

新地盤探査技術の開発

斜面の探査技術の開発に関する共同研究報告書(その2)

— 空中電磁法による斜面の概査技術 —

平成7年3月

建設省土木研究所環境部

地 質 研 究 室

大日本コンサルタント(株)

同 和 工 営 (株)

Copyright © (1995) by P. W. R. I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P. W. R. I.

この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複製は、土木研究所長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

新地盤探査技術の開発

斜面の探査技術の開発に関する共同研究報告書（その2）

－空中電磁法による斜面の概査技術－

建設省土木研究所

環境部長

竹林 征三

地質研究室長

中村 康夫

同 研究員

佐々木靖人

同 研究員

浅井 健一

土質研究室

藤井 厚企*

大日本コンサルタント(株)

常勤監査役

新谷 鏝三

探査部長

小西 尚俊

地盤防災課係長

千田 敬二

探査課

中村 直文

同和工営(株)

物理探査部長

棚橋 道郎

物理探査部

森川 剛夫

同

日下部和宏

同

吉川 治男

*：元 地質研究室

要 旨

本報告書は、建設省と民間16社の共同研究として実施した「新地盤探査技術の開発」の中の「斜面の探査技術WG」の一部である「空中電磁法班」の研究成果をとりまとめたものである。本研究では、地盤の内部構造を概略的に探査する技術として空中電磁法を取り上げ、斜面に適したシステムを検討するとともに、通常の機種ならびに本研究で開発した機種を用いて、斜面中の構造が比較的調査されている地すべり斜面で探査実験を行った。その結果から、斜面に対する適用性（精度や分解能、適用地盤、適用限界等）を明らかにし、斜面における探査・解析・判読技術を整理した。

キーワード：斜面、空中電磁法、物理探査、地質調査

目 次

まえがき

1. 空中電磁法の概要	1
1.1 岩石・土壌の電気比抵抗	1
1.1.1 比抵抗及び見掛け比抵抗	1
1.1.2 比抵抗の諸要因	2
1.1.3 岩石等の比抵抗値	3
1.2 電磁法の原理	6
1.3 探査装置と探査手順	10
1.3.1 探査装置	10
1.3.2 適用範囲	11
1.3.3 探査手順	12
2. 解析・出力	14
2.1 解析原理	14
2.2 データ処理	17
2.2.1 A社の例	17
2.2.2 B社の例	18
2.3 解析結果の出力	20
2.3.1 A社の例	20
2.3.2 B社の例	23
3. 探査結果の判読・解釈	27
4. 探査事例	29
4.1 熊本県人吉市北方の硬岩の探査事例	29
4.2 新潟県猿供養寺地すべり周辺の探査事例	37
4.3 秋田県谷地地すべり周辺の探査事例	46
4.4 長野県地附山地すべり周辺の探査事例	64
4.5 長野県茶臼山地すべり周辺の探査事例	78
付 録	95
あとがき	111

まえがき

本報告書は、平成4年度から平成6年度にかけて、官民連帯共同研究として実施した「新地盤探査技術の開発」のうち、「斜面の探査技術の開発」ワーキンググループの成果の一部である。

「斜面の探査技術の開発」ワーキンググループでは、地表踏査やボーリング調査などの線・点的な地質調査手法に依存している斜面の地質調査をより合理的かつ効率的なものとするために、画的な地質調査手法である物理探査手法を適用する方法について検討した。特にワーキングでは斜面に対して今後有望な物理探査技術として、空中電磁法による斜面地質概査、電磁波反射法による斜面地質精査、比抵抗法自動計測システムによる斜面の維持管理、の三つの物理探査手法を取り上げ、その適用性を検討した。本報告書は、これらのうち空中電磁法による斜面地質概査技術について検討した結果である。

本研究は土木研究所および公募により選定された民間会社により進められているが、研究の実施に関してはこのほか多くの方々にご協力、ご助言を賜っている。ここに厚くお礼申し上げる。

建設省土木研究所地質研究室長
中村康夫

1. 空中電磁法の概要

1.1 岩石・土壌の電気比抵抗

地上電気探査法では、地下に電流を流し、それに基因する電位差を測定して大地の比抵抗を求め、解析により比抵抗構造を推定し、それを解釈することによって地質分布及び地質構造を解明している。電磁法も比抵抗を測定する方法であるので、その意味では電気探査の一種であるが、電磁法では地下に電流を直接流すのではなく電磁場を地下に透入して比抵抗を測定している。比抵抗の定義、比抵抗の諸要因及び岩石の比抵抗について以下に述べる。

1.1.1 比抵抗及び見掛比抵抗

比抵抗の定義については、電磁気学等の解説書等では次のように説明される場合が多い。いま、針金上の2点P Qの間の電位差がVであるとき、針金と流れる電流Iと電位差Vの間には「オームの法則」($V = RI$)が成り立つ。RをP Q間の電気抵抗といい、その長さに比例し、断面積に反比例する。長さlで断面積Sの一樣な針金では、

$$R = \rho \cdot l / S$$

である。ここで、比例定数の ρ が比抵抗（または抵抗率）と呼ばれる媒質定数である。また、 ρ は、長さ1 m、断面積1 m^2 の媒質の電気抵抗に等しい。比抵抗 ρ の単位は、

$$\rho = R [\Omega] \cdot \frac{S [\text{m}^2]}{l [\text{m}]}$$

であるから、 $[\Omega \cdot \text{m}]$ である。

各種の電気探査手法では、大地が平坦で一樣均質な比抵抗を有するという仮定の下に比抵抗 ρ を算出しているが、実際には大地は平坦でもなく、その比抵抗が一樣でもないために、測定方法、電極配置、電極間隔、地形の影響などにより比抵抗が変化する。しかしながら、測定により求められた比抵抗値は媒質の不均一性を形成している各物質の真比抵抗となんらかの形で結びついていてもので、媒質の一種の抵抗を表すものと考えられるので、これを見掛比抵抗 (apparent resistivity) と名づけて真の比抵抗と区別し、一般に ρ_a の記号で表している。なお、実測値と大地を水平成層構造と仮定して求めた理論値との差の2乗和が最小になるようにする最小2乗法の考えに基づいたインバージョン解析により、見掛比抵抗データあるいは測定データから真の比抵抗及び地質構造に近い量を推定している。

1.1.2 比抵抗の諸要因

一般に、地下を構成する媒質は、金属鉱物及び石墨を除いては、水が存在しないとすれば電気的には絶縁体である。したがって、地下媒質の比抵抗は、間隙水の分布形態及び量と、間隙水の比抵抗とに支配されているとみなすことができ、そのほか、土壌・岩石内に含まれる電導性物質の種類（例えば粘土）、量ならびにその配列様式によっても左右される。

乾燥している土壌・岩石の比抵抗は、主にその中に含まれる鉱物の量とその電導度に影響される。一般に、電導性鉱物の量が5%以下ではその影響はほとんど認められず、その効果は絶縁性鉱物のそれに近くなるが、電導性鉱物の量が25%以上では全体の電導度は電導性鉱物のその1/2以上となり、著しい低比抵抗を示す。土壌・岩石中の含水量が増加すると、一般に比抵抗は減少する。また、含水量が少なくなると比抵抗は著しく大きくなる。この場合、土壌・岩石の間隙率（porosity）及び水の比抵抗に大きく影響され、一般に水の比抵抗は溶存電解質の量に逆比例する。

これらの関係について、Archie¹⁾は、砂または砂岩が水で飽和されている場合の地層係数Fは次の経験式で表されることを示した。

ρ_s : 砂または砂岩の比抵抗

$$F = \frac{\rho_s}{\rho_w} \phi^{-m}$$

ρ_w : 水の比抵抗

ϕ : 間隙率（比率）

ここで指数mは膠結係数（cementation factor）と呼ばれ、地層の固結状態、特に粒子の形と充填物の性質等の地盤の性質によって決定される定数で、固結度の高い砂で1.8~2.0、固結度の低い岩石で1.3である。また、水の飽和度Sの影響も考慮して、次式がArchieの式として知られている。

$$\rho_s = a \rho_w / \phi^m S^n$$

$0.5 < a < 2.5$ n : 飽和指数 (= 2)
 $1.3 < m < 2.5$

この経験式に従えば、土壌・岩石は、間隙率 ϕ が高いほど、間隙水の飽和率Sが高いほど、また、間隙水の比抵抗 ρ_w が小さいほど低比抵抗となることがわかる。

しかし、一方で、泥質層の比抵抗はArchieの式に従わないということも知られている。例えば、泥質層の比抵抗が砂礫層のそれよりも低いということは経験的によく知られているが、この特質は、泥質層の間隙率が比較的高いという事実や、間隙水の比抵抗が相対的に低いということだけでは説明できないために、泥質層の電気電導は粘土分の存在によって助長されると考えられている。粘土の電気電導は表面電導であって、これは拡散二重層の過剰イオンによるものと分子容量によるものの和であると考えられ、比表面の大きい媒質ほど、そして細かい毛管系ほど大きくなる。また、粘土鉱物の種類によっても岩石の比抵抗が変わることが知られており、これには粘土鉱物がもっている陽イオン交換容量（CEC : cation exchange capacity）の大きさが関係している。CECの大きな粘土鉱物が多く含まれるほど岩石は低比抵抗を示すと予想され、

モンモリロナイト（スメクタイトの1種）はカオリナイトや緑泥石よりも土壌・岩石の比抵抗を低くする効果が大きい（表1.1.2-1）。以上の関係をまとめ、表1.1.2-2に示す。

表1. 1. 2 - 1 主な粘土鉱物のCEC

カオリナイト	2 ~ 10 (me/100 g)
ハロイサイト	5 ~ 40
雲母粘土鉱物	10 ~ 15
緑 泥 石	2 ~ 10
パーミュキュライト	100 ~ 150
スメクタイト	60 ~ 100
イモゴライト	20 ~ 30
アロフェン	30 ~ 135

pH 7.0, イオン濃度 $10^{-1} \sim 10^{-3} \text{N}$ の溶液中の値

表1. 1. 2 - 2 岩石・土壌の比抵抗に及ぼす諸要因

低	←	岩石・土壌の比抵抗値 ρ	→	高
湿 (水比抵抗が支配要因)	←	乾・湿状態	→	乾 (電導性鉱物の量が支配要因)
低 (イオン濃度大)	←	間隙水の比抵抗 ρ_w	→	高 (イオン濃度小)
大	←	間隙率 ϕ (飽和時)	→	小
大	←	間隙水の飽和度 S	→	小
多 (25%以上影響大)	←	電導性鉱物の量	→	小 (5%以下ほとんど影響なし)
多	←	粘土鉱物	→	少
大	←	粘土鉱物の陽イオン交換能	→	小

1.1.3 岩石等の比抵抗値

主な岩石等の比抵抗値を図1.1.3-1に、粘土鉱物の含有量と比抵抗値との関係を図1.1.3-2に示す。

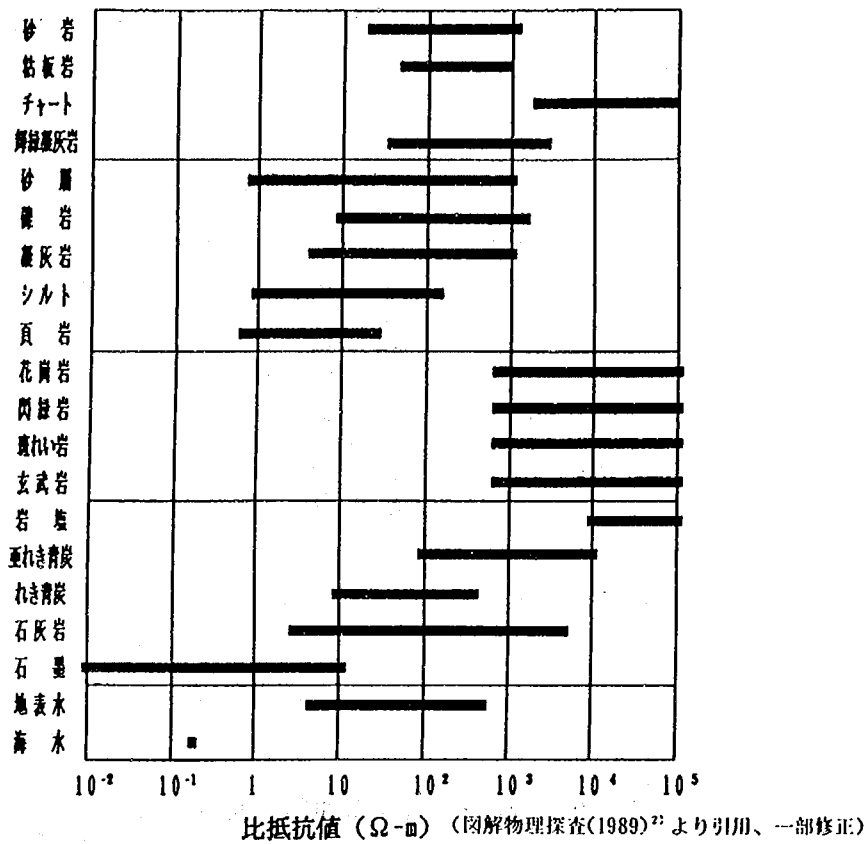


図1. 1. 3-1 主な岩石等の比抵抗値

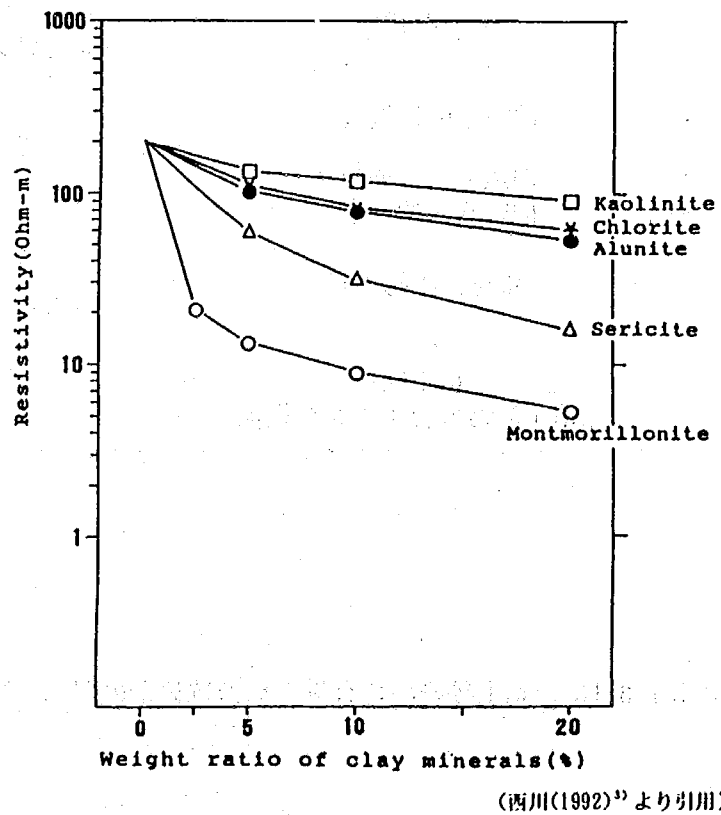


図1. 1. 3-2 粘土鉱物の含有量と比抵抗値の関係

参考文献

- 1) Archie, G. E. (1942) : The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir characteristics, Trans. A. I. M. E., 146.
- 2) 物理探査学会(1989) : 図解物理探査、P. 216.
- 3) 西川信康(1992) : 菱刈鉾山における変質分帯と物性の関係、通産省平成3年度広域地質構造調査報告書構造解析総合調査、P157~187.

1.2 電磁法の原理

時間変動する電磁場が地中に入射すると、地下の比抵抗分布に応じた電磁応答が生ずる。電磁探査法（EM法：Electro-magnetic method）とは、電磁波が地表から地中へと拡散していく際に生ずる電磁誘導作用を利用して地下に存在する鉱体等の電導体を探知したり、大地の比抵抗分布を調べる探査法の総称であるが、その1次電磁場の与え方や測定成分によって多様な測定方法やシステムがある。ヘリコプター利用の空中電磁法の考え方は、基本的にはループ・ループ法と呼ばれる地上電磁法のそれと同じである。以下にその測定原理について述べる。なお、電磁法の周波数領域においては、電磁エネルギーの運搬はほとんど磁場によってなされるので、ここでいう電磁場とは磁場と同義である。

電磁法とは、1対の送・受信コイルの間の相互インダクタンスの変化を測定することによって地中の電導体や比抵抗分布を探知する方法であるといえる。図1.2-1の上側に測定原理を、また、下側に電磁誘導作用の概念をそれぞれ模式的に示す。下図において、送信ループ（コイル）から実線で示されるような1次場（交流磁場）が発生され、これが地中の媒質を横切るときに、その磁束の変化を妨げる（打ち消す）ように渦電流が流れる。生ずる渦電流の大きさや形状は地下の比抵抗分布に依存するので、渦電流に関係する量を観測することによって地下の比抵抗情報を得ることができる。これらの渦電流は、それら自身磁場を発生し、図中に点線で示されるような2次場を形成する。したがって、受信点においてはソースによる1次場と電導体中に誘起された渦電流による2次場とから成る合成磁場（total magnetic field）が観測される。この合成磁場は、1次場より位相が遅れるために、通常、1次場と位相が同じ（時間の遅れがない）同相成分と90°位相がずれている離相成分とに分解して測定される。2次場の大きさは、送信周波数及び地中の比抵抗分布に依存するが、1次場に比べて極度に小さいので、測定に際しては、受信側で1次場を十分に除去する必要がある。空中電磁法では1次場に対する2次場の大きさを同相及び離相成分比に分離して、ppm単位で測定している。

空中電磁法では複数の測定周波数を用いて同時に測定するのが一般的である。図1.2-1の下図に示したように、電磁場の透入深度は、周波数と大地の比抵抗とに関係し、周波数が低くなるにつれて増大するので、地下浅部から深部までの比抵抗情報を得るにはできるだけ周波数範囲を広くとることが肝要である。

空中電磁法と従来の地上電気探査法（比抵抗法）との大きな違いは、後者が地下の比抵抗分布の相対的変化を測定するのに対して、前者は比抵抗の小さい所を選択的に強調することが特徴である。比抵抗法では、比抵抗が極度に高いものがあれば、その下位へは電流が透入できないことや、極度に低いものがあれば、その中に電流が捕獲されてしまい、いずれの場合もそれより下位側の情報が取得し難くなるが、空中電磁法では磁場がエネルギーを運搬するために、そのような問題は著しく軽減される。そのほか、比抵抗はジオメトリック・サウンディングであるのに対し、空中電磁法はパラメトリック・サウンディングであるために、後者の方が微細地質構造に対する分解能が高いと考えられる。すなわち、比抵抗法では深い所を探索するには電極間隔を広げる必要があり、これによって微細構造の影響が平滑化されてしまって判読が困難になると同時に地形の影響も効いてきて更に判読を困難にする。一方、空中電磁法では、周波数を変えることによって深度方向の比抵抗情報を取得しているので、平滑化の影響が少ない上、サンプリング密度が高く、大地に非

接触であるので地形の影響もほとんどないために、微細地質構造に対する分解能が高いと判断される。

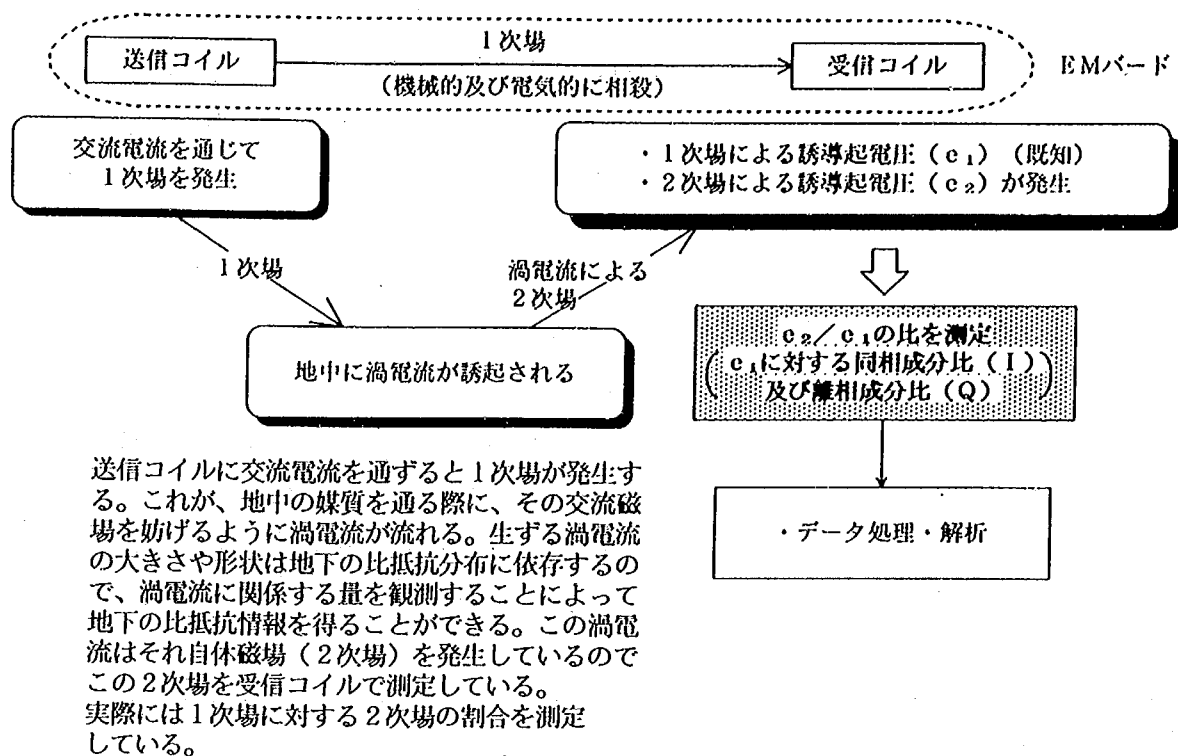
また、磁場強度を測定する磁力計は非常に小型で軽量で、電磁法の測定とは相互に干渉しないので、空中電磁法を実施する場合、通常、磁気探査も同時に行われる。磁気探査とは地球磁場強度を測定し、これを解析して地下の磁性体の分布を求めることにより、地下の構造、岩質、資源などを調べる方法である。地球自体が1つの巨大な磁石になっており、これに基づく磁場は国際標準磁場（IGRF）と呼ばれ、位置が決まれば算出される量である。一方、地球表層部の岩石の磁氣的性質（磁化率）の違いに基因する局所的な磁気異常がある。これはIGRFに比べて非常に小さいが、測定された地球磁場からIGRFを差し引くことにより磁気異常として検出される。岩石はそれに含まれる磁鉄鉱のような強磁性物質の量に応じた磁性を持っており、IGRFによって誘発される誘導磁化や岩石固有の残留磁化を発生させている。誘導磁化の強弱は岩石の磁化率で決まるものであり、図1.2-2に示したように堆積岩よりも火成岩が、火成岩の中では酸性岩よりも塩基性岩・超塩基性岩が高い磁化率を呈する。残留磁化も同様の傾向を有している。また、変質帯や高温下の岩石では磁化率は著しく低くなる。断裂部でも磁鉄鉱が酸化されて褐鉄鉱に変化してしまっており、そのために磁性が失われ低磁気異常を呈する。これらの岩石の磁氣的性質の特徴が磁気解析の基礎となっている。磁気応答の模式例を図1.2-3に示す。

空中電磁法と磁気とは異なった物性を測定しているので、両者を併せて解釈することにより、解釈の精度が向上することが期待される。この場合の解釈の際の目安の例を表1.2-1に示す。

参考文献

- 1) 物理探査学会(1989)：図解物理探査、P.215

原理：



電磁誘導概念図

電磁場の透入深度は、測定周波数と大地の比抵抗とに関係するが、周波数が低くなるにつれて増大する。高周波数では地下浅所の、低周波数では地下深所の比抵抗測定を、5周波数同時に測定する。

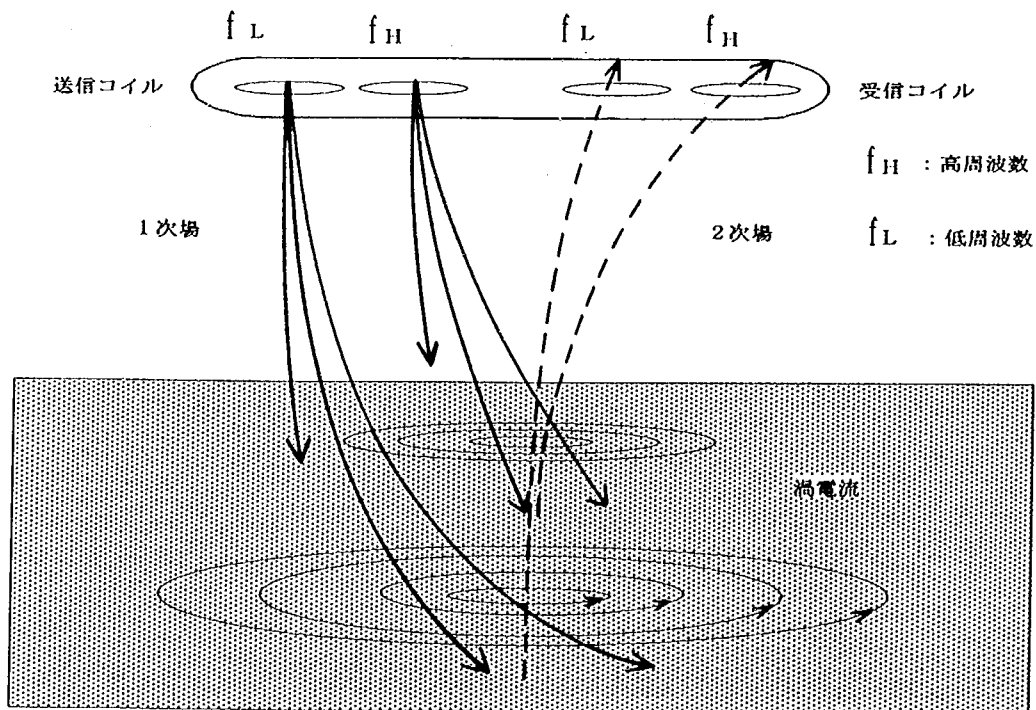
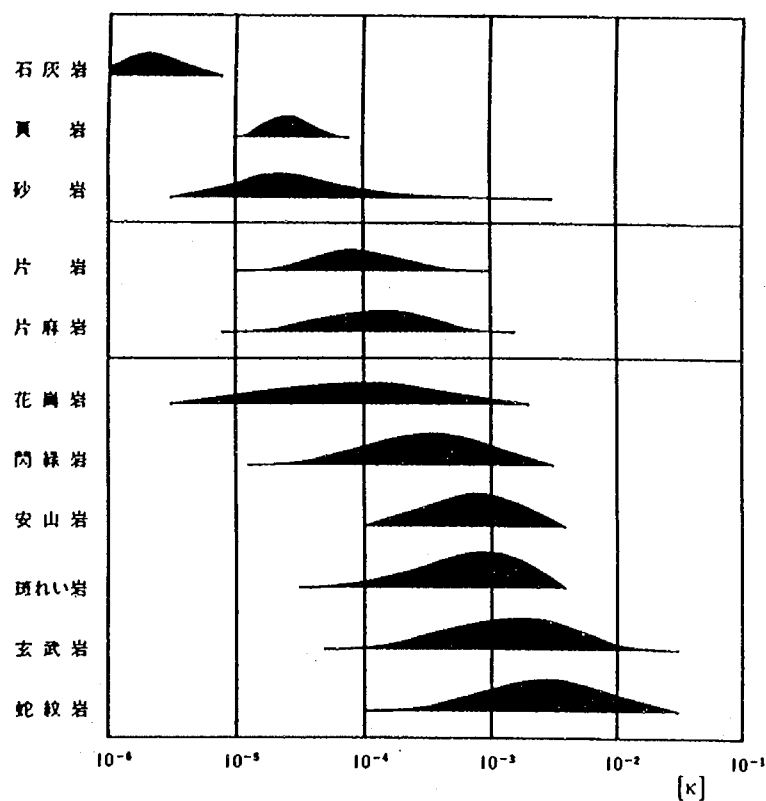


図1. 2-1 電磁誘導の原理



(図解物理探査(1989)¹²より引用)

図 1. 2 - 2 岩石の帯磁率

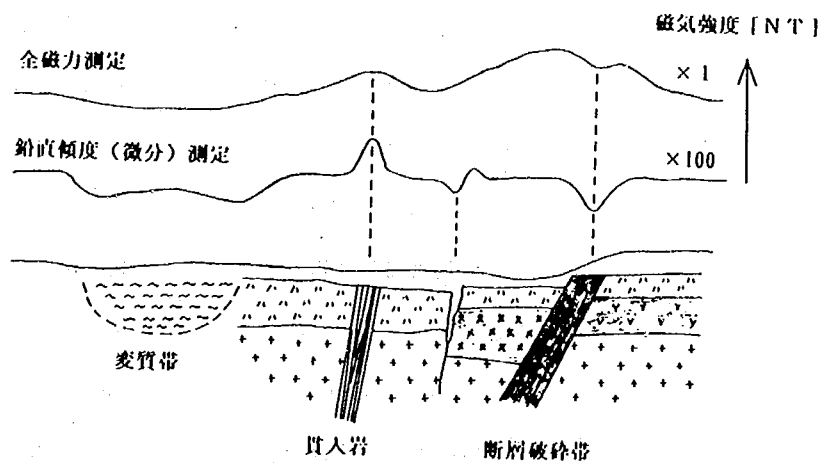


図 1. 2 - 3 磁気応答の模式例

表 1. 2 - 1 空中電磁・磁気併用時の解釈の目安

	低 磁 気	高 磁 気
低 比 抵 抗	・風化・変質帯 ・堆積岩類(泥岩等) ・リニアメント状の場合、断層・破砕帯	・間隙率及び水飽和度の高い火成岩
高 比 抵 抗	・石灰岩、チャート等 ・堆積岩分布域でかつ地下水位が低いあるいは間隙率小	・火成岩分布域 ・塩基性貫入岩等

1.3 探査装置と探査手順

1.3.1 探査装置

本共同研究に参加している大日本コンサルタント(株)及び同和工営(株)は、それぞれカナダのDIGHEM社の製作によるDIGHEM-V及びDIGHEM-IV空中電磁法システムを使用しているが、両社のシステムには測定周波数範囲、磁気測定装置、ナビゲーション用GPS装置等に違いがある。表1.3.1-1に両社のシステムの一覧表を示す。

表1.3.1-1 本研究で用いた空中電磁法のシステム一覧

		大日本コンサルタント(株)	同和工営(株)
EM装置	システム名	DIGHEM V	DIGHEM IV
	コイル数	5(水平コイル:3, 垂直コイル:2)	4(水平コイル:3, 垂直コイル:1)
	測定周波数	220、1,100、5,500、27,500 137,500	385、900、3,600、28,800
磁気測定装置	ヘリコプター	SCINTREX社製 CS-2 2個 磁気傾度測定	SCINTREX社製 VIW 2321 H8 —
	地上局	SCINTREX社製 MP-4	SCINTREX社製 MP-3
GPSナビゲーション装置	ヘリコプター	Trimble 4000RL/PNAV-2001	Trimble TANS/PNAV-2000
	地上局	Trimble 4000DL	—
電波高度計		Honeywell AT-220	King KR10A
ディジタル記録計		PDAS-1000/PC-486DX	PDAS-1000/PC-386DX
アナログ記録計		RMS社製 GR-33	RMS社製 GR-33
航跡確認ビデオ装置		Panasonic WVCD-302	Panasonic WVCD-132
ヘリコプター		アロスパシアルSA315B(テマ)	アロスパシアルSA315B(テマ)
VLF装置		HERZ Totem 2A	—
放射線(γ線)探査装置		EXPLORANIUM社製 GR-820	—

1.3.2 適用範囲

(1) 調査時の飛行条件

調査時の飛行条件は一般に次のとおりである。

- ①測定高度 : EMバードの対地高度約30~60m
- ②飛行速度 : 約30~80km/h (山岳地15km/h)
- ③測線間隔 : 30~250m (調査対象により異なる)
- ④測線方向 : 地質走向あるいは調査対象諸元に直交する方向が望ましい
- ⑤飛行状況 : EMバードの対地高度を約30~60mに保つように地形をなぞるように飛行

(2) 調査制約条件

調査時の飛行制約条件には次のような場合がある。

- ①市街地等人工構造物の多い所
- ②送電線・架線等の飛行障害物のある所
- ③その他、ノイズ源 (例えば牧場のループ状の鉄柵等) の多い場所はデータの品質が劣化する場合がある
- ④航空局の低空飛行の許可が得られない所 (例えば自衛隊基地や空港近辺)
- ⑤VLF発信局のある周辺のかかなり広域 (例えば九州中~南部及び四国西部) において、その発信周波数 (25kHz) の2~3倍の周波数において影響を受けるので注意を要する

(3) 精度・分解能

精度や分解能は調査地の条件により変化するが、一般には次のとおりである。

- ①測定比抵抗値範囲 : 大日本コンサルタント(株) 0.1~50,000 Ω -m
同和工営(株) 0.1~10,000 Ω -m
- ②測定範囲 : バード直下を中心に直径約30m
- ③探査深度 : (大地比抵抗と測定周波数とに依存)
: 200 Ω -m電磁波平均透入深度
大日本コンサルタント(株) : 4~120m
同和工営(株) : 15~90m
- ④分解能 : (調査対象物の賦存深度及び周辺岩石との比抵抗コントラストに依存)
: 測線方向沿い ± 5 m程度
: 比抵抗コントラスト200/50及び200/800 Ω -mの2層構造を仮定した場合の深度方向の分解能
大日本コンサルタント(株) : 深度4m以深 $\pm 10\%$
同和工営(株) : 深度15m以深 $\pm 20\%$

1.3.3 探査手順

空中電磁法調査は、全体的には図1.3.3-1のフローのように実施される。

本空中電磁法ではヘリコプターを利用しているので HEM (Helicopter-borne Electro-Magnetic method) と呼ばれる。HEMでは、微小なEM応答を精度良く測定するために送・受信コイル配置を固定することが肝要である。そのために、バードと呼ばれる架台(10m×0.6mφ)の中に電磁センサーを収納し、このバードの対地高度をおおむね30m程度に保ち、測線沿いに地形をなぞるように曳行し測定する。バードの中には5対あるいは4対の送・受信コイルがそれぞれ8m間隔で設置されており、5周波数について同時に測定を行う。各周波数毎に1次場に対する2次場の同相成分比及び離相成分比をppm単位で測定しており、高周波数では地下浅所の、低周波数では地下深所の比抵抗情報をそれぞれ取得できる。飛行速度は地形に依存し、通常30~80km/h程度であるが、地形が急峻な場合には約15km/hとなる場合もある。測線間隔は調査目的によって異なり、土木地質分野では一般に50~200m程度であるが、地すべりの概査の場合には、通常100m間隔、詳細調査では30~50m間隔程度としている。図1.3.3-2に測定時の概観図(大日本コンサルタント(株)の場合)を示す。

実際の測定手順は図1.3.3-3のフローで表されるが、品質の良い測定データを得るには飛行開始前の機器の調整・校正を入念に行うこと及び飛行時にEMバードの高度をできるだけ30~60m程度に維持することが肝要である。

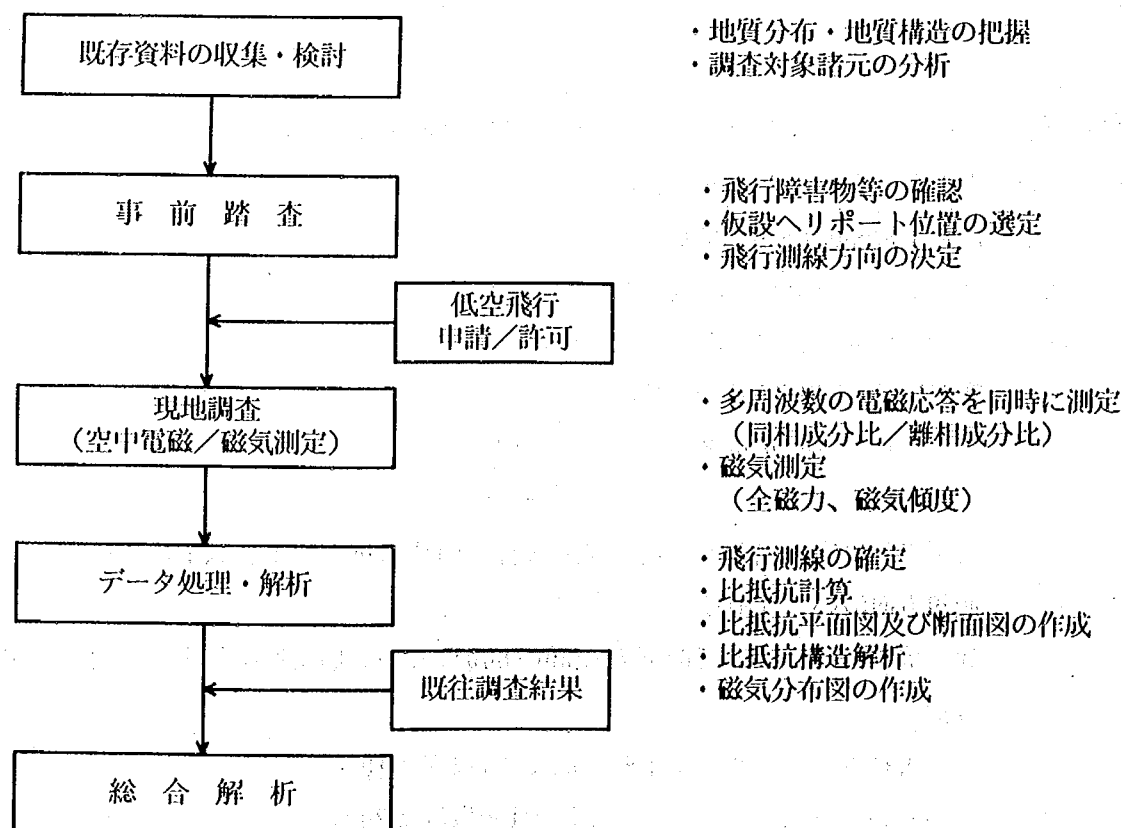


図1.3.3-1 一般的な探査手順

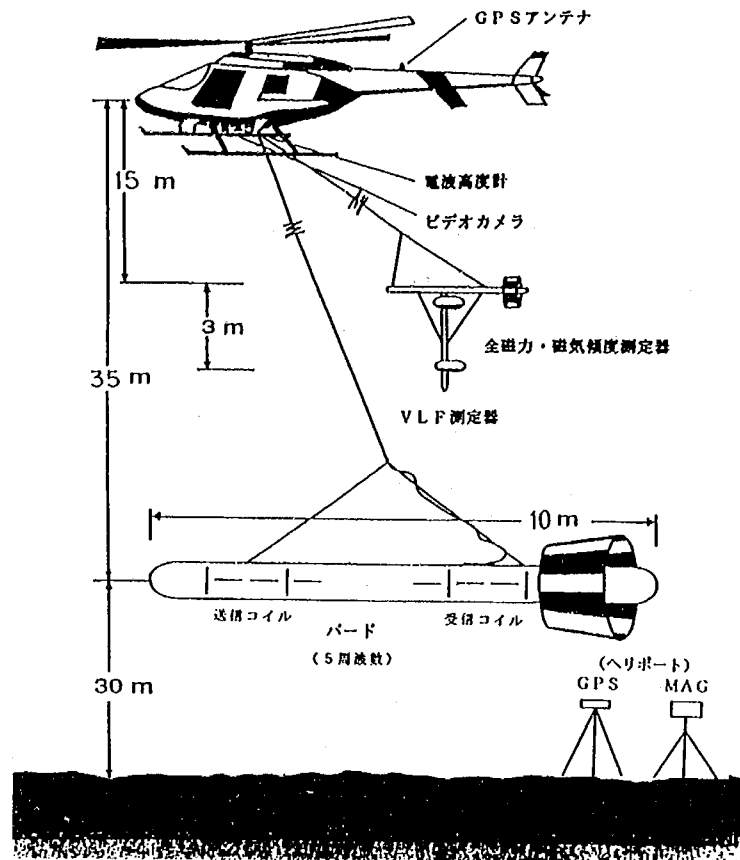


図 1. 3. 3-2 測定時の概観図

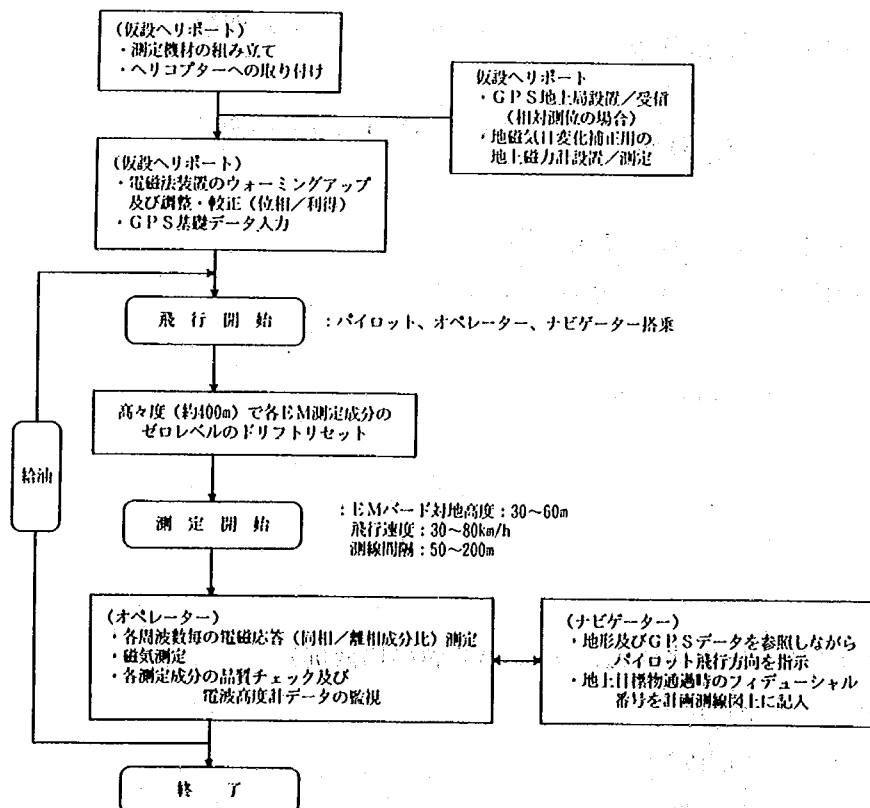


図 1. 3. 3-3 探査手順の詳細

2. 解析及び出力

2.1 解析原理

空中電磁法データの比抵抗解析は、基本的には数値モデル計算や模型実験によるデータを基にして作成されたフェーザー図 (phasor diagram) に基づいて行われる。以下にその原理について述べる。

大地を水平2層の比抵抗構造と仮定した場合の空中電磁法のEM応答は、Frischknecht (1967)¹⁾により次式のように核関数Rとベッセル関数 J_0 、 J_1 との積の積分の形で与えられる。送・受信コイルが同一水平面にある場合 (Horizontal-coplanar loops : 添字H) と垂直かつ同軸の場合 (Vertical-coaxial loops : 添字V) の2つについて示す。いずれの場合も合成磁場H (1次場+2次場) は1次場 H_0 (大気中での応答の大きさ) で正規化されており、単位はppmである。

Horizontal-coplanar loops:

$$(H/H_0)_H = 1 + B^3 T_H$$

Vertical-coaxial loops:

$$(H/H_0)_V = 1 + B^2 (T_V - B T_H) / 2$$

ここで、

$$T_H(A, B) = \int_0^\infty R(D, g) g^2 e^{-gA} J_0(gB) dg \quad J_0 : 0 \text{ 次のベッセル関数}$$

$$T_V(A, B) = \int_0^\infty R(D, g) g^2 e^{-gA} J_1(gB) dg \quad J_1 : 1 \text{ 次のベッセル関数}$$

$$R(D, g) = 1 - 2g \frac{\{(U+V) + (U-V)e^{-UD}\}}{(U+g)(U+V) - (U-g)(U-V)e^{-UD}}$$

$$U = \sqrt{(g^2 + 2i)}$$

g : 積分変数

$$V = \sqrt{(g^2 + 2ik)}$$

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\rho_1 \mu_0 \omega}}$$

$$k = \rho_1 / \rho_2 \quad (\rho_1 : \text{第1層の比抵抗、} \rho_2 : \text{第2層の比抵抗})$$

$$A = 2h / \delta \quad (h : \text{バード高度})$$

$$B = r / \delta \quad (r : \text{コイル間隔})$$

$$D = 2d_1 / \delta \quad (d_1 : \text{第1層の厚さ})$$

$$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \quad (\text{大気の透磁率})$$

$$\omega = 2\pi f \quad (\text{角周波数})$$

例として、見掛比抵抗値を求めるために、上式を用いて均質大地の場合 ($d \rightarrow \infty$) について、Horizontal-coplanar配置、送受信間距離 $r = 8.0\text{m}$ 及び周波数 $f = 5,500\text{Hz}$ の条件の下で計算した同相及び離相成分比の結果をフェーザー図 (phasor diagram) として図2.1-1に示す。

フェーザー図は、横軸に同相成分比を、縦軸に離相成分比をそれぞれとり、応答定数 ($\mu \omega \sigma (h^2 + r^2)$) に含まれる4～5の要素のうちから2個を媒数を選び、2組の曲線群を上記の複素平面上に描いたものである。今回の場合、透磁率、送受信間の距離及び周波数が決まっているので、2個の媒数は、大地の比抵抗 ρ と測定高度 h となる。同図から測定高度が大きくなるにつれて応答振幅が小さくなり、また、大地の比抵抗が低くなるにつれて離相成分比に比べて同相成分比が卓越することが読み取られる。

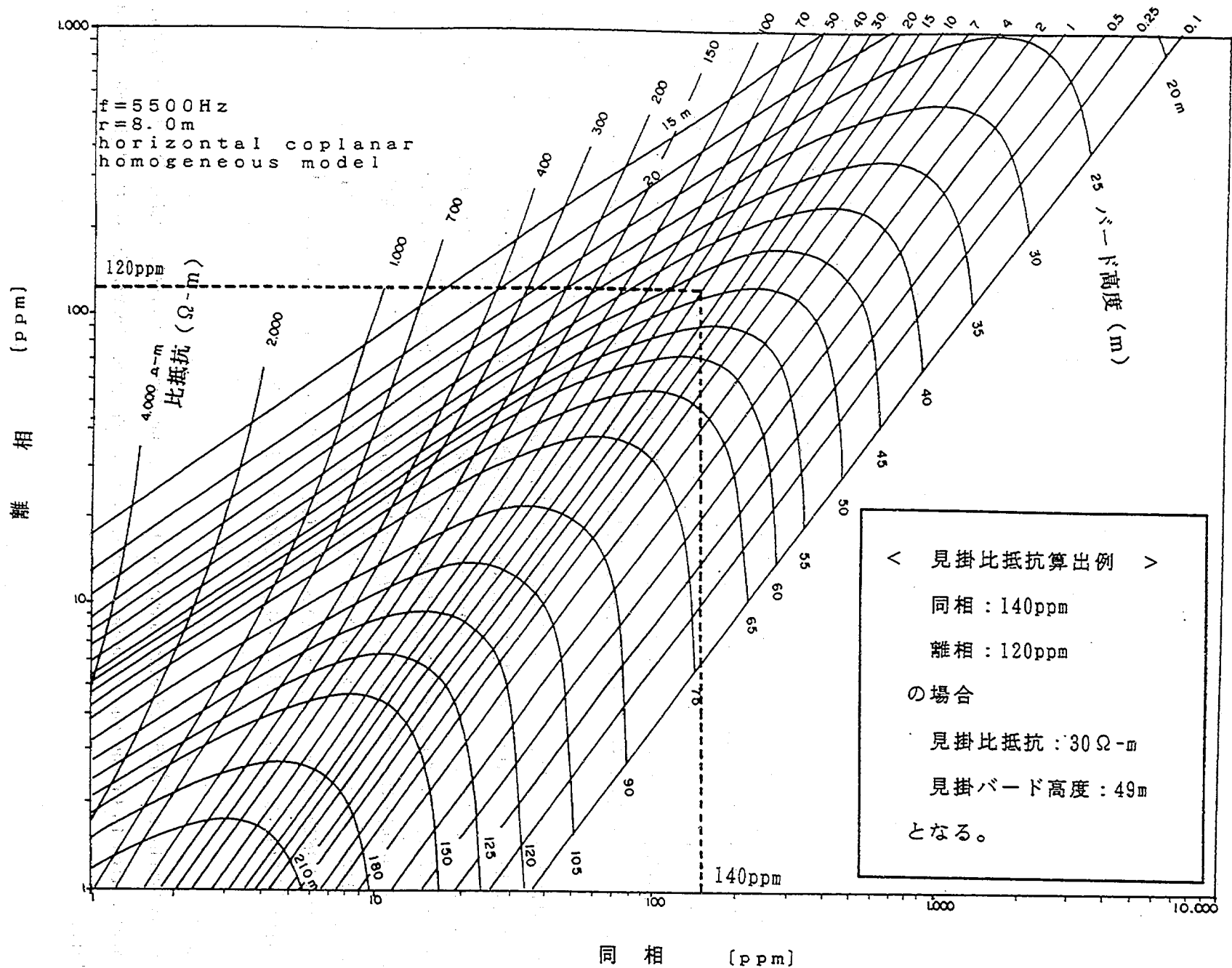
実測値の同相成分比及び離相成分比をフェーザー図のそれぞれ横軸及び縦軸にプロットした場合の両者の交点より、見掛比抵抗 ρ_a 及び見掛測定高度 h_a が求められる。したがって、実測で採用されているコイル配置、送受信間距離及び周波数の組合わせに対して、それぞれに対応するフェーザー図を用意することにより、各測定周波数ごとの見掛比抵抗 ρ_a と見掛測定高度 h_a とが求められる。

実際の比抵抗計算に用いられるコンピューター・ソフトウェアも、上述のフェーザー図の概念と等価のアルゴリズムを利用している。この場合、アルゴリズムへ入力されるのはEM応答の同相及び離相成分比 (単位: ppm) であり、出力されるのは見掛比抵抗 ρ_a ($\Omega\text{-m}$) 及びEMセンサーの見掛高度 h_a (m) である。すなわち、見掛比抵抗は同相及び離相成分比の関数として求められ、副次的にEMバードの見掛高度も得られる。

求められた見掛比抵抗は、通常、周波数毎に見掛比抵抗平面図として表現される。また、高周波数では地下浅所の、低周波数では地下深所の比抵抗情報を反映する特性に基づいて、各測線沿いに見掛比抵抗分布断面図として表現される場合もある (Sengpielの手法: 付録3参照)。これは、各測定周波数毎の1次場の平均透入深度位置に、それぞれ対応する見掛比抵抗を配し、深度方向に3次のスプライン補間を施して表現するもので、一種の擬似断面表示ではあるが、比抵抗の断面分布の特徴を把握するのに非常に有用である。また、地すべり面の深度や表土層厚を求める場合のような詳細な解析にはインバージョン解析の方法 (SVDインバージョン解析: 付録4参照) を用いる。これは、モデルの応答と測定値との差の2乗の和が最小になるようにモデルのパラメーターを決める最小2乗法の考えを基本としている。

参考文献

- 1) Frischknecht, F.C. (1967): Fields about an Oscillating Magnetic Dipole over a Two-layer Earth, and Application to Ground and Airborne Electromagnetic Surveys, Quarterly of the Colorado school of Mines.



2.2 データ処理

2.2.1 A社の例

空中電磁法のデータ処理の流れを図2.2.1-1に示すが、この中で、各測定成分の0レベルを正確に設定することが非常に重要で、そのためにA社では各周波数間の0レベルを検定するための独自のプログラムを採用している。

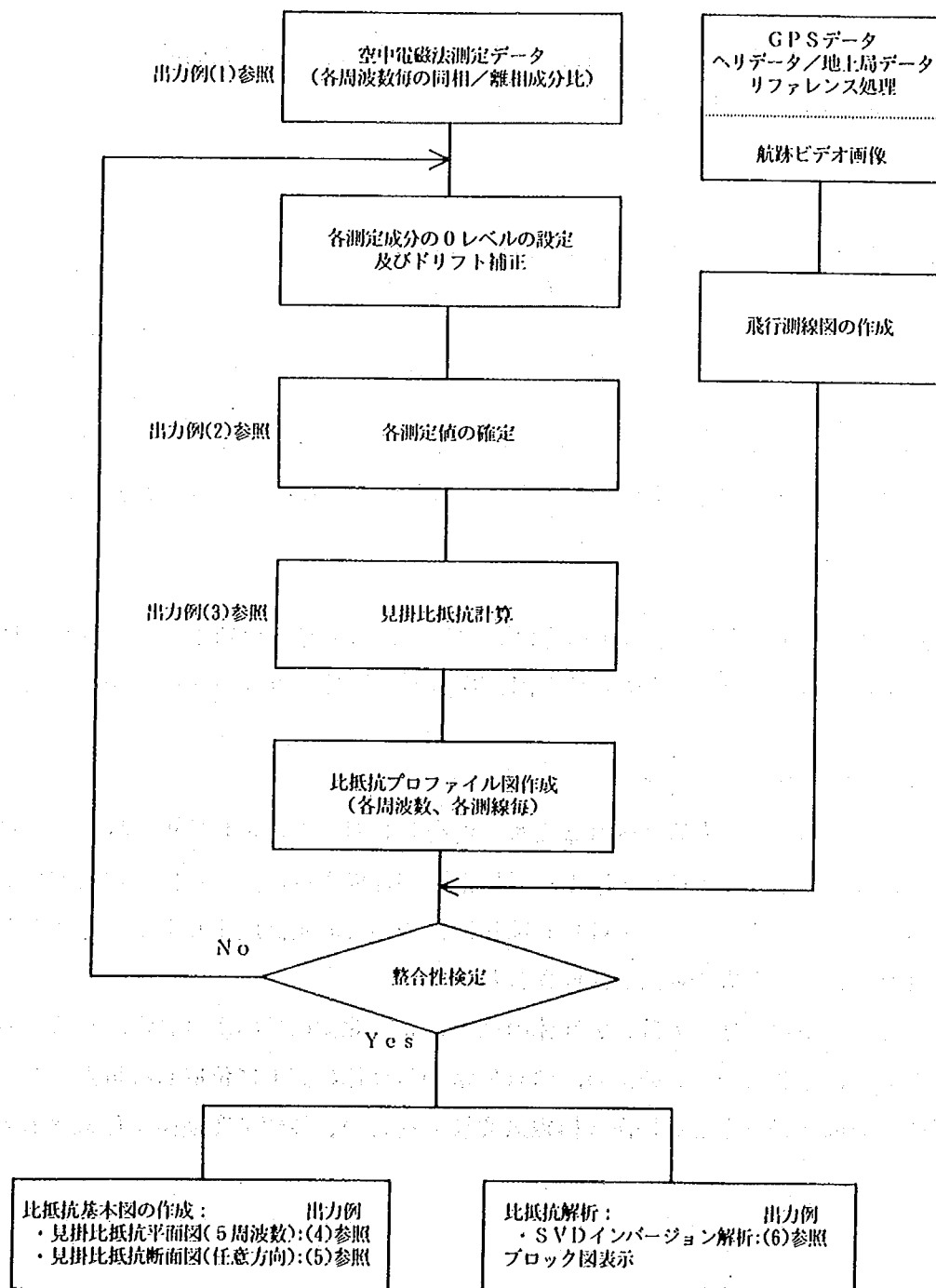


図 2. 2. 1 - 1 空中電磁法のデータ処理の流れの例

2.2.2 B社の例

データ処理の流れを図2.2.2-1に示す。

デジタル記録計で磁気テープに記録された同相／離相成分、全磁力、対地高度、GPS測位座標など各種の測定データは、電子計算機で編集されて、記憶装置の中にデータベースとして格納され、以後の各種のデータ処理および解析に用いられる。

<飛行測線図>

飛行航跡はGPS座標データを用いて測線図を作図する。GPS衛星データの欠落部や誤差の大きい部分は、ビデオ記録テープと地形図を対比して測線図を修正する。

<見掛け比抵抗計算>

1個の周波数で測定された同相成分と離相成分の値から、電磁応答理論により、見掛け比抵抗値が計算される。

<見掛け比抵抗断面図>

電磁波の地下への透入深度が周波数と比抵抗値との関数であることを用い、各周波数の電磁波の透入深度（セントロイド深度）が計算され、見掛け比抵抗値をこの深度に与えて測線沿いに断面表示される。

<全磁力分布図>

セシウム磁力計で測定された全磁力値は、地上磁力計の記録によって日変化補正を加えられ、補正全磁力値が得られる。この補正全磁力値を用いて全磁力分布図が作成され、静電カラープロッターで出力される。

<IGRF残差磁気異常図・極磁気変換図>

磁気異常を検出するため、補正全磁力値から国際標準磁場を差し引くIGRF補正を行い、IGRF補正値が計算される。この補正値を用いてIGRF残差磁気異常図が作成される。さらに、相対的に深部に分布する構造や岩体による異常を強調するため、IGRF補正値について測定高度より上空で観測した場合の値を計算する上方接続計算を行い、上方接続図が作成される。

なお、日本のような北半球中緯度地帯では、磁性体の南側に正、北側に負の磁気異常が形成され、磁気異常のピークが磁性体の直上に現れない。このため、磁気異常が磁性体の直上に位置し解析が容易となるように、地球磁場及び磁化の方向が鉛直となる操作（極磁気変換）を行い、極磁気変換図が作成される。

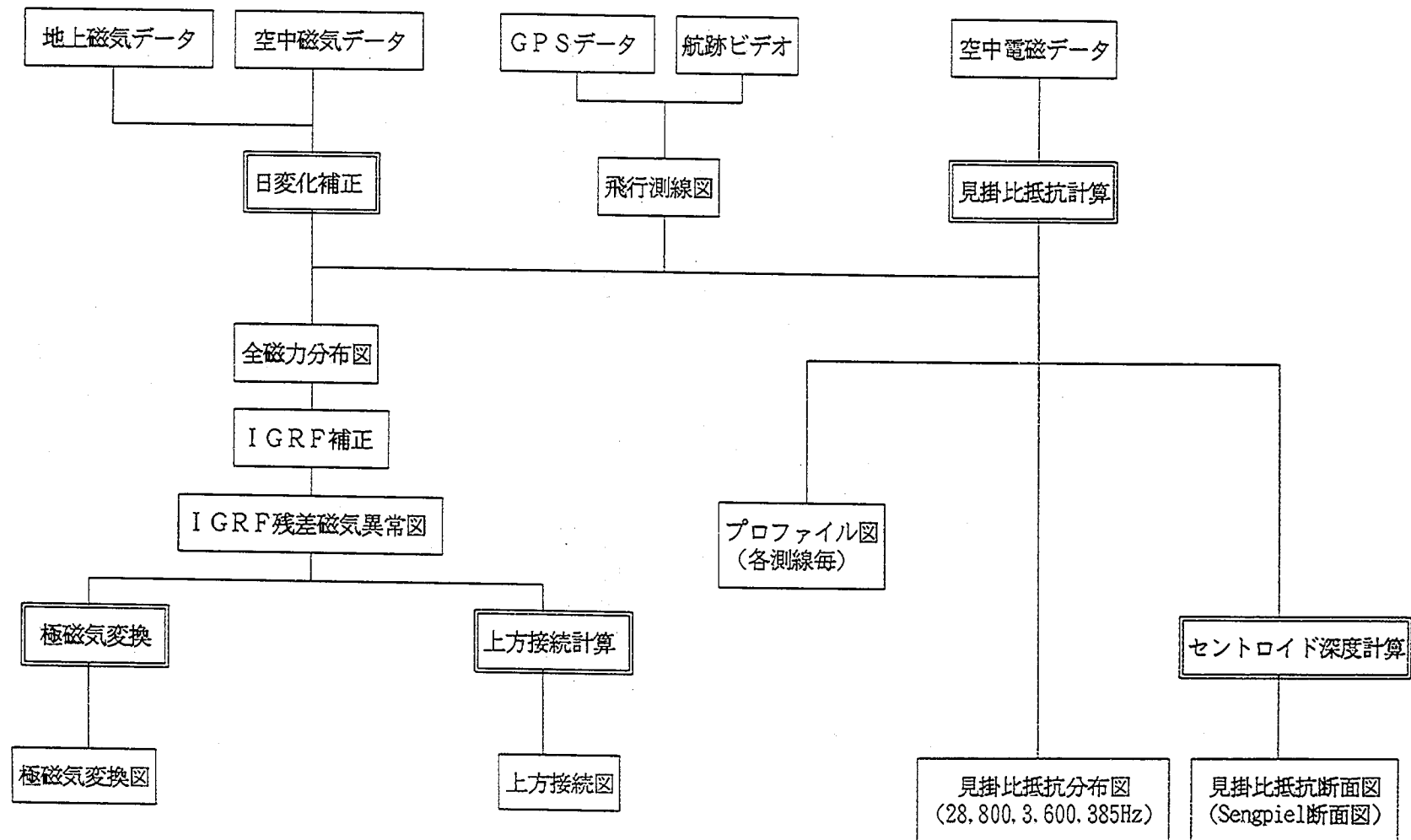


図 2. 2. 2-1 空中電磁・空中磁気 of データ処理フローシート

2.3 解析結果の出力

2.3.1 A社の例

データ処理の流れにしたがって、以下にその説明と出力例（図2.3.1-1参照）を示す。

（1）測定データ：

各測定成分のアナログ記録。測定中にこの記録を監視して、データの品質管理を行っている。

（2）EM応答プロファイル（各周波数毎の確定測定値）：

ドリフト補正、高周波ノイズ除去、品質チェック等を行った後の測線沿いの各周波数毎の確定測定値。これが以後の解析の基本データになる。

（3）見掛け比抵抗プロファイル：

各周波数毎の同相及び離相成分比から計算された各周波数毎の測線沿いの見掛け比抵抗値。

（4）見掛け比抵抗平面図：

各々の測線沿いの見掛け比抵抗値を、各周波数毎の平面分布を表現したもの。比抵抗分布の平面的な広がりや特徴を把握するのに有用である。

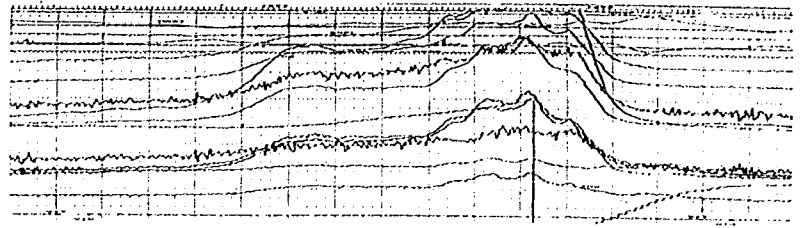
（5）見掛け比抵抗断面図：

高周波数は浅所を、低周波数は深所の比抵抗情報を反映する性質を用いて、任意測線方向沿いの見掛け比抵抗の断面分布を表現したもの。比抵抗の断面沿いの変化や特徴を把握するのに有用である。

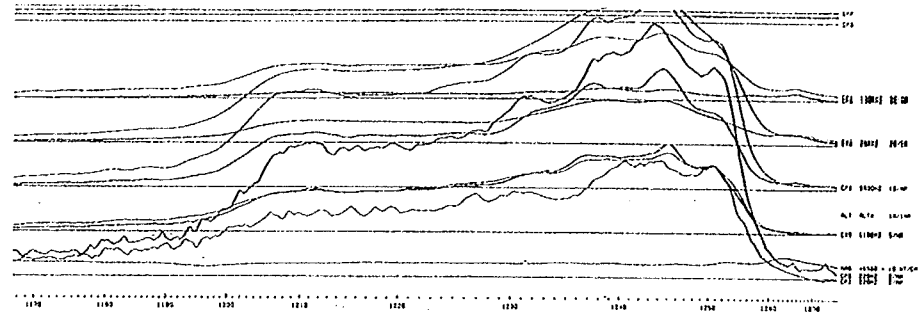
（6）SVDインバージョン解析図：

2層構造を仮定し、その場合の各周波数の理論応答値と（2）の確定測定値とが良く合致するように最小2乗法の一種のSVD法を用いて解析した例。第1層（上部層）の比抵抗値と厚さ及び第2層（下部層）の比抵抗値が求められる。

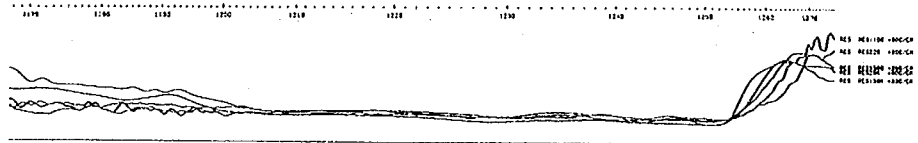
(1) 測定データ：アナログチャート



(2) EM応答プロフィール



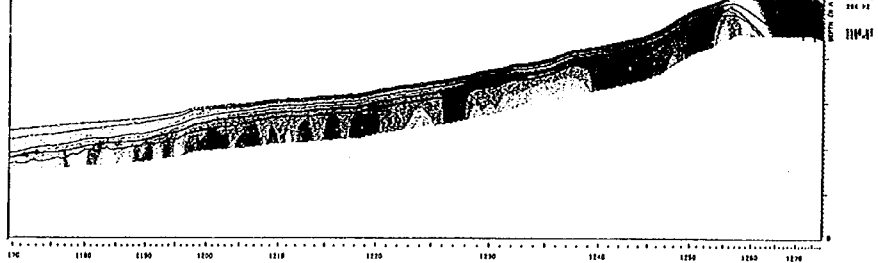
(3) 見掛け抵抗プロフィール



(4) 見掛け抵抗分布平面図



(5) 見掛け抵抗断面図



(6) SVDインバージョン解析図

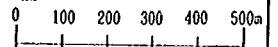
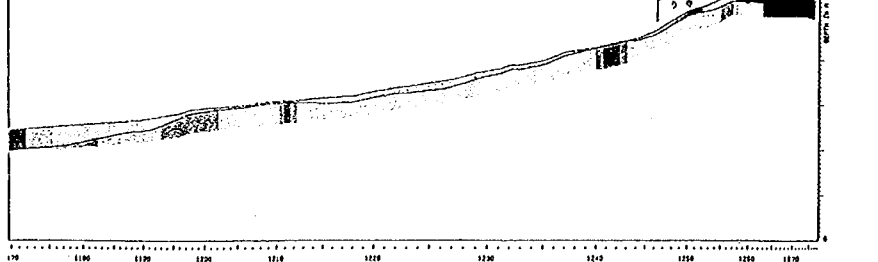


図2. 3. 1-1 解析結果の出力例

2.3.2 B社の例

出力例を図2.3.2-1に示す。

(1) EM応答プロファイル（各周波数毎の測定値）及び見掛け比抵抗プロファイル

測線毎の各周波数について同相、離相成分の0レベル及びドリフトが補正され、この値より見掛け比抵抗が計算され表示される。

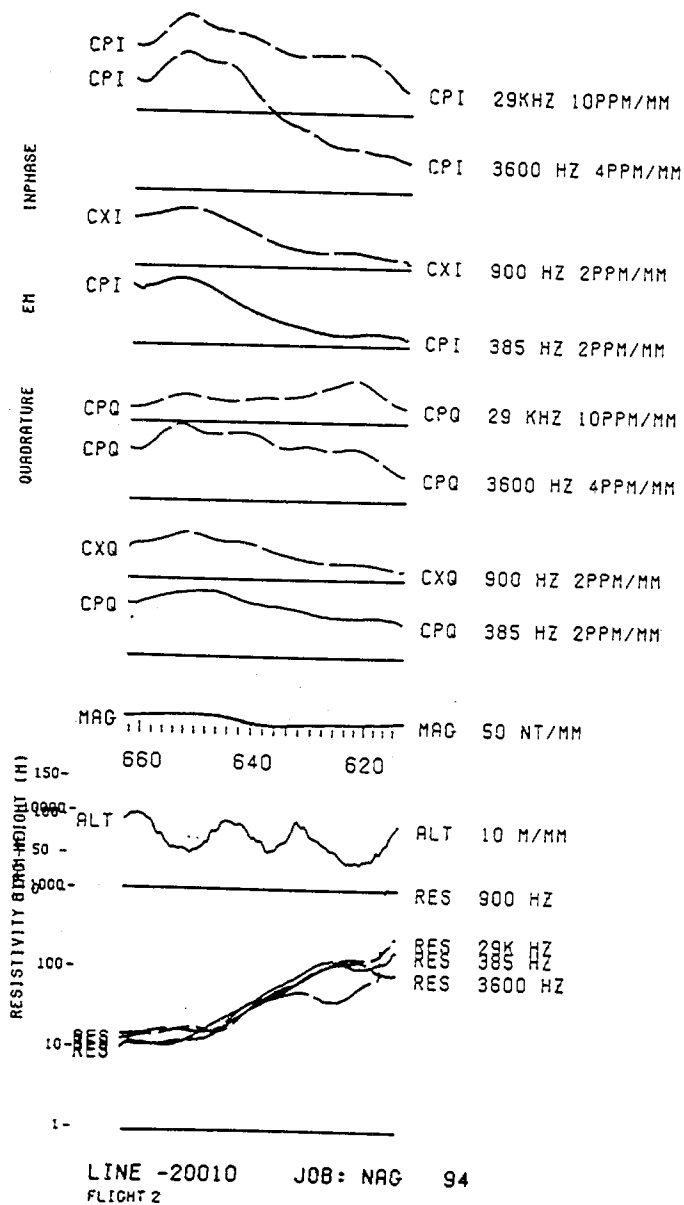
(2) 見掛け比抵抗平面図

既述の方法で計算された見掛け比抵抗値を用いて、各周波数について見掛け比抵抗平面図が作図される。

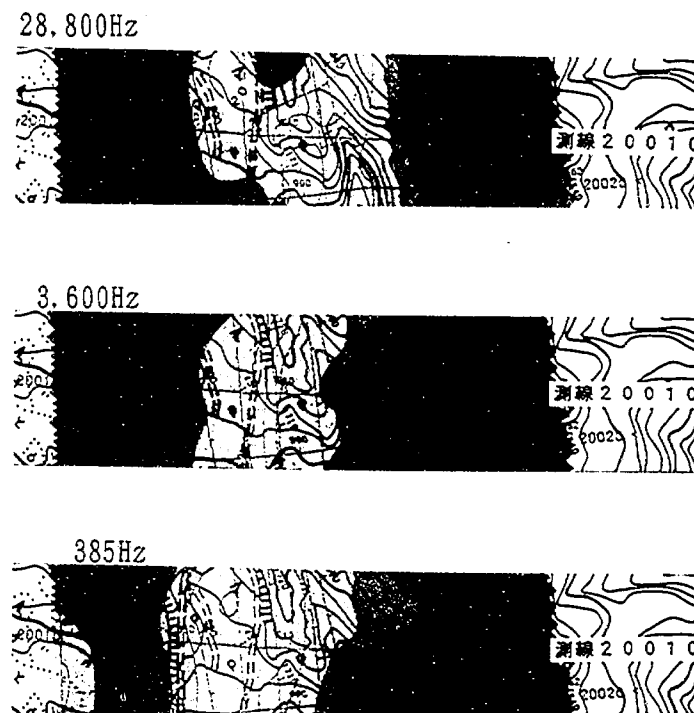
(3) 見掛け比抵抗断面図（Sengpiel断面図）

周波数と見掛け比抵抗値との関係から、見掛け比抵抗断面図（Sengpiel断面）が作成される。

(1) EM応答プロファイル (各周波数毎の測定値)
及び見掛け抵抗プロファイル



(2) 見掛け抵抗平面図



(3) 見掛け抵抗断面図 (Sengpiel断面図)

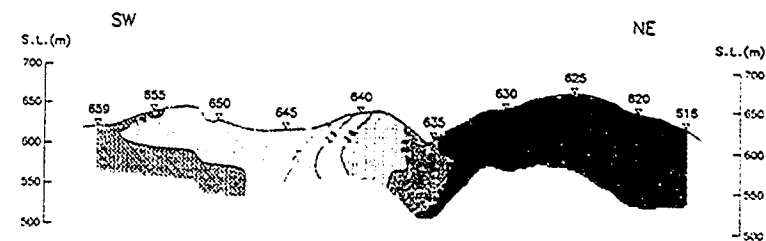


図 2. 3. 2-1 解析結果の出力例

3. 探査結果の判読・解釈

探査結果の判読を行う前に、基本となる比抵抗平面図や比抵抗断面図が空中電磁法の原理・測定・解析の方法論的合理性に基づいて作成されているか否かを十分にチェックする必要がある。チェックのポイントとしては、各周波数間の比抵抗の変化の様子を観察して、高周波数から低周波数の間で比抵抗が比較的なめらかに変化していることを確認する。電磁応答の特性として、浅所が高比抵抗／深所が低比抵抗の場合には高周波数で高比抵抗、低周波数で低比抵抗となり、各周波数間で比抵抗が急変する場合がありますが、逆に浅所が低比抵抗／深所が高比抵抗の場合には、高周波数から低周波数にかけて比抵抗は緩やかに増大する。このような性質もチェックに利用できる。また、任意の測線について見掛比抵抗の断面表示を行い、見掛比抵抗値と電磁場の平均透入深度との関係を観察して、その合理性を確認することも重要である。

探査結果の判読では、まず、各周波数毎の見掛比抵抗平面図において

- ①見掛比抵抗値の分布範囲の把握
- ②各周波数間における見掛比抵抗分布の変化の特徴の把握
- ③比抵抗異常、特に低比抵抗異常の抽出、分布範囲の特定
- ④比抵抗リニアメント（特に低比抵抗）の有無の判読

等を実施する。この場合に注意することは、高周波数の見掛比抵抗平面図において、孤立した微妙な比抵抗異常（特に低比抵抗）が認められる場合があるが、これは、浅所の極局所異常を反映したもので、時には配材置場、重機類、鉄柵等の影響を反映しているので、判読の際には十分に地形と対比することも重要である。

一方、高比抵抗岩の分布域では、周波数が低くなるにつれて電磁応答が弱くなるために、低周波数では解析限界を越える場合もある。したがって、測定周波数の1.5倍以上の高比抵抗岩分布域では比抵抗値の分解能がほとんど無いことにも留意する必要がある。

次に、調査対象諸元及び問題の場所を考慮して断面位置を選定し、見掛比抵抗断面図の作成・検討を行う。断面図においては、

- ①見掛比抵抗分布の深度方向の変化の様子を把握
- ②側方向で比抵抗分布が急変する箇所の特定

等を行い、平面図の観察結果と併せて、比抵抗分布の3次元的な形態を把握し、比抵抗構造を構築する。

更にインバージョン解析を行い、地すべり面の深さや表土層厚の分布状況を推定する。

これらの結果より、比抵抗データを解釈する。1.1.3項で示したように、土壌・岩石の電気比抵抗値は同質岩種であってもかなり広範囲の値域を有しているために、比抵抗データが地質を直接的に反映しているとは必ずしも言えないので、空中電磁法探査の結果を解釈する際には、できるだけ調査地の地質諸元についての参照データを収集することが重要である。

空中電磁法の探査結果を解釈・判断する場合の目安は表3-1のように表される。ただし、ここで述べている高／低は、周辺と較べての相対的な意味あいである。

探査結果の解釈においては、地形、地質及び調査対象諸元（例えば地すべりや断層）と比抵抗解析結果との対比が重要である。まず、地形との対比により、段丘堆積物や新規堆積物（崩積土や崖錐）の分布状況の

把握、地すべり箇所の抽出、場合によっては地下水位の推定を行う。地質との対比では、分布する岩石の違い（堆積岩、火成岩等）を判定するとともに、風化・変質の度合を判定し、調査対象諸元との関係を把握する。特に、地すべり調査では、粘性土、崩積土あるいは風化岩タイプの地すべり箇所が、低～中比抵抗に対比されることが知られているが、地すべり箇所の抽出に際しては比抵抗値が絶対的に低い所ばかりではなく、周辺に較べて相対的に低くなっている所についても注目することが肝要である。

また、岩石の透水性と比抵抗との関係については、かなりのばらつきがあるが、一般に次のような関係が認められる。

①100Ω-m 以下 ：一般に、不透水層に対比

②100～1,000Ω-m：帯水状態にある透水層

③1,000Ω-m以上 ：非透水層に属する火成岩・変成岩あるいは透水層に属する岩石で、乾燥状態にあるもの
地下水面下にある場合は非透水層（但し、扇状地の砂礫層は例外）

表 3 - 1 探査結果の判読・解釈の目安

対 象 諸 元	判 読 ・ 解 釈 の 目 安
地 質	一般に堆積岩類は低比抵抗に、火成岩類は高比抵抗に対比。磁気測定の結果も、前者は低～中磁気分布に、後者は高磁気分布に対比。 分布岩石の続性作用の進行の度合を判定。 岩石・地盤の硬軟：一般に軟岩は低比抵抗に、硬岩は高比抵抗に対比。
断 裂 構 造	断層、破碎帯等の断裂構造は、低～中比抵抗かつ低～中磁気異常として探知。また、比抵抗異常リニアメント、磁気異常リニアメントとしても地質構造、断裂構造が抽出される。
風化・変質	低～中比抵抗異常かつ低～中磁気異常として抽出。風化・変質が進行しているほど低比抵抗。変成・結晶化が進んでいるほど高比抵抗。
地すべり・崩壊	同 上。
新規堆積物	崖錐堆積物：高比抵抗。崩落土：低～中比抵抗。 シルト質段丘堆積物：低比抵抗 砂礫質段丘堆積物：中～高比抵抗。
地 下 水	比抵抗構造解析により、地下水賦存状況について推定する。
貫入岩・岩脈	高比抵抗かつ高磁気異常に対比。

4. 探査事例

4.1 熊本県人吉市北方の硬岩の探査事例

(1) 調査地の概要

調査地は熊本県人吉市の北方の川辺川流域の山地斜面である。本地域には四万十帯北帯に属する中生代の砂岩や頁岩の互層が広く分布している。走向はほぼN60°Eで、傾斜は全般的に北傾斜である。

本地域の斜面は深い峡谷の上部に比較的緩やかな斜面が分布するのが特徴であり、この緩斜面の部分に地すべり地形が見られる。地すべり地形は、かなり明瞭なものから不明瞭なものまで様々である。調査や対策が行われているいくつかの地すべりについて、その試錐コアを観察すると、砂岩や頁岩の中の断層破碎帯等を境にしてすべりが発生する、いわゆる岩すべりタイプが多い。

(2) 調査概要

①調査場所（図4.1-1参照）

熊本県川辺川ダムサイト及び湛水池周辺

②調査目的

地質状況が十分に把握されている本調査地域の山地斜面で調査を行い、空中電磁法の斜面探査への適用性を検討すること、特に、斜面の風化層や地下水状況のおおまかな推定、地すべりなど不安定斜面のおおまかな抽出等の可能性について検討した。

③測線設定

この種の調査では、通常、測線方向は地質走向とほぼ直交するように設定されるが、本調査地区はV字谷型の急峻な地形であるために、流域の斜面とほぼ平行となる方向に主測線を配した。実際には、ヘリコプターの飛行の安全を期するために、流域の斜面沿いにほぼ50mの間隔を保って測定を実施した。

④内容

・調査面積	-----	約10.5km ²
・延測線長	-----	68km
・測線間隔	-----	約100m
・平均飛行速度	-----	約30km/h
・平均対地高度(バード)	--	約50m
・延測定時間	-----	約4時間

⑤測定装置

DIGHEM-V型（5周波数）空中電磁法装置及び鉛直磁気傾度測定器

⑥ヘリコプター

・機種	-----	アエロスパシアルSA315B（通称：ラマ）
・連続飛行時間	-----	本調査では平均約1.5時間毎に給油

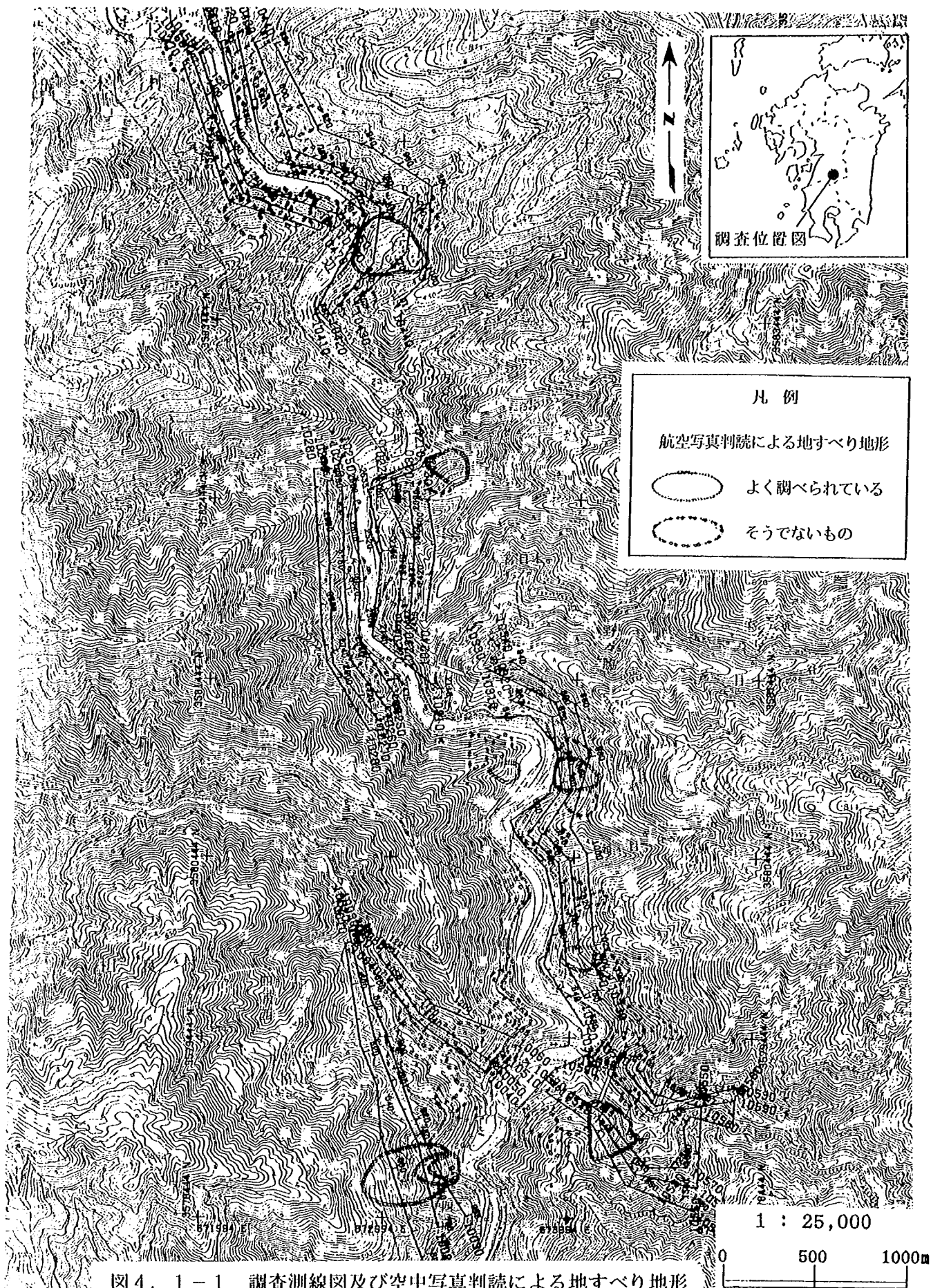


図4. 1-1 調査測線図及び空中写真判読による地すべり地形

・ヘリポート ———— 熊本県球磨郡五木村丙大字清楽1088

・運航 ———— 東邦航空株式会社

⑦データ取得年月日

平成5年3月21日～23日

(3) 調査結果及び考察

図4.1-2～図4.1-4に周波数137,500Hz、5,500Hz及び1,100Hzの見掛け比抵抗平面図を示す。測定は5周波数で実施したが、27,500Hzのデータは、自衛隊えびの基地から発信されている25,000HzのVLF電波の影響が大きいためにここでは省略した。また、220Hzのデータは本調査地区が高比抵抗分布域であるために電磁応答の測定限界を越えている所が多いために解析不能であった。

解析により得られたこの調査地の見掛け比抵抗分布は、全般的に1,000～2,000Ω・mと比較的高い。低周波数の方がより高い比抵抗値を示すので、深部の方がより高比抵抗になっていることを示唆している。地質分布から、この高比抵抗は堅硬緻密な砂質粘板岩の影響を反映しているものと考えられる。高比抵抗分布の中に200～500Ω・mと部分的に比較的低～中比抵抗を示す異常部が認められる。これらの比抵抗異常部と地形との関係を見た場合、緩斜面に位置するものと河床近くに位置するものとに大別される。後者はおおむね崩積土～崖錐の堆積部に対比されるが、場合によっては河川堆積物の影響も考えられる。河川沿いに低～中比抵抗が分布しているわけではないので、河川水が影響している様子は認められない。一方、緩斜面に位置する低比抵抗帯と空中写真判読から得られた地すべり地形箇所とを対比すると、両者はおおむね良く合致しているので、緩斜面で認められる比較的低～中比抵抗異常は風化帯や変質帯の影響を反映していると考えられる。また、比較的中～低比抵抗異常部と高比抵抗分布域との比抵抗コントラストはおおむね1:4～5である。通常、粘性土、崩積土あるいは風化岩タイプの地すべり箇所では1:5以上が考えられる。したがって、空中電磁法は、粘性土、崩積土及び風化岩タイプの地すべり箇所の探査・抽出に有効であると判断される。一方、明らかに初生的な岩盤すべりと思われる箇所においては必ずしも比抵抗異常は認められない。これはこの種のタイプの地すべりでは、地すべり部と周辺岩石との間に有意の比抵抗コントラストがないためと考えられる。このことは、地表の変状や、空中写真判読等から地すべり地と判断される箇所については、それが岩盤すべりか他のタイプの地すべりかを判定できる可能性を示唆している。

そのほか、顕著な高比抵抗かつ高磁気異常に対比される箇所も認められる(図4.1-2に並記)。これは、その電気・磁気特性から塩基性の貫入岩の影響を反映したものと考えられる。この箇所は地すべり地形と考えられているが、貫入岩と何らかの関係を有している可能性がある。このことから、同時に行っている空中磁気測定の有用性を示している。

調査地内において、地質データが比較的揃っている地すべり箇所での調査結果を図4.1-5に示す。地すべり部の厚さは約50mで、上位より崖錐、擾乱・破碎部、強～中風化粘板岩/砂岩、弱風化岩、粘板岩/砂岩基盤となっている。周波数137.5kHzの見掛け比抵抗分布では地すべり部は微妙な中～低比抵抗となっているが、5.5kHzのそれでは明瞭な低比抵抗異常に対比される。地表近傍の比抵抗は必ずしも低くはないが、その下位の風化帯は低比抵抗になっていることを示している。これは、深度40～50m付近で確認されている基盤岩直上

の強風化帯の影響を強く反映しているものと考えられる。

また、図4.1-6に同じ異常箇所について、Sengpielの手法による断面図を示す。これは、電磁波の地下への透入深度が周波数と比抵抗値との関数であることを利用して、各周波数毎の電磁波の平均透入深度位置に見掛比抵抗値をプロットしたものである。既知の地すべり箇所は深度約30～40m付近での中～低比抵抗に対比され、おおむねボーリングデータと調和的な結果が得られた。

(4) まとめ

今回の実証試験の結果、空中電磁法は粘性土、崩積土あるいは風化岩タイプの地すべり箇所の探査、抽出に有効であると判断される。一方、初生的な岩盤すべりの場合には有効であるとは言い難いが、空中写真判読の結果と併せて解釈することにより、岩盤すべりか否かを判定できると考えられる。

空中電磁法は空中より測定する方法であるので、他の物理探査手法と異なり地形や局部異常の影響を受けることが少ないために、広域にわたって均質なデータを得ることが可能である。したがって、地質精査を実施する前に本方法を実施し、事前に異常の有無や比抵抗分布から推定される地質分布を把握できれば、以後の地質調査の取り組み方や注意の傾注の仕方が変わり、調査精度や能率が大幅に向上し、以後の調査費の低減、割愛につながるものと考えられる。

基図：国土地理院「宮園」「頭地」：1/25,000

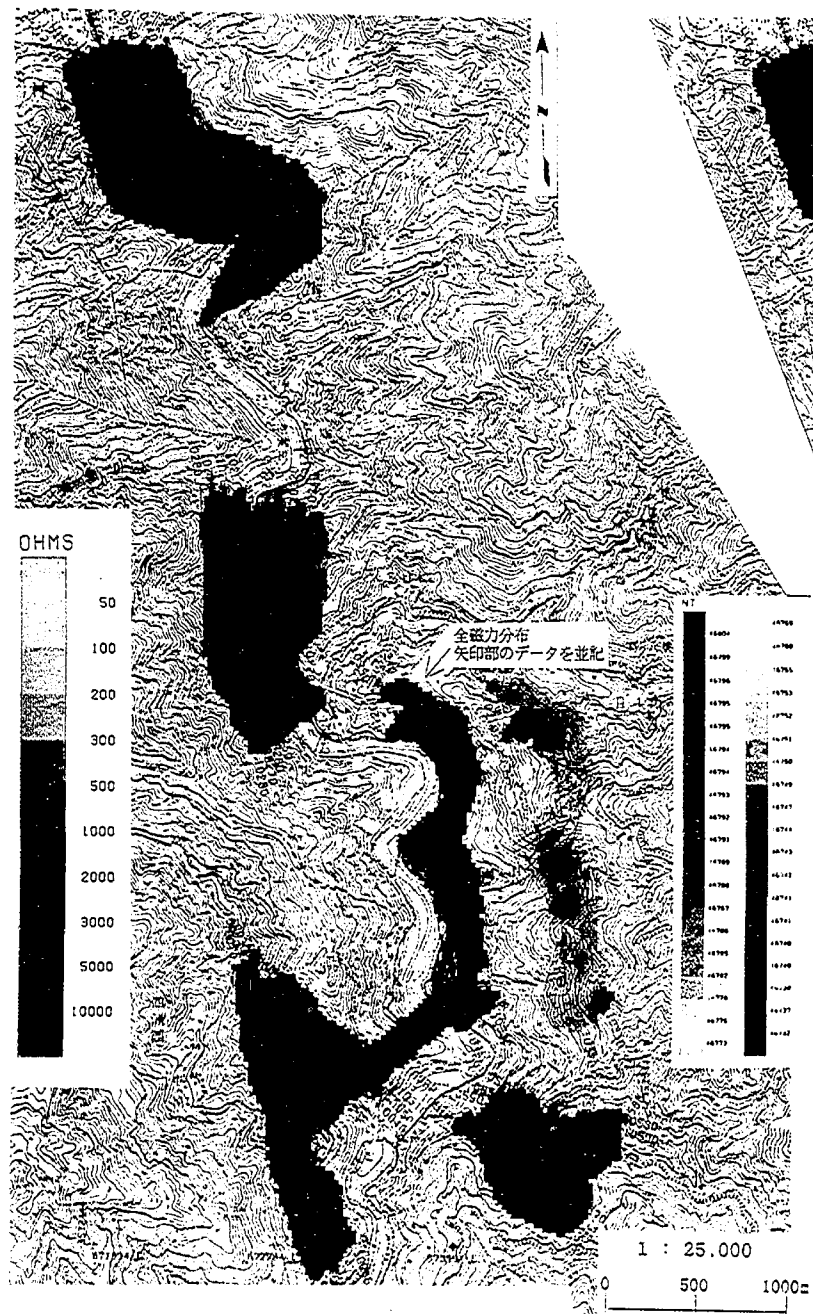


図 4. 1 - 2 見掛比抵抗分布平面図
(周波数 : 137, 500Hz)

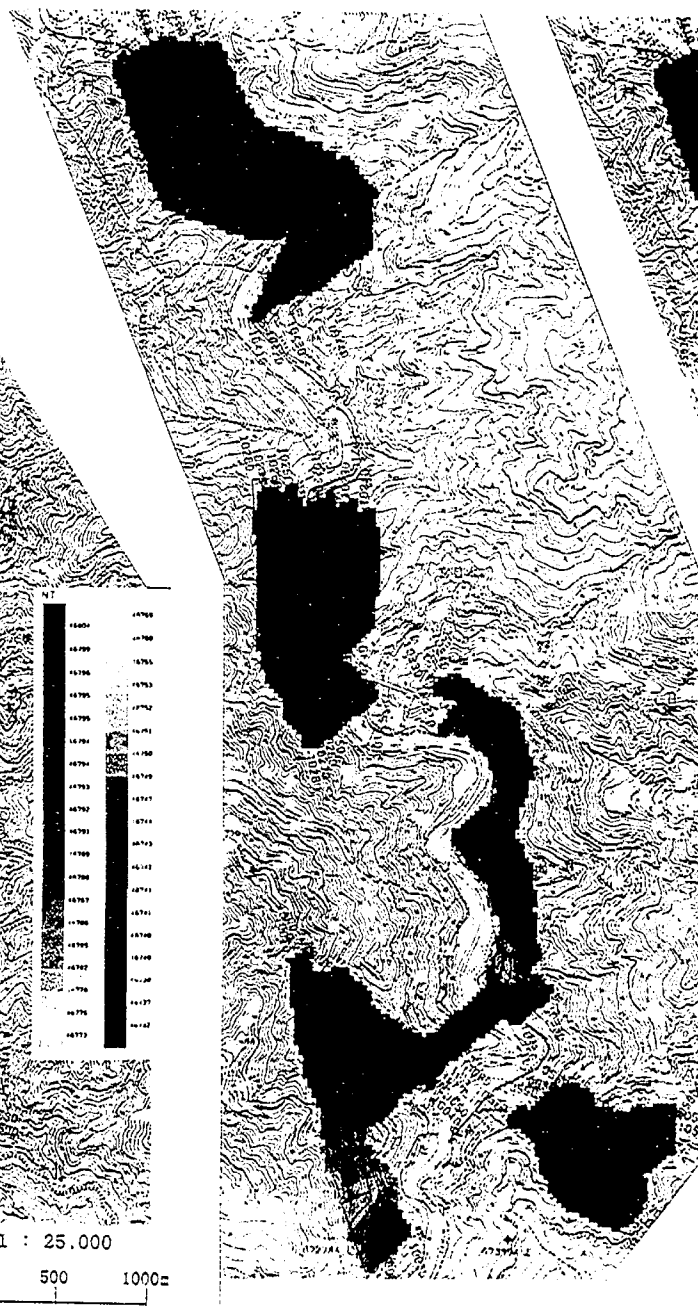


図 4. 1 - 3 見掛比抵抗分布平面図
(周波数 : 5, 500Hz)



図 4. 1 - 4 見掛比抵抗分布平面図
(周波数 : 1, 100Hz)

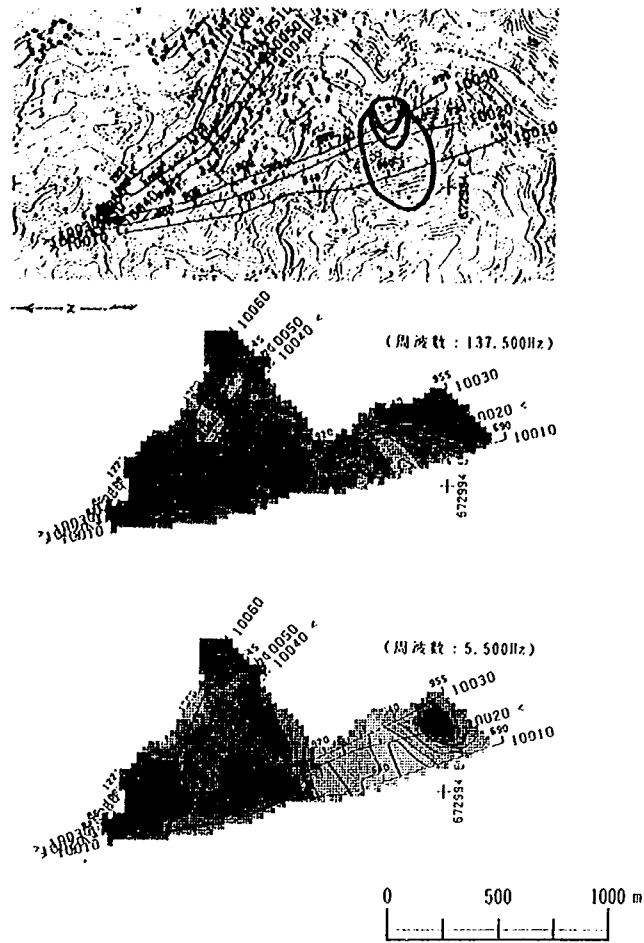


図4. 1-5 地すべり箇所での調査結果

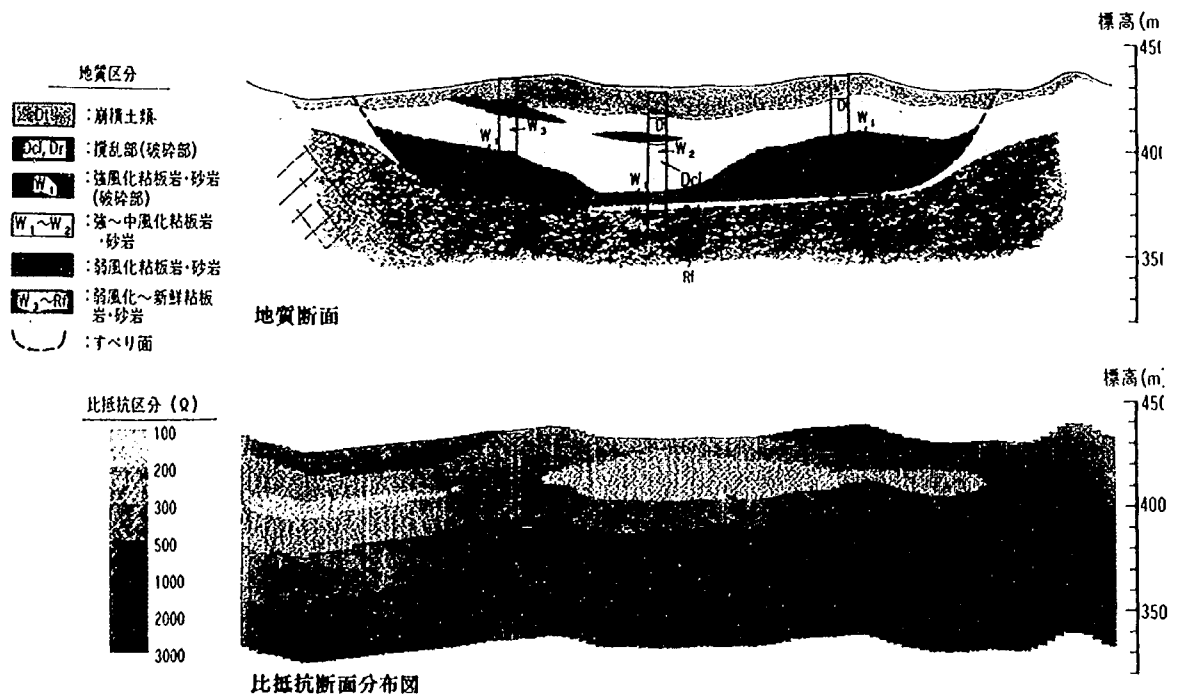


図4. 1-6 地質断面図及び見掛比抵抗断面図

4.2 新潟県猿供養寺地すべり周辺の探査事例

(1) 調査地の概要

本調査地域は、新潟県新井市の東方約7kmの山地斜面に位置している(図4.2-1参照)。図4.2-2に示すように、本調査地域は、地すべり箇所が非常に多い地域である。

図4.2-3に地質分布を示す。地質的には、調査地域の西側には第三紀後期中新世の富倉層(椎谷層及び寺泊層に対比)が、また東側には第四紀更新世の土路層(魚沼層群に対比)がそれぞれ分布している。富倉層は、主に暗灰色～黒色の塊状泥岩からなり、泥岩優勢互層及び細粒酸性凝灰岩・黒色ガラス質安山岩岩質凝灰岩を狭有する。土路層は、下部及び中部層では礫岩を含むあるいは主体とする砂岩・泥岩からなり、上部層では安山岩溶岩と熔結凝灰岩とからなっている。また、調査地域の中央部北側に位置する丈ヶ山はシソ輝石安山岩脈からなっている。

本地域の地質構造を支配するのは富倉背斜であり、その褶曲軸は全体としてNNE-SSW方向を示し、その中心(頂部)はおおむね本地域中央部の猿供養寺部落の西側を走るものと想定される。

(2) 調査概要

①調査場所(図4.2-1参照)

新潟県中頸城郡板倉町

②調査目的

地すべり及び地質状況がよく調べられている猿供養寺地すべり地区において、空中電磁法の地すべり調査に対する有効性を検証することを目的として本調査を実施した。また、併せて、インバージョン解析の有効性をも確認した。

③測線設定(図4.2-1参照)

猿供養寺地すべりのすべり方向にほぼ直交するNW-SE方向に主測線を配し(200m間隔10測線)、すべり方向に短い副測線(100m間隔5測線)を配した。

④内容

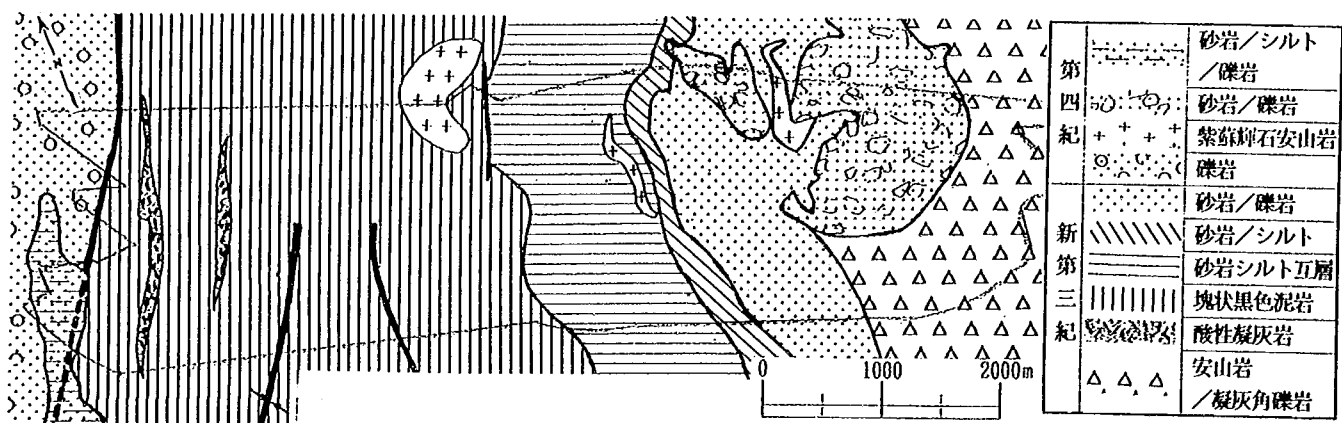
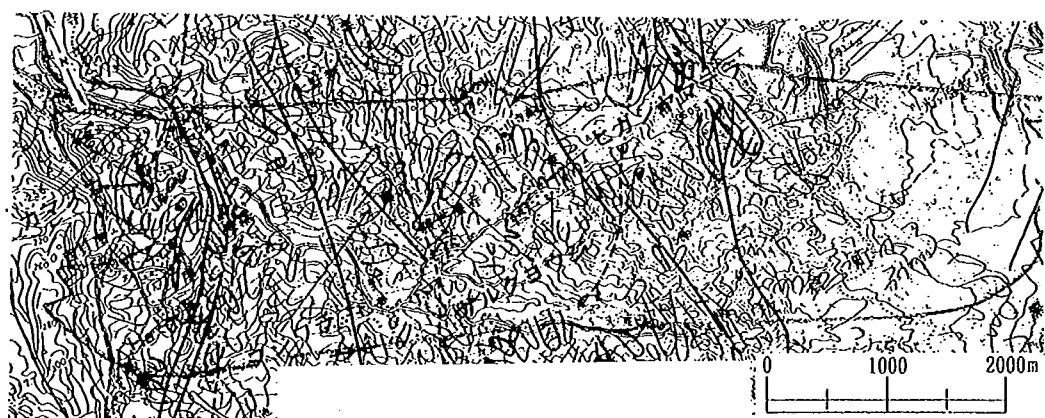
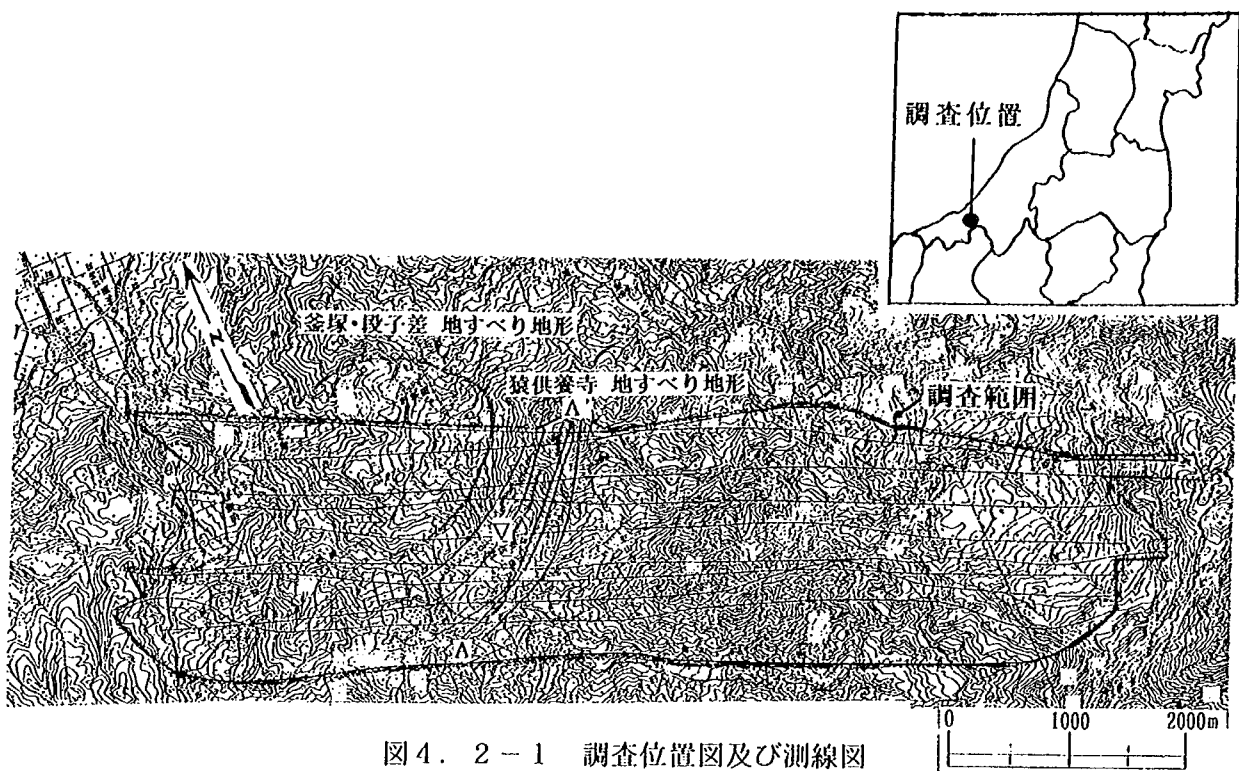
・調査面積	-----	16km ²
・延測線長	-----	90.8km
・測線間隔	-----	200～300m
・平均飛行速度	-----	約25km/h
・平均対地高度(バード)	--	約45m
・延測定時間	-----	約4時間

⑤測定装置

D I G H E M - V 型(5周波数)空中電磁法装置

⑥使用ヘリコプター

・機種	-----	アエロスパシアルS A 3 1 5 B (通称: ラマ)
-----	-------	------------------------------



- ・ 連続飛行時間 ----- 本調査では平均約1.5時間毎に給油
- ・ ヘリポート ----- 新潟県中頸城郡板倉町光ヶ丘公園駐車場
- ・ 運航 ----- 東邦航空株式会社

⑦データ取得年月日

平成5年12月16日～22日

(3) 調査結果及び考察

図4.2-4図に各周波数毎の見掛比抵抗分布平面図を示す。見掛比抵抗分布の特徴としては、調査地域の西側に $50\Omega\cdot m$ 以下の低比抵抗が分布し、東側に $50\sim 100\Omega\cdot m$ 以上の比較的中～高比抵抗が分布している。

地質的には、前者が第三紀の富倉層の、また、後者が第四紀の土路層の分布域にそれぞれ対比される。前者は泥岩を主として、後者は礫岩を主としている地質の違いが比抵抗分布に反映している。調査地区の西端部においても比較的高比抵抗の分布が部分的に認められるが、これは、背斜構造によりこの部分にも土路層が分布していることを反映したものである。

丈ヶ山は高比抵抗に対比され、この高比抵抗はESE方向に帯状に連続する様相を呈している。丈ヶ山はシソ輝石安山岩脈により構成されていると言われており、安山岩岩体の伸長方向はNNE及びWNWの2方向であるので、このWNW-ESE方向の帯状の高比抵抗は後者の方向の安山岩岩体の分布を示唆している可能性が考えられる。

本調査地域の比較的大規模な地すべりとしては、丈ヶ山の南側の猿供養寺の地すべりと西側の釜塚・段子差の地すべりが知られている。前者については、地すべり層厚は全般に小さく、おおむね7m前後であるが、厚い所で15m程度である。後者については、大規模地すべりの地すべり面は地表下約70～140mに3面認められ、頭部では層厚が大きくなることが知られている。

猿供養寺地すべりと見掛比抵抗分布とを対比してみると、いずれの周波数においても、航空写真から判読された地すべり地形に重なるように $10\Omega\cdot m$ 以下の低比抵抗異常が分布する様相が認められる。高周波数の比抵抗分布から低周波数のそれに移るにつれてこの低比抵抗の分布域が広がっているが、特に、27,500Hzでは $10\Omega\cdot m$ 以下の分布域の形状と地すべり地形のそれとがきわめて類似している。5,500Hzでは、この低比抵抗帯は、東側では東山寺部落の方向に、また、西側では猿供養寺部落から北西の藤原部落の方向にそれぞれ伸びる様相を呈しており、更に、220Hzでは全体的に低比抵抗となっている。したがって、比較的深度(220Hzの探査深度相当)に過去の比較的大きな一次性の地すべりの上に現在の地すべり地形が位置している可能性を示唆しているものと考えられる。

一般に寺泊層～椎谷層は、新潟県の地すべり多発地帯においても際立った地すべり発生母岩として知られており、その地すべりの要因は、主として岩質の未固結による軟弱性、構造運動による亀裂、歪み、潜在性亀裂等の構造的岩質の分離面の存在、モンモリロナイト、カオリナイト等の粘土鉱物の含有、さらに岩石の風化特性等が指摘されている。当地すべり地に分布する基盤は、酸性の凝灰質細粒岩の薄層を頻繁に挟む黒色～暗灰色の泥岩を主として、凝灰質細粒砂岩は、しばしばベントナイト状に粘土化している。 $10\Omega\cdot m$ 以下の低比抵抗を示すということは、粘土の過剰電導が大きく寄与しているものと考えられる。含まれる粘土鉱

物の量が多いと、一般に土壌・岩石の比抵抗は低くなるのであるが、1.1.2項に示したように、粘土鉱物の種類によってその程度は大きく異なり、中でもモンモリロナイト（スメクタイト）は著しく比抵抗を低減する。したがって、本地区の低比抵抗異常にはモンモリロナイトの存在が大きく関与しているものと考えられ、ベントナイト状の粘土化の存在もこの考え方を支持している。また、津田他（1994）¹¹によれば、この地域の地すべりは、軟弱な粘土質の崩積土がゆるゆると動く粘稠型の地すべりと定義されている。

釜塚・段子差地すべりについては、137,500Hzの見掛け比抵抗分布（地下浅部に対応）では釜塚部落の東方で顕著な低比抵抗異常が認められるものの地すべり地形との関連は必ずしも明瞭ではないが、周波数が下がるにつれて地すべり地形に対応した円弧状の低比抵抗異常が明瞭に認められ、地すべり地形側面に伴う低比抵抗の影響を反映していると考えられる。一方、このことは、この地すべりは前述の猿供養寺のそれに較べて地すべり面が深いということを示しているものと考えられる。すなわち220Hzの見掛け比抵抗分布では、円弧状の地すべり地形の中央部では比抵抗値自体は30Ω・m以下と低いものの、周辺に較べて比較的中比抵抗となっており、この部分では最低周波数の220Hzの探査深度よりも更に深部にすべり面があることを示していると考えられる。既往調査¹¹によれば、中央部にはひん岩がフロート状に分布しているとされており、これが周辺に比べて比較的中比抵抗を示し、更にその下に低比抵抗を示す地すべり面が存在しているものと考えられる。

そのほか、調査地域内には多くの地すべり箇所が認められるが、その規模に較べて低比抵抗帯の広がりが大きいために個々の地すべりと低比抵抗異常とを対比するのは困難であるが、地すべりの広がり小～中規模であっても分布が密な所は低比抵抗帯に対比される傾向が認められる。一方、比較的大きな地すべり地形であるにもかかわらず必ずしも低比抵抗異常に対比されない例として、猿供養寺部落の東方約2.5km付近に位置する地すべり地形があげられる。地質的には砂礫層の分布域に対比され、周辺に較べて相対的に低比抵抗とはなっているが、周波数によって相対的低比抵抗帯の分布形状が異なっているために比抵抗の擾乱帯になっていると考えられるので、粘土を伴う地すべりではなく、砂礫等に富む地層が動いた可能性を示唆しているものと考えられる。また、測線間隔が500m程度と比較的疎になっている部分では、その間に認められている地すべり地形が、低比抵抗としては探知されなかった箇所もある。このことは、比較的規模の小さい地すべり調査の場合には、測線間隔を十分に密にする必要があることを示している。

図4.2-5～図4.2-7に猿供養寺地すべりの縦断測線A-A'の地すべり地質断面、見掛け比抵抗断面図及び解析断面図、地上電気探査解析結果を示す。

見掛け比抵抗断面図の特徴は、全体的に10Ω・m以下の低比抵抗が一様に分布する様相を呈しており、地下浅部から粘土分の多い土壌・岩石が存在することを示しており、地すべり面が比較的浅い可能性を示唆していると考えられる。猿供養寺地すべり地形の頂部付近に4Ω・m以下の局所的な低比抵抗が認められる。また、地すべり地形の末端部から南側にかけての地下浅部に30～100Ω・mの比較的中～高比抵抗の分布が認められ、地すべり面が比較的深い、あるいは低比抵抗に対比される地すべり面が存在しないことを示している。

解析断面図では、猿供養寺地すべり地形の頂部では地すべり層に相当する第1層の厚さが5m以下と薄く、末端部に向かうにつれて10～15mと厚くなっており、今迄に実施されたボーリング調査の結果と整合的である。測線の南側では第1層の厚さが約40m前後と厚くなっている。猿供養寺地すべり地形では第1層の比抵抗

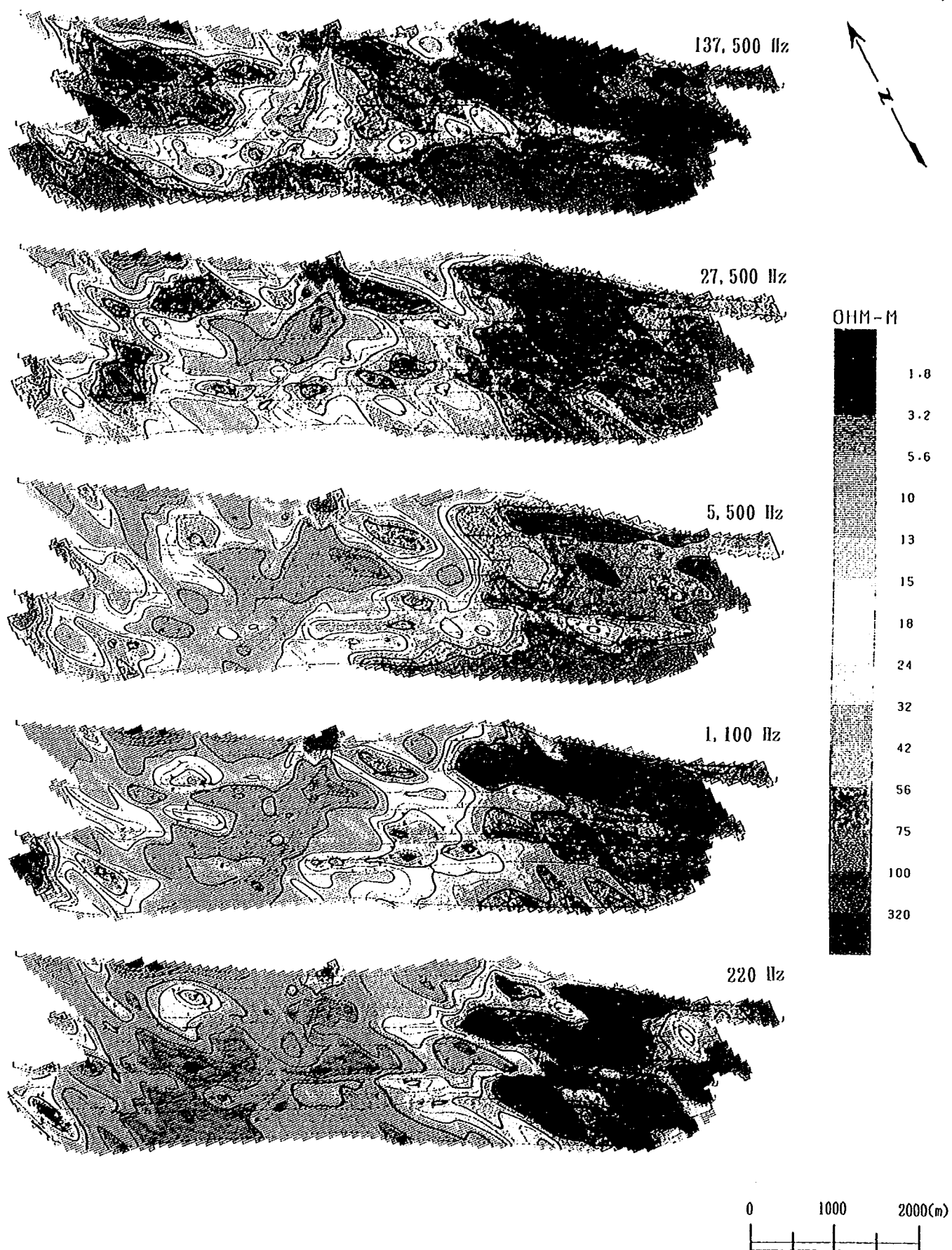


图 4. 2 - 4 見掛比抵抗分布平面图

地質断面

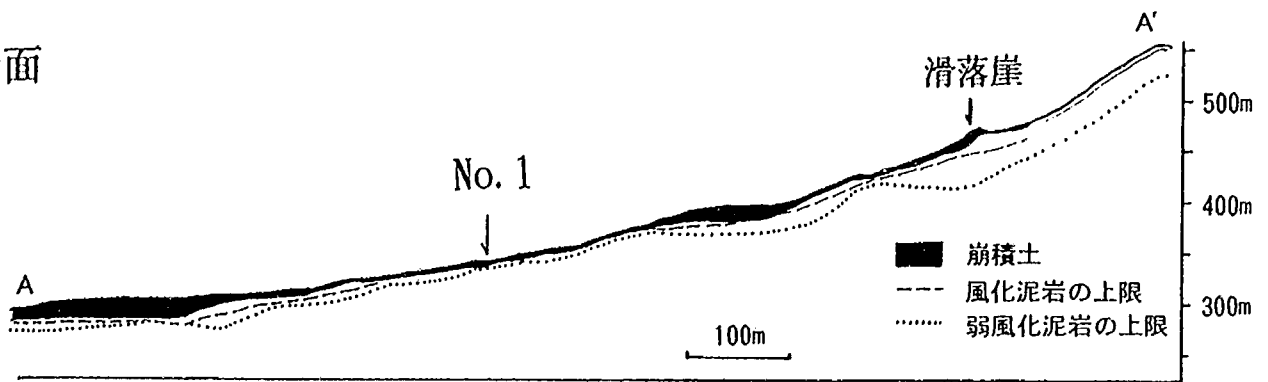


図4. 2-5 地質断面図

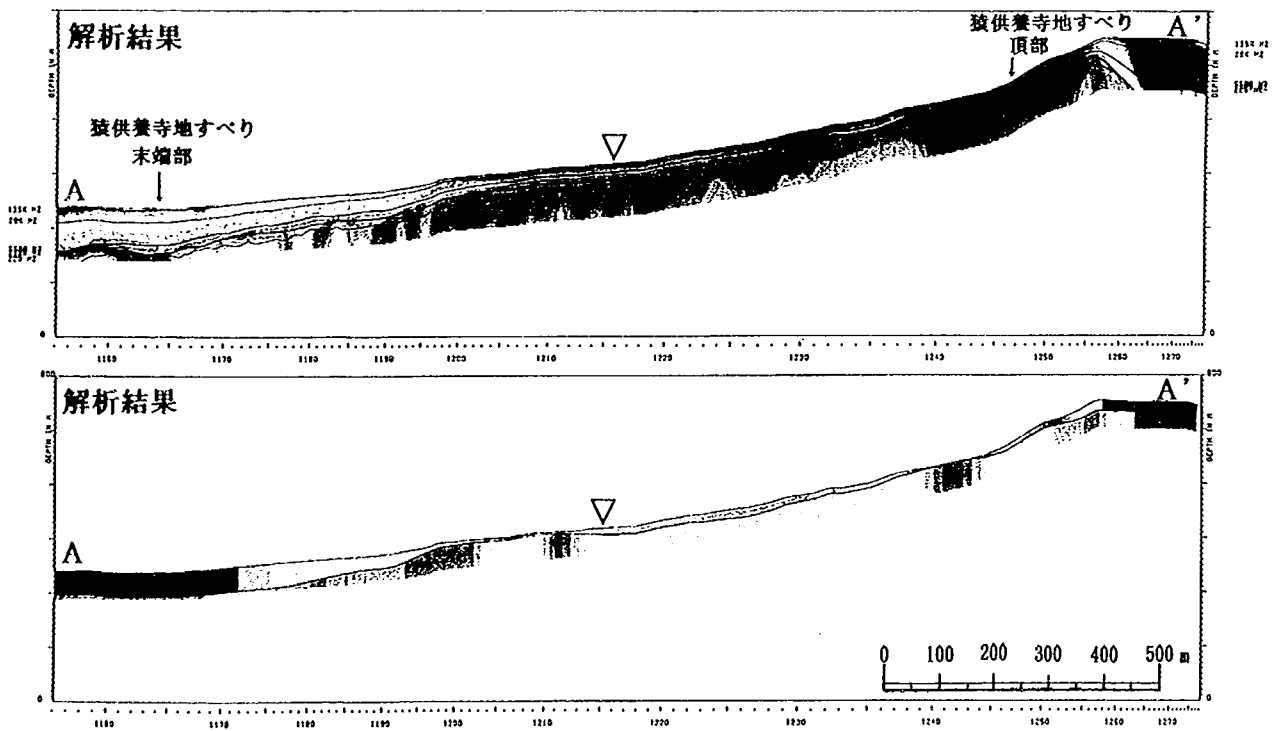


図4. 2-6 見掛比抵抗断面図及び解析断面図

抗が相対的に低くなっており、その頂部及び末端部周辺では第2層の比抵抗も低くなっている。測線の南側では第1層の比抵抗が高くなっているが、粘土分が少ない、地層の間隙率が小さい、あるいは地下水位が低い事を示唆している。

なお、▽印の地点では、過去にボーリングが実施されている。そこで、地上電気探査をも行い、これらと空中電磁法のインバージョン解析結果とを対比した。その結果を表4.2-1に示すが、3者共比較的良く合っている。

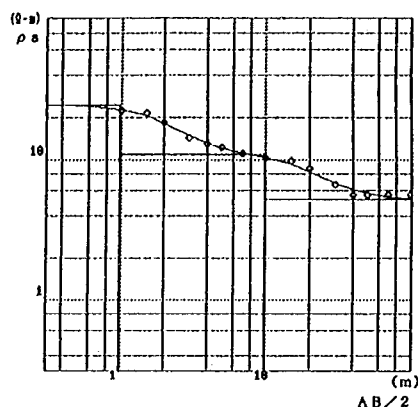


図4.2-7 地上電気探査解析結果

表4.2-1 解析結果対比表

	調査方法	地すべり面深度
1	ボーリング結果	8.8 m
2	地上電気探査	10.0 m
3	空中電磁法	9.8 m

(4) まとめ

調査地域の地すべりは地質からは第三紀層地すべりに区分され、運動形式では軟弱な粘土質の崩積土がめるめると動く粘稠型の地すべりである。今回の実証試験の結果、空中電磁法は粘性土を伴うこの種の地すべり箇所の探査、抽出に非常に有効であるとの知見が得られた。

また、今年度に開発したSVDインバージョン解析手法も安定して動作する事が確認され、定量的解析として有効であるとの確証が得られた。

参考文献：

- 1) 津田幸徳他(1994)：直轄地すべり対策事業「板倉地区」における地すべり防止工事について、水と土、第96号、pp.70-78
- 2) 新潟県新井土木事務所(1989)：猿供養寺地すべり防止土質調査委託報告書、平成元年度地第55-81号、pp.7-19
- 3) 佐々木、小西他(1993)：新型空中電磁法による斜面探査実験、平成5年度応用地質学会発表、pp.17-20
- 4) 竹内、加藤(1994)：「高田東部地域の地質」、地質調査所
- 5) 全国地すべりがけ崩れ対策協議会(1981)：猿供養寺地すべり、地すべり記録集No.13

基図：国土地理院「新井」「猿橋」「柳島」「野沢温泉」：1/25,000

4.3 秋田県東成瀬村谷地地すべり周辺の探査事例

(1) 調査地の概要

本調査地域は、秋田県南東部の横手盆地の南東縁を画する奥羽山脈近くに位置し、岩手県境と接する雄勝郡東成瀬村地内にある。この地域は、標高500～700mの山稜が連なり、おおむね壮年期の地形を呈す。本調査地域東側沿いには、成瀬川が大局的には南から北へ直線的に流下している。地すべりは、成瀬川の左岸、大川目山の下方に広がる緩斜面上に多く存在するが、この斜面中段には大柳沼・上沼の2つの沼が存在し、地すべり地は斜面の下半部に相当する。また、斜面の末端部では、成瀬川が著しく蛇行している。

本地域周辺の地質は、新第三紀に属する西小沢層・山内層と、これらを被覆する新期火山岩類及び第四紀堆積物から構成されている(図4.3-1参照)。

地すべりの分布する成瀬川左岸側は、複向斜構造によって特徴づけられ、山内層を基岩としている。本層は、新第三紀中新世の女川層に対比され、硬質頁岩を主体とし、これに凝灰岩類を介在する。この硬質頁岩は、通称hard shaleとよばれる非常に堅硬なもので、30～100cmの規則正しい互層からなり、板状に割れ易い。これらの岩石が互層する部分の境界面には、褶曲時に形成された層面すべりが観察され、非常に軟らかい粘土が挟まれている。凝灰岩類は、厚さ2.5～7m程度の少なくとも数枚以上の酸性凝灰岩、緑色凝灰岩層及び凝灰角礫岩の3種類である。これらのうち、酸性凝灰岩は細粒で淡白色～淡緑色を呈し、含水すると非常に粘性を増し、いわゆるsoap stone(石鹸石)状になり、地すべりの滑剤となっている¹⁾。

(2) 調査概要

<空中電磁法>

①調査場所(図4.3-2参照)

秋田県雄勝郡東成瀬村

②調査目的

地すべり及び地質状況がよく調べられている有名な谷地地すべり地区において、空中電磁法の地すべり調査に対する有効性を検証することを目的として本調査を実施した。また、併せて、谷地地すべりにおいて地上電気探査法調査も実施し、両手法の比較をも行った。

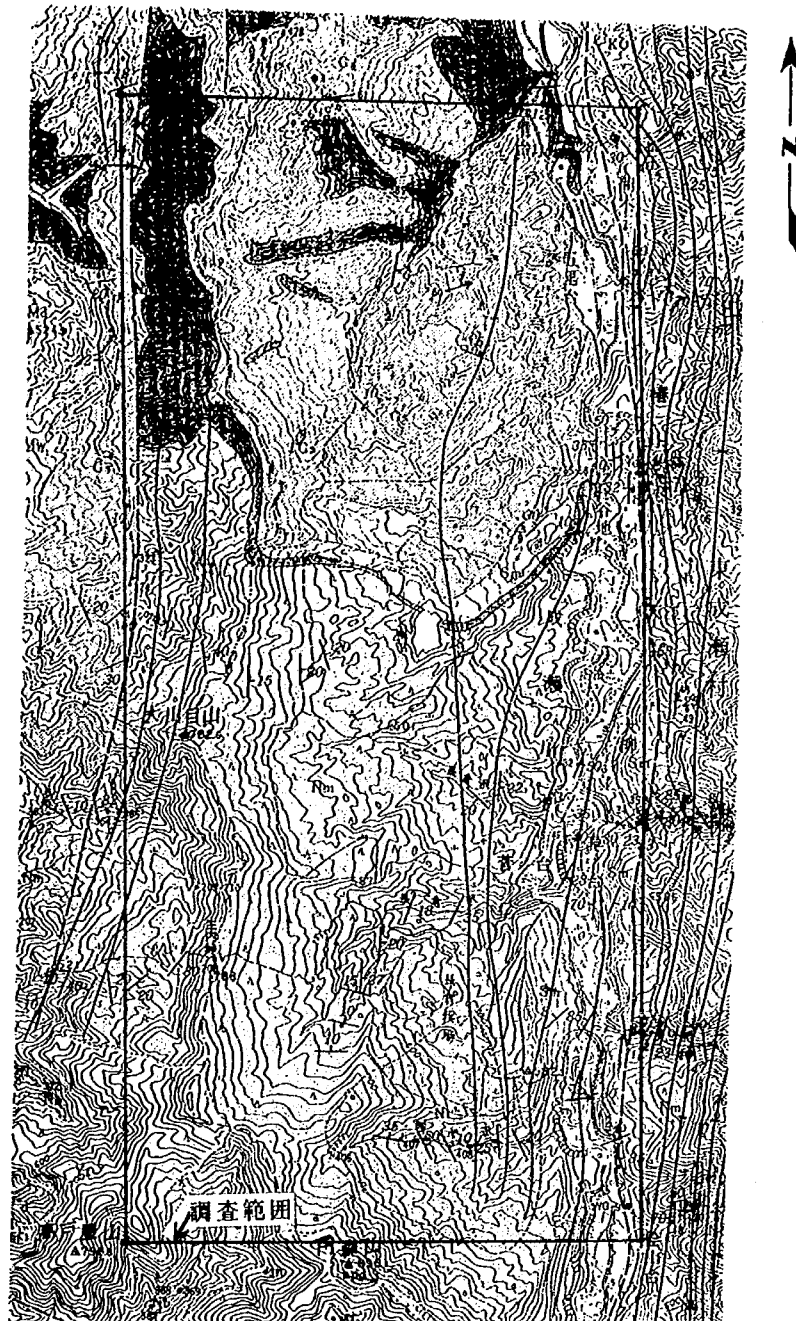
③測線設定(図4.3-2参照)

谷地地すべりを中心に、成瀬川左岸においてN-S方向に主測線を配し(100m間隔37測線)、谷地地すべり上E-W方向に副測線を配した(5測線)。

また、地上電気探査の測点は谷地地すべりの範囲でN-S及びE-W方向に展開した(2測線25点)。

④内容

・調査面積	-----	54km ²
・延測線長	-----	378km
・測線間隔	-----	約100m
・平均飛行速度	-----	約30km/h



a	礫・砂および粘土	Toa	安山岩および同質火山砕屑岩
Ma	斑状（角閃石・黒雲母）輝石石英安山岩	Tof	流紋岩および同質集塊岩（流理構造）
Ma	含（角閃石）紫蘇輝石普通輝石熔結凝灰岩	Na	硬質泥岩ベントナイト質凝灰岩互層 黒色硬質泥岩および砂岩（石灰質泥岩を伴う）
Ma	含黒雲母（角閃石）石英安山岩質凝灰岩 （熔結凝灰岩を伴う）	Ni	緑色浮石質凝灰岩（一部真珠岩質） 火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩
G	砂岩およびシルト岩	Na	杏仁状玄武岩および変質橄欖石玄武岩
Sa	硬質泥岩	Na	変質輝石安山岩
KOi	砂質凝灰岩および硬質泥岩	Na	橄欖石普通輝石粗粒玄武岩

1 : 50, 000

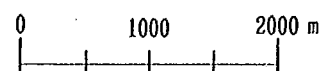
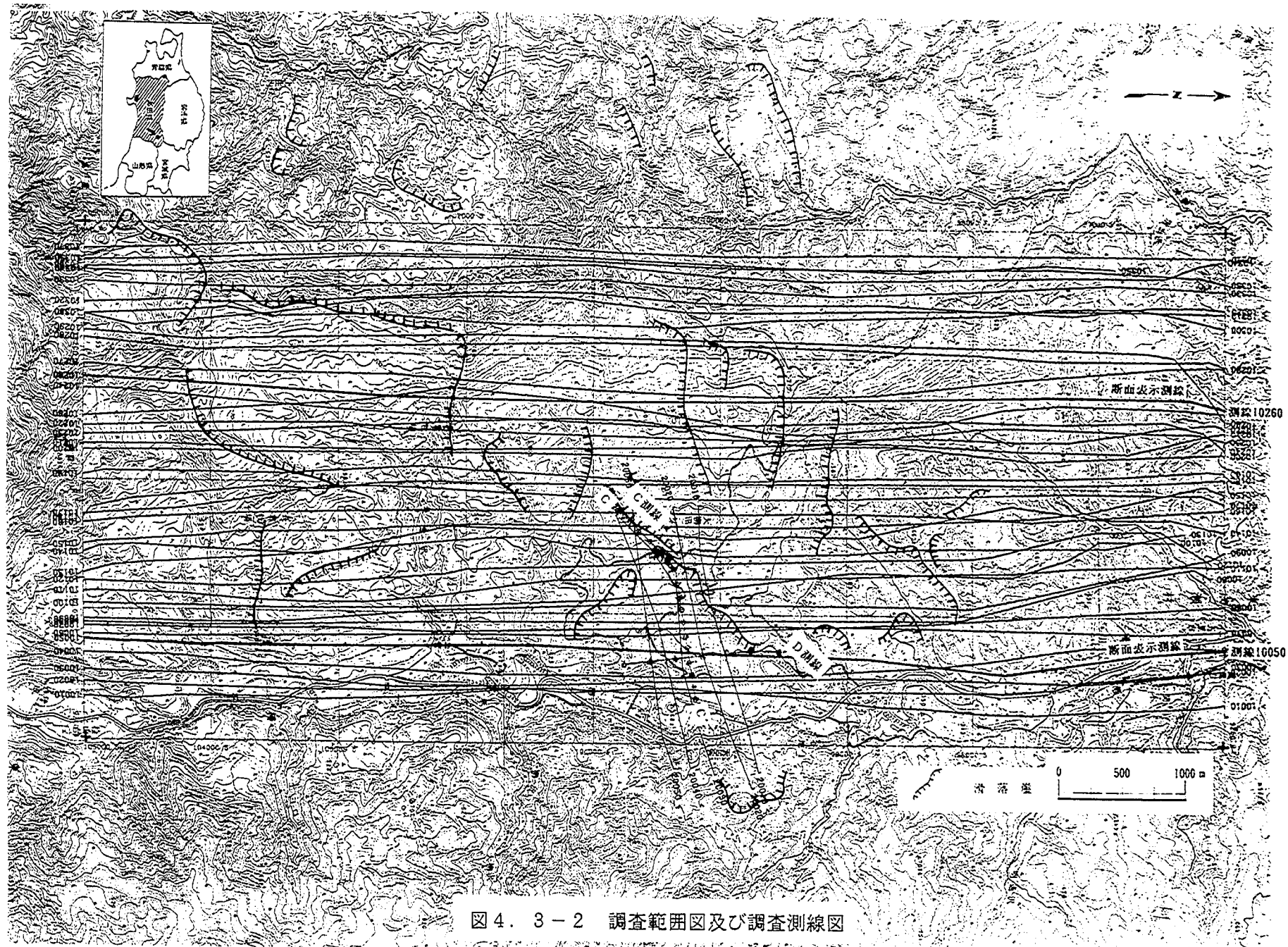


図4. 3 - 1 調査範囲地質図



- ・平均対地高度(バード) --- 約40m
- ・延測定時間 --- --- 約12時間

⑤測定装置

D I G H E M V型(5周波数)空中電磁法装置

⑥ヘリコプター

- ・機種 --- アエロスパシアルS A 3 1 5 B (通称: ラマ)
- ・連続飛行時間 --- 本調査では平均約1.5時間毎に給油
- ・ヘリポート --- 秋田県雄勝郡東成瀬村岩井川字堰
- ・運航 --- 東邦航空株式会社

⑦データ取得年月日

平成6年10月9日～12日

<地上電気探査>

①内容

- ・測点位置 --- 図4. 3-2 参照
- ・測線数 --- 2本
- ・延測線長 --- 3.2km
- ・総測点数 --- 25点

②測定装置

応用地質(株)社製 M c O H M M a r k - 2

③データ取得年月日

平成6年11月1日～5日

(3) 調査結果及び考察

図4. 3-3～図4. 3-7に高周波数から低周波数までの5周波数の見掛け比抵抗平面図を示すが、各周波数毎の見掛け比抵抗値の分布はおおむね次のようである。

137,500Hz	: 30～250Ω-m
27,500Hz	: 30～250Ω-m
5,500Hz	: 20～70Ω-m
1,100Hz	: 40Ω-m以下
200Hz	: 30Ω-m以下

したがって、本調査地域の比抵抗分布は、大局的には、浅部が比較的高比抵抗／下部が低比抵抗の2層構造といえる。また、図4. 3-8には見掛け比抵抗分布平面図(周波数5,500Hz)と地すべり地形の対比図を示す。

比抵抗分布の特徴としては、調査地域の中央部から南側にかけて低比抵抗が卓越し、北側で比較的高比抵抗

抗が出現する様子が認められるが、これは地質の違いを反映していると考えられる。すなわち、前者は硬質泥岩・ベントナイト質凝灰岩の互層の、また、後者は砂岩及びシルト岩、一部安山岩の分布域に対比される。

1.1.2項で述べたように、粘土分が多いと土壌・岩石の比抵抗は低くなるが、比抵抗は粘土鉱物の種類によっても異なり、例えば、純粹なカオリナイトは $100\sim 200\Omega\cdot m$ 程度と必ずしも低くはないが、これにモンモリロナイトやセリサイトが数%加わっただけで $10\sim 50\Omega\cdot m$ 程度までに低くなる。低比抵抗の原因としては、間隙率の大きい岩石が低比抵抗の水で飽和されている場合も考えられるが、本地域の場合はベントナイト質凝灰岩の存在が知られているので、スメクタイトが低比抵抗に関与しているものと考えられる。そのほか、調査地域の南端部でも比較的高比抵抗が認められるが、緑色浮石質凝灰岩、石英安山岩質凝灰岩の分布域に対比される。

地形と見掛け比抵抗分布との関係は必ずしも明瞭ではないが、中央部西側の大川目山を通る南北方向の稜線沿いに、比較的中～高比抵抗が分布する傾向が認められる。

137, 500Hzの見掛け比抵抗分布図では $40\Omega\cdot m$ 以下の低比抵抗は、比較的小規模な広がりで散在しているが、それらはおおむね地すべり滑落崖の交会部に対比される傾向が認められる。谷地すべりでは南側の滑落崖に沿う形で低比抵抗が認められる。

27, 500Hz以下の周波数での見掛け比抵抗分布図においては、広がり規模の比較的大きい低比抵抗分布が出現するが、大川目山北側、大川月山東側、長倉沢牧場及び谷地地すべりにおいてその傾向が顕著である。いずれも既知地すべりや滑落崖で境される分布形状と比較的整合的な形状を示し、特に5, 500Hz以下の周波数で谷地地すべりの形状と低比抵抗分布の形状とがよく合うように見受けられる。一方、大柳沼北方の沼の上沢－松ヶ沢の間にも滑落崖があり、必ずしも低比抵抗分布に対比されないが、周辺と較べた場合、相対的には低比抵抗に対比される。したがって、地すべり調査においては、絶対的な低比抵抗異常ばかりではなく、このような相対的低比抵抗にも配慮することが大事であると考えられる。

220Hzの見掛け比抵抗分布図では低比抵抗帯が全部つながってしまって、個々の地すべりとの関係が判然としなくなる。これは、220Hzの探査深度に相当する比較的深部において広範囲にわたり低比抵抗岩（地質からいってもモンモリロナイト粘土の関与の可能性が大きい）が存在することを意味している。このことは、調査地が広域にわたって変質を受けている可能性、褶曲作用により亀裂が発達し、風化・変質が助長された可能性、あるいは過去に深部で広範囲に及ぶ一次性的地すべりがあって、現在認められる地すべり地形は、その上にのった二次、三次の地すべりである可能性等を示唆している。

本調査地域の地すべりの素因は、岩質と地質構造にあるとされている。硬質頁岩とこれに薄く挟圧される凝灰岩との多層系成層岩体において、硬質頁岩は脆性が高く粘土化されにくい物性を有する一方、凝灰岩は地下水の作用によって著しく粘土化し易く、地すべり面を形成することが多い。この地すべり面に沿う粘土に富む層が本調査の低比抵抗の大きな原因であると考えられる。この種のタイプの地すべりは、比抵抗的には低比抵抗の薄層として捉えることができる。従来の比抵抗法では等価層の原理が大きく作用するために、このような薄層を探知するのは困難な場合が多いが、空中電磁法では低比抵抗部を選択的に抽出する能力が高いため、この種のタイプの地すべりには非常に有効であると判断される。

図4.3-9に、顕著な低比抵抗分布を通る測線についての見掛け比抵抗断面図を示す。全体的に上部が比較的高



图 4. 3 - 3 見掛比抵抗分布平面図(周波数 : 137, 500Hz)

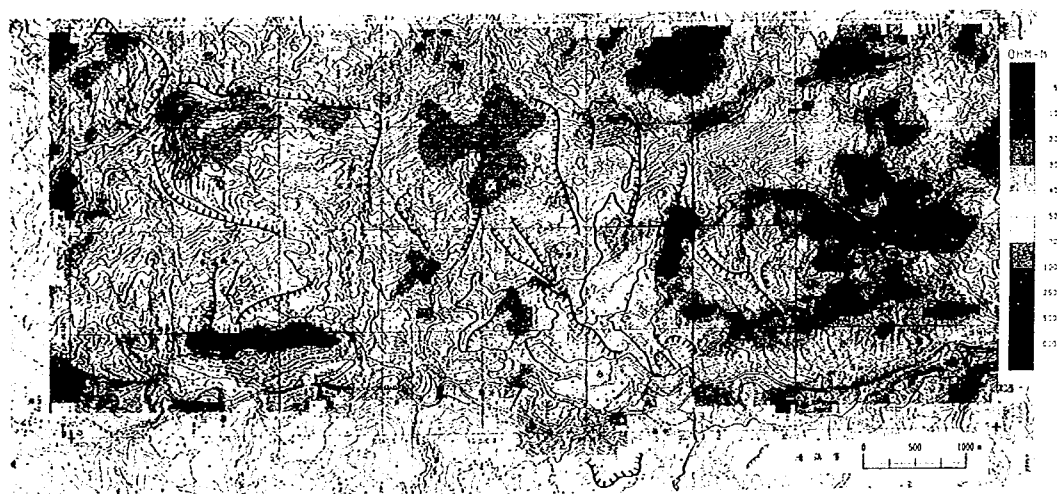


图 4. 3 - 4 見掛比抵抗分布平面図(周波数 : 27, 500Hz)

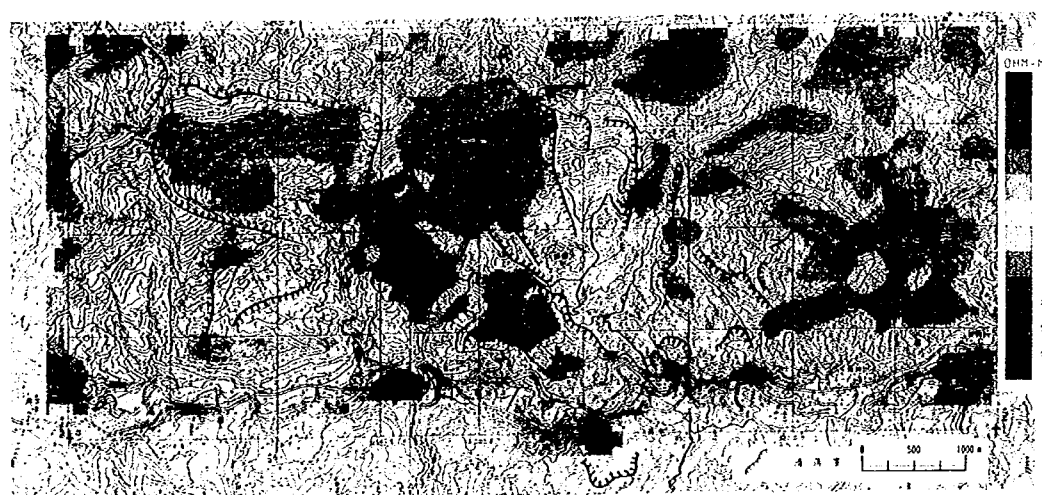


图 4. 3 - 5 見掛比抵抗分布平面図(周波数 : 5, 500Hz)

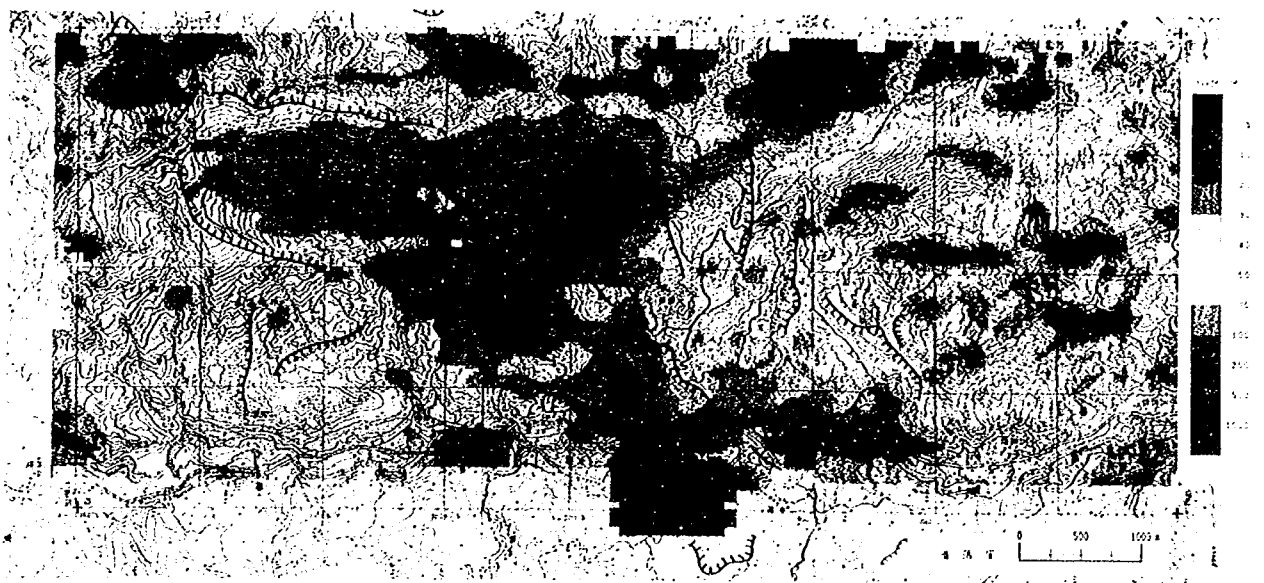


图 4. 3 - 6 見掛比抵抗分布平面図(周波数 : 1, 100Hz)

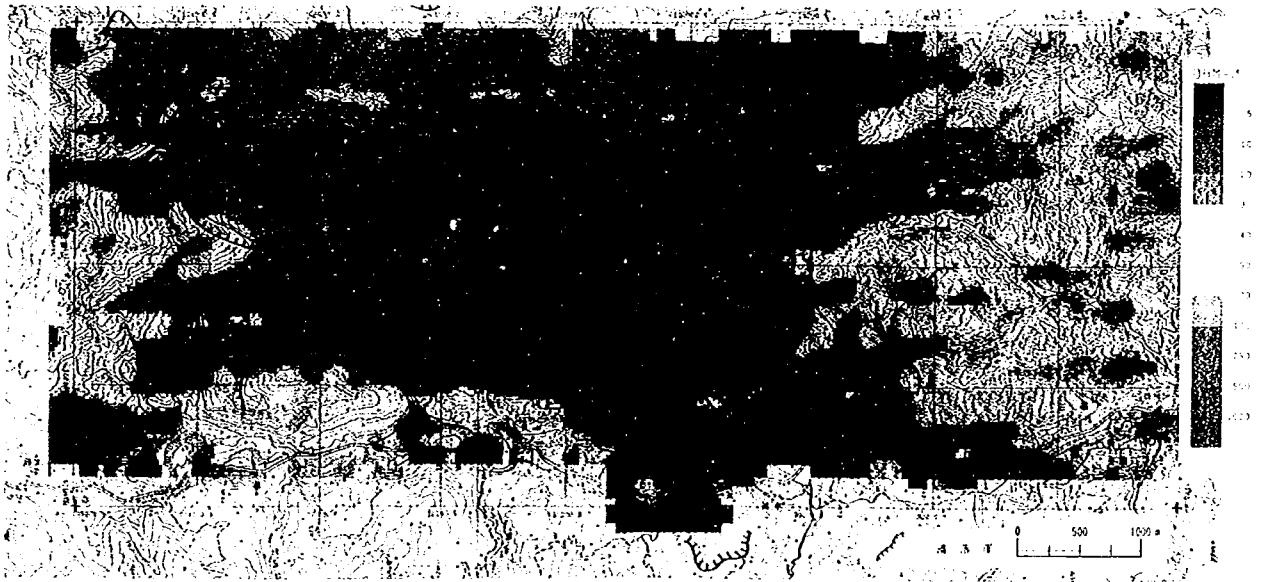


图 4. 3 - 7 見掛比抵抗分布平面図(周波数 : 220Hz)

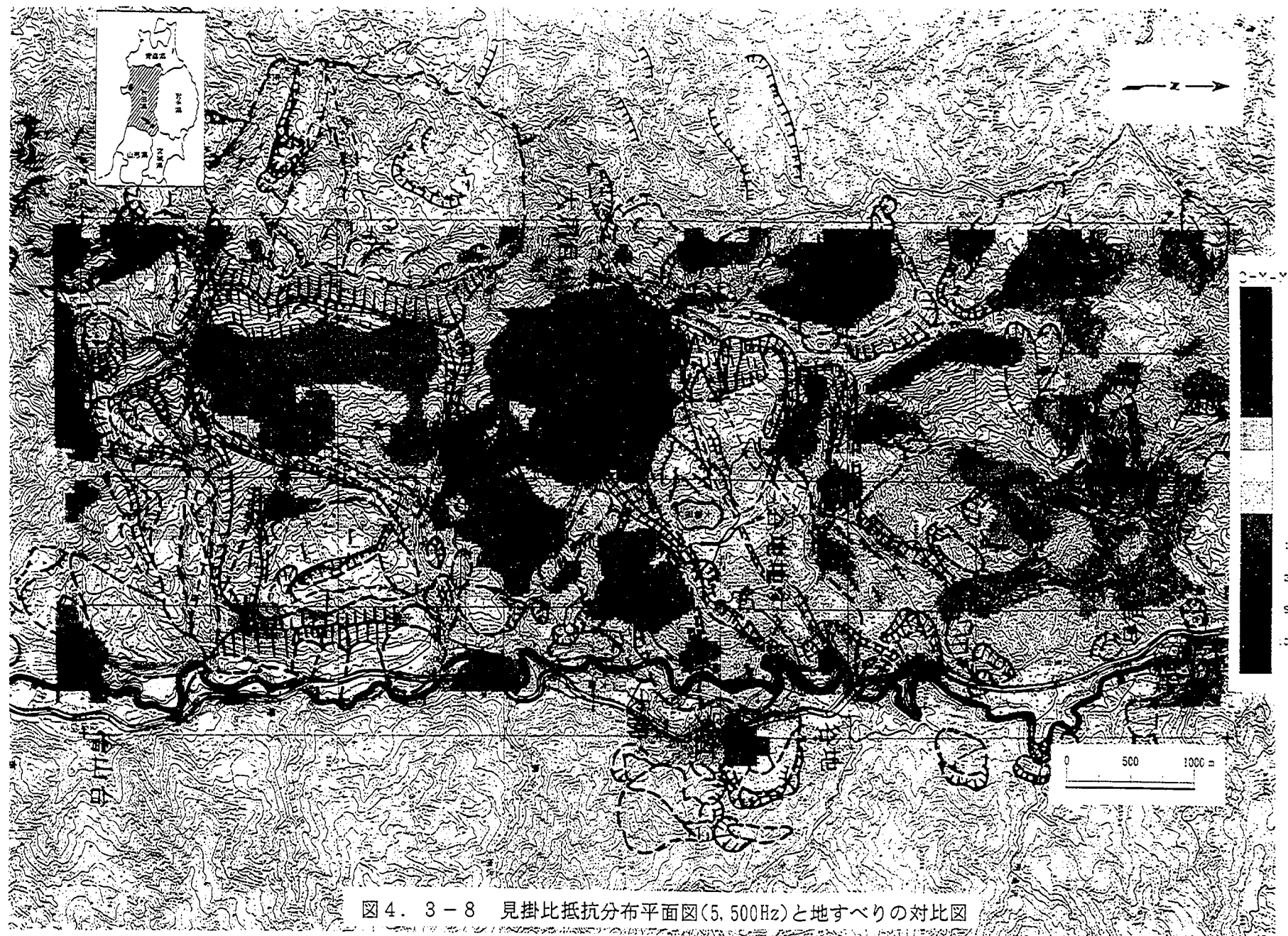


図4. 3-8 見掛比抵抗分布平面図(5.500Hz)と地すべりの対比図

比抵抗／下部が低比抵抗が広く分布している。断面分布において、水平（側）方向の変化を見た場合、低比抵抗が下部から浅部へ盛り上がる形で浅部にまで及んでいる箇所が認められるが、これは、滑落崖で境された地すべり地区に対比される。この地すべり地では、27,500～5,500Hzの周波数の探査深度に相当する深さ（20～30m）から下部に低比抵抗帯が分布することを示唆している。地質的には、硬質頁岩・ペントナイト質凝灰岩の互層分布域で、地質自体が粘土化し易く低比抵抗になり易いが、中でも地すべり箇所ではより低比抵抗になる傾向が認められるのでスメクタイトの関与が考えられる。

谷地地すべりについては、確認調査として地上電気探査（シュランベルジャー法）を実施した。地すべり方向とそれを横切る方向とに測線を展開し、測点を配した（図4.3-2）。電気探査の結果は、おおむね3～5層構造に解析されたが（図4.3-10）、大局的にはいずれの測線においても、浅部が高比抵抗（100～300Ω・m）／深部が低比抵抗（20～40Ω・m）の2層構造の特徴を示しており、空中電磁法の結果と調和的である。電気探査で求められた高比抵抗と低比抵抗の境界は、ほぼ地下水面位置に対比される（図4.3-11）。

地下水位は崩積土（移動層）の中にあるが、地すべり面は更に下位にあり、かつ地下水位以深ではほとんど比抵抗値が変わらないために、電気探査の結果からは、谷地地すべりの地すべり面位置に対応する深度において低比抵抗異常を探知することができなかった。一方、空中電磁法の結果では、前述したように地すべり箇所では浅部からより低比抵抗が分布する形状を示し、地すべり箇所を特定することができた。

前述したように、地すべり箇所は比抵抗の断面分布において、低比抵抗が下部から浅部へ盛り上がる分布形状の所に対比される傾向が認められるので、地すべりの形を特定するためには、この低比抵抗の盛り上がり三次元的に把握することが有用であると判断された。そこで、谷地地すべりについて比抵抗の分布形状を三次元的なブロック図で表示することを試みた。その結果を図4.3-12に示す。滑落崖相当部位から地すべり方向に低比抵抗部が盛り上がり、この盛り上がり部が地すべり地形と良い対応を示しているので、このブロック図表示は地すべりの形を特定する上で有用であると考えられる。

空中電磁法も電気探査も同じ電気比抵抗を測定対象としているが、後者では地下の比抵抗の分布の相対的な変化を測定しているために、地すべり面のような低比抵抗の薄層を探知するのが困難である場合があるのに対して、前者は比抵抗の小さい所を選択的に強調するために、薄層であっても20m以上の面的な広がりがあれば探知できることが特徴で、両者の解析原理上の差異が今回の結果に反映されたものと考えられる。したがって、地すべり面等の低比抵抗で薄い層の探知には空中電磁法が非常に有用であると考えられる。

（4）まとめ

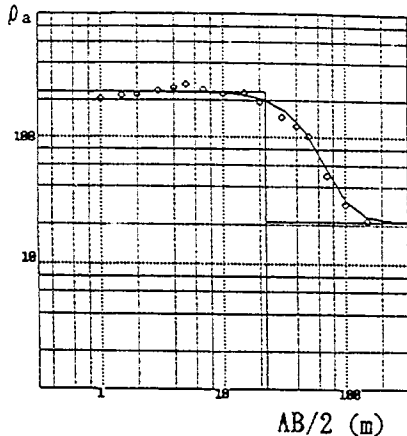
本調査地域で空中電磁法調査を行った結果、全般的な比抵抗構造の特徴を把握することができた。また、谷地地すべり、大川目山東側、長倉沢牧場及び大川目山北側で、広がり規模の比較的大きい低比抵抗分布が探知された。これらはいずれも地すべり地に対比される。一方、本調査地域の下部には全体的に低比抵抗が分布しているので、調査地が広域にわたって変質を受けている可能性、褶曲作用により亀裂が発達し、風化・変質が助長された可能性、あるいは過去に深部で広範囲に及ぶ一次性的地すべりがあって、現在認められる地すべり地形は、その上にのった二次、三次の地すべりである可能性等を示唆している。

電気探査法測点

C-7

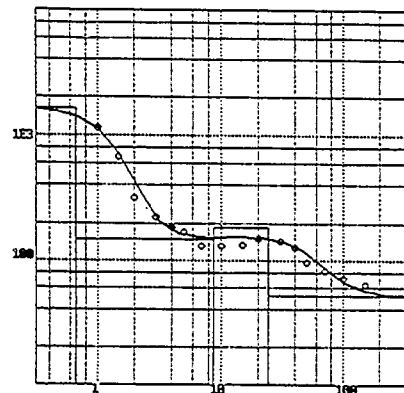
INTERPRETED MODEL
No. of Layers = 2
RES THK DEP
232.63 22.2 22.2
28.73
Q=0.83648

○ 実測値
— 理論計算値
— 解析比抵抗構造図



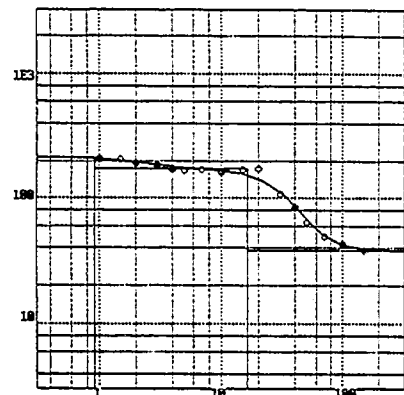
C-8

INTERPRETED MODEL
No. of Layers = 4
RES THK DEP
1638.18 8.7 8.7
148.55 8.8 8.7
186.53 15.2 24.8
51.34
Q=0.85335



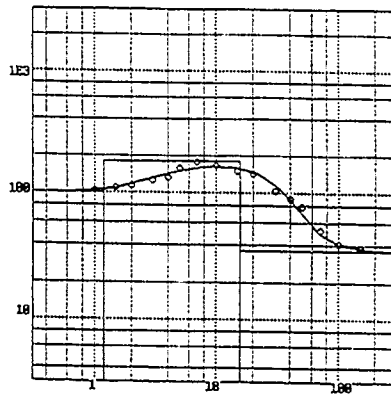
C-9

INTERPRETED MODEL
No. of Layers = 3
RES THK DEP
214.78 8.9 8.9
172.64 15.4 15.3
37.71
Q=0.82484



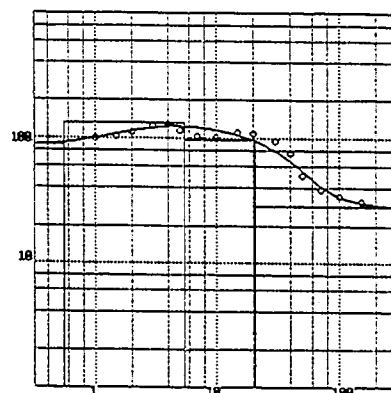
C-10

INTERPRETED MODEL
No. of Layers = 3
RES THK DEP
99.25 1.2 1.2
181.23 14.5 15.7
36.28
Q=0.82574



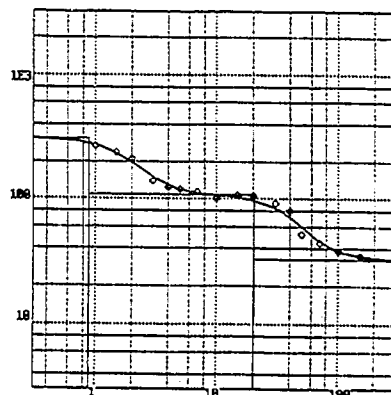
C-11

INTERPRETED MODEL
No. of Layers = 4
RES THK DEP
88.94 8.5 8.5
132.65 5.8 5.5
96.51 15.2 28.7
28.73
Q=0.84851



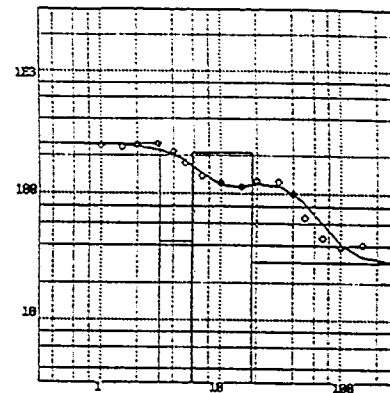
C-12

INTERPRETED MODEL
No. of Layers = 3
RES THK DEP
388.65 8.9 8.9
186.68 19.5 28.4
32.66
Q=0.82954



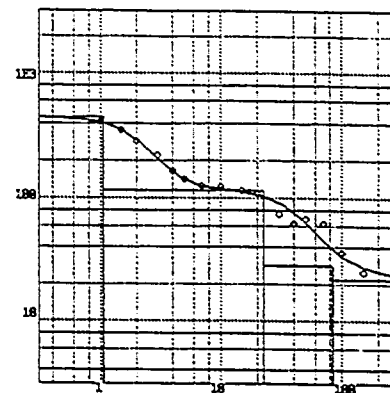
C-13

INTERPRETED MODEL
No. of Layers = 4
RES THK DEP
248.24 3.1 3.1
43.26 2.6 5.7
211.75 12.5 18.3
29.43
Q=0.85168



C-14

INTERPRETED MODEL
No. of Layers = 4
RES THK DEP
448.83 1.1 1.1
115.65 21.5 22.6
28.19 61.6 84.2
21.81
Q=0.85823



C-15

INTERPRETED MODEL
No. of Layers = 4
RES THK DEP
59.38 1.3 1.3
75.46 7.8 3.8
31.87 59.3 58.4
62.32
Q=0.83154

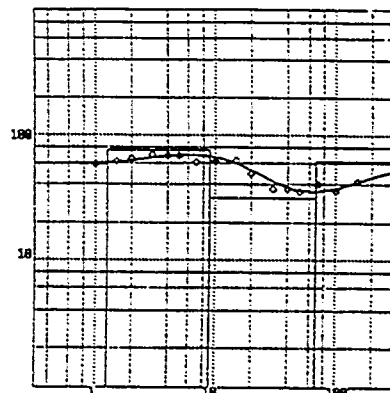


図4. 3-10 地上電気探査解析図

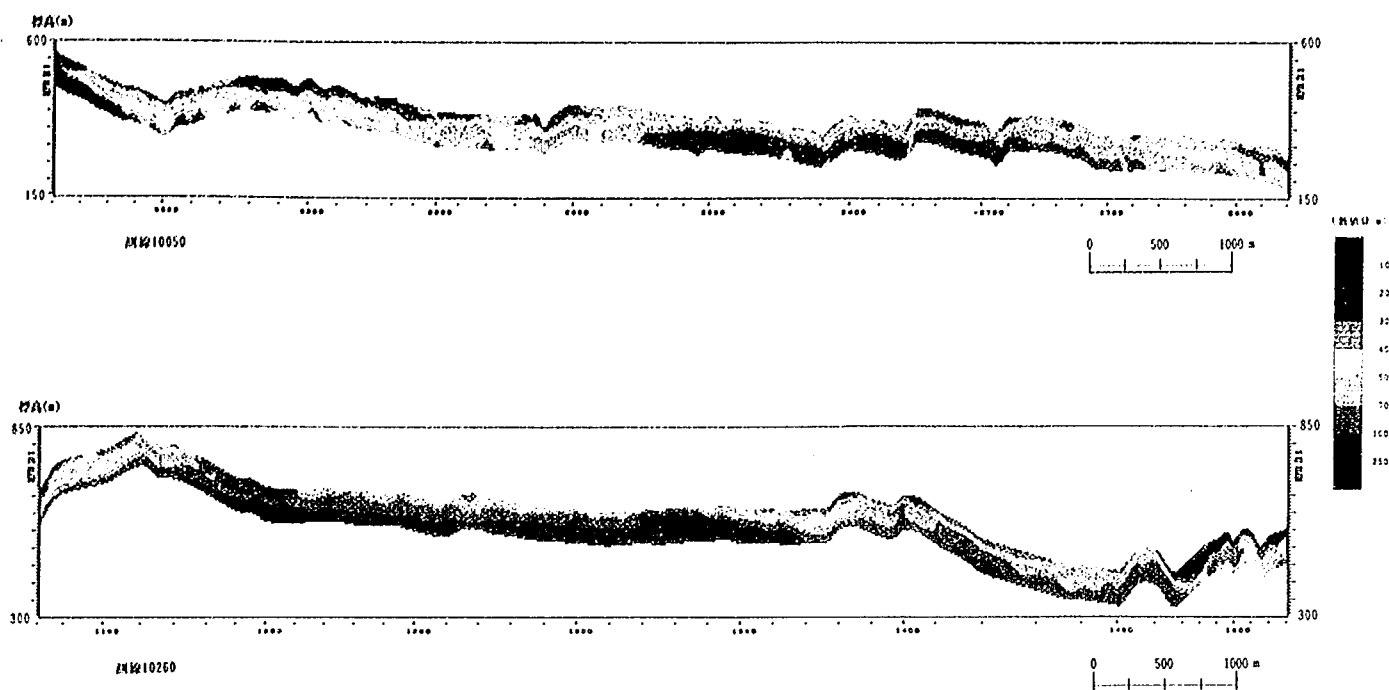


図 4. 3 - 9 見掛比抵抗断面図

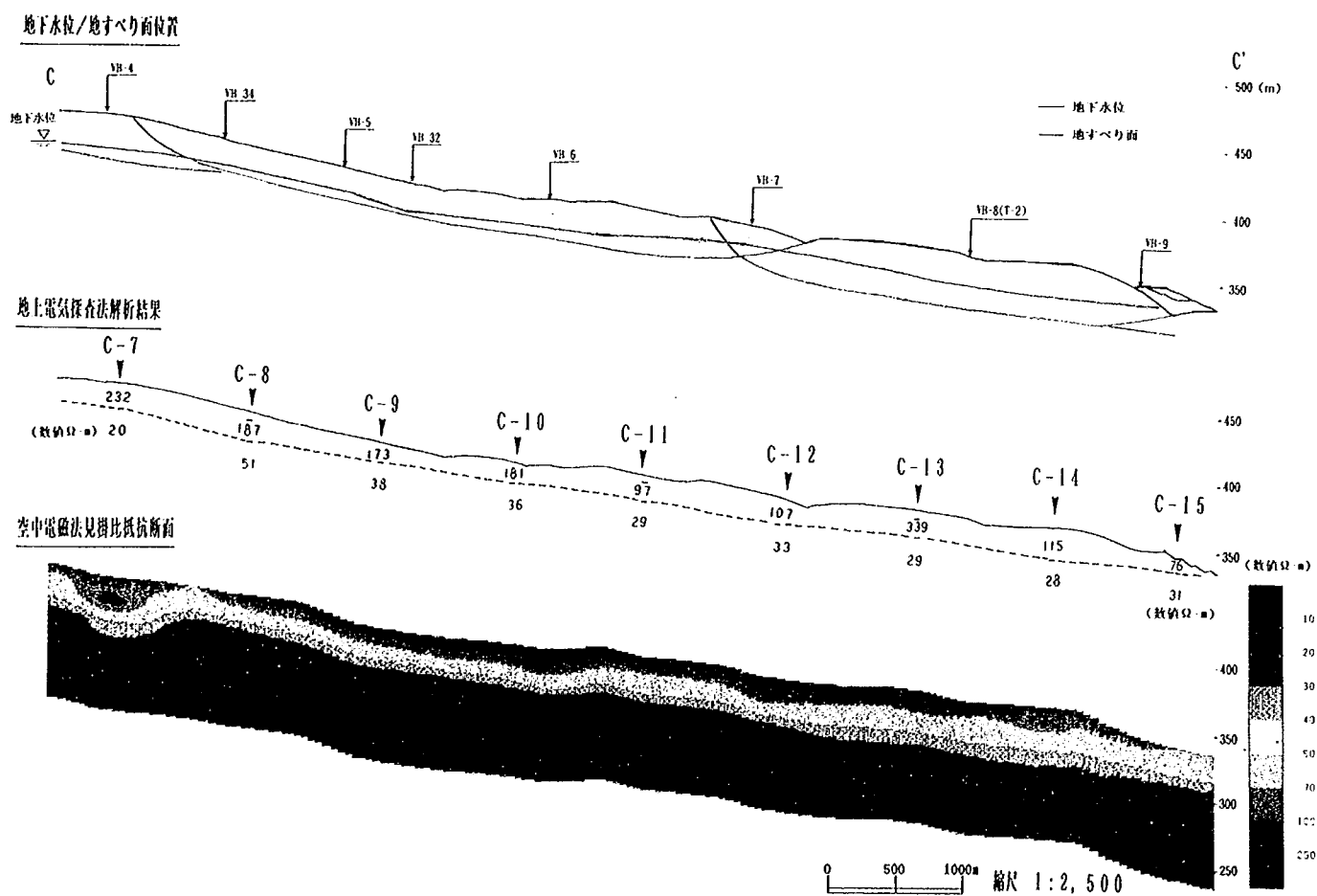


図 4. 3 - 11 見掛比抵抗断面図及び地上電気探査結果対比図

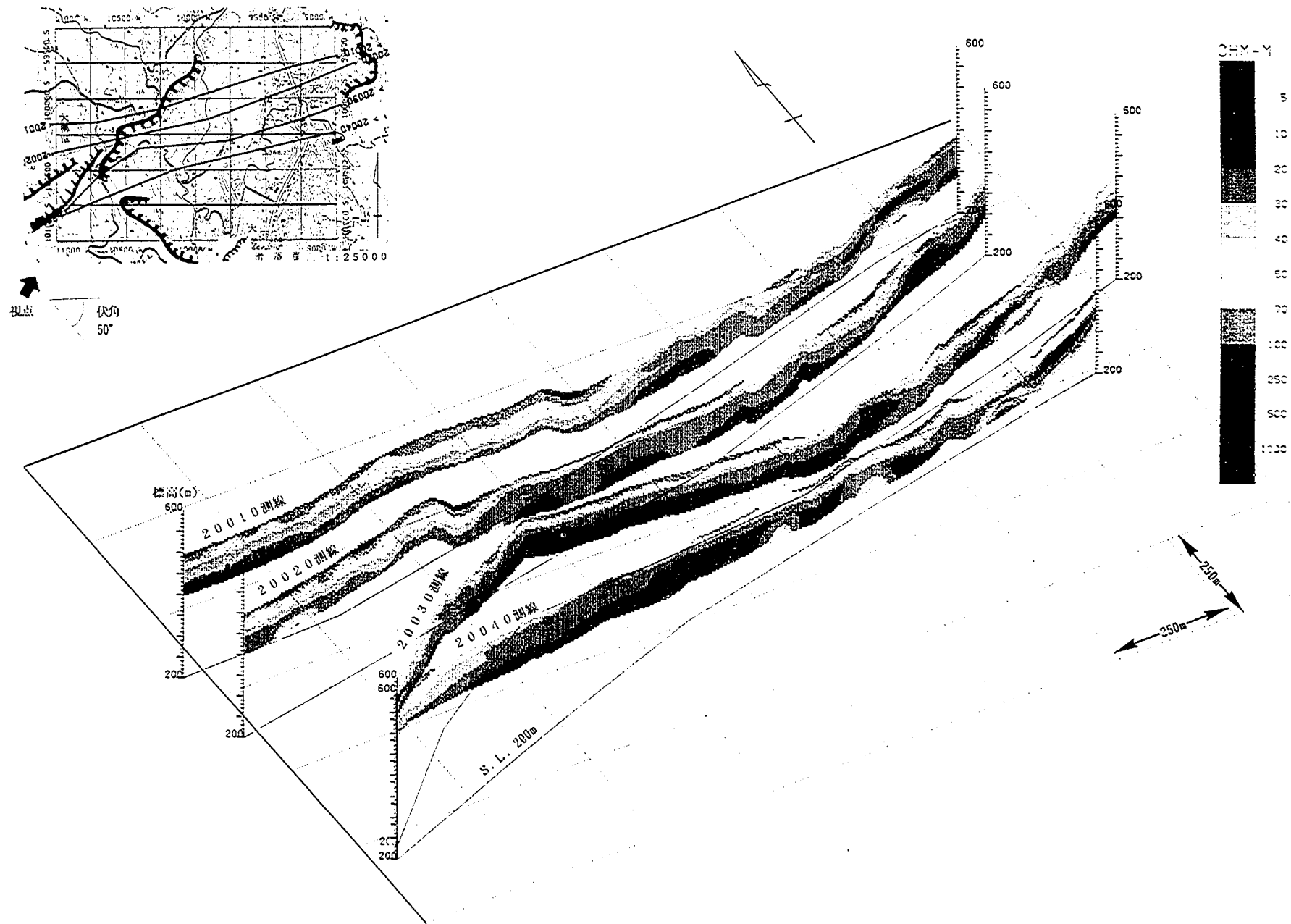


図4. 3-12 谷地地すべりにおける比抵抗ブロック図

参考文献：

- 1) 寺川俊浩(1982)：日本の代表的な地すべり－谷地－、アーバンクボタ
- 2) 秋田県雄勝土木事務所(1994)：平成5年度谷地地区地すべり調査委託報告書
- 3) 秋田県総合地質図幅「稲庭」(1981)：5万分の1総合地質図幅説明書、秋田県
- 4) 佐々木・小西他(1993)：新型空中電磁法による斜面探査実験、平成5年度応用地質学会
- 5) 佐々木・小西他(1994)：新型空中電磁法による軟岩地域の地すべり探査、平成6年度応用地質学会

基図：国土地理院「田子内」「椿台」 1/25,000

4.4 長野県地附山地すべり周辺の探査事例

(1) 調査概要

a. 調査目的

斜面の物理探査法としては、地表電気探査法・地震探査法などがあるが、アクセスの悪い斜面では十分なデータ取得が困難な場合が多い。空中電磁探査法は、地形条件の悪い場所でも調査可能であるため、地すべり状況及び地質構造が十分把握されている地附山地すべり地で調査を行い、その斜面調査法としての実用性を検証する。

b. 調査位置及び交通

調査地は長野市の地附山地区で、昭和60年に発生した大規模な地すべり地にあたる。地附山地区は、約1.2Km×2.0Kmの範囲にあり、長野市の北約2Kmに位置する。

地附山地区へは、長野市の中心部から車を利用し15分で至る（図4.4-1）。

c. 調査内容

調査測線は、地附山地すべり地塊の流下方向とほぼ直交する北東-南西に主測線を配置し（100m間隔17測線）、流下方向にも3測線配置した。延測線長は23.1km、調査に要した時間は約2時間である。

飛行測線図を図4.4-2に示す。

臨時ヘリポートは、地附山地区西側の長野市富田にあるナガノシティヘリポートを利用した。ヘリポートから最も近い測線までの直距離は約200mである。



図4.4-1 調査位置図

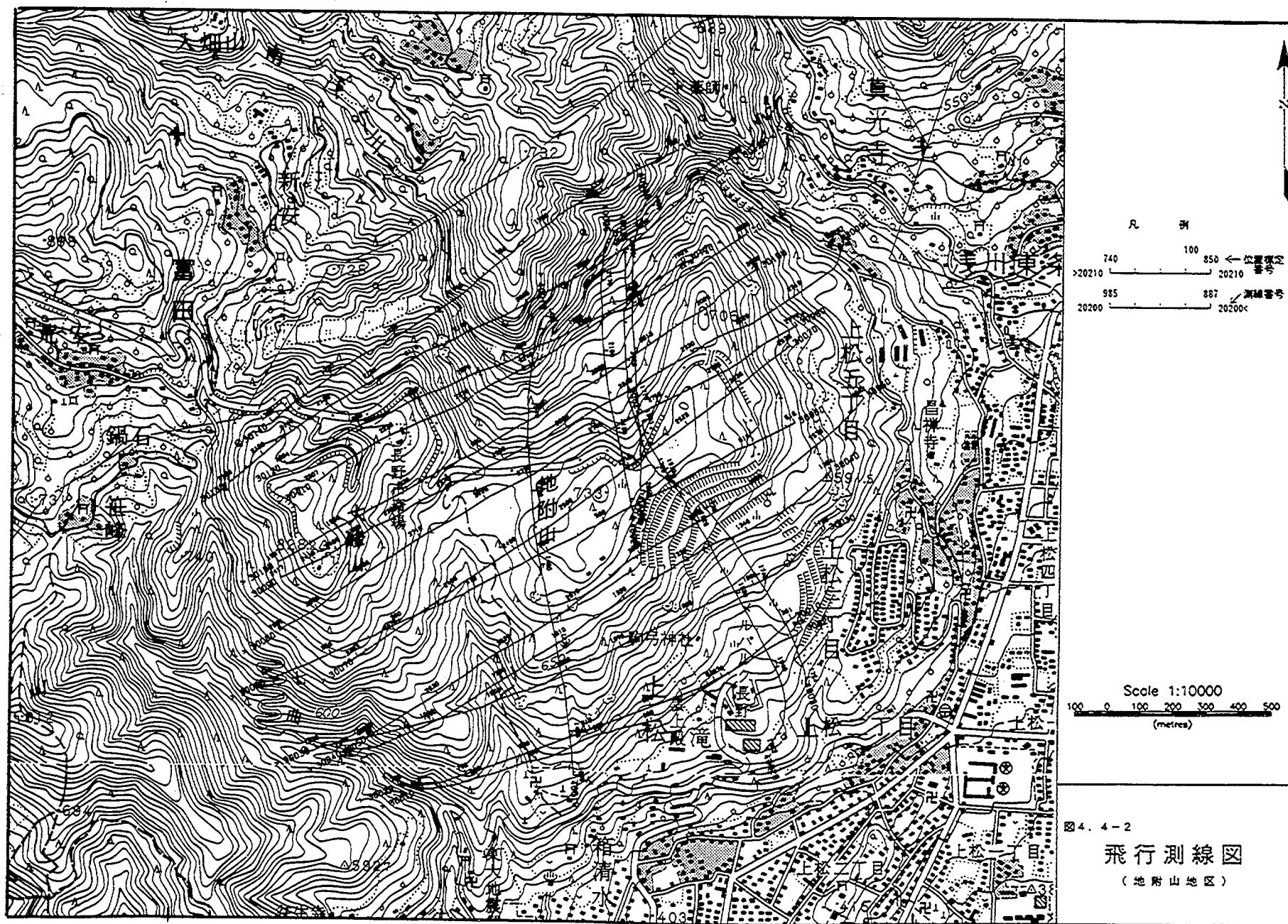


図 4. 4-2 飛行測線図

d. 調査期間

現地調査 平成6年2月28日～平成6年3月5日

(2) 空中電磁法探査結果

a. 調査地の地質

調査地の地質について、長野市防災基本図³⁾をもとに述べる。また、地附山地すべり機構解析報告書より抜粋した地質図を図4.4-3に示す。

調査地を含む長野市西部地域の地質は、下位から新第三系中新統の浅川層、裾花凝灰岩層、論地層が順次重なる。

浅川層は、主に泥岩からなり砂岩の薄層を伴う。善光寺地震（1884年）の際には、この層の亀裂から石油とガスが噴出している。

裾花凝灰岩層は、流紋岩質の凝灰岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩を主とし、流紋岩溶岩や泥岩、砂岩、礫岩などを挟有する。この地層は、さらに下部層、中部層、上部層の3つに区分される。下部層は、流紋岩溶岩及び凝灰岩からなり、一部に粘土化している部分が認められる。中部層は、泥岩、砂岩及び礫岩からなる層が発達し、裾花凝灰岩層を形成した火山活動に休止期のあったことを示している。上部層は、主に流紋岩質の凝灰岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩からなり、軽石を多く含む。

論地層は、浅海で堆積した泥岩、砂岩及びそれらの互層からなる。この層は、地附山の北西側では裾花凝灰岩層の上部層に整合に重なるが、茶臼山の西側では裾花凝灰岩層の下部層に直接接し不整合の関係にある。また、長野市西部地域に見られる地すべり地形は、この層の分布域に多くみられる。

<地附山地区>

地附山地区は、下位から浅川部層、裾花凝灰岩層の下部層、中部層、上部層が整合に重なる。浅川層は、地附山北東側の浅川真光寺付近から晶禅寺付近にかけて分布する。裾花凝灰岩層は、下部層が浅川真光寺西側から往生地付近にかけて地附山の南東斜面に分布し、その上位に中部層が重なる。上部層は、地附山の山頂付近や大峰山付近などを含む本地区の北西側に広く分布する。また、地附山山頂や大峰山山頂付近の一部限られた地域には、安山岩の円礫などを主体とする大峰面層群礫層が見られる。

なお、地附山の北斜面や東～南東斜面にかけては、最上位に角礫、砂、泥、粘土からなる古期及び新期の崖錐・崩積堆積物が分布する。

本地区には、南北、北北西－南南東、北東－南西の3方向に伸びる断層が多く存在し、それらによっていくつかのブロックに区切られている。地附山地すべり（1985年発生）は、この区切られたブロック内の地層の傾斜が地附山の斜面と同じ傾きを持ち、裾花凝灰岩層の中部層がすべり面となって発生しており、その崩壊源は裾花凝灰岩層の下部層と中部層のほぼ境界部に位置している。

b. 調査・解析方法

見掛比抵抗分布：EMバードで測定された2次磁場の大きさ、測定周波数及びEMバードの対地高度から



地附山地すべり発露検討委員会(1989)

図4. 4-3 地附山地すべり地周辺の地質平面図(地すべり前)

見掛比抵抗値が計算される。この見掛比抵抗値を飛行測線上にプロットして、見掛比抵抗分布図が作成される。

比抵抗分布の深度変化を捉えるため、EMバードには周波数の異なる送・受信コイルペアが4組備えてあり、そのうち3周波数（28,800Hz、3,600Hz、385Hz）について深度別の見掛比抵抗分布図を作成した。

磁気異常図：磁気センサーの後部にあるセシウム磁力計で地球磁場を観測する。同時に、地上に設置したプロトン磁力計で磁場の日変化を観測し、空中磁気データから日変化量を補正して全磁力分布図が作成される。

日本のような中緯度地方では、磁性体を示す磁気異常分布が正負の対となって現れるため、磁性体の位置や規模を正確に求めることは困難なことが多い。これに対して磁極地方では、磁性体の真上に正の磁気異常が現れるため、定性的な考察が可能となる。

そこで、調査の結果得られた磁気異常図を数学的に極地方で測定したように変換する極磁気変換を行い、極磁気変換図が作成される。

今回の空中電磁法探査で使用した測定装置一覧を表4.4-1に示す。

c. 見掛比抵抗分布図

本調査では、3種類の周波数（28,800Hz、3,600Hz、385Hz）を用いて大地の電磁応答を測定し、見掛比抵抗値を計算した。図4.4-4～6に、各見掛比抵抗分布図を示す。

本地区は、全般に $40\Omega\cdot\text{m}$ 以上の高い値を示す比抵抗域が広く分布し、385Hzではほぼ全域が $50\Omega\cdot\text{m}$ 以上を示す。

一方、 $40\Omega\cdot\text{m}$ 以下の相対的に低い比抵抗域は、地附山地すべり地付近からその北側に伸びる尾根に沿って南北方向に分布する。

このうち28,800Hzでは、地すべり崩壊源の南側に $25\Omega\cdot\text{m}$ 以下の比抵抗域が分布し、メルパルク長野の北側では $20\Omega\cdot\text{m}$ 以下を示す部分も見られる。また、地すべり地北側の尾根付近にも $25\Omega\cdot\text{m}$ 以下の低い比抵抗域が分布し、 $20\Omega\cdot\text{m}$ 以下の部分を伴う。

この $40\Omega\cdot\text{m}$ 以下の比抵抗域は、周波数の低下に伴ってその分布域が減少し、3,600Hzでは地すべり地付近のみ、385Hzでは地すべり地の崩壊源やその南端付近及び戸隠バードライン付近の狭い範囲にのみ分布する。

d. 見掛比抵抗断面図（Sengpiel断面図）

3種類の周波数（28,800Hz、3,600Hz、385Hz）から計算された見掛比抵抗値を用いて、見掛比抵抗断面図を作成した。これを図4.4-7に示す。

本地区は、地上電気探査が悪条件のため実施できなかったため、空中電磁法探査の解析結果と地質資料との対比・考察を行った。本地区の地質断面図を図4.4-8に示す。

地附山地すべり地内の浅部に分布する $40\Omega\cdot\text{m}$ 以下の比抵抗域は、崩壊せずに残った裾花凝灰岩層中部層や

表4. 4 - 1 測定装置一覧表

E M 機 器	モ デ ル	D I G H E M IV 型
	タ イ プ	バード曳航型 (対地高度 30m)
	コイル配置	多重コイル配置 (4 周波数) 送信器・受信器ともバードに内蔵
	コイル間隔	385Hz, 900Hz, 3,600Hz → 8.0m 28,800Hz → 6.3m
	送信周波数	垂直コイル 900Hz 水平コイル 385Hz, 3,600Hz, 28,800Hz
	測 定 成 分	各周波数とも同相及び離相の2成分, EM 8成分
	ノイズレベル	0.5ppm / 385Hz 0.5ppm / 900Hz 0.5ppm / 3,600Hz 0.5ppm / 28,800Hz
	サンプルレート	10個/秒
	電力線モニター	50/60Hz ノイズの検出
	SFERICSモニター	空電ノイズの検出
セシウム 磁 力 計	モ デ ル	Scintrex社製 VIW 2321 H8
	タ イ プ	Optically pumped Cesium vapour 曳航型 (対地高度 45m)
	サンプルレート	10個/秒
地上局用 プロトン 磁 力 計	感 度	±0.005nT
	モ デ ル	Scintrex社製 MP-3
	タ イ プ	デジタル記録式 Proton precession
	感 度	0.1nT
電波高度計	サンプルレート	1 個 / 5 秒
	モ デ ル	King社製 KR10A Radar Altimeter
	送信周波数	4,300±15MHz
	精 度	0 ~100ft ±5 ft 100 ~500ft ±5 % 500ft~ ±7 %
ディジタル 記 録 計	モ デ ル	Picodas社製 PDAS-1000 16ビットコンピューター
	記 録 密 度	10000bpi
	サンプルレート	10個/秒
	インターバロメーター	1 秒間隔の刻時信号パルス発生
ア ナ ロ グ 記 録 計	モ デ ル	RMS社製 GR33
	型 式	Dot-matrix graphic recorder
	精 度	4×4 dots/mm
	掃 引 速 度	1.5mm/sec
G P S ナビゲーション システム	モ デ ル	Trimble Navigation Sensor / Picodas Processor
	型 式	TANS PNAV-2000
	送信周波数	1565~1585MHz
	サンプルレート	1 個 / 秒
	精 度	25m以内 (固定状態時)
航跡確認用 ビデオカメラ	型 式	Panasonic Model MV. CD132, ワイドレンズ使用
	撮 影 方 式	ヘリコプタースキッド固定式
	撮 影 番 号	インターバロメーターと連動 通し番号を画像に写字
ヘリコプター	型 式	アエロスパシアル SA 315 B (ラマ)
	搭 乗 定 員	5名 (含パイロット) : 測定時 3名 (含パイロット)
	積 載 量	600~1,000kg
	巡 航 速 度	150km/h (最大) : 測定時 50km/h (平均速度)
	航 続 時 間	2.0~2.5h
	実用上昇限度	3,400m

新・旧崩積土の分布に対比される。特に、測線 40030の評定点1730付近で $25\ \Omega\cdot\text{m}$ 以下を示す部分や評定点1740付近の $10\ \Omega\cdot\text{m}$ 以下の低比抵抗域は、裾花凝灰岩層中部層の厚い分布を反映したものと考えられる。なお、後者の評定点1740付近には、地すべり対策工事による人工埋設物を反映したと考えられる正の磁気異常が見られることから、 $10\ \Omega\cdot\text{m}$ 以下の低比抵抗域はその影響を受けている可能性もある。

一方、地すべり地内の深部やその周辺に広く分布する $50\ \Omega\cdot\text{m}$ 以上の比抵抗域は、基盤をなす裾花凝灰岩層下部層の分布に対比される。

なお、測線 30050の評定点2600付近では、 $40\ \Omega\cdot\text{m}$ の境界がほぼ垂直に分布する。これは、花岡平断層を示したものと考えられ、地すべりの西側境界部とも一致する。この花岡平断層の北東側、地すべり崩壊源のほぼ中央にあたる評定点2595付近では、 $50\ \Omega\cdot\text{m}$ 以上を示す比抵抗域の分布が見られない。この付近は、裾花凝灰岩層の下部層及び中部層におけるモンモリロナイト分布域とほぼ一致しており（地附山地すべり機構解析検討委員会、1989）、これらの変質作用と何らかの関係があるものと推定される。

地附山地すべり地の比抵抗構造は、 $50\ \Omega\cdot\text{m}$ 以上を示す比抵抗域の上位に $40\ \Omega\cdot\text{m}$ 以下の相対的に低い比抵抗域が重なる。この両者の境界部は、裾花凝灰岩層の下部層と中部層の境界にほぼ一致し、斜面の傾斜方向と同じ南東傾斜をもつ流れ盤構造を示す。また、上位に対応する裾花凝灰岩層中部層は、主に泥岩や砂岩からなりモンモリロナイトを多く含むことから、下位の層に比べ岩石強度が低いと推定される。

e. 極磁気変換図

地附山地すべり地の極磁気変換図を図4.4-9に示す。

地附山の山頂付近から大峰山の南東斜面にかけては、 $0\ \text{nT}$ 以上の正の磁気異常が分布する。これは、裾花凝灰岩層の中部層や安山岩の円礫などを主体とする大峰面層群礫層に対比されると考えられるが、必ずしもそれらの分布域とは一致していない。

一方、この正の磁気異常分布域の北西側及び南東側には、 $0\ \text{nT}$ 未満の負の磁気異常が分布し、裾花凝灰岩層の上部層と下部層の広い分布に対比される。特に、地附山地すべり地では、地すべり対策工事による地下人工埋設物によると思われる正の磁気異常を取り除くと、そのほぼ全体が $-20\ \text{nT}$ 以下の低い値を示すようになる。これは、地すべり地の地質構造がその周囲と異なる南東傾斜を示すことや、古期及び新期の崖錐・崩積堆積物の分布により、磁気構造が乱されているのを反映したものと考えられる。

f. 考 察

本地区は、概ね $40\ \Omega\cdot\text{m}$ 以上の相対的に高い比抵抗が分布し、 $385\ \text{Hz}$ では大部分が $50\ \Omega\cdot\text{m}$ 以上を示す。これは、裾花凝灰岩層の上部層と下部層の広い分布を反映していると考えられる。

地附山地すべり地付近からその北側に伸びる尾根に沿っては、 $28,800\ \text{Hz}$ で $40\ \Omega\cdot\text{m}$ 以下の相対的に低い比抵抗域が南北方向に分布する。

このうち、地すべりの崩壊源付近から北側に分布するものは、裾花凝灰岩層の中部層に対比される。

一方、地すべり地付近のものは、 $28,800\ \text{Hz}$ で崩壊源の南側に $25\ \Omega\cdot\text{m}$ 以下の低い値を示す比抵抗域を含むが、周波数の低下に伴ってその分布域は減少し、 $385\ \text{Hz}$ ではほとんど見られなくなる。これは、地表付近の地すべ

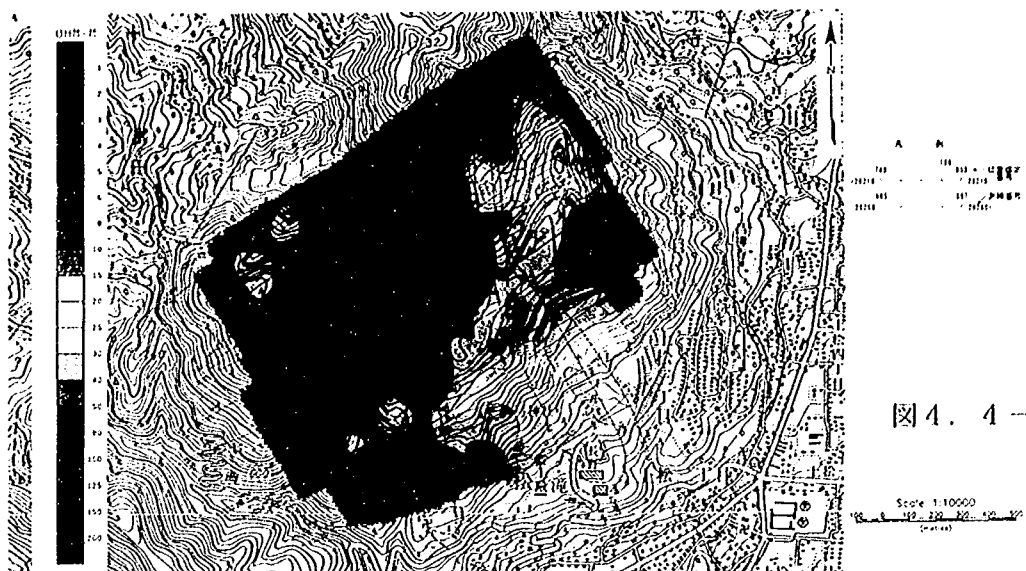


图 4. 4 - 4 見掛比抵抗分布図
(28,800Hz)

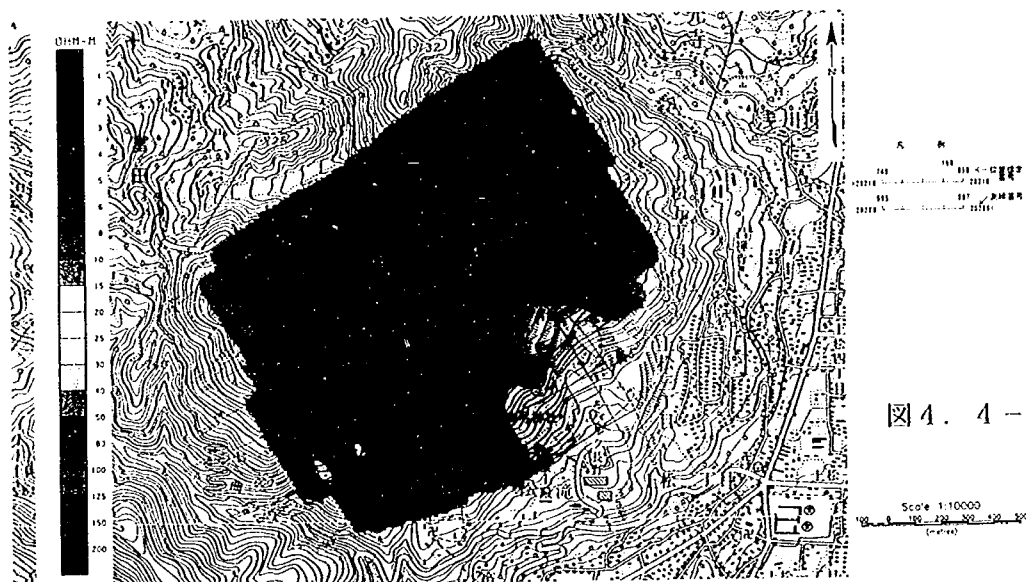


图 4. 4 - 5 見掛比抵抗分布図
(3,600Hz)

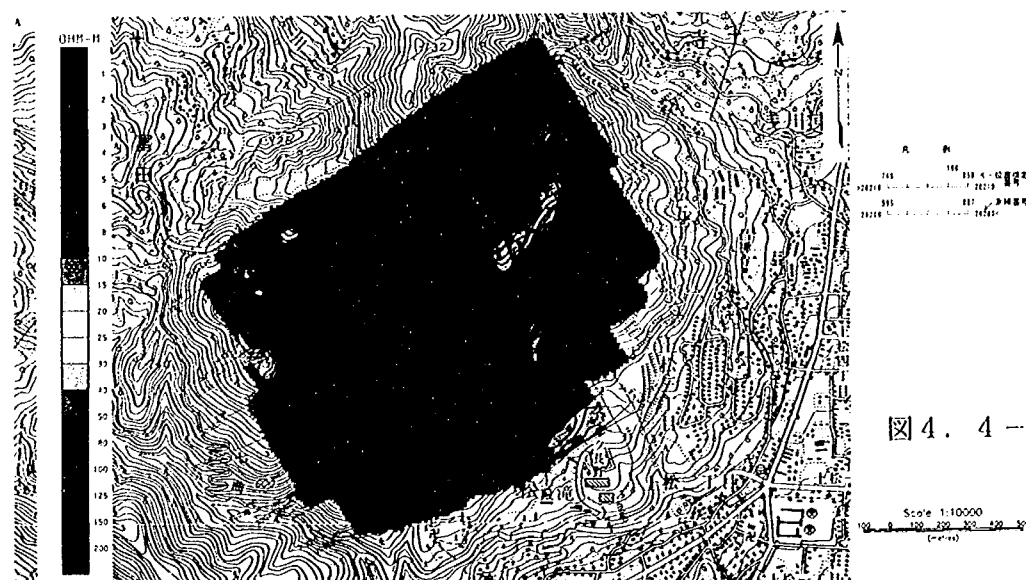


图 4. 4 - 6 見掛比抵抗分布図
(385Hz)

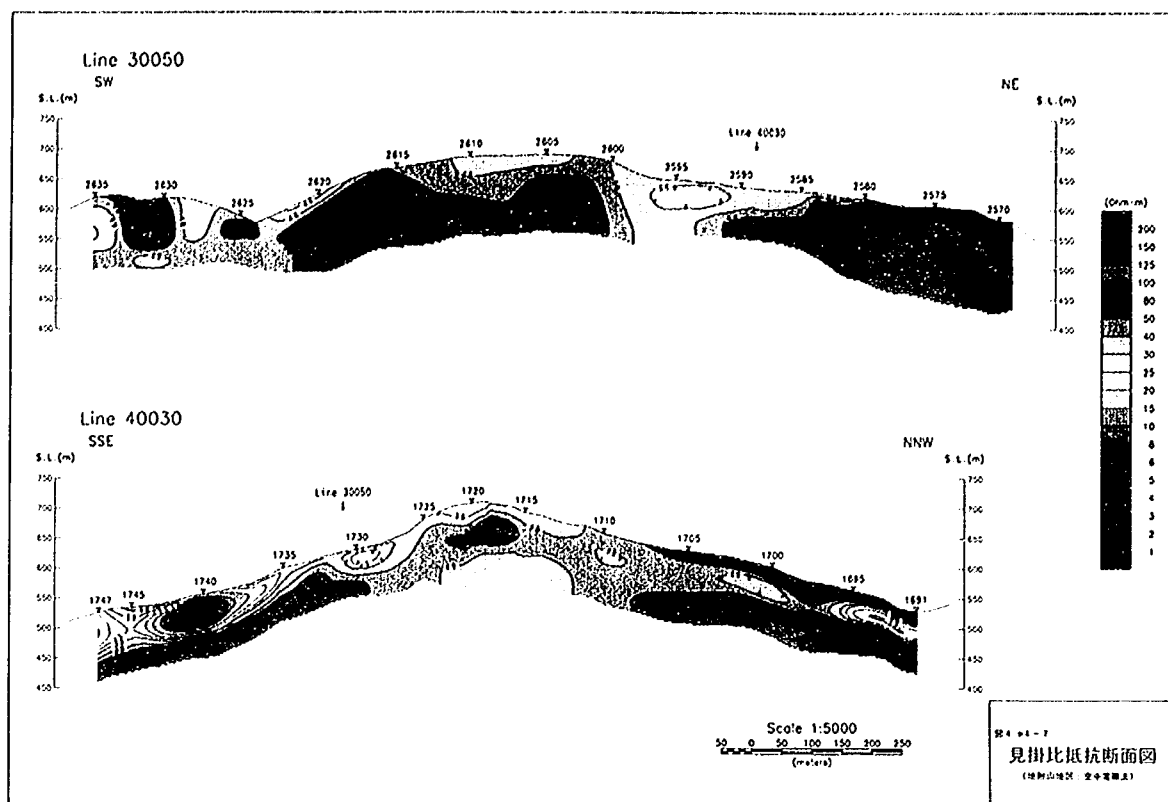


图 4. 4-7 見掛比抵抗断面图

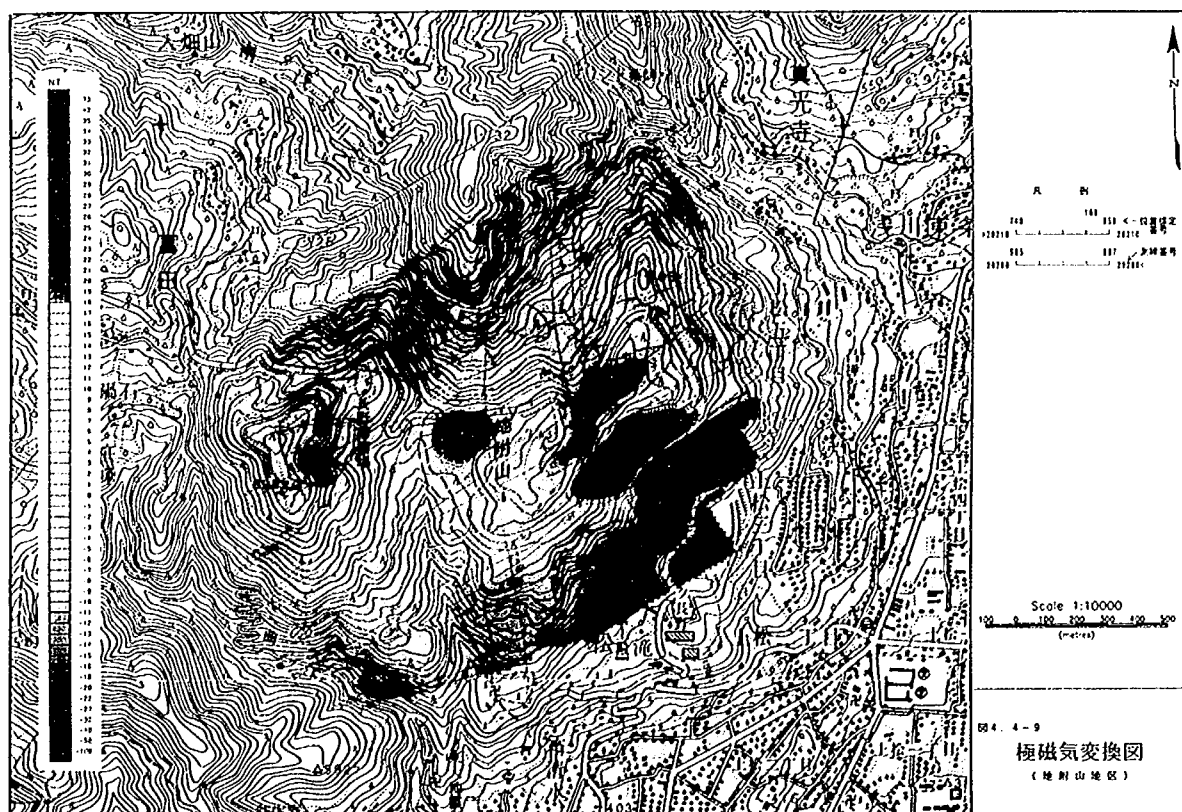
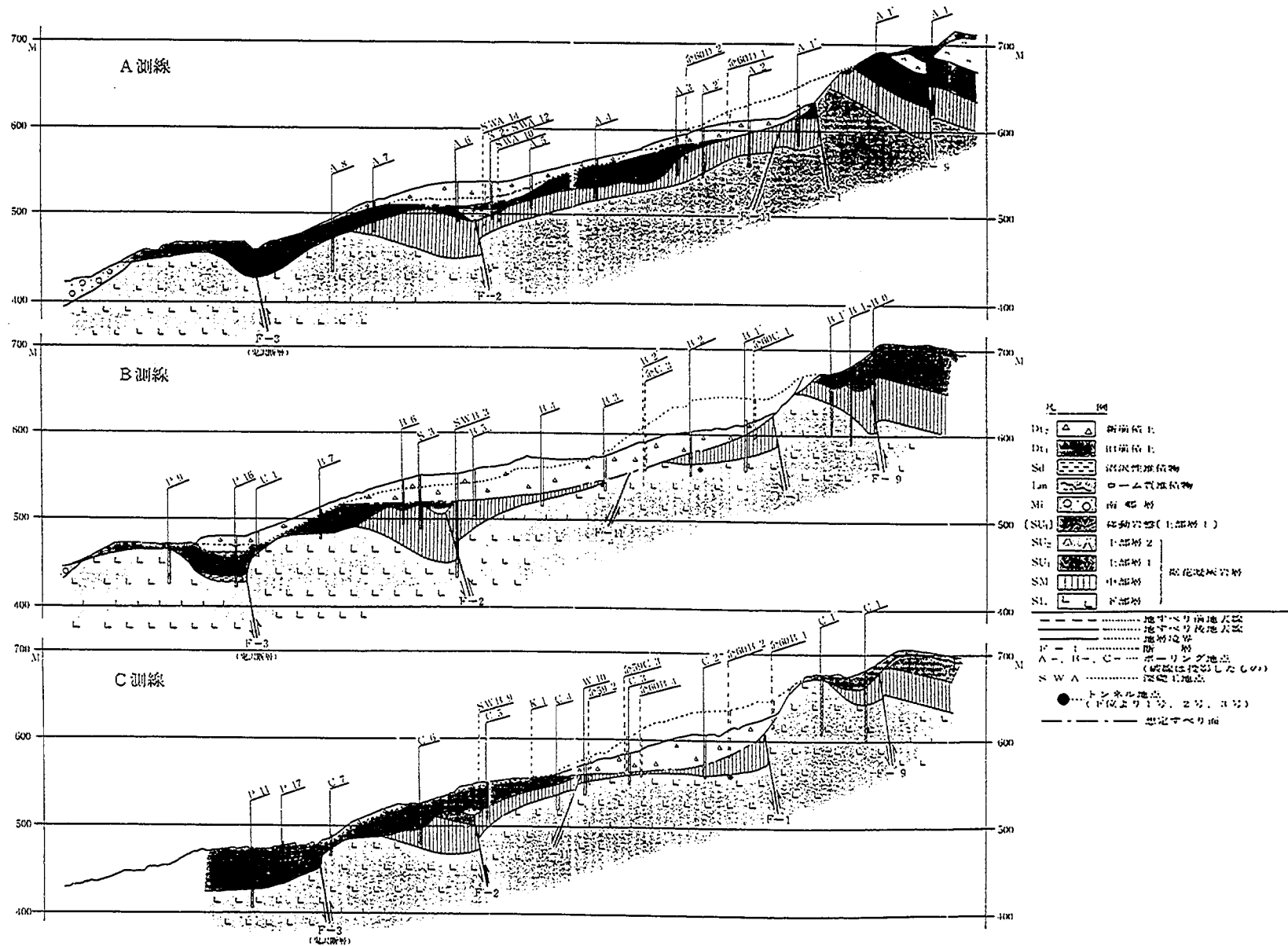


图 4. 4-9 極磁気変換図



地附山地すべり機構解析検討委員会 (1989)

図 4. 4-8 地附山地区地質断面図

り堆積物や崩壊せずに残った裾花凝灰岩層の中部層を示したものと考えられ、特に $25\Omega\cdot m$ 以下の部分は、裾花凝灰岩層の中部層を中心とするモンモリロナイト分布域（地附山地すべり機構解析検討委員会、1989）とほぼ一致する。

また、 $40\Omega\cdot m$ 以下を示す比抵抗域全体の西側境界部は、南北方向の伸びを示す。この比抵抗の境界は、 $3,600\text{Hz}$ 以下の周波数でもその周囲より相対的に低い $50\Omega\cdot m$ 以下の比抵抗境界に一致しており、花岡平断層を示したものと考えられる。

地附山地すべりの崩壊源付近と地区南東端に見られる顕著な正の磁気異常は、地すべり対策工事による地下人工埋設物を捉えたものと考えられる。この人工的な正の磁気異常を取り除くと、地すべり地全体が顕著な負の磁気異常となり、その周囲とは不連続な磁気構造を示す。これは、周囲の地質構造が北西方向の単傾斜を示すのに対し、地すべり地付近のみが南東傾斜を示しているためであろう。

地附山地すべり地の比較的地下浅部には、地すべり堆積物、裾花凝灰岩中部層及びその中部層を中心としたモンモリロナイト分布域に対比される $40\Omega\cdot m$ 以下の比抵抗域が分布し、岩石強度が低下した部分を示すと考えられる。また、地すべり地は斜面の傾斜方向と同じ南東傾斜をもつ地質構造を反映し、負の磁気異常を伴う。これは、地附山地すべり地が元々地すべりの発生しやすい地質構造や物理的性質を有していたことを示す。このような条件の場所で、平年の2倍もの降水量を記録するなど、他の要因も加わったことが地すべりの発生につながったと推定される。

（3）まとめ

- ① すべり面の深い椅子型地すべりの発生地である地附山地区において空中電磁法探査を実施し、見掛比抵抗分布図・断面図と磁気異常図を作成した。また、空中電磁法調査の結果の検証を目的として、地質資料との対比・考察を行った。
- ② 地附山地区は、ほぼ地区全体が $50\Omega\cdot m$ 以上の相対的に高い比抵抗域が分布するのに対して、地すべり地内及びその北側の比較的地下浅部は $40\Omega\cdot m$ 以下の低比抵抗域が南北に分布する。地質との関連を見ると、高比抵抗域は裾花凝灰岩層の上部層と下部層分布域に対比される。一方、低比抵抗域はすべり面が想定されている裾花凝灰岩中部層、同層を中心としたモンモリロナイト分布域、または新・旧崩積土に対比され、岩石強度が低下した部分を示すと考えられる。
- ③ 空中電磁法の見掛比抵抗断面図に示される比抵抗構造は、下位に裾花凝灰岩下部層に対応する $50\Omega\cdot m$ 以上の比抵抗域、上位に裾花凝灰岩中部層及び新・旧崩積土に対応する $40\Omega\cdot m$ 以下の相対的に低い比抵抗域が分布する。この両者の境界部は、斜面の傾斜方向と同じ南東傾斜をもつ流れ盤構造を示しており、本地区の地質構造とよく調和している。
- ④ 空中電磁法は、低比抵抗域の検出に優れているので、一般に低比抵抗を示す地すべり土塊を検出することは十分可能である。空中電磁法は、アクセスの悪い山岳地帯の斜面調査を迅速にかつ低コストで実

施できるため、地すべりが発生しやすい地域の検出等に空中電磁法の適用性は高いと考えられる。

<参考文献>

- 1) 地附山地すべり機構解析検討委員会(1989): 地附山地すべり機構解析報告書. 長野県土木部, 308p.
- 2) 地附山地すべり記録誌編集委員会(1989): 復旧への足跡 -地附山地すべり対策事業の記録-. 長野県長野建設事務所, 659p.
- 3) 長野市防災会議専門委員会(1985): 長野市防災基本図 解説書. 長野市.
- 4) 長野市地附山地すべり災害誌編さん委員会(1993): 真夏の大崩落 長野市地附山地すべり災害の記録. 長野市, 281p.

4.5 長野県茶臼山地すべり周辺の探査事例

(1) 調査概要

a. 調査目的

地質構造や試錐データ、及び地すべり状況が十分把握されている茶臼山地すべり地において空中電磁探査を行い、本手法の斜面調査法としての実用性を検証する。

また、地すべり地を横断する測線で地上電気探査を実施し、両手法による探査結果の比較・検討を行った。

b. 調査位置及び交通

調査地は長野市の茶臼山地区で、大きな地すべり発生地にあたる。図4.5-1に調査位置図を示す。茶臼山地区は、長野市の南東約10kmに位置し、約1.0km×2.2kmの範囲にある。

茶臼山地区へは、長野市の中心部から車を利用し40分で至る。

c. 調査内容

調査測線は、茶臼山地すべり地塊の流下方向とほぼ平行に主測線を配置し(150m間隔8測線)、地すべり地を横断する方向に3測線配置した。延測線長は21.4km、調査に要した時間は約2時間である。

また地上電気探査の測線は、地すべり地内にある地すべり土塊の移動量観測線A-Aとほぼ平行に1測線(50m間隔6点、延測線長500m)展開した。

飛行測線図及び地上電気探査測線を図4.5-2に示す。

なお、臨時ヘリポートは、地附山地区西側の長野市富田にあるナガノシティヘリポートを利用した。



図4.5-1 調査位置図

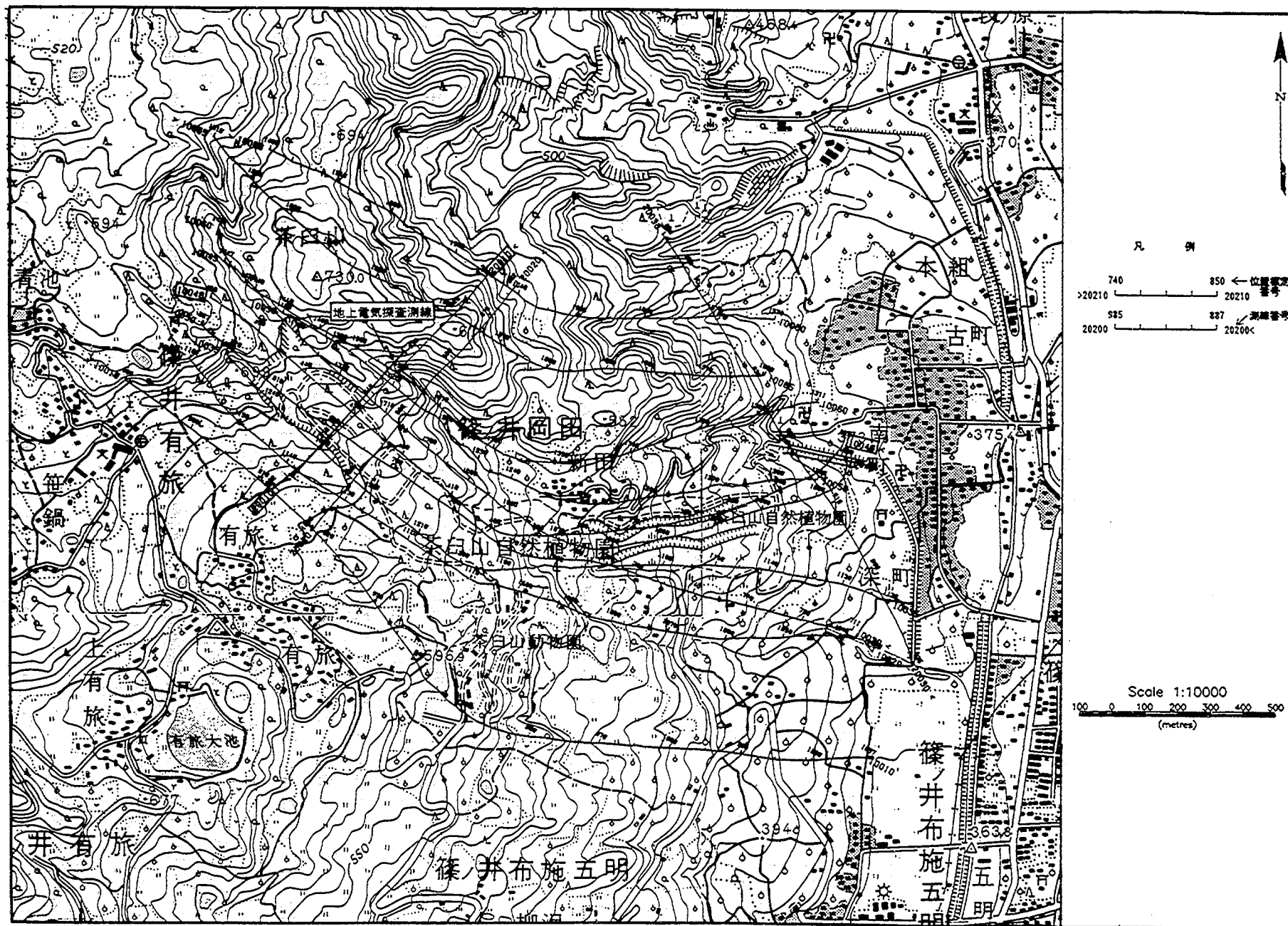


図 4. 5 - 2 飛行測線図

d. 調査期間

空中電磁法現地調査 平成6年2月28日～平成6年3月5日

地上電気探査現地調査 平成6年7月31日～平成6年8月5日

(2) 空中電磁法探査結果

a. 調査地の地質

調査地の地質について、長野市防災基本図³⁾をもとに述べる。また、同基本図より抜粋した地質図を図4.5-3に示す。

調査地を含む長野市西部地域の地質は、下位から新第三系中新統の浅川層、裾花凝灰岩層、論地層が順次重なる。

浅川層は、主に泥岩からなり砂岩の薄層を伴う。善光寺地震（1884年）の際には、この層の亀裂から石油とガスが噴出している。

裾花凝灰岩層は、流紋岩質の凝灰岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩を主とし、流紋岩溶岩や泥岩、砂岩、礫岩などを挟有する。この地層は、さらに下部層、中部層、上部層の3つに区分される。下部層は、流紋岩溶岩及び凝灰岩からなり、一部に粘土化している部分が認められる。中部層は、泥岩、砂岩及び礫岩からなる層が発達し、裾花凝灰岩層を形成した火山活動に休止期のあったことを示している。上部層は、主に流紋岩質の凝灰岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩からなり、軽石を多く含む。

論地層は、浅海で堆積した泥岩、砂岩及びそれらの互層からなる。この層は、地附山の北西側では裾花凝灰岩層の上部層に整合に重なるが、茶臼山の西側では裾花凝灰岩層の下部層に直接接し不整合の関係にある。また、長野市西部地域に見られる地すべり地形は、この層の分布域に多くみられる。

<茶臼山地区>

茶臼山地区は、茶臼山を含む地すべり地の北東側に裾花凝灰岩層の下部層が分布し、その上位に論地層が不整合に重なる。また、調査地中央部には局所的な裾花凝灰岩下部層の分布が見られ、不動島と呼ばれる。論地層は、地すべり地とその南西側に分布しており、これらの地域の最上位は安山岩礫、砂、泥及び粘土からなる古期崖錐・崩積堆積物（柳沢土石流堆積物）で覆われている。

茶臼山地すべりは、裾花凝灰岩下部層と論地層のほぼ境界部に位置し、裾花凝灰岩下部層の最上位にある炭質泥岩層の層理面（走向N45°W、傾斜20°SW）をすべり面として、その上位の地層が炭質泥岩層の傾斜方向に滑動したことにより生じている典型的な粘性土すべりである。また、移動土塊は破砕が進んでいる。この地すべりには二次的な何層ものすべり面があり、最も深いすべり面は深度50m程度である。地すべりによる堆積物は、不動島より崩壊源側では裾花凝灰岩下部層、不動島より地すべり末端部側では古期崖錐・崩壊堆積物をそれぞれ基盤としている。

b. 地質的探査対象

本調査は、地すべり地の地質性状と空中電磁法の探査結果との相関性を検討する事を主眼に実施された。

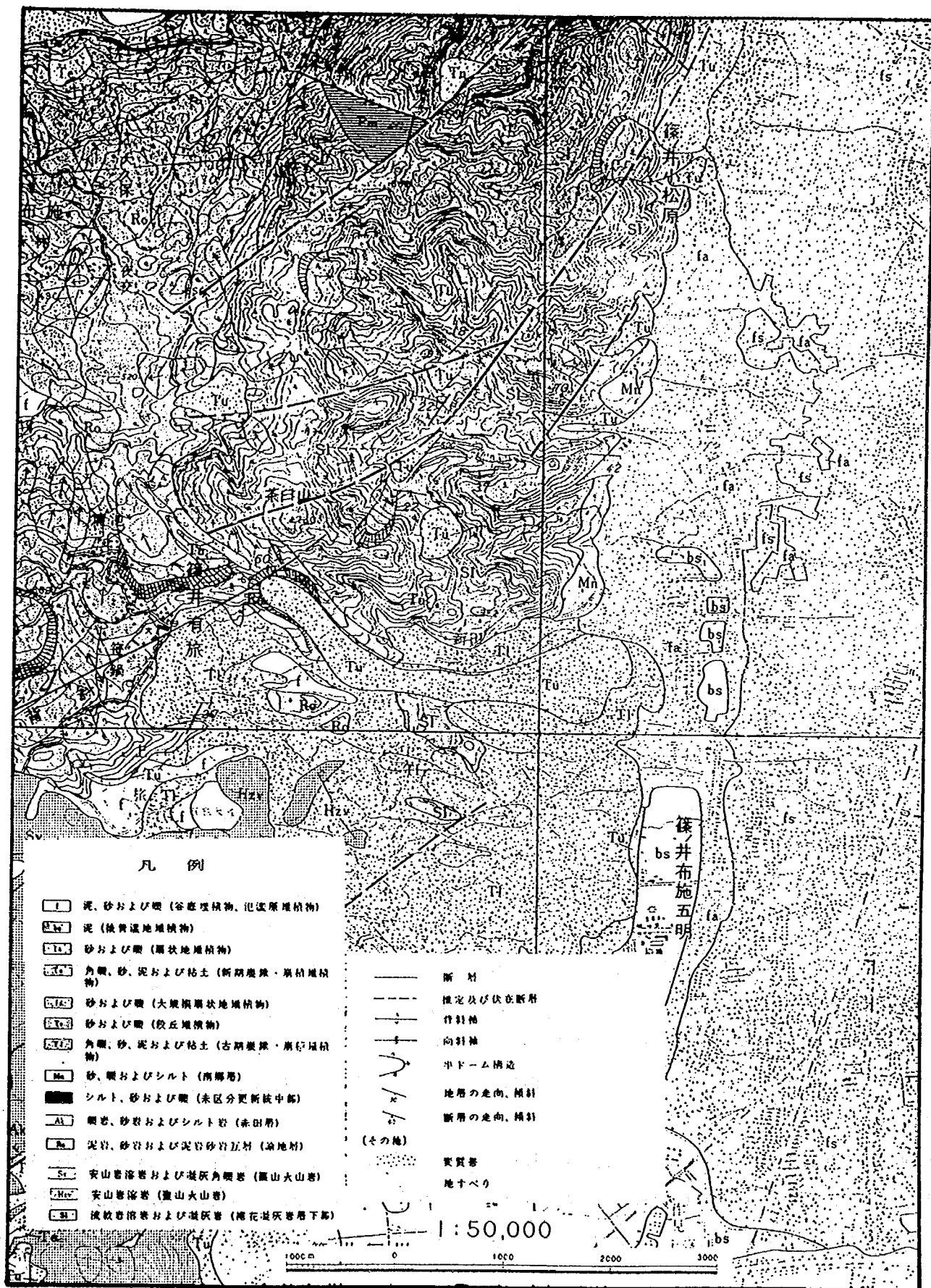


図4. 5-3 茶臼山地質図

本地区の地すべりは、上記のように泥岩層の層理面をすべり面としており、この泥岩層の平面的分布及び垂直方向の分布等を検討することにより、地すべりが発生しやすい性質を有する地層分布を三次元的に把握する事を試みた。

c. 調査・解析方法

見掛比抵抗分布：E Mバードで測定された2次磁場の大きさ、測定周波数及びE Mバードの対地高度から見掛比抵抗値が計算される。この見掛比抵抗値を飛行測線上にプロットして、見掛比抵抗分布図が作成される。

比抵抗分布の深度変化を捉えるため、E Mバードには周波数の異なる送・受信コイルペアが4組備えてあり、そのうち3周波数（28,800Hz、3,600Hz、385Hz）について深度別の見掛比抵抗分布図を作成した。

磁気異常図：磁気センサーの後部にあるセシウム磁力計で地球磁場を観測する。同時に、地上に設置したプロトン磁力計で磁場の日変化を観測し、空中磁気データから日変化量を補正して全磁力分布図が作成される。

日本のような中緯度地方では、磁性体を示す磁気異常分布が正負の対となって現れるため、磁性体の位置や規模を正確に求めることは困難なことが多い。これに対して磁極地方では、磁性体の真上に正の磁気異常が現れるため、定性的な考察が可能となる。

そこで、調査の結果得られた磁気異常図を数学的に極地方で測定したように変換する極磁気変換を行い、極磁気変換図が作成される。

d. 見掛比抵抗分布図

本調査では、3種類の周波数（28,800Hz、3,600Hz、385Hz）を用いて大地の電磁応答を測定し、見掛比抵抗値を計算した。図4.5-4～6に、各見掛比抵抗分布図を示す。

茶臼山地すべり地の北側には、 $25\Omega\cdot m$ 以上の相対的に高い値を示す比抵抗域が広く分布する。この比抵抗域は、周波数が低くなるにつれ比抵抗値が高くなり、その分布範囲が南側に広がる傾向を示す。

また、茶臼山動物園付近に分布する $25\Omega\cdot m$ 以上の比抵抗域にも、周波数の低下に伴う比抵抗値の増加と分布域の拡大が見られ、385Hzでは地すべり地北側の $25\Omega\cdot m$ 以上の比抵抗域と不動島付近で連続する。

地すべりの南西側崩壊壁付近からほぼ地すべり堆積物の分布範囲に沿って、 $15\Omega\cdot m$ 以下の低比抵抗域が東西方向に分布する。この低比抵抗域は、3,600Hz以下の周波数では不動島付近を境にして、西側区域と東側区域に二分される。

西側区域の低比抵抗域は、3,600Hzで区域全体に分布するが、周波数の低下に伴ってその分布域は減少し、385Hzでは地すべりの南西側崩壊壁付近の狭い範囲に限られる。一方、東側区域では、岡田集落の南東側にあった低比抵抗域の分布中心が、周波数の低下に伴ってより東側の地すべり末端部付近へ移動するのが認められる。

茶臼山山頂のやや南西側に分布する $15\Omega\cdot m$ 以下の低比抵抗域は、28,800Hzのみに限られ、それより低い周

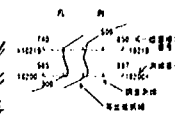
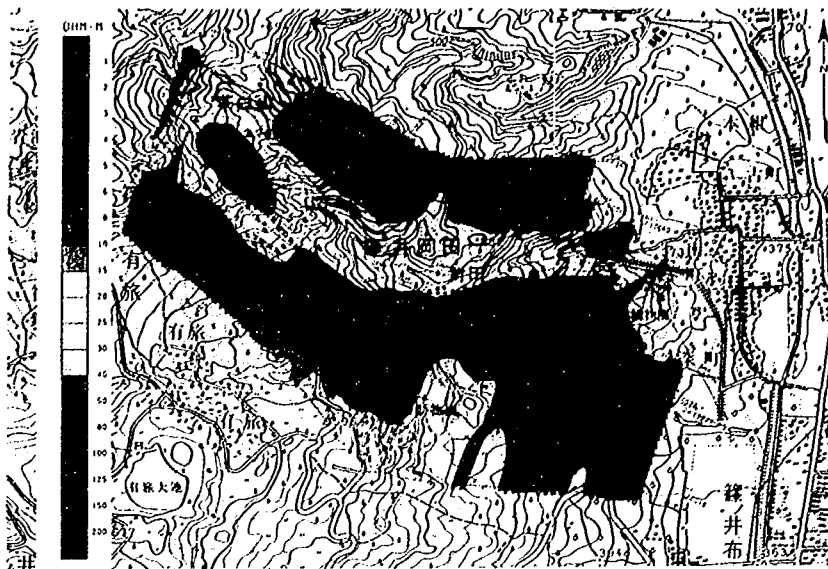


図 4. 5 - 4 見掛比抵抗分布図
(28,800Hz)

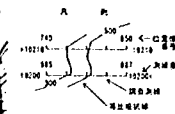
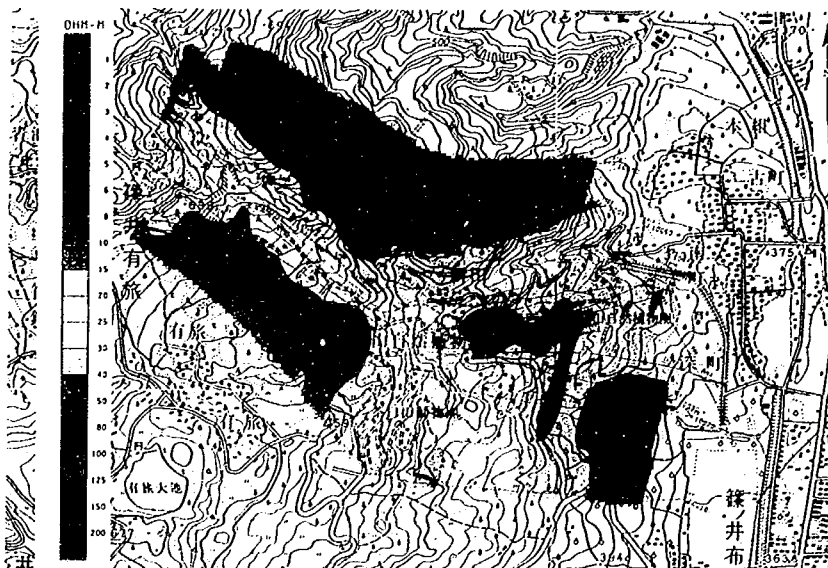
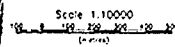


図 4. 5 - 5 見掛比抵抗分布図
(3,600Hz)

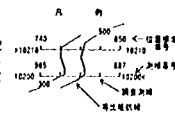
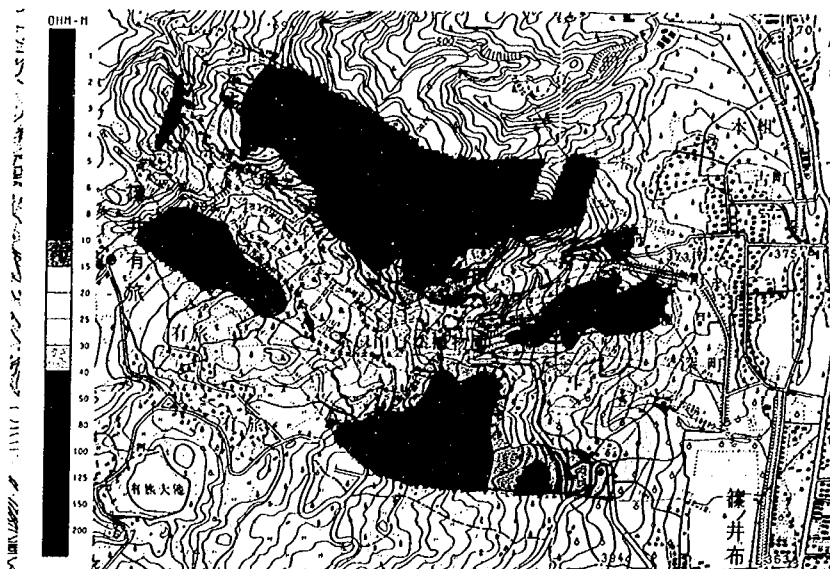
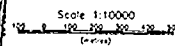
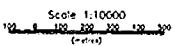


図 4. 5 - 6 見掛比抵抗分布図
(385Hz)



波数では大部分が $20\Omega\cdot m$ 以上を示すようになる。

e. 見掛比抵抗断面図 (Sengpiel 断面図)

3種類の周波数(28,800Hz、3,600Hz、385Hz)で計算された見掛比抵抗値を用いて、見掛比抵抗断面図を作成した。これを図4.5-7に示す。

本地区では、地すべり土塊の流下方向にほぼ平行な測線10048と地すべり箇所を横切る測線20010の2本について、見掛比抵抗断面図を作成した。

全体的な比抵抗は、測線10048が $20\Omega\cdot m$ 以下のやや低い値が広く分布するのに対し、測線20010は11~131 $\Omega\cdot m$ にわたる広範な値を示す。

測線10048は、評定点380~395、415~435、450~454の各区間で、 $20\Omega\cdot m$ 以上の相対的に高い比抵抗が浅~深部にかけて分布する。中でも、不動島付近にあたる評定点380~395では、 $25\Omega\cdot m$ 以上を示す部分が比較的広い範囲に分布しているが見られる。

一方、測線全体では、 $20\Omega\cdot m$ 以下のやや低い値を示す比抵抗域が卓越する。このうち、評定点335~410にわたる地表付近、評定点335~355の深部では、 $15\Omega\cdot m$ 以下を示す部分の発達が認められる。

測線20010は評定点640付近を境にして、その北東側と南西側とでは比抵抗分布が大きく異なる。

北東側の部分は、ほぼ全域が $25\Omega\cdot m$ 以上を示す。また、比抵抗値が、茶臼山から南東に伸びる尾根付近に向かって順次増大し、評定点616~625では $100\Omega\cdot m$ 以上の高比抵抗域が発達する。

これに対して、茶臼山地すべり地を含む南西側の部分では、 $20\Omega\cdot m$ 以下の相対的に低い比抵抗域が卓越する。このうち、評定点650の深部から評定点659の地表付近にかけては $15\Omega\cdot m$ 以下を示す部分が発達する。また、地すべりの北東側境界にあたる評定点642付近では、 $20\Omega\cdot m$ の境界が南西傾斜を示す。

f. 極磁気変換図

茶臼山地すべり地の極磁気変換図を図4.5-8に示す。

茶臼山地すべり地の北側及び不動島付近に分布する $-20nT$ 以下の負の磁気異常は、裾花凝灰岩層下部層の分布を反映したものと考えられる。一方、新田の北側や茶臼山動物園の東側に分布する裾花凝灰岩層下部層は、 $-20\sim 20nT$ と相対的に高い値を示す。これは、裾花凝灰岩層が岩相変化に富むことから、岩石中に含まれる磁性鉱物の量の違いによるものと推定される。

地すべり地の末端部に分布する $60nT$ 以上の正の磁気異常は、古期崖錐・崩積堆積物(柳沢土石流堆積物)に対応する。この堆積物が調査地内で高い値を示すのは、安山岩の礫など磁性鉱物に富む岩石を含んでいるためであろう。

地すべりの崩壊源付近からその南西側にかけては、 $-30\sim 30nT$ の値が分布し論地層に対比される。このうち、茶臼山動物園の西側に分布する $-40nT$ 以下の負の磁気異常は、地表付近に分布する泥、砂及び礫からなる谷底埋積物を反映したものと考えられる。

茶臼山地すべりの崩壊源は、ほぼ $-20nT$ の等磁力線と一致し、これは裾花凝灰岩層下部層と論地層の境界にあたる。

g. 考 察

裾花凝灰岩下部層は、 $25\ \Omega\cdot\text{m}$ 以上の相対的に高い比抵抗値を示し、その大部分が0 nT以下の負の磁気異常を伴う。この層に対応する比抵抗域は、28,800Hzで主に地すべり地の北側に分布するが、周波数の低下に伴い南側へ広がる傾向を示し、385Hzでは不動島を経て茶臼山動物園付近まで連続する。これは、茶臼山地すべり地の基盤として分布する裾花凝灰岩下部層を反映していると考えられる。

茶臼山地すべりの南西側崩壊壁付近から末端部付近にかけては、28,800Hzで $15\ \Omega\cdot\text{m}$ 以下の低比抵抗域がほぼ東西方向に広く分布する。この低比抵抗域は、論地層や古期及び新期の崖錐・崩壊堆積物に対比されるが、その分布には地層の変化に対する違いが認められず、地表付近の風化した部分を反映したものと考えられる。

また、この低比抵抗域は3,600Hz以下の周波数において、不動島付近を境に西側区域と東側区域に二分される。

西側区域の低比抵抗域は、周波数の低下に伴うその分布域の減少や分布中心の西側への移動が認められ、385Hzでは地すべりの南西側崩壊壁付近の狭い範囲に限られる。この低比抵抗域は、対比される論地層の走向・傾斜方向とは斜交するように分布する。また、地すべりの崩壊源付近に湧出する地下水は、酸性を示し SO_4^{2-} 成分に非常に富んでおり（長野県、1972）、このような水質を持つ地下水は岩石を粘土化変質させやすい。したがって、西側区域の低比抵抗域は、酸性の地下水による論地層の粘土化変質域を反映したものと推定される。

一方、東側区域は、60nT以上の正の磁気異常を示し、安山岩の礫など磁性鉱物に富む岩石を含む古期崖錐・崩壊堆積物（柳沢土石流堆積物）に対比される。 $15\ \Omega\cdot\text{m}$ 以下の低比抵抗域は、その分布中心が周波数の低下に伴いより東側へ移動するのが認められる。この低比抵抗域の分布や移動方向は、滝沢川の流路方向と一致しており、地下水の伏流域やそれによる粘土化変質域を反映したものと考えられる。

茶臼山山頂のやや南西側では、 $15\ \Omega\cdot\text{m}$ 以下の低比抵抗域が28,800Hzのみに分布し、地すべりで失われずに残った地表付近に分布する論地層を反映したものであろう。

茶臼山地すべりの崩壊源は、 $25\ \Omega\cdot\text{m}$ 以上の比較的高い値を示す裾花凝灰岩下部層と、 $15\ \Omega\cdot\text{m}$ 以下の低い値を示す論地層のほぼ比抵抗境界部に位置する。この比抵抗境界は、南西方向の傾斜を示しており、すべり面となった裾花凝灰岩下部層の最上位にある炭質泥岩層の層理面（走向 $\text{N}45^\circ\text{W}$ 、傾斜 20°SW ）の傾斜方向と一致する。茶臼山地すべりは、このような比抵抗境界が山体の斜面と同じ傾きを持ち、上位の論地層が酸性の地下水によって粘土化変質され、岩石強度の低下していたことが原因となって生じたと考えられる。

（3）地上電気探査結果

a. 測線及び測定方法

茶臼山地区には、地すべり土塊の移動量を観測するための測線群が設定されている。それらうち、地すべりの崩壊源に近いA-A測線と同じ位置に地上電気探査の測線を取り、約50m間隔でNo. 1～No. 6の6測点を設定した（図4.5-2及び図4.5-10参照）。

垂直電気探査法（VES法）の電極配置には、Wenner法、Schlunberger法など種々あるが、今回の調査地

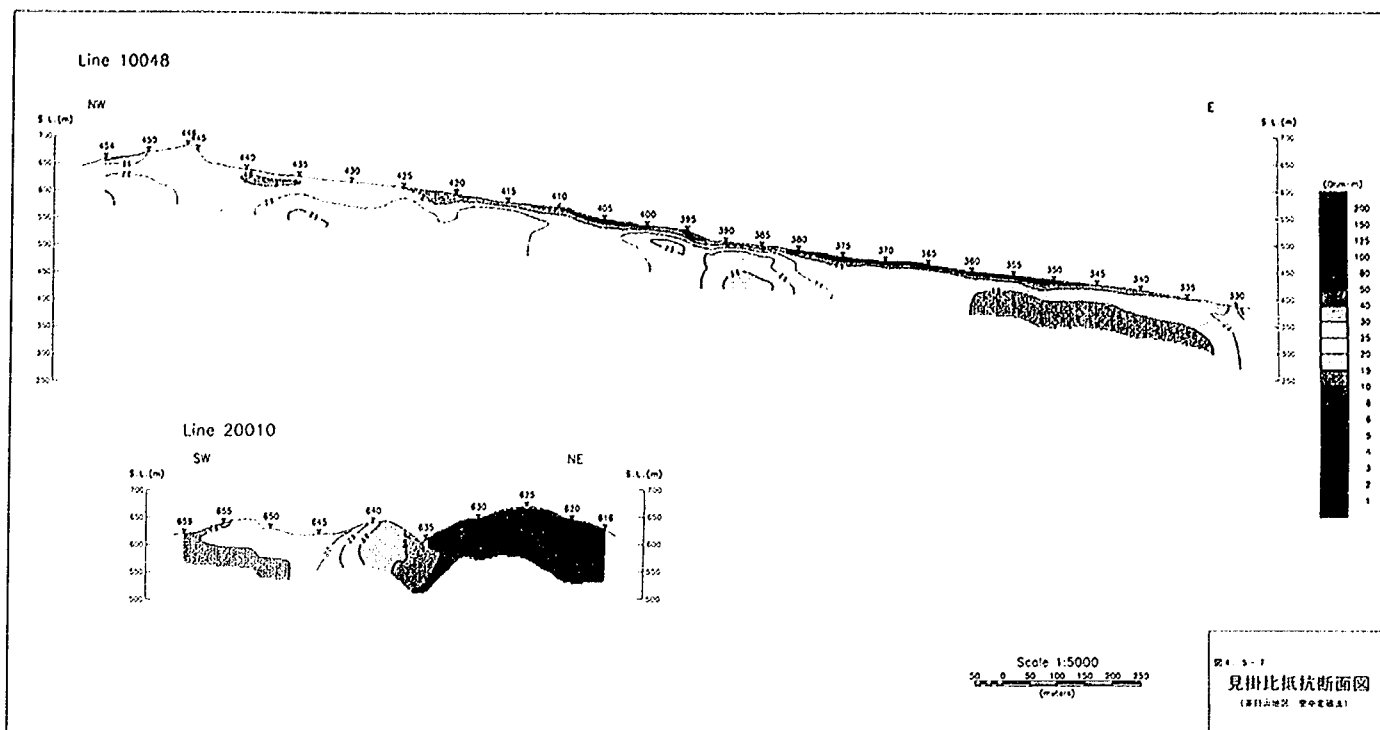


图 4. 5 - 7 見掛比抵抗断面図

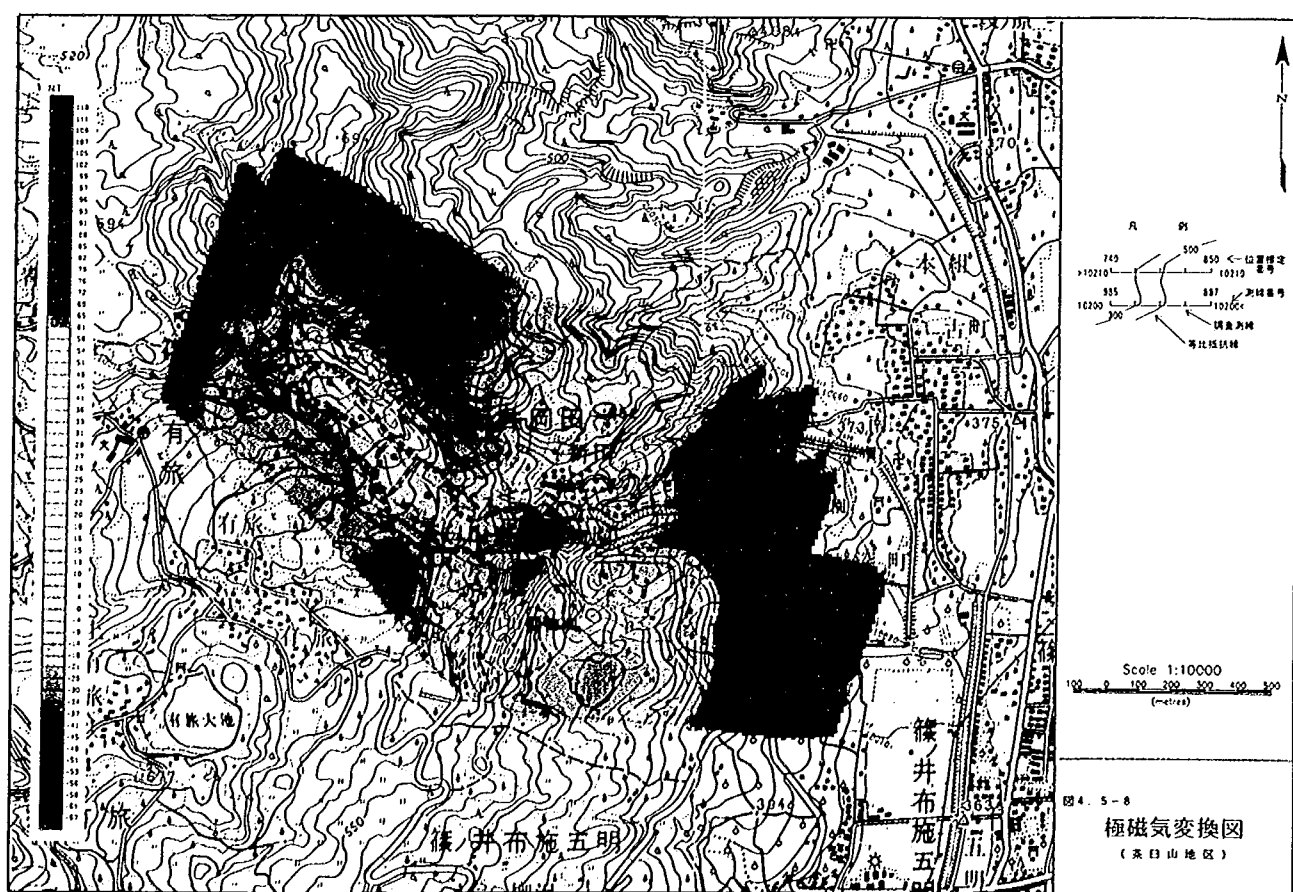


图 4. 5 - 8 極磁気変換図

のように地形の起伏や地層分布の水平変化が多いところでは、VES曲線の解析が難しくなる。
 このような水平変化の多い地域では、佐藤（1948）の考案した「平均3極法」が適している。
 平均3極法の電極配置を図4.5-9に示す。

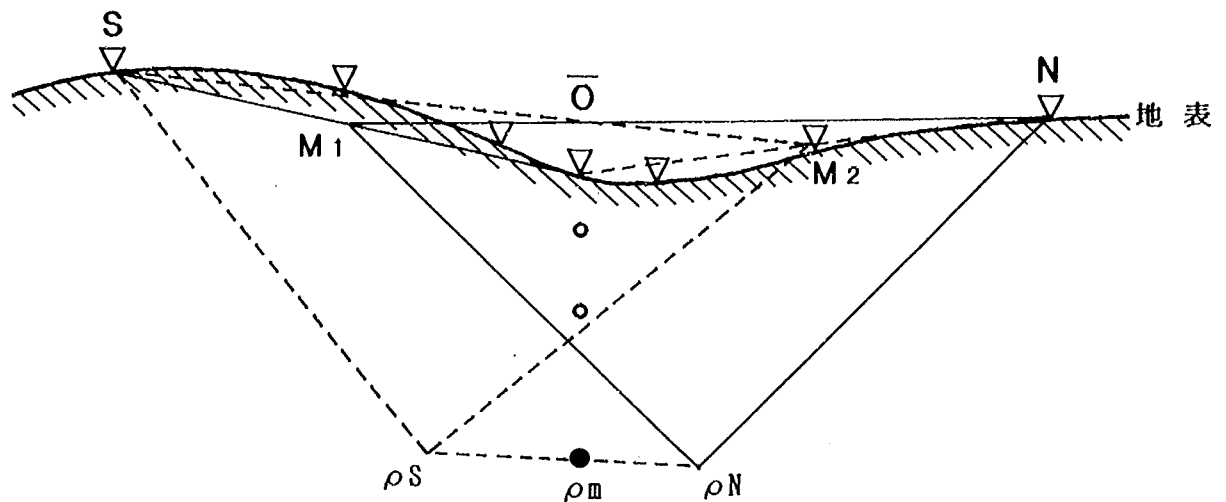


図4.5-9 平均3極法の電極配置

測点（O）に電位電極 P_1 を固定する。O点の両側に、 a [m] 離してN極とS極を接地する。

遠電極（ C_2 極）を、測線方向に対して垂直方向に最大電極間隔の3倍以上離して、接地の良い場所に設置する。

まずN極を電流電極 C_1 、S極を電位電極 P_2 として測定し、見掛け比抵抗 ρ_S を求める。次に、スイッチ切り替えによりN極を電位電極 P_2 、S極を電流電極 C_1 として測定し、見掛け比抵抗 ρ_N を求める。見掛け比抵抗 ρ_N と ρ_S は、等間隔3極法の公式で求められる。

$$\rho_N, \rho_S = 4\pi a \frac{V}{I}$$

平均3極法の平均見掛け比抵抗 ρ_m は次式で求められる。

$$\rho_m = (\rho_N + \rho_S) / 2$$

平均3極法の電極配置を用いた垂直探査では、未平均値 ρ_N 、 ρ_S と平均値 ρ_m の3本のVES曲線（ ρ_N 曲線、 ρ_S 曲線及び ρ_m 曲線）が得られる。

水平成層構造に対しては、3本のVES曲線は一致し、かつWenner法によるVES曲線とも一致する。

垂直探査では、地下に存在する種々の地層の成層構造を検出する場合、電極間隔 a を小さい間隔から大きい間隔へ順次拡大して、浅部から深部にかけての比抵抗変化を調べる。

探査深度は、電極間隔 a と地形状況によって異なるが、今回実施した調査では水平な地点で $a = 0.5\text{m}$ の時 0.38m 、 $a = 100\text{m}$ とした場合には 75m となる。

b. 測定結果

<見掛比抵抗断面図>

測定の結果得られた平均見掛比抵抗値による見掛比抵抗断面図を図4.5-10に示す。

茶臼山地すべり地の見掛比抵抗値は、 $8.3 \sim 312.8\Omega \cdot \text{m}$ の広い範囲にあるが、 $50\Omega \cdot \text{m}$ 以下の比抵抗域が大部分を占める。また、その比抵抗分布は、 $20\Omega \cdot \text{m}$ を境にして大きく3つに分けられる。

南西側の地すべり崩壊壁付近では、 $30\Omega \cdot \text{m}$ 以上を示すやや高い比抵抗域が測点1～3にかけての地下浅部に分布する。

一方、測点1～3の中～深部にかけては、 $20\Omega \cdot \text{m}$ 以下の低い値を示す比抵抗域が広く分布する。この比抵抗域は、北東側に向かってその分布域が浅くなり、測点4及び5の地表まで連続する。特に、測点5の地すべり境界付近では、 $10\Omega \cdot \text{m}$ 以下の低比抵抗を示す部分が地表付近に認められる。

北東側の地すべり境界付近では、 $20\Omega \cdot \text{m}$ 以上の比抵抗域が測点6の地表付近から測点4の深部にかけて分布し、南西側に向かってその分布深度が深くなる傾向を示す。

<解析比抵抗断面図>

平均見掛比抵抗値によるVES曲線の1次元モデル解析結果を用いて、解析比抵抗断面図を作成した。その図を図4.5-11に示す。また、図4.5-12は1次元モデルから再計算された見掛比抵抗値を用いた見掛比抵抗断面図である。

各測点における比抵抗構造は、ほぼ全体が3～4層構造に解析された。

地表から下位に向かって、測点1～3の第1層と第2層、測点4～6の第1層は $17\Omega \cdot \text{m}$ 以上の相対的に高い比抵抗を示す。このうち、測点1及び6の第1層と測点3の第2層は $150\Omega \cdot \text{m}$ 以上と特に高い値を示している。

測点1～3の第3層、測点4～6の第2層は、 $15\Omega \cdot \text{m}$ 以下の低い値を示し、北東側の測点6から南西側の測点1に向かってその層厚が順次増加する。

測点3の第4層、測点4～6の第3層は、ほぼ $50\Omega \cdot \text{m}$ 前後のやや高い比抵抗を示し、南西側ほどその分布深度が深くなっている。

(4) 空中電磁法データと地上電気探査データの比較・検討

茶臼山地区について、空中電磁法探査と地上電気探査の解析結果を比較・検討し、併せて地質資料との対比・考察を行った。

地質断面図を図4.5-13に示す。また、茶臼山地区は測線20010の見掛比抵抗断面図を地上電気探査結果に合わせて拡大し、図4.5-14に示す。

全体的に見ると、測線20010の北東側に発達する $20\Omega \cdot \text{m}$ 以上の相対的に高い比抵抗域は、基盤として分布

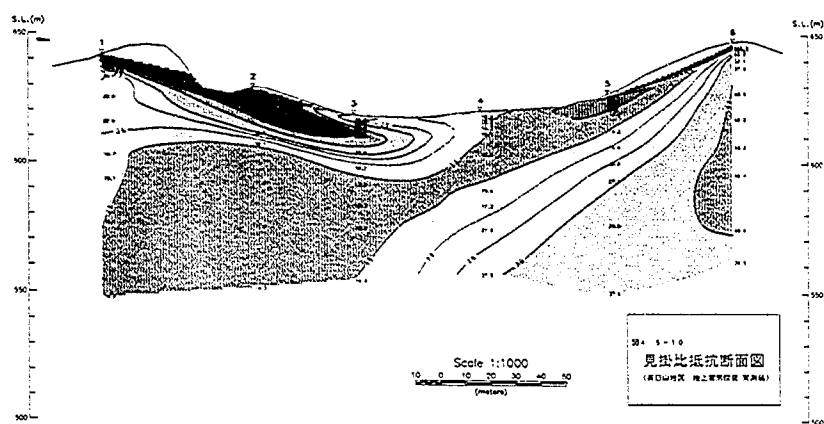


図4. 5-10 見掛比抵抗断面図（地上電気探査実測値）

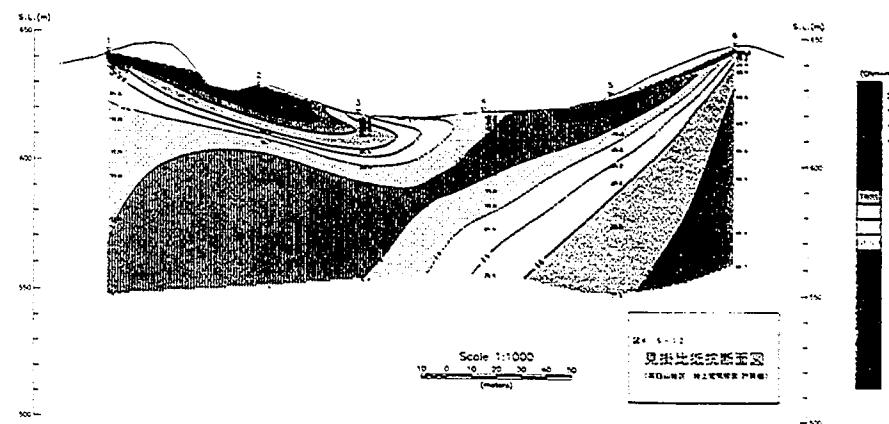


図4. 5-12 見掛比抵抗断面図（地上電気探査再計算値）

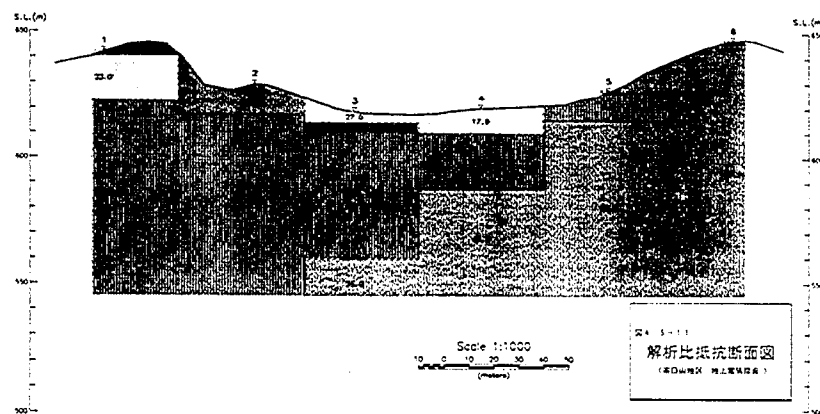


図4. 5-11 解析比抵抗断面図（地上電気探査）

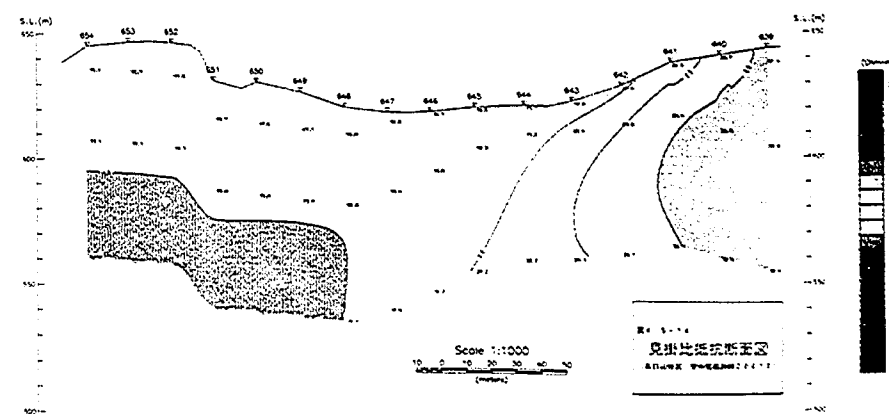


図4. 5-14 見掛比抵抗断面図（空中電磁法探査測線20010部分拡大）

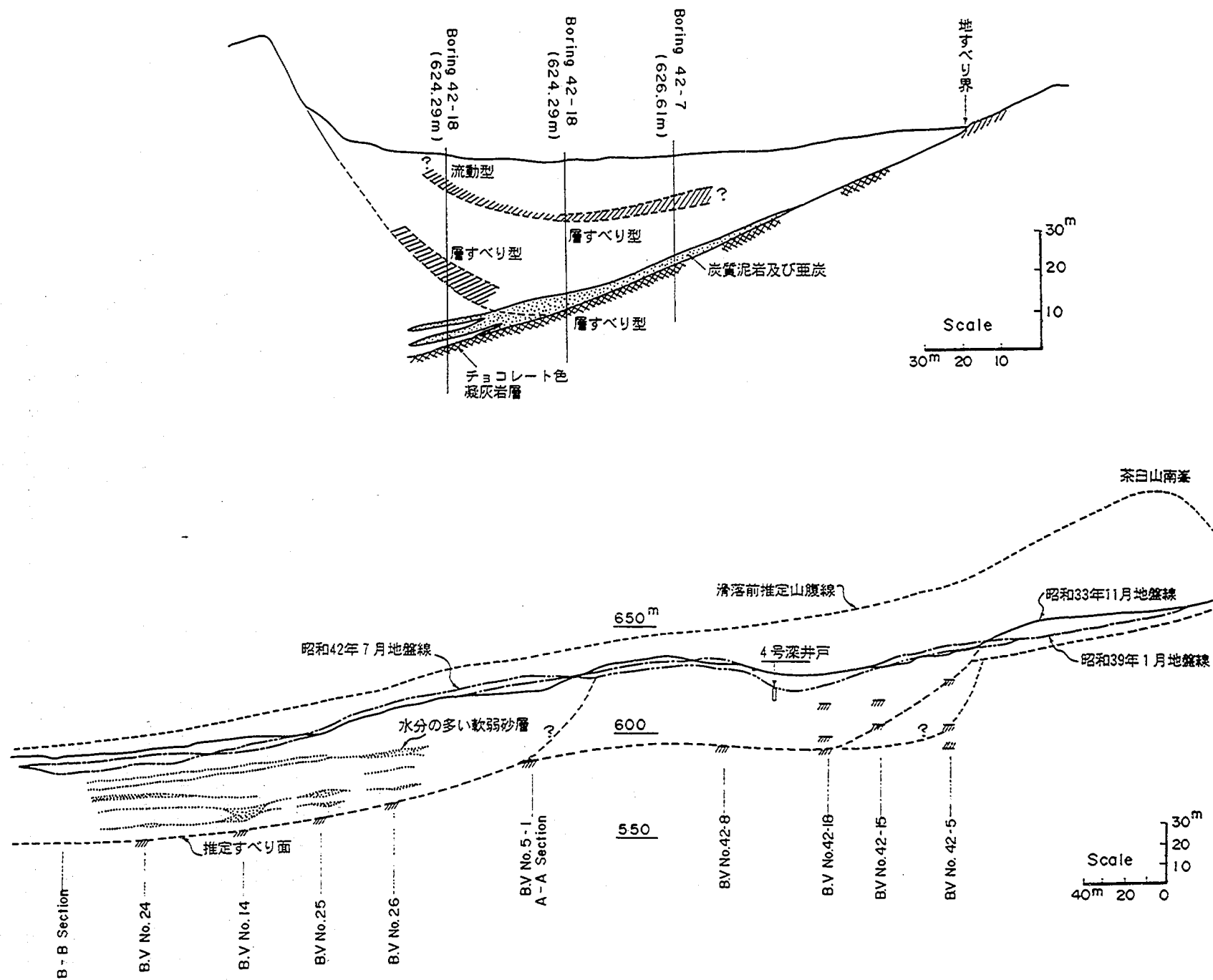


図 4. 5-13 茶臼山地区地質断面図

盤（裾花凝灰岩層下部層に対比される）とし、その上位に地すべり地を含む地区の南側に $15\Omega\cdot m$ 以下の低比抵抗域が分布する。この低比抵抗域は、論地層や古期及び新期の崖錘・崩積堆積物に対比されるが、地層の分布に対応する違いは認めらず、地表付近の風化した部分を反映したものと考えられる。また、3周波数を用いて作成した探査断面図では、この両者の境界がボーリング等で検証されたすべり面の傾斜方向と同じ南西傾斜を示し、地表付近では地すべりの崩壊源とほぼ一致する。

- ③ 地上電気探査の解析比抵抗断面図に示される低比抵抗域の分布は、地質断面図及び電気検層図に示された地すべり土塊の分布とよく調和しており、地すべり土塊がその他の地層に比べて低比抵抗であることが確認された。
- ④ 空中電磁法の探査断面図に示された比抵抗値及び比抵抗分布の傾向は、地上電気探査による結果とおおむねよく一致する。ただし、地上電気探査では、測点1～3にかけて地下浅部に $30\Omega\cdot m$ 以上のやや高い比抵抗域が存在するのに対し、空中電磁法ではこれを捉えてはいない。これは、空中電磁法が最高周波数でも、深度20m程度までの平均化された比抵抗を捉えているためと考えられる。また、空中電磁法探査が積雪の残る平成6年3月に実施されたのに対して、地上電気探査は平成6年8月の異常渇水期に実施され、地下水位が低下していたことも要因の1つであると思われる。
- ⑤ 空中電磁法は、茶臼山地すべり地のように基盤と地すべり土塊との比抵抗差が2倍以上あれば、地すべりの範囲やすべり面の深度分布を探査することが可能である。空中電磁法は、アクセスの悪い山岳地帯の斜面調査を迅速にかつ低コストで実施できるため、山岳地域における地すべり調査や風化層等の分布調査に空中電磁法の適用性は高いと考えられる。

<参考文献>

- 1) 久保田鉄工所株式会社(1982): アーバンクボタ NO.20 MARCH 特集=地すべり, 56p.
- 2) 長野市防災会議専門委員会(1985): 長野市防災基本図 解説書, 長野市.
- 3) 長野県(1970): 茶臼山地すべり, 長野県, 115p.
- 4) 長野県(1972): 茶臼山地すべり調査資料集(2) 昭和41年～昭和45年, 長野県, 401p.
- 5) 長野県砂防課(1963): 茶臼山地すべり調査報告書(その6), 長野県砂防課, 53p.
- 6) 長野県砂防課(1968): 茶臼山地すべりについて, 長野県砂防課, 22p.
- 7) 長野県土木部(1980): 昭和55年度地すべり対策事業 機構調査報告書 茶臼山, 長野県土木部, 123p.
- 8) 長野県土木部砂防課(1988): 茶臼山地すべりと跡地利用, 地すべり, vol.25, no.2, p.1-7.
- 9) 佐藤光之助(1948): 平均3極法について, 物理探鉱, 2, no.2, 5-12.
- 10) 吉川治男(1955a): 花岡鉱山物理探鉱班の現況, 物理探鉱, 8, no.2, 63-68.
- 11) 吉川治男(1955b): 花岡・小坂両鉱山の電気探鉱, 物理探鉱, 8, no.3, 95-101.

— 付 録 —

付録 1 HEMの基本方程式及びパラメーター

EM法で利用される周波数は、変位電流の影響が無視できるほど十分に低いのでマクスウェルの式から導かれる基本式は次のように表される。

$$\nabla^2 \vec{H} = j\mu\omega\sigma\vec{H}$$

この式は、ベクトルの拡散を表している。ここでHは磁場ベクトル、jは虚数単位 (=SQR(-1))、 μ は透磁率、 σ は電導度である。上式に次元解析を適用することによりEM装置の応答は、応答定数 (response parameter) $\theta^2 = (\mu\omega\sigma) \times l_1 \times l_2$ に依存することが判る。 l_1 、 l_2 は長さの量で、地下電導体内に誘起される渦電流環の総体積を最も効果的に支配するように選定されることが望ましい。DIGHEM-Vシステムのように双極子源を用いるAEM装置の場合には、

(均質大地上)

$$\theta^2 = (\mu\omega\sigma)(l^2 + h^2)$$

(板状電導体上)

$$\theta^2 = (\mu\omega\sigma)\sqrt{l^2 + h^2}$$

となる。ここで、 l は総受信間距離、 h は測定高度、 t は板状電導体の厚さである。一般に、 $h \gg l$ であるので、その場合、上2式はそれぞれ $\mu\omega\sigma h^2$ 、 $\mu\omega\sigma th$ となる。測定飛行中は h をできるだけ一定に保つことが望ましい。

電導体がEM装置にどのように応答するかについての定性的な概念を得るために、抵抗R、自己インダクタンスLの1巻コイルについて考えてみる。送信コイルに $I e^{j\omega t}$ の交流電流を通ずると、これにより1次場Hpが生じる。電導体(今の場合には1巻コイル)の中に誘起される誘導起電圧emf. Eは、1次場Hpより90°位相がずれ、その大きさは全結合磁束の変化の割合に比例し、次のように表される。

$$E \propto -j\mu_0\omega I e^{j\omega t}$$

電導体の存在により2次場Hsが生じるが、大きさはemf. E、R及びLに関係し、次のように表される。

$$H_s \propto \frac{-j\mu_0\omega I e^{j\omega t}}{R + j\omega L} = \left[\frac{\text{emf. } E}{R + j\omega L} \right]$$

この2次場Hsは、1次場Hpよりも90 + ϕ だけ位相が遅れる。 $\phi = \tan^{-1}(\omega L / R)$ である。 $\omega L / R$ は、

周波数及び電導体分布に依存する。良電導体の場合、 R は小さいので ϕ は 90° に近づき、2次場は同相成分 (inphase、in ϕ) が卓越する。一方、不良電導体の場合、 R は大きいので ϕ は 0° に近くなり、2次場の大きさも小さくなり、かつ、離相成分 (out of phase、out of ϕ 、quadrature) のみが認められる。したがって、電導体を探知する上で同相成分の応答が重要であることが理解される。

また、測定周波数と比抵抗マッピングの対象となる大地比抵抗との関係は、おおむね次の通りであり、低比抵抗分布域では低周波数を、高比抵抗分布域では高周波数を用いることが理解される。

220Hz	: 0.1 Ω -m以下	~ 350 Ω -m
1,100Hz	: 0.1 Ω -m以下	~ 1,500 Ω -m
5,500Hz	: 0.1 Ω -m以下	~ 7,000 Ω -m
27,500Hz	: 0.1 Ω -m以下	~ 30,000 Ω -m
137,500Hz	: 0.1 Ω -m以下	~ 150,000 Ω -m

図-1-1に同相・離相成分比と比抵抗の関係を、図-1-2に位相の説明図をそれぞれ示す。

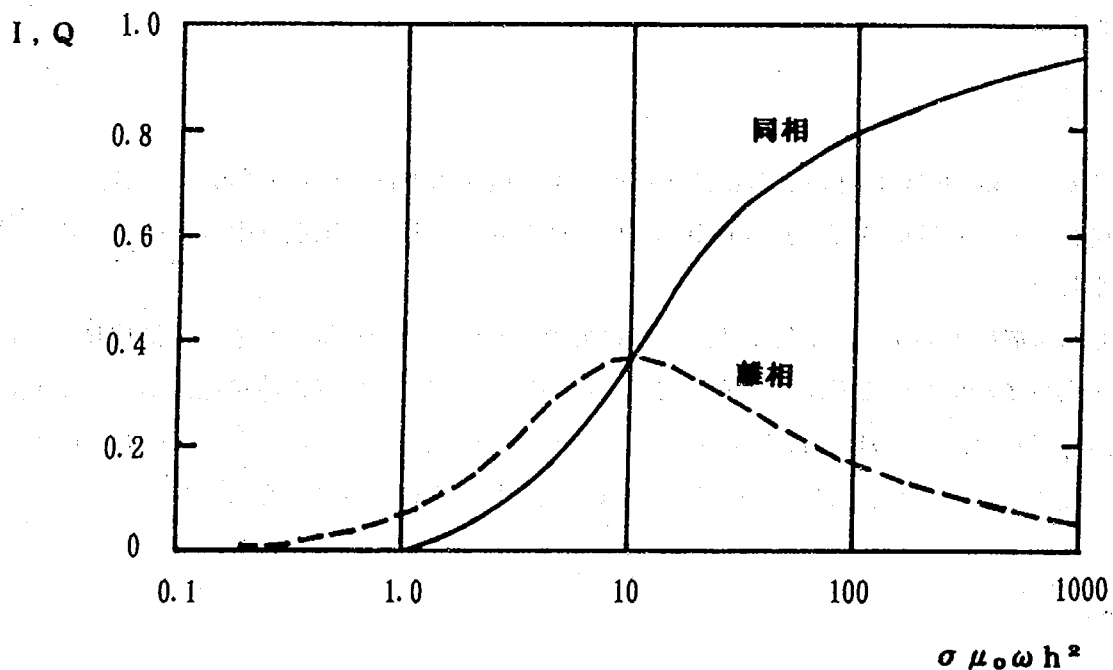


図-1-1 同相・離相成分と比抵抗

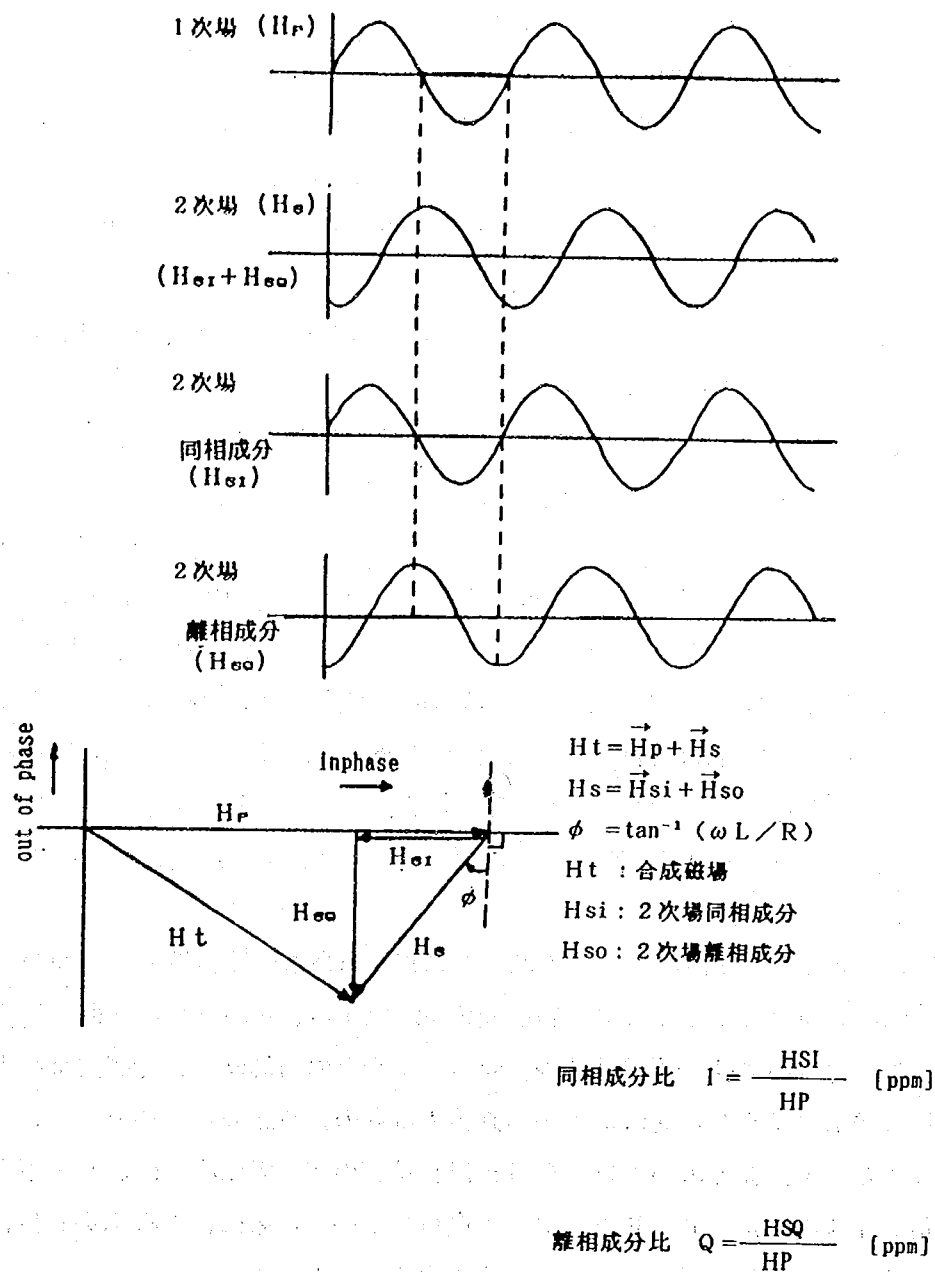


図-1-2 位相説明図

付録 2 土木分野における空中電磁法の周波数の設定

現在、主に資源探査分野で用いられている空中電磁法の周波数範囲は1～30kHz程度と比較的狭いため、現状のままでは地下浅部を対称とする土木地質調査への適用は必ずしも有用とはいえない。そこで、本共同研究の初年度において、有用周波数範囲の検討を行った。

大地を水平2層構造と仮定した場合の電磁応答及び見掛け比抵抗値を理論的に算出し、層厚と比抵抗値との関係を調べた。低比抵抗を呈する泥岩やシルト質砂岩等の分布域を除いて、一般に斜面等の風化層や地すべりでは第1層(上部層)が中～低比抵抗帯に、第2層(下部層)が高比抵抗帯にそれぞれ対比されるので、

そのようなモデルについて計算した例を図-2-1～図-2-4に示す。

横軸に第1層の層厚を、縦軸に見掛け比抵抗値をそれぞれとると、図から明らかなように、第1層の層厚が各周波数に対応する表皮深度（ $=503 \times \text{SQRT}(\rho_1/f)$ ）の1/2以上の所では第2層の高比抵抗の影響がほとんど反映しない。すなわち、 $\rho_1 < \rho_2$ のモデルの場合の可探深度は表皮深度の1/2以内である。高周波（この例では137.5kHz）を用いれば第1層の層厚が小さくとも、その比抵抗値を正確に求めることに大きく寄与することが期待できる。インバージョン解析を行うには、できるだけ第1層の比抵抗値を合理的に推定することが肝要であり、この意味においても高周波測定的重要性が認識される。また、使用周波数範囲をできるだけ広げることの意義や重要性も図から理解される。

更に、広帯域周波数測定の意義を判り易くするために、文献1)から引用して図-2-5、図-2-6に示す。図-2-5はEMセンサーの30m及び50m下に層厚1、10及び50mの水平層がある場合のフェーザー図の例である。この図は、周波数帯域が狭いと測定値がほぼ同質のA、B、Cの領域に包含されてしまい、測定値の等質化が生じ、深度方向の分解能が著しく低下し、層厚を求めることが困難になるので、十分高い周波数を用いてC、D、Eの領域になるようにすることが重要であることを示している。また、図-2-6は特異箇所がない場合（図-2-5のA、B、Cの領域）についての一般的な周波数のEM応答の例である。いわゆる等価層の例を示しており、同質のデータを用いる場合には層厚を一義的に求めるのは難しいことを示しており、周波数帯域が狭いと比抵抗構造が大きく異なってもほとんど同じ測定値になることを示している。したがって、深度方向の分解能を高めるには、A～Dの領域に測定値が包含されるように広い周波数範囲を用いることが重要であることが理解される。

一般的に、空中電磁法の設計・開発に当たっては、①探知能力あるいは結果解釈の面から見て最も有用な成分を測定する。②感度の面から見て最も実用的な成分を測定する、という2点の間で妥協が行われ、更に製作上の制約が加わる。根本的には、送信コイルと受信コイルとの相対位置を、測定飛行中にいかにして一定に保持し、1次場（送信コイルから受信コイルへ直接入るもの）を除去するかということが、感度、ひいては測定成分を支配する。本研究で用いるDIGHEMタイプの空中電磁法では、バードと呼ばれる円筒状の支持台に送・受信コイルを固定してヘリコプターで曳航しているために、1次場を正確に除去し、微少な2次場（大地の比抵抗を反映する）成分をも精度良く測定することができる。

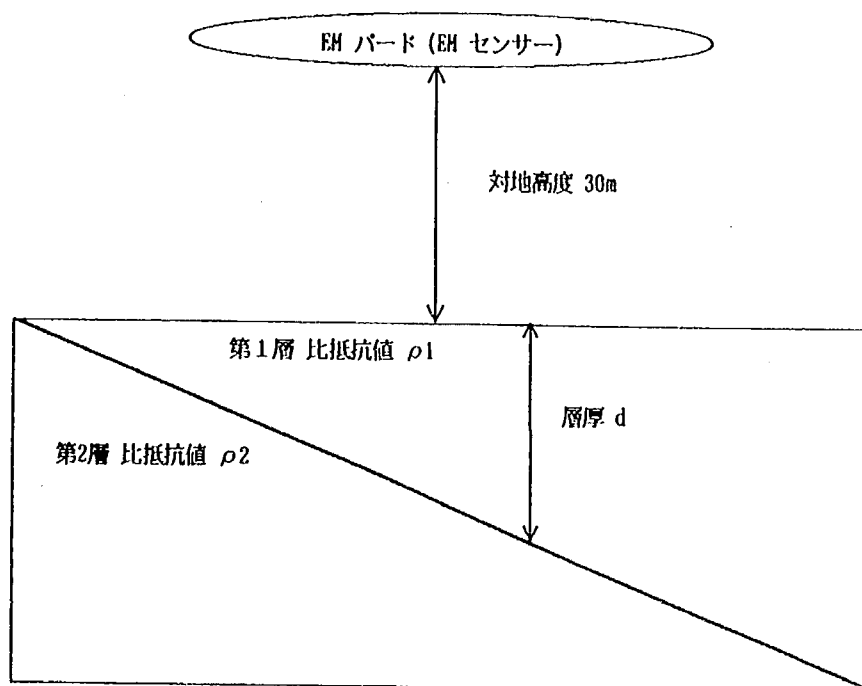
したがって、本研究における測定機器の改良については、測定周波数範囲をいかに広く設定するかに主眼をおいた。周波数を低くするということは、可探深度を増大させるという利点がある反面、コイル重量が増大し、エアロダイナミック・ノイズ（飛行時の揺れ等によるノイズ）の影響を受け易いこと、中～高比抵抗分布域での応答感度が鈍くなること等の欠点もある。一方、周波数を高くするということは、可探深度が小さくなること及びクロス・トークが生じ易いこと等の欠点はあるものの、中～高比抵抗分布域での応答感度が大幅に向上すること、微細地質構造に対する分解能が向上すること、第1層（上部層）の比抵抗値を決定する能力が飛躍的に向上すること等の利点があり、土木地質分野では不可欠の要素になっていると考えられる。

周波数の設定は、上記理由を考慮した場合、周波数の下限は150Hz程度、上限は200kHz程度と考えられたが、実験の結果、下限は180～190Hzでノイズが許容値以上に増大すること、上限は150～160kHzで不安定に

なることを確認した。そこで、最低周波数を220Hzとし、順次5倍ごとに周波数を増大させ、最高周波数を137.5KHzとした。すなわち、220、1,100、5,500、27,500及び137,500Hzの5周波数で設計・開発し、テストを重ね、現存するこの種のシステムの中では最も幅の広い周波数帯域を有するシステムを完成させた。

参考文献

1) Hogg, R. L. S., Boustead, G. A. (1987): Estimation of Overburden Thickness Using HEM Data, In the U.S. Geological Survey Workshop on Developments and Applications of Modern Airborne Electromagnetic Survey.



第1層と第2層の比抵抗値の割合の3パターン

a). $\rho_1 / \rho_2 = 20 / 200$

b). $\rho_1 / \rho_2 = 20 / 2000$

c). $\rho_1 / \rho_2 = 200 / 2000$

測定周波数と 同相成分(inphase), 離相成分(out of phase)

f1 :	220 Hz	I1	Q1
f2 :	1,100 Hz	I2	Q2
f3 :	5,500 Hz	I3	Q3
f4 :	27,500 Hz	I4	Q4
f5 :	137,500 Hz	I5	Q5

図-2-1 層厚と見掛け比抵抗値の関係(1)

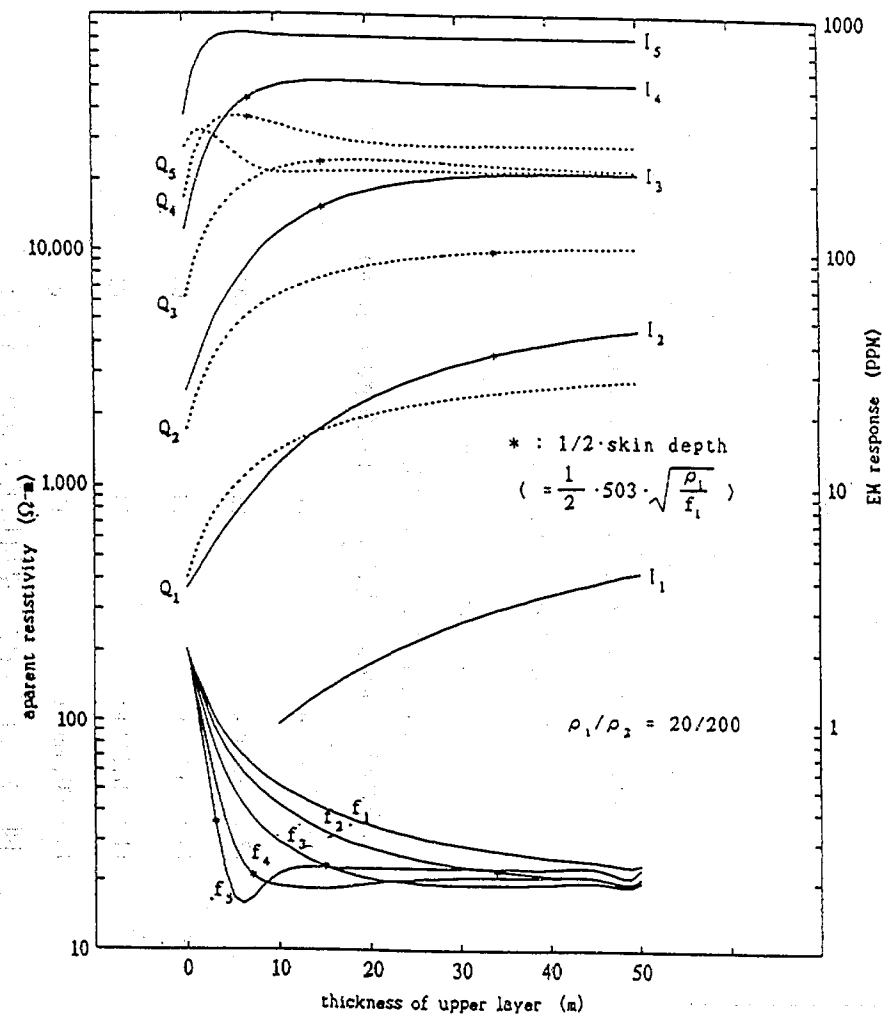


図-2-2 層厚と見掛け比抵抗値の関係 (a)

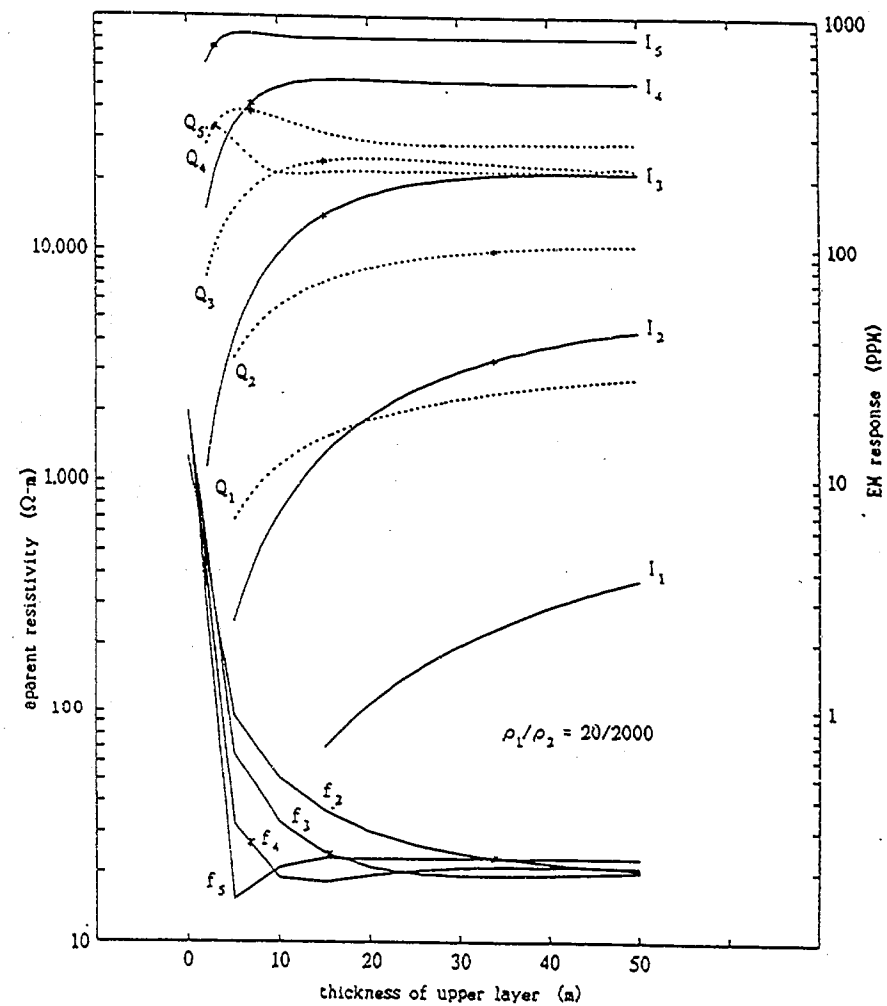


図-2-3 層厚と見掛け比抵抗値の関係 (b)

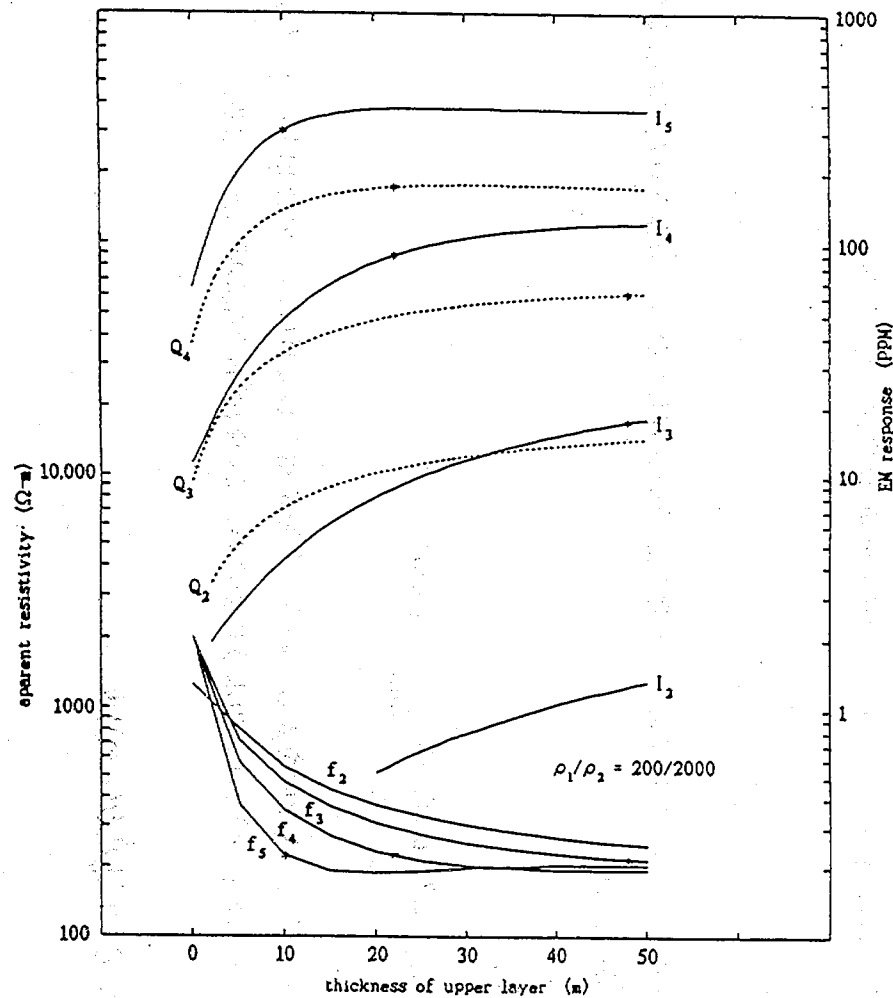


図-2-4 層厚と見掛け比抵抗値の関係(c)

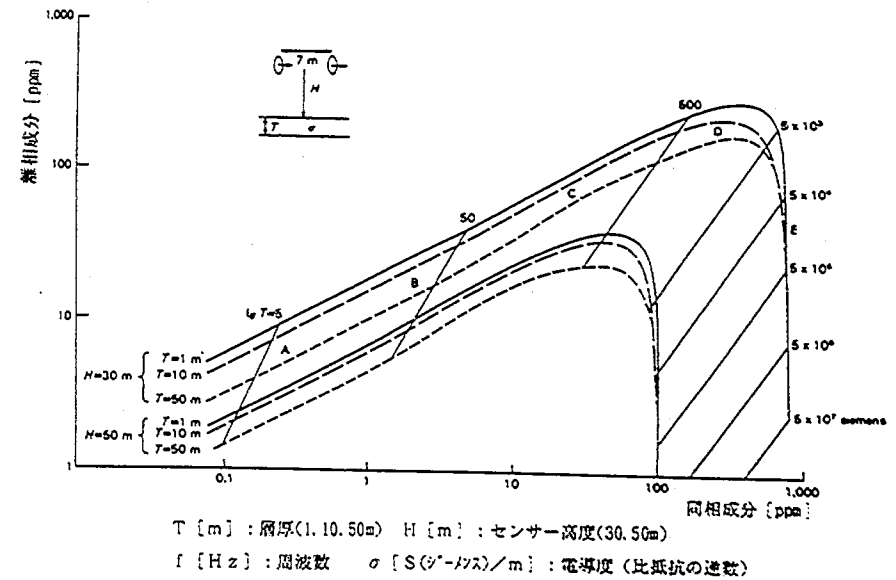


図-2-5 水平成分の場合のフェーザー図の例

周波数		OBSERVED	FIT 1	FIT 2	FIT 3
4175 Hz	COPLANAR Q	257.1 ppm	257.1	257.2	257.2
	COPLANAR IP	119.0 ppm	118.1	118.0	118.1
4600 Hz	COAXIAL Q	68.8 ppm	68.2	68.2	68.1
	COAXIAL IP	30.9 ppm	33.4	33.5	33.8
935 Hz	COAXIAL Q	16.0 ppm	19.6	19.3	18.6
	COAXIAL IP	4.1 ppm	3.9	3.5	2.9
		$\sigma=0.01811 \text{ S/m}$ $CTP=0.725 \text{ S}$ $\sigma=0.02188 \text{ S/m}$ $CTP=0.657 \text{ S}$ $\sigma=0.1063 \text{ S/m}$ $CTP=0.533 \text{ S}$ 			

CTP: 電導性層(斜線部)の電導率と層厚との積 IP: 同相成分比 Q: 異相成分比

図-2-6 EM応答の例(等価層の例)

1 次場の平均透入深度のことをセントロイド・デプスと称する。以下にセントロイド・デプス及びSengpiel 断面の概念について記述する。

MT法（地磁気地電流法）の逆境界値問題を扱ったP. Weidelt(1972) ¹⁾ の論文によれば、時間要素を $e^{j\omega t}$ とした場合、伝達関数 $C(\omega)$ は次式で定義される。

$$c(\omega) = -\frac{E(0, \omega)}{E'(0, \omega)} = -\frac{E(0, \omega)}{j\mu_0 H(0, \omega)} = g(\omega) - jh(\omega)$$

ここで、

$$H'(z, \omega) = \sigma(z)E(z, \omega), H'(z, \omega) = \frac{\partial}{\partial z} H(z, \omega)$$

$$E'(z, \omega) = j\omega\mu_0 H(z, \omega), E(z, \omega) = Ey, H(z, \omega) = Hx$$

$$E''(z, \omega) = j\omega\mu_0 \sigma(z)E(z, \omega)$$

Z : 深度, $\omega = 2\pi f$: 角周波数

である。この伝達関数 $C(\omega)$ を用いると見掛け比抵抗 $\rho_a(\omega)$ は次式で表される。

$$\rho_a(\omega) = \omega\mu_0 |c(\omega)|^2$$

伝達関数 $C(\omega)$ の実数部 $g(\omega)$ は以下のような物理的意味を有している。誘導された電流密度を $i(z, \omega)$ とすると次の関係式が導かれる。

$$i(z, \omega) = \sigma(z)E(z, \omega)$$

$$\int_0^{z_m} i(z, \omega) dz = H(0, \omega), \int_0^{z_m} zi(z, \omega) dz = -\frac{1}{j\omega\mu_0} E(0, \omega)$$

ここで、 Z_m は電磁場の最大透入深度を表している。参照位相として $H(0, \omega)$ の位相をとり、伝達関数の定義式を考慮すると、実数部 $g(\omega)$ は次式のように表され、その物理的意味が明らかになる。

$$g(\omega) = \int_0^{z_m} zR_e \{i(z, \omega)\} dz / \int_0^{z_m} R_e \{i(z, \omega)\} dz$$

すなわち、この式は力学における重心の定義式と同じ形を有している。そこで、 $g(\omega) > 0$ の場合には、 $g(\omega)$ は同相の誘導電流系の重心的深度を表しているものと解される。このような物理的意味から $g(\omega)$ は、可探深度の 1 指標として扱われる。また、 $g(\omega) < 0$ の場合には、測定周波数が低くなるにつれて電流系の平均深度が増大する誘導現象を説明している。

Sengpiel (1988) ²⁾ は、伝達関数の実数部が可探深度の指標となり得ることに注目して、この考えを空中電磁法問題に適用し、セントロイド・デプスの概念を導き出した。

空中電磁法のように測定高度 h が送受信間距離 S よりも十分大きい場合 ($h \pm 3.3S$) には、1 次場強度で正規化された 2 次場 $Z(H/H_0)$ は次式のように単純化される。

$$Z \cong G_n \left(\frac{S}{h} \right)^3 \int_0^\infty K^2 R_1 e^{-2k} dk$$

ここで、

for horizontal coplanar coils $n=1$, $G1=1$

for vertical coplanar coils $n=2$, $G2=1/2$

for vertical coaxial coils $n=3$, $G3=-1/4$

複素反射係数 R_1 は大地の比抵抗 ρ 、層構造に依存するパラメーターで、伝達関数 C と以下のように関係づけられる。

$$C_\lambda = \left[\lambda^2 + \left(\frac{1+j}{p} \right)^2 \right]^{-1/2}$$

$$p = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu_0}}$$

$$k = \lambda h = 2\pi \frac{h}{L}$$

$$\delta = h/p$$

$$R_1 = \frac{1 - kC_k}{1 + kC_k}$$

$$v = \frac{h}{c\lambda}, C_k = \frac{1}{v} = \frac{c\lambda}{h}$$

一方、実測された 2 次場の同相成分比及び離相成分比をそれぞれ R 及び Q とすると、2 次場 Z 及び反射係数 R_1 の関係は次のように表される。

$$Z = R + jQ$$

$$Z \cong \frac{4}{M} \int_0^\infty (R_e R_1 + j I_m R_1) k^2 e^{-2k} dk, M = \left(\frac{h}{G_n} \right)^3$$

また、実測値R及びQと反射係数の同相成分及び離相成分とは次式で関係づけられる。

$$R = \frac{4}{M} R_e R_1(k_r) \int_0^\infty k^2 e^{-2k} dk = \frac{1}{M} R_e R_1(k_r)$$

$$Q = \frac{4}{M} I_m R_1(k_i) \int_0^\infty k^2 e^{-2k} dk = \frac{1}{M} I_m R_1(k_i)$$

この段階では R_r 及び $u - k_i$ は k に関する未知の平均的な値である。 v を次のように実数部と虚数部との和で表現し、代入操作を実行して整理すると以下の展開が得られる。

$$v = u + j\omega$$

$$R_e R_1 = \frac{\omega^2}{u(\bar{k} + u)}$$

$$I_m R_1 = \frac{\omega \bar{k}}{u(\bar{k} + u)}$$

ここで、

$$u = \sqrt{(r + \bar{k}^2)/2}$$

$$\omega = \sqrt{(r - \bar{k}^2)/2}$$

$$r = \sqrt{k^4 + 4\delta^4}$$

$$\bar{k} = k_r, \bar{k} = k_i$$

同相場の実効波数 k_r は次のようになる。

$$k_r = \delta^4 \sqrt{\frac{1}{B(B-1)}}$$

$$B = 1/(1 - MR)^2; (MR < 1)$$

また、

$$R = G_n \left(\frac{s}{h} \right)^3 R_e F_1(\delta) = G_n \left(\frac{s}{h} \right)^3 R_e \left[\int_0^\infty k^2 R_1 e^{-2k} dk \right]$$

であるので、上式中のMRは $4 \operatorname{Re} F_1(\delta)$ に等しくなり、 kr は δ のみの関数となる。

図-3-1に δ の関数としての kr の値を示す。

kr の値が求まると、伝達関数の実数部は次式で決定される。

$$R_e C = \frac{u(k_r)}{r(k_i)}$$

$\operatorname{Re} C$ と δ との関係を図-3-2に示す。

$\operatorname{Re} C$ が求まると、同相成分の電流系の中心深度すなわちセントロイド・デプス Z^* は次のようになる。

均質大地の場合：

$$Z^* = h R_e C$$

層状大地の場合：

$$Z^* = d_a + D_a R_e C$$

$$\delta_a = D_a / p_a$$

$$p_a = \sqrt{\frac{\rho_a}{\pi \omega \mu_0}}$$

$$M = \frac{4}{G_n} \left(\frac{D_a}{s} \right)^3, d_a = D_a - h$$

(D_a ：解析時に得られる見掛け測定高度)

参考文献

- 1) Weidelt, P. (1972): The inverse problem of geomagnetic induction. Zeitschrift für Geophysik 38, P. 257-289
- 2) Sengpiel, K. P. (1988): Approximate Inversion of AEM data from a Multilayered Ground, Geophysical Prospecting, Vol. 36, PP. 446-459.

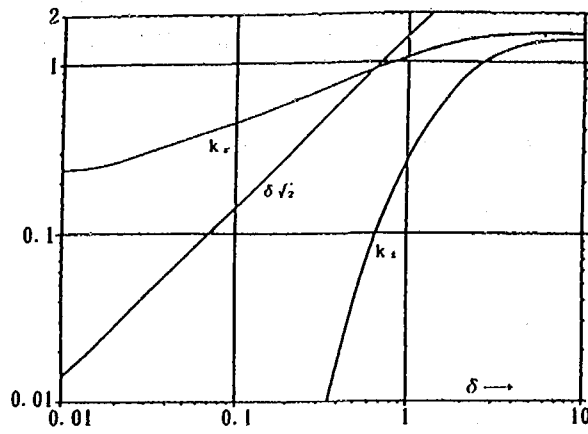


図-3-1 δの関数としてのk r

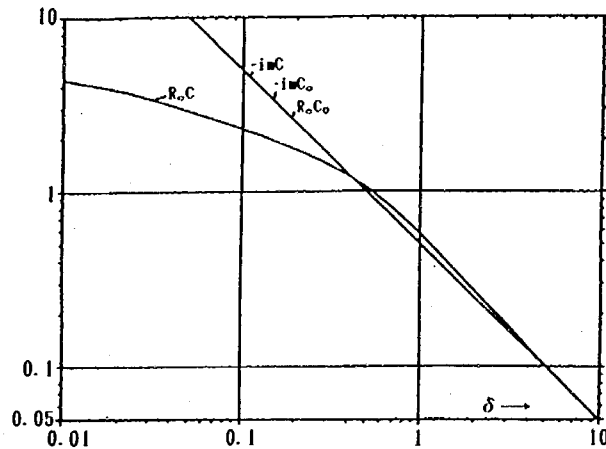


図-3-2 Re Cとδとの関係

付録 4 SVD (特異値分解) インバージョン解析

求めたい未知数の数 (n) よりも観測データの数 (m) の方が多い場合、観測値 Y_i とフォワード計算値 $\bar{Y}_i = F(P_j)$ との差を最小にするパラメーター P_j の組み合わせ (最適解) を求めるためにはインバージョン手法が必要である。

観測データ (Y) が未知のパラメーター (P) との間に次のような関係があるとする。

$$Y = F(P)$$

関数 $F(P)$ が緩やかに変化するならば、 Y_i を P_j^0 の付近でテイラー展開し、2次以下の項を無視すると、次の近似式が得られる。

$$Y_i = F_i(P_j^0) + \sum_j \left. \frac{\partial F_i}{\partial P_j} \right|_{P_j^0} \Delta P_j$$

P_j の微小変化 ΔP_j を dP_j 、 Y_i の微小変化を dY_i 、

$\left. \frac{\partial F_i}{\partial P_j} \right|_{P_j^0}$ を A_{ij} とすると次式のように表される。

$$dY_i = \sum_{j=1}^n A_{ij} dP_j$$

これを行列形式で表すと次のようになる。

$$dY = AdP$$

このような線形の関係が成り立つ場合、データからパラメーターを推定する方法には最小2乗法があるが、この最小2乗法を解くのに正規方程式を用いた方法では誤差が累積して正しい解が求まらないので、正規方程式を解かずに最適解を求める方法として、「特異値分解」(SVD: Singular Value Decomposition)を用いる。SVDの長所は、得られた解がどの程度与えられた条件を満足するかという点に関して誤差評価の指標を与えることにある。

SVDとは一般化逆行列を求める方法である。SVDでは行列 A を「固有値」 L と「固有ベクトル」 U 、 V の積に分解する。 U は解に関する固有ベクトル(u)の集合、 V はデータに関する固有ベクトル(v)の集合を表している。SVDを用いると、行列 A は次のように分解される。

$$A = ULV^T$$

ここで、固有ベクトル U 、 V は、それぞれ $n \times n$ 、 $m \times m$ の正方行列であり、 $U^T U = I$ (単位行列)、 $V^T V = I$ である。また、固有値行列 L は $n \times m$ の対角行列であり、その対角要素は行列 A の固有値である。この関係を用いると上述の関係式は次のように表される。

$$dY = (ULV^T)dP$$

したがって、未知パラメーターの初期値 P_0 に対する最適の変化量 dP は次のように求められる。

$$dP = (VL^{-1}U^T)dY$$

観測値 Y と推定した観測値 Y_0 との差が所定の値以下になるまで上述の計算を繰り返し行い、最適解を得る。SVD法インバージョン解析のフローを図-4-1に示す。

SVD法インバージョン解析：

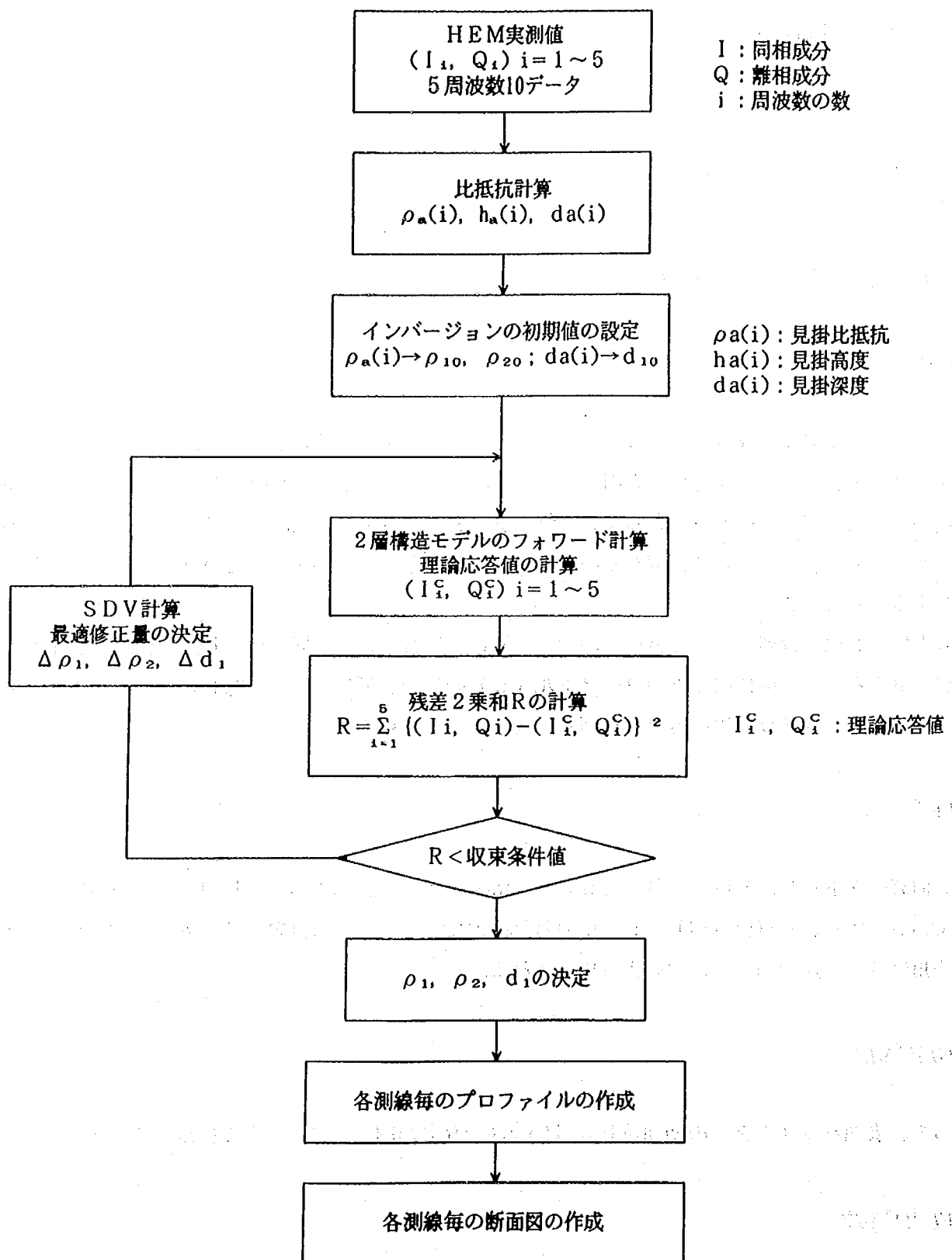


図-4-1 SVD法インバージョン解析のフローチャート

あとがき

斜面の地質概査においては、これまで空中写真判読やリモートセンシングによる調査、地表踏査等が行われているが、この種の調査手法では、地表面付近のデータしか得られないという欠点がある。それに対し空中電磁法は、空中からの探査であるので、地形条件にかかわらず、広域にわたり均一な地質データを取得できるのみならず、深度方向数10mまでの地質断面を得ることが出来るという利点を有している。

今回、概査段階での地質の三次元的な把握を目的として、土木分野に適した空中電磁法のシステムを検討するとともに、軟岩及び硬岩の分布する様々な斜面で空中電磁法を適用した結果、空中電磁法は、地質の相違、特に泥岩等の粘土を多く含む岩質、崩積土や粘性土地盤、あるいは風化の厚い部分の抽出に有効であることがわかった。一方、初生的な岩盤すべりの場合には、すべり土塊と基盤岩の比抵抗コントラストが概して小さいために、必ずしも有効とはいえないが、空中写真判読との対比により、不安定土塊の大まかな地質性状を判定できる可能性があることがわかった。

以上の検討の結果、空中電磁法は、従来の概査手法を補完するものとして有効性の高い探査手法であることが確認された。しかし斜面での探査事例は必ずしも多くないため、斜面中の比抵抗構造を一般化して客観的な地質解釈を行うまでには必ずしも至っていない。

今後は、測定システムや解析ソフトウェアの改良もさることながら、探査結果の判読・解釈に関する技術の向上が不可欠である。そのためには、調査事例を多く蓄積し、探査結果とその後の確認調査との対比を入念に行っていく必要がある。

なお、本研究を実施するにあたっては、官民連帯共同研究の共同研究者各位に様々なご教示を頂いた。また現地探査実験にあたっては、関連する機関の方々に大変お世話になった。ここで深く謝意を表する次第である。

新地盤探査技術の開発
斜面の探査技術の開発に関する
共同研究報告書（その2）
－空中電磁法による斜面の概査技術－

I S S N 0386 - 5878

共同研究報告書第113号

平成7年3月（1995）

建設省土木研究所環境部地質研究室
大日本コンサルタント(株)
同和工営(株)

要 旨

本報告書は、建設省と民間16社の共同研究として実施した「新地盤探査技術の開発」の中で「斜面の探査技術WG」の一部である「空中電磁法班」の研究成果をとりまとめたものである。本研究では、地盤の内部構造を概略的に探査する技術として空中電磁法を取り上げ、斜面に適したシステムを検討するとともに、通常の機種ならびに本研究で開発した機種を用いて、斜面中の構造が比較的調査されている地すべり斜面で探査実験を行った。その結果から、斜面に対する適用性（精度や分解能、適用地盤、適用限界等）を明らかにし、斜面における探査・解析・判断技術を整理した。

キーワード：斜面、空中電磁法、物理探査、地質調査

郵便はがき

切手を
はって
下さい

305-□□

茨城県つくば市大字旭一番地

建設省土木研究所

環境部地質研究室行

No. _____

共同研究報告書第113号

No. _____

配布先氏名

配布先住所

共同研究報告書第113号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏 名 印

共同研究報告書第113号