

磁気探査

大熊 茂雄

工業技術院地質調査所

目次

1. はじめに	
2. 基礎理論	
2.1 地磁気と岩石磁気	1
2.1.1 地磁気の3成分とその分布	1
2.1.2 国際標準地球磁場 (IGRF)	4
2.1.3 地磁気の時間変化	4
2.1.4 岩石磁気と磁性鉱物	5
(1) 残留磁化	5
(2) 磁化率 (帯磁率)	6
(3) ケーニヒスベルガー比 (Q比)	7
(4) キュリー温度	7
2.2 探査理論	9
2.2.1 磁気異常の理論式	9
(1) クーロンの法則	9
(2) 点磁気モーメントの磁気ポテンシャルと磁場	9
(3) 磁性体の磁気ポテンシャル, 磁場および全磁力異常	9
(4) 磁気探査で扱う単位	11
2.2.2 磁気異常・重力異常から導かれる諸量	12
3. データ測定・処理	
3.1 探査装置	14
3.2 データ測定・処理の概要	14
3.3 地上磁気探査	15
3.3.1 使用する機材	15
3.3.2 調査計画と測定作業	16
3.3.3 データ処理	17
3.3.4 調査事例	17
3.4 空中磁気探査	19
3.4.1 磁気探査用航空機	19
3.4.2 機体磁気補償	20
3.4.3 空中磁気探査のデータ処理	21
4. データ解析・解釈	
4.1 定性解析と定量解析	23
4.2 陰影図とカラーコンター図	24
4.3 スペクトル解析	26
4.3.1 磁性岩体頂部深度の解析	26
4.3.2 キュリー一点深度解析	29

4.4 磁気基盤深度分布解析.....	29
4.4.1 解析法の基礎理論.....	29
4.4.2 解析例	31
4.5 磁化強度マッピング.....	31
4.5.1 磁化強度マッピングの解析法.....	31
4.5.2 解析例	35
5. おわりに	
6. 引用文献	

1. はじめに

磁気探査とは、地下を構成する岩石の磁氣的性質の差異を検出して、これから地下構造を推定する物理探査法である。磁気探査は初期の鉄鉱床の直接探査に始まり、現在では火山の内部構造調査、伏在断層調査、大陸棚の地質構造調査および地熱探査等の地下構造調査に適用範囲を広げており、また地下の不発弾や埋設管等の金属製人工構造物の調査や遺跡調査にも応用されている。

磁気探査にはその測定が行われる場所により、地上磁気探査、空中磁気探査、海上磁気探査などがある。これは、航空機や船舶などを用いた広範囲の迅速な調査や徒歩ではアクセスが困難な場所の調査が行えるのみではなく、局所的ノイズを平滑化してより深部の構造を捉えるためでもある。地表で行われる磁気探査では、鉄製の人工構造物や磁性をもった岩塊による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ことがある。しかし、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ため、対象とする構造がこれよりも十分大きければそれに見合った高度で測定を行うことで、局所的ノイズの影響を軽減できる。一方、これとは逆に、構造をより詳細に調べるためには、必然的に探査対象に近付いて測定することが必要となり、最近では高密度・低高度の高分解能空中磁気探査や深海曳航式海上磁気探査などが行われるようになった。

本講座では、磁気探査について重要な基礎知識を確認するとともに、その実際について地下構造を対象とした実例を交え、簡略化して説明する。

2. 基礎理論

2.1 地磁気と岩石磁気

地球上では地磁気（地球磁場）の存在が古くから知られており、方位磁石等の形で利用されてきた。磁気探査も地磁気存在と密接な関連があり、地磁気の強さや、その方向成分等を場所を変え測定し、その空間分布の特徴から地下構造を推定するものである。したがって、地磁気の性質について知ることは、磁気探査の背景を確認することであり、探査を良く理解するために重要である。

測定された地磁気データには、地球浅部に起因する成分に地球中心核（コア）内の電磁流体現象に起因する超広域成分（後述の国際標準地球地場に相当）が重畳しており、時間変化成分の補正の後、超広域成分はデータ処理の過程で除かれて、いわゆる「磁気異常」データが作成される。この「磁気異常」をもたらすのは、主に上部マントル～地殻を構成する岩石の磁氣的不均一性であるため、「磁気異常」を解析し地下構造を推定するためには、これら岩石の磁氣的性質（岩石磁気）に関する知識が必要となる。

そこで本節では、地磁気と岩石磁気について解説する。

2.1.1 地磁気の3成分とその分布

地球の磁場は、地球中心においた自転軸から約11度傾いた点ダイポールのつくる磁場（図2.1）で近似されるが、より詳しくみると、波長の非常に長いものから、ごく短波長の局所的な変化まで含まれている。このうち超広域的な磁場は、主に地球中心核（コア）内での電磁流体現象によってつくられており、主磁場と呼ばれる。

磁場はベクトル量であり、3個の成分の組み合わせで表現され、地球物理学の分野では、図2.2に示す記号で呼ぶ習慣がある。そして、ベクトル量を表現するために、基本的な X, Y, Z の組み合わせのほかに、 H, D, Z の組み合わせや F, D, I の組み合わせがよく用いられる。

世界の地磁気3成分（全磁力、偏角、伏角； F, D, I ）の概略の分布を、図2.3に示す。この図は、次に述べる国際標準地球磁場の1995.0年における値（IAGA Division V Working Group 8, 1995; Barton, 1997）を図化したものである。全磁力 F の分布では、25,000 nT（ナノテスラ）程度の最小値を示すところが低緯度域にあ

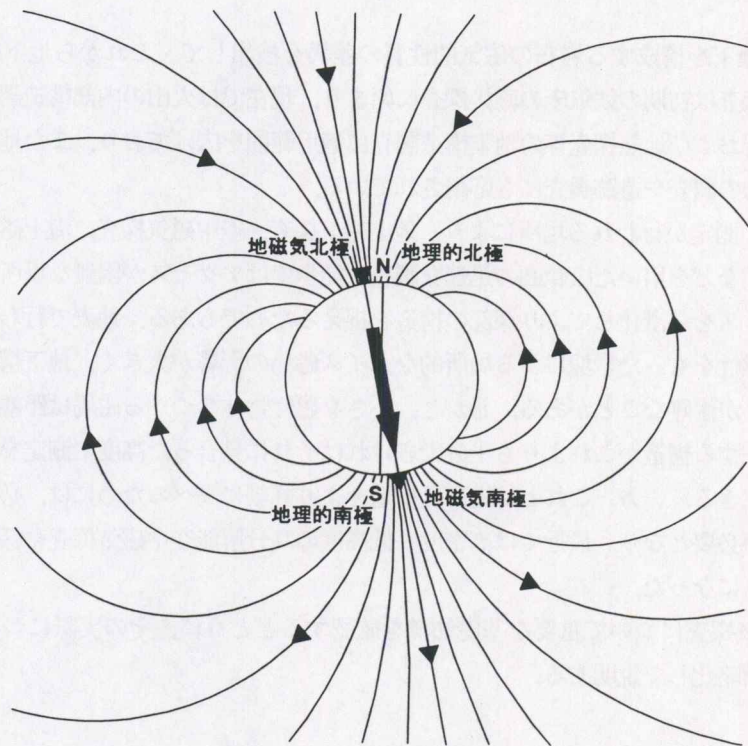


図2.1 地磁気 (地球磁場) の模式図

地磁気の大極子磁場成分は、地球の中心におかれたポイントダイポールによって近似される。

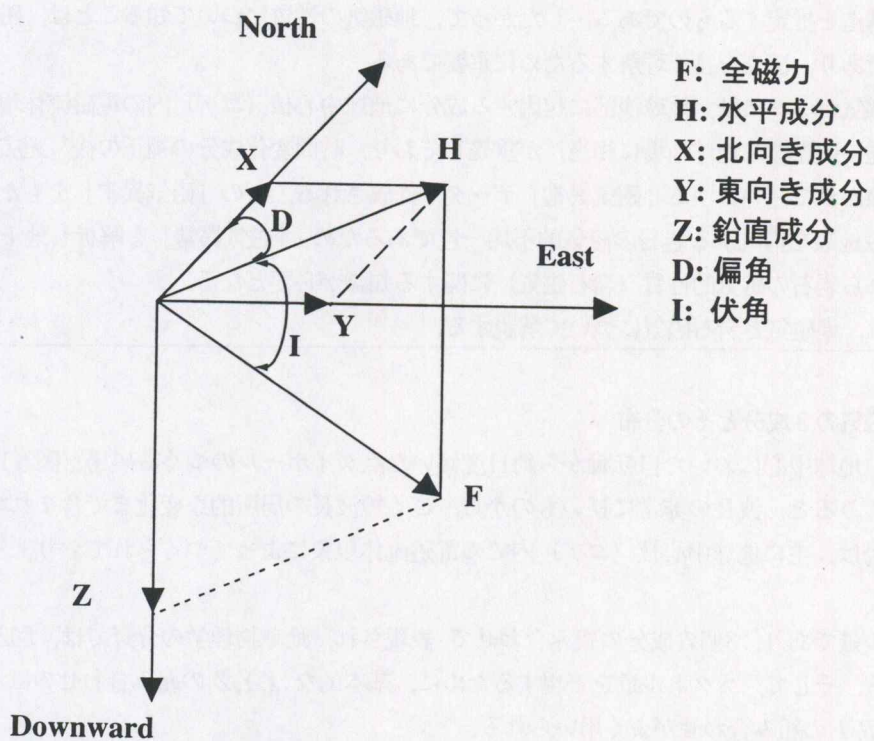
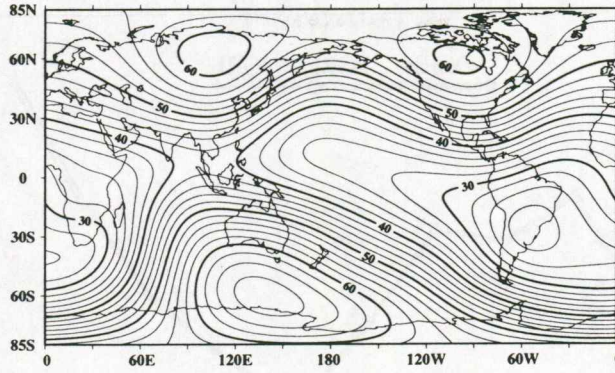
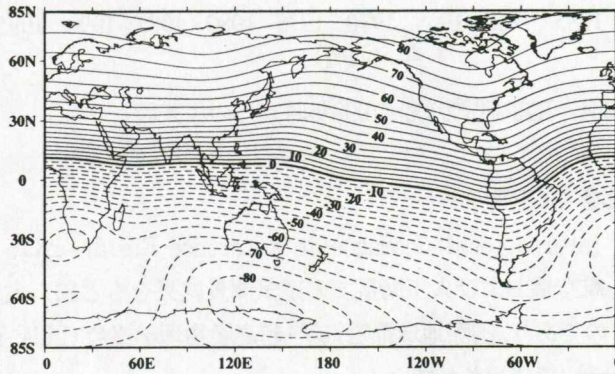


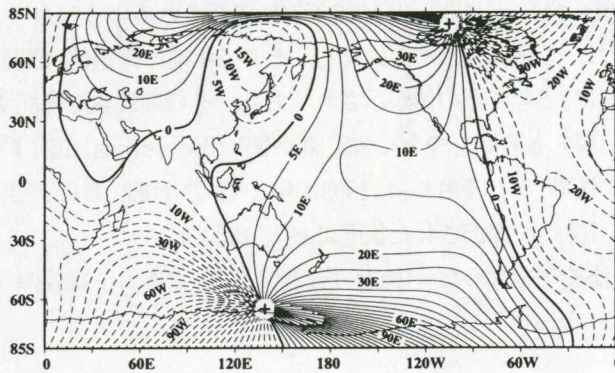
図2.2 地磁気 (地球磁場) の3成分



(a) 全磁力 コンター間隔：2,000 nT



(b) 伏角 コンター間隔：5°



(c) 偏角 コンター間隔：5°

図2.3 世界の地磁気の3成分分布：1995.0年におけるIGRFの値

(a) 全磁力, (b) 偏角, (c) 伏角；南北半球の高緯度付近にある+印は各々南磁極と北磁極を示す。

り、60,000 nT を越える極大が高緯度域にある。偏角 D の分布図には、南北各半球において等値線の収束する点があり、それぞれ南磁極と北磁極とに相当する。伏角 I の分布は、北磁極から南磁極に向けて比較的一様に値が減少する。地理的赤道の近くを太線で示した伏角 0度の線が通っており、磁気赤道と呼ばれる。ちなみに日本列島付近では、全磁力は42,000~52,000 nT、伏角は40° ~60° N、偏角は4° ~10° W の範囲にある。

地磁気は、双極子磁場成分と非双極子磁場成分とからなり、地球中心におかれた双極子の磁化軸が地表を切る点を「地磁気極」と呼ぶ。伏角が±90度で偏角の等値線が収束する点である「磁極」とは異なり、さらに自転軸上の「地理的極」をも加えて相互に区別しなければならない(図2.1)。

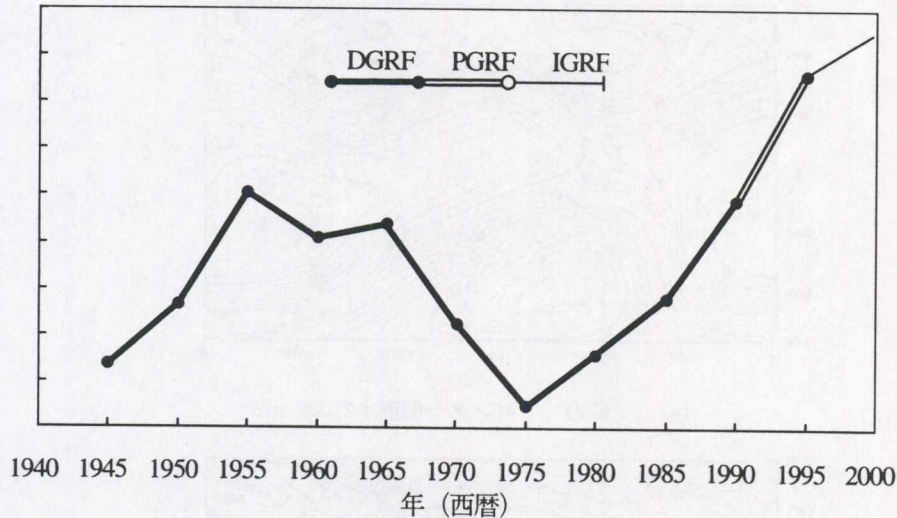


図2.4 IGRF制定状況 (1998年時点) の模式図

2. 1. 2 国際標準地球磁場 (IGRF)

国際標準地球磁場 (IGRF: International Geomagnetic Reference Field) とは, 世界各地の地磁気観測所のデータおよび地上・海上・航空機および人工衛星での磁気測量結果をもとに, 大局的な地球磁場を, 球関数による級数展開で表現したものであり, 国際地球電磁気学・超高層物理学協会 (IAGA: International Association of Geomagnetism and Aeronomy) で採択されている。

IGRF では, 波長4,000km に相当する 10次の項 ($N=10$) までが採用されており, 120個のガウス係数で表現される。IGRF は, 経年変化項を含み, 1980年以降は5年毎に更新されるようになった。狭義の IGRF は, 基準年の値と経年変化率が与えられ, 予測値を示すのに対し, その5年前の確定値 (DGRF: Definitive IGRF) も決定されるようになった。DGRF は, 5年ごとの値が示されており, その間は線形補間すればよい。これに伴い, IGRF の基準年とその5年前の DGRF との間をつなぐ暫定値 PGRF (Provisional IGRF) の概念も規定された。1998年現在では, 1990.0年までの DGRF と, それ以降 1995.0年までの PGRF および 1995.0年を基準年とし5年間をめぐりとした経年変化を含む IGRF が採択された状態にある (図2.4)。

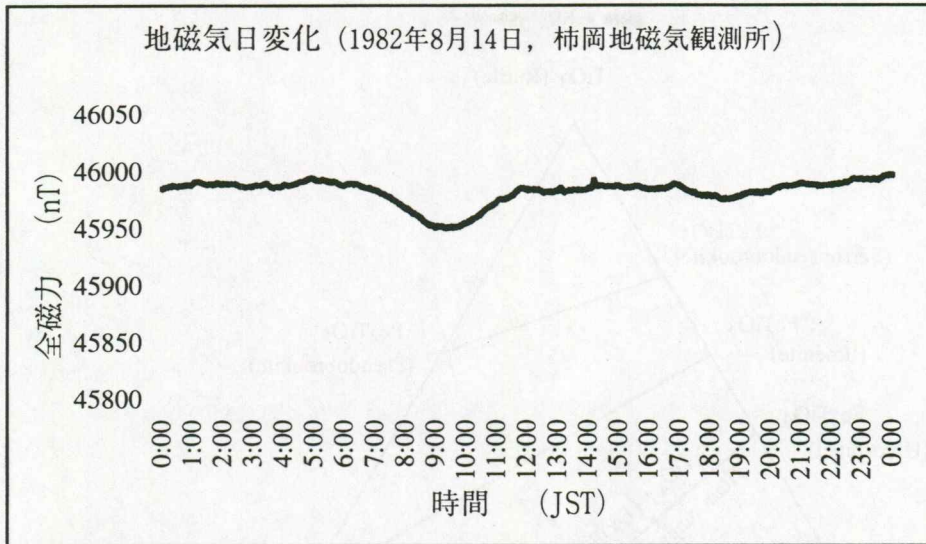
これら DGRF・PGRF・IGRF (狭義) を含めた全体が, 広義の IGRF である。狭義の IGRF を示すには, 基準年を付して「IGRF 1995」のように記述する。

2. 1. 3 地磁気の時間変化

地磁気は, 空間的变化に加えて時間的にも変動する。地磁気の時間変化には, 日変化 (diurnal variation) や地磁気脈動 (pulsation)・磁気嵐 (magnetic storm) などの擾乱があり, おもに上空の電離層や磁気圏に流れる電流に起因するが, その磁場変化が地球内部に誘導する地下の電流の影響もある。また, より長周期の変化としては主磁場の永年変化がある。

日変化は, 電離層での熱対流現象に起因するものが大きく, 擾乱のない静穏日の変化 (図2.5(a)) は Sq (Solar daily variation on Quiet days) と呼ばれるが, 潮汐現象に対応した 太陰日変化も わずかながら含まれる。また, 季節によっても変化パターンは異なる。磁気嵐 (図2.5(b)) では, 大きいものになると 1000 nT をこえる変動があり, 短周期の激しい変動を伴うので, 磁気探査にとっては好ましくない。

磁気探査では地磁気の空間変化を問題にするので, 時間変化成分は観測値から除かれる。日変化成分を観測磁場から除くことを, 日変化補正と呼ぶが, 実際には, その他の擾乱をあわせたものが除去される。この補正ののち, さらに標準磁場を差し引いた残差を「磁気異常」というが, 標準磁場として前述の IGRF 等を用いれば, 永年変化成分は, 標準磁場に含まれた形で除かれる。



(a)



(b)

図2.5 地磁気の日変化

(a) 静穏日の例, (b) 磁気嵐の例

2. 1. 4 岩石磁気と磁性鉱物

磁気異常は、地下を構成する岩石の磁気的な性質と密接な関連があり、これは岩石を構成する鉱物の磁気物性の立場から説明される。岩石磁性の詳細については、河野（1982）の体系的な解説が参考になる。

(1) 残留磁化

岩石の磁気的性質の一つで重要なのは、永久磁石の性質に対応する「残留磁化」である。残留磁化をもつことができる物質は強磁性体と呼ばれ、鉄・ニッケル・コバルト等の金属や合金、そしてその酸化物などである。一般に、地殻および上部マントルを構成する岩石にもそうした磁性鉱物が含まれ、この成分や量が異なるため、岩石によって磁性の異なることが知られている。磁性鉱物のうち、鉄の化合物が主に磁化を担うが、強磁性を示すのは鉄の酸化物 および硫化物（磁硫鉄鉱：pyrrhotite $Fe_{1-x}S$ ）である。

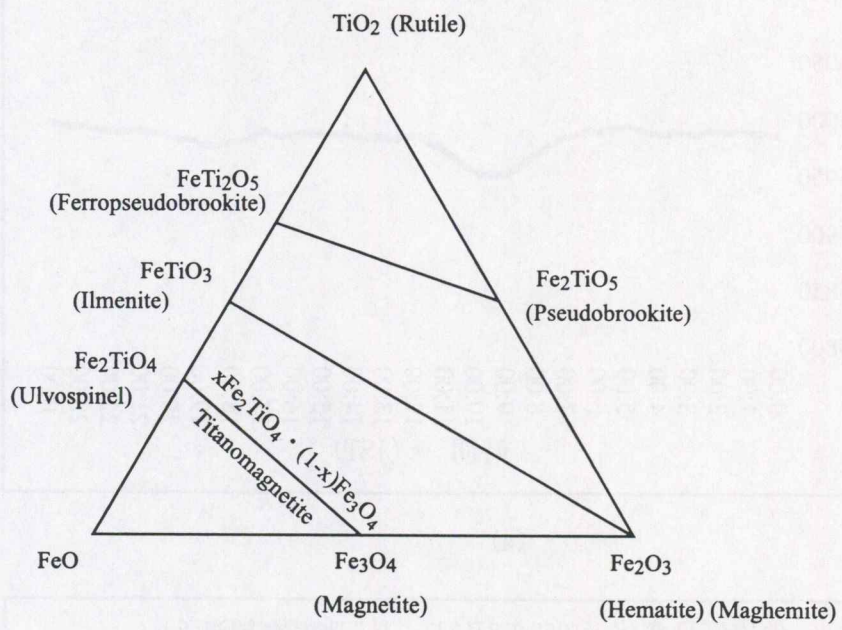


図2.6 鉄・チタンの酸化物と固溶体 (河野, 1982)

鉄の酸化物のうち 磁鉄鉱 (magnetite Fe_3O_4) は、赤鉄鉱 (hematite αFe_2O_3) より磁性が強いが、単体で存在することは稀でチタン Ti が含まれることが多い。鉄・チタンの酸化物のうち常温で強磁性を示すものとしては、磁鉄鉱とウルボスピネル (ulvospinel Fe_2TiO_4) を両端成分とする固溶体系列 (チタノマグネタイト系列) および赤鉄鉱とイルメナイト (ilmenite $FeTiO_3$) を両端成分とする固溶体系列 (ヘマタイト-イルメナイト系列) がある (図2.6)。

岩石の残留磁化にはその成因により、様々なものがあるが、磁気異常と最も密接な関係をもつのは、「熱残留磁化」である。熱残留磁化とは、火成岩類がマグマから生成されるとき、あるいは岩脈の貫入などで一旦加熱されたあとに、その冷却過程で強磁性鉱物のブロッキング温度を通過する段階で獲得する磁化をいい、優れた安定性をもつことで知られている。その冷却過程で獲得する一次磁化と、冷却後に加わった二次的な磁化を合わせて「自然残留磁化」(NRM: Natural Remanent Magnetization) と呼んでいる。一次磁化としての熱残留磁気は、過去の地球磁場の方向を記録した化石であり、古地磁気学の重要な基礎の一つとなっている。

古地磁気学の研究では、二次磁化は一般に不要な成分であり、交流消磁や熱消磁等の方法でクリーニングするのが普通であるが、磁気探査が扱うのは自然残留磁化そのものであることが多い。

(2) 磁化率 (帯磁率)

磁氣的性質で残留磁化と対比されるものが、誘導磁化である。一般に磁性体は、磁場中におかれたとき、その磁場の方向に磁化が誘導される。ヒステリシスをもたない磁性体では、印加磁場が比較的弱いとき、誘導磁化 M は、磁場強度 H に比例し、

$$M = \kappa H \quad (2.1)$$

で与えられる。この比例定数 κ が「磁化率」であり、「帯磁率」ともいう。

岩石の磁化率は、含まれる強磁性鉱物の種類と量によって異なり、その強磁性鉱物の粒形や磁区構造にも関係する。岩石の磁化率は、一般的には、堆積岩よりも火成岩が、火成岩の中では珪長質岩よりも苦鉄質岩が、高い傾向がある (図2.7)。

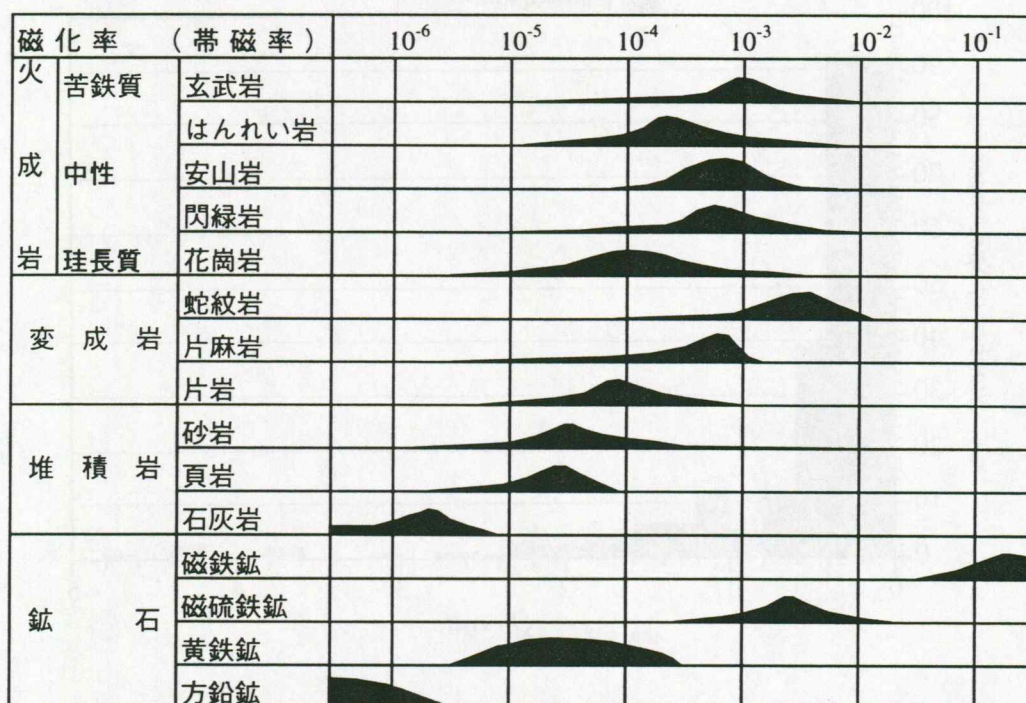


図2.7 岩石・鉱物の磁化率 (物理探鉱技術協会 (1979) に加筆修正)

(3) ケーニヒスベルガー比 (Q 比)

岩石のもつ磁性の違いを利用して行う磁気探査は、残留磁化と誘導磁化の方向および大きさに関わる問題であり、磁気異常の解析にはこれらを十分に考慮する必要がある。岩石の残留磁化 R と現在の地球磁場による誘導磁化 I の比

$$Q = R/I \quad (2.2)$$

を、ケーニヒスベルガー比 (Königsberger ratio) または Q 比と呼ぶ。とくに残留磁化が自然残留磁化である場合は、 Q_n 比と呼んで区別する。 Q 比の大小により磁気異常における誘導磁化に対する残留磁化の影響を見積れる。一般に、 Q 比は火山岩において1以上であり、対応する磁気異常の解析においては、誘導磁化に加えて残留磁化の影響を考慮する必要がある。一方、花崗岩のような深成岩の Q 比は1以下であり、多くの場合に残留磁化の影響を無視できる (図2.8)。

磁気探査で取り扱う磁化は、自然残留磁化と地球磁場による誘導磁化とをあわせた全磁化の大きさと方向である。これらの岩石磁気データは、磁気異常の解析・解釈において重要である。例えば、磁気異常をもたらす岩体の形状や磁化率が同じでも、残留磁化の強度や方向が異なるだけで、観測される磁気異常のパターンが大きく変わる可能性がある。

(4) キュリー温度

以上の議論は地下を構成する岩石の相違やその空間的分布に基づく議論であったが、地下の熱構造に対応した磁化分布の不均一によっても磁気異常が生じる。岩石の磁性には温度依存性があり、強磁性を示す岩石でも加熱して徐々に温度を上げてゆくと、ある温度で急に磁化が減少し、常磁性に移行する。この温度を、キュリー温度またはキュリー点という。図2.9は、岩石試料の熱磁化曲線の典型的な例であるが、キュリー点に達する前にも磁化の多少の減少が見られることがわかる。キュリー温度は、鉱物組成や結晶構造によって異なり、チタノマグネタイトとその低温酸化物であるチタノマグヘマイトのキュリー温度は、図2.10で示されている。

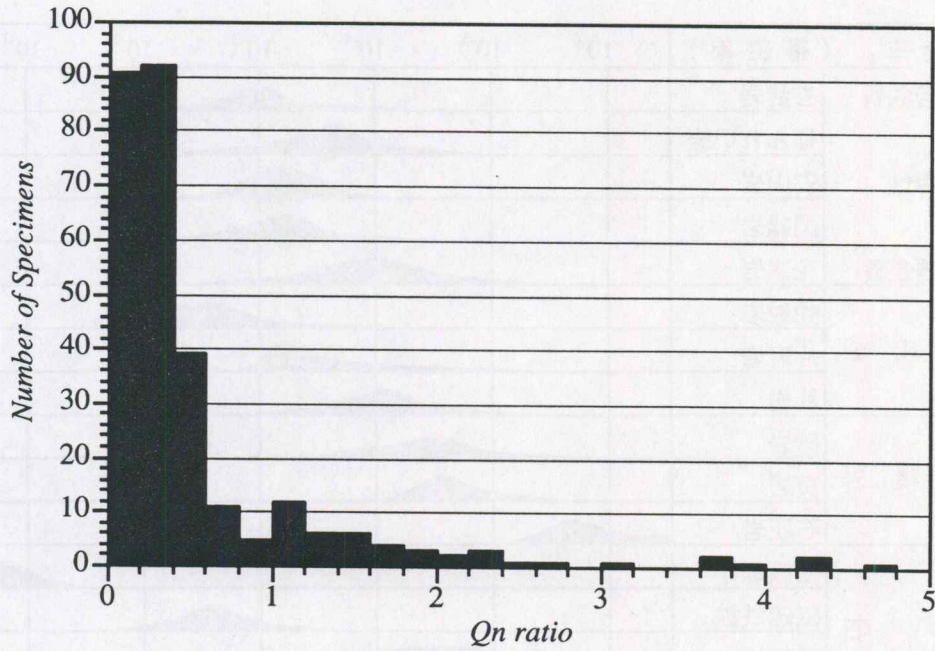


図2.8 北上山地花崗岩類の Qn 比 (大熊・金谷, 1990)

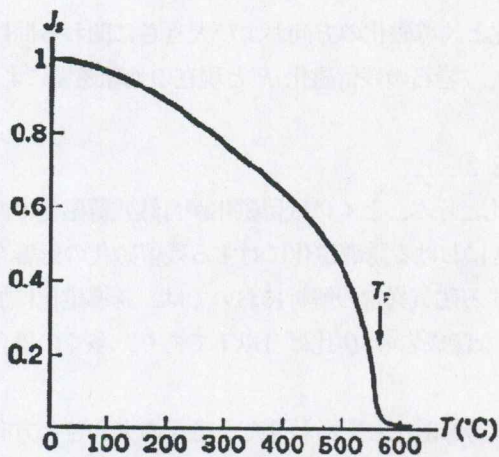


図2.9 熱磁化曲線の例 (河野, 1982)
グリーンランド・アミツォク片麻岩試料の飽和磁化の温度変化. T_c はキュリー温度.

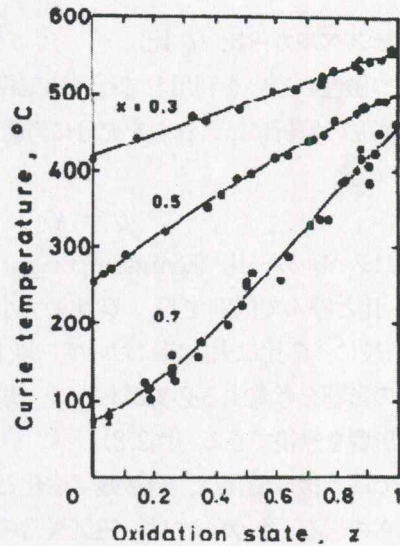


図 2.10 チタノマグネタイトのキュリー点 (Nishitani and Kono, 1983)
 x はチタノマグネタイト全体の中のウルボスピネル (Fe_2TiO_4) のモル比.

地下の温度は、一般に深度とともに上昇するので、磁性岩体のキュリー点深度より深い部分は、磁気異常にほとんど寄与しない。従って、磁気異常から磁性岩体の底面深度が見積られれば、地下の温度情報を抽出できることになる。但し、その深度をどの温度に対応すると考えればよいかは、検討を要する。

2.2 探査理論

同じくポテンシャル量を扱う「重力探査」と比べて、「磁気探査」が少し分かりづらいたとすれば、それは通常よく測定される全磁力異常が、一つの磁性岩体に対して正負一対のダイポール型の異常として観測されるために、直感的に対応付けし難いことに起因する。本節では、磁気異常の理論式とこれらから導かれる諸量の分布について解説する。

2.2.1 磁気異常の理論式

磁気異常の理論式の展開は、クーロンの法則から出発する。

(1) クーロンの法則

距離 r だけ離れた位置にある 2つの点磁荷 c_1, c_2 の間に働くクーロン力 F は、

$$F = -k (c_1 c_2 / r^2) \quad (2.3)$$

で与えられる（負符号は斥力であることを示す）。ここに、 k は、CGS電磁単位系（以下 emu と記す）では 1、MKSA有理単位系（以下 MKSA と記す）では $(1/4\pi\mu_0)$ なる定数であり、 μ_0 は真空中の透磁率

$$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H/m} \quad (2.4)$$

である。

(2) 点磁気モーメントの磁気ポテンシャルと磁場

自然界には 独立の磁荷は存在せず、一般に 磁気ダイポールの分布を考察する必要がある。単一の点磁気ダイポールモーメント j （その方向の単位ベクトルを p とする）の場合を考えると、磁気ポテンシャル U_d は、

$$\begin{aligned} U_d &= -k j [p \cdot \nabla(1/r)] \\ &= k j (p \cdot r) / r^3 \end{aligned} \quad (2.5)$$

となる。したがって、これによる磁場は、

$$H_d = -\nabla U_d \quad (2.6)$$

(3) 磁性体の磁気ポテンシャル、磁場および全磁力異常

磁化強度 M 、磁化方向 p で一様に磁化した異常体がつくる磁場 H_a は、式(2.5)、(2.6) から類推されるように、次の体積分で得られるポテンシャル U_m の勾配として導かれる。

$$H_a = -\nabla U_m \quad (2.7)$$

$$U_m = -(1/4\pi) M \int [(p \cdot \nabla)(1/r)] dV \quad (2.8)$$

すなわち、

$$H_a = (1/4\pi) M f \quad (2.9)$$

$$f = \int [\nabla(p \cdot \nabla)(1/r)] dV \quad (2.10)$$

とかける。ここで、式(2.10) から知れるように、 f は無次元の量となり、幾何係数 (geometric factor) と呼ばれる。つまり、式(2.10) の計算では、任意の長さ単位を使用して構わない。また、異常体と観測位置の関係が立体的に相似であれば、そのスケールに関係なく等しい磁気異常が観測されることがわかる。

この異常磁場 H_a の特定の方向の成分は、 H_a とその方向の単位ベクトルとの内積で与えられるが、この異常磁場が大局的な地磁気に重畳したときに全磁力測定に現われる変化 すなわち全磁力異常 A は、 H_a の大きさが地磁気に比べて十分小さいとき、その地磁気方向 (その方向の単位ベクトルを e とする) の成分で与えられ、式(2.9), (2.10) と同様に、幾何係数 F を用いて、以下のように表現できる

$$A = (1/4\pi) M F \quad (2.11)$$

$$F = e \cdot f \\ = \int [(e \cdot \nabla)(p \cdot \nabla)(1/r)] dV \quad (2.12)$$

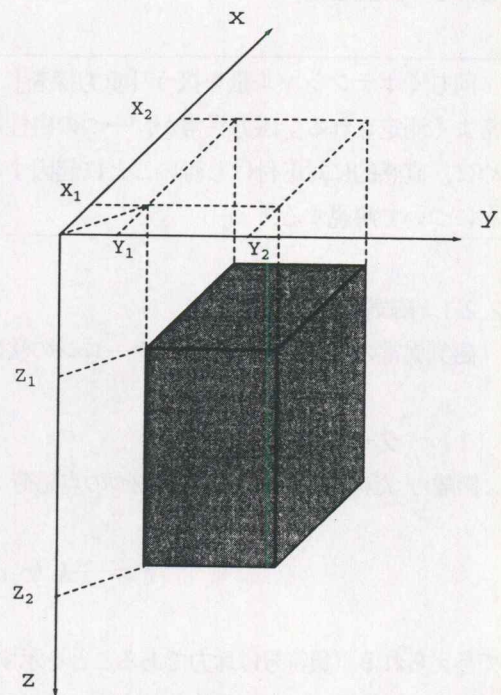


図2.11 プリズム (角柱) モデル

次に典型的なモデルの例として、プリズムモデル (角柱モデル, 図2.11) による全磁力異常の理論式を示す。この際、 z 軸が鉛直下方に向うデカルト座標系を考え、当該モデルの原点 ($x=y=z=0$) における全磁力異常を計算するための幾何係数 F の理論式を示す。ただし、

$$\left. \begin{aligned} R &= (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}, \\ r &= (x^2 + y^2)^{1/2}, \\ c_i &= e_i p_i \quad (i=x, y, z), \\ c_{ij} &= (e_i p_j + e_j p_i) / 2 \\ &((i, j) = (x, y), (y, z), (z, x)) \end{aligned} \right\} \quad (2.13)$$

であり、 (p_x, p_y, p_z) は磁化方向の方向余弦、 (e_x, e_y, e_z) は外部磁場の方向余弦である。

$$F = - [T(x, y, z)] \Big|_{x=x_1, y=y_1, z=z_1}^{x=x_2, y=y_2, z=z_2} \quad (2.14)$$

$$T(x, y, z) = c_{yz} \ln \frac{R-x}{R+x} + c_{zx} \ln \frac{R-y}{R+y} \\ - c_{xy} \ln(R+z) - c_x \arctan \frac{xy}{R^2 + Rz - y^2} \\ - c_y \arctan \frac{xy}{R^2 + Rz - x^2} + c_z \arctan \frac{xy}{Rz} \quad (2.15) \text{ (Bhattacharyya, 1964)}$$

(4) 磁気探査で扱う単位

磁性体の性質のうち、残留磁気は外から加えられる磁場に関係なく自発的に磁気ダイポールを形成するものであるが、誘導磁気は、磁場中におかれたときにその磁場に感応して誘導される。すなわち、透磁率 μ の磁性体が磁場 H の中におかれたとき、誘導磁化（磁気分極） J が生じ、磁性体内部の磁束密度（磁気誘導） B は、

$$B = \mu H \quad (2.16)$$

で表される。

ここに、emu では、磁化率を χ として、

$$\mu = 1 + 4\pi\chi \quad (2.17a)$$

$$J = \chi H \quad (2.17b)$$

$$B = H + 4\pi J \quad (2.17c)$$

であり、 B と J の単位はガウス (G, Γ)、 H の単位はエルステッド (Oe) が用いられる。 μ と χ の単位は、無次元である。なお、地球電磁気学では歴史的に、空気中（もしくは真空中）の磁場強度をそれに相当する磁束密度で表現して、ガウスを単位として用い、 10^{-5} ガウスをガンマ (γ) と呼んできた。

一方、今日の国際単位系 (SI) では、磁荷なる概念は存在せず、磁気ダイポールモーメントの規定もない。磁気ダイポールモーメントを生じさせるものは、微視的には環電流であり、その電流の流路がとり囲む面積と電流値との積として、磁気モーメントが規定される。磁気ダイポールモーメント j は、磁気モーメント m と本質的には同じものであり、

$$j = \mu_0 m \quad (2.18)$$

の関係で結ばれる。同様に、単位体積あたりの磁気モーメントを示す磁化 M は、単位体積あたりの磁気ダイポールモーメントを示す磁気分極 J と区別され、

$$J = \mu_0 M \quad (2.19)$$

である。このとき、透磁率 μ ・磁化率 κ との関係式は、

$$\mu = \mu_0 (1 + \kappa) \quad (2.20a)$$

$$M = \kappa H \quad (2.20b)$$

$$B = \mu_0 (H + M) \quad (2.20c)$$

となる。 B と J の単位はテスラ (T)、 H と M の単位は A/m、 μ の単位は H/m が用いられ、 κ は無次元である。但し、テスラは、SI になって初めて固有名称をもつ SI 組立単位として登場したが、その定義が Wb/m² である。

磁気探査での理論は基本的に emu (CGS 電磁単位系) によって組み立てられてきたため、今日の国際単位系 (SI) とは相容れない部分が存在する。諸量の emu 単位系と SI 単位系との関係は表 2.1 に示される。

表 2.1 emu 単位系と SI 単位系との単位の関係

単位系等	磁化率	磁化	磁気異常
emu (CGS 電磁単位)	無次元	emu/cm ³	ガンマ (γ , 10^{-5} G (ガウス))
SI	無次元	A/m	ナノテスラ (nT, 10^{-9} T (テスラ))
emu から SI への変換	$\times 4\pi$	$\times 10^3$	ガンマをナノテスラと読み替える

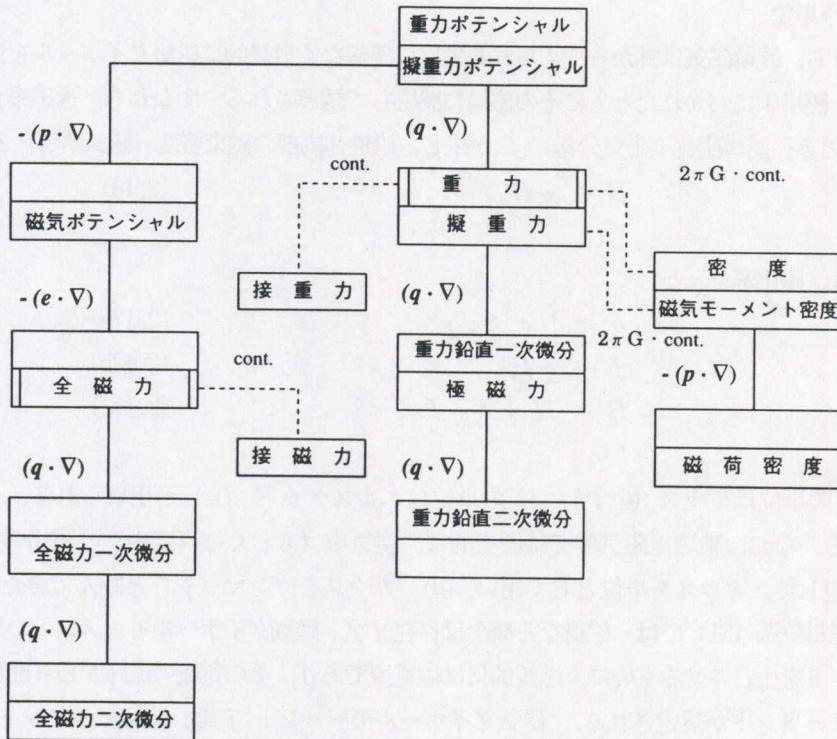


図 2.12 磁気異常・重力異常から導かれる諸量 (加藤, 1978)

2.2.2 磁気異常・重力異常から導かれる諸量

磁気異常は、重力異常と理論的には密接な関係にあり、同一岩体による重力ポテンシャル ϕ_g と磁気ポテンシャル U_m との間には、岩体の密度を ρ 、万有引力定数を G 、岩体の磁化強度を M 、磁化方向の単位ベクトルを p とすると、

$$U_m = -(M/4\pi G\rho) [p \cdot \nabla \phi_g] \quad (2.21)$$

なる Poisson (ポアソン) の関係式が導かれる。この関係と、空間微分・積分操作の物理的な意味を示したものが図 2.12 である。この図では、直下方向は鉛直方向への微分 ($q \cdot \nabla$)、斜め下方向は磁化方向への微分 ($p \cdot \nabla$) または地球磁場方向への微分 ($e \cdot \nabla$) を示している。このポアソンの関係式から擬重力、極磁力等の諸量が導かれる (加藤, 1987)。

ここで、擬重力異常 G_p および極磁力異常 R_p は、重力における重力ポテンシャルと同様に考えて ($M = G\rho$)、擬重力ポテンシャル ϕ_{pg} から、鉛直方向の単位ベクトルを q とすると

$$G_p = [q \cdot \nabla \phi_{pg}] \quad (2.22)$$

$$R_p = [q \cdot \nabla G_p] \quad (2.23)$$

によって導かれる。

一方、磁気ポテンシャル U_m および全磁力異常 A は、次式で表せる。

$$U_m = - [p \cdot \nabla \phi_{pg}] \quad (2.24)$$

$$A = - [e \cdot \nabla U_m] \quad (2.25)$$

すなわち、擬重力ポテンシャルは全磁力を地球磁場方向と磁化ベクトル方向に積分したものであり、これを鉛直下方に 1 階微分したものが擬重力、2 階微分したものが極磁力に相当する (図 2.12)。

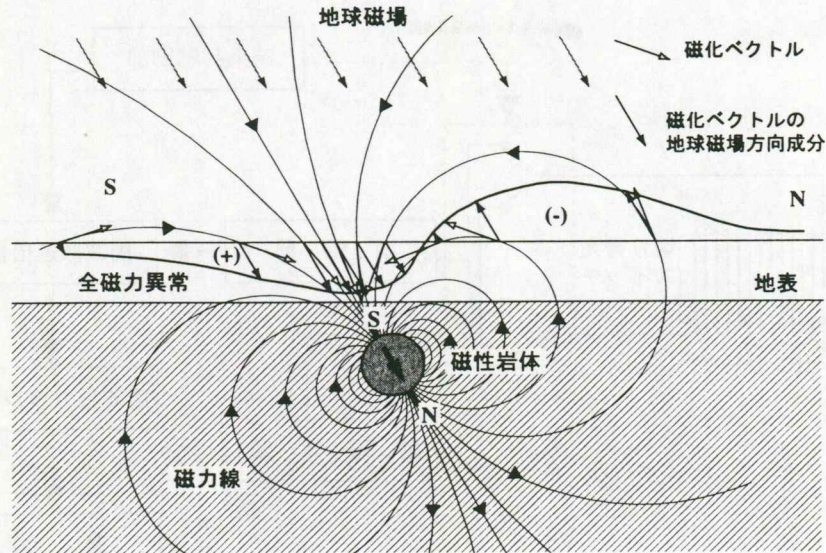


図 2.13 全磁力異常の模式図

北半球の中緯度地方において、磁性岩体の誘導磁化成分による全磁力異常を地表付近で測定した場合を示す。地球磁場方向の値を正とするため、南が正、北が負のダイポール型磁気異常を示す。

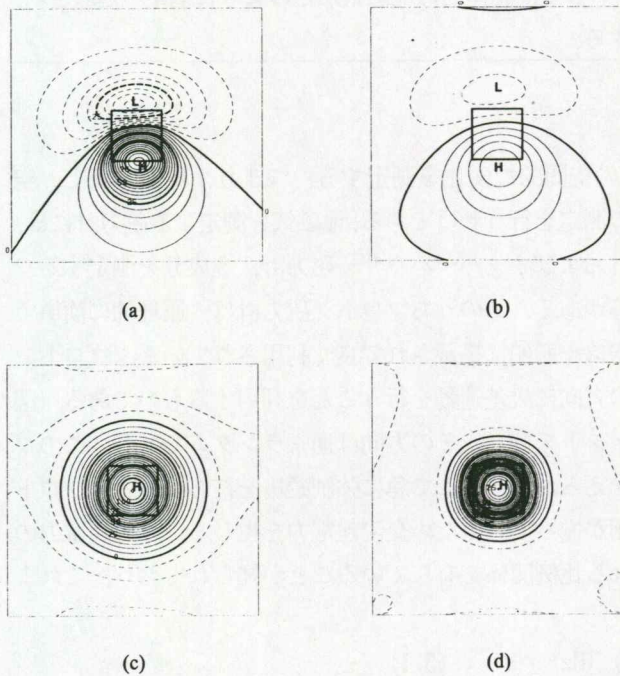


図 2.14 磁気異常から導かれる諸量の例

10km×10km の範囲の中心に、幅が 2km×2km、厚さ 1km、磁化強度が 1A/m のプリズム (角柱) モデルが、観測面の 1km 下方にあるときの、

- (a) 全磁力異常 (コンター間隔: 5nT)
- (b) (a) の 1km 上方への上方接続 ((a) 参照)
- (c) 擬重力異常 (コンター間隔: $5 \times 10^3 \text{ nT} \cdot \text{m}$)
- (d) 極磁力異常 ((a) 参照)

なお、よく知られているように、単純な形状のソースによる中緯度での全磁力異常は一般にダイポール型を示すが、それは、磁化方向・地球磁場方向が斜めを向いていることによる (図 2.13)。そのため、描かれた全磁力異常図を定性的に解釈する上で、やや困難をとまなう。この困難を解消するために、重力異常と同様にソース直上に異常のピークをもつ形に変換する操作として、極磁力変換 (reduction to the pole) がある (図 2.14(d))。この操作は、磁化強度は保存しつつ、磁化方向・地球磁場方向の双方ともが鉛直下方を向いた場合に期待される全磁力異常 (=鉛直分力異常) を計算するものであり、近年とくによく用いられるようになった。この変換には、一般的には未知の磁化の方向を与える必要があり、場合によっては観測結果を歪ませることになるが、さらに定量解析をすすめる場合にも、その理論的な対称性が有用な場合がある。

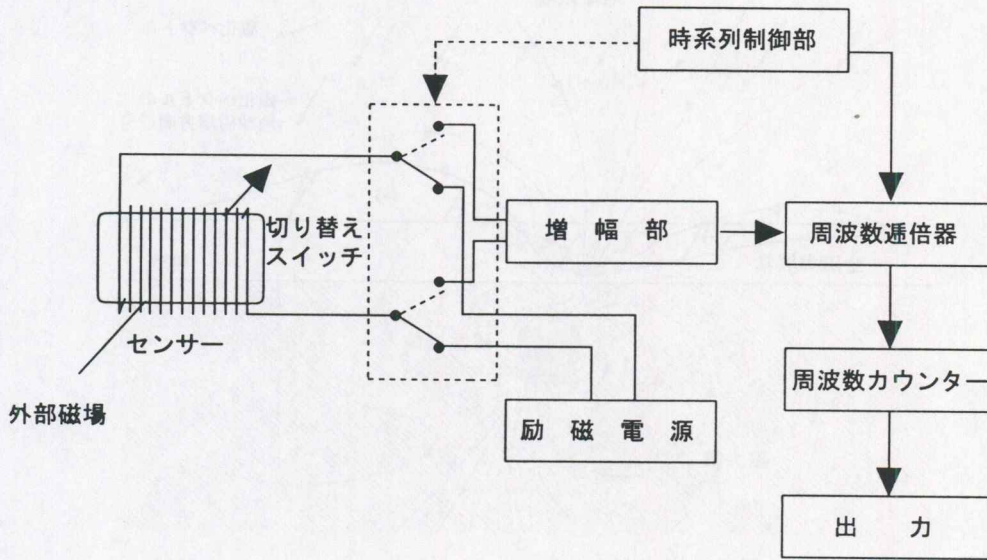


図3.1 プロトン磁力計の構成

3. データ測定・処理

前章では、磁気探査の理論的背景について説明した。本章では具体的に地磁気がどのように測定・処理され、解析対象の「磁気異常」が編集されるかについて解説する。

3.1 探査装置

磁気探査では、多くの場合地磁気の強さ（全磁力）の空間的な変化を測定する。つまり、地上、海上、空中および宇宙などにおいて場所を変えて地磁気の強さの測定を行うわけである。地磁気を測定する磁力計には、全磁力を測定するプロトン磁力計、光ポンピング磁力計およびオーバーハウザー磁力計、3成分を測定するフラックスゲート磁力計および量子干渉磁力計(SQUID)等がある。このうちプロトン磁力計は、原理的に簡単にセンサーが多少動揺しても測定が可能なることから、航空機や船舶に搭載されて良く利用されている。プロトン磁力計の原理は、プロトン（水素原子核）が外部磁場の方向に歳差運動を行うことを利用するものである（図3.1）。すなわち、プロトンはスピンのために磁気モーメントを持ち、その方向は通常ランダムである。このプロトンに強制磁場を加えると、その方向にスピン軸は揃えられる。ここで急に強制磁場を打ち切ると、プロトンは外部磁場（地球磁場）方向に歳差運動を始め、位相が揃っているため交流起電力を生じる。この起電力の周波数は外部磁場の強さ（全磁力、 B ）と次式で表される比例関係を有していることが知られており、これより測定したい地球磁場の全磁力が求められる。

$$f = \gamma \cdot B \cdot (1/2\pi) \text{ (Hz)} \quad (3.1)$$

γ はプロトンの磁気回転比と呼ばれる物理常数であり、 $0.26751927 \times 10^9 \text{ s}^{-1}\text{T}^{-1}$ である。

3.2 データ測定・処理の概要

磁気探査では、地磁気の測定は場所を変え行われる。その際、効率を考え測線上に高密度に測定が行われることが多い。測線間隔と交差測線を適切に配置することにより結果的に2次元的な調査が行える。この際位置の測定は地磁気の測定と同様に非常に重要であり、とくに最近実施されるようになった高分解能空中磁気探査は人工衛星を用いたGPS (Global Positioning System) による位置標定技術の確立により初めて実用化されたものである。

測定データには、位置と時間変化（日変化および永年変化分）に係わる成分が含まれているため、通常時間変化成分は処理の過程で除去される（図3.2）。地磁気の日変化は探査地域の最寄りに地磁気観測所がない場合、臨時の観測点を設け測定するのが普通である。ただし、日変化成分は、地磁気の静穏日であれば高々数10 nTであるので、対象とする磁気異常が数百 nT を越えるような場合無視されることもある。また、海上磁気探査では、通常海域では日変化を測定する手だてがないので、日変化補正は施されない。

日変化補正されたデータは、測定位置が厳密に決められる。これを位置標定と呼ぶ。地上磁気探査では精密な地形図上への位置のプロットや場合によっては測量を行うこともあるが、地形図と巻き尺を使った簡易測量を行う場合もある。航空機や船舶を用いた調査では、電子計器による位置計測が行われ、以前はロランなどの電波航法データを利用していたが精度が高々数百 m であり、最近では GPS による位置計測が主流となっている。GPS による測位も様々な方法があるが、最近高分解能空中磁気探査で利用される「キネマティック測位」では固定点と移動点（航空機）との相対位置を数 cm オーダで決められる。

次に前述の国際標準地球磁場（広義の IGRF）が計算され、測定データから除かれる。この際、IGRF に地磁気の日変化成分も含まれているので、同時に除去される。以上の処理過程を経たデータを「磁力異常」と呼び、地磁気データとして全磁力を測定した場合は「全磁力異常」と呼ぶ。以後特に断らない限り、「磁気異常」を「全磁力異常」の意味で用いる。

次に具体的なデータ測定・処理の例として地上磁気探査と空中磁気探査の場合について述べる。

3.3 地上磁気探査

地上磁気探査は、地下浅部をターゲットとし、水平分解能が数m程度のターゲットが絞られた精密調査に優れている。ヘリコプターなどを含む航空機による探査では、このような詳細なスケールの調査を行うのは困難である。地上磁気探査が優れている点は、必要な人員・機材・時間等が格段に少なくすむこと、探査計画の変更が容易で現場状況に応じた柔軟性のある調査ができることである。短所は、数10km以上の広い地域の調査には適していないこと、地形が急峻な地域や湖沼・河川などの障害に規制されることなどがあげられる。また、深部構造を対象とする調査には向いていない。

3.3.1 使用する機材

1) 携帯型磁力計

地上磁気探査では、持ち運び容易で操作の簡単な携帯型プロトン磁力計（図3.3）がよく用いられる。この磁力計の電源としては、重さで1kg程度の乾電池もしくは蓄電池が用いられ、1日（数時間）の探査は十分にもつ。また、内蔵メモリに測定時刻と全磁力値などを記録することができるようになってきているものが多く、本体重量は、電池を含めて3kg程度である。センサーは、アルミなどの非磁性のポールの先に取り付け、地面から2~3mの高さに保つことにより、磁力計本体部によるノイズや地表付近の不均質の影響から逃れるようにする（図3.4）。1測点

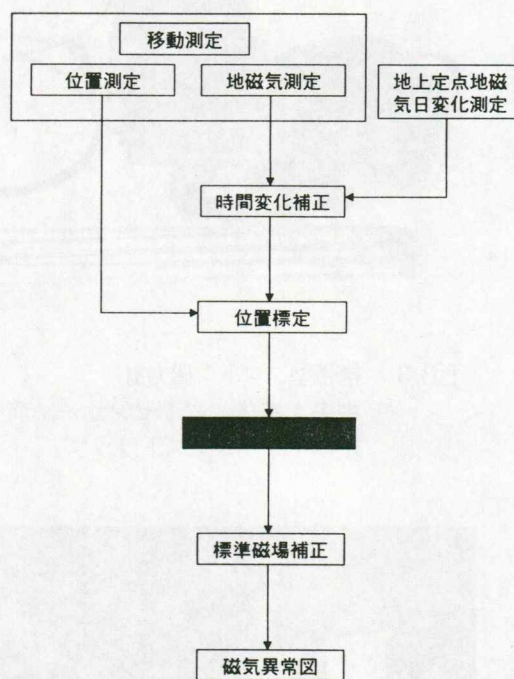


図3.2 磁気異常分布を求める手順

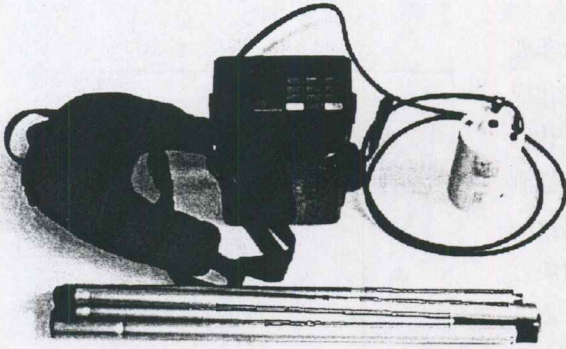


図3.3 携帯型プロトン磁力計
中央：本体，右：センサー，前：ポール，
左：キャリングストラップ

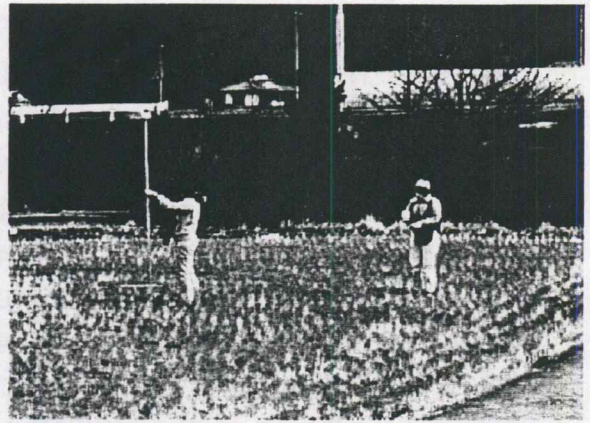


図3.4 地上磁気探査の実施例
調査は最低3人程度の人員を要する。

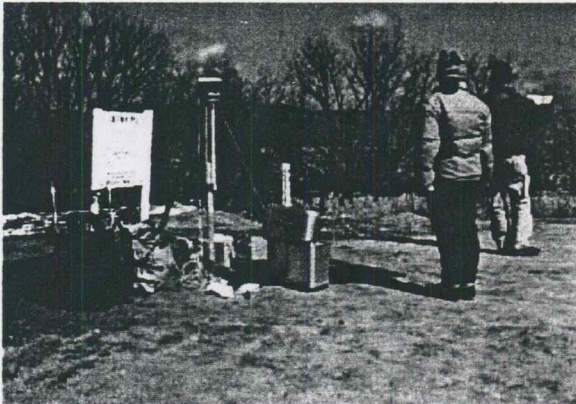


図3.5 GPS受信装置を用いた測位例
兵庫県西宮市甲山山頂。

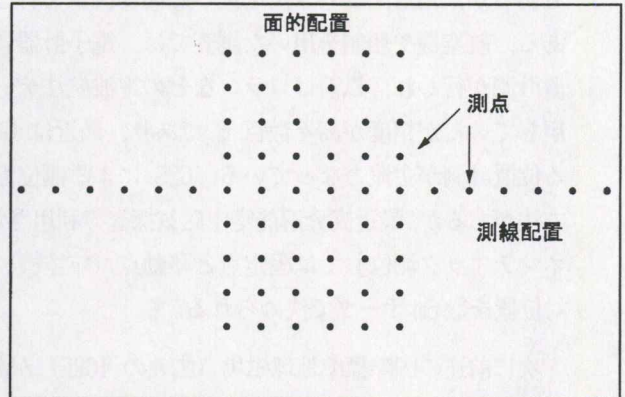


図3.6 測点配置の概念図
測線配置は、概差に、面的配置は精査に向いている。

での測定は数秒程度で終了するが、地磁気の時間変化を固定点でモニターするために別の磁力計が1台あった方がよい。

2) 位置計測

測点間隔や利用可能な地形図の状況によっては、測点位置を地形図上に記録することで足りる場合もあるが、天空が見通せる開けた地域の調査では、GPSを用いたRTK (Real Time Kinematic) 測位で測点位置を簡便かつ十分な精度で計測することができる(図3.5)。また、見通しの悪い地域でも、コンパスと巻尺(または検縄)などを用いた簡易測量を注意深く行えば十分であろう。測量にあたっては、主要な測点位置に目印となる杭や鋸を設置するとよい。

3.3.2 調査計画と測定作業

調査地域が決定されたら、その周辺の概略の環境を把握する。例えば、鉄道・工場・主要幹線道路などは磁場測定に人工ノイズをもたらすことが多い。日本国内においては人工的な磁気ノイズが卓越しており、とくに直流電化された鉄道の影響には、注意が必要である。また、大電流(交流)の流れている送電線の近傍では、磁力計自体が正常に動作しない場合もある。電流量にもよるが、最低100 m 以上は離れる必要がある。また、測点位置の測定方法を決めるため、GPS が使用可能かどうか、地形と植生の状況がどうかなどを調べる。

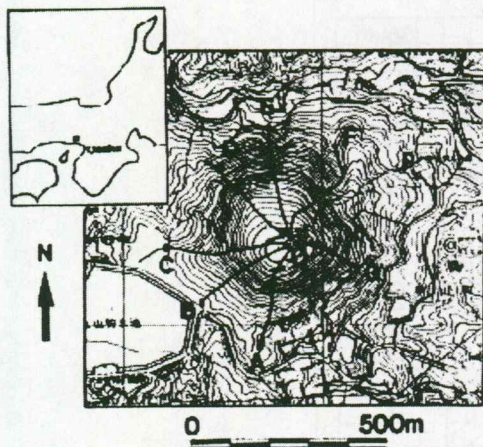


図3.7 兵庫県西宮市甲山における地上磁気探査の測線図 (牧野ほか, 1997)
山頂から各方向に7本の測線を配置した。

それらの情報を総合して、探査の目的とする対象を絞りこみ、具体的な測点配置を計画する。また、最終的な磁気異常解析を想定しながら、必要な測位精度を決めて必要な人員を判断する。位置測量と磁気測定の間を効率的に行うには、最低3人の作業員が必要である。

測点配置には、測線調査方式と面的調査方式が考えられる(図3.6)。前者は、測線に交差する方向へ構造が比較的一様であると期待される場合に効果的で、測線に沿っては短い間隔(例えば2~5m間隔)で磁場測定を行う。面的調査では、個々の測点相互の間隔がなるべく均等になるように測点を配置するが、予め格子状に仮設定した測点位置を実地状況に応じて微修正する形で決めるのが実用的である。

当初の調査計画を立てたら、実地の磁気探査を予察的に行う。その結果から磁気異常の出現状況を把握し、探査条件や測点計画を検討する。とくに探査対象の磁気異常と磁気ノイズとの振幅比(S/N比)をもとに、調査方法を工夫する必要がある。また、種々の磁気ノイズが何らかの方法で除去可能かどうかの検討も大切である。

予察調査を経て実施方針が決定されれば、使用機材を用いてなるべく効率的に測定を実施するのみであるが、測点近傍の磁気ノイズのソースとなりそうなものの状況を野帳に記録しておくことも重要である。また、磁場測定値の状況から思わぬ埋設物の存在が判明する場合もあるので、それらのメモは測定データの解析の上で欠かせない。

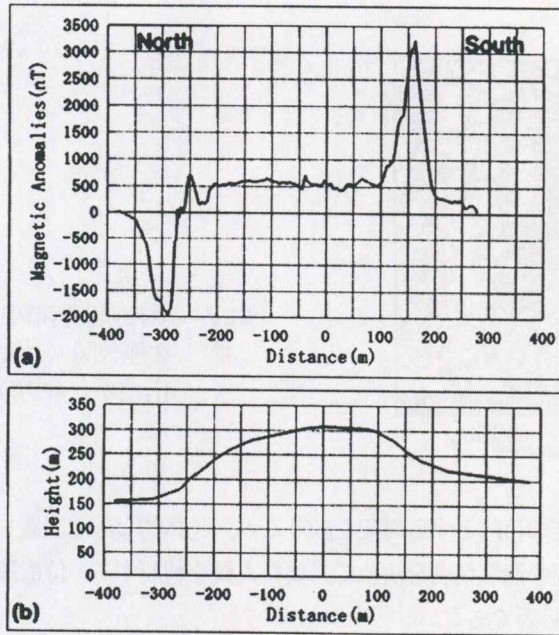
3.3.3 データ処理

地上磁気探査におけるデータ処理は、空中探査や海上探査の場合と基本的に変わるところはない。しかし、磁気異常分布図の作成を必要としない場合も多く、簡易なデータ処理で必要な情報を抽出するのが一般的である。地上磁気探査では、ある程度の磁気ノイズが避けられないので、磁気異常信号の振幅が十分に大きいものが、探査対象とされる傾向にあり、定点モニターによる日変化(時間変動磁場)補正が必要ない場合もある。また、一般に調査地も狭いので、標準磁場としてIGRFを計算する必要はあまりなく、傾向面除去程度で十分である。

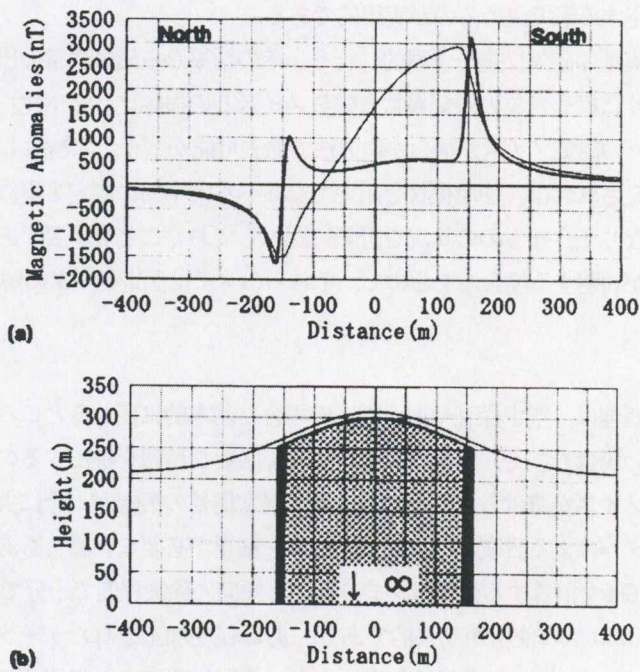
データ処理にあたっては、パソコンの使用が効果的であり、ある程度加工されたデータができれば、市販の表計算ソフトで磁気異常プロファイルの作成等ができる。また、使用する磁力計に専用の磁気探査処理ソフトが付属していることも多く、簡単に磁気異常マップの作成や構造解析ができるものもある。

3.3.4 調査事例

火山での調査事例を示す。牧野ほか(1997)は、火山の火道にあたる火山岩頸が浸食から残されたと考えられている西宮市の甲山において磁気構造調査を行った。調査方法は、山頂から放射状に設定された測線に沿った測線調査である(図3.7)。合わせて7本の測線について2.5mないし5mの間隔で全磁力測定を行っている。その結果、各測線とも山の中腹の幅数10mの狭い範囲で、振幅500~3,000nTの特徴的な磁気異常を検出した(図3.8)。そして、モデル計算との対比から、火道境界部の中空の円筒状の部分がとくに強く磁化されていることを明らかにした。



(A)



(B)

図3.8 兵庫県西宮市甲山における地上磁気探査の結果
 (A) 全磁力異常の例 (南北プロファイル) (牧野ほか, 1997)
 (a) 全磁力異常, (b) 地形標高
 (B) 解析結果の例 ((A)と同じプロファイル位置)
 (a) 計算全磁力異常, (b) 磁氣的構造モデル



図3.9 空中磁気探査用セスナ404型機
(中日本航空(株)所有)
機体後部の突起物は、スティンガーと呼ばれる。

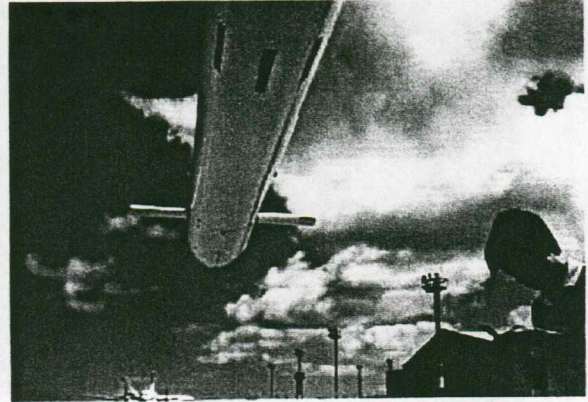


図3.10 スティンガー
スティンガー内部には、センサー、プリアンプ等が収納されており、その末端付近には機体磁気補償に使われるパーマロイを収納するフィンが左右についている。

3.4 空中磁気探査

3.4.1 磁気探査用航空機

空中磁気探査では、広大な地域の調査が、陸上・水上の別なく、人跡未踏のジャングルであっても、迅速に行える。同時に、地表付近の局所的な人工あるいは表層地質のノイズソースから離れて探査が行え、より深い地質構造を検出するのに向いている。水域や平野・準平原のような地形の穏やかな地域の調査には、固定翼の飛行機で調査できるが、山岳地で希望する飛行高度が凹凸に富むこととなる場合は、ヘリコプターが用いられる。

空中探査においては、船舶の場合と同様に航行しながらの測定であり、磁力計センサーの姿勢を正確に制御することは難しい。そのため、センサーの揺動にかかわらず全磁力の正確な測定が行えるプロトン磁力計(または光ポンピング磁力計)が多く用いられる。飛行速度の早さが、調査能率に反映するが、同時に、磁力計の測定周期も高速を要求される。プロトン磁力計の場合、センサー中の液体として水を使うと緩和時間が長く適当でないため、ケロシン等の炭化水素類が用いられ、計測回路にも高倍率周波数でい倍器や同期励磁などの各種の工夫がなされる。

なお、空中探査における磁場成分測定を試みないわけではないが、全磁力測定に比べて精度が大幅に劣るため、地下構造探査にはほとんど用いられない。

飛行機(固定翼機)への磁力計センサーの設置方法としては、バードと呼ぶ非磁性の容器に収納して曳航する方法もあるが、バード曳航時の飛行速度の制約や安全性の危惧のため、今日では機体の尾部または翼端に設けられた突起部(スティンガーと呼ぶ)にセンサーを収納するのが一般的である(図3.9, 3.10 参照)。一方、ヘリコプターでの磁気探査では、空中電磁探査と同時に測定するシステムが、実用に供されてきたこともあって、バード方式の測定が多く行われているが、近年では、ヘリコプターのスキッド(そり)の部分からブームを機首方向へのばし、その先端にセンサーを設置するスティンガー方式もとられている(図3.11)。固定翼・回転翼とも、バード方式の場合は、危険回避のため飛行の区域などに制約を受けるが、スティンガー方式ではより自由な飛行が可能である。

空中磁気探査においても、傾度測定の使用がかなり普及しており、空中グラジオメータの用語は、空中磁気傾度計の代名詞になっている。磁気傾度測定の特徴は、

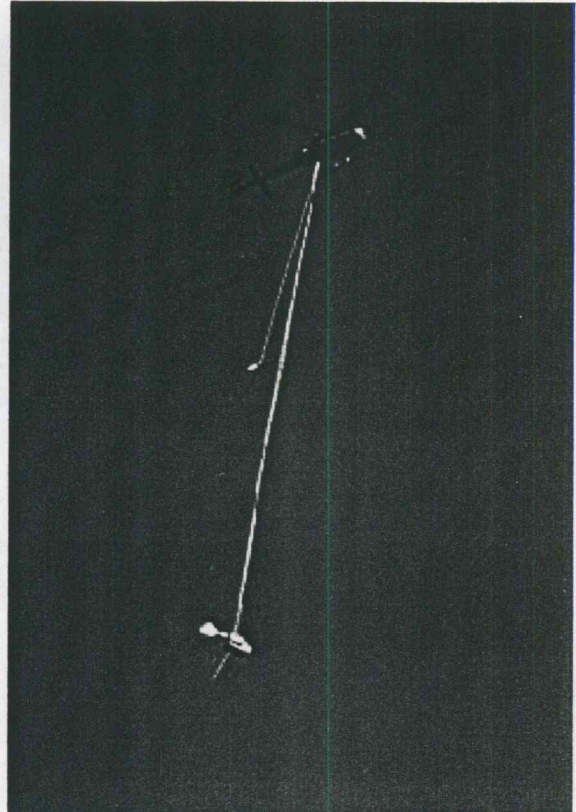


上↑

図3.11 スティンガー方式の空中磁気探査用ヘリコプター (中日本航空(株)所有)

右→

図3.12 バード方式の空中磁気探査用ヘリコプター (中日本航空(株)所有)
機体下部に、上下に2個のセンサーが取り付けられている。



- ① 定点での時間変動磁場観測を必要としないため、
- ② 地磁気擾乱の卓越する磁気的高緯度地方や外洋の探査に有効であること、
- ③ 相対的に浅部の構造により敏感であること

である。グラジオメータでは、どの方向の傾度を検出するかによって、Vertical, Longitudinal, Transverse の3種類が考えられる。

バード方式のヘリコプターでは、曳航ケーブルの途中にもセンサーを取り付けるだけで容易に鉛直傾度計が構成できる(図3.12)。この方式の利点は、二つのセンサーの距離をとることが比較的容易なことであるが、一般にヘリコプターでは、下側のセンサーの高度はかなり低くとられるので、傾度計というよりは2高度測定と扱った方が適当な場合も多い。

3.4.2 機体磁気補償

機体の近くに設置された磁力計センサーに対しては、機体が発する磁気の影響を除去するための装備が必要となる。機体磁気の影響には、岩石磁気の残留磁気と誘導磁気に相当する永久磁気成分と誘導磁気成分があり、さらに、導体を貫く磁束が変化したときに導体中に流れる渦電流の影響およびその他の磁気物質の移動や機体内電流の影響がある。しかし一般に、探査飛行中は急激な機体姿勢の変化は避けるようにしており、測定に影響を及ぼす電源類の投入切断は行わないので、永久磁気成分と誘導磁気成分の機体磁気補償を行えばよい。

機体磁気補償には、機体磁気の影響を打ち消すために、さらに人工的磁場をセンサー付近に発生させる方法と、機体の姿勢に対するレスポンスを予め測定しておき、探査中の機体の姿勢データを記録して、あとから補正計算を行う方法とがある。前者の場合に、通常用いられる装備は、3軸コイルとパーマロイ片である。永久磁気成分は、センサーに対しては機体に固定した座標系で一定のベクトル磁場であり、これと逆の人工磁場を3軸コイルシステムで加えることによって、誘導磁気成分は、センサーからみて直交する方向にあるものの誘導磁気の影響が互いに打消しあうことを利用して、パーマロイ片の設置位置の調整によって補償される(中塚ほか, 1976)。

3.4.3 空中磁気探査のデータ処理

空中磁気探査は図3.13のようなハードウェアシステムからなり、一定地域をカバーするデータからは、空中磁気図が作成される(図3.2参照)。このデータ処理の過程には、多くの単純作業の繰返しが含まれ、コンピュータを利用した自動処理が行われる。図3.14に、従来より地質調査所の海域探査の場合に用いられてきた具体的なデータ処理の流れ(中塚, 1984)を例示する。このソフトウェアは、多数の個別のプログラムの集合体であり、処理は各段階での処理結果を確認しながら進めらる。

なお、空中磁気図が作成された後のデータ解析処理としては、画一的なもの存在せず、調査の目的に応じて多様なものが用いられる。いくつかの典型的な例については、後節で扱われる。

1) データ編集と日変化補正

機上測定から得られた磁気媒体の記録は、収録データ検査ののち、1つのファイルに編集される。次に、定点観測データを用いて時間変動磁場に対する補正(日変化補正と称される)を行いつつ、測線毎のデータファイルが作成される。

2) 電波航法による位置標定

次の段階では、使用した航法電波の送信局の位置情報を用いて、航法データから適当な座標系(一般的には、UTM座標系など)での位置を計算する。この際、電波航法データは気象条件などによる系統的な誤差を含むので、陸域飛行時の対地映像標定結果との比較を行い、その誤差を補正する。

旧来は、DECCA, LORAN-Cなどの航法装置が用いられたので、この系統誤差の補正は重要な処理であった。近年は、航法装置がGPSにおきかわり、ディファレンシャル処理などの精度の高い位置標定が可能になった。そのため対地映像標定は、GPSデータに異常がないことの確認に用いる程度となっている。

3) 交点コントロール

以上の処理の後、主測線と交差測線との交点において両磁力値の比較を行う(交点数値計算と呼ぶ)。理想的には両磁力値は一致するが、現実には位置測定誤差・機体磁気ノイズ残留分および地上定点と探査区域の間の時間変動磁場の相違などのため、差を生ずる。位置測定精度が相対的に劣っていることが明かな場合には、マグネティックコントロールと称して交点で磁力値が一致するように航跡の移動が行われた。一般には、各種資料から差を生じた原因を推定し、磁力値・位置のいずれか(またはその双方)に推定原因に応じた補正を加える。近年は、GPSにより位置標定精度が格段に向上したため、位置を修正する必要はほとんどない。

この処理は、探査飛行が海拔高度一定で行われた場合にのみ有効である。凹凸のある地形に沿った飛行では、一般に両測線の交点といえども、高度差があつて3次元的には交点にならない場合が多く、単純な処理は行えない。

4) 残差計算と磁気図図化

交点コントロールを終えると、ただちに磁気図を描くこともできるが、傾向面の除去のため、標準的にIGRF残差を計算する。コンピュータによる図化のためには、十分細かい格子点データが必要であり、2次元の補間計算を行う。補間の方法には各種のものが考えられ、スプライン関数のあてはめ(Bhattacharyya, 1969)や曲面の曲率を最小にする方法(Briggs, 1974)がよく知られているが、空中磁気探査などでは、測線に沿ってはほぼ連続測定とみなせ、それに交差する方向には離散的である点に配慮が必要である。測線位置を明示して磁気異常分布を描く空中磁気図では、測線上では原データを忠実に保存し、不自然でなく滑らかなコンター図の得られるものが望ましい。

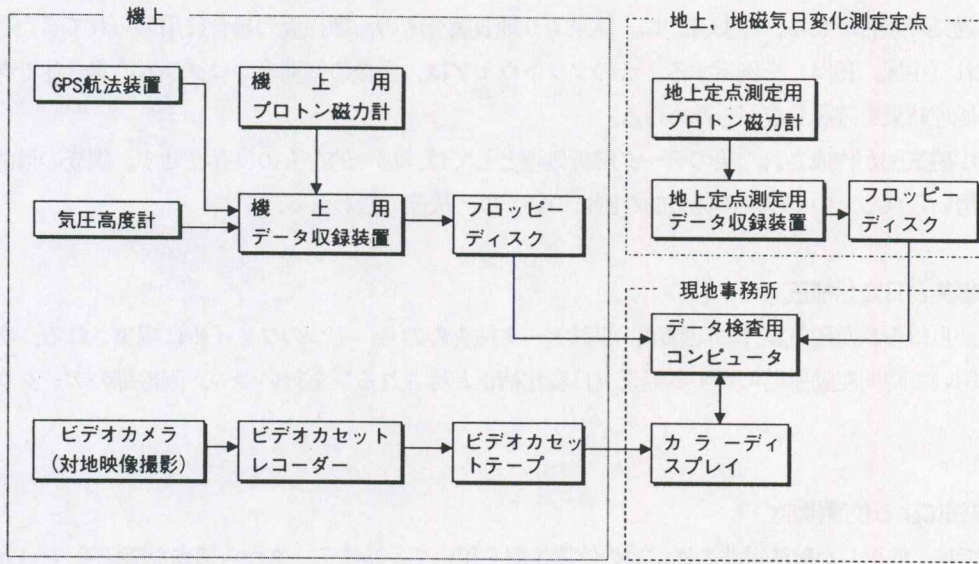


図3.13 地質調査所における空中磁気探査ハードウェアシステム

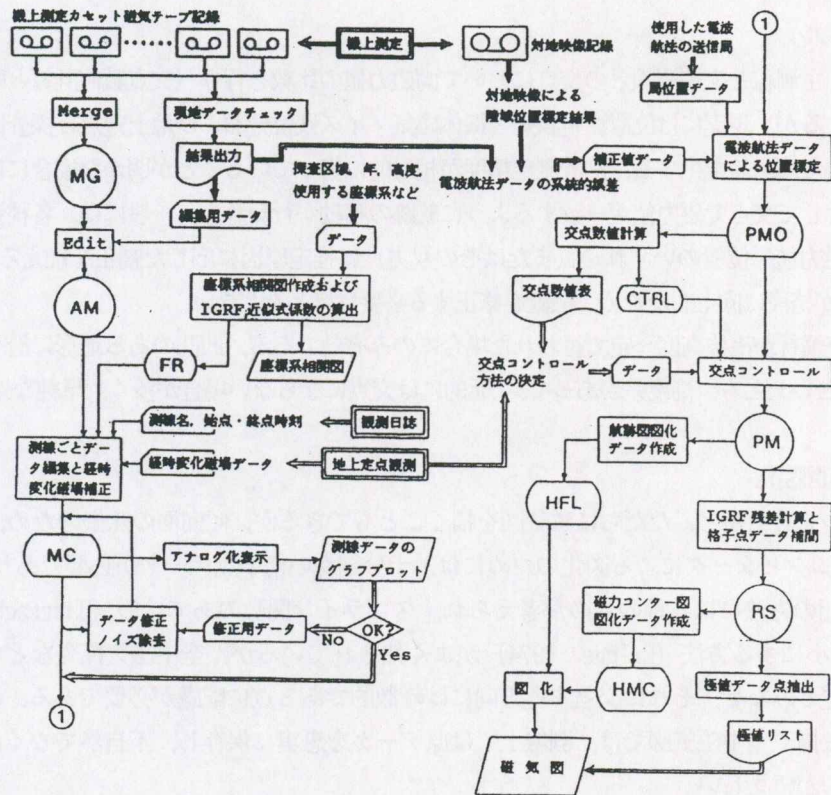


図3.14 地質調査所における空中磁気探査のデータ処理 (中塚, 1984)

表4.1 磁気異常の解析法

定性解析法 (各種フィルター計算)	定量解析法
1. 接続フィルター a) 上方接続 b) 下方接続 2. 微分フィルター a) 鉛直一次微分 b) 鉛直二次微分 c) 水平一次微分 d) 水平二次微分 3. 擬重力フィルター 4. 極磁力フィルター 5. 波数フィルター a) ハイカットフィルター b) ローカットフィルター c) 方向フィルター 6. 陰影図	I. フォワード計算 (順解析) によるもの (1) 構造を求める解析法 a) 理論異常計算による曲線照合法 II. インバージョン (逆解析) によるもの 順解析であっても、未知数の決定を自動的に行うものを含む。 (1) 磁性を求める解析法 a) 磁化強度マッピング b) Talwani の方法 海山の残留磁化 (古地磁気) の方向を求め VGP (Virtual Geomagnetic Pole) を推定する。 (2) 構造を求める解析法 a) 図式解析法 磁気異常の形態の特性値と、対応する磁性岩体の構造に関する変数との間にある関係から、それらの変数を求める解析法。 b) 非線形最小二乗法を用いた曲線照合法 c) 層構造モデルによる境界面深度のインバージョン d) スペクトル解析 周波数領域での磁性岩体の頂部・底面深度解析

4. データ解析・解釈

磁気異常から、何らかのモデルに基づいて地下の磁性体の空間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、それをもとに他の地質的あるいは地球物理的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ぶが、解析と解釈とを明確に区分することは難しい。数学的には正しく物理的には実態からかけ離れた解析処理や、理論的背景なしに地下構造を論ずる解釈に陥ることなく、道理に沿った説得力ある議論に基づいて解析・解釈を進めることが重要である。

4.1 定性解析と定量解析

磁気異常の解析方法には、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るが、大きくは定性解析と定量解析とに分けられる (表4.1)。

1) 定性解析

定性解析とは、観測された磁気異常分布またはそれに各種のフィルタ操作を施したもものから、磁気異常源の岩体等の分布範囲・伸長方向・概略の深度・磁化の強さの程度などを抽出しようとするものである。現実には、典型的なモデルに対する理論的な磁気異常とその特徴を念頭におきつつ、観測磁気異常との類似性から判断を加えることになる。

フィルタ操作としては、上方・下方接続、微分演算 (水平1次微分、鉛直2次微分ほか)、擬重力変換、極磁力変換、波長帯選択等があり、そのうちで、同じポテンシャル量である重力異常と比べて磁気異常に特徴的なものとして、擬重力・極磁力変換フィルターがある (図2.14参照)。

これらのフィルタ操作は、周波数領域で行われることが多いが、その場合、有限範囲の観測データを周期関数とみなすこととなるので、それによる弊害を正しく認識する必要がある (大熊ほか, 1989)。

定性解析においては、磁気異常もしくはフィルタ結果の分布を陰影図を用いて表現することが有用な場合も多い。陰影図表現については、後でもう少し立ち入って述べる。

2) 定量解析

磁気異常分布に何らかの数学的なモデルをあてはめ、磁性体の形状・位置・深度・磁化などを定量的に把握するため、多くの手法が提案され色々なフィールドに適用がはかられている。古典的な方法としては、磁気異常パターンの特徴的な値を抽出して、その値から初等的な計算で深度等を求める特性点法があり、ごく一般的な方法としては、地下構造モデルを設定して、モデルによる理論的な磁気異常パターンと実測データとの比較からモデルパラメータを決定する逆解析の手法がある。

逆解析では、解析モデルのパラメータを変化させたときの理論磁気異常の変化をもとに、観測磁気異常を最もよく再現するパラメータの組を求める。コンピュータの普及により、その最適モデルを最小自乗法などの数学的手法で求める自動解析法が発展した（例えば、Johnson, 1969; 津・小川, 1973）。この種の解析で比較的古くから用いられているモデルは、単一の角柱や単一の岩脈のような単純な形状のものであり、解析にかけるデータとしては、孤立異常と考えてよいように磁気異常の正負のピーク付近を通る断面プロファイルが用いられた。近年では、コンピュータの進歩によって、より複雑なモデルや調査区域全域を一挙に扱うモデルの採用も可能になっており、磁化強度マッピングなどの解析法が一般化してきた。

特性点法・逆解析と並んで活用される解析技法に、磁気異常分布のパワースペクトルを用いる方法がある。この方法の基礎には、上下面の深さは一定で水平方向には多くの磁性体がランダムに分布する場合の磁気異常が、特徴的なパワースペクトルを示すことにある。

前述のように、解析・解釈の方法には限りがなく、それを網羅することは不可能であるので、ここでは、考え方の異なるいくつかの定量解析手法をとりあげ、若干の説明とその実例を示すこととする。

4.2 陰影図とカラーコンター図

近年のコンピュータ周辺技術の進展により、異常分布の視覚的表現が多様な形で行われるようになった。従来からの線画のコンターにかえて、カラーコンター図と称される多段階カラースケール（段彩）による表現が多用されている。カラーコンター図では、大局的な異常の高低の分布が容易に読み取れるようになったが、一方で、線画ではコンターの歪として見えていたより細かな情報がわかりにくくなるという面もある。

視覚的表現の別の例として、陰影図表現がある。陰影図は、カラーコンター図とは対照的に、広域的なデータの分布に埋もれてしまう傾向にある局所的な変化の特徴を抽出するのに適しており、とくに光源方向と直交する方向にのびる線状の分布を抽出するのに有効である。

磁気異常陰影図は、磁気異常値を高さと考えたときに磁気異常分布が表現する曲面を、グレイスケールによる陰影で表現したものである。数学的には、曲面の上向き法線ベクトル（単位ベクトル）と光線の照射方向の単位ベクトルとの内積を計算し、その値の $-1 \sim +1$ を 白～灰～黒 の色（明度）に対応させる。

x, y, z が、それぞれ北・東・下向きの座標を表すデカルト座標系を考え、曲面の高度分布が $z = F(x, y)$ で表されるとすると、面の北・東方向への傾斜 p, q は、

$$p = \partial F / \partial x, \quad q = \partial F / \partial y \quad (4.1)$$

であり、この面上向き法線ベクトル n は、

$$\left. \begin{aligned} n &= (-p/r, -q/r, -1/r) \\ r &= (p^2 + q^2 + 1)^{1/2} \end{aligned} \right\} \quad (4.2)$$

Reduction to the Pole Anomalies



図 4.1 九州西方海域における極磁力異常図 (大熊ほか, 1996)
 地形の陰影を重ねてある。東海陸棚外縁部に高磁気異常が連続するのが分かる。
 コンター間隔: 25 nT

で表される。光源方向の仰角 (上向きが正) を θ , 方位角 (北から時計回りに測る) を ϕ とすると, 光の照射方向の単位ベクトル i は,

$$i = (-\cos \theta \cos \phi, -\cos \theta \sin \phi, \sin \theta) \quad (4.3)$$

であるので, n と i との内積, すなわち両者のなす角度 λ の余弦は,

$$\cos \lambda = (p \cos \theta \cos \phi + q \sin \theta \cos \phi - \sin \theta) / r \quad (4.4)$$

で与えられる。従って, 磁気異常分布 $F(x, y)$ に対して式(4.1)から(4.4) の計算を行い, その結果をグレイスケールの色に対応させることによって, 陰影図を作成できる。

陰影図表現の応用として, $F(x, y)$ の値そのものを色相 hue と彩度 saturation で表現し, 明度 brilliance に上記の式(4.4) の値を対応させて, フルカラーで表すこともできる。この場合には, カラーコンター図と陰影図の両方の特色を兼ね備えることができる。また, 色 (色相・彩度の変化) と明暗 (明度の変化) とを, それぞれ別の情報の値に対応させて表現する場合もある。例えば, 磁気異常データを色の変化で表し, これに地形データを使った陰影表示を重ねて表すことができる。図4.1 は, 大熊ほか (1996) による九州とその西方海域の極磁力異常のカラーコンター図に地形の陰影を重ねたものである。とくにこの表現は, 観測データと対応する地形との関係が容易に読みとれるので便利である。

4.3 スペクトル解析

4.3.1 磁性岩体頂部深度の解析

一定の広がりのある区域内に多くの磁性岩体が存在するとき、それらの平均的な頂部深度を解析するために、しばしばスペクトル解析が用いられる。

具体的には、観測磁気異常の二重フーリエ変換を計算し、横軸に周波数、縦軸にパワースペクトルの自然対数をとったグラフを描き、その傾きから磁性岩体の深度推定を行うものである。パワースペクトルが複数の傾きで表現される場合には、それぞれの傾きから複数の深度が求まる。

今、基本的な磁性岩体として有限底の四角柱モデルを考える。このモデルによる磁気異常のパワースペクトル P は、Spector and Grant (1970) によれば次のように表される。

$$\begin{aligned}
 P &= C^2 S^2(k, \theta) R_T^2(\theta) R_K^2(\theta) \\
 &\quad \times [\exp(-k z_1) - \exp(-k z_2)]^2 \\
 &= C^2 S^2(k, \theta) R_T^2(\theta) R_K^2(\theta) \\
 &\quad \times \exp(-2 k z_1) [1 - \exp(-2 k d)]^2 \quad (4.5)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 S(k, \theta) &= (\sin(A k \sin \theta) / A k \sin \theta) \\
 &\quad \times (\sin(B k \cos \theta) / B k \cos \theta) \\
 R_T^2(\theta) &= e_z^2 + (e_x \sin \theta + e_y \cos \theta)^2 \\
 R_K^2(\theta) &= p_z^2 + (p_x \sin \theta + p_y \cos \theta)^2
 \end{aligned} \quad (4.6)$$

ここで、 $x_1, x_2, y_1, y_2, z_1, z_2$ は、図2.11 と同じモデルパラメータであり、

- C : 磁化強度に比例する定数,
- m, n : x 軸, y 軸方向の波数,
- $k = (m^2 + n^2)^{1/2}$: ラジアル方向の波数,
- $\theta = \arctan(m/n)$,
- e_x, e_y, e_z : 地球磁場の方向余弦,
- p_x, p_y, p_z : 磁化ベクトルの方向余弦,
- $2A = x_2 - x_1$: モデルの x 軸方向の幅,
- $2B = y_2 - y_1$: モデルの y 軸方向の幅,
- $2d = z_2 - z_1$: モデルの z 軸 (深度) 方向の厚さ

である。なお、波数 k (および m, n) は、波長の逆数である周波数に 2π を乗じたものである。

ここで $d \rightarrow \infty$, すなわち無限底角柱の場合を考えてみる。このとき、 θ を固定すれば、式(4.5) において波数 k に依存する項の一つ $\exp(-2 k z_1)$ が支配的となるため、式(4.5) の両辺の自然対数をとると、

$$\ln P = \ln C_1 - 2 k z_1 \quad (C_1 \text{ は定数}) \quad (4.7)$$

となり、片対数表示のパワースペクトルの傾きから四角柱モデルの頂部深度 z_1 が求まる。

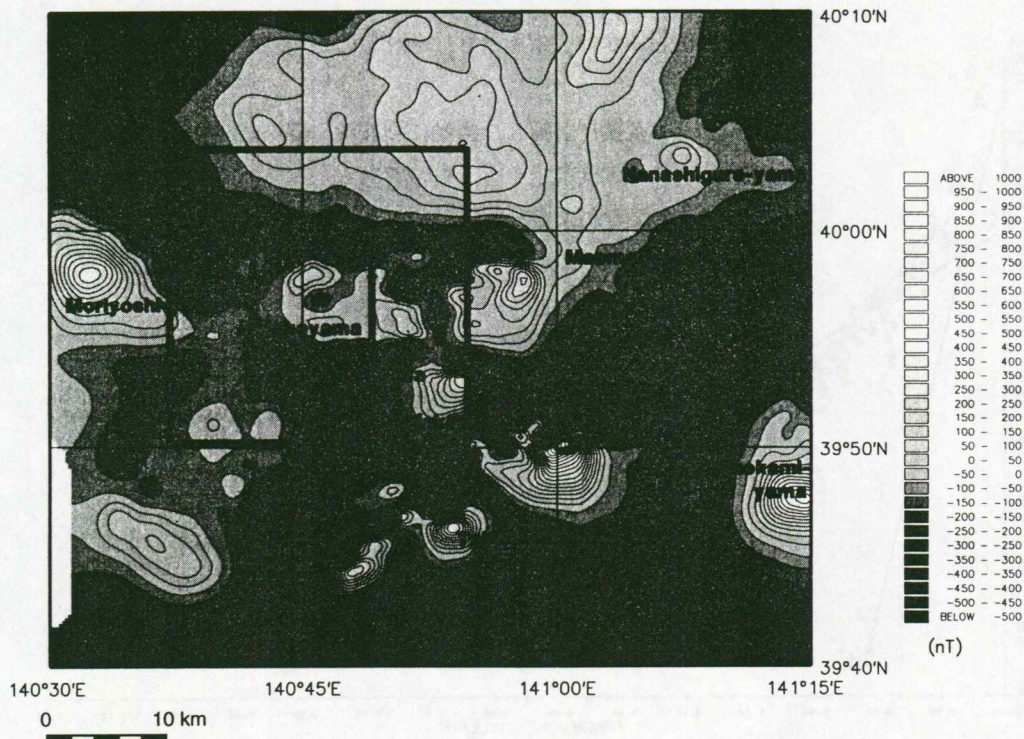


図4.2 仙岩地熱地域の全磁力異常 (大熊・須藤, 1987)
コンター間隔: 50 nT

この理論は統計学的に拡張される。すなわち、多数の有限底四角柱モデルが、そのパラメータを変えつつランダムに分布するとき、そのパワースペクトル $\langle P \rangle$ は、

$$\begin{aligned}
 \langle P \rangle &= \langle C^2 \rangle \langle S^2(k, \theta) \rangle \langle R_T^2(\theta) \rangle \langle R_K^2(\theta) \rangle \\
 &\quad \times \langle [\exp(-k z_1) - \exp(-k z_2)]^2 \rangle \\
 &= \langle C^2 \rangle \langle S^2(k, \theta) \rangle \langle R_T^2(\theta) \rangle \langle R_K^2(\theta) \rangle \\
 &\quad \times \langle \exp(-2 k z_1) \rangle \langle [1 - \exp(-2 k d)]^2 \rangle \\
 (\langle \rangle &\text{はアンサンブル平均を示す}) \quad (4.8)
 \end{aligned}$$

で与えられる。ここで、前記と同様に $d \rightarrow \infty$ の場合を考え、式(4.8)の両辺の自然対数をとると、モデルの平均頂部深度を z_m としたとき、

$$\ln \langle P \rangle = \ln C_2 - 2 k z_m \quad (C_2 \text{は定数}) \quad (4.9)$$

となり、片対数表示のパワースペクトルの傾きからモデルの平均的な頂部深度 z_m が求まる。

ここで、単一の有限底四角柱モデルの場合に戻って考える。式(4.5)を見ると、パワースペクトルは極大値をもち、その位置は d が大きいほど低周波数側にあることがわかる。但し、パワースペクトルは、極大値を与える周波数よりも高周波数側では、周波数が高くなるにつれて $\exp(-2 k z_1)$ の項の影響が卓越するので、 $\exp(-2 k d) \ll 1$ のとき式(4.7)の関係に帰着する。その状況は、多数モデルの場合の式(4.8)にもあてはまる。

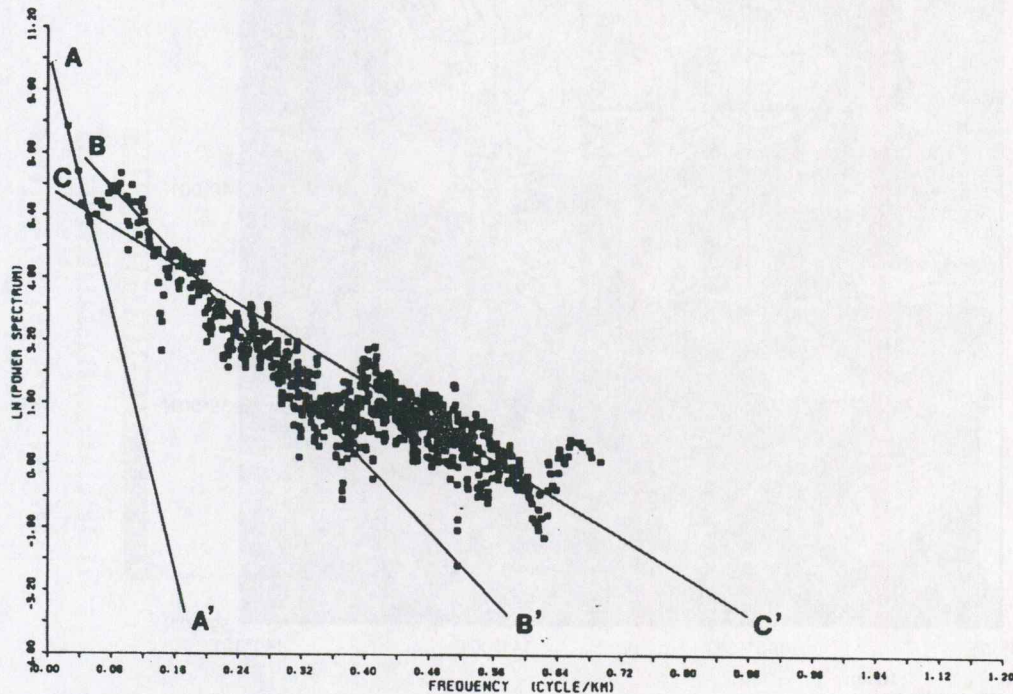


図4.3 仙岩地熱地域の全磁力異常 (図4.2) のパワースペクトル

従って、モデルが単一の場合も多数の場合もともに、無限底モデルの場合と同様にして頂部深度および平均頂部深度が求まる。なお、波数に対する条件として、 $\exp(-2kd) \leq 0.05$ 程度まで許すとすると、 $k \geq 3/2d$ となり、波長に換算して厚さ $2d$ の2倍程度以下の範囲でスペクトルの傾きを評価すればよい。

次に実例を示す。大熊・須藤 (1987) は、仙岩地熱地域の高度 6,000フィート (約1,830m) における全磁力異常 (図4.2) の解析を行っている。この2次元データに対し、Hanning の data window (加藤, 1987) をかけた後に、パワースペクトルを $m=n$ の場合について計算したのが図4.3 である。図に示されているように、パワースペクトルには3本の直線が写りける。各直線の傾きから求まる平均的な頂部深度は、

- A-A' : 6.8 km (海面下 5.0 km)
- B-B' : 1.8 km (概ね海水準)
- C-C' : 1.0 km (海面上 0.8 km)

となる。A-A' の直線は、磁気異常の広域的な傾向を示しており、B-B' より求めた深度は、いわゆる磁気基盤深度に相当する。さらに、C-C' より求めた深度は、解析範囲の平均標高が約540mであることを考慮すると、地表面近傍の磁性岩体に相当し、高磁化率で地表付近に見られる安山岩溶岩・溶結凝灰岩等に対応するものと推定される。上記の結果は、地表付近の磁性岩体の下方に、平均的な頂部深度が海水準付近に位置する磁性岩体 (磁気基盤) の存在を示している。

4.3.2 キュリー一点深度解析

磁性岩体の頂部深度解析と同様に、磁気異常のパワースペクトルの解析から、その構造が有限の底面深度を有する場合に底面深度の推定も行われている。具体的には、パワースペクトルが最大となる波数 k_{max} と磁性岩体の頂部深度 z_1 とを求めて、これらから構造の底面深度 z_2 を求める方法や、磁性岩体の頂部深度 z_1 と中心深度 (centroid) z_c とをスペクトル解析から求めて、 $(2z_c - z_1)$ を底部深度とする方法等がある (Okubo et al., 1985)。

しかしながら、いずれにしても磁性体の底部深度は、頂部深度と独立には求まらない。磁性岩体の頂部深度を求めること自体が必ずしも容易ではないため、その底部深度を求めることは磁気異常の解析で最も難しいとされる。それは、解析対象となるパワースペクトルの低周波数部分が広域的磁気異常分布の影響を受けやすいからでもある。また、大洋の地磁気縞状異常域のように磁性岩体のランダムな分布を考えにくい場合などは、その適用が難しい。このように、磁性岩体の底部深度を求めることはかなりの困難を伴うことから、その解析・解釈は慎重に行う必要がある。

そのようにして求められる磁性岩体の底部深度は、地下の温度構造と関連づけて解釈される場合が多い。すなわち、磁性岩体の底部深度を連ねた面がキュリー等温面に対応すると考えるものである (Bhattacharyya and Leu, 1975; Okubo et al., 1985)。強磁性鉱物は、その固有の温度をこえると強磁性を失い常磁性となる。この温度はキュリー一点と呼ばれる。たとえば、磁鉄鉱のキュリー一点は摂氏約580度である。地殻中では一般に深部へ行くに従って地温は上昇するので、磁気異常の解析から求まる磁性岩体の底面がキュリー温度の深度に対応するとする考え方である。なお、この深度が地温の何度に対応するかについては議論の余地がある。チタノマグネタイト系列ではチタンの含有比が高いほどキュリー温度が低下すること、岩石の熱磁化曲線ではキュリー一点に達する前の温度から磁化の減少が見られることなどから、解析から得られる深度は摂氏400~500度程度の地温に対応すると考えられている。

4.4 磁気基盤深度分布解析

4.4.1 解析法の基礎理論

磁気異常から地下構造を推定する場合、小規模な貫入岩体に対応するような短波長・高振幅の磁気異常の解析には、角柱モデルやダイクモデル等の単一モデルを用いた解析法が適している。しかし、磁気異常の相互干渉が激しく孤立異常として抽出するのが難しい場合や、比較的長波長の異常が卓越して分布する場合などは、層構造を仮定した解析手法がより有効であると考えられる。ここでは、磁気異常の2層モデルインバージョンについて述べる。

重力異常の解析においては、これを説明する一定深度における異常質量の面分布を求める試みが良く行われる (例えば, Tomoda and Aki, 1955)。この深度面は凝縮面と呼ばれ、この面上での等価な異常質量分布が求められれば、2層構造における密度コントラストを仮定することによって、境界面の起伏の分布に引き直すことができる。磁気異常の解析においても、観測された全磁力異常を擬重力異常に変換することにより、同様の解析手法が適用できる。

今、求めようとする地下構造は、相対的に強磁性の下盤 (磁気基盤) と弱磁性の上盤よりなる2層構造で近似できるものとする (図4.4)。その境界面の平均深度 d および両者の磁化コントラスト J が既知であるとき、境界面の起伏 $h(x, y)$ は、 $|h(x, y)| \ll d$ のもとで、

$$h(x, y) \doteq g(x, y, d) / 2\pi J \quad (4.10)$$

と近似される。ここに $g(x, y, d)$ は、深度 d の平面上での擬重力異常に相当し、観測面上での擬重力異常 $g(x, y, 0)$ の下方接続として与えられる。

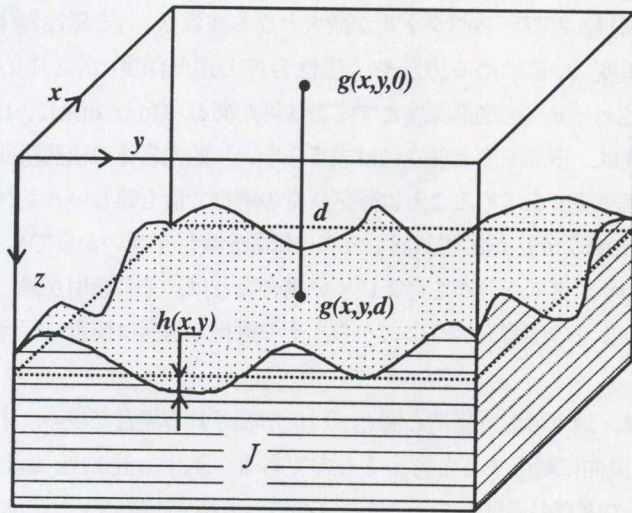


図4.4 3次元2層構造モデル

$g(x, y, 0)$: 点 $(x, y, 0)$ での擬重力異常

$g(x, y, d)$: 点 (x, y, d) での擬重力異常

$h(x, y)$: 上盤と磁気基盤との境界面の起伏

J : 上盤と磁気基盤との間の磁化コントラスト

周波数領域においては、 m, n を x, y の各方向の波数とし、 $g(x, y, 0)$ の二重フーリエ変換を $G_0(m, n)$ とすると、求める $g(x, y, d)$ の二重フーリエ変換 $G_d(m, n)$ は、

$$G_d(m, n) = \exp(S_{mn}d) G_0(m, n) \quad (4.11)$$

$$(S_{mn} = (m^2 + n^2)^{1/2})$$

で与えられる (加藤, 1987)。しかし、この計算では、高周波成分ほど大きく増幅されるため、 $G_0(m, n)$ に含まれる高周波数のノイズ成分の影響で、得られる $G_d(m, n)$ が発散的になることが多い。

そこで $g(x, y, d)$ を、観測面上での擬重力異常 $g(x, y, 0)$ と極磁力異常 $p(x, y, 0)$ を使った近似式

$$g(x, y, d) = g(x, y, 0) + d p(x, y, 0) \quad (4.12)$$

によって計算する方法 (Gerard and DeBegliia, 1975) もよく用いられる。この式は、 $g(x, y, d)$ をマクローリン展開して1次の項までとったものであり、 d の増加に従って近似の精度が悪化する傾向にある。式(4.12)が近似式であることから、式(4.10)、(4.12)から得られる磁気基盤構造がつくる磁気異常は、観測磁気異常と完全には一致しない。そこで、その差が十分小さくなるまで構造に補正を加えるイテレーションを行うことになる。イテレーションの回数が $(n-1)$ 回目における磁気基盤深度を Z_{n-1} 、擬重力および極磁力のフィッティング誤差を Rg_{n-1} 、 Rp_{n-1} としたとき、 n 回目の磁気基盤深度 Z_n を各計算点毎に、

$$Z_n = Z_{n-1} - (Rg_{n-1} + Z_{n-1}Rp_{n-1}) / 2\pi J \quad (4.13)$$

で与えればよい。

上記では平均深度 d と磁化コントラスト J は既知としているが、現実にはそれらが不明の場合の方が多いであろう。従って、平均深度 d は前節に述べたスペクトル解析から求めるのが一般的である。また、磁化コントラストについては、既知情報が与えられない場合、いく通りかの値を仮定して計算を行い、得られた結果について評価を加えることになる。

4.4.2 解析例

大熊ほか(1991)は、南西諸島西方海域の磁気異常から地質構造を推定するために、磁気異常の2層モデルインバージョンを行った。当該地域では、巨大堆積盆の存在が推定され、層構造を仮定した解析手法がより有効であると考えられている。この解析から得られる磁気基盤面は、大局的には堆積層の下面を表すものと考えられ、堆積層の層厚の推定に有効である。なお、この解析においては、磁氣的構造の磁化方向が現在の地球磁場方向に一致するものと仮定している。

図4.5の全磁力異常データから、周波数領域でのフィルタ操作によって擬重力異常および極磁力異常の分布を計算し、これを用いて解析を行っている。観測面高度は、海拔1,500フィート(約460m)であり、極磁力異常のパワースペクトルの傾きから求めた磁気基盤の平均深度は、4.4km(海面下3.9km)である。

磁化コントラストを2.0 A/mと仮定したときに得られた磁気基盤深度分布が図4.6である。また、図上のE-Fの位置についての断面プロファイルの例を図4.7に示す。磁気基盤面の起伏は、当該地域の大局的な地質構造と良く対応している。磁気基盤が浅い地域は、東海陸棚東縁部(五島隆起帯および尖閣隆起帯)や沖縄トラフ東翼部等であり、深い地域は、東海陸棚堆積盆地(東海堆積盆および尖閣堆積盆)や沖縄トラフ西翼部等である。この結果は、とくにその他の物理探査データの取得が遅れている東海陸棚堆積盆地地域の地下構造を解釈する上で重要なデータとなった。

4.5 磁化強度マッピング

4.5.1 磁化強度マッピングの解析法

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(磁化率)マッピングとも呼ばれる。

磁化強度マッピングでは、地表面(あるいは地下の境界面)の下に磁化を分布させたモデルを取り扱う。磁化層の厚さは、別の情報として与えられる場合を除いて、厚さ一定もしくは底面深度一定を仮定し、磁化層の中では水平方向にのみ磁化強度が変化するモデルを扱うのが一般的である。また、磁化方向も外部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ゆえんである。このとき解くべき問題は、格子状に区分されたセルで表現される磁化の分布を、観測磁気異常が再現できるように求める多変量の逆解析である。個々のセルの磁化が観測面につくる磁気異常は、四角柱モデルの理論式等から導かれ、すべてのセルに対する磁気異常は、その単なる重ね合わせである。すなわち、この問題は線形問題である。

ソース位置 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、

$$T_x = \sum_i W_{ix} M_i \quad (x=1, 2, \dots, n) \quad (4.14)$$

となり、 W_{ix} はソース位置 i の磁化が観測位置 x の磁気異常に及ぼす寄与を示す。問題の解は、

$$A = \sum_x (F_x - T_x)^2 \quad (4.15)$$

を最小にする M_i の組を求めることに帰着され、

$$\sum_x W_{ix} (F_x - T_x) = 0 \quad (i=1, 2, \dots, m) \quad (4.16)$$

を解けばよい。これは、通常の最小自乗法の正規方程式であるが、問題は未知数 M_i の個数 m と観測データ F_x の個数 n が巨大であることである。ある程度限られた領域の解析でも、 m, n の値が数千ないし数万にのぼり、通常のガウスの消去法などで解くことは現実的に不可能である。しかし、近年のコンピュータの大容量高速化のおかげ

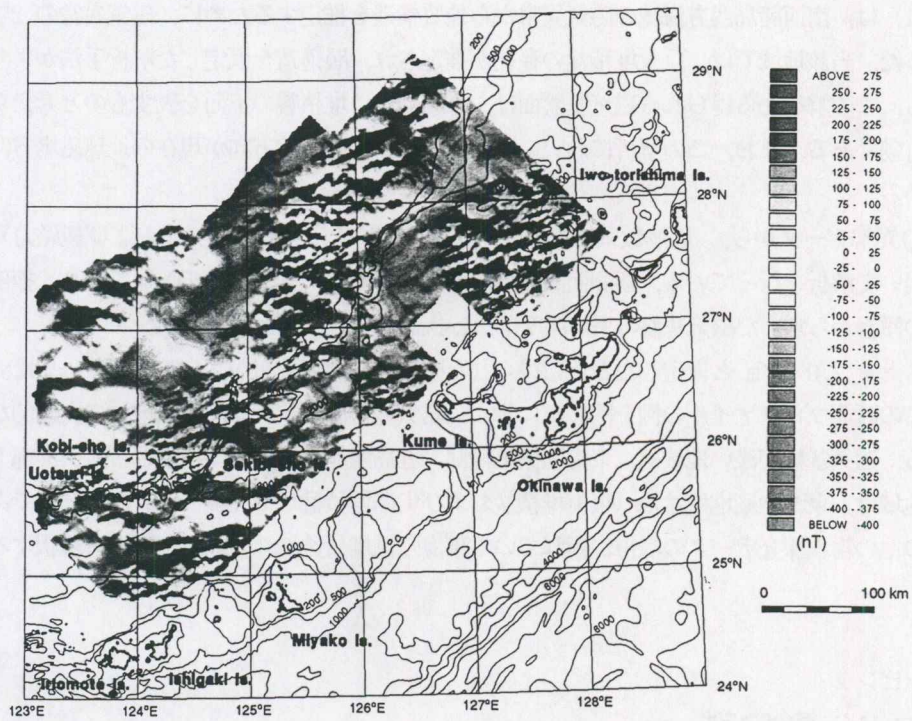


図 4.5 南西諸島西方海域空中磁気異常図 (大熊ほか, 1990)
 コンター間隔: 25 nT

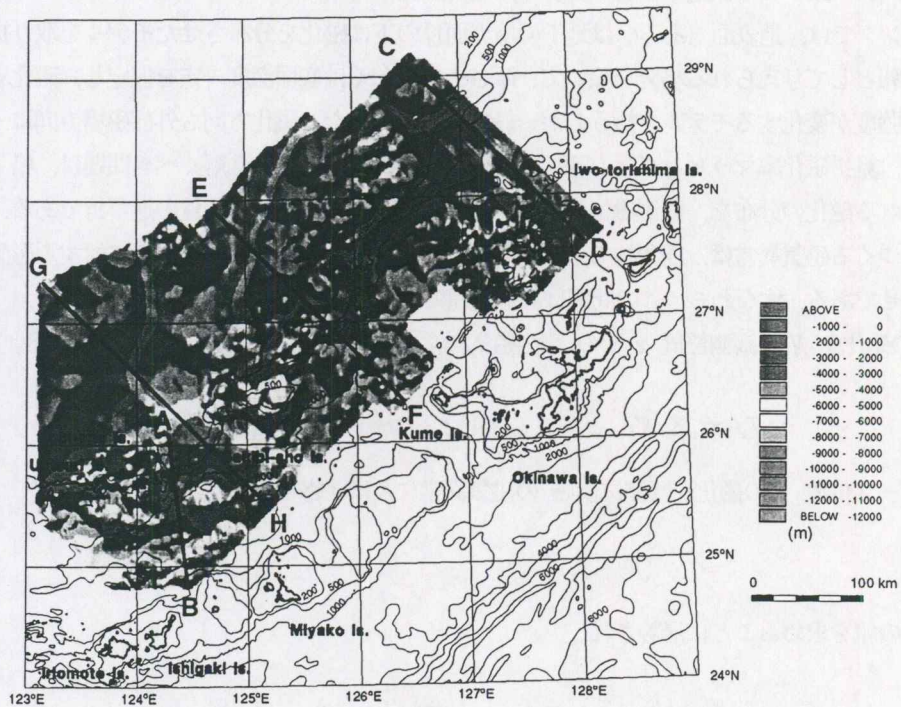
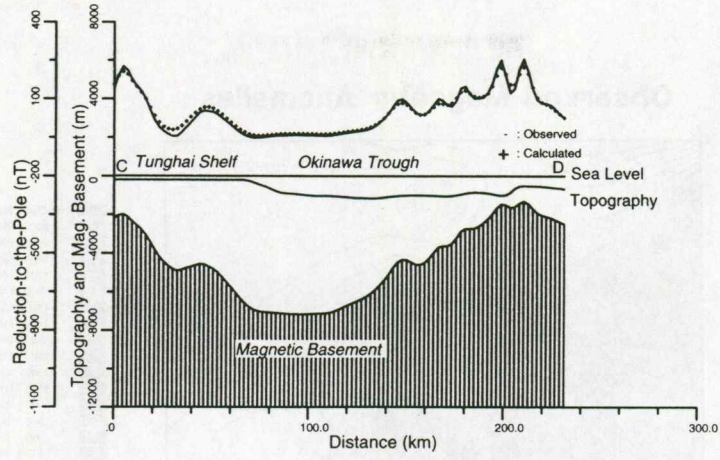
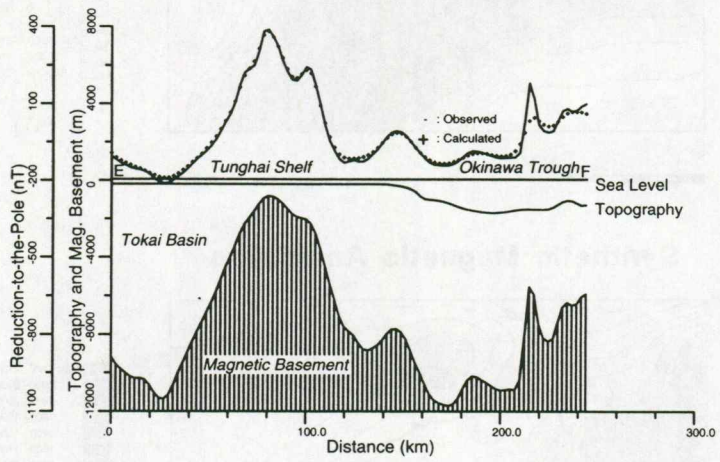


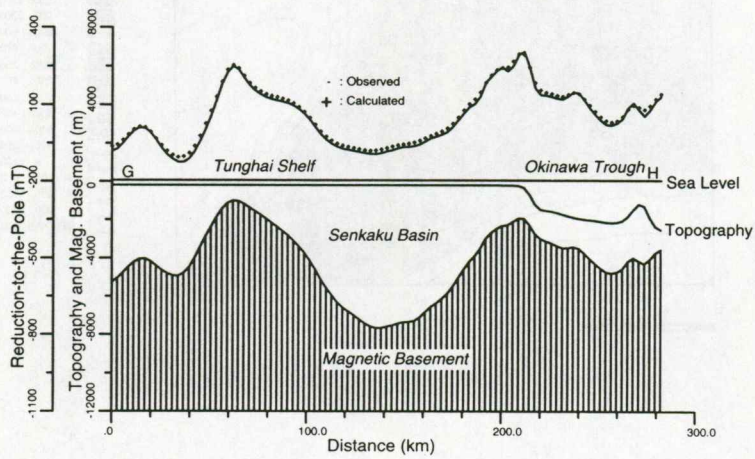
図 4.6 南西諸島西方海域の磁気基盤深度図 (大熊ほか, 1990)
 コンター間隔: 1000 m, A-B, C-D, E-F および G-H は各断面プロファイルの位置を示す. 磁化強度を 2.0 A/m と仮定.



(a)



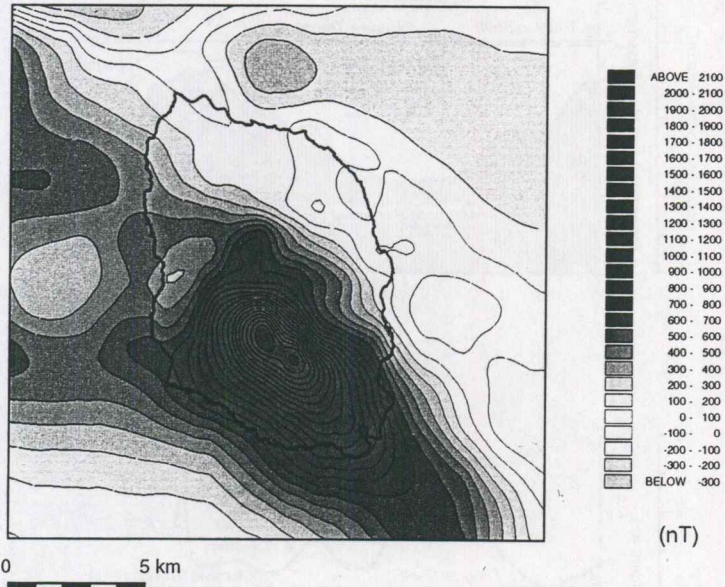
(b)



(c)

図 4.7 南西諸島西方海域の磁気基盤深度プロファイル (大熊ほか, 1990)
 (a) C-D プロファイル, (b) E-F プロファイル, (c) G-H プロファイル.
 図 4.6 参照.

Observed Magnetic Anomalies



Synthetic Magnetic Anomalies

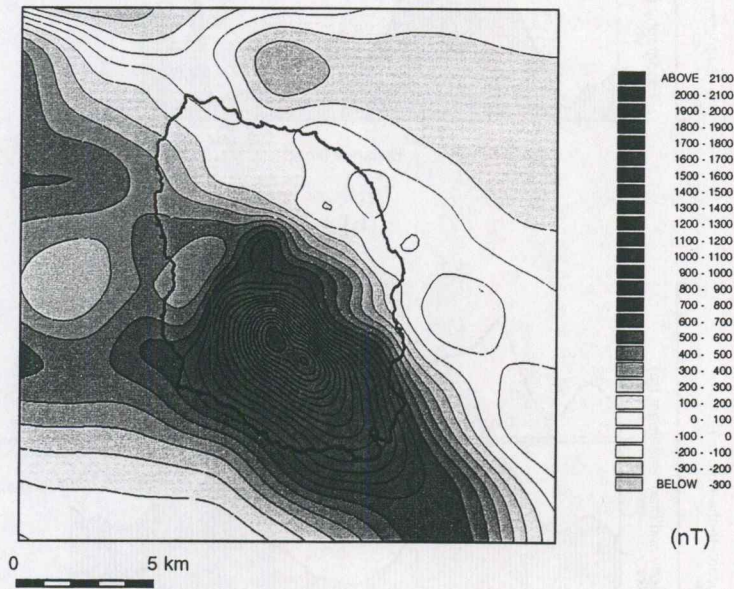


図 4.8 伊豆大島空中磁気異常図 (Okuma et al., 1994)

上段：観測全磁力異常，コンター間隔：100 nT，下段：計算全磁力異常，コンター間隔：100 nT，最適な磁化強度分布（図 4.9）による計算磁気異常値，rms：5.2 nT.

Magnetization Intensity

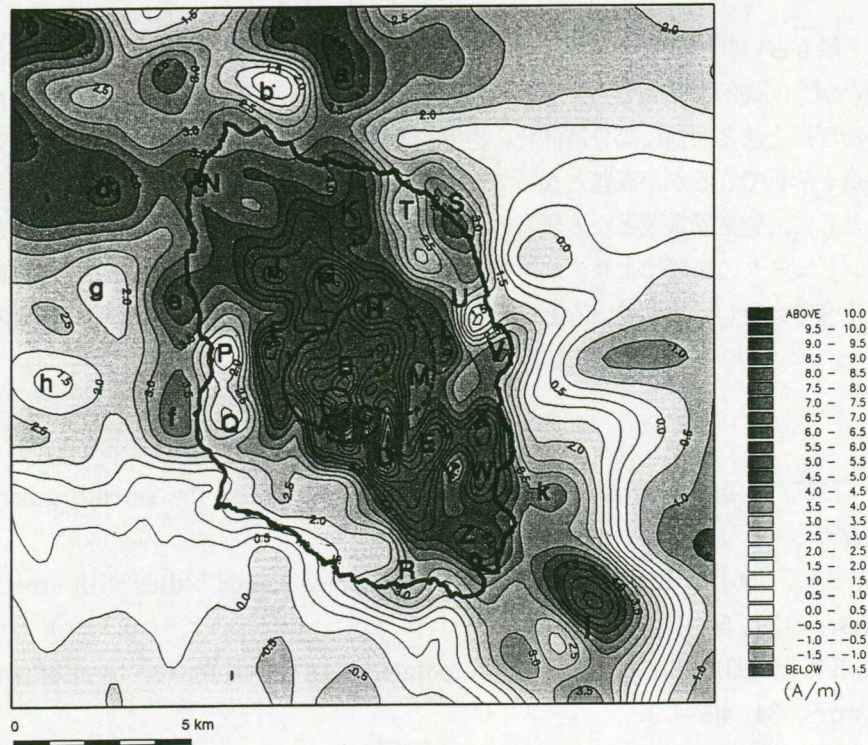


図4.9 伊豆大島の磁化強度分布図 (Okuma et al., 1994)

各アルファベットは各々地質学的特徴と対応する。岡田、筆島火山は高磁気異常、行者窟火山は低磁気異常を示す。

で、漸近解法であれば実現可能になり、Okuma et al. (1994) は、最急降下法を適用して磁化強度マッピングの有効性を示した。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。また、Nakatsuka (1995) は、共役勾配法を適用し、未知数の個数 m が観測データ数 n を大幅にこえる場合 (劣決定系) にも有意な結果が導けることを示し、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。

4.5.2 解析例

Okuma et al. (1994) は、伊豆大島周辺の精密な空中磁気異常データ (図4.8) に、最急降下法を使った磁化強度マッピング法を適用した。その際、この磁気異常は現在の地球磁場方向に磁化している地形の起伏によるもので、磁化強度は水平方向にのみ変化すると仮定し、磁氣的構造モデルの下面深度を一律 5km として、前述の解析法を観測磁気異常に適用している。

図4.9 が、求められた磁化強度分布である。大局的な高磁化強度域が、NW-SE方向に島を縦断する幅3km程度の地域に卓越するが、そ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 (一色, 1984) と、それに沿って分布するスパターランパート・溶岩流および噴石丘に対応する。また、中央火口丘三原山付近で磁化強度のピークを示し、三原山が火砕岩に加えて多くの溶岩からなっていることを意味する。島の東海岸沿いには、より古い火山体である岡田・行者窟・筆島の各火山が知られているが、岡田火山・筆島火山が高磁化強度域に、行者窟火山が低磁化強度域に対応する。西海岸は、主として低磁化強度域となっており、相対的に弱磁性の火山岩の分布、火山岩の熱水変質、マグマ溜りによる熱消磁等の可能性が示唆される。

5. おわりに

本講座では、最も古い歴史を持つ物理探査法といわれる「磁気探査」について解説してきた。なるべく平易な解説に努めたが、基礎的な知識として避けられない点も多かった。この点はご容赦頂きたい。現在、磁気探査はその他の物理探査法と同様に高分解能化の方向にあり、測定された高分解能磁気異常データから、いかに精密な地下構造を解析できるかが課題となっている。この際重要なのは、インバージョンを中心とした解析手法の高度化とともに、磁気異常源となる岩石の磁氣的性質（岩石磁気）を詳しく知り情報として蓄えることである。幸いコンピュータの発展によりデータ解析環境は急速に整備されつつあるが、岩石物性に係わる取り組みは諸外国に比べても決して進んでいるとは言い難い。今後は、このような観点の取り組みにも力を入れる必要があるだろう。

6. 引用文献

- Barton, C.E. (1997) : International Geomagnetic Reference Field: The seventh generation, *J. Geomag. Geoelectr.*, 49, 123-148.
- Bhattacharyya, B.K. (1964) : Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization, *Geophysics*, 29, 517-531.
- Bhattacharyya, B.K. (1969) : Bicubic spline interpolation as a method for treatment of potential field data, *Geophysics*, 34, 402-423.
- Bhattacharyya, B.K., and Leu, L.K. (1975) : Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: Mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance, *J. Geophys. Res.*, 80, 4461-4465.
- Briggs, I.C. (1974) : Machine contouring using minimum curvature, *Geophysics*, 39, 39-48.
- 物理探査技術協会 (1979) : 物理探査用語辞典, 物理探査技術協会, 419p.
- Gerard, A., and Debeglia, N. (1975) : Automatic three-dimensional modeling for the interpretation of gravity or magnetic anomalies, *Geophysics*, 40, 1014-1034.
- IGA Division V, Working Group 8 (1995) : International Geomagnetic Reference Field, 1995 Revision, *J. Geomag. Geoelectr.*, 47, 1257-1261.
- 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.
- Johnson, W.W. (1969) : A least-square method of interpreting magnetic anomalies caused by two-dimensional structures, *Geophysics*, 34, 65-74.
- 加藤元彦 (1978) : 重力・磁力分布の解析法の基礎 (第7回), 物理探査, 31, 61-68.
- 加藤元彦 (1987) : 2次元フィルターの理論と重力・磁力分布の解析, ラテイス, 262p.
- 河野 長 (1982) : 岩石磁気学入門, 東京大学出版会, 146p.
- 牧野雅彦・大熊茂雄・森尻理恵・中塚 正 (1997) : 西宮市甲山の磁気構造, 火山, 42, 213-222.
- Nakatsuka, T. (1981) : Reduction of magnetic anomalies to and from an arbitrary surface, *Butsuri-Tanko (Geophys. Explor.)*, 34, 332-340.
- 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 (1984) : 地質調査所の空中磁気探査システムの現況について, 物理探査, 37, 268-278.
- 中塚 正・田村芳雄・陶山淳治 (1976) : 空中磁気探査における機体磁気補償, 地質調査所月報, 27, 773-781.
- Nishitani, T., and Kono, M. (1983) : Curie temperature and lattice constant of oxidized titanomagnetite, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 74, 585-600.
- Okubo, Y., Graf, R.J., Hansen, R.O., Ogawa, K., and Tsu, H. (1985) : Curie point depths of the Island of

Kyushu and surrounding areas, Japan, *Geophysics*, 53, 481-194.

Okuma, S., Makino, M., and Nakatsuka, T. (1994) : Magnetization intensity mapping in and around Izu-Oshima volcano, Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, 46, 541-556.

大熊茂雄・牧野雅彦・中塚 正 (1989) : 擬重力および極磁力を用いた磁気異常の2層モデルインバージョン - 伊豆大島空中磁気異常データを例として -, 物理探査, 42, 82-96.

大熊茂雄・金谷 弘 (1990) : 岩石磁気と磁気探査, 地質ニュース, 428, 20-26.

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・中塚 正・石原丈実 (1996) : 九州西方海域における磁気異常の解析, 物理探査学会第94回学術講演会講演論文集, 330-333.

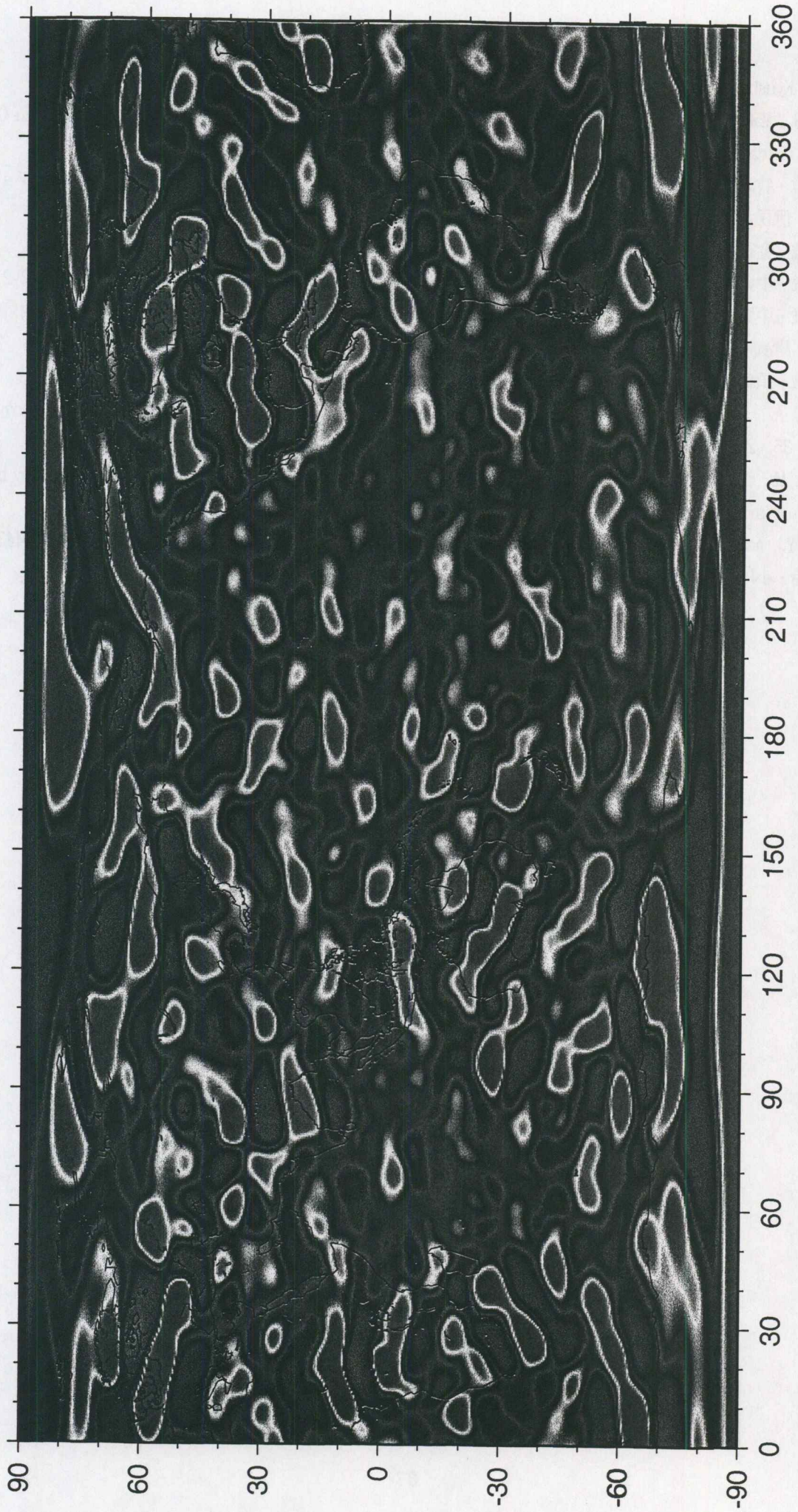
大熊茂雄・須藤 茂 (1987) : 仙岩地熱地域の磁氣的構造, 地質調査所報告, no.266, 425-447.

Spector, A., and Grant, F.S. (1970) : Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 35, 293-302.

Talwani, M. (1965) : Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape, *Geophysics*, 30, 797-817.

Tomoda, Y., and Aki, K. (1955) : Use of the function $\sin x/x$ in gravity problems, *Proc. Imp. Acad.*, 31, 443-448.

津 宏治・小川克郎 (1973) : 3次元角柱による磁気異常の自動解析, 物理探査, 26, 91-107.



Magnetic Anomaly Map [nT]

-10
-3 -2 -1 0 1 2 3
-1.75 -.75 .25 1.25
-1.25 -.25 .75 1.75
-1.5 -.5 .5 1.5
10