

РАЗДЕЛ III. РАССЕЯНИЕ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ

ЛЕКЦИЯ 1. ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

В настоящее время в практике инженерных расчетов, базирующейся на исследованиях макрогидродинамической обстановки, считается, что перенос загрязнений в атмосфере обуславливается двумя составляющими атмосферного движения:

- ◆ **полем среднего ветра**, переносящего загрязнение от одной точки к другой (детерминированная составляющая);
- ◆ **турбулентными движениями**, которые рассеивают загрязнения относительно некоторого центра (случайная составляющая).

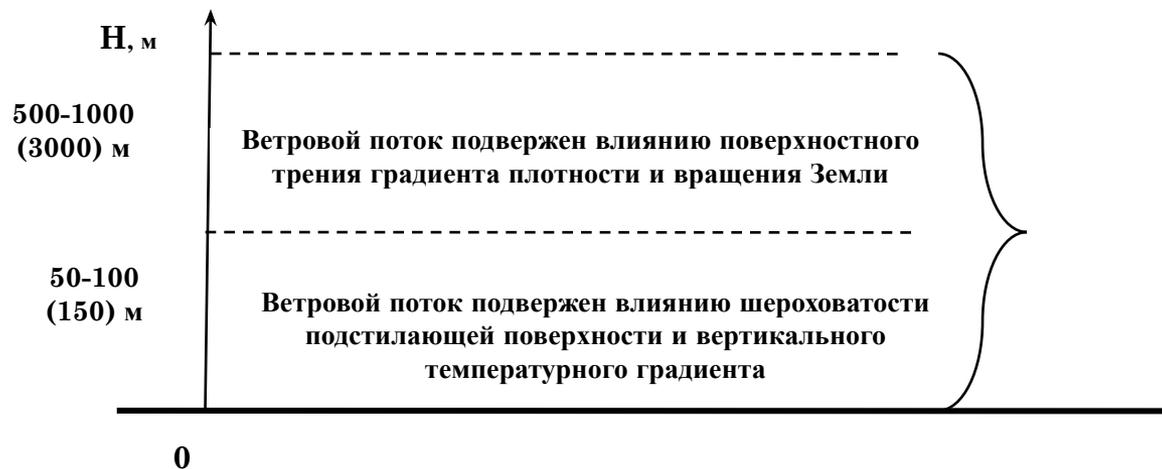
В связи с этим можно выделить следующие особенности процессов движения:

1. Особенности атмосферных движений вблизи земли;
2. Влияние трения атмосферы о поверхность земли;
3. Эффект дифференциального потока теплоты на поверхность;
4. Влияния поля ветра на турбулентность и перенос загрязнения.

Вывод: Большая часть этих процессов, важных для принятия инженерных решений, реализуется в планетарном пограничном слое.

ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Справочно: Планетарный пограничный слой – часть атмосферы, расположенный между поверхностью земли и свободной атмосферой, где движения в основном не подвержены влиянию приземного трения, а также охлаждения и нагревания поверхности земли. В первых 50-100 (150) м над поверхностью земли мы имеем дело с приземным пограничным слоем, где движение ветра существенно зависит от шероховатости земной поверхности и вертикального градиента температуры, который в свою очередь зависит от температуры подстилающей земной поверхности.



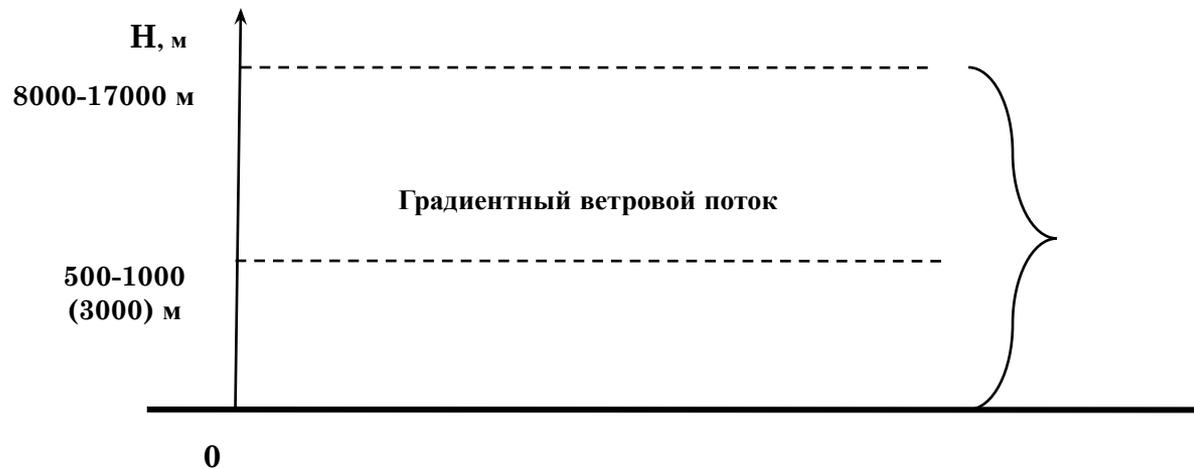
В слое выше 100 (150) м до высоты 500-1000 м и более наблюдается переходный слой, в котором воздушные течения зависят от воздействия приземного трения, градиентов: плотности и/или температуры, с учетом влияния вращения Земли.

Вместе переходный слой и приземной пограничный слой образуют планетарный пограничный слой. Верхняя граница этого слоя может существенно меняться.

ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Например, в случае, когда холодный воздух проходит над теплой поверхностью, в очень теплый весенний день при сильном солнечном сиянии конвективные потоки от поверхности земли могут подниматься до высоты 3000 м. Следует добавить, что конвективная деятельность внутри грозы, по разным причинам, может вообще нарушить понятие планетарного пограничного слоя.

Замечание: Большинство моделей рассеяния в атмосфере, которые используются в настоящее время, не учитывают таких интенсивных движений, поэтому далее ограничимся условиями более нормального пограничного слоя.



Выше планетарного пограничного слоя находится свободная атмосфера. В свободной атмосфере ветер, с учетом вращения Земли, параллелен градиенту давления, т.е. здесь имеет место градиентный ветровой поток.

Планетарный пограничный слой и свободная атмосфера входят в состав нижнего слоя атмосферы – тропосферу, который простирается до 8-17км.

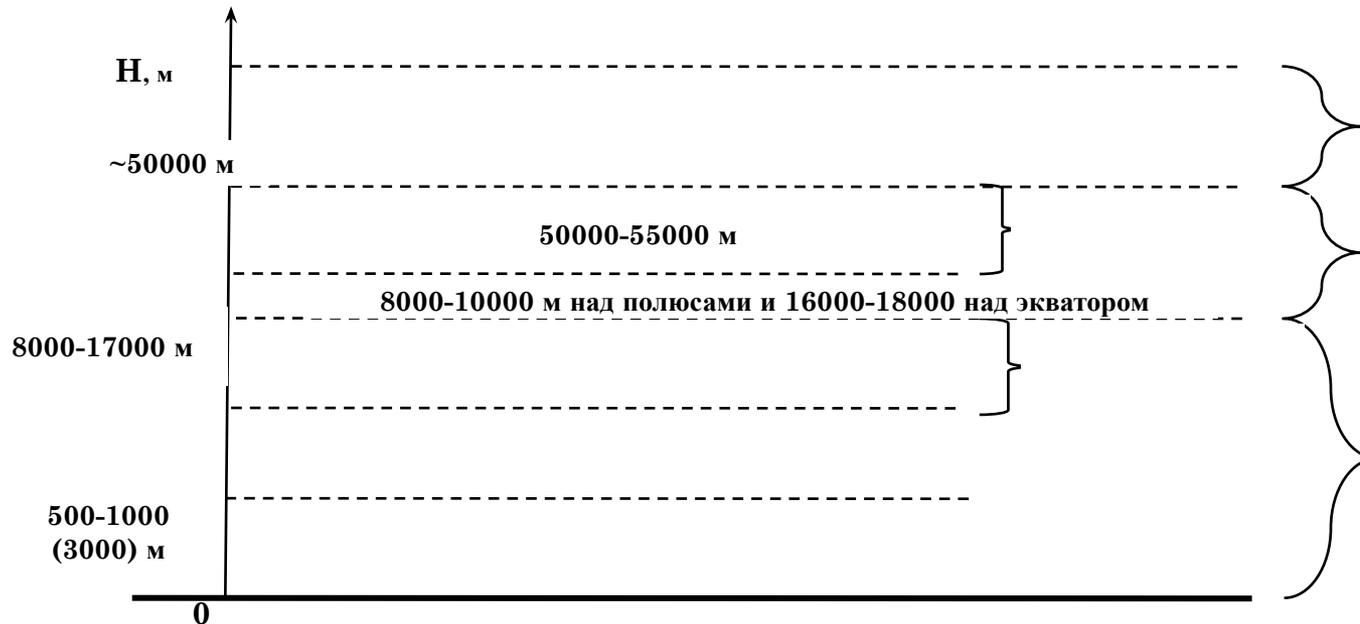
ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

В тропосфере сосредоточено $4/5$ массы всей атмосферы. Масса последней равна около $15.5 \cdot 10^{15}$ т. В этом слое сильно развиты турбулентность, и конвекция, сосредоточена преобладающая часть водяного пара (почти весь), здесь возникают облака, развиваются циклоны и антициклоны.

Внимание! Температура в тропосфере уменьшается с высотой в среднем на $6^\circ\text{C}/\text{км}$.

Верхний переходный слой тропосферы получил название – тропопауза.

Далее следует стратосфера – слой атмосферы, расположенный между тропосферой и мезосферой, с нижней границей порядка 8-10 км над полюсами и 16-18 км над экватором.

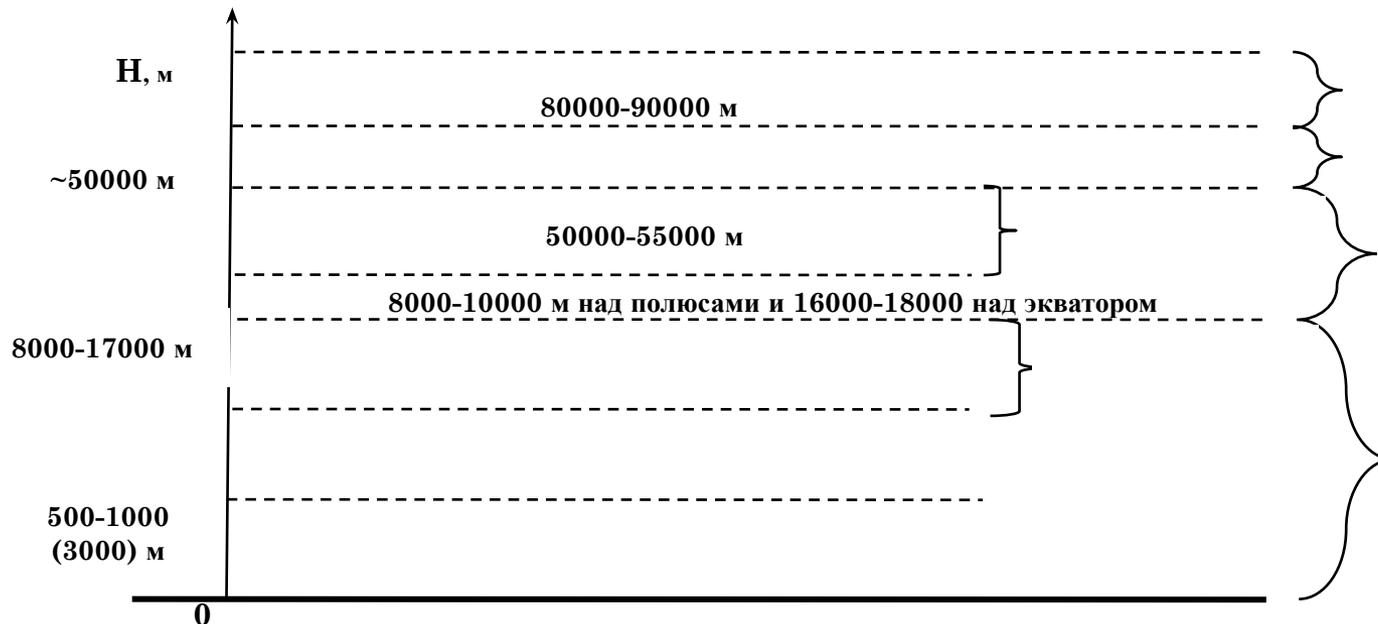


Внимание! Этот слой характеризуется возрастанием температуры с высотой от -40°C (-80°C) до температур близких к 0°C , малой турбулентностью, ничтожным содержанием водяного пара, повышенным содержанием озона, по сравнению с ниже- и вышележащими слоями.

ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Замечание! В средней части стратосферы наблюдается максимальная концентрация озона поглощающего большую часть УФ солнечной радиации и предохраняющего живую природу Земли от её вредного воздействия.

Верхняя граница стратосферы определяется на высоте порядка 50 км. Верхний пограничный слой стратосферы на высоте 50-55 км получил название – **стратопауза**.



Потом располагается **мезосфера** – слой атмосферы примерно от 50 до 80 км, где температура падает с высотой примерно от 0 °С на нижней границе, до – 90 °С на верхней.

Замечание! Далее от высот 80-90 км идет **термосфера**, где температура снова растёт до высот 200-300 км, где достигает значений порядка 1500 °С, после чего остается почти постоянной до больших высот.

Лекция 2. Движение атмосферы

Особенности атмосферных движений вблизи земли очень разнообразны и в основном определяются структурным ландшафтом конкретной местности и ее метеорологическими характеристиками, включая их периодичность.

Влияние поверхностного слоя

Главное воздействие поверхностного трения – его влияние на профиль ветра, т.е. на изменение скорости и направления с высотой над поверхностью земли.

Рассмотрим напряжение сдвига и профиль ветра. Если анализировать ламинарный поток газа между двумя параллельными пластинами, то напряжение сдвига на единицу площади будет пропорционально градиенту скорости, т.е.

(1)

где τ – напряжение сдвига на единицу площади, μ – динамическая вязкость, не зависящая от w и h . Здесь w – скорость газа, h – расстояние от неподвижной плоскости до одной из движущихся. $\tau = \mu \frac{dw}{dh}$

Для жидкостей иногда удобнее использовать кинематическую вязкость – $\nu = \mu/\rho$ (2), где ρ – плотность жидкости.

Замечание: Однако, в атмосфере практически нет ламинарных потоков. Как правило, мы имеем дело с нижней границей, которая фиксируется у поверхности земли и некоторой границей, которая обычно обусловлена существованием ветра. Соответственно мы строим профиль ветра.

ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Вывод: Мы вводим в рассмотрение понятие - профиль ветра, вид которого зависит от скорости ветра.

Известно множество различных профилей ветра, тем не менее основной теоретический профиль обычно задается выражением:

$$w(z)/\bar{w}^* = K^{-1} \ln z + \text{const} \quad (3)$$

где K - постоянная Кармана и $\bar{w}^* = \sqrt{\tau/\rho}$ - "скорость" трения.

Замечание: В пределах слоя воздуха вблизи земли эффект вязкости преобладает.

По мере удаления от поверхности, напряжение сдвига становится частично турбулентным, частично вязким и, наконец, достаточно далеко от земли напряжение сдвига определяется главным образом турбулентными движениями. Слой, в котором вязкое напряжение преобладает, очень тонкий.

Внимание! С увеличением скорости ветра над некоторой заданной поверхностью или при заметном увеличении шероховатости подстилающей поверхности при постоянной скорости ветра может наступить такое состояние, когда эффект воздействия сил давления, связанных с вихреобразованием, которое возникает от элементов шероховатости (инерционные силы), станет преобладать над чисто вязкостным напряжением (вязкостные силы).

Вывод: Поток в этом случае, как иногда говорят, становится "аэродинамически шероховатым" (потенциальным) и вязкость больше не влияет на профиль.

ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

В таком случае, как оказалось, профиль скорости зависит от параметра шероховатости в виде:

$$w(z)/\bar{w}^* = K^{-1} \ln[(z + z_0)/z_0] \quad (5)$$

где z_0 - параметр шероховатости.

Замечание: Вообще говоря, порядок величины параметра меньше, чем действительная высота элемента шероховатости. Для гладкой плоской поверхности, снега, и даже скошенной травы, его типичные значения составляют менее 1 см, для травы высотой 4-5 см они превышают 1 см и для травы высотой 60-70 см увеличиваются до 10 см. На больших площадях, где имеются кусты, деревья, заборы, живые изгороди и тому подобные препятствия, этот параметр может увеличиваться до 2 м.

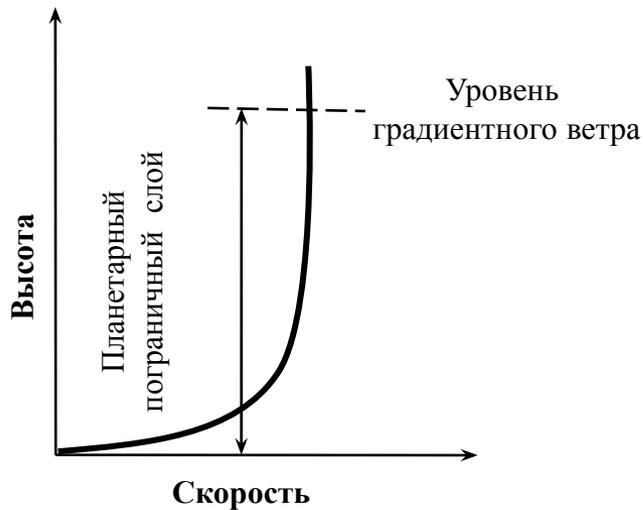
Другой способ представления профиля скорости ветра в виде функции от высоты, который применяется в моделях и связывает скорость приземного ветра со скоростью ветра на высоте трубы, использует соотношение:

$$w(z) = \bar{w}(r)(z/r)^\alpha \quad (6)$$

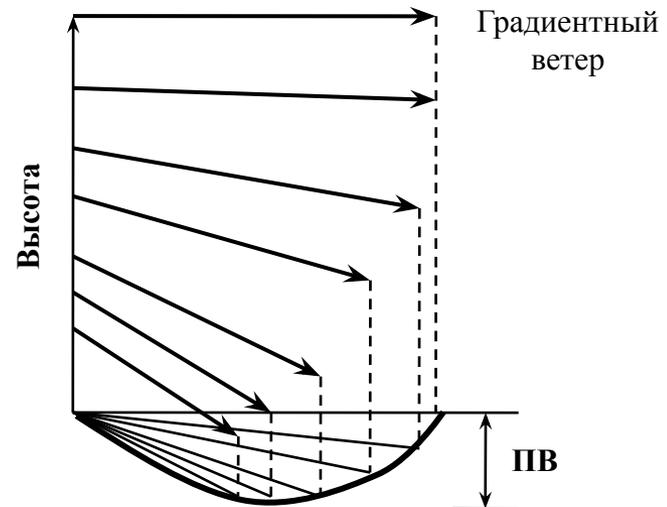
здесь r - соответствует некоторой заданной высоте, где известна средняя скорость ветра, а z - интересующей нас высоте, на которой мы хотим найти скорость ветра $w(z)$, где α - ~~$\bar{w}(r)$~~ различный коэффициент.

Замечание: В соответствии со степенным законом средняя скорость ветра на некоторой высоте z равна средней скорости ветра на заданной высоте умноженной на отношение этих высот, возведенная в некоторую степень α .

ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ



Изменение скорости ветра в зависимости от высоты над поверхностью земли



Спираль Экмана. ПВ – проекция векторов ветра на поверхность земли

На левом рисунке представлен профиль скорости ветра, который показывает изменения скорости ветра с высотой и может быть описан или выражением (5), или выражением (6) при соответствующей подстановке или длины шероховатости и скорости трения, или подходящей функции степенного закона.

Вывод: Независимо от используемого выражения мы имеем "стандартную" эпюру скоростей соответствующую обтеканию пластины.

Другой аспект влияния трения на нижние слои атмосферы связан с так называемой спиралью Экмана, представленной на правом рисунке, которая впервые была обнаружена при изучении потоков в океане и затем теоретически применена к атмосфере. Она демонстрирует влияние трения и на направление и на скорость ветра.

ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Замечание: Градиентный ветер на верхней границе пограничного слоя со снижением высоты постепенно подвергается воздействию приземного трения, вызывающего в северном полушарии поворот направления ветра вниз.

На правом рисунке были показаны векторы и их проекции на подстилающую поверхность, демонстрирующие поворот ветра в этом случае. Соответственно проекция вектора ветра на поверхность земли меняется.

Теоретически спираль Экмана дает разницу примерно в 45° между направлением ветра у поверхности и ветром на верхней границе пограничного слоя.

Замечание: Однако, экспериментальные наблюдения показали, что изменение направления часто оказываются меньше 6° и обычно не превышают 30° .

Вывод: Спираль Экмана теоретически важна, но на практике имеет существенно меньшее значение.

ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Влияние температуры подстилающей поверхности

Тепловая конвекция или конвекция некоторых свойств материи означает перенос этого качества от одного места к другому посредством движения воздуха.

- ◆ **Конвекция** теплоты рассматривается применительно к процессам загрязнения воздуха **как механизм вертикального переноса**.
- ◆ **Свободная конвекция** имеет место тогда, когда движение целиком или частично обуславливается только собственной плавучестью, возникающей при нагревании воздуха, непосредственно прилегающего к земной поверхности.
- ◆ **Вынужденная конвекция** – движение, которое вызывается другими причинами. При полностью вынужденной конвекции плавучесть не влияет на движение и коэффициент теплопередачи. Она возникает только тогда, когда земля намного теплее проходящего над ней воздуха. Согласно климатологическим данным такие явления могут возникать только в 10-15% времени.

Замечание: Однако за эти промежутки времени турбулентная структура атмосферы становится заметно отличающейся от обычной, и рассеяние примеси, выброшенной в атмосферу, сильно увеличивается в вертикальном направлении.

ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Замечание: Обычно при конвективных условиях вблизи приподнятых источников наблюдаются очень высокие концентрации. Струя, как говорят, петляет или имеет волнообразную форму, если смотреть на неё сбоку.

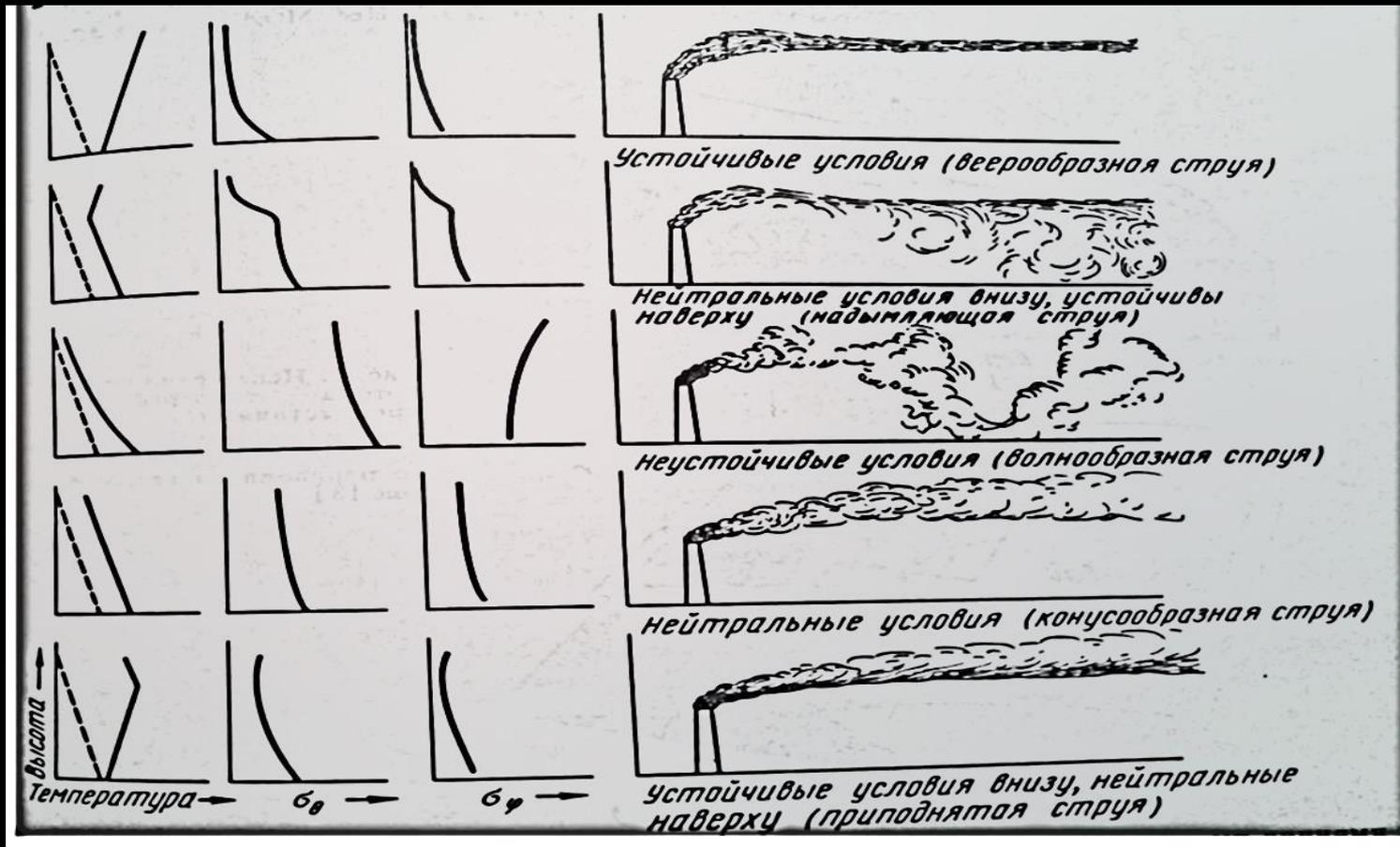
Вывод: Вертикальная температурная структура вблизи земли зависит от нагрева и в свою очередь влияет на плотностную структуру атмосферы. Это определяет вид струи.

Различают струи:

1. **Веерообразную** (устойчивые условия)
2. **Надымляющую или задымляющую** (устойчивые условия наверху и нейтральные внизу)
3. **Волнообразную** (неустойчивые условия)
4. **Конусообразную** (нейтральные условия)
5. **Приподнятую** (устойчивые условия внизу, нейтральные наверху)



Различные типы дымовых струй, наблюдаемых в атмосфере



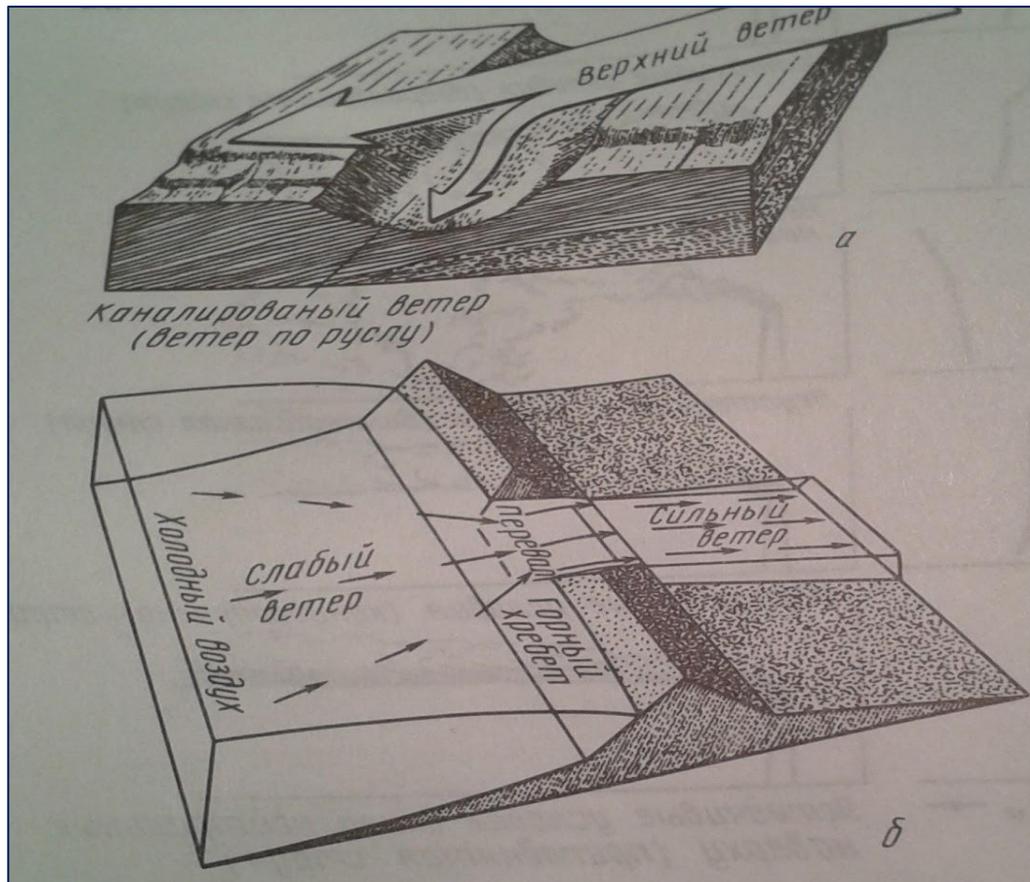
Штриховыми линиями в левой части графика показан адиабатический градиент, сплошными линиями наблюдаемые профили температуры, рядом показано изменение с высотой горизонтального и вертикального стандартного отклонения направления ветра σ_{θ} и σ_{φ} , меняющиеся в диапазоне от 0° до 25°

Лекция 3. ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Локальные (местные) ветровые потоки

Существуют определенные локальные эффекты, которые влияют как на траектории, так и на турбулентность поля ветра.

Один из таких локальных потоков, который может оказывать влияние на траекторию веществ – **ДОЛИННЫЙ ПОТОК**.

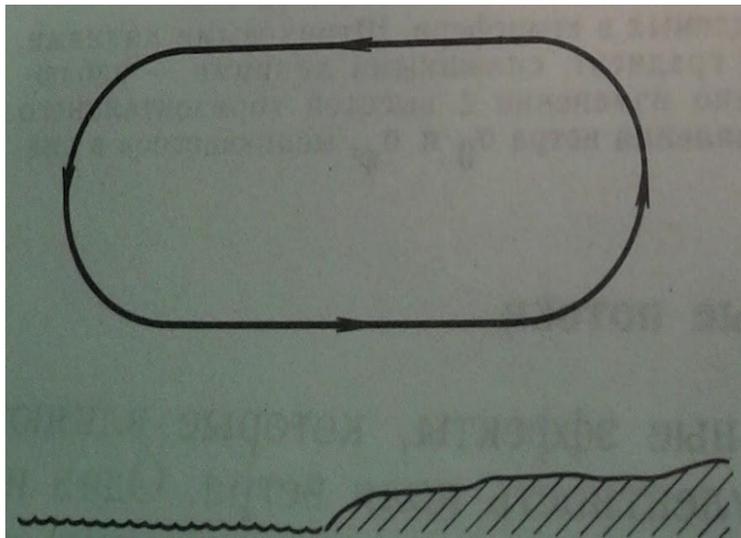


Загрязнения попадающие в зону действия этих потоков будут переноситься различным образом, даже если они первоначально попадают в области одинаковых ветровых потоков. Примесь, попавшая в долину накапливается внутри нее. В условиях слабого градиента ветра наверху неравномерный прогрев долины может вызвать ветры, дующие по долине вниз ночью и вверх днем. В редких случаях загрязнение внутри долины может накапливаться.

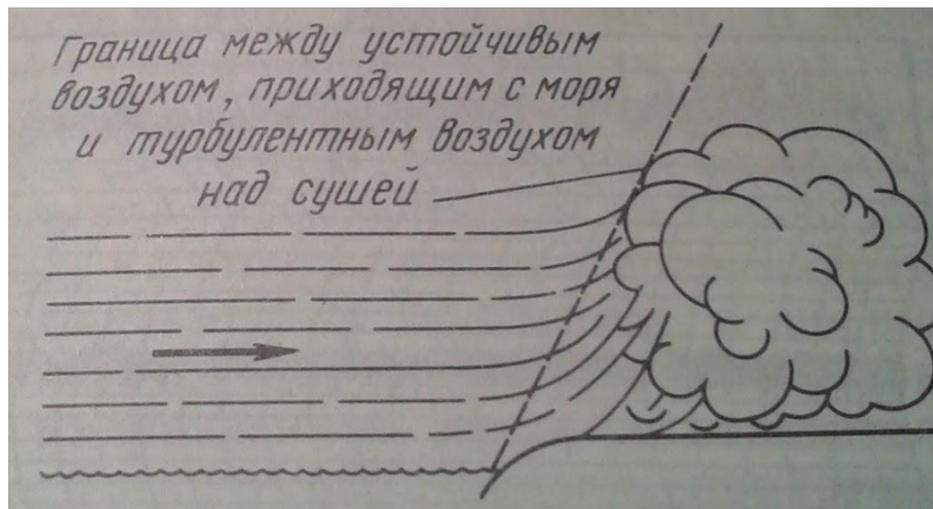
Искажения ветрового потока топографическими препятствиями: а) каналирующее влияние долины; б) влияние горного перевала на ветровой поток

ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Другой тип возмущения локального ветрового потока – морской бриз, который возникает вследствие разницы температур между сушей и водной поверхностью, которая приводит к возникновению циркуляции воздуха вблизи береговой черты.



Типичный образец линии тока хорошо развитой ячейки морского или озерного бриза в полдень



Увеличение концентрации аэрозолей на уровне земли вследствие пыления под действием морского бриза

Внимание! Примесь, перемещающаяся внутри этой циркуляции, будет возвращаться, и увеличивать загрязнение.

При этом в действительности бризовая циркуляция намного сложнее. Воздушный поток, непрерывно движущийся параллельно поверхности земли, увеличивает диффузию в результате взаимодействия между воздухом, который дует над поверхностью воды и который подвергается воздействию суши. Это вызывает увеличение перемешивания и приводит к высоким приземным концентрациям.

ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Еще один третий важный фактор, влияющий на атмосферное загрязнение – влияние города.

Город действует не только как источник загрязнений, но и выступает в роли "острова" тепла, т.е. как область, имеющая более высокую температуру, чем окружающая местность.

Это способствует возникновению зимой и летом восходящего движения воздуха у поверхности земли.

В результате, возникает перенос загрязнений **внутрь города**, слабое восходящее движение воздуха в центре и нисходящее движение загрязнений на его окраине.

Это движение в верхней части общего потока может способствовать появлению более высоких концентраций на уровне земли, чем можно было ожидать в другом случае.

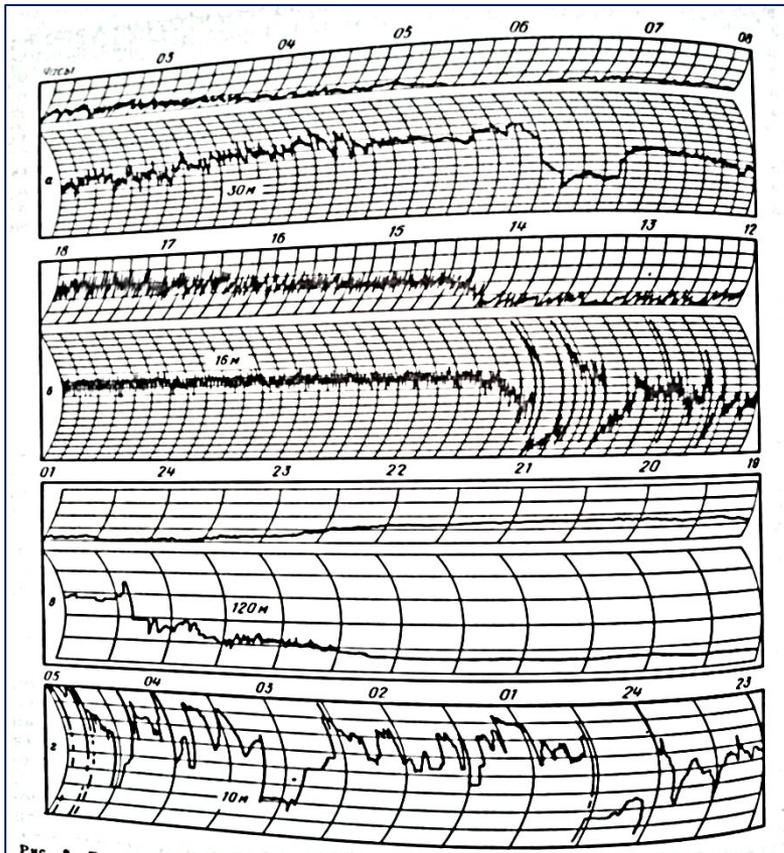
Вывод: Движение атмосферы, вызванное локальными ветровыми потоками, во многом определяется не только топографическими препятствиями, но и зонами циркуляции, которые могут приводить к резкому увеличению загрязненности атмосферного воздуха.

Турбулентность и флуктуации

Турбулентность – та характеристика атмосферного движения, которая ответственна за рассеяние примеси, попавшей в воздушный поток.

"Механическая" турбулентность вызывается элементами шероховатости подстилающей поверхности, – будь то короткая трава, которая дает очень маленький эффект, или строения, которые очень заметно влияют на турбулентность.

Замечание: Турбулентность постоянно генерируется и разрушается в атмосфере, а её интенсивность, обычно, циклически меняется со временем суток.



1. Слабые скорости ветра и флуктуации, обычно наблюдаются в утренние и предрассветные часы (4-5 часов).
2. Далее флуктуации, как правило, увеличиваются, достигая максимума 8-9 часам.
3. На высотах порядка 16 м, между 12-14 часами отмечается наличие заметной турбулентности не только механической, но и конвективной, с существенными изменениями с периодом 15-30 мин.
4. Далее, по мере понижения температуры, наблюдается в целом механическая турбулентность пониженной интенсивности.
5. На высотах порядка 100 м в устойчивых условиях, вызванных инверсией температуры, препятствующих влиянию шероховатости, в период 19-22 часов наблюдается очень слабая турбулентность и т.д.

Типичные скорости и направления горизонтальной составляющей вектора ветра на различных высотах (скорость записи 0,02 мм/с). а) – изменение от ночи ко дню; б) – слабый ветер, неустойчивый поток после прохождения холодного фронта, в) и г) – верхний и нижний потоки в период интенсивной инверсии

ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Вывод: Исследования поведения ветра позволили установить, что флуктуации направления ветра, в первом приближении, подчиняются закону нормального распределения и, следовательно, могут быть охарактеризованы при помощи величины стандартного отклонения ($M=0$).

Это стандартное отклонение связано с рассеянием вещества в диффундирующей струе и является основой для гауссовых моделей рассеяния. Аналогичным образом, т.е. близко к нормальному распределению, может быть описано рассеяние поперечных и вертикальных флуктуаций и также охарактеризовано стандартным поперечным и вертикальным отклонением.

Замечание: Однако экспериментальные данные по этому вопросу применительно к вертикальным отклонениям носят ограниченный характер.



ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Обобщение особенностей

Таким образом, можно считать, что вещество (загрязнение, примесь) выброшенные в атмосферу:

- переносится потоком ветра (детерминированная составляющая) и
- рассеивается турбулентными вихрями (случайная составляющая).
- ✓ **Скорость ветра** увеличивается с увеличением расстояния от поверхности земли до верхней границы планетарного пограничного слоя.
- ✓ **Направление ветра** гораздо меньше меняется с высотой, чем это предсказывает теория.
- ✓ **Ветровой поток** зависит также от разности температур.
- ✓ **Береговой и морской бризы** влияют на направление переноса примеси.
- ✓ **Направление потока** может каналироваться или изменяться топографией.
- ✓ **Препятствия, образуемые рельефом местности**, влияют на турбулентность и рассеяние.



ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Выделяют два вида турбулентности:

1. **механическая**, вызванная элементами шероховатости, вихри которой не столь велики
 2. **конвективная**, которая возникает при нагревании поверхности, где вихри способны достигать очень больших размеров (торнадо).
- ✓ **Механическая турбулентность в сочетании с высокими скоростями относительно однородна**, причем максимальные размеры вихрей невелики.
 - ✓ **Существенное влияние плавучести** указывает на значительно более медленное изменение турбулентности и более крупные размеры вихрей.
 - ✓ **Размеры вихрей** определяют максимальный размер облака рассеиваемой примеси, чем больше будет облако, тем меньше будет концентрация примеси в его центре.

Вывод:

В большинстве моделей рассеяния должны **быть заданы**:

1. Мера скорости ветра.
2. Направления ветра.
3. Параметры турбулентности, отражающие классификацию устойчивости атмосферы.

Делаются допущения:

1. О постоянстве заданных условий во времени и пространстве.
2. О величине периода осреднения, когда направление и скорость ветра, а также турбулентность считаются постоянными (обычно для гауссовой модели 1 час).
3. О используемой модели теории рассеяния.

Лекция 4. ТЕОРИИ РАССЕЯНИЯ.

ГРАДИЕНТНАЯ И СТАТИСТИЧЕСКАЯ ТЕОРИИ

Замечание: Проблема турбулентной диффузии в атмосфере еще не сформулирована в том смысле, что пока нет возможности объяснить все важные аспекты этой проблемы при помощи одной единой модели.

В настоящее время обычно пользуются двумя альтернативными подходами:

1. Теория градиентного переноса (*K*-теория)

2. Статистическая теория.

Первый подход основан на применении дифференциального уравнения (системы уравнений), описывающего адвективное и турбулентное движение в атмосфере и их влияние на рассеяние атмосферной примеси.

С точки зрения градиентного переноса диффузия в фиксированной точке пропорциональна градиенту концентраций. При этом свойства атмосферы рассматриваются в закрепленной (неподвижной) системе координат.

Справочно: Адвекция – доставка, горизонтальный перенос воздуха и (вместе с ним) тех или иных его свойств, например, теплоты, влаги, запыленности.

Второй подход использует основы статистической теории и теории вероятностей. Статистические диффузионные теории рассматривают происходящие в атмосфере движения как движения центра облака рассеивающего вещества.

Оба этих подхода рассматриваются как теории непрерывных движений (непрерывных процессов) и теории дискретных движений (дискретных процессов) в зависимости от того, как моделируется движение частиц, как непрерывное или как дискретные шаги.

Замечание: Обе теории представлены для атмосферы и между ними прослеживается тесная взаимосвязь!!!

К-ТЕОРИЯ ГРАДИЕНТНОГО ПЕРЕНОСА

Математическая схема этой теории взята из физики тепло- и электропроводности.

Она базируется на известном уравнении:

$$\frac{d\bar{q}}{dt} = \frac{D\bar{q}}{dt} = K \left(\frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial x^2} \right) \quad (7)$$

С граничными (краевыми) условиями для точечного источника:

$$\bar{q} \rightarrow 0 \text{ при } t \rightarrow \infty$$

$$\bar{q} \rightarrow 0 \text{ при } t \rightarrow 0 \text{ для всех } x, \text{ кроме } x=0$$

где $\bar{q} \rightarrow \infty$, так что $\int_{-\infty}^{\infty} \bar{q} dx = Q$

Здесь Q - мощность источника, т.е. полный выброс вещества, представляемого через концентрацию \bar{q}

В трехмерной пространственной форме для некоторой точки на поверхности земли уравнение записывается в виде:

$$\frac{d\bar{q}}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) \quad (8)$$

К-ТЕОРИЯ ГРАДИЕНТНОГО ПЕРЕНОСА

В этом случае нетрудно увидеть, что степень изменения концентрации q со временем связана с градиентами по всем трем направлениям, а также с коэффициентами диффузии и их изменением по тем же направлениям.

Краевые условия при этом имеют тот же вид, что и для точечного источника.

Замечание: Представленное уравнение является классическим уравнением теплопроводности и его решения для различных случаев, полученные различными способами, хорошо известны.

Фундаментальное решение этого уравнения известно как функция Гаусса:

(9)

где \bar{q} и

Здесь x - расстояние от центра диффундирующего облака. Коэффициенты a и b могут быть получены, как из условий нормировки, так и из уравнения неразрывности, которое дает полную мощность выброса.

$$\bar{q}/Q = (at^{1/2})^{-1} \exp(-bx^2/t)$$
$$a = (4K\pi)^{1/2} \quad b = (4K)$$



K-ТЕОРИЯ ГРАДИЕНТНОГО ПЕРЕНОСА

Соответственно, для мгновенного точечного источника, производящего выброс мощностью Q в момент времени $t=0$ можно записать:

$$\bar{q}/Q = (4\pi Kt)^{-1/2} \exp(-x^2/4Kt) \quad (10)$$

Представленное решение для одномерного случая может быть записано и для трехмерного случая турбулентности в виде:

$$\bar{q}/Q = (4\pi t)^{-3/2} (K_x K_y K_z)^{-1/2} \exp(-(x^2/K_x + y^2/K_y + z^2/K_z)(4t)^{-1}) \quad (11)$$

Поскольку дифференцирование выполняется для коэффициента K в интересующем нас направлении, т.е. по координате (x , y или z) соответствующее интегрирование этого уравнения позволяет рассмотреть другие источники, помимо мгновенного точечного источника.

Например, интегрирование по пространству дает уравнение для объемного мгновенного источника, такого как взрыв. Соответственно, интегрирование по времени дает решение для непрерывного действующего точечного источника.

Замечание: Одна из трудностей K -теории состоит в предположении постоянства турбулентной диффузии в пограничном слое, в котором существуют явно выраженный сдвиг среднего ветра и большая изменчивость вертикальных температурных градиентов вследствие различного нагрева подстилающей поверхности.

К-ТЕОРИЯ ГРАДИЕНТНОГО ПЕРЕНОСА

Соответственно, **нет единства** по этому вопросу. Разные авторы по разному определяют коэффициент диффузии **K** , как функцию устойчивости и высоты над поверхностью.

Например, коэффициент вертикальной диффузии может быть представлен в виде степенной функции, подобной той, которая используется для представления скорости ветра в зависимости от высоты над подстилающей поверхностью.

Некоторые авторы вводили изменяющиеся значения коэффициентов боковой и вертикальной диффузии для объяснения изменения направления ветра с высотой в планетарном пограничном слое. Однако получение аналитических решений в этих случаях крайне затруднено.

Замечание: Другим ограничением **K** -теории является предположение о том, что диффузия, пропорциональна градиенту. В общем случае это допущение до сих пор в строгом виде не доказано. Однако, его правомерность в тех или иных случаях теории рассеяния подтверждена экспериментально.

Вывод: В настоящее время **K** -теория используется, главным образом, для таких территорий как города, где обычно наблюдаются слабые градиенты и имеются много поверхностных (площадных) и линейных источников.

К-ТЕОРИЯ ГРАДИЕНТНОГО ПЕРЕНОСА

Наиболее часто используемую форму математического описания переноса и рассеяния примеси в атмосфере, записанную для простоты в одномерном виде можно записать так:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -\frac{\partial(wc)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial c}{\partial x} \right) \quad (12)$$

где c - обозначает концентрацию интересующего нас вещества; w - средняя скорость ветра в направлении x ; K - коэффициент вихревой или турбулентной диффузии; x - расстояние до источника и t - время.

Первый член в правой части представляет собой перенос средним ветром, а второй диффузию за счет турбулентности.

Замечание: Если первый член отсутствует (или исключен) мы имеем дело с описанием рассеяния примеси относительно центра покоящегося (или движущего) облака (клубы дыма).

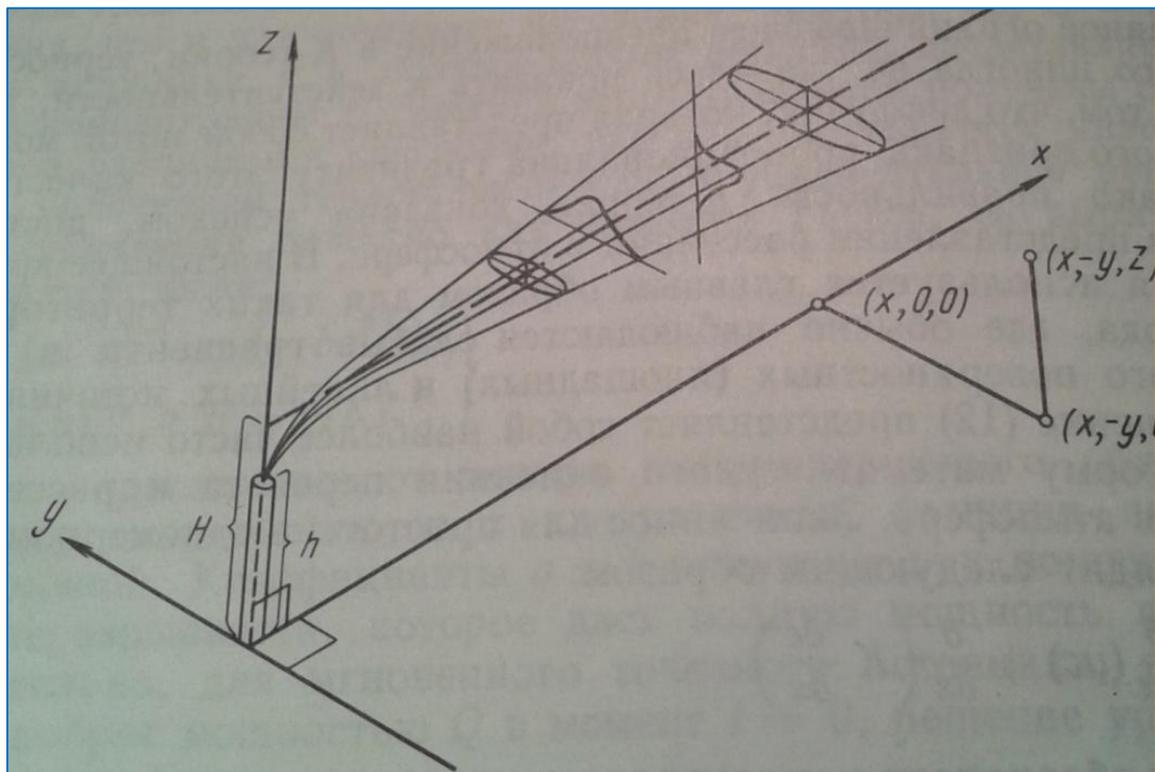
Мы можем получить гауссово уравнение для концентраций из уравнений K -теории. Однако при этом надо сделать и проверить следующие основные допущения:

1. Решение не зависит от времени.
2. Скорость ветра не меняется ни поперек общего потока, ни вертикально.
3. Коэффициенты диффузии не зависят от местоположения (не являются функцией координат), хотя в реальной атмосфере это далеко не так.
4. Диффузия в направлении оси основного движения мала по сравнению со средним потоком переноса примеси в этом направлении.

Лекция 5. СТАТИСТИЧЕСКАЯ (ГАУССОВА) ТЕОРИЯ

Измерить коэффициенты рассеяния K -теории в атмосфере трудно, поэтому были разработаны модели, исходно использующие нормальное распределение, как средство представления рассеяния газа или мелких частиц в атмосфере.

В системе координат, которая используется для выполнения расчетов по гауссовым моделям рассеяния, предполагается, что ось x совпадает с горизонтальным направлением распространения струи вдоль среднего ветра, ось y перпендикулярна оси x в горизонтальной плоскости, а ось z направлена вертикально, обычно, образуя правую тройку векторов.



Струя распространяется вдоль или параллельно оси x .
Форма струи определяется эллипсом рассеяния на основе применения гауссова распределения внутри струи. Овальные формы являются сечениями упрощенной струи и в этих овалах представляются профили концентраций.

Система координат, демонстрирующая гауссово распределение по горизонтали и вертикали

СТАТИСТИЧЕСКАЯ (ГАУССОВА) ТЕОРИЯ

Основное уравнение рассеяния в гауссовой теории имеет вид:

$$C(x, y, z, H, Q) = \frac{Q}{2\pi\sigma_y\sigma_z w} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y}{\sigma_y}\right)^2\right] \left\{ \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z-H}{\sigma_z}\right)^2\right] + \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z+H}{\sigma_z}\right)^2\right] \right\} \quad (13)$$

где C - концентрация в некоторой точке с координатами (x, y, z) при данном выбросе мощностью Q на высоте H , представленная гауссовым распределением. Высота H соответствует положению осевой линии струи для приподнятого источника и равняется сумме геометрической высоты трубы h и подъема струи ΔH ; Q - постоянная мощность выброса; w - действующая на струю средняя скорость ветра.

При этом обычно делаются следующие основные допущения:

1. Рассеяние струи в горизонтальной и вертикальной плоскости описывается гауссовым распределением со стандартными отклонениями распределения концентрации σ_y и σ_z по осям y и z соответственно.
2. Нет осаждения или взаимодействия струи с подстилающей поверхностью, т.е. имеет место отражение струи от поверхности земли. Для описания этого эффекта экспоненциальный член, содержащий z и H - удваивается.
3. Турбулентность всюду одинакова, а σ_y и σ_z - функции расстояния от источника.
4. Скорость ветра постоянна во всем слое распространения струи.
5. Направление ветра не меняется при движении потока.



СТАТИСТИЧЕСКАЯ (ГАУССОВА) ТЕОРИЯ

Замечание: В этой модели обычно в качестве единиц измерения используются: для концентрации C – кг/м³ (г/м³); для мощности выброса Q - кг/с (г/с); для w - м/с; σ_y и σ_z , H и все координаты – м.

Существует много уравнений, которые могут быть использованы для отдельных случаев рассеяния, которые обычно заимствуются из теории броуновского движения и зачастую много проще основного уравнения.

Пример: Когда концентрации рассчитываются только на поверхности земли, и предполагается полное отражение примеси от поверхности, можно пользоваться уравнением:

$$C(x, y, 0, H, Q) = \frac{Q}{\pi\sigma_y\sigma_z w} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y}{\sigma_y}\right)^2\right] \left\{ \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{H}{\sigma_z}\right)^2\right] \right\} \quad (14)$$

Здесь исключены второй экспоненциальный член и координата z в экспонентах, т.к. на уровне земли $z=0$.

Пример: Если нас интересуют только концентрации вдоль осевой линии струи, где они максимальны, то можно использовать следующую форму записи:

$$C(x, 0, 0, H, Q) = \frac{Q}{\pi\sigma_y\sigma_z w} \left\{ \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{H}{\sigma_z}\right)^2\right] \right\} \quad (15)$$

СТАТИСТИЧЕСКАЯ (ГАУССОВА) ТЕОРИЯ

В этом уравнении экспоненциальный член, содержащий y и σ_z , опущен, т.к. осевой линии соответствует случай $y=0$.

Если источник наземный (не приподнятый) может использоваться следующая форма:

$$C(x,0,0,0,Q) = \frac{Q}{\pi\sigma_y\sigma_z W} \quad (16)$$

Здесь концентрация вдоль осевой линии струи на уровне земли определяется как функция мощности выброса, скорости ветра и рассеяния примеси вдоль направления ветра.

Вывод: Эти упрощенные гауссовы модели и целый ряд их модификаций нашли широкое применение у нас в стране и за рубежом при решении многих задач охраны окружающей среды.

Замечание: В частности, было произведено включение этих уравнений и других модификаций в модели качества воздуха, которые используются агентством охраны окружающей среды (АООС).

"ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ" ПРОЦЕССЫ ТЕОРИИ РАССЕЙНИЯ. КОЭФФИЦИЕНТЫ ДЛЯ МОДЕЛЕЙ РАССЕЙНИЯ

Коэффициенты K -теории. Коэффициенты, которые используются в различных моделях этой теории обычно считают зависимыми от высоты над поверхностью земли и числа Ричардсона или градиента температуры.

Число Ричардсона Ri - является функцией термической устойчивости или неустойчивости атмосферы и определяется соотношением:

$$Ri = g/T \left(\frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^{-2} \quad (17)$$

где g - ускорение свободного падения; T - средняя температура воздуха в слое ∂z ;
- ~~градиент температуры~~ $\frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z} + 0,0098$ - градиент потенциальной температуры;
 $\partial w / \partial z$ - вертикальный градиент скорости ветра.

Справочно: В общем случае, число Ричардсона – критерий подобия в гидродинамике, равный отношению потенциальной энергии тела, погруженного в жидкость к его кинетической энергии. Под «телом» понимается рассматриваемая жидкость или газ, при этом число Ричардсона определяется следующим образом:

$$Ri = \frac{Ar}{Re^2} = \frac{\Delta \rho g L}{\rho w^2}$$

где ρ – плотность тела, $\Delta \rho$ - разность плотностей тела и среды, g – ускорение свободного падения, L – характерная длина, w – характерная скорость.

КОЭФФИЦИЕНТЫ ДЛЯ МОДЕЛЕЙ РАССЕЯНИЯ

Для расчета коэффициентов горизонтальной диффузии Лью и Пандольфо предложили следующие выражения:

$$\begin{array}{ll}
 K = [k(z + z_0)(1 + \alpha Ri)]^2 \frac{\partial w}{\partial z} & \text{для } Ri \geq 0 \\
 K = [k(z + z_0)]^2 \frac{\partial w}{\partial z} (1 - \alpha Ri)^3 & \text{для } -0,048 < Ri < 0 \\
 K = h(z + z_0)^2 \left[\frac{g}{Tm} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + 0,0098 \right) \right]^{1/2} & \text{для } -0,048 > Ri
 \end{array} \quad \left. \vphantom{\begin{array}{l} \\ \\ \end{array}} \right\} \quad (18)$$

где k - постоянная Кармана ($\sim 0,4$); z - высота; z_0 - параметр шероховатости, обычно малый по сравнению с z ; α - постоянная Обухова; h - постоянная Пристли.

Слейд предложил более упрощенную форму:

$$K = \sigma_y d\sigma_y / dt \quad (19)$$

$$\sigma_y = \sigma_{\ominus} (\bar{w}t)^{0,91} \quad (20)$$

$$\sigma_y = \sigma_{\ominus} (\bar{w}t)^{0,91} \quad (21)$$

где σ_{\ominus} - стандартное отклонение угловых колебаний флюгера, u, v, w - ортогональные компоненты ветра (u - запад-восток, v - север-юг, w - вертикаль).



КОЭФФИЦИЕНТЫ ДЛЯ МОДЕЛЕЙ РАССЕЙЯНИЯ

Замечание: Для вертикальных коэффициентов методы определения столь же разнообразны. В моделях, развитых Пандельфо и Лью, для вертикальной дисперсии используются те же коэффициенты, что и для горизонтальной. Предполагается, что струя рассеивается в виде конуса и в целом симметрична.

Коэффициент вертикальной диффузии по ассоциации с уравнением (19)

обычно записывают в виде:

$$K = \sigma_y d\sigma_y / dt$$

$$K = \frac{K_v z}{H}, \quad 0 < z < H \quad K = K_v \quad H < z \quad (22)$$

где z - высота над поверхностью земли, H - высота слоя турбулентного перемешивания, а

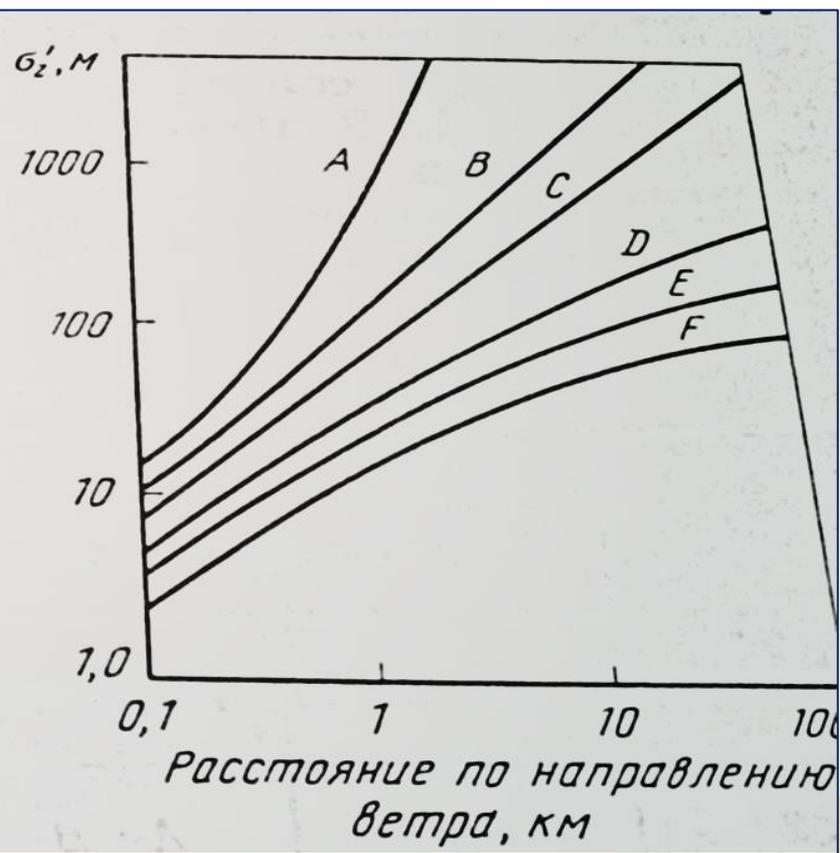
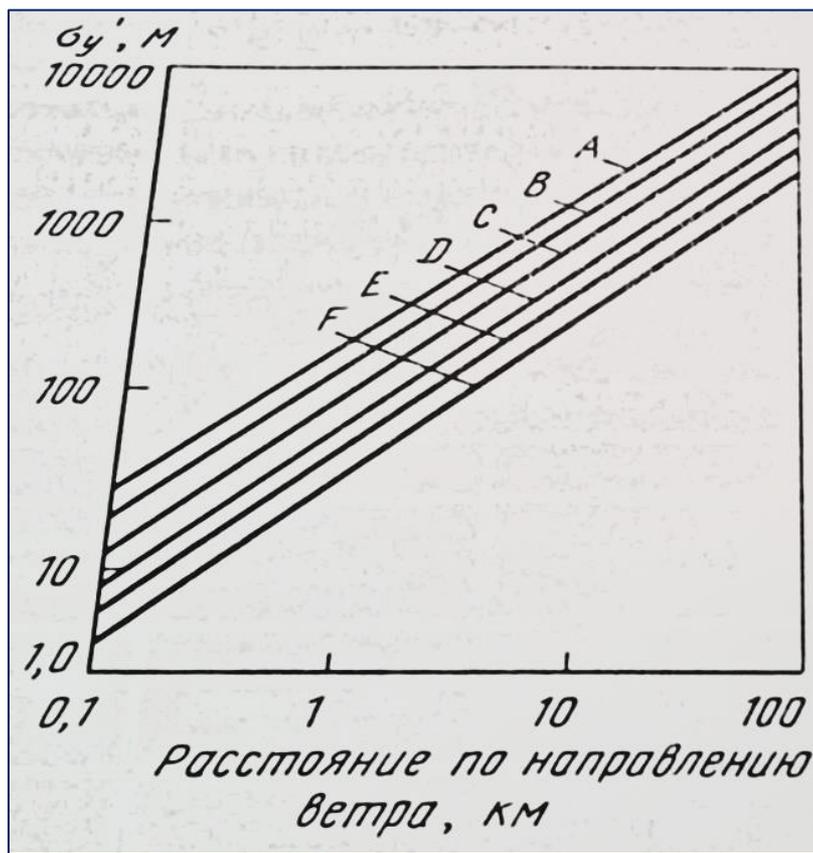
т.е. рассчитывается из вертикального профиля температуры и ее изменения во времени.

$$K_v = \frac{\partial T / \partial t}{\partial^2 T / \partial z^2} \quad (23)$$

Вывод: Обычный метод использования K – теории для инженерных задач состоит в применении машинных программ, разработанных для задач рассеяния, которые базируются на методах конечных разностей и численного интегрирования, причем расчет коэффициентов обычно является частью программы.

Лекция 6. СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Набор дисперсионных коэффициентов (СКО), предназначенных для использования в гауссовых моделях струи, впервые был опубликован в 1959 г. Пасквиллом. В дальнейшем они были модифицированы Тернером и представлены в графическом виде.



Коэффициент горизонтальной дисперсии (СКО) как функция расстояния от источника по направлению ветра

Коэффициент вертикальной дисперсии (СКО) как функция расстояния от источника по направлению ветра

СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

- Коэффициент боковой (поперечной) диффузии (СКО) σ_y представляет собой горизонтальное расширение струи в направлении, перпендикулярном направлению движения.
- Коэффициент вертикальной дисперсии (СКО) σ_z представляет собой расширение струи по вертикали.

Справочно: Дисперсионные кривые, изображенные на представленных рисунках, основаны на экспериментальных данных, собранных в США и Великобритании, при этом все эти данные относятся к источникам, выброс из которых производится вблизи поверхности земли, как правило, на высоте не более 10 м и для периодов времени порядка 10 мин.

Вывод: Следовательно, строго говоря, коэффициенты дисперсии (СКО), представленные на рисунках, могут быть использованы только для источников, расположенных вблизи земли, и для 10-мин периодов осреднения по времени.

Данные, использованные Пасквилом, действительны до расстояния 1 км от источника и для территорий, имеющих климат, подобный климату Южной Англии. Кривые А, В, С, D, E ,F на представленных рисунках соответствуют различным классам устойчивости атмосферы.

АТМОСФЕРНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ

Атмосферная устойчивость – это то состояние турбулентности в атмосфере, которое характеризует поле ветра, переносящее и рассеивающее примесь.

Замечание: Классификация устойчивости была применена Пасквилом для того, чтобы разделить периоды слабой турбулентности, представленные кривой **F**, и периоды сильной турбулентности, например, в солнечный полдень с легким ветром – кривая **A**. Пасквил определил свои классы устойчивости в зависимости от поступающей солнечной радиации, эти категории представлены в таблице, где **D** – нейтральный класс, включая сплошную облачность и днем и ночью.

ОПИСАНИЕ КАТЕГОРИЙ УСТОЙЧИВОСТИ (ТАБЛИЦА 1)

Скорость приземного ветра (на 10 м) м/с	День			Ночь	
	<i>приходящая солнечная радиация</i>			<i>тонкое сплошное облачное покрытие или</i>	
	<u>сильная</u>	<u>умеренная</u>	<u>слабая</u>	<u>низкая облачность не менее 4/8</u>	<u>облачность не более 3/8</u>
менее 2	A	A-B	B	-	-
2-3	A-B	B	C	E	E
3-5	B	B-C	C	D	E
5-6	C	C-D	D	D	D
более 6	C	D	D	D	D

АТМОСФЕРНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ

Пример:

- В дневное время, когда приходящая солнечная радиация велика, а скорости ветра малы, наблюдается категория А.
- При сильной солнечной радиации и скоростях ветра, больших 6 м/с, наблюдается категория С. Т.к. сильные ветры препятствуют развитию термической конвекции в такой степени, какая имеет место при слабых ветрах.
- То же самое наблюдается в ночное время, если небо менее чем наполовину покрыто облаками, в то время как слабые ветры и относительно безоблачное небо ночью соответствует случаю большей устойчивости.
- Нейтральный класс D соответствует также случаю сплошной облачности и днем и ночью.

Замечание: Все эти таблицы приводятся в руководствах по моделям качества воздуха и проверены АООС в 1980г.

Имеются также другие методы определения категорий устойчивости.

АТМОСФЕРНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ

Ниже приведена классификация устойчивости по Паксвиллу-Гиффорду как функция вертикальных флуктуаций.

Классы устойчивости	A	B	C	D	E	F
Стандартные отклонения вертикальной составляющей σ_{ψ} град.	>12	10-12	7,8-10	5-7,8	2,4-5	2,4

Эти значения можно привести к шероховатости подстилающей поверхности путем умножения на $(z_0/15 \sigma_{\psi})^{0,2}$,

где z_0 – средний параметр шероховатости подстилающей поверхности в радиусе 1-3 км от источника

Замечание: Данный способ может быть использован, если флюгер дает данные изменения ветра, по которым может быть рассчитано стандартное отклонение вертикальной составляющей направлений ветра для периодов осреднения от 30 мин до 1 часа.

АТМОСФЕРНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ

Классы устойчивости по Паксвиллу-Гиффорду могут быть представлены как функции горизонтальных флуктуаций ветра σ_θ . (Таблица 2)

Классы устойчивости	Диапазон изменения стандартного отклонения, град.	Классы устойчивости	Диапазон изменения стандартного отклонения, град.
A	$\sigma_\theta \geq 22,5$	D	$12,5 > \sigma_\theta \geq 7,5$
B	$22,5 > \sigma_\theta \geq 17,5$	E	$7,5 > \sigma_\theta \geq 3,8$
C	$17,5 > \sigma_\theta \geq 12,5$	F	$3,8 > \sigma_\theta$

При этом соответствующую категорию рассеяния характеризует диапазон изменения стандартного отклонения σ_θ осредненного за период 30 мин - 1 час.



АТМОСФЕРНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ

Для ночного времени, когда имеются значения σ_{θ} , и нет возможности измерить σ_{ψ} , классы устойчивости было предложено определять следующим образом (Таблица 3):

Класс устойчивости по σ_{θ}	Скорость ветра u на 10 м, м/с	Класс устойчивости для σ_z
А	$u < 2,9$	F
	$2,9 \leq u < 3,6$	E
	$3,6 \leq u$	D
В	$u < 2,4$	F
	$2,4 \leq u < 3,0$	F
	$3,0 \leq u$	D
С	$u < 2,4$	E
	$2,4 \leq u$	D
D	скорость ветра не определена	D
E	скорость ветра не определена	E
F	скорость ветра не определена	F

Справочно: Для расчета σ_y и σ_z можно также использовать уравнения, приближенно описывающие экспериментальные кривые Паксвилла-Гиффорда.

АТМОСФЕРНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ

В КМПИ-модели уравнение для расчета имеет σ_y следующую форму:

$$\sigma_y = 465,11628x \tan(TH); \quad (24)$$

$$TH = 0,017453293(c - d \ln x) \quad (25)$$

где x – расстояние (км) по направлению ветра, а коэффициенты c и d представлены в таблице 4:

Класс устойчивости по Паксвиллу	c	d
A	24,1670	2,5334
B	18,3330	1,8096
C	12,5000	1,0857
D	8,3330	0,72382
E	6,2500	0,54287
F	4,1667	0,36191

Уравнение для расчета σ_z имеет форму:

$$\sigma_z = ax^b \quad (26)$$

где x – расстояние (км) по направлению ветра, а коэффициенты a и b представлены в таблице 5:

АТМОСФЕРНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ

Класс устойчивости по Паксвиллу*	$\sigma_z = ax^b$			Класс устойчивости по Паксвиллу*	$\sigma_z = ax^b$		
	x	a	b		x	a	b
А*	0,10-0,15	158,080	1,05420	Е*	0,10-0,30	23,331	0,81956
	0,16-0,20	170,220	1,09320		0,31-1,00	21,628	0,75660
	0,21-0,25	179,520	1,12620		1,01-2,00	21,628	0,63077
	0,26-0,30	217,410	1,26440		2,01-4,00	22,534	0,57154
	0,31-0,40	258,890	1,40940		4,01-10,00	24,703	0,50527
	0,41-0,50	346,750	1,72830		10,01-20,00	26,970	0,46713
	0,51-3,11	453,850	2,11660		20,01-40,00	35,420	0,37615
	>3,11	..**	..**		>40	47,619	0,29592
В*	0,10-0,20	90,673	0,93198	F*	0,10-0,20	15,209	0,81558
	0,21-0,40	98,483	0,98332		0,21-0,70	14,457	0,78407
	0,40	109,300	1,09710		0,71-1,00	13,953	0,68465
С*	>0,10	61,141	0,91465		1,01-2,00	13,953	0,63227
D*	0,10-0,30	34,459	0,86974		2,01-3,00	14,823	0,54503
	0,31-1,00	32,093	0,81066		3,01-7,00	16,186	0,46490
	1,01-3,00	32,093	0,64403		7,01-15,00	17,836	0,41507
	3,01-10,00	33,504	0,60486		15,01-30,00	22,651	0,32681
	10,01-30,00	36,650	0,56589		30,01-60,00	27,074	0,27436
	>30,00	44,053	0,51179		>60,00	34,219	0,21716

Примечание: * - Если расчетное значение σ_z превышает 5000м, то оно принимается равным 5000м.

** σ_z - равно 5000 м.

ЛЕКЦИЯ 7. ВРЕМЕННОЕ ОСРЕДНЕНИЕ

Гауссовы коэффициенты дисперсии, как правило, определяются, исходя из данных полученных за 10-мин период. В тоже время, в большинстве моделей качество воздуха рассматривается как среднее значение концентрации загрязнений за период времени, приблизительно равный 1ч и более. Способ, позволяющий получить значение концентраций за период больше 10 мин, состоит в использовании соотношения (27):

$$C(t) = C(t_0)(t_0 / t)^P \quad (27)$$

где средняя концентрация за период порядка 60 мин приравнивается к средней концентрации за 10-мин период, и умножается на соотношение выбранных периодов. Величина P изменяется в пределах 0,17...0,20.

Замечание: При использовании моделей Агентства по охране среды США (АООС) обычно не обращают внимания на разницу средних значений концентраций рассматриваемых периодов и часто в качестве осредненных за часовой период коэффициентов принимают коэффициенты дисперсии, осредненные за 10 мин. Это делается с целью получения более осторожных оценок концентрации.

Фактически здесь используют метод предельных оценок!!!

ВРЕМЕННОЕ ОСРЕДНЕНИЕ

В то время как боковое (поперечное) расширение облака увеличивается со временем, вертикальное расширение облака растет существенно меньше. Следовательно, значения вертикального коэффициента дисперсии, полученные за 10-мин период, могут также применяться и для периода один час.

Средние значения концентраций за периоды 3 и 24 ч обычно получают путем проецирования и сложения проекций, средних за 1 ч струй при соответствующих направлениях и скоростях ветра за каждый час.

Для больших периодов (таких, как месяц, сезон и год) при вычислении концентраций используется соотношение типа (28):

$$C(x, \theta) = \sum \sum \left\{ \frac{2Qf(\theta, S, N)}{\sqrt{2\pi\sigma_{2S}^2} (2\pi x/16)} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{H_u}{\sigma_{2S}}\right)^2\right]\right\} \quad (28)$$

Здесь Q - средняя мощность источника в каждом классе устойчивости за данный период времени; σ_{2S} - соответствует σ_z для расстояния в каждом классе устойчивости; $f(\theta, S, N)$ - повторяемость направления ветра, класса устойчивости, и градации скорости ветра. В знаменателе, u_N - соответствует скорости ветра в классе устойчивости N и в секторе $2\pi x/16$ (обычно предполагается, что окружность 360° делится по направлениям на 16 секторов). В экспоненциальном члене высота H_u представляет собой эффективную высоту струи при скорости ветра u . Члены внутри фигурных скобок суммируются по всем градациям скорости ветра и классам устойчивости.

"ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ" ПРОЦЕССЫ ТЕОРИИ РАССЕЯНИЯ. ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

В теории рассеяния имеются определяющие процессы, которые требуют более детального рассмотрения в связи с гауссовыми моделями дисперсии.

1. Подъем струи;
2. Химические взаимодействия;
3. Вымывание примеси;
4. Сухое осаждение примеси;
5. Условия замыкания (ограничение переноса), когда существует верхняя "крышка", которая вместе с поверхностью земли ограничивает вертикальное рассеяние загрязнений;
6. Задымление, которое наступает, когда сплошной устойчивый слой воздуха (например, ночью) быстро разрушается снизу в результате нагревания поверхности земли;
7. Затененность зданиями.



ПОДЪЕМ СТРУИ

В моделях АООС и в большинстве других моделей используются уравнения для подъема струи, полученные Бриггсом.

Эти выражения основываются на теории вовлечения воздуха в струю и плавучести струи, причем используются коэффициенты, определенные эмпирически из наблюдений для широкого класса источников. Уравнения Бриггса имеют вид:

$$\Delta h = 1,6F^{1/3}U^{-1}\rho^{2/3}, \rho \leq 3,5X^* \quad (29)$$

$$\Delta h = 1,6F^{1/3}U^{-1}(3,5X^*)^{2/3}, \rho > 3,5X^* \quad (30)$$

$$X^* = 14F^{5/8}, F \leq 55$$

$$X^* = 34F^{2/5}, F > 55$$

где Δh - подъем струи, м; $F = gV_s R_s^2 [(T_s - T_a) / Tg]$ - ускорение свободного падения, м/с²; V_s - средняя скорость выхода газов из трубы, м/с; R_s - внутренний радиус трубы, м; T_s - средняя температура газов в струе, К; T_a - температура окружающего воздуха, К; U - скорость ветра на высоте трубы, м/с; ρ - расстояние от источника до рецептора, м.

Δh - представляет собой подъем струи в метрах, который следует добавить к физической высоте трубы, чтобы определить эффективную высоту источника. F - вертикальный поток за счет плавучести (архимедовых сил), который определяется в соответствии с приведенным выражением. Расстояние от трубы по направлению ветра до точки, где прекращается подъем струи, определяется как $3,5X^*$

Справочно: Имеются и другие уравнения для определения подъема струи, однако они используются не часто по сравнению с уравнениями Бриггса. Обобщение уравнений для подъема струи выполнил Мозес. Он сопоставил порядка 20 уравнений и разработал систему вероятностных оценок действительного подъема струи. При этом расчетные значения подъема струи по Бриггсу, оказались близки к средним величинам, а возможный разброс значений находился в пределах **50%**.

ХИМИЧЕСКИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Гауссовы модели, так же как и модели *K*-теории, не приспособлены для учета химических взаимодействий. Однако, если химическая реакция сравнительно проста, ее часто можно учесть умножением концентрации на экспоненциальный член, зависящий от времени выведения. Следовательно, концентрация будет понижаться в результате химической реакции в зависимости от времени переноса и постоянной выведения следующим образом:

(31)

$$C = C_0 \exp(-\lambda x / u)$$

Здесь C_0 - концентрация без учета химической реакции; λ - скорость выветривания или время полураспада примеси; x - пройденное расстояние; u - скорость переносающего ветра.

ВЫМЫВАНИЕ ПРИМЕСИ

Падающие капли промывают объем воздуха, через который они проходят. Частицы примеси, находящиеся в этом объеме и следующие по линиям тока воздушного потока, в силу инерции, электрического притяжения и молекулярной диффузии могут частично смещаться с линии тока и пересекать путь падающих капель.

По Слейду, предполагается, что процесс вымывания описывается экспоненциальным законом:

$$C = C_0 \exp(-\Lambda t) \quad (32)$$

где C_0 - концентрация в начале вымывания; Λ - коэффициент вымывания, c^{-1} , t - время.

В особом случае горизонтально однородных осадков над непрерывной струей максимальное вымывание, возможное на некотором расстоянии, когда дождь начался одновременно с выбросом или раньше его, записывается в виде:

$$w_{\max} = \frac{Q}{\chi \sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma^2}\right) \quad (33)$$

где w_{\max} - максимальная скорость вымывания, $г/(м^2 \cdot с)$.

Скорость вымывания для осадков, начинающихся непосредственно над струей, в гауссовой модели записывается в виде:

$$w = \frac{\Lambda Q}{\chi \sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma^2}\right) \quad (34)$$

где Λ - функция размера частиц, размера капель и интенсивности осадков, причем Λ/u - может изменяться от 10^{-3} до 10^{-5} ($м^{-1}$).

ОСАЖДЕНИЕ ЧАСТИЦ

В проблемах загрязнения воздуха наиболее важны два типа осаждения. Если частицы достаточно велики, осадки образуются за счет гравитационного осаждения.

Для газов и мелких частиц осаждение на поверхность происходит в результате их непосредственного контакта с этой поверхностью.

Гравитационное поле земли играет важную роль в осаждении аэрозоля на поверхность земли. Скорость осаждения частиц зависит от баланса между аэродинамической силой трения и силой притяжения земли.

Для гладких сферических частиц при условии пренебрежения эффектом скольжения условия баланса может быть записано следующим образом:

$$F_g = mg = V\rho g$$

$$F_a = V\rho_0 g$$

$$F_{ced} = F_g - F_a = m_{ot}g = V(\rho - \rho_0)g \quad \rho \geq \rho_0 - \text{оседает}$$

При ламинарном движении $Re = 10^{-4} \dots 1$ эти уравнения сводятся к известной формуле Стокса:

$$F_{tp} = Bu$$

$$F = F_{ced} - F_{tp} = Vg(\rho - \rho_0) - Bu = 0$$

$$u = Vg(\rho - \rho_0) / B$$

где B – коэффициент трения.

(35)

ОСАЖДЕНИЕ ЧАСТИЦ

При ламинарном движении $Re = 10^{-4} \dots 1$ эти уравнения сводятся к известной формуле Стокса:

для гладких сферических частиц:

$$\begin{aligned} B &= 6\pi\eta r, F_{\text{тр}} = 6\pi\eta r u \\ u &= 2g(\rho - \rho_0)r^2 / 9\eta = (\rho - \rho_0)gd^2 / 18\eta \\ r &= \sqrt{9\eta u / 2g(\rho - \rho_0)}, d = \sqrt{18\eta u / 2g(\rho - \rho_0)} \\ m, \kappa. \rho &\gg \rho_0, u = 2g\rho r^2 / 9\eta = \rho g d^2 / 18\eta \end{aligned} \quad (36)$$

Замечание: Влияние формы частиц на скорость седиментации проявляется в уменьшении скорости седиментации до **2/3** ее значения по отношению к скорости гладких сферических частиц.

Для гладких частиц овальной формы изменение скорости седиментации описывается коэффициентом 0,5...1,04.

Струя, состоящая из частиц, имеющих некоторую осредненную скорость седиментации, может быть представлена отклонением по высоте ее осевой линии, которое пропорционально скорости осаждения, и тогда общее уравнение для концентраций согласно Оверкампу может быть записано в виде:

$$C(x, y, z, H, Q) = \frac{Q}{2\pi\sigma_y\sigma_z w} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y}{\sigma_y}\right)^2\right] * \left\{ \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z-H+ux/w}{\sigma_z}\right)^2\right] + \alpha_0(x_g) \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z+H-ux/w}{\sigma_z}\right)^2\right] \right\} \quad (37)$$

где обычные гауссовы члены определяются, как показано ранее и $\alpha_0(x_g)$ - фактор отражения. Для газов и частиц, которые полностью отражаются от земли, он равен единице.

Фактор отражения вводится только у поверхности земли и имеет вид:

$$\alpha_0(x) = 1 - \left[\frac{2\sqrt{d}}{u + u_D + (wh - ux)\sigma_z^{-1} (d\sigma_z / dx)} \right] \quad (38)$$

где u_D - скорость осаднения или эффективного захвата газа поверхностью. В точке с координатой x_g , $\alpha(x, z) = \alpha_0(x_g)$ и на расстоянии x_g может быть получено методом итерации соотношение:

$$z + h - \frac{ux}{w} = \left(h - \frac{ux_g}{w} \right) \frac{\sigma_z(x)}{\sigma_z(x_g)} \quad (39)$$

Замечание: Модель Оверкампа используется в комплексной модели АОС для промышленных источников. Особенностью этой модели и модели Слейда является то, что примесь, по предположению, немедленно перераспределяется после осаднения с нижней границы облака. Хорст предложил модель поверхностного истощения, чтобы скорректировать этот эффект, однако она не нашла широкого применения из-за больших затрат машинного времени.

ЛЕКЦИЯ 8. ОГРАНИЧЕНИЕ ПЕРЕНОСА

Ограничение переноса – это условия, происходит быстрое перемещение струи под слоем инверсии, в то время как устойчивый инверсионный слой воздуха блокирует рассеяние примеси вверх. Обычно для высоких приподнятых струй эти условия не играют существенной роли, но они могут привести к быстро растущим концентрациям для низких струй в утреннее время, когда инверсия медленно разрушается при нагревании и примесь перемешивается между землей и слоем приподнятой инверсии.

Один из способов определения концентраций от струи, которая распространяется в таких условиях основан на уравнении:

$$C(x,0,z,H,Q) = \frac{Q}{2\pi\sigma_y\sigma_z w} \left(\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z-H}{\sigma_z}\right)^2\right] + \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z+H}{\sigma_z}\right)^2\right] + \sum_{N=1}^{N=I} \right. \\ \left. \left\{ \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z-H-2NL}{\sigma_z}\right)^2\right] + \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z+H-2NL}{\sigma_z}\right)^2\right] + \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z-H+2NL}{\sigma_z}\right)^2\right] + \right. \right. \\ \left. \left. \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{z+H+2NL}{\sigma_z}\right)^2\right] \right\} \right) \quad (40)$$

Здесь L – это высота слоя инверсии, ограничивающего рассеяние. Знак суммирования вводится в связи с учетом эффекта отражения, суммирование производится по N от 1 до I . В большинстве случаев достаточно принять I равным 3 или 4, чтобы получить устойчивое решение для концентраций.

ЗАДЫМЛЕНИЕ

Задымление наступает в том случае, когда струя от приподнятого источника распространяется в атмосфере быстро нагревающейся снизу и струя перед этим слабо рассеивающаяся в устойчиво стратифицированном слое атмосферы, начинает интенсивно переноситься к земле в результате возросшего вертикального перемешивания. Обычно такие условия существуют в течение короткого периода времени. Выражение для концентрации при этом имеет вид:

$$C(x, y, 0) = \frac{Q \left[\int_{-\infty}^p (1/\sqrt{2\pi}) \exp(-0,5p^2) dp \right]}{\sqrt{2\pi} \sigma_{yF} w h_i} \exp \left[-\frac{1}{2} \left[\frac{y}{\sigma_{yF}} \right]^2 \right] \quad (41)$$

где

Концентрации при задымлении оценивают интегрально. Значения для интегралов в квадратных скобках могут быть найдены в статистических таблицах для нормального распределения и обычно принимаются во внимание для той части струи, которая распространяется в направлении ветра.

Когда инверсия ограничивает эффективную высоту, предполагается, что половина струи перемещается вдоль направления ветра, другая половина остается в устойчивом воздухе наверху. Уравнение может быть преобразовано, если задымление близко к максимальному в виде:

$$C(x, y, 0) = \frac{Q}{\sqrt{2\pi} \sigma_{yF} w h_i} \exp \left[-\frac{1}{2} \left[\frac{y}{\sigma_{yF}} \right]^2 \right] \quad (42)$$

где

$$h_i = H + 2\sigma_z = h + \Delta H + 2\sigma_z \quad (43)$$

ЗАДЫМЛЕНИЕ

Для коэффициентов бокового рассеяния добавляется в индекс F . Это делается для преодоления некоторых трудностей, возникающих при оценке примерного значения горизонтального рассеяния, т.к. при перемешивании устойчивой струи по вертикали возникает некоторое дополнительное горизонтальное рассеяние.

Если пренебречь этим рассеянием и пользоваться значением σ_y для устойчивых условий, то вполне вероятно, что расчетные значения концентраций окажутся выше, чем реальные.

Тейлор предложил аппроксимацию, которая увеличивает коэффициент бокового рассеяния на величину, равную $1/8$ высоты струи:

(44)

$$\sigma_{yF} = \sigma_y + H / 8$$

Замечание: Расчеты условий, когда происходит задымление, делаются редко, за исключением специальных экстремальных случаев и обычно не включаются в модели качества воздуха АОС, однако само ограничение рассеяния, в эти модели включается.



ЗАТЕНЕННОСТЬ ЗДАНИЯМИ

Одна из проблем, которая часто встречается в рассеянии примеси от низких источников, состоит в том, что начальное рассеяние существенно увеличивается в тени строений, окружающих источник выброса.

Имеется ряд способов учета влияния аэродинамической тени зданий, однако АООС предпочитает способ разработанный Хьюбертом, основанный на исследованиях в аэродинамической трубе.

КМПИ-модель АООС включает поправку на эффект аэродинамической тени; программы этой модели учитывают эффект аэродинамической тени зданий, вводя модифицированное значение σ_z , когда отношение высоты трубы к высоте зданий больше, чем 1,2, но меньше, чем 2,5; если отношение высоты струи к высоте здания меньше или равно 1,2 вводятся модифицированные значения σ_y и σ_z . При этом здания квалифицируются как низкие ($h_u \geq h_b$) или высокие ($h_u \leq h_b$).

Замечание: Ширина здания h_u принимается равной диаметру круга, площадь которого примерно равна площади, занимаемой зданием. включает общую процедуру преобразования σ_y и σ_z на расстояниях, больших $3h_b$ для низких зданий и $3h_u$ - для высоких.

Внимание! Воздушный поток в аэродинамической тени здания обычно становится более турбулентным и завихренным. КМПИ-модель **непригодна** для оценки концентраций внутри таких зон.

ЗАТЕНЕННОСТЬ ЗДАНИЯМИ

Модифицированное выражение для σ_z в случае низких зданий имеет вид:

$$\sigma'_z = \begin{cases} 0,7h_b + 0,067(x - 3h_b); 3h_b < x < 10h_b \\ \sigma_z(x + x_z); x \geq 10h_b \end{cases} \quad (45)$$

где высота здания h_b принимается в метрах.

Для высоких зданий, вместо h_b в уравнение (45) обычно подставляется h_w и модифицированное выражение принимает вид:

$$\sigma'_z = \begin{cases} 0,7h_w + 0,067(x - 3h_w); 3h_w < x < 10h_w \\ \sigma_z(x + x_z); x \geq 10h_w \end{cases} \quad (46)$$

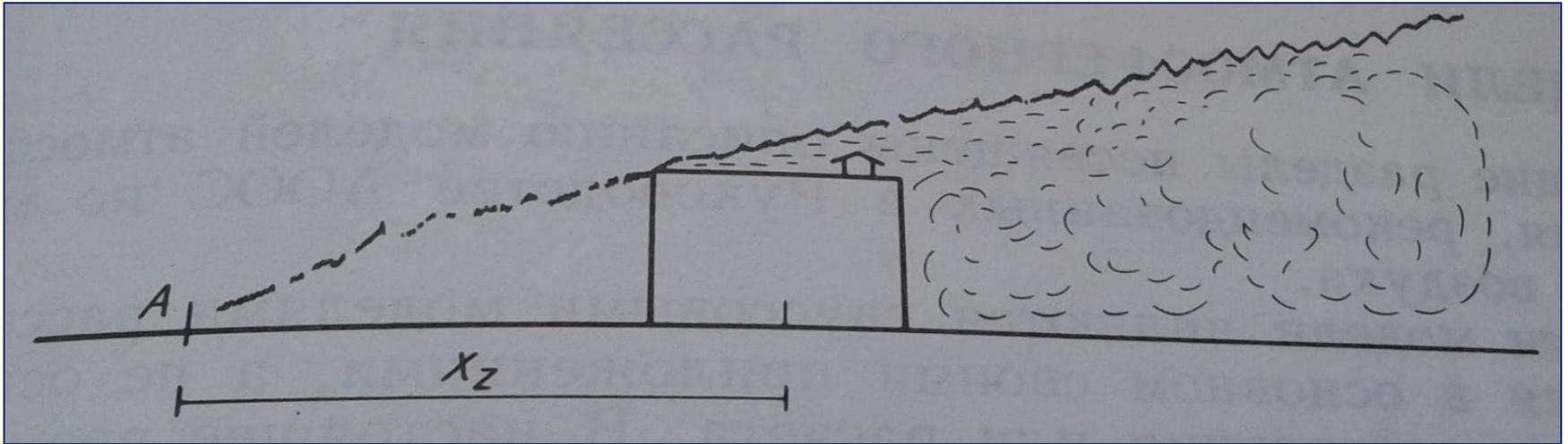
где ширина здания h_w принимается в метрах.

Важно отметить, что σ'_z не может быть меньше, чем в случае точечного источника (см. уравнение (26)).

Для расстояний в направлении ветра больших $10h_b$ (низкие здания) или $10h_w$ (высокие здания), вводится вертикальное виртуальное расстояние x_z , которое прибавляется к действительному расстоянию по направлению ветра x , чтобы учесть прирост начального подъема струи вызванный аэродинамической тенью здания.



ЗАТЕНЕННОСТЬ ЗДАНИЯМИ



Расстояние x_z до виртуального источника A , который выбрасывает облако примеси, эквивалентное по размерам облаку, выбрасываемому в аэродинамическую тень здания.

Другими словами, это расстояние до воображаемого точечного источника, на котором размеры рассеивающего облака становятся сравнимыми с размерами аэродинамической тени здания.

Таким образом, x_z для низкого здания может быть получено в виде:

(47)

$$x_z = (1,2h_b / a)^{1/b} - 0,01h_b$$

где $a=r$ и $b=q$ - постоянные, зависящие от устойчивости представлены в таблице 6.

ЗАТЕНЕННОСТЬ ЗДАНИЯМИ

Категории устойчивости по Пасквиллу	p	q	Категории устойчивости по Пасквиллу	p	q
A	209,14	0,890	D	68,25	0,919
B	154,46	0,902	E	51,06	0,921
C	103,26	0,917	F	33,92	0,919

Для низких зданий с отношением ширины здания к его высоте h_w/h_b , меньшим или равным 5, модифицированное выражение для имеет вид:

$$\sigma'_Y = \begin{cases} 0,35h_w + 0,067(x - 3h_b); & 3h_b < x < 10h_b \\ \sigma_Y(x + x_z); & x \geq 10h_b \end{cases} \quad (48)$$

Причем поперечное (боковое) виртуальное расстояние x записывается следующим образом:

$$x_Y = \left(\frac{0,35h_w + 0,5h_b}{p} \right)^{1/q} - 0,01h_b \quad (49)$$

ЗАТЕНЕННОСТЬ_ЗДАНИЯМИ

Замечание: Для зданий с отношением ширины к высоте h_w/h_b , большим 5, в настоящее время нет удовлетворительных данных для построения выражения для σ_Y .

Для здания, у которого ширина значительно больше высоты и труба расположена приблизительно в его центре (т.е. удалена от какого-либо края), следует принимать во внимание только масштаб его высоты.

Модифицированное выражение для σ_Y в случае низкого здания, аналогично соотношению с поперечным виртуальным расстоянием x_Y :

$$x_Y = \left(\frac{0,85h_b}{p} \right)^{1/q} - 0,01h_b \quad (50)$$

Модифицированное выражение для σ_Y в случае высокого здания:

$$\sigma'_Y = \begin{cases} 0,35h_w + 0,067(x - 3h_w); & 3h_w < x < 10h_w \\ \sigma_Y(x + x_Y); & x \geq 10h_w \end{cases} \quad (51)$$

$$x_Y = \left(\frac{0,85h_w}{p} \right)^{1/q} - 0,01h_w \quad (52)$$