

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【主要】 **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}

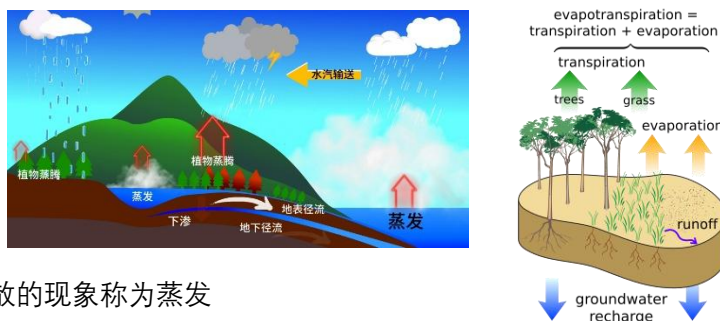
蒸发潜热 $L = 2500.8 - 2.36t_0$ (Jg^{-1}) t_0 为蒸发面温度 表示**单位水量蒸发到空气中的能量**

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 潜在地表面蒸发的研究与业务应用

彭门公式 **Penman-Monteith(彭曼-蒙蒂斯)公式** 上述分析为理论分析, 该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:

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

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: 毫米每月 (mm/month)

$H_i = (T_i/5)^{1.514}$ $H = \sum_{i=1}^{12} H_i = \sum_{i=1}^{12} (T_i/5)^{1.514}$

其中 T_i 为月平均气温, 单位为摄氏度, H 为年热量指数, A 为常数

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的**相对湿润情况**

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

其他指标 **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 假设右图左右两个区域地表净辐射相同，问潜在地表蒸发和实际地表蒸发哪个大？

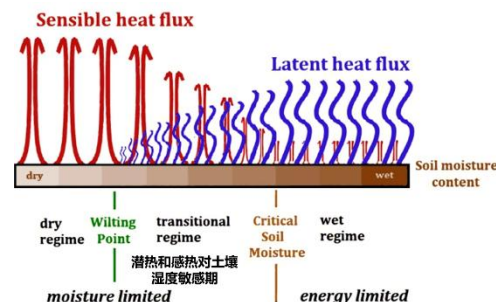
实际蒸发率 潜在蒸发 $E_0 = \frac{\Delta R_0}{\Delta + \gamma} + \frac{\gamma E_a}{\Delta + \gamma}$ + 湍流扩散理论 $E = -\rho K \frac{\partial q}{\partial z}$

- 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，即地表净辐射
 - 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（右图）
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。



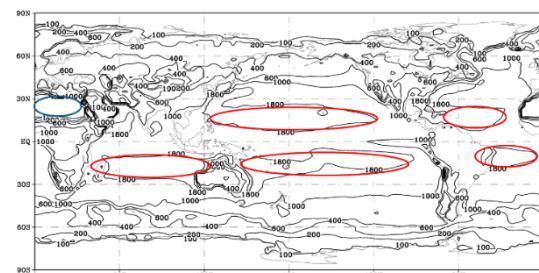
左边实际蒸发大，右边潜在蒸发大



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。其影响使撒哈拉沙漠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

4.2.2 大气中的水汽输送

4.2.2.1 大气中水含量

定义 从地面到大气顶单位面积大气柱中的水分含量

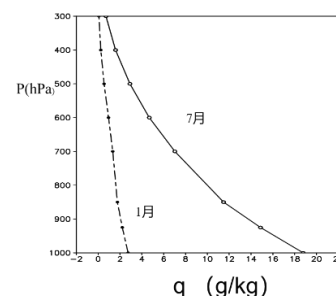
计算 $W_a = \int_0^{z_\infty} a(z) \text{绝对湿度} dz = \int_0^{z_\infty} \rho q \text{比湿} dz \rightarrow W_a = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_\infty} q(p) dp$

单位 Kg m^{-2} (= mm) 大气含水量的量值很小，一般在10~50mm之间

差分计算 $W_a = \sum \frac{q(p_i) \Delta p_i}{g} = \sum \frac{1/2(q(p_i) + q(p_{i+1}))}{g} (p_i - p_{i+1})$

全球分布 大气可降水量夏季大于冬季，水汽量随高度而减小，集中在对流层下

- ① **带状分布规律**：随纬度而减小（北半球大于南半球）
- ② **纬向分布**：同一纬度，一般海洋大于陆地
- ③ **季节变化**：夏季大于冬季，季节变化明显，最大变化在副热带



水汽平均垂直分布

	北半球	南半球	全球
1月	19	25	22
7月	34	20	27

大气中的平均水汽含量

4.2.2.2 大气中的水汽输送

水汽输送 大气中的水分由副热带向赤道和高纬传输，由大气环流来实现。

模型计算 取与南北向风速 $V(x, y, z, t)$ 垂直的面元：ABCD： $dx dz$ (m^2)

单位时间通过ABCD面的空气质量为 $\rho dx dz V$ kgs^{-1}

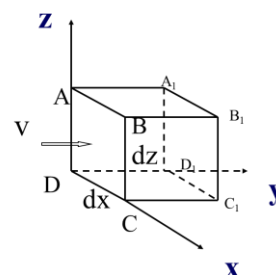
水汽输送 $W = \rho dx dz V q$ $\text{gs}^{-1} \xrightarrow{\text{静力方程}} W = -\frac{Vq}{g} dx dp$ gs^{-1} ①

方程①对 $dx dp$ 积分，得到整个纬圈，单位时间的水汽经向输送：

$$W_0 = -\iint \frac{Vq}{g} dx dp \quad \text{gs}^{-1}$$

方程①两边除以 dx ，并取 $dx = 1\text{m}$ ，得到单位纬向距离，垂直方向 $-dp$ ，单位时间的水汽输送：

$$W_1 = \frac{W}{dx} = -\frac{Vq}{g} dp \quad \text{gm}^{-1}\text{s}^{-1} \quad \text{②} \quad \text{方程②两边除以 } -dp, \text{ 并取 } -dp = 1 \text{ Pa}, \text{ 得到}$$



纬向单位距离1m, 垂直方向单位气压1Pa, 单位时间的经向水汽输送:

$$W2 = \frac{W1}{-dp} = \frac{Vq}{g} \left(\frac{ms^{-1} \cdot gkg^{-1}}{ms^{-2}} \right) = (s \cdot gkg^{-1}) \quad gm^{-1}s^{-1}Pa^{-1}$$

方程②, 从地面到大气顶积分, 得到单位纬向距离, 单位时间的经向水汽输送 (E):

$$E = -\frac{1}{g} \int_{P_0}^0 Vqdp \quad \text{转换为差分: } E = \frac{1}{g} \sum_{i=1}^n V_{i+\frac{1}{2}} q_{i+\frac{1}{2}} \Delta P_i \quad gm^{-1}s^{-1}$$

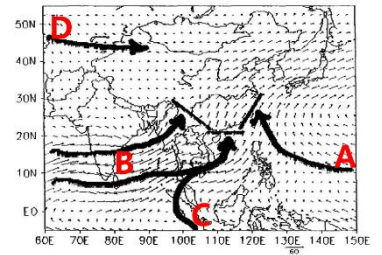
物理意义 上述公式表示每秒在 1m 纬圈范围内, 南北方向输送的水汽量。

4.2.2.3 中国夏季水汽输送特征

水汽通道 A: 西北太平洋 B: 印度洋和孟加拉湾

C: 越赤道气流 D: 中国西北边境

体现了南亚季风、南海季风、副热带季风、中纬度西风带的影响。



中国东亚季风区 1958-1998 年夏季平均水汽输送 通量矢量分布

4.2.3 降水

4.2.3.1 定义与形成条件

定义 云中的液态或固态水在重力作用下, 克服空气阻力, 从空中降落到地面的现象, 称为降水(precipitation)

形成条件

- ① **水汽**, 降水形成的物质基础
- ② 水汽**凝结的热力条件** (如 $f = q/q_s(T)$ 达到过饱和)
- ③ 水汽**凝结的动力条件** (环流系统)

4.2.3.2 全球空间分布

总述 降水水平分布极其复杂, 局地性很强, 各纬度带降水很不均匀, 受到上述三个条件互相影响。陆地降水的水汽将近 90% 来自于海洋。

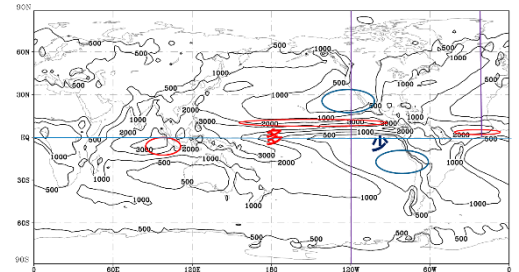
带状分布 主要受水汽、行星环流系统控制。

包括气旋、锋面、副热带高压带、ITCZ 等影响。

纬向分布 主要讨论赤道上的纬向分布, 受到纬向环流控制。

区域高值 主要由于季风、地形、海流等影响。

地形作用 南美洲安第斯山脉分隔热带雨林和热带沙漠。



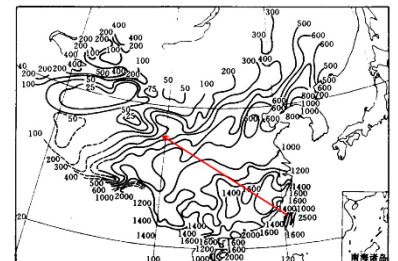
全球年降水量(mm)气候场

4.2.3.3 中国空间分布

总体趋势 从东南向西北具有减小的趋势, 主要受水汽控制。

800mm 以上为湿润区, 200mm 以下为干旱区

局地情况 局地大值中心, 收到动力条件 (环流、地形等) 影响, 局地性强



中国年降水量的空间分布

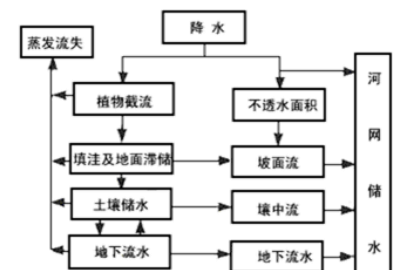
4.2.4 径流

4.2.4.1 径流的形成

径流 径流包括地表径流和地下径流, 陆地上空的降水通过径流回归海洋

形成过程 由降雨到水流汇集到出口断面的整个物理过程称为径流形成过程。

- ① **降水过程**: 降雨是造成径流的必要条件。
- ② **流域的蓄渗过程**: 植物截留、下渗、洼地蓄水等过程。
- ③ **坡面漫流过程**: 对净雨在时程上起到了再分配的作用。
- ④ **河网汇流阶段**: 洪水波的形成和运动过程, 河流断面水位变化
- ⑤ **地下径流过程**: 一般很稳定。



4.2.4.2 河川径流特征量

径流总量 一定时间内通过河川横断面的水量, 称为径流总量。 $W = \bar{Q}T$

径流系数 任意时段内流域平均的径流深度与流域平均降水量之比。判断水分的留存情况 $a = f/r$

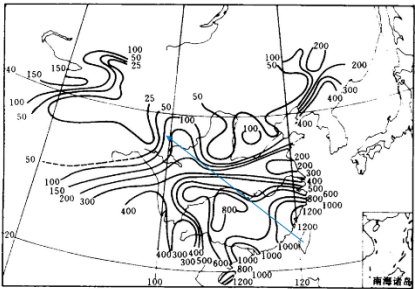
径流变率 模比系数: 任何时段的平均径流量与同期多年平均径流量之比, $K_i = Q_i/Q_0$

4.2.4.3 河川径流的时间变化

年内变化 季节(年)变化，一年内径流(河槽水位)的变化：可分为**汛期、平水期、枯水期**
年际变化 径流的年际及年代际变化，同一时期不同年份或年代之间的径流之差异。

4.2.4.4 中国的径流分布

我国分布 东南沿海 800-1200mm 长江流域：400-800mm
西南山脉：300-400mm 黄河流域：100-200mm
华北东北：<50mm 西北地区：接近于零



中国年径流量的空间分布

4.3 气候系统的水分平衡

4.3.1 地表水分平衡

4.3.1.1 陆地及其水分平衡方程

定义 陆地某一区域在给定时间段内，**水分收入(降水 r_c)与水分支出(蒸发量 E 和径流量 f)**等于该区域在该时段内**水份变化量 ΔW_c** ，长期平均收支达到平衡称为**陆地水分平衡**。

方程 $\Delta W_c = r_c - E_c - f$ 径流 f (表面径流和地下径流)流出为正，流入为负
如果陆地是土壤， ΔW_c 则为土壤湿度的变化；如果是农田， ΔW_c 则是田间持水量和土壤湿度的变化；如果是湖泊和河流， ΔW_c 则为水位的变化。

收支与灾害 **洪，洪水(大水)**：一般指河流、湖泊等水体的水位上涨超过一定水位，威胁有关地区的安全，甚至造成灾害的水流 (**大的径流输入， $-f$ 为大值， ΔW_c 远大于零**)。
涝：指的是低洼地表由于河流洪水或暴雨径流等导致的**积水**，即**水分平衡方程中大的 ΔW_c**
干旱： 气象干旱(降水)、农业干旱(土壤湿度)、水文干旱(径流量)、社会干旱(社会经济情况)
干旱时降水 r_c 较小、蒸发 E_c +径流 f 大于 r_c ， **ΔW_c 远小于零**
地下水漏斗：北方干旱地区取水过多，地下水无法平衡 **海水入侵**：沿海地区地下水入侵

4.3.1.2 海洋及其水分平衡方程

平衡方程 $\Delta W_s = r_s - E_s + f$ 陆地径流 f 最终汇入海洋
多年平均 陆地： $E_{cy} = r_{cy} - f_y$ 其中下标 y 表示多年平均值
海洋： $E_{sy} = r_{sy} + f_y$
全球： $E_{cy} + E_{sy} = r_{cy} + r_{sy}$ **全球蒸发一定等于降水 $E = r$**

区域	面积 10 ⁶ km ²	降水量 10 ⁴ km ³	蒸发量 10 ⁴ km ³	径流量 10 ⁴ km ³
海洋	361	41.2	44.9	3.7
大陆	149	9.9	6.2	-3.7
全球	510	51.1	51.1	—

地球上水份平衡

4.3.1.3 地表水分收支状况

全球平衡 ① 海陆降水量之和等于海陆蒸发量之和
② 海洋蒸发量大于其降水量；陆地蒸发量小于其降水量
③ 海洋蒸发量提供了海洋降水的 85%和陆地降水的 89%
④ 海洋是大气水分和陆地水的主要来源
⑤ 大西洋和印度洋要从太平洋和北冰洋得到相当多的水量
中国平衡 ① 外流区水分循环数值大于内流区
② 外流区的径流系数大于内流区（内流区降水大部分用于湿润局地地表、植被和下渗湿润土壤）
③ 不同外流区的水分循环数值以及径流系数也不同

大洋	降水量	蒸发量	大陆边缘地区的径流	与临近大洋交换的水量
大西洋	780	1040	-200	-60
印度洋	1010	1380	-70	-300
太平洋	1210	1140	-60	130
北冰洋	240	120	-230	350

地球各大洋的水分平衡

4.3.2 大气水分平衡

4.3.2.1 大气水份平衡方程

定义 某一地区在给定的一段时间内，**大气柱中总收入的水汽量与总支出的水汽量之差**，等于该地区这一时段内**大气柱中水汽含量的变化量**。长期平均，达到平衡

方程 $\Delta q_a = Q_{ai} - Q_{ag} + E - P$
 Δq_a 大气柱水汽量的变化 Q_{ai} 大气柱水汽输送流入量 Q_{ag} 大气柱水汽流出量
 E 蒸发进入大气柱水汽量 P 降水减少大气柱水汽量

改写

降水: $P = E + (Q_{ai} - Q_{ag})_{\text{大气柱的水汽辐合}} - \Delta q_a$

$$P - E = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} -\nabla \cdot q \vec{V} dp - \frac{1}{g} \left(\frac{\partial \int_0^{p_s} q dp}{\partial t} \right) \quad \nabla \cdot q \vec{V} = q \nabla \cdot \vec{V}_{\text{动力项}} + \vec{V} \cdot \nabla q_{\text{热力项}}$$

4.3.2.2 经向分布

降水分布 最大在赤道北侧, 副热带有极小值, 中纬度有极大值, 其值在南半球大于北半球。

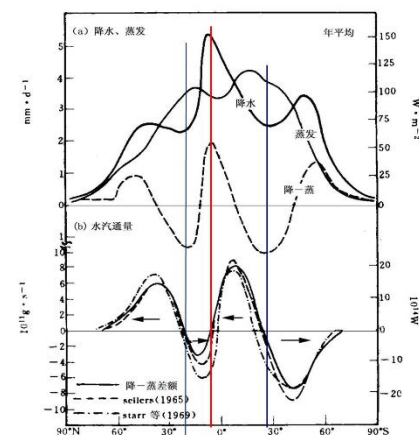
蒸发分布 最大在热带-副热带, 且南半球大于北半球。

水汽通量 赤道北侧为降水最大纬带, 南北水汽在赤道北侧辐合; 蒸发与降水的差值最大处, 分别向北和向南输送水汽。

季节变化 水分经向通量夏季整体向北, 冬季整体向南。

6-8月, 降水主要发生在北半球, 所以有从南向北输送的水汽。

12-2月, 降水主要发生在南半球, 所以有从北向南输送的水汽。



4.3.3 地气系统水分平衡

定义 某一区域的地表及大气柱内, 在给定的时段内, 水分收入与支出的差, 等于该区域在这一时段内的水分变化量, 长期平均达到平衡, 称为地-气系统的水分平衡。

方程 陆地 $\Delta W_c = P_c - E_c - f$

大气 $\Delta q_a = Q_{ai} - Q_{ag} + E - P$

地-气系统水分平衡方程 $\Delta Wq = Q_{ai} - Q_{ag} - f$ 平衡: 区域径流等于区域大气柱水汽的净收入

应用举例 地表水分平衡与大气系统水分平衡方程的联立, 计算地表水分的变化: $\Delta W = Q_{ai} - Q_{ag} - \Delta q_a - f$

$\frac{d(P-E)}{dt} = \frac{d(Q_{ai}-Q_{ag})}{dt} - \frac{d(\Delta q_a)}{dt}$ 将大气水分收支方程应用于研究地表水分收支的变化, 即降水与蒸发之差的线性趋势或气候变化, 表现为与大气柱的水汽辐合以及大气柱水分含量变化速率的联系

数值情况

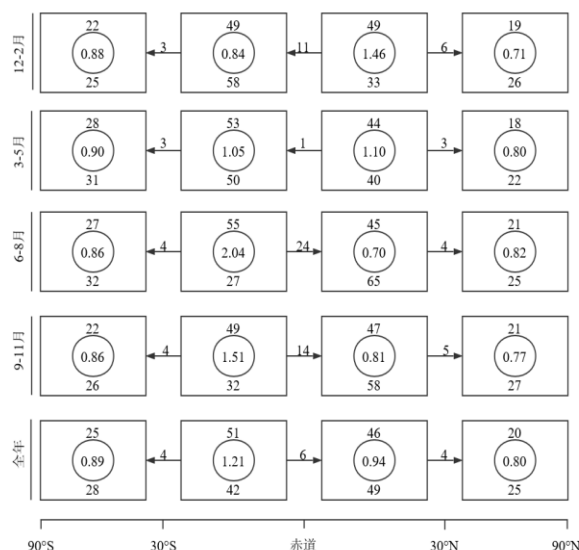
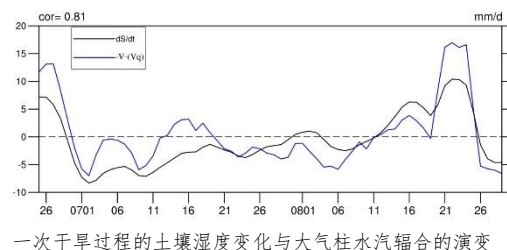
① 全年南半球低纬: 蒸发 51, 降水 42, 蒸发大于降水, 有水汽向北半球和高纬输送, 大气柱水汽含量变化 = $51 - 42 - 4 - 6 = -1$

② 全年北半球低纬: 蒸发 46, 降水 49, 降水大于蒸发, 水汽收入为 6, 输出为 4, 大气柱水汽含量变化 = $46 - 49 + (6 - 4) = -1$

③ 热带地区(全年), 北半球蒸发和降水几乎平衡, 但是南半球的蒸发大于降水。

④ 冬季, 南半球蒸发降水比达到 2.04, 北半球冬季达到 1.46; 而夏季, 南半球为 0.84, 北半球为 0.7。冬季热带地区是全球的主要水汽源地。

⑤ 冬半球低纬度热带地区大量的剩余水汽输送出去, 夏季低纬度有水汽输入。



每个半球热带和温带全部降水(圆圈下数值)、蒸发速率(圆圈内上侧数值)和水汽输送的总汇, 以及区域内蒸发与降水的比率(圆圈内数值)