить к давлению на уровне конденсации, чтобы получить значение давления на уровне нижней границы облаков.

Определение высоты нижней границы облаков является весьма важной задачей, от которой может зависеть успех планерного полета. Поэтому приведем еще формулу Ферреля для высоты УК, полученную теоретическим путем.

$$H_k = 122(T_0 - \tau_0). \quad (2.9)$$

Здесь: H_k — высота УК в м; T_0 и τ_0 — температура воздуха и точки росы у поверхности земли. Формула (2.9) позволяет определить высоту уровня конденсации, а тем самым и высоту н. г. облаков, не имея данных зондирования атмосферы. Следует иметь в виду, что при выводе этой формулы не учитывалось смещение поднимающейся частицы с окружающим воздухом и фактическое распределение температуры с высотой. По этой причине рассчитанные по формуле (2.9) высоты облаков могут существенно отличаться от фактических (формула, как правило, занижает высоту облаков по сравнению с фактической). В нашем примере (рис. 2.7)

Уровень конденсации определяется графически. Этот уровень принимается той точкой на диаграмме, где пересекаются сухая адиабата с изограммой, соответствующей точке росы на уровне начала подъема (рис. 2.7).

На рис. 2.7 приведен АД с данными радиозондирования. Необходимо отметить, что здесь начальный отрезок влажной адиабаты кривой состояния не соответствует УК, а находится на уровне нижней границы (н. г.) облаков. Исследованиями было установлено, что УК, определенный гра-

фактическая высота н. г. облаков составляет 1500 м, а по формуле $H_k = 122(24,6 - 13,5) \approx 1354$ м.

После построения кривых производится анализ АД. Прежде всего анализируется устойчивость стратификации. Если кривая состояния располагается правее кривой стратификации, то воздушная масса стратифицирована неустойчиво, и условия для развития восходящих движений воздуха благоприятны. Если кривая состояния располагается левее кривой стратификации, то воздушная масса стратифицирована устойчиво. В этом случае условия для развития восходящих движений воздуха неблагоприятны.

Площадь, заключенная между кривой стратификации и кривой состояния, характеризует энергию неустойчивости. Под энергией неустойчивости слоя следует понимать работу, совершаемую силой плавучести при адиабатическом перемещении единичной массы воздуха от нижней границы данного слоя до верхней. Более подробно см. разд. 4.1. Когда кривая состояния располагается правее кривой стратификации, площадь между этими кривыми будет соответствовать положительной энергии неустойчивости (закрашивается красным цветом, в одноцветной печати ставится знак «+»). Если кривая состояния находится левее кривой стратификации, то энергия неустойчивости отрицательна (закрашивается синим цветом или ставится знак «-»). Таким образом, благоприятные условия для развития восходящих потоков воздуха связаны с положительной энергией неустойчивости.

Весьма важно для планериста знать вертикальную мощность облаков. Для этого надо по АД определить уровень конвекции (УКН), высота верхней границы облаков (в. г.) будет примерно соответствовать УКВ. Уровень конвекции — это тот уровень, до которого распространяются восходящие вертикальные движения, порождаемые энергией неустойчивости. На АД он определяется в той точке, где кривая состояния пересекается с кривой стратификации, то есть температура поднимающейся частицы выравнивается с температурой окружающего воздуха. В действительности УКН располагается несколько выше, так как частица по инерции продолжает подниматься вверх еще некоторое время после выравнивания температуры с окружающим

воздухом. В примере на рис. 2.7 мощность кучевых облаков невелика и составляет 460 м, что объясняется инверсией температуры в слое 1,88—2,15 км, являющейся «запирающим» слоем для развития конвективных движений воздуха.

В этом разделе был рассмотрен минимально необходимый планеристу круг задач, решаемых с помощью АД. Решение некоторых других задач будет рассмотрено в последующих разделах учебного пособия.

2.4.3. Специальные средства анализа состояния атмосферы

К специальным средствам анализа состояния атмосферы относят: авиационную разведку погоды, радиолокационные методы исследования атмосферы и использование метеорологических искусственных спутников земли.

Авиационная разведка погоды заключается в инструментальных и визуальных наблюдениях с самолета условий погоды на различных высотах или по маршруту (району). Обычно для этой цели используются рейсовые самолеты гражданской авиации. Бортнаблюдатель во время полета записывает в бортжурнал визуальные наблюдения за состоянием атмосферы, например отмечает высоту нижней и верхней границы облаков, осадки и другие явления.

Перед началом планерных соревнований часто проводят авиационную разведку, запуская планер в буксирном полете за самолетом в целях определения интенсивности конвективных восходящих потоков воздуха и высоты, с которой планер начинают держать восходящие потоки воздуха. В буксирном полете планерист может определить эту высоту, взглянув на высотомер в тот момент, когда планер начал ощущать первые толчки восходящих потоков воздуха.

В последнее время широкое распространение получили радиолокационные методы исследования атмосферы в связи с созданием и внедрением специальных метеорологических радиолокаторов (МРЛ). С помощью МРЛ можно, в частности, определить высоту нижней и верхней границы облаков, обнаружить зоны осадков, их тип, размеры, эволюцию и скорость перемещения,

высоту и удаление от пункта наблюдения очагов гроз, характеристики атмосферной турбулентности и другие параметры, характеризующие состояние атмосферы.

С помощью баллонных приемопередатчиков, сопровождаемых радиолокатором, можно получить данные о поле ветра в кучево-дождевом облаке, недоступном для исследования другими методами.

Обычный радиозонд, сопровождаемый радиолокатором, также является специальным средством анализа состояния атмосферы, позволяющим получить распределение температуры, влажности, направления и скорости ветра с высотой в определенном пункте.

Запуски метеорологических искусственных спутников земли (МИСЗ) открыли новые богатейшие возможности для исследования земной атмосферы в глобальном масштабе. Большая площадь обзора со спутника определяет практическую ценность спутниковых наблюдений не только для диагноза синоптических процессов, но и для прогноза метеорологических условий, особенно в районах с редкой метеорологической сетью (над океанами, горами, пустынями).

Сравнительный анализ спутниковых данных и карт погоды позволяет уточнить расположение барических образований (циклонов и антициклонов), фронтов, размеры и структуру зон облачности, а также прогнозировать их дальнейшую эволюцию и перемещение, что особенно важно для прогноза погоды.

По данным МИСЗ составляются карты облачности, на которых хорошо прослеживаются конвективные кучевые облака. Эти карты в совокупности с другими материалами могут быть использованы планеристами при планировании полетов, в особенности на большие расстояния.

2.4.4. Понятие о прогнозах погоды

Под прогнозом погоды следует понимать составление научно обоснованных предположений о будущем состоянии погоды.

Существуют два основных метода прогноза погоды: синоптический и так называемые численные методы, которые подразделяются на гидродинамические и статистические.

Прогноз синоптическим методом расчленяется на прогноз синоптического положения и на его основе прогноз собственно погоды, то есть значений, или хода метеорологических элементов, или осуществления тех или иных атмосферных процессов.

Под численными методами понимают такие методы, которые позволяют, опираясь на количественные данные о физическом состоянии атмосферы в исходный момент с помощью математических операций получить прогноз статистические значения метеорологических элементов в данной точке для определенного момента времени.

Гидродинамические методы прогноза основаны на предвычислении будущих значений метеорологических элементов (прежде всего давления, температуры и ветра) с помощью численного интегрирования дифференциальных уравнений гидродинамики и термодинамики атмосферы при определенных начальных и граничных условиях. Решая эти уравнения, получают рабочие формулы для расчета тех или иных полей метеорологических элементов. Такие расчеты требуют выполнения огромного числа математических операций и возможны только с применением электронно-вычислительных машин (ЭВМ).

Статистические методы основаны на эмпирически выявленных взаимосвязях, полученных путем обработки массового материала наблюдений. По результатам обработки строятся различного рода корреляционные зависимости и номограммы, позволяющие предсказать будущее значение прогнозируемого метеорологического элемента.

В настоящее время в практической работе не пользуются каким-либо одним методом прогноза погоды, применяют все указанные выше методы в том или ином сочетании. Так, например, прогноз синоптического положения обычно производится численными методами с использованием ЭВМ, а на его основе обычным синоптическим методом дается прогноз погоды.

Различают краткосрочные (на срок до 36 ч) и долгосрочные (на срок более 36 ч) прогнозы погоды. Долгосрочные прогнозы в свою очередь подразделяются на прогнозы малой заблаговременности (до 10 дней) и большой заблаговременности (на месяц, сезон).

По мере увеличения срока прогноза погоды уменьшаются

возможности детализации погодных условий, поэтому содержание долгосрочных прогнозов имеет более общий характер, чем краткосрочных. Долгосрочный прогноз дается в виде средних значений метеорологических элементов, или в виде повторяемости их различных градаций, или в виде отклонений от их многолетних средних значений.

При долгосрочном прогнозировании применяются специальные сборные и сборно-кинематические карты. Сборная карта дает характеристику распределения знака барического поля (циклонические или антициклонические образования). Если на сборной карте показать траектории перемещения барических образований, то такая карта будет называться сборно-кинематической. Кроме того, составляются карты средних значений различных метеоземента, а также карты отклонений от средних значений (карты аномалий) и другие карты.

В практике долгосрочных прогнозов погоды наряду с синоптическими методами также применяются численные методы прогноза с применением ЭВМ.

Для правильного планирования соревнований планеристы должны учитывать наряду с многолетними климатическими данными ожидаемые по долгосрочному прогнозу погодные условия.

В заключение отметим, что существуют еще специализированные прогнозы погоды, предназначенные для отдельных отраслей народного хозяйства и учитывающие специфические особенности той или иной отрасли. Таковы, например, авиационные, сельскохозяйственные и другие специализированные прогнозы погоды. Назрела необходимость в создании специализированных планерных прогнозов погоды. Первые попытки создания таких прогнозов в нашей стране приводятся в приложениях 2 и 3 настоящего учебного пособия.

3. СИНОПТИЧЕСКИЕ СИТУАЦИИ, БЛАГОПРИЯТСТВУЮЩИЕ ТЕРМИЧЕСКОМУ ПАРЕНИЮ ПЛАНЕРОВ

Наиболее благоприятные условия для термической конвекции в теплое время года связаны в основном с антициклонической деятельностью, а также наблюдаются в тылу циклона за холодным фронтом вторжения.

3.1. АНАЛИЗ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПОГОДЫ НАД ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИЕЙ СССР В ТЕПЛОЕ ВРЕМЯ ГОДА

Летний антициклон является характерным синоптическим положением с чисто термической конвекцией. При полном развитии антициклона небо безоблачно и наблюдаются плоские кучевые облака хорошей погоды (Cu hum), ветер слабый, неустойчивый по направлению.

Отличительная черта вертикального строения такого антициклона — наличие температурных инверсий, т.е. есть «запирающих» слоев для термических вертикальных движений воздуха и, следовательно, для подъема планера. Температурные инверсии образуются в антициклонах в результате медленного нисходящего движения (опускания, оседания) и растекания воздуха. При этом за счет сжатия происходит нагревание воздушных слоев на некоторой высоте, в результате чего образуется так называемая инверсия оседания или сжатия. Такие инверсии обычно наблюдаются в нижнем 2-км слое.

Для того чтобы оценить возможности планерного полета в том или ином случае, надо иметь данные вертикального зондирования атмосферы. Рассмотренный нами в предыдущем разделе пример радиозондирования атмосферы на рис. 2.7 относится к типичным антициклоническим условиям погоды. Вертикальный градиент температуры в нижнем километровом слое $\gamma = 1,2^\circ/100\text{м}$. Это сверхадиабатический градиент, позволяющий ожидать хорошую термическую конвекцию (расчеты показывают, что при такой неустойчивости скорости восходящих потоков на уровне 1 км и выше составляют около 4 м/с). Нижняя граница кучевых облаков хорошей погоды 1500 м, инверсия температуры — на высоте 1880 м. Учитывая, что данные радиозондирования относятся к 15 часам, то есть к моменту максимального развития конвекции, дальнейшего улучшения условий парения ожидать не приходится.

Однако не всегда и не во всех пунктах мы располагаем данными вертикального зондирования атмосферы. Поэтому автором совместно с Л. А. Хондошко был произведен анализ антициклонических условий погоды над ЕТС с целью выявления возможностей использования обычных синоптических карт погоды для определения

прогноза условий термического парения планеров в пограничном слое атмосферы (см. приложение 2).

В связи с различием термодинамических характеристик масс воздуха, формирующих области высокого давления, будут различными и условия для термического парения планеров. Например, в арктических массах воздуха при малооблачной погоде условия для развития термиков более благоприятны, чем в тропической более устойчивой воздушной массе. Поэтому целесообразно типовые условия антициклонической погоды рассматривать в зависимости от направления перемещения антициклона или района его устойчивого формирования.

В соответствии с этим были установлены следующие типы антициклонических процессов над ЕТС.

Тип 1 — северо-западный — антициклон смещается через Скандинавию на ЕТС.

Тип 2 — северо-восточный (ультраполярный) — антициклон смещается с северо-востока на восточные и центральные районы ЕТС.

Тип 3 — восточный — усиление гребня высокого давления, ориентированного с востока, иногда с развитием самостоятельного ядра высокого давления близ центральных районов ЕТС.

Тип 4 — западный — широтное смещение антициклона с запада или усиление гребня высокого давления с центром в районе Западной Европы.

Тип 5 — юго-западный — смещение антициклона из района Балкан или Западной Европы с преимущественным охватом западных и северо-западных районов ЕТС.

Тип 6 — центральный — формирование обширного устойчивого антициклона, охватывающего центральные районы ЕТС. Этот тип процесса может рассматриваться как производный от предыдущих или в качестве самостоятельного (в случае регенерации антициклона).

Каждый из указанных типов синоптических процессов имеет свойственную ему макросиноптическую ситуацию: он характеризуется частотой возникновения, продолжительностью развития и площадью охвата территории.

Анализ показал, что наиболее благоприятными для термического парения планеров для ЕТС являются синоптические ситуации, при которых ожидается масса

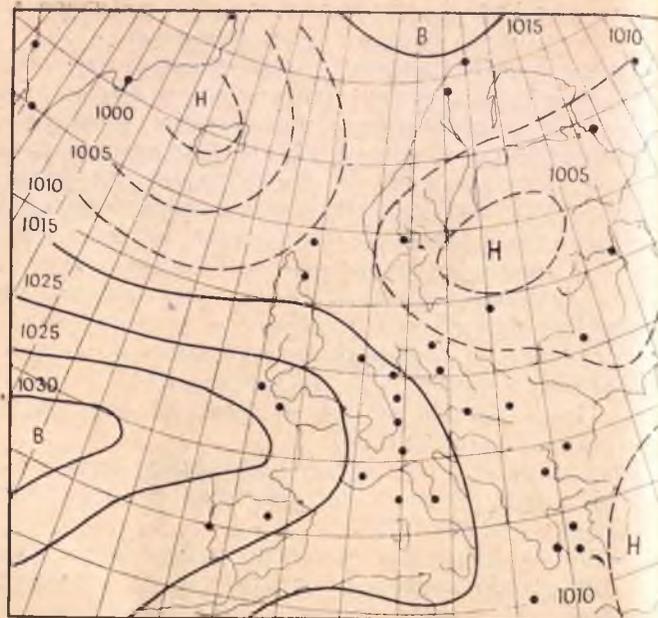


Рис. 3.1. Схема северо-западного летнего положения

воздуха с северо-западным (тип 1), северо-восточным (тип 2) или западным (тип 4) типами антициклонических процессов.

3.2. ТЫЛОВОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЦИКЛОНА

Область высокого давления над центральной Атлантикой летом, образовавшаяся в результате динамического обмена между тропическими и полярными широтами в сочетании с сериями циклонов, движущихся от Исландии через Балтийское море на ЕТС, обуславливает продолжительное поступление морского умеренного воздуха с направлениями ветра от юго-западного до северо-западного и частыми осадками. Схематически это положение представлено на рис. 3.1. Обычно дождливость нашего лета является следствием частой повторяемости и длительности этой ситуации.

Но когда после прохождения отдельной серии циклонов устанавливается тыловая погода со свежим

северо-западным или западным ветром и осадки ослабевают, такое положение приносит отличную погоду для планерного полета, особенно в юго-восточном направлении. Наибольшая повторяемость такого положения наблюдается в течение трех летних месяцев с максимумом в июле.

В первый день после прохождения последнего холодного фронта в послеполуденные часы времени достаточно только на выполнение местных полетов. Настоящая погода устанавливается на второй день после прохождения фронта, термическая конвекция интенсивно развивается уже в утренние часы, скорости ветра повсюду существенно увеличиваются, что благоприятствует развитию большой скорости полета. В такие дни целесообразнее всего проводить полеты на дальность в юго-восточном или восточном направлениях с попутным ветром.

Анализ случаев прохождения холодного фронта при прогрессирующем улучшении погоды в тылу циклона показывает, что, как правило, для начала полетов большей протяженности лучше всего подождать второго дня после прохождения холодного фронта.

При тыловом положении циклона обширная, свободная от препятствий равнина является более благоприятной местностью для планерных полетов большой протяженности, чем, скажем, беспорядочно расчлененная горная область. Над равниной при достаточно сильном ветре в тылу циклона вытягиваются ряды кучевых облаков большей частью расположены беспорядочно и часто выпадают ливневые осадки.

Обширные равнины ЕТС особенно благоприятны для зафронтальных полетов в тылу циклона. Именно при такой ситуации О. Клепикова пролетела над Русской равниной 750 км, а В. Ильченко — 830 км.

4. ТЕРМИЧЕСКАЯ КОНВЕКЦИЯ И ТУРБУЛЕНТНОСТЬ

В метеорологии в качестве причин, порождающих конвекцию, рассматриваются обтекание неровностей рельефа земной поверхности горизонтальным потоком, вертикальные движения воздуха в системах теплого и

холодного фронтов, локальный дефицит плотности данной воздушной массы по сравнению с окружающей средой и другие. Чаще всего локальный дефицит плотности воздуха обусловлен перегревом (теплый воздух менее плотный, чем холодный), и в этом случае возникающая конвекция называется термической.

Конвективные движения воздуха в атмосфере классифицируются либо на основе порождающих их причин, либо по форме проявления, то есть классификация может быть генетической и морфологической. В первом случае принято различать свободную (чисто термическую) конвекцию, порожденную действием одних только архимедовых сил, и вынужденную (динамическую) обусловленную динамическим взаимодействием потока с подстилающей поверхностью.

Во втором случае различают упорядоченную и неупорядоченную конвекцию. Упорядоченную конвекцию называют также регулярной, или ячейковой, а неупорядоченную — нерегулярной, или хаотической.

Свободная термическая конвекция может быть как упорядоченной (регулярной, ячейковой), так и неупорядоченной (нерегулярной, хаотической).

Над равномерно нагретой поверхностью при наличии вертикальной термической неустойчивости образуется упорядоченная, ячейковая, конвекция. Впервые это явление было обнаружено в лабораторных условиях Х. Бенаром (H. Bénard) в 1901 г. Он обнаружил, что в жидкостях, подогреваемых снизу, возникает циркуляция с образованием правильных гексагональных (шестиугольных) ячеек (ячейки Бенара). В 1929 г. М. В. Кипичевым описано явление конвективной циркуляции воздуха над сильно нагретыми плитами. Нагревающийся над плитой воздух на начальной стадии процесса прорывается вверх неупорядоченными струями в тех местах, где возникают термические или динамические возмущения. На место поднявшегося воздуха приходит более холодный воздух из окружающего пространства. При длительном нагревании в некотором слое воздуха над плитой происходит упорядочение восходящих и нисходящих движений, завершающееся развитием правильной конвективной циркуляции. Слой воздуха разбивается на конвективные ячейки в форме правильных шестиугольников, в каждой из которых имеется восходящее

движение в центре и нисходящее движение на периферии. Такая правильная ячейковая конвективная циркуляция образуется лишь при полной горизонтальной однородности условий на нижней и верхней границах слоя конвекции. В реальных условиях эти требования не выполняются, так как подстилающая поверхность неоднородна в термическом отношении. Поэтому в атмосфере, особенно в ее нижних слоях, возникает неупорядоченная конвекция*. Именно этой свободной термической неупорядоченной конвекции (в дальнейшем будем называть ее просто термической) и посвящен настоящий раздел.

Необходимыми условиями возникновения и развития термической конвекции в атмосфере являются дефицит плотности некоторого объема воздуха по сравнению с окружающей средой и неустойчивая стратификация атмосферы. Условия возникновения дефицита плотности существуют вблизи земной поверхности и на некоторой высоте в пограничном слое атмосферы.

Главную роль в возникновении конвекции в первом случае играет неравномерное нагревание подстилающей поверхности. В зависимости от теплофизических свойств почвы, растительного покрова и других факторов поглощение солнечной радиации различными участками земной поверхности, а отсюда и их нагревание будут различными. Над более теплыми участками воздух перегревается, что приводит к возникновению дефицита плотности и в дальнейшем к развитию конвективных движений.

Причиной возникновения конвекции на некоторой высоте может быть приподнятый термически неустойчивый слой или появление локальных зон повышенной влажности, то есть пониженной плотности влажного воздуха по сравнению с окружающим более сухим воздухом.

Если в силу тех или иных обстоятельств произошло

* Следует отметить, что на фотографиях полей облачности, полученных с помощью МИСЗ, иногда прослеживаются кучевые облака, расположенные в правильном порядке и напоминающие своей формой ячейки Бенара. По-видимому, на достаточном удалении от поверхности земли иногда образуются условия для развития упорядоченной, ячейковой, конвекции.

возникновение конвективных движений воздуха, то дальнейшая судьба зависит от состояния устойчивости окружающей атмосферы. Неустойчивость благоприятствует, а устойчивость препятствует развитию конвекции.

Конвективные движения воздуха практически всегда сопровождаются атмосферной турбулентностью, то есть неупорядоченными, хаотическими, движениями объемов воздуха самых различных масштабов. В связи с этим здесь будут рассмотрены природа атмосферной турбулентности и ее влияние на полет планера.

4.1. УСЛОВИЯ И КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ УСТОЙЧИВОСТИ АТМОСФЕРЫ

В настоящее время используются в основном два метода оценки вертикальной устойчивости атмосферы: метод частицы и метод слоя. От того, какому из них отдается предпочтение, зависят все расчетные характеристики конвекции.

Метод частицы рассматривает подъем малого объема воздуха («частицы») под действием сил плавучести в неподвижной атмосфере адиабатически, то есть без обмена с окружающей средой теплом, массой и количеством движения. Рассмотрим условия устойчивости воздуха по методу частицы для сухого воздуха.

Из уравнения статики следует, что воздух находится в равновесии в том случае, когда вертикальная составляющая силы гидростатического давления, отнесенная к единице массы и равная $\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dH}$, уравновешивается силой тяжести g . Это справедливо в предположении горизонтальной однородности распределения температуры и неподвижности атмосферы. В силу тех или иных причин может оказаться, что температура частицы T' и плотность ρ' будут не равны температуре T и плотности ρ окружающего воздуха. Тогда частица приобретает вертикальное ускорение и начинает смещаться. Величина этого ускорения по закону Архимеда выразится в виде

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{\rho - \rho'}{\rho} = g \frac{T' - T}{T}, \quad (4.1)$$

так как $\rho' T' = \rho T$ (при условии, что атмосферное давление внутри частицы и вне ее одинаково $\rho' = \rho$), w — вертикальная скорость частицы.

Из (4.1) следует, что если частица на некотором уровне окажется теплее окружающего воздуха ($T' > T$), то она, испытывая положительное ускорение, будет подниматься вверх (неустойчивое состояние). При $T' < T$ частица испытывает отрицательное ускорение и будет опускаться вниз (устойчивое состояние), при $T' = T$ частица не приобретает ускорения (безразличное равновесие).

При этих перемещениях температура частицы будет изменяться по адиабате (см. формулу 2.5)

$$T' = T_0' - \gamma_a \Delta H, \quad (4.2)$$

где T_0' — начальная температура; ΔH — расстояние, на которое сместится частица.

Будем считать, что в окружающем воздухе температура изменяется также по линейному закону

$$T = T_0 - \gamma \Delta H, \quad (4.3)$$

где γ — фактический вертикальный градиент температуры.

Тогда

$$T' - T = (T_0' - T_0) - (\gamma_a - \gamma) \Delta H \quad (4.4)$$

и ускорение частицы (4.1) будет равно

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{T_0' - T_0}{T} - g \frac{\gamma_a - \gamma}{T} \Delta H. \quad (4.5)$$

Из выражения (4.5) видно, что ускорение определяется двумя факторами: начальным перегревом частицы по отношению к окружающему воздуху ($T_0' - T_0$) и стратификацией атмосферы ($\gamma_a - \gamma$).

Запишем выражение (4.4) в виде

$$\Delta T = \Delta T_0 - (\gamma_a - \gamma) \Delta H.$$

Отсюда найдем высоту $\Delta H = h$, на которой температура поднимающейся массы воздуха (частицы) срав-

няется с температурой окружающего воздуха ($\Delta T = 0$)

$$\Delta H = h = \frac{\Delta T_0}{\gamma_a - \gamma} = \frac{T_0' - T_0}{\gamma_a - \gamma} \quad (4.6)$$

Высота h называется уровнем конвекции и зависит от начальной разности температур и величины фактического вертикального градиента температуры.

Начальное вертикальное смещение воздушной массы может быть вызвано не только перегревом или охлаждением, но и механическим воздействием. Если воздушная масса будет смещена по вертикали, в результате чего ее температура T' окажется отличной от температуры окружающей среды T , то возможность ее дальнейшего движения (после прекращения действия внешних сил) будет определяться ($T' - T$) и величиной γ . В этом случае, поскольку $T_0' - T_0 = 0$, на основании (4.4) получим

$$T' - T = \Delta T = -(\gamma_a - \gamma) \Delta H,$$

а ускорение, действующее на воздушную массу (частицу), определится выражением

$$\frac{dw}{dt} = \frac{g}{T} (T' - T) = \frac{g}{T} (\gamma - \gamma_a) \Delta H. \quad (4.7)$$

Если $\gamma > \gamma_a$, то ускорение будет положительным, масса воздуха, выведенная из начального состояния, будет продолжать свое движение, что соответствует неустойчивому равновесию.

Если $\gamma = \gamma_a$, то ускорение будет равно нулю, и масса воздуха, поднятая на некоторую высоту внешней силой после прекращения действия этой силы здесь же и останется, что соответствует безразличному равновесию.

Наконец, если $\gamma < \gamma_a$, то ускорение отрицательно, масса воздуха после прекращения действия внешних сил возвращается вновь в исходное положение. Это устойчивое равновесие.

Условия развития вертикальных движений для влажного воздуха можно получить, сравнивая кривую фактического распределения температуры (кривую стратификации) с кривой состояния для влажного воздуха, то есть до уровня конденсации с сухой адиабатой, а вы-

ше — с влажной адиабатой. При этом состояние будет неустойчивым, если $\gamma > \gamma_{ва}$, безразличным, если $\gamma = \gamma_{ва}$, и устойчивым, если $\gamma < \gamma_{ва}$.

Подводя итог, можно сказать, что по отношению к сухоадиабатическим и влажноадиабатическим процессам существуют следующие типы стратификации атмосферы:

- 1) $\gamma > \gamma_a > \gamma_{ва}$ — сухо- и влажнонеустойчивая, или абсолютно неустойчивая стратификация,
- 2) $\gamma = \gamma_a > \gamma_{ва}$ — сухобезразличная и влажнонеустойчивая стратификация,
- 3) $\gamma_a > \gamma = \gamma_{ва}$ — сухоустойчивая и влажнобезразличная стратификация,
- 4) $\gamma_a > \gamma > \gamma_{ва}$ — сухоустойчивая и влажнонеустойчивая, или условно устойчивая стратификация,
- 5) $\gamma_a > \gamma_{ва} > \gamma$ — сухо- и влажноустойчивая, или абсолютно устойчивая стратификация.

Однако для характеристики вертикальной устойчивости большого слоя использовать вертикальный градиент температуры, изменяющийся с высотой, трудно. Кроме того, γ не является мерой энергии и характеризует только качественно кинетическую энергию вертикальных движений. Поэтому для характеристики запаса энергии, которым обладает слой воздуха, применяют понятие энергии неустойчивости.

Под энергией неустойчивости понимается энергия, освобождающаяся или затрачиваемая при перемещении единицы массы воздуха с одного уровня (где давление p_1) на другой (с давлением p_2), или это та работа, которую может совершить подъемная сила (сила Архимеда), возникающая при вертикальном поднятии единицы массы воздуха.

Так как вертикальное ускорение частицы воздуха равно

$$\frac{d^2 H}{dt^2} = g \frac{T' - T}{T},$$

то работа, совершенная единицей массы воздуха при ее перемещении на отрезок пути dH , будет

$$dE = g \frac{T' - T}{T} dH, \quad (4.8)$$

а на пути от H_1 до H_2

$$E = \int_{H_1}^{H_2} g \frac{T' - T}{T} dH. \quad (4.9)$$

Эта работа или эквивалентная ей энергия переходит в кинетическую энергию поднимающейся воздушной массы.

Так как $dp = -g \rho dH$, откуда $dH = -\frac{dp}{\rho g} = -\frac{RT}{g} d \ln p$, то вместо равенства (4.9) получим

$$E = -R_c \int_{p_1}^{p_2} (T' - T) d \ln p = R_c \int_{p_2}^{p_1} (T' - T) d \ln p, \quad (4.10)$$

где R_c — удельная газовая постоянная сухого воздуха. Энергия неустойчивости может быть как больше, так и меньше нуля, в зависимости от знака разности $T' - T$. Если $T' - T > 0$, то есть частица теплее окружающего воздуха, то энергия неустойчивости $E > 0$ и частица может совершить работу без действия внешних сил. Если $T' - T < 0$, то энергия неустойчивости будет отрицательной и для поднятия частицы требуется приток энергии извне. При этом всюду предполагается, что процесс адиабатический.

Из формулы (4.10) видно, что работа, совершенная при перемещении частицы от исходного уровня H_1 , где давление p_1 , до уровня H_2 с давлением p_2 , представляется площадью, заключенной между двумя изобарами p_1 и p_2 и между кривой состояния и кривой стратификации.

На рис. 2.7 в слое от земли до уровня конвекции (УКН) кривая состояния располагается справа от кривой стратификации. В этом слое всюду $T' > T$ и, следовательно, энергия неустойчивости положительна (на рис. 2.7 отмечена знаком «+»). Выше УКН кривая состояния располагается слева от кривой стратификации и всюду $T' < T$, поэтому энергия неустойчивости будет отрицательной (на рис. 2.7 отмечена знаком «-»).

Значение энергии неустойчивости может быть опре-

ративно определено по аэрологической диаграмме. По известному значению энергии неустойчивости можно оценить значения вертикальных скоростей воздуха в термиках (см. приложение 3).

В методе частицы не учитываются те изменения, которые происходят под влиянием движения частицы в окружающей атмосфере. В действительности при движении воздуха в каком-то направлении возникают компенсирующие движения в обратном направлении. Этот эффект учитывается в методе слоя. Основы метода слоя были сформулированы Я. Бьеркнесом (J. Q. Bjerknes). Ниже кратко изложим суть метода.

Рассмотрим некоторый слой H_1, H_2 , в котором имеются восходящие и нисходящие движения. Общее сечение восходящих движений обозначим через s , а их вертикальную скорость — через w ; сечение и скорость нисходящих движений обозначим соответственно через s' и w' . Далее предположим, что:

- все изменения внутри выделенного слоя происходят адиабатически;
 - горизонтальные движения в слое не приводят к изменению метеорологических элементов;
 - масса выделенного слоя остается неизменной.
- Последнее условие запишем в следующем виде

$$sw + s'w' = 0. \quad (4.11)$$

Если в начальный момент времени температура на нижнем уровне H_1 равна T_1 , на верхнем уровне H_2 равна T_2 и на некотором уровне H внутри слоя — T , а градиент температуры во всем слое равен γ , то, очевидно, $T_1 = T + \gamma(H - H_1)$, $T_2 = T + \gamma(H_2 - H)$ и разность температур

$$T_1 - T_2 = \gamma(H_2 - H_1). \quad (4.12)$$

Через некоторое время Δt на уровень H (внутри слоя) в восходящих потоках придут частицы с уровня H_1 , имеющие температуру $T_1 - \beta w \Delta t$, где β — адиабатический градиент в восходящем потоке. В нисходящих потоках на уровень H будут приходиться с уровня H_2 частицы, температура которых $T_2 - \beta' w' \Delta t$, где β' — градиент в нисходящем потоке. Разность между тем-

пературами этих потоков с учетом (4.11) и (4.12) будет равна

$$\begin{aligned} \Delta T &= (T_1 - \beta w \Delta t) - (T_2 - \beta' w \Delta t) = \gamma (w - w') \Delta t - \\ &- (\beta w - \beta' w') \Delta t = \left[(\gamma - \beta) + \frac{w'}{w} (\beta' - \gamma) \right] w \Delta t = \\ &= \left[(\gamma - \beta) - \frac{s}{s'} (\beta' - \gamma) \right] w \Delta t. \end{aligned} \quad (4.13)$$

Если в восходящих и нисходящих потоках конденсации не происходит, то $\beta = \beta' = \gamma_a$ (согласно условию «а») и

$$\Delta T = (\gamma - \gamma_a) \left(1 + \frac{s}{s'} \right) w \Delta t. \quad (4.14)$$

Если в восходящих потоках происходит конденсация, а нисходящие являются сухоадиабатическими, то $\beta = \gamma_{sa}$, а $\beta' = \gamma_a$.

Пусть стратификация слоя будет условно устойчивой, то есть $\gamma_{sa} < \gamma < \gamma_a$. При этом

$$\begin{aligned} \Delta T &= \left[(\gamma - \gamma_{sa}) - \frac{s}{s'} (\gamma_a - \gamma) \right] w \Delta t = \\ &= (\gamma_a - \gamma) \left[\frac{\gamma - \gamma_{sa}}{\gamma_a - \gamma} - \frac{s}{s'} \right] w \Delta t. \end{aligned} \quad (4.15)$$

Из (4.15) следует, что ΔT будет меньше, чем оно было бы в случае подъема очень малой частицы ($s \approx 0$). Такой слой называется избирательно неустойчивым, так как он неустойчив при $\Delta T > 0$, что будет только при $\frac{s}{s'} < \frac{\gamma - \gamma_{sa}}{\gamma_a - \gamma}$. Это возможно при достаточно малых размерах восходящих потоков (s мало). При $\Delta T < 0$ слой будет устойчивым, когда $\frac{s}{s'} > \frac{\gamma - \gamma_{sa}}{\gamma_a - \gamma}$.

Более детальное изучение условий устойчивости атмосферы методом слоя показывает, что развитие конвекции определяется соотношением между массами насыщенного и ненасыщенного воздуха.

Если движущиеся по вертикали массы воздуха являются насыщенными или, наоборот, ненасыщенными,

то условия устойчивости атмосферы не зависят от соотношения между этими массами. В таких случаях условия и критерии устойчивости, полученные методом слоя, не отличаются от условий устойчивости по методу частицы.

Для успешного применения метода слоя необходимо знать соотношение между опускающимися и поднимающимися массами воздуха, что оценить довольно трудно. Приблизительно можно определить это соотношение, оценивая площади, занятые облаками, и площади просветов между ними.

Пример применения метода слоя для расчета максимальной вертикальной скорости воздуха в облаках приведен в приложении 3.

В рассмотренных выше методе частицы и методе слоя принималось допущение об адиабатичности процесса, что на самом деле не соответствует действительности. В связи с этим разработан ряд более сложных моделей конвекции, учитывающих обмен поднимающегося объема воздуха количеством движения, энергией и другими характеристиками.

Рассмотрим модель конвекции, предложенную К. Пристли (С. Priestley). Он рассмотрел движение частиц с учетом турбулентного обмена теплом и количеством движения с окружающим воздухом. Не приводя математических выкладок, отметим только основные результаты, которые были получены:

движение частицы зависит не только от градиента температуры, но и от скорости смещения частицы с окружающим воздухом,

чем больше скорость смещения, тем больше должна быть величина градиента, чтобы неустойчивость сохранялась,

с уменьшением размера частицы скорость смещения возрастает, и частица быстро теряет свою плавучесть, чем меньше поднимающиеся частицы, тем большие γ требуются для конвекции.

Ниже приведем значения $\gamma - \gamma_a$, требующиеся для активной конвекции в зависимости от размера r_0 частиц (конвективных элементов):

$(\gamma - \gamma_a)^0 / 100 \text{ м}$	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	10^0	10^1
$r_0, \text{ м}$	1500	250	40	8	1,5.

Из приведенных данных видно, что если в атмосфере $(\gamma - \gamma_a)$ не больше $0,1^\circ/100$ м, то подъем имеет место лишь для конвективных элементов (частиц) с поперечником, превышающим несколько десятков метров.

В заключение этого раздела отметим, что метод частицы и метод слоя, несмотря на присущие им недостатки, получили широкое распространение в оперативной практике для расчета параметров конвекции благодаря сравнительной простоте расчетов и вполне удовлетворительной сходимости с фактическими данными.

4.2. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕРМИКОВ

Под термиками будем понимать все восходящие потоки воздуха термической конвекции независимо от их формы.

Для понимания механизма образования термика рассмотрим конвективный перенос тепла и влаги в приземном слое атмосферы сначала при отсутствии турбулентности, а затем в турбулентной атмосфере.

В первом случае при нагревании земной поверхности солнцем вначале возникает перенос тепла вверх только посредством молекулярной теплопроводности и излучения. Если этот механизм не справляется с переносом всего тепла, получаемого нижним слоем воздуха от земли, происходит накопление перегретого воздуха. При малейшем возмущении более легкая перегретая масса воздуха прорывается вверх в виде струй или пузырей (термиков), а на ее место приходит сверху и с боков более холодная масса. Вместе с передачей тепла вверх от земной поверхности происходит и перенос водяного пара поднимающейся воздушной массой. Термик распространяется вверх до тех пор, пока его температура не уравнивается с температурой окружающего воздуха. Так как поднимающийся воздух изменяет свою температуру практически по адиабатическому закону, то термик поднимается до тех пор, пока вертикальный градиент температуры имеет сухоадиабатическое значение или превышает его (выравнивание температур поднимающегося и окружающего воздуха происходит несколько выше указанного уровня благодаря инерции движения, толщина слоя с $\gamma > \gamma_a$ дает высоту, до кото-

рой во всяком случае произойдет поднятие термика). Теоретические оценки показывают, что в приземном слое с твердой нижней границей и свободной верхней минимальная толщина слоя, в котором может развиваться конвекция при отсутствии турбулентности, составляет около 20 см. Если адиабатический градиент температуры установился в слое большой толщины, то условия для развития конвекции будут тем более благоприятными и термики распространяются на большую высоту.

В турбулентной атмосфере процесс вертикального переноса тепла и влаги идет значительно быстрее, чем в ламинарном слое воздуха. Но и при наличии турбулентности может оказаться, что она не обеспечивает переноса вверх всего количества тепла, поступающего в приземный слой воздуха от нагреваемой солнцем земной поверхности. В этом случае происходит накопление тепла в приземном слое и создаются условия для развития конвекции. Минимальная толщина слоя, в котором может развиваться конвективный перенос тепла в турбулентной атмосфере, составляет по теоретическим оценкам около 100 м. Эта цифра хорошо согласуется с данными наблюдений за образованием столбов дыма в дымовой завесе небольшой вертикальной мощности при наличии адиабатических или сверхадиабатических значений вертикального градиента температуры в приземном слое.

Тонкими экспериментами в естественных условиях близ Ташкента с помощью термоэлектрического термометра и других приборов было установлено, что на высоте 5 см над землей температура воздуха испытывает днем постоянные колебания с амплитудой до $1,5^\circ$. А на высоте 400 см средняя амплитуда таких колебаний уменьшается до $0,6^\circ$. Более сильные колебания температуры с амплитудой до 6° на высоте 5 см и до $1,7^\circ$ на высоте 400 см встречаются два-три раза в 1 мин. По этим данным можно считать, что термики, возникающие непосредственно у земной поверхности, могут проникать вверх на несколько метров.

А. А. Скворцову удалось измерить средний диаметр восходящих потоков воздуха. На высоте 0,5 м над поверхностью земли он оказался равным 15 см, а на вы-

соте 2 м — 20 см, что свидетельствует о некотором расширении восходящих потоков при подъеме вверх.

Эти опыты убедительно подтвердили, что термики могут возникать над особо нагретыми участками подстилающей поверхности (контактная конвекция).

Таким образом, механизм возникновения и образования термической конвекции за счет неравномерного нагревания подстилающей поверхности можно представить себе так. В самом нижнем припочвенном слое воздуха порядка десятков сантиметров, где турбулентность мала или слишком мелкомасштабна, передача тепла от земли вверх происходит в основном посредством молекулярной теплопроводности и излучения. Если этот механизм не справляется с передачей всего тепла, получаемого от земли, в верхней части припочвенного слоя происходит накопление тепла и создается сверхадиабатический градиент температуры по отношению к вышележащему слою воздуха. Затем при малейшем возмущении (например, дуновении ветра) происходит прорыв более легкой перегретой массы воздуха вверх. Эта поднимающаяся масса воздуха образует, по сути дела, первый термик, который поднимается до тех пор, пока его температура не уравнивается с температурой окружающего воздуха. В следующем слое, куда прорвался наш первый термик, по-видимому, главную роль в переносе тепла в вышележащие слои будет играть турбулентный поток. Однако по мере поступления тепла от земли наступит момент, когда и он перестанет справляться с передачей тепла вверх. Тогда на верхней границе этого слоя произойдет накопление тепла и создастся сверхадиабатический градиент температуры подобно тому как это было в нижнем припочвенном слое. И снова произойдет прорыв перегретого воздуха вверх и т. д. Следовательно, можно считать, что термическая конвекция имеет ярусный характер. Гипотезу о ярусном характере конвекции выдвинул А. А. Скворцов. По Скворцову, мощность этих ярусов возрастает с высотой вплоть до облаков, а взаимодействие между ними осуществляется путем периодического их разрушения и восстановления.

В летний солнечный день, при хорошо развитой конвекции конвективный перенос тепла и влаги может быть в несколько раз больше турбулентного, начиная с

высоты примерно 100 м и выше. Согласно гипотезе Скворцова, конвективный перенос тепла также при соответствующих условиях не справляется с переносом всего тепла вверх, вследствие чего ярусный характер конвекции имеет место вплоть до облачного слоя.

В отличие от контактной конвекции, описанной выше, иногда имеет место так называемая спонтанная конвекция, развивающаяся за счет энергии вертикальной неустойчивости атмосферы. Несомненно, могут существовать и промежуточные механизмы, когда, например, термик, возникающий над нагретой земной поверхностью, начиная с некоторого уровня, развивается в основном за счет реализации энергии неустойчивости. Независимо от способов образования термики в процессе подъема могут объединяться друг с другом и, таким образом, укрупняться.

Данных об относительной значимости того или иного механизма образования конвекции нет. Можно предполагать, что с ростом неустойчивости атмосферы должна увеличиваться роль спонтанной конвекции, а при большой пестроте радиационных характеристик подстилающей поверхности, облегчающей образование локальных нагретых зон, — контактного механизма.

В реальных условиях рассмотренные нами механизмы образования и развития термиков по-разному взаимодействуют друг с другом. Так, турбулентный обмен может препятствовать образованию сверхадиабатических градиентов температуры, при которых происходит конвекция. Но при развитии сверхадиабатического градиента температуры турбулентность может служить возмущением, дающим толчок для образования конвективной струи. На границах конвективной струи происходит турбулентный обмен теплом и влагой с окружающим воздухом и т. д.

Вопрос о геометрической форме термиков до сих пор является дискуссионным. Согласно одной концепции, термики представляют собой отдельные, изолированные друг от друга пузыри воздуха. Согласно второй, они являются наклонными или вертикальными воздушными струями. Согласно третьей, термики представляют собой комбинацию струй и пузырей (так называемая схема «продвигающегося султанчика»).

Исследования показали, что термики в форме пузы-

ря имеют строение, представленное на рис. 4.1. В головной части термика, имеющей форму полусферы, сконцентрирован перегретый воздух, обладающий подъемной силой. Тыловая часть термика представляет собой длинный шлейф относительно холодного воздуха, образующийся вследствие «смыывания» вниз пограничного слоя передней части термика. Такое представление термика является обобщением метода частицы, но в отличие от него в нем учитывается взаимодействие подни-

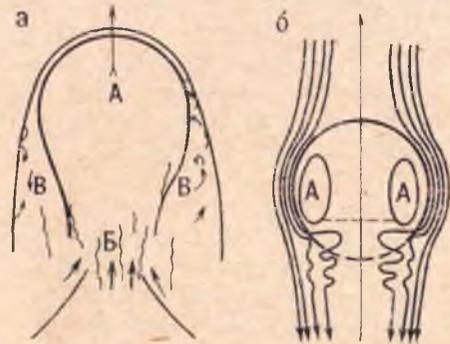


Рис. 4.1. Строение конвективного пузыря:
а — схема пузыря (А — нагретая масса воздуха, Б — кильватерная зона, В — зона эрозии); б — линии тока в поднимающемся пузыре (А — кольцевой вихрь)

мающегося объема воздуха с окружающей средой, нарушающее адиабатичность процесса. Это взаимодействие проявляется в наличии турбулентного перемешивания в передней части пузыря, приводящего к его эрозии, в результате чего воздух из турбулизованного пограничного слоя термика частично смыывается в кильватер последнего, а частично вовлекается внутрь пузыря (рис. 4.1, а). Перемешивание с окружающей средой уменьшает подъемную силу термика, и через некоторое время его ядро полностью разрушается. Продолжительность жизни термиков зависит от многих факторов и весьма различна: от нескольких секунд до десятков минут. Однако существует и обратный процесс: из-за локального понижения давления в тыловой части происходит втягивание мелких термиков внутрь всплывающего более крупного термика, называемого «материнским». В результате плавучесть «материнского» термика

увеличивается, и наблюдается рост его геометрических размеров. Лабораторные опыты показали, что в головной части термика имеет место квазистационарная вихревая циркуляция (рис. 4.1, б), которая играет стабилизирующую роль, препятствуя полному перемешиванию термика с окружающим воздухом.

Термики в форме пузыря могут наблюдаться не только в подоблачном слое, но и в облаках. Лабораторными опытами установлено, что по мере подъема пузыри расширяются по закону

$$R = \alpha H, \quad (4.16)$$

где R — радиус пузыря, H — высота подъема, α — постоянный коэффициент, равный 0,2—0,25, независимо от того, ускоряется или замедляется термик.

Скорость подъема пузыря

$$W_y = C(g\bar{B}R)^{1/2}, \quad (4.17)$$

где \bar{B} — дефицит плотности пузыря, C — постоянный коэффициент, равный 1,2.

Формула (4.17) показывает, что W_y растет с увеличением плавучести и размеров термика.

Наиболее часто пузыри образуются над местностью с резкими различиями в радиационных свойствах подстилающей поверхности на смежных участках. Количество и частота появления пузырей зависят от многих факторов: времени года, широты места, времени суток, состояния атмосферы и т. д. Американские исследователи приводят сведения, что над равниной в южных районах США в ясные дни в среднем за каждые 4—10 мин над площадью 1 км² образуется один крупный термик, скорость восходящего потока в котором достигает 4—5 м/с.

Конвективные струи чаще всего образуются при слабом ветре над длительно действующим источником тепла. Таким источником тепла могут быть лесные пожары, нагретые скальные вершины и склоны гор, холмы, пашня и т. д. Вертикальный размер струи в 5—10 раз превышает горизонтальный. При отсутствии ветра струи можно рассматривать как вертикальные столбы поднимающегося воздуха конической, а в более грубом приближении — цилиндрической формы.

Иногда струи испытывают вращение около вертикальной оси по или против часовой стрелки. Обычно это имеет место при сильной неустойчивости слоя, в котором развивается конвективная струя. Так образуются пыльные или песчаные вихри.

Поднятие нагретого воздуха сопровождается компенсационным опусканием холодного воздуха. Для того чтобы струя существовала непрерывно долго, необходимо достаточно быстрое нагревание поступающего снаружи более холодного воздуха в основание струи. В естественных условиях это возможно лишь над лесными пожарами и действующими вулканами. Поэтому время жизни струй ограничено, и они периодически отрываются от места зарождения и свободно плавают в атмосфере в виде удлиненных термиков, пока не смешиваются полностью с окружающим воздухом. Сильный ветер ускоряет этот процесс, сначала наклоняя струю в направлении ветра.

Таким образом, рано или поздно струи распадаются и трансформируются в отдельные пузыри. При несильном нагревании образуются струи с меньшими размерами по вертикали, которые легче превращаются в пузыри (рис. 4.2).

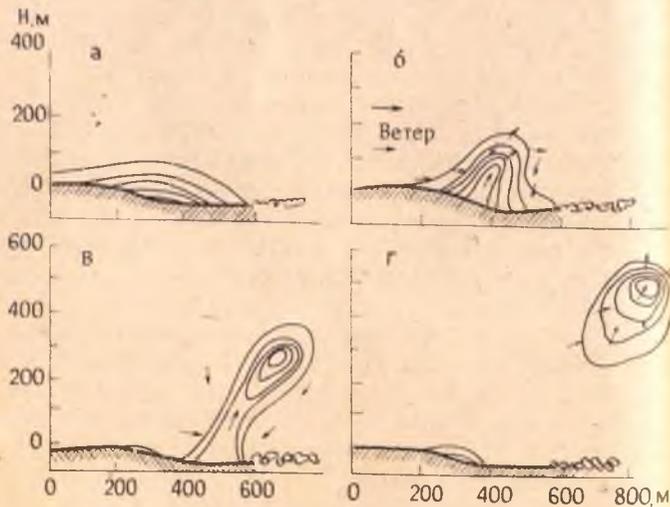


Рис. 4.2. Схема развития термика в виде струи: а, б, в, г — последовательные стадии развития

Атмосферные конвективные струи иногда хорошо заметны простым глазом по различию в прозрачности воздуха внутри них и в окружающей атмосфере (обычно воздух внутри струи более мутный, содержит пыль и другие примеси).

Согласно исследованиям Н. И. Вульфсона, примерно до высоты 300 м над поверхностью земли размеры струй несколько увеличиваются с высотой, достигая 60—70 м в диаметре, а затем почти не меняются. Однако конвективные струи, образовавшиеся над лесными пожарами, имеют несколько иные законы изменения своих параметров с высотой. В табл. 4.1 приведены параметры конвективной струи, измеренные автором с помощью самолета Ан-2, оборудованного научно-исследовательской аппаратурой, над низовым лесным пожаром 30 июня 1969 г.

Таблица 4.1

Параметры конвективной струи над лесным пожаром

H	\bar{W}_y	$W_{y_{\max}}$	$\Delta \bar{T}$	$ \Delta T _{\max}$	l
100	1,3	4,6	0,6	2,8	500
200	0,8	3,3	0,4	—	750
300	1,0	2,6	0,1	0,8	1000
400	1,9	4,1	-0,1	0,4	1600

Здесь: H — высота в м; \bar{W}_y и $W_{y_{\max}}$ — средняя и максимальная скорости воздуха в струе в м/с; $\Delta \bar{T}$ — средний перегрев в град.; $|\Delta T|_{\max}$ — максимальная пульсация температуры в струе в град.; l — диаметр струи в м.

Изменение размеров струи с высотой в этом случае может быть аппроксимировано степенной функцией высоты:

$$R = aH^n, \quad (4.18)$$

где R — радиус струи, a и n — некоторые постоянные, равные в данном случае 12,5 и 0,65 соответственно.

веденных на рис. 4.3 распределений, действительные размеры термик (определяемые расчетным путем по случайным сечениям), особенно в случае пузырей, меньше размеров случайных сечений термик самолетов. Средний размер сечения конвективных потоков составляет 92 м, средний диаметр струй — 62 м, средний размер пузырей — 48 м.

Этот необычный результат объясняется тем, что теория расчетов учитывает все те мелкие конвективные потоки, вероятность пересечения которых самолетом очень мала и которые поэтому дают незначительный вклад в общее число пересеченных потоков. За счет этих редких или совсем непересекаемых мелких потоков средние размеры термик (конвективных потоков) и оказываются в действительности в 1,5—2 раза меньше размеров сечений. Если рассматривать только те термики, которые пересек самолет, то их диаметры больше размеров сечений (хорд). Так, средние размеры термик в предположении, что они представляют собой струи, составляют 117 м, в предположении, что они представляют собой пузыри, — 138 м.

Автор в своих исследованиях не разделял термики на струи и пузыри и не пересчитывал случайные сечения термик к их предполагаемым действительным размерам, поэтому на рис. 4.4 приводятся данные случайных сечений 378 термик самолетом в полете 24 июля 1968 г. в районе г. Орла на высотах от 100 до 1500 м. Средний размер сечений термик составил 152 м, то есть имел достаточно близкое значение к данным Н. И. Вульфсона для этого случая, максимальное значение в данном полете составило 2190 м. Вообще максимальный размер термика, который автору удалось зафиксировать за несколько лет исследований конвективных движений воздуха, составил около 4540 м.

В связи с тем, что мелкие термики не представляют интереса для планеристов, на рис. 4.5 приведены плотности распределений вероятности скоростей в термиках с размерами более 100 м по данным исследований автора в районах Ленинграда, Орла и Эстонии (г. Рапла) в пограничном слое атмосферы (100—2000 м). Средние интегральные значения скоростей составили: в Ленинграде (май—июнь 1967 г.) 0,95 м/с, в Орле (июль 1968 г.) 1,20 м/с, в Эстонии (июль 1967 г.) 1,40 м/с. Максимальные значения скоростей воздуха в отдельных термиках составляли 5—6 м/с. Все эти данные относятся к подоблачному слою атмосферы.

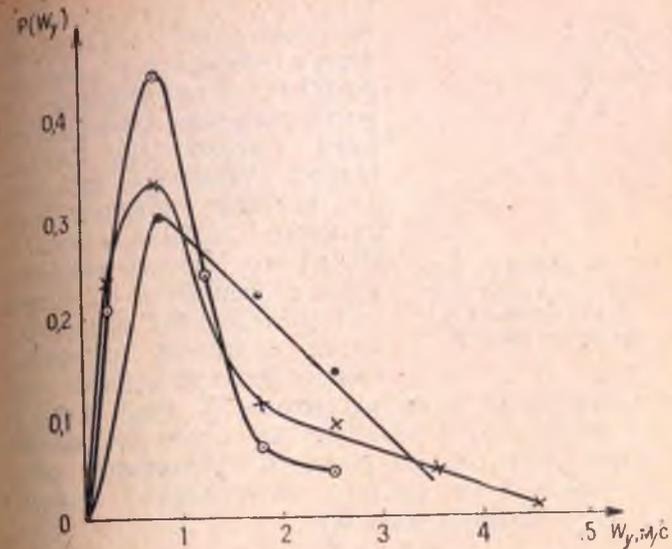


Рис. 4.5. Плотность распределения вероятности скоростей в термиках в слое 100—2000 м:
— Эстония, июль 1967 г., ○ — Ленинград, май 1967 г., × — Орел, июль 1968 г.

Несмотря на большую вероятность сравнительно малых конвективных потоков (рис. 4.3, 4.4), их вклад в вертикальный перенос масс воздуха со всеми имеющимися в нем примесями относительно мал. Исследованиями установлено, что наибольшую массу воздуха переносят конвективные потоки размером около 100 м.

Н. И. Вульфсоном была вычислена концентрация термик, она оказалась равной 57 термик на 1 км². По данным других авторов, например Рейни (Rainey P. C.), наблюдавшего с самолета характер полета саранчи во время развитой конвекции в восточной Африке, на высотах 500—1000 м имеет место приблизительно 50 восходящих потоков на 1 км². В приведенных оценках учитывались все, в том числе небольшие конвективные образования, парение на планере в которых невозможно.

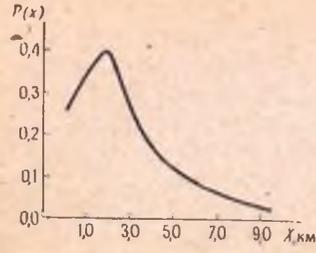


Рис. 4.6. Плотность распределения вероятности встречи с «планерным» термиком через расстояние X

нерным термиком через расстояние X (рис. 4.6). На рис. 4.6 видно, что с вероятностью около 0,4 планерный термик при хорошо развитой конвекции встречается через 2 км, среднее интегральное значение $X = 2,5$ км с вероятностью 0,95.

Приведем экспериментальные данные о развитии термиком вблизи земной поверхности, полученные при аэростатном зондировании атмосферы в различных районах СССР над различными подстилающими поверхностями (табл. 4.2).

В горных районах, особенно над склонами, обращенными к солнцу, термики возникают раньше и носят более интенсивный характер, чем в условиях равнины. Зимой термики нередко образуются не только над относительно теплой водной поверхностью, но и над сушей. Известный советский планерист В. Гончаренко описывает, как московский планерист В. Выгонов при 20-градусном морозе зимой пролетел в термиках около 300 км, скорости восходящих потоков при этом достигали 2 м/с. Известны и другие случаи, когда планеристы зимой, даже в сильные морозы, обнаруживали термики и летали в них по несколько часов. Зимой термики образуются над более темными участками земной поверхности, свободными от снега. В связи с тем, что зимой нижние слои атмосферы, как правило, устойчиво стратифицированы, механизм образования зимней конвекции носит в основном контактный, а не спонтанный характер.

Известно, что минимально приемлемый радиус спирали планера в термике составляет около 50 м, а собственная скорость снижения планера в спирали — около 1 м/с. Следовательно, термики, пригодные для парения, должны иметь размеры $l \geq 100$ м и скорости $W_y \geq 1$ м/с. Назовем такие термики планерными. На основании исследований автор определил плотность распределения вероятности встречи с планерным термиком.

Таблица 4.2

Средние условия движения термиком, развивающихся от земной поверхности, по Воронцову

	$\gamma^2/100$ в слое подъема	Температура на 2 м	Высота подъема термика, м		Вертикальная скорость, м/с		Величина перегрева термика, град.					
			средняя за день	за 14 часов	средняя за день	за 14 часов	максимальная	средняя	минимальная			
Подстилающая поверхность и район												
Полупустыня (Голодная степь)	1,40	32,4	14,5	300	0,51	1,06	3,1	0,9	0,2			
Горный склон (Терскол)	1,34	15,6	480	850	1,08	1,76	2,1	1,2	0,8			
Над водной поверхностью зимой	1,40	-14,8	85	101	0,41	0,48	1,3	0,8	0,4			
Орошаемый базис (Пахта-Арал)	0,55	31,7	92	240	0,22	0,43	3,6	1,1	0,2			
Массив лесных полос (Каменная степь)	2,10	23,0	60	180	0,39	1,15	—	0,1	—			

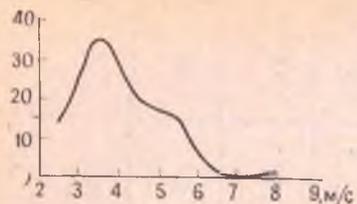


Рис. 4.7. Плотность распределения вероятности образования термиков в слое 100—300 м в зависимости от скорости ветра у земли

ности развития термиков приходится на диапазон скорости ветра 3—4 м/с. Очевидно, могут существовать условия, при которых подъем воздуха в термике начинается от самой земной поверхности без наличия каких-либо вихревых потоков.

Таким образом, мы рассмотрели механизмы образования термиков и некоторые, в основном осредненные, их характеристики в пограничном слое атмосферы.

4.3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕРМИКОВ С ВЫСОТОЙ

Рассмотрим прежде всего распределение скоростей и размеров термиков с высотой. Именно эти характеристики представляют наибольший интерес для практических целей планирования.

В табл. 4.3 приведены осредненные значения скоростей и размеров термиков, полученные автором в подоблачном слое атмосферы с помощью самолета Як-12, оборудованного специальной аппаратурой. Из таблицы видно, что у термиков наблюдается максимум скорости в слое 300—500 м, а средние размеры растут с высотой, достигая максимума выше, в слое 750—1000 м.

Таблица 4.3

Распределение скоростей и размеров термиков с высотой в подоблачном слое атмосферы

H, м	100	300	500	750	1000	1500	100—1500

Как уже отмечалось выше, сильный ветер не способствует образованию и развитию термиков. На рис. 4.7 приведена плотность распределения вероятности образования термиков в слое 100—300 м в зависимости от скорости ветра у земли на высоте 2 м. Максимум вероят-

Продолжение

г. Орел, июль 1968 г.

$\bar{W}_y, \text{ м/с}$	0,98	1,20	1,30	1,12	1,18	1,02	1,18
$\bar{L}, \text{ м}$	102	182	172	282	232	138	187

Эстония, июль 1967 г.

$\bar{W}_y, \text{ м/с}$	1,35	1,52	1,65	1,32	1,31	1,29	1,45
--------------------------	------	------	------	------	------	------	------

Рассмотрим теперь распределение скоростей в термиках в слое от 200 м до нижней границы кучевого облака *Cu med*, полученное автором с помощью оборудованных научно-исследовательской аппаратурой самолета Як-12 и планера Бланик 27 июля 1968 г. в районе г. Орла около 12 часов (рис. 4.8). Ветер в это время во всем подоблачном слое был слабым — 2—3 м/с, вертикальный градиент температуры в нижнем 200-метровом слое у земли был $\gamma = 2,5^\circ/100 \text{ м}$. Обращают на себя внимание два максимума скоростей: приземный (300 м) и подоблачный (1300 м), ниже основания облака на 300 м. У самого основания облака скорости не превышали значений $W_y = 1,0—1,5 \text{ м/с}$.

На рис. 4.9 изображен вертикальный профиль скорости воздуха в изолированном термике, полученный при полете на планере Бланик с участием автора 4 июля 1965 г. близ г. Орла. При подходе к кучевому облаку скорость упала до 1,3 м/с, а затем резко возросла уже в самом облаке до 4,5 м/с.

Замедление скоростей восходящих потоков воздуха вблизи нижней границы облака может быть объяснено образованием подоблачной инверсии температуры динамического происхождения, которая образуется под влиянием восходящих движений воздуха и эффекта конденсации водяного пара в облаке.

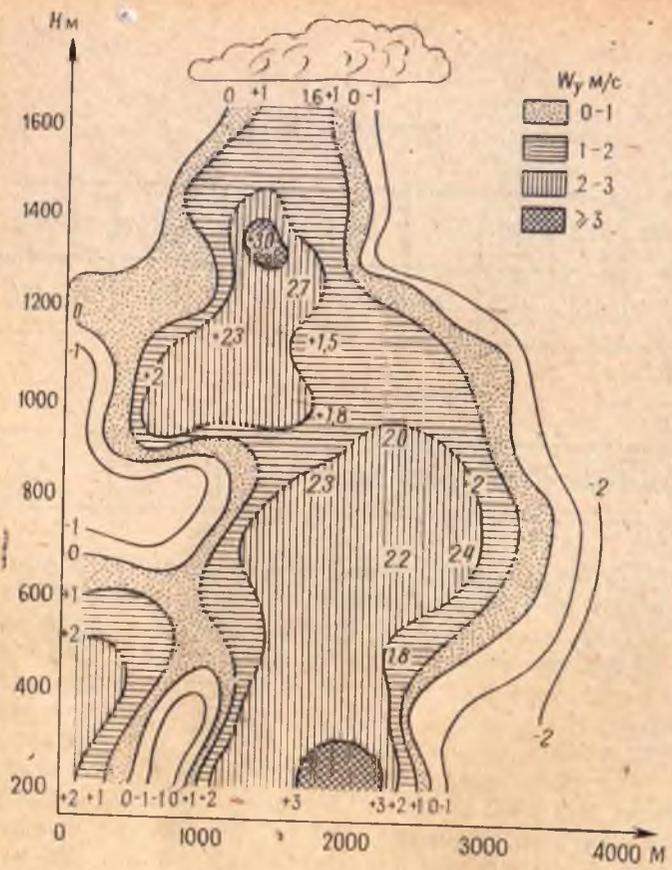


Рис. 4.8. Распределение вертикальных движений воздуха под кучевым облаком 27 июля 1968 г.

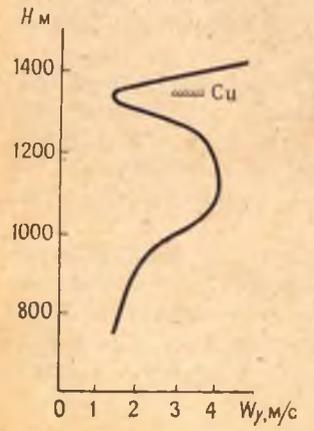


Рис. 4.9. Распределение W_y в изолированном термике под кучевым облаком 4 июля 1965 г.

Представляет интерес распределение скоростей в термиках с высотой по данным обработки барограмм планерных полетов в период международных соревнований в г. Орле в июле 1966 г. (табл. 4.4). Всего было обработано 220 барограмм за 7 дней соревнований (N в табл. 4.4 обозначает количество термиков).

Таблица 4.4

Распределение скоростей в термиках с высотой по данным обработки 220 барограмм планерных полетов (г. Орле, июль 1966 г.)

$H, \text{ м}$	200— —400	400— —600	600— —800	800— —1000	1000— —1200	1200— —1400	1400— —1600	1600— —1800
$\bar{W}_y, \text{ м/с}$	1,14	1,11	1,26	1,45	1,70	1,56	1,46	1,36
$\sigma, \text{ м/с}$	0,41	0,21	0,16	0,16	0,22	0,29	0,45	0,73
$W_{y \text{ макс}}, \text{ м/с}$	1,35	1,60	2,45	3,15	3,45	3,18	2,60	1,96
N	24	155	541	1169	1053	668	243	62

В связи с тем, что планеристы выбирают крупные и сильные термики, данные, приведенные в табл. 4.4, не могут характеризовать действительное распределение скоростей во всех термиках с высотой, наблюдаемое в природе. В то же время эти данные показывают, что при хорошо развитой конвекции за 7 дней соревнований в среднем наиболее благоприятные условия для парения наблюдались в слое от 800 до 1400 м.

На рис. 4.10 показана эмпирическая связь высот оснований конвективных облаков со слоями наивыгоднейших условий парения планеров. С помощью рис. 4.10, зная высоту нижней границы конвективных облаков, можно определить высоту нижнего уровня и вертикальную мощность слоя наивыгоднейших условий для парения планеров в данный день.

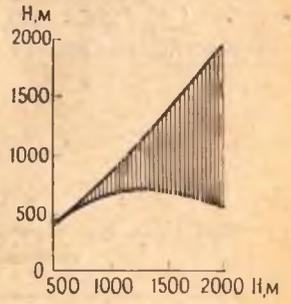


Рис. 4.10. Связь высот оснований конвективных облаков (по оси абсцисс) со слоями наивыгоднейших условий парения планеров под облаками (по оси ординат)

Рассмотрим далее изменение с высотой перегрева термиков по сравнению с окружающим воздухом. В табл. 4.6 приведены максимальные значения перегрева термиков $\Delta T_{\text{макс}}$ по Гранту и средние из максимальных значений превышений потенциальной температуры $\Delta \Theta_{\text{макс}}$ по Б. Вудворд (B. Woodward) при хорошо развитой конвекции в Англии.

Таблица 4.5

Средние температуры в центрах конвективных потоков на различных высотах по Вульфсону

Форма термиков	Высота, м								
	10	30	50	100	300	500	1000	2000	3000
Струи	0,64	0,23	0,23	0,23	0,15	0,12	0,12	-0,10	0,19
Пузыри	0,54	0,18	0,19	0,18	0,14	0,11	0,10	0,09	0,17

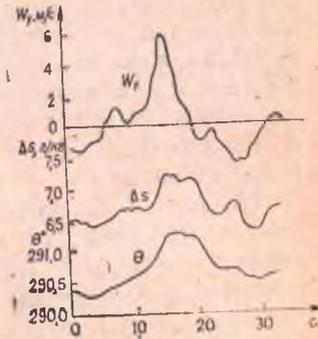
Некоторое увеличение величины перегрева на высотах 900 м (табл. 4.6) и 3000 м (табл. 4.5) обусловлено выделением скрытой теплоты конденсации в облаках.

Таблица 4.6

Максимальные значения перегрева термиков на различных высотах по Гранту и Вудворд

	Высота, м							
	75	150	230	300	500	700	900	1100
$\Delta T_{\text{макс}}$	1,5	1,1	0,8	0,6	—	—	—	—
$\Delta \Theta_{\text{макс}}$	—	—	—	0,69	0,48	0,26	0,36	0,16

Рис. 4.11. Сечение термика на высоте 400 м планером, оборудованным аппаратурой (по данным Б. Вудворд). По оси абсцисс отложено время в секундах



Необходимо также отметить, что термики являются не только более теплыми, но и более влажными, чем окружающий воздух. На рис. 4.11 показано сечение термика на высоте 400 м планером, оборудованным на-

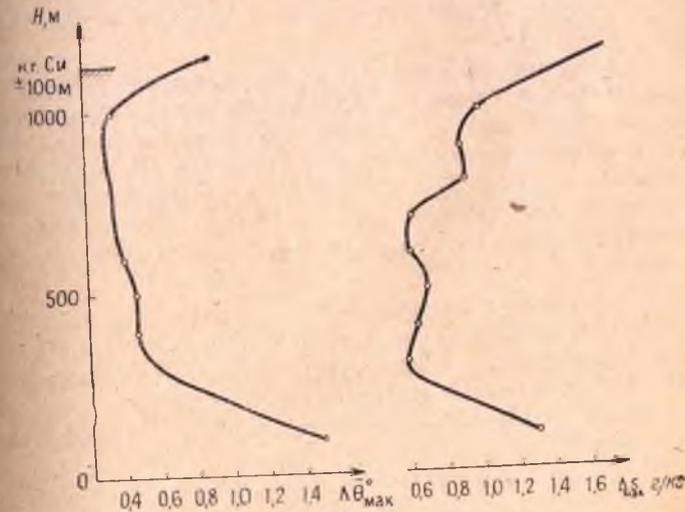


Рис. 4.12. Осредненный профиль перепада температуры и влажности воздуха в термиках по сравнению с окружающим воздухом в подоблачном слое

учно-исследовательской аппаратурой. При скорости в термике около 6 м/с изменение отношения смеси (массы водяного пара к массе сухого воздуха) составило около 0,7 г/кг, а изменение потенциальной температуры воздуха — около 0,6° по отношению к окружающему воздуху. Более высокое содержание влаги в термиках отмечают и другие авторы.

На рис. 4.12 приведены осредненные профили максимальных значений превышений потенциальной температуры $\overline{\Delta\Theta}_{\text{макс}}$ и отношения смеси $\overline{\Delta S}_{\text{макс}}$ в термиках относительно окружающего воздуха в подоблачном слое атмосферы (осреднение в каждой точке производилось по 6—10 случаям). Как и следовало ожидать, наибольшие превышения температуры и влажности имеют место в приземном слое атмосферы. Увеличение $\overline{\Delta\Theta}_{\text{макс}}$ на высоте основания облака ± 100 м связано с устойчивым состоянием воздуха над основанием облака, высокие значения $\overline{\Delta S}_{\text{макс}}$ у основания облака обязаны сухому воздуху, опустившемуся из пространства над основанием облака.

Таким образом, можно отметить следующие основные особенности распределения характеристик термиков с высотой:

1) Обычно наблюдаются два максимума скоростей нисходящих потоков воздуха (термиков): приземный на высотах 300—500 м и подоблачный примерно на 100—300 м ниже основания кучевых облаков. В безоблачные дни наблюдается только один приземный максимум. Скорости нисходящих потоков имеют слабо выраженный приземный максимум и в целом медленно убывают с высотой.

2) Средние размеры термиков растут с высотой и достигают наибольших значений порядка сотен метров выше приземного максимума скоростей примерно на 200—400 м. Средние размеры нисходящих потоков больше, чем у термиков, и имеют тенденцию все время расти с высотой.

3) Скорости в термиках больше скоростей нисходящих потоков в среднем в 1,5 раза. Примерно во столько же раз интенсивность турбулентности в термиках выше, чем в нисходящих потоках.

4) Наиболее теплые и влажные термики наблюда-

ются вблизи земной поверхности. Однако у основания кучевых облаков в слое ± 100 м снова наблюдается резкое увеличение перегрева и влажности в термиках, связанное с выделением скрытой теплоты конденсации и опусканием более сухого воздуха из пространства над основанием облаков.

4.4. СТРУКТУРА ТЕРМИКОВ

В настоящее время имеется довольно большое количество работ, посвященных моделированию термиков в лабораторных условиях в целях выяснения их строения и развития. Имеющиеся экспериментальные работы по исследованию структуры термиков непосредственно в атмосфере крайне малочисленны. Между тем знание структуры термиков необходимо конструкторам планеров, а также спортсменам-планеристам для выбора оптимальных радиусов спиралей, обеспечивающих максимальную скороподъемность планера. Рассмотрим основные результаты исследований структуры термиков.

Гипотеза Р. С. Скорера (R. S. Scorer) о строении конвективного пузыря уже была описана в разд. 4.2 (рис. 4.1). В результате лабораторных опытов с жидкостями различной плотности Скорер предложил еще две модели термика: в виде вихревых колец (vortex rings, рис. 4.13) и идеального термика (ideal thermal,

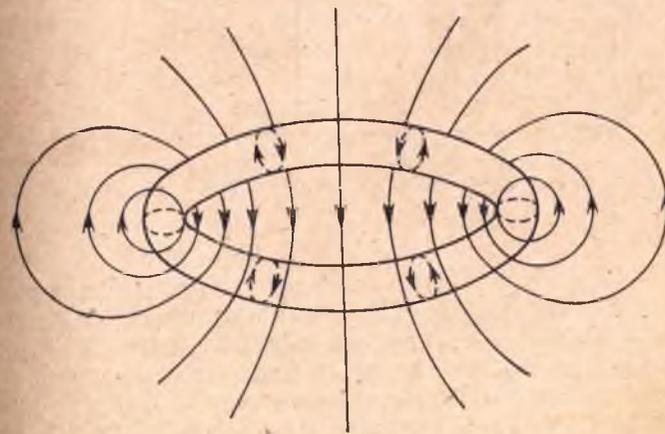


Рис. 4.13. Вихревое кольцо Скорера

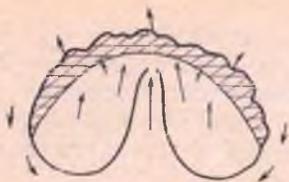


Рис. 4.14. Схема строения термика (ideal thermal) по Скореру. Выделенная пунктиром передняя часть — район перемешивания

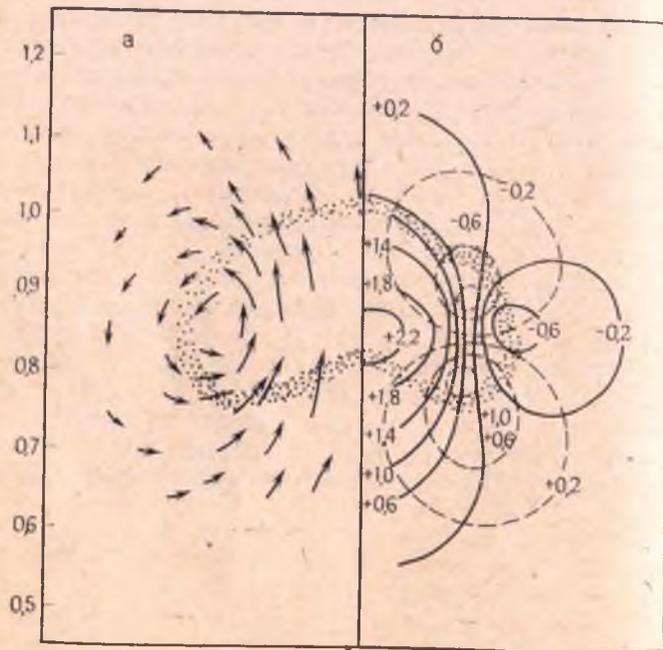


Рис. 4.15. Схема строения изолированного термика по Вудворду

рис. 4.14). При опытах с водой и чернилами (чернила плотнее, чем вода) Скорер наблюдал вихревые кольца в том случае, если чернила соприкасались с водой с большой скоростью, то есть начальный момент был связан с импульсом силы тяжести (капля чернил падала в воду с некоторой высоты). В том случае, когда начальный момент возникновения был связан только с силами

плавучести, образовывался идеальный термик. В дальнейшем в своих опытах Скорер наблюдал, как через некоторое время вихревые кольца переходили в идеальные термики.

Интересные исследования структуры термиков приведены в работах Б. Вудворд. По Вудворд изолированный термик (пузырь) можно представить в виде конуса с углом при вершине около 30° . Движение в термике напоминает вихревое кольцо Скорера, симметричное относительно оси (рис. 4.15 а). Скорости в центре термика больше, чем скорость подъема всего термика. Горизонтальные скорости имеют значительные величины и в некоторых зонах равны скорости подъема всего термика. Поперечное сечение правой части термика приведено на рис. 4.15, б. Здесь «шапке термика» задана относительная скорость 1,0. Тогда вертикальная скорость в центре в 2,2 раза больше вертикальной скорости «шапки», а вокруг термика воздух имеет нисходящее движение со скоростью, несколько превышающей половину скорости, с которой поднимается «шапка термика». Пунктирные линии обозначают горизонтальные скорости: отсос (внешний поток) в верхней части термика и всасывание (внутренний поток) в нижней части термика. По мере поднятия радиус термика увеличивается.

На рис. 4.16 дано рассчитанное Б. Вудворд распределение вертикальной скорости в изолированном термике, «шапка» которого находится на высоте 1000 м над точечным источником тепла и скорость подъема которого составляет 2 м/с. Указаны вертикальные скорости, которые мог бы получить кружащийся в термике планер. Если изолинию нулевой вертикальной скорости принять за границу термика, то можно видеть, что его ширина составляет приблизительно $3/4$ ширины, а мощность примерно на 50% превосходит вертикальную протяженность области восходящего теплого воздуха (затемненная область).

Существует мнение, что подъем планера в термике в форме пузыря на большую высоту невозможен, поскольку планер непрерывно опускается относительно термика. Однако в соответствии с лабораторной моделью Вудворд планер должен подниматься относительно верхней части термика до тех пор, пока не достиг

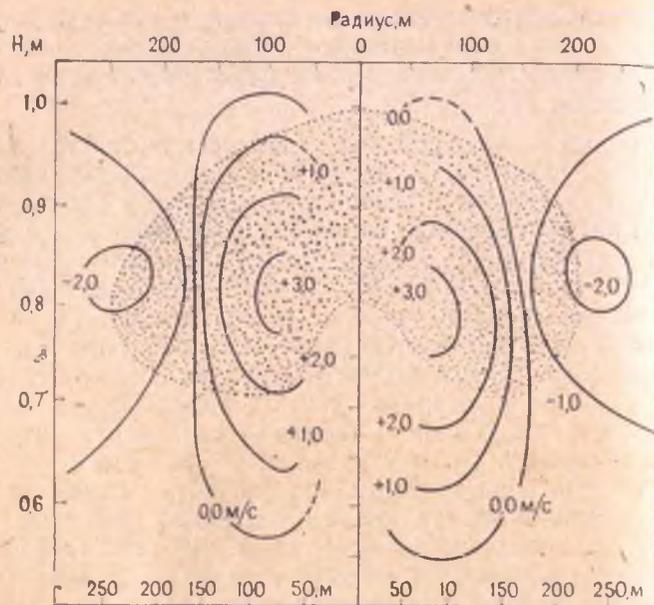


Рис. 4.16. Отсчеты вариометра (скорость подъема планера по отношению к земле), в термике, имеющем радиус 250 м и вертикальную скорость верхней части 2,0 м/с

нет уровня, на котором разность вертикальной скорости и скорости подъема верхней части термика окажется равной скорости снижения планера. При этом следует учитывать отток воздуха через верхнюю границу термика, который может оказать нежелательное влияние и несколько уменьшить подъем планера.

Однако лабораторные модели термиков, описанные выше, не могут заменить экспериментальных исследований структуры термиков непосредственно в реальной атмосфере.

Рассмотрим исследования, проведенные Ю. В. Черновым с помощью планеров, оборудованных стандартными вариометрами, в районе Майкопа и Вильнюса в 1961—1963 гг. На основании 114 пересечений термиков по хордам, близким к диаметру, Ю. В. Чернов произвел классификацию термиков на узкие, нормальные, широкие и на сильные, средние, слабые (табл. 4.7 и 4.8).

Таблица 4.7

Характеристика восходящих потоков в термиках

Вид термика	W_y , м/с	l , м	P , %
Сильный	$\geq 6,0$	350	2,6
Средний	6,0—4,5	600	33,4
Слабый	$< 3,0$	150	64,0

В центре термиков максимальные значения вертикальной скорости в большинстве случаев (79%) сохраняются неизменными (исключая малые пульсации) на расстояниях от 20 до 650 м, а в одном случае даже до 1250 м. Тем самым было подтверждено существование ядра восходящего потока с почти постоянной вертикальной скоростью, равной ее максимальному значению.

Средние характеристики распределения W_y демонстрируют существование ядра восходящего потока во всех группах термиков, величина которого колеблется от 10 до 32%.

Таблица 4.8

Классификация термиков по Чернову

Вид термика	$l_{\max}/W_{y_{\max}}$	P , %	Размер ядра термика
Узкий	< 100	10,5	10% l_{\max}
Нормальный	100—500	75,5	17% l_{\max}
Широкий	> 500	14,0	32% l_{\max}

В табл. 4.9 приведена связь расстояния от центра термика с изменением величины вертикальной скорости в термике.

Таблица 4.9

Изменение W_y , м/с от центра термика к периферии

Вид термика	Расстояние, м						
	0	20	40	60	80	100	120
Сильный	6,0	5,7	5,3	3,3	1,8	0,8	0,4
Средний	4,5	4,3	4,1	3,8	3,3	2,8	2,2
Слабый	3,0	2,6	2,3	1,5	1,0	0,5	0,2

Наиболее быстрое убывание W_y от центра имеет место в сильных термиках и сравнительно медленное — в средних.

Если принять величину W_y в центре термика за 100%, то на расстоянии 60 м от центра величина $W_{y60} / W_{y0} \times 100\%$ будет составлять: для сильных термиков 55%, для средних — 85% и для слабых — 50%, а на расстоянии 100 м от центра соответственно 13; 62 и 17%.

В связи с тем, что планер выполняет спираль при подъеме примерно на расстоянии от 60 до 100 м от центра термика, то используемые им при этом вертикальные скорости значительно меньше, чем в центре термика, и будут составлять в лучшем случае 50—85% от $W_{y_{\max}}$.

Автором в 1967—1968 гг. была проведена специальная серия полетов в целях определения законов распределения вертикальной скорости воздуха по сечению термиков в районах Эстонии, г. Казани и г. Орла.

Для анализа структуры термиков были отобраны случаи, когда сечения выполнялись по диаметру термика или по хордам, близким к диаметру. Сечения термиков выполнялись самолетом Як-12, оборудованным научно-исследовательской аппаратурой, термики при этом маркировались планером или группой планеров. Мелкие конвективные образования с горизонтальными размерами менее 100 м в обработку не включались.

В зависимости от характера распределения верти-

кальной скорости воздуха по сечению было выявлено три основных типа термиков:

«а» — с несколькими вторичными максимумами, между которыми имеются провалы;

«б» — с одним, хорошо выраженным максимумом;

«в» — без выраженного максимума (обычно со скоростями до 1 м/с).

Сечения указанных типов термиков приведены на рис. 4.17. Далее рассмотрим термики типов «а» и «б», по которым удалось получить достаточный статистиче-

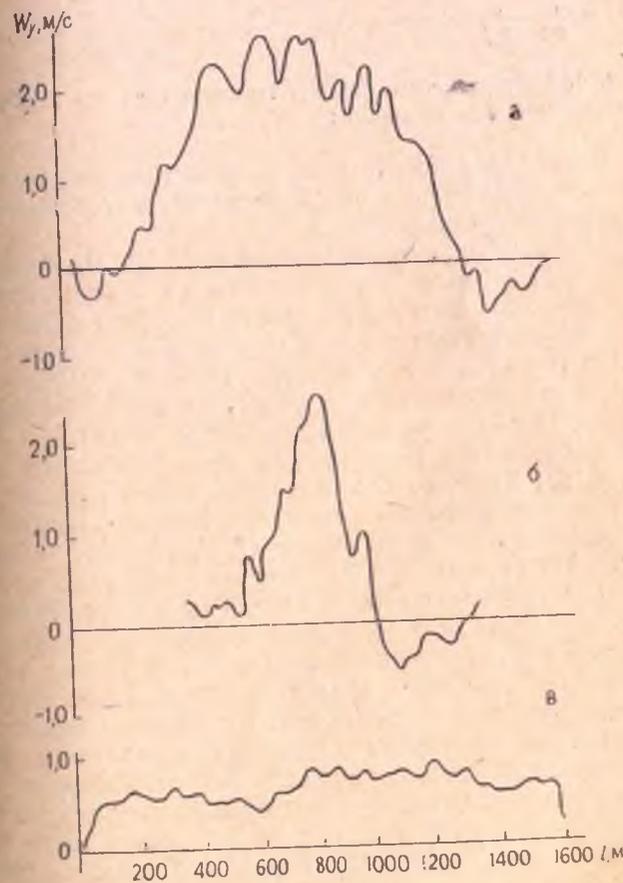


Рис. 4.17. Примеры сечений термиков типов «а», «б» и «в»

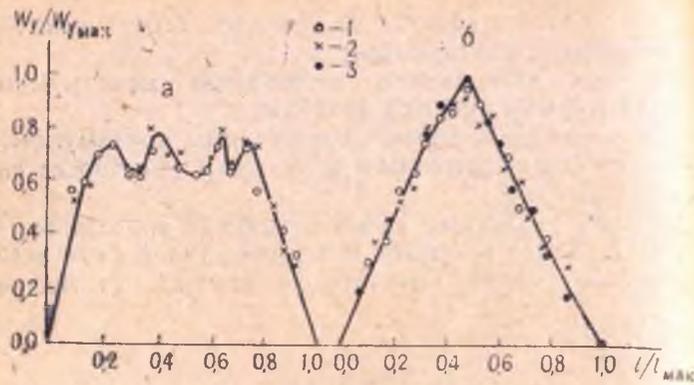


Рис. 4.18. Безразмерные сечения термиков типа «а» и «б»:
1 — широкие; 2 — нормальные; 3 — узкие

ский материал (443 сечения) и которые представляют наибольший интерес для планеристов, метеорологов и конструкторов планеров.

По классификации, предложенной Ю. В. Черновым (табл. 4.8), термики были разбиты на узкие, нормальные и широкие. Затем по каждой градации были построены безразмерные сечения термиков для обоих типов. По оси ординат откладывалось отношение $W_y/W_{y_{\max}}$, а по оси абсцисс — l/l_{\max} , здесь l_{\max} — диаметр термика. После осреднения в каждой градации точки были нанесены на один график для типов «а» и «б» (рис. 4.18). Хорошее согласование точек позволяет считать полученные сечения термиков универсальными.

Как уже отмечалось выше, Ю. В. Чернов, обследовавший 114 термиков, в 79% случаев обнаружил существование так называемого ядра в центре термика. Судя по описанию, это соответствует термику типа «а». В связи с тем, что Чернов пользовался довольно грубой аппаратурой для определения вертикальной скорости воздуха (стандартный вариометр с записью через проволочный потенциометр, постоянная времени более 5 с), ему не удалось обнаружить островершинных термиков типа «б», у которых он «срезал» вершину в силу инерционности своей аппаратуры и которые ему представлялись вследствие этого в виде термиков с ядром в центре.

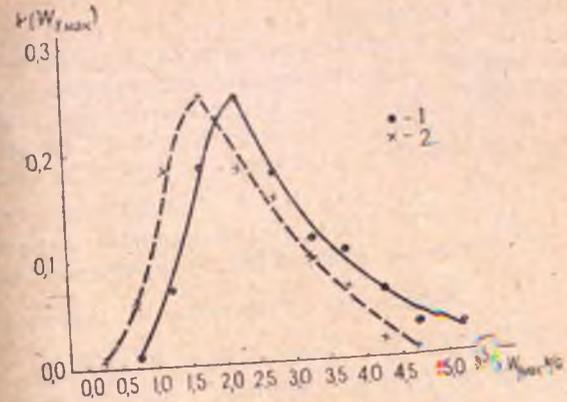


Рис. 4.19. Плотность распределения вертикальной скорости W_y в термиках типа «а» и «б»:
1 — термики типа «а» (число случаев 200); 2 — термики типа «б» (число случаев 157)

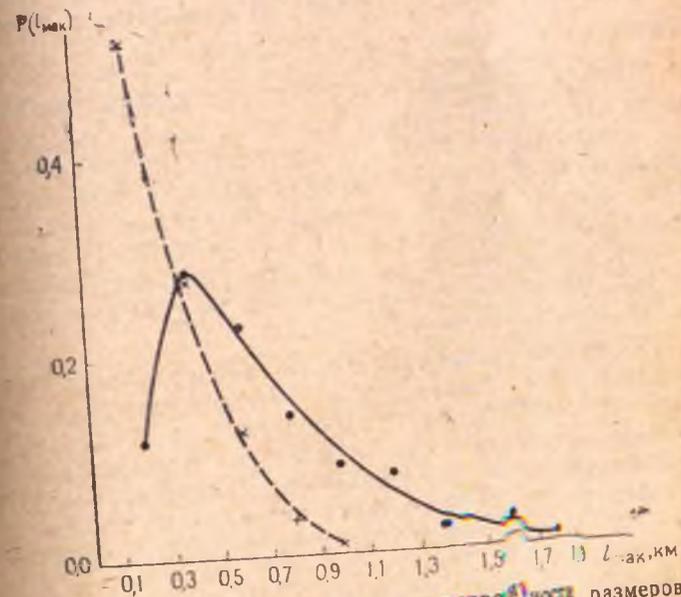


Рис. 4.20. Плотность распределения размеров термиков типа «а» и «б» (условные обозначения см. рис. 4.19)

$$\frac{\partial W_{y_{\text{наб}}}}{\partial r_c} = 0, \quad (4.20)$$

где r_c — радиус спирали планера.
Используя выражение для $W_{y_{\text{наб}}}$ из формулы (4.19), получим соотношение для определения оптимального радиуса спирали:

$$\frac{\partial W_{y_{\text{наб}}}}{\partial r_c} = \frac{\partial (W_y - W_{y_{\text{сп}}})}{\partial r_c} = \frac{\partial W_y}{\partial r_c} - \frac{\partial W_{y_{\text{сп}}}}{\partial r_c},$$

откуда для оптимального радиуса получим

$$\frac{\partial W_y}{\partial r_c} = \frac{\partial W_{y_{\text{сп}}}}{\partial r_c}. \quad (4.21)$$

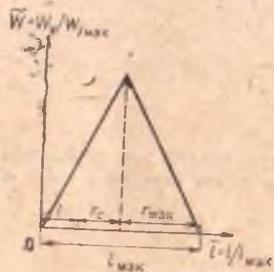


Рис. 4.23. Схема термика типа «б» для расчета максимальной скороподъемности планера Бланик.

Дадим конкретный расчет оптимальных радиусов максимальной скороподъемности планера Бланик в термиках типа «б» в зависимости от максимальной скорости в термике $W_{y_{\text{макс}}}$ и максимального радиуса термика $r_{\text{макс}}$. Учитывая, что для термиков типа «б» $d\tilde{W}/d\tilde{l} = 2$, можно записать (рис. 4.23):

$$\tilde{W} = 2\tilde{l} \text{ при } 0,0 \leq \tilde{l} \leq 0,5, \quad (4.22)$$

$$\tilde{W} = 2 - 2\tilde{l} \text{ при } 0,5 \leq \tilde{l} \leq 1,0.$$

Выражая l , расстояние от края термика до текущей координаты, через диаметр термика и радиус спирали, получим (см. рис. 4.23)

$$= l_{\text{макс}}/2 - r_c \quad (4.23)$$

тогда

$$\tilde{W} = 2\tilde{l} = 2 \frac{l}{l_{\text{макс}}} = 2 \left(\frac{l_{\text{макс}}/2 - r_c}{l_{\text{макс}}} \right) = 1 - \frac{r_c}{r_{\text{макс}}}.$$

Или

$$W_y = W_{y_{\text{макс}}} \left(1 - \frac{r_c}{r_{\text{макс}}} \right); \quad (4.24)$$

$$\frac{\partial W_y}{\partial r_c} = - \frac{W_{y_{\text{макс}}}}{r_{\text{макс}}}. \quad (4.25)$$

Подставляя выражение (4.25) в (4.21), получим

$$W_{y_{\text{макс}}} = -r_{\text{макс}} \frac{\partial W_{y_{\text{сп}}}}{\partial r_c}. \quad (4.26)$$

Величины частных производных $\partial W_{y_{\text{сп}}}/\partial r_c$ для планера Бланик при различных радиусах экономической спирали приведены в табл. 4.10.

Таблица 4.10

r_c , м	60	70	80	90	100	120
$\frac{\partial W_{y_{\text{сп}}}}{\partial r_c}$	0,0218	0,0140	0,0088	0,0060	0,0044	0,0024

Результаты расчета по формуле (4.26) с использованием данных табл. 4.10 представлены на рис. 4.24. Учитывая, что для термиков типа «б» наиболее вероятными являются скорости 1,5—2,5 м/с (см. рис. 4.19), а радиусы — 100—200 м (см. рис. 4.20), на основании рис. 4.24 можно сделать вывод, что наибольшая скороподъемность планера Бланик достигается при радиусах экономических спиралей, составляющих примерно от $r_c = 0,4$ до $r_c = 0,7$ от максимального радиуса термика. Отсюда следует, что поиск режима выполнения спирали, обеспечивающего максимальную скороподъемность планера,

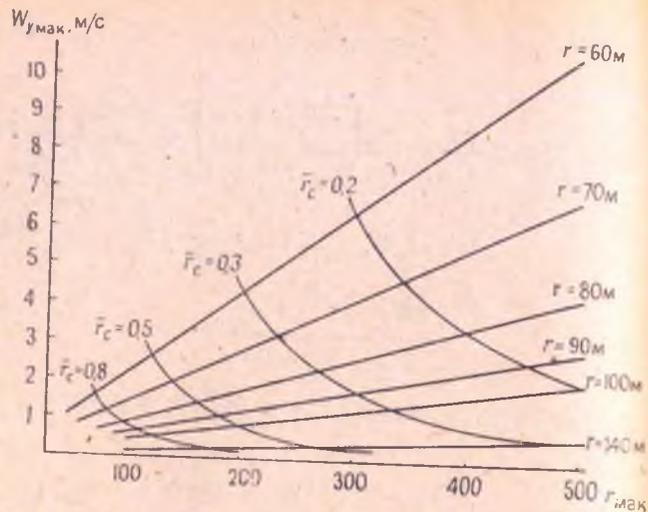


Рис. 4.24. Номограмма определения оптимального радиуса максимальной скороподъемности планера Бланик в термиках типа «б»

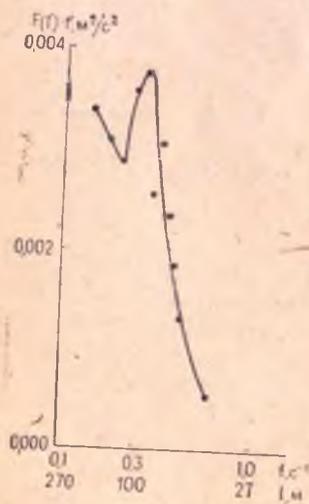


Рис. 4.25. Энергетический спектр пульсаций W_y в термике

следует начинать с радиуса, равного примерно половине предполагаемого радиуса термика. Для планера Бланик с убранными закрылками это соответствует примерно скорости полета 80 км/ч и крену 35°. При выпущенных закрылках исходный режим поиска соответствует скорости полета около 64 км/ч и крену 23°. Для оценки масштаба вихрей, вносящих наибольший вклад в кинетическую энергию термика, автором был рассчитан энергетический спектр пульсаций W_y непосредственно в термике. Для этого были использованы данные измерений W_y , полученные с помощью планера Бланик при

пересечении крупного термика диаметром 2270 м на высоте 430 м 20 августа 1967 г. в районе г. Казани (рис. 4.25). На рис. 4.25 видно, что наибольший вклад в энергию термика дают вихри с размерами около 100 м. Совершенно другим путем Н. И. Вульфсон пришел к выводу, что наибольшую массу воздуха переносят конвективные потоки размером около 100 м. Отсюда можно сделать предположение, что наибольшее влияние на полет планера будут оказывать именно вихри с размерами около 100 м. Как показали исследования влияния атмосферной турбулентности на полет планера Бланик (см. разд. 4.7), это предположение полностью подтвердилось.

4.5. СВЯЗЬ ТЕРМИКОВ С ХАРАКТЕРОМ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ И СТРАТИФИКАЦИЕЙ АТМОСФЕРЫ

Многообразие видов подстилающей поверхности, обусловленное состоянием и свойствами почв и минералов на поверхности Земли, ее рельефом, характером растительности и т. д., не позволяет произвести исследование специфики образования и развития термиков во всех существующих условиях. Имеющиеся в литературе сведения относятся к наиболее характерным подстилающим поверхностям (лес, поле, горы, водная поверхность) и носят в основном качественный характер с точки зрения специфики планерных полетов.

Приведем некоторые характеристики термиков над различными подстилающими поверхностями.

Таблица 4.11

Параметры конвекции над различными подстилающими поверхностями по Вульфсону

Параметры конвекции	Новгородская область		Новгородская, Волгоградская области, Украина		Алазанская долина	
	озеро	суша	поле	лес	долина	горы
Средние размеры, м струй	58	52	58	56	68	81
Вихрей	48	40	47	42	56	65

Продолжение

Параметры конвекции	Новгородская область		Новгородская, Волгоградская области, Украина		Алазанская долина	
	озеро	суша	поле	лес	долина	горы
Средняя концентрация, струй/км ²	84	127	88	100	31	33
Относительная площадь	0,38	0,47	0,39	0,43	0,20	0,31
Средние температуры, град. струй	0,10	0,19	0,20	0,21	0,15	0,18
пузырей	0,09	0,15	0,17	0,17	0,13	0,14

Получить данные измерений конвективных потоков над сушей и водными поверхностями во время одних и тех же полетов нельзя, поскольку конвективные движения над сушей осуществляются днем, а над водными поверхностями в основном ночью. Поэтому приведенные в табл. 4.11 параметры конвекции над морем и сушей вычислялись по данным измерений, относящимся к различному времени суток и осредненным соответственно за день или за ночь. Отметим, что над озером термики имеют большие размеры, чем над сушей.

Однако температура термиков над озером существенно ниже температуры термиков над сушей, а конвективные потоки над водными поверхностями распространяются до меньших высот. Мощность конвективного слоя над озером никогда не превышала 500 м, в то время как над сушей в зависимости от стратификации атмосферы она колебалась от 700 до 2000 м. Концентрация термиков над водными поверхностями меньше, чем над сушей.

Поэтому, несмотря на меньшие размеры термиков над сушей, их общая площадь больше, чем над морями и озерами.

Как видно из табл. 4.11, размеры термиков над лесом меньше, чем над полем, а средние температуры примерно одинаковы. Однако над полем наблюдается большее количество малых и слабонагретых термиков. Концентрация термиков над лесом выше, чем над полем, вследствие чего относительная площадь термиков над лесом также оказывается больше. Таким образом, в слое мощностью по крайней мере 500 м над лесом происходят более интенсивные конвективные движения, чем над полем.

Вообще говоря, поверхность лугов и полей нагревается солнечными лучами сильнее, чем кроны деревьев.

С этой точки зрения большую термическую неустойчивость логичней ожидать над полями. Однако над лесом имеет место большая турбулентность, а с ростом турбулентности возрастает толщина приземного слоя воздуха со сверхadiaбатическими градиентами температуры, что обуславливает и более мощный неустойчивый слой.

Конвективные движения в горах имеют ряд особенностей, которые существенно отличают их от характера конвекции над равниной или водными поверхностями.

Первая особенность состоит в том, что вследствие приподнятости подстилающей поверхности термики над непокрытыми снегом горами достигают больших абсолютных высот, чем над соседними долинами. Так, над Кахетинским хребтом днем термики достигают высоты 2,5—3,0 км над дном Алазанской долины, в то время как над самой долиной они редко наблюдаются выше 1,5 км.

Второй особенностью развития термиков в горной местности является то, что размеры термиков в горах больше, чем в прилегающих к ним долинах. Это объясняется тем, что в горах термики образуются в основном контактным способом при соприкосновении с относительно теплыми, обращенными к Солнцу участками склонов, температура которых может на 20—30° превышать температуру соседних затененных участков. В таком случае наиболее типичной формой термиков в горах являются привязанные к земной поверхности стационарные струи, начинающиеся непосредственно от

сравнительно нагретых участков подстилающей поверхности. Тогда размеры и концентрация термиков будут определяться в первую очередь размерами и количеством относительно нагретых участков склонов, обращенных к Солнцу.

Приведенные соображения о механизме образования термиков в горах подтверждаются их третьей особенностью: сравнительно более высокой температурой по сравнению с термическими потоками над долиной (табл. 4.11).

Изложенные выше результаты исследования развития термических восходящих потоков над различными подстилающими поверхностями весьма полезны планеристам для общего сведения.

Однако эти исследования не учитывают специфики потребностей планеризма.

Для выявления особенностей и количественной связи скоростей и размеров планерных термиков над различными подстилающими поверхностями необходимо проведение специальных исследований.

Автор летом 1967 г. провел в Эстонии серию полетов в целях установления связи интенсивности термиков с альбедо* и характером подстилающей поверхности. Для этого использовался самолет Як-12, оборудованный научно-исследовательской аппаратурой.

Известно, что интенсивность развития термиков зависит от многих факторов как метеорологического, так и неметеорологического происхождения. Наличие большого количества факторов, часто действующих навстречу друг другу, сильно затрудняет выявление каких-либо однозначных зависимостей. Учитывая контактный механизм образования термиков, будем считать, что над участками подстилающей поверхности, имеющими более высокую температуру по сравнению с окружающими, должны образовываться более интенсивные восходящие потоки воздуха. В связи с тем, что в период

* Альбедо естественной поверхности — характеристика отражательной способности поверхности по отношению к солнечной радиации. Определяется процентным отношением интенсивности радиации, отраженной поверхностью, к интенсивности радиации, приходящей на данную поверхность.

исследований не было возможности установить на самолет радиометр для измерения температуры подстилающей поверхности, было решено использовать для этой цели данные измерений альбедо. Известно, что альбедо выражает интенсивность нагревания поверхности солнечной радиацией и при определенных условиях является косвенной характеристикой ее температуры.

Установление связи интенсивности термиков с альбедо подстилающей поверхности представляет интерес еще и потому, что альбедо является достаточно хорошо изученной характеристикой и полученные зависимости могут быть использованы на достаточно обширных территориях.

Анализ полученных данных показал, что связь между интенсивностью термиков и альбедо ослабевает или исчезает полностью под влиянием двух основных факторов: скорости ветра и различий в теплофизических характеристиках поверхности.

При наличии достаточно сильного ветра (более 5—6 м/с) термики разбиваются на мелкие вихри и сносятся на соседнюю подстилающую поверхность с другим значением альбедо, чем у той поверхности, над которой они образовались. Это существенно снижает корреляцию между W_y и альбедо. В свою очередь, резкие различия теплофизических свойств подстилающих поверхностей значительно осложняют картину. Так, днем поля и луга, несмотря на более высокое значение альбедо, прогреваются быстрее, чем леса и болота, и над ними начинают интенсивно развиваться термики. Леса и болота, обладая более высоким содержанием влаги, прогреваются медленнее, постепенно аккумулируя солнечную энергию. В вечерние часы, когда приток солнечной энергии ослабевает, термики усиливаются над лесами и болотами, которые отдают накопленное за день тепло. Вот поэтому в вечерние часы (после 16—17 часов) над отдельными участками болота и леса образуются, по выражению планеристов, «дежурные» термики почти всегда в одном и том же месте.

На рис. 4.26 приведена связь между средними значениями альбедо и вертикальными скоростями в

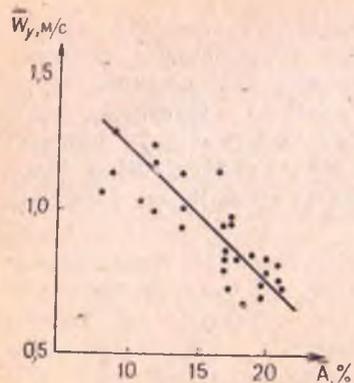


Рис. 4.26. Зависимость \bar{W}_y в термиках от альbedo подстилающей поверхности по данным полета 7 июля 1967 г. в Эстонии

доемами и речками с медленным течением. Там, где контраст теплоемкостей наибольший (берег — вода, поле — лес), термики мощнее и распространяются до больших высот. Над лесом термики широкие и устойчивые. Над скошенным лугом или полем термики обычно более мощные, чем над полем, покрытым растительностью. Хорошие термики развиваются над районами крупных городов, заводов, пожаров. Над крутым берегом реки, нагретым солнцем, если к тому же ветер дует с реки на берег, развиваются устойчивые термики вдоль всего берега.

Однако следует понимать, что невозможно дать рецепты на все случаи жизни. Планеристы должны сами, используя приведенные выше общие соображения, изучать свои районы полетов, отмечая местные особенности образования и развития термиков.

Рассматривая связь термиков со стратификацией атмосферы, отметим, что при развитии мощных кучевых облаков, то есть в условиях большей неустойчивости атмосферы, в средних широтах ЕТС мощность конвективного слоя значительно больше (4,0—4,5 км), чем во время ясной погоды (1,5—2,0 км). Концентрация термиков увеличивается с ростом неустойчивости атмосферы, вследствие чего возрастает относительная пло-

термиках, по данным полета 7 июля 1967 г., ветер 3 м/с, коэффициент корреляции $K_{W_y, A} = 0,84 \pm 0,15$.

Обобщая опыт спортсмен-планеристов, можно отметить следующее. Обычно с утра термики начинают возникать над темными полями до небольших высот, потом над более светлыми участками, над полями, покрытыми невысокой растительностью, после полудня — над лесом, а ближе к вечеру — над болотом, небольшими во-

шадь восходящих потоков. Таким образом, в более неустойчивой атмосфере, конвективные движения осуществляются до больших высот и с большей интенсивностью, чем в менее неустойчивой атмосфере.

По данным шести дней июля (г. Орел, 1968 г.), автором была предпринята попытка связать частоту повторяемости типов термиков «а» и «б», описанных в предыдущем разделе, с вертикальным градиентом температуры воздуха $\bar{\gamma}$ в нижнем 300-метровом слое атмосферы (табл. 4.12).

Таблица 4.12

Зависимость частоты повторяемости типов термиков от вертикального градиента температуры в нижнем 300-метровом слое воздуха при скорости ветра до 5 м/с

Число	$\bar{\gamma}^{\circ}/100 \text{ м}$ 0—300 м	Тип «а»		Тип «б»	
		число случаев	повторяемость, %	число случаев	повторяемость, %
17	0,65	33	45	40	55
27	0,77	20	50	20	50
26	1,17	77	62	48	38
18	1,30	20	71	8	29
19	1,47	55	78	15	22
24	1,87	33	81	8	19

Как видно из табл. 4.12, при $\bar{\gamma} \approx 0,8^{\circ}/100 \text{ м}$ частота повторяемости типов термиков «а» и «б» одинакова. Начиная с $\bar{\gamma} > 0,8^{\circ}/100 \text{ м}$, преобладают в прямой зависимости от $\bar{\gamma}$ термики типа «а», при $\bar{\gamma} < 0,8^{\circ}/100 \text{ м}$ — термики типа «б». Ограниченность исходного материала не позволяет утверждать, что именно при $\bar{\gamma} = 0,8^{\circ}/100 \text{ м}$ наблюдается равновесие между типами термиков. Однако очевидно, что с ростом неустойчивости в нижнем 300-метровом слое атмосферы частота появления термиков типа «а» растет, а термиков типа «б» уменьшается. Пользуясь данными табл. 4.12, можно в принципе прогнозировать типы термиков и их средние характеристики по известному $\bar{\gamma}$ в нижнем 300-метровом слое атмосферы, что имеет немаловаж-

ное практическое значение при выполнении полетов из планерах.

Таким образом, можно считать, что во всяком случае планерные термики с ростом неустойчивости увеличивают свои размеры, так как термики типа «а» по своим размерам значительно превосходят термики типа «б».

4.6. ДНЕВНОЙ ХОД ТЕРМИКОВ

Исходя из рассмотренных ранее представлений о механизме образования и развития термиков ясно, что изменения их параметров в течение дня обусловлены в первую очередь дневным ходом количества тепла, получаемого земной поверхностью. Летом с восходом солнца земля начинает прогреваться. От земли прогревается приземный слой воздуха, в результате чего разрушается ночная приземная инверсия температуры. После того как приземная инверсия температуры разрушится, начинается интенсивное развитие термиков во всем конвективном слое и наступает время термических планерных полетов.

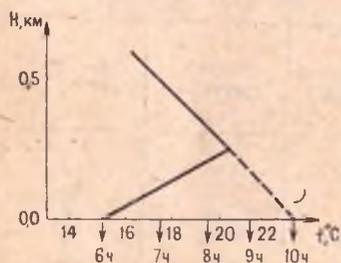


Рис. 4.27. Определение времени начала развития конвекции по данным утреннего зондирования атмосферы

Время начала развития конвекции можно определить по данным утреннего зондирования атмосферы. На рис. 4.27 показан пример такого расчета. По данным утреннего самолетного зондирования, в 6 ч у земли наблюдалась инверсия температуры мощностью 280 м, а температура у поверхности земли была 15,2°C. Для того чтобы определить температуру, при которой полностью разрушится слой инверсии, надо от верхней границы инверсии спуститься по сухой адиабате до земли (пунктирная линия на рис. 4.27). В нашем примере это произойдет при температуре 22,9°C. Далее, используя термограф, установленный в метеорологической будке в районе полетов, можно, отмечая его показания через час, определить скорость нарастания температуры

воздуха у земли в этот день. В приведенном примере температура воздуха в 7 ч была 17,5°, а в 8 ч — 19,4°. Предполагая и в дальнейшем рост температуры со скоростью 2° в час, можно предположить, что инверсия разрушится полностью через 1 ч 45 мин, то есть в 9 ч 45 мин. В действительности это произошло несколько позднее 10 ч. В большинстве случаев оценка времени полного разрушения приземной инверсии дает более ранний час, чем в действительности, так как рост температуры воздуха в последующие часы несколько замедляется по сравнению с ранними утренними часами. Для более точной оценки можно рекомендовать использование средних многолетних данных изменения температуры в утренние часы в данном месяце. Эти данные можно взять на ближайшей метеорологической станции и вводить по ним поправку к скорости изменения температуры воздуха в тот или иной конкретный день.

В том случае, когда данные утреннего зондирования атмосферы отсутствуют, для оценки времени начала термической конвекции можно воспользоваться обычным термографом. Пока утром температура равномерно и быстро увеличивается, приземная инверсия еще не разрушилась и термическая конвекция еще не развивается. Когда же подъем температурной кривой уменьшится, кривая станет более пологой и неровной из-за многочисленных небольших пульсаций температуры. Это будет означать, что наступил час термической конвекции, так как приземная инверсия наконец разрушилась и пульсации температуры свидетельствуют о развитии восходящих и нисходящих потоков воздуха.

Следует иметь в виду, что при резкой смене погодных условий, например при прохождении фронта, описанный выше метод расчета начала развития конвекции неприменим.

Планеристам важно знать, когда развитие термической конвекции достигнет максимума и как долго можно будет использовать термики для парения в течение дня. Приведем некоторые результаты исследования дневного хода конвективных движений воздуха.

В табл. 4.13 приведены изменения некоторых параметров конвекции в течение дня по осредненным дан-

ным (около 40 000 измерений) на различных высотах, в разное время суток для средних широт ЕТС.

Таблица 4.13

Дневной ход параметров конвекции по Вульфсону

Параметры конвекции	Утро до 10 часов	День 10—16 часов	Вечер после 16 часов
Мощность слоя конвекции, м	2000	4500	3000
Средние размеры конвективных струй, м	64	61	63
Средняя концентрация, струй/км ²	24	40	27
Относительная площадь потоков	0,13	0,22	0,14
Средние температуры в центрах струй, °С	0,18	0,20	0,14

Из приведенных данных видно, что размеры конвективных потоков днем несколько меньше, чем утром и вечером, несмотря на то, что дневные данные относятся к слою, приблизительно в 1,5—2 раза более мощному (табл. 4.13), то есть включают значительное число потоков, существенно увеличивших свои размеры с высотой, чем в утренние и вечерние часы.

Уменьшение размеров потоков и одновременное увеличение их концентрации днем объясняется тем, что усиление неустойчивости атмосферы, имеющее место днем, способствует возникновению конвективных потоков от меньших импульсов, размеры которых недостаточны для развития конвекции в утренние и вечерние часы. Возможно и другое объяснение механизма образования и развития термиков днем. По мере прогрева подстилающей поверхности в дневные часы происходит усиление неустойчивости атмосферы, увеличиваются силы плавучести, что способствует слиянию и укрупнению термиков. С другой стороны, днем происходит уси-

ление скорости ветра и возрастает динамическая турбулентность, способствующая разбиению термиков на более мелкие образования. Оба эти механизма действуют навстречу друг другу, и в зависимости от того, какой из них будет преобладать в той или иной ситуации, термики будут уменьшать или увеличивать свои размеры. Данные табл. 4.12, полученные при слабом ветре до 5 м/с, показывают, что с ростом неустойчивости в нижнем 300-метровом слое атмосферы количество термиков типа «а» ($\bar{l} = 650$ м) преобладает над термиками типа «б» ($\bar{l} = 348$ м), то есть планерные термики укрупняются. Вообще вопрос о том, как изменяются размеры планерных термиков в течение дня, требует специального исследования.

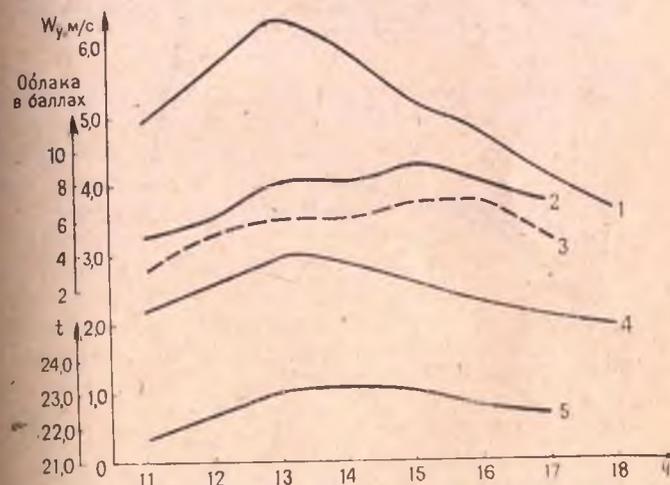


Рис. 4.28. Осредненный за 7 дней июля дневной ход скоростей в «планерных» термиках, облачности и температуры воздуха:

1 и 2 — максимальные и средние скорости W_y ; 3 и 4 — общий балл и балл нижней облачности; 5 — температура воздуха в метеорологической будке

Для оценки дневного хода скоростей в планерных термиках были использованы данные обработки барограмм планерных полетов в период международных соревнований в г. Орле с 3 по 12 июля 1966 г. В обработку вошли данные за 7 дней (220 барограмм).

Рис. 4.28 дает представление о дневном ходе скоростей в термиках за весь период соревнований в слое до 2 км. Максимум скоростей приходится на 13—14 часов, на эти же часы приходится максимальный прогрев воздуха у земли, кучевая облачность достигает 5 баллов (рис. 4.28).

Отметим, что значительное увеличение балла облачности уменьшает прогрев подстилающей поверхности и ослабляет при прочих равных условиях значения скоростей в термиках. Примером может служить дневной ход скоростей 4 июля (рис. 4.29). Хорошо выражены

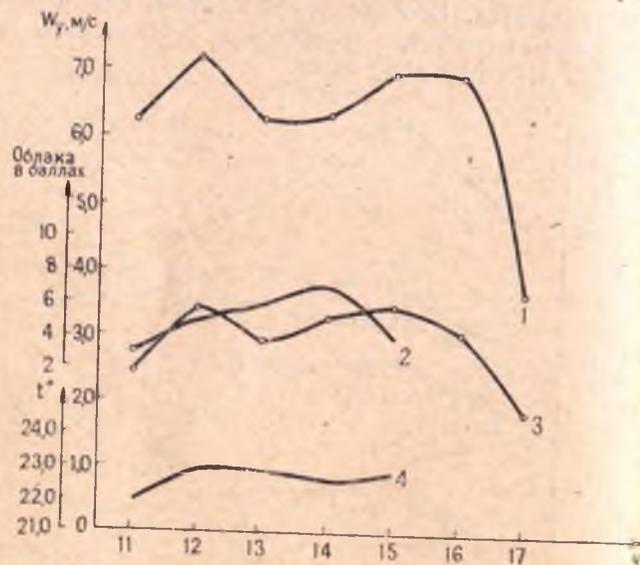


Рис. 4.29. Дневной ход скоростей в «планерных» термиках и температуры воздуха 4 июля 1966 г. близ г. Орла; 1 и 3 — максимальные и средние скорости W ; 2 — балл облачности; 4 — температура воздуха в метеорологической будке

два максимума скоростей в 12 и 15 часов. Ослабление скоростей в 13—14 часов можно объяснить увеличением балла облачности от 3 в 11 часов до 7 в 14 часов. Дальнейшее уменьшение облачности до 4 баллов в 15 часов обусловило наличие второго максимума скоростей. Ход температуры воздуха у земли подтверждает высказанные соображения.

Таким образом, обычно планерные термики в наших широтах летом начинают образовываться около 10—11 часов, достигают максимального развития в 13—14 часов и, постепенно затухая, продолжаются до 18 часов. В середине лета «парящий» день длится 8—9 часов при благоприятных условиях погоды.

Развитие кучевых облаков играет при этом двоякую роль. С одной стороны, облака маркируют термики, облегчая планеристам поиск восходящих потоков. С другой стороны, облака затеняют подстилающую поверхность, ослабляя ее нагрев солнечными лучами, что приводит к уменьшению интенсивности конвекции в целом. Оптимальным количеством облаков для термического парения планеров следует считать 5—6 баллов.

4.7. АТМОСФЕРНАЯ ТУРБУЛЕНТНОСТЬ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ПОЛЕТ ПЛАНЕРА

Одним из характерных свойств атмосферных воздушных течений является хаотически неупорядоченное движение объемов воздуха самых различных масштабов, называемое турбулентным.

Турбулентное движение в отличие от ламинарного характеризуется непостоянством поля скоростей, отдельные частицы жидкости или газа имеют неправильные хаотические траектории с поперечными и даже попятными (по отношению к общему движению) перемещениями отдельных малых объемов. При этом режиме скорость движения пульсирует, то есть резко изменяет свою величину и направление в течение коротких промежутков времени.

Теоретические и экспериментальные исследования показали, что характер движения жидкости или газа зависит от безразмерного числа, называемого числом Рейнольдса,

$$Re = \frac{UL}{\nu}, \quad (4.27)$$

где U — скорость движения; L — характерный масштаб движения, ν — кинематическая вязкость жидкости или газа.

Ламинарное движение переходит в турбулентное в том случае, когда число Re превосходит некоторое кри-

тическое значение $Re_{кр}$. Физический смысл $Re_{кр}$ можно представить следующим образом. Силы инерции приводят к сближению первоначально удаленных друг от друга вихрей, обладающих разной скоростью движения, и тем самым способствуют тому, что в близких точках резко изменяются скорости. Силы вязкости, напротив, приводят к выравниванию скоростей в близких точках, то есть к сглаживанию мелких неоднородностей течения. При малых значениях Re , когда силы вязкости преобладают над силами инерции, течение имеет ламинарный характер.

По мере увеличения Re сглаживающее действие сил вязкости ослабляется, течение турбулизуется. $Re_{кр}$ соответствует тем условиям, когда силы инерции становятся настолько большими по сравнению с силами вязкости, что формируется устойчивый турбулентный режим.

Экспериментальные исследования в аэродинамических трубах показали, что ламинарное течение переходит в турбулентное при $Re \approx 2500-5000$.

В атмосфере число Рейнольдса становится в значительной степени неопределенным из-за трудностей определения масштабов движения в целом. Если задаться каким-то масштабом движения, например в качестве характерного масштаба иногда берут расстояние от поверхности земли до уровня максимальной скорости ветра, и формально подсчитать значение Re для атмосферы, то оказывается, что оно во много раз превышает критическое. Это означает, что движение в атмосфере всегда турбулентно.

Основными причинами, приводящими к турбулизации движений воздуха в атмосфере, являются контрасты полей температуры и скорости ветра. Эти контрасты, в свою очередь, порождаются следующими причинами: трение воздушного потока о поверхность земли и образование в нижней его части профиля скорости ветра с большими вертикальными градиентами;

неравномерное прогревание подстилающей поверхности и связанное с этим развитие термической конвекции;

процессы облакообразования, при которых происходит выделение тепла конденсации и изменение поля температуры и скорости ветра;

взаимодействие масс воздуха с различными характеристиками вблизи атмосферных фронтов, где велики контрасты температуры и скорости ветра;

деформация воздушных потоков горными препятствиями и возникновение волновых возмущений на подветренной их стороне.

Указанные процессы могут действовать одновременно, усиливая или ослабляя друг друга, создавая большую или меньшую степень турбулизации атмосферы.

Развитие атмосферной турбулентности обусловлено действием не только динамических, но и термических причин, вследствие чего число Re для описания возникновения турбулентности оказывается недостаточным даже тогда, когда можно оценить масштаб течения.

Критерием возрастания и убывания кинетической энергии турбулентных движений в термически стратифицированной атмосфере может быть безразмерное число Ричардсона

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\beta^2}, \quad (4.28)$$

где β — вертикальный градиент средней скорости ветра.

Число Ричардсона также имеет критическое значение, принято считать, что $Ri_{кр} = 1$. При $Ri < 1$ турбулентность имеет тенденцию к усилению, при $Ri > 1$ турбулентность затухает.

Многочисленные исследования возможности использования числа Ричардсона в качестве критерия, определяющего развитие турбулентности и, в частности, болтанку летательных аппаратов, дали противоречивые результаты. Это объясняется тем, что по своей физической сущности число Ri характеризует только отношение расхода энергии турбулентности, связанного с действием архимедовых сил, к поступлению энергии турбулентности, благодаря наличию в возмущенном слое атмосферы вертикальных градиентов скорости ветра, в то время как количество турбулентной энергии зависит от условий ее накопления за предыдущий период.

Для возникновения повышенной турбулентности благоприятно такое положение, когда малые значения β (большие величины Ri) в нижележащем слое переходят в большие значения β (малые значения Ri) в соседнем вышележащем слое: турбулентность начинается в слое

с большими значениями β , то есть в слое с резким усилением ветра.

Верхняя граница турбулентной зоны обычно связана с тем уровнем, вблизи которого наблюдается резкий переход от малых значений Ri к его большим величинам. Таким образом, наиболее благоприятными для развития турбулентности являются слои со значениями $Ri < 1$, которые снизу и сверху ограничены слоями с большими значениями Ri . Данных о толщине этих слоев почти нет, но их величина не должна быть как слишком малой, так и большой. При очень большом слое с малыми значениями Ri турбулентная энергия как бы рассеивается и турбулентность может либо отсутствовать, либо наблюдаться сверху и снизу данного слоя. Обычно число Ri целесообразно рассчитывать по слоям через 200—300 м.

Образование и развитие термиком всегда сопровождается турбулентностью, которая оказывает влияние на полет планера. Для корректной оценки этого влияния необходимо знать спектральную передаточную функцию [амплитудно-частотную характеристику (АЧХ)] планера на вертикальный порыв ветра.

Для оценки влияния турбулентных порывов вертикальной составляющей скорости ветра на динамику полета планера необходимо спектральную плотность возмущающего воздействия (в данном случае спектральную плотность вертикальных порывов ветра) перемножить с передаточной функцией планера на вертикальный порыв ветра. Произведенные автором оценки показали, что наибольшее влияние на полет планера Бланик оказывают турбулентные вихри с размерами 80—120 м.

5. ОБЛАКА

Облака представляют собой видимую совокупность взвешенных капель воды или кристаллов льда, находящихся на некоторой высоте над земной поверхностью. Облака образуются в результате конденсации или сублимации водяного пара. Конденсация водяного пара и облакообразование происходят в атмосфере или вследствие увеличения общего влагосодержания, или под влиянием понижения температуры воздуха. В реальной атмосфере играют роль оба фактора.

Важнейшим фактором, обеспечивающим образование

облаков, является охлаждение влажного воздуха, что может вызываться следующими причинами:

адиабатическим расширением при вертикальном подъеме воздуха;
турбулентным обменом;
излучением (радиационным выхолаживанием).

Охлаждение воздуха при его адиабатическом расширении происходит при уменьшении давления. Основная роль при этом принадлежит перемещению воздуха в более высокие слои атмосферы. При вертикальном подъеме воздух, содержащий ненасыщенный водяной пар, адиабатически охлаждается на 1° на каждые 100 м поднятия.

При сильно развитой конвекции воздух за несколько минут может подняться на высоту, измеряемую километрами, и охладиться весьма сильно.

Охлаждение воздуха, происходящее в результате турбулентного обмена и перемешивания, зависит от вертикального распределения температуры. При устойчивой стратификации верхние части слоя, охваченные турбулентным обменом, будут охлаждаться. Если такое охлаждение сопровождается турбулентным переносом водяного пара, близкого к состоянию насыщения, то при его конденсации могут образоваться слоистые облака.

Процесс охлаждения посредством излучения проявляется в слоях воздуха, содержащих большое количество водяного пара, а также пылинок, ядер конденсации, частиц, образующих дымку, и, в частности, в ночном охлаждении верхней границы облаков. В результате излучения часто появляются и иногда усиливаются ночные, сравнительно тонкие подинверсионные облака типа слоистых и слоисто-кучевых.

В природных условиях все эти процессы действуют совместно, взаимно накладываясь друг на друга. Однако решающая роль в образовании облаков всегда принадлежит вертикальным движениям воздуха.

Поскольку восходящие движения воздуха в атмосфере имеют различный характер, то возникающие облака отличаются большим разнообразием видов и форм. Вместе с тем у облаков есть сходные признаки, по которым их можно классифицировать.

5.1. КЛАССИФИКАЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ ОБЛАКОВ

В настоящее время различают две основные классификации облаков. Классификация по внешнему виду и высоте расположения над земной поверхностью (морфологическая классификация) и классификация по условиям образования (генетическая классификация).

В соответствии с первой классификацией облака подразделяются на основные формы, указанные в табл. 5.1.

Перистые облака имеют типичную волокнистую структуру. Белые, тонкие и серебристые на вид, они состоят из ледяных кристаллов. Если перистые облака располагаются на небе обособленно без связи с перисто-слоистыми или высокослоистыми, то они называются перистыми хорошей погоды. Если перистые облака расположены в виде полос или связаны с перисто-слоистыми или высокослоистыми, они обычно являются предвестниками плохой погоды.

Таблица 5.1

Основные формы облаков

Название	Символ	Высота, км нижней границы
Перистые	Ci	Верхний ярус >6
Перисто-слоистые	Cs	
Перисто-кучевые	Cc	Средний ярус 2—6
Высокослоистые	As	
Высококучевые	Ac	Нижний ярус <2
Слоистые	St	
Слоисто-кучевые	Sc	Облака вертикального развития
Слоисто-дождевые	Ns	
Кучевые	Cu	
Кучево-дождевые	Cb	

В грозовую погоду часто наблюдается особый вид перистых — перистые плотные (*Cirrus spissatus*), которые образуются из навален кучево-дождевых. Их часто называют ложными перистыми, потому что они плотные и обычно ниже обыкновенных перистых.

Перисто-слоистые представляют тонкий белесоватый

слой облаков, подобный вуали, охватывающий все небо и напоминающий молоко, а в других случаях имеющий волокнистую структуру. Перисто-слоистые облака часто дают гало* вокруг солнца и луны и служат признаком приближающейся плохой погоды.

Перисто-кучевые — обычно состоят из белых хлопьев облаков без теней, расположенных правильными рядами. Это самые высокие облака. В умеренных широтах они обычно располагаются на высоте 6—8 км, максимальные высоты могут быть 10—11 км. В низких широтах нижняя граница перистых и перисто-кучевых облаков может быть на высоте 15—17 км.

Высокослоистые облака представляются в виде серого облачного слоя, часто волокнистого строения, иногда волнистого, довольно плотные. Часто постепенно переходят в слоисто-дождевые облака.

Высококучевые имеют вид волн или хлопьев, часто развиваются из распадающихся высокослоистых. Важная разновидность высококучевых называется высококучевые башенкообразные (*Alto cumulus castellanus*). Их внешний вид напоминает обычные Ac, но в отдельных местах развиваются башенкообразные вершины, напоминающие миниатюрные кучевые облака. Они обычно указывают на изменения, направленные к появлению грозных облаков.

В некоторых разновидностях высококучевых облаков хорошо развита турбулентность.

Слоистые облака имеют вид сплошной серой пелены или разорванных облачных масс. Обычно образуются под слоем инверсии, высота нижней границы не превышает 300 м, а в холодное время года нередко слоистые облака опускаются до 100 м и ниже. Мощность облачного слоя редко превышает 600 м.

Слоисто-кучевые облака имеют вид больших глыбообразных масс или валов тускло-серого цвета со светлыми промежутками. Нижняя граница обычно располагается на высоте 600—1000 м, а в холодное полугодие на высоте 300—600 м. Толщина облачного слоя составляет несколько сот метров, но иногда достигает 1—2 км.

Слоисто-дождевые облака имеют вид темно-серого

* Гало — оптическое явление в атмосфере, связанное с преломлением и отражением света в ледяных кристаллах.

сплошного облачного покрова, закрывающего все небо. Высота нижней границы обычно составляет 300—500 м и меньше. Вертикальная мощность колеблется от нескольких сот метров до нескольких километров. Из этих облаков выпадают обложные осадки.

По условиям образования облака подразделяются на три группы: волнистообразные, слоистообразные, кучевообразные.

Волнистообразные облака образуются в результате волновых движений на границе слоя инверсии. Волны возникают в том случае, когда вышележащий теплый и нижележащий холодный воздух движутся относительно друг друга с различными скоростями. В гребне волны, где имеет место восходящее движение, происходят охлаждение воздуха и конденсация водяного пара, приводящая к образованию облачности.

К волнистообразным облакам относятся: слоистые, слоисто-кучевые, высококучевые, перисто-кучевые.

Слоистообразные облака образуются в результате упорядоченного восходящего движения воздуха со скоростями несколько сантиметром в секунду, что имеет место в циклонах вблизи фронтов. В подъеме участвуют огромные массы воздуха, поэтому образующиеся облака имеют вид сплошного массива, состоящего из слоисто-дождевых, высокослоистых, перисто-слоистых и перистых облаков.

К кучевообразным облакам относятся главным образом облака вертикального развития. В связи с тем, что облака вертикального развития представляют особый интерес для планеристов, рассмотрение их вынесено в отдельный раздел.

5.2. ОБЛАКА ВЕРТИКАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

Кучевые (*Cumulus*, Cu) и кучево-дождевые (*Cumulonimbus*, Cb) облака называются облаками вертикального развития, потому что они в основном развиваются по вертикали и могут одновременно находиться в нескольких ярусах. Так, кучево-дождевые облака иногда начинаются на высоте несколько сотен метров и простираются до высоты 10—16 км. Облака Cu и Cb являются конвективными облаками, возникающими при подъеме термиком выше уровня конденсации.

Кучевые облака подразделяются в порядке увеличения их вертикальной протяженности на кучевые облака хорошей погоды (Cu humilis, Cu hum), средние (Cu mediocris, Cu med) и мощные (Cu congestus, Cu cong).

Кучевые облака хорошей погоды характерны для летней антициклонической погоды, при которой благодаря нисходящим потокам воздуха на больших высотах образуется хорошо выраженная температурная инверсия на высоте около 2000 м, препятствующая дальнейшему развитию облаков по вертикали. Рис. 5.1, а показывает состояние атмосферы при образовании кучевых облаков хорошей погоды. В данном случае атмосфера неустойчива до высоты 2800 м, а нижняя граница Cu hum располагается на высоте около 2000 м.

На рис. 5.1, б показано термическое состояние атмосферы в случае образования мощных кучевых облаков, вертикальная протяженность которых, как правило, составляет 3—4 км. Такие кучевые облака еще не дают осадков и не развиваются в грозные облака. Объясняется это тем, что их вертикальное развитие прекращается при температуре около -10°C .

Планеристам следует знать, что осадки вообще выпадают из кучевых облаков только тогда, когда облако в своем вертикальном развитии достигает высоты, где температура воздуха равна -20°C . Это объясняется

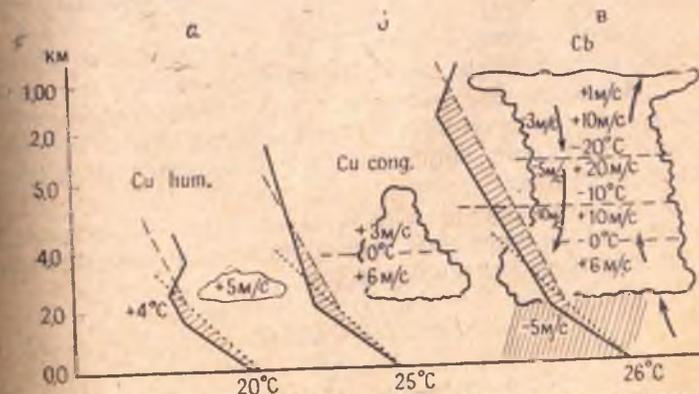


Рис. 5.1. Условия образования облаков вертикального развития: а — кучевые облака хорошей погоды; б — мощные кучевые облака; в — кучево-дождевые облака. Пунктиром обозначены сухая и влажная адиабаты

тем, что дождь, достигающий земли, должен быть достаточно крупнокапельным, иначе он испарится в воздухе. Достаточно крупные дождевые капли образуются почти исключительно из растаявших снежных хлопьев или кристаллов льда. Дождь у земли на высоте всегда бывает снегом.

В кучевом облаке замерзание облачных капель обычно происходит при температуре около -20°C . Во всем слое от 0 до -20°C в кучевых облаках преобладают переохлажденные капли воды, которые не могут дать дождя, но при соприкосновении с планером вызывают обледенение.

Если вершины *Cu cong* проникают в слои, где происходит оледенение верхней части облака, то оно превращается в кучево-дождевое или грозовое облако, дающее ливневые осадки иногда с градом.

Состояние атмосферы, при котором развиваются кучево-дождевые облака, показано на рис. 5.1, в. Здесь положительная энергия неустойчивости атмосферы (на рисунке заштрихована) достигает больших значений и простирается до высоты 10 км. С достижением тропопаузы восходящие потоки затухают, и облако расширяется в виде наковальни.

Кучево-дождевое облако развивается гораздо выше уровня, на котором температура достигает -20°C , так что в нем имеют место все условия для образования осадков.

Обычно в передней части кучево-дождевого облака со скоростями восходящих потоков более 20 м/с сильной турбулентности и осадков не наблюдается, в то время как тыловая часть облака сопровождается ливневыми осадками, нисходящими потоками и сильной турбулентностью.

Размеры термиков в кучевых облаках в среднем в 1,5—2 раза больше, чем под облаками, и увеличиваются с высотой по линейному закону

$$l \cong 27 + 0,015 h, \quad (5.1)$$

где h — высота в м, отсчитываемая вверх от основания облака.

Перегрев облачных термиков также увеличивается с высотой. Если вблизи основания облаков термики име-

ют наиболее вероятный перегрев около $0,1^{\circ}$, то в верхней половине облаков наиболее вероятный перегрев составляет $0,3—0,4^{\circ}$. При этом значительное количество термиков имеет перегрев более 1° , а в отдельных случаях — $3—4^{\circ}$. Перегрев термиков в облаках происходит за счет выделения скрытой теплоты конденсации.

Вертикальная скорость в любой точке облачной струи для высоты около $\frac{2}{3}$ толщины облака над его основанием определяется соотношением

$$W_y \cong 0,02 K^{1/2} \left(1 - \frac{r^2}{R^2}\right)^{1/2}, \quad (5.2)$$

где r — расстояние от оси струи до данной точки; R — радиус струи.

Таким образом, средние размеры, скорости и температуры термиков в развивающихся облаках растут с высотой практически во всей толще облака.

Вокруг вершин и сбоку растущих кучевых облаков располагается относительно широкая зона нисходящих компенсационных движений, скорость которых в несколько раз меньше скорости подъема воздуха в термиках.

Хотя пространственная структура внутриоблачных термиков изучена плохо, есть основания предполагать, что чаще всего они являются струями. В *Cu hum* — *Cu med* обычно наблюдается один, реже два-три индивидуальных термика. В *Cu cong* их число может доходить до четырех-пяти. В кучевых облаках хорошей погоды восходящие потоки занимают центральную часть облака и составляют 80—90% его сечения. Нисходящие потоки локализируются у границ облака, и обычно на их долю приходится 10—20% площади сечения. Скорости восходящих потоков составляют 5—10 м/с.

Планерист должен уметь отличать молодое развивающееся облако от старого разрушающегося. Округлые, четко ограниченные формы, ровное темное основание — внешние приметы активного развивающегося кучевого облака. Если вершина облака размыта, отделяются отдельные части и формы нечеткие, то не имеет смысла подлетать к такому облаку, так как оно уже прошло стадию зрелости и начинает разрушаться.

Отличительная особенность кучевых облаков хоро-

шей погоды состоит в том, что они при известных условиях не произвольно возникают и рассеиваются в воздухе, а обнаруживают закономерный порядок. Так, обычно при антициклонических условиях погоды в подинверсионном слое C_u *h*ит образуются на расстоянии друг от друга, приблизительно равном $2,5 H$, где H — высота неустойчивого слоя. Тогда при $H = 2$ км расстояние между облаками составляет примерно 5 км.

Если при этом наблюдается сильный ветер, то облака вытягиваются в длинные гряды по направлению ветра, образуя так называемые «облачные улицы». На рис. 5.2 приведены атмосферные условия при образовании «облачных улиц». Здесь на высоте 2 км расположе-

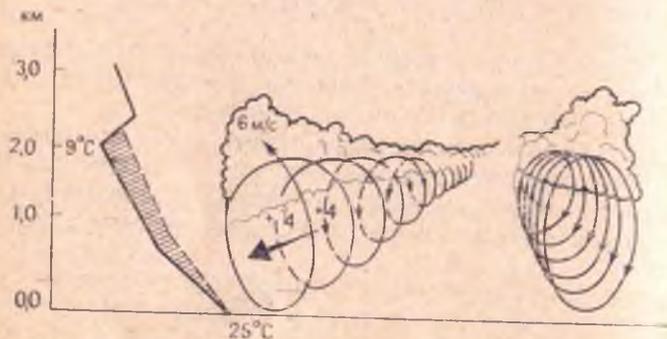


Рис. 5.2. Условия образования «облачных улиц»

на температурная инверсия, сопровождающаяся скачком ветра по скорости и направлению. В неустойчивом нижнем слое скорость ветра достигает 12 м/с, а выше инверсии ветер поворачивает с юго-запада на запад с уменьшением скорости до 6 м/с. Так как уровень конденсации в этот день расположен на высоте 1 км, образуются отдельные облачные цепи, или «облачные улицы», параллельные направлению ветра. Для «облачных улиц» также справедливо соотношение $D = 2,5 H$, где D — расстояние между «облачными улицами».

Над равнинами «облачные улицы» могут достигать длины 50—100 км. При скорости восходящих потоков под основанием облаков 3—5 м/с можно использовать большую часть этих потоков практически без потери высоты, достигнув большой путевой скорости полета.

6. ВЕТЕР

Ветер представляет собой горизонтальное движение воздуха относительно земной поверхности и характеризуется скоростью и направлением перемещения.

Непосредственной причиной возникновения ветра является неравномерное распределение давления по горизонтали. Как только создается разность атмосферного давления в горизонтальном направлении, сразу же возникает барический градиент (градиент давления), под действием которого воздух начинает перемещаться с ускорением в направлении барического градиента, то есть меньшего давления. По мере того как воздушная масса приобретает скорость, на нее кроме силы барического градиента начинают действовать сила отклоняющего действия вращения Земли (сила Кориолиса), сила трения, а при криволинейном движении, например в циклонах и антициклонах, — центробежная сила.

На метеорологических станциях наблюдения над ветром состоят из:

измерения средней скорости ветра за промежутки времени 2 или 10 мин (в зависимости от технических возможностей прибора);

определения максимального значения мгновенной скорости ветра за тот же промежуток времени (скорость ветра при порывах);

определения среднего направления ветра за 2 мин.

При непрерывной регистрации скорости и направления ветра определяется среднее значение скорости ветра за 1 ч, максимальное значение мгновенной скорости за 1 ч и направление ветра, соответствующее средней скорости за 1 ч.

Измерения скорости и направления ветра на станциях производятся анеморумбометрами М-63, М-63М или по флюгерам с легкой и тяжелой досками. Для непрерывной регистрации скорости и направления ветра применяются самописцы ветра (анеморумбографы) М-12 или М-64.

Датчики приборов должны быть установлены на метеоплощадке на высоте 10—12 м над поверхностью земли.

Принцип действия, указанных выше приборов, за исключением флюгера, основан на преобразовании измеряемых характеристик скорости и направления ветра в электрические величины, которые передаются по соединительным кабелям в соответствующие узлы измерительного пульта.

При наблюдениях по флюгеру определяют среднее направление ветра (откуда дует ветер) за 2 мин, а также среднюю скорость ветра за 2 мин и максимальное ее значение за эти же 2 мин.

6.1. ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЯ ВЕТРА С ВЫСОТОЙ

В связи с тем, что полеты планеров осуществляются в основном в пограничном слое атмосферы, рассмотрим характер изменения ветра с высотой прежде всего в этом слое. Для этого дадим определение пограничного слоя атмосферы.

Благодаря вязкому прилипанию и трению воздушно-го потока о земную поверхность вблизи нее образуются большие вертикальные градиенты скорости. Обычно эти градиенты выше критических значений, при которых наблюдается переход от ламинарного режима течения к турбулентному. Вследствие этого в нижних слоях атмосферы движение воздуха всегда носит турбулентный характер. Этот турбулизированный под влиянием подстилающей поверхности слой называется планетарным пограничным слоем атмосферы. Его толщина зависит от скорости внешнего потока (потока на большом расстоянии от земной поверхности — в свободной атмосфере, то есть геострофического ветра), от вертикальной стратификации, от размеров и формы неровностей подстилающей поверхности и составляет обычно 1,5—2 км.

Пограничный слой атмосферы характеризуется не только непрерывным ростом скорости от нуля до величины, соответствующей потоку в свободной атмосфере, но и закономерным изменением направления ветра. Последнее обусловлено влиянием силы Кориолиса.

В табл. 6.1 приведены профили ветра в пограничном слое атмосферы в зависимости от стратификации.

Таблица 6.1

Профили ветра в стратифицированном пограничном слое атмосферы на ст. Воейково

H, м	Неустойчивое состояние		Равновесные условия		Устойчивое состояние	
	V_H/V_g	Ψ	V_H/V_g	Ψ	V_H/V_g	Ψ
10	0,61	39	0,47	36	0,30	46
50	0,64	33	0,58	30	0,61	34
100	0,72	31	0,68	25	0,81	22
200	0,77	26	0,80	19	0,97	17
500	0,83	14	0,96	9	0,97	1
700	0,87	9	0,97	4	0,97	0
1000	0,94	3	1,00	2	0,99	
1500	0,98	0	1,00	0	0,99	
2000	0,99	-1	1,00			

Здесь: V_H — модуль скорости ветра на высоте H ; V_g — модуль скорости геострофического ветра; Ψ — угол отклонения ветра от геострофического, в градусах.

Хорошо видно (см. табл. 6.1), что при неустойчивой стратификации ветер как по скорости, так и по направлению медленно приближается к геострофическому ветру и достигает его значения на высоте около 2000 м. При равновесных условиях (безразличная стратификация) ветер достигает геострофического значения значительно быстрее уже на высоте 700—1000 м. При устойчивом состоянии (инверсионное распределение температуры с высотой) этот процесс идет еще быстрее и геострофический ветер наблюдается уже на высоте около 500 м. Соответственно изменяется и высота пограничного слоя атмосферы. При неустойчивой стратификации она будет наибольшей, а при инверсионных условиях — наименьшей.

Следовательно, хотя возникновение пограничного слоя вызвано чисто динамическими причинами, его толщина и структура существенно связаны с распределением температуры из-за влияния сил плавучести на энергию вихревых движений. Поскольку, в свою очередь, турбулентное перемешивание сказывается на вертикальном распределении температуры, то возникает обратное

действие турбулентности на режим температуры. Отсюда следует, что температурный профиль в пограничном слое атмосферы зависит не только от распределения и мощности источников тепла, но и от интенсивности турбулентности. Турбулентный обмен влияет и на вертикальное распределение ветра в пограничном слое.

Так, основной причиной хорошо выраженного в пограничном слое суточного хода скорости ветра является изменяющаяся в течение суток интенсивность турбулентного обмена. В отличие от температуры воздуха, суточные колебания которой обусловлены, в первую очередь, колебаниями температуры земной поверхности, на суточном ходе скорости ветра этот фактор не сказывается, так как скорость ветра при $H=0$ благодаря прилипанию в течение всех суток равна нулю.

Однако под влиянием турбулентного обмена происходит перераспределение количества движения между различными слоями и как следствие наблюдается суточный ход скорости ветра.

Рассмотрим суточный ход скорости ветра в пограничном слое. Днем с увеличением термической неустойчивости усиливаются вертикальный турбулентный обмен и взаимодействие нижних и верхних слоев атмосферы: в нижние слои увеличивается приток более быстро движущихся (по горизонтали) частиц с верхних уровней, в верхние — имеющих меньшую скорость горизонтального движения частиц с нижних уровней. По этой причине скорость ветра в нижнем слое днем (от земной поверхности до уровня H^*) возрастает, а в верхнем слое (выше H^*) убывает по сравнению со скоростью ветра ночью. Амплитуда суточного хода скорости ветра в умеренных широтах составляет 1—3 м/с.

Уровень H^* , называемый высотой обращения суточного хода скорости ветра, зависит в основном от интенсивности турбулентного обмена: при интенсивной турбулентности высота обращения составляет сотни, а при слабо развитой турбулентности — десятки метров. Пример суточного хода скорости ветра на различных высотах приведен на рис. 6.1.

Таким образом, в пограничном слое атмосферы ветер изменяется с высотой в основном под влиянием земной поверхности и турбулентного обмена.

В свободной атмосфере скорость ветра также изменяется с высотой по величине и направлению, но основную роль в изменении скорости здесь играют уже не силы трения, а изменение градиента давления под влиянием горизонтального градиента температуры. Действительно, в теплой воздушной массе атмосферное давление падает с высотой медленнее, чем в холодной. Это приводит к тому, что изобарические поверхности оказываются наклоненными в сторону более холодных масс. Но

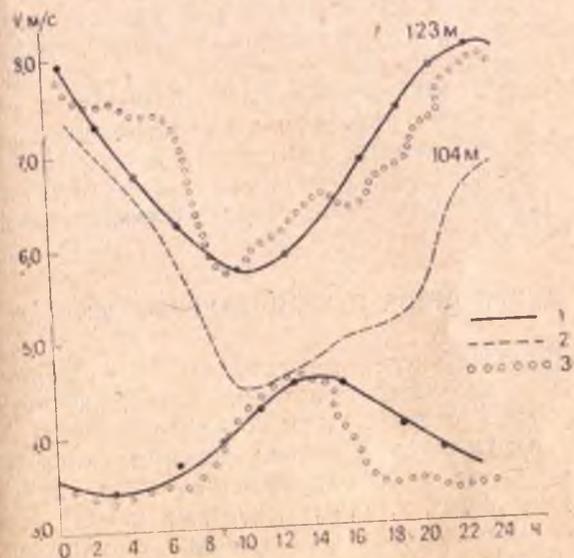


Рис. 6.1. Суточный ход скорости ветра по Л. Т. Матвееву:

1 — теоретические расчеты; 2 — наблюдения в Горьком; 3 — наблюдения в Потсдаме

тогда на любом уровне появляется барический градиент, направленный от теплой массы к холодной. Под его действием возникает движение воздуха, которое в установившихся условиях будет геострофическим, то есть ветер будет направлен по изобаре.

Таким образом, наличие горизонтального градиента температуры приведет к изменению барического градиента

ента и геострофического ветра, имевших место при отсутствии горизонтального температурного градиента.

В среднем скорость ветра в свободной атмосфере растет вплоть до стратосферы, а выше уменьшается с высотой. На уровнях, близких к тропопаузе (9—12 км), часто наблюдается так называемое струйное течение. Струйным течением называется перенос воздуха в виде узкого потока с большими скоростями (150—200 км/ч). Иногда скорость ветра в струйном течении достигает очень больших значений 400—600 км/ч и более.

Положение струйных течений совпадает с положением областей наиболее сильных меридиональных градиентов температуры в тропосфере, то есть с фронтальными зонами. Скорости ветра в этих областях растут с высотой в связи с наличием температурного контраста и достигают максимума вблизи тропопаузы. Еще выше, в стратосфере, струйные течения ослабевают и исчезают в связи с переменной знака меридионального градиента температуры.

6.2. СДВИГИ ВЕТРА И ТРОПОСФЕРНЫЕ МЕЗОСТРУИ

В результате экспериментальных исследований было установлено, что часто монотонное изменение направления и скорости ветра с высотой в пограничном слое атмосферы нарушается довольно резкими скачками как по скорости, так и по направлению. Эти нарушения обусловлены вертикальными сдвигами ветра и тропосферными мезоструями (приземными струйными течениями). В связи с тем, что оба эти фактора оказывают существенное влияние на полеты планеров и самолетов, рассмотрим их более подробно.

Согласно определению, принятому на IV сессии Комиссии авиационной метеорологии Всемирной метеорологической организации (КАМ ВМО), вертикальным сдвигом ветра называется разность векторов скорости ветра на границах определенного слоя атмосферы, получаемая путем вычитания вектора ветра на нижней границе этого слоя из вектора ветра на его верхней границе. Там же были установлены границы численных значений, соответствующих определенным качественным терминам.

Таблица 6.2

Величина вертикального сдвига ветра, измеренного в слое 100 футов (30,5 м), в различных единицах

Качественный термин	Узлы на 100 футов	м/с на 30,5 м	м/с на м
Слабый	0—4	0—2	0,000—0,067
Умеренный	5—8	2—4	0,068—0,138
Сильный	9—12	4—6	0,139—0,206
Очень сильный	>12	>6	>0,206

Хотя сдвиг ветра может произойти на любой высоте, он почти всегда имеет место в нижнем 100-метровом слое из-за трения воздушного потока о подстилающую поверхность. Исследования показали, что вертикальные сдвиги ветра порождаются не только динамическими причинами, их образование существенным образом зависит от стратификации атмосферы.

Самые большие сдвиги ветра обычно связаны с температурными инверсиями. Такие условия чаще всего возникают при ясном небе поздно вечером и рано утром, а также при резкой смене погодных условий в случае прохождения фронта или грозы. Инверсия (холодный воздух снизу, а теплый — сверху) приводит к созданию устойчивой массы воздуха, вследствие чего различные по своей плотности слои воздуха могут плавно скользить один по другому, достаточно долгое время не перемещаясь. В результате один слой воздуха может двигаться значительно быстрее и иногда совершенно в другом направлении, чем другой. Так возникают сдвиги ветра.

Чем сильнее инверсия температуры, тем больше может быть сдвиг ветра. Однако, как только начинает развиваться турбулентное перемещение, сдвиг ветра уменьшается, инверсия температуры со временем разрушается. Таким образом, хорошо развитая турбулентность не способствует образованию сдвигов ветра.

По данным У. М. Исамухамедовой, исследовавшей вертикальные сдвиги ветра в аэропортах Узбекистана, сильные сдвиги ветра в основном наблюдаются в нижнем слое атмосферы до высоты 500 м. Выше 500 м отмечаются единичные случаи. Наибольшее число сильных

сдвигов ветра падает на высоты 200—300 м. Экстремально сильные сдвиги ветра за пять лет исследований (1959—1963 гг.) наблюдались в Бухаре 5,5 м/с на 30,5 м в слое 300—390 м и Коканде 5,2 м/с на 30,5 м в слое 110—180 м.

Приведем пример образования вертикального сдвига ветра после прохождения грозы через пункт наблюдения 9 июня 1968 г. (см. табл. 6.3). Данные были получены на Высотной метеорологической мачте Института экспериментальной метеорологии и обработаны автором.

Таблица 6.3

Характеристики профиля ветра и температуры в пограничном слое атмосферы при прохождении ночной грозы 9 июня 1968 г.

H, м	До грозы			После грозы		
	t°C	\bar{V} , м/с	d, град	t°C	\bar{V} , м/с	d, град
8	20,9	312	2,31	0,63	15,4	310
49	21,3	308	4,49	1,60	15,5	315
121	20,8	301	7,19	2,62	16,6	305
217	20,0	314	3,81	2,90	20,2	75
301	19,3	320	1,46	2,34	19,6	90

До начала грозы в нижнем 300-метровом слое скорость ветра не превышала 3 м/с, медленно возрастая с высотой, направление ветра на всех уровнях было в пределах 300—320 градусов, профиль температуры воздуха имел нормальный вид с небольшой приземной инверсией, обусловленной суточным ходом температуры воздуха.

После прохождения грозы ситуация существенно изменилась: образовалась приподнятая инверсия температуры на высоте несколько выше 120 м, профиль ветра имел максимум скорости под инверсией на высоте около 120 м, а направление ветра, западное в нижних слоях, изменилось на восточное в слое выше 121 м. Таким образом, в слое 121—117 м образовался вертикальный сдвиг ветра 3,5 м/с на 30,5 м, что соответствует умеренному сдвигу ветра (см. табл. 6.2).

Вертикальные сдвиги ветра оказывают существенное влияние на взлет и посадку самолетов и планеров. Рассмотрим такой сдвиг ветра, при котором происходит

резкое увеличение встречной скорости ветра на последней прямой при заходе на посадку. В этом случае произойдет увеличение воздушной скорости и как следствие увеличение подъемной силы планера, что приводит к подъему планера выше намеченной траектории захода на посадку, и пилот может проскочить взлетно-посадочную полосу (ВПП).

В противоположном случае, когда сдвиг ветра вызывает резкое уменьшение встречной скорости ветра, резко уменьшаются воздушная скорость и подъемная сила планера, что может привести к недолету до ВПП.

Можно показать, что сдвиги ветра в ряде случаев вызывают боковой снос планера при заходе на посадку, что также чревато непопаданием на ВПП.

Таким образом, планеристы должны знать, что вертикальные сдвиги ветра, встречающиеся в нижних слоях атмосферы, представляют серьезную опасность для полетов планеров и самолетов.

Рассмотрим далее тропосферные мезоструи, наблюдающиеся в пограничном слое атмосферы на высотах 100—2000 м, а также иногда и выше в свободной атмосфере.

Воздушные потоки относительно большой скорости, ограниченные снизу и сверху потоками меньшей скорости, называются тропосферными мезоструями (в отличие от известных струйных течений, наблюдающихся под тропопаузой).

Превышение скорости ветра в мезоструях по сравнению со скоростью на более высоких уровнях, где ветер ослабевает, достигает 4—5, а в отдельных случаях — 10 м/с. Однако чаще всего перепад составляет 1—2 м/с. Обычно за критерий существования мезоструи принимается минимальный перепад скорости 2 м/с, тогда в нашем примере со сдвигом ветра (см. табл. 6.3) под инверсией температуры на высоте около 120 м прослеживается мезоструя с перепадом скорости около 3 м/с (см. рис. 6.2).

Скорость ветра в мезоструях, особенно в период их наиболее активного развития, оказывается больше геострофической. В отдельных случаях она превышает скорость геострофического ветра в три с лишним раза. Плавная эволюция мезоструй часто нарушается, так как в них наблюдаются резкое изменение скорости ветра и

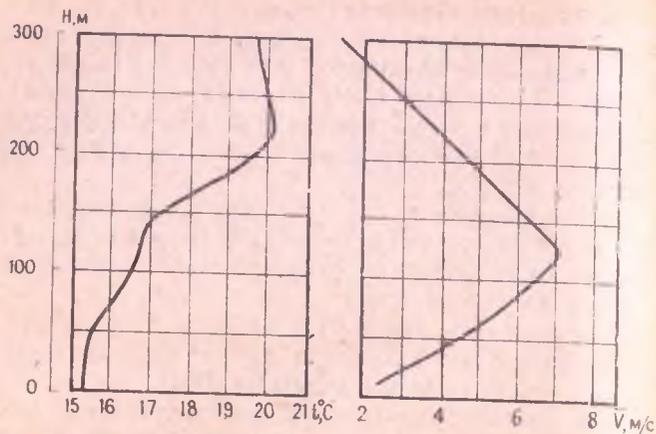


Рис. 6.2. Образование мезоструи в подинверсионном слое после прохождения грозы 9 июня 1968 г.

колебание высот самих мезоструй (днем высота расположения мезоструй обычно повышается по сравнению с утренними и вечерними часами). Изменение скорости ветра в них происходит вне связи с барическим градиентом. Мезоструи часто наблюдаются вблизи верхней границы ночной инверсии.

Исследования показали, что мезоструи чаще наблюдаются при наличии облаков и реже в ясную погоду. Типичным расположением мезоструи является подоблачный слой, где она способствует развитию облаков конвекции и препятствует развитию облаков, возникающих под влиянием динамической турбулентности. В тех случаях, когда мезоструя образуется под грядками кучевых облаков («облачными улицами»), создаются отличные условия для планерных полетов на скорость.

В настоящее время нет общепринятой теории образования тропосферных мезоструй. Наиболее удачным объяснением их возникновения можно считать предложенную Н. И. Новожиловым гипотезу о волновом характере мезоструи. Волновой характер мезоструи подтверждается как наличием волнистых облаков вблизи ее уровня, так и колебанием самого уровня мезоструи во времени и в пространстве, что обнаруживается по данным шаропилотных наблюдений. Таким образом, мезоструя, являясь результатом волновых движений данного слоя

атмосферы, может служить индикатором характера этих движений.

В заключение отметим, что тропосферные мезоструи и вертикальные сдвиги ветра часто сопутствуют друг другу и связаны с инверсией температуры в пограничном слое атмосферы. В мезоструях часто наблюдается повышенная турбулентность воздуха, усиливающаяся по мере приближения к оси струи, поэтому низко расположенные мезоструи также могут оказать неблагоприятное воздействие на самолет или планер при их взлете и посадке.

6.3. ПОНЯТИЕ О ДИНАМИЧЕСКОМ ПЛАНЕРНОМ ПОЛЕТЕ

Динамический планерный полет теоретически может быть осуществлен за счет энергии турбулентности воздушного потока.

Если при каких-то условиях турбулентные вихри, движущиеся со скоростями, большими, чем средняя скорость всего потока в целом, замедляются, то освобождающаяся при этом энергия в принципе может быть использована планером для набора высоты. Однако в связи с тем, что турбулентные пульсации скорости воздушного потока носят неупорядоченный хаотический характер, использовать их энергию для набора высоты на планере практически не представляется возможным. Поэтому перспективы осуществления динамического парения следует связывать с использованием больших градиентов скоростей, имеющих место в пограничном слое сильных горизонтальных течений воздуха. Такими течениями могут быть струйные течения, расположенные под тропопаузой, тропосферные мезоструи, сдвиги ветра, потоки, возникающие при обтекании препятствий, например гор.

Механизм получения дополнительной подъемной силы планером при полете против встречного усиливающегося ветра уже был описан выше при рассмотрении влияния вертикального сдвига ветра на посадку планера (см. разд. 6.2). Этот принцип и лежит в основе динамического парения планера.

Большим мастером динамического парения является птица альбатрос, которая в хорошо выраженном 15—20-метровом пограничном слое воздуха над морем

при большой скорости ветра может часами выполнять динамический полет по кривой.

Для выполнения динамического полета следует отбуксировать планер в слой с большими, все время возрастающими с высотой градиентами скорости ветра. Затем планерист должен войти в крутой скользящий полет с попутным ветром, чтобы набрать скорость, а затем начать маневры против ветра, поднимаясь по крутой кривой. Увеличивающаяся в каждый последующий момент скорость встречного потока воздуха должна позволить достигнуть по меньшей мере исходной высоты, после чего можно снова повторить маневр (см. рис. 6.3). Таким образом, сочетая скользящий полет и динамический подъем, можно провести довольно продолжительный полет.

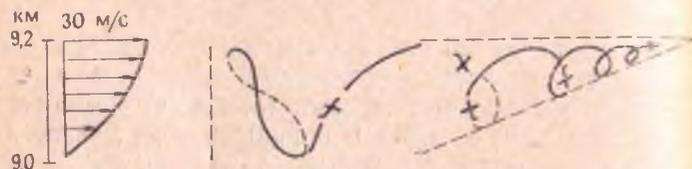


Рис. 6.3. Схема динамического полета на планере в пограничном слое струйного течения

Использование пограничных слоев тропосферных мезоструй, сдвигов ветра в пограничном слое атмосферы и других течений, расположенных на небольших высотах, практически невозможно для динамического парения планеров, так как выполнение описанных выше маневров на малых высотах очень опасно и может привести к столкновению с землей. Следовательно, реально может быть использовано только струйное течение, расположенное на большой высоте под тропопаузой.

Организация такого полета в будущем будет довольно сложным делом. Потребуется разработка планера повышенной прочности, оборудованного для высотных полетов, а также тщательная метеорологическая подготовка.

Таким образом, динамический планерный полет еще ждет своего первооткрывателя.

7. ОСНОВЫ ВОЛНОВОГО ПЛАНЕРНОГО ПОЛЕТА

Прежде чем перейти к описанию волновых планерных полетов, кратко рассмотрим основные виды волновых движений, наблюдающиеся в атмосфере.

Различают свободные (гравитационные) и вынужденные волны.

Волны, колебательное движение которых развивается за счет потенциальной энергии, называют гравитационными, или свободными невынужденными волнами. На развитие этих волн не оказывают влияния неровности рельефа или какие-либо другие препятствия. Типичными примерами свободных волн являются волны на воде, образующиеся под действием ветра или брошенного в воду предмета, а в атмосфере — волны, образующиеся вдоль задерживающих слоев (инверсий, изотермий, слоев с замедленным падением температуры с высотой).

Вынужденные волны образуются при обтекании воздушным потоком какого-либо препятствия, например гор или воздушной массы, резко отличающейся своими свойствами от свойств набегающего воздушного потока. В связи с этим вынужденные волны часто называют волнами препятствий — именно так мы будем называть их в дальнейшем.

7.1. ПОЛЕТ В ВОЛНАХ ПРЕПЯТСТВИЙ

Рассмотрим причины образования волн препятствий в атмосфере. Учитывая, что при переваливании воздушным потоком горного препятствия происходит заметное увеличение скорости потока непосредственно над вершиной, В. Парчевский приводит следующее объяснение природы волн препятствий. Увеличение скорости потока над препятствием согласно закону Бернулли обуславливает падение статического давления в нижнем слое воздуха, что приводит к уменьшению вертикального градиента давления. В результате сила атмосферного давления уже не уравнивает силу земного притяжения и происходит засасывание воздуха в подветренную сторону склона хребта, которое при

наличии в воздухе устойчивого равновесия будет иметь волновой характер (рис. 7.1).

Описанная деформация воздушного потока может вызываться как рельефом местности, так и газовыми препятствиями, лишь бы скорость движения ветра по отношению к подвижному газовому препятствию была большей, чем скорость перемещения газового препятствия. Это происходит, например, при наличии в атмосфере быстро движущихся холодных фронтов вторжения (см. разд. 2. 3. 5).

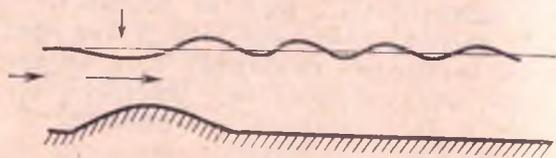


Рис. 7.1. Схема образования волн препятствий

В том случае, когда относительная скорость ветра над препятствием уравнивается со скоростью распространения волнового движения в направлении препятствия, наступает равновесие обоих этих движений, и волны препятствия становятся стационарными («стоячими»). Амплитуды стационарных волн достигают больших размеров, так как эти волны, находясь постоянно на небольшом удалении от препятствия, пополняются новыми импульсами.

В процессе волнообразования весьма важную роль играет температурная стратификация невозмущенного, набегающего на препятствие потока. Ее роль можно объяснить следующим образом. Если невозмущенный поток стратифицирован неустойчиво, то выведенная из первоначального состояния в момент набега на препятствие воздушная частица некоторое время будет двигаться в направлении возмущающего импульса. С прекращением влияния возмущающего импульса это движение прекратится, температура частицы, падающая почти адиабатически с высотой, станет равной температуре окружающего воздуха и подъемная сила обратится в нуль. В этом случае нет силы, которая возвратила бы частицу в исходное положение, поэтому она

не может совершать периодического колебательного движения.

В том случае, когда невозмущенный поток стратифицирован устойчиво, получившая возмущающий импульс и выведенная из первоначального состояния воздушная частица будет стремиться принять исходное положение. Достигнув первоначального уровня, частица по инерции будет продолжать движение. Всякий раз при пересечении частицей уровня своего первоначального положения (при движении вниз) будет возникать архимедова подъемная сила, которая вновь будет возвращать частицу к исходному уровню. Таким образом, воздушная частица будет совершать периодические колебательные движения. Следовательно, наличие устойчиво стратифицированного слоя воздуха является весьма важным условием образования и развития волн препятствий.

По-видимому, этим можно объяснить появление горных волн чаще всего в утренние и вечерние часы, когда атмосфера более устойчива, чем днем. Возможно, ночью горные волны возникают даже чаще, чем в утренние и вечерние часы, однако отсутствие наблюдений в ночные часы не позволяет проверить эту гипотезу.

Большое значение для образования и развития волн препятствий имеют направление и характер распределения скорости ветра с высотой. Для образования волновых движений у горного хребта необходимо, чтобы ветер дул перпендикулярно хребту с достаточной скоростью и чтобы скорость быстро и непрерывно возрастала с высотой, например: 10 м/с — у земли, 20 м/с — на высоте 2 км, 30 м/с — на высоте 4 км. Какой же должна быть минимальная скорость ветра для образования волн препятствий? Исследования показали, что она зависит от превышения препятствия относительно окружающей местности и составляет для гор высотой около 1 км 8—12 м/с на вершине горы.

Следовательно, наиболее благоприятные условия для образования волн препятствий наблюдаются в холодную половину года с октября по март, когда наблюдаются сильные ветры и атмосфера устойчива. Летом волновые движения образуются редко и только на больших вы-

сотах — выше кучевых облаков, где атмосфера сохраняет устойчивое состояние.

Чаще всего наблюдаются стационарные волны препятствий, и для их развития большое значение имеют орографические особенности расположения горных хребтов. Практика полетов в горных волнах показала, что наиболее мощные волны, распространяющиеся до больших высот, образуются в том случае, когда две следующие одна за другой горные цепи, расположенные перпендикулярно воздушному потоку, находятся на расстоянии, равном или кратном длине волны. В этом случае происходит явление, подобное резонансу, вследствие чего волны усиливаются и достигают больших высот.

Такие условия наблюдаются, например, в США между горными массивами Сьерра-Невада (Sierra Nevada) и Белыми горами (White Mountains). Расстояние между ними составляет примерно 50 км. В табл. 7.1 приводятся высоты полетов, достигнутые различными планеристами в стационарных волнах над этими горами по В. Георги.

Таблица 7.1

Пилот	Высота полета, км	Месяц и год
И. Робинсон (I. Robinson)	10,2	январь 1949
Л. Эдгар (L. Edgar)		
Х. Клифорт (H. Klieforth)	10,2	январь 1950
В. С. Ивенс (W. S. Ivans)	12,8	декабрь 1950
Х. С. Росс (H. C. Ross)		
Г. Дайберт (G. Deiberth)	13,4	март 1952
К. Е. Овгард (C. E. Oevgard)	16,8	декабрь 1951

Измерения длин волн в этих полетах показали, что над короткими волнами 10—15 км в нижнем течении располагаются высотные волны длиной 40—50 км.

Нижние, короткие, волны располагаются локально за отдельными хребтами, а высокие, длинные, — над всеми горами в целом.

В табл. 7.2 приводится схема расположения коротких и длинных волн с высотой.

Таблица 7.2

Волны	Высота, км	Скорость ветра, км/ч	Длина волны, км
Нижние, локальные	2—4	30—50	8—15
Средней высоты	4—8	50—100	40—50
Длинные, высотные	>8	>100	40—50

Приведенные данные показывают, что расстояние 40—50 км между хребтами соответствует длинам средних и высоких волн, а локальное членение горных хребтов определяет длины нижних волн. Таким образом, орография местности определяет характер волн.

Следует отметить, что обычно максимальная высота волн препятствий ограничивается высотой тропопаузы. Дело в том, что развитие волн препятствий предполагает неизменное по высоте направление ветра и непрерывное увеличение его скорости. Изменение направления ветра или сильное уменьшение скорости приводят к ослаблению и затуханию волновых движений. В тропопаузе, как правило, направление и скорость ветра довольно резко меняются и образуется слой инверсии температуры, в результате чего дальнейшее распространение волн с высотой прекращается. Поэтому верхнюю тропосферу вплоть до тропопаузы можно принять за верхнюю границу волновых планерных полетов. Полеты в стратосферу возможны только в редких случаях.

Так как верхняя граница тропопаузы повышается по направлению к экватору, то в Сьерра-Неваде, расположенной на 30° с. ш., стратосфера обычно начинается на высоте 13 км, то есть на 2 км выше, чем в наших широтах. Поэтому там возможны полеты до больших высот, чем в Европе.

Таким образом, в верхней тропосфере и стратосфере, как правило, господствуют длинные волны с малыми амплитудами, что обуславливает уменьшение волновых восходящих потоков с высотой. Короткие волны с максимальными амплитудами и сильными восходящими потоками располагаются преимущественно на малых и средних высотах. Переход от коротких волн к

длинным с увеличением высоты является причиной того, что волновые планерные полеты чаще всего имеют свой потолок в верхней тропосфере между 6-м и 9-м километрами.

Длина волны может быть выражена следующей зависимостью;

$$L = 63 V \sqrt{\frac{273 + t}{g(1 - \gamma)}} \quad (7.1)$$

Здесь: V — скорость ветра в м/с; t — температура воздуха в °С; γ — вертикальный градиент температуры в град./100 м; g — ускорение силы тяжести в м/с².

Приведенная зависимость показывает, что длина волны возрастает с увеличением скорости ветра и вертикального градиента температуры, причем скорость ветра оказывает большее влияние. Поэтому волны небольшой длины, но с большими амплитудами и скоростями восходящих потоков должны возникать в слоях с небольшими γ .

Исследования показали, что если скорость ветра равномерно увеличивается до высоты 10 км, то обычно развивается невозмущенное волновое движение. Если скорость ветра имеет хорошо выраженный максимум на средних высотах, а выше наблюдается уменьшение скорости, то на подветренной стороне гор в области ветрового максимума развиваются турбулентные роторные движения, которые только на больших высотах переходят в спокойное волновое течение. Эти роторные движения очень опасны, и, как показал полет Л. Эдгара в роторе Сьерра-Невады, сильная турбулентность может привести к разрушению планера в воздухе. Так, после успешного волнового полета до высоты 13 км Л. Эдгар попал внутри роторного вихря в такую турбулентность, что временно потерял зрение и впал в бессознательное состояние. Его планер разрушился, и пилот был выброшен из обломков планера. При падении парашют раскрылся, а в нижних слоях атмосферы к Л. Эдгару вернулось сознание, и он благополучно приземлился.

Если учесть, что длина волны зависит от скорости ветра и устойчивости атмосферы, как следует из формулы (7.1), то в тропопаузе при часто встречающемся здесь увеличении температуры с высотой и уменьшении скорости ветра длина волны может уменьшаться, а ее



Рис. 7.2. Схема волн препятствий в зависимости от распределения скорости ветра и температуры воздуха с высотой:

1 — профиль ветра; 2 — профиль температуры

амплитуда возрастет, вследствие этого волновые восходящие потоки могут снова увеличиться. Именно такие условия часто возникают над Сьерра-Невадой и благоприятствуют полетам до 13 км.

На рис. 7.2 показано типичное разделение стационарных волн препятствий на четыре слоя, различающихся длинами и амплитудами волн в зависимости от вертикального температурного градиента и скорости ветра.

Нижний слой термически неустойчив и под вершинами волн примерно на уровне высоты препятствия обнаруживает вертикальные круговые вихри-роторы. Над этим слоем располагается средний, очень устойчивый слой с инверсионным распределением температуры. В нем развиваются сравнительно короткие волны с большой амплитудой и хорошими восходящими потоками. Третий слой относится к верхней тропосфере и имеет относительно большой, примерно адиабатический вертикальный температурный градиент и большую скорость ветра. Развивающиеся в результате этого длинные волны с небольшими скоростями восходящих потоков вряд ли могут быть использованы для набора высоты, так как собственное снижение планера на этих высотах достигает 2 м/с и более. Поэтому этот слой обычно является потолком волнового полета, хотя выше располагается

четвертый слой, в котором при описанных выше условиях снова развивается волновое течение с короткими волнами и достаточно сильными восходящими потоками.

Для диагноза и прогноза развития волн препятствий в атмосфере Р. Скорер предложил критерий, дающий по данным радиозондирования оценку термической устойчивости и скорости ветра в возможных волнах. Критерий выражается волновым числом, изменение которого с высотой характеризует вероятность образования волновых движений.

$$l^2 \approx \frac{g}{V^2} \frac{\gamma_a - \gamma}{T} \quad (\text{м}^{-2}). \quad (7.2)$$

Здесь обозначения те же, что и в формуле (7.1). Если критерий Скорера l^2 в каком-либо слое над препятствием уменьшается с высотой, то это указывает на наличие волн в этом слое. В противном случае волны отсутствуют. Если критерий l^2 с высотой не меняется или меняется мало, то вопрос о наличии волн остается открытым. Обычно критерий Скорера рассчитывают по слоям (см. табл. 7.3).

Таблица 7.3

Пример расчета критерия Скорера по В. Георги

ΔH , км	0,5— —1,5	1,5— —2,5	2,5— —3,5	3,5— —5,5	5,5— —9,1	9,1— —9,5	9,5— —11,0	11,0— —11,2
l^2 , 1/м ²	0,0	6,0	2,2	1,0	0,0	0,1	0,3	0,5

В этом примере критерий l^2 имеет хорошо выраженный максимум в слое 1,5—2,5 км и другой, более слабый — в тропопаузе. Соответственно этому следует ожидать развитие волновых движений с хорошими восходящими потоками в слое около 4—5 км. Полеты планировщиков в этот день подтвердили в слое 3—5 км наличие волновых восходящих потоков со скоростями 6—10 м/с.

Вообще говоря, в реальной атмосфере значение критерия l^2 с высотой почти всегда должно уменьшаться, поскольку обычно скорость ветра с высотой увеличивается.

Это значительно затрудняет использование профиля критерия Скорера для диагноза подветренных волн. Поэтому для данной местности необходимо определить величину обычного уменьшения критерия l^2 по вертикали в случае, когда образование волн невозможно, и величину его уменьшения с высотой при благоприятных условиях волнообразования. Существует мнение, что в случае наличия волн наименьшее значение критерия Скорера в верхнем слое примерно в 9 раз меньше наибольшего его значения в нижележащих слоях.

Хорошим признаком образования волн препятствий могут быть чечевицеобразные облака. Тщательные наблюдения за облаками, находящимися в зоне вынужденных волновых движений, позволили установить, что во всех десяти основных видах облаков может развиваться вынужденное волновое движение. Следовательно, все виды облаков могут приобретать форму, более или менее характерную для чечевицеобразных. Чечевицеобразные облака обычно расположены на подветренной стороне препятствия, иногда над препятствием, но никогда не наблюдаются на наветренной стороне.

Таким образом, подводя итог, просуммируем основные условия образования волн препятствий в атмосфере.

Орографические условия.

1) Волны зависят от формы, протяженности и высоты гор. Эффективные волны образуются у высоких гор при больших скоростях ветра.

2) Чем шире горный массив, тем больше должна быть скорость ветра, чтобы образовались эффективные волны.

3) Если несколько горных цепей располагается параллельно, а воздушный поток направлен перпендикулярно им, и расстояние между цепями равно или кратно длине волны потока, то происходят резонанс и усиление волновых движений.

4) Наилучшей для волновых полетов является местность, образованная горным массивом с хребтами, расстояние между которыми равно или кратно длине волны.

Термодинамические условия.

1) При данной длине и амплитуде волны восходящий поток возрастает с увеличением скорости ветра.

2) Струйное течение образует над широкими горными массивами одну высокую волну всего массива, распо-

ложенную над короткими локальными волнами нижних слоев. Локальные волны образуются отдельными горами массива.

3) Хорошо выраженное роторное волновое движение возникает при максимуме скорости ветра приблизительно на высоте горного препятствия.

4) Эффективное волновое движение развивается при большой термической устойчивости атмосферы в нижних слоях и несколько большими вертикальными температурными градиентами в верхних слоях атмосферы.

Тактика полета в волнах препятствий изложена во многих работах, и мы в связи с ограниченным объемом учебного пособия на этом останавливаться не будем.

7.2. ПОЛЕТ В ИНВЕРСИОННЫХ ВОЛНАХ

Инверсионные волны относятся к свободным волнам и возникают только на границе двух различных по своим свойствам воздушных масс, разделенной инверсионным распределением температуры с высотой.

Температурные инверсии образуют поверхности раздела, вдоль которых происходит разрыв плотности воздуха, а также изменение направления и скорости ветра, или одновременно имеют место оба эти явления. Разрыв плотности воздуха вдоль инверсионного слоя возникает в результате того, что к уменьшению плотности воздуха, которое вызывается падением давления с увеличением высоты, добавляется уменьшение плотности, вызываемое повышением температуры с высотой (инверсией).

Наглядное представление о подобных поверхностях раздела дает водная поверхность, образующая пограничный слой между водой и воздухом и обнаруживающая скачок плотности.

Если ветер дует над водной поверхностью, то, как известно, возникают волны. Они вызываются ветровыми порывами, которые выводят частицы воды из состояния покоя и вынуждают их колебаться под действием силы тяжести около положения равновесия.

Подобным же образом в пограничном слое температурной инверсии возникают воздушные волны. Длина этих волн зависит от величины температурного и ветрового скачков и возрастает с увеличением ветрового скачка

и уменьшением температурного. Чаще всего возникают воздушные волны длиной 400—500 м.

Возникает вопрос, могут ли инверсионные волны иметь значение для планерных полетов? Ряд авторов считает, что вертикальные потоки инверсионных волн очень слабы (порядка 0,5 м/с) для того, чтобы их можно было использовать для парящих полетов. В большинстве случаев это, по-видимому, соответствует действительности, однако отмечены случаи, когда вертикальные скорости восходящих потоков в инверсионных волнах составляли 1—2 м/с и более. Один из таких примеров приведен на рис. 7.3.

Слой между 1000 и 1700 м на рис. 7.3 с инверсиями и изотермиями является волновым слоем. Инверсия между 1100 и 1200 м дает увеличение температуры на 1°C и скачок ветра около 3 м/с. Длина волны составила около 320 м. Разумеется, при незначительных величинах температурного и ветрового скачков нельзя ожидать больших вертикальных скоростей.

Максимальные скорости восходящих и нисходящих

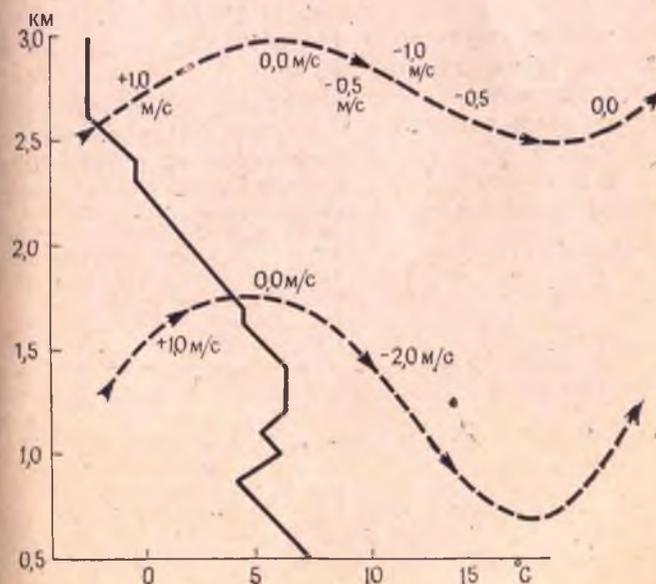


Рис. 7.3. Инверсионные волны 1 июля 1953 г. по В. Георги

движений в этот день составили 1—2 м/с. Между 2300 и 3200 м располагался другой инверсионный слой с волнами. В тонком слое от 2200 до 2400 м наблюдались волнистые облака. Вертикальные скорости в них составили от $-0,5$ м/с до $+0,8$ м/с.

Автору в районе г. Ессентуки 23 апреля 1966 г. удалось в качестве бортиженера совершить волновой полет на планере Бланик в

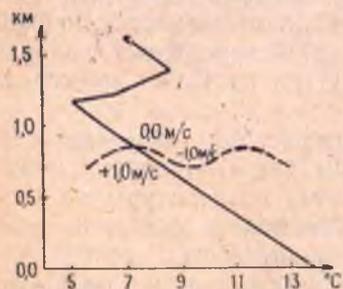


Рис. 7.4. Образование волновых движений в подинверсионном слое 23 апреля 1966 г.

полет на планере в инверсионных волнах вполне возможен. Особенно благоприятные условия создаются, когда одновременно с инверсионными волнами в неустойчивом подинверсионном слое образуются термические восходящие потоки воздуха.

Следовательно, полет на планере в инверсионных волнах вполне возможен. Особенно благоприятные условия создаются, когда одновременно с инверсионными волнами в неустойчивом подинверсионном слое образуются термические восходящие потоки воздуха.

лет на планере Бланик в подинверсионном слое (см. рис. 7.4). Волны были хорошо выражены не только в поле вертикальных скоростей воздуха, но и в поле температуры. Длина волны составляла около 430 м, максимальные вертикальные скорости были $\pm 1,5$ — $2,0$ м/с, средние — $0,6$ — $0,7$ м/с, а пульсации температуры — $\pm 1,2^\circ$ (средние) и $\pm 2,8^\circ$ (максимальные). Полет носил спокойный, плавный характер и продолжался около 20 мин, колеблясь около высоты 750 м.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

ТЕХНИКА СОСТАВЛЕНИЯ ПРИЗЕМНЫХ КАРТ ПОГОДЫ И КАРТ БАРИЧЕСКОЙ ТОПОГРАФИИ

При составлении основных приземных карт погоды главная задача заключается в том, чтобы нанести на карту как можно больше сведений о погоде при сохранении наглядности карты.

Местоположение метеорологической станции отмечается кружком, автоматические метеостанции отмечаются кружком, обрамленным треугольником, а станции, расположенные выше 500 м над уровнем моря, отмечаются квадрами.

Значения метеорологических элементов наносятся с помощью определенной системы цифр и условных знаков (символов) вокруг кружка станции в определенном порядке так, как это показано на рис. П. 1.1.

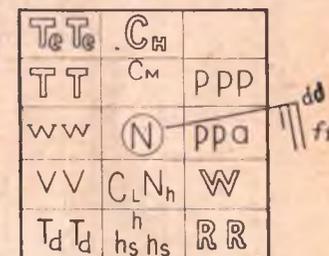


Рис. П. 1.1. Схема нанесения метеорологических данных на карту погоды

N — общее количество облаков в баллах (наносится в соответствии с гр. 2 табл. 1);

dd — направление ветра (обозначается стрелкой, «острием» которой является кружок станции);

ff — скорость ветра в срок наблюдения (обозначается оперением стрелки, причем длинное перо соответствует скорости ветра 5 м/с, а короткое — 2,5 м/с, при скорости 1 м/с стрелка оставляется без оперения, скорость ветра 25 м/с обозначается зачерненным треугольником. Когда на метеостанции штиль, она обводится двойным кружком);

VV — горизонтальная видимость в цифрах кода (наносится в соответствии с табл. 2);

WW — погода в срок наблюдения или за последний час перед наблюдением (наносится по коду КН-01, основные обозначения приведены в табл. 3). Если явление отмечалось в последний час перед наблюдением, то знак выносится за квадратную скобку влево, например: $\equiv]$, $']$ и т. д.;

PPP — атмосферное давление на уровне моря в мбар с десяти-

Таблица 2

Перевод цифр кода видимости VV в км

Цифры кода	км	Цифры кода	км	Цифры кода	км	Цифры кода	км
00	<0,1	81	35	90	<0,05	97	10
01	0,1	82	40	91	0,05	98	20
02	0,2	83	45	93	0,5	99	>50
				94	1	4X	>1
49	4,9	88	70	95	2	5X	>2
50	5,0	89	>70	96	4	6X	>4
						7X	>10

Пример нанесения метеорологических данных на карту погоды приведен на рис. П.1.2. Здесь общее количество облаков составляет 6 баллов, кучево-дождевая облачность 5 баллов, с высотой основания 600—1000 м, высококучевая просвечивающая — 1 балл.

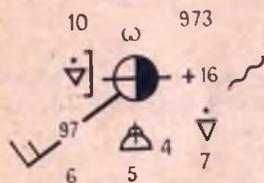


Рис. П. 1.2. Пример нанесения метеорологических данных на карту погоды. За последние 12 часов выпало 7 мм осадков.

В последний час перед наблюдением отмечался ливневый дождь, видимость 10 км. Атмосферное давление, приведенное к уровню моря, равнялось 997,3 мбар, величина барической тенденции +1,6 мбар, давление росло неравномерно. Температура воздуха 10°C, точки росы — 6°C. В момент наблюдения ветер юго-западный, 7—8 м/с. Между сроками наблюдений отмечались ливневые осадки.

Таблица 3

Таблица символов

- — Условия развития облаков неизвестны.
- — Облака рассеивались.
- — Состояние неба без изменений.
- — Облака развивались.

- ☁ — Видимость ухудшена из-за дыма.
- ∞ — Мгла.
- (S) — Пыльная или песчаная буря в поле зрения.
- ☼ — Дымка
- ⚡ — Гроза
- ☁ — Туман
- — Морось
- — Дождь
- * — Снег
- — Морось с дождем
- ▽ — Ливневый дождь
- ▽ — Град слабый

На карты абсолютной топографии каждой поверхности наносятся: высота изобарической поверхности ННН, толщина слоя между основными изобарическими поверхностями H_0, H_0, H_0 , температура на уровне изобарической поверхности (изобарическая тем-

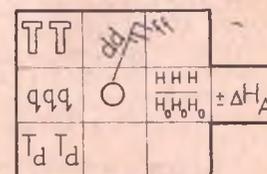


Рис. П. 1.3. Схема нанесения метеорологических данных на карты абсолютной топографии

пература) ТТ, точка росы T_d, T_d и удельная влажность qqq на уровне изобарической поверхности, направление ветра dd и скорость ветра ff. Схема нанесения этих данных на карту представлена на рис. П. 1.3.

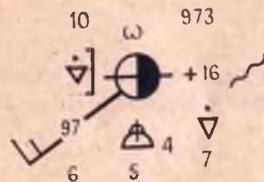
Величины ННН и H_0, H_0, H_0 наносятся в геопотенциальных декаметрах; ТТ и T_d, T_d — в целых градусах; qqq — в г/кг с десятиными долями.

Таблица 2

Перевод цифр кода видимости VV в км

Цифры кода	км	Цифры кода	км	Цифры кода	км	Цифры кода	км
00	<0,1	81	35	90	<0,05	97	.10
01	0,1	82	40	91	0,05	98	.20
02	0,2	83	45	93	0,5	99	>50
				94	1	4X	>1
49	4,9	88	70	95	2	5X	>2
50	5,0	89	>70	96	4	6X	>4
						7X	>10

Пример нанесения метеорологических данных на карту погоды приведен на рис. П.1.2. Здесь общее количество облаков составляет 6 баллов, кучево-дождевая облачность 5 баллов, с высотой основания 600—1000 м, высококучевая просвечивающая — 1 балл.



В последний час перед наблюдением отмечался ливневый дождь, видимость 10 км. Атмосферное давление, приведенное к уровню моря, равнялось 997,3 мбар, величина барической тенденции +1,6 мбар, давление росло неравномерно. Температура воздуха 10°C, точки росы — 6°C. В момент наблюдения ветер юго-западный, 7—8 м/с. Между сроками наблюдения отмечались ливневые осадки, за последние 12 часов выпало 7 мм осадков.

Рис. П.1.2. Пример нанесения метеорологических данных на карту погоды

Таблица 3

Таблица символов

- — Условия развития облаков неизвестны.
- — Облака рассеивались.
- — Состояние неба без изменений.
- — Облака развивались.

- ☁ — Видимость ухудшена из-за дыма.
- ∞ — Мгла.
- (S) — Пыльная или песчаная буря в поле зрения.
- ☁ — Дымка
- ☁ — Гроза
- ☁ — Туман
- ☁ — Морось
- — Дождь
- * — Снег
- ☁ — Морось с дождем
- ☁ — Ливневый дождь
- ☁ — Град слабый

На карты абсолютной топографии каждой поверхности наносятся: высота изобарической поверхности ННН, толщина слоя между основными изобарическими поверхностями Н₀ Н₀ Н₀, температура на уровне изобарической поверхности (изобарическая температура)

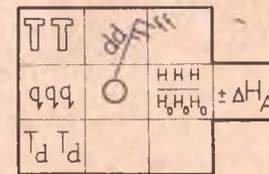


Рис. П.1.3. Схема нанесения метеорологических данных на карты абсолютной топографии

температура) ТТ, точка росы T_d, T_d и удельная влажность qqq на уровне изобарической поверхности, направление ветра dd и скорость ветра ff. Схема нанесения этих данных на карту представлена на рис. П.1.3.

Величины ННН и Н₀ Н₀ Н₀ наносятся в геопотенциальных декаметрах; ТТ и T_d T_d — в целых градусах; qqq — в г/кг с десятиными долями.

**ФОНОВЫЙ ПРОГНОЗ ТЕРМИЧЕСКОЙ КОНВЕКЦИИ
В УСЛОВИЯХ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОГОДЫ**

На основании проведенного в разд. 3.1 анализа можно дать рекомендации по составлению фонового прогноза термической конвекции в условиях антициклонического режима погоды. Прогноз термической конвекции в дневные часы предусматривает прежде всего оценку возможных синоптических условий, при которых достаточный прогрев подстилающей поверхности в неустойчиво стратифицированной массе воздуха вызывает конвективные движения в форме термиков. Немалую роль при этом играет увлажнение воздуха. Оно определяет, будут ли развиваться лишь облака кучевых форм без гроз или с грозами. Иногда при большой сухости воздуха развитие термической конвекции вообще не приводит к образованию облаков. В такие дни планеристам особенно трудно находить термики.

Исходными материалами для составления фонового прогноза термической конвекции являются: приземная синоптическая карта за 03 часа текущих суток, кольцевые карты погоды за 06 и 09 часов, карты барической топографии АТ-850, АТ-700, АТ-500, ОТ 500 за 03 часа, утренние данные (03—06 часов) вертикального зондирования атмосферы по району прогнозирования. Дополнительно используются прогностические карты погоды, составляемые Гидрометцентром СССР.

Следует придерживаться следующего порядка составления фонового синоптического прогноза:

1) Анализ истории синоптических процессов и их текущего состояния помогает установить общую тенденцию в развитии процессов.

2) Дается прогноз эволюции и направления перемещения барического образования, используя известные положения, изложенные в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды.

3) По исходным картам (приземной и АТ-700) и прогностической карте АТ-700 составляется приземная прогностическая карта по району обслуживания или используется приземная прогностическая карта, составляемая Гидрометцентром СССР.

При составлении прогноза условий термической конвекции по ограниченному району необходимо спрогнозировать следующие характеристики:

максимальную температуру у поверхности земли на 15 часов по нескольким пунктам в радиусе 300 км;

температуру на АТ-850 по тем же пунктам, на основании чего определяются $\gamma^{\circ}/100$ м по району обслуживания, а конкретные значения γ картируются;

скорость ветра у поверхности земли путем определения по приземной прогностической карте погоды с учетом местных условий; форму и количество облаков на 15 часов.

Следует отметить, что с развитием облачности температура в пограничном слое может существенно меняться. В дневные часы с

увеличением количества облаков термическая конвекция существенно развивается лишь до тех пор, пока «просветов» в облаках достаточно для поддержания прогрева подстилающей поверхности.

Анализ планерных полетов над ЕТС совместно с синоптическими материалами позволил установить значения средних вертикальных градиентов температуры в слое земля — 850 мбар — поверхность, скорости ветра у поверхности земли, количество облаков кучевых форм и ожидаемый тип воздушной массы (согласно приведенной в разд. 3, 1 типизации), благоприятствующие развитию термической конвекции в пограничном слое атмосферы. Благоприятные условия для развития термической конвекции и проведения планерных полетов будут иметь место, если:

1) Средний вертикальный градиент температуры в приземном слое (земля — 850 мбар) в дневные часы составляет не менее $0,8^{\circ}/100$ м.

2) Скорость ветра у поверхности земли не более 8 м/с, оптимальные условия при штиле или 3—5 м/с.

3) Ожидается развитие облаков кучевых форм в количестве не более 5—6 баллов.

4) В районе, для которого составляется прогноз, ожидается масса воздуха с северо-западным (тип 1), северо-восточным (тип 2) или западным (тип 4) типами антициклонических процессов.

Как показал анализ синоптических материалов, в стационарных антициклонах наибольшие значения γ отмечаются лишь на 2-й или 3-й день после их формирования.

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

**МЕТОДЫ РАСЧЕТА ВЕРТИКАЛЬНЫХ СКОРОСТЕЙ ВОЗДУХА
В ТЕРМИКАХ**

Здесь будут даны элементарные формулы для расчета вертикальной скорости воздуха в термиках на основе метода частицы и метода слоя. Некоторые из них могут быть использованы планеристами в оперативной практике.

1) Оценка W_y по известной энергии неустойчивости.

Определение энергии неустойчивости дано в разделе 4.1. Возвращаясь к формуле (4.8), представим ее в форме

$$dE = \frac{d^2 H}{dt^2} dH. \quad (\text{п. 3.1})$$

Так как $dH/dt = W_y$, перепишем выражение (п. 3.1) в следующем виде

$$dE = \frac{dW_y}{dt} dH = W_y dW_y$$

или

$$dE = d\left(\frac{W_y^2}{2}\right).$$

Интегрируя последнее выражение от некоторого исходного уровня H_0 , где $W_y = W_{y_0}$, до уровня H , где скорость равна W_y , получим

$$W_y^2 - W_{y_0}^2 = 2E,$$

или

$$W_y = \sqrt{2E + W_{y_0}^2},$$

где E — энергия неустойчивости во всем слое от H_0 до H .

Полагая, что на исходном уровне у земной поверхности $W_{y_0} = 0$, получим

$$W_y = \sqrt{2E}. \quad (\text{П.3.2})$$

Автор провел исследование формулы (П.3.2), сопоставляя расчетные значения вертикальной скорости W_{y_p} с фактически измеренными в атмосфере W_{y_ϕ} (рис. п.3.1). Представленный на рис. п.3.1 корреляционный график показывает большой разброс точек (коэффициент корреляции $K = 0,56$), расчетные значения

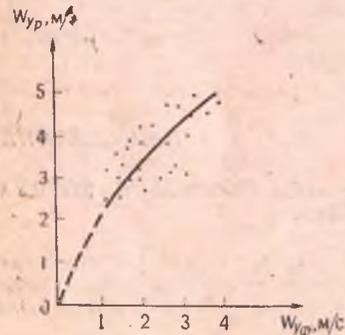


Рис. П. 3.1. Зависимость расчетных значений вертикальной скорости W_{y_p} по формуле (П.3.2) от фактически измеренных W_{y_ϕ}

скоростей в 1,5—2 раза выше фактически наблюдавшихся. Учитывая, что в основе формулы (п. 3.2) лежит метод частицы, предполагающий адиабатический подъем воздуха без турбулентного обмена с окружающей средой, расчетные значения скоростей и должны быть выше фактически наблюдаемых в атмосфере. В связи с этим можно считать, что теоретически рассчитанные и экспериментально измеренные значения вертикальных скоростей воздуха удовлетворительно согласуются между собой.

Для оперативной оценки вертикальных скоростей поступают следующим образом. Данные дневного зондирования атмосферы (с помощью самолета или планера) наносят на миллиметровку, проводят сухую и влажную адиабаты, выделяют площадь с положительной энергией неустойчивости. Энергия неустойчивости определяется по формуле

$$E = \kappa Q \text{ (м}^2/\text{с}^2\text{)}, \quad (\text{п. 3.3})$$

где Q — площадь, соответствующая положительной энергии неустойчивости на графике, в мм^2 , κ — коэффициент пропорциональности в $\text{м}^2/\text{мм}^2\text{с}^2$. Если масштаб выбран так, что 10 мм ординаты соответствует 100 м высоты, а 10 мм абсциссы — 1°C температуры, то $\kappa = 3,4 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{мм}^2\text{с}^2$. По известному значению E определяют W_y по формуле (п. 3.2), затем расчетное значение W_y уменьшают в 1,5—2 раза в соответствии с рис. п. 3.1.

Отметим, что оценка W_y по известному значению энергии неустойчивости является довольно грубой и приближенной, однако она позволяет быстро определить примерное значение ожидаемых скоростей в термиках.

2) Расчет по формуле И. В. Васильченко

И. В. Васильченко показал, что вертикальная скорость восходящего потока воздуха может быть рассчитана на любом уровне H по формуле:

$$W_y^2 = W_{y_0}^2 + 2\lambda\vartheta_0(H - H_0) + \lambda(\bar{\gamma} - \gamma_a)(H - H_0)^2 \quad (\text{п. 3.4})$$

при условии, если кривая стратификации представляет собой ломаную линию и подъем происходит практически без перемешивания с окружающей средой, то есть адиабатически. При расчете принимается, что на нижнем уровне $W_{y_0} = 0$ и $H_0 = 0$, а $\vartheta_0 \geq 0$ (ϑ_0 — разность в градусах Цельсия между кривой состояния и кривой стратификации), $\lambda = g/\bar{\gamma}$ — отношение ускорения силы тяжести к температуре воздуха.

Вычислив W_y для первого уровня, нужно принять полученное значение W_y за W_{y_0} для расчетов на следующем уровне, пожив H_0 равным высоте первого уровня.

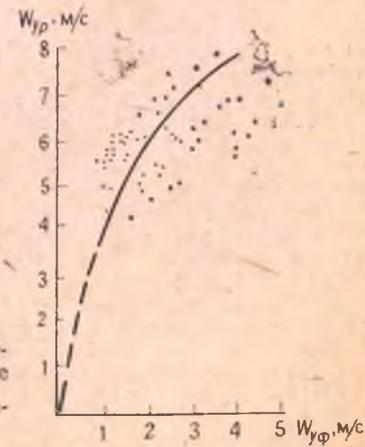


Рис. П. 3.2. Зависимость расчетных значений W_{y_p} по формуле (П.3.4) от фактически измеренных W_{y_ϕ}

Проведенное автором исследование этой формулы показало, что так же, как и в предыдущем случае, расчетные значения вертикальных скоростей намного превышают фактически наблюдаемые (в среднем в 2,5—3 раза, см. рис. П.3.2). При использовании формулы И. В. Васильченко необходимо вводить поправку к расчетам в соответствии с рис. П.3.2.

3) Расчет W_y по известному диаметру термика и его перегреву

Используя уравнение для ускорения перегретой частицы воздуха (4.5) и представление о термике в форме пузыря с учетом его лобового сопротивления, запишем

$$M \frac{dW_y}{dt} = g M \frac{T' - T}{T} - F c \frac{\rho}{2} W_y^2, \quad (\text{П. 3.5})$$

где $M = 4/3 \pi r^3 \rho'$ — масса воздуха пузыря; $F = \pi r^2$ — поперечное сечение; r — радиус пузыря; c — коэффициент сопротивления.

Подставляя в (П.3.5) выражения для M и F , получаем

$$\frac{dW_y}{dt} = g \frac{T' - T}{T} - \frac{3}{8} \frac{c}{r} W_y^2. \quad (\text{П. 3.6})$$

Принимая $\frac{3c}{8} = \frac{9}{4R}$, где R — радиус кривизны переднего фронта пузыря, равный примерно $2r$, для установившегося движения ($dW_y/dt=0$) можно записать

$$W_y = \sqrt{\frac{4}{9} \frac{Rg}{T} (T' - T)} = 2,1 \sqrt{R \frac{\Delta T}{T}} \text{ м/с}, \quad (\text{П. 3.7})$$

где ΔT — разность температур поднимающегося термика и окружающего воздуха на данном уровне (перегрев термика); T — температура воздуха на данном уровне в кельвинах.

Экспериментальная проверка формулы (П.3.7) показала довольно высокую степень корреляции ($\kappa = 0,93$) между рассчитанными и фактически измеренными значениями вертикальных скоростей в термиках (рис. П.3.3).

Представляют интерес также зависимости максимальных скоростей в термиках от среднего перегрева (рис. П.3.4) и среднего превышения отношения смеси (рис. П.3.5), построенные по данным автора и Б. Вудворд.

К сожалению, формула (П.3.7) не может быть использована для оперативной оценки W_y , так как размеры и перегрев термиков априори неизвестны. Однако, если оборудовать планер чувствительным и малоинерционным термометром для определения перегрева термиков в полете, для оценки W_y могут быть использованы графики типа рис. П.3.4. То же можно сказать в отношении влажности, так как термик всегда более влажный, чем окружающая его среда.

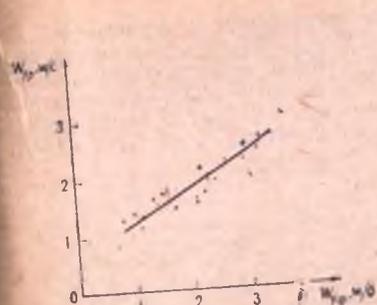


Рис. П.3.3. Зависимость расчетных значений $W_{y\phi}$ по формуле (П.3.7) от фактически измеренных $W_{y\phi}$

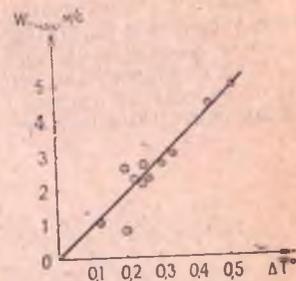


Рис. П.3.4. Зависимость $W_{y_{\max}}$ в термике от его среднего перегрева ΔT

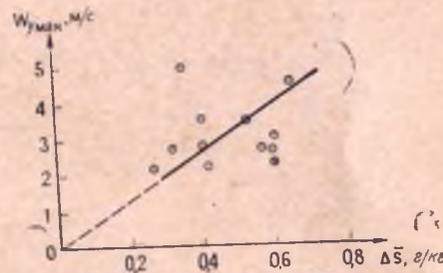


Рис. П.3.5. Зависимость $W_{y_{\max}}$ в термике от среднего превышения влажности в нем (отношение смеси ΔS)

4) Расчет прогностических значений $W_{y_{\max}}$ в термиках на период максимального развития конвекции в подоблачном слое атмосферы по методу слоя

Практические приемы расчета характеристик конвективных облаков с использованием метода слоя по данным радиозондирования и их увязка с параметрами подоблачной конвекции применительно к потребностям планирования изложены в работах (4, 5, 6, 13). Следуя этим работам, приведем основные этапы расчета и определения прогностических значений $W_{y_{\max}}$ на период максимального развития конвекции на примере радиозондирования в пункте Рязань 12 июля 1967 г.

Данные радиозондирования за 3 часа наносятся на бланк аэрологической диаграммы, а по исходным значениям точек росы и прогнозируемой на день максимальной температуры воздуха опре-

деляется конвективный уровень конденсации и температура T этом уровне в градусах абсолютной шкалы. Затем производится выделение слоев (выше уровня конденсации) с постоянными вертикальными градиентами температуры и проводятся влажные адиабаты от нижней до верхней границы каждого слоя, где отсчитываются положительные или отрицательные значения $T_v - T$ (рис. П. 3.6).

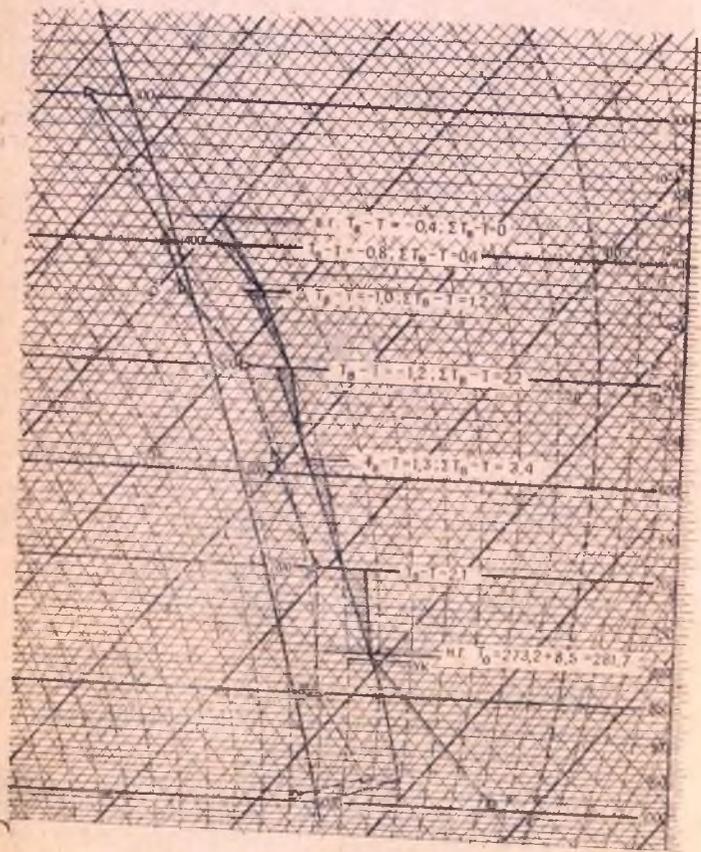


Рис. П. 3.6. Пример нанесения исходного фактического материала радиозондирования на аэрологическую диаграмму и определения вертикальной мощности облака ΔH

Здесь T — фактическое значение температуры на верхней границе слоя, T_v — температура воздуха, поднявшегося от нижней до верхней границы выделенного слоя по влажной адиабате.

Установлено, что связь между скоростью восходящих потоков в облаке v и некоторыми другими характеристиками атмосферы может быть в упрощенном виде выражена следующей формулой:

$$\Delta(v^2) = \frac{g\Delta H}{3T_c} \sum_{k=1}^n (T_v - T)k. \quad (\text{П. 3.8})$$

В формуле (П. 3.8) v в м/с; g — ускорение силы тяжести, в м/с²; $\Delta H = \sum_{k=1}^n \Delta H_k$ — вертикальная мощность облака в м; k — номер слоя. При этом предполагается, что вертикальные потоки на уровне основания облака отсутствуют, а развитие облаков прекращается на уровне, определяемом из условия

$$\sum_{k=1}^n (T_v - T)_k = 0. \quad (\text{П. 3.9})$$

Условие (П. 3.9) соответствует верхней границе, до которой возможно развитие конвективных облаков в данных метеорологических условиях. Формирование облака происходит в слое, где $\sum_{k=1}^n (T_v - T) > 0$, который является облакообразующим. Нижняя часть облакообразующего слоя (от основания облака до высоты, где $\sum_{k=1}^n (T_v - T)_k$ достигает своего максимального значения) является

слоем активной конвекции. Избыток энергии влажнонеустойчивости активного слоя облачной конвекции реализуется в более высоких слоях с отрицательным запасом конвективной энергии (облачный слой проникающей конвекции), где восходящие движения испытывают торможение, в результате чего вертикальная скорость уменьшается до уровня верхней границы облакообразующего слоя, где она становится равной нулю.

Производя вычисления от слоя к слою, начиная от конвективного уровня конденсации, можно найти максимально возможную расчетную вертикальную мощность конвективного облака ΔH .

Подставляя все найденные значения параметров в формулу (П. 3.8), можно определить v . Однако выражение (П. 3.8) не учитывает особенностей синоптической обстановки и вертикальной структуры ветра, поэтому в качестве показателя интенсивности внутрооблачной конвекции принимается так называемая эффективная скорость восходящих потоков в облаках $v_{\text{эф}}$, которая вычисляется по известному значению v с поправками на вертикальную

Таблица 1

Схема расчета вертикальной мощности конвективных облаков по методу слоя (Рязань, 12 июля 1967 г., радиозондирование за 3 часа)

	p , мбар	T , град.	H , м	$T_{в}-T$, град.	$\Sigma(T_{в}-T)$, град.	$\Delta H k$, м	$\Sigma(\Delta H) k$, м
н. г.	800	8,5	2000	—	—	—	—
	700	1,2	3080	2,1	2,1	1080	1080
	586	— 8,2	4480	1,3	3,4	1400	2480
	500	—15,5	5700	—1,2	2,2	1220	3700
	437	—22,2	6700	—1,0	1,2	1000	4700
	400	—27,2	7350	—0,8	0,4	650	5350
в. г.	380	—29,8	7750	—0,4	0,0	400	<u>5750</u>

структуру ветра и синоптическое положение. Расчет $v_{эфф}$ довольно сложен, что ограничивает его использование в оперативной работе. В связи с этим была установлена корреляционная связь параметра $\Delta t/\Delta \bar{\gamma}^*$ с показателем интенсивности внутриаоблачной конвекции $v_{эфф}$ (рис. П. 3.7). Здесь Δt — перегрев (разница температур

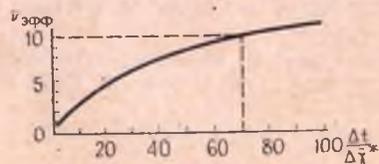


Рис. П. 3.7. График для определения $v_{эфф}$

поднимающегося объема воздуха и окружающего воздуха), $\Delta \bar{\gamma}^* = \gamma_a - \bar{\gamma}^*$, где γ_a — сухоадиабатический градиент температуры; $\bar{\gamma}^*$ — средний вертикальный градиент температуры в конвективном слое.

Отношение $\Delta t/\Delta \bar{\gamma}^*$ является параметром, увязывающим внутриаоблачную и подоблачную конвекцию, и определяется с помощью номограммы, представленной на рис. П. 3.8. Откладывая по оси ординат этой номограммы значения ΔH , вычисленные по методу слоя (см. табл. 1), а по оси абсцисс — дефицит точки росы ($t_0 - \tau_0$) на период максимального развития конвекции, снимают значения $\Delta t/\Delta \bar{\gamma}^*$, представленные на номограмме наклонными прямыми линиями.

Расчетные значения $v_{эфф}$ сопоставлялись с фактическими значениями максимальных скоростей $\bar{W}_{у макс}$ восходящих потоков в термиках подоблачного слоя. Обнаруженная взаимосвязь между величинами, связанными с качественно различными характеристиками процесса внутриаоблачной и подоблачной конвекции, оказалась достаточно тесной (для близких по физическим свойствам воздушных

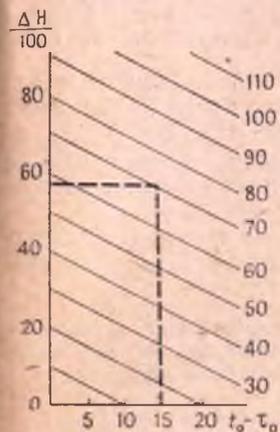


Рис. П. 3.8. Номограмма для определения параметра $\Delta t/\Delta \bar{\gamma}^*$

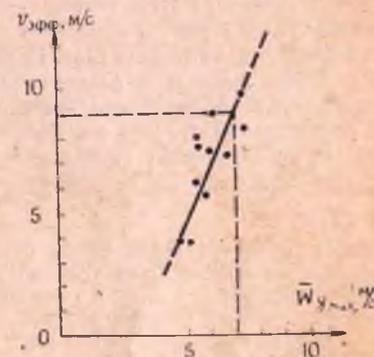


Рис. П. 3.9. График корреляционной связи рассчитанных значений $v_{эфф}$ и максимальных скоростей в термиках $\bar{W}_{у макс}$, осредненных по спиральям

масс) и потому может быть принята в качестве прогностического признака (рис. П.3.9). Полученное корреляционное уравнение имеет вид

$$\bar{W}_{у макс} = 3,12 + 0,43 v_{эфф}. \quad (\text{П. 3.10})$$

На основании практического опыта можно считать установленными следующие критерии условий парения планеров в подоблачном слое атмосферы в зависимости от $\bar{W}_{у макс}$;

удовлетворительные условия $3,0 < \bar{W}_{у макс} < 5,5$ м/с; такие условия позволяют производить тренировочные полеты в районе аэродрома и даже разыгрывать упражнения по 100-км треугольнику; хорошие условия $5,5 < \bar{W}_{у макс} < 8,0$ м/с; очень хорошие условия $\bar{W}_{у макс} > 8,0$ м/с. Эти условия (в особенности при $\bar{W}_{у макс} > 8,0$ м/с) позволяют

разыгрывать усложненные упражнения, например 300-км или 500-км треугольники.

Таким образом, для определения прогностического значения $\bar{W}_{у\max}$ на период максимального развития конвекции в подоблачном слое атмосферы и условий парения планеров необходимо:

1) рассчитать (по исходным данным утреннего радиозондирования и прогнозу максимальной температуры воздуха на день), используя метод слоя, максимально возможную при данных условиях вертикальную мощность конвективных облаков ΔH по схеме (см. табл. 1);

2) используя вычисленное значение ΔH и ожидаемый на период наибольшего развития конвекции дефицит точки росы ($t_0 - \tau_0$), найти с помощью номограммы (рис. П. 3.8) параметр $\Delta t / \Delta \gamma^*$;

3) по параметру $\Delta t / \Delta \gamma^*$ найти на корреляционном графике (рис. П. 3.7) эффективное значение скоростей восходящих потоков в конвективных облаках максимального развития $v_{эфф}$;

4) по известному значению $v_{эфф}$ используя график П. 3.9, определить значение $\bar{W}_{у\max}$ на период максимального развития конвекции;

5) используя связь высот оснований конвективных облаков со слоями наимыгоднейших условий парения планеров (см. рис. 4.10), определить высоту нижнего уровня и вертикальную мощность слоя наимыгоднейших условий полета.

В нашем примере $\Delta H = 5750$ м дефицит точки росы (разность между температурой воздуха и точкой росы) $t_0 - \tau_0 = 27^\circ - 12,5^\circ = 14,5^\circ$ (см. рис. П. 3.6) по номограмме (рис. П. 3.8) определяем параметр $\Delta t / \Delta \gamma^* = 71$, а по графику П. 3.7 — $v_{эфф} = 9,0$ м/с, по $v_{эфф}$, используя рис. П. 3.9, получаем искомое значение $\bar{W}_{у\max} = 7,1$ м/с. Следовательно,

условия парения планеров в этот день можно считать хорошими. По рис. 4.10, учитывая, что нижняя граница облаков равна 2000 м, определяем слой наимыгоднейших условий парения планеров в этот день (600—1900 м).

При организации полетов в районе аэродрома можно ограничиться расчетами для одного пункта. Чтобы составить представление об условиях парения планеров для значительных территорий, например при выборе маршрута на дальность полета или 500-км треугольника, расчеты следует выполнять для 5—8 пунктов температурно-ветрового радиозондирования атмосферы с последующим картированием результатов расчетов.

Описанная методика была разработана в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова и в 1965—1968 гг. с успехом применялась в оперативной работе при проведении чемпионатов СССР. При некотором навыке расчета по предложенной схеме затрата времени для составления прогноза условий парения планеров по отдельному пункту не превышает 10—15 мин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов А. М. и др. Авиационная метеорология. М., Воениздат, 1971.
2. Бозшеверов В. М., Воронов В. П. Акустический флюгер. — Изд. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 6.
3. Будыко М. И., Ляпин Е. С. Условия образования термической конвекции в нижних слоях атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1946, № 5.
4. Будилова Е. П., Леншин В. Г. О прогнозе интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя. — Труды Главн. геофиз. обсер., 1967, вып. 202.
5. Будилова Е. П., Леншин В. Т., Толкачев В. К. К прогнозу условий парения планеров по методу слоя. — Труды Главн. геофиз. обсер., 1968, вып. 224.
6. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О прогнозе условий парения планеров в пограничном слое атмосферы. — Труды Главн. геофиз. обсер., 1969, вып. 239.
7. Бурдаев М. Н. Теория и расчет спиралей для планеров. М., Изд-во ДОСААФ, 1970.
8. Васильченко И. В. Приближенный термодинамический анализ локальных восходящих токов в атмосфере. — Труды Главн. геофиз. обсер., 1957, вып. 72.
9. Винниченко Н. К. и др. Турбулентность в свободной атмосфере. Л., Гидрометеиздат, 1968.
10. Воронцов П. А. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1960.
11. Воронцов П. А. Методы аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1961.
12. Воронцов П. А. Турбулентность и вертикальные токи в пограничном слое атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1966.
13. Воронцов П. А., Коновалов Д. А., Леншин В. Т. Анализ аэрологических условий развития термиков. — Труды Главн. геофиз. обсер., 1967, вып. 205.
14. Вульфсон Н. И. Исследование конвективных движений в свободной атмосфере. М., Изд-во АН СССР, 1961.
15. Гончаренко В. В. Мы летаем без мотора. Л., Гидрометеиздат, 1967.
16. Доброленский Ю. П. Динамика полета в неспокойной атмосфере. М., Машиностроение, 1969.
17. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Измерение вертикальной составляющей скорости ветра с самолета. — Труды Главн. геофиз. обсер., 1961, вып. 106.

18. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Л., Гидрометеониздат, 1957.

19. Иванов В. Н. Использование Высотной метеорологической мачты ИЭМ для изучения пограничного слоя атмосферы. — Труды Инст. эксперим. метеор., 1970, вып. 12.

20. Коновалов Д. А. Экспериментальные исследования конвективных движений в пограничном слое атмосферы. — Труды Главн. геофиз. обсер., 1967, вып. 205.

21. Коновалов Д. А. К вопросу о строении термик. — Труды Главн. геофиз. обсер., 1970, вып. 257.

22. Коновалов Д. А. Термики в атмосфере. — Крылья Родины, 1971, № 11.

23. Коновалов Д. А. Некоторые результаты исследований пограничного слоя атмосферы и условий полета самолета Ан-2 в зоне лесных пожаров. — Метеорология и гидрология, 1972, № 9.

24. Коновалов Д. А. Методика определения вертикальной скорости воздуха с помощью самолета и планера. — Труды Инст. эксперим. метеор., 1972, вып. 26.

25. Курпакова Т. А., Орленко Л. Р. Профиль ветра в пограничном слое атмосферы по экспериментальным данным. — Труды Главн. геофиз. обсер., 1970, вып. 257.

26. Малик С. А. Случай полета планера в теплом секторе вдоль холодного фронта. — Метеорология и гидрология, 1938, № 5.

27. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Л., Гидрометеониздат, 1965.

28. Мусаелян Ш. А. Волны препятствий в атмосфере. Л., Гидрометеониздат, 1962.

29. Новожилов Н. И. Тропосферные мезоструи. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 2.

30. Новожилов Н. И. О мезоструях пограничного слоя атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1973, № 5.

31. Парчевский В. Планеристу о волновых движениях в атмосфере. М., Изд-во ДОСААФ, 1957.

32. Парчевский В. Исследования термических вертикальных потоков. — Метеорология и гидрология, 1958, № 5.

33. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Л., Гидрометеониздат, 1965.

34. Скворцов А. А. Прибор для определения вертикальной составляющей ветрового потока. — Бюллетень Среднеазиатского гос. универ., 1945, вып. 23.

35. Скворцов А. А. Об испарении и обмене в приземном слое атмосферы. — Труды Инст. энергетики АН Узб. ССР. Сер. инж. гидро., 1947, вып. 1.

36. Скворцов А. А. Тепловая конвекция и обмен в приземном слое атмосферы. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1951, № 6.

37. Тверской П. Н. Курс метеорологии (Физика атмосферы). Л., Гидрометеониздат, 1962.

38. Чернов В. В. Исследование восходящих потоков с помощью планеров. — Труды Центр. аэрол. обсер., 1965, вып. 63.

39. Шашков К. И. Строение термик по наблюдениям летчика-планериста. — Труды Главн. геофиз. обсер., 1966, вып. 189.

40. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометеониздат, 1964.

СОДЕРЖАНИЕ

От автора	3
1. Общие представления об атмосфере и происходящих в ней процессах	5
1.1. Метеорологические элементы и атмосферные явления	14
1.2. Состав и строение атмосферы	17
1.3. Понятие об общей циркуляции атмосферы	19
2. Основные сведения из синоптической метеорологии	19
2.1. Воздушные массы	20
2.1.1. Классификация воздушных масс	22
2.1.2. Условия планерного полета в различных воздушных массах	27
2.2. Циклоны и антициклоны	28
2.2.1. Типы циклонов и антициклонов и стадии их развития	30
2.2.2. Свойства циклонов и антициклонов и условия погоды в них	33
2.3. Атмосферные фронты	33
2.3.1. Классификация атмосферных фронтов	35
2.3.2. Теплый фронт	36
2.3.3. Холодные фронты	39
2.3.4. Фронты окклюзии	39
2.3.5. Фронтальный планерный полет	46
2.4. Средства анализа и прогноза погоды	46
2.4.1. Виды карт погоды и принципы их составления	48
2.4.2. Аэрологическая диаграмма	56
2.4.3. Специальные средства анализа состояния атмосферы	57
2.4.4. Понятие о прогнозах погоды	57
3. Синоптические ситуации, благоприятствующие термическому парению планеров	59
3.1. Анализ антициклонических условий погоды над Европейской территорией СССР в теплое время года	60
3.2. Тыловое положение циклона	62
4. Термическая конвекция и турбулентность	63
4.1. Условия и критерии оценки вертикальной устойчивости атмосферы	66
4.2. Механизм образования и некоторые характеристики термик	74
4.3. Распределение характеристик термик с высотой	88
4.4. Структура термик	95

4.5. Связь термиков с характером подстилающей поверхности и стратификацией атмосферы	109
4.6. Дневной ход термиков	116
4.7. Атмосферная турбулентность и ее влияние на полет планера	121
5. Облака	124
5.1. Классификация и основные формы облаков	126
5.2. Облака вертикального развития	128
6. Ветер	133
6.1. Характер измерения ветра с высотой	134
6.2. Сдвиги ветра и тропосферные мезоструи	138
6.3. Понятие о динамическом планерном полете	143
7. Основы волнового планерного полета	145
7.1. Полет в волнах препятствий	145
7.2. Полет в инверсионных волнах	154
Приложение 1	157
Приложение 2	162
Приложение 3	163
Литература	173

ДМИТРИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ КОНОВАЛОВ
МЕТЕОРОЛОГИЯ ДЛЯ ПЛАНЕРИСТОВ

Заведующий редакцией Г. В. Калишев
 Редактор Л. И. Карнозов
 Художественный редактор Т. А. Хитрова
 Технический редактор С. А. Бирюкова
 Корректор В. Д. Синева

Сдано в набор 19.08.80. Подписано в печать 18.03.81. Г-44596.
 Формат 84×108¹/₃₂. Бумага газетная. Гарнитура литературная.
 Печать высокая. Усл. п. л. 9,24. Уч.-изд. л. 9,04.
 Заказ № 61. Для внутриведомственной продажи. Цена 45 к.
 Изд. № 2/в-2заказ.

Ордена «Знак Почета» Издательство ДОСААФ СССР
 129110, Москва, И-110, Олимпийский просп., 22.

Тип. Изд-ва ДОСААФ.
 123424, Москва, Д-434, Волоколамское шоссе, д. 88.