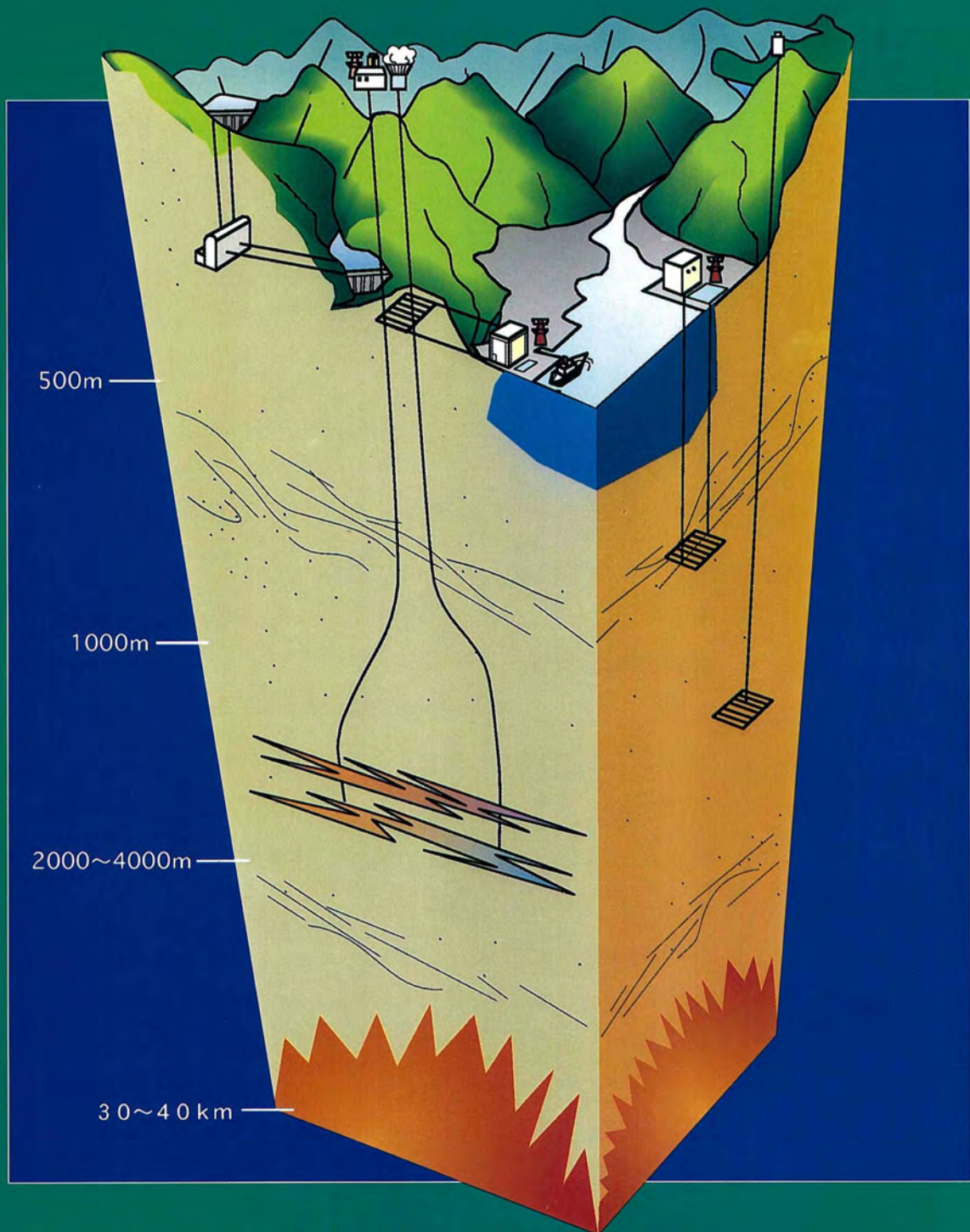


DENCHUKEN REVIEW

電中研レビュー

地下の探査・可視化技術



NO.35 1997.5

地下の探査・可視化技術への期待	京都大学名誉教授 西村 進	2
電中研「地下の探査・可視化研究」のあゆみ		4
はじめに	常務理事 安藝 周一	6
第1章 地下の探査・可視化研究		7
1-1 ●エネルギー事業における地下利用		9
1-2 ●電中研における地質調査の特徴と地下可視化の重要性		11
第2章 地下からのメッセージを読む		15
2-1 ●地中ガスを用いた地下構造探査		17
2-2 ●地下水の年齢		22
2-3 ●同位体を用いた地下空洞の湧水評価		26
2-4 ●重力、磁気、電位による探査法		29
第3章 地下の打診と聴診		33
3-1 ●地中レーダー法		35
3-2 ●高密度電気探査法		39
3-3 ●電磁探査法		42
3-4 ●反射法地震探査		49
3-5 ●屈折法地震探査		53
3-6 ●AE法		56
第4章 地下の透視—計算科学が生んだトモグラフィ技術		61
4-1 ●トモグラフィ法とX線CT法		63
4-2 ●比抵抗トモグラフィ法		65
4-3 ●弾性波トモグラフィ法		68
4-4 ●電磁波トモグラフィ法		71
4-5 ●自然地震波トモグラフィ法		73
4-6 ●透水トモグラフィ		75
4-7 ●ジオトモグラフィ法の今後の課題		77

第5章 計算結果の可視化	79
5-1 ●地下水・物質の移動	81
5-2 ●地下空洞、岩盤斜面の挙動予測	85
第6章 各種探査の総合適用例	89
6-1 ●地熱源探査	91
6-2 ●地質・地下水調査	96
6-3 ●ダム周辺岩盤の調査	101
6-4 ●斜面の安定性調査	105
6-5 ●活断層調査	108
6-6 ●今後の展開	110
おわりに ===== 我孫子研究所長 櫻井 彰雄	111
引用文献・資料など	112

表紙・扉絵CGデザイン・制作：我孫子研究所事務部 太田 淳子

地下の探査・可視化技術への期待



地下を利用する—これはわれわれの一つの夢であり、すでに一部で始まっている。特に地下に安全なライフラインを作ったり、廃棄物、特に放射性廃棄物の保管・管理をしたりすることが、今後の大きな課題となってきた。

一方、わが国は、地球上の変動帯に位置し、地震、火山活動の多いことはもちろん、長年の変動を受ける個所である。そこで、地下の安定性は、現在の地下構造を知るとともに、年代を経た変化を知ることが必要である。

私自身、卒論から自然の放射性元素の挙動、特に ^{288}U 系列の自然界での放射非平衡に興味を持ち研究を進める一方、年代測定法の開発も行ってきた。また、卒業の年に静かな桜島を見て測量を手伝い、その翌年、南岳の噴火があり、その後、マグマの移動を見出したいので、重力、重力鉛直勾配の経年変化を測定してきた。さらに桜島火山を一つのMT法開発の研究対象として、多くの同僚と研究を進めてきた。最近になって、種々の研究会・委員会に出席し、討議に参加してきた。その間私どもは、共通の言葉で通じ合う研究者の中で語り、研究を進めていたことに気付いた。教育も一部の数少ない研究者の養成をしてきた。最近、兵庫県南部地震後は、特に地球科学の研究の成果は、これでは駄目でもっと多くの方々に理解されることが大切なこと、研究に対する多くの方々の持たれる疑問点の中に多くの研究のヒントがあることが分かった。

地下利用やそのための研究は、直接間接にわれわれ国民全般の生活に関わってくることである。さらにコンピュータ技術の急速な発展により、かなり複雑な事象も可視

化が可能となってきた。地下探査の手法、結果、その経年変化を可視化して、多くの人々に理解され、評価を受けることが大切である。

電力中央研究所は、多くの優秀な研究者と比較的豊かな研究費、良い環境のもとに研究を進めてこられ、多くの成果が出されてきていることを知ることが出来た。また、今まで不十分であった研究成果の公開と、多くの人々への可視化を含めた展示に努められるようになってきたし、第三者評価も進んでなされるようになってきたことを好ましく思っている。

個々の研究は、それぞれ明確な目的を持ち、限られた期間内にかなりの成果を挙げられているが、これからは地質現象の経年変化を知るためにも、年代測定をも多く行い、調査結果を総合的に検討・解釈することが大切になってきている。さらに、これらの結果について一般の理解を得るためには、それらの解析手法、過程を明解に可視化して示すことが非常に大切になってきている。

今回の地下の探査・可視化のレビューの試みは、それらの点から非常に好ましい計画と思う。まとめることで問題点が掘り起こされ、新しい技術の開発研究を行うことができる。次には社会科学者も参加した総合的研究に進まれることを望む。

京都大学名誉教授 理学博士

西 村 進

電中研「地下の探査・可視化」研究のあゆみ

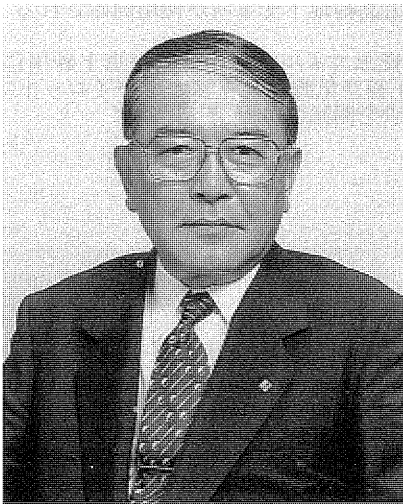
当研究所における地下空間の探査技術・可視化技術は、エネルギー事業を推進する上で課せられてきた諸問題やエネルギー事業による地下利用施設などの種類、各構造物に要求される性能や構造物の特徴、構造物が位置する深度などに応じて、多方面にわたる課題を研究の対象としてきた。これまでに、「ダム、発電所の基礎岩盤に関する調査」、「揚水式発電所の地下空洞に関する岩盤調査」、「高温岩体発電技術」、「高レベル放射性廃棄物地層処分技術」、「圧縮空気貯蔵発電技術」、「断層活動性評価技術」などの研究課題に着手している。

西 暦	当 研 究 所 の 状 況	内 外 の 状 況
1950年代	<ul style="list-style-type: none"> 弾性波探査、電気探査法を水力地点へ適用する方法を確立し、田子倉ダムなどの基礎岩盤の調査を実施する 東北電力八久和ダムにおいて、電中研式岩盤分類を試行する。 	<ul style="list-style-type: none"> わが国初のアーチ式ダム（上椎葉ダム）竣工 利根川上流の須田貝発電所に地下式の発電所が建設される
1960年代	<ul style="list-style-type: none"> 電中研式岩盤分類をダム基礎岩盤分類基準として広く公表する ボーリング孔内にテレビカメラを挿入し、孔壁を詳細に観察することのできるBTV（ボアホールテレビジョン）装置を導入し、ダム基礎岩盤などの調査に適用する 	<ul style="list-style-type: none"> 黒部川第四発電所の地下発電所が運開する 東京電力(株)によりわが国初の商用原子力発電所が運開する
1970年代	<ul style="list-style-type: none"> 地下発電所大規模空洞周辺の掘削に伴うゆりみ域推定に弾性波探査を適用するとともに、高精度に岩盤の弾性波を測定できる音波検層器や超音波速度測定器を開発する 大規模地下空洞の周辺岩盤の初期地圧を測定する手法の開発に着手する 衛星からの画像を用いて地質情報などを解析するリモートセンシング手法の開発に着手する 有限要素法による岩盤地下水の浸透流解析手法を開発する 	<ul style="list-style-type: none"> 純揚水式発電の喜撰山発電所が運開する 「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」が策定される ドイツのフントルフにおいて29万kWの圧縮空気貯蔵方式による発電が開始する 石油公団が愛媛県菊間町に石油地下備蓄施設の実証プラントを建設開始する
1980年代	<ul style="list-style-type: none"> 海上音波探査を、原子力地点周辺の断層評価に用いる手法を確立する 断層内物質による断層活動性評価の手法を開発する 	<ul style="list-style-type: none"> 米国のフェントンヒルにおいて、米日独の高温岩体に関する共同研究が開始する NEDO（新エネルギー産業技術総合開発機構）により、山形県肘折地点に浅部地熱貯留層の造成に関する実験が開始する 東北電力第二沼沢沼発電所が完成する 四国電力本川発電所が完成する 北海道電力高見発電所が完成する
1985年	<ul style="list-style-type: none"> 全所で大レベル放射性廃棄物処分の研究を開始する 	<ul style="list-style-type: none"> 原子力委員会から「放射性廃棄物処理処分方策について」が発表される
1986年	<ul style="list-style-type: none"> CSAMT法および浅層反射法用自走式振源装置を開発する（日本初） CSAMT法をトンネル導水路調査へ適用（世界初） 秋田県秋の宮地点において400mのボーリング孔を2本掘削し、高温岩体発電技術のための予備実験を開始する 	<ul style="list-style-type: none"> 高エネルギー物理研究所を中心として超電導エネルギー貯蔵研究会が発足する 中国電力俣野川発電所が完成する 青函トンネルが完成する 鹿児島県串木野にある石油地下備蓄施設の串木野基地の地下空洞が完成する
1988年	<ul style="list-style-type: none"> 愛知県蒲郡市において、三河地震の震源断層とされる深溝断層の断層活動性評価のためのトレンチ調査を実施する CSAMT法および高密度電気探査法をダム基礎岩盤の調査へ適用する（世界初） 	<ul style="list-style-type: none"> 東京電力今市場水発電所の地下空洞が完成する
1989年	<ul style="list-style-type: none"> 岩手県沢内村において、陸羽地震の震源断層とされる川舟断層の断層活動性評価のためのトレンチ調査を実施する 	<ul style="list-style-type: none"> 岩手県久慈市にある石油地下備蓄基地の久慈基地の地下空洞が完成する

西 暦	当 研 究 所 の 状 況	内 外 の 状 況
1989年	<ul style="list-style-type: none"> ・ 関西電力の金剛地点において400mのボーリング孔を掘削し、硬岩地域の深部に圧縮空気を貯蔵できる事を明らかにする ・ 地下 4 km まで探査可能なTDEM法を開発する 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 東京電力高輪地下変電所が使用開始される
1990年	<ul style="list-style-type: none"> ・ 他機関に先駆けてジオトモグラフィ法の開発に着手し、古いダムコンクリートの保守などへの適用を試みる ・ 高密度電気探査法をカミナリ被害防止のための接地工事・調査へ適用する ・ 千葉県袖ヶ浦地点において、軟岩の深部に圧縮空気を貯蔵するための現地実験が本格化する ・ 秋田県雄勝地点において、1,000mの破碎井を掘削し、本格的な高温岩体研究に着手する 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 通産省資源エネルギー庁は北海道上砂川に3.5万kWの圧縮空気貯蔵発電によるパイロットプラントの建設を開始する
1991年	<ul style="list-style-type: none"> ・ 香川県長尾町において、長尾断層の断層活動性評価のためのトレンチ調査を実施する ・ 高レベル放射性廃棄物の処分技術に関するスウェーデンSKBとの国際共同研究（フェーズ1）を開始する 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 米国アラバマ州のマッキントッシュにおいて、11万kWの圧縮空気貯蔵方式による発電所が運開する
1992年	<ul style="list-style-type: none"> ・ 活断層調査において、各種の物理探査法とボーリング、トレンチを組み合わせた総合探査法を確立（1995年の阪神大震災後の調査は、この電中研の総合探査法と同様な手法で各機関が各地の断層調査を実施） 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 都市領域拡大（STUD）計画の一環として、ジオトラポリス構想に関する実証実験を行うための実験空洞が完成する ・ 関西電力大河内揚水発電所の地下空洞が完成する ・ 低レベル放射性廃棄物埋設施設の操業が開始する
1993年	<ul style="list-style-type: none"> ・ 秋田県雄勝地点において、2層の貯留層と1本の生産井（1,100m）を用いた5か月間の抽熱実験を実施する ・ 各地の揚水式発電所の上部調整池周辺で、各種物理探査技術（高密度電気探査、CSAMT法、比抵抗トモグラフィなど）を適用し深部の地盤評価を行う 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 高レベル事業推進準備会（SHP）が設置される ・ 中部電力奥美濃揚水発電所の地下空洞が完成する
1994年	<ul style="list-style-type: none"> ・ 浅海用海底地震計を開発しこれまで探査が困難だった浅海域の調査に道を拓く ・ 九州電力新小倉発電所（火力）において、堆積岩盤における圧縮空気貯蔵方式の成立性を評価するために600mのボーリング調査を実施する 	
1995年	<ul style="list-style-type: none"> ・ 計算科学を活用し物理探査法の結果をコンピュータの画面上に可視化する手法を開発。これまで以上に物理探査法の結果を設計・施工に役立たせることを可能にした 	
1996年	<ul style="list-style-type: none"> ・ 世界で最高の性能を誇る512チャンネルの高密度電気探査法装置を開発し、地下を3次元的に探査する方法の完成に向けての他機関との研究開発競争に一步先んじる ・ 新方式の3次元レーダー探査装置を開発し、従来方式では不可能だった数10m深度までの地下可視化に成功する（世界初） 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 東京電力葛野川揚水発電所の地下空洞が完成する

はじめに

常務理事 安藝 周一



電気などのエネルギーになる原料を考えると、私たちがいかに長い歴史を持った地球の恩恵を受けているかが分かる。原子力発電は、火成活動や堆積作用が何十億年もの時間をかけて生成したウランを利用している。火力発電は、海の底に積ったプランクトンから長い時間の間に地層中でできた石油や天然ガス、または陸上近くの植物が地層中で炭化した石炭を利用している。水力発電は、空から降ってくる雨が集った川の水を使うが、発電に必要な落差は、地質的に長い間の隆起と侵食がなければエネルギーに活用できない。電気事業は、このよう

に長い地球の歴史の中で育まれて恩恵を基に、現在のエネルギー社会を支えている。

こうした活動は、長い間施設を地表に作って続けられたが、近年、その範囲を次第に地下に広げつつある。環境への配慮から水力発電所を地下深部の良好な岩盤の中に納めることが多くなったし、また圧縮空気貯蔵発電では、発電に必要な圧縮空気を地下に貯蔵することが考えられている。原子力発電においては、その基礎を岩盤に立地しているほか、廃棄物を地下深部に処分することも検討されている。また、深部地熱の利用は有効なエネルギー源と考えられている。電気事業を離れても、いま「ジオフロント」と呼んで地下を積極的に利用していこうとしている。

ところが、地球内部についての情報は極めて少ない。当研究所では、電源開発の初期から地下探査法の技術開発に傾注してきた。1960年代から地下可視化技術に、電子テクノロジーや計算科学などを用いた新しい手法が取り入れられ、見えない地下構造を合理的に説明するという大きな成果を収めた。この電中研レビューでは、こうした当研究所で培ってきた地下探査技術と地下の可視化技術をご紹介します。

第 1 章



地下の探査・可視化 研究



第1章 地下の探査・可視化研究 ● 目次

我孫子研究所地質部長 井上 大榮

我孫子研究所地質部 猪原 芳樹

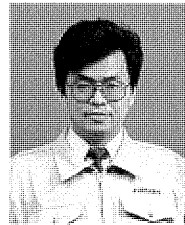
我孫子研究所地質部OB 千木良雅弘

1-1	エネルギー事業における地下利用	9
1-2	電中研における地質調査の特徴と地下可視化の重要性	11



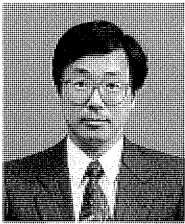
井上 大榮 (1969年入所)

これまで、電気事業の水力、原子力発電所の調査、建設、保守に関わる地質調査を実施してきた。その後リモートセンシングを用いた地質調査に関する研究で、地熱調査における変質した岩石の抽出を行った。最近では地震評価のための活断層の調査や評価法に関心を持っている。



千木良雅弘 (1981年入所 1997年1月退職)

入所以来、発送電に関わる電力構造物の地質調査に携わるとともに、岩盤の重力による変形、岩石の風化および熱水変質のメカニズムと岩石物性について研究し、数々の新しい知見を得た。1997年2月から京都大学防災研究所教授に就任した。今後は山地災害について研究を展開していきたいと思っている。



猪原 芳樹 (1978年入所)

これまで、原子力発電所や水力発電所などの電力土木構造物の地質調査に関わるとともに、低レベル放射性廃棄物処分の地質調査や地下水調査を行ってきた。今後は地下の開発が進むなかで、地下揚水などの夢のあるプロジェクトを進めていきたい。

1-1 エネルギー事業における 地下利用

1-1-1 はじめに

人類がはるかかなたの月に足を踏みしめ、火星、木星に探査機を飛ばす時代になってきた。しかし、われわれは足下の地球についてどれだけ分かっているのだろうか。

地球の直径は12,000kmで、地球は内核、マントル、地殻から構成されていて、表面から3kmは岩石圏、より深部になると金属圏になる—これは地球内部の地震波の伝わり方から、想定されたものである。ある意味では狭い地球であるが、未だ地質の分布をあらわす地質図さえできていない地域が、地球上にはあるのだ。

また、面積が37万km²のわが国においてさえ、平野などの砂や泥の下に分布する地層が不確かな場所もある。ましてや、それらの岩石や地層が、どのような堅さか、水を通し易いか、通しにくいかなど、それほど分かっていない。

われわれが地下や地下資源を利用する際に、地下を掘ったり、物を作ったりするが、そのために、あらかじめ、そこにはどのような岩石があり、それはどういう性質を持っているか、を知っておかなければならない。

われわれの祖先は燃える水や燃える石を地表で得ていたが、深部の探査技術・掘削技術の進歩とともに、人間は次第に地下深部へと入り込み、とうとう数kmの深さにまで到達した。人類が自分の体で直接達することが出来た最も深いところは、南アフリカの鉱山である。ここでは、約3.3kmの深さまで坑道を掘り下げて、鉱石（ダイヤモンド）を直接掘った例がある。これほど深い鉱山にはごく限られた人しか入れないが、誰でも行ける状態になっているトンネルとしては、イタリアとフランスの国境に掘られた道路トンネルが深さ1.8km、わが国では

大清水トンネルが1.2kmの深さに掘削されている。このように人類が出入りできる深さは深くても3km程度であるが、人間が自ら地底旅行をせずに、地中に孔をあけて岩石を取ったり、調べたりすることはもっと深くまで可能である。現在まで、地表に持ち出された最も深い岩石はロシアにあり、約10kmの深さから花こう岩の岩石試料（コア）が得られている。これは、文字どおり超深部をねらった学術研究用のボーリングであるが、石油の掘削ボーリングでも砂や泥でできた岩石の中を10km程度の深さまで掘削し、所々サンプルを取り出している。わが国のボーリングで最も深くまで達したものは約6,000mである。さらに、われわれは到達できないが、さらに地球の深部の内部情報としては、自然に起きる地震による地下の波の伝わり方の違いから、数百km深部の情報が得られている。

次の章からは、電気事業が地下を対象として、構造物を建設したり、運転、保守をするために必要な調査技術を、物理探査を中心に、簡単に原理や適用する深さ、精度について述べるとともに、実際の調査結果を可視化した例を示す。

1-1-2 電力施設の深さ

深く掘削した岩盤の上や地下深部に電力施設を安全に建設し、保守するためには、事前に地下の状況を的確に調査する必要がある。一番てっとり早いのはボーリングを掘って直接調べることであるが、地下を孔だらけにするわけにはゆかず、できるだけ少ないボーリング数量で見えないところも見るようにして調査ができれば、最も効率的である。本電中研レビューの主題である地下の探査・可視化は、そのための重要な役割を果たし、調査の

効率化とコストダウンに大きく寄与している。電力施設には、ダムのように地表に近いところに建設されるものから、地熱発電のようにkmオーダーの深さにまで及ぶものがあるが、一方で、調査技術には深いところから浅いところまでオールマイティというものはなく、それぞれ得意とする深さの領域を持っている。ここでは、具体的な探査・可視化方法に入る前に、電気事業が当面の課題として必要な地下の探査深度を、具体的な構造物を例にあげて示すことにする。

現在探査深度が最も深くまで要求されるものとしては、地熱発電の貯留層探査がある。特に、近い将来に期待されている高温岩体発電は、乾燥した高温の岩盤に貯留層を人工的に作り、そこに水を流して蒸気に変えて発電するシステムである。その深さは2～4 kmに考えられており、在来の地熱の1～2 kmと比較してもより深部の情報が必要である。特にボーリングの掘削の前に、地下の対象とする岩盤の広がりや、温度、貯留層の作りやすい岩盤かどうかなど、得なければならない情報が多い。

高レベル放射性廃棄物処分は、電気事業にとって大きな課題であるとともに、国家的プロジェクトである。高レベル放射性廃棄物は、地下数100mから1,000m程度の深さに処分場を建設し、そこに処分され、処分の後1万年程度の安全性を確保する予定になっている。処分深度まで立て坑あるいは斜坑でアクセスし、そこに横坑を展開し、横坑から処分ピットを掘って、そこに廃棄物を入れる、あるいは横坑の中に直接廃棄物を入れ、その後埋め戻すことが計画されている。処分を実施するためには、その深さまで、もしくは、それを含めた処分場周辺について、出来るだけ乱さずに地質の情報、そこに分布する岩石の物理的性質、地下水に関する情報を手に入れる手

法が必要となる。特に、廃棄物は1万年程度の期間にわたり人間社会から隔離する必要があるため、岩盤にボーリングなどで孔をあけた場合には、そこが人間社会への近道にならないように完全にシールする必要があるため、できるだけ非破壊で見えないところを見る技術が不可欠となる。

圧縮空気貯蔵やエネルギー地下備蓄は、深さは異なるものの地下の空洞としては、規模は大きく変わらない。前者は空気を貯蔵し、後者は主として油を貯蔵するというので、気密、水密性が要求される。圧縮空気貯蔵は深さ400～600m程度、エネルギー地下備蓄は海水面と同様かややそれ以下で、前者は地上とは立て坑、後者は横坑で連絡する。調査では、特に地質構造、岩石の透水性、透気性の調査が重要となる。地下発電所はすでに多くの実績を有しており、その深さは最大で500～600mである。

地下発電所は、地下に掘削した大空洞の中に設置される。その調査段階では、大空洞の掘れる岩盤を探し、その岩盤の掘削時から将来にわたっての安定性を評価することを主目的とした調査を行う。

地表および地下のそれほど深くない場所への構造物としては、ダム、原子力・火力発電所、送電鉄塔などがあり、それらの調査もその構造物のそれぞれの目的に応じた調査が行われる。例えばダムは水とダムの圧力に耐えられる岩盤がどこにあるか、それは水をためることのできる岩盤かなど、原子力発電所は発電所の安定性もさることながら、周辺に地震を発生する断層があるかなどは重要な地質調査の目的の一つである。また、構造物を対象にするだけでなく、断層の分布や活動度、地すべりの安定性などを調査するためには、さらに精度をあげたり、新しい調査方法を採用したりしていくことが望まれる。

1-2 電中研における地質調査の特徴と地下可視化の重要性

当研究所の地質部門は、創立以来一貫して、電力各社の電力施設建設・保守に関連した調査・研究を行ってきた。対象とする範囲は、前節で述べたように、地表付近から容易には手の届かない深部や高温領域にまで広がってきた。調査の手法も、ハンマーをもって野山を歩きまわる最も基本的・古典的な方法から、最新の電子テクノロジーと計算科学を駆使する方法へと変わってきた。本レビューでは、主として最近発展の著しい調査方法についてとりまとめているが、本章では、これらの前段として、電中研における地質調査の特徴と地下可視化の重要性についてとりまとめる。時の流れに伴う技術の発達と、底流にある基本的考え方を理解いただけると思う。

1-2-1 人の診断と地質調査

地質調査は、馴染みのない人には理解されにくいものであるが、その考え方や方法は、人の診断と比べると良く理解してもらえることが多い。特に、建設時の地質調査ではなく、どこかに不具合が出てきた古い電力施設の基礎岩盤の地質調査を思い浮かべて、体の具合が悪いときと比較していただければ納得されると思う。医者は、患者から症状を聞いて、診察計画を立て、診断を行い、治療を行うように、地質・土木技術者も同様に、調査して、不具合の原因を探り、補修を行うのである。

人の診断において、まず第一にされるのは、問診、視診、触診、打診と聴診であり、次に血液検査、尿検査、血圧測定、心電図検査、次にレントゲン撮影、断層撮影といったところである。これらは、いずれも非破壊検査であって、破壊検査、すなわち人体から一部の組織を切り取って行う病理検査は、相当後の段階、悪いところが特定できてきた段階で行われる。これらの診断や検査の

持つ意味あいは今さら繰り返すまでもないであろう。

地質調査においても、調査は問診、視診などに相当する地表地質調査に始まる。つまり、地表を歩いて、露出する地層や岩石、また、地形の観察を行うことに始まる。かつての地質調査は、この調査と地表で得られるわずかな岩石の分析に頼っていた。昔の医療が問診と視診、触診、簡単な打診に頼っていたのと同じである。この調査は、方法自体は簡便であるが、名医が問診、視診、手を使った打診、触診だけでたいいの病名を当てるのと同様に、科学的な経験と考え方をもってすれば、非常にたくさん得ることが出来る調査である。また、これは、今でも最も基本的な地質調査であることは変わらず、人の診断と同様に、その後の調査計画を左右していく重要な調査である。

1-2-2 最新の機器を使った地球診断技術

人間の診断の方法に例えれば、打診以降の技術が本レビューの本題であり、医学の分野と同様に近年発展著しい技術である。レントゲン撮影やCTスキャンが人の診断に果たす役割が絶大であることは、誰もが知っているし、きっと、その恩恵に浴しておられよう。地質調査も、同様の状況にある。地球の診断技術としての探査・可視化技術の主要なものは、本レビューの目次に挙げられている。当研究所は、これらの探査・可視化技術の多くを有し、また、新たな手法を開発してきた。これらについては、第2章以降で説明するが、以下にその簡単な紹介をする。

打診にあたる調査には、地表から地球をたたき調査、すなわち物理的に地球をたたき地震探査、たたき代りに、レーダーをあてる地中レーダー、電気を流す電気探査な

どがある。これらは、地表から何らかの信号を地球に送り、そのはね返りを観測して、地下を探查する手法である。ただし、そのはね返りは、人間の耳にはとても聞こえないため、精密なセンサーを用いて測定することになる。

聴診に相当する技術には、耳をすまして地球の響きを聞くような調査、すなわち自然に起きる地震を利用した地球内部の調査や、地下で起こるひび割れの音を聞いて破壊の起こっている場所を探すAE法などがある。

血液検査や尿検査に相当するものとして、地下水や地中のガスを調べて、地中の様子を知る方法がある。血液は体の中を循環して体の必要な成分や不要な成分を運搬しており、体のどこかの器官に異常があると、血液の成分の異常としてとらえられることが多い。地下水も同様に、地球の中に入って後、空気との接触を断って移動し、岩石と反応して成分を変えていくことから、地中の情報を持っている。さらに、地中のガスの中には、大気から混じったものや地下深部から湧いて来るものがあり、やはり、その起源や通路に関する情報を持っている。

血圧測定や心電図検査は体の特性を丁寧に測る方法であり、地球の診断技術にはそれに相当するものとして、重力、磁気、自然電位など、地球の物理的特性を測定して内部を推定する方法がある。

医療分野において、レントゲン撮影や断層撮影が可能になったのが比較的最近完成された技術であるが、地質調査においても、地球の透視は最近緒に就いたばかりであるが、透視できる範囲は次第に深く、また、精度が高くなって来ている。透視には、当然光ではなく、電気、弾性波、電磁波、また、特殊なものとして水が用いられている。

1-2-3 地質調査と地下可視化の重要性

前節で述べたように、電力施設は多様化してきているが、その建設の考え方の根底には調査・設計・施工の流れがあり、そのための調査の流れは大まかには大ダム時代と変わらない。つまり、既存資料、地形図、空中写真などを元にした机上検討の後に、地表地質踏査、物理探査、ボーリング調査、横坑調査などの地質調査を行い、さらに、岩盤を分類し、分類に応じた強度・変形性の評価を行ってきた。そして、その結果は設計へと引き継が

れた。

当研究所における地質調査は、このような構造物建設と密接に関係して行われて来たため、単に学術的に行われる地質調査とは一線を画してきた。大学における地質学の研究者達の多くは、地中を探るというよりも、岩石の性質を事細かに分析し、また、室内実験で地殻を模擬したりして、岩石の成因を明らかにすることに主たる興味を持って来た。そのため、地下に何があるかがわかれば、それがどこにあるかはあまり重要視しないくらいであった。しかしながら、構造物を設計するためには、「地下に何があるか」だけではなく、「どこにあるか」を正確に知る必要がある。そうしないと設計ができないからである。「地下に何があるか」だけであれば、浅い所ならば何も高価な道具だてを使わなくても、前述の地表踏査だけでもわかるかも知れない。しかしながら、「どこにあるか」となると、地表踏査だけでは、はなはだ心もとないことになる。ボーリング調査を行ってみても、やはり見えないところは、心もとないことになり変わらない。さらに、地下深部となると、地表踏査だけでは「何があるか」についても、おぼつかなくなる。このように、「正確な位置を知る」あるいは、「見えない所を見る」ためには、地下の探査・可視化は大きな威力を持っており、こうした目的のために電中研は早い段階から地下の探査・可視化の技術開発に力を注いで来た。石油業界においても地下の探査技術はいち早く進められて来たが、その対象は1 kmを越えるような深さであり、人間の生活圏に近い浅部ではなかった。

土木構造物を作るためには、前述のように何がどこにあるかを的確に知るだけでなく、さらに、調査の後段には「何が」の力学特性や透水特性を評価する必要がある。このため、地下の探査や可視化を行った時には、その結果をどこかで「現物」と比べることが普通である。探査・可視化技術は、地層や岩石そのものではなく、その属性である比抵抗や弾性波速度を測定して、解析し、それによって地質を推定する技術であるが、これらの属性だけでは地層や岩石の種類や状態を決めるのは困難なことが多い。したがって、たいていの場合、ボーリングによって実際の地質を数カ所で調べ、それと探査結果を比較して、真に近い姿を明らかにして行く、という手順が取られる。さらに、同じ種類の岩石であっても、変質の程度が違ったり、間隙水中の塩分濃度などが異なったりする

表1-2-1 電中研式岩盤等級区分基準

	特 徴
A	きわめて新鮮なもので、造岩鉱物および粒子は風化、変質を受けていない。亀裂・節理はほとんどなく、あってもよく密着し、それらの面に沿って風化の跡は見られないもの。岩質はきわめて堅硬でハンマーによって打診すれば、澄んだ音を出す。
B	岩質堅硬で開口した（たとえ1mmでも）亀裂あるいは節理はなく、よく密着している。ただし、造岩鉱物および粒子は部分的に多少風化・変質が見られる。ハンマーによって打診すれば、澄んだ音を出す。
C _H	造岩鉱物および粒子は石英を除けば風化作用を受けてはいるが、岩質は比較的堅硬である。一般に褐鉄鉱などに汚染され、節理あるいは亀裂間の粘着力はわずかに減少しており、ハンマーの強打によって割れ目によって岩塊がはく脱し、はく脱面には粘土物質の薄層が残留することがある。ハンマーによって打診すれば、少し濁った音を出す。
C _M	造岩鉱物および粒子は石英を除けば風化作用を受けて多少軟質化しており、岩質も多少柔らかくなっている。節理あるいは亀裂間の粘着力はわずかに減少しており、ハンマーの普通程度の打撃によって割れ目によって岩塊がはく脱し、はく脱面には粘土物質が残留する。ハンマーによって打診すれば、濁った音を出す。
C _L	造岩物質および粒子は風化作用を受けて軟質化しており、岩質も柔らかくなっている。節理あるいは亀裂間の粘着力は減少しており、ハンマーの軽打によって割れ目によって岩塊がはく脱し、はく脱面には粘土物質が残留する。ハンマーによって打診すれば、濁った音を出す。
D	造岩剛物および粒子は風化作用を受けて著しく軟質化しており、岩質も著しく柔らかい。節理あるいは亀裂間の粘着力はほとんどなく、ハンマーによってわずかな打撃を与えるだけで崩れ落ちる。ハンマーによって打診すれば、著しく濁った音を出す。

と、弾性波速度の伝播速度や電気的な抵抗が大きく変わってきたりするため、探査・可視化技術によって得られた調査結果は、それ単独では不自然なものであることもある。そこで、この調査結果は、地質学的に考える風化や変質などの現象とつき合わせて検討されてゆき、最も合理的に説明できる地質構造が得られるにいたって

初めて、地質構造の調査は一段落となる。このような理由で、地下の探査・可視化技術と一見関係ないように見える岩石の風化や変質の研究、岩石の生成や変質の年代の研究も大きな地質調査の一環をなしているわけである。このような考え方の事例は第6章で紹介される。

第 章

2

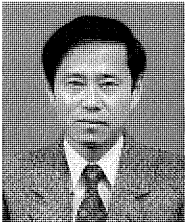
地下からのメッセージを
読む



第2章 地下からのメッセージを読む ● 目次

我孫子研究所バックエンドプロジェクト天然バリアチーム 馬原 保典
 我孫子研究所地質部 木方 建造
 我孫子研究所地質部 本島 勲
 我孫子研究所地質部 鈴木 浩一

2-1	地中ガスを用いた地下構造探査	17
2-2	地下水の年齢	22
2-3	同位体を用いた地下空洞の湧水評価	26
2-4	重力、磁気、電位による探査法	29



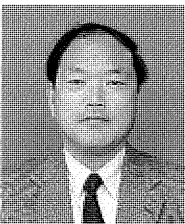
馬原 保典 (1975年入所)

これまで、低レベル放射性廃棄物の処分について安全評価、核種の地中移動、地下水調査に関わり、自然環境条件下でプルトニウムの地中移動速度を世界で最初に実測したり、溶存希ガスを用いた地下水年代測定・調査法を提案した。今後は高レベル処分において重要な課題である地下水の履歴を明らかにする古水文学の面からの研究を展開していきたい。



本島 勲 (1956年入所)

これまで、区間地下水圧測定機器、高精度透水試験装置、ボーリング孔間の圧力試験装置などの地下水調査機器を開発した。また、水質、同位体を利用し地下水の年代、涵養・流動機構の評価手法を開発してきた。これらを用いて岩盤地下水の調査評価方法を構築し、電力施設に関わる設計、保守への適用を行ってきた。



木方 建造 (1976年入所)

これまで、高温岩体発電の地熱貯留層の規模を評価するために、地質、物理探査、地球化学的手法を総合して検討してきた。今後はさらに地球化学的手法により、高温岩体発電の実用化を目指して研究を進めるとともに、同じ地下開発として高レベル廃棄物地質処分についても関わっていきたい。



鈴木 浩一 (1984年入所)

これまで、電気・電磁波・地震波を利用して地下を可視化する“物理探査法”の測定・解析技術の高精度化の研究を行ってきた。電力構造物立地地点、活断層を対象とした物理探査や、高温岩体発電に関した地下5 km級の深部地熱源探査技術の開発を行ってきた。今後は調査現場と電中研LANを接続したりモータ探査解析システムを開発していく予定。

地中ガス、地下水、重力、地磁気や地電流の変動は、地球が、われわれに向けて発している情報その中に含んでいる。その点では、地中ガス、地下水、地磁気や地電流は地下の構造、地下にある流体の動きとその性質、および地下で起っている出来事や変化などの情報の運び屋と考えることができる。そこで、逆にその届けられた情報を上手に使うと地下の構造、地下水の動きおよび地下の性質の変化の様子を捕らえることができる。

2-1 地中ガスを用いた地下構造探査

地化学探査は、地中のガスや地下水、土壌や岩石に含まれる化学成分などをカギとして、地下の資源や地質構造を探す方法である。地化学探査は、当初鉱床探査の有力な手法として、アメリカさらにはソ連やスカンジナビ

ア諸国において1930年代から精力的に行われるようになってきた。そのころのサンプルは、土壌、岩石および沢水であったが、ガスの分析精度が1960年代に入って飛躍的に向上したことから、ガスを指標とした地化学探査が

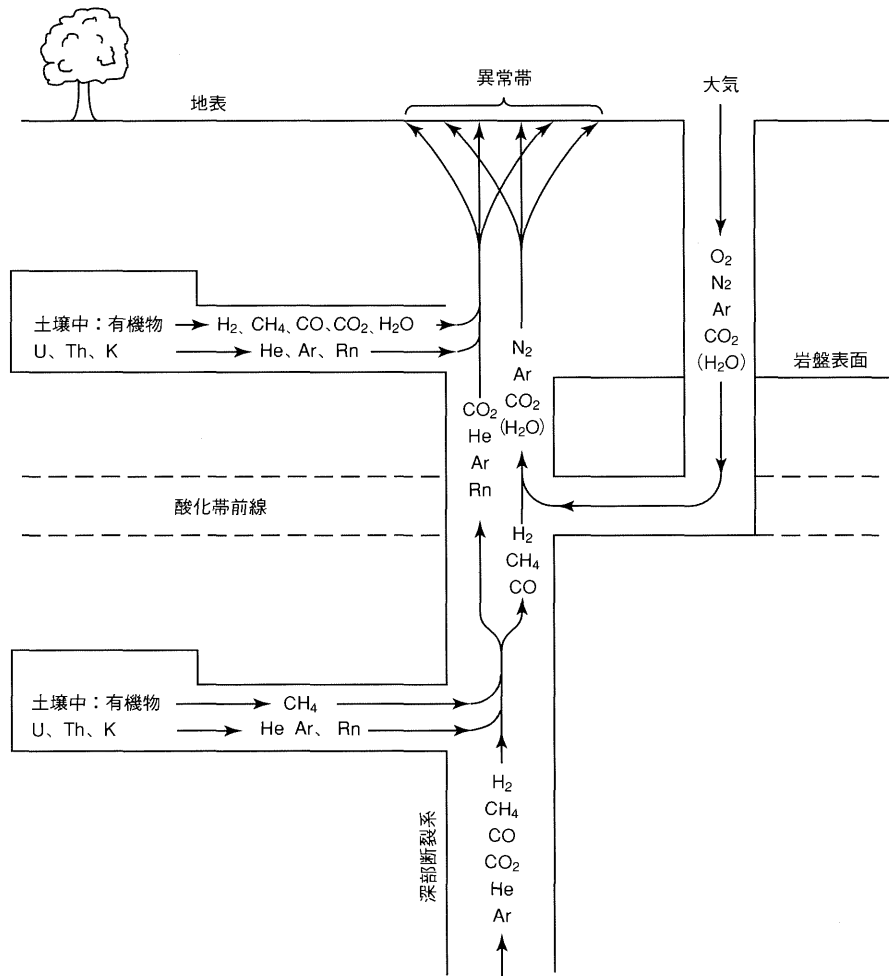


図2-1-1 地下からのガス発生機構 (Rose et al., 1979)

精力的に行われるようになってきた。特に1966年にソ連で起こったタシケント地震と地下水のラドンガス(Rn)との関連が知られるようになったことを契機として、地震予知や地震の引き金になる活断層と地中ガスとの関係に関する研究が、活発に行われるようになってきている。また、1970年代になって、地熱源探査に関連して、特に熱構造を支配する断層系と地中ガスの関係についての研究が行われ、地化学探査は現在では地熱源探査には欠くことの出来ない、重要な探査の一手法と位置付けられるようになってきている。当研究所では、このような観点から、地中ガスを用いた地化学探査を第四紀層の分布する砂、礫、泥などの地域に伏在する活断層調査および地熱源の探査に適用してきている。

2-1-1 調査方法

地中ガスには、a)地下深所から上昇してきたもの、b)岩石や土壌中で、ウラン(U)、トリウム(Th)、カリウム(K)等の放射崩壊により生ずるもの、c)大気に由来するもの、d)植物や微生物に関するものが混在している(図2-1-1)。いずれの場合も地中ガスは、主として断層破砕帯などの断層系を通路として地表に出てきており、地表で地域的なガス組成の変化を調べ、それらの成性を吟味することにより、地下の断層系や状況を推定することが可能となる。

(1) 分析項目

地表付近の地中ガスを使って地下の状況を探査するには、ガス成分であれば何でも使えるわけではなく、最も有効な成分に注目する必要がある。このような成分は、指示元素、あるいは英語でpath-finderと呼ばれている。いわば道しるべである。当研究所では従来の様々な研究結果、および分析精度を検討した結果、指示元素として主要ガス成分のうち、ヘリウム(He)、ネオン(Ne)、水素(H₂)、窒素(N₂)、アルゴン(Ar)、メタン(CH₄)、二酸化炭素(CO₂)、酸素(O₂)、低沸点元素として、水銀(Hg)、放射性元素としてラドン(Rn)に着目し、これらの分析・解析を実施している。

(2) ガス採取方法

地中ガス採取の現地作業は以下の要領で実施している

(図2-1-2)。

- a) 土壌中に孔を掘り、塩化ビニールパイプ(直径5cm、長さ60cm)を埋設する。パイプの上部をゴムパッカーで塞ぎパイプ内に外気が混入しないようにする。塞いだ後にパイプ内の空気を排出する。
- b) 24時間放置した後に、パイプ内にたまったガスをガラス製アンプルに採取する。同時にCO₂濃度、Rn濃度を現場計測器で測定する。これらの作業が終了した後に、パイプ内に水銀捕集用の金線をセットして再びパイプ中の空気を排出する。
- c) b)の作業後1週間放置した後に、パイプ内の金線を回収する。

なお、水銀は地下の熱源を探査する目的のためであり、地熱源探査以外の場合、金線のセットは省略することがある。

(3) 測点配置

地中の情報をできるだけ公平に得るため、地中ガスを採取する測点は、碁盤の目のように配置する。目の間隔は、普通数10m~100m程度であるが、それぞれの地点において地形・地質条件が異なるため、各地点でこれらの条件を考慮して決める。

(4) 分析方法

CO₂およびRn以外の7成分については、ガスアンプルを室内に持ち帰り、ガスクロマトグラフィーを用いて分析する。Hgは、金線に付着したものを加熱によって追い出して原子吸光を用いて分析する。

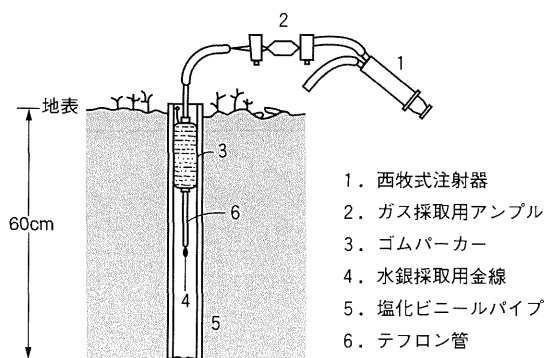


図2-1-2 ガス試料採取孔および採取概念図

2-1-2 地化学調査の有効性

(1) 主要ガス成分

主要ガス成分から地中の情報を読みとるには、大気や生物の影響を排除するために、分析値そのものではなく、いくつかの組み合わせを用いる必要がある。基盤の地質構造や地熱源の存在を反映する地中ガスの指標として、

1) CO₂とO₂濃度、2) He/Ar、Ne/Ar、N₂/Ar比、3) H₂濃度が挙げられる。

1) CO₂濃度

CO₂の起源には大気、生物、地下深所の3つが考えられ、地下深所のことを知るには、前2者の起源のものを差し引かなければならない。CO₂が生物活動の産物の場合には、大抵CO₂とO₂濃度の関係が負の相関することからわかる。CO₂濃度がこのような状況を示さず、また、大気中のCO₂濃度である0.03%からかけ離れた値を持つ場合、このCO₂は地下深所起源の可能性が高い。

2) He/Ar、Ne/Ar、N₂/Ar比

これらのガスが地下水にとける溶解度は温度に依存していること、また、He/Ar、N₂/Arは、岩盤起源の場合の方が大気起源に比べて非常に大きいことから、これらの比が地下の温度および地質構造を反映していると考えられている。

3) H₂

H₂ガスは、破碎した石英と水との反応によって発生することが実験的に確かめられており、また、実際に日本の著名な活断層である、山崎断層、跡津川断層などから断層に沿って高濃度のH₂ガスが発生している例が報告されている。このように、H₂ガスは地質構造調査、特に活断層調査には有効な指示元素である。

(2) Hg

Hgはその蒸気圧が温度上昇により異常に高くなることから、地下の地熱源の上では地表にまで移動してきている可能性があり、地熱源探査の有効な指標であると考えられている。

(3) Rn

Rnは、不活性で他の物質と反応せず、また、放射能を有するため微量でも放射線を用いて測定できる。さらに

Rnは、半減期が約4日と短く、また、ガスの流れに運ばれないと10mも移動できないことから、地中の微量のRn濃度を測定してガスの移動速度の大きな所、たとえば断層破碎帯を探ることができると考えられている。また、その半減期が短いことからRn濃度は昔のことを記憶していないので、継続的なRn濃度変化パターンから地中の状況変化、ひいては地震予知ができるかも知れないと考えられている。

2-1-3 地中ガス探査の適用

地中ガス探査に用いる指示元素はすべてが地質構造や地熱源に関係しているわけではなく、地質条件等によって有効な指標が違ってくる。したがって、単独の指標について地質構造や地熱源との関係を調べるのではなく、総合的な調査が必要となってくる。その際各種の探査結果を総合的に評価するために、各成分の地表での分布パターンから、濃度や比の高い個所および等値線図の峰の部分を読み取り、これを用いて解析を行っている。

ここでは、沖積層に伏在した活断層調査および地熱源探査に地中ガス探査を適用した例を紹介する。

(1) 地質構造(活断層)調査への適用(岐阜県萩原断層)

本州中央部を北西-南東に分布し、延長約70kmの日本を代表する活断層である阿寺断層は、北西部において3条に分岐し、そのうちの1条が萩原断層と呼ばれている。この萩原断層が通過する岐阜県下呂町乗政三ツ石でトレンチ調査が実施された。トレンチ壁面の南西部に節理もしくは小断層が密に発達した濃飛流紋岩が、北東側に段丘礫層および腐植土層と崖錐性砂礫層の互層が、また両者の間には3-4条の断層と断層粘土からなる幅0.2~1.5mの断層破碎帯(南北走向、東傾斜)が観察されている。

トレンチ個所を中心として、15~30m間隔の基盤目状のグリッドを設定し、地中ガスによる地化学探査を実施し、その有効性を検証した。探査の結果は、図2-1-3に示す通りで、各ガス成分のうちHe/Ar、Ne/Ar比およびRnガスの異常が認められた。異常の方向性はほぼ断層の走向に一致しており、これらが断層の存在を反映していることがわかる。それらの異常の位置は相互に必ずしも一致しないが、このことは各元素の質量の違いにより軽い



図2-1-3 地中ガスと断層の関係 (阿寺断層系萩原断層)

元素は断層の上盤から、また重い元素は断層を通じて地表の堆積物に放出していることを示しているのかも知れない。

(2) 地熱源探査への適用 (山形県肘折地点)

調査地域には、第三紀中新世の流紋岩および凝灰岩分

布域に形成された肘折カルデラが分布する。肘折カルデラは、第四紀更新世から完新世にかけて形成されたと考えられており、現地形が良く保存されている。肘折カルデラは盆地をなしており、盆地の縁に山体の陥没に伴う断層が存在すると推定されている。盆地の東縁には肘折温泉が、中央部には金山温泉が存在している。

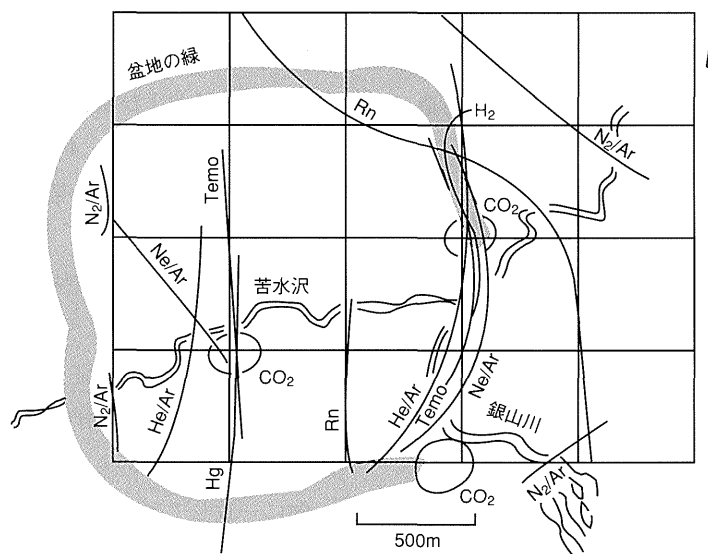


図2-1-4 地中ガスと地熱源の関係。Tempは1m深地温 (肝折地点)

調査は盆地の内部および外部を覆うように500m間隔のグリッドを設定し、原則的にはグリッドの交点に測点を設けた(図2-1-4)。各成分の異常には3つのパターンが認められた。1つは、盆地の縁またはその外側にあり全体として盆地を取り囲むような形状を示し、 N_2/Ar がこのような分布を示す。Rnは盆地の北東にNW-SEの異常が認められる。第2は盆地の東縁に沿って湾曲しているもので、 H_2 、 He/Ar 、 Ne/Ar 等の異常がほぼ同一位置、同方向に存在する。 CO_2 の異常はこの縁に沿ってスポット状に分布する。第3は盆地中央西よりにほぼN-S方

向に存在するものであり、 Hg 、 Ne/Ar などがこれに相当する。 CO_2 の異常はこの位置でスポット的に存在する。Rnはこれらよりも東方100mにN-S方向に存在する。このように指標によって多少パターンは異なるが、大きく見て、盆地の東縁に沿って地中ガスの異常が認められたため、この付近で特に地熱流体の移動が激しいものと判断された。また、盆地中央西寄りの地中ガス異常付近では、1m深地温の測定によれば、地下の温度が周囲より高くなっていることがわかっている。

2-2 地下水の年齢

地下水の動きを捕らえるための道具として古くから用いられているものにトレーサー（追跡子）がある。これは、いわば地下水を追跡するための目印であり、人為的にわれわれが地下水に加える人工トレーサーと、元々天然に溶けている天然トレーサーとがある。天然トレーサーには、溶存イオン量・溶存ガス量あるいは、重水 (D) 重酸素 (^{18}O) 等の安定同位体、また、トリチウムなどの放射性元素がある。

このような天然トレーサーの地下水調査への活用は、1950年代後半頃から同位体水文学という学問分野の発展と、環境微量物質の分析技術の進歩とともに欧米を中心に盛んになってきた。わが国では、1960年頃から大気圏核実験によって降水のトリチウム濃度が急増したことに伴い、地下水の涵養・流動調査を皮切りに放射性・安定同位体を中心に天然トレーサーが活用され、地下水調査の一手法として市民権を獲得してきた。当研究所では、地下発電所やトンネル現場での湧水・地下水の起源や滞留時間の推定に、最近では、放射性廃棄物の地下処分のためのサイト選定・安全評価における地下水調査技術の一つとして、天然トレーサー技術の開発を進めている。ここでは、地下水の年齢を測定して地下水調査に活用した事例を中心に紹介する。

2-2-1 地下水年齢とその測り方

地下水は降水が地下に浸透して造られる。その過程で、浸透した水が地下で大気と接触を遮断されてからの経過時間が地下水の年齢である（図2-2-1）。地下水年齢を測る手法としては、おもに以下の3つの方法がある。

(1) 大気起源で地下水に、あるいは地殻起源で地下水に含まれる放射能の壊変速度、蓄積速度ならびに非平衡を活用する方法。

(2) 地下水中での化学物質の分解・変化速度を活用する方法。

(3) 古気候あるいは、すでに年代決定がなされている地質学的出来事と地下水の性質の関係を活用する方法。

これらのうちで地下水に溶けている微量な放射性元素は、一定時間を経過するごとに元の量の半分に減衰し他の元素に変化するという放射能特有の性質を持っている。この特性を活用すると、放射能という時計を使って経過時間を測ることが出来る。地下水の年齢の測定に活用される代表的な放射性元素と測定範囲、測定に必要な採水量ならびに測定に用いる分析手法等について表2-2-1に示す。

2-2-2 溶存ヘリウムを用いた地下水年齢の測定と地下水調査の事例

当研究所では、地下水に溶けているヘリウムガスを測定し地下水の年齢を推定する方法を開発中である。この方法では、溶存ヘリウム濃度を質量分析器を用いて高精度で測定することによって、若い地下水から非常に古い地下水の年齢まで統一的に測定できるという利点がある。

(1) トリチウム (^3H) + ヘリウム3 (^3He) 法

「降水には、大気の上層で宇宙線によって造られた ^3H が、一定量含まれている。 ^3H は、 β 崩壊して ^3He に変わる。したがって、地下水試料に含まれる ^3H 濃度と ^3He 濃度を正確に測定すれば地下水の年齢を精度よく決定することができる。」

この方法では、数か月から数十年程度の比較的若い地下水の年齢をかなり正確に測定することが可能である。わが国のように雨が多く、水循環が早い浅い地層の地下水年代の測定には特に有効である。本手法を適用して測

表2-2-1 代表的な地下水年齢測定法とその測定範囲

測定法	放射性核種	半減期(年)	降水中初期濃度	地下水年齢測定範囲(年)	測定に必要な採水量(ml)	実測例	分析方法
大気起源の放射性核種を用いた測定	⁸⁵ Kr	10.7	10 ⁻⁸ (dpm/ℓ) 以下 (ただし1950年前)	1~40	1.2×10 ⁵ ~3.6×10 ⁵	・ポーランドのCrakowの地下について10~40年という結果を考えている。	・溶存ガス抽出後、アルゴン分離精製後、比例計数管にてβ線測定
	³ H	12.3	3.6 (dpm/ℓ) (ただし1954年前)	1~60	1000	・たとえば、六甲山の地下水循環系について調査し、六甲トンネル内の地下水の年代は40年で、流速は0~17m/yである。	・電解濃縮後、低バックグラウンド液体シンチレーションカウンターによるβ線計測
	³⁹ Ar	270	4×10 ⁻⁵ (dpm/ℓ)	50~2000	7×10 ⁶ ~9×10 ⁶	・ ³ H法で測定して50年以上と判定されたZurzachの温泉水の年代を測定し、70年以下との結果を得た。	・多重遮蔽付の低バックグラウンド気体計数管を用いてβ線測定
	¹⁴ C	5,730	2×10 ⁻¹ (dpm/ℓ)	500~2000	2×10 ⁵	・たとえば、熊本平野の地下水に対し、 ³ H、 ¹⁴ C、 ²³⁴ U/ ²³⁸ Uで調査し、地下水は主に最近の降水と非常に古い滞留時間(3~4万年)を持つ地下水によって形成されていることを明らかにした。	・液体シンチレーションカウンター、あるいは気体計測管でβ線計測(地下水よりBaCO ₃ として、炭素を捕取後、炭素を分離) ・タンデム型加速器質量分析(元素状の炭素として)
	⁸¹ Kr	210,000	7×10 ⁻⁹ (dpm/ℓ)	10 ⁴ ~10 ⁶	10 ⁴ (RISによる分析)*2 10 ⁸ ~10 ⁹ (通常の放射能測定)	・カナダ、マニトバ州のミルクリーバー帯水層地下水で1.4×10 ⁶ 年を得た。	・溶存ガス抽出分離精製後、加速器質量分析
	³⁶ Cr	301,000	1×10 ⁻⁵ ~2×10 ⁻⁴ (dpm/ℓ)	5×10 ⁴ ~2×10 ⁶	1000~5000 (タンデム加速器分析) 10 ⁸ ~10 ⁹ (通常の放射能測定)	・オーストラリアのGreat Artesian Basinの地下水は10 ⁵ ~10 ⁶ 年との結果を得た。また、カナダ、ミルクリーバーの地下水に対し、6×10 ⁵ ~1.6×10 ⁶ 年を得た。	・タンデム型加速器質量分析 (CIをAgClとして抽出精製)
地下水に希ガスを蓄積される	³ He	安定核種	~10 ⁻¹⁴ ccSTP/g*1 (バックグラウンド)として	1~100 (³ Heと組み合わせて)	>15	・三島溶岩流内および周辺の地下水に対し、10~15年 ・庄川流域の地下水に対し、1~20年	・質量分析 (希ガス分離後)
	⁴ He	安定核種	~10 ⁻⁸ ccSTP/g (バックグラウンド)として	10 ⁴ ~10 ⁷ (ウラン、トリウムと組み合わせて)	>15	・サバンナリバー周辺の地下水に対し、年代を測定し、8.4×10 ³ 年、これを基に地下水流速は、0.06m/yと推定した。	・質量分析 (希ガス分離後)
	²²² Rn	0.01	—	0.03以下	1000	・Glatt (スイス) 河流域で地表水からの地下水の涵養を評価した。その結果、地下水の平均的な流速は4.6m/dayとの結果を得た。	・トルエン抽出後、液体シンチレーションカウンターによるα線計測

*1: 単位重量の水に溶解している気体の量を標準状態(0℃1気圧)の下での体積で表したもの

*2: レーザーパルスを用いて量子状態で選択的に原子をイオン化し、小型の質量分析器と組み合わせることによって高精度な分析が可能となり、ヘリウム、ネオンを除く希ガスを原子単位で計測できる。

定した三島溶岩流、ならびに熊本平野地下水の年代については、前者が10年、後者が1~50年という結果を得た。図2-2-2に地下水年齢ならびに環境同位体(δD、δ18O)の測定結果を考慮して推定した三島地区の地下水流動区分と地下水年齢分布を示す。

(2) ヘリウム蓄積法

「地下水の入れ物である周辺岩盤・土壌には、ウラン

(U) やトリウム (Th) とその娘核種であるα核種が含まれている。これらのα核種がα壊変する度に、Heが岩盤や土壌中に放出され地下水中に蓄積される。Heが地下水中に蓄積される割合が一定であれば、地下水中に蓄積されたHe量より地下水の年齢を決定することが可能となる。」

この方法では、地下水の地下での滞留時間が長くなればなるほど、地下水に蓄積されるヘリウムの量は、増加

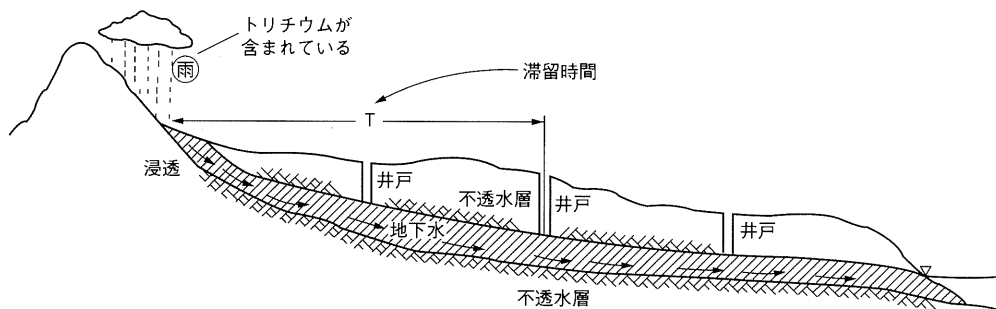


図2-2-1 地下水の流れと地下水の年齢の定義

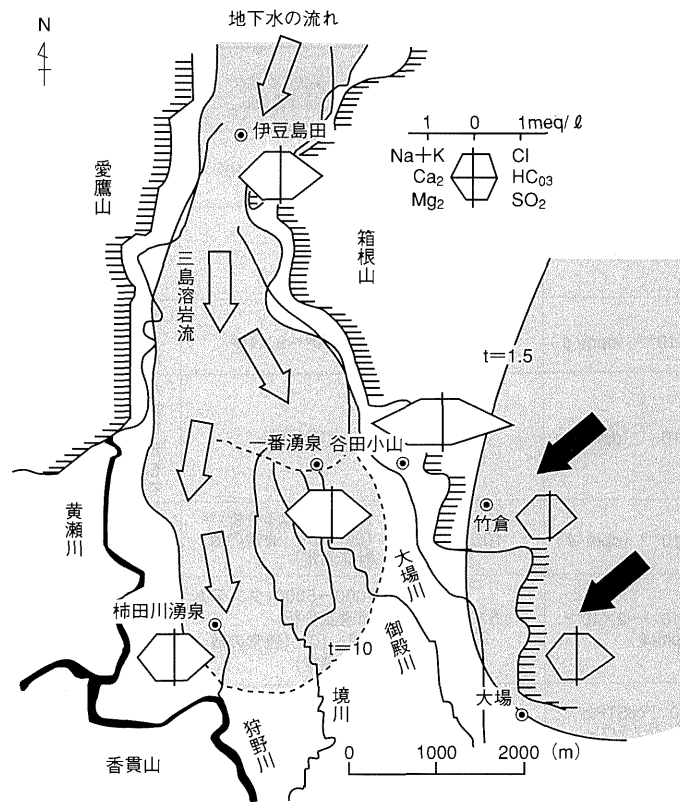


図2-2-2 地下水年齢 (t、年) 測定結果、環境同位体測定結果ならびに一般水質分析結果を基に行った三島溶岩流・周辺地下水の流動区分

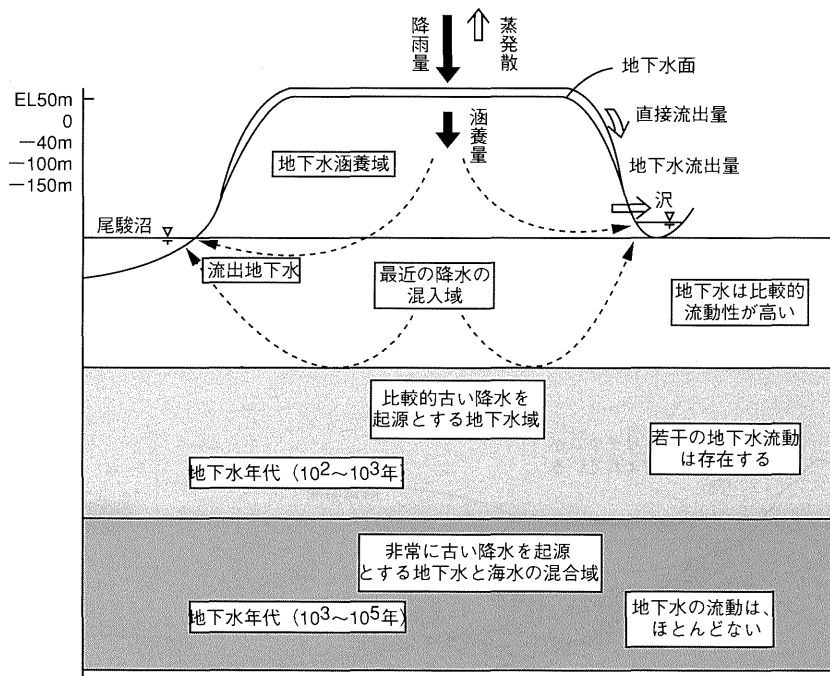


図2-2-3 溶存ヘリウム測定法による地下水年齢測定結果を基にした六ヶ所サイトにおける地下水循環概念モデル

することになり測定は容易になる。この方法では、数百年から数百万年という非常に古い地下水の年齢を測定できる。実際に、オーストラリアの大鑽井盆地の地下には、百万年以上の年齢を持つ地下水の存在が、この方法で確認されている。わが国においても、六ヶ所村の低レベル放射性廃棄物埋設施設の深層部には、数万年以上の滞留時間をもつ地下水が存在する可能性が示唆されている

(図2-2-3)。ただし、地下水中には、蓄積されたヘリウムの起源(素性)を明らかにしたり、別な場所で発生したヘリウムが、拡散移動し蓄積した量の評価を行わなければならない問題点も残されている。これら問題点を解決するために、目下ヘリウムの成分分離法の開発や拡散解析を行うことによる精度の向上を目指している。

2-3 同位体を用いた地下空洞の湧水評価

地下水に含まれる同位体は、前節で述べたように地下水の年齢の推定に利用できるだけでなく、地下空洞への湧水の評価にも用いることができる。ここでは、地下空洞の湧水に含まれるトリチウムと酸素-18 (^{18}O)、重水素 (D)、ラドン222 (^{222}Rn) を用いて、地下空洞の裏側にまわって湧水の起源を探る方法を紹介する。従来岩盤地下水の調査に利用されてきたルジオン試験や地下水圧試験またはトレーサー試験などでは、地下水の流れの一部を点または線での情報として知ることができるに過ぎなかったが、この方法によって、地下空洞周辺などでの不飽和領域を流動する地下水の評価や、山体深部の広域な岩盤の透水性の評価などが期待できる。

2-3-1 降水中の ^{18}O 、D、 ^3H と地下水中の ^{222}Rn の特徴

(1) ^{18}O とD

^{18}O (質量数 18) とD (質量数 2) は安定同位体である。一般に、これらの濃度は未知試料と標準試料との同位体比の千分偏差 δ で表示され、降水中の濃度は蒸発や凝縮により変化し温度などの影響を受け、季節的にも大きく変動する。これらの濃度は、温度の影響、降水の高度の影響、海からの距離の影響、さらに、雨量の多少の影響を受けて変動することがわかっている。さらに、普通、降水中の $\delta^{18}\text{O}$ と δD の間にはほぼ一定の正比例(直線)関係が認められ、この直線の傾きは一定であるが、切片の値は蒸発の速度に依存し変化する。この値は、d値(スモールd値)と呼ばれ、わが国では、蒸発速度の遅い太平洋気団を主体とする夏の降水では小さく、蒸発速度の速いシベリヤ気団を主体とする冬の降水(雪)では大きい。

(2) ^3H

^3H (質量数 3) は、半減期が12.3年の放射性同位体である。降水中の ^3H は、前節で述べたように大気圏での窒素原子と宇宙線との核反応などを起源とするが、その濃度は、1953年以降に大気圏で行われた核実験により1964年前後には1,000TUを越える値に達したことが知られている。また、わが国では1953年以降、連続的に降雨中の ^3H 濃度が測定されており、経年変化が明らかになっている。

(3) ^{222}Rn

^{222}Rn (質量数222) は、半減期が3.8日の放射性同位体である。地下水中の ^{222}Rn 濃度は、岩石中のウラン起源のラジウムから生成するもので、また、稀ガスであるため空気に触れると空中に放出されるという特徴をもつ。こうした地下水中の ^{222}Rn の性状は、調査箇所近傍の地下水の流れが反映され、地下水の流況や地下水と表流水との相互関係などの把握が期待できる。

2-3-2 湧水の起源の評価事例

以上述べた同位体の一般的特徴を頭において、地下発電所建設予定箇所周辺での湧水の起源をさぐってみよう。これは、地表面下約350mに位置する調査坑の湧水を対象に調査し評価した事例である。同箇所には流紋岩が分布し、大規模な破碎帯などは認められず岩質は堅硬であるが、割れ目が多く透水性は10ルジオン($1 \times 10^{-4}\text{cm/s}$)程度で大きい。調査箇所には多量の湧水があり、積雪期に湧水量、融雪、梅雨期から夏に豊水量となる。

(1) 地下水の混合と均質化

降水および調査坑からの湧水について $\delta^{18}\text{O}$ 値とd値の

季節変化を追跡したところ、降水のものは大きく変化するのに対して、湧水のものはほぼ一定であることがわかった(図2-3-2、2-3-3)。このことは、降水時期の異なる降水が地下水を涵養する過程で混合し、その $\delta^{18}\text{O}$ 値とd値が均質になることを示している。降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値には、年間を通じて大きく変化し2つのピークが認められる。この現象は、梅雨性気団とそれ以外の気団との降水機構の相違から起こるものである。湧水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、年間の変化が極めて小さく、降水量による加重平均の値とほぼ等しい(図2-3-2)。さらに、降水のd値も年間を通じて大きく変化している。湧水のd値は、年間の変化が小さく降水の年平均的な値を示している。これは、夏と冬の降水が地下水の涵養過程で混合していることを示唆している(図2-3-3)。

このように ^{18}O とDの測定結果は、降水の季節変化により地下水の涵養過程で平均化されていることを示しており、トリチウム濃度の季節変化も同様に平均化されているものと考えられる。

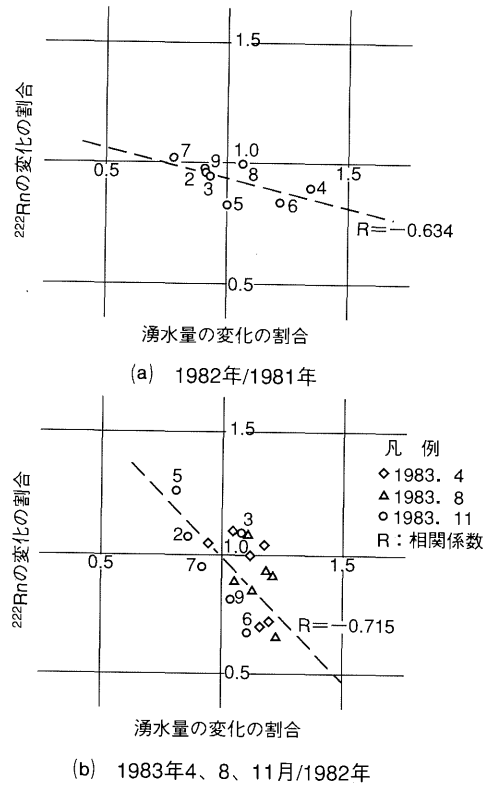


図2-3-1 ^{222}Rn 濃度と調査坑湧水量との関係

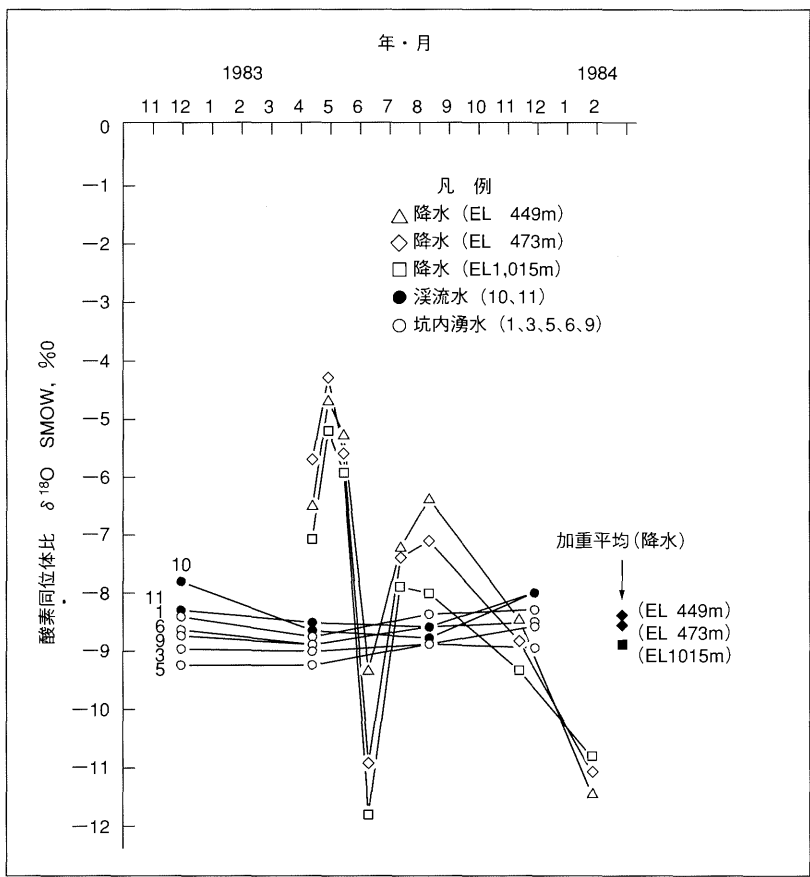


図2-3-2 $\delta^{18}\text{O}$ 値の季節変化

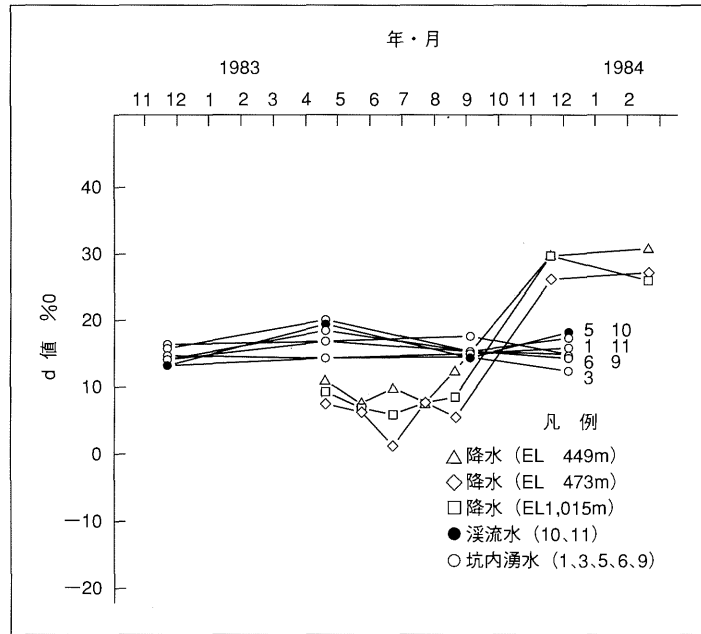


図2-3-3 d値の季節変化

(2) 古い地下水と新しい地下水の混合

空洞への湧水が積雪期に湧水量、融雪、梅雨期から夏に豊水量となっていたことから、この湧水は古い地下水と新しい地下水の混合したものであると考えられる。そして、湧水量の増加が、滞留時間の長い地下水の増大にあるとすると、 ^{222}Rn 濃度は湧水量の増大とともに増大し両者の関係は正相関となるはずであるが、湧水から得られたデータは両者の関係が負相関であることを示していた(図2-3-1)。つまり、この ^{222}Rn 濃度の挙動は、空洞への排水作用によりその上方に生じている不飽和領域で ^{222}Rn を放出しつつ流動している新しい地下水の増加により湧水量を増加させていることを示している。

では、両者の混合割合はどのようなものであったのか。これは、 ^3H 濃度から推定することができる。1953年の過去から現在までの降水の ^3H 濃度が記録されているので、これから、年平均的な降水の ^3H 濃度の変化パターンが求められる。さらに、前述したように、 ^3H 濃度は涵養過程

で年変動を平均化されると考えられるので、降水の年平均的 ^3H 濃度を地下水の初期的 ^3H 濃度として考えることができる。さらに、地下水中の ^3H は放射線を出してその初期的な ^3H 濃度は一定速度で減少して行く。現在の湧水の ^3H 濃度はこのような古い地下水と新しい地下水の ^3H の混合によるものとして解析すると、古い地下水と新しい地下水の混合比と古い地下水を降水が涵養した後の経過年数が求められる。

このような検討の結果、調査箇所周辺の地下水は、降水が涵養後20~25年経過した古い地下水と1~2年程度の新しい地下水とで構成され、地下水の大半は新しい地下水(60~90%)であることがわかった。また、この結果より古い地下水が流動している深部での岩盤の透水性を求めると $(3\sim 4)\times 10^{-6}\text{cm/s}$ となり、山体深部の広域な透水性は調査坑周辺より極めて小さいことが示唆され、空洞掘削工事にあたっての湧水対処に大きく役立った。

2-4 重力、磁気、電位による探査法

自然界に存在する地下の物理現象を計測して地下構造を調査する物理探査法としては、重力探査法、磁気探査法、自然電位法などがある。これらは、深度方向の情報は詳細には把握できないが、比較的簡便に深度数km～数10km級の大局的な地下構造を把握できるので、調査の初期段階に行う概略的な探査法として位置づけられている。重力・磁気探査法は、陸上だけでなく船上に計測器を搭載して海底下の地下構造を調査することもでき、地球物理学の分野ではプレートテクトニクス理論の研究などによく利用されている。特に、空中磁気探査は航空機に計測器を搭載して計測する手法であり、広域の調査地域を迅速に探査できるという利点がある。一方、自然電位法は地下水の流動状況を把握できる探査法として近年着目されてきている。

2-4-1 重力探査法

(1) 基本原理

重力探査法は地球の引力の鉛直成分(重力)を重力計により正確に計測し、太陽や月の影響(潮汐力補正)、全地球的な影響(緯度補正)、地形の影響(地形補正)などを補正して、地下構造だけによる異常(ブーゲー異常)を求める方法である。図2-4-1に示すように地下に堆積岩などの密度の小さい地層が分布すればブーゲー異常は小さくなり、花崗岩などの密度の大きい地層が分布すればブーゲー異常は大きくなる。花崗岩などの基盤岩の分布状況など大局的な地下構造の把握に有効な手法である。

(2) 適用例

国内では深部地熱源の調査において、熱水貯留層となる断層などの断層系や多孔質な地層の分布や、温度の高い花崗岩(高温岩体)の分布を大局的に把握するために適

用されている。また、地熱地帯において重力の定点観測を精密に行い、熱水貯留層の熱水の移動に伴う微弱な重力の変化を測定することにより、熱水の流動状況の評価にも適用されてきている。

図2-4-2に当研究所が地熱源探査技術の開発の一環として行った、兵庫県湯村温泉地域での重力探査の適用例を示す。図(a)はブーゲー異常図、図(b)は(a)のc-c'測線における2次元解析結果を示す(断面図中の数字は密度を示す)。本地域の重力分布は北から南に向かって低くなる傾向が認められる。図中F2で示す“歌長-絵尾”近辺は等重力線が密になっているが、このF2の北側には花崗岩類、南側には泥岩・凝灰岩を主体とする堆積岩類が分布している。よって、花崗岩類の深度はこのF2を境に北から南にかけて急に深くなっており断層系の存在が推定され、当地域の熱源はこの断層系によるものとも考えられる。また、調査地域南部の低重力異常Lは、この泥岩・凝灰岩を主体とする地層より成る堆積盆の構造を示すものと推定される。

図2-4-3に当研究所が鳥取県鹿野温泉地帯で行った適用例を示す。(a)はブーゲー異常図、(b)はブーゲー異常図から2次傾向面を差し引いた重力残差図を示す。図(a)よ

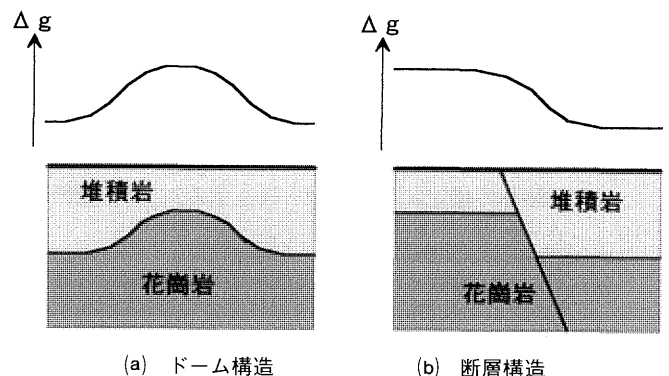


図2-4-1 重力異常と地下構造の例 (Δg: ブーゲー異常)

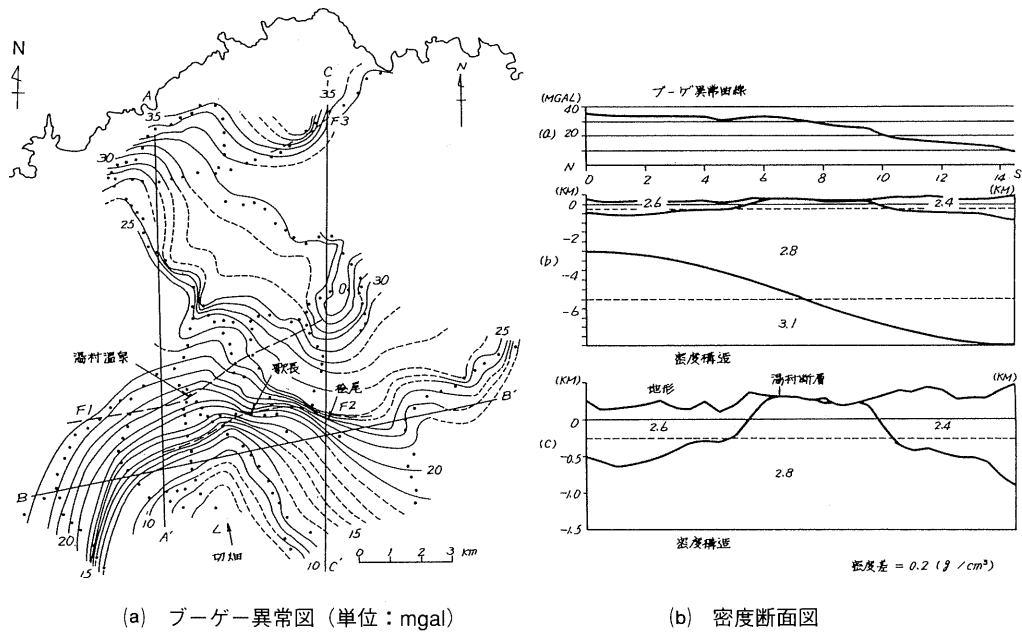


図2-4-2 重力探査法の適用例 (湯村温泉地域)

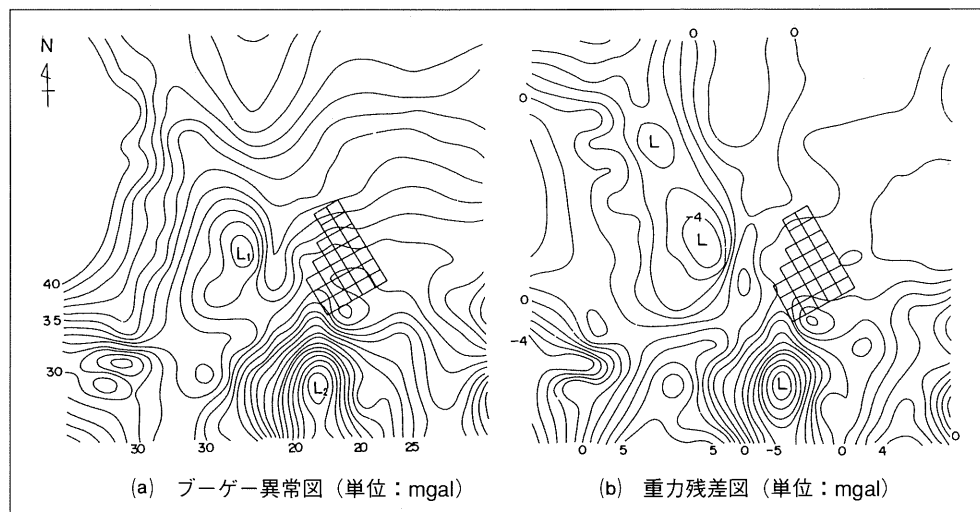


図2-4-3 重力探査法の適用例 (鹿野温泉地域)

り本地域の重力分布は、北から南に向かって低くなる傾向が認められる。図(b)において低重力異常L1は安山岩質火砕岩類の分布に起因すると推定される。また、低重力異常L2は安山岩から安山岩質角礫岩の分布に対応し、陥没構造を示唆するものと推定される。

なお、熱源の推定については、後述する7-1節で他の探査法の結果も合わせて記載している。

また、火山岩地帯で行われた適用例(大久保ほか、1993)では、浅層部に起因する重力異常だけを解析した結果(傾向面残差図)より、丹那盆地を中心に低重力異常部があり盆状構造に起因した重力異常が抽出されている。

2-4-2 磁気探査法

(1) 基本原理

地下の岩石はそれぞれ固有の磁石の性質(磁性)を持っており、一般的には堆積岩よりは火成岩の方が磁性鉱物(磁鉄鉱など)を多く含んでいるので磁性を強く帯びている。磁気探査法はこの性質を利用して、磁力計により地下の磁気異常を求め、地下の磁性体の分布状況を解析し大局的な地質構造を把握する手法である。図2-4-4に示すように、磁性体が深くなるほど磁気異常は小さくなる。

また、磁気異常を利用した地熱源の探査法としてキューリー一点調査法がある。岩石は高温状態になると磁性を失い磁気異常を発生しない性質がある。この温度は約500°Cと考えられており、キューリー一点温度と呼んでいる。熱源が浅部にあるほどキューリー一点深度は浅くなる。この原理を利用して航空機に磁力計を登載し調査領域の磁気異常を測定してキューリー一点深度を解析する。

(2) 適用例

火山岩地帯で行われた磁気探査の適用例（大久保ほか、1993）では、重力探査と同じ調査地点で南北に走る丹那断層を境に明瞭な磁気異常の境界が認められる。これは、断層の西側に地表付近から深部まで分布する強い磁性岩体に起因するものと解析されている。また、東側は地層の風化、変質などにより磁性が小さくなったものと解釈されている。

また、関東・東海地方で行われたキューリー一点調査結果（大久保ほか、1987）では、富士火山列や伊豆大島直下のキューリー等温面の深さは6～7 kmでその周辺に比べ浅くなっており、熱源が浅部にあることが推定されている。

2-4-3 自然電位法

(1) 基本原理

地下には、鉱床の生成過程における電荷の移動、温泉地域で温泉水に含まれる化学成分の地表部への浸透、地下水の流動などにより電位差が発生し、自然の電流が流れている。例えば、地熱地域の地下には高温の熱源とともに熱水対流が存在しており、熱電気効果や流動電位の発生が考えられる。水の流れによって電荷が移動するので、電流が流れ電位差（流動電位）が生ずる。すなわち、

正の電位異常は熱水の上昇流があることを示し、負の異常は熱水や地下水の下降流および変質帯や導電性鉱床の存在を示すと考えられている。測定は、調査領域内に展開した測点に電極を設置して、基準電極（調査領域近傍の固定点に設置した電極）との電位差を計測する。

(2) 適用例

この手法は比較的簡便な鉱床探査として国内でも1920年代から適用されてきた。近年、多数の測点のデータを高速に自動計測できる測定装置が開発され、自然電位の変化を連続的に観測することが可能になった。これにより、地熱地帯での地下の熱水の流動状況や、集中降雨による山間部斜面の地すべり地帯での地下水位の変動を調査するために適用されてきている。

秋田県雄勝地区の高温岩体実験場で水の流動測定を行った例を示す。当地域は先第三系の花崗岩類を基盤岩とし、その上部に新第三系の火山礫凝灰岩類が分布し、さらにその上部に部分的に火山岩類が覆っている。ボーリング掘削により確認された本実験場における花崗岩の深度は約300mである。注入井は深度1,000mでケーシングが990mまで挿入してあり、注入区間は711～719mの8 m区間と990m以深の10m区間である。

測点は注入井を中心に半径400mの範囲に100m間隔（注入井近傍は50m）で約100点配置してある。注入井より注入流量を250、500、750、1,000 l/分と1時間ごとに増加させ、その期間の自然電位の変化を計測した。図2-4-5は、注入開始時に観測した自然電位を基準に、注入後約3時間経過した時点（注入流量は1,000 l/分）で観測した自然電位の変化量をコンター表示したものである。マイナスの値は、注入後の方が自然電位が低くなったことを示す。これより注入井より北東側および西側に自然電位が100mV以上低下している領域が認められ、地下の割れ

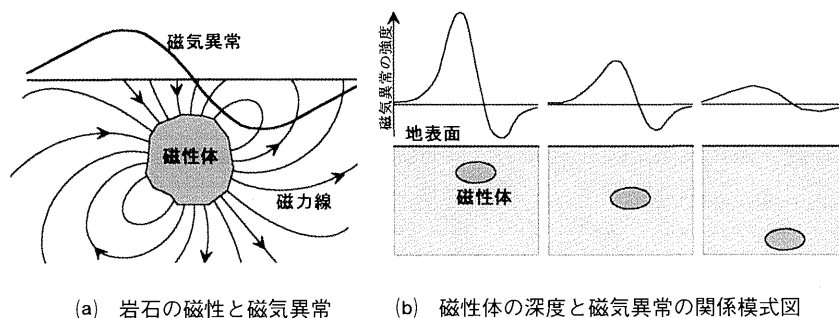


図2-4-4 磁気探査の原理

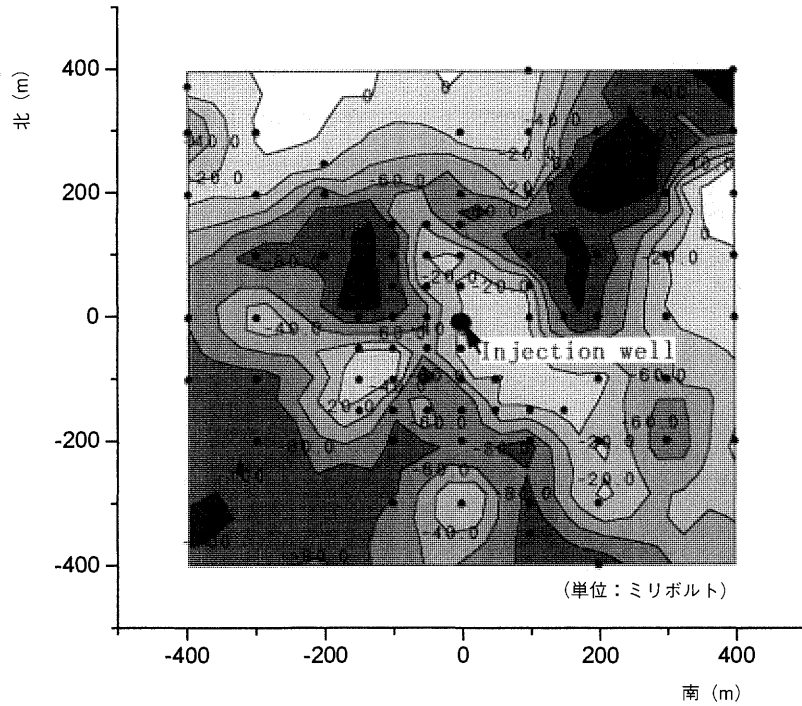


図2-4-5 地熱地帯での適用例 (秋田県雄勝高温岩体実験場)

目に沿って注入水がこれらの方向に移動したことが推定できる。

2-4-4 今後の課題

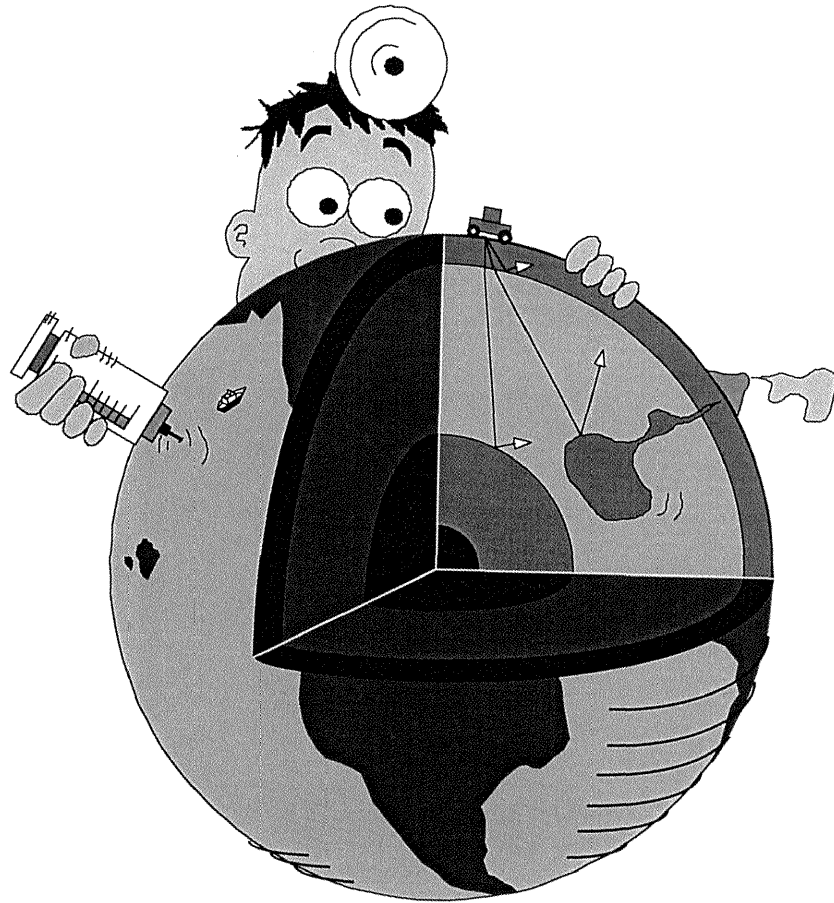
近年、自然電位法は、土木地質調査分野で地下水の流動をモニタリングできる探査法として今後の開発が期待

されているが、今後、定量的な評価を行うためには、流動電位のシミュレーション手法の開発が課題となっている。また、実際のフィールドにおいて適用するためには、長期間の観測にも使用できる分極しない特殊な電極の開発と、より多くの測点での連続観測が可能な高性能の計測装置の開発が必要である。

第 3 章



地下の打診と聴診



第3章 地下の打診と聴診 ● 目次

我孫子研究所地質部 楠 建一郎
 我孫子研究所地質部 海江田秀志
 我孫子研究所地質部 鈴木 浩一
 我孫子研究所地質部 阿部信太郎

3-1	地中レーダー法	35
3-2	高密度電気探査法	39
3-3	電磁探査法	42
3-4	反射法地震探査	49
3-5	屈折法地震探査	53
3-6	AE法	56



楠 建一郎 (1977年入所)
 これまで、CSAMT法、高密度電気探査法、浅層反射法などの研究を、他機関に先駆けて実施し、実用化した。現在は、それらの成果を電気事業のサイトへ適用することに意を注ぐとともに、21世紀に向けて、地下1 km程度までを空中から迅速に探査する方法の可能性についての検討を始めている。



阿部信太郎 (1992年入所)
 これまで、海域や陸域の人工地震探査を中心とした物理探査の高精度化に関する研究に携わってきた。最近では浅海底の人工地震探査や、陸上浅層地盤の地下レーダーを用いた3次元探査に成功している。今後は自然地震を利用する地下数kmから数10km級の3次元的地殻構造探査にも取り組んでいく。



海江田秀志 (1982年入所)
 入所以来高温岩体発電の技術開発に携わり、当研究所の現場実験のみならず、米国、NEDOなど、地下深部での亀裂の造成法をはじめ、岩盤破壊音 (AE) の観測や流電電位法などによる、亀裂の人工地熱貯留層としての評価法の開発と実用化を図ってきた。今後もこれらの技術の確立に努めたい。

鈴木 浩一 16ページに記載

高精度な測定器を使用して地下を可視化する物理探査法は、近年電子工学の進歩に伴って急速に発達しており多くの地盤調査法の中でも最先端の技術となっている。当研究所では諸研究機関に先駆けて新しい物理探査法の研究を開始し、地下数mの浅部から地下数kmもの大深部までを探査対象とし、いろいろな種類の物理探査法の研究を実施してきた。これまで、基盤の形状や礫層の連続性を画像にして見られる地中レーダー法や地震探査法、地表付近数mから数十mまでの細かい地層を判別出来る高密度電気探査法、電磁波を用いて地下数kmまでの地熱源や断層の位置を推定出来るCSAMT法やより大深部にある高温岩体の規模を推定出来るTDEM法、地下深部の岩の破壊する微小な音から人工破碎面の規模を推定出来るAE法などの実用化に成功した。これらの地表から測定する物理探査法をこの章で紹介する。なお、当研究所では医療分野のCTスキャンの原理を応用して、ボーリングの内で測定し地層構造をより精度良く把握できるジオトモグラフィ法と呼ばれる物理探査法の研究も進めているが、それについて次の第4章に記載する。

3-1 地中レーダー法

地中レーダー法は、電磁波を用いた反射法探査であり、レーダー反射法などとも呼ばれている。すなわち、送信アンテナから地中に向けて照射された電磁波が地中のターゲットにあたり、反射して地表に戻ってきた波とその伝搬時間を受信アンテナで受信、計測し、これを解析することにより地下状況を把握するものである。用いる波が電磁波か弾性波かの違いだけで、測定方法、解析方法の原理は、陸上における反射法地震探査とほぼ同様である。

欧米諸国においては、均質かつドライな岩盤中の地下水分分布を把握するための手法として従来から広く用いられている。また日本国内においては、可探深度2~3m、分解能20~30cmという高精度な探査能力を生かして、配電線の地中化工事に先立つ既設埋設物の損傷防止調査などの非破壊的調査法として土木分野においてかなり用いられてきた。当研究所においては、この地中レーダー法の可探深度をさらに深くすることにより、その適用範囲を地質分野にも広げ、活断層調査への適用を検討している。

3-1-1 マルチ・チャンネル式連続波レーダー反射法の開発

レーダー反射法の基本的原理を図3-1-1に示す。従来のレーダー反射法は、地中への送信信号としてパルス波を用いているためパルス・レーダー反射法とも呼ばれている。分解能に関しては、出力する電磁波の周波数帯域および地中の電気特性にもよるが、おおよそ20~30cmと高分解能を有している。しかし、可探深度に関しては、出力電磁波の減衰が著しいため2~3m程度である。特に日本のような湿潤な土壌においてはさらにその傾向が強くなり、30m程度の可探深度を必要とする地質調査への適用を考えるには、この点の改善が必要とされていた。

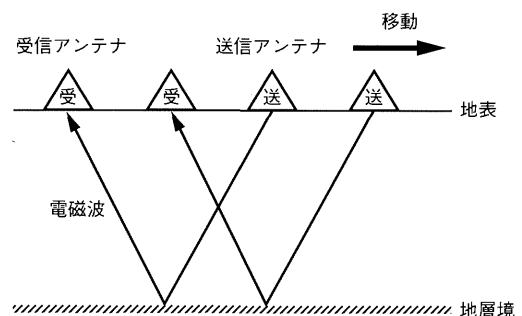


図3-1-1 レーダー反射法の原理

そこで当研究所は、パルス・レーダー反射法と同程度の分解能を保持しながら、30mの可探深度を有する地中レーダー法として、マルチ・チャンネル式連続波レーダー反射法の開発に取り組んでいる。

パルス・レーダー反射法と、当研究所が開発に取り組んでいるマルチ・チャンネル式連続波レーダー反射法の大きな相違点の一つは、地中へ照射する送信信号にある。パルス・レーダー反射法の送信信号は文字通りパルス信号である。一方、マルチ・チャンネル式連続波レーダー反射法で用いる送信信号は、同じ振幅で低い周波数から徐々に高い周波数に移行する正弦波である。この周波数を移行させた信号はチャープ信号とも呼ばれている（図3-1-2）。

可探深度を大きくするためには送信信号のパワーを大きくすれば良く、送信パワーは送信振幅の自乗振幅と送信時間に比例する。一方、分解能に関しては送信信号の波長が短いほど高くなる。

パルス・レーダー反射法の場合、送信信号の振幅を大きくしながら、パルス波の時間幅を大きくとることによって送信パワーを大きくすることができるが、これと同時に送信信号の波長が長くなるため、分解能は低下してしまう。すなわち、可探深度を大きくすることと分解能を向上させることは両立しない。

一方、マルチ・チャンネル式連続波レーダー反射法で用いるチャープ信号は、送信時間に対して段階的に周波数を変化させることが可能であり、正弦波を送信してい

る時間（掃引時間）を長くとることによって送信パワーを増大させることができる。また、パルス波の波長と周波数帯域幅は反比例の関係にあり、送信信号の波長が短ければ短いほど、広い周波数帯域を持つことになる。すなわちチャープ信号を用いた場合、その周波数帯域幅を大きくすればするほど、得られるデータの分解能が向上することになり、可探深度を大きくすることと分解能を向上させることが両立する。

マルチ・チャンネル式連続波レーダー反射法は、前述したチャープ信号を地中への送信信号として用いているほかに、マルチ・チャンネル方式を採用している点に特徴がある。通常の地中レーダー法は、送信および受信アンテナが一組、もしくは一体化されたシングル・チャンネル方式といわれるものである。これに対してマルチ・チャンネル方式は、送信アンテナ1台に対して、受信アンテナ複数台を組み合わせた方式である（図3-1-3）。この方式では送受信アンテナ間の距離と反射波走時（伝搬時間）の関係、すなわち地中における電磁波の伝搬速度を効率的かつ正確に把握することが可能となり、反射面深度の決定精度が格段に向上する。チャープ信号を送信信号とするシングル・チャンネル方式のレーダー反射法についてはすでに実用化されたものが存在するが（中村他、1993）、チャープ信号を用いたマルチ・チャンネル方式のレーダー反射法については、世界的にも研究開発例はない。

現在、当研究所が開発に取り組んでいるマルチ・チャンネル式連続波レーダー反射法装置の構成と仕様を図3-1-4にまとめる。

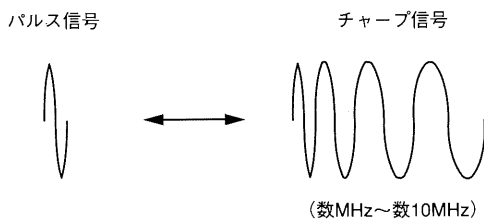


図3-1-2 レーダー反射法で用いる送信信号の比較

3-1-2 マルチ・チャンネル式連続波レーダー反射法の適用例と今後の展望

当研究所が開発に取り組んでいるチャープ信号を用い

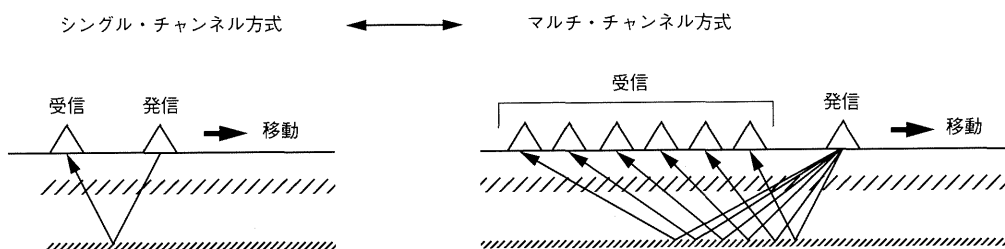
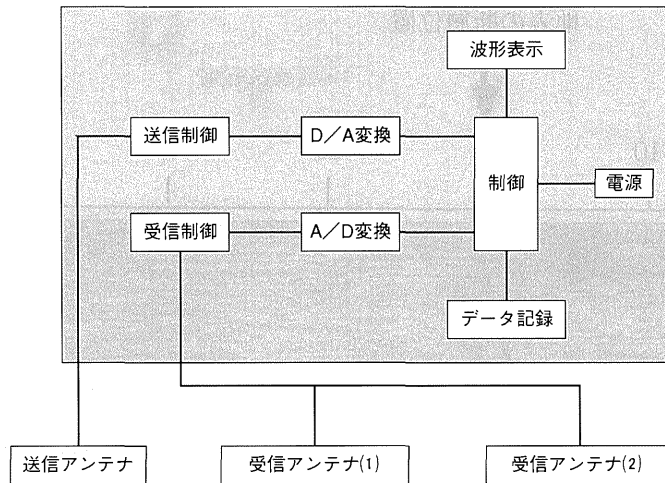


図3-1-3 シングル・チャンネル方式とマルチ・チャンネル方式の比較



- * マルチ・チャンネル方式による計測が可能のように、送信、受信アンテナは分離型
- * 送信アンテナ 1台
- * 受信アンテナ 2台
- * 送信周波数 1M~45MHz
- * 送信波形 ステップ可変周波数正弦波
- * 送信出力 最大5W
- * 受信周波数 1M~45MHz
- * 機器間のデータ送信には伝送損失を軽減するために光ファイバケーブルを使用
- * フィールドにおけるリアルタイム解析が可能なデータ処理システムを搭載

図3-1-4 マルチ・チャンネル式連続波レーダー反射法装置の構成と仕様

たマルチ・チャンネル方式の連続波レーダー反射法を、活断層である野島断層において実施した（鈴木他、1995）。反射断面記録には深度0～15mに存在する反射面を強調するためのデジタルフィルターを施しており、地震断層を境界として上盤側が下盤側に乗り上げるような動きをしたことが明瞭にとらえられている（図3-1-5）。この記録例では送信周波数帯域幅は44.4MHz、伝搬速度が約50,000km/secと計測され、分解能を計算すると30～60cmと考えるのが妥当である。

他地点における同種の探査事例からすると、当研究所が開発に取り組んでいるマルチ・チャンネル式連続波レーダー反射法の可探深度は土質地盤においては10～15m、岩盤においては20～30m程度と考えられる。ただし、低比抵抗帯においては送信信号の減衰が著しいので、さらに浅くなることが予想される。また、地下のある場所に極端に強い反射面が存在した場合、送信信号のエネルギー損失が大きくなり、その反射面よりも深部からの反射波を確認できなくなる可能性が高い。このような可探深度を小さくする要因は、マルチ・チャンネル式連続波レーダー反射法に特有の問題というよりは、地中レーダー法全体の適用限界とも言える問題であり、電磁波の性質から考えて解決は極めて困難であると考えられる。

また、最近のレーダー反射法については、地下水学の

分野を中心として三次元探査への適用も検討されている。当研究所としても、マルチ・チャンネル式連続波レーダー反射法を三次元的地質構造を把握するための探査手法として、今後さらに発展させていくつもりである。

図3-1-6は、当研究所が導入したレーダー探査システムを用いて三次元反射法探査を実施し、データ解析処理を行った結果である。実験フィールドには、日本の活断層のなかでも地震断層として有名な根尾谷断層を選定した。当研究所はこの根尾谷断層において活動性評価のためのトレンチ調査、断層の常時モニタリングシステムの設置などを既の実施しており、その地質構造は詳細に把握されている。このような観点から、根尾谷断層は三次元反射法探査を含む当研究所システムの実フィールドにおける適用性検討のためには、最も適したフィールドであったと言える。

レーダーによる三次元反射法探査のデータ処理結果においては、根尾谷断層をはさんだ堆積物の違い、断層による基盤の垂直変位が明瞭にとらえられている。またデータの三次元的表示により断層の走向も読み取ることが可能となった。これらはトレンチ調査などにおいて得られていた、従来からの地質学的知見とも非常に調和しており、三次元探査への適用も含めて当研究所システムの有効性が確認された。

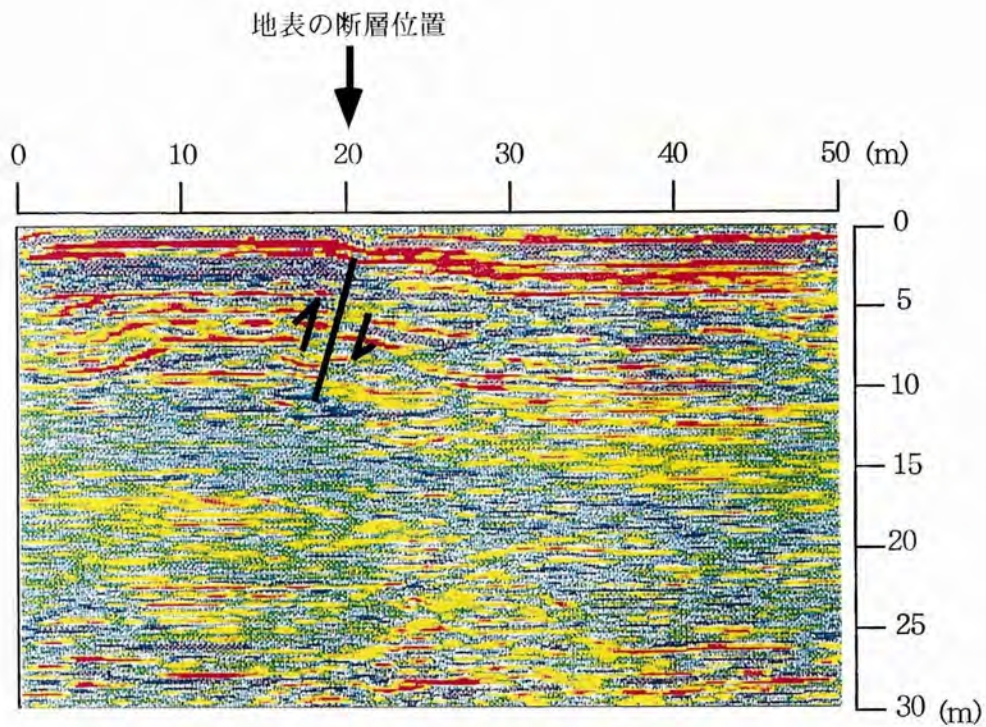


図3-1-5 マルチ・チャンネル式連続波レーダー探査法の適用例（野島断層）

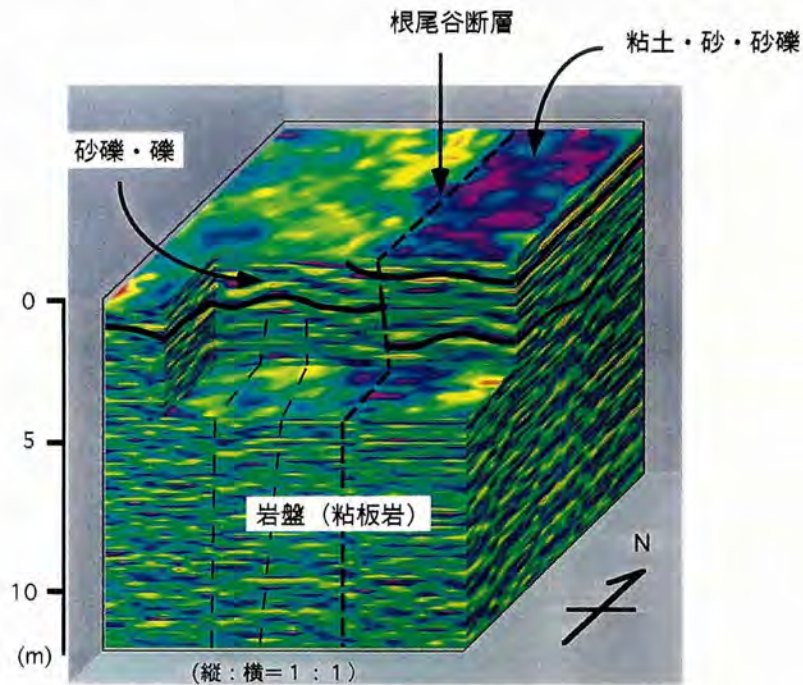


図3-1-6 当所システムによる3次元レーダ反射法探査の適用例（根尾谷断層）

地中レーダー法は、完全な非破壊的調査であるため、都市型防災に対応するための活断層調査など、トレンチ掘削や大規模な人工地震構造探査が困難な地域における地下構造把握に大きな成果を期待できる。また、ボーリ

ング調査やトレンチ掘削と併用する場合においても、その掘削位置決定の信頼性を飛躍的に向上させるものと考えられる。

3-2 高密度電気探査

高密度電気探査法は、地下の比抵抗を測定し、地質構造を把握する手法である。これは、20世紀初頭に欧米で確立された比抵抗電気探査法を前身としているが、それが地下が水平方向に一様であると仮定していたのに対して、高密度電気探査法は二次元的な地下の断面構造を探查出来る方法である。比抵抗映像法と呼ばれることもある。

高密度電気探査法については、国内外において1970年代後半から解析法の論文が発表され初め、1980年代中頃から実用化研究が開始された。当研究所では、1985年頃より礫質地盤調査や活断層調査のために地表下5~10mまでの詳細な地盤構造を探查する必要が生じたことから、高密度電気探査法の研究を開始した。特にハードに関しては、1986年に他機関に先駆けて手造りの装置を試作し、逐次開発を進め、1996年現在では世界で最も高性能のシステムを完成している。地質構造探査に関しては、これまで各地の現場において探査を実施し、地盤中の砂やシルト部分に比べて一般的に高い比抵抗値を示す礫質部分の検出や、断層破碎帯は周囲に比較して低い比抵抗値を示すことから破碎部の検出に有効なことを確認してきた。本方法の地盤構造調査への適用については、断層を対象とした例として第6章に記しており、本章では、地盤の比抵抗分布を直接設計に活かす可能性がある接地設計への適用例を紹介する。

3-2-1 高密度電気探査法の基本原理

高密度電気探査法は、原理的には従来の電気探査法と同じであるが、見掛け比抵抗値を高密度に測定し、これを、有限要素法と非線形最小二乗法を組み合わせた2次元解析（インバージョン解析）を行うことを特徴としたものである。高密度電気探査法では、測線沿いに等間隔

に複数の電極を設置し、この中より電流電極2本、電位電極2本を選び組合わせ、多数の見掛け比抵抗値を高密度に測定する。これは、安定した解を得るためには、地下構造を任意の比抵抗ブロックに分割したブロック総数以上、できれば2倍程度の観測値（見掛け比抵抗値）を必要とするためである。

(1) 測定方法

測定においては、**図3-2-1**に示すように測線沿いに多数本の銅製の電極を等間隔に設置し、電極切り換え装置に接続する。この電極切り替え装置により、順次、電流電極および電位電極を選択し、比抵抗測定器により50~200mAの電流（交替直流）を流し、見掛け比抵抗値を測定する。

(2) 解析方法

測定現場で得られる見掛け比抵抗断面図は疑似的な断面図にすぎず定性的な解釈しか出来ない。高密度電気探査法では測定した見掛け比抵抗値をもとに、有限要素法と平滑化制約付き非線形2次元最小二乗法を組み合わせた2次元インバージョン解析法を行う。その解析フロー図は**図3-2-2**に示した通りである。まず数値解析をおこなうため地盤をブロックに分割したモデルに置き換え、各比抵抗ブロックに初期値を与える。次にこの初期モデルに対し、有限要素法により見掛け比抵抗値（理論値）を各電極配置ごとに計算する。次に各電極配置ごとの理論値と観測値の残差の二乗和を計算し、非線形最小二乗法によりこの二乗和が最小になるように、逐次各比抵抗ブロックの比抵抗値を修正していく。残差が基準値以下になった時点で解析を終了し、観測値と整合する最適モデルとして比抵抗断面図を出力する。

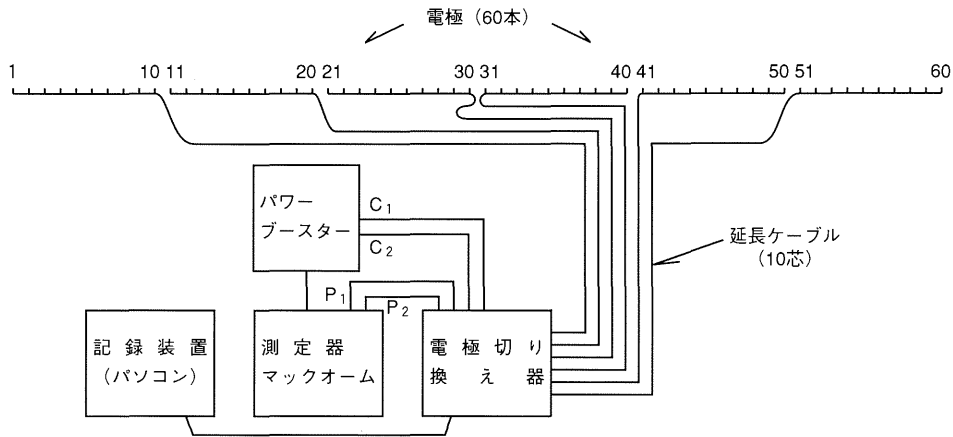


図3-2-1 高密度電気探査法測定系概念図

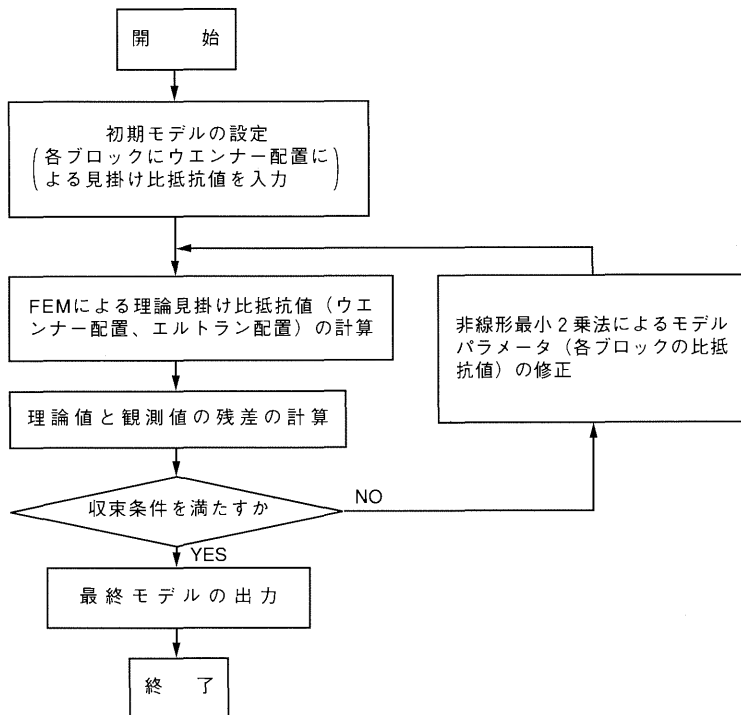


図3-2-2 高密度電気探査法解析フロー図

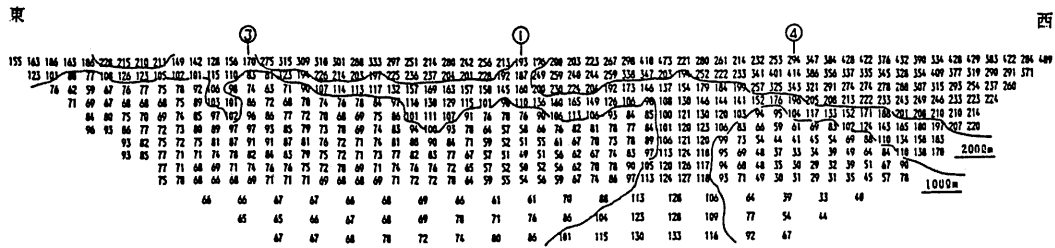
3-2-2 適用例

電力施設では、カミナリなどによる過電流防止対策として諸設備に接地電極（アース）を施し、施設を保護しなければならない。接地電極の設計には、まず地盤の比抵抗を求めることが必要である。従来、地盤の比抵抗を求めるには、電気探査（ウエナー法垂直探査）を用いていたが、接地抵抗値に関して、設計値と施工後の実測値に大きな差があることが問題であった。このため、地

下の詳細な比抵抗分布を測定できる高密度電気探査法を実施し、その結果を接地設計に用いる実験を北陸電力技術研究所と共同で試みた。

実験現場は、変電所建設予定地を実験区域に定めた。地下数十mまで礫層および砂層から構成されている長方形の測定区域の対角線上に2測線の高密度電気探査法を実施した。その内の東西断面の比抵抗断面図を図3-2-3に示す。

接地方法は棒状電極（銅棒、直径14mm×2m、4か所）とメッシュ状電極（銅製、直径13mm、深さ0.7m、6m



(単位；Ωm、距離、上部の数字間隔が縦横とも1m)

図3-2-3 No1.測線、高密度電気探査法解析断面図

表3-2-1 棒状電極の接地抵抗の実測値と計算値の比較

棒電極 No.	高密度電気探査結果				接地抵抗 実測値Ω	ウェンナー法モデル 接地抵抗計算値Ω
	0~1m ρ ₁ Ωm	0~2m ρ ₂ Ωm	平均ρ Ωm	接地抵抗 計算値Ω		
①	193/185	187/219	196	99	78	154
②	97	115	106	54	53	
③	170	83	127	64	60	
④	294	414	354	178	210	

(注) ウェンナー法モデルでは4.0mまでの比抵抗値290Ωmを使用

間隔で24×30m範囲)の2方法を実施した。これらの接地抵抗について、高密度電気探査法結果およびウェンナー法垂直探査法結果を用いた接地抵抗計算値と、電極を実験場内に実際に施工した後の接地抵抗計による測定値を対比した。その結果、表3-2-1に示すとおり、従来のウェンナー法垂直探査より高密度電気探査の結果を用いて計算した方が、実測値と計算値はかなり一致していることが分かった。この結果から、従来、設計値と施工後の実測値に大きな差が生じていたのは、地盤を単純な水平層としか解析できないウェンナー法垂直探査結果を用いていたことが原因であることが分かり、高密度電気探査法によれば有効な接地設計が行える見通しが得られた。

3-2-3 適用限界

高密度電気探査法は、本節に記した接地工事やその本来の目的である第6章に記した断層や水力地点での地質

構造調査に盛んに用いられてきている。その適用限界については、特に高密度電気探査法に限らず物理探査法一般あるいは比抵抗を求める探査法一般に共通している事項も多々あるが、以下の点が考えられる。

- (1) 解析結果に与える地形の影響が大きいの。二次元探査の場合においては、地形および地下構造を二次元条件と仮定しているため、これを満たさない場合には偽像を生ずる場合がある。したがって、三次元的な測定・解析手法が必要な場合がある。このため当研究所では、他機関に先駆けて三次元探査の開発に着手している。
- (2) 都市部ではノイズが多く適用しにくいので、S/N比の良い装置の開発が必要である。
- (3) 地盤の比抵抗は、岩石の構成鉱物・間隙率・飽和度・地下水の比抵抗など各種因子に支配されるため、得られた比抵抗断面図からだけで地質の解釈をすることは出来ない。解釈に当たっては他の地質・地盤情報を含めて総合的に行うことが必要である。

3-3 電磁探査法

電磁探査法は、地中に入射した電磁波により地下に誘導された電磁場を計測して、地下の比抵抗分布を求める手法である。誘導電磁場は周波数が低いほど地下深部まで浸透するので、高周波数から低周波数まで広帯域の電磁場を計測することにより、浅層部から地下深部までの比抵抗分布を求めることができる。電磁探査法の利点は、高密度電気探査法のように長い測線を設けなくても、測点近傍にセンサーを置くだけで地下数kmまでの情報を得ることができる点である。また、電磁探査法は砂漠地帯など電流の流れにくい乾燥地帯においても適用できる。

当探査法は海外で1950年代より研究が始まり、金属鉱床探査分野で精力的に適用されて発展してきた。国内では1960年代より金属資源系の探査会社で研究・開発が進められ、近年では土木地質調査地点においての適用が徐々に行われるようになってきている。当研究所では1986年度よりCSAMT法の研究に着手し、電力構造物立地地点周辺の広域調査法としての実用化を目指し、沖積平野下に潜在する断層調査や山岳地帯での地質構造調査へ適用してきている。また、1989年度から深度5 km級の探査法としてTDEM法の研究開発を行っており、深部地熱源や高温岩体資源の探査法として実用化を目指し、幾つかの火山地帯において適用してきている。

3-3-1 電磁探査法の基本原理

当手法には地下数10mの浅層部を対象とした電磁法(EM法; Electro-Magnetic method)から、地下数kmを対象としたMT法(地磁気地電流法; Magneto-Telluric method)、大電流を地下に流して地下数kmの構造を調べるCSAMT法(信号源制御地磁気地電流法; Controlled Source Audio-frequency Magneto-Telluric method)やTDEM法(時間領域電磁探査法; Time

Domain Electro-Magnetic method)などさまざまな探査法が開発されている。また、航空機にセンサーを搭載して広域の調査範囲を迅速に探査する空中電磁法がある。

(1) 測定方法

1) MT法

雷放電や磁気嵐などにより自然界に発生した電磁波を利用したMT法は、電磁探査法の代表的な探査法である。平面電磁波が地中に入射して誘導された地磁気と地電流を、地表面に設置したセンサーで計測し、地盤の比抵抗分布を求める探査法である。0.001~1 Hz程度の低周波数の信号を観測することにより、深度数km~10kmまでの比抵抗分布の情報を得ることができる。

2) CSAMT法

CSAMT法は、このMT法の探査原理を人工信号源用に応用したもので、人工的に発生させた10kHz~10 Hz程度の周波数帯域の電磁波を送信して計測を行う(図3-3-1)。調査領域より約5~10km離れた地点に信号源となる約2 km程度の送信源を設置し、順次各周波数の信号を送信していく。調査領域内の測点では電極と磁場センサーを設置し、各周波数に対する電場と磁場を計測し解析することによって、深度方向の比抵抗分布を得ることができる。MT法と比較し短時間に安定したデータが計測できる利点があるが、原理的な制約により深度1 km程度までの情報しか得られない。

当探査法は、測点を50~100m間隔で測線沿いに設置するが、平面的に測点を展開することにより深度1 km程度までの立体的な比抵抗構造を求めることも可能となる。探査精度は幅にして数10m程度の規模の構造(断層破碎帯や貫入岩など)の検出が可能である。

3) TDEM法

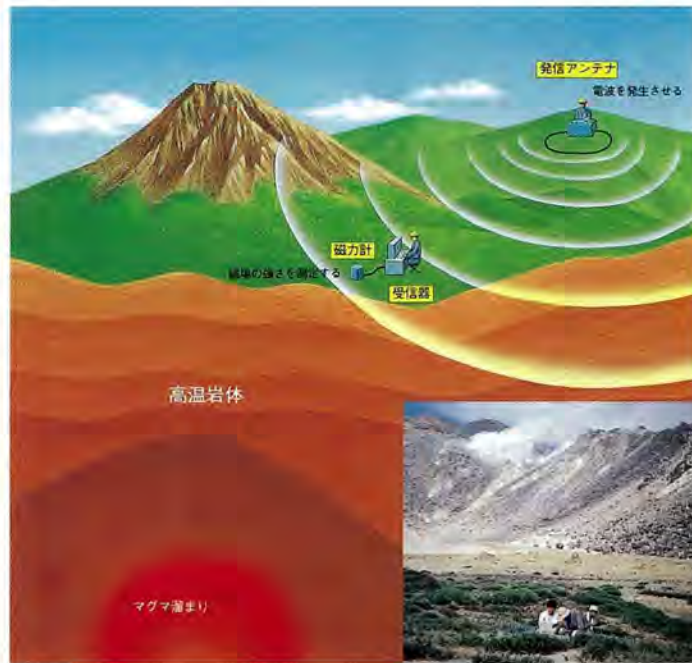


図3-3-1 電磁探査法の概念図

TDEM法は、送信用ケーブルに流した大電流(30~40アンペア程度)を遮断した瞬間に地下に誘導された渦電流による磁場を計測して地下深部の比抵抗分布を計測する手法である。この渦電流は時間とともに地下深部に浸透していく。これにより誘導された磁場の減衰波形を計測し解析することにより、深度方向の比抵抗分布を求めることができる。探査深度としては5 km程度の実績がある。

4) 空中電磁法

空中電磁法は、航空機に計測器を搭載しセンサーをつり下げて、100m程度の対地高度で数100mの測線間隔で調査範囲を飛行して調査する。送信器より人工的な磁場を発信することにより地下に誘導された磁場を受信センサーで計測して地下の比抵抗分布を求める。航空機に搭載するという制約上、取り扱う周波数は1 kHz~数100kHzに限られるので、地表下数100m程度までの情報しか得られないが、広域の調査範囲を迅速に探査できるという利点がある。

(2) 解析方法

CSAMT法の解析は、MT法の解析原理が適用できる。現在は有限要素法による数値解析法が主流となっているが、近年新しい解析法も開発されつつある。解析法の概要としては、地盤をメッシュで分割したモデルを作成し、

このモデルから計算される電場と磁場の計算値と観測データとの差(残差)が最も小さくなるように、最小二乗法などにより各メッシュの比抵抗を更新していく。残差が基準値以下となった比抵抗モデルを解析結果として採用する。

TDEM法は、CSAMT法に比べ信号源の位置を考慮した解析を行うため、解析フローが複雑であり、現段階では地下を水平多層構造と仮定した1次元解析が主流であるが、近年では、3次元の電磁場を計算する解析手法の研究も行われている。

3-3-2 適用例

(1) CSAMT法の適用例

1) 川舟断層地点

当探査法の適用例として、図3-3-2に川舟断層(岩手県)で当研究所が調査した結果を示す。(a)は調査地点の地質概要図を示す。川舟断層は、陸羽地震(1896年、M7.5)時に、長さ6 km以上にわたり西側が最大2 m上昇した逆断層である。川舟断層を境に、西側に新第三紀の泥岩、礫岩を主体とする川舟層が分布し、その下部には凝灰角礫岩からなる赤沢層がある。断層の東側には変朽安山岩・凝灰角礫岩を主体とする大荒沢層が分布している。



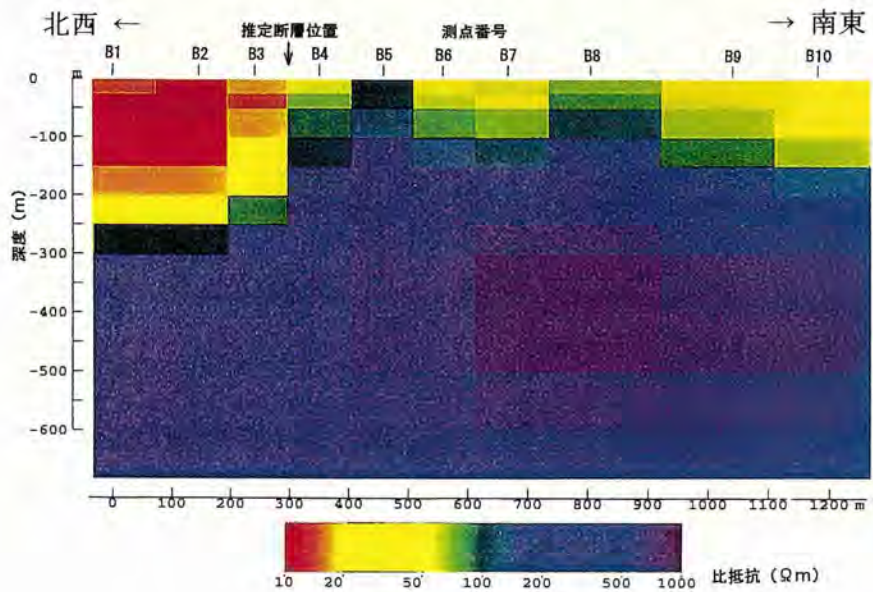
川舟断層 (a) 地質平面図

(a) 地質平面図



赤沢層 (凝灰角礫岩) 大荒沢層 (安山岩)

(b) 地質断面図



(c) 2次元解析による比抵抗断面図

図3-3-2 CSAMT法の適用例 (川舟断層地点)

断層にほぼ直交する方向に1kmの測線を設置し約100m間隔で測点を置いた。(b)は2次元解析を行った結果得られた比抵抗断面図である。これより川舟断層の位置を境にして比抵抗が明瞭に異なることがわかる。断層の西側の地表下200mまでにある10~50Ωmの低比抵抗層は川舟層に対応しており、その下部にある200~1,000Ωmの高比抵抗層は赤沢層をとらえたものと推定できる。一方、断層の西側では表層部に第四紀堆積層に相当すると推定される50~100Ωmの比抵抗部があるが、それ以深は200~1,000Ωmの高比抵抗層が分布しており大荒沢層をとらえたものと推定できる。

2) 梅原断層地点

図3-3-3に岐阜県西部に位置する梅原断層において当研究所が行った適用例を示す。(a)は調査位置図を示す。梅原断層は1891年の濃尾地震時に雁行状に配列する温見・黒津・根尾谷断層とともに左横ずれ断層として活動したが、15~240cmの鉛直変位量も伴っている。周辺の地質踏査やリニアメント調査より推定される断層は北西-南北方向にのびていることが推定されている。当地点では基盤岩として断層の北側には粘板岩が、南側にはチャートが分布し、その上部を第四紀の砂礫層が厚く堆積している。

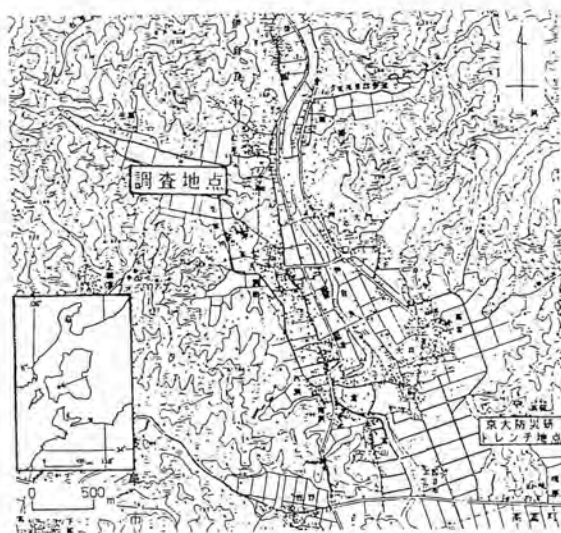
(b)は測点配置図を示したもので、断層にほぼ直交する1.2kmの測線上に18測点(A1~A18)を設置した。断

層近傍の測点間隔は30mである。(c)は2次元解析より得られた比抵抗断面図である。測点A10を境に明瞭な比抵抗境界が認められ、断層の存在を示唆するものと考えられる。すなわち、断層より南側の1,000Ωm以上の高比抵抗層はチャートに対応し、断層より北側の低比抵抗層は粘板岩に対応するものと考えられる。また、表層の深度数10mにある100Ωm程度の低比抵抗層は、第四紀の砂礫層に対応するものと推定できる。

3) 地熱地帯での適用例

図3-3-4に秋田県雄勝町の高温岩体発電実験場近辺で当所が実施したCSAMT法の適用例を示す。図(a)は、

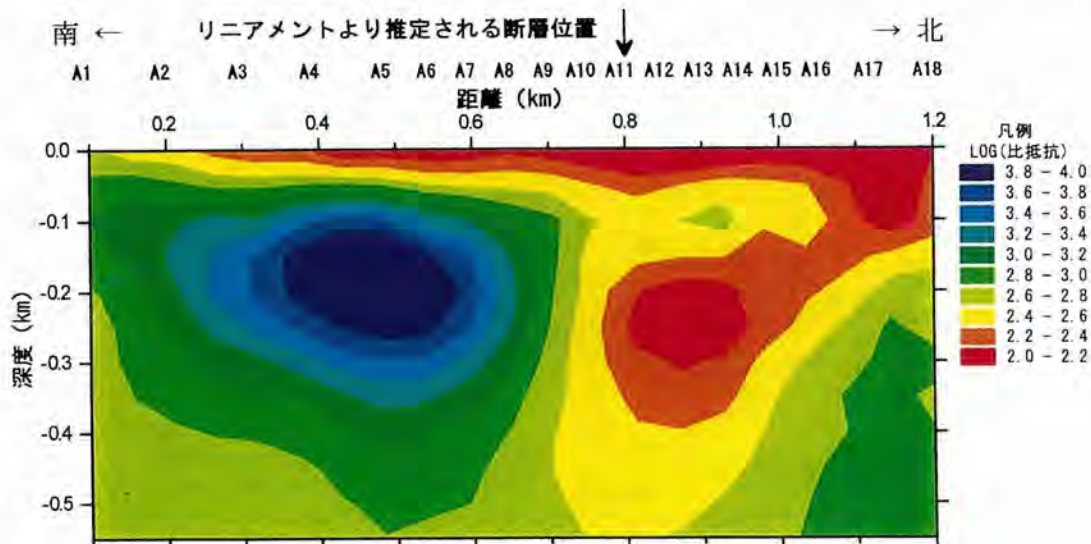
測線沿いの地質断面図で、この地域の基盤は花崗閃緑岩と緑色片岩で、その境界は測点B-1付近では地表から約300m、B-4付近では約250mの深度にあり、B-8付近では1,500mのボーリングには現れていない。基盤の上部には火山礫凝灰岩が分布し、さらにその上部は部分的に火山岩類に覆われている。(b)は比抵抗断面図として解析した結果である。第1層は火山岩類、第2層は凝灰岩類、第3層は花崗閃緑岩に対応しており、ボーリングで確認された基盤の花崗閃緑岩とその上の凝灰岩の境界を明確にとらえることができた。



(a) 調査位置図



(b) CSAMT法測点位置図 (黒丸印が測点位置)



(c) CSAMT法2次元解析による比抵抗断面図

図3-3-3 CSAMT法による適用例 (梅原断層地点)

(2) TDEM法の適用例

当研究所が行ったTDEM法の適用例として、図3-3-5に大分県の豊肥地熱地帯にある湧田山周辺で調査した結果を示す。(a)は調査位置図で、湧蓋山西側の山麓には温泉(岳湯、はげの湯)が分布している。(b)は地質断面図を示す。当調査地点は第四紀火山岩類および第三紀火山岩類が厚く堆積しており、その下部に花崗岩類があるものと考えられている。(c)はCSAMT法による測定データをTDEM法データと合わせて解析した結果である。深度5 kmまでの比抵抗断面が得られているが、浅層部に見られる低比抵抗層は、地下水を多く含む比較的間隙の大きい火山岩類をとらえたものと推定される。また、深部にいくほど比抵抗は徐々に大きくなる傾向があり、深度4,000m以深の500~1,000Ωmの高比抵抗層は花崗岩をとらえたものと推定できる。

(3) 空中電磁法の適用例

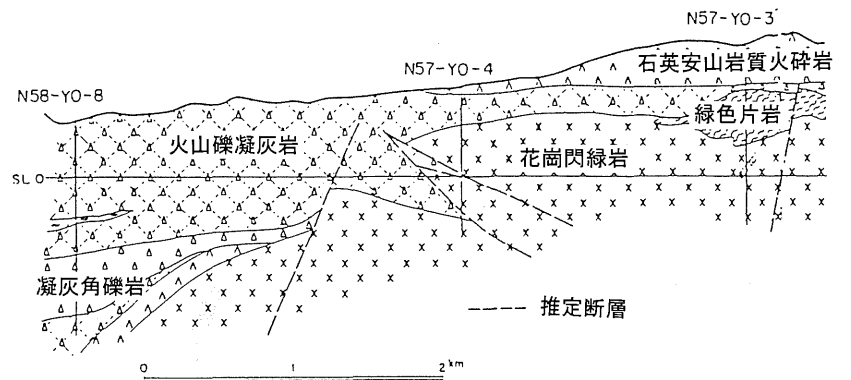
図3-4-6に地すべり箇所における適用例を示す(中村、1994)。調査地点は中生代四万十帯の砂岩・頁岩の互層が

分布するV字谷形の急峻な地形である。(a)は斜面とほぼ平行な測線沿いの地質断面図で、地表下50m程度までは風化の強い部分と破碎部が分布しており、すべり面はこの破碎部の下面と新鮮な岩盤との境界部と推定されている。(b)は解析された比抵抗断面図である。これより、浅層部50mまでの強風化部・破碎部が数100Ωm以下の低比抵抗層としてとらえられていることがわかる。

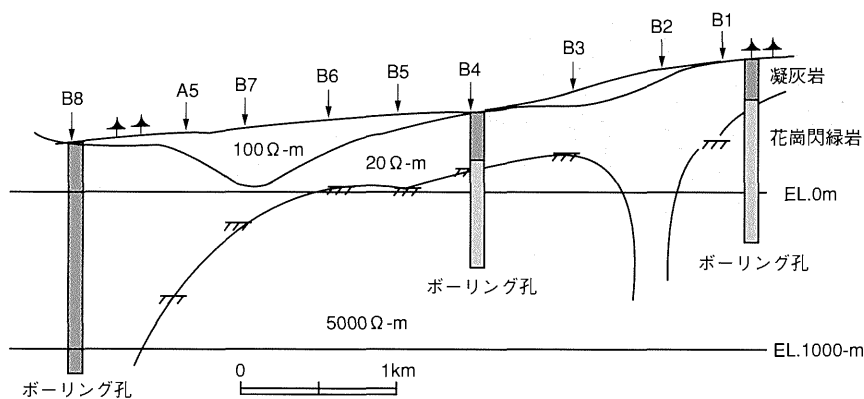
3-3-3 適用限界

新規揚水地点は地形の険しい山岳地帯が多く、測線沿いに長いケーブルを敷設する必要のある高密度電気探査法よりは、その作業の必要がないCSAMT法などの電磁探査法の方が計測作業の点ではかなり効率の良い探査手法である。一方、解析法では2次元解析が主流であるため、地形の起伏が複雑な場合は解析精度の低下を生じてしまう。現在、地形の3次元性も考慮できる解析法の開発を行っている。

空中電磁法は、地形の険しい山岳地帯での初期段階の



(a) 地質断面図 (NEDO,1985)

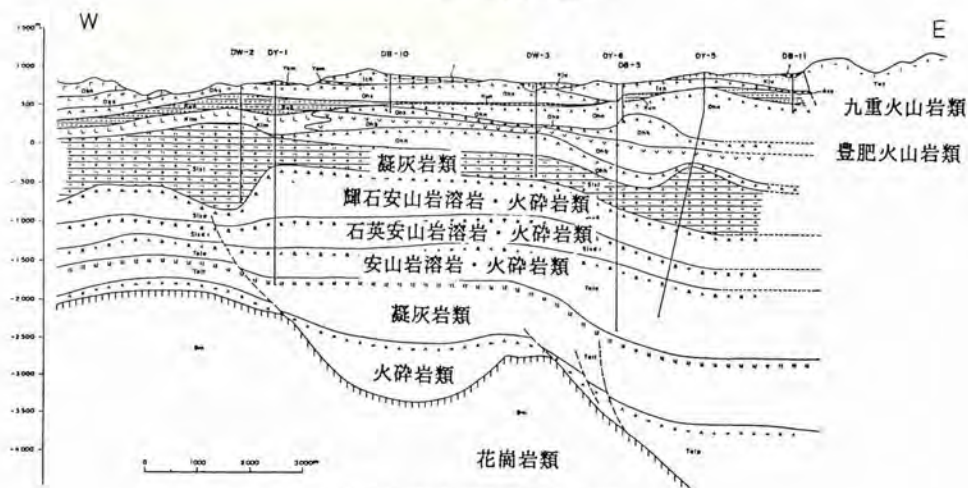


(b) 比抵抗断面図

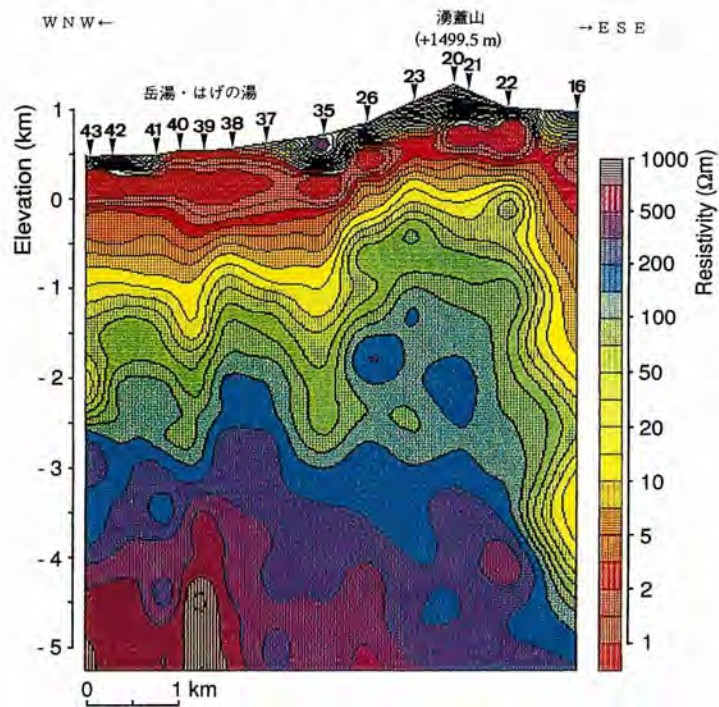
図3-3-4 地熱地帯でのCSAMT法適用例 (雄勝高温岩体実験場)



(a) 調査位置図



(b) 調査地域の地質断面図



(c) 比抵抗断面図

図3-3-5 TDEM法の適用例（豊肥地熱地帯）

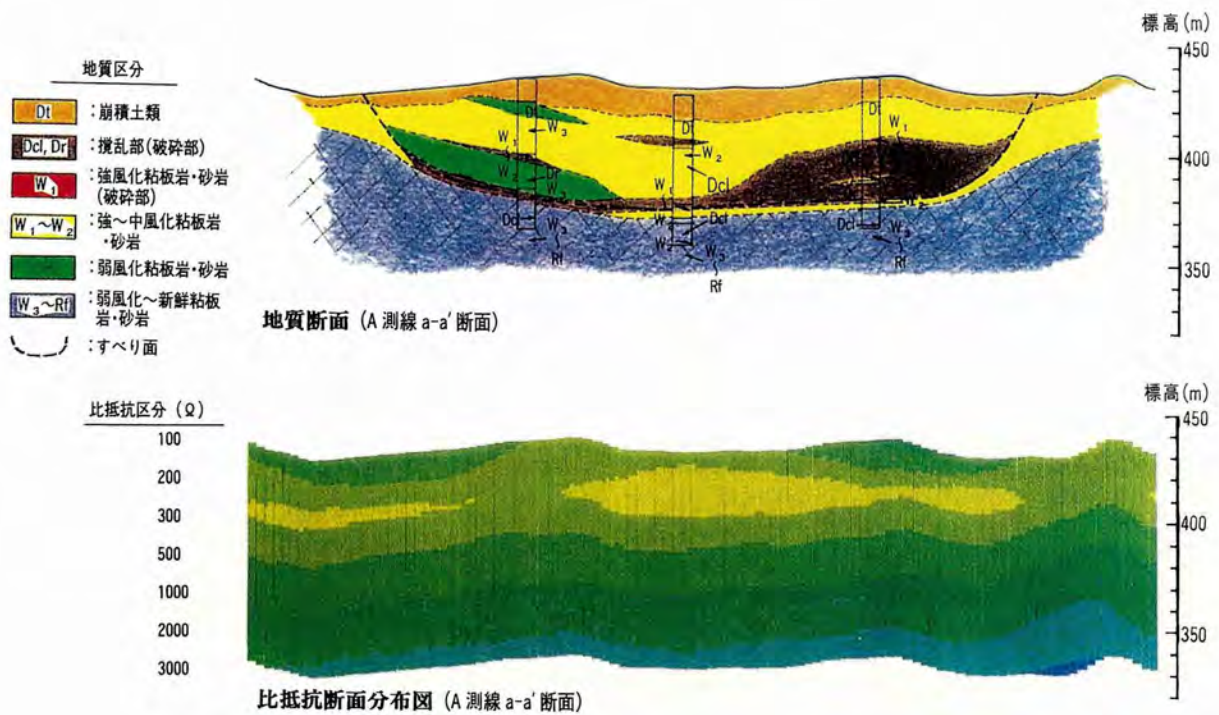


図3-3-6 地すべり地点における空中電磁法の適用例 (中村ほか、1994)

調査法として有効な手法として期待されているが、航空機に搭載できるセンサーの制約上、探査深度は数100m程度にとどまっている。また、計測可能なデータが少ない

ため深度方向の解析精度にも課題が残されている。今後は、より深部の情報を計測できるセンサーの開発が課題となる。

3-4 反射法地震探査

弾性波は、伝搬速度の異なる物質が接する境界面において反射する性質を持っている。

この性質を地球内部に適用した場合、地表面において発生した弾性波は地下の地層境界面において反射し、再び地表に反射波として戻ってくることになる。反射法地震探査は、この反射波を観測することにより、地下の地質構造を把握する手法である。

この手法は、主に石油、石炭などの資源探査の分野において研究開発されてきたものであるが、最近では探査、解析に使用する装置類の小型、軽量化に伴い、土木分野における地質地盤調査法の一手法としても用いられるケースが増えている。当研究所においては、特に断層調査の際にトレンチやボーリングだけでは把握することが極めて困難な第四紀層下の基盤構造を、連続的かつ広範囲に把握するための手法として、反射法地震探査を用いることにより多大な成果をおさめている。

3-4-1 基本原理

図3-4-1に示すように、地震計を設置して震源から弾性波を発生させると、発生した弾性波は各地層境界で反射して、地表に戻ってきて地震計に記録される。震源、および受震点の位置を少しずつ移動しながらこの観測を繰り返すと図3-4-2に示すような反射記録が得られる。反射波は、地層境界の深さと各地層の弾性波速度で決まる時間で地表に置いた地震計に戻ってくるため、記録を並べると地層形状を再現することができる。図3-4-2の反射記録は、弾性波の各地層境界までの往復時間（往復走時）を縦軸にして示しているが（時間断面）、各地層の弾性波速度が把握できれば、縦軸を深度にした断面図（深度断面）も作ることができる。

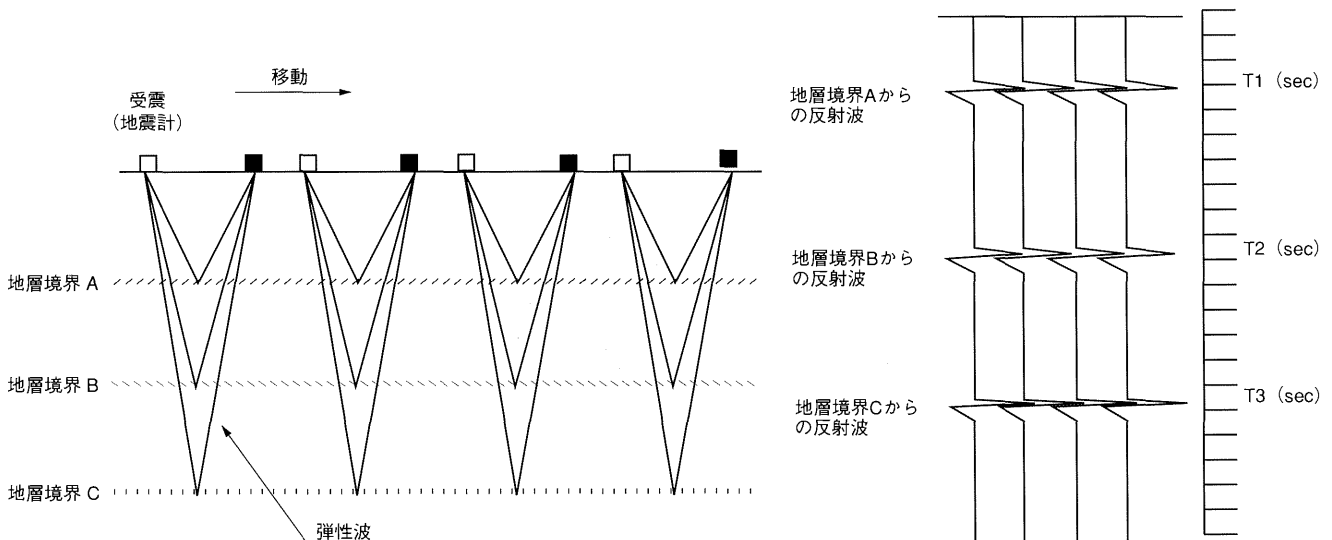


図3-4-1 反射法地震探査の概念

図3-4-2 図3-4-1の方法で得られた反射記録

3-4-2 陸域における反射法地震探査の適用例

陸域における反射法地震探査で用いられる震源は、重錐落下等の衝撃や打撃型震源、ダイナマイトなどが一般的であるが、いずれも打撃音や道路などの地表の損傷等を伴う。最近ではこの点に考慮したスイープ型の発震波形をもつ震源も開発されている。この震源は極く弱い弾性波エネルギーを数秒から数十秒にわたって継続的に出力し、デジタルデータ処理によりパルス状の波形に変換することにより、打撃型震源に匹敵するエネルギーを得るものである。スイープ (sweep) は「引きずる」あるいは「進行する」という意味であり、この震源においては、時間軸上での発震周波数を連続的に変化させるという意味を有している。スイープ型震源の発震波形は図3-4-3に示されているように、低い周波数から高い周波数へと連続的に変化する波を使用している。

陸域における反射法地震探査の観測システムは図3-4-4に示すように、震源、受震器 (ジオフォン)、収録装置 (探鉱器) からなり、それぞれ信号線により接続されている。受震器を一定間隔で設置し、一度の発震を複数個の受震器で観測する。震源装置を順次移動させながら、これを繰り返し測線全体にわたって実施する。

陸域の断層地域における反射法地震探査の記録例に地質構造解釈を加えた例を図3-4-5に示す。縦横比は、ほぼ1:1である。とう曲構造、および断層を伴う大規模な

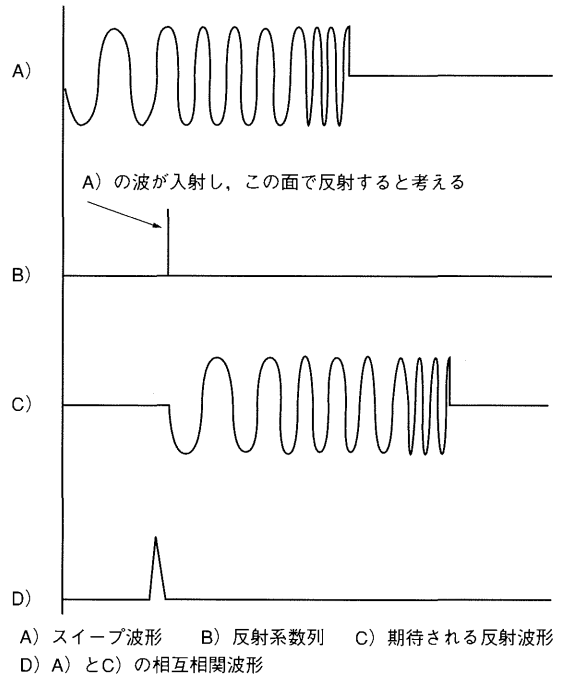


図3-4-3 スイープ波の反射波形をパルス波形へ変換する概念

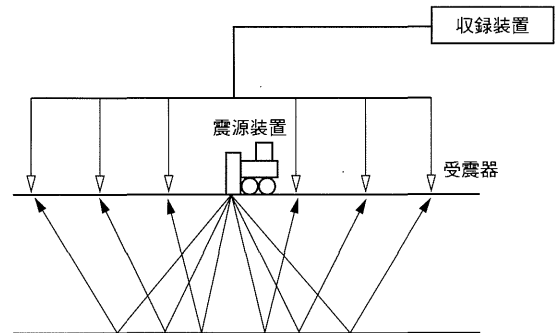


図3-4-4 陸域における反射法地震探査の概念図

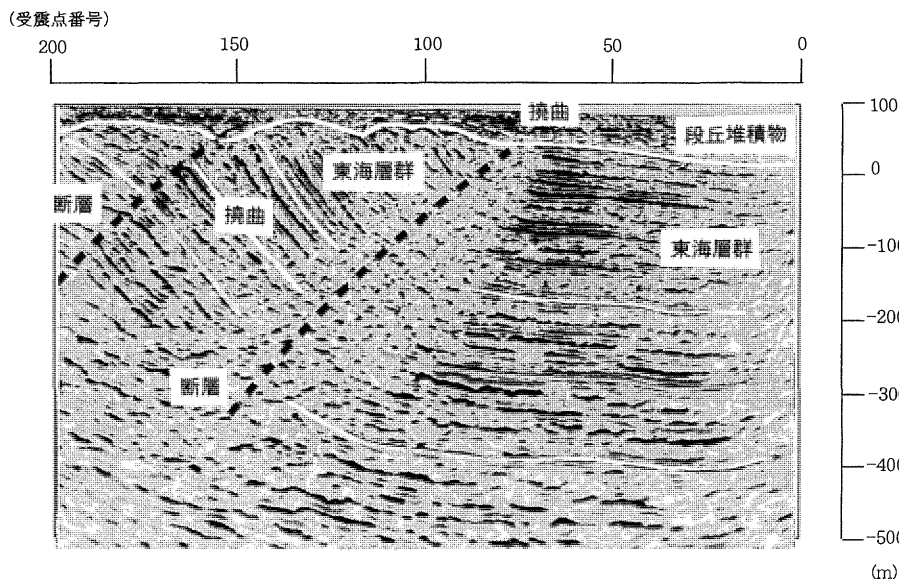


図3-4-5 陸域における反射法地震探査記録断面と解釈例 (標本断層)

地層の屈曲部が反射記録より読み取ることができる。地層層序名については、周辺露頭の地表地質調査等の結果をもとに対応付けされている。反射法記録の解釈により断層の変位量を見積ることができ、さらにこの事例のように年代に関する情報を記録に対応付けができた場合には、断層の活動履歴やこの地域における地質構造発達史を推察することも可能となる。

3-4-3 海域における反射法地震探査

海域における反射法地震探査では、調査船から弾性波をある一定距離間隔で発震し、調査船を一定の船速で航行させ海底下の反射記録を連続的に記録する（図3-4-6）。また探査方式には、1個の受震器で反射波を受震しつつ探査するシングル・チャンネル方式と、同時に複数個の受震器で反射波を受震するマルチ・チャンネル方式がある。以前にはアナログ・シングル・チャンネル方式に限られていたが、近年、デジタル・シングル・チャンネル方式、マルチ・チャンネル方式も多用されるようになってきた。また、データ解析処理においても、シングル、マルチの両方式を通じて各種のデジタル波形処理が行われている。表層の堆積層を対象とした探査ではシングル・チャンネル方式が有効であり、海底下深部までの地質構造を把握するためにはマルチ・チャンネル方式が有効である。

現在、反射法地震探査において用いられている各種の震源は、周波数特性、エネルギー出力がそれぞれ異なっており、一種類の震源で分解能と探査深度の双方を満足することは困難である。海域において用いられている震源は、エアガン、ウォーターガン、スパーカーなどが一般的である。エアガンは最も低周波で、以下ウォーターガン、スパーカーの順で高周波数になる。それぞれの周波数特性とエネルギーの差によって、地質構造の解明精

度、探査深度に差異が生じる。たとえば、スパーカーとエアガンと比較すると、海底直下の詳細な地層構造についてはスパーカーの分解能が高いが、0.7sec以深ではエネルギーが小さいため、地質構造が不明瞭となっている。ウォーターガンについては、エネルギーがスパーカーと同程度であるにもかかわらず、深部の地層構造をかなり明瞭に表現している。また、浅部の地層の分解能については、ウォーターガンはエアガンとスパーカーの中間に位置している（図3-4-7）。なお、この反射記録断面については縦軸が時間により表現されているが、縦軸1秒でおおむね深度1,000mに対応していると考えられる。この例に示されているように海域の反射法地震探査を実施する際は、探査海域の地形、および地質条件を十分に考慮し、目的に応じた震源を選択することが重要である。

海域における反射法地震探査の記録例に地質構造解釈を加えた例を図3-4-8に示す（阿部、1996）。記録の解釈は、陸上の地質露頭と異なり縦横比が誇張された断面として表示されることから、反射面の傾斜の違いを比較的容易に読み取ることができる。傾斜の違いは、地質構造の違い、つまり地質年代の違いとして読み取ることができる。陸域同様、地層の年代自体を反射記録断面から直接的に求めることは困難であるから、一般的にはボーリングデータ等周辺の地質調査によって得られている情報を記録断面に対比させることにより、地質解釈を行う。また、海域においては過去に海進、海退によって形成された不整合面が極めて良好な状態に保存されており、これが反射断面により明瞭な反射面として認識される。過去に海進、海退については、海水準変動の観点から年代が把握されており、この点を利用し反射面の年代決定を行うことも可能である。

図3-4-8に示された反射記録断面は、各反射面の傾斜から上位よりA、B、C、Dの4層に区別される。A層は、横軸の番号200より沖側に分布し、層内の反射波がほとんど

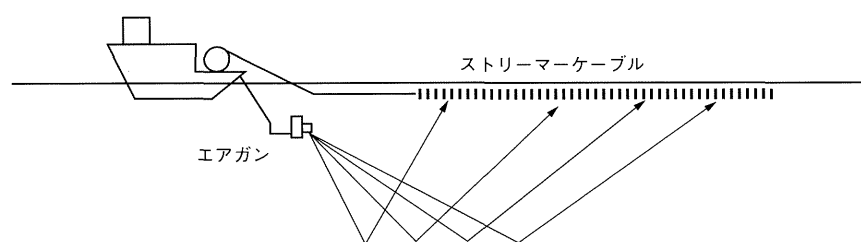


図3-4-6 海域における反射法地震探査の概念図

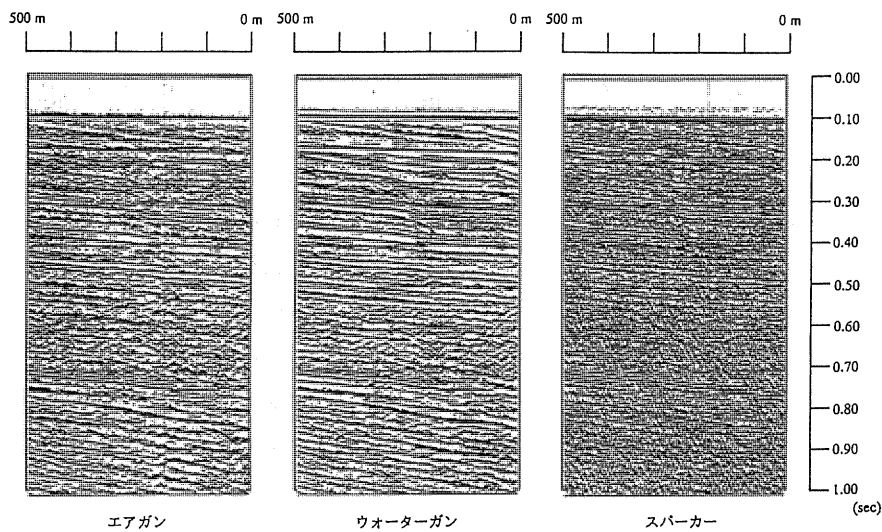


図3-4-7 震源による反射記録断面の比較

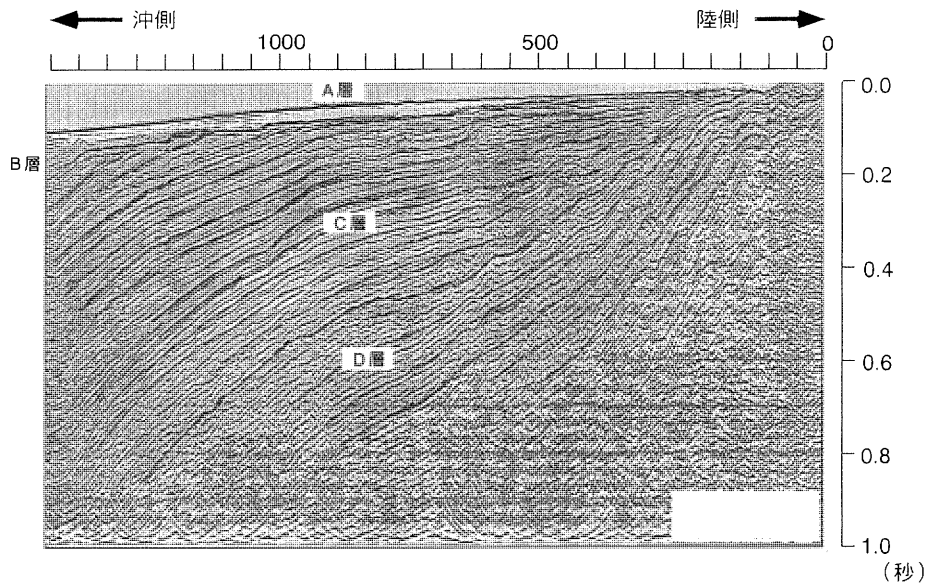


図3-4-8 海域における反射法地震探査記録断面と解釈例

認められず、海底面とほぼ平行に堆積している地層と読み取れる。また、この層の基底面は所々起伏を示しており、侵食された地形面を覆って堆積した地層と考えることができる。B層は、横軸1,100より沖合に分布し、1,300付近から下位のC層が沖合に向かって傾斜が大きくなる所でC層を覆うことから区分される。C層は、横軸の番号150から900付近までは、見かけ上約2.5度の傾斜を示し、900よりも沖合では、約3.5度と沖合で傾斜が大きくなる。下位層とは横軸200から300付近でD層のより傾斜した反射面にアバットすることから不整合の関係と見られる。

D層は、陸域から海域に連続して約15度の傾斜を示し、この反射断面の最下位層と判断される。以上の反射記録断面による地層区分は、周辺陸域も含む地質調査の結果と考え合わせると、D層は中新世後期から前期鮮新世の地層に、C層は鮮新世の地層、B層は鮮新～更新世の地層、A層は、最上部層であることから最も新しい地層に対比される。また、この反射記録断面においては、各反射面は連続して追跡できることから断層等の構造はないものと判断できる。

地震探査（屈折法）は、地表の人工震源から発生し、地盤中を伝わり、速度層の境界面で屈折して地表に戻ってくる地震波を用いて地質構造を把握する方法である。この方法は、すでにさまざまな土木調査に一般に用いられており、地盤構造が単純な場合には効果的に地盤構造を表示することが出来る。特に、基盤岩と第四紀層などの速度層のコントラストが大きい場合には、その境界が表現され易く、基盤岩に生じている落差、段差の位置、その深さなどの検出に有効である。この地震探査（以下屈折法と略称）は、19世紀末から20世紀初頭に米国での石油探査への利用が試みられ、わが国でも1935年頃から、地質調査所による石油探査や関門トンネルでの地質調査に試みられたのが、本格的な利用の初めと言われている。当研究所では1950年代に電力土木の調査に応用する研究を盛んに推進し、ダムやトンネルなどの調査法の一環として確立することに貢献して来た。

3-5-1 屈折法の基本原理

波源から下方に進んだ地震波は異なる地層の境界面に達すると一部は反射波となって地表に戻るが、一部は地層中に屈折波として入って行く。図3-5-1において、Iの媒質からIIの媒質に縦波が屈折する場合を考える。Iの地層の地震波速度を V_1 、IIの地層の地震波速度を V_2 とする。

Iの地層とIIの境界面に入射角 i_1 なる地震波が入射すると、IIの媒質中に屈折角 i_2 の地震波を生ずる。

IIの媒質の速度の方が大であると $\sin i_1 = V_1/V_2$ の入射角で入射した波に対しては、 i_2 が 90° になって波はIIの媒質中を境界面に沿って進むこととなる。このような入射角を臨界角と呼んでいる。この波は再び上層に屈折して地表の観測点に達するものであって、これが屈折波で

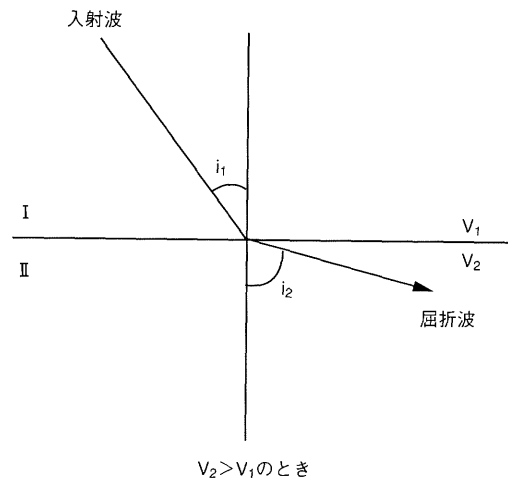


図3-5-1 屈折波とは

あり、この波を利用するのが屈折波法である。震源の付近においては地表付近を伝わった直接波が最初に到達するが、ある距離以上になると地下の速度の早い地層中の屈折波が最初に到達することになるので、この波を観測して地下の境界面の深さならびに地層の速度から、岩質を推定することが出来るのである。

(1) 測定方法

測定装置は、図3-5-2に示すような構成である。近年では受振器や受振ケーブルは小型・軽量になり、以前に比べ現地作業が容易になってきている。また、記録器はデジタル化する傾向にあり種々の処理や解析などを容易に実施することが可能となっている。

人工震源はP波（縦波）を発生するためには、火薬が主に使用されている。火薬はエネルギーが大きく瞬発力もあり、高周波の弾性波を発生させることができ、作業能率、コストの面でも優れている。火薬類を使用できない状況下や小規模な弾性波探査などでは、振源としてハンマーによる地表面打撃、重錘落下が用いられている。S波

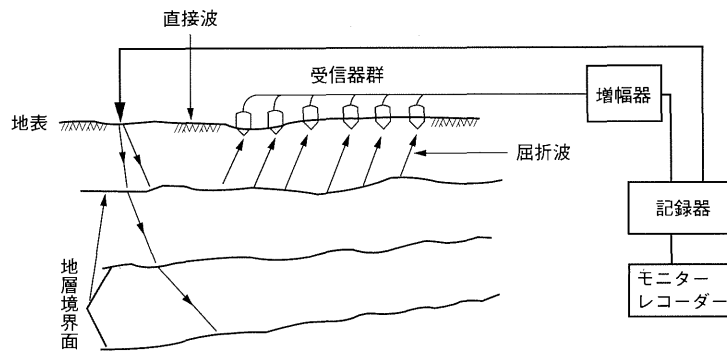


図3-5-2 屈折法概念図

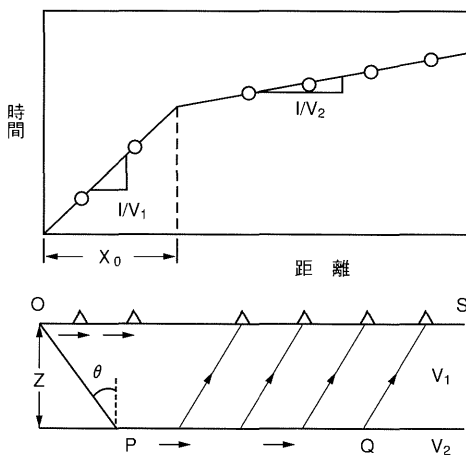


図3-5-3 走時曲線

(横波)の探査では、地表に設置した厚板の端をハンマーで水平に打撃する「板たたき法」が使用される。

(2) 解析方法

屈折法を実施して得られた走時曲線の解析から、地下の速度断面を推察することが出来る。走時曲線とは波源と観測点との距離と、波が波源から観測点に到達するに要した時間との関係を示す曲線であって、縦軸に時間を、横軸に距離を取っている。

ここでは地下が水平な2層構造の場合の走時曲線の解析方法を記して、理解の助けとしよう。図3-5-3に示す如く、厚さZの水平層を考え、上層内の地震波速度を V_1 、下層のそれを V_2 とする。震源Oから観測点Sに到達する地震波の内、ここで問題となるのは表面付近を伝わる直接波OSと、上下層の境界面において2度屈折をする屈折波OPQSとである。ただし $V_2 > V_1$ の場合だけを考えている。

OSの距離をXとすると、直接波の到達時間は $T_1 = X/V_1$ で与えられる。

OPなる入射波は臨海角で入射しているのであるから前記の様に $\sin\theta = V_1/V_2$ なる関係があることから、屈折波の到達時間は

$$\begin{aligned} T_2 &= \frac{2Z}{V_1 \cos\theta} + \frac{X - 2Z \tan\theta}{V_2} \\ &= \frac{2Z \cos\theta}{V_1} + \frac{X}{V_2} \\ &= \frac{2Z \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} + \frac{X}{V_2} \end{aligned}$$

で与えられる。波源の付近では直接波が先に達するが、ある距離以上では屈折波の方が早く達する様になる。今波が同時に到達する距離を X_0 とすると、 $T_1 = T_2$ と置くことによって

$$Z = \frac{X_0}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

なる関係が得られる。この関係から、層の厚さZを求める事が出来るのである。 V_1 、 V_2 はそれぞれ直接波、屈折波の走時曲線の傾きから求められる。

3-5-2 適用例

図3-5-4は、北海道電力株式会社の高見ダムに引水する水路トンネル経過地での断層を探索した例である(本荘静光、1979)。当地点においては発電所の支水路予定ルートに近接して規模の大きい断層破碎帯(幅数10m推定)が分布しており、支水路下口側でこれと交叉することが既

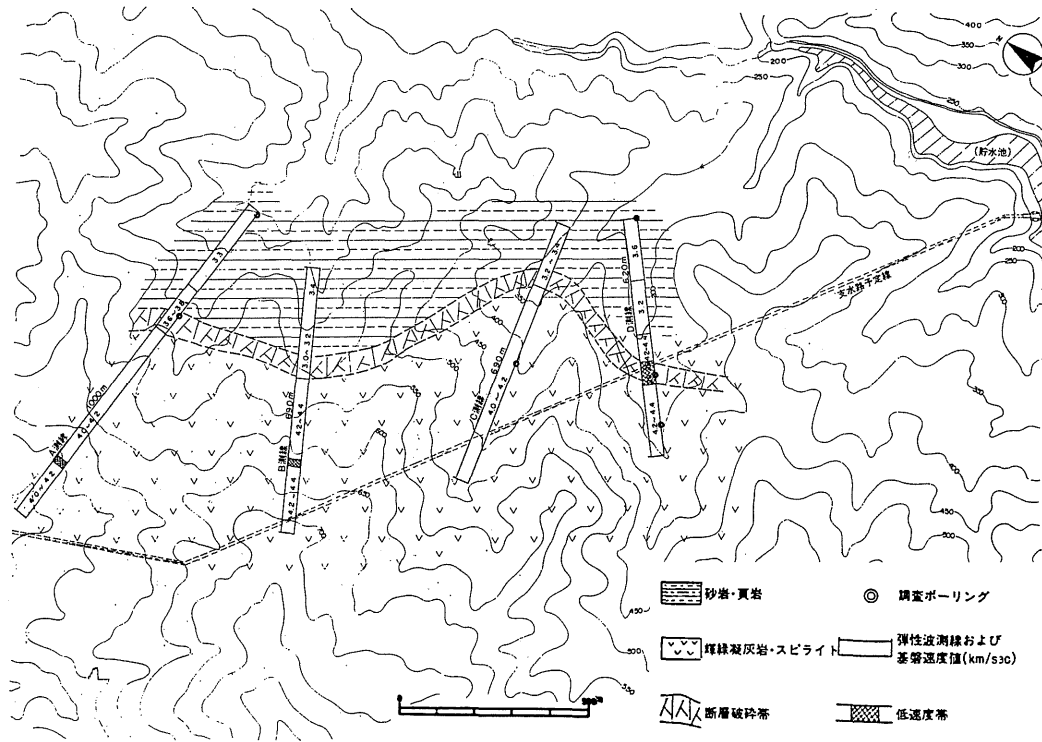


図3-5-4 水路トンネル経過地での探查結果例

往の調査結果から判明していた。この断層は、東側の砂岩・頁岩帯（主に白亜系）と西側の緑色岩（主にジュラ系）とを境にする構造上の特徴を有することがわかっていたので、精度のよい屈折法を行えば、もし破碎帯自身が低速度帯として検出されるのに十分な規模を有しない場合でも、両側の基盤岩の速度差から断層通過位置を判定することが可能と思われた。

以上の状況から、支水路および断層通過推定線に交叉し、しかも解析精度を上げるため、地形的に努めて単純な形になるように4本の測線を設定して屈折法を行った結果は、図3-5-4に記したとおりである。東側の白亜系は平均3.3km/sec、西側の輝緑凝灰岩類は平均4.2km/secの速度値を示し、明らかな速度差が認められた。また断層破碎帯自身が低速度帯(2.6~2.8km/sec)として認められたのは、下口側の1測線のみであり、ちょうどこの個所で支水路と断層が交叉することが判明した。この個所での破碎帯の存在はボーリングでも確認された。この

個所の低速度帯は幅60mとして検出され、破碎帯幅は50~60mと推定された。実際のトンネル掘削の際にも同位置に破碎帯に遭遇し幅は50mであった。また、他の測線で低速度帯として検出されなかったのは、幅が小さいためよりも東側の堆積岩と破碎帯の速度差が小さかったためであろう。

3-5-3 適用限界

屈折法は、確立した手法として土木調査には最も普通に用いられている物理探査法であり、本節に記したトンネルだけでなく切土、ダム、発電所、大規模岩盤空洞などの調査にも利用されている。ただし、屈折法は下部ほど速度が大きいという仮定に基づいているため、下層の方が速度が遅い場合、あるいは中間に高速または低速挟み層が存在する場合には探査は困難になる。

AEとは‘Acoustic Emission’の略で、金属材料の分野では文字通り‘音の放出’つまり固体が変形もしくは破壊するときに音が放出される現象をさしている。AEの現象については、例えばガラスが割れるときに聞こえる「ガチャン」という音のように古くから知られていたが、現在のようなAEの研究の始まりには、1953年のカイザー(V.J.Kaiser)の論文の影響が大きい。その後、金属材料のみならず、岩石、コンクリートなど多くの分野での研究が進められてきている。

当研究所では、金属材料におけるAEの研究の他、岩石コアの強度試験におけるAEのカイザー効果を利用した地圧計測の開発、および岩盤ブロックのせん断試験や水圧破碎による岩盤内の亀裂進展時のAE観測から、亀裂の進展状況を推定する手法などの開発を行ってきている。ここでは、AEを使って、地下深部の亀裂の進展を可視化して追跡した例を紹介する。これは、将来大規模な地熱開発が可能と考えられる高温岩体発電技術において、地下深部に人工の熱水貯留層となる亀裂を、造成する際に発生するAEを観測して、地下の亀裂の進展状況を見たものである。

3-6-1 基本原理

AEの発生についてはまだ必ずしも解明されているわけではないが、岩盤中での亀裂の進展に伴い発生していることが、これまでの多くの観測から知られている。地下で亀裂が進展する際に、観測されるAEの発生と観測の概念を図3-6-1に示す。亀裂の進展に伴い発生したAEは、地震波と同様に地中を伝搬し、地中あるいは地表付近に設置したAEセンサー(高感度の地震計)により観測される。

AE観測の主目的は、どこでAEが発生したかを求める

ことで、これにより地下で亀裂がどのように進展したかを間接的に推定することができる。AEの発生場所(震源位置)を求めるには、地震学で開発された震源決定法が適用されている。

AEの観測には、AEセンサーを地下深部に設置して観測する方法もあるが、深部坑井や高温高压用AEセンサーなど多額の費用を必要とすることから、当研究所では地下浅所に多数の地震計を設置してAEを観測する方法を開発した。そして、後述する当研究所の秋田県雄勝高温岩体発電実験において、地下亀裂の進展状況の推定に適用しているほか、この方法は新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)による山形県肘折高温岩体発電実験においても適用されている。

3-6-2 秋田県雄勝地点での高温岩体発電実験におけるAE観測の例

(1) AEの観測方法

当研究所の秋田県雄勝地点における高温岩体発電実験では、深さ1,000mの坑井を掘削し、この坑井を利用して水圧破碎により深さ1,000m付近と700m付近の2か所から、人工の熱水貯留層となる亀裂を造成した。そして、これらの亀裂をめがけて生産井を掘削し、生産井と注入井の間で亀裂を通した水の循環による熱抽出を行っている。水圧破碎とは、ボーリング孔内に高い水圧をかけて、この水圧によって岩盤を破碎する方法である。

雄勝地点におけるAEの観測は、注入井から半径500~800mの範囲に9か所観測点を設置し、これらの内8か所には地表から深さ約50mのボーリング孔を掘削し、AEセンサーとして坑内用地震計(固有振動数5 Hz、3成分)を設置している。残りの1観測点は既存坑井を利用し、深さ480mに耐熱坑井内地震計(固有振動数10Hz)を

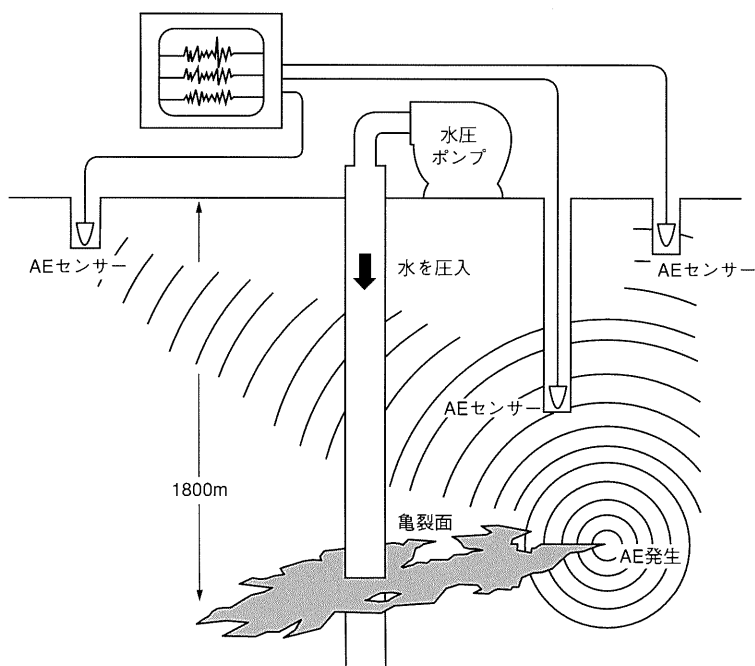


図3-6-1 水圧破碎による亀裂進展に伴うAE発生と観測の概念

設置している。AEの振動は非常に微弱であるため、各観測点で得られた信号は、その場でプリアンプにより100倍増幅し、専用のシールドケーブルで実験地内の計測室に伝送している。計測室ではフィルター付きメインアンプでさらに1~30kHzのバンドパスフィルターをかけ、100倍増幅している。その後、サンプリング周波数2kHzでA/D変換し、パソコンにより波形の確認、各観測点への初動の到達時間差の読み取り、および震源位置の計算を行っている。また、バックアップ用にアナログデータレコーダにも収録するとともに、ペンレコーダに波形を出力し、AEの発生を確認している。

(2) AEの震源分布による地下亀裂進展の3次元的推定

雄勝地点で観測されたAEの代表的な波形の例を図3-6-2に示す。図の記録は全長が0.9秒で、AEが非常に短時間の現象であることが分かる。また、観測点により初動（振動の始まり）の到達時刻が異なることが明瞭で、このことはAEの震源近くにある観測点ほど他の観測点より早く振動が到達することを意味している。そして、この初動到達時刻の差と各観測点の位置から、震源位置を3次元的（東西、南北、深さ）に計算で求めている。

なお、雄勝地点では注入井の坑底において1kgの爆薬による発破を行い、注入井の深さ1,000m付近でのAEの

震源位置の精度を約10mと評価している。

図3-6-3に、これまで雄勝地点で観測されたAEの震源

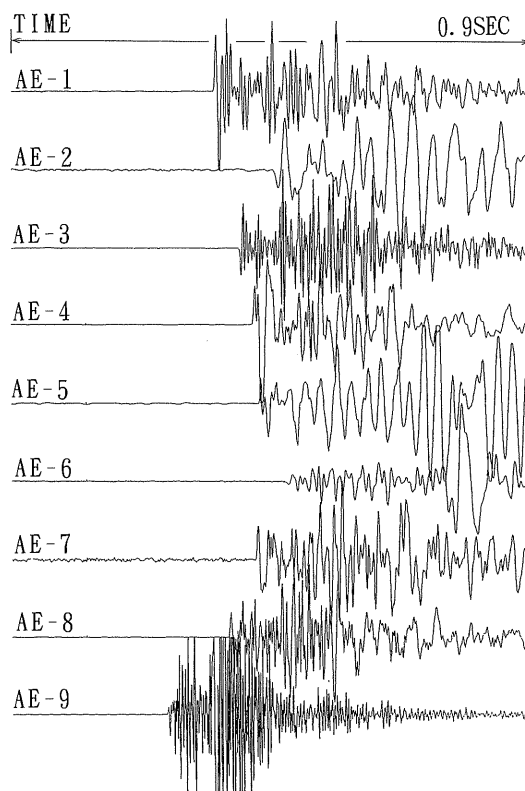


図3-6-2 雄勝地点で観測されたAEの波形記録の例。AE-1~9はAEの観測点番号を表す。

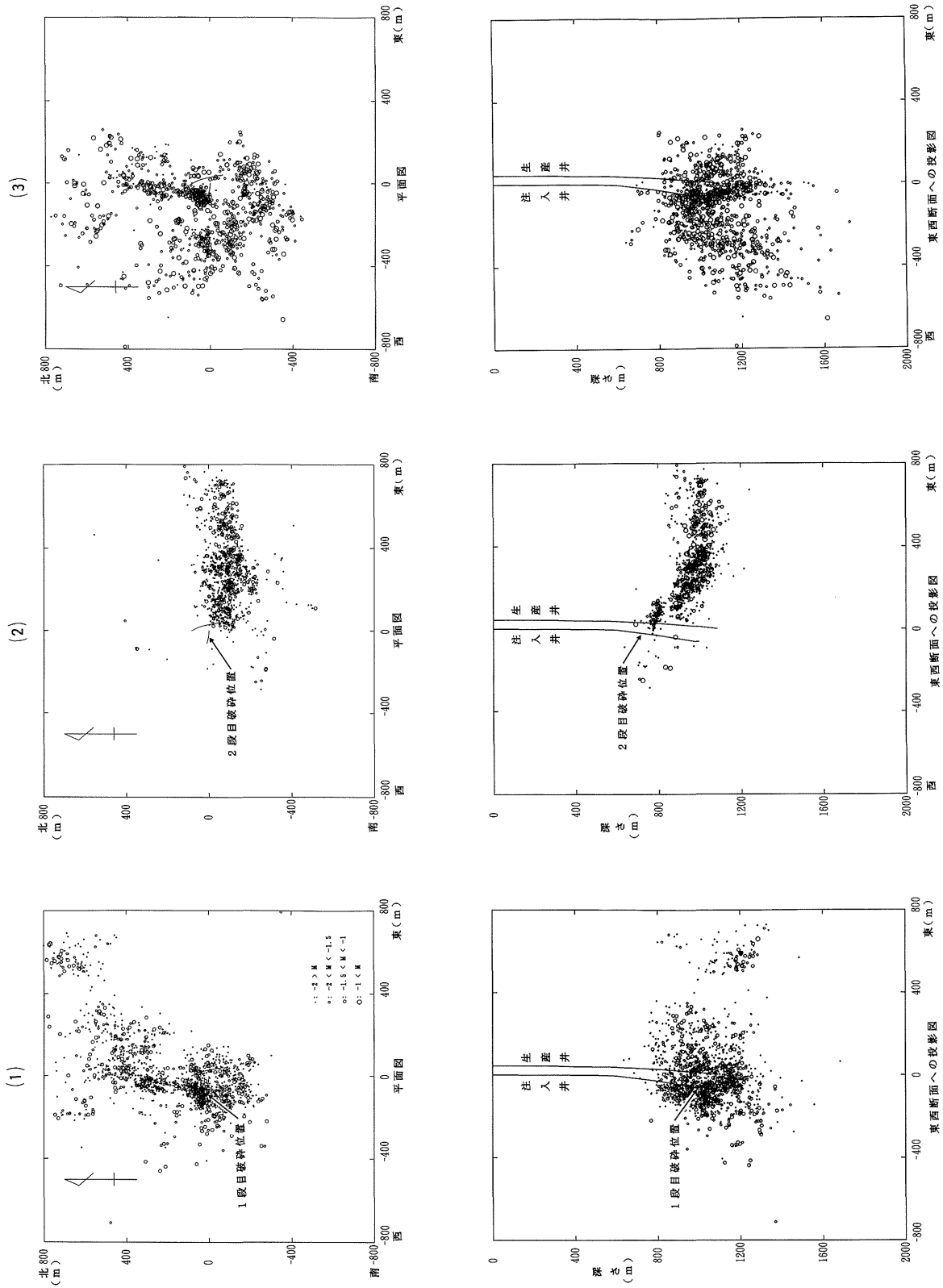


図3-6-3 雄勝地点で観測されたAEの震源分布 (上：平面図、下：東西断面への投影図)。(1)1段目亀裂造成時、(2)2段目亀裂造成時、(3)循環実験時)。
 図中震源位置のマルの大きさはAEの地震学的マグニチュード (M) の大きさを表す。その対応は(1)上の図参照。

分布の例を示す。図中のマル(○)の位置がAEの震源位置を表し、マルの大きさはAEの地震学的マグニチュードの大きさに対応する。図の(1)は、深さ1,000m付近における水圧破碎で約10,000m³の水を圧入し、一段目の亀裂を造成したときに観測されたAEの震源分布で、平面的には注入井から北側に約1,000m広がり、深さ的には800~1,300mの範囲にあることから、この範囲に亀裂が進展したものと推定している。(2)は同様に、深さ700m付近における水圧破碎で約5,400m³の水を圧入し、二段目の亀裂を造成したときに観測されたAEの震源分布で、平面的には注入井から東側へ約800m広がり、深さ的には800~1,200mの範囲にあり、この範囲に亀裂が進展したものと推定している。(3)は一段目と二段目の亀裂を貫くように掘削した生産井と、注入井の間で亀裂を通した水の循環実験におけるAEの震源分布である。これによると、AEの震源は一段目亀裂造成時の分布と同様で、地下に圧入した水の多くは一段目亀裂へ流れ込んだものと推定される。また、一段目亀裂造成時より西側へのAE震源分布の拡大が見られ、この循環実験においては、既存の一段目亀裂内へ水が流れ込んだだけでなく、新たな亀裂が西側へ進展したと思われる。実際、この循環実験では、注入井を通して亀裂内に圧入した水のプロダクションからの回収の割合は低く、注入した水の多くが新たな亀裂の進展に費されたと推定される。

以上のように、雄勝地点での地下の亀裂の進展状況が、AEの震源分布に基づき3次元的に推定されている。

(3) AEの波形解析による発生メカニズムの検討

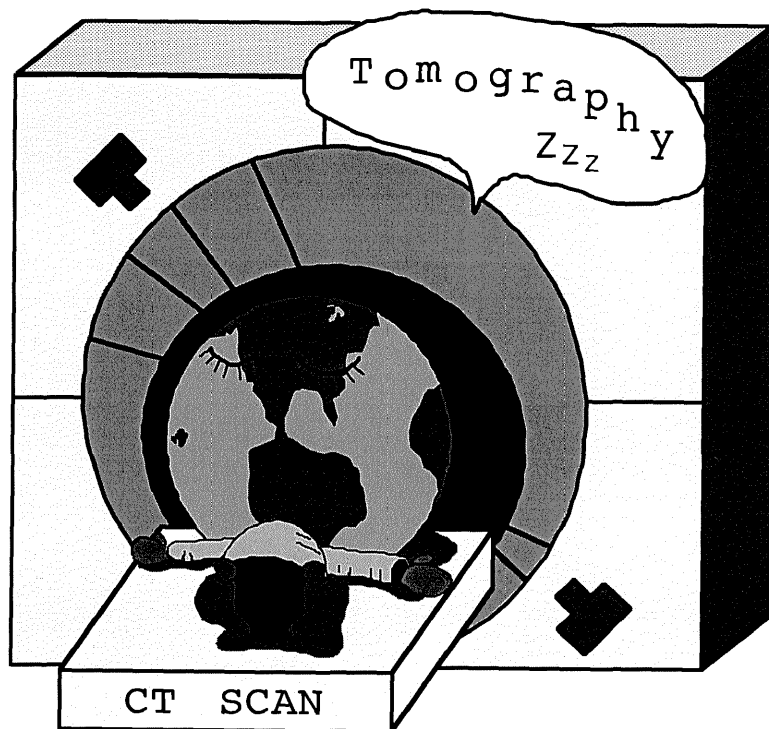
当研究所では、AEの震源を決定するだけでなく、観測されたAEの波形を解析することにより、地震学的大きさ(マグニチュード)やAEの発生メカニズムの検討を行っている。

これまでの波形解析結果によれば、雄勝地点で観測されたAEの地震学的マグニチュードは、0より小さく、-1から-3程度で、通常の地震に比べて非常に小さな現象であることが分かる。

また、図3-6-2で見られるように、観測点によりAEの初動が上向きあるいは下向きであることが分かる。これは、AEの発生時の岩盤の動きを反映している。これまでの解析結果によれば、雄勝地点で観測されたAEのほとんどが岩盤のせん断破壊により生じていると推定されている。一般には水圧破碎による岩盤破壊のメカニズムは、引っ張り破壊によると考えられるが、AEの発生メカニズムはこれとは合わないことになる。そこで、現在亀裂の進展、岩盤の破壊、およびAEの発生について、地圧や既存割れ目の影響などを考慮したより詳しい検討を進めている。

第 4 章

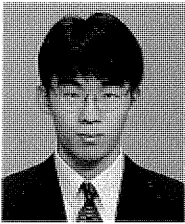
地下の透視 —計算科学が生んだトモグラフィ技術—



第4章 地下の透視—計算科学が生んだトモグラフィ技術 ● 目次

我孫子研究所地質部 鈴木 浩一
我孫子研究所地質部 阿部信太郎
我孫子研究所地質部 小田 義也

4-1	トモグラフィ法とX線CT法	63
4-2	比抵抗トモグラフィ法	65
4-3	弾性波トモグラフィ法	68
4-4	電磁波トモグラフィ法	71
4-5	自然地震波トモグラフィ法	73
4-6	透水トモグラフィ	75
4-7	ジオトモグラフィ法の今後の課題	77



小田 義也 (1995年入所)

学生時代からこれまで、特に弾性波探査における探査の高精度化や自動化を目指し、ニューラルネットワークを用いたデータ解析アルゴリズムの開発などに携わってきた。今後は波動現象のシミュレーションなどによる解析モデルの信頼性評価を研究するとともに、自然地震を用いた地球物理的現象の解明に興味を持っている。

鈴木 浩一 16ページに記載

阿部信太郎 34ページに記載

本章では、ボーリング孔を利用して地下深部を非破壊で、しかも精度良く「透視」できるジオトモグラフィ法について紹介する。ジオトモグラフィ法のジオは地球を意味し、トモはギリシャ語源で切断を意味する。すなわち、ジオトモグラフィ法は、いわば地球を切断して画像化する方法である。

ジオトモグラフィ法は、医療分野で飛躍的に進歩したX線CT法を地盤探査用に応用した探査法で、X線CT法で人体の断面像を見ることができるよう、ボーリング孔間の領域の断層破碎帯の分布や地層の堆積状況を画像化して詳細に見ることができる。当研究所では、地下を透視するための「光」としてさまざまな特性を用い、新たなジオトモグラフィ法を開発、実用化してきた。それらは、電流を利用して岩盤の電気抵抗の分布を調べる「比抵抗トモグラフィ」、地震波を利用して地下の地震波速度の分布を調べる「弾性波トモグラフィ」、電磁波速度分布を調べる「電磁波トモグラフィ」、地下の水流れ易さの分布を把握する「透水トモグラフィ」である。

4-1 トモグラフィ法とX線CT法

X線CT法は医療分野において20年ぐらい前に既に実用化されているが、ジオトモグラフィ法の研究はそのころから始まっている。国内では10年ぐらい前から大学や民間の研究機関において精力的に研究されてきており、当研究所でも、この頃から実用化に向けて計測機器や解析手法の研究開発を進め、数多くの土木地質調査地点に適用してきた。

X線CT法では、図4-1-1に示すように、被検体を取り囲むようにX線の発信器と受振器を動かして全方向から透

過X線を測定し、その測定結果を解析して、被検体内の構造を可視化する。物質によってX線の吸収の程度が異なることを利用している。ジオトモグラフィ法ではX線の代わりに電流、地震波、電磁波などを用いて、X線CT法と同様の観測と解析を行って地質構造を可視化する。この場合には、物質によって電気の比抵抗や地震波の伝播速度などが異なることを利用する。ジオトモグラフィ法は、X線CT法と比べて次のような問題点を抱えている。第一に、ジオトモグラフィ法では、観測点を地表面とボー

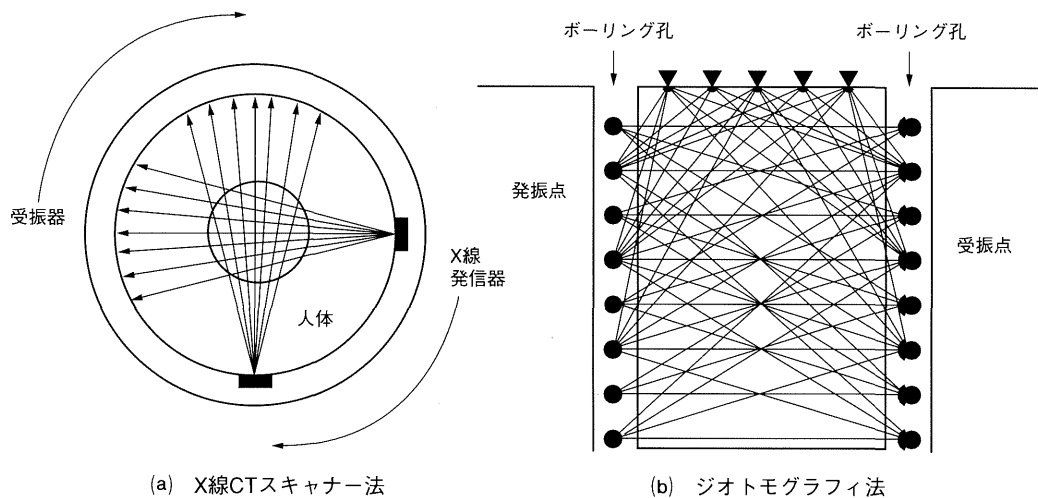


図4-1-1 ジオトモグラフィ法の概念図

表4-1-1 各種ジオトモグラフィ法の測定仕様の現状

	対象深度	孔間距離	測点間隔	得られる物性値	探査対象
比抵抗 トモグラフィ	20~1,000m	10~500m	1~20m	比抵抗分布	地質境界、断層、 破砕部、亀裂
弾性波 トモグラフィ	20~1,000m	10~1,000m	2~40m	地震波速度 (P波) 減衰率分布 (Q値)	地質境界、断層、 破砕部
電磁波 トモグラフィ	10~100m	5~50m	1~2 m	電磁波速度分布 電磁波減衰率分布	亀裂分布、断層、 破砕部、亀裂
自然地震波 トモグラフィ	数km~数10km	—	数km~ 数10km	地震波速度分布 震源位置	地球物理学的スケ ールでの地質構造
透水 トモグラフィ	50~100m	10~20m	2.5~5 m	透水係数分布	透水性、水みち

(注) 探査精度については孔間距離の1/20~1/25程度が指標となる (ex. 孔間距離が50mの場合の測点間隔は2 mとなり、探査精度は2 m程度となる)。

リング孔にしか配置できないのが普通で、観測点の置けない領域の解像度が低い。第二に、測定結果の解析の際、X線CT法では人体を透過するX線の波線 (波の通り道) を直線と仮定して解析を行うことができるが、地盤を伝播する地震波などの波は速度の異なる境界面で無視できない程度に屈折するため、波線を直線で近似することができない。第三に、X線CT法の対象とする人体の構造は誰でも大差ないので、その中に発生した患部となる異常部を発見しやすいが、地下を対象とするジオトモグラフィ法では調査地点により地下の構造は千差万別であり、

複雑な地下構造をバックグラウンドとした中の異常部の発見は難しくなる。最後に、人体は小さいが、地下は圧倒的に大きく、広い範囲を調査することと精度を上げることがを両立させることがむずかしい。

ジオトモグラフィ法は、以上の不利な条件を克服しなければならないが、発信・受振方法や解析手法にさまざまな改良・開発が行われ、日に日に高精度化している。現在、実用化されている各種ジオトモグラフィ法の測定条件について、フィールドへの適用事例の実績を参考にまとめたものを表4-1-1に示す。

4-2 比抵抗トモグラフィ法

比抵抗トモグラフィ法は、地表およびボーリング孔に電極を配置して、地下に直流電流を流して電位を測定し、地下の電気抵抗（比抵抗）の分布を調べる手法である。比抵抗の分布から、岩盤の性状、地下水の状況などを推定することができる。ここでは、その測定・解析方法と適用例について紹介する。

4-2-1 比抵抗トモグラフィの基本原則

(1) 測定方法

図4-2-1に比抵抗トモグラフィの測定方法の概要を示す。地表面とボーリング孔内に等間隔で測点（電極）を配置し、任意の測点（電流電極）より直流電流（交替直流）を流して、地盤に生じた電位分布を他の測点（電位電極）で計測する。2本のボーリング孔に囲まれる領域を取り囲むような幾通りもの電流電極と、電位電極の配置による計測を順次行っていく。

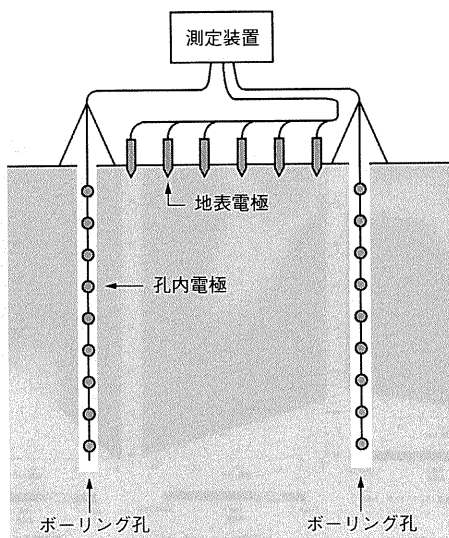


図4-2-1 比抵抗トモグラフィ法の測定概念図

(2) 解析方法

図4-2-2に一般的に行われている解析方法のフロー図を示す。ジオトモグラフィ法では、地下に信号を入力しその応答を観測するが、この応答を地盤という特性をもつフィルターを通過した出力と考え、この出力値から逆に“地盤のフィルター特性”を求める解析を行うことになる。この解析法を“インバージョン”という。

比抵抗トモグラフィのインバージョンでは、有限要素法や有限差分法などの数値解析法を利用するため、まず地盤をメッシュで分割したモデルを作成する。このモデルに対する計算値と観測データとの差（残差）が最も小さくなるように、最小二乗法などにより各メッシュの比抵抗値を更新していく。この残差が基準値以下となった比抵抗モデルを解析結果として採用する。

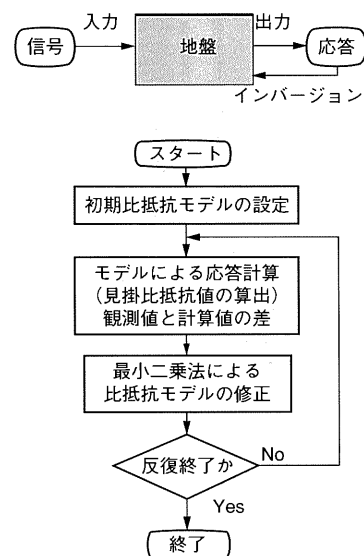


図4-2-2 比抵抗トモグラフィ解析フロー

4-2-2 比抵抗トモグラフィの適用例

(1) ダム基礎岩盤への適用結果

図4-2-3に既設ダムの基礎岩盤で当研究所が行った比抵抗トモグラフィの適用例を示す。堤体内にある監査部より掘削した3本のボーリング孔で計測を行った。ボーリング孔の深度は30m、孔間距離は20mである。当地点の岩盤の大部分は硬質で新鮮な安山岩であるが、No. 1孔側の上部にはやや割れ目の多い安山岩質凝灰岩が分布す

ることが確認されている。比抵抗断面図は、320~10,000 Ωm の範囲を対数のスケールで色分けして表示したものである。No. 1孔側の上部に低比抵抗部があり、これがNo. 2孔の方にも延びている。すなわち、割れ目の発達した安山岩質凝灰岩がNo. 1孔上部からNo. 2孔側の方にも広がっている状況がとらえられた。

図4-2-4に別の既設ダム地点で行った適用例を示す。ダム軸方向に堤体上部より掘削した7本のボーリング孔で計測を行った。ボーリング孔の深度は40~50mで孔間距離は20~30mである。当調査地点の基礎岩盤は比較的硬

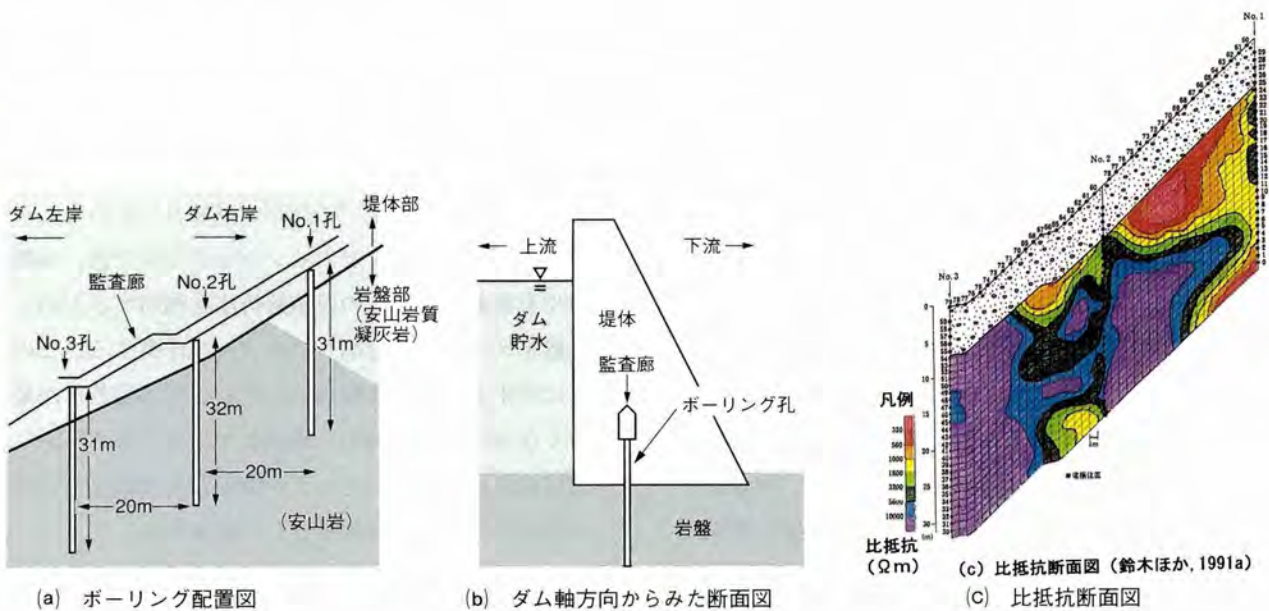


図4-2-3 比抵抗トモグラフィの適用例 (既設ダム地点)

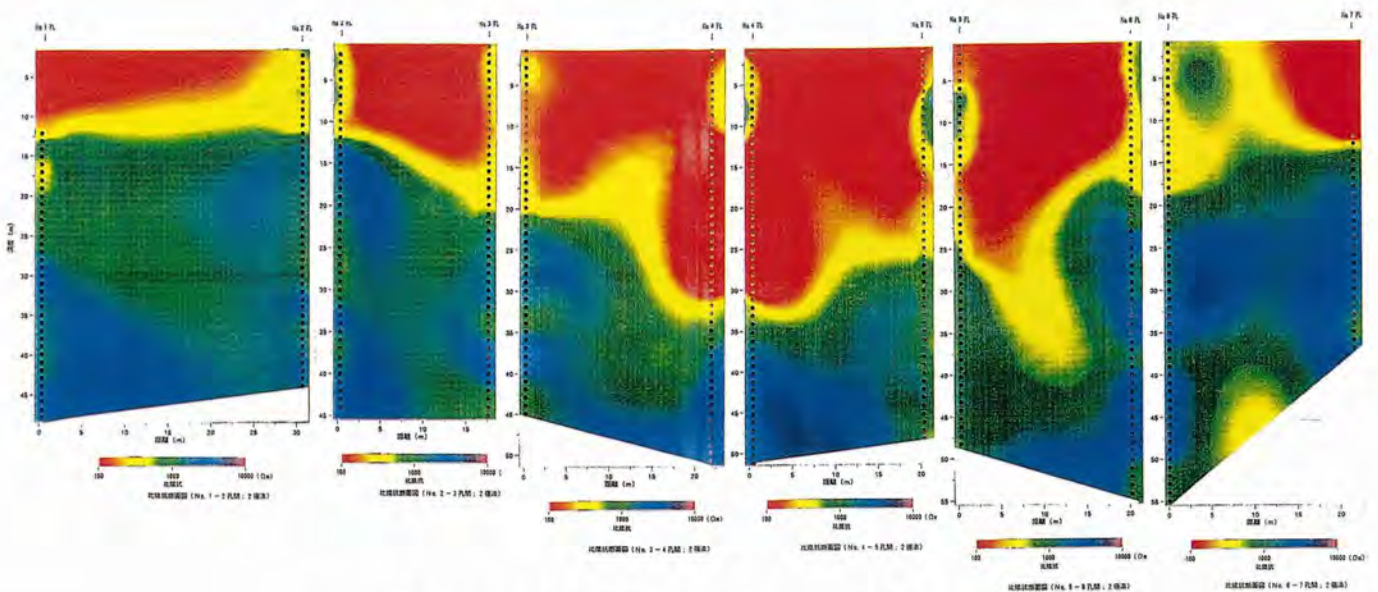


図4-2-4 比抵抗トモグラフィの適用例 (既設ダム地点)

質で新鮮なチャートと頁岩が分布しているが、やや岩質の劣る領域もある。比抵抗断面図の上部に広がっている100~200 Ω m程度の低比抵抗部は堤体に対応し、その下部の500~5,000 Ω mの高比抵抗部は基礎岩盤に対応する。堤体と岩盤との境界面を明瞭にとらえている。大局的には岩質が良好となるほど比抵抗が大きくなる傾向が認められている。また、岩盤中のNo. 5、6孔間の中央部およびNo. 6、7孔間の下部にある100~500 Ω m程度の低比抵抗部は、ボーリングでは確認されていないが、岩質のやや劣化した部分をとらえている可能性も考えられる。

(2) 花崗岩地帯での適用結果

図4-2-5(a)に花崗岩地帯で当研究所が行った適用例を示す。ボーリング孔の深度は400m (No. 1孔) と300m (No. 3孔)、孔間距離は70mである。当地点の花崗岩は新鮮で硬質であるが、図4-2-5(b)に示すようにBTV観測による開口節理の分布と透水試験結果より、深度250m付近に開口節理の多く分布する透水性の高い領域が確認されている。比抵抗断面図においてこの領域は数100 Ω m程度の低比抵抗部が水平方向に連続しており、高透水性領域の分布をとらえたものと推定される。また、開口節理の分布がほとんど認められない深度160~220mおよび深度270~350mの区間は5,000~10,000 Ω mの高比抵抗部

となっており、岩質のかなり良好な低透水性領域をとらえたものと考えられる。

4-2-3 今後の課題

従来、比抵抗トモグラフィ法はボーリング孔の間の地質情報を補完する目的で行われてきた。当研究所では測定装置の高速化・自動計測化を進めてきており、地下の比抵抗構造の時間変化を連続的に観測することにより、地下水変動などのモニタリングの実用化を試みている。また、地盤改良に使用するグラウトミルクや薬液の比抵抗が低いことを利用して、比抵抗構造の変動を観測して改良された領域を可視化する研究も試みている。さらに、岩盤中の亀裂の分布状況をより高精度に把握するために、塩水トレーサーを利用した比抵抗トモグラフィによる透水性評価の研究も進めている。将来的にはこれらのモニタリング手法の実用化を図っていく予定である。

一方、他の研究機関では電流を遮断することにより生じる鉱物や、岩石の電気化学的性質に起因する分極現象を測定して、地下の誘電率の分布を求める「IPトモグラフィ (Induced Polarization)」についても最近研究が進められている。

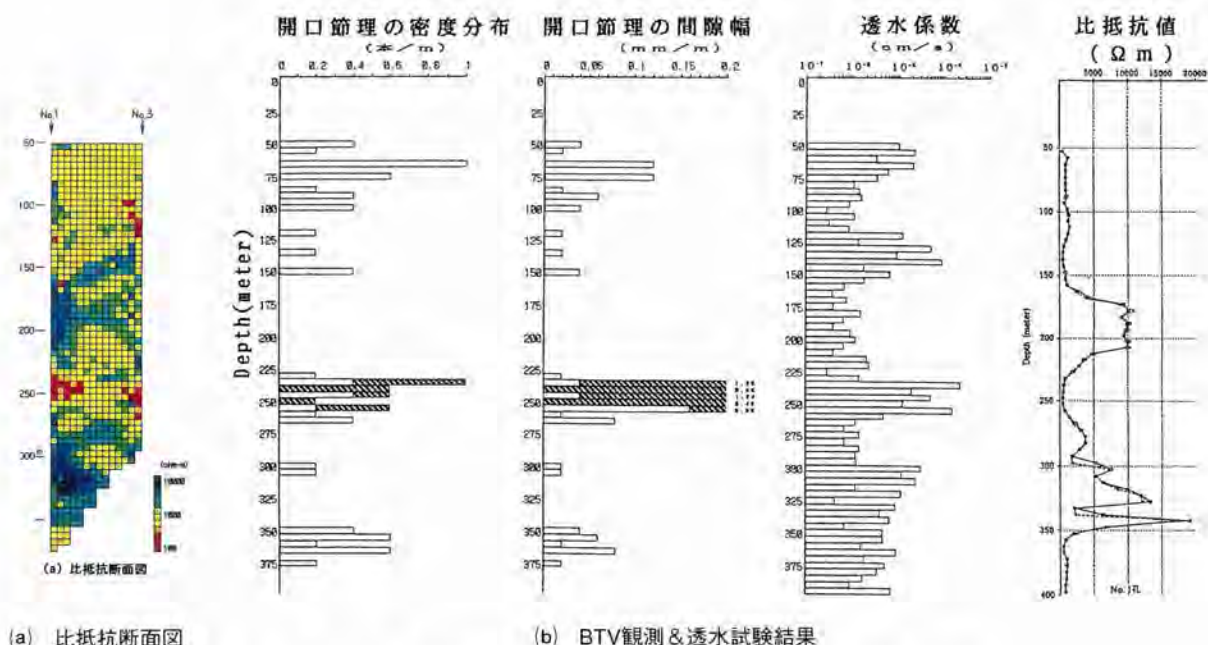


図4-2-5 比抵抗トモグラフィの適用例 (金剛地点; 鈴木ほか)

4-3 弾性波トモグラフィ法

弾性波トモグラフィ法は、地震波を用いたトモグラフィ法である。観測波形の初動走時（地震波の到達時間）を利用して地下を伝播する地震波の速度分布を求める「走時トモグラフィ」と、初動振幅を利用して地震波の減衰率分布（Q値）を求める「振幅トモグラフィ」がある。地震波のうちP波の初動による走時トモグラフィは、土木調査現場においての実績も多く当研究所でも幾つかのダムサイトにおいて適用してきた。近年では、P波の代わりにS波を利用した走時トモグラフィの研究も行われてきている。振幅トモグラフィの方は振幅情報を精度良く計測する上で課題が多く研究開発の段階ではあるが、幾つかの適用事例が報告されている。さらに、走時や振幅だけでなく、観測波形すべてを解析する「フルウェーブインバージョン」についての研究が進みつつあり、今後の実用化が期待されている。

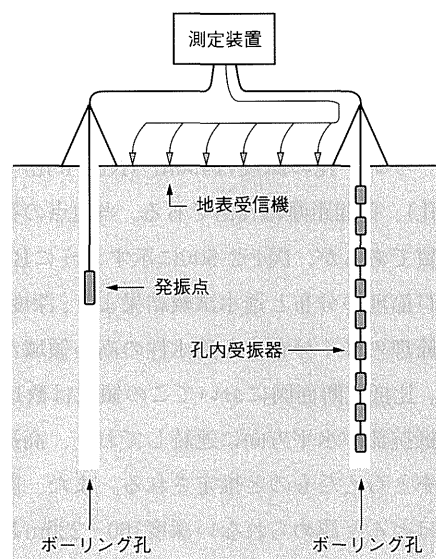


図4-3-1 弾性波トモグラフィ法の測定概念

4-3-1 弾性波(走時)トモグラフィの基本原則

(1) 測定方法

図4-3-1に弾性波トモグラフィ法の測定方法の概要を示す。地表面とボーリング孔内に多数の受振点(地震計)を配置し、任意の発振点(震源)より地震波を発生させて各受振点における初動走時を計測する。2本のボーリング孔に囲まれる領域を取り囲むような幾通りもの発振点と受振点の配置による計測を順次行っていく。

(2) 解析方法

弾性波トモグラフィの代表的な解析法として波線理論に基づくものがあり、当研究所でもこの解析法の研究を行っている。これは、地下を矩形のセルで分割した速度モデルを作成し、セルの境界で波動の屈折現象を考慮した波動の伝搬する通り道(波線)を計算していくもので

ある。このモデルから計算される走時と観測走時の残差が最小になるように、最小二乗法により各セルの速度を更新していき、この残差が基準値以下になった速度モデルを解析結果として採用する。

4-3-2 弾性波トモグラフィの適用例

(1) 走時トモグラフィ

図4-3-2に、比抵抗トモグラフィ測定を行ったのと同じ既設ダムにおける走時トモグラフィの適用例を示す。速度断面図では、No. 1孔上部からNo. 2孔側に低速度層が広がっているが、比抵抗トモグラフィによる低比抵抗部とほぼ一致しており、安山岩質凝灰岩の分布をとらえたものと推定できる。また、この領域以外は高速度部となっているが、比抵抗トモグラフィでの高比抵抗部と一致しており、岩質が良好な安山岩の分布に対応している。

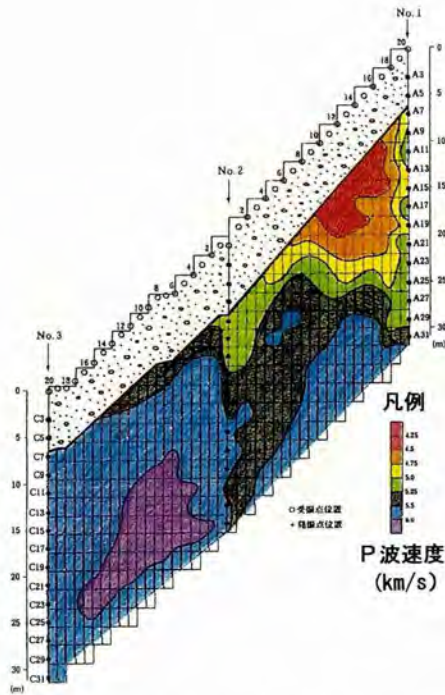


図4-3-2 弾性波トモグラフィの適用例
(既設ダム地点；鈴木ほか、1991a)

図4-3-3に他の既設ダムの基礎岩盤で行った走時トモグラフィの適用例を示す。図4-2-4で示した比抵抗トモグラフィ法と同じダムサイトである。速度は3,000~6,000 m/sの範囲を線形のスケールで分割して色分けしている。速度断面図の上部に広がっている2,000~4,000m/sの低速度部は堤体に対応し、その下部の4,000~5,000m/sの

高速度部は基礎岩盤に対応する。堤体と岩盤との境界面を明瞭にとらえている。

火山岩地帯での適用例としては、丹那断層（左横ずれ断層）を挟んで深度500mの2本のボーリング孔（孔間距離：170m）を使用して計測が行われた（石井、1993）。得られた速度断面図の中央部に水平に分布する速度層に不連続な乱れが認められ、これが断層の存在を示唆するものと推定されている。

また、地熱地帯での適用例としては、深度1,600mのボーリング孔（孔間距離：270m）を利用し、通常のP波速度断面に加え初動P波の後にあるS波初動を波形処理により抽出しS波速度断面を解析している。P波とS波分布の傾向は大局的によく一致しており、深度800m付近の低速度層の連続性をよくとらえたことが報告されている（横田ほか、1995）。

(2) 振幅トモグラフィ

振幅トモグラフィでは初動の振幅値から媒質の減衰特性(Q値)を推定する。振幅は伝播速度に比べて媒質の性質変化に敏感であり、規模の小さい破碎部や亀裂などの岩盤劣化部の探査に有効と考えられている。図4-3-4は鉦山の坑道を利用して行われた振幅トモグラフィの適用例である（渡辺ほか、1992）。(a)は坑道壁面の地質断面図、(b)はQ値の断面図を示す。当地点は良質な片麻岩が分布しているが、一部にやや軟弱な石灰岩がありその中に断

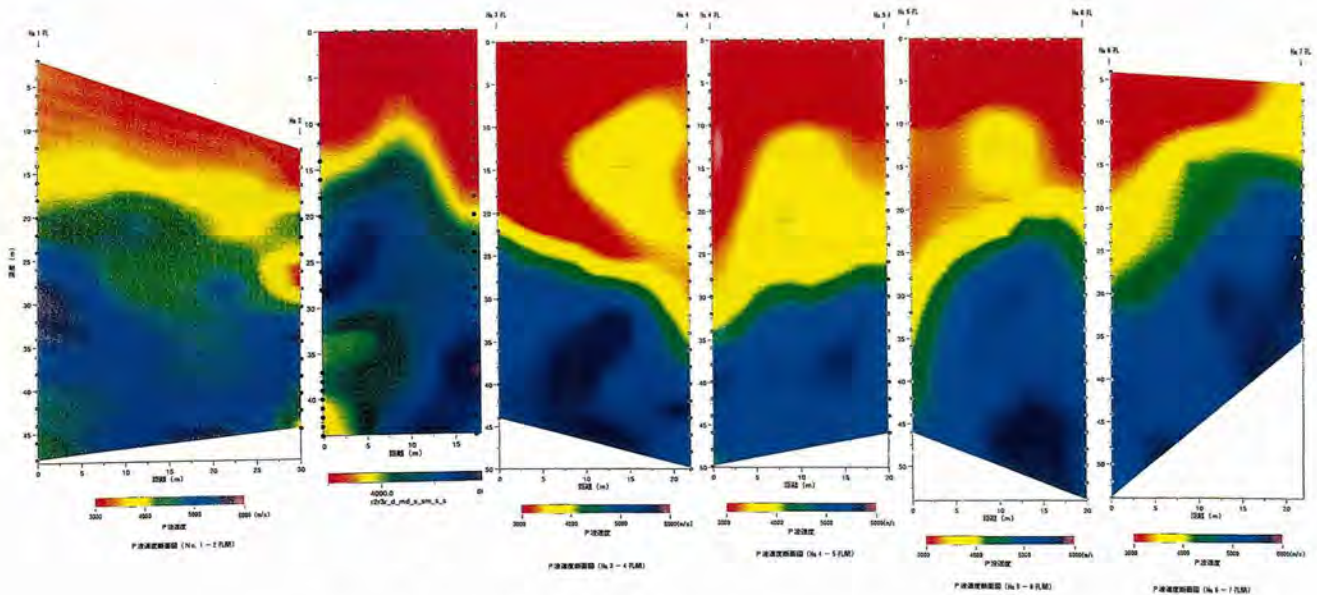


図4-3-3 弾性波トモグラフィの適用例（既設ダム地点）

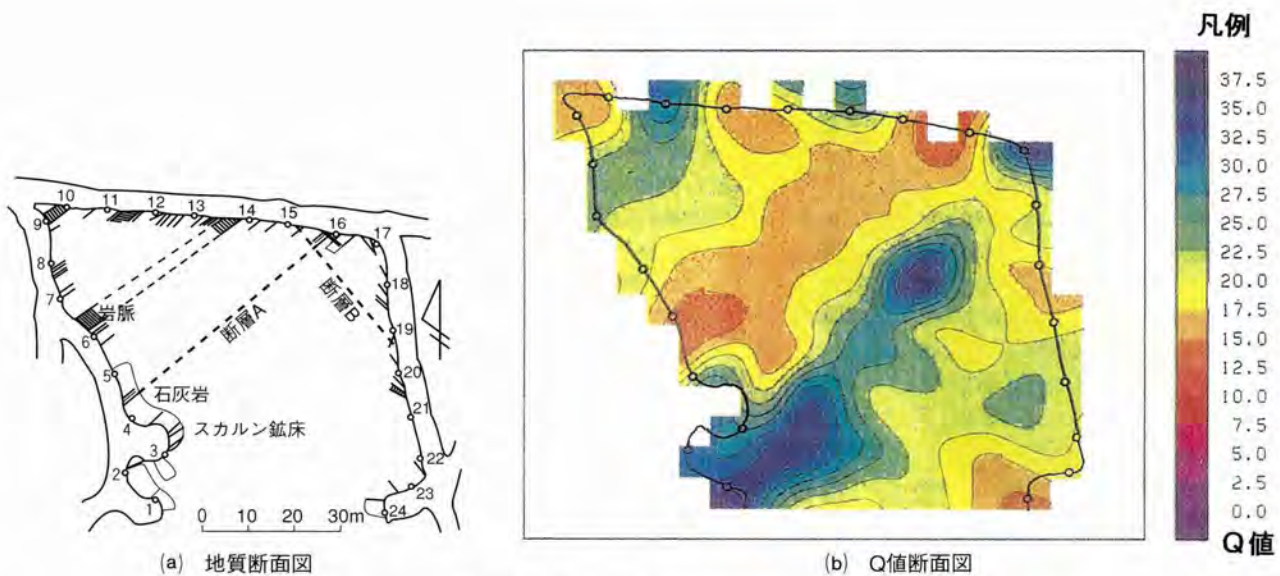


図4-3-4 弾性波トモグラフィの適用例（神岡鉱山、渡辺ほか、1992）

層Aが坑壁（測点No. 4、16）で確認されている。これらと比較すると断層Aを結ぶ直線沿いにQ値で17.5以下と小さい領域が広がっており、断層の位置とその連続性をとらえたものと推定できる。また、岩質の良好な領域はQ値が30以上となっている。

4-3-3 今後の課題

走時トモグラフィ、振幅トモグラフィが扱っているデータは、それぞれ初動走時、初動振幅のみである。近年、大学などの研究機関により波動理論に基づき観測波形に含まれるすべての情報を利用する「フルウェーブインバージョン」の研究も行われている。図4-3-5は、数値シミュレーションに用いた地盤モデルとその解析結果である（渡辺ほか、1996）。(a)は数値シミュレーションに使用した速度モデル、(b)は(a)の速度モデルから計算される波動を観測データとみなしてインバージョンを行った場合の解析結果である。(b)の解析結果を見ると、傾斜した速度層（3,600m/s）が元の速度モデルと対比するとよく

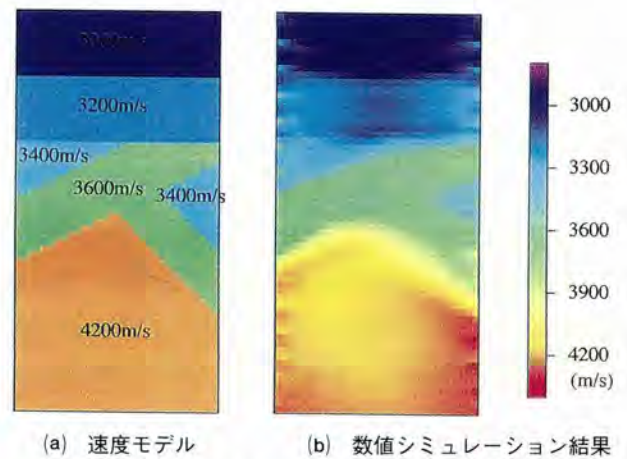


図4-3-5 フルウェーブインバージョンの例（渡辺ほか、1996）

再現されており、従来のインバージョンより分解能が高いことがわかる。ただし、観測波形データをすべて扱うため、ノイズの影響を受けやすい欠点があり、実フィールドへ適用するためには、従来より高精度な観測技術を開発する必要がある。

4-4 電磁波トモグラフィ法

電磁波トモグラフィ法は、地震波の代わりに電磁波を使用した探査法である。弾性波トモグラフィ法と同様、電磁波の初動走時より地下の電磁波速度分布を求める「走時トモグラフィ」、初動振幅より電磁波減衰率分布を求める「振幅トモグラフィ」がある。測定・解析方法は

弾性波トモグラフィとほとんど同様である。電磁波の場合は発信波の再現性が優れているので、走時だけでなく振幅を扱った適用事例が、当研究所をはじめ他の研究期間でもいくつか報告されている。ただし、地盤の比抵抗が低いほど電磁波の減衰が大きいので、電磁波の透過距離

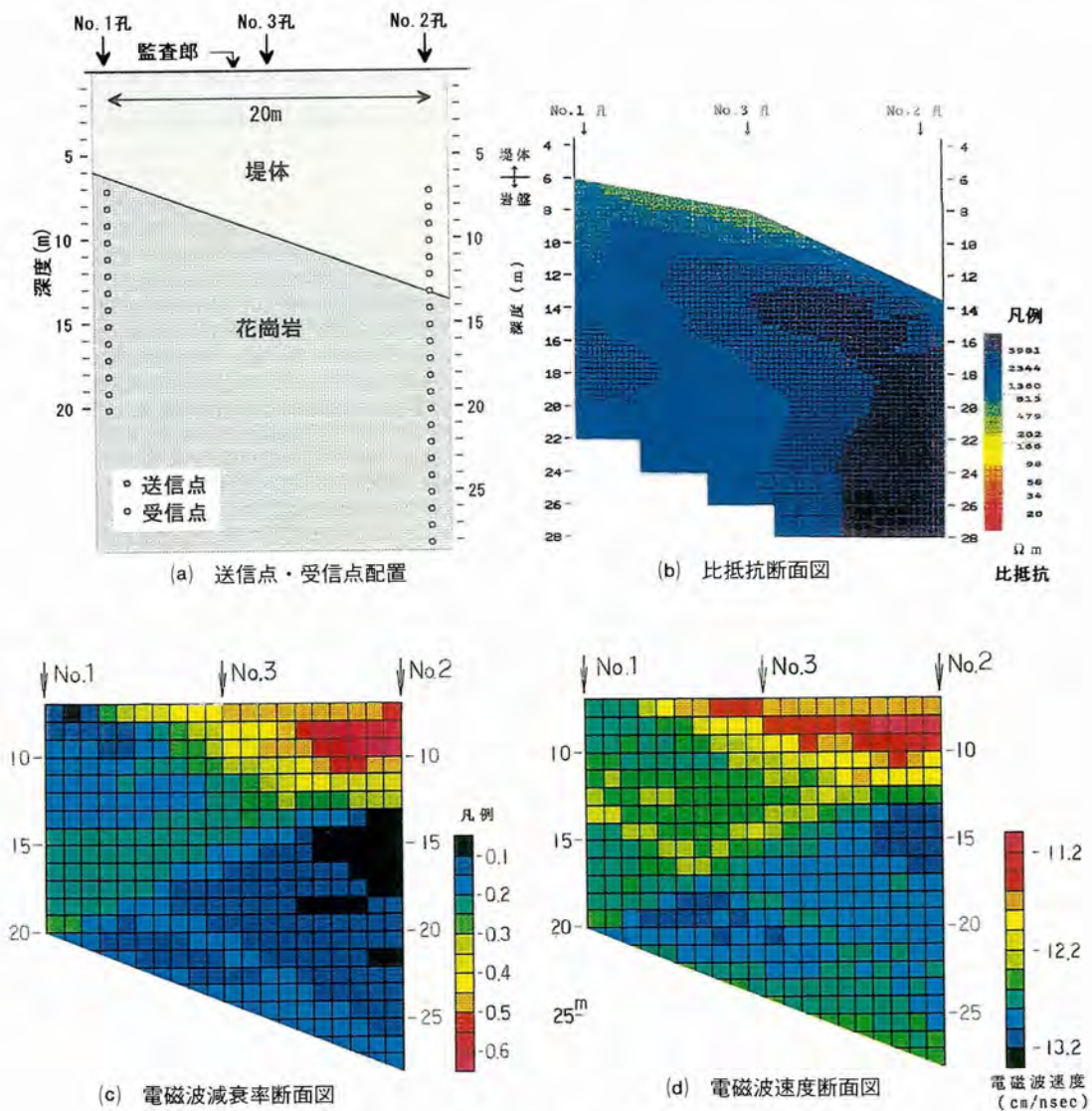


図4-4-1 電磁波トモグラフィ法による適用例（既設ダム地点）

は調査地域の比抵抗により影響を受ける。ここでは、電磁波パルスを発信する地下レーダー装置を用いた電磁波トモグラフィ法の適用例を紹介する。

4-4-1 電磁波トモグラフィの適用例

図4-4-1に電磁波トモグラフィの既設ダムへの適用例を示す。測定には、当研究所で開発したパルス波を発信するボーリング孔用の地下レーダー装置を使用した。当調査地点は(a)に示すように深度20~28mのボーリング孔が掘削しており、測定はNo. 1孔とNo. 2孔の2孔を使用した。孔間距離は20mである。基礎岩盤は新鮮で硬質な花崗岩が分布しており、ボーリング調査では亀裂分布など岩質に有意な差は認められていない。(c)は電磁波減衰率断面図、(d)は電磁波速度断面図であるが、両者とも岩盤と堤体の境界を明瞭にとらえている。電磁波減衰率断面ではNo. 2孔側が減衰率がやや小さくなっており、電磁波速度断面図ではNo. 2孔側が相対的に高速度部と

なっている。また、(b)は同じ計測孔で行われた比抵抗トモグラフィ結果を示すが、No. 2孔側が高比抵抗部となっている。

以上の結果より、新鮮な花崗岩の中でもNo. 2孔側の方がより岩質が良好なものと推定される。

4-4-2 今後の課題

地盤を伝播する電磁波は、地盤の電気抵抗が小さいほど減衰が大きくなる。よって、従来のパルス方式の計測装置では、花崗岩などのような硬質で比抵抗の高い地盤では数十m程度は透過するが、比較的軟質な堆積層など比抵抗の低い地盤では10m程度しか届かない。当研究所では連続波を利用した新しい地下レーダー法計測装置(FM-CW方式)の開発に着手しており、地表探査用の計測装置では堆積層の分布する地点において、深度25mにある反射面を計測した実績がある。今後は、ボアホールタイプの計測装置の開発を進める予定である。

4-5 自然地震波トモグラフィ法

自然地震波トモグラフィ法は、自然地震波を用いて地下の速度構造を推定するための解析手法である。自然地震波も弾性波であり、その点からすれば自然地震波トモグラフィも弾性波トモグラフィの一種であると言える。前節までに述べた各種トモグラフィは、いずれも人為的に電流、電磁波、振動などを地下に与え、それに対する応答データを用いて地下の物性状況を把握しようとするものである。しかし、自然地震波トモグラフィにおいて、その震源として利用する自然地震は人為的に制御できるものではなく、その震源要素（発震時刻、震源位置）は未知なる値となる。

4-5-1 自然地震波トモグラフィの基本原則

自然地震のデータ解析において、震源要素は地下の速度構造に基づいて計算される値であり、また逆に震源要素が決まっていれば地下の速度構造を計算できる。よって、震源要素と地下の速度構造はいわば「卵」と「鶏」の関係にあると言える。前節の弾性波トモグラフィでは震源要素が人為的に定められており、速度構造を未知数として問題を解いたものである。一方、自然地震波トモグラフィでは、震源要素と速度構造の両方が未知数であるため、トモグラフィの計算過程において解かなければならない未知数が多く解も不安定になりやすい。よって、人工地震を用いた弾性波トモグラフィと比較すると、解析上の計算アルゴリズムにはかなりの工夫を必要とする。しかし、概念的には初期モデルに対して、震源要素決定と速度構造決定を交互に繰り返しながら、実際の観測データと速度構造モデルから計算される結果の残差値が、有意に改善されるまで続けることにより速度構造を求める。

4-5-2 自然地震波トモグラフィの適用例

自然地震波を用いたトモグラフィについて国内における主な適用事例は、国立大学を中心として整備されている微小地震観測網によって得られたデータをもとに解析されたものである。図4-5-1は、東北日本を横断する深さ200kmに及ぶ自然地震トモグラフィにより示された速度構造断面である（Hasegawa, 1991）。丸印は発生した自然地震の震源を示しており、色付けは暖色ほど地震波速度が小さいことを意味している。火山地域下の暖色系を示している部分は、地震波速度が遅いマンテルの高温部分であると考えられ、火山のもととなるマンテルプルーム（高温物質の上昇）が示唆される。このような低速度部分は日本海の地下深部にも存在しており、日本海の地殻熱流量が高いことと調和している。日本海溝から沈み込む太平洋プレートの地震波速度は色付けからすると、火山地域下と比較してはるかに大きい。このことよりプレートは低温かつ硬いものであり、その上半分に地震発生が集中していることが分かる。

4-5-3 今後の課題

自然地震波トモグラフィは、震源が地下深部に3次元的な広がりをもって分布しており、しかもエネルギーも大きいことから、地下深部の3次元的速度構造の情報を得るのにも非常に有効な手段である。この手法が地下の構造把握に用いられるようになってきたのは、1970年代以降、自然地震観測網が広域かつ高密度に整備されてからのことである。当研究所においても、平成8年度以降、大規模地殻変動の長期予測を念頭におき、自然地震波を用いたトモグラフィについて、「火山地域におけるマグマ

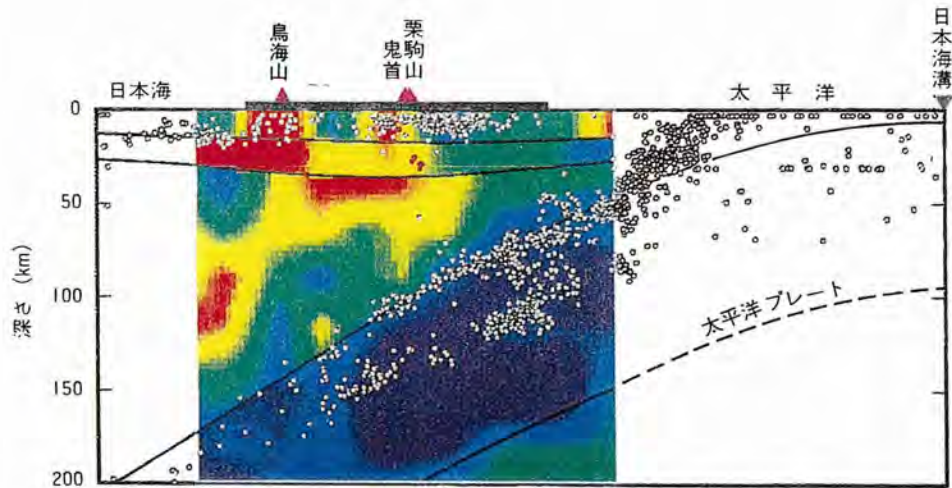


図4-5-1 自然地震波トモグラフィーの適用例 (Hasegawa,1991)
(暖色ほど地震速度が小さい)

の挙動、分布の把握」、「地下深部に存在する伏在断層の把握」の観点から、その適用性について検討を開始している。

なお、自然地震はその起こる場所(地域、深度)によって、発生メカニズム(正断層、逆断層、破壊時間)、頻度

などが異なっており、現段階では考慮されていない。これらの情報も照らし合せた上で、自然地震波トモグラフィーによる速度構造断面の地質学的意味付けを行うべきである。

地下水は地下空間の有効利用や環境問題など、いろいろな問題に関わってくる重要な要素の一つであるが、その地下水の流れ易さを表す岩盤の性質は一般に“透水性”と呼ばれている。従来、岩盤水理特性としての透水性を評価する試験方法としては、一般に単一ボーリング孔によるルジオン試験を実施して調べられてきたが、これでは得られる透水係数等の物性値が、試験位置を含むどの程度の範囲の岩盤物性を代表しているのか明確でない。そこで、ボーリング孔間の岩盤水理特性の分布を推定するための手法の一つとして、ボーリング孔間の水圧伝播試験による調査法が開発適用されてきている。このような手法は、“透水トモグラフィ”として位置づけられる。

当研究所では、ボーリング孔間における正弦波圧力試験による水理特性の分布を推定する調査手法を確立するための研究を進め、実用化レベルまで達してきている。

4-6-1 透水トモグラフィの基本原理

正弦波圧力試験とは、複数のボーリング孔を用いた透水試験であり、1本のボーリング孔内で発生させた正弦波状の水圧変化に対する応答を他のボーリング孔で計測する方法である(図4-6-1)。すなわち、この試験法は、透水性が低い飽和地盤中では地下水の流量変化よりも水圧伝播の方が敏感に反応することに着目したものであり、一方のボーリング孔で発信させた周期的な水圧の変化(正弦波)を他方で受信し、高精度の圧力計や微流量計で計測されるボーリング孔間の水理特性に起因する圧力の減衰あるいは位相のずれから、解析的に岩盤の孔間の透水係数を推定することができる。また、この試験法では同時に、もう一つの重要な岩盤水理特性である比貯留

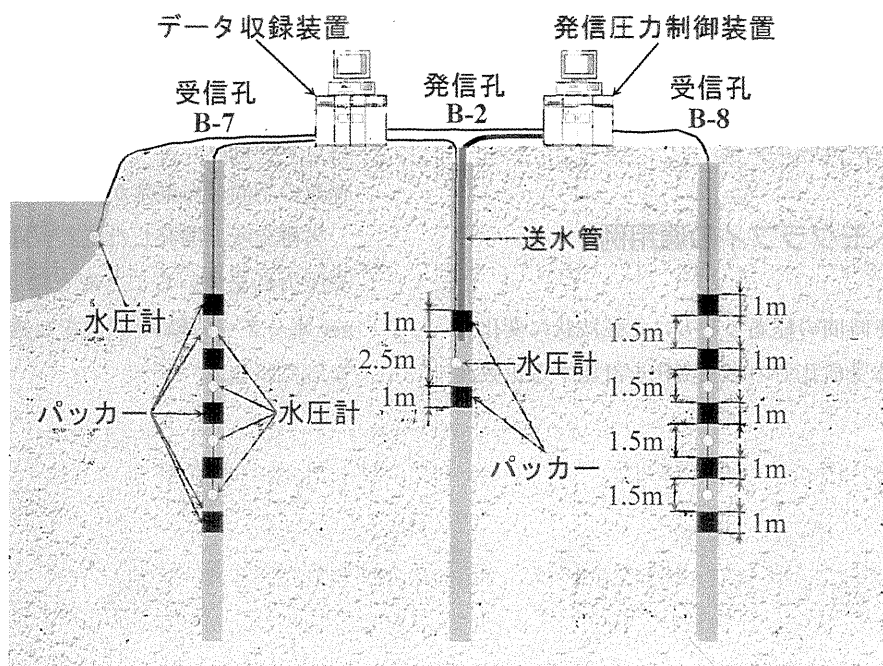


図4-6-1 多孔間式正弦波透水試験の概観

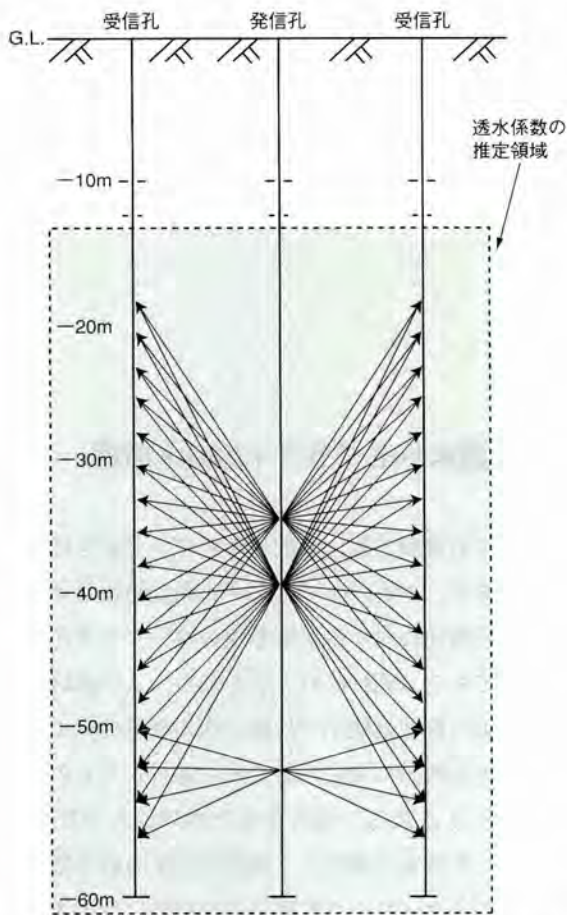


図4-6-2 解析に使用した正弦波圧力試験の測線

係数（単位量の圧力変化により出入りする流量で定義される岩盤の貯留特性）も求めることができる。

この試験法によると、一般に行われているジオトモグラフィと同様に、多数の発信・受信区間を設けることにより、ボーリング孔間の透水係数と比貯留率の空間的な分布を求めることが可能となる。

4-6-2 透水トモグラフィの適用例

発信孔の水圧を時間の経過とともに正弦波状に変化させ、それに対する受信孔での水圧変化を計測する正弦波

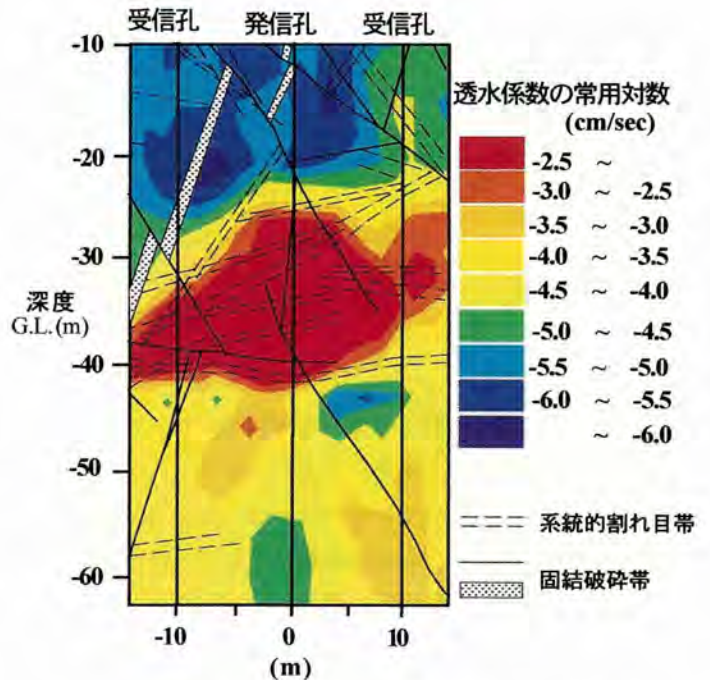


図4-6-3 透水係数の空間分布の推定結果

圧力伝播試験を花崗岩サイトで実施し、そのデータをもとに解析的にボーリング孔間の透水係数の空間分布を推定した。試験孔として深さ60mの3本の鉛直ボーリング孔が10m間隔で配置されており、試験は発信孔・受信孔をパッカーで長さ2.5mの区間に区切って実施し、中央孔における3箇所を発信区間とする、96本の測線でのデータを使用して、透水係数の空間分布推定を試みた(図4-6-2)。解析の結果、図4-6-3に示す透水係数分布が得られた。この推定結果として得られた領域中の透水係数の大きな部分は、地質調査により得られた試験サイトの系統的な割れ目帯の位置ともよく一致したものとなっており、透水係数の空間分布推定が妥当に行えることが示されている。

当研究所で開発した試験装置では、高精度の微流量計や圧力計を用いることなどにより、概ね $10^{-8} \sim 10^{-9} \text{cm/sec}$ オーダーの極めて小さな透水係数の測定が可能となっている。

4-7 ジオトモグラフィ法の今後の課題

ジオトモグラフィは、ボーリング調査にない目に見えないボーリング孔間の情報を与えてくれるという点においては非常に有効な手段であると考えられるが、この情報を用いて地質学的解釈を行う場合にはかなりの注意を払う必要がある。色付けされた物性値断面は非常に美しく、従来までは頭の中での想像でしかなかった地質学的推察に対して、非常に調和した解析結果として与えられるかもしれない。しかし、この断面像をトモグラフィという概念に基づいて導き出してくる過程においては、必ず誤差というものが含まれていることを、常に念頭におかなければならない。計算を行う過程では、多くの仮定が入っている。より現実的な地盤を示すために計算を行うが、自然は複雑なために、計算のみでは詳細な部分の再現は難しいことがある。また、膨大な量の計算を行

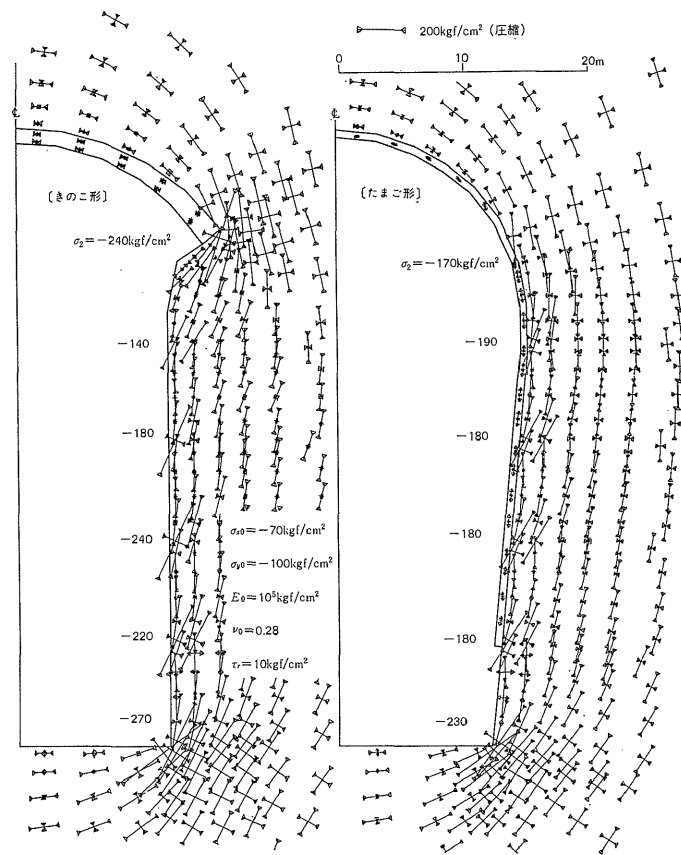
うので、時間がかかることも否めない。それらを克服しようと、工夫を重ねている段階である。

また、土地質調査地点における物理探査法では、弾性波速度や比抵抗などの物性値の分布から、岩質、割れ目分布、地下水の経路を定量的に評価することが要求されるが、現状ではこれらは定性的な評価にとどまっている。現在、複数のジオトモグラフィ法による物性値断面を組み合わせた定量評価手法の確立を試みている。そのために、室内レベルでの物性値を把握する基礎実験を行うとともに、フィールド調査による計測データを蓄積してデータベース化を行い、物理探査法により得られる物性値と、岩種、亀裂分布、透水性など他の物性値との相関性を明確にすることが重要である。

第 5 章

5

計算結果の可視化



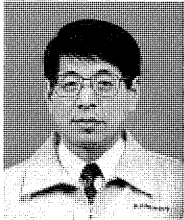
第5章 計算結果の可視化 ● 目次

我孫子研究所地盤耐震部 伊藤 洋

我孫子研究所バックエンドプロジェクト天然バリアチームリーダー 河西 基

我孫子研究所地盤耐震部 野崎 隆司

5-1	地下水・物質の移動	81
5-2	地下空洞、岩盤斜面の挙動予測	85



伊藤 洋 (1975年入所)

これまで、原子力発電所基礎地盤および岩盤斜面の掘削時や地震時安定性評価に関する調査・試験・解析などを実施してきた。また、水力発電所のダム基礎岩盤・地下発電所空洞の調査・試験・安定性評価に関する研究も実施してきた。今後は、さらに超深部岩盤等の複雑な地盤環境下の岩盤構造物、ならびに自然現象の解明を目指している。



野崎 隆司 (1981年入所)

これまで、岩盤力学の観点から原子力や水力の発電所基礎地盤、地下空洞、周辺斜面の安定性検討評価に関連する岩盤物性の評価、安定解析、地震観測等を実施してきた。今後は、特に岩盤の不連続面の挙動や水の流れに着目した安定解析手法の開発、および種々の岩盤構造物の安定性評価に適用していきたいと考えている。



河西 基 (1979年入所)

入所してしばらくは、ダムおよび河川における水理と洪水対策という地表水を相手にした研究に従事していた。その後、地下の世界に興味を持ち、放射性廃棄物処分問題の解決のために、地盤中における水と物質の移動現象や安全評価手法の研究に取り組んできた。今後は、地下環境との共生による地層処分技術の確立を目指してゆきたい。

岩盤や地下水の挙動あるいは地下水中の物質の移動など、地下におけるさまざまな現象を把握することが、地下空間利用や環境影響の問題として重要になっているが、これらの現象を直接的に測定することは一般的に困難な場合が多い。このため、解析モデルを適用して予測計算(いわゆるシミュレーション)を行うことにより、間接的にそれらの現象を定性的かつ定量的に評価する方法がしばしば用いられる。計算を用いて現象の把握を行おうとする場合は、測定・試験による調査の場合とは異なり、計算の結果を必要に応じた任意の出力の数や方法でデータとして取り出すことが可能であり、さらにいろいろな可視化も容易に行えるという大きな特色を有している。

本章では、地盤中での地下水や物質の移動、地下空洞周辺の岩盤挙動や斜面の挙動に関する問題を例として、地下における現象を計算により可視化しようとする技術の現状を概説する。

5-1 地下水・物質の移動

地盤中での地下水や物質の移動を解析する場合、まず場としての地盤に関する透水性等の水理地質構造特性についてモデル化し、次に有限要素法などの数値解析手法を用いてシミュレーション計算を行うことになる。この解析結果によってモデル化した現象についての理解を深め、さらに、計算結果の妥当性を検討するためには、正確な計算を行うだけでなく、その結果をわかりやすい形に可視化することが不可欠である。当研究所では、このモデル化、計算結果の可視化を行うことのできる一連のシステムを開発、実用化してきている。

5-1-1 地下水・物質移動の解析評価の基本的考え

(1) 水理地質構造のモデル化と可視化

地質構造や透水性等の構造は一般的に複雑なため、現在の技術水準では、必ずしもコンピュータで簡単に推定できる段階に至ってはいない。しかしながら、専門家が作成した地質断面図、ボーリングコア、検層データ、トモグラフィによる孔間の物性構造などのデータをサンプルデータとして、空間分布特性を三次元的に推定し、その結果を可視化することが、次第に行われるようになってきている。

当研究所では「水理地質構造の可視化システム」の開発を行った。このシステムの基本的な構成は「3次元地質構造推定システム」と「三次元物性値推定システム」から成り立っている(図5-1-1)。その入力データは、透水試験データ、ボーリングデータ、地質断面データ、トモグラフィ断面データなどのサンプルデータまたは2次元断面データである。水理地質構造の推定においては、これらのサンプル値を基に、地盤統計学的な手法(クリギング、コクリギング法)を用いて、任意の点の推定値を得る。ただし、地質構造を推定する際は「三次元地質構造推定システム」の中で、地質の専門家が地質境界を対話的に決定していくシステムとしており、間違った推定が極力行われないようになっている。透水係数の空間分布などの物性構造の推定においては、推定後に地下水流解析等の数値シミュレーションを行いやすいように、「三次元物性値推定システム」であらかじめ有限要素メッシュを作成した後、物性値を推定できるようになっている。

(2) 地下水・物質移行の解析と可視化

上記のような方法などを用いて推定された水理地質構造モデルに対して、地下水の流れや物質の移行などの現象を、有限要素法などを用いた数値解析手法によりモデ

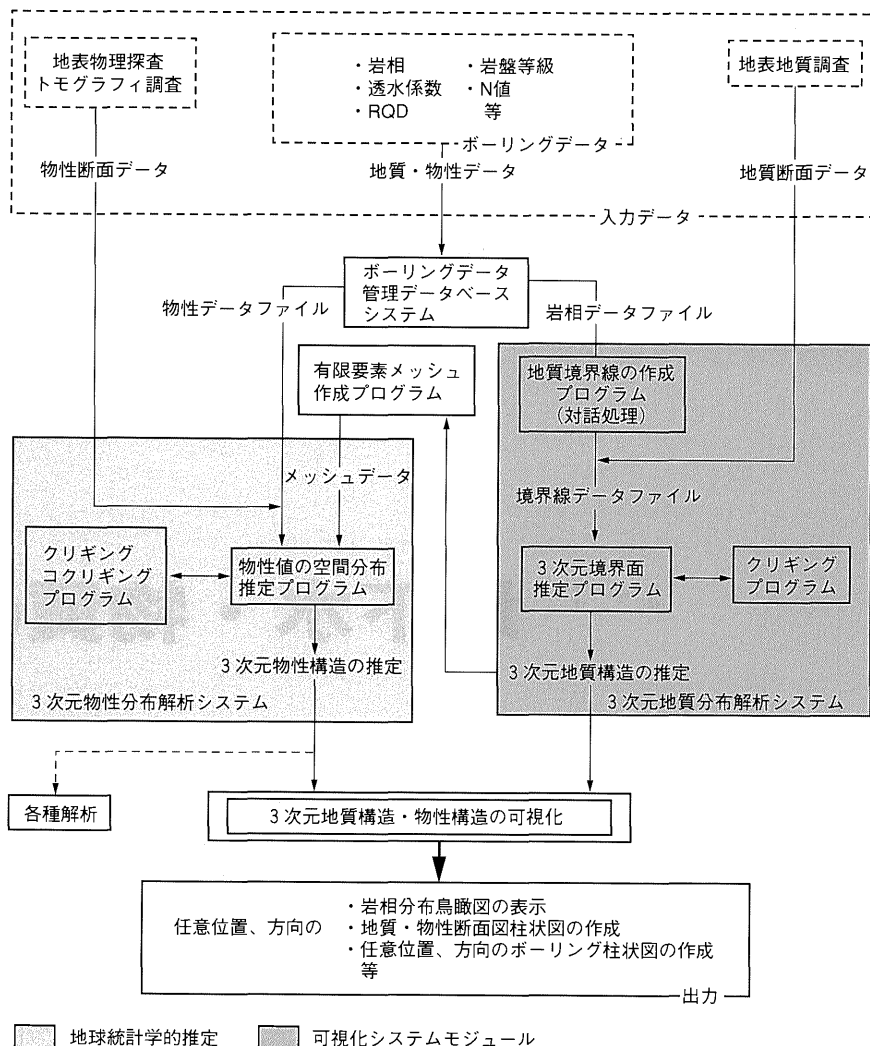


図5-1-1 水理地質構造の可視化システム

ル化し、コンピュータによるシミュレーション計算を行うとともにそれらの結果を可視化する技術が近年飛躍的に進歩してきている。

例えば、当研究所においては、放射性廃棄物の地層処分時の安全評価等に必要な地盤・岩盤中（天然バリア）の地下水流動・核種移行を解析するための一連の解析モデルが開発整備されている。

これらの解析コードによる計算結果は、いろいろなコンピュータグラフィックスの技術を用いて可視化できるようにされており、現象の理解や結果の妥当性検討などに大いに役立つとともに、とりわけ一般への理解を深めるのには、きわめて有効な方法となり得る。

5-1-2 計算結果の可視化適用例

(1) 水理地質構造の可視化

上述のような推定によってひとたび三次元の地質・物性構造が推定できれば、推定結果を自由に処理することが可能となる。地質構造に関しては、鳥瞰図（図5-1-2）や任意個所の断面図や柱状図を表示することができ、推定結果の妥当性の検討にも有効である。

水理特性構造の推定に関しては、推定結果を地質構造と同様に鳥瞰図（図5-1-3）や断面図として作成できるとともに、有限要素データとリンクしているため、さまざまな解析にそのまま用いることができる。

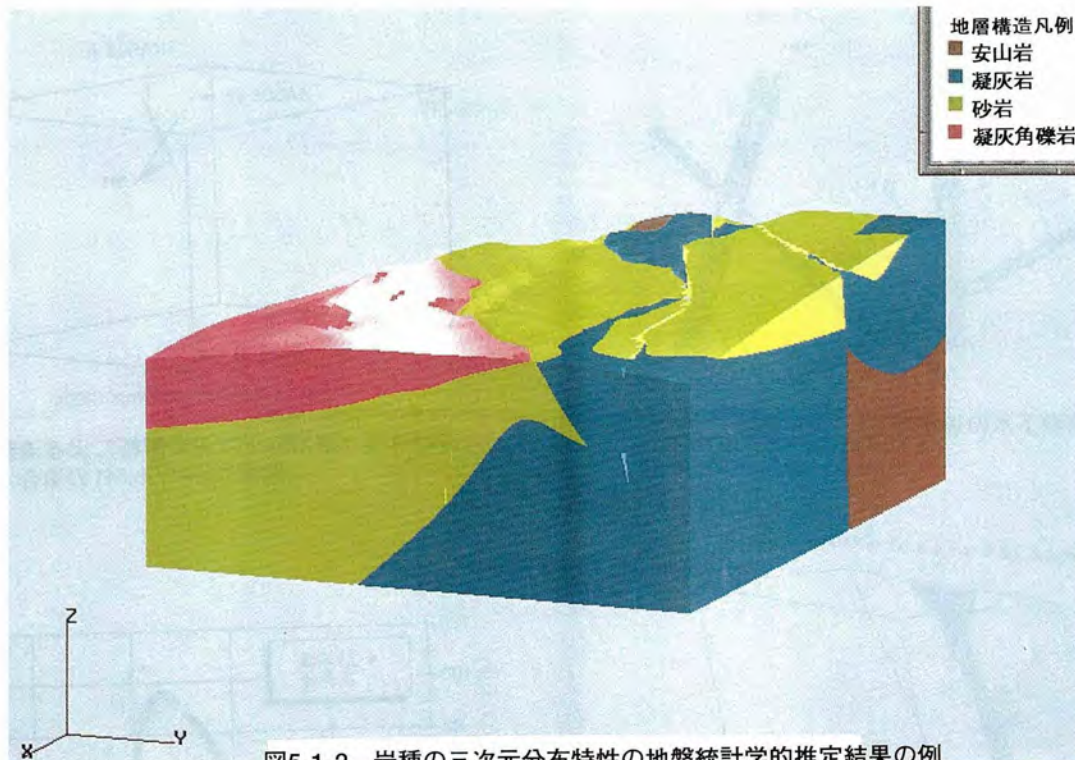


図5-1-2 岩種の三次元分布特性の地盤統計学的推定結果の例

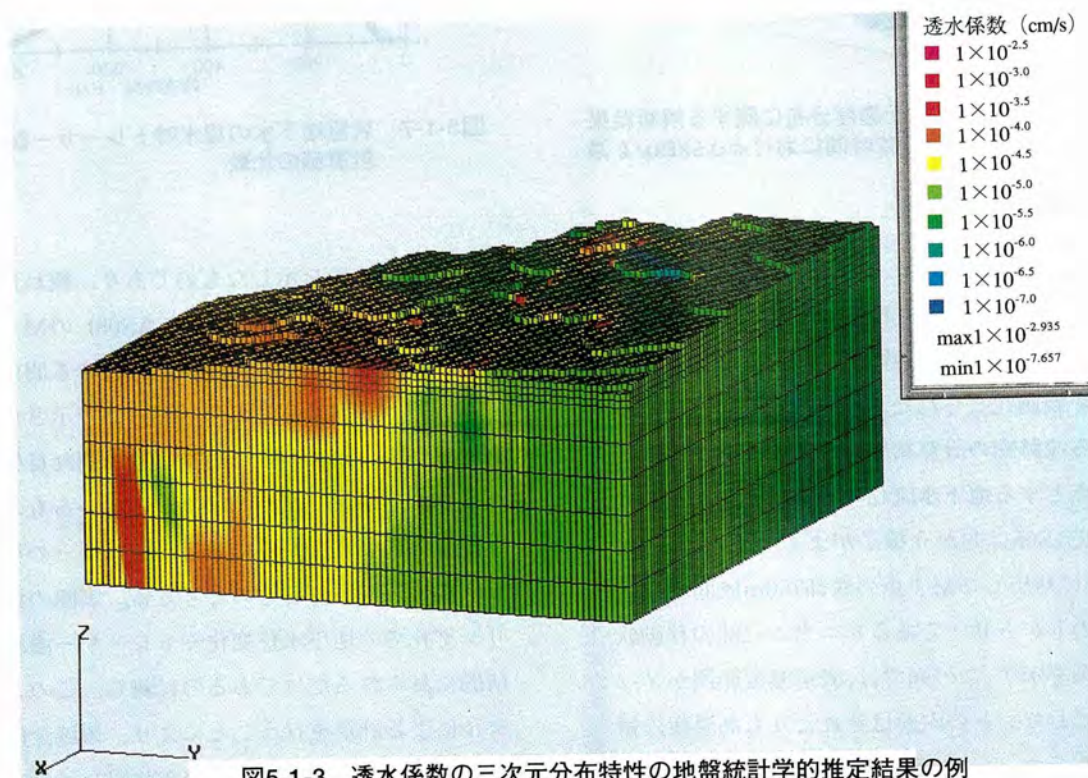


図5-1-3 透水係数の三次元分布特性の地盤統計学的推定結果の例

(2) 地下水・物質移行の解析と可視化

地下水流動および物質移行（核種）の解析とその可視化の一例として、スウェーデン原子燃料・廃棄物管理会

社(SKB)とのエスポ島地下研究施設での国際原位置試験研究において実施された長期間の広域揚水試験と、それに伴うトレーサー試験に適用した例を次に示す（図

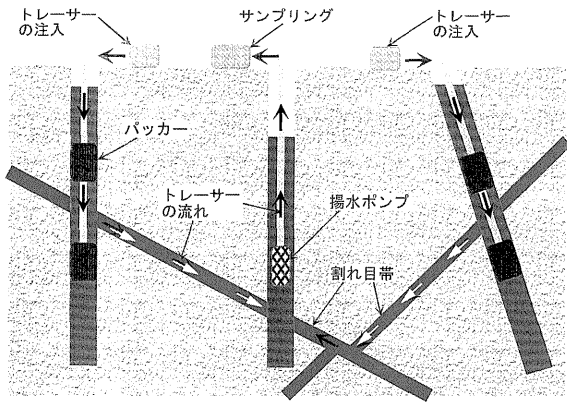


図5-1-4 岩盤地下水の揚水時トレーサー試験の概要

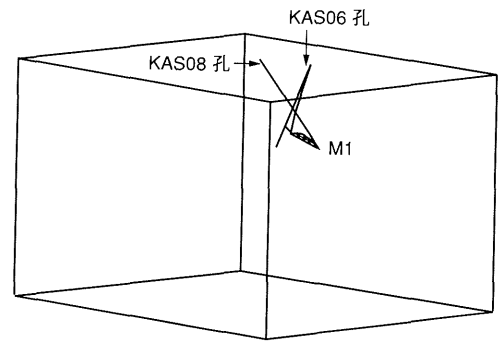


図5-1-5 定常地下水流動解析による流跡線 (起点がKAS08,M1の場合)

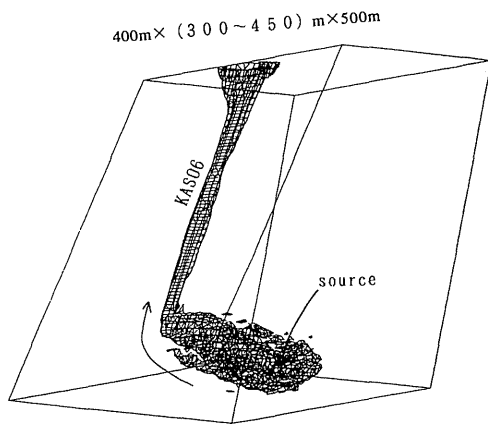


図5-1-6 レニウム-186の三次元濃度分布に関する解析結果 (トレーサー投入後252時間における0.5kBq/l濃度分布)

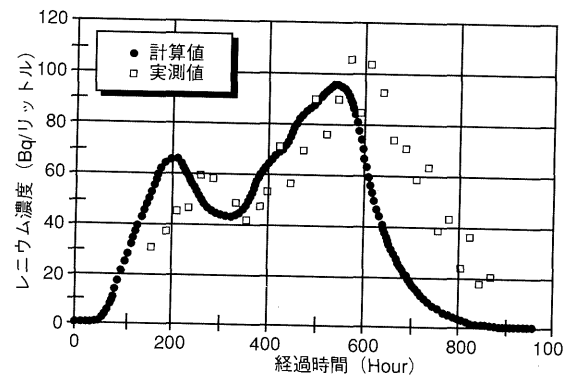


図5-1-7 岩盤地下水の揚水時トレーサー試験の結果と計算値の比較

5-1-4)。

揚水試験では、ボーリング孔KAS06(掘削長602m; 傾斜角60°)が揚水孔とされ、島全体に配置された33本のボーリング孔が観測孔とされた。図5-1-5は、定常地下水流動解析による流跡線の計算結果の一例(KAS08孔底部のM1点を起点とする地下水流れの道筋)を示しており、近接観測孔のKAS06に向かう様子がよく分かる。また、図5-1-6はこれに対応してM1点の底部100m区間で投入された放射性のトレーサーであるレニウム-186の移動状況の計算結果例を示す。この図では、表示濃度範囲がメッシュで示されており、その内部はそれよりも高濃度の領域であることを示す。さらに図5-1-7では、揚水孔に沿う深度190m地点で実測されたレニウム濃度の時系列変化と、当研究所で開発した解析モデルを適用して得られた

計算値との比較を示したものであり、概ね良く一致した結果となっている。投入孔(KAS08)のM1地点から揚水孔(KAS06)までレニウムが移行する間には、主要な割れ目帯が3本走っており、図5-1-5で示されたような経路でレニウムが移行するのに複数の割れ目帯が関与するため、濃度のピークが2回出現しているものと推定されるが、このような計算によりトレーサーの移行挙動をより明確に理解できるものとする。実際の測定ではボーリング孔での地下水位変化やトレーサー濃度の変化が局所的に見られるだけであるのに対し、このような解析モデルによる計算を行うことにより、領域全体における地下水・物質の移動特性や、分布状況などを空間的にまた時系列的にあたかも見えるがごとく可視化することが可能となるので、現象の理解に大いに役立つものとなる。

5-2 地下空洞、岩盤斜面の挙動予測

大容量の揚水発電所を構成するダム、地下発電所空洞、貯水池周辺斜面、導水路・放水路トンネルといった種々の岩盤構造物の建設に際しては、必然的に大規模な岩盤掘削がなされる。そのため、事前にダム基礎岩盤や地下空洞周辺岩盤、貯水池周辺の岩盤斜面等の掘削時の挙動ならびに安定性を予測・評価し、これら構造物の設計・施工に反映する必要がある。

現在、こうした岩盤構造物の掘削時の挙動ならびに安定性を予測・評価するための手段として、有限要素法(FEM)を主体としたさまざまな数値解析的な手法が一般的に用いられている。こうした手法は、事前に実施されるサイトの地質調査や、原位置岩盤試験より得られる岩盤の強度変形特性、初期地圧特性をベースに、実際の地質構造モデルおよび岩盤物性モデルを作成し、実際の空洞や斜面の掘削形状の変化に伴う荷重の変化に対して、空洞や斜面を構成する岩盤内で発生する変位、ひずみ、応力の値とその分布の変化などの物理量を数値解析的に予測するものである。これによって、岩盤内部でどのような応力や変位が発生し、どの領域が不安定化するのかを明らかにし、実際の岩盤構造物としての設計や施工に反映する。こうした現象の理解には、計算結果の可視化が大きな助けになる。当研究所では、これまで大規模地下空洞や岩盤斜面を対象として、逐次掘削解析コードの開発を行っており、作成した解析コードを数多くの電力サイトに適用し、空洞や斜面の設計・施工に役立ててきている。

5-2-1 挙動予測解析の方法

数値解析で得られる各掘削段階の岩盤変位は、施工中に計測される岩盤変位の施工管理基準を設定の際に基礎

資料として利用される。また実際の掘削時の計測値と解析値との比較検討により、安全性を判断する指標として用いられる。一方、数値解析による応力の値とその分布は、安定性上問題となる応力集中個所の把握に用いられる。すなわち、岩盤強度と発生応力の比で定義される安全率とその分布により、不安定化する領域を予測している。特に、空洞の場合には解析で予測された不安定領域を要補強領域として補強工の設計に反映している。

上記のFEMによる掘削解析での挙動予測は限られた事前の調査や試験で得られた地質構造、岩盤の強度・変形特性、初期地圧といった情報に基づいて実施されるため、事前には予想できなかった事態も考えられる。そのため、地下空洞や斜面の掘削時には挙動把握と工事中の安全管理を目的として、上述したような岩盤内の変位や、補強工の軸力測定などが実施されている。近年は、これらの岩盤の変位計測結果を単に岩盤の挙動把握にとどめず、積極的に次段階の挙動予測や施工管理に生かすため、同じくFEMを用いた「逆解析 (Back Analysis)」と呼ばれる解析が用いられるようになった。この手法は、ある施工段階での岩盤の変位計測の結果得られた新たな情報に基づいて、当初の挙動予測に用いた解析用の入力値を見直して、再度FEMによる数値解析を行い、次の掘削段階の挙動予測を行ったり、岩盤内に発生する最大せん断ひずみと岩石試験等で得られる許容ひずみとの比較から安定性の評価を行ったりしている。

掘削に伴うこれら岩盤の変形、応力、安全率、ひずみの値の分布やその変化などから、空洞や斜面の挙動・安定状態等を理解し解釈する上では、これらの物理量の値およびその分布を図化して、視覚的および感覚的に把握できるように表示することが、設計や施工に生かす上で非常に有効かつ重要な手段である。こうした可視化する

方法として、以前は解析で求めた物理量の数値を直接記述したり、ベクトルあるいは等値コンター線による表示が一般的であった。これらは多くが手作業での作図であったため、多大の時間と労力を要した。しかしながら、最近のコンピュータの進歩に歩調を合わせて、画像処理およびカラー図化・印刷のためのソフト・ハード技術も大幅に進歩し、数値解析で得られる上記物理量は、今日では人の手をほとんど煩わすことなく機械的にカラー表示できるようになってきている。

5-2-2 挙動予測解析の可視化事例

1例として、地下深部に地下空洞（高さ65m、幅36m）を掘削する場合を対象に、掘削時に補強工を施工した場合としない場合についての掘削解析を行い、それぞれについて掘削が完了した段階での応力値に基づいて算出した安全率の等値コンターを図5-2-1に示す。いずれの場合においても、形状が急激に変化する空洞のアーチアバット部と、空洞側壁底部付近で応力集中によって安全率が1.0を下回る領域が発生していることが分かる。また、空洞の補強工を考慮した方が、安全率が1.0を下回る領域がより小さくなるとともに等値コンターが狭くなっており、

空洞周辺での岩盤の安定性が向上することが明らかである。このような解析結果の表示を行えば、掘削による周辺岩盤の不安定領域や空洞補強工の効果が視覚的にも感覚的にもとらえやすくなる。

図5-2-2は、海岸付近で敷地造成を行った後に発電所を設置する円筒状の空洞（高さ86m、直径60m）を開削し、さらにその空洞頭部を埋め戻した状態の地盤について、地震動が作用した場合の安定性を数値解析により検討した例である。この図は地震動が継続して作用している間で、空洞が最も不安定となる時刻における安全率の等値コンターを示したものである。この時刻において、開削空洞の側壁底部付近に最も安全率の低い領域が広く分布しているのが分かる。また造成によって空洞の左右に形成された岩盤斜面については、右側の斜面のり尻部には応力集中により安全率1.0を下回る領域が出現しているのに対して、空洞左側の斜面においては斜面の表層部に安全率の低い領域が現れているのが分かる。地震動は時刻ごとにその作用力の大きさと方向が変わるため、各時刻における安全率や応力の値を図5-2-2のように可視化することは、膨大なデータに基づいた図化処理が必要であるが、今日ではそれが比較的容易にできるようになってきている。

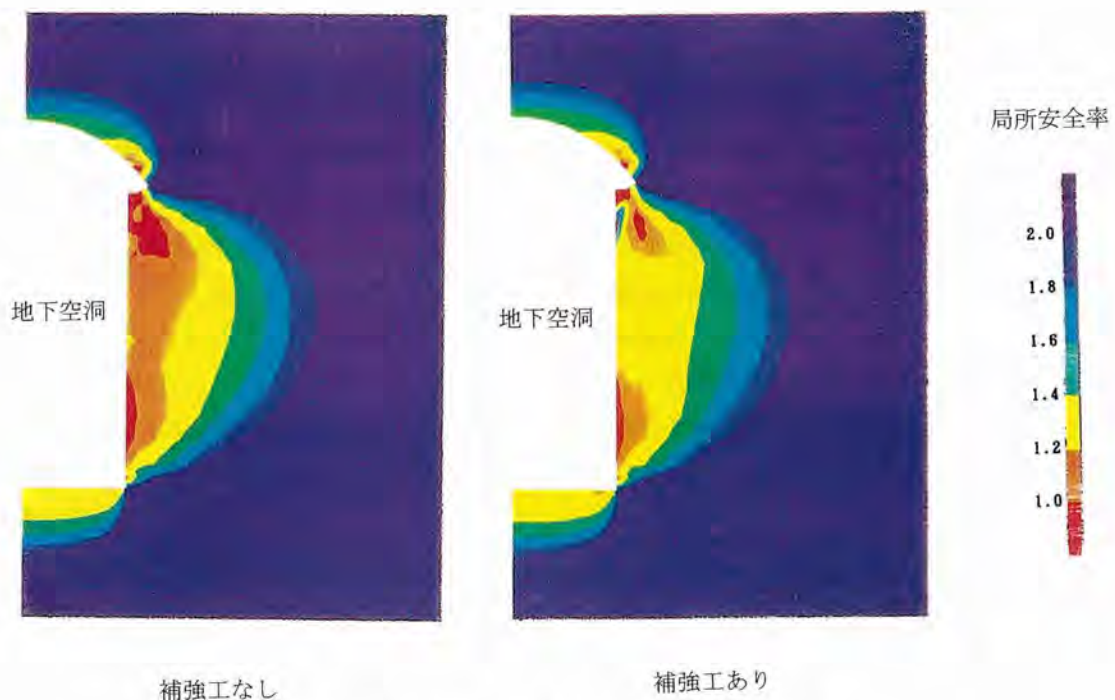


図5-2-1 空洞掘削解析による局所安全分布の一例

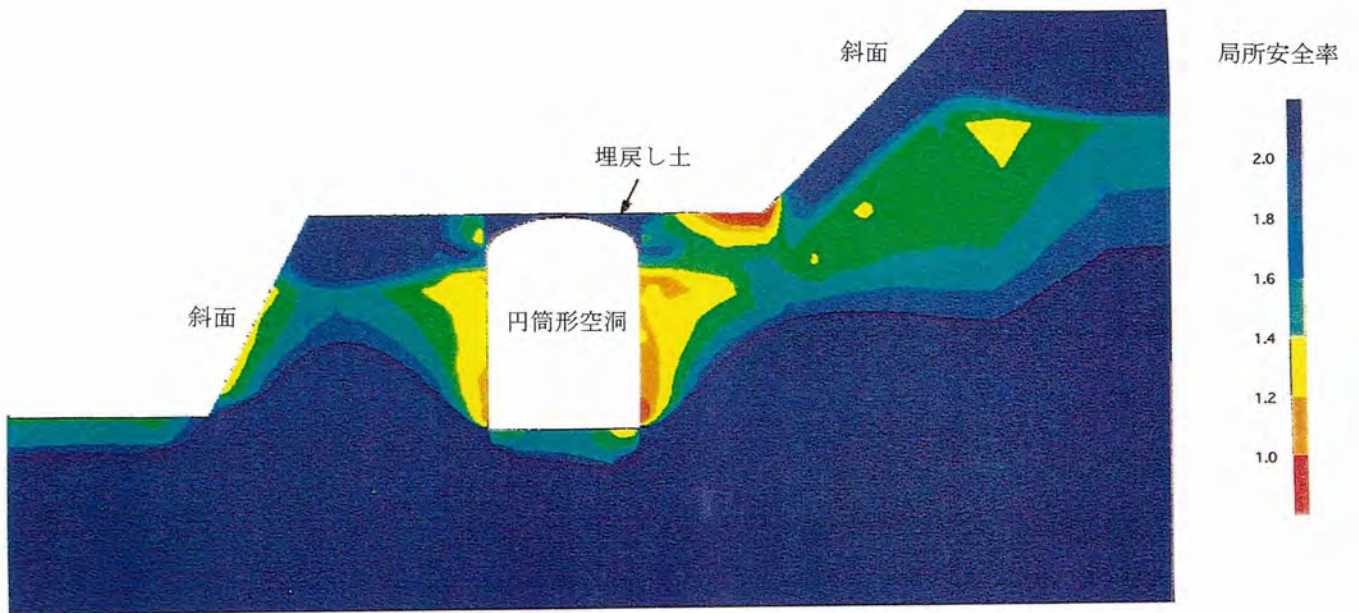
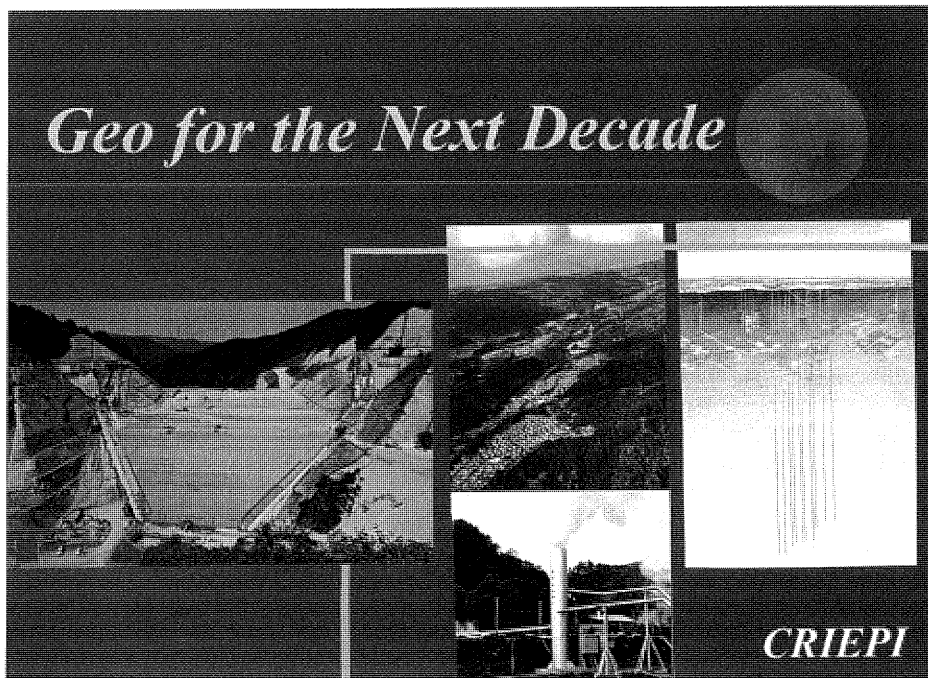


図5-2-2 地震時応答解析による局所安全率分布の一例

第 章



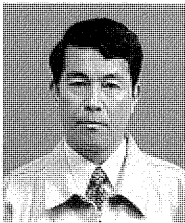
各種探査の総合適用例



第6章 各種探査の総合適用例 ● 目次

我孫子研究所地質部	木方 建造
我孫子研究所地質部	鈴木 浩一
我孫子研究所地質部	宮腰 勝義
我孫子研究所地質部	志田原 巧
我孫子研究所地質部	田中 和広
我孫子研究所地質部OB	角田 隆彦

6-1	地熱源探査	91
6-2	地質・地下水調査	96
6-3	ダム周辺岩盤の調査	101
6-4	斜面の安定性調査	105
6-5	活断層調査	108
6-6	今後の展開	110



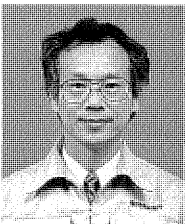
宮腰 勝義 (1973年入所)

これまで、水力、原子力地点の建設のための地質調査や断層の活動性評価の研究に従事し、根尾谷断層、長尾断層、山崎断層等のトレンチ調査等によりそれらの活動履歴を明らかにしてきた。今後は断層系の研究、活動性の低いC級活断層の研究を推進していきたい。



角田 隆彦 (1968年入所 1996年9月退職)

これまで、電力施設の地質調査を実施し、数多くの発電所の建設や保守に貢献してきた。また、貯水池周辺に発生する地すべりについて、そのメカニズムから研究し、調査マニュアルを作成した。現在は地質調査会社で土木地質の課題を実地に行っている。

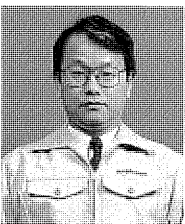


志田原 巧 (1976年入所)

これまで、水力発電所や原子力発電所などの電力施設の建設にあたって基礎岩盤の地質工学的評価に携わり、最近は、特に揚水発電所上部調整池の止水対策や水封式圧縮空気貯蔵実現のため、基礎岩盤の水理地質学的研究に力を注いでいる。今後も水理地質学的課題の解明に重点をおいて研究を進めていきたい。

木方 建造 34ページに記載

鈴木 浩一 16ページに記載



田中 和広 (1977年入所)

これまで、水力、原子力地点の立地選定や建設のための地質調査、ESR法を用いた断層の活動性評価研究を実施してきたが、最近では、高レベル放射性廃棄物の地層処分に関連した地質・地下水調査や隆起・沈降特性評価研究等に携わっている。今後は堆積物の年代測定手法や地質現象の将来予測についての研究を実施していきたい。

第2章～第4章で紹介したさまざまな地下探査技術、第5章で紹介した可視化技術は単独で用いられることは少なく、目的に応じて各技術の精度、探査対象範囲、調査期間等の観点からさまざまに組み合わせられてシステムとして用いられることが一般的である。また、得られたデータはさまざまな観点から解釈やモデル化を行った後、最終的な問題点の解決へ向けて定量的な検討がなされる。

本章では、電気事業が直面するさまざまな課題を対象にそれぞれの課題ごとにどのようなデータが必要とされているかについて述べた後、どのような地下探査技術が、システムとしてどのように組み合わせられて適用され、その結果に基づいてどのような解釈がなされ、問題点の解決がどのようになされたかを事例を示しながら紹介する。また、それぞれの検討の中で、どのような可視化技術がどのような目的で適用されているかについても併せて紹介する。

6-1 地熱源探査

地熱源探査においては、(1)地熱流体を貯留している構造(貯留構造)、(2)温度や熱流量分布などの熱構造、(3)流体の流動状況の探査や調査が行われる。それぞれに用いられる手法には次のようなものがある。

(1)貯留構造を調べる手法としては、主として地表地質調査、重力、MT法探査等の物理探査、地中ガスを用いた地化学探査が用いられる。(2)熱構造を調べる手法としては、主として温度履歴を調べるための熱年代測定、1 m深地温、熱流量、キューリー点探査などの物理探査、熱水を用いた地化学探査などが用いられる。(3)流体流動を調べる手法としては、主として孔井内検層、熱水を用いた地化学探査が用いられる。

ここでは、当研究所でのいろいろな探査手法を適用し、地熱地域の地下の地質構造モデルを構築した例を紹介する。地表地質調査、地化学探査、1 m深地温探査、重力探査、MT法探査、熱水や河川水の酸素・水素同位体測定を行い、総合的に解析した例である。この調査は、調査地が当研究所の地熱関連実験サイトとして適しているかどうか、の判断材料とするために行ったものである。以下に地質・温泉の概要、各探査結果、温泉湧出モデルについて紹介する。

6-1-1 地質・温泉の概要

調査地域は鳥取県鹿野温泉で、ここには古い順に白亜紀後期～古第三紀の花崗岩(鳥取花崗岩)、火山岩類(鳥取南部火山岩類)、花崗岩(吉岡花崗岩)、中新世～鮮新世の地層(人形峠累層白兔層、東郷累層鷲峰山安山岩)および第四紀堆積物が分布している。時代の異なる花崗岩は鉱物と構造の特徴で区別できる。今回の地表踏査およびボーリング調査によって明らかになった地質分布を、地表付近の沖積層をはぎ取って図6-1-1に示す。鳥取花崗岩は主として地域北西部に分布し、Rb-Sr法およびK-Ar法の年代測定の結果、5,900万年から6,400万年前の岩石であることが分かっている。

鳥取南部火山岩類は主として地域南部に分布し、ボーリング調査結果によれば、沖積層下にもその存在が確認でき、石英安山岩～流紋岩質の火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩により構成されている。

吉岡花崗岩は、地表およびボーリング調査によれば、主として地域の北東-南西を結ぶ線より東側で鳥取花崗岩と鳥取南部火山岩類を貫いて分布する。これは、地域の北半部においては貫入岩体が二方向に分岐した形状を



図6-1-1 鹿野温泉付近の地質 (A-A'はMT解析断面)

呈しており、西側の岩体は全般的に熱水変質の影響を受けている。また、前二者との接触部付近では、全般的に節理等の割れ目が発達する傾向がある。

鹿野温泉の泉源は、鹿野町今市を中心として、NNE-SSWの方向に約1kmの範囲で分布する。すべてボーリング孔からの湧出であり、北側は一部は自噴井である。泉質は弱アルカリ単純食塩泉である。泉温は泉源によるが、全般的には50~85°Cで最南部のボーリング孔の泉温が一番高くなっている。

6-1-2 各探査法の適用

調査に当たっては鹿野温泉の泉源を中心に東西1.3km、南北1.8kmの範囲に250m間隔のグリッドを設定し、原則としてグリッドの交点において、地中ガスを用いた地化学探査、1m深地温探査、MT探査を実施した。MT探査についてはさらにグリッドの南および東側を中心に約3km×3kmの範囲で探査を実施した。重力探査について

は、グリッドを中心として南北7km、東西7kmの範囲で実施した。酸素と水素の同位体測定は温泉水9試料、沢水4試料について行った。

(1) 地化学探査

第2章第1節で説明したように地下の地質構造や地熱を反映していると考えられるHe/Ar比、Ne/Ar比、Hg、Rnはその等値線の延びに顕著な方向性を示していた。すなわち、これらの値の高い部分は、調査地中央西側の測点10および18付近から北もしくは北北東に延びていた(図6-1-2)。

(2) 重力探査

本地域の重力分布は北から南へ低くなっていた。調査グリッドを外れた南部に低重力異常部が分布するほかは、特に顕著な重力異常は認められなかった。低重力異常部は、周囲の地質に比べ密度の低い岩石の存在を示唆しており、堆積盆、陥没地形等を示すことが多い。

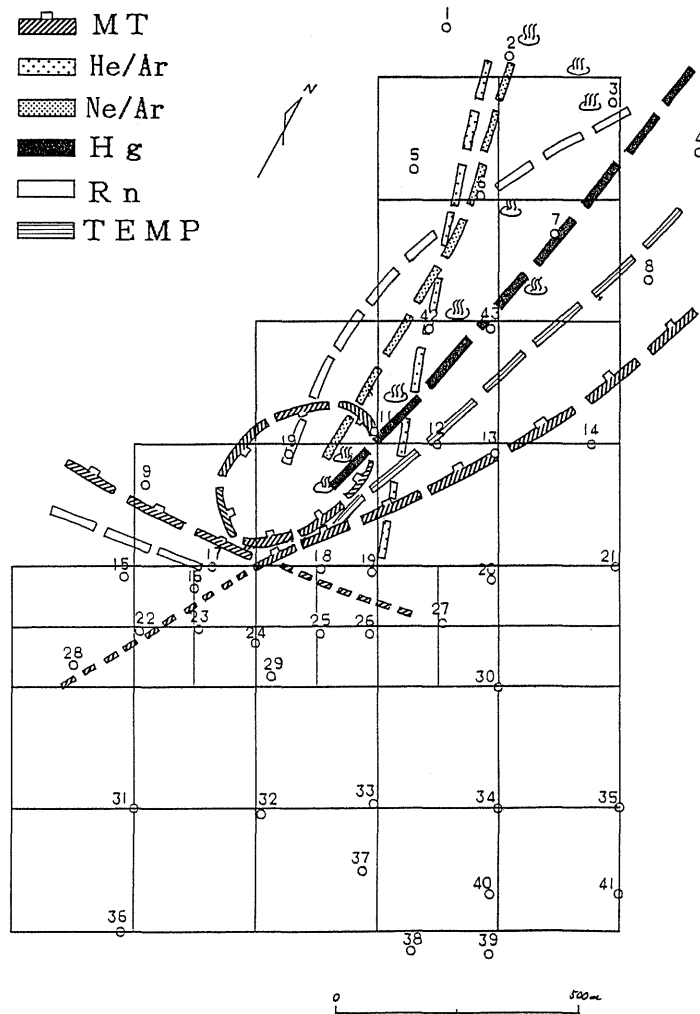


図6-1-2 異常値分布図

(3) MT法探査

MT法探査で検出される低比抵抗帯は、流体を含んでいる割れ目または破碎帯を示していると推定され、調査地では平面的には一部で連続するが、多くはスポット状に分布していた。連続する低比抵抗帯は調査グリッド中央西側の測点10を中心として、北北東および西側に延びていた。スポット状低比抵抗帯の多くは浅部になるにしたがい縮小または消滅していたが、平面的に連続する低比抵抗帯が交差する個所では、地下深部から浅部にわたり低比抵抗帯が連続して分布していた (図6-1-3)。

(4) 1 m深地温探査

経日変化を補正した結果をもとに作成した1 m深地温は7.2~17.9℃の範囲を示し、平均値は10.5℃である。全般的には、地温は地域北部が南部に比較して高く、調査地北部ではスポット的に高い地温を示す個所が南北の配

列を呈している (図6-1-2)。

(5) 酸素・水素同位体測定

地下水や温泉水の酸素と水素の同位体は、第2章で述べたように、それらの起源の情報を持っている。本地域の沢水の水素同位体値および酸素同位体値は、日本の全国平均の天水の値よりも日本海側の天水の平均値寄りに分布し、しかも採取場所による有意な差は認められない。本地域の温泉水も沢水と同様、日本の全国平均の天水の値から日本海側の天水平均値寄りに分布するが、場所によるわずかな有意差が認められる。差異のある温泉の分布の位置と方向は、吉岡花崗岩の貫入方向とほぼ一致している。また、この差異は、地下の高温部において同位体交換された熱水の影響によると考えられることから、地下には熱水があることを示唆している。

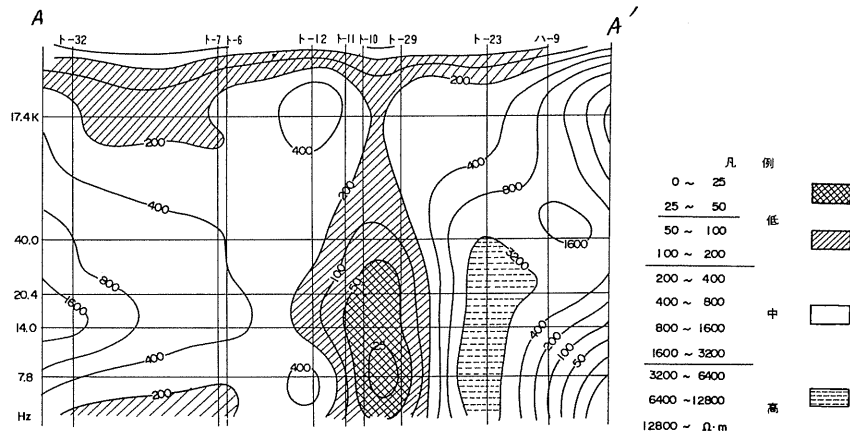


図6-1-3 見掛比抵抗疑似断面図

6-1-3 温泉湧出モデル

上述の調査結果から、熱源の分布状況、熱水の経路を含め、温泉湧出のモデル化を行った（図6-1-4）。

地中ガスの異常値はNNE-SSW方向に分布し、吉岡花崗岩の伸びの方向性とほぼ一致しており、かつ位置が全般的に西側に若干ずれている。このことから、本岩体と鳥取花崗岩の境界部には、地下からのガスが移動するフラクチャーが存在していること、さらに、このフラクチャーが西側傾斜しており、ガスが上昇過程で上方に逸散していることが推定できる。また水銀ガスの異常値が地域中央部に認められ、これは、この部分に地下からの熱流体が上昇していることを示唆している。一般に花崗岩のような併入岩体の周辺部には冷却時の節理が良く発達する傾向があり、孤立したいくつかの花崗岩帯の周辺

部において数多くの温泉が認められることがあり、鹿野温泉もその一例としてとらえられる。

MT探査の結果明らかになった低比抵抗帯も、吉岡花崗岩の貫入方向と同じ方向で、かつ、貫入岩体の交差部で地下深部に及んでおり、この個所において割れ目が地下深部にまで発達していることを示している。地熱流体がこの個所を流路として地下深部から上昇し、浅部において割れ目の発達したNNE-SSW方向の吉岡花崗岩に沿って、湧出しているものと推定できる。このことは前述の水銀探査の結果とも一致する。

温泉水中の同位体は、日本海側の天水に比べ明らかに差異のある比を示すものが認められ、この分布がほぼ南北に延びる温泉井の中で特に東側に偏る、すなわち西側の温泉に比べ東側の温泉がより熱水の影響を受けていることを示している。このことから、吉岡花崗岩に沿って湧出してきた地熱流体が、西側からの地下水（地表から

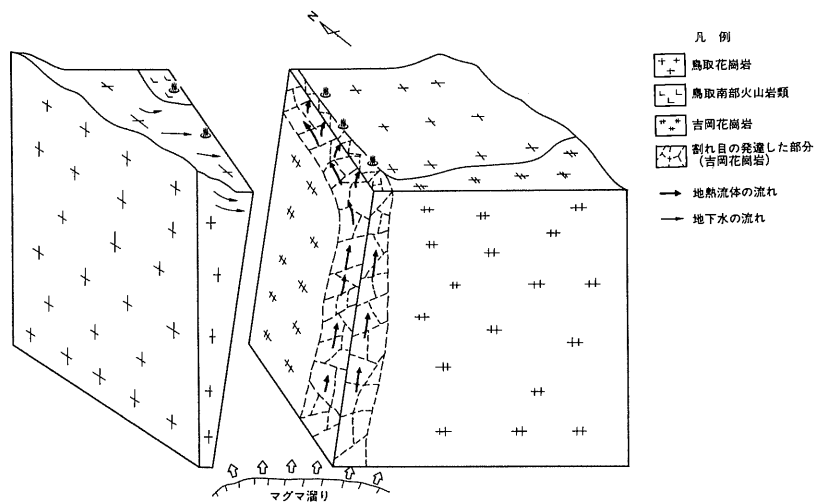


図6-1-4 鹿野温泉の湧出モデル

の浸透水)によって希釈されていると推定される。

熱源に関する調査を実施していないので、詳細は不詳であるが、以下のように推定できる。

本地点のキューリー一点の深度は約8 kmと比較的浅いので熱流量が高いと考えられる。キューリー一点深度は、前述したようにこれより高温で磁性鉱物が磁性を失う温度(500~600°C)の深さを示す。また、花崗岩の岩体の規模と年代から、地熱の可能性を概略的に判断できるが(スミスとショーのダイアグラム、図6-1-5)、それによれば、吉岡、鳥取両花崗岩体は熱源として期待出来ない。これらのことから、本地域の熱源は、これらの花崗岩ではなく、地下深部のマグマ溜りの可能性が高い。

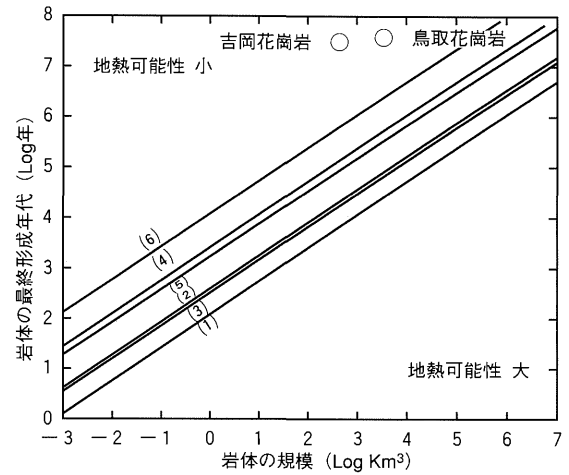


図6-1-5 スミス・ショーダイアグラム

(Smith, R.L. and Shaw, H.R. 1975) にプロットした鳥取、吉岡花崗岩ライン(1)から(6)は異なる冷却過程を示す。ライン(1)より右下が地熱可能性大、ライン(6)より左上が地熱可能性小の領域となる。

地下構造物のサイト選定やサイト特性調査においては、対象となる個所の地質、地下水状況を把握することが重要である。特に(1)地下水はどこを流れるか？(2)地下水流れやすさはどうか？(3)地下水はどのように流れているか？を明らかとすることが求められている。そのために、(1)については地下水が流れる器としての地質構造を、(2)については透水係数の分布を、(3)については地下水流速、流向といったパラメータおよびその分布を精度よく求めることが必要である。ここでは、100m程度の拡がりを持つ岩盤の地質・地下水状況を明らかにするために新たに開発した調査システムを、実際の岩盤に適用した結果について紹介する。

6-2-1 地質・地下水調査システムの流れ

本システムはさまざまな地下探査技術の組み合わせからなっており、得られた結果はさまざまな形で可視化され、地下の地質・地下水状況の実態の理解に役立たせるとともに、さまざまなシミュレーションを通じて現象の定量的検討に用いられる。図6-2-1に調査システムの流れを示す。

調査においては、まずボーリング調査、地質踏査をもとに物理検層などにより地下における1次元的地質、地質構造の把握と物理パラメータの把握を行う。さらに、ジオトモグラフィ法および、ポアホールテレビジョン(BHTV)観測により二、三次元的な地質構造を明らかにする。その後、明らかになった地質構造を考慮しつつ透水性、地下水流動を明らかにする。

透水性の検討については、まず単孔式透水試験により透水係数の1次元分布を明らかにし、その後クロスホール透水試験により二、三次元的な透水係数分布を明らかにする。

地下水流動特性調査においても、地質構造を考慮しながら、地化学検層、間隙水圧測定を実施する。

得られたデータをもとに最終的に、地下水はどの割れ目をどのように流れているかを明らかにする。得られたデータは三次元的にモデル化され地下水シミュレーション等により定量的な検討に用いられる。

また、同一のボーリング孔を用いて試験、検層を行う場合、個々の試験がお互いに悪い影響を与えないように

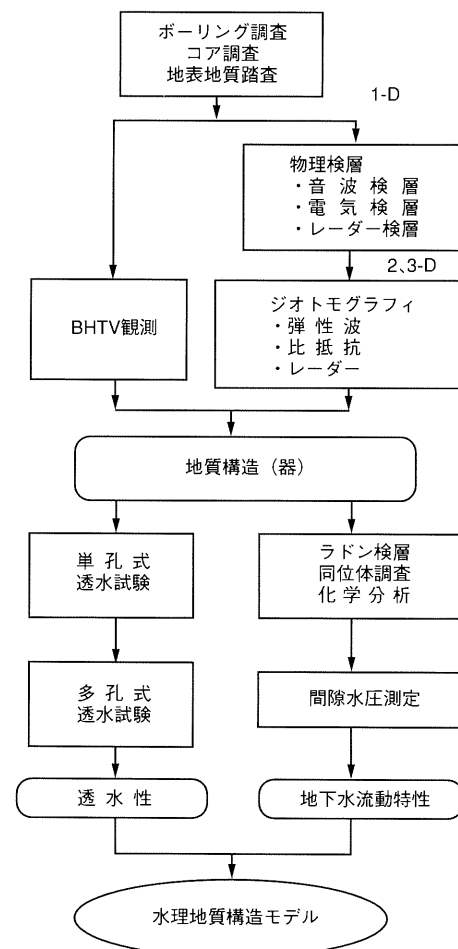


図6-2-1 地質・地下水調査技術のフロー

考慮して実験を行う。

以下では本システムを適用した結果のうち、主なものについて述べる。

6-2-2 適用結果

調査場所は約100m四方程度の広がりを持ち、平坦地と山地斜面の境界に位置している。ここに十字に交差する測線を設定し、測線沿いに10m～30m間隔に10本のボーリング孔を掘削した。各ボーリングの掘削深度は60m以上で最大136mである。以下では主に、平坦地と山地斜面を結ぶ測線での調査結果を示す。調査場所の地質は割れ目の発達する中生代の花崗岩である。

(1) 地質構造調査

ボーリング掘削により得られたボーリングコアの調査、地表調査により、地表およびボーリング孔における1次元の岩石の種類、割れ目・割れ目充填鉱物の特徴、風化の程度等を明らかにした。物理検層（電気検層、音波検層、レーダー検層、中性子検層、密度検層、キャリアー検層）により、深度方向における物性値の分布を明らかにし、水を含む割れ目の検出を行った。BHTV装置は、小型のカメラを先端に装着したプローブをボーリング孔

に挿入してボーリング孔壁を直接観察するものであり、割れ目の方向や間隙幅等の三次元的な地質情報を得るものである。図6-2-2(a)に得られた展開画像を示す。調査箇所では、山側に傾斜する割れ目と平坦地側へ傾斜する割れ目を基本的な割れ目構造とすることや、低角度の割れ目が開口していることが分かった。

ジオトモグラフィ手法として、弾性波トモグラフィ、比抵抗トモグラフィ、レーダートモグラフィを実施し、二次元的な地質構造の推定を行った。図6-2-3に弾性波トモグラフィの結果を、図6-2-4にレーダートモグラフィの結果を示す。基本的な地質構造である幅10数cmの固結した破碎帯や割れ目帯が図6-2-3では弾性波の低速度帯として、図6-2-4では電磁波の低速度帯として検出されており、ボーリング孔間隔は30mでも地質構造を推定するに十分な精度が確保されている。

(2) 透水性調査

ボーリング孔を利用した単孔式透水試験を実施し、 10^{-3} ～ 10^{-7} cm/secの透水係数を得た。試験には当研究所で開発したBHTV装置を組み込んだ透水試験装置を適用し、試験区間の割れ目分布の特定や試験深度の決定を行った。得られた一次元の透水係数のデータから、統計的手法により三次元の透水係数の分布を推定した(図

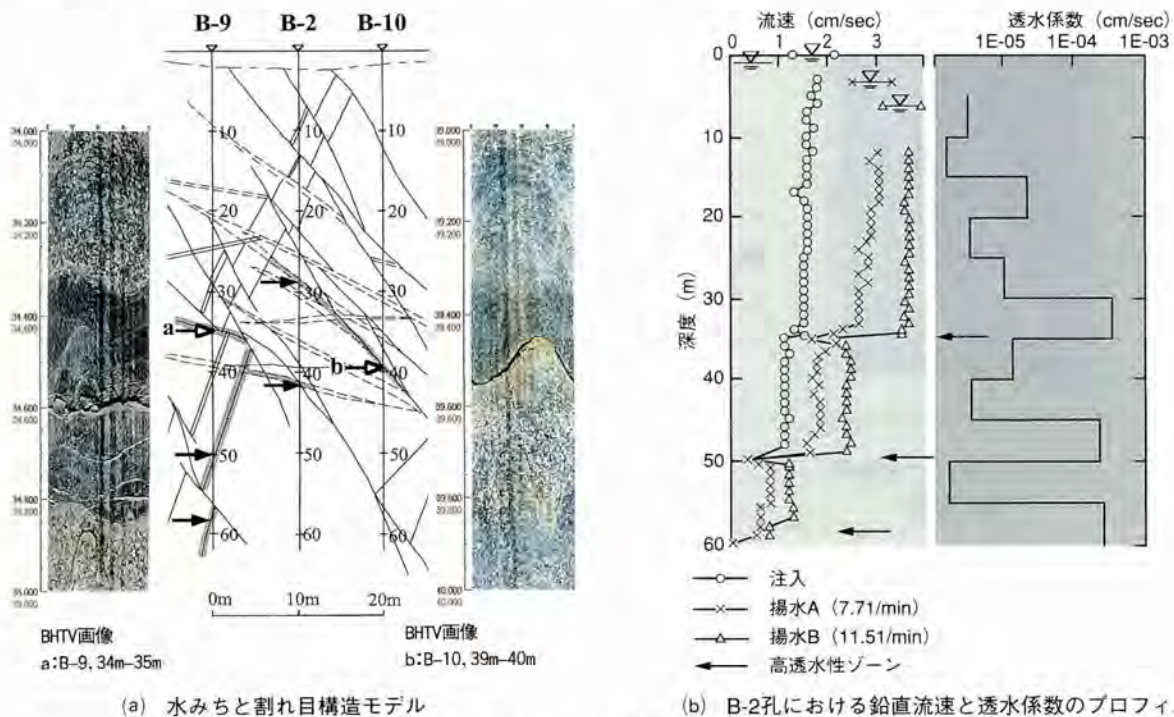


図6-2-2 花崗岩の地質構造と水みち

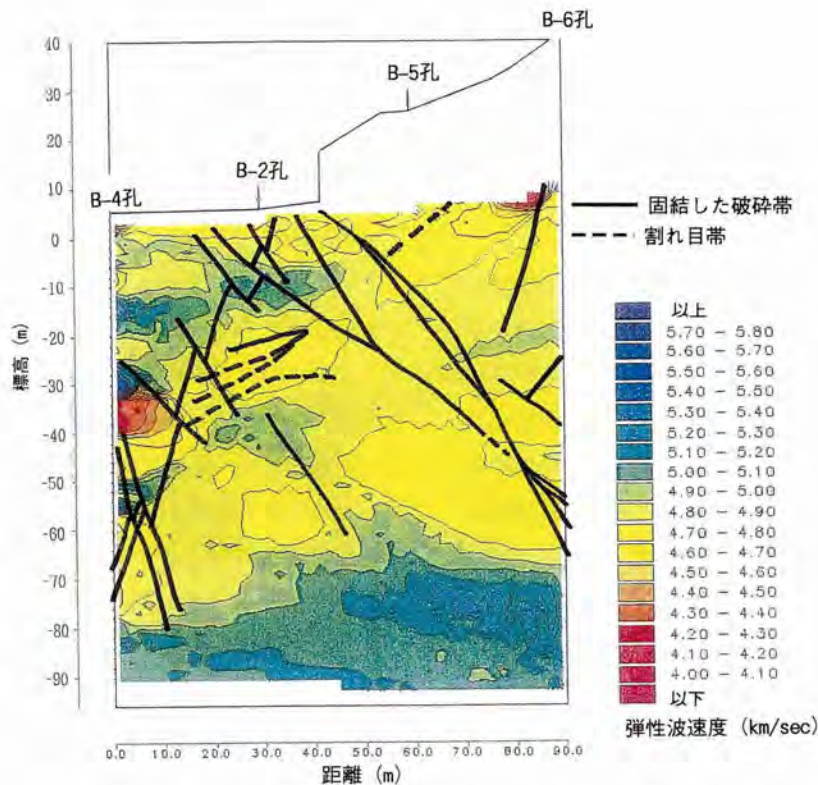


図6-2-3 弾性波トモグラフィによる弾性波速度分布と地質構造

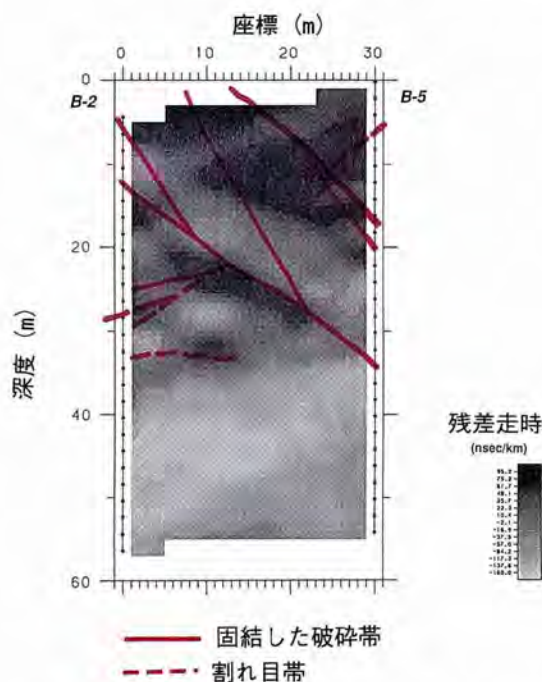


図6-2-4 レーダートモグラフィによる残差走時分布と地質構造

6-2-5)。

多孔式透水試験ではB-2孔を発振孔とし正弦波形の水圧をかけ、10m離れた周辺のボーリング孔で伝達され

た圧力の応答を観測し、水理的な応答から水みちとなる割れ目の抽出を行った。さらに、逆解析手法により二、三次元的な透水係数分布を得た。

調査結果から地下-100m深度においても安定した難透水ゾーンには達していないことやB-2孔の深度-30m付近の透水性の高いゾーンの連続性が明らかとなった。

(3) 地下水流動調査

間隙水圧調査では一次元的な間隙水圧分布を求め、その結果をもとに鉛直断面内の全水頭分布を予想し、地下水の流動方向についての情報を得た。山から平坦地側へ向かう地下水の流れが認められるほか、山側に傾斜する難透水性の固結した破砕帯が、地下水の流れに影響を与えていることを明らかとした。

フローメータ検層はボーリング孔内の地下水の上下方向の微流速を測定することにより、水みちとなる割れ目を検出するもので、流速差が認められる個所に地下水の水みちとなる割れ目が分布することを明らかとした(図6-2-2(b))。

ラドン検層は半減期が短いラドン(約3.8日)の特徴を利用したもので、1m間隔にフィルムを設置し、約1週間

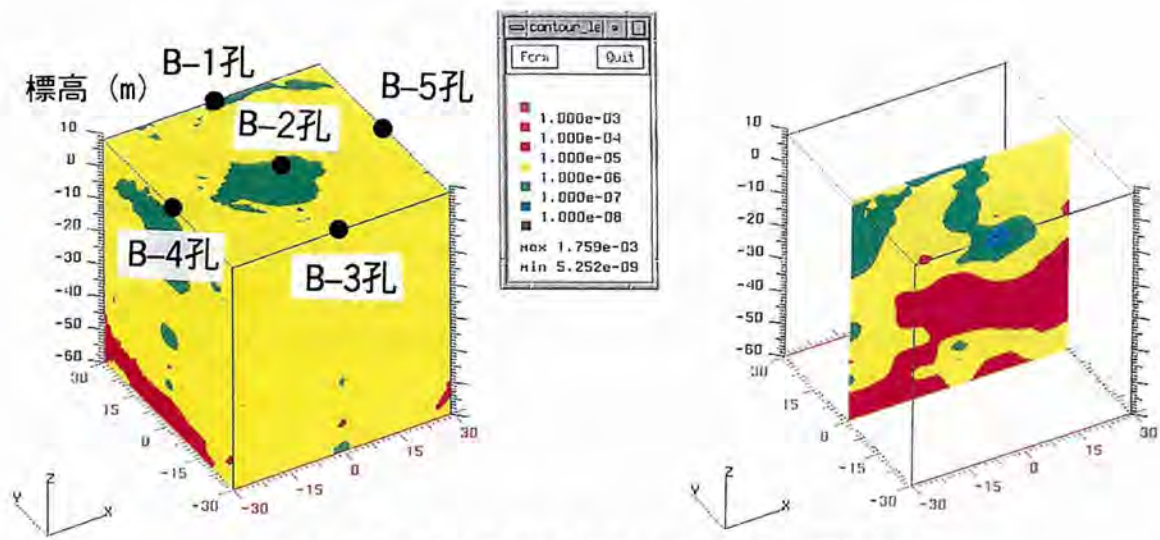


図6-2-5 クリック法により得られた透水係数の三次元分布

放置後に回収し、薬品処理してラドンが崩壊するときに放出する α 線の残したトラックの密度を計測し、孔内の現位置での地下水中のラドン濃度を求めるものであり、

地下水が流れている場所では、トラック密度が周辺より高くなることを活用して、水みちを抽出することを目的としている。図6-2-6に示すように、 α トラック密度の大

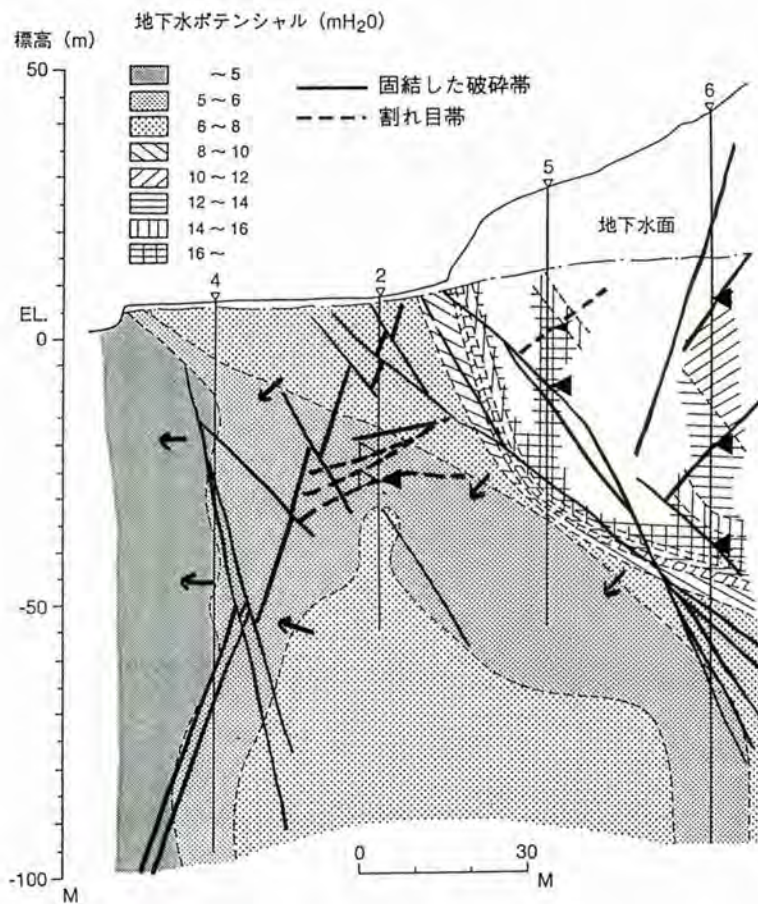


図6-2-6 地下水ポテンシャル図と地質構造
(▲：ラドン検層によるラドントラックの高密度箇所、
矢印は地下水の流動方向)

きい区間はフローメータ検層や透水試験の結果とも一致することから、これらが水みちとなっていることが分かった。

6-2-3 明らかとなった地下水流れの概要と地質構造との関係

図6-2-6に地下水ポテンシャル分布から予想される地下水流れの方向を大きな矢印で示す。また、水みちと考

えられる割れ目について、フローメータ検層、ラドン検層で異常が認められた個所を示す。全体として、山から平坦地へ向かう地下水の流れが想定される。固結した破碎帯の周辺や低角度の割れ目帯は、高透水性を示しこれらが水みちとなり、局所的に地下水が流動していることが推定される。斜面と平坦部の境付近から山側へ傾斜する固結した破碎帯が、地下水流れに大きな影響を与えていることが明らかとなった。

6-3 ダム周辺岩盤の調査

最近の揚水発電所上部ダム・調整池は、地質構造の解明が難しい地域に計画されることが増している。また、高標高部に計画されることが多くなり、調整池周辺地山、特に背面の斜面が非常に急峻な地形を示し、地山の緩みのために調整池からの漏水の懸念が生じる場合もある。このような難しい地質からなる地域についても、さまざまな努力により地質を解明し、問題点を克服して、上部ダム・調整池の建設が行われるようになってきている。このような背景から、現在では地質調査が極めて重要な時代となってきている。

難しい地質の代表の一つとしては、火山岩地域が挙げられる。火山岩が広く分布する地域には、古い時代の火山活動や熱水活動の著しい個所が多く、カルデラなどのように火山の旧火道が分布していたり、貫入岩が複雑に入り組んでいたり、さまざまなタイプの変質作用が複雑に分布していたりしており、地質構造発達史を充分考慮した詳細な地質構造評価が特に重要である。

以下に、火山岩地域で地質構造評価を行った例を紹介する。火山岩地域においては、透水性の高い岩盤が深部に存在するかどうかを調査することが必要となり、大局

的な大地質構造を解明することが重要となる。このため深部の地質調査が必要となるが、ボーリングによる地質調査では限界があることから、深さ1,000m程度までの比抵抗分布を調査できるCSAMT法探査などの比抵抗探査を実施し、地質構造解析に利用して有効であることを確認した。

6-3-1 地質概要

この地域には、図6-3-1に示すように、基盤岩として花崗閃緑岩とホルンフェルスが分布する。ホルンフェルスは、貫入してきた花崗閃緑岩の熱の影響により、堆積岩である砂岩、泥岩が硬質となった岩石である。これらの基盤岩を貫いて角礫岩類が直径約2kmの範囲に分布している。角礫岩類は、爆発により破碎された花崗閃緑岩やホルンフェルスの角礫、安山岩の角礫からなる岩石であり、花崗閃緑岩ほどではないが硬質である。また、これらの角礫岩類には、時代の異なる多くの貫入岩が貫入している。

花崗閃緑岩は、約1,000万年前の火成活動により貫入し

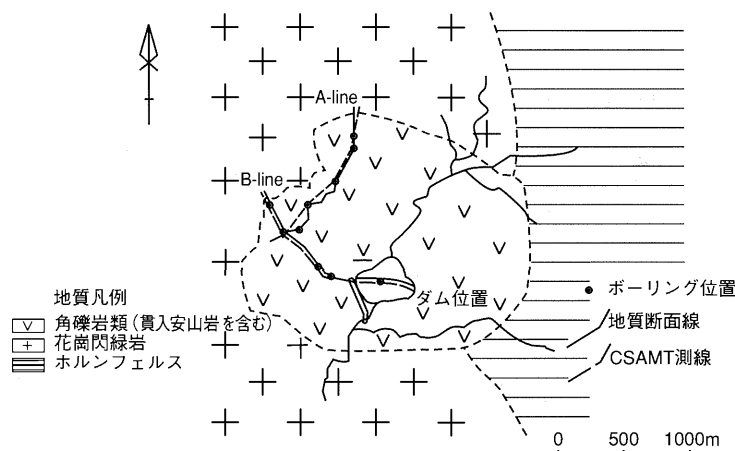


図6-3-1 地質平面図および測線位置図

ており、その後角礫岩が生成されるとともにカルデラが形成され、安山岩の貫入および熱水活動による変質作用が生じた。そして風化、削剝が進んで、現在のような険しい地形が形成されている。角礫岩類の生成およびカルデラの形成、安山岩の貫入、変質作用は、1,000～500万年前の間にオーバーラップしながら大局的にはこの順序で生じている。

6-3-2 電磁波探査結果

本地点では電磁波探査として空中電磁法探査、CSAMT法探査を実施しており、これらの結果より以下のような地質構造評価を行った。

空中電磁法探査では、表層の深さ数10m程度以浅の地質概要を把握することを目的に、ヘリコプターを用いダムサイトを含む約27km²の範囲で、広域的な比抵抗分布の調査を実施した。測線は、山地斜面とほぼ直交する北西-南東方向に約100m間隔で設置した。測定周波数は137,500～220Hzの帯域のうち5周波数とした。調査結果の例を図6-3-2に示す。みかけ比抵抗分布は、角礫岩類の分布域では周囲の花崗閃緑岩やホルンフェルスの分布域に比較して全体に低比抵抗となっており、角礫岩類と基

盤岩との区別が概略可能であった。これは、表層の風化部における両者の性状の違いを反映していると考えられる。また、基盤岩の分布域においても低比抵抗部が点在するが、これらの多くは顕著な尾根部付近に位置しており、基盤岩の中でも風化の程度により比抵抗分布の違いが生じているものと推測された。

CSAMT法探査では、ボーリング調査では把握できない500～1,000m程度の深さの地質構造の把握を主たる目的として実施した。図6-3-1に、計測個所である2測線を示す。測点間隔は約50m、約40点の測点を設置した。測定周波数は5,120～2.5Hzの帯域のうち12周波数とした。送信源は、ダムサイトより南方約1.5kmの林道沿いに、約1kmの長さで敷設した。この2測線について、各測線ごとの地形の起伏を考慮できる二次元解析を行った。図6-3-3、図6-3-5に地質断面図、図6-3-4、図6-3-6に比抵抗断面図を示す。見かけ比抵抗値は、200～20,000Ωmの範囲を対数スケールで色分けして示した。赤色系は低比抵抗値、青色系は高比抵抗値を示す。

図6-3-4に示すように、Aラインにおいては中央部から北東側にかけて低比抵抗部の落ち込みが認められる。低比抵抗部は角礫岩類に相当し、地表の調査結果を考慮し、Aラインの最も北東側に角礫岩類と基盤との境界が

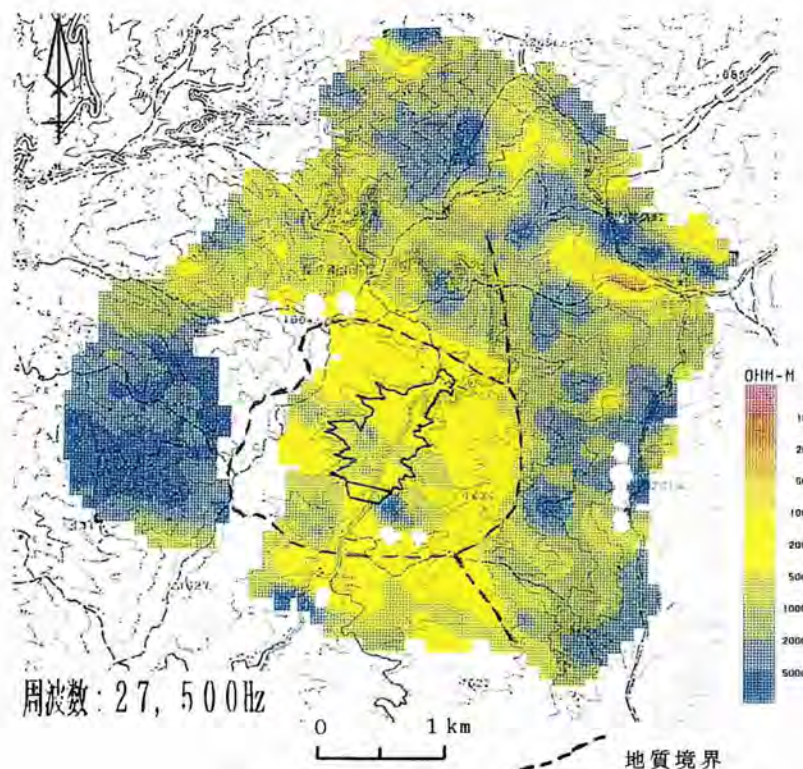


図6-3-2 空中電磁法探査結果の例

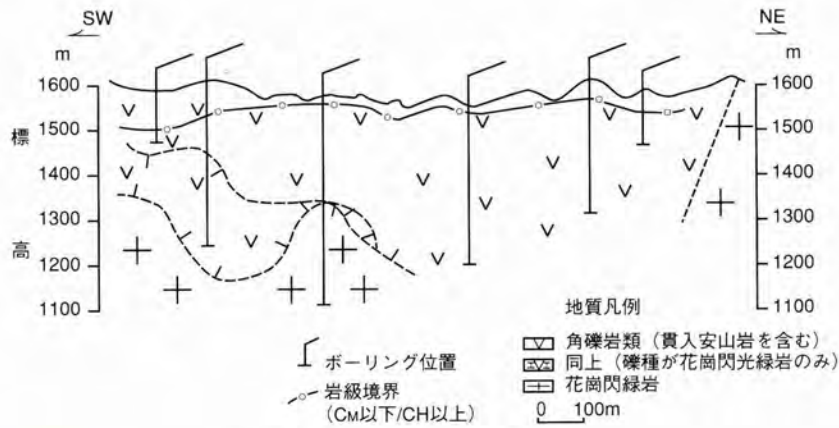


図6-3-3 地質断面図 (A-line)

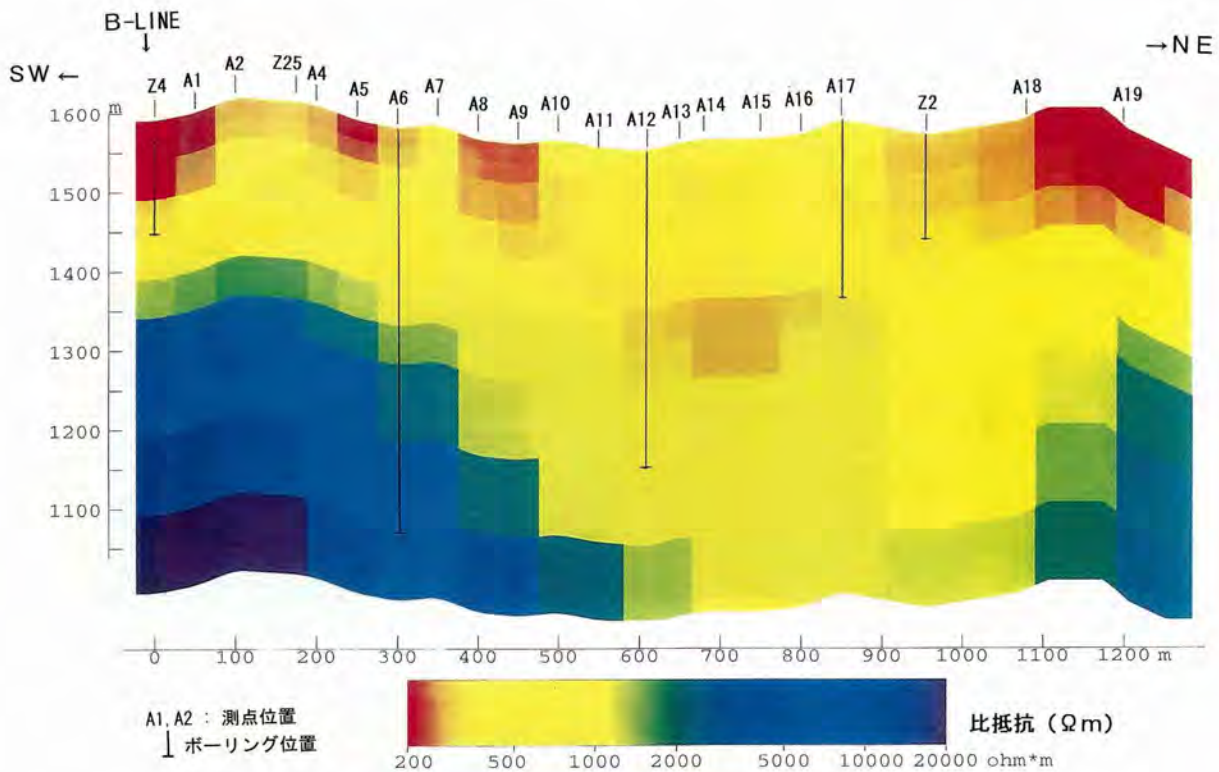


図6-3-4 CSAMT法による比抵抗断面図 (A-line)

分布すると推定した。南西側については高比抵抗部が浅くなるが、この付近には、図6-3-3に示すように、基盤の上位の花崗閃緑岩礫のみからなる角礫岩が広く分布しており、基盤との比抵抗値の差があまりないため、高比抵抗となっているものと判断した。南西側の岩石境界は、このようにボーリングによる地質調査結果を併せて解釈した。また図6-3-6に示すBラインにおいては、南東側ダム個所方向に向けて低比抵抗部の深度が深くなる傾向が認められるものの、標高1,400m付近で全体に高比抵抗と

なる。図6-3-5に示すように、ボーリング調査においては基盤岩の上面は明らかに南東側に向けて深部に達している。A-ラインほど明瞭には対応はしないものの、基盤岩の上位の花崗閃緑岩礫のみからなる角礫岩が分布するため、高比抵抗となっているものと判断した。

これらの調査結果より推定される地質構造から、基盤岩の上面は、A-ライン沿いでは角礫岩類分布域の北側で、B-ライン沿いでは中央部南側において深部にまで至っていることが分かった。

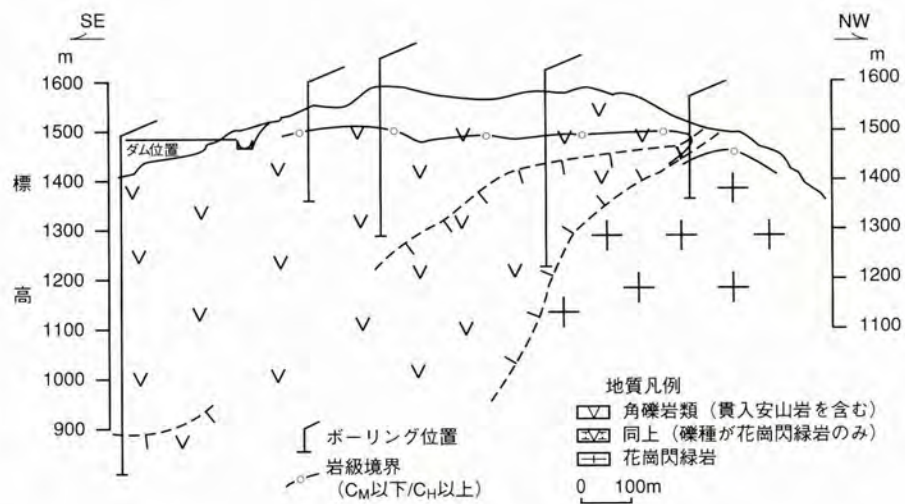


図6-3-5 地質断面図 (B-line)

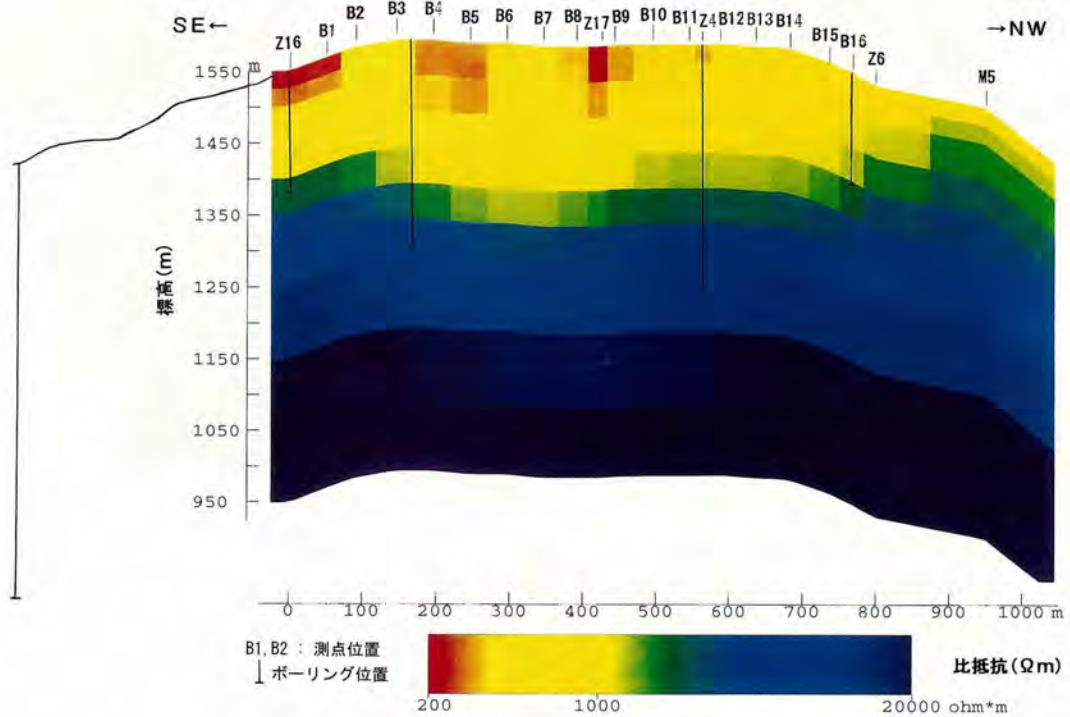


図6-3-6 CSAMT法による比抵抗断面図 (B-line)

また図6-3-4、6-3-6に示すように、表層50~100m程度までは200~300Ωm程度の低比抵抗部が点在する。図6-3-3、6-3-5に示すように、岩盤の良否を風化による岩盤の劣化を主体とした6等級の電中研式岩盤分類基準(第1章)により分類すると、表層20~100m程度までが

地表風化の影響の強いC_M級以下の岩盤から構成され、以深は全体としては新鮮なC_H級以上の岩盤が分布する。このことから表層の低比抵抗部は、地表風化および岩盤の緩み部に対応するものと判断した。

斜面の崩壊が降雨により発生する 경우가最も多いという現象は、雨水が地中に浸透して地下水位や間隙水圧などが変化し、同時に斜面を構成する地盤の物性値が低下して斜面の不安定化が進行することを示唆している。しかし、崩壊の可能性のある斜面において詳細な地下水分布と斜面変動の関連について観測された例は極めて少なく、斜面を不安定化させる要因として地下水がどのような役割を果たしているのかは未だ明らかになっていない。ここでは、風化軟質岩盤からなる斜面の地質・水理的な性状を明らかにし、集中豪雨時の地下水位の観測を行うとともに、斜面の比抵抗構造の変化から地下水分布を可視化することを目的に、比抵抗トモグラフィの自動測定を行った。その結果、集中豪雨の数日後に地下水分布を示す低比抵抗帯が、斜面中の宙水ゾーン(図6-4-1)として形成される状況が観察された。なお、本研究は通産省資源エネルギー庁委託「水力発電環境保安技術調査」の一環として実施したものである。

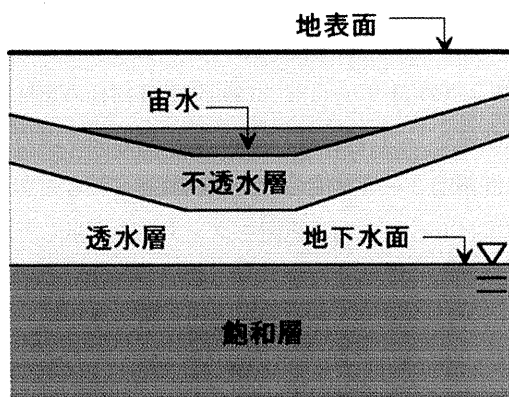


図6-4-1 「宙水」の概念図

6-4-1 斜面の地質と地下水観測

斜面に分布するのは四万十帯の砂岩と頁岩の互層であり、計測測線の断面図ではゆるい北傾斜を示す。斜面に対して見掛け上流れ目の地質構造となり、当斜面には電中研式岩盤分類(第1章)のCL級に区分される軟質な岩盤が、斜面上部の深いところで50mの深度まで分布している(図6-4-2)。空中写真判読によると古い地すべり地形や不自然な微地形が観察されるが、現状では安定している。

この斜面の透水係数は $10^{-2} \sim 10^{-3} \text{cm/sec}$ で、安定した地下水位は沢と同程度の標高で極めて低く、斜面は地下水の不飽和領域になっている。しかし、ボーリング掘削時に一時的に孔内に水の溜まる個所に間隙水圧計を設置し、地下水位観測を実施した結果、降雨のピークに数時間～数日の遅れを伴って、この不飽和領域にも一時的な地下水位が形成されることが明らかになった(図6-4-3)。

6-4-2 比抵抗トモグラフィ測定

(1) 測定方法

A-5孔(深度15m)を中心とする斜面地表部の測線長50mにおいて、比抵抗トモグラフィ法測定を行った。

地表面は1m間隔、A-5孔内には50cm間隔で計80点の電極を設置し、比抵抗トモグラフィの自動観測システムを使用した。

(2) 測定結果

1) 比抵抗断面図

図6-4-4の(a)に降雨のなかった1995年6月15日の比抵抗断面図を示す。比抵抗値は500～4,000 Ωm のコンター

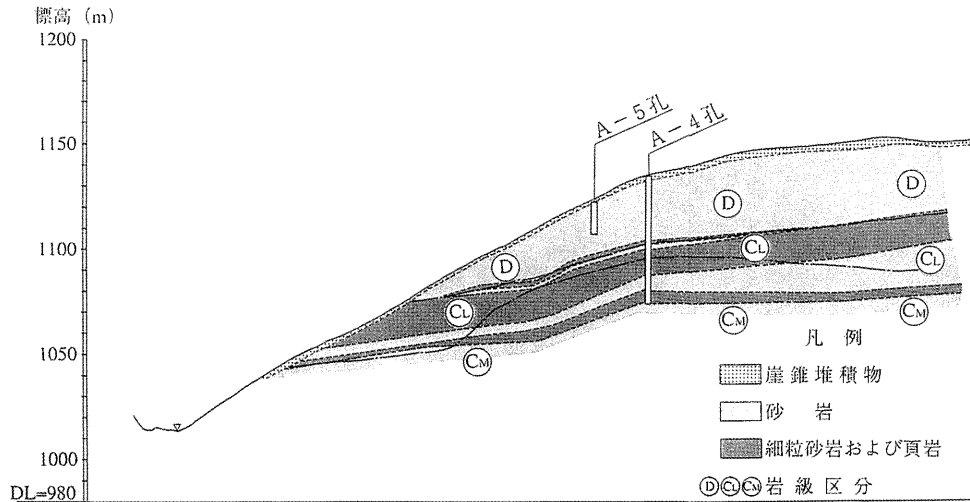


図6-4-2 地質縦断面図

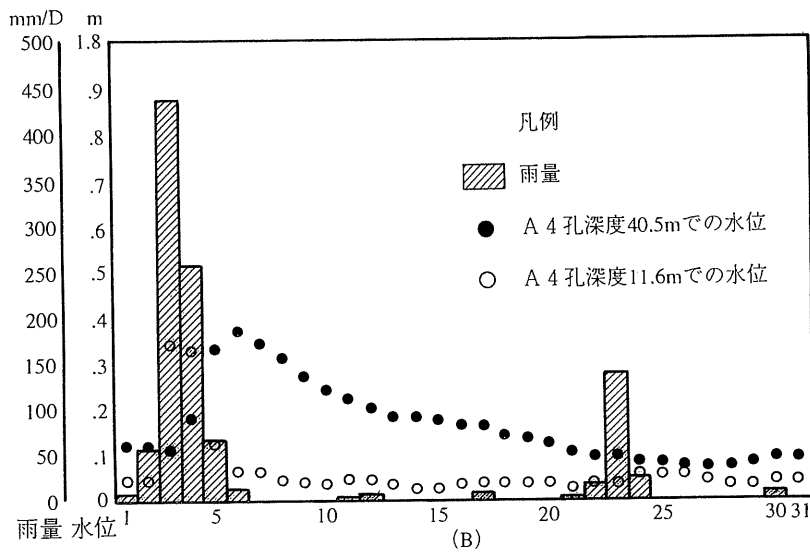


図6-4-3 '95年7月の雨量および水位データ

で表示した。黒丸印は電極の位置を示す。他の計測日の比抵抗断面もこの6月15日の比抵抗断面とはほぼ同じ結果となった。すなわち、地表部8m程度までは1,000～4,000Ωm以上の高比抵抗帯となっているが、深度10m以深は数100～1,000Ωm以下の低比抵抗帯となっている。この地表部8mまでの高比抵抗帯は、地表下数mまでの崖錐層およびその下の節理を多く含む間隙率が大きい軟質岩盤で、地下水面より上の不飽和帯に対応している。

2) 比抵抗変化率断面図

比抵抗断面図からは降雨に伴う比抵抗値の変化を判定するのは難しいため、比抵抗変化率断面図を作成し比抵抗値の変化率から降雨の影響を判定した。

図6-4-4の(b)、(c)、(d)に、1995年6月15日の比抵抗断面を初期値として各観測日との変化率断面図を求めた結果を、計測前2～3日間の降雨量順に並べたものを示す。変化率は0～5%の範囲をコンターで表示した。

- 観測を開始した6月16日の降雨量は0mmで、比抵抗変化率断面では変化した領域は見られない。
- 7月25日における比抵抗断面では、当日の降雨量は0mmであるが計測前3日間で177mm程度の降雨があり、斜面の下半分において、比抵抗が3%程度まで低下した領域が地表下10m程度まで広がっている。
- 7月7日の降雨量は0mmであるが、計測前3日

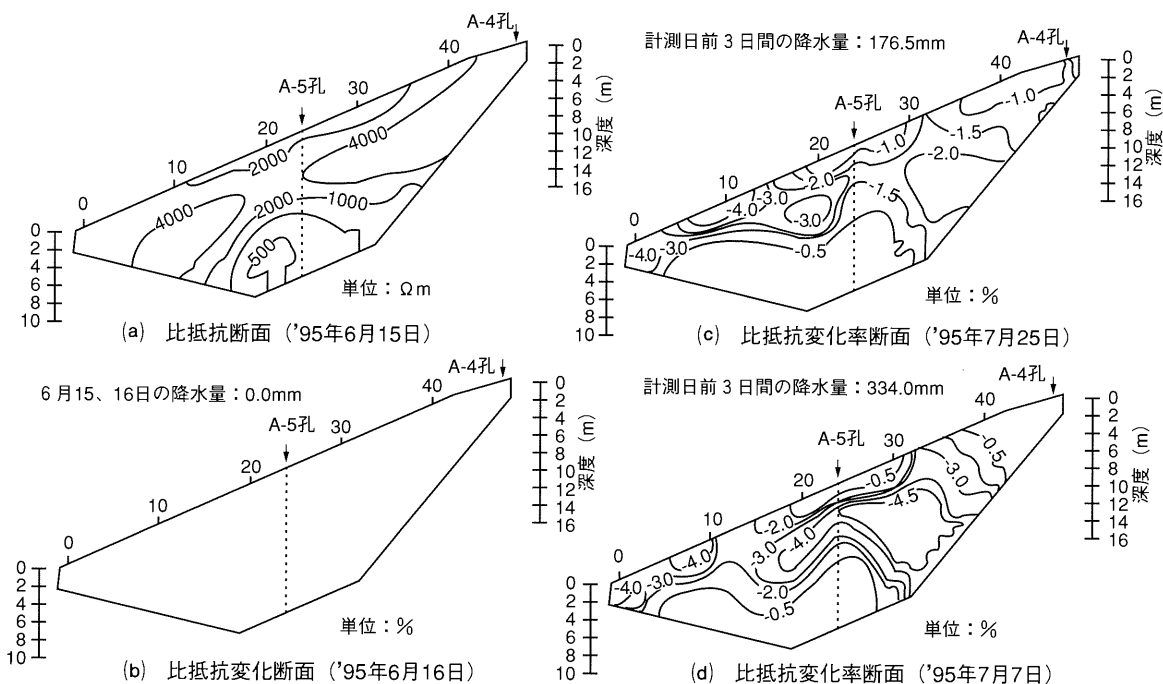


図6-4-4 比抵抗断面及び比抵抗変化率と断面図（変化率は6月15日を基準とした）

間で計344mm程度の降雨が、その前7月3～4日の2日間で約700mmもの集中豪雨があり、変化率断面は最も比抵抗が低く変化していることが分かる。すなわち、比抵抗値が3%以上低下した領域を見ると、測点No.35付近は地表下15m程度であるが、斜面の下方の谷部に行くほど徐々に浅くなっていき、測点No.5付近では3m程度となって地質構造と整合している。また、A-4孔で計測された間隙水圧の値が上がっていることも対応している。

6-4-3 比抵抗トモグラフィの有効性

比抵抗値の変化率断面より、集中豪雨の数日後に地下水分布を示す低比抵抗帯が斜面中の宙水ゾーンとして形

成された状況が観察された。すなわち、7月3、4日の集中豪雨の3日後の変化率断面が最も低下したことにより、測線の高標高側で地盤に浸透した集中豪雨による地下水が、数日後にA-5孔近傍の地盤を通過したと推定される。

この斜面では集中豪雨時に変動は無かったものの、比抵抗トモグラフィの自動測定により、風化軟岩中の地下水の浸透領域のモニタリングが十分可能であることが明らかになり、今後の解析的な展開が期待される。

なお、本手法については硬岩の斜面においても適用を試みたが、降雨による地山の比抵抗変化をとらえることは困難であった。これは岩盤中の水の浸透状況が、孔隙の多い風化軟岩斜面と微細な割れ目の硬岩斜面とで異なっていることが原因と考えられ、本手法の適用に当たっては、対象とする岩盤の事前の検討が欠かせない。

6-5 活断層調査

活断層の調査においては、活断層の位置や規模を調べ、また、その活動性を調べるのが主目的になる。断層が地表に露出している場合には、その位置の特定は比較的容易であるが、断層が第四紀層のように厚い未固結堆積物に覆われている場合には、その位置を見つけることはむずかしくなる。また、第四紀層に覆われた断層の活動性評価には、いつの年代の地層まで断層に切断されているか、あるいは、断層運動によって変形を受けているかを知ることが重要で、そのためには断層の上の第四紀層の詳細な構造を知ることが必要である。地下の探査・可視化技術は、これらの課題の克服になくてはならない技術である。活断層調査の基本的なフローを図6-5-1に示し、その調査における地下の探査・可視化技術の活用例を紹介する。

6-5-1 物理探査の目的、概要

断層調査における物理探査の占める基本的な役割は、各種探査法を状況に応じて使い分け、地形・地質調査結果と併せて総合的に解釈し、断層位置を推定することである。

断層に限らず、地盤の調査に物理探査を適用する場合、一つの方法では地表付近から地下深部まですべてを探査できないため、複数の方法を組み合わせて実施される。

これまでに、多くの断層を対象としてさまざまな物理探査法が実施されている。個々の物理探査法の適用性は、測定地域の諸条件、その時点の要求される探査精度、深度さらには探査費用などによるため一概に論ずることはできない。これらの物理探査法は深度、精度、地盤構造によってそれぞれ固有の特性を有しているために、調査段階、調査地域の条件などに対応して、いくつかの物理探査手法の組合せが必要となる。この組合せに関する総

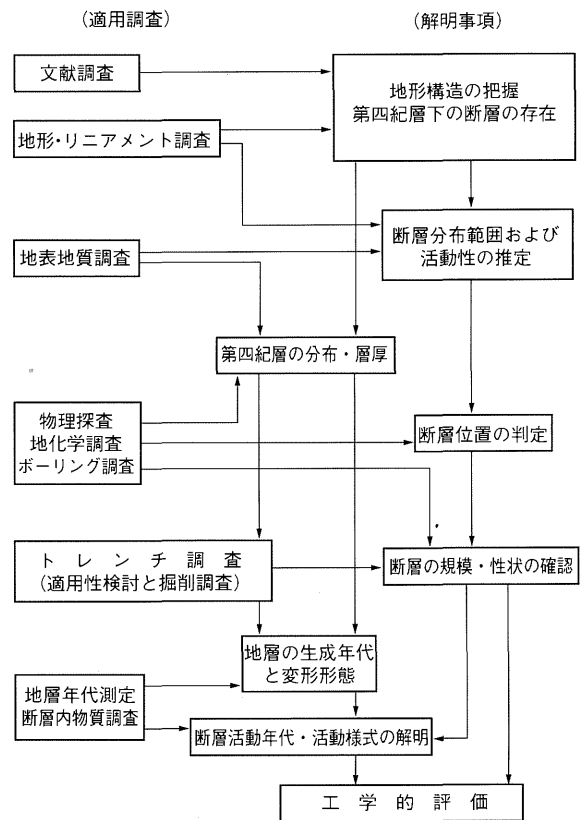


図6-5-1 第四紀層下の断層調査法・活動性評価法のフローチャート

合探査の例を図6-5-2に示し、その内容を以下に説明する。

(1) 地表からの概略調査

平野部においては、比較的多く断層露頭が分布する山岳地域と異なり、地表から基盤までの深度や断層の存在を地表地質調査で把握することが困難な場合が多い。

概略調査では、広域を迅速に探査できる方法が求められる。このような探査に使用できる方法には、第2章と第3章で述べたVLFMT法(超長波地磁気地電流法)、ELFMT法(極長波地磁気地電流法)、重力探査、磁気探

	[探 査 方 法]	[探 査 目 的]
地表からの 概略調査	・ELFMT法	[断層を示唆する比抵抗不連続線の検出]
	・VLFMT法	[断層位置の推定]
	・重力探査法	[断層の存在の把握]
	・磁気探査法	[断層の存在の把握]
	・γ線測定 ・反射法 (数百m～数kmの地下深部を対象)	[断層の存在の把握]
地表からの 詳細調査	・CSAMT法	[基盤までの深度・形状(概査)]
	・屈折法	[断層の存在位置の判定]
	・浅層反射法 (数十m～数百mの地下深部を対象)	[断層の存在位置の判定]
ボーリング 孔を用いた 詳細調査	・高密度電気探査法	[基盤までの深度・形状(精査)]
	・地下レーダー法	[反射法の結果の同定・高精度化] (1本のボーリング)
	・VSP探査法	[反射法の結果の同定・高精度化] (1本のボーリング)
	・比抵抗トモグラフィ ・弾性波トモグラフィ	[ボーリング孔間の地質構造の精査] (複数のボーリング)
	・電磁波トモグラフィ	

図6-5-2 断層調査のための総合物理探査法

査、γ線測定などがある。これらの探査結果は平面のコンターマップとして示される。その後、その図から推定される断層の位置を横切る測線上において、基盤面の落差を確認する反射法や、断層破碎帯を確認するCSAMT法を実施し、地形・地質調査結果を踏まえた総合的な解釈により、基盤上限面の形状や断層の位置を数10mの範囲内で推定する。図6-5-3に盛岡断層群での反射法探査結果の例を示す。

(2) 地表からの詳細調査

地表からの詳細調査は、断層の位置を数mの範囲で限定することを目的とする。このような目的のための物理探査法として代表的なものに、浅層反射法がある。ボーリング結果と相互補完することが可能であれば、この段階においても非常に効果的であり、ボーリングを測線上

に掘削して速度検層あるいはボーリング孔内高精度反射法とも言えるVSP探査を実施して、反射面の同定や速度値の確認をすることで、より連続的な地層分布・地質構造を把握することができる。

このほかの地表探査法としては、電気探査法のうちの高密度電気探査法、比抵抗映像法などの比抵抗2次元探査法がある。これらの方法は従来から実施されている比抵抗法を高密度化したものであり、比抵抗の異なる地層の分布が2次元断面図として示される。

浅層反射法と比抵抗2次元探査法を比較すると、前者は弾性波速度構造であり、後者は比抵抗構造であるが、地層の厚さや連続性について類似した傾向を示す場合が多いので、両者を同一測線上で実施することにより、精度よく地質構造を把握することができる。

(3) ボーリング孔を用いた詳細調査

調査の最終段階では、断層の位置を特定するためボーリングを掘削し、必要に応じてボアホールテレビ、各種孔内調査、試験を実施する。さらに、それらと併せて、比抵抗検層や速度検層、あるいは複数のボーリング孔を利用した弾性波や比抵抗を用いたジオトモグラフィ法といった物理探査を実施することがある。(裏表紙)の図「長尾断層における比抵抗トモグラフィ法解析結果」に長尾断層での比抵抗トモグラフィ法の探査結果の例を示す。

上記の内容に沿ってこれまで各地の断層で調査を実施したが、ここに記してある各種探査法は対象が限定されたものではなく、適宜諸条件に応じて選択すべきものである。

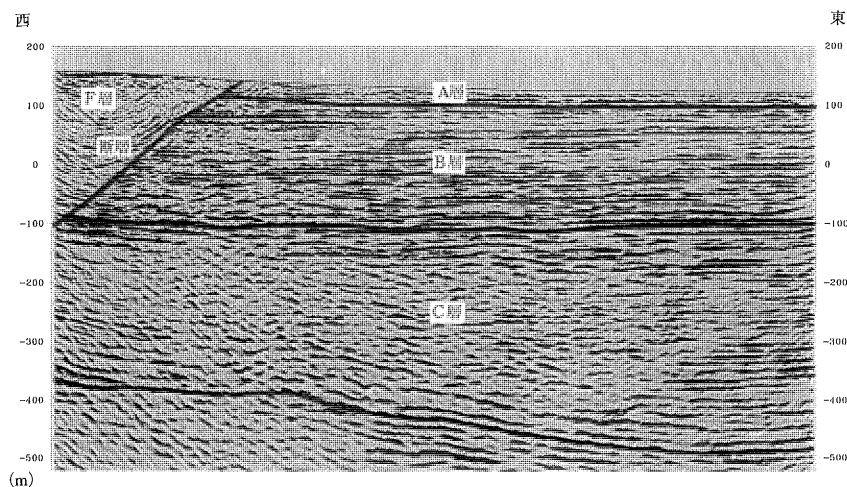


図6-5-3 盛岡断層の反射法探査結果 (A層＝第四紀層 B、C、F層＝新第三紀層)

6 - 6 今後の展開

現在、さまざまな構造物を地下に建設しようとする動きが活発である。地表環境から隔離され、耐震性にも優れた地下空間の利用は人類の長年の夢であり、今後その動きはさらに大きくなるものと考えられる。

現在すでに実用化されている道路・鉄道トンネル、地下発電所などの電力構造物、石油の地下備蓄基地等の他に、計画が進められている放射性廃棄物の地層処分、圧縮空気貯蔵発電、高温岩体発電等においても地下構造物が重要な役割を占めており、これらの地下施設の位置を適切に選定し安全にかつ合理的に建設するためには、地下の地質・地下水・岩盤の状況をより詳しく把握することが求められている。

また、地表で起こるさまざまな災害、例えば地震や火山噴火などを事前に予測したり防災のための計画を立案するためには、それらの現象が発生している地下深部におけるプロセスを理解することが重要となる。

さらに、電力構造物の建設における高透水性岩盤の止水対策などでは、地下における開口割れ目や充填したグラウトセメントの詳細な三次元的な分布を明らかにすることが重要となっている。

これらの課題の解決のためにキーとなる技術としての地下探査技術や可視化技術の今後更なる発展が期待されている。

今後は放射性廃棄物の地層処分に見られるように、なるべく非破壊で、高精度な三次元的なデータの取得、地

震や火山活動などその原因が、10km~100kmといった地下深部に求められる地質現象の解明、グラウトセメントの注入状況のモニタリングといった経時的变化を考慮に入れた四次元的な地質解明のように、より深く、より広範囲に、より精度よく、より迅速にかつ合理的に地下のデータを取得することが求められる。

このためには、解明しようとする現象がどのような特徴を持ち、解明のためにはどのような物理パラメータを取得する必要があるかを明確にし、それぞれの技術の限界と可能性を考慮しながら適用を検討するとともに、新しい技術開発に取り組むことが重要と考えられる。個々の技術については最適な探査技術を規格化することが重要であり、課題ごとに要素技術の体系化も検討課題となる。

また、地下探査は一般にさまざまな物理パラメータおよびそれらの分布特性を明らかとするものであり、得られた結果からさまざまな解釈を加えることにより問題の解決が図られる。このため、得られたデータからどのようにすれば知りたい情報を得る事が出来るかについての検討も重要である。この観点から、調査結果を表示する技術としての可視化技術の開発は重要であり、特に得られたデータから立体的な三次元的・時間変化を考慮に入れた四次元的可視化を行うことは、地下に関する理解を深めるとともに定量的な評価へ向けて重要と考えられる。このため最先端の計算科学を活用することも重要である。

お わ り に

理事 我孫子研究所長 櫻井 彰雄



電力中央研究所の地質部門は、これまで発電所など数多くの電力施設サイトの地質調査を実施して、地点選定と建設に貢献してきた歴史と伝統を有し、また、地下探査技術の開発に関しても、一貫して重点的に取り組んで来た。

しかし、最近では資源・エネルギー・環境問題の調和的解決のため、地球内構造の理解と地下空間・地下資源の有効活用技術に対するニーズが高まり、従来に比べ、より深く、より広範に、より精度良く地下構造を調べ、結果を誰の目にも分かりやすく可視化する、新しい探査

技術の開発が必要とされている。

このため、当研究所ではこれまで培って来た調査技術をベースに、電子技術やコンピュータ利用技術を取り入れた、新しい地下可視化技術の開発に取り組んでおり、その成果は当研究所が推進している放射性廃棄物の地中処分研究や、高温岩体発電、圧縮空気貯蔵ガスタービン発電などの技術開発研究にも利用されている。

この電中研レビューでご紹介した新しい地下可視化技術が、電気事業をはじめ地下の活用技術に関連する分野において、少しでもお役に立てば幸いである。

引用文献・資料等

第2章

2-1

- (1) Rose, A., Hawkes, H.E. and Webb, J.S. 1979. *Geochemistry in mineral exploration*. 2nd ed., Academic Press, 657p.
- (2) Sugisaki, R., Anno, H., Adachi, M. and Ui, H. 1980. Geochemical features gases and rocks along active faults. *Geochem. J.*, 14, 101-112.
- (3) 金折裕司・木方建造・千木良雅弘 1984 「地化学調査法による地熱源探査(その1)ー地熱地域と非地熱地域における土壌ガス組成ー」、電中研研究報告 384004.
- (4) 千木良雅弘・金折裕司・木方建造・久野春彦 1984 「地化学調査法による地熱源探査(その2)ーラドンを指標とした放射能探査の方法の検討とその地熱源探査への適用ー」、電中研研究報告 384013.
- (5) 井上大榮・地熱源探査技術研究グループ 1987 「地熱源の総合探査技術とその適用」、電中研総合報告 U02、101p.
- (6) 木方建造・金折裕司 1988 「沖積層下に伏在する断層の地化学調査(その1)ー根尾谷断層・阿寺断層への適用ー」、電中研研究報告 U88004、30p.

2-2

- (1) 馬原保典・大隅多加志・中川加明一郎・五十嵐敏文 1988 「地下水年代決定法の検討(その1)ー深部地下水採水技術ー」、電中研研究報告 U88020.
- (2) 馬原保典 1990 「地下水年代決定法の検討(その2)ートリチウム・ヘリウム3測定法の原位置への適用性ー」、電中研研究報告 U90050.
- (3) 馬原保典 1994 「地下水年代決定法の検討(その3)ー溶存希ガスを活用した地下水流動評価法の提案ー」、電中研研究報告 U94027.
- (4) 馬原保典・河西基・垣内弘幸・五十嵐敏文・佐伯明義 1995 「地球化学的手法を用いた地下水流動調査法の提案ー六ヶ所サイトにおける地下水流動特性の把握ー」、電中研研究報告 U95044.
- (5) 馬原保典・五十嵐敏文・田中靖治 1993 「三島溶岩流内地下水の年代について」、日本地下水学会誌、35(3)、201-215.
- (6) 馬原保典 1996 「環境放射能測定による地下水年代の推定ートリチウムと溶存ヘリウムの活用例ー」、RADIOISOTOPES、45、435-445.
- (7) 北岡豪一・吉岡龍馬 1984 「トリチウム濃度から推定される六甲山系の水循環の速さについて」、日本地下水学会誌、26、131-145.
- (8) 吉岡龍馬・北岡豪一・小泉尚嗣 1993 「同位体組成から推定される地下水の流動系についてー三島市及びその周辺地域を例にしてー」、日本地下水学会誌、35(4)、271-285.

- (9) Andrew, J.N., Hussan, N. and Yougman, M. J. 1989. Atmospheric and Radiogenic Gases in Groundwaters from the Stripa Granite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1803-1815.
- (10) Bentley, H., Phillips, F.M., Davis, S.N., Harbermenhl, M.A., Airey, P.L., Calb, G.E. and Torgeresen, T. 1986. Chlorine 36 Dating of Very Old Groundwater 1. The Great Artesian Basin, Australia. *Water Resour. Res.* 22, 1991-2001.
- (11) Davis, S. and Bentley, H.W. 1982. Dating Groundwater, A Short Review, Nuclear and Chemical Dating Techniques, (ACS Symposium series 176) 157-222.
- (12) Lehmann, B.E., Loosli, H., Rauber, D., Thonnard, N. and Wills, R.D. 1991. ^{81}Kr and ^{85}Kr in Groundwater, Milk River Aquifer, Alberta, Canada. *Applied Geochemistry*, 6, 419-423.
- (13) Mahara, Y. 1995. Noble Gases Dissolved in Groundwater in a Volcanic Aquifer. Helium Isotopes in the Kumamoto Plain. *Environmental Geology*. 25, 215-224.
- (14) Mahara, Y. 1995. Development of the Hydrogeological Survey Method Using the Noble Gases for the Site-Characterization for Radwastes Disposal. *MRS Symp. Proc. Scientific Basis for Nuclear Waste Management* 18th, Vol.353, Part2, 1371-1378.
- (15) Nolte, Krauthan, P., Korschinek C., Maloszewski, P., Fritz, P. and Wolf, E. 1991. Measurements and Interpretations of ^{36}Cl in Groundwater, Milk River Aquifer, Alberta, Canada. *Applied Geochemistry*, 6, 435-445.
- (16) Stute, M., Sonntag C., Deak, J. and Schlosser, J. 1992. Helium in Deep Circulating Groundwater in the Great Hungarian Plain: Flow Dynamics and Crustal and Mantle Helium Fluxes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 2051-2067.

2-3

- (1) Craig, H. 1961. Isotopic variation in meteoric water. *Science*, 133, 1702-1703.
- (2) 中井信之・水谷義彦 1985 「同位体による水域の比較研究ー降水、地下水、河川水の同位対比」、地球化学.
- (3) 本島勲 1985 「岩盤地下水の水質・同位体組成」、地下水学会誌、27(2)、39-50.
- (4) 本島勲 1986 「岩盤地下水の水質・同位体調査ー地下水の年代に関する検討(1)ー」、電中研研究報告 385025.
- (5) 本島勲 1986 「岩盤地下水の水質・同位体調査ー地下水の年代に関する検討(2)ー」、電中研研究報告 U86001.
- (6) 本島勲 1986 「岩盤地下水の水質・同位体調査ー地下水の年代に関する検討(3)ー」、電中研研究報告 U86047.

- (7) 大隅多加志・本島勲 1989「水質および環境同位体を利用した地下水調査法 1) 地下水の水質・環境同位体と調査法」、電力土木、218、1-6.
- (8) 本島勲・大隅多加志 1989「水質および環境同位体を利用した地下水調査法 2) 調査法の適用例」、電力土木、218、7-18.
- (9) 本島勲 1993「酸素およびラドンの同位体による地下空洞周辺地下水の考察」、地下水学会誌、35(3)、185-200.

2-4

- (1) Ushijima, K., Mizunaga, H., Furuya, S. and Motomatsu, T. 1992. Fluid Flow Tomography Survey in Takigami Geothermal Field, The second SEGJ/SEG International Symposium on Geotomography, Geotomography Vol.2.
- (2) 大久保泰邦・本蔵義守・村岡淳 1993「精密調査によって得られた重・磁力異常から推定される丹那活断層の構造」、物理探査、46(6)、516-524.
- (3) 大久保泰邦・浦井稔ほか 1987「立体的に見るキュリー等温面」、地質ニュース、395、1-4.
- (4) 駒澤正夫 1987「関東・丹沢地域の重力構造」、構造研究会誌、32、59-68.
- (5) 駒澤正夫・鎌田浩毅 1985「豊肥地域の重力基盤構造」、地質調査所報告、264、305-333.
- (6) 津宏治 1985「磁気探査法の解析技術」、地球、号外 No.1、物理探査法—技術と応用—、37-42.

第3章

3-1

- (1) 中村三郎・糸賀浩之・笠井弘幸・野口静雄・登内正治 1993「ステップ式連続波地中レーダー探査法による地すべり地盤構造探査」、第32回地すべり学会研究発表講演集、243-246.
- (2) 鈴木浩一・小田義也 1995「物理探査による野島断層の地下構造」、平成7年度電力中央研究所研究発表会—土木部門—予稿集、26-29.

3-2

- (1) 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(1)」、物理探査、34(5)、341-350.
- (2) 高橋健彦 1986「図解接地技術入門」、オーム社.
- (3) 佐々木裕 1988「比抵抗2次元インバージョンの改良」、物理探査、41(2)、111-115.
- (4) 鈴木浩一・楠建一郎・藤光康宏・大山隆弘・曾根賢治 1990「高密度電気探査法における2次元自動解析法の適用—第四紀層に覆われた断層の探査—」、電中研研究報告 U90032.
- (5) 楠建一郎・郷津寿夫・新庄一雄 1994「高密度電気探査法の接地設計への適用—御所変電所建設地点での実験結

果—」、電中研研究報告 U93064.

3-3

- (1) 栗田泰夫 1984「“鮮新世”川舟カルデラの層序と地質構造」、地熱学会講演予稿集、342.
- (2) 大山隆弘・楠建一郎・木方建造・本島陸・鈴木浩一・藤光康宏・橋本修一 1992「沖積層下の断層探査—(2)川舟断層への物理探査、地化学調査—」、電中研研究報告 U91017.
- (3) Sasaki, Y., Yoneda, Y. and Matsui, K. 1991. Resistivity image of controlled source audio-frequency magneto-telluric (CSAMT) data. Expanded Abstracts of SEG 61th annual international meeting and exposition.
- (4) 鈴木浩一・楠建一郎・本島陸・藤光康宏・大山隆弘・佐々木裕 1990「川舟断層における比抵抗法探査—2次元解析結果とトレンチ調査との対比について—」、第82回物理探査学会講演論文集、370-375.
- (5) 玉生志郎 1985「豊肥地熱地域の層序と地質構造—主に坑井データに基づいて—」、地質調査所報告、264、113-142.
- (6) D.S. Widarto, 川東慶子ほか 1992「豊肥地熱地帯湧蓋火山周辺のCSMT-TDEM探査からみた地熱兆候」、第86回物理探査学会講演論文集、276-280.
- (7) 中村康夫・佐々木靖人・藤井厚企・小西尚俊 1994「空中電磁法による地すべり土塊可視化例」、土と基礎、42、529-532.
- (8) 野口靖二・遠藤仁 1996「積分方程式によるTDEM法の3次元モデリング(2)」、第94回物理探査学会講演論文集、245-249.
- (9) 野村倉一 1990「根尾谷断層濃尾地震から100年」、教育出版文化協会、24.
- (10) 村上裕・小川康雄 1986「電磁・電磁探査におけるインバージョン」、物理探査、39(6)、114-125.
- (11) 松井保 1995「比抵抗高密度探査の地盤工学的ニーズと応用」、物理探査、48(6)、530-538.
- (12) 松田時彦 1974「1891年濃尾地震の地震断層」、地震研速報、13、85-126.
- (13) 藤光康宏・鈴木浩一・楠建一郎・本島陸・曾根賢治 1993「沖積層下の断層探査—(3)梅原断層への物理探査法の適用性—」、電中研研究報告 U92002.
- (14) 高杉真司・山根一修・村松茂樹・笹田政克・浦中稔 1992「RRI法によるMT法2次元インバージョン解析」、第86回物理探査学会講演論文集、343-348.
- (15) 山根一修・高杉真司 1994「地熱探査技術等検証調査 断層型貯留層探査法開発—電磁波利用探査法開発(アレイ式CSMT法開発)—その2」、地熱技術、19(3)(4)、56-63.
- (16) 新エネルギー総合開発機構 1985「地熱開発促進調査報告No.1・湯沢雄勝地域」、814p.

3-4

- (1) 阿部信太郎 1996 「浅海域における人工地震探査システムの開発」、平成8年度電力中央研究所研究発表会—土木部門—予稿集。
- (2) 社団法人土木学会原子力土木委員会 1996 「原子力発電所の立地多様化技術 第4編 人工島式海上立地技術」。

3-5

- (1) 本荘静光 1979 「電力構造物と物理探査」、物理探査、32(6)、17-22。
- (2) 毎熊輝記・楠建一郎ほか、「物理探査・検層」、地盤工学会地盤調査法第3編、72-77。

3-6

- (1) 海江田秀志・石田毅・矢島浩・金川忠・澤田義博・藤原義一・日比野敏 1984 「AE計測による岩盤クラックの発生および進展機構に関する実験的研究(その1)—原位置くり返しせん断試験の場合—」、電中研研究報告 38039。
- (2) 海江田秀志・佐々木俊二 1987 「高温岩体発電のための岩盤破砕評価技術の開発—大規模水圧破砕実験時のAE観測から推定した高温岩体内破砕の進展—」、電中研研究報告 U86043。
- (3) 海江田秀志・佐々木俊二 1989 「大規模水圧破砕実験時のAE観測から推定した高温岩体亀裂の進展機構」、日本地熱学会誌、11(4)、339-355。
- (4) Kaieda, H., Kiho, K. and Motojima, I. 1993. Multiple fracture creation for hot dry rock development. Trends in Geophys. Res., 2, 127-139.
- (5) 海江田秀志・本島勲・木方建造・近藤浩文・金川忠・佐々木俊二・堀義直 1994 「高温岩体発電のための岩盤破砕技術(その2)—雄勝地点における大規模亀裂の造成—」、電中研研究報告 U93057。
- (6) 佐々木俊二、Mehler, M., House, L. and Keppler, H. 1985 「高温岩体発電における人工貯留層の形状評価手法その1—ロスアラモスの大規模水圧破砕実験に伴う微小地震の震源決定法—」、電中研研究報告 385011。
- (7) 佐々木俊二・海江田秀志・澤田義博 1990 「高温岩体発電のための岩盤破砕評価技術の開発—肘折地点でのAE観測による人工貯留層評価—」、電中研研究報告 U90005。
- (8) 佐々木俊二 1993 「高温岩体発電のための岩盤破砕評価技術の開発—肘折地点でのAE観測から推定される水圧破砕の破壊メカニズム—」、電中研研究報告 U92054。
- (9) Sasaki, S. 1993. Development of a Fracture Evaluation Technique for HDR Geothermal Energy Extraction Hydraulic Fracturing Mechanism from AE. CRIEPI REPORT EU92005.
- (10) 今枝敬昌 1982 「発電プラントの機器構造材料のAE特性—加熱処理による金属組織の変化とAE特性—」、電中研研究報告 281026。

- (11) 勝山邦久編・著 1994 「—現場技術者のための—AE技術の応用」、(株)アイピーシー、509p。
- (12) 金川忠・北原義浩・林正夫 1981 「岩石のAEカイザー効果を利用した地圧測定法—軸試験による測定法の詳細と適用例—」、電中研研究報告 381004。
- (13) 佐々木俊二・石田毅・金川忠 1987 「高温岩体発電のための岩盤破砕評価技術の開発—水圧破砕で発生するAEの特性と破壊メカニズム—」、電中研研究報告 U96032。

第4章

4-1

- (1) 石井吉徳 1986 「インバージョン：その理論と背景について」、物理探査、39(6)、3-13。
- (2) 大久保博 1986 「物理探査における新しいインバージョン法」、物理探査、39(6)、31-41。
- (3) 大友英夫 1986 「ジオトモグラフィ技術の現状」、物理探査、39(6)、58-71。
- (4) 南部恭二郎 1986 「医学におけるインバージョン」、物理探査、39(6)、42-50。
- (5) 六川修一 1986 「ジオトモグラフィ—その理論的背景—」、物理探査、39(6)、51-57。

4-2

- (1) 鈴木浩一・楠建一郎・本島陸・藤光康宏 1991 「ジオトモグラフィのダム基礎岩盤調査への適用」、第84回物理探査学会講演論文集、340-345。
- (2) 鈴木浩一・藤光康宏・日比野敏・西田薫・是石康則 1991 「金剛地点における比抵抗トモグラフィ法探査結果」、第85回物理探査学会講演論文集、247-252。
- (3) 松岡俊文 1986 「インバージョンにおける数値解析法—最小二乗法を中心にして—」、物理探査、39(6)、14-30。

4-3

- (1) 石井吉徳 1993 「地熱断列系の探査と問題点—丹那プロジェクトについて—」、物理探査、46(6)、434-442。
- (2) 鈴木浩一・楠建一郎・本島陸・藤光康宏 1991 「ジオトモグラフィのダム基礎岩盤調査への適用」、第84回物理探査学会講演論文集、340-345。
- (3) 日本物理探査学会 1992 「Geotomography」、Vol.2。
- (4) 横田俊之 1995 「断裂型地熱貯留層探査法に関する研究」、地質調査所報告、282、413p。
- (5) 渡辺俊樹・佐々宏一 1992 「弾性波の初動振幅を利用した減衰トモグラフィ」、物理探査、45(1)、10-12。
- (6) 渡辺俊樹・上坂進一・佐々宏一 1996 「音響波波動方程式フルウェーブインバージョンのモデル計算による検討」、第95回物理探査学会講演論文集、242-245。

4-4

- (1) 鈴木浩一・東貞成・藤光康宏・楠建一郎・本島陸・田辺一

夫・天野雄二 1992 「ジオトモグラフィのダム基礎岩盤調査への適用 (その2)」、第86回物理探査学会講演論文集、432-437.

- (2) 鈴木浩一・小田義也・谷和夫・林泰幸・城森明 1996 「野島断層における3次元比抵抗法とステップ式連続波地下レーダー法探査トレンチ調査地点での比抵抗測定結果」、第94回物理探査学会講演論文集、58-63.

4-5

- (1) Thurber, C. H., 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote lake area, central California, J. Geophys. Res., 88, 8226-8236.
(2) Hasegawa, A., Zhao, D., Hori, S., Yamamoto, A. and Horiuchi, S. 1991. Deep structure of the north-eastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity, Nature, 352(6337), 683-689.

4-6

- (1) 田中靖治・本島勲 1994 「正弦波圧力試験による原位置岩盤中の透水係数分布の逆推定」、岩の力学94、484-485.
(2) 本島勲・打田靖夫 1997 「正弦波圧力試験による岩盤の地下水理特性の考察—岩盤の透水性、貯留性および異方性」、電中研研究報告 U96040.

第5章

5-1

- (1) 河西基・田中靖治・五十嵐敏文 1994 「高レベル放射性廃棄物地層処分の天然バリア性能評価手法の開発 (その1)—割れ目系岩盤中の地下水流動解析手法—」、電中研研究報告 U93054.
(2) 河西基・五十嵐敏文・田中靖治 1995 「高レベル放射性廃棄物地層処分の天然バリア性能評価手法の開発 (その2)—割れ目系岩盤中の熱および核種の移行解析手法—」、電中研研究報告 U94053.
(3) 五十嵐敏文・田中靖治・河西基・宮川公雄 1995 「スウェーデン・ハードロック地下研究施設における高レベル廃棄物処分のための国際共同研究 (その2)—長期揚水・トレーサー移行試験に対する3次元スミアード割れ目モデルの適用—」、電中研研究報告 U94054.

5-2

- (1) 本島陸・日比野敏・林正夫・北原義浩 1977 「大規模な地下構造物掘削時の安定解析プログラムの開発とその適用例」、電中研研究報告 376011.
(2) 本島陸・日比野敏・林正夫 1978 「岩盤掘削時の安定解析のための電子計算プログラムの開発—直交異方性、材料非線形、ロックボルトによる補強を考慮した解析プログラム—」、電中研研究報告 377012.
(3) 伊藤洋・北原義浩 1981 「破砕帯を有する岩盤斜面掘削時

の挙動解析と挙動観測に関する検討」、電中研研究報告 381009.

- (4) 桜井春輔・進士正人 1984 「マイクロコンピュータによる地下空洞掘削時の安定性の評価」、土木学会論文集、358、37-46.

第6章

6-1

- (1) 資源エネルギー庁・地質調査所 1979 「地質開発基礎調査報告書No.10、鹿野・松崎・その1」、129p.
(2) 木方建造・楠建一郎・鈴木浩一・井上大榮・宮川公雄・北野晃一 1987 「地化学、物理探査による地熱源探査—鹿野温泉の地熱構造モデルの検討—」、電中研研究報告 U87006.
(3) Hattori, H. and Shibata, K. 1974. Concordant K-Ar and Rb-Sr ages of the Tottori granite, West Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, 25, 157-173.
(4) 河野義礼・植田良夫 1996 「本邦産火成岩のK-Ar dating (V)—西南日本花崗岩類—」、岩鉱、56、191-211.
(5) 大久保泰郎 1984 「全国のキューリー一点解析結果」、地質ニュース、362、12-17.
(6) 笹田政克 1980 「温泉の花崗岩体による構造規制についての予察」、地熱学会誌、2(1)、1-11.
(7) Smith, R. L. and Shaw, H. R. 1975. Igneous related geothermal systems. U. S. G. S. Circular, 726, 58-83.

6-2

- (1) 馬原保典・田中和広・田中靖治・宮川公雄・谷口公一 1996 「天然溶存希ガスをを用いた地下水調査法の提案 (その2)—水中 α トラック法を用いた溶存ラドン測定による地下水流れの検出—」、電中研研究報告 U95039.
(2) 田中和広・田中靖治・宮川公雄・馬原保典・安池慎二・本荘静光 1996 「割れ目系岩盤における水理地質構造の調査法の提案と適用」、応用地質、36、18-30.
(3) 田中和広・宮川公雄 1992 「ボアホールテレビジョン装置の地下深部地質調査への適用」、応用地質、32、19-33.
(4) 田中靖治・駒田広也・大隅多加志 1992 「高精度多機能型透水試験装置の開発」、電中研研究報告 U92019.
(5) 宮川公雄・田中和広・井上大榮・大澤英昭・柳澤孝一・山川稔 1992 「東濃鉱山における花崗岩の断層系の特性調査と岩盤評価(2)—ボアホールテレビジョン装置による深部岩盤割れ目の分布特性—」、電中研研究報告 U91014.
(6) 安池慎二・大隅多加志 1993 「水質データの多変量解析による地下水の混合状況の推定法」、電中研研究報告 U93013.

6-5

- (1) 井上大榮・宮腰勝義・楠建一郎・木方建造・大山隆弘・曾

- 根賢治・鈴木浩一・上田圭一・藤光康宏・本島睦・本荘静光・佐竹義典 1993「第四紀層下の断層の調査法・活動性評価法」、電中研総合報告 U22.
- (2) 大山隆弘・楠建一郎・木方建造・本島睦・鈴木浩一・藤光康宏・橋本修一 1991「沖積層下の断層探査-(2)川舟断層の物理探査、地化学調査」、電中研研究報告 U91017.
- (3) 楠建一郎・本荘静光 1990「活断層と物理探査」、43、386-401.
- (4) 曾根賢治・楠建一郎・木方建造・鈴木浩一・猪原芳樹 1990「沖積層下の断層探査-深溝断層における各種探査法の適用性について」、電中研研究報告 U90028.
- (5) 遠田晋次・宮腰勝義・井上大榮・楠建一郎・鈴木浩一 1995「山崎断層系大原断層のトレンチ調査」、地震第2輯、48、57-70.
- (6) 土木学会、原子力土木委員会 1996「原子力発電所の立地多様化技術、付属編-1、断層活動性評価技術」.
- (7) 藤光康宏・鈴木浩一・楠建一郎・本島睦・曾根賢治 1992「沖積層下の断層探査-(3)梅原断層への物理探査法の適用性」、電中研研究報告 U92002.
- (8) 藤光康宏・楠建一郎・鈴木浩一・東貞成・遠田晋次・宮腰勝義 1993「長尾断層地点におけるジオトモグラフィ調査-トレンチ調査結果との対比-」、物理探査学会第88学術講演会論文集、541-544.

編集後記

電中研レビュー第35号「地下の探査・可視化技術」をお届けいたします。

私たちの目で確かめられる地上空間は、有効に利用されています。これにくらべて、地下の大規模な利用はこれからという感じですが、最近の技術の進歩により急速に夢が広がります。その夢に向かって技術は進んでいきます。今年秋に開通される東京湾横断道路は、当研究所の創始者・松永安左エ門翁の夢が叶った一例といえます。

当研究所では、エネルギー事業をはじめ各種産業での地下利用施設や構造物などについて、深度に応じて次のような幅広い課題を研究しています。

- ・ダム、発電所の基礎岩盤に関する調査
- ・揚水式発電所の地下空洞に関する岩盤調査
- ・高温岩体発電技術
- ・高レベル放射性廃棄物地層処分技術

- ・圧縮空気貯蔵発電技術
- ・断層活動性評価技術

など。

「地下の探査・可視化技術」は、これらの開発に欠かせない技術の一つです。

当研究所は、計算科学のめざましい発展を積極的に取り入れて、より新しい地下探査のための可視化技術の確立をめざしていきます。

最後になりましたが、ご多用中にもかかわらず、快く巻頭の「地下の探査・可視化技術への期待」をお寄せいただきました西村進・京都大学名誉教授には、心から感謝いたします。

本レビューにより、「地下を目で確かめる研究」について、皆様のご理解の一助になれば、望外の喜びです。

本冊子についてのご意見をお待ちしています。

電中研レビュー NO.35

●平成 9 年 5 月 30 日

●編集兼発行・財団法人 電力中央研究所 広報部
東京都千代田区大手町1-6-1 [大手町ビル7階] ☎100
☎(03)3201-6601 (代表)
●印刷・株式会社 電友社

本 部/経済社会研究所 東京都千代田区大手町1-6-1 ☎(03)3201-6601 ☎100

柏江研究所/情報研究所

原子力情報センター/ヒューマンファクター研究センター

東京都狛江市岩戸北2-11-1 ☎(03)3480-2111 ☎201

我孫子研究所 千葉県我孫子市我孫子1646 ☎(0471)82-1181 ☎270-11

横須賀研究所 神奈川県横須賀市長坂2-6-1 ☎(0468)56-2121 ☎240-01

赤城試験センター 群馬県勢多郡宮城村苗ヶ島2567 ☎(027)283-2721 ☎371-02

塩原実験場 栃木県那須郡塩原町関谷1033 ☎(0287)35-2048 ☎329-28

