

磁気探査入門講座



日本物理探査(株)技術顧問  
産業技術総合研究所客員研究員

中塚 正

2001年。現地調査の帰途に訪問したカタール大学教授の案内で登ったエトナ火山(標高3300m余)。当時の活動火口に程近い山稜(3200mくらい?)からの眺望(後ろは多分シチリア島中央部方向)。

麓で手続きして車で入山、山頂近くへ来ると、空気が薄いためか四駆の車で緩い勾配でも加速性能が著しく低下し、1分位かけて徐々に加速する。

約1年後(2002年)には、南山腹新火口・北山腹割れ目噴火を含む大噴火が発生した。

3. 解析手法

磁気異常データから地下構造を見積るためには、地下構造をどのような形で表現するか(解析モデル)をつくる必要があります。磁気異常分布からその地下全体の磁化分布が一挙に求めれば楽なのですが、ポテンシャル場の宿命として、地下構造をユニークに決定することはできず、常に等価ソースの問題が付きまといます。例えば、一様に磁化した球のつくる磁気異常はその球の半径にかかわらず、中心点に全磁化を凝縮したモデルと等価です。また、2次元傾斜ダイクモデルでは、その傾斜と磁化方向が同じ効果をもつため、その両方を磁気異常データだけから決めることはできません。従って、磁気異常の解析・解釈のためには、地下構造に「解析モデル」という先験的な制約条件を導入するのが一般的です。

3.1 定性解析と定量解析

磁気異常から、地下の磁性体の分布に関する未知パラメータ(磁化、深度、形状、拡がり等)を求めることを解析と呼び、それをもとに他の情報等をも考慮して地下構造もしくは磁気異常の原因を明らかにすることを解釈と呼びますが、解析と解釈の間には明確な境界がある訳ではありません。数学的には正しくも物理的には実態に即さない解析処理や、理論的ないし論理的な背景なしに地下構造を論ずる解釈に陥ることなく、道理に適った説得力ある解析・解釈を進めることが重要でしょう。

その方法には、画一的なルールがあるわけではなく、目的

や地質状況に応じて種々の方法が考えられます。従来から大きく定性解析と定量解析とに分けて議論されており、磁気異常分布から抽出した特徴量を用いて構造の特定のパラメータ値を推定するのが定性解析、逆解析手法などを用いて構造モデルのパラメータ値を求めるのが定量解析とされて来ましたが、しかし、解析では常にどのような解析モデルを用いるかの問題が付きまとい、今日では、単純化しすぎたモデルの逆解析による定量解析よりも、高度な数学的特徴量を取り扱う定性解析の方が、より“定量的”に見える状況もあります。

連載第1回の「表紙の図」の磁気異常分布を見れば、波長の長短・振幅の大小・パターンの連続性の点で色んなものが見えるでしょう。ここから、

- (1) 波長の短いものは、ソース深度が浅く水平の広がりが小さいものの存在を表し、
- (2) 振幅の大小は、相対的なソース磁化の強弱を反映し、
- (3) パターンの連続性は、ソース自体の連続性を示すと見るのが、究極の定性解析でしょう。個々の具体的な解析の場では、特異な状況を生じる可能性をも念頭に置きながら、この原則を用いれば、充分有用な定性解析結果が求まるでしょう。その結果に対しては、モデル計算と観測データとの整合性を検討する形の数値的な検証により、解析結果に定量性を付与することもできます。逆に、定性解析に徹した解析も時に応じては有用で、例えば上記(3)のパターンの連続性を視覚的に表示するためには、陰影図手法(図7)が有効に適用できます。

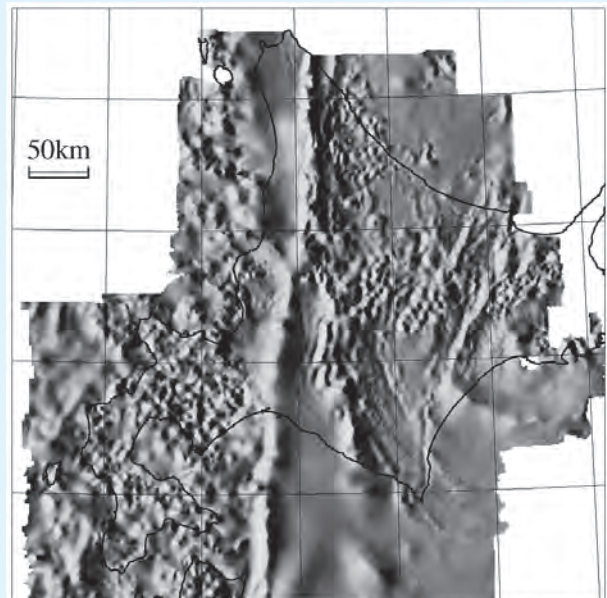


図7 北海道の空中磁気異常(第1回表紙の図と同じデータの一部)の陰影図表現

3.2 独立異常解析

広域的な磁気探査データには、多くの複雑な磁気異常パターンが含まれていることが一般的です。その多様な磁気異常を一挙に解析するような解析モデルを考えることが困難である場合、あるいはそのような解析処理が能力的に未完成的の

場合、従来は、探査データからその一部分を切り出して、その周辺からの影響のない独立ソースの影響として解析する方法が多く用いられました。

その場合、ソースモデルを幾何学的に単純な形状で近似し、その形状と磁化のパラメータ(未知パラメータ数は多くはない)を定量的に求めます。このとき一般的に非線形の最小自乗法の適用が必要になり、その効率的な解法も研究されましたが、PCの発達した今日では手軽に利用できる状況でしょう。しかし逆に、独立異常の適切な抽出や解析モデルの妥当な選択が、解析結果を左右する要因である点から、適用例が少なくなってきたように思われます。

以下では、一定の広さをもつ調査地域のデータを一体的に扱う解析手法について、定性・定量の区分にこだわらず、各方面で実用に供されているものの特徴を見ていくことにします。

### 3.3 スペクトル解析

Spector and Grant(1970)は、単一の四角柱モデルのつくる磁気異常のフーリエスペクトルを求め、その片対数表示のパワースペクトルの傾きが、モデルの頂部深度に規制されることを示しました。この性質は統計学的に拡張でき、多くのランダムに分布する角柱に対しても同じ結果が得られるので、パワースペクトルの傾きからソース岩体の頂部深度を求めることができます。

この解析法には、頂部深度が等しい多くの角柱がランダムに分布するという前提がありますが、実地の調査データに対しても磁性岩体の平均的な頂部深度が求まると考えられます。例えば図8は、大熊・須藤(1987)による仙岩地熱地域の全磁力パワースペクトルであり、表層の磁性岩体による成分・地域の主要磁気構成成分・広域トレンド成分の3つのトレンドが認められます。

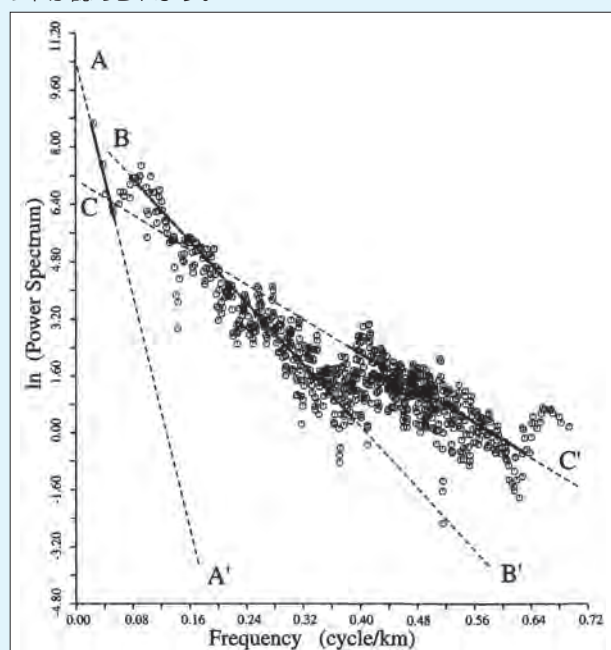


図8 仙岩地熱地域の全磁力異常パワースペクトル(大熊・須藤, 1987)

このパワースペクトルは、ソースモデルの底面深度の影響を考慮すると、その低周波数側にパワースペクトルのピークが現れることが示され、そのピーク位置は磁性岩体の中央深度を反映します。頂部深度と中央深度がわかれば底面深度も求められます。この底面深度が、地下の温度上昇で磁性岩体が熱消磁する深度に相当すると解釈できるとき、これをキュリー一点深度解析と呼びます。

このキュリー一点法調査と呼ばれる磁気探査(Okubo et al., 1985)が、新エネルギー総合開発機構(NEDO)により1981~83年に精力的に行われました。岩石の磁性そのものの構造から一歩進んで、熱構造という異なる対象物理量への応用という面で注目を集めるとともに、全国規模の空中磁気データの集積にも大きく貢献しています。

### 3.4 複素勾配解析

1970~80年代には、2次元的な地下構造の理論磁気異常の特性を利用したワーナー分解(Hartman et al., 1971)やオイラー分解(Thompson, 1982)などの解析法が考案されていますが、Nabighian(1972)は、ポテンシャル場の数学的考察をもとに、全磁力分布の水平勾配と鉛直勾配がヒルベルト変換の関係で結ばれることを示し、その勾配を複素数で表現したものをを用いて、地質境界の位置と深さを求める方法を提示しました。これを用いて、プロファイルに沿った複雑な地質境界の鉛直断面を線形アルゴリズムで求める解析法(Ogawa, 1977)も開発されました。

1990年代以降には、それらを3次元構造に拡張した解法とその応用例が数多く発表されて来ています(Roest et al., 1992; Hsu et al., 1996; Thurston and Smith, 1997など)が、日本での解析例はあまり目にしません。3次元構造に拡張といえども、局所的には走向が明確な2次元構造を前提にしているので、構造のスケールが小さいとそれに応じた超高分解能のデータが要求され、そのデータの取得が容易でないという側面もあるでしょう。

解析法自体は高度な数学的考察に基づいて構築されていますが、地下物性(磁化)の具体的な分布を表現するという意味で定量的にはなっていないため、誤解を恐れずに言うなら、数学的な背景をもった定性的解析手法と考えて良いと思います。

### 3.5 層構造解析

日本の石油・天然ガス資源の賦存可能性評価の調査では、イントラベースメントモデルと呼ばれる基盤内磁気コントラストによる独立異常の解析をもとに磁気基盤深度分布の推定が行われました。しかし、基盤内コントラストが大きくなく基盤の起伏が磁気異常源になっていると見られる場合には適用できません。層構造モデルの解析の先鞭として、Tomoda and Aki(1955)の重力異常解析があります。重力異常を仮想的な異常質量凝縮面での異常質量分布へ変換した後、層境界面の起伏に引きなおす処理を行います。磁気異常に対しても、擬重力変換というフィルタ処理を介して同じ処理が可能ですが、そのフィルタ処理の途上のデータを有効に使用して

(Gerard and Debeglia, 1975)、磁気コントラストを有する層境界の深度分布を求めることができます。

図9は、大熊ほか(1991)による南西諸島西方海域磁気異常の2層構造解析結果の断面プロファイルを示しています。処理の上では、層構造の密度コントラストと境界面の平均深度を与える必要があり、ソース磁化の磁化方向の仮定も必要となりますが、各種データからそれらに妥当な前提を置いて解析が進められます。

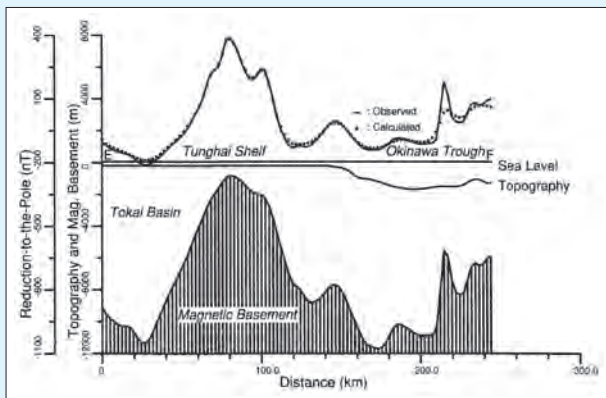


図9 南西諸島西方海域の磁気基盤深度解析結果の断面プロファイル(大熊ほか, 1991)

### 3.6 磁化強度マッピング

地表もしくは地下の仮想的な境界面以深の磁化分布が磁気異常のソースとなっているモデル(磁化強度は深度方向には変化せず、境界面以浅は無磁化とする)を考え、観測磁気異常からその磁化強度の分布を逆解析の手法で求めることを、磁化強度マッピングといいます。磁化の方向については、現在の地球磁場方向に一致すると仮定する場合が多く、見かけ帯磁率(磁化率)マッピングとも呼ばれます。Silva and Hohmann(1984)・Misener et al.(1984)あたりに始まって、Okuma et al.(1994)・Nakatsuka(1995)で実用的なアルゴリズムに成長しました。

この手法の利点は、求めるべき未知パラメータに対して観測データが線形の関係にあるため連立1次方程式を解けばよい点であり、難点は未知パラメータ数が極めて多い(実用には1万個以上の未知数を扱う)点でした。当初は、平面状の225(=15×15)個の未知パラメータを求めるモデル問題に、サイズ225×225のマトリクスの逆行列計算が適用されましたが、実用性の面では遥かに多くの未知パラメータを取り扱う必要があります。このため、その後は漸近解法を取り入れた解析が主流となり、Nakatsuka(1995)以降は共役勾配法(CG法)の適用が常識化しています。また、火山地域などでの活用を想定して、ソースの分布も観測高度も平面に制約されない凹凸に富む状況へ対応してきています。

その中で、Nakatsuka(1995)は、CG法(または最急降下法:SD法)では、未知数の個数が有効観測データ数を上回る場合にも、解自体のノルムが最小という形の有意な結果が得られることを示し、解析範囲の外側にも仮想的にソースを置くことでソース範囲の打ち切りによる影響を軽減でき

ることを明らかにしています。

図10は、Nakatsuka(1995)による丹那断層地域のヘリボーン探査データによる磁化強度マッピング結果で、断層そのものとその左横ズレの応力場に規制された磁化分布を示しています。

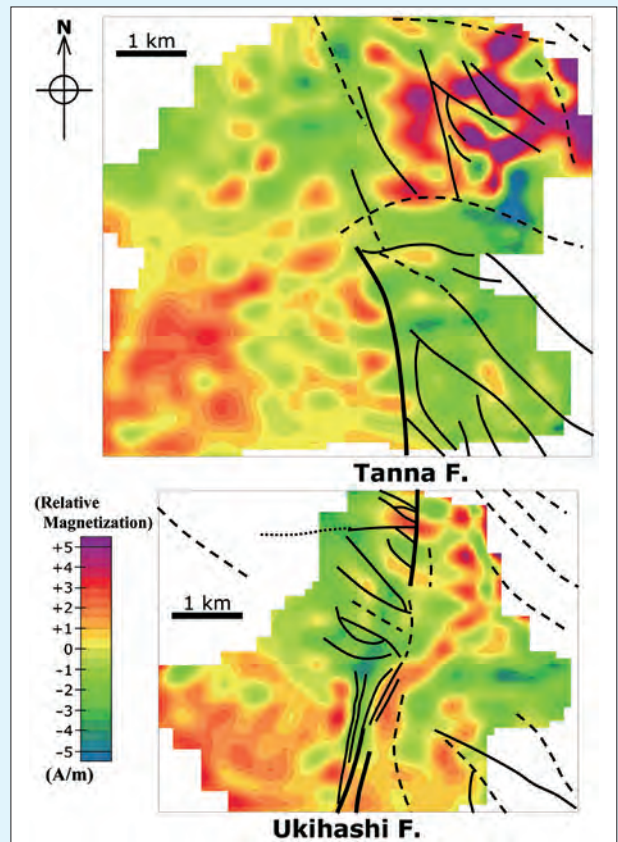


図10 丹那断層地域のヘリボーン探査データによる磁化強度マッピング結果(Nakatsuka, 1995)。(黒線は活断層の分布)

### 3.7 3Dイメージング

3.4 複素勾配解析 では、任意の3次元構造を対象とした局所2次元構造近似による解析法の進展に触れましたが、地下構造を本質的に3次元構造として扱う試みも同じ頃に始まりました。前節の磁化強度マッピングにおける地下構造モデルを深度方向にも細かく区分して、各セルの磁化を逆解析の手法で求めようとするものです。

磁気異常の3Dイメージングにおいては、磁化強度マッピングと同様に連立1次方程式系を解くことには変わりありませんが、章の冒頭に述べた解のユニーク性欠如の問題に加え、一般に未知数の個数が観測データ数を大きく上回る不定問題となるため、なんらかの制約条件を課す必要があります。Li and Oldenburg(1996)は、既知情報を解析の中に制約条件として取り入れる設定を行い、Pilkington(1997)は、モデルの滑らかさを基準とした制約を与えています。制約を加える代わりに、解析モデルを粗いメッシュに切って未知数個数を大幅に減らす方法を見かけますが、それはより高分解能の元データに対しておかしな制

約を加えたことに相当し、物理的な意味がわからなくなる恐れがあると思います。

また、磁気異常は浅い構造ほど感度が高く、逆解析ではノルム最小化の特性が働き、より深い構造をも浅い構造に転嫁するくらいがあります。先の両者とも、これを補正するため、ソース深度に応じたパラメータ評価への重みづけを行っています。一方、Portniaguine and Zhdanov(2002)は、解析対象のマトリクス自体からその重みを導くのが良いことを示し、Last and Kubik(1983)が提起したコンパクト化(有効ソース体積最小化)を制約条件として採用しています。また、Nakatsuka and Okuma(2011)は、基本的にPortniaguine and Zhdanov(2002)の指摘が妥当であることを確認しつつ、起伏の多い山岳地のデータに適用できる解析ソフトを構築しています。

図11は、Nakatsuka and Okuma(2011)による大峠地域のヘリボーン探査データによる3Dイメージングから得られたコールドロン構造の断面の例を示しています。

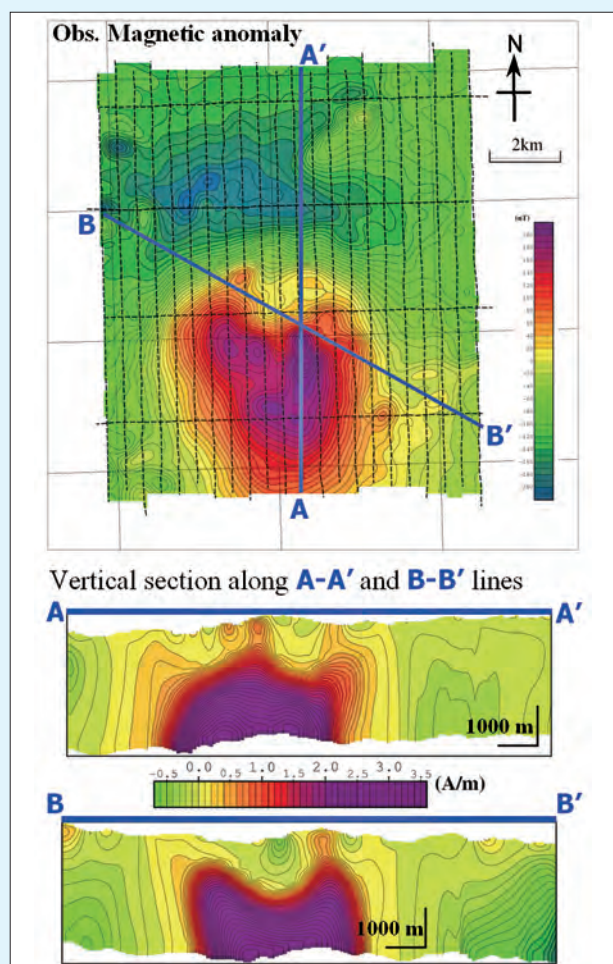


図11 3Dイメージングから得られた大峠コールドロン構造の断面(Nakatsuka and Okuma, 2011)

#### 参考文献

Gerard, A., and N. Debeglia (1975) Automatic three-dimensional modeling for the interpretation of gravity or

- magnetic anomalies. *Geophysics*, 40, 1014-1034.
- Hartman, R. R., D. J. Teskey, and J. L. Friedberg (1971) A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, 36, 891-918.
- Hsu, S. -K., J. -C. Sibuet, and C. -T. Shyu (1996) High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique. *Geophysics*, 61, 373-386.
- Last, B. J., and K. Kubik (1983) Compact gravity inversion. *Geophysics*, 48, 713-721.
- Li, Y., and D. W. Oldenburg (1996) 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics*, 61, 394-408.
- Misener, D. J., F. S. Grant, and P. Walker (1984) Variable depth, space-domain magnetic susceptibility mapping. 54th ann. intl. SEG mtg., Expanded abstracts, 237-239.
- Nabighian, M. N. (1972) The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37, 507-517.
- Nakatsuka, T. (1995) Minimum norm inversion of magnetic anomalies with application to aeromagnetic data in the Tanna area, Central Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, 47, 295-311.
- Nakatsuka, T., and S. Okuma (2011) Aeromagnetic 3D subsurface imaging in the Ootoge Cauldron, Shitara area, Central Japan. *Proc. 10th SEGJ Intl. Symp.*, 285-289.
- Ogawa, K. (1977) A computer interpretation method for profiles of total intensity magnetic fields using a linear technique. *Butsuri-Tanku (Geophys.Explor.)*, 30, 218-228.
- Okubo, Y., R. J. Graf, R. O. Hansen, K. Ogawa, and H. Tsu (1985) Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*, 53, 481-494.
- Okuma, S., M. Makino, and T. Nakatsuka (1994) Magnetization intensity mapping in and around Izu-Oshima volcano, Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, 46, 541-556.
- 大熊茂雄・中塚 正・牧野雅彦・森尻理恵 (1991) 南西諸島西方海域の磁氣的構造. *物理探査*, 44, 202-214.
- 大熊茂雄・須藤茂 (1987) 仙岩地熱地域の磁氣的構造. *地質調査所報告*, no. 266, 425-447.
- Pilkington, M. (1997) 3-D magnetic imaging using conjugate gradients. *Geophysics*, 62, 1132-1142.
- Portniaguine, O., and M. S. Zhdanov (2002) 3-D magnetic inversion with data compression and image focusing. *Geophysics*, 67, 1532-1541.
- Roest, W. R., J. Verhoef, and M. Pilkington (1992) Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57, 116-125.
- Silva, J. B. C., and G. W. Hohmann (1984) Airborne magnetic susceptibility mapping. *Explor. Geophys.*, 15, 1-13.
- Spector, A., and F. S. Grant (1970) Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293-302.
- Thompson, D. T. (1982) A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47, 31-37.
- Thurston, J. B., and R. S. Smith (1997) Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI(TM) method. *Geophysics*, 62, 807-813.
- Tomoda, Y., and K. Aki (1955) Use of the function  $\sin x/x$  in gravity problems. *Proc. Imp. Acad.*, 31, 443-448.

(つづく)