

第 1 回 研究 発表 会

講演 論文 集

1992年2月14日

日本 応用 地質 学会

東北 支部

日本応用地質学会東北支部第1回研究発表会

○日時：平成4年（1992年）2月14日

10時30分～17時

○会場：宮城県労働福祉会館

宮城県仙台市青葉区上杉1丁目5-13

TEL 022(222)1121

○会費：4,000円（懇親会会費含む）

○協賛：東北地質調査業協会

○発表および討論時間

・発表：15分

・討論：10分

○プログラム

・開会（10:30）

・開会挨拶-----北村 信（東北支部支部長）

・発表講演

（1）～（3）-----10:40～12:00

司会 ^{和島} 齊藤 芳徳（基礎地盤コンサルタンツ株）

（4）～（6）-----13:00～14:15

司会 和島 実（サンコーコンサルタンツ株）

（7）～（10）-----14:30～

司会 ^{大竹 理光} 藤島 泰隆（川崎地質株）

・講評-----北村 信（東北支部支部長）

・閉会挨拶-----田川 弘義（竹中土木株） ^{副支部長}

○懇親会

・場所：同会館

・時間：17:30～

目 次

(1)	地質構造のフラクタルについて……………	1
	日本大学工学部	田野 久貴
(2)	断裂帯地下水の新しい調査システム……………	7
	北光ジオリサーチ(株)	○羽竜 忠男
	(株)地下水温泉開発研究所	高橋 忠昭
(3)	三陸沿岸谷底低地の地下水賦存状況と地下ダム……………	13
	岩手県土木部	高橋 克雅
	日本工営(株)	○中曾根茂樹
	〃	田倉 治尚
(4)	微重力探査による某ダムの断層調査例……………	19
	基礎地盤コンサルタンツ(株)	土谷 尚
	〃	梅内 勝彦
	〃	川村 義文
	〃	○武田 茂典
(5)	比抵抗映像法による坑道跡調査について……………	23
	応用地質(株)	菊地 弘明
	〃	○田中 鋭三
(6)	老朽化のり面保護工(モルタル吹付)の点検手法に関する試験調査例…………	27
	(株)ダイヤコンサルタンツ	牛田 稔
	〃	中里 俊行
	〃	○江藤 淳宏
(7)	豊牧、黒淵地区の「地すべり自動監視システム」について……………	31
	建設省新庄工事事務所	阿部 剛
	基礎地盤コンサルタンツ(株)	土谷 尚
	〃	佐々木 實
	〃	○半沢 正友
(8)	地質構造と斜面崩壊(東北地方を事例として)……………	37
	(株)復建技術コンサルタンツ	○岩淵 恒紀
	〃	小林 俊樹
	〃	三上登志男
	〃	太田 保
	〃	守屋 資郎
(9)	岩手県南部の地すべり性崩壊について……………	43
	岩手大学工学部	多田 元彦
(10)	成層構造の発達する硬質岩盤での岩盤分類……………	45
	東北電力(株)	○橋本 修一
	〃	三和 公

※ ○印：発表者

地質構造のフラクタルについて

日本大学工学部 田野 久貴

1. まえがき

自然界におけるさまざまな現象、たとえば地形、天文、気象などの現象のうち、一見ランダムに見えるものでもある規則性があることが近年知られてきつつある。ランダムな現象を取り扱う方法としては、周知のように従来より確率・統計的手法がある。幾何学的な現象のそれとしては、例えばステレオロジーがある。近年、幾何学的な、一見不規則な現象から規則性を見いだす有力な方法として、“フラクタル幾何学”¹⁾が注目を集め多くの成果が挙げられつつある。“フラクタル”と言っても種々あるが²⁾、ここでは二種類のフラクタルについて考えることとし、対象としては福島県の地質を扱うこととする。

2. 地質構造とフラクタル次元

2.1 配向のフラクタル次元

周知のように“フラクタル性”の一面を簡単に言い表すとすれば、その“相似性”であろう。いま、立方体内にき裂がある密度で均一に分布しているとしよう。これを、一辺 η_i の小立方体に分割するとする。このときき裂を少なくとも一個含む要素(小立方体)の数を $N(\eta_i)$ とする。分割する幅 η_i を適当に変えて $N(\eta_i)$ を求めると、 $(\eta_i, N(\eta_i))$ 平面内の点の集合が得られる。これらの点を $\log \eta_i - \log N(\eta_i)$ 座標で表したとき、これらが一つの直線上にあるとしてその勾配を D とする。分割幅 η_i を大きくすると当然 $N(\eta_i)$ は小さくなるから D はこの座標では負となる。この D を正に符号をかえたものは次式から得られる。

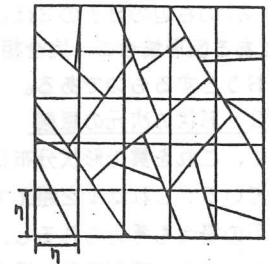


図-1 配向のフラクタル次元を求めするためのメッシュ

$$D = - \frac{\log N(\eta_i) - \log N(\eta_{i-1})}{\log \eta_i - \log \eta_{i-1}} \quad (1)$$

上記の問題では、き裂は均一に分布しているから分割幅 η を変えても少なくとも一個は含まれるから、それを含む小立方体の数 $N(\eta)$ は η の3乗に反比例する。したがって、この場合の D は3となることが明かである。この D をフラクタル次元と言っている。同様な問題の二次元の場合は $D = 2$ となることはあきらかである。もしき裂が均一に分布していない場合は $N(\eta)$ は減少するから分布をプロットした直線の勾配は小さくなるので D 、すなわちフラクタル次元は3未満と減少する。一般に D は三次元では $2 \leq D \leq 3$ であり、二次元では $1 \leq D \leq 2$ であることは明かであろう。このように、フラクタル次元とは、従来の整数次元を非整数次元に拡張したものである。先の三次元のき裂の問題では、次元 D が3より小さいということは、き裂が密集している場合である。平面的に分布している場合は D は2に近くなり、一次元の場合は1になることは明かである。二次元の場合には図-1のように、メッシュをかけて N を数えればよい。このように、フラクタル次元 D は従来整数次元でしか扱えなかった幾何的な問題を、非整数次元でも扱えるようになっている。したがって、き裂の分布にこの問題を適用した場合、次元 D はき裂の分布を表す指標であることがわかる。

地質現象のなかでは、節理、断層などへの適用が考えられるが、土木工学の分野では、Barton³⁾が節理分布への導入を行い、以来わが国においても現場の節理分布の解析にフラクタルが用いられている。

2.2 形状のフラクタル次元

(1) 定義

これはLoveJoy⁴⁾が雲の形状分布に適用している。いま、ある図形集合を考える。
i 番目の図形の周長を L_i 、その面積を A_i として次式を考える。

$$D_s = 2 / \left\{ \frac{\log A_i - \log A_{i-1}}{\log L_i - \log L_{i-1}} \right\} \quad (2)$$

$$= 2/a \quad (3)$$

式(2)の右辺第2項は、周長 L を横軸に、面積 A を縦軸にとって、 i および $i-1$ 番目の図形をプロットしたときの勾配、すなわち、式(3)の a を表している。他の図形との間にも同じ a の値が得られるとき、左辺の D_s を形状のフラクタル次元と称している⁵⁾。各図形をこの平面にプロットして直線上にあればこれらの図形は“フラクタル的”であると言い、その勾配 a で2を除せばよい。相似図形の場合は明かに $a=2$ であるから、フラクタル次元 $D_s=1$ となる。

式(2)の右辺の分子の2は、相似図形 ($a=2$) の次元を規準 ($=1$) とするためのものである。すなわち、 D_s はある図形集合の、完全相似 (いわゆる従来の相似) に対する比を示しており、“不完全な相似” 図形を取扱おうとするものである。

(2) 形状の次元の意義

さて、これを雲の形状分布に適用したLovejoyは、その分布がフラクタル的であること、そして $D_s=1.34$ を得ている。これは1を越えているから大きささまざまの雲は、当然であるが、完全自己相似ではない。 D_s は1以下の場合も考えられるし、1からの正負のずれがどのような意味をもつかは必ずしも明かにされていない。また、相似図形の場合はその形状によらず1であるから、形状を区別するような指標になり得るかわかりにくい面があった。しかし、規則的な相似図形の D_s を考えることで次のような意義のあることが明らかとなった⁵⁾。

k を比例定数として式(2)と(3)を別な形で表現すれば次のようにもかける。

$$A^{1/2} = k L^{a/2} = k L^{1/D_s} \quad (4)$$

式(4)の第1と第2式の対数をとって整理すると次式を得る。

$$\log A = a \log L + 2 \log k = a \log L + B \quad (5)$$

相似の図形集合のフラクタル次元は形状によらず等しい ($=1$)、 $a=2$ であるがその場合でも、式(5)の第3式の第2項 B 、あるいは、第2式第2項 k によってその形状を区別することが可能である。次にこれを具体的に検討する。

(3) 規則的な図形の B

図-2は規則的な図形の要素周長 (L) - 要素面積 (A) の対数表示である。円から三角形と偏平になるに従い、グラフは右に移動して B の絶対値は増加することが分かる。この B は $X = \log L$ 、 $Y = \log A$ とおいた XY 座標の $X=0$ における切片 (Y 座標値) から得られる。また、同図の直線 I の図形集合は、完全相似ではないが、規則的図形で解釈すれば、右にあるほど正方形 → 長方形 → 三角形と変化し、かつ、 A (面積) と L (周長) は大きくなることがわかる。すなわち、偏平な図形ほどその面積が大きいことを示している。一方、 II の場合は逆に偏

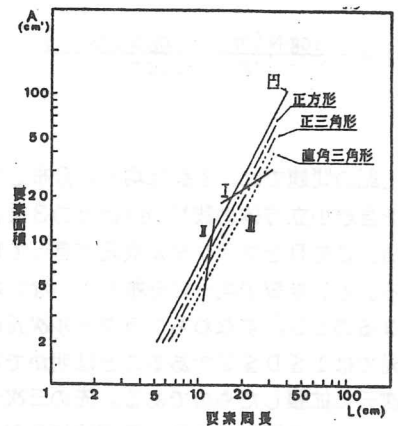


図-2 規則的な相似図形の周長 (L) と面積 (A) の両対数表示

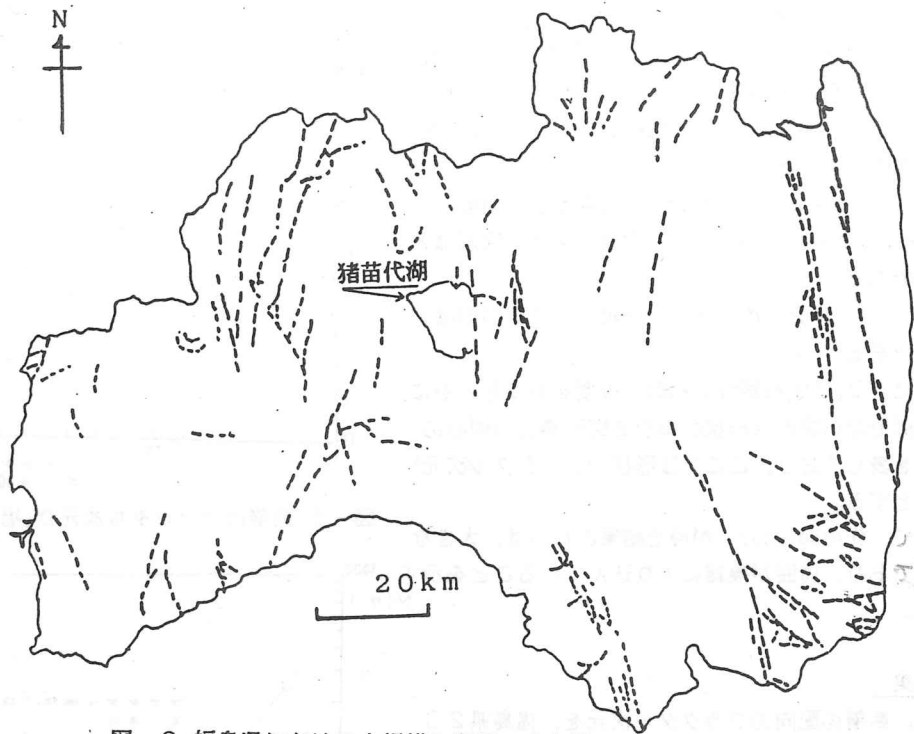


図-3 福島県における大規模な断層の分布⁶⁾

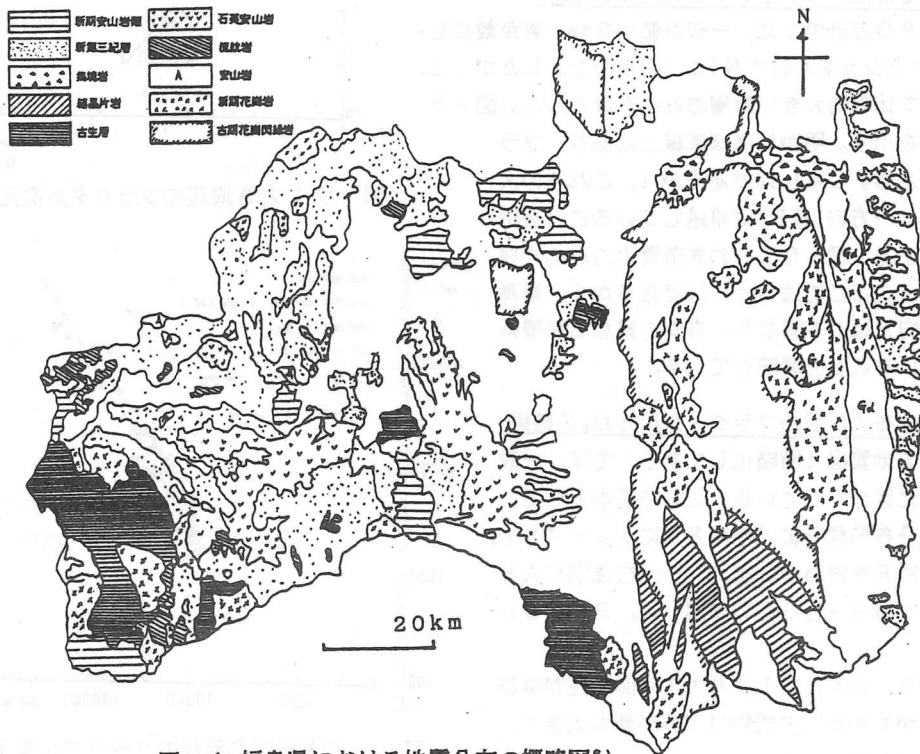


図-4 福島県における地質分布の概略図⁶⁾

平な図形ほどその面積が小さいことを示していることが理解されよう。Ⅲは完全自己相似な図形集合がこの上にくることを示しているが、この場合でも前述したようにそれらが円であるか正方形かはBによって区別される。これらをまとめると次のようである。

- 1) $D_s = 1$ ($a = 2$) のとき, 完全自己相似図形
- 2) $D_s > 1$ ($a < 2$) のとき, 面積の大きい図形ほど偏平である
- 3) $D_s < 1$ ($a > 2$) のとき, 面積の小さい図形ほど偏平である

以上のように、 D_s は図形集合の相似の程度を表すとともに、完全自己相似でない場合は形状の異なる図形集合の中心の偏平の程度を表しており、ここでは形状のフラクタル次元⁵⁾と呼ぶこととする。

したがって、先のLovejoy⁴⁾が得た結果の1.34は、大きな雲ほど偏平であり、周囲が複雑に入り込んでいることを示すものである。

3. 解析結果

ここでは、断層の配向のフラクタル次元を、福島県20万分の1地質図幅⁶⁾を用いて求めた。

3.1 断層の配向のフラクタル次元Dの結果

福島20万分の1に、一辺が最小2mm、実距離にして400mのメッシュをかけて $N(\eta_i)$ を求めた。したがって、図-3に示す比較的大きい断層のみを対象とした。図-5にその結果を示す。明かにほぼ直線上にあり、フラクタル的である。 $D = 1.12$ であるから、これらの大きな構造線は一方向(NS)に卓越していることを示している。また、図-6はいわき市周辺のみと同様な結果である。ここでは $D = 1.23$ であるから、福島県全体の傾向とはやや異なり、方向の異なる断層系が存在していることを意味している。

3.2 地層分布の形状のフラクタル次元 D_s の結果

図-4の地質図(簡略化してある)では、一般に地層名別に区分されている。これを基本として、それぞれの分布形状をまず地層名別にトレースして、その集合の次元を求めた。また、三大岩種別にAとLを求めてプロットしたものが図-7、8および9である。

これらより、いずれも1より大きく偏平性が卓越しているかがわかる。火成岩(1.39)が最も大きく、堆積岩(1.24)が最も小さい。

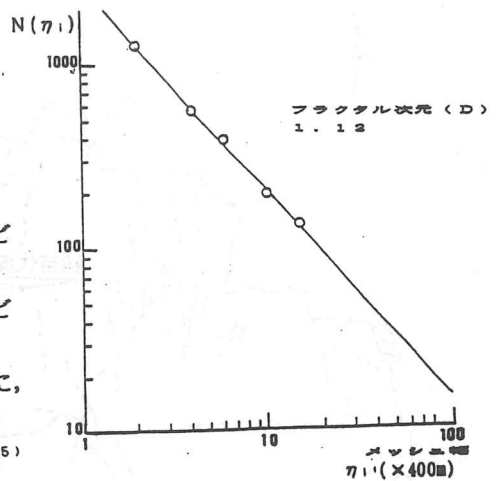


図-5 断層のフラクタル次元D(福島県)

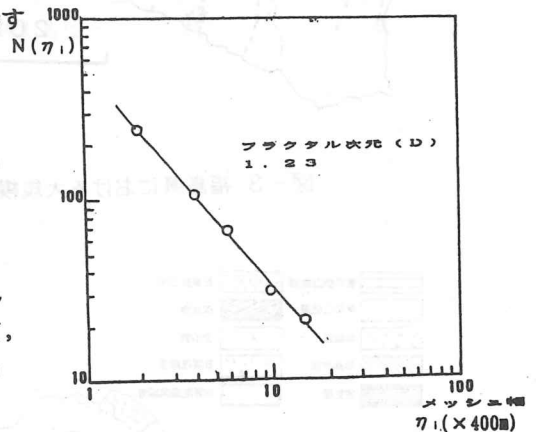


図-6 いわき周辺のフラクタル次元D

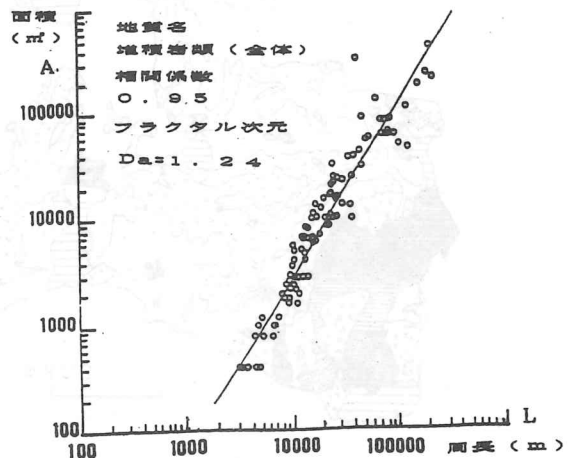


図-7 地層分布の形状のフラクタル次元 D_s

4. 考察

断層の次元Dについては、従来その方向性が指摘されてきており、目視でも明瞭であるから、今回の解析ではフラクタル的であるという結果が得られたにすぎないが、県内をさらに細かく分割したり、あるいは5万分の1等で解析して比較することによって新たな結果が得られるかもしれない。したがって、ここでは形状の次元D.について考察する。

表-1は岩種別をさらに地層名別にD.をみたものである。先の図-7~9はこれらをまとめてプロットしたもので、この表の各D.の平均とは一致していないが、それぞれかなり近い値を示している。1以下のものが少なく、ほぼ1に近いものは、新第三紀最下部層、石炭紀層、およびかんらん岩・角せん岩層などである。これらは、相似形に近い地層分布であることを意味している。

一方、新第三紀中部層(1.60)や流紋岩(1.657)などの形状は複雑であることがわかる。変成岩は少ないので比較できないが、堆積岩の平均的形状より複雑であることを示している。竹貫式結晶片岩と御在所式のそれとはほぼ同じ値である。

さて、図-10と11はそれぞれ岩種別に、得られた次元と地層の地質時代との相関をみたものである。横軸の年代はおおよその絶対年代を対数で表している。変成岩は少ないので除外した。これで見ると、相関の程度は明瞭ではないが、おおむねフラクタル次元D.と地質年代とは負の相関があることがわかる。次元の意義を考慮す

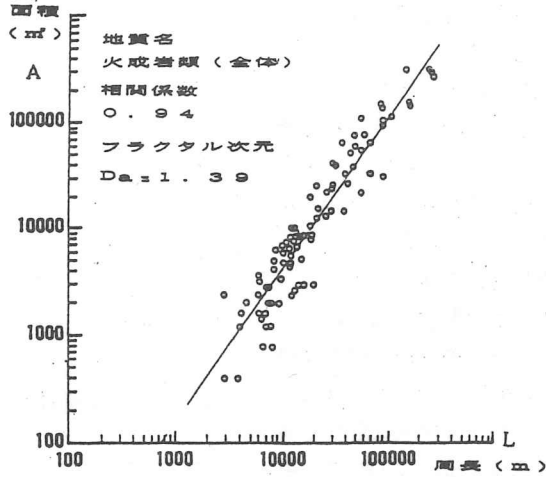


図-8 地層分布の形状のフラクタル次元D.

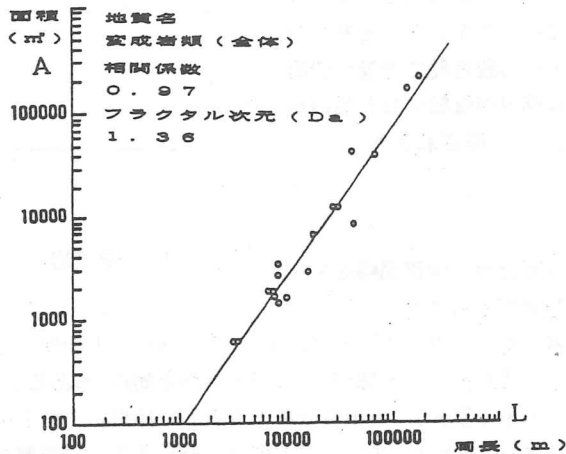


図-9 地層分布の形状のフラクタル次元D.

層序(堆積岩類)	フラクタル次元	火成岩類	フラクタル次元	変成岩類	フラクタル次元
沖積層	1.370	新期安山岩	1.294	竹貫式結晶片岩 石灰岩	1.324
洪積層	1.369	新期火山砕屑物	1.474	御在所式結晶片岩	1.378
新第三紀上部層	1.221	石英安山岩	1.332		
同 中部層	1.601	流紋岩	1.657		
同 下部層	1.409	安山岩	1.186		
新第三紀最下部層	0.992	新期花崗岩	1.496		
古第三紀層	1.281	新期花崗閃緑岩	1.401		
相模ジュラ紀層 石灰岩	0.906	硬れい岩、閃緑岩	1.349		
時代未明山生層 または古生層	1.123	かんらん岩、角閃岩	0.999		
二疊紀層	1.147	古期花崗閃緑岩	0.938		
石炭紀層	0.999				
(平均)	1.220	(平均)	1.313	(平均)	1.351
堆積岩類(全体)	1.242	火成岩類(全体)	1.388	変成岩類(全体)	1.360

表-1 地層別の分布の形状に関するフラクタル次元D.

れば、古い地層ほど単純な分布形状を示すことを意味している。

このことの意味は次のようなものである。周知のように、地層の境界線は地形図の等高線、すなわち、現地形の影響を受ける。最も典型的なものは、新期噴出岩であると思われる。比較的若い堆積岩も、堆積環境にもよるが、堆積したときの堆積盆地の周囲の形に左右されるであろう。そして、水平の地層の場合は最も明瞭であるが、周囲の地形が侵食などで開析されれば、当初は単純な形状であっても複雑な形状になる。この逆に、老年期地形の場合は侵食されて単純になる場合もあろう。一方、深成岩などは比較的単純な形状になりやすいものと考えられる。断層などの地殻変動で地層が切断されると、地層境界が直線になり易いからこの影響もD.に反映されよう。

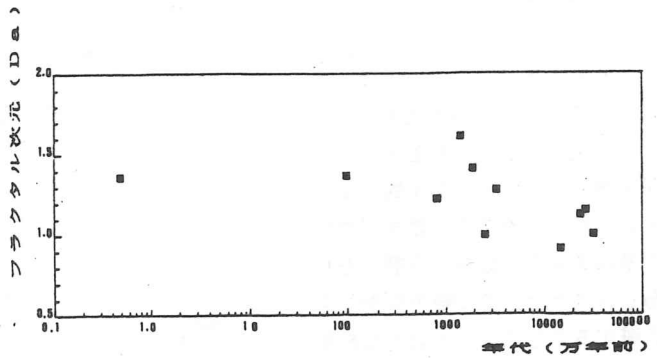


図-10 堆積岩のフラクタル次元D.と地質年代との相関

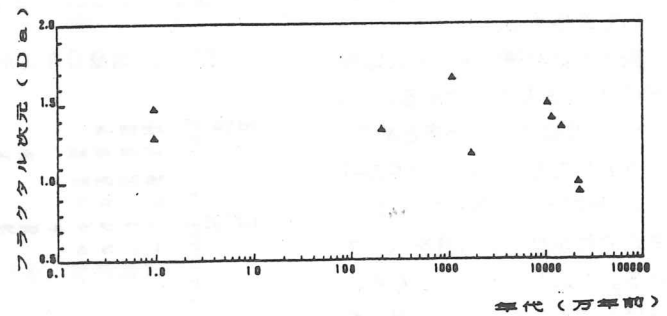


図-11 火成岩のフラクタル次元D.と地質年代との相関

5.まとめ

福島県20万分の1地質図幅をもとにして次の結果が得られた。

- 1) 配向(断層)のフラクタル次元Dは1.12であり、大断層にはNS方向の方向性が卓越している。
- 2) 局所的には、より大きい地域(D=1.23:いわき周辺)もある。
- 3) 形状のフラクタル次元D.を地質分布に適用した結果、これらの分布形状はフラクタル的であった。
- 4) ほとんどのD.は1より大きく、その形状は偏平あるいは複雑である。
- 5) 火成岩全体(1.39)のD.は堆積岩全体(1.24)のそれより大きく、より複雑な形状をしている。
- 6) D.は地質年代と負の相関があり、新しい地層ほど大きい傾向にある。したがって新規の地質分布の形状は古いものより複雑である。
- 7) D.は地形と地質の形成された環境の両方が反映していると考えられる。

なお、地質年代と形状の次元(D.)の相関については、他の地質分布との比較がさらに必要である。

参考文献

- 1) Mandelbrot, B.B.(1982): The fractal geometry of nature, Freeman, Sanfrancisco.
- 2) 高安秀樹(1986): フラクタル, pp.91-97,朝倉書店.
- 3) Barton, C.C. and Larsen, E.(1985): Fractal Geometry of two-dimensional fracture networks at Yucca Mountain, Southwestern Nevada, Proc.Int.Symp.on fundamental of rock joints, pp.77-84.
- 4) Lovejoy, S.(1982): Science, 216, pp.185.
- 5) 田野久貴(1991): 逐次分離破壊現象とフラクタルとの対応について, 土木学会第46回年次学術講演会講演概要, pp. 526-527.
- 6) 福島県商工労働部開発課(1962): 20万分の1福島県地質図幅.

断裂帯地下水の新しい調査システム

北光ジョリサーチ(株) 羽竜忠男
(株) 地下水温泉開発研究所 高橋忠昭

1. はじめに

最近リゾート開発に伴い岩盤地帯における水需要が増えてきた。これまでの地下水調査法は、平地や台地等の比較的新しい堆積性盆地を主な対象としているため、火成岩や火砕岩を主とする山岳地帯においては、これらの方法をそのまま適用することができない。そこで筆者等は従来の調査法に加え、新しい物理探査技術を導入し、岩盤地帯における新しい調査システムを提案する。本調査システムは概査から精査へ、そして構造調査から物性調査へと段階的に調査を進め、断裂帯の構造やその物性を把握し、断裂帯の帯水性の評価と合理的な井戸設計を行おうとするものである。

2. 断裂帯地下水の調査システム

断裂帯地下水の調査及び開発の調査システムを、図2-1に示す。議論の主要部分は構造概査・構造精査及び物性調査である。

予備調査においては、航空写真・地形図・地質図及び井戸資料等の収集と若干の現地踏査を行い、開発地域を含む広域的な地質特性を把握すると共に、その特性に合った調査計画を立案する。

構造概査においては開発区域の範囲で、空中写真や衛生画像を使った地形解析・地表地質調査・車や人の移動体によるROI線スペクトル探査等により、開発区域の地質構造、特に断裂系の詳細な調査・解析を行う。

構造精査は、構造概査で検出された断裂系の中から特に地下水開発上有望と思われるものを抽出し、開発計画上有利な地点を数ヶ所選定し、その地点においてグリッドあるいはプロフィール探査を行い、断裂帯の特性を詳細に調べるものである。この目的に使われる探査法はROI線スペクトル探査・ラドン探査及び二次元比抵抗探査(インバージョン法)等である。

最後に、対象とする断裂帯の水理地質的特性を把握するために、二次元比抵抗探査や弾性波トモグラフィーを行う。測定された比抵抗・弾性波速度・Q値等より総合的な検討を行い、断裂帯の水理特性を評価するものである。尚、現段階では比抵抗値のみから判断することが多いが、将来は地表探査による弾性波速度のインバージョンを行い、異なる物性による相互評価法を検討している。

以上の調査より断裂帯の地下水源としての適性を評価し、井戸の位置・口径・深度及び採水量の推定等合理的な井戸設計を行う。尚、重要な水源の場合には、この段階で小口径のボーリングと物理検層・簡易揚水試験等の直接調査を行なうことが望ましい。

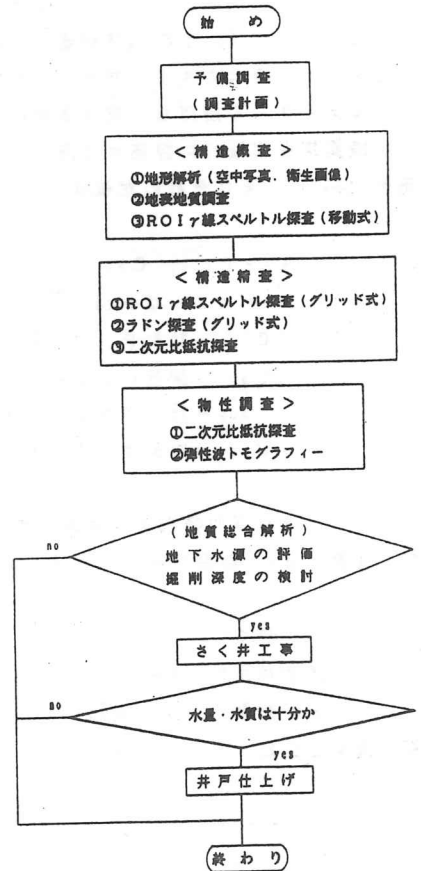


図2-1 断裂帯地下水の調査及び開発のフローチャート

3. 探査法の概要

個々の探査法は特に新しいものではないが、そのうちの重要なものについて若干の説明を加える。

(1) ROI γ 線スペクトル探査

放射能探査は古くより断層調査や地下水調査に利用され、特に目新しいものではないが、最近割れ目におけるラドン移動のメカニズムについて研究が進み（例えば、Malmqvist, L., etc. 1989）、より合理的な探査が行えるようになった。筆者等が進めている断層帯におけるラドン及び放射能探査は、次のような理論的背景に基づいている。地下深部で生成したラドンガスは地下水中に含まれるガス等のキャリアーにより地殻中の間隙や割れ目を通して地表面（地下水面）近くまで上昇する。ここで重要な役割を果たすのがガスのmicrobubbles (Sologi, G., etc. 1986) の上昇移動である。このように土壤中に集積した ^{222}Rn は壊変し娘核種の ^{214}Pb を生成する（桂他, 1986）。このような理論的背景に基づき、筆者等は断層帯の探査において土壤中のラドンガス濃度の測定及び γ 線の測定を行なってきた。 γ 線の測定対象は ^{214}Bi の γ 線エネルギーである0.609 Mevを中心とするエネルギー領域、岩石中に普遍的に含まれる ^{40}K の1.46 Mev、 ^{214}Bi のもう1つの放出エネルギーである1.764 Mev、そして全エネルギーとした。このようなエネルギー領域を対象とする γ 線探査を、ROI (Region of Interest) γ 線スペクトル探査と呼ぶことにする。又、 γ 線異常が著しい地点においては、0-3 Mevを256チャンネルに分割し、全チャンネルを測定する全エネルギースペクトル探査も行なっている。探査装置は車載移動型及び携帯型 γ 線スペクトルメーターを使用し、交通条件によってそれぞれを使い分けている。

γ 線異常を客観的に評価する指標として、変動倍率 (A_n) 及び偏差倍率 (B_n) を採用している（羽竜他, 1991）。それぞれの定義式は次の通りである。

$$A_n = C_{AVE} / C_{BAK} \quad (3-1)$$

$$B_n = (C - C_{AVE}) / C_{DEV} \quad (3-2)$$

C = 計数または計数率

C_{BAK} = 調査区域のバックグラウンド

C_{AVE} = 計測点を中心とする幅 L m 区間の移動平均値

C_{DEV} = 観測点を中心とする幅 L m 区間の標準偏差

ここで L は地質的要因等を考慮して 200~1000 m の範囲を採用している。 A_n は地質等の要因による広域の変動、 B_n は断層帯等による局所の変動を評価するために使用する。

(2) ラドン探査

ラドン探査は地中 0.5~1.0 m の土中ガスを採取し、ラドンが放出する α 線の数を検出器 (ZnS) で 1 分ごとに 3 回計数し、次の実験式 (R. H. Morse, 1970) を使ってラドン (^{222}Rn) とトロン (^{220}Rn) の相対濃度を測定するものである。

$$^{222}\text{Rn} = 0.87 C_3 + 0.32 C_2 - 0.34 C_1 \quad (3-3)$$

$$^{220}\text{Rn} = (C_1 + C_2 + C_3) / 3 - ^{222}\text{Rn} \quad (3-4)$$

ラドン探査は主に構造精査においてグリッドまたはプロファイル探査として使用している。

(3) 二次元比抵抗探査 (インバージョン法)

筆者等が行なっている二次元比抵抗探査は、山岳地帯等のように地形の複雑な場合にも適用できるような方法を採用している（羽電他,1992）。測定法は二極法（ポール・ポール法）又はダイポール・ダイポール法を使用する。解析法は、前進問題には地形に柔軟な有限要素法を、逆問題には収束性がよくかつ収束判定を合理的に決めることができる「誤差を考慮した拘束付最小二乗法」を採用している。本探査により断裂帯の詳細な構造と比抵抗による水理地質的特性の推定が可能である。

4. 調査例

4-1 嶺岡構造帯に分布する玄武岩中の地下水

調査地は房総半島南部の嶺岡山地東端部付近である。嶺岡山地の東部には保田層群中に東西に細長くかんらん岩を主体とする超塩基性岩が貫入し、それがやせ尾根を構成している。超塩基性岩中には玄武岩がスポット状に点在し、多くは枕状溶岩と言われている。当該地域は標高250~330mのやせ尾根で、低地との比高差は200m程度と地下水開発上は全く不利な条件にあり、地下水開発の例もないところである。しかし地表地質調査の結果超塩基性岩は蛇紋岩化し粘土化が著しいが、玄武岩は割れ目が多く、分布形態によっては帯水層になると判断された。そこで図4-1に示す1つの玄武岩ブロック中に2本のクロスする探査測線を設定し、ROI γ 線スペクトル探査及び二次元比抵抗探査をおこなった。ROI γ 線スペクトル探査においては、M-1測線で1ヶ所、M-2測線で2ヶ所異常が検出された。

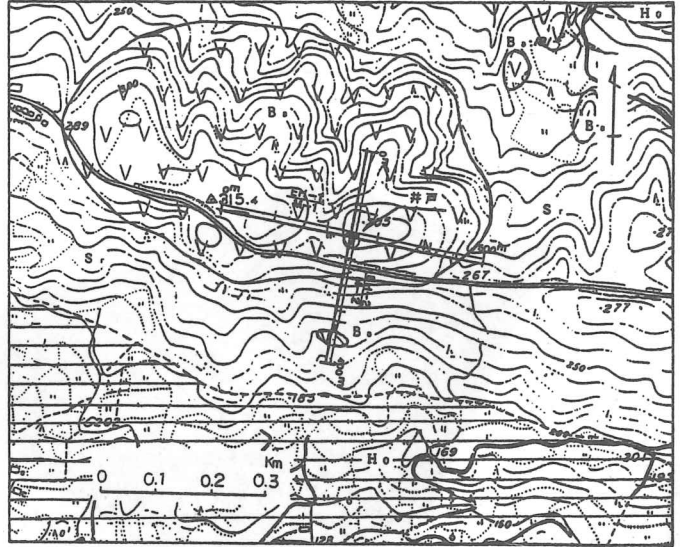


図4-1 開発区域の地質図及び調査位置図

Ho: 保田層群、Sr: 蛇紋岩化した超塩基性岩、Ba: 玄武岩、測査測線中の黒く塗りつぶした部分は強放射能帯。

二次元比抵抗探査の結果、比抵抗20~30 Ω -m以上は玄武岩、10~20 Ω -mは蛇紋岩化した超塩基性岩、10 Ω -m以下は保田層群と判断し、図4-2のような構造を推定した。放射能異常地点は、玄武岩の厚さが大きく変化する地点に対応し、図に示すような断層を推定した。そこで開発適地として玄武岩が厚く、推定断層を切るような地点を選定し、図4-1及び図4-2に示す地点に口径150mm、深度180mの井戸を掘削した。その柱状図及び電気検層図を図4-3に示す。この図より明らかなように玄武岩の厚さは約75mで著しく破碎されていることがわかった。このことを含め比抵抗分布は二次元比抵抗探査より推定した結果とよく一致している。又、玄武岩中の54mと72m及び蛇紋岩中の111mで大量逸水が観測されたが、逸水地点は比抵抗のピークの値を示す地点とほぼ一致している。

以上の結果より図4-3に示す深さにスクリーンを設置し井戸を仕上げた。揚水試験の結果、自然水位GL-59.90m、限界揚水量200l/min、適正揚水量150l/min（水位降下量13.66m）であった。このように水理地質的に不利な条件の所でも十分かつ適切な調査を行えば、地下水開発の可能性が高まることの1つの例である。

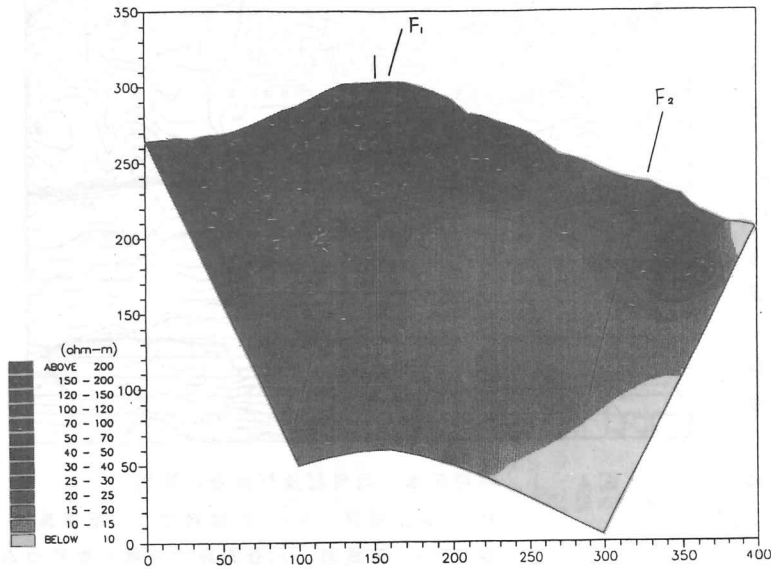
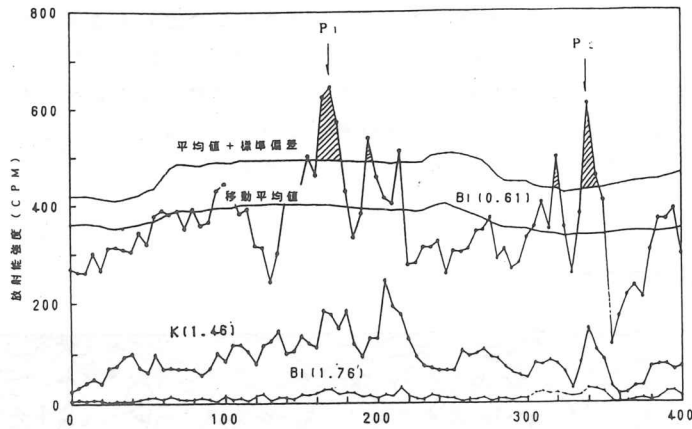


図 4-2 ROI線スペクトル探査曲線(上図)及び比抵抗断面図(下図)。

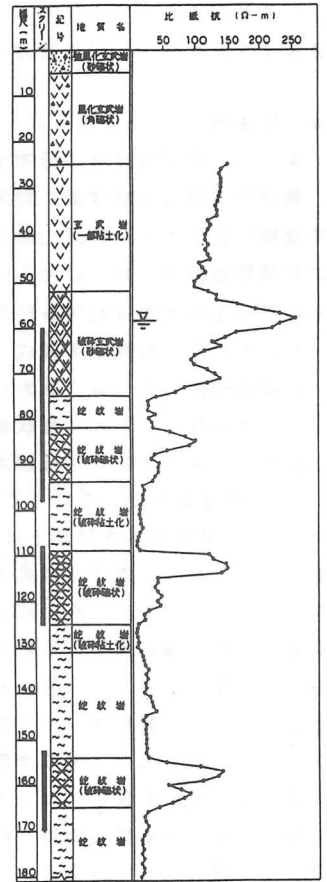


図 4-3 柱状図及び電気検層図。

4-2 三浦層群泥質岩中の地下水

調査地点は房総半島南東部に位置する勝浦市の南部域である。本地域は図 4-4 の地質図に示すように南部には天津層、北部には清澄層が分布している。地層の走向は東西性に北に5~10度の角度で緩く傾斜している。天津層はほとんどが泥質岩で、清澄層は砂勝の部分もあるがその透水係数 10^{-6}cm/sec のオーダーで、いずれも地層中の地下水を期待することはできない。しかし、地質図に示すようにこの地域には北北東-南南西の断層群が発達し、これらはいずれも正断層で破碎帯を伴う(中嶋他, 1980)。又、東南東-西北西方向の断層もわずかに発達している。従って、これらの断層群に起因する断層帯地下水を期待することができる。図 4-5 は航空写真観察によるリニアメント分布、地表地質調査による断層分布、ROI線スペクトル探査及びラドン探査の結果より推定した断層系の分布図である。図のように北北東-南南西の断層系が卓越し、南北系及び東南東-西北西方向のものも若干発達している。前二者は野外で観測されたものはいずれも西落ちであった。これらの内、図に示すA~Fが主要なものである。

ラドン探査は推定された断層系の中より8ヶ所選定し、これを横断する5mピッチ長さ300mのプロファイル探査を行なった。表 4-1 はこれらの結果をまとめたものであるが、これよりR-7とR-8に着

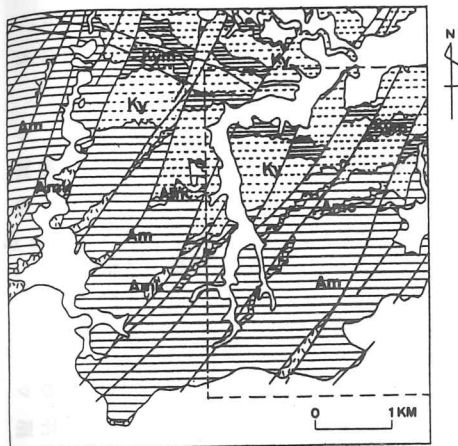


図 4-4 勝浦市西部の地質図（中嶋他、鴨川地域の地質、1980の一部抜粋）

A m, A m k, A m c: 天津層泥岩、凝灰岩、泥岩砂岩互層
 K y, K y m: 清澄層砂勝砂岩泥岩互層、泥勝泥岩砂岩互層

表 4-1 ラドン探査結果総括表

位置	測定数	ラドン濃度（相対濃度）		
		平均値	最大値	標準偏差
R-1	61	3.1	29.2	8.5
R-2	61	1.6	17.4	5.3
R-3	61	3.3	41.3	8.4
R-4	61	9.5	46.0	11.6
R-5	61	2.3	68.0	13.3
R-6	61	8.4	29.9	7.7
R-7	61	12.0	102.5	16.8
R-8	61	39.4	246.3	48.1

表 4-2 既存井戸の諸元

井戸 No	口径 (mm)	深度 (m)	適正揚水量 (l/min)
# 1	250	110	140
# 2	250	120	200
# 3	300	150	410
# 4	150	150	100
# 5	200	200	280
# 6	200	200	100

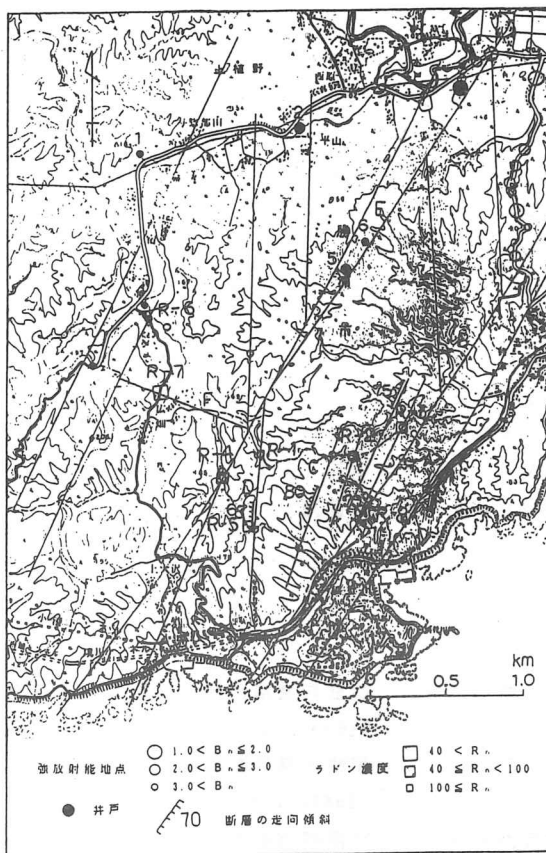


図 4-5 断裂系分布図、ラドン探査・ROI 線スペクトル探査結果図、井戸分布図

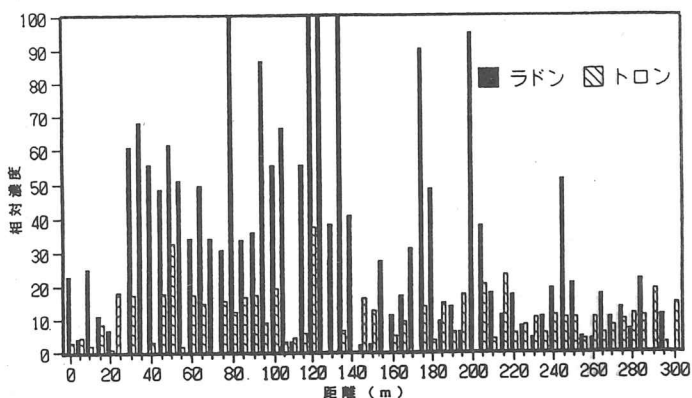


図 4-6 ラドン濃度分布の一例（R-8 地点）

しい高濃度ラドンが検出された。R-7とR-8はそれぞれAとFの断裂系上にある。その他R-3、4、5においても高濃度を示す部分が認められた。図4-6はもっとも高濃度を示したR-8地点におけるラドン濃度分布図である。

以上の調査結果を総合すると、断裂系地下水が期待できるのはA、E及びFと判断された。図4-5に示されているこの地域に於ける既存井戸の諸元を表4-2に示す。この表より当該地域のように泥質岩地域においても、断裂系に関係する地点においては100 l/min以上の水量が得られることが判る。特にE断裂系に沿う地点にある井3と井5ではそれぞれ410及び280 l/minの揚水量が得られていることから、これらの地下水は断裂系と深くかかわっていることがわかる。

5. あとがき

新しい調査法を取り入れた断裂系地下水の調査システムとそれに基づいた調査例を紹介した。このシステムが最適とは思わないが、これまでの調査例より、かなり有効であると判断している。今後は比抵抗ばかりでなく他の物性（例えばP波やS波速度、Q値等）との相互評価により、水理地質的特性に関する評価精度の向上を目指したいと考えている。

参 考 文 献

- 越谷 信他 ; 南部阿武隈山地花崗岩体中の断裂系と地下水, 応用地質, 第32巻42号, 23-39
Malmqvist, L., et al.; Radon Migration through Soil and Bedrock, Geosurvey, 1989, 135-144
桂 郁雄他 ; 宇治市黄壁断層のγ線強度-マルチチャンネル波高分析法-, 地震, 第2号, 第39巻, 1986, 267-275
羽竜忠男・西川貢; 岩盤の放射能特性-特に断裂帯と関連して-, 物理探査学会第83回学術講演会講演論文集, 1991, 242-247
羽竜忠男・西川貢; 地形に大して柔軟な比抵抗インバージョン(その1, その2), 物理探査学会第84回学術講演会講演論文集, 1992, 236-245
菅 公男 ; 学術講演会講演論文集, 1992, 236-245
中嶋輝充他 ; 鴨川地域の地質, 地質調査所, 1980

三陸沿岸谷底平野の地下水賦存状況と地下ダム

岩手県土木部 高橋 克雅
○日本工営 中曽根茂樹
田倉 治尚

1. はじめに

岩手県内の三陸沿岸地域に流出する流域面積が 10km^2 を超えるような河川には、後背地からの供給された砂礫層で埋積されたおぼれ谷が伏在している。これらは河川の規模や背景の地質条件により、形成される地層の層厚や性状も異なっているが、概して良好な地下水帯水層となっている。特に流域面積が $10\sim 20\text{km}^2$ 程度の小規模河川は、粗粒な礫を主とするもので構成され透水性もよく、河川流量も小さいため、渇水時期にしばしば伏流し涸れ川となることがある。一方これらの小規模な沖積低地間はリアス式海岸特有な急峻な山地で隔てられるため、集落は低地部に集中する傾向があり、生活用水も山間部の沢水とこの伏没した地下水に負っている。このため渇水年には、ときどき給水制限や、沿岸部での塩水浸入の問題が起こっている。また、地下水のもつ恒温性や水質の良さに着目し、鮭の孵化などに大量に利用されるケースも多い。

この様な水理地質的な背景に着目し、岩手県では地下ダムを含めた水資源開発計画を三陸沿岸の2地域で進めている。本稿では、綾里川の例について地下水賦存状況と帯水層を堰止め実施した取水実験の成果について述べる。

2. 地下水の賦存状況

(1) 沖積低地の地質

綾里川は三陸沿岸南部地域に位置する小河川で、河口部の集水面積は約 10km^2 である。中世代の大船渡層群が分布する山地に北西-南東方向の谷が直線的に入り込んだ小規模な谷底平野である(図. 1)。図. 3に沖積低地の模式平面図を示す。構成層は大船渡層群を基盤(粘土化した風化殻を有する)とし、シルト混じり砂礫、砂礫及びシルト質細砂や有機質土等からなっている。全層厚は上流域で5m、中流域で7~8m、河口部で12m以上の層厚を示す。谷底平野の勾配は上流域で急であるが、中~下流部は緩くほぼ一様である。低地の主要部は水田と宅地になっているが、縄文海進時の後背湿地で形成されたとみられる腐植土も左岸側に分布している。(14C年代 $6460\pm 160\text{YBP}$)

(2) 気候と流況

綾里川流域は三陸沿岸南部にあって、降水量は年平均約1,450mm程度であり、県内でもそれほど多くない地域である。しかし、梅雨期や台風期に降雨が集中する傾向があり、流域が小規模なため豪雨による被害が発生しやすい。一方、渇水年の降水量は900mm程度しかなく、蒸発散量も大きいため月別の気候学的水収支では、水資源賦存量が夏の時期に涸渇することがある(図. 2)。また、冬期(12月~3月)の雨量もかなり少ない。この様な時期の綾里川河道は、中流域から涸れ川となる。伏流は沖積低地の先端部から徐々に始まっているが、完全に伏没するのは河川勾配が変わり、沖積層厚が増す野形付近である。

(3) 地下水賦存状況

沖積低地には多くの家庭用井戸があるので、地下水の水質などはつかみやすい。図. 3は沖積層の平面分布状況とその地域の平均的な地下水PHと電気伝導度(EC)を示したものである。左岸側の有機質土分布地域には、若干水質パターンの異なる地下水が分布するが、砂礫層を主とする地域は概ね河川水の水質に近く上流域から徐々に滞留しPH、ECが増し、河口付近に至って塩水域の影響が出てくる様子がわかる。また地下水位の変動状況は降雨との応答がよいが、特に上流域で顕著である。水位変動幅も上流域ほど大きく中流~下流に行くに従い小さくなる。水温の年間変動をみても、同じように下流域ほど変動幅が小さくなり、 $10^{\circ}\text{C}\sim 14^{\circ}\text{C}$ 程度の水温になる。

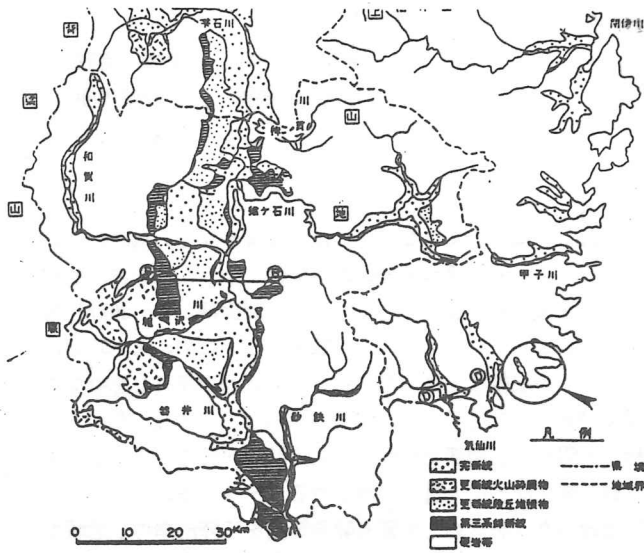


図. 1 地下ダム計画位置
 (「土木技術者のための岩手の地質」より)

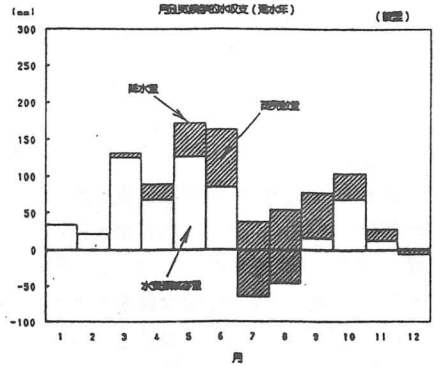


図. 2 渇水年水資源賦存量 (1978)

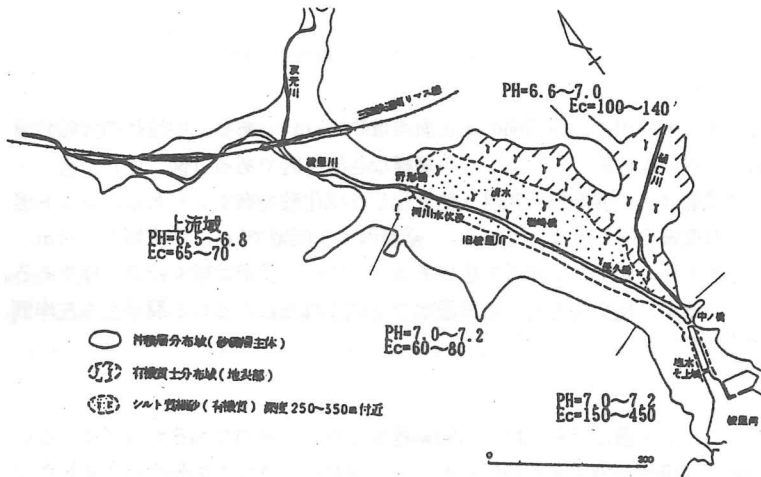


図. 3 沖積層の平面分布と 水質

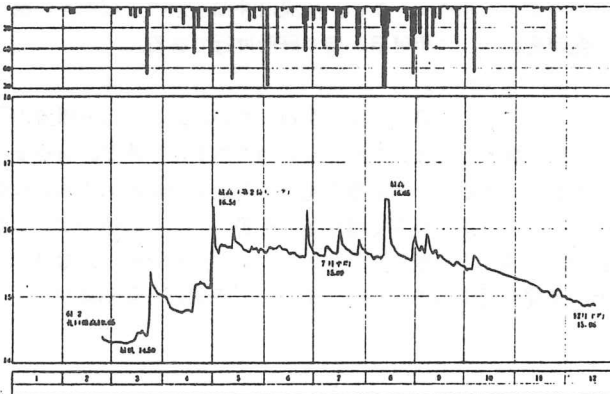


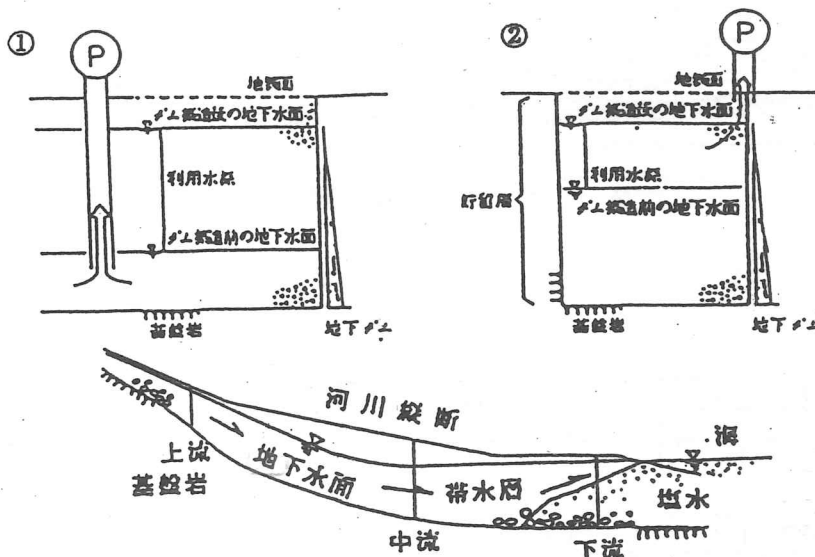
図. 4 地下水変動状況
 (上流域)

地下水は、主に沖積砂礫層中に不圧地下水として存在し、上流域では帯水層中に流動的に賦存し、下流域では河口部に挟窄部があることもあり、かなり滞留的に賦存していることが推定された。主な帯水層の透水係数は、砂礫層が 1×10^{-2} cm/sec、シルト混じり砂礫 1×10^{-3} cm/sec程度である。

3. 地下ダム試験施工の概要

(1) 目的

地下ダムによる地下水開発としては、貯留層の特性により図. 5に示すように2タイプが考えられる。地形勾配が急峻で帯水層の薄い上流域では、地下水の無効流出を有効に取水する②のタイプが有望と考えられる。これに対し、貯留層が厚く、利用水深の大きい中流域では、地下水の貯留を重視した①のタイプが検討される。さらに、地下水位が高く利用水深は浅いが塩水浸入を阻止する目的の最下流では①と②の併用タイプが有利と考えられる。綾里川の場合、貯留層の分布と層厚は限られるが、動水勾配が大きく、透水係数も大きい上流域に位置しているため、効率の良い取水方法も併せて検討した結果、②のタイプの地下ダムが選定された。



① 地下水を貯留して利用

<条件>

- ・貯留層の層厚が厚く分布が広い。
- ・貯留層の有効空隙率が高い。
- ・利用水深が深い。
- ・動水勾配がゆるい。
- ・地下水の開発量は取水能力に大きく影響され、取水地点が分散する。

② 無効流出している地下水を取水する。

<条件>

- ・(1)案に比べ広大な貯留域を必要としない。
- ・透水係数大きい。
- ・動水勾配(地形勾配)は急でも可。
- ・取水地点をダム軸に設置できる。
- ・取水量が季節変動するため、計画、運用面で注意が必要。

図. 5 地下ダムの分類

(2) 地下ダムの試験施工概要

地下ダムは谷底平野を流れる地下水を鋼矢板連続遮水壁で遮水し、集水暗渠を通じて取水するか、または地下水を河川に還元して有効利用することをねらった構造物である。図. 6に地下ダムの構造概要図、図.

8に遮水壁地点の地質断面図を示す。止水壁は河川と直交する方向が主であるが、既設の擁壁に遮水効果を期待し上流側に伸ばしている部分もある。暗渠による取水設備は全て左岸側に配置し、河川の部分には河川流量観測の精度を上げるためのパーシャルフリュームを設置した。また、この部分には河川の水位を堰上げることによって、地下水位や取水量がどう変化するか実験できるように木製堰も設置した。

止水壁の断面構造は図. 7に示すとおりである。沖積層が薄いこと、また取水用の集水暗渠を設置する為に、鋼矢板の建て込み方式とした。遮水壁の精度をよくするため風化岩にはコンクリートで根固めし、鋼矢板を建て込み後、掘削土砂及び川砂で埋め戻した。止水壁の高さは、地表の土地利用を可能にするため地表下1.5mまでとし、貯留域の地下水位の異常上昇に対しては、止水壁部分を一部低くした越流部を設けた。取水施設は、これらの暗渠を集水柵に直結し、バルブ操作により受水槽に落とし三角堰で流量計測後、ポンプにより自動的に取水する構造になっている。

(3) 取水実験の成果

この完成した地下ダムを利用して下図に示すようなフローで取水試験；水文観測を実施した。取水実験はフローに示したように3回実施し、このほか、季節流動を把握する目的で恒常取水試験を行った。取水方法は暗渠に接続したバルブを段階的に開き取水量と地下水の低下を測定した。最終的には取水量と地下水位が定常状態になるまで行った。

取水量と地下水の変化より判明した内容は次のとおりである。

① 止水壁の透水性

止水壁の透水性は、ダム施工前と施工後の地下水変動状況から佐藤の式(1981)を展開し算定した透水係数比より求めた。

② 貯留層の有効空隙率

有効空隙率は、取水による地下水の低下から地下水取水に伴う帯水層の変化量を算出して求めた。

③ 貯留量の算出

地下ダム建設による貯水効果は、試験施工前後の地下水の分布を比較し、ダム完成後の貯留層の体積変化量に有効空隙率を乗じて算出した。

以上の結果を表. 1に示した。

表. 1 試験結果より求められた水理定数

止水壁の透水係数	$1.01 \times 10^{-6} \text{ cm/sec}$
貯留層の有効空隙率	9.49 %
地下ダム貯留量	470 m^3

④ 取水量の季節変動

図. 9に恒常取水による取水量・地下水位の季節変動図を示した。

ダムの取水量は、冬期の最低値で 4 t/sec 、全体的には 5 t/sec 以上の取水量を示し、夏期から秋期に 5 t/sec 以上の取水量となる。また、降雨との対応が良く、最大時には 10 t/sec 以上に達する。

この傾向は地下水位や河川流量の一般的な水位変動に近い。図. 11に取水量と地下水位を示す。図でも明かなように、地下水位と取水との相関は良好である。

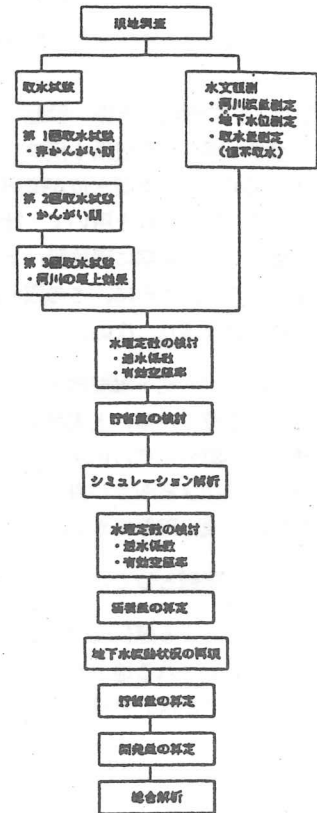


図. 10 試験施工調査のフロー

次に河川水・井戸水と地下ダムからの揚水の水温測定の結果を図. 12に示した。各水温を比較すると、地下ダムから取水した水の水温は井戸水の水温に近く、上流域で伏没した地下水と判断される。

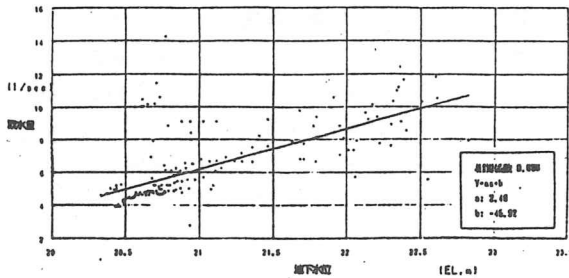


図. 11 地下水位-取水量相関図

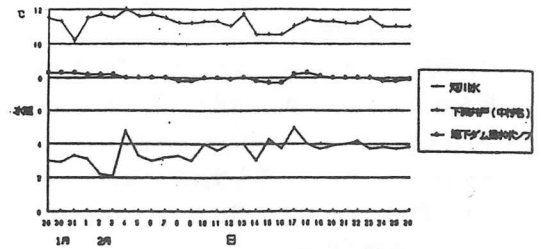


図. 12 地下水温度変動図

4. 試験施工の意義と今後の課題

取水実験で得られた成果を反映し、平面2次元モデルにより地下ダム貯留域の地下水位の再現性を確認した。貯留域が小さく実測水位が降雨条件によりかなり変化するため、流況の落ち着いた時期に着目し再現性を評価した。同モデルを用いて、計画年次の涵養条件を入力し、地下ダムの取水量の予測を行った。この結果、涵養の少ない時期に現施設により恒常的に取水し続けた場合でも、ほぼ安定した取水が得られるという結果が得られた。さらに、この取水量は、下流域の地下水にほとんど影響しないことが判明した。

本試験の結果より、次のようなことが言える。

- ① 無効流出する地下水を地下ダムで開発する場合、貯留層の層厚や利用水深は必ずしも障害とならない。このため層厚の薄い上流域や地下水の高い下流域でも地下ダム計画が可能となる。
- ② 帯水層の薄い地点の止水方法としては、遮水性も高く経済的な鋼矢板建込み工法も有利である。
- ③ 井戸方式による取水が難しい底浅な谷底平野などの地下水の取水方法としては、暗渠による取水が経済的で取水量も確保できる。

また今後の課題としては

- ④ 地下ダムによる無効流出地下水の有効利用は、水資源の開発として有効であろう。しかしながら、河川沿いに計画される地下ダムの場合、地下水と河川水が密接に関連しており、今後は地下ダムが造られたことによる副次的効果（河川流況の改善など）を含めて、水資源開発量の定義を検討する必要がある。

参考文献

- 1) 松尾新一郎, 河野伊一郎: 地下水規制のための地中ダム構想 土木学会誌 vol.53 No.3 (1968)
- 2) 石崎勝義, 佐合純道, 難波嘉章: 地下ダムの定用化に関する調査(1) 土木技術資料 23-10 (1981)
- 3) 富田友幸, 今泉真之, 長田完也: 地下ダムシリーズ8-宮古島における地下ダム計画(その1) 地下水と井戸ポンプ 29巻8号 (1987)
- 4) 佐藤文夫, 川村俊道: 地下ダム総合開発事業の貯水池運用計画についての一考察-綾里川流域をモデルとして- ダム技術 No.53 (1991)
- 5) 吉田 健: 岩手県における地下ダム総合開発事業-綾里川ダム・明戸ダムの計画- 平成3年秋期講習会テキスト 社団法人 地下水技術協会

微重力探査による断層調査例

An Example of Fault Investigation Using Microgravity Prospecting

基礎地盤コンサルタンツ株式会社 東京技術センター 土谷 尚
東京支社 梅内 勝彦
仙台支社 川村 義文
○武田 茂典

1. まえがき

比破壊探査法の一つである微重力探査は、地表面における重力（引力）の測定結果から地盤内の密度の立体的な分布状態を調査するものであり、その測定方法や解析手法について検討を行ってきた。

この調査法の大きな特徴は、調査地全体（平面的かつ深度方向）を三次元的に調査できること、および既設の構造物による制約をあまり受けずに調査を行なえることにあり、これまで、基礎岩盤の起伏・分布形状、大小規模地下空洞、地盤の弛み状況、岩盤評価等の適用を試みてきた。本稿ではそれらの適用例のうち断層の調査例について報告する。

2. 調査方法

2-1 使用機器

重力測定には、Lacoste & Romberg 社製可搬型重力計ラコストMODEL-D(D158)、重力計内部の出力電圧を測定する為の電圧計を使用した。このラコストMODEL-D重力計の感度は $1 \mu\text{gal}$ 程度と高く、計器高の測定値に与える影響が大きいため、測定点での計器高を水準測量を行っている。

2-2 測定方法

測点は一般には5~10m間隔に分布の偏りがないように設置する。調査の目的によっては直線、格子状に設置する場合もある。測定では、個々の測定点での再現性のチェック、周辺測定点との調和性のチェックを行っている。また、通常の重力探査と同様に、ドリフト監視のための基準点での測定、READ OUT出力電力の測定、各測点ごとの機器高の水準測量等、重力計の感度を十分に活用するよう配慮した。

測定に要する時間は次の測定点への移動、重力計のセットを含めて10分程度である。また、測定値の再現性は、 $\pm 1.6 \mu\text{gal}$ 以内であった。

2-3 解析方法

1) データの補正

測定データの補正は、通常の重力探査と大差がないが、異なる点は、調査範囲内の相対的な重力差の分布を求めることである。主な相違点は次の通りである。

- ・高度補正は行わない（重力異常図を示すためにだけ高度補正を行う）
- ・地形補正は、それぞれの凹凸地形の補正量が、最も近い測定点と最も遠い測定点で $1 \mu\text{gal}$ 未満になる範囲まで行う。また、調査範囲内の局所的地形（溝、建物等）の影響は補正するが、地盤の起伏は補正しない。
- ・一等水準点等の重力既知の地点と接続して、絶対重力に近づける操作をせず、調査地内の相対重力差を求める。

2) 逆解析

一般に、重力等のポテンシャル量に対する特異解は存在しない。我々の開発した逆解析手法では、解析範囲対象を図-1のようにブロック分けしそれぞれブロックについてその平均密度が求まる。解析基準面は、調査地の最高標高点に一致させる(逆解析の際にはフリーエア補正を行う)。

その結果、解析モデルの一部のブロックには、空気のみ、空気と地盤とが共存するブロックが生ずる。逆解析では測定データ及び測定データに若干の処理を加えて得られる情報を利用すると共に、地質学的知見を初期値として、測定誤差を考慮しながら拘束条件付きの最小自乗法を使用している。この逆解析の結果は、図-1に示した解析モデルの個々のブロックの相対的な密度差が得られるのみであるため、絶対密度を求めるためには、解析モデルの任意の1ブロックの密度を、別の方法で決定する。

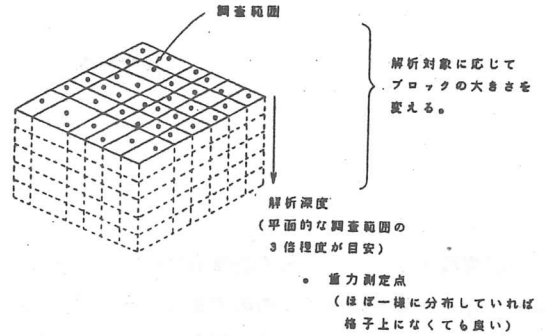


図-1 解析モデル説明図

3. 断層調査結果

調査地付近には、粘板岩および礫岩を主体とする古生層が広く分布し、これを部分的に被覆して泥岩、凝灰岩等で構成される新第三紀層が分布している。

微重力探査は、地表地質踏査の結果、断層の存在が確認あるいは想定された地点の合計6箇所で行った。

また、今回の探査では概査ということもあり、測線上で10mピッチでの重力測定を行い、断面解析を行うものとした。

ここでは、実施した6測線の内、これまで実施されたトレンチ掘削調査、ボーリング調査等によってある程度地質の状況が確認されているNo.6測線での探査結果についてまとめる。

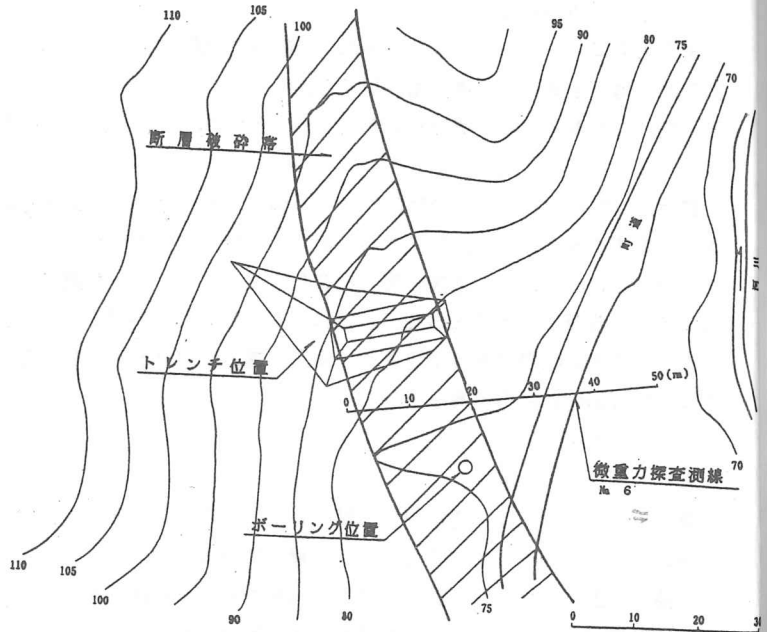


図-2 測線付近の平面図

No.6測線付近は図-2に示したように、幅20m以上の断層破砕帯が存在し、礫岩と粘板岩とを境している。トレンチ掘削の結果では、図-3に示したように断層の走向・傾斜はN20°E, 70°E前後を示し、断層の上盤側の境界は確認されたが、下盤側境界部は未確認であった。

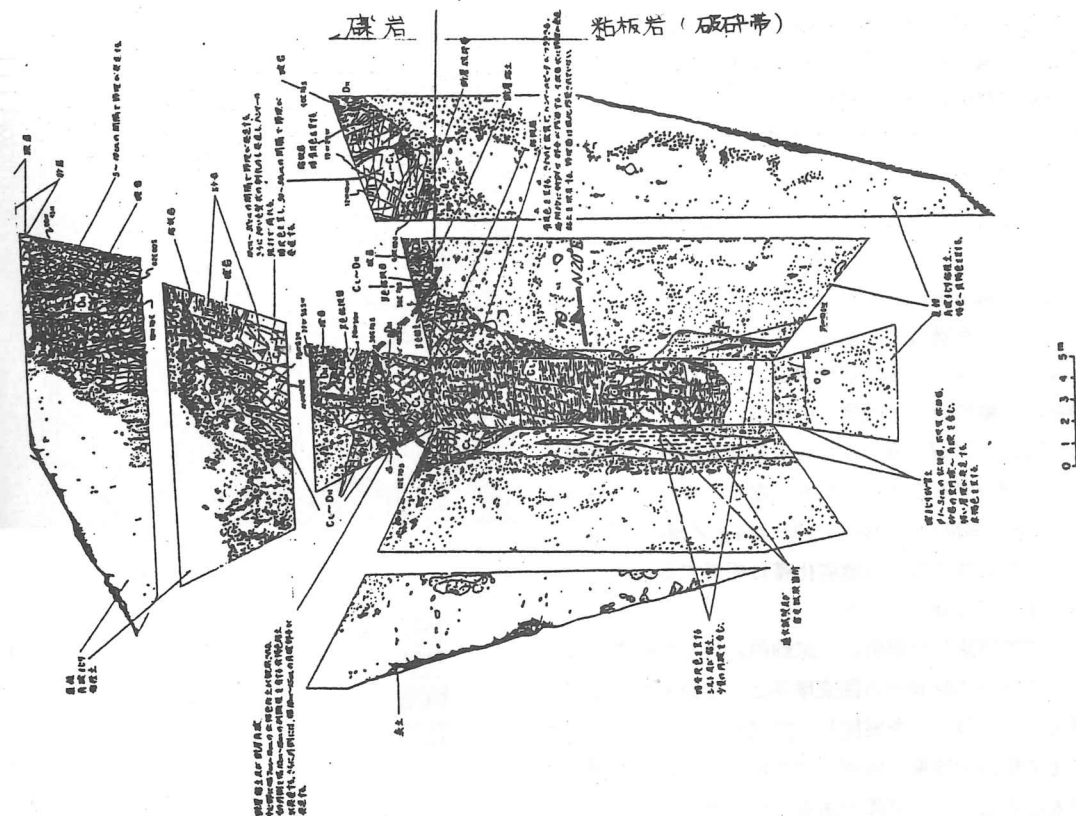


図-3 トレンチ展開図

微重力探査結果による密度分布（解析メッシュは深度26mまで2×5m、26m以深4×5m）は、図-4に示したように1.75~1.85g/cm³、1.85~2.0g/cm³、2.0~2.1g/cm³の部分が層状に分布し、その下位は2.1~2.4g/cm³の部分が混在して分布している。さらに測線の20~40m付近では2.1~2.4g/cm³の部分と2.4g/cm³以上の部分とが60°前後の傾斜で明瞭に境されている。

また、密度分布と近傍のボーリング結果とを対比させて見ると、1.75~1.85g/cm³の部分がほぼ土砂部に相当し、1.85~2.1g/cm³部分が礫状~細礫状の破碎部、2.1~2.4g/cm³部分が比較的良好な岩盤を含むあるいは破碎帯に属するものの非常に新鮮な岩盤、2.4g/cm³以上の部分が新鮮な良好岩盤を形成する部分にそれぞれ対応しているものと考えられる。

密度2.4g/cm³を破碎帯とそうでない部分との境界と考えた場合、断層境界はこれまでの調査結果と比べ下盤側が測線終点側にかなりずれていることになる。しかしながら、密度分布では断層周辺の岩盤

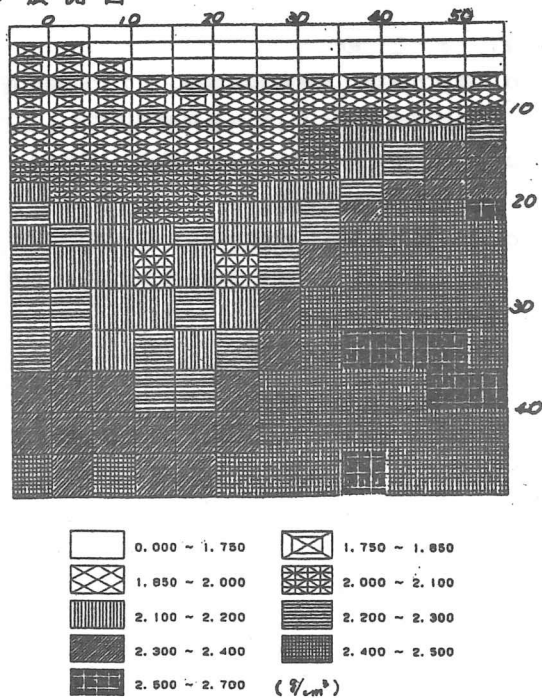


図-4 密度分布図(1)

劣化部分も含めた状態での境界部として捉えられていることも考えられ、実際の断層境界は 2.4 g/cm^3 以下の密度の部分になる可能性がある。

また、上盤側は、礫岩の深層風化が進んでいることや、測線長が短かった等の要因により下盤側のようにはっきりとした密度境界部としては捉えられていない。

次に、解析モデルを26m以深に関しても2~5mメッシュとした場合での密度分布図を図-5に示す。

4×5mメッシュでの密度分布と比較すると断層破砕帯の上盤部分では浅層での密度 $2.1 \sim 2.2 \text{ g/cm}^3$ と $2.2 \sim 2.3 \text{ g/cm}^3$ の境界がかなり明瞭となり、断層境界付近に相当することが明らかとなり、また、下盤側では 2.4 g/cm^3 部分の内側に $2.3 \sim 2.4 \text{ g/cm}^3$ の部分が分布し、断層周辺部の岩盤劣化帯に相当する可能性があることが明らかとなった。

ここで実施した解析は、試験的に行ったものであるが、これらの結果から調査順序として調査敷地全体の概差（一次解析）を実施し、問題点を明らかにした後でその範囲の詳細な解析（二次解析）によって測定精度を高めることも可能であると判断される。

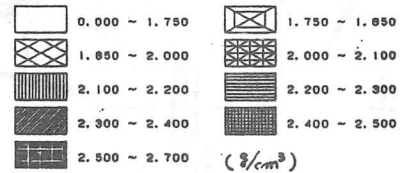
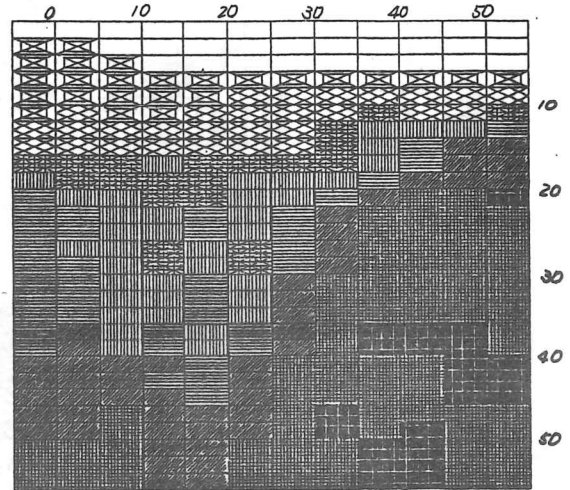


図-5 密度分布図 (2)

4. まとめ

- 微重力探査により断層境界部としては明確に捉えられなかったものの、断層の存在や影響範囲、断層の傾斜等が密度差によってある程度把握できることがわかった。
- また、密度分布とボーリング結果との対比を行えば、岩盤状況に関してもこれまでの調査法に比べ詳細な確認が可能である。
- 以上のことから、微重力探査により調査敷地内のおおまかな地質岩盤状況を把握し、これを数点でのボーリング調査により補足調査を実施すれば、三次元的な岩盤の分布状況を確認するための調査として有効であるものと判断される。

比抵抗映像法による坑道跡調査について

応用地質株式会社 菊地 弘明
応用地質株式会社 ○田中 鋭三

1. まえがき

最近、宅地造成開発やリゾート開発などで、過去において採掘された鉱山跡や坑道跡などが施工上問題となるケースが多くなっている。したがって、土木構造物などの基礎地盤としての対策工を検討する上で廃坑となった坑道、すなわち空洞の位置や規模などを非破壊的手法を用いて、断面的な2次元情報として把握することが重要となっている。

今回、筆者らは、昭和初期に採掘された亜炭鉱山の坑道跡を調査する機会を得、比抵抗映像法を実施した。その結果、高比抵抗値を示すアノマリーを比較的明瞭にとらえることができ、確認のためボーリングを行なったところ、このアノマリーが坑道と合致した。

この調査結果について発表する。

2. 調査概要

調査対象とした坑道跡は、第三紀の砂岩・泥岩層に分布する亜炭層を採掘したもので、廃坑後30年以上経た現在は地表に多くの陥没地形が認められるため、坑道は複雑で一部は崩壊しているものと推測されていた。

立坑からの観察によれば坑道は直径2m弱で、その深度は10m以上と推定され、電磁波探査地下レーダー法や弾性波探査では対応できないと考え、最新の電気探査技術である比抵抗映像法を用いて坑道を探査した。

ここでは、電極間隔を最小2.5m、最大30mとし、二種法配置での探査を実施した。

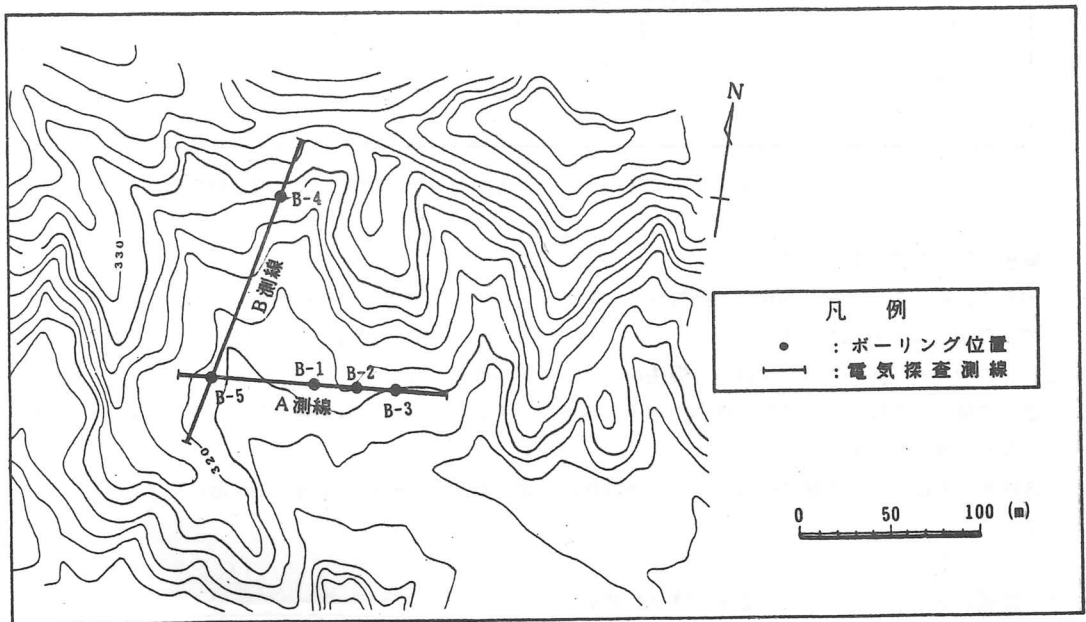


図-1 調査置平面図

3. 解析方法

見掛けの比抵抗分布から地下の真の比抵抗構造を決定する方法として、古くから標準曲線法があるがこの方法の場合、解析者の個性がでるなど客観的な解析を行なうことは困難であるほか、比抵抗層の層数が増加するほど解析精度が低下するという問題があった。

そこで、ある比抵抗モデル構造を仮定した後、このモデル構造に対する見掛け比抵抗値を理論的に求め、理論値と実測値とを比較し、逐次モデル構造を修正していく反復法解析法を用いた。

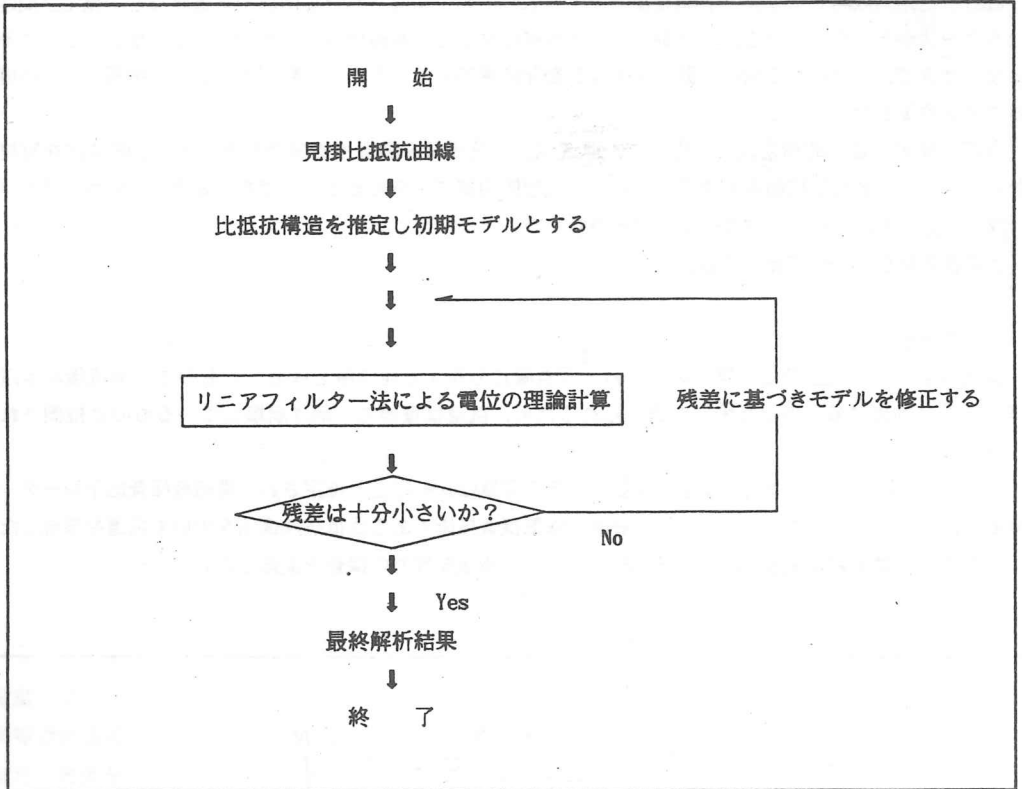


図-2 リニアフィルター法をフォワードモデリングに使用した反復法解析の流れ

解析の流れを図-2に示す。

地盤の比抵抗モデルを、見掛け比抵抗分布（実測データ）から推定し、初期モデルとする。この初期モデルでの理論見掛け比抵抗値をリニアフィルター法（1次元）を用いて計算し、実測データの残差を計算する。この残差を低減するように最小自乗法を用いてモデル修正する。

この作業を逐次繰返し、残差が最小になった時点で、そのモデルが実測データを最も満足する比抵抗モデルと考え計算を終了する。

最終モデルは、比抵抗値に応じてカラー表示され、地下の比抵抗分布が視覚的に判断しやすいようにしている。

4. 数値シミュレーションによる適用性検討結果

比抵抗映像法の実施に先立って、坑道跡のモデルにおける数値シミュレーションを実施した。

坑道跡のモデルは、調査地に分布する第三紀の泥岩に相当する低比抵抗ゾーンと、その中の坑道に対応す

る高比抵抗部分および、地表付近の乾燥した未固結層に対応する高比抵抗のゾーンとした。(図-3上図)

このモデルに対して実際に比抵抗映像法を実施する場合の条件で、見掛け比抵抗データを計算し、それを用いて図-2の解析法にて真の比抵抗分布を解析してみた。(図-3下図)

これを見ると比抵抗映像法にて十分に坑道を検出できると判断した。

5. 比抵抗映像法探査結果

図-1に示す2つの測線で比抵抗映像法を実施した。その解析断面図を図-4に示す。

比抵抗映像法を実施した付近の泥岩は、サンプルによると $20\Omega\cdot m$ 以下の比抵抗を示している。一方、地下水位より上部に位置する空洞は高比抵抗であるため、両者のコントラストは大きい。このため、解析結果の比抵抗断面図における高比抵抗の部分が空洞すなわち坑道跡に相当すると考えた。

ボーリング調査での確認では、図-4のようにほぼ坑道の位置に高比抵抗ゾーンが対応しており、比抵抗分布による坑道跡の位置判定に、比抵抗映像法が利用できることを裏付けた。

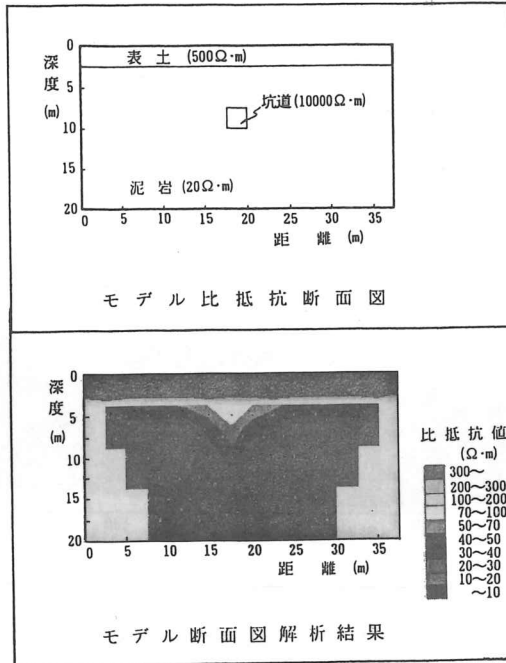


図-3 モデル計算結果

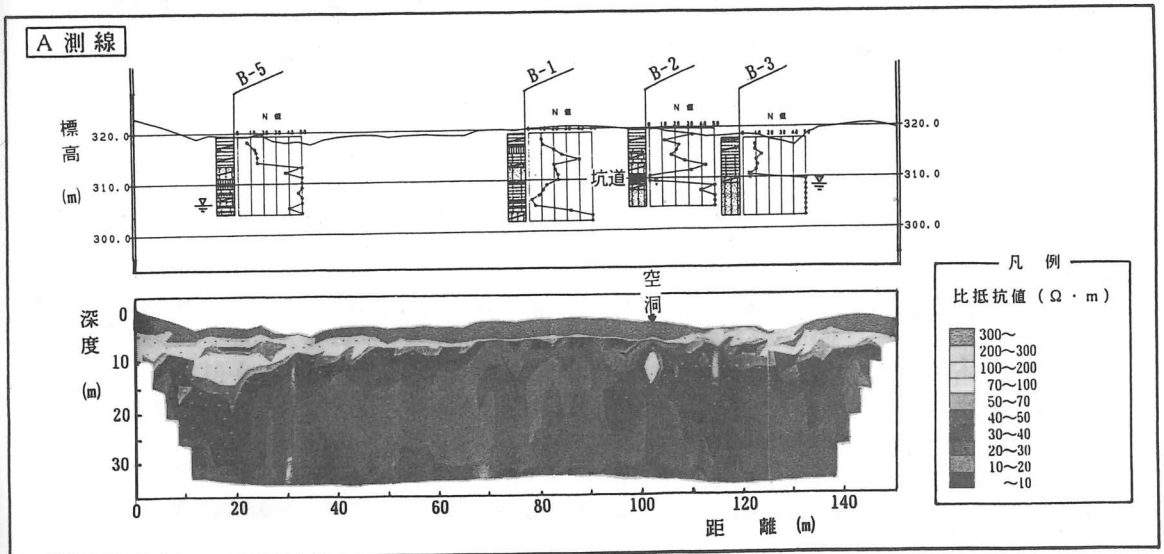


図-4 (A) 比抵抗分布およびボーリング結果図

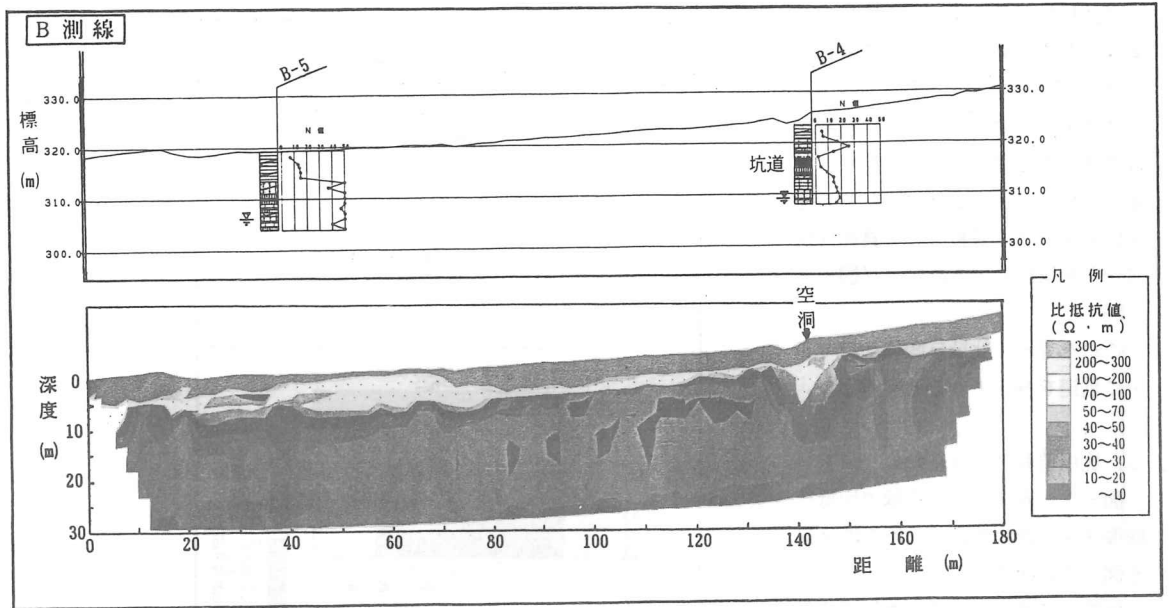


図-4 (B) 比抵抗分布およびボーリング結果図

6. あとがき

古い亜炭坑道のように、やや深くに位置し、断面の小さい坑道の探査は、近年の宅地開発や造成開発に伴い、需要が多いものの、信頼のおける探査技術が確立されていないのが現状である。このような状況の中で、依然としてボーリングや、開削による確認がなされているが、経費が高いだけでなく、情報が一次的であるため残柱の判定や坑道の範囲を的確に把握することが困難であった。

しかし、今回の結果を見ると、比抵抗映像法は坑道の位置を二次元的な断面情報として確認できるため、この種の目的への適用性は高いものと云える。旧坑道の探査法として、比抵抗映像法がどの程度の適用性を持つのかについて、さらに事例を重ね検討を深めたい。

参考文献

- 1) T. Sakayama H. Shima 1986 : High Resolution Two-dimensional Resistivity Inversion Technique Using Alpha Centers, 56th SEG Annual International Meeting
- 2) 佐々木裕 1981 : 比抵抗垂直探査における2次元構造の自動解析 (I), 物理探査, vol. 34
- 3) 島裕雅 坂山利彦 1985 : 電気探査におけるアルファセンター法を用いた2次元自動解析の試み 昭和60年度物理探査学会秋季講演予稿集
- 4) 島裕雅 坂山利彦 1986 : 電気探査・2次元自動解析による地盤構造の把握, 第21回土質工学会発表会
- 5) 島裕雅 1990 : 比抵抗2次元簡易解析法と適用例, 物理探査学会第82回学術講演会講演論文集

老朽化のり面保護工（モルタル吹付）の点検手法に関する試験調査例

㈱ダイヤコンサルタント
本店技術本部 牛田 稔
仙台支店 中里 俊行
○江藤 淳宏

ま え が き

モルタル吹き付けによるのり面保護工の老朽化が進行した場合、モルタルの大規模な崩落やそれに伴うのり面崩壊等の事故を誘発する危険性がある。このような事故を未然に防止するためには、のり面保護工の老朽化程度を非破壊的手法によりの確に判定し、適切な時期に補修を行うことが必要とされる。しかしながら、老朽化の判定方法および判定基準は、現在のところ確立されてはいない。

要修理箇所を発見するための非破壊的手法は、モルタルそのものだけではなく、のり面保護工崩落の主原因である背面の空洞化状況、すなわち地山とモルタル吹付工の密着状況、さらにはモルタル背面の地山状況までも判定できるものでなければならない。

これらの条件を満足する手法を選択し、効果的な補修箇所調査システムを開発することを目的として、複数の手法による同一のり面の調査を実施し、それぞれの手法の効果について比較検討した。

1. のり面概況

調査場所の地質は、南部北上帯に分布する中生界下～中部三疊系の稲井層群に属する頁岩で、ひん岩が貫入している。のり面の上半部は風化しており、下半部はほぼ新鮮である。全体に割れ目が多い。

調査対象のり面の勾配は、1:0.8であり、吹き付けモルタルの厚さは、およそ10cmで径3mmの鋼線網が15cm間隔でモルタル内部に存在する。モルタルは吹き付け施工後約10年経過している。

2. 調査手法

用いた手法は、シュミットハンマー法、打音振動法、赤外線映像撮影法、電磁波探査法である。調査に当たっては、のり面に1m間隔のメッシュを設定し、シュミットハンマー法および打音振動法はメッシュの交点、赤外線法はのり面全面、電磁波探査法はメッシュ沿いについて測定を実施した。各手法の特徴は次のとおりである。

1) シュミットハンマー法

反発度の大小によって老朽化の程度を把握する方法で、今回はシュミットハンマーNR型を使用した。測定は、モルタルの表面を研磨し、凹凸の無い状態で行った。

2) 打音振動法

物体を打撃すると、その物体特有の自由振動が起こり、打診音の波形は、時間とともに減衰する。一般に打診音は、低い音から高い音までを含む帯域の広いスペクトルを示すが、空隙の無い正常部に比較して空隙のある異常部では、特定周波数の音響エネルギーが増加する傾向にある。特定周波数帯域のエネルギー成分と全エネルギーとの比率を求め正常部と比較すれば異常部が的確に判別できる。

今回はダイヤサウンドアナライザー（DSA）を用いて測定した。この方法による測定値（DSA値）は0～200の整数値で表される。

3) 赤外線映像撮影法

日の出～太陽南中～日の入の日照サイクルにおいて、平常時にはのり面表面の温度は、低温状態～温度上昇～高温状態～温度降下～低温状態の温度サイクルをたどる。

モルタルと背面の岩盤との間に空隙が存在すると、介在する空気の断熱性のため、温度の伝達条件に差異が生ずる。すなわち、温度の上昇時にはのり面表面の熱が背面に伝導しにくくなるため、空洞にたまった熱が表面の温度を上昇させ、空隙の無い周辺部と比較して高温状態となる。逆に、温度の下降時には、温度の上昇した背面からの熱が、介在する空気層の断熱作用のため遮られ、熱の供給が減少する。このためモルタルと背面が密着している部分よりも温度の下降速度が速く空隙の無い周辺部と比較して低温となる。

この原理により、のり面の表面温度を、日照と関連する温度変化の程度により数回撮影し、比較する事により空洞が存在する箇所を判定する。

今回は米国アビオニクス社製の赤外線映像装置を用いてモルタル吹き付けのり面の熱映像を撮影し、ビデオテープに収録した。この装置は、のり面上のわずかな温度差をカラーディスプレイ上に色の違いで表示するものである。

4) 電磁波探査法

地中に透過した電磁波の反射波形を調べると空洞部ではある特定の反射波形（多重反射）を示す。この原理を用いてのり面下の空洞箇所を調べる。

電磁波は地中深く透過するため、平均厚さ10cmという吹き付けモルタルに適用するためには、透過深度の小さい短波長の電磁波を、用いる必要がある。ただし、吹き付けモルタル中には、補強のための鋼線網が存在するため、この鋼線での反射の影響で、記録された反射波形が解読しにくくなる場合がある。

3. 検証方法

調査終了後、メッシュの交点毎に機械ボーリングを行いモルタルおよび地山の岩を採取し、ボーリングコアおよびボーリング孔のモルタルの劣化状況・背面の空洞化の状況・地山の風化および割れ目の分布状況について観察し、結果の検証を行った。

観察に当たっては、表-1に示す各要素に着目し、これら要素の状況を得点値としてランクづけした。その得点数と、各調査法の示す老朽化の程度を得点数に換算したものを変数として取り、各要素について単回帰分析し、どの手法がどの要素について有効であるかを解析した(表-2)。

表-1 各観察要素の基準

空洞	背面の種類	硬軟
有無：無し ----- 0	岩 ----- 1	不明 ----- 0
有り ----- 1	土砂 ----- 0	硬 ----- 1
位置：実測値(cm)	背面が岩の場合	中硬 ----- 2
規模：実測値(cm)	風化度	軟 ----- 3
豆板状部	不明 ----- 0	極軟 ----- 4
有無：無し ----- 0	新鮮 ----- 1	電磁波探査結果
有り ----- 1	弱風化 ----- 2	データなし ----- 0
位置：実測値(cm)	中風化 ----- 3	健全 ----- 1
規模：実測値(cm)	強風化 ----- 4	異常有り ----- 2
背面との密着の程度	割れ目	赤外線映像撮影結果
密着・一体化 ----- 0	不明 ----- 0	データなし ----- 0
密着 ----- 1	少 ----- 1	健全 ----- 1
密着性悪い ----- 2	中 ----- 2	異常有り ----- 2
空隙あり ----- 3	多 ----- 3	
	ごく多 ----- 4	

表-2 各観察要素と、各調査の相関一覧表

要素	項目	サントアナライザ調査 (DSA調査)	シュミットハンマー調査	熱赤外線映像調査	電磁波探査
空洞	空洞の有無	-0.23	0.10	-0.17	0.00
	空洞の区間長	-0.22	-0.94	-----	0.05
	空洞の分布深度	0.95	0.26	-----	-0.81
モルタル	モルタルの厚さ	0.60	0.28	-0.29	-0.11
	豆板状部の有無	-0.62	-0.24	0.33	0.07
	豆板状部区間長	0.02	0.41	0.07	0.26
背面	豆板状部分布深度	0.02	0.42	-0.58	0.35
	背面との密着の程度	-0.45	-0.34	0.14	0.00
	背面の種類(土砂/岩)	-0.21	0.24	0.20	-0.09
面	背面の岩の風化度	-0.54	-0.13	0.09	-0.10
	背面の岩の割れ目	0.00	-0.11	0.10	-0.39
	背面の岩の硬軟の程度	-0.38	-0.44	0.20	-0.02

4. 検証結果

検証結果は次のとおりである。

1) シュミットハンマー法

この手法には空洞部分の欠陥（豆板状部）、背面との密着程度および背面地山の硬軟程度に相関がみられた（相関係数0.34～0.94）。これは、今回のようにモルタルの肉厚が薄い場合には、背面の空洞および地山の軟質化により、モルタルが比較的容易に弾性変形し、反発度の低下をもらしているものと考えられる。

2) 打音振動法

モルタルの厚さが薄い場合の空洞、モルタル内部の欠陥（豆板状部）、背面との密着の程度、背面の岩の風化部、背面の硬軟の程度に対しての相関がみられた（相関係数0.38～0.95）。

3) 熱赤外線映像撮影

この調査手法では、各要素についておおむね相関が見られたが、吹き付けモルタル内部に不均質な箇所がある場合（例えば豆板状部などの多孔質部、表面の浮き・ひび割れ）、この中に存在する空気層の影響により温度変化を生じ、判定を誤らせるケースがあった（相関係数0.33～0.55）。

4) 電磁波探査

モルタル背面の空洞以外に背面の岩盤の割れ目の分布との相関を見せている（相関係数0.39）。その他、浅部にある比較的大きい空洞も発見し易い傾向にある（相関係数0.51, 0.81）。

ま と め

打音振動法は、従来より専門家により行われてきたテストハンマーによる調査手法を、測定機器により専門家以外の経験の無い者にも同一の手段で行え、しかも数量化した結果が記録されるという点で注目される。また空洞の発見の程度は最も良好である（相関係数0.23）。この手法は、測定器がコンパクトである反面、のり面にロープ等で直接に接し、メッシュのひとつひとつに対して測定しなければならない。

シュミットハンマー法は測定対象物が薄いものの場合、弾性変形を大きく受け、反発度が低下するという特徴から、モルタル中の欠陥（豆板状部。相関係数0.41, 0.42）のみならず、背面の地山の硬軟とも相関がみられる（相関係数0.44）。しかし、測定器が単純なため、あたかもフィルターをかけたごとく微細な欠陥に対しては反応しないという欠点がある（空洞の区間長0.94、豆板状部の区間長）。

赤外線法は、対象物に間接的にしかも大規模に取り組める反面、日照の無いのり面、日陰になるのり面では使えない上、表面水・地下水の影響を受けるなど、調査対象物に大きな制約を受ける。また測定機も大がかりで費用がかかり、解析にも時間がかかる。

電磁波探査は、空洞を的確に反射波形としてとらえるが、10cmという対象物の厚さは薄すぎ、背面にある地山の割れ目の影響を受ける等の欠点がある。

このように、各手法にはそれぞれ長所・短所が見られるが、どの手法においてモルタルの老朽化を判定するのにおおむね効果があるものと判断される。従って、のり面の状況から適切な調査手法を選択し、また各調査手法を組み合わせる等の方策を検討することにより、高精度の調査が行えるものと期待される。

豊牧，黒淵地区の「地すべり自動観測システムについて」

建設省新庄工事事務所	安部 剛
基礎地盤コンサルタンツ㈱	佐々木 實
○	半沢正友
"	土谷 尚

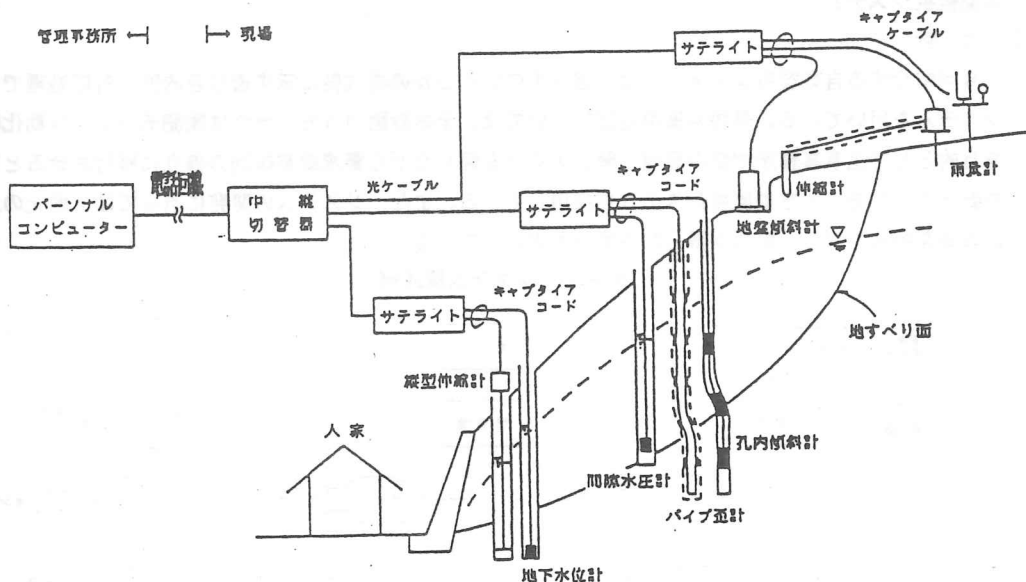
1. はじめに

地すべり災害の発生を未然に防止するには、地すべりの活動を早期に発見し、その実態を把握する事が極めて重要である。地すべり挙動の把握のために、現地で地表面や地中の変動状況、地下水位、雨量などの観測を行っているが、これまでの観測では、計測や観測データの収集、整理及び解析などの各工程における作業を人間が直接処理する場合が多く、そのための作業には多くの労力と時間が必要となっている。ところが最近は人手不足で観測員の確保が難しくなっている一方で、観測データの管理を即時に行うことや速やかに情報提供することが以前にもまして要求されるようになってきている。

また今回発表する最上地方の地すべり地は、冬期に3m以上の雪が降り積もる豪雪地帯に位置しているのので、積雪期の人手による観測業務は難渋を極めるのに、過去の災害例をみると融雪期に多くの地すべりが発生しているため、積雪～融雪期を通して通年観測をし、地すべりの基礎データを把握しなければならない所である。

そこで、近年の観測機器等の向上を踏まえて上記の対応策として「地すべり監視モデル事業」が昭和63年度から創設されたのを契機に建設省新庄工事事務所管内の地すべり地区における「自動監視システム」が設置されることとなった。

今回の発表は、「地すべり監視モデル事業」として、現在とりかかっている豊牧，黒淵地区についてその内容を紹介し報告するものである。



地すべり自動観測・監視システム概念図

2. 地すべりの概要

1) 豊牧地区

豊牧地すべりは、山形県最上郡大蔵村に位置し、最上川水系の銅山川右支川の、赤松川中流の両岸に沿って分布している第三紀層地すべり地の総称である。地すべり地帯には、豊牧、里道、沼の台、小坂野及び、平林の各集落が点在している。当地区の地すべりは500～600年も前から発生したといわれ、その後は主として融雪期や豪雨の際に緩慢な地すべり活動が続き、家屋等に被害をおよぼしてきており、昭和35年に地すべり防止区域に指定されている。

豊牧地区の対策工事は、地下水の低下を目的に排水トンネル1081.7m、集水井工及び明暗渠工等の施工を実施しており、全体の進捗率は平成2年度末現在77.1%となっている。

2) 黒湖地区

黒湖地すべりは、山形県戸沢村に位置し、一級河川の最上川右岸に接している。また、地すべり区域の中には、山形県内陸部と庄内地方を結ぶ国道47号線が横断している。当地区の地すべりはおよそ200年前に地すべりが発生したといわれ、その後は主として融雪期や多雨期に度々活動を繰返し、家屋、国道47号線、及び最上川に多大な影響を与えており、昭和35年に地すべり防止区域に指定されている。

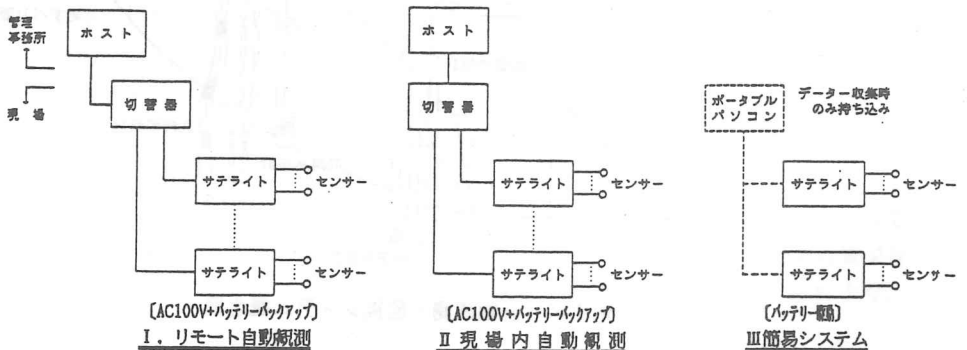
対策工としては、国道や最上川に地すべり防止区域が接しているため、抑止工として杭工を中心に施工しており、全体の進捗率は平成2年度末現在59.6%となっている。

3. 自動監視システム

1) 方針

今回紹介する自動監視システムには、図-1のいくつかの構成例に示す通り目的別に対応処理できるシステムを用いている。豊牧や黒湖地区においては、全体計画のうち、当面は観測データの自動化収集を目的として工事事務所で集中管理し解析の向上を図りながら警戒避難体制の確立に移行させるという方針から、リモート自動監視システムを採用している。また、システムの開発に当たっては、地元の人々に興味を持って頂き、協力が得られやすいものになっている。

図-1 システム構成例



2) 現地観測機器配置状況

① 観測項目の選定及び観測地点の選定

自動観測を行う項目としては、基本的には現在まで観測を行ってきたものを中心に、地すべり発生に関係の深い間隙水圧上昇（地下水）及びその誘因となる雨量，地下変動（すべり面），地上の亀裂及び地盤傾動の把握等を目的に、表-1に示す様な項目を選定している。また、観測地点については地すべりの代表ブロックで、対策工の進んでいるブロックの主測線を中心に選定している（図2-1，2-2，2-3）。尚、黒淵地区は現在自動観測化体制の準備中である。

上記自動観測機器の設置に際しては、下記の点に留意している。

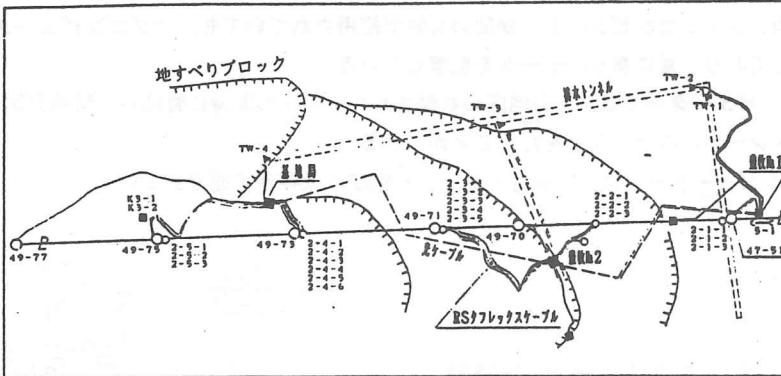
1. 停電時の対応として、無停電電源装置を備え、停電時の通信が可能な状態としている。
2. 電圧の変化による各機器の誤作動を防ぐため、絶縁トランスを用い安定した電圧の供給が行われるよう配慮している。
3. 雷による観測機器の故障及び異常電流の侵入を防ぐため、雷対策を行っている。
4. 観測器（サテライト）と観測機器との通信はケーブルで行われるが、耕作地や道路部の断絶があることなどから、ケーブルは強固なSXXタフレックスケーブルを用いて埋設（地下60cm以上）する事とし、また雷出部に於いてはケーブルの所在が明確となるよう工夫している。
5. 孔内傾斜計の設置は通常埋設法が主であるが、今回はロットの接続によりセンサーを固定する方法で設置している。それはスケールオーバーや万一機器が故障した場合等に、機器の交換ができるようにしたものである。また、地盤傾斜計においても設置架台を工夫して、再設置が容易にできるよう配慮している。

表-1 観測項目一覧表

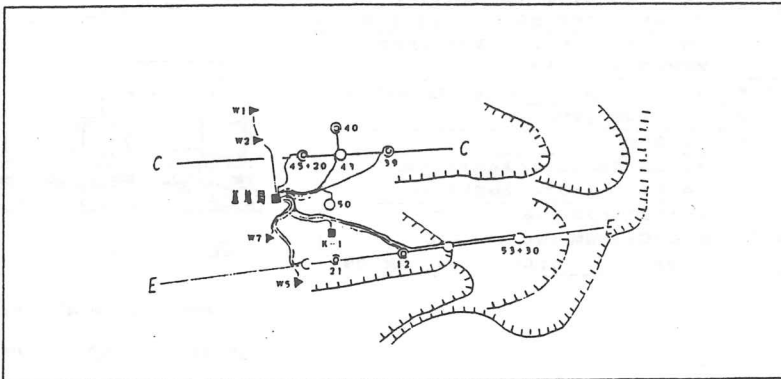
観測項目	豊牧地区		黒淵地区	選定理由
	豊牧ブロック	小坂野ブロック		
a 雨量計	(1) 1	(-) -	(1) 1	間隙水圧上昇（地下水上昇）の誘因となる雨量を観測し、その関係把握する。
b 孔内傾斜計	(5) 5	(1) 1	(7) -	地すべりに伴う地中（すべり面）のせん断変形を把握する。
c 地下水水位計	(37) 7	(28) 10	(10) 5	地すべり発生に最も関係が深い間隙水圧（地下水水位）の変動を観測し、既設集水井の機能等も併せて把握する。
d 地盤傾斜計	(13) 3	(3) 1	(7) 4	地すべりの微量な変動を経年的に把握し、移動方向等を把握する。
e 地盤伸縮計	(4) 1	(1) 1	(1) 1	地すべりが発生した場合の移動速度等を把握し、警戒避難情報として利用する。
f 流量計	(4) 4	(4) 4	(-) -	降雨・融雪・地下水との関連及び集水ボーリング・集水井・排水ボーリング等の対策効果を把握する。
g 鋼管歪計	(-) -	(-) -	(2) 2	地すべり対策工の抑止効果を把握する。

() は、ブロック全体観測箇所数

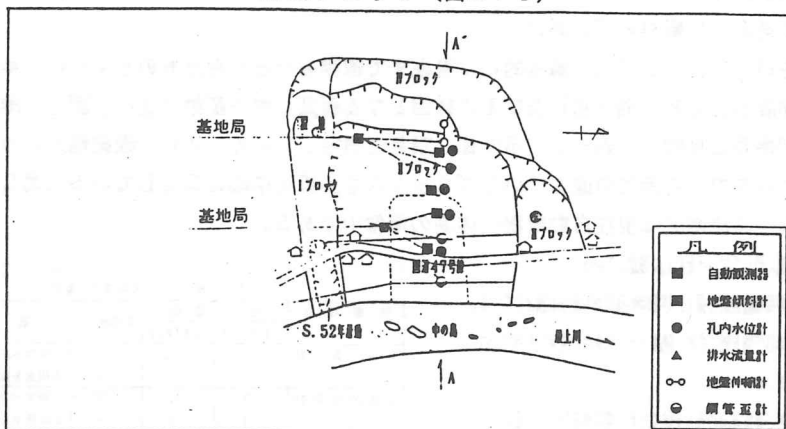
豊牧ブロック (図2-1)



小坂野ブロック (図2-2)



黒瀨ブロック (図2-3)



3) 監視システム

a. システム構成 (管理事務所内)

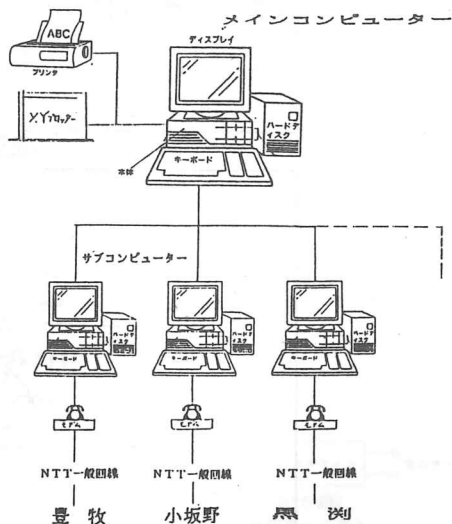
システム構成は、メインコンピューターとサブコンピューターから構成され、メインコンピューターには、データ整理の出力のために、XYプロッターとプリンターが接続され、またサブコンピューターには、データ通信用の電話モデムが接続されている。尚表-2には現場に据付けているサテライトの主要機能をまとめた。

現在は、以下の手順で1時間間隔でデータの収録が行われている。

- サブコンピューターが設定時刻になると自動的に各局に電話をかけ、データの収録が行われる。
- その後、メインコンピューターに各サブコンピューターからのデータが自動的にコンバートされ転送される。尚、メインコンピューターが他の目的で使用されていても、サブコンピューターは、データの収録をしており、常に新しいデータを記憶している。
- メインコンピューターでは、どの地区の収録されたデータも即時に整理し、時系列図の作成・図化出力・データシートへの出力などを行うことができる。
- メインコンピューターでは、3局分で約1.5年間の保存が可能である。

表-2 サテライト (観測器) システム主要機能

計測項目	地表、地中変位、間隙水圧、地盤傾斜、温度などストレインゲージ型センサーで検出可能なものおよび雨量、流水量
接続可能センサー	各種ストレインゲージ型センサー、転倒マス式雨量計 周波数変換型流量計 (アダプター必要)
接続可能センサー数	ストレインゲージ型センサー又は流量計 16個 雨量計 1個
計測間隔	1分~24時間 任意設定
最大記録データ数	約1000組
耐 候 性	降雨、夏期の高温に対しては計器収納箱などで対応 冬期の低温に対しては電力による保温装置で対応
作 動 環 境	屋外に設置する計器類 外気温 -10℃~+50℃ 地中に設置する計器類 外気温 0℃~+30℃ 室内機器 外気温 -10℃~+40℃ (空調が前提)



b. 画面出力及びプリンター出力

メインコンピューターにおける操作はできるだけ簡単にし、誰でも容易に操作できるようにメニューの中から自由に選択する方式とした。CRTでは、最初に地区名の選択を行ない、次に作業メニューを選択する。その後、図化はXYプロッターで即時出力できるし、データシートへの出力も行なう事ができる。

< メイン画面 >

地区の選択を行なう

新庄工事事務所管内 地すべり自動監視システム

【地区名選択】

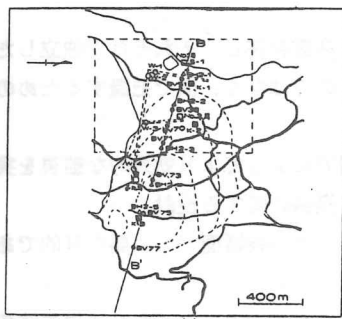
1. **豊牧ブロック**
2. 小坂野ブロック
3. 黒淵地区
4. 終了

< 作業メニュー >

作業メニューにより下図の項目を自由に選択し実行することができる。それらの結果はCRT上、XYプロッター及びデータシートに出力できる。

< データモニタ >

データモニタでは、下図のメニューで選択したセンサー毎に時系列図等が出力される。期間なども任意で与える事ができる。



豊牧ブロック

作業メニュー

平面図 表示

断面図 表示

データモニタ

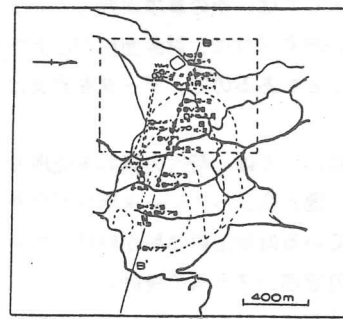
データ収録

プロット

年報・月報

観測条件変更

終了



豊牧ブロック

表示項目選択

S 地盤伸縮

TK 孔内傾斜

QT トンネル流量

Q 排水量

WL 孔内水位

PH 杭曲モーメント

GK 地盤傾斜

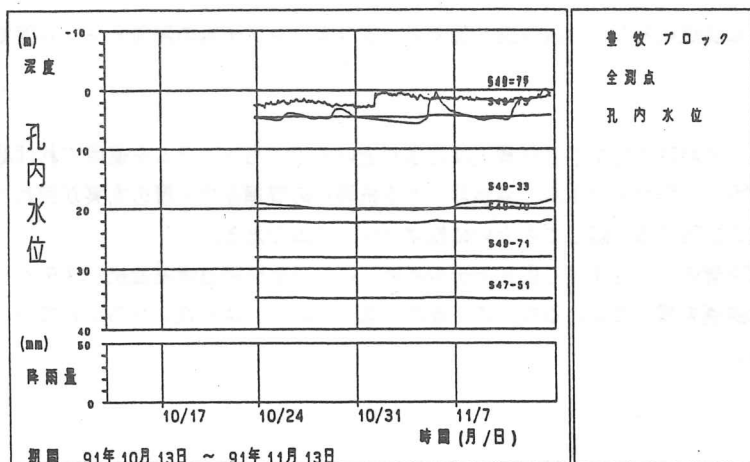
PD 杭頭変位

戻り

作業メニュー

モニター画面

次に、データモニタにおけるXYプロッターでの出力例（孔内水位計）を示す。



地質構造と斜面崩壊（東北地方を事例として）

○	備復建技術コンサルタント	岩淵	恒紀
	備復建技術コンサルタント	小林	俊樹
	備復建技術コンサルタント	三上	登志男
	備復建技術コンサルタント	太田	保
	備復建技術コンサルタント	守屋	資郎

1 はじめに

最近、道路建設が山地部にまで及ぶにいたって、入念な地質調査を実施しているにもかかわらず、工事に至って大規模に崩壊する事が多くなっている。この崩壊が発生する原因としては、

- ①古期の岩盤すべりの末端部を切土した場合
- ②流れ盤の地層や断層が存在する斜面の下部を切土した場合
- ③褶曲や断層が複雑に発達した弱線部を切土した場合
- ④凝灰岩などの塊状岩盤が巨ブロック状に緩んだ部分を切土した場合
- ⑤節理などが切り合いによりブロック状に緩む場合

などが上げられ、地質構造と密接に関連している事がわかる。

今回の報告は、これらの事例について概要を述べ、今後地質調査を行うに当たって留意すべき点について土木コンサルタントの立場から述べる。

2 事例報告

(1) 事例-1: ロックシェッド下部の施工中に、緩んだ岩盤が断層に沿って崩壊した例

1) 地形・地質

全体としては急傾斜面～急崖になっており、斜面の上部は凹凸に富んでいる。また、斜面の頂部には幅約2mの陥没地がある。

この付近の地質は、粘板岩に富む粘板岩・砂岩・チャートの互層であり、層理とはほぼ平行する急傾斜の節理が卓越して発達している。また、斜面との関係は受け盤となっており、トップリングによって巨塊状に緩んでいる。

2) 斜面崩壊の発生状況

上記の急崖から発生する落石による災害を防止するために、この斜面の下部にロックシェッドを建設中であった。下部の崖錐堆積物および不良岩盤を小規模に除去した段階で、比高約80m上部に滑落崖を形成して崩壊が発生した。

3) 崩壊の発生機構

この崩壊後の観察の結果によれば、複数の断層に囲まれた緩んだ岩盤が、直下の崖錐堆積物を掘削除去したために、断層をすべり面として滑落したものである。この崩壊が発生する前に40mm/日の降雨があった。そのため、斜面下部の、掘削した不良岩盤部で小規模な崩壊が発生し、一部でオーバーハング状の不安定な状況となっていた。当初不動岩盤と考えていた部分の背後は凹凸に富み過去に移動した可能性も考えられる。

4) 対策工

崩壊の対策としては、調査により背後の斜面で新たなすべりが発生しないことが確認できたため、頭部排土工を採用した。また、当初計画していた斜面下部の掘削

は実施せず既存擁壁をそのままにし脚部に杭を施工し、ロックシェッドの基礎とした。

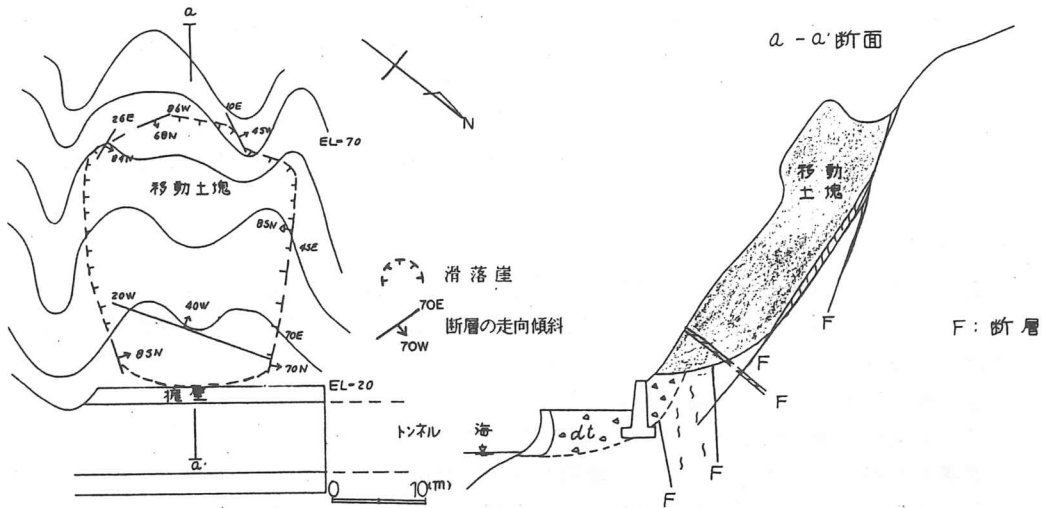


図-1 滑落崖と断層の関係略図 (事例-1)

(2) 事例-2: 道路のり面の切土後、断層と受け盤の地層面に沿ってのり面が斜め方向に滑落した例

1) 地形・地質

当該箇所は、標高100m~150m のいわゆる“やせ尾根”である。

新第三系中新統の泥岩、凝灰岩が分布しており、泥岩が主体をなしている。地層面は斜面に対して受け盤になっている(傾斜は約30°)。また、比較的幅の広い擾乱帯を伴う断層が斜面とやや鋭角で斜交している。

2) のり面滑落の発生状況

のり面切土(1段の高さが7mで5段)後数カ月経過した時点の冬期に、4段目の小段を頂部として、幅が約30m、奥行きが約50mにわたってのり面に対しては斜交して滑落した。この結果、滑落部分の山側には比高が2~3mの滑落崖、側方崖ができ、末端部は崩壊土砂が5~10m道路に押しだした。法面の崩壊後、しばらくの間、滑落崖、側方崖、末端部、およびのり面の中段から湧水が認められた。のり面滑落の数日前にある程度の降雪があり、のり面が滑落した時点ではほとんど融けていた。

3) のり面滑落の発生機構

のり面では、青灰色凝灰岩の薄層と、その上位の泥岩との境界に粘土のフィルムが形成されており、こがすべり面となっているのが観察できた。この地層境界は、走向・傾斜がN30°E・30~40°NWを示しており、のり面との関係では受け盤になっている。

また、SWに約60°傾斜する断層が滑落崖あるいは側方崖となっており、この断層は幅数10cmの幅の粘土化帯を有している。この断層面と地層面とがすべり面を形成している滑落するに至ったものである。隣接する切土のり面を見ると、この断層は上記の擾乱帯の東縁を限るものであることが判明した。

4) 対策工

すべり面の形状が明確であり、頭部滑落崖の山側では断層はのり面の谷側に抜けているため排土工が適用できると考え、これを採用することとした。

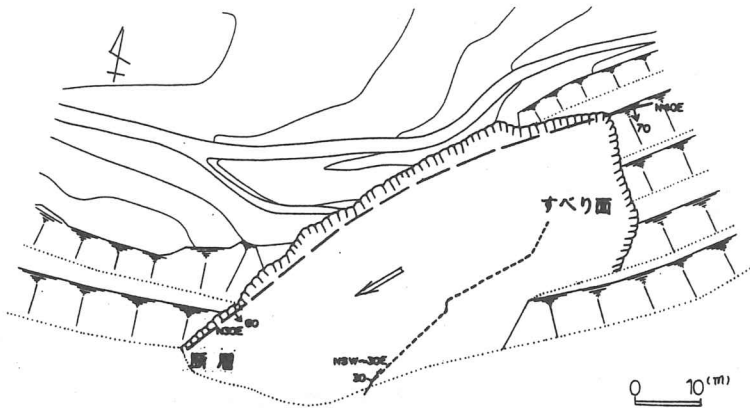


図-2 概略平面図 (事例-2)

(3) 事例-3: 道路のり面の切土後、いわゆる“流入粘土・沈着粘土”がすべり面となって岩盤が滑落した例

1) 地形・地質

当該地はほぼ南北性で西向きの斜面で、地質構造に支配された特異な地形を示す。尾根部の標高は300mで海岸線は急崖を呈し、風化侵食の激しい壮年期地形である。

基盤地質は先第三系の千枚岩、粘板岩、輝緑凝灰岩からなり、剝離性が顕著で、片理面の方向は南北性で $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ の流れ盤の地質構造となっている。岩盤の風化深度は大きく褐色化している。また、基盤岩を覆って崩積土が分布している。

2) のり面崩壊の発生状況

のり面崩壊は風化した岩盤からなる5段以上の長大のり面で発生した。地すべりは初期の変動速度が速くないために、のり面の切土施工がある程度進行してから斜面に徐々に変状が現れた。変動は降雨と密接に関連していて、発生後は降雨により増大している。なお、発生区間はのり面上方の緩傾斜地に頭部を有するように発現した。

3) 崩壊の発生機構

すべり面は頭部で急勾配になっているが、のり尻までは直線的な片理面に一致している。一般的には、片理面の剝離性は高いものの、実際には片理面自体がすべり面を容易に形成することはないものと考えられる。隣接区域でも同様な構成地質でありながら、必ずしも類似の現象が発生しているわけではない。

本区域の岩盤は $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ の“流れ盤”ではあるが、岩盤状況としてはCL~CMクラスですべてている。さらに、特徴的なことは片理面や亀裂面に厚さ5~15mmの細土粒子フィルム(粘土)が付着していることである。この粘土は基盤岩が原位置で風化して形成されたものではなく、基盤岩を被覆している崩積土の細粒分や岩盤亀裂面の細粒化分が雨水と共に亀裂間、割れ目間を通過して、ある深度に充填したものと考えられる。その後、地下水により高含水状態となってすべり粘土に成長したものと予想される。

4) 対策工について

この種の災害は事前の予測が困難なこともあって、事後の対応となる傾向にある。発生した場合には、押え盛土が応急処置としての効果が大である。

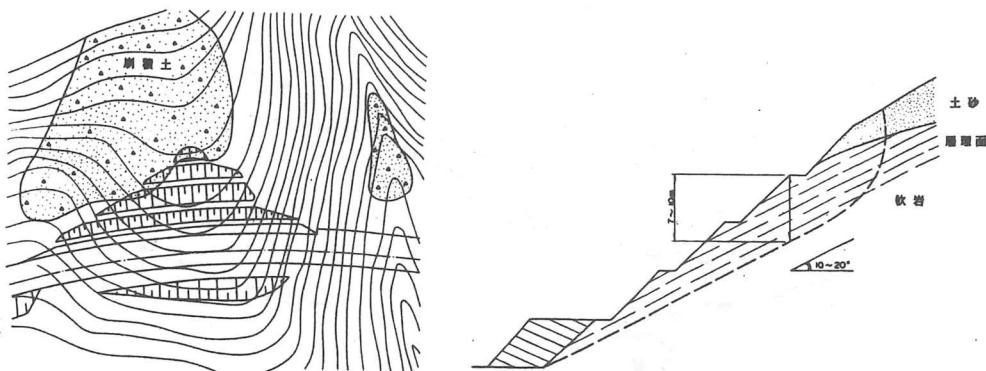


図-3 概略平面図・断面図 (事例-3)

表-1 土質試験結果一覧表 (事例-3)

項目 試料	比重 (G S)	含水比 (%)	粒度組成 (%)			コンシステンシー			せん断強度	
			砂分	シルト分	粘土分	WL (%)	WP (%)	IP	粘着力 (t/m ²)	内部摩擦角 (°)
崩積土	2.90	39.2	27	30	43	64.7	29.5	35.2	1.10	17.0
挟在 粘土	2.67	90.7	3	21	76	104.0	45.2	58.8	0.8	4.0

(4) 事例-4: 道路切土工事に伴い、中～古生層を大規模掘削したことによって発生したのり面変状例

1) 地質

当該地の地質は、二疊系～三疊系の粘板岩を主体とし、これに砂岩および輝緑凝灰岩などを挟有している。また、褶曲構造が顕著であり、部分的に過褶曲になっている。地層の一般的な走向はN30°～40°Wを示し、西または東に急傾斜している。

2) のり面変状の発生状況

当該地では、道路建設に伴って、地山を約5段(高さ30m)の大規模切土した。切土後、のり面に多数の開口亀裂及びトップリング(転倒崩壊)状の亀裂が発生した。

4) のり面変状の発生機構

変状発生の直接の原因は図に示すように、褶曲して破碎された地盤を急速に切土したために、地山の応力が解放されて変状が発生したものと推定される。

地質構造からも推定される通りL側は受け盤であり、トップリング的な破壊となり、下部が先に破碎変状し、順次上部へと波及したものである。一方、R側は急傾斜の流れ盤(地層が逆転して受け盤となっている所もある)であり、応力解放の影響が大きくあらわれる形となり、法面の変状は下から上まで全斜面に及びしかも深度も大きくなっている。

5) 対策工

対策工はL側については、変状の規模が小さいことから、現場打法棒とアンカーを併用した抑止工とした。R側はすべり力が約70t/mと大きいことから、頭部排土(法面の切り直し)を行った外に、下2段は除荷膨張を防止する目的でL側と同じアンカーを施工した。

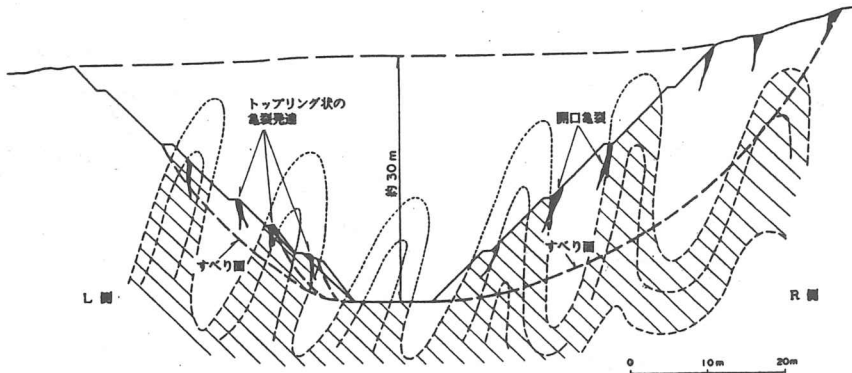


図-4 概略地質断面図(事例-4)

(5) 事例-5: 道路改良に伴う地質調査によって判明した、泥流堆積物分布地における大規模地すべりの例

1) 地質

当該地の地質は、新第三系中新統に相当する凝灰岩・泥岩の互層を基盤岩とし、10°程度の流れ盤層理を有している。また近隣には石英安山岩の貫入による山体が分布するなど部分的に擾乱された岩相を特徴としている。その上位には泥流堆積物の巨礫混り粘土・河床砂礫などの未固結層が分布している。このうち、河床砂礫は地すべり崩土に覆われ概ね潜頭している。また、泥流堆積物は30°~40°の急斜面を形成している。

2) 大規模地すべり

周辺の斜面を見ると、基盤岩が受け盤となっている右岸では斜面崩壊が発生している。これに対して、基盤岩が流れ盤となっている左岸では地すべりが多いことから、基盤構造が崩壊・地すべり発生の主因をなしているものと推測された。しかし大規模な地すべりは、地すべりが多い左岸でも

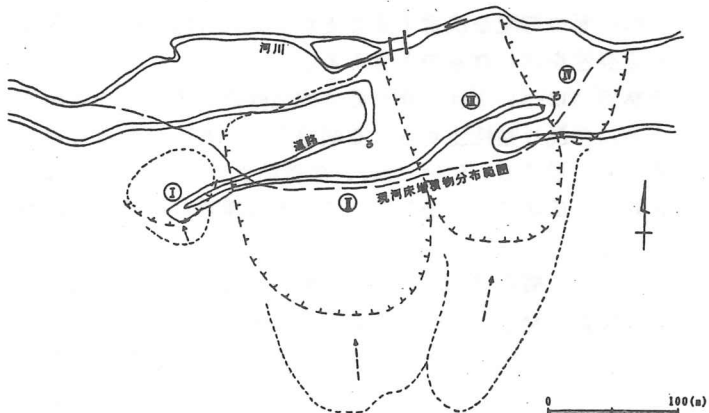


図-5 ブロック区分平面図(事例-5)

当該箇所のみである。地すべり発生の時期については河床砂礫中から採取した木片の¹⁴Cを測定した結果、 $\sigma^{14}C = 2.66 \pm 0.94\%$ 、すなわち Modern となり、地質的には比較的最近であることが判明している。

3) 大規模地すべりの発生機構

泥流堆積物の分布形態を捕捉した結果、当該箇所は泥流堆積物末端部に位置することが判明し、末端部の特徴である締りの不良な礫質土が急斜面上に堆積し、不安定な状態にあったことが予想された。また河床砂礫は現河道から100m程度山体内部まで潜頭して分布することが確認されたこと、地すべり崩土は巨礫状の岩盤および凝灰質な粘土から構成されることなどから判断すると、急斜面上の堆積で不安定な泥流堆積物が斜面下部の河川侵食により更に不安定化し、流れ盤構造の基盤岩をも巻き込むような形態で大規

模な地すべりを生じたものと判断された。

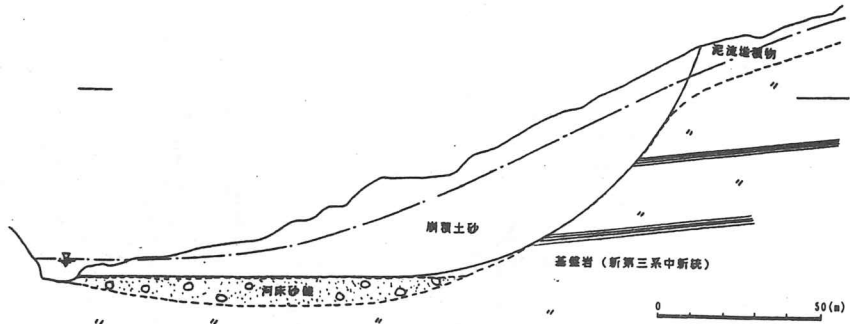


図-6 IVブロック地質断面図 (事例-5)

3 地質調査の際の留意点

建設工事に当たって、災害の発生を予測して事前に対策を講じることは、経済的および人的な被害をなくす上で重要な事と考える。今回取り上げた事例には、切土工事に伴う災害の発生を予測し、これに対処する上で幾つかのを教訓を含んでいると考える。以下に、土木コンサルタントの立場からこれらについて列記してみる。

①事例-1,2は、断層面、地層面、節理面の弱面によって岩盤がブロック化して、これらに沿って滑落したものである。このようなり面(斜面)の滑落を予測するためには、先ず、工事対象箇所付近の地質構造を明確に把握することが前提となる。一般に、ロックシェッド、砂防ダムなどの構造物では、構造物の基礎に直接関係する部分でしか地質調査が実施されない。また、道路建設に際しても、弾性波探査結果だけから切土のり面の勾配を決定することが多い。今回述べた事例は、地質構造を把握することの重要性を示したものと考える。

②事例-3については、きわめて地域性のあることではあるが、危険箇所として、斜面上方に礫混り粘性土からなる崩積土が分布していること、岩盤の片理面・優勢亀裂面が流れ盤を形成し、粘土(流入・沈着粘土)があって含水比が高いこと、および、地質の硬軟部は広域的に連続していて、その境界には湧水が認められることの共通性を有している。

ただし、事例-3については予測が困難であり、現状では事後の対策とならざるを得ない。災害が発生した場合の応急対策としては押え盛土工が有効のようである。

③一般に、応力開放に伴う切土のり面の変状が問題となるのは第三紀層の泥岩分布地域である。しかし、事例-4では、古期岩類分布地域でも断層・褶曲構造が顕著に発達している場合には応力開放に伴う地山の緩みの程度が大きいことを示している。このような箇所では道路の切土のり面工を行う場合にはアンカー工などの地山に荷重を付加する工法を併用するか、切土勾配を一般的なものよりも1~2ランク下げることが必要と考える。

④事例-5は泥流堆積物分布地域に発生している大規模な地すべりについて述べたもので、基盤岩の地質構造が“流れ盤”など地すべり発生素因を有している場合、これを巻き込んで大規模な地すべりが発生することがある。この場合、すべり面は当然基盤岩の表層部、あるいは風化部中に形成される。このため、地すべりの安定性を検討するに当たって、すべり面を決定する場合には、泥流堆積物中、基盤岩と泥流堆積物との境界だけではなく岩盤の風化部にも注意する必要があると考える。

以上

経済活動が活発になるに従って、自動車の往来も増加し、それに伴って道路整備への投資も増加してきた。平野部の道路網は満配に近くなり、道路標識を見てもうっかり道路に迷う程になってきた。今は山岳道路の建設と丘陵地道路の拡幅が盛んである。道路の路線変更や拡幅が行われ、歩道施設などの道路整備も行われている。路線変更や拡幅に伴う工事量が増加するに従って、予期しない災害に出くわすことも多くなってきた。その予期しない災害とは、崩れるとは考えられないところが、地すべり性崩壊を起こして崩れることである。ここで言う地すべり性崩壊は、便宜上名付けたもので、小出(1955)等の言う地すべり性崩壊とは異なり、地すべりの移動域が狭少なため、移動域でみられる横断クラック、隆起帯、縦断クラックなどの地すべり微地形が発達せず、地すべりの崩壊域と堆積域とが隣接している。その堆積域にも縦断クラックなどの地すべり微地形の発達が不完全であったり、なかったり、小規模の斜面の崩れである。言ってみれば地すべりと斜面崩壊の中間型の崩壊である。典型的な地すべりと違う点は、地すべり微地形が未発達か、不完全であるが、すべり滑動は急激で、破壊的であることである。

この急激な地すべり性崩壊の例を岩手県の県南5例と宮城県の最北端1例を紹介してみたい。

① 花巻市西部豊沢川沿岸柴林地区

柴林には、豊沢ダムから和賀町北部まで通じている灌漑用水路があり、柴林地区では、逆サイホンで豊沢川を跨ぐ水路になっており、現場を最初にみた時には、崩壊の兆しが出ており、その横圧力でサイホンの鉄管が折れ曲がっていた。管理者の土地改良区では、成す術もなく完全に崩壊するまで待つ始末であった。数ヶ月後の1982年7月12日午前4時頃豊沢川の右岸が崩落して、逆サイホンは完全に崩壊された。

豊沢川の沿岸に分布している湯口層が崩壊したもので、湯口層はデイサイト質凝灰岩と細粒凝灰岩で、明確な層理は示さないが、水平の節理が発達していて、真上の田からの水が浸透して、水が水平節理から豊富に流れ出ていて、よく観ると砂粒も少し流れ出ていた。水平節理で地盤内が地下侵食されて崩れたものと推定される。

② 北上市東北部臥牛

臥牛峠と言われるところで、東和町と北上市との境界にあり、両市町の主要な道路であり、待望の道路であったのに、建設後間もなく崩れてしまい、不通になってしまったので、なにやっているんだと地元住民は相当非難していた。崩壊したのは、1981年4月20日から21日にかけてであった。

末端部の近くには地すべりで出来たと思われる古池があるので、地すべりに対して防止工事を施工していたらと考えられるところである。地すべり微地形は、滑落崖は当然として、横断クラック、末端隆起だけがみられ、地下水が豊富なところである。すぐ近くには稲瀬層の安山岩類があり、稲瀬層の上の薄い真滝層が崩れたものである。

③ 北上市東部口内

口内の崩壊場所は②の臥牛峠から5.5 km南南東に離れたところで、激しい雨降りが終日続いた臥牛峠の崩壊と同じ日の1981年4月20日に2万立米崩れた。

この崩壊の発生した地層は、臥牛峠と同じで、稲瀬層の上の真滝層が崩壊した。滑落崖から採取した粘土を調べた結果、地すべり粘土のSmectiteの一種Montmorilloniteであった。地すべり微地形は、滑落崖、横断クラックがみられ、堆積域の舌端部は不規則で、斜面崩壊に似ており、滑落方向と同じ方向に盛り上がり見られたが、縦走クラックでなく、降った雨の流れの跡かもしれない。

④ 胆沢郡衣川村南股川支流蛭沢、鞍掛

この地質は、新第三系中新統上部の瑞山層が分布しているところで、この瑞山層にも①の柴林の湯口層と同じように水平節理が発達しているところで、水平節理から水が豊富に流れていて水とともに砂粒も流れ出ていて、地下侵食されていることが推定される場所である。

ここは当時防災ダムを建設中であり、余分な岩盤を掘削していたところ、必要などころまで崩れ出し、さらに崩れを誘発して、2、2万立米も崩壊してしまったところである。滑落崖の他は地すべり微地形はなく、頭部から舌端部まで巨大な岩石ブロックが累々と折重なる様は崩壊の物凄さを物語っていた。

⑤ 胆沢郡衣川村西部北股川支流増沢

この崩壊はやはり瑞山層で発生したもので、滑落崖から採った粘土はSmectite (Montmorillonite)であった。1975年3月22日から23日にかけて崩壊を起こし、部落の人達は何事だろう大騒ぎになった。丁度、小松左京の小説「日本沈没」が発行された直後だったので、日本沈没が発生した、と大騒ぎになり、何軒かあった民家は移転してしまい、今は作業小屋として使っている元民家と板倉の2棟が残っているだけである。この部落は平泉の秀衡塗りの漆の生産をしていたと言われるところである。

⑥ 宮城県栗原郡金成町有馬(岩手-宮城県境部)

JR東日本(当時は国鉄)の東北線有壁・一関間の鉄道脇の斜面が、1966年4月2日午後7時ころ崩壊して、下り特急「やまびこ」が崩壊土砂に乗り上げて脱線し、上下線とも不通になったと言う災害である。

新第三系下黒沢層の上に重なる巖美層の軽石質凝灰岩が崩壊したもので、モンモリロナイト石が滑剤になって、すべったものである。詳しくは、秋田大学の加納先生の報告が「地すべり」Vol. 3, No. 2に掲載されているので、そちらを参照されたい。

この他、岩手県の東北の道路拡幅工事で、すべるとは思いもよらなかったところが崩壊して、地すべりの活動が開始したところもある。改めて事前調査の大切さを思い知る思いである。

道路路線調査でも、道路拡幅調査でも地質踏査の他に、入念なボーリング調査で地質を確かめるが、その際に被災予防のために、粘土鉱物の有無、あればその種類の確認を奨める。粘土鉱物が含有されておれば、その量に応じて防災処置を講ずれば災害はもっと減るものと思われる。

1. はじめに

一般に岩盤は、大きく硬質岩盤と軟質岩盤とに分けることができるが、原子力発電所の基礎岩盤に置ける岩盤分類は、硬質岩盤と軟質岩盤とは、それぞれ異なった分類体系が採用されている。

原子力発電所基礎岩盤の岩盤分類は、岩盤を適切なグループに分級区分し、原位置試験を主体とした地盤の調査・試験計画に資することがおもな目的とされる。したがって、地質要素で分級された各岩級の分布範囲の中では、共通の工学的性質を持つと見なしうような分類法を適用することが必要と考えられている。⁽¹⁾

上述の目的のため、硬質岩盤では、いわゆる電研式岩盤分類と、適切な岩石種類区分を組合せた分類が多用されている。すなわち、硬質岩盤の分類では、各地点の地質、岩質の状況に応じて、岩級を区分すべき固有の地質要素の特徴、あるいはボーリングコア性状の特徴による適切な判断基準を設ける必要がある。一方、軟質岩盤では、別途分類法⁽¹⁾が提案されている。

2. 硬質岩盤の岩盤分類

塊状硬質岩盤を対象として広く用いられている電研式岩盤分類の区分基準について、最近、この分類をアレンジし、分類要素となるボーリングコアの亀裂間隔などで、定量化する試みがなされている⁽²⁾。

しかし、縞状チャートや砂岩頁岩互層などの成層構造の発達した岩盤では、構造物の支持岩盤として安全上特に問題とならない場合でも、層理などの潜在的な剥離面が卓越するため、採取されたコアの見掛けの形状は悪くなる。このため、塊状岩盤で適用した亀裂間隔と同じ基準で岩級を判断することは現実的ではない。

ここでは、褶曲した砂岩頁岩互層からなる基礎地盤を対象として、電研式岩盤分類を基本とて、現地での風化程度、層理や節理の発達状況に合わせた分類を実施した。

検討の対象とした地盤の地質構造は、NNE-SSW ~ NE-SW 方向に延びる褶曲構造と、それと同方向あるいは斜交する断層とによって特徴づけられる。

断層はおおむね高角度で、破砕幅は最大のもので約4m、他は数10cm以内である。また、層理面と平行して、主に砂岩と頁岩との境界に粘土質ないし砂質のシームが認められる場合がある。シームのほとんどは、褶曲が形成される過程で生じた、フレキシユラル・スリップによるものと考えられる。このような地質構造は、中生代末期に生じた造山運動によって形成されたものと考えられている。

3. 岩盤分類の基本的考え方

基礎岩盤の岩盤分類は、安全評価上ほぼ同一の工学的性質を持つと見なしうような区分に岩盤を分類することを目的とし、岩種及び分類要素の組み合わせに基づいた岩級区分を基本としている。

本地点の基礎岩盤は、中生界の砂岩、頁岩などいわゆる硬質岩盤に属することから、硬質岩盤で一般に用いられている電研式岩盤分類を基本とした。分類要素としては、風化の程度及び割れ目の頻度、状態を選定し、岩級区分の基準を作成した。

これに基づき、ボーリングコア及び試掘坑についてそれぞれ岩級区分をした後、各岩級の分布状況を考慮して岩盤分類を行った。

岩盤分類の考え方フローを図-1に示す。

4. 岩級区分

岩級区分に用いる分類要素について、風化の程度については、構成粒子の変質及びハンマーの打診に基づいた「風化度区分」を指標とし、割れ目の頻度、状態については、割れ目の状態に顕著な差が認められないことから、「割れ目の頻度」だけを指標とした。

(1) 試掘坑の岩級区分

ここでは、壁面での岩盤の風化度区分と割れ目の頻度を分類要素として、周辺の岩盤状況を考慮して、各岩種ごとに C_H 、 C_M 、 C_L の3段階の区分とした(表-1)。

(2) ボーリングコアの岩級区分

本地点は、砂岩と頁岩の互層からなる褶曲した層状岩盤であり、層理や節理など潜在亀裂が入っているため、コアでは、割れ目の密度が計測上多くなる傾向がある。しかし、解析範囲の大部分を占める風化の認められない標高-30m付近より深部では、ほとんど全ての割れ目や破砕部は密着し、あるいは黄鉄鉱や石英脈などで充填されていることが、ポアホールテレビによって確かめられている。こうした状況を踏まえ、岩級区分は、コアの性状を風化度と形状に分け、それらの組合せで岩級区分を行った。すなわち、風化度については構成粒子の風化変質の程度とハンマーの打診音などから各岩種とも1~5とし、形状(割れ目密度)についてはA~Eとし、これらを組合せたコア性状区分を基に、各岩種について、 B 、 C_H 、 C_M 、 C_L 、 D の5段階区分とした(表-2)。

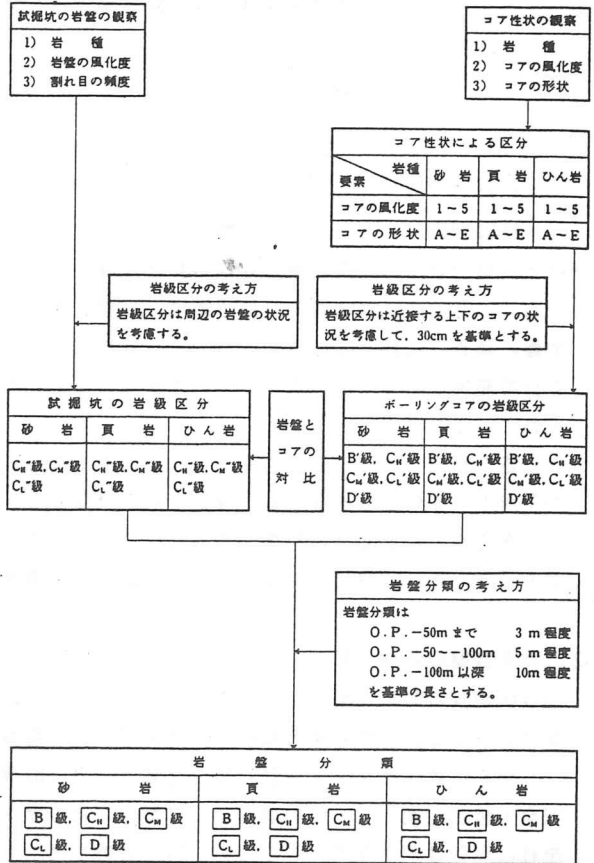


図-1 岩盤分類の考え方フロー

表-1 試掘坑の岩級区分基準

岩級	砂岩及びひん岩	頁岩
C_H	<ul style="list-style-type: none"> • 全体的にわずかに風化をうけ、暗灰~黄灰褐色を呈する。岩芯が新鮮な青灰色部を含む。長石類が黄褐色に風化汚染されている。 • 割れ目間隔5~20cm程度が多い。 • ハンマーの強打で割れ、やや濁った金属音を発する。 	<ul style="list-style-type: none"> • 割れ目沿いにわずかに風化汚染をうけ、黒~暗灰色を呈する。砂質リナにわずかに褐色汚染が認められることがある。岩片角はナイフで削れる。 • 割れ目間隔5~10cm程度が多い。 • ハンマーの強打~中打で割れ、やや濁った金属音を発する。
C_M	<ul style="list-style-type: none"> • 全体的に風化をうけ、淡黄褐~黄褐色を呈する。指先の摩擦で粒子がほとんど分離しないものから、岩片を指圧で割れるものまでである。 • 割れ目間隔3~10cm程度である。 • ハンマーの中打で割れ、濁った音を発する。 	<ul style="list-style-type: none"> • 風化による脱色化が認められ、割れ目沿いは褐色に風化し暗灰~褐灰色を呈する。岩片はナイフで容易に削れる。 • 割れ目間隔3~10cm程度である。 • ハンマーの中~強打で割れ目沿いに剝離する。濁った音を発する。
C_L	<ul style="list-style-type: none"> • 全体的に強く風化をうけ、黄褐色~褐色を呈する。強い指圧で岩片をすりつぶすことができる。 • 割れ目間隔5cm程度以下である。 • ハンマーの強打で容易に岩片状となり、低い濁った音を発する。 	<ul style="list-style-type: none"> • 破砕部沿いに認められる割れ目の密集部。 • 割れ目間隔3cm以下、岩片表面に鏡肌が認められる。 • ハンマーの強打で容易に細片状となり、低い濁った音を発する。

具体的には、前後のコアの状況（周辺の岩盤の広がり）を考慮表-2 ボーリングコアの岩級区分基準として30cm程度の長さを基準とし行った。

試掘坑とコアとの岩級区分の対比については、試掘坑に近接したコアを用いて検討を行い、C_{II}”はC_{II}’に、C_M”はC_M’にほぼ対比できるものと判断した。

6. 岩盤分類

岩盤分類にあたっては、ボーリングコア及び試掘坑での岩級区分を基に、次の考え方でやっている。

(1) 岩盤分類は岩種ごとにB_I、C_{II}、C_M、C_L及びDの5段階とした。

(2) 岩盤分類を行ううえでの基準の長さは以下のとおりとした。

- a. -50mまでは3m程度
- b. -50～-100mは5m程度
- c. -100m以深は10m程度

作成した岩盤分類図（鉛直断面図）を図-2に示す。

7. 各分類ごとの岩石、岩盤物性

(1) 主な試験内容

基礎岩盤を構成する岩石の種々の工学的性質を求め、岩盤の強度特性並びに変形特性を考察する場合の基礎的資料とするため、ボーリングコア並びに試掘坑より採取した岩石供試体による一軸圧縮試験、引張試験及び三軸圧縮試験を実施した。

また、岩盤物性を詳細に把握し、その安定性の検討に資する

1	新鮮
2	かなり新鮮
3	中程度風化
4	かなり風化
5	強風化粘土状

A	長柱状
B	短柱状
C	岩片状
D	細片状
E	土砂状

		コアの風化度区分				
		1	2	3	4	5
コアの形状区分	A	B'	C _{II} '	C _M '	C _L '	D'
	B	C _{II} '	C _{II} '	C _M '	C _L '	D'
	C	C _{II} '	C _{II} '	C _M '	C _L '	D'
	D	C _M '	C _M '	C _L '	C _L '	D'
	E	X			C _L '	D'

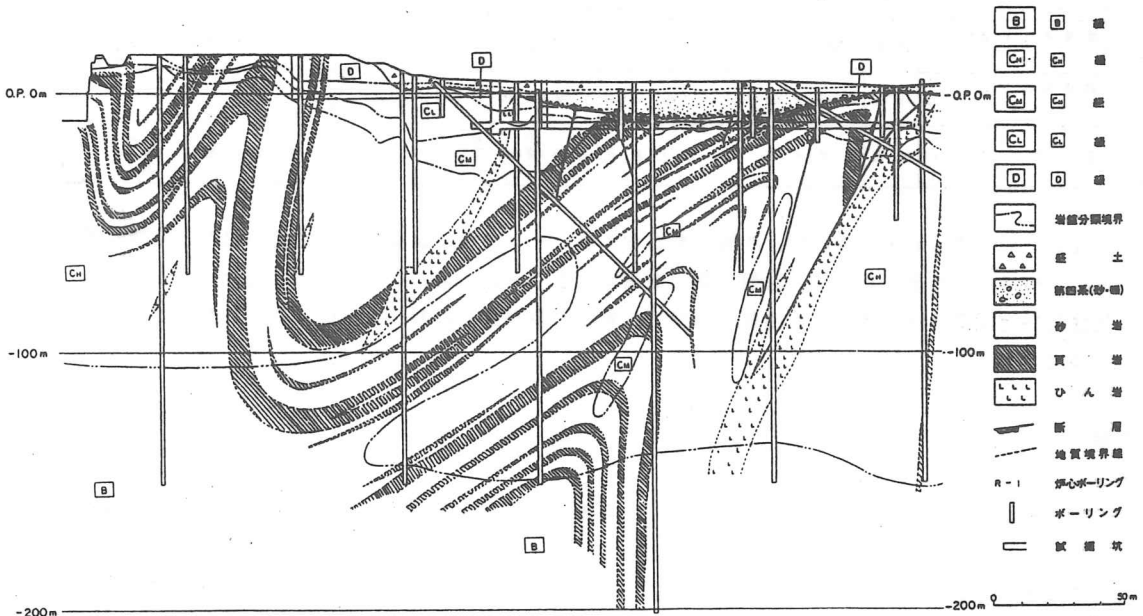


図-2 岩盤分類図（鉛直断面図）

ため、試掘坑内においてブロック剪断試験、岩盤変形試験及び支持力試験を実施した。岩盤試験は、コア性状区分でいうとC_{II}級は2・Cと、C_M級は3・Cと判断される位置で実施している。さらに、深部の岩盤については、ボーリング孔内の岩盤試験を実施し、岩石試験結果と合わせて岩盤分類ごとの物性を総合的に評価するようにした。

(2) 試験結果

おもな岩石試験結果及び岩盤試験結果の一部を表-3~5に示す。

表-3 岩石試験結果 (ボーリングコア)

岩種	岩盤区分	一軸圧縮強度			引張強度			弾塑性係数		
		試験個数	平均値 (kg/cm ²)	標準偏差 (kg/cm ²)	試験個数	平均値 (kg/cm ²)	標準偏差 (kg/cm ²)	試験個数	平均値 (×10 ⁴ kg/cm ²)	標準偏差 (×10 ⁴ kg/cm ²)
砂岩	B'	103	1,680	742	100	116	39	103	64.6	13.6
	C ₄ '	14	1,406	631	20	100	34	14	55.2	18.0
	C ₅ '	3	234	—	3	33	—	3	10.3	—
頁岩	B'	37	943	404	49	76	30	37	54.6	11.7
	C ₄ '	10	623	256	9	77	35	10	58.4	28.5
ひん岩	B'	1	727	—	3	109	—	1	135.0	—
	C ₄ '	3	875	—	2	112	—	3	52.7	—

表-4 岩石試験結果 (試掘坑供試体)

岩種	岩盤区分	一軸圧縮強度			引張強度			弾塑性係数		
		試験個数	平均値 (kg/cm ²)	標準偏差 (kg/cm ²)	試験個数	平均値 (kg/cm ²)	標準偏差 (kg/cm ²)	試験個数	平均値 (×10 ⁴ kg/cm ²)	標準偏差 (×10 ⁴ kg/cm ²)
砂岩	C ₄ ''	20	1,560	525	10	113	36	20	39.8	12.8
	C ₅ ''	38	408	167	10	32	6	38	11.7	5.3
	C ₁ ''	30	126	66	10	14	4	30	3.3	1.5
頁岩	C ₄ ''	70	567	235	20	55	15	70	13.6	6.9
	C ₅ ''	8	323	141	10	54	20	8	8.7	4.0
ひん岩	C ₁ ''	15	46	16	10	5	2	15	3.0	2.2

表-5 試掘坑岩盤変形試験結果

区分	岩種 岩盤分類 応力範囲 試験番号 (kg/cm ²)	砂 岩										頁 岩					
		C _{II}					C _M					C _{II}					
		J-1	J-2	J-3	平均	J-4	J-5	J-6	J-7	J-8	平均	J-9	J-10	J-11	J-12	J-13	平均
変形係数 (kg/cm ²)	5-15	8,600	9,900	7,000	8,500	5,600	4,900	3,200	5,000	6,300	5,000	3,700 (5-10)	5,400	18,000	10,000	19,000	11,000
接線弾性係数 (kg/cm ²)	10-15	21,000	21,000	17,000	20,000	11,000	11,000	7,900	12,000	12,000	11,000	11,000	12,000	33,000	26,000	32,000	23,000
割線弾性係数 (kg/cm ²)	1-15	19,000	19,000	16,000	18,000	9,400	10,000	7,900	11,000	12,000	10,000	9,400 (1-10)	12,000	34,000	22,000	31,000	22,000
載荷方向		鉛直	鉛直	水平	—	鉛直	鉛直	水平	斜め (層理に 平行)	斜め (層理に 直交)	—	鉛直	鉛直	水平	斜め (層理に 平行)	斜め (層理に 直交)	—

なお、以上の岩石・岩盤試験、断層内物質およびシームの物性試験などから得られた各種物性値をもとに、解析用物性値を設定し、岩盤分類、断層およびシームの分布状況を評価して行った安定解析 (慣用法及び有限要素法) の結果、地盤は支持力、すべり及び沈下に対して十分な安全性を有していることが確認された。

文献

- (1) 土木学会原子力土木委員会編(1985)「原子力発電所地質・地盤の調査・試験法および地盤の耐震安定性の評価手法」報告書 第2編 地質調査法
- (2) 菊地宏吉・藤枝 誠・岡 信彦・小林隆志(1984)ダム基礎岩盤の耐荷性に関する地質工学的総合評価 応用地質特別号, p. 103~118. 応用地質学会

第1回 日本応用地質学会東北支部研究発表会

講演集

平成4年2月14日発行

編集 日本応用地質学会東北支部事務局

仙台市宮城野区萩野町3-21-2

応用地質(株)東北支社内
