

高密度空中磁気探査と解析技術の進歩

中 塚 正*・大 熊 茂 雄*

High-resolution Aeromagnetic Survey, Interpreting Magnetic Data and Imaging Subsurface Structure

Tadashi NAKATSUKA* and Shigeo OKUMA*

1. はじめに

日本における物理探査は、1919（大正8）年に京都帝国大学の山田賀一が磁鉄鉱床の磁気探査の試験を行ったのが最初とされる（編輯委員会、1948）。地磁気の分布の調査は、1880（明治13）年から始まっている（中塚、1990）が、測点の密度が粗く、地下構造を反映した局所磁気異常を捉えるには程遠い状況であった。

資源探査の観点からの磁場測定は、1919（大正8）年に Thalén-Tiberg の磁力計が京都帝国大学に輸入され磁鉄鉱床の探鉱に試験されたのが始まりであり、その後、各大学・地質調査所・鉱山会社等で研究・実地試験が行われた（萩原、1951）。その後、Schmidt 磁力計が出現してからは、その携帯性の良さから探鉱には Schmidt 磁力計が広く用いられるようになり、主として鉄鉱床の探鉱がすすめられた。この頃の磁力計は、磁針の振れを利用したものであったので、移動しながらの測定は不可能であった。また、鉄鉱床探査以外にはあまり用いられなかったのは、磁力計の感度が今日ほど高くなかったためでもあるが、地表からの磁気探査では、人工構造物や磁性岩塊によるごく局所的なノイズ磁場の影響

が大きく、地下構造を反映した磁気異常を正確に捉えることが困難なためでもあろう。

ノイズ源となる小さな磁性物体のつくる磁場は距離の3乗に逆比例して減衰するので、それらからある程度以上離れた位置で測定できれば、ノイズ源の影響を抑えてより規模の大きい構造を対象とした探査が可能となる。航空機や船舶による磁気探査の利点は、広い範囲の迅速な調査や徒歩では到達困難な所の調査ができる点のみでなく、この局所的ノイズを平滑化してより深部のあるいはより大規模な構造を捉える点にもある。このような背景の下で、高感度の磁力計の開発が進むにつれて、空中磁気探査の実用化が大きく発展することとなった。

地質調査所で空中磁気探査の研究に本格的に着手したのは1964（昭和39）年である。それ以後、電子技術の進歩を背景として空中磁気探査とその解析の技術開発を行いつつ、1969年からは日本周辺大陸棚の石油・天然ガス資源の賦存評価のための調査が進められ、日本列島と大陸斜面海域を含むその周辺海域の調査が、1989年まで続けられた（中塚、1990）。この20年間は技術革新の時代であり、探査に用いられた機材にも多大の変遷があるが、プロトン磁力計による磁場測定精度と比べて、

1998年12月9日原稿受付；1998年12月28日受理
物理探査学会第98回（平成10年度春季）学術講演会にて一部を発表

* 地質調査所
〒305-8567 つくば市東1-1-3

©1998 SEGJ

Manuscript received December 9, 1998; Accepted December 28, 1998.

A part of this paper was presented at the 98th SEGJ Conference, 1998.

* Geological Survey of Japan
1-1-3 Higashi, Tsukuba, 305-8567 Japan

相対的に劣る位置計測（および航空機の誘導）の精度向上と、コンピュータ利用技術の適用の歴史であった。この世代の探査技術によって、磁気探査が直接探鉱にとどまらず、地下構造解明の有力な手段として認識されるようになったといえる。

さらにその後は、精密な磁場と位置の計測をさらにすすめて、低高度・高密度の測線配置による高分解能空中磁気探査の適用の研究がすすめられている。

表題にある「高密度空中磁気探査」の用語は、表現として必ずしも当を得たものといえないが、この高密度の測線配置による高分解能の空中磁気探査を象徴的に言い表した造語である。従来の空中磁気探査では、数 km の測線間隔で広大な区域の調査を迅速に行えることの意義は大きかったが、そこから得られる磁気異常は、大局的な地質構造の議論には適するものの、個々の地質構造・現象の議論を深める上では不十分であった。そこで当面の高密度空中磁気探査では、100 m オーダーの測線間隔で、従ってそれに見合った低高度での測定を意図している。

このような高密度空中磁気探査は、国土に広大な平地を有するカナダやオーストラリアで早くから手がけられてきており、それらの地域では磁気異常分布図を描くのみで地質構造との対比が容易に読み取れる状況もあって大いに利用されてきた。しかし日本では、地形・地質状況を大きく異にしており、独自の技術的視点を持つことも必要である。

ここでは、地質調査所での調査例を中心に、高密度空中磁気探査の適用状況を示すとともに、高い空間分解能の磁気異常データにふさわしい解析法の例として磁化強度マッピング技法とその技術の進展について述べ、さらに近年の磁気異常解析技術の動向についても概観することとする。

2. 高密度空中磁気探査

地質調査所での高密度空中磁気探査の研究は、1990（平成2）年にスタートした工業技術院特別研究「精密地下構造評価のための高密度空中磁気探査技術の研究」に始まる。5年計画のこの研究では、火山地域・グリーンタフ地域・断層系構造地域をフィールドにして、高密度探査に必要な各種の計測技術（および航空機の誘導技術）の開発と、それに適合したデータ処理・地下構造解析の技法開発をすすめる、各種の地質状況下での高密度空中磁気探査の有効性を検証することが目標であった。

高密度の測線配置に対しては、位置計測の精密化が大きな課題であり、その初年にはマイクロ波を利用した測

位システムの実用化（森尻ほか、1992）を図ったが、その後はGPSの普及と精度向上が著しく、今日ではほとんどの探査において、GPSで十分な位置計測が行える状況となっている。

以下に、各フィールドでの探査例とそこで得られた結果を示し、さらに海外を含めたその他の事例についても触れる。

2.1 由利原地域

グリーンタフ地域のフィールドである由利原地域では、1990年7月に固定翼航空機を用いた空中磁気探査が行われた（森尻ほか、1992；Okuma *et al.*, 1995）。この探査は、従来の広域探査の計測システムの延長線で、また、GPSの実用化が未確立の状況下のためMRSと呼ばれるマイクロ波測距装置を用いた測位法を用いた調査であった。高分解能探査では必然的に高い位置標定精度が求められるが、この探査の中で、データ収録における秒未満の時刻精度が重要となることが明らかにされ、それ以後の探査においてはデータ収録装置の機能向上を図っている。従来の測線間隔が数 km の広域探査では、航空機が1秒間に飛行する距離（100 m 未満）は相対的に小さく、あまり重視されなかったが、高分解能探査では、例えば磁力計が計測を行ってデータ出力するに要する時間遅れを含めて、磁力データと測位データとの対応を0.1秒以下の精度で正しく行うことが必要となる。

探査測線の間隔は約300 mであり、海拔高度900 m（対地高度は300～900 m）の一定気圧高度探査であったが、得られた磁気異常分布図は、既存の新エネルギー総合開発機構（NEDO）による高高度探査データ（海拔2,400 m）では知られていなかった短波長磁気異常の存在を示した（図1）。このデータの解析においては、短波長磁気異常が鳥海火山からの岩屑なだれ堆積物の寄与であることを明らかにし、その分布状況に新たな知見を加えるとともに、それら浅部構造の影響をモデリング手法で除去した磁気異常から、基盤のより精密な起伏構造の解析も行われている（Okuma *et al.*, 1995）。

2.2 丹那断層地域

断層系構造地域のフィールドである丹那地域において、1992年2～3月にヘリコプターを用いた試験探査を実施した。基準飛行高度が対地150 mの包絡線飛行で、設定した測線間隔も150 mである。利用された計測システムは、バードに収容した携帯用プロトン磁力計とワイヤレスモデム・ラップトップコンピュータを利用して組み上げたもので、位置標定にはGPSが用いられたが、

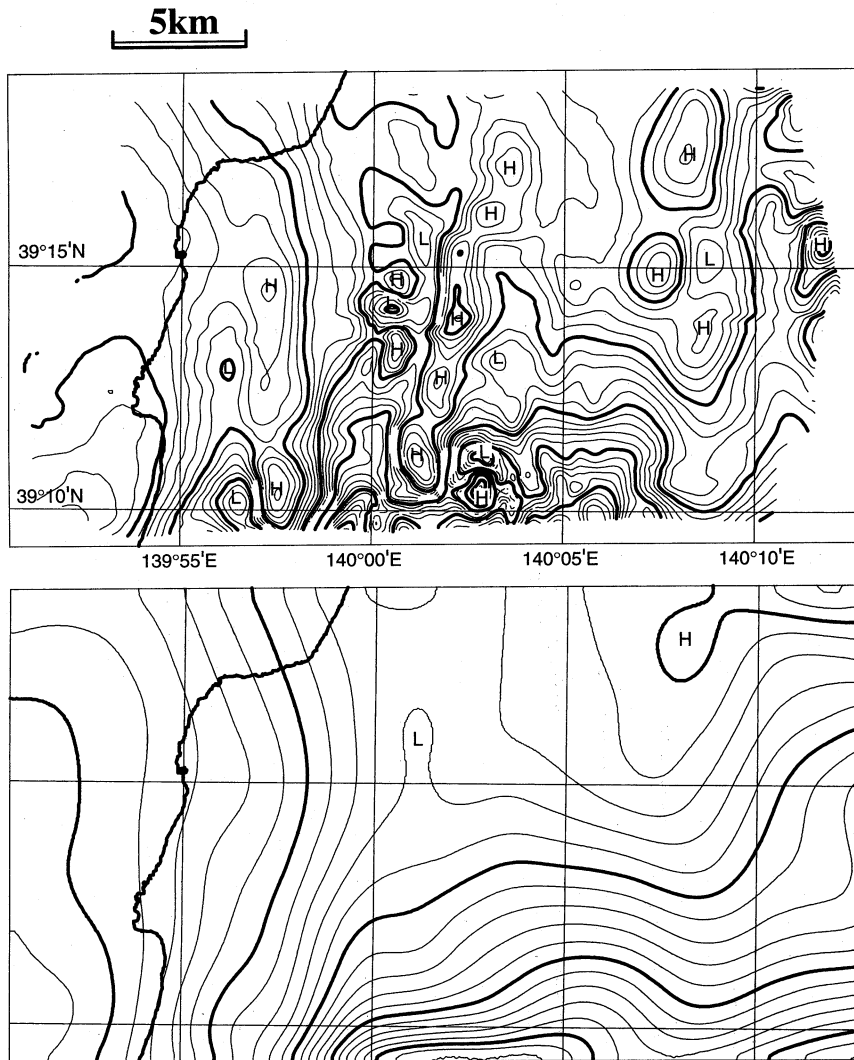


図1 由利原地域の全磁力異常図 (Okuma *et al.*, 1995).

高密度探査の結果 (上: 高度 900 m) と NEDO の広域探査による同じ区域の既存データ (下: 高度 2400 m).
コンター間隔は, 両者とも 10 nT で, H と L は相対的な高磁気異常部と低磁気異常部を示す.

ヘリコプターの誘導は目視に頼った。目標物が設置されている場合と違って、地形図を頼りに測線間隔 150 m 対地高度一定の飛行を目視で行うことは、熟練パイロットといえども非常に困難であった。従って、実飛行測線を計画通りに立体的に見て系統的に配置することは困難で、隣接する測線どうしの交差や飛行高度の相当なばらつきが生じる結果となった。そのような測定データから妥当な磁気異常分布図を導くためには、一種の上方接続操作に相当するデータ処理が必要であり、等価ソースの概念を援用してなめらかな曲面での分布に変換する処理

法 (牧野ほか, 1993a) を開発して適用した。

得られた磁気異常分布 (図2) は、地形の起伏の影響をも大きく受けて複雑な形態を示し、また、断層構造そのものが部分的には地形にも現れており、断層構造の磁気異常への影響を抽出する上で困難が予想された。しかし、精密地形データを作成して、従来はあまり試みられなかった地形補正を施し、さらに後述する磁化強度マッピング技法による解析により、断層運動に伴う磁化強度分布のコントラストが生じていることが明らかになった (Nakatsuka, 1995)。地形補正のためには、地形を構成

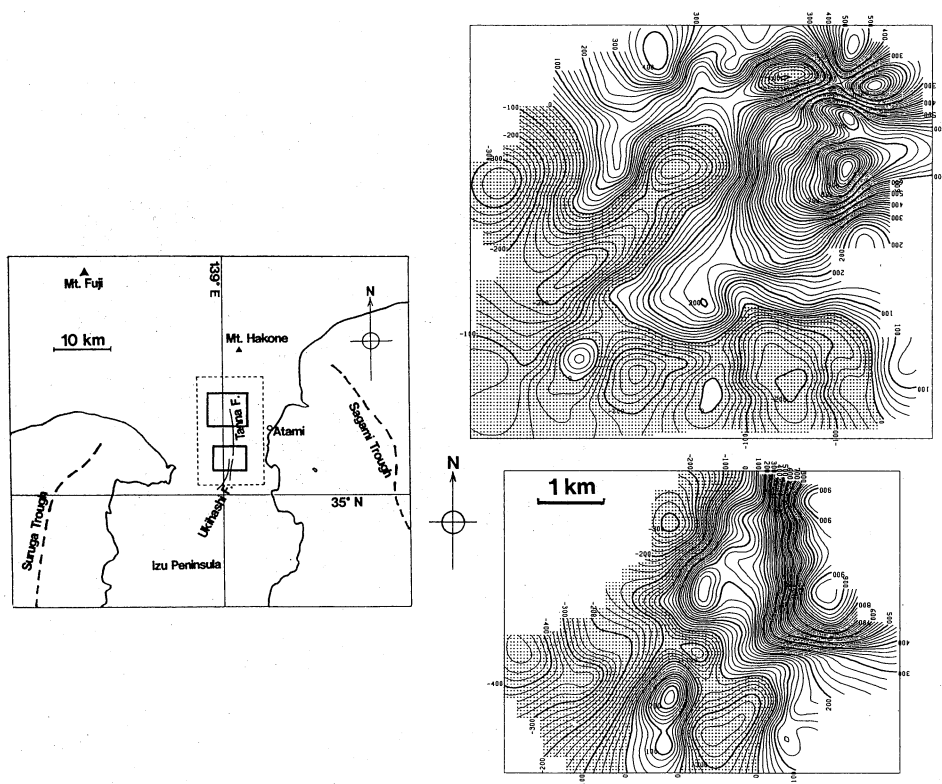


図2 丹那断層地域におけるヘリコプターによる磁気探査 (Nakatsuka, 1995).

調査区域位置図(左)となめらかな曲面での分布に変換された磁気異常(右:コンター間隔 20 nT).

する岩石が一樣な磁化(ベクトル)をもつことを前提にその値を与える必要があるが、一般にはその前提が成立せず、とくに深部構造をターゲットにした広域探査ではその補正精度を上げることが困難なために、磁気異常の地形補正が試みられることが少なかったと思われる。しかし高分解能探査では、観測異常と精密地形データを用いた地形モデルによる理論異常との対比から、地形効果の寄与分を評価できるため、第1近似として一樣な磁化をもつ地形の影響を除去することができる。さらに、地形の凹凸を考慮した磁化強度マッピングの解析は、この第1近似からのずれの状況を把握するのに有効となる。

このようにして得られた相対磁化強度の分布(図3)は、多くの断層が密集する浮橋断層群の位置での、磁化強度の低下と、丹那断層周辺域での4象限型の強弱パターン(北東と南西の象限が弱い)を示した。この4象限型パターンは、左横ずれ断層で圧縮応力が卓越する領域と対応し、地形・地質調査から判定される断層破壊

帯の発達域にも対比できることが解明された。

2.3 浅間火山地域

牧野ほか(1993b)は、1992年10月に浅間火山においてヘリコプターによる空中磁気探査を実施した。飛行高度が対地 150 m、測線間隔 150 m であり、使用した計測システムも概ね丹那断層地域の場合と同様であるが、ヘリコプターの誘導には GPS 測位のリアルタイムデータが参照できる状況になった。しかし、飛行高度の制御は地形状況に合わせたパイロットの判断に基づく操縦に任されるため、実飛行測線を立体的に見て系統的に配置することは困難で、隣接する測線どうしの飛行高度に大きな差が生じる結果となる。従って、前記と同様のなめらかな曲面へのリダクションの処理を行っている。図4はそうにして得られた全磁力異常分布図とその範囲の火山地質図(荒巻, 1993)を示したものである。

浅間地域においては、噴火活動の歴史を経て数多くの山体の構造が知られているが、ヘリコプター探査による

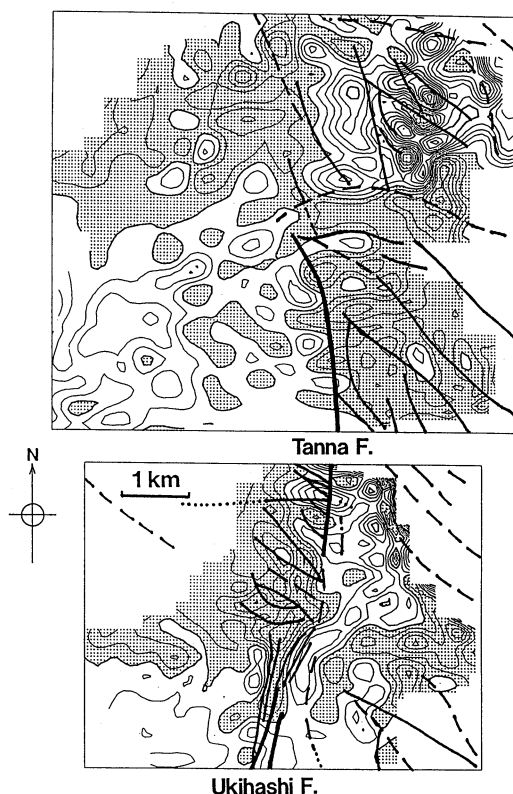


図3 丹那断層地域の磁気異常データによる磁化強度マッピング結果 (Nakatsuka, 1995). 表層の平均的な磁化による地形効果を除去した磁気異常から、地表に沿った厚さ 300 m の磁化層を仮定して、その磁化強度分布を求めたもので、平均的な磁化強度からの偏差を示す。コンター間隔は 1 A/m で、影をつけた部分が負、すなわち相対的に磁化が弱いことを示す。図中の太線は、地形・地質調査から知られている活断層の位置を示す。

精密磁気異常分布はその状況をよく反映し、黒斑山・石尊山・前掛山などの山体を構成する各活動ユニットに対応した溶岩との対比が可能であること、またより新しい噴火活動の火山灰等によって覆われた仏岩溶岩流の分布範囲が解析できることが示された。

2.4. その他の事例

地質調査所による上記以外の事例としては、兵庫県南部地震を契機とした神戸—京都地域の調査で、人工ノイズの除去によって有馬高槻構造線に沿った磁気異常分布を抽出した例 (中塚ほか, 1997) や、養老断層地域での探査例 (大熊ほか, 1998) がある。

また、金属鉱業事業団では平成 8 (1996) 年度から、スティンガー方式の磁場センサーを搭載したヘリコプターによる空中磁気・放射能探査を実施している (菱田ほか, 1997)。計測システムは海外企業の持ち込みによるものであるが、スティンガー方式では欠かせない機体磁気補償を、精密な機体姿勢計にかえて 3 成分のフラックスゲート磁力計を用いて行っている。北薩・串木野地域では、光ポンピング磁力計による対地高度 80 m で測線間隔 200 m の調査が行われ、作成された磁気異常図から線状や環状の磁気異常を抽出して、火山岩層序の組立とその追跡や熱水変質作用などの解釈に利用されている。

一方、海外での高密度空中磁気探査の成果は、論文の形で公表されたものは未だあまり多くないが、例えばアメリカ西海岸の Portland-Vancouver 地域で磁気異常データと伏在断層との明瞭な対比が、高密度探査によって初めて明瞭になった例 (図 5) (US Magnetic Anomaly Task Group, 1995; Blakely *et al.*, 1995) や、モンタナ州の New Madrid 地震帯の構造と精密磁気異常分布とが顕著な相関を見せる例 (Hildenbrand *et al.*, 1995) が報告されている。

3. 磁化強度マッピング

高密度空中磁気探査で得られる高い空間分解能の磁気異常からは、その原因となる地下構造の空間的な分布状況の詳細な把握が期待でき、その典型的な解析手法として磁化強度マッピングがある。

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う。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、見掛磁化率マッピングとも呼ばれる。

磁化層の厚さすなわち鉛直方向の拡がりには、既知情報として与えられる場合を除いて、厚さもしくは底面深度を一定とするモデルが採用され、解析分解能のサイズの鉛直角柱に対して磁化が一様という仮定のもとに逆解析が行われる。磁化ソースに対する観測点の位置関係が固定されるので、この問題は線形問題であり、数学的取扱が容易である。ソース i の磁化を M_i 、観測位置 x での観測磁気異常を F_x 、計算磁気異常を T_x で表すと

$$T_x = \sum_i W_{ix} M_i$$

となり、 W_{ix} はソース位置 i の磁化が観測位置 x の磁気

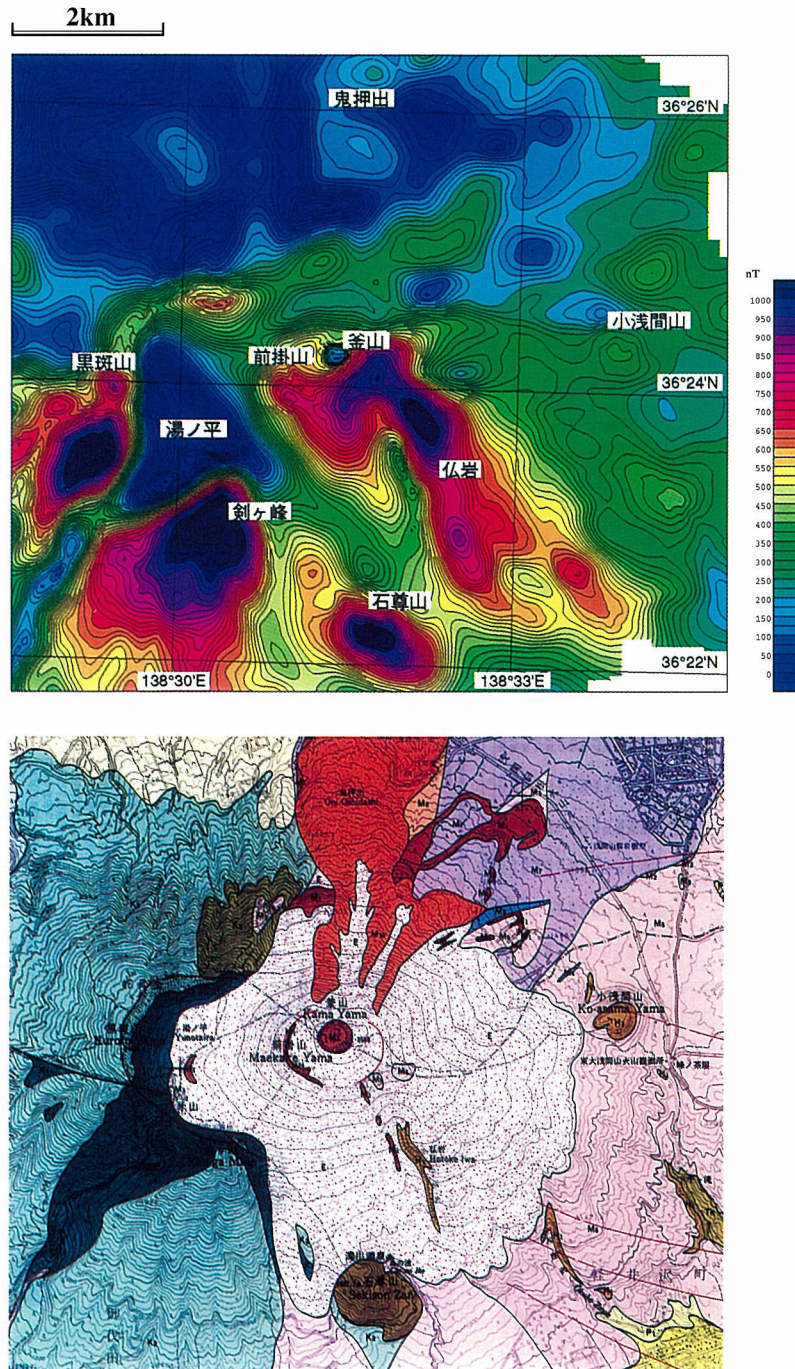


図 4 浅間火山地域のヘリコプター探査による磁気異常分布 (上) と同じ範囲の火山地質図 (下: 荒巻, 1993). 鬼押出溶岩流の磁気異常は相対的に小さく、より古い黒斑山・石尊山・前掛山などの山体の磁気異常が顕著なのが見てとれる。仏岩溶岩流は地質図では谷の斜面にわずかに露出するのみであるが、磁気異常からはその分布範囲が推定できる。

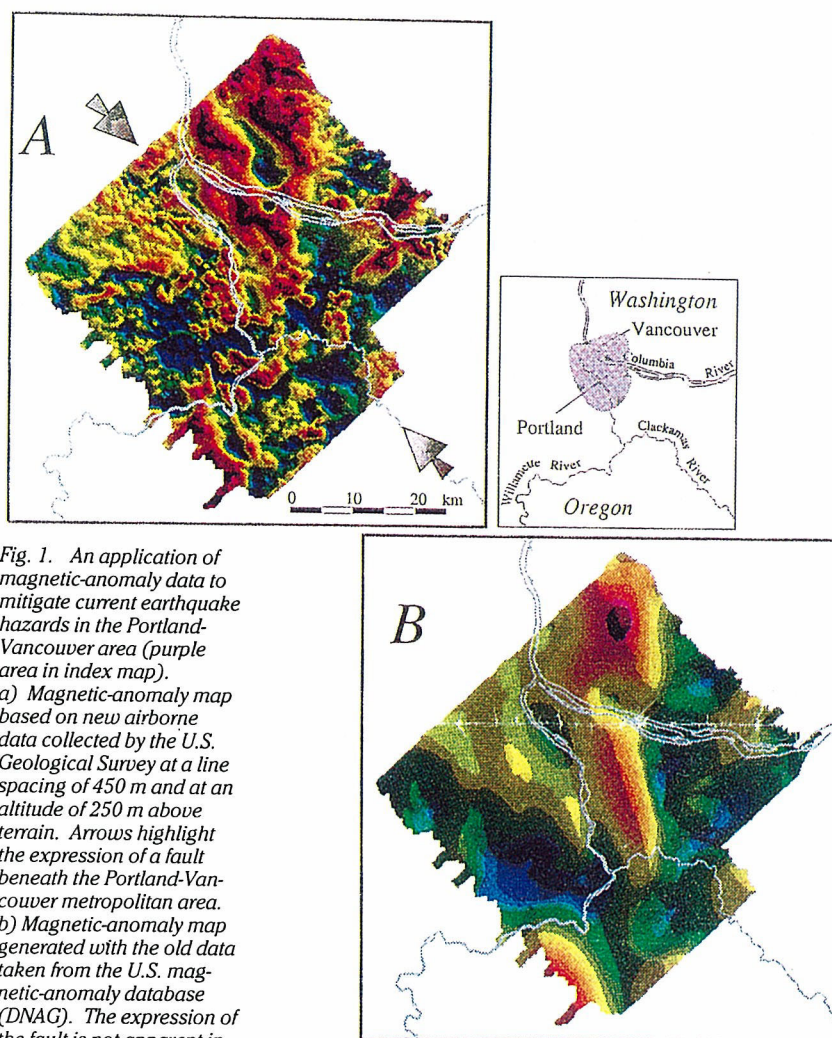


Fig. 1. An application of magnetic-anomaly data to mitigate current earthquake hazards in the Portland-Vancouver area (purple area in index map).

a) Magnetic-anomaly map based on new airborne data collected by the U.S. Geological Survey at a line spacing of 450 m and at an altitude of 250 m above terrain. Arrows highlight the expression of a fault beneath the Portland-Vancouver metropolitan area. b) Magnetic-anomaly map generated with the old data taken from the U.S. magnetic-anomaly database (DNAG). The expression of the fault is not apparent in these old data. (modified from Blakely et al. [1995]).

図5 米国 Portland-Vancouver 地域の新旧磁気異常図の対比 (US Magnetic Anomaly Task Group, 1995)。

左上の新しい高分解能探査の結果では、矢印で示された断層位置を境に磁気異常パターンの明瞭なコントラストが示されているが、同じ区域の在来データ（右下）ではその判別が全くできない。

異常に及ぼす寄与を示す。問題の解は、 T_x が F_x に一致するように、残差自乗和 $\sum (F_x - T_x)^2$ を最小にする M_i の組を求めることに他ならず、正規方程式

$$\sum_x W_{ix} (F_x - T_x) = 0 \quad (i=1, 2, \dots, m)$$

を解けばよい。問題は、未知数 M_i の個数 m と観測データ F_x の個数 n が一般に巨大となることである。

Silva and Hohmann (1984) は、平坦な面の下の帯磁率分布を、コレスキー分解を用いた逆行列計算で求める

解析法を提案した。この手法では、構造モデルとして上面が水平で下面が無限深の鉛直四角柱モデルを仮定し、全磁力異常そのものでなく極磁力変換したものを解析対象としている。従って、磁化方向も鉛直と考えることになるので、モデルの上面の平面上に現れる磁荷（磁極）分布を解析することと等価になる。この磁化強度の分布は、線形最小自乗法により離散点で計算される。彼らの提示した例では、 15×15 個の観測データを説明する 15×15 個のソース磁化を求めるために、 125×125 の大きさのマトリクスを使っているが、現実の探査データの解

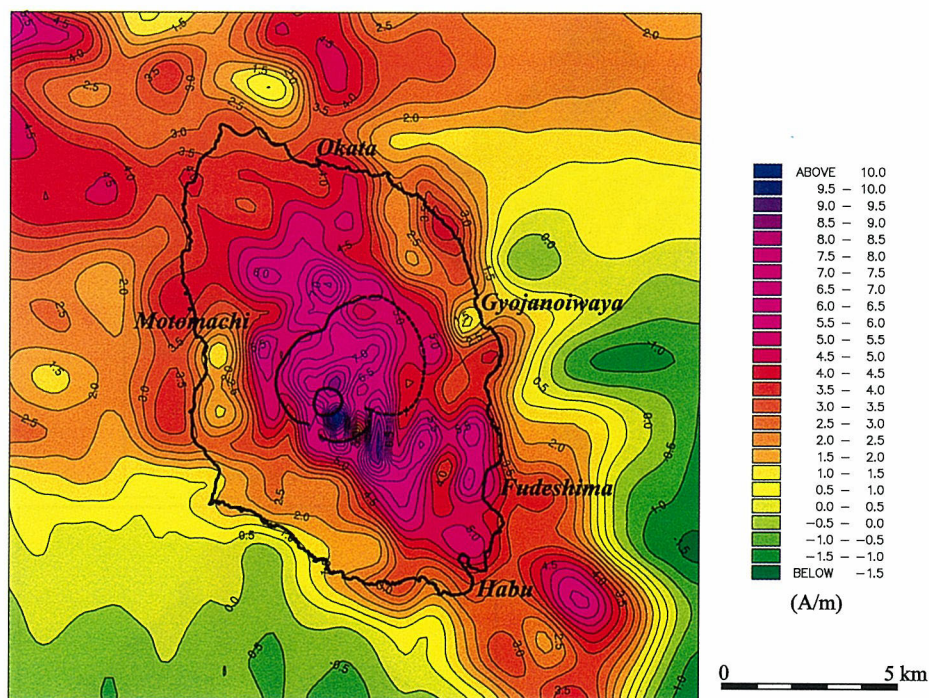


図6 伊豆大島とその周辺の磁化強度マッピング結果 (Okuma *et al.*, 1994).

カルデラ内部を埋める溶岩流やカルデラ外部の側火山等に対応して高磁化強度域が分布する。古期火山の岡田、筆島火山には高磁化強度域が、行者窟火山には低磁化強度域が分布する。元町南部には、低磁化強度域が分布し、地下の温度構造等との関連が示唆される。

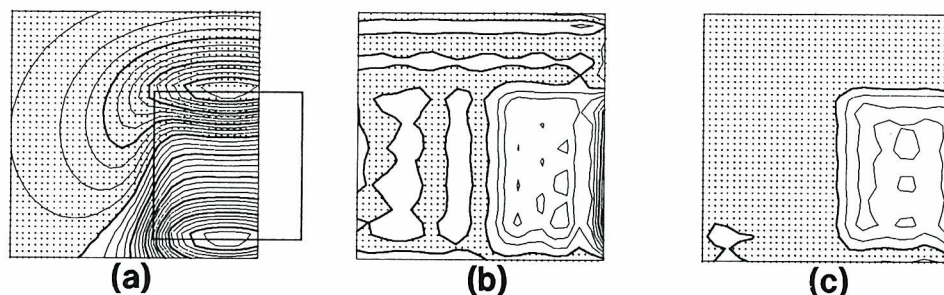


図7 単一の直方体ソースによるモデルデータに磁化強度マッピング解析を適用した例 (Nakatsuka, 1995).

理論磁気異常(a)を用いて、その範囲内のみにソースを仮定して解析したのが(b)であり、(c)は周辺にもソースを仮定したノルム最小化解析による結果。(b)では、実際には範囲外にはみ出している部分の影響で大きく乱れた結果となっている。ソースの磁化強度を5 A/m としたとき、磁気異常(a)のコンター間隔は50 nT, (b), (c)のコンター間隔は2 A/m。

析では、1万×1万程度の大きさのマトリクスが必要となる。そのため、この手法をそのまま用いて解析を行うことは実用的でない。

一方、Misener *et al.* (1984) は、構造モデルの上面深

度の変化を許し、下方接続した極磁力異常データから磁化強度（見掛帯磁率）を求める解析法を提示した。ソースの影響を周辺の限られた範囲で代表させてモデルの修正量をきめる漸近解法を採用しており、実用的な広さの

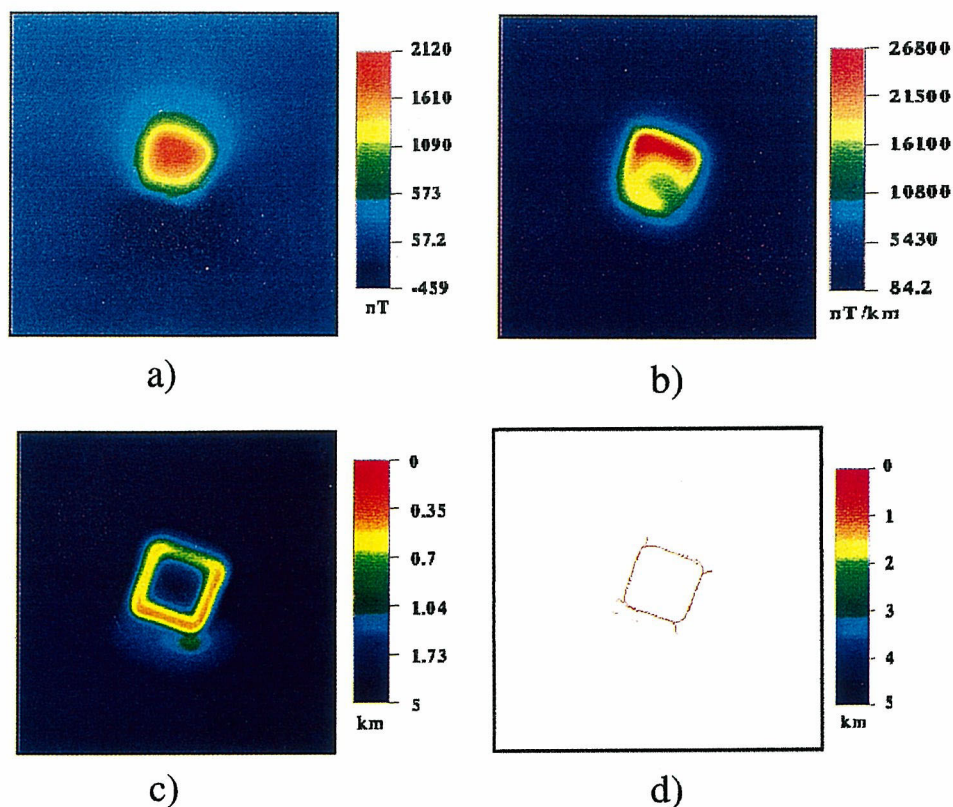


図8 角柱モデルデータに Analytic signal 解析を適用した例 (Thurston and Smith, 1997): a) 全磁気異常; b) Analytic signal 振幅; c) 局所的波長の逆数; d) 局所的深度。

水平断面が $2500 \text{ m} \times 2500 \text{ m}$ で、上限・下限の深度が $500 \text{ m} \cdot 20 \text{ km}$ の角柱が伏角 -61° で 5.8 A/m の磁化をもつモデル。Analytic signal 振幅(b)のピーク位置が近似的に磁性岩体の縁に対応するが、南寄りではぼやけている。局所的波数(c)のピークも岩体の縁を示し、より明瞭な境界位置の評価ができる。そのピーク位置を抽出したものが(d)で、その値(色)は深度を与える。

領域の解析が行える。しかし、極磁気異常の下方接続を行うため、観測に含まれるノイズ分の短波長成分が増幅され、かえって S/N 比を悪くする傾向がある。

そこで、Okuma *et al.* (1994) は、全磁気異常から直接モデルの磁化分布を求めるために、最急降下法を使った反復改良計算を用いる解析法を提示した。通常のモデルは、上面に起伏があり下面は一定深度にとるが、事前情報として別な設定も可能である。伊豆大島周辺の精密な空中磁気異常データに、この解析法を適用して求めた磁化強度分布(図6)は、NW—SE 方向に島を縦断する幅 3 km 程度の地域に卓越する高磁化強度域で特徴づけられ、この方向はこの地域の広域的な応力場の方向に一致する。その区域は、カルデラ形成期および後カルデラ期の割れ目と、それに沿って分布するスプターランパー

ト・溶岩流および噴石丘(一色, 1984)などに対応する。また、中央火口丘三原山付近や島の東海岸沿いの古い火山体である岡田・行者窟・筆島の各火山に対応して高磁化強度域または低磁化強度域が見られ、それぞれの山体を形成した溶岩の磁性を反映している。

さらに Nakatsuka (1995) は、共役勾配法(CG法)を用いることによって解の収束を早めるとともに、未知数の個数が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た(図7)。ノルム最小の解は、既知情報から作成された参照モデルと実観測との誤差を解析対象としたとき、その参照モデルにもっとも近い解が得られること

を意味し、本質的に解の一意性を確保できないポテンシャル場の宿命のもとでは、都合がよいと考えられる。丹那地域の磁気異常データに、この方法を適用した結果については、前に述べたとおりである。

4. 近年の解析技術の動向

1970年代には、主として2次元的な地下構造を仮定した磁気異常プロファイルの解析法に発展があった。2次元シートモデル（ごく薄い半無限ダイク構造）の理論磁気異常の特性を利用して、複数の構造を分離するワナー分解 Werner deconvolution (Hartman *et al.*, 1971) やソースの形状（構造指数）に応じた磁気異常の減衰パターンからソースの深度を見積るオイラー分解 Euler deconvolution (Thompson, 1982) などの解析法が発表された。Nabighian (1972) は、ポテンシャル場の数学的考察をもとに、磁気異常分布の水平勾配と鉛直勾配と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 (analytic signal と呼ばれる) を用いて、地質境界の位置と深さを求める方法を提示した。Ogawa (1977) はそれを応用して、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を開発した。

これらの方法の長所は、多数の地下構造の影響が重畳したデータから個々の構造を試行錯誤的な収束演算によらずに分離できる点にある。しかし、現実の探査データではすべての構造に直交するプロファイルをとることは不可能であり、解析の前提である2次元仮定が成立しないという問題をもっていた。そのため、その後の解析法の発展は、より現実に近い3次元構造を扱う方向に向うことになる。

Reid *et al.* (1990) は、オイラー分解の方法を3次元構造に拡張して磁気異常の面的分布に適用し、地質境界のマッピングとその深度の見積りを行っている。Analytic signal を用いる方法は、Nabighian (1984) によって3次元に拡張した理論が提示されて以後、それを発展させた3次元磁気構造解析の論文が数多く発表されてきている。例えば、Roest *et al.* (1992) は解析から得られた深度の分布の特徴から地質構造を議論し、Hsu *et al.* (1996) や Debeglia and Corpel (1997) は、Analytic signal の鉛直方向への微分量を用いて地質境界の位置を正しく求める方法を議論している。さらに、Thurston and Smith (1997) は、局所的波数という概念を導入して解析結果をイメージ表現するとともに、地質境界の位置・深度・境界の傾斜・磁化コントラストを解析し表示する方法 (図8) を示した。

これらの方法はいずれも、地質境界に着目したものであり、境界以外では一様な磁化を仮定している。また、3次元構造といっても、局所的には走向が明確な2次元構造で近似されており、その近似が崩れるところでは正しい解析結果が得られない。

一方、地下構造を本質的に3次元構造として取り扱う試みも始まっている。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ある。

磁気異常の3次元逆解析においては、一般に解の一意性に欠けることとなるため、なんらかの制約条件を課す必要がある。Li and Oldenburg (1996) は、既知情報等から参照モデルを設定し、それに対するズレがなるべく小さく、そのズレ自体が滑らかになるように制約を設定し、Pilkington (1997) も、事前情報がほとんどない想定の下で、モデルの滑らかさを基準とした制約を与えている。また、当然のことながら磁気異常は浅い構造ほど感度が高く、逆解析ではより深い構造をも浅い構造に転嫁するくらいがあり、これを補正する必要がある。両者とも、深度 z のソースに対するパラメータの評価における重みづけを $(1/z^3)$ に設定して、妥当な結果を導いている。磁気異常の3次元逆解析の研究は、まだ始まったばかりであり、とくに深さ方向の分解能向上についての検討が、今後の課題であろう。

文 献

- 荒巻重雄 (1993) : 浅間火山地質図, 1 : 50,000, 火山地質図, no. 6, 地質調査所.
- Blakely, R. J., R. E. Wells, T. S. Yelin, I. P. Madin, and M. H. Beeson (1995) : Tectonic setting of the Portland-Vancouver area, Oregon and Washington: Constraints from low-altitude aeromagnetic data, *GSA Bull.*, **107**, 1051-1062.
- Debeglia, N., and J. Corpel (1997) : Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives, *Geophysics*, **62**, 87-96.
- 萩原尊禮 (1951) : 第4篇磁気探鉱法, 物理探鉱法, 朝倉書店, 199-252. (復刻版, 1974, 現代工学社)
- Hartman, R. R., D. J. Teskey, and J. L. Friedberg (1971) : A system for rapid digital aeromagnetic interpretation, *Geophysics*, **36**, 891-918.
- 編輯委員会 (1948) : 本邦に於ける物理探鉱の回顧と展望, 物理探鉱, **1**, 2-9.
- Hildenbrand, T. G., E. S. Schweig, R. D. Catchings, V. E. Langenheim, W. D. Mooney, T. L. Pratt, and W. D.

- Stanley (1995) : Crustal geophysics gives insight into New Madrid Seismic Zone, *Eos, Trans. AGU*, **76**, 65-69.
- 菱田 元・吉岡 謙・H. Anderson (1997) : 北薩・串木野地域における高分解能空中磁気・放射能探査結果について, 物理探査学会第97回学術講演会論文集, 301-305.
- 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.
- 一色直記 (1984) : 大島地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 133p.
- Li, Y., and D. W. Oldenburg (1996) : 3-D inversion of magnetic data, *Geophysics*, **61**, 394-408.
- 牧野雅彦・中塚 正・森尻理恵・大久保泰邦・大熊茂雄 (1993a) : 相異なる高さにおいて観測された磁力値から磁気異常の三次元分布を求めること, 物理探査学会第88回学術講演会論文集, 502-507.
- 牧野雅彦・中塚 正・大熊茂雄 (1993b) : 浅間火山における磁気異常, 第94回地球電磁気・地球惑星圏学会講演会講演予稿集, C32-P1-12.
- Misener, D. J., F. S. Grant, and P. Walker (1984) : Variable depth, space-domain magnetic susceptibility mapping, *54th SEG meeting, Expanded abstracts*, 237-239.
- 森尻理恵・大熊茂雄・牧野雅彦・中塚 正 (1992) : 秋田県由利原地域での高密度空中磁気探査—MRS による位置標定の評価—, 物理探査, **45**, 96-104.
- 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.
- Nabighian, M. N. (1984) : Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations, *Geophysics*, **49**, 780-786.
- 中塚 正 (1990) : 地質調査所における空中磁気探査の歴史と将来, 地質ニュース, no. 428, 14-19.
- 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.
- 中塚 正・牧野雅彦・森尻理恵・大熊茂雄 (1997) : 阪神地域の高密度空中磁気探査における人工ノイズソースの影響の除去, 物理探査学会第96回学術講演会論文集, 335-338.
- Ogawa, K. (1977) : A computer interpretation method for profiles of total intensity magnetic fields using a linear technique, *Butsuri-Tanko (Geophys. Explor.)*, **30**, 218-228.
- Okuma, S., M. Makino, and T. Nakatsuka (1994) : Magnetization intensity mapping in and around Izu-Oshima Volcano, Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, **46**, 541-556.
- Okuma, S., R. Morijiri, M. Makino, and T. Nakatsuka (1995) : Evaluation of a high-resolution aeromagnetic survey in a volcanic region — The case of Yurihara Area, Northeast Japan, *Butsuri-Tansa (Geophys. Explor.)*, **48**, 316-332.
- 大熊茂雄・村田泰章・牧野雅彦・中塚 正・広島俊男・駒澤正夫・森尻理恵 (1998) : 養老断層地域における重・磁力探査, 物理探査学会第98回学術講演会論文集, 348-351.
- Pilkington, M. (1997) : 3-D magnetic imaging using conjugate gradients, *Geophysics*, **62**, 1132-1142.
- Reid, A.B., J. M. Allsop, H. Granser, A. J. Millett, and I. W. Somerton (1990) : Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, *Geophysics*, **55**, 80-91.
- 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.
- 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.
- US Magnetic Anomaly Task Group (1995) : Task group plans upgrade of the U.S. Magnetic-Anomaly database, *Eos, Trans. AGU*, **76**, 137-140.