

# 地表およびその近傍の地質学的問題点と物理探査③

## 調査研究の方法とその結果 (その2)

山田正春 武居由之 小林創 高橋博

前号では標題の「その2」の(1)として

- A. 電気探査 (主として比抵抗法) についてのべた。本号では 前回に引続いて
  - B. 流電電位法
  - C. 地震探査法
  - D. I. P. (誘導分極) 法
- の順に項を追って述べてゆく所存である。

は災害を起すこともあり 事実その例もすでに生じているのである。したがってこれらの空洞の存在場所やその内容物が何であるかを事前に探知することが出来るならば 探掘上からも災害防止の上からも 莫大なプラスとなるのである。この問題の解明のために種々の可能性を詳細に検討した結果 最も有効であるとの結論に達した流電電位法によって取組んだのであるが 幸にも予期以上の好結果を得ることが出来た。

流電電位法とは やはり地下に電流を流し 地下に形づくられる電流の流れの姿を電気的に調べる方法である。すなわち石灰石鉱床中の脈状の粘土質物を探査する場合は粘土脈自体に電流を流すのである。すると これは周囲の石灰石より電流を通しやすいので 電流は大部分が粘土脈 (以下粘土脈と呼ぶこととする) に集中して流れ石灰石の方へはごく少量しか流れこまない。したがってこうして電流を流したままにしておくと 地下には粘土脈に沿って流れた電流の姿が出来上っているわけである。(「その1」図3) これを電気的に追跡して粘土脈の存在とその状態を明らかにしようとするものである。しかしこの方法を実施するには 粘土脈の形態や地表からの深度 坑道の状況 坑内施設 迷走電流の状況などを充分検討したうえでなければならない。

### B. 流電電位法

前号でのべたように 主として比抵抗法による電気探査によって 4つの問題点 (前号の冒頭参照) のうちの① 「表土」の厚さとその形態の確認 という問題が一応の結論を得たので つぎに②の石灰岩中のケーブやクラックなどの空洞の存否と その内容物の探査という問題に着手した。

石灰石鉱床をグローリー・ホール法などによって大量に採掘を行なう場合はもちろんのこと 坑道掘進を行なう場合でも 鉱床中の空洞が粘土状物質によって充填されている場合は 粘土状物質の坑内流出が起り とくにそれが 「表土」につながっている場合は 「表土」の土壌や泥水まで流れ込んで 採掘不可能になったり またこの現象が予期しない場合や急激に起った場合などに

### 栃木県 葛生地区

流電電位法による粘土脈の探査の研究は 綿密な室内研究と準備を経て 葛生地区の大叶鉱山において行なった。本鉱床では石灰石とドロマイトが層状に賦存するなかにおおむねパイプ状をなすケーブが存在し この規模は径10~200cmで このなか粘土状物質が充填されていて 「表土」までつながっている。下の下は直ちに石灰石鉱床である。

鉱床中には 大規模に採掘するためのサービス坑道として 図1のように上部より階段状に長さ250mの坑道が数段にわたって掘さくされている。これを物理探査の便宜上

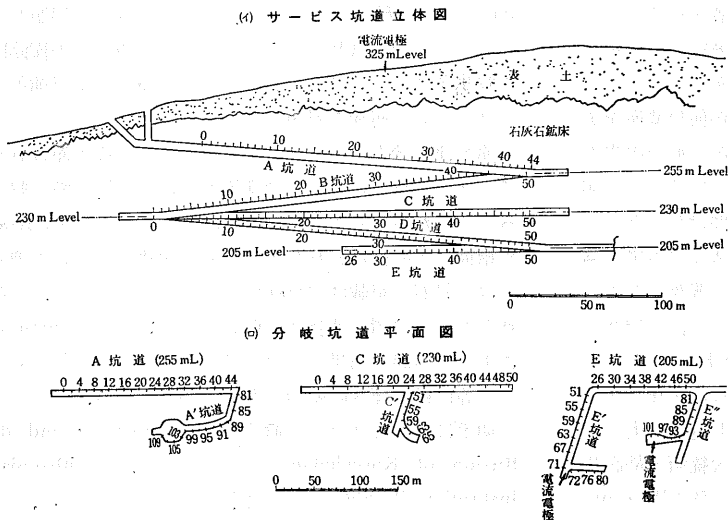


図1

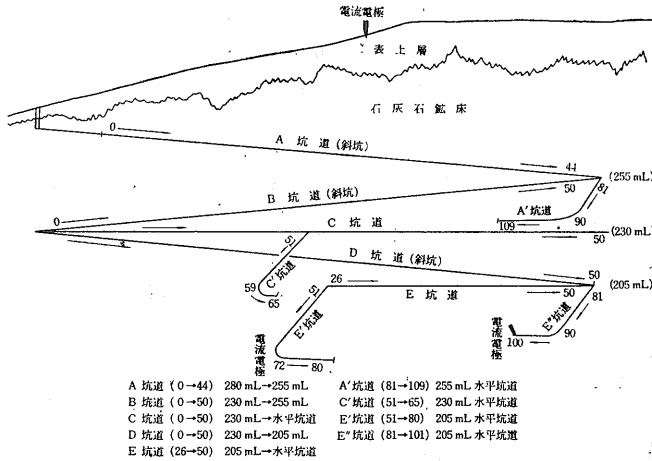


図2 電位測定坑道関係位置図

上からA B C D E坑道と名付け 各坑道は端から5m毎に 0番～50番の番号をつけた。またA C Eの各坑道からは 図1のような水平分岐坑道が出ている。それら各々に A' C' E' E'' 坑道と名付け 同じく5m毎に50～110番の番号をつけた。このE' 坑道72番と E'' 坑道の 100番とにおいて 粘土の大量流出がみられる。なお全測定坑道の関係図は 図2に示した。坑内はトラックレス採鉱のためレールはないが 坑道の片隅にエアパイプが通っていること 近くの鉄道からは地電流の影響が相当大きい状況にあることなどより交流を用いた。

電流極の1極は地表(標高325m)に そして他の1極は前述の E'-72 E''-100の坑内流出粘土に設置した。このようにして地下に電流の分布をつくった状況で 先に述べた A B C D E A' C' E' E'' の各坑道上の電位の分布を測定してゆく方法をとった。そうすれば その各坑道の電位分布から地下の電流の流れた姿がわかることになる。すなわち その坑道の近くに粘土脈があれば そこに電流が集中して通るので電位の変動を生ずる。そしてそれが坑道に近い程電位の変動は大きい。かようにして 常に坑道がのびる毎に その坑道上の電位を測定していけば 坑道が粘土脈に近づいてくると電位が変動してくるのでわかるし もし粘土脈が存在していても電位変動がなければ その粘土脈は電流が集中して流れていないことになり これは地表との連絡が切れていることを意味し 大量流出の危険性はないことになる。また現在は 坑道面ではしっかりしていて安全そうに見える細い粘土脈でも 電位変動が大きいものであれば 地表まで続いているものと考えられ 坑内発破などの振動のために 時の経過とともに徐々にゆるんで流出の危険性をはらんでいることが推定される。

したがってそのような場合は 前もって対策を施して坑道掘進を進める必要がある。

つぎに本地区で行なった流電電位法の結果についてのべる。A B C D E 坑道の結果は 図3に示した。図にみられる低い電位異常を生じている異常点の坑道での状況は おおむね粘土脈がみられ その規模に比例してより大きく低下しているが B.40 C.12~16 D.20には粘土脈はみられない。このうち C.12~16では床面に大きな水溜りがあるので このようなフラットな幅広い異常は坑道上の水溜りが原因のようである。つぎに A' C' E' E'' の各分岐坑道の測定結果を 図4に示した。A' 坑道の99~108番で非常に大きな電位異常が生じている。この坑道面では 測定時期(昭和44年8月現在)には少ししか粘土脈はみあたらなかったが

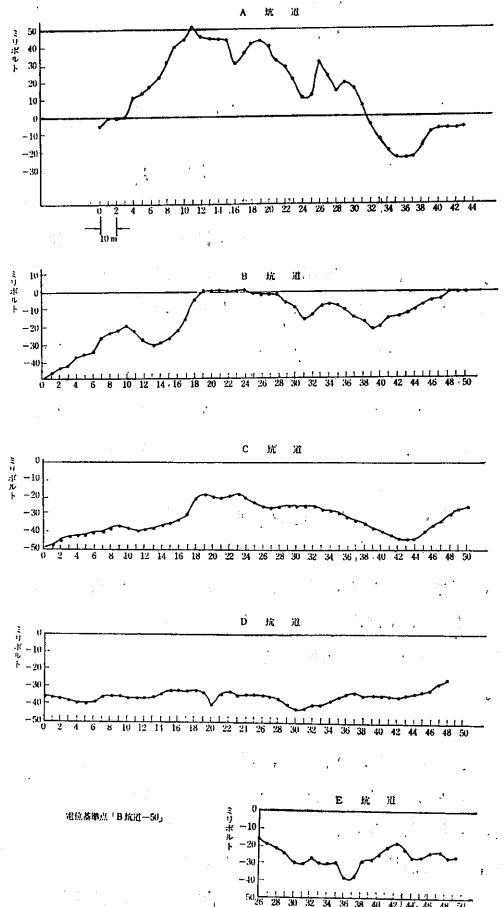


図3 A. B. C. D. E. 坑道の測定結果

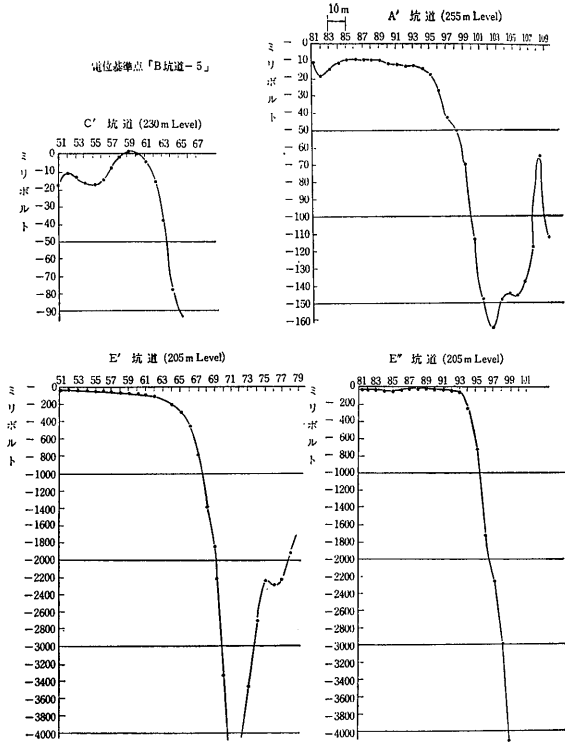


図4 A' C' E' E'' 坑道測定結果

ボーリングの結果 かなり大きい粘土脈が推定されていた所である。今回の流電電位の結果からもその異常の幅と値の大きさから かなり大きな粘土脈であると推定される。 つぎに C' 坑道の結果では 55番と65番に異常を生じている。 55番には坑道上では粘土脈はみあたらないが 65番には粘土の流出があり この下部に相当するE'坑道の72番でも粘土の流出がある。 そしてE'-72 点に電流を流し込んでいる。 したがって C'-65の異常は E'-72の粘土脈の延長がここを通っていることが推定される訳である。

E' E'' 坑道では とともに粘土脈に電流を流し込んだ E'-72 E''-100 を中心とした場所に大きな異常を示しているのは当然のことであろう。 ただE'-76付近で もう1つの小さな異常が入っていることがわかる。 ここでは径約10cmの小さな粘土脈が走っていることが確認された。

以上のように 現在坑道上に粘土脈のある場所は ほとんどに異常があり また近い所を通っていると考えられる所にも異常がみられる。 また粘土脈があっても粘土が殆んど流出しつくして「表土」との連絡がきれているものや はじめから「表土」と関係のない粘土脈の

場合は 電位異常がほとんどないことがわかった。

以上に調査研究の結果をのべたが この方法を行うにあたっては つぎの点について注意をはらう必要がある。

- (1) 流電電位法を設置する場所は 粘土脈を探そうとする場所とあまり近くてもまた遠くてもいけない。 したがって測定する場所が広い場合は 電流電極は順次移動して測定してゆかねばならない。
- (2) 迷走電流が大きい場合は できるだけ大きい交流を用い S/N比をあげるとともに 測定電位電極の間隔は できるだけ短くして測定する必要がある。
- (3) 坑道上にレールやエアパイプが通っている場合は それから出来るだけ離して測定すること。
- (4) 坑道上に水溜りなどがある場合は 解析に際して注意する必要がある。
- (5) 坑道内の流電電極は 粘土脈の存在場所がわかっている場合があれば できるだけ多くの粘土脈から パラレルに流入するようにした方が効果的である。
- (6) 流電電極の設置場所は できるだけ測定しようとする区域の両側にとるようにする方が効果的である。

以上に流電電位法による石灰岩中の空洞の存否とその内容物の探査の問題についてのべたが この方法で予期以上の成果を得た次第である。 今後は この方法によって 石灰岩のみならず その他の問題にも適用されて好結果を得られれば幸であるし また地表の環境保全や防災の面でも広い利用面があるように聞いている。 いずれこれらについては 「その3」において 多くのかかり合いを 実例をあげてのべてゆく予定である。

### C. 地震探査

石灰石鉱床の採掘は 普通露天掘りによって大量採掘されるのが一般で 時には坑内採掘もみられるが これは稀である。 したがって 鉱床の形態 品位分布などは 専ら露出部分が検討され 地下の部分については探査の緊急性は乏しいのが一般である。 しかし石灰岩層の下部構造が 例えば断層によって切断されているなどの場合もあって 経済的にも注目される場合が皆無とはいえない。 従来石灰石鉱床に対する地震探査の実例は聞かないので 本邦最初のことと思うが 地震探査による石灰石鉱床の下部構造の究明というテーマを取り上げて その適応性の研究を行なった次第である。

はじめに地震探査について簡単にのべると 人工地震を用いて地下の構造を調べることは 1851年にイギリス人 MALET によってはじめて試みられた。 第1次大戦中 敵の大砲の位置を知るため精度のよい地震計が作られたが 地下構造が複雑なため 成功するにいたらなかった。 1919年にいたり MINROP が屈折法による地震探査の特許を取り 1921年に史上最初の地震探査会社

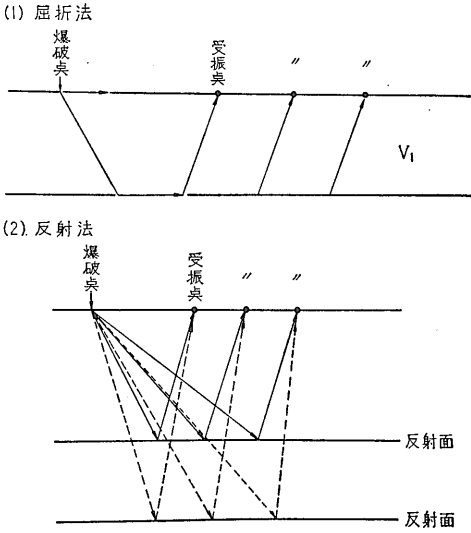


図5 地震探査の原理

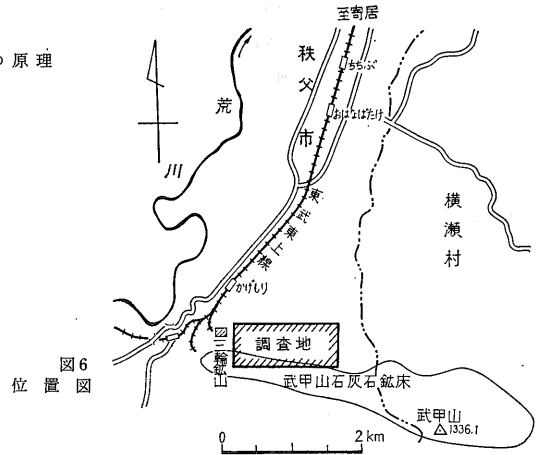


図6 位置図

SEISMOS を設立し テキサスで岩塩ドームを発見して石油鉱床の探査に地震探査の重要性が認められた。屈折法では探査したい深度の4~5倍の測線延長が必要なので深度が数100m ないし km のオーダーになると困難を生じた。1927年にオクラホマで反射法による油田探査が成功してからは深部探査には反射法が急速に利用されるようになった。その後弱電技術が進歩し地震探査法は急速に発達し普及して現在に至っている。

屈折法は図5-1のように地下に弾性波の伝わる速度の早い層があると地表に伝わってきた波より下層からの波の方が早く到達することを利用した方法で地震記録の初動を利用する。

反射法は図5-2のように地層のちがう所から反射してきた波を観測して地下構造を解析しようとするもので地震記録の中で反射波だけを選別する必要がある。したがってこの2つの方法は記録の取り方読み方地震計の配置 爆破法などに多少の相違がある。

### 埼玉県三ノ輪地区

石灰石鉱床に対する地震探査法の適応性の研究のため武甲山石灰岩層の西部秩父市影森の三ノ輪鉱山において調査研究を行なった(図6)。三ノ輪鉱山を選んだのは武甲山の石灰石鉱床が本邦屈指の大鉱床であり層厚も厚く地震探査における速度層としてまた反射層準としての検出が他地区より有利であろうと推定されたからである。

本地域の地質を要約すると秩父古生層の石灰岩輝緑凝灰岩チャートなどよりなり走向はほぼ東西傾

斜は北に70°前後である。この構造は従来の研究では石灰岩は上盤はチャートと下盤は輝緑凝灰岩と図7のようにともに断層関係にあるものと考えられている。

地震探査を行なう場合最も重要なことは探査地域の諸岩の地震波伝播速度を知ることである。しかし前述したように石灰石鉱床について地震探査を行なった例はきわめて乏しく公表されたものは皆無である。そこで探査に先立って電気探査の場合と同様に鉱床を

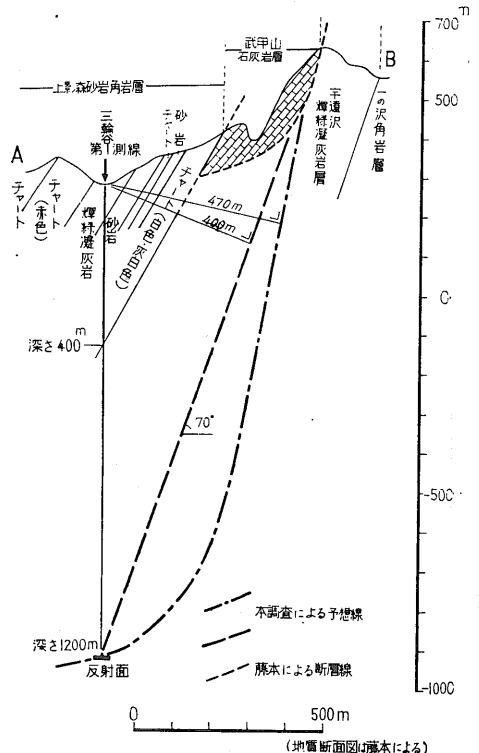


図7 反射面の地質的考察

形成する岩層について 地震波伝播速度の測定を行なった。もちろんこれは 既知の地質状態の所で行うので 測線は(図8) その坑口側半分が輝緑凝灰岩 奥半分が石灰岩であるような2つの通気孔を利用した。測線の長さは各々200mで 受振機の間隔は10m(一部5m)にとった。爆破点は測線上3ヶ所で 爆破孔はさく岩機で深さ1m掘った。この測線での測定結果を図9表1に示した。この結果明らかになったことは 石灰岩と輝緑凝灰岩の間には 同一の場所では速度的性質の変化はみられるが それ程顕著な差ではないこと その変化には規則性がないことなどで 両測線とも全体として大まかにみれば 4,200m/sec 程度の速度で これは古生層としては低速度の部類に入るが 一応妥当な値であらう。

さて主題の石灰石鉱床の下部探査は 主測線は三ノ輪谷に沿って東西方向約1,100m 補助として南北方向に約500mと300mの2測線をとった(図8)。本地区の石灰岩層の走向方向は東西なので 主探査測線は本来は傾斜方向である南北にとるべきであるが 地形的に困難なため東西方向にとった。爆破孔は1~5mの深さ(手掘りによる)で測線上3ヶ所設け 受振機の配置間隔は20m(一部10m)とした。方法は屈折法によったが 主測線のみは反射法を併用した。使用受振機は 屈折法には HS4.5∞ 反射法には NEC27∞ をそれぞれ用い 前者の場合は受振点に1個づつ 後者の場合は9個を測線上5m 間隔で群設置した。なお群設置とは 反射法の場合反射波を強く得るための方法の一つで 受振点ごとに多数の受振機を置き それらの出力線を1つ

にまとめ ノイズに相当する波を互いに相殺させ 本質的な反射波の信号を強く得るようにした受振機の配置方法のことである。探査結果は 主測線(図10) および補助測線(図11)とも屈折法では好結果を得るにいたらなかったが これはすでに述べたように 速度測定の結果石灰岩と輝緑凝灰岩の速度に確然とした差がみられなかったことから このような結果を得ることは予想された所

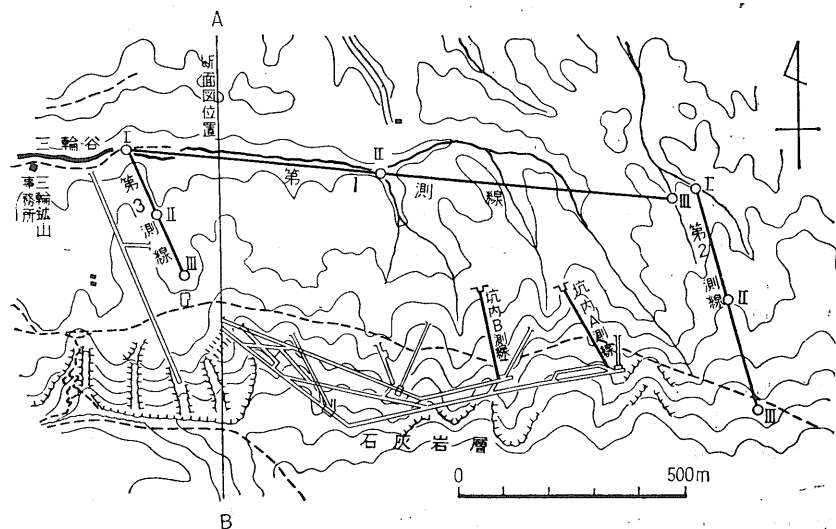


図8 測線配置図

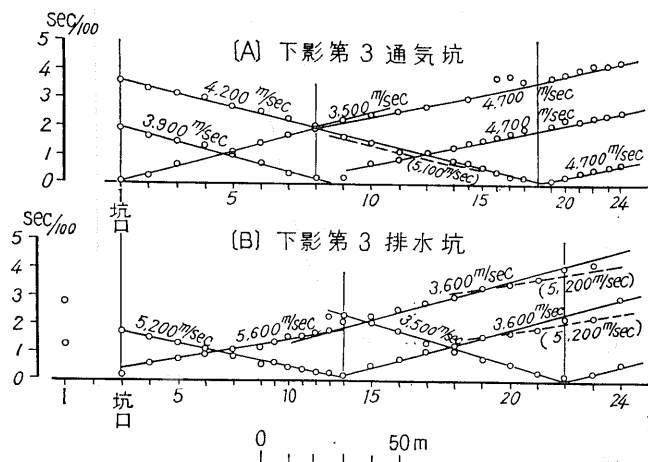


図9 坑内速度測定走時曲線および解析図

表1 速度一覧表

測定場所	石灰岩の速度	その他の岩石の速度	備考
坑内	A 測線 m/sec 4,700 (5,100)	m/sec 3,500  3,900 4,200	
	B 測線 3,500~3,600 (5,200)	5,200 5,600	
地表測線	第1測線	3,900 4,500	
	第2測線	(5,000)	(3,000~3,300)* *尾根のため風化がはげしい
	第3測線		3,800
岩石試料 (含生川・磐戸)	6,200~6,700	4,900 5,300~5,600	

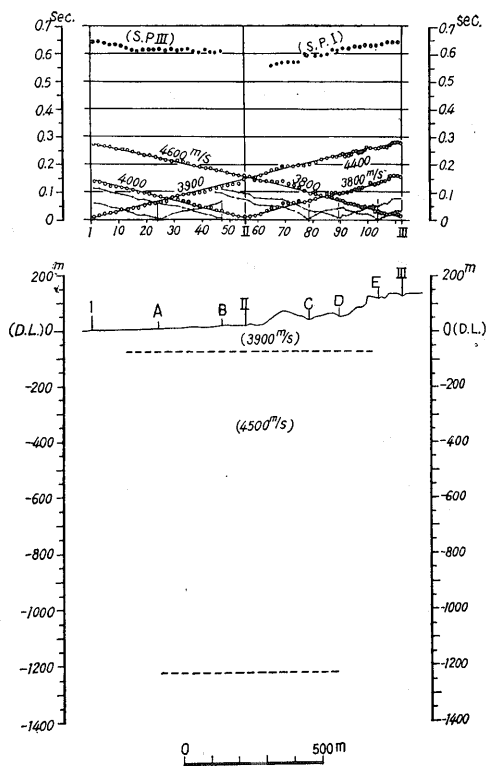


図10 第1測線の走時曲線および解析図

である。しかし反射波については 明りような反射波が記録され 地層の伝波速度を一様に 4.5 km/sec と仮定すると 深度 1,200m に反射面が存在することになる。石灰石鉱床が もし北に 70° の傾斜で地下深部まで続くものとする と 主測線から鉱体上面までの垂直距離は約 300m となり (図7) 鉱体上面の垂直方向からの反射波は 当地のように表面波が早い場合には捕えることが

表2 岩石試料の速度測定結果

試料 No	試料種類	速度 (km/sec)				比重	備考
		A方向	B方向	C方向	平均		
1	砂岩	5.31	5.51	5.20	5.33	2.67	
2	砂岩	5.42	5.68	5.60	5.57	2.70	
3	チャート(赤)	5.50	5.74	5.54	5.60	2.70	
4	チャート	5.01	4.76	4.86	4.90	2.62	
5	粘板岩(けい質化)	6.81	5.44	—	—	2.91	異方性大
6	粘板岩	4.53	5.05	5.99	—	2.71	"
7	輝緑凝灰岩	5.70	5.40	5.58	5.57	3.04	
8	石灰岩	6.38	6.23	5.32	6.30	2.80	(A方向とB方向とを平均)
9	砂岩	4.91	5.15	5.82	5.29	2.79	
10	砂岩	5.42	5.12	5.38	5.31	2.66	
11	石灰岩	6.11	6.40	6.11	6.20	2.71	

【参考】

生川鉱山産	(埼玉県武甲山石灰石鉱山)					
石	石灰岩	6.50	6.40	6.39	6.42	2.70
	鐘乳石	5.57	5.28	6.29	—	2.64
磐戸鉱山産	(群馬県甘楽郡)					
石	石灰岩	6.50	6.84	6.80	6.71	2.70
	輝緑凝灰岩	5.68	5.31	5.91	5.63	2.83

出来ない。鉱体の傾斜が深部まで一様であるとする と 主測線下ではその下盤との境は約 1,200m となり 上述の数値とあう。しかし急傾斜な面からの反射が 鉱体面の垂線方向からではなく 測線の鉛直下から得られるとは普通は考えにくく 主測線鉛直下で鉱体が水平に近い構造となっているのかも知れない。いずれこの結果をチェックするボーリングを会社側で考慮されているようなので その結果にまちたい。

なお現地における調査のほか 岩石の物性検討のため

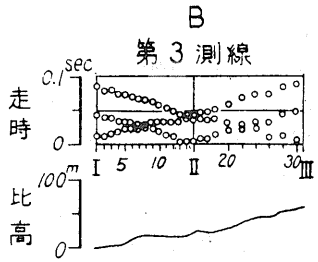
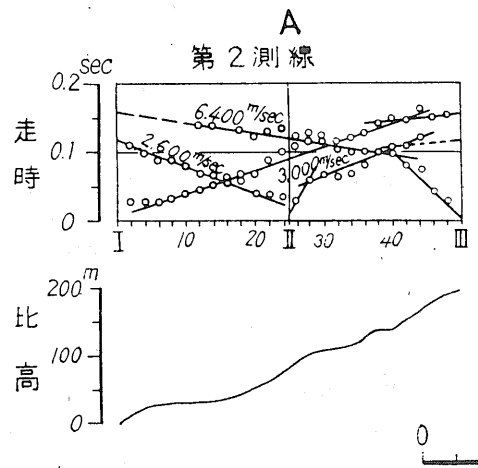


図11 南北方向の測線および走時曲線

実験地周辺の岩石試料について 超音波速度測定装置によるP波速度の測定および比重測定を行なった。測定に供した岩石試料は 石灰石鉱床上盤の一の沢角岩層の砂岩 チャート 粘板岩 輝緑凝灰岩と石灰岩である。これらの測定結果を 表2に示した。三ノ輪鉱山の試料のみでは 石灰岩の試料が少ないので参考までに生川鉱山(埼玉県) および磐戸鉱山(群馬県)のものも併記した。この表2によれば 石灰岩はいずれも6km/sec以上の速度を示し その他の岩石はいずれも5km/sec台の値であり 明らかに石灰岩の方が高い値を示している。比重は輝緑凝灰岩が特に大であるが 石灰岩およびその他の試料は特に分類しうるほどの差異はない。

これらの結果と 坑内および地表からの地震探査結果の速度との関係を比較するため 前述した速度に関するデータを 石灰岩とその他の岩石に分けて表1のように整理して表示した。坑内B測線の値は 局所的な原因による矛盾と考えるより他あるまい。

以上に研究結果を要約してのべたが これらの結果のみから直ちに石灰石鉱床の地震探査の適応性について結論を求めるのは早計であろう。屈折法では岩石の速度差の問題 岩層の傾斜角および深度の問題 地形の問題など多くの複雑な因子のため必ずしも好結果は期待出来ないかも知れないが 測線設定の方法 観測爆発の方法などを検討することにより ある程度これに関する情報を得ることが出来よう。反射法は求められた反射面が地質学的に解釈されて しかもボーリングなどにより確認出来るならば 今後の下部構造探査に有力な方法となることも考えられる。

石灰石鉱床探査に地震探査が寄与しうる課題は その他にも多くの面がある。今回の調査研究の資料が基礎となって 石灰石鉱床の探査上の多くの問題に地震探査が有効適切に利用されれば望外の幸とする所である。

#### D. I. P. (誘導分極)法

石灰石・ドロマイト鉱床を対象として 今までののべてきた4つの問題点について 各種の物理探査を行なって その適応性の研究を進めてきたのであるが 石灰石・ドロマイト鉱床上の砂礫層に関する問題を検討するうちに 同一の問題点をもつ堆積性の粘土鉱床について 新しく昭和46年度より研究を開始することになった。

本シリーズの「その1」で 非金属鉱床の特性についてくわしくのべたが 非金属鉱床のうち粘土 珪砂鉱床は極めて重要な鉱種である。勿論 粘土 珪砂鉱床の各々には 各種のタイプがあり その分類法もしばしば述べられており 地質ニュースでも度々紹介されたので

今回は省略する。

今回取上げた粘土 珪砂鉱床は <sup>きよし</sup>木節粘土 <sup>がいろめ</sup>蛙目粘土として著名な愛知県瀬戸地区 猿投地区の堆積性粘土 珪砂鉱床である。

木節粘土は 粘土層中に木質物の破片を含むやや黒褐色～青褐色の粘土で 蛙目粘土は石英粒を含むが その露出の状況から蛙目と称される粘土である。木節粘土は普通一般にそのまま利用されるが 蛙目粘土は水籤して粘土と石英粒を分離し 石英粒は珪砂として利用される。

愛知県中部の瀬戸市地域 猿投地域では 鮮新世の瀬戸層群が基盤の花崗岩を 一部では中新世の品野層を覆って広い範囲に分布している。この瀬戸層群は 上下の部層に分けられ 上部は矢田川累層で 下部は瀬戸陶土層である。矢田川累層は砂礫層 砂・シルト互層よりなり 層厚は瀬戸市地区で最高70～80m 瀬戸南部地区で100m内外である。瀬戸陶土層は下部より八床珪砂層 水野粘土層 本山木節粘土層よりなるが 品野地区 猿投地区では木節粘土 亜炭を挟有する水野粘土層が優勢で これらの地域で広く露出し 粘土と珪砂が各所で採掘されている。瀬戸陶土層は起伏のゆるやかな基盤面上に 比較的ゆるやかな環境で堆積したものでしたがってよく分級淘汰されて ほとんど水平かあるいは10°以内の緩傾斜をなして堆積している。

これらの瀬戸陶土層の産地のうち 瀬戸品野地区および猿投地区で 昭和46年度より「表土」の厚さとその形態の確認および粘土層 珪砂層の把握 さらに基盤の花崗岩 品野層の推定といった諸問題をテーマとして物理探査の適応性の研究に着手した次第である。そして昭和47年度および48年度には 近時関心を集めている I. P. 法(誘導分極法)の適応性の研究にも着手した。これらのうちまず前者についての比抵抗法による研究結果からのべ ついで I. P. 法による適応性の問題についてその可能性についてのべることにする。

#### 比抵抗法

さきに瀬戸陶土層が 水平ないし緩傾斜(10°以下)をなして堆積していることを述べた。これは比抵抗法の適用にまず好適であるが 層相によって比抵抗値に差異があるか否かが まず検討されねばならない。

地層の比抵抗値は 露頭面になるべく短い間隔のウェンナー配置を設置して測定した。その結果 陶土層の上位にある砂礫層は1,000～2,000Ω-mの高抵抗である。基盤の花崗岩も350～450Ω-mの高抵抗である。しかし第三紀中新世の品野層の泥質岩は10～20Ω-mの低抵

抗であり 陶土層は10~70Ω-mとなっている。この比抵抗区分は瀬戸地区でも猿投地区でも同様であって「表土」上位層と 求むる陶土層とは明瞭な比抵抗差があることがわかる。また木節粘土と蛙目粘土では比抵抗値が一定である。この結果から 粘土鉱床に比抵抗法を行なえば 簡便に比抵抗コントラストから「表土」の厚さを算定することが可能であろう。比抵抗法として垂直探査法を使い その結果を解析して「表土」の厚さを出す。そして地形図より「表土」の土量を概算し 剝土探掘を行なって採算がとれるか否かを推定することが出来よう。

さらに探査深度を拡大すれば 陶土層の下位の層まで探査できるが ただしつぎの条件を考慮せねばならない。

- ① 3~4層構造になるので解析がむずかしく「等価の原理」によって第2層の比抵抗と厚さの変化がつかめないおそれがあること。
- ② 陶土層の下位に低抵抗の品野層が存在する場合は解析がむずかしくなること。
- ③ 探査深度を大きくすると 地上電極系が上位砂礫層から外れる場合もあること。

これらの条件をみたます点がなければ 第2層である粘土層の表面から第3層へ向けて探査を行なうのが適当であろう。図12のρ-a曲線は「表土」の上から陶土層の深さを推定した例 木節粘土層を直接測定した例 陶土層の下部からさらに下部を探査した例 花崗岩の露頭を測定した例などを示したものである。

**I. P. (誘導分極) 法**

今まで述べてきた比抵抗法は 比抵抗値で地下の鉱床の様子を推測したが これにもう1つの電氣的属性を加えて推測する方法にI. P.法がある。強制分極法ともいうが 現在はI. P.法と通称している。

I. P.法の原理を簡単に述べると 地下に埋蔵されている有用鉱物のうち 硫化金属鉱物 一部の酸化鉱物 自然銅 石墨 粘土鉱物などは 電流が加えられると分極を生じ 鉱物の両端が正側と負側になる。そして急に通電電流を切られると 通電によって生じた電位が徐々に崩れてゆくが 鉱物の物性による弛緩時間に差があり この崩壊の仕方を測定して 地下の有用鉱物存在の可能性の有無を推測しようとするものである。

I. P.法の歴史はかなり古いものである。1920年にC. SCHLUMBERGERがS. P.現象とI. P.現象を同時に発見したのが最初である。すなわち硫化鉱の探査が湿った土壌の「腹の立つ分極」によって妨げられていることに気づいた時である。しかし当時の観測技術では詳し

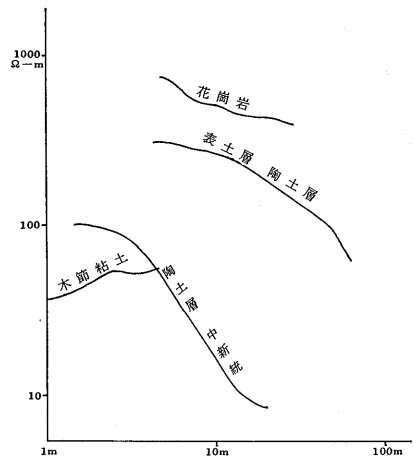


図12 ρ-a 曲線

い研究を成功させるまでに至らず S. P.法ばかりが隆盛になっていった。一方 1933年に京都大学地質鉱物学教室松原厚教授は電解分極法を創案した。この2極式電解分極法(松原式)は米国特許に登録されている。ついで電気試験所(現工業技術院電子技術総合研究所)の堀岡正家 岩佐茂作の両氏が残留電荷法を研究したがここまでは第2次大戦前のI. P.法であった。大戦後はカナダ 米国で鉱物の過電圧現象が研究され 1952年にA. ブラントが装置を試作した。ついで1963年頃より次々に性能のよいI. P.探鉱機が米国やカナダから発売され ポーフイリーカップー鉱床の物探に使用されるようになった。わが国でも同じ頃 国内の主要な金属鉱山会社が装置を輸入し 自社改良機と併せて現場新鉱床探査に続々と投入し 海外の鉱床探査にも多く使用されているが 現在では 金属鉱床物探活動の1/3はI. P.法で占められるに至っている。

**I. P. 現象** 大地に電流を流すと 地中ではいろいろな電気化学的現象が生ずる。毛管の中では膜電位が 流動体の中では流動電位が さらに拡散電位が生ずる。これはノーマル効果と呼ばれる。硫化鉱物 金属鉱物の粒子表面では イオン電導と電子電導により陽陰イオンが集積して電気二重層を形成し 電流が切られると逆方向へ放電する。これは過電圧効果とよばれる。I. P.法で測定する現象は この2つである。

Sphalerite 以外のおもな硫化金属鉱物 磁鉄鉱・錳石・軟マンガン鉱などの酸化金属鉱物 自然銅 石墨 粘土鉱物などはこの現象を生ずる。

**I. P.の測定法** には 時間領域型の測定法(Time



domain) と周波数領域型の測定法 (Frequency domain) の2種類がある。後者では比抵抗値と周波数効果を前者では比抵抗値と分極率を各々測定する。周波数効果と分極率とは測定技術に著しい相違があるが電気学的には同じ情報のものであることがフーリエ変換で示されている。

周波数領域型では2種類の周波数の電流を送って各々の比抵抗値を測定し両者の差の比をとって周波数効果としてあらわす。百分率表示すると

$$\text{Percent Frequency Effect} = \frac{\rho_0 - \rho_f}{\rho_0} \times 100$$

ここで  $\rho_0$  は低い周波数での比抵抗値  $\rho_f$  は高い周波数での比抵抗値とする。分極作用があれば周波数が高いほど残留電荷のために受信される電位差が少なくなり比抵抗値も小さくなる。2つの周波数は通常10Hz以下の低周波で両者の比は10:1にとる。3Hzと0.3Hzを採ることが多い。

時間領域型では電流を通じているときの電位  $V_p$  と電流を切断して一定時間 (0.015~1秒) 経過した後の電位  $V_s$  を測って  $V_s/V_p$  の割合を分極率と称し mV/V であらわす。

電極の配置は比抵抗法の場合と同様にウェンナー配置 シュランベルジャー配置をとってよいが SN 比 電磁共鳴 電線操作の影響を避けるため双極子型配置を多く使う。

### 粘土鉱物の I.P. 効果

粘土鉱物は大地中には金属鉱物にくらべてはるかに大量に存在するが粘土鉱物の微細な粒子は水の中で電解質のミセルとなって半透膜の働きをする。イオン交換

を行なって整流作用を起すから I.P. 効果を生じているわけである。したがって粘土鉱物の集合部でも探査できる位の I.P. 効果を起している筈である。ユーゴスラビアでは時間領域型の I.P. 法 (直流型) でカオリナイト鉱床の探査に成功した報告がある。また石灰岩地帯の地下の空洞が粘土質物が充填されていることから I.P. 法で空洞探知にも成功している。米国およびソ連邦での実験的研究では粘土一砂一水の混合物では砂粒の表面を粘土がフィルム状に覆ったとき I.P. 効果を生じ粘土分の割合が3~20%の間で効果が大きいことが知られている。全体の比抵抗が低いときは I.P. 効果も少ない。今までの研究では粒子の大きさが粘土からシルトの範囲のものが最も I.P. 効果が大きいとされている。

地下水を対象に電気探査を行なって地下に低抵抗の層を解析結果から見出したとしても比抵抗値だけでは粘土分を混じた滞水層であるのかあるいは塩分の高い帯水層であるかの判定はできない。このとき I.P. 法を使えばいずれかを判断出来る。I.P. 法は地下水探査に有力な武器となるがこれを逆用すれば粘土と珪砂の探査にも使えるわけである。

瀬戸陶土層の I.P. 前述の瀬戸陶土層は木節粘土の直下に珪砂を混えた蛙目粘土が厚く賦存している (写真1)。この珪砂は径4~5mのレンズ状あるいは層状に蛙目粘土中に点在しているので I.P. 法を蛙目粘土層に適用すれば次のように類別することが出来る。

- 珪砂……………比抵抗:大 周波数効果:小
- 粘土……………比抵抗:小 周波数効果:小
- 粘土まじり珪砂……………比抵抗:大 周波数効果:大
- 珪砂まじり粘土……………比抵抗:小 周波数効果:大



写真1 瀬戸陶土層の産状 上より木節粘土 蛙目粘土 蛙目粘土中にレンズ状の珪砂がみられる 最上部は砂礫層

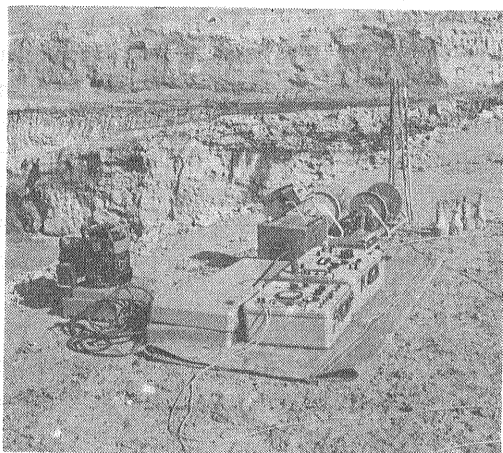


写真2 I.P. 探査装置 (周波数領域型)

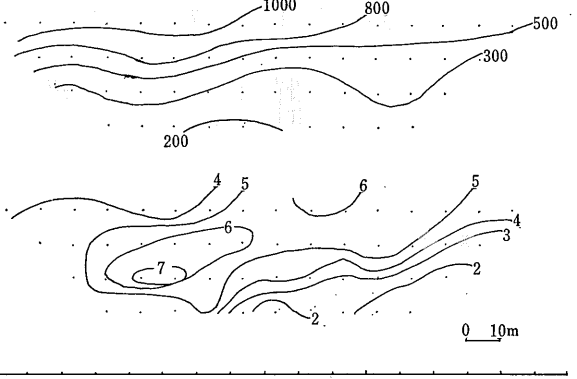
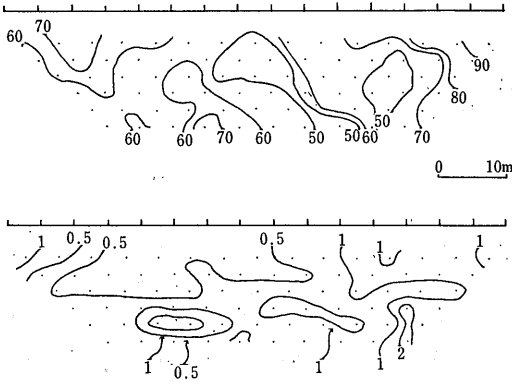


図14 「表土」を被った陶土層の I.P. 探索断面図  
 (上) 比抵抗等値線図 単位  $\Omega\cdot m$   
 (下) 周波数効果等値線図 単位 %

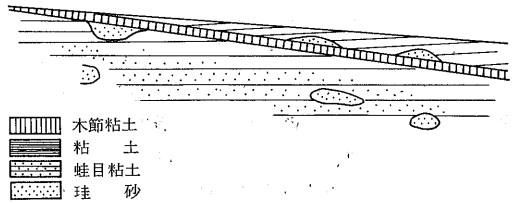


図15  
 粘土採掘面上の I.P. 探索断面図

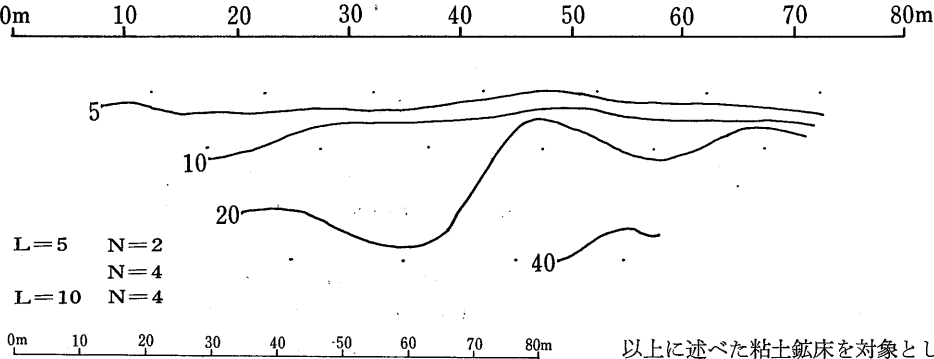


図16  
 蛙目粘土層の I.P. [Time Domain, Chargeability (mV/V)]

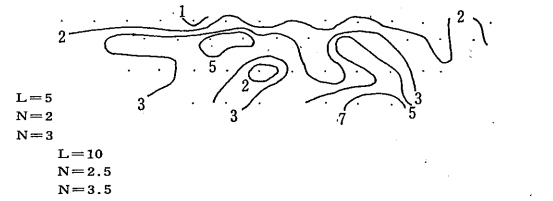


図17 木節粘土の I.P. [Time Domain, Chargeability (mV/V)]

瀬戸陶土層の採掘ベンチの上で行なった測定結果は図13 14に示す通りで 上に記した区別は一部できそうである。「表土」の上で行なった結果では 泥まじりの砂礫層が 比抵抗効果 I.P. とともに大きく 粘土層は相対的に小さくでている。

なお時間領域型の測定法 (Time Domain) による結果は いまだ充分検討すべき余地も多いが 蛙目粘土および木節粘土についての資料として図15 16に示すとどめる。

以上に述べた粘土鉱床を対象とした 比抵抗法 I.P. 法は 現在ではまだ実例も乏しく 結論を出すべき段階ではないし 殊に高価な I.P. 装置を非金属鉱床を対策に試みることは企業でも行なっていないが すでにのべたように I.P. 法が漠然とではあるが ある程度の可能性は期待してもよさそうである。

いずれにしても 今後は堆積性のみならず 熱水性の粘土鉱床についても 着実なデータの積み重ねを行なって 早い機会に結論を得たいと考えている次第である。そしてその結論が 粘土鉱床についてのみならず 粘土に関連する多くの問題点についても十分な役割を果せるようになることを願ってやまない次第である。

今回の「その3」では 本シリーズの最後として いままでにのべてきた研究結果が 防災 地表の環境保全 さらには一部のエコロジーに関連する問題などに どんなかかり合いを持っているか またどんな役割を果せそうであるかなどについて 実例をおりませて述べてゆく予定である。 (つづく)

(筆者らは鉱床部・物理探査部・国立防災センター)