

第四章 气候系统的水分过程

全球水组成及水分循环示意图



4.1 水分循环概念

4.1.1 水分循环的定义

**水分循环** 地球上各种形态的水(主体), 在**太阳辐射和重力作用**下(能量来源), 通过**蒸发、水汽输送、凝结降水、下渗以及径流**等环节(大尺度环节), 不断地发生**相态转换和周而复始运动**的过程, 称为水分循环。

4.1.2 水分循环的尺度

- 总述** 空间尺度和时间尺度差异大
- 全球循环** **海陆间**的水分循环 (大循环): 循环的过程慢, 水汽运行的路程长。
- 区域循环** **海洋或陆地内**的水分循环 (小循环): 循环的过程快, 水汽运行的路程短。
- 水土植循环** **水-土-植**水分循环 (微小循环): 土壤、植物和水分构成的相互作用的系统。

4.1.3 水分循环的意义

- 意义**
- ① 圈层作用: 水分循环使地球上水体组成一个连续的、统一的**水圈**, 把气候系统**五大圈层**联立成既互相联系、又互相制约的**有机整体**。
  - ② 水分循环使地球上的**物质和能量得到输送**。水汽与潜热能量
  - ③ 水分循环使**海洋与陆地之间的联系**十分紧密。
  - ④ 水分循环使地球上的**水周而复始地补充、更新** (如大气更新时间大约是 8 天), 是可再生的资源。

4.1.4 影响水分循环的因素

- 气象因素** 风、温度、湿度等
- 下垫面因素** 地形、地质、地貌、土壤、植被等
- 人类活动** **水利工程**、水库、大坝、农林措施等
- 外部驱动** 太阳辐射、重力作用、人类活动
- 内部驱动** 大气环流、气象因素、下垫面因素

4.2 水分循环过程

4.2.1 地表蒸发

4.2.1.1 基本概念

- 蒸发** 水分从**物体表面**即蒸发面向大气逸散的现象称为蒸发
- 蒸散** **植被地段**的地面蒸发和**植物蒸腾**统称为蒸散。 两者统称为**蒸散发**。
- 蒸发率** **蒸发与凝结是同时发生的**, 定义单位时间从蒸发面单位面积上逸散到大气中的水分子数与从大气中返回到蒸发面的水分子数的**差值** (当为正值时) **称为蒸发率** (或**地面净水汽输送通量**), 简称蒸发, 用于表示蒸发面蒸发快慢的特征量。 **单位:**  $mmh^{-1}$
- 蒸发潜热**  $L = 2500.8 - 2.36t_0$  ( $Jg^{-1}$ )  $t_0$ 为蒸发面温度

4.2.1.2 地表蒸发的计算

- 涡动相关法** 涡动相关法  $E = \overline{\rho w'q'}$  ( $kgm^{-2}s^{-1}$ ) 需要时间分辨率极高的观测值, 脉动仪
- 湍流相似法** 湍流相似法  $E = -\rho U_* q_*$
- 整体动力学** 整体空气动力学方法  $E = \rho C_E U (q_s - q)$

**湍流扩散法** 湍流扩散理论  $E = -\rho K \frac{\partial q}{\partial z}$

上述四种方法与前述基本一致。

**热量平衡法** 即地表蒸发的气候学计算。陆地上年平均可忽略  $Q_s$  热量平衡方程简化为  $R = LE_{\text{感热}} + H_{\text{潜热}}$

定义**波文比**:  $\beta = \frac{H}{LE}$  表示感热和潜热的相对大小。地面蒸发量的计算公式:  $E = \frac{R}{L(1+\beta)}$

该方法计算的不是实际蒸发, 计算的是水分充足时能够蒸发的量值(潜在蒸发), 辐射全部分配蒸发。

#### 4.2.1.3 潜在蒸发

**潜在蒸发** 在**供水充分条件下**, 单位时间从单位蒸发面面积散逸到大气中的水分子数与从空气返回到蒸发面的水分子数之差值(当为正值时)称为**蒸发力**或**潜在蒸发(Potential evaporation)**。(用PET或 $E_0$ 表示)

例如西北地区潜在蒸发非常大, 但实际蒸发相当小。水面的蒸发也是潜在蒸发。

**彭门公式** 定义**波文比**:  $\beta = \frac{H}{LE} = \frac{\rho C_p C_T U (T_s - T_a)}{\rho L C_E U (e_s - e_d)}$  水温与大气温度之差  $\approx \frac{C_p T_s - T_a}{L e_s - e_d}$  令  $C_T = C_E$ ,  $\gamma = \frac{C_p}{L}$  为**干湿表常数**

水面上的蒸发为**潜在蒸发**, 即蒸发力, 用 $E_0$ 表示:  $E_0 = \frac{R_0}{1 + \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_d}}$   $R_0 = \frac{R}{L}$

其中  $R = Q \times (1 - \alpha) - F$   $Q = S_0(a + bs)$   $F = F_0(1 - cn)$   $F_0 = \varepsilon \sigma T^4(a - b\sqrt{e})$

考虑到 $T_s, T_a$ 分别是水面温度(非常规观测)和气温, 水面温度很难测量或计算, 需要替换掉 $T_s - T_a$

$e_s, e_d$ 分别是水面温度下的饱和水汽压和空气实际水汽压, 同样水面温度无法获得

**道尔顿公式**  $E_0 = f(u)(e_s - e_d)$   $e_s = 6.112 \exp \frac{17.27T_s}{T_s + 237.3}$

**干燥力** 用空气饱和水汽压 $e_a$ 代替 $e_s$ , 则**空气的可能蒸发**(或空气的**干燥力, VPD**):  $E_a = f(u)(e_a - e_d)$   
反映了大气的干燥程度, 定义为饱和水汽压和实际水汽压之差、风速条件。

其经验公式为  $E_a = 0.35 \left(1 + \frac{u}{100}\right) (e_a - e_d)$

**计算**  $\frac{E_a}{E_0} = \frac{e_a - e_d}{e_s - e_d} = \frac{e_s - e_d - e_s + e_a}{e_s - e_d} = 1 - \frac{e_s - e_a}{e_s - e_d}$   $\frac{e_s - e_a}{e_s - e_d} = 1 - \frac{E_a}{E_0}$  令  $\Delta = \frac{e_s - e_a}{T_s - T_a} \approx \frac{de_a}{dT_a} \rightarrow T_s - T_a = \frac{e_s - e_a}{\Delta}$

$E_0 = \frac{R_0}{1 + \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_d}} \approx \frac{R_0}{1 + \gamma \frac{e_s - e_a}{\Delta(e_s - e_d)}} = \frac{R_0}{1 + \frac{\gamma}{\Delta} \left(1 - \frac{E_a}{E_0}\right)}$   $E_0 = \frac{\Delta R_0}{\Delta + \gamma} + \frac{\gamma E_a}{\Delta + \gamma}$

**讨论** 由上式可见, 潜在蒸发受到两个因素影响:

① 可供蒸发耗热的热量条件 $R_0$  ② 空气湿度饱和差和水汽输送的动力条件  $E_a$

南方地区大晴天衣服容易干, 西北地区即使没有太阳衣服也很快变干。

**实际蒸发** 实际地表蒸发与水面蒸发的关系:  $E = cE_0$   $c (< 1)$ 是与地表性质有关的经验系数

实际蒸发一定小于潜在蒸发

#### 4.2.1.4 潜在地表面蒸发—研究与业务

**彭门公式** **Penman-Monteith(彭曼-蒙蒂斯)公式** 上述分析为理论分析, 该彭门公式为联合国粮农组织 1998 年提出的彭曼潜在蒸发公式的修正, 用于计算作物冠层的蒸发蒸腾, 其计算方法为:

$$PET = \frac{0.408\Delta(R - Q_s) + \gamma \frac{90}{t + 273} u_2 (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad E_0 = \frac{\Delta R_0}{\Delta + \gamma} + \frac{\gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$
$$E_a = 0.35 \left(1 + \frac{u}{100}\right) (e_a - e_d)$$

**Thornthwaite** 还有一种简化方法: Thornthwaite 方法  $PET = 16.0 \times \left(\frac{10T_i}{H}\right)^A$  其在我国东部地区的误差较小

**潜在蒸散量** **PET** 潜在蒸散量, 此处是指月的潜在蒸散量, 单位为毫米每月 (mm/mon)

$$H_i = \left(\frac{T_i}{5}\right)^{1.514} \quad H = \sum_{i=1}^{12} H_i = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5}\right)^{1.514}$$

$T_i$  月的平均气温, 单位为摄氏度  $H$  年热量指数  $A$  常数

$$A = 6.75 \times 10^{-7} H^3 - 7.71 \times 10^{-5} H^2 + 1.792 \times 10^{-2} H + 0.49$$

当月平均气温在零度以下时,  $H = 0$ ,  $PET = 0$

**相对湿度**  $MI = \frac{P - PET}{PET}$  表示某区域特定时段**相对湿度**

其他指标 其中  $P$  某区域特定时段的降水量(mm) PET 某区域特定时段的潜在蒸散量  
 标准化降水蒸散指数、帕默尔干旱指数等干旱指数的计算都与潜在蒸发有关

### 4.2.1.5 地表蒸发

引入 假设右边左右两个区域地表净辐射相同，请问潜在地表蒸发和实际地表蒸发哪个大？

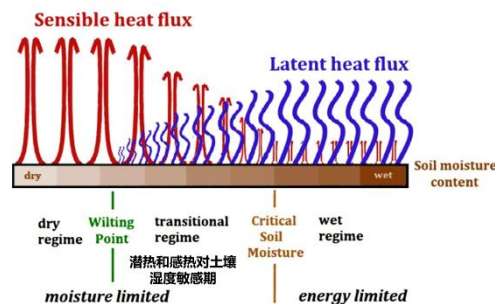
实际蒸发率 潜在蒸发 $E_0 = \frac{\Delta R_0}{\Delta + \gamma} + \frac{\gamma E_a}{\Delta + \gamma}$  +湍流扩散理论  $E = -\rho K \frac{\partial q}{\partial z}$

- 影响因素
- ① **水分**：蒸发面可供蒸发的水分
  - ② **能量**：蒸发面上水分子能获得多少能量-地表净辐射
  - ③ **空气湿度饱和差**
  - ④ **动力**：湍流（风、大气稳定度等）

土壤情况 土壤湿度对具有固定可用能量的表面热通量分配的影响  
 随着土壤湿度减小，逐渐由潜热变为感热。  
 左边有枯萎点，右边为土壤临界含水量。



左边实际蒸发大，右边潜在蒸发大



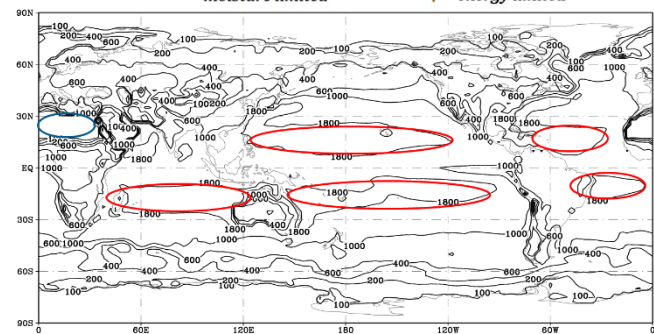
### 4.2.1.6 地表蒸发的分布

全球分布

- ① **带状分布规律**：主要发生在海洋上，副热带地区最大（能量（地表净辐射）、动力和空气湿度饱和差在该纬带达到最强的组合）赤道地区的能量大于副热带，但是**动力和空气湿度饱和差弱于副热带**，偏弱的影响程度强于能量；副热带向高纬，能量减弱起主导作用，即蒸发随纬度而减小。

② **纬向分布**：同在副热带，**陆地上的蒸发小于海洋**，特别是撒哈拉沙漠地区，**水分影响是主要的**。其影响使该地区成为地表蒸发的小值中心。

中国分布 从中国大陆地区，东南向西北地表蒸发逐渐减小



平均年蒸发量（mm）全球分布