

ПРЕДИСЛОВИЕ

Современное строительство характеризуется применением новых эффективных конструкций, а также постоянно растущей этажностью высотных зданий и увеличением пролетов большепролетных конструкций, что требует использования всех достижений современной науки и техники. Одну из важнейших ролей в этом процессе играет архитектурно-строительная аэродинамика, изучающая аэродинамические явления, связанные с задачами архитектуры и строительства.

В настоящее время данная отрасль аэродинамики развивается по двум основным направлениям — экспериментальное моделирование в специализированных аэродинамических трубах и численное моделирование в специализированных программных пакетах газо- и гидродинамики. При этом действующие на территории Российской Федерации нормативные документы регламентируют проведение именно экспериментальных исследований для определения ветровой нагрузки на высотные и уникальные здания и сооружения.

1. ОСНОВЫ АЭРОДИНАМИКИ

1.1. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЗДУШНОЙ СРЕДЫ

Аэродинамика — раздел механики сплошных сред, в котором изучаются закономерности движения воздуха и других газов, а также характеристики тел, движущихся в воздухе.

Рассмотрим кратко основные характеристики воздушной среды:

- *Воздух* — смесь газов (главным образом азота и кислорода). В составе воздуха содержится около 21 % кислорода и 79 % азота.

• *Давление* — сила, действующая на единицу площади поверхности и перпендикулярная ей. Обозначается обычно буквой P , измеряется в килограммах на единицу площади ($\text{кг}/\text{м}^2$, $\text{кг}/\text{см}^2$, атм.). Воздух производит давление у земли, равное весу столба воздуха от верхней границы атмосферы до земли (на уровне моря $t = +15^\circ\text{C}$), что соответствует $1,0332 \text{ кг}/\text{см}^2$.

• *Температура* — мера нагретости тела. Она определяет скорость хаотического движения молекул. Измеряется в градусах Цельсия, Кельвина или Фаренгейта. В шкале Цельсия за 0 градусов взята температура замерзания чистой воды при давлении 760 мм рт. ст., в шкале Кельвина — температура прекращения движения молекул (-273°), в шкале Фаренгейта — температура замерзания насыщенного раствора соли в воде. Размерности шкалы Цельсия и Кельвина совпадают, а шкала Фаренгейта имеет свою размерность. Ноль градусов по Цельсию соответствует $+32^\circ$ Фаренгейта, температура человеческого тела ($36,6^\circ\text{C}$) соответствует $+97,88^\circ$ Фаренгейта, точка кипения воды (100°C) равна $+212^\circ$ Фаренгейта. Перевод из шкалы Фаренгейта в шкалу Цельсия происходит по следующей формуле:

$$(t^\circ\text{F} - 32) / 0,55 = t^\circ\text{C};$$

перевод из шкалы Цельсия в шкалу Фаренгейта — по формуле

$$t^\circ\text{C} \cdot 1,8 + 32 = t^\circ\text{F}.$$

- *Плотность*. В аэrodинамике под плотностью обычно понимают массовую плотность. Она характеризует кинетическую энергию молекул воздуха, обозначается греческой буквой ρ (читается «ро»). Массовая плотность — это масса воздуха, содержащаяся в объеме 1 куб. м (м^3).

1.2. ВЕТРОВОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ

Метеорологические явления, происходящие в атмосфере Земли, вызваны солнечной радиацией. Солнечная радиация способствует повышению температуры и давления, отвечающих за перемещение воздушных масс. Анализ воздействия ветра на конструкции основывается на

оценке скорости ветра v на строительной площадке, где ветер рассматривается как компонент более широкой и сложной атмосферной и метеорологической системы.

Первоначально предполагается, что конструкция устойчива и не деформируется, ветер оказывает влияние на конструкцию в целом и на ее части системой аэродинамических действий F_s , которые зависят от формы, ориентации и размеров сооружения.

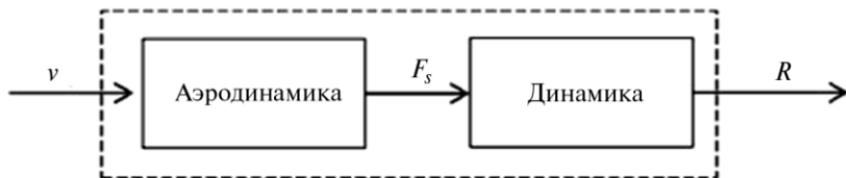


Рис. 1.1. Структурная схема, отражающая реакцию конструкции на действие ветра

Считается, что конструкция подвергается прогибу под действием ветра, однако такой прогиб достаточно мал. Поэтому геометрия деформации практически не меняется по сравнению с геометрией первоначальной конструкции. Реакция R может быть установлена посредством классического метода структурного анализа. Она может быть статической для жестких конструкций и динамической — для гибких конструкций. На рис. 1.1 показана блок-схема, которая превращает скорость ветра v в реакцию конструкции R .

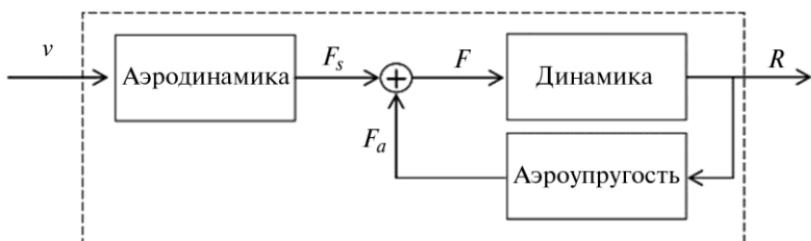


Рис. 1.2. Структурная схема реакции конструкции с учетом аэроупругого явления

На практике, особенно в легких и гибких конструкциях, обладающих аэродинамической формой, чувствительной к ветровому воздействию, могут возникнуть колебания достаточно большой величины, за счет чего происходит усиление взаимодействия системы ветер — конструкция. Это явление известно как аэроупругость, или явление обратной связи, и оно изменяет надвигающийся ветер со скоростью v , аэро-

динамическое действие F_s и реакцию конструкции R . Это явление обычно изображают схематично, предполагая, что ветер вызывает общее действие $F = F_s + F_a$ на конструкцию, где F_s — аэродинамическое действие, оказываемое ветром на фиксированную конструкцию; F_a — аэроупругость, или самовозбуждающиеся действия за счет движения конструкции. На рис. 1.2 приведена структурная схема рис. 1.1, модифицированная включением аэроупругости.

Ветер является причиной, которая вызывает ответную реакцию сооружения и его частей, и степень этой реакции зависит от аэродинамики, динамики и аэроупругости сооружения.

1.3. АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

Атмосферные явления, происходящие в газовой оболочке, окружающей Землю, вызваны солнечной радиацией. Нагретые солнцем земля и атмосфера возвращают энергию, которую они получают, испуская тепловое излучение. Приземный слой атмосферы в непосредственной близости от основного источника тепла, т.е. суши, сохраняет большее количество тепла. Это приводит к росту вертикального профиля среднего значения температуры T (рис. 1.3), которая приблизительно линейно уменьшается по отношению к высоте Z .

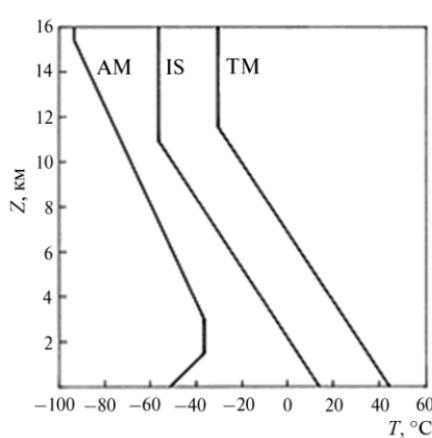


Рис. 1.3. Главные вертикальные профили атмосферной температуры:
AM — арктический минимум;
IS — средняя земная температура;
TM — тропический максимум (аббревиатура
IS для международных стандартов)

Разница между полученной энергией и энергией, излученной системой земля — атмосфера, варьируется в соответствии с разным углом солнечных лучей относительно горизонта, что приводит к самым высоким уровням радиации в тропических и экваториальных регионах и минимальным уровням на полюсах (см. рис. 1.3). В таких регионах средняя температура (тропический максимум, или TM) больше, чем средняя земная температура (IS), из-за образуются зоны низкого давления; в последнем случае (арктический минимум, или AM) температура ниже, чем IS. В этом

случае образуется зона высокого давления. Если температура не затронута другими факторами, воздух циркулирует в каждом полушарии соответственно единственному сектору, простирающемуся от полюса до экватора (рис. 1.4)

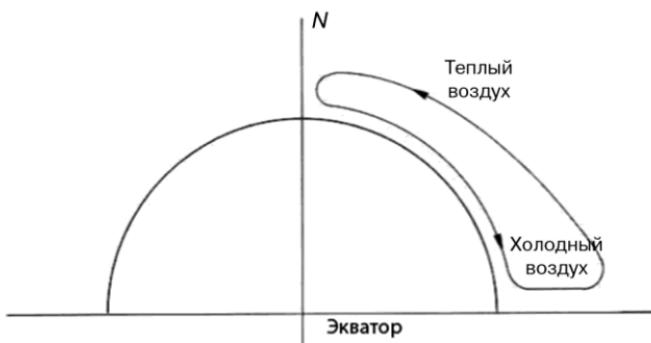


Рис. 1.4. Идеальная одноклеточная циркуляция воздуха

На практике неравномерное распределение океанов, континентов и облаков приводит к образованию субтропической зоны высокого давления и субполярной зоны низкого давления. Таким образом получается трехклеточная система циркуляции в каждом полушарии (рис. 1.5).

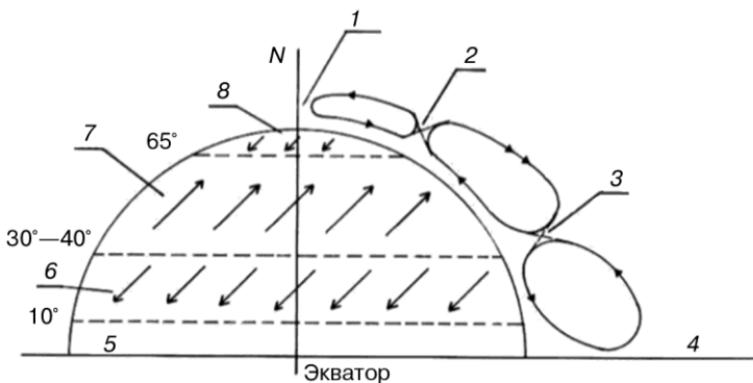


Рис. 1.5. Эффективная трехклеточная циркуляция воздуха:
 1 — полярное высокое давление; 2 — субполярное низкое давление;
 3 — субтропическое высокое давление; 4 — экваториальное низкое давление;
 5 — экваториальная штилевая полоса; 6 — пассаты; 7 — западные ветры;
 8 — восточные ветры

Поверхностными ветрами такой трехклеточной системы являются западные, восточные и пассаты (в зависимости от широты их распространения). Совокупность этих ветров составляет первичную циркуляцию

цию и включает в себя ветры, которые развиваются в течение месячных или сезонных периодов на областях планетарного масштаба. Эти ветры влияют на установление погодных условий на Земле. Однако они имеют умеренную скорость (обычно меньше, чем 4—5 м/с) и тем самым оказывают незначительное влияние на конструкции.

Вторичная циркуляция определяется как сочетание ветров, формирующих зоны низкого и высокого давления благодаря локальному нагреванию или охлаждению нижних атмосферных слоев (рис. 1.6). Эти ветра развиваются периодами от нескольких дней до одной недели на площадях размером от нескольких сотен до тысяч квадратных километров. Они включают циклоны, антициклоны и муссоны. В отличие от эффекта первичной циркуляции, вторичная циркуляция определяет локальные погодные условия.

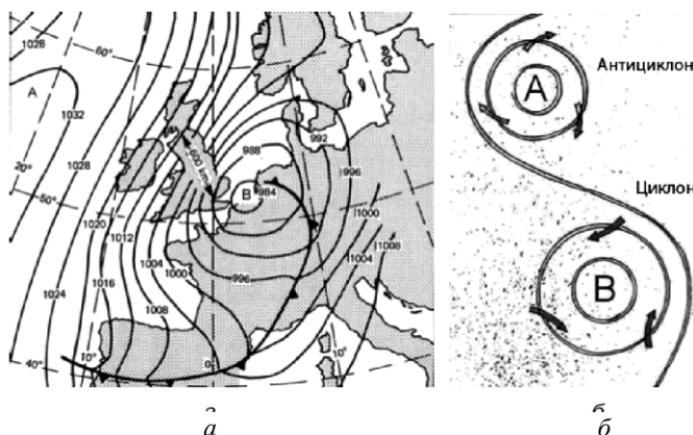


Рис. 1.6. Карта изобар (а), циклоны и антициклоны (б)

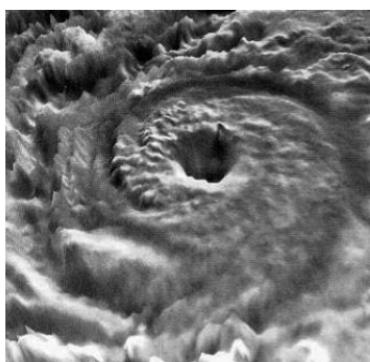


Рис. 1.7. Тропические циклоны

Циклоны — это ветры, которые дуют в направлении концентрации изобар вокруг зоны низкого давления (см. рис. 1.6). Направление циркуляции в них: против часовой стрелки — в северном полушарии и по часовой стрелке — в южном. Циклоны подразделяются на внетропические и тропические (в зависимости от места формирования).

Внетропические циклоны формируются от встречи в субполярной

зоне холодного полярного воздуха, переносимого восточными ветрами, и горячего тропического воздуха, движимого западными ветрами (рис. 1.7). Столкновение двух атмосферных фронтов с разной температурой можно образно толковать как столкновение между двумя воюющими армиями. В рассматриваемом случае эта встреча вызовет бурю.

Тропические циклоны (см. рис. 1.7) возникают в экваториальной штилевой полосе (см. рис. 1.6), и они черпают свою энергию от скрытого тепла, выделяющегося при конденсации водяного пара. Относительно внутротропических циклонов тропические обычно меньше в размерах, хотя скорость ветра, как правило, бывает гораздо выше, а их разрушительная сила намного больше. В Соединенных Штатах Америки тропические циклоны классифицируются как ураганы, когда скорость ветра превышает 120 км/ч; то же самое явление на Дальнем Востоке называется тайфунами, а в Австралии и в Индийском океане — просто циклоны.

Антициклоны — это ветры, которые дуют в направлении концентрации изобар внутри зон высокого давления (см. рис. 1.6). Направление циркуляции в них: по часовой стрелке в северном полушарии и против часовой стрелки — в южном.

В отличие от циклонов, антициклоны, как правило, больше в размерах и более пассивны в природе. Они создают относительно спокойную погоду и легкий ветер.

Особо следует отметить атмосферные движения сезонного характера, вызванные разницей температур между океанами и континентальными массивами суши. По всей Азии и прилегающей части Индийского океана эти движения достаточны для возникновения ветров, известных как муссоны, которые считаются неотъемлемой частью вторичной системы циркуляции.

Локальные ветры составляют движение воздушных масс, возникающих внутри вторичной циркуляционной системы без изменения относительных свойств. Эти ветры покрывают ограниченные территории нескольких километров и, как правило, непродолжительны — обычно не более пары часов, хотя относительная скорость может достигать очень больших значений. Локальные ветры в целом подразделяются на две главные категории, связанные соответственно с конкретными географическими положениями и специальными атмосферными условиями.

Ветры, связанные с конкретными географическими положениями, включают в себя бризы, фён и стоковые ветры. Бризы повторяются ежедневно и обычно имеют умеренную скорость; они проявляются в прибрежных районах, на холмистых местностях или на горных склонах. Фён образуется, когда воздушная масса поднимается над возвышением, охлаждаясь таким образом, и затем спускается по противоположной стороне,

нагреваясь в значительной степени адиабатическим образом (рис. 1.8). Стоковые ветры, в том числе ветры бора, возникают, когда холодные воздушные массы пересекают горный хребет или плато. В этот момент воздух опускается под действием силы тяжести в область горячего застойного воздуха и может достигать скорости до 150—200 км/ч.

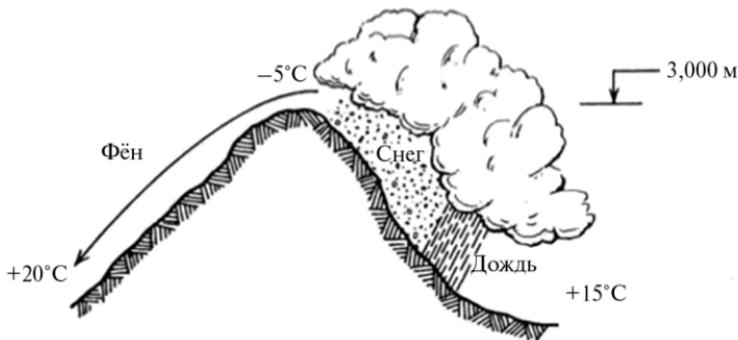


Рис. 1.8. Фён

Ветры связаны с особенными погодными условиями, включающими грозу и торнадо. Гроза может быть вызвана фронтальными ветрами, проходящими на границе теплых и холодных масс, которые при встрече создают внетропические циклоны и конвекцию вниз токов или нисходящих порывов, что создает на поверхности земли вихри с радиальным рисунком (рис. 1.9) со скоростью ветра, достигающей 100 км/ч. Торнадо (рис. 1.10), в свою очередь, являются наиболее разрушительными; в некоторых частях света они могут вызывать ветер со скоростью гораздо большей 300 км/ч, достигая, по некоторым оценкам, 700 км/ч. К счастью, вероятность возникновения этих явлений ограничена.



Рис. 1.9. Конвекция вниз тока, или нисходящий порыв



Рис. 1.10. Торнадо, или вихрь

Краткая классификация различных ветровых (эолитических) явлений, описанных выше, приведена на рис. 1.11.

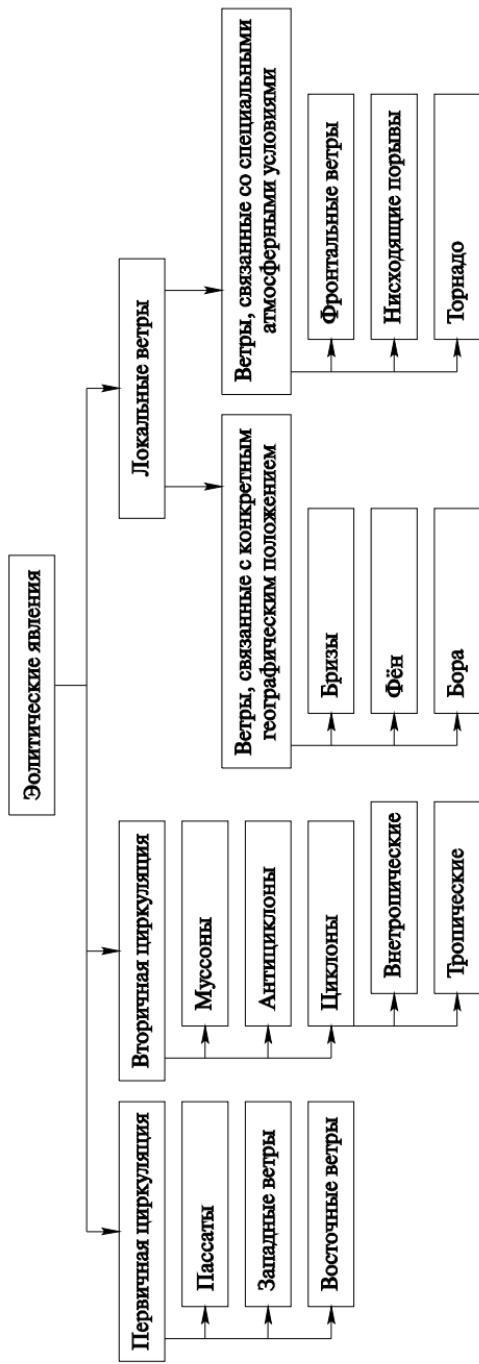


Рис. 1.11. Классификация эолитических явлений

На текущем уровне развития науки нет математических моделей, способных охватить все эолитические явления, упомянутые выше. Однако существуют модели, охватывающие с различной степенью надежности отдельные типы ветров, которые предполагаются взаимно независимыми. Ниже будет рассмотрен ветер, относящийся к тропическим циклонам, влияние которого на конструкции велико.

1.4. МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЕТРОВОГО ПОТОКА

Считается, что во внутротропическом циклоне есть два атмосферных слоя, имеющих различные свойства. Градиентом высоты атмосферных слоев является высота z_g , над которой ветер больше не зависит от основной силы трения. Эта высота равна 1000—3000 м в зависимости от скорости ветра и от протяженности шероховатости местности, над которой располагается циклон и которая выражается параметром шероховатости z_0 . Атмосфера между земной поверхностью и градиентом высоты обозначается как пограничный атмосферный слой. Над градиентом высоты находится свободная атмосфера.

Скорость ветра в свободной атмосфере постоянна, определяется как геострофическая и обозначается символом v_g . Направление ветра параллельно изобарам; его интенсивность тем больше, чем более плотно расположены изобары.

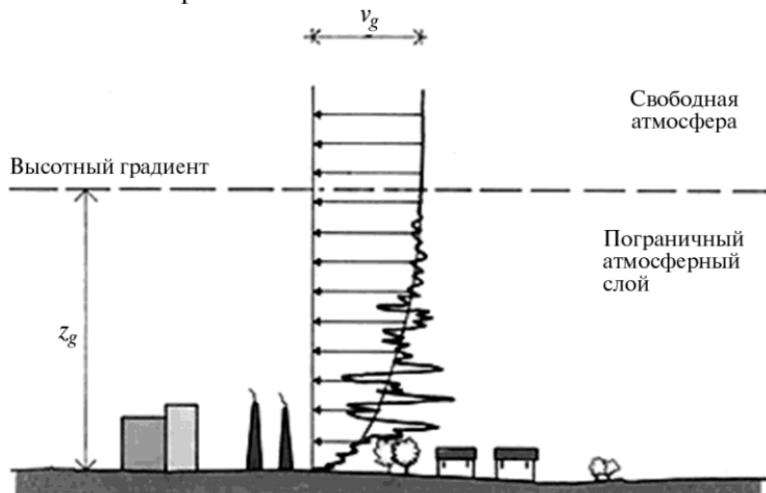


Рис. 1.12. Профиль главной скорости ветра и атмосферной турбулентности

В пограничном слое атмосферы воздушный поток зависит от действующей со стороны местности силы трения, которая направлена про-

тив скорости ветра v . Эта сила равна 0 на градиентной высоте и увеличивается по мере приближения к земле, что приводит к снижению скорости ветра. Полученный сужающийся профиль скорости накладывается снова за счет силы трения на вызванные атмосферной турбулентностью (рис. 1.12) трехмерные колебания с нулевым средним значением. Атмосферная турбулентность достигает максимума непосредственно над землей и стремится к 0 с увеличением высоты.

Рассмотрим воздушные массы в гидростатическом вертикальном равновесии под действием силы тяжести и вертикального градиента давления. Этот столб воздуха может находиться в устойчивом, неустойчивом состоянии или в состоянии нейтрального равновесия в зависимости от вертикального градиента температуры T . Он может быть больше, меньше или равен вертикальному градиенту температуры в адиабатических условиях T_a .

Существуют две предельные ситуации. Первая ситуация обусловлена горизонтальным движением теплого воздуха по более холодной местности (рис. 1.13, a); это способствует уменьшению температуры рядом с землей или даже инверсии температурного градиента и создает тенденцию к условиям, приводящим к устойчивому равновесию, способному подавлять турбулентность. Вторая предельная ситуация происходит в двойственном состоянии, когда холодный воздух проходит по теплой земле (рис. 1.13, δ); в этом случае нагревание снизу способствует увеличению температурного градиента, что приводит к нестабильности атмосферы и увеличивает турбулентность.

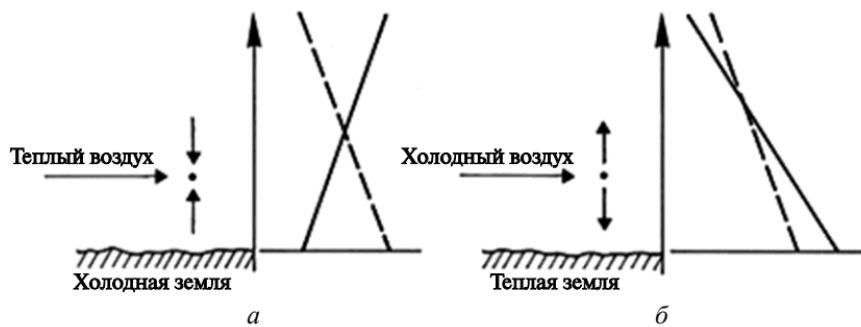


Рис. 1.13. Стабильная (a) и нестабильная (δ) атмосфера

Описанная выше ситуация изменяется в зависимости от скорости ветра. Так, например, с увеличением скорости силы трения земли имеют тенденцию к увеличению, т.е. турбулентные колебания становятся все больше и больше. Эти колебания приводят к перемешиванию атмосферы, что, в свою очередь, из-за скорости, с которой это происходит,

имеет адиабатический характер. Другими словами, с увеличением скорости температурный градиент движется по направлению к адиабатическим значениям, атмосфера стремится к нейтральному состоянию. В данном случае скорость ветра не зависит от температуры.

Когда в течение долгого времени принимается во внимание спектральная плотность $S_v(n)$ скорости ветра, где n — частота (рис. 1.14), оказывается, что кривая имеет два отдельных гармонических пика. Первый длится приблизительно от одного часа до нескольких месяцев и известен как макрометеорологический пик. Он соответствует частоте эволюционных событий. Второй называется микрометеорологический пик. Он связан с промежутком от нескольких секунд до приблизительно 10 минут и соответствует турбулентным колебаниям. Два пика разделены временным промежутком в частотном диапазоне от 10 минут до 1 часа.

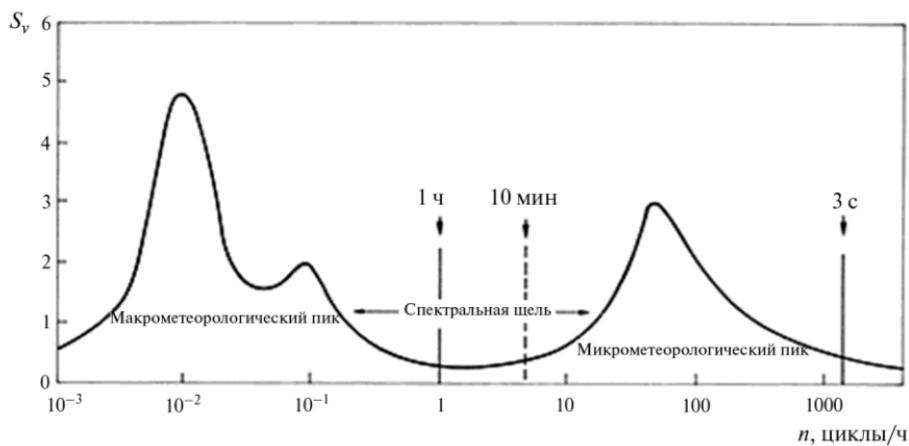


Рис. 1.14. Спектральная плотность скорости ветра

С помощью этого спектрального представления становится возможным разделение вектора скорости ветра v на две составляющие. первая составляющая характеризует среднюю скорость v_m с интервалом 10 минут и она характеризуется долговременными вариациями. Вторая составляющая описывает атмосферную турбулентность v' и характеризуется высокочастотными колебаниями. Ниже приведена система отсчета x, y, z с началом 0 на земле, в которой вертикальная ось направлена вверх, а ось x — параллельно средней скорости v_m (рис. 1.15):

$$\left. \begin{aligned} v(M; t) &= v_m(z) + v'(M; t); \\ v_m(M) &= i \cdot v_m(z); \\ v'(M; t) &= i \cdot v'_1(M; t) + j \cdot v'_2(M; t) + k \cdot v'_3(M; t), \end{aligned} \right\} \quad (1.1)$$

где M — общая точка в пространстве на высоте z над землей; t — время; i, j, k — вектора осей x, y, z ; v_m — средняя скорость ветра (по оси x); v'_1, v'_2, v'_3 — продольная (вдоль оси x), попечная (вдоль оси y) и вертикальная (вдоль оси z) составляющие турбулентности.

Ветровая инженерия обычно описывает среднюю скорость как случайную функцию от времени и детерминистическую функцию пространства; турбулентность, напротив, характеризует как случайную функцию пространства и детерминистическую функцию времени.

В процессе расчетов среднюю скорость можно рассматривать как случайную функцию от времени. Она определяется с помощью стандартного эталонного значения v_r , которое характеризует ветреность на поверхности с учетом вероятности превышения этого значения в течение одного года. Выбранный эталон скорости есть средняя скорость в течение 10-минутного интервала времени на высоте около 10 м от плоской однородной местности с длиной шероховатостей $z_0 = 0,05$ м.

Вертикальный профиль средней скорости ветра в определенном месте выражается средней детерминированной функцией шероховатостей местности и ее топографией.

В первую очередь рассмотрим случай плоской поверхности с одинаковой длиной шероховатостей. Пограничный слой атмосферы разделен на две области, которые называются внутренним и внешним слоями. Внутренний слой находится на высоте от поверхности земли или от уровня моря z_s приблизительно 200 м; средняя скорость имеет логарифмический профиль, который является функцией от длины шероховатостей z_0 . Во внешнем слое, который расположен между z_s и z_g , средняя скорость стремится к геострофической скорости v_g , имеющей спиреобразный профиль.

В ветровой инженерной практике, если эталонная скорость v_r и относительная длина шероховатостей известны, из этих двух величин рассчитывается геострофическая скорость v_g . Предполагается, что ее значение независимо от длины шероховатостей земли остается неизменным на протяжении довольно больших площадей. Начиная с v_g

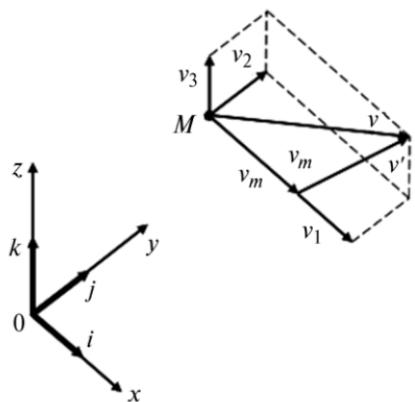


Рис. 1.15. Графическое представление скорости ветра

можно спуститься до внутреннего слоя и оценить профиль средней скорости, соотнеся его с локальной длиной шероховатостей местности (рис. 1.16). Процедура действительна для высот до 200 м, на которых направление ветра остается постоянным, и профиль средней скорости имеет логарифмическую форму.

Реальная ситуация осложняется тем, что неопределенных областей единой шероховатости не существует в природе, а земные шероховатости изменяются сложным образом от места к месту. Кроме того, рельеф территории часто далек от идеального случая плоской поверхности.

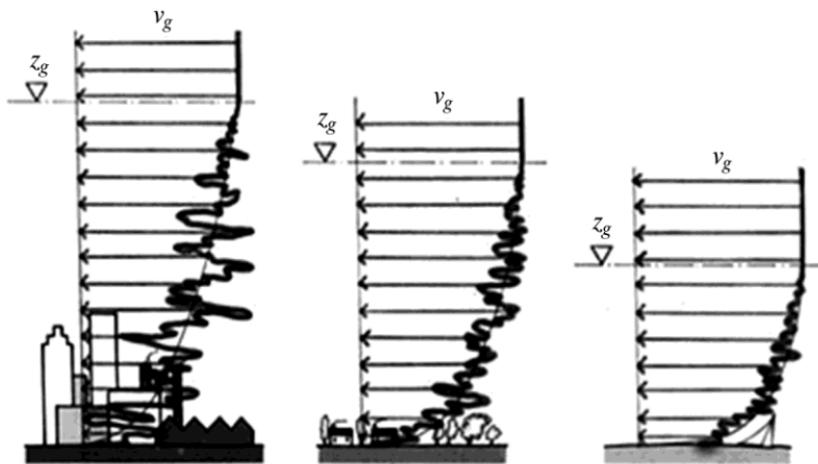


Рис. 1.16. Профиль средней скорости ветра
в городах с разными земными шероховатостями

Возвращаясь к колебаниям скорости, важно отметить, что в ветровой инженерной практике описываются три компонента турбулентности v'_1, v'_2, v'_3 как случайные стационарные гауссовские процессы.

Продольная составляющая v (параллельная x) скорости ветра система (1.1) представлена как

$$v(M; t) = v_m(z) + v'(M; t),$$

где $v' = v'_1$.

Скорость v характеризуется гауссовой функцией плотности вероятности $f(v)$. Максимальное значение v_{\max} от v в интервале времени $T = 10$ мин есть случайная переменная, чья функция плотности $f(v_{\max})$ обычно узкая и крутая.

Пиковое значение скорости ветра v_p определяется как среднее значение v_{\max} , связанное с периодом повторяемости. Этот параметр определяется как

$$v_p(z) = v_m(z) + g_v(z) \sigma_v(z) = v_m(z) G_v(z);$$

$$G_v(z) = 1 + g_v(z) I_v(z);$$

$$I_v(z) = \frac{\sigma_v(z)}{v_m(z)},$$

где I_v — (продольная) интенсивность турбулентности; g_v — пик-фактор для v ; G_v — фактор скорости ветра (рис. 1.17).

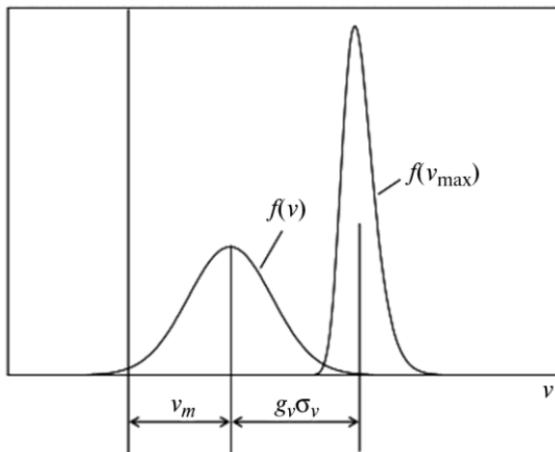


Рис. 1.17. Возможная вероятность скорости ветра и ее максимальное значение

Следовательно, так как интенсивность турбулентности обычно существенно меньше, чем 1, значение давления пика скорости ветра может быть выражено следующей формулой:

$$q_p(z) \cong \frac{1}{2} \rho \cdot v_p^2(z) \cong \frac{1}{2} \rho \cdot v_m^2(z) [1 + 2 \cdot g_v(z) \cdot I_v(z)], \quad (1.2)$$

где ρ — плотность воздуха; $g_v = 3,5$.

1.5. ОСНОВЫ КЛИМАТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПЛОЩАДКИ СТРОИТЕЛЬСТВА

1.5.1. Средняя составляющая скорости ветра

Климатический анализ является основой для проведения любых исследований в области архитектурно-строительной аэродинамики. Именно на основании климатического анализа определяются значения расчетной скорости ветра, максимальной скорости ветра, также выполняется анализ повторяемости направления ветра и характера шероховатости площадки строительства.

Находясь в ветровом потоке, высотное здание испытывает аэродинамические нагрузки, которые, главным образом, складываются из распределений давления по его фасадам (напряжения трения сравнительно малы). Существуют два главных фактора, влияющих на характер аэrodinamических нагрузок. Это собственная пространственно-временная структура ветра и вторичные струйно-вихревые течения, образующиеся в результате множественных нестационарных отрывов потока на профилях зданий.

Поверхность земли с находящейся на ней застройкой, неровностями рельефа местности и т.д. оказывает на движущийся воздух тормозящее действие, которое вследствие турбулентного перемешивания распространяется на верхние слои потока, постепенно ослабевая с увеличением высоты z в пределах так называемого пограничного слоя атмосферы. Толщина δ этого слоя от сотен метров до километра. Ожидаемый ветровой режим пограничного слоя атмосферы в районе застройки (изменение скорости ветра с высотой над поверхностью земли, масштаб и энергетический спектр турбулентности, экстремальные значения скорости ветра и его порывов) есть та априорная информация, которую необходимо задавать при расчете ветровых нагрузок на высотное здание.

Из лабораторных и метеорологических исследований известно, что в нижней части турбулентного пограничного слоя напряжение трения мало отличается от приземного трения [6]. Это приводит к логарифмическому закону изменения скорости ветра с высотой:

$$U(z) = \frac{U_1}{\ln(z_1 / z_*)} \ln(z / z_0),$$

где U_1 — скорость ветрового потока на высоте z_1 , м/с;

z — толщина атмосферного слоя;

z_* — параметр, служащий характеристикой размера вихрей вблизи поверхности земли; в пригородах со сплошной невысокой застройкой $z_* = 0,8—1,2$ м; в крупных городах $z_* = 2-3$ м [5; 8]; $z_* < z < 0,3\delta$.

Более известен исторически первый, степенной, закон изменения средней скорости ветра по всей толщине атмосферного пограничного слоя $0 < z < \delta$. Многочисленные разновидности этого закона [1; 6], по сути, эквивалентны следующей записи:

$$U_m(z) = U_0 \left(\frac{z}{z_0} \right)^\alpha, \quad (1.3)$$

где U_0 — средняя скорость ветрового потока на высоте z_0 , м/с, а показатель степени α зависит от типа местности и может изменяться в диапазоне $0,14—0,4$ (в [6] рекомендуется принимать $\alpha = 0,22—0,28$ для пригородов, $\alpha = 0,33—0,4$ — для крупных городов).

Если известна средняя скорость $U_m(z)$, можно вычислить среднюю ветровую нагрузку w_m на наветренной стороне фасада по известной формуле аэродинамики

$$w_m = \frac{\rho U_m^2}{2}, \quad (1.4)$$

где ρ — плотность воздуха, $\text{кг}/\text{м}^3$.

С другой стороны, согласно СП [4], средняя ветровая нагрузка на высоте z над поверхностью земли определяется формулой

$$w_m = w_0 K(z) c, \quad (1.5)$$

где w_0 — нормативное значение ветрового давления, зависящее от ветрового района, Па; K — коэффициент высоты, зависящий от типа местности, $K = f(z)$; c — аэродинамический коэффициент давления (для наветренной стороны препятствия $c = 1$).

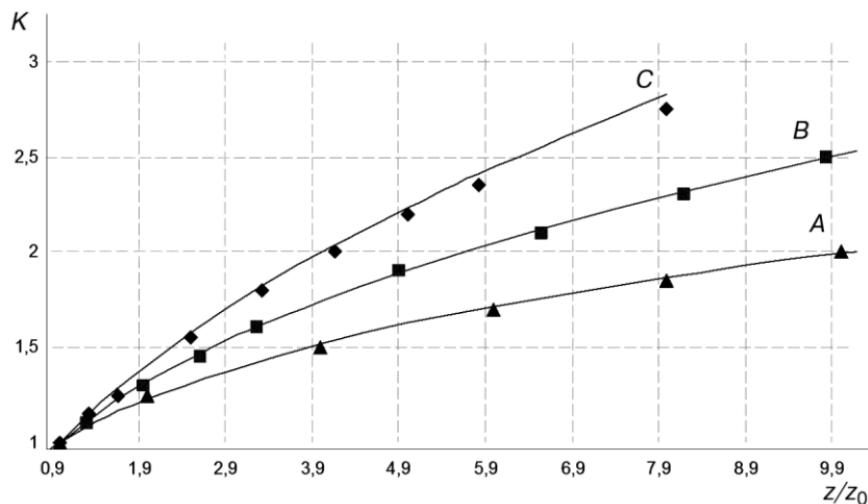


Рис. 1.18. Нормативная зависимость $K = f(z)$ для типов местности A (▲), B (■), C (◆); значками отмечены данные СП [4], линиями — аппроксимирующие кривые

Табличные данные [6] изменения K с высотой z для типов местности A , B и C приведены на рис. 1.18 вместе с непрерывными аппроксимирующими зависимостями $K = f(z)$, полученными методом наименьших квадратов:

$$\text{для типа местности } A: K = (z / z_0)^{0,3}; z_0 = 10,0 \text{ м}; \quad (1.6a)$$

$$\text{для типа местности } B: K = (z / z_0)^{0,4}; z_0 = 30,5 \text{ м}; \quad (1.6b)$$

$$\text{для типа местности } C: K = (z / z_0)^{0,5}; z_0 = 60,0 \text{ м}. \quad (1.6c)$$

Конец ознакомительного фрагмента.

Для приобретения книги перейдите на сайт
магазина «Электронный универс»:

e-Univers.ru.