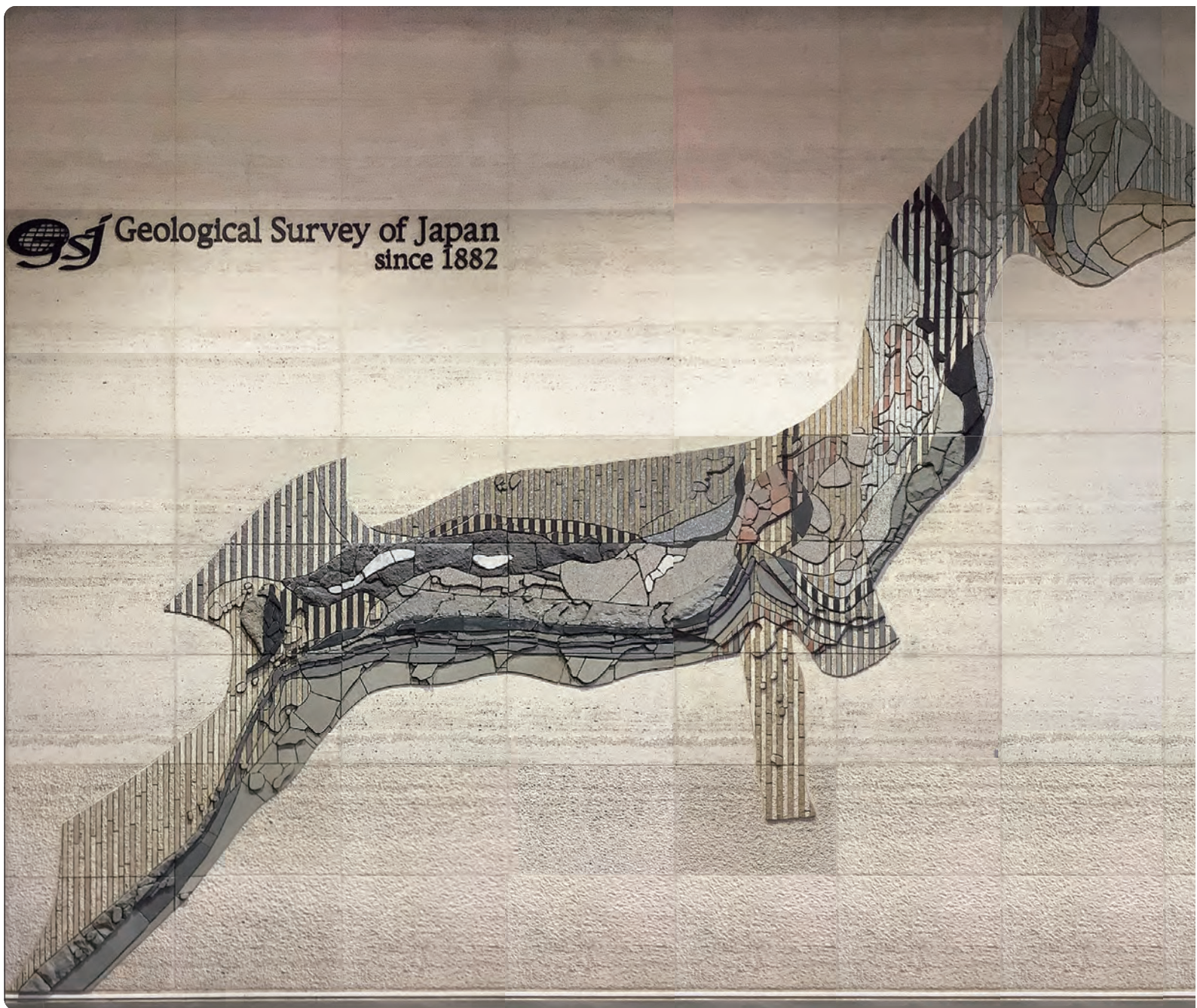


GSJ 地球をよく知り、地球と共生する 地質ニュース

2022

2

Vol.11 No.2



gsj Geological Survey of Japan
since 1882



2月号

-
- 31 世界磁気異常図と日本の貢献 小田啓邦
-
- 42 内核 (G) 上部の準半球構造 大滝壽樹
-
- 49 節理と片理 佐脇貴幸
-
- 56 産業技術連携推進会議知的基盤部会地質地盤情報分科会
令和3年度講演会「地質リスクの低減に向けた地質調査・
データクオリティ・解析技術」開催報告
小松原純子・野々垣 進・納谷友規・宮崎一博
-
- 59 新刊紹介 噴火した！ 火山の現場で考えたこと

世界磁気異常図と日本の貢献

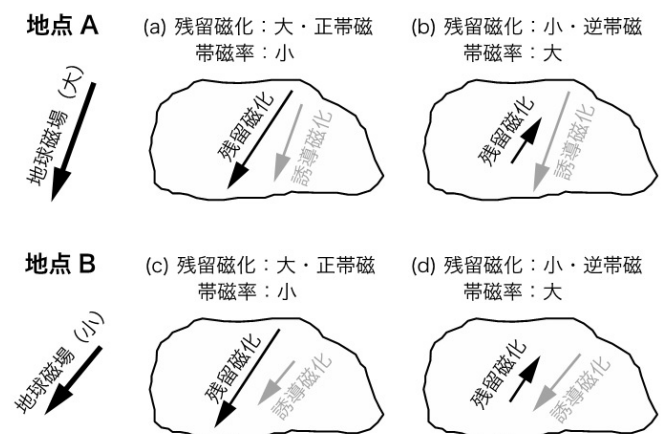
小田 啓邦¹⁾

1. はじめに

世界磁気異常図 (World Digital Magnetic Anomaly Map; WDMAM) が 2015 年に改訂され、version 2.0 としてインターネット上で公開された (World Digital Magnetic Anomaly Map, 2021)。この編纂には、世界の研究者のみならず、産業技術総合研究所地質調査総合研究センター (以下 GSJ) をはじめとする日本の研究者が重要な貢献をしてきた。世界磁気異常図の改訂版の発表からしばらく時間が経っているが、世界磁気異常図とそれに関連する国内外のプロジェクトなどの紹介をさせていただくこととした。きっかけは、2021 年に東・東南アジア磁気異常図の第 3 版 (Coordinating Committee for Geoscience Programmes in East and Southeast Asia and Geological Survey of Japan, AIST, 2021; 以下 CCOP and GSJ, AIST, 2021 と略する) および調査船「白嶺丸」の磁気異常・重力異常データとデータ処理の詳細がインターネット上で出版されたこと、さらに世界磁気異常図への貢献が GSJ 元職員の石原丈実氏の 2021 年の地球電磁気・地球惑星圏学会フロンティア賞の受賞 (地球電磁気・地球惑星圏学会, 2021) につながったことによる。

地球磁場は地心双極子磁場 (地球の中心に置かれた棒磁石) で近似されるが、厳密には双極子成分と非双極子成分 (地球の中心に置かれた棒磁石で表現できない成分) に分けられることができる。観測される地球磁場の分布は、地球磁場モデルとして数式で表現することが可能であり、全地球のスケールで長波長の地球磁場分布を表現する全球地球磁場モデルが作成される。地球上の岩石には強い磁化を持つものがあり、そういった岩石はその周囲に短波長の異常、すなわち磁気異常を生み出す。言い換えると磁気異常とは強い磁化をもつ磁性体が存在することによって、局部的にその磁性体周囲の地球磁場が全球地球磁場モデルのような標準磁場からずれている状態を言う。具体的には、観測される地球磁場から、全球地球磁場モデルで表現される双極子磁場を含めた長波長成分 (400 km 程度) を引き算して残ったものが磁気異常として表われる。それを図化したものが磁気異常図である。

磁気異常の表れ方には磁性体のもつ磁化強度、方位のほか、その大きさ、形状、観測点との距離などが影響する。磁性体の磁化には地球磁場の方向と強さに伴い変化する誘導磁化と、岩石が形成されるときに獲得し地球磁場の変化の影響を受けない残留磁化の 2 種類が存在する (第 1 図)。いずれの成分が強いかは岩石の種類や岩石形成から現在までの履歴によって異なる。例えば日本付近では、現在の地球磁場方向の強い磁化をもつ物体が孤立していれば北側に



第 1 図 残留磁化と誘導磁化、および地球磁場の方位・強度との関係。地点 A ((a) と (b)) と地点 B ((c) と (d)) では地球磁場方位が異なり、地点 A の地球磁場の方が大きいとする。ここに、それぞれ 2 種類の同じ岩石があるとす。 (a) と (c) は現在の地球磁場と同じ極性に磁化しており (正帯磁)、その残留磁化強度は大きい。 (b) と (d) は現在の地球磁場と逆向きの極性に磁化しており (逆帯磁)、その残留磁化強度は小さい。溶岩が地球磁場中で冷却する時などに地球磁場方位と強度に対応した残留磁化を獲得する。残留磁化強度は、地球磁場強度のほかに、その岩石に含まれる磁性鉱物の種類や量などにも依存する。地球磁場は極性逆転の他に、地磁気永年変化により年々方位と強度が変化する。また、岩石の回転やプレート運動による移動や回転などもあるため、残留磁化方位と地球磁場方位は厳密には一致しない。一方、誘導磁化方位は地球磁場方位と基本的に一致する。(a) と (c) の帯磁率は小さく、(b) と (d) の帯磁率は大きい。誘導磁化強度は帯磁率に比例するため、(a) よりも (b)、(c) よりも (d) が大きくなる。また、誘導磁化強度は地球磁場強度に比例するため、(c) よりも (a)、(d) よりも (b) が大きくなる。これら残留磁化と誘導磁化の合ベクトルが磁気異常として観測される。一般に、海洋プレート表層を構成する玄武岩は残留磁化強度の方が大きく、大陸プレートを構成する花崗岩などは誘導磁化強度の方が大きい。

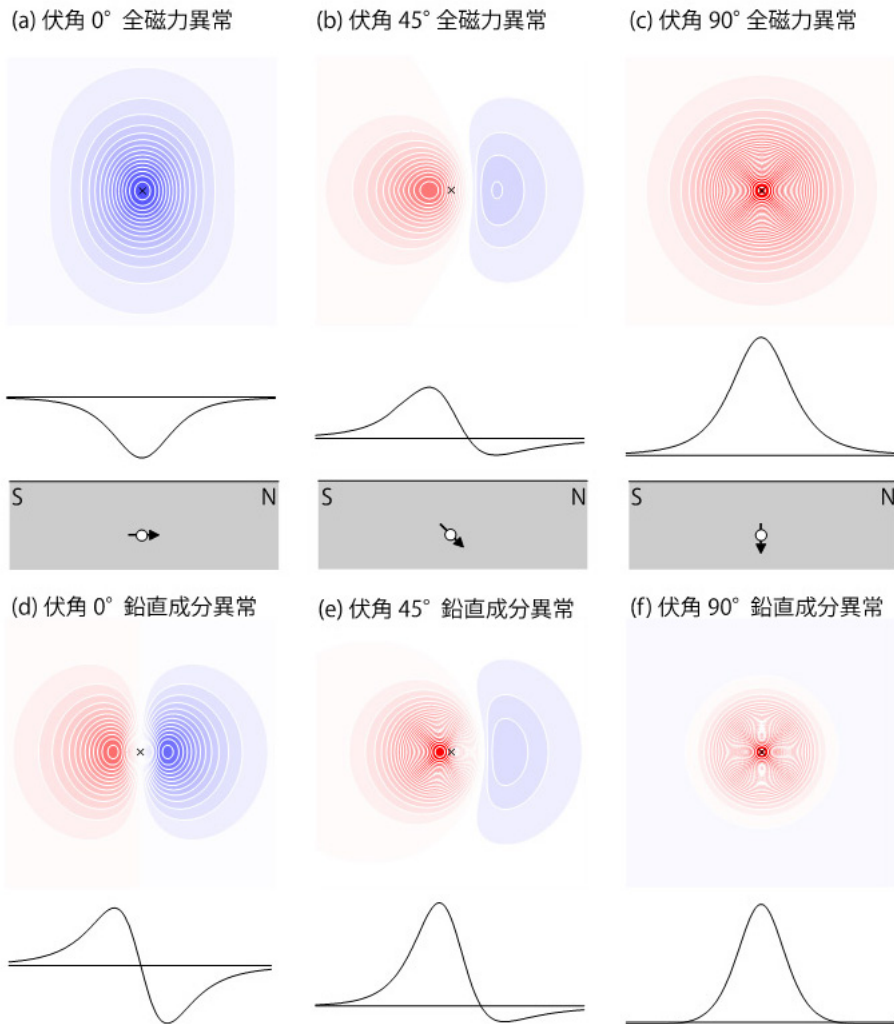
1) 産総研 地質調査総合センター 地質情報研究部門

キーワード: 世界磁気異常図 (WDMAM), 東・東南アジア磁気異常図, 東・東南アジア地球科学計画調整委員会 (CCOP), 国際標準磁場 (IGRF), 国際地磁気・超高層大気物理学協会 (IAGA)

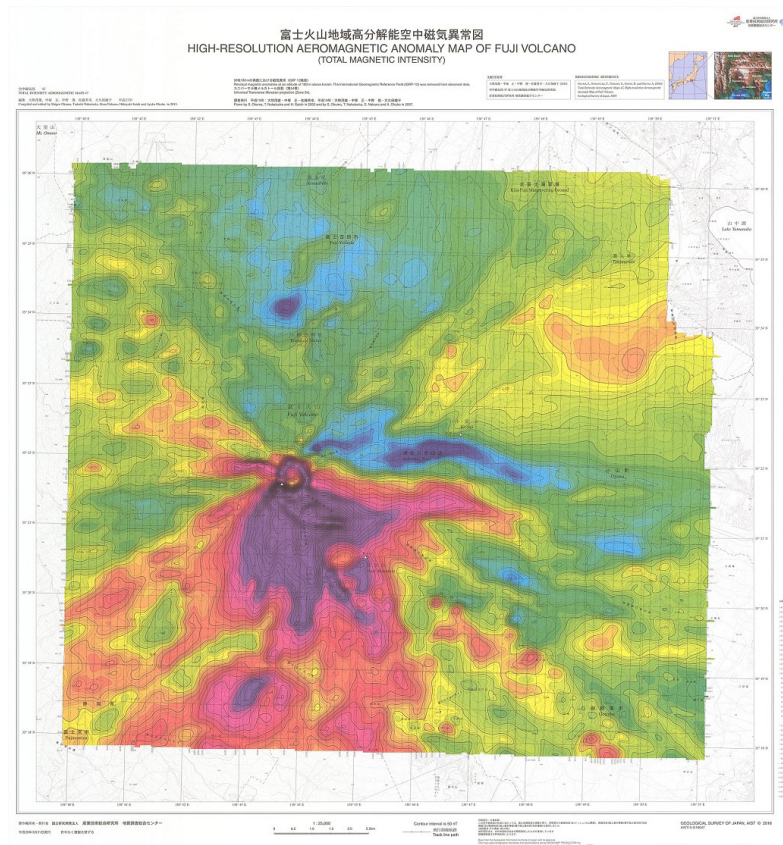
負、南側に正の磁気異常が対になって表れる。しかし、仮に現在の地球磁場と逆向きの磁化を持つ場合は北側に正、南側に負の磁気異常が対になって表れる。また、磁性体が存在する緯度によって、同じ残留磁化を持つ磁性体であっても、磁気異常の表れ方は違ってくる。さらに、磁性体が地下深くに存在すれば、磁気異常の波長が長くなる。磁気双極子(点源と見なせる極小サイズの磁石)による磁気異常について第2図に示すが、伏角 45° の場合は、磁気双極子の南に強い磁気異常、北に弱い磁気異常が観測される。後に説明するプロトン磁力計を用いることにより、絶対磁場強度と全磁力磁気異常の観測が可能となる。全磁力異常は、磁場の3成分に現れる各成分の磁気異常とは異なるが

(第2図には全磁力異常と鉛直成分異常を示す)、その理論的詳細は中塚(2012)などを参照いただきたい。観測された磁気異常のパターンから、地下の磁性体の分布ならびに地質構造の推定が可能である。例えば、富士山の磁気異常図(第3図;大熊ほか, 2016)を見ると、まず富士山に対して北側に負、南側に正の磁気異常が見られる。このことは、ほぼ現在の地球磁場方向に磁化していることを示す。同様に、比較的新しい火山は現在の地球磁場方向に磁化していると考えられる。さらに、地表からは見えない溶岩の分布が、波長の短い磁気異常として表れていることも分かる。

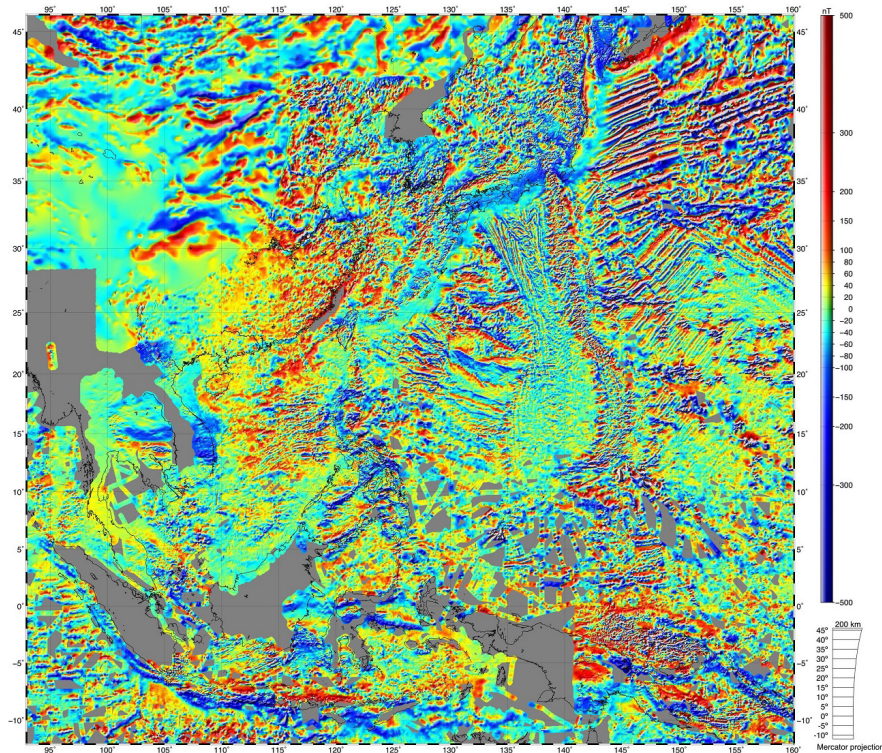
一方、海洋底については、海山に起因する磁気異常の他に海洋底拡大に伴う地磁気縞模様が確認されている(第4



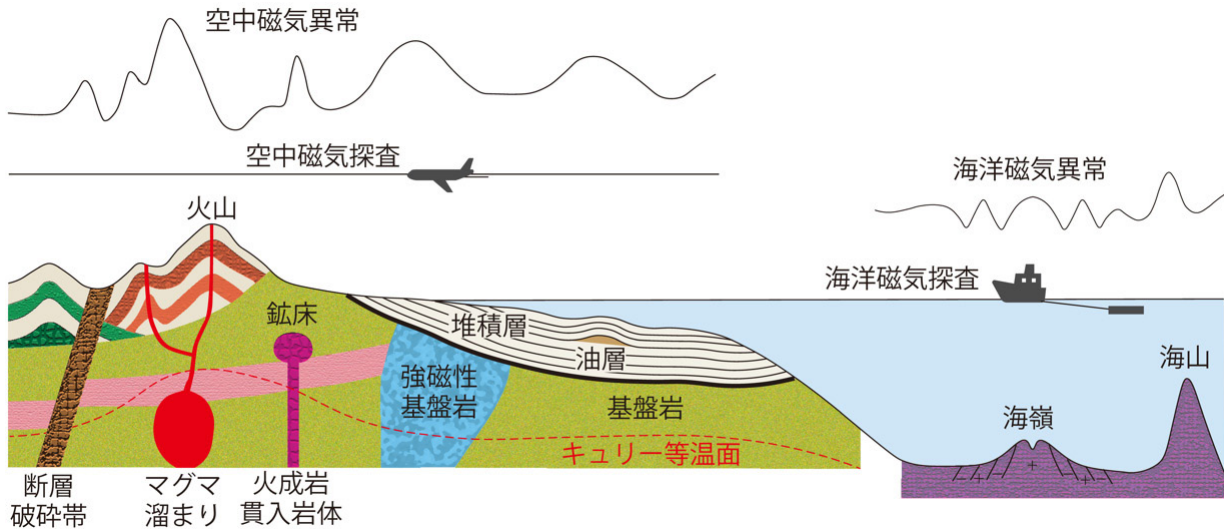
第2図 地中の磁気双極子による磁気異常。外部磁場と磁気双極子の磁化の方向は一致し、偏角は 0° 。(a) (b) (c) は全磁力異常、(d) (e) (f) は鉛直成分磁気異常(下向きが正)を示す。また、(a) (d) は伏角 0° 、(b) (e) は伏角 45° 、(c) (f) は伏角 90° の場合を示す。それぞれ上の図は、磁気異常の平面図で、 \times は磁気双極子の位置、赤と青はそれぞれ正と負の異常を示す(等値線間隔は全て 10 nT)。それぞれ下の図は、磁気双極子を通る南北測線上の磁気異常値プロファイル。各伏角値における全磁力異常と鉛直成分異常のスケールは同一であるが、伏角値の異なる図のスケールは異なる。全磁力異常値は、磁気双極子による磁場は外部磁場よりも十分小さいとして計算している。伏角 45° の例 (b と e) は日本周辺で観測される磁気異常に類似したパターンを示し、全磁力異常と鉛直成分異常のいずれも、地中の磁気双極子の南に強い正の磁気異常、北には弱い負の磁気異常が観測される。



第3図 富士火山地域高分解能空中磁気異常図(大熊ほか, 2016)。ヘリコプターによる観測結果に対地高度一定の補正などを行ったもの。全体的傾向として、山体の南がプラス、北がマイナスの磁気異常を示し、山体が現在の地磁気の方に磁化していることが分かる。細かい磁気異常は溶岩の分布を反映している。



第4図 「東・東南アジア磁気異常図」第3版(CCOP and GSJ, AIST, 2021)
日本列島は北朝鮮(中央上部の灰色部分)から南東に少し離れた場所に位置する。日本列島東方の太平洋西端部、日本列島南方のフィリピン海プレート上(四国海盆など)の地磁気縞模様などが確認できる。



第5図 空中磁気異常と海洋磁気異常の観測，および磁気異常の原因となりうる地質構造や地質現象についての模式図。

図;CCOP and GSJ, AIST, 2021). 海洋地殻表層を構成する玄武岩質岩石は、一般に誘導磁化に対して残留磁化が強い。さらに、形成年代によって岩石が磁化したときの地球磁場の極性が現在と同じ向きの正磁極期であったり、現在とは逆向きの逆磁極期であったりするために地磁気縞模様として観測され、極性変化の境界位置とその年代値を知ることができる。そこで、これらを用いて海洋プレートの形成時期や拡大メカニズムなどを論じることが可能となる(沖野, 2015 など)。参考として、空中磁気異常と海洋磁気異常の観測と磁気異常の原因となりうる地質構造などについて、第5図に模式図として示した。

2. 全球地球磁場モデルと国際標準地球磁場モデル(IGRF)

全球地球磁場モデルとして最もよく使われるのが、国際標準地球磁場モデル(International Geomagnetic Reference Field; IGRF)である。このモデルでは、磁場分布を表現するため1838年に数学者ガウスが考案した球関数展開を用いる。展開係数は、世界各地の地磁気観測点や、航空機・船舶による観測、さらに人工衛星により得られた観測データに対し、関数値との差が最小になるよう決定される。IGRFは、球関数の展開係数を数値表の形で与えていて、5年毎に国際地球電磁気超高層物理学協会(International Association of Geomagnetism and Aeronomy; IAGA)の分科会に設置された作業委員会で決定される。第1世代のIGRF 1965から2015年のIGRF-12までの歴史的経緯と計算方法については、中塚(2015)に詳細が記述されているので参考にしていきたい。2019年12月発表の第13

世代IGRF(IGRF-13; Alken *et al.*, 2021)では、1900年から2020年までの観測データをもとに決定されており、2000年以降の球関数の展開係数は次数 $N=1\sim 13$ まで与えられている。5年毎のIGRF発行では、IGRF(発行年の地球磁場モデル)・DGRF(Definitive IGRF; 確定国際標準地球磁場; 発行年の5年前の確定地球磁場モデル)・SV(発行年の後5年間の永年変化地球磁場モデル)の3種類が募集されるが、IGRF-13では日本から初めてIGRFのSVモデルへの貢献を果たした(Minami *et al.*, 2020)。世界磁気異常図の計算では、IGRFとは異なるCM4地球磁場モデル(Sabaka *et al.*, 2004)が用いられたが、詳細は後に述べる。

3. 地上磁場観測と地磁気データセンター

地上での地磁気の連続観測は地磁気観測所で行われる。日本で最も古くから観測が行われているのは、柿岡地磁気観測所(気象庁地磁気観測所, 2021)である。1883年3月、第1回国際極年事業に協力するため、東京赤坂区今井町の臨時観測所で地磁気観測を開始し、1897年1月に中央气象台構内(東京皇居内)で本格的な観測を開始した。その後、1912年12月に現在地の柿岡(茨城県)に移転し、1913年1月より地磁気観測が開始された。さらに、1920年8月、中央气象台附属柿岡地磁気観測所となり、現在まで連続観測が継続されている。また、1924年に国際測地学・地球物理学連合(IUGG)会議で柿岡が国際的に標準観測所となった。気象庁は、柿岡の他に、女満別・鹿屋・父島で連続観測を行っている。連続観測には全磁力絶対値が計測可能なプロトン磁力計、北方向・東方向・鉛直下方向

の直交する3成分を計測可能なフラックスゲート磁力計が用いられる。プロトン磁力計は磁場中で水素原子の核スピンの歳差運動することを利用しており、磁場強度に比例した歳差周期が得られるため精確な絶対磁場強度を求めることが可能である。

地磁気観測は国土地理院でも行われており、全国3か所の測地観測所、10か所の連続観測点による連続観測データと定期的一等磁気測量から、日本の磁気図が2015年よりIGRFと同じ5年間隔で公開されている(高橋ほか, 2018)。また、京都大学地磁気世界資料解析センター(World Data Center for Geomagnetism)で、世界の地磁気観測所データのとりまとめと公開を行っている(京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センター, 2021)。

4. 人工衛星による磁場観測

人工衛星による地球磁場観測は近年ますます重要になりつつある。地球磁場の詳細な空間分布や時間変動を高精度で連続観測するためには、観測所での地球磁場観測に加えて、衛星によるグローバルな地球磁場観測が有効である。1979年10月に打ち上げられたMAGSAT以後、ヨーロッパを中心に計画されたØrsted(1999年2月～)やCHAMP(2000年7月～2010年9月)、SWARM衛星(2013年11月～)など、人工衛星による地球磁場観測が実施されてきた。欧州宇宙機関のSWARM衛星(The European Space Agency, 2021)による磁場観測は、フラックスゲート磁力計による磁場のベクトル3成分観測、およびヘリウムガスを用いた高精度光ポンピング磁力計による絶対磁場観測である。光ポンピング磁力計は、磁場中で原子のエネルギー準位が数本に分離すること(ゼーマン効果)、そのエネルギー準位の幅が磁場に比例することを利用して、近年、光ポンピング磁力計の小型化と高精度化が進んでいる。また、SWARM衛星では3機の編隊飛行による異なる場所での同時観測により、時間変化する物理現象を立体的に捉えることや高精度の空間微分データの取得も実現した。現在、SWARM衛星の次の世代の地球磁場観測衛星の打ち上げが待ち望まれている。

5. 日本周辺空中磁気異常データ

航空機を用いた磁場観測(空中磁気探査)により、地表の地形に影響されず、また海陸境界をまたいで均質なデータを短時間で取得することができる。前述のプロトン磁力計や光ポンピング磁力計(セシウム磁力計など)は、動揺

する機体上でも精度良く全磁力の測定が可能である。実際には、センサーへの機体による磁場の影響を避けるため、バードとして機体から十分に離して曳航、あるいは機体から突き出したスティンガーに機体磁気補償装置と共に固定して磁場観測を行う。また、地球磁場の時間変動には、短時間で大きく変化する磁気嵐などの他に、太陽との位置関係などによって周期的変化をする地磁気日変化が存在する。空中磁気探査では、測線近くの固定点で磁場観測を行い、これら短周期磁場変動(擾乱)を差し引いている。これは精度の高い磁気異常データを得るために重要である。

日本における空中磁気探査の歴史と日本周辺空中磁気異常データベースの構築については中塚(1990, 2001)で詳しく解説されているが、1964年頃にGSJによる構造的天然ガスの調査研究が始まって以降である。このころから、海上保安庁水路部と国土地理院でも空中磁気探査(国土地理院では航空磁気測量とされる)が行われてきた。GSJでは、1989年度までに日本周辺海域を概ねカバーする広域空中磁気探査が行われた。また、地熱資源評価のための大規模な空中磁気探査が1981～1983年に新エネルギー総合開発機構(NEDO: 現新エネルギー・産業技術総合開発機構)によって主に陸域で進められた(中塚, 2001)。さらに、1990年以降には高分解能探査が行われてきた(たとえば大熊ほか, 1997)。

2005年に数値地質図として日本空中磁気探査データベースが出版された(中塚ほか, 2005)。さらに、これら高度の異なる各探査データを対地高度1,500mの平滑面で統一した編集が行われ、2009年に日本空中磁気DB(緯度経度0.1分のグリッドデータ)として出版された(中塚・大熊, 2009)。国土地理院からも、1984年から1998年までの航空磁気測量のデータを用いて、高度5,000mの緯度経度3分のグリッドデータが全国航空磁気異常図として提供されている(国土地理院, 2021a)。さらに、小型軽量磁力計とドローンを用いた無人観測も行われるようになってきており(Tada *et al.*, 2021)、今後はこれらを活用した高精度な観測や磁気異常の時間変化による火山や活断層の活動度モニタリングなど新たな研究の展開が期待される。

6. 日本周辺海洋磁気異常

海洋でのプロトン磁力計を用いた全磁力異常観測は1960年代から行われてきた。これら初期の全磁力異常観測が、海洋底拡大説の根拠の一つとなる海洋地磁気縞模様の発見(Vine and Matthews, 1963)、およびプレートテクトニクスへのパラダイムシフトにつながったことは有名で

ある。調査船による観測では、主に金属鉄の船体による観測磁場への影響を避けるために、船体の後方数百 m に磁力計を曳航する。

日本における海洋磁気探査は、1960年代から海上保安庁水路部により日本周辺海域で海の基本図作成の一環として始められた(例えば 大島ほか, 1981)。水路部(現海洋情報部)ではその後、日本の大陸棚域延伸確定のため、フィリピン海・北西太平洋の広い範囲の磁気探査を含む調査が実施された。GSJ では、海上保安庁水路部が海底地形図を作成した海域について、1974年から調査船「白嶺丸」により 100 万分の 1 および 20 万分の 1 の海洋地質図の作成、マンガン団塊や熱水鉱床、物質循環等に関わる海洋地質調査を進めてきた。GSJ による海洋磁気探査の多くは、この海洋地質調査の一環として行われ、1999 年まで続いた(石原, 2021a)。「白嶺丸」ではプロトン磁力計が用いられてきたが、最近では軽量でサンプリング周期の短い光ポンピング磁力計(セシウム磁力計)が用いられている。「白嶺丸」における観測とデータ処理の詳細は石原(2021a)を参照いただきたい。第 6 図にデータ処理の一例を示したが、データ取得年代がばらばらで質の異なるものを 1 枚の図面に編集する作業には多大な労力を要する。このようにして、同様の処理を施された「白嶺丸」の磁気異常データは、重力異常データとともにインターネットで公開されている(石原, 2021b)。「白嶺丸」以降、GSJ の海洋磁気探査は、「第 2 白嶺丸」「白嶺」などに引き継がれたが、これらの観測の詳細は別途紹介させていただく予定である。日本では、海上保安庁水路部の測量船および「白嶺丸」に続く形で、「白鳳丸」など大学の調査船、海洋科学技術センター(JAMSTEC: 現海洋研究開発機構)の調査船による海洋磁気探査など、日本周辺に限らず多くのデータが蓄積、整備されてきた。

7. 南極周辺海域磁気異常

1980 年から 1999 年の 20 年間、調査船「白嶺丸」を用いて、石油公団(現石油天然ガス・金属鉱物資源機構)による南極大陸沿岸の地質・地球物理学的調査を行うプロジェクト「南極周辺海域調査」が実施され、プロトン磁力計による海洋磁気探査が行われた。その後、南極と周辺海域調査の国際協力による ADMAP 計画(Scientific Committee on Antarctic Research, 2021)の一環として、2001 年に南緯 60 度以南の「南極磁気異常図」が編集・出版された(Golynsky *et al.*, 2001; Golynsky *et al.*, 2006)。その後の ADMAP-2 計画(国立極地研究所の野木義史氏参画)では、海洋磁気異常と空中磁気探査の総測線長 350 万 km を超

えるデータが収録されたことにより、南極大陸全域の多くがカバーされ、磁気異常の解釈も進んだ(Golynsky *et al.*, 2018)。なお、国土地理院は南極において、露岩域基準点上の地磁気測量(1966～2007 年)、海上磁気測量(1957～1967 年)、航空磁気測量(1966～1974 年)を南極観測隊として行い、南極研究科学委員会の要請により、1978 年に南極磁気図を作成している(国土地理院, 2021b)。

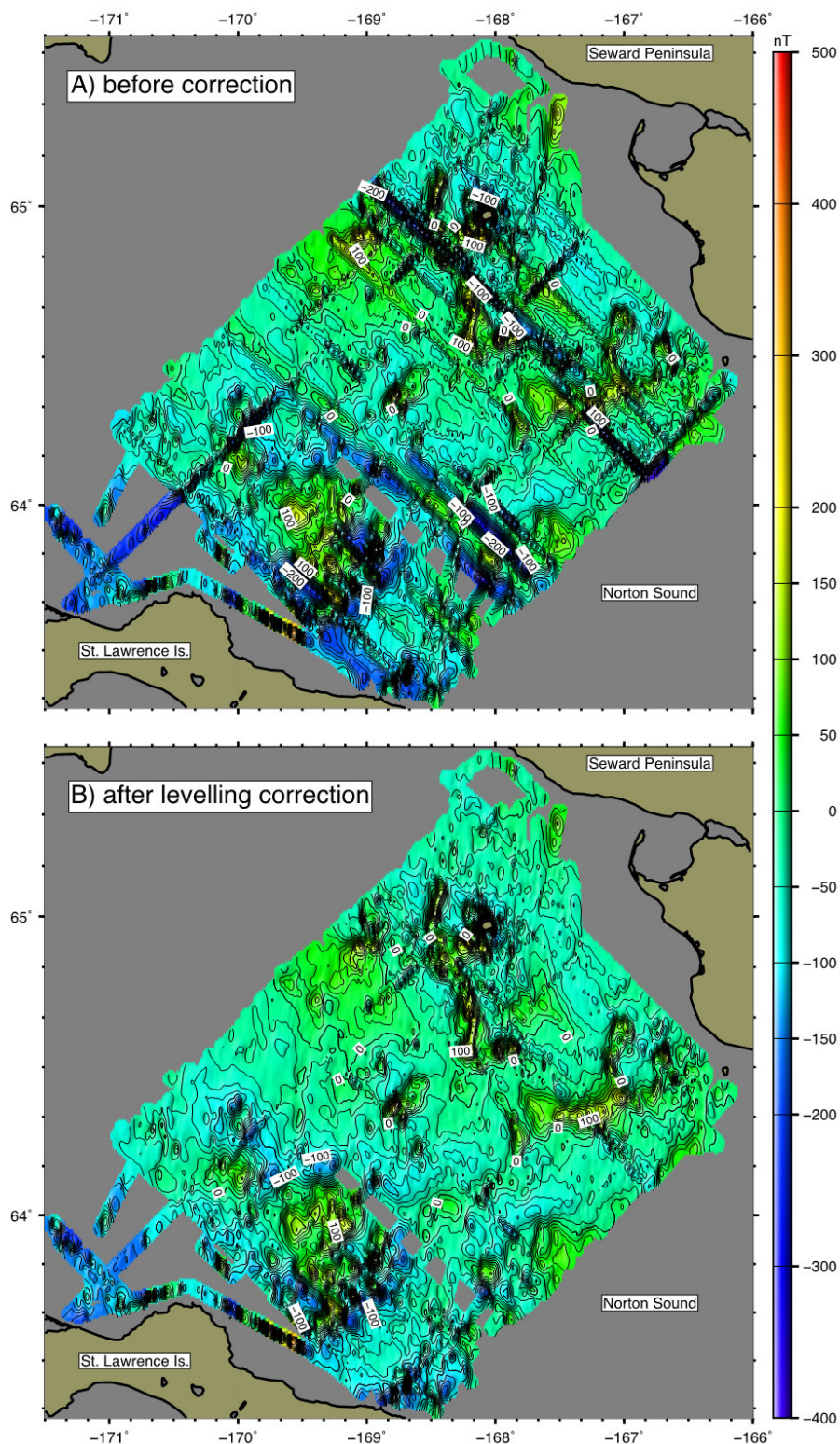
8. 海洋磁気異常データ処理

地質調査船「白嶺丸」で取得されたデータは、日本列島沿岸や太平洋、南極海域での海洋地球物理学の先駆的研究となった。GPS を用いた精密測位が可能な最近の観測とは異なり、初期の海洋観測では、2 時間に一度の NNSS 衛星とロラン・デッカなどの地上系電波航法システム、および船のジャイロ方位と対水速度などを組み合わせた複合測位であったが、工夫を凝らして測位精度向上を図って来た(Ishihara and Ishibashi, 1977; 中条ほか, 1977)。

さらに、磁気異常データに含まれる地球外部磁場擾乱や船体磁気、および観測位置誤差などを考慮に入れて、交点の存在しない複数測線について、食い違いを最小とする新しいデータ補正手法を開発した(Ishihara, 2015)。特に、地磁気観測データが日変化補正に使えない固定観測点から遠く離れた場所での観測データや CM4 地球磁場モデルによる地磁気日変化・永年変化の推定値の誤差が大きい場合などに、観測データのみに基づく本手法のデータ補正は有効である。WDMAM(World Digital Magnetic Anomaly Map; 世界磁気異常図)の第 2 版で追加された海洋磁気異常データについて、この補正手法が適用された。

9. 東アジア磁気異常図

全世界の磁気異常図作成には、各国が保有する陸域・海域データの提供と共有が必要である。東・東南アジア地球科学計画調整委員会(Coordinating Committee for Geoscience Programmes in East and Southeast Asia; CCOP)は東・東南アジアの地球科学に関する国際機関であり、事務局がバンコクにある。GSJ から CCOP 事務局に物理探査専門家として赴任した石原丈実氏の提案により、「CCOP 空中磁気図編集計画」が 1987 年に開始された。この成果として、東南アジア各国や中国・韓国の地質調査機関や石油公社の協力で得られた磁気探査データに加えて、CCOP の協力国である米国、ロシア、ドイツ等から提供されたデータもあわせて、「東アジア磁気異常図」が



第6図 アラスカ南西方海域の磁気異常図と交点コントロール。新たな交点コントロール補正の (A) 適用前と (B) 適用後の磁気異常図 (Ishihara, 2015)。補正により、測線に沿った人為的要因による異常が除去されている。

出版された (Geological Survey of Japan and Committee for Co-ordination of Joint Prospecting for Mineral Resources in Asian Offshore Areas (CCOP), 1994 ; Geological Survey of Japan, AIST and CCOP (eds.), 2002). 更に, CCOP-GSJ MAMEAプロジェクト (Cordinating Committee for Geoscience Programmes in East and Southeast Asia, 2021)

によって編集範囲を広げ(12°S-46°N, 93°E-160°Eの範囲), これまでの空白域(パプアニューギニア・フィリピン・カンボジア・台湾・マレーシア・ミャンマー・韓国の一部(韓国は陸域全体を完全カバー), 海上磁気データの一部分)を埋めた第3版が「東・東南アジア磁気異常図」として2021年2月にweb上で出版された(第4図; CCOP and GSJ, AIST,

2021). これらのデータは後述する WDMAM の元データとしても活用されている。

10. 世界磁気異常図

2005 年に Toulouse (フランス) で開催された IAGA の学術総会で WDMAM 計画の Task Group が組織され、2007 年に世界磁気異常図の第 1 版 (グリッドサイズ 5 km) が出版された (Korhonen *et al.*, 2007). この会議に日本から石原丈実氏が参加し、WDMAM 作成に協力することとなった。海上磁気データについては、エラーデータの除去・修正、地磁気日変化・永年変化の補正、レベル補正等を行い、全地球海洋異常データセットを作成した (Quesnel *et al.*, 2009). 地球磁場日変化・永年変化の補正には、1990 年の CM4 地球磁場主磁場モデルを用いた。CM4 は、1960.0 ~ 2002.5 年の間の 2.5 年間隔の全球地球磁場モデルで、磁気嵐などが無い静穏時の磁気圏や電離層を起源とする外部磁場も表現でき、地上の地球磁場固定観測点データがない海洋観測データについて、地球磁場日変化や永年変化の補正を行うことが可能となる。

米国海洋大気庁 (NOAA) の Maus 博士のグループは、世界磁気異常図第 1 版発表以降も全球磁気異常モデルを発表し (Maus *et al.*, 2009; Maus, 2010), その後 2015 年に世界磁気異常図の第 2 版 (グリッドサイズ 5 km) が第 26 回 IUGG 学術総会で承認され出版された (第 7 図; Catalan *et al.*, 2016). この編纂は Dymant 博士と Catalan 博士を共同議長とする 15 名の Task Force メンバーによって行われたが、日本からは石原丈実氏のほか、大熊茂雄氏 (GSJ) が参加した。世界磁気異常図第 2 版の公開に先立って、2013 年に 9 名の専門家によるレビューが行われた (日本からは千葉大学の中西正男教授が貢献)。世界磁気異常図の第 2 版 (World Digital Magnetic Anomaly Map, 2021) のデータのうち、海洋データは 7,193,664 点収録されている。また、南極周辺データ 56,125,472 点 (南極大陸の空中磁気異常データと南極大陸周辺の海洋磁気異常データを含む) は ADMAP の磁気異常データベースから再収録されている。さらに、東アジアのデータ 958,040 点は CCOP の磁気異常マップデータベースから再収録されている (World Digital Magnetic Anomaly Map, 2021)。

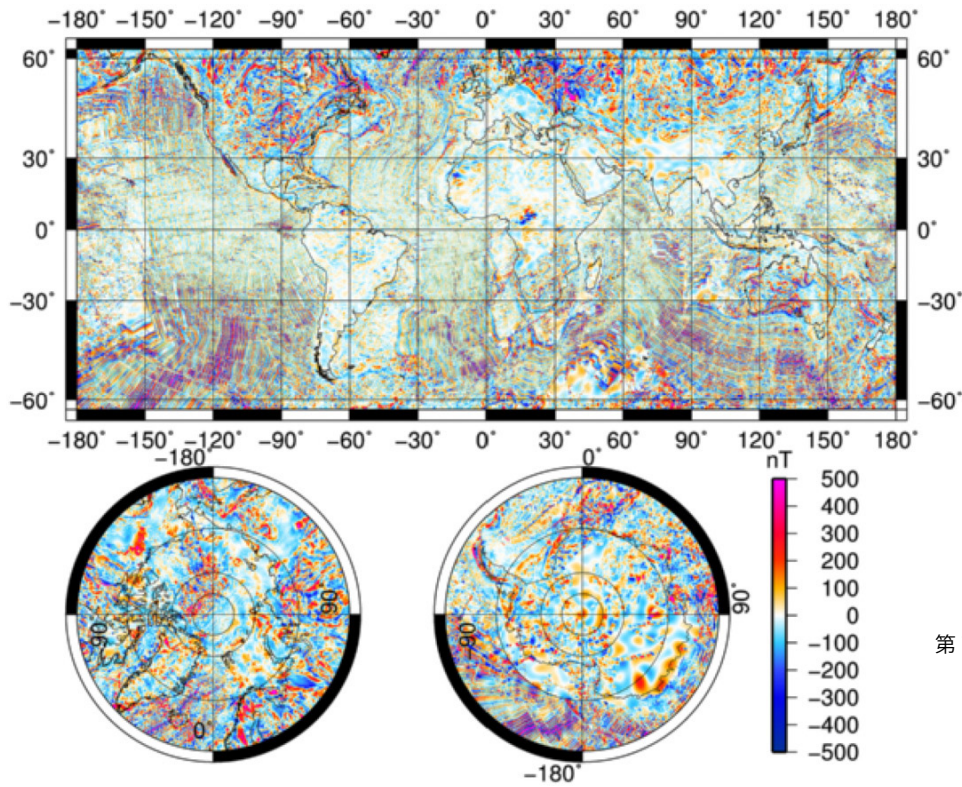
世界磁気異常図の第 2 版では、球面調和関数の 800 次の係数 (空間分解能 ~50 km) まで求められており、使用データや計算方法など詳細は Lesur *et al.* (2016) で紹介されている。世界磁気異常図では世界測地系 (WGS84) が用いられているが、第 2 版では、陸は高度 5 km の値、海は高度 0

km の値にそれぞれ換算されている。陸と海で高度が異なるのは、陸と同程度の空間分解能を海で確保するためである (深海底の水深は 5 km 程度であることによる)。海洋磁気異常データの抜けがあるエリアは、Müller *et al.* (2008) に修正を加えた海洋底年代図と Cande and Kent (1995) の地磁気極性逆転年代軸 (Geomagnetic Polarity Timescale) を用いて、海面から 5 km、厚さ 1 km の均一な磁化層を仮定して磁気異常を計算し、補完している (Lesur *et al.*, 2016)。一方、空中磁気異常データの抜けがある陸上エリアは人工衛星データから作成したリソスフェア地球磁場モデル GRIMM_L120 (Lesur *et al.*, 2013) によって補完している。世界磁気異常図第 2 版のアウトプットは CM4 地球磁場主磁場モデルとの差分が全磁力異常値として与えられている。また、長波長成分 (~400 km 以上) 補正のために、球関数の展開係数 100 次以下の係数の GRIMM_L120 との差を引き算しているが、これら係数はユーザーによる再計算を可能とするために磁気異常モデルとともに公開されている (Lesur *et al.*, 2016)。

世界磁気異常図は、地球の地殻 (リソスフェア) 起源の磁気異常を表す標準的なものであり、これを活用した研究も多く発表されている。例えば、Tanaka (2017) はリソスフェアの磁化層の中心深度分布を求め、中央海嶺周辺では浅く、古い大陸地殻では深いこと、周辺の平均的熱構造やテクトニックセッティングと関連性があることを示した。また、磁化層の深度は場所によっては数十 km にも及ぶが、将来計画されているマントル掘削においても、超深度での岩石の磁性・温度・深度の関係は重要である。

11. 今後の展望

世界磁気異常図の第 2 版は 2015 年に公開されたが、その約 10 年後が第 3 版のターゲットになると想定される。今後は、低軌道磁場観測衛星の運用による高分解能データの取得は重要となってくる。さらに、自律型海中ロボット (AUV) による深海底磁気異常観測、ドローンによる空中磁気観測など、磁気ソース近くでの高精度・高分解能データの取得が期待される。各国で取得される磁気異常データは資源探査など国益に関係する場合も多く、国を超えた高精度の最新データの相互交換には時間がかかることもあるが、データ共有によって新たな知見を得ることができ、無駄を省くことにもつながるので、レガシーデータの共有も含めて速やかに進めるのが理想である。これまで、観測データからの不良データ除去や、補正計算は手作業も多かったが、AI 導入による作業の大幅な自動化も今後の課題である。



第7図 世界磁気異常図 第2版. (World Digital Magnetic Anomaly Map, 2021)
全磁力異常値のCM4地球磁場主磁場モデルとの差分.

謝辞：石原丈実氏・森尻理恵氏には初期の投稿前原稿を読んでいただき、多くの貴重なコメントをいただいた。また、本記事で実名紹介させていただいた方々や引用論文著者以外にも、海洋磁気異常・空中磁気異常の観測技術の日本への導入と改良、実際の観測、データ整理・データベース化への多くの貢献があり、これまでの磁気異常の研究の発展と世界磁気異常図の完成に不可欠であった。

文 献

- Alken, P., Thébaud, E., Beggan, C.D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., Bondar, T. N., Brown, W. J., Califf, S., Chambodut, A., Chulliat, A., Cox, G. A., Finlay, C. C., Fournier, A., Gillet, N., Grayver, A., Hammer, M. D., Holschneider, M., Huder, L., Hulot, G., Jager, T., Kloss, C., Korte, M., Kuang, W., Kuvshinov, A., Langlais, B., Léger, J.-M., Lesur, V., Livermore, P. W., Lowes, F. J., Macmillan, S., Magnes, W., Mandea, M., Marsal, S., Matzka, J., Metman, M. C., Minami, T., Morschhauser, A., Mound, J. E., Nair, M., Nakano, S., Olsen, N., Pavón-Carrasco, F. J., Petrov, V. G., Ropp, G., Rother, M., Sabaka, T. J., Sanchez, S., Saturnino, D., Schnepf, N. R., Shen, X., Stolle, C., Tangborn, A., Tøffner-Clausen, L., Toh, H., Torta, J. M., Varner, J., Vervelidou, F., Vigneron, P., Wardinski, I., Wicht, J., Woods, A., Yang, Y., Zeren, Z. and Zhou, B. (2021) International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. *Earth, Planets and Space*, **73**, 49. doi:10.1186/s40623-020-01288-x
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, **100(B4)**, 6093–6095.
- Catalan, M., Dymant, J., Lesur, V., Thebaud, E., Hamoudi, M., Choi, Y., De Santis, A., Ishihara, T., Korhonen, J., Litvinova, T., Luis, J., Meyer, B., Milligan, P., Nakanishi, M., Okuma, S., Pilkington, M., Purucker, M., Ravat, D., Gaina, C., Maus, S., Quesnel, Y., Saltus, R. and Taylor P., (2016) Second version of World Digital Magnetic Anomaly Map released. *EOS*, 97.
- 地球電磁気・地球惑星圏学会 (2021) 地球電磁気・地球惑星圏学会会報, no. 242, 3.
- Coordinating Committee for Geoscience Programmes in East and Southeast Asia (2021) CCOP-GSJ MAMEA PROJECT. <https://www.ccop.asia/ourwork-project-mamea> (閲覧日：2021年12月13日)
- Coordinating Committee for Geoscience Programmes in East and Southeast Asia and Geological Survey of Japan, AIST (2021) Magnetic Anomaly Map of East

- and Southeast Asia, Revised Version (3rd Edition), Digital Geoscience Map P-3, Revised, Geological Survey of Japan.
- Geological Survey of Japan and Committee for Coordination of Joint Prospecting for Mineral Resources in Asian Offshore Areas (CCOP) (1994) Magnetic Anomaly Map of East Asia. Miscellaneous Map Series, 32, Geological Survey of Japan.
- Geological Survey of Japan, AIST and CCOP (eds.) (2002) Magnetic Anomaly Map of East Asia 1:4,000,000, CD-ROM Version (2nd Edition), Digital Geoscience Map P-3, Geological Survey of Japan, AIST.
- Golynsky, A., Chiappini, M., Damaske, D., Ferraccioli, F., Ferris, J., Finn, C., Ghidella, M., Ishihara, T., Johnson, A., Kim, H.R., Kovacs, L., LaBrecque, J., Masolov, V., Nogi, Y., Purucker, M., Taylor, P. and Torta, M. (2001) ADMAP - Magnetic Anomaly Map of the Antarctic, 1:10 000 000 scale map. In Morris, P., and von Frese, R. eds., *BAS (Misc.) 10*, British Antarctic Survey.
- Golynsky, A., Chiappini, M., Damaske, D., Ferraccioli, F., Finn, C., Ghidella, M., Ishihara, T., Kim, H. R., Kovacs, L., Masolov, V., Morris, P., Nogi, Y. and von Frese, R. (2006) ADMAP - A digital magnetic anomaly map of the Antarctic. In Fütterer, D. K., Damaske, D., Kleinschmidt, G., Miller, H. and Tessensohn, F. eds., *Contributions to Global Earth Sciences*, Springer-Verlag, 109-116.
- Golynsky, A. V., Ferraccioli, F., Hong, J. K., Golynsky, D. A., von Frese, R. R. B., Young, D. A., Blankenship, D. D., Holt, J. W., Ivanov, S. V., Kiselev, A. V., Masolov, V. N., Eagles, G., Gohl, K., Jokat, W., Damaske, D., Finn, C., Aitken, A., Bell, R. E., Armadillo, E., Jordan, T. A., Greenbaum, J. S., Bozzo, E., Caneva, G., Forsberg, R., Ghidella, M., Galindo-Zaldivar, J., Bohoyo, F., Martos, Y. M., Nogi, Y., Quartini, E., Kim, H. R. and Roberts, J. L. (2018) New magnetic anomaly map of the Antarctic. *Geophysical Research Letters*, **45**, 6437-6449. doi:10.1029/2018GL078153
- Ishihara, T. (2015) A new leveling method without the direct use of crossover data and its application in marine magnetic surveys: weighted spatial averaging and temporal filtering. *Earth, Planets and Space*, **67**, 11. doi:10.1186/s40623-015-0181-7
- 石原丈実 (2021a) 白嶺丸重磁力データの整備・公開. 地質調査研究報告, **72**, 421-445.
- 石原丈実 (2021b) 白嶺丸重磁力データ. 産総研地質調査総合センター研究資料集, no. 714, 産総研地質調査総合センター, 2p.
- Ishihara, T. and Ishibashi, K. (1977) Recalculation of positions by NNSS. *Geological Survey of Japan Cruise Report*, **7**, 21-30.
- 気象庁地磁気観測所 (2021) 地磁気観測所の沿革. <http://www.kakioka-jma.go.jp/intro/enkaku.html> (閲覧日: 2021年11月15日)
- 国土地理院 (2021a) 高度 5000 m における全国航空磁気異常図. <https://www.gsi.go.jp/common/000148117.jpg> (閲覧日: 2021年11月15日)
- 国土地理院 (2021b) 地磁気測量. <https://www.gsi.go.jp/antarctic/10.html> (閲覧日: 2021年11月15日)
- Korhonen J., Fairhead, J. D., Hamoudi, M., Hemant, K., Lesur, V., Manda, M., Maus, S., Purucker, M., Ravat, D., Sazonova, T. and Thébaud, E. (2007) *Magnetic anomaly map of the world—carte des anomalies magnétiques du monde*. Commission for Geological Map of the World 1st Edition. Paris, France.
- 京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センター (2021) 京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センター. <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/index-j.html> (閲覧日: 2021年11月15日)
- Lesur, V., Rother, M., Vervelidou, F., Hamoudi, M. and Thébaud, E. (2013) Post-processing scheme for modelling the lithospheric magnetic field. *Solid Earth*, **4**, 105-118. doi:10.5194/se-4-105-2013
- Lesur, V., Hamoudi, M., Choi, Y., Dyment, J. and Thébaud, E. (2016) Building the second version of the World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM). *Earth, Planets and Space*, **68**, 27. doi:10.1186/s40623-016-0404-6
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostaler, F., Fairhead, J. D., Finn, C., von Frese, R. R. B., Gaina, C., Golynsky, S., Kucks, R., Lühr, H., Milligan, P., Mogren, S., Müller, R. D., Olesen, O., Pilkington, M., Saltus, R., Schreckenberger, B., Thébaud, E. and Caratori Tontini, F. (2009) EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **10**, Q08005. doi:10.1029/2009GC002471
- Maus, S. (2010) An ellipsoidal harmonic representation of Earth's lithospheric magnetic field to degree and

- order 720. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **11**, Q06015. doi:10.1029/2010GC003026
- Minami, T., Nakano, S., Lesur, V., Takahashi, F., Matsushima, M., Shimizu, H., Nakashima, R., Taniguchi, H. and Toh, H. (2020) A candidate secular variation model for IGRF-13 based on MHD dynamo simulation and 4DEnVar data assimilation. *Earth, Planets and Space*, **72**, 136. doi:10.1186/s40623-020-01253-8
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C. and Roest, W.R. (2008) Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**, Q04006. doi:10.1029/2007GC001743
- 中条純輔・石原丈実・村上文敏 (1977) 人工衛星測量による船位測定とデータ集録. 地質調査所月報, **28**, 69-102.
- 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.
- 中塚 正 (2001) 日本周辺空中磁気異常のデータベース構築について. 地質調査所月報, **52**, 125-132.
- 中塚 正 (2012) わかりやすい物理探査 磁気探査 2. 物理探査ニュース, **16**, 1-4.
- 中塚 正 (2015) 国際標準地球磁場 IGRF とその計算ソフトウェア (5). 地質調査総合センター研究資料集, no. 614, 産総研地質調査総合センター.
- 中塚 正・大熊茂雄 (2009) 日本空中磁気 DB による対地 1,500 m 平滑面での磁気異常分布データの編集. 地質調査総合センター研究資料集, no. 516, 産総研地質調査総合センター.
- 中塚 正・大熊茂雄・牧野雅彦・森尻理恵 (2005) 日本空中磁気探査データベース CD-ROM. 数値地質図, P-6, 産総研地質調査総合センター.
- 沖野郷子 (2015) フィリピン海の磁気異常とテクトニクス. 地学雑誌, **124**, 729-747. doi:10.5026/jgeography.124.729
- 大熊茂雄・牧野雅彦・森尻理恵・中塚 正 (1997) 空中磁気探査の最前線—高分解能空中磁気探査. 地質ニュース, no. 512, 40-50.
- 大熊茂雄・中塚 正・中野 俊・佐藤秀幸・大久保綾子 (2016) 富士火山地域高分解能空中磁気異常図 (1:25,000). 空中磁気図 (高分解能空中磁気異常図) 47, 産総研地質調査総合センター.
- 大島章一・登崎隆志・小野寺健笑・兼子俊朗・構図義夫 (1981) 北陸地方, 中部地方及び関東地方周辺海域の地磁気異常. 水路部研究報告, no. 16, 25-45.
- Quesnel, Y., Catalán, M. and Ishihara, T. (2009) A new global marine magnetic anomaly data set. *Journal of Geophysical Research*, **114**, B04106. doi:10.1029/2008JB006144
- Sabaka, T.J., Olsen, N. and Purucker, M.E. (2004) Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Ørsted and CHAMP data. *Geophysical Journal International*, **159**, 521-547. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02421.x
- Scientific Committee on Antarctic Research (2021) Antarctic Digital Magnetic Anomaly Project (ADMMap). <https://www.scar.org/science/admap/home/> (閲覧日: 2021年11月15日)
- Tada, N., Ichihara, H., Nakano, M., Utsugi, M., Koyama, T., Kuwatani, T., Baba, K., Maeno, F., Takagi, A. and Takeo, M. (2021) Magnetization Structure of Nishinoshima Volcano, Ogasawara Island Arc, Obtained from Magnetic Surveys Using an Unmanned Aerial Vehicle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **419**, 107349. doi:10.1016/j.jvolgeores.2021.107349
- 高橋伸也・菅原安宏・松尾健一・矢萩智裕・阿部 聡 (2018) 磁気図 2015.0 年値の作成. 国土地理院時報, **130**, 13-36.
- Tanaka, A. (2017) Global centroid distribution of magnetized layer from World Digital Magnetic Anomaly Map. *Tectonics*, **36**, 3248-3253. doi:10.1002/2017TC004770
- The European Space Agency (2021) Swarm - ESA Earth Online. <https://earth.esa.int/eogateway/missions/swarm> (閲覧日: 2021年11月15日)
- Vine, F. J. and Matthews, D. H. (1963) Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, **199**, 947-949. doi:10.1038/199947a0
- World Digital Magnetic Anomaly Map (2021) WDMAM. <http://wdmam.org> (閲覧日: 2021年11月15日)
-
- ODA Hirokuni (2022) World Digital Magnetic Anomaly Map and contribution from Japan.
-
- (受付: 2021年12月3日)

内核 (G) 上部の準半球構造

大滝 壽樹¹⁾

1. はじめに

地球の中の深いところがどうなっているかについて、これまでGSJ地質ニュースで二回紹介してきました(大滝, 2017, 2020)。このうち前回は、外核の底近く(第1図のF層; Bullen, 1942)では同じ深さであっても場所によって地震の波がすすむ速さが違う、という話をしました。この速さの違いは、その場の元素の割合が違うためだと私たちは考えています。では、なぜ割合が場所によって違うのでしょうか? これはまだよくわからないのですが、外核の下にある内核(G層)にヒントがあるように思います。

というのも、内核のもっとも浅い部分、つまり外核と接する付近には内核全体を大きく二つに分けるような準半球型の不均質がある、といわれているからです(田中, 2018)(第2図)。準半球とよぶのは、球面を正確に二つに分けたのではないからです。二つに分けたうち図で色が塗ってある方を「(準)東半球」、もう一方を「(準)西半球」とよびます。「東半球」のほうが小さく、「西半球」の半分ぐらいの大きさです。以下では、この二つを簡単に「東」、「西」と書くことにします。「東」は東南アジアを中心とする地域で、「西」はそれ以外です。「東」では「西」より地震波が速くすすむことが特徴です。この違いは、東西で内核の成長スピードが違

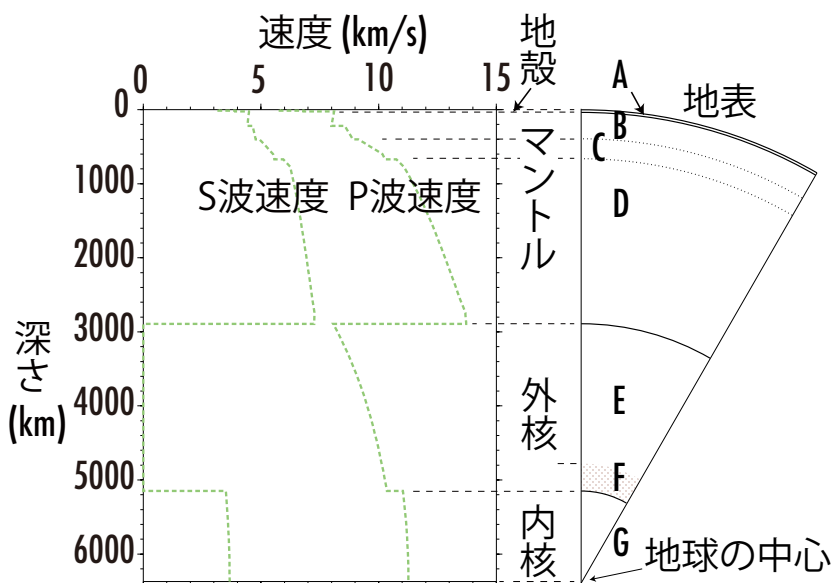
うことによるのではないかと考えられていますが、それほど確かなわけではありません。今のところほかの説明が出されていないといったほうがいいでしょう。内核は外核の液体がその表面で固まって成長していきます。地球はすこしずつ冷えていて、内核もすこしずつ大きくなっているのですが(たとえば吉田, 2018)、この成長の仕方はどこでも同じではなく、場所によって違うのではないかと考えられているのです。

今回は、まず内核の構造をざっと見たあとで、この内核上部の東西構造を示し、最後に私たちの最近の研究結果(Ohtaki *et al.*, 2012, 2021)について紹介します。

2. 内核のあらまし

デンマークのInge Lehmannによって外核の下に内核が見つかったのは1936年のことです(Lehmann, 1936; Bolt, 1987)。地殻・マントル・外核だけ考えていると波がこないはずの距離・時間にP波が到着していることを説明するために、内核が必要となりました。

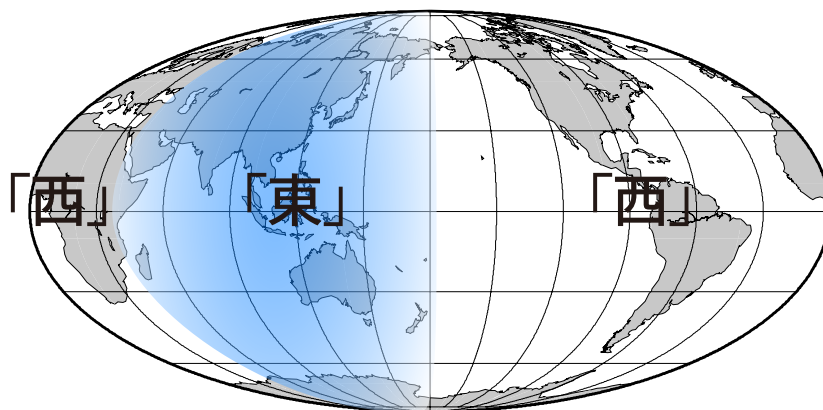
この内核は地球の一番真ん中にある固体です(第1図)。その外側にある液体の外核と同じく、主な成分は鉄でニッケルも5%ぐらい含まれています(たとえば境, 2018)。そ



第1図 標準的なモデルとして今でも使われているPREM (Dziewonski and Anderson, 1981)の地球のなかの地震波の速さ(あるいは地震波速度)。縦軸は地球の表面からの深さを、横軸はP波(縦波)速度とS波(横波)速度の大きさを示す。図の上ほど浅い。図の右に、マントル、外核、内核と、Bullen (1940, 1942)が命名したA, B, C, D, E, F, G各層の位置を示した。速度モデルが当時のものとは違うため、A~Gの深さの範囲も当時とはすこし変えている(大滝(2020)第1図を転載)。

1) 産総研 地質調査総合センター 地質情報研究部門

キーワード: 地球, 地震波速度, 内核, 準半球構造, 不均質, 目玉形異常



第2図 内核上部の「準東半球」(または「東」と「準西半球」(または「西」)のおおよその場所を地表に投影して示した。

の半径は 1,200 km ほどです。外核の半径が 3,500 km ほどですから、その 1/3 くらいになります。温度は内核の表面でだいたい 5,000 ~ 6,500 K くらいと考えられています(市川・土屋, 2018)。大谷(2018)は、内核表面の温度を 5,500 K と推定しています。ここで“K(ケルビン)”は温度の単位で、絶対温度を意味します。

内核の密度(単位体積あたりの質量)はその表面で 12.8 g/cm³, 地球の中心で 13.1 g/cm³ くらいとされています(Dziewonski and Anderson, 1981)。この密度は純鉄の密度より 5% ほど軽いため、軽元素がその分入っていると考えられています。どの軽元素が入っているかはいま調べられているところですが、候補としてケイ素、硫黄、酸素、炭素、水素が挙げられています(市川・土屋, 2018; 大谷, 2018)。なお、ニッケルは鉄と同じくらいの密度なので、ニッケルが 5% ほど入っていても軽元素量の見積もりはあまり変わりません。外核の密度は純鉄より 10% ほど小さく、内核よりもさらに差が大きいので、外核のほうが内核よりも軽元素をたくさん含んでいることになります。これは、外核の液体が内核表面で固まるときに、余分な軽元素が外核に追い出されるということです。この放出された軽元素が外核の流体運動、ダイナモ作用の主な動力源です(高橋, 2005)。密度は地震波の速さに比べて決めにくいのですが、最近、Dziewonski and Anderson (1981) のモデル(PREM)より 1 ~ 2% ほど小さい内核密度が報告されています(Robson and Romanowicz, 2019)。

3. 内核の東西構造

内核の表層付近にある「東」、「西」の境は、低緯度から中緯度ではだいたい決まっています。その位置は、一本がだいたい東経 40° ~ 60°, もう一本が東経 180° ~ 西経 160°

くらいにあります(Ohtaki *et al.*, 2021)。この間の、東南アジアを含んだところが内核の「東」になります(第2図)。「東」は「西」に比べて地震波がすすむ速さが内核表面で 1% くらい速いことが知られています(田中, 2018)。「東」と「西」、それぞれの領域のなかでは地震波の速さはだいたい同じで、境のところで急に変わるようです(Waszek and Deuss, 2011)。「東」と「西」の間のこの違いは深くなると小さくなりますが、だいたい内核の表面から深さ 400 km ほどまで続いているようです(Tanaka, 2012)。この他、内核では、波のすすむ向きによって地震波の速さが違い、おおよそ南北の方向へはそれと直交する方向より波が速くすすむことが知られています。これを速さの異方性と呼びます(田中, 2018)。異方性は西半球で強いと考えられていますが(たとえば Tanaka and Hamaguchi, 1997)、他の異方性モデルも提出されています。今までのモデルのまとめは Tkalcic (2017) Figure 4.3 をご覧ください。

このように内核の細かな構造の話をするときには、二つの地震波が観測点についた時間の差をとって調べることが重要になります(大滝, 2017)。内核を調べるときは、内核までもぐる波と、その上の外核までしかとおらない波の時間差を用います。内核をとおる波(PKIKP)は、地震から観測点までの角距離(地球の中心からみた角度)で 120° ぐらいから地球の反対側(180°)まで見えます。一方、外核までの波(PKPbc やその延長に現れる PKPc-diff)は、見える角距離の範囲が内核をとおる波より狭くなります(第3図)。震源からの距離によって PKIKP がどの深さまでもぐるかが決まりますから、内核のなかで調べられる深さは外核の波がみえる距離の範囲でおおよそ決まってしまう。外核下部をとおる波(PKPbc)が見えて、時間差を測るのに使えるのは、外核の底を伝う波(PKPc-diff)も合わせても、震源から角距離でお

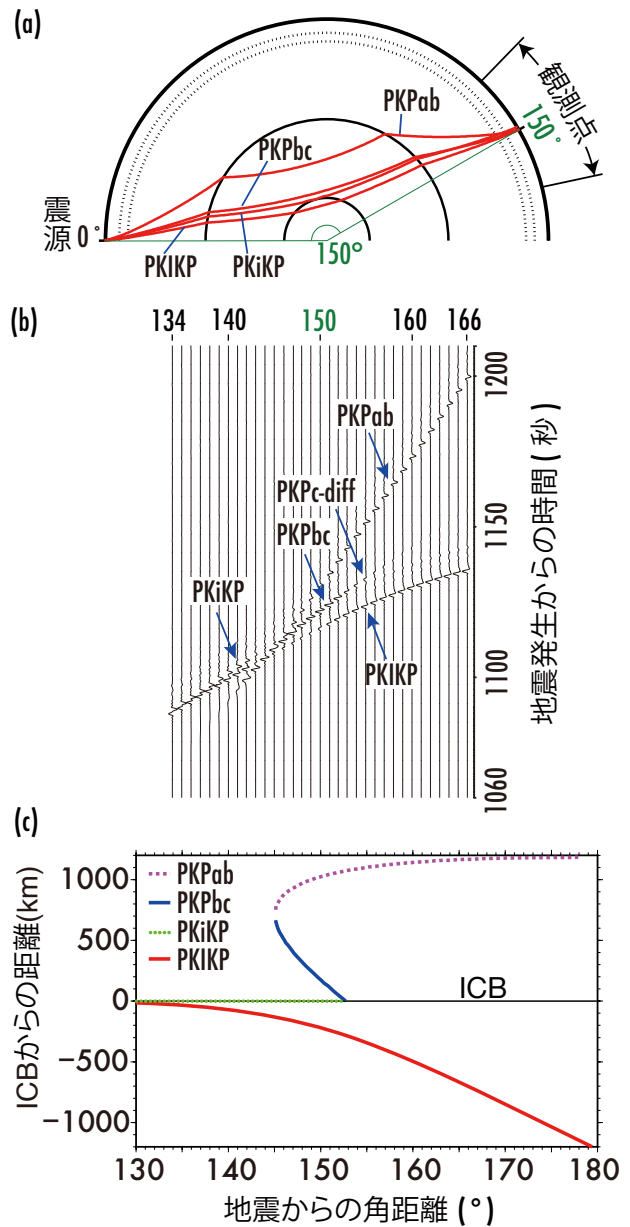
よそ $146^{\circ} \sim 160^{\circ}$ くらい離れたところだけです。これより近いと PKPbc と PKIKP の分離が難しくなります。遠いと外核底をとる波が小さくてほとんど見えなくなります。この PKPbc と PKIKP のペアだと、内核表面の下 100 km ぐらいから調べられます。深いほうは深さ 500 km ほどまでです (Tanaka, 2012)。これより浅いところ、内核表面から深さ 100 km ぐらいまでは、外核-内核境界で反射する波 (PKiKP) と PKIKP のペアを使います (たとえば Waszek and Deuss, 2011)。一方、深さ 400 km より深いところは、PKIKP と外核上部で向きをかえて地表にもどる波 (PKPab) (第 3 図) のペアを使うことになります。ただし、この三番目のペアは、波同士がだいぶ離れているため、マンツルの影響が時間差に残ることが指摘されています (たとえば Song and Helmberger, 1993)。このため、深いところの探査には、むしろ PKIKP を単独で使ったりします (最近の例は Stephenson *et al.*, 2021)。

4. 南極と北極の下の内核

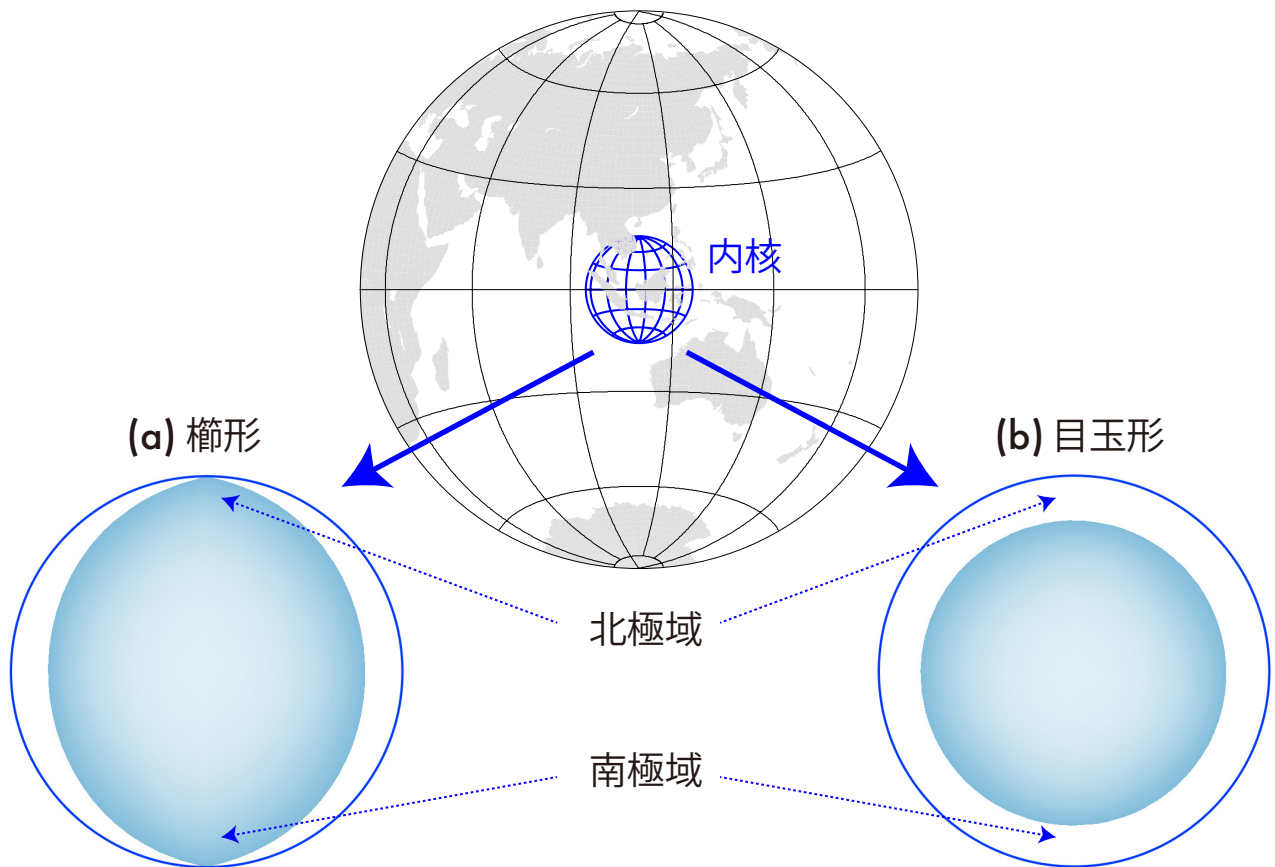
この内核の準半球構造、つまり「東」と「西」の成因として、考えられているモデルは二つあります。そのうち一つが内核の水平移動で、もう一つが外核の対流の場所による違いです。前者は、外核のなかで内核が自転軸とは垂直の方向を「西」から「東」へ移動するというモデルです (Alboussière *et al.*, 2010; Monnereau *et al.*, 2010)。移動した先では内核表面が地球の中心から遠ざかり圧力が減るため融けてしまい、移動する元では逆に液体が固まっています。後者は、外核内の冷たい下降流が内核表面の「東」の赤道域の上で強く、そこで固化が進んでいるというモデルです (たとえば吉田・隅田, 2001; Aubert *et al.*, 2008)。前者のモデルは赤道を中心とした同心円状の構造の異常を示します。一方、後者は赤道域を中心とした異常を示すでしょう。つまり、どちらのモデルでも極域には大きな異常は現れないと予測されます。

これにたいし、地震学の結果は北極から南極まで「東」と「西」の違いが続いていてちょうどスイッチを切ったような楕円形を考えることがほとんどです (第 4 図 a)。両極付近には「東西」の違いが現れない目玉形の「東」(第 4 図 b) を持つ内核のモデルは Tanaka and Hamaguchi (1997) など数例に止まります (Ohtaki *et al.*, 2021)。楕円形だとすると、先に述べた二種類の内核異常の成因モデルでは説明がつかないこととなります。しかし、本当に楕円形なのでしょうか？

内核の「東」が、楕円形なのか、目玉形なのか、を決める鍵は北極と南極という二つの極域にあります (第 4 図)。極



第 3 図 (a) 核のなかをとる地震波線。地震波の波長が十分短いとき、地震 (震源) から観測地点まで波が伝わる様子を、あたかもその波が曲線状の経路をたどって進むかのように表すことができる。この曲線あるいは経路を (地震) 波線とよぶ。距離 150° には、ここで示した 4 つの P 波がほぼ同じ時刻に到着する。(b) 核のなかをつたわってきた地震波形の計算例。PREM の浅部を簡略化したモデルで計算した。横軸は地震からの角距離 ($^{\circ}$)、縦軸は地震発生からの時間。左ほど地震に近く、下ほど時間が早い。図の左から右にいくつつか波のつらなりが見える。これが核をとってきた波である。この図では、波形ごとに波の振幅の最大の大きさを同じにしてある。その結果、 $143^{\circ} \sim 150^{\circ}$ あたりでは PKPbc の振幅が大きいため PKIKP の振幅がみかけ上小さくなっている。 145° より近くで PKPab の延長に見えるのは PKPb-diff という回折波、 152° より遠くで PKPbc の延長に見えるのは PKPc-diff という回折波である。(c) 核をとる波の最深点を内核の境界 (inner core boundary; ICB) からの高さ (深さ) で示した。負の値は境界より深いことを示す。横軸は地震からの角距離。(a)、(b) は大滝 (2017) 第 3 図を一部改変し転載した。



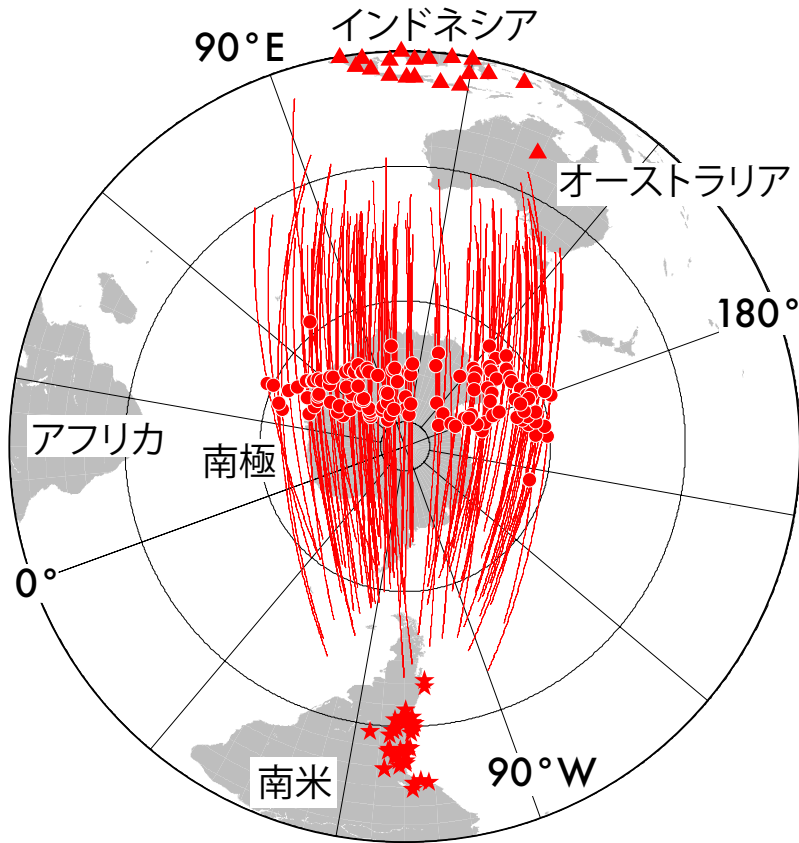
第4図 地球のなかで占める内核の大きさと、その上部にある不均質の形。(a) 橢球形と (b) 目玉形、二つのモデルが提出されている (Ohtaki *et al.*, 2021) .

域、とくに「東」の極域はほとんど調べられていませんでした。極域で内核をとおる波がほとんど観測されていなかったのです。地震がおこる場所がほぼ決まっています、観測点の場所も偏っているためです。

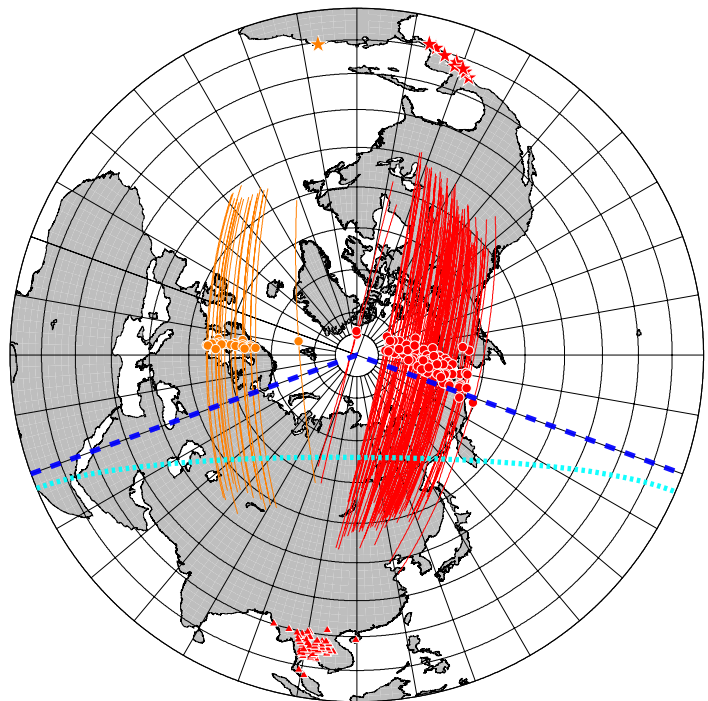
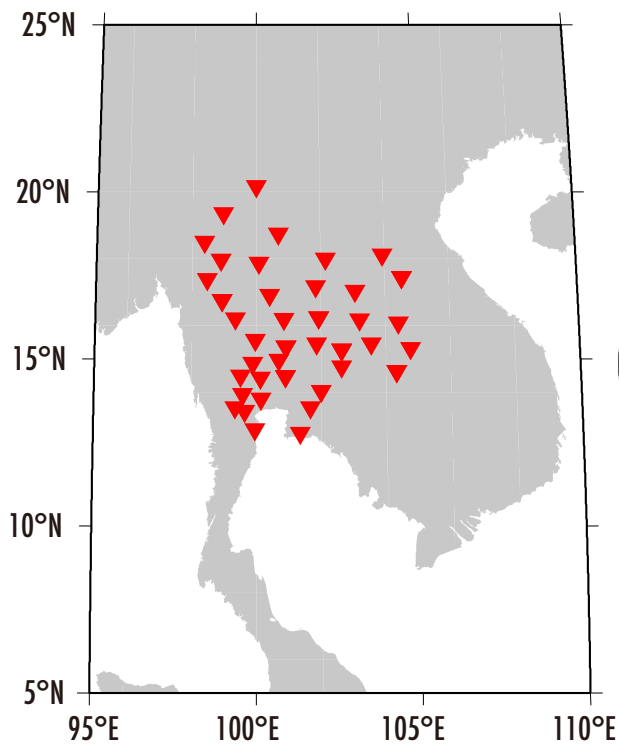
内核の極域のうち、南極域については、私たちがインドネシアに20年ほど前につくった地震観測網(大滝ほか, 2000)で初めてくわしく調べることができました (Ohtaki *et al.*, 2012) (第5図)。私たちは、まず、外核下部をとおる波 (PKPbc) と内核をとおる波 (PKIKP) の振幅の大きさの比を使い、内核内での波の減衰の大きさと外核底の地震波の速さを順に求めました。次に、外核-内核境界で反射する波 (PKiKP) と PKIKP の時間差を使って内核の表面近くの速さを決め、最後に PKPbc と PKIKP の時間差を測って内核上部での波の速さを見積もりました。その結果は、内核の南極域は地震波のすすむ速さが遅い「西」タイプであることを示しています。この研究では、後から決める構造が先に決める構造に影響しないように注意して順をおって決めています。そのため、地震波の速さはよく決まっていると考えています。

その一方で、「東」の北極域は調べられていないままでしたが、最近、タイに観測網が設置されたことがこの状況を変えました (Tanaka *et al.*, 2019)。タイのほぼ全域に2016年から2019年にかけて設置されたこの観測網は、中央アメリカと北極域をはさんで向かいあっている上、中央アメリカからの距離も内核の北極域を調べるのにちょうどよいのです (第6図)。TSAR という名前のこの観測網で記録された中米の地震の波形を調べた Ohtaki *et al.* (2021) では、PKPbc と PKIKP の時間差を観測値として使い、初めて北極域の内核構造を調べることができました。ただ残念ながら、記録には PKiKP を見つけることができませんでした。また PKPbc と PKIKP の振幅の比のばらつきも大きくて、信頼できる結果はえられませんでした。

TSAR の観測値は PREM のような全球モデルより明らかに小さな時間差を持っていて、今までの「西」の速さモデルとよく合います。また、「西」とされているところをとおった他の波の観測値ともよく合います。つまり、北極域の内核も南極域と同じく「西」的、上部が遅いということです。ということは、内核の「東」は第4図bのような極域までカ



第5図 内核の南極域をとる波線 (Ohtaki *et al.*, 2012). 赤線が、波線が内核のなかをとっている部分を示す。波線は深さ 5,000 km ほどをとっているのだが、その場所を同じ緯度経度の地表に投影して示している。波線のなかほどの赤丸は波線が一番深いところをとっている場所である。



第6図 (左) タイに数年間設置された地震観測網 TSAR (Tanaka *et al.*, 2019) と (右) その観測網で捉えられた地震の波線 (Ohtaki *et al.*, 2021). 内核の北極域とその周辺をとっている。右図の赤線・オレンジ線は、波線が内核のなかをとっている部分を示す。波線のなかほどの赤 (オレンジ) 丸は波線が一番深いところをとっている場所である。第4図に示した楕形と目玉形内核東西構造の境界線を青破線と水色点線として載せた。図の上にある星が解析に使った地震を、下の三角が観測点を示している。右図で三角は TSAR 観測点の外側にもあるが、これは IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology, <http://ds.iris.edu/>) からデータが公開されている点である。これらの点も合わせて解析に使ったため、波線には合わせて示してある。右図は Ohtaki *et al.* (2021) より転載した。

バーしていない目玉形をしているということになります。この形なら、先ほど紹介した二つの「東西」差成因モデルとうまく合います。

さらに、私たちの結果は今回調べた波線が内核をとおったところ全体が西半球的であったほうが、今までの「東」「西」二つの速さモデルと合うことを示しています。これは、「東」がすこし南北につぶれた目玉形をしていることを示唆し、外核の対流に起因すると考える説に有利な結果のようにも思います。私たちの研究の他にも内核不均質の成因として外核対流起因説を支持する結果もあります(たとえば Attanayake *et al.*, 2014; Ritterbex and Tsuchiya, 2020)。

地球の磁場は外核の対流が作っていると考えられています。しかし、外核の対流を直接見ることはできませんし、外核深部の対流にいたってはそれを間接的に推定するための観測すらありませんでした。

その対流の重要な駆動力となっているのが内核表面で外核に放り出される軽元素です。大滝 (2017, 2020) で紹介した外核底の地震波の速さの不均質は、この放出された軽元素の濃度がオーストラリアの下のほうが北東太平洋の下より高くなっていることを示していました。今回紹介した Ohtaki *et al.* (2021) の結果は、軽元素の放出はオーストラリア下を含む内核の「東」の表面で起こっている可能性を示しているのかもしれませんが。このように、ここ 10 年ほど外核の底や内核の表層付近を集中的に調べてきた我々の研究はすこしずつ結びついて、内核がどのように成長し、外核はどのように対流していて磁場を作っているのかが、より明らかになってきているように感じています。

5. おわりに

「ゲゲゲの鬼太郎」(水木しげる)に出てくる「目玉親父」を思い浮かべてください。茶碗のお風呂に入っているシーンがありましたよね。私は、あの姿に内核のイメージが重なります。茶碗の直径は目玉の三倍くらいです。茶碗が固体であるマンツルの底で、そのなかのお湯が外核で、その温度は四~五百度くらい。その真ん中でお湯につかっている親父さん(の目玉)が内核になります。黒目の部分が地震波の速くすすむところで、白目が遅くすすむところです。黒目の向いている先には東南アジアがあります。

謝辞: 描図は GMT (Wessel and Smith, 1998)、波線計算は TauP Toolkit (Crotwell *et al.*, 1999)、波形計算は DSM (Direct Solution Method) (Takeuchi *et al.*, 1996) で行いま

した。ここで紹介した内核の北極の研究には JSPS 科研費 JP15H05832 を使用しました。タイでの地震観測網もこの科研費で設置されたものです。観測網の設置、維持管理に関わった方々に深く感謝します。また、ここで紹介した研究の共同研究者の皆さまにも深く感謝します。とくに金嶋 聡氏(九州大学)からは本稿についても有益なコメントを多くいただきました。ここに記して感謝します。

文 献

- Alboussière, T., Deguen, R. and Melzani, M. (2010) Melting-induced stratification above the Earth's inner core due to convective translation. *Nature*, **466**, 744–747. doi:10.1038/nature09257
- Attanayake, J., Cormier, V. F. and de Silva, S. M. (2014) Uppermost inner core seismic structure – new insights from body waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, **385**, 49–58. doi:10.1016/j.epsl.2013.10.025
- Aubert, J., Amit, H., Hulot, G. and Olson, P. (2008) Thermochemical flows couple the Earth's inner core growth to mantle heterogeneity. *Nature*, **454**, 758–761. doi:10.1038/nature07109
- Bolt, B. A. (1987) 50 years of studies on the inner core. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **68**, 73–81. doi:10.1029/EO068i006p00073-01
- Bullen, K. E. (1940) The problem of the Earth's density variation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **30**, 235–250.
- Bullen, K. E. (1942) The density variation of the Earth's central core. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **32**, 19–29.
- Crotwell, H. P., Owens, T. J. and Ritsema, J. (1999) The TauP toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismological Research Letters*, **70**, 154–160. doi:10.1785/gssrl.70.2.154
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. (1981) Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **25**, 297–356. doi:10.1016/0031-9201(81)90046-7
- 市川浩樹・土屋卓久 (2018) 外核の化学組成. 地学雑誌, **127**, 631–646. doi:10.5026/jgeography.127.631
- Lehmann, I. (1936) *P'. Publications du Bureau central sismologique international, Série A*, **14**.

- Monnereau, M., Calvet, M., Margerin, L. and Souriau A. (2010) Lopsided growth of Earth's inner core. *Science*, **328**, 1014–1017. doi:10.1126/science.1186212
- 大滝壽樹 (2017) 外核の底を探る. *GSJ 地質ニュース*, **6**, 332–337.
- 大滝壽樹 (2020) 外核底 (F) の不均質. *GSJ 地質ニュース*, **9**, 3–7.
- 大滝壽樹・神定健二・金嶋 聡・西村太志・石原 靖・吉田康宏・原田智史・神谷真一郎・SUNARJO (2000) インドネシアにおける広帯域地震観測網 JISNET. *地質調査所月報*, **51**, 189–203.
- Ohtaki, T., Kaneshima, S. and Kanjo, K. (2012) Seismic structure near the inner core boundary in the south polar region. *Journal of Geophysical Research*, **117**, B03312. doi:10.1029/2011JB008717
- Ohtaki, T., Tanaka, S., Kaneshima, S., Siripunvaraporn, W., Boonchaisuk, S., Noisagool, S., Kawai, K., Kim, T., Suzuki, Y., Ishihara, Y., Miyakawa, K. and Takeuchi, N. (2021) Seismic velocity structure of the upper inner core in the north polar region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **311**, 106636. doi:10.1016/j.pepi.2020.106636
- 大谷栄治 (2018) 地球内部の物質科学. 現代地球科学入門シリーズ 13, 共立出版, 東京, 180p.
- Ritterbex, S. and Tsuchiya, T. (2020) Viscosity of hcp iron at Earth's inner core conditions from density functional theory. *Scientific Reports*, **10**, 6311. doi:10.1038/s41598-020-63166-6 (日本語解説は https://research.ehime-u.ac.jp/ja/environment_geoscience/20200414-01.html, 閲覧日: 2021年10月22日)
- Robson, A. J. S. and Romanowicz, B. (2019) New normal mode constraints on bulk inner core velocities and density. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **295**, 106310. doi:10.1016/j.pepi.2019.106310
- 境 敦 (2018) 核の物質科学. 図説 地球科学の事典, 鳥海光弘編, 朝倉書店, 東京, 66–67.
- Song, X. and Helmberger, D.V. (1993) Effect of velocity structure in D" on PKP phases. *Geophysical Research Letters*, **20**, 285–288. doi:10.1029/92GL02614
- Stephenson, J., Tkalčić, H. and Sambridge, M. (2021) Evidence for the innermost inner core: Robust parameter search for radially varying anisotropy using the neighborhood algorithm. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **126**, e2020JB020545. doi:10.1029/2020JB020545
- 高橋 太 (2005) 地球惑星ダイナモシミュレーションの新たな発展. *地学雑誌*, **114**, 123–131.
- Takeuchi, N., Geller, R. J. and Cummins, P. R. (1996) Highly accurate P-SV complete synthetic seismograms using modified DSM operators. *Geophysical Research Letters*, **23**, 1175–1178. doi:10.1029/96GL00973
- Tanaka, S. (2012) Depth extent of hemispherical inner core from PKP(DF) and PKP(Cdiff) for equatorial paths. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **210–211**, 50–62. doi:10.1016/j.pepi.2012.08.001
- 田中 総 (2018) 内核. 図説 地球科学の事典, 鳥海光弘編, 朝倉書店, 東京, 186–187.
- Tanaka, S. and Hamaguchi, H. (1997) Degree one heterogeneity and hemispherical variation of anisotropy in the inner core from PKP(BC)–PKP(DF) times. *Journal of Geophysical Research*, **102(B2)**, 2925–2938. doi:10.1029/96JB03187
- Tanaka, S., Siripunvaraporn, W., Boonchaisuk, S., Noisagool, S., Kim, T., Kawai, K., Suzuki, Y., Ishihara, Y., Iritani, R., Miyakawa, K., Takeuchi, N. and Kawakatsu, H. (2019) Thai Seismic Array (TSAR) Project. *東京大学地震研究所彙報*, **94**, 1–11.
- Tkalčić, H. (2017) *The Earth's Inner Core: Revealed by Observational Seismology*. Cambridge University Press, UK, 234p
- Waszek, L. and Deuss, A. (2011) Distinct layering in the hemispherical seismic velocity structure of Earth's upper inner core. *Journal of Geophysical Research*, **116**, B12313. doi:10.1029/2011JB008650
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of generic mapping tools released. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **79**, 579. doi:10.1029/98E000426
- 吉田茂生 (2018) 核の進化と地球磁場変動. 図説 地球科学の事典, 鳥海光弘編, 朝倉書店, 東京, 48–49.
- 吉田茂生・隅田育郎 (2001) 解説: 内核の異方性と差動回転が意味するもの. *社団法人日本地震学会ニュースレター*, **13**, no. 2, July 10, 45–49.

OHTAKI Toshiki (2021) Eyeball anomaly of the Earth's upper inner core.

(受付: 2021年12月10日)

節理と片理

佐脇 貴幸¹⁾

1. はじめに

産業技術総合研究所(産総研)の地質標本館内には、地質調査所時代以来の「地質の調査・研究の成果」の一端を示すものとして、多数の岩石、鉱物、化石などの標本が展示されていますが、地質標本館の前庭にも、比較的大きな岩石標本が展示されています。その中で、地質標本館正面玄関に向かって右側には、特徴的な形を持つ岩石群が展示されています(第1図)。これらの岩石標本は、それぞれの岩石が持つ外形的な特徴がよく観察できる標本となっています。ここでは、これらの岩石で観察していただきたい面構造である、節理と片理について紹介します。

2. 節理

節理(joint)とは、岩石の明瞭な割れ目のことで、割れ目を挟んだ両側の部分同士にほとんどずれがないもののことを言います。ただし、人為的に叩き割ってひびを入れたような割れ目とは異なり、露頭レベル(数m~数百mオー

ダー以上)で見ると、複数の割れ目が、ある一定の規則に沿って並んでいるように見えるのが普通です。例えば、第2図Aは花崗岩の例ですが、塔のように立っている2つの花崗岩の塊に対して、ともに左斜め上から右斜め下方向に幾筋もの割れ目が入っています。これが節理の一例です。

さて、第1図の左側には、多角形(六角形~五角形)の断面を持つ黒い柱状の岩石が2本転がっています。第3図は接近して撮影したのですが、この岩石は、長崎県佐世保市産の普通輝石かんらん石玄武岩の溶岩(第4図)の標本です。溶岩や岩脈をなす火山岩類は、しばしばこのように柱のような形に割れることがあり、これを柱状節理といえます。地質標本館前では寝かせて置いてありますが、これらはもともと地面に垂直に立っていたものです。

野外での柱状節理については、例えばGSJ地質ニュース2021年1号の表紙(https://www.gsj.jp/publications/gcn/images/gsj_cn_vol10_1.png 閲覧日:2021年12月3日)や地質調査総合センターのウェブサイトコンテンツの「地質を学ぶ、地球を知る」(https://gbank.gsj.jp/geowords/glossary/ta.html#columnar_joint 閲覧日:2021年12月



第1図 地質標本館入口右手の岩石標本群

1) 産総研 地質調査総合センター 地質情報基盤センター

キーワード: 地質標本館, 節理, 溶岩, 片理, 変成岩



A



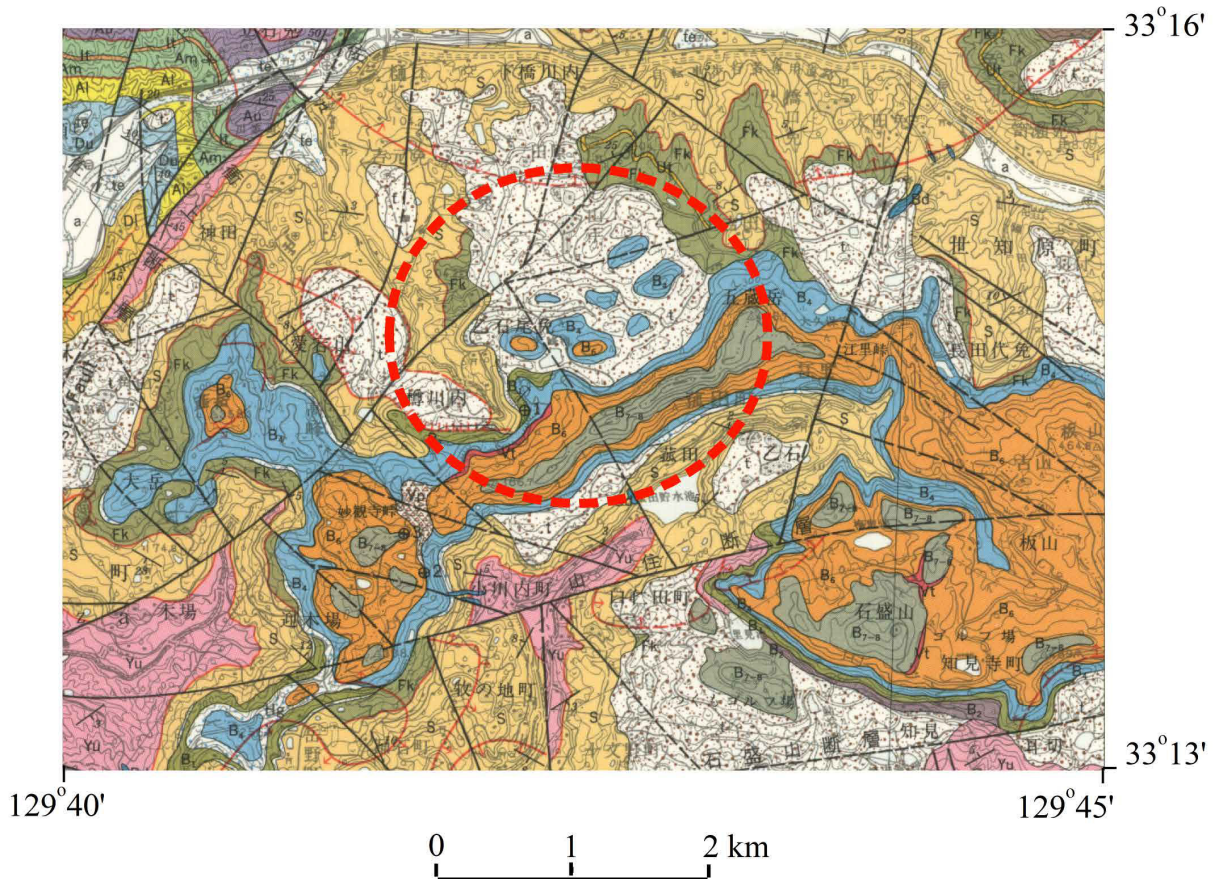
B

第2図 節理の例

A：岐阜県恵那市恵那峡沿いの花崗岩にみられる節理（花崗岩の高さ約30m；1985年3月撮影），B：兵庫県豊岡市玄武洞の柱状節理（写真上部までの高さ約30m；2007年8月，宮地良典氏撮影）



第3図 普通輝石かんらん石玄武岩（北松浦玄武岩類）の柱状節理標本（第1図左側，長崎県佐世保市乙石尾産）



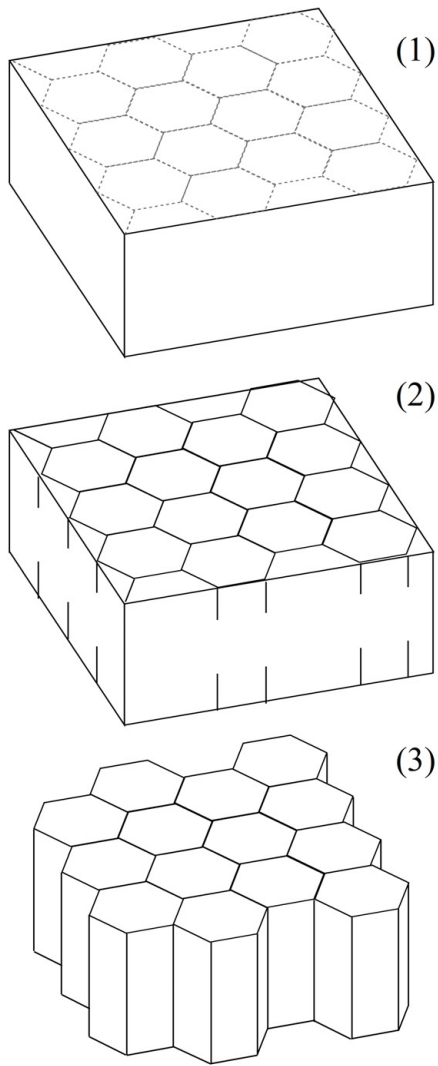
第4図 柱状節理が採取された地域の地質図：5万分の1地質図幅「佐世保」の一部（松井ほか，1989）
 北松浦玄武岩類は、 $B_1 \sim B_8$ および Vd/Vp の記号が付けられた岩相を指すが、普通輝石かんらん石玄武岩は B_6 。
 図上中央赤丸内の「乙石尾免（現在の地名表記は乙石尾）」が採取地。

3日)に日本各地の典型例がありますが、その中でも日本で最も有名な柱状節理といえば、兵庫県豊岡市の玄武洞です(第2図B)。玄武岩という岩石名はこれに由来します。また、世界的に有名なものといえば、世界遺産にもなっている北アイルランドのジャイアンツ・コーズウェイ (Giant's Causeway) があります。

この柱状節理の成り立ちですが、地表に流れ出した溶岩の場合、その溶岩は大気や地面と触れている表面(上面・下面)から徐々に冷えて固結し収縮し始めます。この冷却・収縮が進むと、溶岩表面から規則的な割れ目が次第に岩石内部に向かってつながっていき、溶岩全体が柱状に分割されていきます(第5図)。身近な例でいえば、水たまりや田んぼの中の泥が、乾燥することで収縮してひび割れていきますが、これと同じようなことが溶岩の冷却時に起きるわけです。この柱状節理のより詳しい成り立ちについては、例えば、アーサー・ホームズ[上田ほか訳](1983, p. 65-66)や倉敷市立自然史博物館のウェブサイトのコンテンツ(<http://www2.city.kurashiki.okayama.jp/musnat/geology/tisitugensho/seturi/seturi.html>) 閲覧日: 2021年12月3

日)などを参照してください。また Müller(1998) はでんぷん粉と水を使ったわかりやすい実験例を報告しているので、ご興味がある方はそれをご覧ください。

ところで、地質標本館前の柱状節理(第3図)の表面をよく見ると、柱を横切るような、規則的で平行に並んだ模様(面)が柱を一周しているのが見えます。何となく、土木工事現場の法面をショベルカーで引っ掻いた痕のような感じに見えますが、これは、柱状節理ができる際に、溶岩の表面から内部に向かって、ある一定の間隔で断続的に節理ができていったことを示す痕跡と考えられます(例えば Ryan and Sammis, 1978; DeGraff and Aydin, 1987)。すなわち、冷えるにつれて一度に割れたのではなく、パリッ、パリッといった感じで断続的に割れ目ができていき、最終的に柱状になったということです。また、第2図Bの玄武洞では、あたかも算盤玉やスライスした鳴門巻きのように、柱状節理がさらにブロック状・板状に切れているのが観察されます(第2図Bの左下や中央下の柱状節理部分)。これは、冷却に伴って、柱状節理の長軸方向(上下方向)でも収縮が起き、そのために柱状節理を切る方向にも割れ目



第5図 柱状節理のでき方の模式図

(1) 固まりつつある溶岩の表面および地面に接している下面から冷却が始まり、収縮し始める。(2) 表面および下面から割れ目が入り始める。(3) 固化した溶岩全体が柱状に分割され、柱状節理ができあがる。

ができたためと考えられます(アーサー・ホームズ[上田ほか訳], 1983, p. 65-66)。

なお、ここでは冷却に伴う柱状節理について説明しましたが、そのほかにも、岩体にかかっていた荷重が小さくなること(例えば岩体上部の削剥や岩体の上昇など)でできる節理や、広域的に地下に働く力によってできる節理などがあります(久城ほか編, 1989, p. 150; 天野・狩野, 2010, p. 113-117)。

3. 片理

片理というのは、変成岩、特に結晶片岩といわれる岩石が持つ組織です。変成岩は、溶岩などの火成岩や砂岩・泥

岩などの堆積岩が、地下深くに持ち込まれ、高温・高压条件に置かれることで岩石内の鉱物・成分が化学反応(変成作用)を起こして形成されます。そのような新たな温度・圧力条件および岩石自体の化学組成に応じて、もともとの岩石に含まれていたものとは違う鉱物が形成され、その結果岩石の組織も変化します。温度・圧力・化学組成に応じて、様々な変成岩が形成されますが、その一種である結晶片岩と呼ばれるものは、変成作用によってひらひらと割れやすい面を成すこと(面構造)が特徴です。このひらひらした面構造のことを片理(schistosity)と呼びます。変成作用によって形成された板状、針状、柱状の鉱物が、ある一定の方向にそろって存在していることで、この片理という面構造が形作られています。

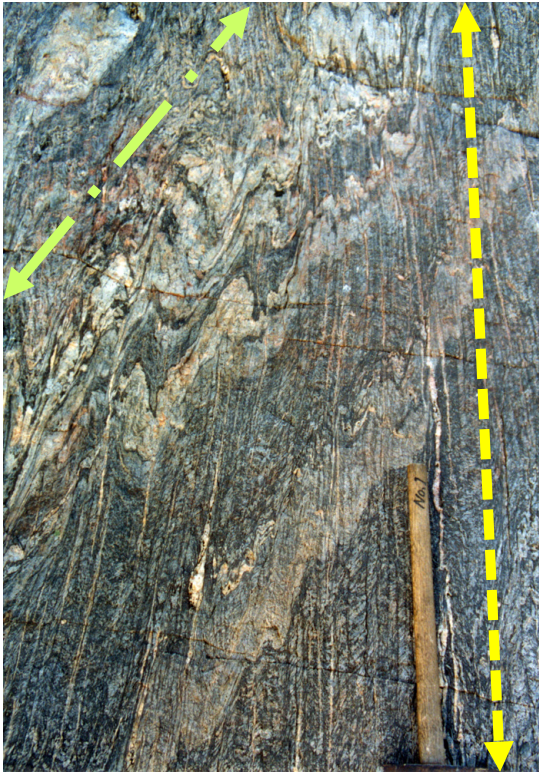
似たようなものとして、堆積岩では、砂岩、泥岩など粒度や構成物質が異なるものが堆積して重なり合うことで層理と呼ばれる縞状の面構造があり、これにより「地層」を成します。一見層理と片理は似ていますが、変成岩の片理は先述の変成作用を経て形成された新たな鉱物の並びが作り出すものですので、その点は注意する必要があります。例えば、第6図は、山口県防府市の三郡変成岩の露頭写真ですが、写真の上下方向につながるのが変成作用によって形成された片理(破線の矢印の方向)です。一方、それに斜交する形で写真の左下から右上にかけて、元の堆積岩の堆積面(おそらく砂泥互層)が細かく褶曲しながらつながっていることがわかります(一点破線の矢印方向)。このように、片理と層理は、それぞれが面的な構造は持つものの、その由来が異なった岩石構造であると言えます。

第7図A, Bは、第1図の右側にある岩石に接近して撮影したものです。これは、日本における典型的な変成岩である、三波川変成帯の岩石標本です。三波川変成帯は、日本最大の断層帯である中央構造線の南側に接して、関東山地から九州の佐賀関半島までの全長700 kmに及ぶ結晶片岩からなる地質体です。写真に示している標本は、中でも特に詳しく研究が進められた高知県本山町の汗見川地域(第8図)から採取された、結晶片岩の一種である紅簾石片岩と呼ばれるものです。これは、もともとは石英の多い堆積岩を起源とし、高温・高压かつ酸化的な条件の変成作用によって形成されたと考えられています。その結果、岩石には紅簾石と共に赤鉄鉱も含まれており、これらの鉱物が、岩石全体を赤く色づかせています。

第7図Aの手前側の面は、岩石カッターで切り落としたうえで磨き上げているので、顕著な片理の様子、岩石の赤さが大変よく見えるようになっています。第7図Bはその裏面の写真ですが、片理に沿って岩石が平たく剥げるよう

堆積面
(層理)

片理



第6図 片理の例
山口県防府市の三郡変成岩の露頭。堆積面と片理が斜交している。ハンマーの柄の長さは約30 cm (1983年7月もしくは8月撮影)。



A

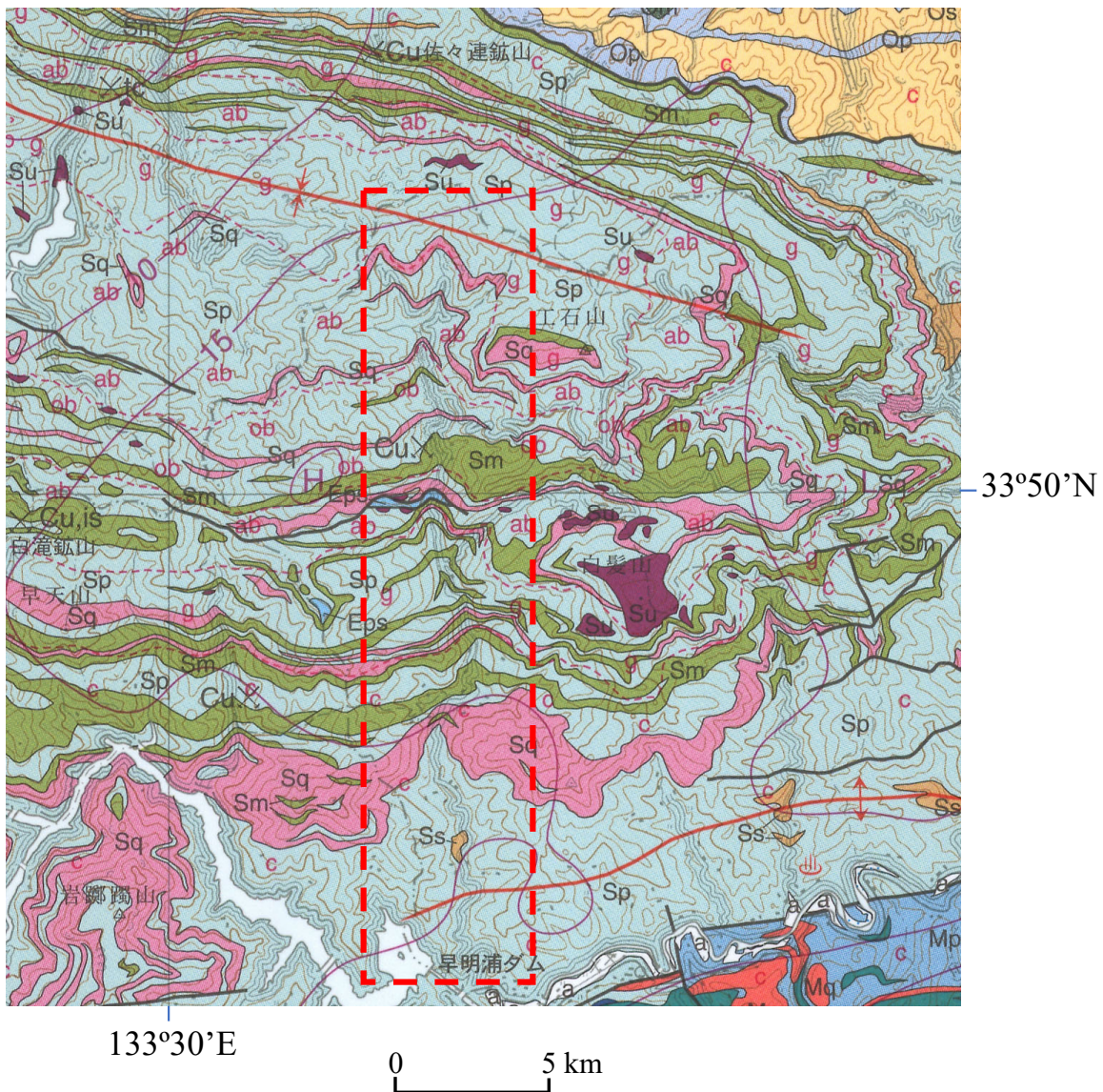


B



C

第7図 高知県本山町汗見川産の紅簾石片岩
A: 第1図右側においてある標本。手前側はカットして磨いてある。B: Aの裏面。片理に沿って岩石がはがれるように割れている。C: 第4展示室に展示してある褶曲した紅簾石片岩標本。



第8図 汗見川地域の地質図：20万分の1地質図幅「高知」（第2版）の一部（原ほか，2018）

汗見川は、図上で「早明浦ダム」と書かれている地点から北上する谷治い（赤枠内）を流れている。紅簾石片岩は、珪質片岩（Sq）の一種として産する（遠藤，2019）。

になっているのと同時に、それと違う方向にも弱線が入る（節理と考えるとよい）ことで、岩石全体としては角ばった感じに割れていることがわかります。なお、地質標本館内の第4展示室には、汗見川地域から採取され、褶曲構造を示す紅簾石片岩も展示されています（第7図C）ので、併せてごらんいただきたいと思います。

4. おわりに

河原に落ちている岩石をよく見ると、ある種の岩石は平たい感じに割れていて、水切り遊びに適した形をしていたり、また別の岩石は丸くごろっとした感じで、漬物石に使

うのにちょうどいい形をしていたりします。岩石がこのような形になるのは、川によって上流から岩石が運ばれてくる間に、川底を転がったり岩石同士がぶつかったりして、割れたりこすれたりしたためですが、その時には、もともとの岩石の割れ方、すなわち岩石の面的な構造が関係しています。もし河原で岩石を観察する機会があれば、その岩石をつくる鉱物、色、面構造など、じっくり見ていただき、上流部にどんな岩石があって、それらがどんな運命をたどってきたのか、思いを馳せていただきたいと思います。

この原稿を書いている時点（2021年12月）では、新型コロナウイルスのまん延がいったん収まりかけたように思えましたが、新たに現れたオミクロン株が、またも社会的

不安を引き起こしています。以前のように、博物館・美術館を自由に訪れ、皆で楽しく自然を観察に出かけられるような状態に戻ることを切に願っています。

謝辞：玄武洞の写真に関しては、地質情報研究部門の宮地良典氏にご提供いただきました。ここに記して厚く御礼申し上げます。

文 献

- 天野一男・狩野謙一 (2010) Field Geology 6 構造地質学 (日本地質学会フィールドジオロジー刊行委員会編, 初版2刷). 共立出版, 東京, 177p.
- アーサー・ホームズ (ドリス・L・ホームズ改訂, 上田誠也・貝塚爽平・兼平慶一郎・小池一之・河野芳輝訳) (1983) 一般地質学 I (原著第3版). 東京大学出版会, 東京, 245p.
- DeGraff, J. M. and Aydin, A. (1987) Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth. *Geological Society of America Bulletin*, **99**, 605-617.
- 遠藤俊祐 (2019) 本山地域の地質, 第5章, 三波川帯の白亜紀高圧型変成コンプレックス. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 34-57.
- 原 英俊・青矢睦月・野田 篤・田辺 晋・山崎 徹・大野哲二・駒澤正夫 (2018) 20万分の1地質図幅「高知」(第2版). 産総研地質調査総合センター.
- 久城育夫・荒牧重雄・青木謙一郎編 (1989) 日本の火成岩. 岩波書店, 東京, 206p.
- 松井和典・古川俊太郎・沢村孝之助 (1989) 佐世保地域の地質, IV. 3, 北松浦玄武岩類. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 46-65.
- Müller, G. (1998) Experimental simulation of basalt columns. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **86**, 93-96.
- Ryan, M. P. and Sammis, C. G. (1978) Cyclic fracture mechanisms in cooling basalt. *Geological Society of America Bulletin*, **89**, 1295-1308.

SAWAKI Takayuki (2022) Joint and schistosity.

(受付：2021年12月10日)

産業技術連携推進会議知的基盤部会地質地盤情報分科会令和3年度講演会「地質リスクの低減に向けた地質調査・データクオリティ・解析技術」開催報告

小松原 純子^{1),2)}・野々垣 進^{1),2)}・納谷 友規^{1),2)}・宮崎 一博^{1),2)}

1. はじめに

産業技術連携推進会議(以下、産技連)とは、産業技術総合研究所(以下、産総研)と公設試験研究機関で作られた組織です。相互の協力体制を強化し、技術開発支援を通じて、産業の発展及びイノベーションの創出に貢献することを目的としています。産技連には6つの技術部会があり、そのひとつが知的基盤部会です。知的基盤部会には地質分野の分科会として地質地盤情報分科会があります。

地質地盤情報分科会ではおおむね毎年秋に地質地盤情報をテーマにした講演会を開催しています。最近では2016年度に「都市平野部の地質学」、2017年度に「首都圏の地質地盤」をテーマとした講演会を開催してきました(中島ほか, 2017, 2018)。2020年度はコロナ禍のため中止となりましたが、2021年度は地質リスクをテーマに、初めてオンラインで開催しました。

2. 講演会の内容

地質リスクとは、主に土木事業・建設事業で使われる用語で、調査データのばらつきや不足などに起因する地質・地盤などに関する不確実性が、事業のコストや安全性に与える影響のことです。例えば、ビルやマンション等の建設事業において、事前に十分な地盤調査を行わなかったことにより、事業途中で追加の地盤調査が必要になり、結果として事業コストの増大や工期の延長が発生したというものは、典型的な地質リスクの発生案件です。

近年、産業立地やインフラ整備といった社会資本の整備・維持を行う上で、地質リスク低減への関心が高まっていることから、地質地盤情報の重要性が強く認識されています。地質リスクを低減するには、地質調査等に基づいたリスク評価が必要です。リスク評価のために必要なデータのクオリティや解析技術にはどのような課題があるのでしょ

うか。そして、リスク評価に基づいてどのようにマネジメントを行うかも課題となります。本講演会では、地質リスク低減に関する理解を深めることを目的として、プロジェクトマネジメントの専門家や、実際に計画の策定を行っている方、地質・地盤リスクの現場に詳しい方など4名に講演していただきました。プログラムは以下の通りです。

講演プログラム

13:30～13:35 開会挨拶

宮崎一博(産技連知的基盤部会地質地盤情報分科会会長)

座長: 秋山泰久(全国地質調査業協会連合会)

13:35～14:05 渡邊法美(高知工科大学)

「プロジェクトマネジメントと地質リスク」

14:05～14:35 梶山敦司(土木研究所)

「土木事業における地質・地盤リスク」

14:35～14:45 休憩

座長: 小笠原正継(産総研地質調査総合センター)

14:45～15:15 北田奈緒子(地域地盤環境研究所)・三

村 衛(京都大学)

「地質地盤リスクの高い堆積物・堆積構造の分布と特徴：関西での事例について」

15:15～15:45 川畑大作(産総研地質調査総合センター)

「災害リスク評価のための地質情報整備」

15:45～15:55 総合討論

15:55～16:00 閉会挨拶

3. 講演会の様子

最初の講演は、高知工科大学の渡邊法美さんによる「プロジェクトマネジメントと地質リスク」でした。渡邊さんは主に建築や自然環境保全に関するプロジェクトのリスクマネジメントを専門とされています。地質リスクマネジメントはプロジェクトマネジメントの本質のひとつであると

1) 産総研 地質調査総合センター地質情報研究部門

2) 産技連 知的基盤部会 地質地盤情報分科会

キーワード: 産技連, 地質地盤情報, 地質リスク

いう観点から、新しいプロジェクトマネジメントの考え方を紹介していただきました。地質リスクの低減を実行するための地質リスクマネジメントを円滑に行うためには、ここで紹介された新しいプロジェクトマネジメントの方法論は必要不可欠なものになると思います。プロジェクトマネジメントでは、マネージャーが重要な役割を果たします。渡邊さんは、経営学者ドラッカーの言葉を引用され、マネージャーの資質として真摯さが必要であることが紹介されました。真摯とは、真面目、熱心、誠実であることを意味する言葉です。プロジェクトマネージャーの役割を再認識することが出来ました。

2番目の講演は、国立研究開発法人土木研究所の梶山敦司さんによる「土木事業における地質・地盤リスク」でした。土木事業が計画から工事、さらに維持管理までどのような流れで行われるか、その中で地質・地盤リスクはどのような形で現れ、どのように対応するかというお話でした。また、実際に起きた地質・地盤に関する事故とその対応についても紹介していただきました。地質リスクを低減するためには、土木事業計画立案段階での地質リスク評価も重要です。講演を聞き、土木事業計画段階の地質リスク評価において、5万分の1地質図幅がさらに活用されるように整備していくことが重要だと感じました。

3番目の講演は、地域地盤環境研究所の北田奈緒子さん

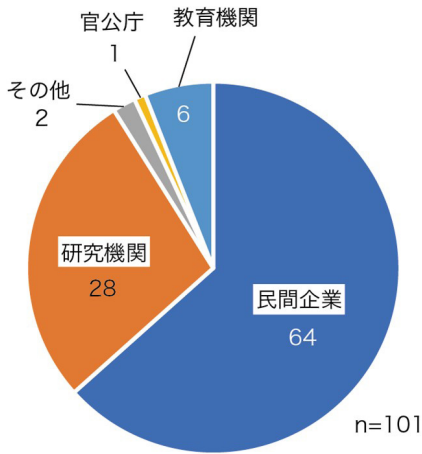
による「地質地盤リスクの高い堆積物・堆積構造の分布と特徴：関西での事例について」でした。北田さんは大阪平野を中心に長年地盤に関する研究をされています。地盤工学会関西支部が取りまとめた、トラブルが発生しやすい地盤の特徴や堆積環境をご紹介いただきました。このような地質リスクを抽出するには地質学的(理学的)な地盤情報の把握とそれを工学へ橋渡しすることが必要ということです。

最後の講演は、産総研地質調査総合センターの川畑大作さんによる「災害リスク評価のための地質情報整備」でした。斜面災害などの災害リスクを評価する際に使われる地質データの紹介があり、斜面災害の起こりやすい地域を抽出する多段階のプロセスをご紹介いただきました。さらに、知的基盤である地質情報を取り入れたより詳しい評価手法の開発も予定しているということです。

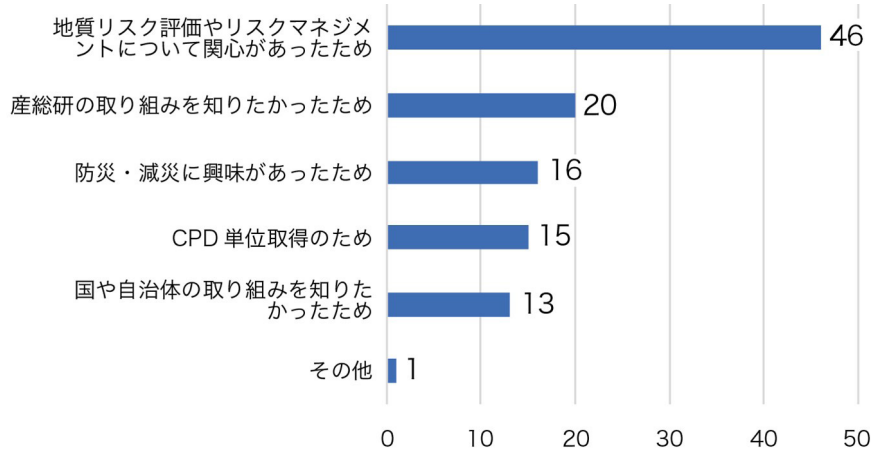
最後に総合討論が行われました(第1図)。最初に梶山さんから、既存のボーリングデータを集約する組織として国土地盤情報センターの紹介がありました。国土地盤情報センターは全国の自治体と契約を結び、公共事業のボーリングデータを集約して、共通のデータベースで管理・公開していく組織とのことです。現状では公共事業の計画段階で地質リスクを見積もる判断材料が少ないが、今後はこのようなデータベースに基づいてこれまでに行われたボーリング等の既存データを取り入れていくことになるだろうとの



第1図 総合討論の様子。上段左:小笠原さん, 上段右:川畑さん, 下段左:渡邊さん, 下段中央:北田さん, 下段右:梶山さん。



第2図 参加申し込み者の属性



第3図 講演後アンケートによる参加動機 (複数回答可)

ことでした。続いて座長の小笠原さんから、今回の講演会のテーマのひとつであるデータクオリティに関連して、既存データをデータベース化する場合、個々のデータの質的なばらつきをどう扱うかという質問が北田さんに投げかけられました。北田さんによれば、データベース登録の際に取得時期や周辺データとの比較で取捨選択を行っているということでした。一方、データの取得時期の違いが意味を持つこともあり、例えば圧密沈下が進行している湾岸部の過去のデータからは、沈下していない時期の情報を得ることができるというお話がありました。また、利用可能な既存データが十分に整備された次の展開として、環境アセスメントの前段階でそれらをどう評価・活用していくかが重要になると考えられ、そのための人材が必要になるのではないかという座長からの問題提起がありました。これに対して渡邊さんからは、今後は地方自治体で技術顧問が重要になってくる、さらに地質技術者(工学)だけでなく、地質科学者(理学)との協力体制が必要になるだろうというお話がありました。

4. おわりに

今回の講演会には合計 92 名の参加がありました。そのうちの 6 割以上が民間企業からで、地質技術者からの注目度が高かったものと考えられます(第2図)。講演後のアンケートで参加者に参加した動機を聞いたところ、「地質リスク評価やリスクマネジメントについて関心があったため」が最も多く、次いで「産総研の取り組みを知りたかったため」、「防災・減災に興味があったため」、「国や自治体の取り組みを知りたかったため」が続きました(第3図)。自由回答のコメント欄では、同じテーマで講演会を継続してほ

しい、ゼネコンなどの実務事例があるとよいなど、今後、地質調査に関わる民間企業・研究機関の連携強化につながる前向きなコメントをいただきました。

最後に、講演者の皆様、開催にあたってご協力いただいた皆様には心より感謝申し上げます。

文献

- 中島 礼・納谷友規・野々垣 進 (2017) 産技連地質地盤情報分科会平成 28 年度講演会「都市平野部の地質学」の開催報告. GSJ 地質ニュース, 6, 136-139.
- 中島 礼・納谷友規・野々垣 進 (2018) 産技連地質地盤情報分科会平成 29 年度講演会「首都圏の地質地盤」の開催報告. GSJ 地質ニュース, 7, 171-174.

KOMATSUBARA Junko, NONOGAKI Susumu, NAYA Tomonori and MIYAZAKI Kazuhiro (2022) Report on Symposium “Geological survey, data quality, and analysis technology for reducing geological risks”.

(受付：2021 年 12 月 9 日)

噴火した！ 火山の現場で考えたこと

荒牧重雄 [著]

東京大学出版会
発売日：2021年10月15日
定価：2970円（税込み）
ISBN:978-4-13-063717-6
18.8 cm x 13.2 cm x 2.2 cm
並製
296ページ



日本列島には多数の活火山があり、私がこれまで生きてきたたった59年の間にも日本各地の火山が噴火し、これに関連した大小様々な災害が発生してきた。これは、地震とともに日本列島に居住することを選択した我々日本人の宿命でもあるとも言える。しかも最新の火山学の観測技術を駆使しても、火山噴火の予知は今なお難しいと考えられている。

荒牧重雄先生は、戦前の1930年生まれで御年91歳を迎えられ、今なお火山学会のご意見番としてご活躍になっておられる。文字通り、我が国の火山噴火や火山防災の第一人者であり、唯一無二の存在である。これまでわが国のみならず世界の火山学の発展や火山防災に多大な貢献をしてこられたことは、我々地球科学に携わる者であれば誰もが知っている。その研究の面では、東京大学大学院で久野久教授の元で初めて本格的に火山研究を行われた浅間火山に始まり、南九州の大規模珪長質火山活動、東伊豆単成火山群、伊豆大島を初め多くの火山、さらには世界各地で研究を行いその当時としてはたいへんハードルが高かった国際誌での発表を多数行い、国際的な名声を得て来られた。日本火山学会、国際火山学地球内部化学協会 (IAVCEI) 等の会長ならびに気象庁噴火予知連絡会など国内の委員会の要職をこなされた。特に浅間山ハザードマップ検討委員会や2001年から始まった富士火山ハザードマップ検討委員会では委員長として活躍され、多大な社会的貢献をなされた。現在、東京大学名誉教授であり、山梨県富士山科学研

究所名誉顧問を務められている。

私は荒牧先生の講義の受講や直接の研究指導を受けたことはないが、幸運なことに3年間のみではあったが、北海道大学で一緒にすることが出来た。荒牧先生は1991年3月に東京大学地震研究所を定年退職され、その年の4月に勝井義雄教授の後任として北海道大学理学部地質学鉱物学教室の看板講座である第一講座(火山岩石学講座)の教授に転任されたのであった。その当時、同講座には、産総研・地質調査総合センター (GSJ) に就職された古川竜太さんや石塚吉浩さんが学生として在籍されていた。その3年後、多くの学生に惜しまれながら日本大学文理学部に移られたことを覚えている。当時、廊下ですれ違うほどでしかお付き合いがなかった私がいうのも些か不謹慎ではあるが、学生指導は丁寧かつ紳士的であり、学生との議論を楽しみ、学生を引率してフィールドワークをするのが大好きな方であったという好印象が残っている。

この度、国内外の数々の噴火に立ち会ってきた荒牧先生が、ご自身の言葉で語られた研究回想録とも言える内容の重厚な書籍を出版された。本書には、自身の体験をとおして火山研究と火山防災についてドキュメンタリータッチで詳細に熱く語っておられる。特に、現場にいた本人でしか書き記すことの出来ない臨場感溢れる描写には終始圧倒される。しかもその文章には一切の誇張はない。

本書の目次は以下の通りである。17章の独立した話題からなり、それぞれの章に世界各地の火山の噴火や火山防災

について記されている。

はじめに

第1章 ひとつの都市が消えた—火砕流序説、プレー火山の噴火

第2章 火山研究のきっかけ—伊豆大島 1950-51 年噴火

第3章 史料と足で読み解いた博士論文—浅間火山天明三年噴火

第4章 実験岩石学や巨大カルデラとの出会い—フルブライト留学生としてアメリカへ

第5章 フランス気質、イギリス気質—火山をめぐるヨーロッパの国民性

第6章 ハワイの楯状火山はなぜ上に凸か—キラウエア火山 1963 年噴火

第7章 月面は玄武岩か、岩塩？か—アポロ 11 号の月面着陸

第8章 溶岩と氷河の国アイスランド—極地での野外調査

第9章 フランス人の大論争に巻き込まれる—スフィール火山 1976 年噴火

第10章 「火砕流」と言えない？—有珠火山 1977 年噴火

第11章 山体崩壊と爆風の威力—セントヘレンズ火山 1980 年噴火

第12章 迅速な避難と溶岩冷却作戦—三宅島 1983 年噴火

第13章 全島避難の島—伊豆大島 1986 年噴火

第14章 火砕流の恐怖、目撃者の証言—雲仙普賢岳 1991 年噴火

第15章 大都市のそばの火山—イタリアの火山と防災

第16章 ハザードマップと対策本部—有珠火山 2000 年噴火

第17章 火山噴火災害対策について考える

引用・参考文献

人名索引・事項索引

本書を一通り読んでいてまず気づいたことは、本書に出てくる研究者が国内外の超一流と言われる方ばかりであるという点であった。例えば、東京大学のご学友や先輩後輩の関係であった上田誠也先生、中村一明先生や杉村 新先生たちとの若かりし頃の思い出話が描かれている。また、荒牧先生も若いころはご自分で車を運転されてアメリカやヨーロッパを巡検され、時には随分やんちゃなこともなされ、事故まで起こされたご様子なので、少しだけ微笑ましく思った。特に個人的に関心を持って読んだのは、やはり

荒牧先生と北海道大学で一緒にいた時期の火山事象、即ち第14章であった。この章には1990年の11月17日に始まりその後6年間噴火が続いた雲仙普賢岳の話が克明に書かれていた。第16章には2000年の有珠火山の話が書かれている。その当時の私は既に地質調査所に入所していて、北海道支所の中川 充さんたちから現地調査のサポートの依頼を受けたことを覚えている。また、その当時の北海道大学有珠火山観測所の所長が、噴火予知を行った岡田 弘教授であり、北海道では多くの道民から賞賛されたことは有名である。一方、現在現役の産総研職員で火砕流といえ、宝田晋治さんによる雲仙普賢岳での一連の研究が知られている。私も本書を読んで初めて知ったことではあるが、火砕流という言葉自体は世界に先駆けて荒牧先生が提唱され、それまでの火山学者には火砕流という概念はなく、泥流や溶岩流の一種と考えられていたとのことである。確かに、我々セディメントロジストがしばしば扱うタービダイトが深海底で発生した乱泥流起源であることがわかったのも1960年代ごろだったと思うし、その後、火砕流や雪崩さらには密度流の流動メカニズムが酷似していることが議論され始めたのも、概ね1980年代頃からだったかと記憶している。但し、火砕流の流動メカニズムは、1960年代は乱流と考えられていたが、1980年代には層流と考えられるようになり、現在でも乱流 vs. 層流の議論が続いているとお聞きしている。

ところで、私は入所から10年ほど経ってから、火山関連の研究も手がけるようになった。当初は単に降下火山灰の粒子分析や粒子形状解析のサポートを行っていたが、最近では、これとはインディペンデントに、火山噴火と津波発生との関係について強く関心を持つようになった。10年ほど前に古川さんや吉本充宏さんと出した論文は1640年北海道駒ヶ岳噴火時に起こった水中岩屑なだれと津波との関係についてであった(Furukawa *et al.*, 2008)。1741年渡島大島噴火によって生じた津波堆積物についても、北海道八雲町の熊石海岸でトレンチ調査を行った(七山ほか, 2017)。最近執筆した論文も鬼界カルデラの7300年前の噴火時に何故津波が起きたか？という内容である(Nanayama *et al.*, 2021)。もう少し私が若い時期にこのような火山関連事象に関心を持っていたら、荒牧先生とも様々議論できたかと思うと、少しだけ残念にも思えた。今年91歳を迎えられた荒牧先生の益々のご長寿を念じながら、本稿の結びとしたい。



文 献

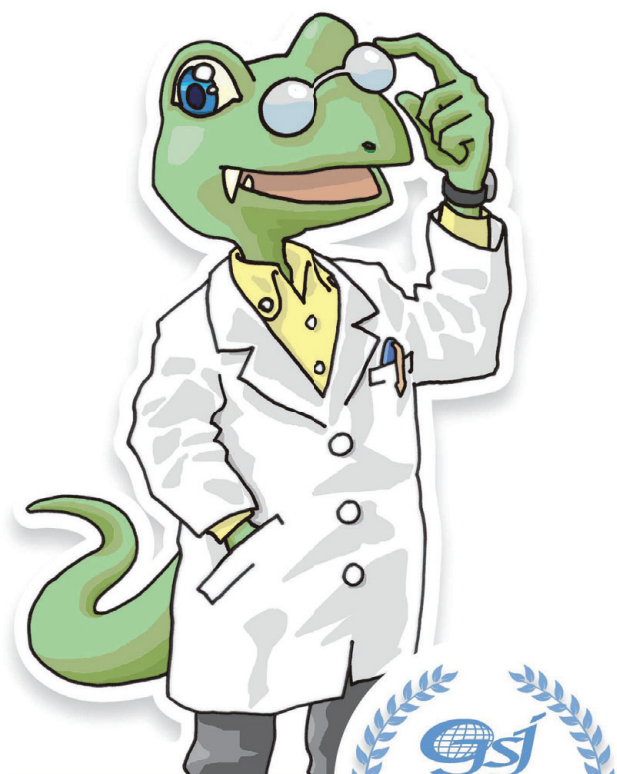
- Furukawa, R., Nanayama, F. and Yoshimoto, M. (2008) Volcanic debris-avalanche as a cause of historic tsunami: The AD 1640 eruption of the Hokkaido-Komagatake volcano, northern Japan. *In* Wallendorf, L. Jones, C., Ewing, L. and Jaffe, B. eds., *Solutions to Coastal Disasters 2008: Tsunamis (Proceedings of sessions of the conference)*. American Society of Civil Engineers, 235-237.
- 七山 太・重野聖之・石井正之・古川竜太 (2017) 堆積学的解析に基づく 1741 年渡島大島噴火津波の遡上過程の復元. 号外地球, no. 68, 61-72.
- Nanayama, F., Tsuji, T., Yamaguchi, T., Kondo, Y., Ikeda, M., Nakanishi, T., Miwa, M., Hongo, C., Furusawa, A. and Kuwahata, M. (2021) Great earthquake at 7.3 ka inferred from tsunami deposits in the Sukumo Bay area, Southwestern Japan. *Island Arc*, **30**, e12422. doi: 10.1111/iar.12422
- (産総研 地質調査総合センター 地質情報研究部門 七山 太)

地質標本館 特別展

5月10日は
地質の日

GSJの ピカイチ研究

—2021年のプレスリリース等で発信した成果より—



14件のピカイチ研究から
選出されました!

地質調査総合センター研究奨励賞
受賞研究

ついに完成! 東京都心部の
3次元地質地盤図

地質情報研究部門

中澤 努 グループ長、野々垣 進 主任研究員

2022年

3月15日 火

~4月24日 日

開催場所: 地質標本館 1階ホール
開館時間: 9時30分~16時30分
休館日: 毎週月曜日(休日の場合は翌平日)
※ご見学には事前予約が必要です

産総研では、特筆すべき研究成果について、
プレスリリース等でウェブ発信を行っています。
今回の展示では、2021年にGSJから発信し
た特筆すべき研究成果14件をまとめて紹介し
たします。

入場
無料

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

 **GEOLOGICAL MUSEUM**
地質標本館

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1
TEL: 029-861-3750, 3754 <https://www.gsj.jp/Muse/>

GSC20220218

GSJ 地質ニュース編集委員会

委員長 宮地良典
副委員長 小松原純子
委員 杉田創
児玉信介
戸崎裕貴
森田雅明
宇都宮正志
森尻理恵

事務局

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター
地質情報基盤センター 出版室
E-mail : g-news-ml@aist.go.jp

GSJ 地質ニュース 第 11 巻 第 2 号
令和 4 年 2 月 15 日 発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒 305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

印刷所

GSJ Chishitsu News Editorial Board

Chief Editor : MIYACHI Yoshinori
Deputy Chief Editor : KOMATSUBARA Junko
Editors : SUGITA Hajime
KODAMA Shinsuke
TOSAKI Yuki
MORITA Masaaki
UTSUNOMIYA Masayuki
MORIJI Rie

Secretariat Office

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geoinformation Service Center Publication Office
E-mail : g-news-ml@aist.go.jp

GSJ Chishitsu News Vol. 11 No. 2
February 15, 2022

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1, Higashi, Tsukuba,
Ibaraki 305-8567, Japan



地質調査総合センター (GSJ) は、前身の地質調査所が 1882 年 2 月 13 日に創設され、今月 (2022 年 2 月) で満 140 年となりました。産総研第 7 事業所本館の玄関ロビーには、旧地質調査所が 1979 年の筑波移転時にその歴史を刻むモニュメントとして、ロビー壁面に日本地質図を模した実物の岩石モザイクを貼り込んだ地質模型があります (表紙画像: 多重撮影による合成で作成)。そして、そこにはそれぞれの地質体を代表する岩石が使用されています (地質ニュース 1979 年 1 月号, p. 1-10 参照)。産総研地質調査総合センターとして 20 年を経て、GSJ ではこの間の歴史を振り返り、来たる 150 周年に向けて新たな足跡を残すために、本誌面上での特集号の出版を計画しています。

(写真・文: 田中裕一郎・GSJ140 周年記念号編集委員会
産総研地質調査総合センター研究戦略部, 産総研地質調査総合センター)

A monument that tells the history of GSJ. Photo and caption by TANAKA Yuichiro and the special editorial board of 140th anniversary volume of GSJ