

高等学校試用教科書

# 水文預報

華東水利學院水文系編



中國工業出版社

本书經1961年3月在武汉召开的高等学校水利电力类教材工作會議选定作为高等学校陆地水文专业的試用教科书。

本书包括以下主要内容：相应水位法，流量演算法，降雨徑流預报，流域退水預报，水庫与湖泊的預报，流域水量平衡法，春汛与冰情預报，中长期預报。

本书着重介紹水文預报的基本原理与基本方法，而对实际操作中的技术細节与注意事項，則比較簡略。

本书除作为教学用书以外，也可供从事水文預报的工作者作为学习材料。

## 水 文 預 报

华东水利学院水文系編

\*

水利电力部办公厅图书編輯部編輯(北京阜外月坛南营房)

中国工业出版社出版(北京佟麟閣路丙10号)

(北京市书刊出版事业許可証出字第110号)

中国工业出版社第二印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·各地新华书店經售

\*

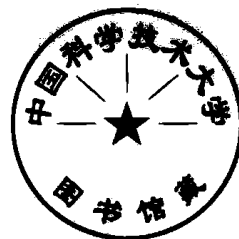
开本787×1092<sup>1</sup>/<sub>16</sub>·印張13<sup>1</sup>/<sub>8</sub>·字数166,000

1962年8月北京第一版·1962年8月北京第一次印刷

印数0001—1,240·定价(10-5)1.60元

\*

統一書号：K15165·1708(水电-288)



## 編者的話

本书是以华东水利学院水文系陆地水文专业水文預报課程的讲义为基础編写成的，經1961年3月在武汉召开的高等学校水利电力类教材工作會議选定作为高等学校这一門課程的試用教科书。

书中用小号字排印的部分，是不要求必須掌握的内容。

实习操作作用的教材，沒有包括在本书之內。

执笔編写本书的是华东水利学院赵人俊，协助編写的是成都工学院林三益与华东水利学院庄一鶴。

本书难免存在着缺点，希望讀者把意見寄給华东水利学院水文系，以便再版时改进。

1961年10月

# 目 录

## 編者的話

第一章 緒論	3
第二章 相应水位法	6
§2-1 洪峯相应关系	6
§2-2 洪水波运动	8
§2-3 相应水位理論	10
§2-4 无支流河段的預报	14
§2-5 有支流河段的預报	22
§2-6 单站預报	26
第三章 流量演算法	27
§3-1 基本原理	27
§3-2 槽蓄曲綫的一般特性	28
§3-3 經驗槽蓄曲綫法	30
§3-4 抵偿河长法	34
§3-5 馬斯京根法	37
§3-6 $\Delta t$ 的选取	43
§3-7 多支流河段的流量演算	43
§3-8 汇流系数法	47
第四章 降雨徑流預报	50
§4-1 坡地損失	50
§4-2 降雨徑流相关图	55
§4-3 总損失过程	60
§4-4 填洼与流域蓄水	64
§4-5 河网总入流	68
§4-6 流域汇流	71
§4-7 等流时綫法	76
§4-8 单位綫法	80
§4-9 图解分析法汇流曲綫	85
§4-10 汇流曲綫的成因理論	90
§4-11 預見期降雨的处理	94
§4-12 水文要素的簡易預报	95
§4-13 区域洪水預报	97
§4-14 水利措施的影响	98
第五章 流域退水預报	101
§5-1 河网蓄水量法	101
§5-2 退水曲綫	105
§5-3 前后期流量相关法	113
§5-4 預見期降雨的分析	116
§5-5 枯水区域預报	118

第六章 水庫与湖泊的預报	121
§6-1 水庫与湖泊的水位与出流預报	121
§6-2 水量平衡諸要素的計算	124
§6-3 水庫施工期的預报	128
§6-4 水庫預报調度	131
§6-5 中小水庫的簡易預报	132
§6-6 风浪預报	134
第七章 流域水量平衡法	140
§7-1 水量平衡法徑流預报	140
§7-2 陆面蒸发的計算	142
§7-3 土壤含水量的預报	146
§7-4 地下水位与地下徑流預报	148
§7-5 旱情的分析与預报	151
第八章 春汛与冰情預报	153
§8-1 融雪出水量的計算	153
§8-2 春汛的損失	156
§8-3 春汛要素的預报	159
§8-4 河流与水庫的冰情与热状态	160
§8-5 流凌开始時間的預报	162
§8-6 封冻時間的預报	166
§8-7 冰厚預报	169
§8-8 开冻時間的預报	170
§8-9 冰情的区域預报	173
§8-10 凌汛最高水位預报	174
第九章 中长期預报	176
§9-1 利用本流域前期水文气象条件作 中长期預报	176
§9-2 利用天气形势指标制作中期 預报	178
§9-3 利用大气环流形势的定量特征 制作长期預报	183
§9-4 利用大气环流的周期性制作长期 与超长期預报	191
第十章 預报工具与預报誤差	195
§10-1 預报方案的制作与使用	195
§10-2 預报誤差的評定	199
§10-3 快速計算	202
編后記	209

## 第一章 緒 論

·水文預報是水利事業的耳目。全國千萬條河流的水情變化，直接間接地影響着工農業生產。為了除水患，興水利，人民建築了水利工程，以駕馭調度水利資源。解放以來，特別是大躍進以來，水利工程的數量增加很多，規模也越來越大。要保證這些工程的安全，並充分發揮它們的作用，就必須預先知道水情的變化，及時採取正確的措施，因此，就要有水文預報作為耳目。事實上，我國的水文預報工作，正是在生產要求下發展起來，並在生產上起到了很大的作用的。

同時，水文預報也是水文科學的一個重要部分。當我們根據已認識了的水文規律，能對水情變化作出正確的預報的時候，我們的認識才能說是正確的。水文預報應當全面地、綜合地、如實地反映客觀存在的水文規律，並且在方法上要解決定量、準確、快速地提供預報數據的問題。

經常的水文測驗工作與及時的水文情報，為水文預報提供基本的資料，因此是水文預報的重要基礎。我國的測站網與情報站網已經基本建立起來，水文預報工作也已廣泛開展，預報的理論與方法也在不斷地提高。

人民與水作鬥爭的歷史是不斷發展的。特別是在社會主義制度下，不同目的，不同技術水平的各種水利工程，都將成套地大量地興建起來。因此，水文預報的服務面，預報項目，技術水平，預報精度與預見期，也應當有相應的提高；在水文預報的理論與方法上，應當有不斷的革新與發展。

防禦洪水一直是擺在我們面前的嚴重鬥爭任務。它關係到農業生產，也關係到其他許多事業。在以堤防為主要防洪手段時，水文預報為護堤搶險工作的準備與組織提供了重要的根據；在建設了分洪、蓄洪設施後，這些設施的操作與運用方案，與水文預報方案緊密地結合在一起。目前大中小水庫已建成運用的很多，它們日益成為防洪的主力軍，因此使水庫安渡汛期，並在防洪中起到最大的作用，成為當前的一個重要課題。

水庫不但是為了防洪，而且是為了灌溉而興建的。因此，使水庫能夠有效地蓄水備用，顯然是水文預報的一個重要服務方面。如果水文預報工作做得好，就能使汛期無事故，提前蓄到水，在保證農業生產上起到很大的作用。

許多水庫都有發電之利。水電站在調度運用上的要求高，因此對發電水庫不但要作洪水預報，而且要作枯水與水量損失的預報，不但要有短期預報，而且還需要有長期的預報。有了這些預報，才能使水利資源得到最合理有效的調度運用。顯然，在我國這樣一個生產有高度計劃性的社會主義國家里，有計劃地調度運用水利資源，對國民經濟是重要的。

正在興建與將要興建的水利工程，數量也是很多的。如何保證水利工程在施工中的安全與效率，也是水文預報工作的一個重要服務方面。

抗旱鬥爭的重要性，近年來更為突出。水文預報為抗旱鬥爭作耳目，就要提供旱情預報。這方面的工作，正在逐步開展中。

航运部門为了更好地調度船舶、碼頭、倉庫，經常需要水文預報。森林采伐業為了及時地浮運木材，也必須有水文預報。

在有冰情的河流上，冰情預報是重要的。因為冰情影響到船舶航行、水利施工、水庫與電站的操作、冰上交通等。在發生凌汛的時期，則還有防洪的任務。

如果展望一下將來，則要求還要多，還要高。例如大型水庫與湖泊的利用，除要求徑流與水位的預報以外，還需要有波浪、水溫、冰情與水質等的預報。由於海洋資源的利用，要求有關潮汐風浪的預報。而對於大範圍內的水量調度，則要求有廣大地區上的中長期預報，等等。

我國水文預報工作的情況是怎樣呢？解放初期，首先由於大江大河防洪的需要，自1952年起對個別河段發布了洪水預報。經過1954年的特大洪水，各地累積了許多洪水預報的工作經驗，根據這些經驗，水文局編寫了“洪水預報方法”一書，為我國的水文預報技術打下了基礎。在工作中，我們重視學習各國的先進經驗，同時在自己的實踐中，提出了許多創造性的建議。例如在“洪水預報方法”一書中對於在各種不同條件下相應水位與流量演算方法的實際應用，單位過程綫的特點分析，相關圖的製作與應用等方面，都是比較深入的。以後繼續有不斷的發展，反映在許多經驗交流文集中。自1955年起，我國開始製作枯水預報和試作冰情預報，而且就其技術水平來說，表現了較大的獨創性，例如在冰情方面，就一般不用國外的累積氣溫法。枯水與冰情的區域預報，在個別地區也已開始進行。

由於1958年工農業生產大躍進，水文預報的發展就更快了，這首先表現在水文預報事業的普及上。如果說，在1958年以前發布預報的單位還只是以十計，服務對象還只是大中河流和大型水庫的話，那末，在1958年以後，發布預報的單位已開始擴展到縣、水文站以及中型水庫。現在許多省以及某些專區，都編製了水文預報手冊，供廣大羣眾使用。這些手冊總結了當地的經驗，使缺乏實測資料地區的預報有了可能。

水文預報工作廣泛深入的開展，使得預報的內容、對象與方法，都大大地豐富起來，所提出的問題，也更為複雜了。缺乏資料地區的中小河流、中小水庫的預報方法，大中小相結合的區域水文預報方法，水利措施對徑流形成的影響，流域水量平衡的計算，利用氣象資料來製作中長期的水文預報，大型水利工程的施工預報，等等，都是新提出來的問題。要解決這些問題，現有的概念與方法是夠用的，必須加強總結與研究，提高水文預報的理論與方法水平。

現在，我國在這些新課題中，已經取得一些成績。小水庫預報方法已具有一定的經驗，水利措施對徑流的影響方面積累了不少資料，並逐步明確了研究的方針，利用氣象資料製作中長期水文預報已有不少的嘗試，並且在進行試報。

當然，這些工作還是遠遠不夠的。我們在水文工作上，常常還停留在累積資料和感性知識，運用經驗相關方法的階段，知其然而不知其所以然的东西比較多，系統的材料、觀點和理論比較少。我們在調查研究流域的水文情況、試驗研究基本的水文規律等方面，做得少而且缺乏系統。這些情況，都影響到水文預報方法的進一步提高。

因此，我們不但要學習現有的水文預報理論和方法，而且要在學習的基礎上進一步解決更多的新問題。要做到這一點，首先應當以馬列主義毛澤東思想作為指導，一切從實際出發，重視調查研究，重視羣眾經驗，既認真地學習現有的水文預報知識，又要在

實踐中創造性地發展它們。

要做好水文預報工作，還必須廣泛地應用各種水文知識以及其他有關學科的知識。幾乎全部陸地水文學的知識都是我們所需要的，因為在進行預報時，凡是有影響的水文因素，都應當考慮在內，而且要按照因素作用的主次，針對當時的實際情況加以考慮，任何的主觀性與片面性都是有害的。要做到這一點，就不但要注意技術與方法，而且要重視對水文現象的深刻理解；不但要熟悉一般的陸地水文學知識，而且還要應用地理地質天氣氣候等方面的知識。

基礎知識對於發展科學技術起着很大的作用。與水文預報最有關係的，當推數學、物理學和水力學。微分方程的建立與求解，不但更好地概括了客觀規律，而且更便於應用近代的計算技術，使得預報的速度與研究問題的能力，都大大加強。

要學好這門課程，一方面要認真讀書，把基本概念與方法都學清楚，並且知道它們的問題所在。另一方面，要重視實際操作，要會計算會作圖，並能從大量實際資料中，分析出客觀規律，在學習過程中，還應當善於把觀點與方法加以總結，提高認識能力，以便舉一反三，能夠具有充分的能力，去解決各式各樣的新出現的水文預報問題。

## 第二章 相应水位法

应用相应水位的方法来做洪水预报，很早就已经开始了，直到现在，它还是一个广泛运用的方法。这种方法是利用河段上游站的实测水位(或流量)资料来预报下游站未来的水位(或流量)，它的基本依据，是洪水波在河道中的运动规律。由于洪水波的各个阶段(或称位相)，如起涨、洪峰、波谷等等，都是先出现在上游，经过一定时间后，才出现在下游，所以采用这种方法可以取得一定的预见期。

### §2-1 洪峰相应关系

河段上下游站水位过程线的起伏，通常具有很好的相应关系，举一例见图 2-1。

现在要在上游站出现洪峰的时候，预报出下游站未来的洪峰，就必须找到上下游站洪峰水位之间的关系，以及洪峰在河段中的传播时间。

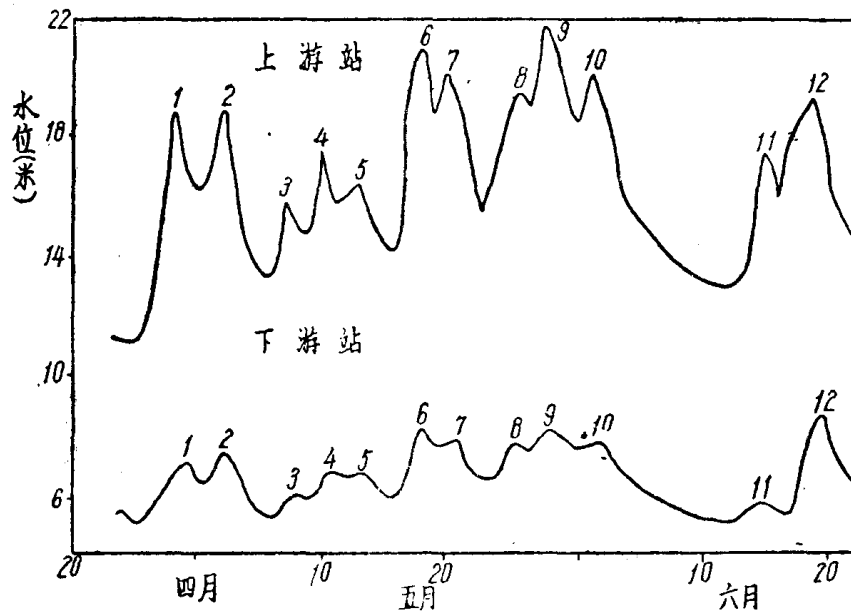


图 2-1 上下游站水位过程线图

根据过去实测的水位过程线，摘录出有关的资料，如表 2-1 所列。

根据这些资料，就可以制作出一定的经验关系，解决预报问题。基本的经验关系可作成如图 2-2 所示的形式。

此图分两部分，左边是上下游站洪峰水位之间的关系，称为相应水位关系曲线；右边是传播时间与上游站洪峰水位之间的关系，称为传播时间关系曲线。由图可见，上游站洪峰水位愈高，则下游站相应的洪峰水位也愈高，而其传播时间则愈短。显然这些规律是合理的。



表 2-1 上下游站洪峰水位及傳播時間摘錄表

上游站洪峰水位				下游站洪峰水位				傳播時間 (小時)
日期			水位 (米)	日期			水位 (米)	
月	日	時		月	日	時		
4	28	17:30	22.28	4	29	4:00	8.74	10.5
6	2	1:30	27.38	6	2	8:00	10.10	6.5
	7	7:00	24.27	7	7	16:00	9.22	9
	16	14:15	23.33	16	22:00	8.98	7.75	
	22	0:00	25.16	22	6:00	9.53	6	
	28	16:45	22.59	29	2:00	8.72	9.25	
7	14	11:15	23.11	7	14	19:00	8.89	7.75

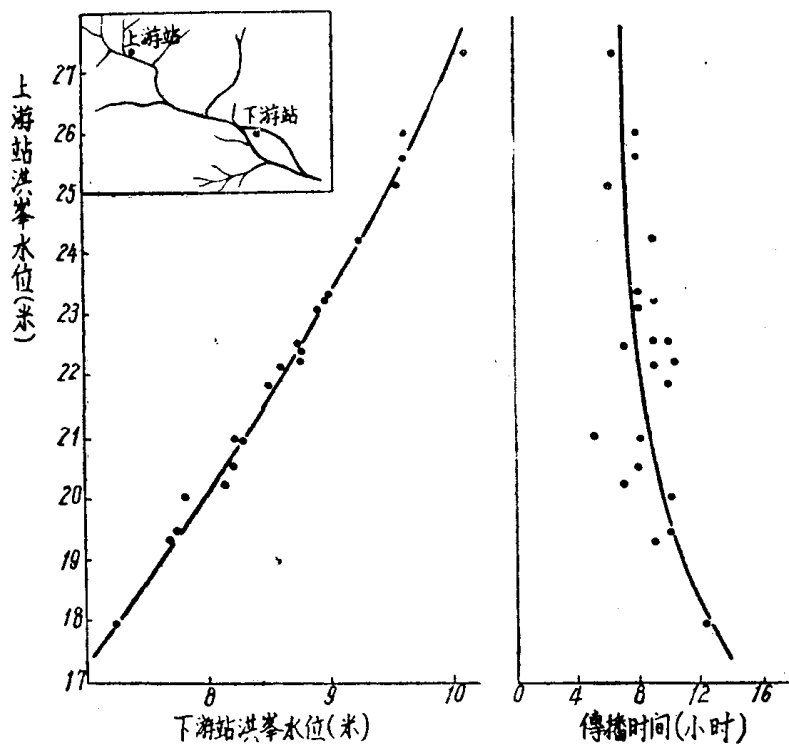


图 2-2 相应水位预报曲线图

但在一般情况下，这样简单的相关图，精度是不高的。影响精度的因素很多，例如有两次洪水，上游站的洪峰水位相同，而洪水波形状不同，则峰形比较尖瘦的一次洪水，涨水段的水面比降比较大，它所造成的下游站洪峰水位就会低些，传播时间则要短些。又如其他条件相同，而河段的区间来水量不同，则区间来水量较大的洪水，相应的下游站洪峰水位就比较高。再如河段中受到回水、冲淤、风浪等作用的时候，相应水位关系也要改变。

因此，图 2-2 所示的基本经验关系，一般不能满足要求，应当进一步加以研究改进。同时，只预报洪峰水位一个数值，通常也是不够的，还应当解决整个洪水过程的预报问题。要解决这个问题，就必须深入了解河段中洪水波运动的规律，以及天然河道中影响洪水波运动的有关因素。

## §2-2 洪水波运动

当流域中某一部分降落暴雨时，地面逕流大量迅速地集中到当地的河槽中，使河槽的水位与流量迅速增加，成为洪水波的发源地。洪水波向下游传播，造成下游的洪水波。洪水波的传播是一种徐变不稳定流，其连续方程与运动方程为：

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial S} = 0; \quad (2-1)$$

$$i_* - \frac{dh}{dS} = \frac{n^2 v^2}{h^{4/3}} + \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\alpha v}{g} \frac{\partial v}{\partial S}. \quad (2-2)$$

式中  $\omega$ ——断面面积； $v$ ——断面平均流速；  
 $Q$ ——流量； $h$ ——平均水深；  
 $t$ ——时间； $n$ ——糙度；  
 $i_*$ ——河底比降； $S$ ——距离。  
 $\alpha$ ——动能因素；

又知： $Q = \omega v$ ， $\omega = f(h)$ 。所以可以解出四个未知数： $\omega$ 、 $Q$ 、 $v$ 、 $h$ 。

这些方程的水力学求解是比较复杂的，所需要的基本资料也比较多，因此尚难以在水文预报工作中直接应用。但进一步分析研究这些关系，对于建立相应水位的理论，有很大的帮助。

运动方程式左边的  $i_* - \frac{dh}{dS}$  表示水面比降  $i$ ，也就是单位重量的水块流经单位距离所作的功。这个功消耗于三个方面： $I_1 = \frac{n^2 v^2}{h^{4/3}}$  是摩阻消耗，用稳定均匀流情况下的曼宁公式来计算； $I_2 = \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t}$  是断面动能的增加； $I_3 = \frac{\alpha v}{g} \frac{\partial v}{\partial S}$  是沿程动能的增加。式中  $I_2$  与  $I_3$  都是惯性力造成的，所以称为惯性项。在天然洪水波的情况下，惯性项与摩阻项相比是很小的，总在其 1% 以下，因此可以不计。这样，运动方程式就成为一般的曼宁公式。

洪水波水面比降  $i$  与同水位下的稳定流水面比降  $i_0$  之差称为附加比降  $i_d$ ，亦即  $i_d = i - i_0$ 。当稳定流时  $i_d = 0$ ，涨洪时  $i_d > 0$ ，落洪时  $i_d < 0$ 。附加比降是洪水波的重要特征值。天然洪水波的附加比降值是不大的，约在万分之一以下；但天然河道的稳定比降值也很小，约在千分之一以下，所以  $i_d/i_0$  之值就可达百分之几或十分之几，因此附加比降的作用不能不计。例如某一流量  $Q$  与其同水位下的稳定流流量  $Q_0$  之比即为

$$\frac{Q}{Q_0} = \sqrt{\frac{i}{i_0}} = \sqrt{1 + \frac{i_d}{i_0}}$$

也就是说， $i_d/i_0$  之值决定了水位流量关系曲线上绳套的大小。

天然洪水波的附加比降与惯性项的数值，可参见表 2-2，2-3 的计算成果。

表 2-2 的估算方法如下：稳定比降  $I_0$  可取稳定流时的水面比降或河底比降。涨洪期附加比降等于  $\Delta H/L$ ， $\Delta H$  为洪水波高， $L$  为涨洪段波长， $L = vT$ ， $T$  为涨洪历时， $\bar{v}$  为涨洪期平均流速。

表 2-3 的估算方法如下： $I_2 = \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{1}{9.8} \frac{(\Delta v)_t}{T}$ ， $(\Delta v)_t$  为洪期最大流速与洪前流速之差。

表 2-2 洪水波附加比降計算表

河名	站名	年.月.日	漲洪历时 $T$ (小时)	洪水波高 $\Delta H$ (米)	漲洪期 平均流速 $\bar{v}$ (米/秒)	漲洪段波长 $L=\bar{v}T$	稳定比降 $I_0$	附加比降 $I_A=\Delta H/L$	$\frac{I_A}{I_0}$
澧水	三江口	1956.7.12	19	3.29	1.00	$6.8 \times 10^4$	$7.0 \times 10^{-4}$	$0.48 \times 10^{-4}$	0.07
浦阳江	諸暨	1957.3.20	28	3.69	0.73	$7.4 \times 10^4$	$3.5 \times 10^{-4}$	$0.50 \times 10^{-4}$	0.14
溧河	响洪甸	1954.6.13	9	4.53	1.55	$5.03 \times 10^4$	$6.9 \times 10^{-4}$	$0.90 \times 10^{-4}$	0.13
淮河	息县	1954.7.4	47	6.29	0.95	$16.1 \times 10^4$	$1.8 \times 10^{-4}$	$0.39 \times 10^{-4}$	0.22
黄河	陕县	1954.9.4	11	4.39	2.07	$8.2 \times 10^4$	$6.7 \times 10^{-4}$	$0.54 \times 10^{-4}$	0.08
长江	万县	1954.5.24	68	15.9	2.02	$49.5 \times 10^4$	$2.7 \times 10^{-4}$	$0.32 \times 10^{-4}$	0.12
长江	大通	1958.5.2	336	1.01	1.29	$156 \times 10^4$	$0.19 \times 10^{-4}$	$0.006 \times 10^{-4}$	0.03
淮河	蚌埠	1953.6.	183	3.05	0.47	$31.0 \times 10^4$	$0.31 \times 10^{-4}$	$0.098 \times 10^{-4}$	0.31
松花江	哈尔滨	1957.8.21	72	0.96	0.83	$21.5 \times 10^4$	$0.50 \times 10^{-4}$	$0.045 \times 10^{-4}$	0.09

表 2-3 洪水波慣性項計算表

河名	站名	年.月.日	洪前平均流速 $v_1$ (米/秒)	洪期最大平均流速 $v_2$ (米/秒)	$(\Delta v)_t$ $=v_2-v_1$	漲洪历时 $T$ (小时)	河段长 $\Delta S$ (公里)	$(\Delta v)_s$	$I_2 = \frac{(\Delta v)_t}{9.8T}$	$I_3 = \frac{1.1v_2(\Delta v)_s}{9.8\Delta S}$	$\frac{I_2+I_3}{I_0}$
澧水	三江口	1956.7.12	0.30	1.69	1.39	19	450	1.69	$0.021 \times 10^{-4}$	$0.007 \times 10^{-4}$	0.004
浦阳江	諸暨	1957.3.20	0.25	1.21	0.96	28	80	1.21	$0.0097 \times 10^{-4}$	$0.021 \times 10^{-4}$	0.009
溧河	响洪甸	1954.6.13	0.55	2.55	2.00	9	78	2.55	$0.063 \times 10^{-4}$	$0.094 \times 10^{-4}$	0.023
淮河	息县	1954.7.4	0.41	1.14	0.73	47	250	1.14	$0.0044 \times 10^{-4}$	$0.0058 \times 10^{-4}$	0.006
黄河	陕县	1954.9.4	2.83	3.31	0.48	11	1000	3.3	$0.015 \times 10^{-4}$	$0.012 \times 10^{-4}$	0.004
长江	万县	1954.5.24	1.26	2.37	1.11	68	1000	2.4	$0.0052 \times 10^{-4}$	$0.0063 \times 10^{-4}$	0.004
长江	大通	1958.5.2	0.94	1.64	0.70	336	290	1.68	$0.06 \times 10^{-6}$	$0.24 \times 10^{-6}$	0.02
淮河	蚌埠	1953.6.	0.16	0.75	0.59	183	650	0.8	$0.0009 \times 10^{-4}$	$0.001 \times 10^{-4}$	0.006
松花江	哈尔滨	1957.8.21	0.75	0.92	0.17	72	140	0.97	$0.0007 \times 10^{-4}$	$0.0004 \times 10^{-4}$	0.002

$T$  为漲洪历时。  $I_3 = \frac{av}{g} \frac{\partial v}{\partial S} = \frac{1.1v_2}{9.8} \frac{(\Delta v)_s}{\Delta S}$ ,  $v_2$  为洪期最大流速,  $\Delta S$  为河段长即上游站至本站的距离,  $(\Delta v)_s$  为两站的流速差。  $I_2$  与  $I_3$  原有正负号, 今取绝对值相加, 结果偏大。

由表 2-2 的成果可见, 山区性河流的  $i_A$  与  $i_0$  都大于平原性河流, 而其  $i_A/i_0$  则小于平原性河流, 这说明了山区性河流的洪峰形状比较尖瘦, 水位流量关系曲线的绳套比较小, 而平原性河流则反之。

在附加比降的影响下, 洪水波在传播的过程中, 不断发生变形, 见图 2-3。

图 2-3 是棱柱形河道中洪水波变形的示意图。当洪水波位置自  $A_1S_1C_1$  转换到  $A_2S_2C_2$  时, 由于洪水波波前(即  $SC$  部分, 也称漲洪段)的附加比降大于洪水波波后(即  $AS$  部分, 也称落洪段)的附加比降, 所以波前的运动速度大于波后, 使得洪水波在传播过程中, 波长不断加大, 因而波高不断减小, 亦即  $A_1C_1 < A_2C_2$ ,  $h_1 > h_2$ 。这种现象, 称为洪水波的展开。

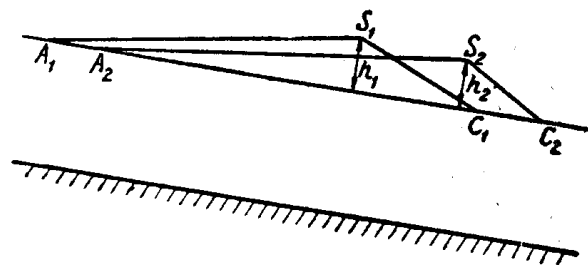


图 2-3 洪水波变形示意图

另外，由于波峰  $S$  点的水深最大，因此其运动速度大于波前上的任何一点，使得洪水波在传播过程中，波前的长度不断减小，附加比降不断增加；而波后的长度则不断增加，附加比降的绝对值不断减小，这种现象，称为洪水波的扭曲。

展开与扭曲是洪水波变形的两种表现形态，它们一定是同时发生的，其共同原因是水面存在着附加比降。洪水波不断变形的结果，使得波前愈来愈短，波后愈来愈长，洪峰不断减低，波前部分的水量不断向波后部分转移。

如果河道不是棱柱形，而其断面变化剧烈，则洪水波的变形就要受到影响。例如当洪水波漫滩时，波峰的展开量大为增加；而如下游站反比上游站为狭窄，则洪水波的波高反可增大。

在相应水位法中，我们并不直接去处理整个洪水波的变形问题，而是要研究在洪水波上任何一个点(位相)在上下游两站之间的运动规律。上下游站同位相的水位就是相应水位。我们知道，在水流运动中，流量是本质，水位是现象，水位的变化总是由于流量的变化所引起的，所以要研究洪水波上任何一个点的运动规律，就应当研究形成这个水位的流量的运动规律。我们把形成某一定位相水位的流量称为传播流量，传播流量从上游站传到下游站，就形成了上下游站的相应水位。

洪水波变形中的展开现象，体现为各个传播流量的数值在运动过程中不断的减小；而洪水波变形中的扭曲现象，则体现为各个传播流量的传播速度有所不同。前者反映在相应水位关系曲线上，后者反映在传播时间关系曲线上。

所以在相应水位法中应当解决的理论问题，就是传播流量的运动速度与传播流量在运动过程中的变量，以及与任一传播流量相应的水位值。如果河段当中还有区间来水、回水顶托等问题，则还要进一步考虑其影响。

### §2-3 相应水位理论

首先，研究洪水波的展开量。见图 2-4，令洪水波为三角形，又从曼宁公式：

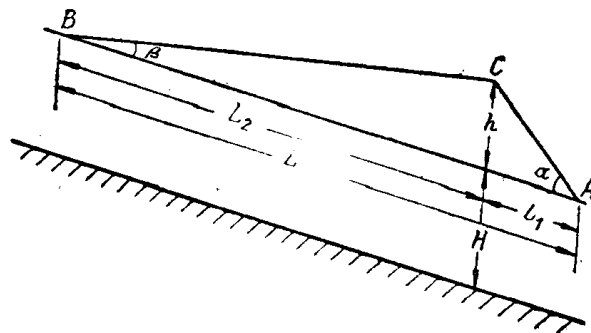


图 2-4 洪水波的纵剖面

$$v_A = \frac{1}{n} H^{2/3} (i_0 + \alpha)^{1/2};$$

$$v_B = \frac{1}{n} H^{2/3} (i_0 - \beta)^{1/2};$$

$$\frac{dL}{dT} = v_A - v_B = \frac{1}{n} H^{2/3} i_0^{1/2} \left[ \left( 1 + \frac{\alpha}{i_0} \right)^{1/2} - \left( 1 - \frac{\beta}{i_0} \right)^{1/2} \right] = v_0 \frac{\alpha + \beta}{2i_0}.$$

式中  $v_0$ ——洪前底水流速。

在棱柱形河道中

$$LhB = 2W.$$

式中  $B$ ——半洪水波高处的河宽； $W$ ——洪水体积；二者均为常数。

由上式得：

$$\frac{dh}{dL} = \frac{d}{dL} \left( \frac{2W}{LB} \right) = -\frac{h}{L};$$

$$\frac{dh}{dT} = \frac{dh}{dL} \frac{dL}{dT} = -\frac{h}{L} v_0 \frac{\alpha + \beta}{2i_0}.$$

但知

$$\frac{1}{\alpha} + \frac{1}{\beta} = \frac{L}{h} = \frac{\alpha + \beta}{\alpha\beta};$$

所以

$$\frac{dh}{dT} = -\frac{h}{L} v_0 \frac{\alpha + \beta}{2i_0} = -\frac{\alpha\beta}{\alpha + \beta} v_0 \frac{\alpha + \beta}{2i_0} = -\frac{v_0 \alpha\beta}{2i_0};$$

即

$$\frac{dh}{dT} = -\frac{v_0 \alpha\beta}{2i_0}. \quad (2-3)$$

由上式可知洪峰展开量对时间的变率比附加比降的数值还小得多，一般可以不計。但在河段較长的情况下，則不容忽視。将一般河道的洪水特性数值代入此式，求得在洪峰傳播时间为10小时的情况下，洪峰展开量約为几厘米至十几厘米。

又知底水以上的洪峰断面流量  $Q^* = Bhv$ 。令  $\frac{dv}{dT}$  为零得：

$$\frac{dQ}{dT} = Bv \frac{dh}{dT} = -Bv \frac{v_0 \alpha\beta}{2i_0}. \quad (2-4)$$

由式可知流量展开量与水位展开量是同級的，即  $\frac{dQ}{Q} = \frac{dh}{h}$ 。

在非棱柱形的河道中， $B$  与  $L$  同时为变数，則

$$\frac{dh}{dT} = \frac{\partial h}{\partial L} \frac{dL}{dT} + \frac{\partial h}{\partial B} \frac{dB}{dT} = -\frac{h}{L} \frac{dL}{dT} + \frac{-h}{B} \frac{dB}{dT}.$$

等式右边第一項即为棱柱形河道中的洪峰展开量，第二項为稳定非均匀流情况下的水位减低量。后者証明如下， $Bh = \text{常数}$ ，故得  $\frac{dh}{dT} = -\frac{h}{B} \frac{dB}{dT}$ 。

由式可見，如以上下游站相应的稳定流水面作为标准，非棱柱形河道的洪峰展开量也是不大的，与棱柱形河道相同。

但如以洪水波高作为标准，則非棱柱形河道的波高变化就要大得多。如河道上游寬，下游窄， $\frac{dB}{dT}$  为負值，則  $\frac{dh}{dT}$  可以具有正值。

对洪峰流量  $Q = Bhv$  可求得（令  $\frac{dv}{dT} = 0$ ）：

$$\frac{dQ}{dT} = hv \frac{dB}{dT} + vB \frac{dh}{dT} = -vB \frac{v_0 \alpha\beta}{2i_0}, \quad (\text{試自行証明})$$

也就是与棱柱形河道的結果相同。

因此，公式(2-3)、(2-4)可以作为洪峰展开量的基本成因公式。

对于洪水波上任一点的水位展开量，可按比例求得，即：

$$\frac{h_x}{h} = \frac{L_2 - x}{L_2}, \quad \frac{h_y}{h} = \frac{L_1 - y}{L_1}.$$

式中  $x$ 、 $y$  为断面与洪峰断面的距离，求得的结果为：

$$\frac{dh_x}{dT} = \frac{dh}{dT} \left( 1 - \frac{x}{L_2} \right),$$

$$\frac{dh_y}{dT} = \frac{dh}{dT} \left( 1 - \frac{y}{L_1} \right),$$

$$\frac{dh_x}{h_x} = \frac{dh_y}{h_y} = \frac{dh}{h}.$$

但在实际的天然河道上，洪水展开的现象要复杂得多，这一方面是由于断面流速分布不均，当断面剧烈变化时会引起流量与能量的变化；另一方面是由于存在着河岸、河滩与支流的调节作用，在涨洪期蓄积部分水量，在落洪期流出。

由于在一般情况下传播流量的展开量不大，可以不計，所以相应水位的基本关系为：

$$Q_{F,t+\tau} = Q_{U,t}. \quad (2-5)$$

式中  $t$ ——发布预报时刻；

$\tau$ ——传播流量在上下游站间的传播时间，也就是预见期。

如要計展开量，則

$$Q_{F,t+\tau} = Q_{U,t} - \Delta Q. \quad (2-6)$$

其次，研究传播流量的运动速度问题。

令河段长为  $S$ ，运动速度为  $w$ ，則  $S = w\tau$ 。 $w$  是传播流量的运动速度，也就是洪水波上任何一点的波速。关于波速的公式可演证如下：

$$Q = Q(S, t);$$

$$dQ = \frac{\partial Q}{\partial S} dS + \frac{\partial Q}{\partial t} dt.$$

但知

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial S} = 0,$$

$$\frac{\partial w}{\partial Q} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial S} = 0.$$

所以

$$dQ = - \frac{\partial w}{\partial Q} \frac{\partial Q}{\partial t} dS + \frac{\partial Q}{\partial t} dt.$$

但可以认为传播流量的展开量等于零，即  $dQ = 0$ ，求得

$$\frac{\partial w}{\partial Q} \frac{dS}{dt} = 1;$$

即

$$w = \frac{dS}{dt} = \frac{\partial Q}{\partial w}. \quad (2-7)$$

由式可知， $w = \frac{\partial Q}{\partial w}$ ，而断面平均流速  $v = \frac{Q}{\omega}$ ，所以只有在  $v$  不随  $\omega$  而变化的情况

下，两者才能相等。但由于断面流速分布的不均匀性，当断面变化时流速是要变化的，所以  $w \neq v$ 。事实上， $w$  是随波而来的微小流量增量（波流量）的运动速度，由于波流量占有近水面的断面面积，所以常具有比平均流速为大的运动速度。证明如下：

$$Q = v\omega,$$

$$w = \frac{\partial Q}{\partial \omega} = v + \omega \frac{\partial v}{\partial \omega}.$$

由于  $\frac{\partial v}{\partial \omega}$  常为正值，所以  $w$  常大于  $v$ 。如令  $v = aH^m i^{1/2}$ ， $\omega = bH^n$ ，则可求得

$$w = \left(1 + \frac{m}{n}\right)v.$$

某些天然河道的实测结果，与上式基本相合。

第三，研究传播流量所形成的水位值，也就是水位流量关系曲线对相应水位关系的影响。

如不计洪水波的展开，上下游站的传播流量相等，则相应流量关系是简单的  $45^\circ$  直线。但这时相应水位的关系就比较复杂，因为它受到水位流量关系曲线的影响。

已知

$$Q = AH^m i^{1/2},$$

如不计洪水波展开量，则

$$A_{\text{上}} H_{\text{上}}^{m_{\text{上}}} i_{\text{上}}^{1/2} = A_{\text{下}} H_{\text{下}}^{m_{\text{下}}} i_{\text{下}}^{1/2},$$

$$H_{\text{下}}^{m_{\text{下}}} = \frac{A_{\text{上}}}{A_{\text{下}}} \sqrt{\frac{i_{\text{上}}}{i_{\text{下}}}} H_{\text{上}}^{m_{\text{上}}} = \frac{A_{\text{上}}}{A_{\text{下}}} \sqrt{\frac{i_{0\text{上}} + \alpha}{i_{0\text{下}} + \alpha}} H_{\text{上}}^{m_{\text{上}}}. \quad (2-8)$$

由式可知，如  $A_{\text{上}} = A_{\text{下}}$ ， $m_{\text{上}} = m_{\text{下}}$ ， $i_{0\text{上}} = i_{0\text{下}}$ ，则相应水位关系为  $45^\circ$  直线。如  $m_{\text{上}} = m_{\text{下}}$ ， $i_{0\text{上}} = i_{0\text{下}}$ ，而  $A_{\text{上}} \neq A_{\text{下}}$ ，则相应水位关系为非  $45^\circ$  的直线。如  $i_{0\text{上}} = i_{0\text{下}}$ ，而  $A_{\text{上}} \neq A_{\text{下}}$ ， $m_{\text{上}} \neq m_{\text{下}}$ ，则相应水位关系为曲线。而如  $i_{0\text{上}} \neq i_{0\text{下}}$ ，则相应水位关系不是单值的，而是随  $\alpha$  而变。这也就是说，即使在沒有洪水波展开的情况下，相应水位关系也要受到比降的影响。因此，相应水位关系的精度，就要低于相应流量关系的精度（不计测验误差）。

这种现象还可理解如下：在某一稳定流量  $Q_0$  时的上下游站水位为  $H_{\text{上}}$ 、 $H_{\text{下}}$ ，现在  $H_{\text{上}}$  不变，而水面有了附加比降  $\alpha$ ，则  $Q_{\text{上}} = Q_0 + \Delta Q_{\text{上}} = Q_0 + \frac{\alpha Q_0}{2i_{0\text{上}}}$ 。同理，如  $H_{\text{下}}$  不变，则  $Q_{\text{下}} = Q_0 + \Delta Q_{\text{下}} = Q_0 + \frac{\alpha Q_0}{2i_{0\text{下}}}$ 。所以如果  $i_{0\text{上}} = i_{0\text{下}}$ ，则  $\Delta Q_{\text{上}} = \Delta Q_{\text{下}}$ ， $Q_{\text{上}} = Q_{\text{下}}$ ，相应水位仍是  $H_{\text{上}}$  与  $H_{\text{下}}$ 。但如  $i_{0\text{上}} \neq i_{0\text{下}}$ ，则  $\Delta Q_{\text{上}} \neq \Delta Q_{\text{下}}$ ，与  $Q_{\text{上}}$  及  $H_{\text{上}}$  相应的下游水位，就不是  $H_{\text{下}}$  了。

这种现象表现在式(2-4)中，就是  $Bv$  随时间的变化。今知水位流量关系曲线的坡度  $\frac{\partial Q}{\partial H} = Bv$ ，所以  $Bv$  随时间的变化，也就是水位流量关系曲线随时间的变化。在棱柱形河道中

$$\frac{d}{dT} \left( \frac{\partial Q}{\partial H} \right) = \frac{d}{dT} (Bv) = B \frac{dv}{dT} + v \frac{dB}{dT} = 0.$$

在非棱柱形河道中, 当  $i_{0上} = i_{0下}$ :  $\frac{d}{dT} \left( \frac{\partial Q}{\partial H} \right) = v \frac{dB}{dT} = f(H)$ ,

当  $i_{0上} \neq i_{0下}$ :  $\frac{d}{dT} \left( \frac{\partial Q}{\partial H} \right) = v \frac{dB}{dT} = f(H, i)$ .

最后, 如果河段当中有区间来水, 则相应水位的基本公式为:

$$Q_{下, t+\tau} = Q_{上, t} - \Delta Q + q_{区};$$

$$q_{区} = \int_0^L q dL.$$

式中  $q$ ——单位时间进入单位河长的区间入流流量;

$L$ ——河段长。

#### §2-4 无支流河段的预报

前面讲过, 严格的相应水位的定义, 是从传播流量的观点作出的。一定的传播流量所形成的水位就是相应水位; 传播流量的传播时间就是相应水位的传播时间, 相当于波速。但是这种相应水位与传播时间从实测资料中是很难找出来的, 我们通常所能找到的是水位过程线上的特征点, 如洪峰、波谷、涨洪落洪反曲点、稳定流水面等。根据这些特征点所作出的相应水位关系与传播时间曲线, 在一定程度上能反映实际的相应水位关系, 因此可以用来作整个洪水过程的预报, 但也存在一定的误差。

首先, 各种特征点的意义是不同的, 因此, 它们的相应关系也是不同的, 一般情况如图 2-5 所示。

图中稳定流的关系, 反映出上下游站流量相等时的水位关系; 而洪峰的关系, 则包括了洪水波展开的作用, 因此偏左。至于波谷则常受到下一次洪水的波前的影响, 抬高了水位, 因此偏右。显然, 洪峰点的关系线基本上能代表实际的相应水位关系, 因此通常都用相应洪峰关系来代表一般的相应水位关系。

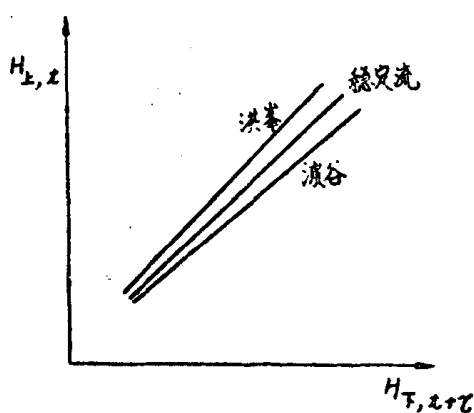


图 2-5 相应水位关系

但由洪峰特征点所找出来的传播时间, 通常精度不高, 因此传播时间曲线很难处理。这是由于在洪峰附近水位的变化很小, 所以决定洪峰出现时间的误差很大; 另外区间入流也起了很大的影响, 如图 2-6 所示。

区间入流的过程与河段中的流量过程不相应, 当区间入流的峰出现较早时 (图中左面), 下游站的洪峰出现时间就提早, 用洪峰特征点所求出来的传播时间就要偏小。反之, 如右面的图, 则摘取的传播时间就偏大。这种影响, 通常不能忽视。为避免这种

缺点, 有时根据反曲点来摘取传播时间。

区间入流对相应水位关系曲线的影响比较小, 因为区间一般不大。



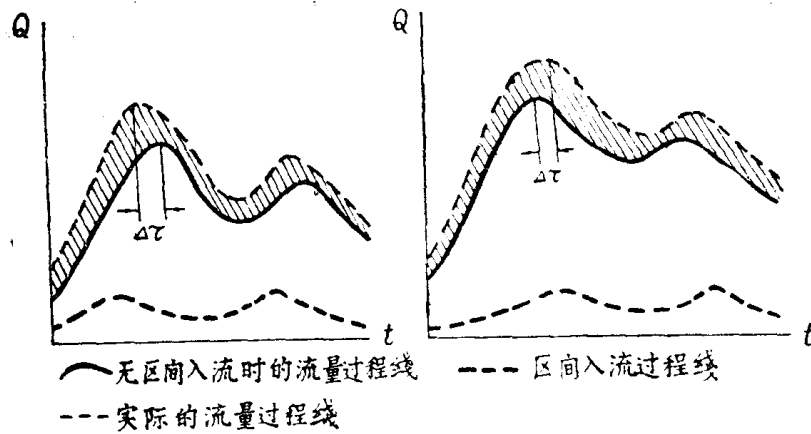


图 2-6 区向入流对传播时间摘取的影响示意图

应用洪水波展开法，可以在洪峰以外，得到许多相应水位点据，这对提高预报曲线的精度，特别是传播时间曲线的精度，是很有帮助的。洪水波展开法如下：取上下游站水位过程线，将其涨洪水位总变幅与落洪水位总变幅分别分成相同的等分，如图 2-7 所示。涨洪段分成 5 等分，落洪段分成 6 等分。这样，每一个等分点都可看成是相应水位，因此得到了许多相应水位及其传播时间的数据，结果列如表 2-4。由表可见，传播时间的变化规律是比较明显的。应当注意，在洪水波展开法中，区向入流与下一次洪水的抬高波谷水位的作用，会造成一定的误差。

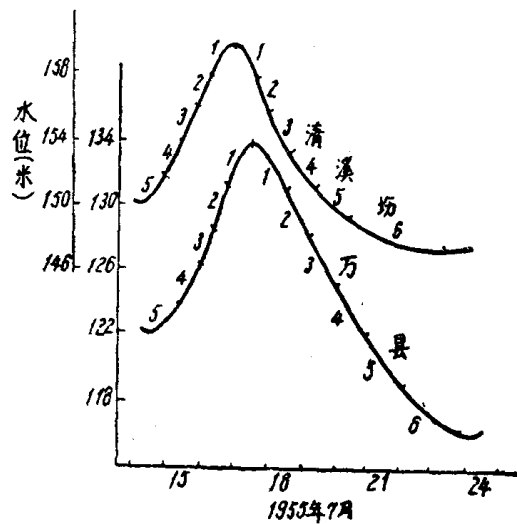


图 2-7 洪水波展开法取点图

在摘取了点据之后，就可以制作如图 2-2 的预报曲线。但由于相应水位关系要受到

表 2-4 清溪场-万县 1953 年 7 月 14 日~23 日洪水的相应水位与传播时间

清 溪 场		万 县		传 播 时 间 (小时)
水 位 (米)	时 间 (日, 时)	水 位 (米)	时 间 (日, 时)	
149.80	14 2:00	122.05	14 16:00	14
151.90	15 8:00	124.52	15 20:00	12
154.00	15:00	126.99	16 4:00	13
156.10	22:00	129.46	12:00	14
158.20	16 6:00	131.93	23:00	17
160.25	23:00	134.40	17 20:00	21
157.93	17 19:00	131.26	18 23:00	28
155.61	18 6:00	128.11	19 14:00	32
153.29	16:00	124.96	20 4:00	36
150.97	19 6:00	121.86	22:00	40
148.65	20 9:00	118.66	21 23:00	38
146.33	23 5:00	115.51	24 2:00	21