

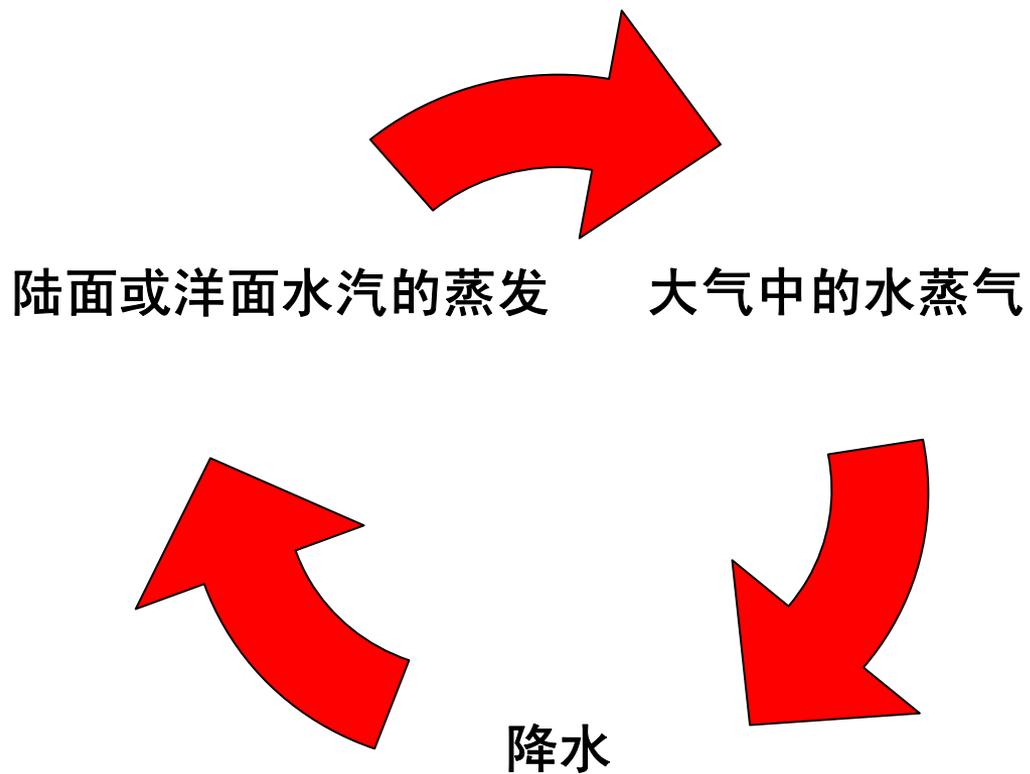
对地球有保温作用，但近年来随着工业的发展和人口的增长，全球二氧化碳含量逐年增加，改变了大气热平衡，导致地面和低层大气平均温度升高，引起严重的气候问题。

3·臭氧

主要分布在 10 ~ 40km 的高度处，极大值在 20 ~ 25km

- (二) 水汽

- 水汽的来源和去向



- (三) 固、液体杂质

- 大气悬浮固体杂质和液体微粒，也可称为气溶胶粒子除由水汽变成的水滴和冰晶外，主要是大气尘埃和其他杂质。它们的半径一般为 10^{-2} — 10^{-8} cm，多集中于低层大气中。烟粒主要来源于生产、生活方面的燃烧；尘埃主要来自经风的吹扬进入大气的地表松散微粒，以及火山爆发后产生的火山。固体杂质的含量陆地上空多于海洋上空，城市多于乡村，冬季多于夏季，白天多于夜晚，愈近地面愈多。

大气各成分的作用

大气组成			主要作用
干 洁 空 气	主要 成分	N_2	生物体的基本成分
		O_2	维持生物活动的必要物质
	次要 成分	CO_2	植物光合作用的原料；对地面保温
		O_3	吸收紫外线，使地球上的生物免遭过量紫外线的伤害
水汽			成云致雨的必要条件；对地面保温
固体杂质			成云致雨的必要条件

- 二大气的结构
- （一）大气质量
- 1·大气上界
- 大气按其物理性质来说是不均匀的，特别是在铅直方向变化急剧在很高的高度上空气十分稀薄，气体分子之间的距离很大。在理论上，当压力为零或接近于零的高度为大气顶层，但这种高度不可能出现。因为在很高的高度渐渐到达星际空间，不存在完全没有空气分子的地方。

气象学家认为，只要发生在最大高度上的某种现象与地面气候有关，便可定义这个高度为大气上界因此，过去曾把极光出现的最大高度（1200km）定为大气上界。物理学家，化学家则从大气物理,化学特征出发，认为大气上界至少高于1200km，但不超过3200km，因为在这个高度上离心力以超过重力，大气密度接近星际气体密度。所以在高层大气物理学中，常把

- 2. 大气质量

- 大气高度虽然不易确定，大气质量却可以从理论上求得假定大气是均质的，则大气高度约为 8000m，整个大气柱的质量为。

- $$m_0 = p_0 H$$

- $$= 1.125 \times 10^{-3} \times 8$$

- $$\times 10^5$$

- $$= 1013.3 \text{g/cm}^2$$

- p_0 为标准情况下 ($T = 00$ ，气压为

(二) 大气压力

1. 气压

定义：从观测高度到大气上界上单位面积上（横截面积 1cm^2 ）铅直空气柱的重量为大气压强，简称气压。

单位：**mmHg**（水银柱高度）**Pa**（国际单位）
hpa（气象学）

地面的气压值在 **980 ~ 1040hPa**之间变动，平均为 **1013hPa**。气压有日变化和年变化，还有非周期变化。

由于热力和动力的原因，在同一水平面上气压的分布是不均匀的。水平气压场的情况通常用等压线图来表示。等压线是指某一水平面上气压相等的各点的连线。

在等压线图上（图3-3），气压场的基本型式有如下几种：

(1) 低气压（简称低压）：水平气压梯度自外围指向中心，气流向中心辐合。

(2) 高气压（简称高压）：水平气压梯度自中心指向外围，气流自中心向外辐散。

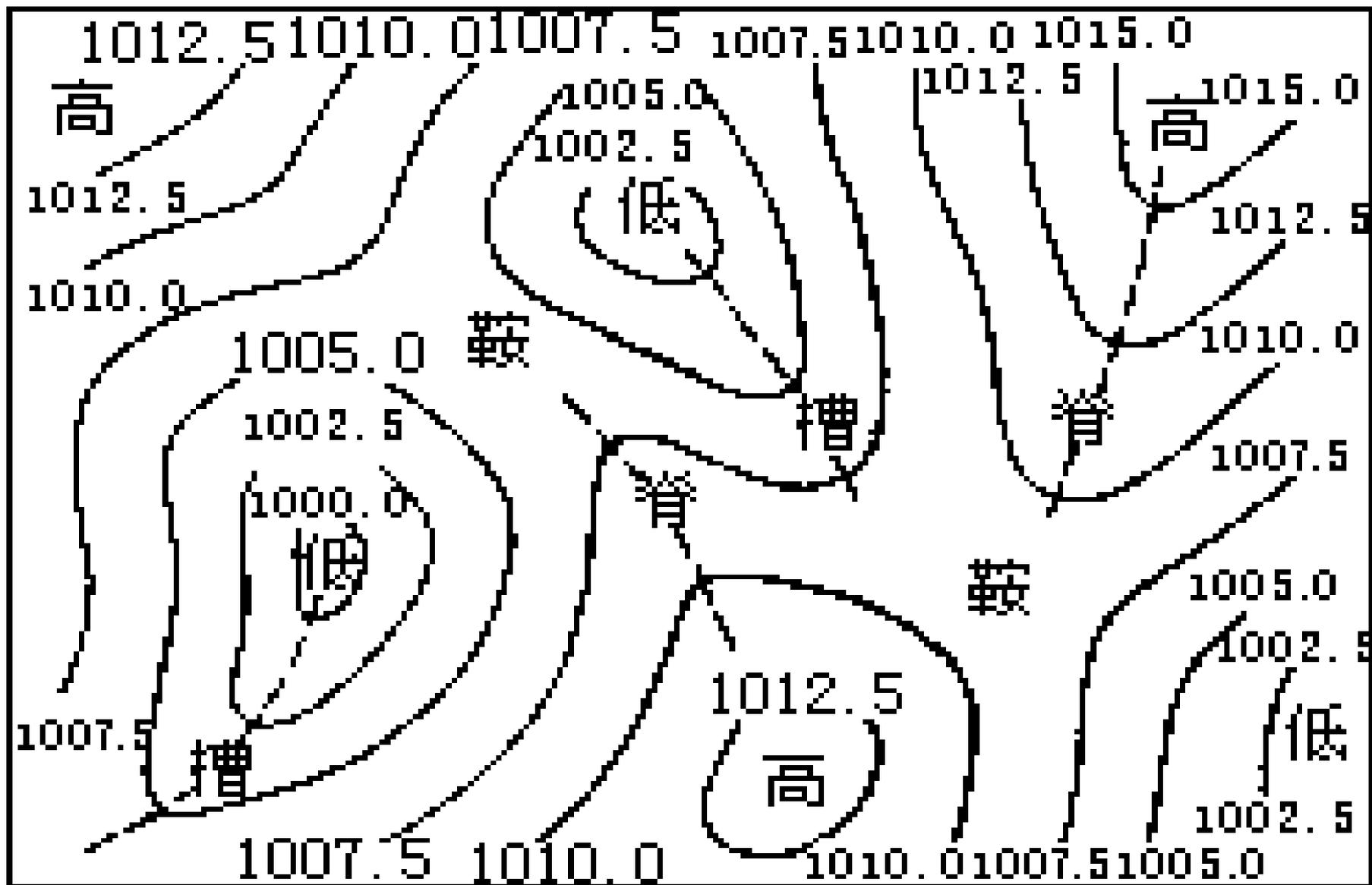


图3-18 气压场的几种基本型式

2. 气压的垂直分布

气压大小取决于所在水平面的大气质量，

随高度的上升，大气

压随高度升高而
降示：

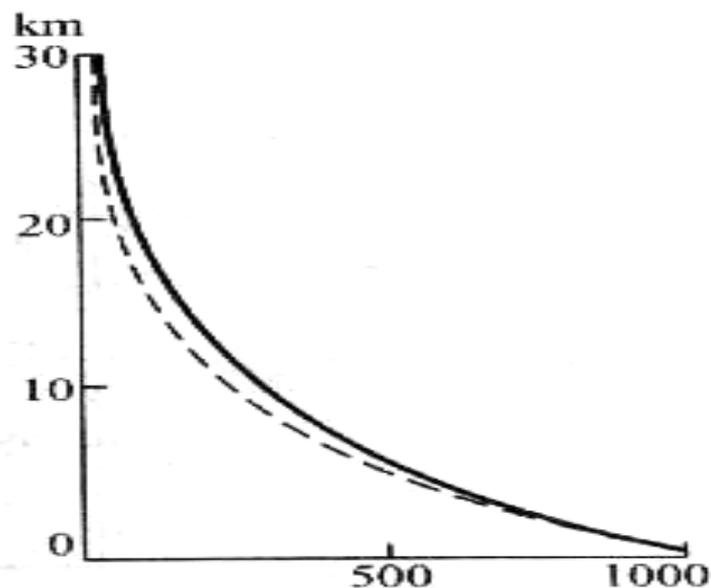


图 3 - 3 气压随高度的分布

气压随高度的实际变化与气温和气压条件有关

表 3-3 不同气温、气压条件下的单位气压高度差/ $\text{m}\cdot\text{hPa}^{-1}$

气温 / $^{\circ}\text{C}$ 气压 / hPa	-40	-20	0	20	40
1 000	6.7	7.4	8.0	8.6	9.3
500	13.4	14.7	16.0	17.3	18.6
100	67.2	73.6	80.0	86.4	92.8

再气压相同条件下，气柱温度愈高，单位气压高度差愈大，气压垂直梯度愈小；在相同气温下，气压愈高单位气压高度差愈大，气压垂直梯度愈大。

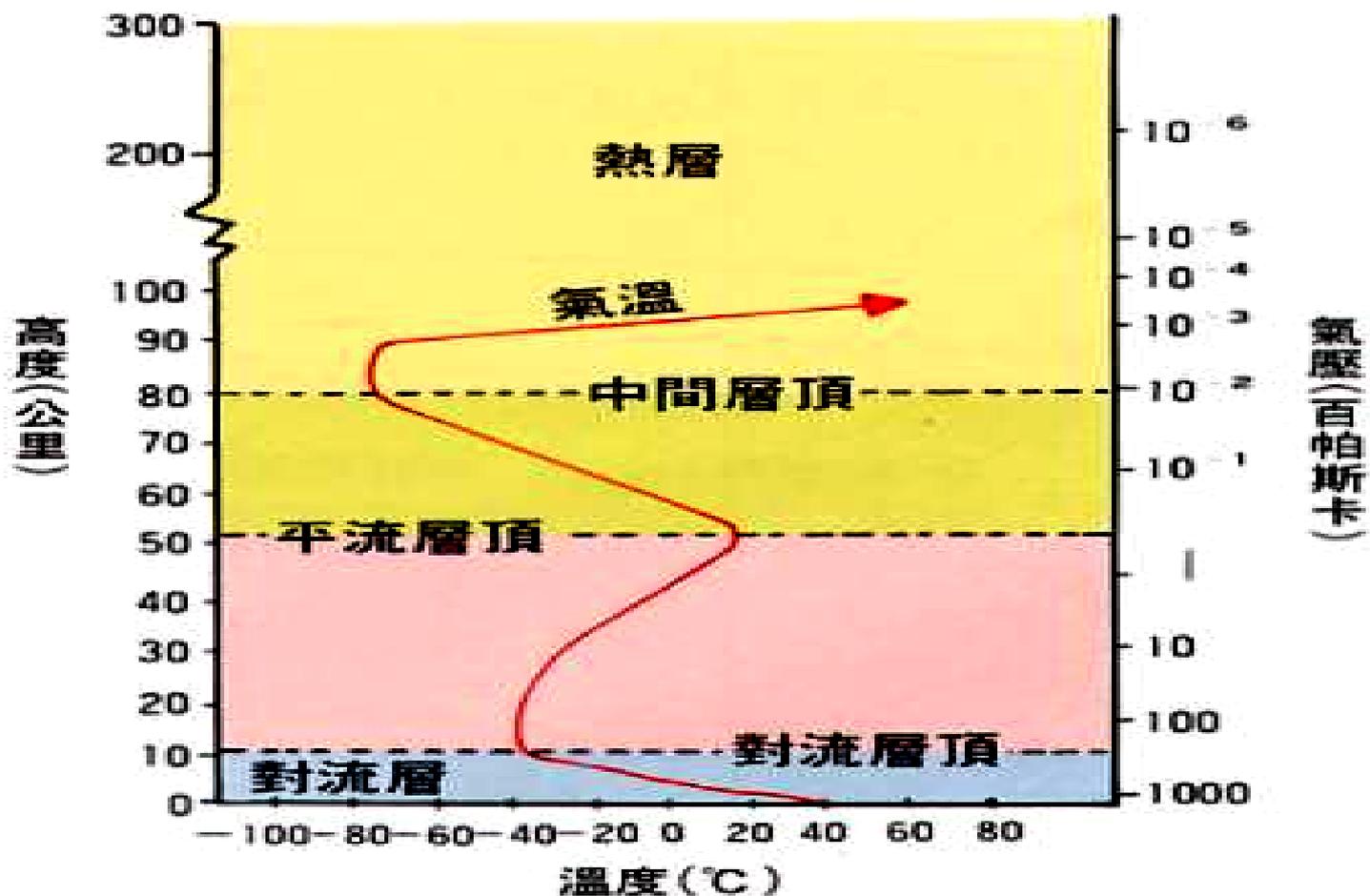
(三) 大气分层

85km高度以上为非均质层，其中又可分为氮层（85~200km），原子氧层（200~1100km），氦层（1100~3200km）和氢层（3200~9600km）。

- 按大气化学核物理性质，非均质层可分为光化层和离子层。
- 光化层具有分子、原子和自由基组成的化学物质，其中包括约在20 km 高度处 O₃ 浓度最大处

大气的垂直分层

圖 1.51 大氣圈的结构



•• 日常各種天氣, 主要在對流層內演變

2. 平流层 (*Stratosphere*)

特征:

对流层顶以上到50—55公里范围是平流层。

- (1) 气温随高度升高的分布
- 平流层气温基本上不受地面影响，故随着高度的增加，起初不变或变化极小；至30公里高度以上时，由于臭氧含量多，吸收了大量的紫外线，因此升温很快。

(2) 气流以上平流运动为主，逆温的分布

3. 中间层 (*Mesosphere*)

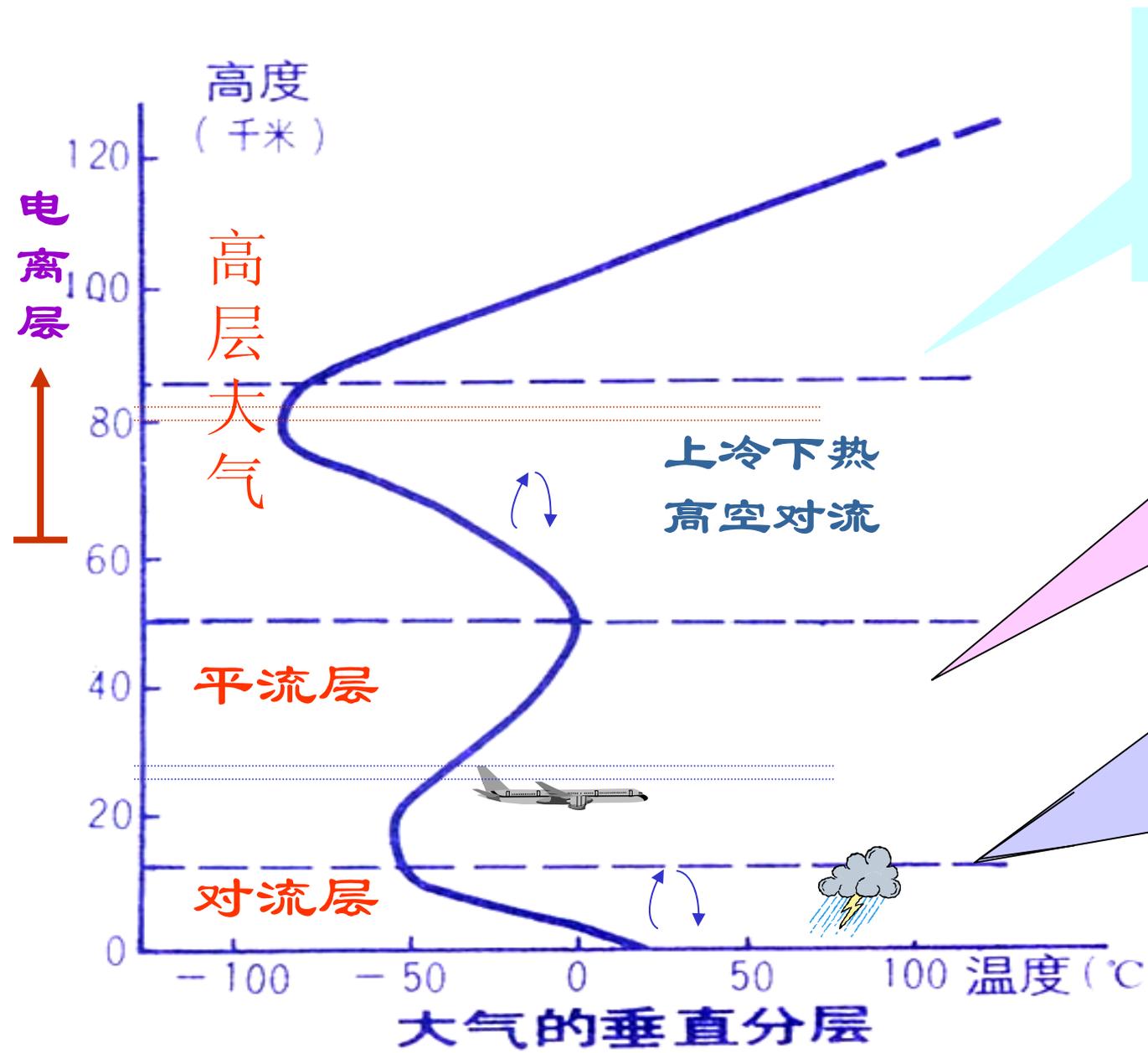
- 高度：平流层顶至85km处。
- 特征：
 - (1) 温度随高度的升高而迅速下降。
因为臭氧的含量下降。
 - (2) 空气以垂直运动为主。但由于空气稀薄，所出现的天气现象已不如对

4. 暖层 (*Thermosphere*)

- 高度：中间层至**800km**处
- 特征：
 - (1) 空气质量小，空气稀薄，空气密度只占空气总质量的**0.5%**，在**120km**高空，空气密度小至声音都难于传播。
 - (2) 温度随高度升高而升高。因为所有波长小于**0.175um**的太阳紫外辐射都被暖层气体所吸收，顶层温度可达**1000度**。

5. 散逸层 (*Exosphere*)

- **800km**高度以上的大气层，其上界为3000km左右。
- 因大气十分稀薄，离地面远，受地球引力场约束微弱，一些高速运动的空气质点就能散逸到星际空间，所以本



电离层能反射无线电波，对无线电通讯有重要作用

气温初稳后升热只因层中臭氧多水平流动天气好高空飞行很适合

对流旺盛近地面，纬度不同厚度变；高度增来温度减，只因热源是地面；天气复杂且多变，风云雨雪较常见

对流层气温变化



- (四) 标准大气

- 人们根据高空探测数据和理论，规定了一种特性随高度平均分布的大气模式，称为“标准大气”或“参考大气”。

- 标准大气模式假定空气是干燥的，在86km以下是均匀混合物且处于静力学平衡和水平成层分布。

三、大气的热能

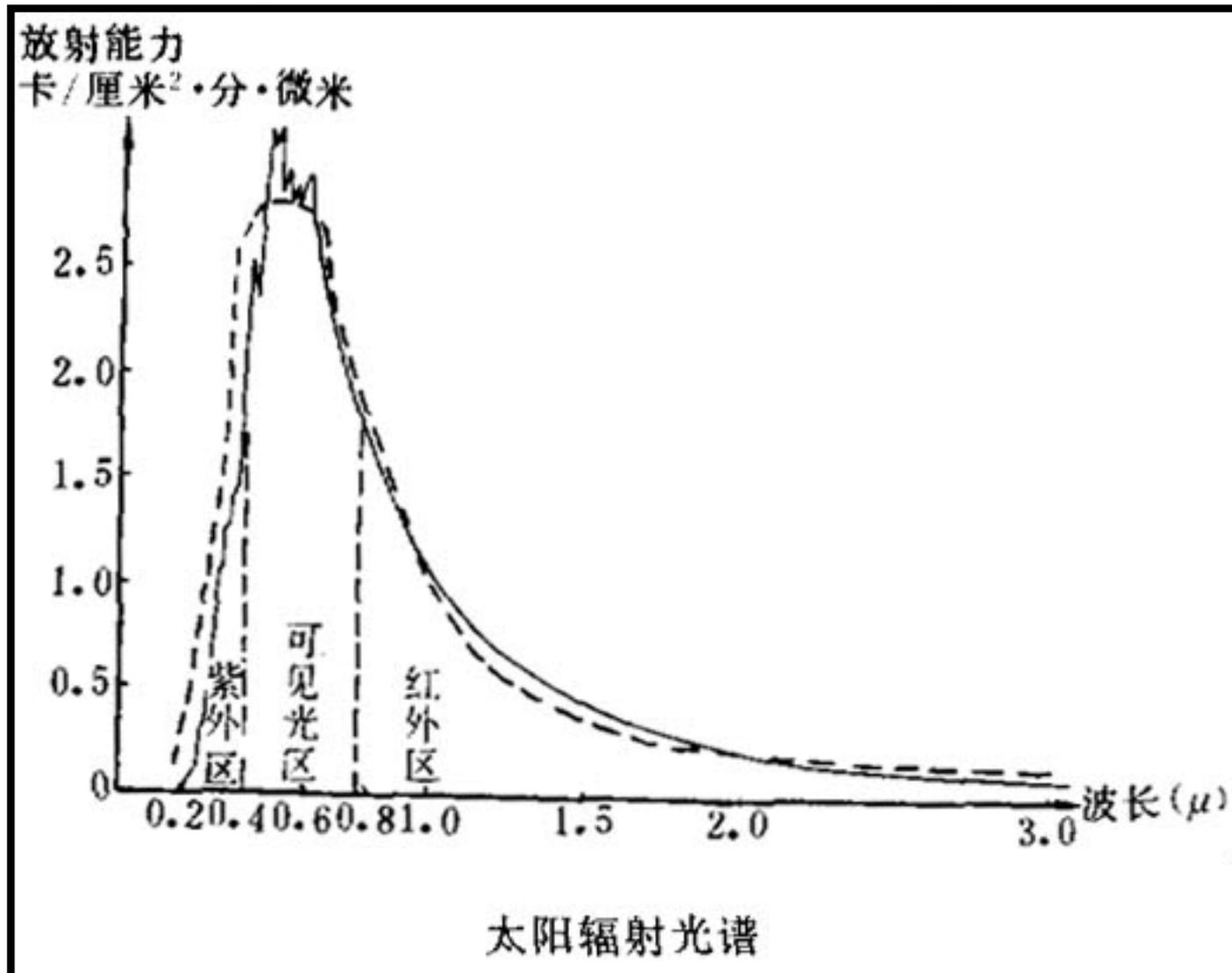
- 地球气候系统的能源主要是太阳辐射，它从根本上决定地球、大气的热状况，从而支配其他的能量传输过程。地球气候系统内部也进行着辐射能量交换。因此，需要研究太阳、地球及大气的辐射

• (一) 太阳辐射

• 太阳是离地球最近的一个恒星，其表面温度约为 **6000K**，内部温度更高，所以太阳不停地向外辐射巨大的能量。太阳辐射能主要是**波长在 $0.4 \sim 0.76 \mu\text{m}$ 的可见光**，约为总能量的 **50 %**；其次是**波长大于 $0.76 \mu\text{m}$ 的红外辐射**，约占总辐射能的 **43 %**；**波长小于 $0.4 \mu\text{m}$ 的紫外辐射**约占 **7 %**。相对于地球来说，太阳辐射的波长较短，故称太阳辐射为**短波辐射**。表示太阳辐射能强弱的物理量，即单位时间内垂直投射在单位面积上的太阳辐射能，称为**太**

大气上界太阳辐射能量曲线及到达地表的典型能量曲线

到达地面的太阳辐射与大气上界的情况不同。由于大气圈对辐射有吸收、散射和反射等作用，太阳光谱中不同的波长将受到不同程度的削弱。吸收作用主要削弱紫外和红外部分，而对可见光部分则影响较少。散射和反射作用受云层厚度、水汽含量、大气悬浮微粒的粒径和含量的影响很大。



- 为何天空呈蔚蓝色？
- ——主要是空气分子在选择地对波长青色、蓝色光进行散射。
- 为何日出、日落时，太阳呈红色？
- ——因为太阳高度角不同，太阳光通过大气的厚度也不同，太阳高度越小，太阳光投射时所穿过的大气质量就大（垂直时，穿过的质量数为1），日出、日落时，日光通过的

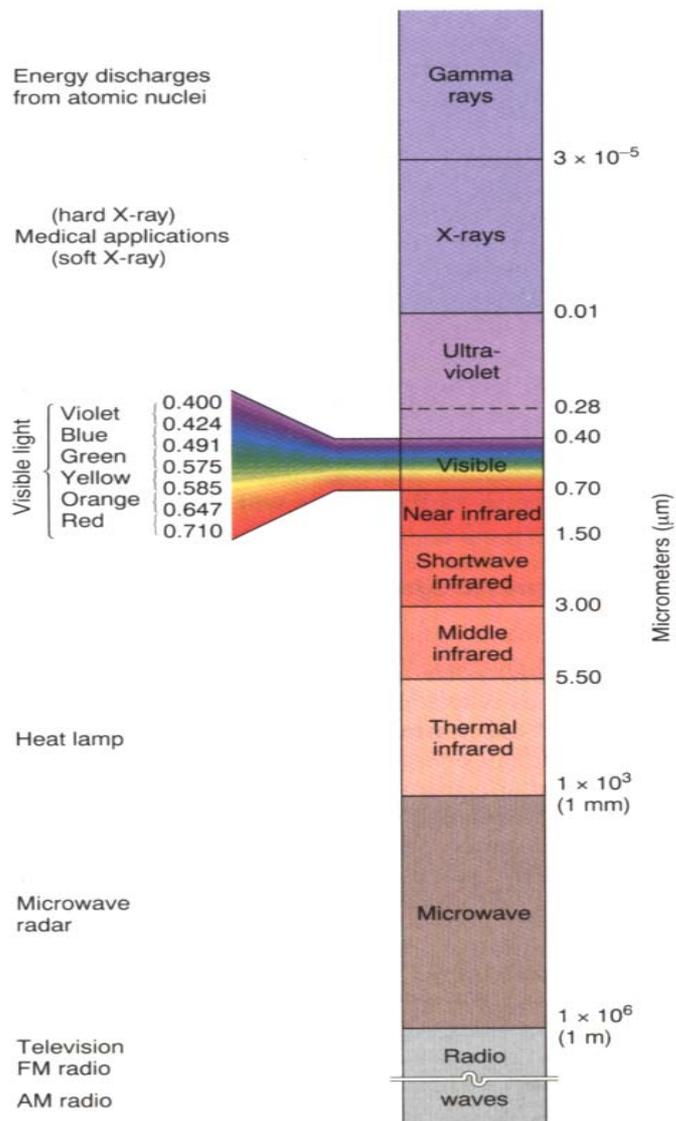
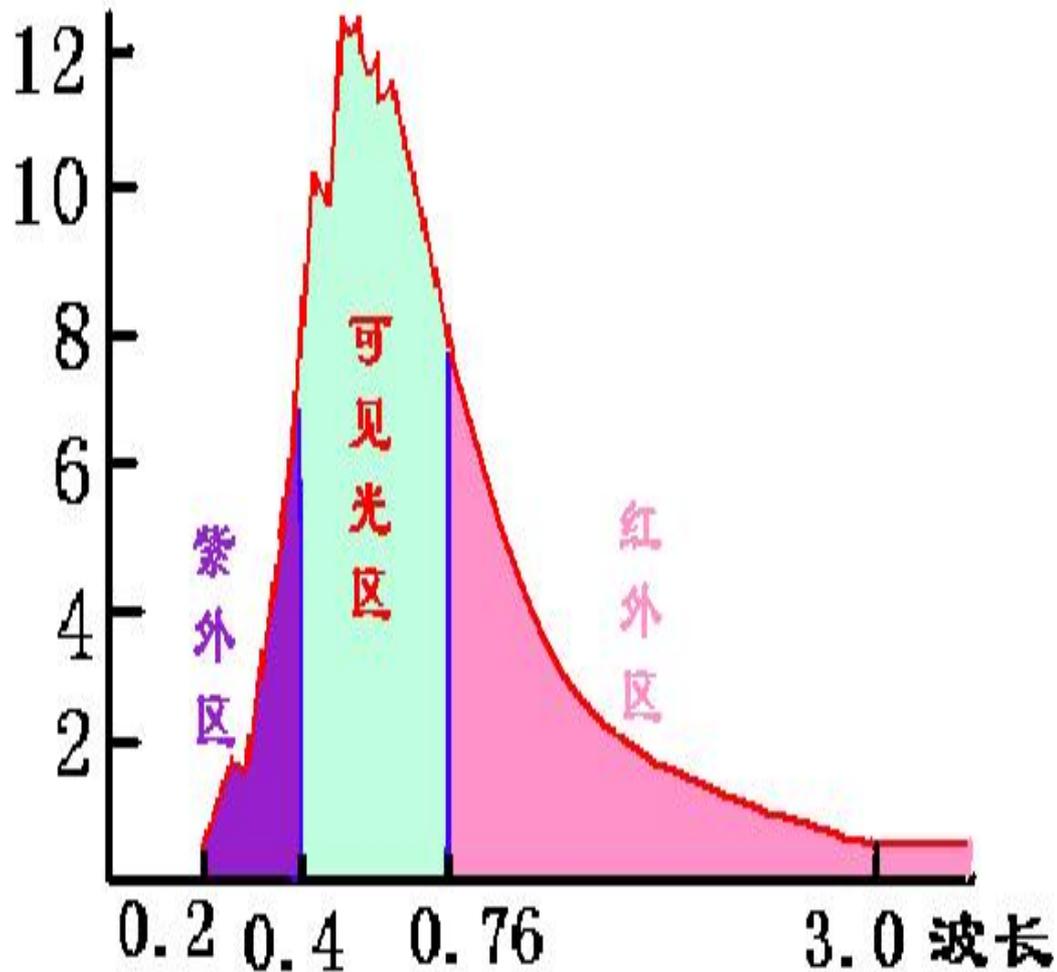


FIGURE 2-9 A portion of the electromagnetic spectrum of radiant energy.

辐射能力



太阳辐射的波长范围

经大气削弱后到达地面的太阳辐射有两部分：一是**直接辐射**；二是经大气散射后到达地面的部分，称为**散射辐射**二者之和就是太阳辐射总量，称为**总辐射**，总辐射的纬度分布，一般是纬度愈高，总辐射愈小；纬度愈低，总辐射愈大。因为赤道附近多云，总辐射最大值并不出现在赤道，而是出现在 20°N 附近。

不同性质地面对太阳的反射率

表 3-6 不同性质地面对太阳的反射率/%

地 面	反射率	地 面	反射率
裸地	10 ~ 25	棉地	20 ~ 22
沙地、沙漠	25 ~ 40	雪(干、洁)	75 ~ 95
草地	15 ~ 25	雪(湿或脏)	25 ~ 75
森林	10 ~ 20	海面($h > 25^{\circ}$)	< 10
稻田	12	海面(h 小)	10 ~ 70

- (二) 大气能量及其保温效应

- 大气本身对太阳辐射直接吸收很少，而水、陆、植被等下垫面却能吸收太阳辐射，并经潜热和感热转化供给大气。大气获得能量的具体结构为：。

- 1 . 对太阳辐射的直接吸收 大气对太阳辐射的直接吸收作用很小，只占太阳辐射能的18%左右，主要吸收物质是水汽、臭氧和液态水。占大气体质99 %以上的氧和氮对太阳辐射的吸收微弱。

地球大气对太阳辐射的吸收

表 3-7 地球大气对太阳辐射的吸收

波 段 $\lambda/\mu\text{m}$	占太阳辐射 总量的比值	地球大气的吸收层/km	主要吸收机制	被吸收的比值
<0.1	$3/10^6$	85 ~ 200	光致电解	全部
0.1 ~ 0.2	$1/10^4$	50 ~ 110	O_2 的光致电解	全部
0.2 ~ 0.31	1.75%	30 ~ 60	O_3 的光致电解	全部
>0.31	98%	0 ~ 10	水汽吸收	~ 17%

• 2 · 对地面辐射的吸收

• 地表吸收了到达大气上界太阳辐射能的 50 %，变成热能，温度升高，而后再以大于 $3 \mu\text{m}$ 的长波（红外）向外辐射。

• 这种辐射能量的 75 % ~ 95 % 被大气吸收，只有少部分波长为 $8.5 \sim 12 \mu\text{m}$ 的辐射能通过

- 3· 潜热输送

海面和陆面的水分蒸发使地面热量得以输送到大气层中。一方面水汽凝结成雨滴或雪时，放出潜热给空气；另一方面雨滴或雪降到地面不久又被蒸发，这个过程交替进行。全球表面年平均潜热输送热量，占辐

- 4 · 感热输送

- 陆面和水面温度与低层大气温度并不相等，因此地表和大气之间由感热交换而产生能量输送。

- 如当地面温度高于低层大气时，向大气干热输送。反之，干热输送方向将指向

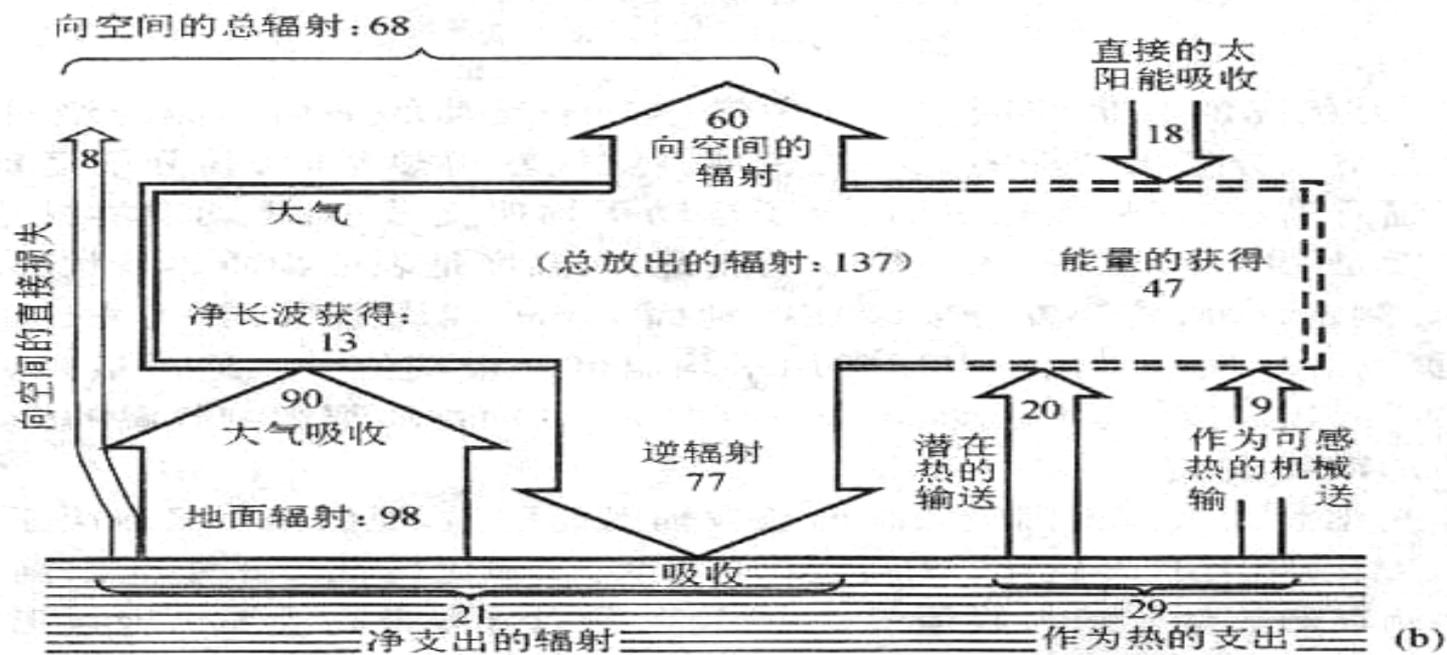
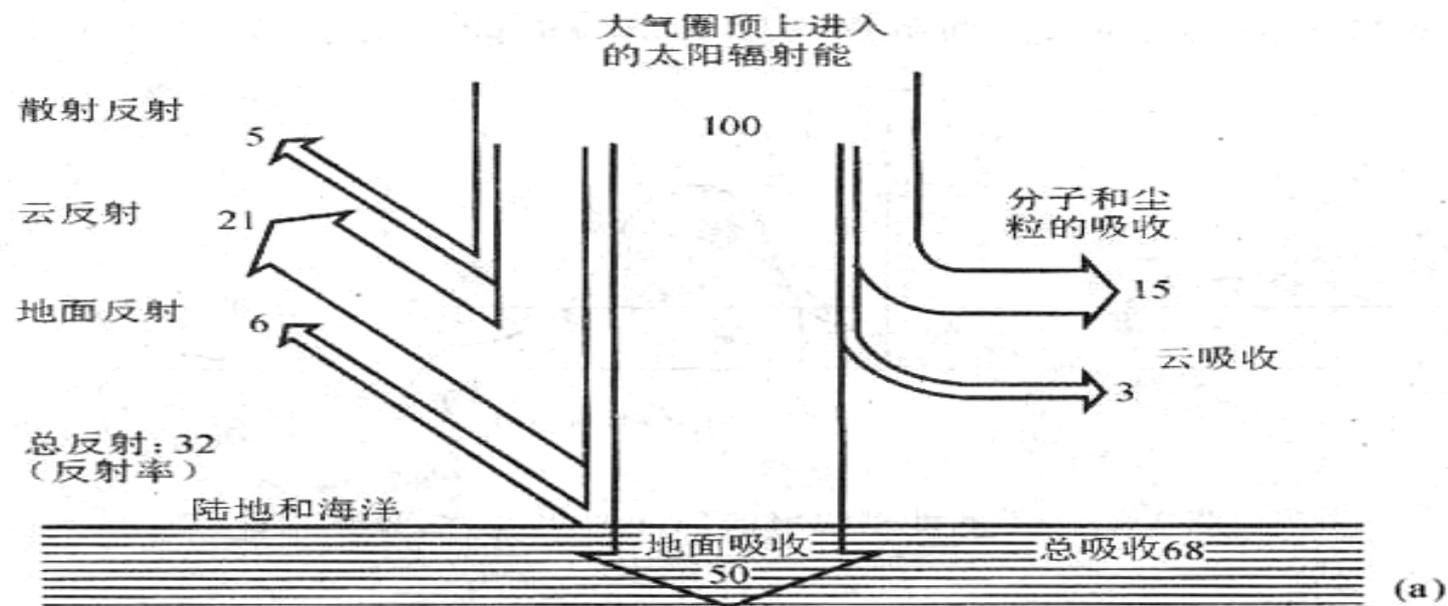
- 大气获得热能后依据本身温度向外辐射，称为大气辐射。其中一部分外逸到宇宙空间，一部分向下投向地面，即为大气逆辐射。大气逆辐射的存在使地面实际损失的热量略少于长波辐射放出的能量，地面得以保持一定的温暖程度。这种保温作用，通常称为“温室效应”
地面 → 大气

- 据计算，如果没有大气，地面平均温度将是一 -18°C ，而 15°C 是现在的

（三）地—气系统的辐射平衡

- 综上所述，大气和地面吸收太阳短波辐射，大气和地面又依据本身的温度向外发射长波辐射，这样就形成了整个地—气系统与宇宙空间不断地以辐射形式进行能量交换。
- 在地理环境内部，地面与大气也不断以辐射和热量输送的形式交换能量。
- 在某一时段内物体能量收支的差值，称为辐射平衡或辐射差额。

- 如把地面直到大气上界看作一个整体，其辐射能净收入就是地—气系统的辐射平衡。
- 地-气系统的辐射净收入 = 地面吸收的太阳辐射 + 整个大气吸收的太阳辐射 — 大气上界向空间



(a) 太阳辐射

(b) 长波辐射

图 3-6 全球辐射平衡图解(据 A. N. Strahler, 1974)

- 全球年平均辐射平衡为零，但局部地区却并非如此。低纬地区辐射平衡为正，能量盈余；高纬地区辐射平衡为负，能量亏损；高纬地区亏损的部分由低纬地区盈余的部分补充，能量由低纬向高纬输送主要是依靠全球性的大气环流和洋流进行的。

• 辐射平衡有年变化和日变化。在一日内白天收入的太阳辐射超过支出的长波辐射，辐射平衡为正值，夜间为负值。在一年内，北半球夏季辐射平衡因太阳辐射增多而大，冬季则相反，甚

得堡(列宁格勒)有5个月为正值,极圈范围内则大部分时间出现负值(图3-7)。

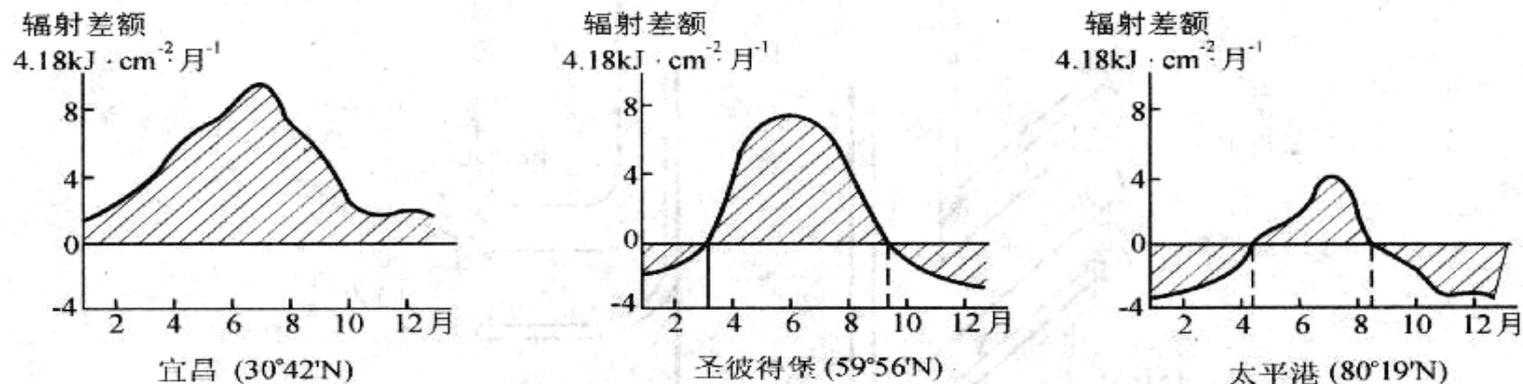


图3-7 不同纬度辐射差额的变化(据本书第二版)

四、气温（Temperature）

气温是大气热力状况的数量度量。空气中气体分子运动的平均动能与绝对温度成正比。

（一）气温的周期性变化

1. 气温的日变化：大气主要因为吸收地面长波辐射而增温。太阳辐射有日变化，气温也相应呈现日变化特征。 —

- ◆通常一天之内有一个最高值和一个最低值。最高值不出现在正午太阳高度角最大时，而是在午后二时前后。
- ◆这是因为空气主要吸收地面辐射而增温，热量由地面传给大气还要经历一个过程。
- ◆气温最低值不在午夜，而在日出前后。
- ◆这是因为地面储存的热量因太阳辐射减弱而减少，气温随之逐步下降，到第

2. 气温的年变化：一年之内，最热月与最冷月平均气温之差，称为气温年较差。

在北半球，一年的气温最高值在大陆上出现在7月份，在海洋上出现在8月份；气温最低值在大陆上和海洋上分别出现在1月和2月。

(二) 气温的水平分布

- 气温的水平分布通常用等温线来表示。
等温线就是将气温相同的地点连结起来的曲线。等温线愈密，表示气温水平变化愈大；否则，反之。
- 气温的水平分布状况与地理纬度、海陆分布、大气环流、地形起伏、洋流等因素有密切关系。图2-14和图2-15分别为1

1. 等温线分布的总趋势大致与纬圈平行。
2. 同纬度夏季海面气温低于陆面，冬季海面气温高于陆面，等温线发生弯曲。
3. 洋流对海面气温的分布有很大影响。
4. 近赤道地区有一个高温带，月平均温度高于 24°C ，称为热赤道。
5. 南半球无论冬、夏，最低气温均出现在南极；北半球最低气温冬季出现在高纬度大陆，夏季出现在北极地区。

(三) 气温的垂直分布

对流层内，气温随海拔升高而降低。

平均为 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。气温随高度的变化，称为气温垂直递减率，简称气温直减率 r 。

一般而言，夏季和白天气温直减率大，冬季和夜晚气温直减率小。但在特殊情况下，某些气层的温度随高度而增加，即

第二节 大气水分和降水

一、大气湿度

(一) 湿度的概念和表示方法

大气从海洋、湖泊、河流以及潮湿土壤的蒸发或植物的蒸腾作用中获得水分水分进入大气后，通过分子扩散和气流的传递而散布于大气中，使之具有不同的潮湿度。

常用多个湿度参量表示水气含量。

1. 水汽压和饱和水汽压

大气压力是大气中各中气体压力的总和，大气中水汽所产生的那部分压力叫水汽压（ e ）。

- 空气中水汽含量与温度关系密切。

温度一定时，单位体积空气容纳的水汽量有一定的限度，达到这个限度，空气呈饱和状态，称为饱和空气。饱和空气的水汽压，称为饱和水汽压（ E ），饱和水汽压随温度升高而增大。

不同温度条件下水面上的饱和水汽压/hPa

表 3-8 不同温度条件下水面(平面)上的饱和水汽压/hPa^①

温度/℃	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
-30	0.508 8	0.462 8	0.420 5	0.381 8	0.346 3	0.313 9	0.284 2	0.257 1	0.232 3	0.209 7
-20	1.254 0	1.150 0	1.053 8	0.964 9	0.882 7	0.807 0	0.737 1	0.672 7	0.613 4	0.558 9
-10	2.862 7	2.644 3	2.440 9	2.251 5	2.075 5	1.911 8	1.759 7	1.618 6	1.487 7	1.366 4
-0	6.107 8	5.678 0	5.275 3	4.898 1	4.545 1	4.214 8	3.906 1	3.617 7	3.348 4	3.097 1
0	6.107 8	6.566 2	7.054 7	7.575 3	8.129 4	8.719 2	9.346 5	10.013	10.722	11.471
10	12.272	13.119	14.017	14.969	15.977	17.044	18.173	19.367	20.630	21.964
20	23.373	24.861	26.430	28.086	29.831	36.671	33.608	35.649	37.796	40.055
30	42.430	44.927	47.551	50.307	53.200	56.236	59.422	62.762	66.269	69.934

① 横行表示小数点后的温度数值。

2. 绝对湿度和相对湿度

单位容积空气所含的水气质量通常以 g/cm^3 表示，称为绝对湿度（ α ）或水汽密度。

绝对湿度不能直接测定，但可间接算出。它与水汽压有关系：

$$\alpha = 289e / T(\text{g/m}^3)$$

式中， e 为水汽压（ mm ）； T 为绝对温度。

- 大气的实际水汽压 e 与同温度饱和水汽压 E 之比，称为相对湿度 f)，用百分数表示。

- $$f = e/T \times 100$$

%

- 由于 E 随温度而变，所以相对湿度取决于 e 和 T ，其中 T 往往起主导作用，当 e 一定时，温度降低则相对湿度增大；温度升高，相对湿度减小 夜间多云。

3. 露点温度

一定质量的湿空气，若气压保持不变，而使其冷却，则饱和水汽压 E 随温度降低而减小。

当 $E = e$ 时，空气达到饱和湿空气等压降温达到饱和时的温度就是露点温度

T_d ，简称露点。

• 二 蒸发与凝结

• 蒸发面上出现蒸发还是凝结取决于实际水汽压于饱和水汽压的关系。当 $e > E$ ，出现蒸发； $e < E$ ，则出现凝结。

• (一) 蒸发及其影响因素

• 液态水转化为水汽的过程称为蒸发。

• 1. 影响蒸发的因素

• 其影响因素主要包括蒸发面的温度、性质、性状、空气湿度、风等。

- 1. 蒸发面的温度

- 蒸发面的温度愈高，蒸发过程愈迅速。因为温度高时，蒸发面上的饱和水汽压大，饱和差也比较大。这是影响蒸发的主要因素。

- 2. 空气湿度和风

- 空气湿度愈大，饱和差愈小，蒸发过程缓慢；空气湿度愈小，饱和差愈大，蒸发过程迅速。无风时，蒸发面上的水汽靠分子

• 2. 蒸发量

- 实际工作中，一般以水层厚度（mm）表示蒸发速度，称为蒸发量。
- 蒸发量的变化与气温变化一致，一日内，午后蒸发量最大；日出前蒸发量最小。一年内，夏季蒸发量大，冬季小。
- 蒸发量的空间变化受气温，海陆分布，降水量等因素的影响。
- 纬度越低，气温越高，蒸发能力越强。
如降水量多的地方蒸发量也大。

北半球大陆各纬度平均蒸发量

表 3-10 北半球大陆各纬度平均蒸发量

纬度/°N	蒸发量/mm/a
0 ~ 10	1 110
20 ~ 30	370
40 ~ 50	371
60 ~ 70	100
80 ~ 90	40

(二) 凝结和凝结条件

水由汽态转化为液态的过程，称为凝结。

凝结是发生在 $f \geq 100\%$ ($e \geq E$) 过饱和情况下的与蒸发相反的过程。凝结现象在地面和大气中都能发生。

大气中的水汽发生凝结，需具备一定的条件。

A. 空气中的水汽达到饱和或过饱和

水汽达到过饱和状态的途径有二

一是增加空气中的水汽含量 —— 如冷空气移到暖水面上，由于暖水面蒸发，使冷空气达到饱和。

二是使含有一定数量水汽的空气冷却，使空气温度降到露点温度。

B. 必须有凝结核

起两个作用：

- 对水汽的吸附作用

三 水汽的凝结现象

(一) 地表面的凝结现象

1. 霜与露

日落后，地面及近地面层空气冷却，温度降低，当气温降到露点一下时，水汽即凝附于地面或地面物体上。

如温度在 0°C 以上，水汽凝结为液态，称为露。

- 霜与露的形成与天气状况、局部地形等条件密切相关。
- 晴天夜晚无风或风很小时，地面有效辐射强烈，近地面层空气温度迅速下降到露点，因而有利于水汽的凝结；
- 多云的夜晚，由于大气逆辐射增强，地面有效辐射大为减弱，近地面层空气温度难以下降到露点，故不利于水汽凝结；
- 风力较强的夜晚，因空气的乱流混合，气温也难以降低到露点温度。霜露不总是形

- 在农事季节，霜期的长短有重要意义。
- 入冬后第一次出现的霜日叫初霜日，最末一次出现的霜日叫终霜日。自初霜日起至终霜日止的持续期称为霜期。在这期间多数植物停止生长。自终霜日到初霜日的持续期称为无霜期。
- 一般说来，纬度愈高，无霜期愈短；反之，无霜期愈长。

2. 雾凇（ ）和雨凇（yahmilak）

雾凇：是一种白色固体凝结物，由过冷雾滴附着于地面物体或树枝迅速冻结而成，俗称“树挂”多出现于寒冷而湿度高的天气条件下。

雨凇：是形成在地面或地物的迎风面上的，透明的或毛玻璃状的紧密冰层，俗称“冰棱”多半在温度为。





雨松



- 雾凇和雨凇通常都形成于树枝、电线上，并总是在物体的迎风面上增长，且在受风面大的物体上凝聚最多。雾凇和雨凇常造成林木破坏、电线折断，对农林、交通产生有害影响。

(二) 大气中的凝结现象

1. 雾

雾是漂浮在近地面层的乳白色微小水滴或冰晶。

根据不同的成因，雾可分为辐射雾、平流雾、蒸汽雾、上坡雾和锋面雾。

2. 云

云是高空水气凝结现象。



空气对流、锋面抬升、地形抬升等作用

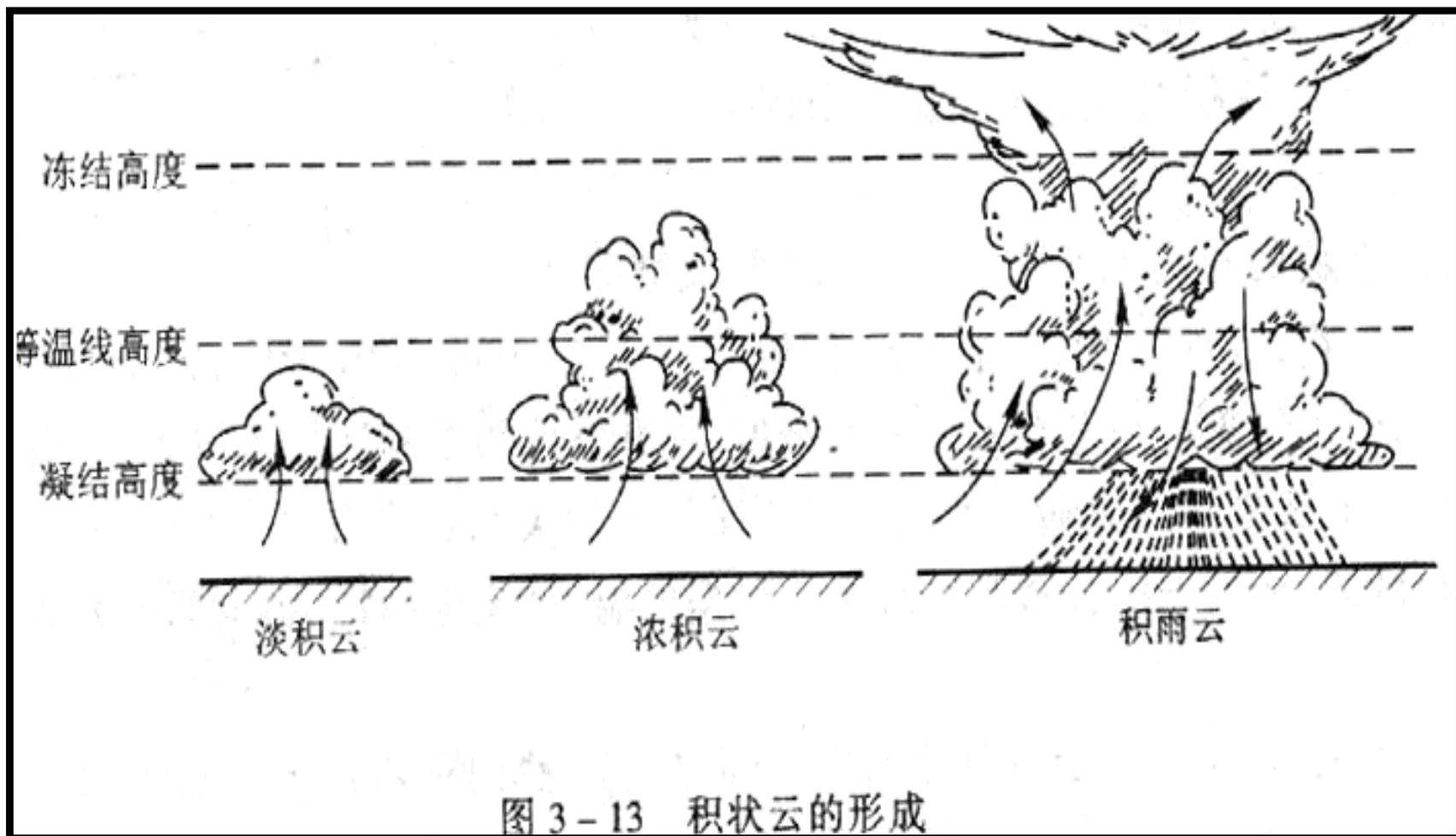
根据云的形状、云底高度及形成云的上升运动的特点可将云分为以下几类。

云的分类

表 3-11 云 的 分 类

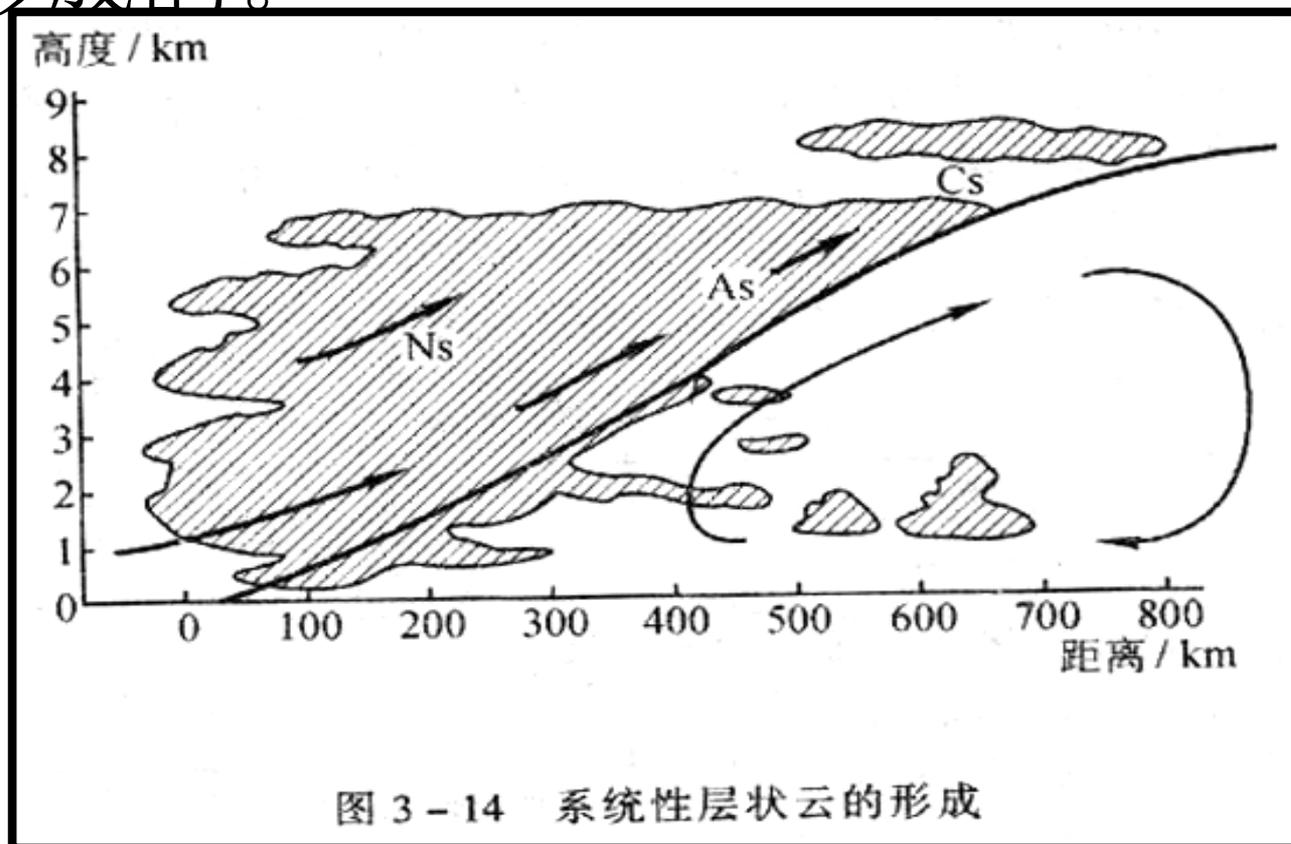
云型	低	中	高
层状云	雨层云(Ns)	高层云(As)	卷层云(Cs)、卷云(Ci)
波状云	层积云(Sc)、层云(St)	高积云(Ac)	卷积云(Cc)
积状云	淡积云(Cu hum)		
		浓积云(Cu Cong)	
		积雨云(Cb)	

1. 积状云：包括淡积云、浓积云和积雨云



积状云的形成

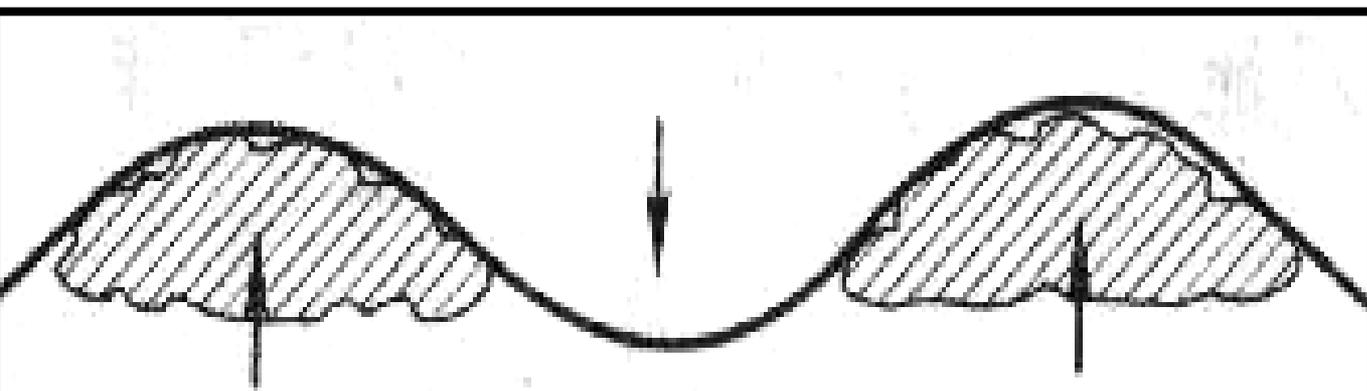
2. 层状云： 层状云是均匀幕状云层，通常具有较大水平范围。覆盖数千甚至上万平方千米的地区。层状云是由空气斜上升运动形成的。



系统性层状云的形成

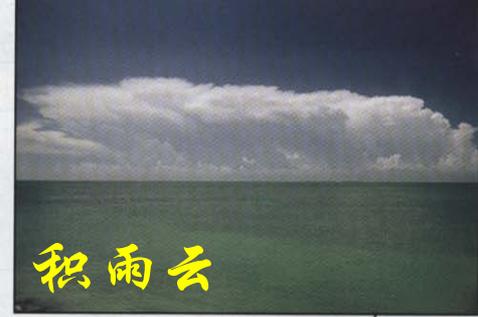
图 3-14 系统性层状云的形成

3·波状云：波状云是表面呈现波状起伏或鱼鳞状的云层，包括卷积云、高积云、层积云和层云通常因空气密度不同、运动速度不同等的两个气层界面上产生波动而形成



波状云

图 3 - 15 波状云的形成



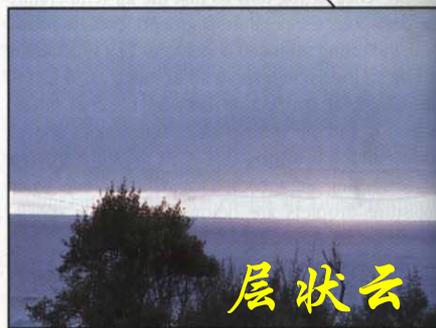
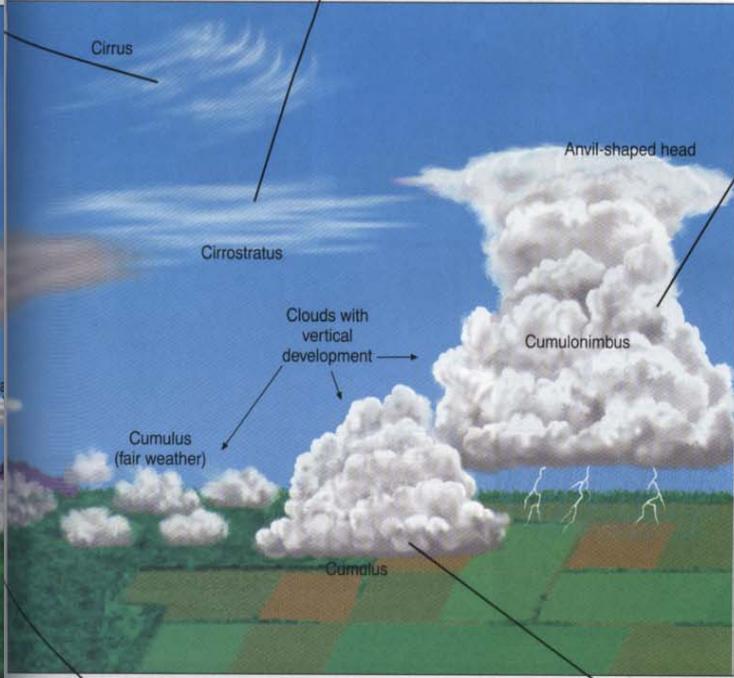
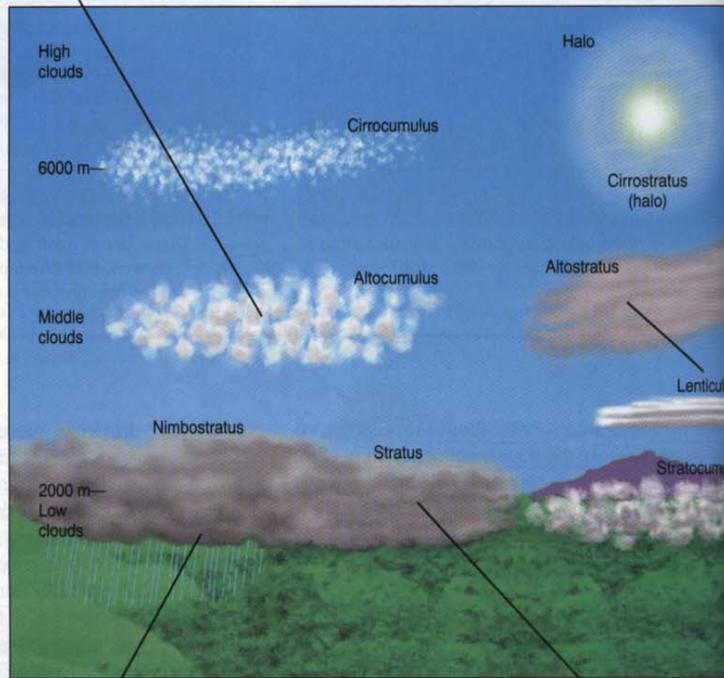
(a)

(b)

(c)

(d)

FIGURE 8-4
Principal clouds.
 Principal cloud types, classified by form (cirroform, stratiform, and cumuliform) and altitude (low, middle, high, and vertically developed across altitude). (a) altocumulus, (b) cirrus, (c) cirrostratus, (d) cumulonimbus, (e) nimbostratus, (f) stratus, (g) altostratus, and (h) cumulus. [Photos by author.]

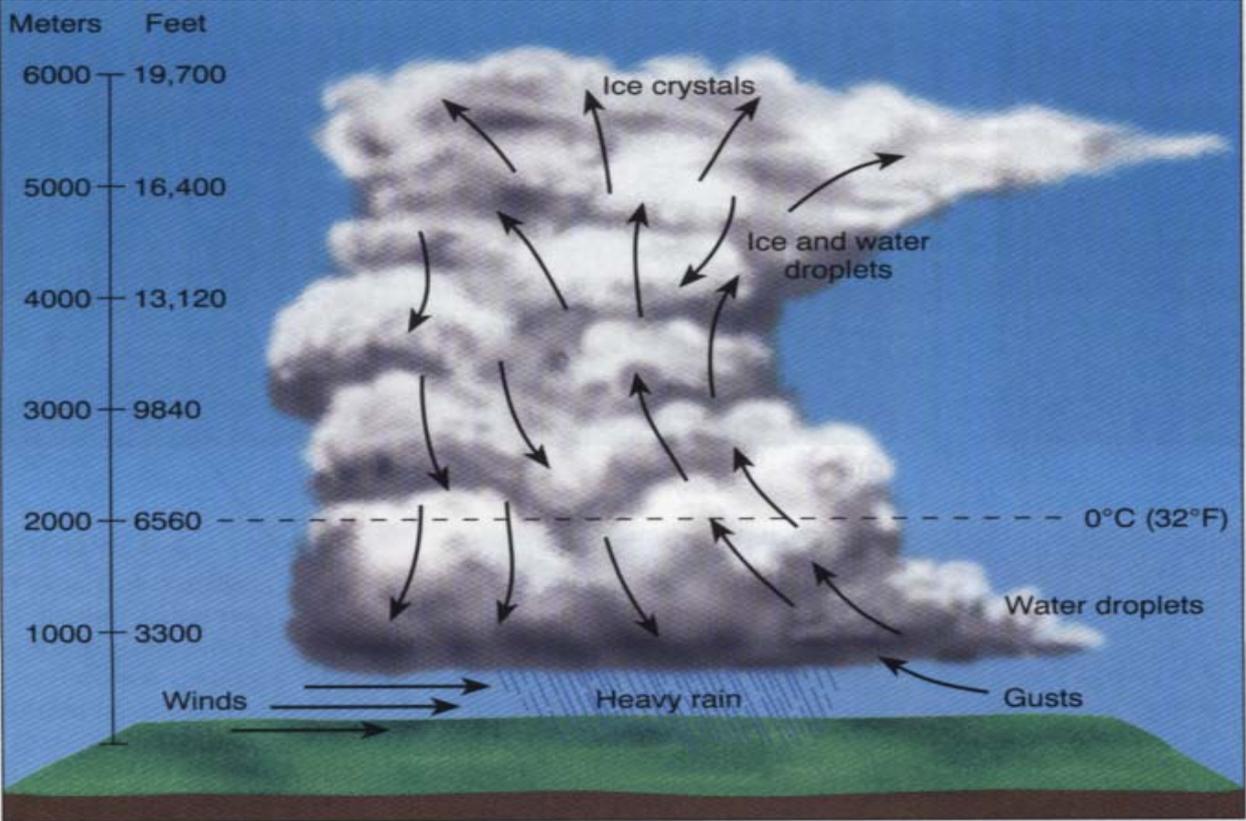


雨层云

层状云

高层云

积云



(a)



(b)



(c)

FIGURE 8-5
Cumulonimbus thunderhead.

(a) Structure and form of a cumulonimbus cloud. Violent updrafts and downdrafts mark the circulation within the cloud. Blustery wind gusts occur along the ground. (b) Shuttle astronauts capture a dramatic cumulonimbus thunderhead as it moves over Galveston Bay, Texas. (c) Few acts of nature can match the sheer power released by an intense lightning and thunder storm. [(b) Space Shuttle photo from NASA; (c) photo by Joe Towers/Stock Market.]

- 四 大气降水

- (一) 降水的形成

- 从云层中降落到地面的液态水或固态水，称为降水。

降水是云中水滴或冰晶增大的结果。

从雨滴到形成降水需具备两个基本条件：

一是雨滴下降速度超过气流上升速度；

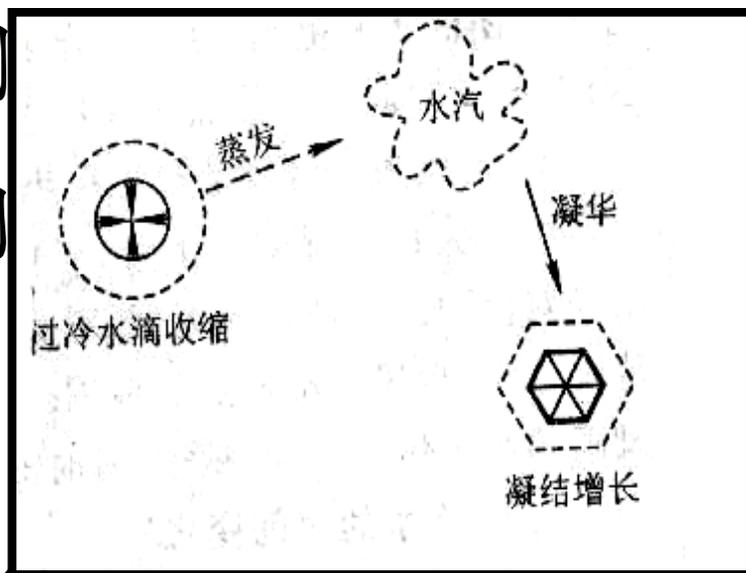
二是雨滴从云中降落到地面前不被完全蒸发。

降水的形成 必须经历云滴增大为雨滴 雪

1. 云滴的凝结（凝华）增长

在云的发展阶段，云体上升绝热冷却，或不断有水汽输入，使云滴周围饱和水汽压，云滴就会因增大。

当水滴和冰晶共存时

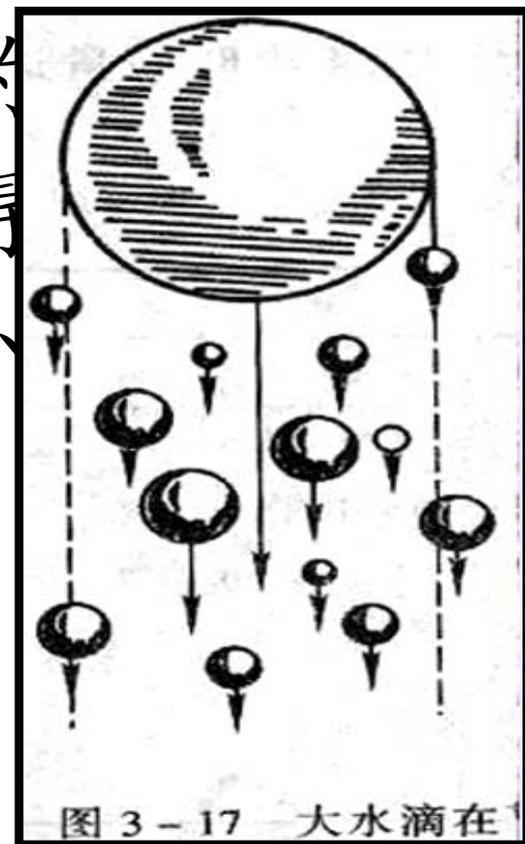


其
冰晶效应示意图

相同条件下，冰面水汽压小于水面

2. 云滴的冲并增长

云滴大小不同，相应具有不同的
云滴下降时，个体大的云滴落得
个体小的慢于是大云滴“追上”小
碰撞合并成为更大的云滴。



冲并增长示意图

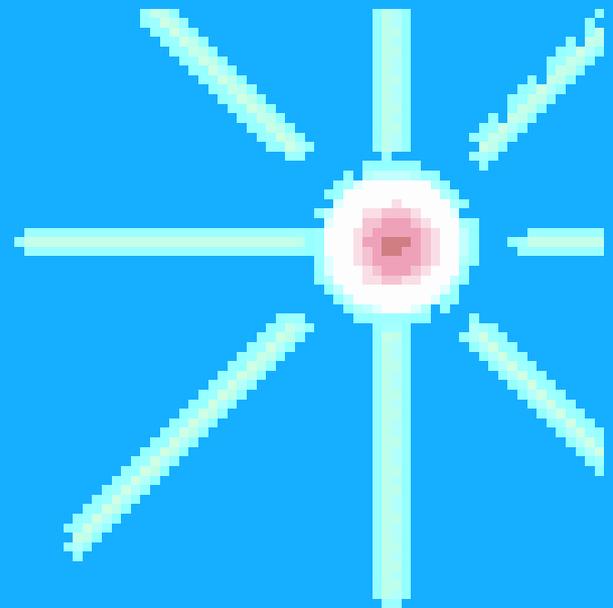
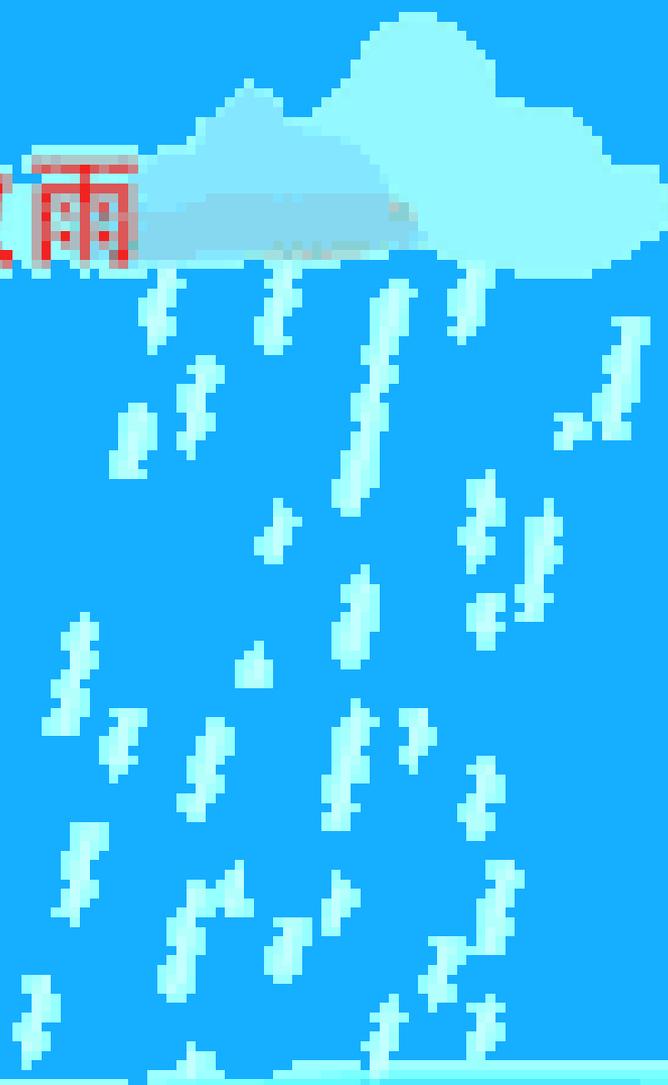
• (二) 降水的类型

• 根据降水形成原因（主要是气流上升特点），可分为四个基本类型：

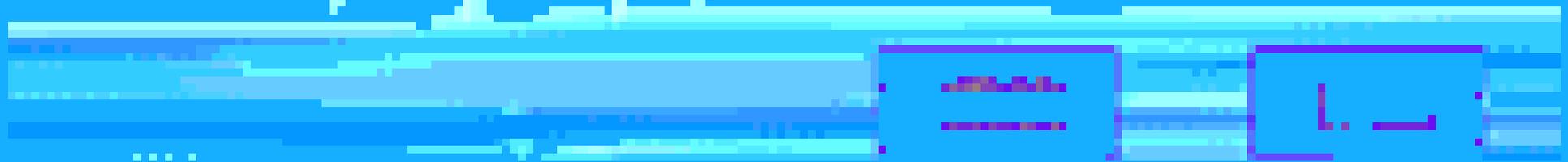
• 1. 对流雨：暖季空气湿度较大，近地面气层强烈受热，引起对流而形成的降水称为对流雨赤道全年以对流雨为主。我国西南夏季多对流雨。

• 2. 地形雨：暖湿空气前进途中遇到较高山地阻挡被迫抬升，绝热冷却，在达到

成云致雨



对流雨





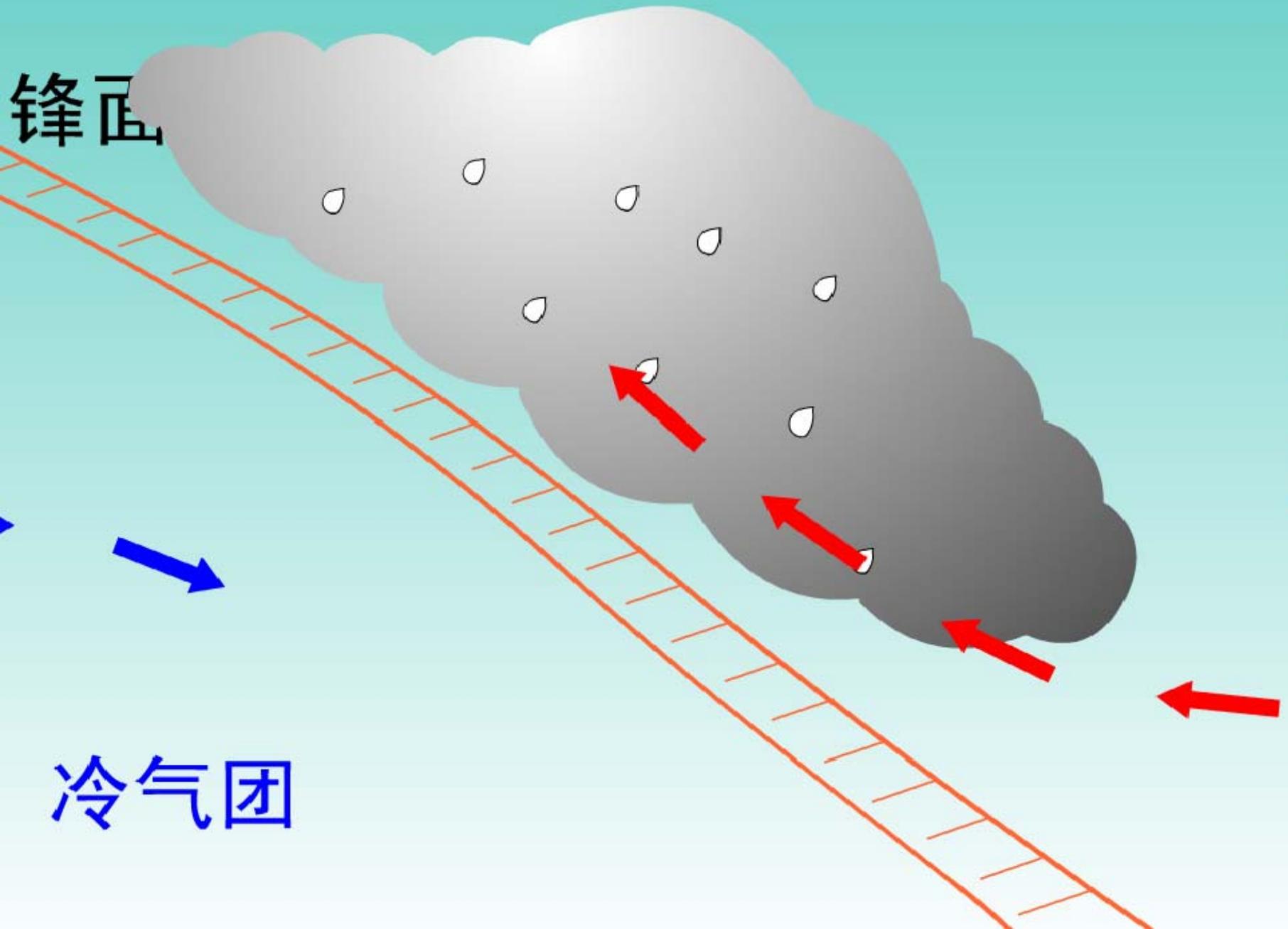
地形雨示意图



- 3 . 锋面雨：两种物理性质不同的气团相遇，暖湿空气沿交界面上升，绝热冷却，达到凝结高度便产生云雨温带地区锋面雨占主要地位。

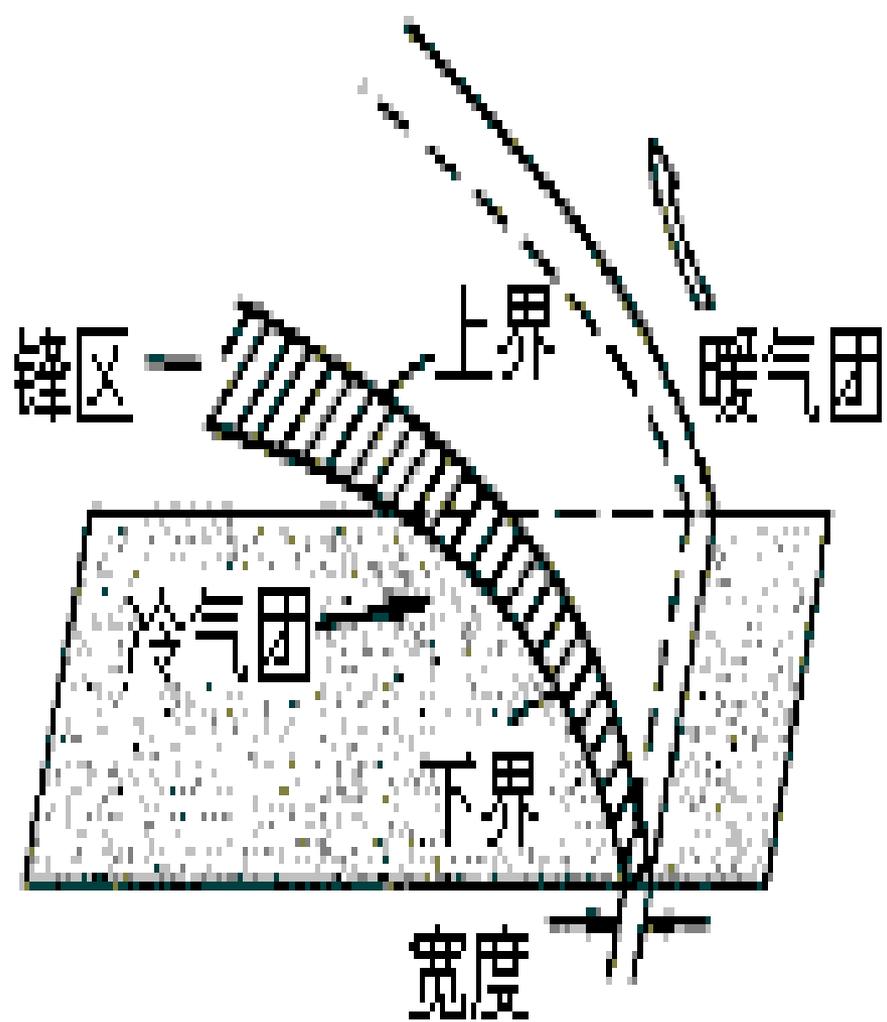
- 4 . 台风雨 : 台风是产生在热带海洋上的一种空气漩涡台风中有大量暖空气上

锋面

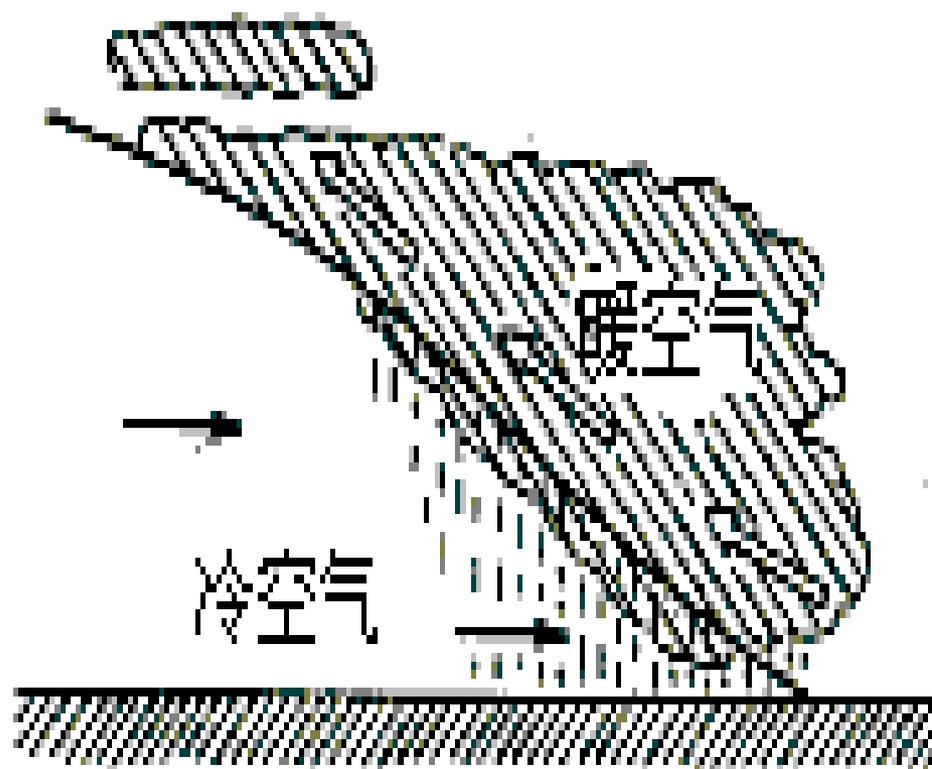


暖气团

冷气团



锋面示意图



锋面雨示意图

- (三) 降水的时间变化
- 1. 降水强度：单位时间内的降水量，称为降水强度。

表 3-12 降水强度划分标准

划分标准	雨		雪
	mm/d	mm/h	mm/d
降水强度等级	小雨 < 10	小雨 < 2.5	小雪 < 2.5
	25 > 中雨 ≥ 10	8.0 > 中雨 ≥ 2.5	5.0 > 中雪 ≥ 2.5
	50 > 大雨 ≥ 25	16.0 > 大雨 ≥ 8.0	大雪 ≥ 5.0
	100 > 暴雨 ≥ 50	暴雨 ≥ 16.0	
	200 > 大暴雨 ≥ 100		
	特大暴雨 ≥ 200		

- 降水量是指降落在地面的雨和融化后的雪、雹、霰等，未经蒸发、渗透流失而积聚在水平面上的水层厚度（mm）。

- 表中数据说明，单位时间内降水量愈多，

- 2. 降水的日变化:
- 一天内的降水变化，在很大程度受地方条件限制，可大致分为两个类型：
 - (1) 大陆型：特点是一天有两个最大值，分别出现在午后和清晨；两个最小值，分别出现在夜间和午前。
 - (2) 海洋型：特点是一天只有一个最大值，

3. 降水的季节变化：

降水季节变化因纬度，海陆位置、大气环流等因素影响而不同全球降水的年类型大致可分为以下几类：。

（1）赤道型：全年多雨，其中有两个高

- **（2）热带型：**位于赤道型南北两侧由于太阳在天顶的时间不像在赤道上间隔相等，随纬度的增加，两段最多降水量时间逐渐接近，至回归线附近合并为一个。
- **（3）副热带型：**副热带全年降水只有一个最高值，一个最低值大陆东岸降水量集中于夏季（季风型），大陆西岸则冬季多雨（地中海型）。

4. 降水变率

- 各地降水量在年际、年内各月间也是变化的。由于各地所处的自然地理环境不同，其变化情况并不一致，有些地区变化不大，有些地区变化明显。
- 表征某一地区降水的变化程度的降水

变
年

$$C_p = \frac{\text{距平数}}{\text{平均数}} \times 100\%$$

- 式中，平均数为某地多年平均降水量；距平数为当年降水量与平均数之差值。例如，南京多年平均降水量为1000毫米，多年平均距平数

$$C_{\pi(\text{平均})} = \frac{200}{1000} \times 100\% = 20\%$$

- 一个地区降水量丰富、变率小，说明水资源利用价值高；变率愈大，表明降水愈不稳。

（四）降水量的地理分布

降水量空间分布受纬度、海陆位置、大气环流、天气系统、地形等多种因素制约，降水的分布存在纬度带状分布的特点全球可划分为四个降水带：

世界年平均降水量分布

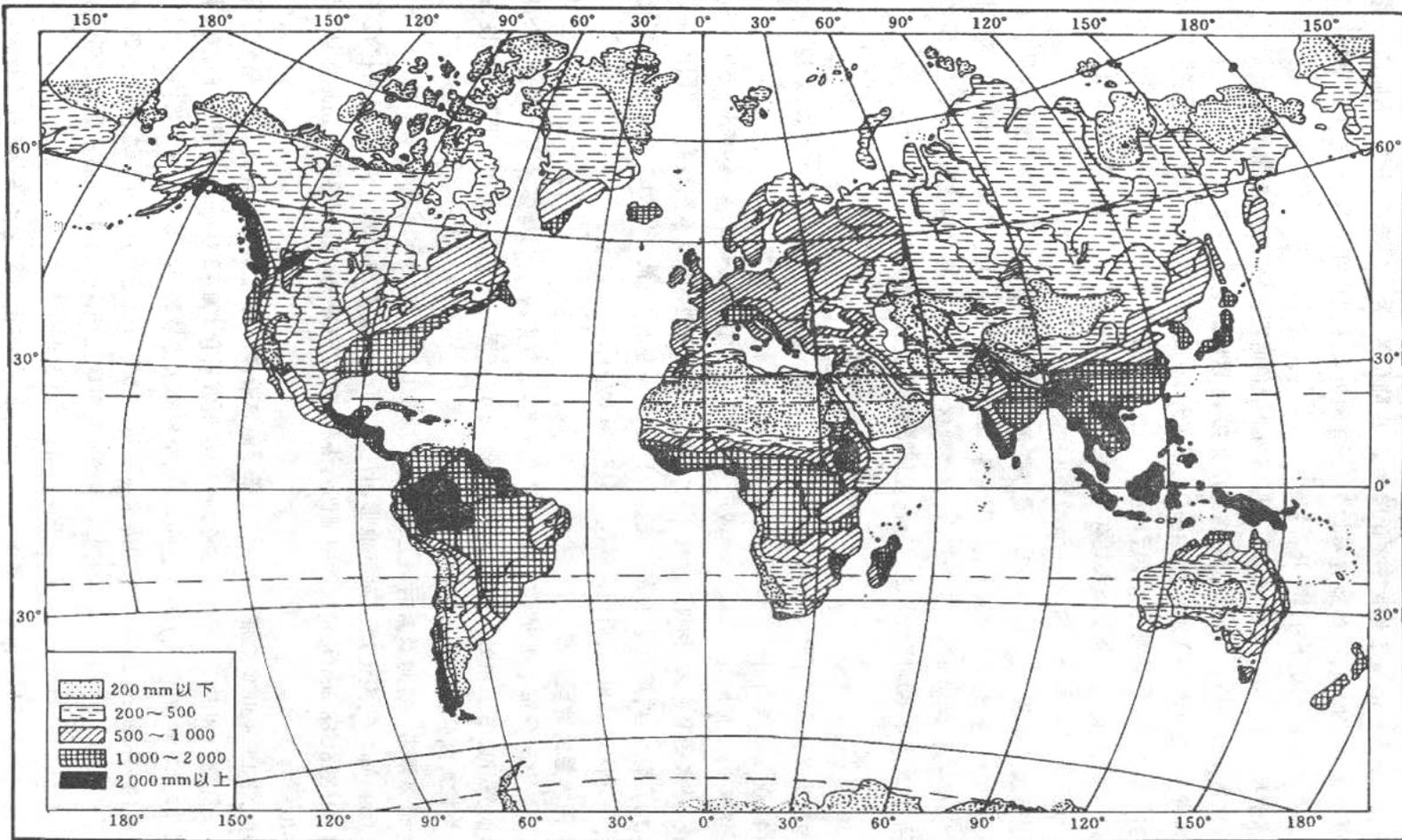


图 3-19 世界年平均降水量分布 (据本书第二版)

- **1. 赤道多雨带** 赤道及其两侧是全球降水量最多的地带年降水量至少 1500mm ，一般为 2000~3000mm。如果气流运动方向与地形相配合，可以形成大量的降水。例如，尼加拉瓜圣若德尔-苏尔（11° N）年降水量6588毫米
- **2. 南北纬 15° ~30° 少雨带** 这一纬度带受副热带高压控制，以下沉气流为主是全球降水稀少带。大陆西岸和内部一般不足 500mm ，不少地方只有 100~300mm 。
- **本带并不到处少雨**，因地理位置、季风环流、地形等因素影响，某些地方降水较多。全球年

- 3. 中纬多雨带 年降水量一般为 500~1000mm。多雨的原因，主要受天气系统影响，即锋面、气旋活动频繁，多锋面、气旋雨。

表 3-13 北半球各纬度带平均年降水量/mm

纬度带	0°~10°	10°~20°	20°~30°	30°~40°	40°~50°	50°~60°	60°~70°	70°~80°
年降水量	1677	763	513	501	561	510	340	194

- 某地的年降水量，表示该地水分收入状况；蒸发量，说明该地的水分支出状况。某地是湿润还是干旱，要看该地降水量P与蒸发量E二者对比关系。这一对比关系通常用湿润系数K表示，即

$$K=P/E$$

- 降水量大于或等于蒸发量，表明水分收入大于或等于支出，属于湿润状况；
- 降水量小于蒸发量，反映水分收入不够支

- 例如，副热带高压区年降水量500毫米，高纬地带年降水量300毫米。
- 由于副热带气温高，蒸发能力强，降水量远小于蒸发能力，即收入不够支出，故为干旱、半干旱地区；
- 高纬地带降水绝对值虽不及副热带大，但气温却比副热带低，蒸发能力很弱，蒸发量小于降水量，因而为湿

第三节大气运动和天气系统

- 一 大气的水平运动
- 空气运动是地球大气最重要的物理过程
由于空气运动，不同地区、不同高度之间的热量、动量、水分等得以交换，不同性质的空气得以交流，从而产生各种天气现象和天气变化。。
- （一）作用于空气的力
- 空气的水平运动是由所受的力决定的作用于空气的力有：

- 1. 水平气压梯度力 (G) 气压分布不均匀产生气压梯度，使空气具有由高压区流向低压区的趋势。
- 原因：地球表面受热不均匀，导致气压的水平分布不均。

近地面垂直气压梯度约： $100\text{hpa}/\text{km}$

而水平气压梯度则为 $1\text{hpa}/100\text{km}$

- 垂直方向的气压梯度里几乎与重力所平衡

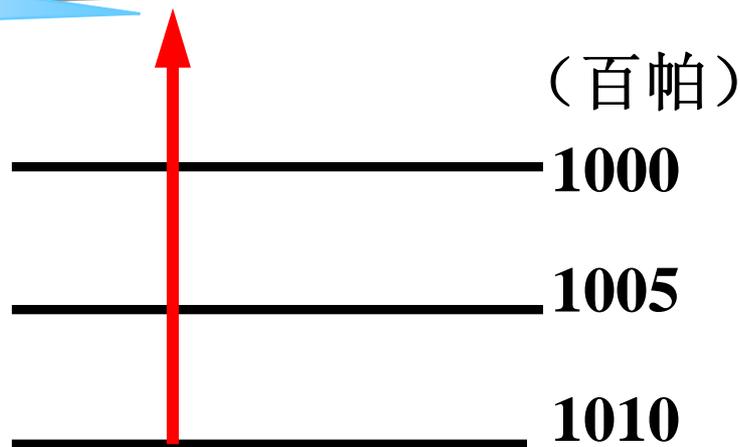
- 水平气压梯度力能使空气运动产生较大的速度。它是产生风的主导因素，也是决定风向、风速的重要因素。

水平面上存在着气压梯度，就产生了促使大气由高压区流向低压区的力，叫水平气压梯度力。

1. 水平气压 梯度力

a. 垂直于
等压线

b. 由高压
指向低压



2. 地转偏向力 由于地球自转运动使地球上运动方向发生

偏转的力，称为地转偏向力。

包括水平和垂直两个分量。

对于垂直分量，因为大气存在静力平衡，对大气运动无

关紧要。因此，只讨论水平分量。单位质量空气的水平。

地转偏向力为

地转偏向力随纬度分布示意图

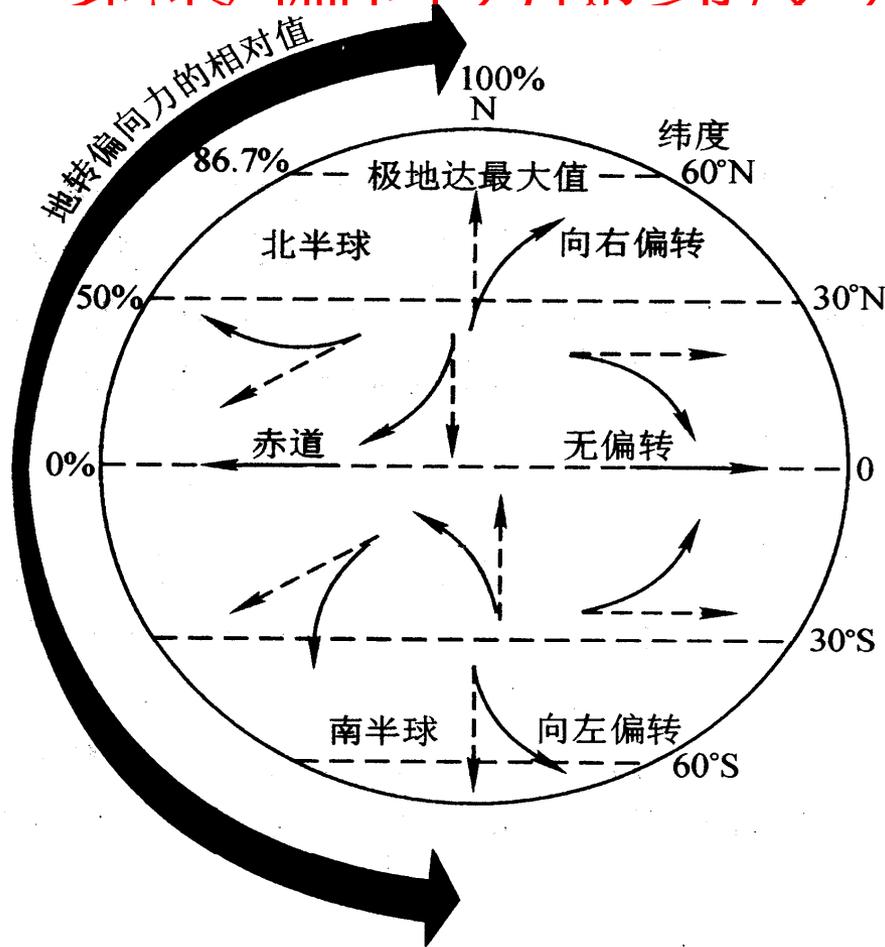
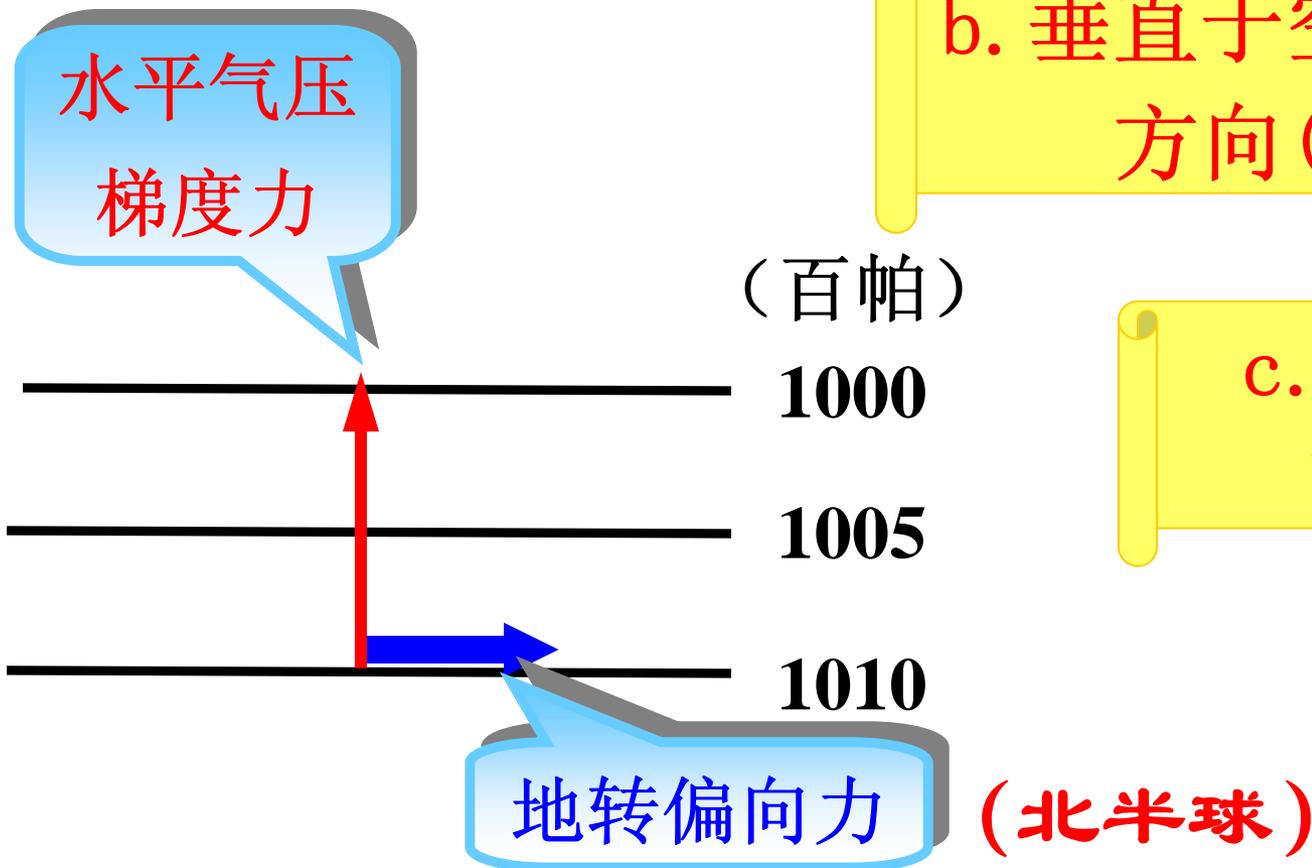


图 3-20 地转偏向力(据 A. N. Strahler, 1978)

a. 北半球向右偏，
南半球向左偏；

b. 垂直于空气的运动
方向(即风向)；

c. 由低纬向
高纬增大；

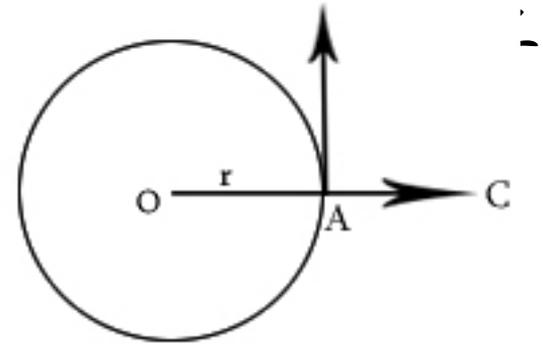


3. 惯性离心力

当空气作曲线运动时，受惯性离心力 c 作用。惯性离心力方向与空气运动方向垂直，并由曲线路径的曲率中心指向外缘。其表达式为：

$$c = v^2 / r$$

v 为空气运动的线速度， r 为半径。



惯性离心力图示

在实际大气中，运动的空气所受的惯性离心力通常很小。当空气运动

速度很大，运动路径的曲率半径特别

4· 摩擦力

运动状态不同的气层之间、空气和地面之间都会产生相互作用阻碍气流的运动，这种相互作用称为摩擦力。

摩擦力总是阻碍气流的运动。使降低了风速，削弱了地转偏向力的作用，使风向与等压线出现一定交角而不是平行。

摩擦力的大小随高度不同而变化近地面层（地面至 30 ~ 50m）最大，高度愈高，作用愈若，

(二) 自由大气的运动

自由大气中，空气运动规律比摩擦层简单。空气作直线运动时，只需考虑气压梯度力和地转偏向力；空气作曲线运动时，还需考虑惯性离心力。

1. 地转风

在自由大气中，平直等压线情形下，水平气压梯度力与水平地转偏向

- 在高空自由大气中，摩擦力可以忽略不计，起作用的主要是气压梯度力和地转偏向力（当这两种力平衡时，就：压线必须是直线）

- 高空风近似于地转风，它的方向与等压线平行，
背风而立，在北半球是
高压在右，低压在左；
在南半球是高压在左，

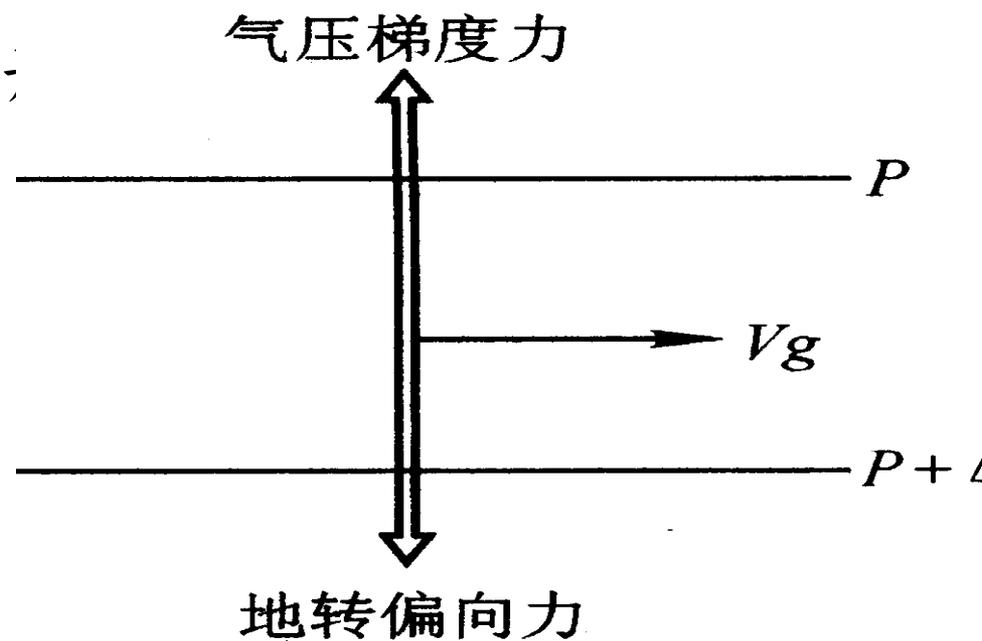


图 3 - 23 地转风关系

(百帕)

1000

1005

1010

1015

1020

气压梯度力

地转偏向力

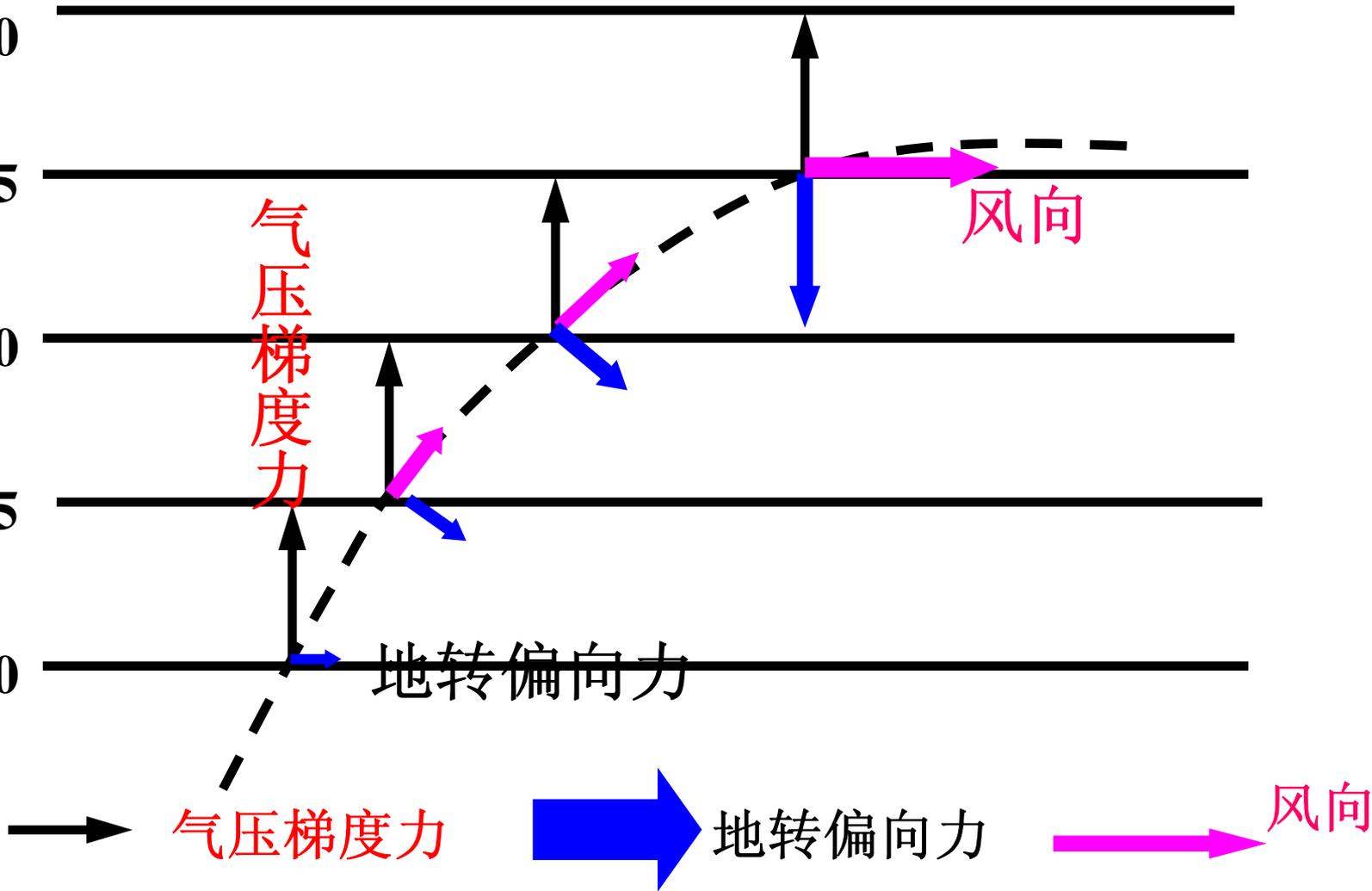
风向

气压梯度力

地转偏向力

风向

在气压梯度力和地转偏向力共同作用下的风
(北半球高空)



2 · 梯度风

自由大气中，空气作曲线运动时，地转偏向力、气压梯度力、惯性离心力达到平衡时的风称为梯度风。

当空气作直线运动时，惯性离心力为零，梯度风转为地转风，因此地转风是梯度风的特例。

梯度风有气旋性弯曲和反气旋性弯曲两

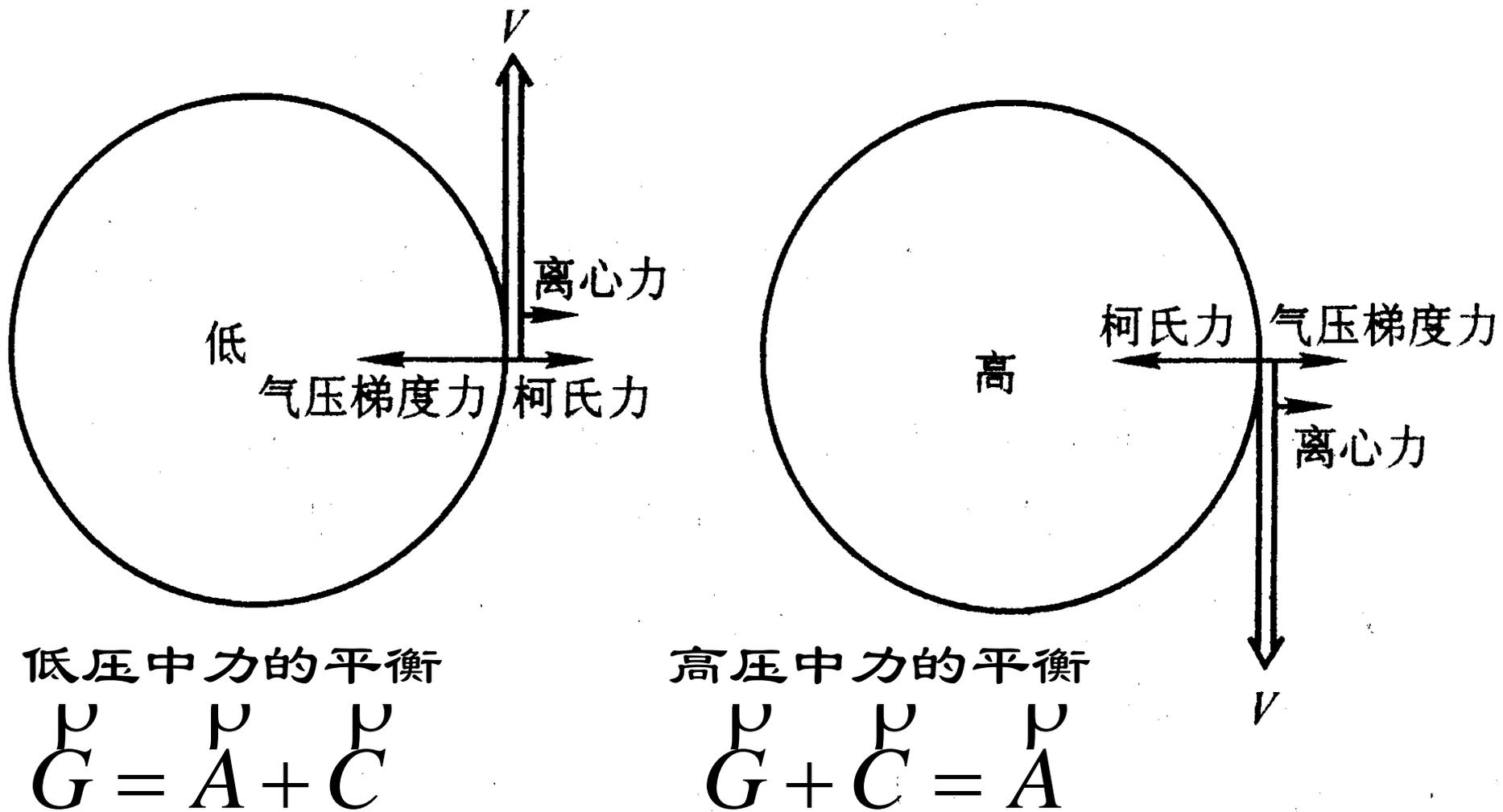


图 3-24 北半球高低气压中的梯度风

-
- (三) 风随高度的变化

- 1. 地转风随高度的变化——热成风

- 水平温度分布不均导致气压梯度随高度发生变化，风相应的随高度发生变化。由水平温度梯度引起的上下层风的向量差，

热成风的形成与方向

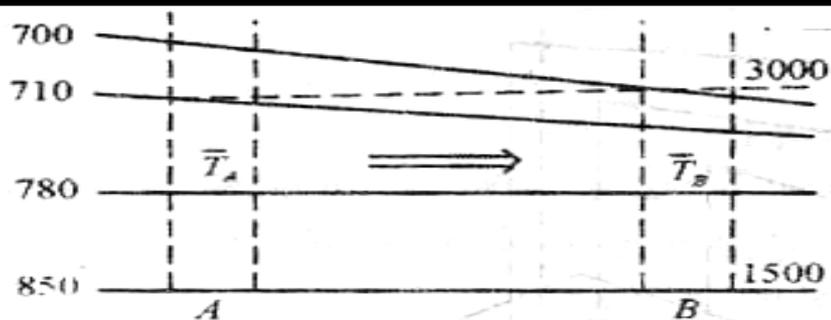


图 3-25 热成风的形成

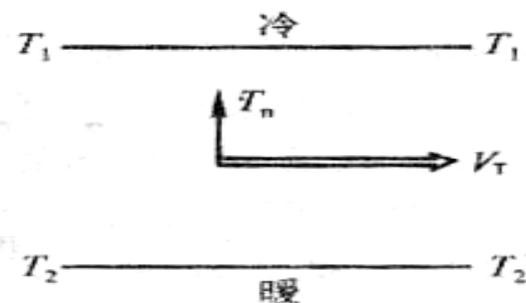


图 3-26 热成风的方向(北半球)

热成风的风速与水平温度及气层厚度有关,其表达式为

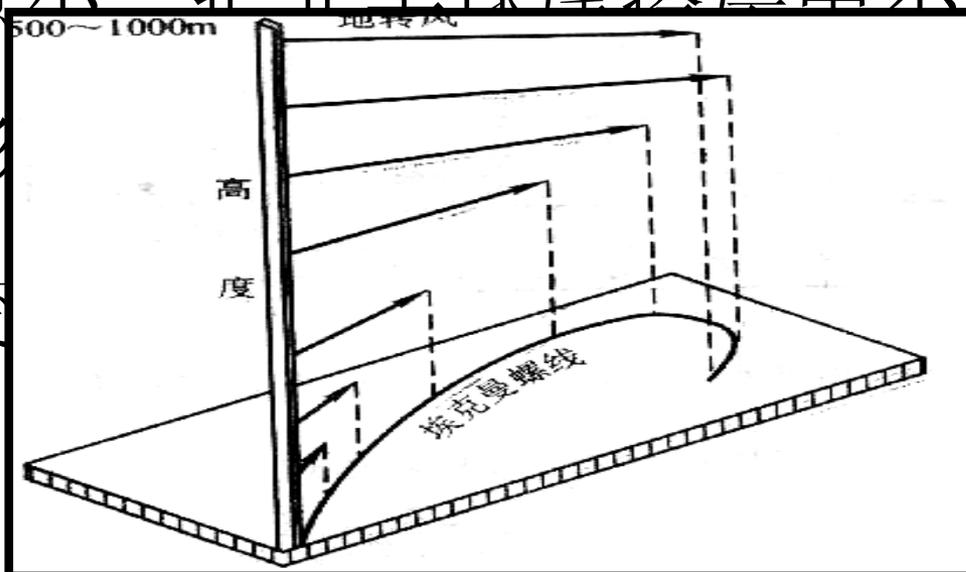
$$|V_T| = \frac{g \Delta Z}{2 \omega \sin \phi T_m} \frac{\Delta T_m}{\Delta N}$$

热成风的风速与水平温度及气层厚度有关,其表达式为:

$$\| \mathbf{V}_T \| = g \Delta Z / 2 \omega \sin \phi \times \Delta T_m / \Delta N$$

2 · 摩擦层中风随高度变化

摩擦层中，风随高度的变化受摩擦力和气压梯度随高度变化的影响，在气压梯度不随高度变化的情况下，离地面愈远，风速愈大，风向与等压线的交角愈小。



北半球埃克曼
风速螺旋曲线

曼螺旋线。

由埃克曼螺线可以看到，当高度很小时，风速随高度增加很快，但风向改变不大；随高度增大风速增加缓慢，风向却显著向右偏转，最终趋于地转风在离地面10m以下的气层中摩擦力随高度增加迅速减小，所以要求测风仪离地面 10 ~ 12m以

表 3-14 风力等级

风力等级	海面状况		近海岸渔船征象	陆地地物征象	相当风速			
	浪高/m				m/s		km/h	n ^o mile/h
	一般	最高			范围	中数		
0	—	—	静	静、烟直上	0.0~0.2	0.1	<1	<1
1	0.1	0.1	寻常渔船略觉摇动	烟能表示风向	0.3~1.5	0.9	1~5	1~3
2	0.2	0.3	渔船张帆时,每小时可随风移行 2~3km	人面感觉有风,树叶有微响	1.6~3.3	2.5	6~11	4~6
3	0.6	1.0	渔船渐觉簸动,每小时可随风移行 5~6km	树叶及细小枝条摇动不息,旌旗展开	3.4~5.4	4.4	12~19	7~10
4	1.0	1.5	渔船满帆时,可使船身倾于一方	能吹起地面灰尘、纸张,小树条摇动	5.5~7.9	6.7	20~28	11~16
5	2.0	2.5	渔船缩帆(收帆一部分)	有叶的小树摇摆,内陆的水面有小波	8.0~10.7	9.4	29~38	17~21
6	3.0	4.0	渔船加倍缩帆,捕鱼须注意风险	大树枝摇动,电线呼呼有声,张伞困难	10.8~13.8	12.3	39~49	22~27
7	4.0	5.5	渔船停泊港中,近海渔船下锚	全树摇动,大树枝弯下,迎风步行不便	13.9~17.1	15.5	50~61	28~33
8	5.5	7.5	近港渔船不出海	可折坏树枝,迎风步行阻力甚大	17.2~20.7	19.0	62~74	34~40
9	7.0	10.0	汽船航行困难	烟囱及平房屋顶受到损坏,小屋遭受破坏	20.8~24.4	22.6	75~88	41~47
10	9.0	12.5	汽船航行很危险	陆上少见,出现时可使树木拔起,或将建筑物破坏	24.5~28.4	26.5	89~102	48~55
11	11.5	16.0	汽船遇之极危险	陆上很少,有则必有重大的损毁	28.5~32.6	30.6	103~117	56~63
12	14.0	—	海浪滔天	陆上绝少,摧毁力极大	32.7~36.9	34.8	118~133	64~71

二、大气环流

定义：是指大范围内具有一定稳定性的各种气流运行的综合现象。

作用：水平尺度可涉及某个地区、半球甚至全球；垂直尺度有对流层、平流层、中间层或整个大气圈的大气环流；时间尺度有一日至数日、月、季、半年、一年甚至多年的平均大气环流。

其主要表现形式包括全球行星风系、三圈环流、季风环流。

（一）全球环流

1 · 全球气压带

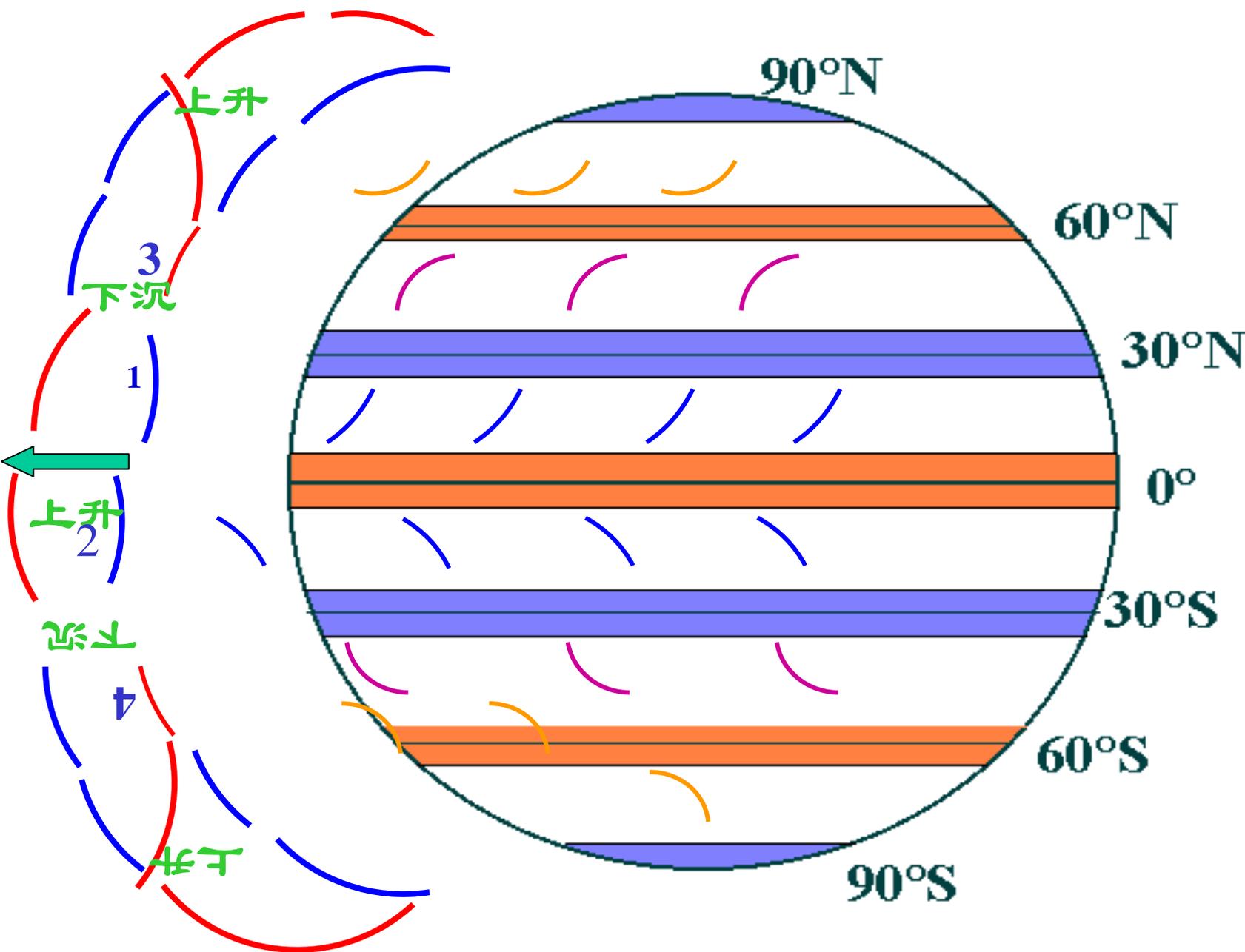
如果地表性质均匀，那么地表气压完全取决于纬度在热力和动力因子作用下，气压的水平分布呈现规则的气压带，且高低气压带交互排

原因：这种分布规律主要由于地表温度随纬度分布不均匀造成的。

赤道附近，终年受热，温度高，空气膨胀上升，到高空向外流散，导致气柱质量减小，**低空形成低气压**，称**赤道低压带**；

两极地区气温低，空气冷却收缩下沉，积聚在低空，而高空伴有空气辐合，导致气柱质量增加，在**低空形成高压区**，称**极地高压带**。

从赤道上空流向两极地区的气流在地转**偏向力**的作用下，流向逐渐趋干纬线



- 在北半球，由于海洋和大陆的巨大差异使气压的带状分布遭到破坏，出现多个高压中心和低压中心。
- **作用**：促进高低纬度间、海陆间的热量和水汽交换，促进了地球上的水量平衡和热量平衡。
- 这种经常活动的范围广大的高低气压中心，称为大气活动中心。

- 而副极地地地低压这时候，只存在于海洋上：
- 海洋形成低压：
- 冰岛低压（大西洋）和阿留申低压（太平洋）
- 夏季（7月）：
- 陆地上形成低压：
- 印度低压（南亚低压）和 北美西南部低压。它使副热带高压带发生断裂。

• 海洋上形成高压

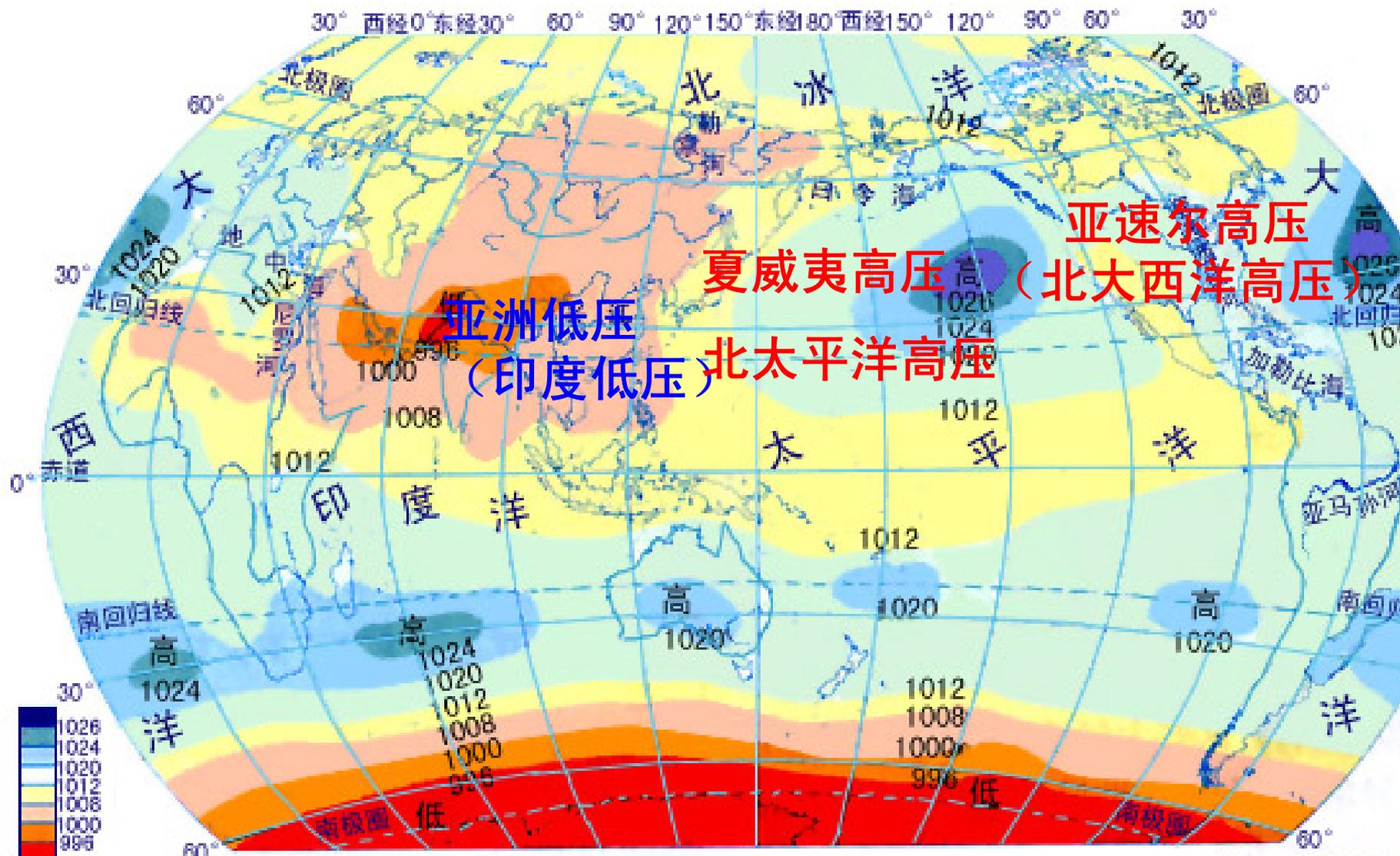


图 2.18 7月份海平面等压线分布



北半球的副热带高压带被亚洲大陆上的热低压切断

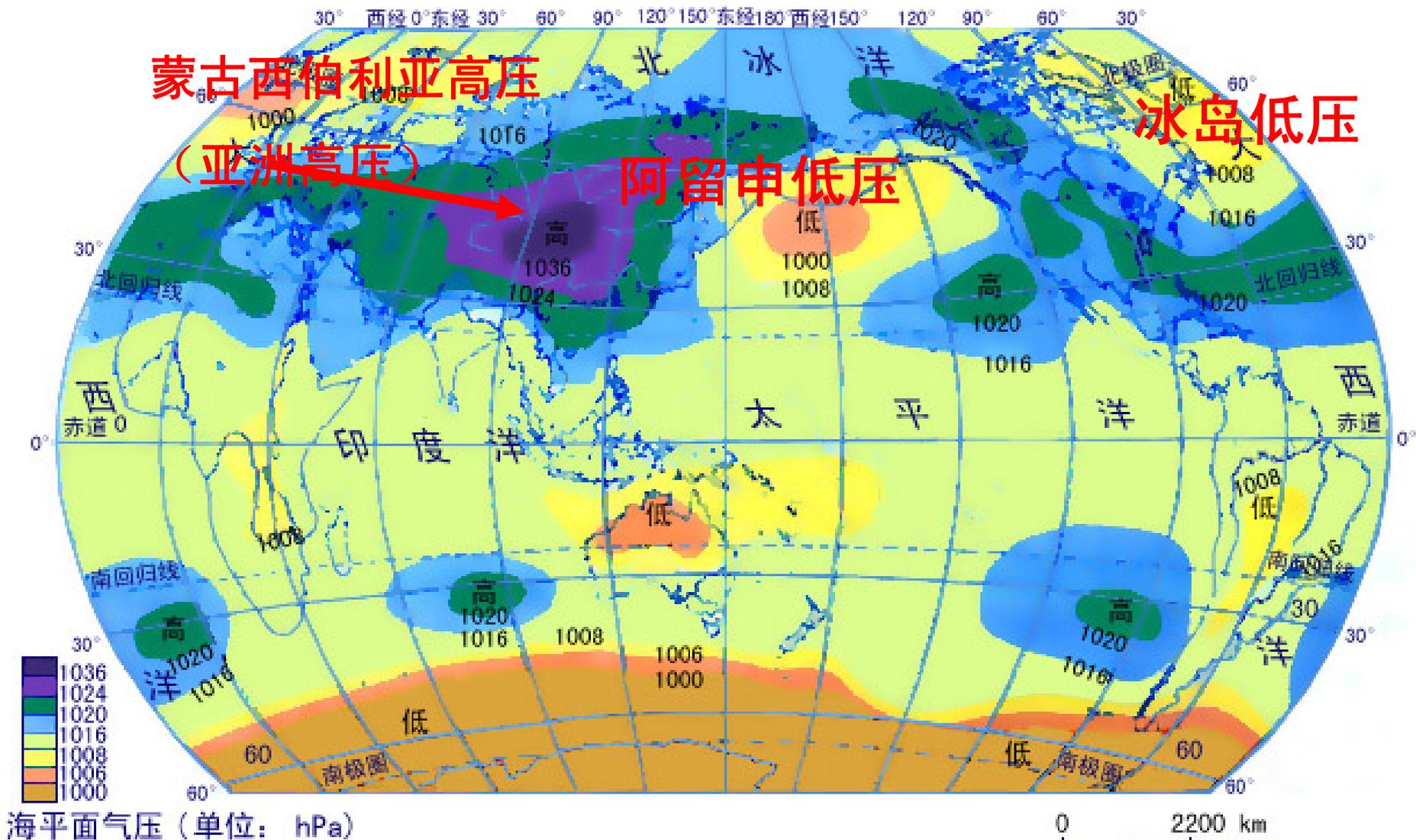


图 2 19 1 月份海平面等压线分布

北半球的副极地低压带被亚洲大陆上的冷高压切断

- **提问：** 1、七月，北半球副热带高压带被哪个气压中心切断？为什么？
- （被亚洲大陆的低压切断，因为陆地夏季气温高，所以副热带高压只能保留在海洋上。）
- 2、一月，北半球的副极地低气压带被哪个气压带切断？为什么？

- 陆地上形成的高压和低压的范围和强度，随季节发生变化，故称半永久性活动中心。
- 海洋上形成的气压中心系统，虽然其强度、位置、范围随季节发生变化，但

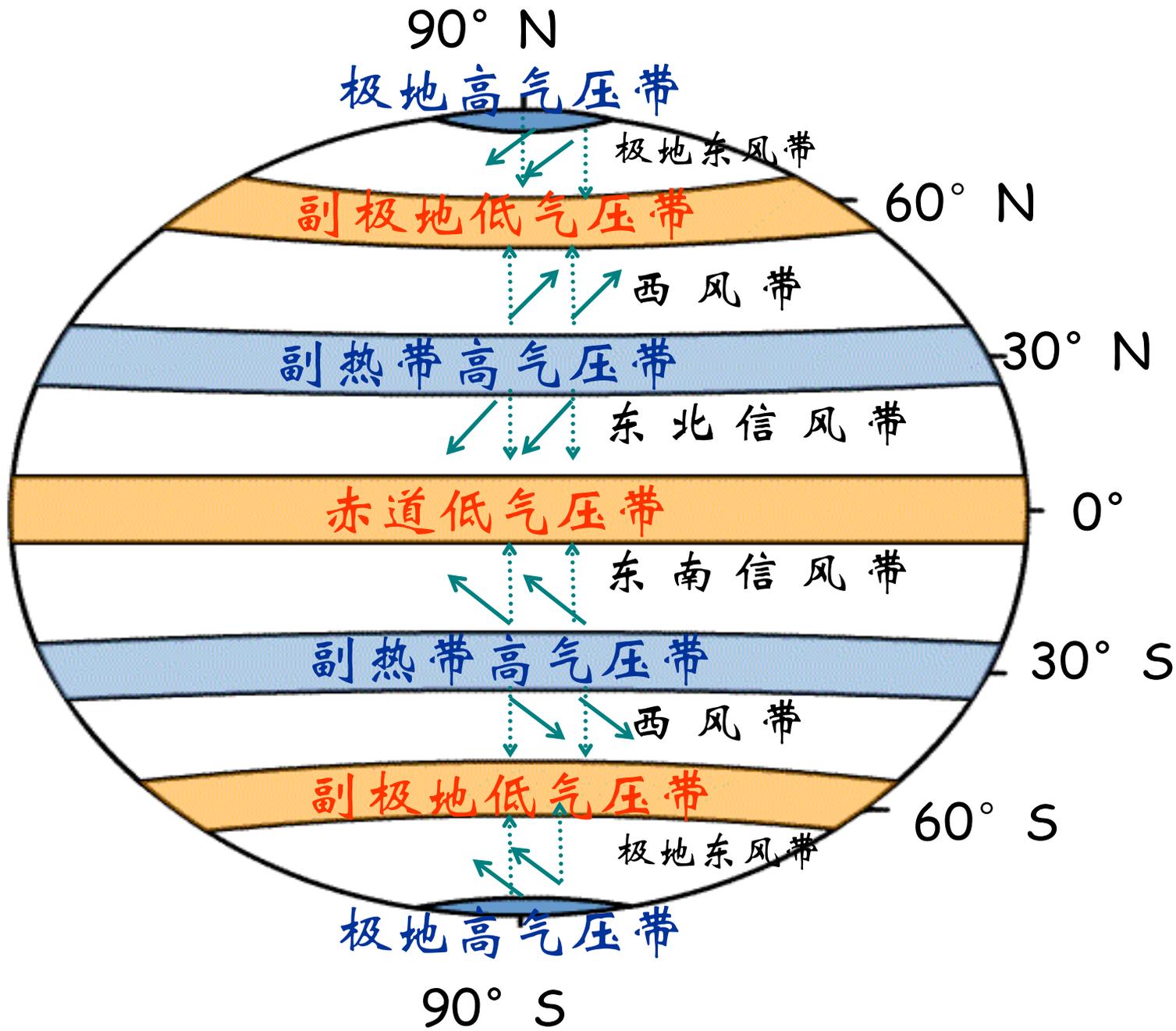
2·行星风系

定义：不考虑海陆和地形的影响，地面盛行风的全球形式称为**行星风系**。

全球地面行星风系主要包括三个盛行风带。

(1) 信风带

(2) 西风带



90° N

极地高压带

极地东风带

副极地低压带

60° N

西风带

副热带高压带

30° N

东北信风带

赤道低压带

0°

东南信风带

副热带高压带

30° S

西风带

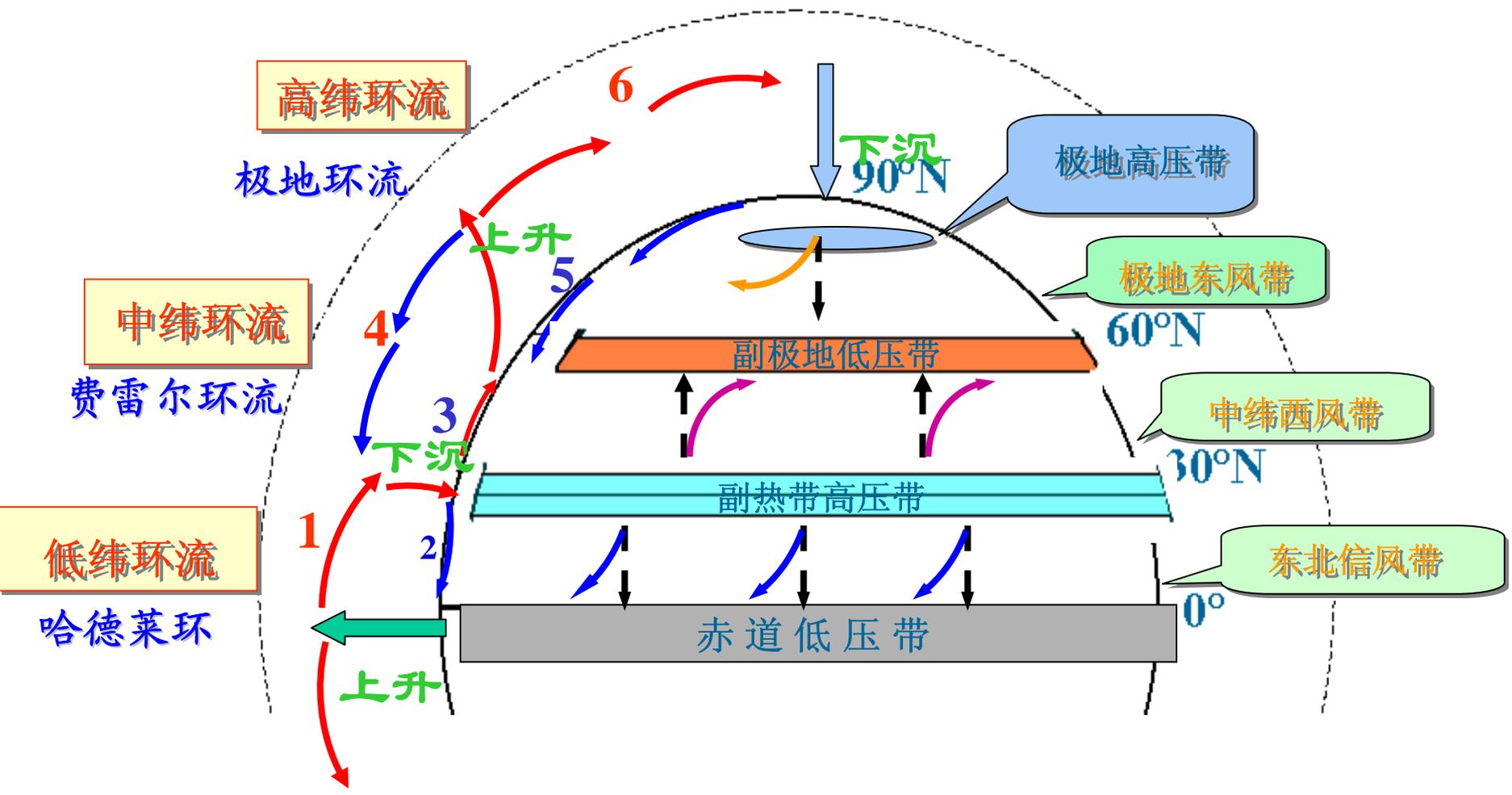
副极地低压带

60° S

极地东风带

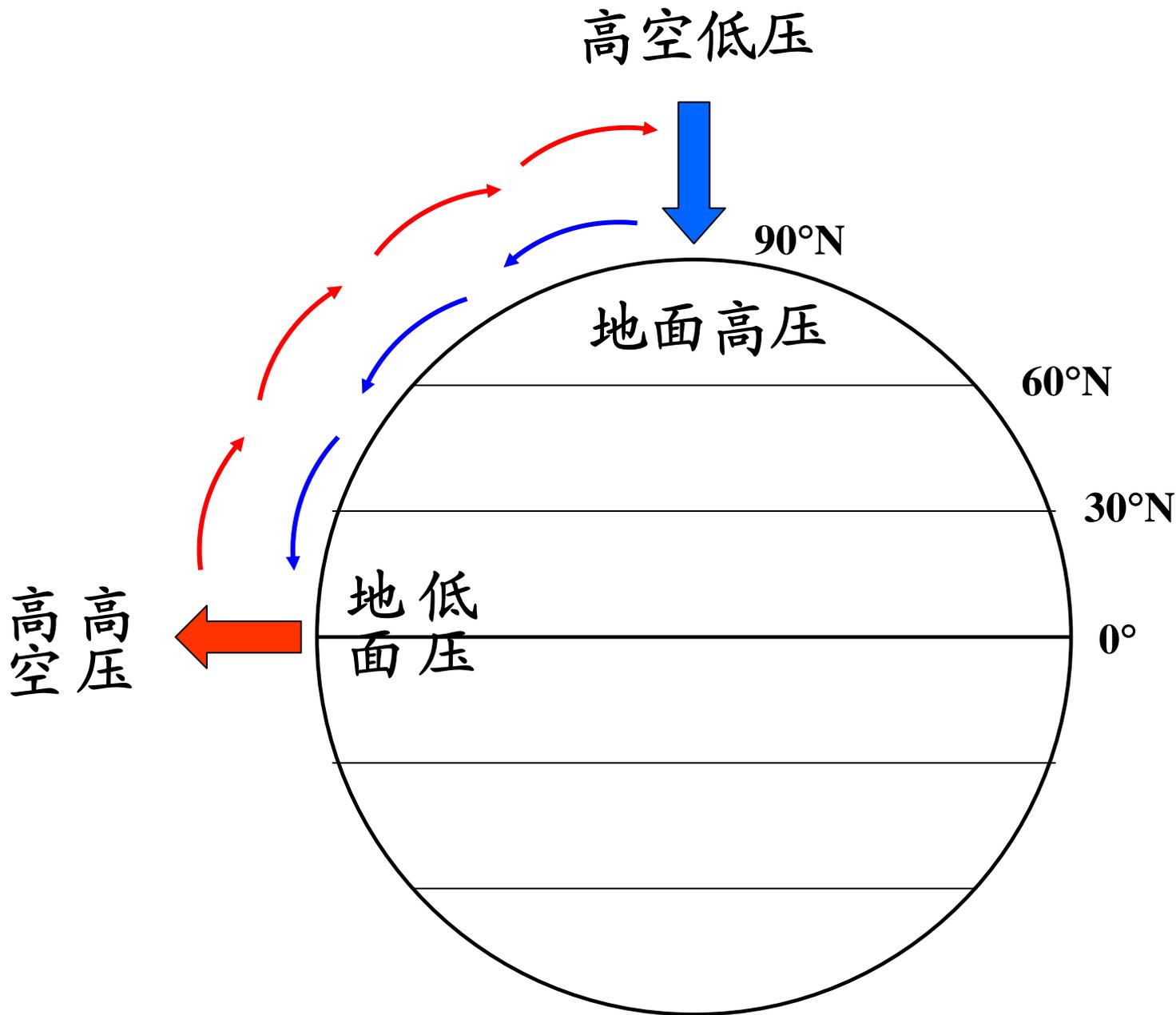
极地高压带

90° S

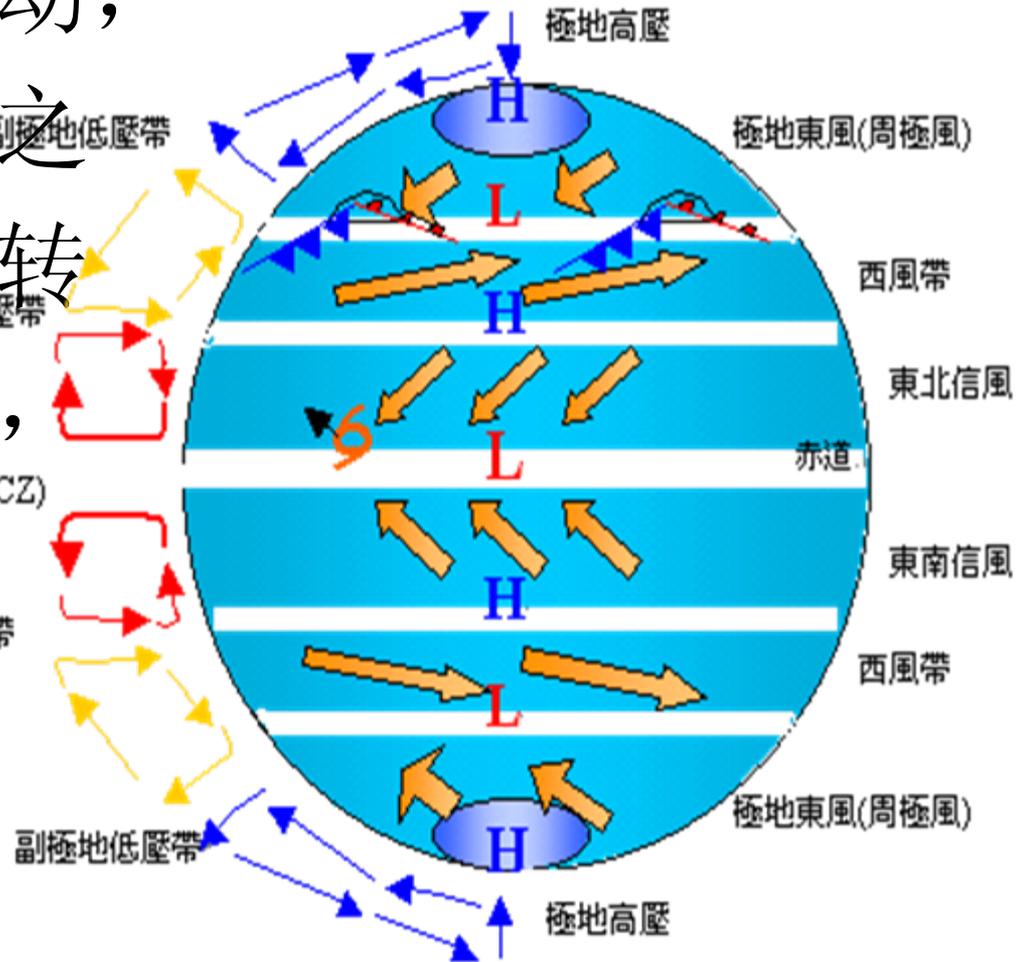


3· 经向三圈环流

假设地球不自转，且表面均匀，由于赤道和两极受热不均，赤道上空的空气流向极地，而低层气流自极地流向赤道，这样在赤道和极地之间会形成一个南北闭合的环流。



但地球不停自转，
空气一旦开始运动，
地转偏向力便随之
发生作用。在地转
偏向力的作用下，
南北半球分别形
成三圈环流。



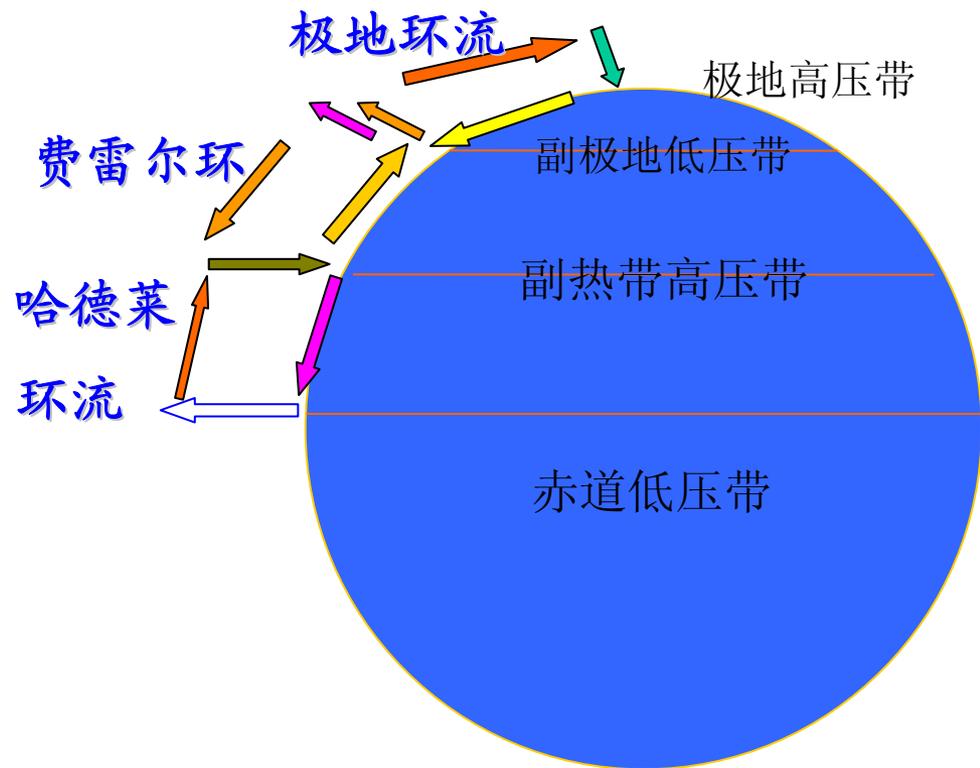
三圈环流：

- 1、名称
- | | |
|-----------|------|
| 60° - 90° | 高纬环流 |
| 30° - 60° | 中纬环流 |
| 0° - 30° | 低纬环流 |

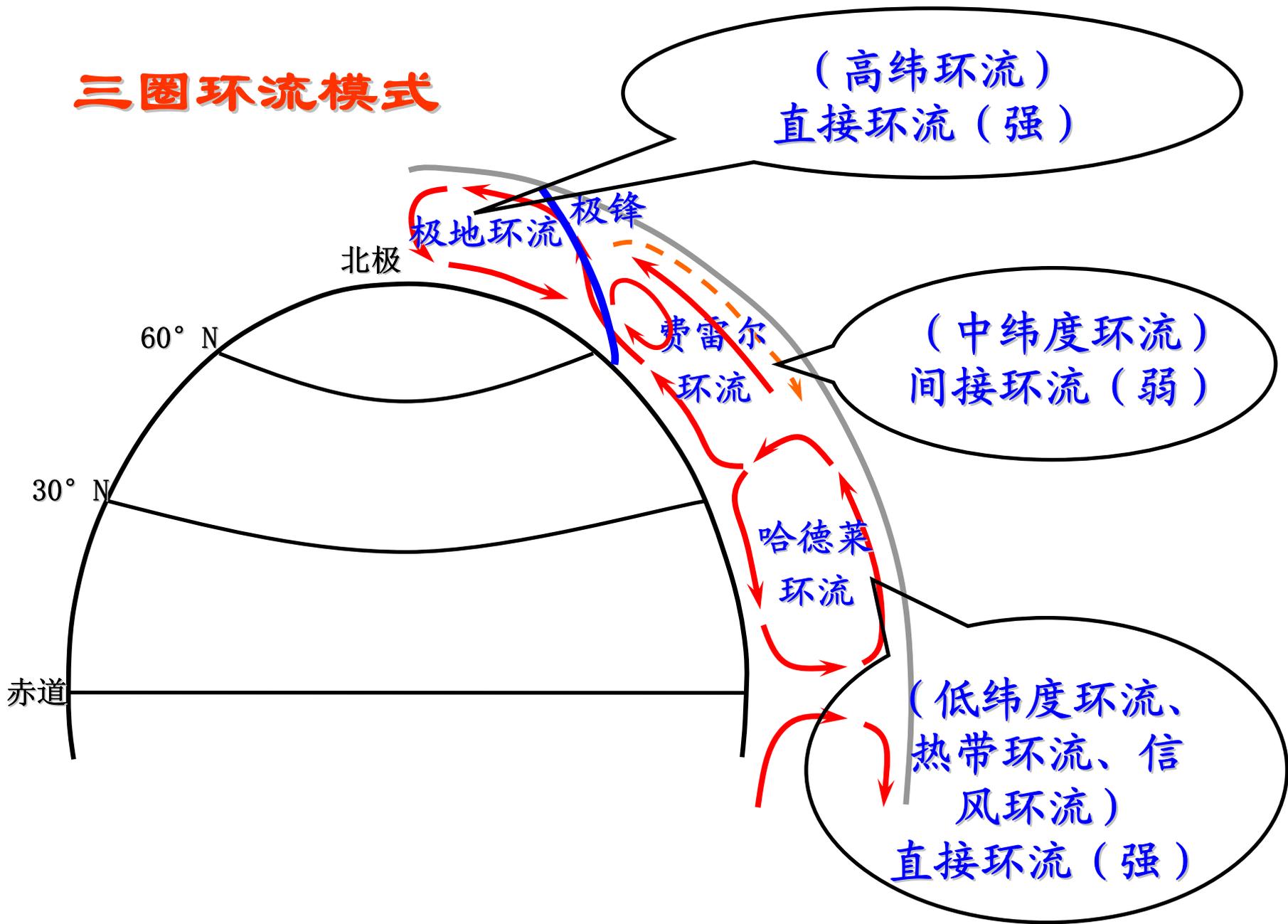
2、近地面的表现：

7个气压带：高低气压相间分布
6个风带

气压带和风带以赤道南北对称分布



三圈环流模式



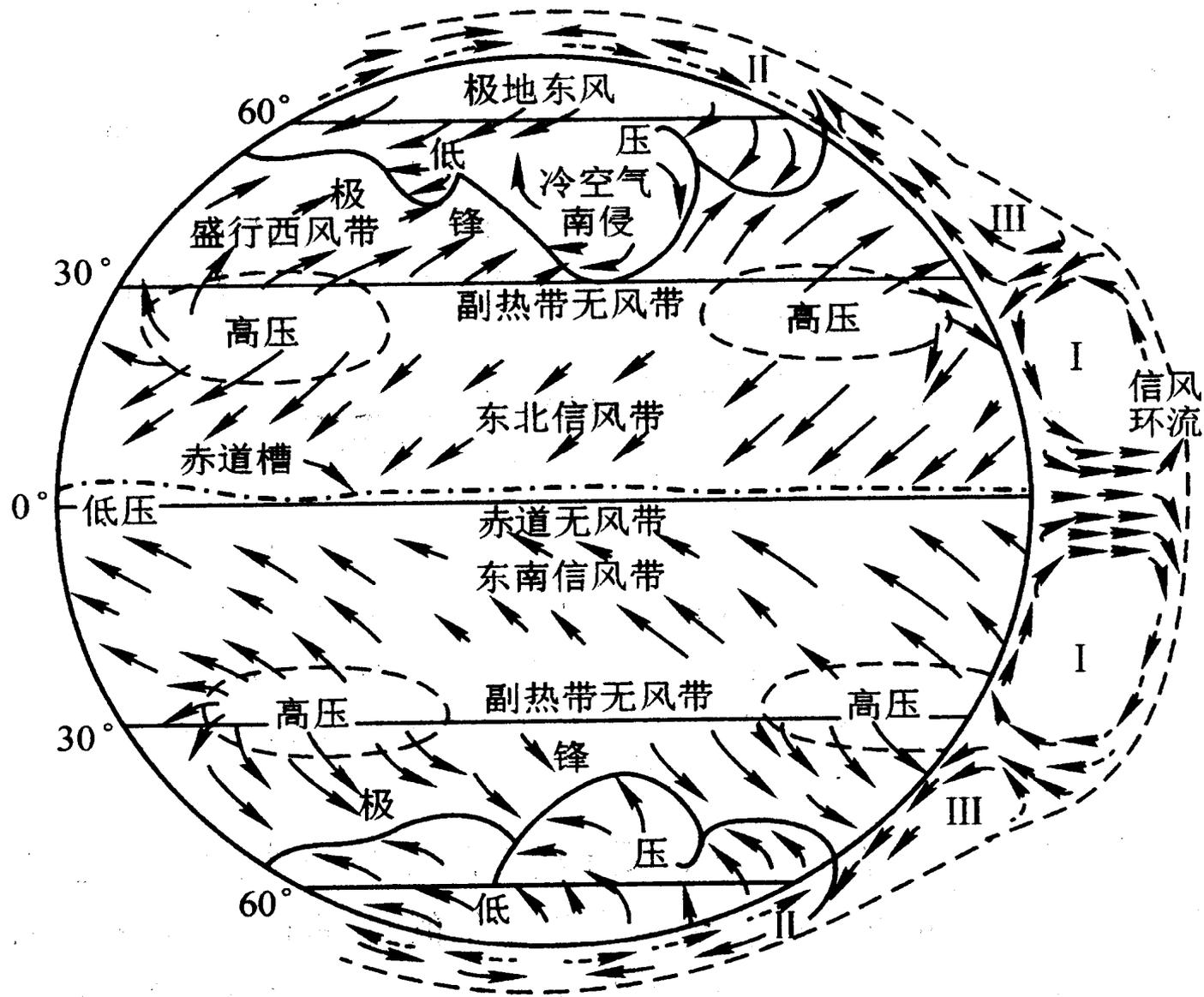
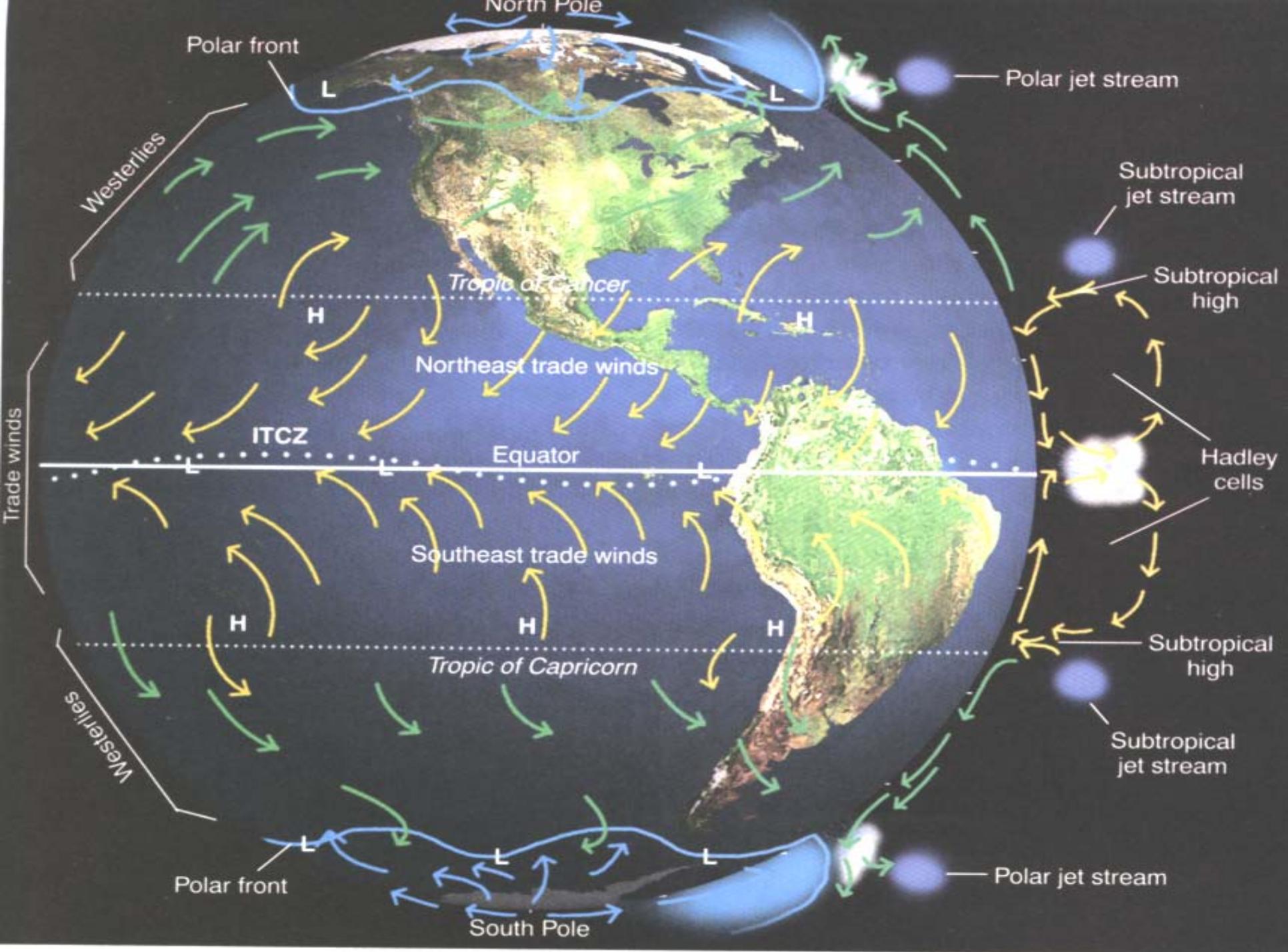


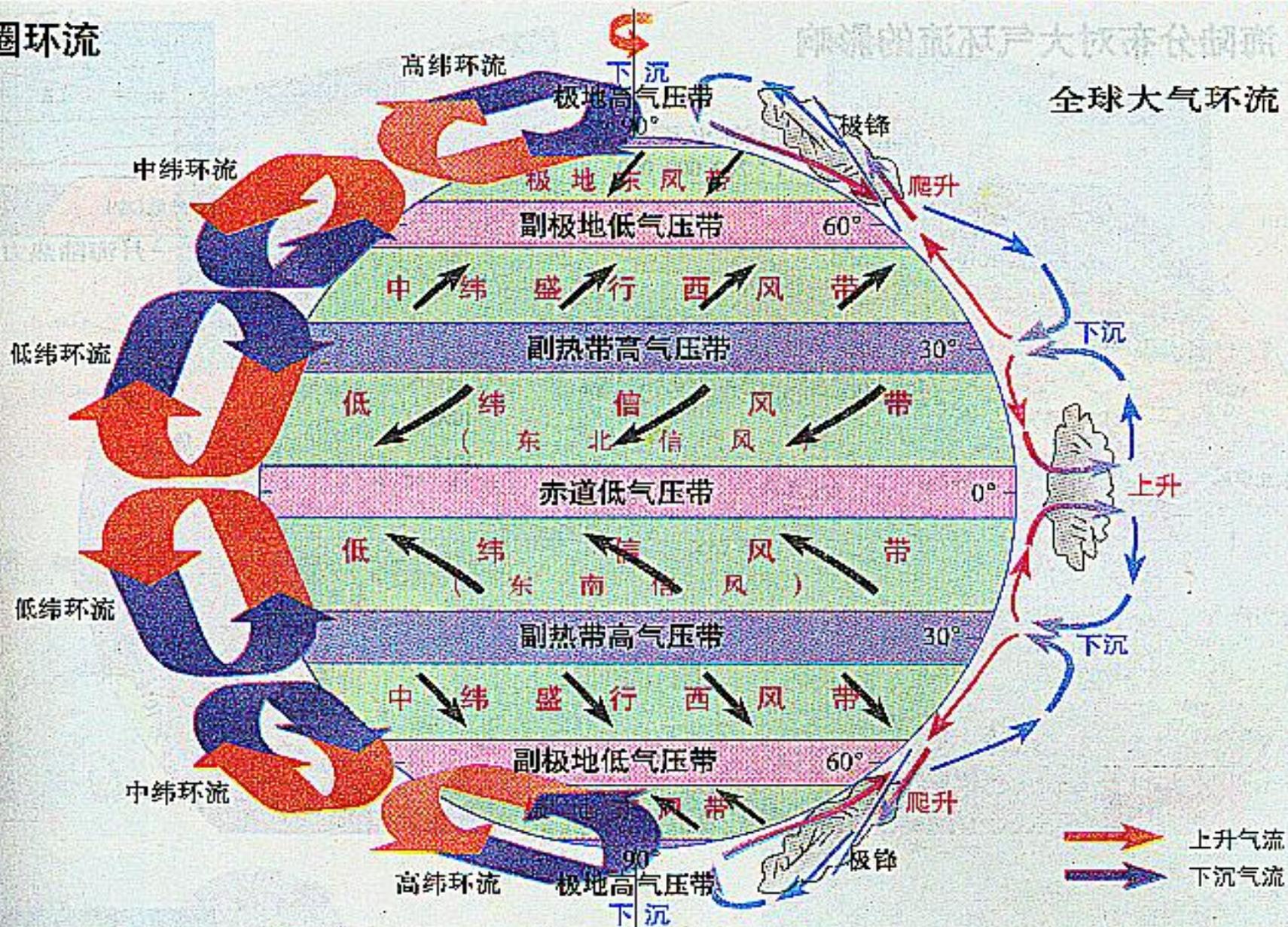
图 3-30 全球大气环流图式



- A、赤道低气压带（位于赤道附近）：无风，气流上升为主，多雨。
- B、信风带（位于赤道低气压带的南北两侧）：北半球为东北信风、南半球为东南信风。风从较高纬度吹向较低纬度，干燥、少雨。但当局部地区风从暖流海面吹向陆地则多雨。
- C、副热带高气压带（位于南、北回归线附近地区）：无风，气流以下沉为主，干燥、少雨。
- D、西风带（位于南、北纬 $40^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 附近地区）：风从较低纬度吹向较高纬度，多雨。
- E、副极地低气压带（位于南、北纬 $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 附近地区）：“极锋”地带，气流以上升为主，多雨。

2.4 全球性大气环流

三圈环流



- (二) 季风环流
- 1、定义：大陆和海洋间的广大地区，以一年为周期、随着季节变化而方向相反的风系，称为季风。
- 季风是海陆间季风环流的简称，它是由大尺度的海洋和陆地间热力差异形成的大范围热力环流。

- 2、成因：

- 1) 海陆热力差异的存在：

- **冬季：**陆地上高压盛行，海洋上低压强盛，G从陆地指向海洋，形成**冬季风**，寒冷、干燥。

- **夏季：**陆地上低压强盛，海洋上高压势力得到发展，G从海洋指上陆地，盛行**夏季风**，潮湿、暖热。

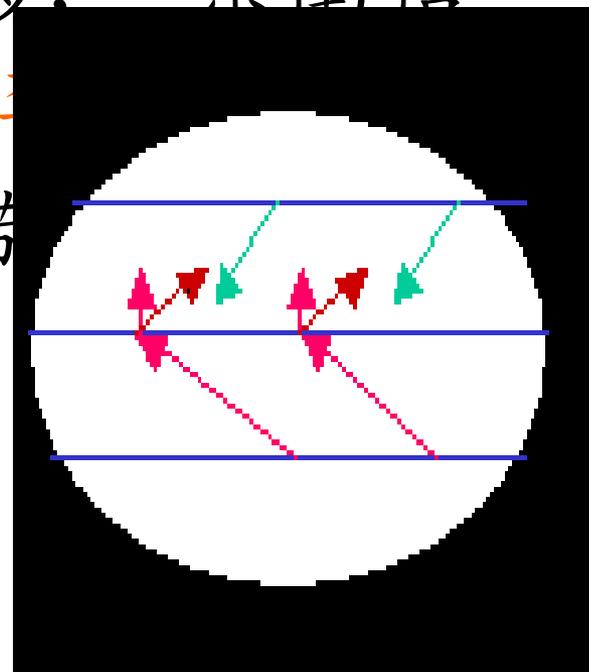
- (2) 行星风带的季节移动:

- 对北半球而言:

- 冬季: 盛行东北季风;

- 夏季: 由于赤道低压北移, 东南信风越过赤道, 转向为西南季风;

- 地点: 产生于赤道和热带赤道季风, 热带季风。



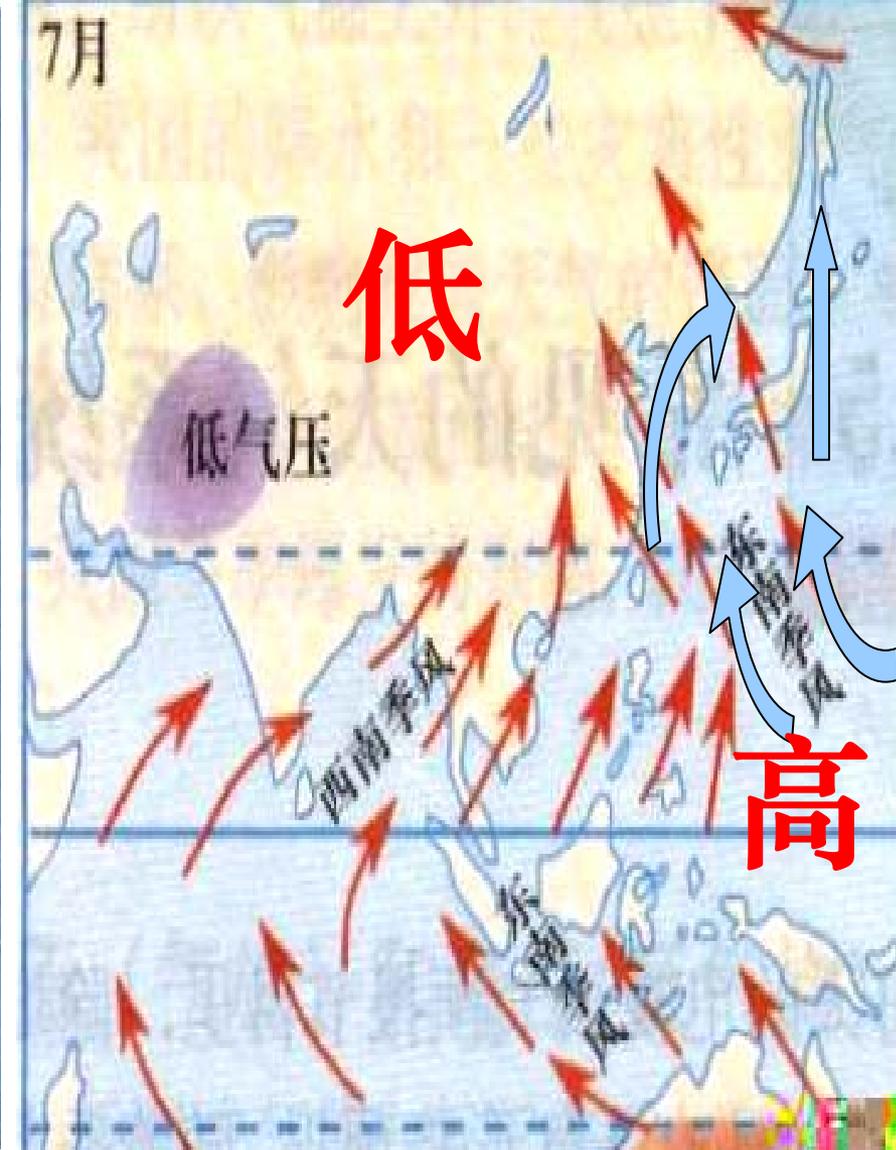
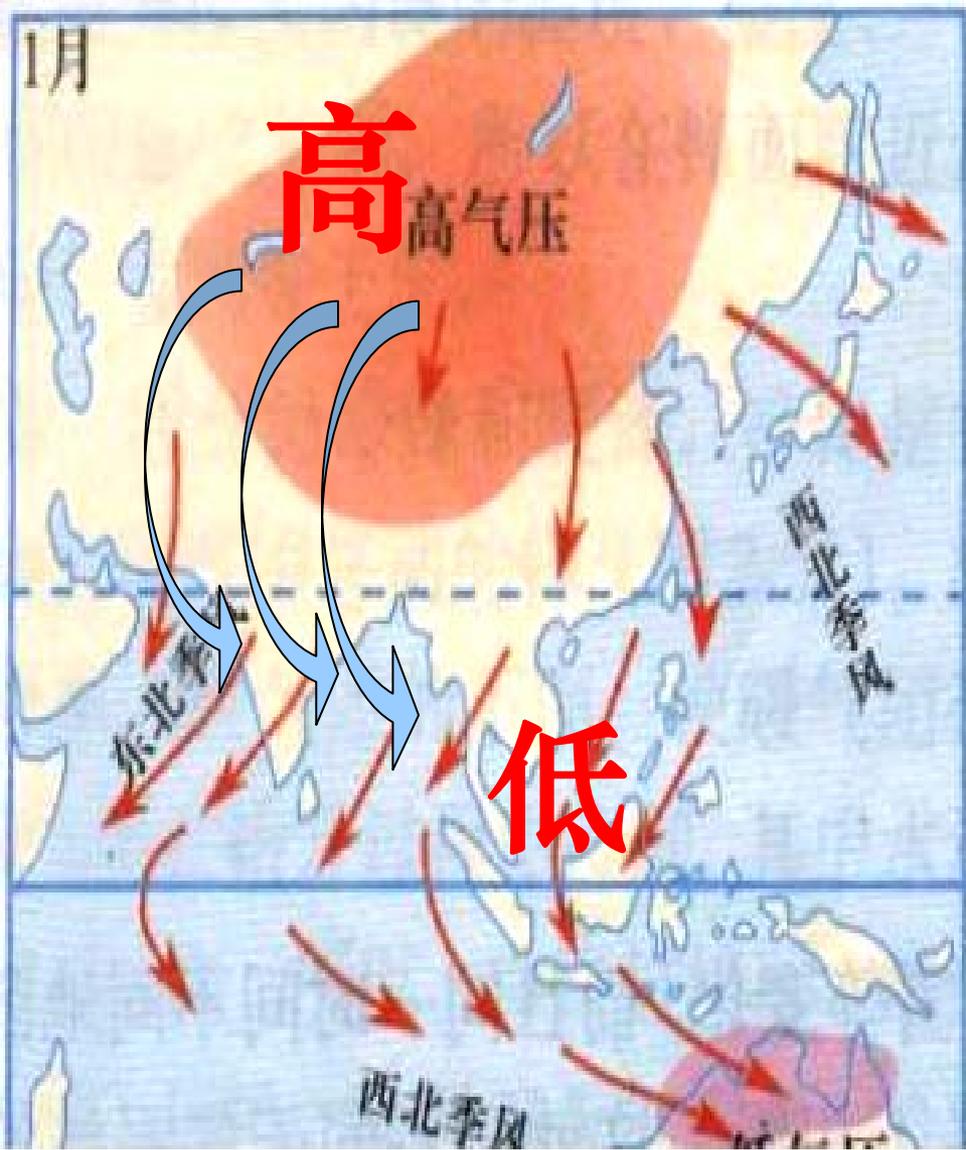
哪个地区季风最典型？为什么？

太平洋是世界最大的大洋，亚欧大陆是世

界上最大的大陆，

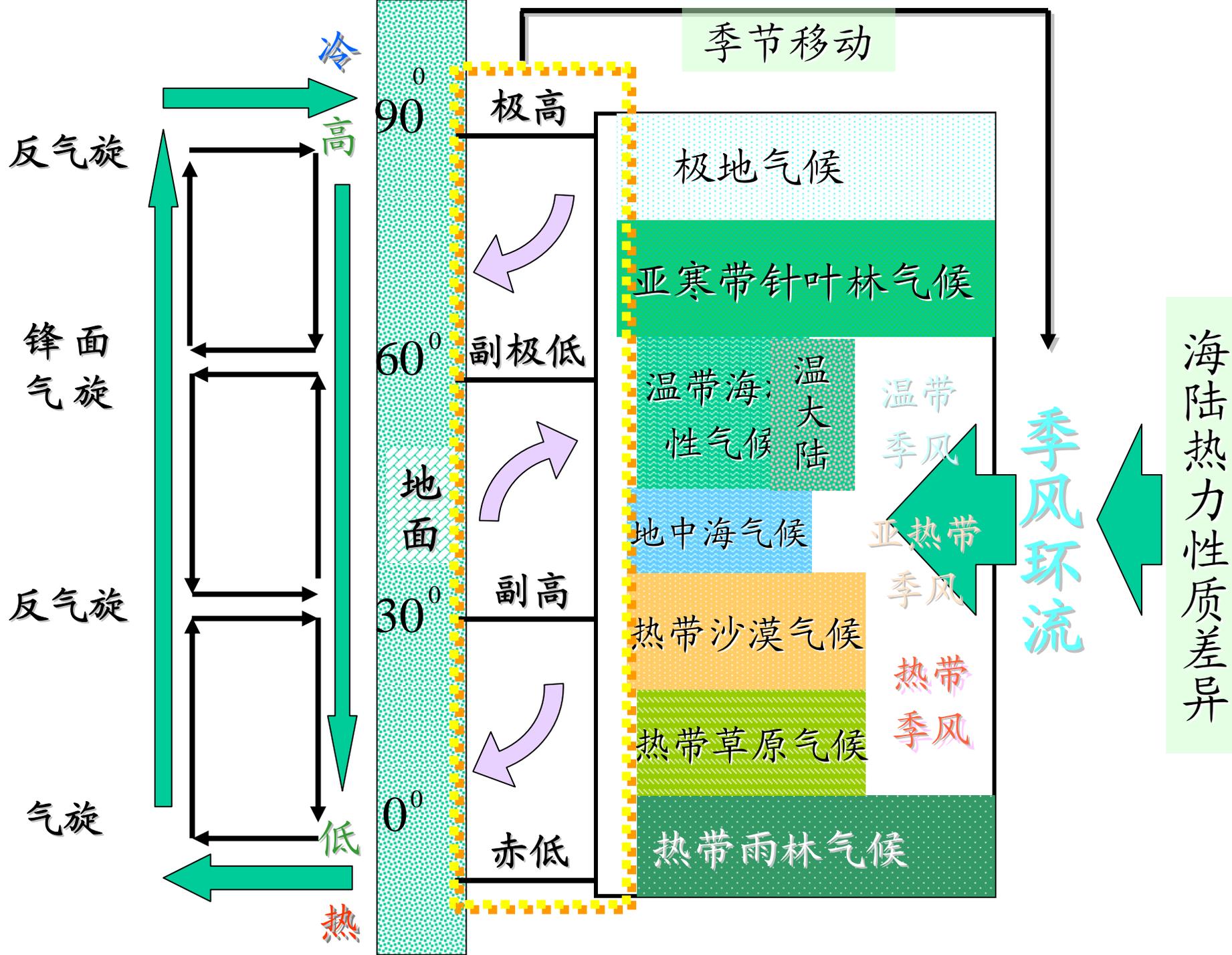
东南亚居于两者之间，海陆的气温对比和

- 分布： 南亚和东南亚是世界最著名的季风区，其环流特主要表现为冬季盛行东北季风，夏季盛行西南季风。



一月份

七月份

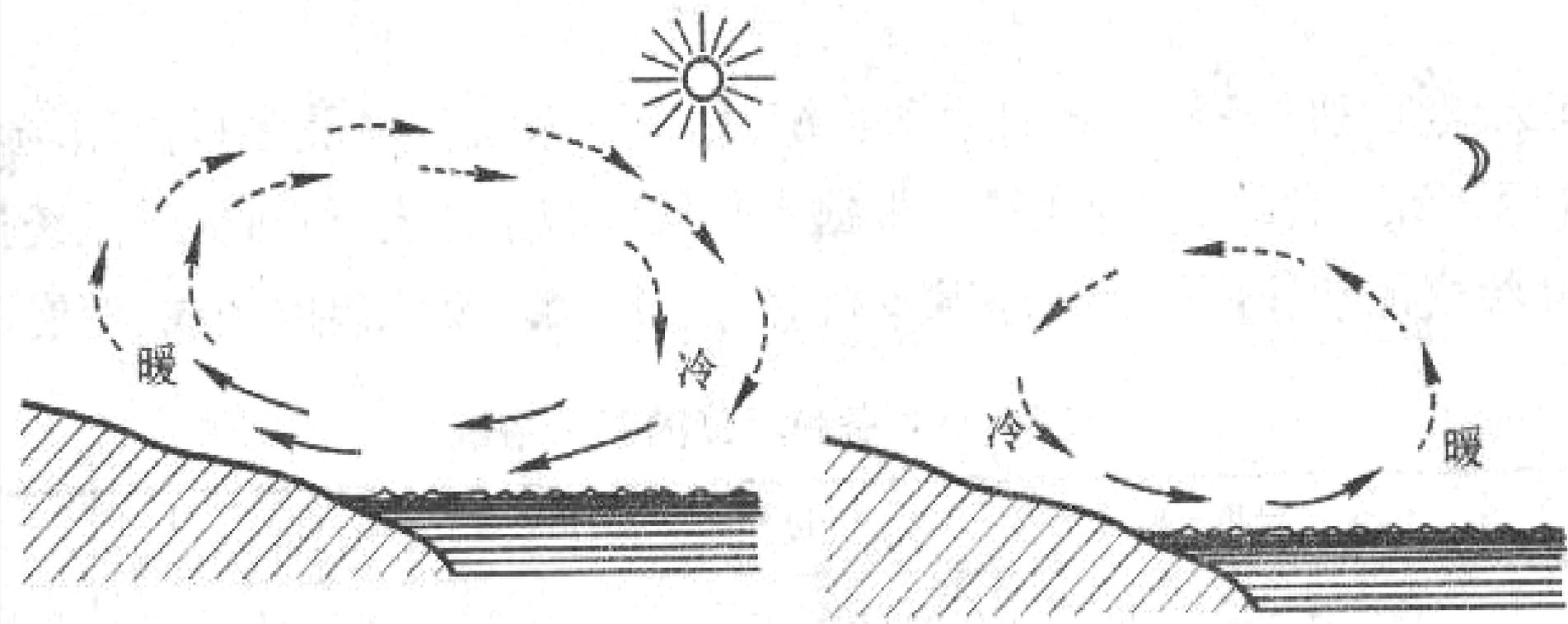


- (三) 局地环流

- 行星风系与季风都是大范围气压场控制下的大气环流由局部环境如地形起伏、地表受热不均等引起的小范围气流，称为**局地环流**。

- 包括海陆风，山谷风，焚风等地方性风。

- 1 · **海陆风**：在滨海地区，白天风从海



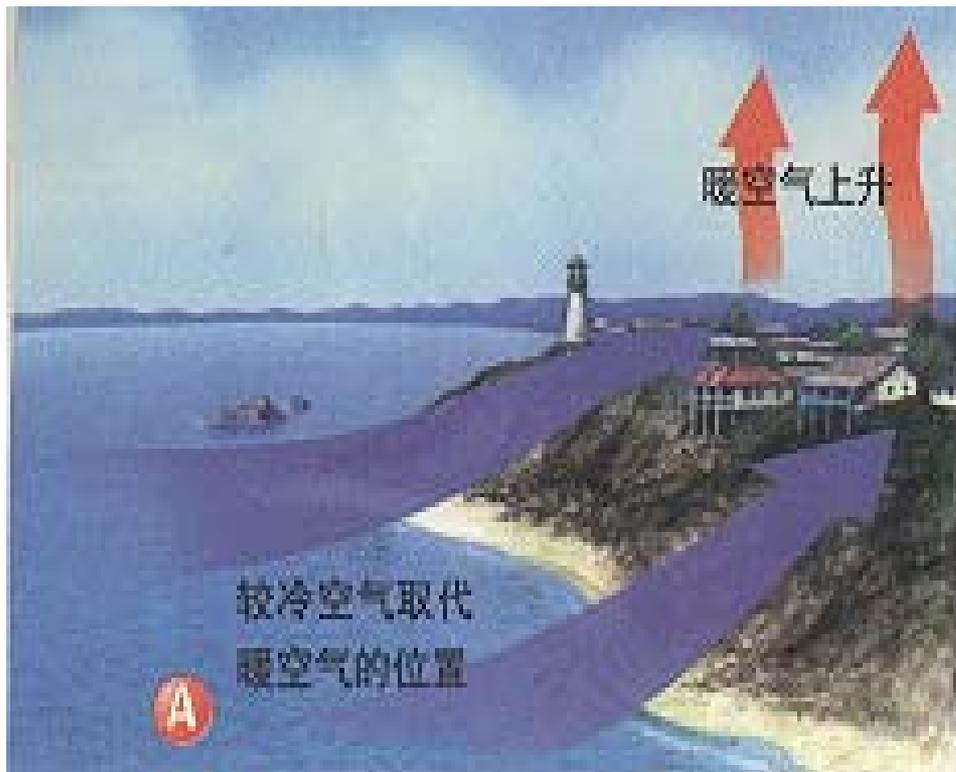
a. 海风

b. 陆风

图 3 - 35 海陆风环流

白天 近地面气流: 海洋 → 陆地 海风

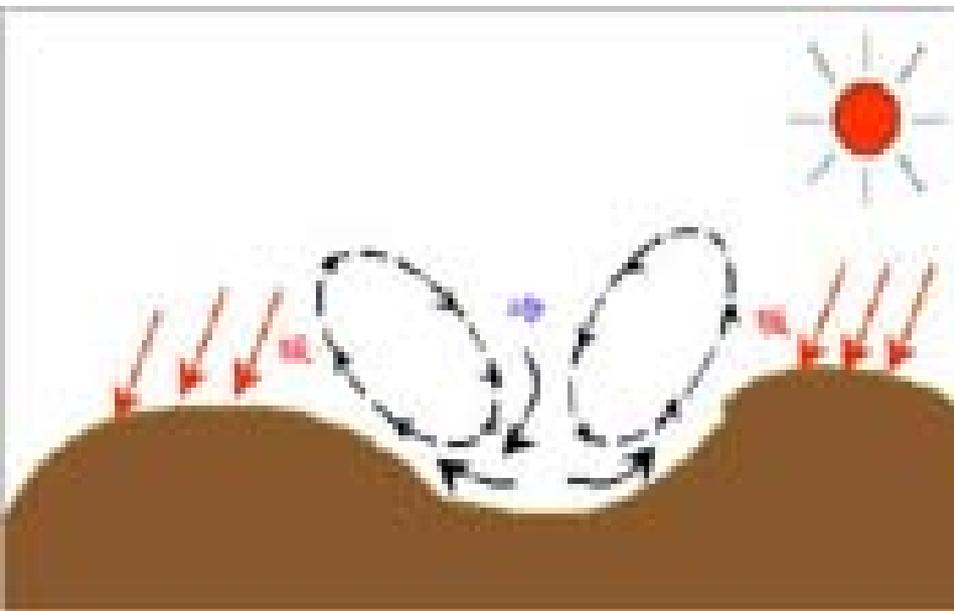
夜间 近地面气流: 陆地 → 海洋 陆风



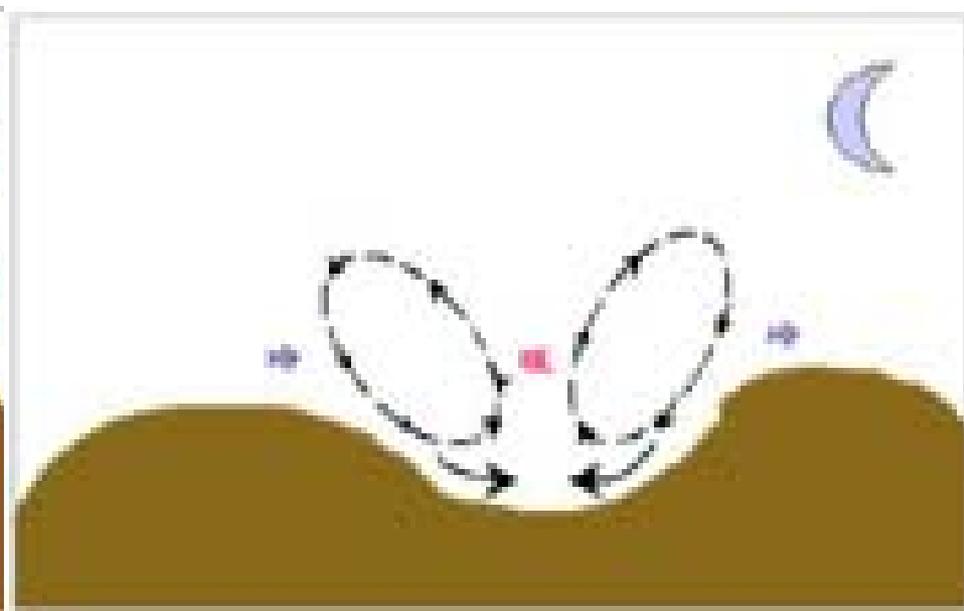
• 2·山谷风

- 当大范围水平气压场较弱时，山区白天地面风从谷地吹向山坡；晚间地面风从山坡吹向谷地，这就是山谷风环流。
- 形成机制：白天，山坡空气比同高度的自由大气增热强烈，暖空气沿坡上升，成为谷风；夜间山坡辐射冷却，迅速降温，而谷地中同高度空气冷却较慢，因而形成与白天相反的热力环流，下层风由山坡吹向山谷，称为山风。

谷风

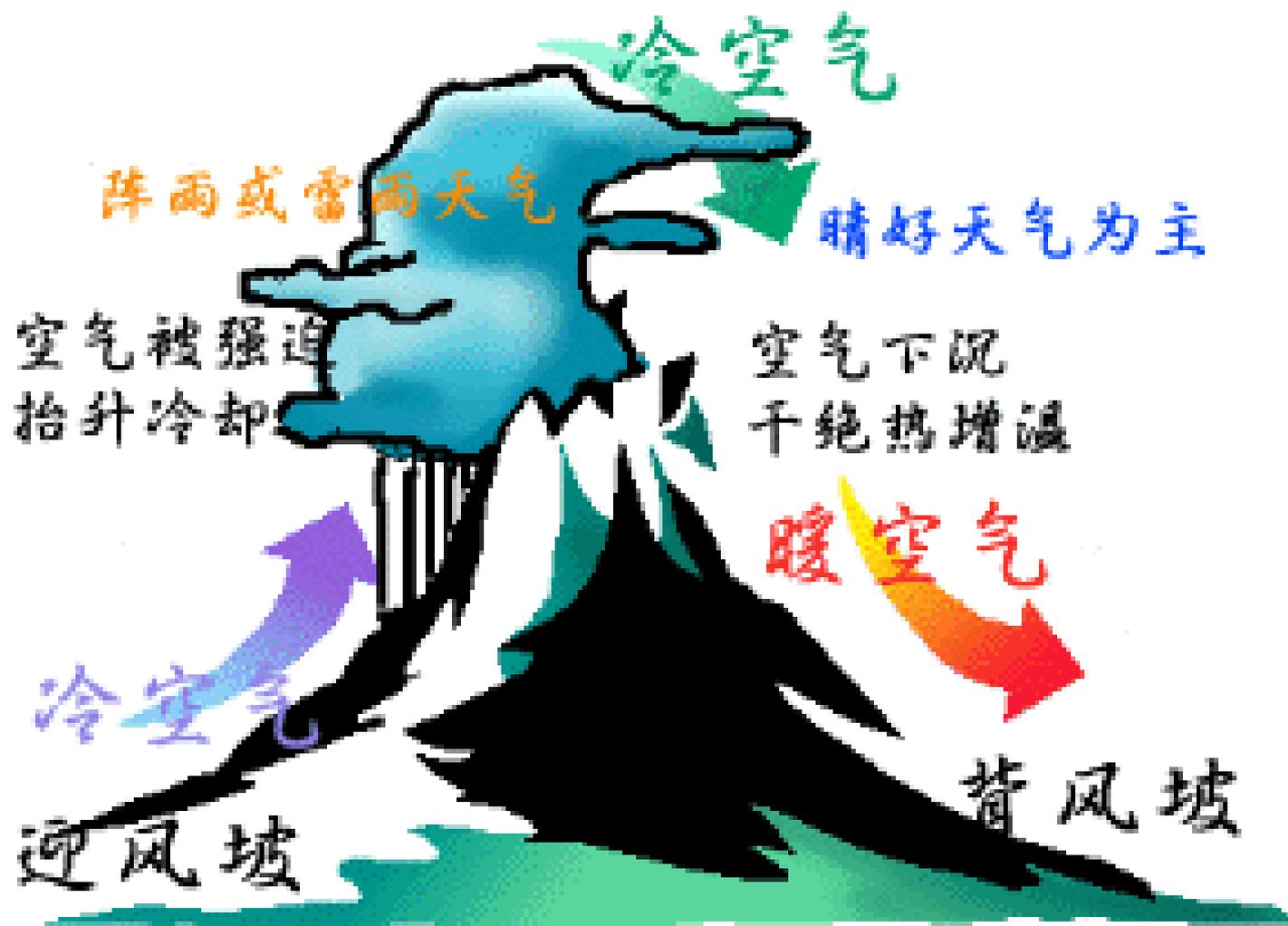


山风



- 3. 焚风

- 气流受山地阻挡被迫抬升，迎风坡空气上升冷却，起初按干绝热递减率降温（ $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ），当空气达到饱和状态时，水汽凝结，气温按湿绝热递减率降低（ $0.5\sim 0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ），大部分水汽在迎风坡降落。气流越过山后顺坡下沉，基本按干绝热递减率增温，以致背



焚风

迎风面

背风面

湿空气向上攀升

干空气定向沉降



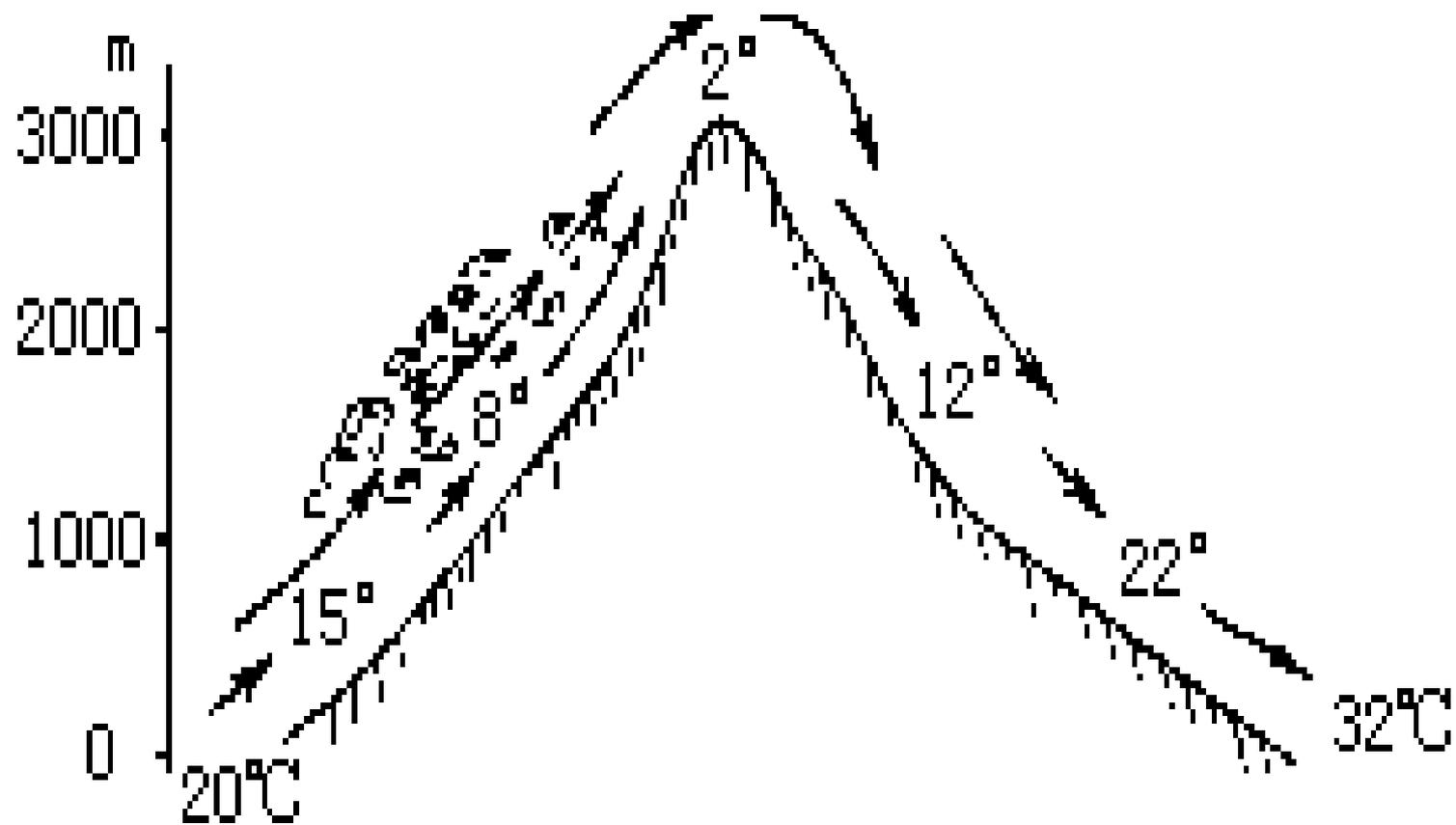


图3-32 焚风示意

三、主要天气系统

大气中引起天气变化的各种尺度的运动系统，称天气系统一般多指温压场和风场中的大气长波、气旋、反气旋、锋面、台风、龙卷风等。相握水

表 3-15 各种尺度的天气系统

尺度种类		行星尺度	大尺度	中尺度	小尺度
水平尺度/km		$\geq 10^3$	$10^2 \sim 10^3$	$10^1 \sim 10^2$	100
天气系统	温带	超长波、长波	气旋、反气旋、锋	背风波	雷暴单体
	副热带	副热带高压	季风低压、切变线	风包线、暴雨	龙卷风
	热带	热带辐合带、季风	热带气旋、云团	热带风暴、对流群	对流单体
生命史		一周以上	3~5天	≤ 1 天	1小时以内

- (一) 气团和锋

- 1. 气团

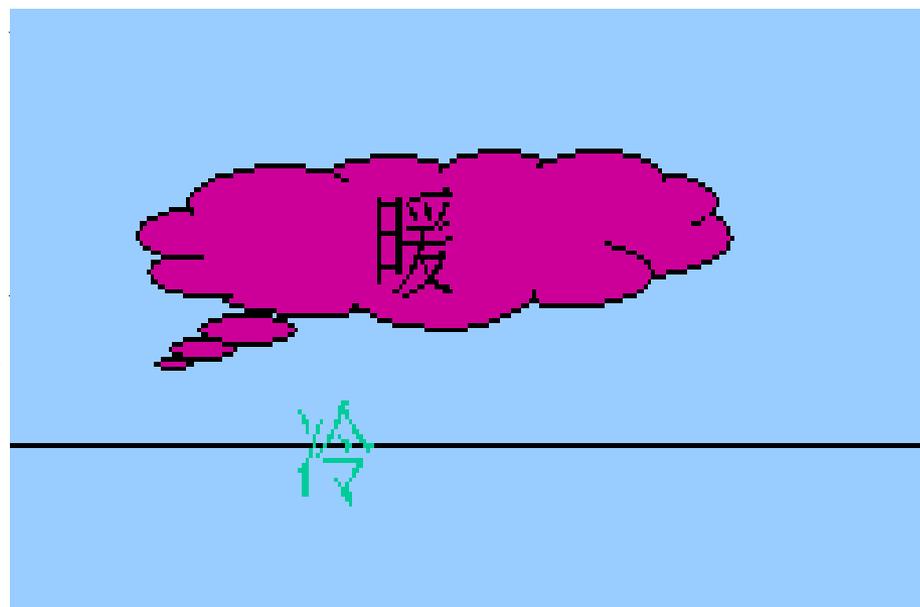
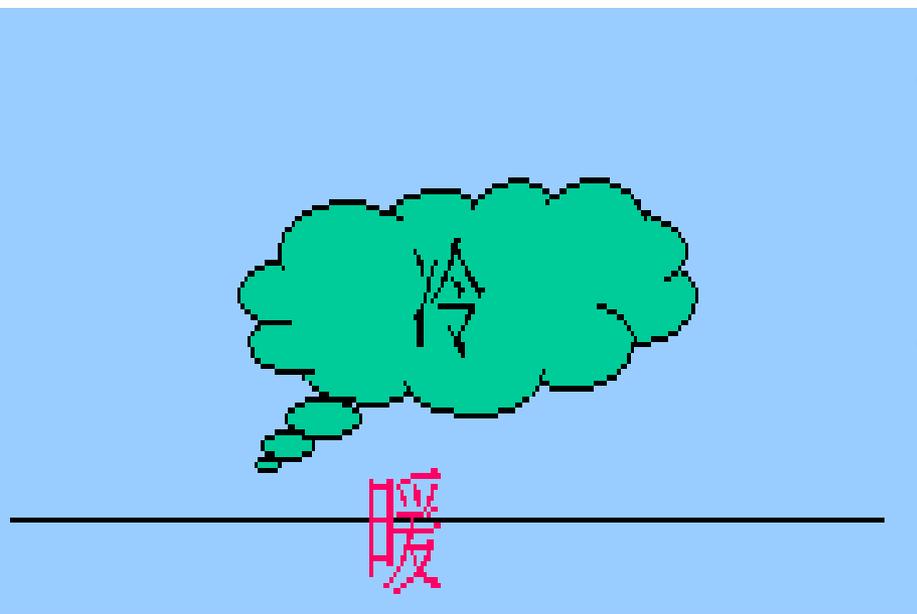
- **定义：**气团指在广大区域内水平方向上温度、湿度、铅直稳定度等物理属性较均匀的大块空气团。

- 其水平范围由数千千米到数千千米，垂直范围由数千千米到十余千米甚至伸展到对流层顶。

- **形成条件：**要形成一个物理属性相似的气团，首先应具有大范围物理性质相当均

- 分类： 气团按其热力性质可分为冷气团和暖气团。

冷、暖气团是根据气团温度与所经下垫面的温度对比来定义的。



● 按气团的源地地理位置和下热面性质可

表 3-16 气团的地理分类

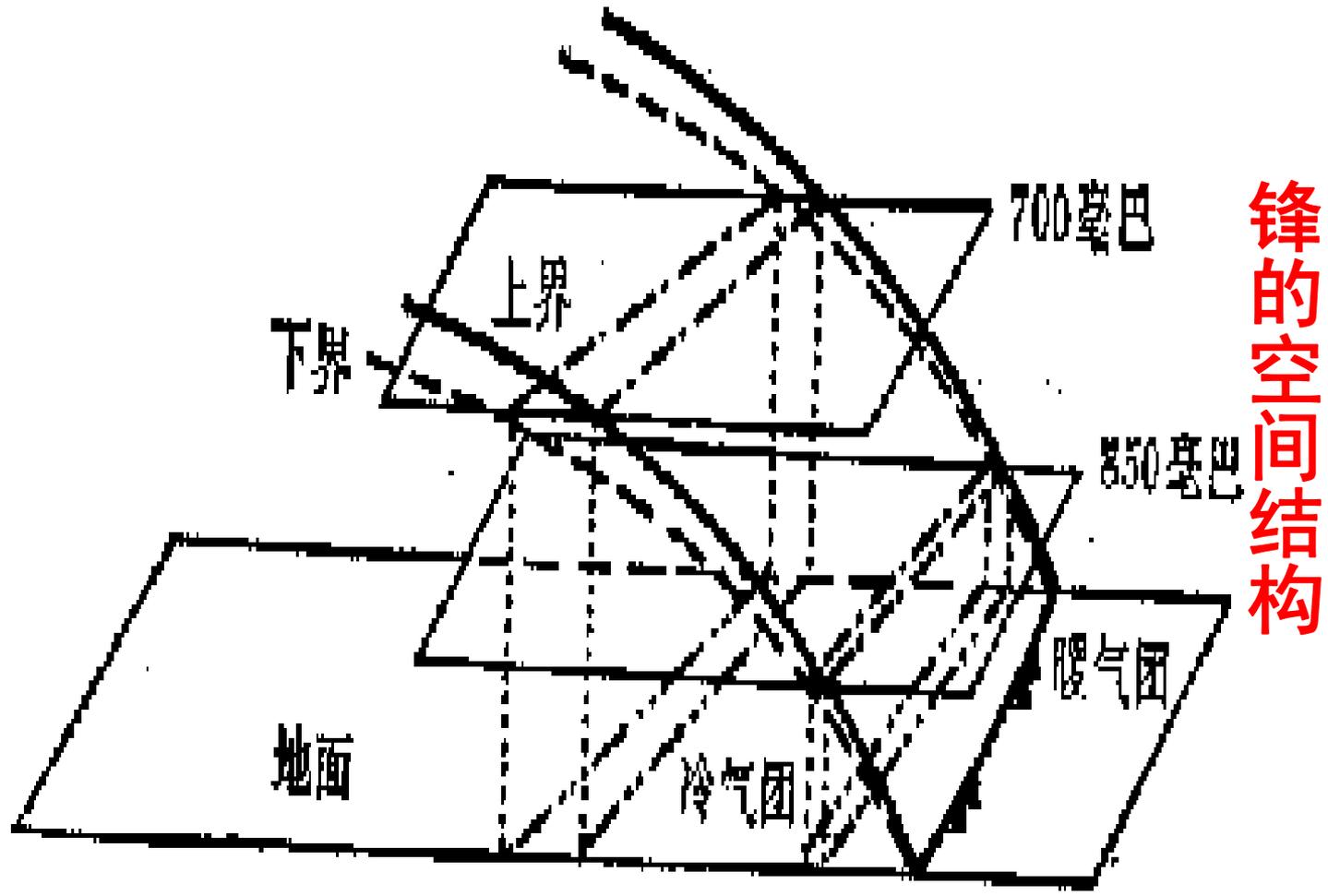
名称	符号	主要特征天气	主要分布地区
冰洋(北极、南极)大陆气团	Ac	气温低、水汽少,气层非常稳定,冬季入侵大陆时会带来暴风雪天气	南极大陆,65°N 以北冰雪覆盖的极地地区
冰洋(北极、南极)海洋气团	Am	性质与 Ac 相近,夏季从海洋获得热量和水汽	北极圈内海洋上,南极大陆周围海洋
极地(中纬度,或温带)大陆气团	Pc	低温、干燥、天气晴朗,气团低层有逆温层,气层稳定,冬季多霜、雾	北半球中纬度大陆上的西伯利亚、蒙古、加拿大、阿拉斯加一带
极地(中纬度,或温带)海洋气团	Pm	夏季同 Pc 相近,冬季比 Pc 气温高,湿度大,可能出现云和降水	主要在南半球中纬度海洋上,以及北太平洋、北大西洋中纬度洋面上
热带大陆气团	Tc	高温、干燥,晴朗少云,低层不稳定	北非、西南亚、澳大利亚和南美一部分的副热带沙漠区
热带海洋气团	Tm	低层温暖、潮湿且不稳定,中层常有逆温层	副热带高压控制的海洋上
赤道气团	E	湿热不稳定,天气闷热、多雷暴	在南北纬 10°之间的范围内

在我国,冬季主要受极地大陆气团控制;夏季热带海洋气团影响很大。

- 2. 锋及其分类

- 定义:

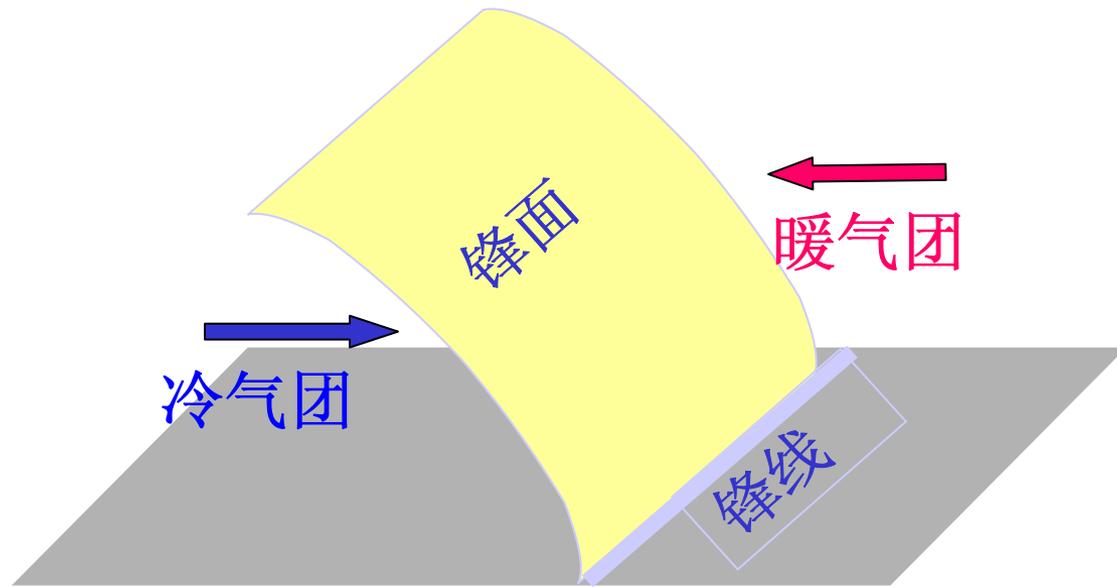
温度或密度差异很大的两个气团相遇形成的狭窄过渡区域，称



由于锋附近的
和气流及冷暖
气的相对运动
使锋面上的暖
气不断上升，
以锋面上多云
天气。



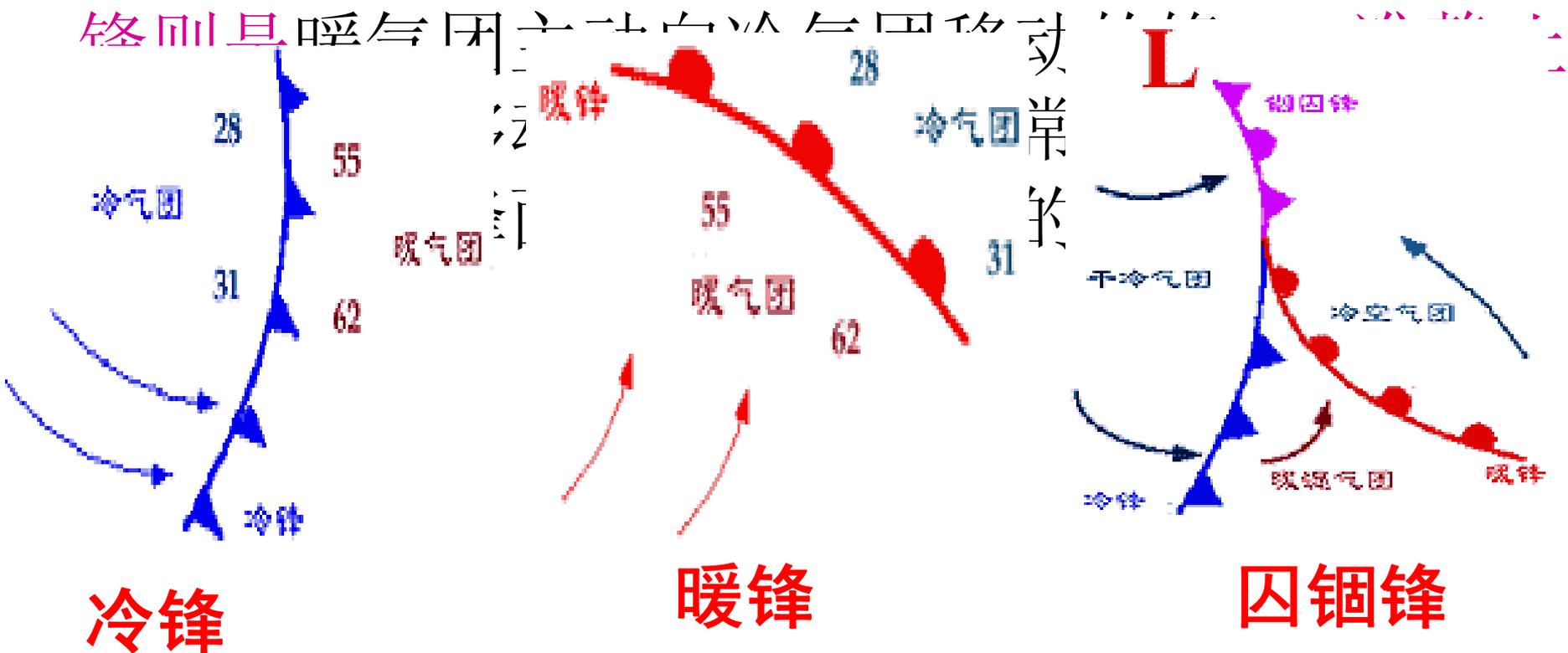
冷暖气团相遇形成锋

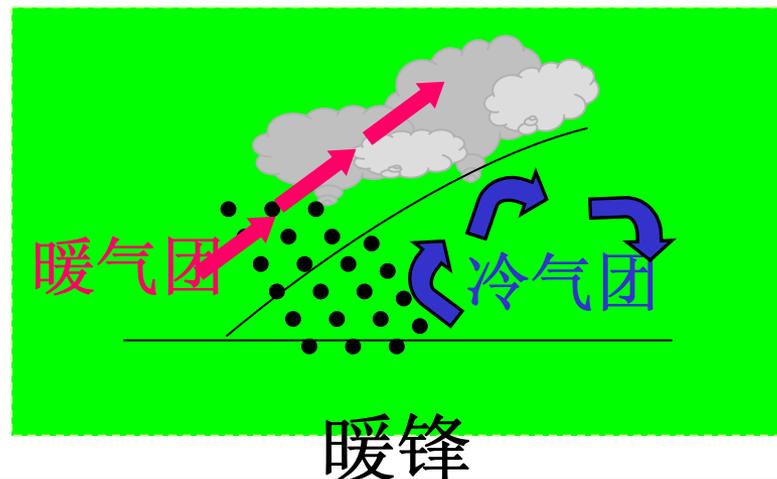
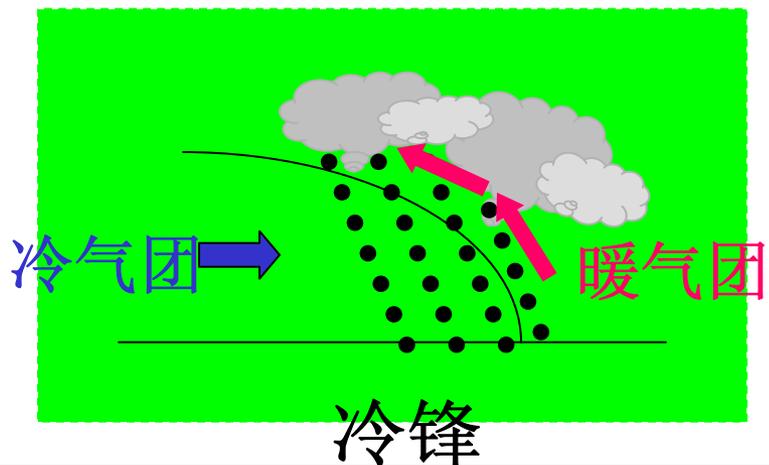


- 冷暖气团的交界面叫锋面
- 锋面附近常伴有云、雨、大风等天气
- 冷气团在下，暖气团在上

分类： 根据锋移动过程中冷暖气团的替代情况，锋可分为：冷锋、暖锋、准静止锋、锢囚锋四种类型。

冷锋是指冷气团主动向暖气团移动的锋；**暖锋**是指暖气团主动向冷气团移动的锋。





		天气变化		
气团运动		过境前	过境时	过境后
冷锋	冷气团主动移向暖气团	气温高、气压低、晴朗	锋后阴雨、大风降温	气温降低、气压升高、晴朗
暖锋	暖气团主动移向冷气团	气温低、气压高、晴朗	锋前、阴雨天气	气温升高、气压降低、晴朗

- 根据形成锋的气团源地类型，又可将锋分为：冰洋锋、极锋、赤道锋三类。
- 冰洋锋是冰洋气团与中纬气团的分界面；
- 极锋是极地气团与副热带或热带气团的分界面；
- 赤道锋是热带或副热带气团与赤道气团的分界面。

影响我国的锋面系统

主要是冷锋

夏季：暴雨

冬季：寒潮

2004 10 26

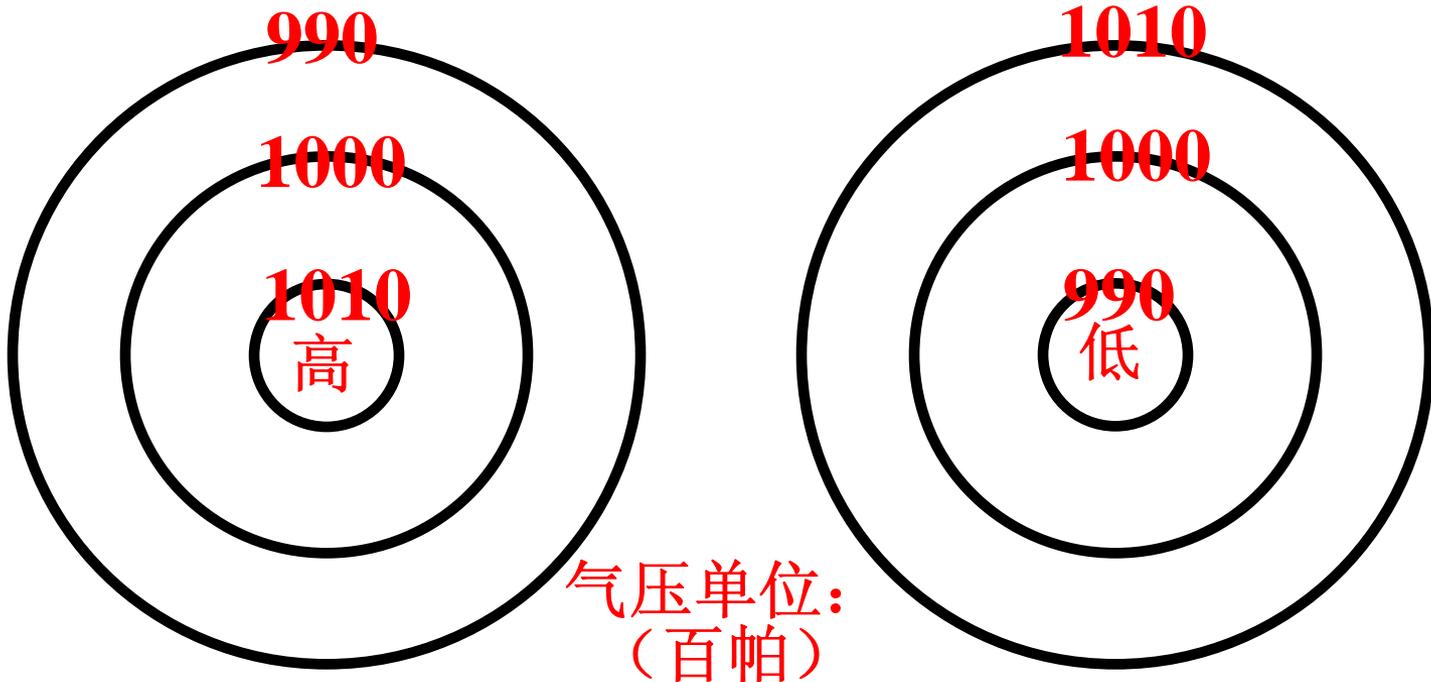
(二) 气旋和反气旋

1·气旋: 气旋是占有三度空间、中心气压比四周低的水平空气涡旋北半球气旋空气按反时针方向自外围向中心运动。

2·反气旋: 反气旋是占有三度空间的, 中心气压比四周高的大型空气涡旋。

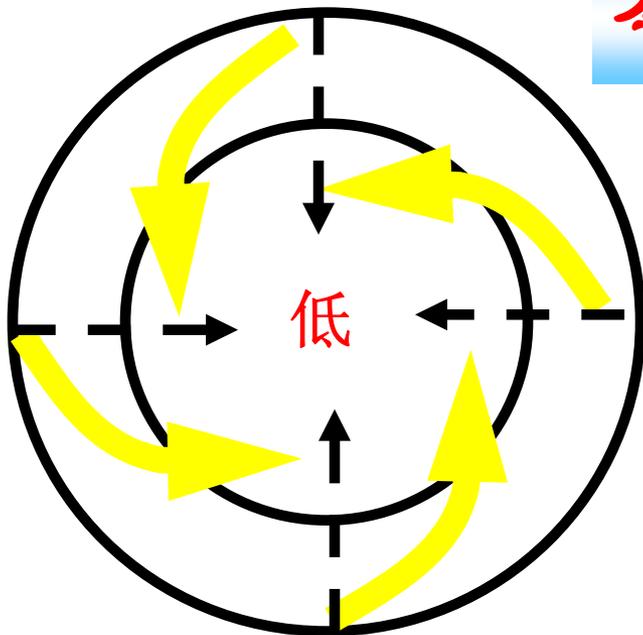


•近地面高、低压中心处大气的运动是怎样一种情形呢？



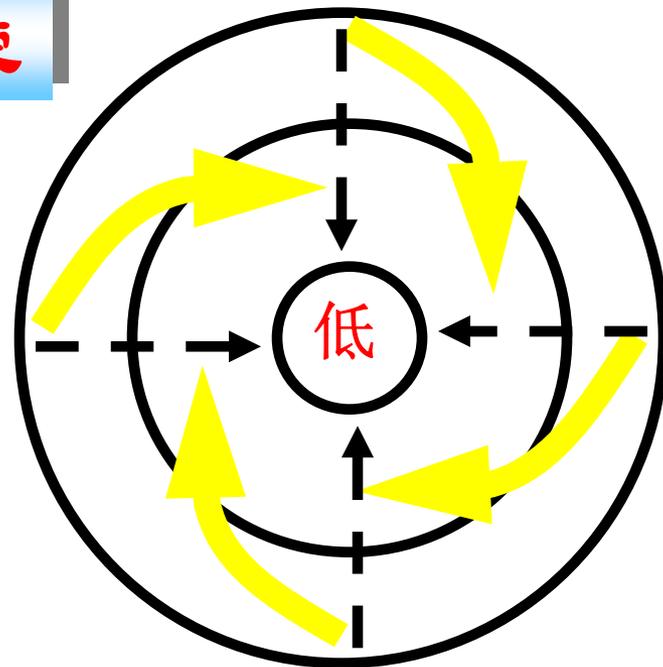
气旋

北半球



北半球低压中心
——**逆时针**方向由
四周向中心流入

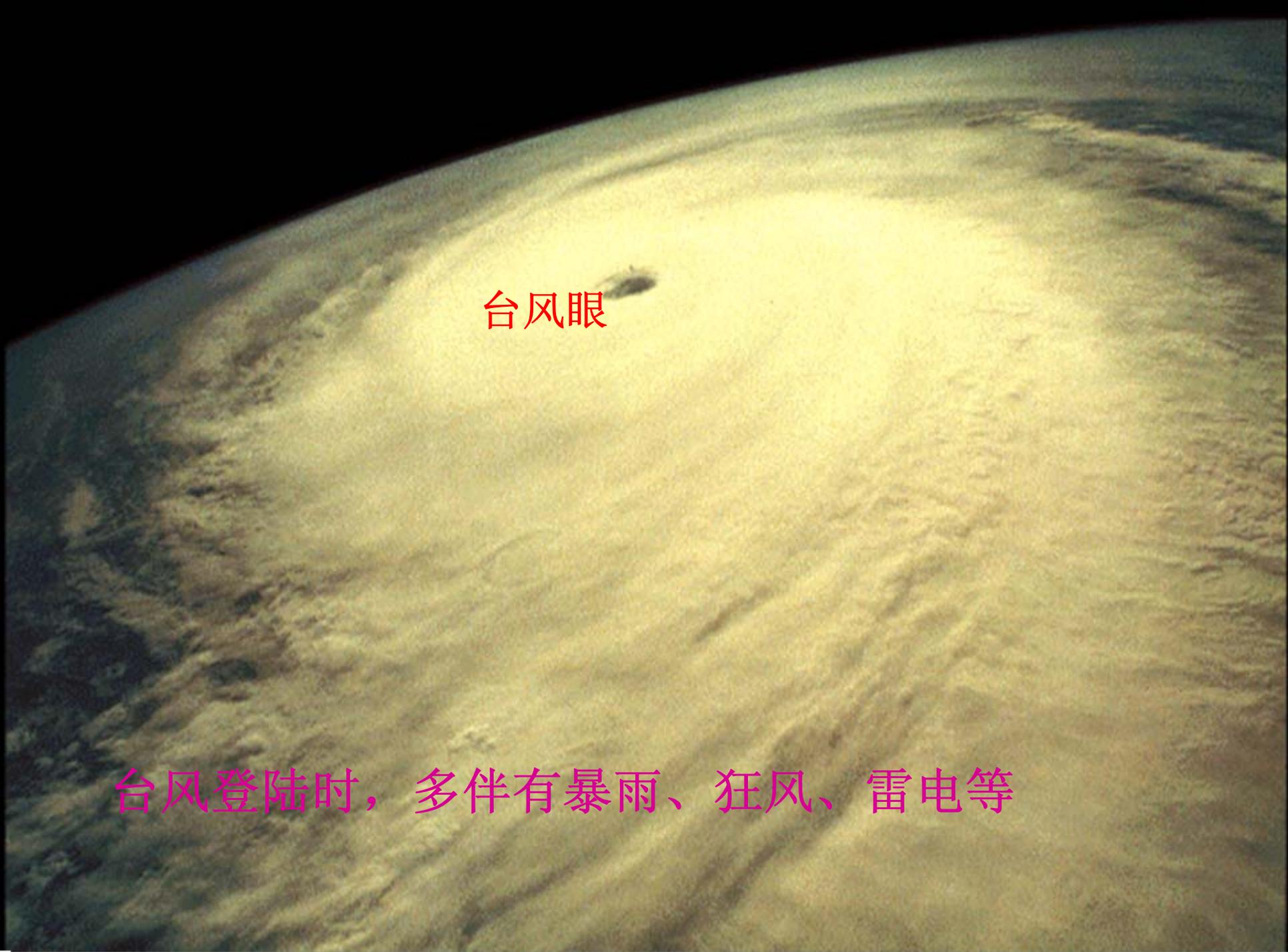
南半球



南半球低压中心
——**顺时针**方向由
四周向中心流入

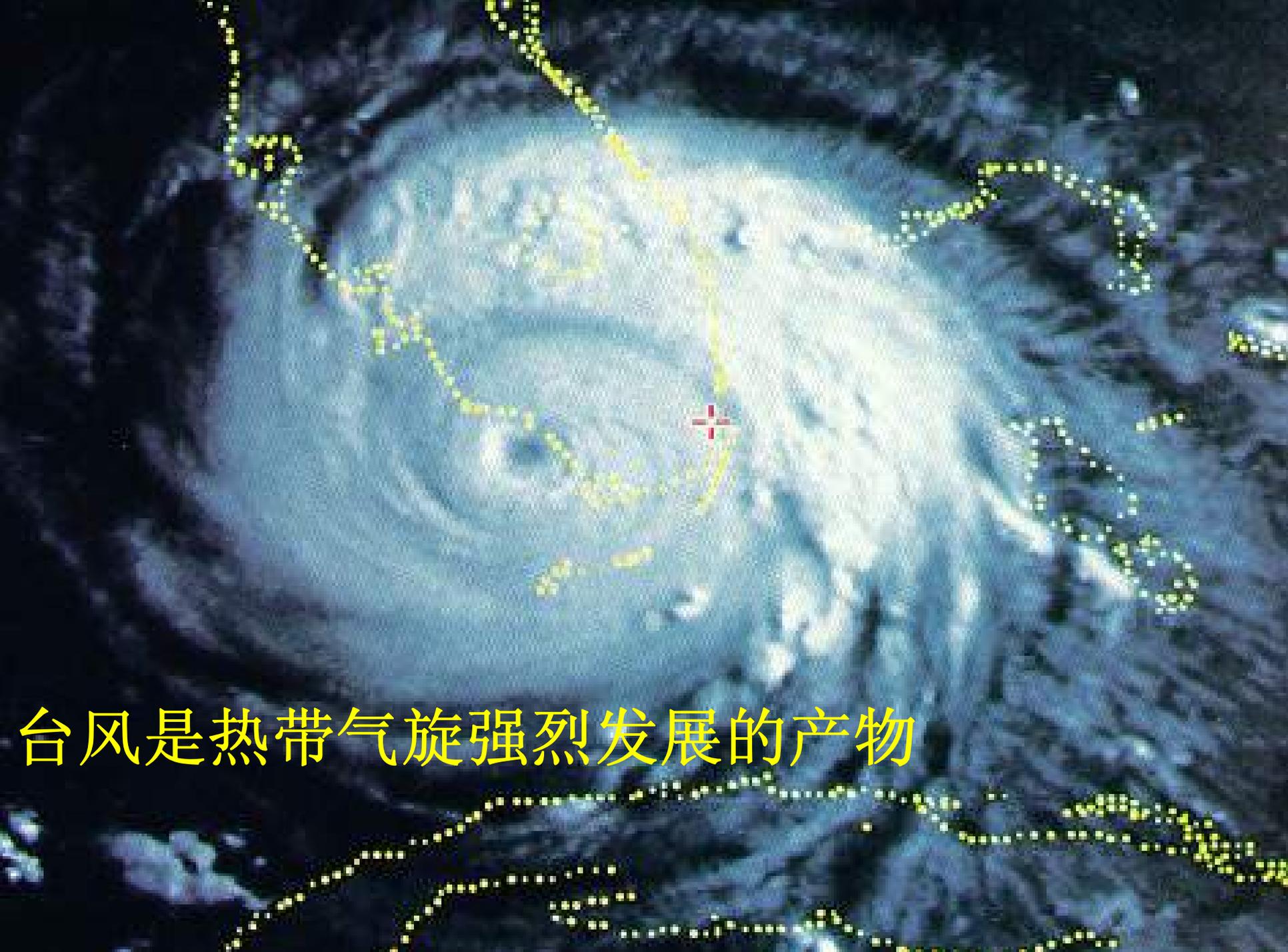
- 气旋活动与移动路径
- 温带气旋：主要发生在东亚(东亚气旋)、北美以及地中海等地区。
- 在东亚气旋主要发生于我国东北地区，约北纬 45° — 55° 之间称东北低压)，偏南部的江淮地区(称江淮气旋)以及日本南部海域三个地区。
- 东亚气旋路径一般向东北方向移动。其移动速度平均约为35—40准公里/小

- **热带气旋**：我国东南沿海还受到台风的侵袭。台风就是发生在热带西太平洋上的强大涡旋，即**热带气旋**。
- 中心平均最大风力小于8级热带气旋称为**热带低压**。
- 最大风力8-9级称**热带风暴**。
- 10-11级称强热带风暴，大于12级称**台风**（太平洋）
- 大于12级热带气旋如发生在大西洋称为**飓风**。

A satellite image of a typhoon, showing a large, circular cloud structure with a distinct, dark, circular center. The surrounding clouds are dense and spiral inward. The image is taken from space, showing the curvature of the Earth's surface.

台风眼

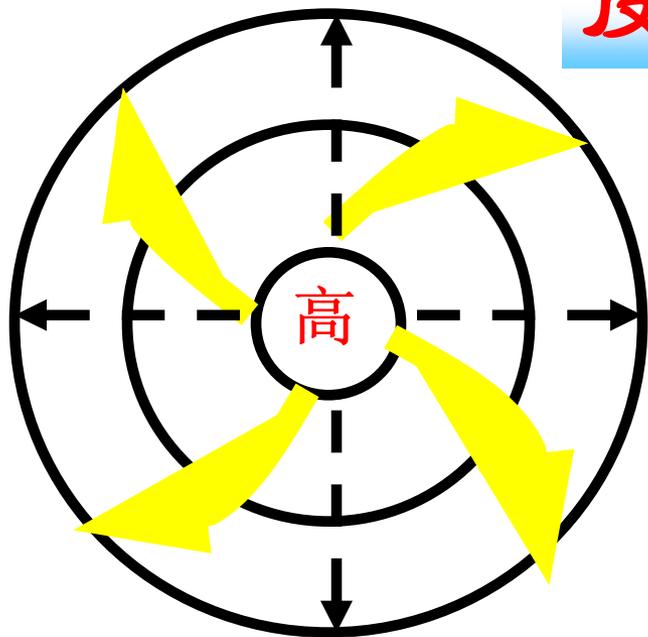
台风登陆时，多伴有暴雨、狂风、雷电等



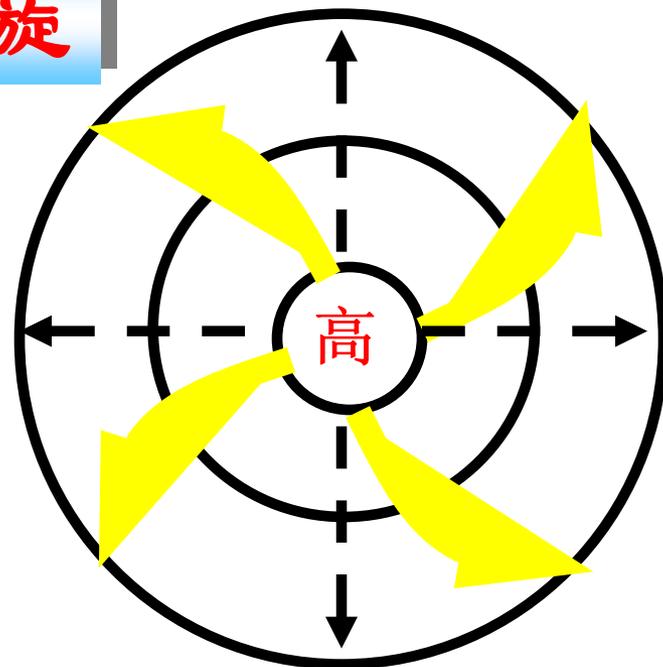
台风是热带气旋强烈发展的产物

反气旋

北半球

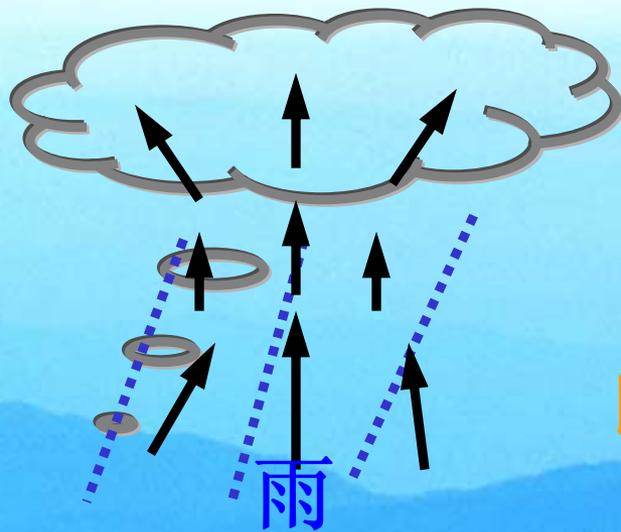


北半球高压中心
—— 顺时针方向
由中心向四周流出



南半球高压中心
—— 逆时针方向
由中心向四周流出

气旋控制下的
天气特点如何？



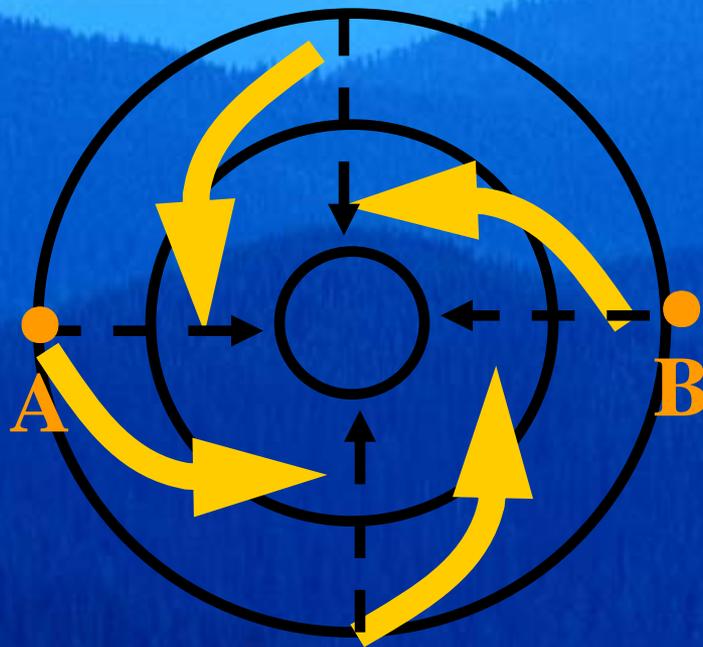
以阴雨天气为主



想一想：

A、B天气
现象存在
怎样差
异？为什
么？

北半球



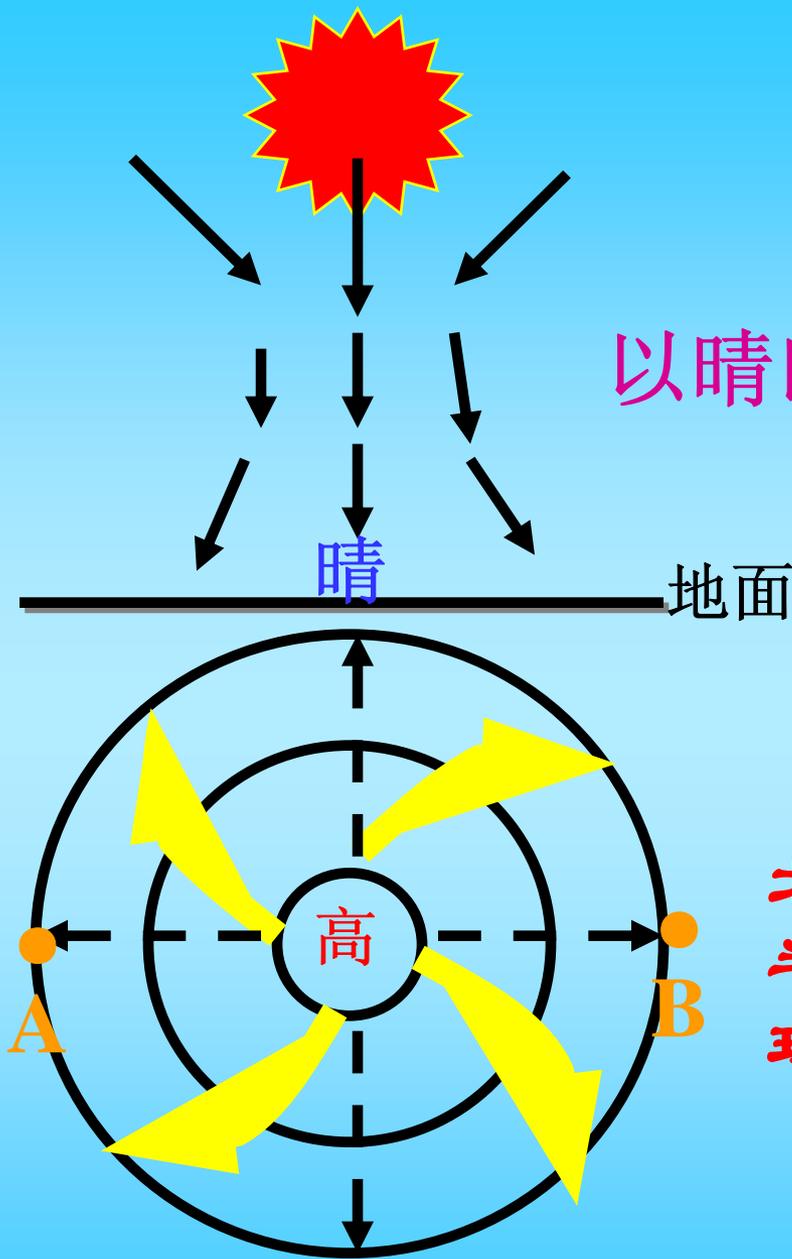
气旋控制下的天气

反气旋控制下的天气特点？



想一想：

A、B天气现象存在怎样差异？为什么？



反气旋控制下的天气

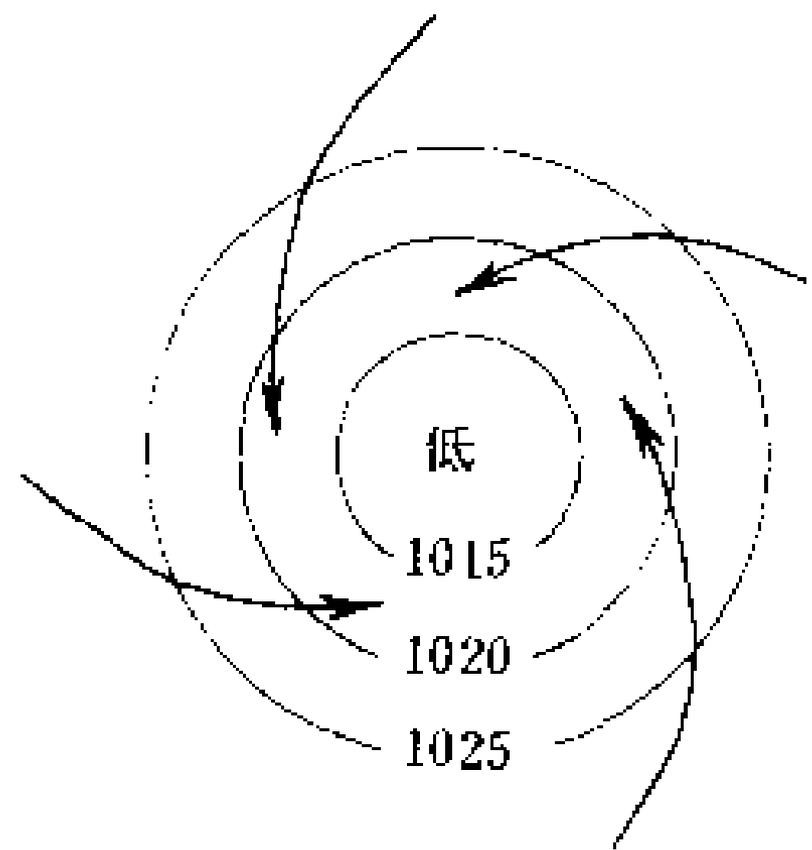
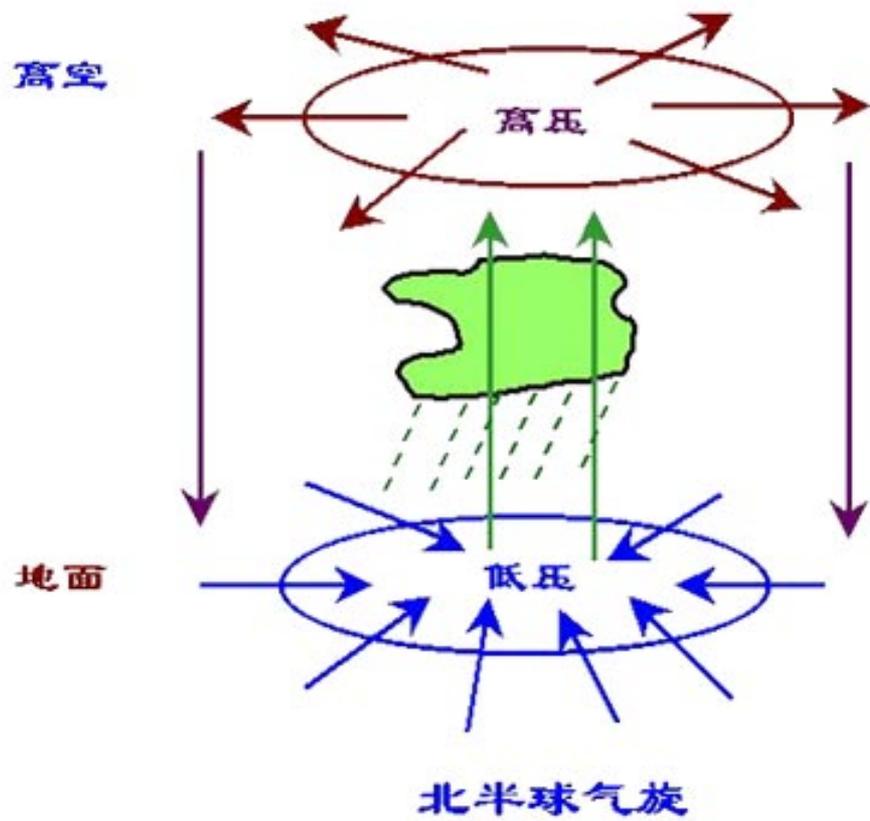


图 3 -49 气旋示意 (mb)

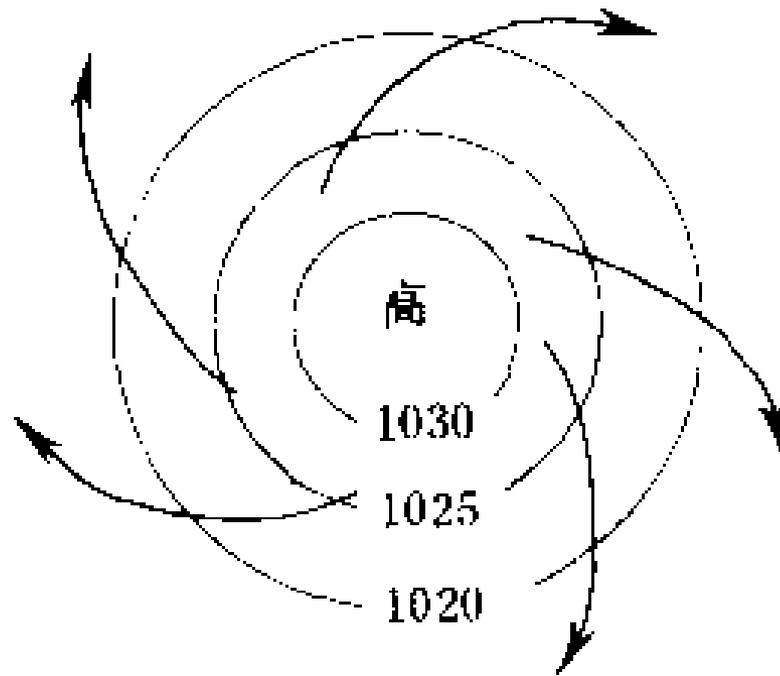


图 3-53 反气旋示意 (mb)

比较气旋与反气旋的特点

气旋类型	气压中心	气流运动方向		天气状况
		水平运动	垂直运动	
气旋	低气压	四周向中心	上升	阴雨
反气旋	高气压	中心向四周	下沉	晴朗

第四节气候的形成

- 一. 气候和天气系统
- (一) 气候的概念
- 1. 定义：气候是指某一地区多年间大气的一般状态及其变化特征。它既反映平均情况，也反映极端情况，是各种天气现象的多年综合。
- 气候和天气是两个不同的概念。从时间尺度上看，气候是时间尺度很长的天气过

2·当代气候

- 对于当前气候，规定用刚刚过去的三个十年，共三十年的平均值作为准平均。
- 每过十年更新一次。
- 目前应用 1971 — 2000 年准平均。

- (二) 气候系统

- 一般说来，完整的气候系统由五个部分组成。

- 1 · 大气圈：是气候系统的主体，也是气候系统最易变化和最敏感的部分。

- 2 · 海洋：海洋约占地球表面积的 70.8 仅 100m深的表层海水就占整个气候系统总热量的 95.6 %因此，可以认为海洋是气

- 3 · 冰雪圈：冰原体积和范围的变化是气候变化的指示器，对气候长期变化产生反馈，在地球热平衡中起着重要的作用。
- 4 · 陆面（岩石圈）陆地位置、高度和地形发生变化的时间尺度，在气候系统中是最长的，在季节、年际以至十年尺度的气候变化中可以忽略但是土壤作为大气颗粒的主要来源之一

- 二、气候的形成

- 气候的形成受很多因素的影响，其中主要包括：

- （一）辐射因子

- 太阳辐射是气候系统的能源，又是一切大气物理过程和现象形成的基本动力，在气候形成中起着主导作用。

- 不同地区的气候差异及气候季节交替，主要

- 1. 地球的有效温度

地球作为太阳系九大行星之一，具有适合生命生存的条件。

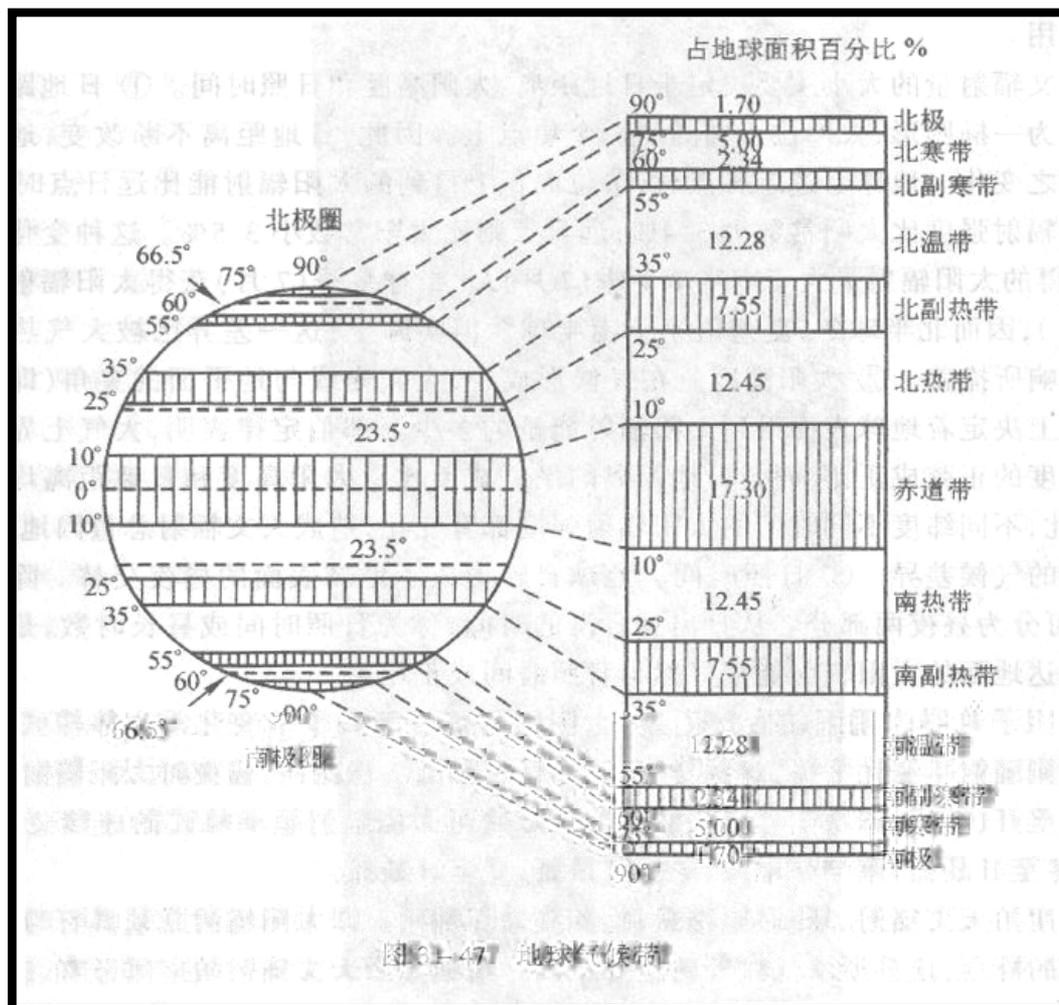
- 因为地球上有着较为适合的有效温度。
- 有效温度：大气上界吸收的太阳辐射与地球长波辐射处于平衡时的温度。
- 如：地表温度为288k，而有效温度为255k。
- 金星温度达750k，火星215k（开氏温度）。
- 只有地球的温度适合物质的三相变化。
(图3-45)
- 金星表面温度太高，水汽永远不会凝结

- 1. 地球上的天文气候：地球表面因辐射平衡温度，随纬度和季节的分布形成的简单气候模式，称为天文气候。
- 天文气候能够反映地球气候的基本轮廓。研究天文气候既可以使问题简化，又能突出太阳辐射对气候形成的实质性作用。

- 太阳天文辐射量的大小取决于：日地距离、太阳高度和日照时间。

- 在这些因子的作用下，同一纬度的天文辐射，日总量、季总量、年总量都相同。即太阳辐射总量具有与纬线圈平行呈带状分布的特点，这是形成气候带的主要原因。

- 根据太阳天文辐射空间分布，通常可把地球上划分为 7 各纬度气候带即赤道带、热带、



地球气候带

- (二) 气候形成的环流因子

- 地表太阳辐射能量不均引起的大气环流是热量和水分的转移者，也是形成气团的基本原因它促使不同性质气团发生移动，而气团的水平交换是不同地区气候形成及其变化的重要方式。

因此，在不同纬度的环流形势

- 1 . 大气环流与热量输送和水分循环：
- (1) 调节高低纬之间的热量
- $35^{\circ}\text{S} \sim 35^{\circ}\text{N}$ 之间辐射热能收入大于支出，表明热带和副热带热量剩余，而高纬度地区则相反。但热带温度并不持续增温，极地并没有持续降温的现象。

- (2) 调节海陆之间的热量

- 冬半年大陆是冷源，海洋是热源，在沿海地区，热量由海洋输送到大陆，因此阴风海岸气温比同纬度内陆地区为高。
- 而大陆冷空气的影响下，接近陆地的海面温度比同纬度海洋表面气温为低。
- 夏半年大陆是热源，海洋是冷源，热量由大陆输送到海洋。

因此同纬度大陆东岸气温高于西岸

- 例如，法国的波尔多（ 45° N）和苏联的符拉迪沃斯托克（海参崴）（约 43° N），纬度相差不多，前者1月平均气温为 5°C ，后者为 -13.5°C ，相差 18.5°C 之多。
- 形成这种差别的主要原因是：前者位于大陆西岸，冬季盛行暖湿的西南气流，后者位于大

表 3-18 各纬度辐射差额温度与实际温度的比较

温度℃(平均值)	纬 度									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
辐射差额温度 (对不流动大气的计算)	39	36	32	22	8	-6	-20	-32	-41	-44
观测值 (流动大气)	26	27	25	20	14	6	-1	-9	-18	-22
温度差数	-13	-9	-7	-2	+6	+12	+19	+23	+23	+22

海、陆气候对比

地点	要素	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年平均	年较差
														(℃)年 总 (mm)	
青岛 (1961—70)	气温	-2.7	-0.6	4.9	16.9	20.8	24.8	25.6	20.4	14.5	7.5	0.2	11.9	28.3	31.7
	降水	7.3	13.3	16.7	33.9	51.4	67.1	24.7	165.7	50.7	46.2	36.2	8.2	835.8	
兰州 (1961—70)	气温	-7.3	-2.8	5.0	11.5	17.0	20.1	22.0	21.0	15.5	9.6	1.3	-5.6	8.9	31.7
	降水	0.8	1.2	7.5	23.4	44.4	28.7	58.3	75.9	52.5	32.2	6.3	0.8	331.5	
凡伦西 亚	气温	7.2	6.7	7.2	8.1	11.1	13.9	15.0	15.0	13.9	10.6	8.9	7.2	10.4	8.3
	降水	140	132	114	94	81	81	96	122	104	142	140	167	1413	
伊尔库 茨克	气温	-	-	-	0.3	8.0	14.3	17.2	14.8	7.8	-0.2	-	-18.2	-12.0	38.3
	降水	21.1	18.5	10.2	15	30	58	73	60	40	17	10.7	20	368	
		15	12	10								15			

- (3) 调节高低纬和海陆之间的水汽
- 在副热带，蒸发量大于降水量，在赤道和中高纬度，降水量大于蒸发量，因此要达到水分平衡必须经过大气运

- 2 · 大气环流和海温异常

- 海温变化存在明显的年季振荡，最著名的事例，就是厄而尼诺现象。

- 厄而尼诺现象是指赤道东太平洋海面水温异常增暖现象。

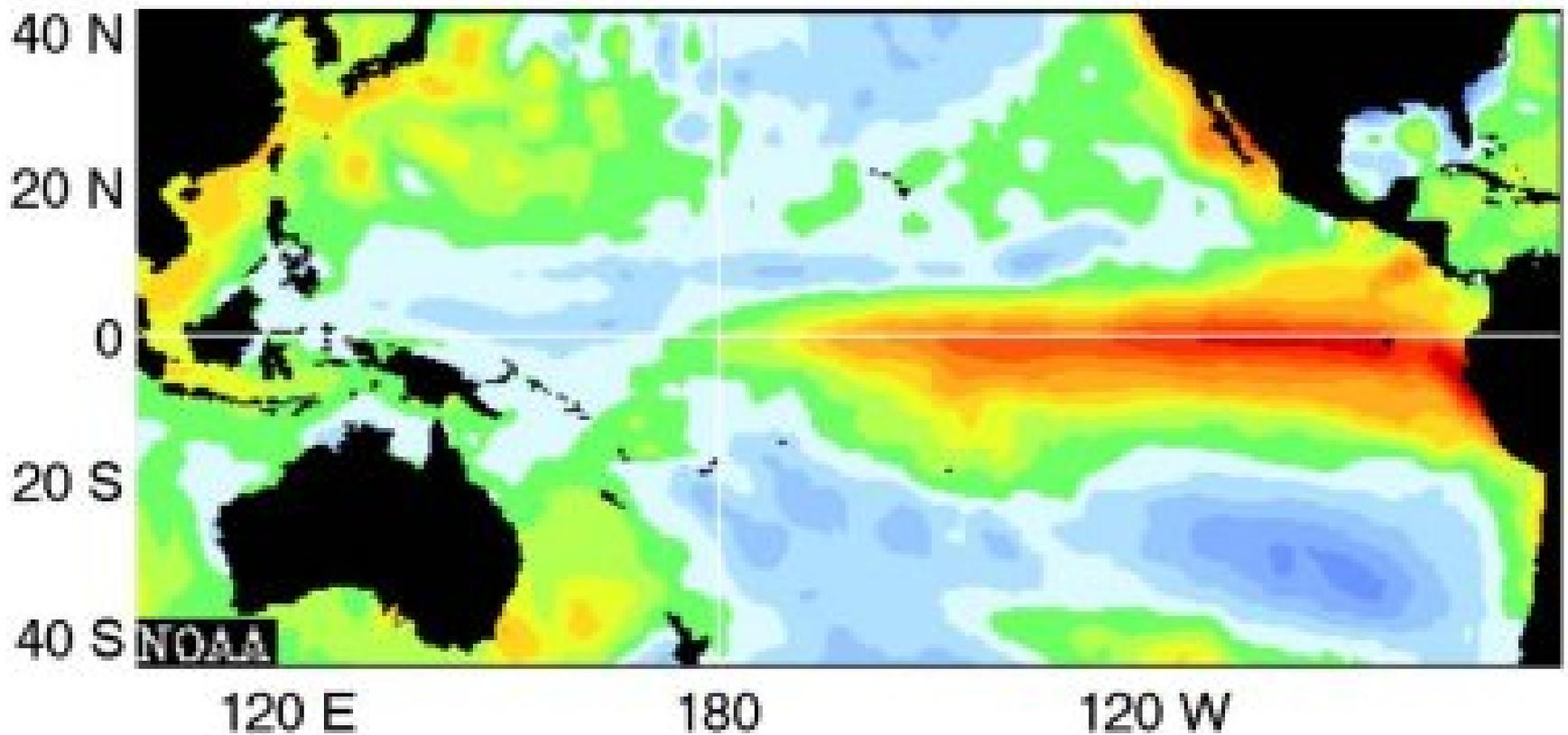


图1998年1月當「厄爾尼諾」達成熟期時，熱帶太平洋暖水區(紅色部份)從秘魯西岸向西伸延至太平洋中部。

图中深紅色部份水溫比正常高4至5度。

(資料來源：美國國家海洋及大氣管理局)

- 正常情况下赤道太平洋形成一个纬圈环流如图：

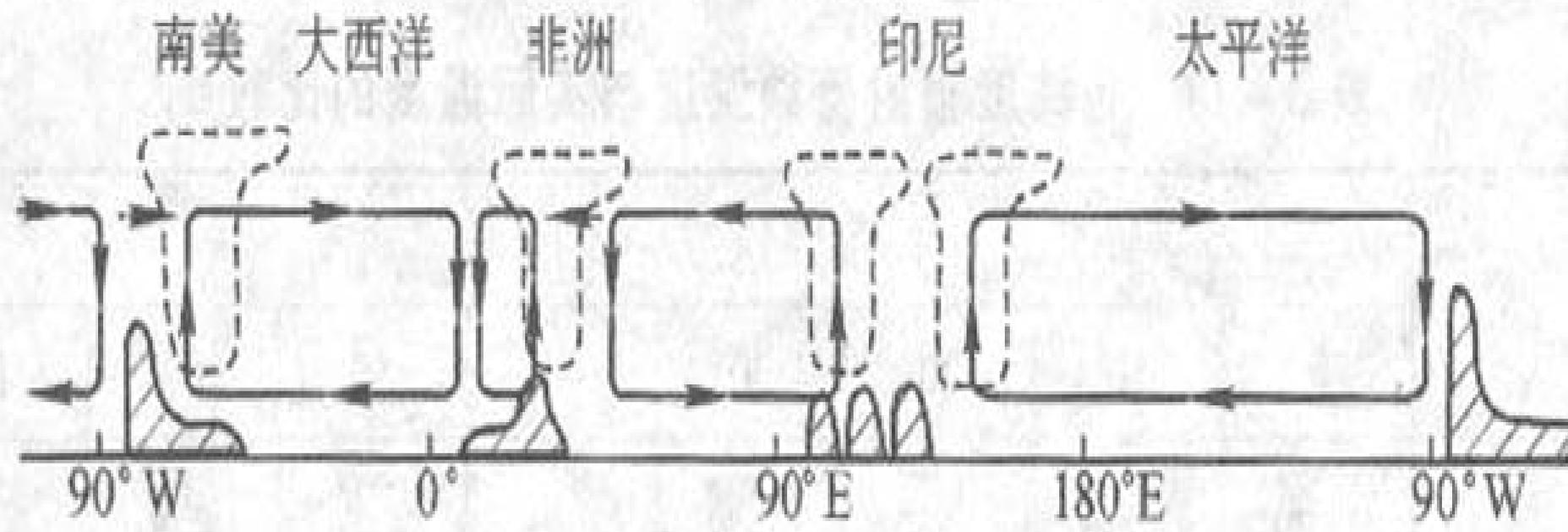


图 3-48 赤道太平洋纬圈环流图

- 厄尔尼诺现象发生时，由于海温的异常增高，导致海洋上空大气层气温升高，破坏了大气环流原来正常的热量、水汽等分布的动态平衡。
- 这样往往伴随着出现全球范围的灾害性天气：该冷不冷、该热不热，该天晴的地方洪涝成灾，该下雨的地方却烈日炎炎焦土遍地。

- (三) 气候形成的地理因子

- 地理因子通过对辐射因子和环流因子的影响作用于气候任何气候都与一定的地区相联系，即气候是结合所在的地理环境出现的。地理环境使得地球气候具有纬度地带性，由具有非地带性特征。因此，分析气候成因必须考虑地理环境。

- 1. 海陆分布对气候的影响 海陆不同物理性质导致同纬度、同季节海洋和大陆的增温和冷却显著不同海上和陆上气温也有明显差异，不仅破坏温度的纬度地带性分

表 3-19 大陆性与海洋性气候比较

气候性质	气 温					湿度	云量	降 水		
	日较差	年较差	最热月	最冷月	春温 - 秋温			量	变率	时 期
大陆性	大	大	7	1	正值	小	少	小	大	集中夏季
海洋性	小	小	8	2	负值	大	多	大	小	全年均有 冬季较多

表 3-20 海、陆气候对比

地 点	要素	月												年平均 /℃ 年总量 /mm	年较差 /℃
		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月		
凡 伦 西 亚	气 温	7.2	6.7	7.2	8.1	11.1	13.9	15.0	15.0	13.9	10.6	8.9	7.2	10.4	8.3
	降 水	140	132	114	94	81	81	96	122	104	142	140	167	1413	
伊 尔 库 次 克	气 温	-21.1	-18.5	-10.2	0.3	8.0	14.3	17.2	14.8	7.8	-0.2	-10.7	-18.2	-12.0	38.3
	降 水	15	12	10	15	30	58	73	60	40	17	15	20	368	
青 岛 (1961 - 1970)	气 温	-2.7	-0.6	4.9	10.9	16.9	20.8	24.3	25.6	20.4	14.5	7.5	0.2	11.9	28.3
	降 水	7.3	13.3	16.7	33.9	51.4	67.1	24.7	163.7	130.2	46.2	36.2	8.2	835.8	
兰 州 (1961 - 1970)	气 温	-7.3	-2.8	5.0	11.5	17.0	20.1	22.0	21.0	15.5	9.6	1.3	-5.6	8.9	31.7
	降 水	0.8	1.2	7.5	23.4	44.4	28.7	58.3	75.9	52.5	32.2	6.3	0.8	331.5	

大陆性与海洋性气候比较

• 2 · 洋流对气候的影响

- 洋流是大洋中任一持续不断并主要呈水平流动的海水，它可以从低纬度向高纬度传输热量，又能从高纬地区向低纬输送海冰和冷水据卫星观测，在 200N 洋流输送的热量占地一气系统总热量传输的 74 %，而在 $30^{\circ} \sim 35^{\circ}$ N 洋流传输的热量是总传输热量的 47 %，因此，洋流对气候的形成具有重要作用。。

• 三、气候带和气候型

• （一）低纬度气候

• 低纬度的气候主要受赤道气团和热带气团所控制。

• 最冷月平均气温在 15°C — 18°C 以上。

• 影响气候的主要环流系统有赤道气流辐合带、信风、赤道西风、热带气旋和副热带高压，有的年份会出现厄尔尼诺现象。

• 由于上述环流系统的季节移动，导致降水量的季节变化，在厄尔尼诺现象出现时，

1. 赤道多雨气候

- 位于赤道及其两侧，大约向南、向北伸展到 5° — 10° 左右，主要分布在非洲扎伊尔河流域、南美亚马孙河流域和亚洲与大洋洲间的从苏门答腊岛到伊里安岛一带。这里全年正午太阳高度角都很大，因此长夏无冬，年平均气温在 26°C 左右，绝对最高气温组小超过 39°C ，绝对最低气温也极

热带雨林



- 2. 热带海洋性气候
- 出现在南北纬 10° — 25° 信风带大陆东岸及热带海洋中的若干岛屿上。
- 如加勒比海沿岸及诸岛，巴西高原东侧沿海，马达加斯加东岸。这里全年盛行热带海洋气团，气候具有海洋性，最热月平均气温在 28°C 上下，最冷月平均气温在 18°C — 25°C 间，气温年较差，日较差皆小，年

3. 热带干湿季气候

出现在纬度 5° — 15° 左右，也有伸达 25° 左右的，主要分布在上述纬度的中美、南美和非洲。

4. 热带季风气候

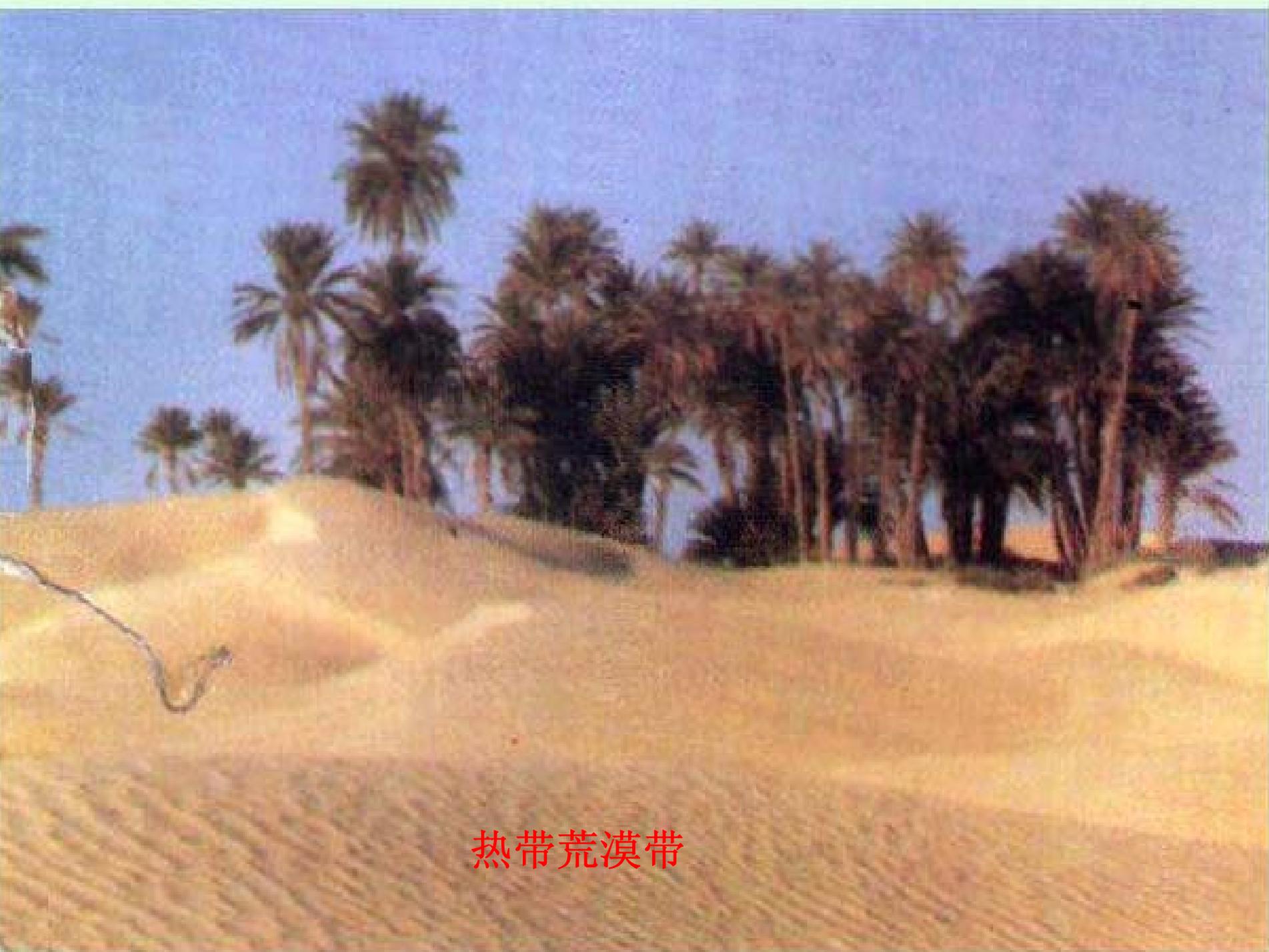
出现在纬度 10° 到回归线附近的亚洲大陆东南部如我国台湾南部、雷州半岛和海南岛；中南半岛；印度半岛大部；菲律宾；澳大利亚北部沿海等地。

5. 热带干旱与半干旱气候

出现在副热带及信风带的大陆上和大陆



热带稀树草原带



热带荒漠带

• (二) 中纬度气候

• 1. 副热带干旱与半干旱气候

• 该气候型位于约在南北纬 25° — 35° 的大陆西岸和内陆地区。它也是在副热带高压下沉气流的作用下形成的。

• 2. 副热带季风气候

• 位于副热带亚欧大陆东岸，约以 30° N 为中心，向南北各伸展 5° 左右。它是，主要受热带海洋气团与极地大陆气团及热

3· 副热带湿润气候

- 位于南北美洲、非洲和澳大利亚大陆副热带东岸。

由于所处大陆面积小，未形成季风气候，这里冬夏温差比季风区小，一年中降水分配比季风区均匀。

4· 副热带夏干气候（地中海气候）

- 该带位于副热带大陆西岸，纬度 30° — 40° 之间的地带，包括地中海沿岸，美国加利福尼亚州沿岸，南非和澳大利亚南端。

- 5. 温带海洋性气候

- 分布在温带大陆西岸，纬度约在 40° — 60° ，包括欧洲西部，阿拉斯加南部，加拿大的哥伦比亚，美国华盛顿和俄勒冈两州，南美洲 40° — 60° S 西岸，澳大利亚的东南角。这些地区终年盛行西风，受温带海洋气团控制，沿岸有暖洋流经过。冬

6·温带季风气候

- 出现在亚欧大陆东岸纬度 35° — 55° 地带，包括中国的华北和东北，朝鲜大部，日本北部及俄罗斯远东部分地区。
- 冬季盛行偏北风，寒冷干燥，最冷月平均气温在 0°C 以下，南北气温差别大。
- 夏季盛行东南风，温暖湿润，最热月平均气温在 20°C 以上，南北温差小。气温年较差比较大，全年降水量集中

- 7. 温带大陆性气候

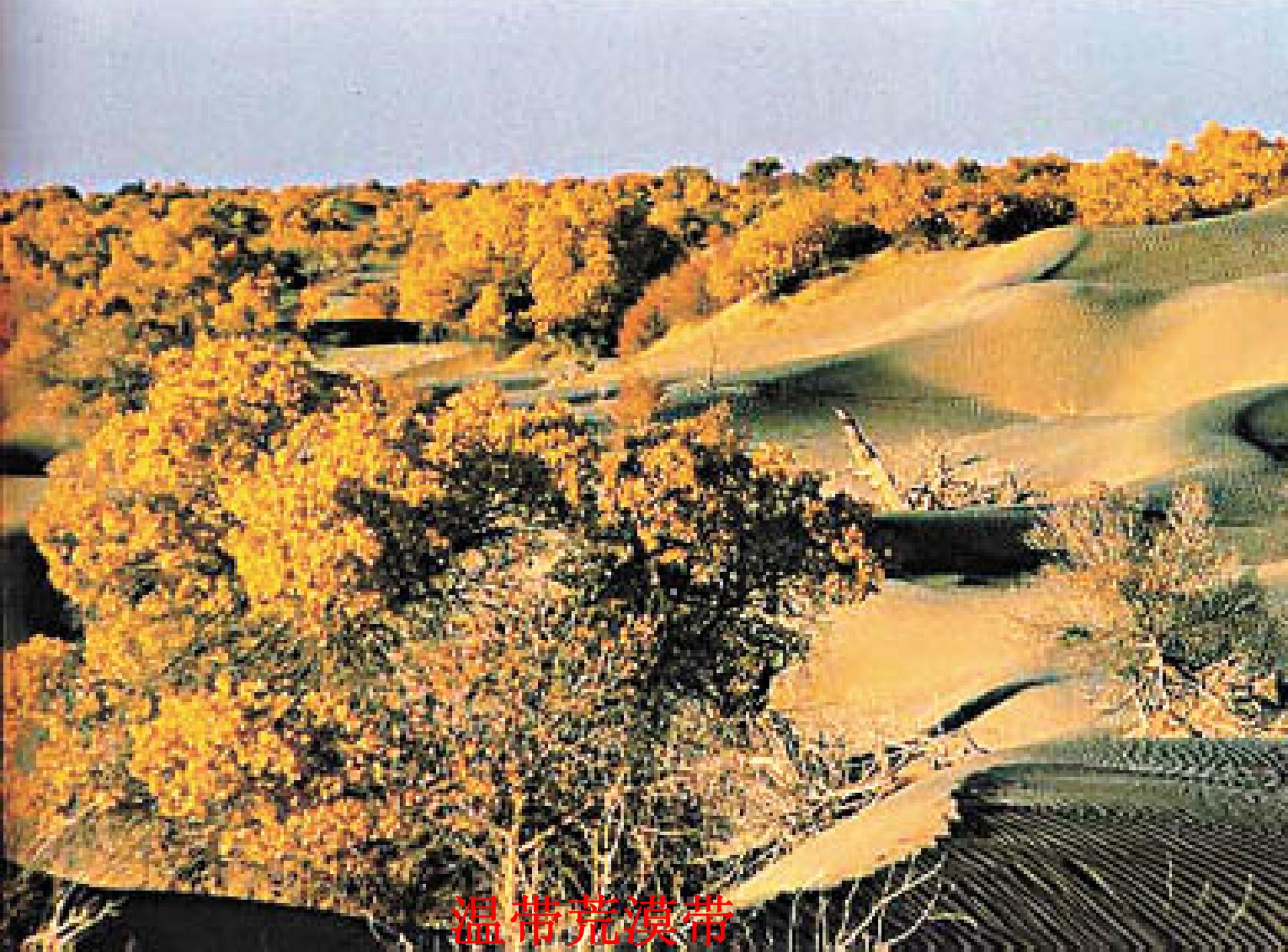
- 主要分布在亚欧大陆海洋性气候区东侧和北美大陆 100°W 以东 $40^{\circ} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 之间的地区。

- 气温，降水和温带季风气候类似，但风向，风力季节变化不明显。冬季不太寒冷，冬季多雨；夏季有对流雨但不十分集中。。

- 8. 温带干旱半干旱气候

主要分布在 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 的亚洲和北美





溫帶荒漠帶





- (三) 高纬度气候

- 高纬度气候带分布在极圈附近，盛行极地气团和冰洋气团低温无夏是该气候带的最显著特征。降水虽少，但蒸发较弱，冻土发育。



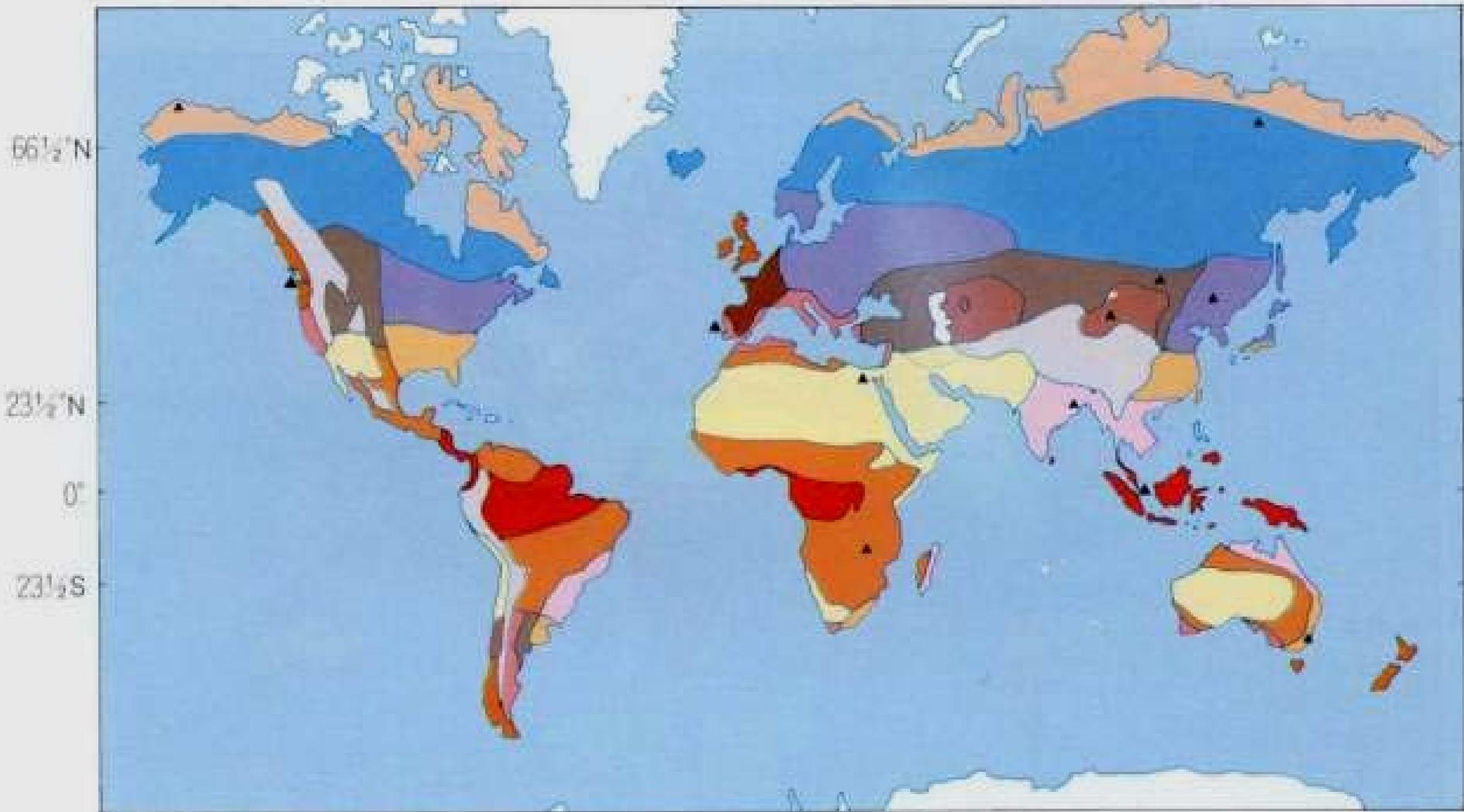
- 1. 副极地大陆性气候
- 主要出现于北半球高纬度地区，约 $50^{\circ}\text{N} \sim 65^{\circ}\text{N}$ 呈连续带状分布作为极地大陆气团的源地，终年受极地海洋气团和极地大陆气团控制。冬季漫长而严寒，至少有 9 个月；暖季短促。年降水量较少，并集中于夏季。
- 2. 极地冰原气候
- 出现于格陵兰、南极大陆冰冻高原和北冰洋中靠近北极的岛屿上。
- 3. 极地长寒气候（苔原气候）



冰原带



苔原帶



■ 潮濕赤道
 ■ 熱帶季風
 ■ 熱帶草原

■ 熱帶荒漠
 ■ 溫帶荒漠
 ■ 暖溫帶東岸

■ 地中海式
 ■ 涼溫帶西岸
 ■ 涼溫帶東岸

■ 涼溫帶草原
 ■ 寒溫帶大陸
 ■ 苔原

■ 高山氣候
 ■ 冰原
 ▲ 氣象站位置

- (四) 高地气候

- 高地气候主要出现在约 550S ~ 700N

- 第五节 气候变化

- 一、气候变化简史

- 气候一直呈波浪式发展，冷暖干湿交替气候变化可以是周期性的，也可以是非周期性的。

- 根据不同的时间尺度，地球气候史通常分为地质时期气候,历史时期气候和近代气候三个阶段。

历史时期气候一般指第四纪末次冰期结束以来，即 1 万年的所谓 "冰后期" 气候，经历了冷暖相差 $5 \sim 10^{\circ} \text{C}$

(一) 地质时期的气候变化

地质时期地球经历过几次大冰期气候。

三次大冰期：震旦纪大冰期

石炭二迭纪大冰期

第四纪大冰期

• (二) 历史时期的气候变化

• 大约 1.8 万年前末次冰期达到最盛 1.4 万年前冰盖开始迅速融化，从而进入冰后期。此期气候回暖，冰盖消融，大陆冰川后退。

• (三) 近代气候变化

• 通常指近一二百年间发生的气候变化这段时期始于小冰期末的冷期中，以后气温上升，在 20 世纪 20 ~ 40 年代变暖达到高峰。以后气温略有下降。80 年代以来再次回暖，故有时候统称为 20 世纪变

历史时期曾发生过四次寒冷期和三次温

暖期。

第一冷期—第一新冰期：**8000aBP-9000aBP,**

主冷期公元前**6300a**前后。

第二冷期—第二新冰期：**公元前5000a-1500a,**

第三冷期—第三新冰期：公元前1000a—公100a

主冷期公元前1300a—830a。

第四冷期—小冰期：公元1550a—1850a，

主冷期1725aAD，气温比现在低1-2℃。

第一温暖期—气候最适宜期/全新世高温期：

7000aBP，气温较现在高1-3℃。

第二温暖期—主暖期：4000aBP，与第一暖期合称

“全新世大暖期”。

第三温暖期：公元AD900-1300a，中世纪暖期/小

气候适宜期，中纬度较现今高1℃。

- 1. 太阳辐射强度的变化：**太阳辐射可能在 10 ~ 10⁹ 年范围内变化可见光辐射变化范围一般在 0.05 % ~ 1.0 % 之间，最大不超过 2.0 % ~ 2.5 %。太阳辐射的变化主要表现在紫外线到 X 射线以及无线电波辐射部分，当太阳活动激烈时，这部分辐射发生强烈扰动。如果太阳辐射变化 1 %，气温将变化 0.65 ~ 2.0° C。
- 2. 太阳活动的准周期变化：**研究表明，太阳活动的准周期变化与气候振动有密切关系。
- 3. 地球轨道要素的变化：**地球轨道要素（地球公转轨道椭圆离心率、自转轴对黄道面的倾斜度）的变化使不同纬度在不同季节接受的太阳辐射发生变化，通常用以解释第四纪冰期与间冰期的交替。

表 3-24 地球古气候史地质年代表(据罗汉民等,1986)

地质年代				地壳运动与地质概况		气候概况			
代	纪(系)	符号	距今年龄/10 ⁶ a						
新生代	第四纪	Q		喜马拉雅运动	地壳缓慢的升降运动	第四纪大冰期 氧气含量达现代水平 气温开始下降			
	新第三纪	R	25			燕山运动	大间冰期气候	东亚大陆趋于湿润	
	老第三纪	E						世界气候均匀变暖 表现为热带气候 干燥气候继续发展 干燥气候 湿热气候 大气氧随波动速率增加 气候炎热,氧化作用强烈	
中生代	白垩纪	K	65	燕山运动	喜马拉雅造山运动主要时期 煤形成 火山运动 海 浸 燕山运动主要时期 (造山运动强烈) 中国、欧洲、北美出现红 色、紫色土层	大冰期气候	世界性的湿润气候 (除欧洲、北美外) 干燥气候 气候温暖无季节		
	侏罗纪	J	136				海洋继续增加容积 大火山作用 阳新统和乐平统造山运动 陆相或海相沉积	大间冰期气候	气候带呈明显的分区 气候更趋暖化 气候增暖且干湿气候 带分异明显,形成欧 亚大陆三个明显的气候带
	三叠纪	T	192.5				海西运动开始 海相沉积 大规模造山运动 地层运动平静 海浸海退交替 地层运动平静 多海相沉积		
古生代	二叠纪	P	225	海西运动	加里东运动	吕梁运动 五台运动 劳伦运动	主要岩层为沉积岩 上盖贝加尔地槽(加 利福尼亚) 盖层地槽(安纳斯) 无花果岩层 地壳充分 地壳充分		
	石炭纪	C	280					吕梁运动	大冰期气候 氧气占现代大气成分的 1.5%~1.4% 氧气占现代大气成分的 氧气占现代大气的出现 无古代冰期气候 无古代冰期气候
	泥盆纪	D	345	五台运动					
	志留纪	S	395	劳伦运动					
	奥陶纪	O	435						
	寒武纪	Є	500						
震旦纪	Z	570							
元古宙	震旦纪	Z	570						
古生代	主要依据		110000						
	南非非特考		112000						
	棉兰群岛分		115000						
	的地质年代		120000						
	代和地质		130000						
古生代	运动		130000						
			130000						
			130000						
地球初期发展阶段			160000?						

地球古气候史地质年代表

• (二) 地文学方面的原因

• 地质时期中，下垫面的变化对气候变化产生了深刻的影响。其中以地极移动（纬度变化）、大陆漂移、造山运动和火山活动影响最大。

• (三) 人类活动对气候的影响

• 近百年来世界气候变化的主要影响因子，按其重要程度排序为： CO_2 浓度变化，城市化，海温变化，森林破坏，气溶胶，荒漠化，太阳活动， O_3 ，火山爆发及人为加热。

• 由此可见，大气中 CO_2 的含量变化以被当作近代气候变化的首要原因

三、未来气候的可能变化

- 目前正处于第四纪大冰期中一个相对温暖的副间冰期后期。
- 国际上关于未来气候变化的预测主要有两种截然相反的看法。
- 部分学者认为未来将会变冷，另一部分学者则认为将要变暖。

第四章

海洋和陆地水

