

陸地水文學

講義

華東水利學院

1957年

說 明

本講義的內容未經仔細審查，且因謄寫條件的限制，錯誤在所難免，望各院校教師指正，並多多提出寶貴意見，幫助我們改進今后工作。

華東水利學院

陆地水文学

下册

目 录

	页 次
第七章 逕流	1
§ 7-1. 逕流形成过程	1
§ 7-2. 植物截留	5
§ 7-3. 下渗	11
§ 7-4. 地面洼陷停蓄	30
§ 7-5. 漫流	31
§ 7-6. 集流	35
§ 7-7. 河槽调节	40
§ 7-8. 逕流的特征	42
§ 7-9. 多年平均逕流	45
§ 7-10. 洪水	56
§ 7-11. 洪水运动	69
§ 7-12. 枯水	79
第八章 河水热的动态及冬季状态	83
§ 8-1. 河水温度	83
§ 8-2. 河流的冻结	89
§ 8-3. 河流的封冻	92
§ 8-4. 河流的解冻	96
第九章 河流的能量及河中泥沙	99
§ 9-1. 河流的能量	99
§ 9-2. 泥沙的形成和分类	102
§ 9-3. 泥沙的形状和沉降速度	107
§ 9-4. 悬移质	113
§ 9-5. 含沙量的分布	127
§ 9-6. 推移质	132
§ 9-7. 溶解质	144
§ 9-9. 输沙量的计标	145

	页次
第十章 河床的演变过程	152
§ 10-1. 天然水流与河床的相互作用	152
§ 10-2. 沙波	154
§ 10-3. 河床形态度量关系	157
§ 10-4. 河床的稳定与变迁	162
§ 10-5. 河床的形成	168
§ 10-6. 山洪	170
第十一章 湖泊 水库	173
§ 11-1. 湖泊的形成和分类	173
§ 11-2. 湖泊的水量平衡	181
§ 11-3. 湖泊的热学	184
§ 11-4. 湖水化学成分及照明状态	190
§ 11-5. 湖水运动	192
§ 11-6. 湖泊中植物界及动物界	199
§ 11-7. 湖泊水库的调节作用	200
§ 11-8. 水库中水量损失	201
§ 11-9. 湖泊和水库的淤积	207
§ 11-10. 水库下游河床的冲刷	210
§ 11-11. 沼泽	211
§ 11-12. 沼泽的水文动态	214

陆地水文学

下册

第七章 迳流

§7-1. 迳流形成过程

引言 迳流是指从地上或地下汇至河川后排出全部水量，从水量平衡方程式中得知，一个闭合的流域的多年平均迳流量是等于降水量减去蒸发量（包括散发量）后的剩余水量。

迳流形成过程 一个流域的迳流形成过程，可分为下列几个阶段：

1. 全流域蓄渗阶段 水分渗入土壤之中的过程，叫做下渗（*инфильтрация, infiltration*），停蓄在地面上凹穴、小沟及其他洼陷处的水分，叫做地面洼陷停蓄或填洼。在降雨初期，理想中断面的水文现象如图7-1所示。其中部分降水降落在河槽水面之上，即以前所称的槽上降水（*C*），直接增加到河中流水里。其余的降水，如地面上有植物被复，则植物首先截蓄一部分雨水（*I*），通过植物落到地面上的雨水，当降雨强度小于下渗速度的时候，则所有雨水完全透过地面下渗（*f*），只有当地面降雨强度超过最大下渗速度时，则超渗降雨将填满地面洼陷处所，成为地面洼陷停蓄（*D*）。

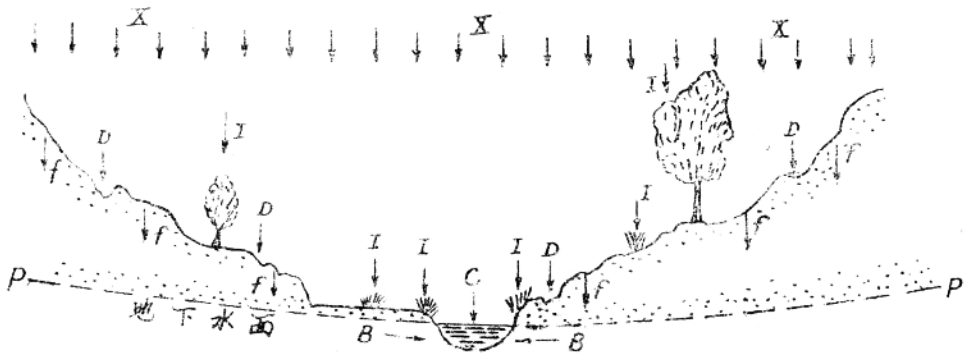


图7-1. 迳流形成过程蓄渗阶段示意图

在降水初期的地下水流（*B*），大致与降雨之前情形相同，能否流入河中，要看地下水面与河中水面的关系而定。由于天气潮湿、蒸发

和散发，都比降雨前天晴的时候为低。

这一阶段历时的长短，决定于土壤、地形和气候情形，如土壤中含有很多水分或土壤表面复有人工的不透水层，如道路、房屋等，则减少下渗，使地面漫流(0)提早开始。如地面起伏大，洼陷多，流域坡度平，则蓄渗历时长。如气候寒冷，土壤冻结，则渗入土壤中的水分少。当地面上有新鲜而干燥的积雪，能储蓄部分降雨，延缓初期表流，但当融雪时，则缩短蓄渗的历时。

2. 坡面漫流开始阶段 降水在坡面上成片的流动，叫做坡面漫流(Стеkanie, Overland flow)。坡面漫流(0)的开始是並不一致的，其水文现象如图7-2。首先，仅于流域的小范围内如道路及其他不透水的区域以及坡度陡峻的地方开始。当部分地区植物截留(I)及

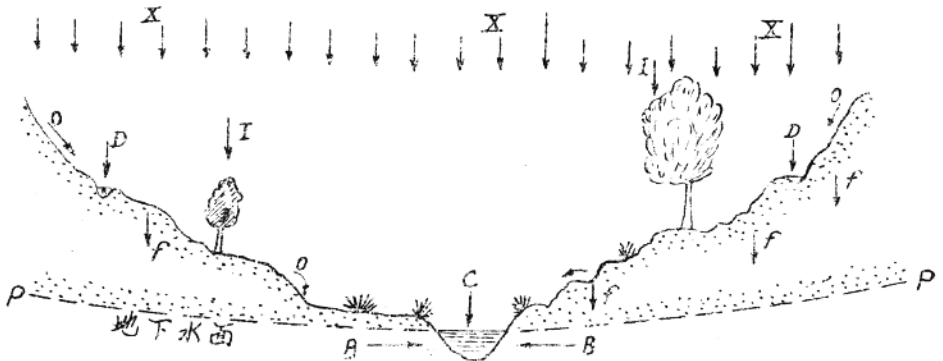


图7-2. 连流形成过程坡面漫流开始阶段示意图。

地面停蓄(D)业已饱和，则此部分地区，落在植物上的雨水，除极小部分散发至空中外，等于从植物落至地上的水分，又流至地面洼陷处的水分，等于从洼陷处流出的表流和下渗(F)的水分，如降水强度继续超过水分渗入土壤中的速率，坡面上也开始漫流，在漫流开始时，并不是遍及整片土地，而是由许多股不大的，彼此时会时分的独立水流所组成的。

在这一阶段内，土壤仍旧吸取水分，下渗的水分可能渗至饱和层抬高地下水面，地下水流的病情与前一阶段大致相同。

这一阶段的历时决定于土壤和地形的一致性、降水的强度，如流域内土壤的组织一致，地形相同，则各部分同时开始漫流，历时较短，如各地降雨的强度大小不一，则强度大的、漫流开始的时间早，强度小的、漫流开始的时间迟，这一阶段的历时便较长。如降雨的强度小于土壤的渗透系数，则无漫流现象发生。

如流域内土壤冻结，则将漫流开始的时间提前，当流域上复有积雪，由于雪的容蓄，延缓漫流开始的时间，当积雪融化，则促进漫流

的开始。

3. 全面漫流阶段 当降雨强度增加漫流(0)佔有的范围增大,在雨量较大,和流域表面坡度较小的情形下,表面水流扩展到全部排水面积,图7-3为理想中断面的水文现象。各股水流在沿着流域坡面流动时,通常没有很明显的槽形,只有在相当大的流域表面坡度和相当大的降水情形下,才能在流域表面上形成小的侵蚀沟槽,坡面上漫流的路径,不过数百公尺。

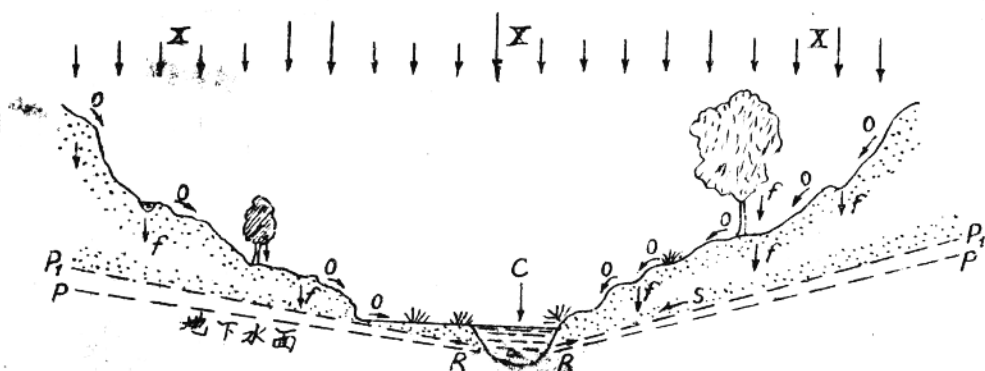


图7-3. 径流形成过程全面漫流阶段示意图。

这一阶段降落到地面的雨水,还继续下渗(F),但已逐渐减少。地下水面上升(自 P 至 P_1)。地下径流流至河槽,增加河水流量,在有些地方,不透水层离地面很近,阻止水流下渗,地下径流可以很快地流到河内。

全面漫流阶段的历时,决定于降水的历时和强度,如降水的历时长而强度大于土壤渗透系数,则这一阶段的历时就长,反之,历时就短。

在这一阶段,如土壤冻结,能阻止雨水下渗,增加地面径流,如土壤解冻,则情形相反。当流域面上有积雪,因雪能容蓄的雨水,业已饱和,增加的降雨,将变为径流的水流,积雪的融化,也会增大河中的流量。以降雪的方式代替降雨,则在未融化以前,对于径流影响殊浅。

4. 河槽集流阶段 全面漫流的水,到达河中后,水在流域的河网内纵向流动,叫做集流(Добегание),这时河中水流的变化,流量的增减,随着降雨强度而变。河槽内集流的长度,可达十、百以至数千公里。

在集流过程中,河水大部分向下游流动,小部分则容蓄于河槽之内产生河槽调节作用,减低峰段的流量,其水文现象如图7-3,如继续降雨,由于河槽中,水位上升的速度大于两岸地下水面上升的速度,

河流两岸如系冲积层，且河流与河岸之间具有水力关系，则河槽中水，将渗入河岸土壤之内，形成河岸调节(R)，减少河中的流量，如河流与河岸之间并无水力关系，则地下迳流仍可流入河中，增加迳流量。

这一阶段的历时大致与全面漫流阶段历时平行而略为延长，土壤冻结，流域表面积雪以及积雪融化等对于迳流的影响，直接反映在全面漫流过程上，间接影响到河槽的集流上。

5. 河槽容蓄消退阶段 当降雨及坡面漫流停止以后，理想断面的水文现象如图7-4，河槽中原先容蓄的一部分水量，逐渐外洩。

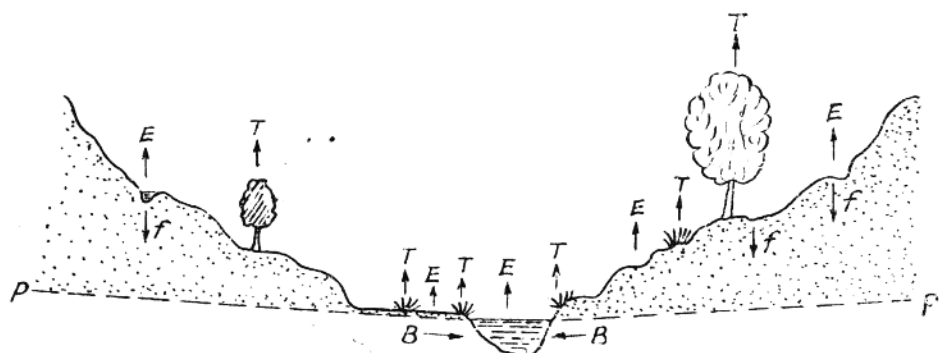


图7-4. 迳流形成过程河槽容蓄消退阶段示意图。

由于河槽中水位降落的速度比较两岸地下水面降落快，河岸调节的水分，随着河中水位下降而外洩(B)。所有地上洼陷水面、枝叶截留以及土壤中水分的蒸发(E)，特别旺盛，叶面的散发(T)也已开始，地面上洼陷内的水分继续下渗(F)至土壤以内，而通气层中的重力水，则流至饱和层内，地下水面视向下渗透速率是否超过地下水流至河内的速率而升降。

这一阶段的历时，决定于流域面积的大小及河床的比降，河床比降陡的历时比较短，流域面积大小的关系，详第五章，如表5-5所示。

在这一阶段内，如温度在零度以下，则流域内积有的冰雪，对于迳流的变化，不生任何影响，但当温度高于零度，则由于冰雪融化，把过这个阶段的时间延长，以至冰雪融化完了为止。

6. 地下迳流维持阶段 当久晴不雨，地面停蓄及河槽容蓄枯竭之后，且无冰雪融化，或人工水库的调节，河中流水唯一的来源，全靠地下水(B)来供给，维持到下次降雨为止，理想中断面的水文现象如图7-5。河中水流的变化，除略受河岸的植物散发(T)及水面蒸发(E)等影响外，一般随着时间慢慢地减退着。

在许多干旱地区，降水稀少，以及蒸发、散发的关系，地下水面逐渐下降(自 P 至 P_1)，以致降低至河槽以下，不足以补给河中的流水。

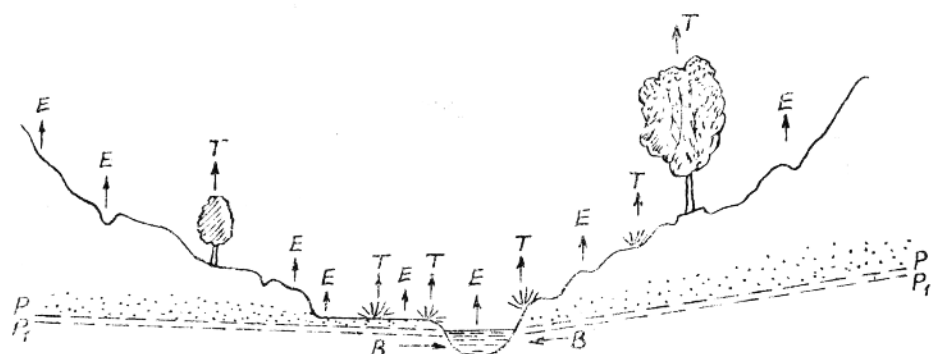


图7-5. 逆流形成过程地下逆流维持阶段示意图.

如此，河流仅恃地面水的供给，而形成间歇河流。我国华北地区河流，大雨之后，河水盈槽，久晴之后，枯竭断流，是常有的现象。

这一阶段的历时，决定于流域面积的大小，地质、气候对河槽下切深度等。流域面积大的，这一阶段可维持至下次降水而不至于断流。如流域地质为透水层，则蕴蓄的地下水流丰富，维持的时间较长。河槽下切深的，能获得深层地下水流，历时较长。至于气候的因素，主要为一年内降水的分配及降水的多寡，降水分配均匀，降水量较多者，地下逆流维持的时间也较长。如流域内积有冰雪，而气温及地温在零度以下，上述现象不致发生变化，如温度升至零度以上，因冰雪融化而流出水分，则回复到蓄渗阶段和漫流阶段的情况。

上述的逆流形成过程，是指时间较长，并有相当强度的均匀降雨而言。在大的流域上，由于地形、植物被复、地质、土壤不尽相同以及降雨强度的不均，逆流的形成过程，有时也不与上述阶段完全符合。在不同的地区，每一阶段的历时，也并不相同。

§7-2 植物截留

概说 被复植物截留的水量，对于大的洪水，影响较小。但对年降水量而言，却占很大一部分，据观测森林及浓密的被复，一年中截留的水量，可达年降水量的25%。这些截留的水量，供给雨后蒸发，并不能形成逆流。

植物截留的物理现象 任何一次暴雨落下来的第一个雨滴落在植物的叶上，几完全留在叶面上成一滴或成一薄膜，在树叶上未达所能截留的最大水量之前，叶下的地面，仅能获得少量降水。可能有很大一部分的雨水，在其降落过程中，因与植物叶面冲击，水滴分裂未达地面而蒸发，当树叶已达最大的叶面截蓄之后，再加水分，在其

下面边缘，即形成水滴并逐渐增大，以至重力超过其表面张力时，即降落于下一个叶面之上或落至地面，从截蓄降下的雨滴，一般大于原有的雨滴。

当植物截蓄饱和之后，落至土壤表面的水量，等于降水量减去植被上的蒸发量，雨止之后，植物仍保持截蓄的水分，这种水分直接由蒸发回至大气中。

风对于截蓄的影响有二种：1) 使最大截蓄量减少；2) 使截蓄的蒸发强度增加。这二种作用是背道而驰的。在整个暴雨期间，风的增减截蓄总量，决定于暴雨期间的风速、降雨历时及空气中湿度，在一次无风的均匀降雨，截蓄的速度比较快，以至于截蓄饱和，于是减少至等于蒸发的强度。在夹风的阵雨时，由于风将叶上水分吹走，截蓄初期速度很小，同时截蓄也减少，但当植物截蓄水量到达最大限度后，风促进蒸发，增加了截蓄的速度。由此可见，在一次期暴雨，风能增加截蓄总量。在短期暴雨，则减少截蓄总量。雨止余留在截蓄状态的雨量为暴雨后期风速的函数。而蒸发则决定于整个暴雨期的风速，在雨期内，由于水汽压差小，单位叶面蒸发强度远较晴朗天气时的蒸发为小。蒸发强度虽低，然乘上簇叶面积对树木投影面积的比值，蒸发总量还是很大的。

整个暴雨期间，植物截蓄总量包括二部分：1) 须满足植物枝叶表面的截蓄，及 2) 降雨期间的蒸发。截蓄总量如下式所示：

$$I = W + CEt \quad (7-1)$$

式中： I = 截蓄总量；
 W = 单位投影面积截蓄容量；
 C = 植物表面积与其投影面积的比值；
 E = 单位表面积蒸发强度；
 t = 降雨历时。

W 值决定于植物的生长状况或树叶的多寡、降雨强度、水滴大小及风速等。不同植物的叶子，截蓄的降水，也大不相同，有的截蓄的水分形成薄膜状，有的形成水滴或水泡，因此不同的植物虽 C 值相同， W 值也可能不同。

(7-1) 式所得的截蓄数值并未考虑降水量。实际上，这一方程式假定每次暴雨所降的雨量，能完全满足截蓄的需要。因此用之于微雨时期，计算的截蓄可能超过观测的降水量，一个合理的方程式，应确定截蓄与降水量以及降水历时之间的关系。如假定 (7-1) 式所得的截蓄量与降水量的关系如下式所示：

$$I = (W + CEt)(1 - e^{-KX}) \quad (7-2)$$

式中： e = 自然对数的底数；

X = 降雨量;

K = 常数, 用下列方法推求。

微分(7-2)式:

$$\frac{dI}{dX} = K(W + CEt)e^{-KX}$$

当仅考虑有植物被复的部分面积, 对于很小的暴雨, 截留接近于降水, 于是当 X 接近于 0 时

$$\frac{dI}{dX} = 1 = K(W + CEt)$$

$$K = \frac{1}{W + CEt}$$

如假定 $W = 5$ 公厘, $C = 100$, $E = 0.0025$ 公厘/小时, 则(7-2)式计算的结果如图7-6所示。

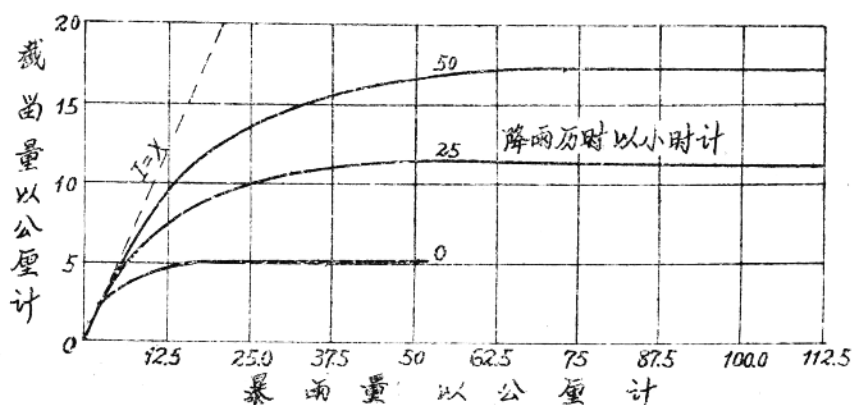


图7-6. 植物截留与降雨量, 降雨历时的理论关系。

如地面上有两层以上的植被, 例如大树之下有矮树和草类, 则除大树的主要截留以外, 当有矮树及草类的附加截留, 下层的植被, 仅能从上层的植被获得截留的水分, 因此在微雨时期, 下层植被, 可能并无雨水; 只有在长期暴雨情况下, 上层植被截留饱满之后, 下层才能获得雨水, 但下层植被较之上层植被蒸发的期间较短。各层植被截留总量常小于各别植被单独截留之和。

植物截留的测定 测定截留的方法是将一个或几个雨量器, 置于植物枝叶下面的地上, 并与开敞处雨量器, 测得的成果比较, 两个雨量器内量得水量之差, 并减去沿树干流下的水, 即为植物截留。

观测沿树干流下雨水, 一般系用金属槽于近地面处紧靠着树的四周, 槽与树干之间, 不使漏水, 至于观测草茎及作物茎的流水, 则较为困难, 因此对于这方面的知识甚少。有些学者企图比较有植被和无

植被二块地的逆流，以测定草本植物的截留，但是因为需估计过二块地下游的差数，故这一方法仅能给出大暴雨时的近似值，而对于小的暴雨价值不大。

在以下讨论植物截留由于植物种类、降水量及降水历数等因素不同而变化时，并未考虑树冠流水而作为另一项目，这一项目的变化范围如图7-7。沿树冠流下的雨水，大致与树皮的糙度成反比。图上有些数值，因试验的林木，位于旷野，暴雨被风直接吹打在树干之上，故可能稍为偏高。

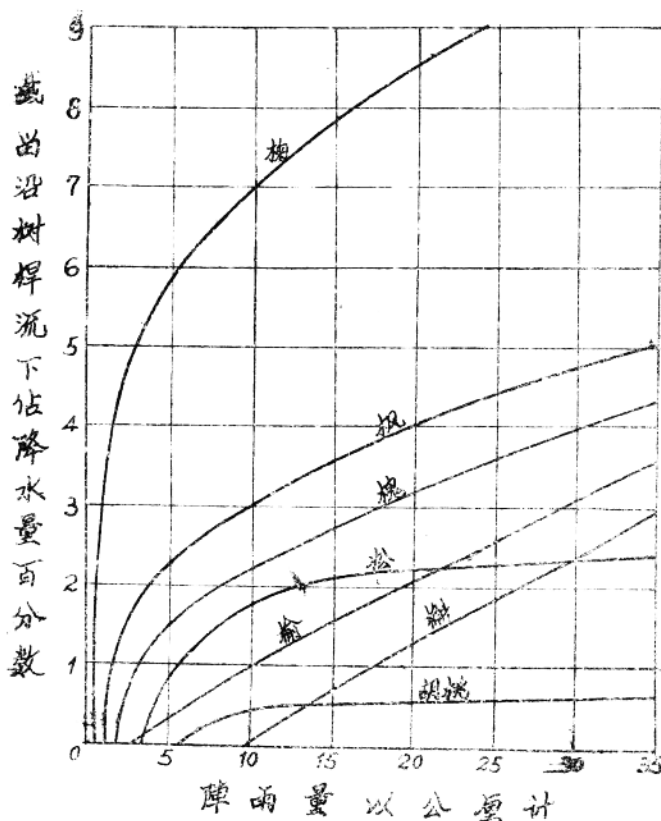


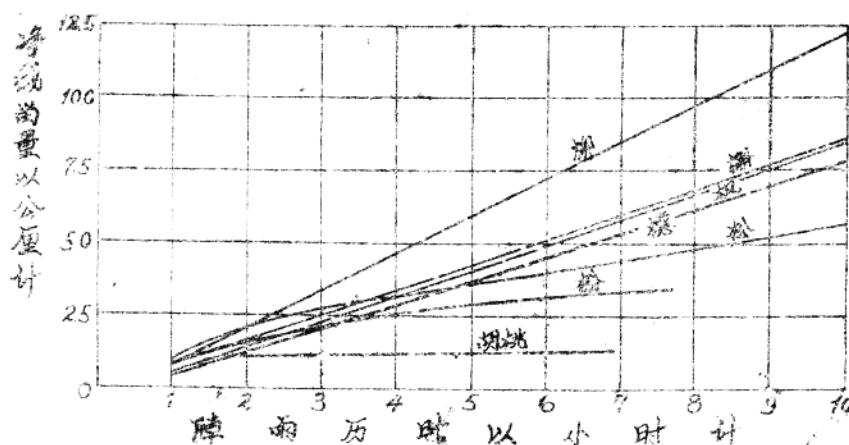
图7-7. 树冠流水占树冠降水总量百分数。

植物截留的变化 在一次暴雨中，如于降雨之前，簇叶上并未蓄有水分，则植被的种类和密度，决定着截留的雨量。植物种类对于截留的变化，如图7-7，图7-9及表7-1，这些变化主要由于植物总的表面积之差以及簇叶的物理性质，因而影响表面张力所引起。

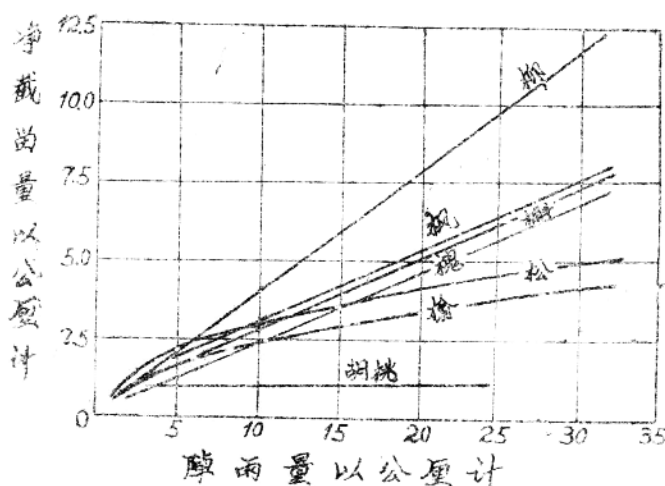
植物截留的季变，是由于簇叶表面积的变化所引起。常绿树不论冬夏，可能截留同样的水分。落叶树的截留，一般夏季大于冬季，但在冬季降雪多的地区，位于空旷地方的林木，由于飘雪的水平运动较

降雨为大，因此树周所集的雪较之截留的雨水更多。树干、树枝、截留雪的容量可能接近于夏季簇叶的截留容量。且与夏雨不同，雪在开始时并不立即自树干落下，易于引起蒸发。

暴雨期间植物截留随降水历时及降水量的变化如苗7-8及苗7-9。这些曲线表示各种树木加了树干流水改正后的截留，因降雨量与降雨历时是有相互关系的，从天然降雨确定上述二项因素分别对于截留的作用，较为困难。这些曲线是根据许多暴雨降雨量增值分类求得的平均值，结果有些对于历时的变化可能由于暴雨强度所引起，或与此相反。如有可靠资料，则可能绘出如苗7-6的曲线。



苗7-8. 截留随降雨历时的变化。



苗7-9. 截留随雨量的变化。

植物截留的估计 由于植物截留的资料较少，因此须根据经验公式来估计截留，R.E. 贺顿提议的经验公式一般形式如下：

$$I = a + bX^n$$

(7-3)

式中: I = 植物截留, 以公厘计;

X = 雨量, 以公厘计。

a, b, n 决定于植被的种类, 如表 7-1, 表中 h 的植物高度, 以公尺计。

表 7-1. 植物截留经验公式有关数值表.

植 被 种 类	a	b	n	投影因数
果树	1.00	0.18	1.00	
森林周围及旷野的栗木	1.00	0.20	1.00	
森林中栗木	1.50	0.15	1.00	
森林周围及旷野的槲和枫	0.75	0.23	1.00	
森林中的槲和枫	1.00	0.18	1.00	
森林周围及旷野的榭	0.75	0.22	1.00	
森林中的榭	1.25	0.18	1.00	
柳和灌木	0.50	0.40	1.00	
森林周围及旷野的榆	0.75	1.15	0.50	
森林中的榆	1.00	0.90	0.50	
森林周围及旷野的菩提树	0.75	0.65	0.50	
森林中的菩提树	1.25	0.50	0.50	
豆、洋薯和白菜菜类	1.64 h	12.30 h	1.00	0.82 h
条播的芦粟	0.58 h	0.02 h	1.00	1.00
牧草	0.41 h	0.26 h	1.00	1.00
苜蓿、大巢菜和燕麦	0.82 h	0.35 h	1.00	1.00
裸麦、小麥、大麥	0.41 h	0.16 h	1.00	1.00
烟草	0.82 h	0.26 h	1.00	0.66 h
棉花	12.30 h	0.33 h	1.00	1.08 h
玉蜀黍	0.41 h	0.02 h	1.00	0.33 h

上述经验公式系计称指定植被的主要截留, 宜用于一次暴雨, 不宜用于一月的或一年的降水。一块面积的平均截留等于计称的截留乘投影因数, 以改正无植被部分的面积, 当表上未列投影因数的植被, 须根据存在植被密度情况, 予以估计, 这些常数和指数是根据有限的比较小的暴雨资料求云, 应用时须加以注意。

§7-3. 下 渗

一、影响下渗的因素

概說 下渗与渗透的现象不同，下渗如前所述系降水透过地面渗入土壤之内的过程，而渗透系指土壤内水分的流动。当降雨到达地面时，下渗的水分首先补充土壤上层缺乏的水分，其后多余的向下渗透而变为地下潜流。水分自地表渗入土壤中的速度，叫做下渗率，以每小时若干公厘表示；在某种情形，土壤吸入降雨的最大下渗率，叫做下渗容量。

如降雨的强度，小于土壤的下渗容量，则并不产生地面径流，只有当降雨的强度大于土壤的下渗容量时，其超过下渗速度部分，才变为径流，此时的下渗率也就等于下渗容量。最大下渗率视许多因素而变，可分为两大类：1) 地区的因素，也就是一个区域的下渗容量与别一区的下渗容量不同；2) 时间的因素，也就是任何区域的下渗容量，一个时间与另一个时间不同。但影响的因素，并不能机械地划分属于那一类，有时可以分属于二类。例如土壤的性质虽说属于第一类，但土壤中水分的影响，又属于第二类；又如流域内分布的植物，因在大面积上很难均匀地复盖，而各年生殖情形也不一样，故亦分属于两类。

影响下渗率的因素 以上已把影响的因素得到一些概念，现在分别说明如下：

1. 力的作用 当雨降落到透水的土壤上，由于重力作用，水自地面向下穿过无数的裂缝而至地下水面，如土壤中已含有充分水分，则重力为下渗过程中的主要力量。但如由于蒸发、散发等关系，土壤干燥，则土壤颗粒的分子吸力（附着力）与重力合併而增加下渗容量。虽然，由此而增加的下渗容量，是暂时的，当土壤颗粒被水的薄膜包围后，分子力仅能保持薄膜，对于下渗不再发生作用了。

因此土壤颗粒的分子力，仅在降雨初期，增加下渗容量，其影响范围，视土壤性质而异，结实而组织细密的粘土大于粗砂，非结构性土壤大于团粒结构土壤，如图7-10。因分子力吸着薄膜水的厚度，实际上与土壤颗粒的大小关系较少，每单位容积土壤保持水的体积是与颗粒总的表面积成正比。设所有土壤颗粒为球形，已知容积内土壤颗粒的数目与直径的立方成反比，而每颗表面积与直径平方成正比，因此单位容积内土壤颗粒总的表面积，以及被分子力保持水分的体积与土壤颗粒直径成反比。由此可以说明，在暴雨初期干燥而组织细密的土壤，较之组织粗松的土壤下渗容量迅速降低的原因；同样可以说明为什么细致的粘土比粗砂能抵抗重力作用保持着较多的水分，供给植物生长，而不致枯萎。

2. 土壤中的水分 土壤能抵抗重力吸引，保持适当数量水分，因此减少了颗粒间的水路面积，如土小的裂缝空间，吸取了降雨初期

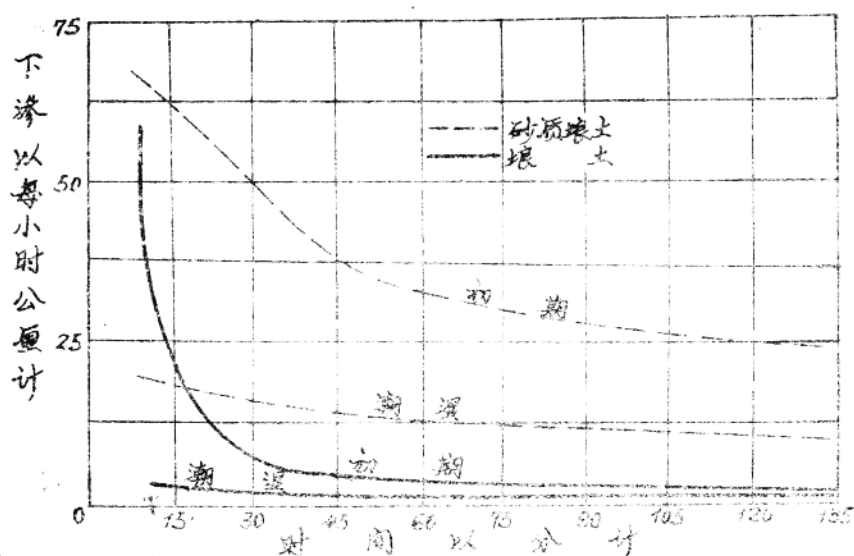


图7-10. 下渗率的比较.

的水分，即不适于后期水分的渗透，结果潮湿土壤的下渗率，比较干燥的土壤为小，如图7-10，此种现象，说明了疏松的土壤下渗率大而比较均匀的原因，至于细密的土壤，虽初期的下渗率较高，而变化较大，在一、二小时内，迅速减小，其后接近于常数。

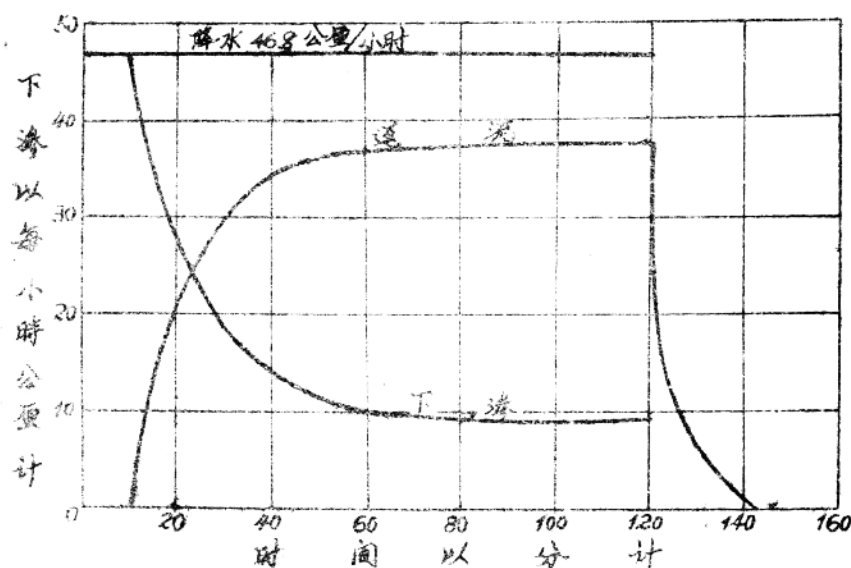
3. 胶质的收缩和胀大 许多组织细密的土壤，如粘土、壤土之类，含有或多或少的胶质，此种土壤，当潮湿时，胶质膨胀，阻塞了小的空隙。这种胶质的膨胀，是粘土比较砂土在暴雨初期下渗容量迅速降低的另一个原因，当此种土壤全部湿润之后，再经日晒，如无植物被复，胶质收缩，发生龟裂现象，使初期的下渗容量显著地增加。

4. 降雨 在没有植物被复的地方，雨滴落在地面上，把地面冲实，减少土壤的透水性。因此极大的雨滴，于降雨开始数分钟内，在土壤表面，集成片流，减少下渗容量。此外，雨水从空中带下的尘埃、煤烟以及从植物叶面、屋面、路面冲刷的微粒，灌入表层已经冲实的土壤空隙之内，更减少了下渗容量。至降雨强度的影响，则强度小于下渗率时，下渗率与降雨强度成正比，但如强度超过下渗率时，则强度对于下渗率的影响，并不显著。

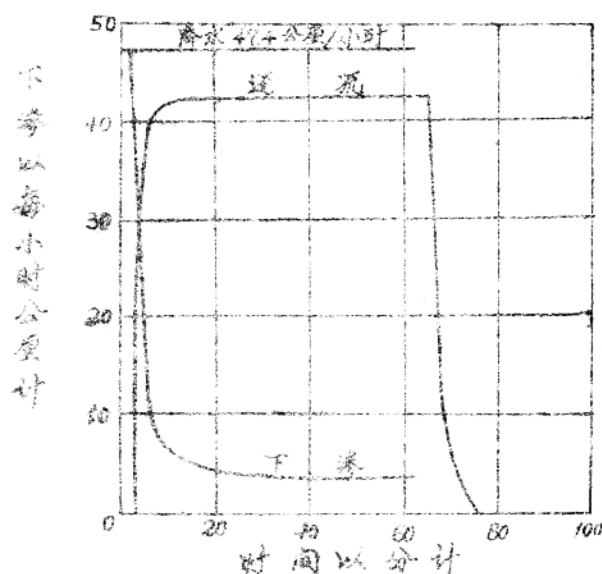
5. 动物 动物对下渗率的影响，可从二方面去考虑：1) 穿洞的动物，增加下渗容量，其中包括蚯蚓、蚂蚁、甲虫、鼠类等，每种动物，都有它们自己的习惯，而对于下渗的影响，也各不相同。例如蚯蚓为了寻求水分，在旱天穿洞很深，而在雨天来到表面；蚂蚁和其他动物的活动，于旱季比较其他时期更为显著；2) 由于动物践

踏，使土壤表面结实，减少下渗，例如在大量放牧地区，植物稀少，经过动物的践踏，下渗较少。

6. 植物和种植 由于植物尚有截留作用，故植物对于下渗容量的影响，难以加以直接确定。虽然，有植物被复的地区，下渗率一般较无被复的地区为大，如第7-11及第7-12。其原因因为：1) 植物阻



第7-11. 森林区的下渗率.



第7-12. 赤裸荒地的下渗率.

滞地表流，增加水分渗入地下的时间；2) 被复的植物，可保护表