

第 4 編 水 文 學

[阿 部 謙 夫]

第 1 章 總 論	465	第 3 節 地下透水性の調査	479
第 1 節 水文學	465	第 4 節 地下水流速の調査	480
第 2 章 地中の水	466	第 5 節 地下水流量の調査	481
第 1 節 地中の水の種別及性質	466	第 6 節 地下水質の調査	481
第 2 節 吸着水	467	第 5 章 流出關係	482
第 3 節 毛管水	467	第 1 節 總 論	482
第 4 節 重力水	468	第 2 節 降 水	482
第 3 章 地中に於ける水の流動 ..	471	第 3 節 蒸 發	483
第 1 節 總 論	471	第 4 節 通 發	485
第 2 節 砂中に於ける水の流動	472	第 5 節 滲 透	486
第 3 節 礫中に於ける水の流動	473	第 6 節 流 出	487
第 4 節 地下水の流動狀態	474	第 7 節 流出關係	488
第 4 章 地下水の調査	477	第 6 章 應用の新方面	493
第 1 節 總 論	477	第 1 節 應用の新方面	493
第 2 節 地下水位の調査	477		

第 4 編

水 文 學

第 1 章 總 論

第 1 節 水 文 學

1. 水文學 水文學とはハイドロロヂイの意で地表及地下に於ける水の狀態、由來、分布、移動等に就て研究する學問である。人に依つては水文學は單に地下水に關する學問であると説くが今日では斯様に狹義に解するは不適當であるとの意見が多い。斯様に狹義に解すれば水文學は學問として最も面白味のある部分が全く失はれ又應用の範圍を著しく局限せられる。

海及地表の水は絶えず蒸發して大氣中に入り大氣中の水分は凝結して雲となり雨雪となつて海及地表に降る。地表に降つた雨水の一部は再び蒸發し一部は地表を流れて遂に海に入り一部は地中に滲透する。地中に滲透したものは地下を流動し遂には地表の低所に出て河水となり或は直接海に入る。之等の現象は水の循環と稱へ人の良く知る處である。而して水文學は水の循環途上地表及地下に於て行はるゝ諸現象を研究する學問であるといふことも出来る。

水文學は數學、物理學の様な基礎的な學問ではなく種々の學問の綜合に依つて成り立つものである。即ち降水、蒸發等は氣象學の取扱ふ處であり、通發及滲透は植物學、林學、農學、土壤學等に關係する。又土地といふものにも極めて關係が深く従つて地文學、地形學、地質學等にも關係し又水の流動等に就ては水力學に關係する所が多い。

2. 水文學と土木工學 水文學と土木工學とは其成立に於ても又應用的方面に於ても極めて密接な關係を有する。水文學は今日では稍獨立した科學の一分科たる形態を備ふるに至つたが其成立には土木工學に負ふ所が極めて多い。即ち河川流量及流出關係等に就ても又地下水に就ても土木工學上の必要から研究されたものが多い。即ち應用的方面を主として見れば水文學は土木工學の一分科の如き觀を有する。

水文學で取扱ふ事項の内土木工學に最も深い關係のあるのは地表水と地下水の二つである。河川流量等に就ては土木工學に就て最もよく研究されて居るが治水

水利等に關しては水文學の智識は最も必要であり又極めて有用である。地下水の問題は更に關係する處が多い。土木工事には掘鑿、盛土は附き物である。地下を掘鑿すれば必ず地下水の流出を見地下水に影響を及ぼす。近來大規模な土木工事が起るに連れ從來比較的閑却されて居た地下水に關する問題が重要性を帯びて來た。即ち地下水を適當に處理することが工事をなす上に最も肝要なる場合も起り又地下水の變動は工事上にはさまで影響がなくとも他の方面に重大なる影響を及ぼす場合が屢々起る様になつて來た。之等の問題を處理するに當り水文學の智識は最も必要であり又極めて有益である。

3. 水文學の内容 水文學で取扱ふ主なる事項は大氣と地表の間に於ては降水、蒸發、通發等であり地表に於ては河川流量であり又地中に於ては地下水等に關する諸問題である。而して之等を綜合總括するものは所謂流出關係であるが之は單に降水量と流出量の關係ではなく地中の水をも考へに入れた渾然たるものでなければならぬ。此外に土木工學に比較的關係の少い地下水の成因論、水文學の諸現象に關する古來の思想の變遷、地球全體としての水の循環等も極めて興味の深きものである。本編には主として土木工學の實際問題に關係の深い事項を記述する。

第 2 章 地 中 の 水

第 1 節 地中の水の種別及性質

4. 概 説 地中の水は水文學の中心をなすものである。水は地中に滲透し又之より流出し常に移動して居る。之がため降水と流出の關係が調和せられ複雑なる水文學上の諸現象を生ずる。

地中には水分が多い。其内岩石等に化合して居る水、結晶水の如きものを除き游離した水を存在の状態に依り吸着水、毛管水、及び重力水の三つに分つ。

5. 處女水と循環水 處女水とは地中の岩漿から分離した水で温泉の或ものは之に屬する。循環水とは氣、陸、水の三圈を循環する水である。處女水も一旦地表に出れば循環水となる。處女水は考へとしては面白いが實用上にはあまり考慮に入れる必要がない。

6. 滲透説と凝結説 地中の水は降水の滲透に依つて生ずるといふのが今日一般に認められて居る所で之を滲透説といふ。しかし尙地中の水は空氣が地中に浸入し冷えて中に含まる水分が凝結して地中の水を生ずるといふ説がある。之を

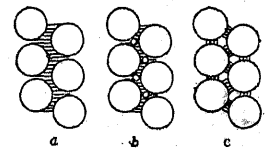
凝結説といふ。凝結説は全然誤りでないにしても地中の水の大部分は滲透に依て生じたことは疑ふ餘地がない。

第 2 節 吸 着 水

7. 吸着水 吸着水とは分子引力に依つて土砂の表面に堅く吸着された水分で植物の根が之を吸収することが出来ないが $100\sim 110^{\circ}\text{C}$ に熱すれば氣化し去る。吸着水の分量は土砂等の粗密の度によつて異り泥炭、火山灰等の或る物は吸着水を保つこと最大で重量で 30% に達することがある。吸着水は水文學上さまで重要なものでない。

第 3 節 毛 管 水

8. 毛管水 毛管水は毛管現象に依つて土砂、岩石の空隙、割目等に保持される水分である。其状態は第 1 圖 a の如く空隙全部を充して居ることもあり b の如く中に小なる氣泡を挿むこともあり又 c の如く最も狭い部分のみに保持されることもある。毛管水は主として重力水の表面上にある。而して重力水の表面附近では a の如き状態をなし上に行くに従ひ b, c の如き状態となることが多い。毛管水は毛管現象に依つて保持されて居る故 a の如き状態に在つても重力水と異り重力に依る壓力を有せず又重力に依つて流動しない。しかし a, b の状態に在るものは分子引力に依つて移動する。c の状態に在るものは流動しないが地表から雨水の滲透するものに會し又は土砂が壓迫せられれば b, a の状態となる。普通地下では重力水の上に毛管水の層がある。之を毛管水縁層といふ。



第 1 圖

第 1 表 毛管水上昇高度表
(アッテルベルグに依る)

粒の大小(mm)	上 昇 高 度 (mm)		
	35時間後	48時間後	約 2 箇月後
5.0~2.0	22	24	25
2.0~1.0	54	60	65
1.0~0.5	115	123	131
0.5~0.2	214	230	246
0.2~0.1	376	396	428
0.1~0.05	530	574	1055
0.05~0.02	1153	1360	2000
0.02~0.01	483	922	—
0.01~0.005	285	—	—
0.005~0.002	143	—	—
0.002~0.001	55	—	—

9. 毛管水上昇高 毛管水上昇の高さは土砂粒の大小、質、形狀、排列、水の附着力等に依つて異なる。附着力は水の温度に依つて異なるが其影響は比較的少い。土砂粒の大小と毛

管水上昇高及其速きの例は第1表及第2表の如し。

第2表 毛管水上昇高度表(ミッチェルリッヒに依る)

時間	上 昇 高 度 (mm)								腐蝕土	粘土
	2.0~1.0	1.0~0.5	0.5~0.25	0.25~0.171	0.171~0.114	0.114~0.071	0.071~0.01			
1/4 時間後	30	45	85	110	112	175	112	40	14	
1 時間後	31	57	102	142	150	275	275	92	30	
6 時間後	36	67	130	190	175	380	571	190	72	
1 日 後	44	81	150	220	230	435	890	278	150	
2 日 後	47	87	162	228	250	453	905	335	190	
4 日 後	50	91	169	240	260	470	—	370	310	
8 日 後	56	99	179	251	275	492	—	454	390	

第 4 節 重 力 水

10. 重力水 重力水とは土砂、岩石等の空隙、割目等に充滿し重力の作用に依り壓力を有し又流動する水である。之を一括して地下水と呼ぶこともあり又土砂礫の間に在るものを地下水、岩石の割目等に在るものを岩隙水と區別することもある。本邦では地下水は廣い意味に用ひられる。

11. 地下水面 地下水は普通の水の表面と同性質の表面を有する。之を地下水面といふ。實際の地下では地下水面上に毛管水縁層がある故地下水面は明かでないが井戸に於ては毛管現象が起らない故地下水面が表はれる。地下水面の位置は深淺多様であり最も浅い場合は地表に出て、湖沼を形作り地表附近に在るときは濕地を作る。普通は之より深く其範圍は地表から 30 m 位迄の事が多いが米國のコロラド高原では 1000 m に及ぶ所もある。地下水面は全體を通じてみるとは一つの連絡ある面となつて居る。而して其形は大體に於て高地では高く低地では低く地表の高低に伴ふものである。之を圖示すれば第2圖の如し。地下水面が斯様な形をする爲には不透水層の位置其他の地質狀態も元より關係するが之は二次的のものであつて主なる理由は他に在る。即ち地下水は降雨の滲透するものに依つて補給せられるが一方其勾配に従つて低い方に流下し泉となり或は河床の湧水となつて地表に流出し遂に河流となつて流下するものである。従つて地下水は絶えず増減するが長い期間に就て見るときは雨水に依る補給量と地表に流出したる量とは全體として一の平衡を保つて居り地下水の量は増減



第 2 圖

するが其範圍は極めて狭く見方に依つては地下水は一定であるとしても差支ない。地下水面が上述の様に大體地表の高低に伴ひ一つの連絡ある面を形作る理由は地下水の降雨に依る補給と流出に依る減少とが最も無理なく行はれる様自然に形作られるに在る。之は水文學上最も肝要な一大事實である。實際には地下の構造は複雑で地下水面の形は透水層、不透水層の配置に依つて著しく影響せられる。しかし之等は凡て二次的のものである。

12. 上層滞水 地下水面は一つの連絡ある面を成して居るが此面より上に局部的に不透水層があれば雨水の滲透したものは此上に溜り茲に一つの重力水體を形成し其面は一つの水面を作る。而して此水體は雨水の滲透するものに依つて補給せらるゝ一方水面勾配に従つて不透水層の低所から流下し常に増減をなすことは地下水に於けると全く同様である。斯様の水を廣く連絡ある地下水と區別し上層滞水と稱する(第3圖参照)。上層滞水の水面上にも毛管水縁層が生ずる。



第 3 圖

13. 被壓地下水 地下の帶水層上の或部分を不透水層が掩ふて居れば此部分には地下水面は表はれず水は凡て或壓力を有する。斯様なものを被壓地下水又はアーテシアン狀態といひ自噴する所謂掘抜井戸は斯様な所に生ずる(第4圖参照)。又帶水層と不透水層とが多數重り合して居る場合之を滞水層群といふ。



第 4 圖

14. 地下水面以下の狀態 地下水面以下の土砂岩石の空隙は多く水で満たされて居る。しかし空隙の全部が水で充たされて居るのではなく空氣其他の瓦斯に依つて満されて居る部分が少くない。隧道を掘鑿するとき掘つた當時は水がなく一兩日して水滴を見又は湧水を生ずるは初めは空隙に空氣があり之が水に押し出された證據である。

第3表 地下水勾配及流速

地 名	地 質	勾 配	流 速 (cm/sec)
サン・ガブリエル河	沖積層	—	0.004~0.020
マジヤベ河	礫	1/264	0.0031~0.033
ロングアイランド	粗砂	1/528~1/440	0.00007~0.0044
イースト・メドー池	細砂	1/311	0.0019
アーカンサス河	細礫	1/670	0.0026
リリト谷	砂	1/222	0.011~0.095
"	砂及泥	1/268	0.0045~0.021
結果の例を掲ぐれば	"	1/222	0.0059~0.033

第 3 表の如し。

16. 地下水位の變化 地下水位は各季節に於ける降水量及流出量の多少に伴

ひ周期的に變化する。又年に依り差異があり、
又所に依つては附近の地表水の影響を受けて變

化する。之等

の状態を圖示

すれば第 5 圖、

第 6 圖、第 7

圖となる。

17. 地下

水の溫度 地

下水の溫度は

地中溫度に依

て定まる。地

中の溫度は地

中に於ける熱

の傳導遲きた

め、氣温とは

大いに趣を異

にする。即ち地表の溫度は當時の平均氣温に近く

季節に依る差異も大であるが、地下に下るに従ひ

一年間の振幅漸減し最高最低溫度の時期も異り、

地下 5 m 附近では夏最低、冬最高となる。而して

地下 8~10 m 以下では一年を通じ變化しない。

之を地温の不易層といふ。

不易層以下では地温は 20~30 m に付 1°C 宛温

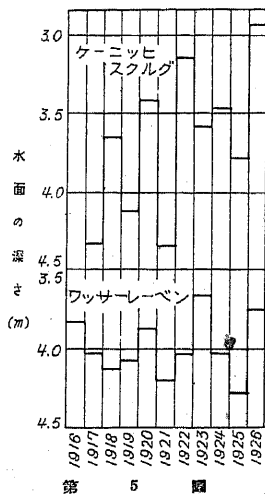
度が上る。地下水の溫度は地温の影響を受ける故

深い所のものは高温であるが、浅い所のものは大

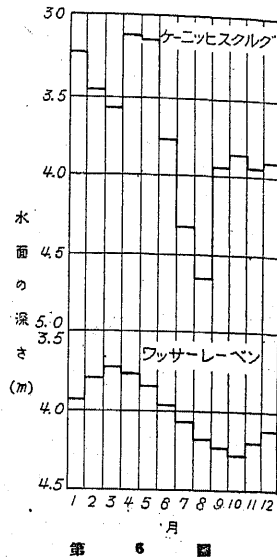
體其地方の年平均氣温に近く溫度の變化は少い。

普通の井戸及泉の湧水には地温に従ひ夏冷く冬暖

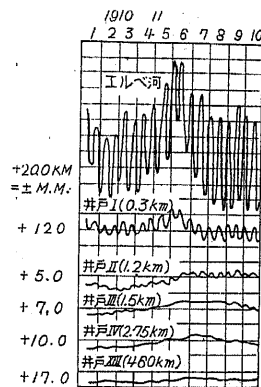
いものがある。



第 5 圖



第 6 圖



第 7 圖

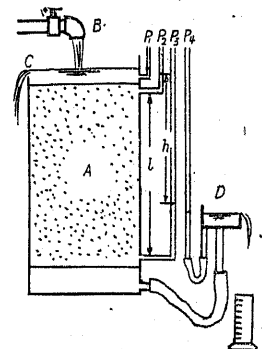
第 3 章 地中に於ける水の流動

第 1 節 總 論

18. 總 說 地中に於ける水の壓力及流動に就て研究する方面は二つとなる。1)は砂礫等の中を水が流れる 場合の壓力及流速等の關係を研究するもので、2)は河川、井戸其他廣い範圍の地下水の水理を研究するものである。而して前者は後者の基礎をなす。

地中に於ける水の流動の内最も重要であり又最もよく研究されて居るのは砂礫中を重力水が流動する場合である。砂礫の空隙に水が充満し之が重力の作用を受けるとき即ち重力水が流動しなければ砂礫なき場合と同様の静水壓力が働く。若し水が砂礫中を流動すれば摩擦に依るエネルギーの損失があり之が損失水頭となつて表はれ壓力は流動の方面に漸次減少する。

19. 實驗方法 上記の關係を實驗する裝置の一例は第 8 圖の如し。此圖に於て A は直立管で中に砂礫の供試體が詰めてあり B の活栓から水を供給する。此水の量は A を透るものより幾分多くし餘分の水は C の溢流口から流出せしめ水面を一定に保つ様にする。A の下部にはゴム管が附いて居り水を D に導く、D にも溢流口があり A を通じて來た水は之から溢流し水位を一定する。D は之を上下し C D 間の水位差を變化し得る様になつて居る。D から出る水をメートルガラスに受け之を満す時間を測り又は其他の方法で A を通る水量を測る。A 及 D にはピézメーターを附け各部の水壓を測る。圖に於て P_1 と P_2 との差 h は長さ l の砂中を通る間に失はれた水頭を表はす。之等より流通距離と損失水頭の比即ち動水傾斜及流速の關係を求める。



第 8 圖

20. 滲透流速 砂礫中を水が流動するときの流速は砂礫の空隙を通る實際の流速ではなく流れの方向に直角な或斷面から流出する水量を砂礫及空隙を含んだ總斷面積で割つたものを用ひ之を滲透流速又は滲透速度といふ。

第 2 節 砂中に於ける水の流動

21. 總 説 實驗に依るに水が重力の作用を受け砂中を流動するとき次の關係あり。1) 流速は動水傾斜に比例し壓力強度には無關係である。即ち $v = k \cdot h/l$ である。茲に v は滲透流速, l は流通距離, h は l を通るために要する損失水頭を表はし k は常數である。此式をダルシーの公式といふ。

2) 動水傾斜と流速の關係は砂の質, 粒の大きさ, 大小混合割合, 空隙率等に依つて異り概して砂粒小さく空隙小なるに従ひ一定の動水傾斜に對する滲透流速が小となる, 即ち k の値が小となる。 k は砂の透水性の多少を表はすもので之を透水性係數といふ。

3) 他の條件が同一の場合には流速は水の粘性にほど逆比例する。而して水の粘性は温度に著しく關係し温度高ければ流速大, 低ければ小となる。 k の値も之に依つて變る。

以上記した處で判る通り砂中に於ける水の流動は管の中に於ける流線運動と同様の性質のものである。

22. 流動公式 透水性係數 k の値を砂の粒の大きさ, 空隙率及温度の函數として表はす公式が多數ある。大體 k の値は砂粒の直径の自乗に比例することは一般に認められた所であり之より $k = cd^2$ 又は $v = cd^2 h/l$ なる形の式を得る。 d は砂の粒の平均重量を有するもの、直径を cm で表はしたもの、 v 及 k は cm/sec で表はせば温度 10°C 内外のとき c の値は 30~50 位となる。

ハゼンの公式には温度の影響が入れてある、即ち $v = 116 d_w^2 h/l (0.70 + 0.03 t)$ 。此式の v は流速 cm/sec, t は温度 °C, d_w は cm で表はした砂の有効徑である。此有効徑とは砂粒の内重量で 10% は之より小さく, 90% は之より大きな粒の直径のことである。又砂粒の内重量で 60% は之より小さく 40% は之より大きな粒の直径と有効徑の比を均等率といふ。ハゼンの公式は有効徑 0.1~3.0 mm, 均等率 5 以下の場合に適用される。

シュリヒターの公式には空隙率が取入れてある、即ち $v = 771 \frac{2}{K} \frac{h}{l}$ 。此式の d は砂粒が一様な直径で而も實際の砂と同様の透水性を有するもの、直径を cm で表はしたもので之を平均徑といふ。 K は空隙率に依る常數で次の値を有する。

空隙率 (%)	26	28	30	32	34	36	38	40	42	44	46
K	84.3	65.9	52.5	42.4	34.7	28.8	24.1	20.3	17.3	14.8	12.8

此式は 10°C の場合である。温度が異れば其温度と 10°C に於ける水の粘性係

數の比の逆數を乗ずればよい。ポアソニエに依れば水の粘性係數は

$$\mu = \frac{0.0000181}{1 + 0.03368 t + 0.000221 t^2}$$

茲に μ は粘性係數 gr/cm², t は温度 °C である。之より各温度に於て上式に乘すべき係數を求むれば下の如し。

温度 (°C)	0°	10°	20°	30°	40°
係 數	0.74	1.00	1.30	1.62	1.98

23. 透水性係數の値 透水性係數 K の概數を示す。

ハゼンの公式に依れば温度 10°C のとき

有効徑 (cm)	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.1	0.2	0.3
K (cm/sec)	0.012	0.046	0.104	0.19	0.29	1.16	4.65	10.4

シュリヒターの公式に依れば温度 10°C, 空隙率 40% のとき

平均徑 (cm)	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.1	0.2	0.3
K (cm/sec)	0.038	0.15	0.34	0.61	0.95	3.81	15.2	34.2

此兩式に依る K の値の差は有効徑と平均徑とが異なるものなるに依つて起るものである。實際の砂の透水性は同じ砂でも粒の配置の具合に依り相當變化を生ずる故上記公式は透水性の概數を示すものと見、詳しい資料を必要とする場合は實驗的に透水性を決定する必要がある。

第 3 節 礫中に於ける水の流動

24. 總 説 實驗に依れば水が重力の作用を受け礫中に流動するとき

1) 流速と動水傾斜との關係は $h/l = av + bv^2$ なる形で表はすのが最もよく實驗に合ふ。此 a, b は常數である。

2) 前式の a, b の値は礫の性質, 粒の大きさ, 混合割合, 空隙率等に依つて異なるが大體に於て粒が小なれば a に比し b が小さく, 粒が大なれば a に比し b が大きく v^2 の項の影響が大となる。

3) 水の粘性従つて温度の影響は砂の場合の様に明かでない。

以上記した處でわかる通り礫中に於ける水の流動は管の中に於ける流線運動と混亂流動との混合した様なもので、粒が小さくなれば流線運動に近づき粒が大となれば混亂流動に近づく。

25. 礫の透水性 ハゼンの實驗に依れば温度 10°C, 均等率 1~2, 空隙率 45% の礫に於ける滲透流速は第 4 表の如し。

筆者の實驗の一例は
直径 5~25 mm の川
砂利と直径 1~10 mm
の火山荒砂に於て動水
傾斜と流速の關係は
川砂利 $h/l =$
 $0.00747v + 0.00735v^2$
火山荒砂 $h/l =$
 $0.0883v + 0.0594v^2$
であり之を數字で表は
せば次表の如し

第 4 表 礫中に於ける水の流速 (cm/sec)

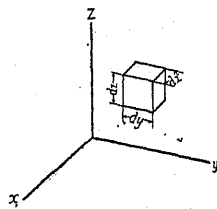
有効径 (mm)	3	5	10	20	30	40
h/l						
0.0005	0.004	0.012	0.035	0.092	0.174	0.289
0.001	0.003	0.024	0.067	0.171	0.318	0.521
0.002	0.016	0.046	0.127	0.318	0.556	0.822
0.004	0.031	0.089	0.241	0.556	0.837	1.157
0.006	0.048	0.130	0.318	0.718	1.076	1.432
0.008	0.062	0.164	0.393	0.833	1.263	1.676
0.010	0.078	0.200	0.445	0.960	1.411	—
0.015	0.114	0.275	0.555	1.193	1.711	—
0.020	0.147	0.347	0.671	1.365	—	—
0.030	0.214	0.462	0.853	1.676	—	—
0.050	0.324	0.648	1.228	—	—	—
0.100	0.573	1.076	1.792	—	—	—

動水傾斜 h/l	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0
流速 v 川砂利	0.320	0.472	0.588	0.684	0.770	0.850	0.925	0.996	1.060	1.115
cm/sec 火山荒砂	0.075	0.124	0.162	0.195	0.224	0.250	0.275	0.300	0.320	0.342

第 4 節 地下水の流動状態

26. 總説 上に記したのは砂礫等に於ける水の流速と動水傾斜の關係であるが之から進んで地下水の流動状態を考へる。此場合研究すべきは地下水面の形、各點に於ける流動方向、及其壓力である。此壓力は壓力強度ではなくビゾメターを立てた場合の水柱頂の高さでポテンシャルと稱すべきものである。地下水が流動すれば摩擦に依るエネルギーの損失があり、之が損失水頭となつて表はれビゾメターの水柱頂の高さが減少する。地中に於て水が流動するときビゾメター水柱頂高の等しき點に於てはエネルギーも等しい、斯様な點で形成された面を等ポテンシャル面と稱する。等ポテンシャル面に沿ふて水は流動しない。又連続せる各點に於ける水の流動方面を連絡すれば一の曲線を得る、之を流線といふ。流線と等ポテンシャル面とは直交する。

地中を水が流動するとき其中に直角座標をとり之に平行な邊を有する小さな直六面體を考へる(第 9 圖参照)。其各邊の長さを夫々 dx , dy , dz とする。又 h をポテンシャルとすれば此直六面體に入る水と



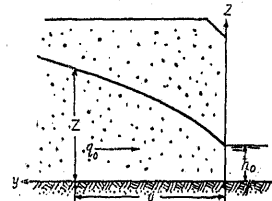
第 9 圖

出る水の量は常に等しいといふ條件から次の關係を得る。

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

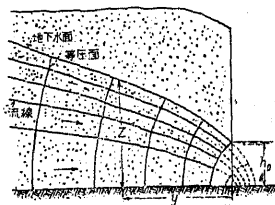
又等ポテンシャル面に直角な流線長を n とすれば流線に沿ふた流速は $v = -k \frac{dh}{dn}$ である。此兩者は砂中に於ける水の流動に於て必ず成立せねばならぬ條件で、之に種々の場合の條件を入れて地下水流動状態を解くことが出来る。以下代表的の場合に於ける地下水流動状態を掲げる。之等には上記の式から求めずもつと簡単な方法で求めたものもある。

27. 河川の側面より流出する場合 1) 水平な不透水層の上に砂層があり地下水が側面から河川に流出する場合(第 10 圖): 簡単にするため地下水中の各點に立てたビゾメター水柱の頂は其直上の地下水面に一致するものとすれば、ダルシーの公式に依り流速は $v = k \frac{dz}{dy}$ となり q_0 を河川の長さの方向の單位長からの流量とす



第 10 圖

れば $q_0 = vz = k \frac{dz}{dy} = \frac{k d(z^2)}{2dy}$ となる。之を積分し河河岸に於て $y=0$, $z=h_0$ とすれば $z^2 - h_0^2 = \frac{2q_0}{k}y$ を得る。之は地下水面の形を表はす方程式で即ち地下水面は不透水層上面を軸とする拋物線をなすことが判る。之は簡単な解法であるが詳しく解けば地下水面及流線は焦點を共有する一群の拋物線となり、等ポテンシャル面は之と焦點を共有し方向反對な一群の拋物線となることがわかる、即ち第 11 圖の如し。



第 11 圖

上記の場合若し地表の單位面積から q_s だけの水が常に滲透するとすれば地下水面の形は

$$z^2 - h_0^2 = \frac{q_s}{k}y^2 + \frac{2q_0}{k}y \text{ となり地下水面は滲透なき場合より上る。}$$

2) 不透水層が水平に對し i だけ傾斜する場合: 軸を第 12 圖の如くとれば

$$v = k \left(i + \frac{dz}{dy} \right) \text{ である故河川の長さに沿ひ單位長からの流量を } q_0 \text{ とすれば}$$

$$q_0 = k \left(iz + \frac{z^2}{2y} \right)$$

$$\text{又は } idy = \frac{kizdz}{q_0 - kiz} = \frac{q_0 dz}{q_0 - kiz} - dz$$

$$\therefore iy = \frac{q_0}{ki} \log_e(q_0 - kiz) - z + \text{常数}$$

河岸に於ては $z=h_0$, $y=0$ である故之を入れて積分常数を定める。又河川より遠く離れた所では地下水面勾配は不透水層の勾配に一致すべく即ち $z=H$ とすれば $H=q_0/ki$ で地下水面の形を表はす曲線は

$$iy = H \log_e \frac{H-h_0}{H-z} - (z-h_0)$$

而して h_0 が H より大なるか小なるかに依り圖の如く曲線は異り $h_0=H$ ならば地下水面は不透水層に平行となる。

28. 井戸の水理 1) 水平な不透水層上の砂層中に井戸を掘る場合 (第13圖): 井戸から水を汲み出さなければ地下水面は水平である。井戸から繼續して一定量の水を汲み出せば井戸の水位は降下し遂に或定状態に達する。此場合簡単にするため流速は地下水面の勾配に比例するものとすれば $v=k dz/dR$ となり井戸に集る水量 Q は

$$Q = 2\pi R v z = \pi R k \frac{dz}{dR}$$

又は

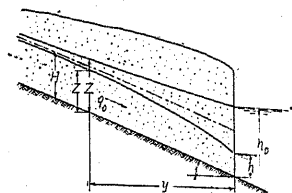
$$z dz = \frac{Q}{2\pi k} \frac{dR}{R}$$

即ち

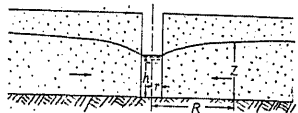
$$z^2 = -\frac{Q}{\pi k} \log_e R + \text{常数}$$

井戸の半径を r , 水深を h とすれば上の常数が定まる, 之が井戸附近の地下水面の方程式である。即ち $z^2 - h^2 = \frac{Q}{\pi k} \log_e \frac{R}{r}$

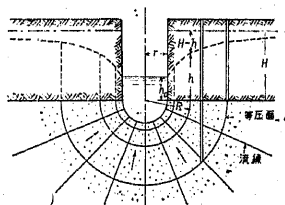
2) 井戸が不透水層の下に砂層に或壓力を以て充満して居る水を汲む様に掘られた場合: 此場合には地下水面は表はれない故流線と等ポテンシャル面とを考へる。井戸の底が第14圖の如く半球形をなすときは等ポテンシャル面は之と中心を共有する半球であり流線は其半径に當る。而して各點に於けるポテンシャルは井戸の中心から此點迄の距



第 12 圖



第 13 圖



第 14 圖

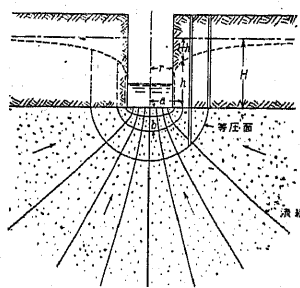
離 R と井戸に集る水量 Q に依つて定まり, 其關係は $H-h = \frac{Q}{2\pi k R}$ である。此 $H-h$ は井戸から水を汲み出すため原地下水より水壓力が減少した量である。

井戸の底が第 15 圖の様に平な場合は等ポテンシャル面は井戸底の兩端を焦點とする橢圓を井戸の軸のまわりに廻轉して生ずる廻轉橢圓の面となり, 流線は之と焦點を共有する一群の双曲線となり, ポテンシャルの變化は

$$H-h = \frac{Q}{2\pi k r} \left(\frac{\pi}{2} - \tan^{-1} \frac{b}{r} \right)$$

茲に r は井戸の半径, b は等ポテンシャル橢圓の短軸の長さで變數である。井戸底に於ては, $b=0$ である故井戸に於ける h を h_r とすれば式は

$$H-h_r = \frac{Q}{4\pi k r}$$



第 15 圖

第 4 章 地下水の調査

第 1 節 總 論

29. 總 説 地下水の調査といふことは 色々の事項を含むが其主要なるものは 1) 地下水位の調査, 2) 地下透水性の調査, 3) 地下水流速の調査, 4) 地下水流量の調査, 5) 地下水質の調査等であるが尙之等の調査に先立ち地質調査は最も必要である。

30. 地質調査 地質調査は直接地下水を調査するのではないが地下水調査の基礎として最も必要なことである。即ち地下の構造を明かにし透水層, 不透水層の配置, 性質等が知られなければ以上地下水を調査する方法をとつても地下水の實體を明かにすることは出来ない。之がため地質の専門的智識を必要とし調査の方法としては地表に表はれた諸事項を周密に調査し, 尙進んでは試鑽等に依り地下の状態を明かにすることを要する。

第 2 節 地下水位の調査

31. 總 説 地下水位を調査する目的は地下水面の位置, 形状等を明かにす

ること及地下水の増減の状態を明かにするに在る。之は地下水調査上最も肝要なものである。地下水位を調査するためには井戸を必要とする。普通の井戸では水を汲み出し水位に變化がある故精密な調査をなすには成るべく調査のため専用出来るものを設けるのがよい。井戸は鑿井戸を可とし構造は事情に應じ掘井戸、打込井戸、鑿井何れにてもよい。井戸が被壓地下水に達し自噴し所謂掘抜井戸となる場合は鑿井を可とする。

地下水位を調査する場合は可成多數の井戸に於て調査し各井戸に於ける地下水面の標高を求め地表に於ける等高線と同様地下水面の等高線を作ることが必要である。之に依つて地下水の状態が著しく明かとなる。地下水位は徐々に變化する故 5~10 日位の間隔で連續的に調査するのがよい。

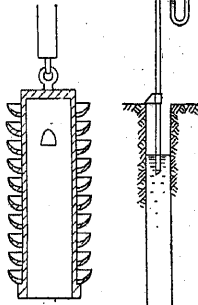
32. 井戸水位測定法 井戸が自噴する場合には井戸の周圍を密閉し井戸管に壓力計を附し水壓を測る。此場合壓力計の標高に壓力を水頭に換算したものを加へたものが地下水のポテンシアルに相當する。

井戸の水面が地中に在る場合井戸の水位を測るには卷尺の下に錘又は浮きを吊げて水面に到らしめ井戸側の定點からの距離を測る。掘井戸で水面が地表に近い場合は之で結構であるが水面が深い場合又は打込井戸、鑿井の場合では徑の小さい管中の水位を測る故卷尺を下げたのでは之が水面に到達したか否かを識別するに困難があり、又錘等が細い管の中に入れば之が水位を變化せしめる故不都合である。此場合用ひらるゝ器具を擧げる。

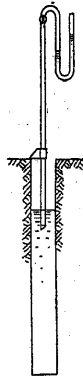
1) 細い鐵棒に目盛を附して井戸の中に下し鐵棒の濕つた個所に依り水位を知る。此場合鐵棒に白墨を塗つて置けば濕潤の位置が明かとなる。

2) 卷尺の下に金屬製の錘を附し其下に徑 1.5 mm 位の鐵棒を下向きにつける。水位を測るには鐵棒が水に浸り錘は水に浸らぬ様に水位の變化を避ける。之を**テエムの水位測定器**といふ。

3) 鋼卷尺の下に金屬製の短い管をつける。此管の内部は下向の笛となつて居り此下口が水面に達すれば中の空氣が閉ぢ込められ更に下に下れば其空氣が押出され笛が鳴り地下水面に達したことを知らす。管の外側には上向に曲つた多數の鐐があり水に浸つたものは其中に水を堪えて来る故之で水面の位置が正確に知ら



第 16 圖



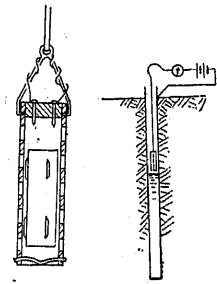
第 17 圖

れる。之を**ラングの水位測定器**といふ(第16圖参照)。

4) 硝子又は金屬の細い管の上端に硝子のU字管を附し水を入れ管を井戸中に下げる。管の下端が水中に入れば管中の空氣が閉ぢ込められそれだけU字管の兩脚の水の高さに差がつく故之で地下水位がわかる。之を**クナツトの水位測定器**といふ(第 17 圖参照)。

5) 卷尺の下に金屬製の圓筒を吊す。此圓筒は周に多數の孔があり内側上部に電氣回路の兩端が出て居る。圓筒の中には金屬製の浮きがゆるく入つて居る。圓筒が水中に入れば中の浮きが圓筒内面上部に接觸し電氣回路を閉ぢ電鈴をならす。之を**ストツケルの水位測定器**といふ(第18圖参照)。

6) 電氣回路の一端を大地又は井戸側の鐵管に結び他端は絶縁線の尖端に露出して居る。此端を井戸に下し之が水面に觸れれば抵抗減じ電流計の針が動く(第 19 圖参照)。



第 18 圖 第 19 圖

第 3 節 地下透水性の調査

33. 總 說 土砂岩石の透水性を調査する方法は實驗室内に於て行ふものと、現場に於て行ふものと2種に大別することが出来る。實驗室内に於て行ふものも土砂の粒の大きさ、空隙率等を求めハゼン、シュリヒター等の公式に依り間接に透水性係数を求むるものと、實際の供試體に付き通水試験を行ふものがある。實際の土地に就て行ふ場合は主として井戸を利用する。

34. 實驗室内の試験 土砂の粒の大きさ、空隙率等より間接に透水性を求むる法は 22. に記した通りである。又供試體に就き直接に透水性係数を求むる装置方法は 19. に記した通りである。

35. 現場に於ける試験 實際の土地に付試験を行ふには井戸を利用するのが便である。第 13 圖の場合井戸から繼續的に一定量 Q の水量を汲み上げ地下水が定状態となつたときの水面の曲線は
$$s^2 - h^2 = \frac{Q}{\pi k} \log_e \frac{R}{r}$$
 で表はされる。此式の内 Q, h, r は既知であるから井戸の附近の他の井戸に依り又は鐵管を打ち込み其水位を測れば其個所に於て R と s を知ることが出来る故之から k の値を求むることが出来る。

又帶水層の中に細い鐵管を挿入し自然に放置するとき其内の水位上昇の状態から其帶水層の透水性を知ることが出来る。此場合鐵管内に水が浸入しても之がた

め地下水面に影響なきものとする。鐵管の下端が開き底は平とすれば第 15 圖の底の平な井戸に於けると同じく

$H-h_r = \frac{Q}{4kr}$ なる關係が成り立つ。此 Q の水が鐵管内に流出しても之を汲み出さない故、水位は之に依つて上昇し水位は時間に依り變化する。今 t_1, t_2 なる時に於ける h を夫々 h_1, h_2 とすれば透水性係数は

$$k = \frac{\pi r}{4(t_2 - t_1)} \log_e \frac{H - h_1}{H - h_2}$$

之に依り鐵管内の水位と時間の關係を觀測したものが 2 個あれば之から透水性係数を求むることが出来る。觀測の結果が多數あれば最小自乗法を用ひる (第 20 圖参照)。

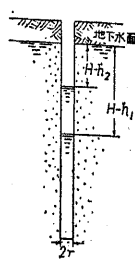
尙 41. に記すテュムの ε 法も一種の透水性の測定方法を包含して居る。

第 4 節 地下水流速の調査

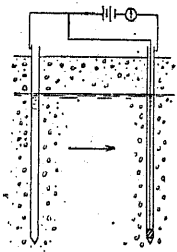
36. 總 說 地下水流速の調査も直接法と間接法がある。間接法とは地下の透水性係数と地下の水面勾配が知れて居るとき $v = k h/l$ なる式に依り流速を求むるものである。直接法は直接地下水の流速を測定するものである。間接法で求めた流速は滲透速度であるが直接法で求めた流速は實際に水が動く速さで滲透速度より速かである。以下に直接法の主なるものを掲ぐ。

37. テュムの食鹽法 井戸或は特に地中に鐵管を打ち込みたるものの中に食鹽の濃溶液を加ふ。地下水が静止して居れば食鹽溶液は擴散するだけであるが地下水が流動すれば食鹽溶液は擴散しつつ流動する故他の場所で地下水を汲みとり其濃度の最大なる時刻を確め之から地下水の流速を求める。地下水流動の方向が明かでなければ多數の井戸の水を汲み取り試験する必要がある。

38. シュクヒターの方法 電氣を應用した方法である。或距離を隔て 2 本の打込井戸を設け兩者の間に電池及電流計を入れた電線で結ぶ。而して上流の井戸から 1 本の支線を出して下流の井戸の水の中にある電極に結ぶ。今上流の井戸に鹽化アンモニウム又は苛性曹達の溶液を入れれば之は地下水と共に流下し下流の井戸に到る。此時下流の井戸内の抵抗減じ電流が通り電流計の針が動く。此時刻と上流の井戸に溶液を入れた時刻との差から流速を求める (第 21 圖参照)。



第 20 圖



第 21 圖

39. 色素法 之は主として地下の空洞又は大なる龜裂に於ける流量測定に用ひられるものでありフリュオレシン、ウラン等の色素を水流に加へ之が他の場所に流れて来る時刻を測り之から流速を求める。

第 5 節 地下水流量の調査

40. 總 說 地下水流量の調査をなすは水源として幾何の地下水を得られるかを明かにするを目的とすることもあり、又地下水の流れの量を知ることとを目的とする場合もある。其方法は直接法と間接法とがある。間接法とは地下水面の形、勾配、地下の透水性、層の配置及厚さ等の關係から計算に従つて地下水量を計算するもの、直接法とは井戸の如きものであれば試験的に揚水して湧水量を調べる如き方法である。地下水流を調べる場合は完全な直接法で行ふことは出来ず各種の直接法と間接法とを混用せねばならない。

41. テュムの ε 法 テュムの ε 法は地下水面の形、地下の透水性、地下の流量等を調査する方法でダルシーの法則を基礎とし透水性係数 k の代りに ε なる文字を用ふる故此稱がある。先づ 10~100 m の間隔をおき三角形に 3 個の井戸を設け、其水位より地下水面の高さ及地下水等高線の方及之に直角なる地下水の流動方向を求める。次に 3 個の井戸の内 1 に唧筒をかけ繼續して一定量の水を汲み出し地下水を一定の状態とならしめたる後各井戸の水位を測る。今 3 個の井戸を A_0, A_1, A_2 とし A_0 に唧筒をかけたとし A_0 より A_1, A_2 に到る距離を夫々 a_1, a_2, A_1, A_2 に於ける唧筒をかける前後の水位差を s_1, s_2 , 唧筒の揚水量を Q とする。尙水理關係は地下水が地下水面を有するか或は不透水層に掩はれ所謂被壓地下水となつて居るかに依て異なる。地下水面を有する場合は A_1, A_2 に於て下部の不透水層から測り唧筒をかけた後の水位を h_1, h_2 とすれば

$$h_1^2 - h_2^2 = \frac{Q}{\pi \varepsilon} (\log_e a_1 - \log_e a_2) \quad \therefore \varepsilon = \frac{Q(\log_e a_1 - \log_e a_2)}{\pi(h_1 + h_2)(s_2 - s_1)}$$

被壓地下水の場合には

$$h_1 - h_2 = \frac{Q}{2\pi \varepsilon m} (\log_e a_1 - \log_e a_2) \quad \therefore \varepsilon = \frac{Q(\log_e a_1 - \log_e a_2)}{2\pi m(s_2 - s_1)}$$

茲に m は透水層の厚さである。斯様にして ε の値を求めたならば地下水面の勾配 i , 断面積 f より地下水流流量 $q = \varepsilon f i$ を得る。

第 6 節 地下水質の調査

42. 地下水質の調査 地下水を飲用、雑用、灌漑用、工業用等に利用する場

合には地下水の水質を調査することが必要である。水質調査は物理的、化学的、細菌學的、微生物學的調査に分たれる。物理的の調査は温度、濁度、色、味、臭、電氣の傳導率、放射能等の調査であり、化学的調査は硬度、クロール、鐵、マンガ、碳酸、アンモニア、硝酸、亞硝酸、硫酸、金屬其他の礦物質の有無、含有量、性質等の調査である。水質の調査は水の使用目的に應じて之を行はねばならない。

第 5 章 流出關係

第 1 節 總 論

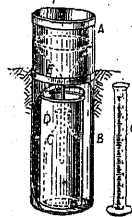
43. 總 說 流出關係とは降水量と流出量との關係の意であるが單に此兩者丈けを見たのでは事柄を充分明かにすることが出来ない。降水量と流出量の關係を明かにするには之と必然的に關係のある蒸發、通發等を考へに入れねばならず又水の一部は地中に滲透し地下水に合し地下水は其勾配に従つて流動し遂に地表の低所に流出し河流となつて海に入る故、之等全部の性質を了解し其關係を明かにしなければ降水量と流出量の關係を明かにすることが出来ない。流出關係は此廣い意味に用ふるを適當とする。而して流出關係を明かにすることが水文學の發局の目的である。

第 2 節 降 水

44. 降 水 降水とは空氣中の水蒸氣が凝結して地表に落ちたものをいふ。其主なるものは雨で雪、霰、雹の如きものも之に屬する。又露、霜は氣象學上降水に入るべきか疑問があるが今日用ふる雨量計では雨雪と共に測られる。之は水文學上流出關係を見る上には都合のよい事である。

降水の量を降水量又は雨量といひ降水が地表に溜つた時の水深に依り mm で表す。

45. 雨量計 降水量を測る器械を雨量計といふ。今日本邦の測候所等で使用して居るものは第 22 圖の様なもので口徑 20 cm で之を地表 20 cm の高さに据える。雨水は漏斗より潜水瓶に溜る故之を雨量杓で測り其目盛に依り降水量を讀む、雪、霰、雹等が潜水瓶に入りたるときは熱湯を注ぎ融解して測り後之を差引く。測候所等では數時間毎に雨量を測る



第 22 圖

が地方の観測所等では普通 1 日 1 回、午前 10 時に雨量を測り前日午前 10 時から當日午前 10 時迄に降つたものを前日の雨量とする。上記の外雨量を時間的に記録せしむる自記雨量計がある。

46. 雨量の分布 雨量は所に依り時に依つて異なるが其多少には大體一定の型がある。表日本では概して梅雨期及秋季多雨で冬期は少いが裏日本北海道等では冬期雪となつて多量の降水を見る。年雨量も所に依つて異り九州、四國及和歌山縣等の太平洋沿岸及富山、新潟兩縣の日本海沿岸部は多雨で東北、北海道等は寡雨である。本邦に於ける年雨量は 800~4000 mm の程度で地球上でも多雨の地方である。逓信省で統計した各地方別平均雨量は第 5 表の如し。

第 5 表 地方別月雨量 (自大正 7 年至昭和 4 年)

月	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年
地方													
北海道	83.7	50.8	57.5	60.5	73.1	72.2	96.2	123.9	143.4	105.7	104.3	80.5	1,056.8
東北	48.9	62.3	73.8	94.0	111.4	107.4	117.0	141.5	207.8	136.0	101.8	63.5	1,265.4
奥羽	132.6	100.6	89.0	81.3	87.2	82.6	148.2	136.3	159.8	139.8	155.5	198.7	1,461.6
關東	53.3	94.4	109.7	128.8	161.1	169.5	140.3	166.5	273.1	188.5	99.9	69.2	1,654.3
北陸	270.2	257.5	140.9	108.5	100.4	112.9	155.9	120.1	212.0	192.5	252.4	291.1	2,232.4
東山	62.2	71.2	91.8	107.9	123.8	153.2	175.4	125.1	200.6	126.9	84.5	69.4	1,398.0
東海	56.7	92.2	131.9	168.0	192.0	233.8	206.7	232.2	344.9	179.4	103.8	71.9	2,013.5
山陰	144.3	126.7	129.6	109.6	122.3	169.4	180.5	117.7	227.8	136.6	118.9	173.0	1,756.3
内海	57.0	70.7	99.1	116.7	137.3	216.9	191.8	113.6	197.7	97.5	81.5	69.9	1,449.8
南海	59.5	98.5	155.9	193.6	227.9	313.4	332.0	309.3	363.8	175.6	104.4	85.6	2,420.5
北九州	65.6	8.11	124.6	140.0	152.0	359.8	314.2	165.9	252.4	86.3	91.2	80.5	1,913.6
南九州	66.0	111.1	174.5	181.6	211.9	407.5	357.3	345.5	290.0	128.0	92.4	78.7	2,444.5
全國	91.7	101.4	115.6	124.2	142.5	200.4	201.3	175.2	239.5	141.1	115.9	108.8	1,765.6

47. 豪 雨 短時間に多量の降雨あるを豪雨といふ。河川其他の氾濫を來し影響が大である。本邦でも 1 日 900 mm 以上の降雨のあつた例が數回ある。日向灘沿岸等では 1 日 300 mm 位の雨は時々あるが全體として 1 日 100 mm 以上の雨は屢々起るものではない。1 時間の雨量は普通 50~60 mm 程度が大なるものである。時間を短くとれば豪雨の強度は大となる。

48. 地形其他と雨量 雨量の分布は狭い區域でも變化の多いものである。高い所、海岸に近い所は雨量が多い例もあるが左様でない場合もある。森林は降水量を増す様考へられ之に該當する實例もある。

第 3 節 蒸 發

49. 蒸 發 蒸發とは空氣に接する水又は氷から水が氣體に變ることをいふ。

水文學で取扱ふのは河川、湖沼等の陸地の水面からの蒸發及地表からの蒸發である。蒸發量も降水量と同様地表に於ける水深に依り mm を單位として測る。

50. 蒸發計 本邦の測候所等で用ふる蒸發計は第 23 圖の如く口径 20 cm の銅製の器である。之に雨量計で 20 mm の水を入れ一定時間後雨量の差を蒸發量とする。降水量があれば之を差引く、蒸發計の口の周には金網をかけ鳥獸が水を呑むを防ぐ。測候所等では数時間毎に蒸發量を測るが普通の観測所では 1 日 1 回午前 10 時に前日午前 10 時から當日午前 10 時迄の蒸發量を測り之を前日の蒸發量とする。外に蒸發量を時間的に記録せしむる自記蒸發計がある。



第 23 圖

51. 諸氣象要素と蒸發量 水面からの蒸發は 1) 水に接する空氣の溫度が高ければ蒸發少 低くれば多い。2) 溫度高きとき蒸發多く低きとき少い。3) 風速が大なれば蒸發多く小なれば少い。4) 氣壓が高ければ蒸發少 低くれば多い。此關係を式にすれば $V = A(F_0 - f) \frac{B_0}{B} \frac{T}{T_0} \sqrt{W}$ である。但 V は蒸發の速さ、 A は蒸發計及水面曝露の状態に依る係數、 f は水面に接する空氣の水蒸氣張力、 F_0 は上記空氣に対する最大水蒸氣張力、 T は溫度、 T_0 は 0 度に相當する絶對溫度、 B は氣壓、 B_0 は氣壓 760 mm、 W は風速である。

地表からの蒸發にも上記の關係は大體成り立つが尙土の濕度が關係する。即ち 5) 地表からの蒸發は土の種類に依つて異なるが何れの土でも濕度が大なれば蒸發多く小なれば少い。

52. 本邦に於ける蒸發量 本邦各地に於て普通蒸發計を用ひて測つた蒸發量を見るに日蒸發量の最小は冬季及多雨の日等に於て 0 mm に近く最大は夏季等で 115 mm に達することがあるが 1 日 10 mm 以上の蒸發をなすことは稀である。蒸發量は冬期少く春より夏に増し秋より冬に減ずる。年蒸發量は所に依つて異なるが大體 500~1300 mm 位の程度である。蒸發量の數例を掲ぐれば第 6 表の如し。

第 6 表 平均日蒸發量表

地名	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年
札幌	1.1	1.4	1.9	3.0	3.9	4.3	4.8	4.7	3.3	2.0	1.2	0.9	2.7
東京	1.8	2.1	2.6	3.5	3.6	3.6	4.4	4.7	3.2	2.3	1.9	1.4	2.9
高田	1.1	1.4	1.3	3.3	4.0	4.6	4.9	5.2	3.1	2.3	1.6	1.1	2.8
宮崎	2.3	2.7	3.1	3.4	3.9	3.5	4.8	4.8	3.8	3.1	2.4	2.2	3.3

53. 森林に於ける蒸發量 森林其他草木のある所の蒸發量は開潤な所のそれと大いに異なる。森林測候所で全國 9 箇所に於て蒸發計を用ひて實測した結果は森林内の蒸發量は林外のものに比し著しく少く、針葉樹林では約 27 %、闊葉樹林では約 35 %で、季節に依る蒸發量の増減も其趣を異にし蒸發量の最大は林外では 7 月にあるが林内では 4, 5 月に在り、最小は林外では冬期に在るが林内では冬期又は秋期に在つた。

54. 蒸發計からの蒸發量と實際の地表からの蒸發 蒸發計からの蒸發は實際の地表からの蒸發とは著しく異なる。しかし各氣象要素に対する關係は共通のものが多く、従つて増減の模様は大體伴ふものである。蒸發計の蒸發量は蒸發計の形が小さい程大であり又蒸發計を水面に置くよりも地表に置く方が多い。本邦で用ふる蒸發計の蒸發量は實際の水面の蒸發より多い。森林、原野、田畑混在する實際の地表からの蒸發量を測ることは殆んど不可能であるが經驗に依るに普通蒸發計の蒸發は實際の地表からの蒸發と草木からの通發を加へたものに近似の値を有する。

第 4 節 通 發

55. 通發 草木は地中から水分を吸収中に含まれた養分を攝取し水分を葉面等から發散する。之を通發又は蒸散といふ。廣い面積からの通發量は蒸發量と同様通發量を總面積に對する水深に換算し mm を單位として表はす。

56. 諸氣象要素と通發 1) 通發は溫度高きとき多く低きとき少い。而して溫度が或程度 (6~10°C) 以下に下れば通發は極めて少い。2) 空氣の濕度が高ければ通發少く低くれば多い。3) 空氣の移動が激しければ通發多く静なれば少い。4) 日光の量が多ければ通發多く少なければ少い。従つて晝間は通發盛なれど夜間は少く晝間の 1/10 許である。5) 草木の根を張つて居る範圍の土の濕度大なれば通發多く小なれば少い。而して土の濕度が限界以下となれば草木は枯れる。6) 草木の生長盛なるときは通發量が多い、といふ關係がある。此内 1) 2) 3) は水面及地表からの蒸發と傾向を全ふし 5) は地表からの蒸發と類似して居るが 4) 及 6) は全く異つて居る。

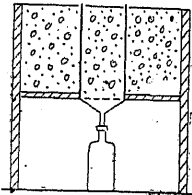
57. 植物の種類と通發量 通發量は植物の種類に依つて異り概して闊葉樹は針葉樹より多い。廣い森林、草地に於ける 1 年間の通發量は森林では 100~300 mm 草地では 300~400 mm 位とみる學者がある。又通發量の日量を調べた一例は第 7 表の如し、稻垣博士は稻の通發量を測定し 1 日 4.3 mm なる結果を得た。

58. 通發と蒸發 廣い森林、原野、田畑混在する地域からの通發量を質地に測定することは殆んど不可能である。しかし以上記す所で通發量の大體の見當はつく、又諸氣象要素に依る通發量の増減は蒸發量のそれと共通のものが多くも明かである。之等の點から普通蒸發計の蒸發量と通發量とは増減の傾向を共にすることも推知せられる。經驗に依るに普通蒸發計の蒸發量は地表からの蒸發と草木からの通發とを合計したものに甚だ近い値となつて居る。故に流出關係を調べる場合には此量を以て蒸發量と通發量の合計と見做すが便である。

第 5 節 滲 透

59. 滲透 滲透とは地表の水が地中の空隙に浸入することをいふ。滲透量も雨量と同様地表に於ける水深に依り mm を單位として表はす。

60. 滲透計 滲透計は第24圖の如く容器に土を詰め可成自然の狀態に近からしめ戸外に放置し之に滲透した水を器底の漏斗から貯水瓶に受け之を枡にて測る



第 24 圖

61. 滲透量 滲透量は地質、地表の勾配、草木の狀態に依つて著しく異なる。富士山は極めて粗糲な熔岩より成り其山體の占むる面積 900 km² に降る雨は全部滲透し河川溪流の如きものを認めない。普通土地の上層は下層の如何に不拘土壤で掩はれる。土壤は人為的に耕作する時は

第8表 滲透量の例 (其1)

地 質	滲透量 (雨量に對する%)	
	平均	最小
砂質及液炭質の耕土	23.5	9.6
粘 土	37.9	20.2
ロ ム	51.2	44.2
ロ ム 混り 砂 地	40.5	28.2
砂 地	83.2	43.0

(ウエーラウアに依る)

第9表 滲透量の例(其2)

地 質	滲透量 (雨量に對する%)	
	裸 地	草 地
砂	65	14
ロ ム	33	1.3
泥 炭	44	8.7

(ウオルニーに依る)

第7表 通發量日量

草 木 の 種 類	日通發量 (mm)	
	最小	最大
ルーサーン草	3.4	6.8
牧 草	3.1	7.3
燕 麥	3.5	4.9
唐 麥	2.9	4.0
クローバ	3.5	—
葡 萄	0.8	0.9
小 麥	2.7	2.8
ラ イ 麥	2.3	—
馬 鈴 薯	1.0	1.4
オ ー ン	0.8	1.0
樺	0.5	1.1

(トウイグドルに依る)

出する所では極めて少い。滲透量を調べた例を掲ぐれば第8表及第9表の如し。

隧道からの湧水量と其影響に就て調査の經驗に依るに河川の湧水量の多少と其流域の滲透量の多少とは可なり相伴ふものである。故に湧水量の多少から滲透量の多少を推知することが出来る。

第 6 節 流 出

62. 流 出 流出とは地表水が流出することをいひ其量を流出量といふ。流出量は河川の流量を集計したものであるが、流出關係を調べる場合には流域面積に對する水深に依り mm を單位として表はすのが便である。

63. 流 域 河川の或點の流域とは地表に降つた雨水が流下する際此點を通る様な區域をいひ専ら地表の高低に依つて定められる。流域は等高線の入つた地圖に依り容易に求めることが出来、流域面積はパラメーター等を用ひて測られる。以上は普通にいふ流域であるが地下水の流出を考ふときは地下水の勾配に依り流域が定められるべきである。地下水の高低は容易に知り難いが大體地表の高低に伴ふ故、普通地形上の流域と地下水の流域とを區別しないが、地下に石灰岩又は熔岩等の洞孔が發達して居る場合には是非之を考慮せねばならない。

64. 流量と流出量 河川の流量は m³/sec 又は lit/sec を單位として測られる。河川の流量の多少を知るには單位流域面積當りの流量を用ふるを可とする。之には m³/sec/100km² なる單位を用ふる例もあるが lit/sec/km² を用ふる方が便である。流域 1 km² から 1 lit/sec の流量があれば 1 日に流出する水量は

$$24 \times 60 \times 60 = 86400 \text{ lit} = 86.4 \text{ m}^3$$

$$\frac{86.4}{1000 \times 1000} = 0.0000864 \text{ m} = 0.0864 \text{ mm.}$$

之より流域面積 1 km² に對する流量と流出量とを對比すれば第 10 表の如し。

又 1 km² 當り月平均流量又は年平均流量から其月又は其年の流出量を求むるには第 11 表の係数を乗ずればよい。逓信省調査に依るに本邦に於ける河川の流量は第 12 表の通りである。

第10表 流量流出量の關係

流 量 (lit/sec/km ²)	流出量 (mm/日)
10	0.864
20	1.728
30	2.592
40	3.456
50	4.320
60	5.184
70	6.048
80	6.912
90	7.776
100	8.640

第11表

平均流量 (lit/sec/km ²) より 流出量(mm)を求むる係數		
種 別	日 數	係 數
日 量	1	0.0864
	23	2.42
	29	2.51
月 量	30	2.57
	31	2.68
	365	31.54
年 量	366	31.62

之に依つて見るに本邦河川の 1 km^2 當り
 湧水量は普通 $10 \sim 20 \text{ lit/sec/km}^2$ である故
 流出量 $0.8 \sim 1.7 \text{ mm/日}$ に、又平水量 $25 \sim 50 \text{ lit/sec/km}^2$ は流出量
 $2.2 \sim 6.0 \text{ mm/日}$ に、又
 洪水量 $1000 \sim 4000 \text{ lit/sec/km}^2$ に流出量 $86 \sim 350 \text{ mm/日}$ に、又年
 平均流量 $40 \sim 100 \text{ lit/sec/km}^2$ は流出量

$1,260 \sim 3,150 \text{ mm/年}$ に相當する。即ち河川の流出量は平水以下の場合には蒸發量より少いもので湧水時1箇月の流出量が僅々 $24 \sim 50 \text{ mm}$ の程度である即ち中程度の雨量1日分を以て1箇月の河川流量を供給するに足る譯で河川の容易に涸渇しないことがわかる。洪水量は之が1日續いたとすれば其流出量は普通の日雨量の最大を遙に凌駕する故洪水時には短時間に著しく大なる流出が行はれることがわかる。

第 7 節 流出 關係

65. 總 說 流出關係とは降水量と流出量の關係の意であり舊來は降水量に對する流出量の比を流出係數と名づけ研究の主要目標とした。しかしそれだけでは到底事柄を明かにすることは出来ない故降水量、流水量の外之と不可分の關係にある蒸發、通發、滲透及地下水の量をも考へに入れなければならない。

降水が地表に達するや一部は地表又は草木の枝葉等より直接大氣中に蒸發し去る、又一部は地中に滲透するが其一部も毛管現象に依り吸ひ上げられ地表より蒸發し、或一部は植物に吸收せられ葉面等より通發として失はれる。降水の一部は直ちに地表を流れて河川に入り流出し去り、又地中に滲透したもの一部は降下して遂に地下水に合する。地下水は斯様にして増加する一方其勾配に従つて常に流下し低地又は河床等に流出する。而して滲透多く地下水増せば地下水面の勾配急となり流出も多く、又地下水減少すれば勾配緩となり流出減少し地下水の減少

第 12 表 地方別平均各種流量 (lit/sec/km^2)
 大正8年~昭和4年(除大正11年)10箇年平均

地方	流量 種別	3 箇月	平 水	低 水	湧 水	最 小	年平均
北 海 道		40.3	31.8	20.5	13.3	11.7	49.2
東 北		45.6	27.9	19.2	12.8	11.2	42.7
奥 羽		75.3	42.7	27.2	17.9	15.0	70.7
關 東		51.1	32.4	21.1	14.6	13.2	49.7
北 陸		111.0	65.8	42.6	25.8	22.6	97.8
東 山		67.2	42.9	29.1	19.2	16.9	69.2
東 海		66.2	43.9	29.7	18.7	15.4	77.2
山 陰		53.4	32.2	21.7	12.3	10.5	43.7
内 海		60.2	31.2	21.6	12.8	10.5	56.7
南 海		67.1	36.5	23.4	13.6	11.3	78.1
北 九 州		47.8	34.1	25.9	17.9	15.4	53.0
南 九 州		64.1	39.7	27.2	19.1	17.1	68.6
全 國		63.4	38.6	25.8	16.5	14.2	62.9

遅くなる。斯様に地下水は自然に調節をなす故其量は常に變化するが變化の範圍はさまで大でない。

一年は氣象其他に於ても一つの週期である。一年又は數年をとつて考へれば大體に於て降水量から蒸發、通發に依つて失はれたものの残りが流出することゝなる。従つて流出量は降水量の一定割合ではなく蒸發、通發に依つて失はれた残りに相當する。蒸發及通發は氣象狀態等に従ひ大體一定の値を有する故降水量多ければ其流出する割合も多くなる。

年量の關係は以上の通りであるが、日量、月量、季節量に於ては大いに異なる。日量に就て見れば降水なきにも不拘多量の流出、蒸發、通發の行はるゝは極めて普通の事である。月量に於ても流出量が降水量を遙に超過することは屢ある、斯様な現象の因つて來る事を考へれば當然地表及地下の貯水といふ事に思を及ぼさなければならぬ。地下の貯水量とは地下水の増減に依る貯水量の意であり、地表の貯水量とは湖沼ある場合は其水位の昇降に依る貯水量及積雪に依る貯水量である、之等を併せて考へなければ流出關係を明かにすることは困難である。

66. 時期の問題 流出關係を取扱ふに時期のとり方を如何にすべきかは目的に依つて異なるが日量、月量、一年を四季又は二季に分つた季節量、又は年量に依るを可とする。日量に依るものは極めて細い調査を要する場合の外は煩雜に過ぎる。月量に依るものは諸氣象上の統計も月に依つて纏つて居り取扱ふに便であり日量の場合の様に煩雜ならず大體の様子を知るには充分で普通の目的に對し最も適當である。季節量に依るものは特殊の問題以外には粗に過ぎる。年量に依るものは各季の變化は全く現はれないが全體の傾向、可否等を見る上に於て是非調査する必要がある。

時期の問題に就ては尙降水量と流出量とを對比せしむる場合此兩者には同時のものを比較すべきか或は降水量に對し流出量の時期を遅らせて比較すべきかの問題がある。此問題は降水量と流出量のみを見て直接比較せんとする場合には重要な問題であるが、地下水の事迄考へる場合には殆んど必要な事柄である。

67. 水文年 水文學上年の區分は曆年に依ることもあるが之と異つた時期を以て區分するを便とすることもある。普通行はるゝは12月初日又は11月初日に始まる1年を以てする方法で之を水文年といふ。水文年の區分の時期は地表及地中に於ける水の狀態の年に依る變化の最も少い時期を擇ぶべきである。本邦の積雪なき地方では曆年に依るが便であるが積雪ある地方では積雪前即ち11月初又は12月初を以て區分するのが便である。

ラフターは水文年を更に区分し 12 月より 5 月迄を貯水期、6 月より 8 月迄は生長期、9 月より 11 月迄を補充期と稱して居る。

68. 流出関係の調査 或流域内の流出関係を調査するには雨量計、蒸發計を配置して観測をなし流域より流出する流量を調査する。雨量計が多数ある場合流域内の平均雨量を求むるには等雨量線を引いて求むるのが理論上最もよいが、實際にうまく行かぬことが多い故各雨量計の雨量の単純な平均又は輕重率を附した平均をとる。蒸發計で測られた蒸發量も之に準じて取扱ひ之を流域内の蒸發量及通發量の合計と見る。流出量は流量から換算する。斯様にして降水量、流出量及蒸發並通發量を求めたならば之を順次差引き地表地下貯水量を求め又流出係数を求める。茲に其例を掲ぐれば第 13 表第 14 表及第 16 表の如し。

茲に掲げた例は何れも特長を有するものである。一瀬川、菱田川は九州南部の河川で近い所にあり流域の氣象狀態も類似して居る。一瀬川は流域の地形急峻で降水の滲透少く降水あれば河川流量著し

第 13 表 流出関係計算表 (其 1)

一瀬川水系一瀬川観測水所 流域面積 144km² 大正 9 年

月	1km ² 當り平均 流量 (lit/sec)	流出量 (mm)	降水量 (mm)	蒸發量 (mm)	合 計 (mm)	地下貯 水量 (mm)	流出係數 (%)
1	32.4	-87	+236	-31	+118	1000	37
2	75.7	-190	+160	-34	-64	1118	119
3	85.5	-232	+372	-45	+94	1054	62
4	110.8	-287	+208	-75	-154	1.49	138
5	55.7	-152	+1.8	-86	-100	995	110
6	162.8	-422	+865	-57	+386	895	49
7	182.8	-490	+442	-82	-130	1281	111
8	194.7	-522	+623	-71	+30	1151	84
9	74.9	-194	+250	-53	+3	1131	78
10	45.8	-123	+62	-62	-123	1184	198
11	17.0	-44	+82	-26	+12	1061	54
12	40.7	-109	+139	-14	+16	1073	79
年	90.2	-2852	+3577	-636	+89	1089	80.1

第 14 表 流出関係計算表 (其 2)

菱田川水系大馬川馬場下測水所 流域面積 91 km²

月	1km ² 當り平均 流量 (lit/sec)	流出量 (mm)	降水量 (mm)	蒸發量 (mm)	合 計 (mm)	地下貯 水量 (mm)	流出係數 (%)
1	63.1	-169	+167	-35	-37	1000	101
2	51.4	-129	+234	-27	+78	933	55
3	78.8	-211	+400	-30	-159	1041	53
4	69.2	-170	+150	-100	-129	1200	119
5	56.0	-150	+145	-108	-113	1071	103
6	92.7	-240	+718	-71	+407	958	33
7	144.8	-388	+325	-91	-153	1165	119
8	154.0	-415	+566	-82	+69	1212	73
9	100.9	-261	+248	-61	+26	1281	75
10	70.5	-189	+38	-70	-227	1307	497
11	73.0	-189	+101	-54	-142	1089	187
12	75.0	-201	+204	-27	-24	938	99
年	86.1	-2721	+3397	-762	-86	914	80.1

く増加し晴天続けば著しく減少する河川である。之に反し菱田川は流域は粗鬆なる火山噴出物より成り降水の大部分は直ちに地下に滲透する。此兩者を比較するに年量では降水量、蒸發量、流出量及流出係數共極めて近い値となつて居り降水量から蒸發量を差引いたものが流出することを示す。之に反し月量では著しい差異があり月流出係數は一瀬川の 50~200% に對し菱田川では 30~500%。又月流出量の最大と最小の比一瀬川の 12 に對し菱田川は 3、地下貯水量の最大最小の

第 15 表 流量比較表

大正 9 年

種 別	1km ² 當り流量 (lit/sec)	流出量 (mm)
菱田川		
一瀬川		
最 小	36.9	9.2
過 水	43.4	12.2
低 水	67.1	27.7
平 水	72.2	55.8
最 大	306.0	910.8

差一瀬川では 386mm

であるが菱田川では

451 mm である。

尙河川の各種流量は

第 15 表の如くで之に

依り菱田川は一瀬川に

比し如何に地下の貯水

能力が大で河川流量調

節がよく行はれて居る

かを示す。

柿澤川は丹那隧道上

部を流るゝ河川であ

る。大正 13、14 年頃

には隧道湧水に依る影

響がなかつたが昭和 3

年頃は隧道湧水のため

地下水著しく減少し

た。第 16 表の 1 及 2

第 16 表の 1 流出関係計算表

狩野川水系柿澤川第七號測水所 流域面積 11.9 km² 大正 13~14 年

月	1km ² 當り平均 流量 (lit/sec)	流出量 (mm)	降水量 (mm)	蒸發量 (mm)	合 計 (mm)	地下貯 水量 (mm)	流出係數 (%)
大正 13 年							
8	26.8	-71.8	73.3	108.8	-107.3	1,000.0	98.0
9	67.0	-173.5	460.6	68.0	+219.1	892.7	37.7
10	47.1	-126.3	282.8	47.0	+109.5	1,117.8	44.7
11	25.8	-66.8	62.6	51.6	-55.8	1,221.3	106.8
12	23.7	-63.5	33.5	35.2	-65.2	1,165.5	189.5
大正 14 年							
1	22.5	-60.3	26.2	41.5	-75.6	1,024.7	230.0
2	22.3	-54.0	101.0	42.6	+4.4	1,029.1	53.4
全期 昭和 23 年	—	-616.2	1,040.0	394.7	+29.1	—	59.2
全期	—	260.7	982.7	480.0	+242.0	—	26.5

第 16 表の 2 流出関係計算表

狩野川水系柿澤川第七號測水所 流域面積 11.9 km² 昭和 3 年

月	1km ² 當り平均 流量 (lit/sec)	流出量 (mm)	降水量 (mm)	蒸發量 (mm)	合 計 (mm)	地下貯 水量 (mm)	流出係數 (%)
1	12.0	-32.2	+142.3	-55.6	+54.5	1000.0	22.6
2	16.5	-41.4	+107.0	-71.3	-5.7	1054.5	38.7
3	17.1	-45.8	+174.8	-75.5	+53.5	1048.8	26.2
4	15.6	-40.4	+154.2	-96.3	+17.5	1102.3	26.2
5	16.4	-44.0	+187.2	-98.8	+44.9	1119.8	23.5
6	28.3	-73.3	+400.6	-65.1	+262.2	1164.7	18.3
7	19.3	-51.7	+209.1	-100.2	+57.2	1426.9	24.7
8	54.7	-146.6	+401.9	-82.0	+173.3	1484.1	36.5
9	10.1	-26.2	+97.3	-78.2	-7.1	1657.4	26.9
10	12.2	-32.7	+292.5	-59.6	+200.2	1650.3	11.2
11	10.9	-28.2	+115.3	-50.4	+36.7	1850.5	24.5
12	7.0	-18.8	+62.3	-52.3	-9.3	1887.2	30.2
年	18.4	-581.3	+2,344.5	-885.3	+877.9	1877.9	24.8

では此關係が如實に現はれて居る。即ち大正年 13, 14 年頃は降水量と流出量が平衡を保ち地下貯水量は大體に於て一様の値を有するが昭和 3 年では降水量に格別變化なきに不拘流出量は著しく少く従つて流出係數も小である。而して地下貯水量は計算上著しく増加して居るが實際は隧道湧水に依り地下水が減少し地表からの滲透に依る補給も之に及ばず地下水は益々低下することを示す。斯様に流出關係を調査すれば地下並河川の性質が明かとなる。

69. 地下貯水量の變化 上記の様な計算を多數行つた結果に依るに地下貯水量の變化に一定の型があることがわかる。本邦積雪なき地方では冬期一般に貯水量の變化が少く、春期となれば地下水の流出するもの増加し貯水量は減少し梅雨前一年間の最小となる。梅雨中には滲透多く貯水量著しく増加する。夏季は降水、流出、蒸發多く貯水量の變化が多い。而して秋期より冬期に亘り貯水量は漸次減少する、積雪ある地方に於ては未だ調査されたものがない。獨逸で調査されたものの例は第 5 圖及第 6 圖に示した通りである。

70. 流出量と溫度 溫度は流出量に關係が多い。即ち溫度は蒸發、通發に直接關係があるが其外に地下水の流動に關する影響を見逃すことが出来ない。地下水の流動に關し溫度の影響の著しい事は第 3 章第 2 節に記した通りであり之が地下水の流出量に著しく關係する。春季降水が少いに不拘河川の流量の増加するのは溫度上昇に依り地下水の流出が増加するため、溫度の變化は地下水流出の制水門の作用をなすものといへる。

71. 河川の湧水量と滲透 河川の湧水量は流域の滲透性を表はす一の標準となる。隧道から湧水があり之が定状態となつた場合之に依つて地表水の減少を來した面積に其地方の單位面積當りの湧水量を乗じたものは隧道からの湧水量に近い値となつて居ることも其證據の一であり、又地下貯水量變化の計算からも推測される。即ち湧水時には地表からの流入なく専ら地下水の流出に依つて河川流量が保たれる。

72. 地下貯水量と河川流量 河川の流量の基礎は地下水の流出するものである。降水ある場合は地表水の流入するものに依つて増加する。地下水の流出するものに依つて河川流量が保たれるとき地下水が多ければ流出多く、少なければ流出も少いことは地下水流動の理論からも判ることであり、又降水がなければ河川流量も地下水量も相伴つて共に漸次減少する事實から容易に想像出来る。實際の河川に於て測定した結果に基き或程度迄此關係をつけ得る場合があり、而も此關係が溫度に依つて夏、冬異なることも明かにされて居る。此問題は未だ茲に記述す

る程度に確立されては居ないが將來の研究問題として重要で且興味深きものである。

第 6 章 應用の新方面

第 1 節 應用の新方面

73. 概 説 水文學は土木工學に育てられて發達したもので殆んど不可分の關係にある。茲に比較的新しい應用の一二を記す。

74. 地下水降下法 地下を掘鑿する場合地下水があれば地質に依つては土砂の押出、崩壊等に依り工事が困難であるが、豫め地下水を無くすれば工事は極めて容易に行はれる場合がある。此爲に行はるゝのが地下水降下法である。地下水で飽和した砂地を其儘掘鑿すれば砂は所謂クイックサンドとなるが、周圍に打込井戸を設け唧筒に依り豫め水を汲み出すときは地下水面は降下する。而して地下水面を掘鑿する部分以下に下げて置いて掘鑿を行へば容易に掘鑿することが出来る。隧道が湧水に依つて崩壊するとき本坑より先に水抜道を掘り之から水を流出せしめ地下水を降下せしめ然る後本坑を掘鑿するの地下水降下法の一の應用と見られる。

75. 地下水地表水の變動 隧道、切取等の工事を行ふとき多量湧水を見ることがある。其結果地下水の變動を來すは勿論地表水にも相當の變化を生ずる。即ち新に湧水個所が生じた結果從來の地表水の一部が之に移り變り、之がため一方には水の不足を來し一方には水が豊富になる様な結果となり地方的に種々な面倒な問題を惹起することが多い。斯様の場合地表水、地下水の變動の状態を明かにし工事完了後如何なる状態で最早變化なきに到るか、及び斯様な状態に達する時期等を明かにしなければ適切な方法を講ずることが出来ない。之がためには地表水、地下水を直接調査する外諸氣象要素に就ても充分の調査をなし隧道、切取等に表はるる湧水の實體を明かにし、之が地表水、地下水と如何なる關係に在るかを究めなければならない。此種の調査には水文學全般に亘り相當の智識を必要とし、實際の調査も亦必ずしも容易でないが之に依り工事其物に對しても又湧水に依つて起る諸問題を解決する上にも、又湧水に依る新なる湧水を利用する上にも非常に役立つことが多い。

76. 土堰堤に於ける透水問題 土堰堤は立派な心壁を有するものでも多少の水の滲透のあることは幾多の實例の示す處である。土堰堤内の透水状態如何及び

之が土堰堤の安定に如何なる影響あるかは最も知るを要する事柄である、之を調査するには主として地中に於ける水の流動に關する知識が必要である。此問題に就ては最近多少の研究が初められて居る。其多くは土堰堤内に於ける流線、ポテンシアル線等を求め、之に依つて水の流動の状態を明かにせんとする様な方法を採るものである。特に堰堤模型に就き色素を用ひて流線を見る様な方法が行はれて居るが、實際の堰堤に於ては其滲潤線（重力水の表面）の位置に付幾分見當の付いた外詳しく内部の状態を明かにするには未だ程遠い状態であり、土堰堤の透水性係數の大體の値に就ても明かにされたものはあまりない様である。此問題は水文學應用の一方面として將來大いに研究せらるべきである。

77. 流量豫想 洪水豫報は今日でも行はれて居り特に獨佛兩國では非常に精確なものとなつて居る。水文學の組立から考へれば洪水豫報のみならず一般の流量の豫想が出來ねばならない。即ち流出關係要素を常に調査し地下貯水量の多少を知悉すれば將來の降水、蒸發、其他各種の氣象狀況に應じ河川流量が如何に變化するかを豫想することが出來なければならぬ。勿論之には將來の降雨といふものが一番大なる影響を有する故之を多少なりとも推知し得れば非常に都合がよいが、之は氣象學の方でも相當困難であると思はれる。しかし諸種ノ學問の進歩に伴ひ水文學も是非其程度迄進歩せしめ度いものである。（阿部謙夫）