РУКОВОДСТВО ПО ПРОГНОЗИРОВАНИЮ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ДЛЯ АВИАЦИИ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КО
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛО
И ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Ордена Ленина Гидро
научно-исследовательс

РУКОВОДСТВО
ПО ПРОГНОЗИ
МЕТЕОРОЛОГИЧ
УСЛОВИЙ ДЛЯ

Авторы руководства:

Абрамович К.Г. (ум. 1991) 3

Васильев А.А.

Булдовский Т.С. 5

Борисова В.В.

Глазунов В.Г.

Горлах И.А.

Лешкевич Т.В.

Ляхов А.А.

Рацимор М.Я. (ум. 1)

Решетов Т.Д. 2

Рубинштейн М.В. 4

Шакина Н.П.

ОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
О ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТР
РИРОДНОЙ СРЕДЫ

рдена Ленина Гидрометеорологич
аучно-исследовательский центр С

РУКОВОДСТВО ПО ПРОГНОЗИРОВАНИЮ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ДЛЯ АВИАЦИ

Под редакцией
д-ра геогр. наук К. Г. АБРАМОВИЧ,
канд. геогр. наук А. А. ВАСИЛЬЕВА

УДК 551.509 : 629.13(083.13)

ОДОБРЕНО

Управлением метеорологического обеспечения авиации Государственного комитета СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды

РЕКОМЕНДОВАНО

к внедрению Центральной методической комиссией по прогнозам Государственного комитета СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды

УТВЕРЖДЕНО

Государственным комитетом СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды

Руководство содержит сведения об условиях образования и приемах прогнозирования явлений погоды, представляющих преимущественный интерес для авиации. Оно отражает особенности составления авиационных прогнозов, его следует рассматривать как дополнение к Руководству по краткосрочным прогнозам погоды.

Руководство предназначено для специалистов АМСГ, АМЦ, ЗАМЦ и ГАМЦ, а также для преподавателей, аспирантов и студентов вузов, специализирующихся в области авиационной метеорологии.

Р $\frac{1903040000\text{-}209}{069(02)\text{-}85}$ без объявл.

© Госкомгидромет, 1985

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Методику построения номограммы, напечатанную на с. 34, следует читать так:

Методика построения номограммы. Для ряда измерений ветра на постоянных уровнях определяются сдвиги ветра для слоев возрастающей толщины при постоянном нижнем уровне (например, в слое 10—40, 10—70, 10—100, 10—200 м и т. д.). Для этих слоев вычисляются средние сдвиги и выбираются максимальные значения, которые наносятся на номограмму в виде точек для соответствующих слоев (30, 60, 90, 190 м в нашем примере); по этим точкам проводятся сглаженные кривые средних и максимальных значений (соответственно кривые *1* и *2* на рис. 1.9). Затем откладываются граничные значения величин сдвига ветра для $\Delta h = 30$ м в критериях ИКАО—ВМО (слабый — до 2 м/с, умеренный — до 4 м/с и т. д.). Далее, строятся кривые, проходящие через граничные значения градаций сдвигов для других толщин слоев, полученные с помощью интерполяции и с соблюдением процентных соотношений, определенных между границами градаций для $\Delta h = 30$ м. В результате проведения кривых выделяются зоны слабого, умеренного и очень сильного сдвигов ветра для различных слоев.

Заказ 226

ПРЕДИСЛОВИЕ

Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации издается впервые. Оно содержит изложение физических основ и методик прогноза наиболее важных для авиации метеорологических величин и явлений погоды.

Руководство рассчитано на широкий круг специалистов, связанных с метеорологическим обеспечением полетов воздушных судов.

Это Руководство следует рассматривать как дополнение к издаваемому Руководству по краткосрочным прогнозам погоды, обращение к которому предусматривается в вопросах методик прогноза метеорологических величин, необходимых для прогнозирования важных для авиации явлений погоды.

Текст Руководства по прогнозированию метеорологических условий для авиации написан коллективом авторов:

— глава 1 — канд. геогр. наук В. Г. Глазуновым;
— пп. 2.1, 2.4, 2.5.1—2.5.5, 2.5.8—2.5.10 — М. В. Рубинштейном;
— пп. 2.2.1 и 2.2.2 — д-ром геогр. наук Н. В. Петренко совместно с д-ром геогр. наук К. Г. Абрамович;
— пп. 2.2.3—2.2.6, 2.3.1—2.3.4, 2.5.6—2.5.7 — д-ром геогр. наук Н. В. Петренко;
— глава 3 — канд. геогр. наук М. Я. Рацимором;
— глава 4 — канд. физ.-мат. наук Н. П. Шакиной и канд. геогр. наук А. А. Ляховым;
— глава 5 — д-ром геогр. наук К. Г. Абрамович и И. А. Горлач;
— глава 6 — канд. физ.-мат. наук Н. П. Шакиной;
— глава 7 — канд. геогр. наук Г. С. Булдовским, канд. геогр. наук А. А. Васильевым и канд. геогр. наук Т. В. Лешкевич;
— глава 8 — канд. геогр. наук Г. Д. Решетовым;
— глава 9 — д-ром геогр. наук К. Г. Абрамович и канд. геогр. наук А. А. Васильевым.

В работе над рукописью авторы располагали результатами исследований региональных НИУ (УкрНИИ, КазНИИ, САНИИ, ЗакНИИ, ЗапСибНИИ), проведенных ими в соответствии с планом подготовки Руководства, а также материалами, представленными ГГО, ИЭМ, ОГМИ, Литовским УГКС и ГАМЦ (Внуково).

В связи с тем что одновременно с изданием Руководства по краткосрочным прогнозам погоды будут изданы Руководства по

региональным методам краткосрочного прогноза, в Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации региональные методы прогноза, как правило, не включались.

Научное редактирование Руководства выполнено д-ром геогр. наук К. Г. Абрамович и канд. геогр. наук А. А. Васильевым. Большая работа по подготовке Руководства к изданию проведена В. В. Борисовой.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации издается впервые. Оно содержит изложение физических основ и методик прогноза наиболее важных для авиации метеорологических величин и явлений погоды.

Руководство рассчитано на широкий круг специалистов, связанных с метеорологическим обеспечением полетов воздушных судов.

Это Руководство следует рассматривать как дополнение к издаваемому Руководству по краткосрочным прогнозам погоды, обращение к которому предусматривается в вопросах методик прогноза метеорологических величин, необходимых для прогнозирования важных для авиации явлений погоды.

Текст Руководства по прогнозированию метеорологических условий для авиации написан коллективом авторов:

— глава 1 — канд. геогр. наук В. Г. Глазуновым;
— пп. 2.1, 2.4, 2.5.1—2.5.5, 2.5.8—2.5.10 — М. В. Рубинштейном;
— пп. 2.2.1 и 2.2.2 — д-ром геогр. наук Н. В. Петренко совместно с д-ром геогр. наук К. Г. Абрамович;
— пп. 2.2.3—2.2.6, 2.3.1—2.3.4, 2.5.6—2.5.7 — д-ром геогр. наук Н. В. Петренко;
— глава 3 — канд. геогр. наук М. Я. Рацимором;
— глава 4 — канд. физ.-мат. наук Н. П. Шакиной и канд. геогр. наук А. А. Ляховым;
— глава 5 — д-ром геогр. наук К. Г. Абрамович и И. А. Горлач;
— глава 6 — канд. физ.-мат. наук Н. П. Шакиной;
— глава 7 — канд. геогр. наук Г. С. Булдовским, канд. геогр. наук А. А. Васильевым и канд. геогр. наук Т. В. Лешкевич;
— глава 8 — канд. геогр. наук Г. Д. Решетовым;
— глава 9 — д-ром геогр. наук К. Г. Абрамович и канд. геогр. наук А. А. Васильевым.

В работе над рукописью авторы располагали результатами исследований региональных НИУ (УкрНИИ, КазНИИ, САНИИ, ЗакНИИ, ЗапСибНИИ), проведенных ими в соответствии с планом подготовки Руководства, а также материалами, представленными ГГО, ИЭМ, ОГМИ, Литовским УГКС и ГАМЦ (Внуково).

В связи с тем что одновременно с изданием Руководства по краткосрочным прогнозам погоды будут изданы Руководства по

региональным методам краткосрочного прогноза, в Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации региональные методы прогноза, как правило, не включались.

Научное редактирование Руководства выполнено д-ром геогр. наук К. Г. Абрамович и канд. геогр. наук А. А. Васильевым. Большая работа по подготовке Руководства к изданию проведена В. В. Борисовой.

Глава 1

ВЕТЕР И СДВИГИ ВЕТРА В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

1.1. ВЕТЕР В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

1.1.1. ВВЕДЕНИЕ. ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Ветер — это движение воздуха относительно земной поверхности, которое для заданной точки пространства описывается вектором (V), характеризующимся скоростью (м/с, км/ч и т. п.) и направлением (градус, румб). Этот вектор в полном виде имеет горизонтальную (V) и вертикальную (w) составляющие, но, как правило, под ветром подразумевается только горизонтальная составляющая движения воздуха, поскольку именно она определяется обычными сетевыми приборами. Вертикальная составляющая ветра в нижнем слое атмосферы в большинстве случаев существенно меньше горизонтальной и поэтому ею обычно пренебрегают. В тех же случаях, когда она достигает больших значений (например, при конвекции или под влиянием орографии), ее называют восходящими (+) и нисходящими (—) вертикальными потоками.

Характеристики ветра обычно испытывают пульсации (порывы), вызванные турбулентностью. Для оценки порывов ветра у Земли применяют осреднение в несколько секунд, в то время как выделение основного воздушного потока (среднего ветра) производят бо́льшим временны́м осреднением. Так, период осреднения параметров ветра у Земли применительно к задачам метеорологического оперативного обеспечения взлета и посадки воздушных судов для района аэродрома принят равным 2 мин, а для целей прогноза погоды и климатических описаний применяется период осреднения 10 мин.

1.1.2. ВЛИЯНИЕ ВЕТРА НА ВЗЛЕТ, ПОСАДКУ И ПОЛЕТ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ НА МАЛЫХ ВЫСОТАХ

Из всего комплекса метеорологических факторов, влияющих на воздушное судно (ВС), ветер является одним из наиболее важных, поскольку ветер дополнительно перемещает ВС относительно Земли.

Аэродинамические силы, определяющие движение самолета, зависят в первую очередь от значения воздушной скорости, а также ее ориентации относительно оси самолета. Взлет и посадку самолетов стремятся выполнять против ветра, поскольку встречный ветер дополнительно увеличивает воздушную скорость и подъемную силу, что уменьшает длину разбега самолета по взлетно-посадочной полосе (ВПП) при взлете и длину пробега во время посадки. Однако существуют ограничения по скорости продольного к ВПП приземного ветра, при превышении которых взлет и посадка не разрешаются.

Информация о ветре у поверхности Земли позволяет выбрать курс выполнения взлета и посадки на ВПП и оценить потребную длину разбега или пробега самолета по ВПП, чтобы обеспечить успешное выполнение и безопасность взлета и посадки ВС.

В практике работы часто приходится выполнять взлет и посадку самолетов при боковом ветре по отношению к ВПП. Под воздействием бокового ветра при взлете возникают кренящий и разворачивающий моменты, которые стремятся наклонить самолет и развернуть его против ветра, а при посадке возникает снос и разворот самолета с осевой линии ВПП. Поэтому для каждого типа ВС установлена предельно допустимая скорость бокового ветра, при которой возможны взлет и посадка (с учетом состояния ВПП).

Воздушные суда других типов (вертолет, дирижабль и др.) также требуют точного учета направления и скорости ветра у поверхности Земли для выбора вариантов траектории подхода к точке касания и траектории набора высоты после отрыва при выполнении взлета. В условиях сильного ветра у поверхности Земли взлет и посадка таких ВС не производятся.

Кроме сведений о средней скорости и направлении ветра, для метеорологического обеспечения взлета и посадки ВС необходима информация о максимальных порывах ветра (пульсациях) у поверхности Земли, обусловленных турбулентностью. Порывы ветра на отдельные моменты времени могут нарушать равновесие аэродинамических сил движущегося ВС, что может привести к резким кратковременным отклонениям ВС от расчетной траектории полета. В первые секунды после отрыва при взлете или за несколько секунд до касания при посадке такие внезапные отклонения ВС особенно опасны. Поэтому информация о порывистости ветра у Земли является очень важной.

В нижних слоях атмосферы, кроме выполнения взлета и посадки, осуществляются полеты ВС на уровне круга (установленного маршрута в районе аэродрома на заданной высоте — от 300 до 600 м), полеты легкомоторных ВС по маршрутам для перевозки грузов, пассажиров и в целях применения авиации в народном хозяйстве (ПАНХ). Эти полеты также требуют учета ветра на маршруте для обеспечения их эффективности и безопасности.

Во время полета по маршруту в неподвижном воздухе воздушная скорость ВС будет совпадать по значению и направлению с путевой (относительно Земли), в то время как при наличии

ветра происходит дополнительное перемещение ВС относительно Земли вместе с воздухом («снос» ВС под действием ветра), в результате которого движение ВС относительно Земли на определенном участке маршрута будет представлять собой равнодействующую его средней воздушной скорости и средней скорости ветра на этом участке. Поэтому скорость полного движения самолета относительно Земли является геометрической суммой двух векторов — вектора воздушной скорости ВС и вектора ветра — и описывается навигационным треугольником скоростей (рис. 1.1).

Поскольку вектор ветра, а также вектор воздушной скорости претерпевают пространственную и временную изменчивость, элементы навигационного треугольника не являются постоянными

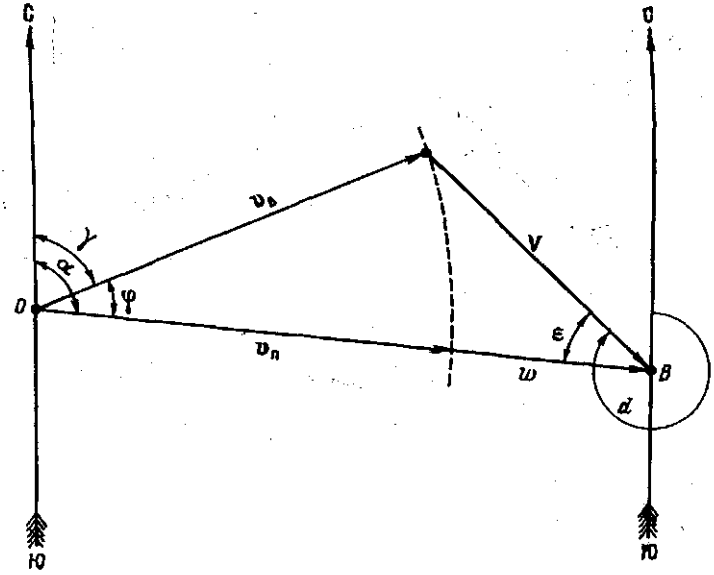

Рис. 1.1. Навигационный треугольник скоростей.

$v_п$ (вектор *OB*) — путевая скорость воздушного судна, $v_в$ — воздушная скорость воздушного судна, V — скорость ветра, ω — эквивалентный ветер, φ — угол сноса, α — путевой угол, γ — курс, ε — угол ветра, d — направление ветра (метеорологическое).

величинами. Для целей навигации отдельными порывами ветра и турбулентностью пренебрегают, понимая под исходными векторами навигационного треугольника их осредненные значения во времени и в пространстве. Приращение средней путевой скорости за счет средней скорости ветра (со своим знаком, в зависимости от ориентации ветра относительно направления полета) носит название *эквивалентного ветра*. Учет значения эквивалентного ветра на маршруте полета позволяет уточнить расчет времени полета и потребного расхода топлива, а учет угла сноса позволяет повысить точность выдерживания траектории полета в соответствии с заданным маршрутом (расчеты навигационного треугольника скоростей проводятся штурманом ВС).

По данным навигационного треугольника, кроме решения

прямой задачи — определения путевой скорости ВС по известным значениям воздушной скорости ВС и скорости ветра, возможно решение и обратной задачи — определение средней скорости и направления ветра на участке маршрута, если известны векторы путевой и воздушной скоростей судна. Такая оценка проводится экипажем ВС и может быть передана диспетчерской службе и на АМСГ. Поэтому синоптик в случае необходимости может запросить данные экипажей ВС о ветре на маршруте полета, полученные с помощью штурманского расчета по навигационному треугольнику скоростей. При возникающем иногда дефиците информации о ветре эти сведения могут быть использованы для анализа поля ветра в нижних слоях атмосферы на участках маршрутов и некоторых высотах.

1.1.3. ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ВЕТРА В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ ДЛЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ АВИАЦИИ

Для обеспечения работы авиации требуется как оперативная информация о ветре, наблюдающемся у поверхности Земли и в нижнем слое атмосферы, так и прогноз ветра. Сведения о наблюдающемся ветре используются непосредственно для выполнения текущих операций (взлет, посадка, полеты по кругу, полеты по правилам визуальных полетов— ПВП и др.), а прогноз ветра — для планирования этих операций службами, обеспечивающими полеты, и принятия ими заблаговременных решений по организации полетов воздушных судов.

В прогнозе ветра для авиации указывается одно наиболее вероятное значение направления и скорости у поверхности Земли (на высоте флюгера 10 м), на малых стандартных высотах (100, 200, 300, 400 и 500 м) и на высоте круга. В определенных случаях в прогнозе ветра у Земли сообщаются сведения о его возможных порывах.

В зависимости от срока прогнозов и характера обеспечиваемых полетов подготавливаются различные виды прогнозов ветра (на посадку, оперативные по аэродрому, по маршрутам полетов по ПВП, участкам ПАНХ и др.). В тех случаях, когда ветер достигает опасных для авиации значений, представляются штормовые оповещения, а при возможности прогноза — штормовые предупреждения. Конкретные требования к прогнозу ветра для метеорологического обеспечения авиации (градации величин, допустимые отклонения, термины, сроки, порядок подготовки и представления, коррективы прогнозов и т. п.) содержатся в специальном регламентирующем документе (НМО ГА).

При прогнозе ветра на различные сроки в каждом конкретном случае рекомендуется пользоваться методами, приемами и способами прогноза ветра у Земли и на малых высотах, изложенными в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды. Однако особенности прогноза ветра для авиации (по срокам, градациям, уча-

сткам территорий) требуют дополнительного учета факторов, вызывающих мезомасштабные неоднородности поля ветра (виды поверхностей вокруг аэродрома, микрорельеф и т. п.). Это вызывает необходимость более полного использования в условиях АМСГ всех имеющихся и привлечения дополнительных данных о ветре в районе аэродрома для выявления этих неоднородностей. Характер и качество поступающей информации о поле ветра в нижних слоях атмосферы, рассматриваемой в комплексе с общими условиями погоды, во многом предопределяет варианты прогностических приемов и возможности прогнозирования.

В условиях АМСГ рекомендуется использовать для прогноза и оперативного обеспечения информацию о поле ветра в нижних слоях атмосферы в районе аэродрома, поступающую с датчиков ветра у Земли, установленных на метеорологической площадке, в точках наблюдений на разных стартах у ВПП, а также данные шара-пилота, сведения о ветре, поступающие от экипажей ВС, сведения о ветре с ближайших аэродромов и посадочных площадок (местных воздушных линий, а также аэродромов других ведомств) и данные о ветре станций штормового кольца. Привлекается также информация об измерениях ветра на телевизионных, радио- и других мачтах и башнях, расположенных вблизи района аэродрома. В ряде городов налажено поступление такой информации на АМСГ (Москва, Ленинград, Ростов-на-Дону и др.). В соответствии с рекомендациями Госкомгидромета и МГА СССР, кроме обычных наблюдений на аэродромах, должны быть организованы дополнительные измерения ветра на максимально возможной высоте с помощью датчиков, устанавливаемых на верхней точке осветительных или радиомачт, вышек, башен, труб и др. Кроме того, рекомендуется по возможности пользоваться данными всех ближайших к аэродрому пунктов наблюдений любых ведомств (станции, бюро, посты, обсерватории и др.), что бывает особенно полезно при некоторых условиях погоды, вызывающих сложную структуру поля ветра (при прохождении гроз, шквала и т. п.).

Необходимо также учитывать в прогнозе особенности ветрового режима летного поля и близлежащих территорий, обусловленные различиями характера подстилающей поверхности и рельефа. В зависимости от направления потока эти особенности могут обусловливать возникновение участков увеличения или уменьшения ветра или изменений его направления. Выяснить наблюдающиеся различия можно с помощью параллельных наблюдений за ветром у Земли в ряде точек на местности (с помощью производства ветросъемки) для получения эмпирических переходных коэффициентов при различных направлениях ветра. Для более успешного прогнозирования ветра в нижних слоях атмосферы можно подготовить карту-схему окрестностей аэродрома с выделением видов подстилающей поверхности и особенностей рельефа и указанием на карте известных из опыта особенностей ветрового режима. Такая карта-схема может быть также включена в климатическое описание аэродрома.

1.1.4. ПРОГНОЗ ГЕОСТРОФИЧЕСКОГО ВЕТРА

Основой для прогноза ветра в нижних слоях атмосферы является прогноз геострофического (V_g), или градиентного ветра. Данные наблюдений показывают, что ветер на верхней границе слоя трения близок к геострофическому. Направление геострофического ветра определяется по направлению изобар, а скорость вычисляется по соответствующим формулам геострофического ветра с учетом всех поправок (см. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды).

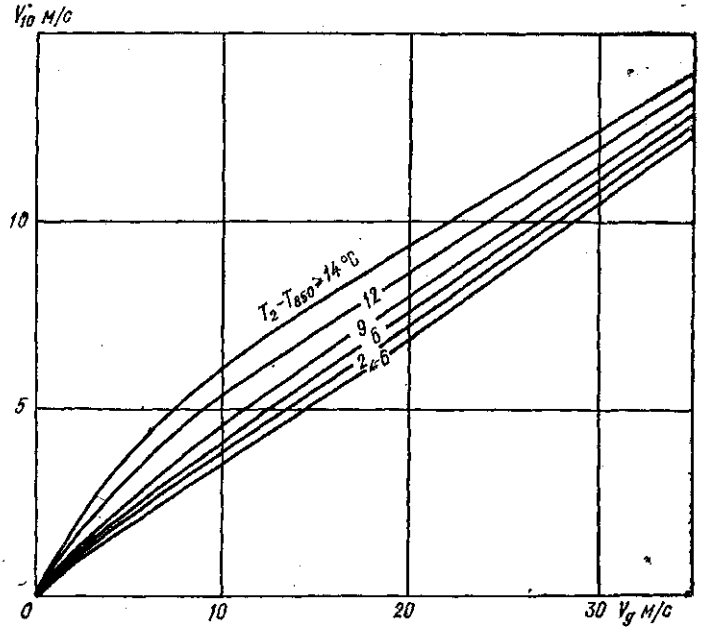

Рис. 1.2. Номограмма для оценки скорости геострофического ветра (V_g) по скорости ветра на уровне флюгера (V_{10}) и разности температур у поверхности Земли и на AT_{850} ($T_2 - T_{850}$) (по Л. Р. Орленко и О. Б. Шкляревич).

Карты анализа и прогноза погоды, которыми пользуется синоптик, относятся к определенным срокам. Однако для текущих оперативных задач возникает необходимость оценивать геострофический ветер и в промежуточные сроки. В этих случаях для определения скорости и направления геострофического ветра можно пользоваться методами интерполяции и экстраполяции градиента давления. На практике часто оценивают изменение поля давления по разностям значений давления на уровне моря между синхронными значениями давления на данной АМСГ и в ближайших пунктах наблюдений на расстоянии до 50—100 км — аэродромах и посадочных площадках местных воздушных линий (МВЛ), пунктах штормового кольца и т. п. Рост или уменьшение во времени

горизонтальных градиентов давления между пунктами дает возможность судить об увеличении или уменьшении во времени значений геострофического ветра. Поэтому полезно для целей уточненных оценок изменений геострофического ветра вести запись значений давления в нескольких пунктах (3—5 по кругу со схемой их расположения) и градиентов давления между пунктами. Сравнение записей позволит оценить тенденцию изменений геострофического ветра.

В промежутках между сроками приземных карт погоды в стационарных условиях для оценки V_g можно воспользоваться эмпирической связью между V_g, ветром на уровне 10 м (V_{10}) и разностью температур у поверхности Земли (T_2 — в будке) и на поверхности 850 гПа (T_{850}). Эта связь, представленная в виде номограммы на рис. 1.2, может использоваться как летом (травяной покров), так и зимой (снег). При работе с номограммой от точки, соответствующей значению V_{10} (по вертикальной оси) и значению T_2-T_{850}, определяемому по изолиниям, опускаются вертикально вниз для получения значения по шкале V_g.

Таблица 1.1

Толщина пограничного слоя атмосферы $H_п$ в километрах при различных значениях V_g и T_2-T_{850} для широт $\varphi=40...80°$ (по Л. Р. Орленко и О. Б. Шкляревич)

а) над травяным покровом

V_g м/с	(T_2-T_{850}) °C							
	≤4	5	6	7	8	9	11	≥14
5	0,05	0,07	0,10	0,15	0,25	0,40	1,00	2,50
10	0,10	0,15	0,25	0,35	0,50	0,75	1,40	2,40
15	0,30	0,45	0,60	0,70	0,90	1,10	1,60	2,20
20	0,70	0,85	1,00	1,15	1,30	1,45	1,70	2,20
25	1,20	1,30	1,40	1,50	1,60	1,70	1,90	2,30
30	1,70	1,75	1,80	1,85	1,95	2,00	2,20	2,30

При $V_g \geqslant 35$ м/с $H_п = 0{,}05\ V_g/\sin\varphi$.

б) над снежной поверхностью

V_g м/с	(T_2-T_{850}) °C					
	≤1	3	5	7	9	≥11
5	0,03	0,05	0,10	0,15	0,30	0,50
10	0,10	0,15	0,20	0,35	0,50	0,80
15	0,20	0,30	0,40	0,55	0,75	1,00
20	0,50	0,55	0,65	0,80	1,00	1,20
25	0,80	0,90	1,00	1,10	1,20	1,40
30	1,20	1,20	1,30	1,40	1,50	1,60

При $V_g \geqslant 35$ м/с $H_п = 0{,}04\ V_g/\sin\varphi$.

Пример. Дано: $V_{\text{г}}$=6 м/с; $T_2 - T_{850}$=8 °С, условия стационарные. В этом случае по номограмме $V_{\text{г}}$=15 /с.

Скорость геострофического ветра наблюдается на высоте верхней границы планетарного пограничного слоя атмосферы. Толщина пограничного слоя зависит от ряда факторов, влияние которых не остается постоянным. Толщина пограничного слоя может быть оценена по табл. 1.1.

Прогностические значения скорости и направления геострофического ветра, а также представления о высоте верхней границы пограничного слоя, на которой ветер принимает такое значение, используются в различных вариантах в качестве основы при прогнозе ветра на стандартных высотах в нижнем слое атмосферы и у поверхности Земли.

1.1.5. ПРОГНОЗ ВЕТРА В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОСНОВНЫХ СИНОПТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Прогноз ветра в нижнем слое атмосферы основан на зависимости поля ветра от ряда синоптических параметров — градиентного ветра, стратификации пограничного слоя атмосферы и др., а также от характеристик шероховатости подстилающей поверхности. Эта зависимость обусловливает формирование так называемых «типовых» вертикальных профилей ветра, описываемых эмпирическими и теоретическими моделями, которые позволяют в большинстве случаев вполне достоверно оценивать распределение ветра в пограничном слое для квазистационарных условий. Такие условия позволяют использовать для прогноза ветра в нижних слоях атмосферы как эмпирические способы, основанные на интерполяции значений, а также учете средних углов поворота ветра и получении коэффициентов по отношению к геострофическому (см. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды), так и некоторые расчетные способы.

1. Простейшим приемом прогноза ветра на стандартных высотах в нижнем слое при квазистационарных условиях и отсутствии местных циркуляций является интерполяция значений скорости и направления ветра между прогнозируемым значением геострофического ветра (на верхней границе пограничного слоя) и прогнозируемым ветром у поверхности Земли. Этот прием, хотя и является довольно грубым, однако в большинстве случаев он может давать удовлетворительный для практики результат.

2. Ожидаемый на ближайшие 3 ч ветер на малых высотах можно рассчитать по полю давления у Земли на последней карте погоды при условии, если на период действия прогноза не предполагается заметного изменения геострофического ветра и не ожидается приближения фронтов у поверхности Земли к аэродрому ближе чем на 300 км.

Скорость ветра на высоте 300 м (V_{300}) можно оценить с помощью уравнения регрессии

$$V_{300} = 0{,}52V_g + 1{,}3 \qquad (1.1)$$

(при условии, что $V_g \neq 0$). Уравнение (1.1) получено В. Г. Глазуновым по данным измерений на высотной метеорологической мачте в г. Обнинске Калужской области. Оно может использоваться для равнинной местности районов со сходной подстилающей поверхностью при внутримассовых квазистационарных условиях. Направление ветра на высоте 300 м в этих условиях отклоняется в среднем на 10—20° влево от градиентного ветра, т. е. от касательной к изобаре в пункте прогноза. Подобного рода уравнения регрессии полезно строить по местным данным наблюдений с учетом характера стратификации.

3. Расчет направления и скорости ветра на стандартных высотах в нижнем слое атмосферы в условиях равнины при слабой адвекции и незначительных изменениях барического поля в условиях однородной подстилающей поверхности можно произвести с помощью методики, предложенной Л. Р. Орленко и О. Б. Шкляревич.

Направление ветра на высотах 300—600 м определяется по направлению изобар на приземной карте погоды, а при наличии адвекции используется среднее арифметическое значение между направлениями геострофического ветра на приземной карте (d_g) и карте AT_{850} (d_{850}). Для расчета направления ветра на стандартных высотах можно также пользоваться зависимостью угла поворота ветра между высотами от величин V_{10} и $T_2 - T_{850}$, представленной в табл. 1.2. Влияние характера подстилающей поверхности не учитывается, поэтому данные табл. 1.2 пригодны как

Таблица 1.2

Значения угла поворота ветра $d_h - d_{10}$ в градусах для различных скоростей ветра V_{10} и разности $T_2 - T_{850}$

V_{10} м/с	h м	$(T_2 - T_{850})$ °С				
		<0	0—4	5—7	8—11	≥12
1—2	100	35	30	25	15	10
	400	60	50	45	30	20
3—5	100	30	25	20	10	5
	400	50	45	35	25	10
6—7	100	20	15	10	5	0
	400	40	35	30	20	5
≥8	100	10	10	5	0	0
	400	30	25	20	10	5

для травяного покрова, так и для снежной поверхности. При этом для прогноза на 1—3 ч можно воспользоваться значением T_{850}

на последней карте барической топографии, а на больший срок — прогнозируемым значением T_{850}, полученным синоптическими приемами (например, методом траекторий).

Скорость ветра на заданном уровне h рассчитывается по отношению этой скорости (V_h) к скорости градиентного ветра (V_g) для различных величин V_g и $T_2 - T_{850}$ над травяным покровом (табл. 1.3) или над снежной поверхностью (табл. 1.4). Скорость на заданном уровне получается умножением величины V_g на взятое из таблицы отношение V_h/V_g при исходном значении $T_2 - T_{850}$.

Пример. $V_g = 15$ м/с; $T_2 - T_{850} = 5$ °С (устойчивое состояние). Определить скорость ветра на $h = 400$ м над травяным покровом.

а) По табл. 1.3 для заданных значений определяем $V_{400}/V_g = 1{,}06$.

б) $V_{400} = V_g \cdot 1{,}06 = 15 \cdot 1{,}06 = 15{,}9 \approx 16$ м/с.

Для расчетов в условиях адвекции и нестационарности по данной методике можно повысить точность оценок, если в качестве V_g использовать среднее арифметическое значение скоростей градиентного ветра по приземной карте и на AT_{850}.

1.1.6. ПРИЕМЫ ЭКСТРАПОЛЯЦИИ ДАННЫХ О ВЕТРЕ В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Синоптик располагает различного рода регулярной оперативной информацией о поле ветра в районе аэродрома, которую можно использовать для диагноза и прогноза ветра, применяя экстраполяцию полученных данных во времени и пространстве. Однако такие приемы имеют ограничения по срокам заблаговременности (до 6 ч) и пригодны к использованию только в условиях квазистационарности, т. е. при отсутствии резкой изменчивости и сложной структуры поля ветра, связанных с грозами, прохождением фронтов, влиянием орографии и местными циркуляциями.

Экстраполяция во времени данных о ветре в нижних слоях атмосферы, полученных по измерениям над аэродромом (шар-пилот, сведения экипажей и т. п.), основана на том, что в упомянутых условиях в течение ближайших часов направление и скорость ветра будут оставаться такими же, как они наблюдались в последний срок измерений.

При наличии существенного суточного хода ветра, а также если наблюдаются изменения во времени барического градиента, можно вычислить ожидаемую скорость ветра на высоте h по соотношению

$$V'_h = \frac{\Delta p'}{\Delta p} V_h \pm \Delta V, \qquad (1.2)$$

где V'_h — ожидаемая скорость ветра на заданной стандартной высоте h; V_h — исходное значение скорости ветра на той же высоте за последний срок наблюдений; Δp — разность между давлением, приведенным к уровню моря, в пункте расчета и давлением на одном из ближайших пунктов наблюдений, расположенном по нормали к изобарам на исходной карте погоды; $\Delta p'$ — прогнози-

руемая разность давлений между теми же пунктами; $\pm\Delta V$ — поправка на суточный ход скорости ветра на высоте h.

Отношение $\Delta p'/\Delta p$ соответствует с вполне достаточной точностью отношению ожидаемого и исходного барических градиентов, в связи с чем оно характеризует изменение скорости ветра в нижнем слое атмосферы, вызываемое изменением горизонтального барического градиента.

Суточный ход скорости ветра в нижнем слое атмосферы достигает наибольших значений во время сухой малооблачной погоды с большим суточным ходом температуры и при незначительных ее адвективных изменениях, что наиболее характерно для южной и восточной частей антициклона.

Как известно, на высотах более 100 м суточный ход скорости ветра является обратным ее суточному ходу у земной поверхности: ночью скорость ветра увеличивается, а днем уменьшается. Средняя амплитуда суточного хода скорости ветра уменьшается с высотой. Так, в районе Москвы (56° с. ш.) на высоте 300 м она составляет около 3 м/с, а на высоте 600 м — 2 м/с. В районе Харькова (50° с. ш.) на высоте 300 м амплитуда суточного хода близка к 2 м/с, а на высоте 600 м — весной немного меньше 2 м/с, летом и осенью близка к 1 м/с, а зимой — к 0,5 м/с. Наибольшая амплитуда суточного хода скорости ветра на высотах до 600 м наблюдается в летние месяцы (июнь—август). В этих условиях над Москвой изменение скоростей от 3 до 15 ч может достигать 4 м/с для высот 300—600 м (пункт радиозондирования г. Долгопрудный). В более низких широтах (32—35°) средняя амплитуда суточного хода скорости ветра на высотах 500—600 м летом равна 3 м/с, а в субтропиках достигает 4 м/с.

Поправка на суточный ход при прогнозах ветра на 6 ч ($\pm\Delta V$ в формуле (1.2)) будет равна половине амплитуды суточного хода скорости ветра по данным, приведенным выше для различных географических широт. Знак поправки будет зависеть от срока наблюдений исходных данных о ветре. Если они получены в сроки между полуночью и восходом Солнца, то поправка ΔV будет иметь знак минус, а если в сроки между серединой дня и заходом Солнца, то эта поправка будет иметь знак плюс. При этом следует иметь в виду обратный суточный ход скорости ветра на этих высотах по отношению скорости ветра у Земли. Если использована исходная информация в вечерние сроки наблюдений от захода Солнца до полуночи, а также в утренние сроки от восхода Солнца до полудня, то поправку на суточный ход скорости ветра можно не вводить из-за ее малости.

Пример. Над центром европейской части СССР погода определяется южной периферией антициклона и в 3 ч над Москвой (по данным Долгопрудного) $V_{300}=11$ м/с, $\Delta p'/\Delta p=0{,}98$. Тогда скорость ветра над ближайшим к пункту измерений аэродромом Шереметьево на высоте 300 м в 12 ч, согласно соотношению (1.2), будет равна

$$V'_{300}=0{,}98\cdot 11-3\approx 8 \text{ м/с}.$$

В данном примере величина поправки за интервал времени 9 ч составляет $^3/_4$ ее величины за 12-часовой интервал (с 3 до 15 ч), равной 4 м/с.

Направление ветра до высоты 1000 м в глубине материка при сохранении синоптического положения незначительно меняется от ночи ко дню и от дня к ночи. Поэтому поправка на суточный ход направления ветра вдали от побережья моря, крупного водоема и гор не вводится. Если же аэропорт находится вблизи берега моря, большого озера или горной долины (ущелья), то направление ветра на стандартных высотах в нижних слоях атмосферы в летние месяцы днем может быть противоположным ночному (см. п. 1.1.7).

Экстраполяция в пространстве по горизонтали данных о ветре из удаленного пункта наблюдений (радио- и телевизионные мачты, оборудованные датчиками ветра, пункт зондирования). Для этой задачи важно оценить, на каком расстоянии от пункта наблюдения в стационарных условиях можно с достаточной для практики точностью использовать данные о ветре этого пункта.

В нижнем слое атмосферы до высоты 1000 м средняя разность скоростей ветра между двумя пунктами, удаленными до 100 км друг от друга, составляет летом около 1 м/с, а зимой около 2 м/с на севере и в центральной части СССР и около 3 м/с на юге. Средняя разность направлений ветра на 100 км в том же 1000-метровом слое летом равна 10—15° на севере и в центральной части СССР и 20—34° на юге. Зимой эта разность увеличивается от 16—19° на севере до 35—43° на юге. Результаты изучения синхронных данных о ветре ряда пунктов на высотах 300—600 м в районе Москвы показали, что при однородной подстилающей поверхности в 80 % случаев разность направлений и скоростей ветра между двумя пунктами, расстояние между которыми не превышает 40 км, находится в пределах точности измерений, принятых для сетевых наблюдений с помощью шаров-пилотов (погрешности радиолокационной системы на высоте 0,5 км составляют 8° и 1 м/с, для шаров-пилотов с оптическим методом — несколько больше).

Таким образом, на равнинной или слабопересеченной местности в условиях, близких к стационарным, для оценки и прогноза ветра на стандартных высотах можно использовать исходные данные пунктов наблюдений (мачт, шаров-пилотов и радиопилотов и т. п.), расположенных вплоть до 40 км от аэродрома.

Для экстраполяции ветра в нижних слоях атмосферы в условиях стационарности предложена методика (Л. Р. Орленко и О. Б. Шкляревич), основанная на том, что в указанных условиях различия в скорости и направлении ветра в нижнем слое между двумя пунктами будут определяться главным образом различиями в характере подстилающей поверхности (характере трения). Это может быть учтено введением переходных коэффициентов

$$K_h = V_{h,a}/V_{h,м}, \qquad (1.3)$$

где $V_{h,\,а}$ — скорость ветра в выбранный срок на заданной высоте h по данным измерений над аэродромом; $V_{h,\,м}$ — скорость ветра в этот же срок на той же высоте по данным метеорологической мачты (башни) или пункта наблюдений, удаленных от аэродрома до 40 км. Очевидно, что если подстилающая поверхность в этих пунктах наблюдений будет сходной с поверхностью в окрестностях аэродрома, то соответствующие коэффициенты будут близки к единице. Величина K_h зависит от высоты над поверхностью Земли, от стратификации нижнего слоя атмосферы и ориентации воздушного потока. Для характеристики устойчивости атмосферы удобно пользоваться упрощенным комплексным параметром M, учитывающим как распределение по высоте температуры, так и скорости ветра в пункте наблюдений:

$$M = \frac{T_{2,\,м} - T_{h,\,м}}{V_{h,\,м}}, \qquad (1.4)$$

где $T_{2,\,м}$ — температура воздуха у поверхности Земли; $T_{h,\,м}$ — температура воздуха за этот срок на высоте 100—200 м (или на верхней точке мачты); $V_{h,\,м}$ — скорость ветра на высоте, ближайшей к уровню обращения ветра (в условиях города примерно 150 м). Величины M, характеризующие различную степень устойчивости, приведены в табл. 1.5.

Таблица 1.5

Значения параметра M, характеризующего состояние устойчивости нижнего слоя атмосферы

M	Состояние устойчивости
>0,30	Неустойчивое
0,01 ... 0,30	Равновесное (безразличное)
—0,30 ... 0,00	Слабо устойчивое
—0,60 ... —0,31	Устойчивое
<—0,60	Сильно устойчивое

Для получения переходных коэффициентов по местным данным выбирается ряд сроков синхронных измерений ветра на совпадающих высотах над аэродромом ($V_{h,\,а}$) и над пунктом наблюдения ($V_{h,\,м}$), за исключением случаев нестационарности (прохождение фронтов, а также наличие очагов ливней и гроз). Затем сравнением данных ветра по формуле (1.3) вычисляется ряд коэффициентов K_h за выбранные сроки, а также определяется градация параметра устойчивости M. Дальнейшая обработка состоит в получении осредненных значений коэффициента K_h для различных градаций устойчивости.

Кроме того, рекомендуется также отдельно определить средние коэффициенты для направлений ветра, наиболее характерных для данной местности: «из города», «на город» и т. п.

Использование таблиц средних коэффициентов K_h для работы состоит в том, что для заданных условий, описываемых параметром устойчивости M, по данным удаленного пункта наблюдений $V_{h,м}$ умножением на соответствующий коэффициент K_h получаем оценку возможной скорости ветра в этот момент времени над аэродромом.

Таблица 1.6

Средние переходные коэффициенты (K_h) по данным радиозондирования в окрестностях Ленинграда ($V_{h,а}$) и по измерениям на телевизионной мачте в городе при разном состоянии устойчивости (по Н. В. Вороновой и Л. Р. Орленко)

Состояние устойчивости	Высота, м				
	50	100	200	300	400
Неустойчивое	1,50	1,30	1,20	1,15	1,10
Равновесное	1,60	1,35	1,20	1,15	1,10
Слабо устойчивое	1,75	1,40	1,25	1,15	1,10
Устойчивое	1,90	1,50	1,30	1,20	1,10
Сильно устойчивое	2,20	1,60	1,30	1,20	1,10

Примечание. При расчете параметра M (см. формулу (1.4)) для оценки состояния устойчивости по данным телемачты Ленинграда за $T_{h,м}$ принималось значение температуры на высоте 164 м, за $V_{h,м}$ — значение скорости ветра на высоте 134 м.

Пример осредненных значений K_h при разном характере устойчивости для Ленинграда приведен в табл. 1.6. Величины K_h, полученные для Ленинграда, могут использоваться для аэродромов, расположенных на равнине вблизи большого города; при более высоких зданиях вокруг пункта наблюдений величины K_h будут несколько больше, а для городов с невысокими зданиями — меньше, чем для Ленинграда. Приведенные в табл. 1.6 величины K_h могут быть уточнены на местном материале наблюдений.

Результаты измерений направления ветра в условиях города при стационарных условиях можно распространить на его окрестности (и наоборот).

В условиях резкой нестационарности в районе аэродрома (вблизи зоны фронта) и наличия неоднородностей воздушного потока, вызванных очагами ливней и гроз, а также местной циркуляцией (бриз, горно-долинный ветер и т. п.), данные пункта наблюдений, удаленного даже на несколько километров от аэродрома, становятся неприменимыми для оценки ветра над аэродромом методами экстраполяции.

Экстраполяция в пространстве по вертикали данных измерений ветра от поверхности Земли на стандартные высоты (восстановление профиля ветра по его текущим измерениям у Земли) может использоваться при отсутствии измерений ветра в нижних слоях атмосферы вблизи аэродрома, а также между сроками измере-

ний ветра над аэродромом. Предлагается способ оценки ветра на стандартных высотах по сведениям о ветре у Земли с привлечением данных о температурной стратификации (по Л. Р. Орленко и В. М. Степановой). При разработке способа были использованы

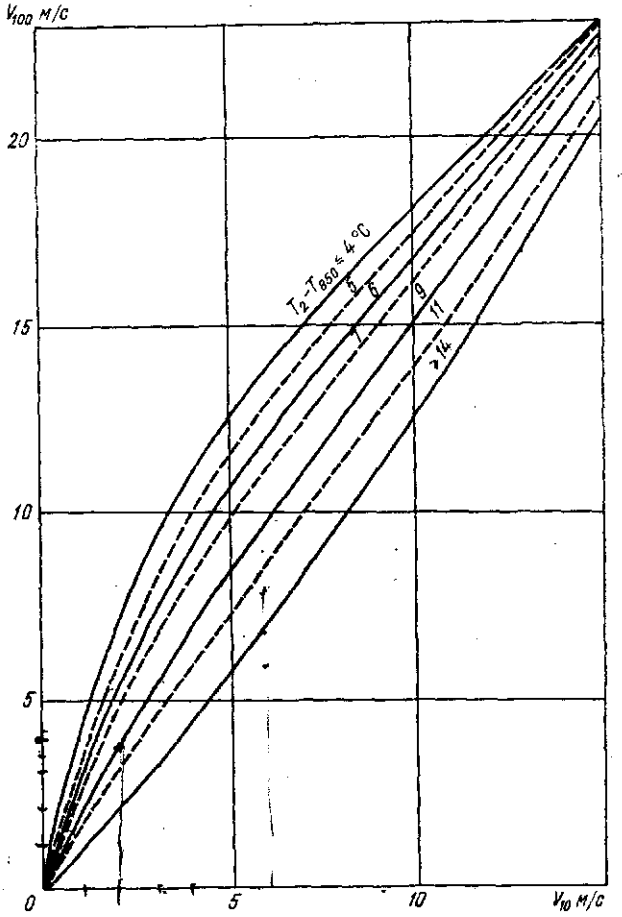

Рис. 1.3. Номограмма связи скорости ветра на уровне флюгера (V_{10}) и на высоте 100 м (V_{100}) при различных значениях разности температуры у поверхности Земли и на AT_{850} ($T_2 - T_{850}$) (по Л. Р. Орленко и В. М. Степановой).

материалы наблюдений за ветром и температурой в нижних слоях атмосферы. Способ применим для квазистационарных условий.

Для расчета ветра на высотах (V_h) по его данным у Земли (V_{10}) используются таблицы коэффициентов нарастания ветра с высотой (V_h/V_{10}) при различных значениях V_{10} и T_2—T_{850} для заданного характера подстилающей поверхности (трава — табл. 1.7, снег — табл. 1.8).

Таблица 1.7

Значения коэффициентов V_h/V_{10} для разных V_{10} и $T_2 - T_{850}$ над травяным покровом

V_{10} м/с	h м	$(T_2 - T_{850})$ °С							
		⩽4	5	6	7	8	9	11	⩾14
1	100	3,8	3,2	2,8	2,5	2,2	1,9	1,4	1,1
	300	3,8	3,4	3,1	2,6	2,2	1,9	1,5	1,2
	400	3,7	3,3	3,0	2,6	2,2	1,9	1,5	1,2
	600	2,9	2,8	2,5	2,4	2,2	1,9	1,5	1,2
2	100	3,3	2,9	2,6	2,3	2,1	1,8	1,4	1,1
	300	3,6	3,3	3,0	2,6	2,3	1,9	1,5	1,2
	400	3,4	3,2	3,0	2,6	2,3	2,0	1,5	1,2
	600	3,0	2,8	2,7	2,5	2,3	2,0	1,5	1,2
4	100	2,7	2,4	2,2	2,0	1,9	1,7	1,4	1,1
	300	3,2	3,0	2,8	2,6	2,3	2,0	1,6	1,2
	400	3,2	3,0	2,8	2,6	2,4	2,1	1,6	1,3
	600	3,1	3,0	2,8	2,6	2,4	2,2	1,7	1,3
6	100	2,3	2,1	2,0	1,8	1,7	1,6	1,4	1,2
	300	2,9	2,8	2,7	2,5	2,3	2,1	1,7	1,3
	400	2,9	2,8	2,7	2,6	2,4	2,2	1,8	1,4
	600	3,0	2,9	2,8	2,7	2,5	2,4	1,9	1,4
8	100	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,2
	300	2,7	2,6	2,6	2,4	2,3	2,1	1,8	1,5
	400	2,8	2,8	2,7	2,6	2,4	2,3	2,0	1,5
	600	2,9	2,9	2,8	2,7	2,6	2,4	2,1	1,6
10	100	1,8	1,7	1,7	1,6	1,6	1,5	1,4	1,2
	300	2,6	2,5	2,4	2,3	2,2	2,1	1,9	1,6
	400	2,7	2,7	2,6	2,5	2,4	2,3	2,1	1,8
	600	2,9	2,8	2,8	2,7	2,6	2,5	2,2	1,9
12	100	1,7	1,6	1,6	1,5	1,5	1,5	1,4	1,3
	300	2,5	2,4	2,4	2,3	2,2	2,1	2,0	1,8
	400	2,7	2,6	2,6	2,5	2,4	2,3	2,2	1,9
	600	2,8	2,8	2,7	2,7	2,6	2,5	2,3	2,1

Примечания: 1. При $V_{10} > 12$ м/с: $V_{100} = 1{,}45V_{10}$; $V_{300} = 2{,}13V_{10}$; $V_{400} = 2{,}35V_{10}$; $V_{600} = 2{,}50V_{10}$.

2. При $V_{10} = 0$ для определения V_h принимается $V_{10} = 1$ м/с.

Таблица 1.8

Значения коэффициентов V_h/V_{10} для различных V_{10} и $T_2—T_{850}$ над снежной поверхностью

V_{10} м/с	h м	(T_2-T_{850}) °С						
		$\leqslant -2$	1	3	5	7	9	$\geqslant 11$
1	100	3,4	3,1	2,8	2,5	2,2	1,7	1,3
	300	3,6	3,1	2,8	2,5	2,2	1,8	1,5
	400	3,3	2,9	2,7	2,4	2,2	1,8	1,5
	600	2,9	2,7	2,5	2,3	2,0	1,8	1,5
2	100	3,0	2,8	2,6	2,4	2,1	1,8	1,3
	300	3,4	3,0	2,7	2,5	2,2	1,8	1,5
	400	3,3	2,9	2,7	2,4	2,2	1,8	1,6
	600	3,0	2,8	2,6	2,4	2,1	1,9	1,6
4	100	2,5	2,3	2,2	2,1	1,8	1,6	1,3
	300	3,0	2,8	2,6	2,4	2,2	1,9	1,7
	400	3,2	2,9	2,7	2,5	2,3	2,0	1,8
	600	3,2	2,9	2,7	2,5	2,3	2,1	1,9
6	100	2,1	2,0	2,0	1,8	1,7	1,6	1,3
	300	2,8	2,6	2,5	2,3	2,2	2,0	1,8
	400	3,0	2,8	2,7	2,5	2,3	2,1	1,9
	600	3,1	2,9	2,8	2,6	2,4	2,2	2,1
8	100	1,9	1,8	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4
	300	2,6	2,5	2,4	2,3	2,1	2,0	1,9
	400	2,8	2,6	2,5	2,4	2,3	2,1	2,0
	600	2,9	2,8	2,7	2,6	2,4	2,3	2,1
10	100	1,8	1,7	1,7	1,6	1,5	1,5	1,4
	300	2,5	2,4	2,3	2,2	2,1	2,0	1,9
	400	2,7	2,5	2,5	2,4	2,3	2,2	2,0
	600	2,8	2,7	2,6	2,5	2,4	2,3	2,2
12	100	1,6	1,6	1,6	1,5	1,5	1,4	1,4
	300	2,4	2,3	2,2	2,1	2,1	2,0	1,9
	400	2,6	2,5	2,4	2,4	2,3	2,2	2,1
	600	2,7	2,6	2,6	2,5	2,4	2,3	2,3

Примечания: 1. При $V_{10}>12$ м/с: $V_{100}=1{,}4V_{10}$; $V_{300}=2{,}0V_{10}$; $V_{400}=2{,}2V_{10}$; $V_{600}=2{,}4V_{10}$.

2. При $V_{10}=0$ для определения V_h принимается $V_{10}=1$ м/с.

Для определения скорости ветра на высоте h необходимо выбрать из приведенных таблиц значение V_h/V_{10} для соответствующего значения h (при известных V_{10} и $T_2—T_{850}$) и умножить найденное значение V_h/V_{10} на V_{10}. Для промежуточных значений V_{10} и $T_2—T_{850}$ величины V_h/V_{10} находятся путем интерполяции.

Пример. Измеренная скорость на высоте 10 м над травяным покровом составила 6 м/с, $T_2 - T_{850} = 5$ °С. По данным табл. 1.7 $V_{100}/V_{10} = 2{,}1$, $V_{400}/V_{10} = 2{,}8$. Расчетные скорости на высотах $V_{100} = 12{,}6$ м/с, $V_{400} = 18{,}6$ м/с.

По данным табл. 1.7 и 1.8 легко построить номограммы для определения V_h по V_{10} и $T_2—T_{850}$ с учетом типа подстилающей поверхности. Одна из таких номограмм (для $h = 100$ м, травяной покров) дается на рис. 1.3.

Характер изменения направления ветра с высотой зависит от тех же факторов, что и коэффициенты нарастания скорости ветра с высотой. Величины $d_h—d_{10}$ для различных h, V_{10} и $T_2—T_{850}$ приведены в табл. 1.2.

Для определения направления ветра на высоте h необходимо выбрать из табл. 1.2 значение $d_h—d_{10}$ для соответствующего значения h (при известных V_{10} и $T_2—T_{850}$) и прибавить найденное значение к направлению ветра на высоте $h = 10$ м. Для промежуточных значений V_{10} и $T_2—T_{850}$ величины $d_h—d_{10}$ находятся путем интерполяции.

1.1.7. ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ВЕТРА В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ ПРИ НЕСТАЦИОНАРНЫХ УСЛОВИЯХ И МЕСТНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

В условиях нестационарности и под влиянием особенностей рельефа и характера подстилающей поверхности формируются виды профилей ветра и его распределения в пространстве, не описываемые эмпирическими и теоретическими моделями; в таких условиях становятся непригодными приемы экстраполяции ветра.

В связи с большим разнообразием возможных сочетаний различных действующих факторов и сложностью их взаимодействия полный количественный учет всех параметров для указанных условий весьма затруднителен. Поэтому приходится пользоваться приближенными приемами, полученными на основании общих физических соображений и дополненными некоторыми статистическими данными, а также оценками, вытекающими из синоптического опыта. В этих условиях особое значение приобретают детальное знание характера местности в районе аэродрома, а также уточнение существующих методов (способов, приемов) применительно к местным условиям.

В первую очередь необходимо учитывать возможность развития *местных циркуляций*, вызванных орографическими эффектами или резким различием характера подстилающей поверхности (вода—суша). Формированию местных циркуляций способствуют

антициклонические условия (прогрев за счет солнечной радиации днем и радиационное охлаждение ночью). Скорости ветра при местных циркуляциях обычно небольшие.

Горно-долинные ветры, ориентированные вдоль долин или ущелий, имеют выраженную суточную цикличность: ночью ветер в нижнем слое до высот 300—600 м направлен с гор (горный ветер) вниз по долине (ущелью), а днем он приобретает в нижней половине пограничного слоя противоположное направление (долинный ветер) — вверх по долине (ущелью) или с равнины в сторону гор. Горно-долинные ветры могут проявляться в предгорьях на расстоянии до 100 км от подножья гор.

Бризовая циркуляция, проявляющаяся вблизи берега моря или большого озера и вызываемая разностью температур поверхностей воды и суши, имеет суточную цикличность смены ветров: дневной (или морской) бриз обычно направлен у поверхности Земли с моря на сушу, а ночной (или береговой) бриз — с суши на море.

При прогнозе ветра на стандартных высотах в условиях местных циркуляций следует иметь в виду, что скорости ветра в нижнем 100-метровом слое больше и с высотой ослабевают при сохранении направления, вплоть до штиля, а выше 500 м происходит смена направления на обратное. В условиях континента на окраинах крупных городов из-за различий характера подстилающей поверхности может возникать циркуляция, подобная бризовой. При наличии местной циркуляции происходит сложение (или вычитание) составляющих местного ветра с направлением общего потока; при этом возможны различные варианты.

Кроме местных циркуляций, необходимо учитывать формирование местных ветров особого вида, вызванных сочетанием общих синоптических условий с орографией местности (бора, фён, ветры горных проходов и др.), иногда достигающих большой силы.

Описания условий формирования различных видов местных ветров и приемы их прогноза подробно рассматриваются в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды. Для аэродромов, подверженных местным ветрам, полезно проводить уточнения общих рекомендаций Руководства на местных материалах наблюдений.

К особым метеорологическим условиям формирования поля ветра в нижних слоях атмосферы относятся условия резкой нестационарности процессов при прохождении атмосферных фронтов у поверхности Земли через район аэродрома, условия конвекции (при наличии грозоградовых облаков), формирование струйных течений нижних уровней и др. В этих условиях часто формируются необычные распределения ветра и могут наблюдаться его резкие изменения как в пространстве, так и во времени. Кроме того, могут наблюдаться значительные усиления ветра до опасных значений (шквал, смерч).

При приближении фронта, в особенности ярко выраженного и имеющего большую скорость движения, вблизи фронтальной

зоны часто формируются участки резкого усиления ветра у поверхности Земли. Приближение к аэродрому теплого фронта, а также прохождение через район аэродрома холодного фронта или фронта окклюзии вызывают значительные изменения направления и скорости ветра во всем нижнем слое атмосферы. При этом в пограничном слое атмосферы часто формируются резкие, необычные профили ветра, характеризующиеся большими изменениями скорости и направления между уровнями.

Для прогнозирования ветра в районе аэродрома на 1—2 ч при приближении фронта особое значение приобретает информация пунктов штормового кольца и данные близлежащих аэродромов и посадочных площадок МВЛ, позволяющие заблаговременно выявлять зоны сильного ветра и следить за их смещением. В подобных ситуациях полезно делать запросы в эти пункты наблюдений о проведении дополнительных наблюдений, а также использовать радиолокационную информацию и данные спутников о смещении зон облаков, связанных с фронтом, для уточнения скорости его движения. Использование сведений радио- и шаропилотного зондирования из пунктов, находящихся в зоне фронта на том участке, прохождение которого ожидается через район аэродрома, позволит оценить вид профиля ветра, характерного для данного фронта.

При приближении теплого фронта в теплом воздухе на небольшой высоте может наблюдаться значительное увеличение скорости ветра и резкие изменения его направления, а над фронтальной зоной — ослабление ветра, что создает максимум скорости ветра в его вертикальном профиле. Это приводит к возникновению струйного течения нижних уровней, скорость ветра в котором может достигать 20—30 м/с и более и даже превышать значения геострофического ветра.

Струйные течения в нижнем километровом слое атмосферы часто наблюдаются на расстоянии 150—200 км перед теплыми фронтами у земной поверхности. Максимум скорости ветра располагается вблизи верхней границы слоя инверсии температуры или уменьшенного вертикального градиента температуры, соответствующего переходной зоне теплого фронта (рис. 1.4). По мере приближения теплого фронта к пункту наблюдений высота максимума скорости ветра имеет тенденцию снижаться. Так, в приведенном на рис. 1.4 примере на расстоянии 180 км перед теплым фронтом максимум скорости ветра находился на высоте около 500 м над поверхностью Земли (рис. 1.4 *а*), а при приближении этого фронта на расстояние 120 км высота максимума скорости ветра понизилась до 300 м (рис. 1.4 *б*). В некоторых случаях максимумы скорости ветра обнаруживаются в слое или под слоем инверсии температуры на расстоянии даже 500—600 км перед теплым фронтом на приземной карте погоды. Максимумы наблюдаются на высотах от 300 до 1000 м, реже на высотах 1200—1700 м.

В случае холодных фронтов также иногда формируются струй-

ные течения нижних уровней, в основном после прохождения зоны фронта у поверхности Земли, вплоть до удаления зоны фронта на 200 км. Хотя такие максимумы скорости наблюдаются реже, чем на теплых фронтах, но они могут быть интенсивными, в особенности при вторичных холодных вторжениях. На фронтах окклюзии максимумы скорости ветра наблюдаются еще реже, чем за холодными фронтами, интенсивность их невелика.

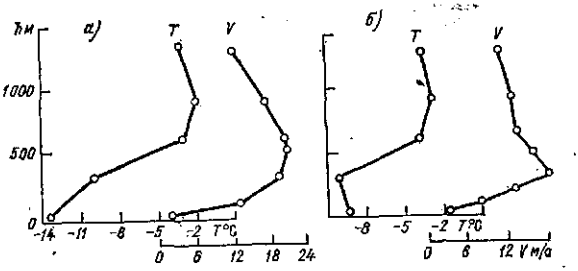

Рис. 1.4. Вертикальные профили температуры (T) и скорости ветра (V) по данным радиозондирования в Долгопрудном в 9 ч ($а$) и 15 ч ($б$) 13 января 1965 г. при приближении теплого фронта.

Таким образом, при приближении фронта рекомендуется по текущей информации о ветре следить за изменением высоты и значения максимума скорости ветра; по наблюдающейся тенденции (повышение—понижение, ослабление—усиление) с помощью временной экстраполяции можно оценить высоту и значение максимума скорости ветра на период прогноза.

Для оценки возможной скорости максимума ветра в струйном течении нижних уровней при приближении теплого фронта М. А. Мастерских предложил формулу

$$V_{\text{макс}} = 0{,}9\sqrt{36\,(\Delta p^2 + 0{,}25\overline{\Delta T}^2) + 100}, \qquad (1.5)$$

где $V_{\text{макс}}$ — скорость ветра (м/с) на оси струйного течения в передней части теплого фронта; Δp — горизонтальный градиент давления у поверхности Земли (гПа/100 км) вдоль линии фронта на участке, прохождение которого ожидается в данном районе; $\overline{\Delta T}$ — средний горизонтальный градиент температуры у поверхности Земли (°С/100 км) между воздушными массами перпендикулярно линии фронта на этом участке.

Струйные течения нижних уровней могут формироваться и при отсутствии фронтов. Максимумы скорости ветра, не связанные с фронтами, встречаются приблизительно в 6 % дней в году, наибольшее их число наблюдается осенью и зимой. Формирование этих максимумов обусловлено наличием слоев изотермии или инверсии, в особенности приземных.

В слое приземной инверсии температуры часто наблюдаются резкие изменения ветра с высотой по направлению и скорости, в особенности если инверсия сформировалась на фоне больших скоростей геострофического ветра. При этом обычно выше слоя инверсии рост скорости ветра с высотой прекращается и профиль ветра может иметь вид струйного течения нижних уровней. Приподнятые инверсии температуры различных типов (адвективные, оседания и др.), если они наблюдаются в пограничном слое атмосферы при больших горизонтальных градиентах давления, также способствуют формированию вертикальных профилей ветра типа струйного течения.

Максимумы скорости ветра в слое инверсии температуры в нижних слоях атмосферы довольно часто обнаруживаются на периферии антициклонов и гребней, особенно в ночное время, и могут наблюдаться одновременно на больших территориях. В дневное время при безоблачной погоде вследствие прогрева воздуха от земной поверхности инверсия температуры в нижнем слое разрушается, и повышение турбулентного обмена приводит к выравниванию профиля ветра и исчезновению максимума. После захода Солнца при сохранении безоблачной погоды максимум вновь восстанавливается, достигая наибольшего развития во второй половине ночи.

Обычно максимум скорости ветра находится вблизи верхней границы инверсии температуры, и при увеличении толщины слоя радиационной инверсии в течение ночи высота максимума несколько увеличивается. По данным наблюдений на метеорологических мачтах, высота максимума скорости и верхняя граница инверсии обычно совпадают. Максимальное значение скорости ветра на верхней границе приземной инверсии часто близко к значению геострофического ветра, иногда превосходит его по приземной карте, а направление совпадает с направлением изобар.

Ночной максимум ветра чаще всего находится на высотах 200—400 м, но может быть и на 900 м; осенью и зимой суточный ход высоты и скорости максимума ветра выражен меньше, чем весной и летом, вследствие меньшей амплитуды суточного хода температуры в пограничном слое атмосферы. В условиях, благоприятствующих появлению струйного течения нижних уровней, необходимо следить за текущей информацией о ветре в нижних слоях атмосферы (в том числе по сведениям экипажей ВС) для своевременного выявления и оценки тенденции изменений во времени струйного течения.

Неровности рельефа местности обычно существенно усиливают струйные течения нижних уровней. При приближении фронта к горам струйное течение, связанное с фронтом, обостряется и скорость его может существенно возрасти; у фронтов, на которых до этого не наблюдалось нижнего струйного течения, в районах предгорий оно может появиться. Нефронтальные струйные течения также усиливаются при наличии неровностей рельефа, поскольку ночью в низинах (долинах) накапливается стекающий по

склонам холодный воздух, в связи с чем радиационная инверсия становится более мощной. При этом обмен количеством движения существенно ослаблен: в низинах воздух застаивается, в то время как в верхней части пограничного слоя (чаще всего на уровне или чуть выше вершин окружающих холмов, гор) может наблюдаться большая скорость ветра и профиль ветра соответствует струйному течению.

В условиях активной конвекции в районе аэродрома и наличия мощных грозовых облаков (как фронтальных, так и внутримассовых) формируется сложная структура поля ветра в окрестностях очагов ливней и гроз и часто наблюдаются значительные усиления ветра в нижнем слое атмосферы (в том числе шквалы и смерчи). В зоне очага и даже на существенном удалении от него (до 30 км) поле ветра в пограничном слое может резко отличаться от такового, обусловленного горизонтальным барическим градиентом. Кроме того, могут наблюдаться быстро смещающиеся зоны усиления ветра, сопровождающиеся сильными вертикальными восходящими и нисходящими потоками (фронты порывистости)[1], представляющие чрезвычайную опасность для всех ВС, выполняющих полет на малых высотах, взлет или посадку.

Для прогноза усилений ветра, связанных с очагами ливней и гроз, на сроки 6 ч и более применяются методы прогнозов шквалов, приведенные в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды и в гл. 4 настоящего Руководства. При необходимости уточнения ветрового режима у поверхности Земли в условиях конвекции и оценки тенденции на более короткие периоды (1—2 ч и менее) и для выявления зон усиления ветра следует использовать информацию из пунктов штормового кольца, а также данные метеорологического радиолокатора (МРЛ) об интенсивности, расположении и направлении смещения конкретных очагов. В этих условиях важно привлекать всю возможную дополнительную информацию о поле ветра в районе аэродрома (в том числе сведения экипажей ВС).

1.2. СДВИГИ ВЕТРА В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

1.2.1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Сдвигом ветра называется изменение направления и скорости ветра в пространстве, включая восходящие и нисходящие воздушные потоки. При полете на малой высоте на ВС оказывают воздействие резкие изменения характера движения воздуха, наблюдающиеся на небольших участках траектории полета. Эти воздействия могут вызвать существенные отклонения ВС от расчетной траектории полета, что представляет большую опасность в связи с близостью Земли на определенных этапах полета.

[1] Подробнее о фронтах порывистости см. в п. 1.2.4.

В мировой летной практике зарегистрирован ряд происшествий при выполнении взлета, посадки или полета ВС на малой высоте, причиной возникновения которых были признаны сильные сдвиги ветра в нижних слоях атмосферы. Поэтому сильные сдвиги ветра включены в перечень опасных явлений погоды для авиации.

Сдвиг ветра описывается векторной разностью скоростей ветра, измеренных в двух точках пространства (рис. 1.5), модуль которой равен

$$|\Delta \mathbf{V}| = \sqrt{V_1^2 + V_2^2 - 2V_1V_2\cos\alpha}, \qquad (1.6)$$

где V_1 и V_2 — модули скоростей ветра в двух точках; α — угол между направлениями векторов ветра в этих точках.

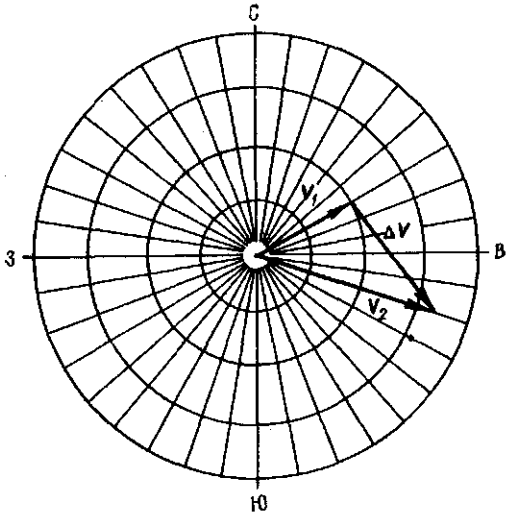

Рис. 1.5. Векторная диаграмма сдвига ветра.

$\mathbf{V_1}$ и $\mathbf{V_2}$ — векторы скорости ветра, измеренные в двух точках пространства, $\Delta\mathbf{V}$ — вектор сдвига ветра.

Вертикальный сдвиг ветра (рис. 1.6) описывает изменение горизонтального движения воздуха (ветра) по вертикали (например, по данным датчиков ветра, установленных на разных высотах на мачте, башне и т. п., по данным шаропилотных и др. измерений).

Горизонтальный сдвиг ветра (рис. 1.7) — это изменение ветра в горизонтальном направлении между разными точками измерений ветра (различными стартами у ВПП, точками вокруг летного поля и т. п.).

Кроме того, в нижних слоях атмосферы могут наблюдаться вертикальные *восходящие и нисходящие воздушные потоки*, представляющие собой интенсивные движения воздуха по вертикали (называемые иногда вертикальным ветром), также включенные в общее понятие сдвига ветра.

Для оценки интенсивности сдвига ветра следует пользоваться терминами и их численными критериями, рекомендованными ИКАО (табл. 1.9); они пригодны к использованию как при на-

личии данных измерений (или оценок), так и для сведений, полученных от экипажей ВС. Определение значений сдвигов ветра осуществляется по данным о ветре, отфильтрованным от мелкомасштабных турбулентных пульсаций и осредненным за период времени 2 мин, принятый для метеорологического обеспечения полетов.

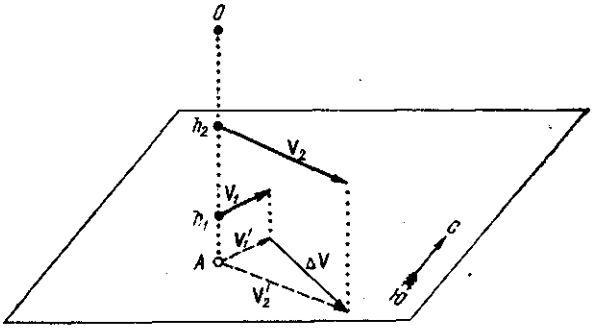

Рис. 1.6. Вертикальный сдвиг ветра.
A — пункт измерения ветра, *OA* — вертикаль в пункте измерения ветра, $\mathbf{V}_1$ и $\mathbf{V}_2$ — векторы скорости ветра на высотах h_1 и h_2 соответственно, $\mathbf{V}_1'$ и $\mathbf{V}_2'$ — проекции векторов скорости ветра на горизонтальную плоскость, $\Delta\mathbf{V}$ — векторная разность скоростей ветра в слое — вертикальный сдвиг ветра.

Размерность сдвига ветра $[t^{-1}]$ (например, $с^{-1}$ для изменения ветра в м/с на расстоянии 1 м). Эта величина удобна для сравнения сдвигов. В практической работе величину сдвига ветра

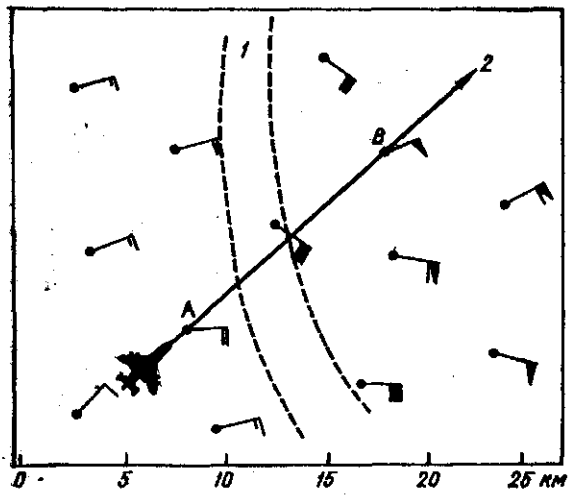

Рис. 1.7. Горизонтальный сдвиг ветра.
1 — зона резкого изменения ветра по горизонтали, *2* — траектория полета воздушного судна, *A* и *B* — точки измерения ветра вдоль траектории полета.

обычно выражают в более крупных единицах: м/с на 30 м, м/с на 600 м (столбцы 3 и 4 табл. 1.9), и т. д. В международных документах и зарубежной литературе сдвиги ветра выражают и через другие единицы измерений ветра (узлы, мили/ч, фут/с и др.). Поэтому часто возникает необходимость перевода сдвигов ветра из одних единиц измерения в другие. Для упрощения и ускорения этого перевода построена номограмма (рис. 1.8). При ее использовании необходимо от точки на номограмме, соответствующей определен-

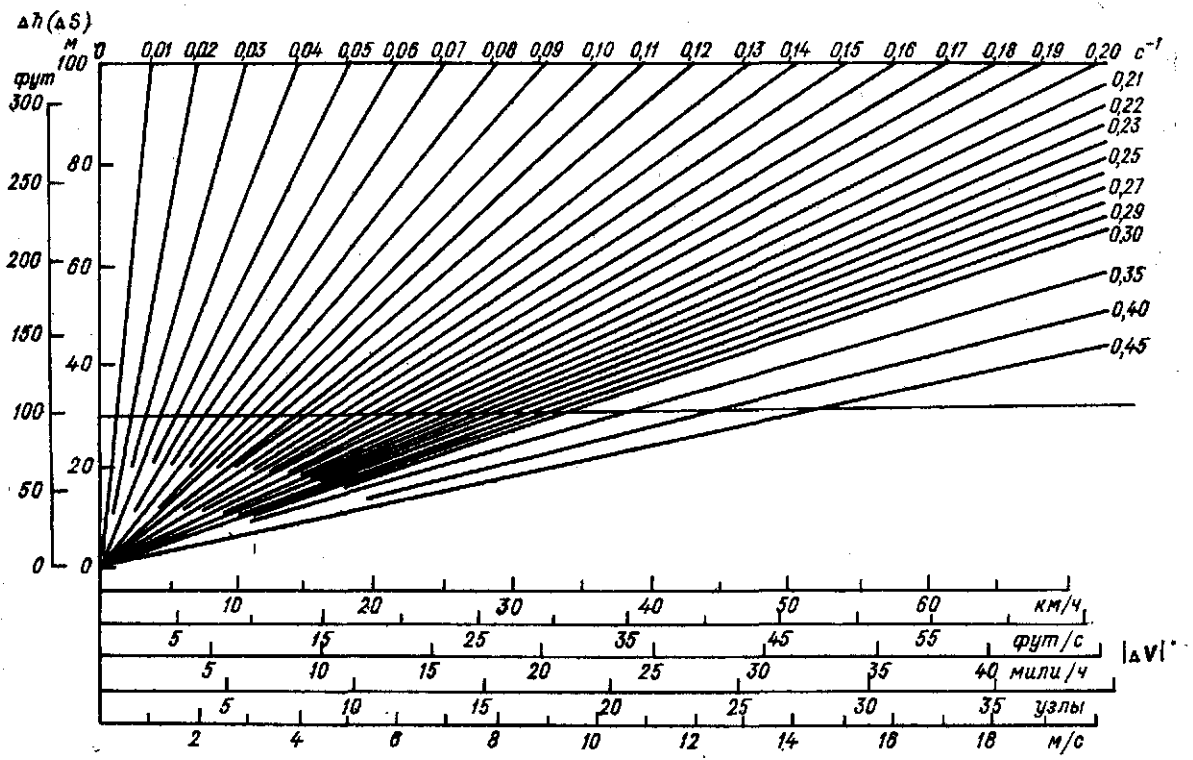

Рис. 1.8. Номограмма единиц измерения сдвига ветра (по В. Г. Глазунову).

$\Delta h(\Delta S)$ м, фут — шкала расстояний между точками измерений ветра по высоте (по горизонтали), $|\Delta V|$ — шкала величины модуля векторной разности скоростей ветра между точками измерений ветра. Изолинии сдвига ветра $с^{-1}$ надписаны на обрезе номограммы.

Таблица 1.9

Критерии интенсивности сдвига ветра

Интенсивность сдвига ветра (качественный термин)	Влияние на управление воздушным судном	Вертикальный сдвиг ветра, м/с на 30 м высоты	Горизонтальный сдвиг ветра, м/с на 600 м	Скорость восходящего или нисходящего потока, м/с
Слабый	Незначительное	0—2,0	0—2,0	0—2,0
Умеренный	Значимое	2,1—4,0	2,1—4,0	2,1—4,0
Сильный	Существенные трудности	4,1—6,0	4,1—6,0	4,1—6,0
Очень сильный	Опасное	>6	>6	>6

проводятся сглаженные кривые средних и максимальных значений (соответственно кривые *1* и *2* на рис. 1.9). Затем откладываются граничные значения величин сдвига ветра для $\Delta h = 30$ м в критериях ИКАО—ВМО (слабый — до 2 м/с, умеренный — до 4 м/с и т. д.). Далее, строятся кривые, проходящие через граничные значения градаций сдвигов для других толщин слоев, полученные с помощью интерполяции и с соблюдением процентных соотношений, определенных между границами градаций для $\Delta h = 30$ м. В результате проведения кривых выделяются зоны слабого, умеренного, сильного и очень сильного сдвигов ветра для различных слоев.

ным значениям расстояния между измерениями ветра (Δh для толщины слоя по вертикали или ΔS для расстояния по горизонтали) и значения векторной разности ($|\Delta \mathbf{V}|$), переместиться вдоль изолиний до другого значения Δh (ΔS), а затем, опускаясь по вертикали вниз, произвести отсчет по шкале $|\Delta \mathbf{V}|$ в требующихся единицах. Для определения сдвига ветра в $с^{-1}$ достаточно определить положение начальной точки относительно надписанных на верхнем или правом обрезе номограммы значений у изолиний $с^{-1}$.

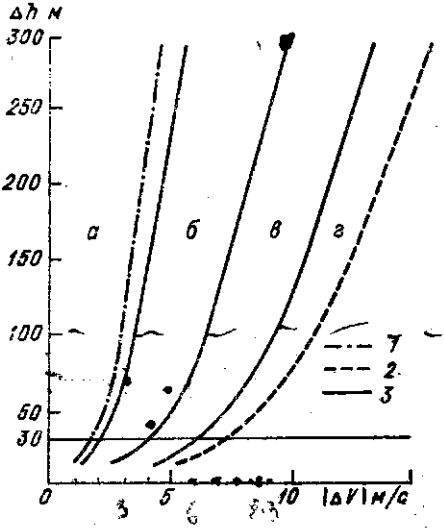

Рис. 1.9. Зависимость вертикального сдвига ветра ($\Delta \mathbf{V}$) от толщины слоя (Δh) по данным высотной метеорологической мачты в г. Обнинске (Калужская обл.) (по В. Г. Глазунову).
1 — средняя векторная разность скоростей ветра при различной толщине слоя, *2* — максимальная векторная разность скоростей для этих слоев, *3* — векторная разность скоростей, соответствующая граничным значениям зон слабого (*а*), умеренного (*б*), сильного (*в*) и очень сильного сдвига ветра (*г*) для различной толщины слоя.

Для того чтобы определить, к какой градации относится вертикальный сдвиг ветра в слое, толщина которого отличается от 30-метрового, необходимо пользоваться эмпирической зависимостью вертикального сдвига ветра от толщины слоя. Такая зависимость, построенная по данным высотной метеорологической мачты в г. Обнинске (Калужская обл.), приведена на рис. 1.9. Найдя точку, соответствующую значениям входных параметров на графике (ΔV и Δh), достаточно определить, в какую зону точка попадает, чтобы оценить качественный термин величины сдвига ветра.

Пример. В слое $\Delta h = 100$ м определена векторная разность скоростей ветра $\Delta V = 5$ м/с. По графику (см. на рис. 1.9) можно видеть, что соответствующая точка попадает в зону *б*, т. е. умеренного сдвига ветра.

Рекомендуется уточнить номограмму по местным данным.

Методика построения номограммы. Для ряда измерений ветра на постоянных уровнях определяются сдвиги ветра для слоев возрастающей толщины при постоянном нижнем уровне (например, в слое 10—40, 10—70, 10—100, 10—200 м и т. д.). Для этих слоев вычисляются средние сдвиги и выбираются максимальные значения, которые наносятся на номограмму в виде точек для соответствующих слоев (30, 60, 90, 190 м в нашем примере); по этим точкам

1.2.2. ВЛИЯНИЕ СДВИГОВ ВЕТРА НА ВЗЛЕТ, ПОСАДКУ И ПОЛЕТ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ НА МАЛЫХ ВЫСОТАХ

Сущность влияния сдвига ветра на ВС состоит в том, что резкое изменение ветра вдоль траектории полета вызывает временное нарушение равновесия между подъемной силой и весом ВС. При этом путевая скорость вследствие инерции временно сохраняется, а воздушная резко изменяется, что незамедлительно вызывает соответствующее изменение подъемной силы, которая для самолета прямо пропорциональна квадрату воздушной скорости. При увеличении вдоль траектории ВС встречного ветра (или ослаблении попутного) воздушная скорость ВС возрастает и подъемная сила увеличивается, в то время как при ослаблении встречного ветра (или увеличении попутного) воздушная скорость убывает и подъемная сила уменьшается.

Соответственно при увеличении воздушной скорости произойдет подъем, а при уменьшении — опускание ВС по отношению к расчетной траектории полета, что особенно опасно во время взлета и посадки в связи с близостью Земли и ограниченными возможностями маневра на этих этапах полета. Встречается несколько основных вариантов воздействия сдвигов ветра на полет самолета.

В случае резкого усиления ветра с высотой и при посадке против ветра самолет перемещается в слои ослабевающего встречного ветра (рис. 1.10). Подъемная сила вследствие уменьшения воздушной скорости будет убывать и поэтому возникает тенденция к полету ниже глиссады. Взлет в этих условиях будет сопровождаться дополнительным увеличением за счет сдвига ветра воз-

душной скорости и подъемной силы, что будет давать эффект набора высоты по траектории выше расчетной.

Ослабление ветра с высотой при посадке будет давать эффект полета выше расчетной траектории (рис. 1.11), а при взлете будет наблюдаться снижение траектории набора высоты.

Боковые сдвиги ветра, направленные поперек траектории полета и возникающие из-за значительного изменения скорости бокового ветра или резких поворотов ветра с высотой, вызывают боковое смещение ВС от расчетной траектории полета.

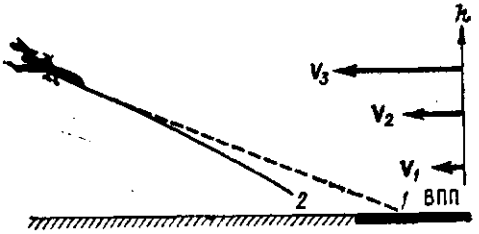

Рис. 1.10. Схема посадки самолета при уменьшающемся встречном ветре.
1 — установленная траектория полета на конечном этапе захода на посадку (глиссада); *2* — фактическая траектория полета, возникающая под воздействием сдвига ветра (при отсутствии парирования его влияния на полет); V — продольная составляющая вектора ветра на различных высотах; ВПП — взлетно-посадочная полоса.

Горизонтальные сдвиги ветра вдоль траектории полета (см. рис. 1.7) оказывают воздействия на ВС, аналогичные рассмотренным для вертикального сдвига ветра, в зависимости от наблюдающегося изменения скорости ветра вдоль траектории полета.

Попадание ВС в зону восходящего потока вызывает его подъем, а нисходящего — опускание по отношению к расчетной

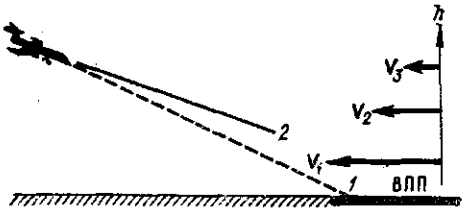

Рис. 1.11. Схема посадки самолета при увеличивающемся встречном ветре.
Усл. обозначения см. рис. 1.10.

траектории полета. При этом в отличие от турбулентности, вызывающей кратковременные знакопеременные вертикальные колебания ВС, зоны вертикальных воздушных потоков вызывают более длительное (до десятков секунд) однозначное смещение ВС по вертикали от расчетной траектории полета и представляют наибольшую опасность для полетов вблизи поверхности Земли.

В атмосфере вертикальные, горизонтальные сдвиги ветра, вертикальные потоки и турбулентность в зависимости от метеорологических условий могут встречаться в различных сочетаниях между собой. Совместное однозначное воздействие двух или более рассмотренных факторов может резко осложнить пилотирование и даже стать опасным. Это может быть, например, тогда, когда одновременно с нисходящим потоком, вызывающим потерю высоты, произойдет резкое ослабление встречного ветра вдоль

траектории, которое вызовет дополнительную потерю высоты. Такое суммарное воздействие двух или более факторов может создать опасную ситуацию даже в тех случаях, когда каждый из действующих факторов по отдельности и не достигал критических значений.

Для пилотирования представляют трудности случаи, при которых вдоль траектории полета ВС наблюдается смена знака воздействия какого-либо фактора на противоположный (восходящий поток сменяется нисходящим, рост встречной скорости — ее уменьшением). В этих случаях запаздывание действий пилота по компенсации предыдущего знака воздействия может неудачно сложиться с новым видом воздействия сдвига ветра (например, уменьшение тяги двигателей при одновременном падении воздушной скорости за счет сдвига ветра) и привести к большому суммарному воздействию на ВС.

В соответствии с существующими требованиями, экипаж ВС оперативно сообщает о наблюдающихся в полете явлениях погоды, влияющих на выполнение полета. При использовании этой информации следует иметь в виду, что отмечаемые экипажами ВС случаи болтанки при выполнении взлета и посадки ВС могут быть обусловлены также сильными сдвигами ветра, поскольку иногда экипажу трудно бывает отличить воздействие турбулентности от влияния сдвига ветра на полет ВС. Поэтому для анализа таких случаев следует привлекать сведения о метеорологических условиях полета.

Важно заметить, что сильные сдвиги ветра могут наблюдаться на малых высотах одновременно с другими метеорологическими явлениями, влияющими на полет ВС (туман, низкая облачность, осадки, турбулентность, обледенение и др.). В этих условиях появление сдвигов ветра, воздействующих на ВС, увеличивает трудности пилотирования и поэтому представляет особую опасность.

Получение пилотом ВС заблаговременной информации о сдвигах ветра на расчетной траектории полета позволяет предпринять упреждающие действия по управлению, которые существенно повышают успешность решения оперативной задачи по компенсации влияния сдвигов ветра на ВС и по возвращению на расчетную траекторию полета. С другой стороны, необходимо, чтобы экипаж ВС при обнаружении существенного влияния сдвига ветра на полет оперативно сообщал об этом диспетчеру и на АМСГ, что очень важно для повышения безопасности полетов в этих условиях.

1.2.3. ОЦЕНКА ВЕРТИКАЛЬНОГО СДВИГА ВЕТРА С ПОМОЩЬЮ РАСЧЕТНЫХ МЕТОДОВ

Способ расчета фоновых вертикальных сдвигов ветра, обусловленных трением воздуха о подстилающую поверхность, с учетом температурой стратификации предложен Л. Р. Орленко и О. Б. Шкляревич.

Изложенная методика учитывает влияние изменений суточных колебаний сдвигов ветра, обусловленных суточным ходом температурной стратификации. Однако эта методика пригодна к использованию при отсутствии орографических эффектов и для условий открыто расположенных аэродромов на равнине, а также только для квазистационарных условий (при отсутствии заметной адвекции температуры, фронтов, очагов, ливней и гроз). Проверка способа, произведенная в Институте экспериментальной метеорологии по данным высотной метеорологической мачты г. Обнинска, показала, что для стационарных условий на равнине методика дает удовлетворительный для практики результат.

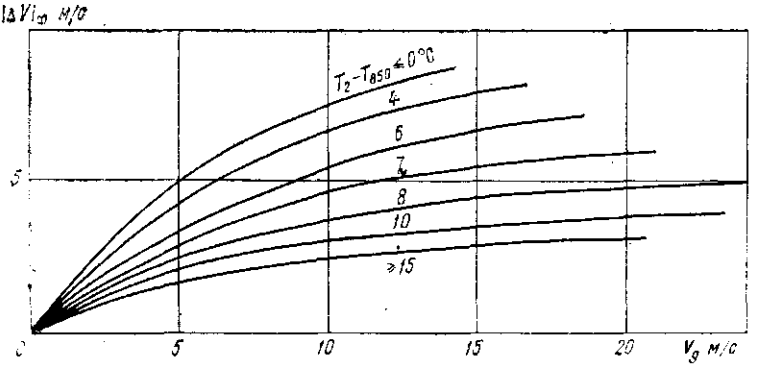

Рис. 1.12. Номограмма для определения фонового вертикального сдвига ветра в слое от 10 до 100 м (ΔV_Φ) по скорости геострофического ветра (V_g) и разности температур у поверхности Земли и на AT_{850} ($T_2 - T_{850}$) над травяным покровом.

Исходной информацией для определения сдвигов ветра являются сведения о скорости геострофического ветра по приземной карте (V_g), данные температуры воздуха у поверхности Земли на высоте 2 м (T_2) и на уровне поверхности 850 гПа (T_{850}).

На рис. 1.12 и 1.13 приведены номограммы для определения фоновых значений вертикального сдвига ветра в слое от 10 до 100 м $|\Delta \mathbf{V}|_\Phi$ для двух видов подстилающей поверхности: травяного покрова (рис. 1.12) и снежной поверхности (рис. 1.13). Номограммы могут быть использованы в диапазоне от 50 до 70° с. ш. (и при скоростях градиентного ветра до 25 м/с).

При работе с номограммами от значения V_g на оси абсцисс строится перпендикуляр до изолинии, соответствующей значению $T_2 - T_{850}$, а затем производится отсчет положения этой точки на оси $|\Delta \mathbf{V}|_\Phi$.

Пример. $V_g = 15$ м/с; $T_2 - T_{850} = 6$ °С, подстилающая поверхность — травяной покров.

По рис. 1.12 получим, что фоновый сдвиг ветра для этих условий в слое от 10 до 100 м равен 6,7 м/с. По рис. 1.9 можно видеть, что этот сдвиг ветра для 90-метрового слоя будет соответствовать сильному сдвигу ветра.

При скоростях V_g, превышающих 25 м/с, и $T_2 - T_{850} = 8...9$ °С оценку $|\Delta V|_ф$ следует производить с помощью табл. 1.10 (промежуточные значения оцениваются интерполяцией).

Поскольку при стационарных условиях температура воздуха на уровне поверхности 850 гПа мало меняется в течение суток,

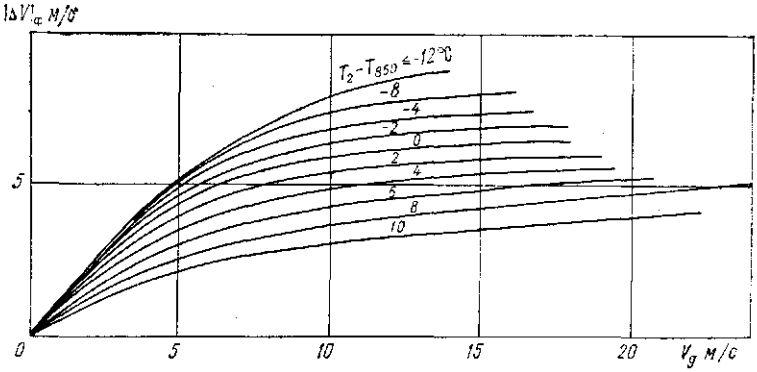

Рис. 1.13. Номограмма для определения фонового вертикального сдвига ветра в слое от 10 до 100 м над снежным покровом.

Усл. обозначения см. рис. 1.12.

Таблица 1.10

Значения фонового вертикального сдвига ветра в слое от 10 до 100 м в стационарных условиях при $V_g \geqslant 25$ м/с и $T_2 - T_{850} = 8...9$ °С

Вид подстилающей поверхности	V_g м/с			
	25	30	35	40
Травяной покров	4,8	5,4	6,0	6,5
Снег	5,2	5,9	6,5	7,0

для периодов между сроками аэрологических наблюдений допустимо использовать данные $АТ_{850}$ (или $ОТ^{850}_{1000}$), взятые с карт барической топографии за последний имеющийся срок.

1.2.4. СДВИГИ ВЕТРА В УСЛОВИЯХ ИНТЕНСИВНОЙ КОНВЕКЦИИ (ПРИ НАЛИЧИИ ОЧАГОВ ЛИВНЕЙ И ГРОЗ)

Вблизи очагов ливней и гроз при сравнительно небольших фоновых сдвигах часто наблюдаются значительные усиления сдвигов ветра в нижних слоях атмосферы, достигающие значений, опасных для полетов ВС. Поэтому, если наблюдается (или прогнозируется) конвективная облачность с ливнями и грозами в обслуживаемом районе, необходимо повысить внимание к текущей

информации о ветре и к данным экипажей ВС для обнаружения зон усиления ветра.

Мощные грозовые очаги вызывают значительное возмущение воздушных потоков в нижних слоях атмосферы и создают чрезвычайно сложную структуру поля ветра. В зоне выпадения интенсивных ливневых осадков (а также града) под облаком образуются участки с сильными нисходящими потоками холодного воздуха, увлекаемого вниз выпадающими осадками; интенсивность этого нисходящего потока может превышать 10 м/с. Наибольшие скорости опускания воздуха наблюдаются на тех участках, где интенсивность осадков достигает максимума. Осадки большой интенсивности, кроме того, за счет суммарного динамического давления капель на ВС, могут вызвать потерю высоты.

Кроме сильного нисходящего потока, с которым можно столкнуться непосредственно под грозовым облаком, наибольшую опасность представляет зона *фронта порывистости* в окрестностях облака, попадание в которую может быть внезапным для ВС.

Фронт порывистости представляет собой зону резкого усиления ветра (шквала) и турбулентности в нижних слоях атмосферы вблизи кучево-дождевого (грозового) облака. Возникновение этого фронта является следствием резкого опускания холодного воздуха под облаком и дальнейшего растекания его в нижних слоях атмосферы. При этом температура нисходящего потока воздуха становится значительно ниже температуры окружающего воздуха вследствие затрат тепла на испарение осадков. Холодный, плотный, быстро опускающийся воздух, встретив поверхность Земли, на большой скорости подтекает под теплый воздух в окрестностях облака. При этом в передней части облака (по направлению его движения) скорость ветра наиболее сильно возрастает за счет сложения скорости оттекающего холодного воздуха со скоростью общего среднего потока.

Слой оттекающего холодного воздуха толщиной в несколько сотен метров (иногда до 2 км) представляет собой быстро движущийся мелкомасштабный холодный фронт, имеющий резкий контраст температуры и часто дающий скачок давления; перед ним происходит резкий вынужденный подъем теплого воздуха, вовлекаемого далее в переднюю часть облака. Известно, что чем больше контраст температуры на фронте порывистости, тем больше может быть скорость ветра в нижних слоях атмосферы в зоне этого фронта. Зона фронта порывистости, быстро смещающаяся от облака, представляет собой область сильных и очень сильных горизонтальных и вертикальных сдвигов ветра, вертикальных потоков и турбулентности, попадание в которую для ВС представляет чрезвычайную опасность.

Фронт порывистости после своего возникновения может быстро распространиться от края облака на расстояние 15—20 км (в субтропиках до 40 км), а затем исчезнуть, а через некоторое время вновь возникнуть вблизи грозового очага по мере его продвижения. Таким образом, фронт порывистости существует не

постоянно, а как пульсирующий процесс. Существует некоторая эмпирическая зависимость между скоростью движения фронта порывистости (C) и максимальной горизонтальной составляющей скорости ветра у Земли по нормали к фронту (V_n)

$$C = 0{,}67V_n. \tag{1.7}$$

Эта зависимость показывает, что скорость ветра у Земли примерно в 1,5 раза больше скорости движения самого фронта порывистости.

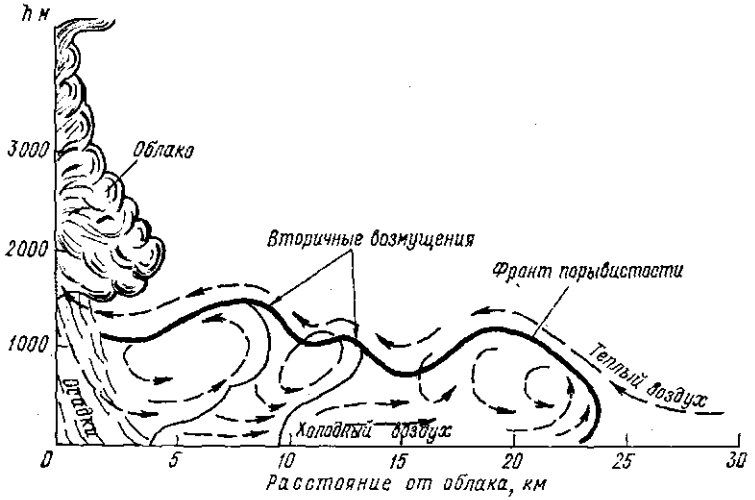

Рис. 1.14. Структура фронта порывистости в нижних слоях атмосферы вблизи кучево-дождевого (грозового) облака и схема циркуляции воздуха, связанной с этим фронтом.

На рис. 1.14 приведена схема структуры воздушных движений в зоне фронта порывистости и циркуляции воздуха, связанной с ним. Перед линией этого фронта до высоты 1—1,5 км отмечаются сильные восходящие потоки теплого влажного воздуха, вытесняемого вверх движущимся ниже холодным воздухом. Холодный воздух на высоте 100—300 м при этом может на несколько сотен метров опережать воздух, движущийся в нижнем 100-метровом слое, способствуя развитию резкой неустойчивости и шквалистого ветра у поверхности Земли. В холодном воздухе вначале наблюдаются сильные восходящие потоки в передней части фронта, сменяющиеся затем сильными нисходящими потоками; все это сопровождается очень сильной турбулентностью. На верхней границе фронта порывистости в результате сильной неустойчивости и поступления свежих порций холодного воздуха образуются вторичные возмущения (аналогичные вторичным холодным фронтам), достигающие поверхности Земли. Циркуляция воздуха на вторичных фронтах порывистости аналогична первичному воз-

мущению (большие скорости ветра, восходящий поток, нисходящий поток), причем характеристики вторичного возмущения по интенсивности даже могут превышать первичное.

Пересечение фронта порывистости ВС в полете представляет чрезвычайную опасность. По литературным данным, при пересечении фронта порывистости были отмечены изменения воздушной скорости ВС на 77 км/ч за 5 с, на 25 км/ч за 2,5 с, на 85 км/ч за несколько секунд и даже на 109 км/ч за несколько секунд — при изменении ветра от встречного 64 км/ч на попутный 45 км/ч. Кроме того, зафиксированы скорости восходящих и нисходящих воздушных потоков, превышающие 10 м/с на высоте 50 м и 15 м/с на высоте 100 м. С фронтом порывистости связан ряд тяжелых летных происшествий при выполнении взлета, посадки или полета ВС на малой высоте. Наиболее опасной является ситуация, когда ВС движется навстречу грозовому очагу, даже если очаг удален на 10 км и более.

При наличии грозовых очагов поле ветра в нижних слоях атмосферы может иметь чрезвычайно большую изменчивость. Репрезентативность данных измерений ветра у Земли и во всем пограничном слое при этом ограничивается лишь небольшим пространством вблизи точки измерений, и данные в точке не могут использоваться для оценки ветра даже на расстоянии нескольких сотен метров. Данные ветра на одном старте могут резко отличаться от другого, а также от измерений на метеоплощадке; однако применяемые в настоящее время для целей метеорологического обеспечения авиации оперативные методы измерения ветра пока не дают возможности контролировать детальную структуру поля ветра в нижнем слое атмосферы вблизи каждого грозового очага.

В этих условиях необходимо привлекать максимум возможной дополнительной информации о поле ветра в районе метеообеспечения и вблизи него, включая все имеющиеся датчики ветра в районе аэродрома, пункты наблюдений в различных местах вблизи аэродрома и т. п. Появление зоны усиления ветра у Земли и ее смещение вблизи грозового очага, а также возникновение резких различий в показаниях датчиков ветра в разных местах аэродрома при приближении очага является признаком прохождения фронта порывистости (зоны шквала у Земли). Особое значение для таких условий приобретает оперативная информация, поступающая от экипажей ВС, выполняющих полеты в интересующем районе. Визуальными признаками прохождения фронта порывистости могут являться возникновение участков определенного характера «пенного» волнения на водных объектах, резкого раскачивания деревьев и кустарников, появление «волн», перекатывающихся по посевам и траве, полос пыли, разрушений под действием ветра и т. п. Косвенным признаком фронта порывистости и сильных нисходящих потоков вблизи облака являются «вирга» — видимые на фоне передней части темного грозового очага белесые полосы выпадающих осадков, не достигающих поверхности Земли.

Фронт порывистости — явление довольно кратковременное, его прохождение через район аэродрома может занимать менее 10 мин. При возможности заблаговременного обнаружения фронта порывистости, приближающегося к аэродрому (или району полетов), необходимо срочно предупредить об этом руководителя полетов.

В условиях грозовой активности в районе аэродрома для оперативного обеспечения полетов большое значение приобретает регулярная информация о расположении, интенсивности, скорости и направлении смещения грозовых очагов по данным МРЛ.

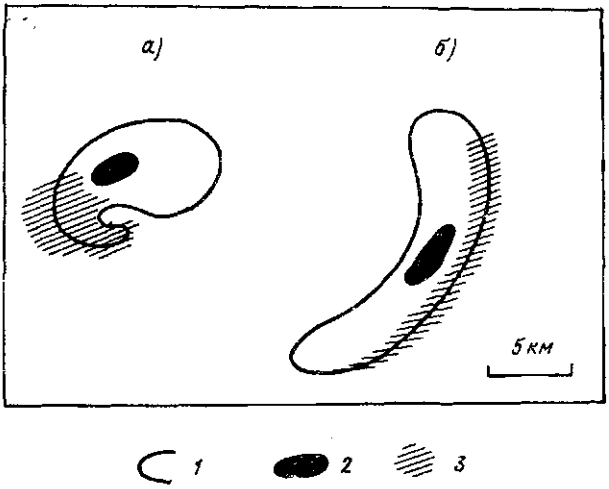

Рис. 1.15. Участки наибольшей вероятности возникновения сильных сдвигов ветра, вертикальных потоков и турбулентности в очагах ливней и гроз при крючкообразной (*а*) и дугообразной (*б*) форме очагов по данным МРЛ.

1 — граница очага радиоэха; *2* — зона максимальной отражаемости, *3* — наиболее вероятные зоны развития сильных сдвигов ветра, нисходящих потоков и турбулентности.

Оценка направления и скорости смещения очага по данным его последовательных положений позволяет указать с заблаговременностью 10—20 мин возможное место и время формирования зоны фронта порывистости перед очагом.

Исследования форм радиоэха грозовых очагов показали, что в подавляющем большинстве случаев сильные сдвиги ветра наблюдаются в нижнем слое при крючкообразной и дугообразной форме очагов (рис. 1.15). Формирование вытянутого радиоэха, заостренного в сторону направления движения очага («копье») говорит о наличии очень сильных нисходящих потоков в передней части очага и высокой вероятности формирования интенсивного фронта порывистости у поверхности Земли. Следует иметь в виду, что интенсивные нисходящие потоки и фронт порывистости могут формироваться не только у очагов, находящихся в стадии максимального развития, но и под старыми, разрушающимися грозовыми очагами.

Если по данным МРЛ получается, что ожидаемая траектория очага пересекает установленные траектории (коридоры) полетов ВС (при заходе на посадку, после взлета, в полете по кругу и т. д.), то на время приближения очага и до полного его про-

хождения через район полетов следует сообщить о возможности возникновения сильного сдвига ветра на соответствующем участке. Получение информации, подтверждающей в этих условиях наличие сильного сдвига ветра для того или иного грозового очага, дает основание для представления оповещения о сильном сдвиге ветра для соответствующих участков полетов, которое следует оставлять в силе на весь период прохождения этого очага через обслуживаемый район (даже если экипаж ВС или другое средство измерений дадут информацию о том, что в какой-то момент времени в этот период сильных сдвигов не отмечается).

1.2.5. СДВИГИ ВЕТРА ПРИ ПРОХОЖДЕНИИ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Приближение фронта и усиление адвекции температуры у поверхности Земли часто сопровождается существенным увеличением скорости ветра и сдвигов ветра в нижнем слое атмосферы.

Во фронтальной зоне наблюдаются значительные пространственные и временные изменения всех метеорологических элементов, в том числе и ветра. Структура поля ветра при этом может быть весьма сложной и резко меняющейся во времени. При приближении фронтальной зоны увеличиваются сдвиги ветра, которые достигают максимальных значений во фронтальной зоне и существенно убывают после ее прохождения через пункт наблюдения; чем больше контраст метеорологических величин между воздушными массами, тем выше вероятность формирования сильных сдвигов ветра.

По данным наблюдений на метеорологической мачте г. Обнинска, фронтальная зона у поверхности Земли обычно имеет ширину около 25 км у холодного и до 45 км у теплого фронта. Вблизи фронтальной зоны и в ее пределах часто формируются характерные вертикальные профили ветра, присущие данному виду адвекции температуры, и соответственно — стратификации температуры (рис. 1.16). Так, для адвекции холода характерным является «вогнутый» профиль — быстрый рост скорости в приземном слое и выровненный вертикальный профиль скорости ветра выше (профили вида *1* на рис. 1.16). При адвекции тепла характерен «выпуклый» профиль ветра — замедленный рост скорости ветра с высотой в нижнем слое и быстрый рост выше приземного слоя (профили вида *2* на рис. 1.16). Изменения направления ветра с высотой во всем пограничном слое существенно больше при адвекции тепла, чем при адвекции холода.

Наиболее вероятны зоны увеличения сдвигов ветра у фронтов, имеющих большую скорость движения и хорошо выраженных у поверхности Земли (расположенных в глубоких ложбинах и на фоне больших горизонтальных градиентов температуры и давления у поверхности Земли).

В зоне теплого фронта, в условиях устойчивой стратификации температуры (в особенности в слоях инверсии), часто встре-

чаются сильные вертикальные сдвиги ветра и почти не отмечаются сильные горизонтальные сдвиги ветра, вертикальные потоки и турбулентность. Вертикальные сдвиги ветра в отдельных слоях перед теплым фронтом и в его зоне достигают значений сильных, если скорость ветра в слое до 500 м или скорость геострофического ветра не менее 20 м/с. В зоне теплого фронта часто наблюдаются резкие повороты ветра с высотой, превышающие 30° на 100 м. В самой нижней части приземного слоя (до 40 м) сильные сдвиги ветра при прохождении теплого фронта чаще всего формируются за счет резкого изменения направления ветра с высотой, причем наибольшее усиление сдвига ветра встречается в передней части фронтальной зоны (со стороны холодного воздуха).

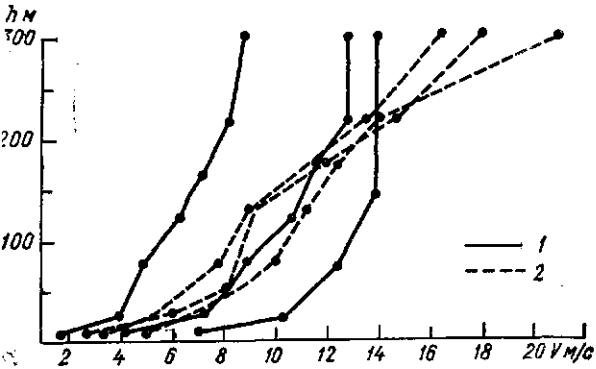

Рис. 1.16. Примеры характерных вертикальных профилей скорости ветра в нижнем 300-метровом слое атмосферы по данным высотной метеорологической мачты г. Обнинска при неустойчивой (*1*) и устойчивой (*2*) стратификации температуры в 300-метровом слое и сильных вертикальных сдвигах ветра вблизи поверхности Земли (по В. Г. Глазунову).

В зоне холодного фронта часто наблюдаются сильные порывистые ветры, которые увеличивают вероятность появления сильных сдвигов ветра. Исследования показали, что при прохождении холодного фронта наиболее сильные вертикальные сдвиги ветра в нижней части приземного слоя (до 40 м) возникают главным образом за счет изменения с высотой скорости ветра, в то время как направление ветра с высотой меняется незначительно. В более высоких слоях, несмотря на значительные скорости ветра, обычно формируется выровненный вертикальный профиль ветра. При усилениях ветра в зоне холодного фронта в отдельные периоды времени могут наблюдаться резкие увеличения горизонтальных сдвигов ветра, в том числе и достигающие сильных.

Вертикальный сдвиг ветра на холодном фронте в нижнем 100-метровом слое над равниной можно ориентировочно оценить по графику (рис. 1.17). Если точка, соответствующая скорости движения фронта V у поверхности Земли и контрасту температуры ΔT по приземной карте, попадает в область А, то в зоне этого фронта в нижних слоях атмосферы можно ожидать сильных сдвигов ветра.

В зоне фронта окклюзии также можно ожидать усиления сдвигов ветра. При сближении холодного и теплого фронтов (окклюдировании) возникают как сильные вертикальные и горизонталь-

ные сдвиги ветра, так и вертикальные воздушные потоки. Поэтому наибольшие сдвиги ветра следует ожидать в случаях, когда район аэродрома будет находиться в зоне между фронтами в начале их окклюдирования, в особенности если это будет происходить на общем фоне больших скоростей ветра (больших горизонтальных градиентов давления). Сформировавшийся фронт окклюзии при дальнейшем продвижении чаще всего вызывает в пределах пограничного слоя распределение метеорологических элементов (в том числе и ветра), соответствующее типу фронта, по которому сформировалась окклюзия (теплого или холодного фронта).

В связи с приближением и прохождением атмосферных фронтов, как указывалось в п. 1.1.7, часто формируются вертикальные

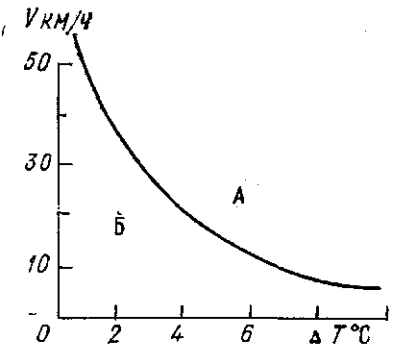

Рис. 1.17. График для оценки возможного вертикального сдвига ветра в нижнем 100-метровом слое атмосферы в зоне холодного фронта (по А. А. Васильеву).
V — скорость движения фронта у поверхности Земли, ΔT — разность температур воздушных масс по обе стороны фронта у поверхности Земли, А — зона умеренного и сильного сдвига ветра, Б — зона слабого сдвига ветра.

профили ветра типа струйного течения нижних уровней, при появлении которых могут наблюдаться сильные и даже очень сильные вертикальные сдвиги ветра, в особенности в нижней части струйного течения (между осью струи и поверхностью Земли).

В дополнение следует отметить, что струйные течения нижних уровней, связанные с фронтами, могут резко усиливаться под влиянием орографии. Примером этого может служить образование струеобразного потока на периферии антициклона при вторжениях холодного воздуха на Северный Кавказ, когда максимум скорости ветра, наблюдающийся на высотах от 400 до 1500 м, иногда превышает 30 м/с, в то время как скорость ветра у Земли может составлять лишь 5—7 м/с. Это говорит о значительных вертикальных сдвигах ветра от Земли до уровня максимума в струйном течении.

Для задач оперативной работы важно постоянно следить за возможностью возникновения нижнего струйного течения и динамикой происходящих в нем изменений. Необходимо помнить, что при приближении фронта ось струйного течения может изменить свое положение по вертикали. Если ось струйного течения, понижаясь, войдет в пределы пограничного слоя атмосферы, то это вызовет существенное увеличение вертикального сдвига ветра.

Такого рода условия могут сохраняться длительное время, в связи с чем сильные вертикальные сдвиги могут наблюдаться несколько часов подряд.

1.2.6. СДВИГИ ВЕТРА ПРИ ИНВЕРСИЯХ ТЕМПЕРАТУРЫ В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Условия инверсии температуры являются благоприятными для формирования значительного вертикального сдвига ветра. При инверсиях может наблюдаться слабый ветер (или даже штиль) у земной поверхности, в то время как на верхней границе инверсионного слоя (100 м и выше) может существовать устойчивый сильный ветер с резкими изменениями с высотой скорости и направления. Сущность формирования резкого вертикального профиля ветра для всех видов инверсии состоит в том, что при наличии больших скоростей ветра на их верхней границе обмен количеством движения по вертикали ослаблен, поэтому у Земли скорости ветра могут оставаться слабыми. Вертикальный профиль ветра при этом обычно имеет максимум скорости, который чаще всего приурочен к верхней границе слоя инверсии температуры и близок по значению к градиентному ветру, определенному по приземной карте.

В условиях приземной радиационной инверсии, образующейся на периферии антициклона (или циклона), часто наблюдается увеличение вертикальных сдвигов ветра. Для возникновения сильных сдвигов ветра в этих условиях необходима определенная последовательность процессов. Сначала, в первой половине ночи, должно произойти радиационное выхолаживание при безоблачном небе и слабом ветре (или при штиле) у поверхности Земли, а во второй половине ночи должно наблюдаться увеличение горизонтального барического градиента и усиление ветра на верхней границе пограничного слоя. При таких условиях во второй половине ночи могут сформироваться очень резкие вертикальные профили ветра в инверсионном слое; наиболее сильные вертикальные сдвиги ветра обычно наблюдаются в слое выше 40—50 м, в то время как в нижних 30—40 м сдвиги могут оставаться слабыми (или умеренными).

Если усиление ветра в нижних слоях атмосферы произойдет еще вечером (до захода Солнца), то вследствие сильного турбулентного перемешивания инверсия может не образоваться даже при продолжающемся радиационном выхолаживании. В этом случае резкие вертикальные профили ветра не возникают. Поэтому важно определить, по какому из указанных двух вариантов будет развиваться ситуация и какой из процессов произойдет раньше — радиационное выхолаживание (формирование инверсии) или усиление горизонтального градиента давления. Следует заметить, что при первом варианте возникающие сильные вертикальные сдвиги ветра могут стабильно сохраняться и постепенно нарастать в течение ночи несколько часов подряд. Если после восхода Солнца

приземная инверсия разрушается, турбулентный обмен выравнивает вертикальный профиль ветра и вертикальные сдвиги ветра существенно уменьшаются.

Орографические инверсии, являющиеся разновидностью радиационных, довольно часто приводят к появлению сильных вертикальных сдвигов ветра. В условиях пересеченной местности в низинах (долинах, котловинах) накапливается стекающий со склонов холодный воздух и часто наблюдается его застой (штиль). В это время на некоторой высоте, чаще всего несколько выше вершин, окружающих долину, может наблюдаться устойчивый сильный ветер. В условиях пересеченного рельефа местности летное поле аэродрома обычно расположено в низинах, поэтому описанная ситуация может часто возникать и длительно сохраняться. В этих случаях данные приземного ветра, передаваемые на борт с Земли, могут быть весьма непоказательными для условий на высоте круга. Поскольку обычно не имеется возможности осуществлять учащенный выпуск шаров-пилотов, особенно ночью, в этих условиях рекомендуется по возможности чаще запрашивать ветер у экипажей ВС, выполняющих полет на уровне круга или завершивших взлет или посадку.

Адвективные инверсии (как приземные, так и приподнятые), часто наблюдающиеся в холодное время года при адвекции теплого воздуха на холодную подстилающую поверхность, также вызывают формирование резких вертикальных профилей ветра, что способствует увеличению вертикальных сдвигов ветра. Довольно часто подобные инверсии длительное время наблюдаются зимой в районах, расположенных вблизи морского побережья. Сдвиги ветра увеличиваются и при других видах инверсий температуры у поверхности Земли при наличии значительных скоростей ветра на верхней границе пограничного слоя атмосферы. Заметим, что сильные вертикальные сдвиги ветра в слое инверсии могут наблюдаться одновременно с низкой облачностью, ухудшенной видимостью и в тумане; такое сочетание является весьма сложным для пилотирования ВС.

В условиях приземной инверсии температуры оценка возможных значений вертикального сдвига ветра в слое инверсии может быть сделана по графику (рис. 1.18). Входными данными для использования графика являются скорость градиентного ветра V_g, определенная по приземной карте[1], высота слоя инверсии и перепад температуры в нем, по которым определяется вертикальный градиент температуры в слое инверсии $\gamma_и$. В качестве исходных данных могут быть также использованы определенные экипажем ВС значения температуры и скорости ветра вблизи верхней границы инверсии. На графике в точке пересечения соответствующих значений V_g и $\gamma_и$ по изолиниям сдвига ветра ΔV определяется его значение. Для получения векторной разности

[1] V_g характеризует скорость ветра на верхней границе слоя инверсии (см. п. 1.1.7).

скорости ветра (м/с) в слое инверсии полученное значение следует умножить на толщину слоя (м). В качестве входных данных при необходимости могут быть использованы не только фактические, но и прогнозируемые значения соответствующих параметров.

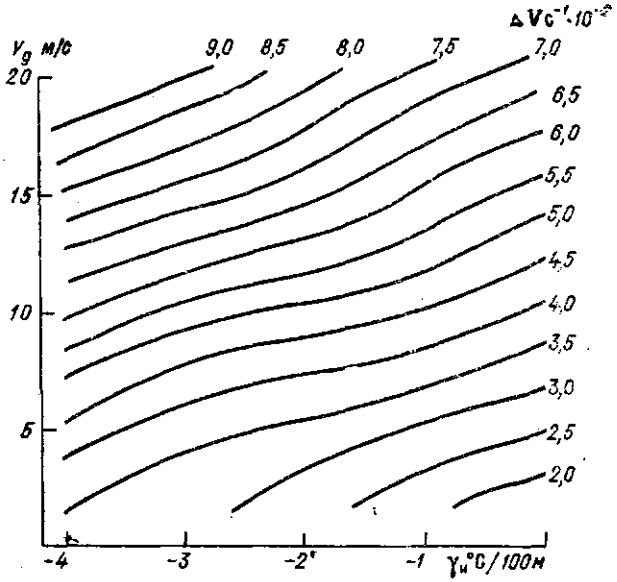

Рис. 1.18. Зависимость вертикального сдвига ветра ΔV в слое приземной инверсии температуры от V_g и от вертикального градиента температуры в слое инверсии $\gamma_и$ (по В. Г. Глазунову).

Пример. $V_g = 14$ м/с, $\gamma_и = -1{,}5$ °С/100 м, толщина слоя инверсии 150 м. По графику на рис. 1.18 получаем $\Delta V = 6\ с^{-1} \cdot 10^{-2} = 0{,}06\ с^{-1}$, что будет соответствовать значению 9 м/с в слое 150 м (0,06·150). Зависимость вертикального сдвига ветра от толщины слоя между уровнями измерений ветра (см. рис. 1.9) позволяет определить, что такое значение сдвига ветра в слое 150 м будет соответствовать сильному сдвигу.

1.2.7. УЧЕТ СУТОЧНОГО ХОДА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН, ОСОБЕННОСТЕЙ РЕЛЬЕФА И ХАРАКТЕРА ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ ОЦЕНКАХ СДВИГА ВЕТРА

Годовой и суточный ход сдвигов ветра в нижних слоях атмосферы обусловлен соответствующим временным ходом стратификации температуры и формированием определенных видов вертикальных профилей ветра.

По данным специальных наблюдений до высоты 100 м, проводившихся ряд лет во Внуково, было получено, что наибольшие осредненные сдвиги ветра в слоях 10—30 и 30—70 м наблюдаются весной и летом, в слое 70—100 м, наоборот, летом наблюдается минимум, а зимой — максимум сдвигов ветра (рис. 1.19). Такой годовой ход объясняется особенностями стратификации температуры и видами вертикальных профилей ветра в различные сезоны. Летом часто наблюдаются условия неустойчивости, при которых сдвиги ветра в нижних слоях (10—30 и 30—70 м) увеличиваются

за счет роста скорости ветра с высотой, в то время как выше 70 м в этих условиях при усиленной турбулентности профиль ветра выравнивается и сдвиги уменьшаются. Зимой возрастает повторяемость инверсий температуры, захватывающих обычно весь 100-метровый слой. В связи с этим часто формируются «выпуклые» профили ветра, при которых в целом в 100-метровом слое сдвиги ветра возрастают, особенно сильно в слое 70—100 м, в то время как в слое 10—30 м осредненные сдвиги ветра остаются сравнительно небольшими.

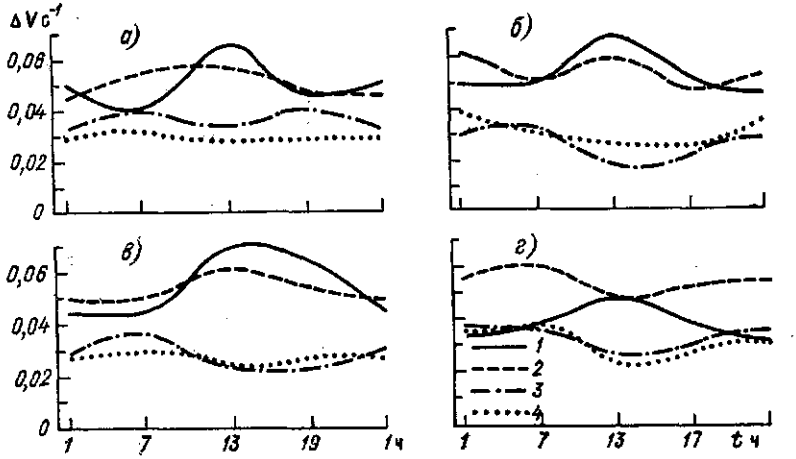

Рис. 1.19. Суточный ход среднего вертикального сдвига ветра (ΔV) в районе аэродрома Внуково (Москва) (по В. Г. Глазунову и Н. С. Дмитриевской).
1 — в слое от 10 до 30 м, *2* — в слое от 30 до 70 м, *3* — в слое от 70 до 100 м, *4* — в слое от 10 до 100 м;
а — зима, *б* — весна, *в* — лето, *г* — осень.

Аналогично годовому ходу складывается картина суточного временного хода вертикального сдвига ветра. В самом нижнем слое (10—30 м) во все сезоны года максимум сдвига ветра наблюдается близко к полудню (13—14 ч), а минимум — вблизи полуночи. В слое 30—70 м зимой, весной и летом максимум сдвига ветра наблюдается в 13 ч, а осенью — в ночные сроки; некоторое увеличение сдвига ветра ночью имеет место в этом слое весной. В слое 70—100 м в основном наблюдается обратный суточный ход сдвигов ветра — днем минимум, а ночью их увеличение, что определяет суточный ход сдвига ветра в 100-метровом слое в целом.

При стационарных условиях учет суточных и сезонных изменений ветра может быть осуществлен по расчетам фонового вертикального сдвига ветра, изложенным в п. 1.2.4.

Очевидно, что временной ход сдвигов ветра и его распределение по вертикали могут существенно нарушаться резкой нестационарностью процессов (сильная адвекция, прохождение фронтов), а также деформацией воздушного потока, вызванной влиянием сложной орографии и местными циркуляциями.

Орография местности существенно влияет на сдвиги ветра. В горной местности чаще, чем над равниной, при больших скоростях ветра происходит образование сильных вертикальных и горизонтальных сдвигов ветра, вертикальных потоков и турбулентности вследствие резкого сгущения линий тока при обтекании неровностей рельефа и возникновения деформаций воздушного потока.

В процессе обтекания воздушным потоком, имеющим значительную скорость, орографического препятствия (независимо от его размеров) возникает деформация воздушного течения: на наветренной стороне формируется восходящий поток, над вершиной препятствия возрастают скорости ветра, а на подветренной стороне воздушный поток испытывает наибольшую деформацию. Здесь возникает «зона возмущения» воздушного потока, в которой часто встречаются сильные и очень сильные вертикальные, горизонтальные сдвиги ветра, вертикальные потоки и усиления турбулентности, которые представляют опасность для полетов ВС (см. подробнее п. 7.2.7).

В зависимости от ориентации потока по отношению к неровностям рельефа характер и степень деформации потока могут меняться, а возмущенная зона будет смещаться в пространстве. Поэтому желательно для аэродромов со сложным рельефом регистрировать и обобщать сведения о положении зон возмущения потока при различных направлениях сильных ветров. Знание расположения деталей рельефа позволяет в зависимости от ориентации ветра указать зоны на местности, над которыми имеется повышенная вероятность сильных сдвигов ветра в данных условиях.

В условиях усиления ветра у Земли (15 м/с и более) даже над равниной могут появляться узкие зоны повышенной турбулентности и участки резких перепадов скоростей ветра в нижнем 100-метровом слое, вызванные небольшими неровностями (овраг, остров и т. п.), крупными строениями (ангар, труба, мачта, высокое здание), а также сменой характера шероховатости поверхности (лес—поле, вода—суша, поле—город и т. д.). Пересечение таких зон на малой высоте при больших скоростях ветра у Земли, как подтверждается экипажами ВС, может вызвать резкие скачки воздушной скорости ВС в самом нижнем слое при выполнении взлета и посадки.

Местные циркуляции воздуха (горно-долинный ветер, бриз и др.), как правило, не вызывают сильных сдвигов ветра. Однако полезно учитывать случаи, при которых на основной атмосферный процесс, вызывающий усиление сдвига ветра, дополнительно накладывается влияние местных циркуляций, в результате чего сдвиги ветра могут достичь значений, оказывающих воздействие на ВС.

При некоторых видах местных ветров, вызванных сочетанием особенностей рельефа и характером синоптической ситуации (бора, ветры горных проходов, стоковые и др.), часто возникают сильные сдвиги ветра, что следует иметь в виду при метеорологическом обеспечении полетов в местах формирования таких ветров в районе аэродрома (или на участках обслуживания).

1.2.8. РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ОБЕСПЕЧЕНИЮ АВИАЦИИ СВЕДЕНИЯМИ О СДВИГАХ ВЕТРА

Сведения о сдвигах ветра на малых высотах по обслуживаемому району полетов (район аэродрома, участки ПАНХ, трассы ПВП) представляются диспетчерской службе в виде оповещений о сильном сдвиге ветра, относящихся к текущему моменту времени.

Поскольку усиление сдвигов ветра обусловлено вполне определенными метеорологическими условиями (см. пп. 1.2.3—1.2.7), которые в принципе являются прогнозируемыми, возможность появления сильных сдвигов ветра в районе аэродрома также может быть заблаговременно предусмотрена синоптиком, внимательно контролирующим развитие ситуации.

В зависимости от характера информации, которой располагает синоптик, подготавливаются различные виды оповещений о сдвигах ветра. Если синоптик располагает лишь сведениями об общей метеорологической ситуации, благоприятствующей усилению сдвигов ветра, или если на такое усиление указывают методики косвенной оценки, то подготавливается оповещение (или сообщение) о возможности сильных сдвигов ветра. Оповещение о наличии сильных сдвигов ветра составляется только при поступлении прямой информации о том, что они фактически наблюдаются (по данным измерений, сведениям экипажей ВС). При этом оповещение о наличии может подаваться только в случае, если факт обнаруженных сильных сдвигов ветра не противоречит общим метеорологическим условиям. Если такого соответствия нет, то следует проверить исходные данные о сдвиге ветра или подвергнуть проверке правильность оценки общей метеорологической ситуации. Оповещение о сдвиге ветра подается потребителям в возможно короткий срок.

Для выявления сдвигов ветра в нижних слоях атмосферы привлекаются все виды наблюдений за ветром, рассмотренные в п. 1.1.3, а также данные дополнительных датчиков ветра и других систем измерений ветра, устанавливаемых на аэродромах.

Особое значение придается сообщениям экипажей ВС, выполняющим полеты на малых высотах или на уровне круга в районе аэродрома, а также производящим взлет или посадку. В сведениях, полученных от экипажей ВС, могут сообщаться: местоположение зоны сильного сдвига ветра (по местным ориентирам), границы слоя (слоев), скорость и направление ветра на различных высотах.

При расчетах сдвига ветра по шаропилотным данным следует использовать сведения о ветре для середин слоев без приведения к стандартным высотам (последние две графы шаропилотной книжки). При этом сдвиг ветра определяется как векторная разность скоростей ветра в слое от Земли (флюгер) до высоты положения шара на 0,5 мин подъема, далее — в слое от высоты 0,5 мин до высоты шара на 1 мин и т. д. до высоты круга. При этом определение термина интенсивности сдвига ветра для заданного слоя

(«слабый», «умеренный» и т. д.) производится по графику на рис. 1.9 (или аналогичному ему, построенному по местным данным).

При использовании шаропилотных данных важно учитывать их ограниченную репрезентативность во времени и пространстве для некоторых условий, при которых могут возникать сильные сдвиги ветра: зона грозовой активности, приближение фронта и др. (см. пп. 1.2.5—1.2.7). Однако при стационарных условиях зона пространственной репрезентативности данных о ветре в нижнем слое атмосферы распространяется, как указано в п. 1.1.6, на расстояние до 40 км.

В соответствии с существующими требованиями, на аэродромах организуются специальные дополнительные измерения ветра по ветроизмерительным стационарным датчикам, устанавливаемым на максимально возможной высоте на различных сооружениях (крыша КДП и др.). По толщине слоя между установленными датчиками, используя график на рис. 1.9 (или аналогичный, построенный по местным данным), можно определить, какие значения сдвига характеризуют слабый, умеренный или сильный сдвиг ветра для использования этих данных в оперативной работе.

При наличии в зоне аэродрома нескольких точек измерения ветра у поверхности Земли (на разных стартах, метеоплощадке, пункте выпуска шара-пилота, радиозондовой станции, БПРМ, обсерватории и т. п.) обеспечивается по возможности оперативное поступление данных о ветре со всех этих пунктов с той целью, чтобы в особых условиях (прохождение фронта, грозового очага и т. п.) не пропустить начало усиления ветра, распространяющегося с периферии летного поля по направлению к нему (или к району полетов). Наличие такого усиления при соответствующих условиях погоды, благоприятных для усиления горизонтального сдвига ветра, и при разности скоростей более 4 м/с на 600 м является основанием для представления оповещения о наличии сильного горизонтального сдвига ветра.

Если оповещение о наличии сильных сдвигов ветра подано и при этом сохраняются метеорологические условия, способствующие возникновению сильных сдвигов ветра в районе аэродрома, то даже получение новой информации прямых измерений, указывающей на отсутствие сильных сдвигов ветра в данный момент времени, не является основанием для отмены действия оповещения, поскольку измерения могут или не зафиксировать реально наблюдающийся сдвиг ветра (из-за несовершенства метода измерений), или совпасть с моментом временного ослабления сдвигов ветра. В условиях, способствующих сильным сдвигам ветра, может вновь произойти быстрое и значительное усиление сдвигов ветра, что чревато серьезными последствиями, если преждевременно отменить действие оповещения о наличии сильных сдвигов ветра. Отмена действия оповещений производится только в тех случаях, когда имеется уверенность в том, что в районе аэродрома полностью прекратились условия, способствовавшие усилению сдвигов ветра в нижних слоях атмосферы.

Глава 2

ПРОГНОЗ НИЗКОЙ ОБЛАЧНОСТИ И ТУМАНА

2.1. ВЛИЯНИЕ НИЗКОЙ ОБЛАЧНОСТИ И ТУМАНА НА БЕЗОПАСНОСТЬ ПОЛЕТОВ

Низкая облачность и пространственное распределение видимости в подоблачном слое являются определяющими факторами метеорологических условий взлета и посадки, а также возможности визуального полета на малых и предельно малых высотах.

В целях обеспечения безопасности полетов устанавливаются минимумы погоды.

Минимум погоды — это минимально допустимые значения высоты нижней границы облаков (НГО) и метеорологической дальности видимости (МДВ), при которых обеспечивается безопасность воздушного судна.

Минимумы погоды устанавливаются раздельно для взлета, посадки и полета по правилам визуального полета (ПВП) с учетом рельефа местности, для каждого типа воздушного судна, индивидуально для командиров ВС, для каждого аэродрома для взлета и посадки с учетом типа ВС.

По сути для обеспечения безопасности полета по ПВП и посадки ВС необходима возможность видения наземных ориентиров, в том числе маркировки покрытия взлетно-посадочной полосы или огней ее светооборудования, с целью визуального выведения ВС на ось ВПП. При этом необходимо иметь в виду, что пилот самолета имеет возможность наблюдать наземные ориентиры только под некоторым углом к горизонту.

Следовательно, существенным фактором является прозрачность слоя атмосферы в наклонном направлении визирования наземных объектов с пилотского кресла ВС. Ни горизонтальная МДВ непосредственно у земной поверхности, ни высота НГО по отдельности не определяют однозначно условий видимости наземных объектов с борта летящего ВС. Эти две метеорологические величины (высота НГО и горизонтальная МДВ) в комплексе могут помочь оценить высоту обнаружения пилотом наземных ориентиров (см. гл. 3).

Высота обнаружения — максимальная высота, с которой пилот способен установить надежный зрительный контакт с наземными ориентирами, в том числе с маркировкой покрытия ВПП или огнями ее светооборудования, и может определить положение воздушного судна в пространстве. Высота обнаружения обычно несколько меньше высоты НГО, измеренной прибором.

Наиболее часто уменьшение горизонтальной МДВ до пределов меньше установленных минимумов для взлета и посадки ВС вызывают туманы. В этой главе будут рассмотрены физические процессы образования низких облаков и туманов и основные приемы их прогноза. Прогноз видимости в тумане и при других явлениях рассмотрен в гл. 3.

В табл. 2.1 приведена желательная точность прогнозов высоты НГО и МДВ, предусмотренная международным стандартом ИКАО.

Таблица 2.1

Желательная точность прогнозов по аэродрому и для посадки (международный стандарт ИКАО)

Прогнозируемый элемент	Желательная точность прогнозов	Обеспеченность прогнозов, %	
		по аэродрому	для посадки
Видимость	±200 м до 700 м ±30 % от 700 м до 10 км	80	90
Высота облаков	±30 м до 120 м ±30 % в интервале 120—3000 м	70	90

2.2. ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЗКОЙ ОБЛАЧНОСТИ И ТУМАНА

2.2.1. ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Конденсация водяного пара в пограничном слое атмосферы, вызывающая образование низких облаков и тумана, происходит вследствие двух основных процессов: охлаждения воздуха и испарения влаги с подстилающей поверхности или с капель дождя. При сильных морозах дополнительным процессом, способствующим образованию тумана, может являться обогащение воздуха водяным паром при сгорании топлива в печах, котельных электростанций, в автомобильных и авиационных двигателях.

2.2.2. ОХЛАЖДЕНИЕ ВОЗДУХА

В образовании низких (с высотой нижней границы менее 300 м) слоистообразных облаков (St, Sc) и тумана большую роль играет охлаждение нижних слоев воздуха до состояния насыщения водяным паром и дальнейшее понижение температуры воздуха ниже начального значения точки росы. Такое охлаждение может быть вызвано следующими процессами:

1) трансформационной потерей тепла при перемещении воздушной массы на более холодную подстилающую поверхность (адвективное охлаждение);

2) потерей тепла вследствие эффективного излучения деятельной поверхности (радиационное охлаждение);

3) адиабатическим расширением воздуха при вынужденном подъеме по наветренным склонам возвышенностей и гор (адиабатическое охлаждение).

Охлаждение нижних слоев воздуха вследствие первых двух

причин происходит в результате вертикального турбулентного обмена между слоем воздуха, непосредственно соприкасающимся с деятельной поверхностью, и вышележащими слоями; упорядоченные вертикальные движения в пограничном слое атмосферы играют в этом процессе менее существенную роль по сравнению с турбулентным обменом.

Низкие слоистообразные облака (St, Sc) образуются преимущественно в теплой воздушной массе, перемещающейся на более холодную подстилающую поверхность, т. е. под влиянием первой из указанных выше причин охлаждения. В предгорьях образованию этих облаков способствует также адиабатическое охлаждение воздуха вследствие его подъема (орографические облака).

Туманы соответственно трем указанным выше процессам охлаждения бывают адвективными, радиационными и орографическими. Адвективный туман, возникающий в теплой и влажной воздушной массе при перемещении ее на более холодную подстилающую поверхность, по своему происхождению и микроструктуре аналогичен низким слоистым облакам. Различие между условиями их возникновения состоит лишь в том, что St формируются при более развитом турбулентном обмене в пограничном слое атмосферы. Еще больше, как правило, развит турбулентный обмен в случаях формирования Sc, нижняя граница которых располагается обычно несколько выше, чем у St.

Адвективное или *трансформационное охлаждение* зависит от индивидуальных изменений температуры и радиационного баланса перемещающейся воздушной массы. Эти изменения обычно определяются разностями указанных величин в конечной и начальной точках 24-часовой траектории, причем с увеличением скорости переноса трансформационное изменение температуры движущейся воздушной массы ослабевает.

Трансформационное понижение температуры воздуха в приземном слое бывает наиболее значительным, если теплая воздушная масса перемещается осенью, зимой или ранней весной: а) на охлажденный материк с теплой поверхности моря; б) с влажной незамерзшей почвы на замерзшую или на снежный покров; в) с юга на север, что сопряжено с уменьшением положительного радиационного баланса подстилающей поверхности в дневное время по мере увеличения географической широты.

Ночью адвективное охлаждение теплого воздуха при перемещении с моря на почву или на снежный покров усиливается благодаря увеличению эффективного излучения.

На юге европейской части СССР с октября по март, вследствие значительного охлаждения теплого влажного воздуха, перемещающегося с Черного, Азовского и Каспийского морей, преобладающим видом тумана является адвективный.

На северо-западе европейской части СССР в осенне-зимние месяцы также преобладает адвективный туман, обусловленный интенсивным охлаждением теплого влажного воздуха, приходящего с Балтийского моря.

На Дальнем Востоке Советского Союза по морскому побережью Приморского и Хабаровского краев — от Владивостока до устья Амура и по восточному побережью о. Сахалин весной и летом часто наблюдается туман, который образуется при выносе теплого воздуха из южной части Японского моря на холодную водную поверхность его северо-западной части и Татарского пролива.

В указанных выше районах наряду с адвективным туманом часто наблюдается низкая слоистая облачность. Механизм образования этой облачности и адвективного тумана описан в п. 2.3.1.

Радиационное понижение температуры малоподвижной воздушной массы в приземном слое обусловлено в первую очередь влиянием эффективного излучения деятельной поверхности.

Эффективное излучение зависит от температуры излучающей поверхности, от температуры и влажности воздуха, наличия облачных слоев и запыленности атмосферы. При безоблачном небе эффективное излучение в Вт/м^2 определяется с помощью специальных таблиц, входными параметрами которых являются температура и абсолютная влажность воздуха. Эффективное излучение тем больше, чем выше температура и меньше абсолютная влажность воздуха.

При определении ночного понижения температуры воздуха необходимо учитывать влияние облачности на эффективное излучение, а также скорости ветра и состояния почвы на характер понижения температуры в приземном слое. Такие расчеты важны при прогнозе минимальной температуры и определении возможности образования радиационных туманов. Метод прогноза минимальной температуры изложен в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды.

Адиабатическое охлаждение воздуха вследствие подъема происходит по адиабатическому закону. При этом до достижения насыщения водяным паром на каждые 100 м подъема температура частицы воздуха убывает на 0,98 °С — сухоадиабатический градиент температуры. После достижения насыщения водяным паром (выше уровня конденсации) изменение температуры поднимающейся частицы воздуха происходит по влажноадиабатическому закону. Влажноадиабатический градиент температуры зависит от температуры воздуха и атмосферного давления (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Значения влажноадиабатического градиента температуры (°С/100 м)

Давление, гПа	Температура воздуха, °С				
	−20	−10	0	10	20
1000	0,88	0,78	0,66	0,54	0,44
500	0,78	0,66	0,52	0,41	0,34

Адиабатическое охлаждение воздуха вследствие вынужденного подъема по наветренным склонам возвышенностей и гор зависит от соотношения высоты уровня конденсации воздушной массы и высоты возвышенности над прилегающей равниной.

Высота уровня конденсации определяется по формуле Ферреля

$$h_к = \frac{100}{\gamma_а - \gamma_d}(T - T_d), \qquad (2.1)$$

где $\gamma_а$ — адиабатический градиент температуры; γ_d — вертикальный градиент точки росы (°С/100 м), зависящий от температуры воздуха T.

С понижением температуры воздуха увеличивается γ_d, поэтому в (2.1) коэффициент $100/(\gamma_а - \gamma_d) = C_к$ возрастает с увеличением температуры воздуха:

T °С	—20	—10	0	10	20
$C_к$	122	122	123	127	128

Определенный по формуле (2.1) уровень конденсации характеризует нижний предел возможного положения основания внутримассовых слоистых облаков.

2.2.3. ИСПАРЕНИЕ ВЛАГИ

Испарение с поверхности воды и капель дождя в более холодный воздух вызывает его перенасыщение водяным паром и образование тумана или низких разорванно-слоистых облаков.

Туман, возникший вследствие испарения с водной поверхности в более холодный воздух, называется *туманом испарения*. Если туман образуется вследствие испарения с капель теплого дождя, выпадающего в более холодный воздух перед теплым фронтом или за холодным фронтом, то он называется фронтальным туманом. В случае небольшой разности между температурой холодного воздуха и теплых капель дождя при значительной турбулентности в клине холодного воздуха под поверхностью теплого фронта возникают разорванно-слоистые облака.

Испарение с поверхности тающего снежного покрова в весенние солнечные дни и с увлажненной ливневыми дождями почвы в теплые летние дни играет существенную роль в образовании ночных туманов, а иногда низких разорванно-слоистых и слоистых облаков.

2.2.4. РОЛЬ ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМЕНА

В движущейся воздушной массе под влиянием подстилающей поверхности и силы вязкости непрерывно возникают возмущения, называемые турбулентными вихрями. Турбулентные вихри переносят тепло, водяной пар, мелкие капли (диаметром от 10 до 100 мкм) и количество движения, вызывая изменения вертикального распределения температуры, влажности (значений точки росы) и ветра.

Степень развития вертикального турбулентного обмена может быть оценена с помощью известного числа Ричардсона $Ri = \frac{g}{T} \times \times \frac{\gamma_a - \gamma}{(dV/dz)^2}$, в котором разность вертикальных градиентов температуры (адиабатического и фактического) играет роль термического фактора турбулентности, а вертикальный градиент горизонтальной составляющей вектора скорости ветра — динамического фактора турбулентности.

В пограничном слое атмосферы показателем хорошо развитого турбулентного обмена считается значение $Ri \leqslant 1$; турбулентный обмен фактически отсутствует при $Ri > 4$. Расчеты Ri позволили установить, что при вертикальном градиенте температуры от 0 до 1 °С/100 м значения $Ri < 1$ бывают в тех случаях, когда вертикальный сдвиг ветра $dV/dz \geqslant 2$ с$^{-1} \cdot 10^{-2}$. Если $dV/dz > 4$ с$^{-1} \cdot 10^{-2}$, то даже в слое инверсии с любым значением γ число $Ri < 1$; такой уровень турбулентности приводит к разрушению инверсии.

В результате анализа данных вертикального зондирования атмосферы при различных синоптических положениях в случае образования низких облаков и тумана было определено, что под низкими облаками, в облаках и тумане чаще всего встречаются значения $Ri \leqslant 1$. Над облаками наибольшую повторяемость имеют значения $Ri > 4$, над туманом — Ri от 0 до 2,0.

Толщина пограничного слоя атмосферы зависит от скорости градиентного ветра и среднего вертикального градиента температуры в этом слое. В теплой воздушной массе величина среднего вертикального градиента температуры меньше, чем в холодной воздушной массе. Поэтому толщина пограничного слоя атмосферы в случае адвекции теплой воздушной массы на более холодную подстилающую поверхность должна быть меньше, чем в случае адвекции холодной воздушной массы на более теплую подстилающую поверхность при одинаковой скорости градиентного ветра в обеих массах. С увеличением скорости градиентного ветра возрастает как толщина пограничного слоя атмосферы, так и степень развития турбулентности.

Днем турбулентность становится больше, чем ночью, вследствие увеличения вертикального градиента температуры, вызываемого повышением температуры приземного слоя воздуха над нагретой солнечной радиацией поверхностью почвы.

Вертикальный турбулентный тепло- и влагообмен осуществляется в нижнем слое воздушных масс, толщиной от 300 до 1000 м.

В слое облаков вертикальный турбулентный обмен, как и упорядоченные восходящие движения воздуха, создает стратификацию, приближающуюся к влажноадиабатической.

В образовании тумана в зоне атмосферных фронтов существенную роль играет горизонтальное турбулентное перемешивание (смешение) воздушных масс с различными термогигрометрическими характеристиками. Оно происходит практически при по-

стоянном давлении, а следовательно, без адиабатического изменения температуры смешивающихся масс воздуха.

Совместное действие вертикального и горизонтального турбулентного перемешивания (смешения) воздушных масс с различными термогигрометрическими свойствами играет существенную роль в образовании низких слоистых облаков и тумана вблизи побережий морей и водоемов в случае большой разности между температурами водной поверхности и суши, а также в зоне атмосферных фронтов.

2.2.5. ВЛИЯНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Образование низких слоистых облаков и туманов, состоящих из капель воды, над снежным покровом происходит при менее благоприятных условиях, чем над влажной почвой, не покрытой снегом. Это обусловлено тем, что вследствие меньшего давления насыщенного водяного пара над льдом, чем над водой, при температуре ниже 0 °С сублимация водяного пара на поверхности снега начинается раньше конденсации пара в воздухе.

Разность давлений насыщенного водяного пара над водой и льдом имеет наибольшее значение в интервале температуры от —10 до —15 °С. Следовательно, в этом интервале температуры воздуха низкие слоистые облака и туманы, состоящие из водяных капель, должны наблюдаться над снежным покровом реже, чем при более высокой температуре.

Самые благоприятные условия для образования низких слоистых облаков и тумана над снежным покровом создаются при температуре около 0 °С благодаря незначительной разности давлений насыщенного водяного пара над водой и льдом и значительному охлаждению теплого воздуха. В интервале температуры от —1 до —5 °С иссушающее влияние снежного покрова, вызванное сублимацией водяного пара, при сильной адвекции охлаждающегося теплого воздуха перекрывается конденсацией пара, необходимой для формирования слоистых облаков и тумана.

Если температура воздуха над снежным покровом на высоте 2 м оказывается выше 0 °С, то снежный покров тает, но температура на его поверхности удерживается около 0 °С. Воздух, соприкасающийся с тающим снегом, также имеет температуру около 0 °С и соответствующее ей давление насыщенного водяного пара. При указанных условиях в случае уменьшения парциального давления водяного пара с высотой, а следовательно, и точки росы более чем на 0,17 °С/100 м вода будет испаряться с поверхности тающего снега, обогащая нижний слой воздуха водяным паром. Тем самым испарение будет способствовать формированию слоистых облаков и тумана. В случае же возрастания парциального давления водяного пара и точки росы с высотой будет происходить турбулентный перенос водяного пара из приземного слоя воздуха вниз и его конденсация на поверхности снежного покрова. Поэтому

для поддержания насыщения паром воздуха над снежным покровом должна быть достаточно сильная адвекция более теплого и влажного воздуха, чтобы компенсировать перенос водяного пара к снежному покрову. Образовавшиеся в таких условиях низкие слоистые облака и туманы могут удерживаться до тех пор, пока сохраняется адвекция теплого воздуха и его охлаждение над снежным покровом. Когда температура воздуха становится гораздо ниже 0 °С, влияние понижения парциального давления водяного пара вследствие иссушающего действия снежного покрова становится значительным и туман рассеивается, а низкие слоистые облака приподнимаются.

При температуре ниже —16 °С часто наблюдается туман, состоящий из смеси водяных капель и ледяных кристаллов. Такой туман подвержен рассеянию вследствие сублимации водяного пара с испаряющихся капель как на ледяные кристаллы, так и на снежный покров.

При температуре ниже —40 °С туман состоит из ледяных кристаллов. Поэтому он не подвержен иссушающему воздействию снежного покрова и может существовать продолжительное время.

Влияние снежного покрова на образование низких слоистых облаков и тумана подтверждается данными о повторяемости этих явлений при различных значениях температуры воздуха. Так, например, слоистые облака, имеющие высоту нижней границы 200 м и менее, наблюдаются над центром европейской части СССР в холодное время года (с октября по март) преимущественно при температуре воздуха от 3 до —6 °С. Число случаев тумана в районе Москвы над снежным покровом является наименьшим в интервале температуры от —9 до —16 °С по сравнению с числом случаев в интервалах температуры от —1 до —8 и от —17 до —24 °С. При этом более половины всех случаев тумана над снегом (54 %) приходится на температуру воздуха от 2 до —6 °С.

2.2.6. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ НЕСКОЛЬКИХ ПРОЦЕССОВ В ОБРАЗОВАНИИ НИЗКОЙ ОБЛАЧНОСТИ И ТУМАНА

Образование низкой облачности и тумана редко определяется каким-либо одним физическим процессом — адвективным или радиационным охлаждением воздуха или испарением. Чаще имеет место одновременное воздействие нескольких процессов. Над сушей низкие слоистые облака и туман обычно образуются в результате совместного действия адвективного и радиационного охлаждения воздуха или испарения и последующего радиационного охлаждения воздуха. Но главная роль в формировании низкой облачности и тумана почти всегда принадлежит какому-то одному процессу. Этот основной процесс и следует выявить в первую очередь, а затем оценить дополнительное влияние других факторов. Например, низкая слоистая облачность образуется во влажной и теплой воздуш-

ной массе при перемещении на более холодную поверхность главным образом вследствие адвективного понижения ее температуры в пограничном слое атмосферы. Но радиационное охлаждение верхнего слоя облачности во второй половине дня и ночью в осенне-зимние месяцы является дополнительным фактором, усиливающим конденсацию водяного пара и способствующим увеличению водности и вертикальной протяженности всего облачного слоя.

В малоподвижной воздушной массе в квазистационарном антициклоне основным процессом в образовании тумана является радиационное охлаждение приземного слоя воздуха. Однако летом часто дополнительным фактором туманообразования является дневное испарение с почвы, увлажненной предшествующими дождями. Зимой при температуре ниже —40 °С дополнительным фактором образования тумана в городе и населенном пункте являются продукты сгорания топлива, с которыми поступает в приземный слой воздуха водяной пар.

В перемещающемся антициклоне, отроге или гребне, сформированном в воздушной массе, пришедшей с моря на охлажденную сушу или с обнаженной почвы на снежный покров, наряду с ее адвективным охлаждением будет происходить более значительное ночное радиационное выхолаживание в приземном слое в случае безоблачного неба и слабого ветра. При этих условиях образуется туман, называемый адвективно-радиационным. В последнее время некоторые исследователи называют такой туман радиационно-адвективным, чтобы подчеркнуть основную роль в его образовании ночного радиационного охлаждения приземного слоя воздушной массы.

Если влажный теплый воздух движется с равнины в предгорье, то его адвективное охлаждение дополняется адиабатическим. Последнее способствует понижению облачности, образовавшейся над равниной, и превращению ее на наветренных склонах гор в туман.

Возможность выявления основных и дополнительных физических процессов образования низких облаков и тумана определяется характером синоптического процесса, наличием или отсутствием осадков, свойствами и состоянием подстилающей поверхности.

В зависимости от синоптического положения различают внутримассовые и фронтальные низкие облака и туманы. Физический механизм их образования рассматривается в п. 2.3.

2.3. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ НИЗКОЙ ОБЛАЧНОСТИ И ТУМАНА В РАЗЛИЧНЫХ СИНОПТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

2.3.1. СЛОИСТЫЕ ОБЛАКА И ТУМАН В ТЕПЛОЙ ВОЗДУШНОЙ МАССЕ

Физический механизм образования и эволюции слоистых облаков и тумана в теплой и влажной воздушной массе, перемещающейся над более холодной подстилающей поверхностью, опреде-

ляется взаимодействием следующих факторов: турбулентности, упорядоченных вертикальных движений воздуха, теплоты конденсации, длинноволновой и коротковолновой (солнечной) радиации.

Турбулентность играет основную роль в трансформации теплой и влажной воздушной массы, в процессе которой формируются слоистые облака и туман. По своему происхождению турбулентность в охлаждающейся теплой воздушной массе является динамической, так как ее развитие вызывают главным образом значительные вертикальные сдвиги ветра. По экспериментальным дан-

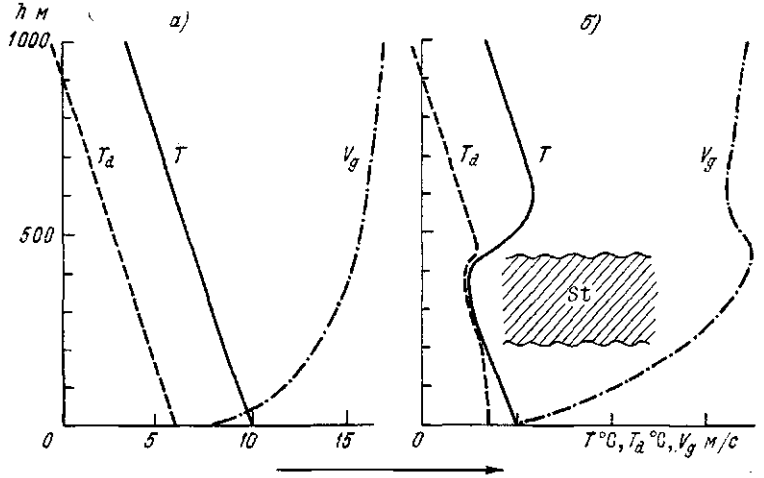

Рис. 2.1. Вертикальное распределение температуры и точки росы в теплой воздушной массе.

а) до перемещения на холодную подстилающую поверхность; *б*) после перемещения на холодную подстилающую поверхность.

ным, на материке в теплой воздушной массе над холодной поверхностью толщина пограничного слоя атмосферы в большинстве случаев не превышает 600 м.

Вертикальный турбулентный обмен вызывает понижение температуры воздуха до высоты 300—600 м. Выше понижение температуры теплого воздуха при его адвекции над холодной поверхностью бывает незначительным вследствие уменьшения вертикального сдвига ветра и соответствующего ослабления динамической турбулентности. В результате большего охлаждения в нижнем слое и меньшего охлаждения в вышележащем слое теплая воздушная масса приобретает над холодной поверхностью устойчивую стратификацию. Если в этой воздушной массе до прихода на холодную подстилающую поверхность температура и точка росы понижались с высотой, как показано на рис. 2.1 *а*, то при перемещении над холодной поверхностью в ее нижнем слое, толщиной 300—600 м, может сформироваться инверсия температуры. Ее образованию способствует как более сильное охлаждение нижнего слоя теплой

воздушной массы, так и увеличение скорости ее переноса (адвекции) с высотой. В случае скорости ветра на высоте 10 м более 5 м/с и скорости градиентного ветра больше 12 м/с нижняя граница инверсии обычно бывает приподнята над подстилающей поверхностью (рис. 2.1 *б*).

Вследствие охлаждения теплого воздуха над слоем приподнятой инверсии температуры уменьшается дефицит точки росы и соответственно понижается уровень конденсации. Если уровень конденсации оказывается ниже основания приподнятой инверсии температуры, конденсация водяного пара происходит под слоем инверсии. В результате этого возникает подынверсионная слоистая облачность.

Вертикальная скорость беспорядочно поднимающихся и опускающихся объемов воздуха (турбулентных вихрей) составляет в слоистых облаках и под ними несколько десятков сантиметров в секунду (наибольшая повторяемость приходится на 25—35 см/с). Вследствие адиабатического охлаждения беспорядочно поднимающихся объемов воздуха выше уровня конденсации количество сконденсированного водяного пара возрастает с высотой до нижней границы приподнятой инверсии температуры. Поэтому слоистые облака имеют наибольшую водность в своей верхней части.

В случае ослабления ветра и уменьшения дефицита точки росы в приземном слое теплой воздушной массы в результате ее адвективного охлаждения низкие слоистые облака опускаются, иногда до земной поверхности; в этих случаях образуется адвективный туман. *Адиабатическое охлаждение теплой воздушной массы* вследствие ее вынужденного подъема при движении над наветренными склонами возвышенности (горы) также может вызвать превращение слоистых облаков в туман, если высота их нижней границы меньше высоты возвышенности (горы) над той местностью, откуда перемещается воздушная масса.

Слабая турбулентность в слое инверсии температуры препятствует обмену теплом и влагой между нижними и верхними слоями теплой воздушной массы. Поэтому слоистые облака и адвективный туман лишь иногда проникают в слой инверсии температуры.

Упорядоченные вертикальные движения воздуха в низких слоистых облаках и под ними, как и в адвективном тумане, имеют незначительную скорость. Значение ее, по данным расчетов, как правило, не превышает 0,5—0,7 см/с, а чаще составляет 0,1—0,2 см/с. Как указывалось уже в п. 2.2.2, упорядоченные вертикальные движения играют менее существенную роль в формировании низких облаков и тумана, чем турбулентность. В большинстве случаев они лишь усиливают или ослабляют влияние вертикального турбулентного обмена на изменение стратификации теплой воздушной массы в процессе ее трансформации. Упорядоченное нисходящее движение воздуха выше 600—1000 м в области антициклона усиливает инверсию температуры над слоистыми облаками и адвективным туманом, препятствуя увеличению их вертикальной протяженности. Упорядоченное восходящее движение в области циклонической

кривизны изобар способствует ослаблению надоблачной инверсии температуры или ее разрушению и тем самым создает условия для увеличения вертикальной протяженности слоистых облаков.

Теплота конденсации водяного пара, повышая температуру воздуха в верхней части слоистого облака и адвективного тумана, с одной стороны, уменьшает вертикальный градиент температуры под слоем инверсии, а с другой — усиливает длинноволновое излучение верхней части облака и тумана и тем самым влияет на развитие инверсии температуры над ними.

Максимальная водность слоистых облаков вблизи их верхней границы при температуре от —5 до 0 °С бывает от 0,5 до 1,0 г/м³. Атмосферное давление здесь составляет в среднем около 920 гПа. При этих условиях повышение температуры у верхней границы, слоистых облаков, вызванное выделением теплоты конденсации, будет от 0,9 до 1,8 °С.

Длинноволновая и коротковолновая радиация играет существенную роль в эволюции низких слоистых облаков и адвективного тумана, если над ними не имеется сплошного покрова слоисто-кучевых, высоко-слоистых или высоко-кучевых облаков.

Длинноволновая радиация слоистых облаков и адвективного тума вызывает охлаждение их верхней части со скоростью от 0,05 до 0,08 °С в час. Благодаря этому увеличивается водность и соответственно усиливается излучение в верхней части слоя облаков и тумана. Уровень наибольшего охлаждения слоистых облаков и тумана находится несколько ниже их верхней границы, вследствие чего инверсия температуры нередко проникает в верхнюю часть слоя этих облаков и тумана на глубину от 25 до 100 м.

Коротковолновая радиация Солнца более чем на 50 % отражается от верхней поверхности слоистых облаков и тумана. Некоторую часть солнечной радиации поглощают облака и туман. Например, слоистые облака мощностью 500—600 м поглощают от 3 до 7 % солнечной радиации, а те же облака мощностью 1000 м — 15—20 %. Остальная часть рассеянной солнечной радиации достигает земной поверхности, вызывая ее нагревание. Вследствие этого днем повышается температура воздуха в приземном слое. В то же время в верхней части слоистых облаков и адвективного тумана, образующихся в теплой воздушной массе в холодный период года, приток тепла от коротковолновой радиации при высоте Солнца в полдень менее 40° оказывается меньше потери тепла, вызываемой длинноволновым излучением. Следовательно, воздух над слоистыми облаками и адвективным туманом незначительно охлаждается даже в околополуденные часы. В результате повышения температуры воздуха в приземном слое и понижения ее над облаками и туманом во второй половине дня происходит увеличение вертикального градиента температуры до максимального значения между 15 и 18 ч местного времени. Так, например, по данным экспериментальных наблюдений в Обнинске (в 100 км юго-западнее Москвы) в холодный период года при сплошной облачности среднее значение вертикального градиента температуры в нижнем

300-метровом слое в 3 ч равна 0,58 °С/100 м, а в 15 ч она увеличивается до 0,77 °С/100 м.

В среднем вертикальный градиент температуры увеличивается днем и при слоистой облачности с высотой НГО 200 м и менее, а около 6 ч утра он достигает минимума.

Увеличение вертикального градиента температуры во второй половине дня приводит к усилению вертикального турбулентного обмена в подынверсионном слое, а повышение температуры воздуха в приземном слое — к росту дефицита точки росы на высоте 2 м и к соответствующему повышению уровня конденсации. Следствием всего этого является увеличение высоты нижней границы слоистых облаков и рассеяние адвективного тумана в приземном слое в послеполуденные часы. В конце весны под влиянием солнечной радиации часто происходит полное рассеяние низких слоистых облаков и адвективного тумана в середине дня. Ночью вследствие ослабления вертикального турбулентного обмена, обусловленного уменьшением вертикального градиента температуры и понижением уровня конденсации, вызванного уменьшением дефицита точки росы, нижняя граница слоистых облаков понижается, а туман восстанавливается. По данным статистической обработки материалов метеорологических наблюдений в аэропортах, наибольшая повторяемость высоты нижней границы облаков менее 200 м и адвективного тумана приходится на период от полуночи до восхода Солнца.

Несколько иначе, чем описано выше, происходит формирование слоистых облаков и тумана в случае адвекции теплой и влажной воздушной массы на холодную подстилающую поверхность при скорости ветра на высоте 10 м не более 5 м/с и скорости градиентного ветра меньше 12 м/с. Вследствие слабого турбулентного обмена в охлаждающемся теплом влажном воздухе вместо начального падения температуры и точки росы с высотой (рис. 2.2 *а*) образуется приземная инверсия температуры и точки росы. В результате того, что в приземном слое воздуха температура оказывается ниже начального значения точки росы на 2—3 °С, образуется туман (рис. 2.2 *б*). Мощность его со временем возрастает по мере дальнейшего адвективного понижения температуры нижнего слоя теплой воздушной массы. Вместе с тем растет и количество сконденсированного водяного пара, определяющее видимость в тумане.

Вследствие наибольшего выделения теплоты конденсации вблизи земной поверхности и охлаждения воздуха в верхней части слоя тумана разрушается нижняя часть приземной инверсии температуры. При этом усиливается вертикальный турбулентный обмен в слое разрушенной инверсии, благодаря чему устанавливается влажноадиабатическая или близкая к ней стратификация в слое тумана и происходит рост водности его с высотой (рис. 2.2 *в*).

Над материком слоистые облака и адвективный туман образуются в теплой воздушной массе преимущественно в холодный период года. В этот период эволюция низких облаков и тумана

в глубине материка зависит от снежного покрова. В соответствии с данными п. 2.2.5, с понижением температуры приземного слоя теплого воздуха до —10 °С нижняя граница слоистых облаков должна повышаться, а адвективный туман превращаться в низкую слоистую облачность. При температуре ниже —10 °С и достаточно развитом турбулентном обмене над снежным покровом слоистые облака превращаются в слоисто-кучевые. По данным самолетного зондирования над Москвой и Украиной, средняя высота нижней

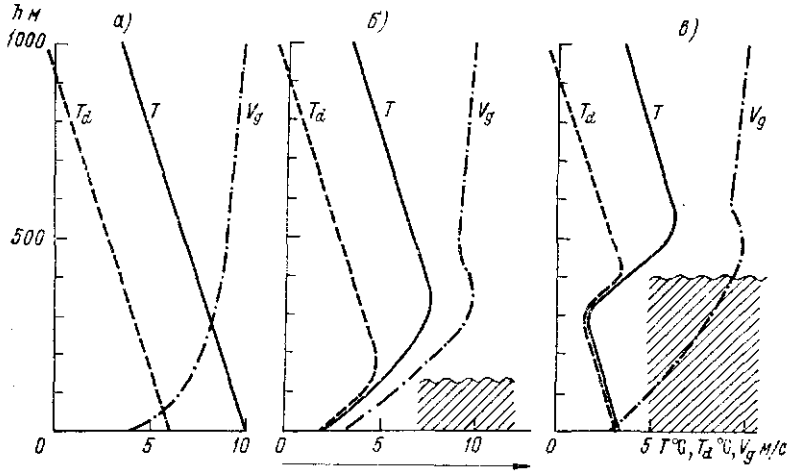

Рис. 2.2. Вертикальное распределение температуры и точки росы в теплой воздушной массе.

а) в очаге ее формирования; *б*) при охлаждении и слабом турбулентном обмене; *в*) при разрушении приземной инверсии вследствие выделения теплоты конденсации в приземном слое.

границы слоисто-кучевых облаков осенью и зимой больше высоты верхней границы слоистых облаков. При средней температуре воздуха в этих облаках ниже —3 °С их средняя водность над снежным покровом на Украине заметно меньше, чем над мокрой почвой.

В холодный период года на Украине средняя водность Sc меньше средней водности St во всем интервале значений средней температуры в слоях этих облаков от —15 до 10 °С (рис. 2.3). Средняя водность тумана в приземном слое примерно в 2 раза меньше средней водности St. Чем выше температура, тем больше средняя водность как Sc и St, так и тумана.

Синоптические условия образования слоистых облаков и адвективного тумана в теплой воздушной массе в холодный период года над европейской частью СССР характеризуются следующими особенностями. Возникновению этих облаков и тумана обычно предшествуют синоптические положения, способствующие радиационному выхолаживанию поверхности почвы или ранее образовавшегося снежного покрова. Такие условия создают антициклоны, сформированные в сухом арктическом воздухе, или отроги сибирского антициклона. Последующее медленное смещение этих барических

образований к востоку или юго-востоку под воздействием циклонической деятельности приводит к выносу влажного теплого воздуха на европейскую часть СССР с Атлантики через Балтийское море или с Средиземного, Черного, Азовского и Каспийского морей.

На Украине и над центральным районом европейской части СССР низкие слоистые облака и адвективный туман, формирующиеся в теплой воздушной массе, наиболее часто наблюдаются в западной части антициклонов или в восточной части и в теплом секторе циклонов, реже в северной части антициклонов и в размытых областях пониженного давления или в барических седловинах, а также в слабо выраженных гребнях и ложбинах, перемещающихся по периферии антициклонов.

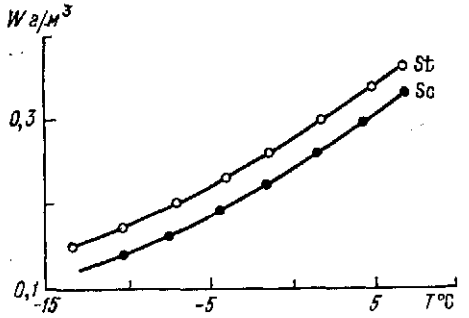

Рис. 2.3. Зависимость средних значений водности облаков St и Sc от температуры.

Над северным, северо-западным и западным районами европейской части СССР преобладают низкие слоистые облака и туман в теплой воздушной массе, приходящей с запада — с Атлантики и Балтийского моря — в южной части и в теплом секторе циклонов или по северной периферии антициклонов. Но весной, когда на Украине уже происходит прогрев почвы, освободившейся от снежного покрова, а в северо-западном и северном районах еще лежит снежный покров, здесь иногда наблюдаются низкие слоистые облака и адвективный туман в теплой воздушной массе, пришедшей с юга.

На юго-востоке европейской части СССР низкие слоистые облака и адвективный туман наблюдаются преимущественно в теплой и влажной воздушной массе, перемещающейся по южной и юго-восточной периферии циклонов.

Над югом Западной Сибири зимой низкие облака могут образоваться в теплых секторах циклонов, перемещающихся с запада или юго-запада. Однако здесь повторяемость таких облаков в теплой воздушной массе составляет от 10 до 23 % общего количества низких облаков в холодный период года.

На дальневосточном морском побережье Советского Союза, в отличие от континентальных районов, низкая слоистая облачность и адвективный туман наблюдаются летом. Они образуются

в теплом и влажном морском воздухе в результате его охлаждения при движении с района теплого тихоокеанского течения Куросио или с юга Японского моря на холодное Приморское течение в северо-западной части Японского моря.

Вынос охлажденного над Приморским течением теплого морского воздуха и образовавшихся в нем слоистых облаков и тумана в залив Петра Великого, на побережье Приморского края и на о. Сахалин осуществляется по западной периферии антициклонов над Тихим океаном и над Охотским морем и по восточной периферии малоподвижной депрессии над Восточной Азией. В эту депрессию время от времени перемещаются циклоны с запада, поддерживающие ее существование. Таким образом, в течение большей части лета над Приморьем и о. Сахалин преобладают южный и юго-восточный потоки охлажденного над севером Японского моря теплого воздуха и вынос формирующихся в нем слоистых облаков и адвективного морского тумана. При указанных направлениях ветра слоистые облака и туман проникают по долинам рек в глубь приморского побережья и о. Сахалин на десятки километров. Днем вследствие нагревания поверхности почвы солнечной радиацией облака и туман рассеиваются, а в течение ночи они уплотняются благодаря радиационному охлаждению почвы и приземного слоя воздуха. Возвышенные места на приморском побережье чаще бывают закрыты туманом в результате усиления конденсации водяного пара под влиянием адиабатического охлаждения воздуха.

Над акваторией Баренцева и Карского морей летом у кромки ледяных полей образуются низкие слоистые облака и устойчивый адвективный туман при южных ветрах, приносящих теплый воздух с материка.

2.3.2. НИЗКАЯ ОБЛАЧНОСТЬ И ТУМАН В ХОЛОДНОЙ ВОЗДУШНОЙ МАССЕ

Формирование низкой облачности и тумана в холодной воздушной массе обусловлено тремя основными процессами: 1) испарением с более теплой подстилающей поверхности (с влажной почвы, тающего снежного покрова или поверхности воды); 2) турбулентным переносом тепла и водяного пара от подстилающей поверхности в нижний слой холодной воздушной массы; 3) нагреванием подстилающей поверхности солнечной радиацией днем и охлаждением ее путем эффективного длинноволнового излучения ночью.

Вследствие того что давление насыщенного водяного пара над относительно теплой испаряющей поверхностью выше, чем холодного воздуха, последний насыщается водяным паром в нижнем слое. Одновременно нижний слой холодного воздуха, прогреваясь над более теплой подстилающей поверхностью, приобретает стратификацию, близкую к влажнонеустойчивой; динамический фактор турбулентности играет гораздо меньшую роль в вертикальном обмене теплом и влагой по сравнению с термическим фактором турбулентности (конвекцией). Только в самом нижнем слое холодной

воздушной массы, толщиной около 100 м, может наблюдаться значительный вертикальный сдвиг ветра, который будет оказывать существенное влияние на вертикальный турбулентный обмен.

Образование низких облаков и тумана в холодной воздушной массе над влажной почвой происходит несколько иначе, чем над тающим снежным покровом и водной поверхностью. Различие определяется тем, что температура поверхности почвы заметно повышается днем и понижается ночью, а температура тающего снежного покрова и поверхностного слоя воды в водоемах почти не изменяется в течение суток.

Интенсивность испарения с поверхности почвы зависит от ее увлажнения ранее выпавшими дождями или растаявшим снегом и от дневного нагревания солнечными лучами. Днем испарение с поверхности влажной почвы будет тем сильнее, чем выше ее температура. Степень же насыщения холодного воздуха водяным паром за счет испарения будет тем больше, чем ниже температура приземного слоя этого воздуха по сравнению с температурой поверхности почвы. Ночью по мере радиационного охлаждения поверхности почвы и уменьшения положительной разности между ее температурой и температурой холодного воздуха ослабевает перенос водяного пара в вышележащие слои воздуха. Поэтому, несмотря на ослабление испарения с поверхности почвы, увеличивается содержание водяного пара в приземном слое воздуха и соответственно уменьшается дефицит точки росы и понижается уровень конденсации.

На поверхности тающего снежного покрова температура незначительно отклоняется от 0 °С. Следовательно, испарение с поверхности тающего снежного покрова может вызвать насыщение водяным паром холодного воздуха, имеющего температуру ниже 0 °С. Это возможно на юге страны в конце зимы и в начале весны, если перед вторжением холодного воздуха наблюдалось резкое потепление, вызвавшее бурное таяние снежного покрова. В таких случаях в снежном покрове накапливается талая вода. Она поглощает солнечную радиацию и поэтому не замерзает днем при температуре холодного воздуха ниже 0 °С. Ночью благодаря длинноволновому излучению снежного покрова испарение с его поверхности ослабевает, а в случае замерзания поверхности снежного покрова оно практически прекращается.

Скорость испарения с поверхности воды зависит от положительной разности температур поверхностного слоя воды и приземного слоя холодного воздуха, а также от скорости ветра в этом слое. Ночью эта разность увеличивается вследствие радиационного охлаждения воздуха, перемещающегося с суши на водную поверхность, температура которой почти не изменяется. Следовательно, ночью имеются более благоприятные условия для насыщения и перенасыщения нижнего слоя холодного воздуха водяным паром над более теплой испаряющей поверхностью воды, чем днем.

Холодные воздушные массы вторгаются на более теплую подстилающую поверхность преимущественно в тыловой части цикло-

нов и их обширных ложбин или в передней части антициклонов и гребней. В этих частях указанных барических образований обычно наблюдаются нисходящие движения воздуха, в результате которых формируется инверсия оседания. Непосредственно за холодным фронтом и на расстоянии 300—500 км от него над клином холодного воздуха на высоте 400—600 м или выше, как правило, находится нижняя граница задерживающего слоя в виде инверсии температуры или изотермии, характерных для холодного фронта.

Род низких облаков и вид тумана зависят от разности температур относительно теплой подстилающей поверхности и приходящей на нее холодной воздушной массы, от высоты нижней границы задерживающего слоя в этой воздушной массе, дефицита точки росы на высоте 2 м и его суточного хода, а также от скорости ветра на высоте 10 м.

Слоисто-кучевые облака с высотой НГО более 300 м образуются в холодной воздушной массе над относительно теплой подстилающей поверхностью (влажной почвой или тающим снежным покровом) преимущественно в тех случаях, когда высота нижней границы задерживающего слоя $h_{\text{з. сл}} > 900$ м, дефицит точки росы на высоте 2 м $(T - T_d) \geqslant 2{,}1$ °С и скорость ветра на высоте 10 м $V_{10} \geqslant 6$ м/с.

Слоистые облака с высотой НГО 200 м и менее образуются в той же воздушной массе над более теплой подстилающей поверхностью при значениях $h_{\text{з. сл}} \leqslant 600$ м, $(T - T_d) \leqslant 1{,}0$ °С и $V_{10} \leqslant 5$ м/с.

В случаях промежуточных значений трех указанных параметров образуются как слоисто-кучевые, так и слоистые облака с высотой НГО от 300 до 200 м. Ночью вследствие радиационного понижения температуры приземного слоя воздуха, уменьшения дефицита точки росы до 0 °С и ослабления ветра на высоте 10 м слоистые облака превращаются в туман.

На европейской части СССР и в континентальных районах Дальнего Востока низкие облака и туман образуются в холодных воздушных массах преимущественно в теплый период года (с апреля по первую половину октября) над почвой, сильно увлажненной обильными дождями. При этом холодные воздушные массы приходят на европейскую часть СССР с Баренцева и Норвежского морей или с Атлантического океана в тыловой части циклонов и их обширных ложбин или в передней части антициклонов и гребней. На Дальнем Востоке низкие облака и туманы наблюдаются в холодных воздушных массах, пришедших с северо-запада, севера или северо-востока в тыловой части циклонов.

На юге Западной Сибири летом после выпадения дождей также иногда образуются низкие облака в утренние часы в относительно холодной воздушной массе.

В Средней Азии почва сильно увлажняется осадками только в холодное время года. Поэтому здесь низкие облака и туман образуются с октября по апрель в медленно перемещающемся холодном воздухе с севера, северо-запада или запада на теплую почву,

увлажненную предшествующими дождями или растаявшим снежным покровом. В предгорных и горных зонах Средней Азии образованию низких облаков и тумана в холодном воздухе способствует его адиабатическое охлаждение при восходящем движении по наветренным склонам гор.

Низкие облака и туман возникают в Средней Азии и на юге Казахстана в холодных воздушных массах при следующих синоптических положениях: 1) тыловая часть южнокаспийских, мургабских и верхнеамударьинских циклонов, перемещающихся к северо-востоку; 2) тыловая часть волновых возмущений на малоподвижном холодном фронте, лежащем на северных склонах Эльбруса, Копетдага и северных отрогах горных систем Памиро-Алтая и Тянь-Шаня.

В Закавказье холодные воздушные массы вторгаются преимущественно с октября по март по южной периферии мощных антициклонов, развивающихся над югом европейской части СССР и Западным Казахстаном. В случае вторжения холодного воздуха в Закавказье с запада и северо-запада его температура понижается при переходе с теплой водной поверхности Черного моря на холодную почву, а также вследствие адиабатического охлаждения при подъеме от Колхидской низменности до Сурамского хребта. Благодаря этому в западном и северо-западном потоках холодного воздуха образуются низкие облака и туман в Западной Грузии на Сурамском и Крестовом перевалах, а также в горных районах северо-западной части Армении. В случае вторжения холодного воздуха в Закавказье с востока и юго-востока его температура понижается как при переходе с поверхности Каспийского моря на более холодную почву, так и вследствие адиабатического расширения при подъеме вдоль Кура-Аракской низменности до Сурамского хребта. При этих условиях сплошная низкая облачность и туман могут наблюдаться в Азербайджане, в Восточной Грузии до Сурамского перевала и в юго-восточной части Армении.

Туман испарения возникает в холодном воздухе, когда он движется с небольшой скоростью над более теплой водной поверхностью и имеет очень устойчивую стратификацию до перемещения с суши или ледяных полей на водную поверхность.

Скорость испарения с поверхности относительно теплой воды зависит от разности между ее температурой и температурой холодного воздуха до его перемещения на водную поверхность, а также от скорости ветра.

Насыщение нижнего слоя холодного воздуха водяным паром достигается тем быстрее, чем больше его относительная влажность и соответственно меньше дефицит точки росы до перемещения на теплую водную поверхность.

Физический механизм образования тумана испарения представляется следующим образом. Если в холодном воздухе до перемещения на водную поверхность была мощная приземная инверсия температуры, то над теплой водной поверхностью она разрушается в самом нижнем слое. Под приподнятой инверсией прогревающийся

холодный воздух становится конвективно-неустойчивым. Поэтому водяной пар, поступающий с водной поверхности в воздух, должен уноситься конвективными токами вверх под слой инверсии. При этом избыточный водяной пар конденсируется. В результате под инверсией температуры образуется туман.

По теоретическим расчетам над водой, имеющей температуру зимой около 0 °С, может образоваться туман испарения с водностью 0,1 г/м³ при следующих сочетаниях температуры холодного воздуха T_0, его относительной влажности f и дефицита точки росы $(T—T_d)$ до перехода с суши или ледяных полей на водную поверхность:

T_0 °С	—10	—15	—20
f %	100	70	50
$(T_0 — T_d)$°С . . .	0,0	4,3	7,9

По экспериментальным данным, туман испарения образуется в случаях разности между температурой воды и холодного воздуха $(T_в—T_0)$ не меньше 10 °С и скорости ветра на высоте 10 м от 1 до 3 м/с.

По данным вертикального зондирования атмосферы, в случаях тумана испарения нижняя граница инверсии температуры над относительно теплой водой находится на высоте 50—100 м. Если же нижняя граница инверсии оказывается на высоте 200—300 м, туман испарения не возникает даже при большой положительной разности между температурой воды и воздуха.

В континентальных районах Советского Союза воздух бывает значительно холоднее воды в реках, озерах и водохранилищах преимущественно поздней осенью и зимой. Поэтому туман испарения наблюдается над этими водоемами обычно с конца октября до их замерзания. Наиболее известны туманы испарения в Восточной Сибири над Ангарой и другими быстротекущими реками, которые покрываются льдом только в середине зимы. Ниже плотин гидроэлектростанций участки рек на расстоянии от 10 до 25 км не замерзают в течение всей зимы. Поэтому над ними туманы испарения образуются с октября по март в случаях разности температур воды и воздуха больше 11 °С и прочих благоприятных условиях.

Особенно часто образуется туман испарения в холодное время года в незамерзающих морских заливах северной части Кольского полуострова. Например, в Кольском заливе в районе Мурманска в период полярной ночи они могут возникать и наблюдаться в любое время суток. Но в марте и апреле наибольшая повторяемость тумана испарения приходится на утро (от 6 до 9 ч) и наименьшая на вторую половину дня (от 15 до 18 ч).

В умеренных широтах туман испарения возникает преимущественно ночью и рано утром, когда разность температур воды и воздуха бывает максимальной.

В Арктике туман испарения возникает часто летом, когда происходит перенос воздуха с ледяных полей на открытую воду.

2.3.3. РАДИАЦИОННЫЙ И АДВЕКТИВНО-РАДИАЦИОННЫЙ ТУМАН

Основной причиной образования *радиационных туманов* является конденсация водяного пара, связанная с понижением температуры приземного слоя малоподвижного воздуха вследствие радиационного выхолаживания в течение ночи деятельной поверхности при слабом турбулентном теплообмене.

Благоприятными условиями для возникновения радиационного тумана являются:

— безоблачная или малооблачная погода, способствующая радиационному выхолаживанию в ночные часы;

— слабый ветер, не более 3 м/с (но не абсолютный штиль) на высоте 10 м и не более 6 м/с в слое 50—100 м, что обеспечивает слабый турбулентный обмен в приземном слое воздуха, благоприятствует формированию приземной инверсии температуры в слое до 50—100 м и более и усилению ее в течение ночи;

— малый начальный дефицит точки росы (высокая относительная влажность) в вечерние часы в слое от поверхности Земли до верхней границы приземной инверсии температуры:

— сухая почва, что обусловливает малую теплопроводность и вследствие этого ослабленный поток тепла из глубины к поверхности почвы;

— выпадение ливневого дождя летом в предвечерние часы на прогретую поверхность почвы и испарение влаги с поверхности почвы в вечерние часы.

В результате понижения температуры приземного слоя воздуха и при наличии других благоприятных условий достигается насыщение приземного слоя воздуха водяным паром, после чего начинается конденсация водяного пара и через некоторое время появляется дымка, а затем туман.

В ряде случаев ухудшение видимости при образовании тумана происходит довольно резко.

Охлаждение воздуха обычно продолжается до восхода Солнца, вследствие чего плотность радиационного тумана и его вертикальная мощность увеличиваются, как правило, до утра.

Если охлаждающийся воздух в приземном слое достигает состояния насыщения водяным паром только к концу ночи, то радиационный туман может возникнуть перед восходом Солнца или даже через некоторое время после восхода Солнца. Последнее связано с некоторым дополнительным увлажнением приземного слоя воздуха вследствие начавшегося испарения с поверхности прогревающейся почвы или тающего снежного покрова.

По мере нагревания деятельной поверхности солнечными лучами и повышения температуры воздуха радиационный туман обычно рассеивается. Летом рассеяние тумана происходит через 1—2 ч после восхода Солнца. Иногда в короткие дни осенне-зимнего периода из-за недостаточного прогрева воздуха туман лишь несколько приподнимается, превращаясь в низкую слоистую облачность, при сохранении дымки у земной поверхности. После

захода Солнца, если синоптические условия не изменяются, приподнятый туман снова опускается до поверхности Земли.

При изменении синоптических условий (усиление ветра, адвекция воздушной массы с другими термогигрометрическими характеристиками, выпадение осадков и др.) радиационный туман может рассеяться в любое время суток.

Адвективно-радиационный туман образуется над сушей преимущественно в холодное время года ночью при слабой адвекции теплого и достаточно влажного воздуха. Скорость ветра обычно не превышает 4 м/с. При этом происходит охлаждение относительно теплого воздуха, однако недостаточное для достижения состояния насыщения и конденсации водяного пара.

Вследствие дополнительного ночного радиационного выхолаживания деятельной поверхности и воздуха в приземном слое при наличии указанных выше необходимых условий происходит уплотнение ранее наблюдавшейся тонкой слоистой облачности или дымки на некоторой высоте над поверхностью Земли, а затем постепенное опускание их и превращение в туман. Процессу туманообразования способствует некоторое ослабление скорости ветра в ночные часы. Иногда в ночные часы при наличии уже приподнятой инверсии формируется слабая приземная инверсия, в которой начинается образование низкого тумана; затем происходит слияние этого тумана с дымкой или тонкой слоистой облачностью под приподнятой инверсией.

2.3.4. МОРОЗНЫЕ ТУМАНЫ НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ И АЭРОДРОМОВ

Эти туманы возникают при сильных морозах, если имеется дополнительный источник насыщения водяным паром. Таким источником могут явиться продукты сгорания газообразного и жидкого углеводородного топлива (природного газа, керосина, бензина и др.), а также угля, дров и торфа.

Количество водяного пара, поступающего в атмосферу, зависит от количества и вида сжигаемого топлива в единицу времени. При этом следует иметь в виду, что масса выделяемого водяного пара при горении некоторых видов углеводородного топлива превышает массу сжигаемого топлива. Так, например, при сгорании 1 кг природного газа (метана) образуется 2160 г водяного пара, при сгорании 1 кг бензина —1305 г водяного пара.

Механизм образования морозных туманов состоит в следующем. Зимой во время сильных морозов при инверсионном распределении температуры в приземном слое атмосферы и слабом ветре топочные и выхлопные газы, содержащие большое количество водяного пара, не рассеиваются на большой площади. Они имеют более высокую температуру и меньшую плотность в сравнении с окружающим воздухом и поднимаются на некоторую высоту даже при наличии приземной инверсии. При смешении теплых, богатых влагой топочных или выхлопных газов с холодным воздухом может

быть достигнуто состояние насыщения водяным паром. Дальнейшее поступление водяного пара приводит к его конденсации в виде мельчайших зародышевых капелек, которые при достаточно низкой температуре воздуха замерзают и быстро растут вследствие перенасыщения водяным паром по отношению ко льду, что приводит к образованию ледяного тумана.

Для образования ледяных туманов температура воздуха должна быть ниже некоторого критического значения, зависящего от атмосферного давления и относительной влажности (табл. 2.3).

Таблица 2.3

Критическая температура (°С) насыщения воздуха (по отношению к воде) для образования ледяных туманов при атмосферном давлении 1000 гПа

Относительная влажность, %	100	90	60	0
Температура, °С	—29	—33	—36	—39

Если температура воздуха выше критической для соответствующей относительной влажности, то замерзания капелек воды не происходит и в связи с недонасыщением воздуха относительно капелек воды они испаряются и ледяной туман не образуется.

При температуре ниже —39 °С ледяной туман может образовываться в результате сгорания топлива при любой начальной относительной влажности (при любом начальном дефиците точки росы).

2.4. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА НИЗКИХ СЛОИСТЫХ ОБЛАКОВ И АДВЕКТИВНОГО ТУМАНА

Прогноз низких слоистых облаков и адвективного тумана в общем виде должен содержать следующие основные операции:

а) определение района, из которого ожидается поступление воздушной массы в район прогноза;

б) изучение условий погоды в районе, откуда ожидается перенос воздушной массы в район прогноза;

в) оценка возможных изменений условий погоды, связанных с трансформацией воздушной массы по пути переноса, с влиянием суточного хода метеорологических величин в период перемещения воздушной массы, с влиянием эволюции атмосферных фронтов и барических образований на условия погоды в районе прогноза, с влиянием особенностей рельефа района прогноза.

Определение района, из которого ожидается поступление воздушной массы в район прогноза, производится с помощью построения траектории переноса воздушной частицы за интересующий нас отрезок времени. Приемы построения траекторий изложены в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды. При синоптических процессах, характеризующихся приближением и прохождением барических ложбин с атмосферными фронтами или осей гребней, следует по прогностической карте определить положение пункта прогноза относительно оси ложбины или гребня, а затем

по исходной карте оценить условия погоды в соответствующем районе относительно оси ложбины или гребня.

В качестве основных характеристик условий погоды (в данном случае в районе, из которого ожидается поступление воздушной массы), обычно рассматриваются:

— облачность (форма и высота НГО);
— температура воздуха;
— точка росы;
— дефицит точки росы.

Указанные характеристики желательно рассматривать у поверхности Земли и по возможности на поверхностях 925 и 850 гПа.

Приемы прогнозов температуры воздуха и точки росы, применяемых в некоторых способах, изложены в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды.

Ниже будет приведен ряд способов прогноза низких облаков и адвективного тумана, различающихся в основном приемами косвенной оценки условий, благоприятствующих образованию (сохранению или размыванию) облаков и эволюции их высоты.

Как правило, эти прогнозы основаны на различных эмпирических зависимостях, полученных на материалах определенного района с учетом типа синоптических условий, сезона, заблаговременности и периода суток.

Для применения таких способов в каком-нибудь другом районе необходимо получить аналогичные зависимости по материалам наблюдения в этом районе для различной заблаговременности, определенного периода суток и выбранного типа синоптических условий.

Получение аналогичных зависимостей для интересующего района целесообразно проводить по архивным материалам за 5—10 лет. При выполнении таких работ целесообразно придерживаться следующего примерного плана.

1. Установление сезона наибольшей повторяемости низких облаков (или тумана).
2. Анализ синоптических процессов, приводящих к образованию низких облаков в данном районе в выбранном сезоне.
3. Классификация синоптических процессов, приводящих к образованию низких облаков, и выделение основных характерных типов синоптических процессов.
4. Выбор характерного типа синоптического процесса, приводящего к формированию низких облаков.
5. Уяснение физического механизма образования низких облаков при выбранном синоптическом процессе.
6. Отбор случаев с типовым синоптическим процессом.
7. Разделение случаев по периодам суток с целью косвенного учета влияния суточного хода метеорологических величин.
8. Определение требуемой заблаговременности прогноза.
9. Выбор предполагаемых предикторов, исходя из физического механизма образования низких облаков при выбранном синоптическом процессе.

10. Составление исходной таблицы для последующих расчетов (табл. 2.4).

Таблица 2.4

Примерная форма выписки исходных данных для получения прогностических зависимостей

Кодированные значения высоты НГО (или другого явления) в срок прогноза (y)				Значения метеорологических величин в исходный срок в пункте прогноза и/или в выбранных окрестных пунктах, или в срок прогноза в пункте прогноза							
100	150	200	300	x_1	x_2	x_3	. . .	. . .	. . .	x_{n-1}	x_n
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Количество выбираемых предсказателей (предикторов) практически может быть 2—3. Использование большего числа предсказателей требует значительного увеличения архива. Предварительная классификация случаев по синоптическим процессам, направлению переноса, времени суток и т. п. является косвенным учетом дополнительных факторов в получаемых соотношениях.

Графы 1—4 табл. 2.4 приведены для примера. Они могут быть и с другими предельными значениями высоты НГО или, например, дальности видимости.

2.5. МЕТОДЫ ПРОГНОЗА НИЗКИХ СЛОИСТЫХ ОБЛАКОВ И ТУМАНА

2.5.1. ЭМПИРИЧЕСКАЯ ВЕРОЯТНОСТЬ ПОЯВЛЕНИЯ ОБЛАКОВ НИЖЕ ЗАДАВАЕМЫХ ЗНАЧЕНИЙ ВЫСОТЫ ЧЕРЕЗ 24 ч

В северо-западных районах европейской части СССР в холодную часть года при адвекции теплого влажного воздуха обычно наблюдаются низкие облака, высота которых коррелируется с межсуточным повышением температуры воздуха. Зависимость была получена А. К. Лугченко и приводилась в руководствах и пособиях в виде графиков повторяемости облачности ниже определенных значений высот в зависимости от межсуточного повышения температуры. Приведенное ниже уточненное соотношение получено на основе известных графических зависимостей и позволяет рассчитать вероятность появления облаков ниже 200 м

$$P_{<200} = 20T_{+24} - 17T_0 - 10 \qquad (2.2)$$

или

$$P_{<200} = 3T_{+24} + 17(T_{+24} - T_0) - 10, \qquad (2.3)$$

где $P_{<200}$ — вероятность (%) высоты НГО ниже 200 м; T_{+24} — тем-

пература воздуха (°С) через сутки после исходного срока составления прогноза; T_0 — температура воздуха (°С) в исходный срок составления прогноза.

Вероятность появления низких облаков при оговоренных выше условиях тем больше, чем больше межсуточное увеличение температуры воздуха ($T_{+24} - T_0$) и чем выше температура воздуха в срок прогноза (T_{+24}).

Учитывая, что потепления в северо-западных районах европейской части СССР в холодную часть года обычно связаны с адвекцией влажного воздуха, выбор только указанных двух предикторов дал вполне удовлетворительные результаты при оговоренных выше условиях.

Для удобства проведения аналогичных расчетов коэффициентов регрессии для других районов целесообразно выписать в специальную таблицу необходимые исходные данные из табл. 2.4 по форме, приведенной в табл. 2.5.

Таблица 2.5

Пример заполнения таблицы для расчета коэффициентов регрессии

№ п/п	x_1	x_2	x_3	y	x_1x_2	x_1x_3	x_2x_3
n	$\sum x_1$	$\sum x_2$	$\sum x_3$	$\sum y$	$\sum x_1x_2$	$\sum x_1x_3$	$\sum x_2x_3$

№ п/п	x_1^2	x_2^2	x_3^2	x_1y	x_2y	x_3y
n	$\sum x_1^2$	$\sum x_2^2$	$\sum x_3^2$	$\sum x_1y$	$\sum x_2y$	$\sum x_3y$

По данным табл. 2.5 записывается система уравнений:

$$na_0 + a_1\sum x_1 + a_2\sum x_2 + a_3\sum x_3 = \sum y,$$

$$a_0\sum x_1 + a_1\sum x_1^2 + a_2\sum x_1x_2 + a_3\sum x_1x_3 = \sum x_1y,$$

$$a_0\sum x_2 + a_1\sum x_1x_2 + a_2\sum x_2^2 + a_3\sum x_2x_3 = \sum x_2y,$$

$$a_0\sum x_3 + a_1\sum x_1x_3 + a_2\sum x_2x_3 + a_3\sum x_3^2 = \sum x_3y.$$

Решая систему линейных уравнений, получаем значения коэффициентов регрессии a_0, a_1, a_2, a_3 для расчета предиктанта y.

Если количество выбранных предикторов два, система упрощается:

$$na_0 + a_1 \sum x_1 + a_2 \sum x_2 = \sum y,$$

$$a_0 \sum x_1 + a_1 \sum x_1^2 + a_2 \sum x_1 x_2 = \sum x_1 y,$$

$$a_0 \sum x_2 + a_1 \sum x_1 x_2 + a_2 \sum x_2^2 = \sum x_2 y.$$

В общем виде уравнение регрессии представляется в виде

$$y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + a_3 x_3$$

для трех предикторов и

$$y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2$$

для двух предикторов.

В зависимости от поставленной задачи могут быть получены несколько уравнений регрессии, позволяющие рассчитывать вероятности превышения (или непревышения) задаваемых значений высоты НГО в срок прогноза.

2.5.2. КАЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ЭВОЛЮЦИИ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАКОВ НА 12 ч

Эмпирические исследования К. Г. Абрамович для европейской части СССР показали, что трансформационные изменения температуры оказывают существенное влияние на положение нижней границы перемещающейся облачности при значениях адвективных изменений температуры по данным у поверхности Земли вдоль 12-часовых траекторий $|\Delta T| \geqslant 4\,^{\circ}\mathrm{C}$. В этих случаях при адвекции тепла следует ожидать понижения облаков, при адвекции холода, наоборот,— повышения.

Показателями зарождения или полного размывания облачности по пути переноса являются адвективные изменения температуры $|\Delta T| > 6\,^{\circ}\mathrm{C}$, причем они должны сопровождаться соответственно восходящими или нисходящими упорядоченными движениями. Наиболее уверенно прогноз зарождения или полного размывания низких облаков может быть дан в тех случаях, когда в начальной точке траектории дефицит точки росы при адвекции тепла (перед появлением облаков) оказывается не более 2 °С, при адвекции холода (перед размыванием облаков)— не менее 1 °С.

Если адвективные изменения температуры $|\Delta T| < 4\,^{\circ}\mathrm{C}$, то влиянием трансформации воздуха на положение нижней границы облаков практически можно пренебречь, т. е. считать, что высота НГО при их перемещении меняется мало. Однако при указанных адвективных изменениях температуры иногда могут наблюдаться противоположные им по знаку изменения точки росы, что приводит к существенным изменениям дефицита точки росы в пункте прогноза. Поэтому при небольших адвективных изменениях температуры для прогноза эволюции облаков следует пользоваться адвективными изменениями дефицита точки росы $\Delta\,(T - T_d)$. При

отрицательных изменениях дефицита (приток воздуха с меньшими значениями дефицита точки росы) нижнюю граница облаков имеет тенденцию понижаться, при положительных — повышаться.

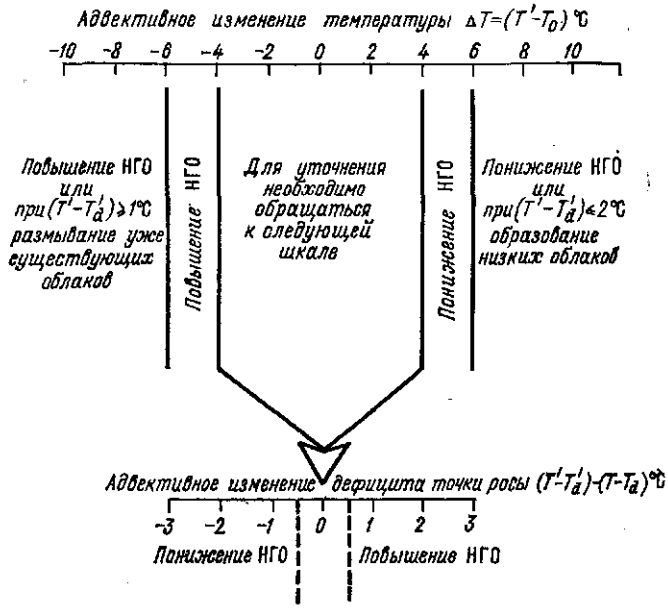

Рис. 2.4. Схема качественной оценки эволюции высоты НГО.

Для качественной оценки эволюций высоты НГО может быть использована схема, представленная на рис. 2.4.

2.5.3. ПРОГНОЗ ВЕРОЯТНОСТИ ВЫСОТЫ ОБЛАКОВ НИЖЕ ЗАДАВАЕМЫХ ЗНАЧЕНИЙ ЧЕРЕЗ 12 ч

На основе ранее проведенных эмпирических исследований для центральных районов европейской части СССР Е. И. Гоголева получила вероятность (%) интервалов высот облаков в зависимости от разности между температурой воздуха в исходный срок в пункте прогноза (T_0) и точкой росы (T'_d) в начале траектории, откуда частица воздуха переместится в пункт прогноза. На основе этих данных были построены кривые распределения вероятностей высоты НГО ниже задаваемых пределов, в зависимости от разности ($T_0 - T'_d$).

После некоторого сглаживания кривые были аппроксимированы выражением вида

$$P_{<H} = \frac{1}{1 + e^{0{,}44\left(T_0 - T'_d\right) + K(H)}}, \qquad (2.4)$$

где K определяется по табл. 2.6, как функция задаваемой высоты H.

На рис. 2.5 представлены распределения вероятностей высот НГО ниже задаваемых пределов в зависимости от разности $(T_0 - T'_d)$, установленной по карте в 21 ч.

Таблица 2.6

Зависимость коэффициента K от задаваемой высоты нижней границы облаков (H)

H м	50	100	150	200	250	300
K	+0,7	−1,7	−2,8	−3,8	−4,7	−5,4

Для прогноза высоты НГО необходимо: по исходной карте построить 12-часовую траекторию, как изложено в Руководстве по

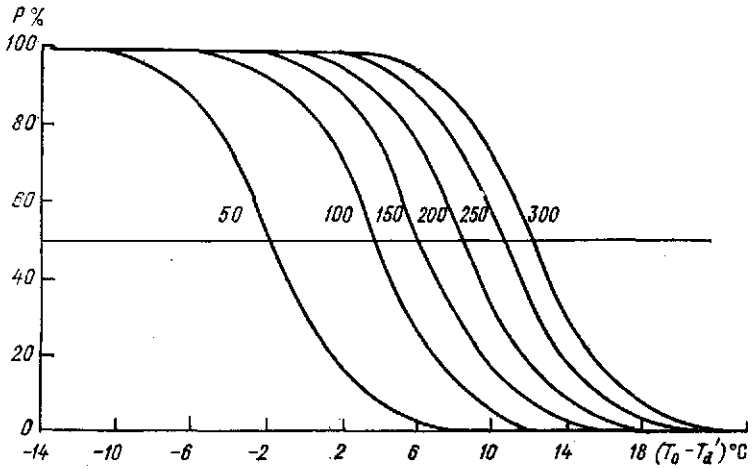

Рис. 2.5. Распределение вероятностей высот НГО ниже задаваемых пределов в зависимости от разности $(T_0 - T_d')$ в 21 ч.

краткосрочным прогнозам погоды; в районе начала этой траектории определить значение точки росы (T'_d). Определить разность $(T_0 - T'_d)$ и по этой разности найти точку на оси абсцисс графика (см. рис. 2.5). С помощью графика, мысленно смещаясь от найденной точки параллельно оси ординат, легко ответить на вопрос, какова вероятность того, что высота НГО в срок прогноза будет ниже задаваемых пределов (например: 50, 100, 150 м и т. д.).

Если требуется в прогнозе указать высоту НГО одним числом, соответствующим наиболее вероятному среднему значению высоты НГО, то необходимо от точки, соответствующей разности $(T_0 - T'_d)$, мысленно подняться параллельно оси ординат до линии, соответствующей вероятности 50 %, и определить высоту НГО путем интерполяции высот между кривыми.

Аналогичные графики могут быть построены в каждом районе для различной заблаговременности и различных исходных сроков.

2.5.4. ПРОГНОЗ ВЫСОТЫ НГО НА 12 ч НА НАВЕТРЕННЫХ СКЛОНАХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ

В предгорных районах низкая облачность может появляться в результате адиабатического охлаждения воздуха при подъеме по склону возвышенности. Так, например, на Среднем и Южном Урале наиболее низкая облачность чаще всего наблюдается в тех случаях, когда тот или иной склон горного хребта или возвышенности становится наветренным. Установление такого ветрового режима в отдельных районах происходит при определенных синоптических положениях.

Прогноз появления низких облаков и высоты НГО может быть дан, если известны орографические вертикальные движения, а также температура и точка росы поднимающегося по склону воздуха.

Способ расчета орографических вертикальных движений основывается на предположении, что воздушный поток в нижней части тропосферы повторяет форму рельефа. Тогда вертикальную составляющую скорости ветра на наветренном склоне можно считать пропорциональной горизонтальной составляющей скорости ветра и тангенсу угла наклона рельефа. Вертикальная составляющая движения воздуха по наветренному склону (в гПа/12 ч) может быть вычислена по уравнению

$$\Delta p = -5000 V \cos\beta \operatorname{tg}\alpha, \qquad (2.5)$$

где V — скорость ветра у поверхности Земли или на малых высотах (м/с); β — угол между направлением ветра и нормалью к осевой линии хребта (возвышенности); α — угол наклона рельефа (поверхности осредненного склона к поверхности горизонта); 5000 — переводный множитель из м/с в гПа/12 ч.

Для ускорения расчета Δp в каком-либо районе (в этом случае угол α — величина постоянная) необходимо составить таблицу вычисленных по уравнению (2.5) значений Δp при различных значениях угла β и различных скоростях ветра. В качестве примера приводится табл. 2.7, составленная для значений $\operatorname{tg}\alpha = 0{,}004$.

Расчет высоты уровня конденсации (высоты НГО) производится с помощью аэрологической диаграммы, как показано на рис. 2.6, для начальных условий: $V = 8$ м/с; $\beta = 0$; $\operatorname{tg}\alpha = 0{,}004$; $P_0 = 1020$ гПа; $T_0 = -1$ °С; $T_{d0} = -5$ °С. По табл. 2.7 находим, что при данной скорости ветра $\Delta p = 160$ гПа/12 ч, следовательно, за 12 ч частица поднимается до уровня 860 гПа. Проводим линию значений точки росы от поверхности Земли ($T_{d0} = -5$ °С) параллельно изограмме до пересечения с сухой адиабатой, соответствующей температуре у поверхности Земли —1 °С; здесь, на уровне 960 гПа, располагается уровень конденсации. Отсюда изменения температуры и точки росы происходят по влажной адиабате. Высоту уровня конденсации (УК) определяем по изменению давления от поверхности Земли до уровня конденсации. В данном слу-

чае это изменение (1020—960 гПа) составляет 60 гПа. С учетом барической ступени 8 м/гПа получаем минимальную высоту НГО в метрах; в данном случае высота НГО 480 м.

Следует заметить, что этот способ применим только в случаях небольших возвышенностей или хребтов, имеющих простую форму склонов.

Таблица 2.7

Вертикальные движения (гПа/12 ч), обусловленные вынужденным подъемом воздуха по склону (tg α=0,004), при различных значениях β и скорости ветра

Скорость ветра, м/с	β°								
	0	10	20	30	40	50	60	70	80
1	—20	—20	—19	—17	—15	—13	—10	—7	—3
2	—40	—39	—38	—35	—31	—26	—20	—14	—7
3	—60	—59	—56	—52	—46	—39	—30	—21	—10
4	—80	—79	—75	—69	—61	—51	—40	—27	—14
5	—100	—98	—94	—87	—77	—64	—50	—34	—17
6	—120	—118	—113	—104	—92	—77	—60	—41	—21
7	—140	—138	—131	—121	—107	—90	—70	—48	—24
8	—160	—157	—150	—138	—122	—103	—80	—55	—28
9	—180	—177	—169	—156	—138	—116	—90	—62	—31
10	—200	—197	—188	—173	—153	—129	—100	—68	—35
11	—220	—217	—207	—190	—168	—141	—110	—75	—38
12	—240	—236	—226	—208	—184	—154	—120	—82	—42
13	—260	—256	—244	—225	—199	—167	—130	—89	—45

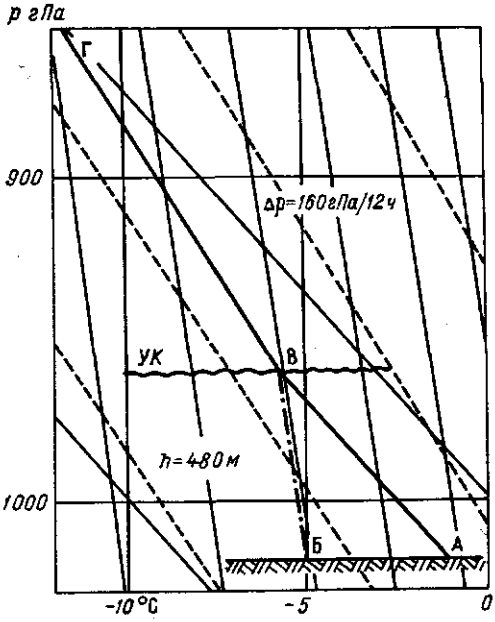

Рис. 2.6. Пример расчета уровня конденсации при восходящих вертикальных движениях воздуха на наветренных склонах возвышенностей.

2.5.5. ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ НИЗКИХ СЛОИСТООБРАЗНЫХ ОБЛАКОВ НА СРОК ДО 6 ч

Метод прогноза, разработанный А. В. Ткаченко, применим в условиях равнинного рельефа для прогноза тенденции изменения высоты (H) нижней границы низких слоистообразных облаков, сформировавшихся в однородной воздушной массе при мало меняющемся барическом поле в период прогноза, при отсутствии осадков и туманов и однородном увлажнении подстилающей поверхности по пути переноса воздушной массы.

Исходными материалами для составления прогноза являются: приземная синоптическая карта (кольцовка) и данные учащенных метеорологических наблюдений в пункте прогноза.

Составление прогноза изменения высоты НГО при выполнении перечисленных выше условий применимости метода прогноза осуществляется в следующем порядке.

По синоптической карте за последний срок наблюдений определяется направление переноса в пункт прогноза в нижнем слое атмосферы и производятся следующие расчеты.

1. Оценивается средняя скорость ветра на высоте флюгера ($\bar{V}_{10}$) вдоль всей траектории (против потока на участке не менее 500 км). Если $\bar{V}_{10} \leqslant 4$ м/с, определяется лапласиан давления в середине найденной траектории переноса (см. п. 2). Если $\bar{V}_{10} > 4$ м/с, переходят к определению адвективного изменения высоты НГО (см. п. 3); лапласиан давления в этом случае не рассчитывается.

2. Расчет лапласиана давления ($\nabla^2 p$) производится по отсчетам давления на исходной карте в центральной (на траектории) и четырех периферийных точках, расположенных в вершинах квадрата с диагональю 500 км.

Если $\nabla^2 p \leqslant 2$ гПа/(250 км)^2, в прогнозе указывается, что понижения НГО на ближайшие 1—3 ч не ожидается. Дальнейшие расчеты прекращаются до получения свежих исходных данных.

Если $\nabla^2 p > 2$ гПа/(250 км)^2, адвективное изменение высоты облаков ($\Delta_a H$) принимается равным нулю и производится переход к определению разности высот (см. п. 4).

3. Определение адвективного изменения высоты НГО ($\Delta_a H$) производится на основе анализа изменения высоты НГО вдоль траектории (против потока). Величину $\Delta_a H$ следует считать отличной от нуля, если прослеживается четкая тенденция повышения ($\Delta_a H > 0$) или понижения ($\Delta_a H < 0$) НГО. В остальных случаях $\Delta_a H$ принимается равным 0. При анализе изменения высоты НГО вдоль траектории необходимо принимать во внимание относительные превышения пунктов измерения высоты НГО.

Если $\Delta_a H > 0$, в прогнозе указывается, что понижения НГО не ожидается. Дальнейшие расчеты не производятся. Если $\Delta_a H \leqslant 0$, переходят к определению разности высот (см. п. 4).

4. Определение по данным учащенных наблюдений в пункте разности $(H - H^*)$, где H — высота НГО в исходный срок составления прогноза, H^* — высота НГО, получаемая по соотношению

$$H^* = 122\,(T - T_d). \qquad (2.6)$$

Здесь T и T_d — температура воздуха и точки росы соответственно в исходный срок.

При монотонном изменении высоты НГО по учащенным наблюдениям в течение последних двух часов перед сроком составления прогноза в качестве H принимается высота НГО, наблюденная в исходный срок составления прогноза, а в качестве H^* — высота, рассчитанная по соотношению (2.6).

В случаях резких колебаний высоты НГО в предшествующий 2-часовой интервал времени рекомендуется данные наблюдений нанести на график, провести сглаженную кривую и по ней снять значение H для исходного срока. Затем для каждого срока наблюдений по значениям T и T_d рассчитать H^*, нанести их на график и определить по сглаженной кривой значение H^*. По этим данным находится разность $(H - H^*)$.

С учетом точности определения этих величин разность $(H - H^*)$ следует считать положительной или отрицательной только при $|H - H^*| > 50$, в остальных случаях эта разность принимается равной нулю.

Если $(H - H^*) < -50$, в прогнозе указывается, что понижения НГО не ожидается. В случаях если $(H - H^*) > 50$, в прогнозе указывается, что ожидается понижение НГО. При $|H - H^*| < 50$ переходят к расчету ΔH^* — изменения H^* под влиянием трансформации (см. п. 5).

5. Определение ΔH^* вследствие трансформационных изменений характеристик воздушной массы на практике обычно производится по косвенным признакам:

— если почва по пути переноса воздушной массы сильно увлажнена, ΔH^* принимается равным нулю;

— если вдоль траектории переноса температура воздуха остается неизменной, т. е. практически отсутствует адвекция температуры, то изменение H^* пропорционально локальному изменению температуры воздуха в пункте прогноза и при прогнозе повышения температуры ΔH^* принимается больше нуля, а при прогнозе понижения температуры меньше нуля;

— при адвекции тепла $\Delta H^* < 0$, а при адвекции холода $\Delta H^* > 0$.

Алгоритм составления прогноза схематично представлен на рис. 2.7.

Если в ходе определения всех необходимых параметров прогноз не был сформулирован, то для окончательной формулировки прогноза обращаются к табл. 2.8.

Полезно перед применением этого метода провести его проверку в конкретных условиях района прогноза.

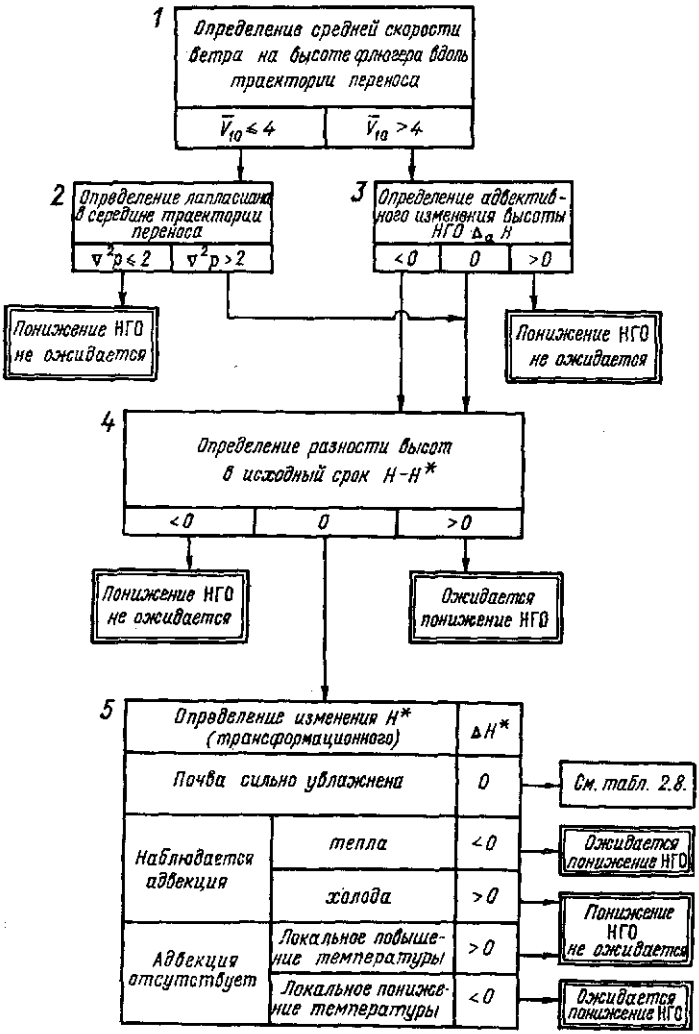

Рис. 2.7. Алгоритм составления прогноза.

Таблица 2.8

Прогноз эволюции высоты НГО

	ΔH *	$\Delta_a H$		
		<0	0	>0
$(H-H^*)<-50$	<0	НО	НО	НО
	0	НО	НО	НО
	>0	НО	НО	НО
$-50<(H-H^*)<50$	<0	О	О	НО
	0	О	НО	НО
	>0	НО	НО	НО
$(H-H^*)>50$	<0	О	О	НО
	0	О	О	НО
	>0	О	О	НО

Примечание. НО — понижения НГО не ожидается; О — ожидается понижение НГО.

Анализ данных табл. 2.8 показывает, что при $(H-H^*)<-50$ или при $\Delta_a H>0$ вне зависимости от значений других параметров понижения НГО не ожидается.

2.5.6. ПРОГНОЗ АДВЕКТИВНОГО ТУМАНА И СЛОИСТЫХ ОБЛАКОВ

При адвекции теплого влажного воздуха на более холодную подстилающую поверхность создаются благоприятные условия образования адвективных туманов или слоистых облаков.

Вероятность возникновения адвективного тумана или слоистых облаков тем больше, чем больше разность между значениями температуры и точки росы перемещающегося теплого воздуха и воздуха в пункте прогноза в исходный срок. Дефицит точки росы в теплом воздухе при этом не должен превышать 2 °С при положительной температуре и 3 °С при отрицательной температуре воздуха. Существенным является скорость ветра. Чем больше скорость ветра, тем интенсивнее турбулентный обмен в нижнем слое, тем интенсивнее перенос продуктов конденсации в подынверсионный слой. Именно этот фактор является решающим (при прочих благоприятных условиях) для ответа на вопрос, возникнет ли в результате адвекции теплого воздуха туман или слоистые облака.

Количественным показателем адвективного охлаждения воздуха за выбранный промежуток времени является положительная разность между значениями его температуры в начале и конце траектории $(T'-T>0)$. О возможности образования продуктов

конденсации в приземном слое воздуха можно судить по соотношению между дефицитом точки росы в начале траектории $(T - T_d)'$ и разностью значений точки росы в начале и конце траектории $(T'_d - T_d)$.

Для прогноза адвективного тумана на 9 ч вперед от исходного срока наблюдений рекомендуется применять график, на оси абсцисс которого откладывается составляющая горизонтального градиента температуры воздуха или точки росы вдоль 9-часовой траектории, а по оси ординат — дефицит точки росы в начале этой траектории и ожидаемая скорость ветра в пункте прогноза (рис. 2.8). График построен по материалам метеорологических наблюдений в Шереметьеве.

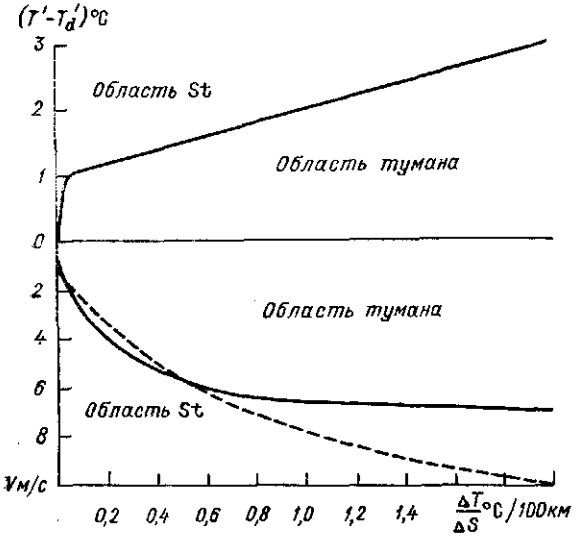

Рис. 2.8. Комплексный график для прогноза адвективного тумана по составляющей горизонтального градиента температуры $\Delta T/\Delta S$ вдоль 9-часовой траектории частицы воздуха, дефициту точки росы в начале этой траектории и ожидаемой скорости ветра в пункте прогноза.

Порядок использования этого графика для прогноза адвективного тумана следующий.

1. На карте погоды для исходного срока наблюдений нужно построить 9-часовую траекторию воздуха в приземном слое.

В случае формирования в теплой воздушной массе гребня, перемещающегося по периферии малоподвижного антициклона по направлению ведущего потока в средней тропосфере, построение траектории в приземном слое для определения гигрометрических свойств воздуха не дает положительных результатов. При таких условиях следует определить, какая часть этого гребня через 9 ч после срока исходной карты будет находиться в районе пункта прогноза.

2. В районе начальной точки 9-часовой траектории требуется снять с исходной карты погоды значения температуры и точки росы. Если начальная точка траектории располагается на карте

вблизи синоптической станции, то выписываются значения этих метеорологических величин на данной станции. Если же от начальной точки траектории до ближайших синоптических станций более 50 км, то определяются осредненные значения температуры воздуха и точки росы по данным двух-трех близлежащих станций.

3. В пункте прогноза выписываются значения температуры воздуха и точки росы с десятыми долями °С, а также ожидаемая скорость ветра через 9 ч после срока исходной карты.

4. По выписанным значениям температуры воздуха в начале траектории и в пункте прогноза вычисляются составляющие горизонтального градиента температуры вдоль траектории из соотношения

$$\Delta T/\Delta S = (T' - T)/\Delta S,$$

где T' — температура воздуха в начале 9-часовой траектории, найденная по карте погоды для исходного срока наблюдений; T — температура воздуха в тот же срок по наблюдениям на аэродроме, для которого дается прогноз; ΔS — расстояние между начальной и конечной точками траектории в сотнях километров.

Кроме составляющих горизонтального градиента температуры определяется дефицит точки росы в начале траектории $T' - T'_d$.

5. По вычисленным значениям составляющей горизонтального градиента температуры вдоль 9-часовой траектории воздуха $\Delta T/\Delta S$ и дефицита точки росы в начале этой траектории $T' - T'_d$ определяем с помощью верхней части графика рис. 2.8, возможно ли образование адвективного тумана в пункте прогноза через 9 ч после срока исходной карты. Если точка, соответствующая значениям этих параметров, попадает в область тумана, тогда от нее нужно сместиться параллельно оси ординат в нижнюю часть графика до ординаты, соответствующей ожидаемой скорости ветра в пункте прогноза. Если в нижней части графика указанная точка попадает в область тумана, ограниченную сплошной кривой, то в прогнозе указывается туман. Штриховая кривая на нижнем графике рис. 2.8 перенесена с известного графика И. В. Кошеленко, построенного по данным наблюдений на нескольких авиационных метеорологических станциях Украины, где адвективный туман может возникать при больших скоростях ветра, чем в районе Москвы.

В случае когда составляющие горизонтальных градиентов температуры и точки росы больше 1 °С/100 км при дефиците точки росы в начале траектории меньше 2 °С и ожидаемой скорости ветра в пункте прогноза меньше 4 м/с, туман может возникнуть на 2—3 ч раньше, т. е. через 6—7 ч после срока исходной карты погоды. Рассеивается адвективный туман вследствие увеличения скорости ветра на 1—2 м/с или при смене адвекции теплого воздуха на адвекцию сухого холодного воздуха. Рассеяние этого тумана возможно и вследствие дневного прогрева воздуха.

Адвективный туман на морском побережье может возникать в случае выноса теплого влажного воздуха с водной поверхности на сушу. Для прогноза тумана может быть использована номограмма (рис. 2.9), которая позволяет по значениям температуры воды и разности температур воды и воздуха на побережье оценить видимость приблизительно на расстоянии 50 км от берега. При составлении прогноза тумана на морском побережье следует учитывать температуру водной поверхности и предельную скорость ветра, при которой возможно образование тумана в данном месте

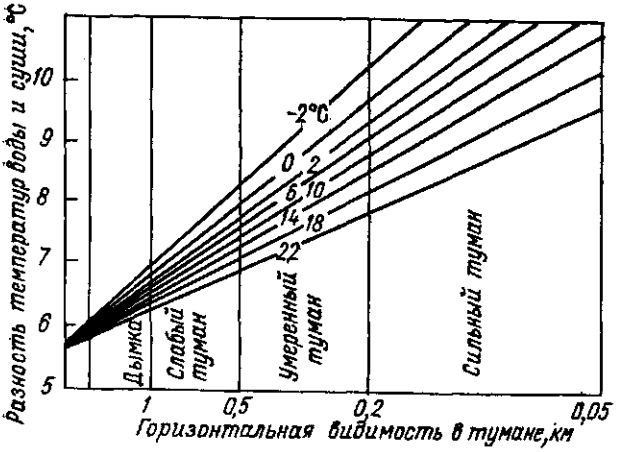

Рис. 2.9. Номограмма для определения условий образования адвективного тумана охлаждения. Наклонные линии — изолинии температуры воды.

и сезоне года. Эти данные могут быть взяты из архивов метеостанции. Рассеяние тумана происходит при скоростях ветра на 2—3 м/с больше предельных скоростей образования тумана. К рассеянию адвективного тумана на морском побережье может привести изменение направления переноса воздушной массы, а также другие причины, способствующие рассеянию адвективных туманов на суше, перечисленные выше.

Следует иметь в виду, что в зависимости от причин, приводящих к рассеянию адвективного тумана, рассеяние (как и образование) может происходить в любое время суток.

Основными факторами, определяющими возможность образования адвективного тумана на побережье, при переносе воздушной массы с моря на побережье являются разность температур воды и воздуха на побережье и точка росы притекающего воздуха. Однако на практике получение данных о температуре воздуха и точки росы над морем в ряде случаев затруднительно.

При нахождении эмпирических связей для прогноза адвективного тумана на побережье обычно стараются косвенно оценить характеристики воздушной массы, притекающей со стороны моря.

При построении эмпирических графиков для заданного пункта необходимо учитывать направление переноса и максимальную скорость ветра, при которых туманы могут наблюдаться.

2.5.7. ПРОГНОЗ РАДИАЦИОННОГО ТУМАНА

Как известно, радиационный туман может возникать при безоблачной или малооблачной погоде со слабым ветром (до 2—3 м/с) после захода Солнца на протяжении большей части ночи или утром.

В основу прогноза радиационного тумана положено соотношение между ожидаемой температурой образования этого явления и ожидаемой минимальной температурой воздуха $T_{мин}$ ночью.

Если по исходному синоптическому положению в вечерний срок и по прогнозу его изменения ночью ожидается безоблачная или малооблачная погода и слабый ветер (или штиль) у поверхности Земли, то при $T_т \geqslant T_{мин}$ следует ожидать туман.

Температура образования тумана определяется по формуле

$$T_т = T_d - \Delta T_d, \qquad (2.7)$$

где T_d — начальное значение точки росы в вечерний срок наблюдений, близкий по времени к заходу Солнца; ΔT_d — понижение точки росы до момента образования тумана.

Начальное значение точки росы следует брать в вечерний срок наблюдений, близкий к моменту составления прогноза. На европейской части СССР для прогнозов от 19 до 7 ч мск принято использовать значение точки росы в 18 ч мск, так как данные наблюдений в этот срок наносятся на кольцевую карту погоды. Если по этой карте на синоптических станциях в радиусе 200—300 км от аэродрома, для которого дается прогноз, точка росы имеет одинаковые значения, то для прогноза тумана по этому аэродрому можно использовать местные сведения о точке росы в 18 ч с точностью до десятых долей °С. В случае ожидаемого ночью прохождения фронта через район аэродрома или поступления в этот район порции воздушной массы с иным влагосодержанием, вследствие изменения синоптического положения, начальное значение точки росы определяется по карте погоды. При указанных условиях следует использовать для прогноза данные о точке росы в 18 ч в той барической системе или части ее, которая по прогнозу синоптического положения должна переместиться ночью в район аэродрома.

Летом при выборе начальной точки росы нужно иметь в виду возможность ее повышения на 1—3 °С вследствие испарения с поверхности почвы, предварительно нагретой днем, а затем увлажненной ливневыми дождями по пути перемещения воздушной массы в пункт прогноза или в районе этого пункта.

Понижение точки росы определяется по табл. 2.9.

Значения понижения точки росы от срока наблюдения до момента образования тумана, определенные для Шереметьева, рекомендуется использовать при прогнозе радиационного тумана в районах, расположенных в равнинной местности на значительном расстоянии от населенных пунктов и крупных водоемов. Несколько меньшие значения понижения точки росы, определенные

для Быково, можно использовать при прогнозе радиационного тумана в районах, где наблюдается перенос воздуха из города или крупного поселка при значениях точки росы ниже 0 °С, и в районах, где наблюдается перенос воздуха с болота, водохранилища, озера или реки при значениях точки росы выше 0 °С.

Таблица 2.9

Средние понижения точки росы в зависимости от ее начального значения в 18 ч

T_d °С	ΔT_d °С	
	Быково	Шереметьево
20...11	1,7	2,2
10...0	2,0	2,3
—1...—10	2,2	2,5
—11...—20	2,7	3,0
—21...—30	3,4	3,6

После определения возможности возникновения радиационного тумана по соотношению между ожидаемой температурой туманообразования и прогнозируемой минимальной температурой воздуха требуется установить, будут ли благоприятными для тумана распределение скорости ветра и вертикальные профили температуры и точки росы в нижнем слое атмосферы. Для этого нужно использовать последние данные радиозондирования и шаропилотных наблюдений или результаты измерений ветра, температуры и влажности на телевизионных и других башнях или мачтах, расположенных на расстоянии не более 50 км от аэродрома.

По имеющимся в последний дневной или вечерний срок наблюдений данным о скорости ветра на высотах 100—300 м и об ожидаемых изменениях барического градиента в районе аэродрома в последующие 12 ч можно определить возможное значение скорости ветра на тех же высотах для указанного периода времени по следующей формуле:

$$V' = V\frac{\Delta p'}{\Delta p},$$

где V — наблюдаемая скорость ветра (м/с) на высоте 100 или 300 м; V' — ожидаемая через 12 ч скорость ветра на той же высоте; Δp — разность значений приведенного к уровню моря давления (гПа) в исходный срок на аэродроме и на ближайшей к нему метеорологической станции, расположенной вблизи нормали к изобарам, проведенной через точку, соответствующую местоположению аэродрома на карте погоды; $\Delta p'$ — ожидаемая через 12 ч разность значений давлений в тех же пунктах наблюдений.

Радиационный туман возможен при скорости ветра не более 7 м/с на высоте 100 м и не более 10 м/с на высотах от 300 до

900 м. Указанные предельные значения скорости ветра относятся к холодному времени года, в теплое время года они на 2 м/с меньше.

Ожидаемая стратификация нижнего слоя атмосферы определяется по нанесенным на аэрологическую диаграмму значениям температуры и точки росы от Земли до изобарической поверхности 850 гПа в дневной или вечерний срок наблюдений и по прогнозируемой минимальной температуре воздуха. Проводя прямую от значения ожидаемой минимальной температуры воздуха у поверхности Земли через точку кривой температуры на AT_{925}, можно приближенно определить толщину слоя, в котором будет происходить конденсация водяного пара. При положительной температуре воздуха водяной пар конденсируется в слое, где дефицит точки росы близок к 0 °С. При температуре воздуха ниже 0 °С конденсация начинается при давлении насыщенного водяного пара по отношению ко льду. Соответственно значениям разности давлений насыщенного водяного пара по отношению к воде и ко льду при температуре воздуха —10 °С конденсация водяного пара происходит в слое, где дефицит точки росы не превышает 1 °С; при температуре воздуха —20 и —30 °С конденсация возможна в слое, где дефицит точки росы будет соответственно около 2 и 3 °С.

Для возникновения радиационного тумана достаточно, чтобы в образующейся ночью приземной инверсии были условия для конденсации водяного пара в слое 100—300 м.

Время возникновения радиационного тумана зависит от разности между температурой воздуха в исходный вечерний срок и ожидаемой температурой туманообразования. При его определении нужно исходить из того, что в течение первых двух часов после захода Солнца температура воздуха понижается на 2—2,5 °С, в течение третьего часа — на 0,8—1 °С, а в каждый последующий час ее понижение уменьшается до 0,1—0,2 °С.

Рассеяние радиационного тумана происходит через 1—3 ч после восхода Солнца, если не изменяется синоптическое положение и не усиливается ветер. Если ветер усиливается хотя бы на 1—2 м/с вследствие увеличения барического градиента, то радиационный туман рассеивается до восхода Солнца.

Если по соотношению между T и $T_{мин}$, по скорости ветра на высотах 100—300 м и по стратификации нижнего слоя атмосферы ожидается радиационный туман, то следует определить возможную минимальную видимость в нем (см. гл. 3).

2.5.8. ПРОГНОЗ ФРОНТАЛЬНОГО ТУМАНА И НИЗКИХ РАЗОРВАННО-СЛОИСТЫХ ОБЛАКОВ

Фронтальные туманы можно подразделить на предфронтальные и зафронтальные.

Физический механизм образования туманов, связанных с атмосферными фронтами, достаточно сложен и неоднозначен. Однако

общим является связь туманообразующих факторов с наличием фронтальной зоны и её перемещением. Следовательно, для прогноза таких туманов необходимо на основе детального анализа исходных синоптических данных определить, будет ли в период прогноза фронтальная зона оказывать влияние на условия погоды в пункте прогноза, имеются ли в зоне атмосферного фронта в исходный срок туманы, можно ли ожидать, что условия туманообразования сохранятся в период прогноза. Если в настоящее время таких условий нет, но предполагается, что фронтальная зона будет оказывать влияние на пункт прогноза, можно ли ожидать, что в период прогноза возникнут условия, благоприятные для образования тумана.

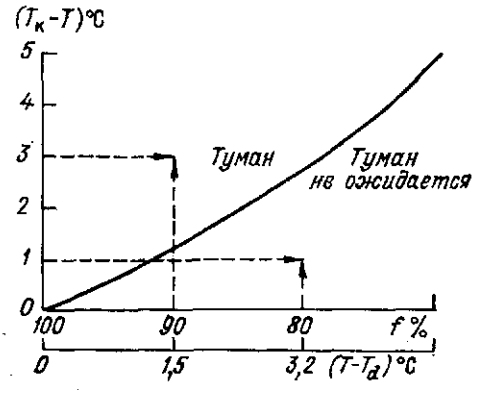

Рис. 2.10. График для прогноза фронтального тумана испарения.

Таким образом, прогноз фронтальных туманов сводится в первую очередь к прогнозу перемещения и эволюции атмосферного фронта и последующему анализу физических условий в разделяемых фронтом воздушных массах с учетом взаимодействия с подстилающей поверхностью, с учетом суточного хода метеорологических величин и учетом характера турбулентного влаго- и теплообмена.

Туман перед медленно перемещающимся теплым фронтом или фронтом окклюзии по типу теплого (фронтальный туман испарения) обычно наблюдается поздней осенью и зимой при выпадении слабого (мелкого) дождя или мороси. Фронтальная инверсия в этих случаях может сливаться с приземной инверсией выхоложенного воздуха впереди линии приземного атмосферного фронта. Значения точки росы в слое инверсии температуры растут с высотой. Основной, но не единственной причиной образования тумана в этих условиях является дополнительное испарение с относительно более теплых капель выпадающего дождя или мороси. Существенно увлажнение приземного воздуха вследствие испарения с увлажненной почвы при турбулентном перемешивании и адвективном охлаждении воздушной массы, смещающейся со значительной северной составляющей из более южных широт впереди теплого фронта.

Для оценки условий туманообразования впереди теплого фронта полезно использовать график (рис. 2.10), на котором по оси абсцисс отложены значения относительной влажности (%) на высоте 2 м и приблизительно соответствующие значения дефицита точки росы при температуре воздуха в интервале ± 10 °С,

по оси ординат — разность между температурой поверхности падающей капли воды ($T_к$) и температурой воздуха на высоте 2 м (T). В качестве температуры капель дождя (мороси) при расчетах принимают температуру на верхней границе фронтальной инверсии по данным радиозонда вблизи участка фронта, перемещающегося в пункт прогноза. Если данные радиозондирования в интересующем нас районе отсутствуют, следует по полю температуры на изобарической поверхности 850 гПа, лучше 925 гПа, определить температуру вблизи интересующего участка фронта. Если температура окажется выше температуры в холодном клине воздуха вблизи интересующего участка фронта на 3 °С и более, эту разность можно использовать для расчетов с помощью графика (см. рис. 2.10).

Порядок операций для определения условий образования фронтального тумана испарения показан на рис. 2.10 стрелками.

График для определения условий образования фронтального тумана испарения необходимо сочетать с детальным анализом комплекса метеорологических условий в холодной воздушной массе вблизи линии приземного теплого фронта.

Обычно туман не образуется при скорости ветра на высоте 10 м более 6 м/с; интенсивный турбулентный обмен, при прочих благоприятных условиях, приводит к образованию облаков типа St fr. на высоте от десятков до сотен метров.

Если в нижнем километровом слое отмечается вертикальный градиент температуры более 0,5 °С/100 м, то дождь, как правило, рассеивает туман.

Если дождь переходит в снег, то последний ослабляет или рассеивает уже существующий жидкокапельный туман.

Если под фронтальной поверхностью уже имеются низкие облака типа St и St fr., то испарение капель дождя или мороси вызывает снижение нижней границы низких слоистых облаков и ухудшение видимости до тумана.

В зоне малоподвижного размывающегося фронта в случае разрушения фронтальной облачности в ночные часы может образоваться туман и при отсутствии жидких осадков. Образованию тумана может способствовать радиационное охлаждение нижнего слоя воздуха под рассеивающимися облаками. При сохранении приподнятой фронтальной инверсии туман будет формироваться как высокий радиационный туман и распространяться сверху вниз.

Ухудшение видимости под слоем инверсии обычно отмечается экипажами взлетающих и заходящих на посадку самолетов за 1—3 ч до образования тумана у поверхности Земли.

Туман за холодным фронтом может образоваться в ночные часы при слабом ветре в результате испарения с увлажненной предфронтальными дождями в дневные или предвечерние часы прогретой поверхности Земли, резкого понижения температуры в пункте прогноза после прохождения холодного фронта и дополнительного понижения температуры воздуха в результате радиа-

ционного ночного охлаждения, обусловленного прояснением за холодным фронтом.

При прогнозе туманов в этих условиях необходимо учитывать температуру и точку росы, характерную для той воздушной массы, которую можно ожидать в пункте прогноза после прохождения фронта. При прогнозе температуры образования тумана необходимо учитывать возможность увеличения точки росы на 1—3 °С, по сравнению со значением точки росы в исходный срок в холодной воздушной массе, вследствие испарения с поверхности почвы, ранее нагретой, а затем увлажненной дождем. В остальном операции прогноза аналогичны операциям прогноза адвективно-радиационного тумана.

Прогноз *туманов и слоистой облачности за теплым фронтом* аналогичен прогнозу адвективного тумана и слоистых облаков. При этом необходимо учитывать время прохождения теплого фронта, разность температур воздуха теплой воздушной массы и подстилающей поверхности, скорость ветра и дефицит точки росы в теплой воздушной массе.

Для оценки *градации высоты нижней границы облаков в зоне фронта* В. М. Ярковой был предложен ряд графиков (рис. 2.11), построенных по данным наблюдений в аэропорту Толмачево (Новосибирск). На графиках, представленных для каждого сезона года, выделены зоны с высотой облаков ниже 100 м, 101—200, 201—300 и более 300 м. При составлении прогноза высоты НГО необходимо прежде всего рассчитать время прохождения фронта у поверхности Земли или его положение относительно пункта на период действия прогноза. Затем определяется контраст температуры во фронтальной зоне в том районе, из которого ожидается поступление воздушной массы в пункт прогноза.

На следующем этапе необходимо определить в начальной точке траектории температуру, точку росы и рассчитать скорость ветра. Зависимость высоты фронтальной облачности от дефицита точки росы, температуры воздуха у Земли и скорости ветра представлена на рис. 2.11. Если по графику (*а*) установлена возможность возникновения облаков менее 300 м, то по графику (*б*) уточняется высота, до которой наиболее вероятно понижение нижней кромки облачности. Высота облаков указывается в расчетной градации только в тех случаях, когда фронт смещается со скоростью менее 30 км/ч и расстояние его от пункта прогноза не превышает 300 км (зимой перед теплым фронтом до 400—500 км). С достаточной уверенностью можно указать высоту облаков нижнего яруса менее 300 м, если в пограничном слое имеется задерживающий слой, в котором влажность с высотой увеличивается или остается постоянной. При этом ветер должен усиливаться с высотой и на верхней границе задерживающего слоя достигать 10—16 м/с. Если не выполняется хотя бы одно из перечисленных условий, то в прогнозе необходимо указать высоту облаков в 1,5 раза большую той, что получена по графику. Если при расчете высоты облаков по графику 2.11 *б* точка попадает на гра-

ницу какой-либо зоны, то в случае уменьшения со временем дефицита точки росы и ослаблении ветра (но не до штиля) принимается меньшее значение высоты облаков.

Ожидать понижение облачности ниже 300 м не следует, если:

а) в пункт прогноза перемещается воздушная масса с температурой выше 25 °С в теплый сезон и ниже —35 °С зимой;

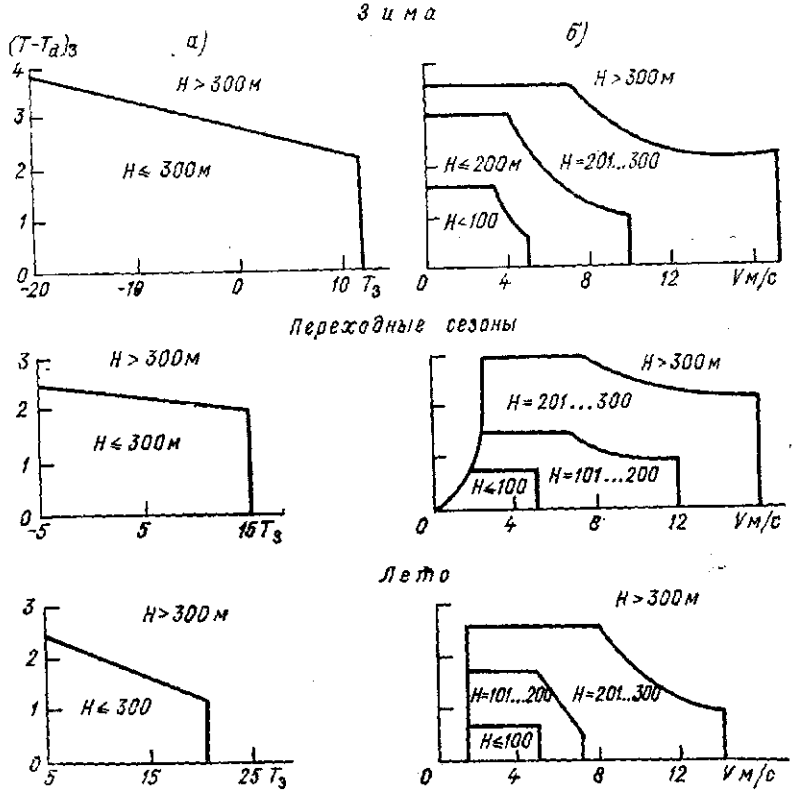

Рис. 2.11. Прогностические графики для расчета нижней границы фронтальной облачности.

б) дефицит точки росы более 3 °С (летом) и 6 °С (зимой и в переходные сезоны);

в) скорость ветра у Земли более 20 м/с;

г) теплый фронт на срок прогноза ожидается на расстоянии более 300 км от пункта прогноза летом и в переходные сезоны и более 600 км — зимой;

д) на расстоянии 300 км за холодным фронтом осуществляется интенсивный заток холода (температура воздуха понижается более чем на 10 °С за сутки).

Использование аналогичных графиков в других географических районах требует предварительной проверки и уточнения.

2.5.9. ПРОГНОЗ ТУМАНА ИСПАРЕНИЯ НАД ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ

При перемещении холодного воздуха с температурой ниже —10 °С на незамерзшую водную поверхность при относительной влажности не менее 70 % можно ожидать возникновения туманов испарения.

Возможность возникновения таких туманов можно оценить по графикам, аналогичным приведенному на рис. 2.12.

График построен на основе теории образования тумана испарения при установившемся состоянии. На оси абсцисс отложена температура воздуха на побережье или над ледяными полями

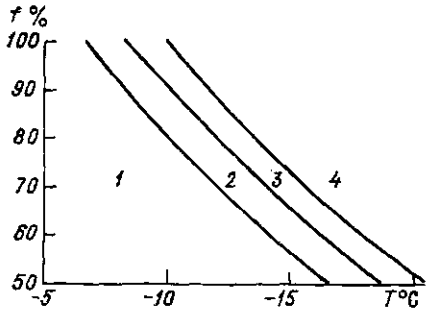

Рис. 2.12. График для определения условий образования тумана испарения различной интенсивности.

1 — отсутствие тумана; *2* — слабый туман (видимость 500—1000 м); *3* — умеренный туман (видимость 200—500 м); *4* — сильный туман (видимость 50—200 м).

в исходный момент, по оси ординат — начальная относительная влажность воздуха на берегу.

График рекомендуется применять, если по прогнозу ожидается перемещение на открытую водную поверхность воздуха, сильно выхоложенного над сушей или над ледяными полями замерзшей части моря.

График может быть уточнен применительно к конкретному району. С этой целью в координатах графика следует наносить точки (случаи с туманами испарения и без тумана), отмечая у каждой точки значение горизонтальной видимости. После нанесения достаточного количества случаев проводят демаркационные линии. Если температура воды выше нуля, то для расчетов по графику следует использовать вместо исходной температуры воздуха T_0 разность температур воздух—вода $(T_0 - T_в)$.

Перемещающийся с материка выхоложенный воздух прогревается над относительно теплой водной поверхностью тем быстрее, чем больше разность $(T_в - T_0)$, при этом он утрачивает свою устойчивую стратификацию. Туманы испарения, как правило, наблюдаются в узкой прибрежной зоне шириной 10—20 км.

Туман испарения в открытом море может образовываться вблизи границы холодного морского течения при перемещении воздуха с холодной воды на теплую, в случае когда разность температур холодного воздуха и теплой водной поверхности 10 °С и более.

Туман испарения над рекой и на ее подветренном берегу обычно образуется осенью и в начале зимы, когда температура поверхности незамерзшей воды близка к 0 °С, а воздух и поверхность почвы имеют температуру значительно ниже 0 °С. При этом в нижнем слое воздуха над почвой образуется мощная инверсия, начинающаяся от поверхности Земли.

Для оценки условий образования тумана испарения над рекой может быть использован график, представленный на рис. 2.13. По оси абсцисс отложены разности температур поверхности воды

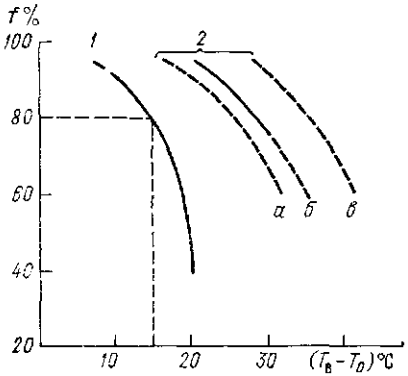

Рис. 2.13. График для определения возможности образования тумана испарения над рекой (*1*) и на расстоянии 2 км на подветренном берегу (*2*).

а — ширина реки 1,0 км; *б* — ширина реки 0,5 км; *в* — ширина реки 0,1 км.

и воздуха на подветренном берегу, по оси ординат — относительная влажность воздуха на подветренном берегу.

Вблизи незамерзающих широких рек и водохранилищ поздней осенью и зимой туманы наблюдаются довольно часто. Вблизи незамерзающих узких быстротекущих рек редко возникают туманы. Они возможны при температуре воздуха ниже —35 °С.

2.5.10. ПРОГНОЗ МОРОЗНОГО ТУМАНА НА АЭРОДРОМЕ

Туман при сильных морозах, как указано в п. 2.3.4, образуется в результате дополнительного поступления водяного пара в воздух с продуктами сгорания топлива. Благоприятными для морозных туманов являются условия, способствующие радиационному выхолаживанию нижнего слоя воздуха при слабом ветре. Такие условия обычно наблюдаются при усилении антициклонов или его отрогов в зимнее время при достаточно низких температурах (ниже критической температуры насыщения, см. табл. 2.3). При температуре воздуха выше критической температуры насыщения образующийся при сгорании топлива водяной пар не создает перенасыщения по отношению ко льду. Чем меньше относительная влажность, тем ниже критическая температура образования ледяного тумана при сгорании топлива.

Следовательно, для прогноза ледяного тумана на аэродроме в результате работы двигателей воздушных судов необходимо определить по значению относительной влажности в исходный

момент критическую температуру (см. табл. 2.3) и в случае $T' < T_{кр}$ прогнозировать образование ледяного тумана при работе двигателей воздушных судов на аэродроме.

При температуре воздуха ниже —39 °С ледяной туман может образоваться в результате сгорания топлива при любой начальной разности между температурой и точкой росы. Ледяные туманы тем интенсивнее, чем большее количество продуктов сгорания топлива поступает в единицу времени.

В Сибири, особенно в Якутии, где зимой температура воздуха при безоблачном небе, как правило, бывает ниже —35 °С, приток водяного пара от сжигания топлива в населенных пунктах

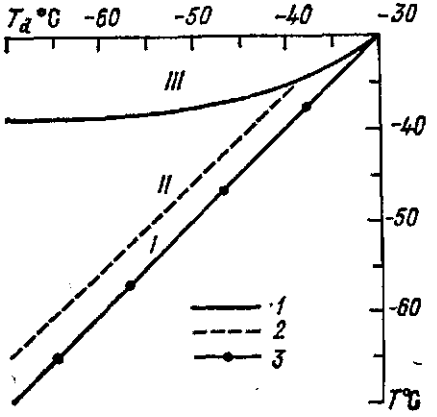

Рис. 2.14. Соотношение между температурой и точкой росы, необходимое для образования ледяного тумана.
1 — линия разграничения областей уменьшения и увеличения степени насыщения воздуха водяным паром при сгорании топлива; *2* — линия насыщения воздуха по отношению ко льду; *3* — линия равных значений температуры и точки росы. *I* — область устойчивого ледяного тумана, *II* — область неустойчивого ледяного тумана, *III* — область отсутствия ледяного тумана.

и на аэродромах играет решающую роль в образовании тумана.

Учитывая, что источники водяного пара на аэродромах обладают в общем постоянными характеристиками, процесс образования морозных туманов может быть изучен для конкретных условий аэродрома в зависимости от исходной температуры, относительной влажности, скорости ветра, продолжительности работы двигателей самолета и количества этих двигателей.

Для прогноза образования ледяных туманов может быть использован график, представленный на рис. 2.14.

Глава 3

ПРОГНОЗ ВИДИМОСТИ

3.1. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ДАЛЬНОСТЬ ВИДИМОСТИ

В метеорологии исторически определяется и прогнозируется *метеорологическая дальность видимости* (МДВ) — условное выражение прозрачности атмосферы через такое расстояние, на кото-

ром под воздействием атмосферной дымки теряется видимость абсолютно черной поверхности, имеющей на этом расстоянии угловые размеры не меньше 0,3° и проектирующейся на фоне неба (дымки) у горизонта.

Согласно теории дальности видимости, разработанной еще в 20-х годах нашего столетия, между метеорологической дальностью видимости и прозрачностью атмосферы существует однозначная связь, которая выражается соотношением

$$S_м = \ln \varepsilon / \ln \tau, \qquad (3.1)$$

где $S_м$ — метеорологическая дальность видимости; ε — порог контрастной чувствительности глаза; τ — прозрачность атмосферы, отнесенная к единице расстояния (1 м, 1 км).

Простота связи между $S_м$ и τ позволяет перейти от визуальных наблюдений МДВ к приборным измерениям τ и расчету метеорологической дальности видимости [1].

Как показала практика и теоретические исследования, между рассчитанными и определенными визуально значениями МДВ нет полной сходимости. Иногда даже наблюдаются значительные расхождения. Причинами таких расхождений являются отличие фактических значений ε от принятого среднего значения и неоднородность прозрачности атмосферы в горизонтальном направлении. Согласно рекомендациям ИКАО и ВМО, при наблюдениях и расчетах МДВ принимается значение порога контрастной чувствительности глаза $\varepsilon = 0{,}05$ (5 %). Тогда отношение (3.1) можно записать в виде

$$S_м = 3/\mu, \qquad (3.2)$$

где μ — показатель ослабления ($\mu = -\ln \tau$) в $м^{-1}$ или $км^{-1}$.

Видимость, определенная по уравнению (3.2), называется метеорологической оптической дальностью видимости (МОДВ). В международной практике эту видимость обозначают сокращением MOR (Meteorological Optical Range). Рассчитанная по (3.2) МОДВ не зависит от времени суток — изменение порога контрастной чувствительности глаза с изменением освещенности не учитывается. Метеорологическая оптическая дальность видимости не ограничивается направлением визирования. Следовательно, МОДВ (MOR) может быть использована как днем, так и ночью в горизонтальном и наклонном направлениях.

На обширной сети метеорологических станций и на аэродромах в основном производятся приборные измерения прозрачности атмосферы, т. е. измеряется МОДВ. Лишь на станциях и постах, где нет приборов для измерения прозрачности атмосферы, производят визуальные наблюдения за дальностью видимости. В таких случаях МДВ отождествляется с МОДВ. Действительно, эти

[1] В современных исследованиях высказывается мнение, что связь между МДВ и прозрачностью атмосферы более сложная, чем следует из (3.1).

величины близки между собой, хотя в некоторых случаях могут наблюдаться значительные расхождения. Отождествление МДВ с МОДВ — объективная реальность. Поэтому в дальнейшем будет использоваться только привычное для читателя сокращение — МДВ; порог контрастной чувствительности принят равным 0,05; в формулах для МДВ и для МОДВ будет применяться символ $S_м$.

3.2. ПРОГНОЗ ВИДИМОСТИ ПОД НИЗКИМИ СЛОИСТЫМИ ОБЛАКАМИ И В ДЫМКЕ

Прогноз видимости под низкими облаками может быть основан на идентичности процессов, приводящих к образованию низкой слоистой облачности, влажной дымки и адвективных туманов. Различными исследователями показано наличие статистической связи между горизонтальной метеорологической дальностью видимости у поверхности Земли и высотой нижней границы облаков, причем эта связь является наиболее тесной при низких слоистых облаках. Однако отдельные авторы отмечают лишь тенденцию ухудшения видимости под самыми низкими облаками при высокой относительной влажности.

Указанные различия в результатах исследований можно объяснить следующим. В формуле (3.2) применяется полный показатель ослабления, который можно представить суммой

$$\mu = g + \mu_в + \mu_с, \tag{3.3}$$

где g — коэффициент рассеяния в сухой и чистой атмосфере; $\mu_в$ и $\mu_с$ — показатели ослабления соответственно для влажной и сухой части атмосферного аэрозоля, т. е. являются переменными составляющими полного показателя ослабления.

Одной из причин увеличения $\mu_в$ может явиться наложение влияния подоблачной дымки на общий фон прозрачности атмосферы у поверхности Земли. Поэтому статистически, при прочих равных условиях, прозрачность атмосферы у земной поверхности при низких облаках с отчетливо выраженным слоем подоблачной дымки должна быть меньше, чем при отсутствии таких облаков.

Кроме того, вследствие увеличения плотности подоблачной дымки по мере приближения к нижней поверхности облаков, в среднем при более низких облаках, следует ожидать меньшую МДВ у поверхности Земли. Однако влияние подоблачной дымки на общее ухудшение прозрачности атмосферы у поверхности Земли в каждом конкретном случае может быть различным. Поэтому не следует полагать, что во всех случаях значения МДВ у поверхности Земли будут ограничены в узких пределах в зависимости только от высоты НГО.

Влияние $\mu_с$ на прозрачность атмосферы часто зависит от оптических характеристик воздушных масс. Известно, например, что сухое помутнение при южном потоке воздуха обычно больше, чем

при северном. Поэтому прозрачность атмосферы у поверхности Земли даже при низких облаках может зависеть от направления ветра (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Повторяемость (%) градаций МДВ в зависимости от высоты слоистых облаков и направления ветра (Шереметьево, 1968—1970 гг.)

Высота НГО, м	Направление ветра	Градации видимости, км				Средняя видимость, км	Средняя скорость ветра, м/с	Число случаев
		1,1—2,0	2,1—4,0	4,1—6,0	6,1—10,0			
110—150 (130)	Северный	16,1	30,1	40,9	12,9	4,14	3,20	93
	Южный	32,1	50,6	17,3	0,0	2,75	3,06	156
160—200 (180)	Северный	3,2	20,0	26,4	50,4	6,52	3,45	125
	Южный	10,5	33,9	35,5	20,1	4,57	3,46	124

Данные табл. 3.1 подтверждают зависимость МДВ от направления ветра и то, что при низких облаках она хуже, чем при более высоких. Диапазон возможных значений МДВ довольно большой, но все же при самых низких облаках и южном ветре диапазон возможных значений МДВ более ограничен.

Для оценки знака изменения видимости можно использовать наличие статистической связи между одновременными изменениями высоты НГО и горизонтальной МДВ у поверхности Земли (табл. 3.2).

Таблица 3.2

Повторяемость (%) совпадения знака изменения горизонтальной видимости со знаком изменения высоты НГО (в знаменателе — общее число случаев в данной градации)
Период времени между двумя отсчетами 1 ч

Высота НГО, м	Градации изменения высоты НГО, м						Независимо от изменения высоты НГО
	⩽20	21—40	41—60	61—80	81—100	>100	
⩽100	60,7 / 614	97,2 / 144	100 / 43	94,7 / 19	100,0 / 14	100,0 / 6	70,7 / 840
101—200	54,5 / 804	71,3 / 366	84,4 / 154	93,6 / 63	91,7 / 36	92,9 / 28	65,3 / 1451
⩽200	57,2 / 1418	78,6 / 510	87,8 / 197	93,9 / 82	94,0 / 50	94,1 / 34	67,3 / 2291

Из данных табл. 3.2 (по наблюдениям в аэропортах Московской воздушной зоны) следует, что с увеличением изменения высоты нижней границы облаков увеличивается повторяемость совпадения знака изменения горизонтальной видимости со знаком изменения высоты нижней границы облаков. При одинаковых изменениях высоты НГО повторяемость совпадения знаков изменения высоты нижней границы облаков и горизонтальной видимости уменьшается с увеличением высоты НГО.

Результаты сравнения изменений высоты НГО и горизонтальной МДВ показывают, что с увеличением времени между двумя отсчетами повторяемость совпадения знака изменения горизонтальной видимости со знаком изменения высоты НГО в целом несколько увеличивается: для промежутка времени между отсчетами 2 ч она на 3—4 %, а для периода 3 ч — на 7—8 % больше соответствующих значений, приведенных в последней колонке табл. 3.2.

Видимость в приземном слое при наличии низких облаков зависит также от скорости ветра, влажности воздуха и распределения температуры воздуха в подоблачном слое (табл. 3.3).

Таблица 3.3

Средняя видимость (километры) в зависимости от скорости ветра и вертикального градиента температуры γ в слое 0—200 м

Скорость ветра, м/с	γ °С/100 м				
	<-3	$-3, -1$	$-1, -0$	$0-1$	>1
0—3	1,3	1,8	2,4	3,6	7,0
4—7	1,7	2,6	3,2	6,7	9,5
>7	—	4,1	5,7	7,2	9,6

Из данных табл. 3.3, построенной по данным наблюдений на Украине, следует, что при слабом ветре средняя видимость мала и лишь с ростом γ увеличивается. При скорости ветра более 7 м/с зависимость видимости от стратификации несколько ослабевает.

Если рассматривать более обширную территорию, то следует отметить, что ухудшенная видимость до 2 км и менее под низкими слоистыми облаками наблюдается преимущественно на равнинной местности при скорости ветра не более 5 м/с; на наветренных склонах возвышенностей она бывает при более значительных скоростях, иногда до 10—12 м/с и даже больше.

На равнинной местности ухудшенная видимость может наблюдаться при относительно больших скоростях ветра (до 10—12 м/с) лишь при условии, что усиление ветра сопровождается адвекцией воздуха с малыми значениями дефицита точки росы при относительно больших значениях точки росы. В этих случаях относительная влажность бывает не меньше 90 %, дефицит точки росы $(T - T_d) \leqslant 1$ °С. При отсутствии заметного увеличения точки росы

усиливающийся турбулентный перенос водяного пара и продуктов конденсации вверх обусловливает улучшение видимости у поверхности Земли.

Учитывая данные табл. 3.3 и механизм переноса влаги, следует еще раз подчеркнуть, что ухудшенная видимость наиболее часто наблюдается в условиях слабого ветра и слабой турбулентности, при градиентах температуры в подоблачном слое меньше влажноадиабатических и при наличии над облачным слоем инверсии температуры с ростом массовой доли водяного пара.

Для прогноза возможности образования низкой облачности и дымки с видимостью 1—2 км можно пользоваться номограммой и дополнительным графиком, приведенными на рис. 3.5 и 3.6 соответственно (см. п. 3.3).

До сих пор рассматривались рекомендации к прогнозу дальности видимости у поверхности Земли, когда значительное влияние на состояние прозрачности атмосферы оказывает *подоблачная* дымка.

Анализ записи хода прозрачности атмосферы на лентах самописцев регистраторов дальности видимости (РДВ) показывает, что появление облачности среднего и даже верхнего ярусов сопровождается некоторым уменьшением МДВ у поверхности Земли, которое обычно визуально не воспринимается. Поэтому в рассматриваемых ниже рекомендациях для прогноза дальности видимости в дымке будем исходить из того, что либо облачность вообще отсутствует, либо наблюдаются высокие облака, влияние которых на значение МДВ можно не учитывать.

Придерживаясь известного определения понятия «дымка», как совокупности взвешенных в приземном слое воздуха капель воды или кристаллов льда, ухудшающих метеорологическую дальность видимости в пределах от 1 до 10 км, будем рассматривать дымку как продукт зачаточной конденсации или сублимации водяного пара. Следовательно, речь идет о влажной составляющей $\mu_в$ полного показателя ослабления. Поэтому одним из основных факторов возникновения или уплотнения атмосферной дымки является увеличение относительной влажности приземного слоя воздуха (уменьшение дефицита точки росы). Напомним, что *основной* причиной образования приземной дымки является увеличение относительной влажности воздуха вследствие его адвекции на более холодную подстилающую поверхность или радиационного выхолаживания. Благоприятными условиями являются слабая турбулентность и наличие приземной или приподнятой инверсии.

Заметное ухудшение видимости наблюдается при увеличении относительной влажности у поверхности Земли до 70 % и более. Так, в среднем при температуре выше 0 °С для относительной влажности 70 % характерна метеорологическая дальность видимости около 7 км, для относительной влажности 80 % — 4 км и для относительной влажности 90 % — около 2 км. Однако, как и в случае *низких облаков, фактические значения* МДВ связаны с общим фоном состояния прозрачности атмосферы.

На метеорологических станциях водность и размеры частиц тумана не измеряются. Поэтому непосредственно пользоваться формулами (3.4) или (3.5) нельзя. Однако представляется возможным использовать обе эти формулы и данные из табл. 3.5 и 3.6

Таблица 3.5

Количество перенасыщающего водяного пара (Δa_m) при понижении температуры насыщенного воздуха на 1 °С

T °С	Δa_m г/м³	T °С	Δa_m г/м³	T °С	Δa_m г/м³	T °С	Δa_m г/м³
10		5		0		—5	
	0,17		0,12		0,09		0,07
9		4		—1		—6	
	0,16		0,12		0,09		0,06
8		3		—2		—7	
	0,15		0,11		0,08		0,06
7		2		—3		—8	
	0,14		0,10		0,08		0,05
6		1		—4		—9	
	0,13		0,10		0,07		0,05
5		0		—5		—10	

Таблица 3.6

Приращение водности тумана (Δw) в зависимости от количества сконденсировавшегося водяного пара (Δa_m)

Δa_m г/м³	Δw г/м³	Δa_m г/м³	Δw г/м³	Δa_m г/м³	Δw г/м³
1,0	0,29	0,2	0,06	0,03	0,009
0,7	0,20	0,1	0,03	0,02	0,006
0,5	0,14	0,07	0,02	0,01	0,003
0,3	0,09	0,05	0,014		

для предсказания изменений видимости в радиационном тумане.

Для этого поступаем следующим образом:

1. Исходя из формулы (3.5), находим водность тумана в исходный момент: $w_0 = (60/S_м)^2$.

2. Прогнозируем предполагаемое понижение температуры воздуха после возникновения тумана. Затем по табл. 3.5 или аналогичной, с бóльшим интервалом температуры, находим изменение абсолютной влажности насыщения Δa_m.

3. Пользуясь табл. 3.6, определяем приращение Δw к исходной водности тумана, после чего находим, что с учетом понижения температуры водность тумана равна

$$w = w_0 + \Delta w. \qquad (3.7)$$

4. По формуле (3.6) определяем новое значение r^*.

5. По формуле (3.5) рассчитываем новое значение $S_м$.

Отметим, что в табл. 3.6 значения Δw определены по соотношению

$$\Delta w = \frac{a_m(T) - a_m(T - \Delta T)}{3{,}5}. \qquad (3.8)$$

Такое эмпирическое соотношение между Δw и разностью абсолютных влажностей насыщения обусловлено тем, что наиболее крупные капли осаждаются в виде росы или инея на поверхности Земли, а более мелкие капли частично переносятся турбулентным обменом вверх. Вследствие этого водность тумана оказывается значительно меньше количества сконденсированного водяного пара.

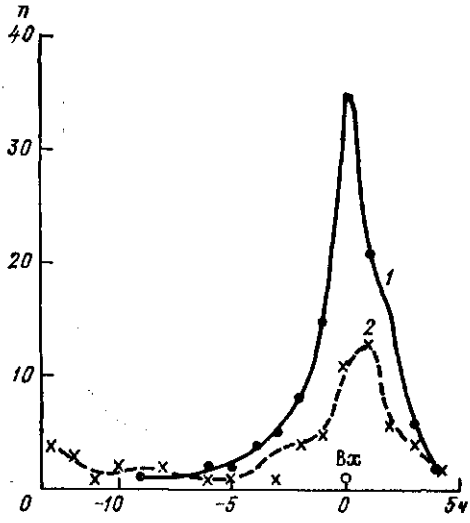

Рис. 3.2. Кривая распределения числа случаев n минимальной видимости в радиационном тумане по отношению ко времени восхода Солнца. Район Москвы, 1947—1956 гг.

1 — кривая для туманов над почвой, *2* — то же над снегом.

При прогнозе видимости в радиационном тумане необходимо учитывать, что минимальная видимость обычно отмечается около времени восхода Солнца (рис. 3.2).

Как видно на рис. 3.2, время наибольшего ухудшения видимости в радиационном тумане над почвой близко ко времени восхода (Вх) Солнца или отличается от него на ±2 ч; над снегом минимальная видимость чаще отмечается через 1 ч после восхода Солнца или в промежутке времени от 2 ч перед до 3 ч после восхода Солнца.

Эти данные подтверждают возможность предусматривать в прогнозе минимальную видимость в тумане около времени восхода Солнца, если к утру не ожидается изменения условий погоды (*появление облаков, усиление ветра, осадки и др.*).

Отметим, что по данным статистической обработки результатов метеорологических наблюдений, при продолжительности радиационного тумана менее 3 ч наиболее вероятна минимальная

метеорологическая видимость в интервале 500—1000 м; при продолжительности от 3 до 6 ч почти в половине случаев вероятна видимость меньше 500 м и более чем в четверти случаев — меньше 200 м; при продолжительности тумана от 6 до 18 ч минимальная видимость меньше 500 м возможна в преобладающем числе случаев, а менее 200 м — в половине случаев.

Для прогноза минимальной видимости в радиационном тумане после его возникновения можно пользоваться табл. 3.7.

Таблица 3.7

Значения МДВ (метры) в зависимости от понижения точки росы после возникновения тумана

Исходная МДВ, м	Исходная T_d °С	Понижение точки росы, °С											
		0,1	0,2	0,4	0,5	0,7	1,0	1,2	1,5	1,7	2,0	2,5	3,0
1000	10	500	400	300	250	225	200	175	150	150	125	125	100
	0	650	500	375	350	300	250	225	200	200	175	175	150
	—10	750	650	500	475	400	350	325	300	275	250	225	200
800	10	500	400	300	250	225	200	175	150	150	125	125	100
	0	550	475	375	325	300	250	225	200	200	175	150	150
	—10	650	550	475	425	375	325	300	275	275	250	225	200
600	10	425	350	275	250	225	175	175	150	150	125	125	100
	0	475	425	325	300	275	250	225	200	200	175	150	150
	—10	500	475	400	375	350	300	300	275	250	225	225	200
400	10	325	300	250	225	200	175	150	150	150	125	125	100
	0	350	325	275	275	250	225	200	175	175	175	150	150
	—10	375	350	325	300	300	275	250	225	225	225	200	175
200	10	175	175	150	150	150	125	125	125	125	100	100	100
	0	175	175	175	175	150	150	150	150	125	125	125	125
	—10	175	175	175	175	175	175	175	150	150	150	150	150

Примечание. Округление производилось в сторону меньших значений видимости через 25 м при $S_м \leqslant 500$ м и через 50 м при $S_м > 500$ м.

Видимость в тумане может испытывать заметные колебания. Эти колебания зависят от стадии развития и структуры тумана. В устойчивом радиационном тумане колебания видимости за промежуток времени не более 30 мин сравнительно небольшие; они редко перекрывают тенденцию постепенного ухудшения видимости по мере понижения температуры воздуха до восхода Солнца.

После восхода Солнца видимость в радиационном тумане начинает улучшаться, но не всегда плавно. По мере прогревания воздуха и усиления ветра у поверхности Земли туман утрачивает устойчивость, перед рассеянием он становится клочкообразным и подвижным (ползучим). Отдельные клочья тумана при своем перемещении вызывают значительные локальные колебания види-

мости, которые перекрывают тенденцию ее увеличения в связи с испарением продуктов конденсации и увеличением прозрачности воздуха в приземном слое.

На рис. 3.3 приведен график для определения с вероятностью 80 % возможных колебаний видимости в неустойчивых туманах. Например, если в какой-то исходный срок наблюдений видимость составляет 600 м, то с вероятностью 80 % можно утверждать, что через 12 мин значение ее будет находиться в пределах 420—760 м, а через 20 мин — в пределах 340—800 м.

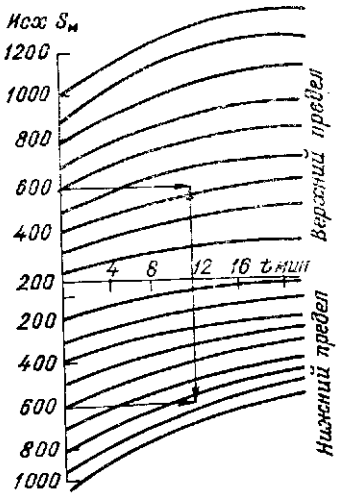

Рис. 3.3. График для определения возможных пределов колебаний видимости в течение интервалов от 4 до 20 мин с обеспеченностью 80 %.

3.3.2. ПРОГНОЗ ВИДИМОСТИ В АДВЕКТИВНОМ ТУМАНЕ

В основу методики прогноза видимости в адвективном тумане положено предположение о достижении насыщения и перенасыщения перемещающегося в пункт прогноза более теплого и влажного воздуха.

Непосредственно прогноз видимости осуществляется по комплексному графику, предложенному Н. В. Петренко (рис. 3.4). Сперва по значению дефицита точки росы в начале 9-часовой траектории (ось ординат) и по составляющей вдоль траектории горизонтального градиента точки росы (ось абсцисс) определяем прогнозируемое явление: туман или слоистые облака. В приведенном на рис. 3.4 примере искомая точка А попала в область тумана. Она найдена по значению дефицита точки росы в начале траектории $(T' - T'_d) = 15\,°C$ и по составляющей градиента точки росы $(T'_d - T_d)/\Delta S = 0{,}73\,°C/100$ км. Если точка А по первым двум предикторам попала в область тумана, то используем третий предиктор — скорость ветра. Значения V м/с отложены на отрезке оси ординат, который направлен от точки нуль вниз. В нашем примере $V = 2$ м/с и новая искомая точка Б находится в части области тумана с видимостью 300—500 м. Если первоначально точка А попадает в область St, то третий предиктор — скорость ветра не применяется.

Для прогноза видимости в адвективном тумане можно также пользоваться номограммой, приведенной на рис. 3.5, и дополнительным графиком на рис. 3.6. Представленные на них зависимости получены по материалам равнинной части Украины, но, по мнению автора номограммы, пригодны и для других равнинных территорий.

Диаграмма на рис. 3.5 предназначена для прогноза тумана и низких слоистообразных облаков с заблаговременностью 6 ч. Предикторами служат два параметра: адвективные изменения

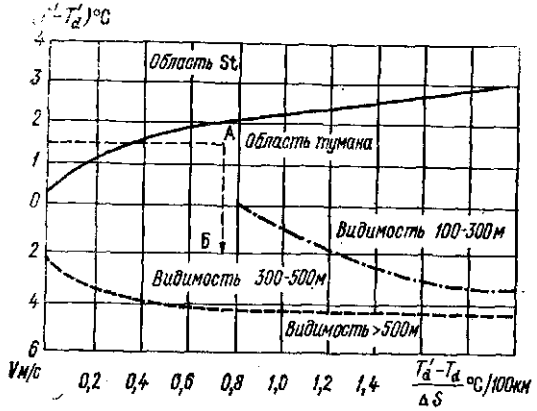

Рис. 3.4. Комплексный график для прогноза адвективного тумана и видимости в этом тумане по составляющей горизонтального градиента точки росы $(T'_d - T_d)/\Delta S$ вдоль 9-часовой траектории частицы воздуха, дефициту точки росы $T' - T'_d$ в начале этой траектории и ожидаемой скорости ветра V в пункте прогноза.

температуры воздуха, определяемые с помощью построения 6-часовой траектории (ось ординат), и дефицит точки росы в начале траектории (ось абсцисс).

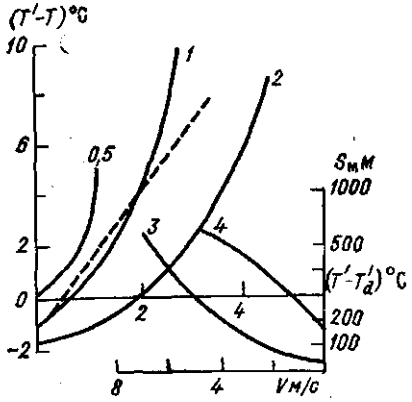

Рис. 3.5. Номограмма для прогноза тумана и низких облаков (И. В. Кошеленко).

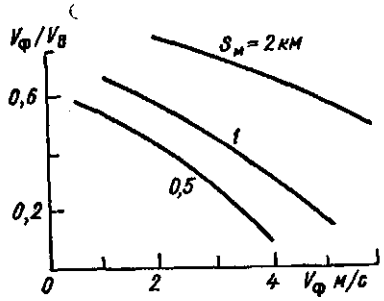

Рис. 3.6. Вспомогательный график для прогноза видимости в тумане и дымке (И. В. Кошеленко).

Внутри области, ограниченной кривой 0,5, вероятность тумана с видимостью меньше 500 м составила 68 %; кривая *1* ограничивает область, где вероятность тумана с видимостью менее 1000 м равна 52 %, причем она включает почти все случаи с туманом, попадающие в эту область (93 %). За пределами области, ограниченной кривой *2*, вероятность отсутствия тумана — видимости

менее 1000 м — практически равна 100 %, а на поле между кривыми *1* и *2* преобладают низкие облака.

По верхней части номограммы можно ориентировочно судить об интенсивности тумана: чем выше и левее от кривой *1* попадает точка, тем интенсивнее туман. Однако условная вероятность указанной закономерности едва превышает 60 %, причем сохраняется до адвекции 4 °С за 6 ч; при большой адвекции тепла существенно понижается вероятность тумана и увеличивается вероятность низких облаков.

Учет скорости ветра повышает вероятность прогноза тумана до 70—80 % и позволяет определить более мелкие градации видимости. С целью получения более конкретных данных о видимости на рис. 3.5 внизу построен график, на горизонтальной оси которого отложена скорость ветра, а на оси ординат — видимость в тумане. Ограничивающая кривая *3* показывает, какая возможна минимальная видимость в тумане при той или иной скорости ветра. Например, при скорости ветра 3 м/с возможен туман с минимальной видимостью не менее 150 м. Наиболее вероятная видимость определяется с помощью кривой *4*; при указанной выше скорости ветра 3 м/с она будет 400—500 м.

Однако туман, и особенно видимость в нем, зависит и от других факторов. Например, от стратификации в пограничном слое атмосферы и скорости ветра. Для учета этих факторов построен дополнительный график (см. рис. 3.6). На оси ординат этого графика отложено отношение скорости ветра на уровне флюгера $V_ф$ к скорости градиентного ветра V_g, а на оси абсцисс — $V_ф$. Отношение $V_ф/V_g$ характеризует стратификацию пограничного слоя атмосферы: при устойчивой стратификации $V_ф/V_g$ мало (меньше 0,3—0,4), а при $\gamma \approx 1$ °С/100 м $V_ф/V_g = 0{,}7 \ldots 0{,}8$.

Кривые 0,5, 1 и 2 — демаркационные линии, разделяющие зоны с различной видимостью: менее 500 м, менее 1 и менее 2 км. По графику на рис. 3.6 часто удается уточнить прогноз интенсивности тумана, составленного по номограмме на рис. 3.5.

При построении номограммы на рис. 3.5 автор учел влияние интенсивности инверсий на эффективное излучение и в целом на трансформационные изменения температуры воздуха у поверхности Земли. При использовании номограммы целесообразно вносить поправку, учитывающую влияние мощности подынверсионного слоя на трансформационные изменения температуры. При высоте нижней границы инверсии более 600 м или менее 300 м значение поправки равно соответственно +0,5 °С или —0,5 °С; следовательно, на номограмме нужно переместиться по оси абсцисс вправо или влево на 0,5 °С.

Номограмма построена в предположении, что снятые начальные данные влажности не изменяются во времени. В большинстве случаев это так. Однако в некоторых случаях, например при смещении воздуха вдоль траектории с сухой почвы на влажную, происходит обогащение его влагой, что приближает переносимую массу воздуха к состоянию насыщения.

И. В. Кошеленко на основе эмпирических данных установил, что даже при перемещении воздуха над однородной подстилающей поверхностью наблюдается изменение его влажности, причем в большинстве случаев изменения температуры и влажности воздуха имеют одинаковый знак. При этом изменение точки росы $\Delta T_d = 0{,}75\,\Delta T$. Так как понижение точки росы уменьшает вероятность тумана, то поправка вводится с положительным знаком, т. е. на оси абсцисс номограммы следует переместиться вправо от начального дефицита на величину ΔT_d.

Рекомендуемые поправки способствуют некоторому повышению оправдываемости прогноза, но несколько осложняют прогнозирование с помощью номограммы в оперативной работе. Полезен и качественный учет рекомендуемых поправок.

При прогнозе видимости в адвективном тумане на срок до 1 ч полезно использовать некоторые дополнительные данные, приведенные в табл. 3.8, рассчитанные по наблюдениям в Останкино и Шереметьево, расположенным на расстоянии около 22 км.

Таблица 3.8

Средние квадратические отклонения (σ м) метеорологической дальности видимости в адвективном тумане в двух пунктах

Пункт наблюдений	Интервал времени между отсчетами, мин					
	1	5	10	15	30	60
Останкино	70	110	130	160	205	255
Шереметьево	—	—	—	150	210	270

Примечание. Данные за интервалы времени 1—10 мин имеются только для Останкино.

Из данных табл. 3.8 следует, что за 5 мин среднее квадратическое изменение МДВ равно примерно 0,1, за 30 мин — 0,2 и за 60 мин — 0,25 максимальной видимости в тумане. Приведенные в таблице средние квадратические отклонения несколько занижены, так как рассматривались изменения МДВ только внутри градации видимости $S_м < 1000$ м. Случаи с переходом видимости в другие градации не учитывались. Для средней $S_м = 500$ м изменения МДВ больше приведенных в табл. 3.8 в 2 раза.

Из данных таблицы следует также, что средние квадратические отклонения МДВ в адвективном тумане за равные промежутки времени (от 15 до 60 мин) в Шереметьево и Останкино отличаются не более чем на 10—12 %.

3.4. ПРОГНОЗ ВИДИМОСТИ В ЗОНЕ ОСАДКОВ И ПРИ МЕТЕЛИ

3.4.1. ПРОГНОЗ ВИДИМОСТИ В ЗОНЕ ДОЖДЯ

Прозрачность атмосферы или метеорологическая дальность видимости в зоне дождя зависит от его интенсивности. Показатель ослабления связан с интенсивностью осадков отношением

$$\mu = 0{,}22R^{0{,}71}, \tag{3.9}$$

где R — интенсивность осадков в мм/ч.

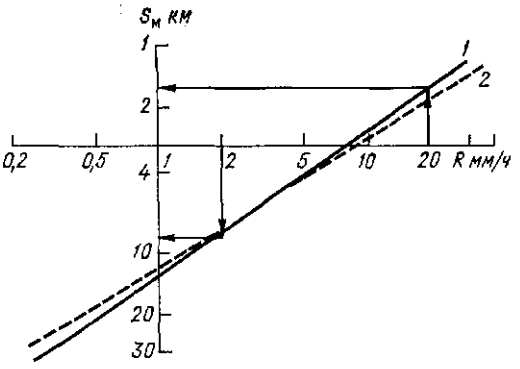

Рис. 3.7. Корреляционная зависимость между интенсивностью дождя R и видимостью.
1 — по данным Воейково, *2* — по другим пунктам.

При принятом пороге контрастной чувствительности глаза $\varepsilon = 0{,}05$ с учетом (3.9) метеорологическая дальность видимости рассчитывается по формуле

$$S_м = 13{,}6R^{-0{,}71}. \tag{3.10}$$

Результаты расчетов по (3.10) представлены на графике (рис. 3.7), на котором значения $S_м$ и R нанесены в логарифмической шкале. Достаточно близкое расположение прямых по материалам наблюдений в Воейково и по обобщенным данным в других районах указывает на обоснованность полученной зависимости и на возможность ее использования в разных географических районах. Порядок определения видимости показан на рис. 3.7 стрелками. В приведенном примере при $R=2$ мм/ч значение $S_м$ находится в интервале 8—10 км, при $R=20$ мм/ч $S_м=1\ldots 2$ км.

При наличии прогноза количества осадков на определенный промежуток времени поступаем следующим образом. Разделив количество осадков на промежуток времени, для которого они предвычислены, получаем интенсивность дождя R в мм/ч и далее по графику (рис. 3.7) определяем МДВ. Этот график полезен и для приближенной оценки пределов ухудшения видимости.

В умеренных широтах интенсивность дождя редко превышает 15 мм/ч. Поэтому при прогнозе видимости следует иметь в виду, что на большей части территории СССР дождь сравнительно редко вызывает ухудшение видимости до 2 км и редко, когда

дождь ливневый, видимость на короткое время уменьшается до 1 км. Лишь в очень редких случаях кратковременные ухудшения видимости до значений менее 1 км наблюдаются на крайнем юге СССР (в районе Батуми), в предгорьях Средней Азии (в Ташкенте и других пунктах), в Приморском и Хабаровском краях (Владивосток, Хабаровск и другие пункты). Поэтому ухудшению видимости должна соответствовать интенсивность дождей 40 мм/ч и более (см. рис. 3.7). В средней полосе СССР подобные ухудшения видимости наблюдаются лишь как исключение.

Значительное ухудшение видимости даже в зоне умеренного дождя (0,33—1,17 мм/ч) может наблюдаться из-за наличия в зоне дождя дымки, реже тумана. Возникновение дымки и тумана в зоне дождя часто связано с испарением относительно теплых капель, выпадающих через клин холодного воздуха. В таких случаях может наблюдаться значительное увеличение влажности воздуха и образование зародышевых капель, обусловливающих дымку. В некоторых случаях испарение теплых капель является основной причиной достижения насыщения воздуха водяными парами, вплоть до возникновения тумана.

При мороси значительное ухудшение видимости преимущественно связано с наличием густой дымки или тумана.

3.4.2. ПРОГНОЗ ВИДИМОСТИ ПРИ СНЕГОПАДЕ И МЕТЕЛИ

Снег ухудшает видимость в большей мере, чем дождь. Это связано с размерами снежинок, их отражательной и рассеивающей способностью. При снеге затруднено измерение метеорологической дальности видимости, так как исходящий поток света испытывает значительное отражение при прохождении через атмосферу со взвешенными или падающими снежинками.

Для прогноза видимости при снеге и слабом ветре рекомендован график (рис. 3.8), на котором сплошная кривая отражает связь между интенсивностью снегопада и метеорологической дальностью видимости. Так, при $I=0{,}2$ мм/ч (примерно 2,5 мм/12 ч) на шкале абсцисс находим $S_м \approx 2$ км. Пунктирные кривые позволяют определить экстремальные значения МДВ при данной интенсивности снегопада. В приведенном примере минимальное значение $S_м \approx 1200$, максимальное $S_м \geqslant 4000$ м.

Несмотря на возможные значительные колебания видимости при средней интенсивности снегопада, приведенный график дает определенное представление о связи между интенсивностью снегопада и дальностью горизонтальной видимости.

Дополнительной причиной ухудшения видимости при снегопаде является усиление ветра, особенно когда скорость ветра становится значительной. Это хорошо видно на графике зависимости видимости от интенсивности снегопада и скорости ветра (рис. 3.9).

На графике обозначены три зоны, соответствующие случаям снегопада различной интенсивности и скорости ветра. Так, при

интенсивности снегопада более 3 мм/12 ч[1] и скорости ветра 6 м/с видимость ухудшается до 1,5—0,3 км, а при той же интенсивности и скорости ветра около 20 м/с — примерно до 1—0,1 км.

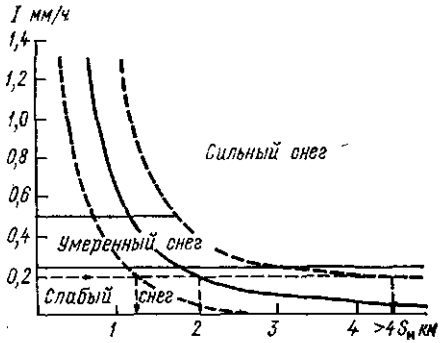

Рис. 3.8. Зависимость видимости от интенсивности снегопада при слабом ветре (по данным метеорологических станций Украины).

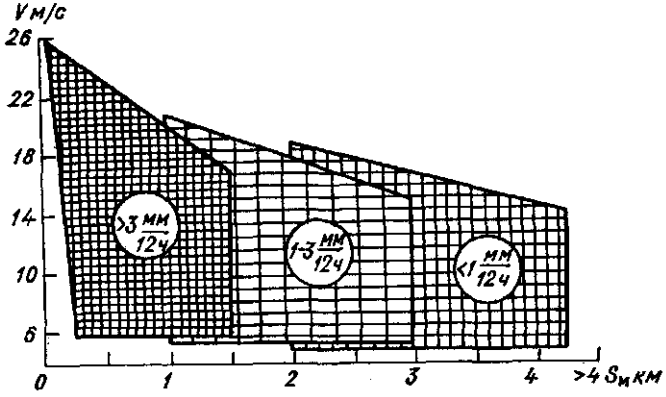

Рис. 3.9. Зависимость видимости от интенсивности снегопада и скорости ветра (по данным семи метеорологических станций европейской части СССР и Западной Сибири).

При интенсивности снегопада менее 1 мм/12 ч даже при скорости ветра до 20 м/с видимость бывает в основном более 2 км. На рис. 3.9 видно, что зависимость горизонтальной дальности видимости от средней интенсивности снегопада не очень строгая: соседние зоны частично перекрываются. Однако ухудшение видимости менее 1 км наблюдается только при интенсивности снегопада более 3 мм/12 ч.

[1] Эта зона включает случаи умеренной и сильной интенсивности снегопада.

В некоторых районах прогноз дальности видимости при снегопадах и метелях основывается на климатологических данных и учете синоптических ситуаций. Например, на Дальнем Востоке отчетливо выступает зависимость степени ухудшения видимости из-за снегопадов и метелей от рельефа местности, географических особенностей и циклонической деятельности.

Последнее особенно характерно для района Николаевска-на Амуре. Здесь снегопады и метели наблюдаются преимущественно с октября по май, когда над Охотским морем часто располагаются обширные, глубокие и малоподвижные циклоны. Интенсивность снегопада и скорость ветра, а следовательно, и степень ухудшения видимости зависят от местоположения циклона и его глубины. Если циклон располагается над центральной или юго-западной частью Охотского моря, то ухудшения видимости при снегопаде до 1 км и менее следует ожидать при условии, что давление в центре циклона будет менее 995 гПа. Циклоны, находящиеся над юго-восточной частью Охотского моря или над северной частью Курильских островов и в районе Камчатки, вызывают ухудшение видимости при снегопадах и метелях в районе Николаевска-на-Амуре до 1 км и менее только в тех случаях, когда давление в центре циклона не превышает 980 гПа; при более высоком давлении видимость больше 1 км.

Снегопады с интенсивностью более 0,25 мм/ч независимо от скорости ветра сопровождаются видимостью, не превышающей 1 км, а при ветре более 16 м/с видимость почти всегда менее 0,5 км.

Связь ухудшенной видимости со скоростью ветра при снегопадах можно представить следующими данными: при слабой интенсивности снегопада (от 0,1 до 0,25 мм/ч) видимость менее 0,5 км при скорости ветра 5—8 м/с наблюдается в 4—11 % случаев, при скорости ветра 13—16 м/с — в 30—60 % случаев, а при скорости ветра более 20 м/с — в 85—100 % случаев.

3.5. ПРОГНОЗ ВИДИМОСТИ ПРИ ПЫЛЬНОЙ БУРЕ И МГЛЕ

Пыльная буря и мгла — явления, вызывающие резкое ухудшение видимости в связи с переносом сильным ветром больших количеств густой пыли или песка. Наиболее часто пыльные бури возникают над равнинной местностью в южных районах пустынь.

Степень ухудшения видимости при пыльной буре, как и возникновение пыльной бури, определяется свойствами почвы, состоянием ее поверхностного слоя и некоторыми критическими значениями скорости ветра в рассматриваемом районе.

В разных районах ухудшение видимости при пыльной буре в одних и тех же пределах вызывается различными скоростями ветра, превышающими критические значения. Кроме того, в одном и том же пункте при одинаковых скоростях ветра бывает разная

видимость и, наоборот, одна и та же видимость отмечается при разных скоростях ветра. Это объясняется тем, что свойства почвы и состояние поверхностного слоя в разных местах весьма разнообразные.

Видимость во время одной и той же пыльной бури, как правило, сильно колеблется, может изменяться от нескольких десятков метров до нескольких километров. В очень сильных пыльных бурях плохая видимость сохраняется устойчиво на протяжении часов. Наиболее часто самая плохая видимость наблюдается в начале пыльной бури, иногда в течение всего лишь нескольких минут.

Вследствие больших колебаний видимости при одной и той же пыльной буре не существует строгой функциональной зависимости между скоростью ветра и горизонтальной дальностью видимости. Но все же в прогнозе по району можно оценить вероятность наиболее плохой видимости, пользуясь эмпирическими номограммами на рис. 3.10.

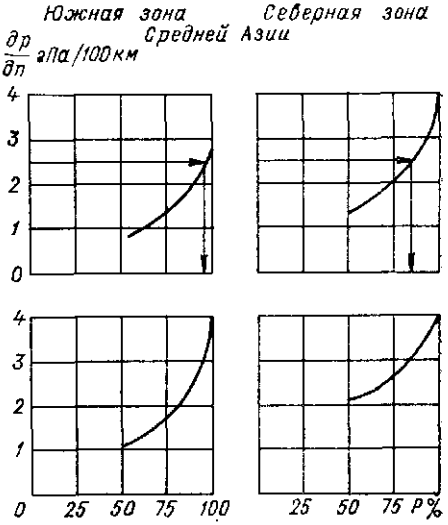

Рис. 3.10. Эмпирические номограммы для оценки вероятности уменьшения видимости при пыльных бурях до 500 м и менее (для прогноза по району).

В приведенных номограммах вместо скорости ветра на оси ординат нанесены значения барических градиентов ($\partial p/\partial n$), что более удобно для работы с номограммами. На оси абсцисс отложены вероятности. Верхние номограммы применимы для теплого полугодия, нижние — для холодного. Градиент $\partial p/\partial n$ рекомендуется рассчитывать для площади с поперечником 300—500 км, в двух-трех местах данной зоны и затем определять среднее значение.

Пусть рассчитанный в теплое полугодие градиент равен 2 гПа/100 км. Тогда вероятность ухудшения видимости до 500 м и менее в южной зоне Средней Азии близка к 100 %, а для северной зоны вероятность равна 75 %.

При прогнозе видимости во время пыльной бури необходимо принимать во внимание суточный ход температуры и ветра. Днем, по мере прогревания приземного слоя воздуха и вызванного им увеличения вертикального градиента температуры, до высоты 1,5—3 км усиливается вертикальное турбулентное перемешивание, которое в свою очередь обусловливает увеличение скорости ветра в самом нижнем слое воздуха и усиление переноса пыли с поверхности почвы в атмосферу. Поэтому в середине и во второй половине дня наблюдается наибольшее ухудшение видимости в условиях пыльной бури. Однако в случае сухонеустойчивой стратификации в период максимального прогрева воздуха и сильного ветра (15 м/с и больше) плохая видимость при возникновении пыльной бури наблюдается кратковременно (менее часа, иногда несколько минут). В дальнейшем, вследствие переноса пыли вверх, обычно до высоты 3 км и реже до 5 км, видимость у поверхности Земли значительно улучшается.

Кратковременное уменьшение видимости до 500 м и менее в период максимального прогрева воздуха днем следует ожидать в связи со шквалистым ветром перед быстро перемещающимися и хорошо выраженными в поле температуры и ветра холодными фронтами второго рода и перед прохождением кучево-дождевых облаков, вызывающих грозы и ливни.

Ночью в связи с ослаблением ветра у поверхности Земли, турбулентного обмена и переноса пыли в атмосферу, вероятность ухудшения видимости до 500 м и менее становится меньше, чем днем при том же самом барическом градиенте. В холодное полугодие видимость при сильном ветре ночью не может быть плохой также из-за образования росы, инея или замерзания поверхностного слоя почвы, препятствующих переносу пыли в атмосферу.

Значительное ухудшение видимости вызывают пыльные (черные) бури, наблюдающиеся в Прикаспийской низменности, на Северном Кавказе и на юге Украины. Например, в период весенних пыльных бурь 1960 г. видимость местами ухудшалась до 200—300 м.

Мгла также может вызвать ухудшение видимости до нескольких сотен или даже десятков метров. Плохая видимость во мгле может наблюдаться в течение очень небольшого промежутка времени и до нескольких десятков часов. Адвективная мгла наблюдается при слабом ветре или даже при штиле у поверхности Земли. Поэтому номограммы на рис. 3.10 для прогноза мглы не применимы. Прогноз видимости при адвективной мгле дают, исходя из пределов ухудшения видимости в районе возникновения пыльной бури, вызывающей перенос мельчайших частиц на расстояние до 200—300 км.

Во мгле местного происхождения, наблюдающейся после ослабления ветра и прекращения пыльной бури в данном районе, видимость редко бывает меньше 2—4 км. Однако в условиях малоподвижного фронта дымы промышленного происхождения могут обусловить ухудшение видимости до 1 км и меньше.

3.6. ДАЛЬНОСТЬ ВИДИМОСТИ НА ВЗЛЕТНО-ПОСАДОЧНОЙ ПОЛОСЕ. РЕКОМЕНДАЦИИ К ЕЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЮ

3.6.1. ВИДИМОСТЬ НА ВПП. ПРОБЛЕМА ЕЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Для оценки общих условий видимости и условий видимости для взлета и посадки воздушных судов в гражданской авиации принята следующая терминология:

1. *Видимость* — максимальное расстояние, с которого видны и опознаются неосвещенные объекты (ориентиры) днем и световые ориентиры ночью.

2. *Видимость на ВПП* — дальность видимости, в пределах которой пилот воздушного судна, находящегося на осевой линии ВПП, может видеть маркировку покрытия ВПП или огни, которые обозначают контуры ВПП и ее осевую линию.

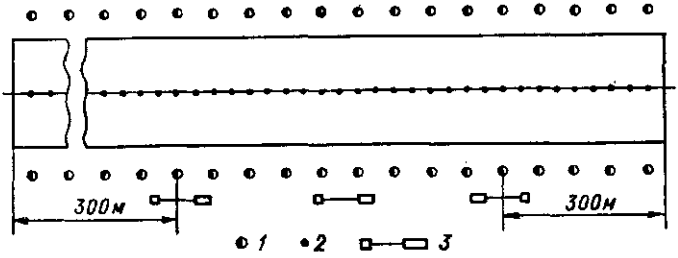

Рис. 3.11. Схема расположения посадочных (*1*), осевых (*2*) огней ВПП и установок РДВ (*3*) вдоль ВПП.

В приведенных выше определениях термин «видимость» является достаточно четким, чтобы понимать, о чем идет речь, удобен для общения.

Видимость на ВПП — понятие более узкое, так как оно связано с определенными объектами наблюдений и местом их расположения. В то же время содержание, сущность этого понятия — дальность видимости рассматриваемых объектов — является одним из основных критериев, определяющих возможность взлета и посадки воздушных судов.

На категорированных и многих некатегорированных аэродромах взлетно-посадочные полосы оборудованы системами огней высокой интенсивности (ОВИ), например светотехническими системами «Свеча-3», «Свеча-4», Д-2. Схема расположения огней ВПП приведена на рис. 3.11.

Посадочные (боковые) огни расположены вдоль ВПП на расстоянии 1—3 м от ее боковых границ. Продольное расстояние между этими огнями 60 м. Эти огни являются основными для определения дальности видимости на ВПП.

Осевые огни — это углубленные в бетон ВПП огни, установленные вдоль всей продольной оси взлетно-посадочной полосы. Продольное расстояние между огнями 15 или 30 м. Эти огни используются только в случаях очень ограниченной видимости — при МДВ примерно нескольких десятков метров.

На некатегорированных аэродромах в ряде случаев установлены светотехнические системы с огнями малой интенсивности (ОМИ), например светотехническая система М-2.

Светотехнические системы обладают несколькими ступенями яркости. Наибольшая яркость системы ОВИ соответствует пятой ступени, когда система включена на полную мощность, т. е. сила света составляет 100 % номинальной силы света; при четвертой ступени яркости сила света составляет 30 % номинальной, при третьей ступени — 10 % и т. д.

Входящие в светочувствительные системы огни различного назначения (огни приближения, входные, посадочные и другие) объединяются в группы с определенными значениями яркости. Так, например, система ОВИ «Свеча-3» обладает шестью группами огней. Наибольшая яркость огней соответствует VI группе. Включение определенной группы огней обусловливается состоянием прозрачности атмосферы. Так, ночью при $S_м = 1...2$ км включают IV группу ОВИ, при $S_м = 0{,}5...1$ км — V группу и при $S_м < 500$ м — VI группу огней. Огни включают диспетчера службы движения кнопками на пульте управления. Номера кнопок соответствуют номерам групп. Поэтому иногда используется термин «кнопка» вместо группы.

При наличии системы ОВИ в темное время суток (ночью) видимостью на ВПП является дальность видимости посадочных (боковых) или осевых огней взлетно-посадочной полосы. В светлое время суток (днем) это видимость тех же посадочных огней или метеорологическая дальность видимости (видимость по прибору), в зависимости от того, какая из них больше. При наличии ОМИ видимость на ВПП по огням определяется только в темное время суток. В светлое время суток видимость на ВПП — это видимость по прибору.

На аэродромах, где отсутствуют светотехнические системы и нет приборов для измерения видимости, производятся визуальные наблюдения за видимостью. Тогда видимость на ВПП отождествляется с визуально определенными ее значениями. В пределах 2 км такое определение видимости в светлое время суток производится по специально установленным щитам, а в темное время суток — по световым ориентирам — электрическим лампам накаливания общего пользования мощностью 60 Вт, установленным на указанных щитах (по одной лампе на каждом щите).

Основными приборами для измерения видимости на аэродромах являются регистраторы дальности видимости (РДВ) или аналогичные им приборы — импульсные фотометры. С помощью

этих приборов измеряется коэффициент пропускания τ_B и расчет МДВ производится по формуле

$$S_м = \frac{\ln\varepsilon}{\ln\tau_B} B, \qquad (3.11)$$

где B — путь, проходимый пучком света в атмосфере ($B=2l$, l — расстояние между фотометрическим блоком и отражателем).

Расчет дальности видимости ОВИ (ОМИ) производится по формуле Аллара, связывающей дальность видимости точечного источника света с силой света огня, пороговой освещенностью и прозрачностью атмосферы (показателем ослабления):

$$E_0 = \frac{I}{L^2} e^{-\mu L}, \qquad (3.12)$$

где E_0 — пороговая освещенность, I — сила света огня в направлении глаз пилота, L — дальность видимости огней — искомая величина.

Из (3.12) следует, что для проведения расчетов дальности видимости огней, кроме I и μ, необходимо также знать значение пороговой освещенности E_0, зависящей от яркости фона, на которой рассматривается объект (световой ориентир). Международная организация гражданской авиации рекомендует использовать значения E_0, приведенные в табл. 3.9.

Таблица 3.9

Пороги световой чувствительности глаза (E_0)

Условия	Порог освещенности, лк	Яркость фона, кд/м²
Ночь	$8\cdot10^{-7}$ ($10^{-6,1}$)	4—50
Промежуточный период (сумерки)	10^{-5}	51—999
Нормальный день	10^{-4}	1000—12 000
Яркий день (освещенный солнцем туман)	10^{-3}	>12 000

На основе расчетов по формуле (3.12) строят номограммы или составляют таблицы для определения дальности видимости огней; такие таблицы имеются на всех АМСГ и АМЦ. Пример номограммы приводится на рис. 3.12.

Номограмма на рис. 3.12 построена для значения $E_0 = 8\cdot10^{-7}$ лк, т. е. для ночи. Однако ее можно применять и при других пороговых освещенностях, в частности при пороговых освещенностях, принятых для сумерек или дня. Для этого необходимо пользоваться значениями логарифмов силы света, приведенными в табл. 3.10.

Порядок определения дальности видимости огней показан на рис. 3.12 стрелками. В приведенном примере при $S_м = 700$ м и включенной V группе огней $L \approx 1700$ м.

Номограмма на рис. 3.12 построена по силе света посадочных (боковых) огней. Однако согласно рекомендациям ИКАО поса-

дочными огнями следует пользоваться для значений их видимости $L \geqslant 600$ м, осевыми огнями при — $L \leqslant 350$ м, а на участке 350—600 м рекомендуется применять линейный переход.

Номограмму с учетом приведенных рекомендаций легко построить по типу приведенной на рис. 3.12. В настоящее время применение осевых огней используется для $L \leqslant 400$ м. В остальных случаях применяется сила света посадочных огней в направлении глаз пилота.

На значительной части аэродромов расчет дальности видимости огней автоматизирован, а результаты расчетов выдаются на табло соответствующим цифровым значением.

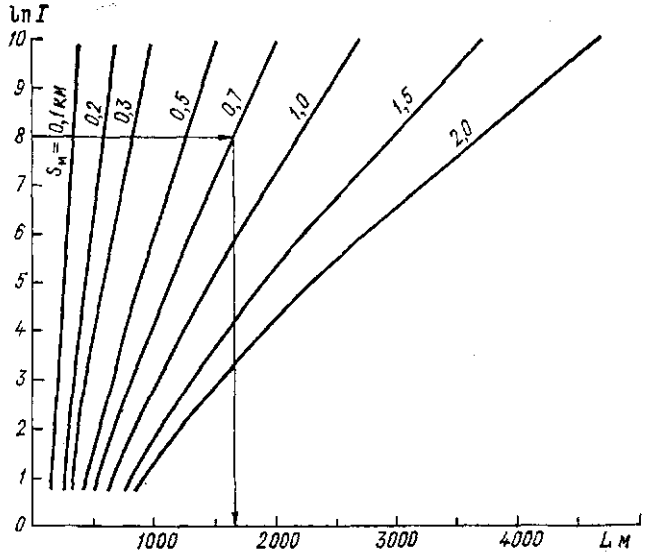

Рис. 3.12. Номограмма для определения дальности видимости огней взлетно-посадочной полосы.

Таблица 3.10

Значения ln I для определения дальности видимости посадочных (боковых) огней L по номограмме (см. рис. 3.12)

Условия	Группа огней		
	IV	V	VI
Ночь	6,91	8,01	9,21
Сумерки	2,08	3,18	4,38
День	—	0,88	2,08

В мировой практике видимость на ВПП обозначается *RVR* (*Runway Visual Range*). Видимость на ВПП пока не прогнозируется, но в рекомендациях ИКАО имеется обращение к государствам — членам ИКАО проводить такие работы, разрабатывать

методику прогнозов видимости на ВПП на срок до 2 ч. Наличие таких прогнозов, по мнению некоторых специалистов гражданской авиации, способствовало бы увеличению регулярности полетов, так как решение на вылет могло бы приниматься по прогнозируемой видимости на ВПП аэродрома посадки, которая во многих случаях превышает метеорологическую дальность видимости.

При разработке методики прогноза видимости на ВПП необходимо учитывать, например, следующие факторы:

— прогноз метеорологической дальности видимости;

— время суток действия прогноза (учет пороговой освещенности);

— силу света огней ВПП;

— соотношение дальности видимости огней ВПП и метеорологической дальности видимости.

При этом, очевидно, встанет вопрос об изменении характеристик видимости.

При посадке воздушного судна прогноз видимости на ВПП практически отождествляется с данными информации о фактической дальности видимости. При относительно малых временных колебаниях видимости такой прием сверхкраткосрочного прогноза, вероятно, может быть применен, так как относительные колебания дальности видимости огней меньше колебаний МДВ. Например, при относительных изменениях МДВ на ± 10 % изменения дальности видимости ОВИ ΔL ночью при силе света $I = 10\,000$ кд огней составляют:

$S_м$ м . .	200	500	1000	1500	2000
ΔL % .	8,08	7,91	7,58	7,40	7,25
	—8,35	—8,00	—7,80	—7,63	—7,50

При больших временных и пространственных колебаниях метеорологической дальности видимости (например, при ливневых осадках, в тумане клочками) учет изменений видимости на ВПП аналогичен учету изменений МДВ.

3.6.2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОДНОРОДНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВИДИМОСТИ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ ПРОГНОЗОВ МДВ

При анализе данных о погоде по наблюдениям на отдельных станциях у синоптика складывается мнение об общем состоянии интересующих его явлений погоды и значениях метеорологических величин, а также об их особенностях для отдельных аэродромов.

Такая оценка по отношению к видимости нередко сильно затруднена: во-первых, закономерного распределения видимости, как правило, не наблюдается; во-вторых, в практике метеорологического обеспечения авиации используются различные характеристики видимости.

Составить правильное представление о характеристике видимости, обосновать прогноз МДВ возможно только в том случае, если все данные соответствуют только одной определенной ее характеристике.

При обмене сведениями о погоде между АМСГ (АМЦ) данные о МДВ обычно передаются для значений, не превышающих 2—3 км. За пределами этих расстояний дальность видимости определяется по естественным и искусственным объектам (ориентирам). В светлое время суток эти данные в определенной степени сопоставимы, так как схемы ориентиров видимости составляются с учетом определенных требований к окраске ориентиров и их размеров.

В темное время суток поступающие к синоптику данные о видимости не всегда сравнимы. В части случаев, особенно для расстояний более 2—3 км, обобщается не МДВ, а дальность видимости огней и к тому же без учета силы света видимого огня. Во избежание ошибок, для большой надежности данных и обоснованности прогнозов видимости данные в этих случаях необходимо исправлять, т. е. приводить к МДВ.

С этой целью предлагается пользоваться переводом дальности видимости огней в метеорологическую дальность видимости с помощью табл. 3.11. Например, наиболее отдаленный видимый

Таблица 3.11

Перевод дальности видимости световых ориентиров — электрических ламп накаливания общего пользования (белого цвета) в метеорологическую дальность видимости (км). Темное время суток (ночь)

Мощность лампы, Вт	Расстояние до светового ориентира, км											
	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	6,0	7,0	8,0	9,0	10,0
15	2,9	4,7	7,0	11,0	18,0	>20,0	—	—	—	—	—	—
25	2,1	3,1	4,3	6,0	8,0	10,0	14,0	>20,0	—	—	—	—
40	1,7	2,5	3,4	4,5	5,8	7,0	9,0	14,0	20,0	—	—	—
60	1,5	2,1	2,8	3,6	4,6	5,7	7,0	10,0	14,0	20,0	—	—
75	1,4	1,9	2,6	3,3	4,1	5,1	6,0	8,0	12,0	16,0	20,0	—
100	1,3	1,8	2,3	3,0	3,7	4,5	5,4	7,0	10,0	13,0	17,0	20,0
150	1,1	1,6	2,1	2,6	3,2	3,9	4,6	6,0	8,0	10,0	13,6	16,0
200	1,1	1,5	1,9	2,4	3,0	3,5	4,2	5,6	7,0	9,0	11,0	13,0
300	1,0	1,3	1,7	2,2	2,7	3,2	3,7	4,9	6,0	7,0	9,0	11,0

источник света расположен на расстоянии 5 км и известно, что там установлена стандартная электрическая лампа накаливания мощностью 40 Вт. Тогда метеорологическая дальность видимости $S_м = 9$ км, а не 5 км, как это было бы сообщено без пользования таблицей. Подчеркнем, что пользование табл. 3.11 допустимо только при условии, что известны расстояния и мощность электрических ламп, по которым производится определение МДВ.

На аэродромах, где нет приборов для измерения дальности видимости в светлое время суток, видимость определяют по специально установленным щитам, а ночью — по электрическим лампам общего пользования мощностью 60 Вт. Для перевода полученных данных в метеорологическую дальность видимости можно пользоваться табл. 3.12.

Таблица 3.12

Перевод дальности видимости светового ориентира — электрической лампы накаливания общего пользования (белого цвета) мощностью 60 Вт в метеорологическую дальность видимость (км). Темное время суток (ночь)

Расстояние до ориентира, км	МДВ, км	Расстояние до ориентира, км	МДВ, км	Расстояние до ориентира, км	МДВ, км
0,1	0,025	0,8	0,450	1,5	1,1
0,2	0,075	0,9	0,5	1,6	1,2
0,3	0,125	1,0	0,6	1,7	1,3
0,4	0,150	1,1	0,7	1,8	1,4
0,5	0,200	1,2	0,8	1,9	1,6
0,6	0,300	1,3	0,9	2,0	1,7
0,7	0,350	1,4	1,0		

Примечание. При расчетах МДВ учтено ослабление света стеклянными колпаками, в которых устанавливаются световые ориентиры на щитах.

3.7. НАКЛОННАЯ ДАЛЬНОСТЬ ВИДИМОСТИ. РЕКОМЕНДАЦИИ К ЕЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЮ

Одним из критериев минимумов погоды по категориям I—III является *высота принятия решения* (ВПР) — установленная относительная высота, на которой должен быть начат маневр ухода на второй круг в случаях, если до достижения этой высоты командиром воздушного судна не был установлен необходимый визуальный контакт с ориентирами для продолжения захода на посадку или если положение воздушного судна в пространстве относительно заданной траектории полета не обеспечивает безопасной посадки. ВПР отсчитывается от уровня порога ВПП.

Возможность установления визуального контакта с высоты, превышающей ВПР, зависит от условий видимости в наклонном направлении — наклонной дальности видимости (НДВ). Следовательно, при посадке воздушного судна *наклонная дальность видимости* — это расстояние по наклону с глиссады снижения до наиболее отдаленного видимого ориентира. Угол визирования φ наиболее отдаленного от пилота огня переменный, зависит от высоты глаз пилота на глиссаде снижения и расстояния по горизонтали до визируемого объекта.

При установлениии визуального контакта с высот, превышающих ВПР по категории I (выше 60 м) и по категории II (выше 30 м), угол φ с горизонтальной плоскостью изменяется в пределах от 9 до 6°. В этих случаях он значительно больше угла наклона глиссады α, который чаще всего равен 3° или 2°40′.

Исследованиями, выполненными в Советском Союзе, установлено несколько типов вертикального распределения горизонтальной МДВ в подоблачном слое и адвективном тумане (рис. 3.13).

Наиболее сложные условия для посадки воздушных судов, из четырех приведенных типов, наблюдается при типе 1. Следовательно, одним из факторов, определяющих наклонную дальность видимости, является характер распределения горизонтальной МДВ с высотой, т. е. прозрачность атмосферы в наклонном направлении.

Под низкими слоистыми облаками и в адвективном тумане (рис. 3.13, кривая *1*) наблюдается быстрое и непрерывное уменьшение горизонтальной МДВ от поверхности Земли до нижней границы облаков или до высоты, соответствующей измеренной вертикальной видимости $H_в$. При указанных условиях наклонная

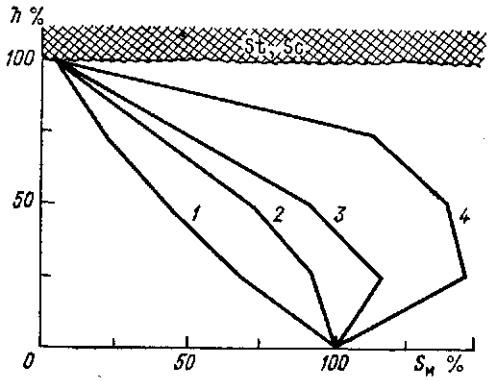

Рис. 3.13. Кривые распределения горизонтальной МДВ с высотой.

1 — под слоистыми облаками высотой 150 м и меньше в адвективном тумане; *2* — под слоистыми облаками высотой 150—200 м; *3* — под слоисто-кучевыми облаками высотой 200—400 м, *4* — то же выше 400 м.

МДВ ($S_{м.\,нк}$) почти всегда меньше горизонтальной у поверхности Земли ($S_{м.\,0}$). Отношение $S_{м.\,нк}/S_{м.\,0}<1$ при $H\leqslant 150$ м наблюдается примерно в 92 % случаев.

Кривые, приведенные на рис. 3.13, описываются уравнениями 2-го порядка, имеющими вид

$$S_{мh}=Ah^2+Bh+C, \qquad (3.13)$$

где $S_{мh}$ — горизонтальная МДВ на уровне $h<H$; A и B — коэффициенты, зависящие от H, $S_{м.\,0}$ и $S_{мH}$ ($S_{мH}$ — МДВ на нижней границе облаков); $C=S_{м.\,0}$.

Следовательно, горизонтальная МДВ на некоторой высоте h зависит от $S_{м.\,0}$, $S_{мH}$, $H(H_в)$ и от характера распределения МДВ с высотой, который отражается коэффициентами A и B.

Наклонная МОДВ — MOR зависит и от угла визирования, так как она равна $h_{гл}/\sin\varphi$, где $h_{гл}$ — высота глаза пилота на глиссаде снижения. Понятно, что наклонная дальность видимости огней зависит от приведенных выше параметров, пороговой освещенности E_0 и силы света огней в направлении глаз пилота $I_{нр}$. Тогда наклонную дальность видимости огней $L_{нк}$ можно представить как функцию

$$L_{нк}(S_{м.\,0}, S_{мH}, H, \varphi, E_0, I_{нр}).$$

Так как угол визирования φ является переменным, то необходимо найти способ его определения. Оказалось, что угол визирования также можно представить в виде функции

$$\varphi(h_{гл},\ \psi,\ l_{виз}),$$

где ψ — максимально возможный угол визирования, под которым

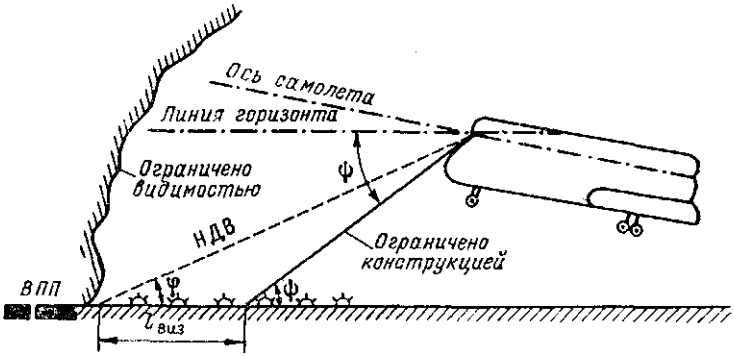

Рис. 3.14. Видимые участки при заходе на посадку.

пилот может видеть ближайшие огни с глиссады снижения в направлении полета. Он ограничен конструкцией самолета (рис. 3.14). Обычно его принимают равным 14°. Параметр

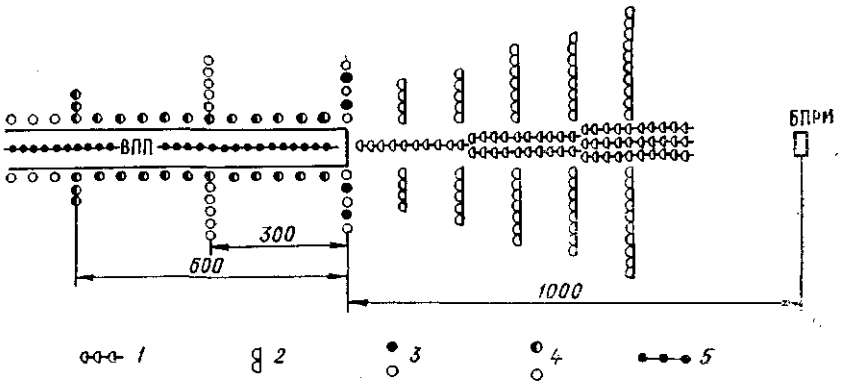

Рис. 3.15. Принципиальная схема расположения огней светотехнической системы.

1 — огни приближения; *2* — огни светового горизонта; *3* — входные огни; *4* — посадочные огни; *5* — осевые огни.

$l_{виз}$ — потребная длина видимого участка ориентиров (огней) в момент установления визуального контакта. Она зависит от высоты полета и бокового отклонения самолета от оси ВПП.

Учитывая рекомендации специалистов гражданской авиации, в работах, выполняемых в Гидрометцентре СССР, $l_{виз}$ принято равным 150 м, что соответствует участку из шести огней приближения (рис. 3.15).

Используя математическое описание характера распределения МДВ под низкими облаками и в адвективном тумане (рис. 3.13, кривая *1*) были рассчитаны высоты визуального контакта и значения наклонной дальности видимости огней приближения (см. рис. 3.15) с глиссады снижения при различной пороговой освещенности. Рассчитанные данные сведены в таблицы и по ним построены номограммы. Представление о высотах визуального контакта и наклонной видимости в зависимости от высоты НГО и МДВ у поверхности Земли можно получить по номограмме

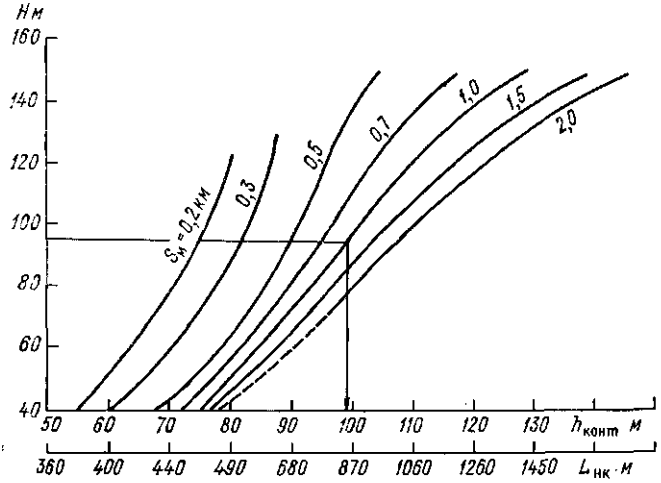

Рис. 3.16. Номограмма для определения наклонной дальности видимости и высоты визуального контакта с глиссады снижения. Ночь. I=9000 кд. Угол наклона глиссады α=3°.

на рис. 3.16. В приведенном на рисунке примере рассчитанная высота контакта около 100 м, наклонная дальность огней приближения $L_{нк}$=830 м.

Более полное представление о характере изменения видимости при снижении воздушного судна, вплоть до приземления, можно получить по данным, приведенным в табл. 3.13.

При радиационном тумане, по крайней мере в первые часы после его возникновения, почти во всем слое тумана наблюдается горизонтальная МДВ, близкая к значению метеорологической дальности видимости у поверхности Земли. Лишь вблизи верхней границы тумана горизонтальная МДВ несколько увеличивается. Над туманом видимость (прозрачность атмосферы) быстро возрастает, особенно над слоем инверсии. Над низкими, приземными туманами МДВ также быстро возрастает, часто скачком. С некоторой высоты над низким радиационным туманом наклонная дальность видимости может в 10 раз и более превышать горизонтальную дальность видимости у поверхности Земли (табл. 3.14).

Таблица 3.13

Рассчитанные характеристики условий видимости с глиссады снижения при $S_м = 400$ м, $H_в = 60$ м. Ночь, включена V группа огней

Высота глаз пилота на глиссаде, м	Наклонная дальность видимости, м	Угол визирования, ... °	Длина видимого участка огней, м	Отношение $L_{нк}/L_0$
80	495	9,3	150	0,46
70	515	7,7	210	0,48
60	560	6,1	300	0,52
50	660	4,4	420	0,62
40	690	3,3	480	0,64
30	790	2,2	630	0,73
20	875	1,3	780	0,82
10	985	0,6	930	0,92
ВПП	1070	—	1070	1,0

Таблица 3.14

Пример отношений $S_{м.\,нк}/S_{м.\,0}$ при радиационном тумане. $S_{м.\,0} = 300$ м, $S_{м,\ h > ВГТ} = 6000$ м

Высота верхней границы тумана, м	Угол наклона, ... °				
	3	5	7	9	11
15	1,85	9,10	12,20	13,93	15,02
30	1,00	1,00	4,41	7,85	10,04
45	1,00	1,00	1,00	1,78	5,06

При наличии видимости наземных объектов с некоторой высоты в дальнейшем, по мере снижения воздушного судна и в связи с уменьшением угла визирования, пилот попадает в сложные метеорологические условия, иногда сильно затрудняющие выполнение последнего этапа посадки. Поэтому одной из важных сторон метеорологического обеспечения в таких условиях является оценка высоты верхней границы тумана и прогнозирование ее изменения даже на небольшие промежутки времени.

Сложные условия для посадки (для установления визуального контакта с $h > ВПР$) наблюдаются также при наличии слоисто-дождевых облаков в сочетании с разорванно-дождевыми облаками.

Обычно в зоне интенсивных осадков от поверхности Земли до нижней границы Frnb значения горизонтальной МДВ примерно равны значению метеорологической дальности видимости у поверхности Земли. Однако при наличии осадков, особенно снега, на отдельных высотах наблюдаются их локальные уплотнения (пробки), в которых горизонтальная метеорологическая дальность видимости значительно уменьшается (до 30 % от приземной МДВ). Следует учитывать, что на измеренных высотах нижней границы облаков (вертикальной видимости) часто наблюдается тонкая и относительно прозрачная облачность с МДВ до несколь-

ких сотен метров. Через такую облачность при визировании под углами 10—12° и более хорошо просматриваются наземные объекты, особенно огни в темное время суток (ночью). Поэтому высоты визуального контакта могут превышать измеренную высоту НГО.

Разорванно-дождевые (Frnb) и разорванно-слоистые (St fr.) облака в большинстве случаев имеют толщину 20—30 м, реже 50—80 м. В некоторых случаях отдельные облачные образования могут располагаться на различных высотах. При наличии разорванных облаков уровень установления визуального контакта может изменяться в пределах нескольких десятков метров, в зависимости от сочетания направления луча зрения и расположения этих облаков в пространстве.

Информация о наклонной дальности видимости и возможной высоте установления визуального контакта пока носит только консультативный характер. Четкое представление о возможных условиях видимости в наклонном направлении (и высоты контакта) способствует выполнению посадки и визуальных полетов экипажами воздушных судов.

Методика сверхкраткосрочного прогноза видимости для посадки самолета основывается на учете временных и пространственных изменений МДВ, высоты НГО, характеристики ее нижней поверхности, изменения интенсивности осадков, колебаний видимости в тумане, а также некоторых других метеорологических величин и явлений, влияющих на дальность видимости.

В прогнозах для визуальных полетов следует учитывать те же факторы, обращая внимание как на временные, так и на пространственные изменения тех же метеорологических величин и явлений.

Прогнозирование наклонной дальности видимости должно явиться важным фактором на пути совершенствования метеорологического обеспечения полетов.

Глава 4

КОНВЕКТИВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В РАЙОНЕ АЭРОДРОМА И ПО МАРШРУТУ

4.1. ВЛИЯНИЕ КОНВЕКТИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ПОЛЕТ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ

В зависимости от интенсивности конвективной деятельности, ее влияние на полет может быть более или менее значительным. Малоинтенсивная конвекция (сопровождающаяся облаками типа

Cu) не создает существенных трудностей для выполнения полета. В облаках может отмечаться турбулентность, плохая видимость; обледенение возможно только в переходные сезоны года. Мощные кучевые облака уже представляют значительную опасность: при отрицательных температурах в этих облаках может возникнуть умеренное и сильное обледенение; вертикальные скорости достигают 10—15 м/с и более; наблюдается интенсивная турбулентность и плохая видимость. Преднамеренно заходить в эти облака запрещается.

Наиболее опасные условия для полетов связаны с кучево-дождевыми облаками. В этих облаках развиваются системы чередующихся восходящих и нисходящих струй, скорости в которых составляют десятки м/с. Вследствие сильной турбулентности, создающей перегрузки, угрожающие прочности воздушного судна, а также из-за возможности сильного обледенения и поражения молниями полеты в кучево-дождевых облаках запрещаются. Попадание в кучево-дождевое облако может привести к тяжелому летному происшествию. При попадании в зону сильных вертикальных движений и неупорядоченных порывов, в особенности в верхней части облака, возможны потеря управления воздушным судном и перегрузки катастрофического характера.

К числу опасных проявлений конвективной деятельности относятся также шквалы и смерчи (последние представляют редкое явление в условиях нашей страны). Они связаны с интенсивными кучево-дождевыми и грозовыми облаками. В передней части этих облаков под нижней границей развивается движущийся вихрь с горизонтальной осью вращения, так называемый шкваловый ворот, в зоне которого и возникают названные явления. Их быстрое развитие, небольшие горизонтальные масштабы и кратковременность существования сильно затрудняют прогноз. Большая разрушительная сила шквалов обусловлена очень высокими скоростями ветра (часто более 20—30 м/с, а в отдельных случаях свыше 40 м/с), а смерчей — также сильным перепадом атмосферного давления. Смерчи и шквалы представляют большую опасность для летательных аппаратов, находящихся как в воздухе, так и на Земле.

Из вышесказанного следует, что прогноз интенсивной конвекции, с которой связан ряд наиболее опасных для авиации явлений, представляет собой весьма важную и сложную задачу метеорологического обеспечения полетов.

4.2. УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ОЧАГОВ ИНТЕНСИВНОЙ КОНВЕКЦИИ

Конвективные движения в атмосфере широко распространены. Они возникают в результате особого рода неустойчивости воздуха, известной как статическая или конвективная неустойчивость.

Конвективная неустойчивость характеризуется тем, что частица, сместившаяся по вертикали относительно исходного уровня (на котором она находилась в равновесии), под действием силы плавучести не возвращается на этот уровень, а продолжает удаляться от него. Причиной является вертикальная стратификация атмосферы: температура в окружающем воздухе падает с высотой быстрее, чем в адиабатически поднимающейся частице, и последняя, таким образом, оказывается теплее окружающего воздуха на всех уровнях выше исходного. Другими словами, в статически неустойчивом ненасыщенном воздухе вертикальный градиент температуры больше сухоадиабатического ($\gamma > \gamma_a$), а в насыщенном — больше влажноадиабатического ($\gamma > \gamma_{ва}$). Конвективные движения черпают свою кинетическую энергию из потенциальной энергии неустойчиво стратифицированного воздуха.

Атмосферная конвекция наиболее часто наблюдается и бывает наиболее интенсивной в зонах атмосферных фронтов, где действует вынуждающий эффект восходящих движений; интенсивная внутримассовая конвекция наблюдается значительно реже. Например, из всех гроз, отмеченных в районе Московского аэроузла, от 71 до 87 % связано с фронтами. Фронтальная конвекция нередко развивается одновременно со слоисто-дождевыми облаками и обложными осадками. В таких случаях облака Cb бывают скрыты от наземного наблюдателя, однако они обнаруживаются радиолокационными наблюдениями.

Конвекция неодинаково развивается над морем и сушей, над ровной и гористой местностью. Известно, что чем однороднее подстилающая поверхность, тем реже над ней развиваются очень интенсивные конвективные очаги. Так, грозы и град над морем бывают значительно реже, чем над сушей. Конвективные облака над сушей намного сильнее отличаются друг от друга по размерам и интенсивности, чем над морем. Если рассматривать спектры размеров облаков, то над сушей они окажутся более широкими, чем над морем. Даже небольшие возвышенности приводят к интенсификации конвекции, прежде всего к регулярному увеличению конвективных осадков. Высокие горы создают особенно сложные условия для развития конвекции, в ряде случаев сильно увеличивая ее повторяемость и интенсивность.

Аналогичный, но более слабый эффект имеет увеличение шероховатости подстилающей поверхности. В частности, интенсивность конвекции заметно увеличена над крупными городами, что проявляется главным образом в увеличении повторяемости сильных ливней, гроз и града.

Наибольшую опасность для авиации представляет интенсивная конвекция, при которой образуются кучево-дождевые облака. Слабая конвекция (облака типа Cu hum., Cu med.) также в определенной степени влияет на условия полета, поскольку она сопровождается развитием термической турбулентности, усилением ветра и увеличением сдвигов ветра. Однако основные опасные для авиации явления — сильная турбулентность, вертикальные

движения с большими скоростями, большие сдвиги ветра, грозы, град, шквалы — связаны с облаками Cb.

Согласно принятой ВМО классификации, выделяют три типа кучево-дождевых облаков: одноячейковые, многоячейковые и облака типа сверхячеек (суперячеек). Охарактеризуем кратко каждый из этих типов.

Одноячейковые облака Cb развиваются в дни со слабым ветром в малоградиентных барических полях. Они состоят из одной конвективной ячейки с восходящим потоком в центральной части и имеют осесимметричную форму. Эти облака могут достигать грозовой и градовой интенсивности, однако после выпадения осадков они быстро разрушаются, так как выпадающие осадки подавляют восходящие потоки и стимулируют нисходящие, что ведет к разрушению ячейки. Продолжительность жизни таких Cb около 1 ч, верхняя граница достигает уровня 8—12 км, поперечный размер 5—20 км (рис. 4.1). Одноячейковые облака Cb составляют 20—30 % всех наблюдаемых Cb, из которых выпадает град (по данным наблюдений на Кавказе и в Ферганской долине).

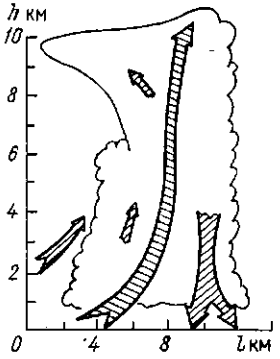

Рис. 4.1. Кинематическая схема кучево-дождевого облака.

Более мощные и долгоживущие облака Cb состоят из нескольких конвективных ячеек, находящихся на разных стадиях развития. Они имеют поперечные размеры 20—40 км, их вершины нередко поднимаются до тропопаузы и проникают в стратосферу. В таких облаках новые ячейки образуются на их правом фланге относительно направления перемещения облачной системы и по мере развития смещаются влево. Многоячейковые облака развиваются преимущественно на основных и вторичных холодных фронтах; их вершины смещены относительно основания в направлении сдвига ветра в окружающем воздухе. В передней части многоячейкового грозового очага располагается зона восходящих потоков. Осадки выпадают несколько позади этой зоны, так что нисходящий поток, вызванный интенсивными осадками, и восходящий поток граничат друг с другом; граница раздела образует в облаке и под облаком мезофронт. Растекание холодного воздуха нисходящих потоков у поверхности Земли обусловливает возникновение зоны усиленных, порывистых ветров (фронта порывистости или линии шквалов). С многоячейковыми облаками Cb связаны сильные ливни, грозы, град. Продолжительность жизни таких конвективных очагов в среднем около 1,5 ч. Они составляют до 30 % всех градовых очагов.

Наиболее интенсивные грозовые и градовые очаги развиваются по типу сверхячейки. Такие очаги имеют одноячейковую структуру радиоэха круговой или эллиптической формы с характер-

ными горизонтальными размерами 20—40 км и высотой 12—16 км. На его правом фланге (по потоку) располагается зона мощного восходящего потока, скорости которого достигают 40 м/с. Сверхячейки развиваются на холодных фронтах и фронтах окклюзии по типу холодного фронта при сильной статистической неустойчивости и больших сдвигах ветра при слабом его вращении. Нисходящий поток в зоне интенсивных осадков, скорости

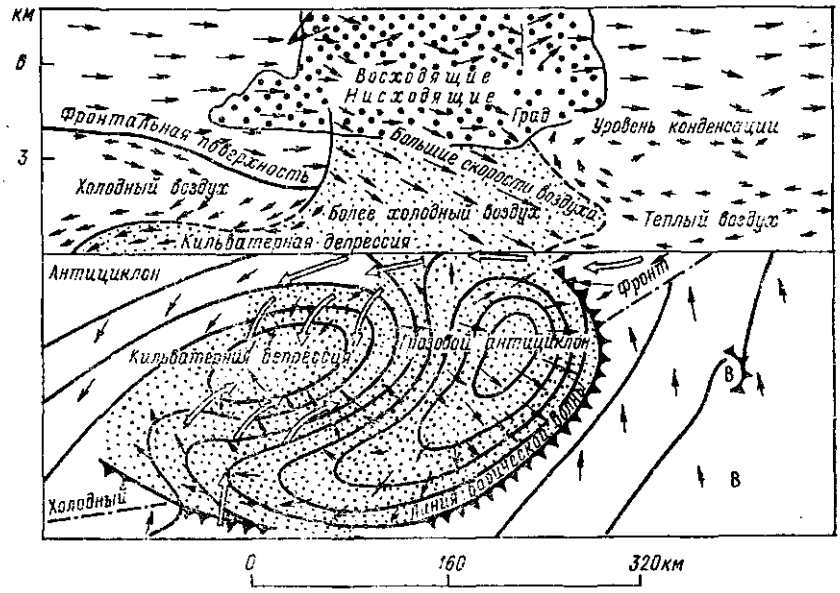

Рис. 4.2. Структура потоков и поля давления под кучево-дождевым облаком.

в котором могут превышать 20 м/с, обусловливает развитие резкого мезофронта. В зоне осадков и нисходящих движений давление обычно повышено, здесь возникает так называемый грозовой антициклон (рис. 4.2), представляющий собой купол относительно холодного воздуха. Передняя часть этого купола и является мезофронтом, при прохождении которого давление и влажность воздуха растут, а температура резко падает. В верхней части грозового очага, вблизи его вершины, имеется зона, где восходящий поток тормозится и вытекает из облака; здесь наблюдаются большие скорости ветра. В окрестностях вершин Cb имет место сложная картина вертикальных движений, напоминающая картину обтекания гор с подъемом воздуха по наветренному склону и системой волн вниз по потоку.

Сверхячейковые облака Cb встречаются относительно редко и составляют до 10 % всех наблюдаемых градовых очагов, однако с ними связаны наиболее опасные явления, в том числе катастро-

фические ливни и градобития. Это наиболее долгоживущие конвективные очаги, с продолжительностью жизни до 4 ч.

Приведенная классификация не является исчерпывающей. Только около 50 % всех наблюдаемых очагов интенсивной конвекции можно уверенно отнести к какому-либо из перечисленных типов, в остальных случаях конвективные очаги не соответствуют критериям, принятым для выделения основных трех типов. Они имеют сложную структуру и образуют комплексы, нерегулярно изменяющиеся во времени и пространстве.

4.3. ФИЗИЧЕСКИЙ ПРИНЦИП ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОНВЕКЦИИ

Основной физический принцип, с помощью которого оценивается возможность развития атмосферной конвекции, состоит в определении запасов энергии статической неустойчивости, которая может высвободиться и превратиться в кинетическую энергию конвективных движений. На практике в качестве критерия статической неустойчивости используется разность температуры частицы, смещающейся адиабатически с некоторого уровня, и температуры окружающего воздуха.

Соответственно прогноз конвективных явлений включает два этапа: 1) прогноз того состояния атмосферы, которое сложится в будущем, т. е. прогноз вертикальных профилей температуры и влажности; 2) оценка степени неустойчивости этого состояния и возможности развития конвекции от Земли или более высоких уровней. В зависимости от запаса энергии неустойчивости может развиться конвекция той или иной интенсивности. Пороговые значения энергии неустойчивости или каких-либо характеризующих ее величин, начиная с которых появляется значительная вероятность развития той или иной формы конвекции, зависят от местных условий. Поэтому для прогноза конвективных явлений — мощной кучевой облачности, ливней, гроз, града — привлекаются статистические связи между характеристиками температуры и влажности и повторяемостью указанных явлений. Такие связи строятся на региональных данных, они отражают характерные особенности данного географического района: влияние рельефа, преобладающий характер адвекции, свойства господствующих воздушных масс, увлажнение и т. п.

По такой схеме строится большинство существующих методов прогноза конвекции. Имеются и такие методы, в которых используются только статистические закономерности и некоторые динамические соотношения, а прогноз вертикальной стратификации не производится. Однако, хотя прогноз стратификации включает ряд операций, выполняемых с невысокой точностью, успешность тех методов, в которых он не делается, как правило, ниже.

Для обнаружения и прогноза конвективных очагов существенным дополнением к метеорологическим и аэрологическим данным

являются радиолокационные и спутниковые данные. Они используются как при анализе и прогнозе атмосферных процессов, так и для уточнения местоположения и перемещения мезомасштабных облачных образований, влияющих на условия полета, и позволяют синоптику более успешно выделить районы образования опасных для авиации явлений, в том числе гроз, града, шквалов.

4.4. МЕТОДЫ ПРОГНОЗА ГРОЗ И ГРАДА

Из большого количества существующих методов прогноза гроз и града многие являются разновидностями так называемого метода частицы, основанного на анализе вертикального адиабатического перемещения частицы воздуха в покоящейся среде. Подъемная сила, действующая на частицу, пропорциональна разности плотностей окружающей среды и данной частицы. Эта сила сообщает частице ускорение, пропорциональное на каждом данном уровне разности температур частицы и окружающего воздуха. Если частица на каждом уровне внутри какого-либо слоя оказывается теплее окружающего воздуха, то она будет ускоренно подниматься через этот слой и на его верхней границе будет обладать кинетической энергией, называемой энергией статической неустойчивости и определяемой с помощью выражения

$$E = -R\int_{p_0}^{p}(T' - T)\,d\ln p,$$

где T' — температура поднимающейся частицы и T — температура окружающего воздуха в кельвинах; p_0 и p — давление на исходном уровне и на верхнем уровне соответственно; R — газовая постоянная сухого воздуха.

Значение этой энергии на практике определяется на аэрологической диаграмме путем измерения площади, заключенной между кривой состояния, кривой стратификации и изобарами p_0 и p. Энергия неустойчивости положительна, когда кривая состояния ограничивает эту площадь справа, и отрицательна, когда кривая состояния лежит левее кривой стратификации. На той высоте, где $T'=T$, т. е. на высоте пересечения кривой состояния с кривой стратификации, ускорение частицы, поднимающейся адиабатически и не перемешивающейся с окружением, обращается в нуль. Скорость частицы на этом уровне должна быть максимальной. Частица по инерции продолжает подниматься в вышележащем устойчивом слое, замедляясь под действием силы плавучести, направленной вниз. Скорость частицы должна обратиться в нуль на таком уровне, где вся ее кинетическая энергия будет израсходована на работу против силы плавучести. На аэрологической диаграмме этот уровень определяется как уровень, на котором отрицательная энергия неустойчивости слоя выше уровня пересечения кривых состояния и стратификации равна положительной энергии неустойчивости в нижележащем слое.

Фактически условия подъема частиц воздуха не являются строго адиабатическими; поднимающиеся объемы воздуха в определенной мере перемешиваются с окружением. В результате этого разность температур поднимающегося воздуха и окружения уменьшается, и сила плавучести убывает. Перемешивание сильно понижает уровень, до которого происходит подъем частиц. Поэтому в качестве уровня конвекции, т. е. уровня, до которого происходит подъем конвективных элементов, в большинстве моделей (но не во всех, как мы увидим ниже) рассматривается не тот уровень, на котором отрицательная энергия неустойчивости уравновешивает положительную, а уровень пересечения кривой стратификации с кривой состояния.

Прогностическая кривая стратификации покоящегося воздуха и кривая состояния поднимающегося воздуха строятся при пользовании практически всеми методами прогноза конвекции. Уже на этом этапе проявляется разница между конкретными способами прогноза по методу частицы. Для построения прогностических кривых стратификации температуры и влажности необходим прогноз адвективных изменений температуры и точки росы, прогноз точки росы и максимальной температуры у Земли, а также прогноз изменений температуры и точки росы вследствие упорядоченных вертикальных движений в свободной атмосфере. Если прогноз конвекции опирается на общий численный прогноз, то в тех случаях, когда основная прогностическая модель не производит предвычисления полей температуры и влажности, этап построения будущих кривых стратификации остается по-прежнему необходимым для прогноза конвекции. Этот этап устраняется, если прогноз температуры и влажности дается в рамках основной прогностической модели. Мы не будем здесь излагать методику построения прогностических кривых стратификации, так как эти вопросы подробно излагаются в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды.

Каждый из методов прогноза конвекции географически ограничен, поскольку пороговые значения прогностических величин, прогностические формулы и графики получены в результате обработки определенного материала наблюдений, разного у разных авторов. Другие различия обусловлены преимущественной направленностью каждого конкретного способа на прогноз определенной группы конвективных явлений и отбором исходного материала.

Кроме метода частицы, существует так называемый метод слоя (метод Славина), в котором особенно большое значение придается компенсационному опусканию воздуха в окрестности поднимающегося объема.

Перейдем к изложению конкретных методов.

Метод Н. В. Лебедевой

С помощью этого метода прогнозируется конвекция в часы ее максимального развития (т. е. в 15—16 ч местного времени).

В качестве исходного материала используются карты погоды и барической топографии за 3 и 15 ч текущего дня и карты диагностических вертикальных движений; на их основании строятся прогностические кривые распределения температуры и точки росы по высоте (см. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды) с учетом вертикальных движений на поверхностях 850, 700 и 500 гПа. Затем построенные кривые достраиваются до подстилающей поверхности с учетом дневного прогрева. Значение температуры у Земли либо находится с использованием соответствующих прогностических методик, либо определяется путем построения сухой адиабаты вниз от точки кривой стратификации, взятой на высоте, соответствующей данному сезону (табл. 4.1). В качестве приземной точки росы T_d при однородном поле влажности используется ее максимальное значение в 8—10 ч местного времени в пункте прогноза. При неоднородном поле влажности определяется адвективное значение T_d к 15—18 ч.

Таблица 4.1

Толщина (километры) адиабатически стратифицированного слоя ($\gamma=\gamma_a$) при небольшой и переменной облачности над равнинной местностью европейской части СССР

Месяц	Половина месяца		Месяц	Половина месяца	
	I	II		I	II
Март	—	1,0	Июль	2,5	2,0
Апрель	1,0	1,5	Август	2,0	1,5
Май	1,5	2,0	Сентябрь	1,5	1,0
Июнь	2,0	2,5	Октябрь	1,0	—

После этого определяется тип конвекции, который, как можно ожидать, разовьется при прогнозируемой стратификации. Н. В. Лебедева выделяет три типа конвекции:

а) термическая конвекция, включающая три случая:

— условно-неустойчивая стратификация ($\gamma_a>\gamma>\gamma_{ва}$) выше пограничного слоя (толщина которого дана в табл. 4.1);

— над пограничным слоем задерживающий слой ($\gamma<\gamma_{ва}$) ограниченной толщины;

— над пограничным слоем устойчивый воздух ($\gamma<\gamma_{ва}$) до больших высот;

б) свободная конвекция: $\gamma\geqslant\gamma_a$ выше пограничного слоя;

в) вынужденная конвекция: $\gamma\geqslant\gamma_{ва}$, $T=T_d$ в значительном слое.

Следует заметить, что термины «термическая конвекция» и «свободная конвекция» вообще эквивалентны. Как тот, так и другой обозначают движения, обусловленные силой плавучести. В данном случае условное выделение термической конвекции подчеркивает роль нагрева воздуха от подстилающей поверхности при развитии конвекции в атмосфере, не являющейся сухонеустойчи-

вой выше пограничного слоя. Далее рассчитываются следующие параметры конвекции:

1) суммарный дефицит точки росы на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа; если он больше 25 °С, то дальнейшие расчеты не производятся;

2) разность максимальной температуры и точки росы у Земли; если эта величина превышает 20 °С, то уровень конвекции лежит выше 2,5 км и дальнейшие расчеты не производятся; или

разность температуры и точки росы на нижней границе конвективно-неустойчивого слоя (для оценки возможности конвекции с верхних уровней); эта величина не должна превышать 4—6 °С;

3) толщина конвективно-неустойчивого слоя (КНС), определяемая следующим образом: по сухой адиабате от максимальной температуры у Земли смещаются на бланке аэрологической диаграммы до пересечения с кривой стратификации и затем по изограмме вниз до пересечения с кривой распределения влажности; обычно толщина этого слоя не превышает 1—2 км;

4) средний уровень конденсации для конвекции от Земли и с верхних уровней; определяется как уровень конденсации частицы, поднимающейся с середины КНС;

5) средний уровень конвекции; определяется как уровень пересечения кривой стратификации с кривой состояния частицы, поднимающейся с середины КНС;

6) температура на среднем уровне конвекции;

7) среднее отклонение кривой состояния от кривой стратификации;

8) средняя мощность конвективных облаков (разность средних уровней конвекции и конденсации).

Для всех перечисленных параметров имеются критические значения, начиная с которых прогнозируется развитие конвективных явлений (кучевая облачность, ливни, грозы и град). Эти критические значения даны в табл. 4.2, где номера столбцов соответствуют приведенной выше нумерации рассчитываемых параметров.

Если имеется задерживающий слой, выше которого наблюдается условная неустойчивость, то для получения верхней границы КНС от верхнего уровня задерживающего слоя следует провести влажную адиабату до пересечения с кривой стратификации. Из точки пересечения проводится изограмма до пересечения с кривой влажности. Полученная точка укажет давление на верхней границе КНС. Остальные расчеты производятся так же, как и в отсутствие задерживающего слоя.

Для вынужденной конвекции расчет включает использование данных о вертикальных движениях. Адвективные значения T и $(T—T_d)$ снимаются с карты AT_{925}, а вертикальные движения на этом уровне находятся путем интерполяции между их значениями на поверхностях 1000 и 850 гПа. Уровень, найденный смещением с поверхности 925 гПа на значение вертикальной скорости τ, рассматривается как нижняя граница облаков Ns (этот уровень обычно близок к 1 км). Далее, сравнивая прогностическую кривую

Таблица 4.2

Критические значения параметров конвекции

$\sum_{850}^{500}(T-T_d)$ °C	$(T_{макс}-T_d)_э$ или $(T-T_d)_{НГКНС}$ °C	Δh КНС гПа	$h_{конд}$ км	$h_{конв}$ км	$T_{конв}$ °C	$\Delta T=\frac{\Sigma(T'-T)}{n}$ °C	$\Delta H_{ко}$ км	Явления
1	2	3	4	5	6	7	8	9
>25	>20	—	—	—	—	—	—	Развитие конвекции не ожидается
$\leqslant 25$	$\leqslant 16$	>10	$\approx 1{,}5$	$\geqslant 6$	$<-22{,}5$	>4	$\approx 4{,}5$	Слабый ливень, возможна гроза или сухая гроза
$\leqslant 20$	$\leqslant 14$	>20	$\approx 1{,}5$	>5	$-22{,}5<T<-10$	$\geqslant 3$ (>1)	$>3{,}5$	Ливневый дождь без грозы
$\leqslant 20$	$\leqslant 14$	>30	$\approx 1{,}5$	$\geqslant 8$	$<-22{,}5$	$\geqslant 3$	$>6{,}5$	Ливневый дождь, местами грозы
$\leqslant 16$	≈ 10	>60–100	$1{,}5>H>1{,}0$	>8	$<-22{,}5$	$\geqslant 3$	$\geqslant 7{,}5$	Сильный ливневый дождь и грозы
≈ 16	≈ 10	—	$1{,}5>H>1{,}0$	>8	$<-22{,}5$	>3, но $<\Delta T_{макс}$	$\geqslant 7{,}5$	Град

Примечание. $(T-T_d)_{НГКНС}$ рассчитывается только при свободной конвекции.

стратификации (совпадающую с кривой влажности) с наклоном влажных адиабат, выделяют влажнонеустойчивый слой. От его нижней границы (рассматриваемой как нижняя граница конвективных облаков) строится кривая состояния. Верхней границей, как обычно, будет считаться уровень пересечения кривых стратификации и состояния. Остальные операции производятся так же, как и в других случаях.

Этот метод не только используется синоптиками-практиками в оперативной работе, но и применяется в некоторых схемах численного прогноза.

Метод Б. Е. Пескова

Этот метод, разработанный по материалам наблюдений над европейской частью СССР, подвергался неоднократным авторским усовершенствованиям. В последней редакции метод прогноза гроз для большого города или района в радиусе 25—50 км показал высокую оправдываемость прогноза гроз и принят как основной в ряде УГКС.

Гроза прогнозируется, если функция

$$u = 0{,}4\,(T' - T)_{600} - 0{,}05\,(T - T_d)_{500} + 0{,}4\nabla^2 p - 0{,}07\,|\Delta \mathbf{V}|_{700}^{300}$$

не отрицательна. Здесь $(T'—T)_{600}$ — отклонение кривой состояния от кривой стратификации на уровне 600 гПа; $(T—T_d)_{500}$ — дефицит точки росы на уровне 500 гПа; $\nabla^2 p$ — лапласиан приземного давления, характеризующий приземную конвергенцию потоков, рассчитывается по восьми точкам, удаленным от центральной точки на 250 км:

$$\nabla^2 p = \frac{1}{2}\,(p_1 + p_2 + \ldots + p_8 - 8p_0).$$

Величина $|\Delta \mathbf{V}|_{700}^{300}$ — модуль разности векторов ветра на уровнях 700 и 300 гПа. Критерий $u \geqslant 0$ может несколько меняться в зависимости от местных условий (в частности, в небольших городах $u \geqslant \pm 0{,}5$). Для прогноза грозы по области в радиусе около 100 км критерий имеет вид $u \geqslant -0{,}5$ или $u \geqslant -1{,}0$. Для прогноза по аэродрому и району аэродрома используется критерий $u > 0$. В другом варианте метода гроза не дается, если отклонение кривой состояния от кривой стратификации на уровне 500 гПа отрицательно, а при положительном отклонении — если сумма дефицитов точки росы на уровнях 700 и 500 гПа равно 25—30 °С (более точно эта величина находится по специальным графикам). Кривая состояния строится от максимальной температуры у земной поверхности, прогностическая кривая стратификации строится обычным способом.

В качестве максимальной температуры у Земли в данном методе используется так называемая эффективная максимальная температура, равная сумме адвективной температуры и приращения

за счет дневного прогрева. Последнее находится по табл. 4.3 как функция среднего дефицита точки росы в тропосфере

$$D_0 = 0{,}4\,(T - T_d)_{a\,850} + 0{,}4\,(T - T_d)_{a\,700} + 0{,}2\,(T - T_d)_{a\,500}.$$

Индексом «а» помечены адвективные значения величин.

Таблица 4.3

Приращение температуры у Земли в результате дневного прогрева (ΔT) в зависимости от среднего дефицита (D_0)

D_0 °C ...	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5
ΔT °C ...	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0	9,0	10,0	11,0	12,0	12,0

Метод Г. Д. Решетова

Ориентированный преимущественно на прогноз гроз и града на фронтах, этот метод разработан специально для целей обслуживания авиации и предусматривает, кроме прогноза наличия или отсутствия грозы и града, также прогноз важных для авиации величин: размеров градин у Земли, в облаках и в их окрестностях. Для составления прогноза выполняются следующие операции:

I. Оценка характера ожидаемой синоптической ситуации. Дальнейшие расчеты целесообразны, если пункт прогноза находится в зоне быстро движущегося холодного фронта, малоподвижного фронта с волнами, фронта окклюзии, в зоне неглубокой барической ложбины, в теплом секторе циклона или на периферии антициклона, в передней или центральной части ложбины или замкнутого очага холода на картах $ОТ^{500}_{1000}$ и $ОТ^{300}_{1000}$. Для развития ночных гроз благоприятно прохождение теплых фронтов и фронтов окклюзий.

II. Прогноз профилей температуры и точки росы до уровня 100 гПа, построение кривой состояния и расчет предикторов, по которым дается прогноз грозы и града:

1) высоты верхней границы облаков $H_{ВГО}$, определяемой как уровень, на котором скорость поднимающейся частицы, найденная без учета вовлечения, обращается в нуль. Этот уровень определяется следующим образом: кривая состояния поднимающейся частицы строится выше уровня ее пересечения с кривой стратификации и продолжается до тех пор, пока площади, ограниченные кривыми стратификации и состояния выше и ниже точки их пересечения, сравняются, и, таким образом, положительная энергия неустойчивости, накопленная частицей до ее прохождения через уровень пересечения кривых стратификации и состояния, целиком израсходуется на работу против сил плавучести. В тех условиях, для которых предназначен метод, т. е. на фронтах, где конвекция развивается в больших облачных массивах, такая оценка верхней границы конвекции хорошо соответствует наблюдаемой, поскольку вовлечение играет относительно небольшую роль;

2) температуры $T_{ВГО}$ на уровне $H_{ВГО}$;

3) вертикальной мощности облака в слое отрицательных температур $\Delta H_{0\text{ВГО}}$ км (от высоты нулевой изотермы в поднимающейся частице до уровня $H_{\text{ВГО}}$);

III. Прогноз дневных и ночных гроз выполняется с помощью графика (рис. 4.3) в координатах $T_{\text{ВГО}}$; $\Delta H_{0\text{ВГО}}$: демаркационная линия разделяет области «грозы» и «без гроз». График построен по результатам дискриминантного анализа, демаркационная линия на нем является графиком дискриминантной функции

$$L_1 = -0{,}042T_{\text{ВГО}} + 0{,}10\Delta H_{0\text{ВГО}} - 0{,}562.$$

Область «грозы» отвечает значениям $L_1 \geqslant 0$, «без гроз» — $L_1 < 0$.

IV. Прогноз града и его характеристик в облаках, вне облаков и на Земле. Град прогнозируется по значениям $H_{\text{ВГО}}$, $T_{\text{ВГО}}$ с помощью дискриминантной функции

$$L = 0{,}52H_{\text{ВГО}} - 0{,}12T_{\text{ВГО}} - 4{,}73.$$

При $L \geqslant 0$ следует ожидать град. Г. Д. Решетовым даны графики для прогноза характеристик града, важных для авиации, здесь они не будут рассматриваться.

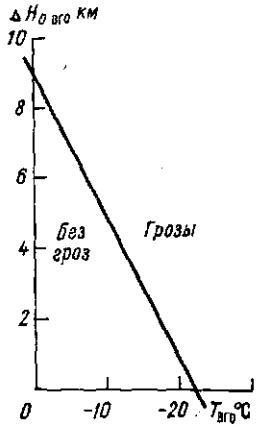

Рис. 4.3. График для прогноза гроз по методу Г. Д. Решетова.

Метод Г. Л. Сосина

Этот метод, разработанный для условий Закавказья, применяется для прогноза гроз в горных районах.

После построения прогностических кривых температуры и точки росы рассчитываются следующие величины:

1) суммарный дефицит D точки росы на поверхностях 850, 700 и 500 гПа;

2) разность $\Delta\Theta'$ псевдопотенциальных температур на поверхности 500 гПа и на нижней границе потенциально-неустойчивого слоя (слоя падения псевдопотенциальной температуры с высотой);

3) разность $\Delta\Theta$ псевдопотенциальных температур на нижней и верхней границах потенциально-неустойчивого слоя;

4) разность $\Delta(T-T_d)$ дефицитов точки росы на поверхностях 850 и 500 гПа.

Гроза прогнозируется: 1) если $D < 30\,^{\circ}\text{C}$; $\Delta\Theta' < 3\,^{\circ}\text{C}$, $\Delta\Theta > 0\,^{\circ}\text{C}$, $\Delta(T-T_d) > 0\,^{\circ}\text{C}$; 2) если из четырех только что выписанных неравенств выполняются первые три и при этом точка с координатами $\Delta\Theta$, $\Delta(T-T_d)$ попадает в соответствующую область («гроза») на специальном графике (рис. 4.4, см. с. 146); 3) если выполняются второе и четвертое неравенства и при этом пункт прогноза располагается в передней части ложбины на поверхности 700 или 500 гПа.

Метод Н. И. Глушковой, В. Ф. Лапчевой

Метод разработан по материалам наблюдений в центральных районах европейской части СССР, применяется в Белорусской ССР, на Северном Кавказе и в Западной Сибири. Основан на использовании данных метеорологических радиолокаторов (МРЛ) и прогнозе эволюции облаков при их перемещении.

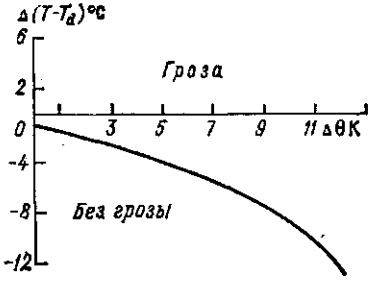

Рис. 4.4. Зависимость возникновения гроз в ближайшие 20 ч от потенциальной неустойчивости атмосферы и изменения с высотой точки росы (по методу Г. Л. Сосина).

Составление прогноза гроз и града включает следующие этапы:

1) построение (общепринятым способом) траекторий воздушных частиц за период заблаговременности прогноза;

2) выявление по данным МРЛ зон конвективной облачности с осадками, пересекаемых построенными траекториями, и определение максимальной высоты верхней границы радиоэха ($H_{ВМ}$) в этих зонах. При прогнозировании с заблаговременностью 6 ч и более по данным наблюдений в 3 ч к значению $H_{ВМ}$ вводится поправка с учетом ожидаемой на 15 ч текущего дня стратификации воздушной массы в слое 850—500 гПа. Если ожидается влажно-устойчивая стратификация ($\gamma \leqslant \gamma_{ва}$), то величина $H_{ВМ}$ уменьшается на 30 %, если же ожидается влажно-неустойчивая стратификация ($\gamma > \gamma_{ва}$), то величина $H_{ВМ}$ увеличивается на 30 %;

3) определение температуры воздуха на уровне $H_{ВМ}$ ($T_{ВМ}$) и высоты нулевой изотермы (H_0) по фактической либо прогностической кривой распределения температуры в зависимости от того, дается ли прогноз с заблаговременностью 6 ч и менее либо с заблаговременностью более 6 ч;

4) формулировка прогноза грозы на основе использования графика (рис. 4.5) в координатах H, $T_{ВМ}$ (демаркационные линии на графике разделяют области «без грозы и града», «гроза», «град с грозой»).

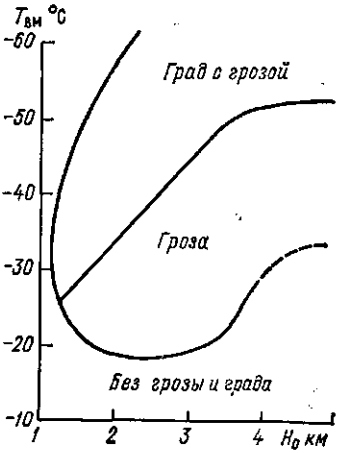

Рис. 4.5. График прогноза гроз и града по методу Н. И. Глушковой, В. Ф. Лапчевой.

Время начала грозы ($t_н$) в пункте прогноза рассчитывается по формуле

$$t_н = t_0 + S/V,$$

где t_0 — срок наблюдения в часах, по данным которого составляется

прогноз грозы; S — расстояние от пункта прогноза до зоны конвективной облачности, движущейся к пункту прогноза; V — скорость перемещения зоны облачности. При $H_{ВМ} \geqslant 11$ км V равно средней скорости ветра в слое 500—300 гПа вдоль траектории переноса конвективной облачности; при 9 км $\leqslant H_{ВМ} < 11$ км — средней скорости ветра на уровне 500 гПа; при $H_{ВМ} < 9$ км — средней скорости ветра в слое 850—500 гПа, если $|V_{850} - V_{500}| < 10$ м/с и направление ветра на уровнях 850 и 500 гПа различается менее чем на 30°, в противном случае V равно средней скорости ветра на уровне 500 гПа вдоль траектории движения зоны облачности.

Метод В. М. Седлецкого

Этот метод, особенно эффективный для прогноза гроз на холодных фронтах, разработан на материалах наблюдений в Молдавии и на Украине. После построения прогностических кривых стратификации и состояния на момент максимального прогрева (15 ч) рассчитываются следующие величины:

1) мощность слоя Δp с положительной энергией неустойчивости между поверхностями 700 и 500 гПа относительно частицы, поднимающейся с поверхности 850 гПа;

2) разность температур (ΔT_{700}) частицы, поднимающейся от земной поверхности, и окружающего воздуха на поверхности 700 гПа;

3) аналогичная величина на поверхности 500 гПа (ΔT_{500});

4) сумма D дефицитов точки росы на поверхностях 850, 700 и 500 гПа;

5) так называемый индекс Вайтинга K, или индекс грозовой активности

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d\,850} = (T - T_d)_{700}.$$

Грозы прогнозируются при $\Delta p \geqslant 90$ гПа, $\Delta T_{700} > 0$ °С, $\Delta T_{500} > 0$ °С, $D < 30$ °С, $K \geqslant 20$ °С.

Метод А. Ф. Заводченкова

Метод разработан для территории Урала. Прогноз осуществляется по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы за 03 ч и значениям температуры и точки росы у Земли в 6 ч. Определяется сумма точек росы у Земли и на поверхности 700 гПа, сумма температуры и точки росы на поверхности 850 гПа, сумма дефицитов точки росы у Земли и на поверхности 500 гПа. Прогноз производится с помощью номограмм (рис. 4.6 и 4.7).

На оси абсцисс (см. рис. 4.6, левая сторона) откладывается сумма $T_{d0} + T_{d700}$ (точка *а*), затем находится пересечение с соответствующей наклонной линией $T_{850} + T_{d850}$ (точка *в*). На средней вертикальной шкале $T_0 - T_{700}$ получаем исходный уровень (точку *с*), от него перемещаются вверх вдоль оси на величину $T_0 - T_{700}$ (точка *d*), далее параллельно оси абсцисс вправо до пересечения

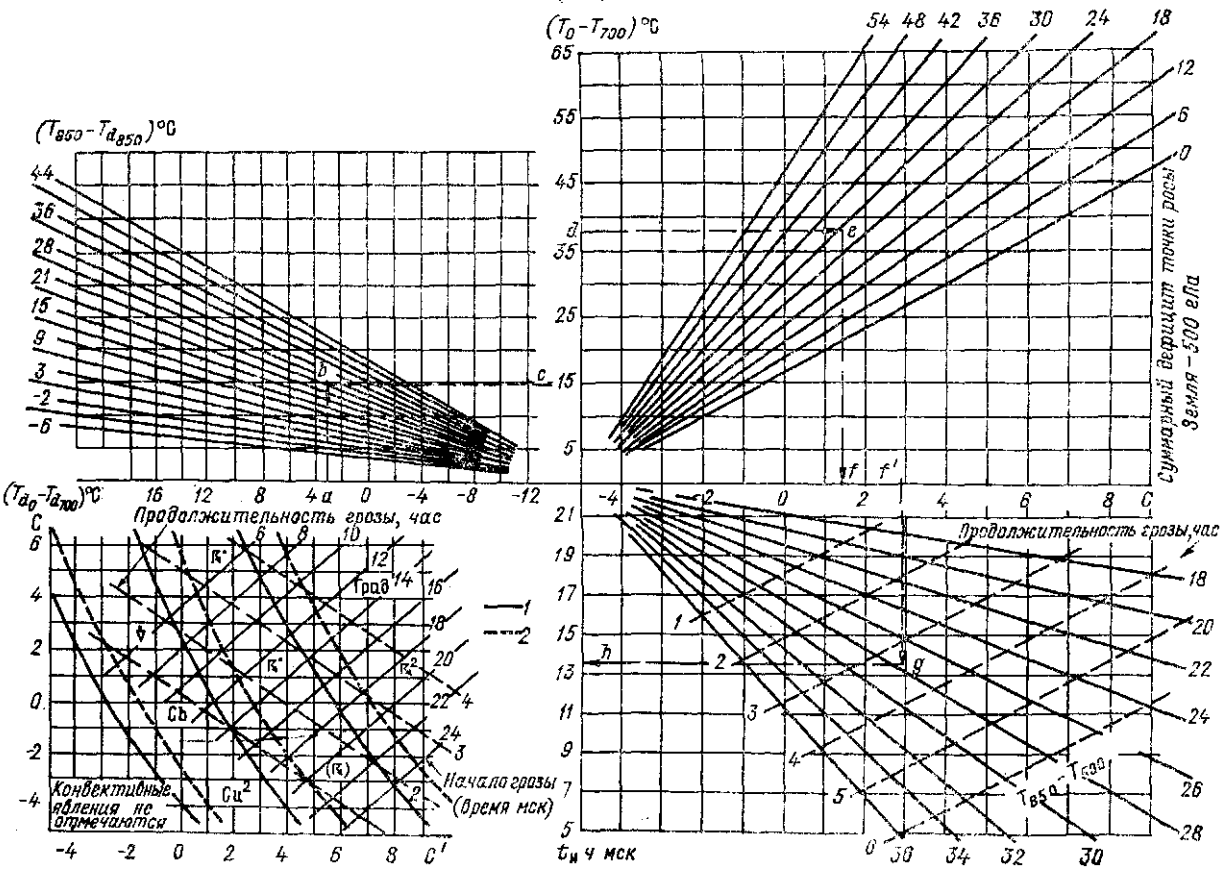

Рис. 4.6. Номограммы для прогноза гроз по методу А. Ф. Заводчепкова.

1 — циклоническая кривизна изогипс; *2* — антициклоническая кривизна изогипс.

с линией, соответствующей суммарному дефициту точки росы $\sum_{0}^{500} (T-T_d)$ (точка e) и, наконец, опускаются вертикально до оси C, где снимают значение грозового индекса C (точка f). По значениям C и лапласиана давления на уровне тропопаузы $\nabla^2 p_{t0}$ с помощью рис. 4.7 определяется возможность развития конвективных явлений[1]. Если точка на этом графике, соответствующая данным условиям, попадает в области «грозы, град» или «отдельные грозы и ливни», то производятся расчеты адвективного значения индекса C, т. е. C' по графикам рис. 4.6. При этом используются адвективные значения температуры T' и точки росы T'_d за 12—15 ч на

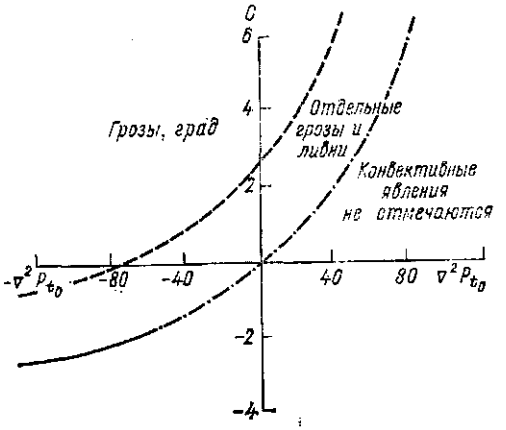

Рис. 4.7. График для оценки возможностей развития конвекции по методу А. Ф. Заводченкова.

поверхностях 850 и 700 гПа. По значениям C и C' с помощью графика в левой нижней части рис. 4.6 определяется вид ожидаемого конвективного явления, время его начала и продолжительность, с учетом знака кривизны изогипс. График в правой нижней части рис. 4.6 служит для уточнения времени начала грозы и ее продолжительности по величине

$$f' = \frac{1}{2}(C + C').$$

Метод Р. А. Ягудина

Предназначен для прогноза ночных гроз над Западной Сибирью. Используются следующие предикторы, отобранные путем физико-статистического анализа: $\sum_{850}^{700} q$ — суммарная массовая доля

[1] Лапласиан давления на уровне тропопаузы рассчитывается по данным давления в четырех точках на расстоянии 300—500 км от центральной точки: $\nabla^2 P_{t_0} = P_{t_1} + P_{t_2} + P_{t_3} + P_{t_4} - 4P_{t_0}$, где t обозначает уровень тропопаузы. А. Ф. Заводченков для условий Среднего Урала предлагает использовать в качестве точек следующие станции: Ивдель (1), Пермь (2), Уфа (3), Курган (4), Косулино (0).

пара на уровнях 850 и 700 гПа; ΔT_{850}^{700} — перепад температуры на границах слоя 850—700 гПа; $\sum_{850}^{500}(T-T_d)$ — суммарный дефицит точки росы на уровнях 850, 700, 500 гПа; $\Delta T'_{700}$ — индекс неустойчивости (разность температур частицы, поднимающейся с поверхности 850 гПа, и окружающего воздуха) на уровне 700 гПа; $\Delta T'_{500}$ — индекс неустойчивости на 500 гПа и $(T-T_d)_{700}$ — дефицит

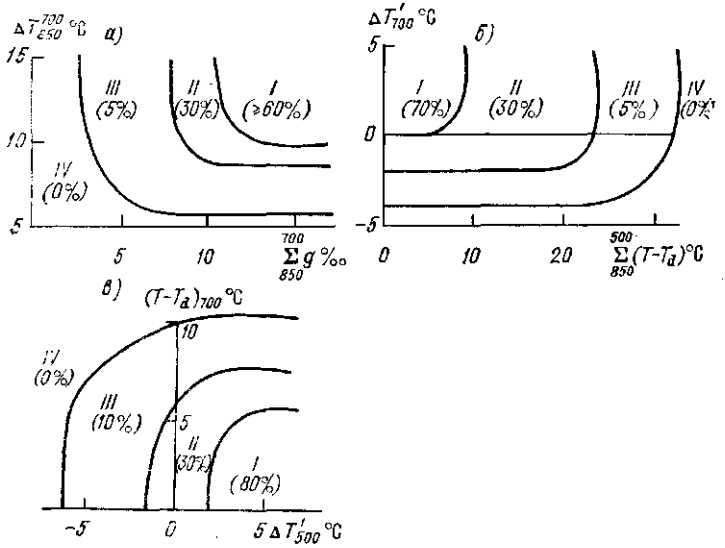

Рис. 4.8. Диаграммы вероятности ночных гроз по методу Р. А. Ягудина.

точки росы на 700 гПа. Параметры попарно сведены в графики (рис. 4.8), и прогноз грозы дается только в том случае, когда на всех трех графиках точка попадает в зону с вероятностью грозы не менее 30 %.

Метод Вайтинга

Этот упоминавшийся выше, разработанный в США простой метод состоит в расчете индекса грозовой активности K (по прогностическим профилям температуры и точки росы):

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d\,850} - (T - T_d)_{700}.$$

При $K<20$ °С прогнозируется отсутствие гроз по территории, при $20<K<25$ °С — отдельные грозы, $25\,°C<K<30\,°C$ — редко разбросанные грозы, $30\,°C<K<35\,°C$ — грозы, $K>35$ °С — многочисленные грозы. После расчета K прогноз следует уточнить с уче-

том конвергенции потоков в слое 850—700 гПа. Сходимость изогипс указывает на увеличение вероятности гроз, расходимость — на ее уменьшение.

Метод Кокса

Разработанный, как и метод Вайтинга, в США метод Кокса состоит в расчете следующих параметров:

1) видоизмененного индекса устойчивости ΔT — разности между фактической температурой на уровне 500 гПа и температурой на влажной адиабате на той же высоте, проходящей через температуру смоченного термометра[1], среднюю в слое от Земли до 900 гПа;

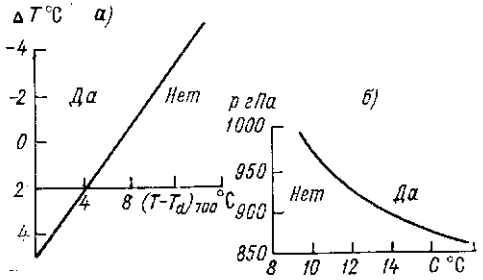

Рис. 4.9. Графики для прогноза гроз по методу Кокса.

2) дефицита точки росы на уровне 700 гПа;

3) индекса устойчивости C, равного разности между фактической температурой на поверхности 600 гПа и температурой на влажной адиабате, проведенной от поверхности Земли по значению потенциальной температуры на поверхности 850 гПа;

4) уровня конденсации при подъеме с Земли.

Параметры попарно сведены в графики. Гроза прогнозируется, если на нее указывают оба графика (рис. 4.9). Если показания графиков расходятся, гроза прогнозируется при циклонической кривизне изобар у Земли.

Этот метод, уточненный Л. П. Яковлевой на материалах северо-западного района европейской части СССР, применяется как региональный на указанной территории.

---

[1] Температура смоченного термометра определяется следующим образом: из точки, соответствующей температурной стратификации, надо подняться по сухой адиабате до пересечения с изограммой, проходящей через точку росы, а затем опуститься по влажной адиабате до первоначального уровня.

Метод Шоуолтера

Это весьма простой метод, который именно благодаря своей простоте оказался удобным для использования при объективном прогнозе конвекции. Так, при машинном расчете карты опасных для авиации явлений погоды в Японском метеорологическом агентстве в качестве предиктора конвекции используется разность температур окружающего воздуха и воздуха, поднимающегося с поверхности 850 гПа. Критические значения этой разности (индекс Шоуолтера) для ливней и гроз составляют соответственно 13 и +1... —2 °С, а для сильных гроз —3 °С. На практике используются и другие критические значения. Однако над территорией нашей страны успешность прогнозов по этому методу невысока.

Кроме вышеперечисленных, в практике обслуживания авиации применяется значительное число региональных методов прогноза ливней, гроз и града, разработанных на материале наблюдений в конкретных пунктах или районах. Эти способы изложены в региональных руководствах, поэтому рассматривать их в рамках данного Руководства нецелесообразно.

4.5. ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ШКВАЛОВ

Шквалы, т. е. кратковременные увеличения скорости ветра до значений, намного превышающих скорость градиентного ветра, представляют собой также одно из проявлений очень интенсивной конвективной деятельности, однако отличаются рядом своеобразных черт, затрудняющих их изучение и прогноз. В подавляющем большинстве (по данным Б. Е. Пескова и А. И. Снитковского, в 87 % случаев) сильные шквалы (более 21 м/с) связаны с фронтальными разделами, причем чаще всего (81 % случаев) с холодными фронтами; по данным П. Г. Пантелеева, 96 % шквалов (в Молдавии) наблюдается при прохождении холодных фронтов с волнами. Шквалы часто сопровождаются грозой (87 % случаев) и ливневым дождем (85 % случаев); их повторяемость максимальна в летний период, а в суточном ходе — в послеполуденные и вечерние часы, что совпадает с максимумом грозовой деятельности. Линии шквалов (линии неустойчивости) приблизительно в половине всех случаев наблюдаются перед фронтом (чаще всего на расстоянии около 100 км) и могут иметь самостоятельное движение относительно фронта. Все исследователи отмечают большую повторяемость шквалов на фронтах с большими контрастами температур (3—8 °С на 500 км, по данным П. Г. Пантелеева; 9 °С на 750 км, по данным Б. Е. Пескова и А. И. Снитковского). С другой стороны, в дни со шквалами, как правило, наблюдаются сильные ветры в нижней половине тропосферы. Весьма интересен вывод Пескова и Снитковского, что скорости ветра при шквале бывают бóльшими в тех случаях, когда толщина облачного слоя от уровня конденсации до

изотермы — 10 °С меньше (при толщине слоя 300 гПа максимальная скорость равна 40 м/с, при 440 гПа — 20 м/с).

Шквалы — явление сугубо локальное. Существующая сеть метеорологических станций регистрирует всего 5—10 % шквалов. Иногда в одном пункте (районе) может наблюдаться целая серия шквалистых усилений ветра.

Часто в передней части кучево-дождевых облаков, с которыми связаны шквалы, или впереди надвигающегося облака отмечается «грозовой ворот» («шкваловый ворот») — дугообразный облачный вал (вихрь с горизонтальной осью), состоящий из завихренных, быстронесущихся Cu fr и Frnb. Эта система облаков образует особую разновидность Cumulonimbus arcus (Cb arc.).

Все эти факты указывают, с одной стороны, на тесную связь шквалов с грозовой конвекцией, а с другой — на особую роль ветра в тропосфере и свойств фронтальных разделов.

Шквалы над различными географическими районами имеют неодинаковый характер. Так, над центром европейской части СССР они в значительно большей степени испытывают влияние поля ветра в тропосфере, чем над Северным Кавказом, где основной вклад вносит термическая неустойчивость. Шквалы в тропиках, где обычные для наших широт фронтальные разделы не встречаются, целиком обусловлены конвективной деятельностью.

Механизм образования шквалов изучен недостаточно, однако данные специальных измерений последних лет и результаты численного моделирования развитой конвекции позволяют высказать некоторые соображения о вкладах процессов фронтального и конвективного масштабов в образование вихрей с горизонтальной осью под кучево-дождевыми облаками на фронтах и во внутримассовых грозовых очагах. Эти соображения, как мы увидим ниже, позволяют объяснить большую часть наблюдаемых фактов.

Зоны усиления ветра (фронты порывистости) возникают под кучево-дождевыми облаками как закономерное следствие развития конвективной ячейки. Выпадение ливневых осадков приводит к усилению ветра на фронтах порывистости, так как с осадками связаны более интенсивные нисходящие движения. Опускающийся в нисходящем потоке воздух верхних уровней, на которых ветер сильнее, переносит количество движения и кинетическую энергию. Этот воздух, попадая в нижний слой, образует ветровой вал, направленный в сторону движения грозового очага. В результате конвергенция, а следовательно, и восходящие движения перед фронтом усиливаются.

Так развиваются шквалы и фронты порывистости[1] во внутримассовых грозовых очагах. Этот механизм образования шквалов мы назовем конвективным. Масштаб линий шквалов, возникающих таким путем, определяется масштабом нисходящих потоков, вытекающих из облака в зоне осадков из конвективной ячейки. В многоячейковом грозовом очаге отдельные конвективные ячейки

[1] О фронтах порывистости см. гл. I настоящего Руководства.

смещаются относительно очага в целом; линии шквалов также двигаются самостоятельно со скоростями, отличными от скорости смещения конвективного очага.

Более сильные и разрушительные шквалы, образующиеся на холодных фронтах, возникают в результате опускания воздуха, однако, помимо вытекания из грозового облака (опускание конвективного масштаба), здесь имеется более интенсивное мезомасштабное опускание вала холодного воздуха, обгоняющего линию фронта у Земли. Этот «обвал» вторгающегося холодного воздуха и формирует специфические формы облачности — «шквалловый ворот». Возникающие на фронтах линии шквалов значительно длиннее внутримассовых, так как масштаб перетекающих через фронт холодных потоков существенно больше масштаба конвективной ячейки. Хотя облачные системы холодных фронтов второго рода могут иметь сравнительно небольшую вертикальную мощность, однако вследствие больших вертикальных градиентов ветра и большой интенсивности нисходящих потоков именно на таких фронтах бывают наиболее сильные шквалы. В тропиках мезомасштабное опускание за линией шквалов бывает обусловлено циркуляцией воздуха в системах упорядоченной конвекции.

Описанные качественные представления не дают полной картины возникновения шквалов; однако в наиболее общих чертах механизм образования шквалов, включающий мезомасштабный и конвективный нисходящие потоки, согласуются с наблюдениями и объясняет факты, известные из синоптического опыта.

4.6. ПРОГНОЗ ШКВАЛОВ

Прогноз шквалов тесно связан с прогнозом интенсивной конвекции. Остановимся на некоторых наиболее известных способах прогноза.

Метод Б. Е. Пескова и А. И. Снитковского

Метод разработан преимущественно на материале наблюдений над центральными районами европейской части СССР и основан на зависимостях между максимальной скоростью ветра при шквалах и такими предикторами, как мощность облака (от уровня конденсации до уровня конвекции), сумма скоростей ветра от Земли до поверхности 500 гПа и толщина облачного слоя, заключенного между уровнем конденсации и высотой изотермы —10 °С.

Метод используется для прогноза сильных (больше 21 м/с) шквалов. Учитывается характер синоптической ситуации: расчеты производятся в том случае, если ожидается прохождение фронтальных разделов (особенно холодных) с кучево-дождевой облачностью либо если ожидается сильная неустойчивость внутримассового характера. Используются данные утреннего зондирования (3—9 ч) или прогностические данные о температуре, точке росы и скорости ветра на уровнях 850, 700, 500, 300 и 200 гПа в на-

чальных точках траектории, откуда происходит перенос воздушных частиц в район прогноза. С учетом прогнозируемой максимальной температуры и точки росы у поверхности Земли строятся прогностические кривые стратификации и состояния. Затем определяются:

1) толщина облака ΔH в гектопаскалях как разность между уровнями конденсации и конвекции;

2) сумма скоростей ветра у поверхности Земли и на уровнях 850, 700 и 500 гПа $\sum_{0}^{500} V$;

3) по графику (рис. 4.10 *а*) в координатах ΔH, $\sum_{0}^{500} V$ определяется возможность возникновения шквалов. В случае если шквалы

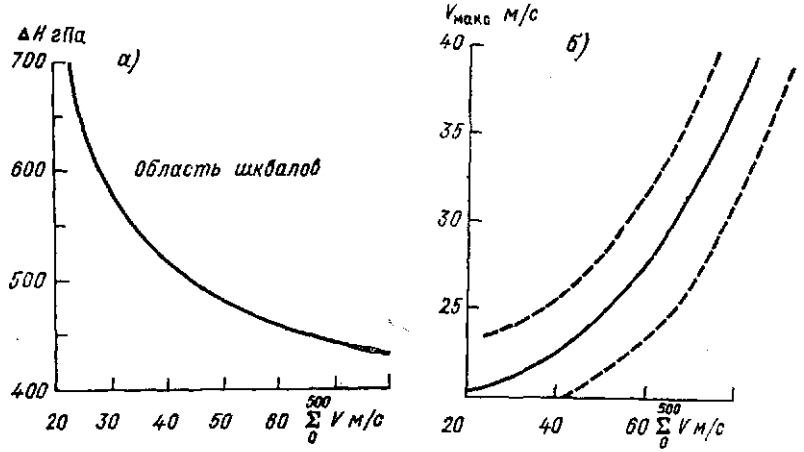

Рис. 4.10. Графики для прогноза наличия и отсутствия шквалов и максимальной скорости ветра при шквале по методу Б. Е. Пескова и А. И. Спитковского.

не ожидаются, дальнейшие расчеты производить не нужно. Если шквал ожидается, то по другому графику (рис. 4.10 *б*) определяется максимальная скорость ветра при шквалах;

4) в заключение для уточнения прогноза используется табл. 4.4

Таблица 4.4

Максимальные скорости ветра при шквалах ($V_{макс}$) в зависимости от толщины облачного слоя (ΔH)

ΔH гПа ...	440	420	380	340	300
V макс м/с ...	20	25	30	35	40

эмпирически установленного соответствия между максимальной скоростью ветра при шквале и толщиной облачного слоя ΔH, заключенного между уровнем конденсации и изотермой —10 °С. Если ожидаемая по графику величина $V_{макс}$ не согласуется с той величиной $V_{макс}$, какая отвечает ожидаемой величине ΔH, то следует прогнозировать меньшее из двух полученных значений $V_{макс}$.

Метод П. Г. Пантелеева

Этот метод прогноза сильных фронтальных шквалов (больше 20 м/с) разработан на материале наблюдений над территорией Молдавской ССР. В основу метода положена зависимость повторяемости шквалов от контрастов температуры и барических тенденций на фронте, а также от степени статической неустойчивости. Расчеты производятся в том случае, если во второй поло-

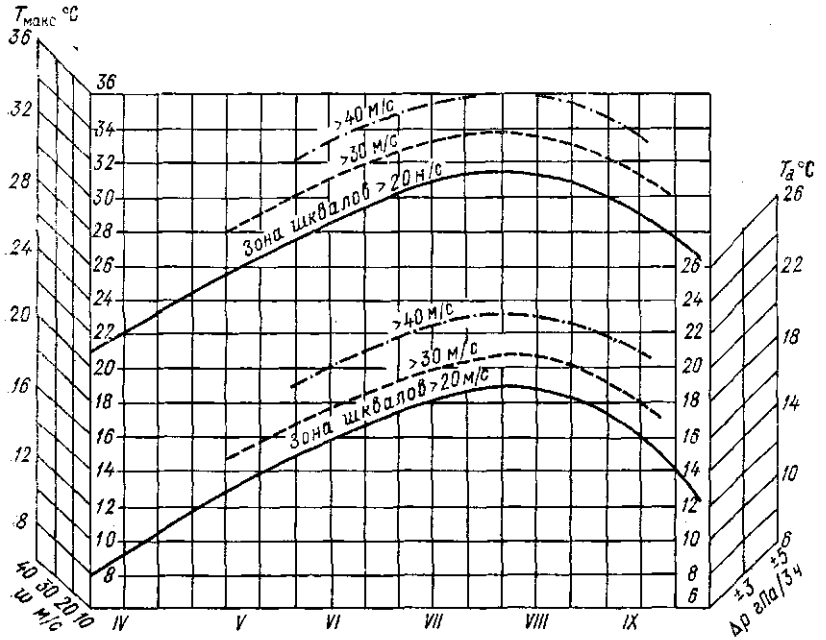

Рис. 4.11. График для прогноза шквалов по методу П. Г. Пантелеева.

вине дня ожидается прохождение фронта, на котором можно ожидать развитие грозовой деятельности. Порядок составления прогноза следующий:

1) на момент ожидаемого прохождения фронта (обычно на 15 ч) строятся прогностические кривые состояния и стратификации температуры и точки росы по картам за 3 ч текущего дня;

2) прогнозируется максимальная температура воздуха $T_{макс}$ и точка росы T_d у поверхности Земли;

3) рассчитывается максимальная скорость конвективного потока w по методу Глушковой

$$w^2/2 = c_p \eta (T' - T)(\lg p_1 - \lg p_2),$$

где p_1, p_2 — давление на уровне конденсации и на уровне максимальной разности температур поднимающегося (T') и окружающего (T) воздуха соответственно; c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; η — механический эквивалент теплоты.

4) по карте AT_{850} определяется контраст температуры в °С/500 км в зоне фронта на участке, прохождение которого ожидается;

5) по кольцовкам за 6 или 9 ч снимается максимальное значение положительной барической тенденции (Δp гПа/3 ч) за холодным фронтом;

6) составляется прогноз шквала по графику (рис. 4.11), на котором по вертикальным и наклонным осям отложены значения предикторов $T_{макс}$, w, T_d, Δp. По значениям каждой пары предикторов (выбирая шкалу $T_{макс}$ или T_d в соответствии с величинами w и Δp) определяют для каждого месяца (месяцы указаны на горизонтальной шкале) ожидаемую скорость ветра при шквалах (соответственно по верхним и нижним кривым на графике); таким образом, получают два значения прогнозируемой величины. Если одна из двух точек, соответствующих парам предикторов, на графике окажется ниже определенной изолинии, то условия считаются достаточными для отсутствия шквала указанной силы. Условием возникновения сильного шквала является одновременное расположение точек максимальной температуры и точки росы выше соответствующих ограничивающих линий. При этом наибольшие скорости порывов ветра при грозах следует ожидать в тех районах, где значения точки росы наибольшие.

Метод Г. Д. Решетова

Метод успешно применяется для прогноза шквалов (со скоростями ветра не менее 15 м/с) над европейской частью СССР. Метод имеет много общего с методами прогноза гроз и града, разработанными этим автором. Условия, благоприятные для возникновения шквалов, складываются обычно во второй половине дня вблизи вершин волновых возмущений на фронтах и в зонах холодных фронтов, смещающихся со скоростью 30—40 км/ч и более; небольшая часть фронтальных шквалов возникает на стационарных и медленно движущихся холодных фронтах с волновыми возмущениями, а также на фронтах окклюзии при смещении их со скоростью 20—30 км/ч и менее. Внутримассовые шквалы, составляющие 5—10 % общего рассмотренного числа шквалов, наблюдались в малоградиентных областях повышенного и пониженного давления на южной, юго-западной и западной периферии обширных, малоподвижных антициклонов при значительной неустойчивости теплой и влажной воздушной массы. Наряду с благоприятными условиями для развития шквалов выделен класс неблагоприятных условий. В соответствии с этим первый этап прогноза шквалов по методу Решетова предусматривает анализ ожидаемого синоптического положения с целью определения, является ли оно благоприятным для развития шквалов. В случае отрицательного ответа дальнейшие расчеты не производятся. В случае положительного ответа рассчитываются предикторы, по два в каждом из двух предложенных вариантов прогноза.

В первом варианте предикторами являются:

1) $\Delta T^{0°\,см}_{макс}$ — разность между максимальной температурой воздуха $T_{макс}$ у поверхности Земли перед грозовым дождем и температурой Θ_{ow} нисходящего потока, вытекающего из кучево-дождевого облака; эта температура равна нулевой температуре смоченного термометра, приведенной адиабатически к давлению у поверхности Земли.

Порядок определения величины $\Delta T^{0}_{макс}$ см состоит в следующем. На аэрологической диаграмме находим точку пересечения кривой точки росы с изотермой 0 °С; аналогично находим точку пересечения кривой стратификации с изотермой 0 °С. Далее на изотерме 0 °С находим точку в середине слоя между двумя найденными ранее точками. Приближенно температура смоченного термометра в этой точке равна 0 °С. Из данной точки вдоль влажной адиабаты перемещаемся до приземной изобары, где по шкале температуры и отсчитываем значение Θ_{ow}.

2) $\Delta T^{500}_{макс} = T_{макс} - T_{500}$, где T_{500} — температура на AT_{500} в момент перед грозовым дождем.

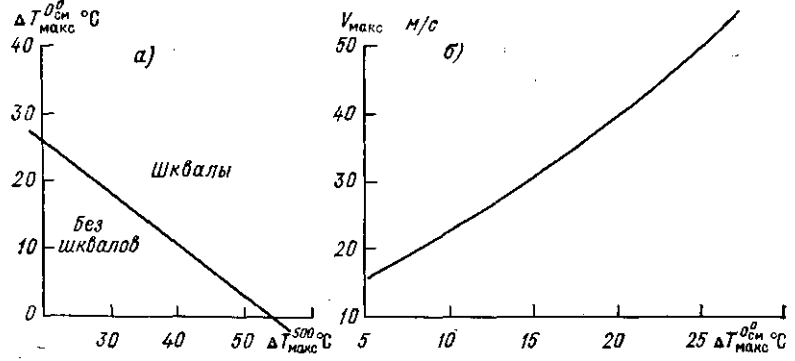

Рис. 4.12. Графики для прогноза шквалов и ожидаемой максимальной скорости ветра при шквале по первому варианту метода Г. Д. Решетова.

Во втором варианте, имеющем несколько более высокую оправдываемость, предикторами являются:

1) $\sum_{850}^{500} (T' - T)$ — сумма отклонений кривой стратификации от кривой состояния на поверхностях 850, 700, 600 и 500 гПа;

2) $\Delta T^{500}_{макс}$.

После вычисления предикторов рассчитывается линейная дискриминантная функция, с помощью которой определяется возможность возникновения шквала. Первому варианту соответствует дискриминантная функция вида

$$L_1 = 0{,}055\Delta T^{0°\,см}_{макс} + 0{,}029\Delta T^{500}_{макс} - 1{,}511,$$

второму варианту —

$$L_2 = 0{,}039 \sum_{850}^{500} (T' - T) + 0{,}025\Delta T^{500}_{макс} - 1{,}162.$$

При положительных значениях L_1 или L_2 следует ожидать шквал, при отрицательных значениях шквала не будет.

Кроме дискриминантных функций, автором предложены построенные с их использованием прогностические графики (рис. 4.12 *а*

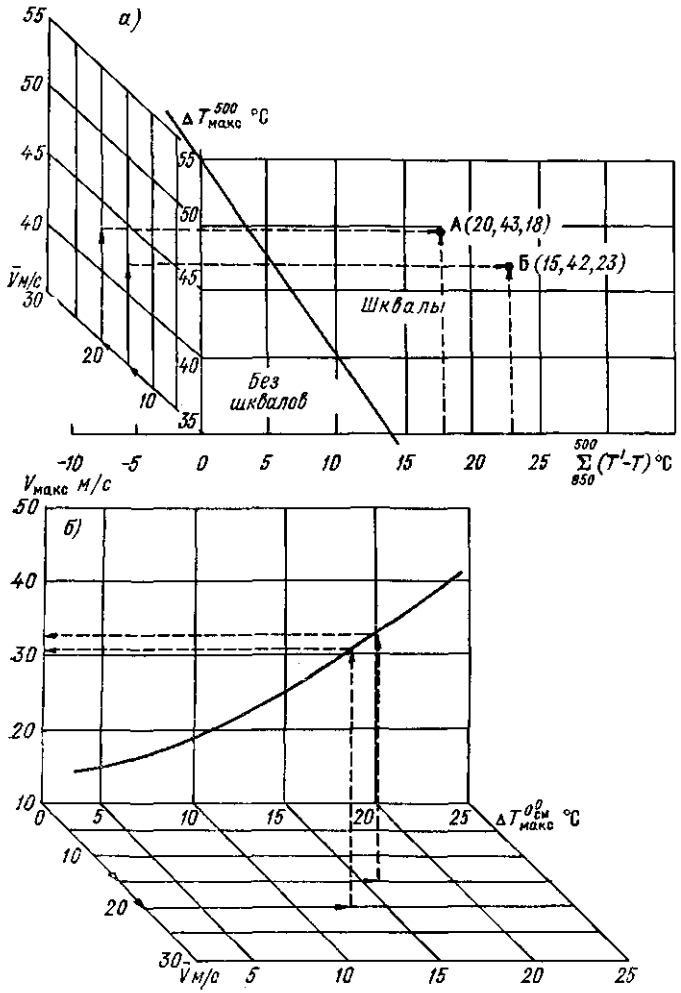

Рис. 4.13. Графики для прогноза шквалов по второму варианту метода Г. Д. Решетова.

и 4.13 *а*). Во втором варианте (см. рис. 4.13 *а*) имеется дополнительная шкала для введения поправок на среднюю скорость ветра от Земли до 500 гПа;

$$\bar{V} = \frac{1}{4}(V_{500} + V_{700} + V_{850} + V_0).$$

Расчеты по этому графику производятся, начиная с $\bar{V}$.

Для определения возможной максимальной скорости ветра при шквале используются эмпирические зависимости, представленные для первого и второго вариантов прогноза соответственно на рис. 4,12 *б* и 4,13 *б*; по второму из них, с поправкой на среднюю скорость ветра, расчеты производятся, начиная с $\bar{V}$.

Метод Фобуша—Миллера

Этот метод служит для прогноза внутримассовых шквалов. Авторы показали, что самые низкие температуры у земной поверхности, отмеченные в течение дня, близки к потенциальной температуре смоченного термометра, соответствующей нулю смоченного термометра (Θ_{0w}). Эта характеристика широко применяется различными авторами методов прогноза шквала. График, предложенный Фобушем и Миллером, ставит в соответствие величинам $\Delta T = T_{макс} - \Theta_{0w}$ скорости ветра при шквале. Р. А. Ягудин провел испытания метода Фобуша—Миллера в условиях Новосибирска и обнаружил, что рассчитанная скорость регулярно превышает наблюденную. Р. А. Ягудин внес изменения в график, уменьшив наклон линии регрессии в соответствии с условиями Новосибирска (рис. 4.14). Однако оправдываемость такого уточненного метода оказалась все же невысокой (около 70 %). В целях дальнейшего уточнения метода Ягудин предложил считать, что частицы воздуха в очаге ливня опускаются влажноадиабатически. Вместо Θ_{0w}, определение которой дано выше, используется Θ'_{0w}, которая находится следующим образом. От точек на уровне земной поверхности, соответствующих $T_{макс}$ и T_d, проводим сухую адиабату и изограмму. От точки их пересечения на уровне конденсации опускаемся по влажной адиабате до исходного уровня и снимаем на шкале температуры значение Θ'_{0w}. Затем рассчитывается величина $\Delta T = T_{макс} - \Theta'_{0w}$. Использование этого предиктора повысило оправдываемость прогноза скорости ветра при шквале до 90 %. Р. А. Ягудин дополнил метод Фобуша—Миллера также формулировками условий отсутствия шквала:

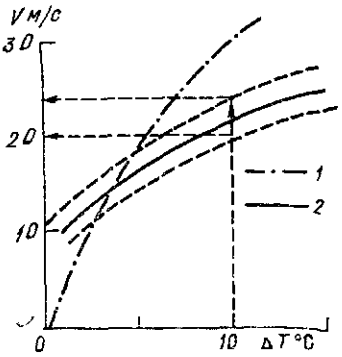

Рис. 4.14. График для прогноза шквала по методу Фобуша—Миллера (*1*) с модификациями Р. А. Ягудина (*2*) для района Новосибирска.

1) устойчивый слой восточного или северо-восточного переноса в нижнем 5-километровом слое атмосферы.

2) массовая доля влаги у земной поверхности меньше 6 ‰ и $T_{макс} \leqslant 19$ °С;

3) дефицит точки росы у земной поверхности меньше 7 °С или больше 17 °С;

4) уровень конденсации выше 780 гПа;

5) атмосферное давление у земной поверхности около 1010 гПа и выше;

6) грозовой очаг проходит до полудня, т. е. до наступления максимума конвекции.

Предложен ряд графиков вероятности шквала в зависимости от параметров конвекции, в частности от скорости ветра на поверхности 700 гПа, суммы отклонений кривой стратификации от кривой состояния на поверхностях 700 и 500 гПа, суммарной массовой доли влаги на поверхностях 850 и 700 гПа и разности температур на поверхностях 500 и 850 гПа.

Сравнительно малочисленные методы прогноза шквалов не сопоставлялись так систематически, как методы прогноза гроз и ливней. В целом прогнозы шквалов по территории оправдываются значительно лучше, чем по пункту. В оперативной практике в ряде УГКС в качестве основного применяется способ Решетова, испытания которого показали его преимущество в Белорусском УГКС, УГКС Центрально-Черноземных областей и Верхне-Волжском УГКС. Региональные методы применяются на территориях, для которых они разработаны.

Глава 5

ОБЛЕДЕНЕНИЕ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ

5.1. ОБЛЕДЕНЕНИЕ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ПОЛЕТ САМОЛЕТОВ И ВЕРТОЛЕТОВ

Обледенением называют покрытие льдом частей воздушного судна (ВС), силовых установок и внешних деталей специального оборудования, обтекаемых воздушным потоком в полете. Ледяные отложения на самолетах и вертолетах могут наблюдаться и во время их стоянки на аэродроме при наличии общего обледенения наземных предметов (в виде гололеда, изморози и др.).

Оба эти вида обледенения — в полете и на Земле — имеют много общего в физических основах появления и в причинах, их вызывающих. Но существуют и различия, определяемые, главным образом, большой скоростью движения самолетов и вертолетов. Вследствие этого процесс отложения льда, а также атмосферные условия при обледенении в полете могут быть существенно иными, чем на Земле.

Отложения льда на поверхности ВС могут создавать угрозу безопасности полета, а в отдельных случаях даже приводить к летному происшествию, так как обледенение ухудшает аэродинамические и летные характеристики самолетов (вертолетов),

Обледенению подвергаются в основном носовые (лобовые) части обтекаемых профилей на самолете. При этом искажается форма профиля, появляются неровности на его поверхности, что влияет на характер обтекания и приводит к увеличению сопротивления самолета, в общем приросте которого наибольшую долю (до 70—80 %) составляет обледенение крыла и оперения. При обледенении уменьшается подъемная сила, увеличивается масса самолета, снижается тяга силовой установки, а также ухудшаются летные характеристики самолета: уменьшается вертикальная скорость набора высоты, снижаются потолок и максимальная скорость полета, увеличивается расход топлива, возрастает потребная мощность (тяга) для полета на заданной скорости.

Отложения льда могут вызвать нарушение работы жизненно важных деталей и приборов: карбюратора, воздухозаборников, приемника воздушного давления, стабилизатора и др. Вследствие обледенения наружных антенн может нарушиться радиосвязь; при полете в условиях обледенения почти всегда осаждается лед на окнах кабины пилота, сильно ухудшается обзор, что особенно опасно при посадке.

Обледенение воздухозаборников чревато опасностью повреждения элементов конструкции двигателей; попадание определенного количества льда в компрессор некоторых типов газотурбинных двигателей приводит к их самопроизвольному выключению.

У реактивных двигателей обледенению более всего подвержены их входные устройства, которые иногда могут обледеневать и при небольшой положительной температуре воздуха. Благоприятные условия для этого создаются при работе двигателей на Земле, а также при наборе высоты с небольшой скоростью при высоких оборотах двигателя.

У вертолетов при горизонтальном полете в условиях обледенения лед отлагается на лопастях несущего и хвостового винтов, стабилизаторе, шасси, лобовой части кабины. Наибольшую опасность представляет обледенение винтов, так как даже небольшое отложение льда увеличивает нагрузку на лопасти, что нарушает равновесие ротора и создает сильную вибрацию.

Чувствительность к обледенению различных типов самолетов и вертолетов неодинаковая. Наиболее подвержены обледенению самолеты с поршневыми и турбовинтовыми двигателями, воздушные скорости и потолок полета которых относительно невелики, и вертолеты с поршневыми двигателями. Современные реактивные самолеты с большими дозвуковыми и особенно сверхзвуковыми скоростями менее уязвимы к обледенению. Однако в режиме взлета и набора высоты, снижения и посадки, выполняемых со скоростями намного меньше крейсерских, они также подвергаются обледенению.

Степень опасности обледенения зависит от количества и характера отложившегося льда, в свою очередь зависящих от ряда метеорологических факторов, а также от аэродинамических характеристик воздушного судна.

Обмерзание воздушных судов во время стоянки на Земле представляет большую опасность для взлета, особенно если в нижних слоях атмосферы имеются облака, содержащие переохлажденные капли: при попадании в такие облака обмерзшее на Земле судно начинает интенсивно обледеневать, что может привести к аварийной ситуации.

5.2. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЯВЛЕНИЯ ОБЛЕДЕНЕНИЯ

5.2.1. ПРИЧИНЫ ОБЛЕДЕНЕНИЯ

Отложения льда на самолете появляются или в результате замерзания оседающих на его поверхности переохлажденных капель воды (облака, тумана, мороси, дождя), или вследствие сублимации содержащегося в воздухе водяного пара. В обоих случаях обязательным условием является отрицательная температура поверхности самолета. Второй из указанных видов обледенения возникает в «чистом» воздухе, т. е. без видимых продуктов конденсации, при парциальном давлении водяного пара, близком к давлению насыщенного водяного пара над льдом, и при температуре самолета значительно ниже температуры окружающего воздуха.

Теоретически показано, что сублимационное отложение льда не может быть существенным, и основной причиной обледенения самолета является замерзание сталкивающихся с его поверхностью переохлажденных капель воды. Многолетняя практика полетов полностью подтвердила это и показала, что интенсивное обледенение, представляющее опасность для полетов, бывает только при попадании самолета в зону, содержащую переохлажденные капли воды.

Существование в атмосфере переохлажденных капель воды — явление закономерное. В отличие от больших объемов воды, имеющих плоскую поверхность, капли не замерзают при температуре воздуха 0 °С. Объясняется это поверхностным натяжением капли, под влиянием которого возникает некоторое добавочное давление, понижающее температуру ее замерзания. Вместе с тем оно не настолько велико, чтобы объяснить существование переохлажденных капель воды при очень низких температурах воздуха. Согласно наблюдениям и экспериментам, жидкие капли в атмосфере могут существовать в большом диапазоне отрицательных температур, нижним пределом которого считается температура —40, —41 °С.[1] Основной причиной замерзания капель в указанном диапазоне температур является наличие в атмосфере зародышей (ядер) кристаллизации — нерастворимых твердых частиц. При

[1] В литературе приводятся единичные случаи капельного обледенения самолетов при температуре воздуха —60 °С и ниже.

достаточно низкой температуре воздуха и отсутствии посторонних частиц зародыши кристаллизации могут возникнуть самопроизвольно путем случайных группировок молекул воды, соответствующих структуре молекул льда.

Чем меньше радиус капли, тем ниже температура ее замерзания. Но в целом вероятность существования переохлажденных капель в облаках уменьшается с понижением температуры. Так, по данным самолетного зондирования, жидкая вода до —10 °С встречается в 86 % случаев облаков, наблюдавшихся в этом интервале температуры, а в интервале до —17 °С — лишь несколько больше, чем в половине случаев. При этом повторяемость чисто

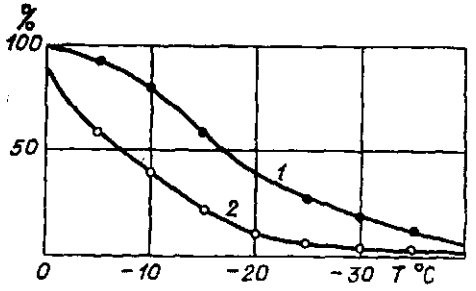

Рис. 5.1. Средняя повторяемость переохлажденной и смешанной фаз над европейской частью СССР.

1 — совместно водяные и смешанные облака, *2* — чисто водяные облака (по А. М. Боровикову и Л. Г. Сахно).

водяных переохлажденных облаков убывает с понижением температуры значительно быстрее, чем смешанных, в особенности в интервале до —20 °С (рис. 5.1).

Повторяемость переохлаждения в облаках зависит от географического района и имеет сезонный ход. Так, отмечено, что при одной и той же температуре воздуха переохлажденная фаза сменяется кристаллической в более теплых районах и в теплое время года с большей вероятностью, чем в северных районах и в холодный период года. Это объясняется большей устойчивостью переохлаждения в тех случаях, когда начальная температура зарождения капли (конденсации) была более низкой.

5.2.2. МЕХАНИЗМ ОБЛЕДЕНЕНИЯ САМОЛЕТОВ

Процесс отложения льда на самолете в общем виде представляется следующим образом.

Частицы набегающего на самолет воздуха движутся по линиям тока со скоростью, равной воздушной скорости самолета. Вблизи крыла и других частей самолета линии тока круто изгибаются, повторяя очертания профиля этих частей. Схематически обтекание крыла самолета представлено на рис. 5.2.

В невозмущенном прямолинейном потоке воздуха находящиеся на уровне полета переохлажденные капли воды движутся по траекториям, совпадающим с линиями тока. Перед поверхностью крыла самолета, где линии тока изгибаются, капли по инерции стремятся сохранить прямолинейное движение, поэтому их траектории отклоняются от линий тока в сторону крыла. В результате

некоторая часть капель оседает на крыле. Как показано на рис. 5.2, из всего числа капель, содержащихся в захватываемом крылом пространстве АБ, на крыле оседают только те, которые находятся в части $А_1Б_1$ этого пространства. Подсчитано, что в среднем с крылом самолета сталкивается 10—12 % капель, находящихся в пространстве АБ.

Сила инерции капель тем больше, чем больше их радиус. Следовательно, чем крупнее капли, тем их траектории меньше отклоняются от первоначальных прямолинейных, тем больше пространство $А_1Б_1$, из которого капли оседают на крыле и тем больше капель сталкивается с лобовой частью крыла. Если в воздухе находятся очень мелкие капли, масса и инерция которых очень малы, то они практически все увлекаются движущимся по линиям тока воздухом и нигде, кроме точки М (см. рис. 5.2), не касаются крыла.

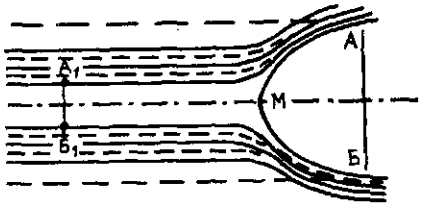

Рис. 5.2. Схема обтекания профиля крыла воздушным потоком, содержащим переохлажденные капли.

Ширина зоны $А_1Б_1$ зависит от скорости движения капель (воздушной скорости самолета) и размеров обледеневающего тела: с ростом скорости ширина зоны $А_1Б_1$ увеличивается; чем меньше поперечное сечение обтекаемого профиля, тем меньше искажается воздушный поток, что увеличивает количество капель, оседающих *на единицу поперечного сечения*. Величина $А_1Б_1$ определяет так называемый интегральный коэффициент оседания (захвата) капель E (r), представляющий отношение фактически осевшей на данном профиле массы воды к той ее массе, которая была бы при отсутствии искривлений траекторий капель воды при обтекании тела воздушным потоком.[1]. Расчет коэффициента оседания сводится к вычислению траекторий капель, сталкивающихся с крылом самолета, т. е. траекторий, ограничивающих зону $А_1Б_1$, причем величина E (r) вычисляется с учетом типа самолета.

При оседании переохлажденной капли на поверхности самолета первоначально замерзает только часть ее, так как выделяющаяся при этом теплота сублимации несколько замедляет процесс замерзания. Скорость, с которой замерзает остаток капли, зависит от быстроты проводимости выделенного тепла поверхностью самолета и от охлаждения вследствие испарения в окружающую среду. Чем больше переохлаждена капля и чем меньше ее размеры, тем быстрее происходит ее полное замерзание. У более крупных капель, имеющих обычно более высокую температуру, часть воды перед полным замерзанием сносится воздушным потоком

[1] При расчетах отложений льда на различных участках обтекаемого профиля используется локальный коэффициент оседания $E_д$, который определяет массу воды, оседающей на единице длины профиля.

назад по поверхности самолета. Отношение массы нарастающего льда к массе воды, осевшей за то же время на ту же поверхность, называется коэффициентом намерзания β. Зависимость β не только от температуры и размеров капель, но и от теплообмена (в процессе их замерзания) с окружающей средой и с поверхностью самолета делает очень сложным определение точного его значения. При температуре воздуха ниже —5 °С β в большинстве случаев меняется незначительно и близко к единице.

5.2.3. ИНТЕНСИВНОСТЬ И СТЕПЕНЬ ОБЛЕДЕНЕНИЯ

От значения коэффициента захвата $E(r)$ и (в меньшей степени) от коэффициента намерзания β зависит отложение льда в единицу времени — *интенсивность обледенения I*. Обычно интенсивность выражается в мм/мин и определяется соотношением

$$I = 1{,}67 \cdot 10^{-2} w V E(r) \beta / \rho_л. \qquad (5.1)$$

Здесь w — водность в г/м³; V — воздушная скорость самолета в км/ч; $\rho_л$ — плотность льда в г/см³; $E(r)$ и β, как следует из сказанного выше,— безразмерные величины.

Плотность нарастающего льда на самолете колеблется обычно в относительно небольших пределах — от 0,6—0,7 г/см³ в случаях белого льда (см. п. 5.2.4) до 0,9—1,0 г/см³ в случаях стекловидного прозрачного или полупрозрачного льда. Значения же водности облаков меняются в широких пределах — от тысячных долей до нескольких граммов в 1 м³ воздуха. В среднем с увеличением водности облака интенсивность обледенения возрастает. В качестве примера приводим рассчитанные для различной интенсивности обледенения средние значения водности облаков по данным самолетного зондирования в Риге за период с 1958 по 1963 г. (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Средние значения водности облаков (w) при различной интенсивности обледенения (I)

I мм/мин	0,1—0,2	0,3—0,5	0,6—0,7	0,8—1,0	1,1—1,2	1,3—1,5	1,6
w г/м³...	0,065	0,078	0,108	0,135	0,160	0,185	0,20

Формула (5.1) дает возможность качественно оценить влияние отдельных факторов на интенсивность обледенения. Однако отсутствие в распоряжении синоптика необходимых данных не позволяет использовать ее для оперативной работы. Прогностические рекомендации и зависимости, характеризующие атмосферные условия, благоприятствующие обледенению самолетов той или иной интенсивности, разрабатываются на основе регулярно измеряемых метеорологических величин.

Интенсивность обледенения оценивается тремя градациями — слабая, умеренная и сильная. В настоящее время принято считать обледенение слабым при скорости отложения льда на передней

кромке крыла не более 0,5 мм/мин, умеренным — при I от 0,6 до 1,0 мм/мин и сильным — при $I>1{,}0$ мм/мин. Показанная выше зависимость интенсивности обледенения не только от метеорологических, но и от аэродинамических факторов, в частности от размеров обтекаемого тела, делает приведенные числовые значения несколько условными. Однако они удобны и необходимы для классификации условий обледенения.

Обледенение в облаках чаще всего бывает слабым. Так, по данным самолетного зондирования за 1957—1963 гг., из 12 807 зарегистрированных случаев обледенения оно было слабым в 7295 случаях (57 %), умеренным — в 4034 случаях (31,5 %), а сильным — только в 1478 случаях (11,5 %).

Важной характеристикой обледенения, определяющей влияние его на аэродинамические характеристики самолета, т. е. на полет, является *степень обледенения* — суммарное отложение льда за время пребывания самолета в зоне обледенения. Очевидно, при одной и той же интенсивности нарастания льда степень обледенения будет тем больше, чем продолжительнее полет в условиях обледенения.

Некоторое представление о возможной протяженности зон обледенения дает табл. 5.2, в которой приводятся данные о продолжительности нахождения самолетов в условиях обледенения, полученные с 2165 рейсовых самолетов, совершавших полеты на высотах до 10 000 м.

Таблица 5.2

Повторяемость (%) различной продолжительности полета самолета в зоне обледенения (по О. К. Трунову и С. П. Хачатряну)

Полугодие	Продолжительность полета, мин				
	≤10	11—20	21—30	31—40	>40
Теплое	65,5	27,6	3,5	1,7	1,7
	93,1				
Холодное	70,9	7,2	5,3	3,0	3,6
	78,1				
В среднем	69,4	20,0	4,9	2,7	3,1

Из табл. 5.2 следует, что в преобладающем большинстве случаев полеты в зоне обледенения продолжались не более 10 мин. Повторяемость продолжительности более 20 мин, при которой суммарное отложение льда может стать опасным для полета, невелика — около 7 % в теплое полугодие и 12 % в холодное.

Вместе с тем отдельные полеты в зоне обледенения могут продолжаться значительно дольше 40 мин. Так, полет самолета ТУ-114 в зоне обледенения над Атлантическим океаном 31 мая 1968 г. продолжался 60 мин, над Ньюфаундлендом 11 ноября 1964 г.— 50 мин. Самолет Ил-18 находился в зоне обледенения над Среди-

земным морем 70 мин, а самолет Ил-62 над Канадой — 60 мин. Наибольшее время полета в зоне обледенения (104 мин) отмечено самолетом Ил-18 над Средиземным морем 16 декабря 1969 г.

5.2.4. ВИДЫ И ФОРМЫ ОТЛОЖЕНИЯ ЛЬДА НА САМОЛЕТЕ

Вид и форма отложений льда на самолете зависят от многих факторов, из которых наибольшее значение имеют микроструктурные особенности облаков (являются ли они чисто водяными или представляют смесь капель и кристаллов), размеры капель, температура воздуха, скорость и режим полета, а также форма и размеры деталей самолета. Обычно различают три основных вида отложения льда на самолете: лед, изморозь и иней.

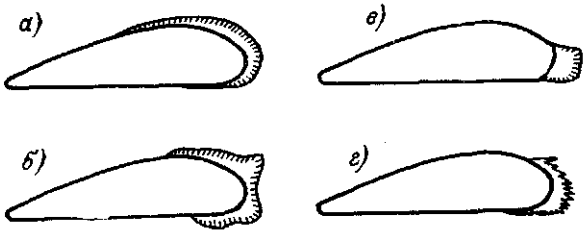

Рис. 5.3. Характерные формы ледяных отложений.

Лед может быть прозрачным, матовым и белым.

Прозрачный лед образуется при полете в зоне переохлажденного дождя или в облаках, состоящих из крупных капель (в основном в конвективных), чаще всего при температуре до —10 °С. Крупные капли при столкновении с самолетом перед замерзанием растекаются, образуя водяную пленку, которая замерзает в виде ровного, прозрачного и очень плотного налета льда (рис. 5.3 *а*). При большой водности облаков или в дожде (обычно при температуре воздуха не ниже —5 °С) ледяное отложение принимает форму жолоба (рис. 5.3 *б*). Такое обледенение может быть очень опасным, так как существенно искажает аэродинамические характеристики самолета.

Матовый полупрозрачный лед отлагается в случае полета в облаках, содержащих переохлажденные капли различных размеров в смеси с кристаллами льда, чаще всего при температуре от —6 до —12 °С. Мелкие капли, оседая на поверхности самолета, замерзают практически сразу, крупные капли частично растекаются перед замерзанием, а ледяные кристаллы прилипают к замерзающей водяной пленке и вмерзают в нее. Образующееся в результате ледяное отложение имеет шероховатую бугристую поверхность, сильно искажающую обтекаемость частей самолета (рис. 5.3 *в*). Полет при таком обледенении является опасным.

Белый крупообразный лед образуется на самолете при полете

в облаках (обычно небольшой мощности), состоящих из однородных очень мелких капель, при температуре ниже —10 °С. Сталкиваясь с самолетом, капли замерзают, не растекаясь. Ледяное отложение пористое, неплотно пристает к поверхности самолета и легко отделяется от нее при вибрации в полете. Однако при продолжительности полета в таких облаках около часа плотность льда возрастает и его отложение может увеличиться до опасных размеров.

Изморозь — белый крупнозернистый кристаллический лед — образуется обычно при температуре воздуха значительно ниже —10 °С при полете в облаках, состоящих из очень мелких капель в смеси с кристаллами льда. Отложение имеет неровную форму с отдельными иглами и столбиками, неплотно держится на поверхности самолета. Однако если полет продолжителен, то отложение уплотняется и может достичь больших размеров с рваными выступающими краями (рис. 5.3 *г*). Такое отложение опасно для полета.

Иней — белый мелкокристаллический налет, образующийся вследствие сублимации водяного пара на сильно охлажденной поверхности самолета (см. п. 5.2.1). Это бывает, например, при быстром снижении самолета в более теплые слои воздуха или в случаях набора высоты и попадании из сильно выхоложенного приземного слоя воздуха в слой глубокой инверсии температуры. Такие случаи обледенения встречаются нередко в Сибири и особенно в Якутии при антициклонической ясной погоде зимой. Отложения инея никогда не бывают значительными, легко отделяются от поверхности самолета при вибрации, поэтому не опасны для полета. Лишь при отложении инея на лобовом стекле кабины может возникнуть ухудшение обзора наземных ориентиров, представляющее опасность при посадке (взлете) самолета. Образование инея прекращается сразу после того, как самолет примет температуру окружающего воздуха, что обычно происходит через несколько минут после попадания самолета в более теплый воздух.

5.2.5. ВЛИЯНИЕ БОЛЬШИХ СКОРОСТЕЙ НА ОБЛЕДЕНЕНИЕ

Как было уже показано в п. 5.2.3, с увеличением воздушной скорости самолета увеличивается интенсивность обледенения. При этом скорость не только входит непосредственно в выражение интенсивности обледенения (5.1), но также влияет через коэффициент захвата $E(r)$, увеличивающийся с увеличением скорости.

Однако при больших воздушных скоростях полета наблюдается явление, препятствующее обледенению. Это так называемый кинетический (скоростной) нагрев поверхности самолета, вызываемый торможением потока воздуха, приводящим к его сжатию, трению и связанному с этим повышению температуры. В критической точке, где поток полностью тормозится (например, передняя кромка крыла), нагрев воздуха будет наибольшим. Превышение температуры передней кромки крыла над температурой невозму-

щенного окружающего воздуха в безоблачной среде определяется формулой

$$\Delta T = AV^2/2gc_p. \tag{5.2}$$

Здесь A — тепловой эквивалент механической работы; V — скорость набегающего потока (воздушная скорость самолета); g — ускорение свободного падения; c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении. Обычно для расчета кинетического нагрева используется несколько упрощенное выражение, полученное путем замены входящих в (5.2) физических величин их числовыми значениями

$$\Delta T \approx V^2/2000 = 5\,(V/100)^2, \tag{5.3}$$

где V — в м/с.

В условиях обледенения в облаках кинетический нагрев несколько меньше из-за некоторой потери тепла вследствие испарения капельной влаги, оседающей на поверхности самолета. Считается, что он составляет примерно 60 % от величины, вычисленной по соотношению (5.3). Значения кинетического нагрева приведены в табл. 5.3.

Таблица 5.3

Кинетический нагрев поверхности самолета в безоблачной среде (ΔT) и в облаках (ΔT_0) при различных скоростях полета (V)

V км/ч	ΔT °С	ΔT_0 °С	V км/ч	ΔT °С	ΔT_0 °С
100	0,4	0,2	700	18,9	11,4
200	1,6	0,9	800	24,7	14,8
300	3,5	2,1	900	31,3	18,8
400	6,2	3,7	1000	38,6	23,2
500	9,7	5,8	1100	46,7	28,0
600	13,9	8,3	1200	55,6	33,5

Из таблицы видно, что при больших скоростях полета кинетический нагрев передней кромки крыла самолета может перекрывать отрицательные температуры, при которых встречаются переохлажденные капли в облаках. В этих случаях обледенения не будет.

Повышение температуры имеет место и на боковой поверхности обтекаемого профиля вследствие нагревания трением. При этом по мере удаления от носка профиля к задней его части кинетический нагрев уменьшается соответственно от 0,9 до 0,7 нагрева лобовой части. Таким образом, расчет кинетического нагрева боковых частей профилей, например крыла, можно производить путем введения коэффициента K, называемого коэффициентом восстановления (K=0,9; 0,8; 0,7).

На рис. 5.4 приведены кривые кинетического нагрева в облаках при различных скоростях полета для передней кромки крыла (при $K=1{,}0$) и боковых поверхностей при трех указанных выше значениях коэффициента восстановления K. На практике, однако, удобнее определять непосредственно температуру самолета, пользуясь кривыми на рис. 5.5, вычисленными с учетом кинетического нагрева для лобовых частей самолета по значениям скорости полета и температуре окружающего воздуха. Порядок расчета для определения условий обледенения в облаках на эшелоне полета указан стрелками. На рисунке приведена также кривая нулевых значений температуры боковых поверхностей самолета при среднем коэффициенте восстановления $K=0{,}8$. Эта линия может оказаться полезной в отдельных случаях повышения температуры передней кромки крыльев выше 0 °С. Так, если при указанной в примере на рис. 5.5 температуре воздуха —14 °С воздушная скорость будет не 700, а 800 км/ч, то температура передней кромки крыльев окажется выше 0 °С, в то время как остальная часть крыльев будет иметь температуру ниже 0 °С. В этих случаях незамерзающие капли воды с лобовой части крыла могут сноситься к задней части плоскости крыла и там замерзать. Форма образующегося льда очень неправильная, бугристая, сильно искажает профиль крыла, поэтому такое обледенение может быть очень опасным.

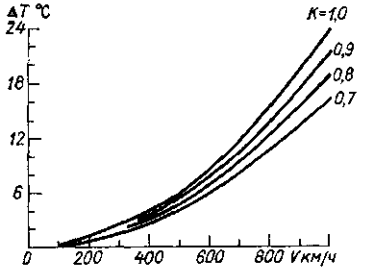

Рис. 5.4. Зависимость кинетического нагрева передней кромки крыла и боковых поверхностей самолета в облаках при заданных значениях коэффициента восстановления K.

Из рис. 5.5 и табл. 5.3 следует, что вследствие кинетического нагрева поверхности самолета нижний уровень слоя обледенения в облаках всегда располагается выше нулевой изотермы воздуха, причем тем выше, чем больше скорость полета и чем меньше вертикальный градиент температуры (рис. 5.6).

Определение нижнего уровня обледенения в слое облаков (т. е. уровня, выше которого температура поверхности самолета отрицательная) необходимо в зонах снижения и набора высоты. Для этого можно использовать рис. 5.6 или рис. 5.5.

В первом случае к высоте нулевой изотермы по данным зондирования атмосферы прибавляется величина Δh, определяемая по рис. 5.6.

Используя рис. 5.5, от заданной скорости полета поднимаемся по вертикали до пересечения с изолинией температуры поверхности самолета 0 °С, а затем, двигаясь по горизонтали влево, отсчитываем на оси ординат соответствующее значение температуры воздуха. Высота расположения найденной температуры определяется по данным радиозондирования.

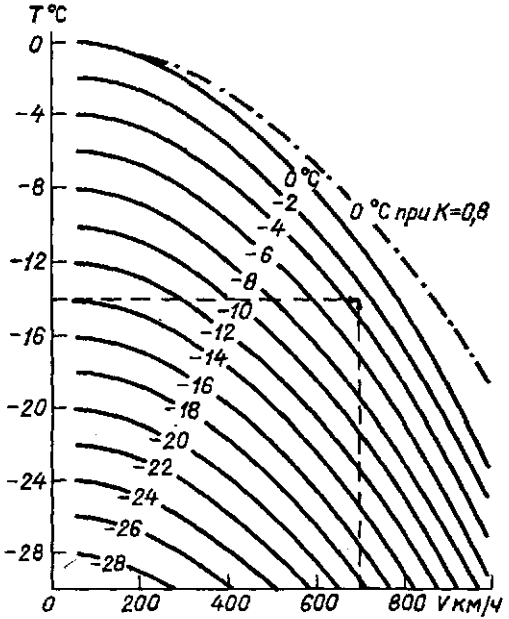

Рис. 5.5. Зависимость температуры поверхности самолета в облаках при разных скоростях полета V от температуры окружающего воздуха T.

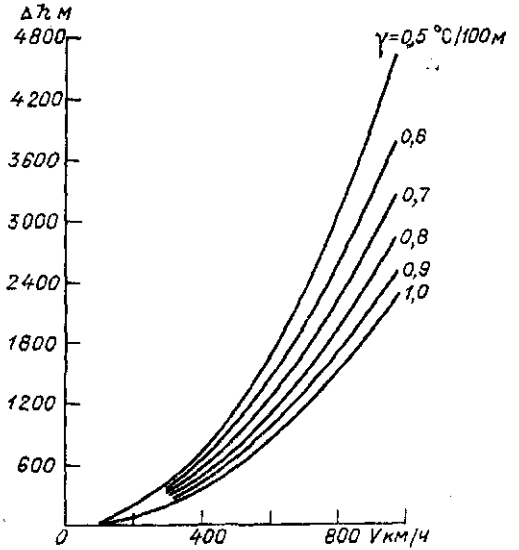

Рис. 5.6. Разности высот между нулевой изотермой и уровнем начала обледенения в зависимости от скорости полета V и вертикального градиента температуры γ.

Статистическая обработка данных об обледенении реактивных самолетов показала, что в основном обледенение наблюдается при скоростях полета до 600—700 км/ч (86 % случаев), причем чаще всего при скоростях 400—500 км/ч.

Обледенение самолетов со сверхзвуковыми скоростями при полете на крейсерском режиме маловероятно, так как при температуре воздуха, компенсирующей возникающий при этом кинетический нагрев (—35 °С и ниже), водность облаков менее 0,1 г/м^3, т. е. меньше величины, являющейся предельной для возникновения обледенения. Поэтому самолеты со сверхзвуковыми, а также с большими дозвуковыми скоростями подвергаются обледенению преимущественно во время взлета, набора высоты и особенно снижения и захода на посадку. На этих режимах полета, требующих ограничения скорости, условия обледенения всех типов самолетов близки к условиям для турбовинтовых самолетов.

5.2.6. ОСОБЕННОСТИ ОБЛЕДЕНЕНИЯ ВЕРТОЛЕТОВ

Обледенение вертолетов, так же как и самолетов, происходит обычно при полете в переохлажденных облаках, дожде, мороси или в мокром снеге. Механизм отложения льда такой же, как и описанный в п. 5.2.2. Однако имеются некоторые особенности, несколько отличающие условия обледенения вертолетов.

Вертолеты могут обледеневать при горизонтальном и вертикальном полете, а также в режиме висения.

При горизонтальном полете в зоне обледенения лед отлагается на несущем и рулевом винтах и на выступающих частях фюзеляжа вертолета, прежде всего на стабилизаторе, передних стеклах кабины пилота, приемнике указателя скорости, антеннах, шасси. У турбовинтовых вертолетов лед отлагается также на поверхностях входных устройств двигателя. Разрежение воздуха при засасывании компрессором приводит к понижению его температуры на 4—5 °С. В связи с этим обледенение входных устройств может происходить при температуре окружающего воздуха до +5 °С.

Во время полета вертолета в режимах набора высоты, вертикального снижения или при висении обледеневают в основном винты. Отложение льда на несущем и рулевом винтах вертолета, очень чувствительных к обледенению, представляет наибольшую опасность. При этом обледенение лопастей винтов отличается большим своеобразием, обусловленным тем, что скорость обтекания лопасти воздушным потоком (окружная скорость вращения) возрастает с увеличением расстояния от оси вращения. В связи с этим по мере удаления от оси вращения увеличивается кинетический нагрев передней кромки лопасти. В результате температура передней кромки лопасти винта только вблизи оси вращения соответствует температуре окружающего воздуха, а с удалением от нее повышается на величину кинетического нагрева. Это при-

водит к тому, что длина ледяной кромки на лопасти зависит от температуры окружающего воздуха: чем ниже температура воздуха, тем на большей части лопасти откладывается лед. Экспериментально установлено, что по всей длине лопасть обледеневает при температуре воздуха —12 °С и ниже; при температуре —9... —10 °С длина ледяной корки от оси вращения составляет около 9 м, а при температуре —1... —2 °С лед образуется на протяжении лишь 4 м от оси.

С увеличением окружной скорости вращения, при постоянном числе оборотов, интенсивность обледенения увеличивается к концевой части лопасти. Когда вертолет находится в режиме висения, увеличение интенсивности происходит равномерно, при горизонтальном полете равномерность несколько нарушается из-за дополнительного влияния скорости поступательного движения лопастей.

При одновременном обледенении лопастей и фюзеляжа (в горизонтальном полете) лопасти обледеневают интенсивнее, так как интегральный путь, пройденный за единицу времени элементом лопасти, зависит не только от скорости полета, но и от скорости и радиуса вращения.

Интенсивность обледенения вертолета, в том числе и лопастей винтов, возрастает с увеличением водности облаков, размеров капель и с уменьшением относительной толщины профиля лопасти. Вследствие совместного влияния изменяющихся по длине лопасти температуры и скорости обтекания отложения льда на разных участках лопасти могут несколько различаться по форме (плотности).

На обледенение винтов оказывают также влияние центробежная сила (пропорциональная расстоянию от оси вращения и массе отложившегося льда) и сила сцепления льда с поверхностью винта. Под действием центробежной силы лед стремится преодолеть силу сцепления с поверхностью винта и оторваться от нее. Однако, согласно экспериментальным данным, влияние центробежной силы на скалывание льда, сбрасываемого воздушным потоком, начинает сказываться только тогда, когда толщина льда на лопастях достигает 20—30 мм.

Лед, отлагающийся на винтах, увеличивает нагрузку на лопасти. Последняя из-за неравномерности отложения приводит к вибрации, ухудшающей управляемость вертолетом. При значительном обледенении (более 20 мм по всей длине лопасти) происходит разбалансировка несущего винта, ухудшающая устойчивость вертолета. При сильном обледенении падают обороты несущего винта, что приводит к уменьшению скорости полета и самопроизвольной потере высоты. Обледенение хвостового винта нарушает путевую устойчивость и путевое управление.

Для обнаружения начала обледенения на вертолетах устанавливаются специальные сигнализаторы обледенения. О развитии обледенения свидетельствуют сильная тряска и вибрация ручки управления.

5.3. ОТЛОЖЕНИЯ ЛЬДА НА ВОЗДУШНЫХ СУДАХ ВО ВРЕМЯ СТОЯНКИ

5.3.1. ВИДЫ НАЗЕМНОГО ОБЛЕДЕНЕНИЯ И УСЛОВИЯ ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Самолеты и вертолеты во время их стоянки на Земле могут покрываться льдом тогда, когда имеются условия общего обледенения наземных предметов. Виды наземного обледенения ВС по условиям образования делятся на три основные группы. Перечислим все виды, поскольку, как указывалось, вероятность даже самого незначительного отложения льда на поверхности воздушного судна необходимо принимать во внимание.

К *первой группе* относятся виды наземного обледенения, образующиеся при замерзании переохлажденных капель дождя, мороси или густого тумана: гололед и зернистая изморозь.

Гололед образуется при выпадении переохлажденного дождя или мороси и является наиболее компактным и плотным отложением льда, аморфным по своей структуре, прозрачным или матовым по внешнему виду. Структура гололеда определяется размером переохлажденных капель. При относительно небольшой отрицательной температуре и соответственно более крупных каплях процесс замерзания несколько замедлен вследствие выделения некоторого количества теплоты кристаллизации, капля успевает растечься; лед бывает прозрачным и имеет наибольшую плотность (0,8—0,9 г/см^3). При более низкой температуре воздуха и меньших размерах переохлажденных капель замерзание их происходит быстрее, лед бывает матовым и имеет несколько меньшую плотность (0,5—0,7 г/см^3). Благоприятные для гололеда условия создаются при адвекции теплого влажного воздуха на западной или северной периферии антициклона (внутримассовый гололед возникает преимущественно на европейской части СССР и очень редко в Сибири) или в зоне теплых фронтов и фронтов окклюзии по типу теплых. При прохождении холодных фронтов гололед возникает редко, исключение составляют случаи смещения холодных фронтов на предгорные районы или образование на них волновых возмущений.

Зернистая изморозь — снеговидный рыхлый осадок матово-белого цвета — образуется преимущественно в туманную ветреную погоду. Она имеет аморфное строение, но отличается от гололеда плотностью (0,1—0,4 г/см^3), отлагается преимущественно с наветренной стороны предметов. По внешнему виду может иметь сходство с гололедом (при плотности 0,4 г/см^3) и с кристаллической изморозью (при малой плотности). Синоптические условия, при которых появляется зернистая изморозь, аналогичны условиям, благоприятствующим образованию гололеда. В связи с этим иногда наблюдаются попеременные (послойные) отложения гололеда и зернистой изморози — сложные отложения или «смеси». Образуются они при чередовании замерзания капель дождя

(мороси) и тумана, т. е. при смене погоды, которая может происходить при практически неизменной температуре воздуха. Эти отложения наиболее характерны для районов возвышенностей.

Ко *второй группе* наземного обледенения относятся виды, образующиеся в результате непосредственного перехода водяного пара в лед (сублимации): кристаллическая изморозь, иней, твердый налет.

Кристаллическая изморозь — белый осадок, состоящий из кристаллов льда нежной, тонкой структуры. Благодаря большой разреженности кристаллов отложение имеет очень малую плотность (0,01—0,05 г/см^3), образуется в основном на выступающих частях самолета (вертолета) в морозном, но влажном воздухе при слабом ветре, иногда при наличии тумана. В этом случае образованию кристаллической изморози способствует испарение капель вблизи кристалликов льда и дальнейший сублимационный рост последних. Скорость кристаллизации наибольшая при температуре —12 °С.

Иней — тонкий слой ледяных кристалликов, образующийся преимущественно на верхних горизонтальных плоскостях воздушных судов при их охлаждении в ясные безветренные ночи до температуры ниже 0 °С.

Твердый налет возникает в виде прозрачной ледяной пленки при быстром потеплении, когда поверхность самолета (вертолета) оказывается холоднее вновь поступающего теплого влажного воздуха.

К *третьей группе* относится замерзший (оледенелый) мокрый снег — слой льда, образовавшийся на воздушном судне в результате замерзания налипшего мокрого снега или снега с дождем. Выпадают эти осадки обычно при температуре от —3 до +3 °С; при более низкой температуре снег не обладает достаточной липкостью и не удерживается на наземных предметах, при более высокой — он быстро тает. Плотность оледенелого мокрого снега сильно колеблется (от 0,2 до 0,6 г/см^3) в зависимости от хода температуры, характера осадков и отчасти скорости ветра.

В отличие от обледенения в полете, когда льдом покрываются в основном лобовые части деталей воздушных судов, при стоянке на Земле отложения бывают на верхних частях крыльев, фюзеляжа, хвостового оперения, а также лопастей винтов вертолета. Вместе с тем для отложений, наблюдаемых при ветре (гололед, изморозь, мокрый снег), характерными являются отложения прежде всего на частях, обращенных к ветру.

Как указывалось, взлет самолета даже с небольшим количеством отложившегося на стоянке льда может быть опасным.

Методика прогноза гололеда и сходной с ним по условиям образования зернистой изморози изложена в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды. Остальные виды обледенения прогнозируются в соответствии с синоптическими и метеорологическими условиями их возникновения.

5.3.2. ОБЛЕДЕНЕНИЕ ВПП

Особое место занимает обледенение твердых горизонтальных аэродромных покрытий, в том числе и ВПП, называемое, независимо от вызывающих его причин, гололедицей.

Образованию ледяной пленки или корки на ВПП способствует большая температурная инерция, свойственная твердому покрытию (асфальт, бетон и т. п.). В связи с этим при оттепели, наступившей после устойчивых морозов, покрытие ВПП длительное время может сохранять отрицательную температуру.

Основными видами гололедицы являются:

1) *гололед* — замерзание выпадающих на ВПП при отрицательной температуре воздуха капель дождя, мороси;

2) *гололедица* в узком смысле этого слова — замерзание напочвенной (талой или дождевой) воды при переходе температуры воздуха (через 0 °С) к отрицательным значениям;

3) *ледяной налет* — намерзание капель дождя или мороси на сильно охлажденном покрытии ВПП при резком потеплении до положительной температуры воздуха;

4) *зернистый налет* — намерзание капель тумана на охлажденном покрытии ВПП в начале наступившей оттепели;

5) *зернистая изморозь* — намерзание на ВПП переохлажденных капель тумана во время небольшого мороза с ветром;

6) *снежный накат* — уплотнение свежевыпавшего влажного снега под колесами самолета;

7) *оледенелый снег* — замерзание талой воды в снеге при похолодании.

Наиболее опасными видами гололедицы являются первые три, представляющие стекловидную прозрачную, реже матовую ледяную пленку, значительно ухудшающую условия разбега и торможения самолета.

Виды 4 и 5 представляют собой ледяную корку матово-белого цвета, также опасную для движения самолетов. Однако зернистое строение льда создает некоторую шероховатость, повышающую сцепление с шинами колес самолета.

Менее опасными, чем другие, являются виды гололедицы 6 и 7.

Гололедица видов 1 и 3—6 наблюдается при адвекции теплого влажного воздуха как в однородной воздушной массе (на Европейской территории СССР — на западной и северной периферии антициклона), так и в зоне фронтов — перед теплым фронтом и фронтом окклюзии по типу теплого; в отдельных случаях благоприятные условия создаются в зонах медленно смещающихся холодных фронтов 1-го рода, особенно при возникновении на них устойчивых волн.

Прогноз гололедицы основывается на прогнозе синоптических и метеорологических условий, при которых тот или иной ее вид наблюдается.

5.4. АТМОСФЕРНЫЕ УСЛОВИЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ВЕРОЯТНОСТЬ ОБЛЕДЕНЕНИЯ

Обледенение самолетов возникает при наличии совокупности метеорологических параметров, из которых наибольшее значение имеют водность и спектр размеров капель облака. Значения последних в свою очередь обусловлены синоптическими процессами, сезоном года и географическими особенностями данного района.

Водность облака входит непосредственно в выражение интенсивности обледенения (5.1). Согласно экспериментальным данным, интенсивность обледенения в зависимости от изменений водности может меняться в десятки раз. Содержание жидкой воды в облаке в известной мере определяется температурой. Однако эта связь не однозначная, так как в формировании и эволюции облачности большую роль играют вертикальные движения в облаках: восходящие вертикальные токи способствуют новообразованию жидкой воды в облаке, поддерживающему или увеличивающему его водность; нисходящие токи, наоборот, приводят к испарению капель и размыванию облаков.

От температуры и вертикальных движений зависят и преобладающие размеры капель в облаках, которые через коэффициент оседания оказывают влияние на интенсивность обледенения. При постоянной водности изменение размеров капель может вызывать изменение скорости отложения льда в 2—3 раза. Температура вместе с размером капель определяет вид и плотность нарастающего на самолете льда.

Синоптик в оперативной работе не располагает данными о водности облаков и размерах капель в них. Возможна лишь качественная оценка их влияния на условия обледенения по значениям температуры воздуха, форме и фазовому состоянию облаков, а также по некоторым характеристикам влагосодержания в данном слое атмосферы. Ниже приводятся основные статистические зависимости, используемые для прогноза условий, благоприятствующих обледенению воздушных судов.

5.4.1. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

Согласно данным экспериментальных летных исследований и сетевого самолетного зондирования атмосферы, при обледенении воздушных судов чаще всего наблюдается температура воздуха до —24, —25 °С, причем наиболее часто от 0 до —10, —12 °С, что соответствует жидкокапельным облакам. Подтверждением служит табл. 5.4, в которой повторяемость указанных градаций температуры при обледенении приведена по данным самолетного зондирования атмосферы за 1957—1963 гг. (12 807 случаев).

По распределению повторяемостей в течение года можно видеть, что в среднем при обледенении летом бывает несколько более высокая температура воздуха, чем в другие сезоны года (повторяемость температуры от 0 до —12 °С на 10—16 % больше

Таблица 5.4

Повторяемость (%) температуры воздуха при обледенении самолетов

Месяц	Температура, °С (от ... до)			Месяц	Температура, °С (от ... до)		
	0 ... −12	−12,1 ... −24	<−24		0 ... −12	−12,1 ... −24	<−24
I	63,2	30,6	6,2	VII	86,5	13,2	0,3
II	64,2	29,9	5,9	VIII	88,6	11,4	—
III	73,8	23,5	2,7	IX	78,8	19,1	2,1
IV	79,6	19,6	0,8	X	71,5	25,9	2,6
V	76,6	22,2	1,2	XI	72,1	23,6	4,3
VI	82,6	16,6	0,8	XII	67,1	27,9	5,0
				Год	72,3	24,2	3,5

средней годовой и практически отсутствует температура ниже −24 °С). Наиболее низкая температура при обледенении бывает зимой (повторяемость градации от 0 до −12 °С на 5—9 % меньше средней годовой; почти вдвое чаще, чем в среднем за год, отмечается температура ниже −24 °С). Весной и осенью повторяемости всех трех градаций температуры при обледенении близки к средним годовым значениям лишь с некоторой тенденцией к более высоким значениям температуры весной.

Относительно небольшая изменчивость повторяемости преобладающих значений температуры при обледенении приводит к тому, что повторяемость высот обледенения в течение года существенно меняется в зависимости от положения в пространстве нулевой изотермы (табл. 5.5).

Таблица 5.5

Повторяемость (%) высот обледенения самолетов

Высота, км	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
6—7	0,6	—	—	0,6	0,4	1,2	3,9	1,2	1,2	0,4	0,8	0,7	0,7
3—6	19,0	19,4	19,7	30,0	58,3	73,7	87,3	82,9	50,7	32,1	24,0	20,3	31,9
0—3	80,4	80,6	80,3	69,4	41,3	25,1	8,8	15,9	48,1	67,5	75,2	79,0	67,4

В табл. 5.5 высоты ограничены 7 км, поскольку потолок самолета-зондировщика Ли-2 был лишь немногим больше этой высоты. Таблица показывает, что повторяемости градаций 0—3 и 3—6 км в течение года изменяются с противоположным знаком и характеризуются почти симмметричным ходом во времени.

Повторяемости температуры воздуха и высоты при обледенении в центральные месяцы каждого сезона года представлены на рис. 5.7. На всех графиках двумя взаимно перпендикулярными линиями случаи обледенения разделены на следующие сочетания условий:

— температура воздуха от 0 до —12 °С, высота 3 км и менее — сочетание, наиболее частое в случаях обледенения самолетов зимой и в переходные сезоны года; очень редко встречается летом;

— температура воздуха от 0 до —12 °С, высота более 3 км — сочетание, которое очень редко встречается при обледенении зимой, лишь немногим чаще в переходные сезоны года, но является основным в случаях обледенения летом;

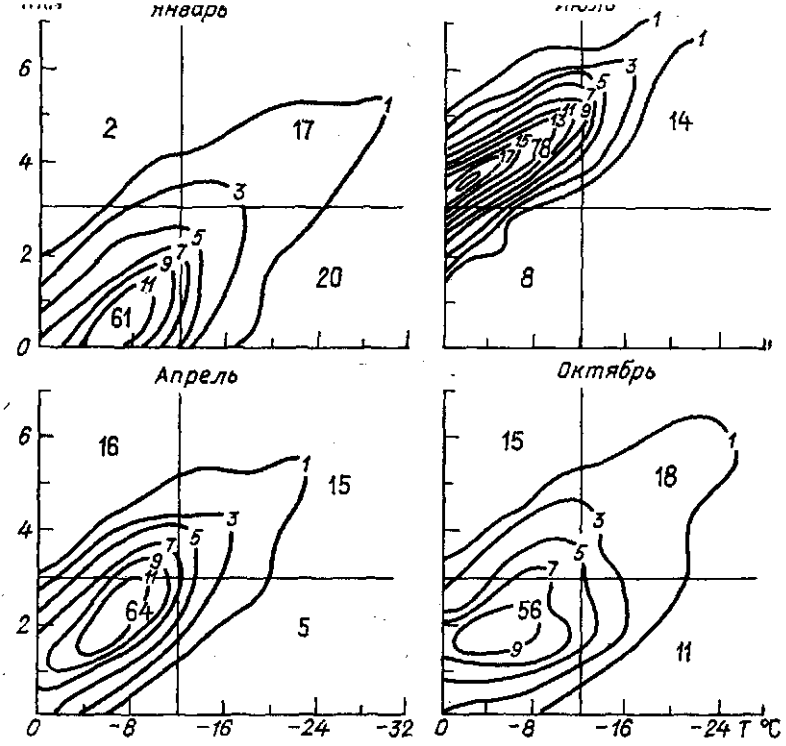

Рис. 5.7. Повторяемость (%) сочетаний температуры воздуха T и высоты облачности H при обледенении в центральные месяцы сезонов. Крупные цифры — суммарные повторяемости при данном сочетании условий.

— температура воздуха ниже —12 °С, высота 3 км и менее — сочетание, которое может наблюдаться при обледенении в основном зимой и осенью, но не встречается летом;

— температура ниже —12 °С, высота более 3 км — сочетание, которое примерно с одинаковой частотой (от 14 до 18 % случаев) может быть при обледенении в любой сезон года.

Указанные в табл. 5.4 особенности повторяемости значений температуры при обледенении в выделенных трех основных градациях характерны и для различной интенсивности обледенения — слабой, умеренной и сильной. Вместе с тем, в случаях обледенения каждой интенсивности обнаруживаются свои особенности. Так, температура от 0 до —12 °С при сильном обледенении наблю-

дается в среднем в 85 % случаев (67 % в нижних 3 км), при умеренном — в 78 % случаев (62 % в нижних 3 км), при слабом — в 67 % случаев (49 % в нижних 3 км). Несколько различны и нижние пределы температуры, которые при самолетном зондировании атмосферы наблюдались в единичных случаях обледенения различной интенсивности: сильное обледенение — до температуры —32 °С, умеренное — до —36 °С, слабое — до —42 °С. Таким образом, сильное обледенение, наблюдаемое обычно в холодную половину года, чаще всего сопровождается более высокими значениями температуры воздуха на высотах менее 3 км, чем умеренное и особенно слабое. Так, анализ показал, что температура воздуха ниже —16 °С при сильном обледенении бывает лишь в 4 % случаев, при умеренном — в 12 % и при слабом — в 20 % случаев. Это закономерно, так как с понижением температуры в среднем водность уменьшается и соответственно уменьшается вероятность умеренного и тем более сильного обледенения.

5.4.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

Дополнением к температуре при оценке условий обледенения самолетов могут служить данные о дефиците точки росы в облаках. Экспериментальными исследованиями установлено, что при дефиците точки росы в облаке более 3 °С обледенения самолетов обычно не бывает (84 % случаев); при дефиците точки росы 3 °С и менее, наоборот, наблюдается обледенение самолетов (в 80 % случаев).

Сведения о термической адвекции в облаках (по данным карт барической топографии) или о наличии развивающихся кучевых облаков позволяют несколько уточнить указанные вероятности. Так, если при дефиците точки росы более 3 °С на уровне полета в облаках наблюдается адвекция холода, то вероятность отсутствия обледенения составляет только 60 %, в 40 % случаев возможно слабое обледенение самолетов. В случае адвекции тепла или нейтральной адвекции при дефиците точки росы более 3 °С вероятность отсутствия обледенения составляет 100 %.

При дефиците точки росы не более 3 °С в зонах адвекции холода во фронтальных облаках, а также в развивающихся кучевых облаках с вероятностью 100 % следует ожидать слабое или умеренное обледенение. В зонах адвекции тепла вероятность такого обледенения составляет только 33 %, в 67 % случаев обледенение отсутствует.

Пределы значений дефицита точки росы, выше которых обледенение обычно не наблюдается, зависят от температуры воздуха.

При температуре от 0 до —7 °С и $(T - T_d) \leqslant 2$ °С или температуре от —8 до —15 °С и $(T - T_d) \leqslant 3$ °С следует прогнозировать обледенение: слабое в зонах нейтральной адвекции или слабой адвекции холода (вероятность 75 %), умеренное в зонах сильной

адвекции холода (вероятность 80 %) и в зонах развивающихся кучевых облаков.

Обледенение, как правило, отсутствует при следующих значениях температуры и дефицита точки росы:

T °C	$(T - T_d)$ °C	Вероятность, %
0 ... —7	>2	80
—8 ... —15	>3	80
—16 ... —24	>4	90
⩽—25	Любое	90

5.4.3. ФОРМА ОБЛАКОВ

Вероятность умеренного и сильного обледенения, как отмечалось, существенно зависит от содержания жидкой воды в облаке и несколько различается в зависимости от формы облаков. Обледенение бывает в облаках, состоящих из одних капель воды, или в облаках, представляющих смесь капель с кристаллами льда. В чисто кристаллических облаках обледенение отсутствует. Если и наблюдается иногда обледенение в Ci, Cs, то, вероятно, в них содержатся переохлажденные капли.

В капельных облаках вероятность обледенения очень велика. В смешанных облаках может быть как сильное обледенение, так и очень слабое или даже полное отсутствие обледенения.

Образование кристаллов в облаке (происходящее чаще всего при температуре воздуха ниже —10 °C) вследствие разности насыщения над водой и льдом приводит к переконденсации капель на кристаллы, росту последних и выпадению осадков. В результате этого смешанное облако обедняется капельной влагой и вероятность обледенения в нем уменьшается. Для того чтобы в смешанном облаке сохранялись условия, благоприятствующие обледенению, необходимо непрерывное поступление новой влаги, обеспечивающей образование новых капель в количестве, поддерживающем достаточную водность. Основная роль в этом процессе принадлежит вертикальным движениям, масштабы которых в разных формах облаков различны.

Наибольшей водностью обладают хорошо развитые *кучевые облака* (Cu cong., Cb), образующиеся в результате значительных (несколько м/с) восходящих конвективных движений воздуха. Вследствие этого они являются полностью водяными или с преобладанием водяных капель при температуре до —23 °C. В Cb и при более низкой температуре воздуха (—35... —40 °C) содержание водяных капель может быть таким, что обеспечит интенсивное обледенение. Капли в конвективных облаках достигают бóльших размеров, чем в других формах облаков. Вместе с тем размеры капель и водность конвективных облаков сильно колеблются в зависимости от стадии их развития и вертикальной мощности. Поэтому средние размеры капель относительно невелики, всего 5—6 мкм. Однако число крупных капель, радиусом более 20 мкм,

в конвективных облаках намного больше, чем в облаках других форм, а в Cu cong. и Cb большинство капель имеют размеры 100 мкм и более.

Средняя водность хорошо развитых кучевых облаков над Европейской территорией СССР составляет 0,3—0,4 г/м³, достигая в отдельных случаях 2,0—2,5 г/м³. Водность кучево-дождевых облаков в среднем 0,6—0,7 г/м³, но иногда доходит до 4 г/м³; в южных субтропических районах СССР она может достигать 6 г/м³.

В связи с этим вероятность обледенения, в том числе умеренного и сильного, в конвективных облаках значительно больше, чем

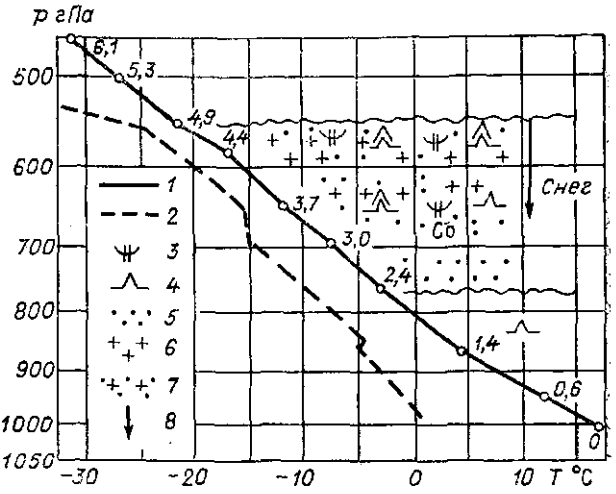

Рис. 5.8. Пример условий обледенения в Cb.

1 — кривая стратификации; *2* — кривая точки росы; *3* — обледенение; *4* — болтанка; *5* — капли; *6* — кристаллы; *7* — смешанная структура; *8* — осадки в виде дождя или снега.

в других формах облаков. Наибольшего значения водность достигает в верхней трети конвективных облаков, где также велико скопление крупных капель. Поэтому в верхней части Cu cong. и Cb обледенение может быть сильным, в то время как в их нижней части оно чаще всего бывает слабым и умеренным. В среднем интенсивность обледенения в нижней части мощного кучевого облака составляет 0,4—0,6 мм/мин, а кучево-дождевого —0,6—1,0 мм/мин; в верхней части этих облаков средняя интенсивность соответственно 1—2 и 2—2,5 мм/мин, а в отдельных случаях до 6 мм/мин.

Поскольку кучево-дождевые облака в верхней части являются кристаллическими, из них выпадают осадки, вызывающие иногда существенные нарушения вертикального распределения основных параметров облака: могут меняться высота максимума водности, размеры капель и др. Однако и при наличии осадков в Cb обычно сохраняются высокие значения водности и большие размеры капель.

На рис. 5.8 приведены условия обледенения в кучево-дождевом облаке, образовавшемся в неустойчивом холодном воздухе в тылу циклона. До уровня изотермы —10 °С (3,6 км) облако было

капельным, выше — смешанным, состоящим из капель и кристаллов. Почти во всей толще наблюдалось обледенение, наиболее интенсивное в верхней части облака, где, кроме того, отмечалась умеренная болтанка самолета.

Конвективные облака, образующиеся в неустойчивой воздушной массе в тылу циклона или размытом барическом поле (положение, типичное для континентальных районов в теплую половину года), обычно имеют небольшие горизонтальные размеры. Поэтому зоны обледенения в них также небольшой горизонтальной протяженности. При необходимости полета в таких синоптических условиях обледенение ВС будет сильным, но кратковременным. При больших скоплениях конвективных облаков, например, с наветренной стороны возвышенностей или в области холодного фронта образуется сплошная зона сильного обледенения, полет в которой очень опасен. Опасность усугубляется наличием в конвективных облаках интенсивной турбулентности.

Водность *слоистообразных облаков* (St, Sc, Ns) в среднем составляет 0,2—0,3 г/м^3. Часто водность этих облаков бывает 0,1 г/м^3, но в отдельных случаях может достигать 4 г/м^3. Интенсивность обледенения самолетов в этих облаках чаще всего не превышает умеренной, но иногда может быть и сильной. В отдельных формах слоистообразных облаков имеются свои особенности условий обледенения.

Внутримассовые слоистые и слоисто-кучевые облака (St, Sc), формирующиеся в пределах пограничного слоя атмосферы под влиянием турбулентного тепло- и влагообмена с подстилающей поверхностью, характеризуется обычно увеличением водности с высотой. Максимум водности наблюдается вблизи верхней границы облака и лишь в самой верхней его части толщиной от 20 до 90 м водность снова несколько уменьшается вследствие турбулентного перемешивания с более сухим надоблачным слоем воздуха.

Слоисто-кучевые облака являются полностью водяными или со значительным преобладанием жидкой воды по крайней мере при температуре до —18 °С.

Слоистые облака формируются на более низких уровнях над поверхностью Земли и температура воздуха в них в среднем выше, чем в Sc. Поэтому они являются преимущественно жидкокапельными. Таким образом, в целом вероятность обледенения самолетов в слоистообразных облаках нижнего яруса достаточно велика. Согласно статистическим данным, она составляет в среднем около 70 %, причем в Sc несколько больше, чем в St. Вероятность обледенения в этих облаках наибольшая (около 90 %) в западных и центральных областях европейской части СССР и существенно уменьшается в восточных районах. Заметим, что в Западной Сибири повторяемость внутримассовых St—Sc в холодное время года сравнительно мала.

В слоисто-дождевых облаках (Ns), являющихся обычно фронтальными, обледенение, согласно статистическим данным, наблюдается в среднем в 17 % случаев полетов в этих облаках. Эти об-

лака, образуются под влиянием упорядоченных восходящих вертикальных движений, скорость которых в большинстве случаев не превышает 1—5 см/с. В нижней своей части Ns часто состоят из переохлажденных водяных капель, а с высоты изотермы —10... —12 °С в них обычно имеются ледяные кристаллы. При одновременном существовании водяных капель и кристаллов льда, вследствие разности давления насыщенного водяного пара над водой и льдом, происходит непрерывная переконденсация капель на кристаллы; размеры последних увеличиваются и они начинают выпадать в виде осадков. В результате облако обедняется капельной влагой и становится менее опасным в отношении обледенения. Указанные особенности формирования Ns приводят также к тому, что размеры капель и водность этих облаков обычно уменьшаются с высотой. Поэтому обледенение в нижней части Ns может быть умеренным, реже сильным, в верхней же части в большинстве случаев наблюдается обледенение слабой интенсивности. Однако, если Ns связаны с активным атмосферным фронтом, в зоне которого восходящие вертикальные движения таковы, что обеспечивают конденсацию водяного пара в количестве, компенсирующем процесс переконденсации капель на кристаллы, водность верхней части облака существенно возрастает. То же происходит при развитии в системе Ns—As кучево-дождевых облаков. В указанных ситуациях создается угроза умеренного или сильного обледенения в большей части облачного слоя.

Отдельными авторами делалась попытка определить значения вертикальных движений, обеспечивающих достаточное количество капель в большей части облачной системы теплого фронта. Однако существенные расхождения в значениях, полученных различными способами, не позволяют рекомендовать их в качестве критериев для оценки условий обледенения в этих облаках. Косвенной оценкой наличия водяных капель в облаках Ns могут служить данные об осадках, а также характеристики фронта по данным синоптических карт.

Вероятность сильного обледенения в Ns больше при отсутствии осадков. Выпадение из Ns непрерывных продолжительных осадков умеренной интенсивности указывает на малое содержание в этих облаках жидких капель и на большое количество снежных хлопьев и кристаллов льда. Обледенение в таких облаках маловероятно, за исключением небольшого слоя (толщиной около 300 м) непосредственно над уровнем нулевой изотермы, в котором может наблюдаться слабое или умеренное отложение льда; слабое обледенение может быть также на краях облачной системы.

Облака среднего яруса (Ac, Ac cast., As) являются чисто водяными при температуре до —10, —12 °С. Но и при более низкой температуре, примерно до —25 °С, жидкие капли в них численно преобладают. Поэтому вероятность обледенения в этих облаках довольно высокая, в среднем 60—70 %. Водность облаков более чем в половине случаев не превышает 0,1 г/м^3. Соответственно мала и интенсивность обледенения. Так, в Ac, являющихся обычно

подынверсионными облаками, в нижней части интенсивность обледенения приблизительно 0,1—0,4 мм/мин, в верхней — 0,4—0,8 мм/мин. В облаках Ac, толщина которых превышает 600 м, интенсивность обледенения может быть сильной.

Облака верхнего яруса (Ci, Cc, Cs) состоящие обычно из ледяных кристаллов, лишь иногда (примерно в 5 % случаев полетов в этих облаках) могут давать слабое обледенение, т. е. содержать очень мелкие переохлажденные капли воды.

5.4.4. СИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБЛЕДЕНЕНИЯ

При благоприятствующих значениях температуры на уровне полета угроза сильного обледенения существует главным образом во фронтальных облачных системах. Во внутримассовых облаках верхним пределом чаще всего является умеренное обледенение. Опасность сильного отложения льда в этих облаках определяется преимущественно длительностью полета самолета в условиях обледенения. Подтверждением сказанного служит табл. 5.6, полученная по данным об обледенении с бортов самолетов. Можно видеть, что в среднем при полетах в зонах фронтов повторяемость слабого обледенения составила меньше половины случаев, в то время как при полетах в облаках однородной воздушной массы — 82 %; вероятность умеренного обледенения в последних случаях вдвое меньше, чем в зонах фронтов, и особенно мала в них вероятность сильного обледенения, в среднем лишь 2 % случаев.

Таблица 5.6

Повторяемость (%) интенсивности обледенения самолетов при разных синоптических положениях

Синоптическое положение	Интенсивность обледенения			Число случаев
	слабое	умеренное	сильное	
Фронтальные облака				
Теплый фронт	48	33	19	162
Холодный фронт	48	38	16	207
Фронт окклюзии	52	25	23	92
Малоподвижный фронт	67	27	6	15
Среднее	49	38	18	476 (73 %)
Внутримассовые облака				
Циклон	77	22	1	87
Антициклон	88	9	3	75
Седловина	75	17	8	12
Среднее	82	16	2	174 (27 %)

Следует, однако, иметь в виду, что на эффект обледенения существенное влияние оказывает орография. Воздух получает с наветренной стороны возвышенностей дополнительный импульс к подъему. Вследствие этого усиливается процесс облакообразо-

вания. Как фронтальные, так и внутримассовые облака становятся более мощными и более плотными, а следовательно, и более опасными в отношении обледенения.

С подветренной стороны горных хребтов вследствие нисходящих движений воздуха происходит повышение температуры и размывание облачности. Опасность обледенения здесь, особенно сильного, уже небольшая даже во фронтальных облаках.

Анализ конкретных случаев показал, что сильное обледенение в зонах фронтов наблюдается обычно в сравнительно узкой полосе — шириной 150—200 км вблизи линии фронта у земной поверхности. В зонах активных теплых фронтов сильное обледенение может распространяться на 300—350 км от линии фронта.

На рис. 5.9 и 5.11 приведены схемы вертикальных разрезов атмосферы, перпендикулярных линиям фронтов у поверхности Земли, и соответствующие синоптические условия на приземных картах погоды. Заметим, что характеристики того или иного фронта на синоптической карте в известной мере могут служить показателями вертикальной структуры фронта и связанной с ним облачной системы. Области наиболее вероятного обледенения на вертикальных разрезах очерчены сплошными линиями; двойными стрелками обозначены восходящие движения; остальные обозначения те же, что и на рис. 5.8.

Теплые фронты

1. Активный теплый фронт, характеризующийся на синоптической карте хорошо выраженной областью падения давления и зоной обложных осадков (рис. 5.9*а*). Над фронтальной поверхностью имеется сплошной облачный массив Ns—As, простирающийся до 5—7 км. Выше изотермы —10 °С облака состоят из смеси кристаллов с очень мелкими переохлажденными каплями или из одних кристаллов. Ниже уровня изотермы —10 °С капли встречаются в несколько большем количестве вместе с падающими снежинками. Над Европейской частью СССР для Ns—As, имеющих капельную зону, средний радиус капель на нижней границе равен примерно 6—8 мкм, а в смешанной зоне — 2—4 мкм. Соответственно водность на нижней границе (в капельной части) составляет 0,2—0,3 г/м^3, а в кристаллической зоне (наверху) — 0,01 г/м^3.

В зоне такого фронта обычно встречается слабое или умеренное обледенение, главным образом на высотах, где температура выше —10 °С. В тех слоях облачности, где температура ниже —10 °С, обледенение либо отсутствует, либо имеет очень слабую интенсивность. В частности, слабое обледенение иногда встречается у самой верхней границы облаков, в слое толщиной 100—200 м. Сильное обледенение может быть лишь в зоне самого фронта, в самых нижних слоях, где облачность снижается практически до земной поверхности, а обложные осадки могут перейти в морось.

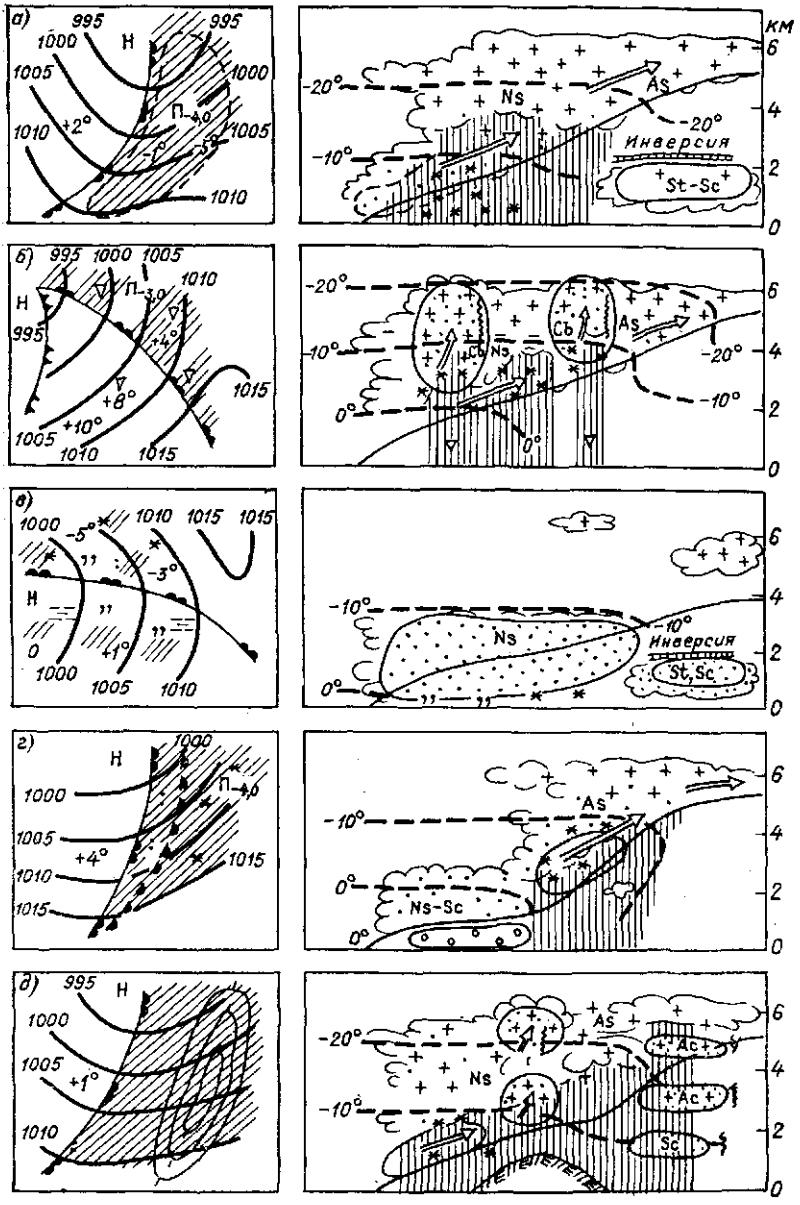

Рис. 5.9. Зоны облсденения для различных случаев теплых фронтов.

Типичный пример такого строения Ns—As представлен на рис. 5.10, где приведены данные зондирования атмосферы на расстоянии около 200 км перед теплым фронтом. Смешанная структура с наличием небольшого количества капель наблюдалась только в нижней части Ns, приблизительно до высоты, на которой температура была —10, —12 °С. Слабое обледенение отмечено лишь в самой нижней части Ns.

2. Теплый фронт, характеризующийся неравномерным распределением осадков в предфронтальной зоне, переходящих местами

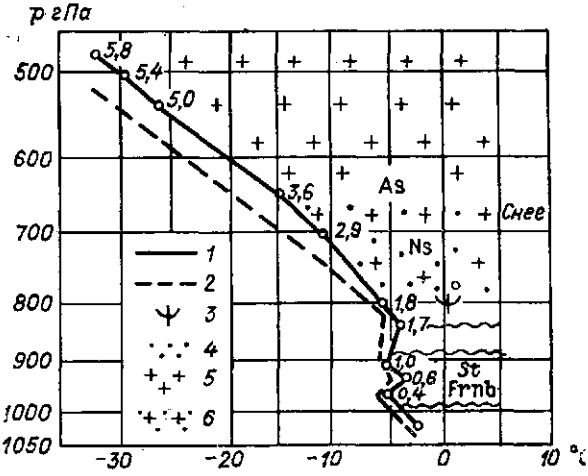

Рис. 5.10. Пример условий обледенения в системе облачности Ns—As теплого фронта.

1 — кривая стратификации; *2* — кривая точки росы; *3* — обледенение; *4* — капли; *5* — кристаллы; *6* — смешанная структура.

в ливневые (рис. 5.9 *б*). Такой характер осадков обычно связан с влажнонеустойчивой стратификацией теплого воздуха. Над фронтальной поверхностью располагается мощная облачность Ns—As и местами замаскированные Cd. При полете в этой части фронта обычно отмечается умеренная или сильная турбулентность. Смешанная фаза облачности в таких случаях характеризуется одновременным существованием кристаллов и довольно большого количества различных по размеру переохлажденных капель. При пересечении облачности данного типа фронта самолет может испытывать местами сильное обледенение даже при температуре значительно ниже —10 °С.

Аналогичное строение облачность теплого фронта нередко приобретает над возвышенностями и на их подветренной стороне, где увеличивается вероятность умеренного или сильного обледенения в облаках (рис. 5.9 *д*).

3. Теплый фронт, хорошо выраженный в полях температуры и ветра, но предфронтальное падение давления незначительно либо наблюдается слабый рост давления (рис. 5.9 *в*). Предфронтальные осадки слабые, иногда они выпадают в виде мороси или вовсе отсутствуют. Кривая стратификации в зоне такого фронта всегда указывает на наличие инверсии или изотермии с ростом массовой доли влаги с высотой.

Анализ вертикальных движений в зонах таких фронтов показывает, что восходящие движения наблюдаются только до изобарической поверхности 700 гПа, где они значительно ослабевают или сменяются нисходящими движениями. Поэтому фронтальная облачность не получает значительного вертикального развития; верхняя ее граница обычно не переходит за уровень изотермы —10 °С, т. е. не достигает того уровня, где должно происходить активное образование ледяных кристаллов. Эти облака можно назвать Ns—Sc. Фронтальная облачность этого вида сохраняет преимущественно капельную структуру, причем имеет довольно большую водность (в среднем 0,3 г/м^3) и сравнительно крупный диаметр капель (до 5 мкм). Вследствие этого во всем слое облачности вероятность обледенения около 80 %, интенсивность отложения льда умеренная и сильная.

4. Теплый фронт, имеющий сильно растянутую пленку холодного воздуха (рис. 5.9 *г*). Область значительных отрицательных барических тенденций и соответствующая зона обложных осадков располагаются непосредственно перед линией верхнего теплого фронта, на расстоянии до 100—200 км от линии нижнего теплого фронта (у поверхности Земли). В области верхнего теплого фронта строение облачности Ns—As и распределение зон обледенения такие же, как и на рис. 5.9 *а*. В области нижнего фронта могут быть следующие случаи:

а) если температура в теплой воздушной массе над фронтальной поверхностью положительная, а в холодной — отрицательная, то в клине холодного воздуха перед фронтом часто выпадает переохлажденная морось или дождь. Это зона очень сильного обледенения; у поверхности Земли при этом наблюдается гололед. Но с высоты 500—600 м температура в облаках становится положительной и обледенение отсутствует. Верхняя граница облаков над данным районом в большинстве случаев бывает на высоте около 2 км;

б) если температура в теплой воздушной массе отрицательная, но не ниже —10 °С, то во всем слое облачности, а также под облаками при мороси может наблюдаться сильное обледенение самолета.

5. Схема на рис. 5.9 *д* иллюстрирует влияние горных хребтов и возвышенностей на эволюцию облачности и зон обледенения. К сказанному выше следует добавить, что с подветренной стороны, где происходит размывание или рассеяние облачности, в отдельных слоях небольшой толщины может наблюдаться слабое, иногда умеренное обледенение.

Холодные фронты и фронты окклюзии

Облачной системой холодных фронтов (главных и вторичных) чаще всего являются облака типа Cb; основные характеристики этих облаков приведены в п. 5.4.3. Здесь лишь отметим, что фронтальные Cb нередко являются более мощными, чем внутримас-

совые, образующиеся, например, в тылу циклона. Кроме того, фронтальные Cb, располагаясь вдоль линии фронта, занимают значительную площадь и тем самым создают большую опасность обледенения. Основные случаи холодного фронта и связанные с ними зоны обледенения приведены на рис. 5.11.

1. Холодный фронт 1-го рода (рис. 5.11 *а*). Зона обледенения, а также турбулентности охватывает почти всю толщу облаков Cb, образующихся у «головы» холодного воздуха. Микроструктура смешанная, капли в достаточном количестве.

В облаках Ns—As, следующих за Cb, строение облачности и условия обледенения в основном те же, что и в Ns—As теплого фронта.

Если нулевая изотерма в теплом воздухе расположена на некоторой высоте от поверхности Земли, а холодный воздух непосредственно за фронтом имеет отрицательную температуру, то вслед за прохождением фронта начинает выпадать переохлажденный дождь, создающий опасную зону обледенения. Такого рода фронты часто встречаются в южных районах европейской части СССР в начале и конце холодного периода года.

2. Холодный фронт 2-го рода (рис. 5.11 *б*). Типичные облака Cb с известными нам свойствами. Одна из характерных особенностей — наличие перед фронтом на расстоянии до 200 км облаков типа Ac и Sc. Облака преимущественно капельного строения и потому почти всегда вызывают обледенение.

3. Широкая зона обложных осадков перед холодным фронтом (рис. 5.11 *в*). Осадки связаны с упорядоченным общим подъемом теплого воздуха перед фронтом и сопровождаются падением давления. Условия обледенения в Ns—As те же, что и в облаках теплого фронта (см. рис. 5.9 *а*), т. е. в большей части этой системы обледенение отсутствует или имеет слабую интенсивность. Обледенение наблюдается обычно непосредственно в зоне фронта.

4. Окклюзии по типу теплого и холодного фронтов (рис. 5.11 *г*, *д*). Обледенение возможно преимущественно в той части облачности, которая находится непосредственно в зоне верхнего или нижнего холодного фронта. У окклюзии по типу теплого фронта в случае отрицательных температур всегда бывает умеренное и даже сильное обледенение в зоне нижнего теплого фронта.

В целом анализу фронтов при прогнозе обледенения всегда следует придавать большое значение, причем надо обращать внимание также и на размытые приземные фронты.

Теплые фронты и фронты окклюзии обычно представляют наибольшую опасность из-за обледенения в самой нижней части, до высоты 1,0—1,5 км, где происходит значительное понижение облачности и осадки часто переходят в моросящие. Ширина зоны обледенения составляет 100—200 м.

В облачности холодных фронтов зоны обледенения распространяются до большой высоты, и интенсивность обледенения с высотой увеличивается. Кроме того, в верхней части Cb обледенение возможно при температуре значительно ниже —20 (до —40 °C).

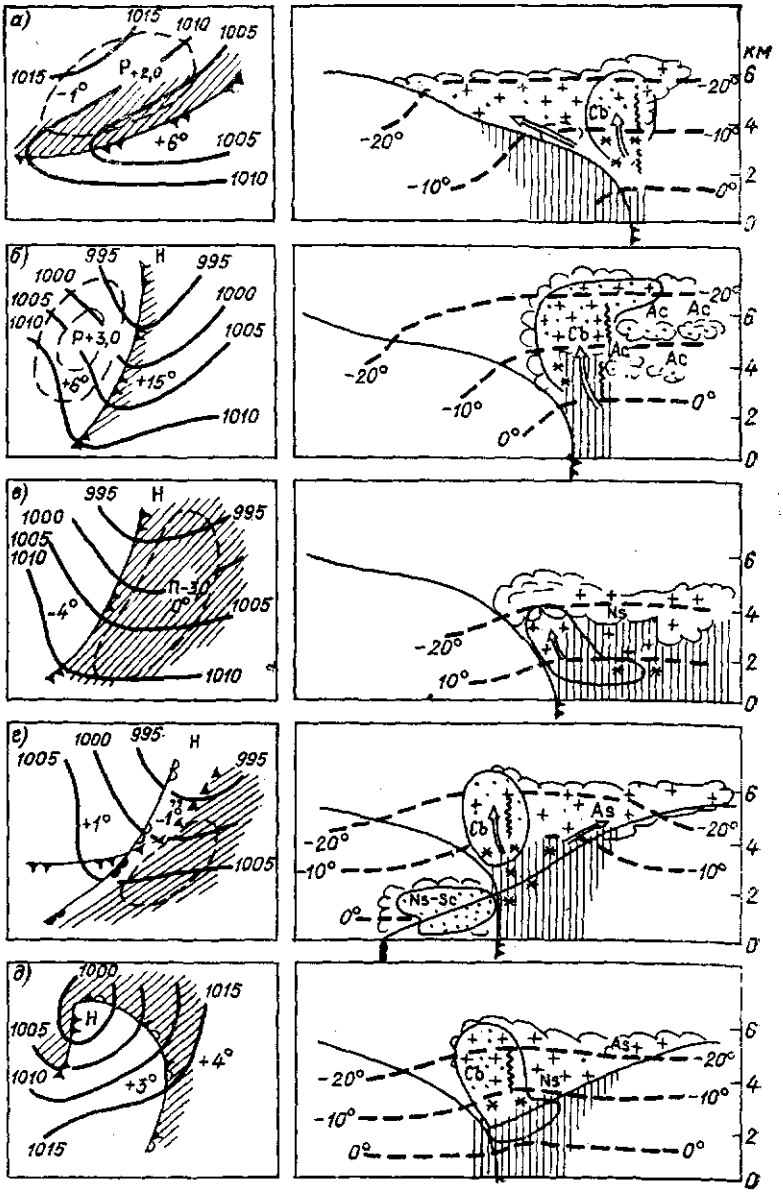

Рис. 5.11. Зоны обледенения для различных случаев холодных фронтов и фронтов окклюзии.

В связи со сказанным следует иметь в виду, что при встрече с сильным обледенением в облачности теплого фронта рекомендуется выходить из обледенения путем набора высоты; в случаях сильного обледенения в облачности холодного фронта, наоборот, наиболее целесообразно применять маневр на снижение высоты полета.

При пересечении размытых фронтов зоны опасного обледенения встречаются преимущественно в нижних слоях атмосферы до высоты 1,0—1,5 км. В некоторых случаях в области таких фронтов на высотах 2—3 км встречаются облака Ac, в которых тоже может быть интенсивное обледенение, но толщина этих облаков относительно небольшая, в среднем 600 м, следовательно, путем небольшого изменения высоты можно быстро выйти из зоны обледенения.

Обледенение в осадках

Как уже отмечалось, зоны обледенения могут быть связаны с осадками под основным покровом облачности. Наибольшую угрозу представляют переохлажденные дождь и морось, интенсивность обледенения в которых обычно сильная. Чаще всего эти осадки связаны с теплыми фронтами или с окклюзиями по типу теплых фронтов. В южных районах европейской части СССР переохлажденные дожди нередко наблюдаются за холодными фронтами.

Во всех случаях дождь выпадает в клине холодного воздуха под фронтальной поверхностью, когда теплый воздух над поверхностью фронта имеет температуру выше 0 °С. Обычно клин холодного воздуха имеет небольшую вертикальную мощность, примерно 500—800 м. Поэтому подъем самолета на небольшую высоту позволяет попасть в теплый воздух и, таким образом, выйти из зоны обледенения.

Переохлажденная морось иногда может наблюдаться на континенте при очень низкой отрицательной температуре воздуха, и тогда температура в облаке тоже отрицательная. Поэтому при мороси, когда температура воздуха у поверхности Земли от —7 до —10 °С, сильное обледенение может наблюдаться во всей облачности, толщина которой сравнительно небольшая — верхняя граница ее располагается на высоте 1,2—2,0 км.

Обледенение в снегопаде исключается, кроме случаев мокрого снега, оседание которого особенно заметно на фонарях пилотской кабины. Интенсивность же обледенения при полете в зоне мокрого снега небольшая.

5.5. ПРОГНОЗ ОБЛЕДЕНЕНИЯ

5.5.1. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА ОБЛЕДЕНЕНИЯ

Основой прогнозирования обледенения воздушных судов является определение метеорологических условий, благоприятствующих отложениям льда той или иной интенсивности. Как следует

из предыдущих разделов, такими условиями являются наличие облачности, содержащей переохлажденные капли воды, и значения температуры воздуха соответствующие этой структуре облаков. Следовательно, прогнозируются потенциальные зоны обледенения в атмосфере, а не обледенение конкретного самолета.

5.5.2. ПРОГНОЗ ОБЛЕДЕНЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ КАЧЕСТВЕННЫХ ПРИЗНАКОВ

Общее представление о наличии условий, благоприятствующих обледенению воздушных судов, может быть получено на основе анализа синоптических и метеорологических данных и использования указаний, содержащихся в п. 5.4. Для этого необходимы прежде всего анализ и прогноз расположения в пространстве облачных систем и выделение в них слоев со значениями температуры, при которых обледенение возможно. Определяются высоты изотерм 0, —10 и —20 °С и производится их сопоставление с высотами границ облачных слоев. В случае отсутствия данных о расположении облачных слоев рекомендуется использовать связь обледенения со значениями дефицита точки росы при различных градациях температуры (см. п. 5.4.2).

Для прогноза обледенения самолетов с реактивными двигателями необходимо также определить высоту, на которой с учетом кинетического нагрева при данной скорости полета температура поверхности самолета равна 0 °С, так как с этой высоты может происходить обледенение. Определение высоты, согласно указаниям в п. 5.2.5, производится с помощью графиков (см. рис. 5.5 и 5.6) и аэрологических данных.

Для качественной оценки возможной интенсивности обледенения можно использовать косвенные признаки характера эволюции облаков и соответствующих изменений их микроструктуры: развитие облаков указывает на некоторое увеличение их водности, а следовательно, на увеличение вероятности умеренного или сильного обледенения; размывание облаков, наоборот, является показателем слабого обледенения или его отсутствия.

Развитие и размывание фронтальных слоистообразных облаков в значительной мере обусловлено активизацией или размыванием фронта. В первом приближении признаками эволюции фронта и связанной с ним облачной системы могут служить синоптические данные, показавшие (с помощью специального анализа) удовлетворительное согласование характера эволюции фронта с интенсивностью обледенения самолетов в их зонах.

Признаками активизации (обострения) фронта являются:

— положение фронта в хорошо оформленной ложбине приземного поля давления;

— контраст температуры в зоне фронта на AT_{850} более 7 °С на 600 км расстояния (повторяемость более 65 % случаев);

— распространение падения давления на зафронтальную область или превышение абсолютных значений предфронтального

падения давления над таковыми значениями роста давления за фронтом.

Фронт, а следовательно, и фронтальная облачность размываются, если:

— барическая ложбина на приземной карте погоды слабо выражена, изобары приближаются к прямолинейным;

— контраст температур в зоне фронта на ΔT_{850} менее 7 °С на 600 км расстояния (повторяемость 70 % случаев);

— рост давления распространяется на предфронтальную область или абсолютные значения зафронтального роста давления превышают значения падения давления перед фронтом;

— выпадение непрерывных продолжительных осадков умеренной интенсивности в зоне фронта. Этот признак следует рассматривать в сочетании с остальными.

Об эволюции облачности можно также судить по изменениям дефицитов точки росы на данном уровне или в слое по результатам радиозондирования атмосферы: уменьшение дефицита до 1—0 °С свидетельствует о развитии облаков, увеличение до 4 °С и более — о размывании облаков.

Для суждения об эволюции фронтальных облаков одновременно с данными радиозондирования полезно также использовать последовательные спутниковые снимки облачных полей, которые могут служить для уточнения фронтологического анализа на синоптической карте и для определения горизонтальной протяженности (ширины) облачной системы и ее изменений во времени. Радиозондовые данные могут помочь определить, на каких стандартных уровнях и в каких слоях атмосферы располагается облачная система. Для этого можно использовать рекомендации, изложенные в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды.

Для оценки интенсивности обледенения во внутримассовых облаках St—Sc рекомендуются следующие указания.

В тех случаях, когда из St—Sc не выпадают осадки, обледенение в их нижней части бывает слабым или даже совсем отсутствует, но в верхней части облака оно может быть умеренным, а в отдельных случаях даже сильным.

Если из St—Sc выпадают осадки в виде переохлажденной мороси, мелких снежинок, игл, снежных зерен, то умеренное или сильное обледенение наблюдается обычно во всей толще облака.

Выпадение из облака крупных снежинок указывает на обеднение облака влагой и на возможность только слабого обледенения.

В случае длительного пребывания самолета в облаках, даже слабое обледенение может привести к существенному суммарному отложению льда на самолете и сделать полет опасным, а потому при прогнозе необходимо учитывать время пребывания ВС в облаках.

Вероятность обледенения, в том числе и интенсивного, в St—Sc возрастает с увеличением их толщины, так как это свидетельствует о развитии облака, об увеличении содержания в его слое жидкой воды, а также об увеличении размеров переохлажденных

капель. Зарубежные авторы приводят следующие значения водности слоистообразных облаков, вертикальная мощность которых около 1000 м, в зависимости от температуры на их верхней границе (примерно на уровне 900 гПа):

$T_{\text{ВГО}}$ °С	0	—10	—20
w г/м^3	1,6	1	0,6

С учетом этих данных рекомендуется при вертикальной мощности слоистообразных облаков около 1000 м и расположении их верхней границы вблизи 900 гПа использовать для характеристики интенсивности обледенения следующие зависимости:

— температура на верхней границе облака от 0 до —11 °С — умеренное обледенение;

— температура на верхней границе ниже —11 °С — слабое обледенение.

Заметим, что иногда при температуре до —11 °С обледенение может быть и сильным. Если верхняя граница облаков располагается на уровне меньшего или большего давления, чем 900 гПа (что указывает на меньшее или большее содержание жидкой воды в единице объема воздуха), то нижний предел температуры, при которой возможно умеренное обледенение, должен быть соответственно выше или ниже —11 °С.

Облака St—Sc могут формироваться также в зонах атмосферных фронтов под основной фронтальной облачной системой или представлять собой облачную систему размытых фронтальных разделов. И в том, и в другом случае водность таких облаков и соответственно угроза умеренного или сильного обледенения в них возрастают.

5.5.3. ОБЪЕКТИВНЫЕ СПОСОБЫ ПРОГНОЗА ОБЛЕДЕНЕНИЯ

При наличии аэрологических данных прогноз обледенения может быть получен с помощью эмпирических зависимостей.

1. Расчет по формуле Годске

$$T_{\text{нл}} = -8\,(T - T_d), \tag{5.4}$$

где $T_{\text{нл}}$ — температура насыщения над льдом. Обледенение прогнозируется на тех уровнях облака, где температура воздуха ниже температуры насыщения над льдом, т. е. $T < T_{\text{нл}}$.

Расчеты производятся с помощью аэрологической диаграммы с нанесенной на ней кривой температуры воздуха. Для прогноза обледенения надо выполнить следующее:

— выписать слева от каждой нанесенной точки значения температуры и точки росы с точностью до десятых долей градуса;

— определить на каждом уровне дефицит точки росы с точностью до десятых долей градуса;

— умножить полученные значения дефицита точки росы на —8 и нанести результаты (в °С) напротив соответствующих точек (при дефиците точки росы 0 °С величина $T_{\text{нл}}$ равна нулю, т. е. находится на изотерме 0 °С).

На всех уровнях, где кривая температуры воздуха на аэрологической диаграмме располагается слева от кривой $T_{нл}$, прогнозируется обледенение. Интенсивность обледенения при использовании указанного способа может быть оценена по размерам зоны между T и $T_{нл}$, указывающим на степень перенасыщения по отношению ко льду. При этом рекомендуется пользоваться следующими правилами:

а) при дефиците точки росы 0 °С воздух насыщен по отношению к воде и перенасыщен по отношению ко льду. Обледенение в Ns—As в виде изморози будет от незначительного до умеренного; в St, Sc и Cu — в виде чистого льда, умеренное и сильное;

б) если $T - T_d > 0$ °С, то слой перенасыщен по отношению ко льду, но, по-видимому, недонасыщен по отношению к облачным водяным каплям. Поэтому в чисто водяных облаках обледенение маловероятно, в смешанных — преимущественно слабое, в виде изморози.

Проверка показала, что расчеты по формуле (5.4) оправдываются удовлетворительно только для нижних слоев атмосферы (до 2 км), а выше плохо, очевидно, из-за несовершенства измерения влажности. В отдельных случаях при дефиците точки росы более 0 °С расчеты по (5.4) могут дать отсутствие обледенения, в то время как фактически оно наблюдалось.

2. Объективный метод прогноза интенсивности обледенения, разработанный в Гидрометцентре СССР (К. Г. Абрамович и И. А. Горлач), включает расчеты с помощью зависимостей в виде дискриминантных функций. Использованию этих зависимостей должен предшествовать анализ и прогноз облачности. Если синоптик не располагает данными о границах облаков, то можно использовать следующие зависимости в виде дискриминантных функций, полученные по аэрологическим данным на трех стандартных уровнях нижней тропосферы:

$$L_{850} = -0{,}001T + 0{,}881\,(T - T_d) + 0{,}011\tau - 4{,}524,$$

$$L_{700} = 0{,}005T + 0{,}708\,(T - T_d) + 0{,}08\tau - 3{,}876,$$

$$L_{500} = 0{,}052T + 0{,}739\,(T - T_d) - 0{,}031\tau - 2{,}685. \qquad (5.5)$$

Температура и дефицит точки росы в (5.5) берутся в °С, вертикальная скорость τ — в гПа/12 ч. Если результаты расчетов на той или иной поверхности окажутся меньше нуля, следует прогнозировать облачность (возможность обледенения в слое ±500 м от данной поверхности); если больше нуля, то облака, способные давать обледенение, отсутствуют. Оправдываемость расчетов по зависимой выборке данных показал общую оправдываемость 92—94 %, оправдываемость обледенения — от 86 % на $АТ_{700}$ до 92 % на $АТ_{850}$.

При отсутствии данных о вертикальных токах можно рекомендовать следующие зависимости, успешность расчетов по которым

на зависимой выборке такая же высокая, как и расчетов по (5.5), а на независимой — от 75 % на ΔT_{500} до 86 % на ΔT_{850}:

$$L_{850} = 1{,}701\,(T - T_d) - 2{,}046q + 0{,}239T - 1{,}751,$$

$$L_{700} = 0{,}654\,(T - T_d) - 1{,}313q + 0{,}091T - 1{,}011,$$

$$L_{500} = 0{,}675\,(T - T_d) - 2{,}301q + 0{,}102T - 0{,}256. \qquad (5.6)$$

Следующим этапом прогноза является определение возможной интенсивности обледенения. Для этой цели предлагается дискриминантная функция, содержащая в качестве предикторов температуру и высоту нижней границы облачности ($H_{\text{НГО}}$) в десятках метров:

$$L = -0{,}017H_{\text{НГО}} - 0{,}488T + 0{,}875. \qquad (5.7)$$

Построенный с помощью зависимости (5.7) график представлен на рис. 5.12. Заметим, что значения предикторов в области «без обледенения» при отрицательной температуре воздуха не исключают возможности слабого обледенения, не представляющего угрозы безопасности полетов.

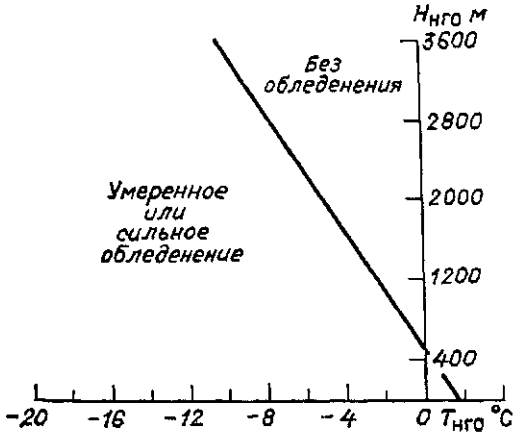

Рис. 5.12. График для прогноза условий обледенения в облаках.

При использовании графика для прогноза обледенения в слоистообразных облаках надо иметь в виду следующее:

1) применять график целесообразно лишь в случае наличия фронтов, в зонах облачности которых умеренное и сильное обледенение наиболее вероятно. Исключение составляет внутримассовая облачность большой вертикальной мощности (около 1000 м для St—Sc, более 600 м для Ac), когда также возможно применение графика;

2) «рабочей» частью графика является лишь та, которая соответствует температуре воздуха от 0 до —20 °С, а практически от значения температуры, при которой с учетом кинетического нагрева температура поверхности самолета равна 0 °С, до —20 °С;

3) если при наблюдаемой температуре воздуха на нижней границе облаков и при заданной скорости полета температура поверхности самолета окажется выше 0 °С, то следует определить ту температуру воздуха, которая соответствует (при данном кинетическом нагреве) температуре поверхности самолета 0 °С, а также

ее высоту. Полученные данные принимаются за исходные для расчетов с помощью графика (рис. 5.12) условий обледенения в лежащей выше этого уровня части облака;

4) при определении наличия обледенения на уровнях изобарических поверхностей по формулам (5.5) или (5.6) за $H_{\text{нго}}$ принимается уровень нижней поверхности с облачностью и для расчетов используется температура на этом уровне.

Проверка расчетов по графику в оперативных условиях показала некоторое завышение числа прогнозов умеренного или сильного обледенения по сравнению с данными, получаемыми с бортов рейсовых самолетов. Такое положение можно объяснить существованием различий в состоянии облаков (развитие или размывание), которые не могут быть определены с помощью одной лишь температуры воздуха.

Для объективизации признаков эволюции облаков была исследована возможность использования данных радиозондирования атмосферы, а также диагностических вертикальных токов. Результаты показали, что локальные изменения состояния облаков (развитие или размывание) хорошо характеризуют предшествующие данному состоянию 12-часовые изменения в районе прогноза следующих параметров атмосферы: вертикальных токов на AT_{700} ($\Delta\tau_{700}$), сумм дефицитов точки росы на AT_{850} и AT_{700} ($\Delta\sum_{850}^{700}(T-T_d)$) и общего влагосодержания атмосферы (Δw^*), представляющего собою количество водяного пара в граммах в столбе воздуха сечением 1 см^2. Расчет w^* производится по значениям массовой доли водяного пара q, которые могут быть сняты с построенной на аэрологической диаграмме кривой точек росы. В табл. 5.7 приведены значения влагосодержания, вычисленные для различных средних в слое значений доли водяного пара, выраженных целыми числами (по вертикали) и десятыми долями (по горизонтали), в трех слоях нижней половины тропосферы [1]: Земля — AT_{850} (w_1^*), AT_{850}—AT_{700} (w_2^*), AT_{700}—AT_{500} (w_3^*). Общее влагосодержание составляет сумма этих величин:

$$w^* = w_1^* + w_2^* + w_3^*.$$

Например, если в первом из указанных слоев средняя массовая доля водяного пара $\bar{q}_1 = 2{,}5\,‰$, во втором $\bar{q}_2 = 1{,}7\,‰$ и в третьем $\bar{q}_3 = 0{,}8\,‰$, то соответствующие им значения влагосодержания по табл. 5.7 составляют: $\omega_1^* = 0{,}38$ г/см^2, $\omega_2^* = 0{,}25$ г/см^2, $\omega_3^* = 0{,}15$ г/см^2. Общее влагосодержание будет $w^* = 0{,}78$ г/см^2.

Определив 12-часовые изменения всех трех параметров (суммы дефицитов точки росы, общего влагосодержания и вертикальных

---

[1] До высоты AT_{500} сосредоточено более 90 % всей влаги, содержащейся в земной атмосфере, поэтому влагосодержанием в более высоких слоях можно пренебречь.

Таблица 5.7

Значения количества водяного пара (w^*) в слоях атмосферы Земля — 850 гПа, 850—700 гПа и 700—500 гПа при различных средних значениях в слое массовой доли водяного пара (q)

q ‰	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
				w_1^* г/см² (Земля — 850 гПа)						
0		0,02	0,03	0,05	0,06	0,08	0,09	0,10	0,12	0,14
1	0,15	0,17	0,18	0,20	0,21	0,23	0,24	0,26	0,28	0,29
2	0,30	0,32	0,34	0,35	0,36	0,38	0,40	0,41	0,42	0,44
3	0,46	0,47	0,48	0,50	0,52	0,53	0,55	0,56	0,58	0,59
4	0,61	0,62	0,64	0,65	0,67	0,68	0,70	0,71	0,73	0,74
5	0,76	0,77	0,79	0,80	0,82	0,83	0,85	0,86	0,88	0,89
6	0,91	0,92	0,94	0,96	0,97	0,98	1,00	1,02	1,03	1,05
7	1,06	1,08	1,09	1,11	1,12	1,14	1,15	1,17	1,18	1,20
8	1,21	1,23	1,24	1,26	1,27	1,29	1,30	1,32	1,33	1,35
9	1,36	1,38	1,40	1,41	1,42	1,44	1,46	1,47	1,48	1,50
10	1,52	1,53	1,55	1,56	1,58	1,59	1,61	1,62	1,64	1,65
				w_2^* г/см² (850 гПа—700 гПа)						
0		0,02	0,03	0,04	0,06	0,08	0,09	0,10	0,12	0,14
1	0,15	0,16	0,18	0,20	0,21	0,22	0,24	0,25	0,27	0,28
2	0,30	0,31	0,33	0,34	0,36	0,37	0,39	0,40	0,42	0,43
3	0,44	0,46	0,48	0,49	0,50	0,52	0,53	0,55	0,56	0,58
4	0,59	0,61	0,62	0,64	0,65	0,67	0,68	0,70	0,71	0,73
5	0,74	0,76	0,77	0,79	0,80	0,82	0,83	0,85	0,86	0,88
6	0,89	0,90	0,92	0,94	0,95	0,96	0,98	0,99	1,01	1,02
7	1,04	1,05	1,07	1,08	1,10	1,11	1,13	1,14	1,16	1,17
8	1,19	1,20	1,22	1,23	1,25	1,26	1,28	1,29	1,31	1,32
9	1,34	1,35	1,37	1,38	1,40	1,41	1,42	1,44	1,46	1,47
				w_3^* г/см² (700 гПа—500 гПа)						
0		0,02	0,04	0,06	0,08	0,10	0,12	0,13	0,15	0,17
1	0,19	0,21	0,23	0,25	0,27	0,29	0,31	0,32	0,34	0,36
2	0,38	0,40	0,42	0,44	0,46	0,48	0,50	0,52	0,54	0,56
3	0,57	0,59	0,61	0,63	0,65	0,67	0,69	0,71	0,73	0,75
4	0,76	0,78	0,80	0,82	0,84	0,86	0,88	0,90	0,92	0,94
5	0,96	0,98	1,00	1,01	1,03	1,05	1,07	1,09	1,11	1,13
6	1,15	1,17	1,19	1,21	1,22	1,24	1,26	1,28	1,30	1,32
7	1,34	1,36	1,38	1,40	1,42	1,44	1,46	1,47	1,49	1,51

токов), можно оценить локальные изменения состояния облачности с помощью дискриминантной функции

$$L = 0{,}070\Delta\tau_{700} - 4{,}421\Delta w^* + 0{,}131\Delta \sum_{850}^{700} (T - T_d) - 0{,}239 \qquad (5.8)$$

или по соответствующей ей номограмме на рис. 5.13, значительно упрощающей расчеты в оперативных условиях. При расчетах по соотношению (5.8) развитию облаков соответствуют положитель-

ные значения L, размыванию — отрицательные; порядок расчетов по номограмме на рис. 5.13 указан стрелками. Оправдываемость характера эволюции облаков с помощью расчетов по уравнению (5.8), по авторской проверке, составила более 90 %.

Формула и номограмма могут быть использованы также для определения эволюции фронтальной облачности во времени по данным зондирования атмосферы в районе одного и того же участка фронта в два последовательных (через 12 ч) срока наблюдения. Для этого необходимо:

— установить идентичность участков фронта при двух его последовательных положениях с учетом того, что данный участок в последующем пройдет и район прогноза;

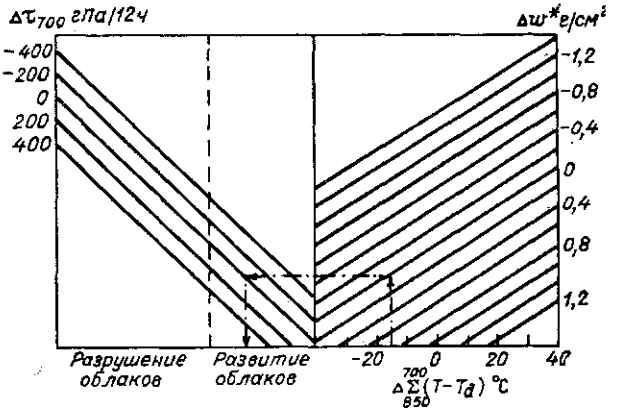

Рис. 5.13. Номограмма для определения локального развития и размывания облаков по изменениям за предшествующие 12 ч сумм дефицитов точки росы $(\Delta\sum_{850}^{700}(T - T_d))$; вертикальных токов на ΔT_{700} ($\Delta\tau_{700}$) и общего влагосодержания w^*.

— определить, данными каких пунктов радиозондирования может быть обеспечено получение значений сумм дефицитов точек росы, общего влагосодержания и вертикальных токов на интересующем нас участке фронта (с интервалом 12 ч);

— вычислить разности (изменения) указанных параметров и по ним с помощью дискриминантной функции (5.8) или номограммы (см. рис. 5.13) определить характер эволюции облаков.

На небольшие промежутки времени, не более 3 ч, для прогноза локального изменения состояния облачности можно использовать не временны́е изменения, а непосредственные значения самих параметров в момент, близкий к времени составления прогноза. Наиболее информативным для распознавания локального состояния облаков явилось сочетание значений температуры воздуха на AT_{700} (T_{700}), влагосодержания в слое AT_{850}—AT_{700} (w_2^*) и вертикальных токов на AT_{700} (τ_{700}). Соответствующая этому сочетанию дискриминантная функция будет

$$L = -0{,}096T_{700} + 16{,}877w_2^* - 0{,}008\tau_{700} - 4{,}817. \qquad (5.9)$$

На рис. 5.14 представлена построенная по этой зависимости номограмма. Оправдываемость расчетов характера эволюции облаков, согласно авторской проверке, 88 %.

Следует иметь в виду, что прямой связи между характером эволюции облаков и интенсивностью обледенения не обнаруживается. Локальный прогноз эволюции облаков позволяет оценить лишь *изменения* интенсивности обледенения, поэтому он имеет только вспомогательное значение и служит для внесения коррективов к прогнозу интенсивности обледенения по графику (см. рис. 5.12).

С учетом состояния облачности прогноз возможной интенсивности обледенения самолетов в данных конкретных условиях дается одной из следующих трех градаций: умеренное до сильного,

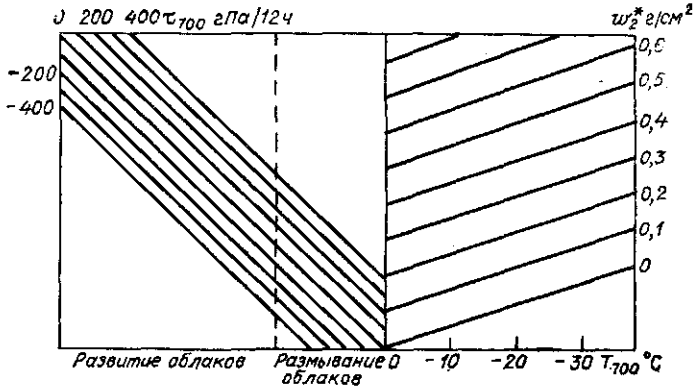

Рис. 5.14. Номограмма для определения локального развития и размывания облаков по значениям температуры, вертикальных токов на AT_{700} (T_{700}, τ_{700}) и влагосодержания в слое AT_{850}—AT_{700} (w_2^*).

слабое до умеренного [1] и без обледенения (включая возможность только очень слабого обледенения в облаках). При этом рекомендуется следующее.

При прогнозе развития облаков (или сохранении их в неизменном состоянии):

а) в случае прогноза по графику (см. рис. 5.12) «умеренное и сильное обледенение» следует сохранить этот прогноз, т. е. дать умеренное до сильного обледенение;

б) в случае прогноза по графику «без обледенения» указать слабое до умеренного обледенение.

При прогнозе размывания облаков:

а) в случае прогноза по графику (см. рис. 5.12) «умеренное и сильное обледенение» следует давать слабое до умеренного обледенение;

---

[1] В этих двух градациях «сильное» и «умеренное» обледенение является верхним пределом отложения льда в данных условиях. В прогнозе допускается замена слова «до» словом «местами»; например, «слабое, местами умеренное обледенение».

б) в случае прогноза по графику «без обледенения» этот прогноз сохраняется с учетом того, что может наблюдаться лишь незначительное отложение льда на самолете.

Глава 6

ВЕТЕР И ТЕМПЕРАТУРА НА ВЫСОТАХ

6.1. ВЛИЯНИЕ ВЕТРА И ТЕМПЕРАТУРЫ НА ПОЛЕТ ПО МАРШРУТУ

Летательный аппарат, движущийся в атмосфере, испытывает сложное влияние ветра и температуры воздуха.

Ветер, представляющий собой горизонтальное движение воздуха, по отношению к самолету является переносным движением: скорость движения самолета относительно земной поверхности (путевая скорость) равна сумме векторов скорости самолета относительно воздуха (воздушной скорости) и скорости ветра. Хотя для современной авиации характерны высокие скорости, однако, поскольку ее полеты совершаются на больших высотах (в верхней тропосфере и нижней стратосфере), где наблюдаются значительные скорости ветра, влияние последних на полет может быть значительным. Оно выражается в изменениях путевой скорости, в появлении заметного сноса самолетов. Так, углы сноса (т. е. углы между векторами путевой и воздушной скоростей) для турбореактивных самолетов при полете в зонах струйных течений могут превышать 10—15°. Правильный учет ветра при планировании и выполнении полета дает возможность сэкономить топливо, уменьшить продолжительность полета и лучше использовать летно-технические данные самолета.

Целесообразно использовать сильный ветер, если он попутный, а при наличии зоны встречного ветра, наоборот, обойти эту зону, чтобы избежать значительного увеличения продолжительности полета. С учетом ветра выбирается не только маршрут полета, но и его наивыгоднейший профиль.

Полеты по строго установленным воздушным трассам при наличии зон сильного ветра, в особенности струйных течений, следует производить на наиболее выгодном уровне. При попутном ветре в струйном течении уровень полета должен выбираться ближе к уровню максимального ветра, при встречном — возможно выше или ниже этого уровня, но так, чтобы облака и турбулентность не препятствовали полету или не усложняли его. Для выбора уровня полета используются прогностические карты максимального ветра и абсолютной топографии выше- и нижележащих изобарических поверхностей. Наиболее быстрое изменение скорости ветра получается при изменении высоты полета, поскольку вертикальный сдвиг ветра в струйных течениях бывает на

два порядка больше горизонтального. Если предписанный эшелон не позволяет самолету уйти вниз или вверх от сильного встречного ветра, тогда нужно отклониться на допускаемое правилами полета расстояние вправо или влево от трассы.

Наряду с учетом ветра при планировании полетов и штурманских расчетах необходим учет температуры воздуха. Температура влияет на показания указателя воздушной скорости и на аэродинамические характеристики самолета. Повышение температуры воздуха приводит к увеличению скорости горизонтального полета. На трассах большой протяженности изменения воздушной скорости горизонтального полета под влиянием изменений температуры на эшелоне полета могут достигать 40—50 км/ч и более. От температуры воздуха зависит сила тяги двигателей: при данном числе оборотов она уменьшается при повышении температуры на уровне полета, а тем самым изменяется и расход топлива. Этот эффект особенно значителен при изменении высоты полета: чем больше вертикальный градиент температуры воздуха, тем медленнее уменьшается с высотой сила тяги. В изотермических и особенно в инверсионных слоях плотность воздуха с высотой убывает быстрее, что приводит к более интенсивному уменьшению силы тяги с высотой.

Такое уменьшение хорошо заметно при пересечении тропопаузы. При полете на постоянном эшелоне значительные колебания силы тяги могут наблюдаться при пересечении атмосферных фронтов. При полете во фронтальных зонах в отдельных случаях в течение короткого времени сила тяги может уменьшиться (при попадании в более теплый воздух) или увеличиться (при попадании в холодный) на 5—10 %. Через изменение силы тяги температура воздуха влияет на потолок самолета; если полет выполняется на уровне, близком к потолку, то при повышении температуры происходит потеря высоты (при повышении температуры на 10° для самолетов с турбореактивными двигателями приблизительно на 500 м, для самолетов с поршневыми двигателями — значительно меньше). Это следует учитывать при полетах по трассам протяженностью 2—3 тыс. км и более, особенно если трасса ориентирована меридионально.

Влияние ветра на полет вертолетов аналогично его влиянию на полет самолетов. Влияние температуры на полет вертолетов по маршруту значительно менее существенно, чем на полет скоростных высотных самолетов.

6.2. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ВЕТРА И ТЕМПЕРАТУРЫ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

Ветер и температура в свободной атмосфере прогнозируются на основе общих закономерностей эволюции атмосферных процессов. Эти закономерности описываются системой уравнений гидро- и термодинамики атмосферы. Входящие в систему уравнения дви-

жения устанавливают соотношение локальных изменений скорости с ее адвекцией, силой барического градиента и силой Кориолиса, а также с эффектами турбулентной вязкости и плавучести. Уравнение первого начала термодинамики, в свою очередь, определяет локальное изменение температуры через ее адвекцию и различного рода притоки и потери тепла (обусловленные турбулентным перемешиванием, радиационным обменом, фазовыми переходами влаги и др.). Для того чтобы дать прогноз ветра и температуры в свободной атмосфере, в принципе необходимо количественно определить все перечисленные факторы. Однако, поскольку эта задача оказывается, по крайней мере в настоящее время, практически невыполнимой, приходится ограничиваться расчетом лишь тех слагающих локальных изменений ветра и температуры, которые с одной стороны, вносят наибольший вклад, с другой — могут быть рассчитаны на основе имеющихся исходных данных при существующем уровне технических возможностей.

В современных условиях прогноз температуры и ветра на практике дается с помощью комбинирования результатов численного прогноза с синоптическими и синоптико-статистическими методами, требующими относительно несложных расчетов, которые выполняются вручную. Путем численного прогноза получают опорные прогностические поля, а применение статистических связей и эмпирических закономерностей в сочетании с опытом синоптика позволяет не только существенно обогатить и уточнить даваемую численным прогнозом картину, но и предсказать развитие ряда таких явлений, которые пока не описываются численными прогностическими моделями.

Действительно, для целей численного прогноза система уравнений гидротермодинамики всегда подвергается всевозможным упрощениям и трансформациям, неодинаковым в различных конкретных моделях. Таким путем получают возможность построения численных схем, удовлетворяющих тем или иным специальным требованиям. Наиболее распространенными являются следующие физически важные упрощения: исключение температуры из системы уравнений с помощью уравнения гидростатики; пренебрежение всеми или почти всеми видами притоков тепла; замена составляющих скорости ветра составляющими геострофического ветра. Получаемые в результате применения указанных упрощений квазигеострофические модели используются для прогноза только геопотенциальных высот изобарических поверхностей; на их основе производится также расчет крупномасштабного поля вертикальных движений (см. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды).

Получив предвычисленное поле давления (геопотенциала) с помощью квазигеострофической модели, в принципе можно рассчитать на его основе поле геострофического ветра и статической температуры. Однако на практике более целесообразным во многих отношениях оказывается построение прогностических полей ветра и температуры (на основе прогностического поля давления) синоптическими методами.

Построение прогностического поля ветра производится с использованием расчетов градиентного ветра (с помощью градиентной линейки и номограмм, предназначенных для введения поправок на кривизну изогипс). Особую задачу, о которой подробнее см. п. 6.3 и Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, представляет прогноз сильного ветра в зоне струйных течений, связанных с высотными фронтальными зонами.

Для построения прогностической карты температуры основным является метод траекторий: с его помощью находят адвективные изменения температуры, а затем, пользуясь прогностической картой вертикальных движений, определяют изменения температуры, обусловленные вертикальными перемещениями.

Процесс расчета адвективных изменений температуры (а также влажности) и изменений, вызванных вертикальными движениями, можно автоматизировать. В некоторых оперативно применяемых моделях такая процедура предусмотрена и дает хорошие результаты. В этих моделях рассчитываемые методом траекторий поля температуры и влажности успешно используются для прогноза конвективной деятельности и осадков. Недостатком подобных моделей, ограничивающим их оперативное применение, является неэкономичность (большой объем памяти и машинного времени, необходимых для расчета).

В более совершенных, в сравнении с квазигеострофическими, современных прогностических моделях ветер либо выражается через геопотенциал более сложным образом, либо является одной из предвычисляемых величин (так называемые модели с полными или примитивными уравнениями). Имеются также модели, в которых учитываются те или иные виды притоков тепла (неадиабатические модели). В этих моделях применяются сильно усложненные численные схемы; модели предъявляют высокие требования к вычислительной технике и к качеству исходной информации. В настоящее время они применяются как для прогноза на большой территории — на всем земном шаре или на полушарии, так и для прогноза над отдельными регионами. Особенностью региональных моделей является большое число расчетных уровней и увеличенное горизонтальное разрешение. При условии достаточной освещенности территории исходными данными они дают хорошие результаты.

Прогноз температуры и ветра, независимо от того, составляется он машинным способом или вручную, выполняется в крупных прогностических подразделениях. Синоптик, непосредственно осуществляющий метеорологическое обеспечение полетов, для составления прогноза ветра и температуры по маршруту на эшелоне полета должен выполнить интерполяцию прогностических значений этих величин с уровней, на которых они получены, на уровень полета.

Наибольшие сложности возникают в связи с прогнозом сильных ветров и струйных течений, а также тропопаузы. Как уже было сказано, такой прогноз в настоящее время получается с помощью

синоптических методов. Существуют и расчетные методы; идеи и подходы, лежащие в их основе, могут оказываться полезными как в методическом отношении, так и для решения некоторых практических задач. Ниже будут изложены основные сведения о расчетных методах прогноза струйных течений и максимального ветра.

6.3. ПРОГНОЗ МАКСИМАЛЬНОГО ВЕТРА И СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ

6.3.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЯХ

Основные особенности струйных течений (СТ) определены Всемирной метеорологической организацией: «*Струйное течение* — это сильный узкий поток с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере или в стратосфере, характеризующийся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра и одним или более максимумами скорости».

Обычно длина струйного течения составляет тысячи километров, ширина — сотни километров и толщина — несколько километров. Вертикальный сдвиг ветра около 5—10 м/с на 1 км, а горизонтальный сдвиг — 5 м/с на 100 км. Нижний предел скорости ветра на оси струйного течения условно считается равным 30 м/с, или 108 км/ч.

Указанный в определении ВМО нижний предел скорости ветра в СТ выбран с учетом того, что ветер, превышающий 100 км/ч, оказывает заметное влияние на путевую скорость самолетов, выполняющих полет в зоне СТ. Следует предостеречь от формального применения критерия 30 м/с при анализе карт максимальных ветров. Если на каком-либо участке скорость ветра на 2—3 м/с меньше указанного нижнего предела, это не означает отсутствия струйного течения, а указывает лишь на местное ослабление. При формальном применении критерия скорости ветра струйное течение на карте может оказаться разбитым на ряд не связанных между собой отрезков, тогда как в реальных условиях они слиты в единое целое, хотя и имеются значительные изменения скорости ветра вдоль СТ.

Центральную часть СТ, в которой скорости ветра наибольшие, называют его сердцевиной. Линия максимального ветра внутри сердцевины называется осью СТ. Поперечное сечение сердцевины не превышает 50—100 км по горизонтали и 1—2 км по вертикали, а скорость ветра на границах сердцевины лишь немного меньше, чем на оси СТ. Слева от оси, если смотреть по потоку, расположена циклоническая сторона СТ, справа — антициклоническая. Иногда их называют соответственно холодной и теплой, но это верно лишь для тропосферных уровней.

Поверхность, которая проходит через точки с максимальной скоростью ветра на вертикальных профилях ветра в разных частях СТ, называется поверхностью максимального ветра. Ось СТ

лежит на этой поверхности, которая является изогнутой. Наименьшие высоты поверхности максимального ветра обычно наблюдаются левее оси СТ. В направлении вдоль СТ высота поверхности максимального ветра, и в частности высота оси СТ, может постепенно уменьшаться или увеличиваться (на 1—2 км на протяжении 1000 км). Чем сильнее ветер на данном участке струи, тем ниже располагается уровень его максимальной скорости. Скорость ветра в СТ также меняется вдоль потока: образуются подвижные области повышенных скоростей ветра, а в промежутках между ними — области более слабых ветров.

Области повышенных скоростей ветра на картах обнаруживаются как системы замкнутых изотах эллиптической формы, вытянутых вдоль потока и очерчивающих центры, которые принято называть подвижными максимумами скорости ветра или областями максимального ветра. Эти подвижные максимумы перемещаются вдоль СТ в направлении потока.

В областях СТ велики как вертикальные, так и горизонтальные сдвиги ветра. Горизонтальный сдвиг ветра слева от оси СТ, т. е. на циклонической стороне, гораздо больше, чем справа от нее, на антициклонической стороне. Вертикальный сдвиг ветра обычно больше над поверхностью максимального ветра, чем под ней, хотя нередко наблюдается и обратное.

В струйных течениях, связанных с фронтами умеренных широт, над югом СССР зимой средний вертикальный сдвиг ветра в слое 1 км вниз от уровня максимального ветра составляет примерно 9 м/с, над поверхностью максимального ветра в таком же слое — 13 м/с. Чем сильнее СТ, тем больше вертикальный сдвиг ветра в нем. Летом средние вертикальные сдвиги ветра имеют почти такие же значения, но их зависимость от максимальной скорости ветра на оси СТ меняется. С увеличением максимальных скоростей ветра вертикальные сдвиги возрастают летом гораздо быстрее, чем зимой.

В субтропических СТ и зимой, и летом средний вертикальный сдвиг ветра под осью СТ составляет 13 м/с, над осью — 12 м/с на 1 км. В сильных СТ (со скоростями больше 80 км/ч) вертикальные сдвиги ветра часто достигают 35—40 м/с на 1 км.

В умеренных и высоких широтах СССР средние вертикальные сдвиги ветра в СТ меньше, чем на юге.

Всякое струйное течение является составной частью планетарной фронтальной зоны (ПВФЗ), являющейся объемной бароклинной зоной большой вертикальной мощности, неоднородной на всем своем протяжении. Чем больше горизонтальный градиент температуры в бароклинной зоне, тем больше термический ветер, определяющий вертикальный сдвиг ветра. Пока горизонтальный градиент температуры сохраняет направление от уровня к уровню, ветер с высотой растет. В результате сохранения направления термического ветра в бароклинной зоне от Земли до уровня обращения горизонтального градиента температуры возникает СТ с осью вблизи этого уровня. Однако действительный ветер в СТ иногда

значительно сильнее того, который обусловлен термическим ветром.

На левой стороне СТ тропопауза является низкой и относительно теплой, на правой стороне — высокой и холодной. Переход от низкой тропопаузы циклонической стороны СТ к высокой тропопаузе антициклонической стороны может происходить непрерывно, путем плавного перехода, либо сопровождаться разрывом. Непрерывный переход от низкой к высокой тропопаузе чаще встречается в высоких широтах, а разрыв тропопаузы — в умеренных и субтропических широтах; он характерен для интенсивных ПВФЗ и сильных СТ.

Облака в области СТ обычно располагаются ниже уровня максимального ветра. Отсутствие облаков выше этого уровня является характерной особенностью СТ. Наиболее часто облака верхней тропосферы находятся в зоне шириной 400—500 км слева от сердцевины ниже оси СТ. Изредка облака в области СТ обнаруживаются немного выше полярной тропопаузы или тропопаузы умеренных широт, но не встречаются в стратосфере над тропической тропопаузой.

На спутниковых фотографиях облачность СТ обычно имеет форму обширного массива или длинной широкой полосы, а иногда нескольких узких полос перистых облаков (см. гл. 9). Характерной особенностью облачности интенсивных СТ (со скоростями на оси около 100 км/ч или более) является наличие в ней поперечных или почти поперечных полос. Чем лучше выражена система облачности СТ на спутниковых фотографиях, тем интенсивнее СТ.

6.3.2. ПРОГНОЗ СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Прогноз будущего положения СТ и скорости максимального ветра тесно связан с прогнозом положения ПВФЗ и, в конечном счете, с прогнозом поля давления. В оперативной практике прогностических центров нашей страны прогноз СТ дается синоптическими методами на основе численного прогноза высот изобарических поверхностей и с использованием карт максимального ветра за предшествующие сроки (см. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды).

Будущая ориентация тропосферного СТ определяется по прогностическим картам AT_{300} или AT_{200}. Изменение высот оси СТ за 12 ч считается пренебрежимо малым. Прогноз смещения и изменения интенсивности областей максимального ветра, двигающихся вдоль оси СТ, производится на основе представлений о том, какие участки поля являются характерными для зарождения и распада этих областей. Наиболее эффективным генератором областей максимального ветра является область сильной конвергенции встречных потоков. Другие ситуации, обусловливающие конвергенцию потоков, также благоприятны для возникновения областей максимального ветра. Напротив, системы, в которых наблюдается расходимость воздушных течений, вызывают ослаб-

ление и гашение областей максимального ветра. При прогнозе движения таких областей следует иметь в виду следующие особенности. Области максимального ветра перемещаются вдоль СТ с переменными скоростями, в общем меньшими, чем скорость ветра в СТ. Обычно медленно движущиеся области имеют разреженные изотахи впереди и большую их концентрацию в тылу. Наоборот, быстро движущиеся области максимального ветра имеют густо расположенные изотахи в передней части и разреженные в тыловой. Область максимального ветра может двигаться криволинейно и с ускорением на разных этапах своего пути, но всегда видна направляющая движение система, например высотная ложбина или циклон. Составляя прогноз СТ, синоптик руководствуется такого рода качественными закономерностями.

В некоторых зарубежных прогностических центрах используются способы численного прогноза максимального ветра, основанные на численном прогнозе геопотенциальных высот изобарических поверхностей и скоростей ветра на этих поверхностях. При условии высокого вертикального разрешения прогностической модели в пределах слоя, занятого СТ, оказывается несколько расчетных уровней. Это позволяет построить в каждой точке сетки гладкий профиль ветра (с помощью сплайн-функций), содержащий максимум, высота которого и определяется. Положение точки с максимальной скоростью на этом профиле считается будущим уровнем максимального ветра. Выполнив такой расчет во всех точках сетки, строят прогностическую карту максимального ветра, анализ которой выявляет будущее положение СТ.

В разное время как у нас, так и за рубежом было предложено несколько расчетных методов прогноза тех или иных характеристик СТ; среди этих методов есть относительно простые, не требующие большого объема расчетов. Наиболее прост предложенный в 1958 г. Э. Р. Рейтером способ прогноза смещения областей максимального ветра. Для расчета смещения за ближайшие 24 ч области максимального ветра в меридиональном направлении получено уравнение регрессии, связывающее рассчитываемую величину D_m с характеристикой геострофического ветра, осредненного по точкам, удаленным на 15° по широте и на 20° по долготе от центра области максимального ветра. Последняя величина вычисляется по формуле

$$\sum \Delta_z H = (H_3 - H_1) + (H_5 - H_4) + (H_8 - H_6),$$

где H_i — геопотенциальные высоты поверхности 300 гПа в декаметрах, а номера точек соответствуют показанным на рис. 6.1. Уравнение регрессии имеет вид

$$D_m = 0{,}1 \sum \Delta_z H,$$

где D_m выражено в градусах широты. Аналогичные уравнения предложены для расчета зонального смещения в градусах долготы:

$$D_z = 0{,}1 \sum \Delta_m H,$$

$$\sum \Delta_m H = (H_6 - H_1) + (H_7 - H_2) + (H_8 - H_3).$$

Другой способ, предложенный тем же автором, так называемый способ контрольных линий, состоит в экстраполяции смещения областей максимального ветра, полученных по трем последовательным картам: контрольная линия соединяет положения центров областей максимального ветра на трех картах и используется для экстраполяции ожидаемого положения этой области.

Недостатки этого метода связаны с изменчивостью и непродолжительностью существования областей максимального ветра, которые, как говорилось выше, далеко не всегда прослеживаются по последовательности карт максимального ветра в течение более чем суток.

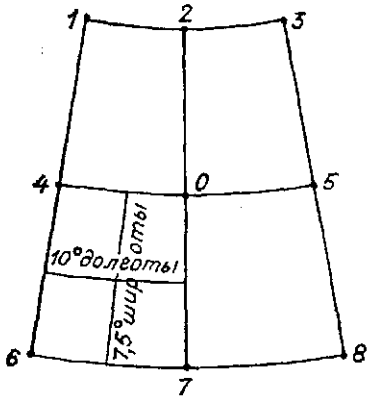

Рис. 6.1. Система точек, в которых снимаются значения H_{300}, для расчета осредненного потока в точке 0.

Способ прогноза уровня и скорости максимального ветра в СТ предложен Н. В. Петренко. Положение СТ, согласно этому способу, определяется по прогностической карте абсолютной топографии той поверхности, вблизи которой располагается его ось. Уровень максимального ветра рассчитывается как уровень выравнивания температур теплой и холодной воздушных масс, т. е. как уровень, на котором пересекаются кривые стратификации температуры на станциях, расположенных справа и слева от нового положения оси СТ. Для расчета высоты этого уровня предлагается выражение

$$h_m = h_8 + \frac{T_{81} - T_{82}}{\gamma_1 - \gamma_2},$$

где h_m — высота уровня максимального ветра; h_8 — высота поверхности 850 гПа в точке расчета; T_{81}, T_{82} — температуры на поверхности 850 гПа в точках, расположенных справа и слева от точки расчета на расстояниях 300—500 км по нормали к оси ПВФЗ; γ_1 и γ_2 — средние вертикальные градиенты температуры в слое 850—300 гПа в тех же точках. Температуру и градиенты температуры рекомендуется вычислять по прогнозируемым геопотенциальным высотам с помощью уравнения статики. Однако вычисление градиента температуры таким путем оказывается недостаточно точным, и высота уровня максимального ветра определяется со значительной погрешностью. Более надежные результаты дает расчет давления на уровне выравнивания температур с помощью выражения

$$\lg p_m = 2{,}699 - 0{,}296\,\frac{(H_{31} - H_{32}) - (H_{51} - H_{52})}{T_{51} - T_{52}},$$

где H_{31} и H_{32} — геопотенциальные высоты поверхности 300 гПа

в декаметрах соответственно в теплом и холодном воздухе, H_{51} и H_{52} — геопотенциальные высоты поверхности 500 гПа; T_{51} и T_{52} — температура на поверхности 500 гПа в теплом и холодном воздухе соответственно.

Предвычисление скорости ветра на оси СТ производится по формуле

$$V_m = V_з + \Gamma_v (h_з - h_m)$$

или

$$V_m = V_з + \Gamma_v (h_m - h_з).$$

Здесь $V_з$ — скорость градиентного ветра по прогностической карте $АТ_{300}$ на участке ПВФЗ, где располагается точка расчета;

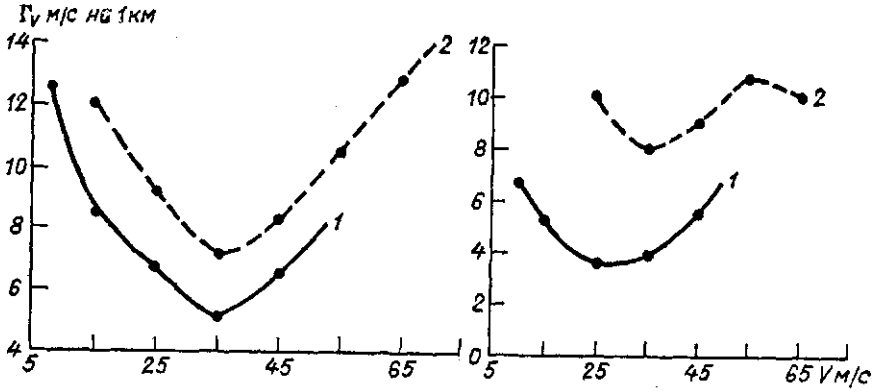

Рис. 6.2. Зависимость средних значений Γ_v от скорости ветра на поверхности 500 гПа (*1*) и на поверхности 300 гПа (*2*). Левая часть рисунка используется при $h_з < h_m$, правая — при $h_з > h_m$.

Γ_v — средний вертикальный сдвиг ветра (м/с на 1 км) над или под осью СТ в зависимости от ее положения относительно поверхности 300 гПа; $h_з$ — высота в километрах прогностического положения изобарической поверхности 300 гПа в точке расчета. При положении оси СТ ниже поверхности $АТ_{300}$ используется первая из приведенных формул для V_m, при положении оси СТ выше поверхности $АТ_{300}$ — вторая. Величина Γ_v определяется с помощью эмпирических графиков зависимости ее от скоростей ветра на поверхностях 300 и 500 гПа (рис. 6.2); при $h_з < h_m$ следует пользоваться графиками в левой части рис. 6.2, при $h_з > h_m$ — в правой.

Метод Н. В. Петренко позволяет вычислять уровень и значение максимальной скорости ветра с удовлетворительной точностью при условии, что скорость ветра в СТ не превосходит 65 м/с.

Имеются и другие разработки, выполненные в МГУ, в ДВНИИ и в других учреждениях и направленные на расчет важных для практики характеристик СТ с использованием тех или иных предикторов. Способы расчета, предлагаемые в таких работах, обладают различной степенью сложности. В некоторых случаях, как

и при использовании описанных выше способов Э. Р. Рейтера и Н. В. Петренко, можно выполнить вручную расчет для нескольких точек. Однако получение прогностической карты СТ над значительной территорией, как правило, требует применения ЭВМ. На практике для построения прогностических карт максимального ветра и СТ применяют преимущественно не расчетные, а синоптические методы.

В целом задачу о количественном прогнозе струйных течений следует отнести к числу недостаточно разработанных к настоящему времени.

Глава 7

АТМОСФЕРНАЯ ТУРБУЛЕНТНОСТЬ И БОЛТАНКА ВОЗДУШНЫХ СУДОВ

7.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ, ВЫЗЫВАЮЩЕЙ БОЛТАНКУ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ

7.1.1. ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ НА ПОЛЕТ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ

Турбулентность — это движение воздуха, при котором воздушные частицы совершают неустановившееся беспорядочное перемещение по сложным траекториям. В атмосфере турбулентное движение обычно характеризуется наличием вихрей различных размеров, перемещающихся с различными скоростями в общем (среднем) воздушном потоке. Вихревой характер движения воздуха обусловливает наличие в турбулентной зоне знакопеременных пульсаций скорости ветра, в том числе пульсаций *вертикальной составляющей ветра*, оказывающей существенное влияние на полет ВС. Именно эта особенность турбулентности и представляет наибольший интерес для авиации.

Пульсации ветра, особенно пульсации его вертикальной скорости (вертикальные порывы) вызывают резкие перемещения ВС в вертикальной плоскости, получившие название *болтанки*. Болтанка проявляется в виде тряски ВС, вздрагиваний или бросков вверх, сопровождающихся провалами. Болтанка затрудняет пилотирование ВС, нарушает комфорт пассажиров, вызывает дополнительные нагрузки на элементы конструкции, а в исключительных случаях может привести к потере его управляемости и даже разрушению.

Количественно интенсивность болтанки можно оценить по значению вертикальной перегрузки ВС (n) или ее приращения (Δn). Перегрузка (n) представляет собой отношение суммы инерционных и аэродинамических сил, действующих в полете на ВС, к его весу. Приближенно величину n и Δn горизонтально

летящего ВС при встрече с вертикальным порывом воздуха можно оценить по формуле

$$\Delta n = n - 1 = \pm \frac{\rho V w_{эф} C_y^{\alpha}}{2G/S}. \qquad (7.1)$$

Здесь Δn — приращение перегрузки в долях g, где $g=9{,}8$ м/с^2; ρ — плотность воздуха; V — скорость полета; $w_{эф}$ — так называемая эффективная вертикальная скорость порыва воздуха; C_y^{α} — производная коэффициента подъемной силы по углу атаки α; G — полетный вес самолета; S — несущая поверхность крыла.

При спокойном горизонтальном полете $n=1$, $\Delta n=0$. При воздействии на ВС восходящего потока возникает положительное приращение перегрузки. Находящиеся в это время в ВС пассажиры и грузы становятся как бы тяжелее. Нисходящие потоки, наоборот, приводят к отрицательным перегрузкам, вследствие чего пассажиры и груз становятся легче в число раз, равное приращению перегрузки. Если приращение перегрузки равно —1, возникает невесомость.

Приведенная формула показывает, что перегрузка (болтанка) пропорциональна скорости вертикального порыва. Это обстоятельство позволяет решать и обратную задачу — оценивать интенсивность турбулентности по величине перегрузки ВС, т. е. интенсивности болтанки. Такая оценка в практической работе вполне приемлема, хотя и является приближенной.

Качественно интенсивность болтанки можно оценить по характеру поведения ВС, субъективным ощущениям пассажиров и нарушению режима работы навигационных приборов (указателя скорости полета, вариометра и др.). Существующие критерии оценки интенсивности болтанки ВС приведены в табл. 7.1.

Важно отметить, что болтанка ВС в атмосфере бывает связана не только с турбулентностью. Волновые или полуупорядоченные конвективные движения также могут приводить к вертикальным перегрузкам ВС, пересекающего такие зоны с большой скоростью.

Однако такие случаи сравнительно редки, поэтому практически болтанку ВС почти всегда отождествляют с турбулентностью, а турбулентность — с болтанкой. Поскольку перегрузка зависит от удельной нагрузки ВС, его скорости и других характеристик, то при одних и тех же скоростях порывов различные типы ВС и даже одно и то же ВС на различных режимах полета может испытывать болтанку различной интенсивности. Исходя из этого, при заходе на посадку после создания посадочной конфигурации ВС болтанка считается умеренной, если Δn изменяется от $\pm 0{,}3g$ до $\pm 0{,}4g$ и сильной при $\Delta n > \pm 0{,}4g$.

7.1.2. ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОН ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Структура турбулентных зон

Турбулентность в атмосфере наблюдается в виде отдельных тонких слоев или пятен в общем невозмущенном потоке. Чаще всего турбулентные зоны имеют вид плоских блинообразных объе-

Таблица 7.1

Критерии оценки интенсивности болтанки воздушных судов

Интенсивность болтанки	Условное обозначение	Диапазоны перегрузок и их приращений в долях g	Эффективная вертикальная скорость порыва $w_{эф}$ м/с	Характеристика поведения самолета в зоне болтанки	Характеристика комфорта пассажиров
Слабая		$\frac{0{,}5 \leqslant n \leqslant 1{,}5}{\lvert\Delta n\rvert \leqslant 0{,}5}$	5—10	Частые толчки, связанные с покачиванием самолета и изменением высоты, не вызывают затруднений в пилотировании самолетом. Наблюдаются заметные колебания стрелок вариометра и указателя скорости. Установившийся режим полета сохраняется	Вызывает неприятные ощущения у значительной части пассажиров и затрудняет ходьбу в самолете
Умеренная		$\frac{0 \leqslant n \leqslant 2{,}0}{0{,}5 < \lvert\Delta n\rvert \leqslant 1{,}0}$	10—15	Резкие вздрагивания и отдельные броски самолета, сопровождающиеся большими и частыми кренами и рысканьем. Изменение высоты, частые и резкие перегрузки затрудняют использование автопилота. Отмечается неустойчивая работа вариометра и указателя скорости. Установившийся режим полета нарушается по высоте и курсу. При больших отрицательных перегрузках ощущается невесомость, а при положительных, наоборот,— сильное прижатие к креслу	Незакрепленные предметы начинают смещаться. Хождение по самолету может вызвать ушибы пассажиров. Необходимо пристегивание пассажиров ремнями. Тяжело переносится большинством пассажиров, вызывает болезненные явления и утомляет экипаж
Сильная		$\frac{-0{,}1 < n < 2{,}1}{\lvert\Delta n\rvert > 1{,}0}$	>15	Исключительно резкие броски самолета, которые сопровождаются большими перегрузками, сильно прижимающими или отрывающими от кресла. Полет происходит с большими отклонениями по высоте и курсу, нарушается установившийся режим полета. Показания вариометра и указателя скорости сильно искажаются. Положение самолета в пространстве определяется средним положением планки авиагоризонта. Ухудшается управляемость самолета, и неправильным действием пилота может быть создан режим по скорости, опасный для прочности самолета	Вызывает отделение от кресел и зависание на ремнях, а при положительных перегрузках затяжное прижатие к креслам. В случае непристегнутых ремней пассажиры могут получать сильные ушибы головы и травмы. Резкие и большие перегрузки вызывают у подавляющего большинства пассажиров болезненные явления

мов со значительной пространственной анизотропией. Размеры зон турбулентности по горизонтали изменяются в широких пределах: от нескольких километров до нескольких сотен километров, но обычно (в 80 % случаев) они менее 100 км. Толщина этих зон не превышает 1,5—2,0 км, в 80 % случаев она менее 800—900 м в умеренных и северных широтах и менее 1200 м в южных широтах. В исключительных случаях турбулентность может наблюдаться во всей толще тропосферы. Внутри облаков протяженность турбулентных зон может быть такая же, что и горизонтальная протяженность облака.

С увеличением интенсивности происходит уменьшение пространственных размеров турбулентных зон: зоны умеренной и сильной болтанки значительно меньше зон слабой болтанки. Максимальная длина зон сильной турбулентности не превосходит 90 км, в 80 % случаев она менее 40 км. Толщина зон сильной болтанки обычно не превышает 300 м. С увеличением высоты над уровнем моря и с увеличением географической широты также наблюдается уменьшение размеров турбулентных зон.

Важной особенностью атмосферной турбулентности является ее перемежаемость: внутри турбулентных зон могут встречаться участки с различной степенью интенсивности и даже со спокойными условиями полета. По экспериментальным данным число локальных турбулентных участков в верхней тропосфере может быть от 2 до 7. Нарастание интенсивности турбулентности происходит постепенно от боковой границы турбулентной зоны вглубь. В редких случаях (обычно в горной местности) интенсивная турбулентность наблюдается непосредственно на боковой границе турбулентной области.

Турбулентные зоны в атмосфере существуют до тех пор, пока не происходит изменение метеорологических факторов, определяющих развитие или затухание турбулентности. В верхней тропосфере «сохраняемость» турбулентных зон над данным пунктом или участком трассы чаще всего не превосходит 1—2 ч. Вообще же турбулентные зоны могут существовать более длительное время (сутки и более), перемещаясь в пространстве вместе с определенной барической системой. Самолетные наблюдения показывают, что в качестве характерного масштаба времени сохранения турбулентности в верхней тропосфере, имеющего обеспеченность 75 %, можно принять 5 ч.

Пространственное распределение

Внутри облаков всех типов турбулентность обычно развита сильнее, чем в безоблачном небе. Полет внутри кучево-дождевой облачности всегда сопровождается сильной болтанкой. Вне кучево-дождевой облачности умеренная и особенно сильная болтанка встречается редко. В перистых облаках вероятность болтанки независимо от интенсивности составляет 50—70 %, умеренной —

20 % и сильной — 3 %. В слоистых, слоисто-кучевых, высоко-слоистых и слоисто-дождевых облаках болтанка по интенсивности обычно не превосходит умеренную и вероятность болтанки в этих облаках в среднем составляет 30 %.

Наиболее часто турбулентность наблюдается в нижней части тропосферы (0—2 км). Здесь вероятность турбулентности наибольшая. В среднем она составляет 25—30 %, а над отдельными районами может достигать 100 %. В средней тропосфере (2—6 км) вероятность турбулентности убывает (до 5—10 %), а затем снова происходит ее увеличение. Второй максимум располагается на высотах 6—12 км. В среднем для всей территории СССР вероятность турбулентности в безоблачном небе составляет 9 %, умеренной и сильной — 2,5 %. Наибольшая вероятность болтанки отмечается в переходные сезоны года, когда происходит активная перестройка атмосферных процессов. В табл. 7.2 представлены данные о распределении вероятности турбулентности в верхней тропосфере над территорией СССР в различные сезоны года. В стратосфере средняя вероятность турбулентности равна 1 %. Над югом СССР на высотах 14—15 км она не превышает 3—4 %. Характерно убывание вероятности турбулентности с высотой в стратосфере. Так, над европейской частью СССР и Западной Сибирью ее вероятность убывает от 8,9 % на высоте 10 км до 0,6 % на высоте 20 км. Небольшой максимум повторяемости наблюдается на высотах 16—18 км.

Таблица 7.2

Распределение вероятности ТЯН над территорией СССР в различные сезоны года

Сезон	Изобарическая поверхность, гПа	ТЯН суммарной интенсивности, %	ТЯН умеренной и сильной интенсивности, %
Весна	400 (6—8 км)	11,0	2,4
	300 (8—10 км)	10,0	2,4
Лето	400 (6—8 км)	6,8	1,3
	300 (8—10 км)	9,0	3,4
Осень	400 (6—8 км)	8,9	3,0
	300 (8—10 км)	10,0	4,0
Зима	400 (6—8 км)	9,0	2,0
	300 (8—10 км)	6,0	2,0

Распределение вероятности турбулентности по горизонтали весьма неоднородно, так как условия развития болтанки определяются большим числом факторов, часто имеющих локальный характер.

Наиболее общим в распределении вероятности турбулентности в горизонтальном направлении является расположение зон повышенной вероятности над горными районами, побережьями морей,

крупных рек и озер, а также над областями с наибольшей повторяемостью струйных течений и атмосферных фронтов. Наиболее полные сведения о горизонтальном распределении зон турбулентности в безоблачном небе относятся к средней и верхней тропосфере. Представление о вероятности турбулентности в ясном небе (ТЯН) над различными районами земного шара дается табл. 7.3, в которой приведены результаты анализа массового сбора сведений о болтанке от пилотов рейсовых самолетов, выполненного по рекомендации ВМО и ИКАО в 1965 г.

Таблица 7.3

Распределение вероятности ТЯН (%) над различными частями земного шара по сезонам за периоды 5-суточных серий наблюдений 1964—1965 гг.

Районы (страны)	Март		Июнь		Сентябрь		Декабрь	
	а	б	а	б	а	б	а	б
СССР	5,9	2,5	4,3	2,0	4,3	1,8	8,1	2,2
Западная Европа и Средиземноморье	—	—	—	—	—	—	8,1	2,9
США	18	6	18	5	17	3	25	8
Аляска, Канада, Гренландия, Северная Атлантика, Мексика и Центральная Америка	13	5	12	4	17	6	16	6
Австралия и южная часть Тихого океана	9,7	3,4	7,4	1,3	7,9	2,2	5,4	2,0

Примечание. а — без учета интенсивности ТЯН, б — умеренная и сильная ТЯН.

На рис. 7.1 приведена карта распределения вероятности турбулентности, независимо от ее интенсивности, над территорией СССР в слое 6—10 км. На этой карте выделены зоны с вероятностью турбулентности, равной или больше средней вероятности для территории СССР (9 %), а также превышающей ее вдвое (18 %).

Наиболее общим в распределении турбулентности над территорией СССР в течение года является расположение зон ее повышенной вероятности над горными районами европейской части СССР, Сибири и Средней Азии. Сравнение распределения зон турбулентности в различные сезоны показывает, что наиболее обширные зоны с значениями вероятности больше средней наблюдаются в переходные сезоны, т. е. когда средняя вероятность турбулентности наибольшая. Летом и зимой происходит уменьшение размеров зон повышенной вероятности турбулентности. В переходные сезоны зоны повышенной вероятности турбулентности расположены в основном над горными районами, а летом — над побережьями морей и бассейнами крупных рек и районами с наибольшей повторяемостью атмосферных фронтов и струйных течений.

Средние значения вероятности турбулентности в слое 6—10 км над другими районами земного шара близки к вероятности турбулентности над территорией СССР. Так, в среднем за год вероятность турбулентности над Западной Европой составляет 8,1 %, Австралией — 7,6 %. Лишь над Северной Америкой и Японией вероятность турбулентности выше, чем над другими районами Земли (соответственно, 19,3 и 15 %), что может быть связано с влиянием рельефа и значительной интенсивностью струйных течений над этими районами.

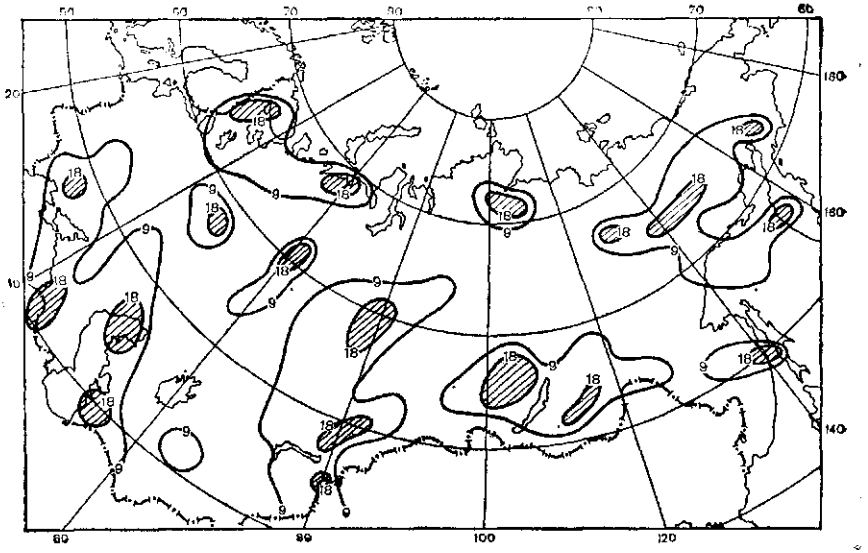

Рис. 7.1. Распределение вероятности (%) турбулентности в ясном небе над территорией СССР в слое 6—10 км.

7.2. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В АТМОСФЕРЕ

7.2.1. ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Механизм турбулентности является своего рода регулятором атмосферных процессов, сглаживающим резкие контрасты в распределении скорости ветра и температуры; он начинает действовать при определенных критических условиях, когда происходит потеря устойчивого состояния потока. Неустойчивость в атмосфере обычно связана с резкими изменениями во времени и пространстве полей ветра и температуры. Дополнительными источниками возмущенности атмосферы являются также неравномерность нагрева подстилающей поверхности, неоднородность рельефа, конвективная облачность и др. Условия эволюции возмущений зависят, кроме того, от параметров возмущений: их пространственных

размеров, интенсивности, скорости распространения. Источники возмущений могут быть как временными, так и постоянными.

Переход ламинарного движения в турбулентное при отсутствии дополнительных источников возмущений можно оценить по значению числа Рейнольдса, характеризующего соотношение действия инерционных и вязких сил, т. е. гидродинамическую устойчивость потока. Число Рейнольдса представляет собой безразмерную комбинацию характерного размера потока (L), характерной скорости (u) и коэффициента кинематической вязкости (ν):

$$\mathrm{Re} = uL/\nu. \tag{7.2}$$

При малых значениях числа Re преобладают силы вязкости, стремящиеся выравнить скорости в соседних точках, т. е. сгладить мелкие неоднородности течения. Большие значения числа Рейнольдса говорят о преобладании сил инерции, приводящих к сближению объемов с разной скоростью движения и появлению больших градиентов. Движение становится турбулентным, когда число Re достигает некоторого критического значения. Согласно экспериментальным исследованиям в аэродинамических трубах, критическое значение числа Рейнольдса равно 2500—5000. Число Рейнольдса применимо для оценки возможностей турбулизации потока только в тех случаях, когда можно пренебречь влиянием сил плавучести (архимедовых сил): либо в очень тонких слоях, либо при безразличной стратификации. Поэтому число Re непригодно для описания причин возникновения турбулентности в реальной атмосфере на тех масштабах движений, которые имеют практическое значение для авиации.

Л. Ф. Ричардсоном был предложен следующий критерий устойчивости термически стратифицированной среды (так называемое число Ричардсона), определяющий отношение работы архимедовых сил к работе сил инерции:

$$\mathrm{Ri} = \frac{g}{\Theta}\,\frac{d\Theta/dz}{(d\mathrm{V}/dz)^2}, \tag{7.3}$$

где $d\Theta/dz$ — изменение потенциальной температуры в слое; $d\mathrm{V}/dz$ — вертикальный градиент горизонтальной скорости потока (м/с на 100 м).

Так как

$$\frac{1}{\Theta}\,\frac{d\Theta}{dz} = \frac{1}{T}(\gamma_a - \gamma),$$

то можно записать

$$\mathrm{Ri} = \frac{g}{T}\,\frac{\gamma_a - \gamma}{(d\mathrm{V}/dz)^2}. \tag{7.4}$$

Здесь T — средняя температура слоя в градусах Кельвина (К); γ_a и γ — адиабатический и действительный градиенты температуры (°С/100 м) в слое.

При устойчивой термической стратификации ($d\Theta/dz>0$) архимедовы силы противодействуют развитию турбулентности, при безразличной стратификации ($d\Theta/dz=0$) не влияют на развитие турбулентного режима. Для возникновения и развития турбулент-

ности необходима неустойчивая термическая стратификация ($d\Theta/dz < 0$) и (или) динамическая неустойчивость потока (большие значения $d\mathbf{V}/dz$).

Теоретически установлено, что возникновение турбулентности в каком-либо слое вследствие гидродинамической неустойчивости возможно при значении числа $\mathrm{Ri} \leqslant 1/4$, а для ее сохранения достаточно выполнения условия $\mathrm{Ri} \leqslant 1$. Однако число Ri характеризует лишь степень неустойчивости основного потока и не учитывает влияние возмущений, вызванных дополнительными источниками. Эти возмущения приводят к потере устойчивости потока и образованию турбулентности при значениях Ri больше критического. Поэтому в реальных условиях нельзя назвать такого значения числа Ri, при котором исключалась бы возможность возникновения турбулентных зон. Эмпирически определенные пороговые значения числа Ri, указываемые различными авторами, имеют смысл для конкретной выборки.

Таким образом, в атмосфере возникновение турбулентности связано с действием целого ряда факторов. По преобладанию того или иного фактора принято условное деление турбулентности на отдельные виды: механическую, термическую, связанную с кучево-дождевыми облаками, в ясном небе и орографическую турбулентность. Ниже приводится описание указанных видов турбулентности и метеорологических условий их развития.

7.2.2. МЕХАНИЧЕСКАЯ ТУРБУЛЕНТНОСТЬ

Этот вид турбулентности возникает вследствие приземного трения, приводящего к изменениям направления и скорости ветра, формированию профиля ветра с большими вертикальными градиентами и образованию отдельных вихрей. Развитие механической турбулентности зависит от скорости воздушного потока и степени шероховатости поверхности. Чем больше шероховатость и чем больше скорость ветра у поверхности Земли, тем интенсивнее развитие турбулентности.

7.2.3. ТЕРМИЧЕСКАЯ (КОНВЕКТИВНАЯ) ТУРБУЛЕНТНОСТЬ

Термическая турбулентность является следствием развития неупорядоченных конвективных движений при неустойчивой термической стратификации атмосферы. Над сильно нагретыми участками земной поверхности происходит образование элементов конвекции — термиков, пространственное распределение которых носит хаотический характер. В зависимости от условий состояния атмосферы и характера подстилающей поверхности термики могут иметь либо форму струй, либо пузырей.

При относительно слабом ветре у поверхности Земли происходит образование струй, которые как бы привязаны к определенным участкам земной поверхности (источникам тепла). Вертикальные размеры таких струй могут достигать сотен и даже тысяч метров.

При значительной неустойчивости струи могут вращаться вокруг своей оси. Примером этого являются пыльные или песчаные вихри в пустынных, полупустынных и степных районах. При усилении ветра у поверхности Земли может произойти перемещение струи вместе с потоком или образоваться свободно плавающий термик — пузырь. Внутри неустойчиво стратифицированного слоя термик поднимается вверх.

Термическая турбулентность имеет четко выраженный суточный и годовой ход. Летом при безоблачном небе после восхода Солнца развитие термической турбулентности начинается, как правило, в слое до 100—150 м над поверхностью Земли. Вначале она проявляется в виде отдельных разрозненных возмущений, которые отмечаются пилотами как отдельные изолированные провалы и подъемы самолета. После 8—9 ч распространение турбулентности вверх происходит довольно быстро, так что к 11—12 ч она охватывает слой атмосферы до 1000—1500 м в умеренных широтах и 1500—2000 м в южных широтах. Наибольшей интенсивности турбулентность достигает примерно к 14—15 ч, когда она может охватывать слой атмосферы до высоты 2000—2500 м. После 16—17 ч происходит затухание термической турбулентности, причем на разных высотах с различной скоростью. Этим объясняется то, что обычно в конце дня отмечается несколько тонких слоев, в которых наблюдается болтанка самолета, чаще всего слабая. Над крупными водоемами (моря, большие озера, болота) термическая турбулентность чаще всего наблюдается ночью.

При развитии термической турбулентности и большой влажности воздуха происходит развитие облаков кучевых форм. Оптимальные условия развития термической турбулентности наблюдаются при количестве кучевых облаков 3—4 балла и их вертикальной протяженности до 1 км. В этом случае сохраняется достаточно большой приток солнечной радиации и увеличивается неравномерность нагрева подстилающей поверхности. При полетах под облаками может наблюдаться болтанка от умеренной до сильной. При количестве кучевых облаков 5—7 баллов за счет ослабления прямой солнечной радиации в среднем происходит уменьшение интенсивности термической турбулентности. Вероятность болтанки при этом также уменьшается, хотя в отдельных местах могут отмечаться сильные броски воздушного судна.

Облака слоистых форм препятствуют развитию термиков. Лишь в случае перистых облаков при сильной неустойчивости нижнего слоя термики могут сохраняться. При полном покрытии неба облаками развитие термиков прекращается.

7.2.4. ТУРБУЛЕНТНОСТЬ ПРИ НАЛИЧИИ КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ

Кучево-дождевые облака, особенно в стадии максимального развития, представляют серьезную опасность для полетов. С ними связано выпадение дождя и града, сильные нисходящие потоки,

сдвиги ветра и турбулентность. Около кучево-дождевого облака в нижнем слое атмосферы обычно образуется полоса, характеризующаяся резким изменением скорости и направления ветра, получившая название зоны шквала или фронта порывистости.

Фронт порывистости образуется в результате опускания холодного воздуха под кучево-дождевым облаком, вызванного вовлечением воздуха выпадающими осадками (см. гл. 1.2). Передний край холодного воздуха у поверхности Земли представляет собой как бы мелкомасштабный холодный фронт, который характеризуется большими контрастами температуры, зоной сильной турбулентности, наличием больших вертикальных и горизонтальных сдвигов ветра и резкими колебаниями вертикальной составляющей скорости ветра.

Представляют опасность также восходящие и нисходящие конвективные движения в нижнем слое вблизи и под кучево-дождевыми облаками. Восходящие потоки обычно зарождаются в нижнем 500-метровом слое атмосферы на расстоянии 20—40 км перед Cb. Лишь при слабых ветрах в пограничном слое конвективный подъем начинается на расстоянии около 5—10 км от передней (по направлению перемещения) части облака. В результате этого вблизи Земли уже на расстоянии нескольких десятков километров от передней части Cb самолет может встретить сильные потоки, «засасывающие» его внутрь основания облака.

В свободной атмосфере мощные кучевые и особенно кучево-дождевые облака представляют наибольшую угрозу для безопасности полетов. Скорости конвективных вертикальных движений и турбулентных вихрей Cb могут достигать значений, которые более нигде в атмосфере не встречаются.

Как показали результаты исследований в СССР и за рубежом, максимальные скорости вертикальных потоков воздуха ($w_{макс}$) внутри Cb приблизительно в 50 % случаев достигают 5 м/с, а иногда превышают 30 м/с. Наиболее значительные вертикальные скорости — до 50 м/с и более — наблюдаются в так называемых суперячейковых облаках (с одной крупной долгоживущей конвективной ячейкой, см. гл. 4).

Попадание самолета внутрь мощного вертикального потока приводит к скачкообразному изменению высоты полета до нескольких десятков метров. При пересечении вертикальных потоков разного знака наблюдаются большие приращения перегрузок самолета ($\Delta n > 1g$). На границах таких потоков развивается наиболее интенсивная турбулентность. Значения вертикальных движений возрастают в нижних двух третях Cb, а выше они убывают, приближаясь к нулю у верхней кромки облака.

На рис. 7.2 показана схема распределения установившихся вертикальных движений около вершин Cb, находящихся в различной стадии развития. Видно, что непосредственно над верхней границей Cb calv. и над куполами облаков Cb inc., еще не прекративших свой рост, господствуют восходящие потоки, тогда как над отрогами наковален Cb и сбоку от облака преобладают

нисходящие движения. Шлейф слабых нисходящих движений с $w<5$ м/с может простираться вбок от облака на несколько километров. Вертикальные движения со скоростями до 1—3 м/с довольно типичны для околооблачной части атмосферы, на удалении до 500—1000 м от боковых границ облака и до 300—500 м над его верхней кромкой.

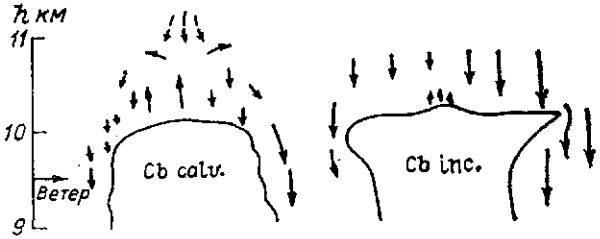

Рис. 7.2. Распределение упорядоченных движений около вершин кучево-дождевых облаков.

Вся зона кучево-дождевых облаков характеризуется повышенной турбулентностью. На рис. 7.3 схематически показано распределение интенсивности болтанки в зоне Cb. Интенсивность бол-

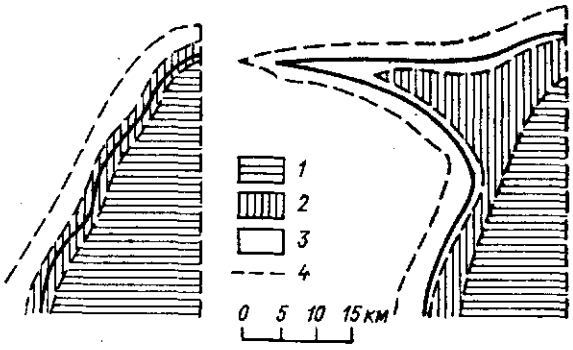

Рис. 7.3. Схема зон болтанки вокруг кучево-дождевых облаков.
1 — сильная, *2* — умеренная, *3* — слабая болтанка, *4* — границы зоны с болтанкой данной интенсивности.

танки обычно усиливается от основания облака вверх, до нижней части наковальни; выше она постепенно ослабевает. Внутри периферийной части (отрогов) наковальни болтанка не превышает умеренную, тогда как в купольной части вершины она может быть сильной. Внутри Cb, как уже отмечалось, наиболее интенсивная болтанка наблюдается у границ вертикальных конвективных потоков. Наиболее интенсивная турбулентность и болтанка развиваются рядом и внутри растущих кучево-дождевых облаков Cb calv.; в облаках, прекративших свой рост, и в постепенно распадающихся Cb inc. болтанка постепенно ослабевает.

Хотя вне облака болтанка значительно слабее, чем внутри его,

однако и здесь на удалении до нескольких сотен метров она может быть умеренной, а на расстоянии до нескольких десятков метров от Cb — сильной. Средняя толщина турбулентной зоны над растущими Cb составляет примерно 500 м, хотя сильная болтанка может наблюдаться лишь в слое 50—100 м над облаком. Над Cb inc. мощность турбулизированного слоя не превосходит 100—200 м, причем интенсивность болтанки не более умеренной.

При встрече фронта мощных Cb большой протяженности, представляющего наибольшую опасность, самолет обычно обходит его сверху. Следует при этом иметь в виду, что турбулентные зоны вокруг вершин Cb и над ними асимметричны. Эта асимметрия выражается в том, что повторяемость и значения турбулентных порывов максимальны перед подветренной стороной облака (т. е. наиболее удлиненной частью наковальни); длина области повышенной турбулентности в слое 200—300 м над Cb перед облаком примерно в 2—3 раза больше, чем за его тыловой частью и рядом с флангами. Такая конфигурация турбулентных зон связана с системой обтекания Cb внешним воздушным потоком. Эффект обтекания Cb внешним воздушным потоком приводит к тому, что в непосредственной близости к вершине вертикальный градиент ветра может достигать 8—10 м/с на 1000 м, что вызывает резкое увеличение вероятности болтанки вблизи Cb.

Интенсивные турбулентные порывы в сочетании с конвективными потоками создают в Cb условия, опасные для пилотирования. Самолет может бросить вверх или вниз на несколько десятков и даже сотен метров. Кроме того, появляются большие колебания углов крена и тангажа, которые в сочетании с большими значениями перегрузок создают режим, опасный для прочности самолета. Поскольку в кучево-дождевых облаках наблюдаются и другие опасные явления, полеты внутри этих облаков запрещены.

Исследования показывают, что сильная турбулентность наблюдается не только в Cb и в непосредственной близости от них, но и на расстоянии 30—40 км от изолированных кучево-дождевых облаков вниз по потоку. Случаи сильной турбулентности отмечались также и на расстоянии 1—2 км вверх от вершины облака. Это указывает на то, что Cb не только вызывают турбулентность, связанную с циркуляцией внутри облаков, но и влияющую на развитие турбулентности в ясном небе. Этому способствуют волновые движения в атмосфере, которые возникают при обтекании кучево-дождевых облаков воздушным потоком.

7.2.5. ТУРБУЛЕНТНОСТЬ В ЗОНЕ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ

Наличие резких контрастов температуры и изменчивости поля ветра в зонах фронтов способствует развитию турбулентности. Ширина турбулентной зоны обычно составляет несколько десятков километров, а высота ее расположения зависит от высоты фронтальной поверхности.

В зоне холодного фронта развитие турбулентности связано как с резким изменением направления и скорости ветра, так и с развитием вынужденной конвекции и образованием кучево-дождевой облачности. Наиболее интенсивная турбулентность наблюдается при прохождении быстро перемещающихся холодных фронтов, в тылу которых осуществляется активная адвекция холодного воздуха. У поверхности Земли наблюдается интенсивный рост давления, при котором барические тенденции достигают 4—6 гПа и более за 3 ч. В этом случае интенсивная турбулентность отмечается не только в зоне фронта, но и за ним на расстоянии 100—150 км от приземной линии фронта. Значительная турбулентность вызывается не столько термическими факторами, сколько динамическими, связанными, в свою очередь, со значительными изменениями направления и скорости ветра с высотой и с трением воздуха о подстилающую поверхность.

Если вторжение холодного воздуха в тылу циклона происходит не активно, при слабом ветре, на фоне незначительного роста давления, то болтанка в таких случаях отсутствует. Однако летом в результате термической неустойчивости холодного воздуха за фронтом создаются условия для развития термической турбулентности.

Иногда в зоне холодных фронтов в слое 300—1500 м наблюдаются струйные течения низких уровней (мезоструи), которые могут располагаться как перед фронтом, так и за ним. Значительная скорость ветра (25—30 м/с и более) в струйных течениях, большие вертикальные и горизонтальные сдвиги ветра сопровождаются развитием интенсивной турбулентности.

В зоне теплого фронта скорость ветра, как правило, значительно меньше, чем в зоне холодного. Возникновение турбулентности на теплом фронте связано в основном с вертикальным сдвигом ветра, определяемым изменением направления и скорости ветра с высотой. Болтанка отмечается как при пересечении фронтальной зоны, так и перед теплым фронтом на расстоянии нескольких десятков километров от приземной линии фронта. Пространственная структура развивающейся при этом турбулентности весьма неоднородна — в виде отдельных тонких слоев или пятен.

В зонах низкотропосферных струйных течений, возникающих перед теплым фронтом в холодном воздухе на расстоянии 150—200 км от приземной линии фронта в слое 1—1,5 км, может отмечаться интенсивная болтанка.

Развитие турбулентности в зоне фронта окклюзии определяется скоростью ветра и степенью развития конвекции. Поэтому интенсивная турбулентность связана с активными фронтами окклюзии. Процесс окклюдирования вызывает резкое усиление турбулентности в зоне повышенных вертикальных и горизонтальных сдвигов ветра и вертикальных потоков в нижних слоях атмосферы, в особенности если этот процесс происходит на общем фоне высоких скоростей ветра. Сформировавшийся фронт окклюзии при дальнейшем продвижении чаще всего вызывает такое же развитие тур-

булентности, которое характерно для вида фронта, по типу которого возникла окклюзия.

Зоны болтанки в верхней тропосфере большей частью связаны со струйными течениями, являющимися ветровыми характеристиками высотных фронтальных зон (ВФЗ). Наблюдающиеся в области СТ большие вертикальные и горизонтальные сдвиги ветра являются основными факторами развития турбулентности. Условия развития интенсивной турбулентности в области СТ зависят не только от абсолютных значений горизонтальных и вертикальных градиентов геопотенциала и температуры, но и от их распределения. Турбулентность, опасная для полетов, создается в зонах резкого изменения указанных параметров. Боковые сдвиги ветра, проявляющиеся в резком уменьшении горизонтальных градиентов геопотенциала по нормали к потоку, наиболее отчетливо выражены, когда СТ связаны с тропосферными холодными и квазистационарными фронтами. В этих случаях ось струйного течения располагается за линией фронта на расстоянии 100—300 км в передней части высотной ложбины. Циклонические сдвиги ветра образуются в местах перехода от области активной высотной фронтальной зоны к области, занятой окклюдированной частью циклона. Чаще всего эти сдвиги выражаются также и в изменении направления ветра. Антициклонические сдвиги наблюдаются вблизи линии фронта, т. е. в области перехода из фронтальной зоны в однородную теплую воздушную массу. В случае теплого фронта, если он располагается почти параллельно изогипсам, ось СТ находится впереди линии фронта на расстоянии 300—500 км. Возникающие при этом сдвиги ветра отмечаются в тыловой части высотной ложбины на циклонической стороне СТ. Они выражаются только в ослаблении скорости ветра без изменения его направления. По интенсивности болтанка в зоне теплых фронтов несколько слабее, чем в зоне холодных.

7.2.6. ТУРБУЛЕНТНОСТЬ В ЯСНОМ НЕБЕ

Под турбулентностью в ясном небе (ТЯН) понимают турбулентность в свободной атмосфере вне зон конвективной деятельности, а также турбулентность в перистых облаках.

Воздушные потоки свободной атмосферы вне зон конвективной деятельности являются, как правило, слабовозмущенными. Турбулентное перемешивание в них обычно крайне слабое, что дает основание рассматривать эти потоки как квазиламинарные. Сильная турбулентность встречается в свободной атмосфере в виде отдельных слоев либо вкрапленных в сравнительно спокойную среду пятен или линз. При этом турбулентные слои и перемежающиеся турбулентные пятна в атмосфере отличаются очень высоким уровнем возмущенности и представляют определенную опасность для ВС.

Перемежаемость зон турбулентности, их резкая локализация в окружающем спокойном потоке, сложность температурно-ветро-

вой стратификации в областях образования ТЯН — все это затрудняет теоретический анализ причин возникновения явления и его прогноз. Гидродинамические исследования позволили установить, что турбулизация воздушного потока в отдельных замкнутых объемах или слоях, вне зон конвективной деятельности, обусловлена ростом амплитуд внутренних волн под действием одного из следующих видов гидродинамической неустойчивости.

1. Гидродинамическая неустойчивость основного потока, стратифицированного по ветру и температуре (неустойчивость Кельвина—Гельмгольца). Она возникает, если в результате каких-либо процессов синоптического масштаба формируется слой с гидродинамически неустойчивой температурно-ветровой стратификацией ($Ri \leqslant 1/4$). В таком слое амплитуды всегда присутствующих в потоке малых возмущений растут во времени, что приводит к возникновению вихревого движения и турбулентности. Длины наиболее быстрорастущих в таком потоке волн имеют порядок нескольких километров. Этот вид неустойчивости, который подробно изучен теоретически и экспериментально (по радиолокационным и самолетным измерениям), назван неустойчивостью основного потока, или «первичной неустойчивостью».

В результате неустойчивости Кельвина—Гельмгольца турбулизируется весь слой пониженных значений Ri. Размеры возникающих при этом турбулентных слоев достигает 100 км и более по горизонтали и 1—1,5 км по вертикали, а продолжительность их жизни определяется эволюцией синоптических объектов. В возникшую турбулентную зону постепенно вовлекается воздух из окружающих слоев, в результате чего турбулентность постепенно затухает.

2. Неустойчивость внутренних волн, или «вторичная неустойчивость». Она возникает в основном потоке при значениях $Ri > 1/4$. Этот механизм порождает вкрапленные в поток и перемещающиеся вместе с ним разрушающиеся и возникающие турбулентные пятна. Теоретические исследования нелинейных механизмов взаимодействия волн с основным потоком позволили обнаружить, что такой вид неустойчивости возникает преимущественно в слоях с сильно искривленными профилями температуры и ветра. На гребнях волн образуются зоны локальной гидродинамической неустойчивости или даже статической неустойчивости, в которых быстро развивается турбулентное перемешивание.

Теоретические исследования и результаты экспериментальных измерений показали, что тенденция к образованию зон неустойчивости и опрокидыванию гребней волн лучше всего проявляется под нижней границей инверсионных слоев (в частности, тропопаузы). Чем меньше устойчивость в подынверсионном слое, тем быстрее происходит рост амплитуд волн и тем вероятнее разрушение и возникновение турбулентности.

3. Неустойчивость критического уровня. Так называется уровень, на котором горизонтальная фазовая скорость волн равна

скорости ветра. Критический уровень является особым уровнем как в математическом, так и физическом смысле: поведение волны, падающей на этот уровень сверху или снизу, резко меняется при подходе к нему. Реализуется один из трех вариантов (в зависимости от значения числа Ричардсона): либо амплитуда волны быстро растет и наступает разрушение волны; либо длина волны становится настолько малой, что волна быстро затухает под действием вязкости; либо, наконец, волна ослабевает, отдавая свою энергию основному потоку, в результате чего сдвиги ветра в этом потоке становятся столь большими, что возникает неустойчивость. В любом случае волна практически не проходит через критический уровень, лишь при некоторых особых условиях, нехарактерных для тропосферы Земли, такое прохождение может осуществиться. Поскольку местоположение критических уровней, которые возникают в слоях со сдвигом ветра, зависит от фазовой скорости волн, а последняя определяется, прежде всего, свойствами источника возмущения и должна рассматриваться как случайная величина, то феномен критического уровня является причиной появления определенного числа случаев турбулентности в слоях со сдвигом ветра при больших числах Ri.

Исследования метеорологических условий образования турбулентности в ясном небе показали, что она наблюдается главным образом в области струйных течений. Благоприятными для развития ТЯН являются следующие характеристики полей ветра и температуры:

— большие вертикальные градиенты ветра;

— резкие изломы вертикального профиля температуры;

– нестационарность потока, особенно рост вертикальных градиентов ветра во времени;

— большие горизонтальные сдвиги ветра (вдоль и поперек потока), искривленность струйного течения;

— большие горизонтальные градиенты температуры;

— пониженная статическая устойчивость.

Большое значение для образования ТЯН имеет характер синоптический ситуации, который в конечном счете определяет наличие указанных выше характеристик распределения ветра и температуры.

7.2.7. ОРОГРАФИЧЕСКАЯ ТУРБУЛЕНТНОСТЬ

Над горной местностью в дополнение к ранее перечисленным причинам возникновения турбулентности действует ряд дополнительных факторов. Основной из них — деформация воздушного потока, вызываемая его обтеканием горного препятствия. В результате деформации над горами и особенно над подветренной стороной гор часто образуются сильные восходящие и нисходящие потоки и турбулентность, получившая название орографической. Установлено, что любая горная цепь и даже холмы высотой 100 м могут вызвать значительную деформацию потока во всей толще

тропосферы. Именно поэтому вероятность болтанки над горами, как правило, выше вероятности ее над равниной. Вследствие дополнительной возмущенности потока образование орографической турбулентности зачастую происходит при значениях числа Ri, превышающих теоретически установленный предел. При этом основная роль в развитии вертикальных потоков и орографической турбулентности принадлежит характеру распределения ветра и температуры воздуха с высотой в набегающем невозмущенном потоке. Имеет значение также высота и форма препятствия.

Установлено, что деформация воздушного потока, способная привести к развитию значительных вертикальных потоков и (или) орографической турбулентности, наблюдается лишь при скорости ветра над уровнем препятствия, превышающей определенный предел, минимальное значение которого составляет 8—10 м/с. В этом случае можно выделить три основных вида деформаций, оказывающих влияние на полет ВС: волновую, роторную и роторно-волновую (рис. 7.4). Виды деформаций, развивающиеся при значениях скорости ветра меньше 8—10 м/с, представляют лишь познавательный интерес и поэтому здесь не приводятся.

Волновая деформация (см. рис. 7.4 *а*) представляет собой систему волн различной длины и амплитуды, образующихся с подветренной стороны горного препятствия и получивших вследствие этого название подветренных волн. Часто их также называют горными или орографическими волнами. По вертикали волны могут достигать тропопаузы и даже проникать в стратосферу. По горизонтали система волн обычно хорошо прослеживается до нескольких десятков, а иногда и сотен километров. Оптимальными условиями для развития подветренных волн являются равномерное усиление скорости ветра с высотой при постоянстве его направления и устойчивая стратификация температуры. Особенно благоприятно наличие вблизи уровня гребня хребта слоев инверсии или изотермии. В этом случае частицы воздуха, поднятые на высоту восходящим потоком с наветренной стороны препятствия, стремятся возвратиться в свое первоначальное положение, в результате чего и образуется волновое движение. На интенсивность процесса влияет также профиль препятствия: волны более интенсивны над подветренной стороной хребтов с крутыми склонами. Наиболее благоприятны для образования подветренных волн прямые горные цепи большой протяженности. Хребты небольшой длины или отдельные горы воздух частично обтекает с боков и слой деформации уменьшается. В случае искривления хребта волны чаще образуются за вогнутыми по отношению к направлению ветра участками, поскольку в этом случае воздух вынужден подниматься вверх и переваливать через горный хребет.

Интенсивность волн можно характеризовать длиной волны и амплитудой.

Длина подветренной волны (расстояние между соседними гребнями или ложбинами) зависит от скорости ветра и степени термической устойчивости потока. Волны небольшой длины отмечаются

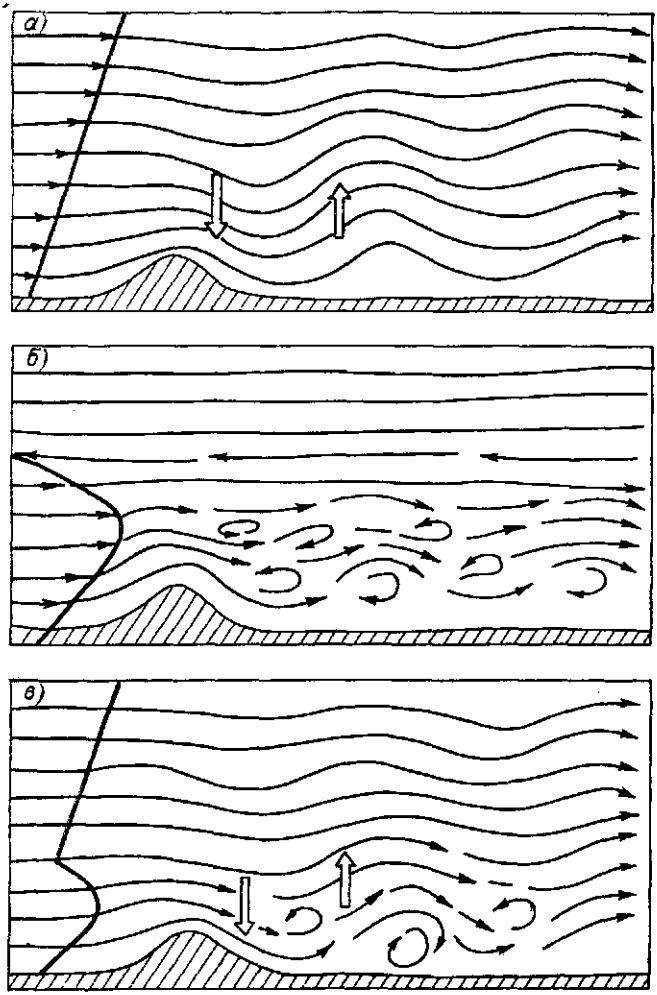

Рис. 7.4. Схема образования волновой (*а*), роторной (*б*) и роторно-волновой (*в*) деформации потока с подветренной стороны горного препятствия.

Вертикальными стрелками показаны районы наиболее сильных восходящих и нисходящих потоков.

при относительно слабом ветре и большой термической устойчивости. Однако определяющее влияние на длину волны имеет скорость ветра. Наблюдениями установлено, что длина волны изменяется почти прямо пропорционально изменению средней скорости ветра в слое волнообразования.

Для приблизительного расчета длины волны можно воспользоваться следующей формулой:

$$L = 0{,}6\overline{V} - 3, \qquad (7.5)$$

где L — длина волны в километрах, а $\overline{V}$ — средняя скорость ветра в м/с в слое волнообразования.

Экспериментальные исследования показали применимость формулы (7.5) в практической работе, однако при этом нужно иметь в виду следующие обстоятельства:

— длина волн часто уменьшается по мере удаления от вершины хребта;

— в некоторых случаях длина волн быстро изменяется во времени и пространстве;

— может одновременно существовать несколько систем волн разной длины на различных высотах.

Измеренные значения длин подветренных волн в нижней и средней тропосфере колебались от 5 до 25 км. В верхней тропосфере обычно длины волн больше, а амплитуда, наоборот, меньше.

Амплитуда волны (половина расстояния по вертикали между ложбиной и гребнем волны) зависит от распределения температуры с наветренной стороны хребта, а также от формы и размера препятствия. При наличии слоев инверсии температуры или изотермии амплитуда волн больше, чем при однородном слое устойчивости. При прочих равных условиях амплитуда волны тем больше, чем выше горная цепь. Последовательно расположенные горные цепи или холмы могут увеличивать амплитуду, если их форма совпадает по фазе с подветренной волной (рис. 7.5 *а*) или, наоборот, уменьшать ее, если форма препятствия и волна находятся в противофазе (рис. 7.5 *б*).

Волновое движение является разновидностью ламинарного движения, поэтому турбулентность в подветренных волнах отмечается не всегда. Вместе с тем переход от волнового движения к турбулентному может произойти очень быстро, внезапно. Установлено, что такой переход наблюдается в слоях с резким изменением составляющей скорости ветра, направленной перпендикулярно к хребту. При отсутствии турбулентности основную опасность для ВС представляют интенсивные упорядоченные нисходящие и восходящие потоки. Вертикальные потоки при волнах над горами высотой 500—1000 м составляют в среднем 2—3 м/с, а над высокими горами 10—15 м/с и более.

Максимальные скорости вертикальных потоков отмечаются на уровне гребня хребта и уменьшаются с высотой. Для полетов ВС наибольшую опасность представляют нисходящие потоки. ВС,

летящее перпендикулярно хребту, попав в сильный нисходящий поток, может оказаться не в состоянии своевременно набрать безопасную высоту полета. При достаточной влажности воздуха подветренные волны становятся видимыми. Их можно обнаружить по чечевицеобразным (линзовидным) облакам, образующимся в гребнях волн под воздействием восходящих потоков. Эти облака квазинеподвижны, вытянуты в виде лент параллельно хребту почти на одинаковом расстоянии друг от друга.

Роторная(вихревая) деформация (см. рис. 7.4 *б*) проявляется в виде интенсивных вихрей, образующихся над подветренной стороной горного препятствия. Это наиболее характерно для низких

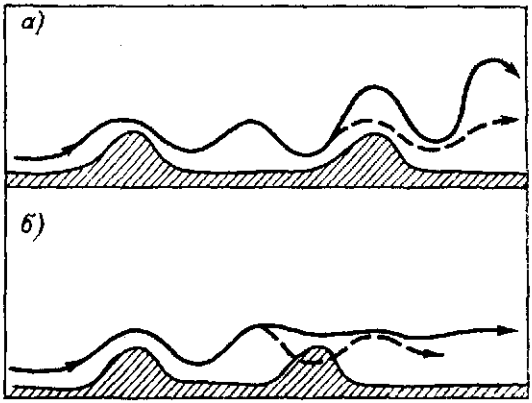

Рис. 7.5. Изменение амплитуды волны последовательно расположенными холмами.

и средних гор, высота которых, как правило, не превышает 1,5—2,0 км.

Для возникновения роторного течения необходимо, чтобы слой сильного ветра с наветренной стороны горного хребта простирался до ограниченной высоты (обычно не превышающей в 1,5—2 раза высоту препятствия), а затем сменялся слоем слабого ветра или ветра противоположного направления. В этом случае составляющая скорости, перпендикулярная гребню хребта, имеет хорошо выраженный максимум. Такое распределение ветра наблюдается при наличии термически устойчивого слоя (инверсии температуры или изотермии) вблизи уровня хребта и неустойчивой стратификации под этим слоем.

Вихревое течение является турбулентным, поэтому полет в нем сопровождается сильной болтанкой. Упорядоченные вертикальные потоки, характерные для волновой деформации, при роторном течении отсутствуют. Зона наиболее сильной турбулентности обычно располагается непосредственно за гребнем хребта. При удалении от хребта вниз по течению толщина турбулентного слоя постепенно уменьшается. Для невысоких гор (до 1000—1200 м)

затухание турбулентности отмечается на расстоянии 10—15 км от хребта. Высота зоны наиболее интенсивной турбулентности располагается вблизи уровня максимальной скорости ветра над подветренной стороной хребта. Высота этого уровня обычно изменяется в зависимости от разности плотностей воздушной массы, натекающей на хребет и расположенной за хребтом, так что при переваливании через горный хребет более теплого (менее плотного) по отношению к воздушной массе за хребтом воздуха зона

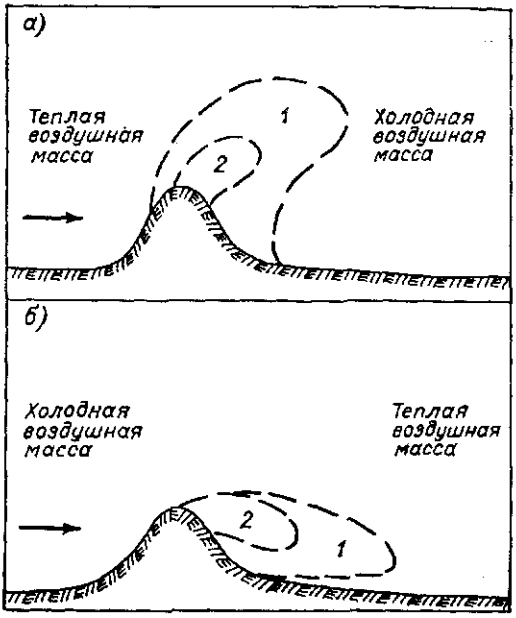

Рис. 7.6. Положение зоны интенсивной турбулентности над подветренной стороной хребта при натекании теплого (*а*) и холодного (*б*) воздуха.
1 — зона умеренной турбулентности; *2* — зона сильной турбулентности.

сильной болтанки находится либо на уровне гребня хребта, либо несколько выше него (рис. 7.6 *а*). Такой процесс обычно характерен для фёнов (теплого ветра с гор). При перетекании более холодного по отношению к воздушной массе за хребтом воздуха (при ветрах типа боры) наиболее интенсивная болтанка отмечается ниже уровня хребта, а иногда в непосредственной близости от поверхности Земли (рис. 7.6 *б*).

Роторно-волновая деформация. Этот вид деформации представляет собой как бы наложение волновой деформации на вихревую (см. рис. 7.4 *в*). При роторно-волновой деформации составляющая скорости ветра, нормальная к хребту, обычно имеет максимум в нижнем слое, а затем наблюдается снова ее равномерный рост с высотой.

Характерной особенностью роторно-волнового течения является наличие более упорядоченной системы вихрей в нижнем слое по сравнению с роторным течением и концентрация их обычно под гребнями подветренных волн. Наиболее интенсивный ротор обра-

зуется под первым гребнем волны (рис. 7.7). Далее возникает целая система вихрей более мелких размеров пропорционально уменьшению амплитуды волн. Наличие первого наиболее крупного ротора можно заметить по характерному для него роторному облаку. Роторные облака вытягиваются цепочкой вдоль подветренной стороны хребта и имеют вид облаков кучевых форм с неровными (рваными) краями. Они являются видимым признаком сильной турбулентности, способной разрушить ВС. Основание

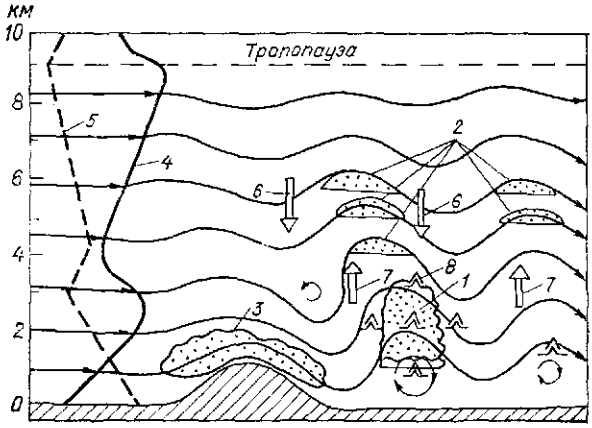

Рис. 7.7. Структура роторно-волновой деформации.

1 — роторное облако; 2 — чечевицеобразные облака; 3 — фёновое облако; 4 — профиль ветра; 5 — профиль температуры; 6 — нисходящие потоки; 7 — восходящие потоки; 8 — сильная турбулентность.

облака обычно находится на уровне гребня хребта. Местоположение ротора над местностью можно также определить по сильному ветру, направленному в сторону, противоположную потоку на уровне хребта. При изменении положения ротора ветер у Земли также изменяет свое направление и скорость. По вертикали роторные облака могут распространяться до высоты 3—4 км и сливаться с чечевицеобразными облаками в верхней тропосфере.

Роторно-волновое течение представляет наибольшую опасность для ВС, поскольку в нижней тропосфере существует сильная турбулентность, а в более высоких слоях — сопутствующие подветренным волнам вертикальные потоки. В этом случае ВС, летящее над подветренной стороной хребта, может быть втянуто сильными нисходящими потоками в зону интенсивной турбулентности.

7.3. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ТУРБУЛЕНТНОСТИ, ВЫЗЫВАЮЩЕЙ БОЛТАНКУ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ

Прогноз турбулентности включает определение будущего пространственного положения турбулентных зон вдоль трассы полета или в районе аэродрома, а также оценку интенсивности ожидаемой болтанки.

Образование зон турбулентности, вызывающей болтанку воздушных судов, необходимо всегда рассматривать в их тесной связи с развитием конкретных синоптических процессов. Поэтому анализ и прогноз болтанки должен прежде всего основываться на комплексном анализе приземных и высотных текущих и прогностических карт. Необходимо также использовать аэрологические диаграммы и графики с вертикальными профилями температуры и скорости ветра, построенными по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы.

В зависимости от характера атмосферных процессов турбулентность может наблюдаться в различных слоях атмосферы. Ниже приводятся методики прогноза этого явления применительно к полетам на различных высотах.

7.3.1. ПРОГНОЗ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Основными факторами, обусловливающими развитие турбулентности в нижнем слое атмосферы, являются трение воздушного потока о поверхность Земли, различие в нагреве отдельных участков земной поверхности солнечной радиацией, а также деформация воздушного потока различными препятствиями. Зачастую развитие турбулентности происходит при одновременном воздействии всех или части указанных факторов, поэтому при прогнозе турбулентности в нижнем слое необходимо учитывать синоптическую ситуацию, термодинамические характеристики воздушной массы, состояние деятельной поверхности, вид и количество облачности, время года и суток, а также влияние рельефа.

На основе теоретических и экспериментальных исследований разработан ряд способов, позволяющих качественно и количественно оценить интенсивность болтанки самолетов на малых высотах.

Прогноз механической турбулентности

При значительном ветре в слое трения значение вертикальных порывов (w), вызывающих болтанку, зависит от скорости ветра у поверхности Земли. Эта зависимость для нижнего 500-метрового слоя имеет вид

$$w = kV, \tag{7.6}$$

где V — скорость ветра у поверхности Земли; k — коэффициент, зависящий от характера земной поверхности.

Значения коэффициента k в слое трения для различных условий местности приведены в табл. 7.4.

В холодное время года за среднее значение коэффициента k можно принять величину 0,4.

Таблица 7.4

Значения k для различных условий местности в теплое время года

Характер поверхности	k	Характер поверхности	k
Оазис в пустыне	0,38	Осушенное болото	0,32
Полупустыня	0,34	Ровный луг и слабопересеченная местность	0,14
Лесостепные полосы	0,53		
Степь с отдельными лесными полосами	0,28		

Интенсивность болтанки оценивается по формуле

$$\Delta n = 0{,}06kV, \qquad (7.7)$$

где Δn — приращение перегрузки самолета в долях g; 0,06 — коэффициент, соответствующий приращению перегрузки современных самолетов при вертикальном порыве ветра 1 м/с; k — коэффициент, равный 0,4 или взятый из табл. 7.4 в зависимости от характера местности.

Прогноз термической турбулентности

При анализе возможности развития термической болтанки должны быть учтены следующие факторы:

— отражательная способность подстилающей поверхности. Над поверхностью, обладающей большой отражательной способностью, образование термиков маловероятно. Наибольшей отражательной способностью (до 65—85 %) обладают лед и снег;

— однородность растительного покрова. При однородной растительности развитие термиков менее интенсивно, чем при чередовании поля, леса, кустарника и т. д.;

— однородность рельефа. Термики над равнинной местностью при прочих равных условиях менее интенсивны, чем над пересеченной местностью;

— влажность почвы. После выпадения дождя ночью развитие термиков будет слабее, так как большая часть тепла расходуется на испарение, в результате чего поверхность нагревается медленно;

— скорость ветра. Слабый ветер (до 5—7 м/с) благоприятен для развития термиков;

— адвективные изменения температуры. При адвекции холодного воздуха усиливается развитие термиков, а при адвекции теплого воздуха, наоборот, уменьшается;

— искусственные источники нагрева. Над искусственными источниками тепла (трубами промышленных предприятий, лесными пожарами, вулканами и т. д.) происходит интенсивное образование конвективных струй.

Благоприятными для развития термической турбулентности являются следующие синоптические условия:

1) *тыловая часть циклона*;

2) антициклоническая кривизна изобар или размытое барическое поле;

3) отсутствие близкорасположенных фронтальных облачных систем.

Прогноз термической болтанки по существу идентичен прогнозу конвективной облачности вне фронтальных разделов. Однако при низкой влажности сильная конвекция и связанная с нею болтанка могут наблюдаться и без облакообразования.

При отсутствии какого-либо влияния фронтальных разделов или местных усилений ветра, которые могут привести к резкому изменению вертикального распределения температуры и влажности воздуха, интенсивность термической турбулентности можно оценить по данным радиозондирования следующим образом.

1. Нанести на аэрологическую диаграмму кривую стратификации и построить кривую состояния.

2. Определить максимальную разность между температурой на кривой состояния (T') и температурой на кривой стратификации (T) в слое до уровня 400 гПа

$$\Delta T_{\text{макс}} = T' - T.$$

3. Интенсивность турбулентности определяется по величине $\Delta T_{\text{макс}}$ из табл. 7.5, полученной эмпирически на основании сообщений пилотов рейсовых самолетов при полетах в условиях термической конвекции.

Таблица 7.5

Зависимость интенсивности турбулентности от величины $\Delta T_{\text{макс}}$

$\Delta T_{\text{макс}}$	Интенсивность турбулентности
0—3	Слабая
4—6	Умеренная
$\geqslant 7$	Сильная

Прогноз турбулентности в зонах атмосферных фронтов

Интенсивность турбулентности вдоль *холодного фронта* зависит от силы, способствующей поднятию воздуха, и сопротивления, оказываемого теплой воздушной массой перед фронтом.

Первый фактор (F_u) определяется скоростью движения холодной воздушной массы относительно теплой по формуле

$$F_u = V_{\text{х. ф}} - U_{\text{х}}, \qquad (7.8)$$

где $V_{\text{х. ф}}$ — скорость движения холодного фронта; $U_{\text{х}}$ — составляющая градиентного ветра в теплом воздухе, перпендикулярная холодному фронту.

Второй фактор, т. е. сопротивление теплого воздуха, определяется значением вертикального градиента температуры в теплой воздушной массе и обозначается F_c. В практической работе значение F_c рассчитывается как разность температур воздуха у поверхности Земли и на уровне 850 гПа.

Связь факторов F_u и F_c с интенсивностью болтанки в зонах фронтов показана на рис 7.8.

Расчеты производятся в следующем порядке:

1. По двум кольцевым картам погоды с разностью сроков 6 ч рассчитывается величина $V_{х.ф}$.

2. По последней кольцевой карте рассчитывается величина $U_х$ в теплой воздушной массе вблизи фронта.

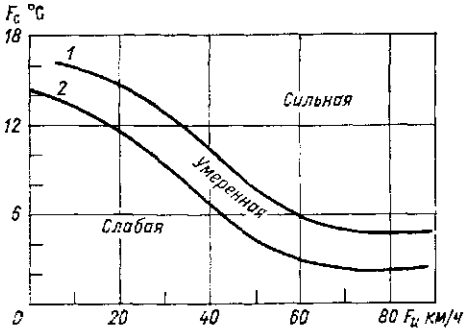

Рис. 7.8. График для оценки интенсивности турбулентности во фронтальных зонах.

3. По значениям $V_{х.ф}$ и $U_х$ рассчитывается величина F_u.

4. По данным зондирования атмосферы в теплой воздушной массе с учетом прогноза температуры определяется перепад температуры в слое Земля — 850 гПа, т. е. фактор F_c.

5. На графике (см. рис. 7.8) по данным F_u и F_c наносится точка и оценивается интенсивность болтанки. Например, если точка попадает между кривыми *1* и *2*, то можно ожидать умеренную болтанку.

Интенсивность турбулентности на холодном фронте можно также оценить по графику на рис. 7.9, зная скорость движения фронта ($V_{х.ф}$) и разность температуры между теплой и холодной воздушными массами ($\Delta T_{т.х}$) у поверхности Земли.

Для оценки интенсивности турбулентности на *теплом фронте* также используется график на рис. 7.8. Однако в этом случае величина F_u определяется как разность между скоростью движения теплого фронта ($V_{т.х}$) и составляющей градиентного ветра в теплом воздухе, нормальной теплому фронту ($U_х$), т. е.

$$F_u = V_{т.ф} - U_х.$$

Значение F_c определяется так же, как и для случаев холодного фронта.

7.3.2. ПРОГНОЗ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ЯСНОМ НЕБЕ

В верхних слоях тропосферы и в нижней стратосфере зоны турбулентности образуются главным образом в ясном небе.

Поскольку в настоящее время практически не существует методов непосредственного обнаружения зон ТЯН, то прогноз их сводится к диагнозу таких зон по характеру синоптической ситуации или по метеорологическим параметрам, характеризующим пространственное распределение полей ветра и температуры, и последующему определению их будущего положения. Существуют синоптические и физико-статистические способы прогноза ТЯН. Наиболее широко распространены синоптические способы прогноза ТЯН. Важным шагом на пути объективизации прогноза ТЯН в верхней тропосфере явилось создание автоматизированных

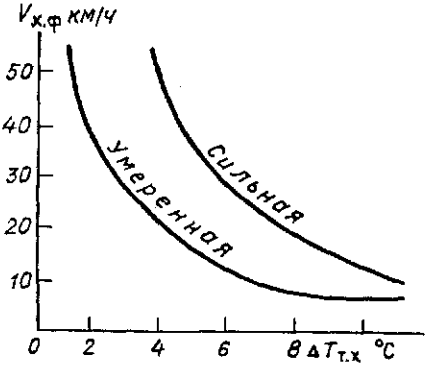

Рис. 7.9. График для оценки интенсивности турбулентности в зоне холодного фронта.

способов прогноза этого явления в вероятностной форме. Расчет зон ТЯН при этом производится по прогностическим значениям полей ветра и температуры на основных изобарических поверхностях.

Синоптические критерии

Синоптические критерии прогноза ТЯН разрабатывались различными авторами путем установления взаимосвязи между наблюдениями за болтанкой и особенностями конфигурации изогипс или характером синоптического процесса. Во многих случаях материал наблюдений за болтанкой, использованный при разработке методов прогноза, был ограничен, вследствие чего отдельные выводы иногда противоречат друг другу или носят локальный характер и применимы лишь для конкретной местности. Вместе с тем основные синоптические критерии имеют высокую оправдываемость, поскольку учитывают не только степень гидродинамической неустойчивости потока, но и в ряде случаев дополнительные вынужденные возмущения.

Определение зон ТЯН производят на основании анализа следующих синоптических материалов:

— прогностических карт барической топографии и карт струйных течений;

— текущих и прогностических синоптических карт для определения приземного положения фронтов, барических центров и районов циклогенеза;

— карт тропопаузы и вертикальных сдвигов ветра;

— аэрологических диаграмм с нанесенными данными радиозондирования;

— спутниковых фотографий, используемых для определения положения фронтов, струйных течений, горных волн и других синоптических объектов над районами с редкой сетью наблюдений.

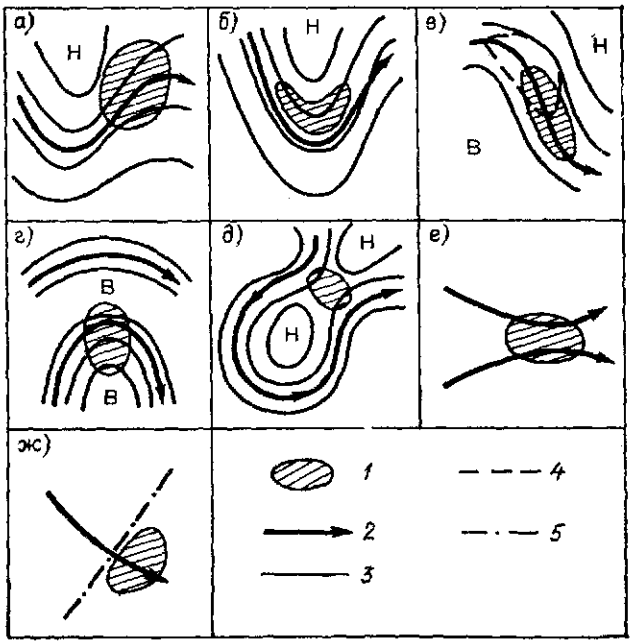

Рис. 7.10. Синоптические критерии прогноза ТЯН, учитывающие конфигурацию изогипс и струйные течения. *1* — зона ТЯН; *2* — ось СТ; *3* — изогипсы; *4* — изотахи; *5* — ось горного хребта.

С вероятностью 80 % или более следует прогнозировать зоны умеренной и сильной турбулентности при наличии следующих синоптических ситуаций на уровнях 400 и 300 гПа.

Критерии, учитывающие конфигурацию изогипс и СТ (рис. 7.10):

1. Передняя часть высотной барической ложбины, дельта высотной фронтальной зоны (см. рис. 7.10 *а*). Турбулентность возникает в области относительно слабого ветра ближе к антициклонической кривизне изогипс при их расходимости. В этой зоне обычно имеют место и значительные вертикальные сдвиги ветра. При наличии разветвляющегося СТ зона ТЯН располагается в зоне расходимости двух ветвей СТ. Вероятность ТЯН в этих зонах составляет 80—90 %.

2. Ось барической ложбины при наличии развитого струйного

течения (см. рис. 7.10 *б*). Зона ТЯН располагается вблизи оси ложбины с циклонической стороны струйного течения. Случаи умеренной и сильной турбулентности, как правило, отмечаются на расстоянии до 300 км от оси барической ложбины и оси струйного течения. Необходимым условием при этом является также наличие адвекции холода и значительных горизонтальных градиентов температуры (не менее 2,5 °С/100 км на уровне 300 гПа). Дополнительными факторами, способствующими развитию турбулентности, являются:

— быстрое перемещение оси ложбины (со скоростью 50 км/ч и более);

— значительная разность составляющих скорости ветра по нормали к оси ложбины (10 м/с и более);

— сильные горизонтальные сдвиги ветра (10 м/с на 100 км и более) в области наибольшего сгущения изотерм. Вероятность ТЯН в этих условиях обычно более 80 %.

3. Тыл барической ложбины (см. рис. 7.10 *в*) при наличии струйного течения. Хотя вероятность ТЯН в тылу ложбины бывает в среднем примерно в 2 раза меньше, чем на ее оси или в передней части, интенсивность ТЯН здесь может быть значительной. Зона турбулентности располагается как с циклонической, так и антициклонической стороны струйного течения между областью максимальной скорости ветра и осью ложбины, т. е. в зоне ослабления скорости ветра по потоку. ТЯН следует прогнозировать, если ослабление скорости ветра достигает 20 м/с на 10° широты. При наличии адвекции холода вероятность ТЯН возрастает до 80 %.

4. Ось барического гребня при наличии струйного течения (см. рис. 7.10 *г*). Наиболее часто ТЯН наблюдается в хорошо выраженных «острых» гребнях. При этом зона ТЯН концентрируется вдоль оси гребня и струйного течения и слегка смещена вдоль по потоку. По вертикали она обычно простирается на расстояние 1—1,5 км вверх и вниз от оси струйного течения. В среднем вероятность ТЯН при такой ситуации составляет 70 %. Прогностические признаки развития ТЯН в зоне барических гребней в основном сводятся к следующему:

— наличие сильных вертикальных сдвигов ветра (1,5 м/с на 100 м);

— значительная скорость ветра (70 м/с и более) или резкое усиление антициклонической кривизны струйного течения (усиление гребня).

5. Седловина при наличии изолированного центра низкого давления (см. рис. 7.10 *д*). Зона ТЯН отмечается обычно вдоль линии горизонтального сдвига ветра, между участками струйного течения, огибающего изолированный циклон, которые вдоль этой линии имеют противоположное направление и антициклоническую кривизну. Для развития умеренной и сильной турбулентности необходимо, чтобы скорость ветра в струйном течении превышала 50 м/с. Вероятность ТЯН достигает 80 %.

6. Зона слияния двух струйных течений (см. рис. 7.10 *е*). ТЯН в этом случае наблюдается между струйными течениями, когда они находятся на расстоянии не более 500 км друг от друга. Поскольку северное струйное течение находится в более холодном воздухе и расположено ниже южного, то в этой зоне имеют место большие вертикальные сдвиги ветра. Умеренная и сильная турбулентность отмечается при сдвигах 2,5—3,0 м/с на 100 м и более. Вероятность ТЯН превышает 90 %.

7. Пересечение струйным течением горного хребта (см. рис. 7.10 *ж*). В этом случае вероятность ТЯН превышает 90 %.

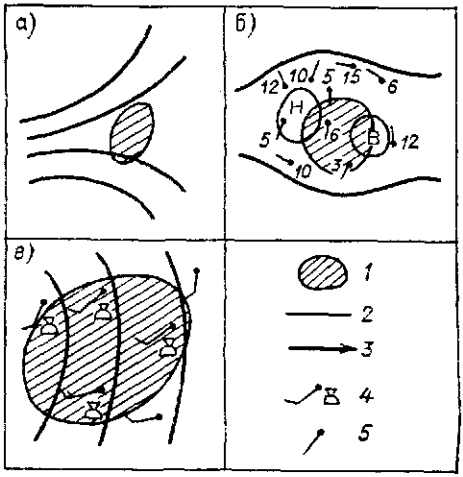

Рис. 7.11. Дополнительные синоптические критерии прогноза ТЯН.
1 — зона ТЯН; *2* — изогипсы; *3* — ось СТ; *4* — ветер и конвективные явления у Земли; *5* — ветер на уровне исследуемой изобарической поверхности.

Зона интенсивной турбулентности образуется непосредственно за осью гребня хребта над его подветренной стороной. Обычно она простирается на 200 км вправо и влево от оси струйного течения и от 80 до 200 км вниз по потоку в зависимости от высоты хребта. Интенсивная турбулентность может наблюдаться и при скоростях ветра, меньших чем в струйном течении, при вертикальном распределении ветра и температуры, благоприятном для развития горных волн (см. рис. 7.4 *а*).

Дополнительными критериями для прогноза турбулентных зон являются следующие.

Синоптические критерии для малоградиентных барических полей (рис. 7.11):

1. Зоны резкой расходимости изогипс при отсутствии СТ, но при наличии вертикальных сдвигов ветра 6 м/с на 1 км или более (см. рис. 7.11 *а*).

2. Малоградиентное барическое поле с двумя небольшими (с одной замкнутой изогипсой) вихрями циклонической и антициклонической циркуляции, расположенными в пределах 500 км друг от друга (см. рис. 7.11 *б*). Зона ТЯН располагается между этими вихрями. Необходимым условием развития турбулентности

в ясном небе в таких случаях является наличие вертикальных сдвигов ветра более 6 м/с на 1 км.

3. Конвективная облачность в нижней и средней тропосфере (см. рис. 7.11 *в*), характерная для теплого сезона года. ТЯН в верхней тропосфере над конвективной облачностью наблюдается, когда скорость ветра в слое 500—300 гПа увеличивается с высотой и вертикальные сдвиги ветра превышают 5 м/с на 1 км. В нижнем слое тропосферы при этом преобладает слабый ветер, направленный перпендикулярно ветру в слое 500—300 гПа.

Критерии, учитывающие структуру СТ (рис. 7.12):

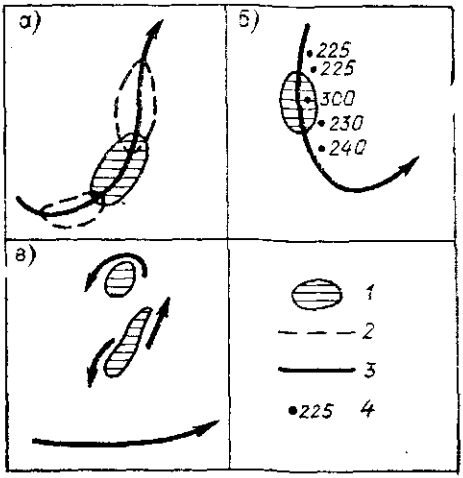

Рис. 7.12. Синоптические критерии прогноза ТЯН, учитывающие структуру струйного течения.

1 — зона ТЯН; *2* — изотахи; *3* — ось СТ; *4* — высота уровня максимального ветра.

1. Неравномерное распределение скорости ветра вдоль оси СТ. Турбулентные зоны образуются между зонами максимальных скоростей, а в случае одной зоны максимальной скорости — в области ослабления скорости ветра (см. рис. 7.12 *а*), если разность между скоростями ветра в зонах максимума и минимума не менее 30 м/с на 500 км.

2. Зоны резкого изменения уровня (высоты) максимального ветра вдоль траектории СТ (см. рис. 7.12 *б*). Эти изменения могут быть как положительными (уровень повышается), так и отрицательными (уровень понижается). Наиболее вероятно развитие ТЯН при знакопеременных изменениях высоты уровня максимального ветра на уровне 100 гПа на расстоянии 300 км и более.

3. Наличие, обычно в переходные сезоны, небольших по размерам (протяженностью 300—500 км), изолированных и расположенных в пределах 500 км друг от друга струйных течений (см. рис. 7.12 *в*). Подобные мезоструи могут существовать как вблизи основных СТ, так и на значительном удалении от них. ТЯН образуется обычно при скорости ветра на оси струи не менее 35 м/с. Из-за редкой сети станций радиозондирования подобные мезоструи иногда не находят отражения на картах барической

топографии, что может явиться причиной некоторых необъяснимых с синоптической точки зрения случаев ТЯН.

Критерии, учитывающие особенности поля температуры. Положение зон турбулентности можно определять и по характеру поля температуры. Наибольшую вероятность турбулентности имеют зоны, расположенные:

— в передней части небольшой термической ложбины;

— в зоне сгущения изотерм в передней части высотной ложбины;

— перед областью холода в тыловой части высотной ложбины;

— в зоне дивергенции или конвергенции скорости ветра вдоль оси термической ложбины;

— вблизи оси термической ложбины, если она пересекает ось СТ со скоростью не менее 50 м/с или находится на расстоянии до 300 км от его оси;

— вблизи оси термической ложбины в зоне ее пересечения с осью барической ложбины или ее расположения на расстоянии до 150 км от оси барической ложбины;

— вдоль оси термической ложбины, проходящей вблизи края облачного поля верхнего яруса;

— вблизи оси термической ложбины, расположенной в области изгиба или наклона тропопаузы.

Физико-статистические методы

Физико-статистические (расчетные) методы прогноза ТЯН основаны на расчете количественных параметров или их сочетаний, учитывающих особенности пространственного распределения полей ветра и температуры, характерных для развития турбулентности. Наиболее универсальным количественным критерием прогноза ТЯН является вертикальный сдвиг вектора ветра. Используются также параметр термической устойчивости, горизонтальный сдвиг ветра и другие.

Метод прогноза вероятности ТЯН по прогностическим значениям метеорологических полей. В оперативной работе Гидрометцентра СССР используется метод, разработанный А. А. Васильевым, Г. С. Булдовским и С. А. Бортниковым, позволяющий прогнозировать зоны интенсивной турбулентности в верхней тропосфере в вероятностной форме.

Метод основан на 5-уровенной гидродинамической модели прогноза полей ветра и температуры по полным уравнениям. В качестве математического аппарата был использован линейный дискриминантный анализ. В уравнение дискриминантной функции в качестве наиболее информативных предикторов вошли горизонтальный градиент температуры (grad T) и вертикальный сдвиг вектора ветра ($\partial V/\partial z$):

$$\Delta L = 98{,}2 \operatorname{grad} T + 159{,}2\, \partial V/\partial z - 447{,}1. \qquad (7.9)$$

Для расчета вероятности ТЯН получено аналитическое выражение в виде

$$P = \frac{100}{1 + e^{-0{,}55\Delta L}}, \qquad (7.10)$$

где P — вероятность интенсивной турбулентности (%).

Технология составления прогноза зон интенсивной турбулентности состоит из следующих этапов:

1) результаты зондирования атмосферы в установленный срок вводятся в ЭВМ и являются исходными данными для объективного анализа поля геопотенциала в узлы регулярной сетки с шагом 300 км;

2) по данным объективного анализа рассчитывается прогноз термобарического поля на 24 ч по численной схеме;

3) по прогностическим значениям температуры и ветра на уровнях 400 и 300 гПа по формуле (7.9) для центров квадратов регулярной сетки 300×300 км определяются grad T, $\partial V/\partial z$ и ΔL;

4) полученные значения дискриминантной функции ΔL пересчитываются по формуле (7.10) в значения вероятности ТЯН и выдаются на расчерчивающее устройство.

Общая оправдываемость прогноза турбулентности достигает максимума при пороговой вероятности 50 %. По данным оперативной проверки в ГАМЦ Внуково общая оправдываемость прогноза турбулентности составила 74 %.

Прогностические карты зон ТЯН на 24 ч вперед, составляемые в Гидрометцентре СССР два раза в сутки по исходным данным в 3 и 15 ч для уровня 400 и 300 гПа, используются в оперативной работе Центра зональных прогнозов и передаются в ГАМЦ Внуково и другие аэропорты. Как показали испытания, прогноз турбулентности достаточно хорошо оправдывается для интервалов ±3 ч от срока прогноза в слое ±1 км от уровней 400 и 300 гПа. Таким образом, прогноз зон ТЯН в 3 и 15 ч следует считать достаточно надежным соответственно для периодов 0—6 и 12—18 ч в слое 6—8 км (400 гПа) и 8—10 км (300 гПа).

Зоны на прогностических картах, очерченные изолинией 50 % (вероятность ТЯН больше 50 %), следует считать зонами, в которых ожидается турбулентность. Соответственно в зонах, где вероятность меньше 50 %, указывается отсутствие турбулентности. Учитывая, что зоны ТЯН на прогностических картах часто занимают довольно обширные площади, их местоположение должно уточняться синоптиком с помощью синоптических и расчетных методов, а также по данным о болтанке, получаемым от экипажей рейсовых самолетов. Уточненные зоны ТЯН могут затем переноситься на прогностические карты особых явлений погоды, выдаваемые летному составу.

При использовании прогностических карт турбулентности необходимо иметь в виду, что при их составлении не учитываются конвективные процессы в атмосфере. Поэтому в теплое время года, когда конвективная облачность проникает в верхние слои

тропосферы, прогностические карты зон ТЯН должны использоваться в сочетании с прогнозом конвекции в атмосфере. В зонах развития мощной конвективной облачности следует ожидать интенсивную турбулентность.

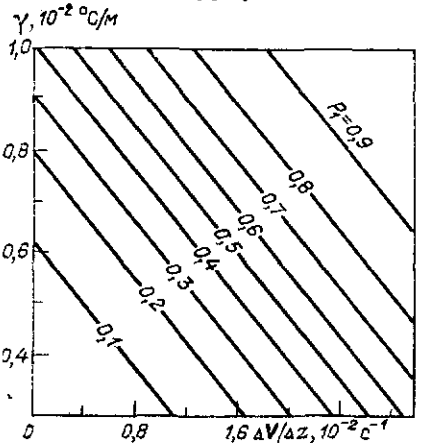

Рис. 7.13. Зависимость вероятности турбулентности P_1 от вертикального сдвига вектора ветра и вертикального градиента температуры.

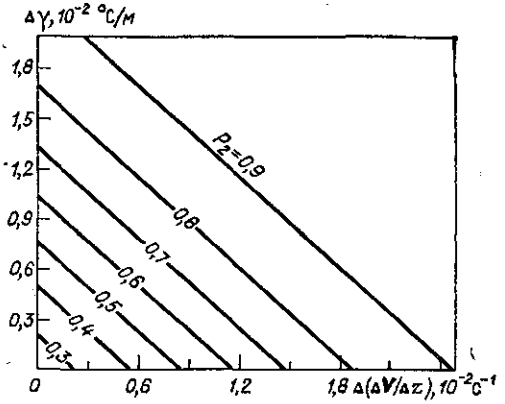

Рис. 7.14. Зависимость вероятности турбулентности P_2 от кривизны вертикальных профилей ветра и температуры.

При разработке данного метода не учитывалось также влияние горных препятствий на образование турбулентных зон. Поэтому при прогнозировании условий полета над горными районами и на подветренных сторонах горных массивов необходимо в дополнение к прогностическим картам ТЯН пользоваться методами прогноза орографической турбулентности.

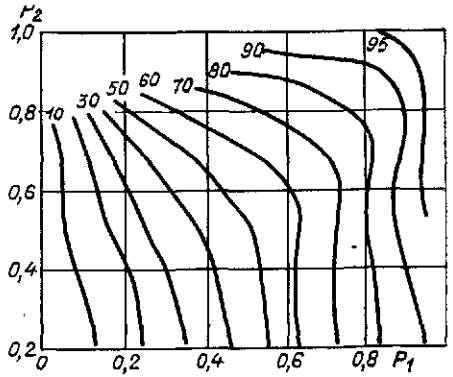

Рис. 7.15. Зависимость вероятности турбулентности (%) от P_1 и P_2.

Метод прогноза по пункту (району). Для прогноза ТЯН по пункту рекомендуется способ диагноза-прогноза турбулентности в верхней тропосфере, предложенный Г. С. Булдовским. Метод, разработанный с помощью линейного дискриминантного анализа, позволяет по данным радиозондирования оценивать вероятность турбулентности в верхней тропосфере с помощью графических зависимостей.

Процедура диагноза-прогноза ТЯН в вероятностной форме по данным температурно-ветрового зондирования состоит из трех действий:

1. По данным температурно-ветрового зондирования в верхней половине тропосферы для слоев толщиной 200—1000 м и с учетом особых точек распределения температуры и ветра рассчитываются вертикальный сдвиг вектора ветра $\Delta V/\Delta z$ в м/с на 100 м и вертикальный градиент температуры γ в °С на 100 м. Затем по графику на рис. 7.13 по значениям $\Delta V/\Delta z$ и γ определяется вероятность гидродинамической неустойчивости основного потока (первичной неустойчивости) P_1, которая преобладает в атмосфере.

2. Рассчитываются величины $\Delta\gamma = (\gamma_2 - \gamma_1)$ и $\Delta(\Delta V/\Delta z) = (\Delta V/\Delta z)_2 - (\Delta V/\Delta z)_1$ в виде разностей градиентов в двух соседних слоях, прилежащих к заданному уровню. Здесь γ_1 и $(\Delta V/\Delta z)_1$ — вертикальный градиент температуры и вертикальный градиент вектора ветра в нижележащем слое; γ_2 и $(\Delta V/\Delta z)_2$ — те же параметры в вышележащем слое. По значениям $\Delta\gamma$ и $\Delta(\Delta V/\Delta z)$ на графике (рис. 7.14) находится вероятность P_2. Зависимость вероятности турбулентности P_2 от параметров $\Delta\gamma$ и $\Delta(\Delta V/\Delta z)$, представленная на рис. 7.14, учитывает дополнительный эффект так называемой вторичной неустойчивости.

3. По значениям вероятностей P_1 и P_2, снятых с первых двух графиков, окончательно определяется вероятность турбулентности P по третьему графику (рис. 7.15).

Оправдываемость диагноза турбулентности по графику на рис. 7.15 наиболее высокая и по результатам проверки при пороговой вероятности 50 % имеет следующие значения: общая оправдываемость 76 %; оправдываемость явления 78 %; оправдываемость отсутствия явления 75 %; предупрежденность явления 68 % и предупрежденность отсутствия явления 83 %.

При необходимости формулировки диагноза-прогноза турбулентности в альтернативной форме при значениях $P \geqslant 50$ % следует указывать наличие турбулентности, а при $P < 50$ % — отсутствие турбулентности.

7.3.3. ПРОГНОЗ ОРОГРАФИЧЕСКОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Оценка синоптических условий

В п. 7.2.7 отмечалось, что степень деформации воздушного потока над горами зависит от распределения ветра и температуры с высотой. Поскольку это распределение зависит от конкретной синоптической ситуации, оценку возможности развития орографической турбулентности следует начинать с анализа синоптических условий. Благоприятными для развития турбулентности и горных волн над подветренной стороной хребта являются следующие условия:

— пересечение горного хребта струйным течением. Наиболее благоприятные условия для развития роторно-волнового течения и сильной турбулентности существует от нижних уровней до верхней тропосферы и нижней стратосферы;

— периферия антициклона с антициклонической кривизной изобар при скорости градиентного ветра более 10 м/с. В нижнем слое атмосферы существует слой инверсии или изотермии;

— стационарные фронты, расположенные параллельно изобарам. В нижней половине тропосферы имеется слой инверсии или изотермии и изменение кривизны профиля ветра с высотой;

— тыл холодного фронта на расстоянии до 300 м от его приземного положения. Скорость ветра в нижнем слое имеет резко выраженный максимум, благоприятный для развития роторного течения.

При анализе следует учитывать и сезонные изменения. В ясную погоду радиационное охлаждение воздуха ночью способствует образованию инверсий в нижнем слое атмосферы и тем самым усилению интенсивности подветренных волн. Кроме того, в каждом районе имеются свои сезонные изменения повторяемости волновых явлений.

Аэрологический анализ

Анализ синоптического положения позволяет сделать лишь первую качественную оценку возможности развития орографической турбулентности в заданном районе.

Затем следует определить, какой из типов течения будет наблюдаться над подветренным склоном, т. е. оценить, насколько сильными будут вертикальные движения и турбулентность. Для этого необходимо по данным радиозондирования или картам барической топографии проанализировать вертикальные профили ветра и температуры на наветренной стороне хребта в набегающем невозмущенном потоке. При этом нужно руководствоваться следующими правилами.

1. Если составляющая скорости ветра, нормальная гребню хребта, на уровне его вершины меньше 8 м/с, то условия для развития орографической турбулентности или значительных вертикальных потоков отсутствуют.

2. Если составляющая скорости ветра, нормальная гребню хребта, на уровне его вершин превосходит 8—10 м/с и далее равномерно усиливается с высотой или остается постоянной, то следует ожидать развития подветренных волн. При этом над подветренным склоном следует прогнозировать сильные вертикальные потоки, а при наличии слоев резких изменений скорости ветра и сильную турбулентность.

3. Если слой сильного ветра с хорошо выраженным максимумом скорости простирается до ограниченной высоты, не превышающей в 1,5—2 раза высоту хребта, а затем сменяется слоем более слабого ветра или ветра противоположного направления, следует ожидать развития вихревого течения и турбулентности.

В дополнение к указанным выше признакам возможность развития подветренных волн можно установить с помощью

расчета параметра Дородницына—Скорера, полученного на основе теоретических исследований:

$$l^2 = \frac{g}{\bar{T}} \frac{\gamma_a - \gamma}{\bar{V}^2}. \qquad (7.11)$$

Здесь $\bar{V}$ — средняя составляющая скорости ветра в рассчитываемом слое, нормальная к хребту; $\bar{T}$ — средняя температура воздуха в кельвинах в этом же слое.

Если параметр l^2 уменьшается с высотой, то можно ожидать развитие горных волн. В противном случае волны не возникают. Если параметр l^2 не меняется или мало меняется с высотой, то вопрос о возможности развития волн остается открытым.

Вычисление параметра l^2 обычно производится по слоям через 0,5 км или 50 гПа. При монотонном изменении температуры и скорости ветра с высотой можно брать слои через 1,0 км или 100 гПа, а в случае быстрых изменений этих элементов толщину слоев целесообразно уменьшить.

Пример расчета параметра l^2. Значения температуры и нормальной составляющей скорости ветра на различных высотах, полученные после разделения на слои, приведены в табл. 7.6.

Для первого слоя 0,2—1,0 км получим среднюю абсолютную температуру $\bar{T}=275$ К, вертикальный температурный градиент $\gamma=1{,}3$ °С/100 м (или $1{,}3\times10^{-2}$ °С/м), соответственно $\gamma_a - \gamma_1 = -0{,}3\cdot10^{-2}$ °С/м и среднюю скорость ветра $V=8$ м/с.

$$l_1^2 = \frac{10\,(-0{,}3)}{275\cdot64} = 1{,}7\cdot10^{-6}\ \text{м}^{-2}.$$

Таким же образом вычисляем средние значения абсолютной температуры $\bar{T}$, вертикального градиента температуры $\bar{\gamma}$, разности сухоадиабатического и действительного градиентов $\gamma_a - \bar{\gamma}$, скорости ветра, а затем величину l^2 для остальных слоев.

Таблица 7.6

Результаты радиоветрового зондирования с наветренной стороны хребта

Высота над уровнем моря, км	Температура воздуха, °С	Нормальная к хребту составляющая скорости, м/с	Высота над уровнем моря, км	Температура воздуха, °С	Нормальная к хребту составляющая скорости, м/с
0,2	7,0	6,7	3,0	—2,2	13,8
1,0	—3,6	8,8	4,0	—10,2	16,7
1,5	—8,6	11,2	5,0	—19,3	17,5
2,0	—10,0	12,2	6,0	—26,2	18,2
2,5	—2,2	12,2	7,0	—33,0	19,0

Профиль вычисленных значений параметра l^2 приведен на рис. 7.16. На рисунке видно, что на высоте 3 км наблюдается резкое уменьшение параметра l^2, что свидетельствует о наличии условий, благоприятных для образования подветренных волн.

Необходимо иметь в виду, что установление факта образования подветренных волн еще недостаточно для прогноза вертикальных потоков. Для определения турбулентности, особенно интенсивной, в дополнение к расчету параметра l^2 следует также рассчитывать вертикальный сдвиг вектора ветра по слоям толщиной не более 1 км с учетом особых точек вертикального профиля ветра. Если значение сдвига ветра больше 0,8 м/с на 100 м, то в условиях горных волн следует прогнозировать турбулентность от умеренной до сильной.

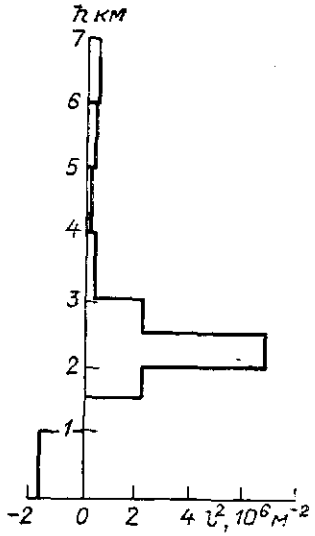

Рис. 7.16. Профиль параметра l^2 при наличии подветренных волн.

Оценки интенсивности турбулентности

Для развития турбулентности над подветренной стороной хребта необходимо наличие хорошо выраженного максимума в профиле составляющей скорости ветра, нормальной к хребту с его наветренной стороны.

Исследования, выполненные А. А. Васильевым, показали, что интенсивность турбулентности зависит от значения составляющей скорости ветра в этом максимуме и высоты его над поверхностью Земли. Установленная зависимость позволяет построить для каждой местности номограммы для определения интенсивности турбулентности. На рис. 7.17 *а* представлена номограмма, полученная по данным наблюдений за болтанкой над южными склонами Крымских гор, высота которых составляет 1000—1200 м, а отдельные вершины достигают 1500 м. По оси абсцисс отложено максимальное значение нормальной к хребту составляющей скорости ветра ($u_{n\ макс}$) в м/с с наветренной стороны хребта, а по оси ординат — высоты, на которых эта скорость наблюдалась. Демаркационные линии отделяют зоны турбулентности различной интенсивности. Номограмма на рис. 7.17 *б* получена по измерениям турбулентности над Черноморским побережьем Кавказа в районе Анапа—Лазаревское. Рельеф здесь определяется северо-западной оконечностью Большого Кавказского хребта, который от Лазаревского постепенно снижается к северо-западу и рассекается в меридиональном направлении многочисленными долинами. Максимальные высоты хребта в этом районе около 1000 м, средние — 400—600 м. Общим для Крыма и Кавказа является наличие определенным образом ориентированного основного горного хребта значительной горизонтальной протяженности. Приведенные номограммы можно использовать в районах с аналогичным рельефом.

При практическом использовании номограмм необходимо иметь в виду следующее.

Построение профиля нормальной к хребту составляющей скорости ветра следует выполнять по данным о распределении ветра с высотой на всех имеющихся уровнях, полученным в результате ветрового зондирования атмосферы на наветренной стороне хребта. Значения скоростей необходимо сглаживать и по сглаженному профилю определять уровень максимальной скорости ветра и скорость на этой высоте.

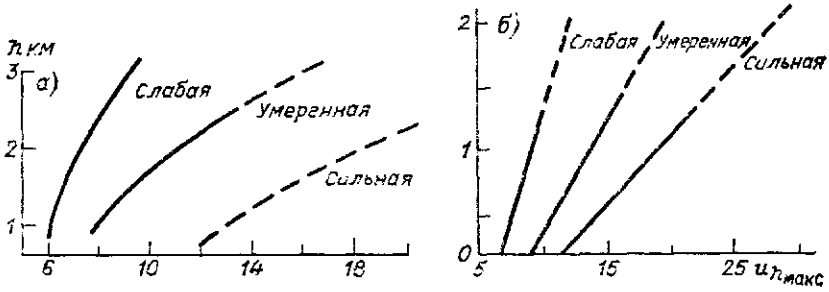

Рис. 7.17. Номограммы для определения интенсивности турбулентности в нижнем слое на подветренной стороне гор.

а — южные склоны Крымских гор; *б* — Черноморское побережье Кавказа от Анапы до Лазаревского.

Составляющая скорости ветра, нормальная к хребту, вычисляется по формуле

$$u_h = V_h \cos \alpha, \qquad (7.12)$$

где u_h — составляющая скорости, нормальная к хребту на высоте h; V_h — фактическая скорость ветра на высоте h; α — угол между нормалью к хребту и вектором фактического ветра. Для упрощения определения u_h следует пользоваться графиком (рис. 7.18), на котором по значению скорости ветра V_h графически определяются значения u_h для различных α.

Вертикальная мощность зоны наиболее интенсивной турбулентности определяется по профилю скорости ветра. Исследования показывают, что наибольшая турбулентность наблюдается от уровня резкого увеличения скорости до высоты, на которой скорость резко ослабевает.

Пример определения возможности развития турбулентности и ее интенсивности на юго-восточной стороне Крымского хребта по данным шаропилотных наблюдений в Симферополе. Крымский хребет вытянут с юго-запада на северо-восток, поэтому наиболее благоприятное для образования турбулентности направление ветра будет северо-западным.

В табл. 7.7 приведены результаты ветровых наблюдений, значения углов между нормалью к хребту и фактическим направлением ветра (α) и значения нормальной к хребту (северо-западной) составляющей скорости ветра (u_h), рассчитанные по графику на рис. 7.18.

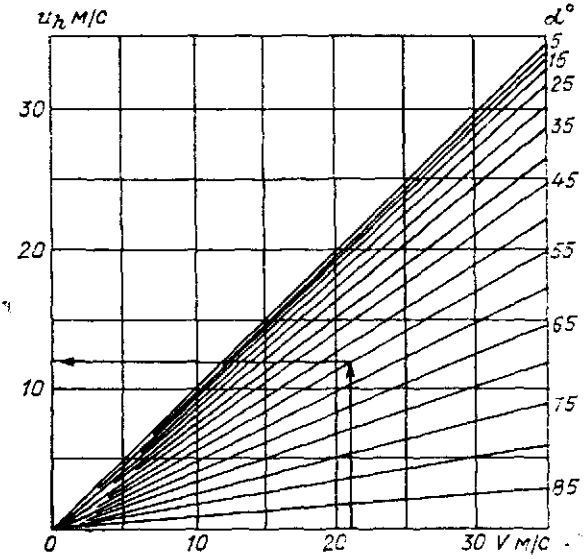

Рис. 7.18. График для определения нормальной к хребту составляющей скорости ветра u_h.

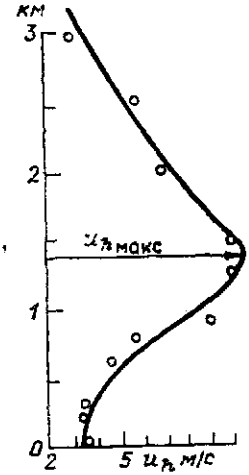

Рис. 7.19. Пример распределения с высотой нормальной к хребту составляющей скорости ветра на наветренной стороне хребта, благоприятствующей образованию турбулентности на подветренной стороне в нижнем слое.

Таблица 7.7

Расчет нормальной к хребту составляющей скорости ветра

Данные ветровых наблюдений			α °	u_h м/с
высота над поверхностью Земли, км	направление, ... °	скорость, м/с		
0,02	340	4	25	3,5
0,20	345	4	30	3,5
0,30	10	6	55	3,5
0,60	10	8	55	4,8
0,78	350	7	35	5,7
0,90	340	10	25	9,0
1,24	351	13	36	10,0
1,5	318	10	3	10,0
2,0	346	8	31	7,0
2,5	360	8	45	5,6
3,0	20	7	65	3,0

По значениям u_h строится вертикальный сглаженный профиль составляющей ветра (рис. 7.19). Затем определяется величина $u_{h\,\text{макс}}$ и высота ее расположения. В данном примере эти величины составляют соответственно 10,5 м/с и 1,4 км. По этим величинам с помощью номограммы (рис. 7.17 *а*) находим, что в нижнем слое на подветренной стороне хребта следует ожидать умеренную турбулентность.

7.3.4. РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ПРОГНОЗА

Прогноз турбулентности, вызывающей болтанку ВС, в нижнем 500-метровом слое атмосферы (по В. Н. Барахтину)

Метод рекомендован к применению для территории Западно-Сибирского, Красноярского и Казахского УГКС (районы с равнинным и слабохолмистым рельефом) в светлое время суток при следующих метеорологических условиях у Земли: температура от —40 до +32 °С и скорости ветра не более 18 м/с. Заблаговременность прогноза 3 ч.

При разработке методики использован метод ранговой корреляции. Для различных метеорологических параметров рассчитаны значения рангов (эмпирических функций). Каждая синоптическая ситуация описывается определенным набором метеорологических параметров. Для нее может быть найден средний ранг ситуации, равный отношению суммы рангов всех параметров к числу использованных параметров. Среднему рангу синоптической ситуации соответствует определенное среднеквадратическое отклонение вертикальной составляющей скорости ветра (σ_w). Перевод величины σ_w в значение перегрузки самолета Δn осуществляется по графику, представленному на рис. 7.20. При значении перегрузки $\Delta n = 0{,}1g \ldots 0{,}2g$ ожидается слабая болтанка, при $0{,}2g < \Delta n \leqslant 0{,}4g$ — умеренная и при $\Delta n > 0{,}4g$ — сильная болтанка.

Для проведения расчетов по данной методике определяются параметры в зависимости от сезона года:

для зимы ($T<0$ °С)

— скорость ветра у Земли (м/с);
— количество нижней облачности (балл);
— изменение температуры на изобарической поверхности 850 гПа за последние 12 ч (°С);
— время суток местное (ч);
— широта места (градусы с. ш.);

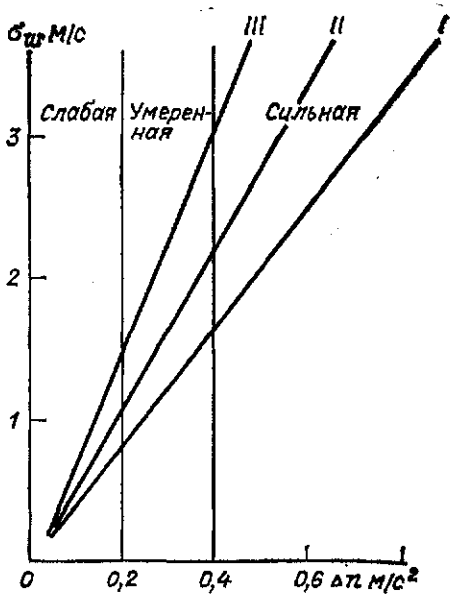

Рис. 7.20. Зависимость перегрузки Δn в зонах болтанки от величины σ_w для различных типов самолетов.
I — Як-18, Ан-2, Ил-2; *II* — Ан-24, Як-40; *III* — Ил-18, Ан-12, Ту-134, Ту-154, Ил-62, Ил-86.

для лета ($T>10$ °С)

— температура воздуха у Земли (°С);
— скорость ветра у Земли (м/с);
— количество общей облачности (балл);
— изменение температуры на изобарической поверхности 850 гПа за последние 12 ч (°С);
— время суток местное (ч);

для переходных сезонов (0 °С$<T<10$ °С)

— температура воздуха у Земли (°С);
— скорость ветра у Земли (м/с);
— количество общей облачности (балл);
— форма облаков;
— широта места (градусы с. ш.).

Данный способ прогноза автоматизирован и включен в технологическую линию ЗапСибНИИ в 1983 г. Технология автоматизированного расчета состоит в следующем:

— прием, раскодировка и первичная обработка синоптических и аэрологических телеграмм с помощью комплекса программ информационно-логической обработки данных (ИЛО);

— выборка данных из базы данных ИЛО;

— расчет величины σ_w;

— формирование телеграмм в виде пятизначных цифровых групп, содержащих значение индекса станций, для которых произведен расчет σ_w, и значение Δn;

— передача по каналам связи на АМСГ сообщений о σ_w.

Прогноз болтанки ВС в приземном слое в а/п Красноводск (по О. А. Ляпиной, Е. И. Софиеву)

Процедура расчета состоит из следующих шагов:

1. По прогностическим приземной карте погоды и карте изобарической поверхности 850 гПа определяются следующие параметры:

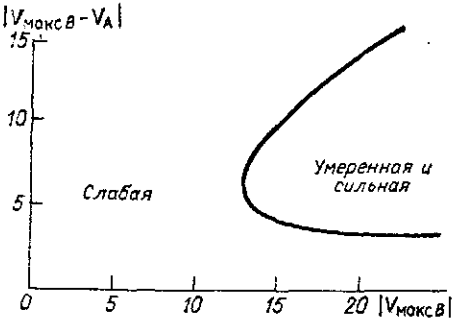

Рис. 7.21. Номограмма для уточнения интенсивности болтанки по данным о ветре на ВПП (A) и на возвышенности (B) в районе аэродрома Красноводск.

— горизонтальный градиент температуры на AT_{850} в срок прогноза: $(\partial T/\partial n)_{850}$ (°С/1000 км);

— изменение температуры у поверхности Земли за предшествующие прогнозу 24 ч $\Delta T_з$ (°С);

— барическая тенденция $\partial p/\partial t$ (гПа/3 ч);

— направление ветра у Земли в г. Баку d (...°).

2. Рассчитывается значение дискриминантной функции

$$D = 0{,}85\,(\partial T/\partial n)_{850} - 0{,}57\Delta T_з - 0{,}03d + 11{,}33\,\partial p/\partial t.$$

3. При $D \geqslant -5{,}25$ прогнозируется болтанка;

при $D < -5{,}25$ дается прогноз отсутствия болтанки.

При отсутствии прогностических карт пользуются ближайшими к сроку прогноза фактическими картами.

По оценке на зависимом материале оправдываемость данного метода составила 72 %.

4. Прогноз может быть уточнен по данным о ветре на ВПП (V_A) и на возвышенности в районе аэродрома ($V_{макс\ в}$). Заблаговременность прогноза 1 ч.

Уточнение проводится следующим образом:

— определяется модуль вектора максимального порыва ветра на возвышенности $|\mathbf{V}_{\text{макс } в}|$;

— определяется средняя скорость ветра на ВПП (осреднение проводится за 2 мин) $\mathbf{V}_A$;

— по кругу Молчанова определяется векторная разность $|\mathbf{V}_{\text{макс } в} - \mathbf{V}_A|$;

— по номограмме (рис. 7.21), где по оси абсцисс отложены значения $|\mathbf{V}_{\text{макс } в}|$, а по оси ординат — модуль векторной разности $|\mathbf{V}_{\text{макс } в} - \mathbf{V}_A|$, определяется положение точки относительно демаркационной линии. Данное уточнение позволяет учитывать орографические особенности аэропорта Красноводск. Оправдываемость уточненного прогноза увеличивается до 80 %.

Глава 8

ПРОГНОЗ ЗОН ВОЗМОЖНОГО ПОРАЖЕНИЯ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ ЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ РАЗРЯДАМИ В ОБЛАКАХ СЛОИСТЫХ ФОРМ И ОСАДКАХ

8.1. ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОН В СЛОИСТО-ДОЖДЕВОЙ ОБЛАЧНОСТИ И ОСАДКАХ НА БЕЗОПАСНОСТЬ ПОЛЕТОВ САМОЛЕТОВ

Практика полетов показывает, что каждый год 50—60 самолетов Аэрофлота поражаются электрическими разрядами в облаках слоистых форм Ns—As и осадках. Эти поражения воздушных судов отмечались по всей территории Советского Союза, во все времена года и суток, чаще всего вскоре после взлета и входа ВС в слоисто-дождевые облака или, наоборот, при снижении в этих облаках и осадках и заходе на посадку.

Поражения ВС электрическими разрядами отмечались на высотах от 0,2 до 6,0 км, но чаще всего на высотах от 0,5 до 4,0 км при температуре в зоне поражения от 0 до —15 °С.

По донесениям летчиков, электрические разряды в самолеты в облаках Ns—As и осадках напоминают вспышку при электросварке и сопровождаются обычно негромким хлопком, однако такие разряды наносят ВС существенные повреждения и нарушают безопасность полетов. Как показал анализ большого числа случаев, при поражениях самолетов электрическими разрядами в слоисто-дождевой облачности и осадках обычно повреждаются антенно-фидерные устройства и выходит из строя радиосвязь; часто

повреждается радиолокатор; в корпусе самолета (обычно в передней, лобовой его части) часто прожигается отверстие размером от 1—2 до 20 см, а иногда и более (тем самым нарушается герметизация кабины летчиков и пассажирских салонов); перегорают и выходят из строя аэронавигационные и пилотажные приборы, а также повреждаются другие системы и агрегаты воздушного судна. Все это часто создает аварийную ситуацию, особенно при повреждении и загорании двигателей.

8.2. МЕХАНИЗМ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОПАСНЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОН В ОБЛАКАХ СЛОИСТЫХ ФОРМ И ОСАДКАХ И ПОРАЖЕНИЯ В НИХ САМОЛЕТОВ ЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ РАЗРЯДАМИ

К настоящему времени у нас и за рубежом выполнено значительное число теоретических и экспериментальных исследований по атмосферному электричеству, электричеству облаков и осадков, электризации самолетов и поражению их электрическими разрядами. Многие аспекты этих вопросов остались еще не вполне ясными. Однако, опираясь на результаты выполненных работ, уже сейчас можно составить представление о причинах значительной электризации облаков Ns—As и осадков, а также воздушных судов и о причинах поражения ВС электрическими разрядами в этих облаках.

В тропосфере под влиянием естественной радиоактивности Земли, запыленности, наличия различных аэрозолей всегда имеются положительно и отрицательно заряженные частицы в виде легких и тяжелых ионов. В случае ясной, малооблачной погоды количество заряженных частиц, потенциал и напряженность электрического поля в нижней тропосфере, как показали исследования, невелики и убывают от поверхности Земли с высотой по экспоненциальному закону. Поэтому в условиях ясной погоды самолеты, совершающие полеты, заряжаются очень слабо, так как встречаются со сравнительно небольшим количеством заряженных частиц. Кроме того, заряженные частицы одного знака в значительной степени нейтрализуют на поверхности ВС заряды противоположного знака. Поэтому статическая электризация самолета при полете в условиях ясной погоды невелика.

При наличии облаков картина резко меняется. Исследования, проведенные в Главной геофизической обсерватории И. М. Имянитовым и др., а также за рубежом, показали, что при образовании облачности различных форм и осадков возникает большое количество как положительно, так и отрицательно заряженных частиц. Согласно данным этих исследований, количество заряженных частиц и знаки их зарядов зависят от микроструктуры облачности (от количества, размера и формы частичек), от их фазового состояния (жидкая, твердая или смешенная), от тем-

пературы воздуха, турбулентности, стратификации атмосферы, водности облаков и от многих других условий и факторов. Так, было показано, что при конденсации и сублимации водяного пара в атмосфере возникает много новых элементарных электрических зарядов, количество и знак которых зависят от температуры воздуха и фазового состояния облаков и осадков. Ледяные кристаллы и снежинки заряжены большей частью отрицательно, а капельки облаков и дождя — чаще положительно. Турбулентность в облаках играет двоякую роль: происходящее под ее влиянием столкновение, соударение облачных элементов и их дробление обычно приводят к увеличению числа элементарных электрических зарядов; если же соударяющиеся частицы облака имеют противоположные знаки, происходит их нейтрализация.

В слоистообразных облаках типа St (без осадков) элементарные электрические заряды располагаются, как правило, хаотически по всему объему облачности. Суммарный электрический заряд в слоистообразной облачности типа St обычно невелик, причем бывает как положительным, так и отрицательным. Невелики также потенциал и напряженность электрического поля: измерения показали, что они составляют чаще всего десятки, редко сотни единиц. Самолеты в этих облаках в большинстве случаев заряжаются слабо (как за счет приобретения заряда этих облаков, так и за счет электризации при столкновении с жидкими и твердыми элементами облачности). Поскольку заряд, потенциал и напряженность электрического поля невелики, то и поражений ВС в слоистообразной облачности типа St не отмечалось.

Совершенно другое положение создается в облаках Ns—As, когда из них начинают выпадать осадки. Размеры капель и снежинок на несколько порядков больше, чем облачных элементов (диаметры капель и снежинок осадков составляют обычно несколько миллиметров, в то время как диаметры облачных элементов — тысячные доли миллиметра).

Исследования, проведенные в ГГО И. М. Имянитовым и др., показали, что крупные частицы осадков несут в большинстве случаев заряд одного знака (обычно положительный), а мелкие частицы (элементы облачности) — противоположного знака. Поэтому вместе с выпадающими более крупными частицами осадков вниз уходят заряды одного знака, а в верхней части облачного слоя остаются заряды противоположного знака. Чем интенсивнее и продолжительнее осадки, тем интенсивнее и продолжительнее процесс разделения зарядов и образования объемных зарядов разных знаков в верхней и нижней частях облачного слоя (а иногда и в средней части слоя облаков), тем большие потенциалы и напряженность электрического поля возникают между ними.

В ряде исследований показано, что в облаках Ns—As и осадках электрические характеристики составляют обычно сотни, иногда — тысячи единиц, а в отдельных случаях могут достигать десятков и даже сотен тысяч единиц.

Таков предполагаемый механизм возникновения опасных электрических зон в облаках Ns—As с осадками. Вертикальная протяженность таких электрических зон в слоисто-дождевой облачности с осадками составляет, по данным ГГО, от нескольких сотен метров до 1,0—1,5 км, а в горизонтальные их размеры — 6—10 км.

При рассмотрении механизма поражения самолетов электрическими зарядами в облаках Ns—As и осадках следует отметить следующее. Поскольку характеристики объемных электрических неоднородностей в слоистообразных облаках Ns—As с осадками невелики в сравнении с электрическими характеристиками грозовых облаков, а расстояние между объемными зарядами по вертикали значительно (примерно 1,5—3,0 км и более), то электрические разряды (молнии) в слоисто-дождевой облачности не возникают.

Для сравнения напомним, что в грозовых облаках объемные электрические неоднородности имеют заряды, потенциалы и напряженность электрического поля порядка миллионов и десятков миллионов единиц (т. е. электрические характеристики в грозовых облаках в десятки и сотни тысяч раз больше, чем в облачности слоистых форм). Высокие значения электрических характеристик в кучево-дождевых облаках (Cb) обусловлены значительными скоростями восходящих конвективных потоков в этих облаках, в сотни и тысячи раз большими, чем скорости упорядоченных восходящих движений в облачности слоистых форм, а также большой интенсивностью ливневых осадков. Это приводит в Cb к большому числу более интенсивных и сильных соударений и дроблений капелек и снежинок, а также соударений их с градинами в этих облаках.

Ливневые осадки большой интенсивности обеспечивают разделение разноименных элементарных электрических зарядов и возникновение в Cb больших объемных электрических неоднородностей с высокими значениями зарядов, потенциалов и напряженностей электрических полей, что приводит к грозовой деятельности в этих облаках.

В слоистообразных облаках, в отличие от грозовых облаков, разряды возникают только в тех случаях, когда в этих облаках появляется самолет. Разряды в облачности типа Ns—As с осадками в тысячи и десятки тысяч раз слабее и меньше, чем молнии в грозовых облаках.

Рассмотрим механизм электризации и поражения ВС в облаках Ns—As и осадках. Допустим, что в слоисто-дождевой облачности с осадками самолет снижается и заходит на посадку. Как только ВС войдет в эти облака на высоте 3—4 км, оно сразу же получит электрический заряд, подобный тому, который имеет место в верхней части облачного массива Ns—As. В средней части слоя облаков самолет попадет в зону осадков, сначала в виде снега, а затем снега с дождем и переохлажденного дождя при небольших отрицательных температурах.

Как показали эксперименты, при соударении даже нейтральных (не заряженных) капелек или снежинок и частичек облачности с лобовой (передней) частью ВС на самолете возникает большое количество новых элементарных электрических зарядов. Самолет заряжается тем сильнее, чем больше частичек с ним сталкивается, чем больше скорость полета и сила удара капелек и снежинок о поверхность ВС и чем больше поперечное сечение воздушного судна.

При дроблении капелек возникает в несколько раз больше элементарных электрических зарядов, чем первоначально несла каждая капля дождя. При дроблении снежинок о переднюю часть корпуса самолета, его крыльев и хвостового оперения возникает еще больше новых элементарных электрических зарядов, значительная часть которых имеет знак, противоположный заряду снежинки. Бо́льшая часть этих новых элементарных электрических зарядов оседает на лобовой поверхности ВС, в основном на пластмассовом обтекателе антенны бортового радиолокатора (РЛС) и на пластмассовом обтекателе бортовой радиостанции (РС), установленной на вершине киля. Поскольку пластмасса является диэлектриком и не проводит электричество, получаемый заряд не растекается по металлическому корпусу всего самолета, а остается на обтекателях РЛС и РС. По этой причине заряд, потенциал и напряженность электрического поля особенно быстро и интенсивно возрастают именно на пластмассовых обтекателях антенн бортовых РЛС и РС, а также на концах крыльев и заостренных деталях и частях самолета. Поэтому именно в эти детали и части ВС чаще всего происходит искровой электрический разряд в слоистообразной облачности и осадках.

Значительный вклад в электризацию самолета вносят также обледенение и болтанка (турбулентность). В результате действия указанных выше факторов отдельные детали и части конструкции самолета и самолет в целом быстро накапливают большой электрический заряд. При дальнейшем снижении, когда самолет попадет в нижнюю половину облачного слоя Ns—As (где вследствие выпадения осадков располагается объемный электрический заряд противоположного знака заряду самолета), происходит резкое увеличение потенциала и напряженности электрического поля. Напряжение электрического поля в этих случаях может достигнуть критического значения, между самолетом и частью слоисто-дождевой облачности, заряженной противоположно, возникает искровой электрический разряд.

Аналогичное положение имеем при наборе высоты самолетом в облаках Ns—As и осадках. Так, сразу же после взлета, при наборе высоты под облаками в зоне осадков, самолет получает большой заряд, вследствие действия указанных выше причин. Вскоре после входа в слоисто-дождевые облака самолет встречает электрическую зону, имеющую противоположный заряд. При входе в зону резко возрастает напряженность электрического поля между ВС и зарядом противоположного знака в облаках.

Если напряженность электрического поля достигнет критических значений, то между самолетом и облачностью произойдет электрический разряд.

В практике полетов отмечается и третий вариант (правда, сравнительно редкий), когда ВС поражается электрическим разрядом в горизонтальном полете в слоисто-дождевых облаках и осадках. Это отмечается иногда при полете по кругу в районе аэропорта или в зоне ожидания, или при горизонтальном полете по трассе в облаках Ns—As и осадках на высотах от 1,0 до 3—4 км. В этом случае, как и в двух предыдущих, самолет получает большой заряд в облаках и осадках и при встрече в облаках с зарядом противоположного знака происходит разряд.

Предлагаемая схема является упрощенной. В ней не учтены и опущены такие моменты и факторы, как, например, токи проводимости в облаках, токи зарядки и разрядки за счет работы двигателей и др., влияние которых, по данным ряда авторов, несущественно.

8.3. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ И СИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОРАЖЕНИЯ САМОЛЕТОВ ЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ РАЗРЯДАМИ В СЛОИСТООБРАЗНОЙ ОБЛАЧНОСТИ И ОСАДКАХ

Обобщение метеорологических характеристик атмосферы в момент поражения самолетов электрическими разрядами в облаках Ns—As и осадках проведено в Гидрометцентре СССР (Г. Д. Решетовым). В основу положен анализ 382 донесений экипажей самолетов, пораженных электрическими разрядами в слоистообразной облачности и осадках за период с 1969 по 1976 г. и частично за январь 1983 г. При анализе использованы метеорологические наземные наблюдения, данные радиозондирования атмосферы, радиолокационных наблюдений и приземные карты погоды. Наибольшее число поражений самолетов электрическими разрядами в слоистообразных облаках было отмечено над центральными районами европейской части СССР, Черноморским побережьем Кавказа и Украиной. Это частично обусловлено большей плотностью полетов над указанными районами, частично — их синоптико-климатическими особенностями. Анализ показал следующее.

В подавляющем большинстве рассмотренных случаев (98 %) поражения самолетов электрическими разрядами происходили в облаках Ns — As и осадках и только в 2 % случаев — в зоне грозовых облаков. Такое соотношение, по-видимому, в значительной мере определяется существующими правилами полетов, обязывающими экипажи ВС обходить грозовые облака на безопасном расстоянии.

В момент поражений самолетов в основном (в 92 % случаев) наблюдалась сплошная (10 баллов) облачность Ns—As или в количестве 7—9 баллов и лишь в 8 % случаев количество облаков

было указано градацией 5—6 баллов. При количестве облаков менее 5 баллов не было отмечено ни одного случая поражения самолетов электрическими разрядами.

В большинстве случаев поражения самолетов электрическими разрядами происходили в осадках. При сплошной облачности Ns—As поражения в осадках были в 94 % случаев, при количестве облаков 7—9 баллов — в 85 % случаев и при 5—6 баллах облаков — в 50 % случаев. Таким образом, подтверждается сказанное в предыдущем разделе о влиянии осадков (о роли столкновения с ВС и дробления капелек и снежинок) на увеличение заряда самолета и возрастание вследствие этого числа поражений ВС в зонах осадков.

Поражения самолетов атмосферно-электрическими разрядами рассматривались также в связи с обледенением и болтанкой самолетов в облаках. Число случаев, когда электрическому разряду предшествовало обледенение самолета, оказалось в 2 раза больше, чем при отсутствии обледенения (67 и 33 % случаев соответственно). Как показывают экспериментальные исследования ГГО, в слоисто-дождевых облаках, где наблюдается обледенение, заряд самолета при тех же условиях примерно в 2 раза выше, чем в облаках без обледенения (т. е. в первом случае создаются более благоприятные условия для возникновения большего электрического заряда на ВС, чем во втором случае).

Наличие турбулентности (болтанки) самолетов слабой, реже — умеренной интенсивности было отмечено в большинстве донесений (68 % случаев) о поражениях самолетов электрическими разрядами в облаках Ns — As. Это позволяет предполагать влияние турбулентности на увеличение вероятности поражения самолетов электрическими разрядами. Механизм влияния состоит, по-видимому, в увеличении числа сталкивающихся с самолетом частиц облачности и осадков, увеличивающих заряд самолета, а также его потенциал и напряженность электрического поля вблизи воздушного судна.

В ряде донесений о поражениях ВС электрическими разрядами в облаках Ns — As указывалось на наличие вблизи района полета (на расстоянии от нескольких до 30—40 км) грозовых облаков. Анализ 311 случаев показал, что эти условия сопутствовали большему числу поражений. Так, при количестве облаков Ns — As 7—9 баллов и наличии гроз вблизи трассы полета поражений самолетов оказалось в 6 раз больше, чем поражений ВС при таком же количестве слоистообразной облачности, но при отсутствии вблизи облаков Cb. При 10-балльной облачности Ns — As с осадками и наличии вблизи маршрута полета грозовых облаков (на расстоянии от нескольких до 30—40 км) поражений самолетов электрическими разрядами в слоисто-дождевой облачности оказалось в 16 раз бóльше, чем при отсутствии грозовых облаков в районе полета.

Повышенная поражаемость ВС в облаках Ns — As и осадках вблизи грозовых облаков вызвана, по-видимому, двумя причинами:

1. Грозовые облака наводят на пролетающем вблизи ВС индуктивный заряд. Этот заряд, суммируясь с зарядом статистического электричества, приобретенного самолетом при полете в слоистообразной облачности и осадках, повышает заряд и потенциал ВС, а также увеличивает напряженность электрического поля вокруг него до такого критического значения, когда между самолетом, с одной стороны, и электрической неоднородностью противоположного знака в слоисто-дождевой облачности — с другой, может произойти электрический разряд.

2. Установлено, что в грозовом облаке средних размеров за 5 мин происходит до 200 разрядов молний, а за 1 ч — до 800 разрядов. В момент разряда возникает мощный электромагнитный импульс. Когда самолет пересекает силовые линии электромагнитного импульса, на нем, как в обмотке ротора динамомашины, возникает электрический ток. Этот ток создает на самолете дополнительный электрический заряд, повышается потенциал и напряженность электрического поля вокруг ВС. В результате, как и в первом случае, между самолетом и электрической зоной противоположного знака в облаках Ns — As происходит небольшой электрический разряд. Поражаемость самолета тем больше, чем ближе и мощнее грозовое облако (или грозовой очаг, состоящий из нескольких грозовых облаков).

Температура воздуха в зонах электрических разрядов, поражающих ВС, в 75 % случаев была в пределах от 0 до —10 °С и в 95 % случаев — от +5 до —15 °С. Более высокие и более низкие значения температуры наблюдались в единичных случаях. Следовательно, при поражениях самолетов в облаках Ns — As чаще всего наблюдались такие значения температуры, которым соответствуют относительно высокое влагосодержание[1] и наиболее частые случаи обледенения самолетов; облака и осадки могут быть жидкими, смешанными и твердыми. Таким образом, налицо три фактора, способствующие быстрой электризации самолета: соударение и дробление капель и кристаллов, обледенение и относительно большая водность облаков.

Были рассмотрены вертикальные градиенты температуры в зонах поражения воздушных судов электрическими разрядами в облаках Ns—As и осадках, а также вертикальные градиенты скорости ветра как показатели динамической турбулентности. Вертикальные градиенты температуры имели значения от —0,4 до 1,2 °С на 100 м, причем в 59 % случаев они были в пределах 0,6—0,7 °С на 100 м, т. е. близкими к влажноадиабатическому градиенту. Средний вертикальный градиент скорости ветра оказался 0,5 м/с на 100 м, в 50 % случаев он был равен 0.

Анализ синоптических условий был приведен для 334 случаев поражения самолетов электрическими разрядами в облаках сло-

[1] Массовая доля водяного пара на уровне изобарических поверхностей 850 и 700 гПа в летний, зимний и переходный сезоны соответственно была 8,2 и 4,3 ‰; 2,8 и 1,5 ‰; 4,6 и 2,7 ‰.

истых форм и осадках. Почти все случаи поражения (97 %) наблюдались в зонах атмосферных фронтов. Наиболее часто фронты были холодные (40 % случаев), несколько реже — фронты окклюзии (31 %) или малоподвижные (26 %); прохождение теплых фронтов отмечено лишь в 6 % случаев поражения самолетов.

Наиболее часто самолеты поражались электрическими разрядами над приземным положением фронтов и не далее 50 км от них (49 % случаев), несколько реже — на удалении 51—100 км (38 % случаев); на расстоянии более 100 км самолеты поражались электрическими разрядами лишь в 13 % случаев. Более половины случаев поражения самолетов электрическими разрядами в слоистообразных облаках и осадках (55 % случаев) отмечалось на участках фронтов, расположенных в центральной части циклона и в 45 % случаев — на его периферии.

В результате анализа термобарических полей тропосферы на основных изобарических поверхностях (850, 700 и 500 гПа) пришли к выводу, что зоны поражения ВС чаще всего располагались в передней части циклонов и барических ложбин на этих уровнях и в передней части очагов холода и термических ложбин, что соответствовало положению холодных фронтов, малоподвижных фронтов и фронтов окклюзии у поверхности Земли и связанных с ними зон облачности Ns — As. Зонами поражения ВС в облачности теплого фронта на высотах соответствовали передние части барических и термических гребней.

Зоны поражения ВС в большинстве случаев располагались в областях упорядоченных восходящих движений порядка от —20, до —30 гПа/12 ч (особенно на теплых фронтах и фронтах окклюзии). На холодных фронтах зоны поражения отмечались как в области упорядоченных восходящих движений (особенно в центральной части активных углубляющихся циклонов), так и в областях нулевых и небольших нисходящих движений (в заполняющихся у поверхности Земли циклонах).

На теплых фронтах, фронтах окклюзии и в передней части холодных фронтов зоны поражения располагались обычно над областями падения давления у поверхности Земли (—2,0... —3,0 гПа/3 ч). Над заполняющимися циклонами, барическими ложбинами и размывающимися фронтами зоны поражения ВС отмечались при нулевых и небольших положительных барических тенденциях.

Что же касается контрастов температуры у поверхности Земли и на высотах в зонах фронтов при наличии и отсутствии поражений ВС, то каких-либо различий не обнаружено.

Таким образом, для поражения ВС электрическими разрядами в облачности слоистых форм и осадках наиболее благоприятными метеорологическими и синоптическими условиями являются следующие:

— активные циклоны, барические ложбины и фронты у поверхности Земли и на высотах при наличии в них облаков Ns—As в количестве 10 или 7—9 баллов с осадками или без осадков;

— малоподвижные, заполняющиеся или заполнившиеся у поверхности Земли циклоны и барические ложбины с размытыми фронтами, с облачностью Ns — As в количестве 10 или 7—9 баллов с осадками или без них;

— малоградиентные области пониженного давления с размытыми фронтами, облачностью Ns—As в количестве 10 или 7—9 баллов с осадками или без них;

— передние части барических и термических ложбин на картах AT_{850}, AT_{700} и AT_{500} и на карте OT^{500}_{1000} с малыми дефицитами точки росы (на уровне 850 гПа $(T—T_d) \leqslant 2$ °С, на уровне 700 гПа $(T — T_d) \leqslant 3$ °С и на уровне 500 гПа $(T — T_d) \leqslant 4$ °С);

— обледенение в облаках и осадках (даже слабое);

— турбулентность (болтанка), даже слабая;

— наличие в районе аэропорта вылета (посадки) и в зоне набора высоты (или снижения), кроме облачности Ns—As, отдельных грозовых облаков и их скоплений на расстоянии от нескольких до 30—40 км от трассы (маршрута) полета.

Неблагоприятными условиями для поражения самолетов электрическими разрядами являются:

— антициклоны и барические гребни у поверхности Земли и на высотах с ясной и малооблачной погодой (с дефицитом точки росы $(T—T_d) \geqslant 5$ °С на уровнях 850, 700 и 500 гПа);

— тыловые части барических ложбин на картах AT_{850}, AT_{700} и AT_{500} и ложбин холода на карте OT^{500}_{1000};

— облачность любых форм менее 5 баллов (за исключением грозовых облаков, которые следует обходить на безопасном расстоянии).

8.4. МЕТОД ПРОГНОЗА ОПАСНЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОН В СЛОИСТО-ДОЖДЕВОЙ ОБЛАЧНОСТИ И ОСАДКАХ

В предыдущем разделе приводились некоторые сведения о метеорологических и синоптических условиях, при которых отмечались поражения самолетов электрическими разрядами в слоистообразной облачности и осадках. Однако дать определенный ответ на вопрос, следует ли в данном конкретном случае ожидать поражение самолета электрическим разрядом или нет, на основании одного лишь анализа метеорологической и синоптической обстановки нельзя. Для получения более определенного ответа нужны более объективные данные или критерии метеорологических величин.

Для получения таких критериев был использован линейный дискриминантный анализ. Зависимости в виде дискриминантных функций были получены раздельно для различных видов стратификации атмосферы (устойчивая, неустойчивая и нейтральная)[1].

[1] Приведенные здесь три дискриминантные функции соответствуют холодному времени года (с октября по март).

Для случаев устойчивой стратификации атмосферы дискриминантная функция имеет вид

$$L_1 = 5{,}75\,\gamma_{T\,850}^{700} - 0{,}11T_{500} - 2{,}83. \qquad (8.1)$$

Здесь $\gamma_{T\,850}^{700}$ — вертикальный градиент температуры воздуха в слое от 850 до 700 гПа в °С/100 м; T_{500} — значение температуры воздуха на уровне 500 гПа в °С. При значении $L_1 \geqslant 0$ и наличии благопри-

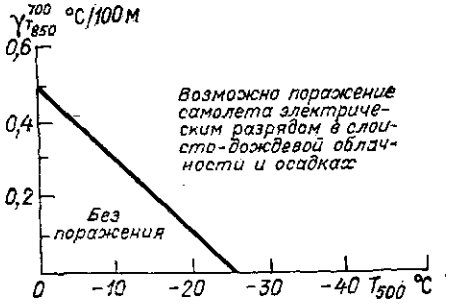

Рис. 8.1. График для прогноза зон возможного поражения самолетов электрическими разрядами в слоисто-дождевых облаках и осадках при устойчивой стратификации атмосферы.

ятных метеорологических условий (см. с. 265—266) следует ожидать поражение самолетов электрическими разрядами в облаках слоистых форм и осадках. При значениях $L_1 < 0$ поражений са-

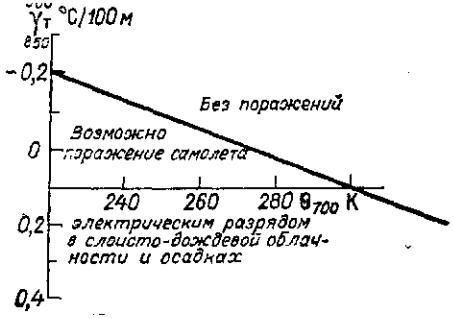

Рис. 8.2. График для прогноза опасных электрических зон в слоисто-дождевых облаках и осадках при неустойчивой стратификации атмосферы.

молетов ожидать не следует. Для простоты расчетов по дискриминантной функции L_1 был построен график, изображенный на рис. 8.1.

Для обнаружения зон возможного поражения самолетов электрическими разрядами в слоисто-дождевой облачности и осадках при неустойчивой стратификации атмосферы была получена дискриминантная функция

$$L_2 = 12{,}40\,\gamma_{T\,850}^{500} - 0{,}046\Theta_{700} + 12{,}52. \qquad (8.2)$$

Здесь $\gamma_{T\,850}^{500}$ — вертикальный градиент температуры воздуха в слое от 850 до 500 гПа в °С/100 м; Θ_{700} — значение псевдопотенциальной

температуры в кельвинах на уровне 700 гПа находится по аэрологической диаграмме[1]. При значении $L_2 \geqslant 0$ следует ожидать поражение ВС в слоисто-дождевых облаках и осадках. При значении $L_2 < 0$ поражений не должно быть. С помощью функции (8.2) построен график (рис. 8.2).

Дискриминантная функция для случаев поражения самолетов электрическими разрядами в слоисто-дождевой облачности и осадках при нейтральной стратификации атмосферы имеет вид

$$L_3 = 0{,}38\Theta_{700} + 1{,}50H_{-5} - 104{,}19. \qquad (8.3)$$

Здесь Θ_{700} — псевдопотенциальная температура в кельвинах на уровне 700 гПа; H_{-5} — высота в километрах изотермы —5 °С.

Рис. 8.3. График для прогноза опасных электрических зон в слоисто-дождевых облаках и осадках при нейтральной стратификации атмосферы.

При значении $L_3 \geqslant 0$ возможно поражение ВС электрическим разрядом в слоисто-дождевой облачности и осадках. При $L_3 < 0$ поражения ожидать не следует. Для удобства расчетов по дискриминантной функции L_3 был построен график (рис. 8.3).

Авторская проверка расчетов по приведенным выше дискриминантным функциям L_1—L_3 показала, что успешность диагностического определения наличия или отсутствия опасных электрических зон в слоисто-дождевой облачности и осадках составляет 84 %.

Расчеты по дискриминантным функциям могут производиться как в диагностическом, так и в прогностическом плане — на сроки от 6 до 36 ч. Для этой цели проводится анализ текущей и прогноз ожидаемой синоптической и метеорологической обстановки и погоды по району аэропорта вылета (посадки), а также в зоне на-

[1] Псевдопотенциальная температура определяется по значениям влажных адиабат на аэрологической диаграмме, проходящих через прогнозируемые значения температуры (T) на соответствующих изобарических поверхностях.

бора высоты (или снижения) на требуемый срок в зависимости от заблаговременности прогноза. Этот анализ и прогноз делаются по последним по времени синоптическим и кольцевым картам, данным ИСЗ, МРЛ и по фактическим погодным условиям. Если ожидаются благоприятные для поражения ВС синоптические и метеорологические условия, то переходят к расчетам входящих в дискриминантные функции величин. Если благоприятных для поражений ВС условий не ожидается, то дальнейшие расчеты можно не производить.

Вторым этапом прогноза является расчет входящих в дискриминантные функции величин. При этом сначала рассчитываются прогностические значения температуры T и точки росы T_d у поверхности Земли и на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа в районе вылета или посадки. Делается это следующим образом.

Для прогноза на ближайшие 3—6 ч при маломеняющейся синоптической и метеорологической обстановке в качестве исходных значений температуры и точки росы на уровнях 850, 700 и 500 гПа можно брать данные радиозондирования в пункте прогноза (или не далее 100 км от него) давностью не более 3 ч. Для прогноза опасных электрических зон в слоистообразной облачности и осадках на срок более 6 ч (например, на 12, 24 и 36 ч) или при ожидаемом изменении синоптической и метеорологической обстановки (при прохождении циклонов, барических ложбин и связанных с ними фронтов) следует рассчитывать прогностические значения температуры T и точки росы T_d у поверхности Земли и на уровнях 850, 700 и 500 гПа. Расчет прогностических значений T и T_d на указанных уровнях производится согласно указаниям Руководства по краткосрочным прогнозам погоды.

По значениям прогностических T и T_d у поверхности Земли находят уровень конденсации, от него проводят облачную адиабату (кривую состояния) и в соответствии с ее положением определяют стратификацию атмосферы.

Затем в зависимости от вида стратификации атмосферы (устойчивая, неустойчивая или нейтральная) выбирают соответствующую дискриминантную функцию (или график), находят значения необходимых для расчетов параметров и производят расчеты возможности поражения самолетов электрическими разрядами в слоисто-дождевой облачности и осадках.

8.5. ПРИМЕРЫ РАСЧЕТОВ И СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗОВ ПОРАЖЕНИЯ САМОЛЕТОВ ЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ РАЗРЯДАМИ В ОБЛАКАХ Ns—As И ОСАДКАХ

Приведем примеры составления прогнозов зон возможного поражения ВС электрическими разрядами в слоисто-дождевой облачности и осадках в аэропорту Адлер с 3 по 5 января 1983 г. Во все дни этого периода самолеты поражались электрическими разрядами в районе Адлера. При этом стратификация атмосферы была

различной (устойчивой, неустойчивой и нейтральной). Расчеты производились с различной заблаговременностью (12, 24 и 36 ч).

Пример 1. Составление прогноза зон возможного поражения ВС в облаках Ns—As и осадках в аэропорту Адлер с заблаговременностью 12 ч (по исходным материалам в 3 ч 3 января 1983 г. на 15 ч этого же дня).

Анализ исходной карты погоды (в 3 ч 3 января 1983 г.) показывал, что над Черным морем располагалась неглубокая барическая ложбина, ориентированная с северо-востока, примерно от

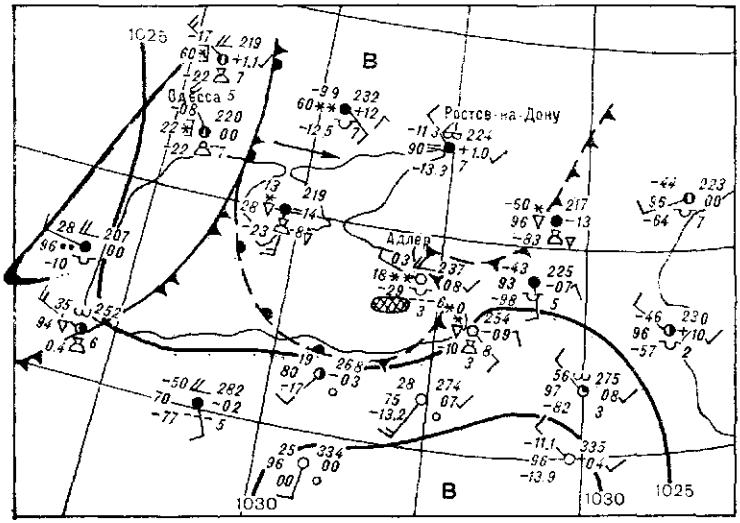

Рис. 8.4. Карта погоды в 15 ч 3 января 1983 г.

Туапсе, на юго-запад, на район Босфора. Вдоль оси этой ложбины проходил холодный фронт с контрастом температуры 6—8 °С на 500 км. По предшествующим картам можно было установить, что фронт перемещался к юго-востоку со скоростью примерно 25 км/ч. Диагностические упорядоченные восходящие движения в зоне фронта на уровнях 850, 700 и 500 гПа были равны соответственно —70, —60, и —30 гПа/12 ч.

Указанная синоптическая обстановка обусловила в зоне фронта облачность 10 баллов, слоисто-дождевую, с высотой нижней кромки 200—300 м и с верхней границей облаков, по данным с бортов самолетов, на высоте 3000—3300 м. На фронте отмечался слабый, местами умеренный снег. Ветер перед фронтом был юго-восточный 1—3 м/с, за фронтом — северо-западный 3—5 м/с. Температура у поверхности Земли (моря) в зоне фронта была от —3 до —5 °С.

В течение ближайших суток следовало ожидать приближение холодного фронта и ухудшения погоды в аэропорту Адлер, что подтверждается данными рис. 8.4: в районе аэропорта Адлер в 15 ч

3 января 1983 г. облачность была 10 баллов слоистых форм, шел снег. Таким образом, синоптические и метеорологические условия в районе аэропорта Адлер ожидались благоприятными для существования опасных электрических зон в облаках слоистых форм и осадках. Поэтому приступаем к расчетам прогностических значений температуры T и точки росы T_d у поверхности Земли (моря) и на уровнях 850, 700 и 500 гПа по данным за 3 ч на 15 ч 3 января 1983 г. Результаты этих расчетов, произведенных согласно указаний Руководства, приведены в табл. 8.1.

Таблица 8.1

Прогностические значения температуры T и точки росы T_d у поверхности Земли и на уровнях 850, 700 и 500 гПа в аэропорту Адлер в 15 ч 3 января 1983 г.

Уровень, гПа	Температура T °С	Точка росы T_d °С
Земля (1020)	+1	—3
850	—12	—13
700	—22	—23
500	—36	—42

Аэрологическая диаграмма, построенная по данным табл. 8.1, представлена на рис. 8.5. На ней определен уровень конденсации (примерно на высоте 930 гПа) и от него вверх и влево проведена кривая состояния (облачная адиабата); по сообщениям летчиков верхняя граница слоисто-дождевой облачности была отмечена на высоте 3000 м.

Можно видеть, что в слое облаков атмосфера стратифицирована неустойчиво. Следовательно, для расчета возможности поражения ВС электрическими зарядами в слоисто-дождевой облачности и осадках в районе аэропорта Адлер днем 3 января 1983 г. следует взять дискриминантную функцию L_2(8.2). Подставляя в нее рассчитанные прогностические значения параметров $\gamma_{T\,850}^{700} = 0{,}6\,°\text{C}/100$ м и $\Theta_{700} = 280,5$ К, имеем

$$L_2 = 12{,}40\,(0{,}6) - 0{,}046\,(280{,}5) + 12{,}52 = 7{,}06\ .$$

Поскольку $L_2 > 0$, в аэропорту Адлер днем 3 января 1983 г. в облаках Ns—As и осадках можно было ожидать поражения самолетов электрическими разрядами. Наличие таких опасных электрических зон в слоисто-дождевой облачности и осадках показывают и расчеты по графику (см. рис. 8.2).

Расчеты полностью подтвердились фактическими данными. Так, при снижении и заходе на посадку в аэропорту Адлер в 18 ч 45 мин 3 января 1983 г. рейсовый самолет Ту-134 был поражен электрическим разрядом в слоисто-дождевой облачности и осадках на высоте 1300 м при температуре —10 °С. Верхняя граница облачности располагалась на высоте около 3000 м, причем была исключи-

тельно ровная, без каких-либо бугров и вершин Cb. Высота нижней кромки слоисто-дождевых облаков была 300—400 м. В облаках отмечались осадки в виде снега. Гроз и ливней ни визуально, ни по радиолокатору в это время в районе аэропорта Адлер и в зоне снижения на посадку не отмечалось Электрический разряд произошел в носовую часть самолета и был похож на вспышку при электросварке.

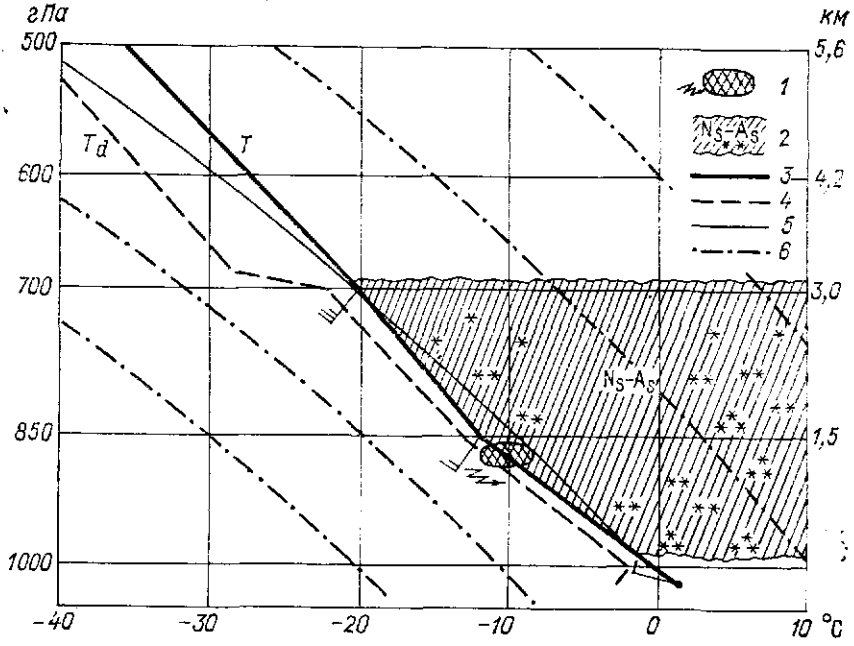

Рис. 8.5. Распределение температуры T, точки росы T_d, кривая состояния, положение слоя облаков Ns—As с осадками и зоны поражения самолетов в аэропорту Адлер в 15 ч 3 января 1983 г.

1 — зона поражения самолета электрическим разрядом в слоисто-дождевой облачности и осадках; *2* — слой облачности Ns—As с осадками; *3* и *4* — кривые температуры и точки росы соответственно; *5* — кривая состояния; *6* — влажные адиабаты.

Пример 2. Составление прогноза поражения самолетов электрическими разрядами в слоисто-дождевой облачности и осадках в районе аэропорта Адлер днем 4 января 1983 г. с заблаговременностью 36 ч.

Исходными синоптическими условиями являлись уже приведенные в первом примере данные синоптической карты в 3 ч 3 января 1983 г.

Через 36 ч, днем 4 января можно было ожидать приближение к Адлеру с запада барической ложбины и второго фронта окклюзии по типу теплого фронта, за которым температура повышалась на 8—10 °С.

Фактическая карта погоды приведена на рис. 8.6. Можно видеть, что в восточной части Черного моря у точки окклюзии обра-

овался небольшой по размерам неглубокий циклон. Таким обра-ом, были все условия для сохранения в районе Адлера пасмурной осадками погоды, а именно: циклоническая кривизна изобар и зогипс, дивергенция воздушных потоков на высотах и сохранение порядоченных восходящих движений.

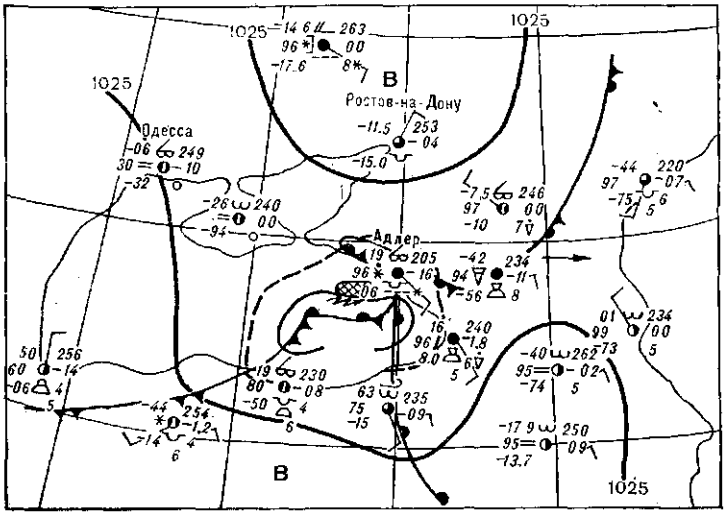

Рис. 8.6. Карта погоды в 15 ч 4 января 1983 г.

Прогностические расчеты на 15 ч 4 января 1983 г. температуры и точки росы у поверхности Земли и на уровнях 850, 700 и 500 гПа в аэропорту Адлер приведены в табл. 8.2, а построенная по этим данным аэрологическая диаграмма — на рис. 8.7.

Таблица 8.2

Прогностические значения температуры T и точки росы T_d у поверхности Земли на уровнях 850, 700 и 500 гПа в аэропорту Адлер в 15 ч 4 января 1983 г.

Уровень, гПа	Температура T °С	Точка росы T_d °С
Земля (1021)	+2	0
850	—4	—5
700	—15	—17
500	—34	—45

Определяем уровень конденсации и от него проводим кривую стояния. Видим, что по расчетам в 15 ч 4 января 1983 г. в аэропорту Адлер следовало ожидать устойчивую стратификацию атмосферы. Поэтому для расчета возможности поражения ВС электрическими разрядами в облаках слоистых форм и осадках днем

4 января в аэропорту Адлер следует воспользоваться дискриминантной функцией L_1 (8.1).

Подставляя в (8.1) значения рассчитанных на 15 ч 4 января предикторов ($\gamma_T^{700}_{850} = 0{,}73\,°\text{C}/100$ м и $T_{500} = -34\,°\text{C}$), получаем

$$L_1 = 5{,}75\,(0{,}73) - 0{,}11\,(-34) - 2{,}83 = 5{,}11.$$

Полученное положительное значение L_1 указывает, что днем 4 января 1983 г. в аэропорту Адлер следовало ожидать поражения

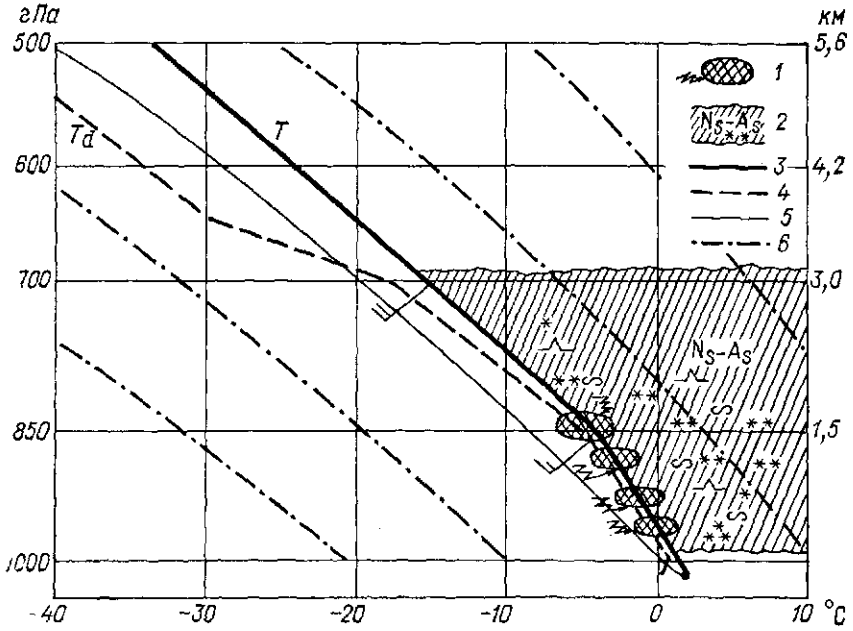

Рис. 8.7. Распределение температуры T, точки росы T_d, кривая состояния, положение слоя облаков Ns—As с осадками и четырех зон поражения самолетов электрическими разрядами в аэропорту Адлер в 15 ч 4 января 1983 г.

Усл. обозначения см. рис. 8.5.

самолетов электрическими разрядами в слоисто-дождевой облачности и осадках. Такой же результат получаем при расчете по графику (рис. 8.1).

По фактическим данным днем 4 января 1983 г. в аэропорту Адлер в зоне фронта окклюзии отмечалась облачность 10 баллов, слоисто-дождевая, с высотой нижней границы утром 200—300 м, днем 300—600 м. Высота верхней границы облачности Ns—As, по данным с бортов самолетов, была около 3300 м. В облаках отмечались осадки в виде снега, слабая болтанка, слабое обледенение и небольшая электризация самолетов. В этот день при снижении и заходе на посадку в аэропорту Адлер были поражены электрическими разрядами в слоисто-дождевых облаках и осадках в виде снега четыре рейсовых самолета: Ту-154 в 14 ч 17 мин на высоте

1500 м при температуре —5 °С; Ту-134 в 14 ч 53 мин на высоте 1300 м при температуре —3 °С; Ту-154 в 16 ч 04 мин на высоте 600 м при температуре —1 °С; Ту-154 в 16 ч 44 мин на высоте 400—300 м при температуре —0 °С. В указанное время гроз в районе аэропорта Адлер не было. Все разряды были небольшие, похожи на вспышку при электросварке и сопровождались хлопком.

Пример 3. Прогноз поражения ВС электрическим разрядом в слоисто-дождевой облачности и осадках в аэропорту Адлер с заблаговременностью 24 ч (прогноз на 15 ч 5 января по картам за 15 ч 4 января 1983 г.).

В течение указанных суток существенного изменения синоптического положения и погоды в районе аэропорта Адлер не произошло. Область пониженного давления у Черноморского побережья Кавказа сохранилась в виде малоградиентной и малоподвижной барической ложбины, очерчиваемой изолинией 1020 гПа (рис. 8.8). На погоду в районе аэропорта Адлер оказывали влияние малоподвижный фронт окклюзии по типу теплого фронта, циклоническая кривизна изобар и изогипс и дивергенция потоков на высотах. Эти факторы обусловили в районе аэропорта Адлер упорядоченные восходящие движения, что способствовало сохранению здесь пасмурной с осадками погоды.

По аналогии с предыдущими примерами на день 5 января 1983 г. были произведены расчеты прогностической температуры, точки росы у поверхности Земли и на трех изобарических поверхностях (табл. 8.3) и ряда параметров. Аэрологическая диаграмма, построенная по данным табл. 8.3, с проведенной на ней от уровня конденсации кривой состояния (влажной адиабатой), приведена на рис. 8.9. Анализ аэрологической диаграммы показывает, что в облаках в слое от 1021 до 750 гПа стратификация атмосферы ожидалась нейтральной.

Таблица 8.3

Прогностические значения температуры T и точки росы T_d у поверхности Земли и на уровнях 850, 700 и 500 гПа в аэропорту Адлер в 15 ч 5 января 1983 г.

Уровень, гПа	Температура T °С	Точка росы T_d °С
Земля (1021)	+3	+2
850	—7	—9
700	—17	—20
500	—33	—39

Следовательно, для расчета опасных электрических зон в слоисто-дождевой облачности и осадках нам следует воспользоваться дискриминантной функцией L_3 (см. формулу (8.3)).

Расчет входящих в (8.3) предикторов показал, что $\Theta_{700} = 288$ К, $H_{-5} = 1{,}2$ км. Подставляя эти значения в (8.3), имеем

$$L_3 = 0{,}38\,(288) + 1{,}50\,(1{,}2) - 104{,}19 = 7{,}05\ .$$

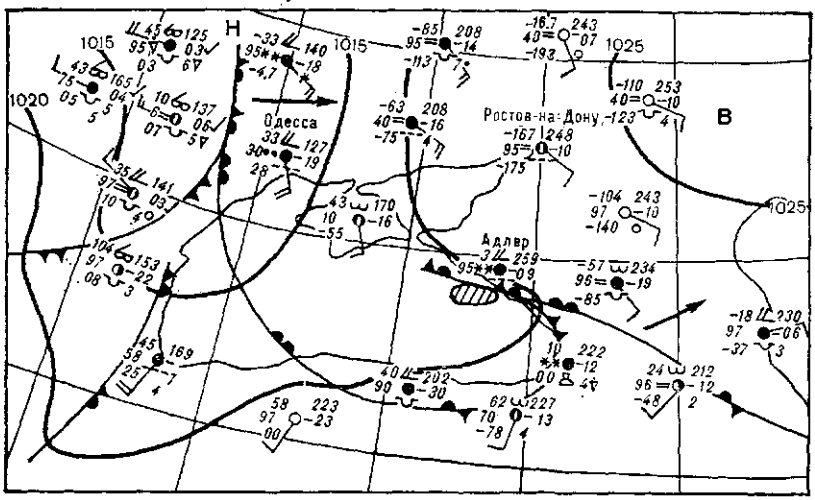

Рис. 8.8. Карта погоды в 15 ч 5 января 1983 г.

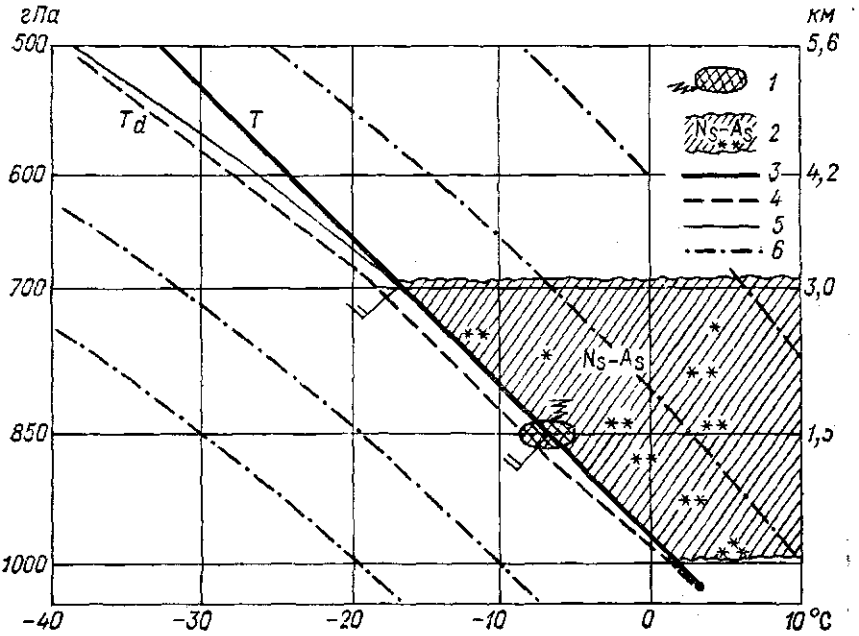

Рис. 8.9. Распределение температуры T, точки росы T_d, кривая состояния, положение слоя облаков Ns—As с осадками и зоны поражения самолета в аэропорту Адлер в 15 ч 5 января 1983 г.

Усл. обозначения см. рис. 8.5.

Как видим, значение $L_3 > 0$. Следовательно, в прогнозе на 24 ч (на 15 ч 5 января 1983 г.) в аэропорту Адлер следовало указывать на возможность поражения ВС электрическими разрядами в слоисто-дождевой облачности и осадках. Такие же результаты получаем по графику (см. рис. 8.3).

Фактические данные на следующий день подтверждают расчеты. Так, 5 января 1983 г. в 12 ч 45 мин рейсовый самолет Ту-154 при снижении и заходе на посадку в аэропорту Адлер был поражен небольшим электрическим разрядом в слоисто-дождевой облачности и осадках. Разряд этот, как и предыдущие, напоминал вспышку при электросварке и сопровождался хлопком. Разряд в самолет произошел на высоте 1500 м при температуре на этом уровне —7 °С. Гроз в районе аэропорта Адлер в это время не отмечалось ни визуально, ни по радиолокатору. По сообщениям с бортов других самолетов, заходивших на посадку в аэропорту Адлер, днем 5 января 1983 г. верхняя граница сплошной (10-балльной) облачности Ns—As располагалась на высоте 3000—3300 м, нижняя — на высоте 200—300 м. В облаках шел снег. Снижение было спокойным. Потом произошел электрический разряд в самолет.

Глава 9

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМ ОБЕСПЕЧЕНИИ ПОЛЕТОВ ГРАЖДАНСКОЙ АВИАЦИИ

9.1. ВВЕДЕНИЕ

Получаемые с метеорологических спутников данные содержат информацию, которая может служить существенным дополнением к наземным наблюдениям как при анализе и прогнозе атмосферных процессов, так и при уточнении местоположения мезомасштабных явлений погоды, влияющих на условия полета. Метеорологические спутники позволяют получать регулярную информацию об облачном покрове почти над всей земной поверхностью, включая районы, где наземные наблюдения редки или вообще отсутствуют (океаны, особенно в низких и высоких широтах, внутренние моря, пустыни, горные массивы, приполярные и малообжитые районы). В связи с этим данные со спутников приобретают особое значение при метеорологическом обеспечении полетов на дальних воздушных трассах (на Кубу, в Канаду, Антарктиду и др.).

Имеющиеся в настоящее время метеорологические спутники, принадлежащие различным странам, составляют единую космиче-

скую подсистему наблюдений, являющуюся частью общей Глобальной системы наблюдений в рамках Всемирной метеорологической организации. Установленная на борту спутников телевизионная и другая специальная метеорологическая аппаратура позволяет в целом получать изображения облаков (в видимом и инфракрасном участках спектра), различных видов подстилающей поверхности (открытая, снежный покров, ледяные поля), определять температуру верхней границы облаков и открытых участков земной поверхности (в частности, океанов), вертикальное распределение температуры и влажности в атмосфере, а также (хотя и ориентировочно) восстанавливать планетарное поле ветра. При непосредственном метеорологическом обеспечении авиации наибольший интерес представляют изображения облачности, которые могут быть получены автоматически со спутников в любом аэропорту, имеющем соответствующую приемную аппаратуру.

Накопленный опыт использования спутниковых данных об облаках в службах погоды, в том числе и авиационных, позволил выявить многие крупномасштабные и мезомасштабные структурные особенности облачных полей, установить их качественные связи с барическими образованиями и некоторыми явлениями погоды, влияющими на полет самолетов.

Наиболее важными элементами метеорологического обеспечения полетов являются составление прогностических карт, вручаемых пилотам перед вылетом, и составление прогнозов по районам взлета и посадки самолетов.

На прогностических картах в соответствии с Техническим регламентом ВМО/ИКАО выделяются условными обозначениями зоны опасных явлений погоды (гроз, града, сильных фронтальных шквалов, турбулентности, обледенения, низких облаков, тумана и др.) и указываются те синоптические объекты, в которых эти явления возникают. К таким синоптическим объектам относятся фронтальные разделы, центры барических образований и облака (их форма и высота верхней и нижней границ).

Для уточнения положения и характеристик указанных выше зон и объектов много полезной информации содержат снимки облаков, получаемые с метеорологических спутников Земли, так как облачные системы фронтов и циклонов (умеренных широт и тропических) имеют достаточно четко выраженные характерные черты.

9.2. ОБЛАЧНЫЕ СИСТЕМЫ ФРОНТОВ И ЦИКЛОНОВ УМЕРЕННЫХ ШИРОТ

9.2.1. ОБЛАЧНЫЕ СИСТЕМЫ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ

Фронтальные облачные системы обычно представляют собой немного изогнутые в сторону движения белые полосы, ширина, яркость и структура которых позволяют определить характер фронта и степень его активности, т. е. вероятность связанных

с ним особых явлений. Это полезно особенно в тех случаях, когда по данным наземных станций (дискретным во времени и в пространстве) связанные с фронтами явления погоды могут не прослеживаться, например явления на холодных фронтах в утренние часы.

Облачная система холодного фронта на снимках со спутников видна наиболее отчетливо. Она представляет собой яркую белую полосу шириной 200—300 км и более, с вкраплениями еще более ярких белых пятен. Полоса соответствует облачности слоистых форм (Ns—As), а вкрапления более ярких белых пятен — скоплению кучево-дождевых облаков (Cb).

Активные холодные фронты просматриваются на снимках видимого и ИК диапазонов спектра как непрерывные, хорошо развитые облачные полосы (см. рис. 9.1—9.3). В теплое полугодие на некотором расстоянии перед основной облачной полосой часто наблюдаются гряды из кучево-дождевых облаков, параллельные фронту. Облачные гряды кучево-дождевых облаков формируются также в холодном воздухе за фронтом. По мере уменьшения активности холодного фронта облачная полоса становится у́же и в ней появляются разрывы. Линия холодного фронта у поверхности Земли всегда находится в пределах облачной полосы. Если в облачной полосе преобладают облака слоистых форм (характерно для холодной половины года), то приземная линия фронта расположена вблизи правой (передней) ее кромки; при преобладании в облачной полосе кучево-дождевых облаков (характерно для теплой половины года) линия холодного фронта у поверхности Земли проходит у левой (тыловой) кромки облачной полосы. Под облачной полосой холодного фронта и непосредственно за ней на приземной карте погоды отмечается зона больших горизонтальных градиентов температуры у поверхности Земли и в нижней половине тропосферы (на карте $ОТ^{500}_{1000}$).

Облачная система теплого фронта отличается большим разнообразием форм и размеров (см. рис. 9.2 и 9.3). Длина полосы облаков от нескольких сотен до 1000 км, а ширина 300—500 км, причем наибольшая ширина наблюдается у центра циклона (вершины волны). Облачная полоса этого фронта, как правило, состоит из однородной слоисто-дождевой облачности, тыловая граница которой обозначена обычно более четко, чем передняя. В летнее время года в этих облаках иногда бывают вкраплены отдельные кучево-дождевые облака. Беспорядочно разбросанные кучевые облака часто наблюдаются летом в дневное время также перед облачностью теплого фронта в холодной воздушной массе. В зимнее и переходное время года облачность теплового фронта часто переходит в низкие слоистые облака и туманы теплой воздушной массы. В таких случаях на снимках в видимом участке спектра виден обширный облачный массив без характерной вытянутой полосы облачности теплого фронта; лишь ИК снимок позволяет отделить облака теплого фронта по их более яркому белому цвету от низких внутримассовых облаков и туманов теплого сектора,

имеющих более высокую температуру и часто сливающихся с окружающим пространством, свободным от облаков. Если теплые фронты размыты, то они проявляются на снимках со спутника в виде полос перистых облаков.

Линия теплого фронта у поверхности Земли располагается вблизи тыловой части облачной полосы. Облачности теплого фронта обычно соответствует зона несколько меньших горизонтальных градиентов средней температуры в нижней половине тропосферы (на карте OT^{20}_{1050}), чем облачности холодного фронта.

Облачная система фронта окклюзии видна на снимках в видимом и ИК участках спектра обычно в виде облачной спирали, закрученной против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой — в южном. Ширина ее 250—300 км, но иногда достигает 500 км и более. Передняя часть облачной спирали обычно расплывчатая, изорванная, а тыловая (внутренняя) обозначена более четко. Как правило, на некотором расстоянии за спиралью, за безоблачной полосой располагаются гряды и скопления конвективных облаков, имеющих также спиральный изгиб, обусловленный циклонической циркуляцией (см. рис. 9.3).

Линия фронта окклюзии у поверхности Земли располагается вблизи тыловой части облачной спирали, если последняя имеет резкую границу. Если же внутренняя кромка облачной спирали нечеткая, то фронт окклюзии у поверхности Земли сдвинут ближе к центральной части облачной спирали.

Облачность фронта окклюзии по мере удаления от центра циклона переходит в облачность холодного фронта. При этом заметного раздвоения облачной спирали на облака теплого и холодного фронтов часто не наблюдается. Положение точки окклюзии иногда можно определить по небольшому утолщению облачной полосы и выступу с ее правой стороны для северного полушария и с левой — для южного. Этот выступ представляет собой остатки облачной системы теплого фронта.

На приземной карте погоды облачная спираль фронта окклюзии располагается в передней части циклона, на высотах она совпадает с осью термического гребня на карте OT^{500}_{1000}, а ее передняя граница — с осью барического центра на AT_{500}.

Фронт окклюзии иногда со временем трансформируется в холодный фронт, реже — в теплый или стационарный. В этих случаях облачная полоса фронта окклюзии на снимках со спутника приобретает характерные признаки облачных систем соответствующих фронтов.

Облачная система стационарного фронта на снимках со спутника представляется в виде яркой белой полосы облаков шириной до 200—300 км. Однако она менее однородна, чем облачные полосы холодного и теплого фронтов, в ней имеются разрывы и ее границы обычно менее четкие. В летнее время днем на малоподвижных фронтах, особенно с волнами, часто развиваются мощные кучевые облака, края которых бывают размытыми перистыми облаками наковален. Иногда перистые облака наковален вытянуты

в виде «вымпелов» вдоль направления ветра на этом уровне. Скопления мощных конвективных облаков в виде вытянутых пятен (очагов) наблюдаются часто вблизи вершин волн, на холодных участках фронта; ширина этих очагов 50—100 км, иногда до 200—300 км, длина до 500—600 км.

Линия фронта у поверхности Земли располагается в пределах полосы облаков; смещение отдельных участков фронта в сторону теплого или холодного воздуха зависит от степени неустойчивости и влагосодержания теплой воздушной массы. На приземных и высотных картах стационарному фронту соответствуют обычно малоградиентные барические поля, причем изогипсы на AT_{500} и изолинии на OT_{1000}^{500} располагаются чаще всего параллельно облачной полосе.

Облачная система вторичного холодного фронта на спутниковых снимках в видимом и ИК диапазонах спектра имеет вид прерывистой гряды конвективных облаков, располагающейся позади основного холодного фронта в тылу циклона. Ширина гряды облаков этого фронта от 50 до 200 км в зависимости от влагосодержания и конвективной неустойчивости холодного воздуха. Линия фронта у поверхности Земли проходит вблизи тыловой части облачной гряды.

9.2.2. ОБЛАЧНАЯ СИСТЕМА ЦИКЛОНОВ

Облачная система циклонов в различных стадиях их развития имеет свои особенности. Опыт показывает, что тенденция синоптического процесса в поле облачности обнаруживается раньше, чем в поле температуры и давления. В связи с этим облачные снимки со спутников в ряде случаев могут дать дополнительную ценную информацию, например о зарождении нового циклонического центра.

Облачная система фронтальной волны. Основным признаком появления волны на фронте является расширение его облачной системы на данном участке в сторону холодного воздуха и последующее небольшое искривление облачной полосы (рис. 9.1). Вблизи вершины волны облака на снимках в видимом и ИК участках спектра наиболее плотные и яркие. После того как волновое возмущение достигнет такой степени, что очерчивается на приземной карте одной-двумя замкнутыми изобарами, появляется циклоническое искривление (прогиб в сторону теплого воздуха) участка облачной полосы, соответствующего холодному фронту. Ширина облачной полосы на холодном фронте несколько меньше, чем на теплом. На теплом фронте со стороны холодного воздуха появляются полосы перистых и перисто-слоистых облаков.

Облачная система молодого циклона приобретает вихревую структуру. Центр облачного вихря совпадает с центром циклона на AT_{700} и располагается в передней части ложбины на AT_{500}. Стадия молодого циклона длится не более суток, поэтому облачная

система циклона в этой стадии не всегда бывает зафиксирована на снимках со спутника.

Облачная система развитого циклона имеет ярко выраженную вихревую структуру. Полосы облачности теплого и холодного фронтов смыкаются, образуя общую спираль, соответствующую фронту окклюзии и закручивающуюся к центру высотного циклона

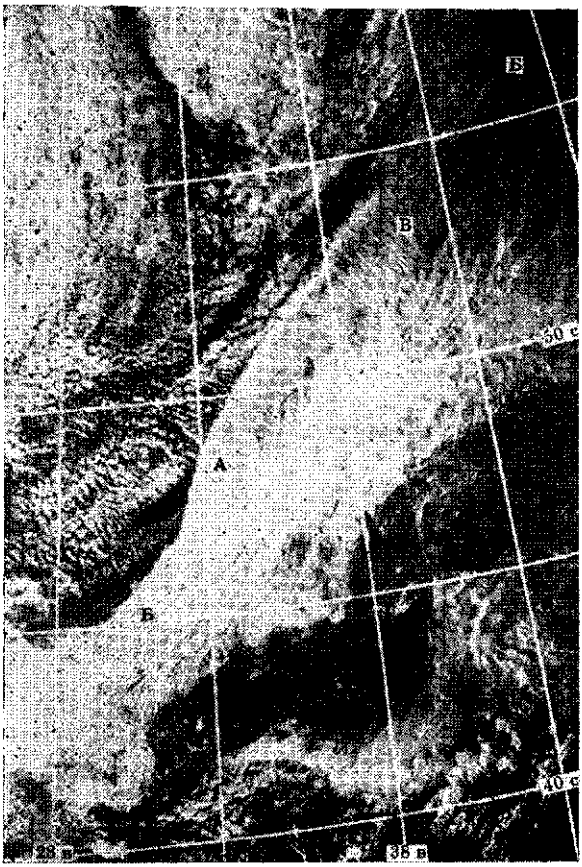

Рис. 9.1. Видимый диапазон спектра, В. 3506 14 сентября 1977 г. 17 ч 20 мин мск. Волна (А) на холодном фронте (ББ).

Ровный левый край облачности указывает на наличие струйного течения, а поперечные полосы в районе В — на наибольшие скорости ветра на этом участке фронта.

(рис. 9.2). Теплый сектор постепенно сужается. Центр циклона у поверхности Земли располагается обычно под зоной наиболее плотной облачности, несколько выше точки окклюзии. Граница облачного вихря совпадает с последней замкнутой изобарой. Гребень тепла на $ОТ^{500}_{1000}$ располагается над теплым сектором циклона, а ложбина холода — над тыловой частью циклона и над зоной малооблачной погоды за холодным фронтом.

Облачная система окклюдирующегося циклона имеет еще более ярко выраженную вихревую структуру (рис. 9.3). Облачная

Рис. 9.2. Видимый диапазон спектра, В. 2486 5 марта 1981 г. 6 ч 41 мин мск. Облачная система развитого циклона.

АБ — облачность теплого фронта, АВ — облачность холодного фронта.

Рис. 9.3. Видимый диапазон спектра, В. 6506 6 февраля 1981 г. 1 ч 18 мин мск. Облачная система окклюдирующегося циклона.

АБ — облачность теплого фронта, АВ — облачность холодного фронта. АГ — облачность фронта окклюзии. Д — гряды кучевообразных облаков за холодным фронтом.

полоса теплого фронта почти полностью исчезает, от нее остается лишь небольшое утолщение (выступ) вблизи точки окклюзии. Продолжением облачности фронта окклюзии является облачность холодного фронта, они образуют единую облачную спираль, закрученную вокруг центра высотного циклона. Эта облачная спираль довольно устойчива, она существует до трех суток. Приземный центр циклона смещается ближе к вершине облачной спирали. Центр облачного вихря обычно совпадает с центром циклона в верхней тропосфере. Гребень тепла на $ОТ^{500}_{1000}$ располагается в передней части облачной спирали, а в тыловой ее части образуется замкнутый очаг холода.

Облачная спираль окклюдированного циклона постепенно отделяется от облачных полос основных фронтов, что служит главным признаком окклюдирования циклона. Облачная спираль, соответствующая фронту окклюзии и холодному фронту, постепенно деградирует и оттесняется на периферию циклона. В тыловой части циклона, особенно в дневное время летом, появляются небольшие гряды мощных кучевых и кучево-дождевых облаков, имеющие форму небольшого циклонического вихря. Окклюдированный циклон у поверхности Земли обычно заполняется и часто превращается в ложбину с осью, направленной вдоль деградирующей облачной спирали фронта окклюзии.

В верхней тропосфере окклюдированному циклону соответствует область холода. По мере заполнения окклюдированного циклона облачная спираль фронта окклюзии все больше закручивается и ее расположение все больше совпадает с облачностью холода в верхней тропосфере. При окончательном заполнении циклона облачный вихрь постепенно разрушается.

9.3. ТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Особенно важна информация метеорологических спутников Земли для прогноза тропических циклонов (тропических штормов, тайфунов), возникающих над акваторией океанов вблизи экватора, где весьма редка сеть наземных станций.

Спутниковые данные об облаках позволяют обнаружить зарождение тропического циклона, проследить его развитие, направление и скорость перемещения, оценить размеры и интенсивность.

Зарождение тропического циклона — тропическое возмущение — представляет собой локальное увеличение количества и мощности кучево-дождевых облаков в области уже существующих облачных полос или скоплений. Последующее за этим развитие тропического циклона по изменениям облачной системы подразделяется на четыре стадии. Первая стадия — тропическая депрессия — состоит из двух этапов. Первый из них характеризуется оформлением более плотного, начинающего преобладать облачного массива, исчезновением вокруг него мелких конвективных ячеек, появлением открытых пространств. На втором этапе происходит: дальнейшее обособление, уплотнение и увеличение в размере основного облачного

массива в форме дуги или запятой, появление в нем выбросов перистых облаков, развитие мощных конвективных ячеек Cb в передней части депрессии и начало формирования хвостовой конвективной полосы. В этой стадии уже имеется замкнутая изобара на приземной карте погоды. Продолжается эта стадия около трех суток, причем значительная часть депрессий дальше не развивается и затухает. Некоторые депрессии углубляются и переходят во вторую стадию — тропический шторм — плотный облачный массив в форме дуги или одного витка спирали с хорошо определившимся центральным облачным массивом. Плотные перистые облака покрывают центральный облачный массив, продолжается формирование шкваловой гряды Cb в передней части и одной-двух хвостовых конвективных полос в тыловой части шторма, являющегося началом образования собственно тропического циклона. Основными признаками третьей стадии урагана (тайфуна) на спутниковых фотографиях являются: компактный сплошной облачный массив в форме круговой зоны или диска, отходящие от него спиральные полосы Cb, плотный покров перистых облаков. линия шквала (гряды Cb) в передней части; в центре облачного массива часто видно темное пятно — глаз бури. Эта стадия, длящаяся 5—7 сут, самая характерная в формировании четвертой стадии тропического циклона. По особенностям изображений облачности на спутниковых фотографиях тропические циклоны классифицируются четырьмя категориями. К основным параметрам облачной системы относятся следующие:

— глаз бури;
— полосы перистых облаков;
— полосы кучево-дождевых облаков;
— разрывы в центральном облачном массиве и их ориентация.

Дополнительно привлекается характеристика формы окружности центрального облачного массива, степень неровности его краев и др. Для использования в практической работе по интерпретации спутниковых фотографий описания облачности развитых тропических циклонов каждой из четырех категорий сведены в таблицу[1].

Облачные системы тропического циклона позволяют качественно оценить максимальную скорость ветра у поверхности Земли. Для каждой категории тропических циклонов она связана с окружностью, включающей все поле облачности циклона, зависимостью, представленной в графическом виде.

Найдена также связь диаметра облачной спирали с наиболее вероятным (минимальным) значением давления в его центре.

Анализ облачных снимков используется для определения направления будущего перемещения тропического циклона, которое, как правило, ориентировано поперек линии шквалов и оси асим-

[1] Полный перечень признаков и другие характерные черты тропических циклонов, обнаруживаемые с помощью облачных снимков, приводятся в литературе, посвященной использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды.

метрии циклона. Для прогноза тенденции развития циклона существенное значение имеет наличие линии шквалов и расположение перистой облачности.

К анализу тропических циклонов привлекаются данные о радиационной температуре верхней границы облачной системы циклона. По радиационной температуре и вертикальному распределению температуры (по радиозондовым или климатологическим данным в соответствующем районе) определяется высота верхней границы облаков; ошибка в определении высоты кучево-дождевых или перистых облаков около 1 км.

9.4. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОН СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ И НЕКОТОРЫХ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ

9.4.1. СТРУЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

Спутниковые данные позволяют во многих случаях уверенно определить географическое положение струйных течений, облака которых имеют специфические особенности, отличающие их от других облачных систем. На снимках обнаруживаются главным образом облачные системы, связанные с интенсивными СТ, в которых имеют место большие горизонтальные сдвиги ветра.

Для СТ типичны вытянутые массивы перистых облаков справа (если смотреть по направлению потока) от их оси, в теплом воздухе (см. рис. 9.1). Реже здесь наблюдаются широкие полосы или ряд узких полос перистых облаков. Левая граница массива перистых облаков или крайней левой полосы перистых облаков обычно совпадает с осью СТ. Иногда эта граница находится на некотором расстоянии (до 300 км) справа от оси СТ и очень редко — слева от нее.

Левый край облачности СТ вблизи его оси резко очерчен (см. рис. 9.1). Вдоль него на спутниковых снимках в видимом диапазоне, как правило, проходит темная узкая полоса. Это тень, отбрасываемая высокими и наиболее яркими перистыми облаками теплой воздушной массы на расположенные ниже облака кучевых форм холодной воздушной массы слева от СТ. Ширина тени зависит от высоты Солнца, разности высот между верхней границей облаков СТ и облаков в холодном воздухе, а также от угла, под которым видны облака СТ со спутника. Если в холодном воздухе нет облаков, то левый край облачности, характеризующий положение оси СТ, хорошо виден на более темном фоне подстилающей поверхности.

9.4.2. ОРОГРАФИЧЕСКИЕ ОБЛАКА

Характерными являются также видимые со спутников орографические облака, связанные с наличием волн на подветренной стороне горных хребтов. Возникают они при нормальном к хребту

воздушном потоке, скорость которого на вершине горного массива не менее 10 м/с. Эти облака имеют волнистый характер, причем облачные полосы, располагаясь параллельно хребту, при больших скоростях ветра могут распространиться по потоку на сотни километров. По четкости изображения полос и их распространению можно косвенно судить о наличии здесь сильных нисходящих движений.

9.4.3. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ОБ ОБЛАЧНОСТИ СО СПУТНИКА ДЛЯ АНАЛИЗА И ПРОГНОЗА ОСОБЫХ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ

Турбулентность в верхней тропосфере наиболее часто встречается в ясном небе (ТЯН). Однако ниже зон такой турбулентности обычно (в 82 % случаев) наблюдаются облака, являющиеся в известной мере индикаторами ТЯН. Они могут служить дополнительными признаками при прогнозе этого явления с помощью наземных наблюдений.

Анализ облачного покрова по данным со спутников при наличии турбулентности позволил определить следующие характерные синоптические особенности структуры облачности:

— фронтальные облачные полосы (турбулентность над этими облаками отмечается наиболее часто);

— периферию облачности струйного течения (здесь наблюдаются значительные вертикальные и горизонтальные сдвиги ветра);

— облачность, связанную с горными волнами;

— границу сплошной облачности с обширными областями безоблачного неба (наличие турбулентности здесь связано с резкой сменой знака крупномасштабных вертикальных движений и развитием вертикальных движений, соизмеримых с размерами ВС);

— обширные зоны конвективной облачности.

Большие скопления конвективных облаков, представляющие интерес для метеорологического обеспечения авиации, чаще всего наблюдаются в тылу циклона, а также формируются в гряды в тыловой части облачного вихря. На синоптических картах таким грядам обычно соответствуют вторичные холодные фронты. Иногда облачные полосы на спутниковых снимках располагаются параллельно фронту облачного вихря в теплом воздухе; они отделены от фронтальной облачности безоблачными полосами, шириной 50—100 км. Это предфронтальные линии шквалов, наиболее интенсивными участками которых являются те, которым на снимках соответствуют скопления кучево-дождевых облаков с наковальнями.

Изучение мелких деталей облачных скоплений по данным со спутников позволяет получить более точное представление о локальных особенностях развития явлений погоды, что особенно важно при составлении прогнозов погоды по аэродрому. Так, например, по конфигурации скоплений кучево-дождевых облаков можно оценить возможную скорость ветра вблизи поверхности

Земли. Установлено, в частности, что сильный порывистый ветер отмечается вблизи или вдоль дугообразных линий, образуемых на снимке скоплениями кучево-дождевых облаков; максимальная скорость ветра бывает чаще всего в той части линии, где отмечается наибольшая конвекция. Быстро перемещающиеся дугообразные гряды конвективных облаков обычно связаны с сильным сдвигом ветра в нижнем слое.

Туман и низкие слоистые облака на спутниковых фотографиях в видимом участке спектра хорошо прослеживаются в виде однородной облачной массы с хорошо очерченными краями; у тумана края очерчены особенно четко. Границы областей тумана и St перемещаются соответственно изменению положения и эволюции барических образований и фронтов, с которыми они связаны. Если низкие слоистые облака или туман адвективные, то их верхняя поверхность может не иметь указанной типичной однородной структуры. Так, например, распространяясь по потоку нижних уровней, St могут образовывать полосы, ориентированные почти по направлению градиентного ветра, т. е. вдоль изобар приземного поля давления; в некоторых случаях это позволяет судить о наличии низких тропосферных струйных течений.

В районах с неоднородной орографией граница области низких облаков и тумана хорошо совпадает с береговой линией (если они возникают над морем) или с повышенными участками рельефа (если они возникают в низких местах над сушей). Изменение яркости зоны тумана дает возможность определить тенденцию его ослабления или усиления.

Определение с помощью спутников полей тумана и низких слоистых облаков для целей прогноза, очевидно, особенно полезно в тех районах, где их появление связано с выносом с моря, неосвещенного данными наблюдений, например на дальневосточном побережье Советского Союза. В настоящее время прогноз выносного тумана базируется лишь на изучении синоптических условий, способствующих образованию тумана над морем. Использование спутниковых данных позволяет установить наличие тумана над морем и по контрастности с водной поверхностью судить о его плотности.

Использовать данные со спутника для прогноза мезомасштабных явлений погоды необходимо в комплексе со всеми другими материалами наблюдений, имеющимися в распоряжении синоптика.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Общая

Баранов А. М., Солонин С. В. Авиационная метеорология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 383 с.

Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации СССР (НМО ГА 82).— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 183 с.

Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 519 с.

Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 492 с.

К главе 1

Брюхань Ф. Ф., Гутерман И. Г. Климатические характеристики вертикальных сдвигов ветра в приземном слое над территорией СССР.— Метеорология и гидрология, 1981, 5 с. 17—23.

Бызова Н. Л., Волковицкая З. И. Статистические характеристики сдвигов ветра в нижнем слое атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1980, № 12, с. 31—38.

Васильев А. А., Глазунов В. Г. Сдвиги ветра, турбулентность и вертикальные потоки в нижнем слое атмосферы, влияющие на взлет и посадку воздушных судов: Временные методические рекомендации для синоптиков АМСГ, АМЦ, ЗАМЦ и МГАМЦ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 29 с.

Васильев А. А. Сдвиги ветра в нижнем слое атмосферы в зонах атмосферных фронтов.— Труды Гидрометцентра СССР, 1979, вып. 215, с. 79—82.

Васильев А. А., Шметер С. М. Влияние кучево-дождевых облаков на условия полетов. Информ.метод. письмо.— М.; Гидрометеоиздат, 1984.— 16 с.

Васин И. Ф. Влияние сдвига ветра на безопасность полетов воздушных судов.— Изд. ВИНИТИ. Итоги науки и техники.— М.: Возд. транспорт, 1980, т. 8, с. 5—30.

Волковицкая З. И. Статистические характеристики ветра для расчетов сдвигов ветра в атмосфере.— Труды ИЭМ, 1984, вып. 33 (108), с. 67—75.

Воронова Н. В., Орленко Л. Р. Об использовании метеоинформации высотных метеокомплексов при обеспечении взлета и посадки воздушных судов.— Труды ЦВГМО, 1982, вып. 17, с. 11—18.

Глазунов В. Г., Дмитриевская Н. С. Вертикальные сдвиги ветра в нижнем слое атмосферы в районе аэродрома Внуково. Метод. письмо.— М.: Гидрометеоиздат, 1969, № 6, с. 14—38.

Глазунов В. Г. О влиянии вертикального сдвига ветра на самолет, совершающий взлет и посадку.— Труды ЛГМИ, 1971, вып. 42, с. 129—140.

Глазунов В. Г. Вертикальные сдвиги ветра при различной стратификации температуры в нижнем 300-метровом слое атмосферы.— Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 60, с. 3—12.

Глазунов В. Г. Условия возникновения сильного вертикального сдвига ветра в нижней части приземного слоя атмосферы.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 162, с. 19—33.

Глазунов В. Г. Временной ход вертикального сдвига ветра у поверхности Земли в связи с эволюцией синоптического положения.— Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 235, с. 108—119.

Глазунов В. Г. Оповещения о сильных сдвигах ветра в районе аэродрома.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 29 с.

Глазунов В. Г., Дмитриевская Н. С. Некоторые вопросы методики определения величины вертикального сдвига ветра в приземном слое атмосферы. Метод. письмо.— М.: Гидрометеоиздат, 1972, № 10, с. 8—24.

Глазунов В. Г., Кабанов А. В. Вертикальные сдвиги ветра в слое приземной инверсии температуры.— Труды Гидрометцентра СССР, 1982, вып. 247, с. 79—90.

Мастерских М. А. О причинах возникновения мезоструй и расчете скорости ветра на их осях в узких зонах теплых фронтов.— Метеорология и гидрология, 1983, № 2, с. 19—24.

Машкова Г. Б., Матковский Б. М. Характеристики фронтальных зон в холодное время года по наблюдениям на 300-м метеорологической мачте.— Метеорология и гидрология, 1970, № 6, с. 48—55.

Орленко Л. Р. Строение планетарного пограничного слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 271 с.

Орленко Л. Р., Шкляревич О. Б. О расчете вертикального сдвига ветра в нижней части пограничного слоя атмосферы по наземной информации.— Труды ГГО, 1981, вып. 454, с. 91—96.

Петренко Н. В., Глазунов В. Г. Прогноз ветра на высоте круга над аэродромом. Метод. письмо.— М.: Гидрометеоиздат, 1972.— 13 с.

Шнайдман В. А., Степаненко С. Н. Сопоставление результатов обобщения экспериментальных данных и расчетов по трехпараметрической модели пограничного слоя атмосферы.— Труды ГГО, 1983, вып. 481, с. 144—151.

Badner J. Low level wind shear: a critical review.— NOAA Tech. Memor. NWS FCST-23, USA, Meteorol. Serv. Div., Md., 1979.— 72 p.

Fox T. Low level wind shear that sinking feeling.— ICAO Bull. 1982, 37, N 10, p. 24—29.

Fujita T., Caracena F. An analysis of three weather-related aircraft accidents.— BAMS, 1977, Nov., N 11, p. 1164—1181.

К главе 2

Абрамович К. Г. Условия образования и прогноз низких облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 124 с.—(Труды Гидрометцентра СССР. Вып. 78).

Баранов А. М. Облака и безопасность полетов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 231 с.

Гоголева Е. И. Условия возникновения низкой облачности над Европейской территорией СССР и возможности ее прогноза.— Л.: Гидрометеоиздат, 1956.— 88 с.

Колежук В. Т., Ткаченко А. В. Численный эксперимент по исследованию эволюции нижней границы внутримассовых слоистообразных облаков.— Труды УкрНИГМИ, 1972, вып. 118, с. 25—34.

Кошеленко И. В. Методика прогноза тумана и его интенсивности. Метод. письмо.— М.: Гидрометеоиздат, 1981.— 55 с.

Мазин И. П., Шметер С. М. Облака, строение и физика образования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 279 с.

Матвеев Л. Т. Динамика облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 311 с.

Петренко Н. В., Рубинштейн М. В., Гусева Н. Н. Физико-статистические зависимости для прогноза высоты облаков в вероятностной форме.— Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 235, с. 86—95.

Петренко Н. В. Прогноз тумана и видимости в тумане на период более трех часов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 21 с.

Ткаченко А. В. Об учете трансформации воздуха при оценке изменений высоты нижней границы низких облаков.— Труды УкрНИГМИ, 1975, вып. 138, с. 80—89.

Яркова В. М. Низкая облачность на юго-востоке Западной Сибири и рекомендации к прогнозу высоты ее нижней границы.— Труды ЗСРНИГМИ, 1977, вып. 30, с. 75—79.

К главе 3

Гаврилов В. А. Видимость в атмосфере.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 324 с.

Иванов В. Х. Способы расчета и прогноза основных метеорологических характеристик и явлений погоды.— Изд. МГУ, 1978.— 364 с.

Кошеленко И. В. Методика прогноза тумана и его интенсивности. Метод. письмо.— М., Гидрометеоиздат, 1981.— 56 с.

Метеорологические условия полетов воздушных судов на малых высотах: Пособие для метеорологов АМСГ, АМЦ, ЗАМЦ, ГАМЦ и для летного и диспетчерского состава гражданской авиации/Под ред. А. А. Васильева, М. В. Рубинштейна.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 91 с.

Петренко Н. В. Прогноз тумана и видимости в тумане на период более трех часов. Пособие для синоптиков АМСГ, ЗАМЦ и МГАМЦ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 21 с.

Приборы и установки для метеорологических измерений на аэродромах/ Под ред. Л. П. Афиногенова, Е. В. Романова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 295 с.

Рацимор М. Я. Измерение и расчет дальности видимости на взлетно-посадочной полосе: Метод. пособие для специалистов ГАМЦ, АМЦ и АМСГ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 23 с.

Рацимор М. Я. Метод расчета дальности видимости огней светотехнической системы взлетно-посадочной полосы с глиссады снижения самолета. Метод. письмо.— М.: Гидрометеоиздат, 1971.— 23 с.

Романов Н. Н. Пыльные бури в Средней Азии.— Изд. САГУ, 1960.— 198 с.

Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 3, вып. 2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 234 с.

Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 3, вып. 4.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 213 с.

Руководство по практике наблюдения за дальностью видимости на ВПП и передачи сообщений о ней. ИКАО, 1981. 9328-А/908.— 73 с.

К главе 4

Буз А. И. Распределение ночных гроз над югом Прибалтики.— Сб. работ. Минск. и Вильнюс. ГМО, 1981, № 1, с. 40—46.

Метод прогноза гроз/Б. Е. Песков, Л. В. Потапова, М. В. Самоходкина, В. В. Кулагина.— Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 220, с. 54—66.

Пономаренко С. И., Лебедева Н. В., Чистяков А. Д. Оценка способов прогноза гроз и рекомендации по их использованию. Метод. указания.— М.: Гидрометеоиздат, 1971.— 58 с.

Решетов Г. Д. Прогноз дневных и ночных гроз.— Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 176, с. 86—96.

Решетов Г. Д. Метод прогноза града для авиации на 12—36 ч (пособие для синоптиков).— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 54 с.

Снитковский А. И. Прогнозирование опасных явлений погоды и перспективы исследований в этой области.— Метеорология и гидрология, 1977, № 11, с. 71—80.

Шметер С. М. Физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 232 с.

Ягудин Р. А. Грозы на юго-востоке Западной Сибири и их прогноз.— Труды ЗСРНИГМИ, 1977, вып. 30, с. 47—55.

К главе 5

Абрамович К. Г. Прогноз обледенения самолетов: Метод. пособие для синоптиков АМСГ, АМЦ, ЗАМЦ и МГАМЦ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 26 с.

Абрамович К. Г., Горлач И. А. О признаках эволюции слоистообразных облаков по аэрологическим данным.— Труды Гидрометцентра СССР, 1979, вып. 215, с. 67—78.

Абрамович К. Г., Горлач И. А. К вопросу о способе объективного выделения зон обледенения по аэрологическим данным.— Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 235, с. 75—85.

Абрамович К. Г., Горлач И. А. Условия образования и прогноз обледенения самолетов. Обзор. Обнинск.— Изд. ВНИИГМИ—МЦД. Сер. метеорология, 1983, вып. 9.— 32 с.

Заварина М. В. Аэроклиматические факторы обледенения самолетов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 214 с.

Мазин И. П. Физические основы обледенения самолетов.— М.: Гидрометеоиздат, 1957.— 120 с.

Пчелко И. Г. Прогноз обледенения самолетов: Метод. указания. Авиационная метеорология.— М.: Гидрометеоиздат, 1950, вып. 5, с. 3—23.

Пчелко И. Г. Обледенение самолетов.— В кн.: Метеорологические условия полетов на больших высотах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1957, с. 41—47.

Пчелко И. Г., Боровиков А. М. Результаты обработки данных микроструктурных наблюдений для облаков с обледенением и без обледенения.— Труды ЦИП, 1959, вып. 80, с. 64—78.

Трунов О. К. Обледенение самолетов и средства борьбы с ним.— М.: Машиностроение, 1965.— 247 с.

Трунов О. К., Бубнова А. А., Теймуразова В. А. Некоторые статистические данные об условиях естественного обледенения в испытательных полетах.— Труды ГосНИИ ГА, 1974, вып. 107, с. 60—75.

Трунов О. К., Хачатрян С. П. Об условиях обледенения современных транспортных самолетов по данным рейсовых полетов.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 95, с. 44—50.

Физика облаков/А. М. Боровиков, И. И. Гайворонский, Е. Г. Зак и др. Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 459 с.

Bradbury N. Ice accretion on aircraft.— Handbook of weather forecasting.— London, Meteorol. Office, 1964, v. 3 ch. 18, 29 p.

К главе 6

Минина Л. С. Практика нефанализа.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.

Петренко Н. В. Прогнозирование ветра в струйных течениях.— Techn. Note WMO № 95, 1969.

К главе 7

Булдовский Г. С. Диагноз-прогноз интенсивной турбулентности, вызывающей болтанку самолетов, по данным температурно-ветрового зондирования.— Труды Гидрометцентра СССР, 1979, вып. 215, с. 3—12.

Булдовский Г. С., Бортников С. А., Рубинштейн М. В. Прогнозирование зон интенсивной турбулентности в верхней тропосфере.—Метеорология и гидрология, 1976, № 2, с. 9—18.

Булдовский Г. С. Условия образования и прогноз орографической турбулентности в нижнем слое атмосферы: Временное методическое пособие для синоптиков АМСГ, ЗАМЦ, АМЦ и МГАМЦ.— М.: Гидрометеоиздат, 1976.— 15 с.

Васильев А. А. К вопросу использования параметра Скорера для прогноза турбулентности с подветренной стороны гор.— Труды ЦИП, 1966, вып. 158, с. 90—97.

Васильев А. А. Рекомендации по диагнозу и прогнозу болтанки вертолетов и легкомоторных самолетов над горной местностью.— Метод. письмо № 1.— М.: Гидрометеоиздат, 1965.

Васильев А. А., Лешкевич Т. В. Атмосферная турбулентность и болтанка воздушных судов.— В кн.: Метеорологические условия полетов воздушных судов на малых высотах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983, с. 51—61.

Васильев А. А., Лешкевич Т. В., Шакина Н. П. Турбулентность ясного неба и ее прогноз. Обзор Обнинск. Изд. ВНИИГМИ—МЦД. Сер. метеорология, 1983, вып. 8.— 43 с.

Метеорологические условия полетов воздушных судов в верхней тропосфере и нижней стратосфере над территорией СССР (Справочное пособие)/ А. А. Васильев, Т. П. Капитанова, Т. В. Лешкевич и др.— М.: Гидрометеоиздат, 1982.— 180 с.

Петренко Н. В., Васильев А. А., Песков Б. Е. Условия образования и прогноз важных для авиации метеорологических явлений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 107 с.— (Труды Гидрометцентра СССР. Вып. 79).

Турбулентность в свободной атмосфере /Н. К. Винниченко, Н. З. Пинус, С. М. Шметер, Г. Н. Шур — Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 288 с.

Шакина Н. П., Васильев А. А., Хоменко Г. В. Влияние стратификации воздушного потока и параметров внутренних волн на процессы возникновения турбулентности в ясном небе.— Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 235, с. 3—17.

Hopkings R. H. Technical note N 155. Forecasting techniques of clear air turbulence including that associated with mountain waves.— Techn. note WMO, N 110, 1970, p. 72.

К главе 8

Имянитов И. М. Электризация самолетов в облаках и осадках.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 212 с.

Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. Электричество облаков.—Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 94 с.

Имянитов И. М., Евтеев Б. Ф., Камалдина И. И. О причинах, приводящих к поражению самолетов молниями в холодное время года. Метод. письмо.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 31 с.

Имянитов И. М., Евтеев Б. Ф., Камалдина И. И. Физические и метеорологические условия, приводящие к поражению самолетов атмосферно-электрическими зарядами вне кучево-дождевых облаков. Метод. письмо.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 40 с.

Имянитов И. М., Евтеев Б. Ф. Причины статической электризации самолетов и меры уменьшения ее опасности. Метод. письмо.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 44 с.

Кравченко И. В. Летчику о метеорологии.— М.: Воениздат, 1982.— 252 с.

Решетов Г. Д. Синоптические условия поражений самолетов электрическими разрядами в слоистых и слоисто-дождевых облаках и в зонах осадков.— Труды Гидрометцентра СССР; 1982, вып. 247, с. 22—35.

Решетов Г. Д. Метеорологические критерии для обнаружения и прогноза опасных электрических зон в облачности слоистых форм и осадках.— В кн.: Труды II Всесоюз. симпозиума. Атмосферное электричество.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984, с. 139—141.

Федченко А. М., Трусиков Н. И. О повреждении самолетов гражданской авиации электрическими разрядами.— Труды ГосНИИ ГА, 1977, вып. 154, с. 60—65.

Gunn R. Electric field intensity inside a natural cloud. J. Appl. Phys., 1948, p. 481—484.

Gunn R. Precipitation Electricity. B. Compendium of Meteorology, Boston, Mass., 1951, p. 128—135.

Gunn R., Parker J. High voltage characteristisc of Aircraft in Flight.— Proc. J. R. E., 1946, v. 34, p. 241—247.

Electrification on aircraft flying in precipitation areas/R. Stimmel, E. Rogers, F. Waterfall, R. Gunn.— Proc. J. R. E., 1946, v. 34, p. 167—177.

К главе 9

Вельтищев Н. Ф., Попова Т. П. Использование данных наблюдений со спутников в синоптическом анализе.— Метод. письмо. Вопросы спутниковой метеорологии. Вып. 4.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 59 с.

Герман М. А. Спутниковая метеорология. Ч. 2 и 3.— Л.: Изд. ЛГМИ, 1972.— 240 с.

Дзюбенко Т. Д., Царькова А. М. Определение положения оси струйного течения по данным об облачности с метеорологического спутника.— Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 36, с. 9—14.

Использование изображений со спутника в анализе и прогнозе погоды: Техн. записка ВМО № 124/Под ред. Р. К. Андерсена, Н. Ф. Вельтищева.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 276 с.

Кондратьев К. Я., Борисенков Е. П., Морозкин А. А. Практическое использование данных метеорологических спутников.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 376 с.

Минина Л. С. Туман и низкая слоистая облачность на снимках со спутников «Космос» и ESSA.— Метеорология и гидрология, 1968, № 7, с. 31—39.

Применение информации метеорологических спутников в анализе и прогнозе особых явлений погоды для авиации. Пособие для синоптиков АМСГ, ЗАМЦ и МГАМЦ/Под ред. Н. В. Петренко.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 59 с.

Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды/Под ред. И. П. Ветлова, Н. Ф. Вельтищева.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 300 с.

ПЕРЕЧЕНЬ УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ И СИМВОЛОВ

∇^2 — лапласиан давления
A — термический эквивалент работы
a — абсолютная влажность
c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении
d — направление ветра
E — давление насыщенного водяного пара; энергия статической неустойчивости (гл. 4)
E_0 — пороговая освещенность (гл. 3)
$E(r)$ — коэффициент захвата (гл. 5)
e — основание натурального логарифма, $e=2{,}7182$
f — относительная влажность (%)
g — ускорение свободного падения; коэффициент рассеяния в сухой и чистой атмосфере (гл. 3)
H — геопотенциальная высота; высота границ облачности
$H_п$ — высота пограничного слоя атмосферы
h — высота (км, м)
J — интенсивность снегопада (гл. 3); сила света огней (гл. 3); интенсивность обледенения (гл. 5)
L — теплота парообразования; дискриминантная функция; дальность видимости огней (гл. 3)
l — параметр Кориолиса; расстояние
m — масса
n — вертикальная перегрузка (гл. 7)
Δn — приращение вертикальной перегрузки
P — вероятность (%)
p — атмосферное давление
Q — количество тепла
q — массовая доля водяного пара
R — газовая постоянная сухого воздуха; интенсивность осадков (мм/ч)
r — радиус капли
S — расстояние
$S_м$ — дальность горизонтальной видимости
$S_{m_{нк}}$ — дальность наклонной видимости
T — температура воздуха
T_d — точка росы
t — время
$\mathbf{V}$ — вектор скорости ветра
V — скалярная величина скорости ветра
V_g — скорость геострофического (градиентного) ветра
w — вертикальная скорость (м/с, см/с); водность (г/м^3)
w^* — суммарное влагосодержание в столбе воздуха сечением 1 см^2 (гл. 5)
X, X_i, $\overline{X}$ — случайная переменная величина, ее дискретное значение и среднее значение

x, y, z — декартовы координаты
z_0 — параметр шероховатости (гл. 1)
α — угол наклона глиссады снижения (гл. 3)
β — коэффициент намерзания (гл. 5)
γ, γ_a, $\gamma_{ва}$ — вертикальный градиент температуры, сухоадиабатический градиент, влажноадиабатический градиент
γ_d — вертикальный градиент точки росы
Δ — разность величин
λ — географическая долгота; длина волны
μ — показатель ослабления (гл. 3)
ρ — плотность воздуха
θ — потенциальная температура
φ — географическая широта; угол
ω — угловая скорость вращения Земли
η — механический эквивалент теплоты
τ — вертикальная скорость (гПа/ч); прозрачность атмосферы, отнесенная к единице расстояния (гл. 3)
ν — коэффициент кинематической вязкости.

В отдельных случаях, когда какой-либо из указанных индексов употребляется в другом значении, это отмечается в тексте.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

БПРМ — ближняя приводная радиостанция с радиомаркером
ВГО — верхняя граница облаков
ВМО — Всемирная метеорологическая организация
ВПП — взлетно-посадочная полоса
ВПР — высота принятия решения
ВС — воздушное судно
ИКАО — Международная организация гражданской авиации
КНС — конвективно-неустойчивый слой
МВЛ — местная воздушная линия
МДВ — метеорологическая дальность видимости
МОДВ — метеорологическая оптическая дальность видимости
МРЛ — метеорологический радиолокатор
НДВ — наклонная дальность видимости
НГО — нижняя граница облаков
ОВИ — огни высокой интенсивности
ОМИ — огни малой интенсивности
ПВП — правила визуальных полетов
ППП — правила полетов по приборам
РДВ — регистратор дальности видимости
РЛС — радиолокатор самолетный
РС — радиостанция

КОП
ТЯК

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Глава 1. Ветер и сдвиги ветра в нижнем слое атмосферы 5
1.1. Ветер в нижнем слое атмосферы 5
1.1.1. Введение. Основные определения 5
1.1.2. Влияние ветра на взлет, посадку и полет воздушных судов на малых высотах 5
1.1.3. Особенности прогнозирования ветра в нижнем слое атмосферы для метеорологического обеспечения авиации 8
1.1.4. Прогноз геострофического ветра 10
1.1.5. Прогноз ветра в нижнем слое атмосферы с использованием основных синоптических параметров 12
1.1.6. Приемы экстраполяции данных о ветре в нижнем слое атмосферы 16
1.1.7. Особенности прогнозирования ветра в нижнем слое атмосферы при нестационарных условиях и местной циркуляции 24
1.2. Сдвиги ветра в нижнем слое атмосферы 29
1.2.1. Основные понятия и определения 29
1.2.2. Влияние сдвигов ветра на взлет, посадку и полет воздушных судов на малых высотах 34
1.2.3. Оценка вертикального сдвига ветра с помощью расчетных методов 36
1.2.4. Сдвиги ветра в условиях интенсивной конвекции (при наличии очагов ливней и гроз) 38
1.2.5. Сдвиги ветра при прохождении атмосферных фронтов у поверхности Земли 43
1.2.6. Сдвиги ветра при инверсиях температуры в нижнем слое атмосферы 46
1.2.7. Учет суточного хода метеорологических величин, особенностей рельефа и характера подстилающей поверхности при оценках сдвига ветра 48
1.2.8. Рекомендации по обеспечению авиации сведениями о сдвигах ветра 51

Глава 2. Прогноз низкой облачности и тумана 53
2.1. Влияние низкой облачности и тумана на безопасность полетов 53
2.2. Физические условия образования низкой облачности и тумана 54
2.2.1. Основные процессы 54
2.2.2. Охлаждение воздуха 54
2.2.3. Испарение влаги 57
2.2.4. Роль турбулентного обмена 57
2.2.5. Влияние снежного покрова 59
2.2.6. Взаимодействие нескольких процессов в образовании низкой облачности и тумана 60
2.3. Механизм образования низкой облачности и тумана в различных синоптических условиях 61
2.3.1. Слоистые облака и туман в теплой воздушной массе 61
2.3.2. Низкая облачность и туман в холодной воздушной массе 68

2.3.3. Радиационный и адвективно-радиационный туман 73
2.3.4. Морозные туманы населенных пунктов и аэродромов 74
2.4. Основные принципы прогноза низких слоистых облаков и адвективного тумана 75
2.5. Методы прогноза низких слоистых облаков и тумана 77
2.5.1. Эмпирическая вероятность появления облаков ниже задаваемых значений высоты через 24 ч 77
2.5.2. Качественная оценка эволюции высоты нижней границы облаков на 12 ч 79
2.5.3. Прогноз вероятности высоты облаков ниже задаваемых значений через 12 ч 80
2.5.4. Прогноз высоты НГО на 12 ч на наветренных склонах возвышенностей 82
2.5.5. Прогноз изменения высоты нижней границы низких слоистообразных облаков на срок до 6 ч 84
2.5.6. Прогноз адвективного тумана и слоистых облаков 87
2.5.7. Прогноз радиационного тумана 91
2.5.8. Прогноз фронтального тумана и низких разорванно-слоистых облаков 93
2.5.9. Прогноз тумана испарения над водной поверхностью 98
2.5.10. Прогноз морозного тумана на аэродроме 99

Глава 3. Прогноз видимости 100
3.1. Метеорологическая дальность видимости 100
3.2. Прогноз видимости под низкими слоистыми облаками и в дымке 102
3.3. Прогноз видимости в тумане 106
3.3.1. Прогноз видимости в радиационном тумане 106
3.3.2. Прогноз видимости в адвективном тумане 111
3.4. Прогноз видимости в зоне осадков и при метели 115
3.4.1. Прогноз видимости в зоне дождя 115
3.4.2. Прогноз видимости при снегопаде и метели 116
3.5. Прогноз видимости при пыльной буре и мгле 118
3.6. Дальность видимости на взлетно-посадочной полосе. Рекомендации к ее прогнозированию 121
3.6.1. Видимость на ВПП. Проблема ее прогнозирования 121
3.6.2. Использование однородных характеристик видимости при составлении прогноза МДВ 125
3.7. Наклонная дальность видимости. Рекомендации к ее прогнозированию 127

Глава 4. Конвективные явления в районе аэродрома и по маршруту 132
4.1. Влияние конвективной деятельности на полет воздушных судов 132
4.2. Условия развития и некоторые особенности структуры очагов интенсивной конвекции 133
4.3. Физический принцип прогнозирования конвекции 137
4.4. Методы прогноза гроз и града 138
4.5. Особенности процессов возникновения шквалов 152
4.6. Прогноз шквалов 154

Глава 5. Обледенение воздушных судов 161
5.1. Обледенение и его влияние на полет самолетов и вертолетов 161
5.2. Основные характеристики явления обледенения 163
5.2.1. Причины обледенения 163
5.2.2. Механизм обледенения самолетов 164
5.2.3. Интенсивность и степень обледенения 166
5.2.4. Виды и формы отложения льда на самолете 168
5.2.5. Влияние больших скоростей на обледенение 169
5.2.6. Особенности обледенения вертолетов 173
5.3. Отложение льда на воздушных судах во время стоянки . . 175
5.3.1. Виды наземного обледенения и условия их возникновения . . 175
5.3.2. Обледенение ВПП 177

5.4. Атмосферные условия, определяющие вероятность обледенения 178
5.4.1. Температура воздуха 178
5.4.2. Характеристика влажности воздуха 181
5.4.3. Форма облаков 182
5.4.4. Синоптические условия обледенения 186
5.5. Прогноз обледенения 193
5.5.1. Основные принципы прогноза обледенения 193
5.5.2. Прогноз обледенения с помощью качественных признаков . . 194
5.5.3. Объективные способы прогноза обледенения 196

Глава 6. Ветер и температура на высотах 203
6.1. Влияние ветра и температуры на полет по маршруту . . . 203
6.2. Физические основы прогнозирования ветра и температуры в свободной атмосфере 204
6.3. Прогноз максимального ветра и струйных течений 207
6.3.1. Общие сведения о струйных течениях 207
6.3.2. Прогноз струйных течений 209

Глава 7. Атмосферная турбулентность и болтанка воздушных судов 213
7.1. Общие сведения об атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку воздушных судов 213
7.1.1. Влияние атмосферной турбулентности на полет воздушных судов 213
7.1.2. Характеристики зон турбулентности 214
7.2. Метеорологические условия развития турбулентности в атмосфере 219
7.2.1. Физические условия развития турбулентности 219
7.2.2. Механическая турбулентность 221
7.2.3. Термическая (конвективная) турбулентность 221
7.2.4. Турбулентность при наличии кучево-дождевых облаков . . . 222
7.2.5. Турбулентность в зоне атмосферных фронтов 225
7.2.6. Турбулентность в ясном небе 227
7.2.7. Орографическая турбулентность 229
7.3. Прогнозирование турбулентности, вызывающей болтанку воздушных судов 235
7.3.1. Прогноз турбулентности в нижнем слое атмосферы 236
7.3.2. Прогноз турбулентности в ясном небе 239
7.3.3. Прогноз орографической турбулентности 248
7.3.4. Региональные методы прогноза 254

Глава 8. Прогноз зон возможного поражения воздушных судов электрическими разрядами в облаках слоистых форм и осадках 257
8.1. Влияние электрических зон в слоисто-дождевой облачности и осадках на безопасность полетов самолетов 257
8.2. Механизм возникновения опасных электрических зон в облаках слоистых форм и осадках и поражения в них самолетов электрическими разрядами 258
8.3. Метеорологические и синоптические условия поражения самолетов электрическими разрядами в слоистообразной облачности и осадках 262
8.4. Метод прогноза опасных электрических зон в слоисто-дождевой облачности и осадках 266
8.5. Примеры расчетов и составления прогнозов поражения самолетов электрическими разрядами в облаках Ns—As и осадках 269

Глава 9. Использование спутниковой информации при метеорологическом обеспечении полетов гражданской авиации 277
9.1. Введение 277
9.2. Облачные системы фронтов и циклонов умеренных широт . . . 278
9.2.1. Облачные системы атмосферных фронтов 278
9.2.2. Облачная система циклонов 281
9.3. Тропические циклоны и их характеристики 285

9.4. Использование спутниковых данных для определения зон струйных течений и некоторых опасных явлений погоды . . 287
9.4.1. Струйные течения 287
9.4.2. Орографические облака 287
9.4.3. Использование данных об облачности со спутника для анализа и прогноза особых явлений погоды 288

Список литературы 290

Перечень условных обозначений и символов 296

Использованные сокращения 297

Руководство

по прогнозированию метеорологических условий для авиации

Редактор В. И. Кузьменко. Технический редактор Л. М. Шишкова.

Корректор И. В. Жмакина

Н/К

Сдано в набор 24.07.85. Подписано в печать 11.11.85. М-22643. Формат 60×90¹/₁₆, бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 19,0. Кр.-отт. 19,0. Уч.-изд. л. 21,11. Тираж 3800 экз. Индекс МОЛ-37. Заказ № 226. Цена 1 р. 60 к. Заказное.

Гидрометеоиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

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

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Методику построения номограммы, напечатанную на с. 34, следует читать так:

Методика построения номограммы. Для ряда измерений ветра на постоянных уровнях определяются сдвиги ветра для слоев возрастающей толщины при постоянном нижнем уровне (например, в слое 10—40, 10—70, 10—100, 10—200 м и т. д.). Для этих слоев вычисляются средние сдвиги и выбираются максимальные значения, которые наносятся на номограмму в виде точек для соответствующих слоев (30, 60, 90, 190 м в нашем примере); по этим точкам проводятся сглаженные кривые средних и максимальных значений (соответственно кривые *1* и *2* на рис. 1.9). Затем откладываются граничные значения величин сдвига ветра для $\Delta h = 30$ м в критериях ИКАО—ВМО (слабый — до 2 м/с, умеренный — до 4 м/с и т. д.). Далее, строятся кривые, проходящие через граничные значения градаций сдвигов для других толщин слоев, полученные с помощью интерполяции и с соблюдением процентных соотношений, определенных между границами градаций для $\Delta h = 30$ м. В результате проведения кривых выделяются зоны слабого, умеренного и очень сильного сдвигов ветра для различных слоев.

Заказ 226

Авторы руководства:

Абрамович К.Г. (ум. 1994)
Васильев А.А.
Булдовский Т.С. 4
Борисова В.В.
Глазунов В.Г.
Горлах И.А.
Лешкевич Т.В.
Ляхов А.А.
Рацимор М.Я. (ум. 1)
Решетов Т.Д. 2
Рубинштейн М.В. 1
Шакина Н.П.

ОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
О ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРО
РИРОДНОЙ СРЕДЫ

Ордена Ленина Гидрометеорологич
аучно-исследовательский центр СС

РУКОВОДСТВО ПО ПРОГНОЗИРОВАНИЮ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ДЛЯ АВИАЦИ

Под редакцией
д-ра геогр. наук К. Г. АБРАМОВИЧ,
канд. геогр. наук А. А. ВАСИЛЬЕВА

УДК 551.509 : 629.13(083.13)

ОДОБРЕНО

Управлением метеорологического обеспечения авиации Государственного комитета СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды

РЕКОМЕНДОВАНО

к внедрению Центральной методической комиссией по прогнозам Государственного комитета СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды

УТВЕРЖДЕНО

Государственным комитетом СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды

Руководство содержит сведения об условиях образования и приемах прогнозирования явлений погоды, представляющих преимущественный интерес для авиации. Оно отражает особенности составления авиационных прогнозов, его следует рассматривать как дополнение к Руководству по краткосрочным прогнозам погоды.

Руководство предназначено для специалистов АМСГ, АМЦ, ЗАМЦ и ГАМЦ, а также для преподавателей, аспирантов и студентов вузов, специализирующихся в области авиационной метеорологии.

Р $\frac{1903040000\text{-}209}{069(02)\text{-}85}$ без объявл.

© Госкомгидромет, 1985.