同軸コイル型電磁探査機の開発とその地すべり調査への適用性

片山辰雄^{*1}・渡部高広^{*2}・小里隆孝^{*2}・古谷 元^{*3}・末峯 章^{*4}・西垣 誠^{*5}

要 旨

日本は国土の7割が山岳地帯であり、降雨も多いため、国内の多くの地区で地すべりが発生しているのが現状である。このような斜面災害において、防止対策を設計・施工するには、対象地区の地質構造を把握する必要がある。一般的には、確実に地層を確認できる試錐調査が中心になされている。しかし、地すべりが生じている地盤全体の地質状況を掌握するには多くの試錐調査が必要であり、多大な費用と時間が必要となる。従来から、弾性波探査や比抵抗トモグラフィー等の探査手法も適用されているが、よりコンパクトで簡便な調査システムの開発が急務とされている。

本研究では、地すべり地でのすべり面付近における低比抵抗の層を計測するために、コンパクトな計測機を開発し、その計測精度を実際の現場で試錐調査と比較して確認した。この計測機は、現在利用されているセパレートコイル型電磁探査機から、中心誘導法に基づいた同軸コイル型電磁探査機へと改良したものである。また、実際の地盤での適用性について検討した。

Key words: 地すべり調査 landslide investigation, 電磁探査法 electromagnetic method, 中心誘導法 central induction method, 比抵抗探査 resistivity prospecting

1. は じ め に

日本の国土は、7割が山地で占められていると同時に、複雑な地殻変動を受けているために脆弱な構造を呈し、また、その他の地形形成環境の要因もからみ、有数の地すべり国となっている。したがって、地すべり発生に伴う被害も甚大で、地すべりを回避するための地すべり発生メカニズムの解明^{1)~3)}、防止対策工法の研究^{4)~6)}が盛んに行われている。しかし、地すべりのメカニズムは複雑な地質や地下水流動に起因することが多く不明な事柄も多く存在する。したがって、地質構造等を解釈するための調査精度の向上と安全・安心の対策工が望まれている。

地質構造を解釈する場合、試錐調査結果に基づいて推定

することが一般的であるが費用との関係もあり、地すべりの規模等にもよるがデータが限定的で解釈が難しい場合が多い。したがって、試錐調査を補完するため物理探査を併用することが多く、これによって、地質構造の解釈において高度化が図られている。このような目的で、弾性波探査および比抵抗法電気探査が併用され、地盤構造解釈に一般的に利用されている。具体的には、弾性波探査は地盤の速度層分布を測定して地層構造の層序の判別に、電気探査は地盤の比抵抗分布を求めて地層構造と含水状態の調査に利用されている。

一般に、地すべり地におけるすべり面では、比抵抗の変化が顕著で、風化や粘土化の進行が早く、ここに降雨や地下水が浸入すると地すべり被害が発生することが多い。このような脆弱な層序の変化を把握するには弾性波探査より比抵抗の差で判別できる比抵抗法が有効である。とくに、精密探査として、比抵抗トモグラフィーや2次元比抵抗探査法などが多く利用されている。

しかし、後者の方法は、急激な地形変化の少ないところでは有効であるが、地すべりが生じるような狭い集落や狭隘な場所では、測線の設定に難を有する等の課題があるため利用しにくい。また、深部での調査においては、全測線長が、有効探査深度の3倍以上を必要とするなど測定設備が大掛かりになる場合が多い。さらに、調査地に地形急変

*1 (株)環境総合テクノス The General Environmental Technos CO.LTD. (会員)
 E-mail: katayama_tatsuo@kanso.co.jp

*2 (株)環境総合テクノス The General Environmental Technos CO.LTD.

*3 富山県立大学工学部環境工学科 Environmental Engineering, Faculty of Engineering Department, Toyama Prefectural University (会員)

*4 京都大学防災研究所 Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University (会員)

*5 岡山大学大学院環境生命科学研究科 Graduate School of Environmental and Life Science, Okayama University

箇所を有する場合は、結果の解釈が困難になることがある。また、弾性波探査法の屈折法や反射法などは、振源に発破などを使用しなければならないため、振源地点と住宅地との距離がない所では実施が困難である。このような現状に鑑みると、コンパクトな物理探査装置が要望される。同時に、建設コストの縮減も避けて通れない課題である。

このようなニーズに対して、簡便な物理探査法の開発が求められている。筆者らは、すでにコンパクトな周波数領域電磁探査法⁷⁾(Frequency Domain Electromagnetic Method, 略して FDEM と称する)を開発している。この探査機は、従来の電気探査とは違い、地表面に置くだけで直下の比抵抗分布を探索することが可能になっている。また、異なる周波数の電流を流して磁場を発生させることで各深度での比抵抗を測定することが可能で、各対象物(トンネル、斜面、堤防等)で採用され実績を上げてきている。すでに開発している従来型の探査機は、電磁探査に属するものであるが、通常の FDEM 探査機では図-1に示すように送受信コイルがセパレート型で製作されている。これは、送信コイルで照射する 1 次磁場の拡がりのため、送受信コイルの間隔幅の下方の平均的な比抵抗を測定することになる。そのため水平方向で比抵抗が変化する場合、どうしても変化点の位置などに誤差を含むことが避けられない。また、送信コイルによる 1 次磁場は図-1に示すように、コイル中心が最大で、コイルからの距離の 1/3 乗に比例して急激に減衰するので、1 次磁場を効果的に利用できない。また、受信コイルには 1 次磁場が加わるため、製作時には 1 次磁場をキャンセルする方式によって性能が変わる。以上の背景のもと、本研究では、これらの弱点を解決し従来機より性能の高い同軸コイル型電磁探査機を開発し、その適用性を検証した。

図-1 測定原理の概念

2. 中心誘導法による FDEM 探査機

本研究の探査機は、中心誘導法(CIM: Central Induction Method)を原理とし、同軸に巻かれた送受信コイルにより地盤の導電率(比抵抗の逆数)を測定するものである。この探査機を CCEM(Coaxial Coil Frequency Domain Electromagnetic Method)探査機(以下、同軸コイル型)と称する。この探査機の特徴は、透入磁場を数十 cm の円形コイルで与えるため、指向性が鋭くなる利点を持つ。また、コイル中心磁場が最も強くなることを応用した中心誘導理論を測定原理にしているため、従来機(以下、セパレートコイル型と称する)とは異なり、より深部まで送信磁場を送り込むことができる。地表で発生させた磁場は、周波数が低いほどエネルギー損失が小さいため、より深部まで届き、高い周波数ほど早く減衰する性質がある。したがって、測定周波数を多くして測定データを取るほど、地層を細かい深度ピッチで探索していることになる。開発機は測定周波数を16チャンネルと多くしている。

一方、地表での磁場の強度を1とした場合、地中のある深度で強度が地表の約37%(自然対数の底eの逆数の%)に減衰する深度は表皮深度と定義され、後述するように探索深度の目安⁸⁾(式(10)参照)とされている。この1次磁場によって渦電流が発生し、さらに2次磁場が誘導され、これを地表で測定することで比抵抗を求められる(2.1節参照)。しかし、この2次磁場の強度は弱く、一般に1次磁場の 10^{-3} から 10^{-6} まで減衰するので、これを感知できる高感度な受信機が必要となる。また、深部からの2次磁場はより小さいため、高S/N(Signal to Noise ratio)を有する受信機を開発する、あるいは、1次磁場を強くして2次磁場強度を上げる工夫がある。開発機は両者の工夫を凝らして製作されたものである。したがって、測定周波数を細かいピッチで多くすることで、細かな深度で探索していることになり、また、受信機のS/Nを上げる、あるいは1次磁場の強度をより大きくする対応は、結局、探索の分解能を上げることにつながる。このため測定データのS/Nが改良されると探索精度も期待できる。

形状は、セパレートコイル型と同様にコンパクトなため地表面に設置するだけで直下の比抵抗が測定できる。また、測定は1次元になるが格子状の測定点網を組むことにより擬似3次元で地盤状況を表現することも可能である。

2.1 探査原理

測定原理については、セパレートコイル型と比較した模式で図-1に示す。同図において、1次磁場を発生させる送信コイルに周波数 f の電流を流すと、地盤内の鉱物などの導電体によって渦電流が誘導され、これによる2次磁場が発生する。この2次磁場強度が地盤の導電率によって変化する。この2次磁場を受信コイルで感知する。図-1は送信

コイル直下と離れた地点での磁場分布の様子を模式的に表現したものである。また、図中の距離 A, B, C の記入は模式的なもので、深くなるにつれて磁場強度が減衰する様子を示したものである。ここで、同じ深度ならばコイル中心直下の方が離れた地点よりも 1 次磁場強度が強く、それだけ 2 次磁場も強くなり、受信機での検出が容易になる。同軸コイルは、上下で互いに逆方向に巻いた送信コイルの中間に受信コイルを巻いた誘導平衡⁹⁾コイルを採用する。なお、図-1 に示すセパレートコイル型の受信コイルは、送信コイルに対し直角方向に設置しているが、これはできるだけ 1 次磁場をキャンセルしやすい向きに置いたものである。また、コイル間隔は 1.0m で製作しているが、受信コイルを送信コイルに接近させると同軸型になるように思われるが、実際には送信コイルの近傍での磁場が一樣ではない。図-2 に周波数 32kHz についてコイル間隔と見掛け比抵抗(式(8)などの ρ に相当する)の関係を電磁解析して表した。この図から、測定する見掛け比抵抗は、送受信コイル間隔がおよそ 0.5m 以下になると 100 Ω m の均質半無限地盤の場合であっても 100 Ω m 以上になる。このことから、コイル間隔が 0.5m 以下になると、地盤の比抵抗を正しく測定できなくなることがわかる。

2.2 測定理論式

地盤の透磁率 μ を簡易のため $\mu=1$ とし、導電率 σ (S/m) と仮定し、地表面に半径 a (m) の送信コイルを設置し、これに電流 I (A)、周波数 f (Hz) の交流電流を流したとき、コイル中心に生じる磁場は垂直成分 H_{0z} のみで次式で与えられる¹⁰⁾。

$$H_{0z} = 2\pi a I \int_0^\infty \frac{2\lambda^2}{\lambda + \sqrt{\lambda^2 - k^2}} J_1(a\lambda) d\lambda \quad (1)$$

ここで、 λ : 積分変数、 k : 波数、 J_1 : 第 1 種変形ベッセル関数である。

光の速度を c (m/s)、虚数単位を j としたとき、式(1)の k は次式で与えられる。

$$k^2 = j \frac{\omega 4\pi\sigma}{c^2} \quad (2)$$

ここで、 $\omega = 2\pi f$ である。

式(1)の積分は複素数になっているので、実数部 R_r と虚数

部 I_m に分けると次のようになる。

$$\begin{aligned} R_r \left(\frac{aH_{0z}}{2\pi I} \right) &= \frac{-e^{-\gamma}}{\gamma^2} \{ (2\gamma^2 + 3\gamma) \cos \gamma - (3\gamma + 3) \sin \gamma \} \\ I_m \left(\frac{aH_{0z}}{2\pi I} \right) &= \frac{1}{\gamma^2} \{ 3 - e^{\gamma} (3\gamma + 3) \cos \gamma + (2\gamma^2 + 3\gamma) \sin \gamma \} \end{aligned} \quad (3)$$

ただし、

$$\gamma^2 = \frac{\omega 2\pi\sigma}{c^2} \cdot a^2 \quad (4)$$

式(4)の γ は角周波数 ($\omega = 2\pi f$) の関数であり、角周波数によってそのオーダーは大きく変化する。また、コイル半径 a や地盤の導電率 σ の値によっても変化する。図-3 は、 γ の値によって決まる式(3)の値を計算し、式(6)の $\tan \phi$ (測定レスポンスとも言われる)を計算した図表である。実際には、開発機の位相差計において $\tan \phi$ が測定されるので、この値が知れると図-3 から γ がわかり、式(4)から測定したい導電率 σ が求められる(この処理は PC プログラムで行われる)。

また、開発機の測定周波数は 2 kHz から 364 kHz で製作され、この周波数範囲において γ の値を計算すると、明らかに $\gamma \ll 1$ となる。この場合、式(3)は簡略化され、

$$\begin{aligned} R_r \left(\frac{aH_{0z}}{2\pi I} \right) &= 1 - \frac{4}{15} \gamma^2 \\ I_m \left(\frac{aH_{0z}}{2\pi I} \right) &= \frac{\gamma^2}{2} \end{aligned} \quad (5)$$

となる。測定機の位相差計によって 2 次磁場の実数成分と虚数成分とが測定でき、両者の位相角 ϕ がわかると、次の関係を得る。

$$\tan \phi = \frac{I_m(H_{0z})}{R_r(H_{0z})} \quad (6)$$

式(6)の位相角が測定できれば式(5)から γ の値が決まり、さらに式(4)から導電率を求めることができる。

なお、式(6)は SI 単位系の表示であるから、これを emu (electromagnetic unit: 実用単位) で書けば、次式のようになる。

$$\tan \phi \cong 2.461 f \sigma a^2 \times 10^{-6} \quad (7)$$

図-2 コイル間隔と見掛け比抵抗

図-3 γ と $\tan \phi$ の関係

また、セパレートコイル型の測定式は一般に次式で表される⁷⁾。

$$\rho = \mu_0 \omega s^2 (H_p / H_s) / 4 \quad (8)$$

ここで、 ρ は比抵抗であり、 $\rho = 1/\sigma (\Omega m)$ の単位をとる。ただし、 H_p : 1 次磁場強度、 H_s : 2 次磁場強度であり、 s は送受信コイル間隔である。

ここで、 $(H_p / H_s) \cong 1/\tan \phi$ に相当するので書き直すと、

$$\tan \phi = 1.974 f \omega s^2 \times 10^{-6} \quad (9)$$

となる。式(7)と式(9)を比べると a が s に、2.461 が 1.974 に代わっている。この定数の違いは単位変換上の違いであるが、式(7)ではコイル半径 a の 2 乗になっているものが、式(9)では送受信コイル間隔 s の 2 乗になっている。開発機では a が約 20cm で、セパレートコイル型では s が 100 cm となっているので同じパワーの送信コイルであれば、前者の方が受信電圧が大きくなる利点が考えられる。

2.3 開発機の仕様

新しく開発した CCEM 探査機の外観は写真-1 に示すとおりで、主な仕様を表-1 に示す。同軸コイルは、直径 20 cm のボビンの中間に受信コイルを巻き、その上下に送信コイルを互いに逆方向で巻いた誘導平衡コイルで製作され、コイル間隔を調節して 1 次磁場をほぼ完全にキャンセルできるように工夫されている。

2.4 探査深度

FDEM 法は電磁法¹¹⁾のひとつであるが、この手法における探査機の可探深度は測定周波数と探査機における 2 次

写真-1 CCEM 探査機の外観

表-1 CCEM 探査機の仕様

測定周波数 16ch	364, 256, 182, 128, 91, 64, 45.5, 32 22.8, 16, 11.4, 8, 5.7, 4, 2.8, 2 (kHz)
コイル	送信コイル: 直径20cm、巻数10回 受信コイル: 直径20cm、巻数40回
送信機	高周波リニアアンプ (送信電流: 正弦波4A)
受信機	DDS(Direct Digital Synthesizer)による 位相差検出回路: 位相ドリフト0.02度以下
寸法、質量	1100(L) × 400(W) × 250(H) mm、約15kg
データ通信	RS232Cケーブル(max50m)
計測ソフト	パーソナルコンピュータ制御 計測時間: 最速1分/測点
電源	AC100V(ポータブル発電機)

磁場の受信機の分解能に左右される。しかし、この分解能は 3 次元的な地盤を対象とする場合、比抵抗の分布が複雑になっていることがあるため、一定の分解能を規定することは困難である。

そこで探査深度の目安としてよく用いられるものに電子電気工学の分野で古くから利用されている表皮深度 d の考え方がある。これは、地表における磁場強度が $1/e \cong 0.37$ になる深度をいう。MT 法や CSAMT 法などの電磁探査法における探査深度の目安⁸⁾は式(10)で与えられるが、これは送信磁場より十分離れたファースフィールドにおける目安の式であるため、本法のようなニアフィールドの場を使うには問題がある。

$$d = 503 \sqrt{\rho / f} \quad (10)$$

FDEM 法は、測定周波数を変えてデータを取り、逆解析理論から絶対深度を知る手法であるため、実際の探査深度は逆解析結果で決まる。中心誘導法の原理¹²⁾では、半径 a のループでの見掛け比抵抗は、

$$\sigma_a \cong \frac{2 \tan \phi}{\pi \mu_0 a^2 f} \quad (11)$$

が成り立つ。しかし、文献では、周波数 f を高くし、正方形ループの 1 辺 ($2a$) をいろいろ変えて実験し、図-4 のような結果を報告している。この図からわかるように、例えば、 $a = 0.15m$ の場合、周波数が 20 ~ 200 kHz において位相角が 0.2 ~ 2 度の範囲をとる。 a が一定であっても、周波数を変えて測定すれば位相角 ϕ が変化するため、式(11)から見掛け比抵抗も変わることがわかる。このように周波数が高ければ、中心誘導法による同軸コイル型電磁探査機においても FDEM が成立している。

2.5 逆解析理論

n 層からなる水平多層構造上(図-5参照)に半径 a のループ

図-4 測定周波数による位相角

図-5 n 層構造上の円形ループ

プが置かれている場合の垂直方向の中心磁場は、式(12)で与えられる¹²⁾。

$$H_{0z} = \frac{aI}{2} \int_0^\infty \left(\frac{2\lambda}{\lambda + \lambda_1} + \frac{2\lambda_1}{\lambda + \lambda_1} B_1^{(n)} \right) J_1(a\lambda) \lambda d\lambda \quad (12)$$

ここで、時間因数 $e^{-j\omega t}$ は省略してある。式(12)中の J_1 は第1種変形ベッセル関数、 λ は積分変数である。 $B_1^{(n)}$ は角周波数 ω 、透磁率 μ_0 、各層の導電率 σ_i 、積分変数 λ の関数であり、

$$\lambda = \sqrt{\lambda^2 - j\omega\mu_0\sigma_i} \quad (i=1, 2, \dots, n) \quad (13)$$

を用いれば、 $B_1^{(n)}$ は、

$$B_1^{(n)} = \frac{-2\lambda D_n(\lambda_1, \lambda_n)}{(\lambda + \lambda_1) D_n(-\lambda_1, \lambda_n) - (\lambda - \lambda_1) D_n(\lambda_1, \lambda_n)} \quad (14)$$

で与えられ、式(14)中の $D_n(\lambda_1, \lambda_n)$ については次の漸化式が成立する。

$$D_n(\lambda_1, \lambda_n) = (\lambda_{n-1} + \lambda_n) e^{(\lambda_{n-1} - \lambda_n) h_{n-1}} D_{n-1}(\lambda_1, \lambda_{n-1}) + (\lambda_{n-1} - \lambda_n) e^{-(\lambda_{n-1} + \lambda_n) h_{n-1}} D_{n-1}(\lambda_1, -\lambda_{n-1}) \quad (15)$$

ここで、

$$D_2(\lambda_1, \lambda_2) = -(\lambda_1 + \lambda_2) e^{(\lambda_1 + \lambda_2) h_1} \quad (16)$$

である。なお、地盤の導電率が一樣な場合は $B_1^{(n)} = 0$ である。

式(15)、(16)の漸化式は、最下層の n 層から順次計算される。式(12)は、垂直磁場の理論解であるが、探査機ではこれに対応する測定磁場が求められる。この理論磁場と測定磁場による逆解析は、図-6に示すようなフローで非線形最小二乗法を基本とした電算処理で求められる。

一般に、地すべり地区のすべり面を構成する層の比抵抗は低い値になる。時には $10 \Omega \text{m}$ 前後の比抵抗を示す箇所もある。この目安からみると、測定周波数を 2 kHz まで下げると $10 \Omega \text{m}$ 地盤の場合は 50m 付近まで探査可能ということになる。また、地盤の比抵抗が高いほど、深い部分を測定できることになる。なお、セパレートコイル型の探査深度の実績は、 30m 程度が多い。地質によっては 50m まで探査できた実績があるが、本研究で検討している同軸コイル

図-6 逆解析の基本フロー

型では、強い中心磁場を利用しているため、より深い深度での計測が可能になる。なお、筆者らの開発した同軸コイル型電磁探査機は、測定周波数が16チャンネル(新旧型とも)であり、各チャンネルを順次変えることにより多周波で測定できる。すべてのチャンネルを測定するのに要する時間は1分程度である。そして、測定周波数が深度のパラメータとなっているので¹¹⁾、多周波で測定データをとる方式は鉛直方向の分解能をより細かくしていることになり、この点も FDEM 方式の特長である。

2.6 探査精度

2次磁場の位相角を測定すれば比抵抗が求められることは前述した。同軸コイル型では、受信機が位相角 ϕ を測定するように製作している。位相角の精度を検定した結果を表-2に示す。この表の値は機器の電源 ON 後30分(機器のウォーミングアップ後)の値である。この結果では、測定周波数によって異なる結果を得た。結果では、 $f=128 \text{ kHz}$ と 64 kHz とが最大位相差で 0.02 度を超えているが、測定周波数全体ではほぼ 0.02 度以下の値になっており、全体

表-2 位相角の精度試験結果

周波数 f (kHz)	364	256	182	128	91	64	45.5	32
位相角(度)	0.011	0.006	0.006	0.032	0.000	0.022	0.000	0.017
周波数 f (kHz)	22.8	16	11.4	8	5.7	4	2.8	2
位相角(度)	0.005	0.011	0.000	0.000	0.001	0.007	0.000	0.012

的に十分な性能はあると考えられる。

式(5)と式(6)とから γ の値がわかると他の係数は既知であるから、導電率 σ 、すなわちこの逆数である比抵抗 ρ を求めることができる。 γ の値は周波数 f によって変化するが、開発した探査機の測定周波数の上限は364kHzであり、下限は2kHzと設定した。これらの周波数に対する γ の値を送信コイル半径 $a=0.1\text{m}$ として計算すると、いずれも γ の値は $\gamma \leq 1$ となる。この場合、式(3)は簡略化できて式(5)のようになることは前述したとおりである。

表-2は位相計の電源投入30分後の測定位相角の時間変動の平均値を試験したものであって、各周波数で測定可能な最小位相角の目安である。いま、表-2に示した試験結果より位相差角の精度を $\phi = 0.02$ 度とすれば、 $\tan \phi = 3.49 \times 10^{-4}$ となるから、このときの導電率は、送信コイル半径を開発機と同じ $a=0.1\text{m}$ とすれば、周波数 $f=364\text{kHz}$ では $25.7\Omega\text{m}$ 、2kHzでは $0.14\Omega\text{m}$ となるので、かなりの低比抵抗を測定できることがわかる。地すべり土塊(土層)の比抵抗は低く¹³⁾、 $10\Omega\text{m}$ 前後で探査されることが多いが、この探査機の測定周波数で十分に測定可能であることがわかる。

2.7 セパレートコイル型と同軸コイル型の比較

2.7.1 磁場強度の比較

既存のセパレートコイル型は、図-1に示すように、送信コイルから中心間隔で1.0m離れた位置に受信コイルを置いている。これに対して、同軸コイル型は送信コイルの中心に受信コイルを置いて2次磁場強度を測定できる仕様になっている点で異なる。送信電流が同じであればコイル中心の磁場が最大であり、中心から離れるにつれておおむね $1/3$ 乗で磁場強度が減衰する。したがって、セパレートコイル型では同軸コイル型よりも磁場強度が小さくなる。この距離の影響について FEM 3 次元電磁解析によって定量的に評価した。この解析では、均質地盤を仮定して比抵抗は $100\Omega\text{m}$ 、コイル半径を開発機の 0.1m 、送信電流を 4A 、周波数 182kHz とした。また、最小メッシュサイズを 0.1m の円筒座標を用いて FEM 全体の寸法を直径 100m 、地盤層を 50m 、空気層を 50m とし、解析領域の周囲をすべて電気壁理論¹⁴⁾の対象条件を設定した。なお、送信コイルは円筒の中心で地表面に置かれているものとした。図-7に FEM 軸対称モデルの全領域の透視図を示す。解析結果である図-8のグラフの縦軸は深度(m)、横軸は磁場強度である。点線のグラフは距離 1m 地点直下の磁場強度(A/m)を示し、地表での値は、 $2.42 \times 10^{-4}(\text{A/m})$ となっている。コイル中心の地表での値は、図-8では表現できていないがコイル外周では $3.36 \times 10^{-3}(\text{A/m})$ となっている。この結果

図-7 FEM 軸対称モデル

図-8 電磁解析結果

からわかるように、コイル中心から 1m 離れると磁場強度は約 $1/10$ に減衰する、すなわち、セパレートコイル型は、同軸コイル型に比べ2次磁場強度は両者の比率から約 $1/10$ になっていることがわかる。この差は探査機の感度の良否になる。しかし、深度が深くなるにつれて両者の差は徐々に小さくなる。

2.7.2 実測データの比較

実際の現場において同軸コイル型とセパレートコイル型で測定し、両者の差を比抵抗分布図で比較検討した。測定は、静岡県にある白糸の滝近くの測線 ($L=35\text{m}$) において実施した。

図-9, 10に調査地の地形図(国土交通省国土地理院旧2万5千分1)および探査測線を示す。測定ピッチは 1.0m とした。測線の東端に位置する既往ボーリング B-1 の調査結果¹⁵⁾と FDEM 探査結果を照合した。解析は、セパレートコイル型と同軸コイル型で同じパラメータを用い、図-11に比抵抗分布図を並べた。

既往ボーリング B-1 は、上位から盛土、自破碎溶岩、溶岩、ローム、凝灰角礫岩の層序となっている。また、ボーリング水位記録によれば、B-1では地下水位が $\text{GL}-3.3\text{m}$ 付近にある。既往ボーリングと新旧の FDEM 探査結果から以下のことが言える。

- 開発した同軸コイル型による比抵抗分布図から区分した地層と B-1 の柱状図による地層区分はおおむね整合している。

- ・地下水位線に相当すると思われる比抵抗変化は、同軸コイル型では自破碎熔岩の下位で区分できるが、従来機では熔岩層の中間付近に表れ、ボーリングによる地層区分と比抵抗区分が一致していない。
- ・ローム層は一般に低比抵抗で表れるが、同軸コイル型ではこの層に対応する低比抵抗ゾーンを一部捉えるが、従来機では捉えていない。
- ・ボーリングにおける凝灰角礫岩とローム層との地層境界と同軸コイル型による比抵抗区分の境界がおおむね一致している。

なお、同軸コイル型の比抵抗分布図では、凝灰角礫岩のすぐ上位で低比抵抗の層が薄く分布するが、これらはローム層に似た火山灰の堆積物と思われる。

図-9 調査地

図-10 調査測線

(a) 従来機による比抵抗分布図

(b) 開発機による比抵抗分布図

図-11 従来機と開発機の比抵抗分布の比較

表-3 地質と比抵抗

地 質	比 抵 抗 (Ωm)									
	10 ⁻¹	5 × 10 ⁻¹	10 ⁰	5 × 10 ⁰	10 ¹	5 × 10 ¹	10 ²	5 × 10 ²	10 ³	5 × 10 ³
河 川										
地 下 水										
ボーリング泥水										
粘土・シルト										
砂混じり粘土										
砂・砂礫(乾)										
砂・砂礫(帯水)										
一般表土										
火山灰砂										
泥岩・粘板岩(乾)										
泥岩・粘板岩(湿)										
砂 岩										
硬 砂 岩										
凝 灰 岩										
凝灰角礫岩										
安 山 岩										
花 崗 岩										
石 灰 岩										
変 成 岩										

3. 地すべり地での探査事例

セパレートコイル型と同軸コイル型との比較探査では、後者は比較的深い位置にある薄いロームを捉えることがわかった。実際の地すべり地区で開発機の性能を見るための試験探査を行った。すべり地区の状況は以下で詳しく述べる。

3.1 比抵抗の解釈について

探査結果の比抵抗分布図を用いて地質構造を解釈する場合、一般に表-3¹⁶⁾や表-4¹⁷⁾のような文献資料を参考にする、あるいは既往ボーリング資料等を参考にする。沖積層については、表-3が適している。また、岩層については、表-4が用いられている。いずれにせよ同じ地質であっても比抵抗

には大きな幅があることに留意しなければならない。一般に、すべり面が泥岩層で粘土化されることが多く、表-3によると泥岩・粘板岩(湿)では、比抵抗は非常に幅が広く、およそ0.3~100(Ωm)の範囲が記されている。表-4によれば、泥岩ではおよそ6~500(Ωm)くらいであるが、筆者らの地表からの物理探査の測定実績ではおよそ数十(Ωm)前後であった¹⁸⁾。

3.2 調査地の概要

調査地は、徳島県三好市にある西井川地すべりとした。図-12は調査地周辺の地形図(国土交通省国土地理院2万5千分1)である。また、図-13に調査測線を示す。西井川地すべり地¹⁹⁾は、昭和48年11月下旬ごろ、木工団地設立を目指して切土して、現在建物が建っ

表-4 岩石と土の比抵抗

地 質	比 抵 抗 (Ωm)							大 分 類
	10 ⁰	5 × 10 ⁰	10 ¹	5 × 10 ¹	10 ²	5 × 10 ²	10 ³	
花崗岩								火成岩
まき土								
流紋岩類								
安山岩								中生代岩
玄武岩								
砂岩								
頁岩								
チャート								
石灰岩								変成岩
緑色岩								
互層(識別せず)								
砂質結晶片岩等								新第三紀層
泥質結晶片岩等								
砂岩・礫岩								
泥岩								第四紀層
凝灰岩								
互層(識別せず)								
粘土・シルト								
段丘礫層								
砂礫								
互層(識別せず)

図-12 調査地

図-13 調査測線

ている約南半分の地域を埋め戻して約50m×50mの平坦な土地造成を行ったところ、幅約60m、長さ約70mにわたって地すべりが発生した。この地すべり地は降雨に対応して間歇的に変動を繰り返し、現在は幅約130m、長さ約170mの地すべり地となっている。地すべり地の地形は、四国山地の吉野川右岸に面する斜面から派生する小規模の緩やかな尾根の中央部から西に向けた標高約180mから約230mの部分である。地質は、白亜紀の堆積岩類の和泉層群の砂岩帯が分布する。

図-12の範囲においておおむね吉野川を挟んで左岸側は、三波川変成帯の緑泥片岩が見られる。一方右岸側は、三波川変成帯に位置し、ボーリング記録より基盤岩は緑色片岩、あるいは黒色片岩が分布する。

この調査地では以前から何本ものボーリングが実施され、傾斜計や伸縮計、あるいは地下水位観測などが行われデータがかなり蓄積されている場所でもある。ボーリング調査はいくつかの年次について実施されているが、図-13において赤字で示した NO.1 から NO.14(うち NO.3 はなし)のボーリングでの記録が比較的充実している。同軸コイル型での測定点は、図-13の赤線の NO.11, NO.5, NO.2, NO.10, NO.4 の5点で探査するものとした。

3.3 探査結果と解釈

各測点の比抵抗柱状図とボーリング柱状図を測線断面で並べ図-14に示した。この図において、探査結果の比抵抗柱状図は、比抵抗の低い側を赤い暖色系で、高い側を青色の寒色系のグラデーションで表示している。ボーリング地点と探査箇所の標高が少し異なっているのは、地形の関係や障害物があったため探査機をボーリング地点に置けなかったことと、探査機を水平に置くために地ならし等をしたためである。これらの比抵抗柱状図において、上下層の比抵抗より急に比抵抗の低い層が探査されているが、これらの層の下面が想定したすべり面の位置になると思われる。これらは、図-14の比抵抗柱状図に示した最小比抵抗で探査されている層に相当する。例えば、ボーリング NO.11 の9Ωmの層や、NO.2 の13Ωmの層などである。

図-14において比抵抗による推定すべり面を赤の実線、ボーリングによる推定すべり面を青の点線で示す。図-14において、ボーリング結果によれば、およそ深度8m前後で軟弱粘土が見られる。これらの軟弱粘土の深度と N 値の分布を調べると NO.5 以外はすべて N 値が急に大きくなる深度に相当している。なお、ボーリング調査の N 値は、粘性土であっても、ほとんど10以上になっている。ボーリング記事によると、これらの粘性土層ではいずれも緑色片岩礫混じりとされていることから見て、10以上の値が記録されたものと思われる。とくに NO.5 地点は深い箇所まで低い比抵抗となっているが、ボーリング結果においても N 値は、比抵抗の低いわりに大きな値になっている。比抵抗の値からすれば全般的に軟弱な箇所となっていると思われるが N 値の大きさからすれば軟弱な箇所とは言えないようである。 N 値と比抵抗の相関性は一般的にあまりないようであるが、この問題については今後の課題であると思われる。

NO.2, NO.10および NO.4 の表層には、砂質土や土砂が分布するが、比抵抗分布の比抵抗が急変する深度付近ですべり面が存在すると推定できる。比抵抗柱状図より比抵抗が最も低い区間の下面とボーリング結果から推定したすべり面との位置関係はおおむね合っていると考えられる。表-5は末峯²⁰⁾によるパイプひずみ計観測結果から推定したすべり面の位置と低比抵抗ゾーンの下面深度を整理したものである。これらを比較すると、すべり面の位置がほぼ一致

図-14 比抵抗柱状図とボーリング柱状図の比較

している。なお、探査した場所の地形は、図-14からもわかるように標高差が激しく起伏のある場所であったため、物理探査としては非常に探査しづらかった。しかし、同軸コイル型では送受信コイルが同軸であるため、コイル中心の強い磁場が地盤に垂直に照射されていることから、探査結果はかなり薄い低比抵抗の層を捉え、また、地点間の地層深度や比抵抗分布の差を明瞭に捉えることがわかった。

4. 結 論

本研究では、セパレートコイル型電磁探査機の物理探査精度を向上するために、中心誘導法を取り入れた新しい同軸コイル型電磁探査機を開発し、その精度および実際の地盤での適用性について検証した。

本研究より得られた結果を以下に列挙する。

- ①セパレートコイル型と同軸コイル型の計測時の磁場強度の差を、有限要素法による3次元電磁解析を行って検証した。その結果、開発した同軸コイル型の探査機は、セパレートコイル型の約10倍の感度で計測できることがわかった。
- ②セパレートコイル型では、地盤の中にある数十Ωm以下の低比抵抗層を探査できる場合が少ないが、同軸コイル型によれば、実測データと地すべり地区の探査事例からもわかるように明瞭にすべり面と推定できる10Ωm前後の低比抵抗ゾーンを探査することが確認できた。
- ③地すべり地区の探査事例では、パイプひずみ計とボーリ

表-5 ひずみ計によるすべり面の深度

ボーリング位置	NO.11	NO.5	NO.2	NO.10	NO.4
パイプ歪計による深度(m)	6.9	8.3	7.5	7.5	11.0
比抵抗分布による深度(m)	7.0	9.2	10.5	8.7	12.5

ング調査から判断できるすべり面の位置は主に地層境界で見られ、同軸コイル型の探査結果では比抵抗が急変するような地層境界付近をすべり面として捉えることができた。

④また、同軸コイル型では、深度十数mに存在する低比抵抗のロームの薄層などを、実際の層厚におおむね似たような層厚で探査できていること(図-11のローム層の低比抵抗探査)から見ても分解能が明らかに向上し、セパレートコイル型より細かい地層変化を解釈できることになり、十分実用性のあることが確認できた。

⑤FDEMは、測定周波数が低いほど磁場の減衰は小さく、より深くまで届き、高い周波数は早く減衰する性質を持っているので、周波数を変えることで探査深度をコントロールできるのが特長である。したがって、探査深度に応じた周波数の探査機を整えれば、浅部から深部までの探査深度に対応することが可能となる。

⑥今後の課題としては、より深い深度まで探査するには、より強い電磁波を発信して地質構造を評価することが考えられる。その方法としては、送信コイル電流をさらに強くする、あるいは、位相差の検出精度をさらに上げるなどが考えられる。また、測定周波数をさらに下げて測定するこ

とで探査深度をより深くすることも可能である。

謝辞 本報告に関して、FDEM 探査の測定現場のご案内とご協力を頂きました「静岡県環境衛生科学研究所富士山地下水プロジェクトスタッフ」の方々にここに記して厚く感謝いたします。

引用文献

- 1) 佐々恭二(2007)：地すべりダイナミクスの発展，京都大学防災研究所年報，No.50, A, pp.93-109.
- 2) 千木良雅弘(2006)：地すべり・崩壊の発生場所予測—地形と地質からみた技術の現状と今後の展開，土木学会論文集C, Vol.62, No.4, pp.722-735.
- 3) 山崎新太郎・千木良雅弘(2008)：泥質片岩の風化メカニズム，および，風化と地すべりの関係について；四国三波川帯の不攪乱ボーリングコアを用いた解析，地質学会誌，Vol.114, No.3, pp.109-126.
- 4) 藤田壽雄(1997)：地すべり防止対策の現状と今後の課題，地盤工学会，土と基礎，Vol.45, No.6, pp.1-4.
- 5) 林義隆・國限定・太田英将・飯室明夫(2007)：地すべりとリスクマネジメント—金融工学的手法を用いた地すべり防止工法の評価と地すべり防止対策終了後に関する安定度評価手法の検討—，日本地すべり学会誌，Vol.43, No.6, pp.18-24.
- 6) 足立紀尚・木村亮・多田智・宮本和男(1988)：地すべり抑止杭の抑止機構に関する研究，京都大学防災研究所年報，No. 31.
- 7) 片山辰雄・小里隆孝・加藤裕将・楠見晴重・松岡俊文(2009)：周波数領域電磁探査法の開発と河川堤防調査への適用性，地盤工学ジャーナル，Vol.4, No.4, pp.331-340.
- 8) Cagniard, L.(1953)：Basic Theory of the Magneto-Telluric Method of Geophysical Prospecting, *Geophysics*, Vol.18, issue 3, pp.605-635.
- 9) Burke, H. E.(1995)：磁気現象ハンドブック，河本修監訳，共立出版，p.186.
- 10) 清野武・吉住永三郎・谷口敬一郎・空知公二(1955)：中心誘導法による地下構造の探査について，電気評論，Vol.43, No.1, pp.1-7.
- 11) 物理探査学会(1989)：図解 物理探査，pp.64-65.
- 12) 長谷川健・吉住永三郎・角田晴信(1982)：電磁誘導法の研究，物理探鉱，Vol.35, No.4, pp.1-7.
- 13) 谷口敏雄・藤原明敏(1970)：地すべり調査と解析，理工図書，pp.31-36.
- 14) 棚橋隆彦(2005)：微分形式と有限要素法，三恵社，pp.11-13.
- 15) 富士宮市(2011)：白糸の滝周辺地下水流調査，ボーリング柱状図B-1 ほか.
- 16) 土質工学会編(1974)：岩の工学的性質と設計・施工への応用，p.56.
- 17) 災害科学研究所編(2001)：地盤の可視化と探査技術—比抵抗高密度電気探査法の実例，鹿島出版会，p.6.
- 18) 新潟大学災害復興科学センター・環境総合テクノス(2012)：七五三掛地すべり調査(FDEM探査).
- 19) 末峯章(1980)：地すべり発生機構に関する二・三の知見，京大防災研究所年報，Vol.23, B-1, pp.345-355.
- 20) 末峯章(2004)：地すべり発生時の地下水の観測事例，*J. of the Jpn. Landslide Soc.*, Vol.41, No.1, pp.43-48.

(2012年 5 月28日受付，2012年10月25日受理)

Jour. Japan Soc. Eng. Geol., Vol.54, No.2, pp.62-71, 2013

Development of Electromagnetic Method with Coaxial Coil and Its Applicability to Landslide Investigation

Tatsuo KATAYAMA, Takahiro WATANABE, Takayuki KOZATO, Gen FURUYA,
Akira SUEMINE and Makoto NISHIGAKI

Abstract

Since seventy percent of countries are mountain ranges in Japan, and there is also much rain, the present condition is that landslides have occurred in many domestic areas. In such a slope disaster, when carrying out design construction of the preventive measures, it is necessary to grasp the geological structure of an object area. Generally, it is mainly investigated by the drilling survey which is able to check a stratum certainly. However, if it is going to hold the geological condition of the whole foundation which a landslide has produced, many drilling surveys are required, and it takes much cost and time. From the former, exploration tools, such as elastic wave exploration and resistivity tomography, are applied. However, development of more compact and simple investigation system is made into pressing need.

In this research, in order to measure the low resistivity layer in near a landslide side, a compact measurement machine is developed, and its precision for measurement was checked at the actual site by comparison with drilling surveys. This machine is improved from electromagnetic method with separate coil to electromagnetic method with coaxial coil based on central induction method. Moreover, the applicability of the method in real ground was examined.

Key words : landslide investigation, electromagnetic method, central induction method, resistivity prospecting.