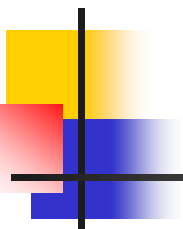




第四章 气候系统的能量平衡

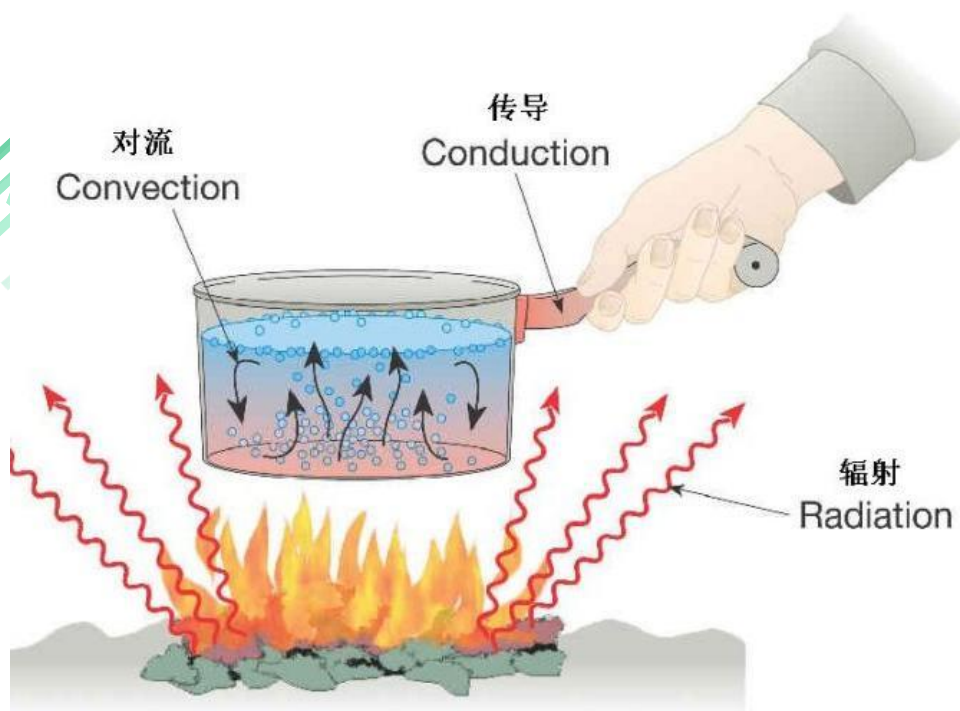
沈阳农业大学 气象科学

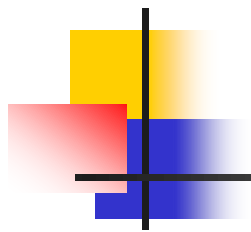


无论地表还是地-气系统，在吸收辐射能后，会产生能量转换和输送而达到平衡，称为热量平衡过程。

热量的输送和转换的主要方式

- 潜热
- 感热
- 土壤热通量
- 分子热传导





§ 3.1 地—气系统的能量平衡

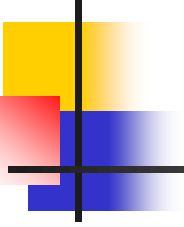
沈阳农业大学大气科学实验

一. 地表的能量平衡

- 参与辐射平衡的地表因性质不同而不同。在土壤表层，太阳辐射透过的深度为0~几毫米，而水体太阳辐射则能投射到几米深度。又如雪被地表，太阳辐射投射深度几十毫米，而森林、太阳辐射能从上层一直投射到地面。在气候学中，把参与吸收太阳辐射的这一地表薄层称为地表面（或下垫面，或活动面）。
- 地表面在气候学研究中被理解为一无限薄的几何面，故质量为零。地表面的能量平衡方程在气候模式中常被作为一边界条件，其表达式一般写为：

$$R = LE + P + Q_A + S_t$$

能量平衡值 潜热通量 感热通量 土壤热通量 地表与生物、物理、化学过程有关的能通量



在对气候进行数学模拟时，对各项还不能进行全面的数学描述，必须用气候学计算方法进行参数化或作适当简化。其中 S_i 在一般情况下（讨论冰期的气候变化除外）较之其余各项要小得多，故可忽略。所以地表面热量平衡方程通常可写为：

$$R = LE + P + Q_A$$

二. 地表面与大气间的湍流热交换

由湍流交换理论，地表向大气的湍流热通量 P 由扩散法得到

空气的定压比热

绝对温度的垂直
递减率

$$P = -\rho C_p K \frac{\partial T}{\partial z}$$

空气密度

感热的湍流交换系数



如令下垫面高度 $z=0$ ，下垫面温度为 T_w ， z 高度处的温度为 T ，则上式对 z 积分得

$$P = \rho C_p D (T_w - T)$$

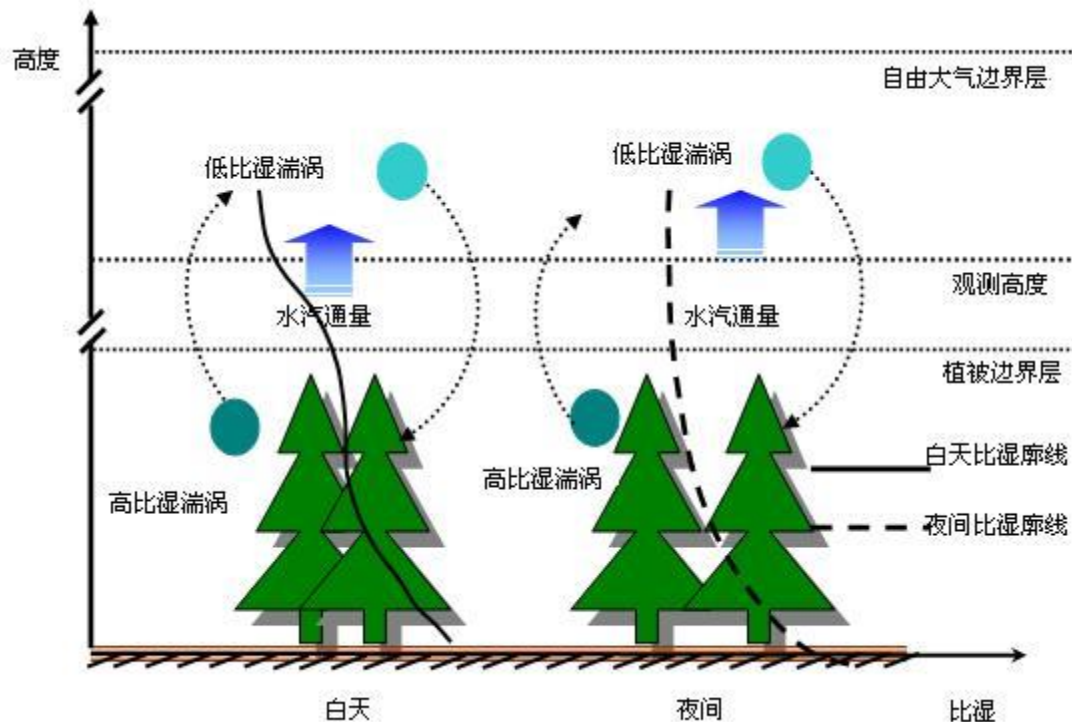
其中 D 为下垫面和大气垂直湍流输送条件下的积分特征量，称为外扩散系数，它具有风速量纲

$$D = \frac{1}{\int_0^z \frac{dz}{K}}$$

(一) 交换系数的计算

科学实验

由上面公式可知，要确定湍流热量值必须首先确定湍流交换系数。确定湍流交换系数的方法很多，归纳起来有以下几类。



沈阳农业

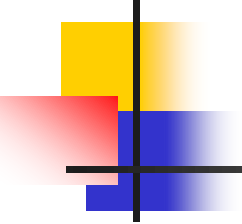
1. 梯度法（或称扩散法）

- 这种方法主要是用物理量垂直方向的梯度来确定交换系数
- 贴地层中的湍流交换系数是随高度而增加的，其增加的规律接近于下列关系式：

$$K = K_1 \frac{z}{z_1} = K_1 z$$

一般取为1m

z_1 高度处的湍流交换系数



我国热量平衡站所应用的计算1m高度上的湍流热交换系数公式为

$$K_1 = 0.104\Delta u \left(1 + 1.38 \frac{\Delta T}{\Delta u^2} \right)$$

10分钟平均风速

温度在0.5m和2.0m两高度上的差值



齐莫非也夫也提出一个公式，此公式只需1m高处的一個风速记录即可计算交换系数，其公式为：

1m处10分钟的平均风速

$$K_1 = \frac{0.16u_1}{\ln \frac{1}{z_0}} \left(1 + 7.5 \frac{\Delta T}{u_1^2} \right)$$

下垫面的粗糙系数

适用条件：
 u_1 大于 1m s^{-1}

2. 热量平衡法

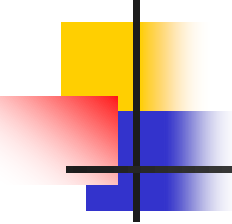
根据热量平衡方程式

$$R = LE + P + Q_A = -\rho LK \frac{\partial q}{\partial z} - \rho C_p K \frac{\partial T}{\partial z} + Q_A$$

$$\Rightarrow K = \frac{R - Q_A}{-\rho C_p \frac{\partial T}{\partial z} - \rho L \frac{\partial q}{\partial z}}$$

用差分法代替微分，则

$$K = \frac{(R - Q_A) \Delta z}{\rho C_p \Delta T + \rho L \Delta q}$$



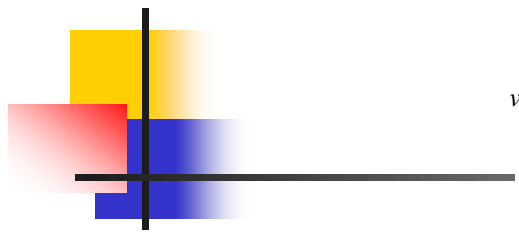
取 ΔT 和 Δe 分别为0.5及2.0m高度的温度差（ $^{\circ}\text{C}$ ）和水气压差（hpa），并代入各常数，得

$$K = 0.8 \frac{R - Q_A}{\alpha \Delta T + 1.56 \Delta e}$$

如果实际气压 P 与标准气压 P_0 相差很远（例如在高原地区），该式还应考虑气压订正系数 α

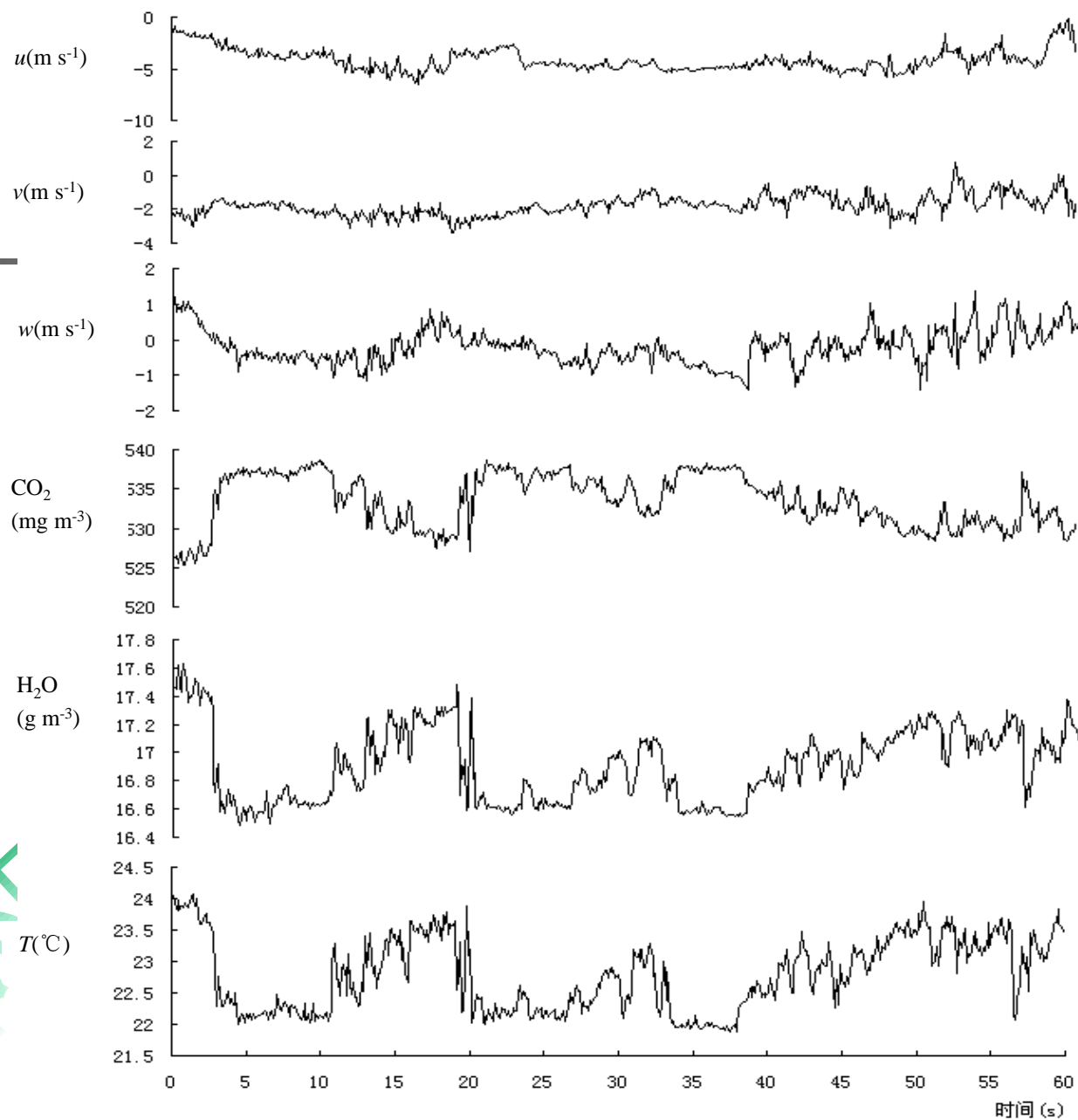
$$\alpha = P / P_0$$

我国热量平衡观测法规定，计算 K 的条件是 $R - Q_A \geq 0.1$ 及
 $\Delta T + 1.56 \Delta e > 0.5$



(二) 湍流热交换量的计算

湍流





1. 梯度法

梯度法是从近地层大气湍流通量的基本方程出发，并假定近地层中 ρC_p 随高度的变化可略去不计而推求的计算公式

$$P = -\rho C_p K \frac{\partial T}{\partial z} = -\rho C_p \frac{K_1}{z_1} \frac{\Delta T}{\ln \frac{z_2}{z_1}}$$



2. 热量平衡法

从热量平衡方程出发

$$R - Q_A = -\rho L K \frac{\partial q}{\partial z} - \rho C_p K \frac{\partial T}{\partial z}$$

$$K = \frac{R - Q_A}{\rho C_p \frac{\partial T}{\partial z} + \rho L \frac{\partial q}{\partial z}}$$

$$P = -\rho C_p K \frac{\partial T}{\partial z} = \rho C_p \frac{\partial T}{\partial z} \frac{R - Q_A}{\rho \left(C_p \frac{\partial T}{\partial z} + L \frac{\partial q}{\partial z} \right)} = \frac{R - Q_A}{1 + \frac{L}{C_p} \frac{\partial q}{\partial z} / \frac{\partial T}{\partial z}}$$



对 z 积分，可得

$$P = \frac{R - Q_A}{1 + \frac{L}{C_p} \frac{\Delta q}{\Delta T}} = \frac{R - Q_A}{1 + \frac{L}{C_p} \frac{q_1 - q_2}{T_1 - T_2}}$$

为了计算方便，可将比湿 q 换成水气压 e ，再把 L 和 C_p 的值代入，便可得到计算公式

$$P = \frac{R - Q_A}{1 + 1.56 \frac{P}{P_0} \frac{\Delta e}{\Delta T}}$$



3. 实验室法

前提条件：1) 中等风速；2) 几厘米大小的粗糙度；3) 在超绝热温度梯度时，湍流热通量值很少因风速改变而改变。

则日总量公式为

$$P = 0.61T_g (\Delta Q_1)^{1.2}$$

一天中正湍流热交换持续的时

14时定时观测的土壤表面温度和2m高度气温的差



4. 平衡方程余项法

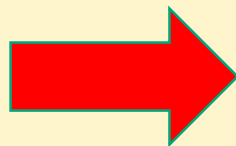
$$P = R - LE - Q_A$$

此方法只有在 P 的数量不比其它各项小很多的时候才适用，否则误差很大，甚至造成改号的误差。

5. 波文比-能量平衡法

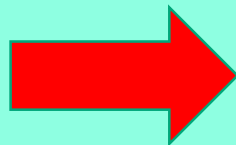
- 波文比：就是湍流热交换量与蒸发耗热量之比，即 $\beta = P/LE$ 。

$$R = P + LE + Q_A$$
$$\beta = P/LE$$

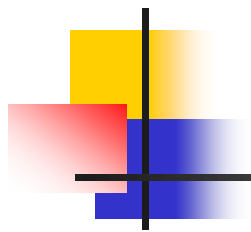


$$P = \frac{R - Q_A}{1 + \beta}$$
$$LE = \frac{R - Q_A}{1 + 1/\beta}$$

$$P = -\rho C_p K_p \frac{\partial \theta}{\partial Z}$$
$$LE = -\rho L K_q \frac{\partial q}{\partial z}$$



$$\beta = \frac{P}{LE} = \frac{C_p}{L} \frac{\partial \theta}{\partial q}$$



科学网



优点

- 波文比-能量平衡法不用求湍流交换系数，便可得到湍流通量。
- β 值越小，1在 $(1+\beta)$ 中所占的比重越大， $(1+\beta)$ 的误差就越小，最后结果越准确。
- 只需两个高度的观测值。

缺点

- 在计算 LE 的过程中， R 和 Q_A 的误差是在不断累积的，且 $\partial\theta$ 和 ∂q 的符号可以相反，所以 LE 的误差范围可以是零到无穷大；
- 实际应用中，用波文比-能量平衡法计算出的 LE ，可能与实际方向相反；有时会出现计算结果与实际情况在数量级上相差很大的现象。



波文比气候学涵义

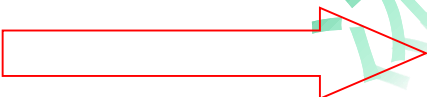
- 反应地表能量分配。波文比的大小直接反映了地表吸收的太阳辐射能在感热和潜热之间的分配比例。
- 体现区域气候干湿状况。在干旱气候区，蒸发受到限制，波文比通常较大；而在湿润气候区，蒸发强烈，波文比相对较小。
- 体现气候的稳定性。如果一个地区的波文比在不同季节和年份变化较小，说明该地区的气候相对稳定，能量分配和水分循环较为均匀；反之，如果波文比变化较大，则表明该地区气候不稳定，可能会出现干旱、洪涝等极端气候事件。
- 反应区域区域蒸发和降水模式。波文比越小，潜热通量越大，蒸发越旺盛，水汽进入大气后可能会在一定条件下形成降水。

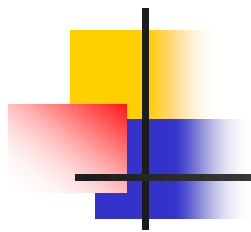
6. 直接算法（空气动力学法）

- 从 $P = \rho C_p D (T_w - T)$ 出发。实际应用中，不可能从常规资料中取得这些要素的梯度值。
- 为了便于实际计算，若消去扩散系数风速量纲，则可得到另一特征量 C_D ，即

$$D = C_D \bar{u}$$

C_D 为阻曳系数（或曳力系数），是表征下垫面和大气间物理量的湍流垂直输送的积分特征量，与 D 相比， C_D 与高度几乎无关，且随风速的变化缓慢。


$$P = \rho C_p C_D \bar{u} (T_w - T) \text{ —— 湍流热通量的牛顿形式}$$



C_D 的计算方法(介绍三种)

C_D 虽与高度关系不大，但与近地层中的温度层结、风速及下垫面状况等诸多因素有关。

- E. L. Deacon和E. K. Webb用海洋和湖泊上的观测资料，在风速不大于 15 m s^{-1} 和中性条件下给出了一个计算水面 C_D 的近似公式：

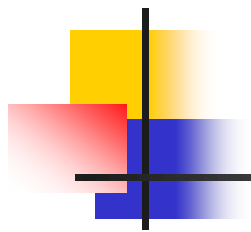
$$C_D = (1.00 + 0.07u_{10}) \times 10^{-3}$$

式中 u_{10} 为10m高的平均风速。

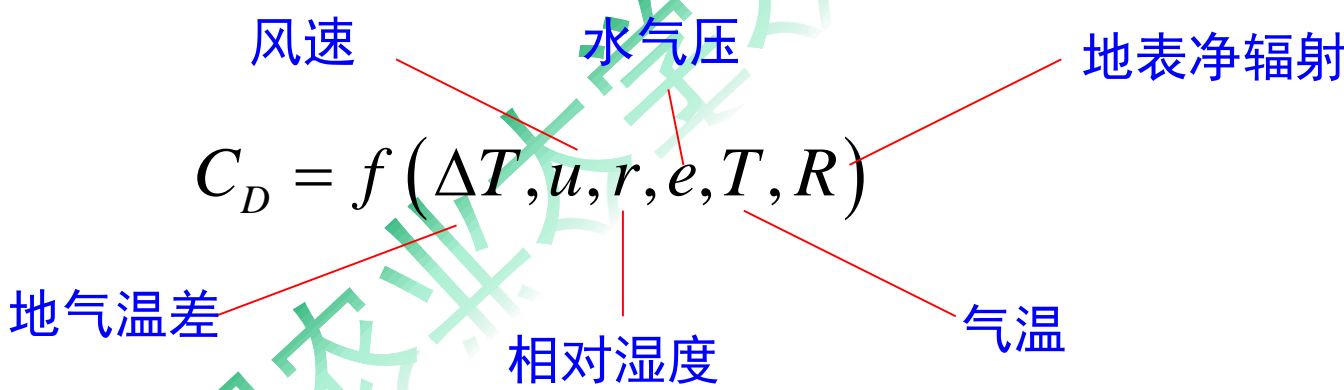
- 在第一次青藏高原气象科学试验期间，得到如下估算式

$$C_D = 0.00112 + \frac{0.01}{u_{10}}$$

适用条件：海拔高度不小于2800m



高庆先，翁笃鸣利用我国热量平衡的观测资料，分析 C_D 的影响因素，提出了我国 C_D 的参数化方案：

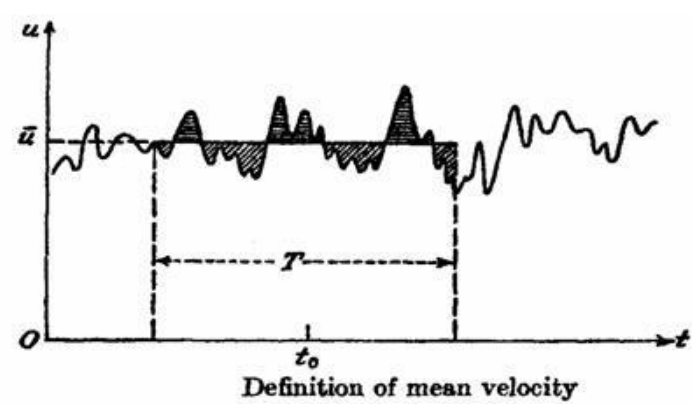
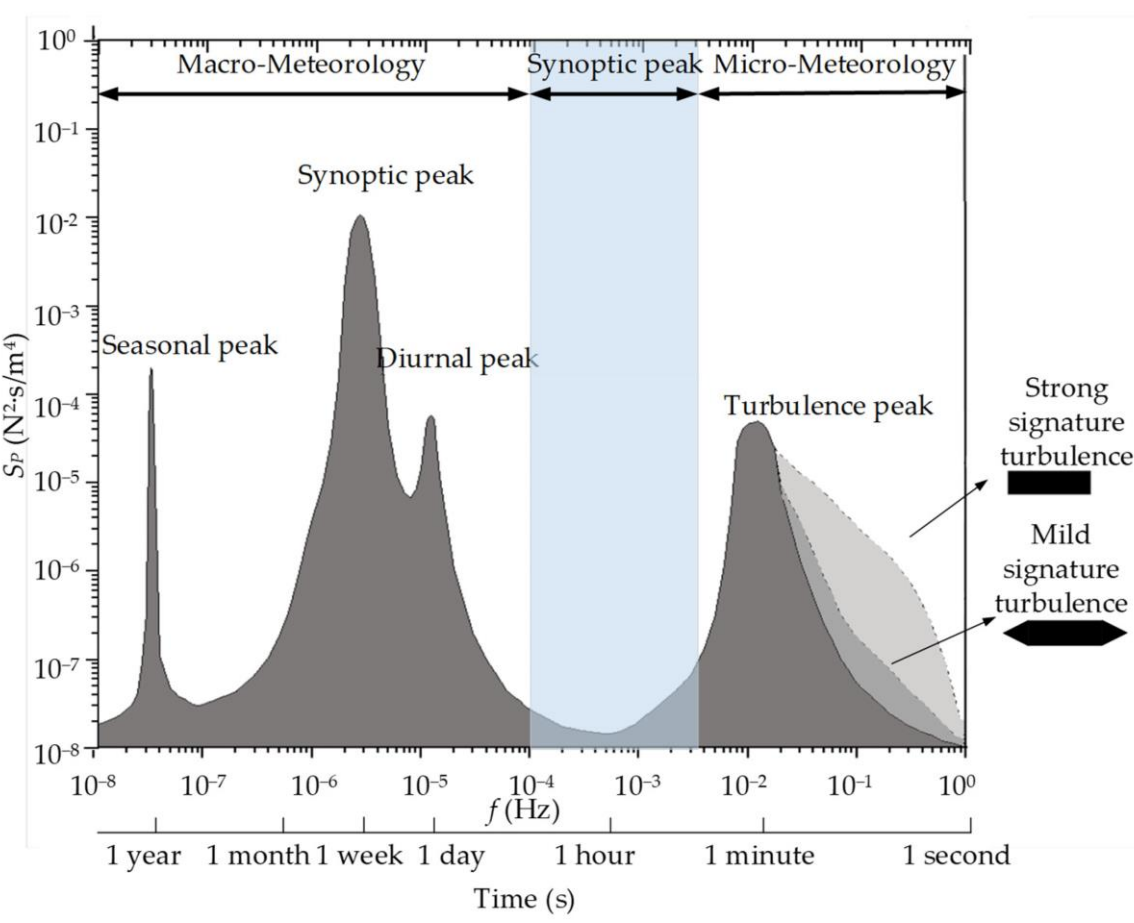


由实测观测资料，对上式进行了6种参数化方案的试验，下式计算效果最好。

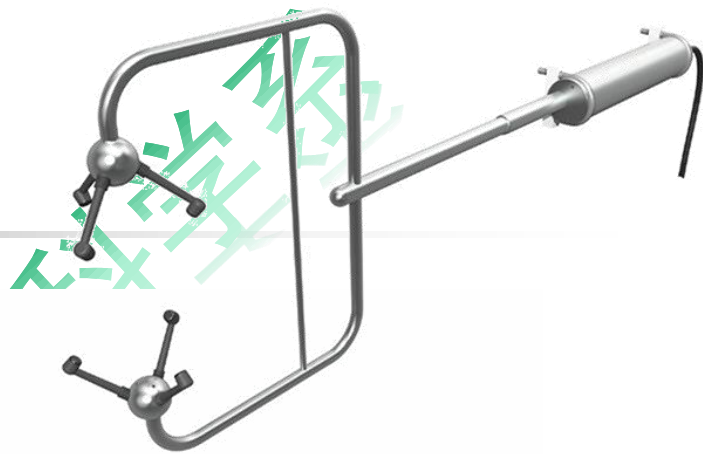
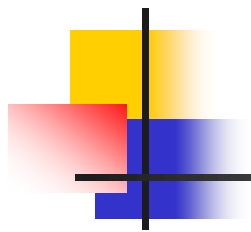
$$C_D = 8.15 \times 10^{-3} u^{-0.56} \Delta T^{-0.70} r^{-1.27}$$

7. 涡度相关法

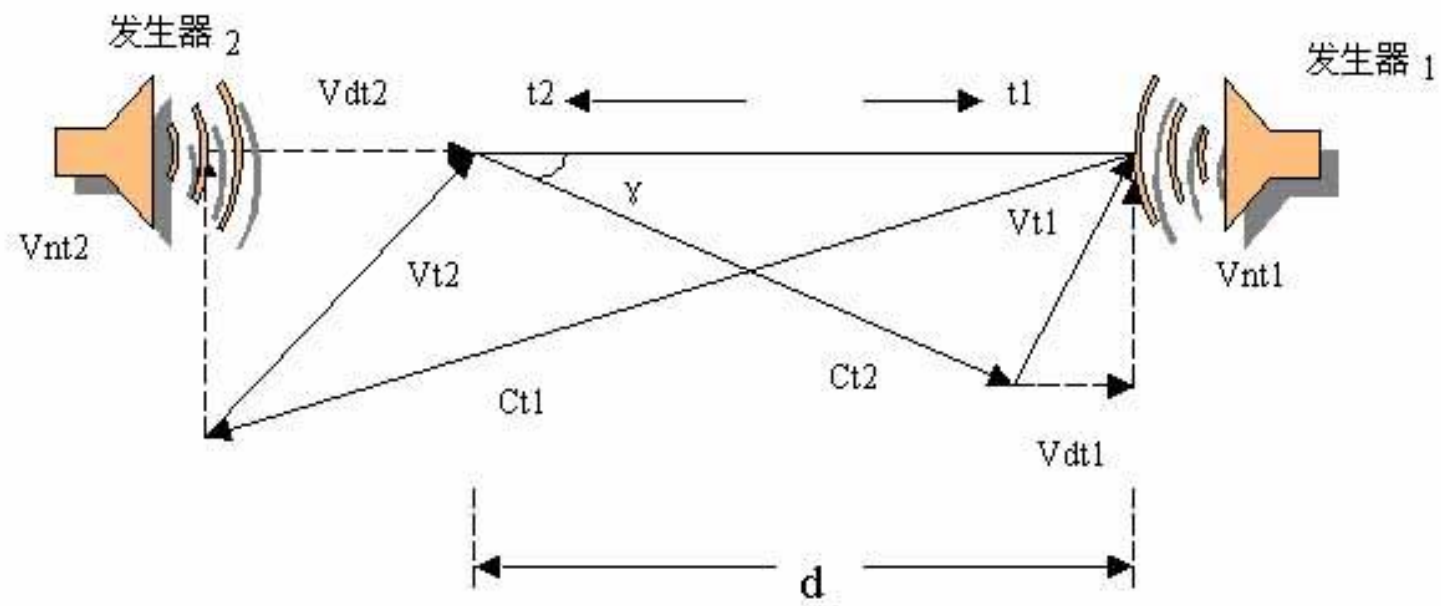
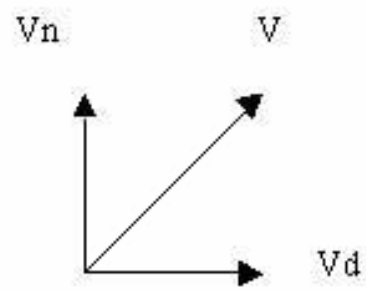
科学实验

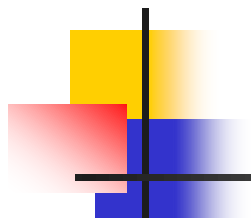


$$LE = \rho L \overline{w'q'} = -\rho L K \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}$$



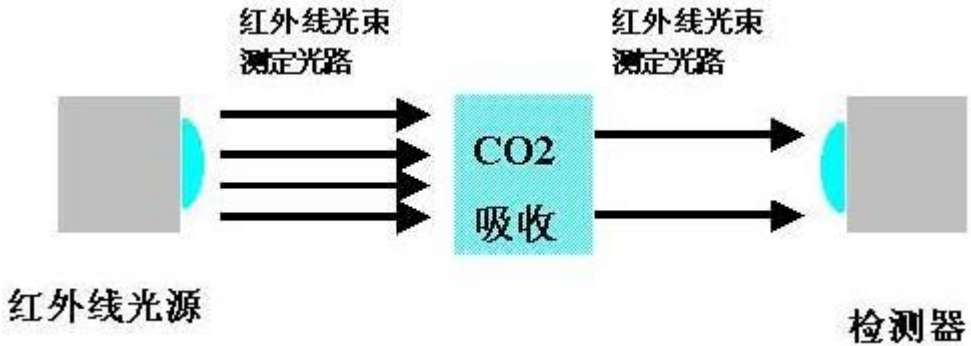
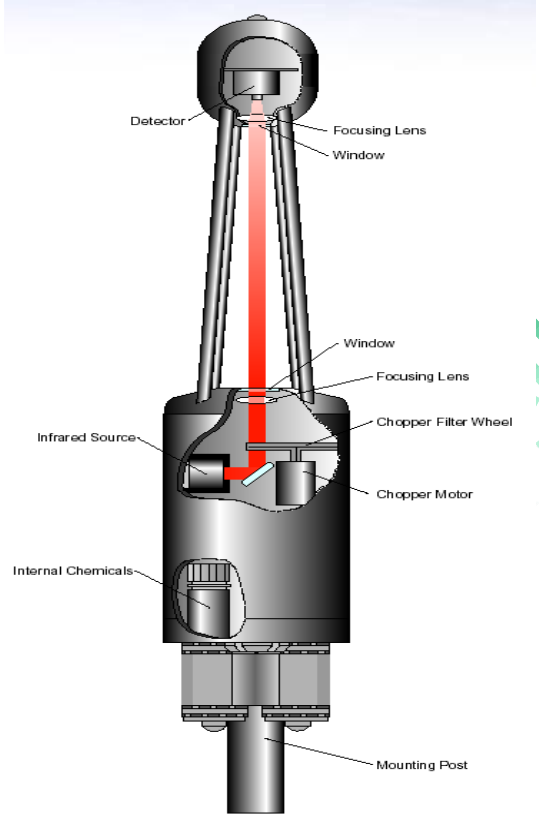
超声波测风原理





红外气体分析仪

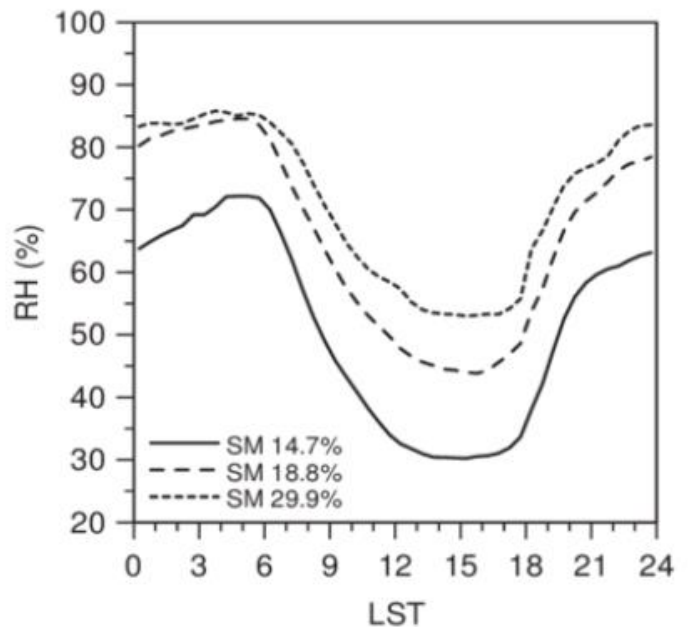
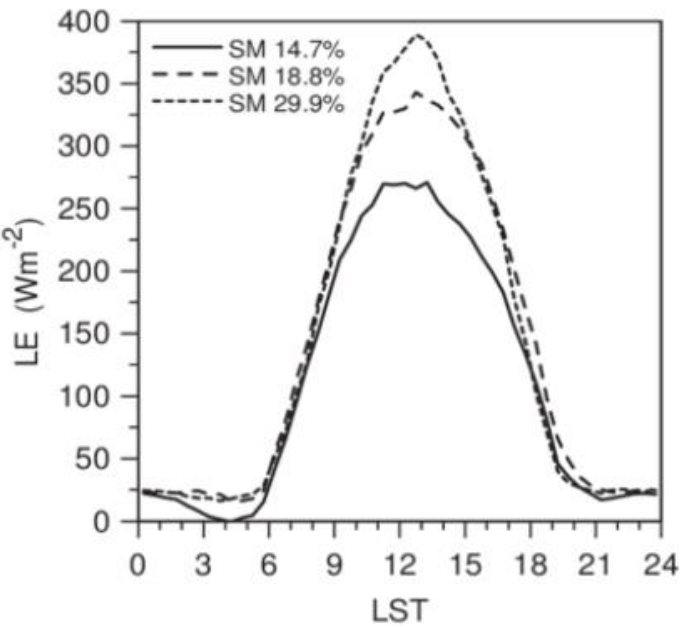
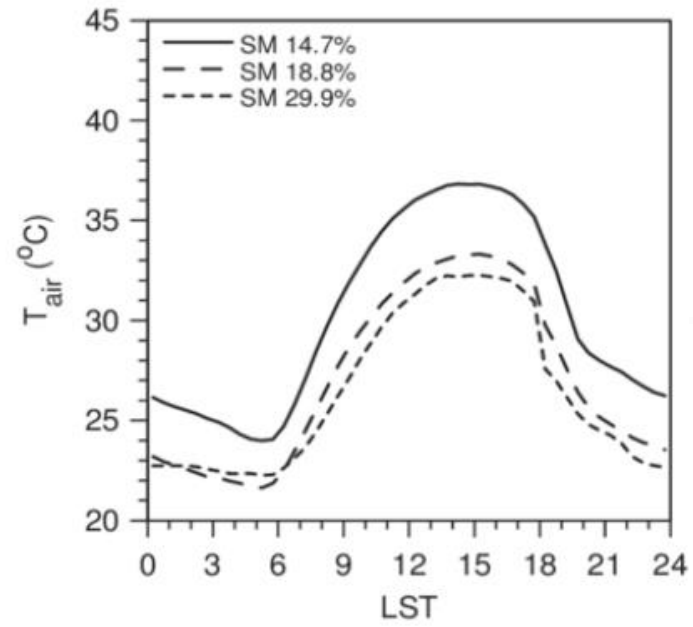
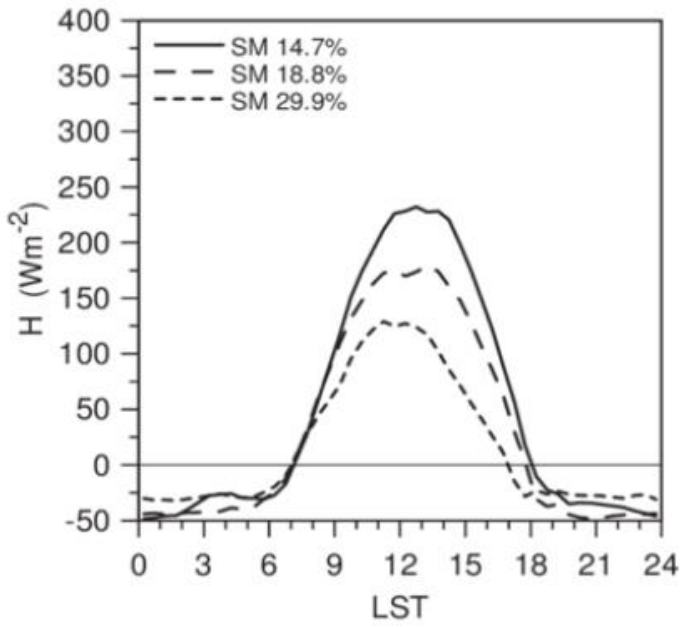
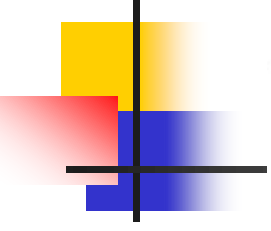
大气科学实验



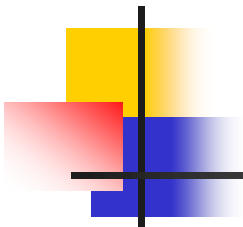


(三) 湍流热交换量的特征与分布

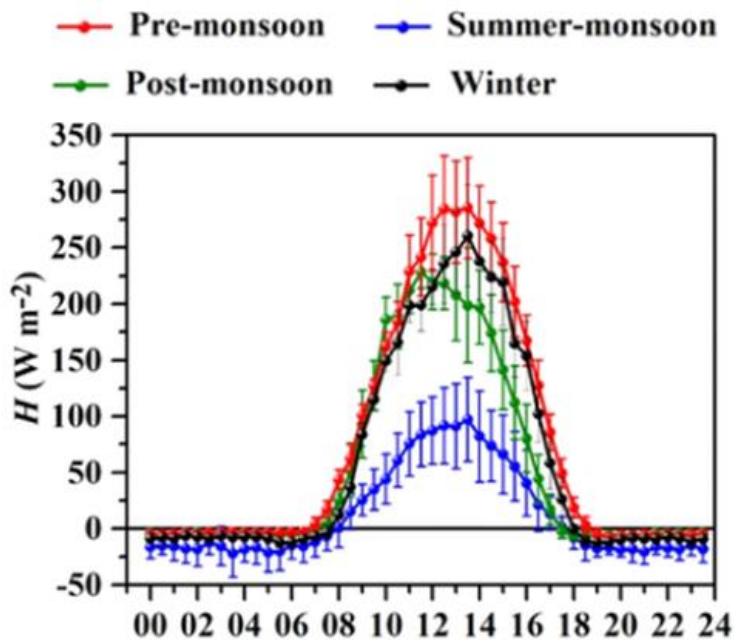
- ❑ 一天中，当地温高于气温，出现指向大气的感热通量；当地温低于气温，出现指向地面的感热通量。平均而言，无论陆面或洋面，结果总是由地表面指向大气输送能量。一般负值为正值的20%左右；
- ❑ 日出后，随着地面不断增热，大气不稳定性也越来越小，正午前后，地面增热最大，大气不稳定性达最大值；午后又逐渐减小，日落以后，地面冷却，大气稳定性增加。因此湍流热交换量的日变化以中午前后为最大，夜间最小。阴天的日变化远较晴天为小。同理，内陆区，温度日较差大，湍流热交换的变幅就大于沿海地区。



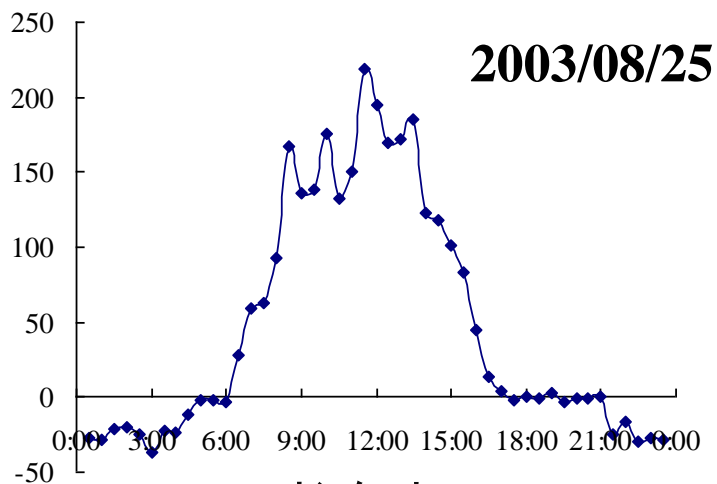
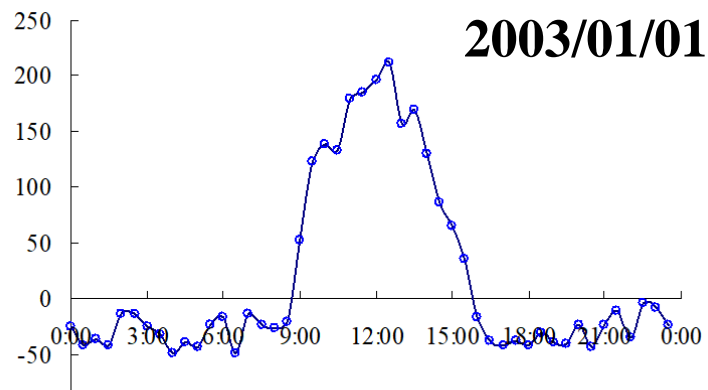
不同土壤湿度下的H、LE、 T_{air} 、RH日变化曲线



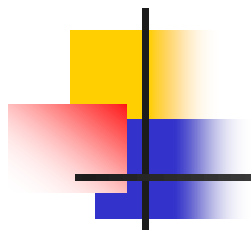
科学实验



印度果阿邦



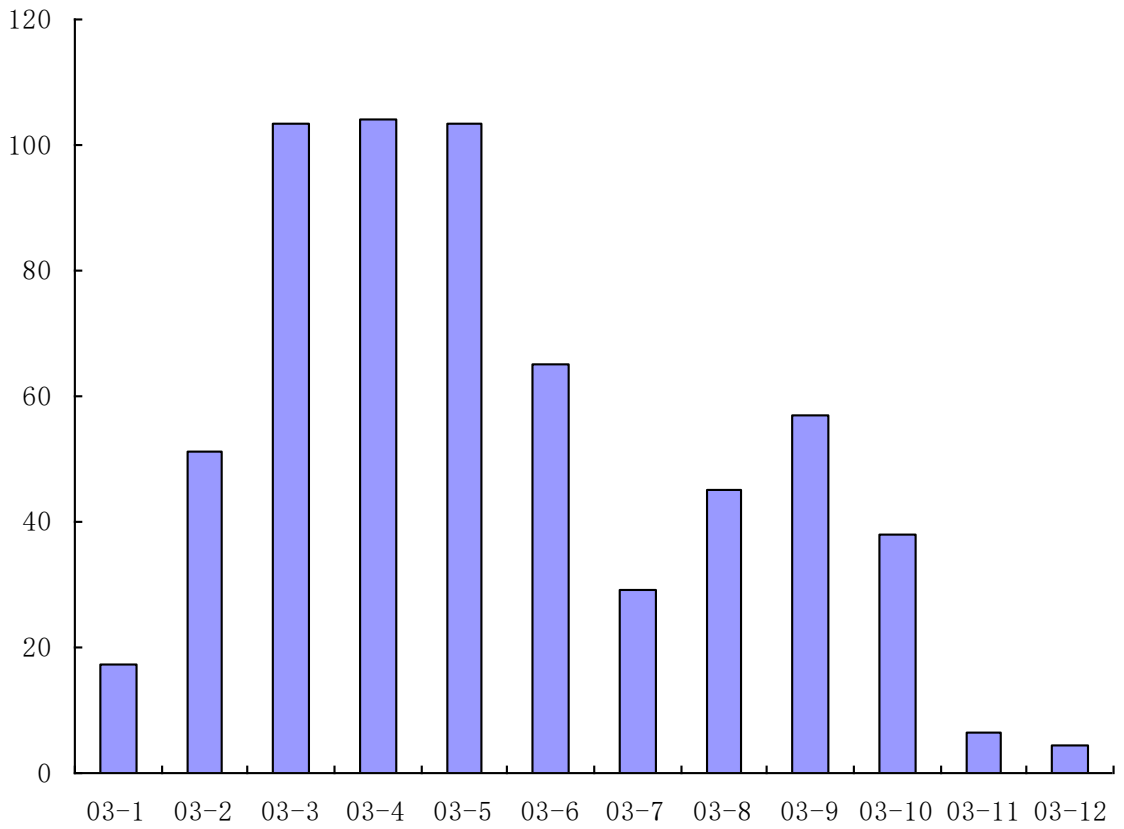
长白山



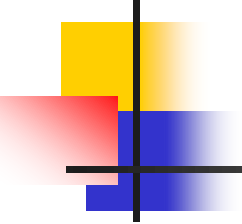
人学学

一年中，湍流热交换量以夏季月份最大，冬季月份最小。晴干地区比阴湿地区变幅大；内陆地区比沿海地区变幅大。

沈阳大学



长白山2003年感热通量的年变化

- 
- 在所有大陆表面上（南极大陆除外）和大部分的海洋洋面，在一年之内那里湍流通量平均是**正值**，就有热量从地面给予大气。
 - 海洋上的湍流热通量在绝对值上平均**由低纬度向高纬度增大**的，但大陆上的湍流热通量在绝对值上平均由**高纬度向低纬度增大**的。
 - 与其它热量平衡的基本项目比较起来，大部分洋面上的湍流热交换是不大的，大陆上的湍流热通量在干燥地区大于湿润地区，最大值出现在热带沙漠，在潮湿的热带地区，尤其是在中、高纬度地区，因湍流而消耗的热量通量要小得多。

三. 地表面的蒸发耗热量



人类不合理开发和经营水土资源造成水土流失现象



(一) 蒸发量与蒸发耗热量的计算

1. 梯度(扩散)法

- 借助水汽湍流扩散方程，根据梯度观测来计算蒸发量，实质上也就是计算单位时间内，单位表面上水汽的铅直输送通量，其计算都是以下式为基础的

$$E = -\rho K \frac{\partial q}{\partial z}$$

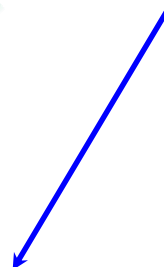
- K 为水汽交换系数，与湍流热交换系数相似，可用1m高的水汽交换系数表示

$$E = -\rho K_1 \frac{q_1 - q_2}{\ln(z_2/z_1)}$$

- 
- 如取 z_1 、 z_2 分别为0.5m和2.0m，并将比湿 q 改换成水气压 e ，则上式可化为下面比较实用的形式

则蒸发量 $E = 2.1K_1\alpha\Delta e$

蒸发耗热量 $LE = 2.1K_1\alpha\Delta e$



我国热量平衡台站采用

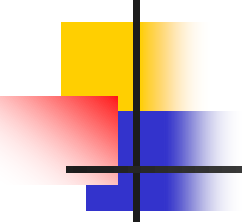
2. 水热平衡法——热量平衡算法

单位时间蒸发量可以从热量平衡方程式中求得
根据

$$R = LE + P + Q_A$$

$$R - Q_A = -\rho L K \frac{\partial q}{\partial z} - \rho C_p K \frac{\partial T}{\partial z}$$

$$= -\rho K \frac{\partial q}{\partial z} \left(L + C_p \frac{\partial T / \partial z}{\partial q / \partial z} \right)$$



因为

$$E = -\rho K \frac{\partial q}{\partial z}$$

所以

$$E = \frac{R - Q_A}{L + C_p \frac{\partial T / \partial z}{\partial q / \partial z}}$$

写成差分

$$E = \frac{R - Q_A}{L + C_p \frac{T_1 - T_2}{q_1 - q_2}}$$



将 C_p 和 L 的数值带入，并用水气压 e 代替比湿 q

则蒸发量
$$\bar{E} = \frac{R - Q_A}{\Delta e + 0.64\alpha \frac{\Delta T}{\Delta e}}$$

蒸发耗热量
$$LE = \frac{(R - Q_A)\Delta e}{\Delta e^2 + 0.64\alpha\Delta T}$$

满足条件 $R - Q_A \geq 0.1$ 及 $\Delta e^2 + 0.64\alpha\Delta T > 0.5$ 时，可以得到比较好的结果。



2. 水热平衡法——水量平衡计算方法

■ 大范围年平均蒸发量： $E=r-f$ (mm a^{-1})

■ 对于比较短的时期来说，必须考虑陆圈上层土壤水分含量的变化 ΔW ，故

$$E=r-f-\Delta W$$

■ 对于无径流的大陆地区，包括沙漠地区在内，年平均的水分平衡方程具有简单的形式

$$E=r$$

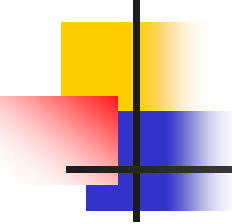
3. Thornthwaite方法

Thornthwaite方法求算潜在蒸散量是以月平均温度为主要依据，并考虑纬度因子（日照长度）建立的经验公式，需要输入的因子少，计算方法简单，公式如下：

$$PET = 16.0 \times \left(\frac{10T_i}{H} \right)^A$$

月平均气温 $^{\circ}\text{C}$ 常数

月潜在蒸散量 $\text{mm}/\text{月}$ 年热量指数

- 
- 各月热量指数: $H_i = \left(\frac{T_i}{5}\right)^{1.514}$
 - 年热量指数: $H = \sum_{i=1}^{12} H_i$
 - 常数A: $A = 6.75 \times 10^{-7} H^3 - 7.71 \times 10^{-5} H^2 + 1.792 \times 10^{-2} H + 0.49$

当月平均气温 $\leq 0^{\circ}\text{C}$ 时, 月热量质素 $H=0$, 月潜在蒸散量 $PET=0$ 。



优点

- 1. 数据要求简单。所需数据少，只需要月平均气温和纬度信息；数据易收集，气温数据相对容易获取。
- 2. 概念简单。基于相对简单的数学公式，将气温与蒸散量联系起来。
- 3. 计算效率高。

缺点

- 1. 物理基础有限。没有充分考虑蒸散过程中的物理机制。
- 2. 无法捕捉短期变化。
- 3. 区域局限性。在某些气候条件下表现不佳。如在干旱和半干旱地区，会出现系统性高估。
- 4. 对气温异常敏感。
- 5. 未考虑土地覆盖和植被因素。

4. Penman方法

1948年，彭曼（Penman）将能量平衡法与质量传输法相结合，推导出了一个方程，用于根据日照、温度、湿度和风速等标准气象记录数据来计算开阔水面的蒸发量。

净辐射蒸发当量

$$ET_0 = \frac{\Delta H + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

空气干燥力

slope of the curve of vapor pressure with temperature

psychrometric constant



Penman公式的优缺点

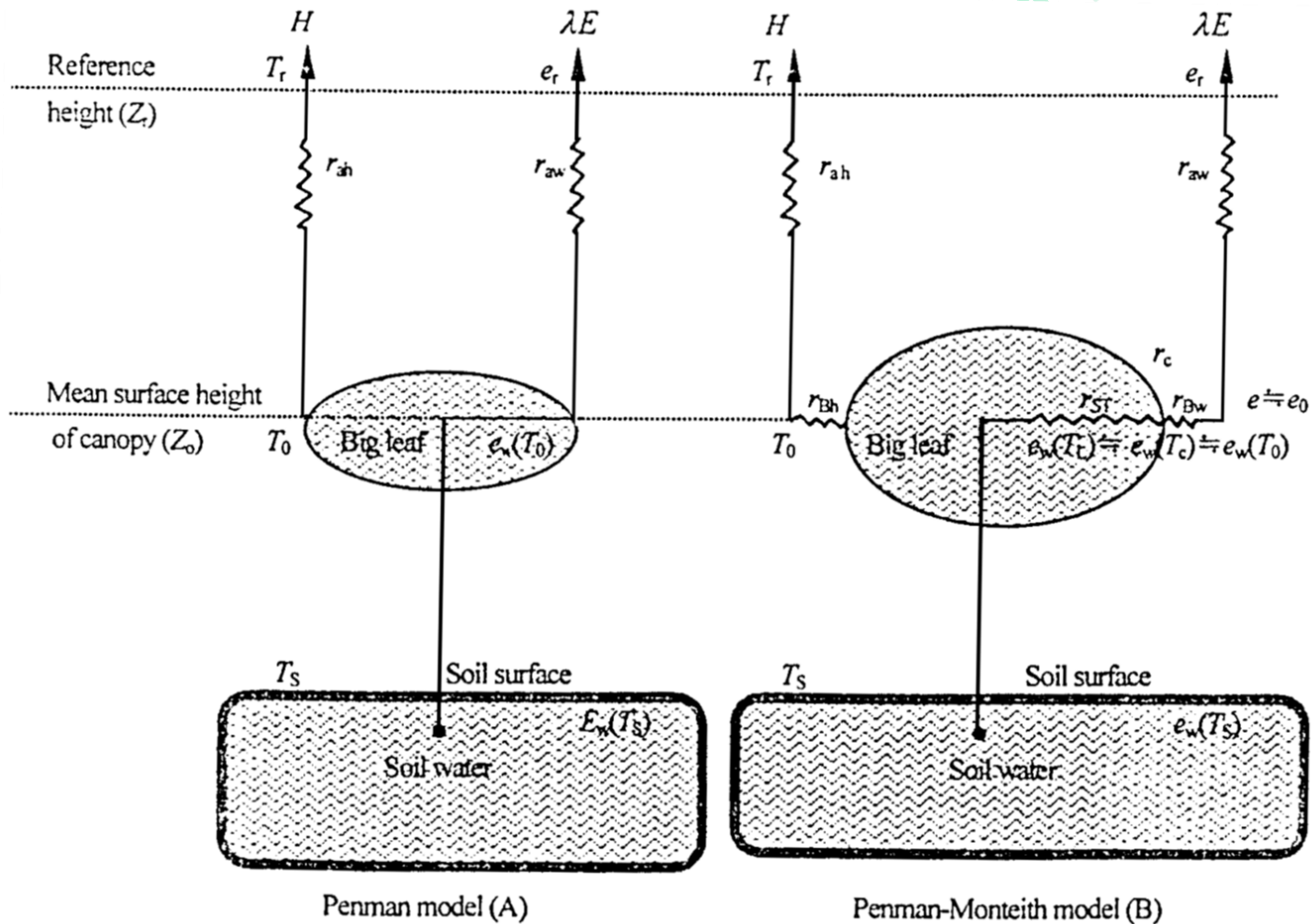
优点

- 物理基础好。充分考虑了水分蒸发所需的热量条件和水分传输所需的动力条件。
- 资料较容易获取。所需要素均为常规气象观测要素。

缺点

- 辐射平衡为负值时无法计算。
- 计算短时段蒸发时，表层和深层之间的热交换不能忽略；
- 这个公式在干燥地区会造成很大的误差。

5. FAO Penman-Monteith方法



5. FAO Penman-Monteith方法

这种所谓的组合法得到了众多研究人员的进一步发展，并且通过引入阻力因子将其拓展应用到了有作物覆盖的地表。

$$ET_0 = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

Diagram illustrating the FAO Penman-Monteith equation with labels and arrows:

- net radiation** (points to R_n)
- soil heat flux** (points to G)
- vapour pressure deficit of the air** (points to $(e_s - e_a)$)
- aerodynamic resistances** (points to r_a)
- surface resistances** (points to r_s)

$$ET_0 = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} + r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{0h}}\right)}{\kappa^2 u_z}$$
$$r_s = \frac{r_L}{LAI_{\text{active}}}$$

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

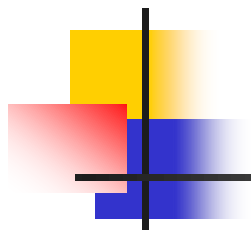
A hypothetical reference crop with an assumed crop height of 0.12 m, a fixed surface resistance of 70 s m⁻¹ and an albedo of 0.23.



（二）蒸发耗热量的特征与分布

科学实验

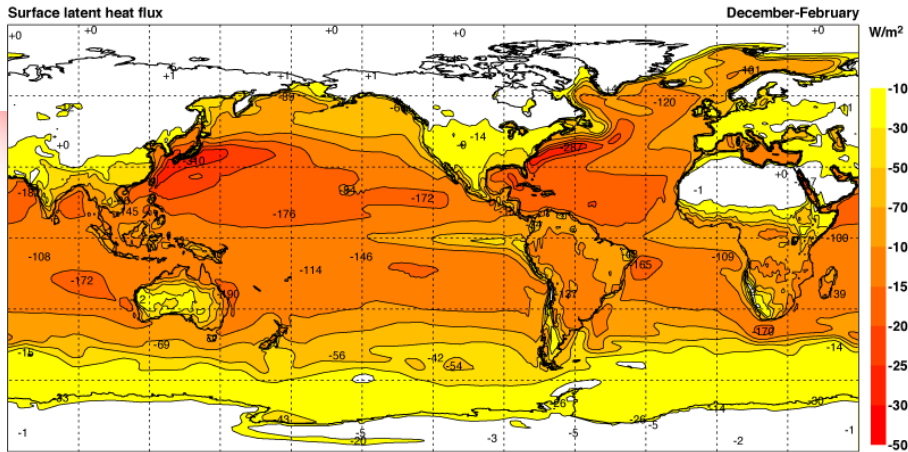
- ❑ 蒸发耗热量主要取决于蒸发量，而蒸发量又取决于当地的湿度、温度和风力状况。
- ❑ 从北半球各纬度的平均情况来看，大陆上的蒸发耗热量比海洋上的蒸发耗热量要小。
- ❑ 在大陆上，冷季蒸发量很低，最大值发生在热季。但洋面上相反，冷季蒸发量大于热季（**为什么？**）。
- ❑ 就全球平均而言，蒸发耗热量占大陆净辐射的54%；海洋上，蒸发耗热量占海洋净辐射的90%。平均而言，蒸发耗热量占全球净辐射的84%，所以地—气间的能量交换主要是通过潜热交换完成的。



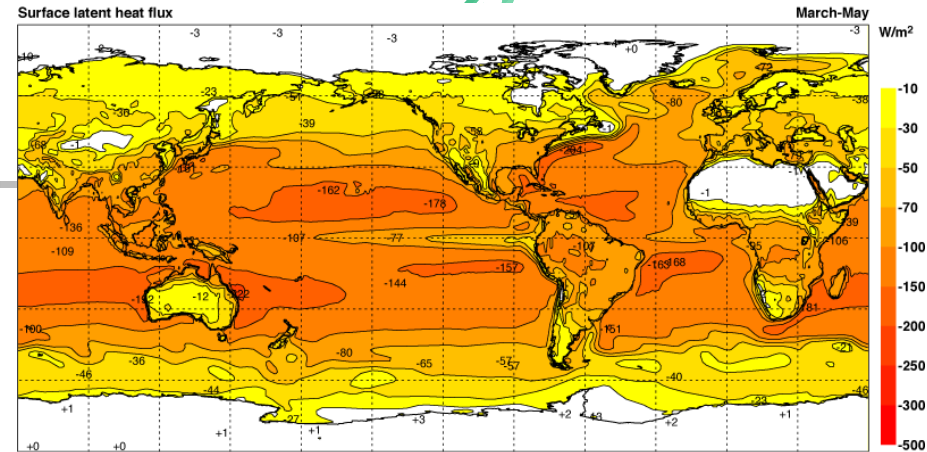
科学实验

- 在海洋和大陆表面，由于辐射平衡各分量的不同以及水汽可能供应量的不同，在海岸附近，洋面和陆面蒸发量彼此差异很大，等值线具有连续的突变。
- 在热带纬度以外的地区，蒸发耗热量随纬度的增加而减少，但也并不是简单的带状分布。
- 海洋上，除大气环流的影响以外，冷暖洋流的分布是大洋上蒸发耗热量非带状分布的主要原因。
- 暖洋流增大了蒸发耗热量而冷洋流减少了蒸发耗热量，在热带幅高压控制地区洋面上蒸发量可达2m以上。
- 陆面上，蒸发耗电量的分布更加复杂。数量变化主要由气候的湿润条件所决定。蒸发耗热量很小的地区主要是干燥地区，湿润的赤道地区，是蒸发耗热量最多的地区。

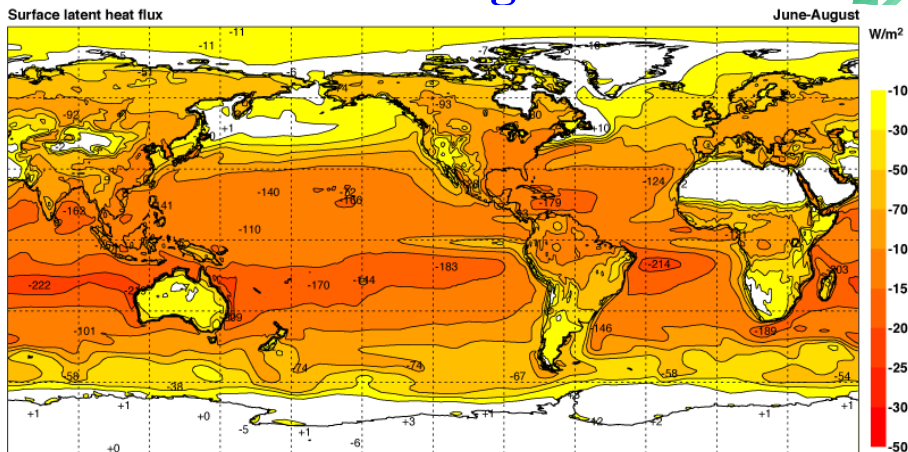
December-February



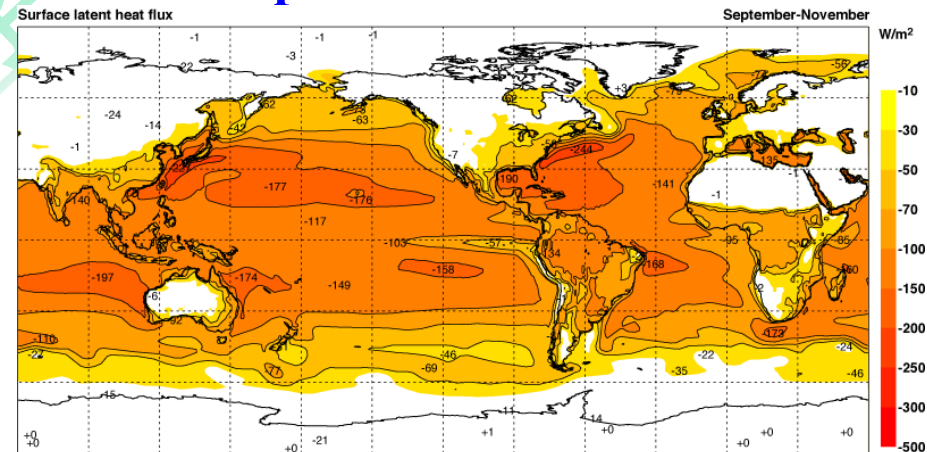
March-May



June-August



September-November

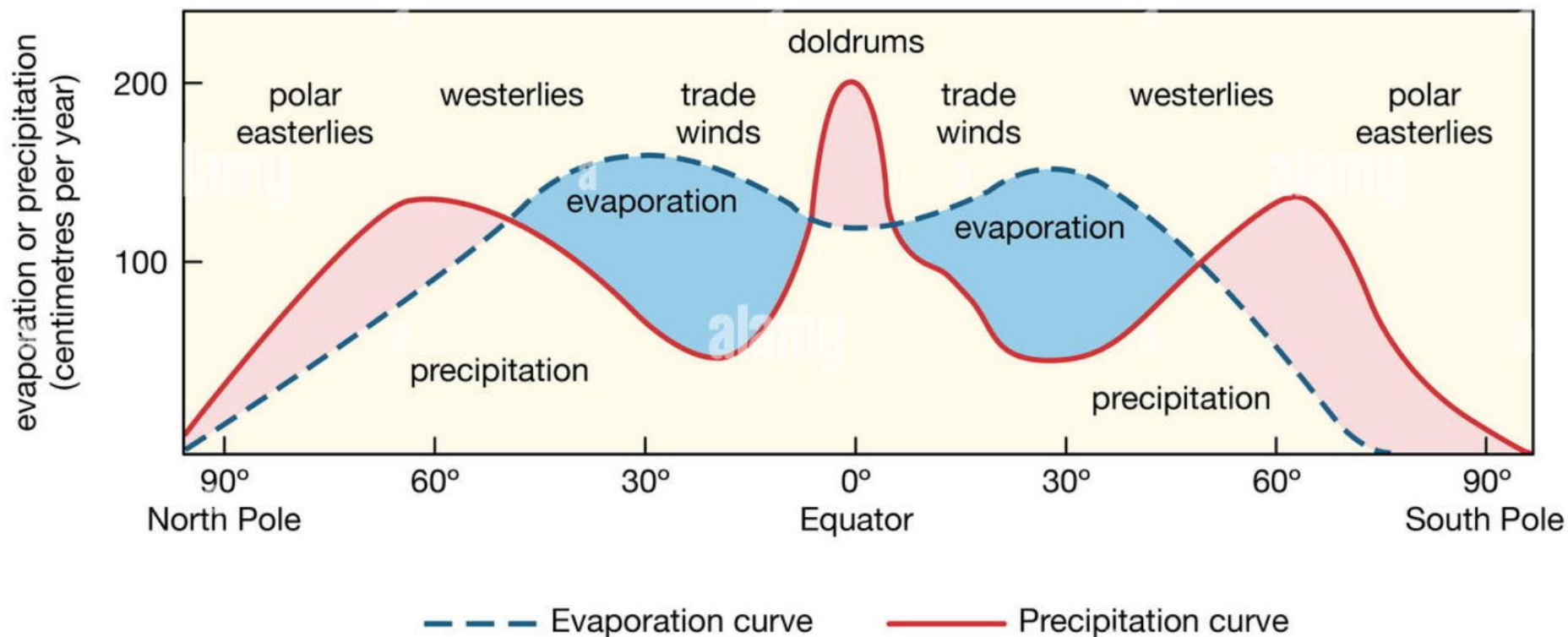


From https://sites.ecmwf.int/era/40-atlas/docs/section_B/parameter_sfoshpd.html#

按纬度平均的蒸发量

科学实验

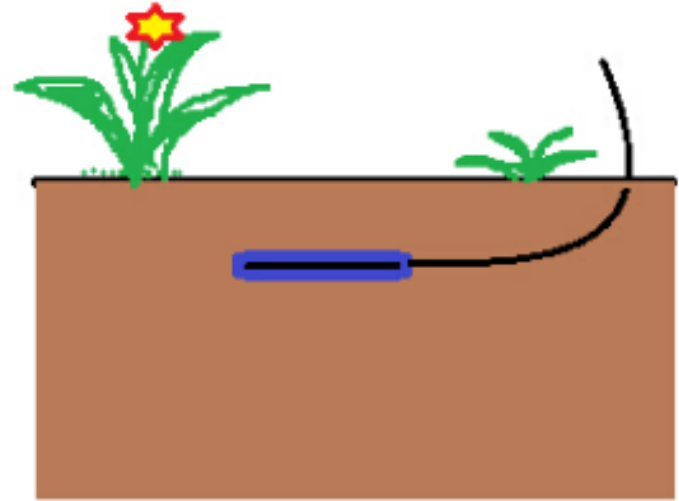
Latitudinal variation in precipitation and evaporation



蒸散年总量随纬度的变化：随纬度升高，先减少后增大。

四. 地表面与下层土壤（或水层）之间的热交换

土壤热通量（Soil heat flux）是指单位时间内通过单位面积土壤表面的热量。



(一) 土壤热交换计算方法

1. 土壤温度梯度法

$$Q_A(z, t) = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = -\rho c k \frac{\partial T}{\partial z}$$

土壤热导率

土壤密度

土壤比热

土壤导温系数



将微分方程转换为有限差形式，则

$$Q_A = -\lambda \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1} = -\rho c k \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1}$$

土壤温度铅直分布近似于直线时才应用。

2. 利用不同温度差的计算方法

我国热量平衡站采用切伊钦（前苏联）方法计算土壤热交换量。根据热传导原理，利用各时段内不同深度土壤温度差的关系，得到计算公式为

土壤容积热容量


土壤导温系数

$$Q_A = \frac{w}{t} \left(s_1 - \frac{k}{10} s_2 \right)$$

表示时间间隔内10~20cm
深度处土壤温度变化的特
征函数

观测时间

表示土壤各深度温度分布特函
数，决定于时间间隔

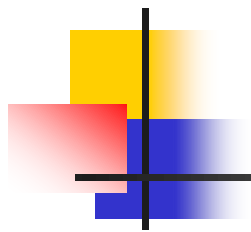

$$s_1 = 20(0.082\Delta T_0 + 0.333\Delta T_5 + 0.175\Delta T_{10} + 0.156\Delta T_{15} + 0.004\Delta T_{20})$$

分别是地面、5cm、10cm、15cm、20cm深度处两相邻时间，即1~7时、7~10时、10~13时、13~16时、19~1时的温度差

$$s_2 (3\text{小时间隔}) = 1.5(\Delta T_1 + \Delta T_2)$$

$$s_2 (6\text{小时间隔}) = 3.0(\Delta T_1 + \Delta T_2)$$

ΔT_1 、 ΔT_2 表示3、6小时间隔内第一次观测和最后一次观测时间的20cm和10cm深度的温度差



土壤容积热容量 w 的计算

土壤容积热容量 $w(\text{cal cm}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1})$ 决定于土壤容重、比热及湿度。容重是土壤结构未破坏时 1cm^3 绝对干燥的土壤重量。土壤比热($\text{cal g}^{-1}\text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)在一般土壤参考书中可查到，一般砂土为 $0.18\sim 0.23$ ，泥炭土为 0.48 ，空气为 0.24 ，水为 1.00 。由于 $w = \rho c$ ，所以土壤容积热容量也依其空隙度及湿度而变，并等于干的土壤热容量之和，即。

$$w = \rho_{\text{土}} c_{\text{土}} + \rho_{\text{水}} c_{\text{水}} + \rho_{\text{空气}} c_{\text{空气}}$$

土壤导温系数 k 的确定

$$k = \frac{M}{N}$$

$$M = 26.67 (0.06\Delta t_0 + \Delta t_5 + 1.62\Delta t_{10} + \Delta t_{15} + 0.06\Delta t_{20})$$

$$N = 6 \left(\frac{D_7 + D_{19}}{2} + D_{10} + D_{13} + D_{16} \right)$$

在0, 5, 10, 15, 20cm各深度处19时与7时的温度差

表示7, 10, 13, 16, 19各时土壤温度随深度分布的特征数
在观测期间0, 10, 20cm 深度的土温

3. 利用气温年振幅与土壤热交换量振幅相关的计算方法

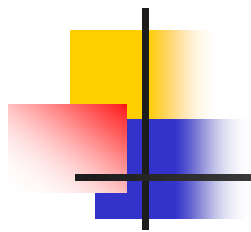
布德科发现**气温年振幅与土壤热交换量年振幅有密切联系**，提出利用气温年振幅推算土壤热交换量的方法。

空气温度年振幅 $^{\circ}\text{C}$	10	15	20	25	30	40	50
土壤热交换量年振幅 kcal cm^{-2}	1.8	2.8	3.7	4.6	5.5	7.4	9.2

又作了各月土壤热交换量相对于全年变化的百分比值表

月份	1	2	3	4	5	6
百分率	-0.23	-0.15	0.08	0.15	0.23	0.23
月份	7	8	9	10	11	12
百分率	0.19	0.12	-0.08	-0.12	-0.19	-0.23

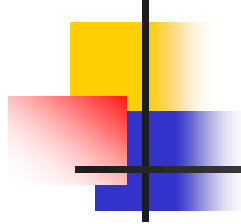
只要知道某地气温年变幅，便可求出土壤热交换量的年变幅，再乘以各月变化百分率，就可得到该地各月土壤热交换量。



为了计算方便，上述两表可合并成下表。

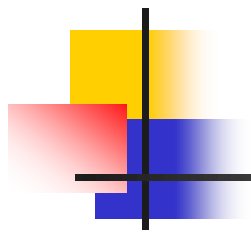
各月日平均土壤热交换量(单位: $\text{cal cm}^{-2} \text{d}^{-1}$)

		月份											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
气温 年 振 幅	10	7	-2	-4	-7	-7	-6	-4	2	4	4	6	7
	15	11	7	-4	-7	-11	-11	-9	-6	4	6	9	11
	20	14	9	-5	-14	-14	-11	-7	5	7	9	11	14
	25	18	12	-6	-12	-18	-18	-14	-9	6	9	14	18
	30	21	14	-7	-14	-21	-21	-18	-11	7	11	18	21
	35	24	16	-8	-16	-24	-24	-20	-13	8	13	20	24
	40	28	18	-10	-18	-28	-28	-23	-14	10	14	23	28
	45	32	21	-11	-21	-32	-32	-27	-17	11	17	27	32
	50	35	-12	-23	-35	-35	-29	-18	12	18	23	29	35



布德科方法的优缺点

- 布德科方法的优点是比较简单。由于土壤热交换量比热量平衡其它分量要小得多，并且土壤热交换量的相对误差造成的差异较小，所以在应用热量平衡法计算其它有关物理量时，求出的土壤热交换量尚能满足一般计算需要，能反映出气候特征量的基本规律。
- 但此法还是比较粗糙的，因为影响土壤热交换量的气温月际变化随大气环流和地理条件有很大差异，各月占土壤热交换量年变化的百分比也不是固定不变的，尤其我国的季风气候和复杂的地理环境，产生的误差还是很大的。



大气科学

水域上下层之间的热交换

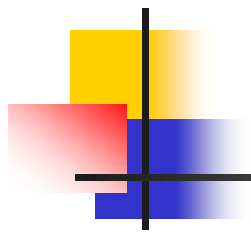
计算水域的热交换量一般来说比计算土壤热交换量要复杂得多，这是因为在水域中的水平热量输送对于热交换量的影响很大，且由于大多数水域（包括海洋上）没有大量和系统的各种水温观测资料。因此，对于海洋和其它水域来说，通常**只能把热交换量作为热量平衡的余项来确定。**

大气



(二) 土壤热交换量的时空分布

- 土壤热交换量与热量平衡其它分量相比是**很小的**，特别是**年总量**，对于大范围地区的平均状况而言，土壤**热交换量 Q_A 等于0**。
- 一天中，**负的最大值通量是在上午的10~11时**，**正的最大值的通量是在午夜**，土壤热交换量由正值转为负值（土壤开始储存热量）的时间比日出时间要晚得多，而由负值转为正值（土壤开始释放热量）的时间比日落要早得多。
- 一年中，土壤热交换量的最大负值一般出现在**夏末秋初**，最大正值一般出现在**秋末冬初**。



- 我国土壤热交换量，从10月份到次年1月份几乎全部是正值，等值线基本上是纬向分布，随着纬度增高而变大。这表示这段时间内地表面从土壤深层获得热量，纬度越高土壤深层向地面输送的热量越大。
- 从3月份到8月份几乎全部是负值，这表示这段时间内，全国土壤热交换量为地表面向土壤深层传输热量，其分布特征仍然是随着纬度的升高而变大。

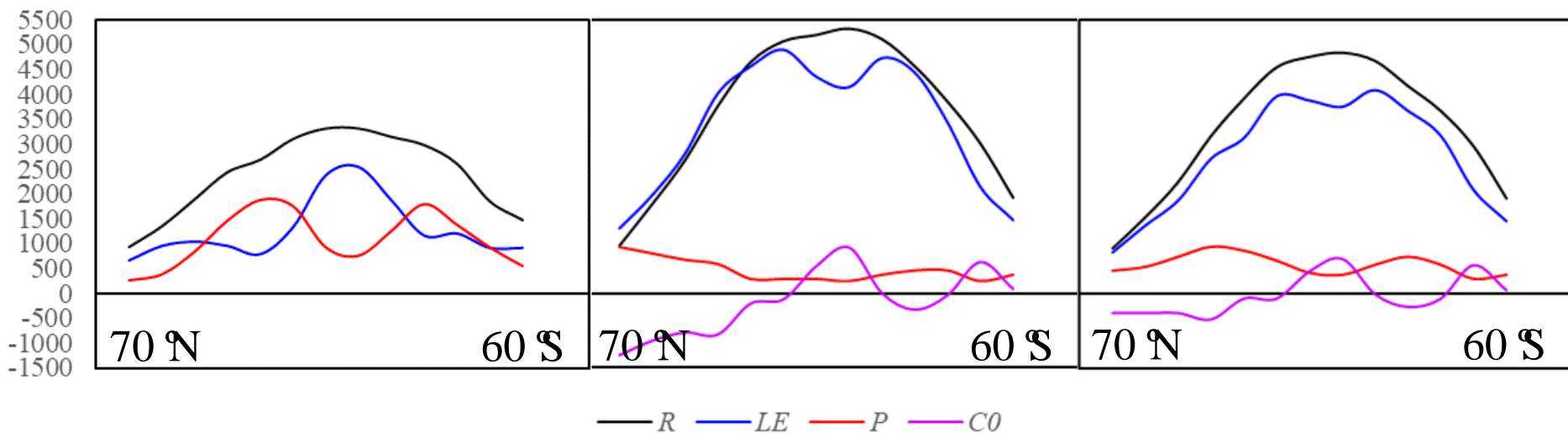
五. 地球上的热量平衡

地球表面能量平衡各分量的纬度平均值 ($\text{MJ m}^{-2} \text{ a}^{-1}$)

纬度	陆地			海洋				全球			
	R	LE	P	R	LE	P	C_0	R	LE	P	C_0
70~60°N	920	669	251	961	1296	920	-1254	920	836	460	-376
60~50	1338	961	376	1797	1965	794	-961	1547	1379	543	-376
50~40	1881	1045	836	2675	2801	669	-794	2257	1881	752	-376
40~30	2424	961	1463	3762	4013	585	-836	3177	2717	961	-502
30~20	2675	794	1881	4640	4556	293	-209	3929	3135	878	-84
20~10	3093	1338	1756	5058	4891	293	-125	4556	3971	669	-84
10~0	3302	2383	920	5183	4347	293	543	4765	3887	418	460
0~10°S	3302	2550	752	5309	4138	251	920	4849	3762	376	711
10~20	3135	1881	1254	5100	4723	376	0	4682	4096	585	0
20~30	2968	1170	1797	4556	4431	460	-334	4180	3678	752	-251
30~40	2592	1212	1379	3846	3428	460	-42	3678	3177	585	-84
40~50	1839	920	920	3010	2132	251	627	2968	2090	293	585
50~60	1463	920	543	1923	1463	376	84	1923	1463	376	84
全球	2090	1129	961	3804	3428	376	0	3302	2759	543	0

(一) 地表面的热量平衡

MJ m⁻² a⁻¹

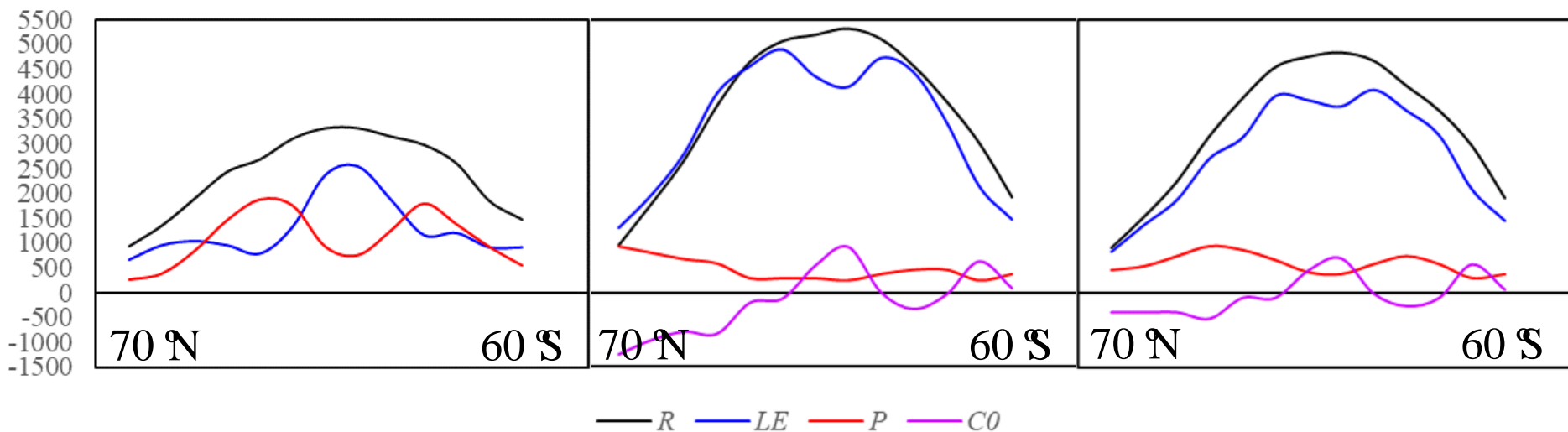


- ❑ 无论在大陆还是海洋上，净辐射在中纬度地区随纬度减小而迅速增加，在热带的净辐射与纬度的关系很小。
- ❑ 大陆和海洋上的蒸发耗热量随纬度而改变的情况是不同的，**陆地上的蒸发最大值出现在赤道附近**，在热带高压带的纬度上，蒸发急剧减少。
- ❑ 与此相反，**大洋上的蒸发极大值出现在太阳能流量特别大的热带纬度**。在赤道附近大洋上的蒸发量显著减少。

(一) 地表面的热量平衡

科学实验

$\text{MJ m}^{-2} \text{ a}^{-1}$

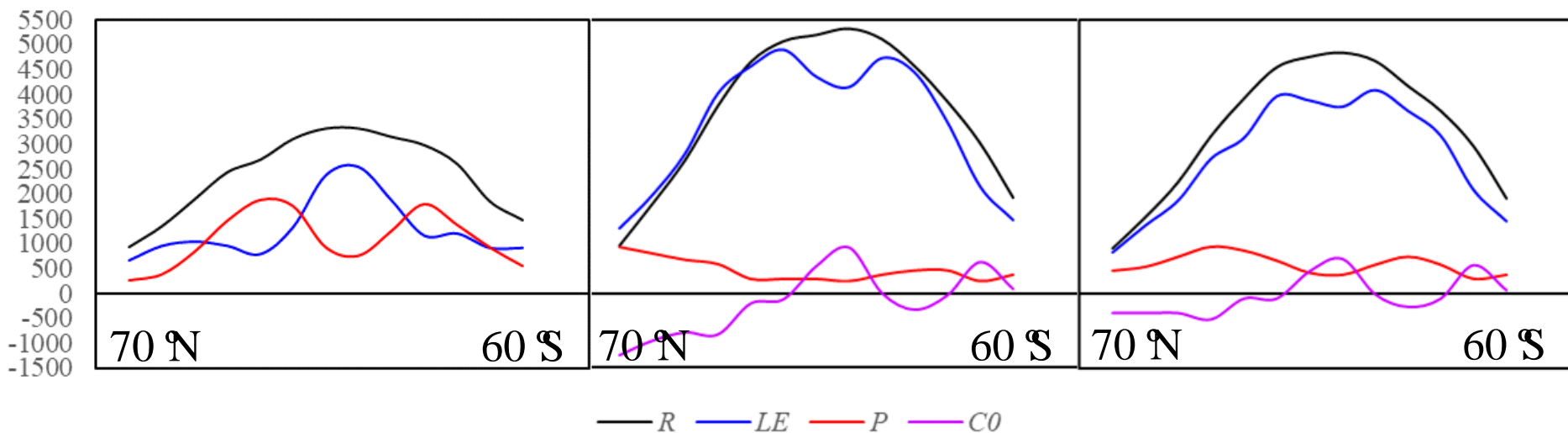


- 洋面上辐射平衡平均比陆地的辐射平衡大，这是由于大洋的反射率比较小和有效辐射比较低引起的。
- 就全球平均而言，洋面上的净辐射比陆地表面的净辐射大80%以上，甚至比全球平均大15%。

(一) 地表面的热量平衡

科学实验

$\text{MJ m}^{-2} \text{ a}^{-1}$

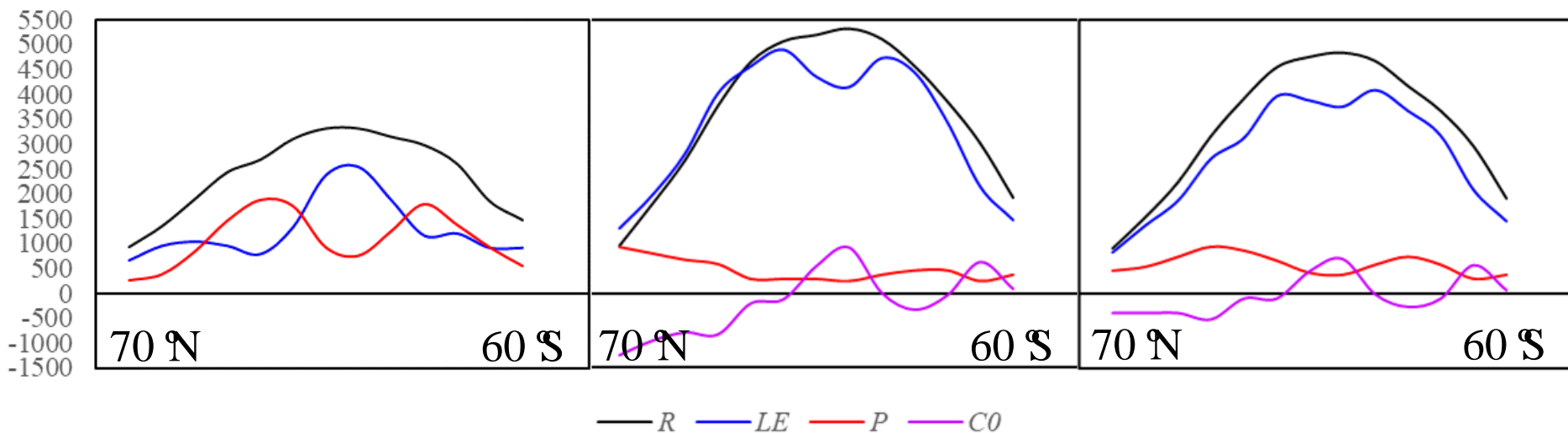


□ 单位洋面上的蒸发耗热量比单位大陆上的蒸发耗热量要大约2倍，而感热输送则不到陆地的40%。为什么？

(一) 地表面的热量平衡

科学实验

$\text{MJ m}^{-2} \text{ a}^{-1}$



- 无论大陆和大洋，所有纬度带上（从70°N到60°S）的P和LE的平均方向都是从地面指向大气的。
- 这就是说，在能量收入的盈亏中，地球绝大部分表面是通过P和LE形式向大气输送热量。

- 我国的热量平衡的分布也具有有很明显的规律性。
- 热量平衡各分量的南北差异大于东西差异，夏季的辐射平衡值大于冬季，一般高纬度地区辐射平衡年变幅大于低纬度地区。
- 在西部地区，湍流热交换量 P 大于蒸发耗热量 LE ；
- 而在东部地区，高纬度上半年湍流热交换量大于蒸发耗热量，下半年则蒸发耗热量大于湍流热交换量；
- 中、低纬度由于水汽丰富，蒸发耗热量均大于湍流热交换量；
- 我国的土壤热交换量 Q_A 全年变化不大，而且数值也较其它分量为小。

(二) 大气的热量平衡

大气中的热量平衡是自地面伸展到大气上界的单位截面积垂直空气柱内所有热通量的代数和。

1. 大气的热量平衡方程

$$Ra = Da + C - Lr - P$$

大气柱内热含量的
变化值，年平均 Da
 $= 0$

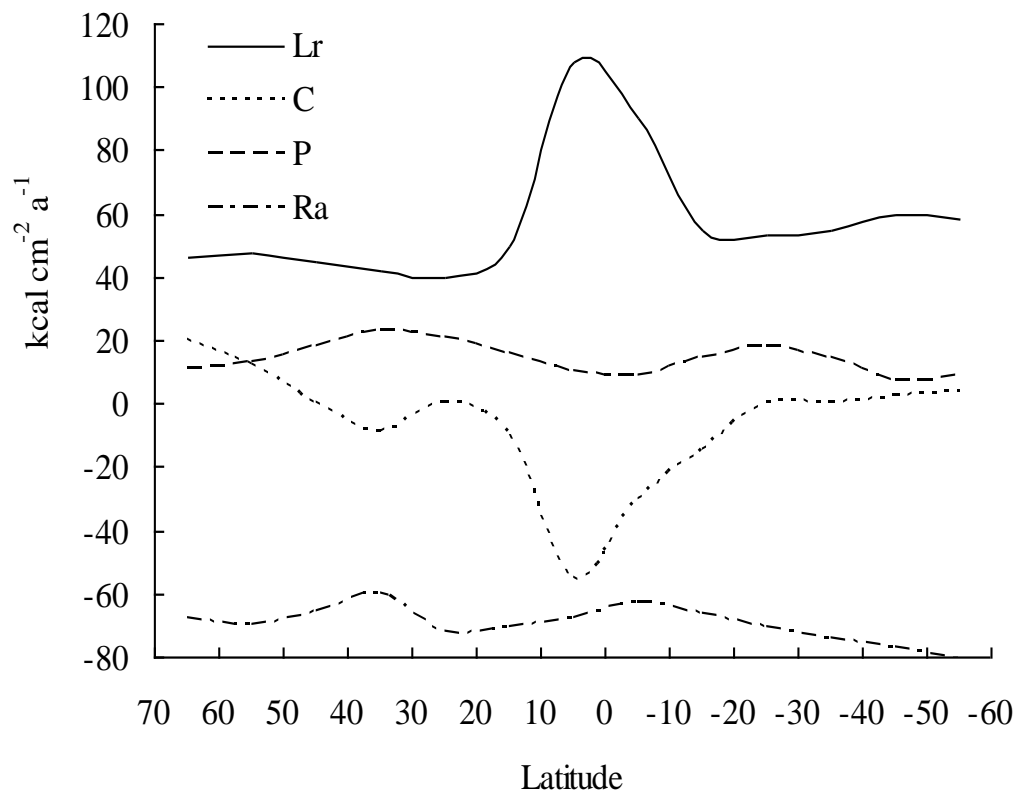
大气中平流引
起的热交换量

凝结潜热

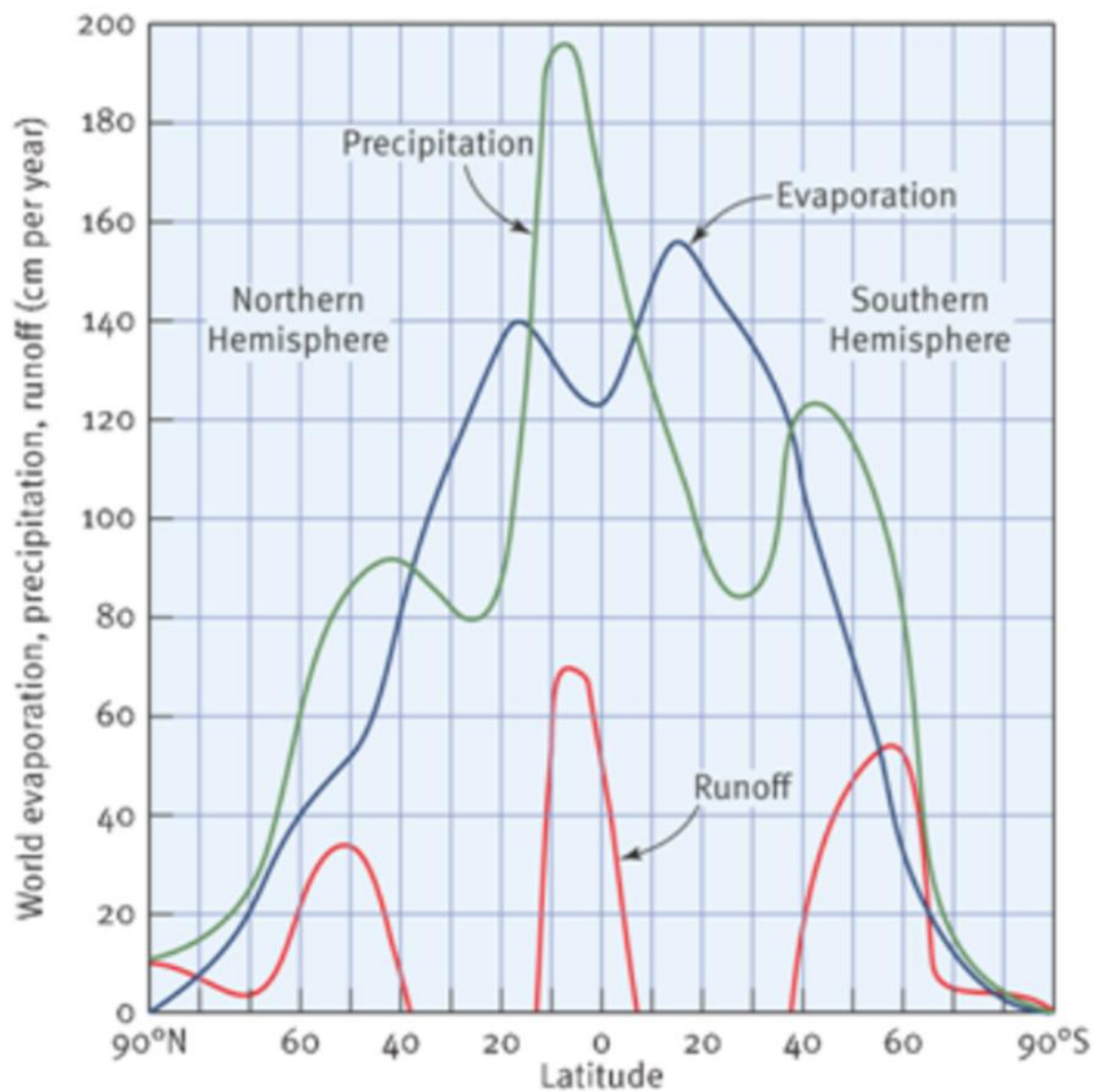
来自下垫
面的感热

2. 大气的热量各分量的分布

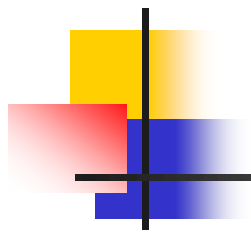
- 大气净辐射 Ra 均为负值，且随纬度的变化很小。
- Lr , P 均为正值，补偿负的 Ra ，由于赤道地区降水量多，凝结释放热量 Lr 也最大， P 在中纬度稍大一些。
- 大气热流量 C 在赤道附近为负值，主要由凝结热量来补偿；在高纬度地区为正值，表明大气的运动总是使热量向两级输送。



Water Balance Averages by Latitude



Average annual latitudinal distribution of precipitation, evapotranspiration, and runoff in cm per year.



气象科学

就年平均来说

- 南北半球之间有相当大的热量交换；
- 由于热赤道位于地球赤道以北，借大气环流和洋流的热量输送，北半球要向南半球输送大量热量。
- 又由于南半球水陆分布特点是高纬多大陆，低纬多海洋，故南半球蒸发量必然增多。据估算，蒸发比降水约大120mm。因此，水圈中就有相应的水分由北半球流向南半球，而在大气中则有相应的水分自南半球流向北半球，后一过程便使得水汽在凝结成降水时释放出大量的热量而输送到北半球。



3. 大气的冷热源

- **大气热源**：如果某地大气中吸收的热量大于支出的热量，则使大气升温或通过大气平流向外输送热量，该地则为大气热源。
- **大气冷源（热汇）**：如果某地大气中吸收的热量小于支出的热量，则使大气降温或通过大气平流向该地补充热量，该地则为大气冷源。



4. 我国大气冷热源的分布

- 1月份，我国地区约为负值，**为热汇地区**。热汇最大区有两个：
 - 第一个在西北和青藏高原中西部，最大中心在新疆，这是由于新疆地区强烈的长波辐射及青藏高原西部虽然辐射较小，但吸收的凝结和湍流等过程的加热很小，所以这一带形成相对大的热汇区；
 - 第二个最大热汇区在我国东部地区的23~35°N之间，主要是强烈的长波辐射所致。
 - 热汇最小区在青藏高原东缘，这是由于辐射差额较小而湍流交换较强所造成的。
- 7月份，我国**均为热源区**。
 - 最强区在青藏高原东南部，这是由于这里辐射差额小，而凝结加热特大所致。这个热源最大区向东北延伸到长江流域，这是由于大气凝结加热造成的，这与7月份雨带位于淮河流域以北附近地区有密切的关系。
 - 小的热源中心在新疆北部，青藏高原中部和西北部，以及内蒙和华南。



(三) 地—气系统的热量平衡

大洋上： $R_s = C + L(E - r) + Q_w + D_s$

陆地上： $R_s = C + L(E - r) + D_s$

上面两个式子中，左边收入为正，支出为负；右边支出为正，收入为负。其中， D_s 为地—气系统内气柱热含量的变化； C 为气柱的平流热量； Q_w 为水体的平流热输送量。全年平均， $D_s = 0$ 。对整个地球， $E = r$ ， $C = 0$ ， $Q_w = 0$ ，所以 $R_s = 0$ 。

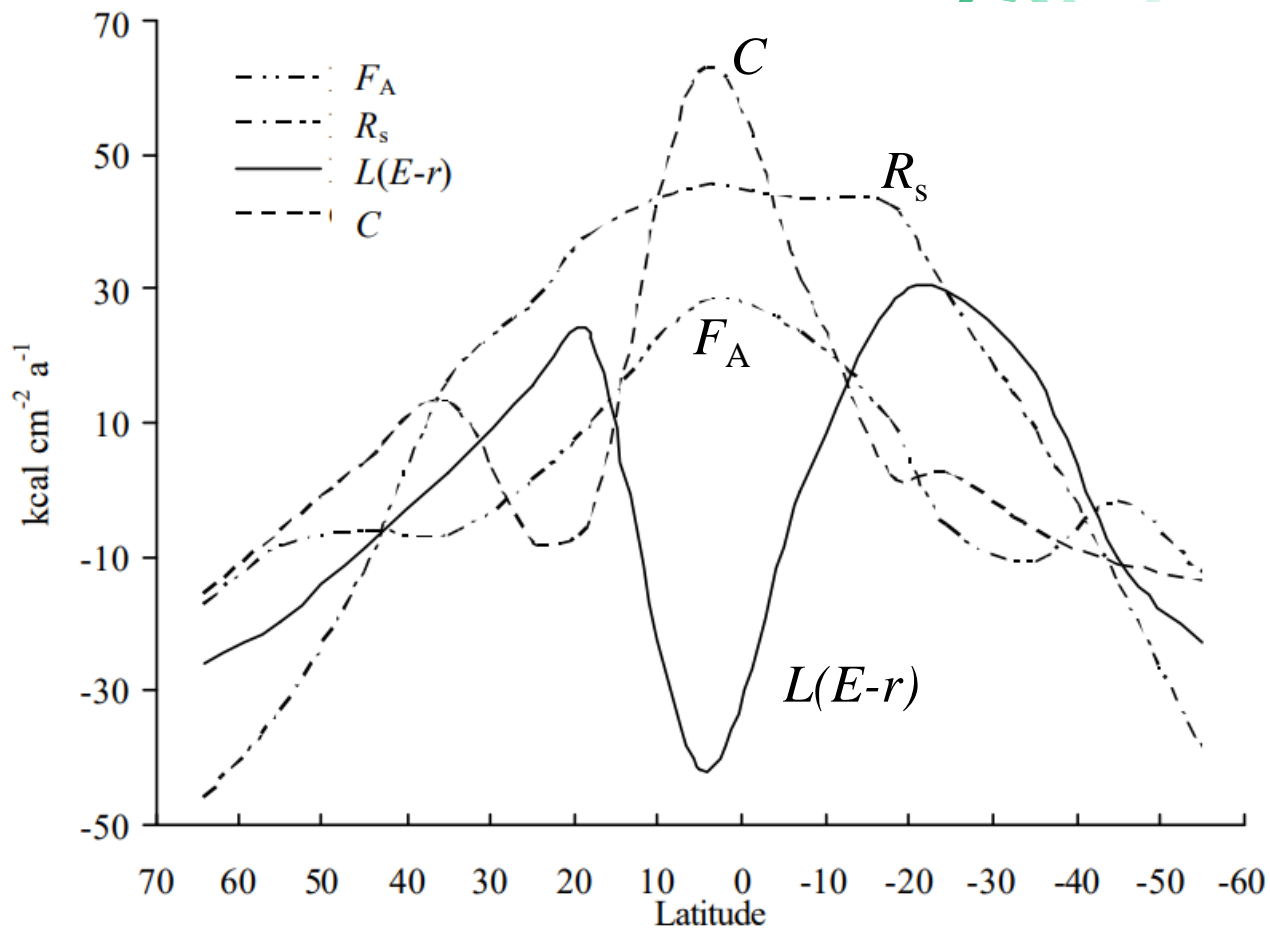
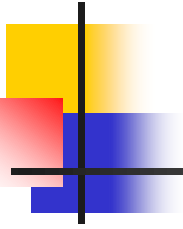
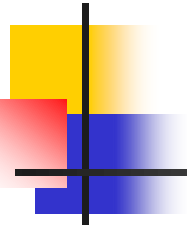


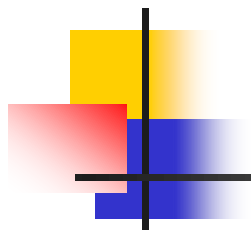
图 3.4 地-气系统的能量平衡



- 由赤道到纬度 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 为**近赤道带**，有巨大的**正辐射平衡**引起的热量流入之外，还有由于**水分交换而引起的巨大的热量流入**。这些热量保证了大气平流和海洋平流的巨大的热量消耗。对于大气平流和海洋平流来说，比较窄的**近赤道带是非常重要的能量来源**。
- 由近赤道带向南和向北的地带便称为热带（它也包括一部分副热带区域），在这些地区中**辐射平衡为正值并通常随着纬度增加而减少**，这里在水分交换上消耗的热量达到相当大的数值，在大部分热带地区，水分交换上消耗的热量接近于辐射平衡值。因此，在大气平流消耗的热量是不大的，因洋流而产生的热量调整也比较小。



- 在纬度 $35^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 地区为过渡带，这里在热量平衡各分量中的热量收入和支出是接近于平衡的，亦即热量平衡各分量年平均的绝对值都是不大的。在南北纬 40° 附近，地-气系统的能量平衡值为 0。随着纬度的增大，能量平衡值的负值加大。**负的能量平衡值通过大气平流、水分交换和洋流而产生的热流入量而得到补偿。**
- 在任何纬度上，下垫面的辐射平衡均大于地-气系统的辐射平衡（这是温室效应的结果），所以在任何纬度上的**大气辐射平衡都是负值**。而且随纬度的变化均比较小，凝结热量和湍流热量均为正值，这两项值补偿了负的辐射平衡值。



(四) 地表面的热量平衡

沈阳农业气象学



1. 地面冷热源的定义

- 如果某地区的 $LE+P$ 为正值，表示地表面有热量供给大气。反之，如果 $LE+P$ 为负值，表示地表面从大气中取得热量。

由热量平衡方程可知： $R-Q_A=LE+P$

也就是说用 $R-Q_A$ 也同样可以反映地表面的热状况。

- 当地表面有热量盈余和向大气输送热量时，称为热源区；当地表面有热量亏负需要大气向地面补偿能量时，称为冷源区。可以以 $R-Q_A$ 或 $LE+P$ 作为冷热源指标。即

$$R-Q_A=LE+P>0 \quad \text{热源区}$$

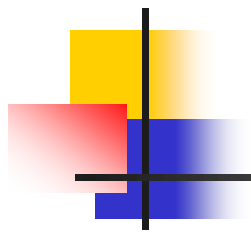
$$R-Q_A=LE+P<0 \quad \text{冷源区}$$



2. 地面冷热源的分布

科学实验

- 对全年而言， $Q_A=0$ ，**冷热源强度的分布与辐射平衡量的分布相一致。**
- 我国基本上是一个热源区**，只有在西藏高原地区，东北的北部和新疆地区在冬季有一两个月是冷源区外，其它各地全年各月都是热源区。
- 冬季（一月），地表热源等值线分布的南高北低特征十分明显，零值等值线在 $40\sim 48\text{ N}$ 之间通过。
- 夏季（七月）全国热源分布为一不对称的鞍形场。两个大的高值区分别位于内蒙高原和淮河以南的整个东南和华南沿海地区。低值区位于滇西南及青藏高原主体部分，另一低值区在我国境内表现不太明显，仅包括山东半岛一角。



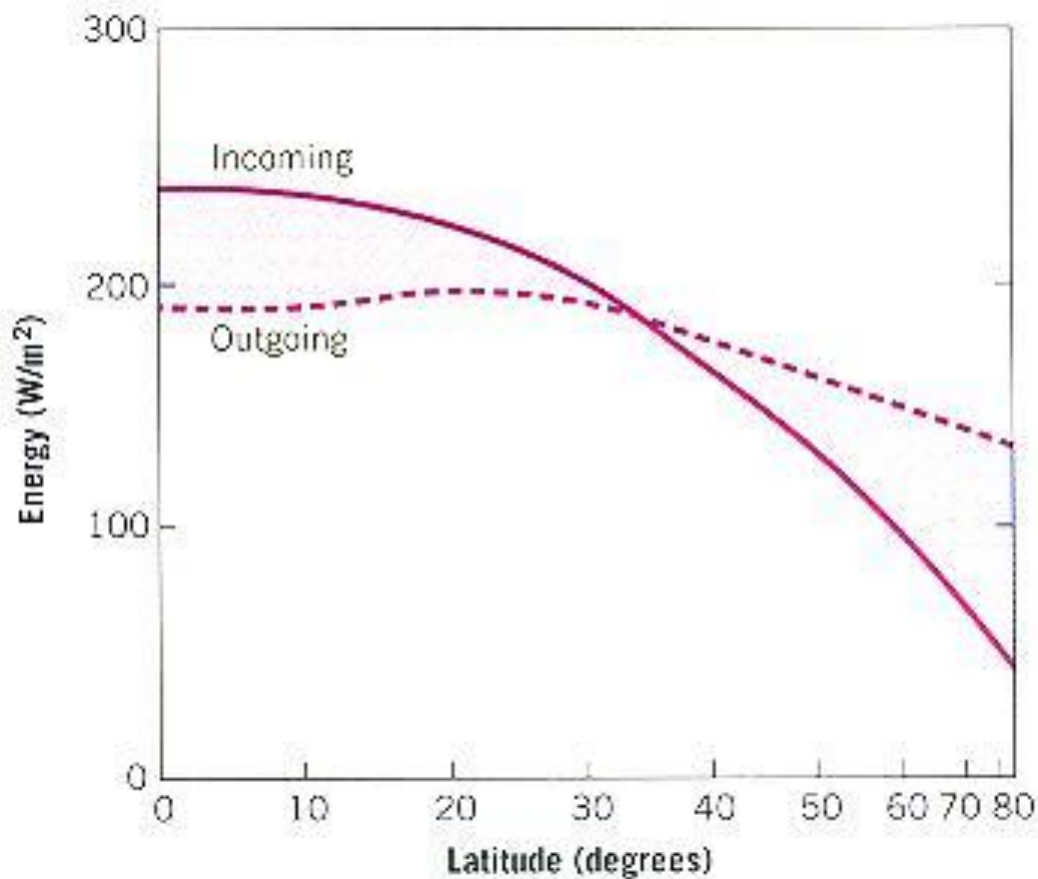
§ 3.2 全球能量平衡

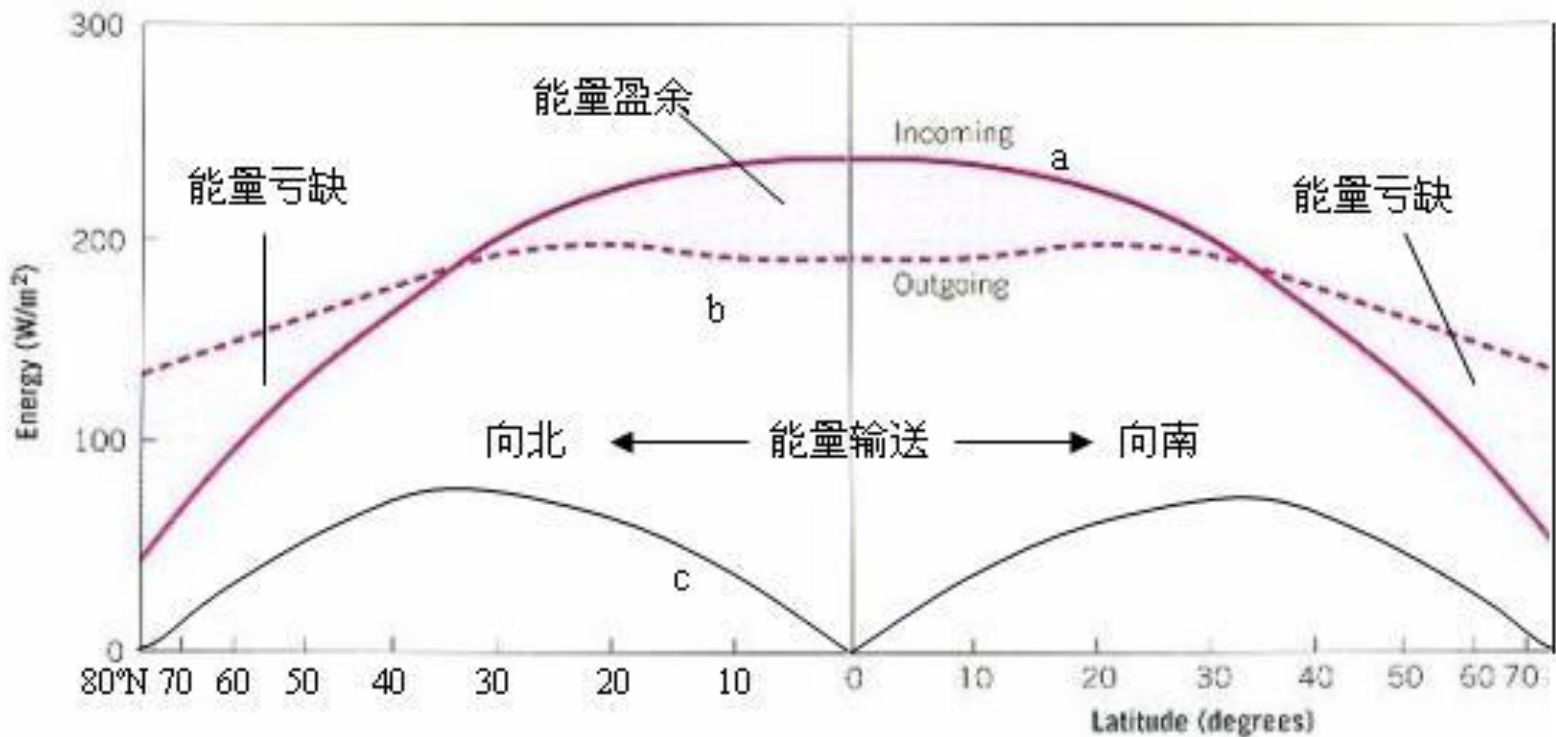
沈阳农业大学大气科学系

一. 热量的经向输送 (主要是热量)

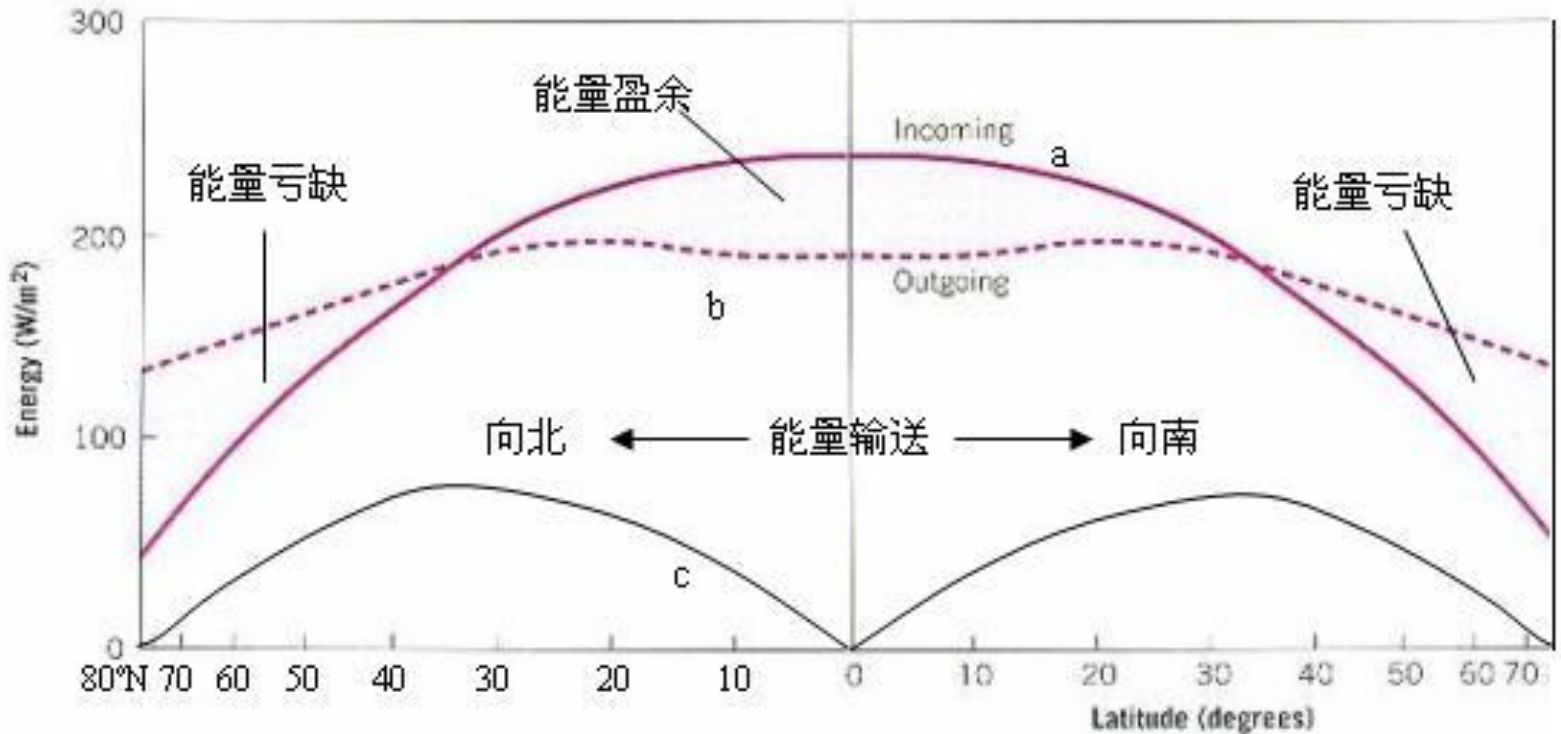
科学实验

- 热量发生经向输送的必然性
- 大约在两半球的30°纬度之间地气系统的辐射过剩，中高纬度地区辐射不足，低纬的过剩与高纬的不足相抵，整个地球保持平衡状态。





低纬的过剩与中高纬的不足将使赤道和极地间的温度梯度加大，导致低纬地区变得越来越热，极地变得越来越冷。事实上，赤道地区并没有逐年变暖，两级地区也没有逐年变冷，这表明在赤道和极地间必须具有某些能量调节机制，从低纬向高纬进行能量的水平输送，如图曲线(c)。

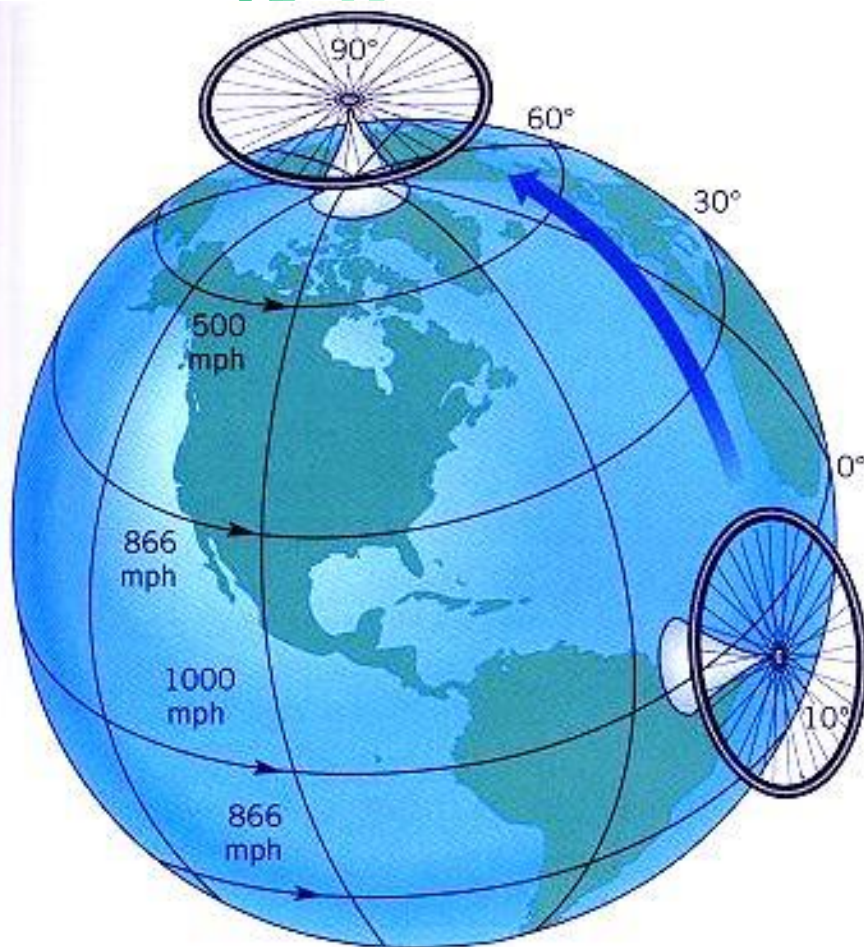


在纬度30~40°之间的能量输送最大。为了与这种能量输送相适应，要求在中纬度地区大气的运动达到最大。因此，在中纬度地区平均来说风速最大，风暴最多，也是地球上天气系统最活跃的地区。

高低纬之间能量的输送方式

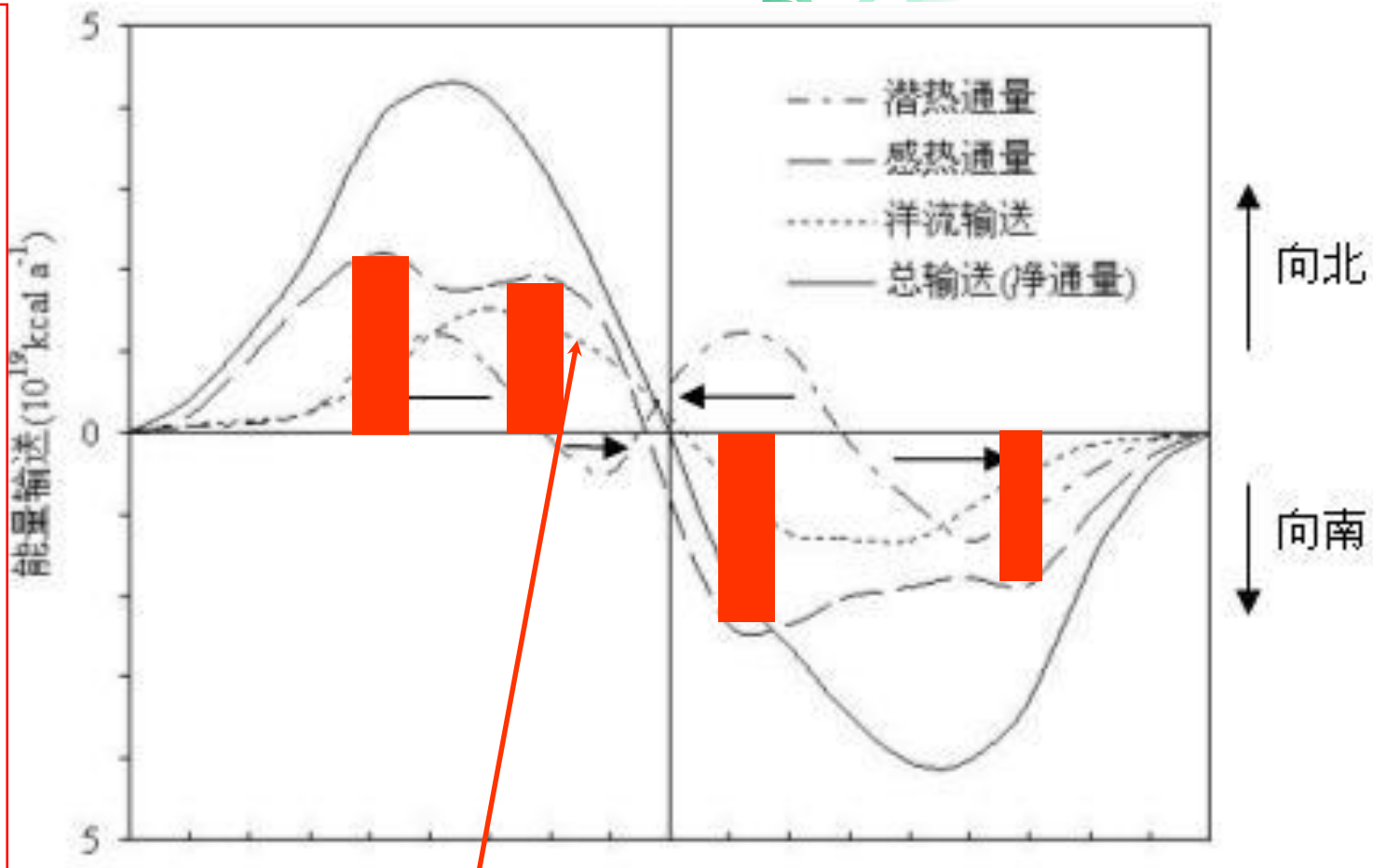
包括三部分：

- 潜热输送
- 海洋输送
- 大气输送



地气系统总能量及各分量的年平均经向输送

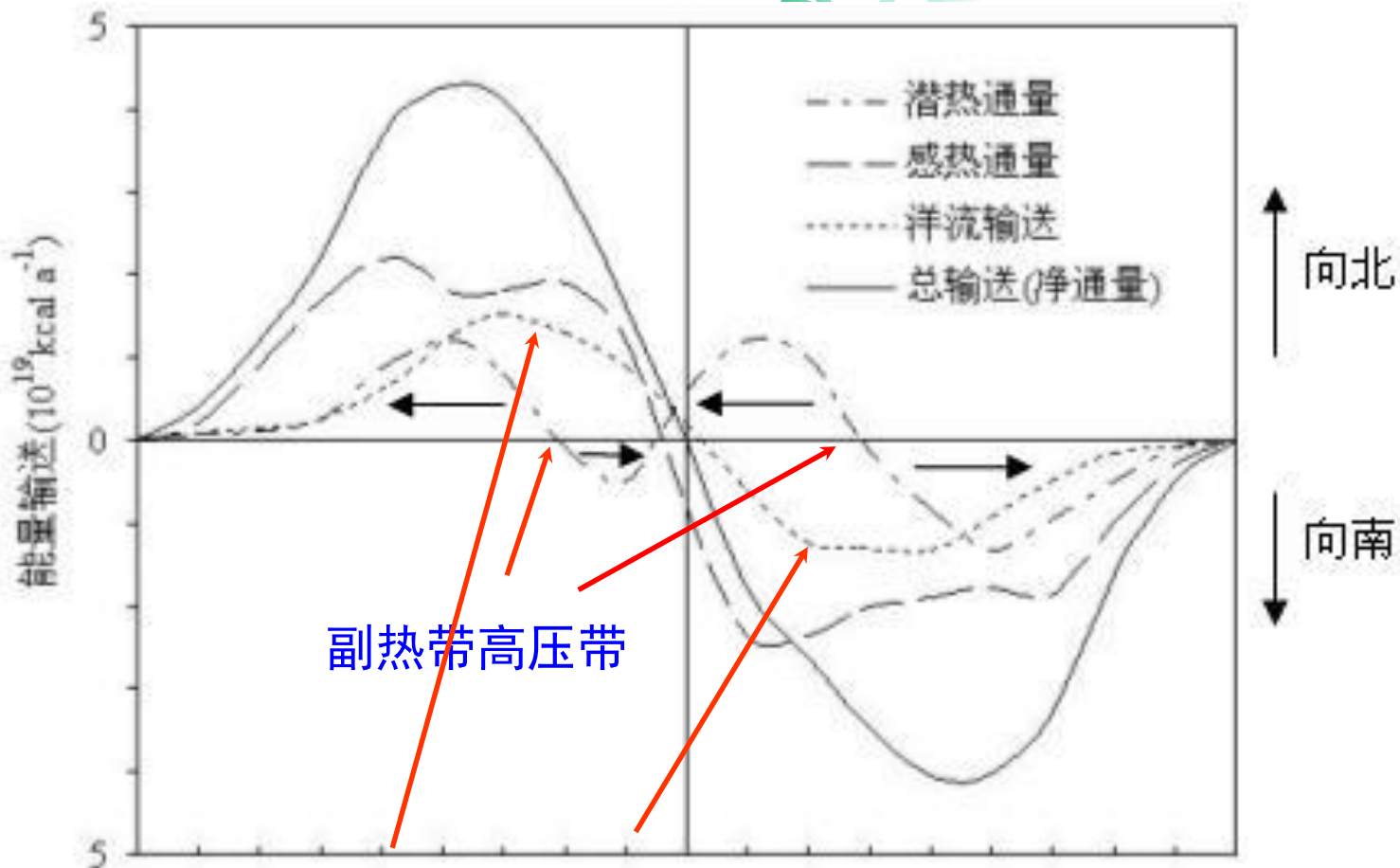
大气中因暖气团进入高纬度地区而产生的感热输送是总能量输送中一个最大的分量。两半球中纬度地区都存在一个指向极地的最大分量。两个最大值在 20° 和 $50\sim 55^\circ$ 附近。



洋流输送与大气输送基本相同，只是数量上要小一些。

地气系统总能量及各分量的年平均经向输送

水汽产生的潜热输送稍有不同，由副热带高压地区向极地和赤道都有潜热输送。



由洋流引起的感热净通量大约在两半球20°处存在一极大值



各种能量输送的比例

气象科学

从各种能量输送的比例来看

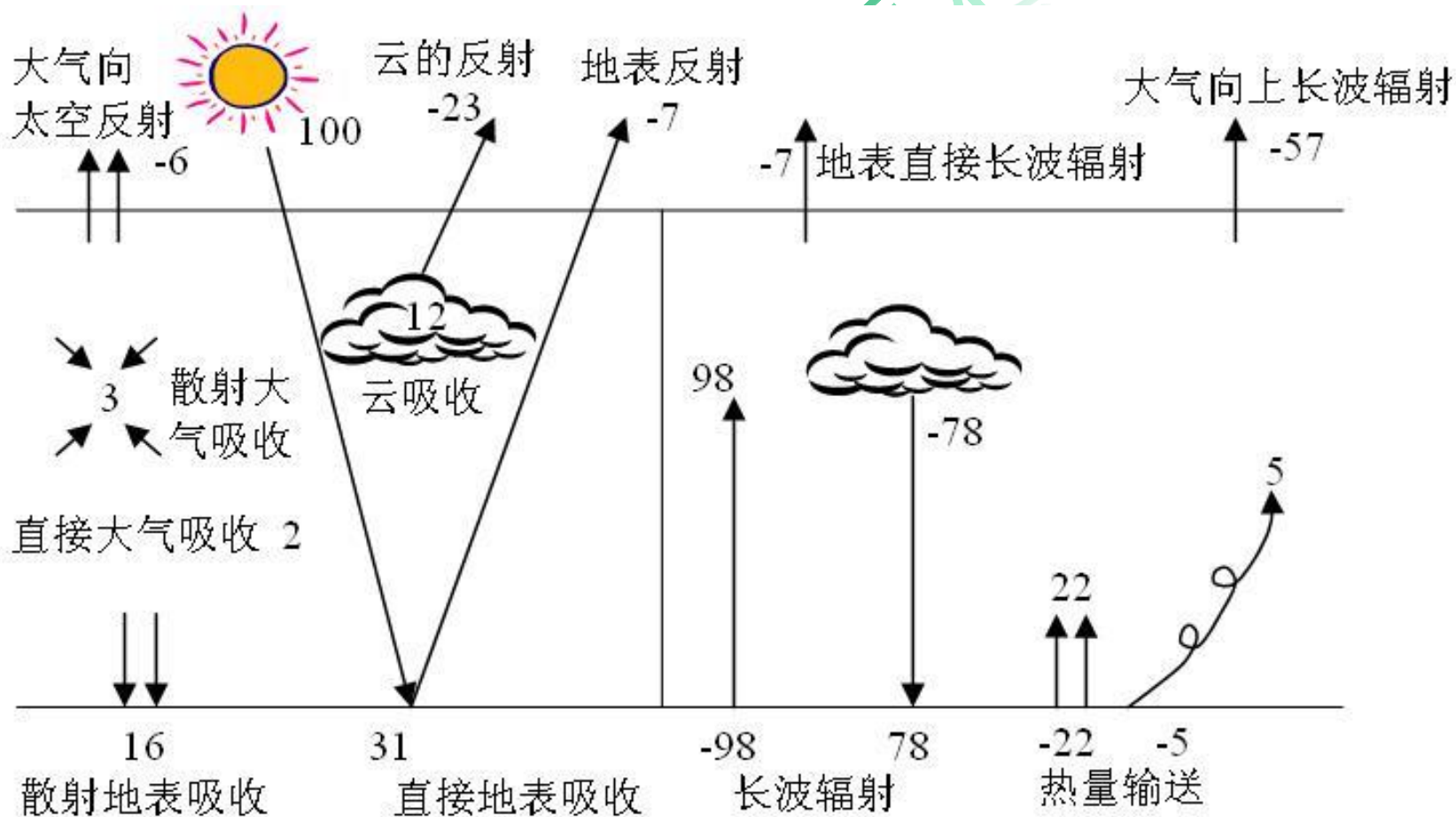
- ❑ 北半球低纬地区，海洋输送占25%，潜热占20%；
- ❑ 南半球低纬地区，海洋输送占20%，潜热占25%；
- ❑ 大气输送的能量在两半球各有两个极大值，一个在15~25°之间的副热带地区，一个在50~60°之间的中纬度地区，它们占总输送量的比例在两半球都超过一半以上，表明在全球辐射收支的经向调整中，大气的经向输送占有重要的位置。



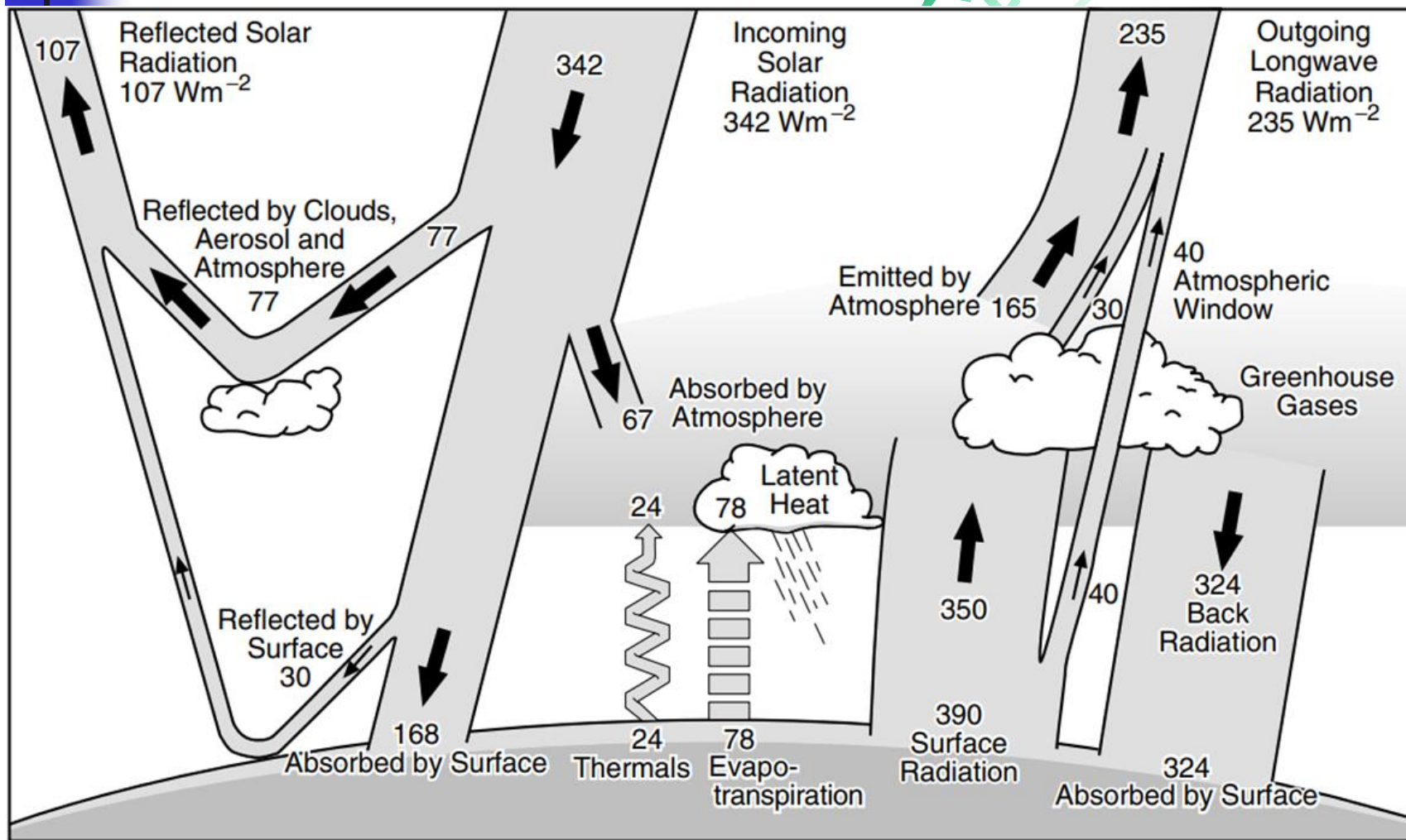
二. 全球能量平衡

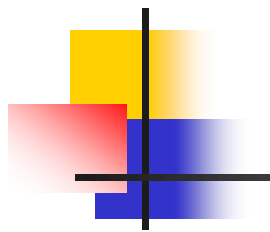
行星地球与宇宙空间处于能量平衡状态。虽然地球气候的变化过程中，可能存在一些时间的不平衡。但人类文明所经历的时间内，还无法检出这之间不平衡的大小。这表明**行星地球与宇宙空间的能量平衡是成立的**。但是，当行星吸收太阳辐射后，要经过一系列复杂的物理、化学、生物过程进行能量的转换和输送，然后再与宇宙空间相平衡。**将这样的过程进行简化，并用图来表示，即为所谓的全球能量平衡模式图。**

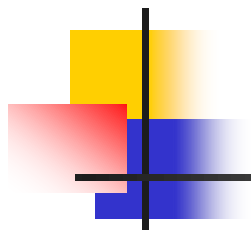
Gates的地球气候系统热量平衡示意图



大學物理



- 
- 系统中任何一个分量发生变化，都会破坏局部，乃至整个的能量平衡，引起气候变化。如：太阳常数、日地之间天文参数等的变化都会影响接受的辐射能的大小。
 - 行星反射率的变化也是一个很重要的因素。直接影响气候系统接受的太阳辐射。如地球云量、植被、冰雪面积的变化等均可能影响地球的反射率从而破坏整个气候系统的能量平衡。
 - 另外，水汽、CO₂等温室气体的变化、火山活动、海表温度变化等，都会影响气候系统的辐射平衡和能量平衡。
 - 气候系统能量平衡的各个分量是在不断变化的，**平衡是相对的、短暂的**。正因为如此，才造成地球气候的形形色色的多种时、空尺度的变化。



The End

沈阳农业大学大气科学学院

Penman方法推导

计算水域的蒸发时，可根据观测资料配合试验式计算。最简单的方法就是将总蒸发量与空气饱和差或干湿球温度差联系起来公式。较复杂的一些关系式则进一步考虑气温、湿度、风速、日照时数以及其它因子的影响，通常用下列形式表示

蒸发面温度下的
饱和水气压

$$E = (e_s - e_d) f(u)$$

某高度的空
气水气压

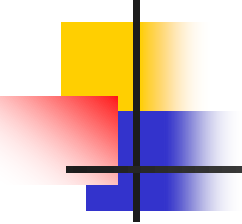
对于 $f(u)$ 来说，不同作者得出许多不同的式子，在大多数情况下其形式为

$$f(u) = a + bu$$

或

$$f(u) = au^n$$

式中 a ， b ， n 都是系数。



H. L. Penman于1948年根据空气动力学和能量平衡理论，推求出的自由水面蒸发量的计算公式如下：

$$E = (e_s - e_d) f(u) = 0.35 \left(1 + \frac{u_2}{100} \right) (e_s - e_d) \quad (\text{mm d}^{-1})$$

$$f(u) = 0.35 \left(1 + \frac{u_2}{100} \right)$$

2m高处日平均风速

根据热量平衡方程

$$R = LE + P + Q_A + Q_S$$

将能量转化为蒸发量mm

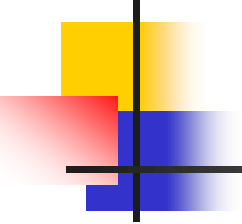
忽略 Q_A 、 Q_S

$$R = LE + P$$

收入的短波辐射

支出的长波辐射

$$R = A - B$$



天文辐射量

反射率

$$A = \bar{W}_0 (1 - \alpha) \left(0.18 + 0.55 \frac{n}{N} \right) \quad (\text{mm d}^{-1})$$

$$B = \sigma T_a^4 \left(0.56 - 0.092 \sqrt{e_d} \right) \left(0.10 + 0.90 \frac{n}{N} \right) \quad (\text{mm d}^{-1})$$

日照百分比

由 $\beta = P/LE$ 和 $R = LE + P$ 可以得出

$$E = \frac{R}{L(1+\beta)} = \frac{H}{1+\beta}$$

水面

$$E_0 = \frac{H}{1 + \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_d}}$$

$$\text{令 } E = E_0$$

$$E = \frac{R}{L(1+\beta)} = \frac{H}{1 + \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_d}}$$

$$\beta = P/LE = \frac{-\rho C_p K \frac{\partial T}{\partial z}}{-\rho LK \frac{\partial q}{\partial z}}$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{0.622}{p'} \frac{\partial e}{\partial z}$$

$$(p' = p - 0.378e)$$

$$\beta = \frac{C_p}{L} \frac{p'}{0.622} \frac{\partial T / \partial z}{\partial e / \partial z} = \gamma \frac{\partial T / \partial z}{\partial e / \partial z}$$

用差分的形式表示

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} = \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_d}$$



Penman进一步引入道尔顿公式

$$E_0 = (e_s - e_d) f(u)$$

由于 T_s 和 e_s 不易测得，故Penman提出用 T_a 时的饱和水气压 e_a 代替 e_s ，令此时的 E_0 为 E_a ， E_a 称为**空气干燥力**，则

$$E_a = (e_a - e_d) f(u)$$

$$\frac{E_a}{E_0} = \frac{e_a - e_d}{e_s - e_d} = 1 - \frac{e_s - e_a}{e_s - e_d} = 1 - \frac{e_s - e_a}{T_s - T_a} \frac{T_s - T_a}{e_s - e_d}$$

$$\Delta = \frac{e_s - e_a}{T_s - T_a} = \frac{de_a}{dT_a}$$

$$\frac{T_s - T_a}{e_s - e_d} = \frac{1 - E_a/E_0}{\Delta}$$

$$E_0 = \frac{H}{1 + \gamma \frac{1 - E_a/E_0}{\Delta}} \Rightarrow E_0 = \frac{\Delta H + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

Penman公式

$$E_a = (e_a - e_d) f(u) = 0.35 \left(1 + \frac{u_2}{100} \right) (e_a - e_d) \quad (\text{mm d}^{-1})$$