

第 一 篇

河 狀 論

第一章 河水の涵養

第1節 流域

河の水量を決定する根本的要素は、流域の廣さと其の上の降水量であるから、本節では先づ流域のことから説き始める。

1.1 流域と分水界 或川の流域 (Drainage basin) 或は集水區域 (Catchment area) とは、其の河水のもとになる雨雪の降下する全地域を指すのである。但し、川の途中の或一地點に對する流域といへば、其の地點までに川へ流入すべき雨雪の降る區域を指す。水は低きに就くの理によつて、水路の先ほど低いのであるから、流域は大體として中凹みの盆狀をなし、且つ全體として

第1表 世界の大河

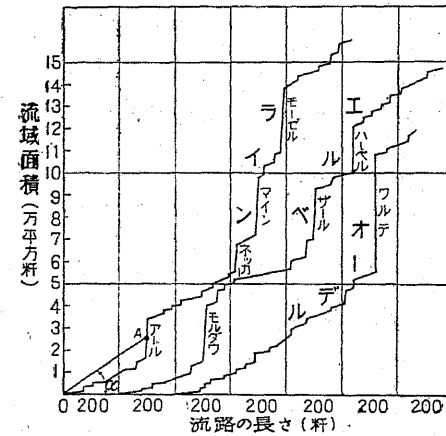
大陸	河名	長さ (km)	流域 (1000km ²)	流域平均幅 (km)
南アメリカ	アマゾン	6200	7050	1140
	マダガスカール	4700	3100	660
	オリノコ	2200	940	426
北アメリカ	ミシシッピ	6500	3250	500
	セントローレンス	3700	1660	450
	マサチューセツト	3800	1250	330
	コロラド	3600	900	250
	コンゴ	2000	660	330
アジア	ゴダワリ	2000	590	295
	オムゴラ	5200	2950	570
	ニルギ	5200	2590	500
	黒龍江	4600	2380	520
	揚子江	4500	2050	450
アフリカ	ナイル	5200	1780	340
	コンゴ	3000	1730	580
	ザンベジ	4100	980	240
ヨーロッパ	ヴォルガ	2400	1581	660
	ドナウ	4200	3690	880
	ライン	5600	2870	510
オーストラリア	メルボルン	4200	2090	500
	シドニー	2700	1330	490
	メルボルン	3600	1400	390
	シドニー	2900	820	280
	メルボルン	2100	510	240
	シドニー	1300	220	170
	メルボルン	1150	148	130
	シドニー	1020	121	120
	メルボルン	760	99	130
	シドニー	700	78	110
南極	メルボルン	680	69	101
	シドニー	405	13	32
南極	メルボルン	1200	1080	370
	シドニー	1700		

河口に向いて傾いて居るとふことが分る。

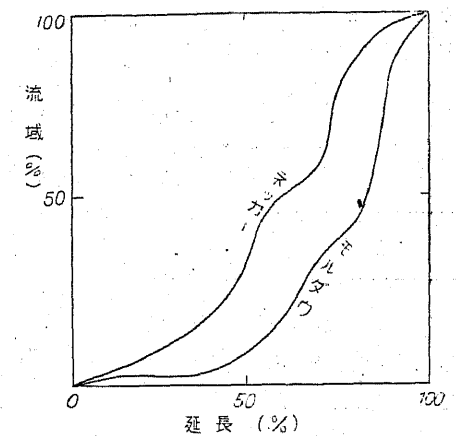
二つの川の流域が互に相接する界を分水線 (Watershed or divide) と名づける。分水線は大抵水源の地面が兩方に傾く背斜線即ち山嶺を連ねた線になつて居るが、然しいつもさうとは限らぬ。時には山脈を横斷する川などがあつて、嶺の上部若干は兩側とも同じ川の流域に屬し、分水線が却つて山腹又は山麓にある場合もあるのである。

第1表に世界の主もな大河の長さや流域を示して置いた。大河には大西洋へ入るものが最も多く、太平洋、印度洋へ入るものは少い。特に流域を較べる段になると、大西洋に入る河の總流域は、他の海洋に入る總流域の2倍に近く、51:27の割合になる。第2表に本邦大河川の流域面積を掲げる。

1.2 流域の平均幅員 本流の水源から河口までの各點に對する流域は下流になるほど次第に其の面積を増し、特に支流が流入する毎に跳躍的に激増する。其の狀況を研究するには、水源からの本流の長さ (L₀) と流域面積 (A) とを以てグラフにし、流域曲線を作るがよい。第1圖aはドイツ諸川に



第1圖 a 流域曲線の實例



第1圖 b 流域曲線の實例

就いての實例である。河の水量が一般に下流ほど多くなるのは、流域の増加する結果に外ならぬ。尙ほ河長流域關係曲線を%で表はすと、一層各流域の特徴が明瞭になる。例へば第1圖bはドイツのモルダウとネッカー兩川の例

であるが、ネッカーは割合上流から下流まで流域が均等に分布されて居るけれども、モルダウ河は全長の50%地点に来ても流域は僅に9.1%にすぎず、下流に至つて流域の激増する有様がよく分かる。

次に、各地點までの本流の長さで流域面積を割つた商を、それまでの流域の平均幅員といふ。即ち

$$B(\text{流域の平均幅員}) = \frac{A(\text{流域面積})}{L_0(\text{本流の長さ})}$$

で、流域曲線上の一點Pへ原點Oから引いた直線OPの傾角を α とすれば、その正切 $\tan \alpha$ が平均幅員に當るのである。

平均幅員は前表に見る如く一般に河が大きいほど大で、世界的大河に就いては略、河の長さに比例する傾きがある。例へば $L_0: \frac{A}{L_0} = \frac{L_0^2}{A}$ の値を計算

第3表 大河流域の平均幅員と長さとの関係

河名	ミシシッピー	アマゾン	ワイヒゼル
L_0^2/A	5.33	5.37	5.74

すると第3表の如く略、一定に近い。然し普通の川では中々かやうな簡単な関係はなく L_0^2/A の値も種々である。

流域平均幅員は又一方から見れば本流の単位長當りの流域面積に相當するから、雨量、地質、其の他の條件が同じならば平均幅の大きいものほど水量特に洪水量が大きくなる譯である。勿論實際の水量は流域の地勢、土質、林相等色々の原因によつても左右されるから、一概には言へぬけれども、兎にも角にも流域平均幅も水量に關係ある一要素たることは疑ひない。

河川の水量に關係ある流域の特徴としては、前記平均幅の外にも其の地形、地勢、地質、地被状態(林相)等がある。是等を出來るだけ數量的に表現する方法を案出して、觀測水量と對比し研究を定量的に進め得る様にすることは極めて肝要である。本節では其の内の地形的要素をグラヴェリウス(Gravelius)やホルトン(Horton)氏等に従つて略述する。

1.3 流域の形狀係數 流域が其の長さに比し幅廣い丸形であるか將又狭長なものであるかを示すために、ホルトンは流域の平均幅を長さで割つた商、即ち

$$F = \frac{\text{平均幅}}{\text{延長}} = \frac{A}{L_0^2} \quad (1.1)$$

河川	府	縣	支川數	流域面積 (km ²)	長 (km)	流域平均幅 (km)
利根川	千葉	美城	285	15,792	322	49
信濃川	長野	海城	25	14,300	365	38
北川	新潟	澁波	277	12,254	369	33
利根川	信濃	澁波	216	10,714	245	44
利根川	信濃	澁波	223	9,100	229	40
利根川	信濃	澁波	711	8,400	79	106
利根川	信濃	澁波	174	8,339	168	50
利根川	信濃	澁波	143	7,408	217	34
利根川	信濃	澁波	246	5,471	188	29
利根川	信濃	澁波	202	4,880	215	23
利根川	信濃	澁波	87	4,184	151	28
利根川	信濃	澁波	87	4,080	136	30
利根川	信濃	澁波	355	3,813	200	19
利根川	信濃	澁波	177	3,652	194	19
利根川	信濃	澁波	191	3,651	129	28
利根川	信濃	澁波	150	3,264	125	26
利根川	信濃	澁波	71	3,128	179	17
利根川	信濃	澁波	281	2,859	141	20
利根川	信濃	澁波	56	2,776	91	22
利根川	信濃	澁波	53	2,663	126	20
利根川	信濃	澁波	22	2,660	105	25
利根川	信濃	澁波	73	2,567	112	23
利根川	信濃	澁波	145	2,483	111	22
利根川	信濃	澁波	345	2,287	145	16
利根川	信濃	澁波	78	2,123	105	20
利根川	信濃	澁波	28	2,123	140	15
利根川	信濃	澁波	252	2,061	136	15
利根川	信濃	澁波	72	1,972	114	17
利根川	信濃	澁波	32	1,938	108	19
利根川	信濃	澁波	73	1,916	132	15
利根川	信濃	澁波	223	1,906	120	16
利根川	信濃	澁波	48	1,879	146	13
利根川	信濃	澁波	85	1,856	92	20
利根川	信濃	澁波	130	1,798	141	13
利根川	信濃	澁波	1723	1,723	147	12
利根川	信濃	澁波	1647	1,647	113	15
利根川	信濃	澁波	1618	1,618	104	16
利根川	信濃	澁波	1570	1,570	126	13
利根川	信濃	澁波	1500	1,500	118	13
利根川	信濃	澁波	1455	1,455	104	14
利根川	信濃	澁波	1387	1,387	67	21
利根川	信濃	澁波	1306	1,306	85	15
利根川	信濃	澁波	1299	1,299	132	10
利根川	信濃	澁波	1224	1,224	174	7
利根川	信濃	澁波	1155	1,155	51	23
利根川	信濃	澁波	1093	1,093	62	18
利根川	信濃	澁波	1089	1,089	98	11
利根川	信濃	澁波	1088	1,088	86	13
利根川	信濃	澁波	1066	1,066	84	13
利根川	信濃	澁波	1066	1,066	126	8
利根川	信濃	澁波	1041	1,041	85	12
利根川	信濃	澁波	31,739	31,739	790	40
利根川	信濃	澁波	26,279	26,279	514	51
利根川	信濃	澁波	23,860	23,860	525	45
利根川	信濃	澁波	16,673	16,673	439	38
利根川	信濃	澁波	10,513	10,513	521	20
利根川	信濃	澁波	9,886	9,886	401	25
利根川	信濃	澁波	8,118	8,118	264	32
利根川	信濃	澁波	5,831	5,831	199	29
利根川	信濃	澁波	4,897	4,897	212	23
利根川	信濃	澁波	4,046	4,046	174	23

の如き F を流域の形状係数 (Form factor) と名づける。之が大なるものは長さの割合に幅の広い流域で、小なるものは細長い形のものである。

又グラヴェリウスは、與へられたる流域の周囲の長さでそれと同面積なる圓の周囲を割つた商*、即ち

$$C = \frac{2\sqrt{\pi A}}{\text{流域の周囲}} \quad (1.2)$$

を以て其の流域の密集度 (Compactness) と名づけた。之は流域が圓形るときに最大で 1 に等しく、狭長な流域になるほど小さい分數となる。ドイツの諸川では大體 $\frac{1}{2.2}$ 程度になつて居る。

形状係数にせよ密集度にせよ、流域の形状を大觀してそれを數量的に表現したもので、河川の洪水量に關係が深い。即ち之等の大なるものほど流域各部に降つた雨が餘り違はぬ時刻に河に出て來て、洪水量が大きくなり易い。

1.4 流域の高度 一般に同一地方では海拔高度が高いほど雨量が漸増する傾向があるし、雪解なども氣温従つて高度に關係があるから、河川の流量問題には流域の高度が重要な役割をする。

(1) 流域の平均高度 (Mean elevation) 之を算定するには次の三法がある。

〔第 1 法〕 等高線面積法 (Contour-area method). 一定高度差毎の等高線を引いた地圖がある場合には、面積計 (Planimeter) を以て各等高線間の帶狀面積 a を測り、それに兩側等高線の高度 h_1, h_2 の平均をかけて累計し、全流域面積で割り

$$\text{平均高度 } E = \frac{1}{A} \sum \left(a \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} \right) \quad (1.3_1)$$

とする。但し、 A は流域全面積を示す。

〔第 2 法〕 等高線延長法 (Contour-length Method). 各等高線 (高度 h) の長さ l を測線計 (Opisometer) で測り

$$\text{平均高度 } E = \frac{\sum(hl)}{\sum l} \quad (1.3_2)$$

として計算する。

以上の二方法は小流域に適當なもので、精確な値を與へる。然し流域面積が大なる場合には勞多きため、次の略算法を使用することが多い。

* グラヴェリウス自身は (1.2) の逆數を密集度としたが、それでは細長い散らばつた流域ほど却つて密集度が大きくなる故、私は言葉の意味に合致するよう (1.2) 式の様に改めた。

〔第 3 法〕 交點法 (Intersection method). 大流域では簡単に等間隔の縦横線を多數に引いて方眼を作り、其の交點の高度を累計して交點數で割る。

流域の高度に關しては平均高度の外尙ほ次の二つが重要な意義をもつ。

(2) 高度面積曲線 第 1 法にて平均高度を出すために測つた等高線間の帶狀面積を基礎とし、高度を縦軸に、最高高度から或高度までの面積累計を横軸にとつてグラフを描けば、所謂高度面積曲線 (Hypsometric curve) を得る。この圖の横軸中點に應ずる縦線を中位高度 (Median elevation) といふ。つまり、それよりも高い流域面積と低い流域面積とが等しい様な高度である。中位高度は普通平均高度よりは僅かに低いのが常である。積雪期間とか雪解を起す氣温等が河川水量に及ぼす關係を論ずるには、平均高度よりも中位高度を用ふるのが妥當である。

(3) 流域の平均縦斷形状 第 3 法にて平均高度を出すために流域上に方眼を組んだ場合には、序に河川流路に直角な線上の方眼交點の高度平均を算出し、之を縦軸に又河口から測つた河の長さを横軸にした曲線を流域の平均縦斷形状 (Mean drainage-basin profile) といふ。水源から河口に至る間の水流の變化や浸蝕問題等に參考せらるべきものである。

1.5 流域の地勢と勾配 地面の勾配は雨の滲透流出の割合や雨水の流過速度等を左右するから、河川學上極めて重要な一要素である。而して、流域の地勢を數量的に表はす最も簡単な方法は、山地面積と平地面積とを各別に測定して、それ等の全流域に對する比率を求むるのである。河川工學では準備調査の一として必ずそれがなされる。然し更に適切な方法は流域全體としての平均勾配を求むるのがよい。

平均勾配 (Mean slope) を求むるには種々の方法がある。

〔第 1 法〕 等高線延長法 (Contour-length method). 各等高線の長さ l の累計を以て流域全面積 A を割れば等高線間の平均距離になるから、それで各等高線間の高度差 (Contour interval) D を割れば地面勾配平均 S_g が出る。即ち

$$S_g = D \div \frac{A}{\sum l} = D \frac{\sum l}{A} \quad (1.4)$$

〔第 2 法〕 等高線面積法 (Contour-area method). 相隣る等高線間の平均距離

を地圖上で測り d とすれば、之を以て該等高線間の高度差 D を割れば、その帯狀面積 a だけの部分の平均勾配が出る。それでグラヴェリウスは全流域面積 A の平均勾配として次式によることとした。

$$S_0 = \frac{1}{A} \sum (aD/d) \quad (1.4_2)$$

〔第3法〕交點法(Intersection-line method)。以上の二方法は精確ではあるが勞多き故、大面積流域に對する簡略法としてホールトンは高度差 D 毎に等高線を描いた流域圖上に適當な等間隔の縦横線を引いて方眼を作り、それ等と等高線との交點總數 N を數へて、それから流域の平均勾配を出す工夫をした。今相隣る等高線間に挟まる方眼線の長さを l 、之と等高線が交る角を α で表はせば、そこでの此の二等高線間の法線距離は $l \sin \alpha$ である。かゝるものを全交點 N 個につき平均すれば、それが高度差 D なる等高線間の平均水平距離 d を與へる。即ち

$$d = \frac{1}{N} \sum l \sin \alpha$$

然るに N が極めて多數である場合には、 α の値は 0° から 90° までの間の凡ゆる値があるから、ホールトンは先づ $\sin \alpha$ の平均として

$$\frac{2}{\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sin \alpha \cdot d\alpha = \frac{2}{\pi} = 0.6366$$

を採用し、従つて

$$d = 0.6366 \frac{\sum l}{N} \\ \therefore S_0 = \frac{D}{d} = 1.571 \frac{DN}{\sum l} \quad (1.4_3)$$

として平均勾配を計算することにした。

此の(1.4₃)式は其の推論の途中に多少の缺點あることは確かであるが、然し其の計算の簡便さは又無類で捨てる難いものがある。蓋し手數は殆んど單に N を數へるだけで、 $\sum l$ は方眼線の全長を一擧に測ればよいので、何も一々部分部分の l を測つて然る後加へ合はす必要はない。而もホールトンの實地多數の經驗によれば第1法と大差ない結果を與へるといふことである。

〔第4法〕ランドレス氏法(O. H. Landreth's method)。之は湖邊を繞る狹長な

流域などの特殊な場合に適當な方法で、流域の周圍分水線を略し、等高で而も湖畔から略し、等距離と見做し得る程度の小部分に分ち、其の各部につき勾配を算出してそれを全部平均するもので、算式は

$$S_0 = \sum \frac{H-H_0}{d} \cdot \frac{a}{A} \quad (1.4_4)$$

茲に H は分水線各部分の海拔高度、 d はそこから湖邊までの距離、 a は其の間の部分面積、 H_0 は湖面の海拔高度、 A は流域の全面積である。

此の外にも Justin 氏法、Frescoln 氏法などあるが、理論的にも實用的にも缺點多く紹介する程の價値はない。

1.6 流域内の支流分岐率

歐洲と米國とで支流の等級(Order)の付け方が違ふ。例へばドイツのグラヴェリウスは本流に直接流入する支流を第一級支流とし、第一級支流に入る支流を第二級支流といひ、以下之に準じて細流になるほど等級を高くする。之に反し米國のホールトンは支流を持たない水源地の細流を第一次とし、第一次支流のみを受ける支流を第二次、また第一及び第二次支流を受けるものを第三次とし、更に第一、二、三次支流を受けるものが第四次と、順次かくの如くして本流をば最高次の川とするのである。

以上二つの等級の付け方は各、一長一短があつて、常に一方が他よりもよいとは言ひ兼ねるので、ドイツ流の Ordnung、米國流の Order、何れも字義の上には差異があるわけではないけれども、本書では態と前記の様にドイツ流を級、米國流を次と別譯して双方共に利用したいと思ふ。

扱、支流の級數を歐洲流に採るならば、或流域の河川數は級數が増すに従つて等比級數的に増加する理である。勿論完全な等比級數ではないかも知れぬが、ホールトンは之を各級毎に完全な等比級數と見做して算出した公比 r を其の流域の支流分岐率(Bifurcation ratio)と名づけ、流域の一特徴數とした。

1.7 支川流域の關聯様式 支川配置の様式は又河川の流量特に洪水量に密接な關係を有し、治水上注意を要する。一水系の支川配置に次の四型がある。

(1) 羽狀流域(Feather-like basin) 最も普通のもので、本流が中軸となり、支

流はその左右兩岸から交互に流入し、數多の細長い矩形狀流域が隣接集合したものをいふ。北上川や大井川、多摩川等は之に屬する。かやうな川では、豪雨にあつても、各支川よりの出水時刻が多少喰違つて、洪水は比較的緩和調節される代り長時日に亙る傾きがある。

(2) 輻射流域 (Radial basin) 分水線が略、圓形或は扇形なる盆地に出來易いもので、其の四周から數多の支川が車輻の如く一地に集合して、俄に大川となり、盆地の一方を貫通流去するをいふ。三角狀の支川流域が相接觸して居る。エルベ河のペーメン地方や、セーヌ河のパリ盆地、アマゾンの上流、我國の郷川、大和川などはこの例である。

かやうな河では、一般に出水が甚だ急突で、全流域に亙る強雨には忽ち大洪水となることが多い。

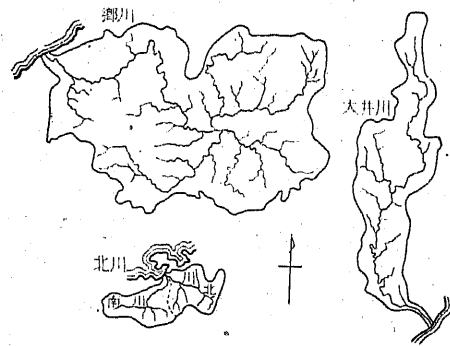
(3) 並行流域 (Parallel basin) 細長い獨立の流域が互に並行し或は兩方から會合したもので、チギリスとユーフラチスの二子川や、ドナウとドラウとサンの子三子川や、我國の北川と南川、信濃川上流の千曲川と厚川、阿蘇盆地の白川と黒川の如きは之に屬する。

(4) 複合流域 (Compound basin) 實際の河川は、全川に亙り完全に上記三種の流域型に該當するものは少く、それ等の複合した流域を有するものが多い。かやうなものを複合流域といふ。

1.8 河川密度 或地方では、大小數多の河が樹の枝の様に縦横に發達して居るが、又或地方では至つて川の少い處もある。この性質を數量的に表示するには、或地域の面積(A)を以て、其の内を流れる河の本支流合計全長(L)を割ると、單位面積毎の河の長さを表はすから、ノイマン (NEUMANN) は之を其の地域の河川密度 (River-density) と名づけた。即ち

$$\text{河川密度} = \frac{L \text{ (本支流の長さ總計)}}{A \text{ (地域の面積)}}$$

次表に若干の地方に於ける河川密度の程度を示す。



第2圖 三種の流域型

第4表 河川密度の數例 (單位 km)

川名	Wutach	Elz	Wiese	Dreisam	筑後川	利根川
河川密度	1.10	1.59	1.61	1.69	0.59	0.28

諸方で河川密度を計算して見るに、概して砂地の様な水の滲透し易い地域には小さく、不透水性の地域に大である。森林や草原は裸出地よりも河川密度を増し、又高地は低地より小さく、傾斜地では特に小さい。雨量の多い地方に大で、乾燥地方に少いのは言ふまでもない。

かくの如く河川密度は流域の地形、地質、地被状態に密接な關係を有するので、それ等の綜合的效果を代表する極めて適切な水理學的要素として、學理上のみならず實際の治水上からも極めて重要視されるものである。而も之が又流域の平均幅員とも或關係を有することが既に BELGRAND 氏のセーヌ河流域研究に示され、地質が不透水性な従つて河川網の發達せる地方では流域が

第5表 河川密度と平均幅との關係

	Wutach	Elz	Wiese	Dreisam
河川密度 M	1.10	1.59	1.61	1.69
平均幅 B	13.1	9.7	8.1	5.6

狹長で幅員小なるに反し、透水性な地質で従つて河川網の疎な區域では流域が幅廣く短い形をなすことに注意した。其他の地方でも例へば既記ドイツ四川の河川密度と流域の平均幅 (共に km 單位) とを對比するに第5表の如く、兩者は略、反比例的關係にある。尤も之は兩者の定義から考へて至極當然である。なぜなら、流域全面積を A、本川延長を L_0 、本支川總延長を L とすると、

$$\text{河川密度 } M = L/A, \quad \text{平均幅員 } B = A/L_0$$

$$\therefore M \cdot B = L/L_0$$

である。然るに本川が長ければ支川も多く且つ長いのは普通であるから、L と L_0 とは相伴つて増減する。若しそれが完全に正比例して増減するなら、M と B とは反比例することとなる。然し實際には L と L_0 とは必ずしも正比例はせず、従つて M と B とともに完全な逆比例關係にはない。でも一方が増せば他方が小さくなる理由は了解出来る。

以上の様な河川密度がノイマンによつて唱導せられる以前にも、ベルグラ

ンド (BELGRAND) は 1873 年既に或流域面積 A を其の内に於ける各級河川總數 N (従つて水源總數) で割つた商、換言すれば一川(或は一水源)當りの平均流域面積を採用した。之をベルグラント比 (Belgrand's ratio) といふ。即ち

$$\text{ベルグラント比 } K_n = A/N$$

而して河川の密度を表はすには、このベルグラント比の逆數、即ち單位面積當りの河川の數を以てした。之を河流密度 (Stream-density) と名づけ、 M_n で表はすならば

$$M_n = 1/K_n = N/A$$

又ペンク (PENCK) は各級分支流の分合點總數 J を以て本支流總延長 L を割つたもの、つまり相隣る二つの分合點間の平均延長を採用した。之をペンク比 (Penk's ratio) といふ。即ち

$$\text{ペンク比} = L/J$$

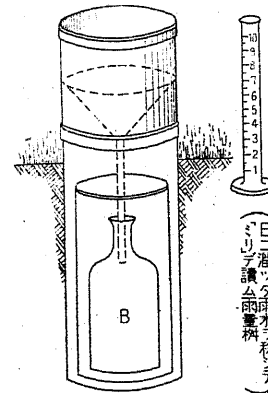
本邦各河川の支派川數は第 2 表に擧げてある。参照ありたい。是等のペンク比やベルグラント比或は河流密度は實際の流域にあつて見ると、到底ノイマンの河川密度ほどには地質の滲透性其の他との關係が的確でなく、水理學上の效用は遙に劣るものである。とはいへ、地方により河の多い少いを數量的に表示する最初の企てを六、七十年も前に試みたベルグラントの功績は没することが出来ない。

第 2 節 河水の涵養

2.1 雨量 河川は其の流域内に降つた雨雪に對する自然の地上排水溝に外ならぬ。河水の根本源は結局の處、其の流域内に降つた天水に歸着する。故に河の水量問題研究には流域の廣さに亞いで、其の降水量 (Precipitation) に着目する必要がある。

降水量は通例第 3 圖の様に直徑 20 cm、高さ 60 cm ほどの圓筒に漏斗をはめ、内部に受水瓶を納めたもので測り、之を降水面積に割り當てた水柱の高さ(一般に mm) を以て表はす。尙ほ雨量を時々刻々自記させる自記雨量計も併用

される。勿論各河川毎に綿密に觀測を行ふ必要がある。然るに雨の降り方は地域的に大差あるを普通とするから、流域面積が廣い場合には多數の雨量



第 3 圖 雨量計

觀測所を設けて各地域別の雨量を觀測せねばならぬ。特に山岳地方では雨量の分布が不規則であるから一層多數の雨量觀測所を必要とする。然し經費の關係上中々満足し得るほど多くの觀測所が得られない事が多い。さういふ場合には勢ひ、觀測所のない區域の雨量は他の觀測所のある區域の雨量から推定するより外はないので、雨量分布に關する大體の理法を心得て置く必要がある。

若しも地球上の總雨量が地球全面に一樣に分布すれば、平均年雨量は約 840 mm と推定されるが、實際の雨量分布は頗る複雑で、緯度、海岸距離、地形、風向、海拔標高等によつて非常な違ひがある。

(1) 緯度と雨量 一般に赤道附近は雨量最も多く、兩極に至るに従ひ次第

第 6 表 雨量と緯度

緯 度	雨 量 (mm)		
	全地球	陸 地	海 面
90°—80°N	(170)	(340)	(150)
80—70	(290)	(260)	(290)
70—60	(390)	350	480
60—50	690	500	960
50—40	830	510	1170
40—30	510	520	510
30—20	430	760	220
20—10	710	650	620
10—0	1470	1170	1400
0—10S	1160	1810	950
10—20	760	1100	660
20—30	540	640	510
30—40	850	570	880
40—50	920	870	920
50—60	700	1020	700
60—70	(280)	(300)	(290)
70—80	(260)	(300)	(150)
80—90°	(300)	(300)	0

に減じ、北緯 30° と南緯 30° との間に地球面總雨量の $\frac{2}{3}$ が降ると云はれる。ヴュスト (Wüst) 氏が各緯度の平均年雨量 (mm) を算出したのを見ると第 6 表の通りである。

即ち、赤道無風帯では雨量最大である。此處では濕潤な空氣が絶えず昇騰するので、其の内に雲を生じ雨を催はすからである。此の帯内でもアマゾン流域は雨量最も多く、廣範圍に互り年量 2000mm 以上を示す。其他東印度諸島、アフリカの赤道地方も中々雨が多し。次に此の赤道無風帯に隣る貿易風帯では、空氣の昇騰の機會が少いから割合に雨が少く空氣も乾いて居る。殊に緯度 30° 附近の溫帯無風帯は所謂高氣壓域で、寧ろ下降氣

流のある處であるから空氣は甚だしく乾燥して降雨が少ない。世界の沙漠は多く此の地帯に發達して居る。更に高緯度地方に行くと偏西風區域になるが、そこでは又降水が多くなる。愈々極地になると又降水量は至つて少い。要するに緯度による降水量分布は大氣の循環が主因となつて居ることを知る。

(2) 海岸距離と雨量 海から多量の濕氣を含んで吹き來る風が陸上にさしかると、先づ海岸地方の山脈に遭つて上昇し降雨を起し、その濕氣を失ふ。従つて海岸地方は一般に雨が多く、内陸に進むにつれ雨量漸減するのが普通である。例へば利根川流域では、河口の銚子で年雨量1750mm、佐原で1500mm、栗橋では1360mmとなり、佛國のセイヌ河流域でも河口のルアーヴルでは年雨量850mmのが、ルウアンで600mm、巴里下流で490mmと漸減し、河口から上流に赴くに従つて遞減するのである。

(3) 地形及び風向と雨量 雨量は又地形や風向によつて著しき違ひがある。山脈の向風側では風が昇騰氣流に變ずるから多量の降水がある。裏日本では冬季偏西の主風が中央山脈を吹き越す際に多量の降水を生じ、歐洲でも中部ヨーロッパでは年雨量500mm内外にすぎないのに、諾威の西海岸では恒西風の影響を受ける山脈があるので雨量が甚だ多く、ベルゲンの年雨量2250mmの外、3000mm内外の降水を見る地方が少くない。之に反し山脈の四周せる土地では降水が少い。我が瀬戸内海の如きは其の好例である。

(4) 海拔標高と雨量 同一地方では一般に地面の標高が増すに従つて雨量を増し、平地よりは山地の方が雨の多いことは誰でも知つて居る。一つの高山に就いて云つても、山麓より中腹に向つて次第に降水量を増すが、然し或高度で最大に達し、それより高くなると再び雨量を減ずる。此の最大雨量高度は溫帶地方では1400~1500m程度の處にある。

従つて河口から海岸距離によつて遞減した雨量は、山地に入つて次第に其の標高を増すために、水源地に進むに従ひ再び遞増するのが一般である。例へば利根川流域に就ては、河口から栗橋まで漸減した年雨量が、前橋で約1300mm、中之條で1410mm、四萬で1770mm、草津で1830mmと、標高の増すに従つ

て遞増する。又セイヌ流域でも河口から巴里までは漸減した雨量が巴里上流では漸増し、巴里上流で650mm、支川マルヌ交流點附近で1100mm、水源地方で2030mm程度となるのである。

この様に高度は雨量に相當著しい影響を有するのであるが、觀測者の住居といふ關係からどうしても雨量觀測所は平地や谷間など比較的低いところに多く、従つて河の水量を流域の全雨量と對照するときなど、觀測雨量ばかりを其の儘使ふと、河の1年間に運ぶ水量が流域の全雨量よりも却つて多くなつたりして變なことになる場合が起る。それで流域の全雨量を計算するときなどは、觀測雨量から高度との關係を定めて、それにより觀測所のない高山區域の雨量を推算して見る必要が往々にして起る。然し雨量と高度との關係を數式的に研究したものは未だ餘りなく、雄物川流域につき山田胖氏が、米國コネクチカット河流域でバーロース (BARROWS) 氏が調査したものがあつたのである。山田氏によると、雄物川流域では海拔標高を H (m) とし、その年雨量を R (mm) とすると、

$$R = 1507.9 - 0.836H + 0.00216H^2$$

になるといふ。この式によると $H=193$ m までは雨量が却つて減することになるが、それは恐らく高度直接の影響ではなくて海岸距離の増大による間接効果と思はれる。それ以上の高度になると、雨量は標高と共に拋物線的に増加する。尙ほ此の實驗式に雨量最大高度といふものが現はれなかつたのは、雄物川流域では1400~1500m以上の高地がないからである。バーロース氏のコネクチカット河流域に関する式は、 R を in で H を 1000 ft で測ると、

$$R = 45 + 7(H - 1)$$

になるといふ。ドンレイ (DONLEY) 氏等も米國西部で R と H の直線的關係を見出した。

(5) 雨量と森林 昔は森林は雨を呼ぶと考へられて居たけれども、其の後各地で精査して見ると、森林があるから雨が多いのではなく、雨が多いから森林が茂るのであることが分つた。特に米國では人工的に又は山火事の爲に非常な廣範圍に森林が滅失した例が多数にあるが、雨量には影響しないの

であつた。そこで現在では森林は降雨に對し別段の効果がなるとされる。

各地の雨量は主として上記(1)乃至(5)までの四要素によつて著しき相違

第7表 各地の平均年雨量

地名	年雨量(mm)	地名	年雨量(mm)	地名	年雨量(mm)
恒春	2133	松本	1128	ハンブルク	741
臺南	1733	長野	1015	ミュンヘン	699
浸水營	5369	甲府	1253	ブラーグ	505
火燒寮	6798	銚子	1755	ウィーン	684
基隆	2972			ボルドー	854
那覇	2091	八丈島	3494	ヴェニス	659
鹿兒島	2262	水戸	1464	ナポリ	851
宮崎	2658	福島	1239	ブダペスト	640
長崎	1995	山形	1227	ジュネーヴ	932
大分	1554	酒田	1771	マドリッド	412
福岡	1615	石巻	1143	グラスゴー	982
室戸	2759	宮古	1389	リヴァープル	867
松山	1368	札幌	1056	ボストン	978
高松	1156	根室	972	ニューヨーク	1043
徳島	1670			シカゴ	813
下關	1697	稚内	1135	桑港	509
濱田	1640	大泊	725	メキシコ	576
廣島	1549	釜山	1420	ホノルル	619
岡山	1112	京城	1190	グワム	2313
神戸	1337	平壤	897	シドニー	1232
大阪	1348	浦鹽	693	ボンベイ	1690
京都	1561	滿洲里	277	コロombo	2147
和歌山	1523	ケップ	3167	香港	2177
大臺原	4738			北京	560
大津	1739				
福井	2406				

を示す。第7表は本邦各地

の平均年雨量を示し、併せて世界主要都市若干のそれを添記したものである。

我國は四面環海で而も細

長く何處でも海から近い上

に、急峻な脊梁山脈が縦走し

て上昇氣流の機因を作り、加

ふるに颱風や颶風の通路に

當る關係上、一般に降雨多く、

年雨量2000mmを超ゆる處

が少くない。特に臺灣東部

の如き山地には年雨量5000

~6000mmに達する處があ

る。沖繩、四國、九州、紀州等

の南部も極めて雨量の多い

處で年量2000~3000mmの處

が少くない。九州西北部及び日本海沿岸が之に亞いで1500~2000mm程度、

瀬戸内海沿岸、甲信地方、奥羽の東半部は1000~2500mm、北海道と朝鮮南部は

1000mm内外である。樺太と朝鮮北部は最も少く700~800mmであるが、それ

でも歐米中部雨量に比すれば多い方である。

2.2 雨量の年變化

降水量は又勿論季節によつても違ひ、大抵の地方に雨期と乾燥期との別がある。これを明かにするには各月ごとの雨量所謂月雨量を比較すればよい。但し月には大小の別があるから、實測月雨量を其のまゝには用ひられない。マイヤー氏は二月の降水量には1.06を、大の月には0.95をかけて月の長さを總て30日と見た場合に換算することにした。

降水量は又勿論季節によつても違ひ、大抵の地方に雨期と乾燥期との別がある。これを明かにするには各月ごとの雨量所謂月雨量を比較すればよい。但し月には大小の別があるから、實測月雨量を其のまゝには用ひられない。マイヤー氏は二月の降水量には1.06を、大の月には0.95をかけて月の長さを總て30日と見た場合に換算することにした。

降水量は又勿論季節によつても違ひ、大抵の地方に雨期と乾燥期との別がある。これを明かにするには各月ごとの雨量所謂月雨量を比較すればよい。但し月には大小の別があるから、實測月雨量を其のまゝには用ひられない。マイヤー氏は二月の降水量には1.06を、大の月には0.95をかけて月の長さを總て30日と見た場合に換算することにした。

降水量は又勿論季節によつても違ひ、大抵の地方に雨期と乾燥期との別がある。これを明かにするには各月ごとの雨量所謂月雨量を比較すればよい。但し月には大小の別があるから、實測月雨量を其のまゝには用ひられない。マイヤー氏は二月の降水量には1.06を、大の月には0.95をかけて月の長さを總て30日と見た場合に換算することにした。

降水量は又勿論季節によつても違ひ、大抵の地方に雨期と乾燥期との別がある。これを明かにするには各月ごとの雨量所謂月雨量を比較すればよい。但し月には大小の別があるから、實測月雨量を其のまゝには用ひられない。マイヤー氏は二月の降水量には1.06を、大の月には0.95をかけて月の長さを總て30日と見た場合に換算することにした。

又マンゴー氏は年總雨量を年中均等に降つたと假定すれば31日の月は年量の85%、30日の月は82%、28日の月は77%の雨量を有する筈であるから、この割合に年雨量を各月に分配したもので實測月雨量を割つた比を降水比較率と名づけ、それに依つて降水の一年中の變化を論ずることにした。兎も角河川學上からすると、年雨量よりも寧ろ月雨量が一層大切なことが多く、例へば或河川流域の月雨量の一年中に於ける變化を知つて居れば、其の川の洪水の時期や程度を豫測することが出来る。

又マンゴー氏は年總雨量を年中均等に降つたと假定すれば31日の月は年量の85%、30日の月は82%、28日の月は77%の雨量を有する筈であるから、この割合に年雨量を各月に分配したもので實測月雨量を割つた比を降水比較率と名づけ、それに依つて降水の一年中の變化を論ずることにした。兎も角河川學上からすると、年雨量よりも寧ろ月雨量が一層大切なことが多く、例へば或河川流域の月雨量の一年中に於ける變化を知つて居れば、其の川の洪水の時期や程度を豫測することが出来る。

又マンゴー氏は年總雨量を年中均等に降つたと假定すれば31日の月は年量の85%、30日の月は82%、28日の月は77%の雨量を有する筈であるから、この割合に年雨量を各月に分配したもので實測月雨量を割つた比を降水比較率と名づけ、それに依つて降水の一年中の變化を論ずることにした。兎も角河川學上からすると、年雨量よりも寧ろ月雨量が一層大切なことが多く、例へば或河川流域の月雨量の一年中に於ける變化を知つて居れば、其の川の洪水の時期や程度を豫測することが出来る。

又マンゴー氏は年總雨量を年中均等に降つたと假定すれば31日の月は年量の85%、30日の月は82%、28日の月は77%の雨量を有する筈であるから、この割合に年雨量を各月に分配したもので實測月雨量を割つた比を降水比較率と名づけ、それに依つて降水の一年中の變化を論ずることにした。兎も角河川學上からすると、年雨量よりも寧ろ月雨量が一層大切なことが多く、例へば或河川流域の月雨量の一年中に於ける變化を知つて居れば、其の川の洪水の時期や程度を豫測することが出来る。

又マンゴー氏は年總雨量を年中均等に降つたと假定すれば31日の月は年量の85%、30日の月は82%、28日の月は77%の雨量を有する筈であるから、この割合に年雨量を各月に分配したもので實測月雨量を割つた比を降水比較率と名づけ、それに依つて降水の一年中の變化を論ずることにした。兎も角河川學上からすると、年雨量よりも寧ろ月雨量が一層大切なことが多く、例へば或河川流域の月雨量の一年中に於ける變化を知つて居れば、其の川の洪水の時期や程度を豫測することが出来る。

又マンゴー氏は年總雨量を年中均等に降つたと假定すれば31日の月は年量の85%、30日の月は82%、28日の月は77%の雨量を有する筈であるから、この割合に年雨量を各月に分配したもので實測月雨量を割つた比を降水比較率と名づけ、それに依つて降水の一年中の變化を論ずることにした。兎も角河川學上からすると、年雨量よりも寧ろ月雨量が一層大切なことが多く、例へば或河川流域の月雨量の一年中に於ける變化を知つて居れば、其の川の洪水の時期や程度を豫測することが出来る。

又マンゴー氏は年總雨量を年中均等に降つたと假定すれば31日の月は年量の85%、30日の月は82%、28日の月は77%の雨量を有する筈であるから、この割合に年雨量を各月に分配したもので實測月雨量を割つた比を降水比較率と名づけ、それに依つて降水の一年中の變化を論ずることにした。兎も角河川學上からすると、年雨量よりも寧ろ月雨量が一層大切なことが多く、例へば或河川流域の月雨量の一年中に於ける變化を知つて居れば、其の川の洪水の時期や程度を豫測することが出来る。

第8表に世界の主都並びに雨量變化の代表となるべき數地點の各月別平均雨量を表示した。

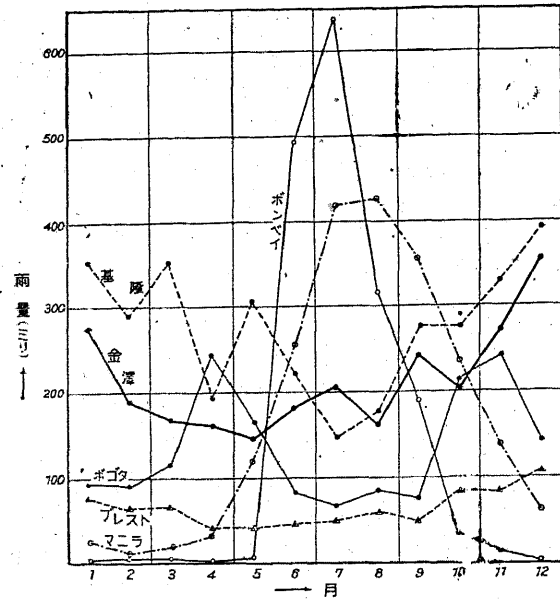
第8表 雨量年變化の數例

地名	月												全年
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
東京	53	72	110	132	159	163	135	153	238	197	99	56	1571
ベルリン	49	28	26	42	52	80	98	57	46	65	51	29	623
ロ - マ	84	68	77	74	57	43	20	25	70	140	122	101	880
パ リ	50	36	43	41	49	53	69	51	42	56	54	60	604
ロンドン	45	39	39	42	43	57	61	56	52	70	56	51	611
ワシントン	83	68	87	87	84	109	110	109	84	71	57	82	1081
モスコ	28	23	21	36	56	62	83	64	51	75	40	32	571
ボゴダ (南米コロンビヤ)	94	90	115	244	165	81	67	84	74	214	243	143	1614
マニラ	24	11	18	31	120	255	418	427	355	188	138	61	2047
ボンベイ	1	3	2	0	3	494	638	318	189	32	11	0	1690
基隆	353	290	352	193	308	221	146	176	276	276	330	391	3212
ブレスト	76	65	66	41	40	46	49	59	49	82	83	107	762
金澤	273	189	167	160	145	181	206	160	242	203	272	355	2553

雨量の一年變化はこの様に地方によつて大に異なるが、然し大體に於ては次の五型に分類することが出来る(第4圖参照)。

(1) 赤道型 之は一年中に降水量の極大と極小とが各々2回づゝあり、赤道直下で而も季節風なる現象の餘りない地方に起る。極大は春分と秋分の

頃にあり、極小は夏至と冬至の頃にあつて、気温の變化に伴ふのである。蓋し、



第4圖 雨量年變化の五型

第4圖に掲げた南米コロンビアのボゴダ市に於ける雨量年變化は其適例で、4月と11月に極大を示して居る。

(2) 熱帯型 赤道直下を離れた熱帯地方では雨量の極大と極小が年1回づつになる。之は矢張り気温の變化が極大と極小と各1回づつになるからで、それに伴ふ上昇氣流の強弱が原因となることは赤道型と同様である。尤も雨期は約四ヶ月で、乾燥期の方が遙に永いのが普通である。マニラの雨量年變化は其の適例として選んだのである。

(3) 季節風帯型 之は季節風の卓越する地方に起る型で、季節風が海洋から陸地に向ふ頃に降雨多く、陸より海に向ふ季節風のときには雨が少く、かくして矢張り一年が雨期と乾燥期に分れるのである。ボンベイとは其の例に掲げたもので、アジア大陸にあるボンベイでは季節風が夏に海洋から陸に吹き來るため、雨量は夏季に極大を示し、冬季に極小である。基隆では季節風が冬季に海洋から陸に向ふため、雨量も冬季に多い。

(4) 温帯型 降水が主として低氣壓の往來に起因するもので、日本の様に

酷熱地方では気温と降雨とが密接な關係を有し、気温の高い時には上昇氣流が盛に起るから降雨が多く、又気温の低い時期には上昇氣流が左程に旺盛ではないから降水量も少くなるのである。

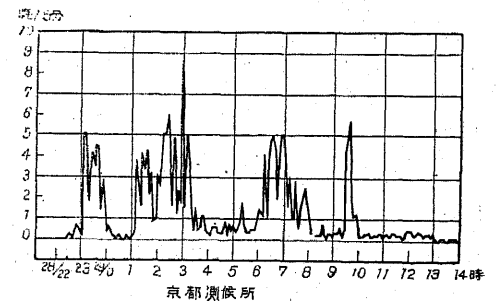
而して赤道地方には太陽が年2回天頂を通る故、気温には極大が年2回あり極小も2回ある。従つて雨量も之に伴ひ同様の變化をするものと思はれる。第8表及び

暖季に低氣壓の襲來が多い處では、雨量も暖季に多く、歐洲南部の様に冬季に低氣壓の多い處では、降水も冬季に多く夏季には比較的少い。プレストの年變化は其の例に掲げたものであるが、ローマのそれも之に近い。

(5) 混合型 季節風の影響と低氣壓の影響とが混合して現はれる様な型で、金澤の年變化は其の好例である。我が裏日本は冬季に季節風を受けて多雪な上に、夏季には低氣壓の作用で多雨である。

2.3 降雨の強度 雨の降るとき注意して觀察すれば、降り方が強くなつたり弱くなつたりして、何時も一様に降ることは少い。依つて降水は其の量の外に其の降り方の強弱即ち強度(Intensity)を知ることが肝要で、特に洪水量などの算定には極めて重要である。

降雨の強さは、直接に之を描かせる器械も考案されて居るが、自記雨量計でも時間對雨量の記象からその傾斜を測れば出るわけである。普通は自記雨量計の記象から、各五分間毎の雨量を読み取つて、之を圖示し降雨強度の變化を示す場合が少くない。第5圖は昭和10年6月29日京都未曾有の大洪水を起した大雨の同地測候所に於ける強度變化を圖示したものである。



第5圖 昭和10年6月29日 京都の降雨強度變化

然し斯様な自記器械をもつて居る觀測所は各府縣に數ヶ所しか無いので、實際は廣い流域に互り斯様に精細な變化を求めるわけには行かぬ。それで一時間毎の雨量を測つてあれば上上といふべく普通は一日ごとの雨量所謂日雨量を以て満足せねばならぬ場合が多い。個々の洪水問題には年雨量や月雨量よりも、この日雨量或は數日間の連續降雨量が一層大切なことは云ふまでもない。

強雨と豪雨 所謂土砂降り of 雨を一般には豪雨といふが、岡田博士は、總量は左程大きくなくとも短時間ひどい勢で降る雨を特に強雨と名づけ、又時間は短くないが一連の降雨總量が甚大なのを豪雨といふことにせられた。極めて強い雨はさう永く繼續するものでない。ベルゲン氏は強雨の強さと

其の繼續時間とを多數の實例につき調査して次の結果を得た。強雨の全雨量を r 耗、繼續時間を t 分、雨の強さを 1 分間に i 耗の割合とし、 n を或常數とすれば、

$$r = n\sqrt{t}, \quad i = \frac{r}{t} = \frac{n}{\sqrt{t}}$$

で、雨の繼續時間は強度の自乗に反比例して減少するのである。此の關係は強雨の繼續時間が 2 時間程度までのものに適合する。又常數 n はドイツでは 8 になるといふ。又米國でヤーネル (D. L. YARNELL) 氏の調査した所によると、 i を吋/時で測り t を分で測れば

$$i = 104t^{-0.88}$$

になるといふ。

此等の式の成立つ様な雨は所謂驟雨性のもので、一時間雨量のレコードを摘記すると第 9 表の如く、米國カンボでは 216 mm も降つたことがあり、我國でも銚子で 123 mm 強といふのがある。

第 9 表 1 時間雨量のレコード

地名	カンボ	銚子	ボンベイ	宮崎	岐阜	卓	石垣島	那覇	名古屋	大分	長崎	徳島	京都
雨量 (mm)	216	123.3	107	100.2	99.6	96.3	92.6	92.6	90.5	87.7	85.4	83.2	
年月日	1891-8-12	大正 10-8-3	1847-1-11	大正 5-9-22	大正 3-7-24	大正 13-7-14	明治 43-8-8	大正 8-7-16	明治 41-8-10	大正 12-9-5	大正 1-10-2	大正 7-8-15	

尙ほ豪雨の例をあげると、日雨量の最多は、フィリピンのバキオで 1911 年 7 月 14 日より 15 日に亘り 24 時間に 1,168 mm が降つたし、14 日より 17 日までの總雨量は實に 2,239 mm に達した。次に臺灣高雄州のクワルスでは昭和 9 年 7 月 19 日には日量 1,127 mm に及んだ。印度のチェラブンジにも 1876 年 6 月 14 日に日量 1,036 mm が降り、此の雨は 12 日より 16 日まで 5 日間に合計 2,898 mm に達した。日本内地でも奈良縣大臺ヶ原では、大正 2 年 7 月 29 日に日雨量 1,011 mm を示した。其他日雨量のレコードを第 10 表に示す。

2.4 降水の三部分と水の循環 天水は地面に降下すれば、次の三部分に分れる。

第 10 表 日雨量のレコード

地點	所屬	日雨量	年月日	地點	所屬	日雨量	年月日
バキオ	比島	1168	1911-7-14	彦根	滋賀縣	597	明治 29-9-7
クワルス	高雄州	1127	昭和 9-7-19	長者	高知縣	593	昭和 2-8-26
チェラブンジ	印度	1036	1876-6-14	多野川	高知縣	587	昭和 3-8-17
養箕湖	臺南州	1033	大正 2-7-20	家代	宮崎縣	584	昭和 5-8-11
大臺ヶ原	奈良縣	1011	大正 12-9-14	氣多	静岡縣	583	明治 44-8-4
大埔	臺南州	969	明治 44-8-31	穴内	高知縣	571	大正 14-9-17
大送埤	臺北州	960	大正 4-10-30	本山	高知縣	556	大正 9-8-15
幼葉林	臺南州	950	大正 2-7-19	名瀬	鹿児島縣	547	明治 36-5-29
田邊	和歌山縣	902	明治 23-8-20	箱根	神奈川縣	545	大正 11-8-23
大武	臺東廳	880	大正 3-8-30	平良	沖縄縣	544	大正 3-7-25
達邦	臺南州	870	9-9-3	河合	奈良縣	522	大正 9-8-20
阿里山	臺南州	838	明治 45-6-19	福原	徳島縣	506	大正 6-8-2
油羅山	新竹州	829	大正 9-9-3	宮崎	宮崎縣	490	明治 19-9-24
牛深	熊本縣	785	昭和 4-7-6	上狩野	静岡縣	483	明治 40-8-24
浸水營	臺東廳	693	大正 14-7-9	大河内		474	大正 3-3-29
尾鷲	三重縣	675	昭和 6-9-26	日光	栃木縣	474	大正 8-9-15
富江	長崎縣	669	大正 13-9-14	井川	静岡縣	471	明治 45-9-22
土居	高知縣	600	昭和 2-8-26	前鬼	奈良縣	469	大正 12-9-14

(1) 流出分 (Run off) 地面の勾配に沿うて、そのまゝ直ちに地上を流れて行き河湖に入るもの。

(2) 滲透分 (Seepage) 地中に滲透して一旦地水となるもので、之は更に二部分に分れる。

(a) 滲透水の大部分は、再び何處かで湧泉となつて地上に出て、河湖に入る。

(b) 極々小部分だけは、地中の極めて深所に潜入し、他の流域か又は直接海底に湧出して、川へは二度と顔を出さぬものもある。之を特に深透水 (Deep seepage) と呼ぶ。

(3) 蒸發分 蒸發をして再び空中に逃げ歸るもので、地面から直接蒸發 (Eva-

poration)するものと一旦植物の根に吸収されて其の葉から發散 (Transpiration)されるものがあり、兩者を合はせて農學者は Consumptive use といふこともある。

以上の内、第一の流出分は勿論、第二の滲透分も大部分は、結局河水の涵養源となる。但し涵養の仕方は兩者大いに趣を異にする。即ち、第一の部分は、其の場から即座に河川に流入するから、之が多い川では降雨に伴ふ出水も雨後の減水も頗る迅速で急變的である。之に反し、第二の滲透水は、それが降つた場所よりも下流で初めて河水の涵養に資し、加ふるに再び地上に出る迄には長時日を要するから、大雨にも出水を抑制し、旱天にも涸渴を防いで、河水量の大變動を緩和し、比較的均齊に調節する效があり、一種の貯水装置の役をする。若し此の地下水からの涵養がなかつたなら、河は大抵水無川となる日が多いであらう。事實、最上流の^{たがひ}溪川や沙漠地方の川は、強雨中には烈しい奔流となるにも拘らず、雨後は忽ち涸渴し、間歇的 (Intermittent) である。

次に第三の蒸發分だけは、積極的には河水の涵養に役立つが、然し間接的には河川の水量に著しく影響のある重大要素たるを失はぬ。濶帶地方の川で、雨量の最大な夏季に却つて水量の甚だ少ないものが多いのも、蒸發の影響に過ぎないのである。

然らば降水の以上の三部分は夫々如何なる割合であらうか。之は精細に知ることが頗る困難で、種々の原因により、所と時とによつて著しく異なる。それ等の諸原因は別に節を改めて検討することとし、茲には地球上に於ける水の循環といふことを附け加へて置きたい。

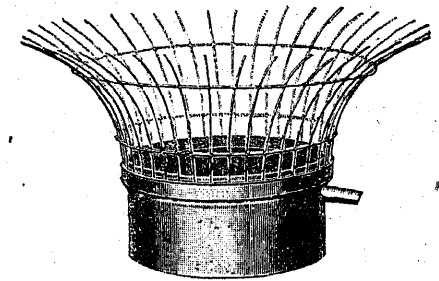
地球に屬する水分は其の形態と所在とによつて三種に區別される。即ち (i) 大氣中の水蒸氣、(ii) 河海湖沼の如く地表上に存在する**地表水** (Surface water)、(iii) 地面下に伏在する**地下水** (Ground water) 之である。大氣中の水蒸氣は氣温が露點以下に下れば一部分凝結して雨雪・霜・露等となつて降下し、所謂降水を形成する。降水は前記の様に一部分は地表を流出して河水を涵養し、或は湖海に貯溜して地表水を形成し、一部分は地下に滲漏して地下水となる。而して他の一部は地面或は地表水の表面から絶えず蒸發して大氣中の水蒸氣

を補給する。斯の如く、大氣中の水と地表及び地下の水とは互に凝結と氣化とを繰返して、不斷の循環作用を行ふのである。之を**水の循環** (Circulation of water) といつて、常に念頭に置き三者は互に關聯して考へなくてはならぬ。

2.5 蒸發 地面に於ける雨水の直接流出は之を實測すること頗る困難である。然し、降水量から蒸發分と滲透分とを差引いた残りが其の場の流出分であるから、蒸發滲透の多少は其のまゝ流出分の多少を左右し、兩者は互に表裏の關係にある。従つて實測の割合に容易な蒸發分と滲透分とを檢討して、それから流出分を推測するのが普通のやり方である。依つて先づ蒸發のことから述べよう。

蒸發量は雨量と同じく、或面積から蒸發した水量を其の面積上に水柱として立てたときの高さを以て示し、單位は通例 mm を用ゐるが、英米では今以て in を使用してゐる。

(1) **水面蒸發** 地球表面の約 $\frac{3}{4}$ は河海湖沼の如き水面を成して居り、是等の水面からは極めて多量の蒸發がある許りでなく、地面からの蒸發を知るにも水面蒸發量を標準としてそれと比較するが便である。故に各地測候所では先づ以て水面蒸發の程度を測定する目的で、普通、蒸發計(第6圖)と稱し内徑20 釐深さ10 釐位の銅盤に一定量の水を盛つて之を庭前に据付け、一定時間(普通一日)後の残水量を測り、其の間の蒸發量を算定して居る。途中に降雨があれば、其の雨量だけを容器内の残水量から控除するのは言ふまでもない。第11表はかくして測つた本邦各地の平均年蒸發量及び日蒸發量である。



第6圖 蒸發計

此の表によると、蒸發計で測つた年蒸發量 E と年雨量 R との比 $\alpha = E/R$ は 0.4 から 1.07 の間にあり、平均は 0.78 で略々 $\frac{3}{4}$ に當るが、河川の上流部にあたる山地では $\frac{1}{3}$ 乃至 $\frac{1}{2}$ 程度の地點も頗る多い。尙ほ α 自身が又年雨量 R と密接な關係が見え、年雨量の増すに従ひ減少する傾向にあるので、宮本武之輔博士は其

第11表 本邦各地蒸發量

地名	年雨量 R (mm)	年蒸發量 E (mm)	$\alpha = \frac{E}{R}$	平均一日 蒸發量 (mm)	地名	年雨量 R (mm)	年蒸發量 E (mm)	$\alpha = \frac{E}{R}$	平均一日 蒸發量 (mm)
臺北	2113	1098	0.52	3.01	高山	1747	1077	0.62	2.95
那覇	2186	1831	0.84	5.02	甲府	1131	937	0.83	2.57
名瀬	2920	1230	0.42	3.37	松本	1062	1042	0.98	2.85
宮崎	2268	1353	0.60	3.71	會津	1425	978	0.69	2.68
長崎	1764	1012	0.57	2.77	盛岡	1125	1018	0.90	2.79
福岡	1493	1348	0.90	3.70	境	2030	1332	0.66	3.65
下關	1493	1117	0.75	3.06	輪島	2160	1032	0.48	2.83
廣島	1383	1212	0.87	3.32	新潟	1738	1142	0.66	3.13
大阪	1277	1372	1.07	3.76	青森	1177	941	0.80	2.58
室戸	2358	1397	0.59	3.83	札幌	1139	977	0.86	2.67
潮岬	2349	1457	0.62	3.99	網走	866	878	1.01	2.41
名古屋	1451	1141	0.79	3.13	根室	1046	895	0.85	2.45
沼津	1638	1217	0.74	3.33	大泊	765	713	0.93	1.95
箱根	2239	904	0.40	2.48	釜山	1518	1299	0.86	3.56
東京	1496	1066	0.71	2.92	仁川	1159	1231	1.06	3.37
父島	1608	1524	0.95	4.17	京城	1320	1089	0.82	2.98
銚子	1528	1231	0.81	3.37	元山	1350	1136	0.84	3.11
仙臺	1177	999	0.85	2.74	新義州	868	889	1.02	2.43
宮古	1128	933	0.83	2.56					

の関係を圖示して第7圖を得、 α とRとが直線的相關を示し、

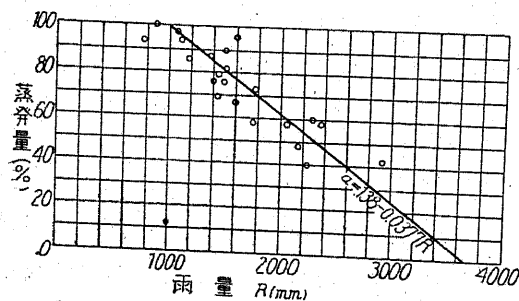
$$\alpha = a - bR \quad \text{従つて} \quad E = (a - bR)R$$

の如き式で表はし得ることを示した。第11表の資料では、 α を%で測れば

$$\alpha = 138 - 0.0377R$$

となるのである。

蒸發量は一年中の月によつて可なりの差があり、11月から2月までの冬期に少く、5月から8月までの夏期に多い。又一日中でも時刻によつて違ひ、午



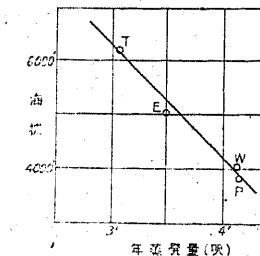
第7圖 年蒸發量と年雨量との關係

前4時から6時頃迄は最も少く、午後2時頃が最も盛んである。

蒸發量は赤道地方に多く兩極地方に少いのは勿論であるが、又海拔標高によつても違ふ。山頂では物の乾き易いとはよく聞く事柄であるが、ハーディング (S. T. HARDING) 氏が米國ネバダ及びカ州の四つの湖水で測つた年蒸發量と湖面の標高との關係は第12表並に第8圖の如くで、略々負の直線的相關を示す。但し、標高7000ft以上には適合せぬといふ。

第12表 蒸發量と高度との關係

湖名	Walker	Pyramid	Eagle	Tahoe
標高 (ft)	4030	3830	5100	6050
年蒸發量 (ft)	4.15	4.15	3.50	3.07



第8圖 標高と蒸發量との關係

海水は鹽分があるから淡水面よりも蒸發が幾分

少い。米國近海平均年量は822mm程度であり、又岡田博士が味野で調査した結果は、淡水に比して95%になつた。

扱、然らば、第11表にあげた様な普通の蒸發計で測つた數値が其のまま該地方の湖海など實際水面より蒸發する量を表はすかといふに、中々さうでない。蒸發計は其型により大きさにより、又同大同型でも据付方法によつて著しく示度を異にするのである。況んや廣大なる湖沼面からの蒸發量とは非常な懸隔があることは想像に難くない。例へば、武田繁後氏は全く同じ蒸發計を、一つは白鳥森林測候所内の露場に、一つは構内にある水深1.5尺面積15坪ほどの池に浮かして測つた蒸發量を比較し、第13表の様な結果を得た。

第13表 据付方法による蒸發計示度の相違

年月	大正12年					大正13年					全平均			
	6月	7	8	9	10	4	5	6	7	8		9	10	11
池面蒸發計	50%	44	52	50	49	51	51	50	57	58	57	65	78	53%
露場蒸發計														

即ち、池上に装置すると露場のその約半分しか蒸發しないのである。

それで、普通の蒸發計で測つた蒸發量から實際の河海湖沼よりする蒸發量を推定するには、何とかして湖沼の蒸發量を直接に測定し、同時に其の附近露

場に装備した蒸發計の示度と比較し、兩者の關係を決定して置くのが第一である。ハーディング氏は、米國ネバダ及びカリフォルニア州に年々水面の低下する湖水が相當多數あることに氣付き、其のうち湖底が完全に不透水性で、而も全く出入河川をもたない閉塞湖か或は出入河川が極めて小さく其の流量が精密に測定出来るものを選び、雨量と湖水水位變化を自記せしめ、これから蒸發量を算出することが

第14表 Walker湖の蒸發直接測定

年次	湖面低下 (ft)	流入水量 深 (ft)	雨量 (ft)	蒸發量 (ft)
1929	3.25	0.10	0.30	3.65
30	3.50	0.10	3.65	4.25
31	3.65	0.05	0.70	4.40
32	3.20	0.65	0.35	4.20
33	3.20	0.30	0.35	3.85
34	3.80	0.15	0.55	4.50
平均	3.45	0.20	0.50	4.15

出来た。例へば Walker 湖では次のやうになつた(第14表)。また外の湖水に就いても同様の測定を行ひ次の結果を得た(第15表)。

第15表 湖水面よりの蒸發直接測定の結果

湖名	Walker	Pyramid	Eagle	Tahoe	Tulare	Elsinore
平均 年蒸發量 (ft)	4.15	4.15	3.50	3.07	4.60	4.55

同じ様な研究は米國農林省灌漑課でも約30年に互り施行し、大水面蒸發量は米國氣象臺規定の蒸發計示度に對して、デンヴァー地方では67%、コロラド地方では70%に當ることを見出した。然し、是等は全體がさうなるといふに止まり、蒸發計の示度が年中何時でも大水面蒸發に比例するとは限らず、現在使用の蒸發計では充分でないことが分つた。これは、普通蒸發計の様な小さな浅い水盤では日射を受けると水温がうんと上り蒸發を盛んにするのが第一の原因で、その外、周縁の條件が大水面の場合と違ふことなども影響するからである。それで完全に大水面蒸發と並行する蒸發計の改良考案が切實に要求されて居るのであるが、未だ實現に至らない。武田氏の如く蒸發計を池面に浮べることも一つの試みではあるが、充分とはいへないのである。

水面蒸發と氣象要素との關係 蒸發の速さは物の乾き方で大よその判斷はつくから、我々の日常經驗により物の乾き工合に影響する氣象要素は何々であ

るかを考へて見よう。

先づ第一は空氣自身の湿度である。空氣がじめじめ濕つて居る日には乾きが悪く、湿度の少い日には蒸發が速い。前記宮本博士の發見した日本各地の年蒸發量と年雨量との比 α が雨量の多い地方ほど小さいのは、恐らく多雨地方では自然と空氣の湿度が割合に多くなつて居る爲であらう。次に温度が高い程乾き易く蒸發が盛んである。蒸發が熱帯地方に多く寒帯地方に少く又夏季に多く冬季に少く晝間に多く夜間に少いのも主にその爲である。又風にあてると物がよく乾く。即ち風が強いと蒸發が盛んで風が弱ければ蒸發は遅い。氣壓も蒸發に影響するといふ人があるが、之は否認する人もある。例へば高山では氣壓が低いから物の乾きが速いといふ人もあるが、前項で述べた米國湖水の標高と蒸發量の關係は反對になつて居るし、兎も角、高度と蒸發量との關係は高度そのものの直接影響ではなくて、温度、湿度、風等の氣象要素の差に基づくことは明かである。

扱て然らば是等の氣象要素と自由水面からの蒸發速度は如何なる法則により關係づけられるか、その量的關係を明かにすることは、それ自體極めて必要なばかりでなく、前項に述べた蒸發計の改良考案にも大切な指標となるのである。此の問題に就ては從來多數の人が半理論的な實驗式を種々提出して居るが、最も早く而も後世諸家の公式の基礎ともなつて居るのはダルトン(DALTON)氏のそれで

E =或期間の蒸發量

F =水面温度に對する飽和水蒸氣張力

f =水面に近き空氣の實在蒸氣張力

w =風速, c, a =蒸發計或は湖沼面の特有常數

とすれば、

$$E=c(F-f)(1+aw)$$

なる關係があるといふ。 $F-f$ は所謂飽差(Vapor-pressure deficit)であるが、 F は温度によつて變るし、 f は結局湿度を代表するから、此の式で温度、湿度、風速が取入れられて居るわけである。我國の林業試験場で平田徳太郎博士や武田繁後氏の研究によるも、此の式が成立するとのことである。但し蒸發計

を百葉箱内の如く日蔭に置けば、風速の關係は一次式よりも \sqrt{w} に比例すると置くがよいと平田博士はいはれる。

兎も角、ダルトン公式は永い間信用されて居たが、然し多少の缺點を含んで居る。例へば多くの場合蒸發計内の水溫は測らないのが普通で、従つて F は精確には分らず、水溫の代りに氣溫を代入して略近値で満足する外はない。又水溫が氣溫より高く而も空氣が飽和せる場合には、ダルトン式ではやはり飽差が正であるから蒸發が起る様に見えるけれども、事實蒸發は起らない。又水溫が氣溫より低いときでも、例へば氣溫は 17° 水溫は 13° のときは、空氣の比濕が 77% 以上の場合は常に飽差が負であるからダルトン公式では負の蒸發即ち降水があることになるけれども、事實は空氣が飽和して居ない限り勿論降水せず多少とも蒸發が起るのである。

それで多くの學者は之が改良を試み、次の様な實驗式を提出してゐる。

TRABERT $E=c P . T(F-f) \sqrt{w}$

BIGELOW $E=c \frac{F}{f} \frac{dF}{dT}(1+aw)$

堀口由記 $\begin{cases} E=0.1(F_a-f)w \text{ 或は } (F_a-f)\{0.20\sqrt{w-3.4}+0.27\} & \dots\dots\dots \text{日蔭} \\ =a+b(F_a-f) & \dots\dots\dots \text{日曝} \end{cases}$

平田徳太郎 $\begin{cases} E=c(F_a-f)(a+bw) & \dots\dots\dots \text{寒季} \\ =c \frac{T}{H}(1+as+bw^2) & \dots\dots\dots \text{暖季} \end{cases}$

茲に $\begin{cases} P=\text{氣壓}, & T=\text{氣溫(絶對溫度にて測る)} \\ dF/dT=\text{水面溫度 } \tau \text{ の變化に應ずる } F \text{ の變化率} \\ F_a=\text{水面に近き空氣の溫度に對する飽和水蒸氣張力} \\ a, b=\text{或定數}, & H=\text{平均濕度}, & s=\text{平均一日日照時數} \end{cases}$

かやうに色々の式が提出されて居るといふことは、畢竟實驗だけでは中々一般に通ずる満足な解決が付き兼ねるといふ證據に外ならぬ。それで最近は理論的方面より解決せんとする機運に向つて居る。特に米國の McEwen, Cummings, Bowen, Richardson, Montgomery 等が協同して研究を進めた。先づカンニングス氏は多數の統計によつて蒸發の最大主因は日射で濕度及び風の蒸發量に及ぼす影響は從來考へられたよりも遙に微弱なことを知り、畢竟風

や濕度の效果はそれによつて起る蒸發のため必ず水溫の變化を生じて逆効果を奏し、大に蒸發を緩和するからだとし、水面蒸發の問題研究は日射エネルギーを基とし熱力學の第一法則から新發足を成すべきものと考へた。

即ち、湖海等の水面から蒸發が起る根本的原因は太陽熱が水面に入射するからで、其の熱量を I とすれば、之が蒸發に使はれる潜熱と、水に吸収されて其の水溫を上げる爲の熱 S 、水から大氣中に送り返される逆輻射 (Back radiation) B 、傳導により空氣中に傳はり行く熱 K 、周圍の水若しくは容器壁へ傳導又は流れによつて逃げ去る熱 C との總和に等しき筈である。依つて蒸發量を E 、單位水量の蒸發潜熱を L とすれば、熱力學第一法則により

$$I=LE+S+B+K+C$$

今 $K/LE=R$ と置けば

$$E=\frac{I-B-S-C}{L(1+R)} \tag{2.1}$$

が得られる。之がカンニング氏の基本式である。

R 即ち傳導によつて水面から空氣中に逃げる熱と蒸發に費される潜熱との比は **ボーウェン比** (Bowen ratio) といつて、後に述べる如く、ボーウェン (Bowen) 氏が理論的に之を決定した。

又 B はリチャードソンとモンゴメリー氏が水溫と氣溫を測れば分る様にした。水も空氣も完全黒體ではないが、兎も角普通の輻射法則に従ひ絶對溫度の 4 乗に比例するとしてよいから、水及び空氣の絶對溫度を夫々 T_w 及び T_a とすれば

$$B=a_1 T_w^4 - a_2 T_a^4$$

と置ける。而して a を完全黒體のステファン常數 (Stefan's constant) とすれば、兩氏は實驗上から、水は完全黒體でないため $a_1=0.906 a$ 、空氣は完全黒體でないのみならず氣溫は通例低空の値を使ひ大氣全體の溫度でない爲に $a_2=0.790 a$ ぐらゐなることを示した。即ち

$$B=0.906 a T_w^4 - 0.790 a T_a^4, \quad a=\text{ステファン常數} \tag{2.2}$$

次に S は勿論水溫を測ればすぐに分るし、最後の C は普通の蒸發計ならば實驗的にきめる外ないが、然し實際の池や湖の様な廣い水面では其の一點の

周圍に逃げる熱は、出るのがあれば又入るのもあつて差引は殆んど零に近く、又蒸發計の水盤でも之を熱絶縁體で包んで置けば C は零である。依てカンニングは實際水面よりの蒸發に適用する蒸發計の改良として外側を絶縁するがよいと提唱して居る。兎に角、絶縁蒸發計や、實際の湖海から生ずる蒸發量は結局

$$E = \frac{I - S - 0.906 a T_w^4 + 0.790 a T_a^4}{L(1+R)} \quad (2.3)$$

となり、日射計で I を測り寒暖計で水溫と氣溫とを測れば、蒸發量が算定されるのである。此の方法によると、誤差は 4% 内外を出でぬといふ。

然らば R は如何にして定まるか。ポーウェン氏によると、水面直上と其の上方 l の處と二面を考へ、此の両面での水蒸氣密度を ρ_1, ρ_2 とし擴散係数を D_1 とすれば、單位時間に單位面積を通過する水蒸氣の質量 m は

$$m = D_1(\rho_1 - \rho_2)/l$$

此の兩邊に蒸發潜熱 L を掛けて、蒸發による熱の移動量 Q_L を出せば

$$Q_L = Lm = D_1 \frac{L\rho_1 - L\rho_2}{l} = D_1 \frac{\theta_1 - \theta_2}{l} \quad (2.4)$$

但し $\theta_1 = L\rho_1, \theta_2 = L\rho_2$

茲に θ_1, θ_2 は兩層に於ける水蒸氣單位體積の潜熱である。

又一方、熱傳導により單位水面積より單位時間に空中へ運ばれる熱量 Q_k は、兩層の溫度をそれぞれ T_1, T_2 とし、熱傳導率を k とすれば

$$Q_k = k(T_1 - T_2)/l$$

然るに k は、空氣の密度を δ 、定壓比熱を C_p 、熱擴散率 (Heat diffusivity) を D_2 とすれば

$$k = D_2 C_p \delta$$

であるから

$$Q_k = D_2 \frac{\phi_1 - \phi_2}{l}, \quad \text{但し } \phi_1 = T_1 C_p \delta, \quad \phi_2 = T_2 C_p \delta \quad (2.5)$$

茲に ϕ_1, ϕ_2 は兩層に於ける單位體積の可感熱 (Sensible heat) を表はす。

式 (2.4) 及び (2.5) は潜熱及び可感熱として水面から空中に出て行く熱量、換言すれば蒸發及び傳導による熱量を與へるから、ポーウェン比は

$$R = \frac{Q_k}{Q_L} = \frac{D_2}{D_1} \cdot \frac{\phi_1 - \phi_2}{\theta_1 - \theta_2} \quad (2.6)$$

D_1, D_2 或は k 及び C_p は氣體分子飛動論によつて與へられ、 D_1 は D_2 より僅か數% 大なるにすぎぬが、それ等の公式及び L の數値を (2.6) 式に代入し、且つ ρ_1, ρ_2, δ を壓力に直して、ポーウェンは

$$R = 0.46 \left(\frac{T_w - T_a}{p_w - p_a} \right) \frac{P}{760} \quad (2.7)$$

$$\text{但し } \begin{cases} T_w = \text{水溫}, & T_a = \text{氣溫}, & P = \text{氣壓 (mm)} \\ p_w = \text{水溫に對する飽和水蒸氣張力 (mm)} \\ p_a = \text{氣壓 } P \text{ 内の水蒸氣分壓, 即ち現在の水蒸氣張力 (mm)} \end{cases}$$

を得た。尤も數係数は實は 0.442 と出るけれども、水面直上の薄層内の溫度及水蒸氣が上の理論と多少違ひ得ることを考慮して 0.46 としたのである。即ち湖水が比較的小さく且つ風が相當あつて、空氣の水面を渡る時間が極めて僅かで、水面直上の薄層と雖も其の狀態が風上側と風下側とに差がない場合には、上記の理論が完全に成立つても、空氣の湖面を渡る時間が長くかかる場合には、風下側の水面直上薄層では水蒸氣が飽和し溫度も水溫と同じになり、そこに多少の修正を要することは明かである。ポーウェンはそれ等の點を更に理論的検討を加へて、(2.7) 式の示す係數値を採用したのである。又リチャードソン等は絶縁蒸發計を用ひて蒸發量 E を測り、(2.3) 式を逆用して R を算定し、(2.7) 式の精確なることを實證した。

かくて飽差及び氣壓の效果は R に含まれるが、(2.3) 式の蒸發量計算には $1+R$ としてきくから、結局實驗式時代に考へたほど其の效果は著しくなく、蒸發の最大主因は日射量 I にあることが了解出来るのである。

水が餘り動かない湖沼にあつては、(2.1) 式の C は無視し得ること前述の如くであるが、海流などの發達した海では、 C は必ずしも輕少でない。マクエン (McEwen) は海中に垂直角筒狀の水柱を考へ、 C を含む (2.1) 式の熱量平衡條件と、海流及び蒸發による角筒内の水量不變といふ條件を使ひ、米國の近海方々の水溫及び鹽分の測定から海流を算定した程である。

尙ほ最近セイス (THEIS) 氏は蒸發の速さを日射と飽差との積に比例すると

の假定より出立し、それに一定の空氣が蒸發水蒸氣を受ける時間は水面上にある間だけ即ち風速を以て水面の長さを割つた商に當る時間だけといふことを組合せて、月別蒸發量を算出する公式を作つた。然し其の理論は餘り嚴密でなく多くの假定を含み、言はゞ半理論的な實驗式に過ぎないから茲には紹介しない。

(2) 地面蒸發 同じく地面といつても、裸地と草原或は森林地帯とでは蒸發に著しい差がある。草原や森林では葉面からの發散が大きいからで、之は項を別にして述べることにし、茲では裸地からの蒸發だけを論ずる。

土壤が水を含んで居るときは其の表面から絶えず蒸發し、其の表面の水が不足すると毛管作用で地中から水が上つて來て又蒸發する。然しこの地面蒸發を直接現場で實測することは甚だ困難なので、従來は土壤標本を採つて筒や鉢につめ、下部適當の處まで水を入れ其の重量の減少を測つて蒸發量を知るといふ方法を取つて居る(第9圖参照)。ミュンチェン氏(MÜNCHEN)のミュンヘンでの調査によると、(i) 土壤からの蒸發量は自由水面からの量より著しく少く、約半分に當る。(ii) 土壤中では砂土が蒸發最も少く、埴土が之に亞ぎ赤土が最も多い。

大森宗裕氏は特に砂からの蒸發を研究し、砂粒の大きさ及び地下水面の深さとの關係を明かにした。それによると、

(i) 表面まで略々飽水状態にある砂からの蒸發は、普通の水面蒸發量に比

第16表 砂面蒸發量と粒徑との相關

粒 徑	小 砂 <0.5 mm	中 砂 0.5~1 mm	大 砂 1~3 mm
蒸 發 量	78 %	77 %	70 %

例し、又砂粒の小なるものほど多い。即ち水面蒸發に較べて第16表の割合になつた。

(ii) 地下水位は地表よりは低い、蒸發に應じて絶えず下より水が毛管

第17表 砂面蒸發と地下水位及び粒徑との關係

砂 粒	小砂(<0.5 mm)	中砂(0.5~1 mm)	大砂(1~3 mm)	
地下水面の表面よりの深さ	10 cm	102 %	94 %	15 %
	20 cm	88	69	7

作用によつて充分に供給され平衡状態にある場合は、吸取紙からの蒸發を

測る様にした所謂紙面蒸發計の示度と比較するに第17表の通りである。即ち地下水位が低く砂粒が大きいほど蒸發が少い。

(iii) 地下水位が著しく低く、地表への水の供給が充分ならずして蒸發前よりも地面が乾く状態では、蒸發量は勿論少い。此の場合には砂の表層含水量百分率を x とし、砂面蒸發量 E_s を紙面蒸發計の示度 E_p に比較すれば

$$100E_s/E_p = 3.020 + 4.993x$$

にて表はされるといふ。尙ほ此の點に關しては米國のバーメイヤー(VELHMEYER)氏によると、三種の土壤で第18表の様な結果を得て居る。即ち地下水面が表

第18表 地面蒸發 (inch/day) と地下水位

地下水面の深さ (ft)	土 壤 番 號		
	1	2	3
0.0	0.328	0.317	0.216
0.5	0.215	0.230	0.182
1.0	0.209	0.194	0.162
1.5	0.093	0.086	0.076
2.0	0.079	0.055	0.051
3.0	—	—	0.026
4.8	—	—	0.016

面下4ftもあれば0.5ftの場合に比し十分の一にも足りない。従つて地下水面と接觸しない土壤例へば不透水層の上に地下水のない場合の表土からの蒸發は極微だといふことは想像される。ヴェーメイヤー氏は實際の畑地でもこの様な場合には土壤の濕分が57日経た後でも殆んど變らなかつた例を示した許りでなく、鉢に盛つた土に一切水を與へず4年間放置し

た後に濕分の減少を測つた處、蒸發量は4年間に僅か3.4in分にしか當らなかつたことを報告して居る。

此等の實驗より分る通り、地面蒸發は一般に土壤中の水分の多少、地下水位の高低、土壤の種類、土砂粒の大小等によつて左右されるが、之等は結局毛管作用の強弱と降雨の場合の滲透に差異があつて、雨水を永く地表に保留するか或は早く地下に逃げ去らせるかに歸着する効果である。尙ほ同じ土壤でも其の色澤によつて蒸發に遲速があり、白色のを1とすれば他の色では大約第19表の様な割合になる。之は

第19表 土色の蒸發に及ぼす影響

土 色	白	黄	褐	灰	黒
蒸發比率	1.00	1.07	1.19	1.25	1.32

以上は大體、土壤標本を以て小

規模の實驗を行つて知られた事柄だけである。實際の地面蒸發に於ては、此

の外地盤面の傾斜及び其の粗度によつても蒸發を異にする。地盤面が粗く其の傾斜が緩かであれば、降雨が地表水として流過することが少いから蒸發分が多くなり、反對に地盤が滑かで且つ傾斜が急ならば、降雨の大部分は地面流出分となつて蒸發分は少くなる。

然し實際の地面から現實に蒸發して居る量は、從來未だ之を測定する器械若くは方法が完成されなかつたので、單に上記の様な土壤標本試験や或は河川流域の雨量と流出量とから逆算するといふ方法で、大よその見當を附けるに止まり、到底精密には分らなかつた。然るに漸く三年前、米國でスロンスウェイト(THRONTHWAITE)とホルツマン(HOLZMAN)兩氏は之を現場に於て實測する方法を案出した。大氣は地面直上では層狀(Laminar)であるが、少し上は所謂亂流層(Turbulent layer)をなすから、其の亂流層内では濕氣は交換作用(Austausch)により運ばれる。故に垂直距離 dh なる二點で水蒸氣密度 q を測れば、蒸發量は單位時間に

$$E = -A \frac{dq}{dh}$$

で得られる。茲に A は交換係數(Austausch coefficient)であるが、之は風速氣温及び氣壓に關するから、その法則を使つて直し、又二測點を地上 4.75 ft と 25 ft の高さにすれば

$$E = 0.0703 P(q_1 - q_2)(w_2 - w_1) / (T + 459.4)$$

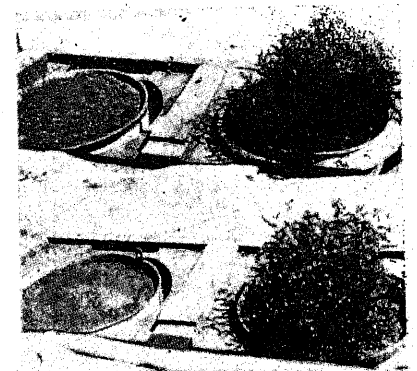
$$\text{但し } \begin{cases} P = \text{氣壓(水銀 in)}, w_1, w_2 = \text{風速(mil/h)}, T = \text{氣温}(^{\circ}\text{F}) \\ q_1, q_2 = \text{比濕(空氣 1 kg 中水蒸氣 gr 數)} \end{cases}$$

となる。故に上下二點の濕度と氣壓氣温及び風速を測れば蒸發量が分るといふのである。兩氏はかくして測つた結果の一二を發表してゐるが、此の方法で E が負に出れば水蒸氣の凝結量に外ならぬので、蒸發量の外、夜間の凝結量までも分り、眞に劃期的の研究である。尤も未だ多數各地での實測は行はれてゐないから、此の方法による地面蒸發の性質を闡明することは將來に期待する外はない。

(3) 葉面蒸發 地面からの蒸發は又地被狀況即ち裸地、草原、畑地、森林によつて大に違ふ。之は植物があれば其の生育の爲に地盤から水を吸上げ、其

の一部を葉面から蒸發し所謂蒸散が行はれるからである。葉面蒸發量は其の測定最も困難な爲、從來は僅にそれが氣温、氣濕等に影響せられ又植物の種類によつて大差があるといふことが分つて居るだけで、定量的には極めて不確實である。植物のある地面の蒸發と植物の蒸散との合計を消費水量(Consumptive use)といふが、其の程度は大體、一年に針葉樹林で 100 mm、灌木類が 150 mm、闊葉樹林は 200 mm、雜草や穀物畑の多くは 230 mm、燕麥や或種の雜草地で 360~380 mm、水稻で 400 mm 程度だといふ。是等は川のない地區なら雨量と地下水面の變化から、又或川の流域ならば雨量と川の流出量と地下水面の變化から推算したものである。水田では狩野徳太郎博士等が京都帝大の試験田で測つた結果によると、稻のある田は稻のない水面に比し蒸發量が 7, 8, 9 の 3 箇月の平均で 1.27 倍となつたから、水面蒸發の約 3 割に當る葉面蒸發が行はれたわけになる。

葉面蒸發は又第 9 圖の様な試験鉢(Pot)を以て各國とも盛に研究して居る。例へば平田徳太郎博士等は、樹木の生長に際し如何程の水分を吸収蒸散するかを知らんとし、赤松、唐松、檜、杉、ハンテンボク等の苗木を、白ペンキ塗亞鉛製の鉢に植ゑ、日々の給水量と苗木鉢の重さ及び生長前後の樹木のみ重量とを測つて次の結果を得た。(i) 日々の蒸散水量の變化は苗木と同一場所に置きたる紙面蒸發計の示度に略と比例して増減する。(ii) 生長期間の木質全生産量(乾燥) 1g 當りの蒸散水量は數百乃至千數百 g である。但し(iii) 全生産量の少ないほど割合に蒸散量が多量である。



第 9 圖 地面蒸發及び葉面蒸發試験

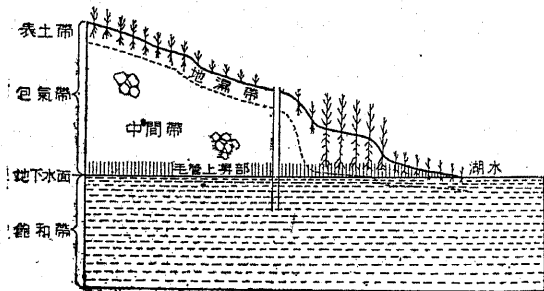
然し斯様な試験鉢では餘りに小規模すぎるから、近來米國などでは樹林内に 2~3 m 平方、時には幅 2~3 m 長さは 20~30 m もの地區を區切り、兩側及び底部にコンクリートをうち試験地(Plot)として、實際の樹林と同じ様な樹相を作り、天雨或は人工雨による地面流出と滲透水量を測り、それより葉面蒸發を算定

する方法を取つて居る。之は非常な進歩ではあるものの矢張り各種各様の樹林全體から發散する量を知ることは甚だ困難で、只今のところ實際の大森林や草原から如何程の發散が行はれて居るかは殆んど當推量程度以上には分らない。只最近提唱された既述のスロンスウェイト及びホルツマン兩氏の蒸發測定法は、草原や森林でも使用出来る筈であるから、其の内には精確豊富な資料が現はれることと吾々は期待するばかりである。

2.6 滲透 先づ豫備として地中にある水の状態を述べ、然る後に雨水滲透の問題に移ることとする。

(1) 地中の水 地下に水があるのは、水の這入り得る空隙があるからで、其の空隙容積の全容積に對する比を土地の空隙率(Porosity)といひ、普通百分率で表はす。土壤内の水は其の空隙を充たす状況により飽和水と懸垂水に分ける。

(i) 飽和水 ずつと下には空隙全部に水が充満飽和して居る部分があり、而もこの水は重力の作用のみで運動し、井戸を掘ればそれに應じた高さに水面が現はれる(第10圖)。かやうな水を飽和水(Plerotic water)或は重力水(Gravity water)といひ、その存在域を飽水帯(Zone of saturation)と名づける。普通地下



第10圖 土壤内の水

下水(Ground water)といへばこの部分の水を指し、其の上面を地下水面(Water-table)といふ。

(ii) 懸垂水 飽水帯の上は一般に空隙全部が水で満たされず空気を包有するので包氣帶(Zone of aeration)と稱し、その水は毛管力や分子吸着力で重力に抗し土粒に支へられ、張力を受けた懸垂状態にあるから懸垂水(Kremastic water)或は土濕水(Hygroscopic water)といふ。此の包氣帶の水を更に細分して二つとする。

(a) 毛管水 地下水面(非水面)より上若干の間で、毛管作用により飽水帯の水が吸上げられて居る部分を毛管水縁(Capillary fringe)といふ。其の最下部

は空隙全部飽水してゐるが、少し上は小さい空隙だけ満水し大きな空隙には空気がある。然し兎も角、この水はそれ自體網狀に連絡して居るのみならず飽水帯の水とも連続し、重力と毛管力との作用を受け、兩力が釣合つて居る限り動かないが、然し地下水面の昇降などにより兩力の釣合が破れると孰れか力の強い方に動き得るもので、かゝる水を特に毛管水(Capillary or Anastatic water)といふ。

(b) 吸着水 毛管水帯の上では、雨中は別として天氣の日ならば、水分は所謂濕りとして土壤粒子の表面に吸着せられた薄い水膜にすぎず、強い分子吸着力によつて引付けられ、重力の作用はそれに較べると全く無視し得る。かやうな水を特に吸着水(Adhesive water)といふ。この吸着水を更に二種に分類する。

(b₁) 表土水(一名、樹根水) 天氣の日の表層若干の間は水分が最も少く、土粒面に吸着せられた極微の水は、數百氣壓に相當する強大な分子力を受けて運動全く自由ならず、只熱により蒸發驅逐されるか或は植物の根によつて吸收され得るのみで、結局大氣中の水蒸氣と平衡を保たんとし相互間に蒸發(發散を含む)或は凝結を行ふにすぎない。かゝる水を地濕又は表土水(Soil moisture or water)、或は樹根水(Rhizic water)といひ、その土層を表土帯(Belt of soil-water)或は樹根帯(Root zone)といふ。

(b₂) 皮膜水 樹根帯より下は幾分か水分が多くなるが毛管水ほどには多くなく、矢張り土粒の表面に皮膜として存在するにすぎない。但し其の皮膜が稍々厚くなつて居るため、膜の厚薄や曲率に差があれば、膜の厚い部分から薄い部分に曲率の小さな部分から大なる部分に徐々に水が移動し得る。然し勿論其の運動は重力に關係なく、全然分子力の作用によるのである。かやうな水を皮膜水(Pellicular water)といひ、樹根帯と毛管水縁との間の地帯を中間帯(Intermediate belt)と呼ぶ。

以上は勿論普通天氣の日の状態で、降雨があれば樹根帯及び中間帯でも毛管水或は飽和水の存在することあるは言ふまでもない。

(2) 土壤の保濕性 次に土壤の飽和水は空隙率さへ測ればすぐに其の量

を推算出来るから簡単であるが、包氣帯内の懸垂水量を研究するには尙ほ多少の豫備智識が必要である。依つて今それを述べて置く。

先づ土壤の保濕容量(Specific retention)とは一定量の土壤中に重力に抗して保留し得る最大水量をいひ、土壤全體積に対する水の體積比で表はすこともあるが、普通は便宜のため土壤の乾燥重量に対する水の重量比を百分率で表はす。従つて簡単に之を測るには、底を細目金網で張つた圓筒中に供試土壤を詰め、靜に水を飽和せしめた上で放置し、底より重力水が垂れ落ち全く平の落ちぬ様になつた所で秤量し、保留水量を定めて之を土壤乾量で割ればよいわけである。從來はその様にして測つて居た。

然し初めこそ重力水がどんどん抜け落ちるけれども、後には落ち方が頗る緩かになつて、平の切れるまでには随分長い時日を要する。此の點に關し吉田重助氏は平の出る速さを現存の重力水量に比例すと考ふれば、重水力の減少する狀況は時間 t の指數函數 e^{-kt} に比例し、砂で測つてさへ $k=0.07 \sim 0.11$ (時間單位)となるから平の切れる迄には少くとも二三日を要することを示した。従つて平の絶えない前に秤量すれば無論のこと、平の切れるまで待てば上部の土壤からは蒸發が起つて、何か特別の工夫をせぬ限り誤差を生じ保濕容量の精確な値は得られない。それでパイパー(Piper)氏は地下に密閉した甕を掘り恒溫で而も蒸發の起り得ない特別試験濕室を作つて、其の内に供試土壤を吊り平が切れて重さが變らぬ様になるまで待つて測定したのであるが、土壤の種類によつては90日も経たねば平の切れないのもあつた程である。

斯様なわけで保濕容量を直接精測することは中々容易でなく、多大の注意と忍耐とを要する。それで何か今少し簡易迅速に測定が出来て而も保濕容量の代表となるものをといふので、保濕當量と野外保濕容量なるものを使用することになつた。

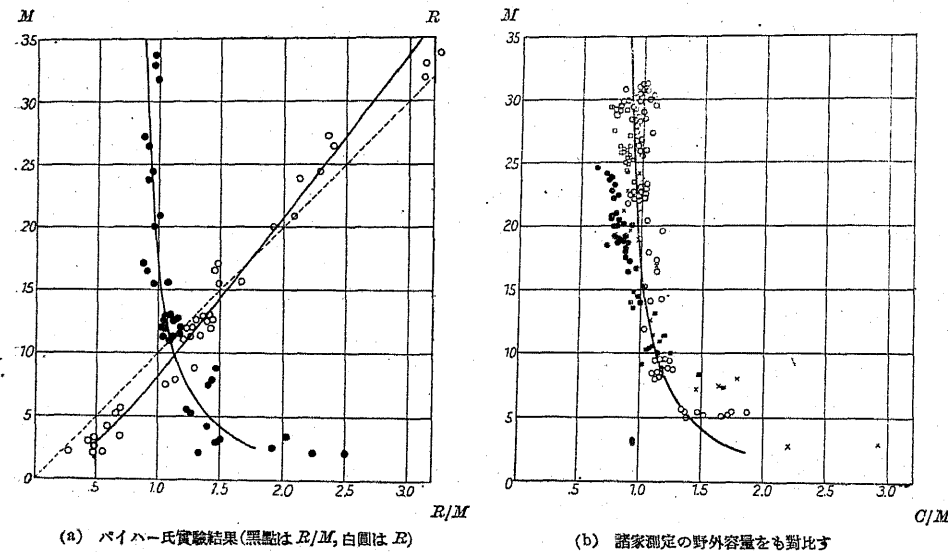
保濕當量(Moisture equivalent)とは、土壤を飽水せしめた後、重力の1000倍に當る遠心力を生ずる遠心器にかけて水を絞り出し、殘る水量と乾燥土壤との重量比をいふ。之だと極めて短時間に平が出切り蒸發の暇がないから、甚だ精確に測定し得る。然し眞の保濕容量とは多少の差がある筈である。又野外

保濕容量(Field capacity)といふのは、實際の野外で、相當の降雨があり充分雨水の地下滲透が行はれた後1~5日して、最早や地中でも水の下降が止まり前記保濕容量を測る條件に合致したと想像される頃、各深度の土壤を採取し直ちに其の重量を測り、更に110°C位の乾燥器内で充分乾燥せしめた後の重量を測り、兩者から水分と乾燥土壤の重量比を求めたものである。然し之も、吾々の想定が必ずしも確實に保濕容量を求むべき條件に合致して居ない恐れがあつて、眞の保濕容量とは多少の差あるを免れぬ。

然らば保濕當量或は野外保濕容量と眞の保濕容量とはどれ位の差異があるものか、少くとも一度は精細に其の相違を調べて置く必要がある。それでパイパー氏は、多數の土壤につき保濕當量を測ると共に前記の様な方法で非常な苦心をして保濕容量を精測し、第20表の様な結果を得、之を圖示して第11

第20表 保濕容量と當量との比較

試料番	保濕容量 R	保濕當量 M	$\frac{R}{M}$	試料番	保濕容量 R	保濕當量 M	$\frac{R}{M}$
1	13.4%	11.4%	1.18	22	6.8%	5.5%	1.24
2	11.9	11.3	1.05	23	6.6	5.2	1.27
3	14.3	12.0	11.9	24	5.9	4.2	14.0
4	12.6	11.3	1.12	25	5.5	2.2	2.50
5	12.5	11.9	1.05	26	2.8	2.1	1.33
6	14.2	13.0	1.09	27	14.8	17.1	0.87
7	12.5	12.1	1.03	28	—	—	—
8	12.5	12.0	1.04	29	4.7	2.1	2.24
9	14.4	12.6	1.14	30	4.8	2.5	1.92
10	13.7	12.9	1.06	31	4.4	3.0	1.47
11	13.1	12.6	1.04	32	6.9	3.4	2.03
12	14.9	15.5	0.96	33	4.8	3.2	1.50
13	19.2	20.0	0.96	34	10.6	7.6	1.41
14	12.1	11.0	1.10	35	11.4	7.9	1.44
15	16.7	15.6	1.07	36	12.9	8.8	1.47
16	20.8	20.9	1.00	37	31.3	32.9	0.95
17	22.9	24.4	0.94	38	31.2	31.8	0.98
18	14.6	16.5	0.89	39	32.5	33.7	0.96
19	21.3	23.8	0.90				
20	23.6	27.2	0.87				
21	24.0	26.4	0.91				



第11圖 保濕容量と當量及び野外容量との關係

圖(a)を得た。更に従來諸學者が各地で測つた野外保濕容量をも蒐めて第11圖(b)を作つた。圖に於て横軸には保濕容量 R 又は野外保濕容量 C と保濕當量 M との比をとり、縦軸には保濕當量を取つた。其の結果によれば、保濕當量も保濕容量も共に大體35%以下で、土粒の小さい細密土ほど大きく、粗粒のものは小さい。例へば普通の壤土では30%内外、砂質土壤で12~14%程度である。而して、多くの土壤($M > 12$)では M/R 又は C/R が略々1に近く、保濕當量又は野外保濕容量を以て直ちに眞の保濕容量と見ても大差ない。只粗粒の砂土($M < 12$)では、保濕當量は保濕容量を代表させるには過小で R/M 又は C/M が2~2.5にもなる。然し野外實測の C は此の場合でも眞の保濕容量より僅か大きいだけで大體は近似なることが想像される。

尙ほ野外保濕容量を測る目的に使ふ採土器にはヴェイマイヤー氏の改良したものが好都合である。

以上は土壤が含み得る最大濕分を論じたわけであるが、實際の野外ではいつもそれだけ濕分があるわけではない。

保濕量(Field moisture)とは野外で實際の土壤が現在保有する水量を指し、之と保濕容量との差を保濕不足(Field moisture deficiency)といふ。現場の保濕

量を測るには大抵各深度から採土して其の濕分を測定する。例へば大高政一氏は大正15年9月高知縣本山町に於て地下3 mまで各深度の土壤を採取し、當時の保濕量を測つて見たが、保濕量は地下深いほど増大する傾向あるも、其の間の土質の差により多少波状的に變化し、空隙率の大なる所ほど濕分も大きくなつて居た。然し保濕量が一日中にどう變るかとか、雨後如何様に増加するか等時々刻々の變りを知りたい様な場合には、一々各深度から採土する譯にも行かぬので、近年は電氣的に濕分を測る方法が屢々用ひられる。例へば福田仁志氏は土の電氣容量が濕分によつて變ることを利用し、地中に小さな不銹鋼板で作つたコンデンサーを埋め、其の電氣容量の變化を測り、土の濕分は日の出と共に減じ始め午後5~6時頃最小となり、夕刻より再び増加して夜は多く早朝に最大となること、降雨のときの濕分増加は雨量の指數函数的になり、雨後の減退は表層20~30 cmに最も迅速で、深度と共に著しく緩慢なること等を示した。

(3) 土の滲透性 地中には雨又は地表水が這入つて行く許りでなく、大氣中の水蒸氣が浸入して凝結することもある。是等の土壤が地表から水分を得る現象を全部總稱していふときには吸収(Absorption)なる言葉を使用するが、然し水蒸氣の浸入凝結によるものは極めて僅少であるから實用上は之を無視し、液狀の水が浸入することだけを問題にするときには之を滲透(Infiltration)といふ。水の滲透は吸着力、毛管力及び重力(それによつて生ずる水壓を含む)の作用によるのであるが、重力作用のみによるものは特に滲漏(Seepage or Percolation)として區別することもある。

さて、或土壤が水を透し易いかどうか即ち滲透性の優劣は上から水をかけたときの滲透速度によつて判定すべきは勿論である。然し其の滲透速度は土壤の種類によつて異なるばかりでなく、初めの保濕量や温度其他の條件によつても違ふ。温度によつて變るのは、温度が高いと水の粘性が増大して滲透し易くなるからである。それで或一定條件の下に土壤が雨水を滲透し得る最大の速さを滲透能(Infiltration capacity)といひ、單位時間に浸入する水量を滲透面積に割り當てた水柱の高さで表はす。滲透能は一定の条件下では一

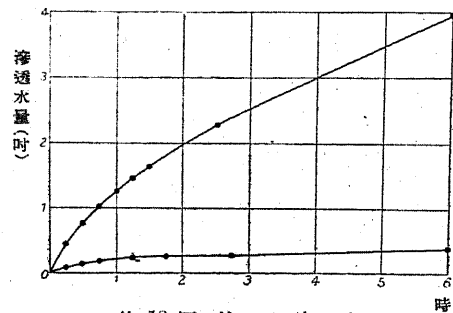
定値をとるが、条件が變れば變る。降雨の強さが滲透能より大きくならぬと表面流出は起り得ないので、流出問題にもこの滲透能が頗る重要な要素であることが分る。



第12圖 野外滲透能實驗

野外で實地に滲透能を測定する方法として、マスグレーブ(McGRAVE)氏は第12圖の様に兩端開いた圓筒を上部僅かだけ残して地中に打込み、之にビューレットから水を送つて土面上ほんの僅か常に水がある程度に調節し、適當な時間毎にビューレット内の水面目盛を讀むことにした。この様に給水を調節するのは恰度滲透能に等しくする爲で、土面上に水が多少残るのでなければ給水は滲透能に足りないことだし、それかと

云つて餘り高く土面上に水がある様にしては、實際の地面に雨が降つた場合と違つた條件になるからである。かくして測つた實驗結果の二例を第13圖



第13圖 滲透能實驗例

に轉寫する。横軸に時間を縦軸に滲透水量を取つてあるから、此曲線の切線勾配が各時刻の滲透能を示すもので、土壤がまだ充分濕つて居ない給水初期ほど吸着力や毛管作用まで協力するから滲透が速く、土壤が濕るにつれ幾分遅くなり、表層部が飽水し重力作用のみによつて滲漏する様になれば、速さは一定になり従つて圖の曲線は一定勾配の直線に近づくのである。此の時の滲透能は速い方が一時間 0.4 in、遅い方は 0.08 in 程になつて居る。滲透能は一般に第13圖の様な形に變化するから之を實驗式にすると、給水(或は降雨)始めの滲透能を f_0 、 t 時間後のそれを f とすれば

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$$

となる。こゝに f_c は最終の滲透能に當り、 k は土壤其他に関する常數である。尙ほ初めの條件、例へば天氣の續いた後の雨と一兩日前にも雨があつた後

の降雨とで滲透能が如何に變るかを實證する爲に、同氏が種々の土壤で(a)乾いた狀況から3時間給水した場合の滲透量と、そこで一旦給水を中止し(b)24時間経た後再び給水を開始し3時間以内の滲透水量を測定した結果を示せば第21表の通りである。

第21表 マスグレーブ氏の滲透能測定實驗

土質	試	滲透量 (in)					3時間合計
		時間 (分)					
		0-15	15-30	30-60	60-120	120-180	
砂質壤土	1 { a b	2.33 0.94	1.21 0.46	2.26 0.91	4.39 1.88	4.22 1.99	14.41 6.18
	2 { a b	1.21 0.42	0.33 0.14	0.45 0.23	0.78 0.43	0.69 0.42	3.45 1.65
砂交り粘土質壤土	1 { a b	1.01 0.27	0.28 0.10	0.48 0.19	0.78 0.37	0.75 0.33	3.31 1.26
	2 { a b	0.88 0.29	0.11 0.04	0.11 0.09	0.22 0.12	0.21 0.15	1.53 0.60
粘土質壤土	1 { a b	0.42 0.07	0.04 0.04	0.11 0.03	0.15 0.06	0.14 0.09	0.86 0.28
	2 { a b	0.44 0.04	0.05 0.03	0.10 0.05	0.19 0.07	0.15 0.10	0.92 0.29

レウイス (LEWIS) 氏も類似の方法で滲透能を測つたが、圓筒はどれ位の深さまで挿し込めば充分であるかを決定したのは其の功績である。氏は初め直徑 1.5 ft 高さ 1.25 ft の鐵製圓筒を地中僅かに 3~4 in 打込んで試験したが、それでは圓筒下端から横にも滲透して行く故廣い地面に一樣に雨が降つた場合の滲透よりも幾分大となる恐れがあるとの批難を受け、後には徑 1.5 ft の圓筒を地中數 in から 7 ft まで挿入して注水したもの、並に其の中央に更に 6 in 管を挿入し内筒と外筒とに別々に注水したものと、 $\frac{1}{6}$ エーカーの試験畑全面に灌水した場合との滲透能を比較し、1.5 ft の圓筒を地中 6 in 以上挿入して注水したものは何れも同一結果で、二重筒の内外とも又試験畑一面に灌水した場合とも一致し、滲透能測定法として充分信頼し得ることを示した。

單に土質と滲透能との関係を知り度いだけなら、各種土壤を管に、つめ之に實驗室内で上から注水し、飽水後下より落ちる水量を適當な時間毎に測ればよい譯である。二三の例を掲げると第22表の如く一日に僅か數米足らずで、

第 22 表 滲透速度の諸例

土質	石灰砂土	イザール川 細砂	ミュンヘン の壤土	同泥炭土	フランクフルト 砂土	加茂川砂 (径1.0~0.5mm)
滲透速度	22 ミリ/時	32	33	34	一日 0.5~1.0 m	一日 4.7 m
	平均一日 0.80 m					
測者	Spöttle				Scheelhase	野 満

随分遅いものである。

一般に砂質が滲透能最も大で粘土質は最小である。実験によれば粒径0.5~1mmの砂層の滲透能を100とすれば粘土層のそれは0.05にすぎず、その砂7割粘土3割の混合土では0.8となつて滲透能は純砂に比し激減するのである。

以上の様な方法では局部々々の滲透能しか出せない。或川の流域全體といふ様な廣範圍に互る滲透能を求むるには多數の實驗を要し、實行は中々困難である。然るに最近ホルトン(HORTON)氏は全流域の平均滲透能を推定する方法を案出したが説明の都合上川の流出問題を述べた後に譲り、茲では單に流域の滲透能が季節によつて如何に變るかを氏が米國 Ralston creek に就いて得た結果を掲げて置く。

第 23 表 滲透能の季節的變化

月	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	平均
ラルストン溪流域の滲透能	時/時 0.17	0.10	0.11	0.87	1.21	0.91	0.65	1.23	0.25	0.11	0.84

(4) 雨水滲透に影響する諸要素 實際の雨水はどれ位地中に滲透するものであらうか。又同じ滲透の中で途中に懸垂し單に土の保湿度の増加(Soil-moisture accretion)となるもの、及び重力水となつて降下し地下水量増加(Ground-water accretion)となるものが何程あるか。これ等を分離して知ることも大切である。蓋し降雨の初め保湿度不足のある間は懸垂水分を増加するだけで深部には達し得ない。土の湿度が保湿度に達して始めて重力水の滲漏が始まり、飽水状となれば滲漏愈々活潑となり地下水面までも到達するのである。故に雨量が少なければ單に保湿度の増加に止まることもあるわけである。

従つて或深さまでの雨水の滲透量を定めるには、單に其の深さの滲漏水を測るだけでは不充分で、其の上の土壤の保湿度増加をも測定せねばならぬ。

かくて、雨水の滲透は先づ第一に雨量及其の強さと土質に関するは勿論、降雨前の土湿度不足、地盤傾斜、地被状態、地下水面の深さ、季節氣候等によつて變るべきは想像に難くない。而して之等の關係を研究する爲に、先づ地下或深度に於ける滲漏水を測るには普通、エーベルマイヤー(EBERMEYER)が創始した所謂滲漏率(Lysimeter)を使ふ。氏の滲漏計は地中に一邊2m、深さ1.2mの箱の底を漏斗状にしたものを埋め、それに周圍と同じ高さまで同じ土を盛つたもので、底より滲漏する水を鐵管にて引き測定する装置である。表面流出のない水平裸地での試験によると、深度1mでの滲漏水の雨量に對する歩合は

第 23 表 土質及び季節の滲透に及ぼす影響

土質	年雨量 (mm)	滲漏歩合				
		春	夏	秋	冬	年平均
泥炭	865	64.0	11.0	49.0	99.0	53.0
壤土	958	6.9	4.6	2.8	7.1	5.2
壤土	958	6.7	2.1	0.6	4.7	3.1

第23表の様になつた。土質により季節によつて大差あることが分る。

我國でも平田徳太郎博士は東京目黒で径40cm深さ43cmの圓筒状滲漏計で厚さ2寸の各種土砂につき、又吉田重助氏は略々同様の滲漏計で玉川砂厚さ16cm, 26cm, 36cmの三つの場合の滲漏水を各降雨毎に測定し、雨量との關係を調査したが、何れも雨量をN(mm)、滲漏水をI(mm)とすれば、既にリュエッケ(LUEDECKE)氏が發見した様に

$$I = a(N - N_0), \quad \text{滲透率} \quad \frac{I}{N} = a \left(1 - \frac{N_0}{N} \right), \quad a, N_0 = \text{常數}$$

なる直線關係あることが分つた。兩氏の場合のa, N₀は第24表の通りである。常數N₀は雨量の中で滲漏水とならずに土層中に保留される水分に

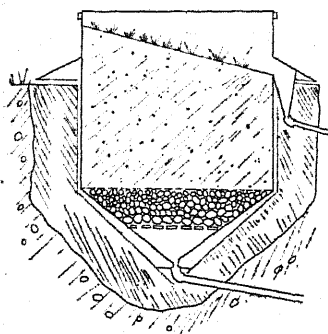
第 24 表

土層の厚さ	2寸 (各種土層平均)	砂16cm	砂26cm	砂36cm
a	0.92	0.92	0.99	0.99
N ₀ (mm)	4.0	12.0	9.0	4.6
観測期間	5月—9月	10月—12月	3ヶ年	3ヶ年
測者	平 田	吉 田		

當る。又 I/N を滲透率といふが、之は雨量によつて幾分變化し、更に土質及び其の厚さによつて、滲透率も N_0 も随分違ふものである。

尙ほ上の實驗から地中僅か數十糎でも 5~10mm 程度の雨は吸収されて下には這入らぬことが分る。又其の殘部は殆んど全部滲漏して α が 1 に近い數になつて居るのは、兩氏の滲漏計が地面流出の出來ない装置である上に、降雨中の蒸發は極微であるからにすぎない。それで氏等は雨量と滲漏水との差を直ちに土層の保濕増加量と見做し、降雨による保濕増加が土壤の種類によつて如何に變るかも調べて居るが、之は大體土壤の保濕容量と雨前の保濕量との差即ち保濕不足に等しい筈であるから、茲に紹介する迄もあるまい。

又眞山利雄氏は一邊 56cm 伊香保火山灰土厚さ 43cm (更に下部漏斗部 21cm



に小砂利)なる角型滲漏計 3 個を作り、其の内の 2 個は第 14 圖の如く土面を 15° 勾配にして地面流出が起り得る様にし、且つ一つには芝を植ゑ一方は裸土のまゝとし、他の 1 個は土面を水平裸土にして、之によつて傾斜地面及び芝地の滲透効果を調べた。3ヶ年觀測の結果、年雨量に對する年滲漏分と流出分、蒸發分の割合は第

第 14 圖 眞山氏の傾斜土面滲漏計 25 表の様になつた。

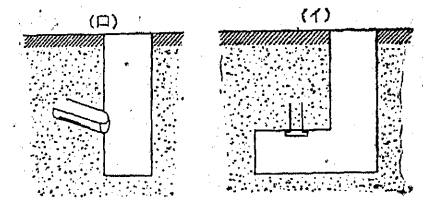
此の表によつても、地 第 25 表 地面傾斜及び地被狀態の滲透に及ぼす影響

被狀況及び地面傾斜の	地表狀況	15° 芝付斜面	15° 裸地斜面	芝付水平面
滲透に及ぼす効果が明	滲透分	62.3%	49.7%	56.4
かに見え、滲透は斜面で	流出分	11.7	18.5	0
は少く、芝地では裸地よ	蒸發分	26.0	31.8	43.6

りも多い。芝地や森林で滲透が多くなるのは、雨水の滯溜時間が長くなるのも一因だが、その外裸地でなら雨水が濁つて細かい泥を粗い砂粒間につめて空隙を減ずるのに草木があると雨水を濁さず澄んで居るため地面の空隙を減じないのも亦重要な原因であらう。又、平田、吉田兩氏の場合には雨量の 90% にも近い滲漏分があつたのに、今度は土層が少し厚くなつただけで 50~60%

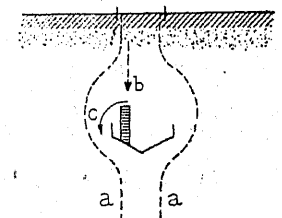
に減じて居るのを見れば、土質が砂と火山灰土といふ相異により又地下深度が増せば如何に著しく滲漏水の減少となるかを察するに足る。尙ほ、前表に蒸發量とあるのは雨量から滲漏分と流出分を引去つた殘餘で、かゝる殘餘は個々の降雨後には平田、吉田兩氏の場合の如く主として一旦土の保濕増加となるのであるが、天氣の日にそれが蒸發し、所謂地面蒸發となり結局一年間の總計では蒸發分と見てよいわけである。但し雨が地に降つて其の儘地表から蒸發したものでないことは注意すべきである。

以上に述べた普通の滲漏計は側壁を周圍地面と遮斷してあるから、自然地表の滲透とは差異があるかも知れない。何とか直接に自然地表に於ける滲透を各深度で測り度いものである。眞山氏は此の目的を以て自然地表下 0.5m と 1.0m の深さに一つの漏斗狀受器を埋めて滲漏水測定を試みたところ、受器に滲漏し來る水は極めて微量で深さ 1m の場合の如き降雨が 80mm 以上でないと絶対に滲漏を見ない程であつた。斯の如きは果して真相を現はして居るかといふに、寧ろさうではなくて測定法の不良によることは次のテーラー (TAYLOR) 氏の實驗から明かである。テーラー氏も初めは第 15 圖(イ)の如き深さ數呎の縦孔を穿ち更にそれより横孔を作つて、其の天井に長さ 3~12in の圓筒を挿込み、或は(ロ)の如く縦孔の側壁に兩極狀の管を斜に挿込み滲漏水を測らうとしたが、此の方法で得らるゝ水は餘りにも僅



第 15 圖 テーラー氏豫備試驗法

少で疑はしい。それで更に第 16 圖に示す様な人工灌水實驗を試みた。即ち地面から 2ft 下に埋めた受水樋の直上地表に樋と同じ幅の底開き筒を置き、それにどんどん水を注入して充分多量の地下滲透水を送つて見たが、受水樋に出て來る水は相變らず極めて少量であつた。それで滲透水の行衛を検するため其の附近各深度の土を採集して含水量を測定して見たところ、樋より下にも水は多量に浸入して居るし、滲透水の徑路は圖の aa 曲線の様に受水樋



第 16 圖 滲漏水が受器を避ける理由

を避ける傾向のあることが分つた。テラーは斯くなる理由として、一度水が樋に届いて多少そこに溜り其の上に毛管上昇に應ずる高さりまでの土壤が飽水すると、其の毛管高より樋の縁が低ければ、其の後から来る水は下の毛管水を押下げるよりも寧ろ横に外れて樋の周囲を廻るのが多いと解した。恐らくさうであらう。依つて氏は自然地面の雨水滲透を實測するには第15圖又は第16圖の様な方法は不適當であるとし、寧ろ雨前と雨後とで保濕量の變化しない深度まで各深度の土壤を採取して保濕量を測定するが確實だと決論して居る。普通の場合は深さ2~3mまでの土壤を採取すればよい。かやうな方法でテラーが測つた例を次に掲げて置く。

第26表 土濕を測つて滲漏水を決定した例

期 間	1929. X. 29 — XII. 13	XII. 13— XII. 26	XII. 26— 1930. I. 10	I. 10— I. 22	I. 22— II. 27	II. 27— III. 10	III. 10— IV. 25	IV. 25— V. 15
雨量 (in)	1.40	0.90	1.83	2.28	1.85	1.50	0.70	0.28
滲透量 (in)	1.61	0.70	1.88	1.61	0.63	0.31	-1.47	-1.05

然し圓筒や樋や漏斗状受器でも、其の縁より高い毛管上昇がない様にさへすれば上の缺點を除き得るわけで、ホワイト(White)氏は矢張り自然地面の滲漏計として、縦孔の一侧に3~4ft程掘つた横孔の天井に、徑4~6in、長さ18inの圓筒を押込まずに只強く當てるだけとし、螺旋ジャックでしつかり押し付けた上、縦孔も横孔も元通りに埋め戻し、三四週間経て其の間に雨があつたら圓筒を掘出して其の中の滲漏水量を測るといふ方法を探り、相當好成績を擧げて居る。

兎も角、以上諸家の實驗を通覽するに、雨は流出分を除く外極めて僅かな降雨中の蒸發以外殆んど全部一應は地下に滲透し、途中土壤の保濕量を増加しつゝ漸次下方に降るが、粗い砂礫地以外の土地では其の沈降速度が極めて遅いため、滲漏水は地下極淺層では多いけれども、深くなるに従つて遞減する。而して雨が止み天氣が続けば、漸次表層より濕分が蒸發しそれを補つて下から濕分が昇つては又蒸發し、結局降雨時に滲透した水の多大な部分は再び蒸發し去つて所謂地面蒸發を形成し、深く地下水面までも到達して無降雨日の

河水を涵養すべき地下水増量となるのは、主として砂礫地の様な特別滲透性の強い處か或は地下水面の極く淺い地方かに於てし、それ以外では極めて困難なることが想像出来る。それで地下水となる終局の滲漏水(Ultimate percolation)は平均して雨量の $\frac{1}{3}$ 程度を超えないだらうと考へられる。

2.7 表面流出 降つた雨の内地中に浸み込まずに其のまま地表を流下して河川に出るものを表面流出(Surface run off)といひ、通例流域面積に割當てた水柱の高さで表はし、其の雨量に對する比を表面流出率(Ratio of surface run off)といふ。尙、表面流出が河に出る前を特に區別して云ふ必要があるときには地面流出と呼ぶことにしたい。

雨の強さ r が土地の滲透能 f よりも弱い間は、雨水は皆滲透して表面流出は起り得ない。雨の強さと土地の滲透能 f との差を降雨餘剰(Rainfall excess)といふが、 r が f より大となつて降雨餘剰があると、雨の一部は始めて地表に残り流出も起り得るわけであるが、地面には方々に窪みがあるからそれを埋めねばならぬし、又窪みがなくとも地面に或程度に水の厚みが出るまでは、實際の流動は起らぬ。この量を初期の地面滯留量(Initial surface detention)といひ、矢張り水の厚みで表はす。又降雨餘剰がある様になつてから實際の流出が始まるまでの時間の遅れを流出の始動遅延時間(Initial lag-interval)といふ。而して降雨餘剰が続けば流出量も増すが地面滯留量も増し、兩者の間には一定の法則がある(後節参照)。かくして終に雨が弱くなり降雨餘剰が無くなつても流出は即座に消滅することなく、其の後も短時間ではあるが地面滯留量の流下によつて暫く流出が続く。

(1) 表面流出に關係ある諸要素 降雨中には蒸發は極微であるから、滲透と表面流出とは表裏の關係をなし、一定の雨量に對しては一方が多ければ他方は寡く、孰れか一方を測れば他方は推算出来るわけである。但し雨量が多ければ滲透も表面流出も共に多くなることはいふまでもない。

表面流出の多少を左右する雨量外の諸要素は滲透のそれと同じで、只其の作用が逆に働く。先づ最も重大な要素は地質で、砂礫の様に滲透性大なる土地では表面流出は少く、粘土の様な不滲透性土質では流出が多い。普通の土

壤では其の内の粘土分の多少によつて滲透も流出も大に違つて来る。又岩磐地は一般に不透性で流出大なるも、龜裂ある處や砂岩は幾分の透水性を有し、特に石灰岩地は往々一面に孔坑洞穴などがあつて所謂カルスト現象を呈し、降水は忽ち地中に吞まれ地表流出の極めて小なる處もある。

又同じ地質でも初めの保湿度に關係し、暖季で而も晴天續きの日の如く土地乾燥し土粒は收縮して龜裂其他空隙多きときは滲透率多く流出率は少い。寒季濕潤の土地では其の反對である。従つて季節や降雨の頻繁度が流出率に影響あることは勿論である。又雨の強さでも、細雨霏々たるものは滲透蒸發の機會多く流出率は比較的少く、急雨は蒸發滲透の機會を減じ流出率を大ならしむ。降水の形が雪であれば雨としてよりも遙に地下滲透を増し流出率を減ずるが、酷寒に過ぎて地面まで凍結すると滲漏性は全く無くなり、そこで暖雨に遭へば雪融水と共に全部流出して洪水を生ずることさへある。

次に地勢であるが、急傾斜地は雨水が滲透蒸發の暇なきほど急速に流下して流出率大となり、反對に低平地では流出頗る困難で滲透分を増し流出率を減じる。

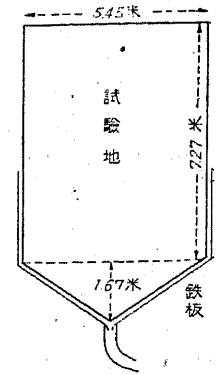
最後に地被状態の如何も重要な要素の一で、耕地の如く表土を粗鬆にすれば滲透を増して流出を減じ、草木の茂つた森林草原は裸地よりも器械的に雨水の流出を阻止遅延せしめ且つ水が濁らないため土壤の孔を塞ぐことなく、爲に滲透の機會を増し、表面流出を緩和する。但し此の場合には植生の降雨遮斷 (Interception by vegetation) といつて、草木が雨を途中で遮斷し其の一部を葉面に捕へ地面まで達せしめない部分があるから、流出率は勿論滲透率も全雨量に對しては裸地よりも却つて小さくなることもある。

(2) 表面流出の實測 古くは蒸發と滲透とから地面流出を決定しようとしたが、地面蒸發は其の實中々精確には分らぬことが知れたので、近時は直接に表面流出を測ることとなり世界各國盛んに方々で實施して居る。特に米國は最も盛んで、連續觀測をなしつつある所が數百個所に及んで居る。

現在行はれて居る表面流出の測定は三種に大別出来る。第一は流出兼用滲透計 (Overflow lysimeter) による測定で、第14圖に示した眞山利雄氏の滲透計

などは之に屬する。第二は試験地 (Plot or plat) を用ゐるもので、地面の條件一樣な一定面積を區切り其の周圍を不透板で圍ひ、下端で其の流出水を測る。

試験地の小なるは僅に數平方米から、大なるは數十乃至數百平方尺に及ぶものもあるが、數十平方米程度のものが多い。我國でも眞山利雄氏は伊香保森林測候所構内 15° 勾配の芝地に、第17圖の如く長さ 7.27 m 幅 5.45 m の矩形の先きに頂點距離 1.67 m の三角地を附けた形の地面を區切り、其の周邊を亞鉛引鐵板にて區切つた。鐵板は幅 30 cm のものを 20 cm だけ土中に埋め 10 cm は地表上に殘す。而して三角狀部の鐵板は溝付として流出水を三角形頂點に集め、之を 2 in 鐵管にて觀測室に導き計量することとした。



第17圖 眞山氏の試験法

第三は實際の河川流域につき直接其の河水量を分析檢討して、表面流出分を分離推定するのである。

尙、單に表面流出の法則を研究する目的だけなら、滲透計や小面積の試験地では人工的に撒水して實驗することもあるし、又實際の河川流域を用ゐる場合には、成るべく均一單純な流域で且つ河水量が堰などによつて最も精確に測れる様な小河川を選ぶべきである。

實測結果の若干を紹介すると、日本では眞山利雄氏が伊香保で既述の滲透測定を行ふときに流出分をも測定して居るが、傾斜面滲透計にあつては、5mm 以下の降雨では殆んど流出なく、それより雨量が増すにつれ流出率が増大し第27表の様になつた。

第27表 植物の流出に及ぼす影響

雨量 (mm)	5~10	10~20	20~30	30~40	40~50	50~90	100 以上
平均流出率% (芝斜面)	0.7	5.9	6.4	2.9	9.7	8.3	30.8
平均流出率% (裸斜面)	4.7	10.1	12.9	12.9	16.4	17.4	34.3

尙ほ氏は 15° 勾配の自然地表につきても流出量を測つたが、雨量 10mm までは表面流出なく、それ以上は矢張り雨量の増加に伴ひ流出分を増す傾向はあ

るが、餘り統一ある結果は得られなかつた。

其他方々での測定を通覽するに、表面流出率は強い雨なら大體第28表の様な程度と心得てよい。

第28表 地面流出率の標準

流域状況	良く開墾された土地	森林の多い土地	森林の少ない土地	裸地
表面流出率	30~35%	35~45%	45~55%	55~60%

米國のマスグレイヴ(MUSGRAVE)氏は同一勾配同面積の地面でも傾斜方向に長いのと短いのとで流出率が異なることを示した。氏は長さ630ftの試験地と、其の $\frac{1}{2}$ 及び $\frac{1}{4}$ の長さのもの都合三つの試験地で同じ雨のとき流出水

第29表 斜面の長さとの関係

斜面の長さ (ft)	流出量 (in)				含砂量 (lbs/ft ³)
	1932年	1933年	1934年	合計	
630	0.84	2.54	0.94	4.02	5.29
315	0.76	2.69	1.06	4.51	3.18
157.5	1.25	3.33	1.19	5.77	1.56

第30表 同上(雨の強弱別)

斜面の長さ (ft)	強雨 5例		弱雨 13例	
	流出水	流砂量	流出水	流砂量
630	20.3%	エーカー當り 32.36 噸	13.5%	エーカー當り 5.70 噸
315	18.0	18.26	16.5	6.35
157.5	10.8	8.64	28.0	7.68

及び含砂量を測つたが、年量では第29表の如く斜面の長いものが流出水は少く流砂量は多い。然し之を滲透能よりも著しく強い雨の場合と、滲透能より僅か超過する位の弱雨とに分類して見ると、第30表の通りで、強雨では同面積から流出する水量も砂量も斜面の長いもの程大であるが、弱雨では斜面の長いものほど流出水は著しく小で流砂量は僅かに小である。これ等の結果は山地の砂防工事や山腹耕作地に於ける畦畔の付け方等に参考とすべき事柄である。

(3) 地面流出の速さと地面滯溜量との関係 降雨餘剰がある様になつて初期地面滯溜量 δ_1 を超えると流出を始めるが、それよりなほ降雨餘剰が續

けば次第に地面滯溜量を増すと共に、川への流出量も多くなる。而して其の流出の速さは薄い水層の流下速度に外ならないから、地面の勾配 S と地面滯溜水の厚さ δ との関係がある。それでレヴィスとニール(M. R. LEWIS and E. H. NEAL)はこの関係を長さ20ft、幅1.9ftの細長い樋に薄層の水を流して研究し、

$$q = K \delta^{0.9} S^{0.7}$$

なる結果を得た。こゝに q は單位時間の流下水量、 K は底面の性質による常數である。

地面の流出でも δ 及び S との関係は略々同様であらうし、又一定の流域に就いては S は不變であるから、ホールトンは表面流出の速さ q と地面滯溜量 δ との関係を一般に

$$q = K \delta^M \tag{2.5}$$

なる式で表はすことにした。 q を川への流出速度とすれば、 δ は川縁での値を採用せねばならぬが、一般に δ は川縁で最大で流域上端に最小であり其の全域平均はホールトンによると $\frac{\text{川縁の}\delta}{\text{全域平均}\delta} = \frac{1+M}{M}$ といふから、平均の δ を使つても、只 K の値が變るだけで(2.5)式は成立つ。實際の地面に對する M は $\frac{5}{3}$ から3までであるが多くの場合は $\frac{5}{3}$ に近い。 K は勿論流域によつて區々まちまちである。而して此等を決定するには、實際地面で δ や q を直接測定することが困難なため、河川の水量變化を分析研究して逆に表面流出と滯溜量を推定することが多い。

(2.5)式が實際の地面でも成立することを實證した人にリー(W. O. REE)氏がある。氏は勾配約 $\frac{3}{100}$ の芝地で、下端の δ と q とを實測し、 $M = \frac{5}{3}$ を得た。又 q をin/h/ft²で、 δ をinで測り $K = 1420$ を得た。

2.8 河川の流出量 或一定期間(例へば一ヶ月或是一年)に河の某断面を流れ去つた全水量を、其の地點に於ける其の期間の河の流出量(Run off)といふ。其の中には降水の表面流出分は勿論のこと、一旦は浸透分となつても再び地表に出て、河の該断面では最早や地上を流れて居る水は總て合算されるのである。

一定期間の河の流出量を、其の地點までの流域面積で割つた商、換言すれば

流域全面に一樣に擴げたとしての水層の厚さを流出高(Height of run off)と稱し、通例降水高(雨量)と同様に耗で表はす。又、或地點の流出高と其の流域の平均降水高との比を流出率(Ratio of run off)といひ、差を消失高(Height of loss)と稱へる。消失高は僅少な深透水のほか悉く蒸發分である。河川の流出率は表面流出率よりは、一度浸透した地下水流をも加味されて居るだけ大きい。而して其の大小は流域の滲透性、雨量、季節によつて違ひ、又同じ川でも一般に上流に大で下流に小となる。

若し或川の流域で各月或は全年の流出率が一定して居るなら誠に便利で、單に雨量測定だけから河の流出量を計算し得るわけである。それで流出率

第31表 河川の流出率

川名	流出率 (%)	川名	流出率
ライクゼル	25.5	コンゴ	38.4
オーデル	23.6	ラブラダ	35.9
エルベ	27.8	ナイル	4.3
ライン	44.2	イラワヂ	47.8
ヴォルガ	31.6	メコン	13.3
ドナウ	32.5	インダス	42.7
ローヌ	36.4	ガンヂス	39.4
セーヌ	27.8	白河	7.3
ロアル	33.6	黄河	19.8
ガロンヌ	55.3	揚子江	39.1
ボ	65.9	オビ	22.4
チベ	54.3	石狩川	98.2
セントローレンス	38.1	瀬田川	75.0
ミシシッピー	23.5	富士川	62.8
コロラド	17.4	大同江	49.9
オリノコ	31.5	漢江(東良)	70.2
アマゾン	27.7	錦江	43.0
ニジェ	37.3	洛東江(洛東)	73.9

の研究は一時非常に盛であつたが、さて實地に之を試みると誠に不定で、前月の雨が漸く一二ヶ月後に河へ出るのもあるので、流出高が雨量より多い月などもあつたりして、到底精確に判かるものでない。只大體の程度をいふと、極めて滲透性な地域では15%位の處から、頗る不透性な流域では90%に及ぶものもある。米國多數の川の平均は30%で、其他世界著名河川の流出率をあげると第31表の通りである。

我國での流出率調査の歴史を述べれば、先づ金森氏は瀬田川に於ける月別流出率を明治27~34年の平均として第32表の如く算出した。

第32表 瀬田川の流出率

月	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	全年
流出率	73.1	85.7	89.0	86.9	100.4	48.8	74.2	95.1	57.8	101.8	88.3	72.3	81.12

又、阿部謙夫氏は九州の河川量水所30ヶ所に對し、2乃至3年の觀測から、月別流出率を計算表示したが、最小30%より最大500%にわたり、普通は40%から200%になつて居る。最小流出率は九州全部6月で梅雨期に當り、雨量が著しく大なるに因るが、冬期渇水時は流出率大で特に火山灰地方の川は100%を超え滲透水の補給大なるを示す。

其他、武田繁後氏は根尾川につき月別流量及び流出率を求め、最大流出率は4月に現はれ、昭和8年には136%、昭和9年のそれは實に430.7%にも及んだが、是等は水源地の融雪期に當ることを指摘した。

年流出率に関しては、金森欽太郎氏が雄物川につき明治26年から37年まで12年間の年毎の流出率を出し、年によつて著しい差があることを示し、又阿部氏は九州の河川數十の調査から年流出率は勿論大抵50~90%を例とするが、河により100%を超ゆる年の間々あることを知り、それ等の川の地方及び地質を考ふるに、滲透性の強い火山灰地方で前年に多雨、當年に少雨なる場合に起ることを指摘した。其他内務省土木局や逓信省から多數の報告が出て居る。

尙ほ茲に一言注意して置きたいことは、以上の日本に於ける調査に於て流出率が一般に高すぎ、時に年流出率すら100%以上にもなるといふ點である。何れもそれぞれの著者が一應の説明を加へては居るが充分でない。かゝる高率の流出率では蒸發は殆んどないことになるではないか。かゝる過大の流出率が出るのは、實は多く雨量を低地に於ける觀測値によつて計算したからで、觀測所の無い高山地域では低地よりも遙に多雨であるから、其の修正をすれば遙に低率の流出率となることは後に述べる山田胖氏の例を見ても分かる。

兎も角同一流域でも流出率は一定でない、換言すれば流出量は降水量と比例するものでないことが判つたので、學者は種々の見地から別に流出高と降水高との關係を定めようとした。次に其の二三の方法を述べよう。

(1) **ペンク法** ペンク (PENK) やケルラー (KELLER) 氏などは、「一定限以下の降水量では毫も流出量とはならない。此の定限を超えた降水量のみがそれに比例する流出量を作る」と考へ、ヨーロッパの諸川に就いて研究した。其の結果、年流出高を A (mm), 年降水高を N (mm) とすれば

$$\text{ペンク氏 (ボヘミア地方)} \quad A=0.73(N-420)$$

$$\text{ケラー氏 (中歐平均)} \quad A=0.942(N-430)$$

を得た。故にこゝでは 420~430mm が流出量を作る最少年雨量の限度である。

我國でも金森氏は之に倣ひ、雄物川につき

$$A=1.48(N-289.9), \quad \text{流出率 } K=1.48\left(1-\frac{289.9}{N}\right)$$

を得て居る。然し之では年流出率が多くの年に 100% よりも大となるが、それは雨量観測所が低地又は谷間にあつて、高山多雨地域の雨量が加味されて居ない爲である。山田胖氏は之が参考として、日橋川の流出率は其の流域雨量の測得値に對し高度修正を行へば適當な値になることを示した。即ち高さ(海拔) H (m) の年雨量 N (mm) は同流域では

$$N=1507.9-0.836H+0.00216H^2$$

であつて、明治 45 年~大正 3 年までの 3 箇年平均年流出率は 67.6% となつた。金森氏は更に瀬田川につき明治 27~43 年までの 16 年間の調査により次の關係を得た。

$$A=1.037(N-465), \quad K=1.037(1-465/N)$$

スエーデンの沼澤地方でもワレン (A. WALLÉN) 氏は 24 の流域平均として

$$A=1.03N-375, \quad K=1.03-\frac{375}{N}$$

を得た。

其の後各地で同様の調査をやつてみると、之に類する處もあるが、どれもそれだけでは旨く行かないので、

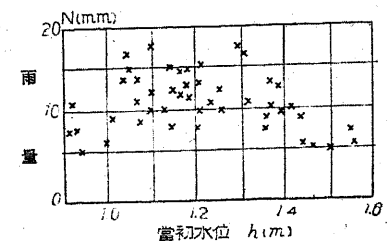
$$A=aN+bN^2+cN^3 \quad (\text{ウレ氏})$$

$$A=N \cdot 10^{-\frac{a}{N}} \quad (\text{シュライバー氏})$$

などの型にした人もある。然し矢張り充分ではない。

尙、降雨があつても或程度の微雨では實際上増水を見ず、又増水する場合で

も或程度以上の降雨があつてから始めて増水し始めることは誰でも知つて居るが、この**増水を見ざる雨量乃至増水始め迄の雨量**につき定量的研究を行つたものに武田及び吉田の二氏がある。武田氏は根尾川につき、自記水位計で増水を認め得る最小限度 1cm の水位増加始めまでの雨量を 49 回の例につ

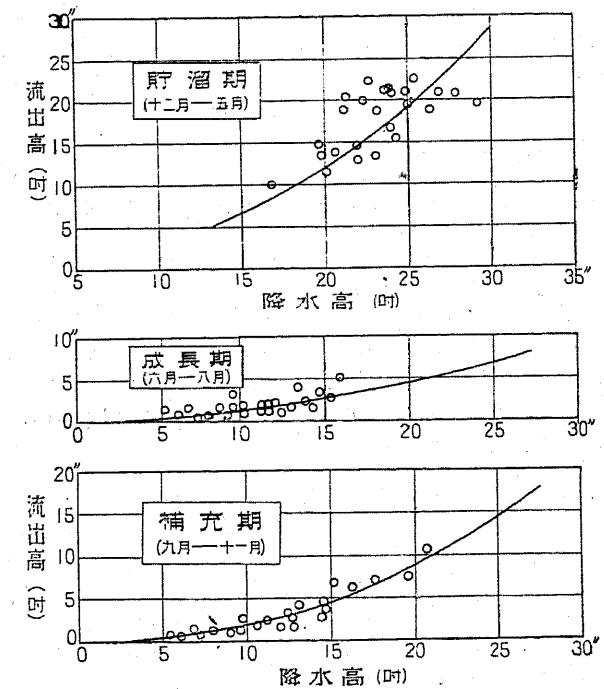


第 18 圖 増水始めまでの雨量

き調査し第 18 圖の様な結果を得、大體に於ては雨量 10mm 以上に達すれば増水が認められた。同様に増水を見ざりし降雨例 35 回につき調査した處、大體雨量 5mm を限度とする様である。尤も同一の雨でも當初の地濕狀況従つて河川流量の大小によつて増水影響を異にするべきは推察に難くないから、その結果増水を見ざる雨量乃至増水始めまでの雨量は最初の水位に關係がある。

吉田重助氏も旭川につき増水始めまでに要する雨量を 28 例調査したが、大約 4~10mm で平均 7mm であつた。

(2) **ラフター法** 毎月或は全年の降水量と流出量とを其の儘グラフに表はして永年に互つて比較して見ると、月により年により誠に不定で統一が付き兼ねるから、ラフター (RAFTER) 氏は試みに 1 年を滞溜期(前年 12 月より 5 月まで)、成長期(6 月より 8 月まで)、補充期(9 月より 11 月



第 19 圖 アメリカ合衆國の降水高と流出高との關係 (ラフター調査)

までの3期に分ち、各別に降水高と流出高とを圖示したところ、餘程規則正しい關係が附いて、割合に滑かな曲線を得た(第19圖)。將來は雨量さへ測れば、此等の曲線で流出量を卜することが出来る。

(3) **ケルラー及びマイヤー法** 此の様に色々工夫しても、降水高と流出高とを直接比較してはいゝ加減な結果しか得られない。そこで寧ろこれは消失高(降水高と流出高との差)が殆んど蒸發によることに留意し、蒸發量を別途から定めるのがよからう。初めて此の考へを實行したのはケルラー氏で、蒸發の最大原因は氣温と見て、中央ヨーロッパ諸川の消失高と氣温とを對照調査をなし

$$\text{消失高 } V = 100 + 50T - \frac{1}{3}T^2$$

なる實驗式を得た。こゝに V は年消失高をmmで表はし、 T は流域の年平均氣温を攝氏で測つたものである。

然し蒸發は無論氣温のみによる筈はないから、マイヤー氏は更に詳密に蒸發量を推算する様にした。氏は先づ流域内の水面から蒸發する量は主として氣温によるものとして其の關係を平素研究して置き、次に陸からの直接蒸發は氣温、濕度、風速、地勢、地相等に依るとして、矢張り問題の流域に就いて充分に其の關係を求めて置く。更に植物の吸收發散による間接的蒸發も豫め流域内の森林や地下水等の關係から計算し得る様に研究を進めて置く。かやうな準備が出来れば、其の後は任意の期間に於ける消失高を、其の時の各種事情から算定し得るのである。

ケルラー(KELLER)法にせよマイヤー(MEYER)法にせよ、消出高が出たら流出高は直ちに

$$\text{流出高 } A = \text{降水高 } N - \text{消失高 } V$$

で計算出来るのである。

ゴルトン(A. F. GORTON)氏も北米カ州諸川の年流出量が前年秋季のラホヤ(La Jolla)に於ける海面温度又は其の年の春季に於けるロサンゼルス氣温に相關あるを知り、之によつて豫報の研究をして居る。

然し是等の方法は一年とか一ヶ月とか相當長期間の流出量を論ずるもの

で、一々の降雨による流出には到底利用出来ない。一々の雨による出水時の流出を研究したものに、最近ホールトン氏やシェヤマン氏等があるが、それは説明の都合上洪水の章に譲ることとする。