

海底熱水鉱床の時間領域電磁探査法の研究
Study on the Marine TDEM
for the ocean bottom hydrothermal deposits

2017年2月

早稲田大学大学院 創造理工学研究科
地球・環境資源理工学専攻 探査工学研究

中山 圭子

Keiko NAKAYAMA

ABSTRACT

Urgent development of the ocean bottom hydrothermal mineral deposits is considered to be one of the important provisions against impending depletion of resources, and relating geophysical tools are strongly demanded. Electrical and electromagnetic technologies are most commonly applied to the onshore mineral explorations, but the technology for the ocean floor is not yet established.

Our research team has been developed new marine geophysical methods using Time Domain Electro-Magnetic (TDEM) technology with ROV (remotely operated vehicle). Because of the limited sizes of the ROV and low positioning accuracies, the less dependent characteristic of the TDEM methods to the offset of transmitter and receiver compared to the frequency domain methods is one of our main reasons choosing this technology. Three types of the system (moving, fixed and towing types) were designed and assembled to perform the practical experiments at Ogasawara and Okinawa areas. Those systems are proved to be practical although more improvements such as the technologies to eliminate the effects of the motion and EM noises of the ROV are among the important issues. In this paper, the results of the following studies are explained in detail.

- How to perform the highly accurate TDEM measurements at the ocean bottom.
- How to establish the accurate and efficient data processing.

Firstly, the electrical properties of the core samples from the ocean bottom deposits were evaluated to analyze the TDEM results, and the differences between Ogasawara and Okinawa areas were clearly defined. High IP effects of the samples were also recognized among the electrical and magnetic properties of the cores.

Secondary, the required dynamic ranges and resolutions of the TDEM data were clarified through the 3D numerical simulations and water tank experiments. Through the water tank experiments, it was shown that the TDEM methods can also detect the very conductive ore deposits even surrounded by the conductive salt water, and it is clearly shown that the profile of the data precisely indicates the conductive targets.

Thirdly, various noise patterns were extracted from the data obtained from the shallow ocean experiment site and actual deep ocean bottom deposit areas. After the noise frequency and the range affected by the noise were defined, technologies for relieving those noises were developed. The coincident loop measurements are proved to be lower in noise than magnetic field measurements. The methods to reduce the noise from the motion of the ROV were also developed and proved to be effective.

Lastly, the new practical formula of the apparent conductivity and image depth for the ocean bottom measurements are also derived, enables us the TDEM data to be processed more simply and quickly.

The developed technologies were applied to the actual TDEM survey at known Okinawa hydrothermal areas and accurate data can be obtained, and clearly detected even buried ore deposits beneath the ocean bottom. Moreover, the IP effects of the seabed minerals by the coincident loop measurements could be observed.

要約

近年、日本周辺海域に賦存する鉱物資源・エネルギー資源などに対して、資源の新たな供給源としての期待が高まっている。海底熱水鉱床については、(独)石油天然ガス・金属鉱物資源機構、(独)産業技術総合研究所、(独)海洋研究開発機構等による調査によって、沖縄トラフ及び伊豆・小笠原海域において、多くの徴候が発見され、その分布水深が700~1,600mと世界的にみて浅く、大西洋中央海嶺に分布するものと比べて金、銀の品位が高いことなどから、技術的・経済的に開発に有利であるとされている。それらの海底熱水鉱床の開発に向けた経済性の評価の点から、また地質学、鉱物学、生物学といった科学的な見地から、海底熱水鉱床の連続性や広がりについての詳細な情報が求められており、詳細な海底下の構造を把握するための技術として、電気・電磁探査に対する期待は大きい。中でも陸上の鉱床探査で広く利用されている時間領域電磁探査法(TDEM法)は極めて有望な技術として、注目されている。筆者が参加している早稲田大学の研究チームではTDEM法を海底鉱床の調査に応用することを主眼とした研究開発が進めており、モデル実験の相似則を応用して、小さいループと高速のサンプリングによって低比抵抗環境の問題を軽減し、送信と受信を一体として遠隔型無人探査機(ROV)を利用した海底電磁探査方式が開発された。本論文は、これらの研究をさらに進めて、ROVを利用した海底TDEM法をより実用的な探査システムとするために、ノイズ軽減による探査精度の向上と、データ処理法についての検討結果をまとめたもので、次の8章から構成されている。

第1章は序論であり、本研究の背景として日本国内の海底熱水鉱床についての調査の最近の動向と、海底熱水鉱床を対象とした電磁探査法についての課題をまとめたうえで、本研究の目的と概要について述べた。

第2章では電磁探査の探査指標となる海底熱水鉱床鉱石の電気・磁気特性について検討した。サンプルの比抵抗と充電率の計測結果に化学分析、X線分析を合わせることによって、母岩と鉱石の電気特性には有意な差があること、鉱石の電気特性は海域によって異なること、鉱石の電気特性の違いは含まれる鉱物によるものであることがわかった。

第3章では3次元数値シミュレーション実験によって海底TDEM法の応答と海底熱水鉱床への感度について調べ、測定に必要とされる精度(ダイナミックレンジや分解能、ノイズレベル)について明らかにした。

第4章では大型水槽実験によって、低比抵抗の媒質で囲まれた環境下での測定においても、TDEM法によって低比抵抗の鉱床の検知が可能であることを確認し、プロフィール測定結果の作図や、リファレンス点を使用したデータ処理が可能かつ有用であることを示した。

第5章では、浅海域や実海域での実測データより各種ノイズを抽出して、ノイズの周波数範囲や、影響を受ける空間的範囲、強度を評価し、軽減方法を検討した。その結果、ROVと測定システムのクリアランスをとること、リファレンスデータを補正に使用することとした。またコインシデントループ測定は磁場測定よりもノイズの影響が少ないこと、揺動ノイズは解析に問題ない程度まで軽減できることがわかった。

第 6 章では、迅速な解釈を目的に、簡便な処理によって、海底下の鉱石に由来する電磁異常を抽出するデータ処理方法を検討した。プロファイル図に見掛導電率と、擬似深度を導入することによって、短時間で取得されたデータの解釈が可能になり、現場での調査の意思決定に大いに役に立つ実用的なシステムとすることができた。

第 7 章では 5 章、6 章で行った検討結果を実海域調査に適用した結果、精度の良いデータが得られ、プロファイル図と電磁異常の 3D マッピングによって、調査地の海底熱水鉱床に起因する電磁異常を把握することができた。既存のボーリング結果との対比によって、本手法が、海底面のマウンドのみならず、堆積層の下に存在する鉱化体の探査に有効であることが実証された。さらに海域でも陸域と同様に硫化物鉱石の IP 効果の影響をとらえることができた。

第 8 章は結論であり、本研究で得られた成果をまとめて示した。

付録には、TDEM 法の説明、海底 TDEM 探査装置、ROV を利用した海底 TDEM 法について記載した。また、本文に載せきれなかった図を入れた。

本研究により、ROV を利用した TDEM 法の測定精度ならびに、データ処理・解釈の技術が向上し、海底下の熱水鉱床の立体的分布や連続性を把握できるための実用性の高い技術を確立することができた。さらに実海域データの処理結果には鉱石の充電効果 (IP 効果) を示す顕著な特徴が認められ、深海底においても時間領域電磁探査を使用して IP 効果の計測が可能であることが明らかになった。このことは、今後の電気・電磁的手法を用いた海洋鉱物資源探査にきわめて有益な指針を与えるものである。

目次

ABSTRACT

要約

目次

1 章	序論	1
1.1	研究の背景	1
1.2	日本国内の海底熱水鉱床	2
1.3	海底熱水鉱床を対象とした TDEM 法の現状と課題	4
1.4	本研究の目的	6
1.5	本研究の概要	6
2 章	海底熱水鉱床の電氣的・磁氣的特性の把握	8
2.1	はじめに	8
2.2	サンプルの概要	9
2.3	測定項目と手法	10
2.4	測定結果	16
2.5	考察	30
2.5.1	海域による硫化鉱の電気特性の違いの要因	30
2.6	まとめ	35
3 章	海底 TDEM 法の数値実験	36
3.1	はじめに	36
3.2	数値実験仕様	37
3.3	数値実験結果	40
3.3.1	磁場の応答	40
3.3.2	起電力の応答	41
3.3.3	海底熱水鉱床に対する感度	42
3.3.4	電流遮断後の過渡応答	45
3.4	考察	46
3.4.1	受信レベルと測定精度の検討	46
3.5	まとめ	47
4 章	海底 TDEM 法の水槽実験	48
4.1	はじめに	48
4.2	水槽実験仕様	48
4.3	水槽実験結果	51

4.3.1	鉤床モデル直上における応答	51
4.3.2	ループ配置によるの感度の違い	52
4.3.3	水平コインシデントループ配置によるプロファイル測定	53
4.4	考察	55
4.4.1	データの評価方法とノイズレベル	55
4.5	まとめ	56
5 章	ノイズの軽減方法の検討	57
5.1	はじめに	57
5.2	ROV の周期的ノイズ	57
5.2.1	ノイズの特徴	57
5.2.2	ROV の周期的ノイズ発生状況調査	59
5.2.3	評価と軽減方法	63
5.3	ROV の低比抵抗体としてのノイズ	64
5.3.1	ノイズの特徴	64
5.3.2	ROV の低比抵抗体としてのノイズ発生状況調査	68
5.3.3	評価と軽減方法	70
5.4	耐圧容器の影響	71
5.4.1	ノイズの特徴	71
5.4.2	評価と軽減方法	73
5.5	測定システム揺動の影響	76
5.5.1	ノイズの特徴	76
5.5.2	ジャイロデータを利用した補正	77
5.5.3	スプライン補間による補正	78
5.6	まとめ	79
6 章	データの処理方法の検討	80
6.1	はじめに	80
6.2	処理手順	81
6.1	見掛比抵抗の算出	82
6.2	擬似深度の算出	86
6.3	まとめ	87
7 章	実海域調査への適用	88
7.1	はじめに	88
7.2	調査の概要	88
7.3	調査の方法	89
7.3.1	測定方式	89

7.3.2	調査母船および ROV.....	89
7.3.3	曳航オペレーション.....	90
7.3.4	探査装置.....	91
7.4	データ処理方法.....	92
7.5	データ処理結果.....	92
7.6	まとめ.....	96
8 章	総括.....	97
	参考文献.....	99
	謝辞.....	102
	本研究に関連した研究成果.....	104
付録-1	時間領域電磁探査法(TDEM 法)概説.....	106
付録-1.1	電磁探査法の分類.....	106
付録-1.2	TDEM 法の原理.....	107
付録-1.3	TDEM 法の測定方法.....	109
付録-1.4	表皮深さ(SKIN DEPTH).....	110
付録-1.5	拡散深度(DIFFUSION DEPTH).....	111
付録-1.6	誘導係数(INDUCTION NUMBER).....	112
付録-1.7	電磁誘導現象の相似則.....	113
付録-1.8	全空間の TDEM 応答.....	116
付録-1.9	半空間の TDEM 応答.....	117
付録-1.10	海底での TDEM 応答.....	118
付録-2	海底 TDEM 探査装置.....	119
付録-2.1	全体構成.....	119
付録-2.2	主な仕様.....	121
付録-2.3	相似則による検討.....	123
付録-2.4	受信センサの測定範囲と分解能.....	124
付録-2.5	受信データの仕様.....	125
付録-3	ROV を利用した海底 TDEM 法.....	126
付録-4	ROV の周期的ノイズ分布図.....	131
付録-5	プロフィール図.....	137

1章 序論

1.1 研究の背景

海底熱水鉱床とは、高温・高圧の熱水が海洋底近傍において有用な重金属を濃縮して固結した、多様な元素や化合物を含む物質の集合体である(臼井,2010)。コバルトリッチクラスト、レアアース泥、マンガンノジュール、メタンハイドレートとともに、海域に賦存する新たな鉱物資源・エネルギー資源のひとつとして、近年、注目を浴びている。海底熱水鉱床の発見は、1966年に初めて紅海の海底で鉄やマンガン、銅、亜鉛、銀を含む重金属泥が発見されたことに始まり、1970年代にはガラパゴス海嶺、太平洋や大西洋の中央海嶺系で熱水噴出孔から沈殿した硫化物が相次いで発見された。さらに1990年前後からは島弧―海溝系の背弧リフト、海底火山からも金属硫化物を伴う熱水噴出現象が多く確認されている。その大半は規模が小さく、あるいは凝集度が低いことから、経済的に資源とはみなせず、未だ商業開発に至った例はない。陸域で発見され、すでに開発が進んでいる熱水性の鉱床である黒鉱や黄鉱については、海洋由来の岩石や地質を持つことから起源は海底であると考えられ、現世の海底において形成されている熱水鉱床は地質学、鉱床学、鉱物学にとって重要な研究材料である。また、深海底の熱水噴出口付近に存在する特異な熱水生物群集は、生命の起源や進化についての様々な情報を含んでいるといわれている。

海底熱水鉱床の連続性や広がりについては、鉱床開発に向けた経済性の評価の点から、また地質学、鉱物学、生物学といった科学的な見地からも、詳細な情報が求められているものの、現段階では海底下の鉱石・鉱床の存在に対する情報はごく限られており、国内外の大学や研究機関によって、新しい熱水や鉱床の発見と、その分布や資源量の把握のための探査に用いるセンサ類とそれらの実用化、統合調査のための研究開発が進められている。

早稲田大学では、2009年より海底熱水鉱床の鉱量評価に寄与できる探査技術の確立を目的として、陸域の鉱床調査で広く利用されている時間領域電磁探査法(TDEM法)を海底鉱床の調査に応用することを主眼とした研究開発を行っている。海底における電磁探査では、海底油田の調査に対して大電流を送信する探査法が実用化されているが、海底鉱物資源を目的とした浅部を詳細に調査する技術については未踏の分野で、まずは基礎要素技術の研究によって最適な探査手法が提案され、次に高感度なMI磁気センサを中心とする海底電磁探査測定システムが試作された。さらに測定システムと解析システムの高度化がなされ、実海域での試験によって、開発された海底電磁探査技術が海底熱水鉱床に有用であることが評価されている。

本研究は、前述の早稲田大学の海底熱水鉱床を対象とした時間領域電磁探査法(TDEM法)の研究をさらに進め、当該技術のさらなる高精度化と実用化を図ることを目的にした。

1.2 日本国内の海底熱水鉱床

我が国では、陸域のエネルギー・鉱物資源に乏しく、現在は需要量のほとんどを海外からの輸入に頼っている。一方、我が国の領海・排他的経済水域 (EEZ)・大陸棚の広さは世界第6位を誇り、近年、これら海域に石油・天然ガス、メタンハイドレートや海底熱水鉱床などのエネルギー・鉱物資源の存在が確認され、それらの探査・開発を行うことは、将来の国内の安定的な資源供給に対して重要な課題となっている。

日本周辺海域の海底熱水鉱床は、島弧―海溝系に属する沖縄トラフ及び伊豆・小笠原海域において、(独)石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (JOGMEC)、(独)産業技術総合研究所 (AIST)、(独)海洋研究開発機構等 (JAMSTEC) などによる調査によって、多くの徴候が発見されており、それらの分布水深は 700~1,600m と世界的にみて浅く、大西洋中央海嶺に分布するものと比べて金、銀の品位が高いことなどから、技術的・経済的に開発に有利であると期待されている。

2013 年に JOGMEC が発表した「海底熱水鉱床開発計画第 1 期最終成果報告書」では、海洋資源調査船「第 2 白嶺丸」, 「白嶺」等を用いた、高解像度の地形調査と海底電磁探査, ボーリング調査等から、沖縄海域伊是名海穴内のマウンド表層部の資源量は 340 万トンと推定されている。また、深部ボーリングによって、海底面下にも鉱体の存在が確認された (JOGMEC, 2013) (図 1-1)。さらに、2014 年に JAMSTEC によって実施された、沖縄トラフ伊平屋北海丘における地球深部探査船「ちきゅう」を用いた科学掘削調査 (CK14-04 航海) では、掘削同時検層 (logging while drilling: LWD) を用いて、世界で初めて海底熱水域での原位置試験が行われた。検層データとコア分析データの対比によって、最も特徴的に岩相変化が読み取ることができた掘削点 C9016 (アキサイト) においては、変質粘土層は自然ガンマ線が高く (500gAPI 以上), 硫化鉱物の濃集帯は自然ガンマ線が低くて (100gAPI) 比抵抗は海水よりも低い 0.2 ohm-m 付近の極小値を示した。また、粘土成分に乏しい硬岩は自然ガンマ線が 50 gAPI 以下の極小値で最大 10 ohm-m の高比抵抗を示した (Sanada, 2015) (図 1-2)。

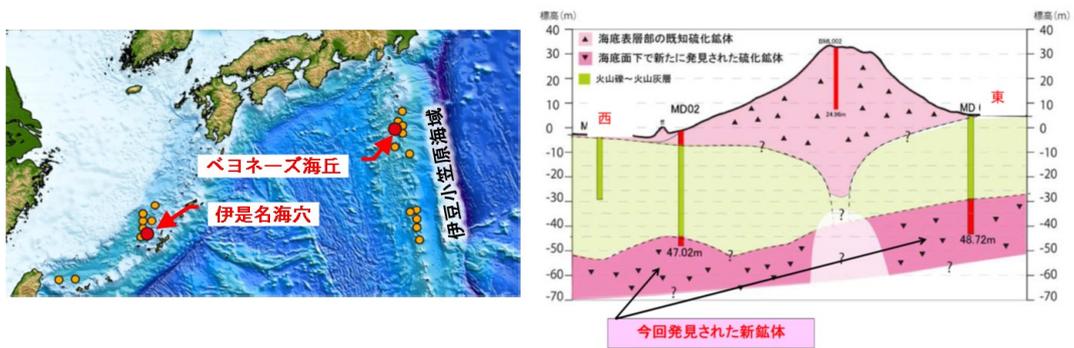


図 1-1 日本周辺海域に賦存する熱水鉱床 (JOGMEC,2013)
 左: 熱水鉱床の兆候が発見された位置,
 右: 伊是名海穴 北部マウンドを中心とする地質概略概念図

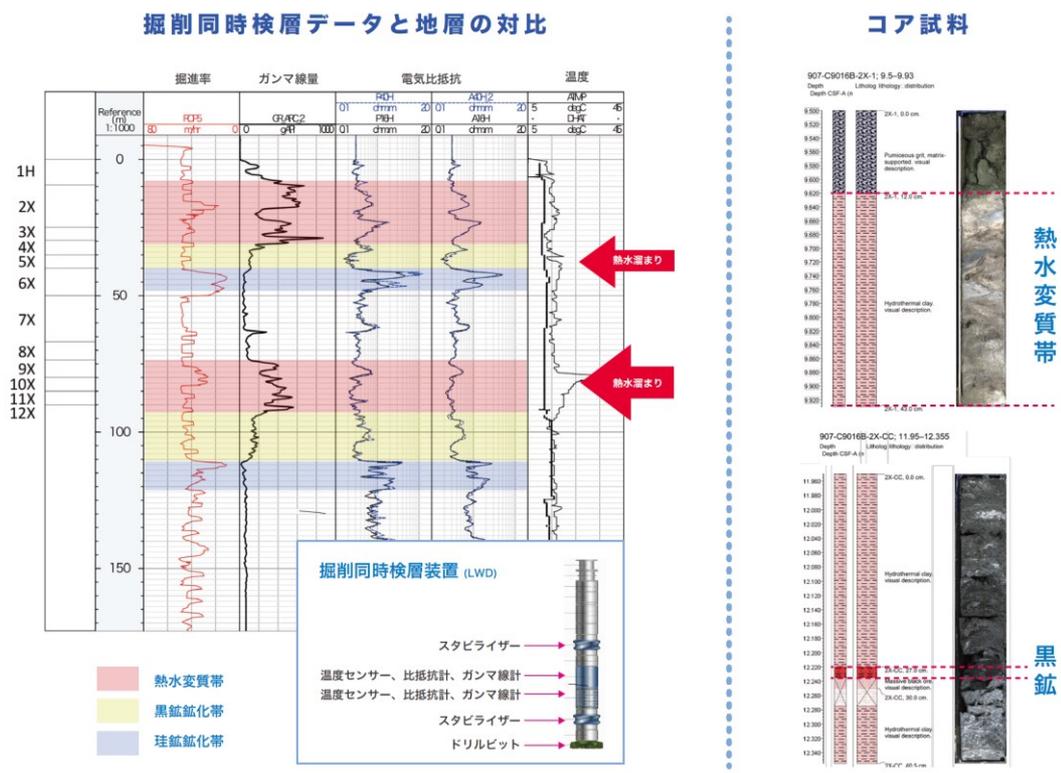


図 1-2 JAMSTEC による掘削同時検層結果 (Sanada,2015)

1.3 海底熱水鉱床を対象とした TDEM 法の現状と課題

現段階では海底熱水鉱床の成因や、海底下での鉱床分化の過程、濃集のメカニズムなど、いまだ未知な部分が多く、海底下の鉱石・鉱床の存在に対する情報がごく限られている中、詳細な海底下の構造を把握するための技術として、電気・電磁探査に対する期待は大きい。中でも陸上の鉱床探査で広く利用されている TDEM 法は極めて有望な技術として、注目されている。海外ではドイツの GEOMAR ヘルムホルツ海洋研究センターがイタリアの Tyrrhenian 海の Palinuro 海山の既知の鉱床で実施した試験では TDEM 法を用いての海底下に存在する熱水鉱床をとらえたことが報告されている (Jegen,2016)。

電磁現象によって海底の鉱床を探査する技術は世界的に開発の初期段階である。膨大な低比抵抗の海水の中で、鉱床の存在による優位な差が生じるのか、その測定が可能か、どのようにすれば効率よく、精度よく海底下の情報が得られるのか、最適な測定方法、データの処理と評価の方法、さらには実用的な調査方法など、さまざまな課題に対して基礎的な研究が必要とされ、我々の研究グループでも、解明と解決へのとりくみを進めてきた。

海底での調査では、海に特有な技術が必要で、陸で培った技術をそのまま流用するのは難しい。一般的な海底地形図は陸上に比べてはるかに解像度がおと、また GPS も使えないため、自身の位置を正確に知ることさえ難しい。位置精度は、探査精度に直結するパラメータであることから、我々の研究グループでは、送信と受信を離さなくても深部の探査ができる時間領域の手法を採用した。また、できるだけ探査対象に近づくことで効果的な探査や、送受信を一体として一緒に動かすことで精度と効率のよい調査ができるように、ROV を利用する調査方法を考案した。船舶や ROV を利用する上での、搭載スペースの問題、ペイロードの重量制限、海への投入方法、船への回収方法などを考慮して、探査システムに改良を重ね、付録-3 で示した3つの測定方式(固定型、移動型、曳航型)を開発した。この ROV を利用した海底 TDEM 法は、海外の学会発表で高い評価を受けており、すでに JOGMEC の実用的な調査で採用されている。3つの測定方式のうち、最も実用性が高いと思われる ROV 曳航型測定方式は、陸上における空中電磁探査法で、直径 30m 程度の送信ループをヘリコプターで吊るして探査する方法に共通点が多い。ただし、我々の研究グループが開発した海底 TDEM 法では、海の調査としての制約や、熱水域の急峻な地形の中での安全性の問題などで、送信ループは 1 辺 3.5m の矩形とするのが、今のところの限界であり、これ以上大きなループの適用は困難である。

上記の ROV を利用した TDEM 法では、現状では取得されたデータに含まれるノイズの影響で、データの解釈や解析を定性的なものに余儀なくされていることが多い。より精度のよい解釈、定量的な解析のために、各種ノイズの軽減方法を確立し、探査精度を向上することが必要である。

また、海での調査実施の可否は海象に大きく左右されることもあって、1 航海中に測定を実施できるチャンスは少ない。限られた調査時間をより有効に活用するために、取得したデータから海

底下の鉱床の分布を迅速に評価し、翌日の調査計画に指針を与えることは探査システムの実用性の観点から重要である。ROV を利用した TDEM 法の 1 日の調査で取得されるデータ(6 チャンネル分)はバイナリフォーマットで約 8 Gbyte, テキストに変換後は約 180 Gbyte にのぼり, その膨大なデータから, データ取得中にリアルタイムに, またはデータ取得後に短時間のうちに, 電磁異常を抽出し, 海底下の電氣的構造の概要を把握するためのデータ処理技術の確立が求められている。

さらに, 得られた電氣的構造から海底下の鉱床の構造を解釈するには, 海底熱水域における地質構造を形成する堆積物や, 岩石・鉱石の電氣物性に関する知識が不可欠である。TDEM 法を含む電氣・電磁探査法は, 地下あるいは海底下の電氣特性(比抵抗, 充電率)を指標として, 探査を行うもので, 海底熱水鉱床を目的として有効活用するためには, 比抵抗構造および充電率構造から海底下の構造を正しく解釈する技術を確立する必要がある。これまでに JOGMEC や JAMSTEC によって, 海底掘削, コアリング, 検層やサンプルの物性計測などが行われているが, まだ事例が少なく, 比抵抗や充電率の分布と岩石や鉱石の分布とを対応づける基礎的な知識が不足している。海底熱水域の電氣特性について, 母岩と鉱石とのコントラスト, 電氣特性と鉱床品位の関連, 調査海域による違いなど, 検討すべきことは多く, サンプルの物性計測や分析などによる基礎データの蓄積が必要とされている。

1.4 本研究の目的

本研究は、日本近海の海底熱水鉱床を対象として、計測に ROV を利用した TDEM 法に関して、探査精度の向上と実用的なデータ処理法の確立を目的にしている。

1.5 本研究の概要

海底熱水鉱床の鉱量評価に寄与できる探査技術の確立を目的として、筆者が参加している早稲田大学の研究チームによって、陸域の鉱床調査で広く利用されている時間領域電磁探査法 (TDEM 法) を海底鉱床の調査に応用することを主眼とした研究開発が進められている。これまでに、MI-素子海底磁力計を中心とする高精度センサとそれを利用した海底時間領域電磁探査装置、ならびに遠隔型無人探査機 (ROV) を利用した海底電磁探査方式が開発され、実海域試験によってその有効性が示された (中山・斎藤, 2012)。ここでは、これらの研究をさらに進めて、ROV を利用した海底 TDEM 法をより実用的な探査システムとするために、ノイズ軽減による探査精度の向上と、データ処理法の確立を検討する。その為には、探査対象である海底熱水鉱床を理解し、TDEM 法の海中での挙動を理解し、現在の問題点を理解したうえで、研究を進める必要がある。

まず、研究対象とする熱水鉱床域の海底および海底下で採取された鉱石と岩石のサンプルの物性計測と分析を行い、電気・電磁探査の指標となる電気特性を把握した。母岩と鉱石の電気特性には有意な差があること、鉱石の電気特性は海域によって異なること、鉱石の電気特性の違いは含まれる鉱物によるものであることが判った。これらのことから海底熱水鉱床の探査として、電気・電磁探査の手法は有効であることが示唆された。

次に、その有効性を検証するために数値シミュレーション実験を行い、海底熱水鉱床に対する応答を把握し、測定方法や必要とされる精度を明らかにした。また、水槽実験によって、低比抵抗の媒質が存在する環境下での応答を確認し、海底電磁探査で取得されたデータの解釈や評価方法として、プロフィールや、リファレンス点を使用したデータ処理が可能で、かつ有用であることを示した。

実際の測定においては、測定中の環境に存在するノイズや、測定システム自体から発生するノイズなど、様々なノイズが測定波形に影響を及ぼしていることが確認された。深海底での測定では、陸上での測定にみられる 50Hz/60Hz の商用電源や高压送電線などによるノイズなどはないものの、海洋での調査に使用している、ROV の電源などが原因の周期的なノイズ、ROV や耐圧容器などの測定システムに含まれる金属に誘導される電流が原因のノイズ、測定システムの揺動によるノイズなどがある。海底で取得されるデータの精度向上のために、浅海域や実海域での実測データより各種ノイズを抽出して、ノイズの周波数範囲や、影響を受ける空間的範囲、強度を評価し、軽減方法を検討した。

さらに、海底 TDEM 法の迅速な解釈を目的に、簡便な処理によって、海底下の鉱石に由来する電磁異常を抽出するデータ処理方法を検討した。近年のコンピュータ技術の発展により、逆解析に掛かる時間は短くなっているが、逆解析では入力したパラメータによっては安定した解が得られないこともある。本研究で開発した方法は、パラメータの入力を必要とせず、簡便な処理によってデータに含まれる電磁異常の全体像を把握できる技術で、計測中のリアルタイム処理や船上での即時処理に対応している。逆解析のパラメータの決定のための前処理としても、非常に有用である。

これらの検討を実海域での調査試験に適用した結果、ROVを利用した TDEM 法の測定精度ならびに、データ処理技術が向上し、海底下の熱水鉱床の存在や連続性を把握できる技術が構築された。実海域データの処理結果には鉱石の充電効果 (IP 効果) を示す顕著な特徴が認められ、深海底においても時間領域電磁探査を使用して IP 効果の計測が可能であることを明らかになった。このことは、今後の電気・電磁的手法を用いた海洋鉱物資源探査にきわめて有益な指針を与えるものである。

2章 海底熱水鉱床の電氣的・磁氣的特性の把握

2.1 はじめに

電気・電磁探査法を、海底熱水鉱床の調査に適用するにあたっては、探査の指標となる海底熱水鉱床の電気・磁氣的特性の把握が重要かつ不可欠である。本研究では、日本近海の海底熱水鉱床域で最も鉱床規模が期待されている、沖縄トラフ海域の伊是名海穴と伊豆・小笠原海域のベヨネーズ海丘の鉱石を対象にした、比抵抗と充電率および帯磁率の測定結果を用い、X線回折分析(XRD:X-ray Diffractometry), 蛍光X線分析(XRF::X-ray Fluorescence Analysis), 微量元素分析(ICP-MS:Inductively coupled plasma - mass spectrometry), 肉眼観察の結果と合わせて、探査指標としての検討を行った。また、比較のために、陸域の熱水鉱床とされる黒鉱鉱床として、栃木県越路鉱山, 秋田県小坂鉱山, 山梨県宝鉱山, および秋田県積内鉱山の鉱石の測定結果についても合わせて考察した。

2.2 サンプルの概要

様々な機関から借用し、また調査航海において取得した伊是名海丘およびベヨネーズ海丘の鉱石および岩石を中心に物性測定サンプルとして使用した。また、比較のために、陸域の熱水鉱床(黒鉱)の鉱石についても合わせて測定した。

表 2.1 に採取域、採取方法別のサンプル数を、図 2-1 に採取深度別のサンプル数を示す。海域より取得されたサンプルは伊是名海穴が 69、ベヨネーズ海丘が 44 である。両海域ともサンプリング深度は浅く、ベヨネーズ海丘では約 80%が 4m 以浅で採取されたサンプルである。黒鉱鉱山の鉱石は 10 サンプルである。

表 2.1 採取域、採取方法別のサンプル数

採取域, 採取方法など		サンプル数	
伊是名海穴	マウンド表層	2	69 (8) ^{※2}
	BMS ^{※1}	67	
ベヨネーズ海丘	チムニー	2	44
	ドレッジ	2	
	パワーグラブ	14	
	BMS ^{※1}	26	
黒鉱	栃木県越路鉱山	2	10
	秋田県小坂鉱山	1	
	山梨県宝鉱山	2	
	秋田県釈迦内鉱山	5	
合計		123	

※1 BMS:海底設置型掘削装置(Benthic Multicoring System)

※2 ()内は堆積物のサンプル数

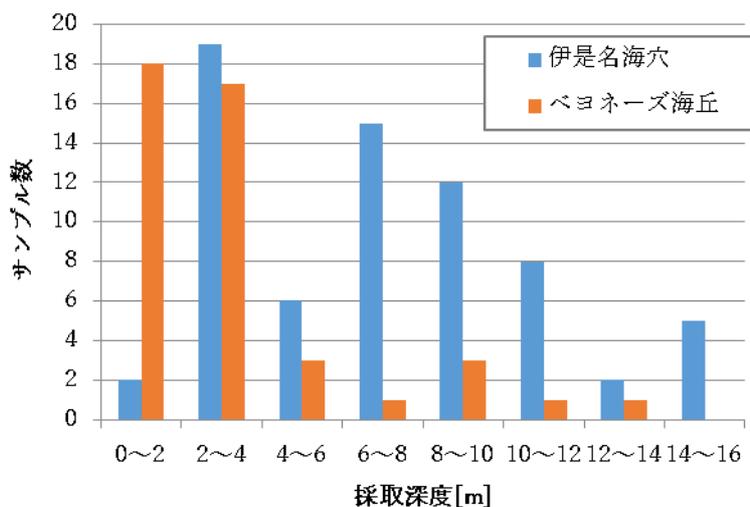


図 2-1 採取深度別のサンプル数

2.3 測定項目と手法

検討に使用した測定項目と測定手法を表 2-2 に示す。また、各測定手法の詳細を 1)～5) に説明する。

表 2-2 測定項目と手法

測定項目	内容	試料形状	測定手法
電気特性	自然乾燥状態, 強制乾燥状態, 強制湿潤状態(3.3 S/m 塩水)における比抵抗と充電率	固体	4 電極法(時間領域)
間隙率	強制乾燥状態と強制湿潤状態の重量より算出	固体	
金属元素含有率	コモンメタル含有率%	粉砕	蛍光 X 線分析(XRF)
	コモンメタルおよびレアメタルの含有率 ppm, ppb	粉砕	誘導結合プラズマ質量分析(ICP-MS)
鉱物組成	含有される鉱物種の同定	粉砕	粉末 X 線回折(XRD)
帯磁率	粉試料の帯磁率を測定し, 磁化特性を把握	粉砕	KLY-4 KAPPABRIDGE PICK-UP UNIT

1) 電気特性の計測(4 電極法, 時間領域)

陸域での比抵抗・IP 調査に用いられる計測システムを使用して, 鉱石の電気的特性を測定した。電流・電位電極は, 分極を防ぐために 80 メッシュの銅網を濾紙で挟み 0.5 M に調製した CuSO_4 水溶液に浸して作成した(図 2-2)。計測システムおよび使用機器を図 2-3 に, 測定概念を図 2-4 に, 測定条件を表 2-3 に示す。

試料は鉱石および岩石については, 円柱状あるいは角柱状に整形し, 強制乾燥状態と 3.3 S/m の塩水で飽和させた状態で, 比抵抗と充電率を測定した。また, 堆積物については円柱状の亚克力パイプに充填して測定した。

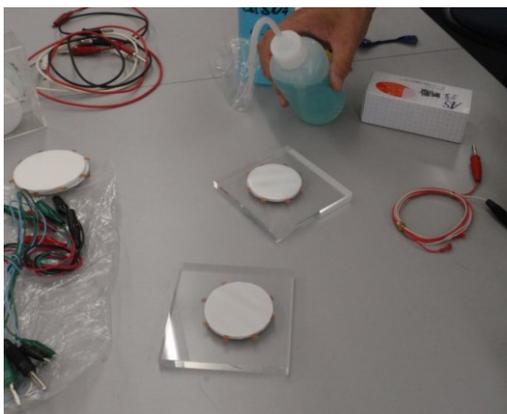


図 2-2 非分極電極の作成

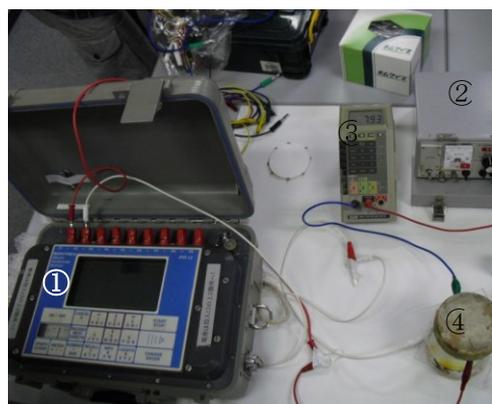


図 2-3 計測システム

- ① IP TRANSMITTER MODEL TSS-57E
- ② SCINTREX INDUCED POLARIZATION RECEIVER IPR-12
- ③ MULTIMETER
- ④ サンプル

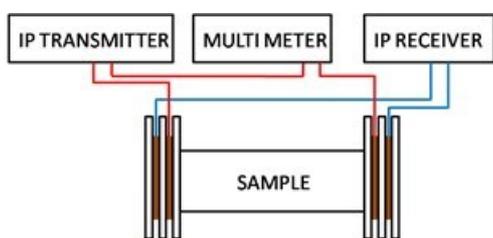


図 2-4 測定概念図

表 2-3 電気特性測定条件

Current[mA]	1
Frequency[Hz]	0.125
Duration	10
Timing[msec]	2000
Chargeability intergral time[msec]	450-1100

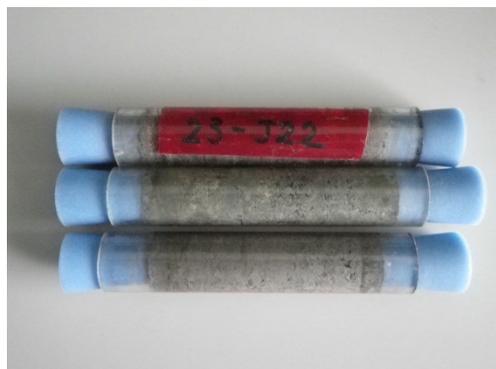


図 2-5 サンプルの例(左:鉄石のサンプル, 右:泥のサンプル)

2) 蛍光 X 線分析(XRF)

蛍光 X 線分析とは、物質に一定以上のエネルギーをもつ X 線を照射することによって、その物質を構成する原子の内殻電子が励起されて生じた空孔に、外殻の電子が遷移する際に放出される特性 X 線を検出する方法である。その波長(エネルギー)は、内殻と外殻のエネルギー差に対応し、この値は元素ごとに固有であることを利用して元素の同定を行い、その強度から元素濃度を求めることができる。この蛍光 X 線分析法を用いて、試料中の元素の定性及び定量分析を行った。

分析装置は、(株)リガク製 ZSX primus II を使用した(図 2-6)。各試料は、メノウ乳鉢で粒度を 200mesh 以下に調整後、塩ビ製試料ホルダーに詰め、XRF 試料作成用金型を用いて圧縮成型を行い測定に用いた。測定条件を表 2-4 に示す。

表 2-4 XRF 測定条件

測定モード	EZ スキャンモード
X 線源	Rh
照射幅	10mm
分析元素範囲	9F~94Pu



図 2-6 (株)リガク製. ZSX Primus II

3) 粉末 X 線回折 (XRD)

原子が規則的に並んだ結晶に X 線が入射すると、特定の方向で強い X 線が観察される回折現象を生じる。それは、それぞれの位置で散乱される X 線の光路差が、X 線の波長の整数倍になった場合、波の位相が一致するために波の振幅が大きくなることで説明される。物質はそれぞれに特有な規則性を持つ結晶をつくることから、X 線回折では結晶性化合物の種類を調べることができる(中井,2009)。

分析装置は、(株)リガク製 RINT-ULTIMA3 を使用し、粉末 X 線回折測定を行った。各試料は、メノウ乳鉢で粉碎し、粒度を 200 mesh 以下に調製後、専用のガラス製ホルダーに詰めて、表 2-5 に示す条件で測定を行った。また、鉱物同定は表 2-6 に示す対象鉱物について、ICDD(The International Center for Diffraction Data)を利用して行った。

表 2-5 XRD 測定条件

Mode	Continuous scan
Target	Cu
Voltage	40 kV
Current	30 mA
Sampling step	0.020°
Scanning speed	2° / min
Slit system	DS 2/3° RS 0.3 mm SS 2/3°
Scanning angle	2° ~ 80°

表 2-6 同定鉱物リスト

名称		略称	組成式	ICDD
閃亜鉛鉱	Sphalerite	sp	ZnS	05-0566
ウルツ鉱	Wurtzite	wu	ZnS	89-7385
黄鉄鉱	Pyrite	py	FeS ₂	42-1340
白鉄鉱	Marcasite	ma	FeS ₂	37-0475
磁硫鉄鉱	Pyrrhotite	pt	Fe _{1-x} S	22-1120
方鉛鉱	Galena	ga	PbS	05-0592
黄銅鉱	Chalcopyrite	cpp	CuFeS ₂	37-0471
重晶石	Barite	ba	BaSO ₄	46-1415
磁鉄鉱	Magnetite	mg	Fe ₃ O ₄	76-0956
ゾモルノク石	Szomolonokite	sz	FeSO ₄ ·H ₂ O	45-1365
硫酸鉛鉱	Anglesite	ang	PbSO ₄	36-1461
緑礬	Melanterite	me	FeSO ₄ ·7H ₂ O	72-1106
石膏	Gypsum	gy	CaSO ₄ ·2H ₂ O	33-0311
硬石膏	Anhydrite	anh	CaSO ₄	37-1496
方解石	Calcite	ca	CaCO ₃	05-0586
曹長石	Albite	ab	NaAlSi ₃ O ₈	10-0393
石英	Quartz	qz	SiO ₂	46-1045
クリストバル石	Cristobalite	cb	SiO ₂	39-1425
岩塩	Halite	ha	NaCl	05-0628
粘土鉱物	Clay	cl	—	

4) 誘導結合プラズマ質量分析(ICP-MS)

誘導結合プラズマ質量分析(ICP-MS)とは、高周波誘導結合プラズマ(ICP)を光源とする発光分光分析法と質量分析法(MS)との組み合わせである。試料溶液を霧状にしてArプラズマに導入し、励起された元素が基底状態に戻る際に放出される光を分光して、波長から元素の定性、強度から定量を行う。その後、アルゴンのプラズマをイオン化源として質量分析を行う。鉱物の全岩分析においては、アルカリ溶融が必要な元素、酸で溶解する元素とで、処理を分け、ICP-MSに導入して分析される。

分析はカナダの Actlabs 社に依頼した。Actlabs 社では、FUS-ICP(アルカリ融解法による誘導結合プラズマ質量分析)、INAA(放射化分析)、TD-ICP(酸融解法による誘導結合プラズマ質量分析)の3つの分析法及びその組み合わせにより、試料中の元素の全岩分析を行っている。

5) 帯磁率

固体試料を粉碎し, 1 インチ角プラスチックキューブに入れて帯磁率を計測し, 粉碎試料重さと固体試料密度より, 固体 1 cm^3 あたりの帯磁率に換算した。測定に使用した帯磁率測定機 (KLY-4 KAPPABRIDGE PICK-UP UNIT) を図 2-7 に示す。また, 特に磁性が強かった試料 (H23-J01) については, 2 cm 角の 6 面体試料を作成し, 帯磁率の異方性を計測した。



図 2-7 KLY-4 KAPPABRIDGE PICK-UP UNIT

2.4 測定結果

表 2-7 に示すサンプル区分で測定結果をとりまとめた。伊是名海穴とベヨネーズ海丘のサンプルは、BMS コア柱状図の岩種の記載と、XRF および XRD の結果から、鉱化・変質の状態を(1) 鉱化・変質なし、(2)珪化岩、(3)粘土化、(4)硫化鉱の 4 種として、サンプル区分とした。また、黒鉱のサンプルの内、釈迦内鉱山の 2 サンプルについては、色相の違い(他のサンプルよりあきらかに黒色が強い)が認められたため、サンプル区分を分けて検討を加えた。

鉱化・変質の状態については、当初、BMS コア柱状図の岩種のみを用いていたが、特にベヨネーズ海丘のサンプルについては不均質で、近接する場所であってもサンプリングした部位によって構成する岩種が異なることがあり、測定結果にばらつきが出た。X 線分析結果も合わせて、分類を行うことで、よりばらつきの少ない結果を得ることができた。

サンプル区分別の測定数を表 2-7 に示す。借用期間が限定されたサンプルについては、測定機の手配の問題などから、実施できなかった測定項目もある。また、電気特性や間隙率の測定では、サンプルの強制乾燥と、強制湿潤の課程で、サンプルが崩壊して、データが欠損となったサンプルがある。

表 2-7 サンプル区分別の測定数

サンプル区分		サンプル数 ※1	測定数					
			電気特性 ※2	間隙率	XRD	XRF	ICP-MS	帯磁率
伊是名海穴	鉱化・変質なし	9 (4)	6	2	6	6	6	2
	珪化岩	3	3	3	2	2	2	1
	粘土化	5 (4)	5	1	5	5	5	0
	硫化鉱	52	43	44	39	39	39	33
ベヨネーズ海丘	鉱化・変質なし	11	10	10	11	11	11	8
	珪化岩	6	6	6	6	6	6	5
	粘土化	2	1	1	2	2	1	2
	硫化鉱	25	24	24	25	25	24	20
黒鉱	越路鉱山	2	2	2	2	2	2	2
	小坂鉱山	1	0	1	1	1	1	0
	宝鉱山	2	2	2	2	2	2	0
	釈迦内鉱山(黄鉱)	3	3	3	3	3	3	0
	釈迦内鉱山(黒鉱)	2	2	2	2	2	2	0
合計		123 (8)	107	101	106	106	104	73

※1 ()内は堆積物のサンプル数

※2 強制湿潤状態(3.3S/m 塩水)での測定

1) 電気特性

強制湿潤状態(3.3S/m 塩水)における電気特性を海域別に図 2-8 と表 2-8(伊是名海穴), 図 2-9 と表 2-9(ベヨネーズ海丘), 図 2-10 と表 2-10(黒鉱)に示す。伊是名海穴の硫化鉱の比抵抗が 0.1~数 $\Omega \cdot m$ の値をとるのに比べて, ベヨネーズ海丘の硫化鉱の比抵抗は 1.0~数十 $\Omega \cdot m$ の値で 10 倍以上高く, 母岩や珪化岩・粘土化岩と硫化鉱の比抵抗差が小さい。また両海域とも硫化鉱の充電率は母岩や珪化岩・粘土化岩と比べて大きな値をとっている。伊是名海穴の珪化岩で充電率が高い No.45 のサンプルに含有される成分は, 一番多いのが Si (68.8 mass%), 次いで Fe (7.84 mass%)で, XRD では Pyrite, Marcasite, Barite が同定されている。黒鉱の比抵抗は 1.0~数千 $\Omega \cdot m$ で広い範囲をとった。充電率は全ての鉱山の鉱石で高い。

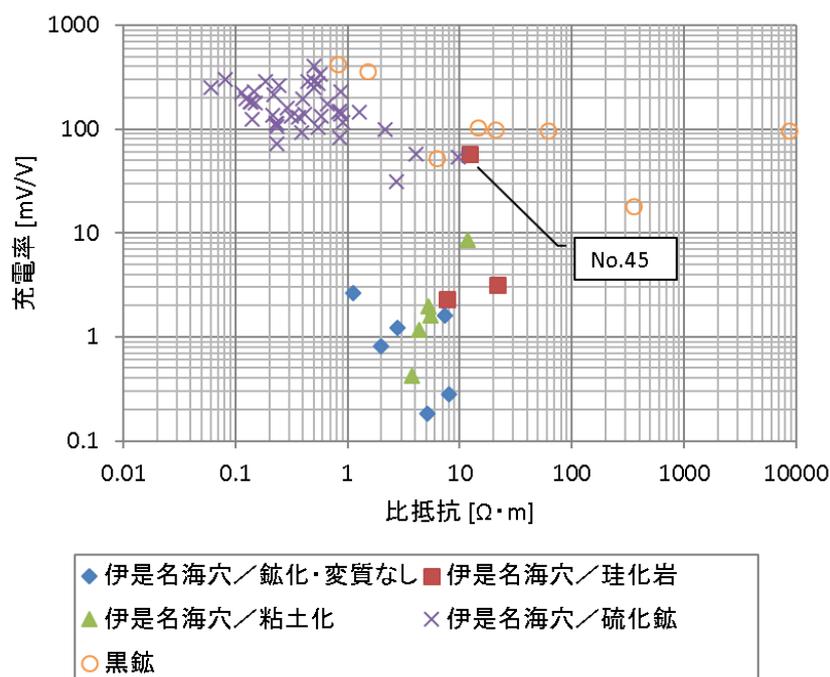


図 2-8 鉱化・変質の状態による電気特性(伊是名海穴)

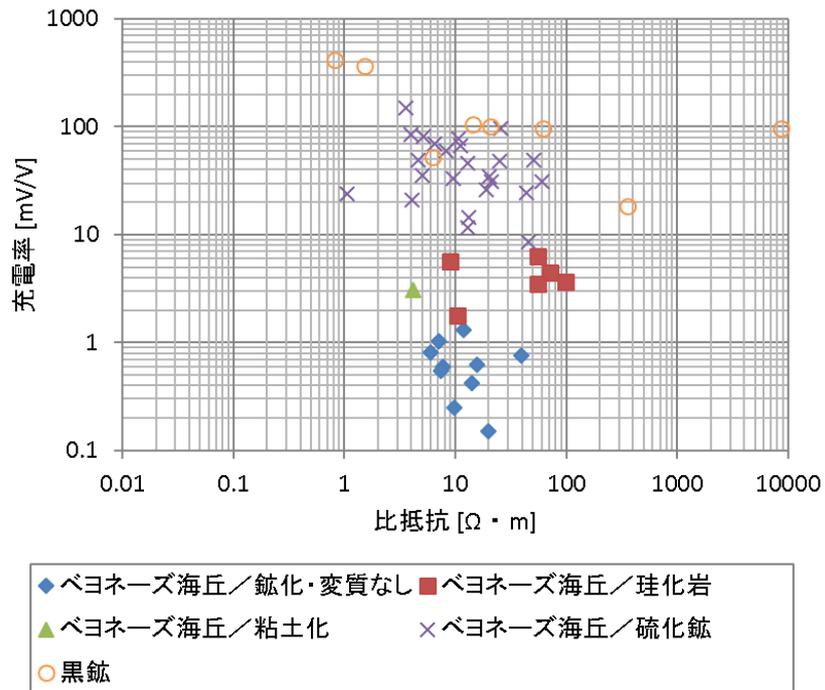


図 2-9 鉱化・変質の状態による電気特性(ベヨネーズ海丘)

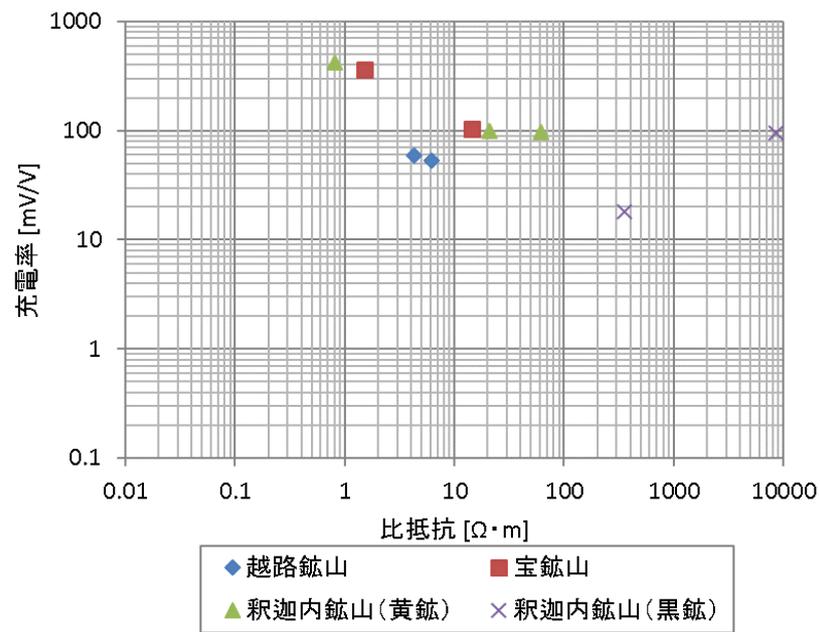


図 2-10 鉱化・変質の状態による電気特性(黒鉱)

表 2-8 鉍化・変質の状態による電気特性の範囲(伊是名海穴)

		比抵抗 [$\Omega \cdot m$]	充電率 [mV/V]
鉍化・変質なし	最小値	1.1	0
	最大値	8.0	3
	平均値	4.4	1
	標準偏差	2.9	1
	サンプル数	6	6
珪化岩	最小値	7.7	2
	最大値	21.7	57
	平均値	13.9	21
	標準偏差	7.1	31
	サンプル数	3	3
粘土化	最小値	3.8	0
	最大値	11.8	9
	平均値	6.1	3
	標準偏差	3.2	3
	サンプル数	5	5
硫化鉍	最小値	0.1	31
	最大値	9.7	403
	平均値	0.8	175
	標準偏差	1.6	83
	サンプル数	43	43

表 2-9 鉍化・変質の状態による電気特性の変化範囲(ベヨネーズ海丘)

		比抵抗 [$\Omega \cdot m$]	充電率 [mV/V]
鉍化・変質なし	最小値	6.0	0
	最大値	60.1	31
	平均値	18.5	4
	標準偏差	17.7	10
	サンプル数	10	10
珪化岩	最小値	9.0	2
	最大値	97.9	6
	平均値	49.9	4
	標準偏差	34.8	2
	サンプル数	6	6
粘土化	最小値	-	-
	最大値	-	-
	平均値	4.1	3
	標準偏差	-	-
	サンプル数	1	1
硫化鉍	最小値	1.0	9
	最大値	60.1	150
	平均値	17.7	49
	標準偏差	16.5	33
	サンプル数	24	24

表 2-10 鉍化・変質の状態による電気特性の変化範囲(黒鉍)

		比抵抗[$\Omega \cdot m$]	充電率[mV/V]
釈迦内鉍山 (黒鉍) 以外	最小値	0.8	53
	最大値	61.8	419
	平均値	15.7	171
	標準偏差	21.6	153
	サンプル数	7	7
釈迦内鉍山 (黒鉍)	最小値	354.3	18
	最大値	8614.5	96
	平均値	4484.4	57
	標準偏差	5840.9	55
	サンプル数	2	2

2) 間隙率

間隙率の計測結果をサンプル区別に図 2-11 と表 2-11 に示す。伊是名海穴とベヨネーズ海丘のサンプルでは、鉱化・変質の状態により、また海域により、間隙率の顕著な違いは認められなかった。黒鉱のサンプルについては、海域で取得されたサンプルよりも間隙率は小さく、緻密な粒子構造を示す結果となった。

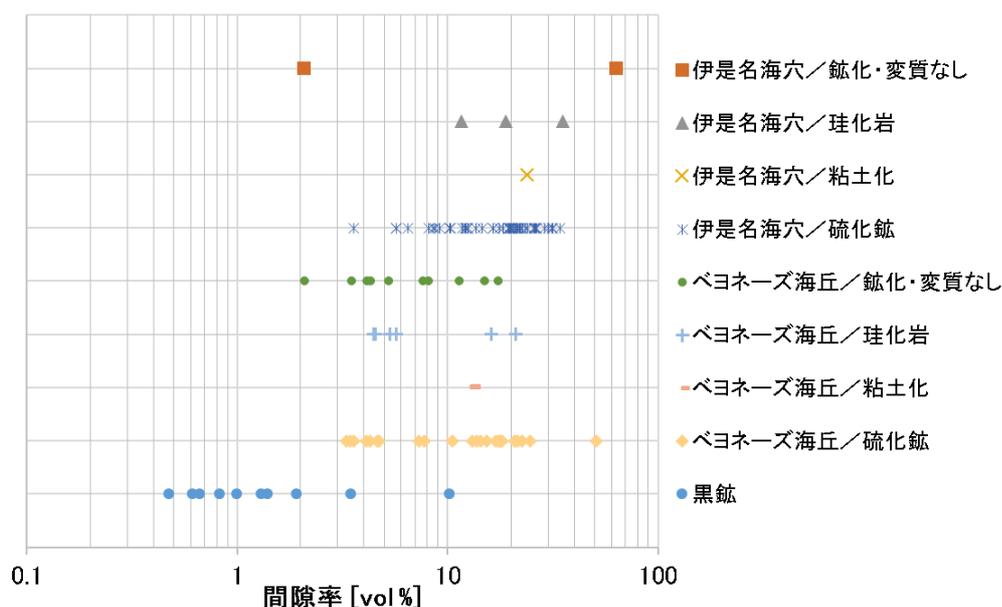


図 2-11 鉱化・変質の状態による間隙率

表 2-11 サンプル種別による間隙率 [vol %]の範囲

サンプル種別	伊是名海穴			
	鉱化・変質なし	珪化岩	粘土化	硫化鉱
最小値	2.07	11.64	-	3.59
最大値	63.07	35.28	-	34.26
平均値	32.57	21.92	23.90	18.01
標準偏差	43.13	12.12	-	7.85
サンプル数	2	3	1	44

サンプル種別	ベヨネーズ海丘				黒鉱
	鉱化・変質なし	珪化岩	粘土化	硫化鉱	
最小値	2.10	4.47	-	3.29	0.47
最大値	17.53	21.03	-	51.04	10.22
平均値	7.91	9.53	12.99	14.27	2.18
標準偏差	5.19	7.19	-	10.56	2.96
サンプル数	10	6	1	24	10

図 2-12 に伊是名海穴、ベヨネーズ海丘および黒鉱のサンプルの間隙率と比抵抗の関係を示す。一般化したアーチーの式は、間隙率を ϕ 、水飽和度を S_w 、間隙水の比抵抗を ρ_w とすれば、岩石の比抵抗 ρ_R は、以下の式で表される。(高倉,2003)

$$\rho_R = a \cdot \phi^{-m} \cdot S_w^{-n} \cdot \rho_w \quad (2.1)$$

ここで a は迂回係数, m は膠結係数, n は飽和係数と呼ばれ, アーチーの式では, 岩石の比抵抗は間隙水の比抵抗に比例し, 間隙率の m 乗と水飽和率の n 乗に反比例するとされている。本測定では水飽和度は 100 % ($S_w = 1$) , 間隙水の比抵抗は一定 ($0.3 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$) であることから,

$$\log\left(\frac{\rho_R}{0.3}\right) = \log(a) - m \log(\phi) \quad (2.2)$$

となり, 岩石の比抵抗は対数では迂回係数と間隙率の一次の関数で表すことができるが, 図 2-12 の中では関連する相関を見ることはできなかった。迂回係数, 膠結係数は岩石の間隙の大きさや形状および分布状態を反映する岩石固有の値であり, 同じサンプル種別であっても含有する岩石や鉱石, さらに間隙や割れ目の状態がそれぞれに異なる海底熱水域のサンプルに対して, 一様に適用することはできないことを示している。アーチーの式は間隙率が 10~40%と比較的大きい砂岩を対象に求められた実験式で, その適用には限界があることから, 並列回路モデルなどの様々な実験式が提案されている(高倉,2003)。海底熱水鉱床の比抵抗を支配する要因について検討するためには, サンプル数をさらに増やして, 含有される鉱物種や結晶の大きさ, 間隙の大きさや形などからサンプル区分を細分化し, 適応するモデルを考えていく必要がある。

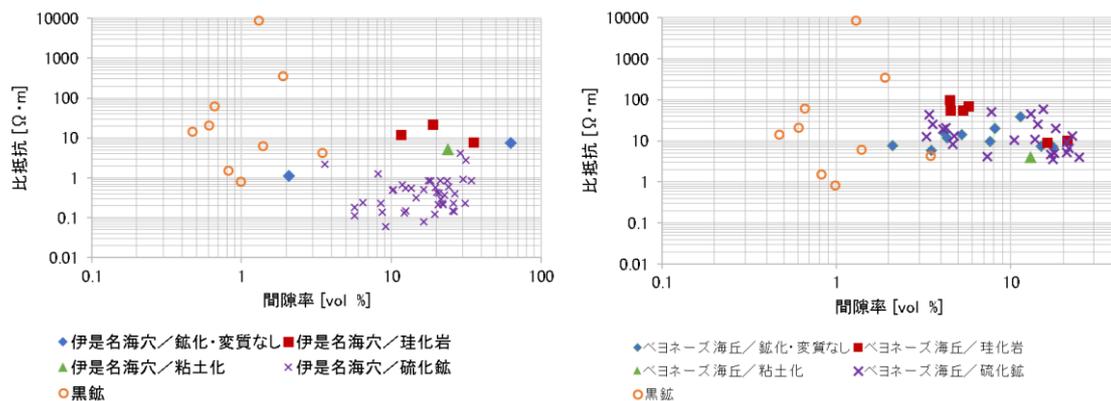


図 2-12 間隙率と比抵抗との関係(左:伊是名海穴, 右:ベヨネーズ海丘)

3) 金属元素含有率

表 2-12 に鉱化・変質の状態による元素含有率の変化範囲を示す。伊是名海穴の硫化鉱の Fe の平均含有率は、ベヨネーズ海丘に比べて多く(伊是名海穴 28.8 mass %, ベヨネーズ海丘 4.3 mass %), 亜鉛の平均含有率はベヨネーズ海丘が伊是名海穴の方に比べて多い(伊是名海穴 21.1 mass %, ベヨネーズ海丘 37.9 mass %)。黒鉱鉱石については、釈迦内鉱山(黒鉱)以外は、ベヨネーズ海丘と同様の傾向を示した。釈迦内鉱山(黒鉱)は他の黒鉱に比べて Fe が少なく(0.88 mass%), Zn, Pb は同程度で, Ba が多い。また, 金はベヨネーズ海丘のサンプルにより多く含まれている(伊是名海穴 4618 ppb, ベヨネーズ海丘 32013 ppb)。

,

,

表 2-12 鉍化・変質の状態による元素含有率 [mass %]の範囲

海域	鉍化・変質		Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Fe	S	As	Ba	Ca	K	Mg	Si	Al	Mn
			ppb	ppm	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
伊 是 名 海 穴	鉍化・変質 なし	最小値	66	5	0.00	0.00	0.07	12.20	0.63	0.00	0.00	0.48	5.73	0.14	21.90	6.17	0.00
		最大値	1469	30	0.40	2.18	2.29	19.50	3.72	0.95	4.56	24.50	8.50	1.15	61.30	8.68	0.36
		平均値	531	11	0.08	0.65	1.09	14.50	2.10	0.16	1.29	10.64	7.43	0.67	41.72	7.76	0.22
		標準偏差	599	9	0.16	0.81	0.99	2.98	1.20	0.39	2.05	8.88	1.23	0.39	13.67	1.06	0.13
		サンプル数	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	珪化岩	最小値	46	2	0.00	0.00	0.06	4.29	4.87	0.42	3.31	0.54	3.13	0.02	64.30	2.04	0.00
		最大値	58	6	0.00	0.00	7.73	7.84	9.43	0.96	8.69	1.17	3.54	0.15	68.80	3.45	0.00
		平均値	52	4	0.00	0.00	3.90	6.07	7.15	0.69	6.00	0.86	3.34	0.09	66.55	2.75	0.00
		標準偏差	8	2	0.00	0.00	5.42	2.51	3.22	0.38	3.80	0.44	0.29	0.09	3.18	1.00	0.00
		サンプル数	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	粘土化	最小値	37	18	0.07	0.12	0.33	5.63	2.31	0.00	0.00	1.64	4.72	0.13	11.30	2.67	0.00
		最大値	1560	92	0.16	1.21	3.64	13.40	8.74	0.28	0.00	21.70	10.70	3.54	75.60	4.72	3.61
		平均値	373	49	0.10	0.62	1.98	8.80	6.18	0.06	0.00	10.79	6.63	2.01	28.50	3.58	1.56
		標準偏差	667	36	0.04	0.42	1.51	3.14	2.68	0.12	0.00	8.41	2.43	1.32	26.83	0.95	1.31
		サンプル数	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
	硫化鉍	最小値	267	33	0.00	0.00	0.53	0.66	12.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
		最大値	15008	1610	5.49	19.40	44.50	46.40	51.80	5.10	38.90	1.95	1.22	0.14	37.20	1.45	0.25
		平均値	4618	319	1.06	5.99	21.12	28.77	30.43	0.92	5.98	0.11	0.10	0.02	4.60	0.18	0.07
		標準偏差	4609	391	1.15	6.30	10.79	8.64	7.38	1.07	10.01	0.31	0.20	0.03	8.72	0.30	0.06
		サンプル数	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39	39

表 2-14 鉍化・変質の状態による元素含有率 [mass %] の変化範囲 (続き)

海域	鉍化・変質		Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Fe	S	As	Ba	Ca	K	Mg	Si	Al	Mn
			ppb	ppm	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
ベヨネーズ 海丘	鉍化・変質 なし	最小値	11	1	0.00	0.00	0.00	2.49	0.23	0.00	0.00	2.51	0.04	0.17	5.60	1.19	0.00
		最大値	248	4	0.48	0.00	1.04	13.60	29.60	0.06	0.72	55.00	3.49	3.13	63.10	13.20	67.50
		平均値	76	1	0.05	0.00	0.17	7.63	12.95	0.01	0.12	25.49	1.88	0.81	34.84	6.16	6.42
		標準偏差	74	1	0.14	0.00	0.29	4.26	14.07	0.02	0.27	20.74	1.28	0.94	24.48	4.16	20.26
		サンプル数	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
	珪化岩	最小値	449	3	0.00	0.39	0.13	0.83	4.32	0.00	15.10	0.34	0.12	0.00	1.19	0.38	0.00
		最大値	8693	2030	0.69	6.57	8.42	6.62	14.20	0.46	65.00	1.26	1.66	0.26	68.50	3.29	2.48
		平均値	3410	400	0.20	1.83	2.33	2.94	7.96	0.08	34.25	0.77	0.92	0.16	44.40	2.10	0.43
		標準偏差	2898	809	0.26	2.36	3.19	2.17	3.52	0.19	18.54	0.43	0.61	0.10	23.63	0.98	1.00
		サンプル数	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	粘土化	最小値	-	-	0.16	0.00	2.31	5.03	5.61	0.00	0.00	1.21	1.27	0.27	7.11	5.15	0.00
		最大値	-	-	1.51	0.52	34.30	6.40	24.70	0.08	18.10	16.60	2.48	0.54	55.00	7.93	0.00
		平均値	2119	32	0.83	0.26	18.31	5.72	15.16	0.04	9.05	8.91	1.88	0.40	31.06	6.54	0.00
		標準偏差	-	-	0.96	0.37	22.62	0.97	13.50	0.06	12.80	10.88	0.86	0.19	33.86	1.97	0.00
		サンプル数	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	硫化鉍	最小値	5	96	0.26	0.00	14.50	0.32	10.80	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.68	0.00	0.00
		最大値	95950	2450	14.70	12.00	64.00	15.20	29.40	1.96	53.00	0.46	0.90	0.18	50.20	2.00	1.13
		平均値	32013	737	2.58	3.94	37.94	4.31	19.50	0.28	8.26	0.10	0.20	0.03	20.53	0.89	0.07
		標準偏差	24583	726	3.35	4.20	15.35	4.12	5.32	0.46	14.33	0.10	0.19	0.05	13.42	0.59	0.26
		サンプル数	24	24	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25
黒鉍	硫化鉍	最小値	64	5	0.63	0.00	0.02	0.83	19.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58	0.13	0.00
		最大値	2340	902	8.86	6.78	59.30	20.20	37.98	1.70	35.10	0.12	0.49	0.20	54.42	2.18	0.00
		平均値	892	227	2.79	2.02	21.92	7.55	29.50	0.19	9.59	0.04	0.19	0.03	25.26	0.72	0.00
		標準偏差	907	308	3.07	2.37	21.91	7.47	6.37	0.53	11.81	0.04	0.16	0.07	18.67	0.63	0.00
		サンプル数	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10

表 2-13 黒鉱産地と鉱石種による元素含有率 [mass %] の変化範囲

(表内の % は質量パーセントを示す)

	産地および 鉱石種		Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Fe	S	As	Ba	Ca	K	Mg	Si	Al	Mn	
			ppb	ppm	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
黒鉱	釈迦内(黒 鉱)	最小値	328	265	0.89	2.74	17.81	0.83	27.84	0.00	13.51	0.00	0.05	0.00	27.68	0.21	—	
		最大値	2160	665	1.58	3.04	23.33	0.92	30.12	0.00	16.65	0.09	0.12	0.00	31.14	0.47	—	
		平均値	1244	465	1.23	2.89	20.57	0.88	28.98	0.00	15.08	0.05	0.09	0.00	29.41	0.34	—	
		標準偏差	1295	283	0.49	0.21	3.91	0.06	1.61	0.00	2.22	0.06	0.05	0.00	2.45	0.19	—	
		サンプル数	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	0
	釈迦内(黒 鉱)以外	最小値	64	5	0.63	0.00	0.02	1.81	19.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58	0.13	0.00
		最大値	2340	902	8.86	6.78	59.30	20.20	37.98	1.70	35.10	0.12	0.49	0.20	54.42	2.18	0.00	
		平均値	804	167	3.18	1.81	22.26	9.22	29.63	0.24	8.22	0.03	0.21	0.04	24.22	0.82	0.00	
		標準偏差	879	301	3.35	2.63	24.78	7.47	7.20	0.60	12.96	0.04	0.17	0.08	21.01	0.68	0.00	
		サンプル数	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	3

4) 鉱物組成

XRD で同定された結晶性鉱物では、ベヨネーズ海丘と伊是名海穴、陸域の黒鉱で構成する鉱物種はほぼ同様だった。

ベヨネーズ海丘の鉱石と陸域の黒鉱(釈迦内鉱山の黒鉱以外)は同様の傾向で、閃亜鉛鉱に富み、黄鉄鉱、方鉛鉱を含むが、伊是名海穴の鉱石では黄鉄鉱が卓越し、白鉄鉱、閃亜鉛鉱を含んでいることがわかった。釈迦内鉱山の黒鉱は閃亜鉛鉱が優勢で、黄銅鉱、方鉛鉱を含み、黄鉄鉱は同定されなかった。

含有される主な鉱物種とその比抵抗の特徴を表 2-14 に示す。

表 2-14 含有される主な鉱物種とその比抵抗の特徴

名称	略称	組成式	比抵抗の特徴	
閃亜鉛鉱	Sphalerite	sp	ZnS	中
黄鉄鉱	Pyrite	py	FeS ₂	低
白鉄鉱	Marcasite	ma	FeS ₂	低
磁硫鉄鉱	Pyrrhotite	pt	Fe _{1-x} S	低
方鉛鉱	Galena	ga	PbS	低
黄銅鉱	Chalcopyrite	cpp	CuFeS ₂	低
重晶石	Barite	ba	BaSO ₄	高
石膏	Gypsum	gy	CaSO ₄ ・2H ₂ O	高
硬石膏	Anhydrite	anh	CaSO ₄	高
方解石	Calcite	ca	CaCO ₃	高
曹長石	Albite	ab	NaAlSi ₃ O ₈	高
石英	Quartz	qz	SiO ₂	高
クリストバル石	Cristobalite	cb	SiO ₂	高

5) 帯磁率

海域別に鉱化・変質の状態で分類した帯磁率の範囲を表 2-15 に、帯磁率と鉄含有率の関係を図 2-13, 図 2-14 に示す。

伊是名海穴の硫化鉱は、珪化岩や粘土化岩、鉱化・変質のないサンプルに比べ帯磁率が高く、帯磁率と Fe の含有率には正の相関が認められる。特に磁性が強かった試料(H23-J01)に関して、帯磁率の異方性を計測した結果では、異方性は認められなかった。同試料の肉眼観察では、磁性鉱物として磁硫鉄鉱が確認されている(図 2-15)。

一方、ベヨネーズ海丘では、硫化鉱の帯磁率は伊是名海穴のものほど高くない。サンプル全体としては Fe の含有率と帯磁率の世の相関はあるが、硫化鉱についてはその傾向が鮮明には表れていない。

表 2-15 サンプル種別による 1cm³ あたりの帯磁率の範囲

サンプル種別	伊是名海穴			
	鉱化・変質なし	珪化岩	粘土化	硫化鉱
最小値	1.08E-04	—	—	9.45E-05
最大値	1.62E-04	1.41E-05	—	7.11E-03
平均値	1.35E-04	—	—	1.07E-03
標準偏差	3.83E-05	—	—	1.65E-03
サンプル数	2	1	0	33

サンプル種別	ベヨネーズ海丘				黒鉱
	鉱化・変質なし	珪化岩	粘土化	硫化鉱	
最小値	-5.05E-06	-1.18E-05	8.03E-06	-4.49E-06	2.91E-06
最大値	1.90E-02	2.93E-04	2.49E-05	3.38E-03	5.11E-05
平均値	5.19E-03	6.78E-05	1.65E-05	1.81E-04	2.70E-05
標準偏差	7.48E-03	1.27E-04	1.19E-05	7.53E-04	3.41E-05
サンプル数	8	5	2	20	2

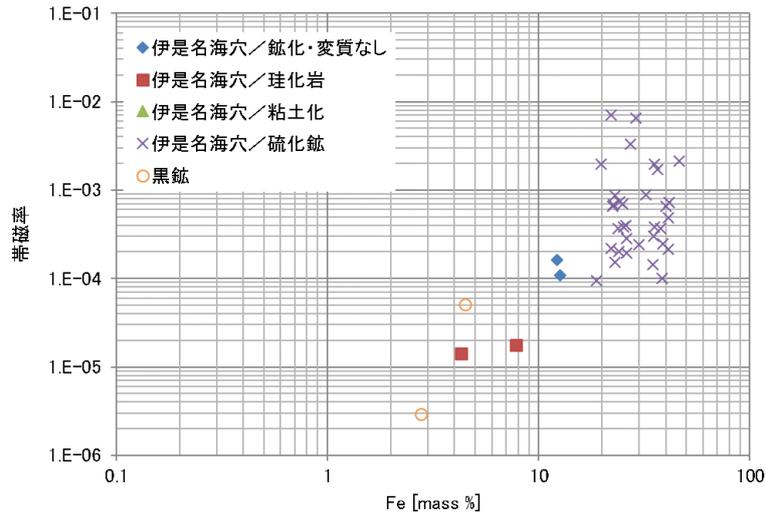


図 2-13 帯磁率と鉄含有率との関係(伊是名海穴)

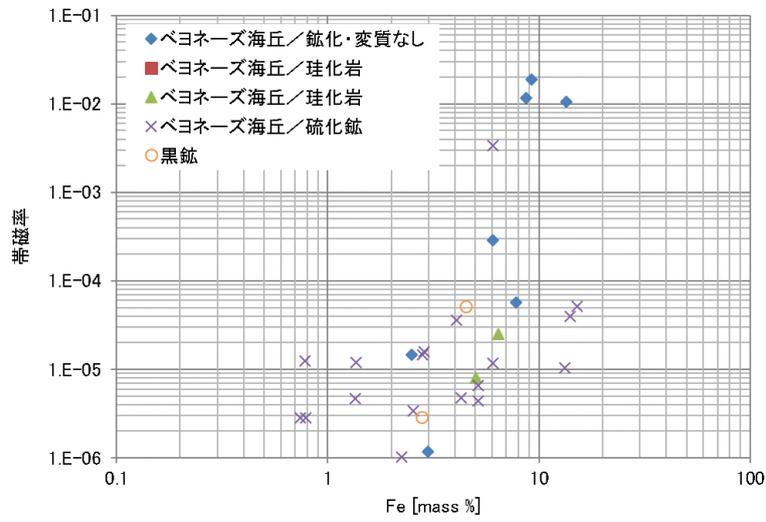


図 2-14 帯磁率と鉄含有率との関係(ベヨネーズ海丘)

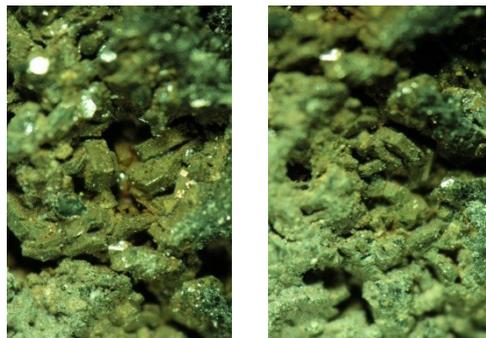


図 2-15 サンプル (H23-J01) で確認された磁硫鉄鉱の6角版状の結晶

2.5 考察

2.5.1 海域による硫化鉱物の電気特性の違いの要因

図 2-16, 図 2-17 に伊是名海穴, ベヨネーズ海丘および黒鉱のサンプルの比抵抗と充電率, 主要金属成分(Cu, Pb, Zn, Fe)の重量割合の関係を示す。主要金属成分が多い(20%程度以上)サンプルは硫化鉱物を多く含んでおり, 海域によらず高い IP 効果を持っている。比抵抗値は伊是名海穴の鉱石に比べて, ベヨネーズ海丘の鉱石の値は 10 倍以上高くなっている。

表 2-16 に海域毎に硫化鉱物に含まれる Cu, Pb, Zn, Fe の重量割合の平均値を, 図 2-18 に比抵抗と Zn-Fe 含有率の関係を, 図 2-19 に充電率と Zn-Fe 含有率の関係を示す。含有率の指標(Zn-Fe)は, Zn と Fe それぞれの含有率[mass%]の差を用いた。図 2-19 において横軸が 0 の時は Zn と Fe は同量含まれ, <0 の時は Fe が, >0 の時は Zn が多く含まれる。伊是名海穴の鉱石は Fe が多く含まれるのに対して, ベヨネーズ海丘は Zn を多く含む。黒鉱は産地によって, 様々な値をとっている。いずれも, Fe を多く含む鉱石の比抵抗は低く, Zn を多く含む鉱石の比抵抗は高い傾向がみられるが, 黒鉱ではばらつきが多い結果となった釈迦内鉱山の黒鉱の比抵抗は他の鉱石に比べて高い値を示した。釈迦内鉱山の黒鉱のサンプルは, Fe の含有量は極めて少なく, Si, Pb, Zn の含有量が多い。高比抵抗の原因は Zn に加えて, Si を含む鉱物に由来していると思われる。充電率の値は全ての鉱石で, Fe を多く含む鉱石の比抵抗は高く, Zn を多く含む鉱石は低い傾向が認められた。

各海域の硫化鉱物の XRD の典型的な結果を図 2-20, 図 2-21, 図 2-22, 図 2-23 に示す。XRD で同定された結晶性鉱物で, ベヨネーズ海丘と黒鉱(釈迦内鉱山の黒鉱以外)は同じ傾向で, 閃亜鉛鉱に富み, 黄鉄鉱, 方鉛鉱を含んでいる。釈迦内鉱山の黒鉱は黄鉄鉱を含まず, 石英を含む。伊是名海穴では黄鉄鉱が卓越し, 白鉄鉱, 閃亜鉛鉱を含んでいる。Parkhomenko(1967)によると同じ鉱石でも, 産地によって比抵抗値が何桁も違い, その値を一概に決めることはできないとされているが, 閃亜鉛型鉱物が高比抵抗を示すことは良く知られており, 一般的には比抵抗値の小さい順に, 黄鉄鉱・黄銅鉱<方鉛鉱<白鉄鋼<閃亜鉛鉱の傾向がある(表 2-14)。伊是名海穴とベヨネーズ海丘および黒鉱の鉱石の比抵抗値の違いは, 結晶性鉱物の含有率の違いによるものと考えられる。

鞠子(2008)では, 火山性塊状銅-亜鉛-鉛硫化物鉱床をその母岩の組成に基づいて分類している。沖縄トラフの鉱床は大陸縁辺弧リフトの地質環境で生成され, 層状鉱体は黄鉄鉱に富む塊状硫化物鉱物からなり, 上位は閃亜鉛鉱, 方鉛鉱に富み, 下位は黄銅鉱に富むという垂直方向の累帯配列を示すとされている。また, 黒鉱鉱床は島弧リフトに多くみられ, 層状鉱体の上部は方鉛鉱, 閃亜鉛鉱, 重晶石に富み, 下部は黄鉄鉱と黄銅鉱が優勢とされている。ベヨネーズ海丘のサンプルの分析結果は, 黒鉱鉱床の特徴に良く合致している。

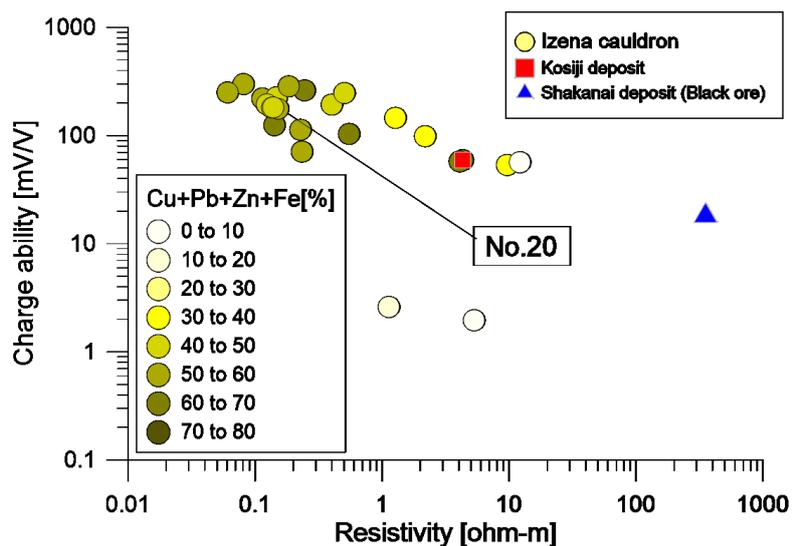


図 2-16 比抵抗値と充電率, 主要金属成分の重量割合の関係 (伊是名海穴)

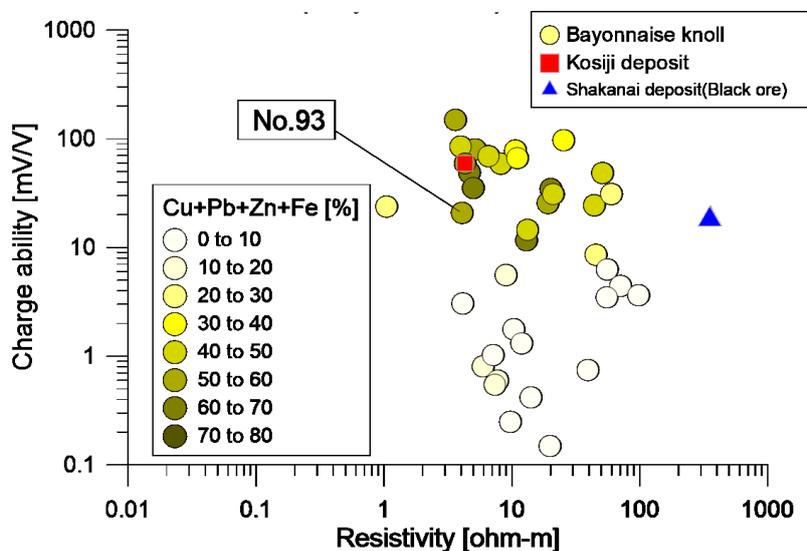


図 2-17 比抵抗値と充電率, 主要金属成分の重量割合の関係 (ベヨネーズ海丘)

表 2-16 硫化鉱物に含まれる Cu, Pb, Zn, Fe の重量割合の平均値

Area	Zn [mass %]	Fe [mass %]	Pb [mass%]	Cu [mass %]
Izena Cauldron	17.7	30.1	5.0	0.7
Bayonnase knoll	39.5	4.9	4.1	2.9
Kosiji Deposit	59.3	4.5	3.8	1.1

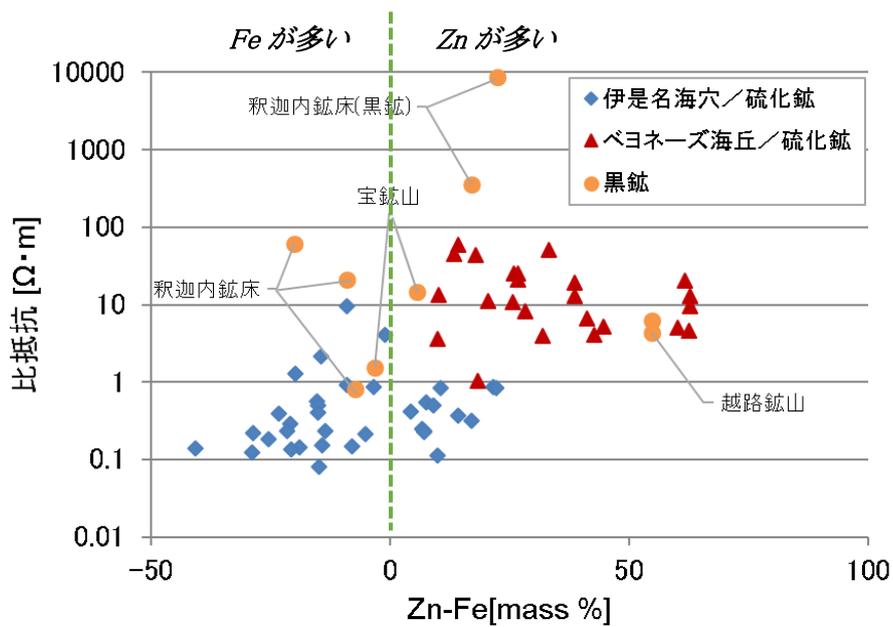


図 2-18 比抵抗と(Zn-Fe)含有率の関係

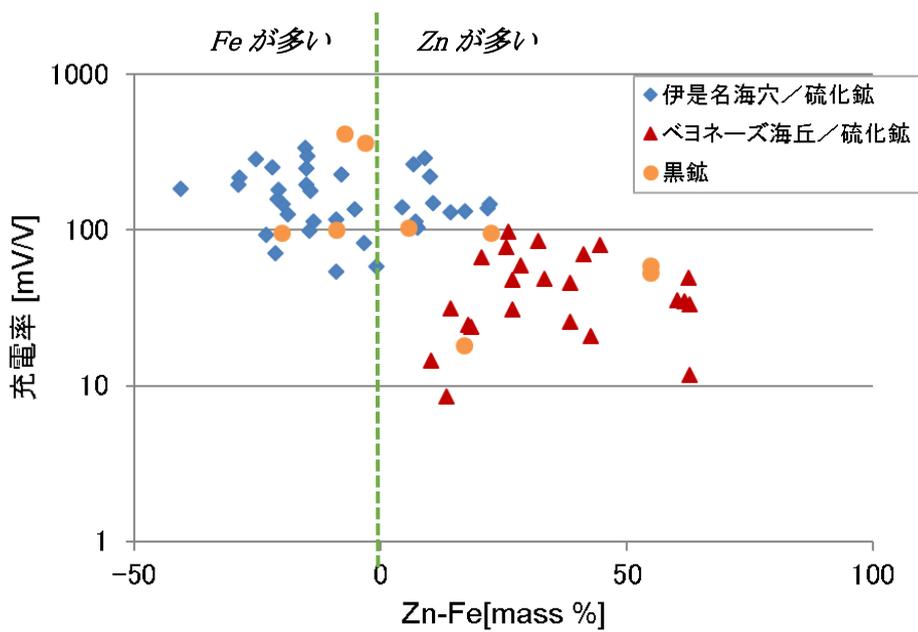


図 2-19 充電率と(Zn-Fe)含有率の関係

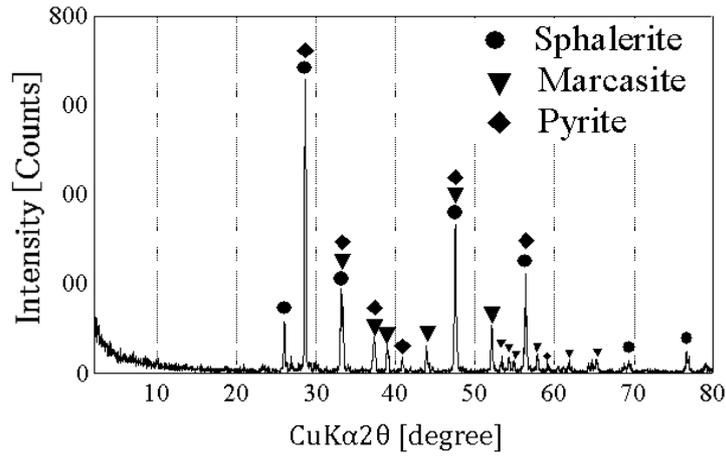


図 2-20 XRD による鉱物種の同定結果(伊是名海穴, No.20)

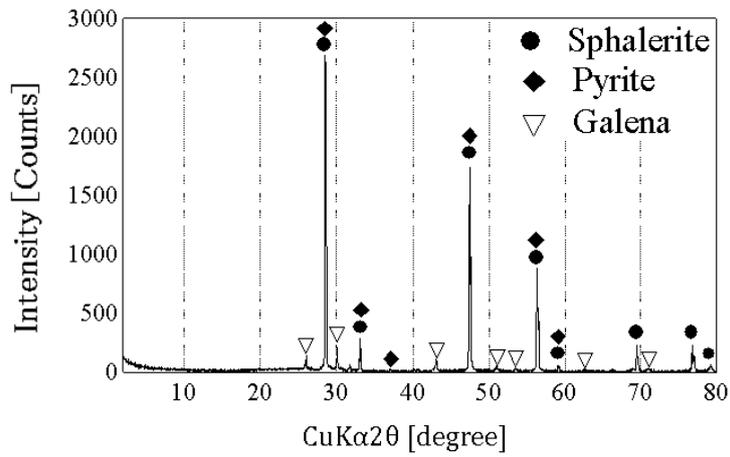


図 2-21 XRD による鉱物種の同定結果(ベヨネーズ海丘, No.93)

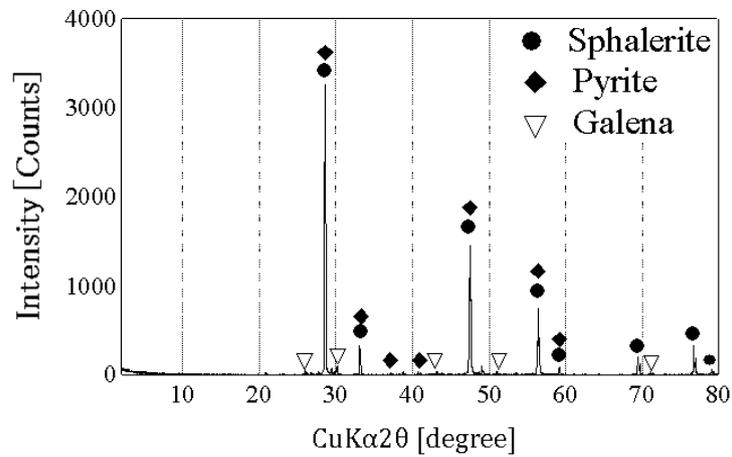


図 2-22 XRD による鉱物種の同定結果(越路鉱山)

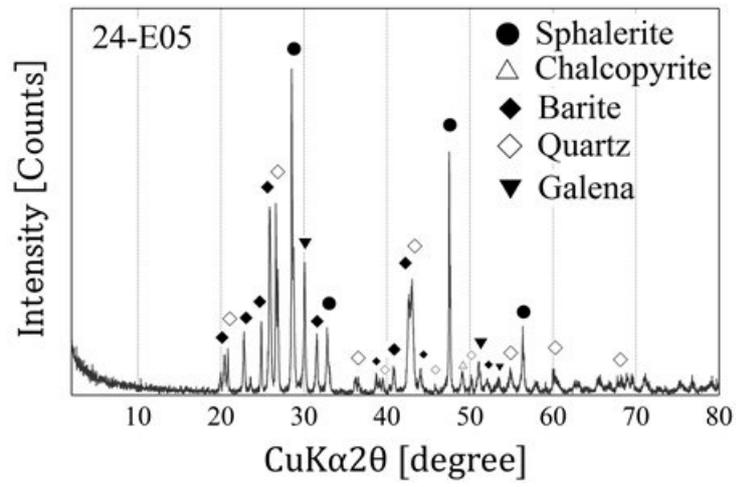


図 2-23 XRD による鉱物種の同定結果(釈迦内鉱山の黒鉱)

2.6 まとめ

海底熱水鉱床サンプルの比抵抗と充電率の計測結果に化学分析, X線分析を合わせることによって, 以下のことがわかった。

- 海底熱水鉱床鉱石の比抵抗は2つの海域によって異なり, 10 倍以上の差がある。
- 海底熱水鉱床鉱石の充電率は海域によらず常に高く母岩との区別が明瞭である。
- 鉱石の結晶構造や金属組成は海域によって特徴があり, それらから比抵抗の違いを説明することができる。
- 沖縄トラフ海域の一部の鉱石は強い磁性を持ち, それは鉱石に含まれる磁硫鉄鉱に起因するものである。

本研究によって, 海底熱水鉱床の電気特性(比抵抗および充電率)を指標とした電気・電磁探査が有効であることが示された。伊是名海穴の鉱石は海底(1~数 $\Omega \cdot m$), 海水(0.3 $\Omega \cdot m$)よりも低いとして解析, 評価を行うこととした。ベヨネーズ海丘については比抵抗では母岩との区別は難しい, と判断した。ただし, 本研究で使用したサンプルの採取深度は 10 m 以浅に偏っており, より深部には比抵抗の低い鉱体層の存在の可能性もある。

また, 海域によらず硫化鉱体が高い IP 効果を示していることから, 充電率を指標とした探査手法についても, 重要と考えられる。岩石の充電率は, 比抵抗の周波数効果(複素比抵抗)としてとらえられており, 直流電気探査 IP 法においては, 電流送信中の受信電位によって比抵抗を決定し, 電流遮断後の過渡応答として充電効果を計測する。TDEM法においては, 送信電流遮断後に比抵抗構造と充電率構造による過渡応答を合わせて計測することになり, それらの信号の分離が重要になる。

3章 海底 TDEM 法の数値実験

3.1 はじめに

TDEM 法では、送信電流を遮断した後に測定が行われ、海底下の深い部分の情報はより遅い時間のデータに含まれる。遅い時間のデータでは測定する電磁応答は小さくなるため、大電流の送信や高感度の受信システムが必要であり、また、環境ノイズやシステムノイズなどに対して、測定される電磁場が十分に有意な大きさである必要がある。ここでは海底 TDEM 法の応答、海底熱水鉱床への感度と必要な測定精度について調べるために、3次元積分方程式法を用いて、水平2層構造(海水/海底地層)に3次元比抵抗異常体(鉱床)が埋設されたモデルについて計算し、その結果を評価した。

3.2 数値実験仕様

本数値実験で使用したプログラムの仕様を表 3.1 に示す。解析モデルは海水深さ 1000 m, 鉱床幅 200 m ($X=-100\sim 100$ m), 奥行 400 m ($Y=-200\sim 200$ m) で, 鉱床の上面は海底面と一致させた。鉱床の厚みは 0~120 m を 40 m ピッチで変化させて計算を行った。モデルの比抵抗は海水=0.3 $\Omega\cdot m$, 海底地層=1.0 $\Omega\cdot m$, 鉱床=0.1 $\Omega\cdot m$ とした。(表 3.2, 図 3-1)送信源は 5×5 m の矩形ループ(1 A・1 回巻)で, ループの方向は X 軸方向(dir-X), Y 軸方向(dir-Y), Z 軸方向(dir-Z)について検討を行った。受信はループの中心で行うこととした(図 3-2)。

送信ループ中心におけるループ面に垂直な方向の磁場と起電力のノルマル場, 異常場, トータル場を出力した。ノルマル場とは解析モデルにおける水平 2 層構造(海水/海底地層)の応答を, 異常場とは3次元比抵抗異常体(鉱床)の応答を, トータル場とはノルマル場と異常場と合わせた解析モデル全体の応答を指す。計算点位置は鉱床の上空間に面的に配し, X 軸方向は 0~150 m(50 m 間隔), Y 軸方向は 0~300 m(100 m 間隔), Z 軸方向は海底面からの高さ 1 m と 10 m である(表 3.3, 表 3.4, 図 3-3)。測定時間は送信電流遮断後 $10^{-4}\sim 10^{-1}$ 秒とした。

表 3.1 時間領域の電磁探査法数値実験 プログラムの仕様

解析モデル	層状半空間に 3 次元比抵抗異常体を埋設
解析法	3 次元積分方程式法
送受信タイプ	セントラルインダクション 磁場受信/起電力受信
送受信の配置	空中, 海中, 地下, 地表に配置可能
出力	ノルマル場, 異常場, トータル場の磁場および起電力

表 3.2 時間領域の電磁探査法数値実験 モデル設定

海底深度	1000 m
比抵抗値	海水 0.3 $\Omega\cdot m$, 海底下 1.0 $\Omega\cdot m$, 鉱床 0.1 $\Omega\cdot m$
鉱床サイズ	幅 200 m 奥行 400 m 厚さ 0~120 m(40 mピッチ)
鉱床位置	上面が海底面と一致

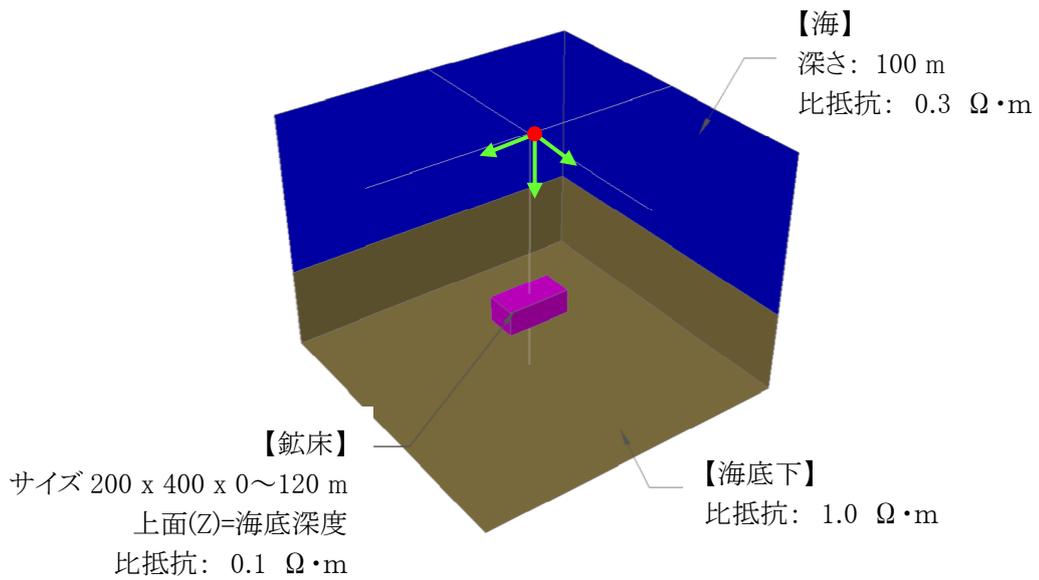


図 3-1 時間領域の電磁探査法数値実験 モデル図(3D パース)

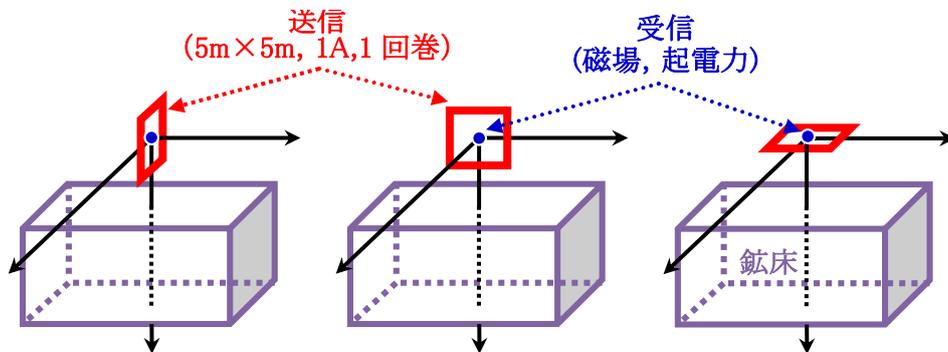


図 3-2 送受信の定義(左:X方向, 中:Y方向, 右:Z方向)

表 3.3 時間領域の電磁探査法数値実験 測点仕様

X方向	0~150 m, 50 m 間隔
Y方向	0~300 m, 100 m 間隔
Z方向	海底面からの高さ 0 m, 10 m

表 3.4 時間領域の電磁探査法数値実験 計算点座標

測点 番号	X 座標 [m]	Y 座標 [m]	Z 座標 [m]	測点 番号	X 座標 [m]	Y 座標 [m]	Z 座標 [m]
P01	0	0	1	P17	0	0	10
P02	0	100	1	P18	0	100	10
P03	0	200	1	P19	0	200	10
P04	0	300	1	P20	0	300	10
P05	50	0	1	P21	50	0	10
P06	50	100	1	P22	50	100	10
P07	50	200	1	P23	50	200	10
P08	50	300	1	P24	50	300	10
P09	100	0	1	P25	100	0	10
P10	100	100	1	P26	100	100	10
P11	100	200	1	P27	100	200	10
P12	100	300	1	P28	100	300	10
P13	150	0	1	P29	150	0	10
P14	150	100	1	P30	150	100	10
P15	150	200	1	P31	150	200	10
P16	150	300	1	P32	150	300	10

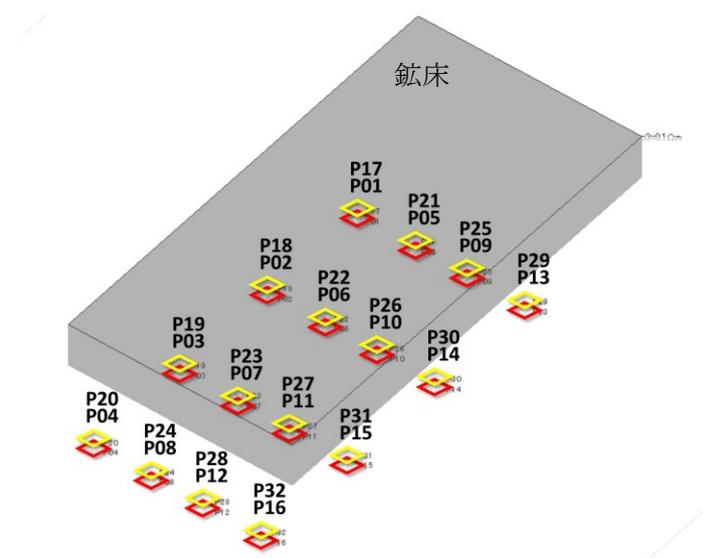
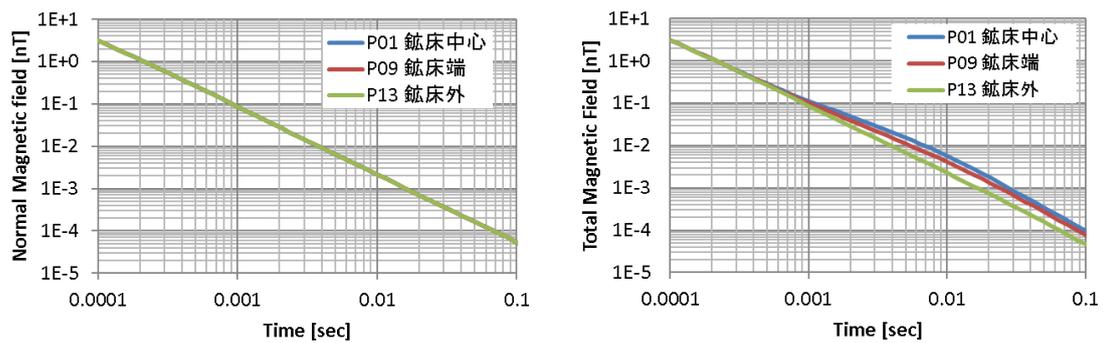


図 3-3 時間領域の電磁探査法数値実験 計算点の配置図

3.3 数値実験結果

3.3.1 磁場の応答

図 3-4 に送受信機方向がZ方向, 鉱床中央, 鉱床端, 鉱床外の測点における, 電流遮断後のループ中心の磁場の時間変化を示す。磁場の値は電流遮断後 0.0001 秒~0.1 秒の間に約 5 桁減衰し, 電流遮断後 0.1 秒の信号レベルは, 約 0.05 pT である。測点が鉱床の中央と端にある場合の応答には大きな差がないが, 鉱床の外では磁場がより早く減衰する。



(計算条件)

鉱床厚さ : 40 m

測点位置 : P01(鉱床中央, 高さ 1 m)

P09(鉱床端, 高さ 1 m)

P13(鉱床外, 高さ 1 m)

送受信配置 : セントラルインダクション

受信 : 磁場

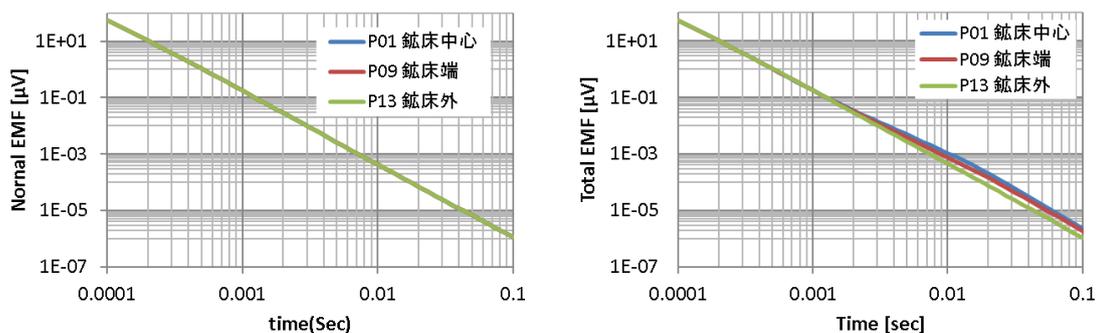
送受信機方向 : Z

図 3-4 TDEM 法数値実験結果(磁場の応答)

左:ノルマル場, 右:トータル場

3.3.2 起電力の応答

図 3-5 に送受信機方向がZ方向, 鉱床中央, 鉱床端, 鉱床外の測点における, 電流遮断後のループ中心の起電力の時間変化を示す。起電力の値は電流遮断後 0.0001 秒~0.1 秒の間に約 8 桁減衰し, 測定には磁場よりも広いダイナミックレンジが要求される。電流遮断後 0.1 秒の信号レベルは, 約 $1.0 \times 10^{-6} \mu\text{V}/\text{A}$ である。測点が鉱床の中央と端にある場合の応答には大きな差がないが, 磁場の応答と同じく, 鉱床の外では磁場がより早く減衰する。



(計算条件)

鉱床厚さ : 40 m

測点位置 : P01 (鉱床中央, 高さ 1 m)

P09 (鉱床端, 高さ 1 m)

P13 (鉱床外, 高さ 1 m)

送受信配置 : コインシデントループ

送受信機方向 : Z

図 3-5 TDEM 法数値実験結果 起電力の応答
左:ノルマル場, 右:トータル場

3.3.3 海底熱水鉱床に対する感度

TEM 法の送受信方向, 鉱床境界, 鉱床厚さ, 測定高度に対する感度について検討した結果を示す。ここで感度の指標として, 海水および海底の層構造モデルの応答(ノルマル場)と 3 次元鉱床の応答(異常場)の比を用いた。実際の測定において鉱床を捉えるためには感度がより大きい方が, 有利となる。

(感度計算式)

$$[\text{sensitivity}] = \frac{[\text{magnetic or EMF field due to ore deposit}]}{[\text{magnetic or EMF field due to sea bed with sea water}]} \times 100 (\%)$$

1) 送受信方向による感度

図 3-6 に送受信の方向を X 方向, Y 方向, Z 方向に変えた時の, の磁場と起電力の感度の時間変化を示す。鉱床厚さは 40 m, 測点位置は鉱床中心, 測定高度は 1 m である。送受信方向は, Z 軸方向が X 軸方向や Y 軸方向に比べて感度が高い。磁場と起電力では, わずかに起電力の感度が勝り, ピークの時間は起電力の方がわずかに遅い。

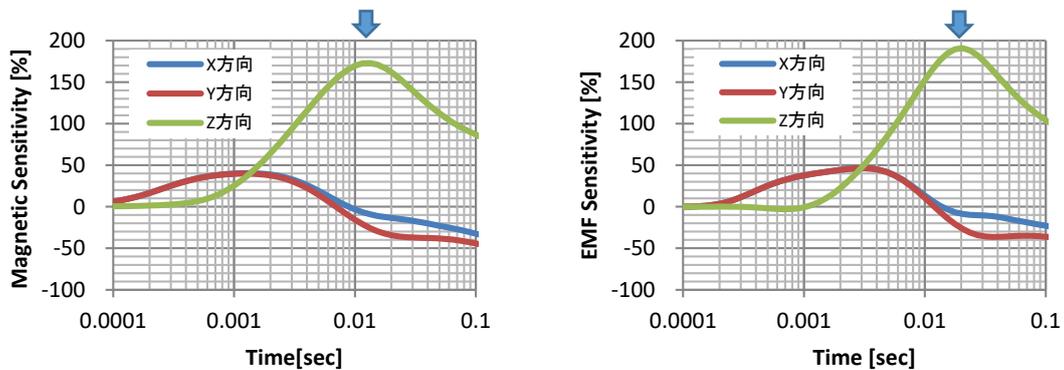


図 3-6 送信方向による感度の違い
(鉱床厚さ 40m, 鉱床中心位置, 測定高度 1m)
左:磁場の感度, 右:起電力の感度

2) 鉱床境界に対する感度

図 3-7 に X 軸上の測線 Y = 0 を移動測定した場合の鉱床中心、鉱床内、鉱床端、鉱床外における磁場および起電力の感度の時間変化を示す。鉱床厚さは 40 m、測定高度は 1 m、送受信方向は Z 軸方向である。磁場の感度は 0.015 秒で全測点が最大となり、鉱床中央が 170 % で最も大きい。また、起電力の感度は 0.02 秒で最大となり、最も大きい鉱床中央の値が 190 % である。磁場の感度、起電力の感度の両方で、鉱床端の内側と外側で最大値の差が最も大きく、鉱床の境界を明瞭に捉えている。

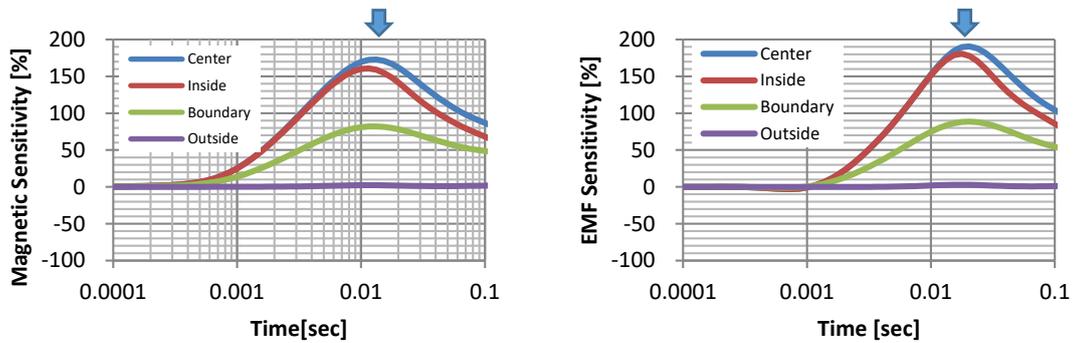


図 3-7 測定位置による感度の変化
(送信方向 Z, 鉱床厚さ 40 m, Y = 0 測線上, 測定高度 1 m)
左:磁場の感度, 右:起電力の感度

3) 鉱床厚さに対する感度

図 3-8 に鉱床厚さ 40 m, 80 m, 120 m における磁場および起電力の感度の時間変化を示す。測点位置は鉱床中心, 測定高度は 1 m, 送受信方向は Z 軸方向である。磁場の感度最大は 0.015 秒に, 起電力は 0.02 秒に現れる。磁場と起電力の両方で, 厚さが増すにつれて, 感度は大きくなり, 厚さが 2 倍で感度の最大値は約 5 倍, 厚さが 3 倍で最大値は 7.5 倍高くなる。厚いほうが感度は大きい, 厚さが増すにつれて最大値の増分は小さくなる。

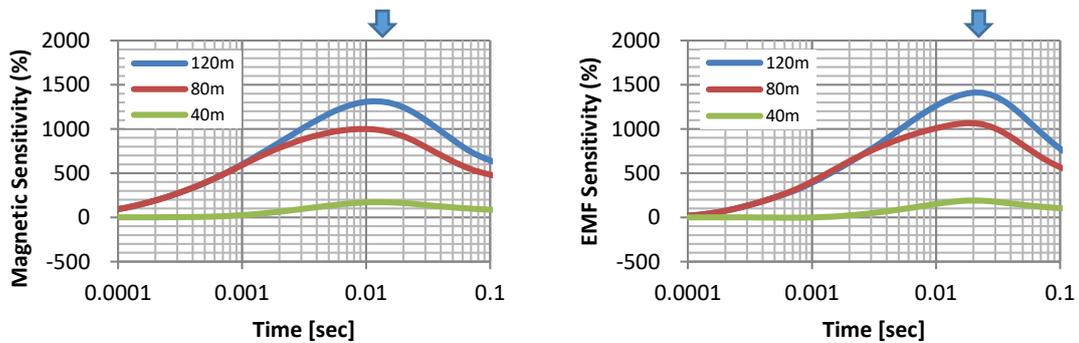


図 3-8 鉱床厚さによる感度の違い(送信方向 Z, 鉱床中心位置, 測定高度 1 m)
左:磁場の感度, 右:起電力の感度

4) 測定高度に対する感度

送受信機を海底から離れた状態での測定を想定し、図 3-9 に測定高度 1 m, 10 m における磁場と起電力の感度の時間変化を示す。鉱床厚さは 40 m, 測点位置は鉱床中心である。磁場の感度は、測定高度 1 m では 0.015 秒で感度最大になるのに対して、測定高度 10 m ではより遅い時間(0.02 秒)で最大となり、信号レベルも小さくなる。一方起電力の感度は、測定高度 1 m は 0.02 秒で、高度 10 m では 0.03 秒で最大感度となる。より海底に近いところでの測定が有利であるが、海底から 10 m の高さでも鉱床の境界を 100 % 近い感度で捉えている。

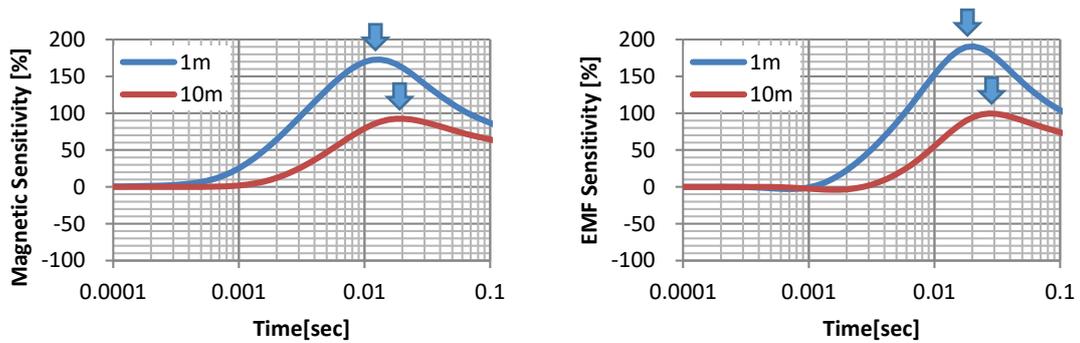


図 3-9 測定高度による感度の違い
(送信方向 Z, 鉱床厚さ 40 m, 鉱床中心位置)
左:磁場の感度, 右:起電力の感度

3.3.4 電流遮断後の過渡応答

TDEM 法では、海底下のより深い部分の情報は、より遅い時間に信号となって現れる。図 3-10 に高さ 1 m と 10 m の位置で面的に配した測点での磁場の感度分布を送信電流遮断後の時間毎に示す。鉱床厚さは 40 m である。電流遮断直後は送信ループに近い場所の信号で、測点の位置に関わらず鉱床の存在を示していない。その後、0.001~0.5 秒で鉱床の中心を感度最大とする異常場の信号があり、鉱床の境界をとらえている。さらに時間が経過すると、鉱床の厚さを超える深度の信号となるため、異常場の信号はなくなる。

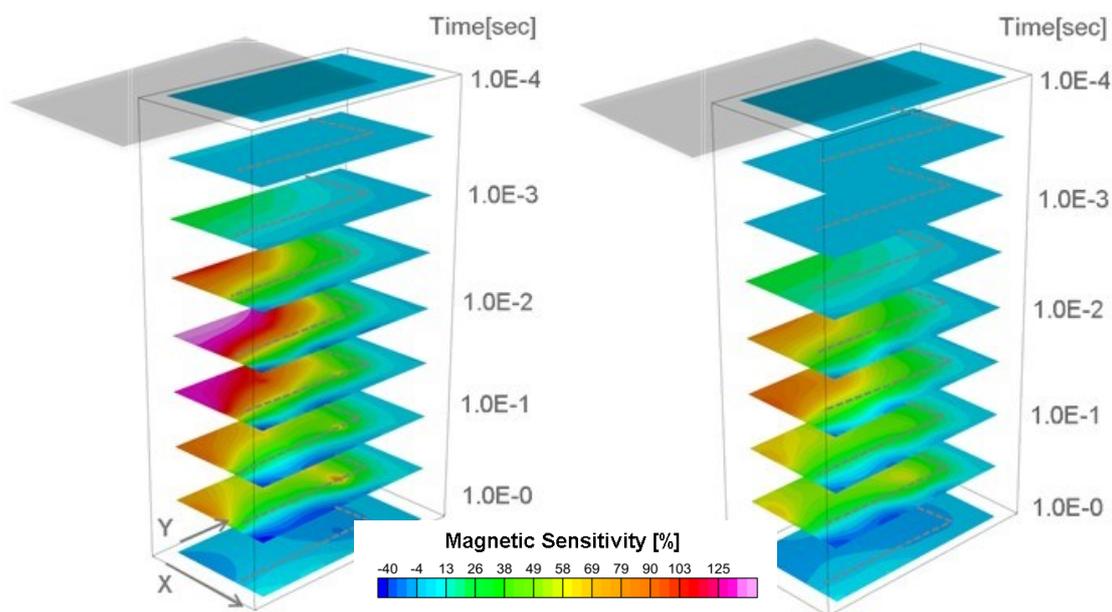


図 3-10 測定高度 1 m, 10 m での磁場の感度分布(左:高度 1 m, 右:高度 10 m)

3.4 考察

3.4.1 受信レベルと測定精度の検討

深海底における測定においては、測定機器の投入・回収や調査の実測上の制約から使用できる送信ループの大きさに限度があり、現在は一辺が 2.2 m ~ 3.5 m の矩形ループを使用している。電磁応答の絶対値は、送・受信モーメント(ループのと巻き数、送信電流で決まる値)に比例するため、実際的な測定に対して必要とされる精度やノイズレベルを評価するには、より現実的な性能の送・受信モーメントを使用する必要がある。セントラルループ配置および、コインシデントループ配置での送・受信モーメントは以下の式で表される。表 3.5 に主な送受信ループの大きさと、送信モーメントと受信モーメントの積を示す。①は本数値計算でのモデル、②③は曳航型測定、④は固定型測定、⑤は移動型測定のパラメータである。

$$\text{(セントラルループ配置)} M_{Ci} = I \times n_T \times A$$

$$\text{(コインシデントループ配置)} M_{Co} = I \times n_T \times n_R \times A^2$$

I : 送信電流値 [A]

A : 送・受信ループの面積 [m²]

n_T : 送信ループの巻き数

n_R : 受信ループの巻き数

表 3.5 主な送受信パターンとそのモーメント

	送信ループ				受信ループ		送受信のモーメント	
	サイズ [m]	面積 [m ²]	送信電流 [A]	巻数	面積 [m ²]	巻数	セントラルループ	コインシデントループ
①	5×5	25	1	1	25	1	25	625
②	3.5×3.5	12	100	1	12	5	1,225	75,031
③	3.5×3.5	12	100	1	12	2	1,225	30,013
④	3×3	9	100	1	9	2	900	16,200
⑤	2.5×2.2	5.5	100	1	5.5	2	550	6,050

鉱床厚さ:40 m, 測定高度:1 m, 送受信方向:Z 方向, Y = 0 の測線上の点の応答(図 3-4, 図 3-5)を、③の送受信パターンで測定した場合の送信電流で標準化した(1 A あたりの)応答を図 3-11 に示す。

可探深度の目安として、拡散深度(付録-1.5)を考えると、0.0001 秒から 0.01 秒の測定で数 m~50 m 程度の情報を得ることができる。海底熱水鉱床の開発可能深度は、主に経済的な理由から海底下数十 m 程度とされており、探査深度 50 m は十分な探査能力とみなすことができる。この時間帯の計測に必要な磁場の測定範囲は約±120 nT, 起電力は約±3000 μV である。また、

必要な解像度はそれぞれ 0.1 nT 程度と、0.02 μ V 程度である。

拡散深度は、あくまでもある時刻における最大振幅の深度を意味するもので探査深度とは異なり、また同じ時間でも比抵抗によって拡散速度が異なることに留意が必要である。例えば鉱床が海底面から始まって 40 m の厚さを持つ場合には、鉱床の下端の情報は 10 msec 付近に多く含まれることになる(付図 1-6)。10 msec の磁場の応答と起電力の応答はそれぞれ、0.1 nT 程度、0.02 μ V 程度(図 3-11)である。また、海底面が鉱床でなく($1 \Omega \cdot \text{m}$)、海底下 50 m から始まる鉱床の上面の情報は、1.5 msec 付近に多く含まれることになる(付図 1-6)。1.5 msec における磁場は 2 nT 程度、起電力は、6 μ V 程度(図 3-11)である。

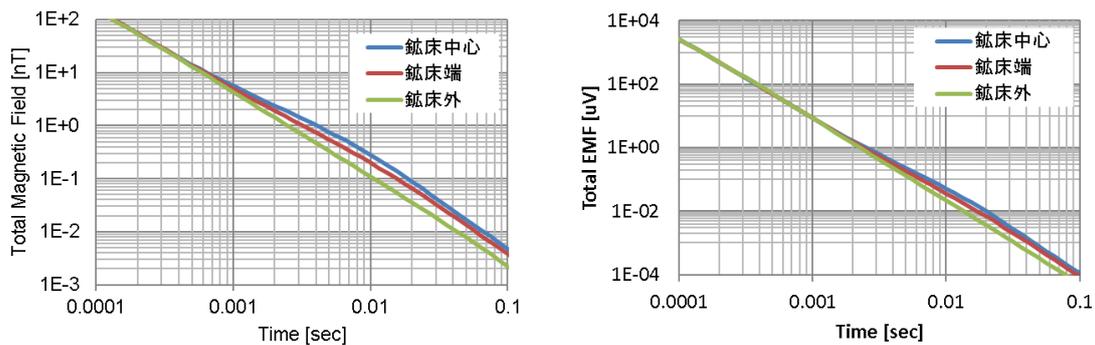


図 3-11 送信ループ 3.5×3.5 m, 送信電流 100 A, 1 回巻の応答
(送信方向 Z, 鉱床厚さ 40 m, 測定高度 1 m)
左: 磁場, 右: コインシデントループ(2 回巻)

3.5 まとめ

3次元数値シミュレーション実験の結果を以下にまとめる。

- 垂直ループよりも水平ループの方が海底熱水鉱床に対して感度が高い。
- 海底での TDEM 法は、海底熱水鉱床の外縁に対して十分検出可能である。
- 鉱床の厚さに対して、50 m 程度までの厚さの識別が可能である。
- 海底面から 10 m 高度の測定でも海底下の熱水鉱床を探査できる。

さらに実際の送受信のモーメントを想定し、拡散深度を目安として、測定におけるダイナミックレンジや分解能、ノイズレベルを検討するために必要となる指標を得た。具体的には、3.5 m 角の送信ループを用いた場合、海底下 50 m までの探査深度を目安として、磁場測定のダイナミックレンジは ± 120 nT 以上、ノイズレベルは 0.1 nT 以下、起電力(コインシデントループ 2 回巻)のダイナミックレンジは ± 3000 μ V 以上、ノイズレベル 0.02 μ V 以下とした。

4章 海底 TDEM 法の水槽実験

4.1 はじめに

3章の数値実験によって、TDEM法によって海底熱水鉱床を検知可能であることが示された。ここでは実機を使用した測定に先立ち、海底におけるTDEM法の測定上の問題などを抽出することを目的に、水槽モデル実験を行った。海水、海底および鉱床をモデル化した大型水槽を使用して、低比抵抗の媒質が存在する環境下でのコインシデントループ法の応答を調べ、実海域での測定方法や、信号の抽出方法、ノイズレベルの検討を行った。

4.2 水槽実験仕様

縦 1.35 m × 横 2.4 m × 深さ 1.65 m の FRP 製の水槽を使用し、厚さ 30 cm に真砂土を敷き詰め、水深 30 cm、比抵抗 $0.05 \Omega \cdot \text{m}$ の塩水で満たして海底域のモデルとした。さらに砂層の中に鉱床モデルとして、形状の異なるグラファイト(ブロック状、角柱状、平板状)とステンレス(円柱状、平板状)を埋設した。本来、水槽モデル実験では、相似則式(付録-1.7)が成立するとともに、対応する構造の比抵抗の比も一定にする必要がある(Frischknecht, 1988)が、本水槽実験では適当な比抵抗の材料の入手が困難なため、比の値までのスケールリングまでは行わずに、グラファイトとステンレスという、低比抵抗材料を鉱床モデルとして使用した。ステンレス、グラファイト、砂層の比抵抗はそれぞれ、 $7.2 \times 10^{-7} \Omega \cdot \text{m}$ 、 $1.1 \times 10^{-5} \Omega \cdot \text{m}$ 、 $0.4 \Omega \cdot \text{m}$ である(山下ほか, 2010)。

測定にはコインシデントループ配置を使用した。送受信ループは直径 0.2 m の 10 回巻である。送信電流は 1 A として、鉱床モデル直上と鉱床モデルを横断する測線で、送受信器の測定方向を変えて(水平コインシデントループ配置、垂直コインシデントループ配置)時間領域電磁法を実施した。表 4.1 に本水槽実験の仕様をまとめる、また図 4-1、図 4-2 に測定に使用した水槽ならび鉱床モデルとした低比抵抗体を、図 4-3 に使用したコインシデントループを示す。

表 4.1 時間領域の電磁探査法 水槽実験の仕様

水槽	
形状と材質	W2400×D1350×H1800 mm, FRP 製
モデル	
第1層(海水)	塩水(0.05 Ωm), 厚さ 300 mm
第2層(海底下)	塩水で飽和した砂層(比抵抗 0.17±0.02 Ωm), 厚さ 300mm
鉤床	グラファイト材(1.1×10 ⁻⁵ Ωm), ステンレス材(7.2×10 ⁻⁷ Ωm) 形状は平板, 角柱, ブロックで, 被りは 50 mm, 20 mm
測定	
測定器	コインシデント型測定器(TEMFAST48)
送受信ループ	φ 0.2 m, 1 回巻(水平および垂直)
送信電流	1 A
受信サンプリング	送信電流遮断後 4.06~15304 μsec(48 サンプル)
スタック	7 回

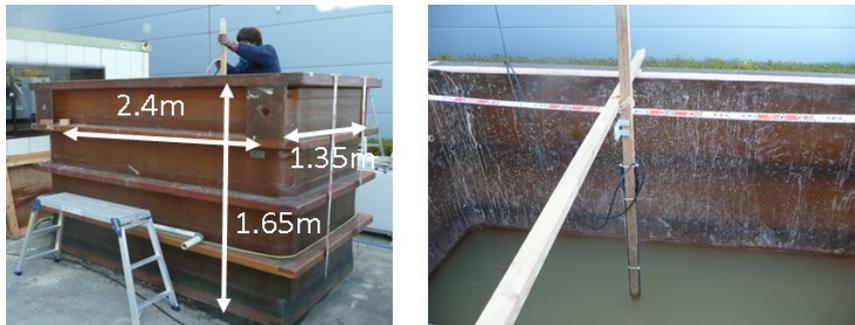
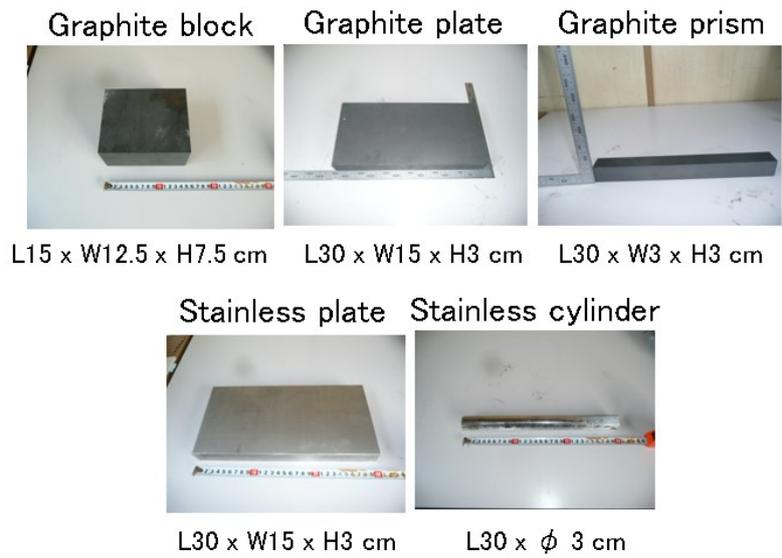


図 4-1 使用した水槽



	Salt water	Sand layer	Graphite (CIP)	Stainless (SUS304)
Resistivity [$\Omega \cdot m$]	0.05	0.4	1.1E-5	7.2E-7

図 4-2 鉱床モデルとした低比抵抗体



図 4-3 コインシデントループ(左:水平ループ, 右:垂直ループ)

4.3 水槽実験結果

4.3.1 鉦床モデル直上における応答

図 4-4 に鉦床モデル直上における水平および垂直コインシデントループの応答を示す。水平コインシデントループ配置では、送信電流遮断後直後の応答はもモデルによらずほぼ同じ電圧値となり、その後 0.0001 秒までは、グラファイトブロック(+)とステンレス平板(×)ではほぼ同じ電圧であるのに対して、砂層(○)はこれらより1~2桁程度小さくなっている。砂層の減衰率が最も大きく、高比抵抗であることを示している。0.0001~0.001 秒における電圧値は、小さい順に砂層、グラファイトブロック、ステンレス平板の順で、グラファイトブロックの減衰が大きく、グラファイトの方がステンレスより比抵抗が高いことを示している。0.001 秒付近では、砂層とグラファイトの電圧値はほぼ同じ値となり、0.001 秒以降は、砂層、グラファイトともに $10^{-6} V/A$ 以下で値がばらつくのは、信号がノイズレベルに達したことを示している。一方、ステンレスは信号が 0.006 秒までゆっくりと減衰した。結局、減衰の時間が早い順に、比抵抗の大きい砂層、グラファイト、ステンレスの順となった。

垂直コインシデントループ配置では、送信電流遮断後直後の応答は、水平コインシデント配置と同様に、ほぼ同じ電圧値を示した。その後、砂層では 0.004 秒、グラファイトで 0.008 秒、ステンレスでは 0.005 秒でノイズレベルに達した。水平コインシデントループと同様の傾向であるが、測定電圧の差は垂直コインシデントループの場合の方が少なかった。

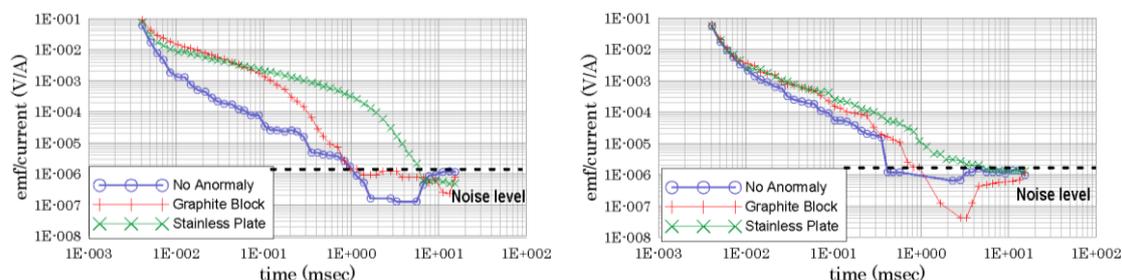


図 4-4 鉦床モデル直上の応答(左:水平ループ, 右:垂直ループ)

4.3.2 ループ配置によるの感度の違い

それぞれのループ配置の感度を調べるために、砂層のみの応答に対するグラファイトブロックとステンレスプレートの応答の比を図 4-5 に示す。横軸は送信電流遮断後の経過時間、縦軸は比である。グラファイトおよびステンレスと砂層の比は、垂直より水平コインシデント配置によるもののほうが 10 倍程度大きいことが判った。これらの比が、0.00004 秒以降ではばらつくのは砂層の応答がノイズレベルに達したためである。グラファイトでは 0.00006~0.0001 秒付近で比が最大となるが、ステンレスではより遅い時間で最大となり、より低比抵抗であることを示している。水平ループ配置の方が垂直ループ配置よりも、鉋床モデルに対して敏感で測定に有利であるという、数値実験と同様の結果が示された。

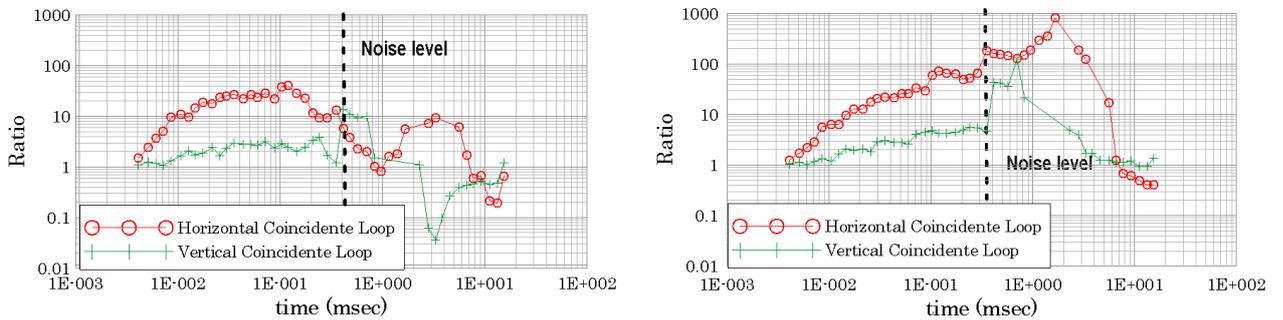


図 4-5 砂層のみの応答に対する応答の比(左:グラファイト, 右:ステンレス)

4.3.3 水平コインシデントループ配置によるプロフィール測定

図 4-6, 図 4-7, 図 4-8 に水平コインシデントループ配置によるプロフィール測定結果を示す。横軸は測点の位置, 縦軸は起電力で, 各測定における送信電流遮断後の経過時間が同じ点を線で結んでいる。いずれの測線においても, 電流遮断直後の起電力の値からは埋設した鉱床モデルの影響は認められないが, 時間の経過に伴って, 鉱床モデルに近いところは, 砂だけの場合よりゆっくり減衰するために起電力が大きくなって, 鉱床モデルの埋設位置が明瞭に判断できる。

グラファイトブロック, ステンレス円柱, ステンレス平板を横切る測線(図 4-6)では, グラファイトよりステンレスのほうが電流遮断直後の起電力が小さく, 減衰がゆっくりしており, より低比抵抗であることが示された。グラファイト角柱とグラファイト平板を横切る測線(図 4-7)では, 同じ素材でも, 異なる形状による応答の違いをとらえている。その後さらに時間が経過すると, 鉱体を流れる誘導電流は減衰し, 全ての測線で鉱床モデルの下部層の均質な砂層の応答を示した。

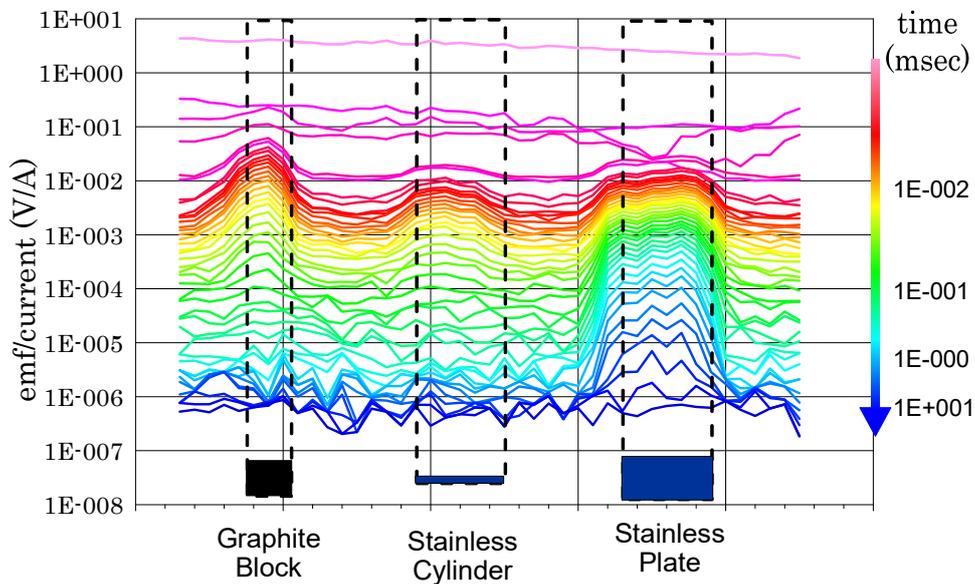


図 4-6 水平コインシデントループ配置による水平探査結果①
グラファイトブロック, ステンレス円柱, ステンレス平板を横切る測線

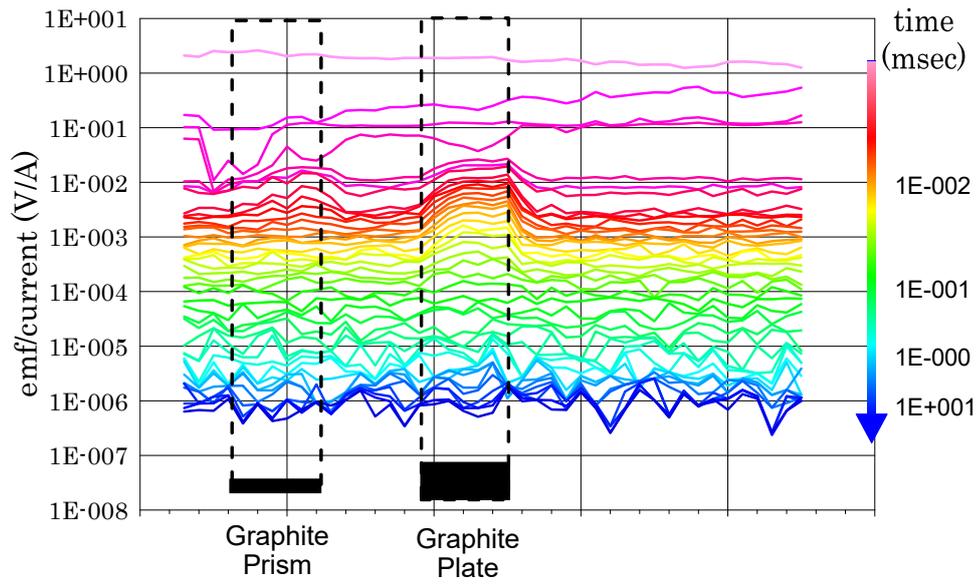


図 4-7 水平コインシデントループ配置による水平探査結果②
 グラファイト角柱, グラファイト平板を横切る測線

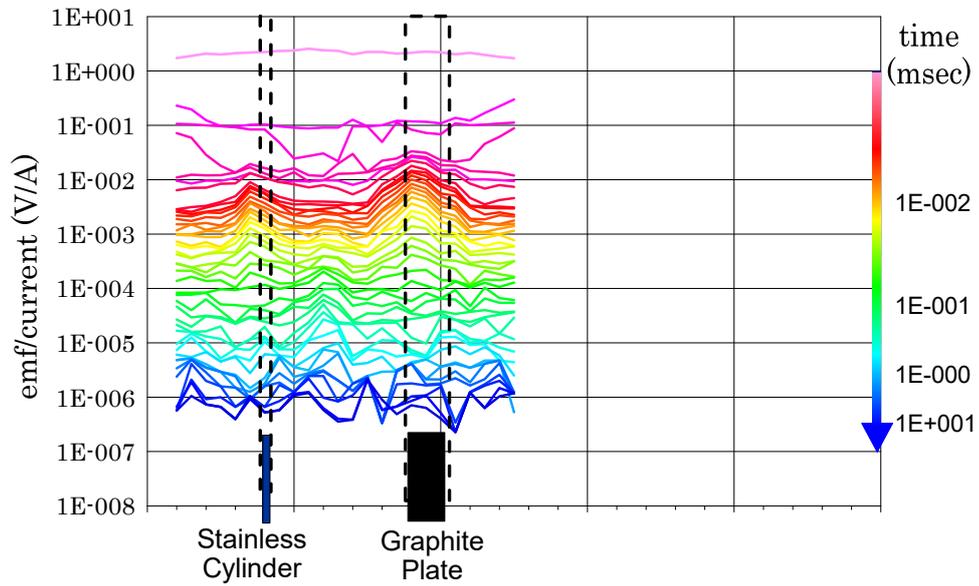


図 4-8 水平コインシデントループ配置による水平探査結果③
 ステンレス円柱, グラファイト平板を縦に横切る測線

4.4 考察

4.4.1 データの評価方法とノイズレベル

プロファイル測定結果(図 4-6, 図 4-7, 図 4-8)に見るように, TDEM 法では, 比抵抗が低い方が応答はよりゆっくりと減衰して遅い時間まで高い応答が維持される特徴を生かして, 生データの状態で, 特別な解析を行わずに, 比抵抗値のコントラストを把握することができる。本水槽実験において, 低比抗の塩水が存在する場合にも, 鉱床モデルの材料の違いと形状の違いを把握することができたことから, 海底での測定においても, データの評価方法として, プロファイル測定結果の作図は, 有用な手段となる。ただし, 実海域における母岩と鉱石の比抵抗コントラストは, 本実験における砂層と鉱床モデルより小さく, 測定値のプロファイル図には, 本水槽実験でみられるような, 明確な違いが見られない可能性もある。

砂層のみの応答に対するグラファイトとステンレスの応答の比(図 4-5)では, 砂層でのデータをリファレンスとして使用することで, グラファイトとステンレスの減衰の仕方の違いをさらに際立たせて見ることができた。図 4-5 で, データの利用できる時間の範囲は, リファレンスである砂層の応答がノイズレベルに入る時間で規定されることに注意が必要である。図 4-4 にみるように, ノイズレベルに入る時間は比抵抗によって変化する。

海洋での測定においても, リファレンス地点を決めて, そこでの応答と, 各測点における応答の差や比をとることは, 効果的だと思われる。リファレンス点としては, 鉱床のない海底と判断できる地点や, 比抵抗値が既知で均質である海水のみの場所が考えられる。前者において海底が海水や鉱床より高比抵抗の場合は電磁応答が早く減衰してより早い時間にノイズレベルに入ることを考えると, 後者の方が望ましいと思われる。リファレンス測定としては, 海底から十分離れた海底の影響のない場所(海底からの高度 100m 程度)で, スタック回数を増やすなどして, できるだけ遅い時間まで精度の良いデータをとることとした。

4.5 まとめ

水槽実験によって、低比抵抗の媒質で囲まれた環境下でも、TDEM 法によって低比抵抗の鉱床の検知が可能であることが確認された。また、低比抵抗媒質における電磁探査で取得されたデータに対して、プロファイル測定結果の作図や、リファレンス点を使用したデータ処理が可能、かつ有用であることが示された。

海底下のより深い場所の情報を得るためには、電流遮断後により遅い時間までの測定が必要になるが、遅い時間では信号が小さくなることから、可探深度はノイズレベルによって規定されることになる。特にリファレンス点を基準とした解釈を行う場合は、リファレンス点での測定データのノイズレベルが全ての測定に対しての可探深度を決定することになるため、遅い時間まで精度のよいデータを得ることが重要である。リファレンスとして、比抵抗値が既知で均質である海水のみの状態で、スタック回数を増やしてデータを取得することとした。

本水槽実験では、鉱床モデルとして適当な材料が入手困難なために、グラファイトとステンレスという低比抵抗材料を使用した。よって実海域における海水、母岩、鉱床の比抵抗コントラストや、鉱床がもつ充電効果についてのスケーリングには至っていない。実海域で取得されたデータにたいして、プロファイルの作図やリファレンス点を利用したデータ処理について、適用範囲の検証と定量的な評価を行う必要がある。

5章 ノイズの軽減方法の検討

5.1 はじめに

海底 TDEM 法の実際の測定において、測定環境に存在するノイズや、測定システム自体から発生するノイズなど、様々なノイズが測定波形に影響を及ぼしていることが確認されている。深海底での測定では、陸上での測定にみられる 50 Hz や 60 Hz の商用電源や高圧送電線によるノイズなどはないものの、本手法に特有のいくつかのノイズが存在する。たとえば、ROV の電源システムから混入する 60 Hz などの周期的なノイズ、ROV や耐圧容器などの低比抵抗体としてのノイズ、測定システムの揺動によるノイズなどである。ここでは各ノイズの評価と軽減方法について検討した。

5.2 ROV の周期的ノイズ

5.2.1 ノイズの特徴

図 5-1、図 5-2 に ROV ハイパードルフィンと ROV はくようを利用した場合の送信電流遮断後1秒～3 秒の電磁応答のない時間帯の磁場の垂直成分の波形とその周波数特性を示す。両波形ともに、固定型測定において ROV が測定システムを海底に配置した際に取得したもので、測定システム揺動の影響は受けていない。2 秒間で 5 nT 程度のゆっくりとした磁気の変化は、地磁気の変動と思われる。10 msec までの電磁応答を見るとき、その間の地磁気の変動は 0.025 nT となり、TDEM の信号に対して十分に小さい。

ROV ハイパードルフィン(図 5-1)では 60 Hz の成分が卓越し、ROV の交流電源による影響を受けていることが判る。一方、ROV はくよう 3000(図 5-2)では 60 Hz 成分の他に、約 1.5Hz の成分が卓越している。

ROV はくよう 3000 の船上ノイズテストでは、ROV の油圧システムの稼働によって約 4 秒周期の電磁ノイズが発生し、スラスト稼働によって約 0.8 秒周期が発生した(図 5-3)。スラスト稼働のノイズの周期は、スラストへの負荷によって 0.5 秒から 1.5 秒の間で変化した。図 5-1 における 1.5 Hz ノイズはスラスト稼働によるものの可能性が高い。ノイズレベルは図 5-2 で磁場が約 10 nT、図 5-3 ではノイズ発生源である ROV に近接しての計測だったことから約 60 nT にもなる。測定にあたる影響は大きい。

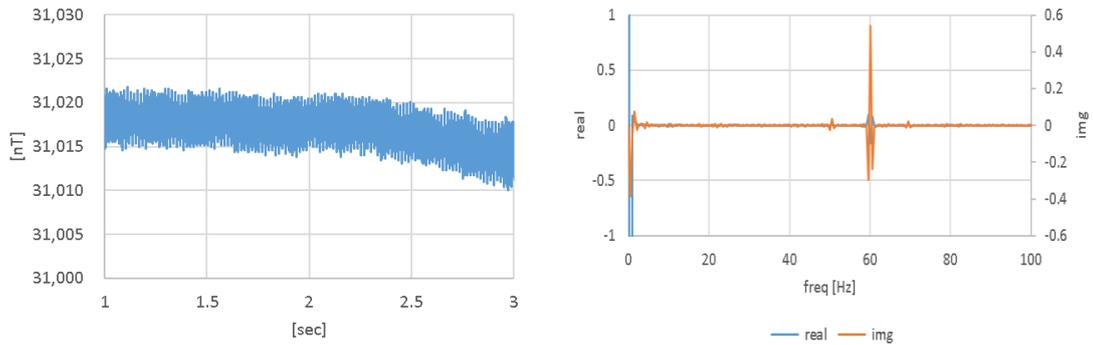


図 5-1 ROV 電源による周期的ノイズ①
 (JAMSTEC, 研究船「なつしま」ROV「ハイパードルフィン」)
 左:送信電流遮断後1秒~3秒の磁場垂直成分の波形, 右:周波数特性

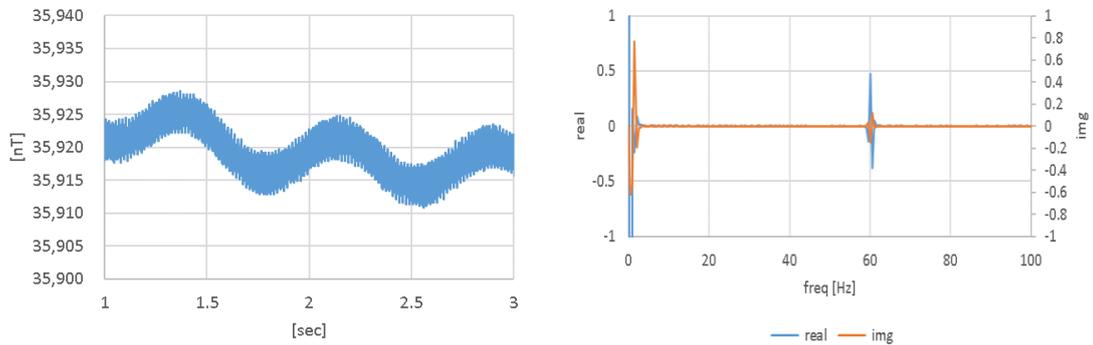


図 5-2 ROV 電源による周期的ノイズ②
 (深田サルベージ建設, 多目的作業船「新世丸」ROV「はくよう 3000」)
 左:送信電流遮断後1秒~3秒の磁場垂直成分の波形, 右:周波数特性

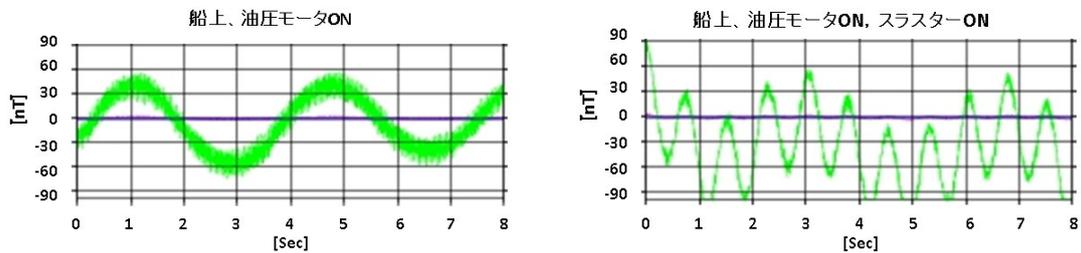


図 5-3 ROV 電源による周期的ノイズ③
 (深田サルベージ建設, 多目的作業船「新世丸」ROV「はくよう 3000」)
 左:油圧システム稼働によるノイズ(約 4 秒周期)
 右:油圧システムとスラスター稼働によるノイズ(約 4 秒+約 0.8 秒周期)

5.2.2 ROV の周期的ノイズ発生状況調査

1) 調査の仕様

沖縄県 名護湾(水深 200 m)において 2015 年 3 月 4 日～5 日に ROV 電磁ノイズの発生状況と影響範囲の調査を実施した。本測定では ROV はくよう 3000 を使用し、測定システムを海底に設置して、ROV の海底からの高度を 6 m, 8 m, 10 m と変えて水平距離 ±50 m の範囲で ROV を東西の測線を航行させて、また測定システムの直上で ROV の高度を 4 m～20 m の間で段階的に変化させて連続的にデータを取得した。送信は一辺 3.5 m の矩形ループで、評価には 3 成分フラックスゲート磁力計 (Bx, By, Bz), コインシデントタイプの受信ループ(2 回巻)の受信記録を用いた。

2) 調査結果(ROV の高度毎のノイズ分布)

高度 6 m における ROV の 60 Hz ノイズの水平(X-Y 平面)分布図を図 5-4 に、1.5 Hz ノイズの水平(X-Y 平面)分布図を図 5-5 に示す。また、図 5-6, 図 5-7 に ROV の 60 Hz ノイズと 1.5 Hz ノイズの垂直(X-Z 平面)分布図を示す。各図中の原点 (X=0, Y=0, Z=0) が測定システム位置である。8 秒の測定サイクル毎に、TDEM 応答のない時間の波形をフーリエ変換し、60 Hz および 1.5 Hz の振幅を色分けして、ROV の位置にプロットした。なお、全ての高度の 60 Hz ノイズの水平(X-Y 平面)分布図は付図 4-1～付図 4-3 に、1.5 Hz ノイズの水平(X-Y 平面)分布図は付図 4-4～付図 4-6 に示した。

60 Hz ノイズは、高度 6 m では、全てのセンサで ROV からの水平距離 ±20 m の範囲で認められる。その最大値は磁場の垂直方向が約 0.7 nT, 磁場の水平方向約 0.3 nT と 0.2 nT, ループ受信が約 32 μ V である。ノイズ分布には指向性は認められない。求められる測定精度が 0.1 nT～2 nT と 0.02 μ V～6 μ V と考えると、特にループ受信では深刻なノイズとなる。高度 8 m, 高度 10 m で高度が増すにつれてノイズの絶対値は小さくなり、高度 10 m で磁場には 60 Hz が認められるが、ループ受信には認められず、ノイズレベル以下に入ったと考えられる。

1.5 Hz ノイズは、磁場センサに高度 6 m で ROV からの水平距離 ±20 m の範囲で認められ、高度 6 m における最大値は垂直磁場が約 1.8 nT, 水平磁場約 0.2 nT と約 0.7 nT で、60 Hz ノイズより大きい。また、垂直磁場は ROV の前後方向と左右方向で強さが異なっており、水平磁場の大きさも異なることから、ノイズには指向性があると判断できる。高度 8 m, 高度 10 m で高度が増すにつれてノイズの絶対値は小さくなり、高度 10 m でもわずかに影響が残っている。ループ受信では測定高度 6 m からノイズレベル以下となり、分布状況は確認できないが、磁場の垂直成分の 1.5 Hz ノイズが 60 Hz よりも大きいことから、高度 6 m では少なくとも 32 μ V の 1.5/60 倍 (0.8 μ V) のノイズがあることが推察できる。

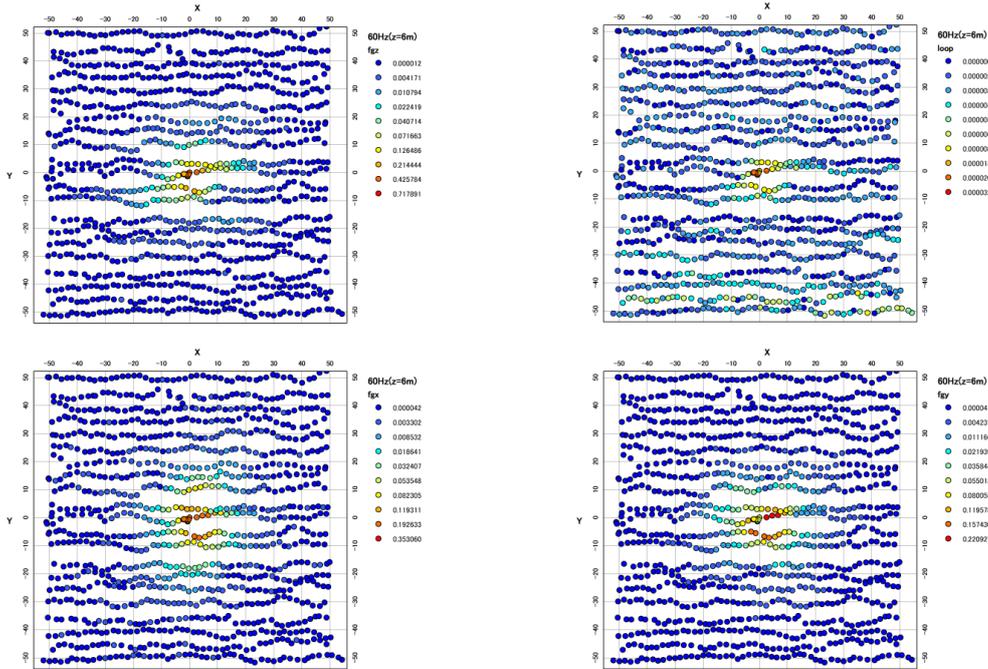


図 5-4 60 Hz ノイズ分布 X-Y 図(ROV 高度 6 m)

上左:磁場の垂直成分(fgz), 上右:ループ受信

下左:磁場の水平成分(fgx), 下右:磁場の水平成分(fgy)

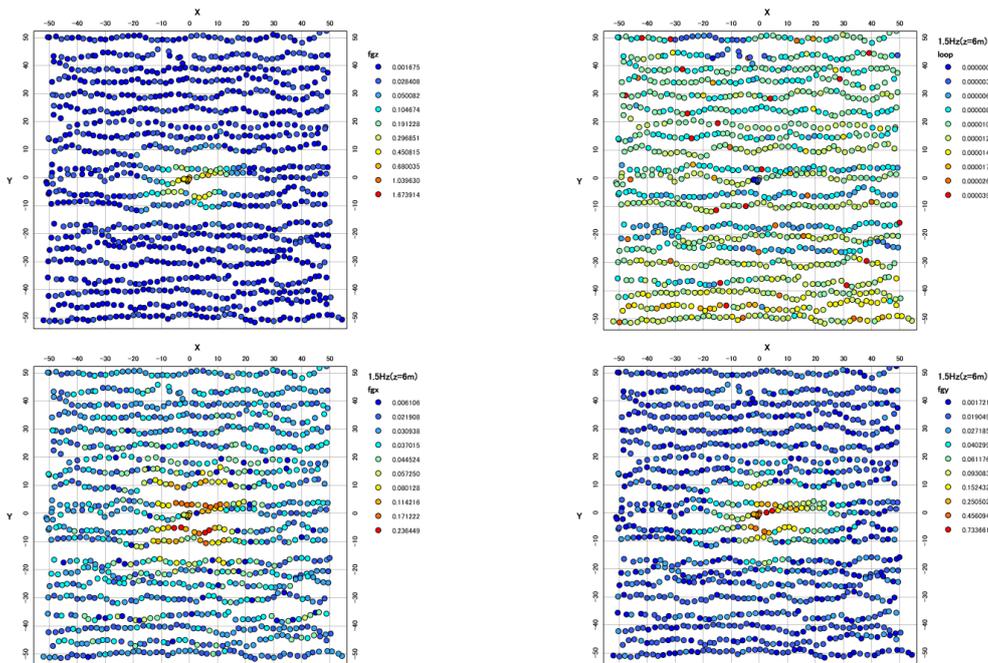


図 5-5 1.5 Hz ノイズ分布 X-Y 図(ROV 高度 6 m)

上左:磁場の垂直成分(fgz), 上右:ループ受信

下左:磁場の水平成分(fgx), 下右:磁場の水平成分(fgy)

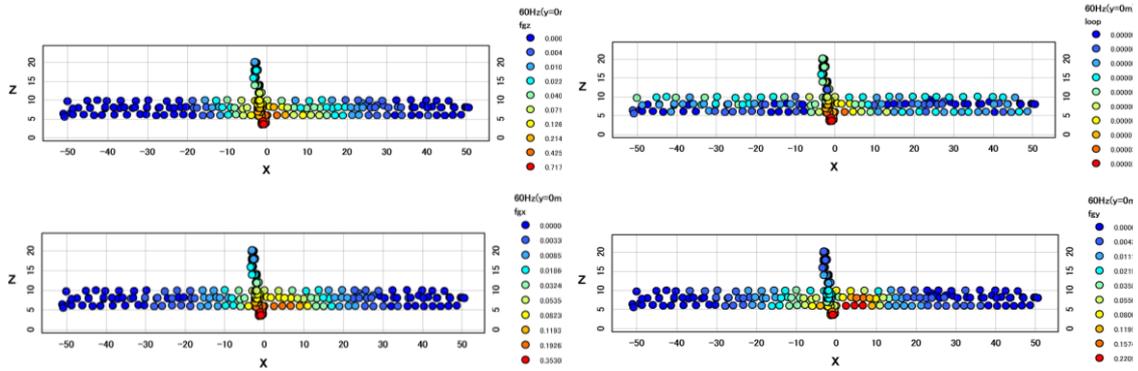


図 5-6 60 Hz ノイズ分布 X-Z 図
 上左:磁場の垂直成分(fgz), 上右:ループ受信
 下左:磁場の水平成分(fgx), 下右:磁場の水平成分(fgy)

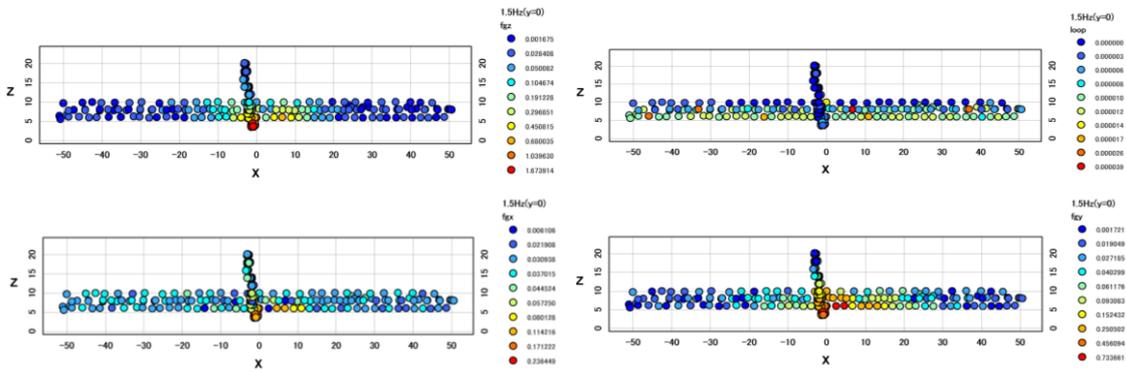


図 5-7 1.5 Hz ノイズ分布 X-Z 図
 上左:磁場の垂直成分(fgz), 上右:ループ受信
 下左:磁場の水平成分(fgx), 下右:磁場の水平成分(fgy)

3) 調査結果(測定システム直上のノイズ)

図 5-8, 図 5-9 に測定システムの直上で ROV の高度を変えた時の 60 Hz ノイズと 1.5 Hz ノイズの変化を示す。各ノイズの大きさは、距離に対して負の指数関数で小さくなる。磁場の測定で 1.5 Hz ノイズが 60 Hz ノイズと同等か、60 Hz より大きいものに対して、コインシデントループでは 60 Hz より小さくなっている。その値は、ノイズレベルに入ってしまう、このグラフから読むことはできないが、磁場の時間微分を計測するコインシデントループでは、理論上では、1.5 Hz は 60 Hz に比べて 1/40 の振幅となる。コインシデントループは磁場測定より 1.5Hz ノイズの影響を受けにくいということがわかる。

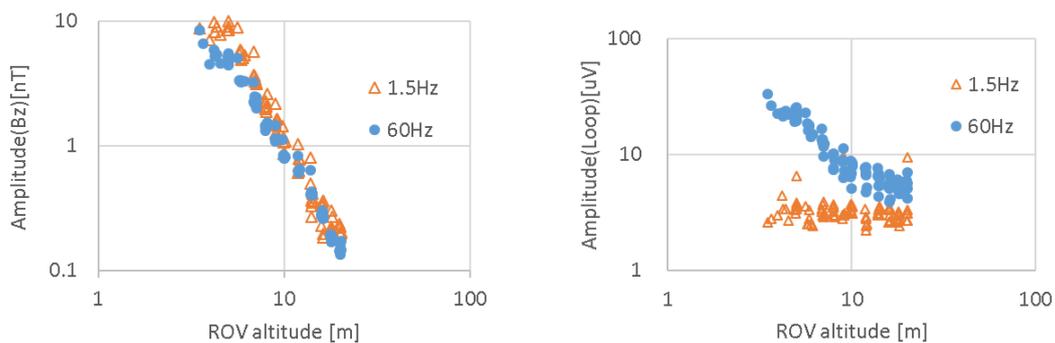


図 5-8 ROV 高度による周期的ノイズの違い①

左:磁場の垂直成分(fgz), 右:ループ受信

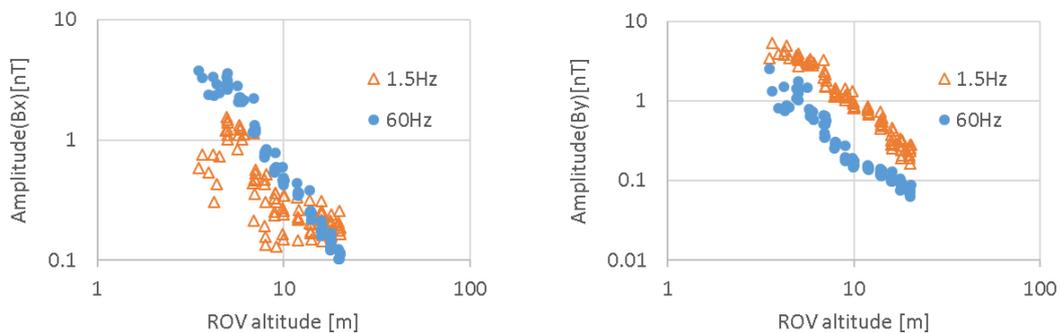


図 5-9 ROV 高度による周期的ノイズの違い②

左:磁場の水平成分(fgx), 右:磁場の水平成分(fgy)

5.2.3 評価と軽減方法

60Hz ノイズについてはアナログフィルタやデジタルフィルタ処理, 正負折り返し送信の応答を折り返したスタック処理で, その大部分の除去が可能である。

周期の変動する 1.5 Hz 付近のノイズについては, 周期の変動が予測つかないこと, 電磁探査信号の周波数と近いことからフィルタ処理による除去は非常に困難である。ROV の周期的電磁ノイズは距離に対して負の指数関数で変化しており, 測定システムと ROV のクリアランスを, 少しでも大きくすることが測定に対して有効である。ROV と測定システムとの高度クリアランスを 10 m 以上確保することで磁場測定に対する ROV の 1.5 Hz ノイズは 1 nT まで軽減できる。また, コインシデントループ受信では, ROV の 1.5 Hz ノイズを受けにくく, 磁場受信の測定に対して優位性があることがわかった。

5.3 ROV の低比抵抗体としてのノイズ

5.3.1 ノイズの特徴

ROV を利用した TDEM 法にとって、計測に不可欠な ROV は金属からなる部分が多く、そこに発生する誘導電流が測定のノイズとなっている。TDEM 法の測定では、まず送信ループに電流を流し、送信電線の周りに磁場を発生させる。送信電流による直流磁場は、周りの媒質に関係なく、電流値と電線からの距離の関数となる。送信電流遮断後には時間の経過によって、発生した誘導電流が媒質内を減衰しながら伝播するが、金属は極めて低比抵抗であるために、その中に誘導された電流の減衰は遅く、誘導磁場を長い時間で維持する。金属部分が接触している媒質は陸上では空気(絶縁体)なのに対して、海底では海水(低比抵抗)があるため、一定時間経過後は金属部分に流れていた誘導電流が外に伝播していき、あたかも新しい送信電流が広がっていく様に働いてしまう現象がシミュレーションによって明らかになっている(黒川,2014)。

実海域試験(NT15-01)で実施された移動型測定において、リファレンスデータとして水深 1600 m の海域で海面からの深度 1000 m の位置で 5 分間のデータ(75 波形スタック分)が取得できた。磁場の垂直成分の応答と、海水(0.3Ω)の均質モデルを用いた数値シミュレーション結果を図 5-10 に示す。ROV に誘導される磁場は約 10000 nT で極めて大きく、両者の結果波形は乖離した結果となった。ROV の影響は電流遮断後 10 msec 以降に急激に減衰し、数値計算結果に近づく。

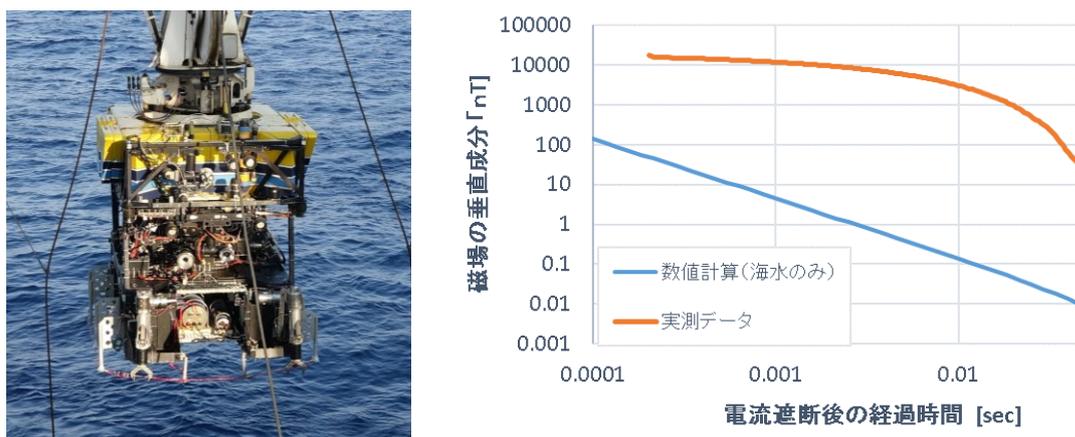


図 5-10 ROV の影響(実海域試験 NT15-01)

左: 移動型測定システム,
右: 数値計算結果と実測データ(磁場の垂直成分)

また、実海域試験(NT15-16)では、ROV が潜航する際と、浮上する際の 2 回のリファレンス測定を NT15-01 航海と同様に、海底からの高度 1000 m(水深 1600 m)で行った。取得されたコインシデントループの応答と、海水(0.3Ω)の均質モデルを用いた数値シミュレーション結果を図

5-11 のグラフに示す。ROV に誘導された磁場に伴って発生する起電力は約 $500 \mu\text{V}$ で極めて大きい。2 つのリファレンスデータは同じ比抵抗の海水の中で、同じ水深で取得されたにも関わらず、異なっており、その差は電流遮断後 0.01 秒で $3 \mu\text{V}$ だった(図 5-12)。

図 5-13 に、同日に取得された全ての測点を、送信電流遮断直後(0.000087 sec)における起電力の値で色分けして地図上にプロットした。コインシデントループの応答は、測定時間の経過にともなって、A:緑色($620\sim 627 \mu\text{V}$) → B:青色($628\sim 643 \mu\text{V}$) → C:黄色($617\sim 619 \mu\text{V}$) → D:赤色($598\sim 616 \mu\text{V}$)と変化しており、それらの変化は測線 M04 の途中、測線 M11 の途中、および測線 M12 の始点で急激に起きていた。図 5-14 に測線 M11 での測定波形と、リファレンス R01 波形との差分および比のプロファイルを示した。測線 M11 では東→西に移動しながら連続的に測定を行ったが、測定 No.(横軸) 101 の地点の前後で、リファレンスとの差分および比の傾向が大きく変わった。

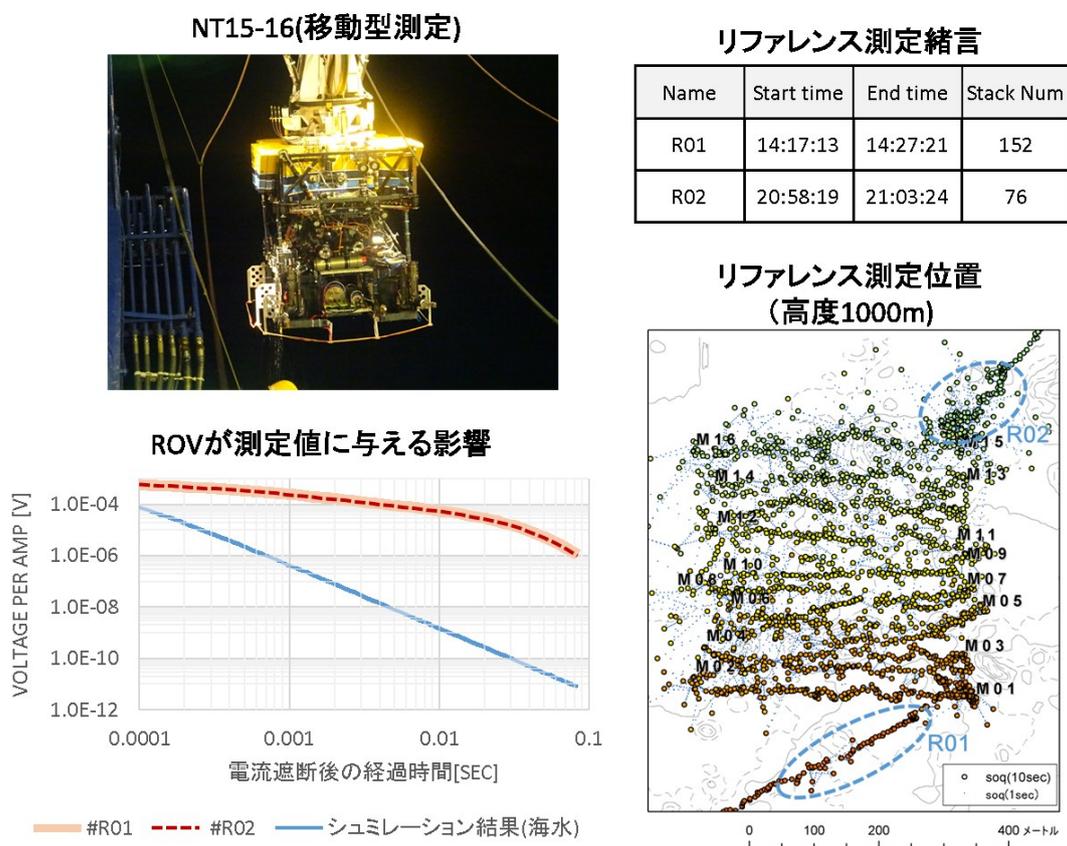


図 5-11 ROV の影響(実海域試験 NT15-16)①

左上:移動型測定システム, 左下:数値計算結果と実測データ(コインシデントループ)
 右上:リファレンス測定の諸言, 右下:リファレンス測定(R01, R02)の測定位置

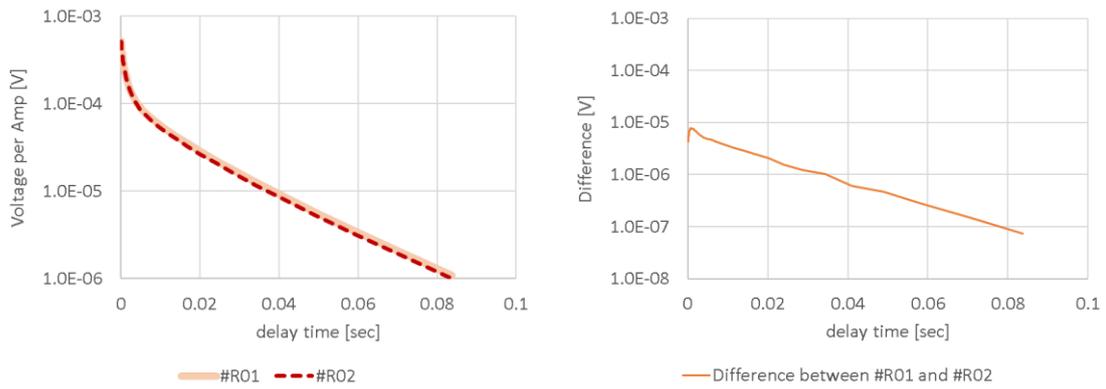


図 5-12 ROV の影響(実海域試験 NT15-16)②
 左: 数値計算結果と実測データ R01, R02(コインシデントループ)の差
 右: リファレンスデータ R01 と R02 の差

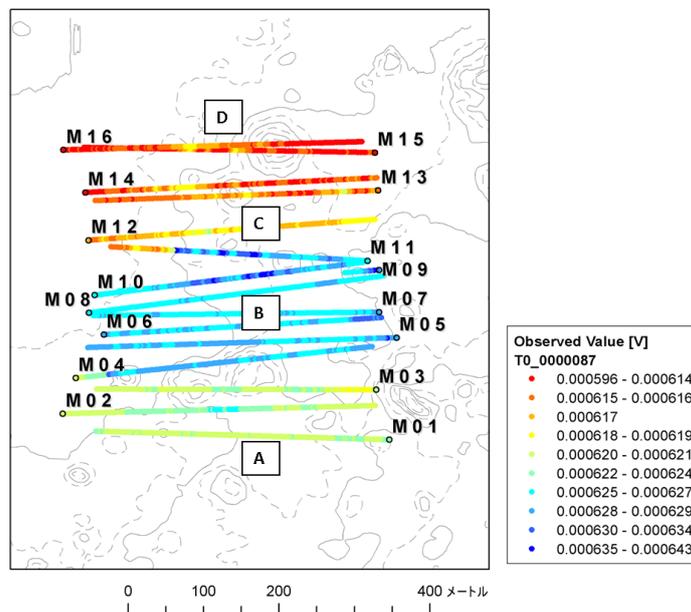


図 5-13 ROV の影響(実海域試験 NT15-16)③
 電流遮断直後(0.000087 sec)の測定値マップ
 測線の始点と終点との直線上にプロットした

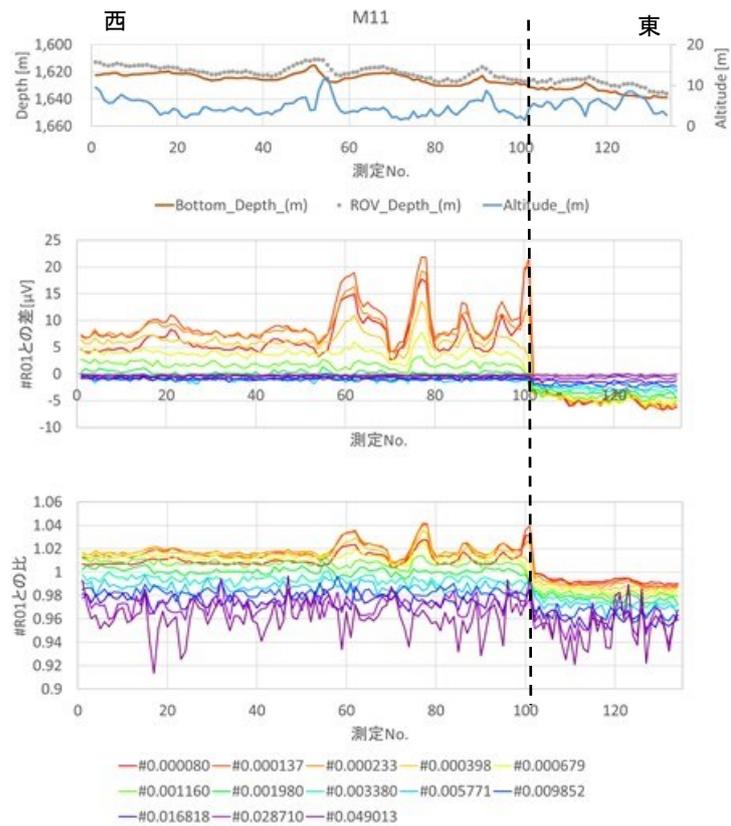


図 5-14 ROV の影響 (実海域試験 NT15-16) ④ M11 測線
 上: 海底地形と ROV の走行経路, および ROV の海底からの高度
 中: M11 測線のプロファイル (リファレンスデータ R01 との差)
 下: M11 測線のプロファイル (リファレンスデータ R01 との比)

5.3.2 ROV の低比抵抗体としてのノイズ発生状況調査

1) 調査の仕様

本調査は沖縄県 名護湾(水深 200 m)における ROV 周期的ノイズ発生状況調査(2015 年3 月4日～5日)と同時に実施した(5.2.2 1)を参照)。測定システムを海底に設置して、測定システムの直上で ROV の高度を 4 m～20 m の間で段階的に変化させ、高度毎に電流遮断後の過渡応答データを取得した。各高度の応答波形と、ROV の影響がないと考えられる高度 20m の波形の差分を ROV に発生した誘導電流によるノイズとして、その大きさを評価した。評価には 3 成分フラックスゲート磁力計(Bx, By, Bz), コインシデントタイプの受信ループ(2 回巻)の受信記録を用いた。

2) 調査の結果

図 5-15, 図 5-16 に、ROV が高度 4 m, 6 m, 8 m, 10 m および 20 m で測定システムの直上にある時のデータより、ROV の影響がないと考えられる高度 20 m での測定波形と各高度の測定波形との差分を示す。磁場の垂直成分は高度 4 m で数十 nT の ROV ノイズを含み、その影響は電流遮断後 0.1 秒になっても続いている。高度 6m ではノイズは数 nT レベルになった。電流遮断後 0.06 sec での符号の反転は、測定システムと ROV の水平位置が完全には一致していなかったためと考えられる。高度 8 m になると ROV のノイズは 0.1 nT レベルに下がり、高度 10 m では ROV のノイズは 0.01 nT となって、他ノイズと重なり見えなくなった。

コインシデントループ受信では高度 4 m で数 $10 \mu\text{V}$ の ROV によるノイズが認められ、磁場よりも早く減衰する。高度 6 m 以上はノイズレベルに入ると、ROV の影響は見えなくなるが、早い時間の振幅は、磁場の垂直成分に準じて考えればよい。つまり、高度 6 m で数 μV 、高度 8 m で $0.1 \mu\text{V}$ レベルだと推定できる。

磁場の水平成分のノイズは、垂直成分より 1 桁ほど小さく、磁場の垂直成分と同様にゆっくりと減衰し、遅い時間までノイズが続く。高度を 6m から 8m とした時の変化よりも、4m から 6m とした時の変化は大きく、クリアランスを 4 m から 6 m とする効果は大きい。高度 10m ではノイズレベルに入ると、ROV の影響は見えなくなった。

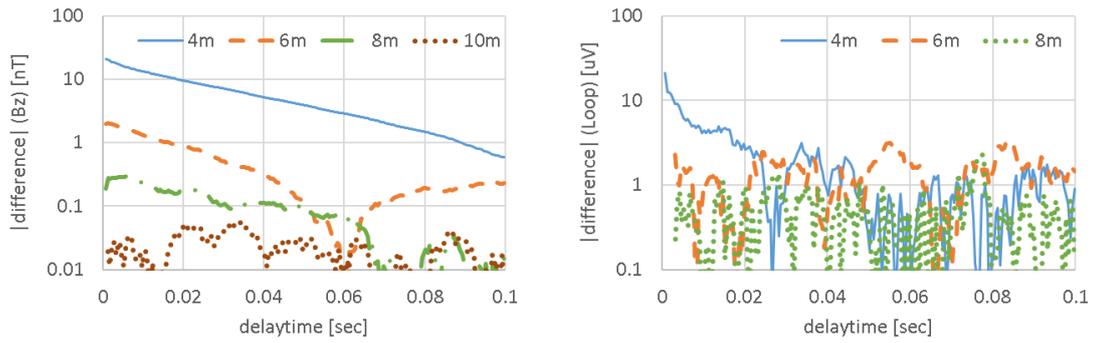


図 5-15 ROV 高度によるノイズの違い(ROV 高度 20m との差分波形)①
左:磁場の垂直成分(fgz), 右:ループ受信

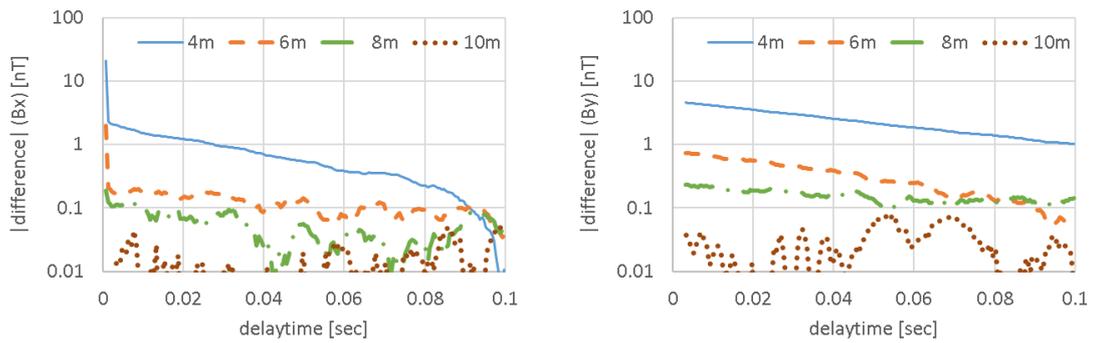


図 5-16 ROV 高度によるノイズの違い(ROV 高度 20m との差分波形)②
左:磁場の水平成分(fgx), 右:磁場の水平成分(fgy)

5.3.3 評価と軽減方法

ROV の低比抵抗体としての影響があることは予想できたが、そのノイズの大きさは、海底下の信号をはるかに超えるものであった。ROV に誘導される磁場は、TDEM の送信電流によって引き起こされるため、送信モーメントの増大や、受信の高感度化では、S/N を上げることに繋がらない。

また、ROV の影響は、装備の組み換えなどがないかぎり、同一だと考えていたが、同日の連続的な測定の中で変化があり、このノイズの変化分は、取得されたデータの解釈・解析にとって無視できない大きさであることが判明した。ノイズの変化点と思われるところから、基準となるデータ(リファレンスデータ)を変えるなどして、電磁異常を推定することはできるが、限定した区間での定性的な解釈にならざるを得ないことになった。ノイズ変化の原因としては、調査母船から ROV に電源と通信を供給するアンビリカルケーブルの影響などが考えられるが、今のところ不明である。

定量的な解析を実現させるためには、ROV の低比抵抗体としての影響を回避する必要がある。最も効果的なのは、測定システムと ROV を離すことである。実測データより、測定システムと ROV を 10m 以上離すことで ROV の低比抵抗体としてのノイズの大部分を回避することができること、6m 離すことでも影響を大きく軽減できることがわかった。

5.4 耐圧容器の影響

5.4.1 ノイズの特徴

1) 耐圧容器に誘導される磁場

耐圧容器の影響試験を 2015 年 5 月に静岡県内の浅海(水深 30m)で実施した。使用した測定システムの写真を図 5-17 に示す。本試験では送受信機の耐圧容器がない場合と、耐圧容器が送信ループから 50 cm の高さにある場合の、送信ループの中心位置での磁場の垂直成分を測定した。測定システム揺動の影響を回避するために、着底させた状態で計測を行った。

図 5-18 に磁場の垂直成分の応答を比較した。耐圧容器に誘導される電流が作る磁場は約 1000 nT で、測定波形に大きな影響を与えている。耐圧容器の影響は電流遮断後 0.01 秒以降に急激に減衰し、電流遮断後 0.3 秒にはなくなって、耐圧容器のないときの波形と重なった。

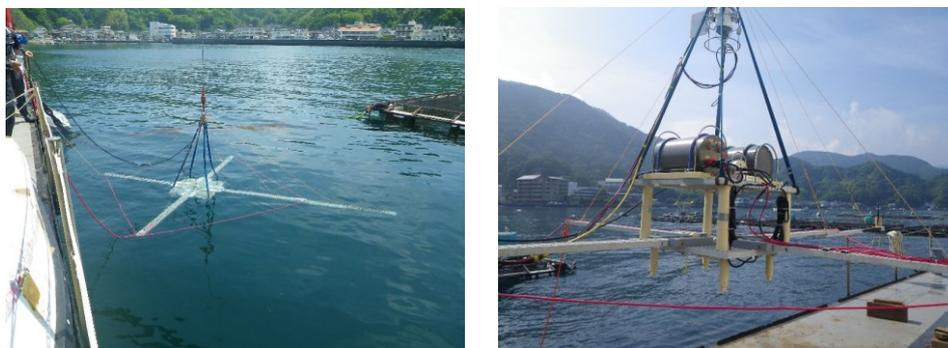


図 5-17 耐圧容器の影響試験(2015年5月)

左:測定システム(耐圧容器なし), 右:測定システム(クリアランス 50 cm)

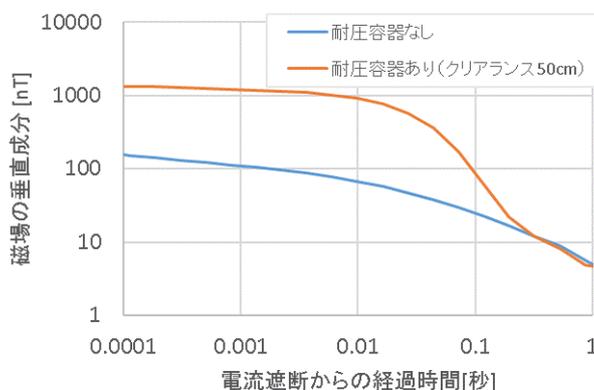


図 5-18 耐圧容器の影響(浅海実験 2015年5月)磁場の垂直成分の応答

2) 実海域で確認された耐圧容器の影響

2015年9月に沖縄海域で実施した「曳航型測定」において、海底からの高度100mで取得されたコインシデントループの実測波形とシミュレーションデータを用いて、耐圧容器の影響を算出した(図5-19)。本測定では測定システムはROVから十分な距離(10m)離しており、ROVによる影響はないとみなすことができる。

耐圧容器の影響は電流遮断後には増加し、300 μ sec以降に海水による応答を越えて、600 μ sec付近で最大値をとったあと、非常にゆっくりと減衰した。

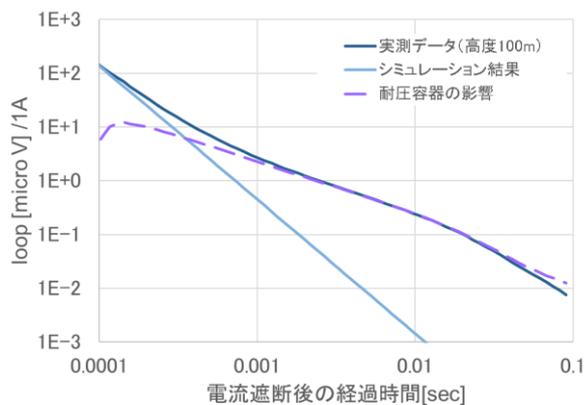


図 5-19 実海域で確認された耐圧容器の影響(コインシデントループ測定)

5.4.2 評価と軽減方法

1) リファレンス測定を利用した補正

2015年9月に沖縄海域で実施した「曳航型測定」で取得されたデータより、同じ地点で、測定システムを海底からの高度を変えて計測した応答波形と、リファレンス(高度100m)での応答波形との比を図5-20に示す。電流遮断後の時間経過にともなって、全ての測定高度で比が1に近づいており、0.01秒をピークとする大きなノイズが、早い時間から海水や海底下の応答をマスクすることがわかった。

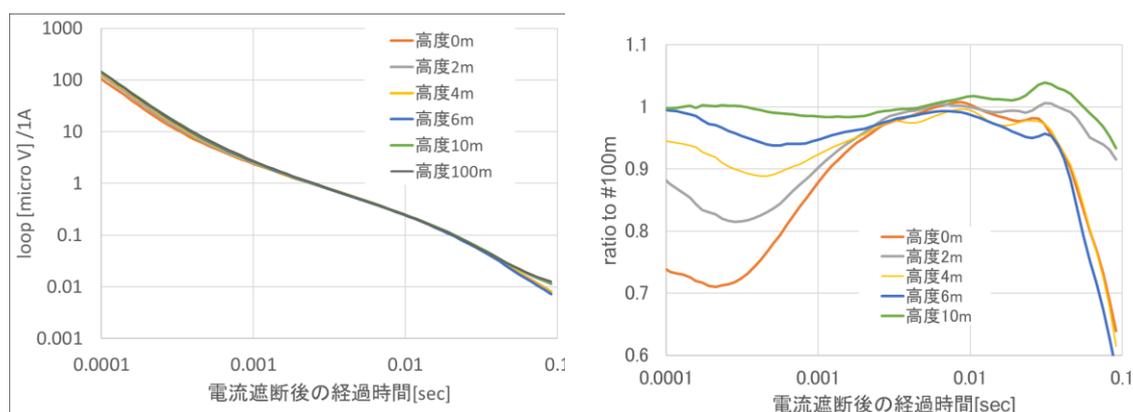


図 5-20 測定波形に含まれる耐圧容器の影響

左: 同地点で測定高度を変えた時の測定波形

右: リファレンス(高度100m)との比

図5-19に示すように、実測の応答とシミュレーション計算結果の差分を算出し、耐圧容器の影響として補正を行った結果を図5-21に示す。補正後の応答は、測定システムの高度に応じて、最初は海水(高度100m)と同じ傾きで減衰し、時間の経過とともに海水から海底に誘導電流が伝播し、海底に達してからはほぼ同じ傾きの減衰率(海水より高比抵抗)を示す波形を、約0.002秒まで得ることができた。0.002秒以降は、ノイズレベルに達したために、信号は見えなくなった。高度0mと2mでは、0.001秒から0.002秒までの遅い時間に、比の傾きがゆっくりとなっているのは、より低比抵抗な媒質(海水)の影響が強くなったためと考えられる(付録-1.10)。

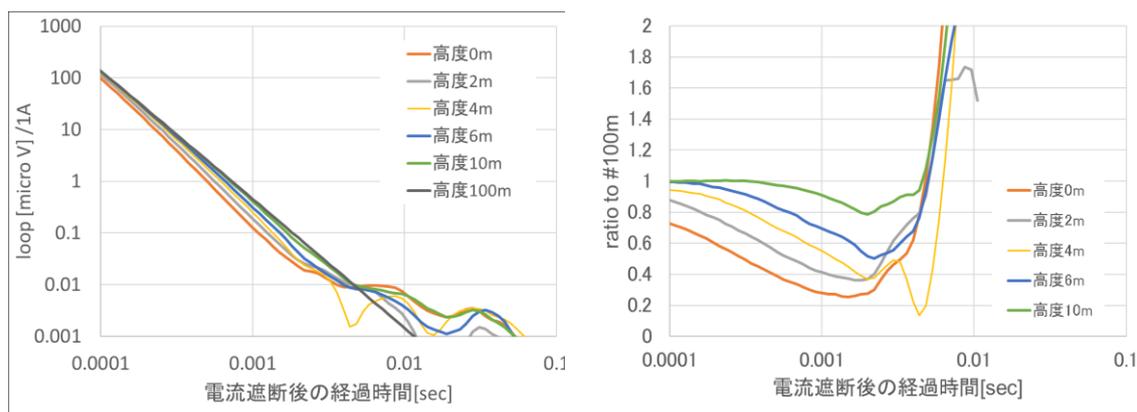


図 5-21 差分による耐圧容器の影響の除去
 左:補正後の波形, 右:補正後のリファレンス(高度 100 m)との比

2) コインシデントループを用いた S/N 比の改善

2016年3月に実施した浅海実験では、耐圧容器がない場合と、耐圧容器を送信ループ中心においた場合について、送信ループの中心での磁場と、コインシデントループ(2回巻)の測定を行った(図 5-22)。応答波形を図 5-23 に示す。耐圧容器がない場合の応答波形と、耐圧容器がある場合の応答波形とを比較して、送信コイルの中心で測定した磁場の垂直成分の応答が耐圧容器の影響を受けているのに対し、コインシデントループの応答は影響を受けていないことがわかった。

受信に送信ループと同じサイズの誘導コイル(コインシデントタイプの受信ループ)を用いた S/N 比の改善の概念を図 5-24 に示す。受信ループはコイル内を通る磁束線の変化率を計測するため、潜水機器や測定器などの金属の誘導電流に起因する磁束線のうち、受信ループの同じ側で出入りするものについては計測されず、ノイズにはならない。コインシデントループ測定によって、磁場測定よりも耐圧容器の影響が少なく、S/N が高いデータが取得できることがわかった。

図 5-19 の実海域での波形では、コインシデントループ波形も耐圧容器の影響を受けている。両測定における耐圧容器の影響の違いの要因は、送受信および耐圧容器のジオメトリ(耐圧容器のサイズや数、送受信との位置関係)にあると考えられる。耐圧容器の影響のなかった浅海実験では、2つの耐圧容器を送信ループの中心位置に配置した。耐圧容器の影響のあった実海域の測定では、送信機・受信機・受信機バッテリーの他に、ジャイロ、ジャイロロガー、LEDライト用バッテリー(2個)の合計7個の耐圧容器が、送信ループの中央で垂直方向に70cm離れた位置に搭載された。送信コイルとのクリアランスをとることで、電流送信中に耐圧容器にかかる磁場は小さくなるが、全体としての金属部分が大きいために、送信電流遮断後に耐圧容器の誘導電流に起因する磁束線が広い範囲に及んだものと推測できる。

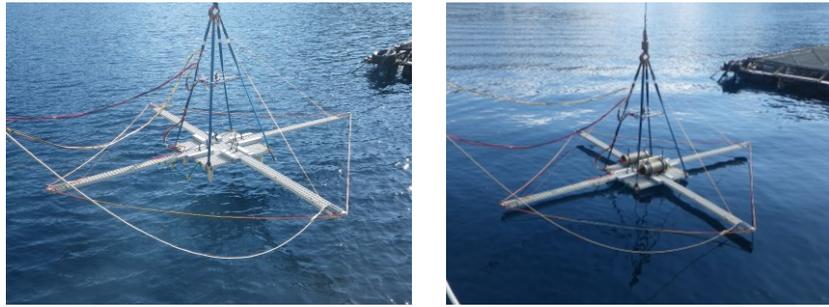


図 5-22 浅海試験(2016年3月)
 左:測定システム(耐圧容器なし), 右:測定システム(耐圧容器あり)

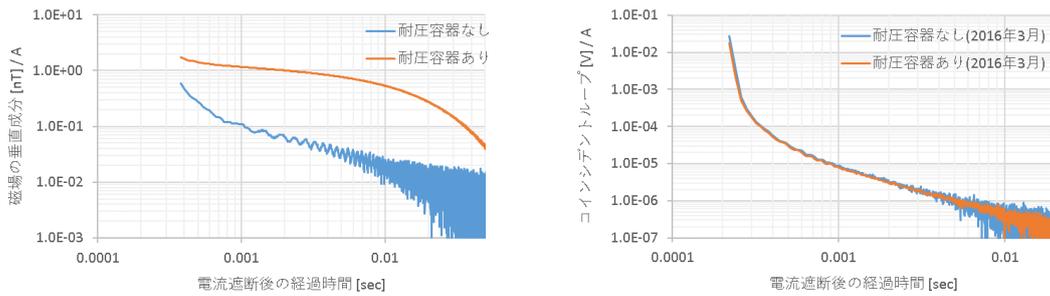


図 5-23 浅海試験(2016年3月)耐圧容器なし/耐圧容器ありの応答
 下左:磁場の垂直成分, 下右:コインシデントループ

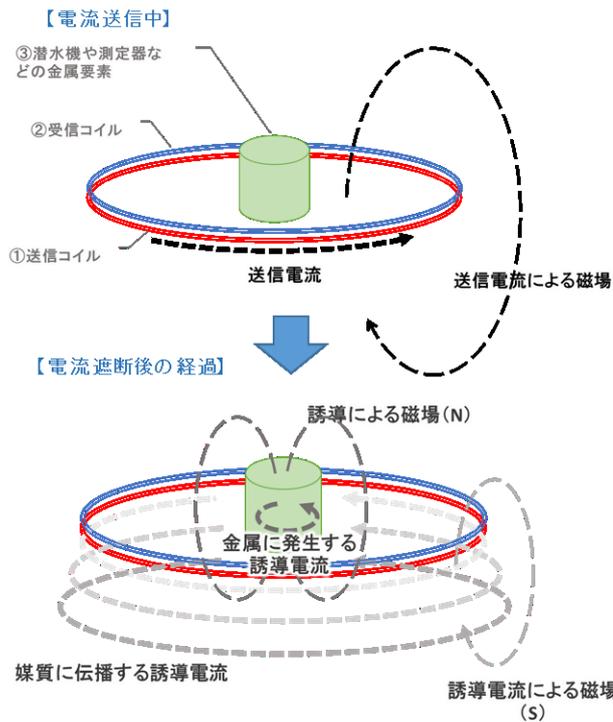


図 5-24 コインシデントタイプの受信ループを用いた S/N 比の改善の概念

5.5 測定システム揺動の影響

5.5.1 ノイズの特徴

測定システムの揺動により、センサの感度方向の地磁気成分が相対的に変動して測定上のノイズとなる。ROVは調査母船からアンビリカルケーブルを通じて電源と通信の供給を受けており、そのケーブルが媒体となって船の揺動を ROV に伝えることが、測定システム揺動の一番の原因となっている。船の揺動は、海水面の波や風によるもので、周期が 6 秒から 10 秒ほどの、比較的ゆっくりとした揺れである。

2015 年 9 月に実施した曳航型測定では、測定フレームの揺動をオプティカルジャイロで記録し、ジャイロデータ(heading, roll, pitch)と IGRF 標準磁場を使用して、地磁気の変動を算出した。その結果、測定の1サイクル(8 秒)内で、揺動による磁気の垂直成分の変動は、最小 76 nT, 最大 7971 nT, 平均 882 nT, 標準偏差 773 nT となった。磁気の垂直成分の算出値を時間で微分し、1辺が3mの矩形の受信ループ(2回巻)で測定される誘導起電力の変動を推定したところ、最小3.2 uV, 最大 122 uV, 平均 13.7 uV, 標準偏差 0.23 uV となった。

最大の変動があった波形の p-p の時間は約 5 秒で、揺動の周期を 10 秒として、TDEM の測定時間 10 msec の間の磁場の変動は約 16 nT, 起電力は約 0.2 μ V で、揺動ノイズに対する S/N は受信ループの方が高く、磁場の測定よりも揺動の影響を受けにくいことがわかった。

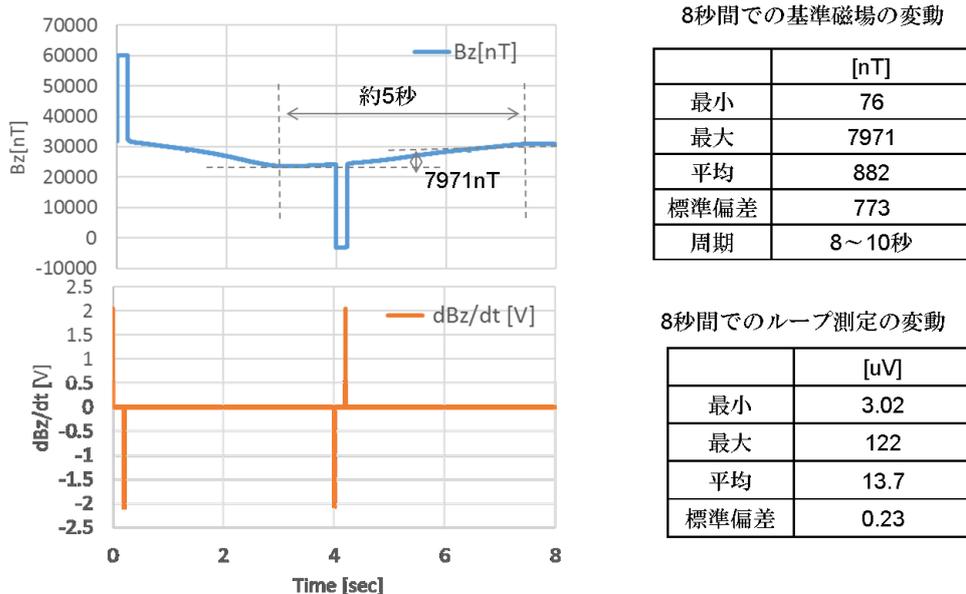


図 5-25 揺動による基準磁場とループ測定の変動
左:揺動の影響が最大の時の波形(上:磁場, 下:コインシデントループ)

5.5.2 ジャイロデータを利用した補正

図 5-26 に磁場の変動が最も大きかった時間の 8 秒間の測定波形と, IGRF 標準磁場とジャイロデータを利用して推定された地磁気の変動を示す。実測値と推定値の変動の様子は似ているものの, 完全には一致せず, その差分の最大値は, 磁場で約 1000 nT, コインシデントループで約 $40 \mu\text{V}$ となった。周期 5 秒で誤差が発生するとして, TDEM 測定で必要とされる電流遮断後の 10 msec 間の変動量は, 磁場で約 2 nT, コインシデントループで $0.08 \mu\text{V}$ であった。

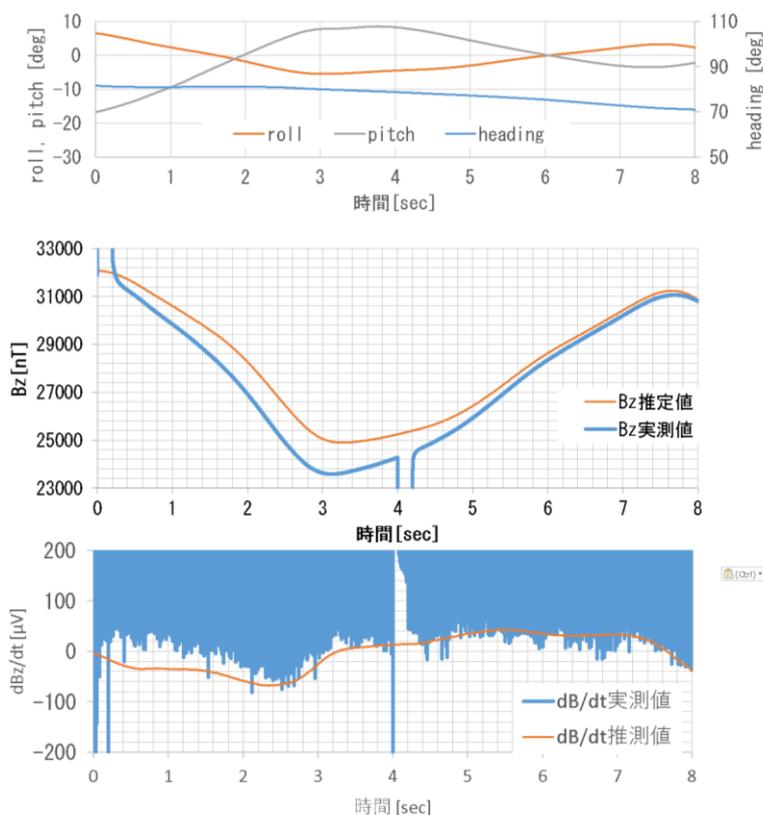


図 5-26 ジャイロデータを利用した補正
 上: ジャイロで取得された揺動データ (heading, roll, pitch)
 中: 磁場の実測波形と推定値
 下: コインシデントループの実測波形と推定値

5.5.3 スプライン補間による補正

TDEM では、送信電流遮断によって引き起こされた誘導磁場を計測するため、解析において地磁気の DC 成分は必要ないことから、TDEM の応答のない時間の波形を使ったスプライン補間により、揺動ノイズを推定する方法が考えられる。スプライン補間による手法は、ジャイロデータを必要とせず、測定においてもデータ解析においても、より簡便な方法である。

図 5-27 にジャイロデータを使用した場合と、スプライン補間を使用した場合の比較を示す。スプライン補間による推定誤差は測定データに含まれる高周波ノイズ(± 50 nT)内にあり、ROV 揺動ノイズの除去にほぼ成功した。

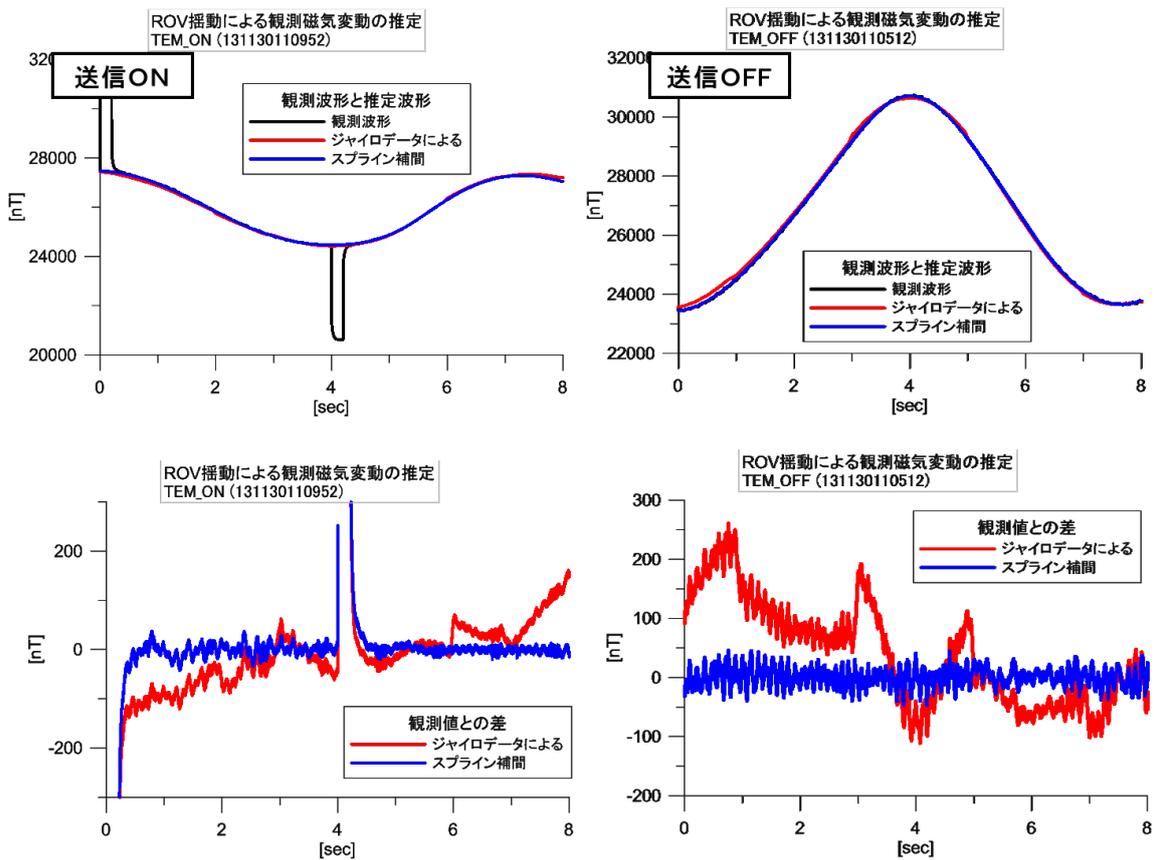


図 5-27 スプライン補間との比較

5.6 まとめ

ROV の 60 Hz ノイズについては、フィルタや他データ処理で除去が可能である。一方、1.5 Hz については除去が難しく、無視するには値が大きすぎるため、ROV と測定システムを離すことで軽減することとした。1.5 Hz の影響はコインシデントループに対しては、磁場測定よりも小さく、コインシデントループの測定の方が測定に対して有利であることがわかった。

ROV の低比抵抗体としてのノイズは、調査中に変動する現象があり、その変動量は定量的な解析に対して、大きな壁となることがわかった。ノイズの変動の原因としては今のところ不明で、可能性としては調査母船から ROV へ電源供給と通信を行うためのアンビカルケーブルの影響などが考えられる。調査中の船舶と ROV の運航は各運航チームに委ねており、多くの人と多くの機材が介在する調査の中で、原因を特定するのは困難を極めると考えられる。一方、海域試験によって、ROV と測定システムを 10m 以上離すことによって ROV の影響はほとんどなくなり、6m 離すことでも影響を大きく軽減できることがわかった。ROV と測定システムのクリアランスを大きくすればノイズのリスクは大きく減るが、その分、調査のオペレーションは難しくなる。チムニーが乱立する急峻な地形の熱水鉱床域において、測定システムを安全に曳航するためには、ROV カメラを利用して海底と測定システムの両方を確認しながら測定することが有効であるが、深海においては通常の照明の到達距離は 10 m 程度しかない。これらのことから、測定システムの海底からの距離を 4 m、測定システムと ROV のクリアランスを 6m、ROV の高度を 10 m を最適値として採用した。

耐圧容器の影響は、海水のみのデータをリファレンスとして算出されたシステムレスポンスを、測定値から除去することによって大幅に改善された。また、磁場測定よりもコインシデントループ測定の方が、耐圧容器の影響を受けにくいことがわかった。

ROV 揺動による地磁気の変動ノイズは、設定した解像度に対して、十分に小さいとはいえないが、ジャイロデータと IGRF 標準磁場を使って揺動ノイズを推定し、補正することによって、ほぼ問題ないレベルに軽減することができることがわかった。また、TDEM 信号のない時間の波形を使ったスプライン補間による方法によって揺動ノイズを除去し、信号のみを抽出することができた。スプライン補間による手法は、装備としてのジャイロを必要とせず、測定においてもデータ解析においても、より簡便な方法である。測定システムにジャイロを搭載するメリットとしては、現在 TDEM 測定と同時に行っている磁気探査において、ROV の船体磁気補償のためのデータを得ること、また水平成分を含めた 3 成分の解析を可能とすることにある。TDEM の垂直成分の測定に対しても、ジャイロデータとスプラインを併用して使っていくことによって、揺動によるノイズの補正をより精度の高いものとすることができると考える。

以上のことより、

- ROV を測定システムから 6m 以上離す。
- データの一次評価として、コインシデントループによる測定データを使用する。
- 海底からの高度 100m でリファレンスデータを取得し、補正に使用する。

ことを決定した。

6章 データの処理方法の検討

6.1 はじめに

海洋での調査では海象による待機が余儀なくされることも多く、限られた調査期間の中で、測定できるチャンスをより有効に活用するために、取得したデータから海底下の鉱床の分布を迅速に評価し、翌日の調査計画に指針を与えることは探査システムの実用性の観点から重要である。ROV を利用した TDEM 法で、1 日の調査で取得されるデータ(6 チャンネル分)はバイナリフォーマットで約 8 Gbyte、テキストに変換後は約 180 Gbyte にのぼり、その膨大なデータから、データ取得中にリアルタイムに、またはデータ取得後に短時間のうちに、電磁異常を抽出し、海底下の電氣的構造の概要を把握するためのデータ処理技術の確立が求められている

近年のコンピュータ技術の発展により逆解析に掛かるコストは高くはなく、特に一次元インバージョンでは即時に結果を出すことができる。一方、入力するパラメータによっては安定した解を得られない場合もある。データそのものに含まれる信号を全体的に把握しておくことは、逆解析において使用する初期モデルや修正モデルに使用する最適なパラメータを検討し、解析精度を向上するためにも有用なプロセスとなる。

ここでは、5 章において、より測定に対して有利であると判断された、コインシデントループ測定で得られたデータについて、船上でのリアルタイムモニタリングや、迅速な解釈を目的として、簡便な処理と計算で、電磁異常を抽出するための処理方法を検討した。

6.2 処理手順

まず、取得された受信ループデータをフィルタ処理し、ジャイロデータあるいはスプライン補間により揺動ノイズを算出して除去する。その後、スタッキング処理、標準化処理を行う。リファレンスデータと、数値シミュレーション結果からシステムレスポンス(ROV の影響, 耐圧容器の影響)を推定し、除去する。補正後の波形より見掛比抵抗と擬似深度を算出し、図化を行う。データ処理フローを図 6-1 に示す。

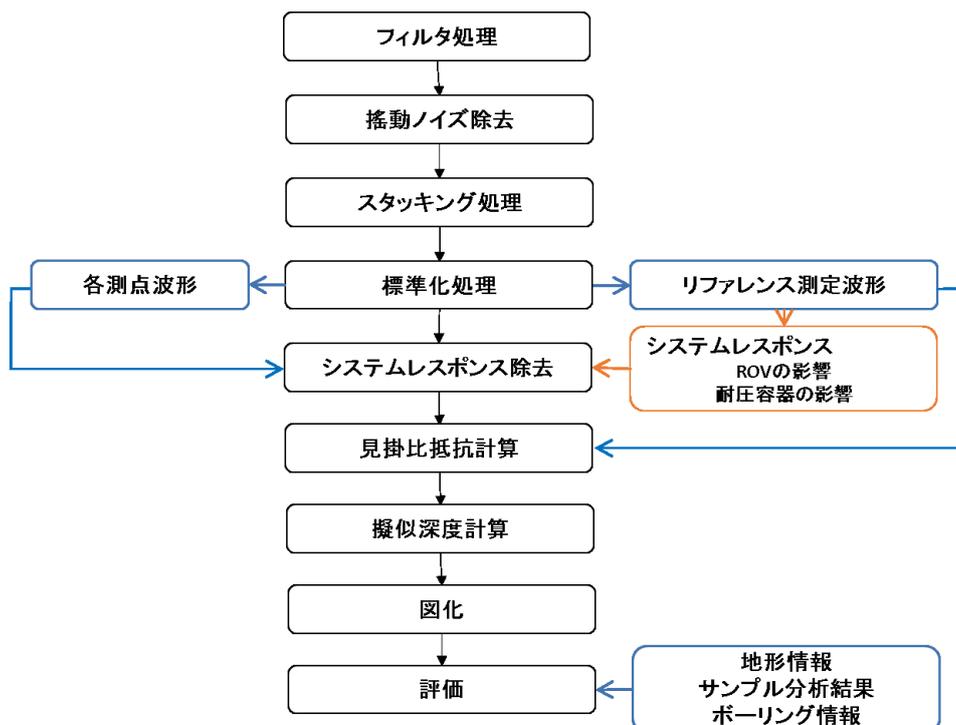


図 6-1 曳航型測定 データ処理フロー(コインシデントループ)

6.1 見掛け比抵抗の算出

半無限空間の受信ループの late time の応答式(A-50)より, 陸域でのコインシデントループの見掛け比抵抗は以下の換算式で表すことができる。

$$\left(\frac{v}{v_r}\right)^{-2/3} = \frac{\rho_a}{\rho_{ar}} \quad (6.1)$$

$$\rho_a = \rho_{ar} \times \left(\frac{v}{v_r}\right)^{-2/3} \quad (6.2)$$

v, ρ_a : 測点での電圧値と見掛け比抵抗

v_r, ρ_{ar} : リファレンス測定の見掛け比抵抗

海底での測定の場合は, 海水という導電性の媒質と海底との相互作用(付録-1.10)があり, 上記の換算式を使うことはできない。全空間の応答の式(A-45)と, 海底での応答の式(A-51)の比をとることで次式を得ることができる。

$$\frac{v}{v_r} = \frac{2}{5} \sigma_{ar}^{-3/2} \left(\frac{\sigma_{ar}^{5/2} - \sigma_a^{5/2}}{\sigma_{ar} - \sigma_a} \right) = \frac{2}{5} \frac{1 - \left(\frac{\sigma_a}{\sigma_{ar}}\right)^{5/2}}{1 - \frac{\sigma_a}{\sigma_{ar}}} \quad (6.3)$$

v, σ_a : 測点での電圧値と見掛け導電率

v_r, σ_{ar} : リファレンス測定の見掛け導電率

図 6-2 に σ_a/σ_{ar} と v/v_r の関係を示す。 σ_a/σ_{ar} を v/v_r の 4 次の多項式で近似することによって, 以下の海底における見掛け比抵抗換算式を得た。近似式の相関係数は 1.0 となった。

$$\rho_a = \rho_{ar} / \left(A \left(\frac{v}{v_r}\right)^4 + B \left(\frac{v}{v_r}\right)^3 + C \left(\frac{v}{v_r}\right)^2 + D \left(\frac{v}{v_r}\right) + E \right) \quad (6.4)$$

$$A = -0.0586$$

$$B = 0.4637$$

$$C = -1.4194$$

$$D = 3.0190$$

$$E = -0.9972$$

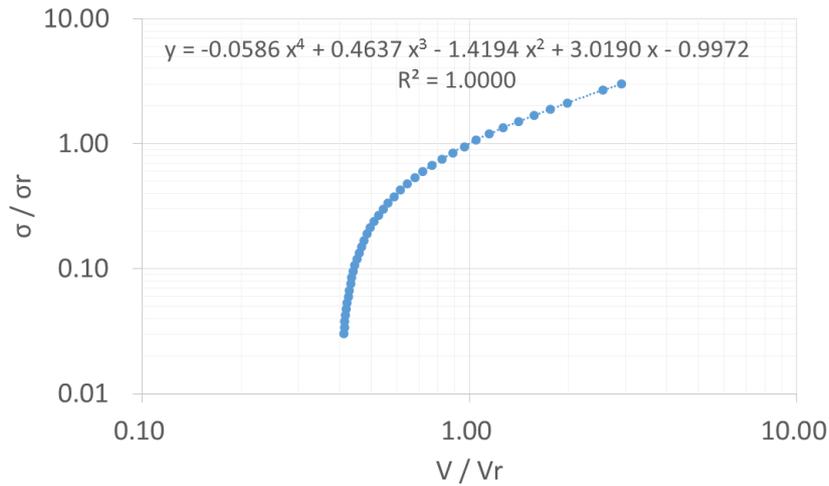


図 6-2 σ_a/σ_{ar} と v/v_r の関係

比抵抗換算式(6.4) の妥当性を検証するために、送信が 1 辺 3m の矩形ループで、送信ループの中心で磁場の時間変化を計算する、1 次元モデルシミュレーションを行った。計算にはユタ大学が開発した 1 次元インバージョンソフトウェア TD1Dinv の順解析部分を使用した。リファレンス測定は海水 ($\rho_{ar} = 0.3[\Omega \cdot m]$, $\sigma_{ar} = 3.3[S/m]$) のデータとした。

モデル構造は海水と海底のみとし、送受信を海底において、海底の比抵抗を変えた場合の、陸域の見掛比抵抗換算式(6.2)と、海域の見掛比抵抗換算式(6.4)による見掛比抵抗曲線を図 6-3 に示す。また、海底の比抵抗値を $1.0 \Omega \cdot m$ として送受信と海底とのクリアランスを変えた場合を図 6-4 に、海底の比抵抗が $0.1 \Omega \cdot m$ として送受信と海底とのクリアランスを変えた場合を図 6-5 に示す。見掛比抵抗換算式(6.4)を使用することで、海水の影響が除去され、海底で取得されたデータに対しても、陸域と同じように見掛比抵抗値を利用した評価を行うことができるようになった。

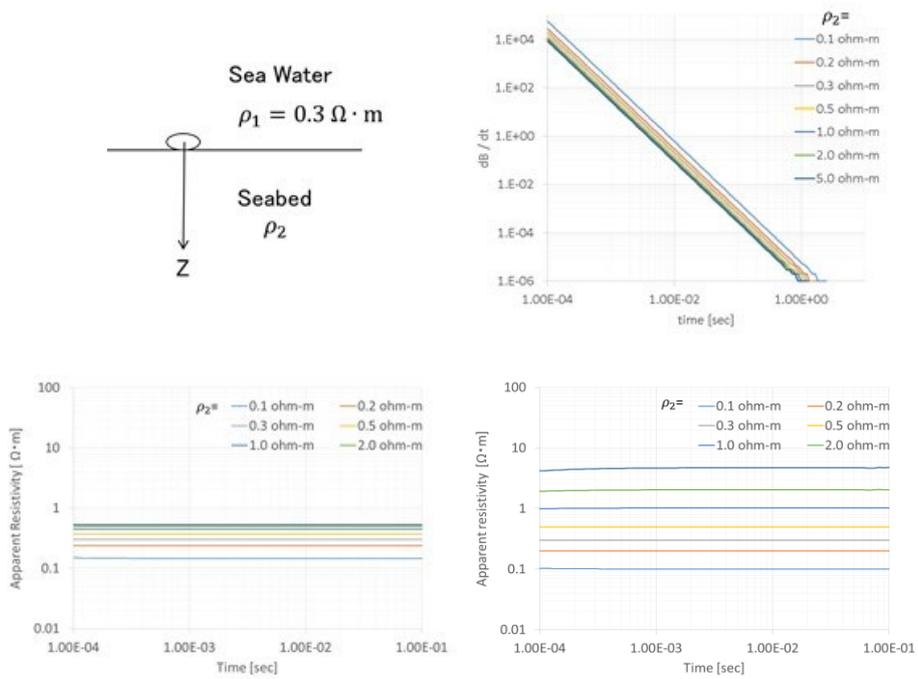


図 6-3 見掛け比抵抗式の検証①

左上:1次元モデル(送受信は海底), 右上:EMF の応答波形
 左下:陸域の換算式(6.2), 右下:海域の換算式(6.4)を使用した見掛け比抵抗

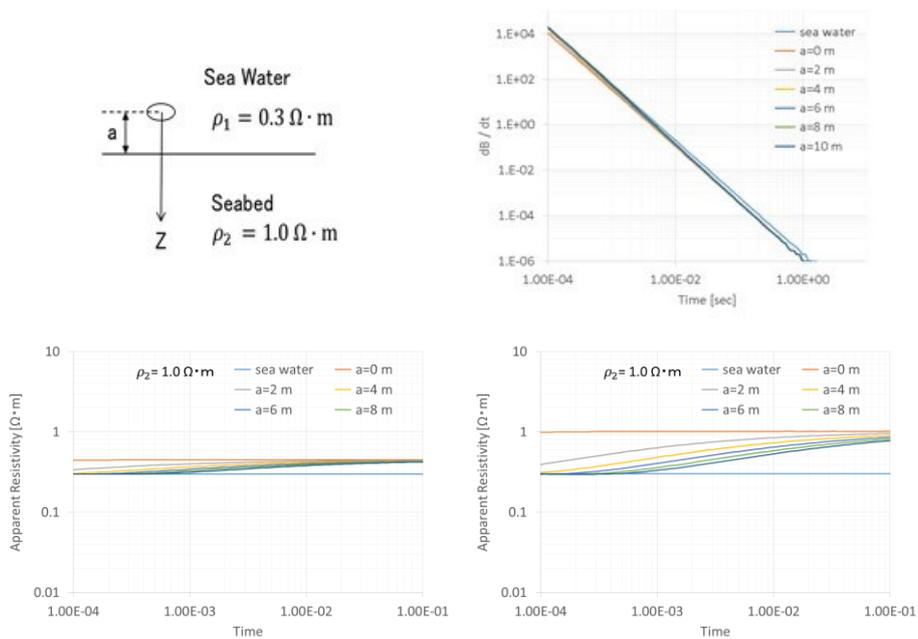


図 6-4 見掛け比抵抗式の検証②

左上:1次元モデル(海底は $1 \Omega \cdot m$, 測定高度 a), 右上:EMF の応答波形
 左下:陸域の換算式(6.2), 右下:海域の換算式(6.4)を使用した見掛け比抵抗

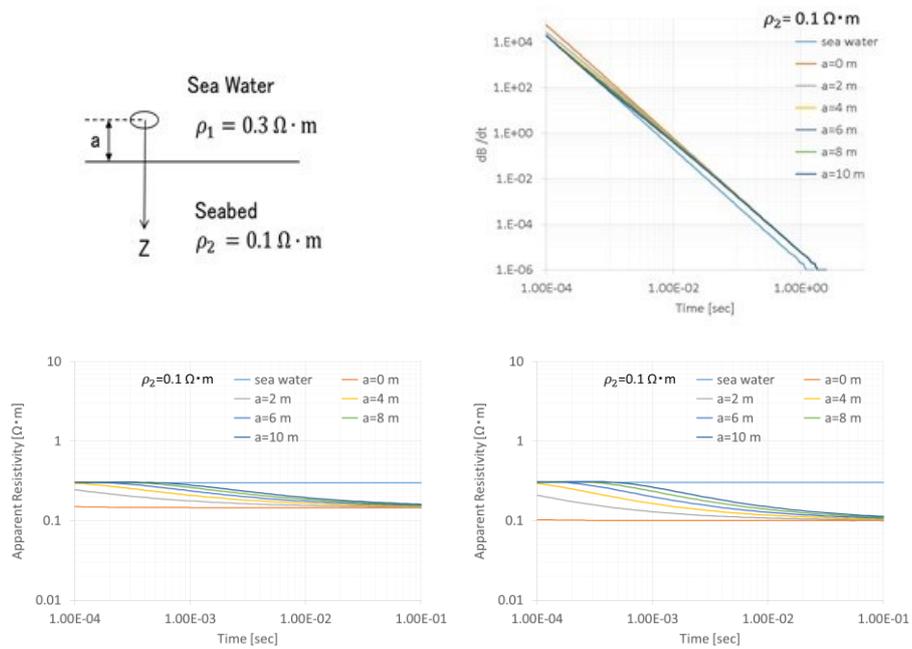


図 6-5 見掛比抵抗式の検証③

左上:1次元モデル(海底は $0.1 \Omega \cdot \text{m}$, 測定高度 a), 右上:EMF の応答波形
 左下:陸域の換算式(6.2), 右下:海域の換算式(6.4)を使用した見掛比抵抗

6.2 擬似深度の算出

Spies(1989)では陸域における電磁探査法の探査深度について検討している。時間領域電磁探査における拡散深度式(A-12)より、ステップ波形送信の応答の深度方向の拡散速度 v は、以下の式で表される。

$$v = \frac{1}{\sqrt{2\sigma\mu_0 t}} \quad (6.5)$$

また、多層構造の場合、測定されるコンダクタンス $S(z)$ は、深度 z 方向の層の導電率 $\sigma(z)$ の累積と考えられ、見掛導電率 σ_a は(式-9)で表すことができる。

$$S(z) = \int_0^z \sigma(z) dz \quad (6.6)$$

$$\sigma_a(z) = \frac{S(z)}{z} \quad (6.7)$$

以上の式から、図 6-6 で表す構造において、時間 t_{n-1} から時間 t_n の間の深度方向の拡散距離 dh_n 、擬似深度 h_n および擬似導電率 σ_n を、以下の式で算出した。

$$dh_n = \sqrt{\frac{2}{\sigma_n \mu_0}} (\sqrt{t_n} - \sqrt{t_{n-1}}) \quad (6.8)$$

$$\sigma_n = (\sigma_{an} - \sigma_{an-1}) \frac{h_{n-1}}{dh_n} + \sigma_{an} \quad (6.9)$$

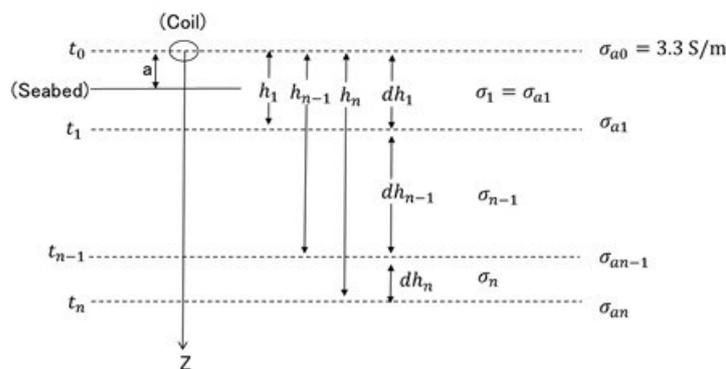


図 6-6 擬似深度の算出概念

6.3 まとめ

船上でのリアルタイムモニタリングや, 迅速な解釈を目的として, 簡便な処理と計算で, 取得されたデータから短時間で, 電磁異常を抽出するための処理を検討した。船上に可搬可能なノート型 PC (CPU: Intel Core i7-4702, メモリ: 16 GB, OS: Windows 10 64 bit) で実行した結果, 測点毎の 8 秒分のデータ処理は 1 秒内で終了し, リアルタイムモニタリングが十分に可能であった。また, 船上に戻ってからの処理では, 数時間でプロファイル図の作成まで可能で, 現場での調査の意思決定に大い有効であることが示された。

7章 実海域調査への適用

7.1 はじめに

海底 TDEM 法に対する、ノイズ軽減の対策とデータ処理を、沖縄海域の既知の鉱床での調査データに対して適用した。磁力計による磁場とコインシデントループによる起電力の両方のデータが取得されたが、コインシデントループ測定がノイズ対策に対して有利であるとの結果から、ここでは起電力に対して、データの処理と評価を行った。

7.2 調査の概要

ROV 曳航方式を使用して、沖縄海域の既知の鉱床で調査試験を行った。調査範囲は図 7-1 に示す東西約 350 m、南北約 400 m のエリアで、中央に高さ 30 m 以上の硫化鉱マウンドがある。中央マウンドの南西には熱水活動が盛んな約 20 m の高さのマウンドがあり、これらマウンドの周辺には大小のチムニーが群生している。中央マウンド域以外の海底はほぼ堆積物で覆われ、小さなチムニーが点在する箇所もみられる。船舶および ROV は「新世丸」とはくよう 3000(深田サルベージ建設株)を使用して、2.5 日間で測線長さ 400 m、測線間隔 25 m の 12 本の測線の測定を実施した。また、リファレンスデータとして、海底からの高度 100 m で、海水のみの応答を取得し、調査データの処理・解析に使用した。

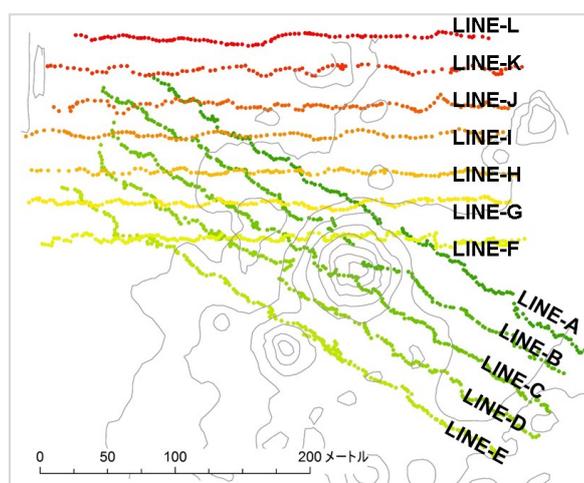


図 7-1 伊是名海穴(北部)での試験 (2015 年 9 月)
調査エリア(350m×400m)と測線(12 本)

7.3 調査の方法

7.3.1 測定方式

5.2 節および 5.3 節での結果をもとに、測定への ROV の影響を軽減するために、ROV と測定システムを十分離して、かつ効率よく測定することを目的に、ROV 曳航方式(付録-3, 3))を採用した。

7.3.2 調査母船および ROV

測定システムの曳航に関わる運用には、深田サルベージ建設㈱の多目的作業船「新世丸」および ROV「はくよう 3000」(図 7-2)を用いた。



多目的作業船「新世丸」

総トン数	697
国際総トン数	997
全長	60.98m
幅	11.80m
深さ	5.45m
巡航速力	10.00kt
最高速力	14.68kt

<http://www.fukasal.co.jp/ship/ship02/shinsei.html>



ROV「はくよう 3000」

最大使用深度	3,000m
電動油圧ユニット	150 馬力 (75 馬力油圧ユニット 2)
ペイロード	200kg
メイン・左右スラスト	4 基
上下推進スラスト	3 基
マニピュレーター	最大可搬重量: 250kg
カメラ	HD カメラ 1 台 高感度白黒カメラ 1 台 CCD カラーカメラ 3 台 CCD 白黒カメラ 2 台

<http://www.fukasal.co.jp/ship/ship04/hakuyou3000.html>

図 7-2 多目的作業船「新世丸」および ROV「はくよう 3000」

7.3.3 曳航オペレーション

ROV 高度は ROV に搭載されている DVL (Doppler Velocity Log) によって計測され、1 秒毎に記録される。測定高度は ROV 高度と曳航索の長さおよび曳航フレームの高さとの差から計算した。DVL の高度測定限界は 20 m 程度で、それ以上の高度を取った場合は欠測となる。曳航のオペレーションでは、海底地形と曳航フレームのクリアランスの確認は、主に ROV の下方カメラとマルチビームソナー画像によって行われた。ROV 下方カメラの視認限界は約 10 m、マルチビームソナーの到達限界が 30 m 程度であることを考慮して、ROV 高度 10 m、曳航索長さ 3 m、ROV とセンサーとの距離 6m、測定高度 4 m とした。

ROV 曳航方式では、曳航フレームの投入・回収方法、曳航索の着脱は、ROV 投入のための A フレームのサイズや A フレームと ROV とのクリアランス、ROV への搭載スペースなどを考慮して、最適な方法を模索して運用する必要がある。また、ROV が安定して、一定速度で曳航するためには、ROV の浮力調整も重要である。今回の深田サルベージ建設(株)の多目的作業船「新世丸」および ROV「はくよう」を利用した測定では、曳航フレームはアームを畳んだ状態で ROV 前方に搭載し、海底で離脱、アームを展開する方法を採った。回収時は再びアームを閉じて、回収ロープをとりつけて ROV でけん引して浮上し、船上のクレーンで揚収した。

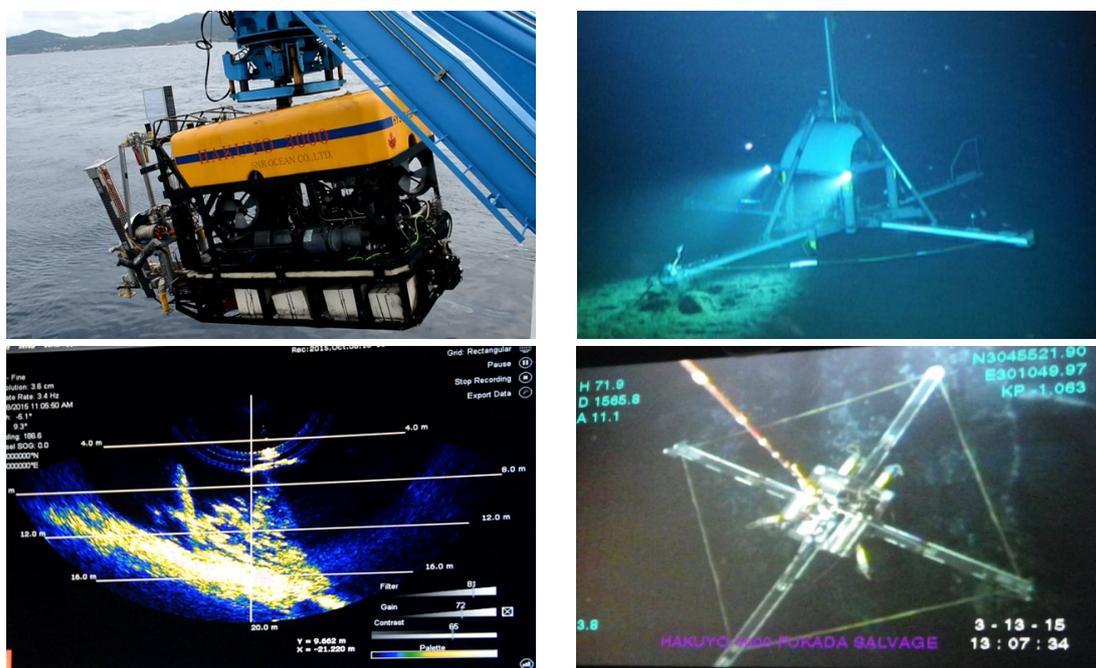


図 7-3 ROV 曳航型測定方式の運用例②

(深田サルベージ建設, 多目的作業船「新世丸」ROV「はくよう 3000」)

上左: 曳航フレームを搭載した ROV, 上右: 海底で展開した曳航フレーム

下左: 曳航中のソナー画像, 下右: ROV 下方カメラでとらえた曳航中の測定システム影像

7.3.4 探査装置

本調査では、我々の研究グループが開発した時間領域電磁探査装置 (Nakayama and Saito,2012)を使用した。付図 2-2 に海底時間領域電磁探査装置の構成図を、付図 2-3 に曳航フレームへの搭載例を、付表 2-1, 付表 2-2 に各装置の主な仕様を示した。

1) 送信部

本調査では送信ループは一辺が 3.5m の矩形ループとした。送信波形は付図 2-1 に示す周期 4 秒、デューティ比 5 %の正負交代矩形波である。送信ループの巻き数は 1 回、送信電流 85Aとした。電流遮断時間は約 200 μ 秒であった。

2) 受信部

AD 分解能 24 bit, サンプリング 50 kHz で 6 チャンネルのデータを連続的に取得した。現在の曳航型測定の実運用では、曳航索を海底で着脱する方式で、ROV を介したリアルタイム通信を可能とするためには、海底でのコネクタ接続が必要となるが、開発費などの問題で今のところは実現していない。本測定では、測定システムの投入前に船上で送・受信および記録を開始し、受信データは受信機内の SSD に記録した上で、調査終了後に船上で、1 日分の全データをダウンロードした。受信データ量は付表 2-4 に示すとおりである。

3) 受信センサ

MI 海底磁力計(垂直成分), 3 成分フラックスゲート磁力計, コインシデントタイプの受信ループ(2 回巻), 送信電流の 6 チャンネル測定とした。各センサの測定範囲と分解能については付表 2-3 に記した。

7.4 データ処理方法

6 章において検討したデータ処理方法を適用した。本調査においては、測定システムと船上の計測室とはリアルタイムに通信ができないため、測定フレームを船上に揚収後に、受信機内の SSD に記録されたデータを回収し、処理を行った。

7.5 データ処理結果

データ処置結果として、電流遮断後約 2 ミリ秒までの精度の良いデータを得た。一例として、中央のマウンドを通過する測線 A、および測線 B のプロファイルを図 7-4 および図 7-5 に示す。また、全測線のプロファイル図を付図 5- 1～付図 5- 12 に示した。各図を構成するグラフは上から、①海底地形と測点位置、②起電力、③見掛導電率、④擬似深度と擬似比抵抗、である。全てのグラフにおいて、横軸は ROV の移動距離、②～③では電流遮断後の同じ時間のデータを線で結んだ。赤→黄→青→紫の順に早い時間→遅い時間を表している。④では時間を擬似深度に、見掛導電率を擬似比抵抗に変換してプロットした。各点の色は、導電性の高い順に赤→青とした。海底面近くでは海水の影響があるため、海水の導電率(3.3S/m)に近い値となった。

LINE-A 測線(図 7-4)での測定は西北→東南方向で ROV を移動させながら行った。中央の凸地形は北部マウンドの北側斜面である。中央の硫化物マウンドでは海底面から、地形の起伏がない東南端においては海底面から数 m 以深に明瞭な高導電率異常をとらえた。また、北部マウンドの両サイドで、海底面下 30m 程度の場所に高導電率異常が認められ、海底面下に鉱体の存在が示唆された。

LINE-B 測線(図 7-5)は東南→西北方向の北部マウンドの頂上を通過する測線である。マウンドの中央付近では、早い時間(浅部)で極めて高導電率を示す反面、遅い時間では高比抵抗となっている。この位置では乱立するチムニーとの衝突を回避するために測定高度が不安定になった。測定値に対する測定高度の影響としては、海底が高導電率の場合は低導電率側に、海底が低導電率の場合は高導電率側に出て、電磁異常に対して逆のセンスに働く。ここでは早い時間の見掛導電率が海水より高い値を示していることから測定高度は低かったと判断できる。遅い時間に現れた高比抵抗については、陸域の鉱床探査でコインシデントループの応答波形の符号が逆転する現象が IP 効果が原因として挙げられており(岡田,1991)(Marchant,2014)、海底でも同様の現象によって急激な電圧の減衰が起きて高比抵抗に見える応答になったと推測した。北部マウンドの両サイドには海底面下 30m～35m のところに、高導電率異常の連続した層が確認できる。

両測線のプロファイルにおいて、中央の高導電率を示した位置で探査深度が小さくなっているのは、データの抽出範囲を電流遮断後 2 ミリ秒までとしたことが原因である。高導電率の媒質の中では、電磁の拡散深度(付録-1.5)は小さくなる半面、電磁の過渡応答はゆっくりとなり、同じ時間で低導電率の場合より測定電圧は大きい。マウンド位置では電流遮断後約2ミリ秒にまだノイズ

レベルに達しておらず、より長い時間のデータを抽出することで、探査深度が向上すると考えられる。JOGMEC(2013)では、伊是名海穴北部マウンドの硫化物マウンドの鉱体の連続性について不明となっている(図 1-1)。今後、より遅い時間までのデータ抽出によって、より深い部分の導電性異常の構造の解明が期待できる。

図 7-6 に導電性異常の3D 等値面マップを示す。各測線における 8 秒毎データを1測定として、その位置を ROV 位置から取得してマッピングを行った。図中のより赤い面がより強い高導電率異常、黄色い面が弱い高導電率異常である。各測点での高導電率異常は空間的につながり、空間的な広がりを見ることができた。図中に示したピンの位置は、JOGMEC による BMS ボーリング位置で、海底面に鉱石が露出するマウンドの位置のみならず、海底面が堆積物に覆われ、ボーリングによって海底下に存在が確認されている鉱床の位置をもとらえ、ボーリング結果と良い整合性を示す結果を得た。

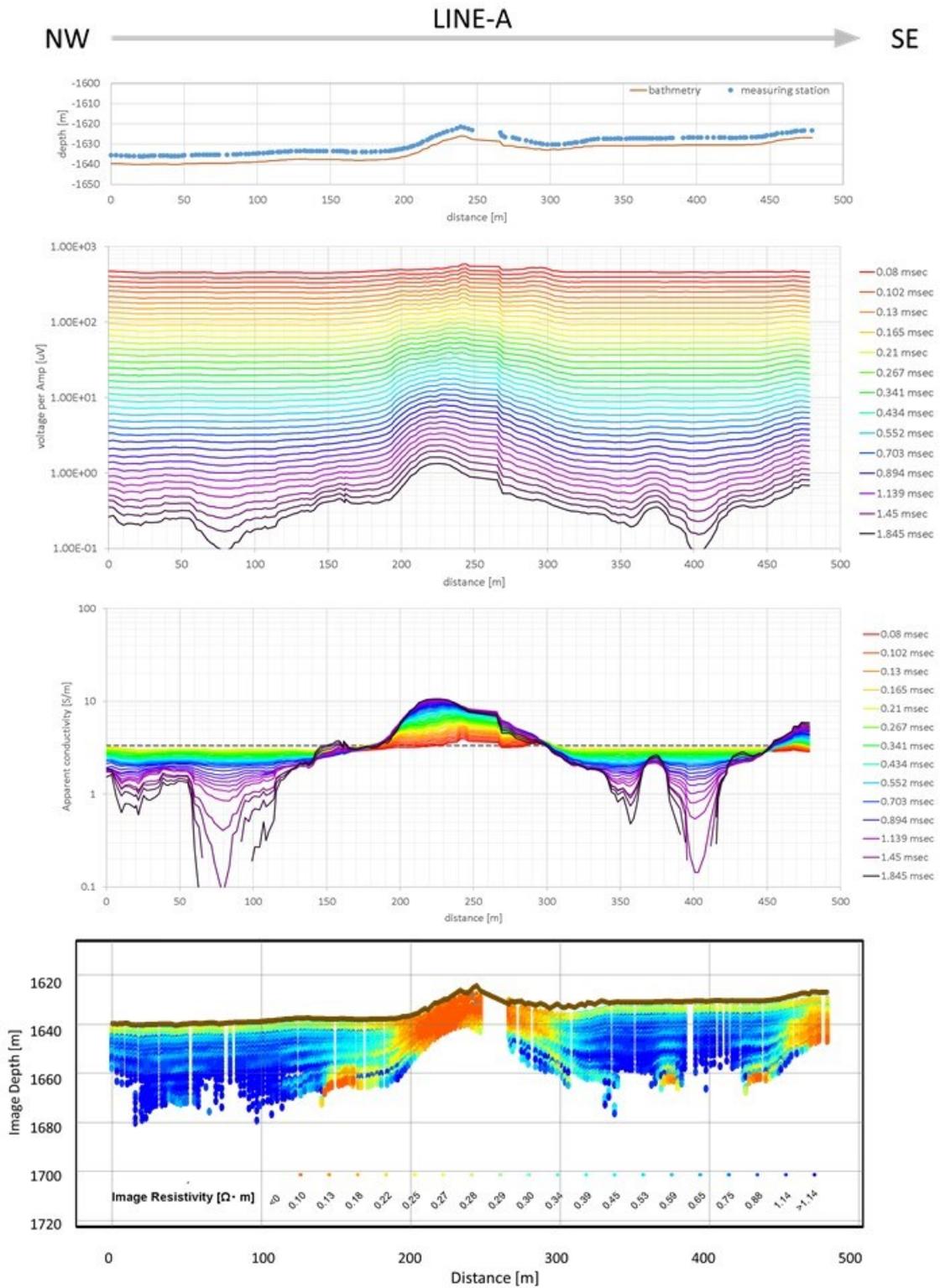


図 7-4 プロファイル図(測線 A)

NW ← LINE-B → SE

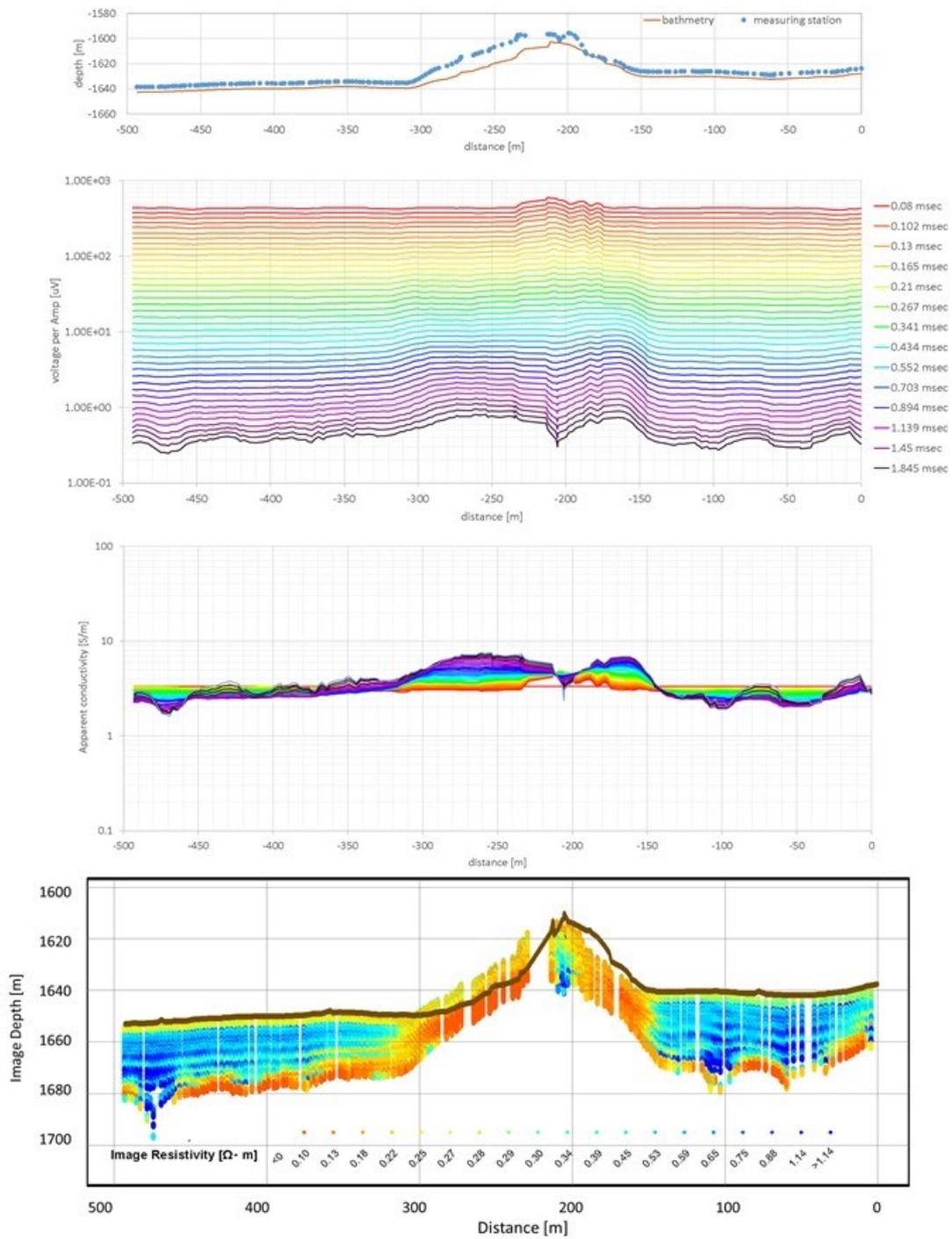


図 7-5 プロファイル図(測線 B)

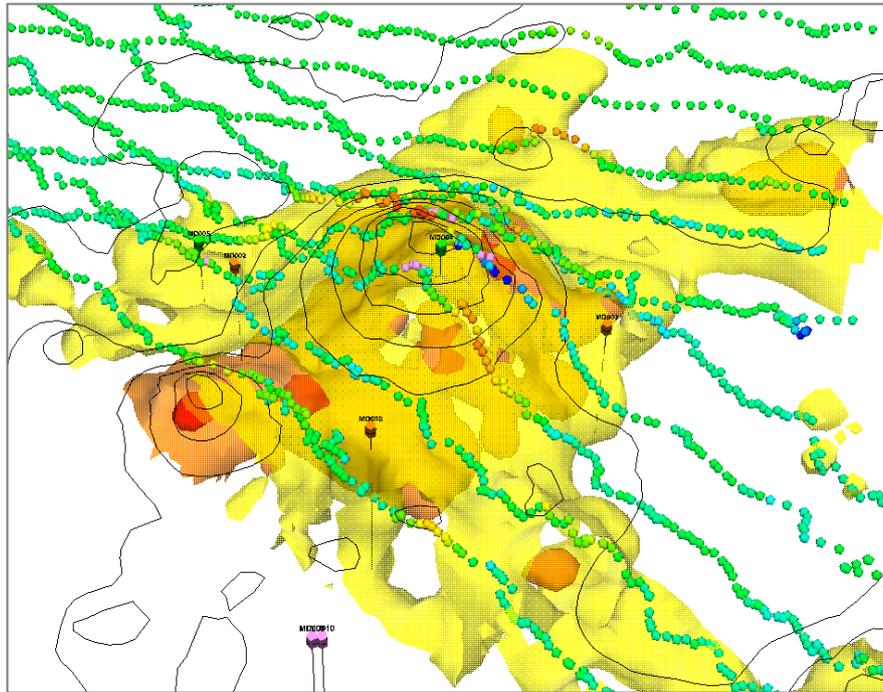


図 7-6 電磁異常の 3D 等高面図
(黒の実線は海底地形を表す)

7.6 まとめ

5章で行ったノイズ軽減方法の検討結果, 6章で行ったデータ処理方法の検討結果を実海域調査に適用した結果, 電流遮断後約 2 ミリ秒までの精度の良いデータが得られ, プロファイル図と電磁異常の 3D マッピングによって, 調査地の海底熱水鉱床に起因すると考えられる電磁異常を把握することができた。既存のボーリング結果との対比によって, 本手法が, 海底面のマウンドのみならず, 堆積層の下に存在する鉱化体の探査に有効であることが実証された。

8章 総括

海底熱水鉱床を対象として ROV を利用した TDEM 法について、探査対象である海底熱水鉱床の電気特性の把握、TDEM 法による電磁場の海中での挙動の把握、ノイズ軽減による探査精度の向上、データ処理法の確立を図った。

海底熱水鉱床の電気特性の把握を目的に実施した、海底および海底下で取得された鉱石と岩石のサンプルの分析では、サンプルの比抵抗と充電率の計測結果に化学分析、X線分析を合わせることによって、母岩と鉱石の電気特性には有意な差があること、鉱石の電気特性は海域によって異なること、鉱石の電気特性の違いは含まれる鉱物によるものであることがわかった。これらのことから、海底熱水鉱床の電気特性(比抵抗および充電率)を指標とした電気・電磁探査が有効であることが示された。伊是名海穴の鉱石は海底(1~数 Ω)、海水(0.3 Ω)よりも低いとして解析、評価を行うこととした。ベヨネーズ海丘については比抵抗では母岩との区別は難しいと判断した。また、海域によらず硫化鉱体が高い IP 効果を示していることから、充電率を指標とした探査手法についても、重要と考えられ、比抵抗構造の解釈においては充電効果の影響に注意する必要があることがわかった。

海底 TDEM 法の 3 次元数値シミュレーション実験では、垂直ループよりも水平ループの方が海底熱水鉱床に対して感度が高いこと、海底 TDEM 法は、海底熱水鉱床の広がりと厚さに対して感度があること、海底からの高度 10m の測定でも海底下の熱水鉱床を探査できることが判った。さらに実際の送受信のモーメントを想定し、拡散深度を目安として、測定におけるダイナミックレンジや分解能、ノイズレベルを検討するために必要となる指標を得た。

海底 TDEM 法の水槽実験では、低比抵抗の媒質で囲まれた環境下での測定においても、TDEM 法によって低比抵抗の鉱床の検知が可能で、プロファイル測定結果の作図や、リファレンス点を使用したデータ処理が可能か有用であることが示された。

海底 TDEM 法のノイズ軽減では、ROV の周期的なノイズ、ROV の低比抵抗としてのノイズ、耐圧容器の影響、測定システムの揺動による影響を、浅海域や実海域での実測データより抽出して、ノイズの周波数範囲や、影響を受ける空間的範囲、強度を評価し、軽減方法を検討した。その結果、ROV のノイズを軽減するために ROV と測定システムの距離を 6m 以上とること、海底の影響のない位置でリファレンスデータを取得して補正に使用することとした。またコインシデントループ測定は磁場測定よりもノイズの影響が少ないことが判り、データの一次評価としては、コインシデントループによる測定データを使用することとした。測定システムの揺動によるノイズについては、ジャイロデータの使用や実測波形のスプライン補間によって解析に問題ない程度まで軽減できることがわかった。

海底 TDEM 法のデータ処理法では、船上でのリアルタイムモニタリングや、迅速な解析を目的として、簡便な処理で、取得されたデータから短時間で、電磁異常を抽出するための処理を検討した。プロファイル図に海底での測定における見掛導電率と、擬似深度を導入することによって、取得されたデータの迅速な解釈が可能になり、現場での調査の意思決定に大いに役に立つ実用

的なシステムとすることができた。

これらの検討を実海域での調査試験に適用した結果、電流遮断後約2ミリ秒までの精度の良いデータが得られ、プロファイル図と電磁異常の3D マッピングによって、調査地の海底熱水鉱床に起因する電磁異常を把握することができた。既存のボーリング結果との対比によって、本手法が、海底面のマウンドのみならず、堆積層の下に存在する鉱化体の探査に有効であることが実証された。さらに海域でも陸域と同様に硫化物鉱石のIP効果の影響をとらえることができた。

以上より、本研究の検討によって、ROVを利用したTDEM法の測定精度ならびに、データ処理・解釈の技術が向上し、海底下の熱水鉱床の立体的分布や連続性を把握できるための実用性の高い技術を確立することができた。さらに実海域データの処理結果には鉱石の充電効果(IP効果)を示す顕著な特徴が認められ、深海底においても時間領域電磁探査を使用してIP効果の計測が可能であることが明らかになった。このことは、今後の電気・電磁的手法を用いた海洋鉱物資源探査にきわめて有益な指針を与えるものである。

今後は、さらにインバージョン解析処理の導入を検討することによって、海底下の比抵抗構造を明らかにすること、そしてIP効果を含めた解析手法を確立することが課題と考える。

参考文献

- 朝田英治(2006)新しい磁気センサの電磁探査適用に関する研究, 早稲田大学大学院 理工学研究科 環境資源及材料理工学専攻 地殻情報工学部門 物理探査工学研究 修士論文, 105p.
- 物理探査学会(1989) 図解物理探査, 239p.
- 物理探査学会(1998)電磁探査, 物理探査ハンドブック手法編 6章(物理探査学会編), pp.301-397.
- Chave, A. D. (1983) Numerical integration of related Hankel transforms by quadrature and continued fraction expansion, *Geophysics*, 48,1671 - 1686.
- 遠藤仁・野口康二(2000) 地形による TDEM 応答の変化に関する検討, *物理探査*, 53, 140-152.
- Frischknecht, F. C.(1989), Electromagnetic Physical Scale Modering. In Nabighian, M.N. (ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 1, Society of Exploration Geophysicists.
- Jegen, M., Hölz, S., Safipour, R., Swidinsky, A. and Petersen, S. (2016) Exploration of Buried SMS Deposits with Time Domain EM, *Near Surface Geoscience 2016 - Second Applied Shallow Marine Geophysics Conference* .
- JOGMEC(2013)海底熱水鉱床開発計画第1期最終評価報告書, 経済産業省資源エネルギー庁.
- Kaufman, A. A. and Keller, G.V.(1983), *Frequency and Transient Soundings*, Elsevier, Amsterdam.
- 清野武(1941)電気探鉱, 電気書院.
- Macnae, J. and Lamontagne, Y. (1987) Imaging quasi-layered conductive structures by simple processing of transient electromagnetic data, *GEOPHYSICS*, 52(4), 545-554.
- Marchant, D., E. Haber, and D. W. Oldenburg (2014) Three-dimensional modeling of IP effects in time-domain electromagnetic data, *Geophysics*, 79, no. 6, E303-E314.
- 鞠子正(2008) 鉱床地質学-金属鉱床の地球科学-, 古今書院, 東京都千代田区神田駿河台 2-10, 302-401.
- Nabighan, M, N. and Macnae, J. C.(1989), Time domain electromagnetic prospecting method. In Nabighian, M.N. (ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 2, Society of Exploration Geophysicists, pp. 427-520.
- 中井泉(2009)粉末 X線回折の実際 第2版, 朝倉書店.
- Nakayama, K., Saito, A., Yamashita, Y.(2011) Time-domain electromagnetic technologies for the ocean bottom mineral resources, *Proceedings of SEGJ CONFERENCE*, 123, 66-69.

- 中山圭子,齋藤章(2011) ROV などを用いた時間領域 EM 法 , 物理探査 64(4), 255-266.
- Nakayama, K. and Saito, A. (2014) Development of new marine TDEM systems for the ocean bottom hydro thermal deposits, SEG Technical Program Expanded Abstracts 2014, 850-854.
- 中山圭子・河合真・真行寺泰輔・劉雯婷・齋藤章(2011) 時間領域電磁探査法による海底熱水鉱床調査, 第 22 回海洋工学シンポジウム論文集, 22, 159-162.
- 中山圭子・齋藤章(2011) ROV などを用いた時間領域 EM 法, 物理探査, Vol. 64-4, 255-266.
- 中山圭子・齋藤章・山下善弘(2010) 海域における鉱物資源を目的とする時間領域の電磁探査法技術, 物理探査学会学術講演会講演論文集, 123, 66-69.
- Nakayama, K., Shingyouji, T., Motoori, M., Yasui, M., Kobayashi, Y., Yamazaki, A., and Saito, A. (2011) Marine Time-domain electromagnetic technologies for the ocean bottom mineral resources. Proceedings of the 10th SEGJ International Symposium, Kyoto, Japan, 20-22 November 2011 pp. 1.
- Newman, G. A. and Hohman, G. W. (1988) Transient electromagnetic responses of high contrast prisms in a layered earth Geophysics, 53, 691-706.
- 日本鉱業協会(1992)「電磁探査モデルシミュレーション装置研究開発」研究報告書.
- 野口康二・阿部淳子・齋藤章(1992) 電磁誘導法のモデル実験(1)実験装置の開発, 物理探査, 45, 105-115.
- 野口康二・阿部淳子・田辺貴洋・中村陽一・齋藤章(1992) 磁場の垂直成分を測定する CSAMT 法について, 物理探査学会学術講演会講演論文集, 86, 270-275.
- 野口康二・遠藤仁(1995) 積分方程式法による TDEM 法の 3 次元モデリング, 物理探査学会学術講演会講演論文集, 93, 210-214.
- 野口康二・打浪克彦・上田良太・齋藤章(2002) 磁気抵抗素子を用いた磁力計の電磁探査法への適用, 物理探査学会学術講演会講演論文集, 106, 197-200.
- 野口康二・宇田川琢生・小椋渉・横川勝美・目次英哉・齋藤章(1998) 高温超電導磁力計の電磁探査への応用, 物理探査学会学術講演会講演論文集, 98, 227-230.
- Okada, K. (1991) IP Effects in Transient EM Data, Proceedings of SEGJ CONFERENCE, 84, 271-276.
- Parkhomenko, E. I. (1967) Electrical Properties of Rocks, PLENUM PRESS, NEW YORK, 59-184.
- 理学電機(1981)X 線回折の手引, 理学電機株式会社分析センター編.
- Sanada, Y., Saito, S., Hamada, Y., Yhu, M. K. (2015), First exploration with logging while drilling for deep water hydrothermal deposits at. Okinawa Trough, Proceedings of The 21th Formation Evaluation Symposium of Japan, October 13-14.

真行寺泰輔・齋藤章・中山圭子(2011) 海底熱水鉱床の電気的特性に関する考察, 物理探査学会学術講演会講演論文集, 124, 159-162.

Spies, B. R. and Frischknecht, F.C.(1989), Electromagnetic sounding. In Nabighian, M.N. (ed.), Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Vol. 2, Society of Exploration Geophysicists, pp. 285-426.

高倉伸一(2003): アーチーの式と並列回路モデル, Conductivity Anomaly 研究会 2003 年論文集, 127-132.

武田 哲明・齋藤 章, 中山 圭子(2012)時間領域の海底電磁探査装置の開発, 第 127 回物理探査学会講演論文集, 174-177, 2012-11-29.

棚橋 道郎・塩川 智・村山 信行・高取 亮一(2006) 伊豆・小笠原弧背弧リフト帯ベヨネーズ海丘で発見された大規模海底熱水鉱床, 資源地質 56(2), 185-196.

臼井 朗, 2010, 海底鉱物資源—未利用レアメタルの探査と開発, オーム社, p123-147.

Wait, J. R. and Spies, K. P. (1969) QUASI-STATIC TRANSIENT RESPONSE OF A CONDUCTING PERMEABLE SPHERE., GEOPHYSICS, 34(5), 789-792.

Xiong, Z. H.(1992) EM modeling of three-dimensional structures by the method of system iteration using integral equations, Geophysics, 57, 1556-1561.

山下喜弘・東宏幸・田子公一・並木久・齋藤章 (2010) 海底資源探査を目的とした Square Array 電気探査の基礎実験,物理探査学会学術講演会講演論文集,122,169-172.

Yilmaz, A. E., Aygun, K., Jin, J. M. and Michielssen, E.(2002)Matching criteria and the accuracy of time domain adaptive integral method, in Proc. IEEE Antennas Propag. Soc. Int. Symp., vol. 2, June 2002, pp. 166-169.

Zhdanov, M.S.(2009)Geophysical Electromagnetic Theory and Methods, Methods in Geochemistry and Geophysics, 43, Elsevier, 868 pages, ISBN-10: 0-444-52963-2.

謝辞

本論文をまとめるにあたり、ご指導をいただいた 早稲田大学 特任教授 斎藤章博士に衷心より感謝の意を表します。斎藤博士は、筆者が早稲田大学に学士および修士在学中にも、当時の物理探査研究室(野口研究室)で TDEM 法の研究指導をされており、多くの卒業生がお世話になりました。斎藤博士の電磁探査法に対する深い造詣と情熱、研究室に培われた陸域での電磁探査法の成果が基礎となり、本研究は成果を挙げることができました。重ねて御礼申し上げます。

本論文の校閲の労をとっていただき、有益なご助言と暖かいご激励をいただいた、早稲田大学 教授 香村一夫博士、早稲田大学 教授 山崎淳司博士、高知大学特任教授 徳山英一博士に深甚の感謝の意を表します。

本研究は文部科学省「海洋資源の利用促進に向けた基盤ツール開発プログラム(平成 21 年度～平成 24 年度)」、「海洋鉱物資源広域探査システム開発(平成 25 年度～平成 28 年度)」の中で行われました。本研究を進めるにあたり、多くの御意見、ご検討を賜りました電気通信大学名誉教授 竹内俱佳プロジェクトディレクターに感謝の意を表します。また、曳航型測定方式のウインチやマルチビームソナーなどは、戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)「海洋資源調査システム・運用手法の開発」で開発されました。本論文に記載した ROV ノイズ発生状況調査、および実海域での調査試験のデータは、同プロジェクト内の航海で取得されたものです。J-MARES:次世代海洋資源調査研究組合の方々に厚く御礼申し上げます。

海底熱水鉱床のサンプル測定では、伊是名海穴およびベヨネーズ海丘の多くの試料を JOGMEC 様より、陸域の黒鉱試料を早稲田大学 物理探査研究室 OB の棚橋道郎氏および早稲田大学 鉱床学研究室の円城寺守教授よりご提供いただきました。X 線分析は、早稲田大学 応用鉱物学研究室の小林 靖志氏をはじめ、同研究室の多くの学生さんに手伝いをいただきました。客員次席研究員の安井万奈氏には、X 線分析および鉱石の観察結果の評価方法について多くの事をご教示いただきました。帯磁率の測定は、JAMSTEC 金松敏也氏のご厚意により同機構の帯磁率計をお借りして実施することができました。測定は、当時、早稲田大学 物理探査研究室の学生だったリュウ・ブンテイ氏がお手伝いくださいました。海底 TDEM 法の数値実験では、当時我々の研究チームでは、海底のモデルを計算できるプログラムを所持していなかったため、早稲田大学 物理探査研究室 OB の汪 振洋氏にご助力いただきました。物理探査研究室の学生の皆さんにはいつも刺激的な議論をいただき、精神的にも支えられました。皆様に謹んで感謝申し上げます。

海域での実験にあたり、東海大学 准教授 佐柳敬造氏、京都大学 准教授 後藤忠徳氏、独立行政法人 海洋研究開発機構 笠谷貴史氏、および「なつしま」航海(NT11-10, NT12-20, NT13-24, NT15-01, NT15-16)でお世話になった、なつしま船長、ROV ハイパードルフィンの運航長をはじめ、多くの方々にご意見、ご助力をいただきました。測定機を製作してくださった(有)テラテクニカの大西 信人社長には、有益なご助言をいただきました。同社の古川 克氏をはじめとする技術者の方々には、海洋実験での機装や測定をお手伝いいただきました。深田サルベージ

建設(株)の皆様は、ROV からの曳航といった難しいオペレーションの運用をいろいろな工夫を加えて可能にしてくださいました。ここに記して感謝の意を表します。

早稲田大学の学士および修士在学中の恩師である故野口 康二博士にご教授たまわった物理探査の諸知識や、当時のよき研究の思い出が、時を経て再び物理探査への興味を掻き立て、本研究の動機づけをくださいました。物理探査研究室の諸 OB の方々の暖かいご声援のおかげで道をたどることができました。ほんとうにありがとうございました。最後に、海の現場ばかり行って、家庭を顧みない妻・母に対して、家族が示してくれた理解と励ましに、心より感謝いたします。

本研究に関連した研究成果

種 類 別	題名, 発表・発行掲載誌名, 発表・発行年月, 連名者(申請者含む)
筆頭論文	ROV などを用いた時間領域 EM 法 , 物理探査 64(4), 255-266, 2011-08-01, 2011 年, <u>中山圭子</u> , 齋藤章
講演論文(筆頭, 査読あり)	<p>Practical Marine TDEM Systems using ROV for the Ocean Bottom Hydrothermal Deposits, Manuscript of TechnoOcean2016, 2016 年 10 月, <u>Keiko Nakayama</u> and Akira Saito</p> <p>The seabed TDEM towed by ROV for the ocean bottom hydrothermal deposits, Extended abstract of Near Surface Geoscience 2016 – First Conference on Geophysics for Mineral Exploration and Mining, DOI: 10.3997/2214-4609.201602109, 2016 年 9 月, <u>Keiko Nakayama</u> and Akira Saito</p> <p>Development of new marine TDEM systems for the ocean bottom hydro thermal deposits, SEG Technical Program Expanded Abstracts 2014, 850-854, 2014 年 11 月, <u>Nakayama, K.</u> and Saito, A</p> <p>Marine Time-domain electromagnetic technologies for the ocean bottom mineral resources, Proceedings of the 10th SEGJ International Symposium, 2011 年 11 月, <u>K. Nakayama</u>, T. Shingyouji, M. Motoori, M. Yasui, Y. Kobayashi, A. Yamazaki and A. Saito.</p>
講演論文(筆頭, 査読なし)	<p>海底熱水鉱床を対象とした ROV 海底曳航方式 TDEM 法探査法の開発, 物理探査学会学術講演会講演論文集 134, 161-164, 2016-05-18, 2016 年, 中山圭子, 齋藤章</p> <p>海底熱水鉱床の電気・磁気的特性, 日本地球惑星科学連合大会予稿集(CD-ROM), 2012, SCG62-P14, 2012 年, <u>中山圭子</u>, 安井万奈, リュウブンテイ, 西山巡, 齋藤章, 山崎淳司</p> <p>海底熱水鉱床を目的とした電気・電磁探査の探査指標としての鉱石の電気的および磁気的物性, 物理探査学会学術講演会講演論文集 126, 162-165, 2012-05-29, 2012 年, <u>中山圭子</u>, 山下善弘, 安井万奈, 山崎淳司, 齋藤章</p>

種 類 別	題名, 発表・発行掲載誌名, 発表・発行年月, 連名者(申請者含む)
講演論文(筆頭, 査読なし)	海域における鉱物資源を目的とする時間領域の電磁探査法技術, 物理探査学会学術講演会講演論文集 123, 66-69, 2010-09-29, 2010年, <u>中山圭子</u> , 齋藤章, 山下善弘
特許	<p>海底電磁探査装置, 特願 2015-185641, 2015年, 齋藤章, 中山圭子, 早稲田大学</p> <p>水底用電磁探査システム及びこれを用いた探査方法, 特願 2016-46797, 2016年, 齋藤章, 中山圭子, 角友則, 早稲田大学, 新日鉄住金エンジニアリング, 地球科学総合研究所</p> <p>海底電磁探査装置及び海底電磁探査法, 特願 2012-251578, 2012年, 齋藤章, 山下義弘, 田子公一, 中山圭子, 早稲田大学, 応用地質, ジオ・プレス</p>

付録-1 時間領域電磁探査法(TDEM 法)概説

付録-1.1 電磁探査法の分類

電磁探査法は、電磁誘導現象を利用して地下を調査する手法で、まず使用する電磁場を地球をとり巻く自然の電磁場とするか、送信機による人工電磁場とするかで分けられる。前者の代表例が MT 法であり、後者の例としては、CSAMT 法、TDEM 法(TEM 法)、Slingram 法などが挙げられる。電磁探査法の分類の一例を付図 1-1 に示す。



付図 1-1 電磁探査法の分類の例

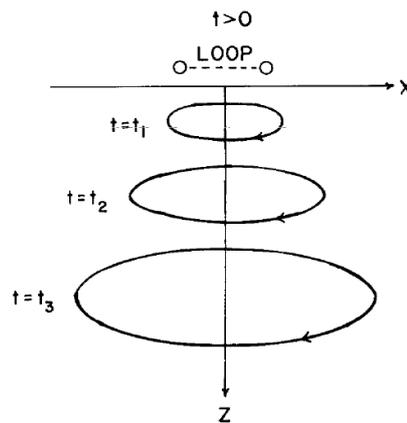
海底の電磁探査としては、従来、地球科学を対象とした探査で MT 法が多く使われてきた。資源などの探査に対しては、自然電磁場が低比抵抗の海水の影響で減衰してしまって計測上の不利になることから、人工電磁場を使う場合が多い。

人工電磁場を使う電磁探査には周波数領域(FDEM)と時間領域(TDEM)とがある。周波数領域と時間領域は、理論的にはフーリエ変換の対で等価であるが、前者の測定では送信電流がつくる場(1次場)と電磁誘導現象がつくる場(2次場)の和を測定するのに対し、後者は送信電流を遮断した後の1次場のない状態で2次場のみを測定するため、実際には大きな差異が生じる。周波数領域の電磁探査法の測定では、探査深度を上げるためには、周波数を下げると同時に送受信間隔を広げる必要があるが、測定値に含まれる1次場の影響で、送受信間隔が狭いと周波数を下げても探査深度は増加せず、ニアフィールド現象と呼ばれている。一方、時間領域の電磁探査法では、送信電流遮断後、より遅くまで測定することで、探査深度を上げることができ、送受信間隔は小さくても深部の探査が可能である。

時間領域の電磁探査法(TDEM法)は、1930年代から過渡現象を利用した探査法の検討がなされ、1950年代に実用化された。近年、エレクトロニクスや数値解析技術の進歩に伴って急速に普及し、鉱山・地熱・石油などの資源探査や工学・防災分野での地下構造調査に広く用いられている。最近では、航空機を使う空中電磁法や、海底石油鉱床の調査に対して、数千アンペアの大電流を送信する海底電磁探査(MCSEM)も実用化されている。

付録-1.2 TDEM 法の原理

地表や海底、あるいは海中に設置したループに流す電流を急激に遮断すると、電磁誘導の法則によりループのごく近傍に遮断前と同じ磁場を維持しようとする渦電流が発生する。この渦電流は周辺の比抵抗に応じて減衰し、その電流の変化を妨げるような新しい渦電流がさらに生じる。このプロセスが繰り返され、あたかも渦電流が、地下深部に伝播していくような現象は、スモークリングと呼ばれている。陸域で地表にループを設置した場合に、渦電流が地下深部に伝搬していくようすを付図 1-2 に示す。これらの渦電流は、経路の地層の比抵抗に応じて減衰するため、それらの作る磁場を時間の関数として測定することにより、地下の比抵抗分布を知ることができる。たとえば地下が高比抵抗の時は渦電流は急速に減衰していくが、低比抵抗のときはゆっくり減衰する。



付図 1-2 地下に伝搬する渦電流(陸域)(Navighan,1979)

簡単な電気回路を使った過渡応答の考え方は、清野(1941)、日本鉱業協会(1992)にある。今、大地を抵抗 R と自己インダクタンス L を持つループと考える。ループを貫く磁束 Φ が微小時間 Δt で急激に減衰した場合、ループに誘起された起電力 EMF (electromotive force)は、ファラデーの法則により

$$EMF = - \frac{d\Phi}{dt} = -L \frac{dI}{dt} \quad (A-1)$$

となる(付図 1-3)。キルヒホッフの第2法則より得られる電流 I についての微分方程式

$$IR + L \frac{dI}{dt} = 0 \quad (A-2)$$

を解くと、

$$\frac{dI}{dt} = -\frac{R}{L} I$$

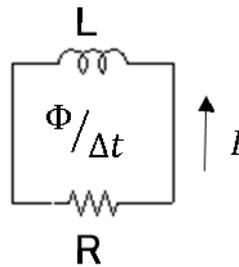
$$\int \frac{1}{I} dI = \int \frac{R}{L} dt$$

$$I = I_0 e^{-\frac{R}{L}t} = I_0 e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (\text{A-3})$$

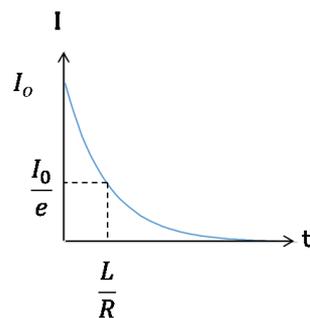
を得る。 $\tau = \frac{L}{R}$ を時定数と呼び、電流が $1/e$ 倍になるのにかかる時間を示す(付図 1-4)。R が大きいほど早く電力が消費されて早く減衰し、L が大きいほどコイルの慣性が強くてゆっくり減衰する。また、式(A-1) より、 $\Phi \propto LI_0$ であることから、初期電流とそれによる 2 次磁場の振幅は一次磁場と L にのみ依存し、R には依存しないことが判る。コイルを使用した受信では、2 次磁場の時間変化を計測するため、計測される電位 E は

$$E \propto \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}}$$

となり、良導体 (τ が大きい) 場合は初期の振幅は小さくてゆっくりと減衰し、不良導体 (τ が小さい) 場合は初期の振幅は大きくて早く減衰する。



付図 1-3 地下を模式する簡単な LR 回路

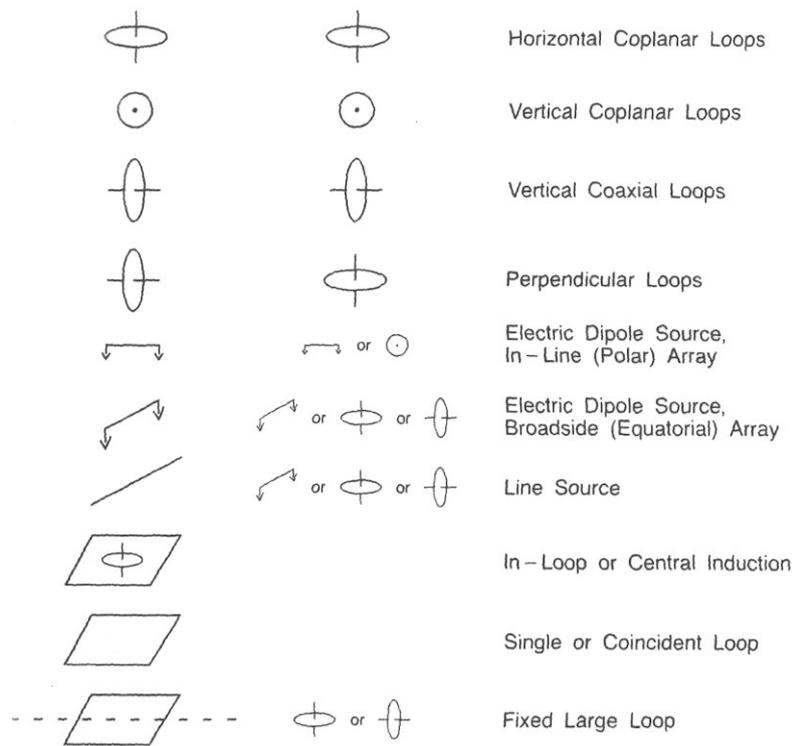


付図 1-4 電流の減衰曲線

付録-1.3 TDEM 法の測定方法

TDEM 法の測定方法としては、多くの送受信配置が存在する(付図 1-5)。送信源としては、両端を設置して電気を流す方法と、ループを使用する方法がある。受信としては、磁力計を使用して磁場を計測する、ループあるいはインダクションコイルを使用して磁場の時間変化による起電力を計測する、電極を使用して電場を計測するなどの方法があり、探査対象に応じて、また測定装置の能力を鑑み、調査地の地勢などを考慮して、送信のサイズや送信電流の大きさ、受信のタイプと送受信の位置を決定する必要がある。

例えば、地熱や石油などを対象とした地下数 km までの探査には、長い電線(数km)の両端を設置して大電流(20A~200A)を流し、同一の送信源で広い範囲の測定を可能とするロングオフセット配置が利用される。また、鉱床探査や温泉、土木調査などの比較的浅い場所の探査や、ボーリング孔での探査では、ループ送信が利用されることが多い。20~数百 m 程度のループ送信や、長さ数百 m の両端設置のワイヤー送信が使われ、送信モーメントが小さいことから、より大きなシグナルを受信するためにショートオフセット配置が採用される(物理探査学会, 1998)。送受信間隔を小さくすることで、対象の比抵抗の変化により敏感になる。



付図 1-5 典型的な TDEM 法の送受信配置 (Spies and Frischknecht, 1989)

付録-1.4 表皮深さ(skin depth)

導体中を交流電流が流れるとき、周波数が高くなるほど電流が表面へ集中するので、導体の交流抵抗は高くなる。電流密度が導体の表面で高く、表面から離れると低くなる現象は表皮効果 (skin effect) と呼ばれている。導体の電流密度 J は 深さ d に対して、次式のように減少し、 δ は表皮深さ (skin depth) で、電流が 表面電流の $1/e$ (37%) になる深さを表す。

$$J = e^{-d/\delta} \quad (\text{A-4})$$

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\sigma\mu\omega}} \quad (\text{A-5})$$

δ : 表皮深さ (スキンドープス skin depth)

σ : 導体の導電率

μ : 導体の透磁率

ω : 電流の各周波数 $2\pi f$ (f : 周波数)

周波数領域の電磁探査では、平面波が地表から均質大地に入射した場合の大地中の電場、磁場は以下の式で表される。深度 $z = \delta$ の時に電磁場の振幅は $1/e$ 減衰し、位相は 1 ラジアン変化することが判る。(Nabighan and Macnae, 1989, P431)

$$E_x(z, t) = E_{x_0} e^{-iz/\delta_{FD}} e^{-z/\delta_{FD}} e^{i\omega t} \quad (\text{A-6})$$

$$H_y(z, t) = E_{x_0} \sqrt{\frac{\sigma}{\mu_0\omega}} e^{-i\pi/4} e^{-iz/\delta_{FD}} e^{-z/\delta_{FD}} e^{i\omega t} \quad (\text{A-7})$$

$$\delta_{FD} = \sqrt{\frac{2}{\sigma\mu\omega}} \quad (\text{A-8})$$

E_x, E_y : 大地中 (深さ z) における応答

E_{x_0} : 地表における応答

δ_{FD} : スキンドープス (周波数領域)

σ : 導電率

μ : 透磁率

付録-1.5 拡散深度(diffusion depth)

時間領域の電磁探査において、周波数領域の表皮深さ(skin depth)に相当するものとして、拡散深度(diffusion depth)がある。時間領域で $t=0$ に遮断されるステップ波形送信の応答は、以下の式で表される。(Nabighan and Macnae, 1989, P431)

$$e_x(z,t) = \frac{2H_0}{\sigma} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \sqrt{\frac{\sigma\mu}{2t}} e^{-\left(\frac{\sigma\mu z^2}{2t}\right)} \quad (\text{A-9})$$

$$h_y(z,t) = H_0 \operatorname{erfc}\left(\sqrt{\frac{\sigma\mu}{2t}} \frac{z}{\sqrt{2}}\right) \quad (\text{A-10})$$

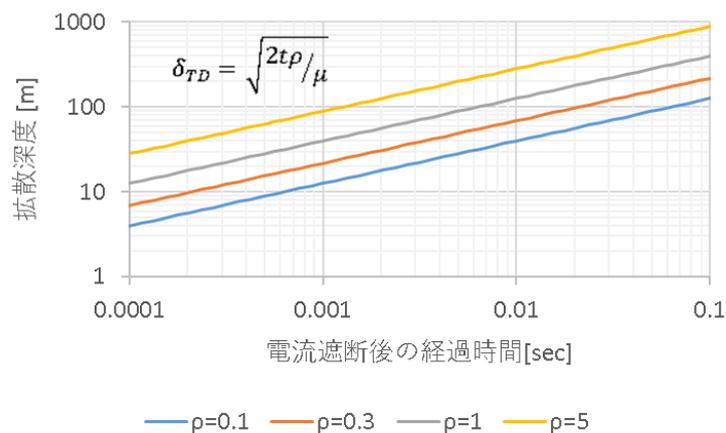
ここで、 $\operatorname{erfc}(x)$ は補誤差関数で、 $1 - \operatorname{erf}(x)$ で表され、単調減少で $1 \sim 0$ の値をとる。ある時間 t において、深度 z に関する応答は、平均 0 、標準偏差 $\sqrt{2t/\sigma\mu_0}$ の正規分布の確率密度関数である。式(A-9)において z を固定した場合に、 $e_x(z,t)$ が最大となる時間は、

$$t = \frac{\sigma\mu z^2}{2} \quad (\text{A-11})$$

であり、式を変換して拡散深度($z = \delta_{TD}$)を得ることができる。

$$\delta_{TD} = \sqrt{\frac{2t}{\sigma\mu_0}} \quad (\text{A-12})$$

付図 1-6 に電流遮断後の経過時間と、比抵抗が $0.1 \Omega \cdot \text{m} \sim 5 \Omega \cdot \text{m}$ の時の拡散深度の関係を示す。



付図 1-6 電流遮断後の経過時間と拡散深度の関係

付録-1.6 誘導係数(induction number)

周波数領域における wave number k は

$$k = \sqrt{i\sigma\mu\omega + \omega^2\varepsilon\mu} \quad (\text{A-13})$$

で、誘導電流が変位電流よりも大きくなるためには、 $\sigma/\omega\varepsilon$ が 1 より大きい必要がある。 $\sigma/\omega\varepsilon = 1$ の際の wave number k および誘導係数 p は、以下の式で表され、 $p \ll 1$ の範囲は near zone(あるいは inductive zone)、 $p \gg 1$ の範囲は far zone(あるいは wave zone)と呼ばれる。(Kaufman and Keller, 1983, P1-P10)

$$k = \frac{(1+i)}{\delta_{FD}} \quad (\text{A-14})$$

$$p = \frac{R}{\delta_{FD}} \quad (\text{A-15})$$

$$\delta_{FD} = \sqrt{\frac{2}{\sigma\mu\omega}} \quad : \text{表皮深さ(スキンデプス skin depth)}$$

R : 送受信の距離

時間領域でステップ送信の場合、式(A-16) の条件下で誘導電流が変位電流よりも大きくなる。時定数 τ 、誘導係数 u は、以下の式で表され、late time として $u < 0.2$ が妥当とされている。(Kaufman and Keller, 1983, P315-P322)

$$\frac{1}{2} \frac{\sigma t}{\varepsilon} \gg 1 \quad (\text{A-16})$$

$$\tau = \sqrt{2\pi\rho t \times 10^7} = 2\pi/\delta_{TD} \quad (\text{A-17})$$

$$u = \frac{2\pi R}{\tau} = \frac{R}{\delta_{TD}} \quad (\text{A-18})$$

$$\delta_{TD} = \sqrt{\frac{2t}{\sigma\mu_0}} : \text{拡散深度 (diffusion depth)}$$

R : 送受信の距離

また、Spies and Frischknecht(1989)では、

$$\theta = \sqrt{\frac{\sigma\mu_0}{4t}} \quad (\text{A-19})$$

を induction number とし、 $\theta r \ll 1$ を late time と定義している。開発した海底 TDEM 法では、磁場測定では $R = 1.5 \text{ m}$ 、 $\rho = 0.3 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$ 、かつ $t = 20 \text{ } \mu\text{sec}$ のとき、 $u \approx 0.485$ 、 $\theta r \approx 0.343$ となる。コインシデントループ測定に対しては、 $R = 0.0 \text{ m}$ となり、応答式や見掛比抵抗の式は late time のみとなる。

付録-1.7 電磁誘導現象の相似則

相似則とは、模型現象が原型現象と相似になるために満足しなければならない条件である。相似による模型実験は、航空機や船舶のように実物を用いて実験することが非常に高価な場合や、宇宙船のように無重力の場を地球上で実現するのが場合など、広い分野で利用されてきた。相似模型では、幾何学的相似のみならず、時間、速度、力、振動数、温度、電流、電圧など全ての変数をそれぞれ対応する原型現象と相似にする必要があり、主要な条件は現象を支配する物理法則から得られる。電磁誘導現象の場合はマクスウェルの方程式がこれにあたる。Frischknecht(1989)では、空中や地表、坑井、水中といった様々な環境での電磁探査のスケールモデルについて検討されており、その法則は早稲田大学の TDEM 法のモデル実験において利用された(日本鉱業協会,1992)。

モデルの幾何学的なスケールを p とすると、座標 (x, y, z) は、モデルシステム上の座標 (x', y', z') で以下のようにあらわせる。

$$x = px', \quad y = py', \quad z = pz' \quad (\text{A-20})$$

Maxwell の 4 つの方程式の内、電磁誘導現象を表すのは以下の 2 つの式である。

$$\text{II.} \quad \nabla \times \mathbf{E}(x, y, z, t) = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t}(x, y, z, t) \quad (\text{A-21})$$

$$\text{IV.} \quad \nabla \times \mathbf{H}(x, y, z, t) = \sigma \mathbf{E}(x, y, z, t) + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}(x, y, z, t) \quad (\text{A-22})$$

これらの式をモデルシステムにおいても成り立たせなければならぬ。

$$\mathbf{E}(x, y, z, t) = a \mathbf{E}'(x', y', z', t') \quad (\text{A-23})$$

$$\mathbf{H}(x, y, z, t) = b \mathbf{H}'(x', y', z', t') \quad (\text{A-24})$$

$$t = ct' \quad (\text{A-25})$$

ここで、 a, b, c は電場、磁場、時間のスケールファクターである。式(A-21)、式(A-22)はモデルシステム上では、以下となる。

$$\nabla' \times \mathbf{E}'(x', y', z', t') = -\mu'(x', y', z', t') \frac{\partial \mathbf{H}'}{\partial t'}(x', y', z', t') \quad (\text{A-26})$$

$$\begin{aligned} \nabla' \times \mathbf{H}'(x', y', z', t') \\ = \sigma'(x', y', z', t') \mathbf{E}'(x', y', z', t') \\ + \varepsilon'(x', y', z', t') \frac{\partial \mathbf{E}'}{\partial t'}(x', y', z', t') \end{aligned} \quad (\text{A-27})$$

∇' はモデルシステムの座標系での導関数で、媒質の物性 μ' , σ' , ε' はフルスケールモデルの値とスケールファクター a , b , c , p で関連づけられる。これらに 式(A-23), エラー! 参照元が見つかりません。 , 式(A-25) を代入して,

$$\nabla' \times \mathbf{E}' = \frac{p}{a} \nabla \times \mathbf{E} \quad (\text{A-28})$$

$$\nabla' \times \mathbf{H}' = \frac{p}{b} \nabla \times \mathbf{H} \quad (\text{A-29})$$

となり, さらに 式(A-26), 式(A-27) を変形して,

$$\frac{p}{a} \nabla \times \mathbf{E}(x, y, z, t) = -\mu'(x', y', z') \frac{c}{b} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t}(x, y, z, t) \quad (\text{A-30})$$

$$\begin{aligned} \frac{p}{b} \nabla \times \mathbf{H}(x, y, z, t) \\ = \sigma'(x', y', z', t') \frac{1}{a} \mathbf{E}'(x', y', z', t') \\ + \frac{c}{a} \varepsilon'(x', y', z', t') \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}(x, y, z, t) \end{aligned} \quad (\text{A-31})$$

これらが 式(A-21), 式(A-22) と同じになるためには,

$$\sigma' = \frac{pa}{b} \sigma \quad (\text{A-32})$$

$$\varepsilon' = \frac{pa}{bc} \varepsilon \quad (\text{A-33})$$

$$\mu' = \frac{pb}{ac} \mu \quad (\text{A-34})$$

今, 2つのモデルで透磁率が同じであった場合 $\mu' = \mu$ として以下を得る。

$$\frac{a}{b} = \frac{p}{c} \quad (\text{A-35})$$

$$\sigma' = \frac{p^2}{c} \sigma \quad (\text{A-36})$$

上式は誘導係数 (induction number) を示しており, 周波数領域と時間領域で以下となる。

$$\text{(in frequency domain)} \quad \sigma' f' l'^2 = \sigma f l^2 \quad (\text{A-37})$$

$$\text{(in time domain)} \quad \frac{\sigma' l'^2}{t'} = \frac{\sigma l^2}{t} \quad (\text{A-38})$$

以上のことより, 以下の相似則を得た。

- (1) 2つのモデルで透磁率が同じであること
- (2) 誘導係数 (induction number) が一致するように導電率と大きさ, 周波数, あるいは時間を調節すること
- (3) 誘電率は, 変位電流が十分小さい場合は任意である

インピーダンスに関する相似則としては

$$\text{(in time domain)} \quad \frac{V'}{I'} = \frac{t' l' V}{t' l I} \quad (\text{A-39})$$

電流が同じ場合は,

$$\frac{V'}{V} = \frac{t' l'}{t l}$$

$$\text{(MT 法)} \quad Z' = \frac{V'}{I'} = \frac{f' l'}{f l} Z \quad (\text{A-40})$$

コンダクタンス S に関する相似則は,

$$\text{(in frequency domain)} \quad S'' f' l' = S f l \quad (\text{A-41})$$

$$\text{(in time domain)} \quad \frac{S' l'}{t'} = \frac{S l}{t} \quad (\text{A-42})$$

となる。

付録-1.8 全空間の TDEM 応答

全空間における、磁気ダイポールのステップ波形送信による late stage の応答は下記で表される。(Kaufman and Keller, 1983, P322)

$$H_R = \frac{M}{12\pi\sqrt{\pi}} \frac{\mu^{3/2} \sigma^{3/2}}{t^{3/2}} \cos \theta \quad (\text{A-43})$$

$$H_\theta = \frac{-M}{12\pi\sqrt{\pi}} \frac{\mu^{3/2} \sigma^{3/2}}{t^{3/2}} \sin \theta \quad (\text{A-44})$$

$$E_\phi = \frac{-M}{16\pi\sqrt{\pi}} \frac{\mu^{5/2} \sigma^{3/2}}{t^{5/2}} R \sin \theta \quad (\text{A-45})$$

- M : 送信モーメント
- σ : 導電率
- μ : 透磁率
- t : 電流遮断後の時間
- R : 送信と受信の距離
- θ : 送受信の方向(ここでは固定とする)

上式より、磁場の応答は送受信の距離には依存せず、振幅と直交成分を測定する周波数領域より導電率に対して敏感であることが判る。ただし、周波数領域の位相成分は同様に導電率に対して敏感である。

付録-1.9 半空間の TDEM 応答

半空間における、磁気垂直ダイポールのステップ波形送信による late time の応答は下記で表される。(Kaufman and Keller, 1983, P334)

$$E_{\phi} \approx - \frac{M}{40\pi\sqrt{\pi}} \frac{\mu^{5/2} \sigma^{3/2}}{t^{5/2}} r \quad (\text{A-46})$$

$$B_z^+ \approx - \frac{\mu M}{4\pi r^3} \left[1 + \frac{2}{15} r^3 \frac{1}{\sqrt{\pi} t^{3/2}} (\sigma\mu)^{3/2} \right] \quad (\text{A-47})$$

$$B_r \approx - \frac{\mu M}{4\pi} \frac{r}{32t^2} (\sigma\mu)^2 \quad (\text{A-48})$$

$$B_z^- \approx \frac{\mu M}{30\pi\sqrt{\pi}} \frac{1}{t^{3/2}} (\sigma\mu)^{3/2} \quad (\text{A-49})$$

M : 送信モーメント
 σ : 導電率
 μ : 透磁率
 t : 電流遮断後の時間
 r : 送信と受信の距離

また、ループ受信の late time の応答は Kaufman and Keller(1983) P338 より、

$$E \approx - S_t n_t n_r I \frac{\mu^{5/2} \sigma^{3/2} r^2}{20\sqrt{\pi}} \frac{1}{t^{5/2}} \quad (\text{A-50})$$

である。半空間における応答は、全空間における応答の $2/5$ 倍となる。

S_t : 送信ループの面積
 n_t : 送信ループの巻き数
 n_r : 受信ループの巻き数
 I : 送信電流値

付録-1.10 海底での TDEM 応答

海底での応答に関する検討は, Kaufman and Keller(1983), P411-422 にある。2つの均質な半空間で, 1 つは海水, 1つは海底とし, 海底で垂直磁気ダイポールのステップ波形送信を行い, 距離 r 離れた海底で受信したときの late time 応答は下記で表される。

$$E_{\phi} \approx - \frac{3M\rho_1}{15\left(1 - \frac{\sigma_2}{\sigma_1}\right) 2\pi r^4} \sqrt{\frac{2}{\pi}} (u_1^5 - u_2^5) \quad (\text{A-51})$$

$$u_1 = \frac{2\pi r}{\tau_1}, \quad \tau_1 = \sqrt{2\pi\rho_1 t \times 10^7}$$

$$u_2 = \frac{2\pi r}{\tau_2}, \quad \tau_2 = \sqrt{2\pi\rho_2 t \times 10^7}$$

M : 送信モーメント

μ : 透磁率

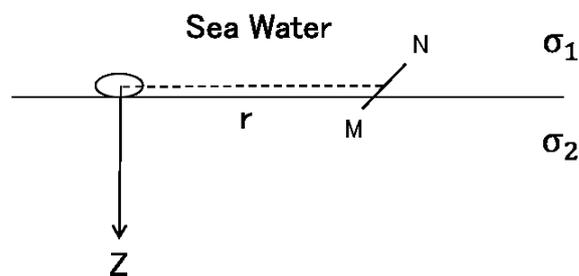
σ_1, ρ_1 : 海水の導電率と低効率

σ_2, ρ_2 : 海底の導電率と低効率

t : 電流遮断後の時間

r : 送信と受信の距離

late time の応答は主に, より導電性の方の媒質の応答によって決定される。



付図 1-7 2つの均質な半空間からなる, 最もシンプルな海底での測定の模式図

付録-2 海底 TDEM 探査装置

時間領域の電磁探査技術では、深部の情報は電流遮断後なるべく長い時間測定することで得られ、遅い時間の測定では測定電圧は小さくなるため、大電流の送信や高感度の受信システムが必要になる。制約の多い海底での測定では、送受信間隔が小さいほど効率の点で有利であるが、送受信間隔を小さくすることによって、より早い時間の応答が測定対象となり、帯域の広い受信システムが必要となることや、ループを小さくすることによって、受信信号が小さくなるために、より高い分解能が求められることになる。

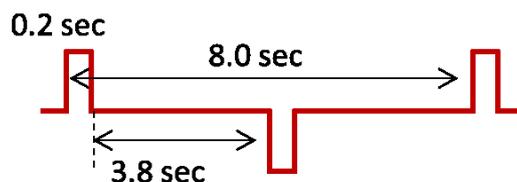
付録-2.1 全体構成

付図 2-2 に海底時間領域電磁探査装置の構成図を付図 2-3 に試験用フレームへの搭載例を、付表 2-1、付表 2-2 に各装置の主な仕様を示す。海底時間領域電磁探査装置は、送信部、受信部、センサ部からなる。

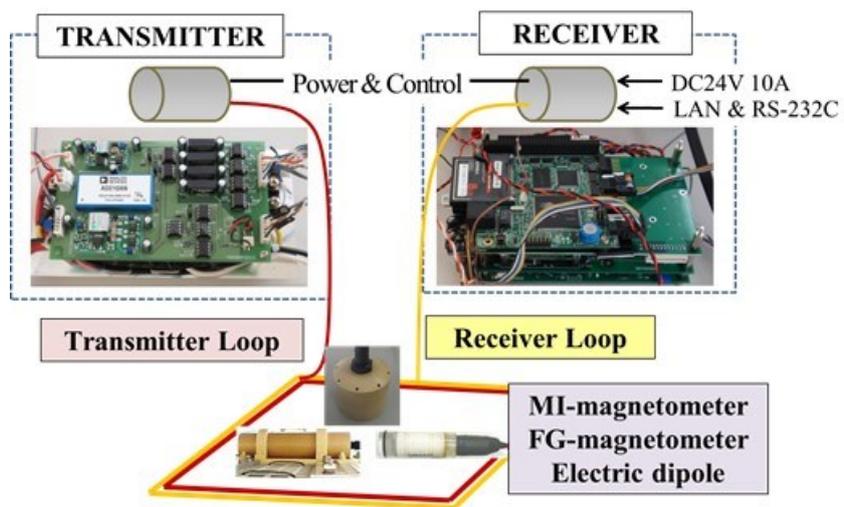
送信部はトランスミッターと送信ループで、トランスミッターは周期 4 秒、デューティ比 5 % で 1 周期ごとに正負を交代する矩形波を出力する(付図 2-1)。トランスミッター回路の電力は受信機から供給され、送信出力のタイミングは、受信機からコントロールされている。送信電流用の電力は送信機内部のバッテリー(±6.6 V, 180 Ah)から供給される。送信ループのサイズは約 3 m 角、1 回巻で最大 200 A の出力が可能である。

受信機は、AD 分解能 24 bit、サンプリング 50 kHz で 6 チャンネルのデータを連続的に収録する。また、19200 bps の RS-232C と 1 Gbps の LAN 通信機能を有し、船上からのリアルタイム波形確認やデータ処理に利用可能である。

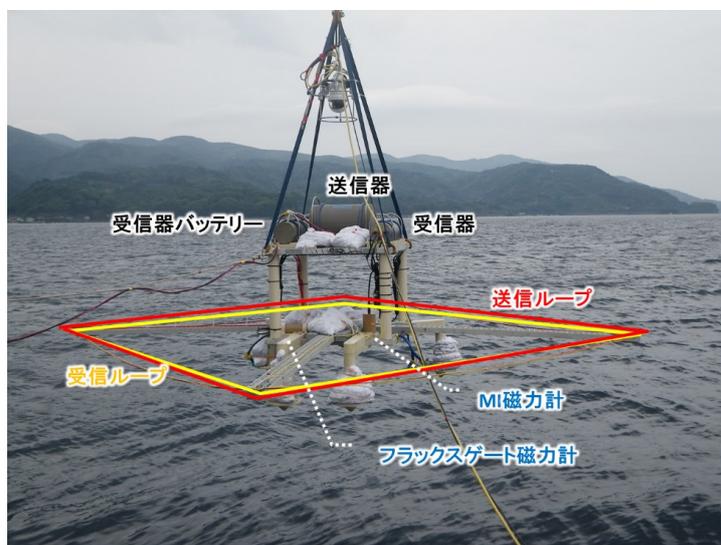
受信センサとしては、我々の研究グループが独自に開発した、高感度の MI (Magneto-Impedance) 素子を用いた海底磁力計に加えて、3成分のフラックスゲート海底磁力計、非分極電極を用いた海底電位差計、コインシデントタイプの受信ループを搭載可能で、試験や探査目的に応じて、センサを組み替えて使用していたが、2016 年に、耐圧容器の非金属化と、受信機のさらなる多チャンネル化、受信機内部時計の高精度化の改良がおこなわれ、現在は 3 成分 MI 磁力計、3 成分フラックスゲート磁力計、3 成分の電位差計、2つの受信ループと送信波形の合計 12 チャンネルの連続測定が可能となった。



付図 2-1 送信電流波形



付図 2-2 海底時間領域電磁探査装置の構成図

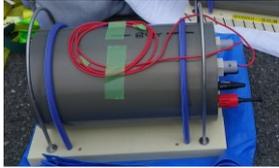


付図 2-3 海底時間領域電磁探査装置の試験用フレームへの搭載例

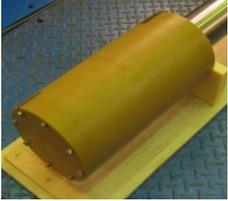
付録-2.2 主な仕様

付表 2- 1 に開発した海底時間領域電磁短装置の主な仕様と、付表 2- 2 に 2016 年に改良した装置の仕様を示す。

付表 2- 1 海底時間領域電磁探査装置の主な仕様

装置名	サイズ, 重量	主な仕様	写真
送信器	耐圧容器(φ 296 mm×567 mm, アルミ製, 空中重量約 71 kg, 水中重量 29 kg)	バッテリー: ±6.6 V, 180 Ah 動作時間: 約 20 時間(100 A 時)	
送信ループ	ビニール電線 断面積 14 mm ²	1 回巻	
受信器	耐圧容器(φ 157 mm × 567 mm, アルミ製, 空中重量約 24 kg, 水中重量 10 kg)	サンプリング: 50 kHz データ収録: 24 bit, 6 ch	
受信器用バッテリー	耐圧容器(φ 188 mm × 440 mm, アルミ製, 空中重量約 18.8 kg, 水中重量 9 kg)	バッテリー: 24 V 20 Ah 動作時間: 約 20 時間	
MI 磁力計	耐圧容器(φ 118 mm × 105.1 mm, 樹脂製)	測定レンジ: ±24,000 nT 周波数帯域: DC~100kHz	
フラックスゲート磁力計	耐圧容器(φ 88 mm × 325 mm, 樹脂製)	測定レンジ: ±120,000 nT 周波数帯域: DC~12 kHz	
受信ループ	ビニール電線 断面積 1.25 mm ²	コインシデントタイプ 2 回巻	
海底電位差計	φ30mm×185mm 空中重量 200g	非分極(銀塩化銀)電極 最大 5 極	

付表 2- 2 2016 年に改良された仕様様

装置名	サイズ, 重量	主な仕様	写真
送信器	耐圧容器 225×140×290 mm 非金属製(油漬け) 空中重量 60.20 kg 水中重量 25.79 kg	バッテリー: ±6.6 V, 58 Ah 動作時間: 約 10 時間 (100 A 時)	
受信器	耐圧容器 φ90×450 mm 非金属製 空中重量 18.20 kg 水中重量 7.94 kg	サンプリング: 50 kHz データ収録: 24 bit, 12 ch	
受信器用 バッテリー	耐圧容器 非金属製 空中重量 20.50 kg 水中重量 10.89 kg	バッテリー: 24V 20 Ah 動作時間: 約 20 時間	
3成分 MI 磁力計	耐圧容器 φ50×100 mm 樹脂製 空中重量 1.55 kg 水中重量 0.43 kg	測定レンジ: ±90,000 nT 周波数帯域: DC ~ 100 kHz	
受信ループ	ビニール電線 断面積 1.25 mm ² ,	コインシデントタイプ 2 回巻 と 5 回巻	

付録-2.3 相似則による検討

以下に時間領域における相似則は

$$\frac{L_1^2}{\rho_1 t_1} = \frac{L_2^2}{\rho_2 t_2} \quad (\text{A-52})$$

L : ジオメトリ

ρ : 導体の比抵抗

t : 時間

※ 添字 1 が実際の構造, 添字 2 が縮小したモデル

で表される。海底での測定と陸域での測定を比較すると、海水の比抵抗が約 $0.3 \Omega \cdot \text{m}$ なのに対して、陸域での大地の比抵抗は $100 \Omega \cdot \text{m}$ を超えることも多く、約 300 倍の比抵抗の違いがある。相似則の式が一定になるように時間を変えて調節すると、時間も 300 倍にする必要がある。ここでジオメトリ(L)を小さくすれば、この 300 倍を軽減できる。たとえば、陸域でよく用いられる一辺が 100 m の矩形ループを 5 m にすれば、陸域での測定時間とほとんど同じにできる。制約の多い海底での測定では、送受信機間隔が小さいほど効率の点で有利である。送受信機間隔を小さくすることによって、より早い時間の応答が測定対象となり、帯域の広い受信システムが必要となるが、海域では低比抵抗の環境が、応答を遅くして陸域と大差のないサンプリングが可能となる。(中山・斎藤,2011)

付録-2.4 受信センサの測定範囲と分解能

各受信センサの測定範囲とAD分解能を付表2-3に示す。3章の数値シミュレーション計算の条件下において、磁力計に求められる精度は0.1 nT~2 nTとなった。MI-磁力計, FG-磁力計ともAD分解能, センサのノイズレベルは下回っており, 測定精度の問題はないものと思われる。また, コインシデントループ測定に求められる精度は0.02 μ V~6 μ V(2回巻)となっており, 場合によってはAD分解能が不足することも考えられる。受信ループは巻数を多くすることで信号が大きくなる。

付表 2-3 受信センサの測定範囲と分解能

送信電流	測定範囲	± 200 A
	AD 分解能	0.00002 A
受信コイル	測定範囲	± 4 V
	AD 分解能	0.48 μ V
MI-磁力計	測定範囲	$\pm 25,000$ nT
	AD 分解能	0.0030 nT
	ノイズレベル(センサ)	1.5 pTrms/(root Hz)
	帯域(センサ)	100 kHz
MI-磁力計(2016年版)	測定範囲	$\pm 80,000$ nT
	AD 分解能	0.0095 nT
	ノイズレベル(センサ)	30 pTrms/(root Hz)
	帯域(センサ)	100 kHz
FG-磁力計	測定範囲	$\pm 120,000$ nT
	AD 分解能	0.0028 nT
	ノイズレベル(センサ)	20 pTrms/ $\sqrt{\text{Hz}}$ at 1Hz
	帯域(センサ)	12 kHz
電位差計	測定範囲	± 0.4 V
	AD 分解能	0.048 μ V

付録-2.5 受信データの仕様

受信センサによって測定されたアナログデータは、24 bitでデジタル変換されて、1 パケット単位で受信機内の SSD に収録される。また、1 Gbit LAN を使用して、1 パケット単位で UDP 配信される。2015 年度までの 6 チャンネル受信機と、2016 年度に改良された12チャンネル受信機について、取得データの大まかな構成と量を記載する。

付表 2- 4 受信機(6 チャンネル)のデータ構成とデータ量

パケット単位	1 秒
データフォーマット	バイナリ
データ構成	[HEADER] [PHINS] [Ch1] [Ch2] [Ch3] [Ch4] [Ch5] [Ch6]
データ量	[HEADER] 256 byte [PHINS] 4096 byte [Ch1] 200 kbyte [Ch2]～[Ch6] 150 kbyte × 5 チャンネル分 合計: 960 kbyte/sec 3.456 Gbyte/hour 27.648 Gbyte/day (8 hour)

付表 2- 5 受信機(12 チャンネル)のデータ構成とデータ量

パケット単位	0.5 秒
データフォーマット	バイナリ
データ構成	[HEADER] [PHINS] [Ch1 Ch2 Ch3] [Ch4 Ch5 Ch6] [Ch7 Ch8 Ch9] [Ch10 Ch11 Ch12]
データ量	[HEADER] 256 byte [PHINS] 4096 byte [Ch1 Ch2 Ch3] 500 kbyte [Ch4 Ch5 Ch6] 450 kbyte [Ch7 Ch8 Ch9] 450 kbyte [Ch10 Ch11 Ch12] 450 kbyte 合計: 1,860 kbyte/sec 6.696 Gbyte/hour 53,568 Gbyte/day (8 hour)

付録-3 ROV を利用した海底 TDEM 法

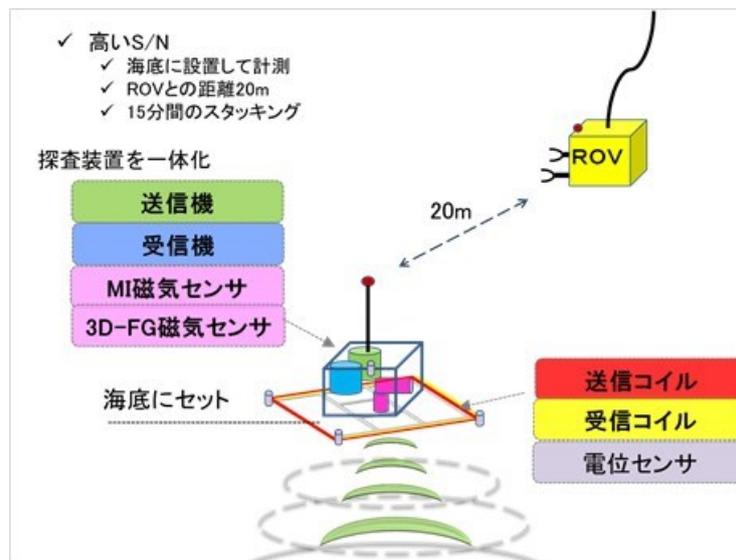
TDEM 法では時間と共に海底下に伝搬する 2 次場を測定するため、小さい送受信距離で大きな探査深度が実現可能である。そこで送受信を一体として、遠隔操作型の無人潜水機 (ROV) を用いて移動しながら測定する探査手法が早稲田大学によって考案された (中山・斎藤, 2012, 中山・斎藤, 2016)。ROV はアンビリカルケーブルを通じて調査母船より電源と信号が供給されており、搭載された測定システムへの給電とシリアル通信や LAN (Local Area Network) 通信を利用したりリアルタイムモニタリングが可能である。

ROV の位置は母船から SSBL (Super Short Base Line System) 音響測位によって常に把握されており、測定位置情報として利用できる。また、ROV に搭載されている高精細度ビデオカメラなどによって、船上から測定システム周辺の状況を確認しながらの調査が可能のため、海底熱水域の複雑な地形における調査においても、チムニーなどの障害物を避けるなどして、できるだけ海底に近づいて計測することができる。さらに ROV に標準的に搭載されている CTD センサや DVL などの装備は、測定結果の評価・解析にとって不可欠な、大変有益な情報を与えてくれる。

1) 固定型測定方式

測定システムを一体とした装置をROVで海底に設置して、ROVから離して計測する方式で、S/Nが高いデータが取得できる。ただし、測定の実行に時間を要するために、測定効率は移動型、曳航型に比べて劣っている。

ROV固定型測定方式の測定概念図を付図3-1に示す。ROVは一体化された測定システムを海底に設置し、20m以上離れたことを確認して15分間の計測を行う。ROVと測定システムの距離はホーマー（ROV側）とトランスポンダー（測定システム側）を使って、音響によって方向と距離がガイドされる。ROV電源から発する60Hzなどのノイズの影響がないこと、測定システムの揺動によるノイズがないこと、15分間で測定される100データ以上のスタック処理によって、電流遮断後の遅い時間までS/Nの高いデータが取得できることになって、探査深度の向上が期待できる。

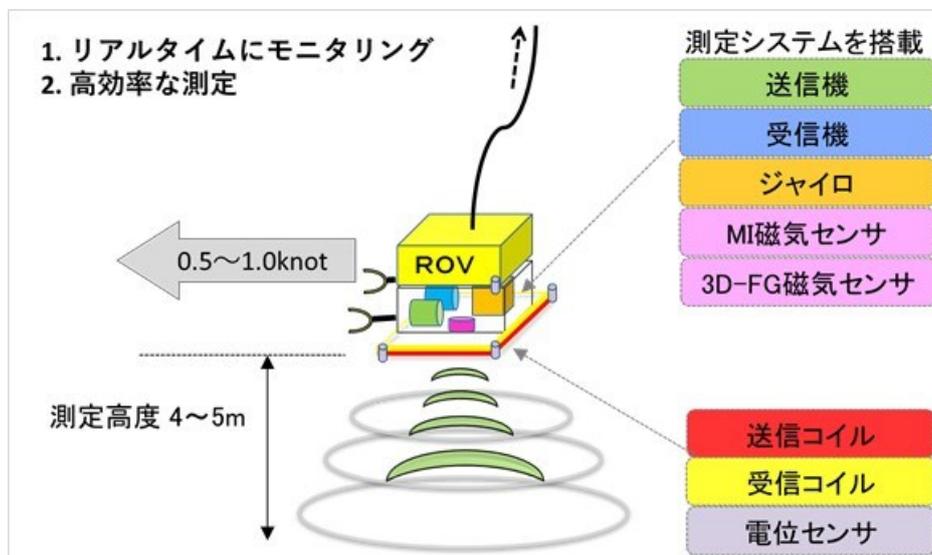


付図 3- 1 ROV 固定型測定方式の測定概念図

2) 移動型測定方式

ROV に測定システムを搭載して連続的に移動しながら計測する方式で、ROV からの電力供給と ROV を介して船上からのリアルタイムモニタリングが可能である。測定効率が良い反面、測定データに含まれる ROV のノイズが大きく S/N は比較的低い。電流遮断後の電磁応答が完了した時間帯の地磁気データを使用した磁気探査を同時に実施可能である。

ROV 移動型測定方式の測定概念図を付図 3- 2 に示す。測定装置を ROV に搭載し、ROV と一体となる測定システムを構成し、海底からの高度 4~5 mを保って、0.5 ~ 1.0 knot で測線上を移動させて、連続的に測定を行う。本研究で用いた装置では、1 測定の時間間隔が 4 秒であることから、約 2 m ~ 4 m 毎に測定を行うことになる。熱水域においては乱立するチムニーとの衝突を回避するために高度を上げることがある。測定高度は ROV に搭載されている DVL (Doppler Velocity Log) によって計測され 1 秒毎に記録されており、解析に使用する。



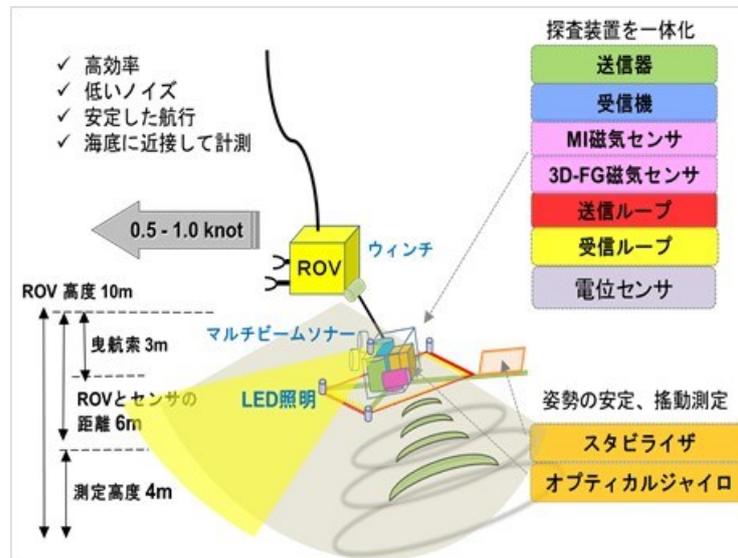
付図 3- 2 ROV 移動型測定方式の測定概念図

3) 曳航型測定方式

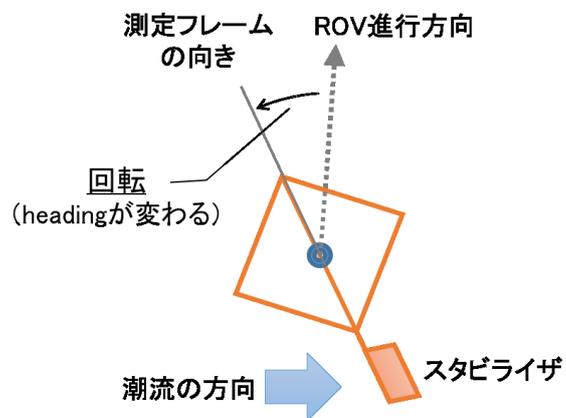
曳航可能なフレームに送信機, 受信機, 受信センサ, ジャイロなどを搭載して一体とし, ROV から曳航して移動しながら測定する方式で, 移動型測定方式の測定効率と固定型測定方式の高い S/N を合わせ持つ。移動型測定方式と同様に, 磁気探査の同時実施が可能である。

ROV 曳航型測定方式の測定概念図を付図 3- 3 に示す。曳航フレームに測定システムを搭載して一体とした装置を, ROV から曳航して移動しながら測定する。ROV の移動速度は 0.5 knot ~1.2 knot で, 約 2 m~4 m 毎に測定を行う。フレームに取り付けたスタビライザによって測定フレームの姿勢を安定させ, 揺動データ (Heading, Roll, Pitch) はオプティカルジャイロを搭載して記録している。前方を照明する LED ライトによって ROV カメラからの海底の視認性を高め, ROV に取り付けられたマルチビームソナー画像を船上でリアルタイムに確認することで, 測定システムと海底との距離を一定に保って安全な曳航調査が可能になっている。曳航索は ROV にとりつけたウインチにより長さを変えることができ, 曳航索を付けたまま測定システムを着底させて固定式測定も可能である。

海底の熱水域は, チムニーやマウンドといった特有の地形を有し, 海底での潮流が強い場所もある。曳航型測定において, 潮流の影響は測定フレームの向きに現れる。潮流が測定フレーム後方のスタビライザを押すことによって, フレームは曳航索の取り付け位置を中心に回転し, ROV の進行方向と潮流の方向の作るベクトルの向きに回転した状態で, 常に ROV の真下の位置にあることが ROV 下方カメラによって確認されている (付図 3- 4)。曳航索が ROV の周期の早い振動を吸収するため, 測定システムは測線内で, 非常に安定した状態を保つ。測線間では, ROV の回転が遅れて, 測定システムの回転が進み, 最終的に潮流と進行方向のベクトル位置で落ち着くまで時間がかかることから, 測線に入る数十 m 前から ROV は測線の方に航行し, フレームの姿勢が完全に落ち着いた状態で測線に侵入して, できるだけ揺動ノイズの少ないデータを取得するようにしている。



付図 3- 3 ROV 曳航型測定方式の測定概念図

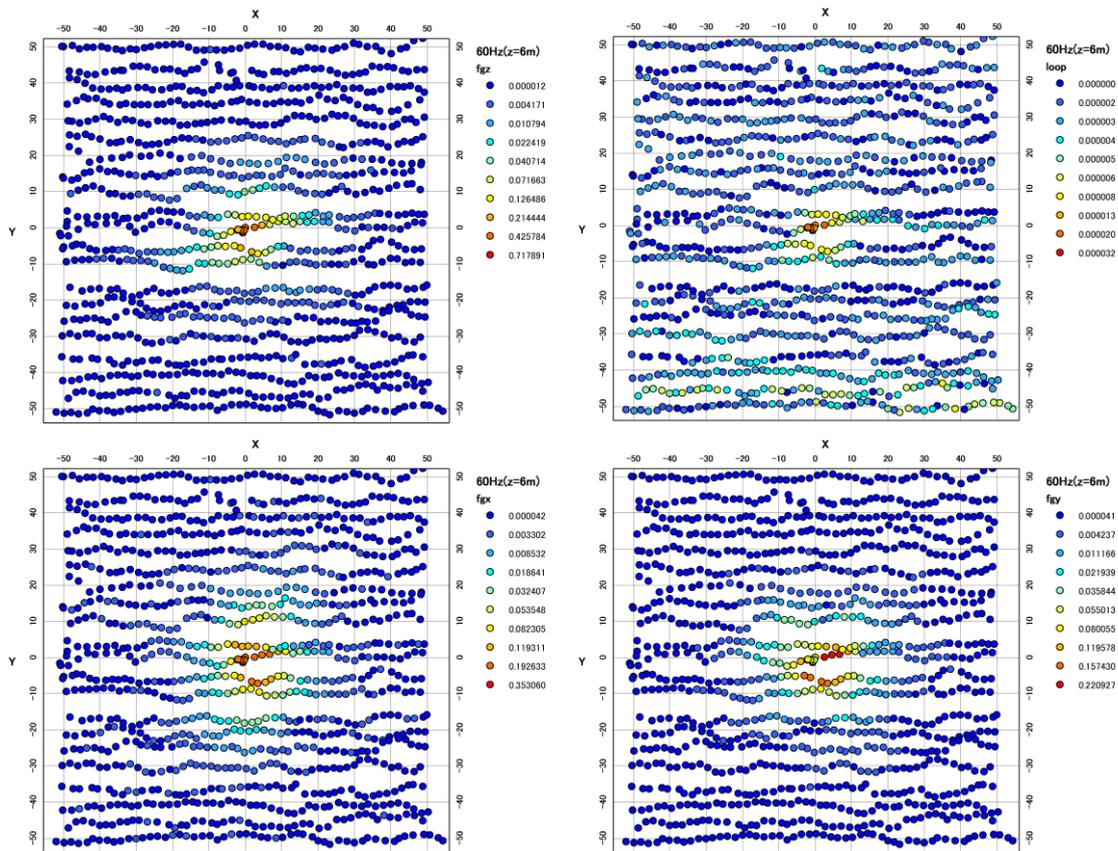


付図 3- 4 潮流があるときの測定フレームの動き

付録-4 ROV の周期的ノイズ分布図

ROV の 60 Hz ノイズの水平(X-Y 平面)分布図を付図 4- 1(高度 6 m), 付図 4- 2(高度 8 m), 付図 4- 3(高度 10 m)に示す。また, ROV の 1.5 Hz ノイズの水平(X-Y 平面)分布図を付図 4- 4(高度 6 m), 付図 4- 5(高度 8 m), 付図 4- 6(高度 10 m)に示す。各図中の原点(X=0, Y=0,Z=0)が測定システム位置である。8 秒の測定サイクル毎に, TDEM 応答のない時間の波形をフーリエ変換し, 60 Hz および 1.5 Hz の振幅を色分けして, ROV の位置にプロットした。

1) ROV の 60 Hz ノイズ分布 X-Y 図(高度 6 m)

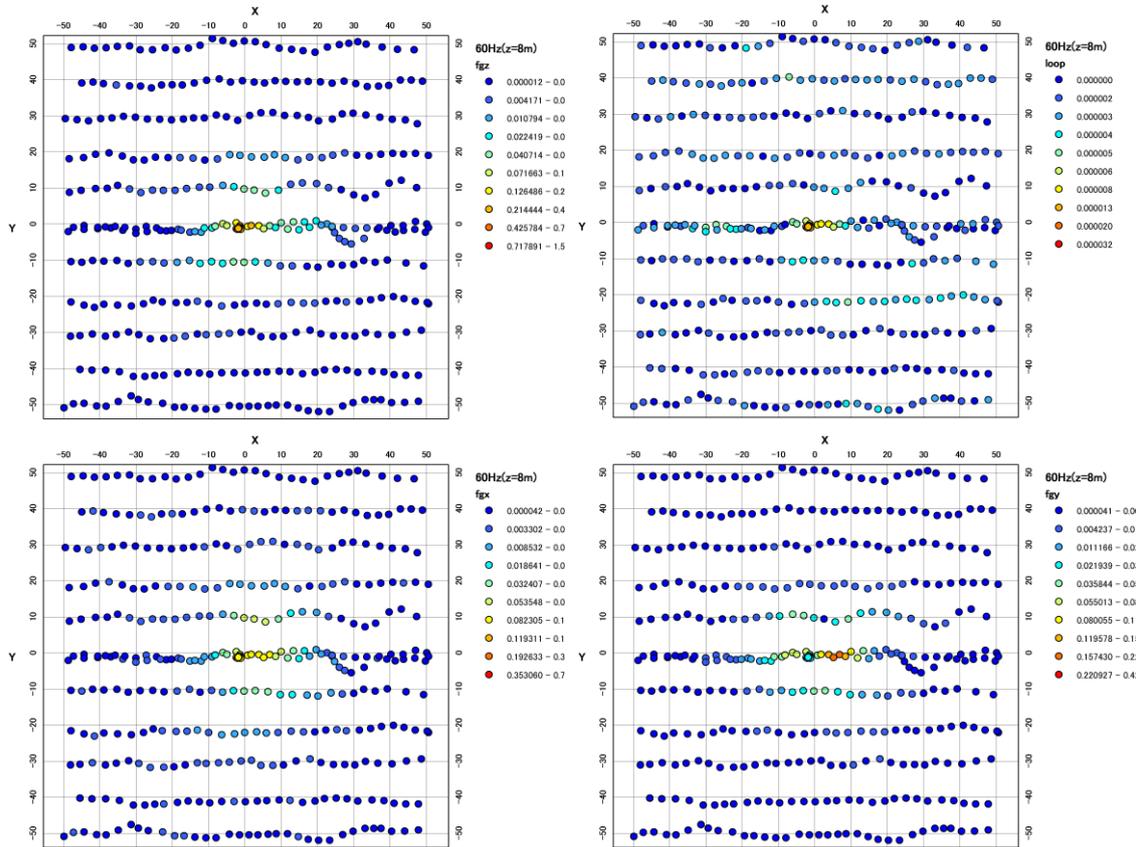


付図 4- 1 60 Hz ノイズ分布 X-Y 図(ROV 高度 6 m)

上左:磁場の垂直成分(fgz), 上右:ループ受信

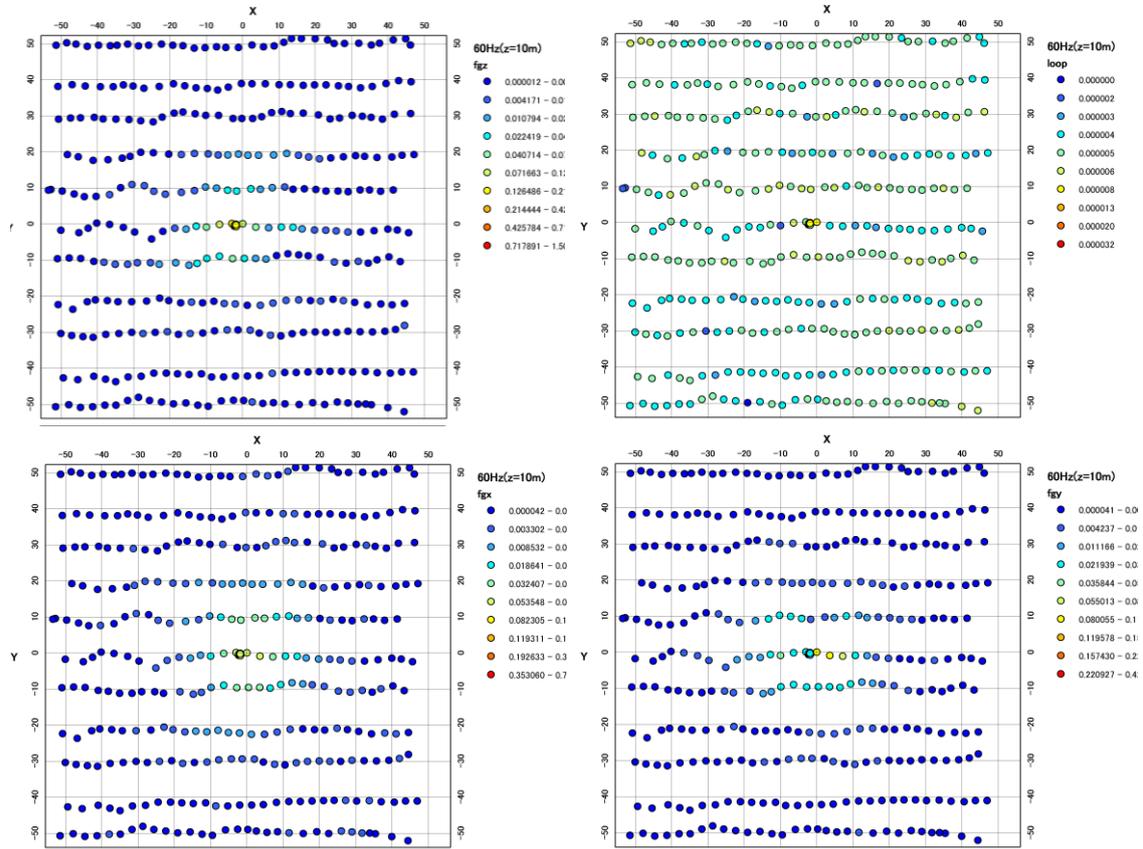
下左:磁場の水平成分(fgx), 下右:磁場の水平成分(fgy)

2) ROV の 60 Hz ノイズ分布 X-Y 図(高度 8 m)



付図 4- 2 60 Hz ノイズ分布 X-Y 図(ROV 高度 8 m)
 上左:磁場の垂直成分(fgz), 上右:ループ受信
 下左:磁場の水平成分(fgx), 下右:磁場の水平成分(fgy)

3) ROV の 60 Hz ノイズ分布 X-Y 図 (高度 10 m)

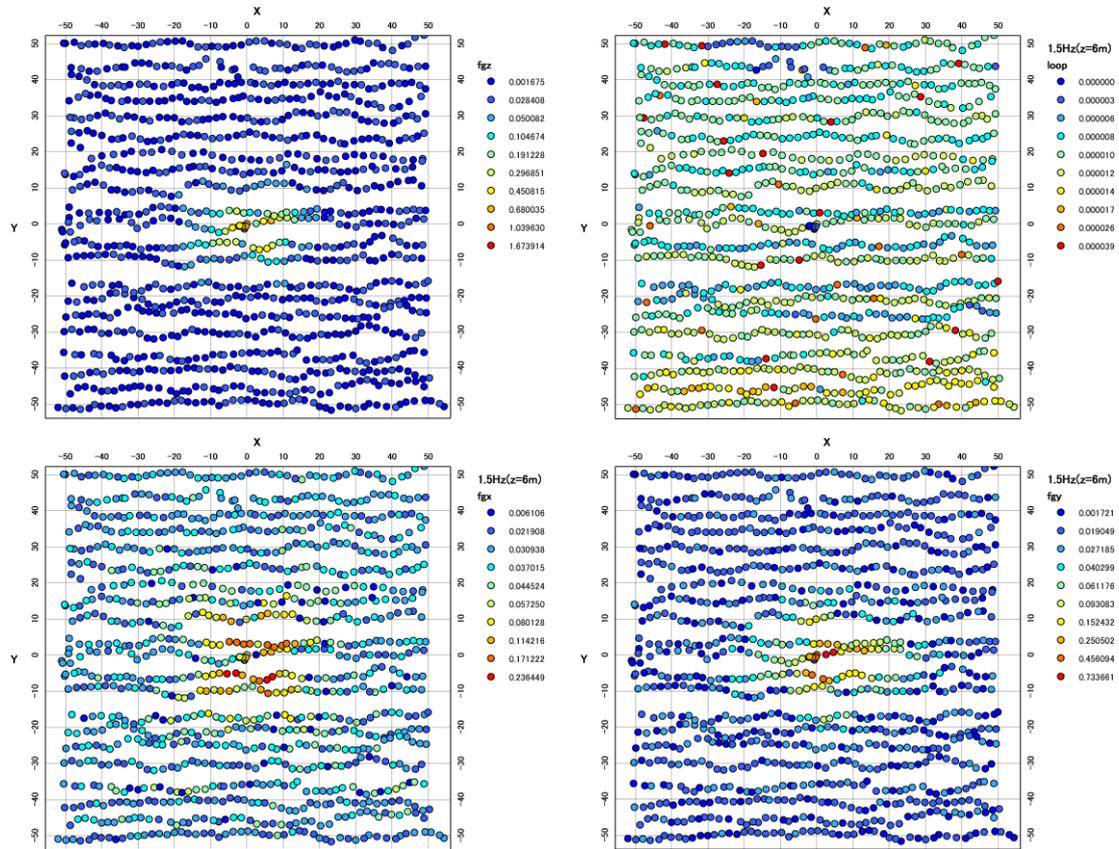


付図 4- 3 60 Hz ノイズ分布 X-Y 図 (ROV 高度 10 m)

上左:磁場の垂直成分(fgz), 上右:ループ受信

下左:磁場の水平成分(fgx), 下右:磁場の水平成分(fgy)

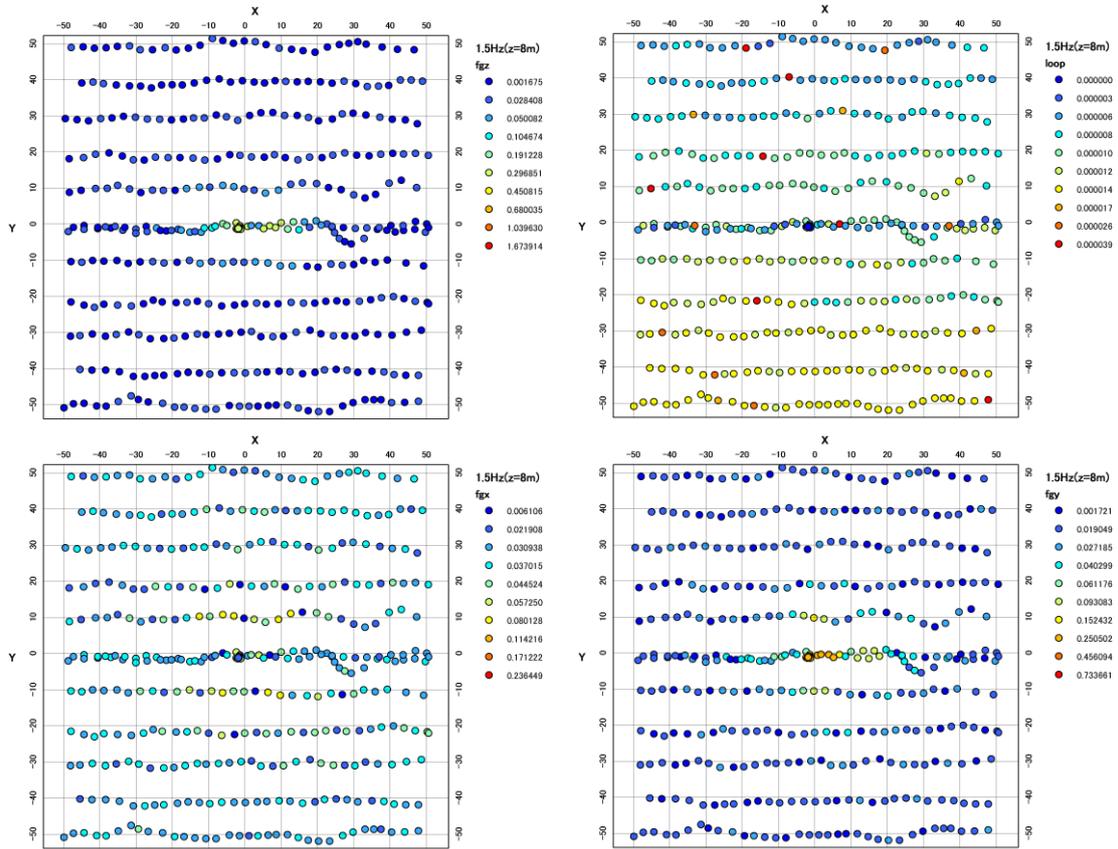
4) ROV の 1.5 Hz ノイズ分布 X-Y 図(高度 6m)



付図 4- 4 1.5 Hz ノイズ分布 X-Y 図(ROV 高度 6 m)

上左:磁場の垂直成分(fgz), 上右:ループ受信
下左:磁場の水平成分(fgx), 下右:磁場の水平成分(fgy)

5) ROV の 1.5 Hz ノイズ分布 X-Y 図(高度 8m)

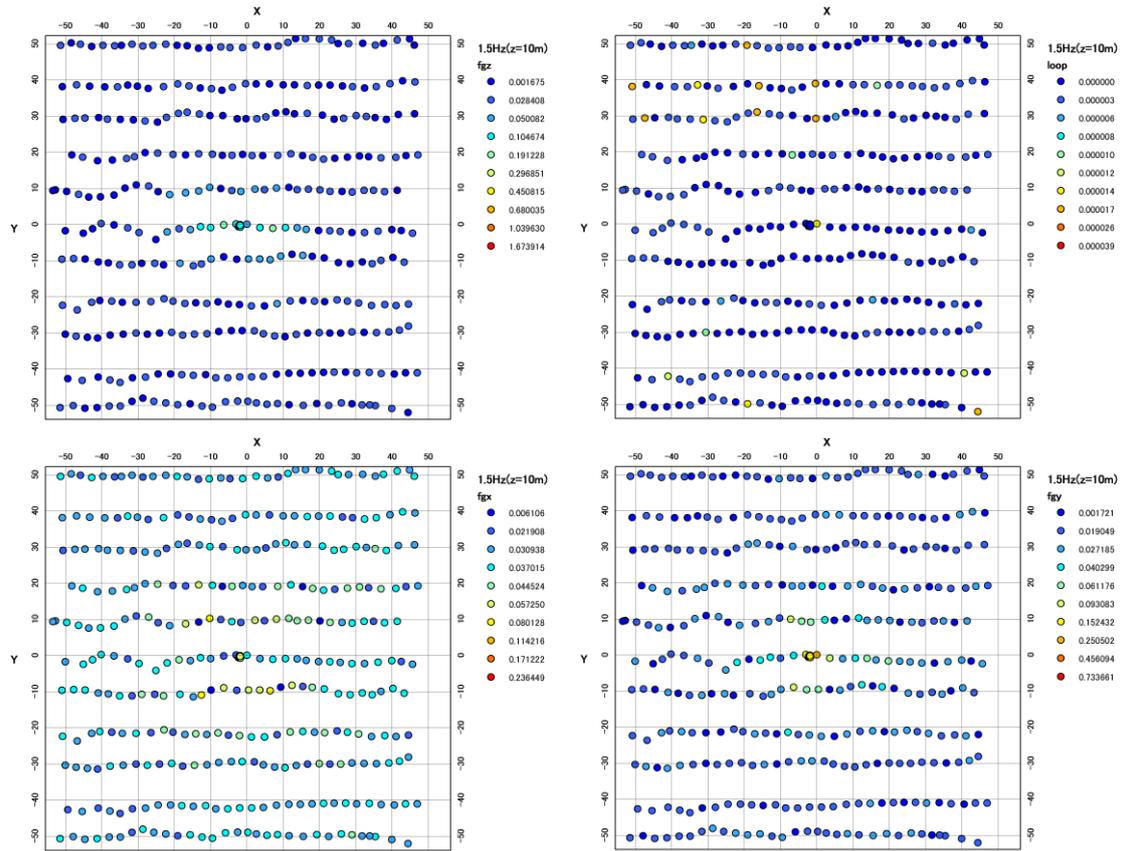


付図 4- 5 1.5 Hz ノイズ分布 X-Y 図(ROV 高度 8 m)

上左:磁場の垂直成分(fgz), 上右:ループ受信

下左:磁場の水平成分(fgx), 下右:磁場の水平成分(fgy)

6) ROV の 1.5 Hz ノイズ分布 X-Y 図(高度 10m)



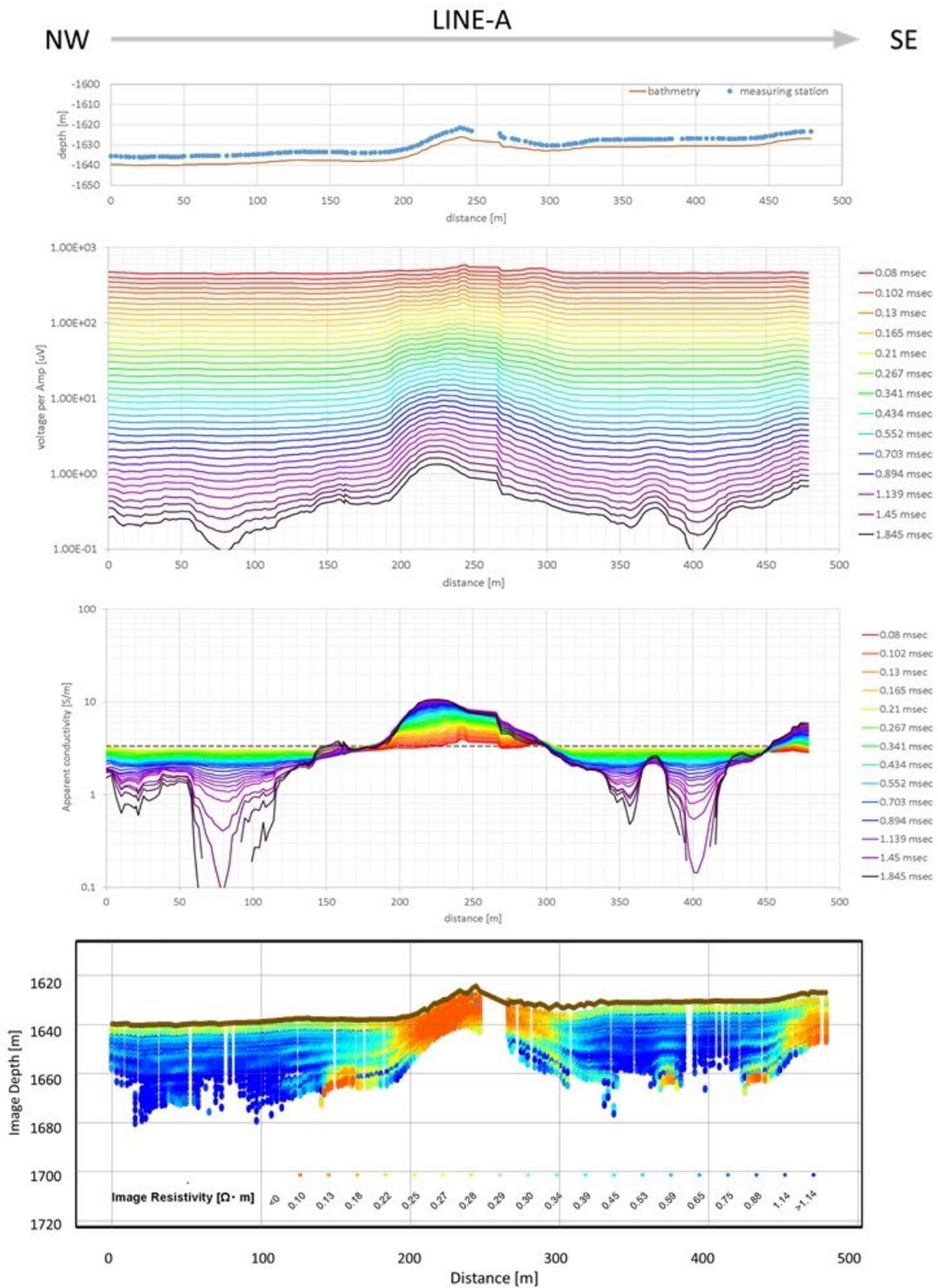
付図 4- 6 1.5 Hz ノイズ分布 X-Y 図(ROV 高度 10 m)

上左:磁場の垂直成分(fgz), 上右:ループ受信
下左:磁場の水平成分(fgx), 下右:磁場の水平成分(fgy)

付録-5 プロファイル図

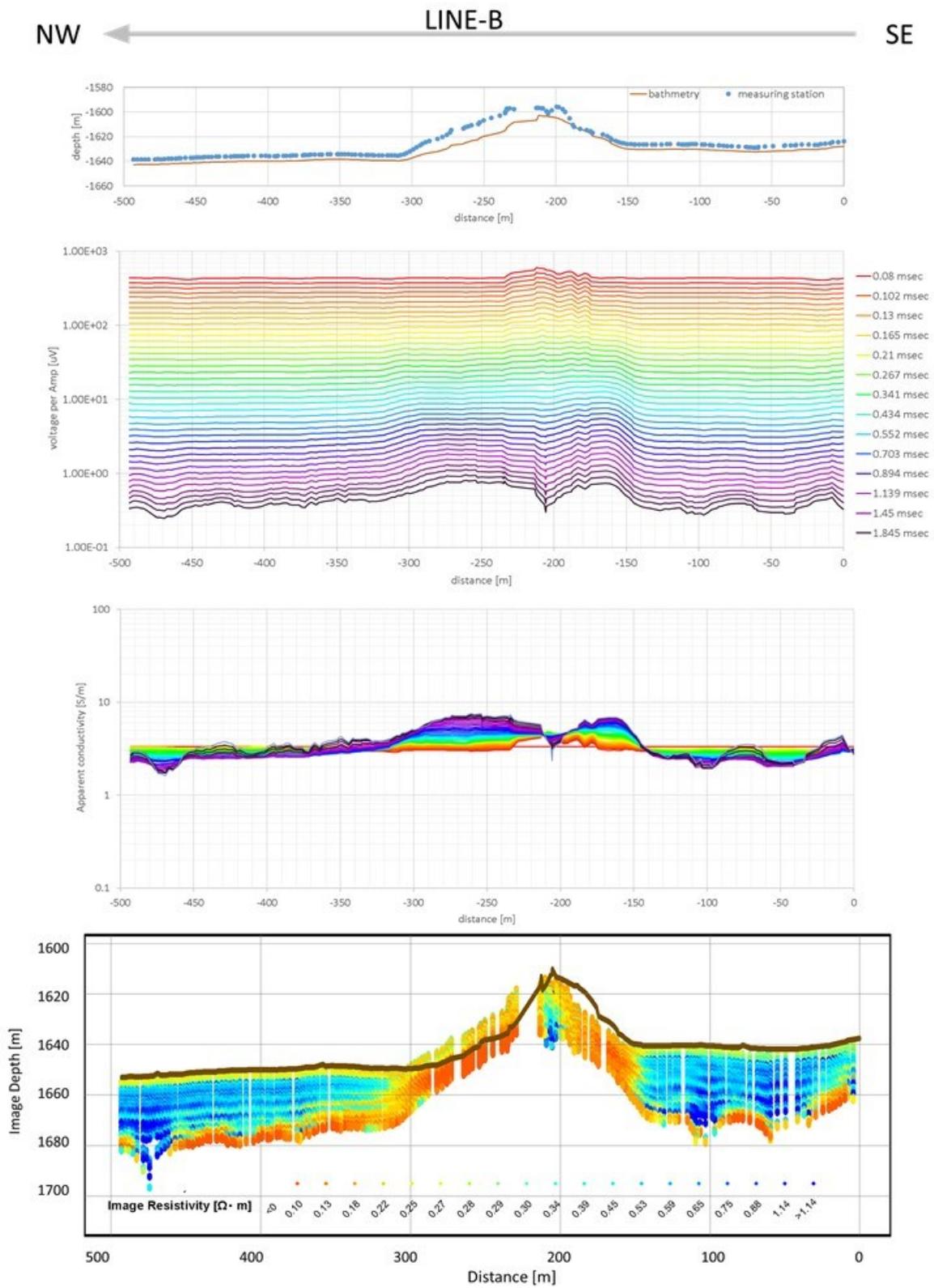
付図 5- 1～付図 5- 12 に実海域で取得された各測線のデータより作成したプロファイル図を示す。各図を構成するグラフは上から、①海底地形と測点位置、②起電力、③見掛導電率、④擬似深度と擬似比抵抗、である。全てのグラフにおいて、横軸は ROV の移動距離、②～③では同じ時間のデータを線で結んだ。赤→黄→青→紫の順に早い→遅い時間を表している。④では時間を擬似深度に、見掛導電率を擬似比抵抗に変換し、プロットした。各点の色は、導電性の高い順に赤→青とした。

1) A 測線



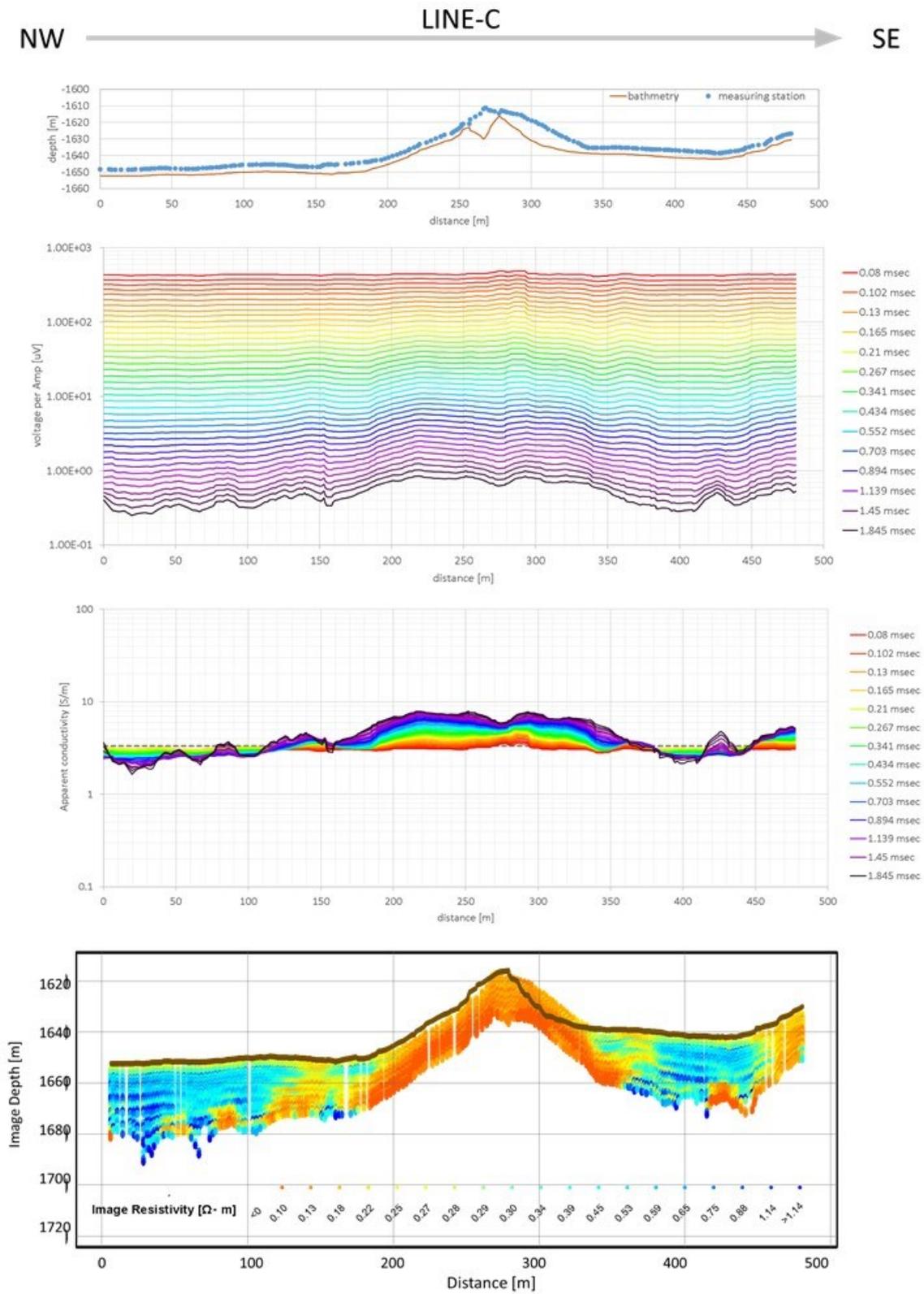
付図 5- 1 プロファイル図(A 測線)

2) B 測線



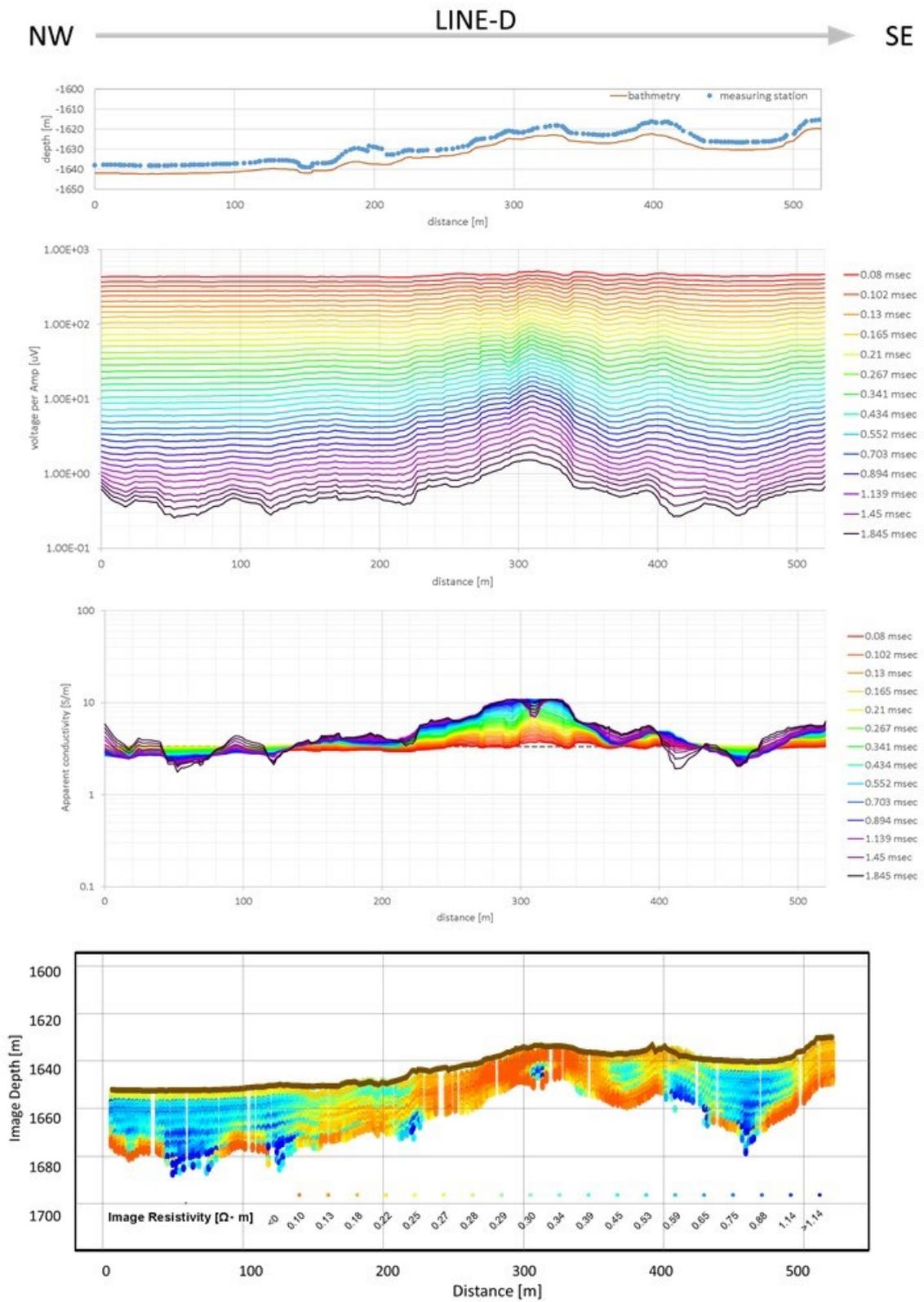
付図 5-2 プロファイル図(B 測線)

3) C 測線



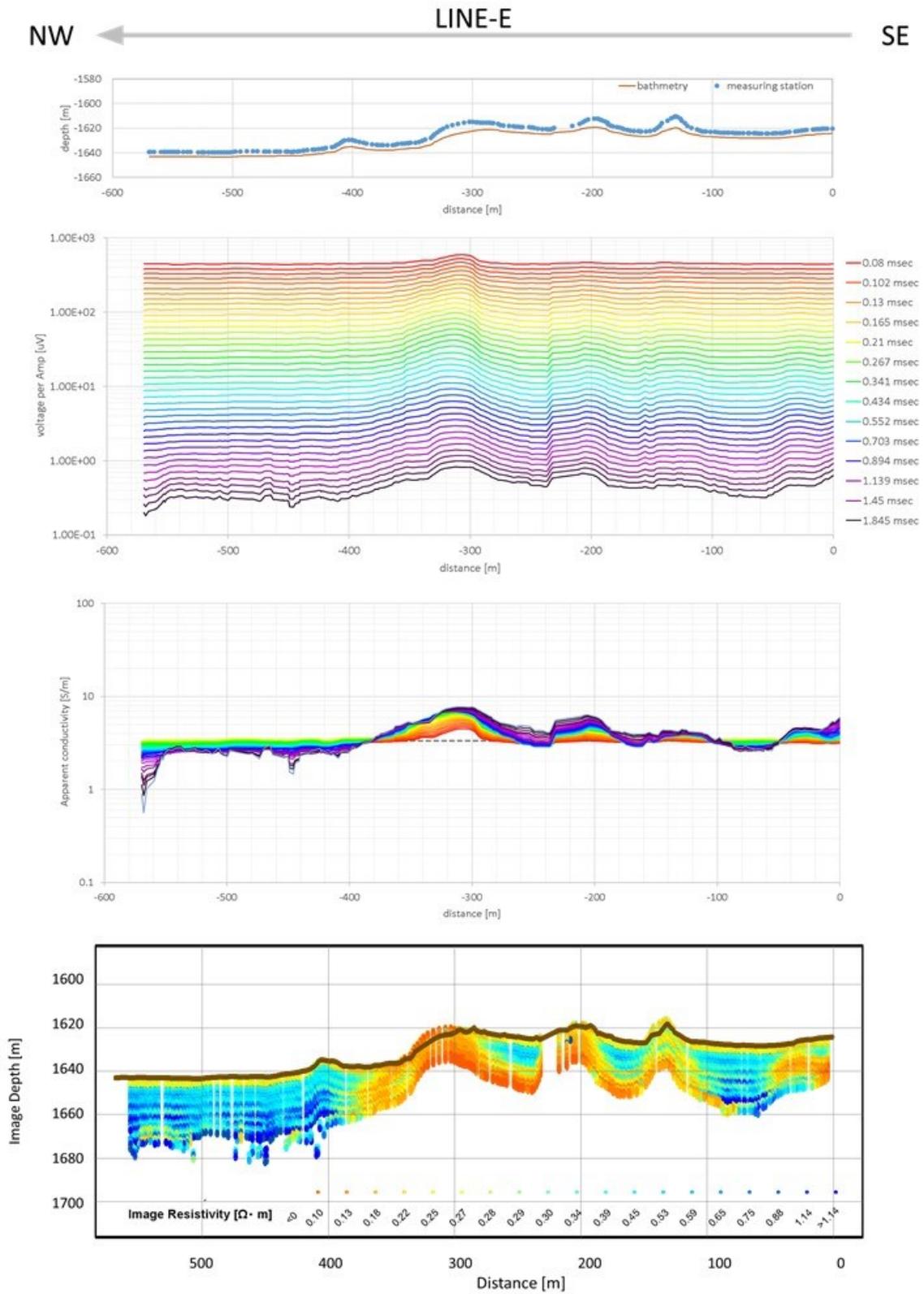
付図 5-3 プロファイル図(C 測線)

4) D 測線



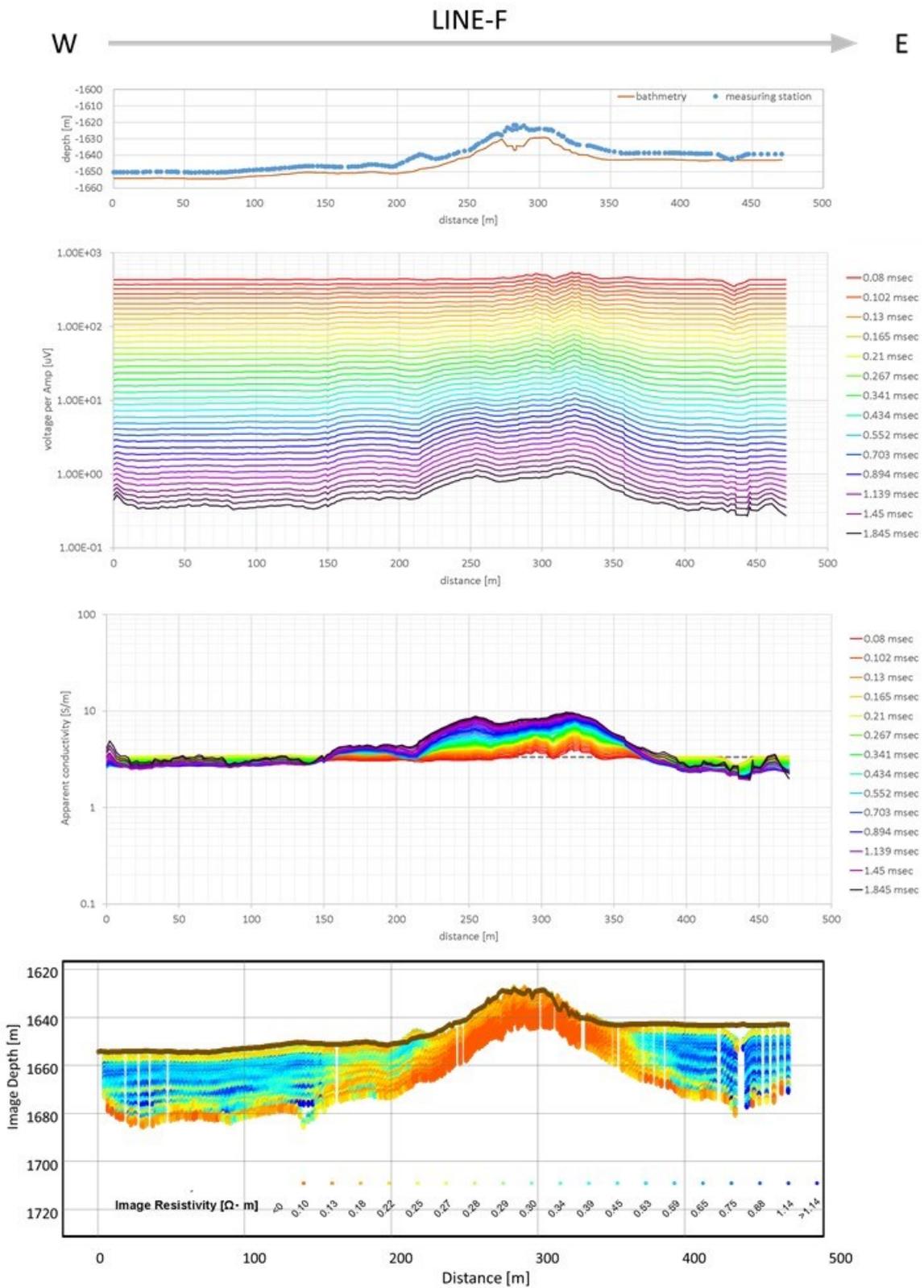
付図 5-4 プロファイル図(D 測線)

5) E 測線



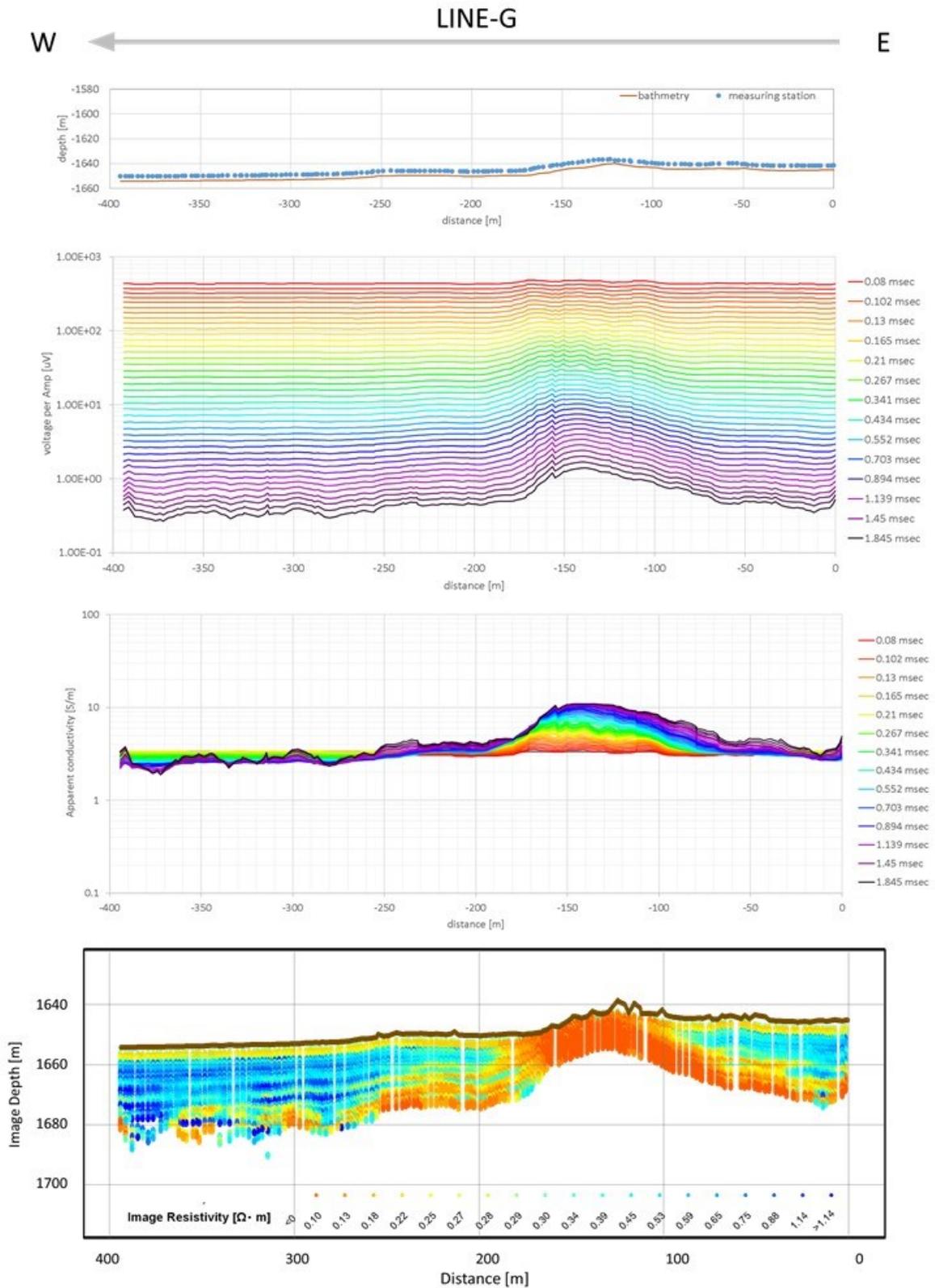
付図 5-5 プロファイル図(E 測線)

6) F 測線



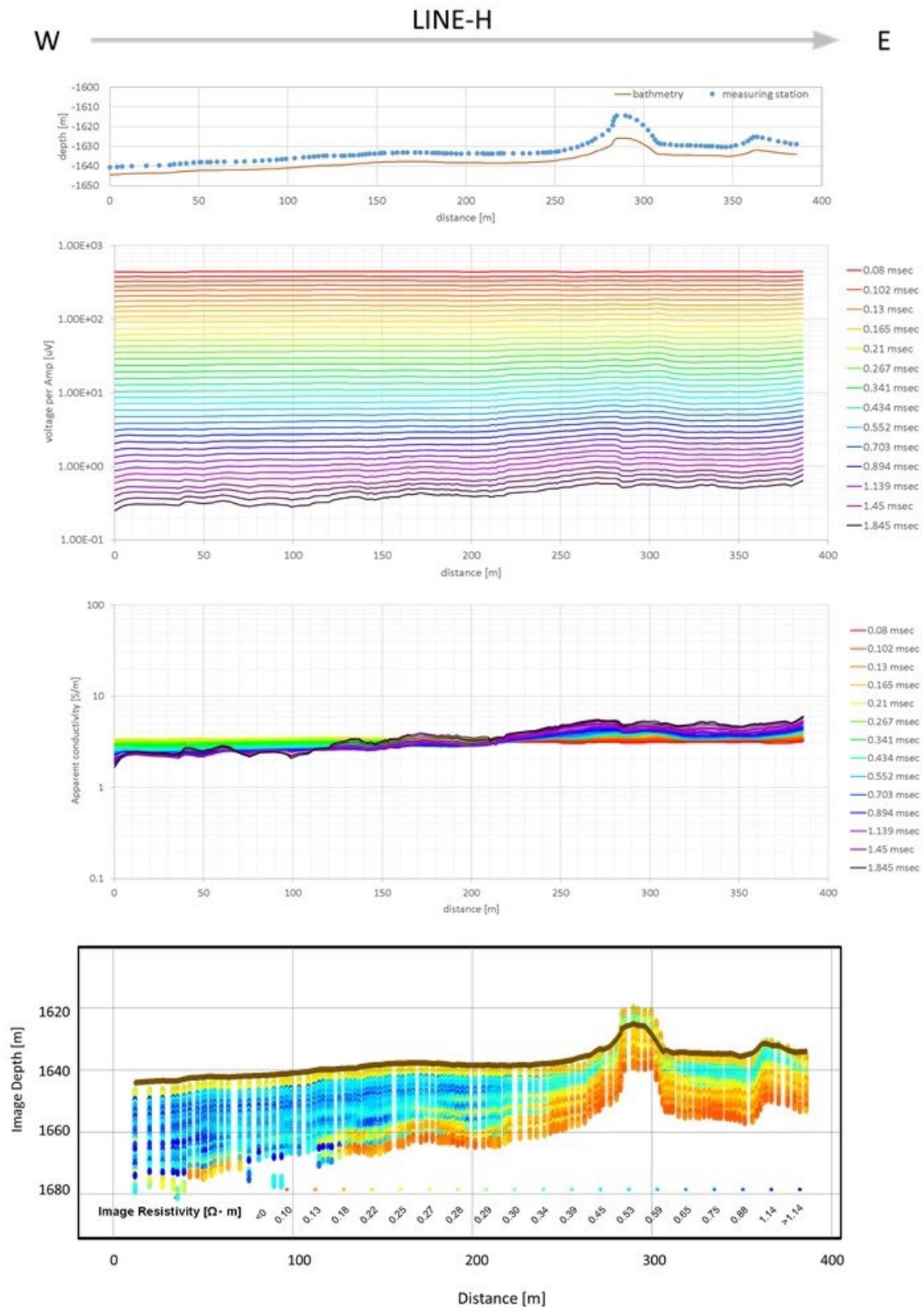
付図 5-6 プロファイル図(F 測線)

7) G 測線



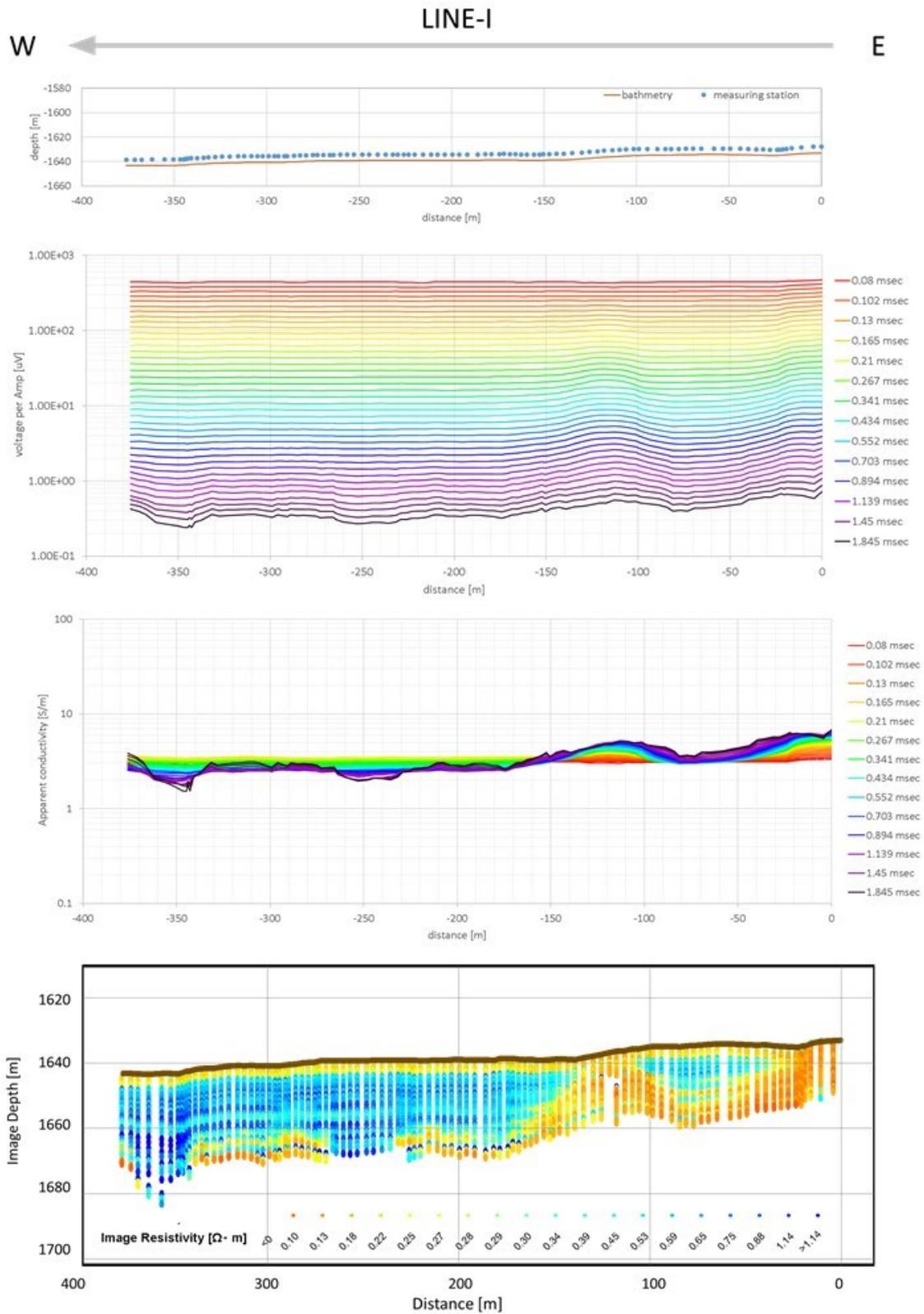
付図 5-7 プロファイル図(G 測線)

8) H 測線



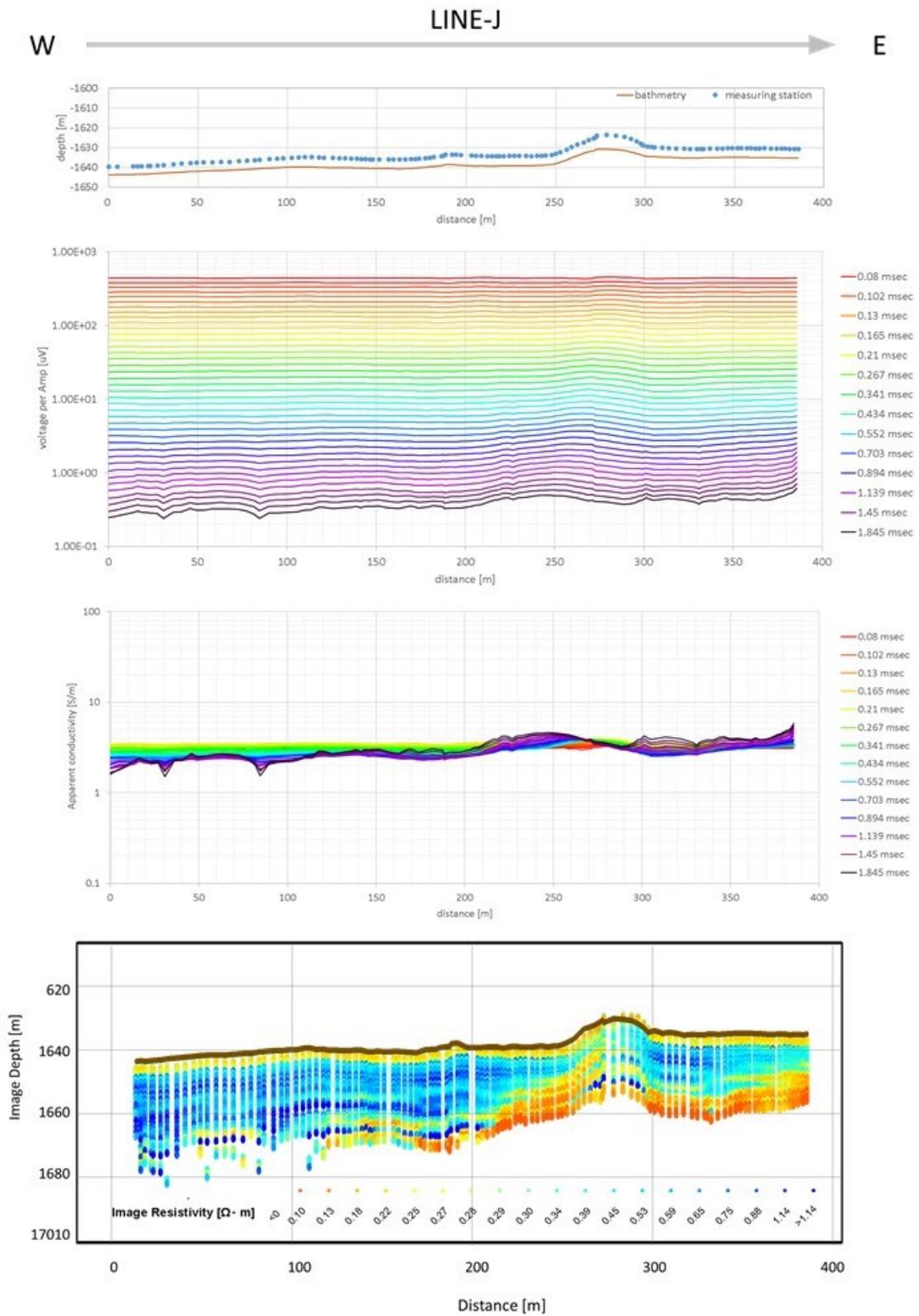
付図 5-8 プロファイル図(H 測線)

9) I 測線



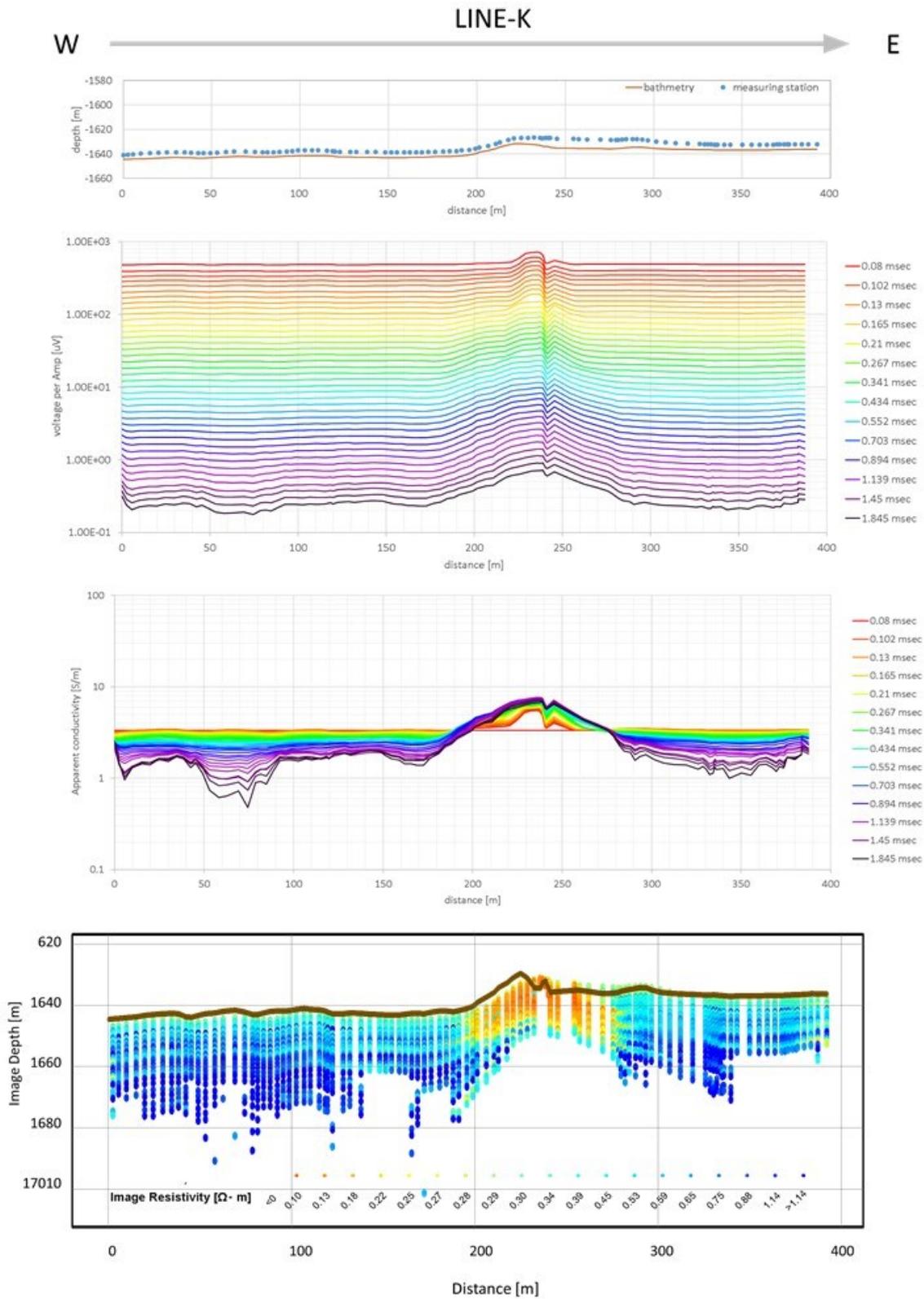
付図 5-9 プロファイル図(I 測線)

10) J 測線



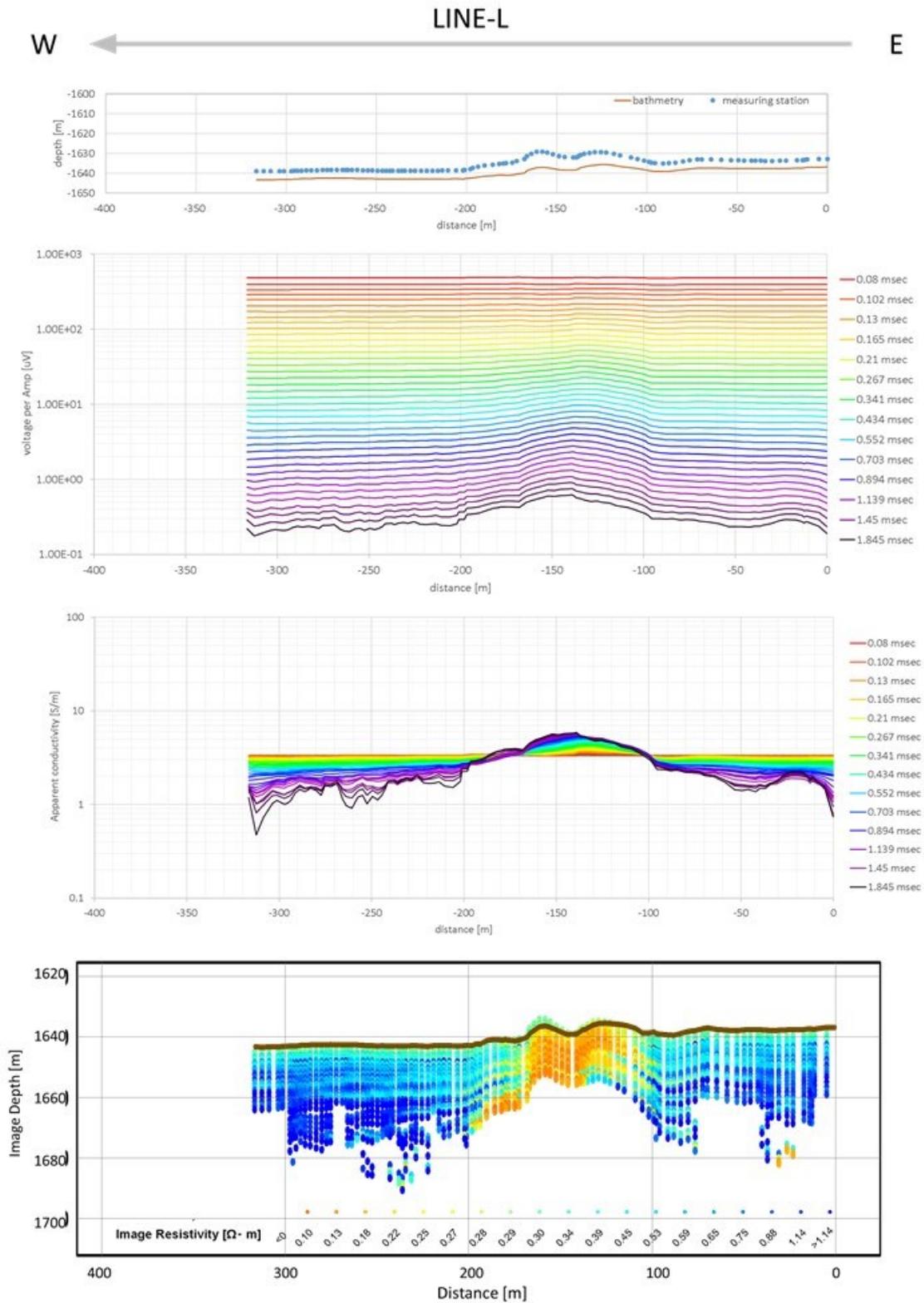
付図 5- 10 プロファイル図(J 測線)

11) K 測線



付図 5- 11 プロファイル図(K 測線)

12) L 測線



付図 5- 12 プロファイル図(L 測線)

