

## 6.1 污染物落地浓度计算（一）影响污染物在大气中扩散的因素

### 6.1.1 气象的动力因子

#### 6.1.1.1 风

##### 6.1.1.1.1 风向

- 在气象上，把空气的铅直运动称为升降气流，空气的水平运动称为风。风具有方向（指风的来向）和大小。
- 风向表示：
  - 方位表示法：一般把圆周均分为16个方位，两相邻风向方位夹角为22.5°。
  - 角度表示法：以正北为0°，将圆周分为360°，角度顺时针增加，东为90°，南为180°，西为270°，以此作为确定风向的标准。

##### 6.1.1.1.2 风速

- 地表附近的气流运动受下垫面（地表面的树林、田野、建筑物等）摩擦力的阻滞，使气流在垂直方向上产生了风速梯度。表示风速随高度变化的曲线称为“风速廓线”。随着地面粗糙度增加，风速梯度减少。目前常用的两种风速廓线模式是：

(1) 对数率：

$$\overline{u} = \frac{u^*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (1-1)$$

- $\overline{u}$ ：高度为 $z$ 处风速，m/s。
- $u^*$ ：摩擦速度，m/s。
- $k$ ：卡门常数，一般取： $k = 0.4$ 。
- $z$ ：高度，m。
- $z_0$ ：地面粗糙度，m，有代表性的地面粗糙度：

表1-1 有代表性的地面粗糙度		
地面类型	$z_0/\text{cm}$	有代表性的 $z_0/\text{cm}$
草原	1~10	3
农作物地区	10~30	10
村落、分散的树林	20~100	30
分散的大楼（城市）	100~400	100
密集的大楼（大城市）	>400	>300

(2) 指数率：

$$\overline{u} = u_{10} \left( \frac{z}{10} \right)^m \quad (1-2)$$

- $\overline{u}$ ：高度为 $z$ 处风速，m/s。
- $u_{10}$ ：高度10m处的平均风速，m/s。

- $m$ ：常数，与大气稳定度、地形有关，一般实验确定，无实测值时，在150m高度以下按下表选取，在150m高度以上取150m处的风速。

表1-2 指数 $m$ 的值					
稳定级别	A	B	C	D	E,F
$m$	0.10	0.15	0.20	0.25	0.30

### 6.1.1.1.3 风对污染物浓度分布的影响

- 整体输送，因而污染区总是在污染源的下风向。
- 冲淡稀释，因此污染物浓度总是与风速大小成反比。

### 6.1.1.2 湍流

- **定义：**在摩擦层中，风速时快时慢，风向也忽上忽下、忽左忽右不断变化，风的这种阵性和摆动称为大气的湍流。
- **近地层大气湍流形式：**
  - 由机械力产生的机械湍流，如空气与地面相对运动引起的地面风的切变、空气流经障碍物（山丘、树木、建筑物）而引起风向和风速的突然改变等，这些都会引起机械湍流。
  - 由热力产生的热力湍流，主要是由于大气层结不稳定而导致空气垂直运动。
  - 一般情况下，大气湍流的强弱既取决于机械因素，又取决于热力因素，是两者综合作用的结果。
- **大气污染物的扩散，主要靠大气湍流的作用：**
  - 可以想像，如果大气只是“层流”流动，而没有湍流运动，从烟囱排出的废气向下风向漂移时，就应像一条“烟管”那样保持着相同的粗细。
  - 然而实际并非如此，因为烟云向下风漂移时，除其本身的分子扩散外，还受大气湍流作用，从而使得烟团周界逐渐扩张。
- **空气污染的稀释是大气湍流和分子扩散的直接结果。**湍流扩散的速率要比分子扩散的速率快 $10^2 \sim 10^4$ 倍，以至分子扩散效应在大气扩散问题中可忽略不计。

### 6.1.1.3 局地风

#### 6.1.1.3.1 海陆风

- 当海风吹到陆上时，造成冷的海洋空气在下，暖的陆地空气在上，形成逆温，使沿海排放污染物向下游冲去而造成短时间的污染。
- 海陆风对大气污染的另一作用是循环污染，特别是海风和陆风转变时，原来被陆风带去的污染物会被海风带回原地形成重复污染。

#### 6.1.1.3.2 山谷风

- 根据地形条件及时间，山谷风的污染可出现以下几种情况：①山风和谷风转换期的污染；②山谷中热力环流引起的漫烟；③侧向封闭山谷引起的高浓度污染；④下坡风气层中的污染。
- 另外，山区迎风面和背风面所受的污染也不相同。污染源在山前上风侧时，对迎风坡会造成高浓度的污染。在山后则会出现以下几种情况：①污染源在山的上风侧，并有一段距离，则烟流可能随风越过山头，被下沉气流带到地面，从而造成严重污染；②污染源在山后，正好处在过山气流的下沉气流中，烟流抬升不高，很快落到地面而造成污染；③污染源在山后的回流区，烟流不能扩散出去而导致污染。
- 四周高、中间低的地区，如果周围没有明显的出口，则在静风而有逆温时，很容易造成高浓度的污染。

### 6.1.1.3.3 城市热岛效应

- 工业的发展，人口的集中，使城市热源和地面覆盖与郊区形成显著的差异，从而导致城市比周围地区热的现象，称为城市热岛效应。由于城市温度经常比农村高（特别是夜间），气压较低，在晴朗平衡的天气下可以形成一种从周围农村吹向城市的特殊局地风，称为城市风。
- 这种风在市区内辐合产生上升气流，周围地区的风则向城市中心汇合，使城市工业区的污染物在夜晚向城中心输送，特别当上空有逆温层阻挡时，污染更为严重。

## 6.1.2 气象的热力因子

### 6.1.2.1 大气温度层结

- 如前所述，污染物在大气中的扩散主要受湍流的影响，而大气湍流在很大程度上取决于近地层的垂直温度分布。由于测量大气湍流比测量相应的垂直温度分布要困难得多，所以常常用后者作为评价大气湍流的指标。这种气温随高度的分布通常称为大气层结。

#### 6.1.2.1.1 干绝热递减率

- 空气团在大气中的升降过程可以看作绝热过程，因为它与周围的热量交换很小，可以忽略。当一个干空气团在大气中绝热上升时，因周围气压降低而膨胀，部分内能用于反抗外界压力而做膨胀功，温度下降；反之，气团绝热下降时，温度将升高。
- 干空气团或未饱和的湿空气团绝热上升或下降单位高度（通常取100m）时温度降低或升高的数值称为干绝热递减率，以 $\gamma_d$ 表示，定义为：

$$\gamma_d = - \left( \frac{dT_i}{dz} \right)_d \quad (1-4)$$

- 下标 $i$ 和 $d$ 分别代表气团和干空气或未饱和湿空气，理论上：

$$\gamma_d \approx \frac{g}{C_p}$$

- $C_p$ ：干空气的比定压热容， $C_p = 1.004 J / (kg \cdot K)$ 。
- $g$ ：重力加速度， $g = 9.81 m / s^2$ 。
- 则： $\gamma_d = 0.98 K / (100m)$ 。

#### 6.1.2.1.2 气温递减率

- 大气环境中，气温随高度的变化称为气温递减率，以 $\gamma$ 表示：

$$\gamma = - \left( \frac{dT}{dz} \right)_{\text{环境}} \quad (1-5)$$

- 可见 $\gamma_d$ 和 $\gamma$ 是两个不同的概念： $\gamma_d$ 是对气块而言， $\gamma$ 则是对周围空气而言； $\gamma_d = 0.98 K / (100m)$ ，是一个常数，而 $\gamma$ 可正可负，可大可小，不是常数。

#### 6.1.2.1.3 气温的垂直分布

- 污染物的迁移、扩散和转化主要发生在离地10km以内的对流层。在对流层中，气温一般随高度的增加而降低，整个对流层的气温垂直递减率平均为 $0.65^\circ C / (100m)$ 。实际上，各高度的气温垂直递减率是因时、因地而不同的。气温的垂直分布也可用坐标曲线来表示，称为温度层结曲线，简称温度层结。
- 大气中的温度层结有四种类型：
  - $\gamma > \gamma_d$ ，称为递减或超绝热。
  - $\gamma = \gamma_d$ ，称为中性。

- $\gamma = 0$ , 称为等温。
- $\gamma < 0$ , 称为气温逆转, 简称逆温。

### 6.1.2.2 逆温

- 如上所述,  $\gamma < 0$  的大气层结称为逆温。由于逆温层内气温随高度的增加而增加, 它将阻碍气团的上升运动, 所以逆温层又称阻挡层。污染的空气不能穿过逆温层, 而只能在它的下面扩散, 因此可能造成高浓度的污染。大多数空气污染事件就发生在有逆温及静风的条件下, 故对逆温层必须高度重视。
- 逆温层可分为接地逆温层和上部逆温层。逆温层的下限称为逆温高度, 上、下限的高度差称为逆温层厚度, 上、下限的温度差称为逆温强度。

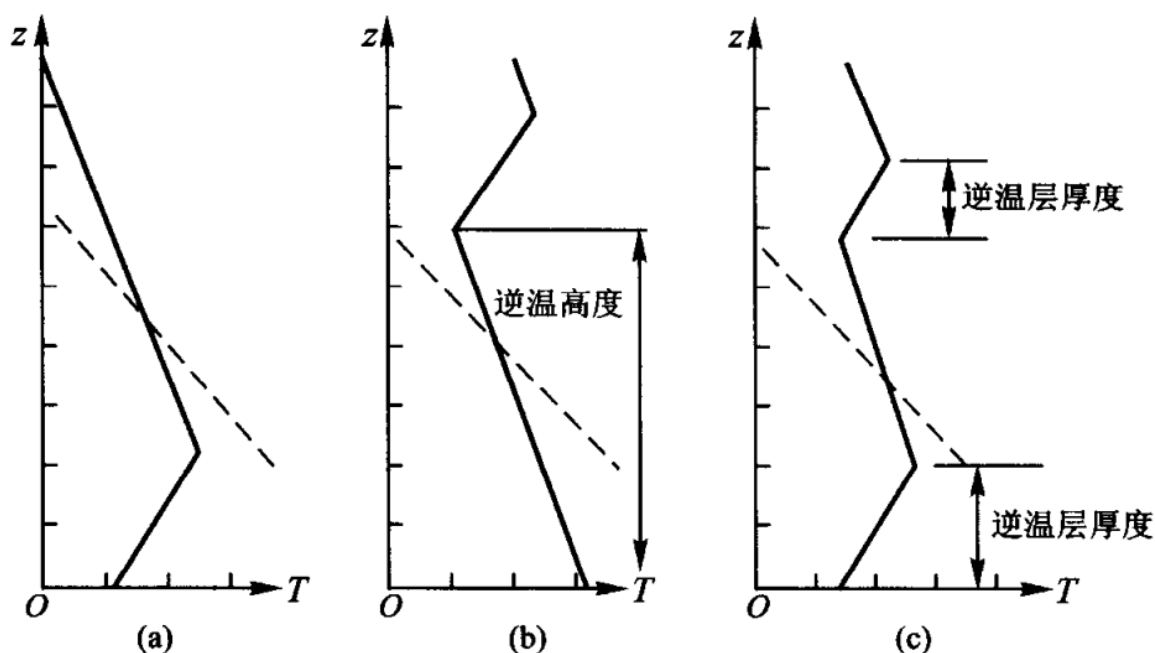


图 8-12 逆温层的类型

(a) 地面逆温; (b) 高处逆温; (c) 带有高处逆温的地面逆温

----- 绝热温度递减率      —— 大气温度递减率

- 形成逆温层的原因:

#### 6.1.2.2.1 辐射逆温

- 辐射逆温是由于地面辐射冷却而形成的, 大陆常年可见, 以冬季最强。晴朗或少云、风不大的夜间, 地面强烈的辐射损失使地表很快冷却, 近地层大气随之自下而上变冷, 下面降温多, 上面降温少, 因而形成自地面开始的接地逆温层。
- - 辐射逆温一般从日落前开始形成。
  - 到黎明时逆温层最厚, 强度最大。
  - 日出后, 地面开始增热, 近地层大气自下而上被加热, 逆温自下而上逐渐消失。
  - 上午9:00—10:00逆温层全部消失。

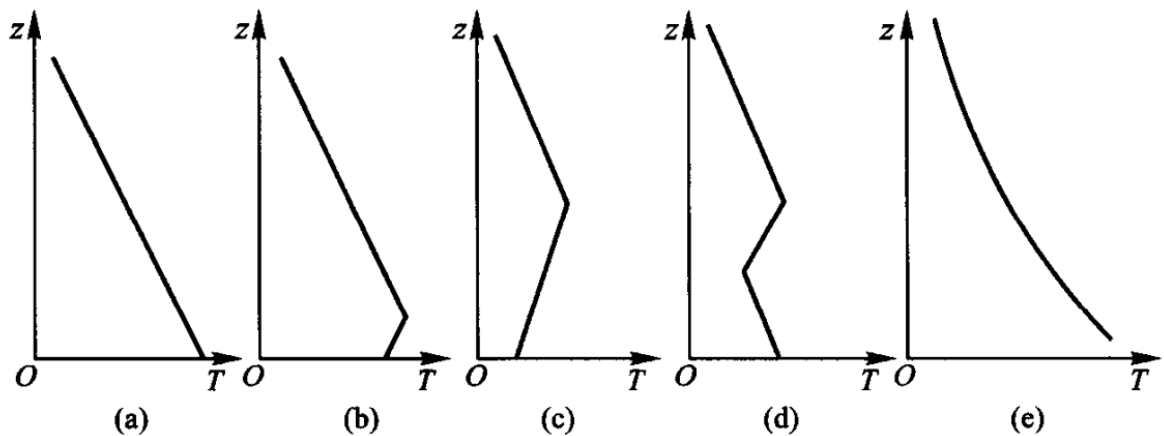


图 8-13 辐射逆温的生消过程

#### 6.1.2.2.2 下沉逆温

- 当高空高压区内某一气层发生下沉运动时，因气压逐渐增大以及气层向水平方向辐散，其厚度减小 ( $h' < h$ )。这样气层顶部比底部下沉的距离要大 ( $H > H'$ )，因而顶部绝热增温比底部多而形成逆温。
- 下沉逆温的形成与昼夜没有关系，持续时间长，范围宽，逆温层厚度也较大，离地面数百米的高空都可能出现。特别是冬季，下沉逆温与辐射逆温结合在一起，形成很厚的逆温层，对高架污染源排放影响很大。

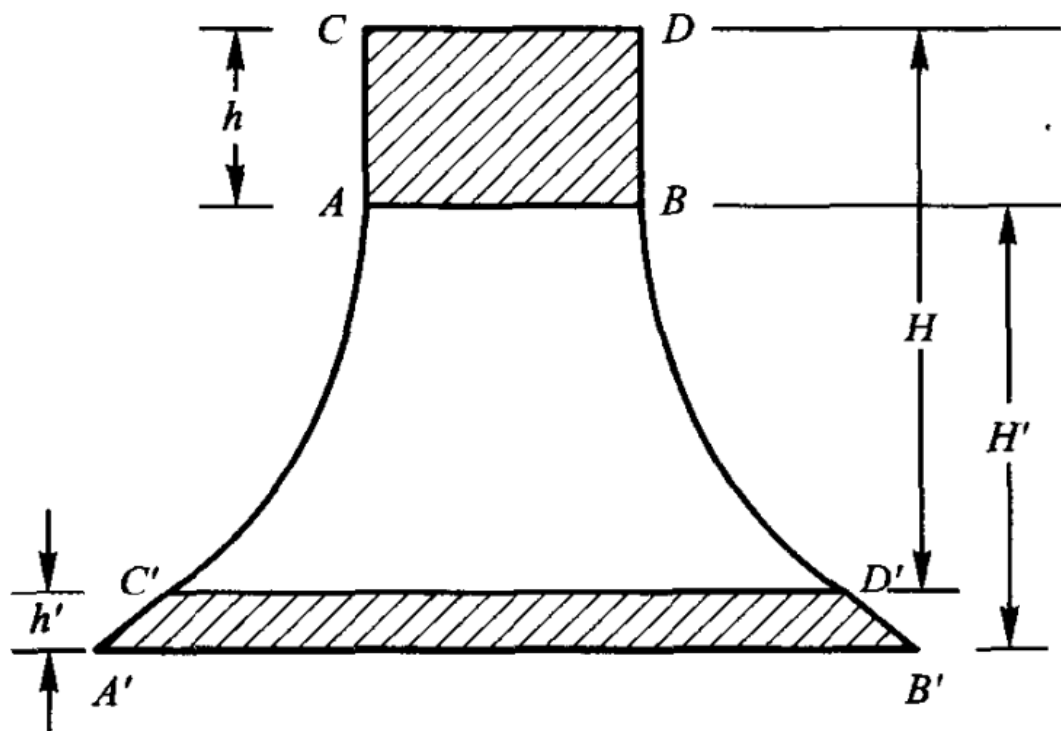


图 8-14 下沉逆温的形成

#### 6.1.2.2.3 湍流逆温

- 湍流逆温是低层空气湍流混合形成的逆温。
- 图中AB为原来的气温分布，气温递减率  $\gamma > \gamma_d$ 。
- 低层空气经过湍流混合后，气层的温度分布逐渐接近于  $\gamma_d$ 。这是因为湍流运动中，上升空气的温度是按干绝热递减变化的，空气上升到混合层上部时，它的温度比周围空气温度低，混合的结果，使

上层空气降温；空气下沉时，情况相反，会使下层空气增温。所以经过充分地湍流混合以后，气层的温度递减率逐渐趋于 $\gamma_d$ ，如图中 CD 所示。

- 这样在湍流混合层与未发生湍流的上层空气之间的过渡层就出现了逆温层 DE。这种逆温层厚度不大，约几十米。

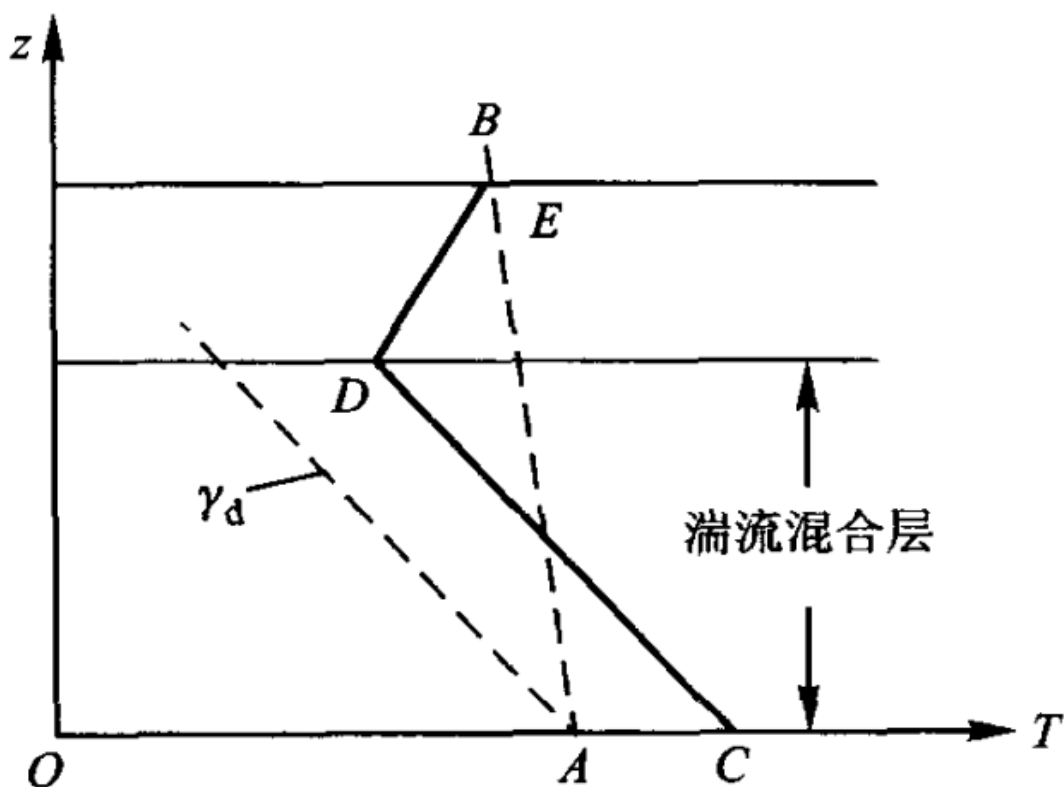


图 8 - 15 湍流逆温的形成

#### 6.1.2.2.4 锋面逆温

- 对流层中的冷、暖空气相遇时，暖空气密度小，就会爬到冷空气的上面，形成一个倾斜的过渡区，即锋面。如果锋面处冷、暖空气温度差很大，即可在冷空气一边形成逆温，如图8-16 (a) 所示。
- 如在白天，大范围的盛行风和海风方向相反，低温的海风在下，陆风暖气流在上，前沿形成锋面，出现一层锋面逆温，如图8-16 (b) 所示。沿岸低矮的烟流随下层海风吹向内陆，它的上部受逆温顶盖的限制，可形成较高的地面浓度。

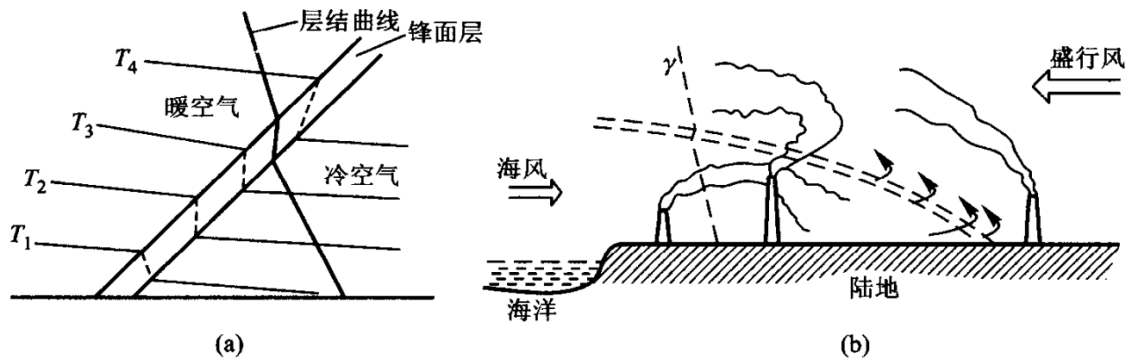


图 8-16 锋面逆温

(a) 锋面逆温的形成; (b) 海风侵入时的锋面和扩散

### 6.1.2.3 大气稳定度

- 如果一团空气受到对流冲击力的作用, 产生了向上或向下的运动, 这以后就可能出现三种情况:
  - 当外力撤销后, 该气团逐渐减速, 并且有返回原来高度的趋势, 则说明大气是稳定的。
  - 当外力撤销后, 该气团仍加速升降, 则说明此时大气是不稳定的。
  - 当外力去除后, 气团既不加速, 也不减速, 则此时大气处于中性平衡状态。
- 大气稳定度是大气对污染源排入其中的污染物扩散能力的一种量度。大气愈不稳定, 污染物在大气中的扩散速率就愈快。

#### 6.1.2.3.1 大气稳定度的判别

- 大气稳定度是取决于气温垂直递减率 ( $\gamma$ ) 与干绝热递减率 ( $\gamma_d$ ) 的对比。根据气团在大气中的受力分析和气体状态方程, 可以导出单位体积的气团产生的加速度 ( $a$ ) 为:

$$a = g \left( \frac{\gamma - \gamma_d}{T} \right) \Delta z \quad (1-6)$$

- $\Delta z$ : 气团在垂直方向上的位移, m。
- 由上式可以看出, ( $\gamma = \gamma_d$ ) 的符号决定了气团加速度 ( $a$ ) 与其位移 ( $\Delta z$ ) 的方向是否一致, 也就决定了大气是否稳定:
  - $\gamma < \gamma_d$ , 若  $\Delta z > 0$ , 则  $a < 0$ , 开始的运动将受到抑制, 层结是稳定的。
  - 当  $\gamma > \gamma_d$  时, 若  $\Delta z > 0$ , 则  $a > 0$ , 开始的运动将加速进行, 层结是不稳定的。
  - 当  $\gamma = \gamma_d$  时,  $a = 0$ , 层结是中性的。

#### 6.1.2.3.2 大气稳定度与烟流扩散的关系

- 波浪型:  $\gamma > 0$ ,  $\gamma > \gamma_d$ , 大气处于很不稳定的状况。此时对流强烈, 排入大气的烟云上下左右波动翻腾, 沿主导风向流动扩散很快, 形成波浪型。污染物着地很少, 只有不够高的烟囱才有一定污染物可能在离烟囱不远处与地面接触。这种烟型多发生在夏季或其他季节的晴天中午或午后。
- 锥型:  $\gamma > 0$ ,  $\gamma \approx \gamma_d$ , 大气处于中性或稳定状态。烟气沿主导风向扩散、兼有上下左右扩散。扩散速度比波浪型慢, 烟形沿风向愈扩愈大, 形成锥型。这种烟型多发生在阴天中午或冬季夜间。
- 扇型:  $\gamma < 0$ ,  $\gamma < \gamma_d$ , 温度递增, 大气处于稳定状态。烟气几乎无上下流动, 而沿两侧扩散, 从高处下望, 烟气呈扇形散开。这种烟气可传送到很远的地方, 若遇到山地、丘陵或高层建筑物, 则可发生下沉作用, 在该地造成严重污染, 此现象多发生在晴天的夜间或早晨。
- 屋脊型: 大气向逆温过渡, 在排出口上方,  $\gamma > 0$ ,  $\gamma > \gamma_d$ , 大气处于不稳定状态; 在排出口下方,  $\gamma < 0$ ,  $\gamma < \gamma_d$ , 大气处于稳定状态。因此, 烟气不向下扩散, 只向上扩散, 呈屋脊型。尾气流的下部浓度大, 如不与建筑物或丘陵相遇, 不会造成对地面的严重污染。
- 熏烟型: 大气逆温向不稳定过渡时, 排出口上方,  $\gamma < 0$ ,  $\gamma < \gamma_d$ , 大气处于稳定状态; 排出口下方, 大气处于不稳定状态。清晨太阳出来后, 逆温开始消散, 当不稳定大气发展到烟流的下缘,

而上部大气仍然处于稳定状态时，就发生重烟状态。这时，好像在烟流上面有一个“锅盖”，阻止烟气向上扩散，烟气大量下沉，在下风地面上造成比其他烟型严重得多的污染，许多烟雾事件都是在此条件下形成的。熏烟型烟雾多发生在冬季日出前后。

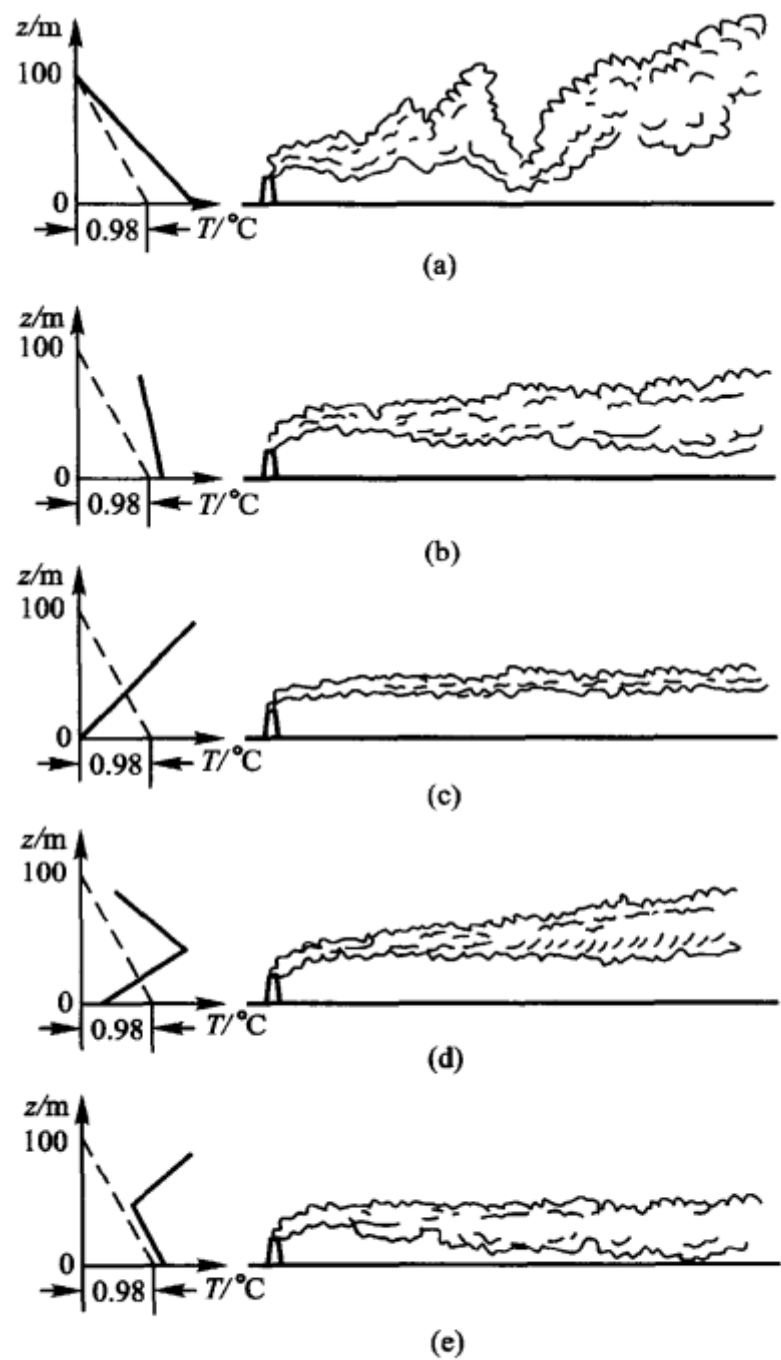


图 8-18 大气稳定性和烟型

(a) 不稳状态(波浪型);(b) 中稳状态(锥型);(c) 稳定状态(扇型);  
(d) 下层稳定上层不稳(屋脊型);(e) 下层不稳上层稳定(熏烟型)

6.1.2.4 大气稳定度的分类

- 大气稳定度的分类方法很多，这里仅介绍国标GB3840—83推荐的修订帕斯奎尔法。它是将距地面10m高处的风速和辐射状况（云量、云状和日照）作为划分大气稳定度等级的指标，把大气稳定度分为六级，即A（极不稳定）、B（不稳定）、C（弱不稳定）、D（中性）、E（稳定）、F（极稳定），详见表1-3。表1-3中的太阳辐射等级可由表1-4查得。

表1-3 大气稳定度等级



地面风速/(m/s)	太阳辐射等级					
	+3	+2	+1	0	-1	-2
≤1.9	A	B	B	D	E	F
2~2.9	B	B	C	D	E	F
3~4.9	C	C	C	D	D	E
5~5.9	C	D	D	D	D	D
≥6	C	D	D	D	D	D

表1-4 太阳辐射等级						
云量		太阳高度角				
总云量	低云量	夜间	$h_0 \leq 15^\circ$	$15^\circ < h_0 \leq 35^\circ$	$35^\circ < h_0 \leq 65^\circ$	$h_0 > 65^\circ$
≤4	≤4	-2	-1	+1	+2	+3
5~7	≤4	-1	0	+1	+2	+3
≥8	≤4	-1	0	0	+1	+1
≥7	5~7	0	0	0	0	+1
≥8	≥8	0	0	0	0	0

- 表1-4中的太阳高度角 ( $h_0$ ) 由下式求得:

$$h_0 = \arcsin[\sin\varphi\sin\theta + \cos\varphi\cos\theta\cos(15t + \lambda - 300)] \quad (1-7)$$

- $\varphi$ : 当地地理纬度,  $^\circ$ 。
- $\lambda$ : 当地地理经度,  $^\circ$ 。
- $\theta$ : 太阳倾角,  $^\circ$ :

$$\theta = [0.006918 - 0.399912\cos\delta_0 + 0.070257\sin\delta_0 - 0.006758\cos 2\delta_0 + 0.0009079\sin 2\delta_0 - 0.002697\cos 3\delta_0 + 0.001480\sin 3\delta_0] \times 180/\pi \quad (1-8)$$

- $\theta$ : 太阳倾角,  $^\circ$ 。
  - $\delta_0 = 360d_n/365$ ,  $^\circ$ 。
  - $d_n$ : 一年中的日期序数,  $1, 2, \dots, 365$ 。
- $t$ : 观测进行时的北京时间,  $h$ 。
- 确定大气稳定度等级的步骤:
  - 先根据日期由表1-5中查取太阳倾角 $\theta$ , 计算太阳高度角 ( $h_o$ ) 。
  - 由太阳高度角 $h_o$ 的绝对值及云量按表1-4查出辐射等级。
  - 再由辐射等级与地面风速按表1-3查出稳定度等级。
- 云:
  - 云分为高云 (5000 m 以上)、中云 (2500~5000m) 和低云 (2500m以下) 三类。

- 云量是指云遮蔽天空的成数。我国将可见天空分为10等份，云遮盖了几份，云量就是几。如碧空无云，云量为零；阴天云量为10。
- 总云量是指所有云遮蔽天空的成数，不考虑云的层次和高度。
- 低云量是指低云遮蔽天空的成数。
- 我国对云量的记录采取分数的形式，以总云量为分子，低云量为分母，如10/7，5/2等，任何时候低云量不得大于总云量。
- 云量可从气象台、气象站取得，也可以自行观测。