

# Problem statement

## 问题的提出

- 问题：预报长江汉口站明天的流量过程。
- 解决方案
  - 步骤一：长江汉口站明天的流量过程与哪些因素有关
  - 步骤二：已经收集到长江汉口站以上流域的近2天的降水、蒸发以及干支流资料，分别为 $P=10\text{ mm}$ 、 $20\text{ mm}$ ；蒸发 $E=1\text{ mm}$ 、 $1\text{ mm}$ ；汉口流量为 $6500\text{ m}^3/\text{s}$ 、 $6000\text{ m}^3/\text{s}$
  - 步骤三：继续收集长江汉口站过去10年的资料，进行数据分析。

## 第二章 降雨产流量预报

### C O N T E N T S

- 1 产流量计算概述
- 2 产流方法
- 3 散发量计算
- 4 实测径流
- 5 流量指数模型
- 6 蓄满产流
- 7 产流模型
- 8 混合模型

# 引言

## HYDROLOGIC CYCLE

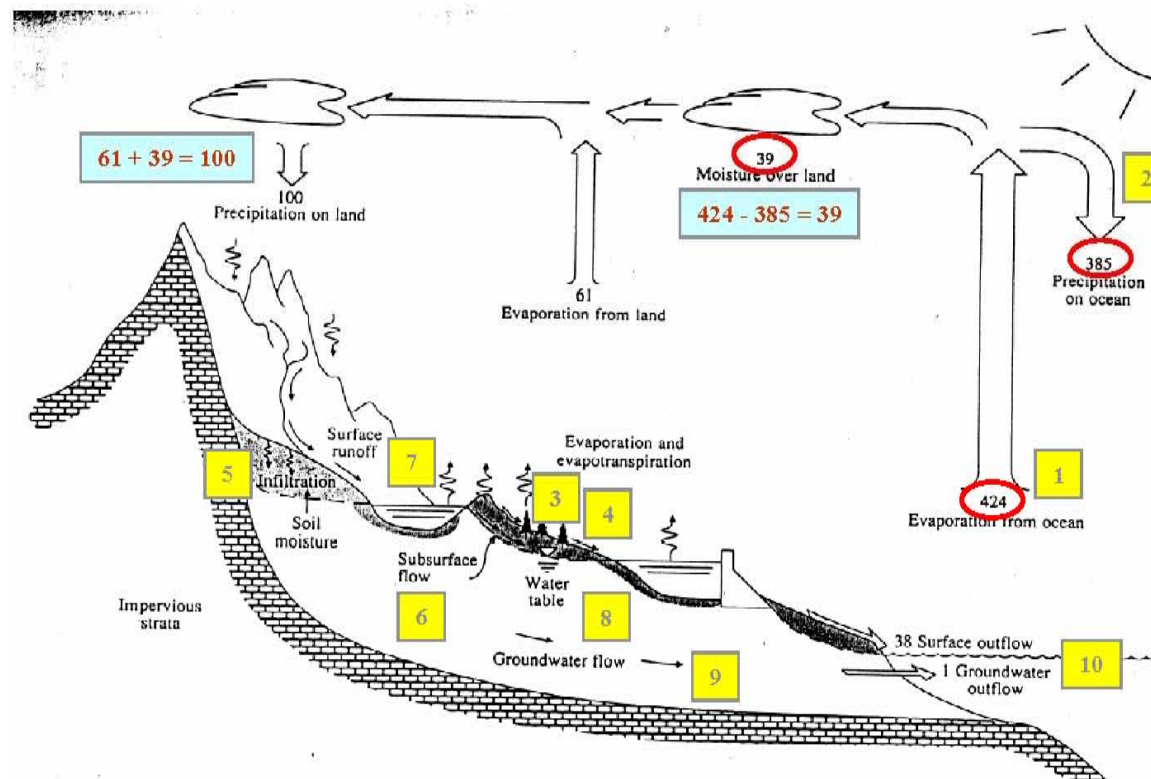
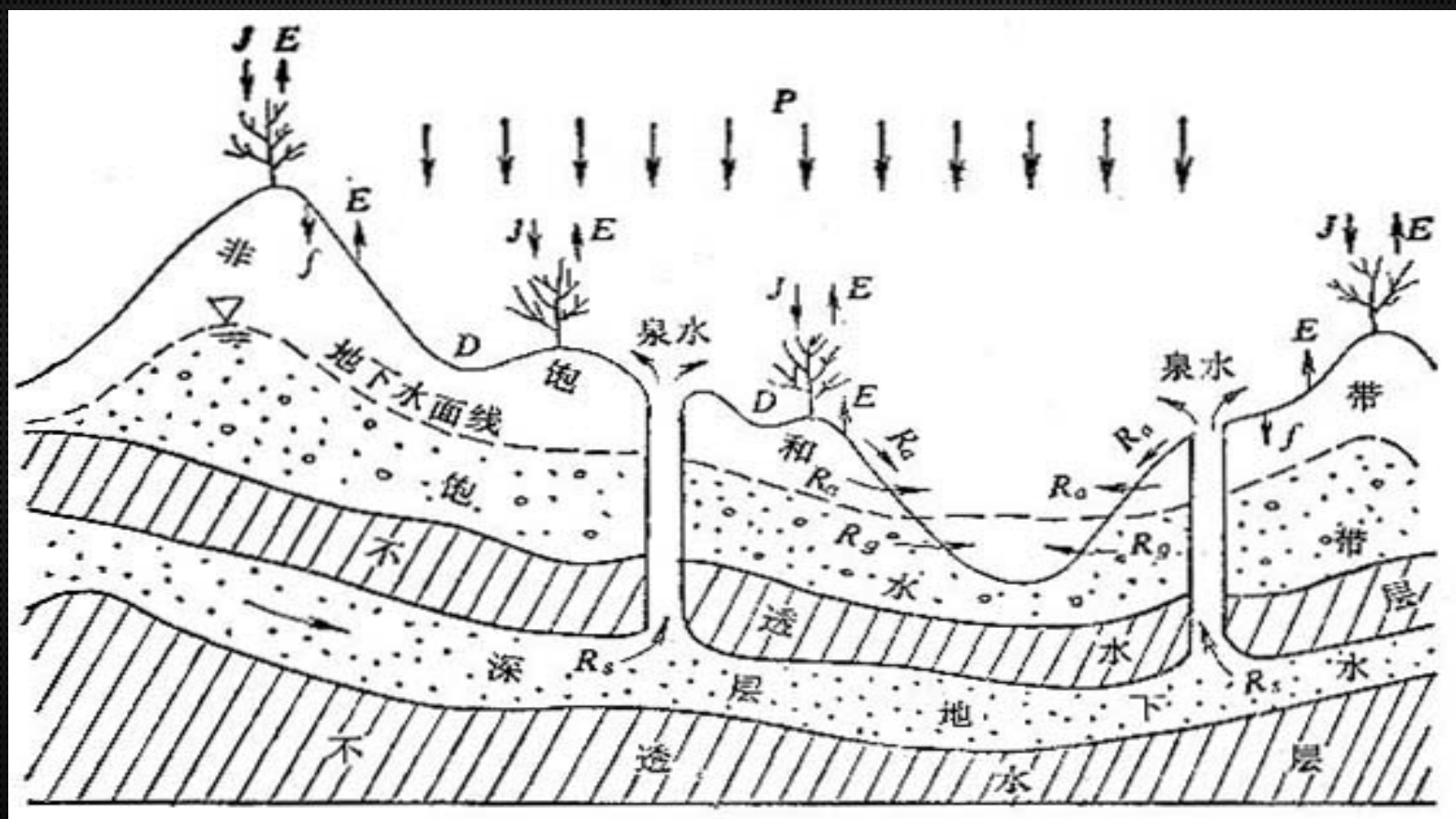


FIGURE 1.1.1

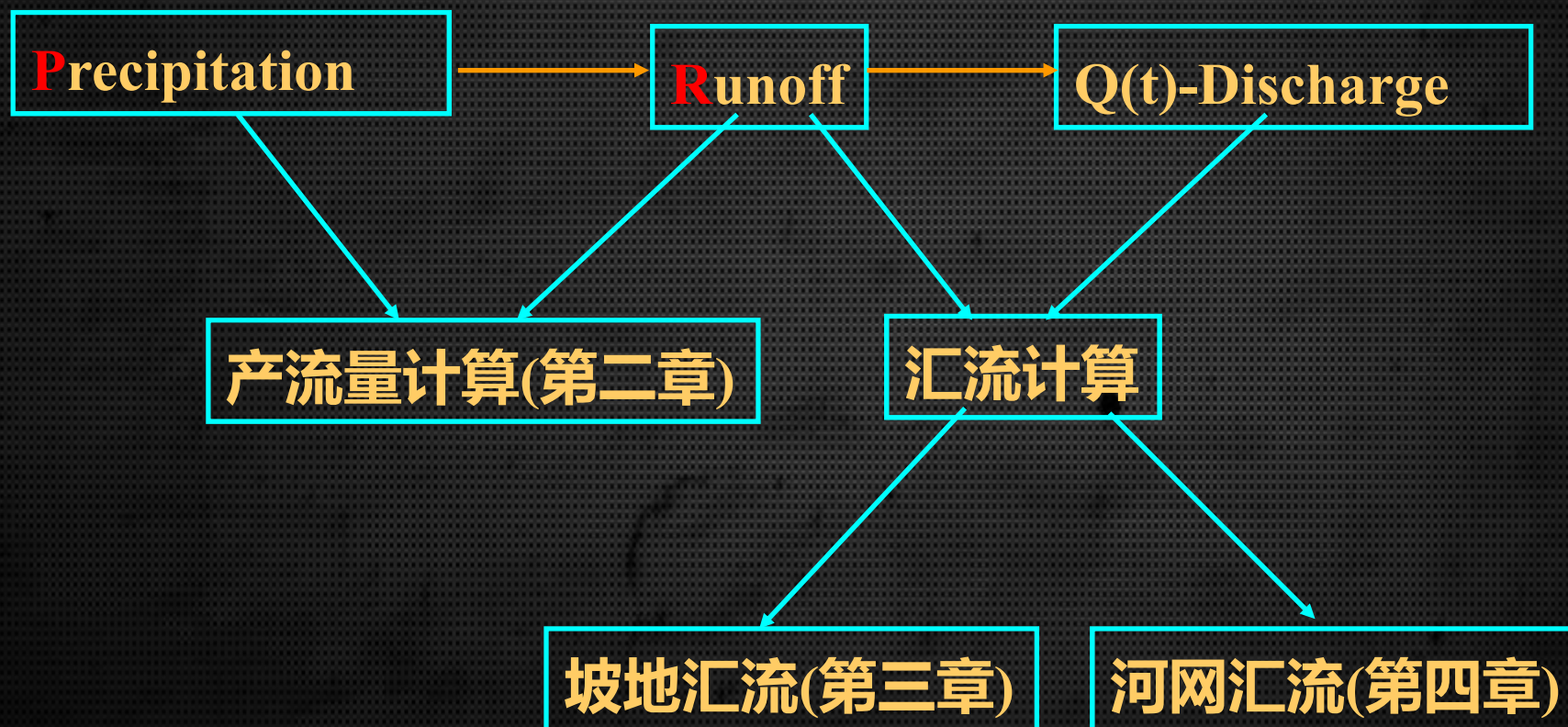
Hydrologic cycle with global annual average water balance given in units relative to a value of 100 for the rate of precipitation on land.



## 径流形成原理



# 知识框架



# 第一节 产流量计算概述

流域产流量计算

水量平衡原理

闭合流域

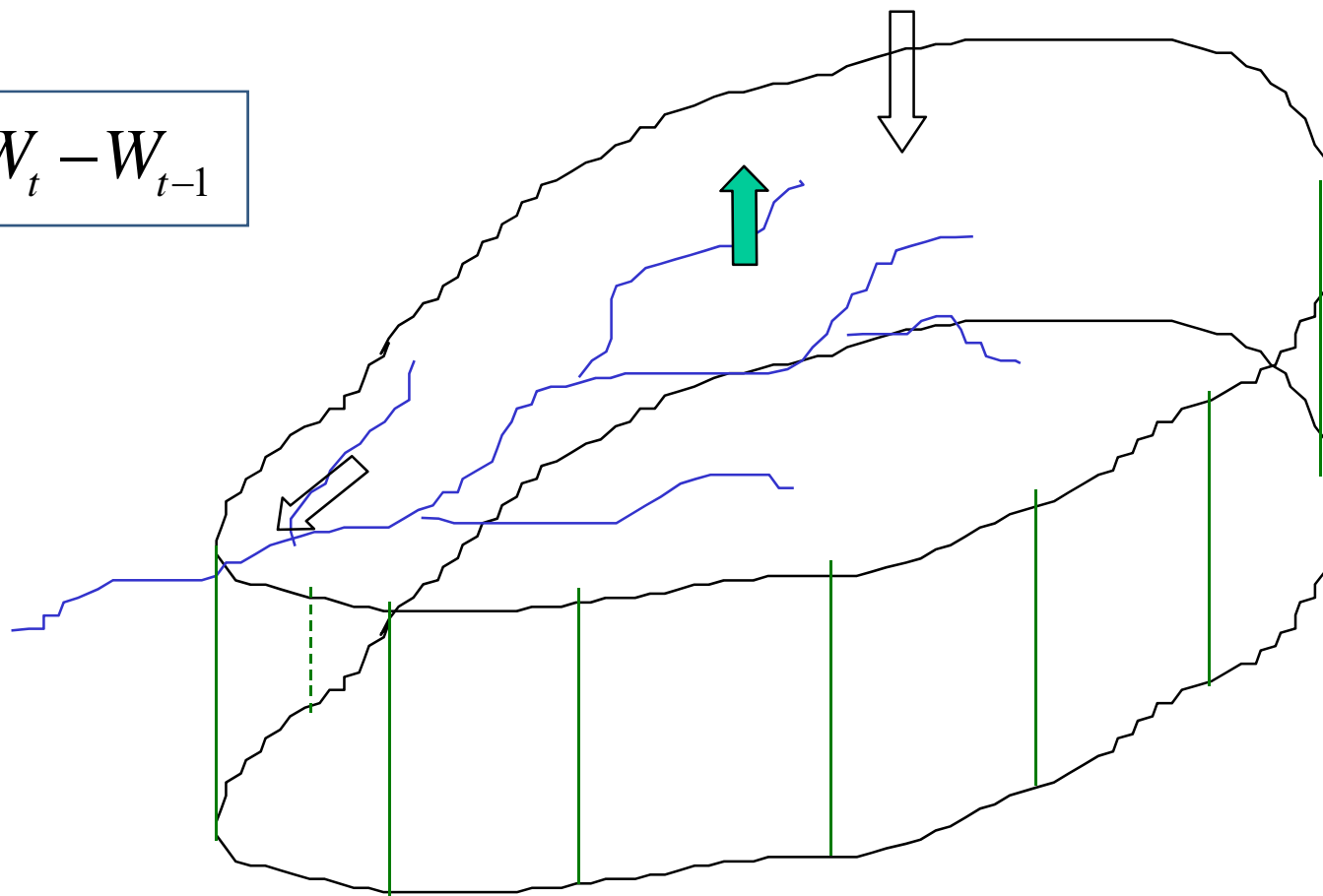
非闭合流域





# 闭合流域产流计算的水量平衡方程

$$R_t = P_t - E_t + W_t - W_{t-1}$$



# 考虑非闭合流域水量平衡:



In :  $P$ (降水)

Out:  $E$ (流域蒸散发量)

$W_P$ (植物截留量)

$W_S$ (地面坑洼储水量)

$R$ (径流量)

$R_{引}$ (跨流域引水量, 引入为正, 引出为负)

$R_{交}$ (流域不闭合径流交换量)

$R_{其他}$ (其他因素引起的水量增减)



# 考虑非闭合流域水量平衡：



## 水量平衡方程式：

$$R=P-E-W_P-W_S-\Delta W\pm R_{\text{交}}\pm R_{\text{引}}\pm R_{\text{其他}}$$



# 闭合流域水量平衡：



因为是闭合流域： $R_{交}=0$

假设：无大的跨流域引水工程： $R_{引}=0$

无大的其他影响流域蓄水量增减的因素： $R_{其他}=0$

$$R_t = P_t - E_t + W_t - W_{t+1}$$

$t - t$ 时刻

## 第二节 产流方式论证

### 一、流量过程线分析



超渗产流和蓄满产流区别？



地面径流和地下径流形成流量过程线区别？



# 流域降雨产流方式

- 在湿润及半湿润地区，由于植被良好，植物产生的腐殖层使得表土的下渗能力很强，一般雨强难以超过，超渗坡面流罕见。
- 由于湿润，地下水位较高，包气带水分耗于蒸发而亏缺往往在表土部分，其下部常年接近于田间持水量 $WC$ 。因此，包气带缺水量不大，特别在多雨期，缺水范围常在表层 $20 \sim 30\text{cm}$ ，量级为 $20 \sim 30\text{mm}$ ，易于被一次降雨所满足。**主要的产流条件是降雨量与包气带土湿与 $WC$ 之间缺水量的对比。**补充了缺水量就形成产流面积。产流面积上的后续降雨，雨强超过稳定下渗强度的部分，形成地面径流，稳渗部分形成地下径流，产流量为两者之和。

- 这种产流方式的特点是降雨与总产流量的关系只决定于前期土湿，与雨强历时无关，称为蓄满产流。这类地区，流量过程具有明显的地下水补给段，次洪过程呈现涨洪陡、落洪缓的偏态型。
- 在干旱和半干旱地区，地下水埋藏很深，流域的包气带很厚，缺水量大，降雨过程中下渗的水量不易使整个包气带达到田间持水量，所以不产生地下径流，并且只有当降雨强度大于下渗强度时才产生地面径流，这种产流方式称为超渗产流。

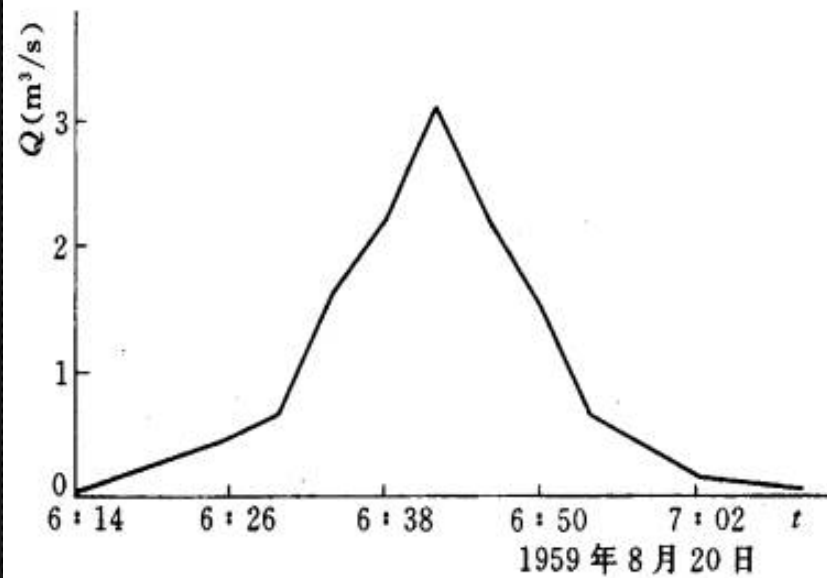


图 2-1 团圆沟流域洪水过程线

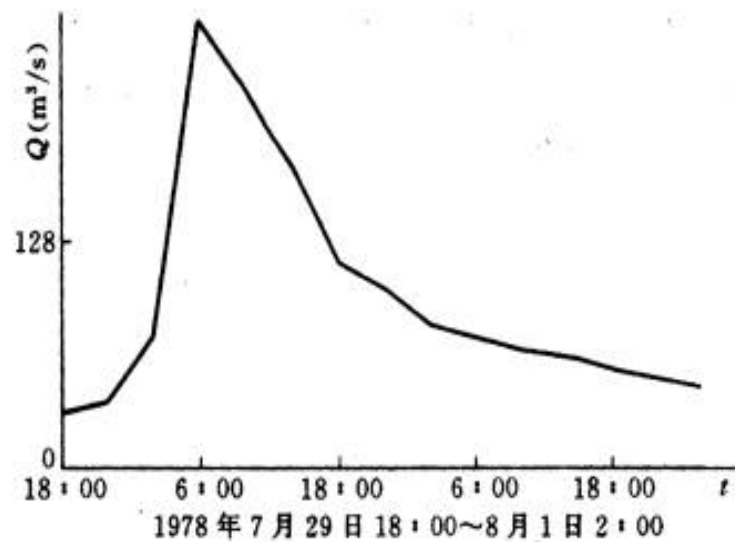


图 2-2 孙水关流域洪水过程线



## 二、气候、地理和下垫面特征分析

气候

长年干旱、蒸发量大、土壤缺水量大 - 超渗产流

湿润地区, 土壤缺水量少 - 蓄满产流

下垫面

植被差、土壤颗粒细、地下水埋深大 - 超渗产流

土壤颗粒大、质地疏松、植被好、地下水埋深浅 - 蓄满产流

中国

长江以南地区: 年降雨量 $>1000\text{mm}$ , 径流系数 $>0.4$   
—蓄满产流

西北干旱地区: 年降雨量 $<400\text{mm}$ , 径流系数 $<0.2$   
—超渗产流

其他地区: 年降雨量 $400\sim 1000\text{mm}$ , 径流系数 $0.2\sim 0.4$   
—混合产流区 (需综合分析)

### 三、综合分析

编号	对比分析内容	蓄满产流	超渗产流
1	多年平均降雨量	>1000mm	<400
2	多年平均径流系数	>0.4	<0.2
3	流量过程线不对称系数	大	小
4	降雨强度	小	大
5	影响产流因素	初始土湿和降雨量	初始土湿和降雨强度
6	表层土质结构	疏松、不易超渗	密实、易超渗
7	缺水量	小、易蓄满	大、不易蓄满
8	地下径流	比例大	比例小
9	产流与降雨特征关系	与降雨量关系密切	与降雨强度关系密切

定量

定性

综合性分析

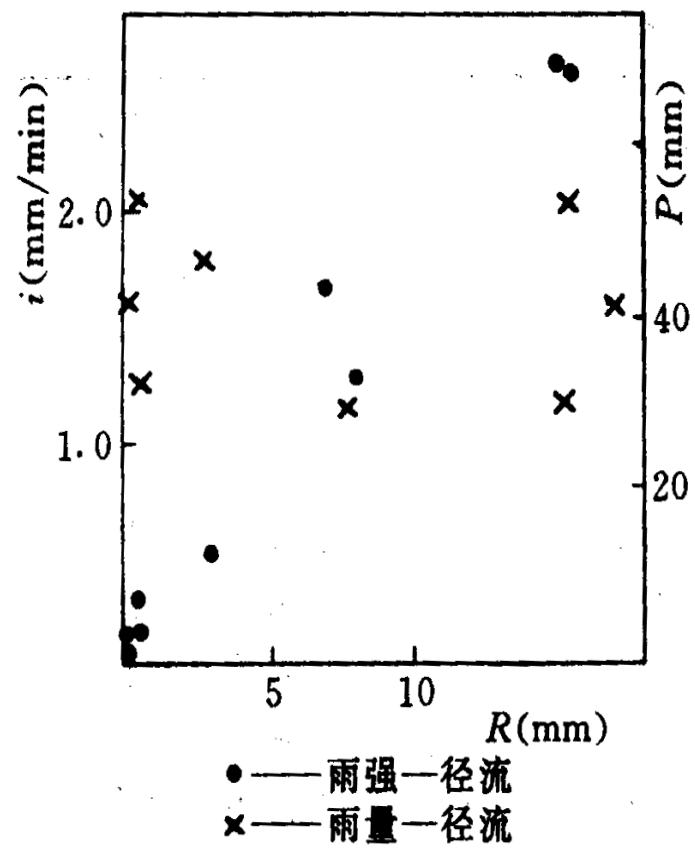


图2-5 子洲径流站团山沟  
降雨径流关系

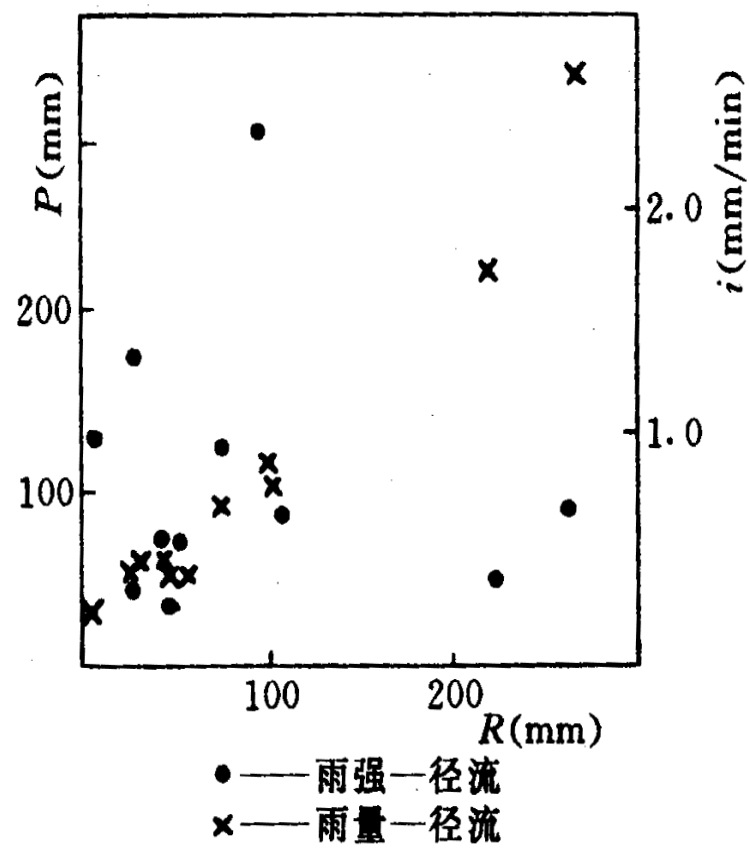


图2-6 姜湾径流站降雨径流关系



## 第三节 流域蒸散发量计算

$$\sum_{i=1}^n R_i = \sum_{i=1}^n P_i - \sum_{i=1}^n E_i$$

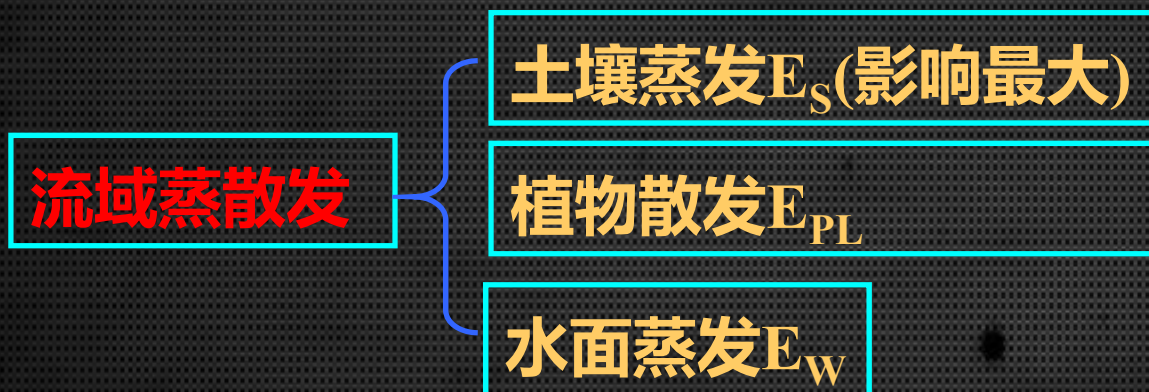
一场洪水水量平衡式：

$$R_t = P_t - E_t + W_t - W_{t+1}$$

无雨期：

$$W_{t+1} = W_t - E_t$$

# 一、蒸发与影响因素的概化



# 问题的提出

- 问题：计算长江汉口站以上流域的实际蒸发。
- 解决方案
  - 步骤一：实际蒸发与哪些因素有关
  - 步骤二：如何收集和观测资料
  - 步骤二：流域蒸发模型的建立
  - 步骤三：解决实际问题

日期	P	EP	EU	EL	ED	E	WU	WL	WD
1970-8-8		7.9						14.9	40
1970-8-9		7.4							
1970-8-10	0.8	5.9							
1970-8-11		6.1							
1970-8-12		6.2							
1970-8-13	0.2	5.8							
1970-8-14		5							



# 一、蒸发与影响因素的概化

$$E_S = E_S(\text{气象条件}, \text{供水条件}, \text{土壤结构})$$

土壤结构随时间变化不大

$$E_S = E_S(\text{气象条件}, \text{供水条件})$$

水面或蒸发器皿蒸发量  $E_0$

$$E_S = E_S(E_0, W)$$

供水充分:  $E_S = E_p$

又:  $E_p = f(\text{气象因素}) = f(E_0)$

$$E_S = E_S(E_p, W)$$

## 二、蒸发能力的确定

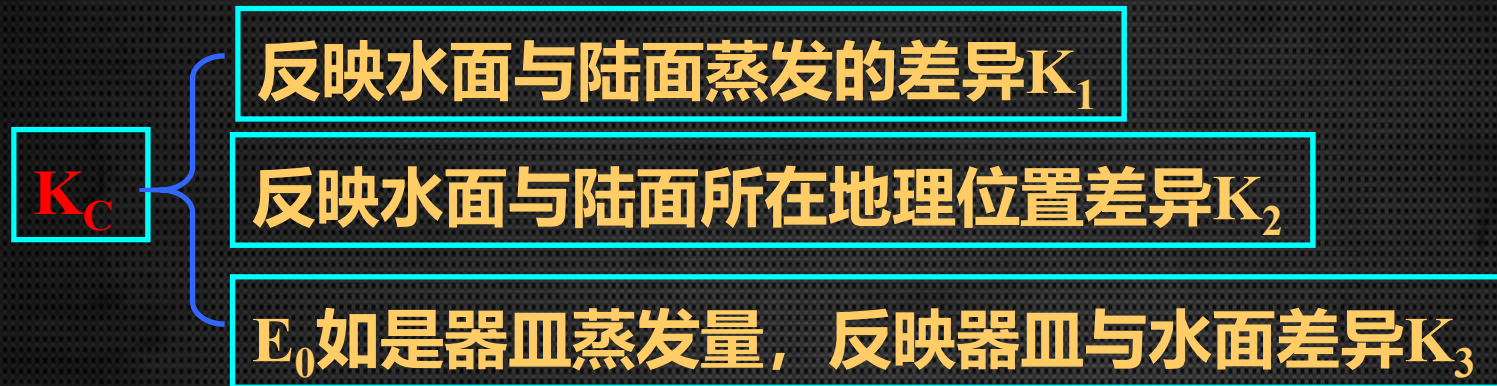
水面（器皿）蒸发与流域蒸发能力的区别：

- 1) 水面（器皿）蒸发的水体是整体的，系敞开式
- 2) 流域蒸发是不完整的，与周围环境热交换条件也与水面蒸发不同

$$E_p = K_c * E_0$$

蒸散发折  
算系数

## 二、蒸发能力的确定



E601 or  $\phi 80\text{cm}$  蒸发皿:  $K_1 * K_3 \approx 1$

$K_2$ : 主要反映高程的影响

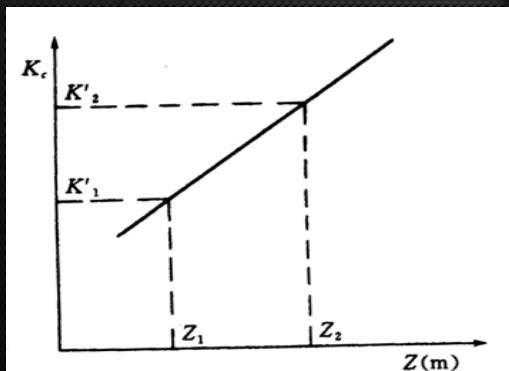


图 2-7 蒸发折算系数随高程变化示意图

$$\frac{K'_2 - K'_1}{Z_2 - Z_1} = \frac{0.1}{100}$$



# 问题的提出

- 问题：计算长江汉口站以上流域的实际蒸发。
- 解决方案
  - 步骤一：实际蒸发与哪些因素有关
  - 步骤二：如何收集和观测资料
  - 步骤二：流域蒸发模型的建立
  - 步骤三：解决实际问题

日期	P	EP	EU	EL	ED	E	WU	WL	WD
1970-8-8		7.9						14.9	40
1970-8-9		7.4							
1970-8-10	0.8	5.9							
1970-8-11		6.1							
1970-8-12		6.2							
1970-8-13	0.2	5.8							
1970-8-14		5							

### 三、水面蒸发量估计

#### (一)器测法

20cm口径蒸发器

80cm口径套盆蒸发器

E601蒸发器

20m<sup>2</sup>和100m<sup>2</sup>的大型蒸发池

蒸发器观测的数值不能直接作为大水体的水面蒸发值，必须乘以一折算系数。折算系数与蒸发器类型、自然环境、季节变化等因素有关。实际工作中，应根据当地实测资料分析。

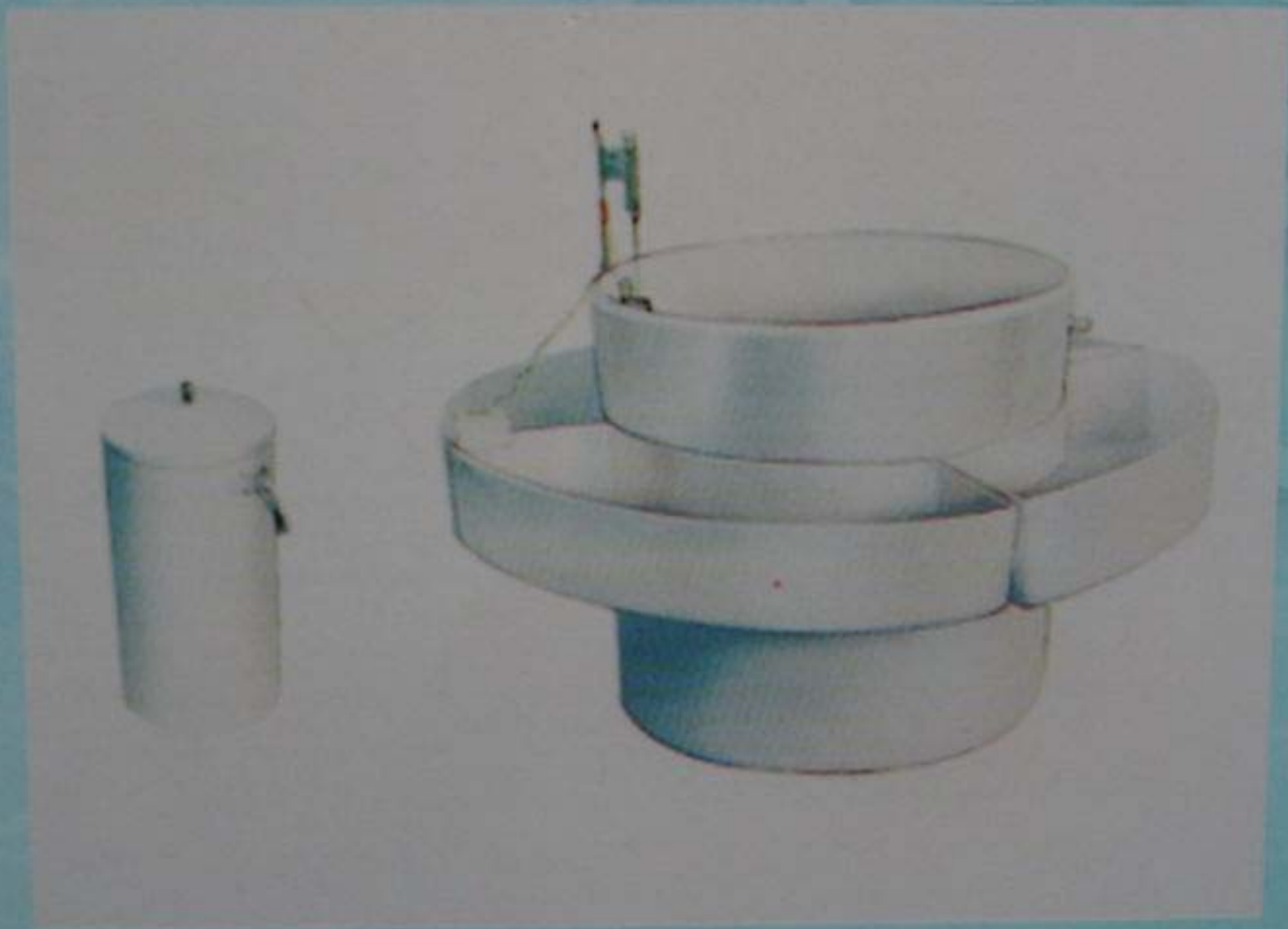


蒸发器



蒸发实验站





E601B型水面蒸发器  
Model E601B Surface Evaporator

### 三、水面蒸发量估计

#### (二)水量平衡法

$$S_2 = S_1 + \bar{I}\Delta t - \bar{O}\Delta t + P - E$$

$$E = P - \bar{I}\Delta t - \bar{O}\Delta t - (S_2 - S_1)$$

$S_1, S_2$ :  $\Delta t$ 时段初、末水体蓄水量

$\bar{I}$ :  $\Delta t$ 时段平均入流量

$\bar{O}$ :  $\Delta t$ 时段平均出流量

$P$ :  $\Delta t$ 时段内降雨量

$E$ :  $\Delta t$ 时段内蒸发量

## 三、水面蒸发量估计

### (三)空气动力学法

$$E_0 = f(u_d) * (e_0 - e_d)$$

$e_0$ ：相应于近水面空气温度的饱和水汽压，英寸；

$e_d$ ：水面以上一定高度的水汽压，英寸；

$u_d$ ：水面以上一定高度的风速，英里/天。



### 三、水面蒸发量估计

#### (四)彭曼公式(混合法)

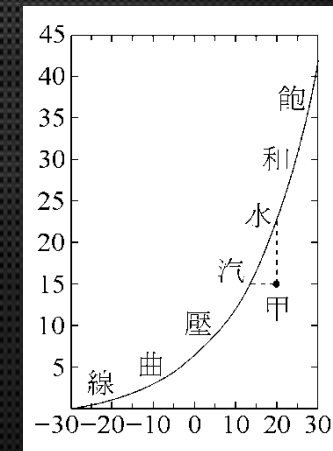
$$E_0 = \frac{1}{\Delta + \gamma} (Q_n \cdot \Delta + \gamma \cdot E_d)$$

$\Delta$ ：温度 - 饱和水汽压曲线中气温  $T_0$  处的斜率；

$\gamma$ ：湿度计算常数，常取0.66；

$Q_n$ ：以蒸发单位表示的净辐射；

$E_d$ ：气温等于水温时的蒸发量。



### 三、水面蒸发量估计

#### (五)经验公式

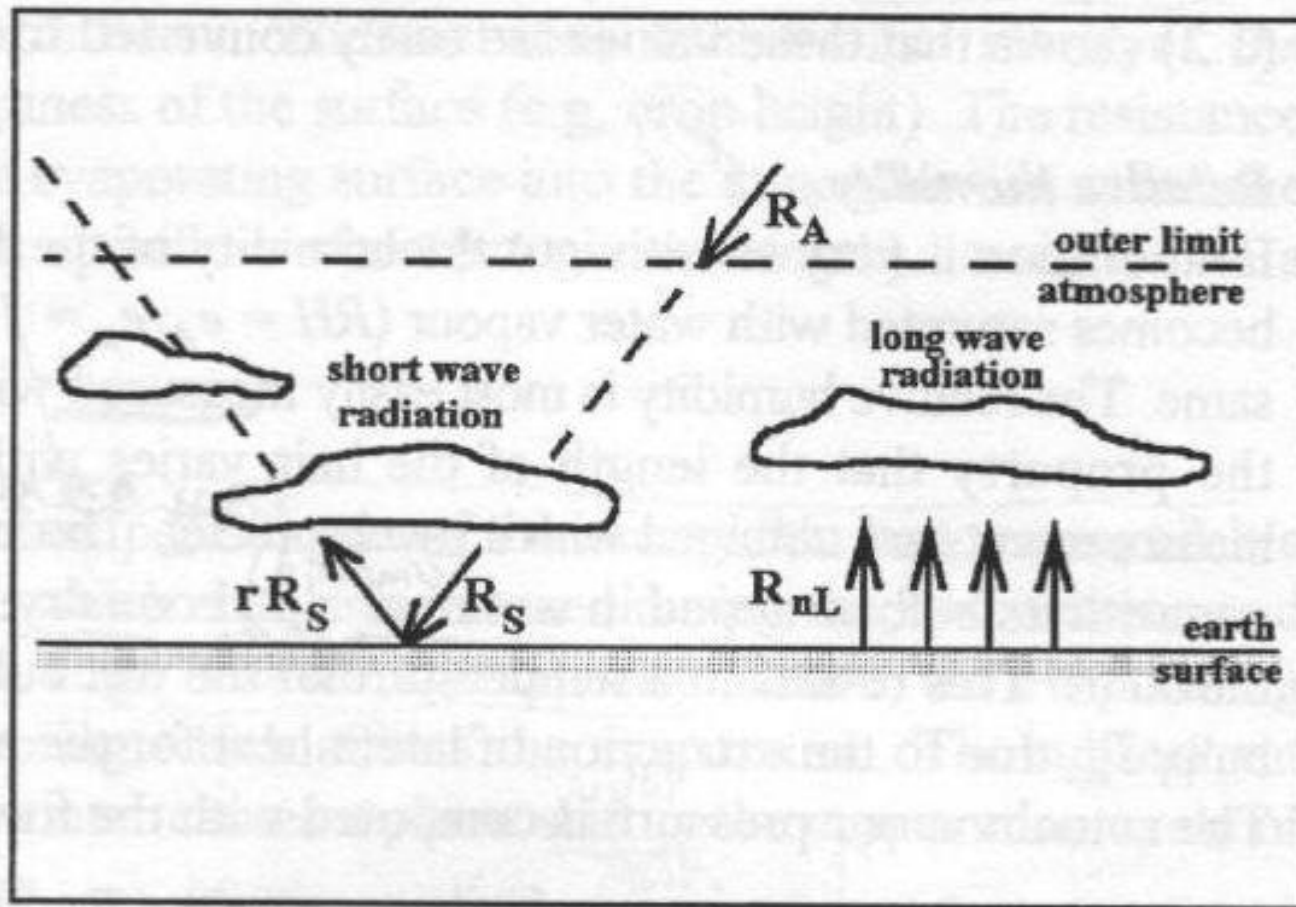
Mayer(1942)经验公式:

$$E = C(e_{ws} - e_a)(1 + \frac{u}{10})$$

华东水利学院(1966)经验公式:

$$E = 0.22\sqrt{1 + 0.31u^2_{200}}(e_0 - e_{200})$$

# The energy balance



**Fig. 3.2 Radiation balance (simplified)**



# 问题的提出

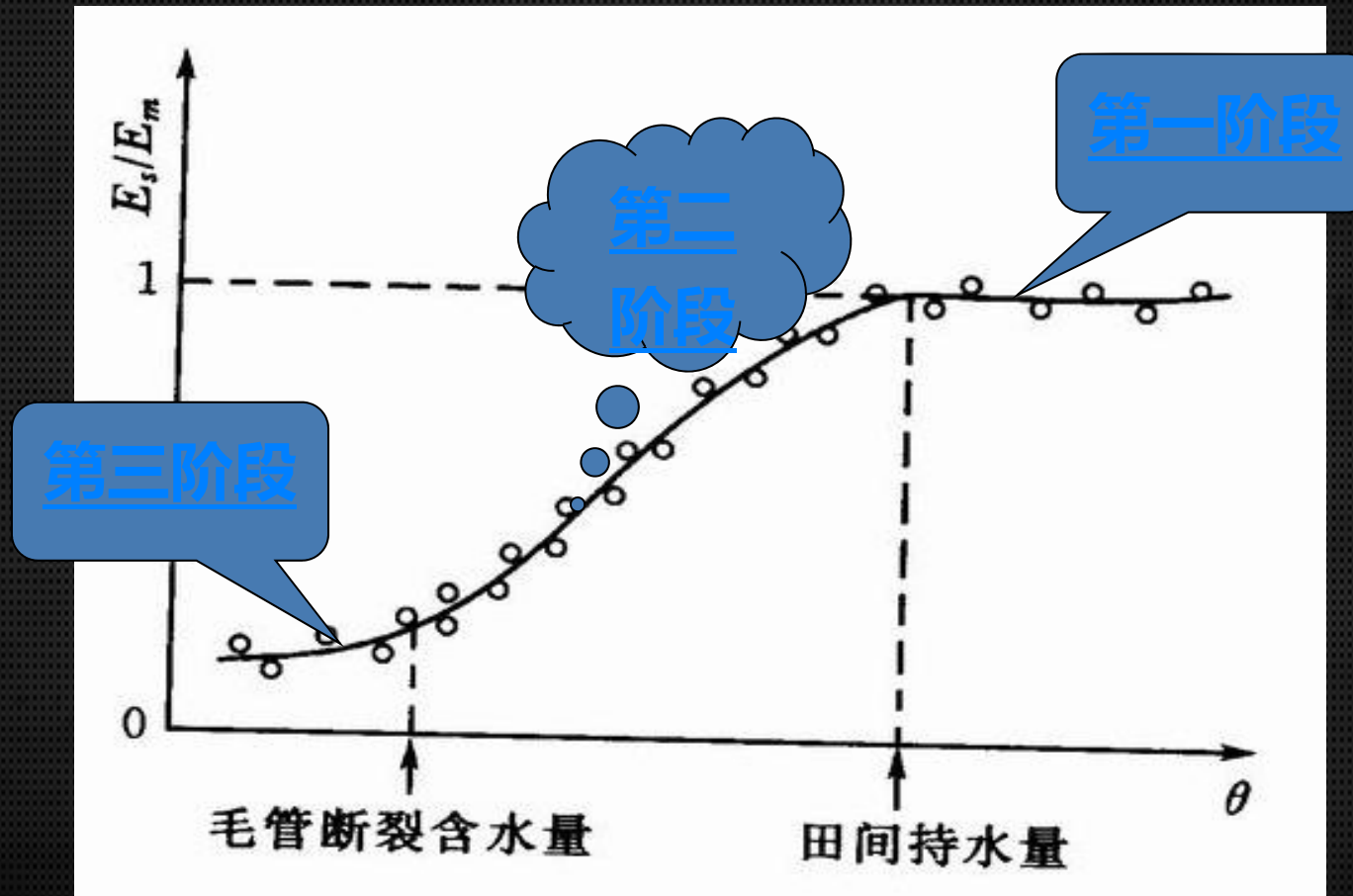
- 问题：计算长江汉口站以上流域的实际蒸发。
- 解决方案
  - 步骤一：实际蒸发与哪些因素有关
  - 步骤二：如何收集和观测资料
  - 步骤二：流域蒸发模型的建立
  - 步骤三：解决实际问题

日期	P	EP	EU	EL	ED	E	WU	WL	WD
1970-8-8		7.9						14.9	40
1970-8-9		7.4							
1970-8-10	0.8	5.9							
1970-8-11		6.1							
1970-8-12		6.2							
1970-8-13	0.2	5.8							
1970-8-14		5							

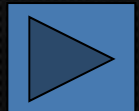
## 四、流域蒸散发

**流域蒸散发**：流域上不同蒸发面（水面、裸土、岩石、植被等）的蒸发和散发总称为流域蒸散发。（一般，流域内水面占的比重不大，所以土壤蒸发是流域蒸散发决定性部分。）

# 土壤蒸发过程



土壤蒸发过程图





# 土壤蒸发过程

**第一阶段：  $\theta \geq \theta_{c1}$**

**蒸发主要发生在土壤表层，表层土壤因蒸发而减少的水量通过毛管作用由下层得到充分补充**

**主要取决于气象因素**

**蒸发量等于流域蒸发能力**



# 土壤蒸发过程

**第二阶段：  $\theta_{c2} < \theta < \theta_{c1}$**

**E继续， $\theta$ 减小，上层土壤毛管水开始断裂**

**随着 $\theta$ 减小，毛管水断裂程度越来越严重，**

**下层对上层供水速率变慢**

**蒸发受气象因素和土壤含水率影响**



# 土壤蒸发过程

**第三阶段：  $\theta \leq \theta_{c2}$**

**毛管输送水分完全破坏**

**只能以膜状水或气态水形式移动，速度慢，  
数量小**

**E小而稳定，取决于气象因素和地下水的埋  
深**





## 土壤蒸发随土壤含水率 $\theta$ 的变化关系:

$$\theta \geq \theta_{c1}, \quad E_s/E_p = 1.0$$

$$\theta_{c2} < \theta < \theta_{c1}, \quad E_s/E_p = f(\theta) = \alpha * \theta$$

$$\theta \leq \theta_{c2}, \quad E_s/E_p = C$$

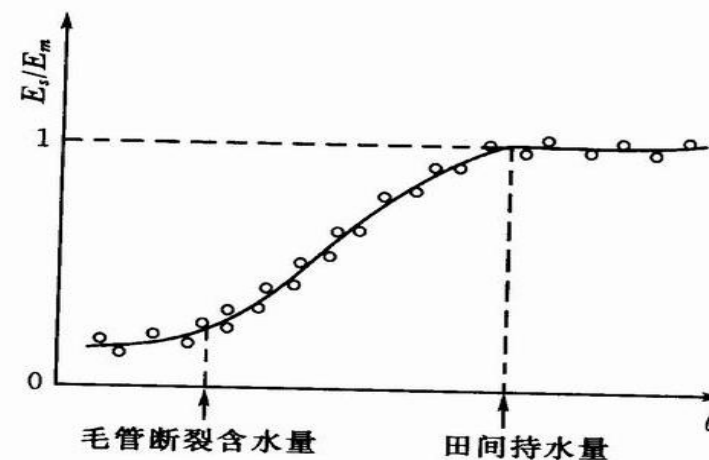
? 土壤含水率难于用水量平衡公式表述

# 三层蒸发模式

上层 (Upper layer)	$EU, WU, WUM$	上土层蒸发量: $EU = E_p$
下层 (Lower layer)	$EL, WL, WLM$	下土层蒸发量: $EL = E_p * WL / WLM$
深层 (Deep layer)	$ED, WD, WDM$	深土层蒸发量: $ED = C * E_p$

土壤蒸发量:  $E = EU + EL + ED$  (notes: 同时刻相加)

# 三层蒸发模式的具体计算



1) 当  $WU+P \geq E_p$ ,

$$EU=E_p, EL=0, ED=0;$$

2) 当  $WU+P < E_p$ ,  $WL \geq C * WLM$ ,

$$EU=WU+P, EL=(E_p-EU) * WL / WLM, ED=0;$$

3) 当  $WU+P < E_p$ ,  $C * (E_p-EU) \leq WL < C * WLM$ ,

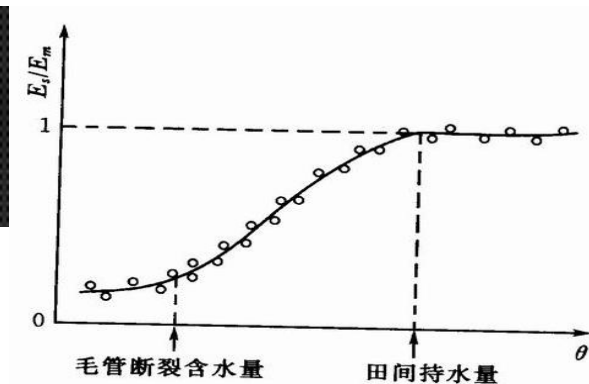
$$EU=WU+P, EL=C * (E_p-EU), ED=0;$$

4) 当  $WU+P < E_p$ ,  $WL < C * (E_p-EU)$ ,

$$EU=WU+P, EL=WL, ED=C * (E_p-EU) - EL.$$



# 三层蒸发模式的具体计算



2)当 $WU+P < E_p$ , 说明有多余蒸发能力 $E_p - EU$ 。  
此时, 有两种情况:

(a)  $WL \geq C \cdot WLM$ , 说明无论有多大蒸发能力, 第二阶段, 不会有第三阶段

因此, 有:  $EL = (E_p - EU) \cdot WL / WLM, ED = 0$ ;

(b)  $WL < C \cdot WLM$ , 此时

➤如果剩余蒸发能力 $C \cdot (E_p - EU) \leq WL$ , 下层不会全部蒸发掉,

深层无蒸发:  $EL = C \cdot (E_p - EU), ED = 0$

➤如果剩余蒸发能力 $C \cdot (E_p - EU) > WL$ , 下层全部蒸发掉, 并

向深层蒸发:  $EL = WL, ED = C \cdot (E_p - EU) - EL$

【例】 WUM=20mm

WLM=60mm

WDM=40mm

C=1/6

日期	P	EP	EU	EL	ED	E	WU	WL	WD
1970-8-8		7.9						14.9	40
1970-8-9		7.4							
1970-8-10	0.8	5.9							
1970-8-11		6.1							
1970-8-12		6.2							
1970-8-13	0.2	5.8							
1970-8-14		5							

$$\min(E_p, WU + P)$$

日期	P	EP	EU	EL	ED	E	WU	WL	WD
1970-8-8		7.9	0.0	2.0		2. 0		14.9	40
1970-8-9		7.4						12.9	40
1970-8-10	0.8	5.9						11.3	40
1970-8-11		6.1						10.4	40
1970-8-12		6.2						9.3	40
1970-8-13	0.2	5.8						8.3	40
1970-8-14		5						7.4	40
1970-8-15		5.2						6.5	40
1970-8-16		5.4						5.7	40



日期	P	EP	EU	EL	ED	E	WU	WL	WD
1970-8-8		7.9	0.0	2.0		2.0		14.9	40
1970-8-9		7.4	0.0	1.6		1.6		12.9	40
1970-8-10	0.8	5.9	0.8	1.0		1.8		11.3	40
1970-8-11		6.1	0.0	1.1		1.1		10.4	40
1970-8-12		6.2	0.0	1.0		1.0		9.3	40
1970-8-13	0.2	5.8	0.2	0.9		1.1		8.3	40
1970-8-14		5	0.0	0.8		0.8		7.4	40
1970-8-15		5.2	0.0	0.9		0.9		6.5	40
1970-8-16		5.4	0.0	0.9		0.9		5.7	40
1970-8-17		6.9	0.0	1.2		1.2		4.8	40

作业：重新计算表2-8

# 一层模型

下土层蒸发量:  $E = E_p \cdot W / WM$



# 二层模型

上土层蒸发量:  $EU=E_p$

下土层蒸发量:  $EL=E_p \cdot WL/WLM$

土壤蒸发量:  $E=EU+EL$

(A) 当  $WU + P \geq E_p$  时,  $E_U = E_p, E_L = 0$

(B) 当  $WU + P < E_p$  时,  $E_U = WU + P, E_L = (E_p - E_U) \frac{WL}{WLM}$

# 各蒸发模式比较

- 三层模型>二层模型>一层模型
- 根据实际情况选用

# 9月13日香港大学陈骥副教授学 术报告通知

- 报告题目：世界大坝建设趋势：从人口、水资源、电能及粮食分析
- 报告人：陈骥
- 报告人单位：香港大学土木工程系
- 时间：2015年9月13日（星期日），下午3:30
- 地点：国家重点实验室学术报告厅（农水楼一楼）



- 陈骥副教授简介：
- 陈骥，博士：香港大学土木工程系副教授。清华大学水利系学士和硕士毕业；美国the University of Illinois at Urbana-Champaign博士毕业，美国the University of California, San Diego博士后。在香港大学已指导毕业5名博士。现为3个SCI国际期刊（WRR, SERRA和JHER）的Associate Editor。研究领域包括：陆面过程、大气水文、流域水文、水资源研究、水灾害研究（山洪、洪水及干旱）、遥感信息应用、及气候变化研究