

講座

地下水入門・新知識（その1）

—地下水問題の基礎知識—

藤 縄 克 之* 和 田 温 之**

講座を始めるに当って

従来、地下水は主に地表水の不足を補うための水資源として位置づけられ、地下水開発などが中心的な課題として取上げられたり、最近では地下ダムなどの新しい技術も開発されてきている。しかし最近の傾向としては、地盤沈下、地下水汚染、地下水の塩水化、地下水の熱的利用など、地下水に関わる問題も量から質へと多様化し、ますます複雑になってきている。このような状況の中で、水資源の逼迫が大きな社会問題となってきたにもかかわらず、地下水はとかく扱いにくい水資源として敬遠されたり、あるいは不十分な知識で地下水公害をさらに拡大している傾向がみられる。

本講座は、地下水の涵養機構や流動機構、さらには地下水中の物質や熱の移動機構を理解し、数値シミュレーションなどにより合理的な地下水管理を行うことによって、地下水公害などを引き起こすことなく有効に地下水を利用してこうという立場に立つもので、地下水の基本的性質、賦存形態、探査・計測などの基礎から地下水問題への応用技術、さらには海外の技術援助や法制度に至るまでを、やさしく読みやすく解説しようとするものである。

なお、本講座は全12回のシリーズであり、そのテーマは次のとおりである。

1. 地下水問題の基礎知識
2. 地下水の賦存形態
3. 地下水の流れ

* 農業土木試験場（ふじなわ かつゆき）

** 農水省構造改善局（わだ まさゆき）

キーワード

地下水、地下水探査、地下水循環、地下水賦存量、地下水利用、地下水情報、水資源

4. 地下水の探査と計測
5. 地下水人工涵養・地下ダム
6. 地下水の熱的利用
7. 地下水の水質障害
8. 農地と地下水涵養
9. 地盤沈下と地下水
10. 地下水のシミュレーション
11. 海外における地下水開発
12. 地下水利用と法制度

I. 地下水の形態と流れ

1. 地下水の基本的性質

地下水は広義に解釈すると、古い地質時代に地層中に閉じ込められて動かなくなった化石水（Fossil water）や、マグマに含まれる水もその範疇に入れることができるが、通常は岩盤の割れ目や地盤の間隙の中の水を総称したものをさす場合が多い。そこでこのシリーズでは、主に未固結の沖積層や洪積層中を流れる地層中の地下水である層状水（Stratum water）を中心とし、場合によって岩石の割れ目を流れる裂か水（Fissure water）や、石灰岩地帯の地下の空洞を流れる空洞水（Cavern water）などを含む、水文サイクル（図-1 参照）の一部として循環している水を扱うことにする。

さて、大量の地下水が貯留されているすぐれた帯水層である沖積層と洪積層は総称して第四紀層と呼ばれているが、第四紀層はそれが形成された地質時代における海進や海退あるいは、地盤の隆起や沈降などの影響を反映し、非常に複雑な層相を呈している。水や氷、あるいは風などの作用で運搬・沈積した堆積物や、溶岩などの火山岩が積重なってできた層を地層（Stratum）と呼んで

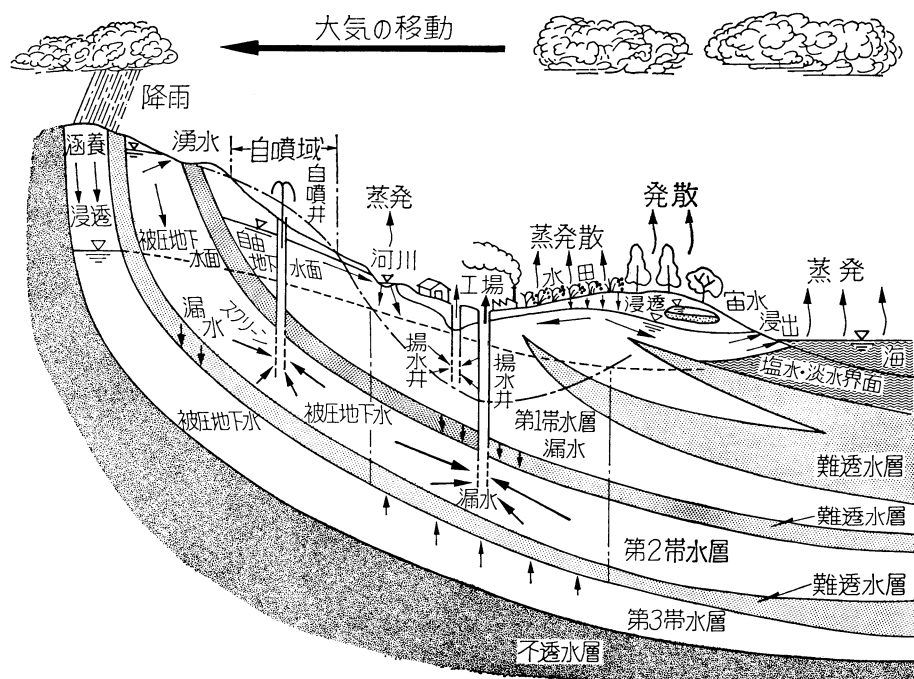


図-1 水文循環と地下水

いるが、このような複雑な地層は、砂や礫を主体とした透水性のよい地層と粘土やシルトなどを主体とした透水性の悪い地層とが何段にも互層を成している場合が多い。地下水学では水の流れやすさによって地層を分類しており、砂礫層などのような透水性が高い地層を透水層 (Pervious layer)、シルト層などのような中ぐらいの地層を半透水層 (Aquitard あるいは Semipervious layer)、粘土層などのような低い地層を難透水層 (Aquiclude)、固結岩盤などのような水を通さない地層を不透水層 (Aquifuge あるいは Impervious layer) と呼んでいる。通常、透水層のうち飽和したものを、とくに帯水層 (Aquifer) と呼んでいる。

さて、図-1 に示すように、比較的地表に近い浅層地下水は不飽和部の土壌を通じて大気と接しており、地表からの浸透水 (地下水を補給するという意味で涵養水ともいう) や揚水の影響を受けて、その水面は自由な形状を持つことができる。こように自由地下水面 (Phreatic surface あるいは Free surface) あるいは単に地下水面 (Water table) と呼ばれる水面がその上部境界となるような帯水層を不圧帯水層 (Unconfined aquifer, Water-table aquifer あるいは Phreatic aquifer) と呼んでおり、自由地下水面が地表面に出ると湧泉 (Spring) が現れる。一方、帯水層の上部にシルト層や粘土層などの

半透水層やあるいは難透水層がある場合、地下水は水面形を形成することができず、圧力を受ける。そこでこのような帯水層は被圧帯水層 (Confined aquifer) と呼ばれる。このように帯水層中の地下水を被圧させる役目を果たす半透水層や難透水層は制限層あるいは加圧層 (Confining layer) と呼ばれる。上下部が帯水層で挟まれ、その帯水層中に存在する地下水の水圧に差があるときには、制限層を通して水圧の高い帯水層から水

圧の低い帯水層へ漏水が生じる。このような帯水層を漏水性帯水層 (Leaky aquifer) と呼んでいる。もし制限層の上下の帯水層で、急激な地下水の揚水があると、帯水層中の水の移動だけでは水の補給が間に合わなくなり、制限層中の地下水が絞り出されて、制限層が収縮し、地盤沈下が発生する。

ところで被圧帯水層や不圧帯水層中の地下水は広域的に分布しているのに対して、局所的に分布する粘土層などの上に、レンズ状に地下水帯が形成されることがある。このような連続性のない半透水層あるいは難透水層上に形成される小規模な地下水帯を宙水 (Perched water) と呼び、その下部に大規模な地下水帯、すなわち本水 (Main water) が形成される。

被圧帯水層に井戸を掘ると、地下水は被圧しているため、井戸水面はその圧力に等しい高さまで上昇する。このような井戸をたくさん掘って、その水面をつないだ仮想上の水面を、被圧地下水面あるいはピエゾメータ水頭面 (Piezometric surface) と呼んでいる。いま、図-1 に示すような、被圧地下水面が地表面よりも高くなるような地域で井戸を掘ると、地下水が自噴する現象が見られる。このような帯水層 (Artesian aquifer) 中の井戸は自噴井 (Artesian well) と呼ばれる。一方、海に接する帯水層では密度の大きな塩水が淡水の下に潜り込み、い

いわゆる塩水くさび (Salt water wedge) が形成される。

2. 地下水の流れ

帯水層中の地下水の流れはダルシーの法則と呼ばれる運動法則と質量保存の法則で表現することができる。ダルシーの法則は、帯水層中を流れる浸透流量は、断面積と両端に掛かる水圧の差に比例し、浸透路長に反比例するというもので、 x_i 方向の地下水流速 v_i は(1)式で表される。

$$v_i = -K \frac{\partial h}{\partial x_i} \dots\dots\dots(1)$$

h は地下水の流れを生じさせるエネルギーを水柱高で表したもので、全水頭 (Hydraulic head) あるいはピエゾメータ水頭 (Piezometric head) と呼んでいる。このエネルギーは圧力エネルギーと位置エネルギーの和として(2)式で与えられる。

$$h = \frac{p}{\rho g} + z \dots\dots\dots(2)$$

z : 鉛直上向き座標, p : 水圧, g : 重力加速度, ρ : 流体の密度。一方, (1) 式の K は透水係数 (Hydraulic conductivity あるいは Coefficient of permeability) と呼ばれる比例定数で、この中身をさらに詳しくみて見ると、帯水層を構成する土粒子の粒径分布、形状、充填の仕方など、土粒子の特性のみによって規定される透過度 k (Intrinsic permeability) と、土粒子の多孔間隙を流れる流体の粘性係数 μ および密度 ρ を用いて、(3)式で表すことができる。

$$K = k\rho g / \mu = kg/\nu \dots\dots\dots(3)$$

流体の粘性係数や密度は、流体の温度や溶存物質の濃度によっても変化する。このうちでも特に流体の温度は透水係数に大きな影響を与える。たとえば 0°C および 40°C の水の動粘性係数 ν はそれぞれ、 $0.0179 \text{ cm}^2/\text{s}$ 、 $0.0066 \text{ cm}^2/\text{s}$ であるから、 40°C の水の透水係数は 0°C の水の透水係数と比べて約 2.7 倍も大きいことがわかる。なお地層の形成過程で同一の地層であっても x, y, z 方向で透過度 k が異なることがある。このような性質を地層の異方性 (Anisotropy) と呼んでいる。

次に、地下水中の単位体積は、質量保存の法則から(4)式が得られる。

$$-\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} - \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} - \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} = \rho S_s \frac{\partial h}{\partial t} \dots\dots\dots(4)$$

(4)式の右辺は水の圧縮や膨張による密度の変化および地層の圧縮や膨張による多孔質間隙の変化から導かれるもので、 S_s は比貯留量あるいは比貯留率 (Specific storage) と呼ばれ、(5)式で表される。

$$S_s = \rho g(\alpha + n\beta) \dots\dots\dots(5)$$

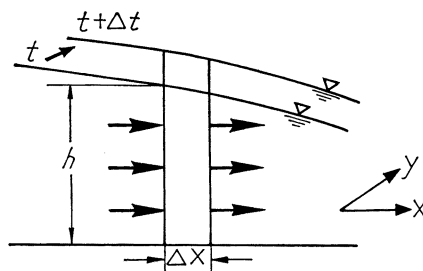


図-2 デュブイ・フォルハイマーの準一様流

n : 間隙率, α : 土粒子の骨格構造の圧縮率, β : 水の圧縮率で、水の圧縮率は地層の圧縮率に比べてほぼ1/10から1/100程度の値である。比貯留量は特に地盤沈下解析の重要なパラメータの一つであるが、最も大きな値を持つ塑性粘土でも $1.9 \times 10^{-3} \sim 2.4 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ 程度であるため、不圧帯水層中の地下水流動解析では $S_s \approx 0$ として扱う場合が多い。

さて、被圧帯水層においても単位体積中の水の密度変化は小さいので、(4)式の ρ を消去して、(1)式を用いると(6)式が得られる。

$$K \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \dots\dots\dots(6)$$

いま、被圧帯水層の厚さ b が一定で、垂直方向の流れが無視できる場合、(6)式の両辺に b を乗じ、 $T = Kb$ 、 $S = S_s b$ とおくと、(6)式は(7)式となる。

$$T \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} \dots\dots\dots(7)$$

(7)式は被圧帯水層のパラメータ T と S を求めるための揚水試験などの基礎式として用いられ、そして T は透水量係数 (Transmissivity), S は貯留係数 (Storage coefficient あるいは Storativity) と呼ばれる。

不圧帯水層中の地下水流動を解析する場合、上部境界となる地下水面形が未知だったり、あるいは時間とともに変動したりするので、上部境界の扱いに特別の工夫が必要とされる。そこで広域地下水流動のように水平方向の流れに対して、鉛直方向の流れが無視できる場合 (デュブイ・フォルハイマーの仮定という)、次の準一様流の方程式

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(Kh \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(Kh \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \dots\dots\dots(8)$$

を用いる場合が多い (図-2 参照)。 S_y は単位面積当たり、単位地下水面低下に伴い重力によって排出される水量で比浸出量あるいは比産出率 (Specific yield) と呼ばれており、土粒子表面の皮膜水や閉塞空隙を除いた流体の運

動に寄与する間隙の割合を指す有効間隙率 (Effective porosity) とほぼ同義である。

II. 水資源としての地下水

1. 地下水利用の歴史

河川の源を尋ねると多くの場合湧泉に出会う。「こんな所に水田が」と不思議に思える谷地田の水源も多くは湧泉であるが、地下水の自然の露頭である湧泉が人に係った歴史はかなり古い。原人の人骨化石の多くは石灰岩の洞穴や、段丘の砂礫層などの湧泉の多いところで発見されており、縄文時代の遺跡も湧泉の多いところにある。現在でも扇状地の末端や丘陵地と平地の境界には、湧泉利用の集落が多く、中には斜面災害の危険性よりも湧泉利用を優先させたのかとも思えるような急崖直下の集落もある。近年名水として販売されるものもほとんど湧泉の水であるが、地表水とはほぼ同質の安山岩類からの湧水より、若干ミネラルの入った花崗岩類からののが喜ばれるようである。中には富士西麓の猪之頭湧泉のように日量 50 万 m^3 もの大湧泉もあり、現在でも農業用や都市用として広く使用されている。

静岡県登呂遺跡の井戸跡のように、人工的に井戸を掘って地下水を利用したのは、日本では弥生時代からのようである。古墳時代の池溝の中には、地下水を多量に使用するための集水池とみられるものがあり、現在でも干ばつ対策として多くの井戸が新設されることがあるが、農耕が始まって以来、似たような形で灌漑用の井戸が発達してきたようである。地下水位が深いところでは、「まいまいず (かたつむり) 井戸」のように地下水面近くまで水汲みに降りられる、らせん状の道のついた構造のものができた。岩盤地帯や砂礫層のあるところでは水平方向に掘る横井戸が掘られたが、これは、水を自然流下で利用できる利点があった。

江戸中期には、これまでの浅井戸で不圧地下水を利用するのは異なる、被圧地下水を自噴させる掘抜き井戸がはじまり、「上総掘り」と呼ばれる本格的な深井戸の工法に発展し、地下数百 m の深さまでも掘れるようになった。上総掘りについては永海 (1940)¹⁾、菱田 (1955)²⁾ および大島 (1982)⁴⁾ の研究があるが、明治35年にはインドで Kazusa System として紹介されている。しかし、現在のヒンドスタン平原で行われている人力の井戸工法は、刃を付けたパイプを回転させる工法である。雲母と細砂が多く粘土の少ないこの平原では「上総掘り」はなじまなかったようである。

大正2年には、米国製ロータリー機により東京下落合に深井戸第1号が掘られた。揚水も人力から動力に変わ

り、ポンプも初期のエアリフトポンプやピストンポンプから、シャフトのあるボアホールポンプ (昭和3年に米国から初輸入) へ、さらに戦後の水中ポンプ (昭和29年に西独から初輸入) へと変わり、大口径の深井戸からの大量揚水が各地で広く行われるようになった⁵⁾。反面、従来東京や大阪の工業地帯にのみあった地盤沈下現象が新潟平野、濃尾平野および筑後平野などにも発生した。そのほか、海岸近くでの地下水の塩水化、酸欠空気 (地下水がなくなると地中の二価鉄が空気の酸素を奪って三価鉄になるため) の噴出等の地下水公害が多発した。

このため、地下水の採取を規制する工業用水法 (1956年、改正強化1962年)、建築物用地下水の採取の規制に関する法律 (通称ビル用水法1962年) が制定され、さらに地方公共団体の条例による規制も増え、利用者による自主規制も行われるようになった。また昭和60年には地盤沈下対策要綱が閣議決定され、特に地盤沈下の激しい関東、濃尾および佐賀・筑後地域で一体的な地下水保全を図ることになった。

このような現状の中で地下水利用を全面的に否定する考えもあるが、過剰な利用にならないように十分配慮すれば一般に水質もよく、水温の変化も少なく、干ばつ時の水量の減少も地表水に比べて少ないこともあり、利用の利便性もよいことから、地下水は長期的にも重要な水資源の一つである。

2. 地下水の賦存と利用

地球上の水の総量は約 14 億 km^3 であり、この97%が海水であるといわれている。そして残りの3%の淡水のうち70%は南極と北極地方にある氷雪であり、残りの0.8%の淡水は、その90%以上が地下水であるといわれる。しかし、地表水に転化するもの (河川流量の約 1/3 は地下水で補給されて流量の安定化に寄与しているといわれる⁶⁾) や採取不能なものを除くと利用できる地下水はかなり限られたものになる。

中近東、アフリカおよびアメリカの砂漠地帯の地下水は約2万年前の最終氷期最盛期のころから涵養され、中部ヨーロッパの深層地下水は約1万年前の縄文海浸のころから涵養されたものであるといわれ、地下水の自然の循環にはかなり長いものがある。これに対し、砂丘、扇状地および火山山麓の地下水循環は数年以下の短いものである。被圧地下水の循環も自然状態では早くないが、人工の揚水によって早められ、水平方向より垂直方向の涵養量が多くなるといわれる。地下水の利用にあたっては、このような実相を十分把握しておくことが必要である。

日本の水資源は全国で渇水年に約 3,300 億 m^3 と推計

されている⁷⁾。これに対して、日本の年間の水利用量は約 1,500 億 m^3 と推計され、回収水や海水の利用を除くと、約 1,000 億 m^3 である⁸⁾。この量は、ほぼ河川の湧水量の総量に相当する量で全体としては不足しないように見えるが、降水量が地域的にも季節的にも偏り、利用も大都市に集中することから、しばしば節水を強いられるところが生じる。

日本の全地下水利用量は約 200 億 m^3 と推計されている。これは淡水利用量（回収水を除く）の 20% に相当する。また、地下水利用の 40% は浅井戸、暗渠および湧泉からの不圧地下水であり、残りの 60% が深井戸により被圧地下水を利用していると推計されている⁸⁾。用途別には、製造業や加工業で、冷却用 (75%)、製品処理・洗浄用 (15%)、温調用 (4.4%)、原料用 (1.3%) およびボイラー用 (1.2%) に使用される工業用水が全地下水利用量の 35.8% を占めており、飲料用の生活用水が 19.6%、農業用水が 18.6%、水産用水が 17.1% である（図-3、4 参照）。

農業用水についてみると、わが国の年間の全利用量は 570 億 m^3 と推計され、内訳は水田灌漑用が 560 億 m^3 、畑地灌漑用が 7 億 m^3 である。畜産用が 3 億 m^3 である。水源別には河川水 452 億 m^3 、溜池 80.5 億 m^3 、地下水（湧泉を含む）37.5 億 m^3 であり、地下水利用は全体の 6.6% である⁸⁾。この内訳は水田用水が 31.8 億 m^3 で大半を占め、その他が 5.7 億 m^3 である。

農業用を施設別にみると約 64% が浅井戸であり、残りが深井戸等である。農業用水の利用期間は 4 月から 9 月までの灌漑期で、全体の 96% がこの期間に利用されている。地域別にみると、表-1 に示すように、関東地方の平野が多く、次いで四国地方の平野となっている。

最近では、香川用水地区のように、地表水源の導入によって地下水利用が減少した地域も多くなっているが、パイプラインの普及していないところでは、農作業の便

表-1 年間 5 千万 m^3 以上の農業用地下水利用地帯

地下水利用 地帯名	都道府県名	地下水利用量（百万 m^3 /年）		
		浅層地下水	深層地下水	合計
横手盆地	秋田	58	0	58
新庄尾花沢盆地	山形	62	3	65
常陸台地	茨城	74	101	175
那須野原	栃木	243	5	248
鬼怒川中流域	"	425	239	664
利根川中流域	群馬・茨城・埼玉	128	71	199
九十九里平野	千葉	85	4	89
下総台地	"	17	96	113
西関東台地	埼玉・東京	27	23	50
東海平野	静岡	24	40	60
新潟平野	新潟	46	8	54
濃尾平野西部	岐阜	20	40	60
北勢平野	三重	20	43	63
近江盆地南部	滋賀	86	65	151
徳島平野	徳島	104	39	143
道前平野	愛媛	68	9	77
松山平野	"	78	3	81
熊本玉名台地	熊本	18	160	178

（農林省資源課 1978）

利性から、逆にスイッチオンで利用できる地下水利用の農家も増加しており、地下ダムのような新しい技術による開発も含めて地下水開発に期待する声は現在でも大きいものがある。

III. 農業土木と地下水¹⁰⁾

1. 地下水利用

地下水の灌漑用水等としての利用は、量としては地表水よりかなり少ないが、数が多く、広い地域で利用されている。地表水の乏しい火山山麓では、灌漑は湧泉の利用から始まるが、湧水温が 10°C 前後の所では水稲には低過ぎるので、温水の溜池や長大水路による水温上昇の努力がなされている。平野部でも雨量が少なく大河川のない瀬戸内南岸の平野では、干ばつ時の補助水源として、かなり古くから浅井戸や集水池が掘られたが、明治以降は動力ポンプの導入により主水源として数が増えていった。三重県の「マンボ」と呼ばれる集水トンネルや、中央構造沿いの吉野川や紀ノ川の支流の扇状地河川にある長大暗渠（長さ 1 km で毎秒 1m^3 取水可能といわれる）も明治以降、地下水を水田灌漑主水源として取水するため設けられた。

昭和30年代からは図-5 にみられるように井戸数が急増しているが、関東ローム台地等での畑地灌漑の普及、深井戸技術の向上、水中ポンプの普及などによるところが大きい。

古い干拓地の集落は、浅井戸の底に木

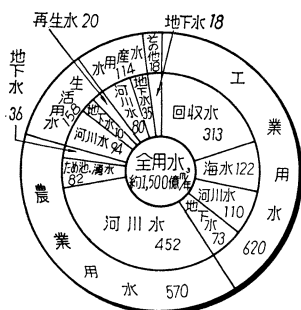


図-3 わが国の水利用量¹⁰⁾
(億 m^3 /年)

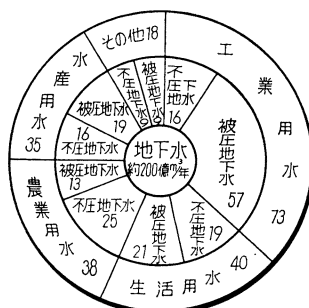
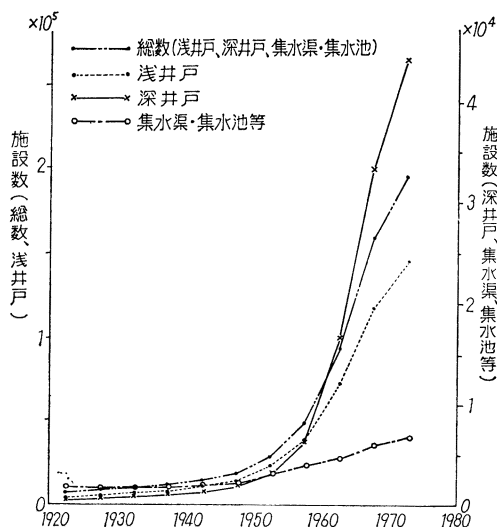


図-4 わが国の地下水利用量¹⁰⁾
(億 m^3 /年)

図-5 施設設置数の推移¹⁹⁾

炭をいれて水質を改良し、営農飲雑用水を得ていたが、近年では第三紀以降の地層のあるところでは、この中の良質の被圧地下水を深井戸により利用するようになった。北海道の農地開発地でも泥炭や風土病があって地表水や浅井戸の水質が悪く、多くの営農飲雑用水を深井戸で得ている。また農村地域の整備が進むにつれ、中山間地の岩盤地帯でも営農飲雑用水を地下水に求めることが多くなった。花崗岩中のアブライト脈の多いところや、山口県の周防丘陵のように、構造運動がブロック運動しなかった地域では、堅硬な岩盤の中からも日量数百 m^3 の地下水が岩盤ボーリングによって得られ、営農飲雑用水に利用されている。

農林水産省は昭和54年に宮古島で皆福実験ダムの建設に成功した。不透水層の島尻泥岩（第四紀～第三紀の地層）の上にある孔隙の多い琉球石灰岩（更新統中後期の地層）の中を流れる地下水を地下でダムアップして貯水したものである。この成功を基に、宮古地区では数千万 m^3 の新規地下水資源を開発し、8,400 ha の畑を灌漑する計画がある。このような地下ダムについては火山山麓や砂礫層の分布地域でも調査が行われており、自然状態の地下水利用から一歩踏み出た画期的な地下水資源開発である。

地下水の人工涵養については、鳥取県西部の弓浜半島の米川用水等で実質的に行われていた。ここでは灌漑用水は米川用水から砂丘に浸透した地下水をポンプ揚水して利用されている。これに似た例は各地にあるが、実験的な人工涵養試験は、佐賀県の白石平野、香川県の観音

寺、高知県の土佐市、静岡県県の三保等で行われたが、目詰まりがひどくて成功まで至っていない。しかし、福井県の三里浜砂丘では、地下水の増量には成功しなかったものの、注入水の水温が保存できることが明らかになった。そして夏場の温かい地表水も、冬場の冷たい地表水も同時に貯留できる見通しがついている。

地下水温の利用については、高知県の海岸平野の例では冬場に地表水 (5°C) より 10°C 高い地下水がハウスに利用されている。ハウス内の温度は作物によって異なり、低いときには $5\sim 8^{\circ}\text{C}$ 、高いときには $16\sim 22^{\circ}\text{C}$ が望まれ、ヒートポンプ等を利用して地下水温を調節して利用する例もある。融雪には室温 $20\sim 25^{\circ}\text{C}$ が効果的のようである。地下水温は高いばかりがよいのではなく、夏場の稚蚕飼育室では冷房用として利用されており、作物によってはハウス内の温度を抑えるのにも利用される。

2. 地下水障害

太平洋側の砂丘などでは古くから数多くの浅井戸で塩水上の淡水レンズ状の地下水が利用されていた。これは手押しポンプで揚水され水位降下量が小さかったから塩水侵入の問題は生じなかった。昭和30年代初めに、大出力の動力ポンプを導入して無数の小さな井戸を大きな井戸に統合したところがある。この井戸の降下水位が海面下に達したところでは短時間に塩水が浸入した。塩分は土壤に吸着されやすいので、一度塩水化した井戸は簡単に除塩できない。ヘルツベルグの式では海面上の淡水地下水頭を h とすれば、海面下 $42h$ までは淡水の地下水があることになるが、経験的には $10h$ 程度である。最近では ABS 等による地下水汚染もかなりの深さまで認められる井戸も増えてきているようである。

山形盆地や佐賀平野等の干拓地では深井戸1本で日量数千 m^3 の地下水が得られるので、水田の主水源として大量に利用していたところ、地盤沈下現象が発生した。新潟平野ではガスを採取するための地下水採取により広範囲に地盤沈下現象が発生し、排水不良を引き起し、新川および親松等の大排水機場等の設置を余儀なくされた。

3. 圃場と地すべり地等の地下水排除

地下水位の高い湿田を乾田化するには暗渠排水により圃場の地下水位を低下させる必要がある。暗渠の種類と深さ等は地下水位と作物によって異なるが、米子平野の重粘土では地盤改良して暗渠の効果を大きくしている。また休耕田では深いクラックが発生し、暗渠周辺に酸化鉄が付着して排水効果を減少させる例がある。

地質が不透水性の場合には畑地でも排水不良が生じ、細脈の多い風化花崗岩などの造成地では、かなりの湧水

が圃場に湧くことがあり、特別の排水対策が必要となることがある。また、造成地内の地下水排除の暗渠は暗渠内の閉塞による地下水位の上昇を防ぐため、その構造には特別の注意が必要である。長大な暗渠の水が、せき止められ、暗渠の水頭が圃場面より高くなった例が愛媛県の大洲市付近の観測井で認められている。

農地の地すべり対策は地すべりブロックの地下水位を下げるのが効果的であるが、目詰まりやその効果に不確定な要素が多いという問題がある。また休耕で落水すると水田に深いクラックが発生し、地下水が浸透して地すべりを助長するので、休耕田にも水を張る必要が出ている。

また、濃尾平野の一部では、転用で水田面積が減少しているにもかかわらず、工業用の地下水の増加のため、灌漑用水が不足して頭首工からの取水量を増やさざるを得なくなった例があるが、融雪用の地下水利用にも同じような現象が考えられるところがある。

4. 農業土木工事と地下水

八郎潟干拓や新潟県の新川排水機場建設のときのウェルポイント工法を実施したとき、河川の下を通りこして対岸まで地下水位低下の影響が及ぶという現象が認められた。新川は砂丘を流れる河川であるが、ウェルポイント工法の水位低下（約10m）の影響は対岸の五十嵐部落にも現れた。新川の河底が目詰まりしているのが原因といわれたが、筆者は岡山県の井原市で透水係数 10^6cm/s のオーダーの礫層が河床に露出するところで、揚水による水位低下の影響が河の対岸まであったのを経験した。八郎潟干拓も周囲に水面が残っているのに干拓により水面をへだてた後背地の地下水位が下ったといわれている。

地下水位の低下を伴う工事の中には、軟弱地盤地帯で周辺の土地をかなり沈下させる例があるが、近年は止水壁等によって、影響が防止されている。軟弱地盤上の盛土もまた、地下水が流出すると側方流動を引き起こす。笠岡市生江浜では干拓堤防の盛土が周辺の民家にクラックを発生させたが、側方流動は一年程度ではほとんど終息した。岡山市南部では、二階建ての宿舎の基礎を砂で置換したところ、側方流動が発生し、周辺の家屋にクラックを発生した。しかし、止水壁の施工によって、少しではあるが、土地のリバウンド現象が認められた。

香川用水の水路が丸亀の扇状地性平野を横断したところでは、上部沖積層にある出水（集水池）の水位が一時下がる現象があった。阿賀野川用水の水路工事でも地下水位より低い段丘礫層を掘削していたところ、100m下方の民家の井戸に泥土（単なる濁りではない）が混入す

る現象があった。また同じ水路予定線の沖積層に地盤調査のためにボーリングしたところ Cl^- が $1,000\text{ppm}$ の被圧水が湧出し、その対策にかなりの経費を要したが、周辺には天然の同じような湧泉がかなりあった。地下水の流れは不確定な要素がかなりあるが、事前の現地踏査によって、トラブルの発生をかなり予測できる。

水路トンネルではしばしば湧水に出会う。南予用水の吉田導水路では石灰岩を掘削中に 20kg/cm^2 の水圧の地下水が湧出して難工事となり、観音水と呼ばれる信仰の対象の洞穴湧泉の水量にも一時影響がみられたが、薬液注入も含む大規模な止水グラウトで湧水量は回復した。地下水の溶融によってできる石灰岩の洞穴は、段丘（旧河床）とほぼ同じ高さにあるが、現河床の下でも相当深くまでの石灰岩に孔隙があるようである。長野県その他でもトンネル内の出水によって、水田用水が枯渇した例が多い。四国の阿讃山地南麓の和泉層群（白亜紀）の砂岩頁岩互層では、接谷面より上では水がないのに、下では砂岩内からかなりの湧水が出たことがある。トンネルの地下水への影響はかなり広範囲まで及ぶ例があるが、地下水の連続性は基本的には地形地質条件に左右されている。

ダムについては、透水性が大きく、グラウト等による止水が不可能な場合、揚圧力が問題となり、リリーフウェル等が検討される。地山の地下水も貯水によって水圧がかなり上昇し、湧出量が増大することがある。これは貯水の漏水と誤解されることが多いが、貯水と地山の水は水質が異なることが多いので、ダム建設前に周辺の地山の地下水の水質分析（Na, K, Ca, Mg, Cl, SO_4 , HCO_3 等）をしておけば簡単に見分けられる。火山山麓では溶岩から大量の地下水が湧出することがある。事前にグラウトしても、築堤と貯水により変形することがあり、貯水後のグラウトが必要となることがある。また軽石層は漏水することが多く、池内にこの層があるため、貯水が十分でなかった例が多い。海岸近くの埋没谷に多い砂礫層の厚い谷にある溜池でも同じように貯水不十分な例がある。

止水グラウトの深さは地下水面より下までを目標にすることが多い。これはダムを計画するような傾斜地では地下水面が不透水層の直上にあると考えられるからである。しかし、火山山麓では地下水面が複数存在することが多く、地山の透水係数を参考にして止水に成功した例もある。軟弱な砂層や破碎帯があり、浸透流によるパイピングの恐れのあるところで、グラウトが効果的でないところではブランケットによって地下水の浸透路長を長くする例が多い。

工事中の、破碎帯、岩脈、および変質帯からの湧水については、その経路についての調査が必要であるが、完成後に色素、塩類、放射性物質等のトレーサ調査が必要となる例等も多くなってきている。

農業土木と地下水の関わりは多岐に及ぶが、地下水担当者も多くの事例を経験できるので、工事での事例が地下水利用面でも活用できるなど、相互の技術移転が広く行われている。

IV. 地下水に関する入門書および雑誌等

地下水に関する入門書や雑誌には様々なものがあるが、ここでは最も一般的なものについて紹介する。

地下水一般について扱った和書では、地下水資源学（水収支研究グループ、1973）が入門書としてよく普及しており、また最近のものでは、新版地下水調査法（山本荘毅、1983）などがある。やや専門的なものでは、地下水シミュレーション手法の基礎と応用を中心に解説した地下水盆地の管理（水収支研究グループ、1976）や、地下水の基礎と応用を様々な角度から記述した地下水ハンドブック（建設産業調査会、1979）も専門技術者にとって大変参考になるのではないと思われる。また地下水用語を解説したものに地下水学用語辞典（山本荘毅、1986）がある。

一方、洋書にも数多くの名著がある。とりわけ Groundwater Hydrology (D. K. Todd, 1980) と Groundwater (R. A. Freeze and J. A. Cherry, 1979) は複雑な地下水現象を平易に解説しており、これから地下水の勉強や研究を始めようとする学生諸氏から、現場技術者にいたるまで必読の書といえよう。やや高度な専門書では、Hydraulics of Groundwater (J. Bear, 1979) は地下水解析のバイブルともいえる名著である。また Quantitative Hydrology (G. de Marsily, 1986) も解析を中心とした専門書であるが、地下水汚染などの新しいトピックスや統計学的アプローチについてもていねいに解説しており、研究者にも参考になると思われる。

定期刊行物などの雑誌で地下水を扱っているものには、農業土木学会誌と論文集の他に、地下水の純専門誌である「日本地下水学会誌」や日本地熱学会誌、土木学会誌と論文集、土質工学会の「土と基礎」および論文報告集、「地理学評論」（日本地理学会）、「陸水学雑誌」（日本陸水学会）、「地質学雑誌」（日本地質学会）、「地球科学」（地学団体研究会）、「応用地質」（日本応用地質学会）などの学会機関誌や論文集、あるいは「地下水と井戸とポンプ」や「水利科学」などがある。

一方、洋雑誌には「Water Resources Research」（アメリカの Geophysical Union）や「Journal of Hydrology」（Elsevier）などがある。この2誌が理論を中心としているのに対して、「Groundwater」（National Water Well Association）は実務的な雑誌で、現場における様々な地下水問題を取上げている点で、きわめてユニークである。

地下水に関する国際機関では、UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) が IHP (International Hydrological Programme) の一環として地下水に関する様々な刊行物を出版している。また国際学会では IAH (International Association of Hydrogeologists) は地下水に関する専門の組織で、国際シンポジウムを企画・開催している。日本では加入者が少ないのが残念であるが、興味のある人はぜひメンバー登録をお薦めしたい。地下水に関する国際学会には、その他に IAHS (International Association of Hydrological Sciences) や IAHR (International Association of Hydraulic Research) などがあり、国際シンポジウムを企画したりしている。一方、地下水シミュレーションの普及に関する国際機関には IGWMC (International Ground Water Modeling Center) があり、定期的に地下水のモデリングに関するセミナーを開催したり、Newsletter を発行している。

参考文献

- 1) 永海秋三：上総掘ノ研究，博物研究輯録，第四巻（1940）
- 2) 菱田忠義：上総掘考，房総展望，第九巻（1955）
- 3) Norman, J.: Notes and report on the Kazusa System of deep boring for water, Calcutta and Simla Thachor Spenk Co. (1916)
- 4) 大島曉雄：日本俗学，第140号（1982）
- 5) 柴崎達雄：略奪された水資源，筑地書館（1976）
- 6) 横根勇：水循環，地下水ハンドブック，建設産業調査会（1979）
- 7) 国土庁：長期水需要計画（1978）
- 8) 相場瑞夫：わが国の地下水利用の現状，日本の地下水，地球社（1986）
- 9) 国土庁水資源局：全国の地下水の保全と利用の状況
- 10) 農林水産省構造改善局資源課：農業用地下水の利用実態（1978）
- 11) 水収支研究グループ編：地下水資源学，共立出版（1973）
- 12) 山本荘毅：新版地下水調査法，古今書院（1983）
- 13) 水収支研究グループ：地下水盆地の管理，東海大学出版会（1976）
- 14) 地下水ハンドブック：建設産業調査会（1979）
- 15) 山本荘毅編：地下水学用語辞典，古今書院（1986）
- 16) D. K. Todd: Groundwater Hydrology, John Wiley & Sons (1980)
- 17) R. A. Freeze and J. A. Cherry: Groundwater, Prentice-Hall (1979)
- 18) J. Bear: Hydraulics of Groundwater, McGraw-Hill (1979)
- 19) G. de Marsily: Quantitative Hydrogeology, Academic Press (1986)

[1987. 1. 6. 受稿]