

岩盤透水性のグラフ表示

小 鯛 桂 一*

KODAI, Keiichi (1984) Graphic representation of rock permeability. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 35(9), p. 419-434.

Abstract: Both variables of porosity and coefficient of permeability for various rocks were referred from many literatures described on geophysical properties of the rocks. And, the relationship between variables for various rocks is graphed on the logarithmic papers after the data were grouped into the following four categories: granular sedimentary rocks (sandstone and shale); carbonate rocks (limestone, dolomite, and chalk); vesicular volcanic rocks (basalt and tuff); and crystalline rocks (schist, quartzite, and granite).

The graphs generally show that the rock permeability varies according to the differences of genesis or texture such as geologic time or burial depth of rock, and original or secondary porosity due to grain size or vesicle and fracture of rock.

These graphs are needed in roughly understanding the groundwater productivity of various rocks.

1. はじめに

わが国の地下水開発は地域的にみて一部で第三紀層を対象にする場合もあるが、大部分は未固結堆積物からなる第四紀層を対象に行われるいわゆる第四紀地下水開発である。これに対して中東、アフリカと一部の欧米と南米地域では原生代から中生代に至る古い岩盤中の地下水を昔から採取しており(ペルシャで B. C. 1000 年に中生代石灰岩中の地下水をカナート形式で開発したのが最古といわれる)、欧米ではこれに関する研究も併せて行われてきた。わが国でも海外技術協力事業の増加と共に岩盤中の地下水の問題も益々必要度を増すと思われるので、関連の基礎知識を多く貯えておく必要がある。

第四紀未固結堆積物以外の地層である堆積岩、火成岩と変成岩の中の地下水に関するこれまでの報告文献には、特定の岩盤の水理性質事例を示したものが多く他、岩盤中地下水に関する参考書においても各種岩盤間の透水性の関連について断片的かまたは羅列的な説明にとどまるにすぎないため、岩盤中地下水の全体像を概念的にさえ理解しにくい。

本稿には各種岩盤の水理性質の全体相互関係を系統的に明確化するため、地下水関連の文献資料中から、砂岩や魚卵状石灰岩など岩石鉱物粒子間につくられる間粒状間隙率(intergranular porosity)と関係する一次的透水性、

および結晶岩などの風化過程の溶解路中の循環水または溶岩噴出時のガス放出でつくられる多孔質間隙率(vesicular porosity)ならびに地殻変動の応力によりおもに硬質の岩盤で生じる節理の割れ目や破碎の間隙率(fracture porosity)が関係する二次的透水性に関する変数値を多数抽出し、これを(i) 粒状堆積岩(砂岩と頁岩)、(ii) 炭酸塩岩(石灰岩、白雲石とチョーク)、(iii) 多孔質火山岩(玄武岩と凝灰岩)と(iv) 結晶岩(珪岩、片岩と花崗岩)に4分し地質年代や埋没深度を考慮しながら各岩盤の間隙率と透水係数の関係図をそれぞれ描いている。

これまでに公表されている多くの岩盤透水性データの取扱い単位は C. G. S., ダルシーとメンザーの3種に分れているので統一する必要がある。水温20℃の場合の計算では1 cm/sec は 1.033×10^8 ダルシーまたは 2.12×10^4 メンザーに相当する。これらをまとめると第1表のようになる。本稿では汎用されるダルシー単位に換算統一して議論することとする。第2表はダルシー単位を考えるための目安として示した表現である。 10^{-8} 以下の数値は油層工学で有意なほか、広義の地下水学においても放射性廃棄物隔離のための地下空間利用といった遮水技術面では有利な対象となるものの、地下水産出側からみれば微小透水性ゆえに帯水層の対象となり得ない(第4章の冒頭でその根拠を詳述している)。

帯状層となりうる岩盤の野外試験(揚水試験法)と室内試験(メンザーまたはタイスの水頭試験法)の間の値差は

* 環境地質部

第1表 ダルシー、メンザーと C.G.S. 単位間の関係
Table 1 Relationship among the three units.

	Darcy	Meinzer (gpd/ft ²)	K (cm/sec)
K (cm/sec)	1.033×10^8	2.12×10^4	1
Meinzer (gpd/ft ²)	4.9×10^{-2}	1	4.7×10^{-5}
Darcy	1	20.6	0.97×10^{-3} (=0.84 m/day)

第2表 透水性の目安
Table 2 Criterion of permeability.

darcys	permeability
>10	very high
10—1	high
1—10 ⁻¹	normal
10 ⁻¹ —10 ⁻²	low
<10 ⁻²	very low

一般に小さい。揚水試験法は岩盤の透水性が微小になると測定困難になり精度を低下させる。CROOK *et al.* (1973)は 10^{-5} — 4×10^{-4} ダルシー範囲の透水性をもつイギリス Cheshire 流域の古生代 Bunter砂岩を室内と野外の両方で試験した結果、野外の方が1オーダー高くなることを示しており、 10^{-5} ダルシー位までが揚水試験による透水性測定の限度とみられる。しかし、 10^{-7} ダルシー位までは他の野外法(スワッピング法、トレーサー法など)により試験できる。南カリフォルニア州Aiken地域の破碎した結晶岩中で、野外(スワッピング法)と室内の試験結果は近似した(MARINE, 1967)。

なお油層工学で扱う岩盤の微小な透水性(10^{-4} — 10^{-8} ダルシー)の決定は一般に、高圧条件下の室内流体実験に多くを依存している。

第4・6・7と8表中および文中の透水系数値のうち、*印を付したものは野外の、そして無印のものは全て室内の、それぞれの試験結果を示す。

2. 水理に関する岩盤性質一般

2.1 1次と2次の間隙率

岩盤につくられる間隙には岩石の成因に直接由来する1次のなものとそうでない2次のなものとがある。1次のな間隙をもつ岩盤には砂岩や頁岩のような粒状堆積岩、ドロマイト質や魚卵状の炭酸塩岩、その他に多孔質の玄武岩がある。

砂岩はよく分級された粒子で構成されているとき地下

水流動に關係する有効間隙率が高く、全堆積岩中で最も透水性がよいのに対して、ち密な火成岩と変成岩は間隙が微小で、これをつくる結晶間隙孔はさらに内部連結性を欠くため不透水性である。しかし、例外的に玄武岩噴出時のガス放出でできた多孔質溶岩は一般に良好な透水性をもつ。

一方、2次的透水性は褶曲、節理、断層などの破碎による他、化学的風化や溶解によっても生じる。

2.2 岩盤破碎とその深度

地殻運動は褶曲、節理と断層をつくるが、この際の収縮、引張り、剪断と振り応力はその応力場の相違による様々なかたちの岩盤破碎を生む。すなわち、均一圧縮による縦割れ、剪断による斜め割れ、塑性岩盤の剪断による多重破碎、引張りによる横割れ等である。

STEARNS and FRIEDMAN (1972)とFRIEDMAN (1975)は大形の破碎体系は次の3つに分けられるとしている。

- 1) 地域全体の構造発達中に生じる直交的(orthogonal)破碎。
- 2) 応力に關係する幾つかのパターンをもつ断層に近接した破碎。
- 3) 岩盤の温度変化や乾燥に関する破碎。

2)による岩盤破碎は一般に単脈状または帯状に細長く数kmから数10kmの範囲で不均一または不規則的に断続する(STRELTSOVA-ADAMS, 1976)。しかし、このような深い破碎帯からは透水性の低下または不連続性により、たとえこの個所に井戸を掘っても大量の地下水に遭遇することはない(DAVIS, 1969)。

2.3 褶曲構造と地下水

SNOW (1968)は炭酸塩岩の褶曲地域での集中破碎とその後の溶解侵食による間隙拡大個所が向斜谷や背斜上部にあること、そしてこのうち向斜谷の方が地下水貯留上都合よいと報告している。一方、SIDDQUI and PARIZOK (1971)はペンシルバニア州中部の炭酸塩岩地域における野外試験データの統計分析結果から、向斜谷よりも背斜上部で多量の地下水産出をみたし報告している。

CAWSEY (1977)はまた、イギリスで最も広く分布するチョーク基盤岩の破碎パターンを多数野外測定し、これが主褶曲軸に關係することをつきとめており、褶曲が顕著な破碎を生むことは確かだが向斜谷と背斜上部のどちらが地下水貯留性にすぐれているかは地表起伏等の環境条件に依存するものとみられるので即断することはできない。

2.4 節理と割れ目

節理に沿ってできた個々の割れ目は岩盤の自重圧力に關係して深度が大きいほど閉じる傾向にある。理論的に

節理形成のための応力は大深度まで及ぶとみられるが、実際上多くの節理は深度増大に伴って減少し、数 100 m 程度の深さまでしか開口しない (JAHNS, 1943)。したがって、透水性もこれと比例的に深度増とともに減少するとみられる。SNOW (1968) はまた、深度増による透水性減少は多くの場合圧力増大による割れ目の閉鎖であり割れ目本数の減少または割れ目間隔の粗大化によるものではないとしている。しかし他方で、割れ目の閉鎖と同時に割れ目数の減少または間隔粗大化も生じるという説もあるようで、もしそうであれば透水性は深度増とともにさらに急激に減少することが予想される。

圧力の小さい浅部岩盤の割れ目は開口幅が 1 mm を超えることもあるが一般には 0.1 mm 以下である (DAVIS, 1966)。

SMEGHAW (1961) はソ連 Shnebelinsky の破碎砂岩の割れ目幅が 0.1 mm のとき 0.85 ダルシーになることを試算しており、この程度のたった 1 つの割れ目でも充分な透水性をもつことがわかる。

2.5 断層と地下水

堅硬で密な岩盤は全て不透水性であり破碎によりはじめて透水性を得るが断層破碎はその最も顕著なものである。コロラド州ロッキー山脈の花崗岩層は断層部位で大量の地下水を産出する (FLORQUIST *et al.*, 1973) 他、イタリア Galilean 石灰岩の断層崖の付近に掘られた水井戸からも大量の産出 (500 m³/day) をみた (PIGARD, 1953)。

断層破碎の割れ目は一般に深くまで伸びていて、ときに 10 km におよぶといわれるが、節理の場合と同様に岩盤自重による割れ目の閉鎖により透水性は深度増とともに急激に減少する。

2.6 岩盤風化とその深度

岩盤の風化速度は岩種により異なる。ロンドン地質協会 (1970) が推奨しアメリカ合衆国の基礎計画便覧作業委員会が受け入れた風化岩盤の区分法は次のようである (LAMA and VUTUKURI, 1978)。

- 1) 新鮮な「無風化岩」。
- 2) 岩盤中斷続的に数 mm 程度の変色がある「多少の (slightly) 風化」。
- 3) 変色は広がっているが岩質は脆くない「中位の (moderately) 風化」。
- 4) 全体に鈍く変色し部分的に脆くなっている「かなりの (highly) 風化」。
- 5) 全体が土のように腐敗変色し脆い状態の「完全 (completely) 風化」。
- 6) 母岩構造の完全な崩壊による「風化残土 (residual soil)」。

岩盤の風化度は破碎度と同様に浅いところほど一般に顕著である。南スウェーデンの原生代結晶岩の最も風化度の高い部位は深さ 10 m 位までであり、その間隙率は同種の無風化岩盤に比べて約 10 倍高い (LARSSON, 1966)。香港の花崗岩は深度 60 m 前後までしばしば風化している (RUXTON, 1957)。また、ナイジェリアでは結晶岩の風化は 10 m から 60 m までの深さに達している (OMORIMBOLA, 1982)。このように風化深度は一般に 60 m 位までとみられるが、風化条件の厳しいところでは 100 m を超えることもある。例えば国際協力事業団の研修業務に関係した研修員の話によると、タンザニア中央部に分布する先カンブリア紀の玄武岩と花崗岩の基盤の風化平均深度は 5 m だが風化の最も顕著なところは深さ 200 m 位まで達するといわれる。

3. 岩盤の間隙率と透水係数の図化

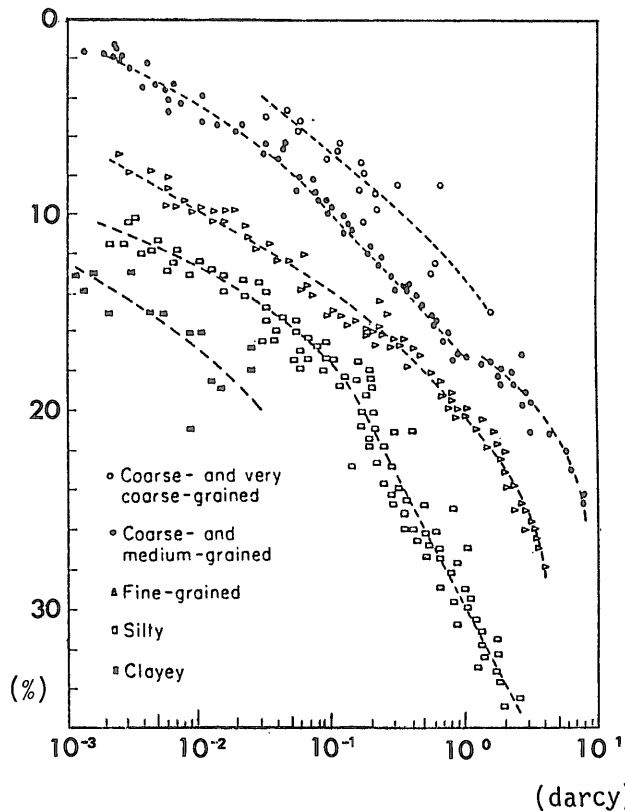
各種岩盤の間隙率と透水係数の両値が同時に試験されているデータは、時代、埋没深度、岩種、鉱物組成、粒度または破碎、風化などの相違による岩盤透水性変化の全体および相互の傾向を知るうえで必要となる。これまで公表されている透水性関連の多数文献中には未固結堆積物のこれらデータは多いが岩盤では粒状堆積岩で幾分多い以外は十分なデータがあるとはいえないのが現状である。

3.1 粒状堆積岩

CHILINGAR (1963) は各種粒度の砂岩の間隙率と透水係数を多数試験した結果を図化している (第 1 図)。筆者は今回の図を拡張して砂岩と頁岩ならびにこれら固結岩と未固結堆積物の間の相互の関係付けを試みた。すなわち、第 1 図に礫、砂、シルトと粘土のデータ (第 3 表) と堆積年代がわかっている砂岩と頁岩のデータ (第 4 表) を加え併せて片対数グラフ上にプロットすると第 2 図のようになる。この図中、各地質の境界を示す実線は厳密なものではなく、ある場合には相互に入り乱れるものとみられる。なお、図右上の空白部分には本来礫岩データが入ると思われるがデータを欠くため論じることができない。しかし実際上礫岩の多くはその間隙に多量の粘土を含むため透水性が減少し、上述の空白部分に位置しないであろうことが予想される。

〔砂岩〕 CHILINGAR (1963) による砂岩図は間隙率と透水係数の粒度別傾向をよく表わしているが、第 3 と 4 表のデータを併記することにより、年代および頁岩や未固結堆積物と比べる粒度と密度の相違による変化の傾向をさらに広い範囲で把握できる。

古生代砂岩の透水係数は WINSANEP *et al.* (1952) の 4



第1図 各種粒径の砂岩の間隙率と透水係数の関係(CHILLINGAR, 1963 による)

Fig. 1 Relationship between porosity and permeability for sandstone in various grain-size categories, after CHILLINGAR (1963)

$\times 10^{-8}$ ダルシー, CROOK *et al.* (1973)の 10^{-6} から 4×10^{-4} ダルシー*, YOUNG *et al.* (1964)の 1.5×10^{-4} ダルシーとSTONE (1981)の 3×10^{-8} から 4.2×10^{-7} ダルシーがそれぞれ示される。このように古期砂岩の透水係数は概して 10^{-8} から 10^{-3} ダルシーの範囲内にあるといえる。これらは第1図中の砂岩ブロック上部に位置するが、間隙率の減少に比する透水性の急激な減少傾向が目につく。

一方SMECHOW (1961)は破碎砂岩の透水性について報告している(第5表)。表中、破碎による間隙増加はオリジナルな全間隙率の約1%から6%までの僅かな増加率に過ぎないのに透水係数は2オーダー以上も増大することを知る。図中で砂岩と頁岩の破碎を示す矢印を水平に近い低角度方向に指示したのはこのような根拠に基づいている。

〔頁岩〕 泥岩、シルト岩と粘土岩を含む広義の頁岩は地殻を構成する全堆積岩の約半分を占める。この頁岩の間隙率は地表近くの若いもので一般に0から25%、埋没した古いもので2から10%の範囲にある(DAVIS, 1969)。

そして年代が進み埋没深度が増すにしたがって生じる間隙率の減少の度合は堆積岩中最大である。

無破碎頁岩の透水係数は一般に 10^{-8} ダルシー以下で不透水層であるが、破碎頁岩では10ダルシー位まで増大する(DAVIS, 1969)。また若い年代の頁岩は一般に塑性性質が大きいので破碎しにくく、したがって不透水層であるが古期の頁岩は間隙率減少とともに容積密度を高め堅硬になるので破碎しやすく、このような破碎帯は帯水層として期待できる。

3.2 炭酸塩岩

石灰岩、白雲石、チョークなど炭酸塩岩の全堆積岩中の地表占有率は高くないが世界中いたるところに広く散在分布する。

ARCHIE (1952)は石灰岩の流体物性を考える上で孔構造を主眼として、1)魚卵状型、2)コンパクトな結晶型、そして3)チョーク状型、の3種の実際的な区分をなし、これらの試料の間隙率と透水係数を測定してこの間の関係についての傾向図を描いた。第3図がそれで、用いた試

岩盤透水性のグラフ表示 (小鯛桂一)

第3表 未固結粒状堆積物の間隙率と透水係数(WENZEL, 1942; と DAVIS, 1969 による)

Table 3 Porosity and permeability of unconsolidated granular sediments, after WENZEL (1942) and DAVIS (1969).

name	porosity (%)	permeability (darcys)	reference	name	porosity (%)	permeability (darcys)	reference
Gravel	31.9	3.0×10^2	WENZEL 1942	Sand	46.6	2.9	WENZEL 1942
	28.1	2.1×10^2	do		41.0	2.2	JOHNSON and MORRIS, 1962
	23.4	2.0×10^2	do		40.1	1.5	do
	25.4	1.9×10^2	do		42.4	1.1	do
	27.5	1.2×10^2	do		54.2	1.0	WENZEL, 1942
	30.0	1.2×10^2	do				
Sand	33.3	1.7×10^2	do	Silt	45.1	3.0×10^{-1}	do
	25.0	9.7×10^1	do		50.0	2.2×10^{-1}	MACGARY and LAMBERT, 1962
	38.3	7.7×10^1	COHEN, 1965		47.5	5.5×10^{-2}	TANAKA and HOLLOWELL, 1966
	32.3	7.1×10^1	WENZEL, 1942		39.4	3.8×10^{-2}	JOHNSON and MORRIS, 1962
	26.1	6.7×10^1	do		49.8	1.6×10^{-2}	TANAKA and HOLLOWELL, 1966
	41.2	5.5×10^1	MACGARY and LAMBERT, 1962		55.5	1.0×10^{-2}	WENZEL, 1942
	28.9	4.9×10^1	WENZEL, 1942		34.1	5.5×10^{-3}	JOHNSON and MORRIS, 1962
	25.6	3.5×10^1	do		49.2	2.2×10^{-4}	COHEN, 1965
	35.8	2.8×10^1	BROWN and NEWCOMB, 1963		33.7	3.9×10^{-5}	Unpublished data (USGS)
	37.4	2.8×10^1	TANAKA and HOLLOWELL, 1962	58.2	1.0×10^{-5}	WENZEL, 1942	
	51.3	2.5×10^1	MACGARY and LAMBERT, 1962	Clay	58.8	2.4×10^{-2}	OLSEN, 1966
	27.1	2.3×10^1	WENZEL, 1942		40.5	2.8×10^{-4}	JOHNSON and MORRIS, 1962
	33.8	2.0×10^1	TANAKA and HOLLOWELL, 1962		41.1	1.1×10^{-4}	do
	42.9	1.8×10^1	JOHNSON and MORRIS, 1962		48.5	1.6×10^{-5}	MACGRAY and LAMBERT, 1962
	30.2	1.7×10^1	WENZEL, 1942		33.3	1.1×10^{-5}	Unpublished data (USGS)
	46.3	1.3×10^1	MACGRAY and LAMBERT, 1962		44.1	1.1×10^{-5}	JOHNSON and MORRIS, 1962
	26.3	7.3	WENZEL, 1942				
	52.2	4.9	WENZEL, 1942				
34.3	4.1	do					

料の多くはテキサス州西部の古生代 Ellenburger 層群中から得ていて、図中には各型の所属する場所名、地質名と堆積年代が記してあるが、タイプ I はコンパクトな、そしてタイプ II はチョーク状のそれぞれの石灰岩を指す。ARCHIE はこの区分が全ての石灰岩に一般的に適用しうるものと確信している。

この第3図を第1図(CHILINGAR による砂岩図)と比べると透水係数オーダーが異なるものの変動傾向に類似性のあることは注目するに値する。

スウェーデン、北東 Scania 地方 Kuistianstad 平野の白亜紀石灰岩は肌理が非常に荒く 28 から 42% の間隙率

と 10^{-2} から 0.9 ダルシーの透水係数の簡図を示している (McCOMAS, 1963)、これらの値は ARCHIE による石灰岩の傾向図を右下方に延伸しうることを暗示する。

一方、ち密な石灰岩は一般に 5% 以下の間隙率と 10^{-3} ダルシー以下の透水係数をもつ不透水層であるが破砕または溶解の部分のみが帯水層となりうる。STRELTSOVA-ADAMS (1978) は 2—27% の間隙率と 10^{-6} — 5×10^{-4} ダルシーの透水係数をもつ石灰岩がわずかに 0.1—0.4% の破砕間隙率の増加により数 10^{-3} —数ダルジー* の範囲まで透水性を高めたと報告している。

チョークの間隙率は堆積岩中最高であるが、各間隙孔

第4表 砂岩と頁岩の間隙率と透水係数(*印は野外における測定値を示す)

Table 4 Porosity and permeability of sandstone and shale (the asterisks designate field data).

name	porosity (%)	permeability (darcys)	remarks	reference
Sandstone	15.3	3.0×10^{-4}	Shaly friable, Eocene	BRANNER, 1937
	25.6	5.5×10^{-4}	Fine grain	RIMA <i>et al.</i> , 1962
	10.9	1.1×10^{-3}	Medium grain } arkose	
	14.4	1.6×10^{-3}	Coarse grain }	
	14.8	2.7×10^{-3}	Palaeozoic	WYLLIE and SPANGLER, 1952
	11.4	3.4×10^{-3}		MUSKAT, 1937
	6.7	4.0×10^{-3}	Ordovician	WINSANEP <i>et al.</i> , 1952
	19.1	3.6×10^{-2}	Coarse grain, Pliocene	do
	15.6	7.6×10^{-2}		MUSKAT, 1937
	12.4	8.8×10^{-2}		do
	18.8	1.9×10^{-1}		do
	18.2	2.2×10^{-1}		JAEGER and COOK, 1979
	19.0	3.8×10^{-1}		WYLLIE and SPANGLER, 1952
	16.6	4.1×10^{-1}		MUSKAT, 1937
	27.4	8.0×10^{-1}		do
	21.0	2		COLLINS, 1961
	25.6	4.4	Medium grain, Cretaceous	WINSANEP <i>et al.</i> , 1952
	15.0	5		FOX, 1949*
	28.0	15	Max. permeability	COLLINS, 1961
	Shale	15.0	9.0×10^{-8}	Pennsylvanian
24.9		4.0×10^{-6}	Cretaceous	Permeability; GONDUIIN and SCALA, 1958
5.0		$<5 \times 10^{-5}$		JAEGER and COOK, 1979
few		10^{-5}	South Sweden	LARSSON, 1966*
9.7		1.2×10^{-4}	(Silt stone)	RIMA <i>et al.</i> , 1962*
25.0		$<10^{-3}$		DAVIS, 1969

第5表 無破碎と破碎の砂岩の間隙率と透水係数(SMECHOV, 1961 による)

Table 5 Porosity and permeability of original and fractured sandstons, after SMECHOV (1961).

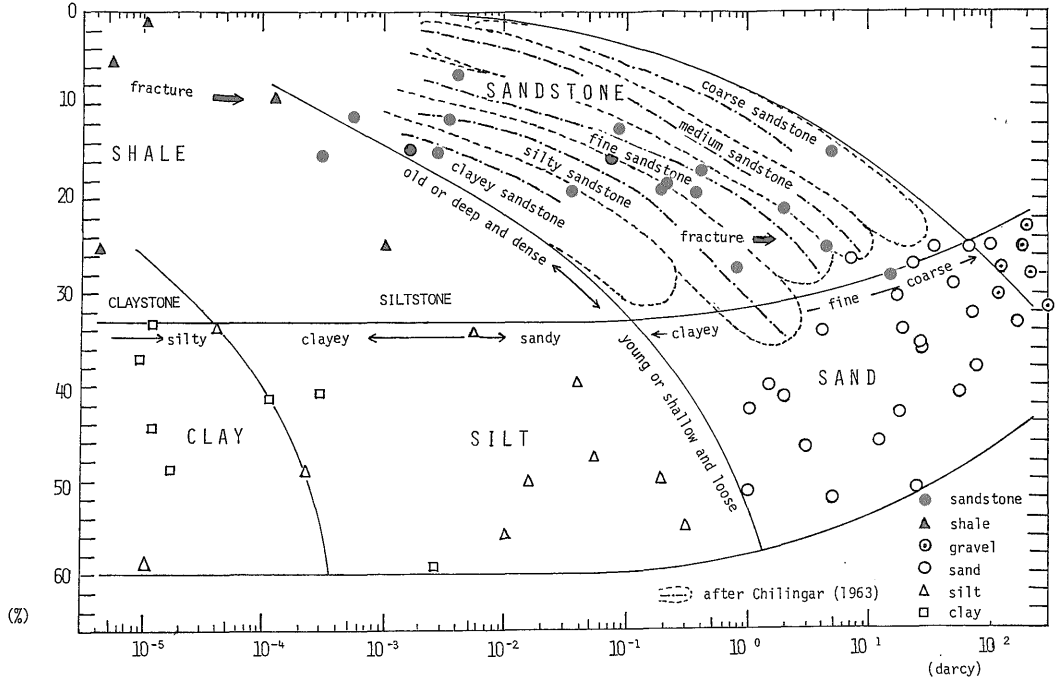
		original mean	fractured mean values
Sandstone of Shebelinsky gas field	porosity (%)	5—27	} Range of openings is from 0.08 to 0.1 mm
	darcys	$\cong 0$	
Sandstone and sandy shale of East Carpathians oil field	porosity (%)	8—10	0.1—0.2
	darcys	1×10^{-3}	1×10^{-1}

は微小径で閉塞しがちであり、このような内部連結性を欠く比率が透水性に反映するため透水性と直接結びつけることはできない。BELL(1977)はイギリスに広く分布するチョークが上中下3層からなること、そして各層の間隙率と透水係数を多数試験した結果、第6表に示す範囲にあることを示した。このデータから上部層は帯水層となりうるが他の2層は破碎部分がないかぎり不透水層

である。

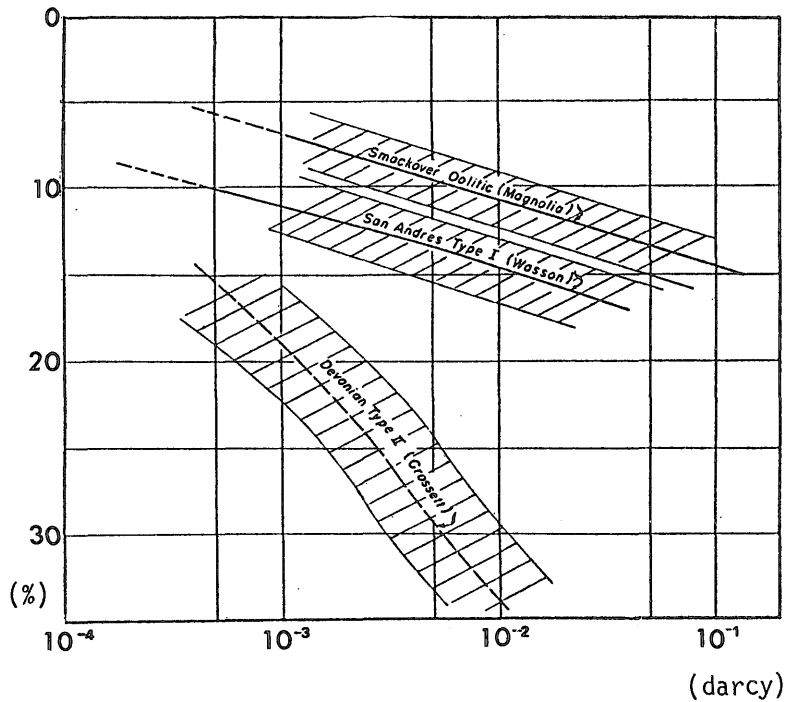
第4図は ARCHIE(1952)の図を主体とし、これに堆積年代のわかっている石灰岩と白雲石のデータおよび BELLによるチョークのデータ等を加え併せて片対数グラフ上にプロットし描いたものである。この図から石灰岩、白雲石とチョークの間の岩質の硬軟関係ならびに時代的または深度的な関係の変化傾向を知ることができる。

岩盤透水性のグラフ表示 (小鯛桂一)



第2図 固結と未固結の粒状堆積物の間隙率と透水係数の関係

Fig. 2 Relationship between porosity and permeability for consolidated and unconsolidated granular sediments.



第3図 石灰岩の間隙率と透水係数の関係 (ARCHIE, 1952 による)

Fig. 3 Relationship between porosity and permeability for limestone (after ARCHIE, 1952).

第6表 炭酸塩岩の間隙率と透水係数(*印は野外における測定値を示す)

Table 6 Porosity and permeability of carbonate rocks (the asterisks designate field data).

name	porosity (%)	permeability (darcys)	remarks	reference
Limestone	13.0	$<5 \times 10^{-5}$		JAEGER and COOK, 1979
	4.1	$<1 \times 10^{-4}$	pore size; <0.01 mm	ARCHIE, 1952
	18.1	4×10^{-4}	Chalky, Devonian pore size; <0.01 mm	do
	8.4	1×10^{-3}	Mississippian	MURREY, 1960
	8.1	7.1×10^{-3}	pore size; >0.1 mm	ARCHIE, 1952
	10.1	7.7×10^{-3}	pore size; <0.1 mm	do
	25.0	1.3×10^{-2}	Chalky, Devonian pore size; <0.1 mm	do
	29.5	3.8×10^{-2}	Chalky, Devonian pore size; <0.001 mm	do
	5.0	5×10^{-2}		FOX, 1949*
	21.6	3.4×10^{-1}	oolitic pore size; <0.1 mm	ARCHIE, 1952
	17.3	4.8×10^{-1}	oolitic pore size; >0.1 mm	do
Dolomite	9.5	7×10^{-4}		SOMERTON, 1970
	3.5	7.1×10^{-3}		JAEGER and COOK, 1979
	6.3	1×10^{-3}	Ordovician	MURRAY, 1960
	13.0	3.3×10^{-3}	(mean value)	DAVIS, 1966
	11.9	1.7×10^{-2}	Ordovician	MURRAY, 1960
	27.8	2.9×10^{-1}	Mississippian	do
Chalk	28.8 (25.5— 32.9)	0.9×10^{-4} [(0.3—1.2) × 10^{-4}]	} lower layer	BELL, 1977* do
	32.6 (19.8— 36.7)	1.4×10^{-4} [(0.5—2.2) × 10^{-4}]		} middle layer do do
	47.0 (38.7— 52.4)	2.8×10^{-3} [(1.4—3.7) × 10^{-4}]	} upper layer do do	
Halite	0.6	7.3×10^{-6}	Triassic	GLOYNA and REYNOLDS, 1961
	<1.0	4.1×10^{-3}	salt doam	do

なお、岩塩の破碎のないち密な場合、非常に低い間隙率と透水性なので図中上部に示すような狭い範囲内におさまる。

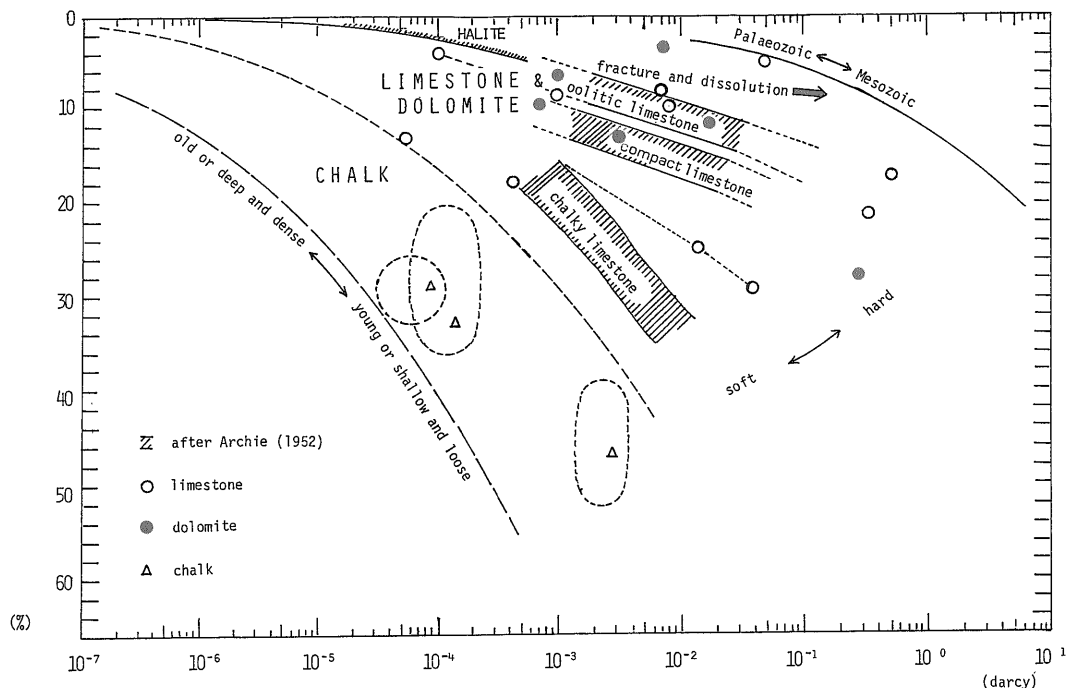
〔炭酸塩岩の溶解について〕炭酸塩岩は方解石や石膏など高溶解度鉱物を多量に含むために全岩盤中で最も溶けやすく、割れ目を通じて浸透する雨水や河川水により永い年月を経て徐々に溶解し、開口部を拡大し空洞をつくっていく。その溶解率は水循環、時間、溶媒の量と質、接触面積、二酸化炭素圧と水中自然酸化の率を含む多くの係数に依存する。

以上のような過程で形成されるカルスト地域は古くか

ら多くの水理地質学者により研究されている。20世紀初頭までの空洞形成の定説は節理を通して浸透した水が飽和帯または難透水もしくは非溶解層で境された面上に沿って迅速に流れることにより溶解し空洞を形成するものとされていた(W. M. DAVIS, 1930)。その後、S. E. DAVIS (1960)はこれを1サイクル理論と呼び、これに代る2サイクル理論を提唱した。すなわち、地形的くぼみにできた水溜りからの浸透水で完全に満される飽和帯面下の部分が空洞形成のオリジンであり、その後安定した飽和帯面下で流向に沿って2次的に溶解を進展させる。

SWINNERTON (1932)は流出口までの仮想水面下の水平

岩盤透水性のグラフ表示 (小鯛桂一)



第4図 炭酸塩岩の間隙率と透水係数の関係

Fig. 4 Relationship between porosity and permeability for carbonate rocks.

的流路が最短距離となり比較的多量の水を運ぶ結果となるため、この部分での溶解が最大になると説いている。また、RHOADES and SINACORI (1941)は多くの空洞発達が河川への地下水流出点で始まり、この位置での流出と水準的に合致する流路が発達するという仮説をたてた。これの正否はともかく、もし空洞が河川水準以下まで発達したとしても高所からの不溶解岩屑の降下沈澱により遮へいされやすいため空洞の多くが河川への流出口上部にあること、そして大空洞が地上の主谷近辺に多く存在することは事実である。

3.3 多孔質火山岩(玄武岩と凝灰岩)

火成岩の間隙率はち密な場合1%以下、一般に3%以下である(GLOYNA and RAYNOLDS, 1961)。しかも間隙は内部連結性を欠くため有効間隙率はさらに縮小するので透水性は零に近い。したがって一部の多孔質火山岩を除く全てのオリジナルな火成岩は固有の鉱物組成の相違によらず不透水層であり、破碎または風化によりはじめて帯水層となりうる。

〔玄武岩〕 ATLANTIC RICHFIELD HANFORD COMPANY (1976)はワシントン州南部のコロンビア川玄武岩下部層の間隙率と透水係数を多数測定し第7表中に示した値に要約している。一般に、ち密な玄武岩は間隙率が0.1—1

%, 透水係数が 10^{-6} — 10^{-8} ダルシーの各範囲の不透水層であるが、多孔質、破碎、風化の順で間隙率と透水性を高め良好な帯水層となる。

玄武岩溶岩は一部には層厚が薄く内部まで多孔質のものがある。そして冷却固化の際の岩石収縮により無数の細い亀裂を生み間隙率の増大と共に内部連結性を高め透水性を顕著に高める。S. N. DAVIS (1966)はハワイ Oahu 島の玄武岩質溶岩の透水係数が100—300ダルシーの範囲であり、Idaho の若い玄武岩質溶岩の透水係数が100ダルシー位であると推算した。これらは全岩盤中最高の透水係数である。

なお、流紋岩や安山岩の溶岩は流動時に高粘性を保ち分厚い流れとなる他、冷却時の岩石内ガスの発散で生じる多孔性は岩石の表面のみで中心部まで達しない。したがって一般に、低間隙率かまたは孔の内部連結性を欠く不透水層である。

〔凝灰岩とその他の火砕岩〕 SCHOELLER (1962)が凝灰岩の平均間隙率を31%と見積っているように、一般に凝灰岩の間隙率はチョークに次いで高いが、孔の内部連結性が低いため透水性は非常に低い。

KELLER (1960)はネバダ州 Oak Spring 層の凝灰岩(全体に微粒の石英と長石で構成され流紋岩質である)を鉱

第7表 多孔質火山岩の間隙率と透水係数(*印は野外における測定値を示す)

Table 7 Porosity and permeability of vesicular volcanic rocks (the asterisk designates field datum).

name	porosity (%)	permeability (darcys) and remarks	reference
Basalt	7.7	1.4×10^{-5} unpublished data	SHIZAKI, 1966
	0.1-1	10^{-6} - 10^{-3} dense	ATLANTIC
	5	10^{-4} - 10^{-2} vesicular	RICH-FIELD
	10	10^{-4} -1 fractured, wealthered, or brecciated	HANFORD
	20	10^{-3} -1 river-deposited inter beds	COMPANY 1976*
Tuff	39	4×10^{-5} (8.0×10^{-7} - 1.7×10^{-2}) partly zeolitized	KELLER, 1960
	14	3.3×10^{-4} (9.2×10^{-7} - 5.8×10^{-2}) welded	do
	36	1.4×10^{-3} (8.4×10^{-5} - 2.7×10^{-2}) friable	do
	40	1.2×10^{-2} (3.7×10^{-3} - 6.1×10^{-2}) pumiceous	do

物組成、凝集性と水分の各相違により、1)層状沸石質、2)層状軽石質、3)溶結質、4)脆性(friable)、に4分し、それぞれの間隙率と透水係数を多数測定している(第7表)。この表から全体的には間隙率14-40%、透水係数 8×10^{-7} - 6×10^{-2} ダルシーとそれぞれ非常に広い範囲を占めていて、1)以外は帯水層となりうることを示している。

火山角礫岩¹⁾の透水性はち密な場合 MARINE (1980)による 4.6×10^{-7} ダルシーと LAMA and VUTUKURI (1978)による 1.2×10^{-8} ダルシーが示され、いずれも完全な不透水層であるが、粗粒の場合は幾分透水性が高まるものとみられる。

また、凝灰集塊岩は STUART *et al.* (1954)によるミシガン州 Marnette 鉱山における試験中央値の 2.8×10^{-5} ダルシーと RIMA *et al.* (1962)によるペンシルバニア州 Stackton 層の粗粒の 4.9×10^{-4} ダルシーが示され、火山角礫岩に比する透水性は数オーダー高いものやはり不透水層である。

上述の凝灰岩、火山角礫岩と凝灰集塊岩を含む火砕岩は一般に砕けやすく、地殻変動の際の応力により節理破砕を進展させ透水性を増すが、概して 10^{-2} ダルシー以下の比較的低い透水性にとどまるものとみられる。

第5図は以上説明してきた玄武岩と凝灰岩など多孔質火山岩の間隙率と透水係数のデータをもとに描いた関係図で各岩盤の水理性質傾向を示している。

3.4 結晶岩

炭酸塩岩を除く火成岩と変成岩のち密な結晶岩盤は一般に不透水層である。そしてその透水係数は一般に 10^{-5}

ダルシー前後である。したがって、節理、破砕と風化の部分のみが帯水層となりうる。スウェーデン岩床の75%は先カンブリア紀の結晶岩(片麻岩と花崗岩)で地震探査結果から岩盤の破砕帯は平面的にみて全体の約7%である(BEYER, 1966)。しかし、この結晶岩破砕帯の透水性は非常に低いといわれる(SUMERS, 1972; BEYER, 1966)。

PROCTOR and MARINE (1965)が南カリフォルニア州 Aiken 地域に分布する破砕結晶岩で試験した透水係数の平均値は 1.5×10^{-5} ダルシーでやはり全くの不透水層で破砕帯必ずしも帯水層でないことを物語るが、破砕の顕著なところ(急冷収縮で生じる交叉破砕など)では 5×10^{-2} ダルシー*と良好な透水性を示す。さらに、FLOQUIST *et al.* (1973)はコロラド州ロッキー山脈の花崗岩基盤の例を挙げて断層破砕が破砕帯中で最も地下水産出性が高いことを強調する。

一方、STEWART (1963)によるジョージア州 Dawson 地域の破砕を伴う風化花崗岩は間隙率31-56%、透水係数 2×10^{-2} -2.8ダルシー*といずれも高い値である他、BRIZ-KISHORE and BHIMASANKARAM (1982)によるインドの代表的結晶岩基盤である Shadnagar 地域の破砕を伴う風化花崗岩帯の透水係数は0.1-1ダルシー*とやはり高値を示しているすぐれた帯水層を形成している。

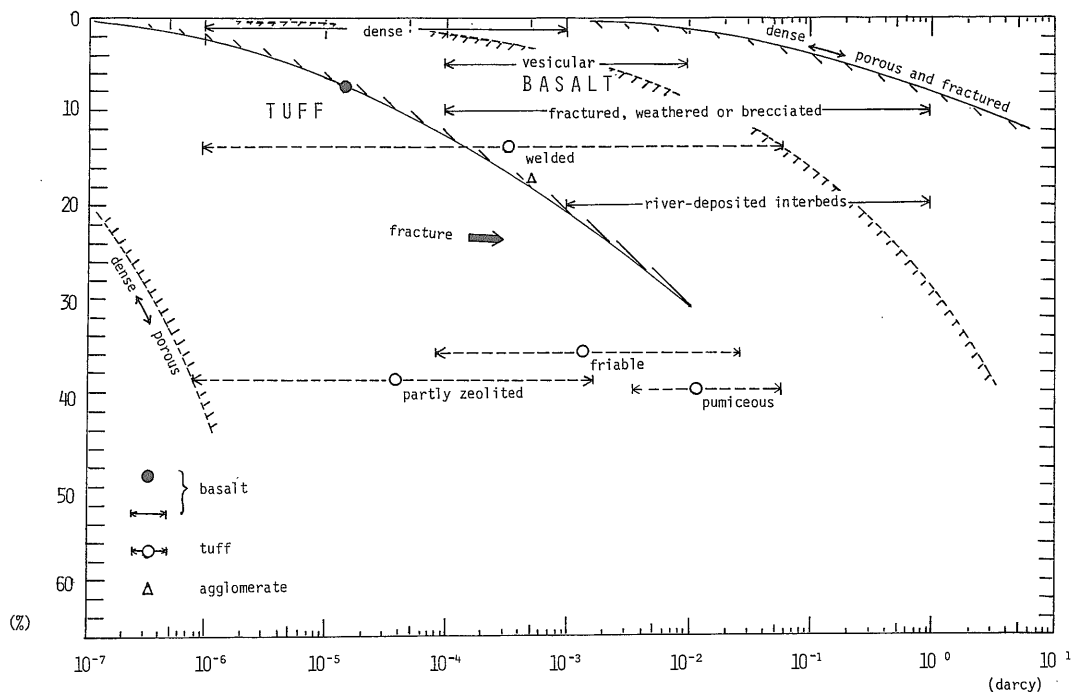
以上、結晶岩の間隙率と透水係数のデータ(第8表)をもとにして第6図を作成した。一般に破砕による間隙率増大は数%程度の小率であるが、30%以上といった高い増率は風化によるものであることを意味する。

4. 水井戸の地下水可採量について

透水性のよい岩盤中に地下水が必ず賦存するとは限らないし、地下水賦存地域でも例えば同じ透水係数をもつ

1) GYLLUYET *et al.* (1959)は凝灰岩と火山角礫岩を破片粒径の大小で区別している。すなわち凝灰岩は4mm以下、そして火山角礫岩は4mm以上。

岩盤透水性のグラフ表示 (小鯛桂一)



第 5 図 多孔質火山岩の間隙率と透水係数の関係

Fig. 5 Relationship between porosity and permeability for vesicular volcanic rocks.

第 8 表 結晶岩の間隙率と透水係数 (*印は野外における測定値を示す)

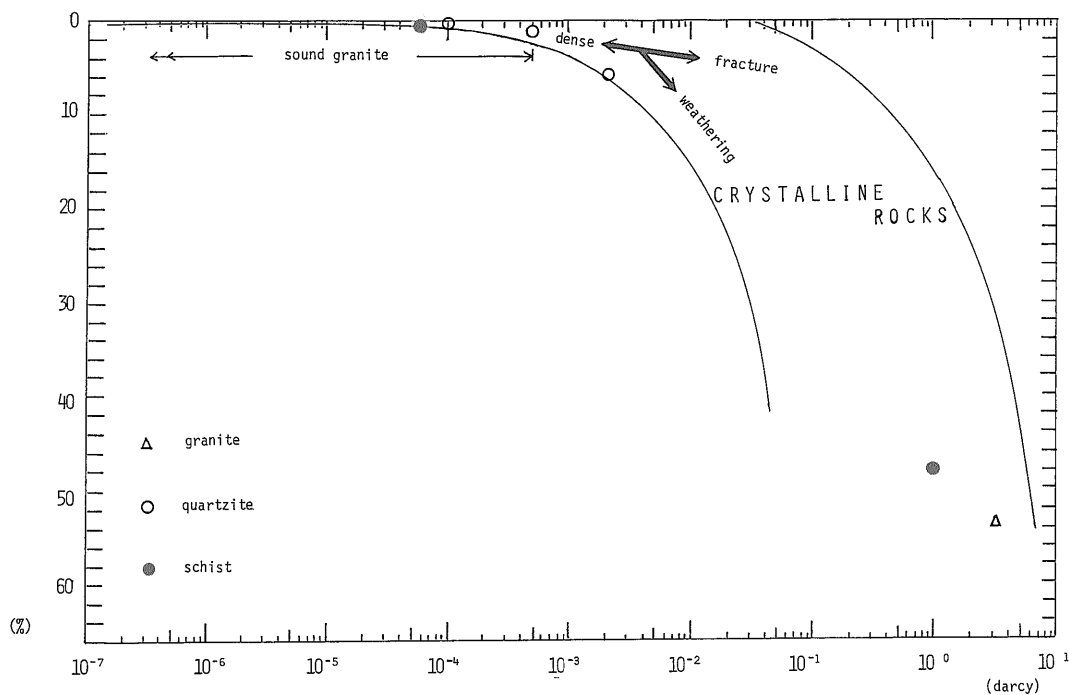
Table 8 Porosity and permeability of crystalline rocks (the asterisks designate field data).

rock's and areal names	porosity (%) and permeability (darcys)			reference
	sound	fractured	weathered	
Quartzite, schist, and gneiss (Aiken, South California)	0.002%	1.0% 1.5×10^{-5} d. (mean) 5×10^{-2} d. (max)	—	PROCTOR & MARINE, 1965
Schist (Marguette Mining, Michigan)	few% 2.1×10^{-6} d.	—	48%* 0.97 d.	STUART <i>et al.</i> , 1954
Granite (Shadnagar basin, India)	—	—	10^{-1} —1.0 d.*	BRIZ-KISHORE, 1982
Granite (Dawson, Georgia)	5—6% —	—	31—56%* 2×10^{-3} —2.8 d.	STEWART, 1963

岩盤のかん養域と流出域とは水圧の相違が可採量に影響し相違する。また、井戸径の相違によっても変化する。すなわち、可採量は井戸径の変化率に対して大径井の場合は 100% そして小径井の場合は 15% 前後の割合でそれぞれ比例関係にあることが一般に知られている。このように、透水性と地下水可採量とは直接結びつけるこ

とはできないがいま可採量を Q 、透水係数を K 、そして面積的定数を C とすると、単純に考えれば $Q = C \cdot K$ の関係が成り立つ。したがって、可採量は透水係数に一次比例する。

例えばある岩盤の透水係数が 10 ダルシーのとき 3,000 m^3/day の可採量があったとすると 1 ダルシーのとき 300



第6図 結晶岩の間隙率と透水係数の関係

Fig. 6 Relationship between porosity and permeability for crystalline rocks.

m³/day, 10⁻¹ダルシーのとき 30 m³/day そして 10⁻²ダルシーのとき 3 m³/day といった具合になる。水に恵まれない僻地では数 m³/day 程度でも貴重な帯水層であるので 10⁻³ダルシー位が帯水層となりうる透水係数の下限値とみられる。

Davis(1966)をはじめとして、その他多くの水理地質学者による水井戸からの地下水可採量に関する地域的または断片的なデータがある。これらを参考にしながら、今回作成したグラフ表示をもとに比較的小径の水井戸から地下水を産出する場合の水量を一般論としてまとめるとおおよそ以下のようになる。

〔砂岩〕 古生代以前の古いち密な砂岩地域の 30 m³/day 以下から粗粒で分級度がよくしかも破碎された最も高い透水性をもつ砂岩地域の 3,000 m³/day 位までの広い範囲をもつ。

〔頁岩〕 無破碎の場合可採量を全く期待できないが、ある程度の破碎と溶解による開口をもつ砂質頁岩では最大数 10 m³/day 程度までの量を期待できる。

〔炭酸塩岩〕 破碎のない炭酸塩岩は全体に数 m³/day 程度の量しか可採できないが、破碎により 100 m³/day 程度まで増量する。さらに、溶解により空洞を形成する地域では 200 m³/day 以上、ときには 3,000 m³/day を超え

ることも稀れでない。

〔玄武岩〕 古期の玄武岩でも多孔質であれば破碎がなくとも 100 m³/day 以上の量を可採しうるし、破碎と風化によりその量を 10 倍位まで増大させる。また、若い溶岩流でかん養と直結する地域では未固結砂礫層に匹敵する大量の地下水可採が期待できる。

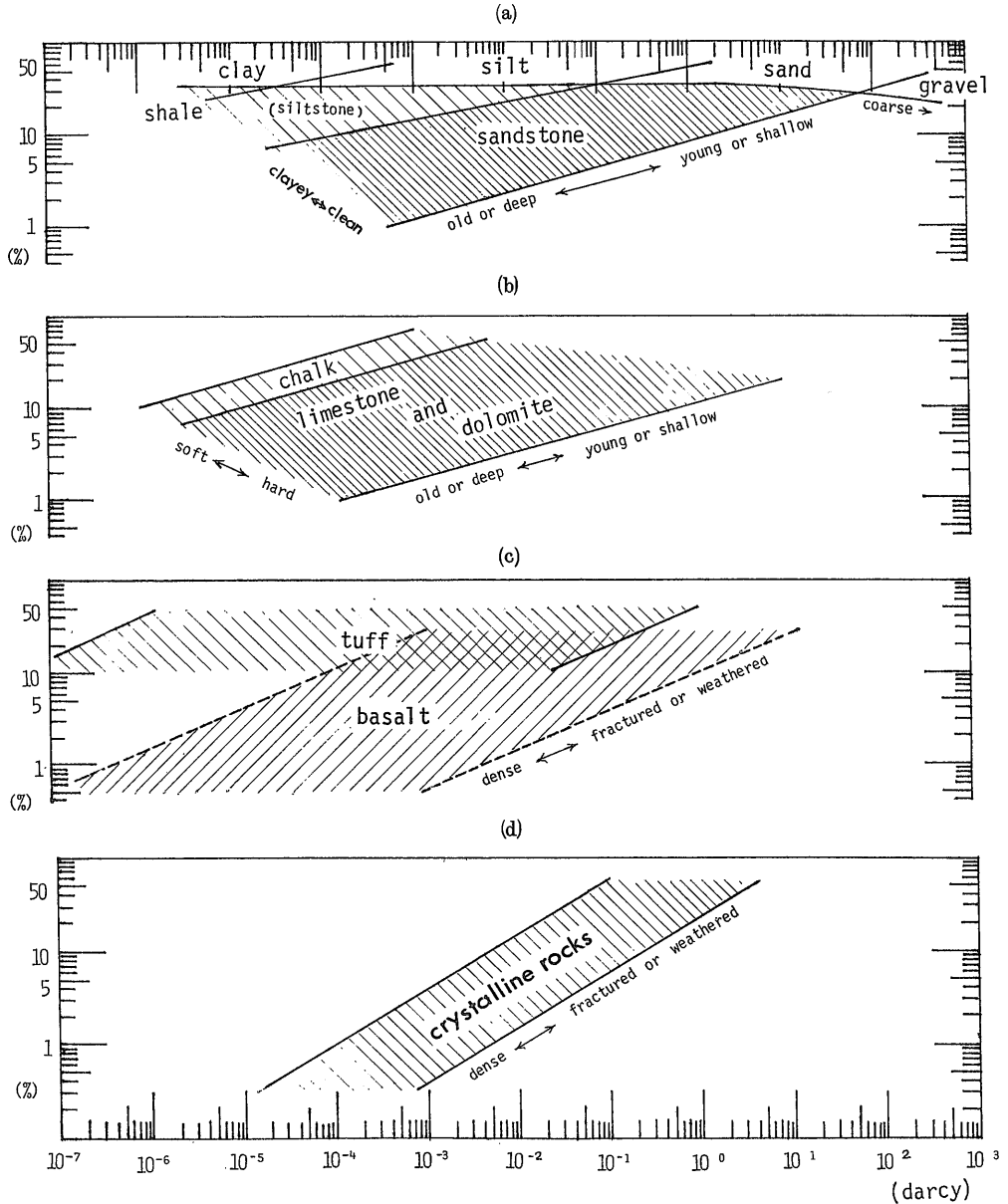
〔凝灰岩〕 この岩盤は高間隙率であるが無破碎の場合は内部連結性を欠くため一般に不透水層である。しかし脆い性質の岩盤なので破碎しやすく、このような破碎帯では数 10 m³/day 以上の量が期待できる。

〔結晶岩〕 ち密で無破碎の結晶岩盤は不透水層であり、破碎帯でもその規模が小さければ数 m³/day 程度の可採量にとどまる。しかし断層破碎や交叉破碎など、破碎の顕著なところでは数 10—100 m³/day 位までの量が期待できる他、風化帯ではさらにその数倍の量が期待できるものとみられる。

5. おわりに

今回の岩盤透水性のグラフ表示には各種岩盤の間隙率と透水係数のどちらか片方だけでは役立たず両変数値が同時に存在することが必要なため、これまで公表されたものを網羅してもその数は限られる。

岩盤透水性のグラフ表示 (小銅柱一)



第7図 両対数グラフ上に描いた各種岩盤の間隙率と透水性の関係：(a)粒状堆積岩，(b)炭酸塩岩，(c)多孔質火山岩，(d)結晶岩

Fig. 7 Relationship between porosity and permeability for various rocks, represented on log-log paper. (a) granular sedimentary rocks, (b) carbonate rocks, (c) vesicular volcanic rocks, (d) crystalline rocks.

第2図と第4図は CHILINGAR と ARCHIE のすぐれた研究に助けられ比較的完成度の高いグラフ表示が得られたが、第5・6図は小数のデータに依存してグラフ化したため一般の傾向を十分表示しているとはいえないので今後公表されるであろう新データの追加補充による改善が必要である。

これらの関係図は両対数グラフ上で第7図のように表示できる。したがって、間隙率と透水性は両対数グラフ上で直線関係にあることが推定されるが、岩盤の物理的性状の相違により、透水性は間隙率に対しある幅をもつ。その最も顕著なものは多孔質火山岩(第7図-C)である。

なお本稿と関連して、日本地下水学会誌(vol. 26, no.

2)に“発展途上国の帯水層岩盤”と題して発展途上国で帯水層となりうる各種岩盤について論評しているほか、土質工学会誌である『土と基礎』には“粒状堆積物の透水性、間隙率と地質年代の関係について”(投稿中)と題して TERZAGHI and PECK (1948)の著書“Mechanics in Engineering Practice”中で紹介されている LASAGRANDE と FADUM による土の透水・排水の性質に関する表と本稿のグラフ(固結・未固結の粒状堆積物の間隙率と透水係数の関係図)とを比較し議論していることを参考までに記す。

謝辞 筆者はこれまで井戸と検層の技術を通して未固結粒状堆積層の物性・水理について調査研究してきた。したがって、本稿の作成で目新しい分野の勉強をすることができた。そして本稿のまとめの段階で、小野晃司環境地質部長ならびに黒田和男水質資源課長には地質面で、そして小出仁地震物性課長には岩石物性の面でそれぞれ専門的な御教示に与った。ここに深く謝意を表する次第である。

文 献

- ARCHIE, G. E. (1952) Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical consideration. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologist*, vol. 36, no. 2, p. 278-298.
- ATLANTIC RICHFIELD HANFORD COMPANY (1976) Preliminary feasibility study of storage of radioactive wastes in Columbia River Basalts. *Rept. ARH-ST 137*, vol. 1, 168 p.
- ATWATER, G. I. (1966) The effect of decrease in porosity with depth on oil and gas reserves in sandstone reservoirs. Unpublished paper presented to the School of Earth Sci., Stanford Univ., California.
- BELL, F. G. (1977) A note on the physical properties of the chalk. *Engineering Geology*, vol. 11, p. 217-225.
- BEYER, M. G. (1966) Groundwater production from the bedrock of Sweden. *Ground Water Problems*, ed. E. ERIKSON *et al.*
- BRANNER, G. C. (1937) Sandstone properties in paleozoic region in Arkansas. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologist*, vol. 21, no. 1, p. 67-78.
- BRIZ-KISHORE, B. H. and BHIMASANKARAM, V. L. S. (1982) Evaluation of aquifer behavior in a typical crystalline basement. *Ground Water*, vol. 20, no. 5, p. 563-568.
- BROWN, S. G. and NEWCOMB, R. C. (1963) Groundwater resources of the coastal sand-dune area north of Coos Bay, Oregon. *U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper* 1619-D.
- CAWSEY, D. C. (1977) The measurement of fracture patterns in the chalk of southern England. *Engineering Geology*, vol. 11, p. 201-215.
- CHILINGAR, G. V. (1963) Relationship between porosity, permeability, and grain-size distribution of sands and sandstones. *Proc. Intern. Sedimentol. Congr., Amsterdam, Antwerp*.
- COHEM, P. (1965) Water resources of the Humboldt River valley near Winnemucca, Nevada. *U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper* 1795.
- COLLINS, R. E. (1961) *Flow of Fluids through Porous Materials*. Reinhold, New York.
- CROOK, J. M., HOWELL, F. T., WOODHEAD, F. A. and WORTHINGTON, P. F. (1973) Permeation properties of Bunter Sandstones from the Chesire and Fylde basin. *Geotechnique*, vol. 23, no. 2, p. 262-265.
- DAVIES, S. E. (1960) Origin of caves in folded limestone. *Natl. Speleol. Soc. Bull.*, vol. 22, p. 5-18.
- DAVIS, S. N. (1966) *Hydrogeology*. Wiley, p. 318-371.
- (1969) *Flow through Porous media*. ed. WIEST, Academic Press, p. 53-89.
- DAVIS, W. M. (1930) Origin of limestone caverns. *Geol. Soc. America Bull.* vol. 41, p.475-628.
- FLORQUIST, B. A., FOX, F. M. *et al.* (1973) Techniques for locating water wells in fractured crystalline rocks. *Ground Water*, vol. 11, no. 3, p. 26-28.
- FOX, Sir, C. S. (1949) *Geology and Water Supply*. McGraw-Hill.
- FREEZ, R. A. and CHERRY, J. A. (1979) Physical Properties and Principle. *Ground Water*, Prentice-Hall, p. 14-29.
- FRIEDMAN, M. (1975) Fracture in rock. *Rock Geo-*

- phys. Space Phys.*, vol. 13, no. 3, p. 352-358.
- GLOYNA, E. F. and REYNOLDS, T. D. (1961) Permeability measurements of rock salt. *Jour. of Geophys. Research*, vol. 66, p. 3913-3921.
- GONDOUIN, M. and SCALA, C. (1958) Streaming potential and the SP log. *Am. Inst. Mining Metal. Eng. Petrol. Trans. Tech. Paper 8023*, 9 p.
- JAEGER, J. C. and COOK, N. G. W. (1979) *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman and Hall, p. 208-211.
- JAHNS, R. H. (1943) Sheet structure in granite, its origin and use as a measure of glacial erosion in New England. *Jour. of Geology*, vol. 51, p. 76-98.
- JOHNSON, A. I. and MORRIS, D. A. (1962) Physical and hydrogic properties of water-bearing deposits from core holes in the Los Banos-Kettleman City area. *U. S. Geol. Surv. Open file report, Denver, Colorado*.
- KELLER, G. V. (1960) Physical properties of tuffs of the Oak Spring Formation, Nevada. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 400-B*.
- LAMA, R. D. and VUTUKURI, V. S. (1978) *Handbook on Mechanical Properties of Rocks, III*. Trans. Tech. Publication, p. 356-357.
- LARSSON, I. (1966) Ground water in precambrian rocks in southern Sweden. *Ground Water Problems*, ed. E. ERIKSON *et al.*, Pergamon Press, p. 23-41.
- MACGARY, L. M. and LAMBERT, T. W. (1962) Reconnaissance of groundwater resources of the Jackson Purchase region, Kentucky. *U. S. Geol. Surv., Hydrologic Atlas 13*.
- MANGER, G. E. (1963) Porosity and bulk density of sedimentary rocks. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1144E, p. E1-E45.
- MARINE, I. W. (1967) Savanna River near Aiken South Carolina. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 575 B*, p. B203-R211.
- (1980) Determination of the location and connectivity of fractures in metamorphic rock with in-hole tracers. *Ground Water*, vol. 18, no. 3, p. 252-261.
- MAXWELL, J. C. (1964) Influence of depth, temperature, and geologic age on porosity of quartzose sandstone. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologist*, vol. 48, p. 697-709.
- MC COMAS, M. R. (1963) Productive core analysis characteristics of carbonate rocks in the Four Corners area. *Shelf carbonates of the Paradox Basin, a Symposium* (ed. BASS), Four Corners Geol. Soc., 4th Field Conf., p. 149-156.
- MURRAY, R. C. (1960) Origin of porosity in carbonate rocks. *Jour. of Sedi. Petrol.*, vol. 30, no. 1, p. 59-84.
- MUSKAT, M. (1937) *The Flow of Homogeneous Fluids through Porous Media*. McGraw-Hill, p. 17-25 and 407-419.
- OLSEN, H. W. (1966) Darcy's law in saturated kaolinite. *Water Resources Research*, vol. 2, p. 287-295.
- OMORIMBOLA, E. O. (1982) Verification of some geohydrological implications of deep weathering in the basement complex of Nigeria. *Jour. of Hydrology*, vol. 54, p. 347-368.
- PICARD, L. (1953) *Outline of ground-water geology in arid region*. UNESCO, Proc. Ankara Symp. on Arid Zone Hydrol., Paris, p. 165-175.
- PROCTOR, J. F. and MARINE, I. W. (1965) Hydrologic and safety considerations in the storage of radioactive waters in vault excavated in crystalline rock. *Nuclear Science and Engineering*, vol. 22, p. 350-365.
- RHOADES, R. F. and SINACORI, M. N. (1941) Patterns of ground water flow and solution. *Jour. of Geology*, vol. 49, p. 785-794.
- RIMA, P. R., MEISLER, H. and LONGWILL, S. (1962) Geology and hydrology of the Steckton Formation in Southeastern Pennsylvania. *Pennsylvania Topographic and Geol. Surv. Ground-Water Rept. w-14*.
- RUXTON, B. P. (1957) Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. *Bull. of Geol. Soc. of Am.*, vol. 68, p. 1263-1292.
- SCHOELLER, H. (1962) *Les Eaux Souterraines*. Mason et cie, Paris.

- SIDDIGUI, S. H. and PARIZOK, R. R. (1971) Hydrogeologic factors influencing well yield in folded and faulted carbonated rocks in Central Pennsylvania. *Water Resources Research*, vol. 7, no. 5, p. 1295-1312.
- SMECHOW, E. M. (1961) Development of fracturing in rocks and fractured reservoir capacity. *Proc. of VNIGRI*, vol. 172, Gostoptechizat, Leningrad.
- SNOW, D. T. (1968) Rock fracture spacings, openings, and porosities. *Jour. of Soil Mech. and Found. Div.*, vol. 94, p. 73-91.
- SOMERTON, W. H. (1970) Rock mechanics-theory and practice. *Soc. of Mining Engs.*, 568 p.
- STEARNS, D. W. and FRIEDMAN, M. (1972) Reservoirs in fractured rock. *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, p. 82-106.
- STEWART, J. W. (1963) Infiltration and permeability of weathered crystalline rock, Georgia Nuclear Laboratory, Dawson country, Georgia. *U. S. Geol. Surv. Water Supply Paper 1619D*, p. D52-D57.
- STONE, W. J. (1981) Hydrogeology of the Gallup Sandstone, Sun Juan basin, northwest New Mexico. *Water Resources Research*, vol. 19, no. 1, p. 4-11.
- STRELTSOVA-ADAMS, T. D. (1976) Hydrodynamics of groundwater. *Water Resources Research*, vol. 12, no. 3, p. 405-414.
- (1978) Well hydraulics in heterogeneous aquifers formations. *Advances in Hydroscience*, ed. V. T. CHOW, Academic Press, p. 357-423.
- STUART, W. T., BROWN, E. A. and RHODEHAMEL, E. C. (1954) Groundwater investigations of the Marquette Iron-Mining district. *Michigan Geol. Surv. Div. Tech. Rept. 3*.
- SUMERS, W. K. (1972) Specific capacities of wells in crystalline rocks. *Ground Water*, vol. 10, no. 6, p. 37-47.
- SWINNERTON, A. C. (1982) Origin of limestone cave. *Natl. Speleol. Soc. Bull.*, vol. 22, p. 5-18.
- TANAKA, H. H. and HOLLOWELL, J. R. (1966) Hydrology of the alluvium of the Arkansas River, Muskogee, Oklahoma to Fort Smith, Arkansas. *U. S. Geol. Surv. Water Supply Paper 1809-T*, p. T1-T12.
- THRAILKILL, J. (1968) Chemical and hydrologic factors in the excavation of limestone caves. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, vol. 79, p. 19-46.
- WENZEL, L. K. (1942) Method for determining permeability of water-bearing materials. *U. S. Geol. Surv. Water Supply Paper 887*, p. 10-13.
- WINSANEP, W. O., SHEARIN, H. H. Jr., MASSON, P. H. and WILLIAMS, M. (1952) Resistivity of brine-saturated sands in relation to pore geometry. *Am. Assoc. Petrol. Geologist Bull.*, vol. 36, p. 253-277.
- WYLLIE, M. R. J. and SPANGLER, M. B. (1952) Application of electrical resistivity measurements to problem of fluid flow in porous media. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, vol. 36, p. 359-403.
- YOUNG, A., LOW, P. F. and McLATCHIE, A. S. (1964) Permeability studies of argillaceous rocks. *Jour. of Geophys. Res.*, vol. 69, p. 4237-4245.

(受付: 1984年6月4日; 受理: 1984年7月12日)