

電磁気法探査 (EM 法探査) 技術の現状と展望

— 地震探査との統合型解析に向けて —

後藤 忠徳* 三ヶ田 均*

Current Research Status and Future of Electromagnetic Survey Methods towards Integrated Analysis with Seismic Methods

Tada-nori GOTO* and Hitoshi MIKADA*

Abstract

Electromagnetic (EM) methods have been developed for estimating the apparent resistivity or conductivity of material composing subsurface structure depending on survey objectives, while seismic methods are applied mainly to understand geological structure or stratigraphy. Magnetotelluric subsurface sounding (MT) methods are proven tools detect high-conductivity anomalies in the Earth's interior; controlled source EM (CSEM) methods detect high-conductivity anomalies; and, nuclear magnetic resonance (NMR) methods estimate "the mean free path" of hydrogen atoms in various molecules composing underground materials. Regarding methodologies, EM methods frequently applied in practice are: (1) natural source MT methods, (2) artificial source MT or EM methods, and (3) borehole EM methods. The fundamental principles of these methods can be summarized as measuring the induction effects of a survey target using a natural or artificial electromagnetic source. Finally, we investigate examples of recent EM approaches in connection with seismic methods and discuss the integration of survey data from both methods as a key to exploring underground structures not only in terms of stratigraphic interpretation but also for estimating material physical properties.

Key words : electromagnetic methods (EM methods), magnetotelluric methods (MT methods), VLF methods, joint inversion, rock physical property

キーワード : 電磁気法 (EM 法), マグネトテルリック法, VLF 法, ジョイント・インバージョン, 岩石物性

I. はじめに

地下構造探査では、反射法探査や屈折法探査など地震学的手法を用いた方法がよく知られている。これらの手法では、自然地震や人工地震を用い、探査の対象となる地下構造を伝播する地震波の走時や反射波などの後続波に注目した解析が行われる。こうした地震探査の成果により、地震層

序学など、構造地質学との境界領域の研究が発展した。地震学を適用することで、例えばインバージョン・テクトニクス構造のような地下構造の成因解明の道が拓けている (佐藤, 1996)。近年は地質構造解釈や活断層の活動度評価を行う際にもしばしば用いられる (例えば, 佐藤ほか, 2001)。地下構造推定がいまだに困難な火山・地熱地域を除けば、堆積岩環境にある地域では、地震探査に

* 京都大学大学院工学研究科

* Kyoto University, Graduate School of Engineering

より詳細な構造地質学的解釈が可能である。さらに、近年の地震防災、地下資源の有効利用といった分野においては空間的な分解能の高さに加えて、人間のライフサイクルに近い時間スケールで変化する地下物性を高い時間分解能で把握したいとする要求が存在する。数10年から100年単位で巨大地震の発生する地震発生帯に生じる地震準備過程の解明、生産により油田・ガス田に数年単位で地下の空隙を満たす流体の石油・ガスから地層水への置換など、可視化することの叶わない地下深部において、これまで把握することの困難であった地下の物性変化を捉えることが求められている(三ヶ田, 2008)。

近年の地震学においては、断層面のアスペリティと流体の存在の関係に注目が集まっている。また上述のとおり、資源工学では地下の空隙に存在する流体の置換を把握することが資源開発に重要であることが示されている。こうした断層面や貯留層などの変化を地震探査の手法により解明する努力が継続されているが、実は流体の存在や変化により敏感に反応するのは電磁気学的現象なのである。資源工学においては、岩石の電気比抵抗と孔隙率および孔隙の水飽和率を実験的に定式化した「アーチャー (Archie) の法則」が石油探査を定量化された高度な調査方法に変えることに成功した。対象物と観測点の距離に依存するが、地震波トモグラフィーでは流体により数%変化する地震波速度を議論するのに対し、比抵抗では数倍以上の変化で捉えることが可能な場合がある。しかしながら、地震探査が効果的であったこともあり、電磁気探査は火山・地熱地帯の探査など地震探査の困難な地域や地下水や環境の探査などを除き主たる探査手法としての地位を確立していない。実は地震探査同様に、人工的に発生させた電磁場信号を利用した(あるいは自然信号も用いた)地下の探査が可能なのである。

掘削孔を利用し地下の地層や孔隙を満たす流体を精査する検層と呼ばれる手法では、地震学・電磁気学などを用いるすべての探査手法を統合的に解釈することが一般的に行われている。しかし検層に比較し空間スケールの大きな地表からの地下

構造探査では、掘削による岩石サンプルが必ずしもあるわけではなく、統合的な手法が発達していない。もし同一の地下構成物質を異なる手法で推定している場合、双方を統合的に解釈することは構造解釈の精度向上にとり重要である。いわゆるEM法は、波動方程式を直接解かず地下の電磁誘導現象を利用して、電場・磁場あるいは双方を測定し地下構成物質の比抵抗や物性値を導くために用いる方法の総称である (Sheriff, 2002)。本解説では、近年脚光を浴びつつあるこの電磁気探査 (EM探査) の中で、自然および人工の信号源に注目し、検層分野を含め現在行われている探査手法を紹介し、今後どのような発展が考えられるかを議論する。

II. 電磁気探査の必要性と原理

地表における重力や磁力のポテンシャル分布からそれぞれ地下の密度異常や磁化異常が、地表の変形から地下の圧力源あるいは体積変化が議論される。こうした地下の異常体の検出方法や地下の状態変化の検出に加え、地震波や電磁気を用いた探査では、現象を支配する方程式の時間依存項を用いることにより、より解像力の高い調査が可能である。帯水層や断層破碎帯などに伴う地下水(間隙水)の分布や、石油・天然ガス・金属資源などの探査を目的とする場合は、地震波探査以外の手法による地下構造可視化が必要な場合がある。例えば海底下のフリーガス(気体状のメタン)層の上面は海底擬似反射面 (BSR) と呼ばれる特殊な地震反射面としてイメージされることが知られ、メタンハイドレート分布の指標として利用されている。しかしながら、メタンハイドレート濃取層の上下面にはそれほど明瞭な地震波反射面は認められないだけでなく、BSRが認められない海域でも、相当量のメタンハイドレートの存在が示唆される場合もある (Paull *et al.*, 2000)。したがって、ある単一の探査方法のみで地下構造を可視化するのではなく、調査対象物に対して敏感な物理現象を利用した物理探査法を適正に選択あるいは組み合わせて利用する必要がある。

本稿で解説する電磁気探査は、主に地中の電気

の通りにくさ（比抵抗：単位は Ωm ）の分布を可視化する物理探査法である（比抵抗の逆数である電気伝導度＝単位は S/m が用いられる場合もある）。比抵抗とは電気抵抗率とも呼ばれる物性値であり、 $1m$ 立方の岩石の電気抵抗に相当する。比抵抗は岩石中の伝導性物質の量に依存する。例えば金・銅・石墨などは $10^{-5}\Omega m$ 以下の低い値を示すのに対して、石英や長石などは $10^7\Omega m$ よりも高い値を示す（高倉, 1998）。また間隙水・マグマ・湿潤状態の粘土鉱物は高い導電性を示すが、石油・ガス・氷はほぼ絶縁体である。つまり、岩石の電気伝導度は、金属資源・地下水・粘土鉱物・石油・ガスなどの存在を示す指標となりうる。電気伝導度を左右する伝導性物質は複数あるため、実際の地質解釈などには電磁気探査と地震波探査・検層などが組み合わせて行われることが理想的である。

電磁気探査は目に見えない電磁気現象を用いた物理探査法であるが、その原理は直感的には理解しやすい。例えばコイルに磁石を近づけたり遠ざけたりすると、コイルには電磁誘導によって電流が流れる（図1）。地球でも同様の現象が発生している。太陽活動の変化に伴って電離層には交流電流が自然に流れている。あるいは地表などで人工的に交流電流を流す。すると地表付近には交流的な磁場変動が発生する。これが先ほどの磁石の上下に相当する。それに伴って地中には誘導電流が発生する（図1）。残念ながら各深さの誘導電流の大きさを直接測定することはできないが、そのかわりに誘導電流によって2次的に発生する交流的な磁場信号や電場信号を地表などで受信することは可能である。こうして電磁誘導現象を利用して地球（大地）という電気回路の特性（特に比抵抗）を知る探査法を、一般に電磁気探査と呼んでいる。

電磁気探査では電磁場の周波数特性を利用して、深さ方向に比抵抗分布を知ることができる。誘導電流は地表などから地中へと伝わっていくが（図1）、地下で電流が流れると電磁場のエネルギーの一部は熱となり失われていくため、誘導電流の振幅は地下深くでは減衰する（図2）。誘導

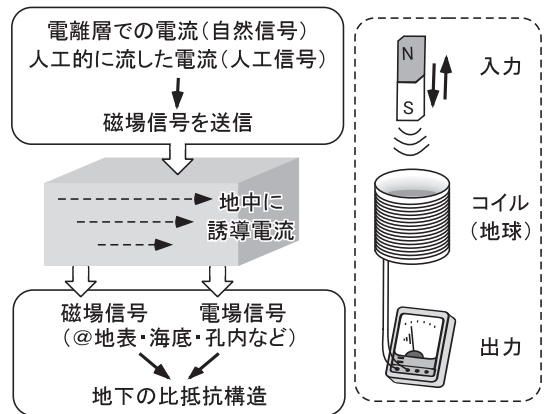


図1 電磁気探査の原理の概念図。

Fig. 1 Diagram of electromagnetic sounding method.

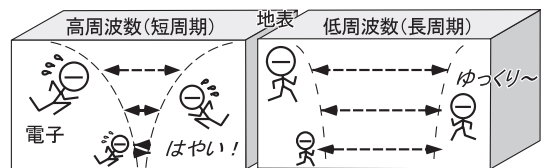


図2 地中での誘導電流の減衰の様子。高周波数の磁場変動によって誘導される電流は地下の浅い部分で減衰してしまうが、低周波数の場合は深くまで届く。

Fig. 2 Schematic drawing of the attenuation of induced electric current. Although induced an electromagnetic field with high-frequency oscillation cannot penetrate the deep interior below the surface, lower-frequency electromagnetic induction can reach greater depths.

電流の変動周波数が高くなれば、熱となり失われるエネルギーは大きくなるため、誘導電流は地下の浅いところで減衰しきってしまう（図2左）。この性質を利用して、高い方から低い方へと受信電磁場信号の周波数を徐々に変化させれば、探査深度を徐々に深くすることができ、深さ方向の比抵抗分布を知ることが可能となる。ただし単一の周波数の電磁場変動から得られる比抵抗の情報は、地表面～ある深さまでの“平均的値”あるいは“見かけの値”であることに注意してほしい。

実際に地下の比抵抗構造を定量的に議論するためには、幅広い周波数帯にわたって電磁場信号を受信した上で、数値モデリングなどによる地下構造解析が必要である。現実的には測定周波数も観測地点数も限られるため、非常に薄い層の比抵抗を電磁気探査のみで決定することは困難な場合がある。その際には反射法地震探査の結果などから層厚をあらかじめ与えることがある (Jones, 1987)。

電磁気探査では、誘導電流が発する磁場信号を受信する場合と、電場信号を受信する場合がある。磁場信号を受信する電磁気探査は、一般的に地下の低比抵抗体に敏感であるといわれている。誘導電流は低比抵抗体で大きく流れ、その結果発生する2次磁場も大きいからである。例えば後述するMT法で最もよく決まる地下構造のパラメータは、低比抵抗層のコンダクタンス=電気伝導度×層厚である (Jones, 1992)。一方、電場信号を受信する電磁気探査では(磁場を受信しなくても“電磁気探査”である)、高比抵抗体に感度が高いといわれている。オームの法則からわかるように、一定振幅の誘導電流に対しては比抵抗が高いほど発生する電場信号は大きくなるためである (山根, 2008)。したがって、探査対象物がその周辺よりも低比抵抗なのか高比抵抗なのかによって、どのような電磁気探査が効果的かは変わってくる。

III. 電磁気探査の方法

1) 自然信号を用いた電磁気探査

自然の電磁気変動を利用した受動的な電磁気探査は、1地点で探査可能な簡便さや低周波数の電磁場変動を用いた探査深度の深さから様々な探査対象に用いられている。その一つである地磁気地電流法 (Magnetotelluric 法: MT 法と略) の原理と実際の観測の概念図を図3に示した。まず太陽活動の変動によって電離層にシート状の水平電流変動が発生する。それによって発生する磁場変動 (1次磁場) は地中に誘導電流を引き起こす。誘導電流は図3のような閉回路を考えると水平成分のみとなる。このとき地表での電場の大きさ

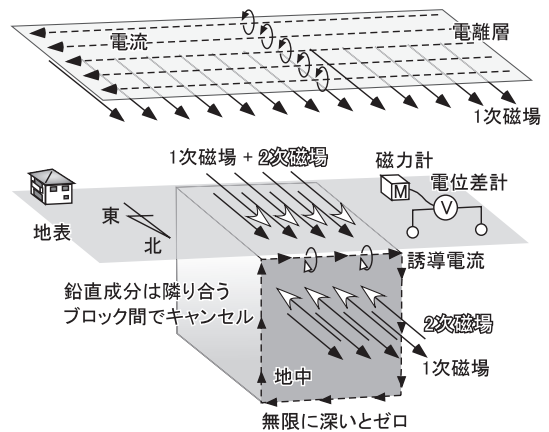


図3 MT法の概念図。実線矢印は磁場、点線矢印は電流を表す。1次磁場は電離層起源の電流によって発生した磁場、2次磁場は地中を流れる誘導電流により発生した磁場である。詳細は本文を参照のこと。

Fig. 3 Basic concept of magnetotelluric sounding. Solid and broken arrows indicate magnetic field and electric current, respectively. Primary and secondary magnetic fields are generated by an electric current flowing in the ionosphere and underground, respectively. Details are described in the main text.

は、オームの法則から「誘導電流の強さ×大地の比抵抗」に比例する。一方、地表の磁場変動は誘導電流の強さに比例して発生する2次磁場を含んでおり、間接的には誘導電流の強さを反映している (2次磁場は地中では1次磁場を打ち消している)。したがって地表で電場と磁場の両方を測定すれば大地の比抵抗を知ることができる。さらに電磁場の周波数依存性 (図2) を用いることで、深さ方向に比抵抗分布を知ることが可能となる。実際には電場と磁場の間に位相差もあるため図3はあくまで概念図であるが、定性的にはこのような理解で十分であろう。

近年のMT法を用いた探査では、鉛直方向のみならず水平方向の地下比抵抗不均質も可視化するために、多くの地点で電磁場を計測する。図4では省略したが、各地点では磁場3成分および水平電場2成分を計測し、地下構造の電氣的走向の情報等を得る。最終的には各地点の各測定方

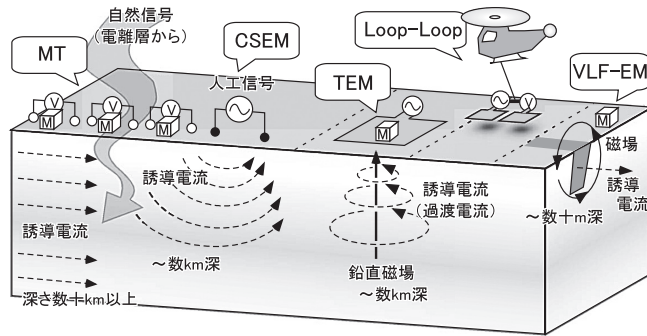


図 4 自然および人工信号を用いた種々の電磁気探査。実線矢印は磁場，点線矢印は電流を表す。おおよその探査深度も記した。

Fig. 4 Various electromagnetic sounding with natural and controlled sources. Solid and broken arrows indicate magnetic field and electric current, respectively. Approximate sounding depths are also shown.

向・各周波数で得られた大地の“見かけの”比抵抗などを入力とする数値モデリングを行い，2次元の（いわゆる金太郎飴的）あるいは3次元的な地下比抵抗構造解析を行う。MT法の探査深度は数100 m～数10 kmであるが，さらに高周波数の電磁場変動を用いたAMT法やVLF-MT法を用いれば，探査深度は数10 mまで浅くできる。一方で，低周波数の電磁場変動を用いた深さ数100 kmのマントル調査の例もある（例えば，Booker *et al.*, 2004）。探査深度が深くなるほど測定周波数は低くなり観測期間が長くなるが，探査深度が10 km程度であれば，近年の測定装置の進歩により，観測期間は1地点につき最短1日程度でよい。したがって，少数の観測装置を移設しつつ100地点規模のMT探査を行うことが可能となっている。さらに電磁場ノイズを除去するための手法（リモートリファレンス法：内田ほか，2008に実例）や，観測点直下の極浅部の不均質構造によるデータの歪み（スタティック効果やディストーション）を取り除く手法，地下構造の逆解析（2次元・3次元インバージョン）等が普及し，MT探査による地下構造の決定精度は1990年頃以降格段に向上している（地下構造の複雑さによるが，対象深度の数分の1程度の水平・鉛直分解能を有していると筆者は考えている）。

MT法の適用範囲は地熱調査，活断層調査，地質調査など幅広い。例えば地熱調査の場合，地熱貯留層の上の不透水層は粘土鉱物によると思われる低比抵抗層を形成し，その下の相対的な高比抵抗層が地熱貯留層であるケースが報告されている（例えば，Asaue *et al.*, 2006）。これに基づいて同様のMT探査が世界各地の地熱地域で実施されている。活断層調査としては，サンアンドレアス断層のMT探査が有名である。Unsworth *et al.* (1997) や Unsworth and Bedrosian (2004) は断層を横切る測線上でMT探査を行い，断層に沿って地表面付近～深さ3 km程度まで幅1 km以上の低比抵抗帯（数 Ωm ）が存在することを示した。低比抵抗帯は断層破碎帯内部の高含水率のためと考えられており，MT探査は活断層の活動度の情報を提供するであろう。さらにUnsworth *et al.* (2000) では，断層を挟んで東西に高比抵抗域と低比抵抗域が接している様子が示されている。活断層を挟んで比抵抗構造が大きく変化する例はたびたび報告されており（例えば，Goto *et al.*, 2005），活断層の発達と上部地殻構造の関連性が示されている。地質調査の場合は，低比抵抗の堆積層と高比抵抗の基盤層の分布調査例が多い。例えば高倉ほか（1997）では，MT探査によって堆積盆の形状や堆積層の内部構造が把握されている。またIchihara *et al.* (2008) では

表層地質と整合的な堆積層の褶曲構造を推定しており、褶曲構造と地震発生の関係を議論している。さらに深部では、低比抵抗な下部地殻の存在 (Jones, 1992; 内田ほか, 2008) や、低比抵抗を示すマントルおよび相対的に高比抵抗である沈み込んだ海洋プレートの分布も MT 探査の結果に基づいて議論されている。例えば Patro and Egbert (2008) は 3 次元インバージョンを用いて、米カスケディア地方の下部地殻や上部マントルの比抵抗不均質構造を明らかにしている。このように MT 探査によって、下部地殻の流体や伝導性鉱物、マントルの温度や部分熔融の情報が得られる (例えば, Bedrosian, 2007)。以上の MT 探査で共通していえることは、低比抵抗体の検出に長けているということである。

MT 探査は陸上のみならず、海底でも行われている。1970 年代以降、海底に設置する電位差磁力計 (Ocean-bottom Electromagnetometer: OBEM) を用いた海洋 MT 法が海底下のマントル構造調査に適用されてきたが、近年は海洋地殻の構造調査にも用いられている (その概要は Baba, 2005)。例えば Key *et al.* (2006) では、海底下 1 ~ 5 km の岩塩体を海洋 MT 探査で捉えることに成功している。また海溝から沈み込んでいく海洋プレートと陸側の境界周辺の比抵抗構造もイメージされている (木村ほか, 2005)。以上の MT 法の原理や探査結果の詳細については Jones (1992), 村上 (1998), Constable (2007) などをご覧いただきたい。

2) 人工信号を用いた電磁気探査

自然信号を用いた電磁気探査は簡便で探査深度も深い。人工信号を用いた電磁気探査も必要である。例えば陸上の都市域付近では電磁気ノイズが多く、自然信号による MT 法では観測誤差が大きくなる。また自然の電磁場変動を待つ必要があるため、観測期間が長くなる傾向がある。海洋 MT 法の場合は、海底直下を探査できるような高周波数の自然信号は海水中で減衰して海底には届かない。一方、低周波数の自然信号 (例: < 0.1 Hz) であれば海底まで届くが海底直下で都合よく“止まる”ことはできず海底下数 km 付近まで

浸透してしまうため、それより浅い海底下の構造を見ることは困難である。効果的な方法は、海底付近に高周波数の人工信号源を配置することである。これら陸上や海底での欠点を補うべく、種々の人工信号を用いた電磁気探査法が開発されている。以下に代表的なものを紹介する (図 4)。

2-1) CSEM (Controlled Source EM) 法

大地や海水中に接地した送信ダイポールに人工的に交流電流信号を流し、このとき発生する電磁場信号を離れた観測点で受信する電磁気探査法である。陸上では送信電流の情報を用いずに、受信された磁場・電場のみを用いて MT 法を行うことが多く、CSMT 法・CSAMT 法 (CSAMT の “A” は Audio-frequency の頭文字) と呼ばれている (図 4 のように送信ダイポールの延長上に測線を配置するのではなく、送信ダイポールと直交方向に測線を配置するのが一般的である)。CSMT 法は金属資源調査・地熱調査・地質構造調査などで広く利用されている (菱田, 1998)。ただし送信ダイポールに流れる電流は MT 法で仮定するシート状の電離層電流とは異なるため、送受信距離が短い場合や低周波数帯では解析結果が歪むことが知られている (ニアフィールド効果)。このため高周波数帯をもっぱら利用しており、探査深度は数 km 以下に限られている。ただし近年は後述する海洋 CSEM 法の成功も受けて、送受信信号双方を用いた陸上 CSEM 法が開発がなされつつある。

近年は、石油調査などを目的とした海洋 CSEM 法の適用が広がっている。海洋 CSEM 法では、船で海底付近の送信ダイポールアンテナ (図 4 と同様に両端に電極) を曳航しつつ、海底電位差磁力計 (OBEM) で人工信号を受信する。送信ダイポールの位置や電流変動データと OBEM での受信電場を周波数解析することで、低比抵抗である海水や堆積物に比べて 1 桁以上高比抵抗な石油・ガス層を検出することができる (Constable, 2006; 山根, 2008)。Constable and Srnka (2007) では油ガス層をターゲットとした海洋 CSEM 探査が 3 例紹介されており、2 例では油ガス層を高比抵抗としてイメージできた。1

例ではイメージできなかったが、実は油ガス層は塩水で満たされていたことがわかっており、海洋 CSEM 法の油ガス層探査における重要性を際立たせている。現在、海洋 CSEM 探査は石油会社を中心として世界各地で行われているが、本手法はそもそも科学目的で開発されたものである（例えば海嶺下の溶融帯イメージ：MacGregor *et al.*, 2001）、今後様々な目的に適用されていくであろう。なお海洋 CSEM 法の探査深度は送信電流周波数だけで決まるのではなく、送受信間距離にも依存する。この点は直流電気探査に似ている。また水深が浅い場合は、ニアフィールド効果に似た「エアウェーブ」の影響を考慮する必要がある（山根, 2008）。そのような欠点を補うため、陸上や海洋での CSEM 探査時には深部探査用に自然信号を用いた MT 探査を行って、人工・自然両信号の結果をジョイントして逆解析する場合もある。

2-2) TEM (Transient EM) 法

CSEM 法とは異なり、受信電磁場の時間的な変化（周波数領域ではなく時間領域：Time-Domain EM = TDEM 法とも呼ばれる）を用いる電磁気探査法である。ループアンテナに流している直流電流を遮断すると、それまで地中に存在していた直流磁場を維持しようとして地中には電流が流れ始める（過渡電流：図 4）。このとき発生する過渡電流の強さに応じて鉛直方向に磁場が発生する。過渡電流は地下深部ほど長時間流れるので、人工電流遮断直後～一定時刻経過後の磁場変動を連続測定すれば、地下浅部～深部の比抵抗情報を得ることが可能となる。TEM 法の特徴はループアンテナからの 1 次磁場遮断後に 2 次磁場だけを精度よく観測できる点である。このため送受信間距離が近くても探査深度を大きくすることができる。探査深度はループの大きさによって異なるが、数 m ～数 100 m である。また TEM 法では磁場を用いることが多く、陸上での MT 法・CSEM 法でしばしば問題となる地表直下の不均質構造の影響（スタティック効果）は現れない。TEM 法は金属探査や地下水調査で使用されている（例えば、遠藤, 1998; 和田, 1998）。これは

受信磁場が低比抵抗体に感度が高いためである。なおループアンテナのかわりに送信ダイポールを使う場合もあり、LOTEM (Long-offset TEM) 法と呼ばれることがある。LOTEM 法の場合は送受信距離を大きくすることにより、探査深度を 10 km 程度まで深くすることができる。また近年では海洋や陸上の CSEM 法でも周波数領域だけでなく時間領域の解析もなされつつある。

2-3) Loop-Loop 法

送信ループに交流電流を流して 1 次磁場を発生させ、地中の誘導電流が発生する 2 次磁場を受信ループで測定する電磁気探査法である。TEM 法と似ているが、CSEM 法と同様に周波数領域での解析を行うことが特徴である。また送信コイルには絶えず交流電流が流れているため 1 次磁場は受信コイルでも測定されるが、これを電氣的にキャンセルして 2 次磁場のみを精度よく測定する工夫が施されている。これによって小型な装置構成が可能となるため、ヘリコプターに搭載する空中電磁探査によく使用されている（図 4）。図 4 では鉛直ループで送受信を行っているが、水平ループで送受信する場合も多い。探査深度は数 m ～数 100 m である。適用例は幅広く、金属資源探査（菱刈鉦山の発見には空中電磁探査の貢献が大きい：菱田・武田, 2004）や地下水調査などに利用される。例えば中里ほか（2004）では、空中電磁法を用いた広域比抵抗探査により、地すべり災害予測のための崩壊素因分布調査を行っている。また火山体の地下構造を把握するために、空中磁気探査とあわせて空中電磁探査が行われることも多い（例えば、大熊ほか, 2002）。これらの調査例に共通するのは、急な斜面や山岳を含む広域での浅層比抵抗構造のイメージ化である。無論、陸上での探査も行われており、例えば光畑（2006）では Loop-Loop 法の探査結果から沿岸域の地下水の塩分濃度を見積もっている。

2-4) VLF-EM 法

VLF 帯（3 ～ 30 kHz）の超長波の電波を用いた最も簡便な人工電磁気探査法である。本来は通信目的のものであり、日本では宮崎県えびの市の送信所から定常的に送信されている。送信局から

十分離れた地域では、VLF帯の電波は電離層電流からの1次磁場と同じように水平成分が卓越する平面波と見なせるので、信号源の扱いが簡便である。このVLF帯の信号を用いたMT法がVLF-MT法であり、表層～深さ数10mの平均的比抵抗をマッピングする手法としてしばしば用いられる。西谷(1995)では、VLF-MT法を用いたマッピングにより古墳内部に高比抵抗を示す物体の存在を予測している。同様にトンネルのような空洞調査(西谷, 1998)や地表付近の活断層調査(Yamaguchi *et al.*, 2001など)なども行われている。一方、VLF帯の磁場変動のみを用いたVLF-EM法は、地下の誘導電流集中域で形成される円状の磁場分布を磁力計で検出し、水平方向の比抵抗不均質を探し出す探査法である(図4)。VLF-EM法は活断層の構造調査や金属パイプのような地下埋設物の検出に利用されている。VLF-EM法は磁場のみを用いているため、Loop-Loop法と同様に空中電磁探査への応用も可能である。最近ではVLF帯よりも高周波数の電波(40kHz, 60kHz: 日本標準時を放送するJJY局から送信)も利用されつつあり、より高解像度の埋設物調査も試みられつつある(山崎ほか, 2008)。

3) 孔井における電磁気探査

地下構成物質や孔隙に含まれている物質の性質を調査する目的で、電磁気現象を扱う調査には、地層の比抵抗を測定する電磁検層(インダクション検層)、核磁気共鳴検層、ケーシング腐食測定検層などの物理検層がある。核磁気共鳴は誘導電流を生じない現象であるため、狭義には上述のEM法の分類には含まれないが、流体の存在に起因する電磁気学的現象を測定する手法であることからこの節に収録した。

3-1) 電磁検層

この検層方法は地層の比抵抗値を求めるために用いられる。データ解析は煩雑であるが、基本となる物理的メカニズムは定性的に極めて理解しやすい電磁誘導である。図5のように孔井内部でコイルにより磁場を発生させると、孔井の周囲を一周する円環状の電流(フォーコーク電流あるいはグ

ラウンド・ループ電流)が流れる。この誘導電流の流れる位置および強度は、孔井を取り巻く周辺地層の比抵抗値およびその分布に依存する。フォーコーク電流が流れると、この電流を打ち消すように孔井沿いに誘導磁場が発生するため、この誘導磁場を測定することにより地層の比抵抗が求まるという方法である(池田・西, 1998)。発生させる磁場の周波数、誘導磁場を測定するコイルの位置などを変化させることにより、孔井からの距離と比抵抗値を推定することが可能である。また、測定装置が直接孔壁に触れることがなく、測定時の障害が発生し難いという長所がある。また極めて基本的な電磁誘導現象を利用した測定方法である。

3-2) ケーシング腐食測定検層

地層圧により孔井が閉塞することを防止するため、孔井にはケーシングが挿入される。このケーシングは場所によっては、時間とともに腐食することがある。このため、ケーシングの腐食を捉えるための測定が行われる。この腐食部分にも電磁誘導を利用した探査が行われる。原理は一次コイル(信号源)による磁場の印加による渦電流(誘導電流)の発生と、ケーシング厚の変化やピンホールなどのケーシングの傷などで発生する漏れ磁束の二次コイルによる測定である(図6)。特徴として、腐食という時間変化を伴う現象を対象とするため、繰り返し探査(タイムラプス探査)が重要視されている点がある。数cmという空間スケールの異常を検知するためのLoop-Loop法の一つと考えることもできる。

3-3) 核磁気共鳴検層

核磁気共鳴を利用した測定は、脳ドック装置など医療機関で使用される装置がよく知られている。医療用装置と同様に、地層などの測定対象に含まれる水素原子が自由に移動できる可能な範囲を推定するため、核磁気共鳴現象が利用される(図7)。地層内部にある水素原子は、地層を構成する砂泥の分子の一部(マトリックスの水素)として、あるいは地層水・石油・ガスなど孔隙を満たす流体の分子の一部として存在する。さらに後者の水素原子は、自由に動ける流体(自由流体)

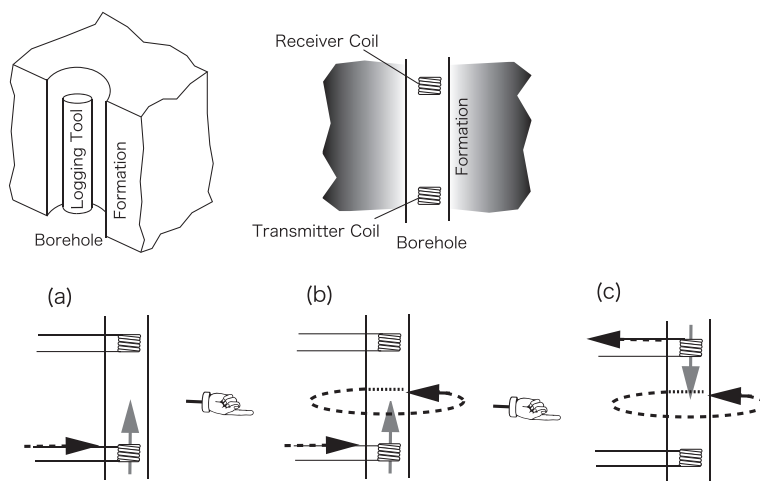


図 5 掘削孔において地層の比抵抗を測定する際の地層断面および機器位置 (左上). 機器の中には送信コイルおよび受信コイルが装備されている (右上). 送信コイルに電流を流すと磁場が形成され (a), この磁場により掘削孔を一回りする誘導電流 (グラウンド・ループ電流あるいはフーコー電流と呼ばれる) が流れ (b), この誘導電流を打ち消す誘導磁場形成により受信コイルから電流が出力される (c). フーコー (Foucault) 電流の強度は送信コイルから出力される磁場強度および地層の比抵抗により決まるため, 出力電流から地層の比抵抗を推定することができる.

Fig. 5 Vertical cross-section of the formation at a borehole and location of induction logging tool (Top-left). The tool is equipped with both transmitter and receiver coils (Top-right). When a magnetic field is created through the transmitter coil (a), induced electrical current called a ground-loop or Foucault current flows through a ring circuit surrounding the borehole (b). Finally, an induced magnetic field is formed to prevent the Foucault current at the receiver coil and produces an output electrical current (c). Because the output current is produced as a function of input magnetic field and the apparent resistivity of the formation, the latter can be estimated.

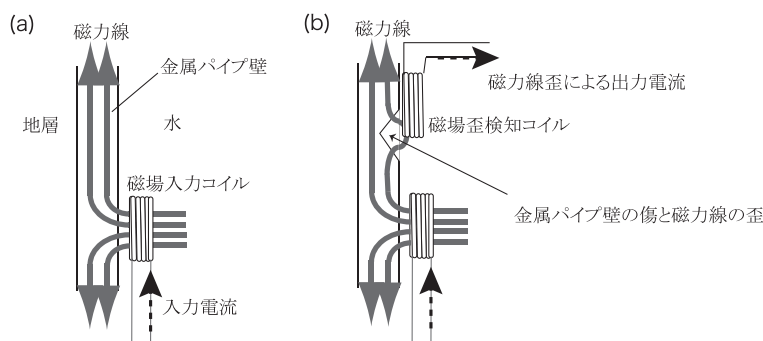


図 6 鉛直の掘削孔内においてパイプ壁の腐食や傷を検知するための測定機器動作原理図. パイプ壁に腐食も傷もない状態では, 磁場を入力した際に, 入力コイルからあまり離れていないパイプ沿いには直線的な磁場が形成される (a) が, 腐食や傷ができると, 磁場に水平方向の歪が生じる (b). この水平方向の磁場を検出すれば, 腐食や傷の位置および大きさを測定することができる.

Fig. 6 Mechanism for detecting corrosion or scarring of casing in a vertical hole. When a magnetic field is formed through an input coil, lines of magnetic force runs straight through the casing pipe wall at an appropriate distance from the input coil (a). The lines of magnetic force deviate at the locations of corrosion or scarring and have a component perpendicular to the axis of the hole detected by the output coil (b). Detecting the strength of such a deformed magnetic field indicates the location and the order of corrosion or scarring.

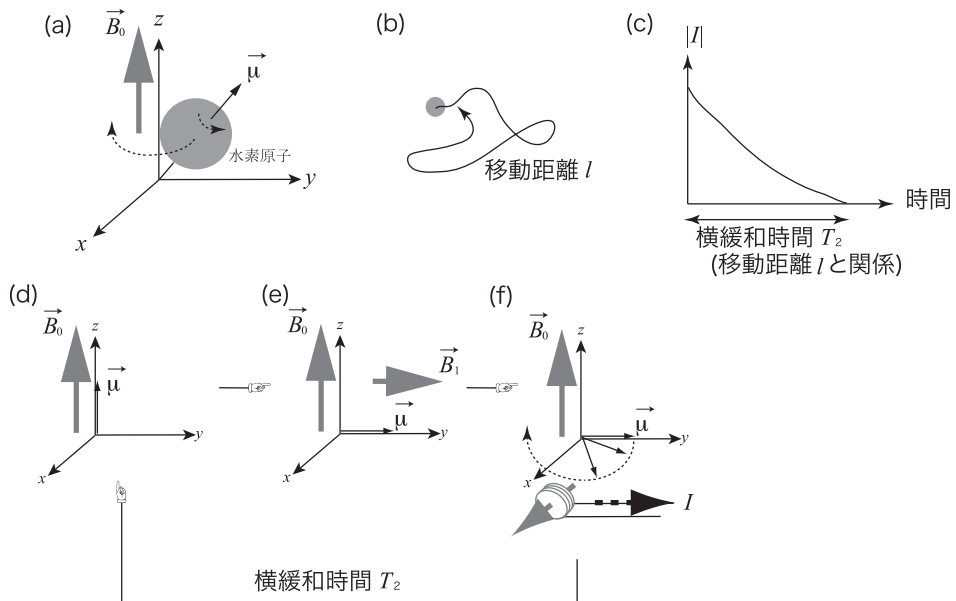


図 7 水素原子はスピニングしているため、磁気モーメント ($\vec{\mu}$) を有する。水素原子は、 z 軸方向の静磁場 (\vec{B}_0) 中におかれると、しばらく z 軸の廻りに Larmor 周波数で回転し (a)、ある時間後に静磁場の向きにスピニング軸が揃う (d)。この状態の時に y 軸方向の Larmor 周波数あるいはパルス状の磁場 (\vec{B}_1) を与えると、 y 軸方向にスピニング軸が向く (e)。この磁場 (\vec{B}_1) を取り去ると、(a) の場合と同様に軸の廻りに Larmor 周波数で回転しながら (d) に戻っていく (e)。水素原子という磁気モーメントが回転するため、その動作は磁場変化として捉えられ、検知コイルから電流 I が出力され (f)、その強度は時間とともに減衰する (c)。この減衰時間は (f) から (d) に戻る時間であり、横緩和時間 (T_2) と呼ぶ。横緩和時間は水素原子の状態を反映し、この水素原子を含む分子の動き回れる移動距離に関係することが知られている (b および c)。

Fig. 7 A hydrogen atom has a magnetic moment ($\vec{\mu}$) due to its spinning motion. The axis of the spinning atom starts the precession motion of the Larmor frequency around the z -axis, when a static magnetic field (\vec{B}_0) is applied (a). After a while, the magnetic moment is aligned in the direction of z -axis (d). When a pulse echo or sinusoidal magnetic field (\vec{B}_1) with the Larmor frequency is added in the direction of the y -axis, the magnetic moment is then aligned in the direction of y -axis (e). Removing the magnetic field (\vec{B}_1) results in the precession field returning to the state (d) with a transversal relaxation time (T_2) from the state (f). The relaxation time is a function of the length of the free path of a molecule that includes the hydrogen atom (b and c).

と粘土などに含まれて自由に動けない流体（結合流体）の一部を構成している（双地層水モデル：Clavier *et al.*, 1984）。核磁気共鳴検層は、測定した核磁気誘導現象の差異で、水素原子が自由に移動できる可能な範囲を推定し、水素原子をこのマトリックス、自由流体、結合流体の水素に分類する。

水素原子など原子番号が奇数の原子核は、スピニング運動により磁気モーメントをもつ。そのため、外部より磁場（静磁場）が印加されると、磁場方

向にすべての原子のスピニング軸が揃うことになる。この状態で静磁場に直交する方向に静磁場より弱いパルス磁場あるいは交流磁場（二次磁場）を与えると、ある時間後にはすべての原子のスピニング軸が静磁場に直交した方向に対し揃うこととなる。二次磁場を取り去ると、原子のスピニング軸は静磁場方向に対し回転しながら静磁場方向に戻っていく。この際に原子の回転により磁場が変化する核磁気誘導現象が発生し、その磁場変化をコイルで測定し、水素原子のスピニング軸回転のみに起因する

磁場変化を捉えることができる。二次磁場除去後の水素原子による磁場変化継続時間を横緩和時間 (T_2) と呼び、この横緩和時間は水素原子の状態を強く反映する。水素原子を含む分子の可動範囲と T_2 の長さに良い相関があり、マトリックスの水素に比較し流体の水素は長い T_2 をもつ。さらに結合流体の水素に比較し、自由流体の水素の T_2 は長い (西ほか, 1998)。この性質を利用し、 T_2 から地層孔隙内部の流体量 (孔隙率) を測定するだけでなく、その流体を結合流体および自由流体に分類することが可能となる。さらに、炭酸塩岩などの二次孔隙を有する岩石を除くと、地層内の流体の浸透率も推定することが可能となる。Nakashima and Kikuchi (2007) では、核磁気共鳴検層結果を他の検層結果との統合解析により、孔井を横切るフラクチャーの厚さを推定するなどの踏み込んだ解析を実施しており、 T_2 というパラメータの付加による探査の応用範囲の広がりも期待できる。最近の事例については、中島 (2008) のレビューがある。

IV. 電磁気探査と地震探査

電磁誘導現象を用いた探査は、地震探査と同様に、物理学の基本原則を適用し人間のアクセスできない対象領域の情報を得ようとするリモートセンシング手法の一つである。自然に発生するあるいは人工的に発生させた電場や磁場により誘導される電流や磁場の情報を取得し、対象となる地下構成物質の性質を推定する。地震探査では弾性に関する情報が得られ、電磁気探査では電気比抵抗 (あるいは電気伝導度) に関する情報が得られる。この両者から直接的に得られる物理量は異なる物性値を反映しているが、地下構造という観点から考えた場合、はたして異なる構造を見ているのだろうか？

物理検層では、電磁氣的測定も地震学的測定も、評価対象は同じであり、地層の孔隙率、孔隙を満たす不混和性流体の相対的量比など、探査の直接的な目的物理量を推定するための手段となる。したがって、電磁氣的な探査結果も、地震学的な探査結果も、他の各種物理測定の結果と合わ

せ、ジョイント・インバージョンという測定のすべてを説明可能な方法で解析される。実は直接的に測定される物理量は目的とするパラメータではなく、本来求めたい地層の岩石物理学的なパラメータに置換されることで、対比が可能となっているのである。

近年、資源工学の分野では、地震探査では得られない構造や地下の物性変化を捉えるため、電磁気探査に注目が集まっている (例えば, Carcione *et al.*, 2007)。そして、地震探査・電磁探査のデータを同時に用いるジョイント・インバージョン手法の研究 (Chen *et al.*, 2007) などの研究成果がではじめている。こうした研究では、検層解析で行われている方法と同様に、孔隙率・水飽和率と電気比抵抗の Archie の式に加え、例えば Raymer-Hunt-Gardner の式 (Carcione *et al.*, 2007) や Gassmann の理論を利用 (Carcione *et al.*, 2007; Chen *et al.*, 2007) した地震波速度と孔隙率の関係を利用し、電磁気探査および地震探査から得られるデータを関連づける試みがなされている。Chen *et al.* (2007) では、他にも Biot の理論 (例えば, Russell *et al.*, 2003) から得られる多孔質媒質の地震波速度から地層中の流体に含まれるガス飽和率の計算も行なっているだけでなく、地震波の反射係数の入射角依存性を利用し、比抵抗から得られる孔隙率およびガス飽和率と関連づけ、インバージョン計算に取込んでいる。また、電磁気探査として分類はされていないが、レーダー探査から推定される電磁波位相速度と地震波探査で得られる地震波速度の関係を実データから経験的に求め、その関係を用いて地震波走時トモグラフィーを行った研究 (Linde *et al.*, 2008) もある。以上の新しいアプローチに認められる手法は、次のどちらかに分類することが可能である。

- (1) 電磁氣的な物理パラメータと地震学的な物理パラメータを経験的に関連づけ、どちらかのデータ解析における拘束条件として用いる (Linde *et al.*, 2008)。
- (2) 検層解析におけるアプローチ同様に、電磁氣的・地震学的測定結果に関する物理モ

デルや経験式から孔隙率や飽和率などの岩石物理学的パラメータに変換し、双方のデータを同時に処理するジョイント・インバージョン手法を適用する (Carcione *et al.*, 2007; Chen *et al.*, 2007; Eidsvik *et al.*, 2008)。

どちらのアプローチでも、物理的にデータを説明可能なモデルや探査対象に適切な経験式を選択し、得たい岩石物理学パラメータに関する冗長性をもたせることで、インバージョンの安定化を図る点に特徴がある。また、ジョイント・インバージョンの手法も、最小二乗法的な手法に加え、ベイズ決定理論的な方法も適用されている。後者では、経験的な拘束条件を付加することも可能であり、今後の電磁気学探査・地震探査双方の探査技術や解析技術の発展により、さらに安定した岩石物理学パラメータ推定につながる余地を残している。

前述したとおり、地震探査は地震層序学の発展につながり、その地震探査を高精度化する目的の中で電磁気探査の重要性が認識された状態にある。今後、地震探査結果との統合化の傾向が強まることがEM法探査の普及に重要な鍵となることが予想される。

V. まとめ

本報文では、EM探査（電磁気探査）と総称される手法が、電磁気学的な入力信号に対する探査対象の電磁誘導現象を扱う手法であることを説明し、その例としてMT法、CSEM法、TEM法、Loop-Loop法、VLF-EM法や物理検層の分野で用いられる電磁検層、ケーシング腐食測定検層、核磁気共鳴検層を取り上げ、それぞれの動作原理および特徴を概説した。例えば自然信号を用いたMT法のように低比抵抗体に感度の高い手法から、高比抵抗体検知を目的としたCSEM法など、探査目的に合わせた調査方法が発展している。こうした電磁気探査の今後の方向性として、地下の構造地質学的な解釈のみならず、地下構成物質の物性を取得することが望まれていること、さらに萌芽的に、地震学的手法とのジョイント・イン

バージョン的なデータ処理手法が発展しつつある現状を説明し、探査手法の高度化だけでなく、解析手法の発展が望まれることを述べた。弾性学を基礎とする地震学と構造地質学から地震層序学が派生したように、今後の電磁気学と地質学・地震学から統合化された新たな分野の研究が進み、人類のアクセスの困難な地中の物性解明が容易となる日がいずれ到来することを望んでいる。

謝辞

本稿の執筆機会を与えて頂いた東京地学協会笠原順三編集委員長、ならびに東京地学協会編集委員会の皆様に感謝いたします。また投稿原稿に対し有益なご指摘をくださった匿名の査読者2名に感謝の意を表します。

文献

- Asaue, H., Koike, K., Yoshinaga, T. and Takakura, S. (2006): Magnetotelluric resistivity modeling for 3D characterizing the geothermal reservoirs in the western side of Mt. Aso, SW Japan. *Journal of Applied Geophysics*, **58**, 4, 296-312.
- Baba, K. (2005) Electrical structure in marine tectonic settings. *Surveys in Geophysics*, **26**, 701-731.
- Bedrosian, P. (2007): MT+, Integrating magnetotellurics to determine Earth structure, composition and processes. *Surveys in Geophysics*, **28**, 121-267.
- Booker, J., Favetto, A. and Pomposiello, M.C. (2004): Low electrical resistivity associated with plunging of the Nazca flat slab beneath Argentina. *Nature*, **429**, 399-403.
- Carcione, J.M., Ursin, B. and Nordskag, J.I. (2007): Cross-property relations between electrical conductivity and the seismic velocity of rocks. *Geophysics*, **72**, E193-E204, doi:10.1190/1.2762224.
- Chen, J., Hoversten, G.M., Vasco, D., Rubin, Y. and Hou, Z. (2007): A Bayesian model for gas saturation estimation using marine seismic AVA and CSEM data. *Geophysics*, **72**, WA85-WA95, doi:10.1190/1.2435082.
- Clavier, C., Coates, G. and Dumanoir, J.L. (1984): Theoretical and experimental basis for the dual water model for the interpretation of shaly sands. *SPE Journal*, **24**, 153-167, doi:10.2118/6859-PA.
- Constable, S. (2006): Marine electromagnetic methods: A new tool for offshore exploration. *The Leading Edge*, **25**, 438-444.
- Constable, S. (2007): Geomagnetic induction studies. in *Geomagnetism* edited by Kono, M., *Treatise on Geophysics*, **5**, Elsevier, 237-276.
- Constable, S. and Srnka, L.J. (2007): An introduction

- to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration. *Geophysics*, **72**, WA3-WA12.
- Eidsvik, J., Bhattacharjya, D. and Mukerji, T. (2008): Value of information of seismic amplitude and CSEM resistivity. *Geophysics*, **73**, R59-R69, doi:10.1190/1.2938084.
- 遠藤康雄 (1998): ティサパ鉱山. 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 1034-1035.
- Goto, T., Wada, Y., Oshiman, N. and Sumitomo, N. (2005): Resistivity structure of a seismic gap along the Atotsugawa Fault, Japan. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **148**, 55-72.
- 菱田 元 (1998): CSAMT 法. 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 334-340.
- 菱田 元・武田哲一 (2004): 北薩地域の金鉱床探査における物理探査結果とその解釈. 地質ニュース, **601**, 56-63.
- Ichihara, H., Honda, R., Mogi, T., Hase, H., Kamiyama, H., Yamaya, Y. and Ogawa, Y. (2008): Resistivity structure around focal area of the 2004 southern Rumoi-Nanbu Earthquake (M6.1). *Earth, Planets and Space*, **60**, 883-888.
- 池田直継・西 将利 (1998): 地球電磁気学に関わる検層. 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 657-661.
- Jones, A.G. (1987): MT and reflection: An essential combination. *Geophysical Journal International*, **89**, 7-18.
- Jones, A.G. (1992): Electrical conductivity of the continental lower crust. in *Continental Lower Crust* edited by Fountain, D.M., Arculus, R. and Kay, R. W., *Developments in Geotectonics*, **23**, Elsevier, 81-144.
- Key, K., Constable, S. and Weiss, C. (2006): Mapping 3D salt using 2D marine MT: Case study from Gemini Prospect, Gulf of Mexico. *Geophysics*, **71**, B17-B27.
- 木村俊則・芦田 讓・後藤忠徳・笠谷貴史・三ヶ田均・真田佳典・渡辺俊樹・山根一修 (2005): 南海トラフ沈みこみ帯の地殻比抵抗構造. 物理探査, **58**, 251-262.
- Linde, N., Tryggvason, A., Peterson, J.E. and Hubbard, S.S. (2008): Joint inversion of crosshole radar and seismic traveltimes acquired at the South Oyster Bacterial Transport Site. *Geophysics*, **73**, G29-G37, doi:10.1190/1.2937467.
- MacGregor, L., Sinha, M. and Constable, S. (2001): Electrical resistivity structure of the Valu Fa Ridge, Lau Basin, from marine controlled-source electromagnetic sounding. *Geophysical Journal International*, **146**, 217-236.
- 三ヶ田 均 (2008): 近年の物理探査の技術動向—一時空間スケールの重要性—. 石油技術協会誌, **73**, 20-27.
- 光畑裕司 (2006): 電磁探査法による海岸平野における高塩分地下水調査—一九九里浜平野における例—. 地学雑誌, **115**, 416-424.
- 村上 裕 (1998): 平面波の入射と層状大地. 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 306-310.
- 中島善人 (2008): 核磁気共鳴物理探査技術の最近の動向. 地質ニュース, **644**, 7-13.
- Nakashima, N. and Kikuchi, T. (2007): Estimation of the apertures of water-saturated fractures by nuclear magnetic resonance well logging. *Geophysical Prospecting*, **55**, 235-254, doi:10.1111/j.1365-2478.2006.00596.x.
- 中里裕臣・黒田清一郎・奥山武彦・伊藤吾一・佐々木裕 (2004): 地すべり危険度区分における空中電磁法の適用性. 農業工学研究所技報, **202**, 197-204.
- 西 将利・川村善久・三ヶ田 均 (1998): 放射線及び核物理学的検層. 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 661-668.
- 西谷忠師 (1995): 地磁気地電流法を用いた八女市岩戸山古墳の探査. 電子情報通信学会技術研究報告, **95**, 190, 21-25.
- 西谷忠師 (1998): VLF-MT 法による地下比抵抗構造探査. 秋田大学工学資源学部素材資源システム研究施設報告, **63**, 73-80.
- 大熊茂雄・中塚 正・高倉伸一・森尻理恵 (2002): 有珠火山地域における空中電磁・磁気探査—有珠2000年噴火に関連して—. 火山, **47**, 533-546.
- Patro, P.K. and Egbert, G.D. (2008): Regional conductivity structure of Cascadia: Preliminary results from 3D inversion of USArray transportable array magnetotelluric data. *Geophysical Research Letters*, **35**, L20311, doi:10.1029/2008GL035326.
- Paull, C.K., Matsumoto, R., Wallace, P.J. and Dillon, W.P. (2000): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **164**.
- Russell, B.H., Hedlin, K., Hilterman, F.J. and Lines, L.R. (2003): Fluid-property discrimination with AVO: A Biot-Gassmann perspective. *Geophysics*, **68**, 29-39, doi:10.1190/1.1543192.
- 佐藤比呂志 (1996): 日本列島のインバージョンテクトニクス. 活断層研究, **15**, 128-132.
- 佐藤比呂志・伊藤谷生・池田安隆・平田 直・今泉俊文・井川 猛 (2001): 活断層-震源断層システムのイメージングの意義と現状. 地学雑誌, **110**, 838-848.
- Sheriff, R.E. (2002): *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*, 4th Ed. Society of Exploration, Tulsa, OK, USA, 429p.
- 高倉伸一 (1998): 岩石地層の電気的性質. 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 244-247.
- 高倉伸一・中神康一・光畑裕司・村山隆平 (1997): 新潟県東頸城地域の比抵抗構造の石油地質学的解釈—MT法と基礎試錐のデータに基づいて—. 石油技術協会誌, **62**, 59-68.
- 内田 利弘・Yoonho Song・Tae Jong Lee・Seong Kon Lee・Seong-Keun Lim (2008): 済州島におけるMT法調査—超長距離リモートリファレンスの適用. 地質ニュース, **644**, 44-53.
- Unsworth, M.J. and Bedrosian, P.A. (2004): Electrical resistivity at the SAFOD site from magnetotelluric

- exploration. *Geophysical Research Letters*, **31**, L12S05, doi10.1029/2003GL019405.
- Unsworth, M.J., Malin, P.E., Egbert, G.D. and Booker, J.R. (1997): Internal structure of the San Andreas fault zone at Parkfield, California. *Geology*, **25**, 359-362.
- Unsworth, M.J., Bedrosian, P.A., Eisel, M., Egbert, G.D. and Siripunarvaporn, W. (2000): Along-strike variations in the electrical structure of the San Andreas Fault at Parkfield, California. *Geophysical Research Letters*, **27**, 3021-3024.
- 和田一成 (1998): 地下ダム. 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 1113-1117.
- Yamaguchi, S., Murakami, T. and Inokuchi, H. (2001): Resistivity mapping using the VLF-MT method around surface fault ruptures of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan. *The Island Arc*, **10**, 296-305.
- 山根一修 (2008): 油ガス田探鉱における海洋電磁法の適用可能性. 石油・天然ガスレビュー, **42**(2), 55-73.
- 山崎鍾史・尾西恭亮・三ヶ田 均・小西尚俊 (2008): JJY 標準電波を用いた浅層 EM 探査に関する研究. 物理探査学会第 118 回学術講演会講演論文集, 247-250.
- (2008 年 12 月 8 日受付, 2008 年 12 月 10 日受理)