



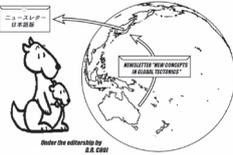
国際オンラインジャーナル

# グローバルテクトニクスの新概念

An international journal for New Concepts in Global Tectonics <<http://www.ncgt.org>>

日本語版 Vol. 4, No. 1 (2016年8月) ■ Print edition ISSN 2186-9693

多数のカラー図面は→ ■ Online edition <<http://kei.kj.yamagata-u.ac.jp/ncgt/>>



編集長: Dong CHOI, 編集委員会: Ismail BHAT, India (bhatmi@hotmail.com); Giovanni P. GREGORI, Italy (giovanni.gregori@alice.it); Louis HISSINK, Australia (lhisink1947@icloud.com), Leo MASLOV, USA (lev.maslov@unco.edu); Nina PAVLENKOVA, Russia (ninapav@ifz.ru); David PRATT, Netherlands (dp@daividpratt.info); N. Christian SMOOT, USA (christiansmoot532@gmail.com); Karsten STORETVEDT, Norway (Karsten@gfi.uib.no); Boris I. VASSILIEV, Russia (boris@poi.dvo.ru); Takao YANO, Japan (yano@rstu.jp)

## も く じ

■ 編集者から	権威は一切受け入れない Accept Nothing on Authority	[赤松 陽 訳]	2
■ 編集者への手紙	Peter M. James	[赤松 陽 訳]	3
■ 原著論文			
	Deep-seated processes in the tectonosphere of geosynclines 地相斜造構造圏における深部作用 <要旨>	Vadim Gordienko [矢野孝雄 訳]	5
	9/56 year cycle: lunar north node - apogee angles 9/56 年周期: 月の昇交点 (north node) と遠地点の交角性 <要旨>	David McMinn [矢野孝雄 訳]	6
	Is paleomagnetic data reliable?: A critical analysis of paleomagnetism 古地磁気データは信頼できるか?: 古地磁気の批判的分析	Arkady Pilchin [小泉 潔・久保田喜裕・柴 正博・矢野孝雄訳]	6
	Possible explanation for formation of adjacent depressions of island arcs based on the concept of thermal mantle plumes 熱マントルプリューム概念にもとづく島弧隣接凹地の形成にかんする可能な説明係 <要旨>	Alexandre B. Medvedev [矢野孝雄 訳]	46
	Earthquakes unrelated to natural geomagnetic activity: A North Korean case 自然地磁気活動に関連しない地震動: 北朝鮮の事例	Valentino Straser, Gabriele Cataldi & Daniele Cataldi [山内靖喜 訳]	47
■ 短報			
	Near simultaneous multi-planet volcanism on geological timescales as evidence for a cosmic driver of planetary geophysical activity? 地質的タイムスケールにおける複数惑星の火山活動の準同時性は惑星の地球物理学的活動性の宇宙的推進力の証拠? <要旨>	Benjamin Deniston [岩本広志 訳]	54
	Two-lobed dumb-bells shapes of small celestial bodies: Often observed forms due to wave warping 二分葉のダンベル状小規模天体: しばしば観察される波形ワープによる形成 <要旨>	Giovanni P. GREGORI [岩本広志 訳]	54
■ 出版物			
	Water in the history of the Earth and planets: a monograph 地球と惑星の歴史における水: モノグラフ	V. V. Orlenok [赤松 陽 訳]	55
	Is science really evidence-based? 科学は本当に証拠に基づいているか?	Henry Bauer [赤松 陽 訳]	55
■ 財政的支援について / ニュースレターについて			56

連絡・通信・原稿掲載には、次の方法の中からお選び下さい: NEW CONCEPTS IN GLOBAL TECTONICS 1) Eメール: editor@ncgt.org, ncgt@ozemail.com.au, または, ncgt@hotmail.com (≤10 MB), ncgt@hotmail.com (>10 MB), 2) ファックス (少量の通信原稿): +61-2-6254 4409, 3) 郵便・速達航空便など: 6 Man Place, Higgins, ACT 2615, Australia (ディスクはMS Word フォーマット, 図面はjpg, bmp, またはtif フォーマット), 4) 電話: +61-2-6254 4409. 免責 [DISCLAIMER] このジャーナルに掲載された意見, 記述およびアイデアは投稿者に責任があり, 編集者と編集部には責任はありません. NCGT Journal は 季刊国際オンライン査読誌で, 3月, 6月, 9月, 12月に発行されます. 電子版 ISSN 2202-0039, 印刷版 ISSN 2202-5685.

### 日本語版発行: New Concepts in Global Tectonics Group 日本サブグループ

連絡先 〒399-8301 安曇野市穂高有明 126-9 矢野孝雄 Phone 0263-87-2538 EM yano-st@kke.biglobe.ne.jp

[翻訳・編集] NCGT ジャーナル翻訳グループ: 赤松 陽 岩本広志 川辺孝幸 窪田安打 久保田喜裕

小泉 潔 小坂共栄 小松宏昭 佐々木拓郎 杉山 明 柴 正博 角田史雄 宮城晴耕 山内靖喜 矢野孝雄

# 編集者から FROM THE EDITOR

(赤松 陽 [訳])

## 権威は一切受け入れない Accept Nothing on Authority

NCGT グループは創設から 20 周年を迎えた。1996 年 12 月にその前身である NCGT ニュースレターの創刊号を発行して以来、これまでに発行した NCGT ジャーナルは 77 号となっている。この業績を記念して、編集委員会はジャーナルの印象と論文の質を高めるために、いくつかの改善を行った。

論文の質を高めるために、私たちは、グループの主要な目的の一つ、自由な討論や、主流の雑誌によって検閲されたり妨害される新しい考えの発表の場を提供する一を維持すると同時に、編集作業を強化した。ある程度、この開かれた方針によって、私たちは、たとえしっかりした証拠や論拠に十分裏付けられているものであるとしても、十分には発表準備がされていない論文、特に非英語圏の研究者からの論文を受け取ることがしばしばである。それらは、必然的に編集委員と同様に他の査読者の仕事量を増加させている。すべての寄稿者は、質が高く、良く準備された論文を要請されている。私たちの乏しい財源と人材にもかかわらず、編集委員会は、完成された論文に練り上げ、刊行水準にまで高めるためにあらゆる努力を続けていくつもりである。

主な変化は、NCGT のロゴである。それは、現在は、それぞれの論文の冒頭に配置されている。このロゴは「権威は一切受け入れない」という標語を掲げている。それは、ホラティウス (Horace 古代ローマの詩人) の作と考えられているラテン語のフレーズ *Nullius in verva* の翻訳である。ロンドン王立協会は、*Nullius in verva* 「権威は一切受け入れない」を、権威の支配に反対し、実験によって確かめられた事実を基準にして、すべての意見が正しいかどうかを判断することが、正会員たちの決意であるとの理由から、1660 年の王立協会創立後まもなく採用した (<https://royalsociety.org/about-us/history/>)。残念なことに、王立協会や他の公認された科学系学会は、権威への教条的な追従の道を選んで、しだいに自由な探求心を放棄してしまった。

この新しい信念は、NCGT グループが何のために戦ってきたのかを、まさに象徴している。プレートテクトニクスの確立は、地質科学のあらゆる分野を牛耳ってきたし、彼らが享受している資金と力をふるうことによって、公然あるいは非公然の抑圧と検閲を実行してきた。この半世紀にわたって、組織的な墮落が続いてきた。現代の悲しむべき状況は、アメリカ合衆国政府の指導的な地質研究者から最近送ら

れてきた次の手紙に適切に述べられている。

「私は、NCGT に関わるあなたの仕事が、他のほとんどすべての技術に腐心している雑誌によっては出版に至らなかった多くの論文に光をもたらしていることに感謝申し上げます。私は、自分のまわりの人々の啓発を試みてきました。しかし、私は、人々は自らが理解していると思っていることについて心底から挑戦してみたいと思っているとは考えられません。プレートテクトニクスは彼らの”final word”(鶴の一声、最終決定)であり、それゆえ、なぜそんなに他の意見を気にするのか、とまっているのでしょうか！」(2016 年 1 月 27 日)

合衆国地質研究者によるこのコメントは、重要な動向—プレートテクトニクスがはびこっている北米の研究者たちの反響が増大していることを写し出しています。NCGT ジャーナル本号には、そのような寄稿が 2 つ掲載されています。

別の激励の手紙が、オーストラリアを根拠地にする経験豊かな鉱山地質家からごく最近届きました。

「どの号も私に大きな喜びをもたらし、革新的な考えをもつ輝かしい地質家たちに対する私の信頼を回復させてくれました。MCGT が 1000 年続くことを願っています……最高だぜ！」(2016 年 3 月 7 日)

今日、多くの国際資源産業やそれらの業務に従事している地質家は、彼らの探査計画ではプレートテクトニクスを完全に無視しています。彼らには、鉱物資源を見つけ出し、自らの組織の収益を確保するために、しっかりとした最先端の構造モデルをつくるのが求められています。同様のことは、地震研究にもあてはまります。私は、強力な地震予知とメカニズム理解のために、深部地質構造の重要性を繰り返し強調してきました。この取り組みは、被害を軽減し、人命を救うために不可欠なのです。ここでも、プレートテクトニクスがまとも外れであったことが立証されたのです。

私たちは、この 19 年間に成し遂げたことに誇りをもっています。編集委員会メンバーの自己犠牲による仕事は、決して骨折り損ではありませんでした。我々はジャーナルの発行を維持し、確実な証拠と明確な根拠にもとづいた考え方の刊行を継続して、地質科学の番人であり続けたいと考えています。

# 編集者への手紙 LETTERS TO THE EDITOR

(赤松 陽 [ 訳 ])

NCGT 編集者へ

P. M. James (peterjames35@gmail.com) より

NCGT ジャーナル 2015 年 12 月号も興味深く、教訓的であった。そのため、私は寄稿して、掲載記事のうち次の 3 つについて議論してみようと思った。

- i) Karsten Storetvedt 教授著 地球科学の都市伝説, p. 516-528,
- ii) S. A. Grigoriev 著 古代祭儀構造物の方位と極移動, p. 416-431,
- iii) 編集者著 地震の暗号は解かれた以下、順次それぞれをとりあげる。

## i) 地球科学の都市伝説

Storetvedt 教授は再度、移動論者が大陸移動とプレートテクトニクスモデルの場当たりの正当化を認めるために学問研究の世界を説得したという啓発的で興味深い歴史の道筋をわれわれに示してくれた。私を驚かせた 1 つの点は、極移動が、初めはのちの改宗者によって本気で考えられていた事実である。今、人は、未だ続いている極移動の承認が、古地磁気学の結果の統計処理から発展した“明瞭な極移動経路”の別のユニークなやりかたの解明を台無しにするだろうということが認識されていたかどうか疑問に思っているに違いない。それで、極移動は、エボラ熱に感染したかのように急速に衰弱し、今では、移動論者世界のちょっとした嫌忌の的となっている。

この見解は付随的に、極移動が地殻にどのような影響をもたらしたかを研究する絶好の機会を奪った。つまり、それは、赤道方向の膨らみと極方向の扁平化地帯のようなジオイドの大規模形状の移動の結果として、地殻に加わった応力変化を通じてである。

Storetvedt 教授の意見の中で、彼は、デボン紀～石炭紀時代のオーストラリア大陸の明白な回転と逆転に基づいて、“レンチ テクトニクス”と銘打たれたメカニズムをもう一度選んだ。今までのところ、これを起こすために必要な回転モーメントについての提案は何もない。しかし、ベーン剪断試験 (Vane Shear Test) による単純な類推は、地質工学的な作業でしばしば使用されるように、オーストラリアのような大陸ユニットをねじるのに必要な莫大なエネルギーについて有意義なアイデアを与えてくれる。回転モーメント (トルク)  $T$  は、大陸のほぼ円状の

球面に沿う剪断抵抗をうわまわる必要がある。剪断の深さは、地殻基底と解されるようである。さらに、関与している基底剪断を無視すれば、その場合のトルク  $T$  は以下のように与えられる。

$$T = \tau \cdot 2 \pi r \cdot h$$

ここで  $\tau$  = 平均せん断強度  
 $h$  = せん断の深さ 約 20km  
 そして  $r$  = ねじれ帯の半径 約 2000km

もし、方程式に上の値を代入すると、ねじれを生み出すために必要な力の規模がすぐにわかる。この回転モーメントはどこからやって来るのだろうか？移動論は、不適當な量的分析が、それらのメカニズムがそれらに割り当てられた役割に対してどうしようもなく不充分であることを示したときはいつでも、その駆動力をより深いレベルへ移動させる傾向を持っている。トルクをより深く駆動することは、ねじれ運動への剪断抵抗を増加させるだけであろう。Storetvedt 教授は、ある段階で、コリオリの力の関わり合いを述べたが、これらはおそらく、地球の表面に影響を与える最も弱い力の 1 つである。

上記の状況に加えて、オーストラリア大陸の特徴が円ではなく、これを回転させるために必要なトルクは、想定よりも多少大きいかもかもしれない。おもしろいことに、後に出る Science で、単純なレンチングよりもより一層複雑な、オーストラリア大陸の古生代の歴史が Colin Laing 氏によって紹介されている。古地磁気の研究結果は、遊園地の遊技電気自動車のように曲がりくねったオーストラリアの動きを示している。明らかにオーストラリア大陸は、指爪の成長速度どころか、実際にどんな速度でも、とてもそのように振る舞えるはずはない。このように、ねじれとひねりの結果の両方をともにより一層もっともらしく説明できそうなものは極移動かもしれない。Stanislav Grigoriev 氏によるこの NCGT 誌の後ほどの提案では、1 万年以内に緯度にして 30° に達する極移動を指摘している。その結果、それはあらゆる種類の移動論者の矛盾の責任を負わされるはずである。

上記のデボン紀～石炭紀の異常の他に、さらなる推論が可能である。つまり、古地磁気の結果の統計処理は、おそらく再確認の必要があるだろう。たとえば、ホークスベリー砂岩は 3 つの磁極をもっていると記録されてきた。そこには、海成泥質層の問題が

ある。海洋の粘土は、綿状の集合体をつくって堆積するが、固化あるいはおそらく初期の硬化の際に、これらの粘土小片の無秩序な配列は、優占して水平方向をとる。これが古伏角にどのような影響があるか、あったかは知られていない。

## ii) 古代信仰構造物の方位

巨石文化の建造物のような信仰対象物の方位測定にもとづく Grioriev 博士の極移動の証拠は、彼の“沖積世前半における天変地異とそれらの力学的原因” NCGT no. 61 の後継論文である。1982年に実施された連合王国やブルターニュ地方における巨石整列（立石並列線）の広域調査と、その後のアイルランドの遺跡を訪れた後の地球の自転モードの大きな変化とが、同じような結論に至って以来、両方とも特別な個人的興味をもつに至った。これらの見解はすべて、カオスの地球 (Earth in Chaos, Boolarong, Qld, 1993) の本で明らかにされ、その中で、“動揺（ゆらぎ）”の時期や極移動も、沖積世後期の地球規模の地殻の激変に対応すると同定された。

アナトリアの遺跡に基づいた 2015 年の Grigriev 氏の説は、沖積世の間の、北極のハドソン湾から現在の位置への移動を推定している。この移動は、およそ緯度  $30^\circ$  に達している。そのような極移動—そして地球における求心力を利用した加速に起因する結果—は、気候と同様に、海洋分布の大きな影響を受けていたはずである（これもまた、これと同様の説である“気候と海水準の大規模な変化” NCGT3/1:71-86 で述べられた）。実際に Grigriev 氏の解釈は、沖積世中期にアナトリアのコンヤ平原の 1000m の隆起運動のために、繁栄していたサタルフューク地域の完全な壊滅によって確認できるのである。

ごく最近の生物圏に対する変更が、過去の地球の大激変の歴史について知っている強みを持ち、それ故、地球は、単に、人類がその現場に至り、自身の絶滅の手段を持ちはじめたにすぎないので、地球はその絶滅の習性を変化させそうにない、ということをはっきりと理解しているに違いない地質家たちによって取り組まれつつあることを知ると元気づけられる。なぜこのようなことを私が述べるかという、これは、この過去 40,000 年ほど、より優れた多くの人類の現場への出現の結果起こった大量虐殺のように、人類を含む過去のすべての巨大動物相の全滅と解釈しがちな人類学者や考古学者の領域となったからである。だが、そのような真相とはかぎらない。

## iii) 地震の暗号は解かれた

IEVCP は、下部マントルから上方への揮発性物質の移動に関する Blot 氏のモデルに加えて、さまざま

な間接的現象あるいは多要因の手がかりを使った最近の地震の予知について、その精度の良さを賞賛している。

これは、焦点が当てられる必要があることは地震に関係する実際のメカニズム（物質構造力学）である、という局面に私たちを至らせる。

地震活動誘引地下貯留 (RIS) のような現象から推察されるように、論理的な結論は、地震—少なくとも浅発地震—は、圧縮条件あるいは引張条件のいずれかのもとで特定の場所に集中する断裂破壊として起こることである。この見解は、地殻上部の深さにおける現位置測定が、鉛直応力  $\sigma_v$  の 6 倍以上大きい水平応力  $\sigma_h$ （地殻圧縮力条件）、あるいは、鉛直応力の半分の小ささ（地殻引張力条件）であることを示しているという事実によって支持されている。どのような深度における鉛直応力  $\sigma_v$  も、上載荷重、あるいは、有効応力によって、通常は、周囲の孔隙/揮発性物質の圧力による隆起を差し引いた上載加重におおよそ等しいものとして、受け入れられるはずである。

それは、破壊の初期に近い状態において上部地殻にしばしば配置される水平応力のこの変化であり、その条件は上部地殻レベル以下ではそんなうまく続くはずはないようにみえる。このように孔隙の圧力のパラメーターにおける変化 (Blot モデルにおける貯留あるいは揮発性物質の上昇の囲い込みによる) は、以下、他で説明されるように、破壊、地震を引き起こすきっかけとなる。しかしながら、さらにこの段階に至る前に、剪断破壊は本来、一般的には最もたやすい道筋を選ぶということは注目に値することである。これは、破壊は、固体それ自体の内部より、むしろ岩体内の大きな節理のパターン、あるいは断層帯がある不連続にそって最も起こりやすいということを意味している。そのような場合は、支配下にある不連続に沿う剪断強度は、重要性のパラメーターであり、これは  $\Phi = 20^\circ$  ほどの小さい角度のはずである。どのような深度での剪断抵抗（破壊包絡線）も、その場合には、図 1 に示されるように  $\sigma_v \tan \Phi$  であろう。

通常の下部マントルでの剪断応力は、固体モール円 (Mohr Circle) によって与えられ、ここでは、割れ目包絡線の下に下向きにきちんと示されている。つまり、それは割れ目がないということである。しかしながら、貯留の囲い込みかあるいは揮発性物質（高温/高圧）の上方への移動によって、過剰な孔隙圧力がかかった時、これは、有効応力を弱めるか、モール円を左（点線円）に動かす効果をもっている。破壊の包絡線と交差するように十分遠くに動いたときに、地震が起こる。

この予知段階への手がかりを得ようとする時に、も

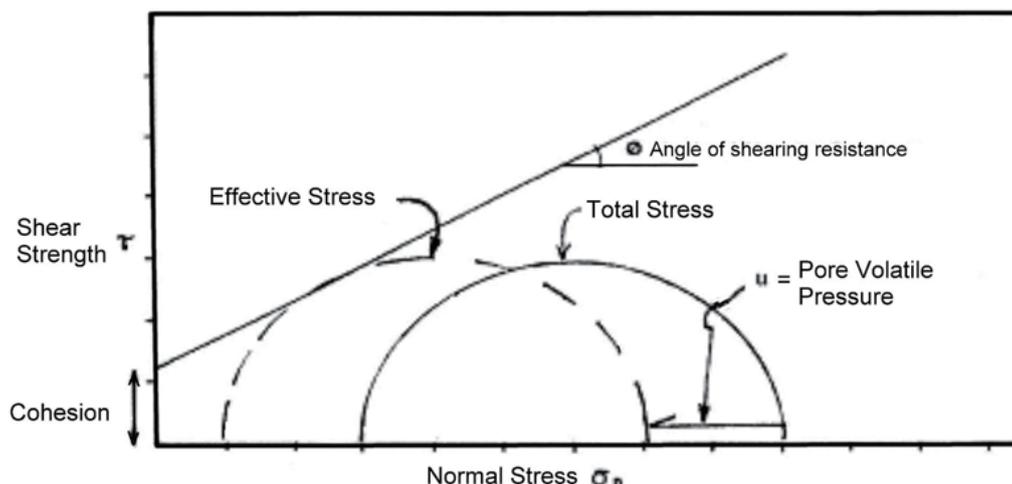


図1 形成される割れ目の孔隙 / 揮発性物質の役割

しわれわれが深部孔隙の圧力を測ることができれば、さらに、それらが実際にいつ起こるか指摘することができれば申し分ないことであろう。しかしながら、地震は一般的に4～5kmあるいはそれ以上の深さで起こるので、この目的のために、ボーリングや圧力計の設置といった着想をまずまずうまく世界基準に取り上げるのはまったく不可能である。けれども、問題は、一般的に、いかなる材料力学の仕組みも、その破壊に対する心構えのための早期の前兆を起こすという事実によって部分的には克服されるようである。早期の前兆は歪みと微小地震の増加をもたらすに違いないし、あるいは、潜在的な破壊面に沿って熱的影響をもたらすかもしれない。（私は、1960年代にさかのぼるが、英国中部地方で、若い研究者

が、砂に関する工学技術の応力レベルでの剪断箱テストを行い、剪断変形前には存在しなかった高温石英がほんのわずか作り出されたことを発見したのを思い出すので、その後の印象を述べたいと思う。（あいにく私はもはやその文献は持ちあわせていない。）したがって、編集者の手紙でも述べられているように、与えられた熱は別の前兆の生成の手がかりになるかもしれない。つまり、乾湿計異常、長波長放射線の放出、ジェット気流などである。したがって、もしある実験室の研究プロジェクトが、さまざまな応力条件に支配されている岩石の中に生みだされた事前の機能不全による変化 / 放出を進展させられる（あるいは見通しをもたらす）としたならば、それはたいへん役に立つことである。

## 原著論文 ARTICLES

### 地向斜造構圏における深部作用 Deep-seated processes in the tectonosphere of geosynclines

Vadim Gordienko

Institute of Geophysics, National Academy of Sciences, Kiev, Ukraine  
tectonos@igph.kiev.ua

( 矢野 孝雄 [ 訳 ] )

要旨：地向斜造構圏における深部作用が、水平対流 - 多形仮説によって解析される。この仮説は、熱流量、地震波速度、重力場および電気伝導度の異常と同様に、地史（被覆堆積層の形成、火成作用、深部温度）にみられる主要事件を、数値をつかって仕立てることなく、説明できる。

キーワード：地殻と上部マントル、熱および物質移送、地向斜における深部作用

(2016年1月27日受取, 3月1日受理)

---

## 9/56 年周期：月の昇交点 (north node) と遠地点の交角性 9/56 year cycle: lunar north node - apogee angles

David McMinn

Independent Scholar  
Twin Palms, Blue Knob, NSW 2480, Australia mcminn56@yahoo.com

( 矢野 孝雄 [ 訳 ] )

---

**要旨**：9/56 年周期は、金融恐慌の発生期について初めて確立され、つぎに地震活動に敷衍された。この周期は月 - 太陽潮汐に起因すると信じられ、この格子は黄道における月の昇交点と遠地点の位置に完璧に合致する。これは、これらの 2 点の交角が地震および金融の動向に決定的な役割をはたしていることを示唆する。9 月 /10 月恐慌が解析され、ほとんどの場合が昇交点と遠地点の交角が  $0^\circ$ ,  $120^\circ$ , および  $240^\circ$  のときに発生していることが見出された。このすばらしい結果は、月 - 太陽周期に由来するか、もしくは、9/56 年格子における臨界状態の発生時期によって決定されているのか、これら 2 つのうちのいずれかである。この発見は、地震および金融の両者の周期性に適用されるだろう。

**キーワード**：月の交点、遠地点、9/56 年周期、金融、地震

(2016 年 1 月 14 日受取, 3 月 13 日受理)

---

## 古地磁気データは信頼できるか？：古地磁気の批判的分析 Is paleomagnetic data reliable?: A critical analysis of paleomagnetism

Arkady Pilchin

Universal Geosciences & Environmental Consulting Company 205 Hilda Ave., #1402,  
Toronto, Ontario, M2M 4B1, Canada.  
arkadypilchin@yahoo.ca Telephone: +1 416 221-0059

( 小泉 潔・久保田喜裕・柴 正博・矢野孝雄 [ 訳 ] )

---

**要旨**：分析試料の選択に関する古地磁気学の前提条件や仮定を徹底的に分析すると、古地磁気学のおもな前提や仮定はいずれも再考すべきものであることが明らかになる。古地磁気学における試料選択の基準や実際は、573 ~ 673 K (緑色片岩相下部) に達する試料採取を許容しているが、第一鉄イオンから第二鉄イオンへの変換 (transformation of ferrous to ferric iron : TFFI) を考慮すると、それら成分は信頼できるものではない。Van der Voo (1990) は 1950 ~ 1960 年代の古地磁気データは信頼できないものとして棄却し、これらのデータにもとづくすべての結論 - 大陸移動や極移動の根本をふくむ - を疑問視している。この分析から明らかのように、古地磁気学は、妥当でない前提や仮定、および信頼できない試料選択に基づいていて、信憑性のない解釈からデータや結論を描き出し、その結果、すべてとはいわないまでも、ほとんどの結論がそれらから導かれたものである。

**キーワード**：閉鎖温度、消磁、鉄酸化物の安定性、岩石の磁気成分、古地磁気、赤色層論争

(2016 年 1 月 8 日受取, 3 月 16 日受理)

---

### はじめに

古地磁気学は、物質の磁性と磁化特性の利用に基礎を置く地球物理学の一分野 (地球磁気学・岩石磁気学・地磁気調査など) である。古地磁気学は、自然残留磁気 (NRM) 中に刻み込まれた地質時代の地球磁場 (Khrumov, 1982) ; それらの形成時に地球磁場によって磁化された岩石中の磁気に関する地球物理学の 1 つの分野 (Oxford Dictionary,

2015) ; 全地質時代の地磁気場の歴史を解明する手段としての岩石中の化石磁場の研究 (McElhinny and McFadden, 2000 ; p. 16), と定義されている。古地磁気学が岩石と未固結堆積物中の地球磁場の記録を研究し、その時代を解明するための手段であることは明らかである。その他の研究方法のように、いくらかの前史はあるが (例えば Brown, 2010 ; Frankel, 2012b ; Kono, 2015 参照), 独立した研究方法としては 20 世紀中頃に確立されたばかりであ

る (Frankel, 2012a, b). いくつかの鉱物 (ほとんどが強磁性体とフェリ磁性体) が磁場の方位とその強度を記録し, 長い地質時代にわたってその情報を保持していることが, 古地磁気学における前提とされてきた. この記録を使って, 古地磁気研究者は, 岩石形成時の古磁場の方向や磁極の位置を決定しようとしている. はじまったばかりの時期に, 古地磁気研究者が磁場の逆転, 長時間における磁極の移動, そして大陸移動という結論にいたったので, 古地磁気学は当初, 爆発的に広まった. それらの結論は大陸移動モデルを復活させ, 1960年代後期にはプレートテクトニクスモデルへの転換を主導した (例えば Frankel, 2012a, b). こうして「古地磁気学は地球科学の重要な分野として今まさに確立された」と古地磁気研究者の自尊心は最高頂に達した.

すでに, 古地磁気学は地球物理学的ツールとして大きく評価されており, しかも地質学的ツールでもある (Park, 1983, p. 180). 別の出版物でも, 哲学者の Frankel (2012a, b) は, プレートテクトニクスモデルを生み出したことに関連して, 地質学に革命をもたらしたとして古地磁気学に最高の評価を与えている. 彼はまた, 古地磁気学を無視または支持しないアメリカの地質学者を, 「特に移動論に対するカーネギー協会のこれらの否定的態度は, 私が1節の7.10章に示したように, ほとんどの北米の地球科学者に共通しており, 移動論に対する抵抗であり, ほかの何よりも古地磁気がなぜアメリカで行き詰まったのかを説明していると, 私は考えている. 北米地球科学の重要人物が移動論を悪しき地質学の思考のレリックであると見たため, 若手研究者を励まし, 古地磁気研究に資金を提供することにならなかった」と非難した (Frankel, 2012b, p. 50). 先カンブリア時代の古磁極の位置を決めようとして失敗したために, Park (1983) も古地磁気に注目して

いない地質学者を非難し, 「古地磁気は岩石磁気の研究および新生代と中生代の古地磁気の結果によって正当化されてきた理にかなった説に基づいている. それらの結果は大陸の APW 経路の構造との相互関係から大陸の移動に関する重要で直接的な証拠を提供してきた」ことを気づかせようとした (Park, 1983, p. 180). 「理にかなった理論の基礎」に関連するものとして, 古地磁気学は, 気まぐれな信頼性しかもたない多くの前提とする条件や仮定に基づいて述べられてきた. 重要なそれらの前提とする条件 (P1-P4) と仮定 (A1-A6) が, 表1に示されている.

示されている前提条件と仮定に共通して不足しているものは, 磁場の反転と中央海嶺に沿った磁気縞模様解釈についてである. なぜなら, それらの問題は本論の目的とは関係していない. そのような多くの前提条件や仮定が, 古地磁気という方法と結論に多くの不確実性をもたらし, もちろん古地磁気学は厳しい批判を受けやすかったが, 遺憾ながらほとんど無視された. 古地磁気に伴う実態に常に欠けているものは, 鉄酸化物の熱力学的安定条件の事実と岩石の磁気成分の形成である. 本論の目的は, 古地磁気理論が鉄酸化物の安定性や磁気成分の形成に反することに基づいて, 前提条件と仮定を分析することである. 可能な限り曖昧さを避け, 古地磁気学の研究者が, 彼らの発見と逐語的に引用された結論を彼ら自身のための問題として語っても差し支えない.

### 鉄酸化物の安定条件

鉄酸化物の安定条件は, 十分に議論されている (Pilchin and Khesin, 1981; Pilchin and Eppelbaum, 1997, 2006 and 2007; Eppelbaum and Pilchin, 2006; Pilchin, 2011; Eppelbaum et al., 2014). ここでは, その主なものだけを示そう.

表1 古地磁気学の主な前提とする条件 (P) と仮定 (A)

前提条件/仮定	説明
P1	岩石の形成時に, それらの形成時代と場所に存在している地磁気場の方向に磁化された(初生磁化)*.
P2	後天的残留磁化は, 全地質時代を通じて岩石中に保持されている*.
P3	任意の時代の平均された地磁気場は, 地球の自転軸に沿った双極子(地球の中心軸の双極子; GAD)磁場である*.
P4	NRM取得は, 正確に年代を決めることができ, しばしば岩石の形成時代と一致させることができる(例えば Rochette and Vandamme, 2001).
A1	熱残留磁気 (TRM) は, 磁場の存在でキュリー温度 (Tc) 以上の冷却によって形成される(例えば Cox and Doell, 1960; Butler, 2004).
A2	ブロッキング温度 (キュリー一点以下) 以下で, 磁化は事実上ブロックされ, 岩石は地質学的に有意な TRM を獲得する(例えば Tauxe, 2002).
A3	古い岩石中の古地磁気残留の安定性は, 起源の強磁性鉱物と粒子の大きさにそもそも支配されている(例えば Butler and Banerjee, 1975).
A4	すべてのサンプルの消磁をしないで得られた結果は, 構造解析に使われるべきでない(例えば Van der Voo, 1990).
A5	熱消磁 (“クリーニング”) を通じて, 「選択された高温 T 以下の妨害温度を持つ粒子に起因する磁化は破壊されている」が, 「妨害温度 TB > T を持つ粒子に起因する残留磁気はほぼ完全に影響されない」(Creer, 1967, p. 287)
A6	堆積残留磁気 (DRM) は, 堆積岩の堆積と岩石化作用で生じる強磁性粒子の物理的な整列で獲得される(例えば Cox and Doell, 1960; Butler, 2004).

\*Cox and Doell, 1960; Merrill et al., 1996による; 前提条件P1とP2は, 普通, 密接に関連している.

物理化学的（例えば Darken and Gurry, 1946 ; Tretyakov, 1967）・金属学的（例えば Arkharov and Bulychev, 1957）・地球物理的（例えば Kurepin, 1975 ; Pilchin and Khesin, 1981 ; Pilchin and Eppelbaum, 1997, 2006 and 2007 ; Pilchin, 2011 ; Eppelbaum et al., 2014）・天文学的 (Griscom, 1975), および古地磁気学的 (Nagata, 1961) に良く知られた鉄酸化物の非常に本質的な特性がある. この特性は, 鉄酸化物 (II) (酸化第一鉄, FeO) はその温度を超えると不安定である (例えば Arkharov and Bulychev, 1957 ; Nagata, 1961 ; Tretyakov, 1967) が, この温度は約 5 ~ 10MPa の比較的低下化では約 723K に低下する (Arkharov and Bulychev, 1957 ; Tretyakov, 1967) ことを示している. 酸化第一鉄から酸化第二鉄 (TFFI) への変化がこの反応に続いて起きる (例えば Arkharov and Bulychev, 1957 ; Tretyakov, 1967 ; Pilchin and Eppelbaum, 2006) :



Grønvold et al. (1993) は両方向でこの反応を実験的に証明した. 真空中で行われた実験は, FeO は 673K (Tokumitsu and Nasu, 2001) と 723K (Redl et al., 2004) で安定であることを示している. これは反応 (化学式 1) に酸素の存在は必要ないことを意味している. 同時に, ほぼ 523K 以下では酸化第一鉄の実質的分解はない (Myers and Eugster, 1983). 酸化鉄 (II) に伴う固溶体中の特定の金属の酸化物 (例えば  $\text{MgO} \cdot \text{CaO} \cdot \text{TiO}_2$  など) の存在が, 後者の安定性を高めることも知られている (Tretyakov, 1967 ; Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2007 ; Pilchin, 2011). TFFI の温度領域は, 蛇紋岩化作用の中心的な温度領域と一致し (Hess, 1955 ; Pilchin and Khesin, 1981 ; Pilchin and Eppelbaum, 2004), その温度は約 473 K ~ 約 673-773K である. 海洋リソスフェアのかんらん岩層の蛇紋岩化作用を通じて, かんらん石の Mg に富む成分が蛇紋石に変換し, そしてその鉄に富む成分が蛇紋岩化作用で生成され, よく知られているように磁鉄鉱と石英チャートに分解する. 多くのほかの事実と同様にすべての事実と Pilchin and Eppelbaum (2006, 2007) ・Pilchin (2011) で十分に議論された実験結果によると, TFFI の温度領域の上限は 843 ~ 732K, 下限は 523 ~ 473K と定義される.

磁鉄鉱は地層中で最も重要な磁性鉱物なので, その安定性の微妙な条件を議論することは意味がある. 大気と酸素中での鉄の酸化で形成される最初の鉱物は磁鉄鉱であり, 赤鉄鉱ではない (Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2007 ; Pilchin, 2011 ほか参照) ことは実験的事実である. さらに, 磁鉄鉱は 473-673K の温度範囲では最も安定な鉱物である (Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2007 ; Pilchin, 2011 ほか参照). 磁鉄鉱の安定性についての明白な実験結果を次に示す : Fe/Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> 粉末を 2.8wt% で混ぜて熱すると, 磁鉄鉱が

723K で単純化し始めてピュスタイト (酸化第一鉄) になり, 773K で次第に割合が増加し, 873K で検出されはじめ, ピュスタイトが優占的成分になる (Crisan et al., 2009) : 1.97GPa でピュスタイトを熱すると (Zhang et al., 2002), 磁鉄鉱の離溶が 523-573K で最初に観測され, 磁鉄鉱は 823K までピュスタイトと共存することも発見されたが, これより高温ではピュスタイトが安定相になってしまう (Zhang et al., 2002) ; 1073K からピュスタイトを冷却していくと, 磁鉄鉱の量が 723 ~ 673K で劇的に増加する (Zhang et al., 2002) ; 773 ~ 973K で還元性の環境で針鉄鉱・鱗鉄鉱と  $\alpha$  鉄酸化物または  $\gamma$  鉄酸化物を熱することにより, 主成分としての磁鉄鉱からなる酸化鉄を作り出す過程は, Umeki (1982) に記載されていて, 723K 以上の温度では還元反応で金属鉄中へ磁鉄鉱の一部が劇的に還元されていく. 磁鉄鉱はしばらくの間 (地質時代ほど長くない) 約 843K より高温では, 条件付きで安定であり得る (例えば Pilchin, 2011) と言われている. これは短期間で熱される場合, 磁鉄鉱は高温で鉄酸化物 (III) から鉄酸化物 (II) に変化する過程が存続することを意味している.

鉄酸化物の安定性のこの特性は明らかに, 843K 以上の温度では, 赤鉄鉱 (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) と磁鉄鉱 (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>) は不安定であり, 長期的には存在しないことを示している. これは赤鉄鉱と磁鉄鉱は岩石中では二次的起源 (Nagata 1961 ; Pechersky et al., 1975 ; Pilchin and Eppelbaum, 2004, 2006 ; Pilchin, 2011) の鉱物であり, 地球表面温度が約 843 ~ 723K 以下に下がると (Pilchin, 2011), 付加後にこれらの鉄化合物が出現しただけであるという事実と完全に一致している. これはまた, 磁鉄鉱ばかりでなく赤鉄鉱も地殻や上部マントル中の典型的な溶融物中には存在できないことを意味している. すべてのフェライト\* (例えば MgFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, CaFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub> など) は固溶体中に鉄酸化物 (III) の存在を必要とするという考えを考慮すると, 約 843K 以下に冷却後マグマ性の岩石にのみ見られる典型的なマグマには, 磁鉄鉱やフェライトを含んでいないことは明らかである (Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2007 ; Pilchin, 2011). これは, 磁鉄鉱がすべての典型的なマグマ性岩石中の随伴鉱物であるにもかかわらず (Pilchin and Eppelbaum, 2006 ; Pilchin, 2011), それらの岩石の形成は約 843K 以下に冷却だけを受けるか, あるいは約 5 ~ 10MPa の圧力下で約 723K 以下に冷却したことを示している. きわめて重大なことは, これはマグマ性岩石の冷却温度が磁鉄鉱のキュリー点 (851K) 以下に低下した時に, 磁鉄鉱も赤鉄鉱も岩石中にまだ存在していなかったを意味しており, 残留磁気まさにキュリー点以下で岩石中に形成し始めたということは疑わしい. 要するに, 岩石の磁気成分 (それに応じて残留磁気) は, 843 ~ 723K の温度ではすぐに形成されなかったが, 代わりに磁性粒子が約 843 ~ 723K から約 473 ~ 523K に冷却する間に形成されたということである.

\* フェライト型構造 : 磁鉄鉱型の構造で逆スピネル構造. 金属の

分野では、 $\alpha$ 鉄（体心立方型）のこと。（地学事典）

TFFI は、鉄含有鉱物の出現と安定性を制御している (Pilchin and Pilchin, 1998 ; Pilchin and Eppelbaum, 2004). 第一鉄あるいは第二鉄のいずれかを含む岩石または鉱物は、TFFI の温度範囲内にさらされると、不安定になる。TFFI はまた、TFFI の温度範囲内での上昇あるいは低下いずれにしても、岩石や鉱物の磁気特性の様々な変化に最も適した重要な役割を演じていることは明らかである。TFFI が磁化作用・消磁作用・再磁化作用や岩石・鉱物のキュリー点の変化を引き起こしていることは、これまでも示されてきた (Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2007 ; Pilchin, 2011). それは、岩石の磁気成分の形成・維持や変化に不可欠であり、それゆえに古地磁気学の研究に不可欠なものである。

TFFI の温度範囲あるいは磁鉄鉱のキュリー点の何れが、岩石の磁気成分の形成により重要であるのかテストするために、特別の研究がアゼルバイジャンのクラ陥没地域 (Pilchin and Khesin, 1981) とイスラエル (Pilchin and Eppelbaum, 1997) で実施された。この調査は、磁気調査からのデータを使っての磁性体の底端の位置 (BEMB ;  $d_B$ ) および磁鉄鉱 (851K) に関してはキュリー点深度 ( $d_C$ ) および地熱データを使って決めた等温線 473K と 673K ( $d_{473}$  と  $d_{673}$  はそれぞれ温度範囲の下限と上限で、TFFI を引き起こす最も活動的な範囲である) の深度の決定を含んでいる。決定された深度が広域的にそれぞれの地域と比較され、その結果は BEMB の絶対的多数が等温線深度 473 ~ 673K に位置していることを示した。これは TFFI が、磁鉄鉱のキュリー点より岩石の磁気成分の形成に重要な役割を演じていることを意味している。これらの結果は、Pilchin and Khesin (1981) ・Pilchin and Eppelbaum (1997, 2006) ・Eppelbaum and Pilchin (2006) および Eppelbaum et al. (2014) で非常に詳細に議論されている。そのような地域の磁鉄鉱のキュリー点深度は深度 40 ~ 50km (Kutas, 1978 ; Pilchin and Eppelbaum, 1997) に位置しているにもかかわらず、この証拠は古代の卓状地における BEMB 値が通常 10 ~ 15km を上回らないという事実と一致している (Bulina, 1970 ; Pechersky et al., 1975 ; Pilchin and Khesin, 1981 ; Pilchin and Eppelbaum, 1997)。

### 赤色層論争

赤色層の問題は、次のような理由で特別に注目する必要がある ; 1) 「赤色堆積物は古地磁気データの大きな供給源で」 (Butler, 2004 ; p. 50), 「多くの古地磁気研究が赤色堆積物で着手されてきた」 (Butler, 2004 ; p. 150) こと ; 2) “赤色層論争” とよばれる古地磁気学では知られた特徴があること ; そして 3) 赤鉄鉱は、鉄酸化物 (II) から TFFI を経由して鉄酸化物 (III) への、すなわち錆生成あるいは別の酸化過程のような、転換における端成分

である。例えば縞状鉄鉱層 (BIFs) の堆積と同様に、赤色層形成のはじめには、第一鉄から第二鉄への鉄の酸化や古土壌の形成が、無酸素から有酸素大気環境へ移行する時代に関連しているのが普通である (例えば Kasting and Donahue, 1980 ; Holland, 1984 ; Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2012 ほか)。

赤色堆積物 (赤色層) は、ほとんどの大陸の層序記録中にたくさんあり、それらは不透明鉱物の形で優占的 (通常独占的) な磁性鉱物として赤鉄鉱を含み、赤鉄鉱は基質として色を付けている (Butler, 2004). Walker (1967) は、赤色層の形成は酸素を含む地下水によって鉄含有ケイ酸塩鉱物に変質する間に埋没続成作用が起こったと考えている。これは水と酸素が赤色層と古土壌の形成に必要であることを示すという調査結果に一致している (Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2007 ; Pilchin, 2011 ; Eppelbaum et al., 2014). しかし、これはまた、鉄含有ケイ酸塩鉱物を赤鉄鉱にする酸化作用が堆積時に行われていることを意味している。

研究対象となっているほとんどの赤色層は、コロラド高原の後期古生代~中生代の赤色層である (例えば McKnight, 1940 ; Trainer, 1966 ; Walker, 1967 ; Walker et al., 1981 ; Larson et al., 1982 ; Blakey, 1989 ; Beck et al., 2003 など)。コロラド高原の赤色層は、昔から陸成性堆積物と見られてきた (例えば Blackwelder, 1910 ; McKnight, 1940) が、何人かの研究者 (例えば Walker, 1967) は反対している。考慮すべき 2, 3 の事実がある。赤鉄鉱の形成 (酸化作用) には、水と酸素両方の存在が必要であり (例えば Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2007 など), それらは海洋環境では常に得られるものではない。例えば, König et al. (1999) は、ペルー海盆の大気中の酸素と接して速やかに鉄 (III) に酸化する深海堆積物の鉄 (II) に富む層を報告した。König et al. (2000) はまた、ODP 保管記録中の 6 ヶ月の保存期間中に 1062 地点の標本に大量の鉄 (II) から鉄 (III) への酸化を報告した。水がそれらの堆積物中に常に存在するのは明らかなので、海底堆積物中に鉄 (II) の鉄 (III) への変化は、酸素がなかったために酸化しなかったことは明らかである。これは堆積物が、それらを赤色層に変えるような海洋環境で形成されたにもかかわらず、結局それらは陸成環境中に最高に準備されている十分な酸素の存在を必要としていることを意味している。これは、非常に緩やかに西方へ傾いた平面に形成された南コロラド高原上のコエンコピ層が隣接し、大陸棚から縁海に定期的に水が溢れた (そこでは明らかに大陸と海洋環境とが定期的に交代している) といこと示すというデータ (Blakey, 1989) と調和的である。

しかしながら、赤色層に関連する最も重要な特徴の

1つは、岩石形成と残留磁気獲得の間で時代が違うことである。この問題は“赤色層論争”と呼ばれており、時代の違いは“赤色堆積物堆積後 10m. y. まで” (Butler, 2004; p. 150), コロラド高原の中生代赤色層で 35m. y. (Beck et al., 2003); “数千万年以上” (Larson et al., 1982; p. 1081) である。これは、赤色層による主な残留磁気が化学的残留磁気 (CRM: 例えば Walker et al., 1981; Larson et al., 1982; Butler, 2004) であるという事実に関係している。次に示すものは、磁気を保持している岩石よりもはるか後に形成された鉄酸化物 (III) の顕著な例である; 34.9 億年前ドレッサー層, 34.6 億年前デュフィー層のマーブルバーチャート部層, 34.6 億年前エイベックス玄武岩層; 34.5 億年前パノラマ層; 34.26 ~ 33.5 億年前スツレラープール層; 西オーストラリアのピルバラクラトンの 33.5 億年前ユーロ玄武岩層 (例えば Wacey, 2009; A21・B6・B22・B38・B42・B62 図) の前期始生代岩石中の (ほとんどが断裂内と周辺) 錆の存在; 同様に南アフリカバーバートン緑色岩帯の 34.5 億年前フーゲノエグ層と 34.16 ~ 33.34 億年前クロンベルグ層 (例えば Wacey, 2009; B25・B53 図)。

より明確な事例として、ピルバラクラトンの別な地域から 34.26 ~ 33.5 億年前スツレラープール層の岩石中の錆が, Wacey et al. (2010) の 30・32・33・39・40・41・43・44・45 図に示されている。おかしなところは、地球上の海洋は 32.6 億年前に形成されはじめ (Pilchin and Eppelbaum, 2012; Eppelbaum et al., 2014), 地球大気は 24.45 ~ 23.0 億年前まで基本的に無酸素であったことである (例えば Pilchin and Eppelbaum, 2006 ほか)。始生代生物圏ポーリング計画 (ABDP) の調査は、西オーストラリアピルバラクラトンのマーブルバー地域におけるワラウーナ層群の 34.6 億年前のエイベックス玄武岩層の玄武岩内の赤鉄鉱が, 27.63 億年前 (おそらく 2.9 ~ 2.77 億年の間) より以前に形成されていたことを示している (Bevacqua et al., 2006; Kato, 2009)。錆の形成には水と酸素の両方の存在が必要なので (Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2007; Pilchin, 2011), これは西オーストラリアのピルバラクラトンと南アフリカのバーバートン GSB の前期始生代の岩石中の錆の形成は、その岩石形成後約 10 億年もしないうちに行われたことを意味している。35 ~ 28 億年前からの層状岩石のすべての古地磁気研究について、ピルバラクラトンの 34.74 ~ 34.65 億年前のデュファー層からの磁鉄鉱に産する残留磁気の 1 つの結果のみでは、精度に満足がいくわけではないが、それは岩石形成後 1 億年までに獲得された可能性がある (Evans and Pisarevsky, 2008 ほか)。一方、磁鉄鉱の残留磁気獲得時間は、確実性の大ききで決定されていて、保証されたものではない。

多くの場合、岩石が最初に堆積し、それから化学的作用で赤色層へ変化していったということは疑いない: 「顔料である赤鉄鉱はしばしば碎屑粒子どうしを接着しており、明らかに堆積後の化学的過程で形成される」 (Butler, 2004, p. 151); 「赤色に色づいた相は、赤くない堆積物から赤鉄鉱で色づいた赤色層へその場で変質が進行し、それぞれを色づけている鉄は角閃石や黒雲母のような含鉄碎屑粒子、特に鉄ケイ酸塩の層内変質で生じる」 (Walker, 1967, p. 353) ことがともに観察された; 「多くの一連の野外と記載岩石学的証拠は、後期古生代に色がついた赤鉄鉱は、堆積物が堆積した後にその位置に形成された赤色層であることを示している」 (Walker, 1967, p. 353); 「現生堆積物において赤鉄鉱 - 磁鉄鉱関係の研究を繋ぐ熱力学的な考察では、多結晶粒中のほとんどの赤鉄鉱とおそらく同様に、単結晶粒は磁鉄鉱の碎屑粒子の堆積後の交代作用で自生的に形成されたことを示している」 (Walker et al., 1981, p. 317); 「赤鉄鉱の多様性のほとんどは、長い地質時代を要する層内変質によって自生的に作られたことを示しているので、赤色層の残留磁気は主に長い時間をかけて獲得された化学的残留磁化 (CRM) である」 (Walker et al., 1981, p. 317); 「堆積後のある時代に、条件の良い地下の状態下で、層内変質が始まり、鉄含有ケイ酸塩と酸化鉄物の分解・赤鉄鉱による鉄成分に富むケイ酸塩粒子の部分置換や磁鉄鉱の赤鉄鎮化 (Martitization) ・イルメナイトと黒雲母中に赤鉄鉱のさや (pot) や泡 (bleb) の成長・初生的および二次的空隙中に赤鉄鉱結晶の沈殿を引き起こしている」 (Larson et al., 1982, p. 1081)。

鉄酸化物の安定条件に加えて、上記のデータの分析することについては、全く議論がなかったことを暴露したい。すでに形成されていれば、赤鉄鉱は低温でより安定な鉄酸化物であることはよく知られている事実であるが、磁鉄鉱はその過程で最も安定な鉄物なので、TFFI 反応で形成される初生鉄物 (Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2007; Pilchin 2011) でも、大気中での鉄の直接的酸化作用 (Pilchin and Khesin, 1981; Pilchin and Eppelbaum, 1997, 2006, 2007; Pilchin, 2011 ほか) によるものでもない。これは初生的な酸化第一鉄が磁鉄鉱に置換され、次に磁鉄鉱が赤鉄鉱に置換されうることを意味している。それぞれの置換には、時間と特殊条件を必要としている。赤鉄鉱は非常に特殊な条件で形成される; 例えば、水と酸素両方の存在を必要とする錆のように (Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2007; Pilchin, 2011 ほか)。岩石形成後のある時点での赤色層の形成は、当時は議論がなかったが、むしろ予期されるものだろう。赤色層に後で置き換わった岩石が海洋環境に堆積する場合でさえ、掘り出されたり、海退したり、または大陸上にのし上がったたりして海面上へ上昇し、酸素に触れるまでには時

間がかかるだろう。

### 堆積岩の再帯磁

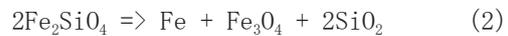
赤色岩層に関しては、再磁化作用（ないしは二次磁化作用）の問題について述べる必要がある。なぜなら、赤色累層はこの過程の最も詳細な事例だから。再磁化作用は通常、堆積後のかなり長期にわたって堆積層で起こるが、その際には初期の磁化作用は完全にあるいはほぼ完全に消えてしまう。この作用はしばしば一度のみならず、イベント間でかなりの時間差を伴って起こる。再磁化作用の例がいくつかみられる：中部デボン系およびジュラ系の 'Groats 砂岩 (Storetvedt and Carmichael, 1979)；米国中央アパラチア山脈の大陸規模に広がる二畳系 (Van der Voo and Torsvik, 2012)；二畳系から上部中生界におよぶコロラド州の古生界炭酸塩岩 (Van der Voo and Torsvik, 2012)；Atøy 島の二畳系および上部ジュラ系下部白亜系およびノルウェー、Hasteinen 地域 Kvamshesten 連峰の上部デボン系 (Torsvik et al., 1987)；スコットランド、旧赤色砂岩の下中部石炭系および二畳系下部三畳系 (Torsvik et al., 1989)；Moine スラスト地帯南部の中部オルドビス系～第三系 / 現世における 4 つの主要な二次的磁束密度成分 (Torsvik and Sturt, 1988)；他多数。

‘再帯磁 re-magnetization’ の用語は、磁化作用の結果生じた変化は岩石の磁化部における物理・化学的变化の副産物である、という事実を必ずしも述べる必要がないという点で、やや曖昧になってしまう可能性がある。Van der Voo and Torsvik (2012, p. 23) による言葉、再磁化作用は「岩石中に磁化作用が生じて以来認識されてきたもので、明らかに岩石それ自体の形成や沈積よりはるかに長い時間が必要とされてきたことが示されている」は、実際のところ、NRM 担体 (acquisition) は正確にはかなり時間が経っていることを示している点で、仮定 P4 に矛盾する。さらに、Van der Voo and Torsvik (2012, p. 24) は、「厳密に定義すれば、再磁化作用は消磁されてきた物質における修復された磁束密度」と述べており、また古地磁気研究者は「再磁化された岩石がもともと別の磁化作用（多かれ少なかれ後に消える）を受けていたのかどうかは通常分からない」と述べている。このことが研究者の中に、再磁化作用に替わって‘二次的磁化作用’の用語を好む理由である。

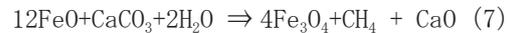
仮定 A1 (熱残留磁化 TRM は、現在の磁場ではキュリーポイント (TC) 以上の温度から冷却することによって形成される) によれば、磁化岩石だけがこのような初生的 NRM を得ることができるはずである。なぜなら、それらは、変成岩が再び過熱される必要である間、磁鉄鉱のキュリー点 (約

851K) 以上で形成される唯一の岩石であるから。磁鉄鉱のキュリー点以上で安定な鉄を含む主要な鉱物は、ある事例では、含鉄硅酸塩 [かんらん石  $(\text{Mg, Fe})_4\text{SiO}_4$  ないしは鉄かんらん石  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  ( $2\text{FeO} \times \text{SiO}_2$ )；輝石  $(\text{Mg, Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$  ないしは鉄シソ輝石  $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  ( $2\text{FeO} \times 2\text{SiO}_2$ )；雲母 (たとえば, annite, biotite), ざくろ石 (たとえば, almandine), 角閃岩 (すなわち, 角閃石, 直閃石 anthophyllite, ferrogedrite, アクチノ閃石, グリュネル閃石 grunerite, ほか), Ti-Fe 酸化物 [ウルボスピネル ulvospinel ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$  or  $2\text{FeO} \times \text{TiO}_2$ ), チタン鉄鉱 ilmenite ( $\text{FeTiO}_3$  ないしは  $\text{FeO} \times \text{TiO}_2$ )；菱鉄鉱 siderite ( $\text{FeCO}_3$  or  $\text{FeO} \times \text{CO}_2$ , 鉄炭酸塩] である。これらの化合物は磁気を全くあるいはほぼ帯びていないように、鉄は含鉄酸化物としてすべてに存在する。

しかし、このような鉱物ならどれでも TFFI の温度範囲内で沈殿すると同時に、(あるいは含鉄酸化物 FeO の分解に関連した) 変質がどんな時でも始まり、その鉱物自体やその鉱物を含む岩石の分解が必然的に生ずるようになる (たとえば, Pilchin, M. and Pilchin, A., 1998; Pilchin and Eppelbaum, 2004). 例えば、鉄かんらん石 (式 2) と鉄シソ輝石 (式 3) はこのような反応を伴うだろう (全反応は Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2007; Pilchin, 2011 およびその引用文で公表された)：



酸素や水の存在は分解を促進させるだろう、反応例として、



ウルボスピネル (ulvospinel) とイルメナイト (ilmenite) は反応により再度現れる：



菱鉄鉱の分解反応は：



磁鉄鉱は、黒雲母、阿仁鉱 (annite) およびアルマンディン (almandine) の分解仮定で生ずるとも言われている (Pilchin, 2011) .

Ti-Fe 酸化物は、チタノマグネナイト ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ -

Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>) とチタノヘマタイト (FeTiO<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) の2つの固溶体系列をつくる (Pilchin and Eppelbaum, 2007). 磁鉄鉱と赤鉄鉱の両者は 723 ~ 843 K 以上では不安定であるため、ウルボスピネルとイルメナイトはマグマ内部に存在するのは確実だろう。しかし、溶岩の温度が TFFI 以内に冷却するとすぐに、ウルボスピネルとイルメナイトの両者は分解と磁鉄鉱の生成が始まり、この温度範囲内が長く続けば、さらに多くの磁鉄鉱がチタノマグネイト溶液に形成されるだろう。イルメナイトは、ウルボスピネルの分解から生成されることも注意すべきである (Pilchin and Eppelbaum, 2007). さらに、乾燥状態では、鉄および鉄酸化物の酸化作用の結果、磁鉄鉱と赤鉄鉱が形成される (Ikornikova, 1960; Grønvold et al., 1993; Berndt et al., 1996; Shull et al., 1996). このことは、磁鉄鉱が初成的な残留磁化作用をもたらす可能性がある主要な鉱物であることを意味している。

上記の考えから、含鉄ケイ酸塩やウルボスピネル、イルメナイト、隕鉄の酸化・分解で生成された磁性鉱物が磁鉄鉱であることは明らかで、磁鉄鉱は TFFI の温度範囲内ではほぼ安定な鉄酸化物でもある (Pilchin, 2011). ニューヨークのオールドビス系 Trenton 石灰岩やアパラチア山脈中央にあるその他の炭酸塩岩では、初成的な磁化作用は二畳紀に起こった再磁化作用とともに磁鉄鉱によってもたらされた (大陸規模の再磁化作用) (Van der Voo and Torsvik, 2012). Torsvik ほか (1989) は、Esha Ness 玄武岩と安山岩における初生的残留磁気構成はもっぱら磁鉄鉱によってもたらされたことを見出したが、含赤鉄鉱イグニブレイトでは見出せなかった。このような例は数多くあり、また石英-磁鉄鉱および磁鉄鉱-珪岩は縞状鉄鉱床 (BIFs) の最も典型的な岩石中にあることを思い起こせば充分である。

磁鉄鉱が形成される状態や温度は 800K か 500K かどうかにかかわらず、他のどんな磁鉄鉱の試料でも、851K という同じキュリー点と同じ磁鉄鉱の特性をもつということを強調することが重要である。もうひとつの重要な点は、冷却する岩石の温度が約 473K より下がるとすぐに、含鉄酸化物は再び安定になり、岩石の初成的でわずかな磁鉄鉱が全体に形成されるであろう。そのため、冷却する火成岩内の初成的な磁鉄鉱鉱物は磁鉄鉱であり、初成的な NRM の原因となる。フェリ磁性 (ferrimagnetic) や磁鉄鉱化の過程などの自然発生的な磁化作用は、その磁化作用を完了するにあたって、外的な場を必要としないという意味でも重要である。これらの事実は、一般的には知られていない「再磁化作用を受けた岩石はもともと、別の磁化作用を受けていた」という、上述の Van der Voo and Torsvik (2012) とは矛盾するであろう。冷却する火成岩内の磁鉄鉱の量

は、TFFI の温度領域の冷却率に完全に規制されている。火成岩の冷却率は Pilchin and Eppelbaum (2009, 2012) によって議論されている。

火成岩中の磁鉄鉱の相対量を見積もるため、Pilchin and Khesin (1981) は分析された岩石や鉱物中の鉄酸化物の相対含有量を表す  $v = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  比を提唱した。この比の数値解析では、純粋な赤鉄鉱ではゼロになり (例えば赤鉄鉱だけを含有する赤色岩層)、純粋な磁鉄鉱では 0.31 になるはずである (もし鉄酸化物が磁鉄鉱に完全に置き換わったとして) ことを示している。  $v < 0.31$  の場合では磁鉄鉱と赤鉄鉱だけが岩石や鉱物中に見られるが、  $v > 0.31$  では磁鉄鉱と鉄酸化物だけが見られることを示しているであろう。このことは、岩石や鉱物中にまだ磁鉄鉱に変化していないもっと多くの鉄酸化物が存在すれば、比の数値  $v$  と 0.31 の間で明瞭でさらに大きな差異があることを示唆している。

比  $v$  の詳細な解析は Pilchin and Eppelbaum (2006) に示されている。比  $v$  の数値は次のことを示している: 大陸性“花崗岩質”層は 0.59; 大陸性“玄武岩”層は 0.63; 海洋の第 II 層は 0.56; 海洋の“玄武岩”層は 0.74; アルカリ岩は 0.45-0.62; 花崗岩質岩は 0.38-0.71; 中性岩は 0.39-0.72; はんれい岩質~玄武岩質は 0.73-0.76; かんらん岩は 0.80; 大西洋中央海嶺の岩石は 0.65-0.86, 東太平洋海嶺の岩石は 0.64-0.87; 超塩基性岩は 0.77-0.98; 変成岩は 0.56-0.69; 火成岩は平均 0.52; 堆積岩は平均 0.37 である。磁鉄鉱の比  $v$  の値 (0.31) とこれらの数値を比較すると、すべての火成岩と変成岩はまだかなりの量の鉄酸化物を含み、堆積岩の平均値でさえいまだ鉄酸化物を含んでいることを示している。

堆積岩の比  $v$  の数値を詳しい解析では (Pilchin and Eppelbaum, 2006): 大陸上の堆積層は平均 0.48; 海洋の堆積層は平均 0.17; 粘土と頁岩は 0.51; レスは 0.04-0.40; 台地の砂岩は 0.37; グレイワックは 0.69; 台地の頁岩は 0.32; 石灰岩は 0.57; 台地の炭酸塩岩は 0.40; ティライトは 0.53; シルトは 0.43; シルト岩は 0.88 である。このことから、大陸性の堆積物には鉄酸化物が過剰に含まれていることは明らかである。もしこれらの岩石が TFFI の範囲内 (473-523 K ~ 723-843 K) で加熱されるのであれば、どの温度でも新たな磁鉄鉱の形成やそれに伴う新たなわずかな磁鉄鉱とともに、遷移作用が再開されるだろう。

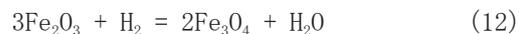
冷却する火成岩の温度が約 473K より下がるという観点では、どんな磁化作用の変化も再磁化作用として特徴づけられるに充分であろう。このことは、再磁化作用は TFFI の範囲内で冷却している間は生じ得ないことを意味しないが、この温度の範囲内の水は、ほとんどの場合、固相であることができない (Pilchin and Eppelbaum, 2012; Eppelbaum et al., 2014); それ

は水と酸素の両者の存在を必要とするため、赤鉄鉱の形成にとって障害になろう (例えば, Pilchin and Eppelbaum, 2006). 再磁化作用に包含される作用は地域や地方のローカルな状態に強く依存している. どんなに岩石の磁化がわずかであったとしても, その変化は再磁化作用として扱われるべきである. そのような変化は, 約 473K 以上に再加熱された岩石に関係し, 含鉄ケイ酸塩の分解を通じて新たな磁鉄鉱の形成, あるいは磁鉄鉱および/あるいは他の含鉄鉱物の消失で赤鉄鉱やゲーサイトの形成に関係しているはずだ. これらすべての場合において個別のもので, ローカルな熱力学的な状態やその地域の岩石を構成する鉱物種に強く規制されている.

赤色層の形成は磁鉄鉱から赤鉄鉱への変化とともに起こる. この作用は長期にわたって生じ得る, なぜならこれは多くの重要な素因に基づいているからである: 酸化作用の状況; 水と酸素両者の有用性, 磁鉄鉱になるためのそれらの適切な存在; 磁鉄鉱粒子 (ないしは試料) の大きさ; 層内の磁鉄鉱の位置; 温度; その他多数. これらの素因が, 岩石や初成的な磁化作用の後, かなり長期 (1000 万年以上) にわたり続き, さまざまな段階で初生的な磁化作用を消し去り, 再磁化作用を引き起こしたことは起こり得ることである. Trench ほか (1988) は, スコットランド南部の Ballantrae オフィオライトにおけるフィールド試験によって, 再磁化作用の期間 (window) は最大 3000 万年間におよぶことを明らかにした. 多くの場合, 再磁化作用の期間は上述に示された以上であった.

岩石の部分的磁化という変化は, 磁化作用における変化の発生源である. この変化はそれぞれの場合で異なるはずだ, なぜならそれは次のものに関連しているからである: 残存する含鉄鉱物の分解期間に形成されるあらたな磁鉄鉱; 赤鉄鉱の形成; 還元環境で赤鉄鉱から磁鉄鉱への戻り形成; ゲーサイトの形成; ゲーサイトから赤鉄鉱への遷移; 磁性鉱物中がわずかに磁性を帯びるような変化など, 他の多くの場合. 例えば, Turner ほか (1978) は北スコットランドの Caithness 旧赤色砂岩の湖成層単元で, 鉄硫化物が加熱酸化を受けることで, 磁鉄鉱がさらに産出されることを示している. Van der Voo and Torsvik (2012) も, 新たな磁鉄鉱粒子の形成に際して, 鉄-硫化物の酸化について報告している. 彼らはさらに, 磁鉄鉱をもつシチリア島のマールのような場所の場合, 硫化物が再磁化作用がもたらす二次鉱物としての磁鉄鉱を生成する後にその磁束密度を獲得している, と記している. Torsvik ほか (1987) は, 1 時間以上加熱する熱的な脱磁鉄鉱化作用の段階を通して形成される二次的な磁鉄鉱; ノルウェー西部の Hasteinen 地域のサイト 19c におけるある鉱物相から二次的に生ずる磁鉄鉱の可能性も併せて報告した.

強い還元環境では, 低温状態で安定する赤鉄鉱のような端成分鉱物でさえ, 反応を通してもとの磁鉄鉱へ戻るように変化することができる (Pilchin, 2011):



残念なことに, ほとんどの場合, 部分的磁化における中間段階の変化はその全発展段階を通して行われてきたのかは明らかではない. しかし, 鉱物はもともと含まれていたもので, 部分的磁化の最後の包有物として見出されたという事実がしばしば見られる. 例えば赤色岩層の場合, 鉄酸化物の一般的な変化として, 端物質の含鉄酸化物から中間物の磁鉄鉱を通じて, もうひとつの端物質の赤鉄鉱が生じていることは明らかである.

Storetvedt and Carmichael (1979) は, スコットランド北部 John O'Groats 砂岩試料の自然磁束密度は, ほとんど赤鉄鉱からもたらされたこと (一時的な磁鉄鉱は全く残らなかった) を報告したが, 事実このことは, これらの沈殿物の含鉄酸化物が赤鉄鉱へ完全に变化したということを示している. 同様に, ルチルの存在は, チタン磁鉄鉱から赤鉄鉱へ完全に酸化が進むことを示している. 赤鉄鉱の生成はデボン紀に始まり, ジュラ紀に終わったようにみえるが, それが絶え間なく行われたのか, 間欠的に行われたのかは不明である. 一方, Torsvik et al. (1989) は, スコットランドの西部旧赤色砂岩における Esha Ness 玄武岩と安山岩はチタンに乏しい磁鉄鉱が優性である.

Creer (1968) は, 低緯度地方に位置する下部古生界は, 湿潤・熱帯の風化作用と土壌生成環境において再磁化された, との結論に至った. これは, Creer の "再磁化作用仮説" として知られている (例えば, Van der Voo and Torsvik, 2012). Schmidt and Embleton (1976) は西部オーストラリアの新生界堆積物で同様の結論に至った. このことは物理化学的に知られている事実に関連している: 「鉄は通常の温度の大気中では反応しない; 酸素が熱せられる際には磁鉄鉱を生成し, 湿潤大気中で熱せられる際には赤鉄鉱と (III) 価鉄の水酸化物を生ずる」 (Pilchin and Eppelbaum, 2006, p. 1); 自由酸素と水 (湿潤状態) の存在は,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  および  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  [錆] の生成に必要である (Pilchin and Eppelbaum, 2006); 鉄の腐食が起こる (錆をつくる) には, 酸素と水の両者が必要であることが化学的に知られている (Akhmetov, 1992; Lide, 2004); 鉄は酸素がなければ水中でも錆びないであろうし, 酸素のある油中でも錆びないであろう (Akhmetov, 1992); など. しかし, Creer (1968) が提案した熱帯気候であれば, この一連の過程は全く必要がな

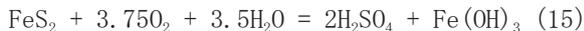
い；高温はその作用を急速にするだろうが，熱帯状態では温度がかなり高くなったとしても，それほど顕著な違いはつくらないだろう．赤鉄鉱への鉄の酸化作用は，次に示す全（3段階）反応で示すことができる（Pilchin, 2011 および論文中の引用）：



磁鉄鉱の酸化のほか，鉄（III）の酸化物が生成されるという別の方法がある．価鉄（II）酸化物は 753K 以上の温度で  $\text{FeSO}_4$ ，および 773K 以上で  $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$  のような塩が分解する間に生成する（Glinka, 1985）.

$\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$  は，573K 未満の温度の熱水に接触すると分解し（Patnaic, 2003）， $\text{Fe}_2\text{O}_3$  をつくることも知られている．

鉄硫酸塩はまた，黄鉄鉱の酸化から化学式（14）反応（Salter ほか，1987）および（15）反応（Brantley ほか，2008）を通して，続いて起こる鉄の酸化を伴う硫酸塩酸の反応とともに，堆積物中に硫酸塩酸を生成する：



興味深いことに，堆積物中の硫酸塩酸の生成も酸素と水の両者の存在を必要とする．

結果として鉄（III）酸化物が生ずる過程のうち，ここではその形成において，次の作用が言及されるべきである：水和された鉄（III）酸化物（ $\text{FeOOH}$ ）と鉄（III）水酸化物（ $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ）の約 473 K での分解（Brauer, 1963; Greenwood and Earnshaw, 1997）；793 K での磁鉄鉱の加熱作用（Mazo-Zuluaga et al., 2003）；703 K ~ 773 K での磁鉄鉱の加熱作用（Lepp, 1957）；673 K での磁鉄鉱の加熱作用（Davies et al., 1951; Kutz, 2005）；空気中で 573K の磁鉄鉱の焼き鈍し作用（Zhou et al., 2004）；そして鉄（III）塩 [例えば， $\text{Fe}(\text{NO}_3)_2$ ， $\text{FeCl}_2$ ， $\text{Fe}(\text{ClO}_4)_3$ ， $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ ] を含む加水分解反応（Sharma et al., 2013）．しかし，堆積岩でそのような高温が確認されることは希な場合であることを考慮すると，赤鉄鉱の生成に関するこれらの作用のほとんどは自然界では非現実的なことであろうが，水和鉄（III）酸化物（ $\text{FeOOH}$ ）と鉄（III）水酸化物（ $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ）の分解，および鉄（III）塩の加水分解反応だけを伴うことは最も現実的である．解説すれば，いくつかの実験では，ゲーサイトは約 403K で物理的に鉱物粒子間の結合水（bound water）が消失し，558K で構造的に結合水を放出する（Balek and Šubrt, 1995）．

以上のことから，水と酸素の両者が存在する環境中の鉄，鉄（II）酸化物，磁鉄鉱の酸化が，赤色岩の鉄（III）酸化物生成の主要な作用であろう．

### 強い磁気異常が見かけの磁極の漂移方向に及ぼすとみられる影響

磁極の位置と磁極漂移の可能性の問題は本論の趣旨ではないが，それは古地磁気における仮定や仮説のいくつかに関連している．このため，ここでは磁極の位置の問題と漂移の可能性について詳しくは議論しないが，地球磁場の特性に影響を与える事実と特徴についてはここで検討する．

もうひとつの特徴，地磁気の描写がしばしば消え失せてしまうことは，地域的・広域的な磁場での強い磁気異常のせいであるが，それはおそらく岩石試料の磁化作用にも影響するだろう．国際地磁気高層大気学協会（IAGA, 2010）のデータによると，（地磁気上の赤道で得られた）最小磁場強度は 30,000 nT (0.3 Gs)，（地磁気上の極で得られた）最大で 60,000 nT (0.6 Gs) である．Razin' kova ほか（2005）は，次に示す地磁気場の強度値（磁場単位 エルステッド；Oe）を得た：北極の磁極で約 0.6 Oe，南極の磁極で約 0.7 Oe，磁気上の赤道で約 0.34 Oe．同じ頃，ロシアの Kursk 磁気異常（KMA）の最大の磁場強度は約 2.5-3.0 Oe である（例えば，Razin' kova et al., 2005）．磁場強度はほかの領域でも磁極よりもかなり大きくなっている（例えば，コラ半島の Krivoy Rog およびウラル磁気異常（Razin' kova et al., 2005）．とくに KMA では，約 2 ~ 3 Oe の磁場強度は，Kursk と同様に，Zheleznogorskiy 地域や Zhelezhogorsk 都市でも検出された（Medvedeva et al., 2011）．他の KMA 地域の磁場は，約 1.0 ~ 1.5 Oe（Presman, 1968）や 2.0 Oe（Kulikov et al., 1977）の値にまで達する．古原生界 Kursk 層群は延長 1500km 以上におよんでいることは，明示しておくほうが良い（Ilyin, 2009）．KMA には，地球上最大の縞状鉄鉱層（BIFs）のひとつの鉄鉱床が形成されている．他の BIFs の広大な鉄鉱床にも，1.0 ~ 1.3 Gauss (Gs) を超える強度（Clark, 1983）を示す顕著な磁気異常が生じている；1 Gs は電磁単位系（e.m.u.）で 1 Oe に等しい（例えば，Parker, 1994; MIT, 2015）．別の強い異常がスウェーデンの Kiruna で見つけられたが，そこでは垂直強度の最大値は 360,000 nT (3.6 Gs) に達した（Jankowski・Sucksdorff, 1996）．Schmidt et al. (2007) は，南アフリカの Peculiar Knob 変成鉄鉱層において，背景値 約 60,000 nT (約 0.6 Gs)，約 90,000 nT (約 0.9 Gs) にまで達する強い磁気異常を報告した；塊状赤鉄鉱全体の磁化強度で 約 120 a/m (約 1.5 Oe)，204 a/m (約 2.55 Oe)，塊状赤鉄鉱 / 磁鉄鉱で 202-227 a/m (約 2.53-2.85 Oe)．1 Oe 未満の磁場強度を形

成する BIFs を伴う場合が多々あるが、地磁気場のそれよりも大きい (平均約 0.5 Oe ; Schmidt et al., 2007). Smith (1998) は、エアボーン磁気異常は時折、70,000 nT (0.7 Gs) に匹敵する大きさの偏角を捕捉することがあるが、それは浅部の貫入岩様の岩体で、約 200m の距離を超えると、偏角が 70,000 nT (> 0.7 Gs) 以上にまで変化することがある、と述べている. Rasmussen and Thorning (1999) は、BIFs が現存しているグリーンランドのイスアで、20,000 nT (0.2 Gs) の強度をもつ磁気異常を報告した. 60,000 nT (0.6 Gs) を超える強度が別に、多くの地域で見出された同様の強度をもつ異常とともに、バルチック海のフィンランド湾 Jussaro で発見された (Jankowski・Sucksdorff, 1996). Vredefort クレータ (南アフリカ) 上で行われた空中磁気異常探査は、地表を 2 列に走るトラフに直接並走する平均的磁場とともに、10,550 ~ 75,448 nT (0.1055 ~ 0.7545 Gs) の範囲内の観測データに変化が見られたことを明らかにした (Muundjua ほか, 2007). Inozemtsev (2014) は、カナダの Baffin 島, Mary River Camp の BIF を母岩とする始生界の磁場強度測定を報告した. その研究は、残留磁気ベクトル (RMV) 強度を示している : 約 195,000 nT (約 1.95 Gs) (最大値 >360,000 nT; BIF の磁鉄鉱床で >3.6 Gs) , specularite-hematite 鉱床で 約 90,000 nT (約 0.9 Gs) (最大値 >230,000 nT; >2.3 Gs), および 約 52,000 nT (約 0.52 Gs) (最大値 >68,000 nT; >0.68 Gs) . All ほか (2004) は、エストニアの Jõhvi 地帯の磁鉄鉱岩の上で、13,000 nT (> 0.13 Gs) 以上のすごい磁気異常を報告した.

大規模な磁気異常が現存の BIFs を伴う領域だけでなく、他の領域においても知られていることは言うておかなければならない. McEnroe ほか (2004) は、顕著な負の異常 (高分解能のヘリコプター探査で -13,000 nT (-0.13 Gs), 大地の磁気断面における背景強度以下の -27,000 nT (-0.27 Gs) の偏角を伴う) は、ノルウェー Rogaland の 930Ma の Bjerkreim-Sokndal 層状貫入岩の Megacyclic Unit IV の中央部の上で、74 a/m (0.93 Oe) までの NRM とともに発見された. Gunn and Dentith (1997) は、タスマニア北西の Savage River 鉱床における塊状の磁鉄鉱岩体上で、約 10,000 nT (0.1 Gs) の偏角を伴う空中磁気異常を報告した. アラスカのほぼ 30,000 nT を示す Humble 磁気異常は、Sattel and Witherly (2015) によって報告された. ウラル山脈 - Magnitnaya と Blagodat' 山地 - の 2 つの著名な鉱床から産出される鉄鉱床 - 枯渇したが、鉱量約  $1.4 \times 10^{10}$  t を伴う多くの鉄鉱床はその地域にまだ現存している (Morozova ほか, 1998). ロシアの一部アジア地域では、広大な鉄鉱床が西シベリアの Gornaya Shoriya と Gorniy Altay (約  $1 \times 10^9$  t), および  $4 \times 10^9$  t を超える東シベリアの鉱床が知

られている (Morozova et al., 1998). それほど以前のことではないが、約  $2.3 \times 10^{10}$  t の鉱量をもつ巨大な Bakcharskoye 鉄鉱床が、ロシアの Tomsk Oblast (西部シベリア) で発見された (Mazurov et al., 2005) が、それは約 30% の鉱量を採掘し、半ば堆積状態にある (semi-sedimented condition). 磁気反転は、同様の地域内の磁場において、他の示唆する現象 (すなわち、Riiser 山 - Larsen 地域 (Amundsen 湾, Enderby ランド, 南極) において、-4000 ~ 8000 nT (約 0.04 ~ 0.08 Gs) に関わらず、強い正と負の両方の異常を生ずる可能性はないだろう (Dolinsky et al., 2002). これらの異常はすべて、そこに接近している磁場の激しい擾乱を創り出すだろう.

BIFs は地球ではグリーンランドで 3.85Ga (Klein, 2005), オーストラリアで 3.5 Ga (Klein, 2005) に形成が始まり、始生代後期にも少し形成されたが、約 1.80-1.85Ga に終わりを迎えた (Huston and Logan, 2004; Klein, 2005). BIFs の鉄のほとんどは 2.7-1.8 Ga に沈殿した (Isley, 1995). James (1983) は、初期原生代 (2.5 Ga ~ 1.9 Ga) を通して沈殿した鉄鉱床はすべて (ほとんどスーパータイプ), BIFs の約 90% を占める. 初期原生代では、次の場所で膨大な BIFs が形成された (例えば, Huston and Logan, 2004; Posth ほか, 2011) : アフリカ (Kaapvaal クラトン, 西アフリカクラトン, ほか) ; オーストラリア (Hamersley 盆地, Gawler クラトン, Kimberley 地方, ほか) ; ヨーロッパ (Baltic 楯状地, Ukrainian 楯状地, Voronezh の結晶質地塊, Kursk 地磁気異常, ほか) ; インド (Ketilidian Supracrustal Belt) ; 北米 (Labrador トラフ, 南部州, Trans-Hudson Orogen ; Yavapai 州) ; 南米 (Quadrilátero Ferrífero ; ギアナ楯状地 ; ほか) など. 巨大鉱床の 1 つ, ロシアの Kursk 地磁気異常の面積は約 180km<sup>2</sup>, 鉱量は約  $4.34 \times 10^{10}$  t を有する (Morozova et al., 1998).  $2.18 \times 10^{10}$  t を超える鉱量は, Krivorozhskiy Zhelezorudniy 盆地 (Krivoy Rog, ウクライナ) でも報告された (Ivchenko, 2015). ここでは、世界中の巨大鉄鉱床の中でも、トップの鉄鉱床について述べるべきである (例えば, Mining Global, 2014; mining-technology.com, 2014) : 確定・推定鉱量  $7.27 \times 10^9$  t を有する後期始生代 Carajas (ブラジル) ; 確定・推定鉱量  $2.78 \times 10^9$  t の Itabirito 鉱山 (ブラジル) ; 確定・推定鉱量  $2.53 \times 10^9$  t の Vargem Grande (ブラジル) ; 推定鉱量  $2.50 \times 10^9$  t の Zanaga (南部コンゴ) ; 確定・推定鉱量  $1.84 \times 10^9$  t の Simandou (アフリカ) ; 確定・推定鉱量  $1.72 \times 10^9$  t の Hamersley 盆地 (オーストラリア) ; 確定・推定鉱量  $1.51 \times 10^9$  t の Chichester Hub (オーストラリア) ; 確定・推定鉱量  $1.45 \times 10^9$  t の Minas-Rio (ブラジル) ; 確定・推定鉱量  $0.955 \times 10^9$  t の Karara (オーストラリア).

そのような莫大な量をもつ鉄鉱床は、磁場に顕著な異常を生ずるだろう。このことはすべて、BIFs の形成に関連した最大の磁気異常は初期原生代に確立されたことを意味しているが、それは地球上の大規模な磁気場擾乱の重要な時代であった。ここに古地磁気問題のカギのひとつが横たわっている。地球上に通常の磁場より4~6倍も強い磁場を生じさせるこれらの磁気異常がすべて近接していることを考えると、試料すべてが北磁極点を示すなどということは全く予想されるはずもないことは明らかである。事実、Kursk 地磁気異常は、近接した磁石が北を示すという理由から発見された。ある異常の周辺から円環状に採取された試料は異常の中心を示すか、地表の異常な磁場と正常な磁場の間の磁氣的に最も強く結合された地点を示すだろう。これら周囲の試料が示す磁化方向は円全体を覆うだろうし(約360°)、北磁極をさすものはどれでもただ単に偶然の一致であろう。もし我々が古地磁気法をこれらの試料に適応したら、これは正確ではないのだが、あたかも世界中の異なった磁針の向きがこちらへ向かってくるように見えてしまうだろう。このような影響は強い磁気異常の周辺ではどこでも起こるだろうし、したがって、そのような手法や古地磁気データの解釈は信頼を欠くことを意味している。

やや似た劇的効果がコロラド台地からの多くの赤色化したユニットによって、「コロラド台地(ここでのVGPは仮想の地磁気極である)からの外面的に類似したユニットはほとんど円形のVGP分配を持っている」と報告された(Beck et al., 2003)。このような強い磁気異常が近くのどこでも稀ではないことを考慮に入れると、我々は多くの地域から集められた試料が古地磁気学的分析に役立たないであろうと結論することができる。同時に、このような強い磁気異常の形成が標準的な磁場のじゃまをして、北磁極を示さなくなる;すなわち、磁極が迷走するようになる。これはまた磁極が迷走した可能性のある異なった大陸から導かれた異なった図を説明する。なぜなら、北米の北極の外見上の位置は、北米の磁

気異常によって決定され、カナダのスーパーイオル・クラトンやワイオミング、ミシガン、その他の多数のBIFsからの効果を含んでいる。ヨーロッパでは、その外見上の位置はヨーロッパの磁極異常によって決定されるだろう。カナダのスーパーイオル地区におけるBIFsによって形成された地球の標準的な地磁気より、さらに大きな磁気異常はヨーロッパの試料に重要な影響を与えないで、ヨーロッパの磁気異常(例えば、ロシアのクルスクの磁気異常、ウクライナのKrivorozhskayaの磁気異常など)の効果はヨーロッパの試料ではいっそう強力だろう。これは異なった大陸から得られた極の迷走路の間の大きな違いを説明することができる。

磁極の迷走路の見解に影響を与えることができるもう一つの特徴は、巨大火成作用域(LIP)の形成と長期間での苦鉄質マグマの鉄含有量の変化である。さまざまな年代の大陸の苦鉄質火成岩における鉄含有量の分析が、LIPにおけるマグマ活動率の計算とともにEppelbaum et al. (2014)によって行なわれた(表2参照)。

表2から我々は、年代の減少とともに規則的なものと鉄に富んだマグマの両方で鉄の含有量の増加する明確な傾向を見ることができる。そしてそれは主な磁性鉱物のキュリー点の上の表面と深部へのそれらの供給における増加と対応する。さらに、中生代の苦鉄質マグマは平均して鉄質玄武岩(FeO含有量が12%かそれ以上;例えば、Eppelbaum et al., 2014)として扱われる。これは世界中の大きい磁気異常の数が増大しているだろうことを意味する。それはまた岩石年代の低下とともに、全世界の磁場の乱れが増加することを意味し、みかけの磁極の迷走の原因であり得る。そしてそれは中生代、新生代と第四紀の間に最大であった(マグマとマグマ質岩石における鉄含有量のこの増加した傾向によれば)。例えば、デカントラップ、そこでは約600,000km<sup>2</sup>(当初は約1,800,000km<sup>2</sup>)の地域が覆われて約8,600,000km<sup>3</sup>のマグマが噴出した(Eldholm and

表2 さまざまな年代の大陸の苦鉄質火成岩における鉄含有量 (Eppelbaum et al., 2014による)

時代	通常的マグマの鉄含有量 [全FeO(%)]	鉄に富むマグマの鉄含有量 [全FeO(%)]	巨大火成活動域(LIP)における 火成活動面積速度 (km <sup>2</sup> /100M.y.)
始生代	<10.00-11.00* (7.57-12.72)	13.33-17.73	136514** (34129)
原生代	11.00-12.00* (8.06-14.60)	13.58-21.10	961578
古生代	11.00-12.00* (8.42-16.13)	13.41-23.30	3014130
中生代	>12.00* (9.17-15.98)	16.03-25.92	12530055
新生代	12.25-14.00* (9.25-15.90)	16.00-23.70	8098462

\* 推定される平均の鉄含有量

\*\*ある特定のLIPsが始生代において約3.0 Gaから形成し始めたこと信じられていることから、マグマの活動率は3.0 Ga~2.5 Gaまでの間について提案され、カッコの中は始生代の全期間について提案された速度である。

Coffin, 2000), それは約 44,000 nT (0.44 Gs) ~ 45,300 nT (0.453 Gs) の範囲における全磁場によって特徴づけられる (Singh et al., 2003). 同時に, それらの座標 (18.8500°N, 73.7167°E) の標準磁場は約 42,914 nT (0.429 Gs) であるべきである. このことは, デカントラップが約 1,100 ~ 2,400 nT (0.011 ~ 0.024 Gs) で標準磁場の 6% が増加した磁気異常をもたらしていることを意味している. デカントラップの大きさという条件のもとで, インドの磁場における重要な乱れを生み出していることは明らかで, 結果としてみかけ上で磁極がその本当の方向とちがう方向を示し, 極の迷走をつくり出しているかもしれない. それだけで北半球を見ると, LIPs の地域の大きさはデカン LIP または中生代から現在までに形成された大きなもの: アファール, 北大西洋の火山区, カリブ-コロンビア区, アルファ海嶺-クイーンズ・エリザベート諸島, ヘス海膨, 太平洋中央海山群, Sorachi, Wrangellia とその他のより小さな LIPs, とほぼ同じであると述べられている. それらのそれぞれが標準的な磁場からの乱れを形成していると思われる. そして, これらすべての LIPs が異なった時に形成されたと述べることは同じく重要で, それで標準磁場に対する磁気の乱れは異なった場所において異なった時に生じて, それは確かに磁極の迷走のように見えるかもしれない.

Lowrie (2007; p. 334 は, 「[a] Engadine の高い山間の谷の上のスイスアルプスにおいてコンパスを使って道を見つける山の登山者はある特定の地域 (例えば, Septimer 峠の南) において磁石の針が北方からの非常に大きい逸脱を示すことに気づくであろう. その偏りは強く磁化された蛇紋岩と超塩基性岩の局所的な存在に帰せられる」と述べた. 蛇紋岩体が原生代中期から形成された造山帯の絶対過半数と顕生代に形成されたほとんどすべての造山帯に存在していることを考慮に入れて, 蛇紋岩体が形成されたところにおいては地球表面で磁石の針が磁北から逸脱する多数のケースがあることは明確である.

上に示したすべてがそれを示している周知の調査結果によって支援される: 過去のプレート動き (MIT, 2015) を再構築することにおいてと同様に, 仮想の地磁気極を決定することにはあいまい性がある; 「異なった極地の迷走路はそれぞれの大陸だけでなく, それぞれの大陸の異なった部分にとっても」 (Pratt, 2000, p. 316) 存在する; 「いかなる地域でも, より広いものの古地磁気測定の数が増えれば, 一つと同じ地区においても一つと同じ大陸において, いくつかの特定の時代の岩石から決定された古地磁気極がより広くまばらになる。」 (Rezanov, 1968; p. 772); Rezanov (1968) は, シベリアの台地のオルドビス紀の古地磁気極の間にある 6000-9000 km のくいちがいが再磁気化によるものであることを示した; Meyerhoff (1970a, p. 1) は, 「古

代の極の決定の数が増えると, 古代の極の位置の点在が, 一つの地域性と地質区からできえ, それぞれの時代の岩石からの古磁極のための誤差円が大西洋より広くなる,」そして「古地磁極の確定が大陸の間に相対的な動きを示すために使うことができないことが外見上明らかになる」と述べた; 磁気極の位置は, 実際の位置から約 1,500 ~ 1,800 km (Kuznetsov, 1990) も外れるかもしれない; そして, 30°以上の誤差 (たとえば, Tauxe and Kent, 1984; Collombat et al., 1993; Rochette and Vandamme, 2001) をともなう堆積物のエラーになりやすい傾向の多くの事実など.

### 試料の選択

一見したとき, 古地磁気研究のための岩石試料の選択が主要な問題であるべきではないように思われる. しかし, これは当てにならない. 何年も実験することの経験による成長で, 古地磁気研究者の試料選択についてのある特定の基準が開発された. Van der Voo (1990) はヨーロッパと北米の顕生代の古地磁気データベースと, アフリカの先カンブリア代後期のデータセットのための7つの信頼性基準要因を提案した. 同時に, Van der Voo (1990) がそれを認識した: 「アフリカの先カンブリア代後期の大部分 (最高 80%) について, このような基準が満たされない結果になった」 (p. 1); 「顕生代については, それらは一般にデータのおよそ3分の1が満足させられるが, 先カンブリア代についてはただ少数の結果だけがこのようなテストに合致する」; 「しかし品質基準がそうであるべきものに一致しない」 (p. 1); 「7つの基準の多くがしばしば満たされない」 (p. 3); 「7つの基準すべてを満たすものは極めて少数の結果で...そして与えられた極についての Q が 7 で, 岩石形成の時の古地磁気域を, 例えば Q = 4 (p. 5) (ここで Q 番号は満たされた基準の数を意味する) という結果よりもよい結果で, まったく保障できないということが指摘されるべきである. 後の主張の例として Van der Voo (1990) は, 基準の大部分を満たしている間に認識されたことが知られる Catskill 赤色層の極を決定した. もし7つの基準のポイントのデータによる完全に満足するものでさえ, 全体的な古地磁気の情報においてははっきりと間違っているという信頼性がある.

Evans and Pisarevsky (2008) による論文で, グローバルな古地磁気データベースからの先カンブリア代の極の分析は, Van der Voo (1990) の5つの基準のセットで, 少し修正させて, 最後の2つを無くしたものを使って行われた. Evans and Pisarevsky (2008) は以下に述べる古地磁気的方法の信頼性を論じた: 「我々は, 古地磁気研究者が信頼できると同意したデータだけに我々の論議を制限することを選択した。」 (p. 252); 「我々は厳密な品質フィル

ターでグローバルな古地磁気データベースを疑った」(p. 252) ; 「我々はただ最新の消磁技術によって扱われたデータだけを選択した」(p. 252) ; 800 Ma より古い岩石のデータベースにある約 1500 の項目から「すべての 5 つの基準を通過した約 50 の結果は、公表された極の約 3 % だけに相当する」(p. 252) ; 「我々の高品質のリストの項目の半分以上がこれまでの 10 年以内に生成された」(p. 252). Evans and Pisarevsky (2008) はデータ選択のために「厳密な品質フィルター」を使ったけれど、彼らの論文の要旨では彼らは考察のために「少しだけ信頼性のない古地磁気結果」を使うことを提案し、そして「一部適度に信頼性が高い古磁極に基づいた別個の分析」を参照した。これが不正確なデータが同じく考察に入れられることができたと理解できる唯一の方法である。さらに、ある特定の問題を解決しないことに対する非難は古地磁気の理論でではなく、地質学にある : 「実際は、地質学の記録のいくつかの限界がこれらの問題を解決する古地磁気技術の適応を妨げる」(Evans and Pisarevsky, 2008, p. 250). 信頼性が高いとみなされる古地磁気データベースを使って決定された極の量がとても少ないことは論文自身から明白である。同時に、地球全体の古地磁気データベースにおけるすべての項目がすでに公表され、極位置を決定することに使用され、それらの大部分が地質構造の再建のために使われるということは明白である。

我々は、古地磁気データの信頼性に対する最も強い脅威である TFFI の形状から見るができる。なぜならそれは、既存の磁気断片を変化させるか、あるいは鉄を含むケイ酸塩の分解を通して追加の磁気断片を形成することによって、岩石と鉱物の磁気断片を変えるためであろう。最初の磁気断片への変化はもちろん最初の地磁気の変化であろう。酸化鉄から酸化第二鉄と後部へのどんな変換も、岩石または鉱物の磁気特性をある程度変化させることは確かである。このような変換が TFFI や錆びつき、そして / あるいは岩石と鉱物の直接の酸化を通して起きるかもしれないことは述べられるべきである。それはより以前に示された : TFFI は、473-523K (下限温度) ~ 723-843K (上限温度) の範囲でたいてい起こる (Pilchin and Khesin, 1981; Pilchin and Eppelbaum, 1997, 2006 and 2007; Pilchin, 2011) ; そして、錆びている条件 (温度が低いかもしれない) は水と酸素の存在を必要とする (Pilchin and Eppelbaum, 2006 and 2007; Pilchin, 2011). 鉄の直接の酸化は好ましい条件において起きることができて、そして触媒の存在によって強められるだろう。言い替えば、岩石と鉱物の中のある特定の化学変化がどんな温度でも起きることができ、そしてそれらの変化はそれらの磁気特性において強く変化に影響を与えることができる。

TFFI のユニークな特徴は冷却 (例えばマグマの冷却) と加熱 (例えば変成) 過程の両方の間にそれが起きることができるといことである。変成過程と特に変成のグレードの間に、そしてそれは P-T 条件に制御されて、加熱過程は最初に来て冷却過程が第二に来る。例えば、最も典型的な変成相は一般に起き : 緑色片岩相で 573 ~ 873K ; 角閃石相で 823 ~ 1073K ; グラニュライト相で 973 ~ 1073K ; 緑簾石 - 角閃石相で 523 ~ 773K ; 青色片岩で 573 ~ 673K ; ゼオライト相で <473 ~ 573 K およびブドウ石パンペリー石相では 473 ~ 573K (例えば, Afanas'eva et al., 2001 ; Oberhänsli et al., 2004 ; Bousquet et al., 2008). このデータは、グラニュライト相を除いたすべてのケースで、温度が TFFI の範囲内にあり、これらの変成相の磁気特性への変化が可能かまたは必然的なのでさえあるということをはっきりと証明する。この事実は、多くの古磁気データの解釈の結果を大いに解決する。なぜなら、低い緑色片岩相から上位の変成グレードをもつ採用された試料は、古磁気を受け入れられるからである : McElhinny and McFadden (2000, p. 74) は、岩石の初期の NRM が緑色片岩相 (573 ~ 773 K) の加熱を生き抜くことができるが、角閃石相 (823 ~ 1023 K) では無理であるということ述べた ; 「緑色片岩相のグレードと同じくらい低いかあるいはより低い変成作用は、緑色岩における化学的残留磁化を作らない」(Hattori and Hirooka, 1979, p. 211) ; 「これらの岩石変成の度合いは比較的少なく、一般に低緑色岩相では、最初の自然な残留磁化 (NRM) が維持されるという合理的な可能性を提供する (Strik et al., 2007, p. 97) ; 「このサンプルのために約 500°C の温度を阻止している最小 NRM とこの地域でありそうな再加熱の温度 (< 500°C, 緑色片岩相) を超える Thellier テストに合格する 2 つの他の原因から、NRM は後から上にかかった加熱よりむしろおそらく初期の TRM である」(Dunlop and Schutts, 1983, p. 42) ; 「もし主な磁気鉱物が、ほとんど純粋な磁鉄鉱か、または上記の中程度の角閃石相であり、もしほとんど純粋な赤鉄鉱が主体であるなら、主要な古強度は高い緑色片岩相の上に変成した岩石から取り戻されることがありそうもない」(Dunlop and Buchan, 1977, p. 325). Pullaiah et al. (1975, page 133) は、「もしいくらかの残留磁化が高い緑色片岩相の変成作用に残ったら、それは皆無でないとしてもわずかしかない」それは、673K 以上の温度 (これらの温度は磁鉄鉱についてキュリー点より低い) であるが、しかし 673K 以下の温度で選択されたサンプルの鉱物が化学変化を起こすということと同じく示した ; そして他の (Pullaiah et al., 1975) によるこの主張から、それは約 672 K の温度ではあるが、磁気断片にほとんどの変化は起こらないが、約 674K の温度では「残留磁気が生き残れるとすればわずかしかない」。

緑色片岩相の変成作用が573の温度で起こる (Bayly, B., 1968; Afanas'eva et al., 2001; Oberhänsli et al. 2004; Bousquet et al. 2008), そしてそれはTFFI 温度範囲の最も活動的な部分に相当し, このような温度での磁気断片への変化が避けられないことは古地磁気研究者によく知られている. 例えば, Meert and Van der Voo (1996, p. 131) は「緑色片岩相は岩石の最初の磁化さえもリセットした」と述べた. 興味深いことに, 2年前に Van der Voo の共著者 (Stamatakis et al., 1994, p. 1010) が, 「少し変形したテレーン (一般により低い緑色片岩相) におけるほとんどの赤色層によって経験された最大温度が磁化を温度的にリセットするに十分なほどほとんど高くないという事実」と述べた. Evans and Pisarevsky (2008, p. 250) は, 「最近半世紀の古地磁気の研究からの実践的な経験によって, 低度-中度の緑色片岩の変成作用は早期の残留磁化の歴史のすべてかほとんどを消去するらしいことが明示された」ことに気がついた.

基準を使って選ばれた古地磁気の岩石試料とそしてTFFI の範囲以内に温度条件をパスした試料を受け入れるように許された実践は考慮された信頼性がないということは, 大げさではない.

#### 古地磁気についての主な前提条件と仮定の議論

前提条件と上述の仮定について論じよう.

**前提条件 P1:** 岩石が形成されるとき, それらの形成 (主要な地磁気) の時と場所に存在する磁場の方向で磁化される.

この前提条件は, 古地磁気で使われた岩石の主な種類の1つである火成岩には適用されない. なぜならばそのソリダス温度においてどんな火成岩の温度も知られている自然鉄を含むどんな鉱物のキュリー点より高いからである. 岩石と鉱物はそれらのキュリー点を超えて磁化されることはない. 同時にジルコンは, U-Pb システムの高い閉鎖温度 (>1173 K) をもつことが知られている (Cherniak and Watson, 2001 and 2003; Möller et al., 2002). これは冷却率によって, ジルコンの閉鎖温度の固定と岩石の磁気断片の主部の実際の形成とその磁化の間の時差が重要であり得たことを意味する. そしてそれは, 古地磁気にとって有益でない. 同時に, それが上で議論された, また Pilchin (2011) によって示されたように, 磁鉄鉱と鉄 (III) 酸化物を含んでいる他の磁気鉱物の形成, そしてそれは冷却している磁気断片の形成が磁気岩石が約 843 ~ 723 K の温度から下がったときのみ始まったことである. さらに, TFFI の温度の範囲以内での冷却の間に, 磁気断片の形成は次第に永久になるであろう. そしてそれは, もし磁気の極が冷却の間に迷走したなら, 同じく磁

化の実際の方向を決定している問題を起こすことができた. これは, 岩石の形成とジルコンの閉鎖温度の固定, 磁化断片の形成と磁化という間を通過する時間の異なった期間と, この時間が磁化岩石の冷却率に依存するということを意味する.

今日の視点から冷却率は非常に短い, これは地球進化の初期のケースにはあてはまらない. 始生代初期の間に, 約 38.5 億年前 (グリーンランドで最初の Algoma タイプの BIFs の形成) と 35 億年前 (オーストラリアで最初の Algoma のタイプの BIFs の形成) には表面温度は約 843K から, 約 32.6 億年前 (水-海洋の形成が始まる) までには 約 600-500K まで冷却した (Eppelbaum et al., 2014). もちろん地球進化の後期の時間では冷却率がより高かったが, ゆっくりした冷却の場合は特にマグマ質の岩石の進入が重要であり得た (Pilchin and Eppelbaum, 2012). 始生代初期の末期に, 500 ~ 600K の範囲内の温度で水-海洋の形成が始まる. 初期の地球の大気の最少の圧力 (約 35MPa) ではそれよりも高い温度で水は液体の状態に存在することができなかった (例えば, Pilchin and Eppelbaum, 2006 and 2012; Pilchin, 2011; Eppelbaum et al, 2014). 水-海洋の形成が始まった後の地球表面の冷却率がどのようだったかは知られていない. なぜなら, 海ができ始めたけれども, 始生代中期と後期それと原生代前期の間の水温について現在は情報がないからである. 水-海洋自身の冷却はゆっくり進行したかもしれない, そしてそれは水が地球の表面の主な冷却剤であるために, 大陸地域の速い冷却を支援しないかった. 他方, マグマ活動のスパイクとして知られる: 始生代後期 (27.5 ~ 26.5 億年前) の世界的なマグマ事件 (例えば, Rey et al., 2003; Barley et al., 2005); 28 億年前後の始生代後期における洪水玄武岩の噴出の開始 (例えば, Pilchin, 2011; Eppelbaum et al, 2014); 24.8 ~ 24.5 億年前のスーパープレューム事件 (例えば, Amelin et al., 1995; Heaman, 1997; Isley and Abbott, 1999); 原生代前期の貫入岩脈群の形成 (例えば, Aspler and Chiarenzelli, 1998; Buchan and Ernst, 2004); 22.5 億年前付近の第 2 スーパープレューム事件 (例えば, Davis 1997; Martin et al., 1998; Bekker et al., 2003); 原生代前期のコマチアイトとピクライトのマグマ活動 (例えば, Arndt et al., 1979; Arndt and Nisbet, 1982; Svetov and Smolkin, 2003); そして他のものとして, 原生代前期の氷河による唯一の断絶をとともうこれらの時代の間の地殻と表面における高温のほとんど定期的な出現を指摘する.

始生代, 原生代と古生代でさえその時期の間にその付近の表面でこの点でのおおまかな地熱条件によるどんな具体的な地熱データも (例えば, Eppelbaum et al, 2014), その時の岩石の冷却率について結論

を引き出すことが可能ではない。それはいくつかのマグマ質と / あるいは変成複合岩体の冷却速度が約 0.1 ~ 25 K/m.y. の範囲以内にあること (Pilchin and Eppelbaum, 2009, 2012) を示した。もちろん、表面あるいは海底に噴出したマグマ質の岩石の冷却率はもっとより高い。いくつかのマグマ質と変成岩の構造にとって 1000 万年または 1 億年以上冷却することはしたがって異常ではない。侵入岩の冷却率は、主要な岩石と侵入岩に関連して形成された変成岩の冷却率を大部分を説明できることは明らかである。上のことは、岩石の形成年代、すなわち TFFI の温度範囲を通してそれらを冷却した時代とそれらの主な磁化断片が形成した時代の間についての関係が不確実なことだけであることは意味する。これは、これらのすべての時代の間形成された岩石の古地磁気の方法を適応するための問題である。

この前提条件もほとんどの変成岩に適用できない。なぜなら、前述のとおり、変成岩の絶対過半数は TFFI の温度範囲内であって、それらの磁気成分と磁化を確かに変化させていた。堆積岩にこの前提条件を適用することに関する問題は、仮定 A6 のもとで議論する。もし「磁場」が、地球の中心にある双極子 (GAD) の標準的な磁場、または同様に強い磁気異常から大きく乱された実際の磁場であれば、それもまた不確実である。これらの理由で 前提条件 P1 は間違いであると考えられるべきである。

**前提条件 P2:** 獲得された残留磁化は地質時代にわたって岩石に保持される

この前提条件は、他の前提条件と仮定のいくつかのように、ただ岩石の中の磁化断片が変化していない場合においてのみ信頼度を持っている (例えば、Sternberg, 1982)。しかし、我々は磁化断片が変化していないことはないだろうとすでに論じた。そのような酸化鉄から酸化第二鉄への変換の過程：その温度範囲 (一般に 843 ~ 473 K) 内の TFFI ;そして低くまた温度の上昇 (水の沸点の下) での水と酸素の両方が存在するための錆びつき ;そして低い、中間の、比較的高い温度で行われる酸化鉄の直接の酸化のいくつかの過程。古地磁気研究のための岩石試料が通常表面あるいは非常に浅い深い所からとられることを考慮に入れると、それらが常に錆びや酸化にさらされていることは明確であり、そしてそれらが重要な再加熱を経験することさえある。このことは、磁化断片へ変化することを我々が常に期待することができ、いくつかのグレードの磁化に相当し、そしてそれは岩石試料の年代が大きくなるにしたがい増加する。

**前提条件 P3:** どの時代でも平均された磁場は地球の回転軸に沿って方向づけられた双極子 (地磁気軸の双極子 ; GAD) である。

この前提条件は、地磁気軸の双極子 (GAD) 仮説 / モデルとして要約される。Allaby and Allaby (2008, p. 612) で定義されたように、仮想の地磁気極 (VGP) は「磁極が位置するであろう地球の表面の点であり、もし特定の位置においての残留磁気の方向が観察されれば、地球の中心における磁気の双極子のためにそうなったということになる」。Irving (2007, p. 18) は、「数万年もより長い時間間隔にわたって平均され、平均の地磁気双極子場が地球自転と同列にそろえられるかのように、平均 VGP の位置が地磁気軸と一致する」と述べた。しかし、地球の自転軸はその磁気軸に対して 11.7° 傾いている (Lang, 2011, p. 102) ;あるいは 10° 以上である (Schneider and Kent, 1990) ;何年もの期間にわたって磁場の測定を繰り返すことで、磁場の方向もまた時間とともに変化することが明らかになった (Schneider and Kent, 1990)。過去の数百万年間に、地域区分された四極子と八極子の貢献量は地球中心の軸の双極子の数パーセントで、第三紀前期にとどき無双極子の貢献がより大きな (10%) いくつかの指標としてすでにある (Schneider and Kent, 1990)。多くの研究は双極子の位置が回転軸に沿って北極の方向に上に移動された : 191 ± 38 km (例えば、Wilson, 1970) または 325 ± 57 km (Wilson and McElhinny, 1974)。Olson and Amit (2006, p. 519) もまた磁場の強度の「双極子は総量の 80% を占める回転軸に対して少し傾斜し、また残りについては弱い無双極子の部分である」が、ときに「磁場は数世紀あるいはもっと長い間隔にわたって時間を平均され、無双極子の部分は消失する傾向がある」を示した。対比において、他の研究者は、球形の調和的分析 (例えば、軸状の四極子と軸状の八極子、Tauxe, 2005)、そしてブリュンヌ (正磁極 ; 0 ~ 73 Ma) と松山 (逆磁極 ; 0.73 ~ 2.47Ma) クロンのコア試料の間の磁場の強度の変化の時間平均された磁場におけるより高いオーダー倍数 (Olson and Amit, 2006)、正磁場にとって GAD の 2.6% に達しそして軸状の四極子の逆磁場にとって 4.6%、そして軸状の双極子では正では -2.9% で逆磁場では -2.1% ;しかし第三紀前期について球形の調和的な期間は 2 または 3 倍大きかったかもしれない (Schneider and Kent, 1990)。5Ma の時間平均磁場は約 95% GAD であることが見積もられている (例えば、Olson and Amit, 2006)。

地球は 1 日に自転軸のまわりを 1 回転するので、1 日間の双極子の軸は円錐の表面の場所を形成する。これは、単一日間の双極子磁石モーメント (またはそれと比例した磁場) を平均することで、それによりその水平成分 (地球の回転軸への垂線) の地球外双極子磁場のための  $\sin 11.7^\circ = 20.3\%$  以上が取り除かれることを意味している ;そして、効果的な双極子磁モーメント (または磁場) は地球の回転軸と位置合わせされて、それは全体の価値の約 80% を表し

ている。しかし、これは地球内とその表面と同じではない。なぜなら、地球と双極子は地球の回転する軸のまわりで回転する磁場を形成しているからである。この観点から、数世紀 (Olson and Amit, 2006) から数万年 (例えば, Lowrie, 2007) までの磁場を平均してもどんな関連した情報も産出できない。なぜなら地球の外ではその間、磁場の水平成分は毎日の基礎において取り除かれるからであり、地球内部とその表面が平均化して水平成分を取り除いたか、またはそのような長い期間がなぜ必要かどうか不明瞭である。一方では、もしそのような平均が完全に働いたならば、水平成分の除去によって双極子磁気モーメント (磁場) は、磁極ではなく地理的な北極点の位置を示さなければならない。地球外の実事を与えられ、その効果的な双極子磁気モーメント (そして双極子磁場) がその値のほんの約 80% を形成し、全体の磁場強度の約 80% だけが双極子より形成されるという (例えば, Merrill et al., 1998; Olson and Amit, 2006), 我々は以下のように結論づけることができる。すなわち、地球の外で双極子により供給された磁場強度のシェアはほんの約 64% を作り、そして残り (約 36%) は磁場の非双極子部分に表されている。

別の問題は、その磁気双極子モーメントの方向についての磁場対称の必要である。しかし、上で述べられているように、BIFs や造山運動帯の蛇紋岩、巨大化性区 (LIPs) の鉄に富んだマグマなどによって形成されたたくさんの強い磁気異常の存在が非対称で、そして地球の GAD モデルのため説明できないことが明らかである。さらに、そのような対称は強い。ペルム / 三疊紀境界頃にて溢流したシベリアトラップ (ロシア) の 2 つの地域 (Norilsk と Maymecha-Kotuj) の磁場の極めて低い絶対的古強度の例が、 $2.1 - 24.6 \mu T$  の範囲で古強度の値に変化を示す (Norilsk 地域の Ergalakh セクションで  $11.2$  と  $2.7 \mu T$ )、そしてそれはサンプリング地点で約  $50 \mu T$  を示し、現在の磁場よりかなり低い (Shcherbakova et al., 2015)。Heunemann (2003) は同様に、シベリアトラップの玄武岩について約  $10 \mu T$  (約  $6 \mu T \sim 13 \mu T$ ) 付近の古強度の値を示した。古強度のそのような低い磁場の古強度は、現代の磁場の値のわずかに約 30 ~ 50% に相当している中生代双極子最低水準 (MDL) を説明できない (例えば, Heunemann, 2003)。さらに、 $67^{\circ}N$  と  $90^{\circ}E$  のシベリアトラップの平均的な座標の全磁場の強度は、約  $60, 743nT$  であるはずである (双極子モデルから)。シベリアトラップの約  $50 \mu T$  の現在の磁場 (Shcherbakova et al., 2015) は、それが双極子モデルに従った値より約 17.7% 小さい。GAD 仮説 / モデルは、同様に最高  $30^{\circ}$  の堆積物のための既知の系統的誤差も説明できない (例えば, Collombat et al., 1993; Rochette and Vandamme, 2001)。

Tauxe (2005; p. 250) は、「多くの古磁気学データが入手可能になり、GAD 仮説はより正確に調査できた。」と述べた。しかし上記のすべてを考慮すると、これは可能性がまったくない。なぜならば、どのような岩石試料の古磁気学的方法を使うと決定した古強度が、唯一の双極子磁場により形成されたということを実証できる機会がないからである。決定された古強度がある磁気異常とのいくつかの関係を持っているかどうかを、述べるのが可能でさえない。Schneider and Kent (1990; p. 71) は、ダイナモ理論における GAD 仮説について厳密な理論的基礎がないと述べている。

上記のことは、地球の GAD モデルに理論的な基礎がまったくないことを示す：そのモデルは適切にテストすることができない；それは磁場の無双極子成分と、数多くの強い磁気異常の存在を予測できない。磁気異常の多くは地球の実際の磁場より数倍大きい；時間のどんな期間の間でも平均された磁場が地球の回転軸に沿って方向づけられた双極子場であるという主張に基礎がない；そして、それは最高  $30^{\circ}$  の堆積物の既知の傾向エラーを説明できない。したがって、前提条件 P3 は間違いであると考えられるべきである。

**前提条件 P4** : 自然残留磁気の獲得年代は詳細に決定でき、それは、多くの場合、岩石の形成年代に等しい (たとえば, Rohette and Vandamme, 2001)

地質学において、岩石の詳細な年代は多くの場合に大きな問題になるが、自然残留磁気の獲得年代を詳細に決定するのはより大きな問題になることは確実である。それには、磁化岩石がたとえば  $1100 \sim 1300K$  以上の温度で形成されるのが通例であるいっぽう、地表環境では鉄 (III) 酸化物は  $843K$  以下でのみ安定的に形成される、という事実がかかわっている。同時に、ジルコンの閉鎖温度は  $1173K$  以上である (Cherniak and Watson, 2001 and 2003; Möller et al., 2002)。したがって、1) 自然残留磁気の獲得年代は岩石試料における磁気的分化の存在を前提としているので、岩石の形成年代に等しくはなりえない；2) 磁気成分は約  $1173K$  よりもかなり低い温度で生じるので、それもジルコン年代に等しくなりえない；3) 火成岩の形成年代は、ジルコン年代と磁気的分化・自然残留磁化獲得時期との相違は岩石の冷却速度に完全に依存し、ゆっくり冷却する岩石ほどより長くなる (たとえば, 貫入岩類)。火成岩類の冷却速度は、Pilchin and Eppelbaum (2009 and 2012) によって考察され、前提条件 P1 の考察の項で記述した。冷却速度は小さく、おそらく  $0.12 \sim 2.5K/m.y.$  ほどであることが示され、これは、いくつかの場合には、岩石の形成から磁気的分化が起きるまでに数百万~数千万年かかることを意味している。Butler (2004, p 132) は、「深部貫

入火成岩類（とくに深成岩類）の場合、初生的自然残留磁気の獲得には数百万年以上もかかる」という。噴出火成岩類（とくに水中条件）の場合には、無論、冷却速度ははるかに大きい。

前述のとおり磁鉄鉱と赤鉄鉱はともに二次的生成物で、赤鉄鉱は磁鉄鉱から二次的に由来し、その生成は再磁化の最良の指標になる（たとえば、赤色層：Pilchin, 2011 参照）。赤色層は数千万年以上をかけて形成され（Larson et al., 1982）、それらの自然残留磁気を詳細に年代決定することは不可能である。他の堆積岩の古地磁気にかかわる諸問題は、前提条件 A6 で考察される。

変成岩類では、Ar および Rb-Sr 年代測定は通常、角閃石 (803K)、白雲母 (623K)、黒雲母 (553K) およびアパタイト (623K) のような鉱物の閉鎖温度に適用される (MIT, 2015)。しかしながら、変成作用はつねに岩石形成後の二次的作用であり、上述した閉鎖温度はすべて TFFI 温度範囲内に入る。その意味では、これらの鉱物を含む変成岩類における新しい磁気的分化はいまだに完成していないといえる。さらに、そのような温度での変成作用は TFFI を誘発し、初生的自然残留磁気を完全に消去してしまうだろう（たとえば、Evans and Pisarevsky, 2008）。そのため、初生的自然残留磁気または変成作用中に獲得された二次的自然残留磁気の詳細な年代決定に問題が生じる。一例として、Zijderveld (1967, p. 281) は、ある三疊紀赤色砂岩は「現在の局所的地球磁場に沿った磁気だけをもって、それは二次的であるに違いない」と述べている。この事例は、研究されたこの三疊紀堆積物が「現在の局所的地球磁場」に沿ってごく最近になって再編された、と解釈するほかはない。

すべてのなかで最も問題なのは、先カンブリア紀岩石の自然残留磁化の獲得年代の決定である。Gubbins and Herrero-Bervera (2007, p. 839) は、「古地磁気を先カンブリア紀の大陸配置の復元に利用することはあまりにも困難であることが証拠づけられた」という。Roy (1983, p. 319) によると、「文献研究によって解明されたことは、50Ma 以下の年代精度をもつ極位置はほんのわずかで、ほとんどの極位置は 200 ~ 300Ma に達する誤差範囲をもち……、それらは、まれに、放射年代試料と古地磁気試料の採集地点が同一でないことに起因する場合もある」。Meert and Torsvik (2003) は、原生代中頃～後期については、「1970 年代～1980 年代前半に発表された古地磁気極は一般に年代精度が悪く」（p. 261）、「それ以前の原生代岩石に関する古地磁気研究は特定の放射年代に対応していなかったり、より新しい再磁化の解析が不完全であったりする」（p. 262）と述べている。彼らは、原生代中頃～後期については「信頼できる古地磁気データが欠けて

いる」と考えている (Meert and Torsvik, 2003, p. 261)。Van Alstine and Gillett (1979, p. 4490) は、ネバダ州 Desert Range 産の先カンブリア紀後期堆積岩類について「岩石学および層序学的証拠によると、この特徴的な磁化は堆積とほぼ同時期に起こり」、そして「磁化はおそらく 675 ~ 575m. y. B. P. の範囲内であった」ことを示唆した。Dunlop and Schutts (1983, p. 41) によると、「Grenville 造山帯の大半の地域から得られた造山期の古土壌の年代測定は深刻な問題をかかえている」という。Evans and Pisarevsky (2008) は 800Ma よりも古い岩石に関するデータベースに含まれる約 1500 点の極位置情報のうち、公式判定基準による適正検査を通過したのは、わずか約 3% のにすぎないことを示した。以上の研究すべてから、先カンブリア紀岩石が自然残留磁気を獲得した年代を決定することは困難であることが明らかになった。したがって、想定された前提条件 P4 は間違いであると考えられる。

**仮定 A1:** 熱残留磁気 (TRM) は、磁場存在下でキュリー温度 ( $T_c$ ) 以上からの冷却によって生じる（たとえば、Cox and Doell, 1960; Butler, 2004; Tauxe, 2010）。

磁性物質（第一鉄磁性体、第二鉄磁性体、および、反第一鉄磁性体）のもっとも重要な特性の 1 つはキュリー点 ( $T_c$ ) であり、それ以上の温度で鉱物は磁性を失う。たとえば、チタン鉄鉱は玄武岩における主要な磁性担体の 1 つである（たとえば、Nagata, 1961; Pechersky et al., 1975; Krása et al., 2005）。磁化は、当然のことながら、造岩鉱物の磁気特性および岩石中でのそれらの集中と分散に関わっている。磁鉄鉱は、チタン鉄鉱固溶体とともに、一般に、地殻岩石の残留磁化のもっとも重要な原因とみなされる (Dunlop and Özdemir, 1997; Harrison and Putnis, 1999)。多数の磁気および古地磁気研究によると、磁気特性の重要な変化は加熱および冷却の両サイクルで発生する。これらの変化には、新しい磁性体の生成、キュリー点の変質、磁気の増減、消磁、再帯磁、および、いくつかの他の特徴が含まれる (Pilchin and Eppelbaum, 2006)。これは、海洋玄武岩の低温酸化が進行すると一般に  $T_c$  が高くなる、という結果 (Zhou et al., 2000) と調和的である。玄武岩の  $T_c$  値は全般に低く（およそ 373 ~ 513K）、海洋域で形成された玄武岩ではとくに低い (Shau et al., 2004)。それは、これらの岩石の大きな冷却速度に関係して、TFFI の進行を妨げているからである。同時に、より高い  $T_c$  値（約 623 ~ 763K）をもつチタン鉄鉱も発見されている (Tanaka and Kono, 2002)。Pilchin and Eppelbaum (2006, 2007) の研究によると、大多数の研究者たちは 473 ~ 773K の範囲に加熱すると岩石磁気に変化が生じることを支持している。Pilchin and Eppelbaum (2006, 2007) によ

ると、磁鉄鉱は約 848 ~ 853K の  $T_c$  を示すものの (別の出典でも認められている ; たとえば Pilchin, 2011), それは、磁鉄鉱を含むあらゆる岩石が  $T_c$  温度よりも高温で形成され、冷却途中において  $T_c$  で帯磁したことを意味してはいない。TFFI 範囲 (843 ~ 473K) のいずれの温度でもあっても、TFFI によって磁鉄鉱が形成され、新しく形成された磁鉄鉱は、別の温度条件で形成された磁鉄鉱と同じ特性と  $T_c$  を示すだろう (Pilchin and Eppelbaum, 2006 ; Pilchin, 2011)。これは、いくつかの第一、あるいは第二鉄鉱物は、岩石が初めてキュリー温度以下に冷却されたかなり後にも生成される可能性があるとの結論 (MIT, 2015, p. 98) と整合する。

磁性鉱物が磁気成分の形成以前に残留磁気を獲得することがないのは明らかであり、当然のことながら、 $T_c$  よりも高温で生成した磁気成分は、温度が  $T_c$  以下になるまでいかなる磁気も獲得しない。高温で生成するチタン鉄鉱でさえも、 $T_c$  以下に冷却されるまでは磁化することはない。チタン鉄鉱の  $T_c$  は通常 373 ~ 823K で、固溶したウルボスピネル含有率に依存する (Nagata, 1961 ; Nishitani and Kono, 1983)。残念ながら、玄武岩中のチタン鉄鉱が低温で初生的磁気を獲得し、より高温でその特性が変化するか、チタン鉄鉱の初生  $T_c$  が高温で磁性鉱物含有率の二次的变化に伴って低下するか、確実なところは不明である。上述のように大きく変化する  $T_c$  値と閉鎖温度は TFFI および再磁化作用に関係するだろう (Pilchin and Eppelbaum, 2007)。加熱、冷却、再磁化および過冷却は、さまざまな作用 (貫入や噴出のくりかえし、変成作用のくりかえし、など) によって、さまざまな地域で発生する。そのような作用は、地質体内部の磁性成分とその含有率をともに変化させるだろう。チタン磁鉄鉱とチタン磁鉄鉱を含む岩石の磁気特性は、473K 以上の閉鎖温度以下で変化しはじめ、それは TFFI に関係しているのだろう。以上のすべてが、古地磁気学における磁気データにもとづく研究結果に著しい曖昧さをもたらしている。

仮定 A1 はキュリー温度 (キュリー点) 以上からの冷却に関するものであり、磁性成分がキュリー温度以下に冷却した時には、少なくともこのキュリー温度であったことを求めている。Tauxe (2010, 7.4 章) によると、空気中 (あるいは水中) に噴出した溶岩流は急速に固化して岩石になり、「この岩石がキュリー温度以上であるうちは、残留磁化が生じない」が、それが「磁気相キュリー温度を通過して冷却する時のエネルギー変換がより重要になり、磁性鉱物は第二鉄磁性体に変わり…。磁性粒子は超平行磁性となり、磁気は周辺磁場と磁氣的平衡に達する」。磁鉄鉱 ( $T_c=851K$  ; たとえば Nagata, 19861), 赤鉄鉱 ( $T_c=948K$  あるいは  $998K$  ; Aharoini et al., 1963), およびチタン磁鉄鉱 ( $T_c=823 \sim 373K$  で、

固溶体中のウルボスピネル含有率に依存 ; たとえば, Nagata, 1961 ; Nishitani and Kono, 1983) のような磁性成分の主要要素のキュリー点以下へ冷却する過程での初生的自然残留磁気の獲得は、冷却する火成岩にのみ成り立つ。というのは、堆積岩はそのような高温になることはなく、変成岩には再加熱が必要で、それは初生的磁化を破壊するからである。しかし、上述のとおり、また、Pilchin and Eppelbaum (2006, 2007) にも示されたように、磁鉄鉱や赤鉄鉱は地表環境で 843K (TFFI の上限温度) 以上になると、また、深部で圧力が約 5 ~ 10kPa 以上になると、不安定化する。これは、赤鉄鉱 (948K) あるいは磁鉄鉱 (851K) のキュリー点以下へ火成岩が冷却するとき、火成岩の鉱物組成の中に磁鉄鉱も赤鉄鉱も存在しないことを意味する。火成岩が磁鉄鉱のキュリー点以下へ冷却するとき、磁性成分は存在せず、自然残留磁気は認められない。同時に、火成岩類の磁気成分形成以前に、そのキュリー点を特定することはできない。これは、磁性鉱物の「キュリー点を通過して冷却するとき熱残留磁化が生じる」といった疑問をもたらす。磁鉄鉱のキュリー点を温度指標として利用することは有意義なことである。というのは、それは火成岩のなかでもっとも優勢な磁性鉱物であり、そのキュリー点は強磁性鉱物のなかでもっとも大きいからである (たとえば, Pilchin and Khesin, 1981)。

火成岩が TFFI (843 ~ 723K) 上限温度以下まで冷えると、TFFI 作用がはたらき、磁気成分が形成される。前述した Wüstite (酸化第一鉄) の加熱実験 (Zhang et al., 2002) では、523 ~ 573K で磁鉄鉱が生成し、823K 以上で Wüstite に再変換することが明示された。しかし、同じ Wüstite を 1073K から冷却すると、723 ~ 673K で磁鉄鉱の溶離が再び発生し、同じ温度範囲で磁鉄鉱の量が劇的に増加した。これらの変化は、火成岩における磁鉄鉱の生成が  $\leq 723K$  の場合のみ起こりやすいことを明らかにした。Pilchin and Khesin (1981), Pilchin and Eppelbaum (1997), および Eppelbaum and Pilchin (2006) が考察したように、多くの磁気異常データから決定された磁気物質下端深度 (BEMB) が、地質温度計データによって決定された磁鉄鉱のキュリー点深度よりもつねに浅いという上述の事実にも合致する。2, 3 の事例に限って、BEMB が 673K 等温線深度よりも深く、いっぽう、絶対的多数の場合には 673K と 473K 等温線深度の間に存在する。

同様に、前述したすべての火成岩の  $FeO/(Fe_2O_3+FeO)$  比は 0.31 以上であり、すべての火成岩が第一鉄酸化物を過剰に含んでいることを示す (Pilchein and Eppelbaum, 2006, 2007 ; Pilchin, 2011)。これは、TFFI 温度範囲 (843 ~ 723K から 623 ~ 473K まで) を通過するすべての火成岩の冷却過程で、すべての第一鉄酸化物が磁鉄鉱そして / あるいは赤鉄鉱に変

化するわけではないことを意味する。これは、ある岩石の磁気成分が同じように挙動するわけではなく、TFFIの全温度範囲にわたって第一鉄酸化物が第二鉄酸化物へ完全に転換するわけではないことを証明する。もちろん、これは、TRMが火成岩類に必須であるのではなく、TFFIの温度範囲を通じて全冷却過程を通じて形成されるであろうことも意味している。この作用のタイミングは火成岩類の冷却速度に完全に依存していて、前述のとおり、たいへん長期間にわたる場合が多い。

要約すると、熱残留磁気はキュリー点以下でのみ生成し、851K～約723Kの温度では生じないことは明らかである。同時に、火成岩類の初めての冷却期間にキュリー点以上で磁気成分が存在することはなく、温度範囲TFFIでの磁気生成は冷却速度に依存している。

上述のとおりであれば、すなわち仮定A1が磁性鉱物による磁気の獲得はその鉱物のキュリー点以下で初めて始まることだけを意味するのであれば、それは正しいだろう。しかしながら、上述の考察と引用文、および“他の記述”によれば、 $T_c$ での磁化特性の変化という事実は仮定A1が二次的重要性をもつだけで、それゆえ仮定A1は間違いであろう。なお、上述の“他の記述”は次のようなものである。「 $T_c$ が $H_0$ であるとすると、それは障壁をぎりぎりまで除去し、その粒子は近似的飽和磁化状態で冷却しはじめる」(Dunlop and Xu, 1994, p. 9019)。「磁気成分のキュリー点やキュリー温度直下では瞬時の磁化は微弱である」(O'Reilly, 1984, p. 99)。「岩石が磁気成分のキュリー温度以下に冷却すると、変換エネルギーがより重要になり、その岩石は残留磁気をもつ」(Tauxe, 2002, p. 58)。

**仮定2:** 閉鎖温度（それはキュリー点よりも低い）以下では帯磁がほとんど起きなくなり、その岩石は地質学的に有意な熱残留磁気を獲得する(たとえば, Tauxe, 2002)。

閉鎖温度( $T_B$ )の適用は、古地磁気学にとってきわめて重要である。なぜならば、岩石がどのようにして残留磁気を獲得するのか、そして、それが地質学的に長期間にわたって岩石中に保持されるのか、といった問題にかかわるからである。

残留磁気の閉鎖温度は、磁気ドメイン説における主要パラメータの1つであり、すべての磁性鉱物は磁性物質中の領域を代表するドメインで構成されていることを前提としている。この説は、個々のドメインの磁気は均一な方位を示し、同時に、さまざまなドメインの磁気はさまざまな方向を示すだろう、とする。このような磁気ドメイン説は、さまざまな磁気物質に関する多数の実験結果のとりまとめた経験

則の典型である。この学説にしたがうと、磁気物質は、単一ドメイン構造(SD; 磁鉄鉱の場合は約 $0.1 \mu\text{m}$ , 赤鉄鉱の場合は約 $10 \sim 15 \mu\text{m}$ 以下)あるいは複合ドメイン構造(MD;  $100 \mu\text{m}$ あるいはそれ以上)を持つ磁性粒子で構成されている(たとえば, Néel, 1949; Néel, 1955; Dunlop, 1981; Bailey and Dunlop, 1983; Butler, 2004)。SDおよびMD粒子構造と特性の基本は、それぞれNéel(1949)およびNéel(1955)に記述されている。しかしながら、この学説は重大な問題を抱えている。たとえば、ある種のタイプの漸移的構造(磁鉄鉱粒子サイズはSDとMDの間の約 $0.1 \sim 20 \mu\text{m}$ )、すなわち偽単一ドメイン(PSD)磁気構造(たとえば, Stacey, 1962; Banerjee, 1977; Merrill and McElhinny, 1983)を導入することが不可欠で、この構造は複合ドメイン構造に属する(たとえば, Bailey and Dunlop, 1983; Pokhil and Moskowitz, 1997)。さらに、閉鎖温度学説を複合ドメイン磁気構造へ拡張することも不可欠である(たとえば, Dunlop and Xu, 1994)。Merrill and McElhinny(1983, p. 70-71)は、PSDの2つのモデルの中で「岩石磁気研究者のほとんどは、とても大きなMD粒子が岩石に見られる安定した残留磁気の形成にあまり貢献していないと信じているにもかかわらず、いまだに満足できるMD学説はない……」と述べている。以上、複合ドメイン構造(MD)磁気構造に問題があるため、Néel説に偽単一ドメイン(PSD)を加える必要性が生じていることを紹介した。

閉鎖温度説は最初、単一ドメインを説明するために発展したが(たとえば, Dunlop and Xu, 1994)、のちに複合ドメインにも拡張する試みも行われた(Dunlop and Xu, 1994)。

古地磁気学におけるドメイン構造のもっとも重要な特徴は、次のとおりである。すなわち、単一ドメイン粒子は過去の地球磁場の向きと強度の理想的な記録者であり(たとえば, Dunlop and Xu, 1994; Dunlop and Xu, 1994, p. 9005)、「複合ドメイン熱残留磁気は古地磁気場の記録者であるとは信じがたいという一般的印象(Dunlop and Xu, 1994)を示す。磁鉄鉱中のPSDsのうち、 $< 6 \mu\text{m}$ の粒子サイズはMDタイプの傾向を、 $6 \sim 14 \mu\text{m}$ の粒子サイズは漸移的傾向を、そして、約 $14 \mu\text{m}$ の場合にはMDタイプの挙動を示す(Bailey and Dunlop, 1983)。単一ドメイン熱残留磁気の本質的特徴は、部分的熱残留磁気(pTRM)の追加能力が低いことであり(たとえば, Tauxe, 2002)、複合ドメイン粒子では、なぜこれらのpTRMが追加的であるのか一義的理由が存在しない」(Dunlop and Xu, 1994, p. 9018)。

いわゆる追加性の法則は、Thellire(1938)やThellier and Thellier(1941)などの研究者にもとづいている。この法則は、「いかなる温度範囲で

獲得された磁気でも、他のいかなる温度範囲で獲得された磁気からは独立している」(Sternberg, 1982, p. 126), そして「pTRMの追加性は、個々の粒子、あるいは総体的貢献粒子、および唯一の部分熱残留磁気という事実の当然の結果である」(Dunlop and Xu, 1994, p. 9017) ことを示す。地球物理学の観点からは、この法則は、熱残留磁気の閉鎖が明瞭な作用であるという記述 (Dunlop and Xu, 1994) と、いかなる岩石の磁気成分も TFFI 温度範囲にわたる全冷却過程を通じて生成するという事実の間の矛盾を説明することを意味している。この矛盾を解決するために、冷却過程で多数の部分熱残留磁気が生じ、それら個々が独自の閉鎖温度をもつことが提案された。そして、Tauxe (2002, p. 58) によると、「古地磁気学への適応における1つの本質的仮定は、個々の pTRM が他のすべてから独立している」ということである。古地磁気学におけるこの法則は、熱消磁実験にひろく用いられ、そのような観点から、仮定 A5 のもとで考察されている。これは仮想された法則であることを述べておくべきであろう (Sternberg, 1982)。

閉鎖温度 ( $T_B$ ) は、「部分的熱残留磁気は冷却過程で凍結される'際立った'温度 (実際にはある狭い温度範囲)」と定義される。しかしながら、「無磁場加熱 (zero-field heating) の間に部分的熱残留磁気が失われる温度は閉鎖温度ではなく」(Dunlop and Xu, 1994), 「閉鎖温度  $T_B$  は熱的ゆらぎ (thermal fluctuations) がドメイン境界を移動させるか、ある粒子の磁気を回転させる温度であり、岩石は通常ある範囲の閉鎖温度を示し」(Mussett and Khan, 2000, p. 160), 「ある磁鉄鉱粒子が超平行磁気から安定 SD に挙動を変化させる温度が閉鎖温度である」(Butler, 2004, p. 41), などとされる。

古地磁気学における閉鎖温度 ( $T_B$ ) のもっとも重要な特徴は次のとおりである。熱残留磁気の閉鎖温度スペクトルと熱残留磁気のさまざまな  $T_B$  変化の独立性は古磁気強度の決定に重要な役割を果たし (たとえば, Thellier and Thellier, 1959), もっとも細粒の粒子がもっとも低温の閉鎖温度を示し (たとえば, Dunlop, 1981), 「無磁場加熱期間における非閉鎖温度は閉鎖温度よりもつねに高く」(たとえば, Dunlop, 1981), 閉鎖温度は冷却速度に依存し (たとえば, Dunlop, 1981), 磁鉄鉱の平均閉鎖温度は 811K (たとえば, Dunlop, 1981), 複合ドメイン粒子の閉鎖および閉鎖解除は、単一ドメイン粒子の場合と同様に同じ温度では起こらず (Dunlop and Xu, 1994), 前述のように、熱残留磁気および部分的熱残留磁気は明瞭な過程であり (Dunlop and Xu, 1994),  $H_0 < 0.5\text{mT}$  であれば、磁鉄鉱の閉鎖温度はつねに  $\geq 773\text{K}$  で (Dunlop and Xu, 1994),  $H_0$  が減少すると閉鎖温度は上昇し、最高温度は  $H_0=0.5\text{Oe}$  の場合 843 ~ 848K に達し (Dunlop and Xu, 1994),

次のとおり、「個々の単一ドメイン粒子、あるいは、同じ微小保持力 (microcoercivity) をもつ個々の粒子のアンサンブル (組み合わせ) は、部分熱残留磁気を獲得する狭い閉鎖温度範囲をもつ (Dunlop and Xu, 1994, p. 9017): 「単一微小保持力をもつ複合ドメインは、いっぽうで、多くの異なった温度範囲にわたって部分的熱残留磁気を獲得することができる」(Dunlop and Xu, 1994, p. 9018); 「降温によってドメイン壁運動がなくなると、閉鎖が起きる」(Merrill, 1977, p. 55); キュリー温度以下で閉鎖温度あるいはそれ以上では、磁性粒子は超平行磁性を示す (たとえば, Tauxe, 2002); 粒子が閉鎖温度以下に冷却すると、磁気モーメントは固定される (たとえば, Tauxe, 2002); 岩石中では、個々の粒子が独自の閉鎖温度をもっている (たとえば, Tauxe, 2002); 「2つの温度の間にある岩石は、冷却によって、ドメイン粒子の一部だけが閉鎖されるだろう」(たとえば, Tauxe, 2002, p. 58);  $T_B$  あるいはそれ以下で形成された残留磁気は安定で、降温条件ではとくに安定化する (Butler, 2004, p. 41); 閉鎖温度は SD 磁鉄鉱の緩和時間に強く関係していて、848 ~ 783K の範囲内にある (Butler, 2004);  $T_B > 733\text{K}$  (Dunlop and Özdemir, 1997); および、「 $T_B$  以上における超平行磁気から SD 以下の安定 SD への挙動転換は熱残留磁気の獲得を理解するために決定的に重要である」(Butler, 2004, p. 41-42)。

上述したことを総括すると、SD 粒子は古磁場の理想的記録者であり、部分的熱残留磁気の追加法則がそれらに適用されることは明らかである。対照的に、MD 粒子は不良記録者である可能性があり、部分的熱残留磁気 TRM の追加法則はほとんどの場合、それらには適用されないだろう。同時に、閉鎖温度 ( $T_B$ ) が熱残留磁気 (そして、個々の部分的熱残留磁気 pTRM) に存在し、それらは磁鉄鉱の場合 848 ~ 783K の範囲にあるだろう; もっとも細粒な粒子はもっとも低い閉鎖温度を示す; ある粒子はキュリー点と  $T_B$  との間で超平行磁化を示す; 閉鎖温度は冷却速度に依存する;  $T_B$  は磁場強度の減少にともなって増加し、0.5 Oe 磁場におかれた磁鉄鉱の場合は 843 ~ 848K の範囲内になるだろう; SD 粒子 (特定の粒子のアンサンブル) の場合の  $T_B$  は狭い範囲にあるが、MD 粒子は多くのさまざまな温度範囲で熱残留磁気を獲得することができる。最終的に、岩石中の個々の粒子は、それぞれ独自の  $T_B$  をもつことになる。

閉鎖温度は、獲得された磁気が地質学的時間にわたって保持されることを説明するために古地磁気研究者によって用いられ、それは、翻って、磁場の古強度の方位と古磁極を決定する方法の妥当性を証拠づけるのに用いられた。しかしながら、閉鎖温度は仮想モデルでもある。O'Reilly (1984, p. 100) に

よると、「閉鎖温度というアイデアを導入した目的は物理現象の記載を簡略化することにある」。

磁気ドメイン説は磁性体に関する多数の実験にもとづくものであり、有力なうらづけをもち、さまざまな観点が存在することを、再び強調しておく必要がある。同時に、岩石磁気学にとってきわめて重要な要素である鉄酸化物の安定性が岩石磁気の物理学研究に考慮されていないことは残念である。キュリー点と閉鎖温度の間で超平行磁化条件が、磁鉄鉱が TFFI を経て第二鉄酸化物へ移化しはじめることによって引き起こされるのかどうかは、よくわかっていない。およそ 848 ~ 783K の磁鉄鉱閉鎖温度が、より低温側において TFFI を経ることなく磁気分画 [magnetic fraction] を免れるプロセスもよくわかっていない。同時に、鉄酸化物の安定性に注目すると、残留磁気を含む磁鉄鉱のいくつかの特性の安定性は容易に説明される。最後に、磁鉄鉱は TFFI の温度範囲ではもっとも安定な鉄酸化物で、TFFI を経て形成された後には、きわめて特殊な条件（酸化、還元、など）におかれないうり、安定に存在する。

磁性体を用いてえられた室内実験結果と自然界における岩石中の磁性体の特性との大きな相違は、磁性体の環境条件である。自然界においては、磁性体はさまざまな元素と化合物に接して、それらの一部は TFFI のようなプロセスを加速、あるいは減速する（たとえば、MgO, CaO および TiO<sub>2</sub> の存在は第二鉄酸化物の安定性を増す；上記参照）。堆積岩は水（よく知られた酸化体 oxidant）や他のいくつかの揮発性物質を含み、それらは磁性体と相互作用することがある。変成岩は、ふつう、含水鉱物を含んでいて、そのような水は加熱によって放出される。さまざまな岩石は黄鉄鉱を含んでいて、それは加熱すると分解して（523 ~ 1016K の温度範囲で、そして、最初は 563 ~ 875K の範囲内で；たとえば Pilchin, 2011）、イオウ（還元体 reductant）を放出し、それは容易に、赤鉄鉱を磁鉄鉱へ、磁鉄鉱を第一鉄酸化物へ還元する（Pilchin, 2011）。この種の諸条件は、磁鉄鉱のような磁性体に関する室内実験には存在しない。

よく知られた事実として、室内実験がすべて実際の自然条件下で適用できるわけではなく、実験結果を実際の条件に適用する場合には注意が必要である。そのような場合の優れた例は、室内実験におけるグラニュライトからエクロジヤイトへの転移である（たとえば、Ito and Kenedy, 1971；Green and Ringwood, 1972）。しかしながら、Eppelbaum et al. (2014, 表 6.3.1) による天然のグラニュライト (n=601) とエクロジヤイト (n=556) の実験結果では、グラニュライトが平均温度 1075K、平均封圧 820MPa、平均形成深度約 28km、平均地温勾配 27K/km、いっぽうエクロジヤイトは 856K、平均封

圧 1900MPa、平均形成深度約 64km、平均地温勾配 9.1K/km を示す。これらの全パラメーターのそのような大きな相違からは、グラニュライトとエクロジヤイトが同じ位置で、同じ深度で、そして同時期に形成されることはないことは明らかである。実際にも、主要な変成相（緑色片岩相、角閃岩相、グラニュライト相、青色片岩相、およびエクロジヤイト）の形成条件は、2つの主要変成相が同時に同一深度で生じないことを示し、「自然条件下での閉鎖温度は、室内実験でつくりだせる閉鎖温度よりも低く、いくつかの事例では「自然の閉鎖温度は実験室での閉鎖温度よりも 200°C も低い」ことが Dunlop and Özdemir (1997, p. 471) によって示された。

このような理由で、ここでは、岩石磁気に関する室内実験の諸条件が、自然界における岩石の形成ならびにそれらの磁化に関わる条件と比較される。これは、磁化ドメイン説（閉鎖温度説を含む）の諸要素を地球の自然条件下で形成された岩石に適用することが合理的であるかどうか、確認する試みである。磁気ドメイン説を発展させるための実験には、磁性体（通常は磁鉄鉱）だけが用いられてきたことは重要である。すべての実験は、磁性体のある温度（磁鉄鉱のキュリー点あるいはそれ以上）まで加熱し、その後に冷却するものであった。それとは対照的に、仮定 A1 の考察に示されたように、磁性岩石が初めて冷却する場合には、磁鉄鉱のキュリー点温度では磁化成分をもたず、岩石の磁気成分は、岩石が約 723K 以下に冷却後、TFFI を経て初めてではじめる。さらに、TFFI の温度範囲では磁鉄鉱がもっとも安定な鉄酸化物であるので、磁気成分は磁鉄鉱の生成とともに発生するだろう。しかし、これは、磁鉄鉱の閉鎖温度が 848 ~ 783K の範囲内に限られるという事実にとどのように関与しているのだろうか？ さらに、冷却しつつある岩石において磁鉄鉱を指示する T<sub>B</sub> が存在しない場合、熱残留磁気はどのようにして獲得され、それが地質学的時間にわたってなぜ保存されるのだろうか？ これは、加熱後の冷却に関する室内実験条件はいくつかの変成作用（大半は角閃岩相～グラニュライト相の場合であろう）にのみ適用できることを意味している。というのは、変成過程では、岩石はそれらの初生冷却過程で形成された磁化成分を含んでいるからである。Dunlop and Buchan (1977, p. 325) は「もし初生的熱残留磁気がキュリー温度から 100°C ほどの範囲に実験室（あるいは初生的冷却）における閉鎖温度をもっているとすると、10<sup>6</sup> 年といった長い時間にわたる場合でさえも、より低温での熱的再帯磁は起こりえないだろうが、岩石中の磁気成分が形成されはじめる最高温度（約 723K）は磁鉄鉱のキュリー点（851K）よりも 100°C 以上高い。それは、この場合よりも低温での再帯磁が可能であることを意味するのだろうか？

幾人かの研究者は単一の閉鎖温度ではなく、閉鎖温度範囲を提案している（たとえば、O'Reilly, 1984; Dunlop and Özdemir, 2001). Dunlop and Xu (1994, p. 9005-9006) によると、多領域部分および（全）熱残留磁気 (TRM) は実験室で容易に交流消磁され、その一部はいわゆる自然界における再加熱期間における再加熱消磁に対してたいへん効果的に残留する。たとえば、埋没変成作用の間には、多区画にみられる部分熱残留磁気が分化して遺るだろう。しかしながら、高温変成作用後に獲得された TRM は一次的自然残留磁気 (NRM) ではなく、他の変成相条件は初生的熱残留磁気あるいは自然残留磁気を完全に消去することはできないだろう。言いかえると、自然条件では岩石の初生的熱残留磁気（自然残留磁気あるいは自然残留磁気の一部としての）は約 723K 以下でのみ形成されるだろう。これは閉鎖温度にとって大きな問題であり、閉鎖温度は 848 ~ 783K の範囲に設定されると思われる。

いっぽう、閉鎖温度が約 723K あるいはそれ以下の温度に設定される場合を仮定しよう。TFFI の温度範囲にわたって確実に冷却が進む間に、岩石の磁気成分は TFFI 作用を免れるだろうか？ もちろん、そうはならないだろう。Van Velzen and Zijderfeld (1992, p. 79) は、「磁性粒子は初生的自然残留磁気方位における実際の BT に到達し、初生的および二次的自然残留磁気が分離される以前に変質するだろう」という ( $T_B$  は閉鎖温度 Broking Temperature). TFFI 温度範囲以下に火成岩が冷却する間に、自然条件は還元化する（たとえば、炭素、硫黄、一酸化炭素、二酸化硫黄および / あるいは他の化合物の存在）。そのような条件で新しく形成された磁鉄鉱は、すでにある程度の熱残留磁気を獲得していて、容易に第一鉄酸化物あるいは硫化物に還元される。閉鎖温度がこの磁鉄鉱の自然還元作用をさまたげることが可能だろうか？ もちろんそうではなく、より重要なことに、そのような還元作用は初生的熱残留磁気を除去するだろう。さらに、TFFI 温度範囲を以下に岩石が冷却すると、錆びるのに好適な条件、そして / あるいは、なんらかの特別な酸化作用がつねに生じうる。そのような作用は、初生的磁鉄鉱を赤鉄鉱あるいは針鉄鉱で置換して、初生的熱残留磁気を破壊することになる。室内実験では磁性物質が加熱 - 冷却されることを忘れてはならない。実験温度が約 473K 以上になるとすぐに TFFI が始まり、それについて TFFI の温度範囲における完全加熱が行われ、その後には冷却されるだろう。こうして、磁鉄鉱と第一鉄酸化物の転換が、閉鎖温度の存在やその値にかかわらず発生するだろう。

Haliburton 貫入岩類 (Grenville Province, Canada) の高温自然残留磁気は 773 ~ 923K (Dunlop and Schutts, 1983) の閉鎖温度範囲での初生的熱残留磁気であるとの主張は、次の理由から間違いで

ある：1) 赤鉄鉱（約 923K の閉鎖温度をもつ唯一の鉄酸化物）は、温度約 723K 以上の初生的冷却期間の火成岩には存在しえない；2) 赤鉄鉱は二次的鉄酸化物だけではなく（たとえば、Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2007; Pilchin, 2011), それは磁鉄鉱の二次鉱物であるため第一鉄から直接生成することはなく、磁鉄鉱の形成後にある条件（通常は、酸素と水の両者が存在する場でのさび形成）のもとに生成する；3) したがって、それは初生的熱残留磁気（もしくは自然残留磁気）を獲得することはできない。堆積岩類に 948 ~ 953K に達する閉鎖温度が存在する事例については、仮定 A6 で考察される。堆積岩類における高い閉鎖温度は火成岩に残留する場合に限ってみられ、そのような火成岩はこれの堆積岩類の給源だったと考えられる。

天然の岩石の磁気成分にかかわるもう 1 つの問題は、「大量の古地磁気記録は、大陸および海洋のいずれにおいても、擬似単一ドメイン (PSD) サイズの磁鉄鉱やチタン鉄鉱から得られたものであり (Dunlop and Xu, 1994, p. 9005), PSD 粒子は技術的には MD 粒子の一部である（たとえば、Bailey and Dunlop, 1983) ことにある。前述したとおり、MD は古地場記録媒体としては不良であり、ほとんどの場合、部分熱残留磁気の追加則を MD 粒子には適用すべきではない。Tauxe (2002, p. 58) は、「実験結果は先に概説した部分熱残留磁気説に調和的であるが、非 SD 粒子の挙動はまったく異なっているようだ」という。

Dunlop and Xu (1994, p. 9005) は「多くの研究が磁鉄鉱およびチタン磁鉄鉱の大きな粒子における熱残留磁気の熱消磁は明瞭ではなく、連続的で」、「きわめて低温の部分熱残留磁気はキュリー温度に達する熱消磁端を示す」という。「磁鉄鉱の成分組成やその磁性の変化の範囲内での閉鎖温度の上下に幅広い温度範囲が存在する」といった事実も、Dunlop and Özdemir (2001) に報告されている。このような場合の多くには明確な閉鎖温度が認められず、磁鉄鉱特性のいくつかの変化がそのような温度以下で起こりうることを意味している。これは、「ある磁場における閉鎖温度以下で第二鉄鉱物を形成する化学変化によって化学的残留磁気 (CRM) が獲得される」との Butler (2004, p. 48) の論述に合致する。

上述のすべてから、磁性体および磁気ドメイン説の諸要素に関する室内研究結果のほとんどが、自然条件での古地磁気 に直接に適用できないことが明らかになる。さらに、天然の火成岩の初生的冷却過程では約 723K よりも高温域に閉鎖温度を設定できないことが示される。そのみならず、低温環境では磁鉄鉱が赤鉄鉱に置換されることがあり、初生的磁気が消去される。これらの矛盾はすべて、仮定 A2 が間違いであることを意味している。

**仮定 A3** : 古期岩石の残留古地磁気の安定性は、基本的に、初源的第一鉄鉱物の特性と粒子サイズに支配される (たとえば, Butler and Banerjee, 1975).

この仮定は、初源的第一鉄酸化物が保存され、粒子サイズは残留磁気の安定性に好適であったので、古期岩石の残留古地磁気は安定であるとする。しかしながら、実際の岩石における主要な粒子タイプは MD であり、PSD 成分と MD 粒子は古磁場記録担体としては不良であることが、仮定 A2 の考察において示された。仮定 A1 と A2 の考察では、TFFI 温度範囲における初生的冷却仮定で、ある岩石中の磁気成分にはいくつかの不可避的变化がおきることが議論された。これらの変化は、含鉄ケイ酸塩の分解を伴う TFFI による新しい磁性鉱物の生成、そして / あるいは、TFFI による初生的第一鉄鉱物の変化に関係しているのかもしれない。さらに、「初生的第一鉄鉱物」という用語が示すものはよくわかっていない。それが、もし、磁鉄鉱の TC 以下に磁性岩石温度が低下する以前に第一鉄鉱物が存在していたことを示唆するのであれば、それは間違いであろう。なぜならば、仮定 A1 の項で考察されたとおり、火成岩類の磁気成分は約 723K 以下の温度で冷却するときだけ火成岩の磁気成分が形成されはじめ、約 723K 以上ではいかなる第一鉄鉱物も存在しえないからである。

Sternberg (1982, p. 125 ~ 126) は、古地磁気強度説についての彼の総説と実験で、「古地磁気強度を決定するためのすべての方法は、熱残留磁気は加えられた磁場強度に線形比例するという仮説にもとづいていて」、論理的には「 $c_0 = c_p$ 、すなわち磁性鉱物が不変である」が、複雑な物質において、磁性鉱物定数  $c$  は定数たりえず」そして「第一鉄鉱物の変質によって長期間にわたってしだいに変化するか、実験室での加熱によってより急速に変化する可能性があり」、「いずれの場合においても  $c_0 \neq c_p$  であり、上で示唆した比較的直裁的方法は適用できないだろう」(ここで  $c_p$  は古磁場に比例する定数であり、 $c_0$  は実験室での磁場に対する比例定数である； Sternberg, 1982, p. 125)。作業のための古磁場強度説にとって重要な鍵は、磁性鉱物に変化しないで保持される必要性である。実際には、磁性鉱物に変化しないで保持されることは多くの古地磁気学的方法に不可欠な条件であるが、その保証はまったくない。というのは、TFFI、錆、鉄の酸化および鉄酸化物のさまざまな場合のような過程では高温でも、低温でも、磁性鉱物の変質がつねに起きるからである。一連の等式を用いて、Merrill (1977, p. 55) は「熱残留磁気は外部磁場に線形比例することはない」ということを発見した。このように、研究対象とした磁場強度に対する熱残留磁気の線形比例関係に関する古磁場強度説の基本命題は成立しない。これは、

仮定 A3 が間違いである、と考えるべきことを意味している。

**仮定 A4** : 未消磁の試料からえられたすべての結果は、造構運動の解析に利用すべきでない (たとえば, Van der Voo, 1990)

この仮定の基礎となっている考えかたはまったく正しい。というのは、ある岩石試料の初生的磁気 (熱残留磁気あるいは自然残留磁気) から磁場、すなわち、古方位と古強度を識別できるとすれば、古磁極の位置を決定することができる。ある岩石試料の二次的磁化を除去することができれば、初生的磁化を識別することが可能になる。しかし、そのような磁気クリーニングができなければ、初生的磁化に関する議論は無意味になる。というのは、全磁力に対する二次的磁化の影響を確実に決定することはできず、古磁場の強度あるいは方位がほぼわからないからである。この理由から、Van der Voo (1990) は、1950 年代および 1960 年代のすべての古地磁気データを信頼できないデータとして排除した。というのは、それらは磁気クリーニングされないまま用いられていて、それらがいずれの極を示し、古強度の真の値がどれほどか、古磁場はどの方向にあったのか、誰も言及できないからである。それには、この考え方を実現することが可能であるのか、より限定的に言えば、古地磁気研究に用いられた磁気クリーニングの方法で復元できるかどうか？、といった疑問も含まれる。

この仮定は、古地磁気学にはとても重要である。というのは、それが、磁場古強度と磁極位置を決定するためにすべての二次的磁化を消去し、初生的熱残留磁気 (自然残留磁気) を明らかにするために、岩石磁気成分 (たとえば、熱あるは変質による磁場変性) を除去 (あるいは、「クリーニング」) するための合理的方法であるからである。磁化岩石の一次冷却過程で獲得された初生的熱残留磁気を分離することは古磁場の強度と方位、ならびに、それに対応する当時の古磁極を決定するための唯一の方法なのである。

いく種類かの磁化によってもたらされた重複磁気のうち、付加的要素は、クリーニングによって除去され、強力な初源熱残留磁気は保存されていると想定した「磁気クリーニング」で消去されるものと古地磁気学では仮定されている (MIT, 2015, p. 99)。磁気クリーニングは、通常、変質磁場クリーニング、熱クリーニング、あるいは化学的クリーニングで構成される (MIT, 2015)。変質領域クリーニングでは、加えられた最大磁場よりも小さい強制磁場  $H_c$  をもつすべての成分を除去するために、ある別の磁場に試料がおかれる。しかしながら、これは、「その磁場よりも初生的要素がより強い場合に限って機能す

る (MIT, 2015, p. 99) のである。熱クリーニングでは、加えられた温度より低いキュリー温度をもつ鉱物の磁気を除去するために試料が加熱されるが (MIT, 2015), 実際には、磁場クリーニングと熱クリーニングが交互に行われる場合が多い。

交流磁場消磁は、磁場が1回の交流 (AC あるいは a. c.) 磁場によって形成されるという考え方にもとづいて、この処理を行うと、すべての二次的磁化が消去され、初生的磁化のうち測定可能な部分が残ると想定されている (Zijderveld, 1967)。最初に、すべての二次的磁気が消去できる交流磁場を見出し、しだいに強い交流磁場を岩石試料へ段階的 (漸増的) に加えることによって消磁することが必要である (Zijderveld, 1967)。しかし、「同じ採集地で (たとえば、ある溶岩流のある地点で) えられた肉眼的にさまざまな特徴をもつ試料は、著しく異なった磁気成分をもつことがある (Zijderveld, 1967, p. 256)。そのため、最適な交流磁場消磁のための代表試料を選択する上で深刻な複雑性が生じる。Zijderveld (1967) は交流磁場クリーニングの使用には、次のようないくつかの深刻な問題があることを正直に指摘している。交流磁場消磁は「岩石試料の全二次的磁化を全初生的磁化よりも軽減することができるだけであり」 (p. 254), 「単一の消磁強度をもつ試料の取り扱いはいしばしば不完全な結果をもたらす」 (p. 254), 「赤鉄鉱は常に二次的鉱物であり、二次的磁化が 1,000 Oe に達する交流場さえもほとんど影響せず」 (p. 281), 「三畳紀赤色砂岩の二次的磁化は、1,000 Oe の交流磁場においても部分的に消磁されるにすぎず」 (p. 281), 岩石が比較的軽微な特性磁気とより強力な二次的磁気しかもたない場合がときどきあることが判明した」 (p. 282) など。

交流磁場消磁法にはさらなる問題がある。まず、いわゆる「双極子磁場の経時的弱化」である。「地球磁場の双極子モーメントは過去 150 年間に 9% ほど現象し、過去 2000 年間では約 30% に達する」 (Olson and Amit, 2006, p. 519)。Olson and Amit (2006, p. 520) は、「双極子モーメントの急速な減少」は「ダイナモ数値モデル」でも認められるという。これは交流磁場消磁に難問をもたらすであろう。というのは、弱い磁場で獲得された初生的磁気は二次的磁気に比べて著しく弱いからである。たとえば、よく知られた中生代微弱双極子 (Mesozoic Dipole Low: MDL) 説 (たとえば、Prévot et al., 1990; Shcherbakova et al., 2015) のために、中生代の岩石試料はそのような事例になるだろう。中生代のほとんどの期間をつうじて、双極子強度は新生代のわずか 1/3 にすぎなかった。さらに、Shcherbakova et al. (2015) によると、ロシアのシベリア玄武岩 (Siberian Trap) における磁場の古強度は試料採取地点における現在の磁場強度 (約 50  $\mu$  T) の 4.2% にすぎない。とくに、Ergalakh ルートでは、現磁

場強度に比べて弱く (22.4%), 極端に弱い (22.4%) 場合もある。シベリア玄武岩 (ロシア) の他の試料群にかんする同様な結果—現磁場強度の 12 ~ 26%—を、Heunemann (2003) も報告している。このように弱い地球磁場における初生的磁気強度も恐らくは弱く、逆に、岩石試料の二次的磁気強度は初生的磁気強度に比べてはるかに強くなるだろう。

同様の問題は、地球磁場の逆転期に形成されたすべての岩石に存在する。磁場逆転期には、正磁極から逆磁極への転換点近くでは極端に小さい値 (ほぼ 0) まで磁場強度が減少する。Nowaczyk et al. (2012) によると、転換期の磁場強度は 50ka 毎に 5% ずつ減少する。Cande and Kent (1995) によって提案された地球磁場極性時間尺度 (GPTS) には、最近の 65.5m. y. に 115 の磁極クロンが含まれている。これらの逆転には、41.0ka を中心とする Laschamp エクスカーション (たとえば、Nowaczyk et al., 2012) のような磁極エクスカーション (磁極方位の短寿命逆転イベント) が追加される。中生代の巨大火成活動域 (LIPs) における苦鉄質火成活動の最大噴出速度および新生代の第二の噴出速度 (表 2 および Eppelbaum et al., 2014 を参照) を考慮すると、これらの時代の岩石試料のほとんどは小~極小磁場強度という環境で形成されたものであり、たいへん小さい初生的磁気を獲得し、それらは交流磁場消磁で最初に消えるだろう。多くの場合、高温の部分熱残留磁気は交流消磁や熱消磁に耐えることができる (Dunlop and Xu, 1994)。

幾人かの古地磁気研究者は、「シワリク層群中部 (Tauxe et al., 1980) の岩石磁気特性の研究は、交流磁場消磁が不適切であるにもかかわらず、熱消磁によって初生磁気を分離することができる」 (Tauxe and Opdyke, 1982, p. 45) ことを示している。これは、この優れた考え方を実現するための方法が交流磁場消磁ではないことを意味する。古地磁気研究においてもっとも広く使われている方法は熱消磁であり、連続消磁あるいは段階消磁 (もっともよく使われる方法は、累進 progressive 消磁) 過程である (たとえば、Creer, 1967; Dunlop, 2009)。連続法は、資料をしだいにより高温に加熱し、ある特定温度における残留磁気の強度と方位を測定するものである。段階法では、無磁場において資料を特定温度まで加熱後に、室温まで冷却し、残留磁気の強度と方位が室温で測定され、累進的により高温まで一連の加熱-冷却サイクルをくりかえす。

Creer (1967, p. 287) は、「累進法の主な困難さは、無磁場をつくることができないので、 $T_b > T$  の粒子のために純粋な部分残留磁気を得ることはありえず」、熱消磁では「200 ~ 300  $\gamma$  の磁場において、いくつつかの堆積物中に生じた TRM は N.M.R. よりもかなり大きくなることしばしばである」という。

しかし、もちろんのことながら、「熱消磁のおもな短所は… 加熱によって磁性鉱物の変質することであり、十分な低温条件でさえも変質が起きる」(van Velzen and Zijdeveld, 1992, p. 79). 約 473°C よりも高温になると、いずれの場合も TFFI が作用し、TFFI 温度範囲では加熱および冷却の双方でこの作用が働くことは前述のとおりである。段階的および連続的熱消磁法ではともに、TFFI 温度まで昇温させる必要があり、いずれの場合も TFFI が加熱-冷却過程で発生するだろう。この観点からは、加熱-冷却過程が長くつづくほど、岩石の初源的磁気成分の変化がより大きくなるだろう。段階的熱消磁の場合、TFFI をひきおこす加熱および冷却は、加熱-冷却サイクルの数に等しい。たとえば、Ekstrand and Butler (1989, p. 245) は「200 ~ 700°C の範囲で 14 段階の累進的熱消磁実験を行った」結果を報告している。これは、彼らの実験には 14 回の加熱-冷却サイクルがあり、それゆえ、個々の実験で TFFI 作用が少なくとも 14 回働いたことを意味している。そのような実験の結果、岩石試料の磁気成分(磁性鉱物)変化は不可避免的で、仮定 A3 の考察のとおり、これでは信頼できる古地磁気研究結果は得られない。というは、「磁性鉱物が不変」でなければ古強度説は成り立たないからである。

多くの場合に加熱によって岩石磁気成分が変化するという事実は Pilchin and Eppelbaum (2006, 2007) や Pilchin (2011) に記述されているが、そのうち、熱消磁に直接かかわるいくつかの事例をとりあげてみよう。Dunlop (2009, p. 954) は「冷却-加熱曲線はほぼ平行」で、これは「200 ~ 540°C (ほぼ TFFI の全温度範囲) における冷却曲線を上下する加熱曲線を示す 10 ~ 15  $\mu$  m の試料にとくに顕著である」という。いっぽう、Dunlop (2009) の図 2 および図 9 は、約 473K 以上における加熱-冷却過程ではすべての試料の間で磁気モーメントが一致しないことを明示している。これは明らかに、加熱-冷却サイクルのために磁気モーメントに何らかの変化が生じたことを示している。「無磁場冷却における部分熱残留磁気の減少は、そのすべてが永年変化ではなく、その一部は無磁場加熱によって回復する」(Dunlop, 2009, p. 954) ことは、冷却-加熱過程でこの試料の磁気成分に何らかの変化が生じたことを示している。そして、磁鉄鉱を含む試料での部分的熱残留磁気の減少は、明らかに、磁鉄鉱の一部が TFFI の一部として赤鉄鉱や第二鉄酸化物などのより磁性の弱い鉱物に変換するときに限って発生する。Dunlop (2009, p. 954) による「(Tc, 560°C) の部分的熱残留磁気は、著しく異なった温度依存性を示す二相の逆向き磁気からなる」との記述は、これらの岩石試料中に何らかの追加的磁気成分が形成されたことを示す。同様に、「再正規化された連続消磁結果は段階的クリーニング結果を再現しない」(Dunlop, 2009, p. 955) ことは、これら

2つの熱消磁過程で磁気成分が変化し、これらの変化が相違していることを明示する。Dunlop (2009, p. 935) は「段階的 LTD に含まれる加熱-冷却サイクルの結果として飽和等温残留磁気 (saturation isothermal remanence SIRM) の不可逆的減少」(LTD は低温での消磁である) が起こったことを認めている、これも試料の磁気成分が変化したことを示す。

Dunlop (2009, p. 951) は、無磁場加熱の過程で「残留磁気のさらなる減少の代わりに、部分的熱残留磁気強度が強くなり」、100 ~ 150  $\mu$  m 成分の 1 つの事例では、500°C 以上で劇的に強度が増大し、室温での部分的熱残留磁気よりも高温に達した」ことを発見した。Dunlop (2009) は、これらの結果は異常であり、「その増大をひきおこした磁場がなければ磁化が強くなりえないという物理則に反している」(p. 951) と述べた。McClelland and Sugiura (1987) も、無磁場加熱において 813K から 833K までの温度上昇で部分的熱残留磁気強度が大きくなることを報告した。Tauxe and Opdyke (1982) も消磁過程で磁気強度が 773K ~ 873K で大きくなることを示している。

Pilchin and Eppelbaum (2009, 2012) おならびに Eppelbaum et al. (2014) は、上述したことがらと同様に、多くの地質モデルは物理則に反していて信頼できないという。さらに、幾人かの地質研究者は、たとえば「大きな差応力環境では、古典的熱力学の妥当性を疑問視することが正当である」(Petrini and Podladchikov, 2000, p. 73) などと、物理法則の妥当性の検証を求めている。これは、複雑あるいは理解困難とみられる問題を解くための正しい方法ではない。なぜならば、いかなる精密科学においてそうであるように、物理法則はすべて証明されたものであるからだ。対照的に、古地磁気学は多数の想定と仮定にもとづいている。鉄鉱物の安定性という観点からは、これらの場合の強度の増加が試料の磁気成分の変化を示すことは明らかである。磁鉄鉱の場合は、何回かの加熱-冷却サイクルの間に当該磁鉄鉱の一部は赤鉄鉱に、そして、その後に赤鉄鉱が磁鉄鉱にもどった可能性がある。段階的熱消磁の過程で磁鉄鉱が赤鉄鉱へ変化することは、すでに「消磁過程は、おもに磁鉄鉱粒子の段階的酸化の結果であろう」と報告され、データはそれらの粒子が(おそらくは陽子不足の)磁鉄鉱コアおよび次第に厚くなる赤鉄鉱マントルで構成されていることを示す」(Velzen and Zijdeveld, 1992, p. 90)。磁鉄鉱から赤鉄鉱へ、つづいて磁鉄鉱へ戻る転換の全過程は Dunlop (2009, p. 951) の次の記述に整合する。「加熱曲線は冷却曲線をなぞる傾向を示し、冷却過程で半分以上(恐らくは不可逆的に)失われた残留磁気は、560°C までの再加熱によって回復するだろう。」別の研究結果では、冷却とともに、「約 580°C で帯磁率 (magnetic susceptibility) が急増し、予備加熱段階で新しい磁鉄鉱粒子が形成された

ことを示唆している」(Li et al., 2014, p. 5). Cox and Doell (1960) の実験研究の結果は、弱い磁場で赤鉄鉱が磁鉄鉱に還元される化学変化を被った磁性体が残留磁気を獲得することを解明した。しかしながら、実際の岩石の場合、そのような特徴の説明はあまりにも単純すぎ、それは、van Velzen and Zijdeveld (1992) に示されるとおり、含鉄珪酸塩から磁鉄鉱へと第一鉄酸化物の転換にともなう TFFI 過程で一定量の磁鉄鉱が新しく形成されることによって説明される。磁鉄鉱は第一鉄の磁化であり、第二あるいは第一のいずれであっても、そのキュリー点 (私たちの場合、磁鉄鉱のキュリー点は  $578^{\circ}\text{C} = 851\text{K}$ ) よりも低温側で加えられた無磁場に存在する瞬時の磁化作用を有している。Dunlop (2009, p. 951) が記述した  $560^{\circ}\text{C}$  ( $833\text{K}$ ) および  $500^{\circ}\text{C}$  ( $773\text{K}$ ) 以上という温度は磁鉄鉱のキュリー点よりも低いので、その瞬間磁化作用が機能するのであろう。もちろん、この特性についてはさまざまな説明が可能であろうが、「加熱結果は物理学的原理に反するようだ」といった論述は、詳細に検証することなく発表すべきではない。その前に「物理原理」に反することが証明されなくてはならない。

熱消磁に関する実験が、シシリー島 Trubi 層産の前期鮮新世海成細粒マール (泥灰岩) で行われた (van Velzen and Zijdeveld, 1992)。この研究の目的は、熱消磁における磁性鉱物の変質を詳細に検証することであり、もっとも重要なことは「この堆積物における主要な残留磁気担体が単一ドメイン (SD) 磁鉄鉱である」(van Velzen and Zijdeveld, 1992, p. 79) ことを明らかにすることであった。その研究結果 (van Velzen and Zijdeveld, 1992) は、次の点を示した。「BTs をもつ  $250^{\circ}\text{C}$  および  $300^{\circ}\text{C}$  における磁鉄鉱粒子の生成は形成温度よりも高温である」(p. 87); 「 $390 \sim 480^{\circ}\text{C}$  では磁鉄鉱様の特性を示す粒子が生成し、それは堆積物中の黄鉄鉱の酸化に由来するものとみられる」(p. 79); 「 $480^{\circ}\text{C}$  以上では磁鉄鉱の赤鉄鉱への転換がしだいに重要になる」(p. 89); 「 $510^{\circ}\text{C}$  (あるいはそれ以下) からはじまる強磁性 / 低保磁力鉱物から弱磁性 / 高保磁力鉱物への転換は磁鉄鉱から赤鉄鉱への変換であるに違いない」(p. 88); 「 $540^{\circ}\text{C}$  以上では少量の磁鉄鉱鉱物が新しく生成し、それは含鉄粘土鉱物の分解に由来するものであろう」(p. 79)。さらに、この研究 (van Velzen and Zijdeveld, 1992) に含まれる他の重要な結果の中から、ここで言及すべきことからは次のとおりである。「磁鉄鉱から赤鉄鉱への転換は、重要な減磁メカニズムである」(p. 79);  $813\text{K} \sim 873\text{K}$  で起きる変化の解析は「磁鉄鉱のキュリー温度に近いこれらの温度における減磁現象が閉鎖からの解放現象であるのか、磁性粒子の変質なのか、といった疑問をもたらす」(p. 86)。この研究成果は、次の点で、途方もなく重要である。すなわち、彼らは、岩石の磁性成分の変化 (存在する磁性

成分の変質と新しい磁性鉱物の生成) が不可避免的であり、これらはさまざまな温度ごとに異なっている (たとえば、磁鉄鉱の生成、磁鉄鉱から赤鉄鉱への転換)、磁鉄鉱のキュリー点付近での減磁現象は少なくとも一部は磁鉄鉱の赤鉄鉱への酸化に由来しているであろう。さまざまな変質に関係した上述の実験温度が TFFI 温度範囲に収まるという事実は、TFFI に、言いかえると、以前に示した鉄酸化物の安定条件に制御されたものである。van Velzen and Zijdeveld (1992) の実験にもちいられた岩石中の磁性体のほとんどが単一ドメイン粒子であり、それらは常に残留磁気の保持に最適であり、それゆえ、古地磁気学的方法を適用するのに最適である。しかし、これらの実験結果は、単一ドメイン粒子の磁気成分が TFFI によって変質しうることを示している。

これらの事実にもとづくと、仮定 A4 の優れた考え方は間違った方法で実行されようとしたが、それでは二次的磁化から初生的磁化 (その方位と古強度) を区分することができないばかりか、TFFI を誘起させて岩石中の初生的磁気成分に不可避免の変化をもたらす、その結果、磁気 (初生的磁気に含まれる) に制御不能な変化をもたらしてしまう。初生磁気を他のすべての他の磁気と区別する古地磁気学の方法は間違っていて、初生磁気識別のアイデアがすべての残留磁気を実際に把握できているか否かは不明である。試料を消磁することなく得られた結果のみならず、消磁によって得られた結果もテクトニクスや他のいかなる解析にも利用すべきではない。私たちは、仮定 A4 が間違いであると結論せざるをえない。

**仮定 A5: 熱消磁 ("クリーニング")** によって「選択された高温  $T$  よりも低い閉鎖温度をもつ粒子の磁気は消去される」が、「 $T_p > T$  の閉鎖温度をもつ粒子の残留磁気はまったくと言ってよいほど影響されない」(Creer 1967, p. 287)。

Pilchin and Eppelbaum (2006, p. 41) によると「多数の磁気および古地磁気研究は、加熱および冷却の両サイクルにおいて、磁気特性に重要な変化が起きている。これらの変化には、新しい磁性物質の生成、キュリー温度の変化、磁気強度の増加や減少、などのいくつかの (他の) パラメータが含まれる」。Alva-Valdivia and López-Loera (2011) も、岩石試料の熱消磁過程で起きる同様の変化を示している。さらに膨大な数の研究が  $473\text{K} \sim 773\text{K}$  の温度範囲における加熱過程で岩石磁気が変化することを記録している (Yakubovskaya et al., 1980; Nazarova and Gonikberg, 1984; Acton et al., 2000; Hill, 2000; Otofujii et al., 2000; Kechra et al., 2003; Matzka et al., 2003; Shau et al., 2004; Zhu, 2004; など)。Torsvik et al. (1978) は、ノルウェー西部の Hasteinen 地域の堆積物において全帯磁率を増加させる二次的磁

鉄鉱の生成を報告した。このような作用は 823 ~ 873K 付近（無磁場における 1 時間加熱）ではじまるが、加熱時間が増すとより低温（たとえば、773K）でも活性化する。Genuzio (2014) は、 $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> と Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> の薄膜 (SD, PSD および MD 磁気構造の大きさ) の相互転移を研究するなかで、赤鉄鉱から磁鉄鉱への転移が数十秒間で起きたことを報告した。他の研究結果によると、温度範囲 623 ~ 853K の加熱-冷却サイクルで岩石中の磁性鉱物の T<sub>c</sub> 値と量に変化したことを証拠づけた (Watkins et al., 1970; Vlag et al., 2000; Shau et al., 2004; など)。このような事例は多数あり、これらの圧倒的データが熱消磁が常に岩石試料の磁性成分の変化あるいは変質をもたらすことを示していることから、初生磁気情報の復元が不可能に近いことがわかる。

仮定 A5 は仮定 A1 と A2 に関係していて、いくつかの実験（たとえば、van Velzen and Zijdeveld, 1992）と同様、加熱温度が約 473K に達するやいなや閉鎖温度とは無関係に TFFI がはじまり、岩石試料の磁性成分を変化させるだろう。これは、上下の閉鎖温度をめぐって加熱温度 T<sub>CH</sub> をいかに選択しようとも、すべての磁気成分を当然のことながら変質させる。この観点からみると、T<sub>B</sub> < T<sub>CH</sub> の粒子は、T<sub>B</sub> > T<sub>CH</sub> の粒子が変化を免れている期間も影響を被るだろう。というのは、すべての鉄酸化物が影響を被るからである。閉鎖温度をもつすべての粒子において、約 473K 以上あるいは以下にかかわらず、約 473K になれば TFFI が起こりはじめる。したがって、仮定 A5 での「T<sub>B</sub> > T の閉鎖温度をもつ粒子による残留磁気はまったくと言ってよいほど影響されない」との主張 (Creer, 1967, p. 287) は虚偽であろう。

**仮定 A6:** 堆積残留磁気 (detrital remanent magnetism: DRM) は、堆積岩の沈積および岩石化の過程で起きる第一鉄磁性粒子の物理的配列によって獲得される（たとえば、Cox and Doell, 1960; Butler, 2004）。

この仮定は、堆積岩類も初生的自然残留磁気をもつことを証明しようと意図されたものである。これは、古地磁気研究のための主要な素材が堆積岩類と火成岩類であることから、当然のことである。同時に、堆積岩類は二次的起源の岩石であり、南アフリカの Barberton グリーンストーン帯の Moodies 層群 (3.259Ga) の形成以前、すなわち冥王代~始生代前期に、まとまった量の堆積岩類の存在は知られていない。堆積岩類の形成はそのほとんどが海域環境に関係しているが、地球における海洋の形成は約 3.42 ~ 3.26Ga になってやっと始まった (Pilchin and Eppelbaum, 2012; Eppelbaum et al., 2014)。さらに、堆積物の形成には源岩の存在および風化環境の存在が必要になる。このような観点からは、DRM がなぜ初生的自然残留磁気とみなされるのか不

明であるにもかかわらず、仮定 A6 は、それを「堆積残留磁気 (DRM) は堆積岩の沈積と岩石化の過程で獲得される」と記述する (Butler, 2004, p. 50)。「碎屑粒子は、キュリー温度以上で結晶する火成岩類とちがって、すでに磁化している。自由に回転できる磁性粒子は、磁石の針と同様に、加えられた磁場の方向に回転しようとする。そのような粒子群の全磁気はその場に固定されると、堆積残留磁気 (DRM) が生じる」(Tauxe, 2010 7.6 章)。「この磁化は、第一鉄鉱物の微小永久磁化粒子の配列に由来するとみられる」(Hospers, 1954, p. 1183)。

しかしながら、堆積過程の大多数の場合、水底に沈む第一鉄鉱物の微小粒子にそのようなことは起きず、さまざまな大きさの碎屑粒子は、形成される堆積岩の種類に応じて、それらの中にばらまかれた状態の磁性鉱物を含んでいる。碎屑粒子は粘土の場合の < 0.032mm から細粒砂の場合の 0.25mm、さらに、中粒砂に対応する ≥ 0.25mm から巨礫に対応する > 256mm までの大きさをもち (Wentworth, 1922)、それらは沈積して水底に沈む。もし、水塊中を沈降している第一鉄鉱物の粒子 (SD 粒子) が磁場と相互作用して磁場に沿ってそれらを配列させる力が生みだされるとすると、細粒堆積物の碎屑粒子にこのような事象が生じるのはより困難であり、粗粒堆積物の碎屑粒子の場合には絶対不可能である。碎屑粒子のサイズが大きいほど、それらに含まれる磁化粒子はそれらの中にはばらまかれていて、これらの磁性粒子は固定され、さまざまな方位を向くことになり、磁場とこれらの粒子との相互作用によってさまざまな方位を向いた磁力が生み出されるだろう。たとえ、MD 磁性粒子と弱い磁場が相互作用する場合でも、粒子内の個々のドメインにはさまざまな方向に磁力が働くであろう。さらに、ほとんどの場合、碎屑粒子の中に分散した磁性ドメインの相互作用によって形成された力が粒子を回転させて磁場に沿って配列することは不可能である。堆積物中における磁性粒子が磁場に沿って配列するようなことは期待できないだろう。たとえ、水中を堆積粒子が沈降する間に堆積物中に何らかの磁性粒子の配列が生じたとしても、それにつづく波浪作用や陸域では風によって、これらの堆積物が堆積岩として固結する以前にそのようないかなる配列も容易に攪乱され、破壊されるだろう。堆積物の岩石化の過程でセメント中の磁性粒子の方位については、堆積性碎屑粒子中での方位に比べて、より大きな疑問がある。というのは、セメント作用には予測できないさまざまな（たとえば、化学的、物理的、水理地質的な）作用が含まれるからである。

「海成粘土はフロック（凝結）状態—多かれ少なかれ不規則な方向に集合した板状粘土微粒子群—をとって堆積するが、固結過程では、微小板は回転してほぼ水平な卓越方向に再配列する」(James,

2010, p. 3) ことも考慮されるべきである。これは、粘土の堆積過程で磁性粒子が磁場に沿って配列したとしても、粘土の固結過程でそれらの位置は変化することを意味している。

堆積岩の磁化について、別の観点からも考察しよう。古地磁気研究者たちは、自らが使用している研究方法についてもっとも熟知していて、同様に、それにかかわる問題点にも通じているので、それらについても語るべきであろう。

Butler (2004) の著書『古地磁気学』には、堆積岩の磁気について次のように多数の記述がある。「堆積岩の形成には多くの複雑な過程が含まれ、DRMは複雑である。」(p. 50) ; 「生物擾乱のような堆積後の物理的作用も磁気に影響するだろう。」(p. 50) ; 「化学的諸作用も初源的な碎屑性第一鉄磁性鉱物を変質させ、除去し、そして / あるいは第一鉄磁性鉱物を沈殿させ、古地磁気記録に付加的影響をもたらす。」(p. 50) ; 「これらの複雑性ゆえに、熱残留磁気と比べて、堆積残留磁気はあまりよく理解されていない。そのために、堆積岩中の古地磁気記録の精度についてはより多くの不確実性が存在する。」(p. 50) ; 「多くの岩石は化学的再帯磁を被り、その過程で初生的残留磁気が破壊され、付加的化学残留磁気(CRM)成分を伴う新しい第一鉄磁性物の生成をもたらす」(p. 149)。

他の古地磁気研究者による記述のうち、ここでは、次のものを掲げておこう。堆積残留磁気の獲得は「堆積岩類の沈積と岩石化の過程に物理的、化学的および生物学的作用が含まれているので、複雑である」(Li et al., 2014, p. 1) ; 「生物擾乱や埋没圧密のような堆積後の諸作用が、磁気の完全な固定以前に、それを修正するだろう」(Li et al., 2014, p. 2) ; ある種の遠洋性炭酸塩岩は続生作用を被り、再帯磁する場合もあろう (Roberts et al., 2013) ; ) は「もし残留磁気は初生的であることがわかったとしても、それを極移動の解明のために利用することは困難であろう」(Hodych and Buchan, 1994b, p. 1015) ; 堆積物の磁気は固結後に起きた化学変化にも関係しているだろう (Cox and Doell, 1960)。

これらの記述は次のように要約される。物理・化学作用は初生的磁気成分を変化させるだろう ; 堆積岩中の古地磁気記録の精度には不確実性が存在する ; 多くの場合、初生的自然残磁気は二次的残留磁気によって破壊・置換される : 風化作用が初生的磁気成分を変化させるだろう ; いつかの堆積岩は続生作用によって再帯磁するだろう ; 信頼性をもって残留磁気をもちいることは困難である ; など。これらの記述はすべて、堆積残留磁気がいかに信頼できないかの証左である。

堆積岩類にまつわる問題の1つは、赤鉄鉱の生成と存在である。赤鉄鉱は、前述したとおり磁鉄鉱の二次生成物であり、「ほとんどの堆積環境において、主要な碎屑性第一鉄鉱物は磁鉄鉱 (あるいはTiに乏しいチタン鉄鉱) である」(Butler, 2004, p. 50)。磁鉄鉱は、中国の黄土高原における主要な磁性鉱物の1つである (Xie et al., 2009)。碎屑性磁鉄鉱も土壌や大陸域の堆積物中、たとえば、オハイオ州のMaumee河堆積盆地で形成されることが知られている (Pilchin, 2011)。しかしながら、「地表では酸化環境が優勢であるので、(磁鉄鉱のような) 初生的第一鉄鉱物がより酸化状態の鉱物 (たとえば赤鉄鉱や針鉄鉱) に置換される反応が一般的である (Butler, 2004, p. 149)。「堆積後のさまざまな酸化作用および脱水反応が赤鉄鉱の形成にかかわっている」(Butler, 2004, pp. 49-50)。これは、赤鉄鉱の起源が二次的であるとの上述の記述を裏書きするものである。「赤鉄鉱が堆積直後に生成する場合、化学的残留磁気は磁場方位を記録し、その獲得時点に応じて初生的あるいは二次的のいずれかとみなされるだろう (Butler, 2004, p. 50)。

いっぽう「赤色堆積物は古地磁気データの1つの重要な供給源であり」(Butler, 2004, p. 50)、それらはほぼ完全に赤鉄鉱で構成されている。Kodama (2012) は、いくつかの赤色層中ではすべての赤鉄鉱粒子が堆積性ではなく、化学的生成物であるとの結論に達した。Hodych and Buchan (1994b) は「赤色層中の赤鉄鉱はおそらく熱的再帯磁を被っていないだろう」と述べた。これは、Newfoundland赤色層中の赤鉄鉱はTFFI温度範囲で形成されたのではなく、錆の形成、そして / あるいは、磁鉄鉱あるいは第一鉄の何らかの他の酸化作用によって生成したことを意味している。ニューファウンドランドの赤色層では、「岩石薄片の研磨面を顕微鏡観察した結果、試料中の赤鉄鉱容積のほとんどは多数の粗粒 (平均0.05mm) 粒子として存在し」(Hodych and Buchan, 1994b, p. 1014)、それらが単一ドメイン (SD) 粒子ではないことを物語っている。Hodych and Buchan (1994b) によると、より細粒な粒子は粘土に富む堆積物に発見されるという。恐らくは、SD磁性鉱物を含む堆積岩類は、極細粒な碎屑粒子 (粘土粒子 < 0.032mm やシルト粒子 = 0.032 ~ 0.063mm : たとえばWentworth, 1922) であろう。

赤鉄鉱にまつわる主要な問題は、次のとおりである。  
1) 二次的起源であるため、それが産出することは磁気成分の変化がすでに起こったことを意味し、二次的磁気存在を示す (たとえば, Zijderfeld, 1967)。2) 赤鉄鉱を含む二次的磁化は、多くの場合 (とくに赤色層の場合) たいへん強固で、1,000 Oe に達する交流場でもほとんど影響を被らない (Zijderfeld, 1967)。このような条件のもとで、初生的堆積残留磁気を識別するのは不可能だろう。

多くの場合、研究者たちは、赤鉄鉱を含む岩石に対して極端に高い閉鎖 (blocking) および開鎖 (unblocking) 温度を報告している。たとえば、Ekstrand and Butler (1989) は、Moenvale 層 (アリゾナ州北部～ユタ州南部の Vermilion Cliffs) 産の赤色～赤紫色砂岩・シルト岩 (赤色層) における自然残留磁気 (ChRM) が 913～953K の温度範囲で完全に開鎖していたことを報告した。また、Thomas et al. (2002) によると、Zaisan 盆地 (カザフスタン南部) における鮮新世～中新世の粘土・砂質粘土は、913～933K の段階的熱消磁で特徴的残留磁気 (ChRM) が分離されたという。Tauxe and Opdyke (1982) は、823～873K で消磁したシワリク層群赤色層 (Khaury 地域, パキスタン北部) の事例を報告した; Torsvik et al. (1987) はノルウェー西部 Hasteinen 地域のデボン紀堆積岩に 943～953K に達する閉鎖温度を見いだした: 別の研究として Tauxe et al. (1980) は、シワリク赤色層に 948K の閉鎖温度を報告した, など多数。しかしながら, 堆積岩中の赤鉄鉱のそのような高温の閉鎖および開鎖温度には問題がある。どのようにしてそのような高温の閉鎖-開鎖温度をまづもって設定することができたのだろうか? 堆積物がこのような高温で形成されることはないだろう。というのは, 地球上ではこのような条件で水が液態であることはなく, 冥王代～始生代前期には臨界あるいは超臨界状態にあった (たとえば, Pilchin and Eppelbaum, 2012)。堆積物がそれほど高温に加熱されることがないのは確実である。さらに, 赤鉄鉱は 723～843K 以上の温度では不安定であり, 磁性岩石の初期冷却過程には存在しえない。それゆえ, 高温の閉鎖温度は, キュリー点を超えた初生的冷却過程の火成岩中に存在しえないだろう。これらはすべて, それが自然界の問題ではなく, 人為的なものであり, 古地磁気学的熱消磁処理において生じたのである。

この問題をより詳細に検証してみよう。磁性粒子がそれらの閉鎖温度 (それはキュリー点以下である; たとえば, Tauxe, 2002) を超えて冷却すると, 磁気モーメントが固定され (たとえば, Tauxe, 2002), より低温環境における熱的攪乱の影響を受けなくなる (MaElhinny and McFaden, 2000)。これは, 磁鉄鉱がそれらのキュリー点以上から冷却する過程で赤鉄鉱の閉鎖温度が設定されたことを意味する。Dunlop and Özdemir (1997) は 948K の赤鉄鉱キュリー点 (赤鉄鉱の反第一鉄磁性 Néel 点に対応する) を認めている。赤鉄鉱のキュリー点のその他の見積りは, 968K (Dekkers and Linssen, 1989), 953K (Merrill et al., 1998), 948K (Lowrie, 2007), 998K (Aharoni et al., 1962) などである。前述した閉鎖温度は少なくとも 948～968K 以上から冷却する過程で決まるべきものである。ところが, 仮定 A6 は, 堆積残留磁気 (DRM) は堆積岩の沈積および岩石化の仮定で発生するという (たとえば, Cox

and Doell, 1960; Butler, 2004)。しかしながら, 水成堆積物は  $\geq 373\text{K}$  (水の沸点) では堆積できず, それは変成温度なのである。赤鉄鉱は, 堆積過程ではその堆積残留磁気を獲得せざるをえない。なぜならば, 堆積時にそれらの閉鎖温度が 823～953K であったとすると, それらの磁気はすでに閉鎖され, 外からの影響を被らなくなっているはずであるからである。他方, もし堆積時に「碎屑性粒子がすでに磁化していたとすると (Tauxe, 2010, 7.6 章), 赤鉄鉱は自らの磁性をいつ獲得したのか, そして, それらがどのような種類の岩石に形成されたのか, など別の問題が発生する。約 823～953K (閉鎖温度) および 948～998K (赤鉄鉱のキュリー点) よりも冷却されると, 火成岩や変成岩には赤鉄鉱が生成するはずである。主要種の変成岩類の形成条件を解析した結果が表 3 である。

表 3 から明らかに, もし赤鉄鉱が変成岩類中で生成したのであれば, それは最高変成度である角閃岩相あるいはグラニュライト相のいずれかである。変成岩類は初生的岩石ではなく, 初生的岩石が形成後に再加熱されたことが考慮されるべきである。いっぽう, ほとんどすべての火成岩類は, 赤鉄鉱の上述した閉鎖温度やキュリー温度よりも高温で形成される。しかしながら, それにはさらなる問題があり, 第二鉄酸化物は 833K (Darken and Gurry, 1946) あるいは 843K (たとえば, Nagata, 1961; Tretyakov, 1967) よりも高温では不安定なのである。つまり, 火成岩類や変成岩類が赤鉄鉱のキュリー点 (948～998K) あるいは, 上述の閉鎖温度 (823～953K) よりも冷却されるとしても, 赤鉄鉱は 723～843K (TFFI 温度範囲の上限) 以上では生成しないために, そのような岩石中に赤鉄鉱は存在しえない。さらに, Pilchin and Eppelbaum (2006) および Pilchin (2011) で証明され, また, 前述されたように, 赤鉄鉱は磁鉄鉱に対して二次的起源の鉱物であり, 岩石の初生的磁性成分にはなりえない。同時に, 赤色層は堆積層の沈積後にある程度の時間をかけて形成され, ほとんどの場合, 低温でやや上昇した温度環境における磁鉄鉱から赤鉄鉱への変換に由来する。言いかえると, 堆積層の沈積時に閉鎖温度に達することがあって, 一定量の赤鉄鉱がすでに形成されていたとしても, 赤色層を構成する赤鉄鉱のほとんどは低温で形成され, 磁気を獲得するときに, どのようにしてそれほど高温の閉鎖温度に達したのかは不明のままである。

磁気を獲得した堆積岩類にまつわるもう 1 つの問題は, 伏角誤差 (伏角減少) の発生であり, 誤差は  $25^\circ$  (Tauxe and Kent, 1984),  $30^\circ$  (Collombat et al., 1993; Rochette and Vandamme, 2001), および  $42^\circ \sim 44^\circ$  (Li et al., 2014) に達する。最近の研究では, 堆積後の圧密作用が堆積岩類での伏角減少の主要な原因とされている (Li et al., 2014)。

表3 いくつかの変成作用の熱力学的条件 (Pilchin and Eppelbaum, 2012 を改変)

変成作用タイプ	平均温度T(K)	平均圧力P(GPa)	リソフェア圧の平均深度(km)	現在の地表条件での平均地温購買(K/km)	平均P/T*(Mpa/°C)
エクログナイト相(n = 505)	858	1.9	~64	9.1	3.25
青色片岩相(n = 225)	677	1	~35	11.5	2.48
グラニュライト相(n = 543)	1075	0.82	~28	28.6	1.02
角閃岩相(n = 353)	925	0.77	~26-27	24.1	1.18
緑色片岩相(n = 188)	681	0.42	14-15	27	1.04

これは、堆積物の沈積と圧密の全過程を通じて磁化を不変とする仮定 A6 にさらなる問題を生じさせる。驚くべきことに、伏角誤差は、多くの場合、まったく考慮されていない。たとえば、北米クラトンでは、「クラトンの全データが堆積岩類（しばしば赤色層）から得られたにもかかわらず、伏角の減少は検証されたことがない (Hodych and Buchan, 1994b, p. 1015)。あらゆることから考慮すると、仮定 A6 は明らかに虚偽であると考えべきである。

### 考 察

上述のとおり、基準として、および、実際の測定に用いるために選ばれた古地磁気学の岩石試料は、TFFI の温度範囲を通過し、それらの初生的磁気成分はすでに変化してしまっているため、信頼できるものではない。

古地磁気学の主要な前提(P1 ~ P4)および仮定(A1 ~ A6)を考察すると、次のことがわかる。前提 P1 は、火成岩類には適用できない。なぜならば、マグマの固化温度はジルコンの閉鎖温度 (1173K) よりもはるかに高いことが一般的で、それは磁鉄鉱のキュリー点 (851K) よりも高い、つまり、生成中の岩石磁気成分の温度 (≤ 843 ~ 723K) よりも高いからである。同時に、磁気成分は約 523 ~ 472K まで冷却される途上で永久的に固定されるからである。さらに、前提 P1 は変成岩類には適用できない。というのは、ほとんどすべての変成岩は TFFI 範囲内の温度条件を履歴しているからである。前提 P2 は、岩石の初生的磁気成分に変化があった場合には適用できない。これらの変化は TFFI 温度範囲で生じ、錆やある種の酸化作用はより低温でも発生する。前提 P3 は、次のような地域には適用できない。すなわち、BIFs、蛇紋岩地帯、および他の強磁性岩体が存在するために地球双極子磁場が大きく攪乱されているところ (Kursk 磁気異常域の磁場は磁極よりも 4 ~ 5 倍も大きい) や、磁場の非双極子領域である。前提 P4 は原生代岩石には適用できず、また、より若い岩石では自然残留磁気の詳細な獲得年代が決定できず、磁気成分の変質によって獲得年代が変化するために初生的磁化の詳細な年代決定もできない。

仮定 A1 は、熱残留磁気がキュリー点を通過して冷却する際に生じるわけではないので、正しくない。

なぜならば、磁性岩石の磁気成分は、843 ~ 723K (磁鉄鉱のキュリー点以下) の温度でのみ形成されはじめ、約 523 ~ 473K までつづくからである。仮定 A2 は正しくない。なぜならば、閉鎖温度とはかわりなく、岩石の初生的磁気成分は TFFI 温度範囲で変化しはじめ、不可避免的に磁気を変質させるからである。仮定 A2 にかかわるもう 1 つの問題は、火成岩類の磁気成分は、岩石が約 723K 以下に冷却されるまでは生成しはじめることはなく、この温度は磁鉄鉱に想定される閉鎖温度よりもかなり低い、という事実である。仮定 A3 は初生的第一鉄磁性鉱物が不変であることを必要とするが、高温での TFFI や、低温での錆や酸化作用のために、地質学時間にわたって不変であることはありえない。仮定 A4 は間違っている。というのは、磁気クリーニング (消磁) のために古地磁気学で用いられている方法は消磁不可能なもので、約 473K 以上に加熱された岩石試料を熱消磁する場合、TFFI を誘導し、試料の磁気成分を変化させてしまうからである。仮定 A6 は、次の理由で間違っている。つまり、自らの内部に分散した磁性粒子をもつ粗粒な堆積物粒子が沈積過程で堆積し、磁場に沿って磁性粒子が配列することは、ほとんどの場合にさまたげられるからである。さらに、ほとんどの場合、磁気成分に二次的変化が生じ、ほとんどの場合に堆積物の圧密過程で伏角誤差が生じるからである。上述してきた前提や仮定に関する考察は、それらのすべてが間違いであることを示している。信頼できない試料採取、ならびに、虚偽の前提と仮定は、信頼できないデータとそれらの疑義に満ちた解釈を導く他はない。そのようなデータにもとづくこれまでの結論—たとえば、大陸漂移や極移動にかかわる結論—は疑問視される。

これは、幾人かの他の研究者の結論と合致する。たとえば、Rochette and Vandamme (2001, p. 649) は、これまで考察されたもっとも重要な前提のいくつかについて、「これらの前提はある制限された範囲にのみ有効である。第 1 の前提 (前提 P1 に相当) の失敗は、堆積物の伏角誤差の例に明示され、岩石の異方性が増すにしたがって、誤差は 30° に達する」と述べている。

すでに指摘されているとおり (Pilchin and Eppelbaum, 2006, 2007; Pilchin, 2011), TFFI は岩石・鉱物の磁気成分、磁化、消磁、再帯磁、キュリー

点変化をもたらし、ほとんどの閉鎖温度は TFFI の温度範囲に収まり、閉鎖温度は TFFI を制御したり、妨害することはない。しかし、これらのすべての作用は岩石磁気や古地磁気に決定的であり、これらの手法における鉄酸化物の安定性の役割について誰も関心を払っていないのはひどく不幸なことである。

古地磁気学は、1950 年代～1960 年代の黎明期から、強い批判に直面してきたことも、記述しておくべきだろう。十分に考察されてはいないものの、古地磁気学に関するいくつかの批判的見解が存在する。たとえば、「残留磁気は、岩石磁気より後期の磁気、風化、変成作用、造構変形、および化学変化を被るので、時間の経過とともに不安定化する」とされる (Pratt, 2000, p. 316-317)。また, Barron et al. (1978) や Meyerhoff and Meyerhoff (1972) は古地磁気学が信頼できないことを示し, Agocs et al. (1992) は Rekjanes 海嶺の線状磁気異常が極性の変化ではなく、帯磁率の変化によって容易に形成されることを実証し, James (2003, p. 3) は「多くの岩石が 1 つの古磁極ではなく、複数の古磁極を示す」ことを解明して、攪乱のすくない Hawkesbury 砂岩さえも 3 つの古磁極が含まれていることを例示し, Pratt (2013) は古地磁気学の主要前提に問題があることを提起し, Larson et al. (1982, p. 1081) はコロラド高原の Moenkopi 層の「多くの地点で採集した多くの同一試料に三畳紀の正帯磁および逆帯磁の両要素が存在する」ことを報告し, Storetvedt (1977) は古地磁気研究者が行っている手法を実際のデータに適用することは不可能であることを解説した。他にも、同様の研究結果が多数知られている。

古地磁気学的研究方法の適用に多くの困難があることは、古地磁気研究者自らが次のように認識している。「約 5° をうわまわる精度で古地磁気学的極位置を決定することは不可能であろう」(Wilson and McElhinny, 1974, p. 570)。「自然残留磁気 (NRM) あるいは岩石に残留した永久磁気のいずれが初生的であるかを決定することがしばしば問題になる」(Park, 1983, p. 180)。「遠い地質学的過去のある時点での磁場形状を正確に予想することはできない」(Schneider and Kent, 1990, p. 71)。「プレート運動や岩石変形が集積されるために地球物質に記録された磁気記録には多くの歪みがみられ、磁気記録過程や再帯磁に偏りが生じている」(Tauxe, 2005, p. 254)。Van der Voo (1990) は古地磁気データの信頼性を決定する 7 つの基準を提案したが、すべての基準をみたすのは 2, 3 にすぎないことを自認していた。Merrill et al. (1996) は、初生的磁気を二次的磁気から区別することの困難さを指摘している。ほかにも、多数の事例が知られている。

1 つの大問題は、堆積岩類の再帯磁である。McCabe

and Elmore (1989) は北アメリカの堆積岩類の後期古生代再帯磁の発生と起源を解析した。Pratt (2013) も、再帯磁が広汎な現象で、とくに堆積岩類に特徴的であるという事実に注目している。

いくつかの「結論は物理原理に反しているようにみえ……」との Dunlop (2009) の考察は、幾人かの古地磁気分野の地球科学者たちが過去 20～30 年間の物理学と物理法則を知らないことに由来する。Meyerhoff et al. (1996, p. VIII) は「多くの地質研究者たちは地質学を物理学からは独立した科学であると考えている。なぜならば、地質学は物理学や他の分野から区別される独自のデータ群をもっているからだ」という。これでは、場合によっては、地質学における物理法則の役割をまったく否定することになってしまう。Wilson (1990) は自らの論文の冒頭で次のように述べている。「既知の法則は地球の挙動を説明するのに十分であろうと物理研究者は信じているが、地質学の複雑性は単純な説明になじまない」(p. 6611)。そして、まえがきの最初の 2, 3 の文章で、次のように論述する。「地球は慎み深く、静かな宇宙のひとつかけらであるため、古典物理学の法則が地球の挙動を制御していると想定されるものの、特定の法則を地質学的観測に結びつけることは容易ではなかった。このような説明は、深部へむかって地球構成層が変化していくため、それらは同じ法則にしたがわず、それらの挙動様式は異なると信じられる」(p. 6611)。これは不幸なことで、誤りである。そして、誰しも、Meyerhoff et al. (1996, p. VIII) の能弁な記述の賢明さを理解すべきである。すなわち、「……地球科学、とくに構造地質学とテクトニクスにおけるある観点を定量化するために、私たち地質研究者は物理法則を最大限に利用しなくてはならず、そのため、自らの仮定を設定する場合、それらは物理法則に確実に準拠しているだろう。さらに、理論化された科学として地質学が確実な基礎にもとづいて発展を遂げるためには、古典物理学と完全に融合する必要がある」と。疑問視され、信頼のおけない前提や仮定が科学や科学的方法とすりかえて用いられる場合には、多くの場合、何かひどく間違っている。古地磁気学では既知の物理学的事実や作用が無視されていて、物理学と物理法則にもとづいていると思われている方法自体が間違っているのである。

岩石試料の選択にはさまざまな制約があるのは当然であるが (たとえば, Van der Voo, 1990 ; Evans and Pisarevsky, 2008), 古地磁気学の黎明期 (1950 年代～1960 年代) にはそのような制約が考慮されないまま、古地磁気データが解釈され、もっとも重要な結論 (大陸漂移, 磁極移動, 中央海嶺に沿う磁気縞模様, など) が導かれたことは、記憶すべき重大問題である。もっとも重要な問題は、証拠とされた当時のデータの質と信頼性、古地磁気学が依拠し

た前提と仮定の質と信頼性, および古地磁気学のいくつかの他の側面である。早期の古地磁気学で用いられた試料について, 古地磁気研究者 Van der Voo は (1990, p. 3) 「すべての試料に消磁が施さなければならない。この最後の要請は, 未処理の自然残留磁気 (NMRs) だけにもとづいていた 1950 年代~1960 年代の多くの初期段階の結論を排斥する」, そして, 「いずれの未消磁試料から導かれた結論も造構解析には利用すべきでない」と強調している。これらの論述は, 1950 年代~1960 年代に得られたすべての古地磁気データを信頼できないものとして排除する。これらのデータから導かれた大陸漂移と極移動に関する結論も, 疑問視されるべきである。

信頼のおけない古地磁気データが利用したことを示す優れた例は, 赤色層である。赤色層がとくに信頼できない古地磁気試料であることは前述したとおりであるが, 赤色層の磁気特性が Iapetus 海洋の幅, 見かけ上の極移動, ローレンシア超大陸の位置, シルル紀におけるニューファウンドランドの位置, および造構運動の決定に用いられてきた。これらのすべては, Hodych and Buchan (1994a) の論文, その論文へのコメント (Stamatakos et al., 1994), およびコメントへの回答 (Hodych and Buchan, 1994b) によって議論され, 承認されてしまっている。

### 結 論

古地磁気学の前提と仮定, ならびに, 古地磁気試料の選択に関する以上の分析は, 次のように結論される。古地磁気学に適用される主要仮定は再考の必要があり, 古地磁気学の試料選択の基準と指針とされる下部緑色片岩相まで (573 ~ 673K まで) の試料採取では, 第一鉄→第二鉄の転換 (TFFI) のために試料の信頼が失われている。

上述の分析から, 次の結論も導かれる。古地磁気学は, 岩石・鉱物の磁気特性の形成・保存にかかわる鉄酸化物の安定性の役割を完全に無視している。岩石試料の磁気成分の変化・保存プロセスに TFFI が考慮されていない。熱消磁 (“クリーニング”) 作業では, 温度が約 473K をうわまわるたびに TFFI が生じ, 試料の磁気成分に自律的变化をもたらす。閉鎖温度は, TFFI 温度範囲において進行する試料の TFFI を妨げることはできない。多くの場合, 試料選択基準を満たさない試料の使用が古地磁気学では許されている。最後に, Van der Voo (1990) は 1950 年代~1960 年代の古地磁気学データのすべてを信頼できないものとして排除し, それらのデータにもとづくすべての結論-大陸漂移と極移動を含む-を疑問視した。

古地磁気学は多数のまちがった前提と仮定にもとづいていて, また, データと解釈を信頼できなくして

いる試料選択にもとづいていて, すべてではないにせよ, ほとんどの結論が導かれている, というのがこの論文の最終結論である。

謝辞: 本論文の著者は, Lev V. Eppelbaum 准教授, Alberto Incoronato 教授, ならびに, 原稿の改善にきわめて有益なたいへん重要な指摘をいただいた匿名査読者に厚く御礼申し上げる。

### 文 献

- Acton, G.D., Tessema, A., Jackson, M. and Bilham, R., 2000. The tectonic and geomagnetic significance of paleomagnetic observations from volcanic rocks from central Afar, Africa. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, v. 180, p. 225-241.
- Afanas'eva, M.A., Bardina, N.Yu., Bogatkov, O.A., Veshnevskaya, I.I., Gavrilova, V.N., Gurova, M.N., Kovalenko, V.I., Kononkova, N.N., Lipchanskaya, L.N., Naumov, V.B., Popov, V.S., Chernov, V.I., Sharkov, E.Yu., Yurgenson, B.P. and Yarmolyuk, V.V., 2001. Petrography and petrology of magmatic, metamorphic and metasomatic rocks. Moscow, Logos, 768p. (in Russian)
- Agocs, W.B., Meyerhoff, A.A. and Kis, K., 1992. Reykjanes Ridge: quantitative determinations from magnetic anomalies, In: Chatterjee S. and Hotton, N. III (eds.), 1992, *New Concepts in Global Tectonics*, Lubbock, TX: Texas Tech University Press, p. 221-238.
- Aharoni, A., Frei, E.H. and Schieber, M., 1962. Curie Point and Origin of Weak Ferromagnetism in Hematite. *Phys. Rev.*, v. 127, p. 439-441.
- Akhmetov, N.S., 1992. *Inorganic chemistry*, 3rd edition, Vol. 2, “Prosvescheniye” publishing, Moscow, 190 p. (in Russian)
- Allaby, A. and Allaby, M., 2008. *A Dictionary of Earth Sciences*. Third edition. Oxford University Press. Oxford, Great Britain.
- All, T., Puura, V. and Vaher, R., 2004. Orogenic structures of the Precambrian basement of Estonia as revealed from the integrated modeling of the crust. In: Hillar, A. (ed.), *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology Ser*, v. 53, no. 3, p. 165-189.
- Alva-Valdivia, L.M. and López-Loera, H., 2011. A review of iron oxide transformations, rock magnetism and interpretation of magnetic anomalies: El Morro Mine (Brazil), a case study. *Geofís. Intl*, v. 50, no. 3, p. 341-362.
- Amelin, Y.V., Heaman, L.M. and Semenov, V.S., 1995. U-/Pb geochronology of layered intrusions in the eastern Batic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Precambrian Res.*, v. 75, p. 31-46.
- Arkharov, V.I. and Bulychev, D.N., 1957. On the

- influence of high pressure to dissociation of Fe suboxide, Dokl. AN USSR, v. 113, no. 4, p. 791-794. (in Russian)
- Arndt, N.T., Francis, D. and Hynes, A.J., 1979. The field characteristics and petrology of Archean and Proterozoic komatiites. *Can. Mineral.*, v. 17, p. 147-163.
- Arndt, N.T. and Nisbet, E.G., (Eds.), 1982. Komatiites. George Allen and Unwin, London, 539p. Aspler, L. B. and Chiarenzelli, J.R., 1998. Two Neoproterozoic supercontinents? Evidence from the Paleoproterozoic. *Sedimentary Geol.*, v. 120, p. 75-104.
- Bailey, M.E. and Dunlop, D.J., 1983. Alternating field characteristics of pseudo-single-domain (2–14  $\mu\text{m}$ ) and multidomain magnetite. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 63, iss. 3, p. 335-352.
- Balek, V. and Šubrt, J., 1995 Thermal behaviour of iron(III) oxide hydroxides. *Pure & Appl. Chem.*, v. 67, no. 11, p. 1839- 1842.
- Banerjee, S.K., 1977. On the origin of stable remanence in pseudo-single domain grains. In: Dunlop, D. J. (ed.), *Origin of Thermoremanent Magnetization. Proceedings of AGU 1976 Fall Annual Meeting December 1976, San Francisco.*
- Volume 1 of the series *Advances in Earth and Planetary Sciences*. Center for Academic publications Japan, Japan Scientific Societies Press, Tokyo, Japan. p. 87-97.
- Barley, M.E., Bekker, A. and Krapez, B., 2005. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen. *Earth Plan. Sci. Lett.*, v. 238, no. 1-2, p. 156-171.
- Bayly, B., 1968. *Introduction to petrology*. Prentice-Hall, Englewood cliffs, New Jersey.
- Beck Jr., M.E., Burmester, R.F. and Housen, B.A., 2003. The red bed controversy revisited: shape analysis of Colorado Plateau units suggests long magnetization times. *Tectonophysics*, v. 362, is. 1–4, p. 335–344.
- Bekker, A., Karhu, J.A., Eriksson, K.A. and Kaufman, A.J., 2003. Chemostratigraphy of Paleoproterozoic carbonate successions of the Wyoming Craton: tectonic forcing of biogeochemical change? *Precamb. Res.*, v. 120, p. 279-325.
- Bekker, A., Kaufman, A.J., Karhu, J.A. and Eriksson, K.A., 2005. Evidence for Paleoproterozoic cap carbonates in North America, *Precamb. Res.*, v. 137, p. 167-206.
- Berndt, M.E., Allen, D. E. and Seifried, Jr. W.E., 1996. Reduction of CO<sub>2</sub> during serpentinization of olivine at 300 °C and 500 bar. *Geology*, v. 24, no. 4, p. 351-354.
- Bevacqua, D.C., 2006. Hematite formation by oxygenated groundwater at 2.76 Ga and by oxygenated seawater at 3.46 Ga. *Geological Society of America, 2006 Philadelphia Annual Meeting Abstracts with Programs*, v. 38, no. 7, p. 125.
- Blackwelder, E., 1910. *Regional Geology of the United States of North America*. New York, G. E. Stechert & Co.
- Blakey, R.C., 1989. Triassic and Jurassic geology of southern Colorado Plateau. In: Jenney, J.P. and Reynolds, S.J., (eds.), *Geologic evolution of Arizona. Arizona Geological Society Digest 17*, p. 369-396.
- Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Wiederkehr, M., Koller, F., Schmid, S.M., Schuster, R., Engi, M., Berger, A., and Martinotti, G., 2008 Metamorphism of metasediments in the scale of an orogen: A key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps. In: Siegesmund, S., Fügenschuh, B. and Froitzheim, N., (eds.), *Tectonic Aspects of the Alpine- Dinaride-Carpathian System*. Geological Society, London, Special Publications, v. 298, p. 393-412.
- Brantley, S., Kubicki, J. and White, A. (eds.), 2008. *Kinetics of Water-Rock Interaction*. Springer. Brauer, G. (ed.), 1963. *Handbook of Preparative Inorganic Chemistry*, 2nd Ed. v. 1, Academic Press.
- Brown, M., 2010. The Early History of Geomagnetic Field Reversals. *The IRM Quarterly*, Fall 2010, v. 20, no. 3, p. 1, 8-10.
- Buchan, K.L. and Ernst, R.E., 2004. Diabase dyke swarms and related units in Canada and adjacent regions. *Geological Survey of Canada Map 2022A*, scale 1:5,000,000.
- Bulina, L.V., 1970. Peculiarities of space distribution of the magnetized formations lower edges for consolidated Earth crust. *Izv. AN USSR, Ser. Geol.*, no. 5, p. 70-75. (in Russian).
- Butler, R.F., 2004. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Electronic edition, [www.pmc.ucsc.edu](http://www.pmc.ucsc.edu).
- Butler, R.F. and Banerjee, S.K., 1975. Theoretical single-domain grain size range in magnetite and titanomagnetite. *Journal of Geophysical Research*, v. 80, p. 4049–4058.
- 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*. v. 100, p. 6093–6095.
- Cherniak, D.J. and Watson, E.B., 2001. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, v. 172, p. 5-24.
- Cherniak, D.J. and Watson, E.B., 2003. Diffusion in zircon. *Revs. Mineral. Geochem.*, v. 53, p. 113–143.
- Clark, D.A., 1983. Comments on magnetic petrophysics. *Bulletin of the Australian Society of Exploration Geophysicists*, v. 14, no. 2, p. 49 – 62.
- Collombat, H., Rochette, P. and Kent, D.V., 1993. Detection and correction of inclination shallowing in deep sea sediments using the anisotropy of

- anhysteretic remanence. *Bull. Soc. geol. France*, t. 164, no. 1, p. 103-111.
- Cox, A. and Doell, R.R., 1960. Review of paleomagnetism. *Bulletin of the geological society of America*, v. 71, p. 645-768.
- Creer, K.M., 1967. Thermal demagnetization by the continuous method. In: Collinson, D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K. (Eds.), *Methods in Palaeomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, p. 287-295.
- Creer, K.M., 1968. Paleozoic paleomagnetism. *Nature*, v. 219, p. 246-250.
- Crisan, O., Crisan, A.D., Skorvanek, I. and Kovac, J., 2009. Magnetism and Structural Phase Transformation in Fe/Fe oxide Nanopowders. The 13th International Conference on Rapidly Quenched and Metastable Materials IOP Publishing. *Journal of Physics: Conference Series*, v. 144, abstr. 012027.
- Darken, L.S. and Gurry, R.W., 1946. The system iron-oxygen: II. *J. Amer. Chem. Soc.*, v. 68, p. 798-816.
- Davies, M.H., Simnad, M. T. and Birchenall, C.E., 1951. On the Mechanism and Kinetics of Scaling of Iron. *J. Metals*, v. 3, p. 889-896.
- Davis, D.J., 1997. U-Pb zircon and rutile ages from granulite xenoliths in the Slave province: evidence for mafic magmatism in the lower crust coincident with Proterozoic dike swarms. *Geology*, v. 25, p. 343-346.
- Day, R., 1977. TRM and its variation with grain size. *J. Geomagn. Geoelectr.*, v. 29, p. 233-265.
- Dekkers, M.J. and Linssen, J.H., 1989. Rockmagnetic properties of fine-grained natural low-temperature haematite with reference to remanence acquisition mechanisms in red beds. *Geophysical Journal International*, v. 99, iss. 1, p. 1-18.
- Dolinsky, P., Funaki, M., Yamazaki, A., Ishikawa, N. and Matsuda, T., 2002. The results of magnetic surveys at Mt. Riiser-Larsen, Amundsen Bay, Enderby Land, East Antarctica, by the 42nd Japanese Antarctic Research Expedition. *Polar Geoscience*, v. 15, p. 80-88.
- Dunlop, D.J., 1981. The rock magnetism of fine particles. *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 26, p. 1-26.
- Dunlop, D.J., 2009. Continuous and stepwise thermal demagnetization: are they equivalent? *Geophys. J. Int.*, v. 177, no. 3, p. 949-957.
- Dunlop, D.J. and Buchan, K.L., 1977. Thermal remagnetization and the paleointensity record of metamorphic rocks. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 13, iss. 4, p. 325-331.
- Dunlop, D.J. and Özdemir, Ö., 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Dunlop, D.J. and Özdemir, Ö., 2001. Beyond Néel's theories: thermal demagnetization of narrow-band partial thermoremanent magnetizations. *Phys. of the Earth and Plan. Inter.*, v. 126, p. 43-57.
- Dunlop, D.J. and Schutts, L.D., 1983. Proterozoic magnetic overprinting and tectonics of the Laurentian Shield. *Geological Society of America Memoir*, v. 161, p. 35-46, Boulder, Colorado.
- Dunlop, D.J. and Xu, S., 1994. Theory of partial thermoremanent magnetization in multidomain grains: 1. Repeated identical barriers to wall motion (single microcoercivity). *Journal of Geophysical Research*, v. 99, iss. B5, p. 9005-9023.
- Ekstrand, E.J. and Butler, R.F., 1989. Paleomagnetism of the Moenave Formation: Implications for the Mesozoic North American apparent polar wander path. *Geology*, v. 17, p. 245-248.
- Eldholm, O. and Coffin, M.F., 2000. Large igneous provinces and plate tectonics. In: M.A. Richards, R.G. Gordon, and R.D. van der Hilst, (eds.), *The History and Dynamics of Global Plate Motions*. American Geophysical Union Geophysical Monograph 121. American Geophysical Union, Washington, D.C, p. 309-326.
- Eppelbaum, L., Kutasov, I. and Pilchin, A., 2014. *Applied Geothermics*. Springer, 751p.
- Eppelbaum, L.V. and Pilchin, A.N., 2006. Methodology of Curie discontinuity map development for regions with low thermal characteristics: An example from Israel. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, v. 243, no. 3-4, p. 536-551.
- Evans, D.A.D. and Pisarevsky, S.A., 2008. Plate tectonics on early Earth? Weighing the paleomagnetic evidence. In: Condie, K.C. and Pease, V., (eds.), *When did plate tectonics begin on planet Earth?: Geological Society of America Special Paper 440*, p. 249-263.
- Frankel, H.R., 2012a. *The Continental Drift Controversy: Volume I: Wegener and the Early Debate*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 625p.
- Frankel, H.R., 2012b. *The Continental Drift Controversy, Volume 2. Paleomagnetism and Confirmation of Drift*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Genuzio, F., Sala, A., Schmidt, Th., Menzel, D. and Freund, H.-J., 2014. Interconversion of  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> Thin films: mechanisms, morphology, and evidence for unexpected substrate participation. *J. Phys. Chem. C*, v. 118, p. 29068-29076.
- Glinka, N.L., 1985. *General chemistry*. 24th edition corrected. Leningrad, Khimiya, 731p. (in Russian).
- Green D.H. and Ringwood, A.E., 1972. A Comparison of Recent Experimental Data on the Gabbro-Garnet Granulite- Eclogite Transition. *The Journal of Geology*, v. 80, no. 3, p. 277-288.
- Greenwood, N.N. and Earnshaw, A., 1997. *Chemistry of the Element (2nd ed.)*. Oxford: Butterworth-Heinemann.
- Griscom, D. L., 1975. On the high-temperature stability

- of magnetite: Implications for lunar soil magnetism. Proc. Lunar Sci. Conf. 6th, p. 3081-3089.
- Grønvold, F., Stølen, S., Tolmach, P. and Westrum (Jr.), E.F., 1993. Heat capacities of the wüstite  $\text{Fe}_{0.9379}\text{O}$  and  $\text{Fe}_{0.9254}\text{O}$  at temperatures T from 5K to 350K, Thermodynamics of the reaction:  $x\text{Fe}(s) + (1/4)\text{Fe}_3\text{O}_4(s) = \text{Fe}_{0.7500} + x\text{O}(s) = \text{Fe}_{1-y}\text{O}(s)$  at  $\approx 850$  K, and properties of  $\text{Fe}_{1-y}\text{O}(s)$  to  $T=1000$  K. Thermodynamics of formation of wüstite. J. Chem. Thermodyn., v. 25, p. 1089- 1117.
- Gubbins, D. and Herrero-Bervera, E. (eds.), 2007. Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. Springer, Dordrecht, The Netherlands.
- Gunn, P.J. and Dentith, M.C., 1997. Magnetic responses associated with mineral deposits. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, v. 17, no. 2, p. 145-158.
- Harrison, R.J. and Putnis, A., 1999. The magnetic properties and crystal chemistry of oxide spinel solid solutions. Surveys in Geophysics, v. 19, p. 461-520.
- Hattori, I. and Hirooka, K., 1979. Paleomagnetic results from Permian greenstones in central Japan and their geologic significance. Tectonophysics, v. 57, iss. 2-4, p. 211-235.
- Heaman, L.M., 1997. Global mafic volcanism at 2.45 Ga: remnants of an ancient large igneous province? Geology, v. 25, p. 299-302.
- Heunemann, Ch., 2003. Direction and intensity of Earth's magnetic field at the Permo-Triassic boundary: A geomagnetic reversal recorded by the Siberian Trap Basalts, Russia. Ph.D. thesis. Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Hill, M., 2000. The Microwave Palaeointensity Technique and its Application to Lava, Ph D. Thesis, Geomagnetism Labor., Dept. of Earth Science, Liverpool Univ.
- Hoashi, M., Bevacqua, D.C., Otake, T., Watanabe, Y., Hickman, A.H., Utsunomiya, S. and Ohmoto, H., 2009. Primary haematite formation in an oxygenated sea 3.46 billion years ago. Nature Geoscience, v. 2, p. 301 – 306.
- Holland, H.D., 1984. The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans. Princeton Univ. Press, Princeton.
- Huston, D.L. and Logan, G.A., 2004. Barite, BIFs and bugs: evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. Earth Plan. Sci. Lett., v. 220, p. 41-55.
- IAGA, 2010. International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation. International Association of Geomagnetism and Aeronomy Working Group V-MOD (Finlay, C.C., Maus, S., Beggan, C.D., Bondar, T.N., Champodut, A., Chernova, T.A., Chulliat, A., Golovkov, V.P., Hamilton, B., Hamoudi, M. Holme, R., Hulot, G., Kuang, W., Langlais, B., Lesur, V., Lowes, F.J., Lühr, H., Macmillan, S., Manda, M., McLean, S., Manoj, C., Menvielle, M., Michaelis, I., Olsen, N., Rauberg, J., Rother, M., Sabaka, T.J., Tangborn, A., Tøffner-Clausen, L., Thébaud, E., Thomson, A.W.P., Wardinski, I., Wei, Z. and Zvereva, T.I.), Geophys. J. Int., v. 183, p. 1216–1230.
- Ikornikova, N.Yu., 1960. Crystallization of magnetite and formation of hydrocarbons in the system  $\text{CaCO}_3\text{-NaCl-H}_2\text{O-Fe}$  by high temperature and pressure. Dokl. AN USSR, v. 130, no. 3, p. 610-612. (in Russian)
- Ilyin, A.V., 2009. Neoproterozoic banded iron formations. Lithology and Mineral Resources, v. 44, iss. 1, p. 78-86.
- Inozemtsev, I., 2014. Land-based vector magnetic survey of a BIF-hosted iron ore deposit, Mary River, Baffin Island, Nunavut. Master of Science thesis, McMaster University, Hamilton, Canada.
- Isley, A.E., 1995. Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formation, J. Geol., v. 103, p. 169-185.
- Isley, A.E. and Abbott, D.H., 1999. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation. J. Geophys. Res., v. 104, B7, p. 15461-15477.
- Ito, K. and Kennedy, G.C., 1971. An experimental study of the basalt-garnet granulite-eclogite transition, in: Heacock, J.G. (ed.), The structure and physical properties of the Earth's crust, Geophys. Monogr. Ser., v. 14, p. 303–314, AGU, Washington, D.C.
- Ivchenko, A., 2015. Photo Ukraini, Iron ore deposits of the Ukraine. <http://www.photoukraine.com/russian/articles?id=171>, Accessed on June 23, 2015.
- James, H.L., 1983. Distribution of banded iron formation in space and time. In: Trendall, A.F. and Morris, R.C. (eds.), Iron- formation facts and problems, Elsevier, Amsterdam, p. 471-490.
- James, P.M., 2010. New concepts and the paths ahead. New Concepts in Global Tectonics Newsletter, no. 55, p. 3-5.
- Jankowski, J. and Sucksdorff, Ch., 1996. Guide for magnetic measurements and observatory practice. International Association of Geomagnetism and Aeronomy. Warsaw, Poland. 238p.
- Kasting J.F. and Donahue, T.M., 1980. The evolution of atmospheric oxygen. J. Geophys. Res., v. 85, p. 3255-3263.
- Kato, Y., Suzuki, K., Nakamura, K., Hickman, A.H., Nedachi, M., Kusakabe, M., Bevacqua, D.C. and Ohmoto, H., 2009. Hematite formation by oxygenated groundwater more than 2.76 billion years ago. Earth Planet. Sci. Lett., v. 278, iss. 1–2, p. 40-49.
- Kechra, F., Vandamme, D. and Rochette, P., 2003. Tertiary remagnetization of normal polarity in

- Mesozoic marly limestones from SE France. *Tectonophysics*, v. 362, nos. 1-4, p. 219-238.
- Khramov, A.N. (ed.), 1982. *Paleomagnetiligiya*. Leningrad, Nedra, 312p. (in Russian)
- Klein, C., 2005. Some Precambrian banded iron formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *Amer. Mineral.*, v. 90, p. 1473-1499.
- König, I., Haeckel, M., Drodt, M., Suess, E. and Trautwein, A.X., 1999. Reactive Fe(II) layers in deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 63, p. 1517-1526.
- König, I., Lougear, A., Bruns, P., Grützner, J., Trautwein, A.X. and Dullo, W.-C., 2000. Iron oxidation in sediment cores (Site 1062) during six months of storage in the Ocean Drilling Program archive. In: Keigwin, L.D., Rio, D., Acton, G.D. and Arnold, E. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, v. 172, p. 1-11.
- Kono, M., 2015. Geomagnetism: An introduction and overview. In: Kono, M. (ed.), *Treatise on Geophysics*, second edition, V. 5, Geomagnetism, Ch. 5.01, p. 1-31, Elsevier, Oxford, UK.
- Krása, D., Shcherbakov, V.P., Kunzmann, T. and Petersen, N., 2005. Self-reversal of remanent magnetization in basalts due to partially oxidized titanomagnetites. *Geoph. J. Int.*, v. 162, no. 1, p. 115-136.
- Kulikov, K.A. and Sidorenkov, N.C., 1977. *The planet Earth*. 2nd edition. Moscow, Nauka, 192p. (in Russian)
- Kurepin, V.A., 1975. Activity of components, thermodynamic characteristics of reactions and phase equilibrium in system Fe-O by high temperature and pressure. *Geokhimiya*, 10, p. 1475-1483 (in Russian).
- Kutz, M. (ed.), 2005. *Handbook of environmental degradation of materials*. William Andrew, New York.
- Kutas, R.I., 1978. *Field of Heat Flows and Thermal Model of Earth Crust*. Naukova Dumka, Kiev, 146p. (in Russian).
- Kuznetsov, V.V., 1990. *Physics of the Earth and of the Solar System*. Novosibirsk: Institute of Geology and Geophysics, Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences. 216p. (in Russian)
- Lang, K.R., 2011. *The Cambridge Guide to the Solar System*. Second edition. Cambridge University Press. New York, USA. Larson, E., Walker, T., Patterson, P., Hoblitt, R. and Rosenbaum, J., 1982. Paleomagnetism of the Moenkopi Formation, Colorado Plateau: basis for long-term model of acquisition of chemical remanent magnetism in red beds. *J. Geophys. Res.*, v. 87, p. 1081-1106
- Lepp, H., 1957. Stages in the oxidation of magnetite. *The American Mineralogist*, v. 42, p. 679- 681.
- Li, Y.-X., Wang, Sh., Fu, Sh. and Jiao, W., 2014. Recognizing the threshold magnetic anisotropy for inclination shallowing: implications for correcting inclination errors of sedimentary rocks. *Front. Earth Sci*, v. 2, iss. 8, p. 1-17. <http://dx.doi.org/10.3389/feart.2014.00008>
- Lide, D.R. (ed.), 2004. *Handbook of Chemistry and physics*, 85th edition, CRC Press,
- Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of Geophysics*. Second edition. Cambridge University press, New York, USA.
- Martin, D.M., Li, Z.X., Nemchin A.A. and Powell, C.M., 1998. A pre-2.2 Ga age for giant hematite ores of the Hamersley Province Australia? *Econ. Geology*, v. 93, p. 1084-1090.
- Matzka, J., Krasa, D., Kuzmann, T.H., Schult, A. and Petersen, N., 2003. Magnetic state of 10-40 Ma old ocean basalts and its implications for natural remanent magnetization. *Earth Plan. Sci. Lett.*, v. 206, no. 3-4, p. 541-553.
- Mazo-Zuluaga, J., Barrero, C.A., Díaz-Terán, J. and Jerez, A., 2003. Thermally induced magnetite-haematite transformation. *Hyperfine Interactions*, no. 148-149, p. 153-160.
- Mazurov, A.K., Boyarko, G.Yu., Anan'ev, A.A. and Emeshev, V.G., 2005. Perspectives of exploration of iron-ore deposits of Tomsk province. *Mineral resources of Russia. Economics and management*, no. 5, p. 16-20. (in Russian)
- McClelland, E. and Sugiura, N., 1987. A kinematic model of TRM acquisition in multidomain magnetite. *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 46, p. 9-23.
- McElhinny, M. W. and McFadden, Ph. L., 2000. *Paleomagnetism: Continents and Oceans*. International geophysics series, v. 73. Academic Press, San Diego, California, USA.
- McEnroe, S.A., Brown, L.L. and Robinson, P., 2004. Earth analog for Martian magnetic anomalies: remanence properties of hemo-ilmenite norites in the Bjerkreim-Sokndal intrusion, Rogaland, Norway. *Journal of Applied Geophysics*, v. 56, p. 195- 212.
- McKnight, E.T., 1940. *Geology of area between Green and Colorado Rivers, Grand and San Juan counties Utah*. Geological Survey Bulletin 908. United States Government Printing Office, Washington, D.C., 147p.
- Medvedeva, O.A., Kalutskiy, P.V., Zhilyaeva, A.V., Besedin, A.V., Klimov, L.G. and Abdul'kader, N.M., 2011. Comparative characteristic of etiological structure disbakterioza population of different age groups, living in regions with different values of magnetic field intensity. *Izvestiya Samara Science Center of Russian Academy of Sciences*, v. 13, no. 1(7), p. 1737-1741. (in Russian)
- Meert, J.G. and Torsvik, T.H., 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited.

- Tectonophysics, v. 375, iss. 1–4, p. 261–288.
- Meert, J.G. and Van Der Voo, R., 1996. Paleomagnetic and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Study of the Sinyai Dolerite, Kenya: Implications for Gondwana Assembly. *The Journal of Geology*, v. 104, no. 2, p. 131-142.
- Merrill, R.T., 1977. The demagnetization field of multidomain grains. In: D.J. Dunlop (ed.), *Origin of Thermoremanent Magnetization*. *Adv. Earth Planet. Sci.*, v. 1, p. 53-60. Center for Academic Publications Japan, Japan Scientific Societies Press, Tokyo, Japan.
- Merrill, R. and McElhinny, M.W., 1983. *The Earth's magnetic field: Its history, origin, and planetary perspective*. Academic press. New York, New York, USA.
- Merrill, R., McElhinny, M.W. and McFadden, P.L., 1996. *The Magnetic Field of the Earth*. San Diego, CA: Academic Press.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W. and McFadden, P.L., 1998. *The magnetic field of the earth: paleomagnetism, the core, and the deep mantle*. Academic Press.
- Meyerhoff, A.A., 1970. Continental drift: implications of paleomagnetic studies, meteorology, physical oceanography, and climatology. *Journal of Geology*, v. 78, p. 1-51.
- Meyerhoff, A.A. and Meyerhoff, H.A., 1972. The new global tectonics: age of linear magnetic anomalies of ocean basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 56, p. 337-359.
- Meyerhoff, A.A., Taner, I., Morris, A.E.L., Agocs, W.B., Kamen-Kaye, M., Bhat, M.I., Smoot, N.C. and Choi, D.R., 1996. *Surge Tectonics: A New Hypothesis of Global Geodynamics*. Meyerhoff Hull, D. (Ed.). Springer.
- Mining Global, 2014. Top 10: Iron ore mines based on proven and probable reserves. <http://www.miningglobal.com/top10/1126/Top-10:-Iron-Ore-Mines-Based-on-Proven-and-Probable-Reserves>. Accessed on June 21, 2015.
- Mining-technology.com, 2014. The world's biggest iron ore mines. <http://www.mining-technology.com/features/featurethe-worlds-11-biggest-iron-ore-mines-4180663/> Accessed on June 23, 2015.
- MIT, 2015. Massachusetts Institute of Technology, *The Magnetic Field of the Earth*, Ch. 3, p. 67-116. [http://www-gpsg.mit.edu/12.201\\_12.501/BOOK/chapter3.pdf](http://www-gpsg.mit.edu/12.201_12.501/BOOK/chapter3.pdf). Accessed on June 17, 2015.
- Möller, A., O'Brien, P.J., Kennedy, A. and Kröner, A., 2002. Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, iss. 8, p. 727– 740.
- Morozova, T.G., Pobedina, M.P., Polyak, G.B., Shoshov, S.S., Barmenkova, N.A., Borzov, S.M., Semikina, G.Yu., Shubtsova, L.V., Pil'neva, T.G., Znamenskiy, G.V. and Ural'skaya, E.M., 1998. *Regional economics. Textbook for Vuzov, UNITI*. (in Russian)
- Mussett, A.E. and Aftab Khan, M., 2000. *Looking into the Earth: An introduction to geological geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Muundjua, M., Hart, R.J., Gilder, S.A., Carporzen, L. and Galdeano, A., 2007. Magnetic imaging of the Vredefort impact crater, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 261, p. 456–468.
- Myers, J. and Eugster, H. P., 1983. The system Fe-Si-O: Oxygen buffer calibrations to 1,500K. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 82, p. 75-90.
- Nagata, T., 1961. *Rock magnetism*. Maruzen Co., Tokyo, 350p.
- Nazarova, E. A. and Gonikberg, V. E., 1984. Magnetic characteristics of hyperbasites from North-West part of Sengilen Precambrian massif. *Geology and Geophysics*, no. 6, p. 49-55. (in Russian)
- Néel, L., 1949. Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec application aux terres cuites, *Ann. Géophys.*, v. 5, p. 99-136.
- Néel, L., 1955. Some theoretical aspects of rock magnetism. *Advances in Physics*, v. 4, p. 191–243.
- Nishitani, T. and Kono, M., 1983. Curie temperature and lattice constant of oxidized titanomagnetite. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, v. 74, p. 585-600.
- Nowaczyk, N.R., Arz, H.W., Frank, U., Kind, J. and Plessen. B., 2012. Dynamics of the Laschamp geomagnetic excursion from Black Sea sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 351-352, p. 54-69.
- Oberhänsli, R., Bousquet, R., Engi, M., Goffé, B., Gosso, G., Handy, M., Höck, V., Koller, F., Lardeaux, J.-M., Polino, R., Rossi, P., Schuster, R., Schwartz, S. and Spalla, M.I., 2004. Metamorphic structure of the Alps. In: *Explanatory note to the map "Metamorphic structure of the Alps"*, Commission for the Geological Map of the World, Paris.
- Olson, P. and Amit, H., 2006. Changes in earth's dipole. *Naturwissenschaften*, v. 93, p. 519–542. Oxford dictionary, 2015. *Paleomagnetism*. Oxford University Press
- O'Reilly, W., 1984. *Rock and Mineral Magnetism*. Blackie & Son Ltd. Glasgow, UK. 220p.
- Otofujii, Y., Uno, K., Higashi, T., Ichikawa, T., Ueno, T., Mishima, T. and Matsuda, T., 2000. Secondary remanent magnetization carried by magnetite inclusions in silicates: a comparative study of unremagnetized and remagnetized granites. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, v. 180, nos. 3–4, p. 271-285.
- Park, J.K., 1983. *Paleomagnetism for geologists*. Geoscience Canada, v. 10, no. 4, p. 180-188.
- Parker, C.B., 1994. *McGraw Hill Encyclopaedia of Physics (2nd Edition)*, McGraw-Hill, 1624p.

- Patnaik, P., 2003. Handbook of Inorganic Chemicals. McGraw-Hill, New York, NY, USA.
- Pechersky, D.M., Bagin, V.I., Brodskaya, S.Yu. and Sharonov, Z.V., 1975. Magnetism and 26 Conditions of Generation for Igneous Mountainous Rocks. Nauka, Moscow (in Russian).
- Petrini, K. and Podladchikov, Yu., 2000. Lithospheric pressure–depth relationship in compressive regions of thickened crust. *Jour. of Metamorph. Geol.*, v. 18, p. 67-78.
- Pilchin, A.N., 2011. Magnetite: The Story of the Mineral's Formation and Stability. In: Dawn M. Angrove (Ed.) Magnetite: Structure, Properties and Applications. Nova Science Publishers, New York, Ch. 1, p. 1-99.
- Pilchin, A.N. and Eppelbaum, L.V., 1997. Determination of the lower edges of magnetized bodies by using geothermal data. *Geophys. J. Int.*, v. 128, p. 167-174.
- Pilchin, A.N. and Eppelbaum, L.V., 2004. On the stability of ferrous and ferric iron oxides and its role in rocks and rock- forming minerals stability. *Scientific Israel*, v. 6, no. 3-4, p. 119-135.
- Pilchin, A.N. and Eppelbaum, L.V., 2006. Iron and Its Unique Role in Earth Evolution. Monograph, Mexican Geophys. Soc. 9, National Univ. of Mexico, 68p.
- Pilchin, A.N. and Eppelbaum, L.V., 2007. Stability of iron oxides and their role in the formation of rock magnetism. *Acta Geophysica*, v. 55, no. 2, p. 133-153.
- Pilchin, A.N. and Eppelbaum, L.V., 2009. The Early Earth and Formation of the Lithosphere. In: Anderson, J.E. and Coates, R.W. (eds.), *The Lithosphere: Geochemistry, Geology and Geophysics*. Nova Science Publishers, New York, Ch. 1, p. 1- 68.
- Pilchin, A.N. and Eppelbaum, L.V., 2012. The Early Earth Formation and Evolution of the Lithosphere in the Hadean - Middle Archean. In: Sato, F. and Nakamura, Sh. (Eds.) *Encyclopedia of Earth science research*, v. 1, Ch. 1, p. 1-93.
- Pilchin, A.N. and Khesin, B.E., 1981. On possible nature of the magnetoactive bodies of bottom edges. *Applied Geophysics*, v. 92, p. 123-127 (in Russian).
- Pilchin, M. and Pilchin, A., 1998. Instability of some iron containing minerals under low temperature conditions, 17th General Meet. Of Intern. Mineralogical Assoc., Toronto, Program with Abstracts, A24.
- Pokhil, T.G. and Moskowit, B.M., 1997. Magnetic domains and domain walls in pseudo-single-domain magnetite studied with magnetic force microscopy. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, is. B10, p. 22681–22694.
- Posth, N.R., Konhauser, K.O. and Kappler, A., 2011. Banded iron formations. *Encyclopedia of Geobiology*. Encyclopedia of Earth Sciences Series, p. 92-103.
- Pratt, D., 2000. Plate Tectonics: A paradigm under threat. *Journal of Scientific Exploration*, v. 14, no. 3, p. 307–352.
- Pratt, D., 2013. Paleomagnetism, plate motion and polar wander. *NCGT Journal*, v. 1, no. 1, p. 66-152.
- Presman, A.S., 1968. Electromagnetic fields and live nature. Moscow, Nauka, 287 p. (in Russian)
- Rasmussen, Th.M. and Thorning, L., 1999. Airborne geophysical surveys in Greenland in 1998. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, v. 183, p. 34–38.
- Prévo, M., Derder, M., McWilliams, M.M. and Thompson, J., 1990. Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mesozoic dipole low, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 97, p.129-139.
- Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K.L. and Dunlop, D.J., 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 28, p. 133–143.
- Razin'kova, N.S., Kalutskiy, P.V. and Besedin, A.V., 2005. Influence of magnetic field on fagotsetarnuyu activity of new born rats. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*, no. 8, p. 89-90. (in Russian).
- Redl, F.X., Black, C.T., Papaefthymiou, G.C., Sandstrom, R.L., Yin, M., Zeng, H., Murray, Ch.B. and O'Brien, S.P., 2004. Magnetic, Electronic, and Structural Characterization of Nonstoichiometric Iron Oxides at the Nanoscale. *J. Amer. Chem. Soc.*, v. 126, p. 14583-14599.
- Rey, P. F., Philippot, P. and Thébaud, N., 2003. Contribution of mantle plumes, crustal thickening and greenstone blanketing to the 2.75–2.65 Ga global crisis. *Precamb. Res.*, v. 127, no. 1-3, p. 43-60.
- Rezanov, I.A., 1968. Paleomagnetism and continental drift. *International Geology Review*, v. 10, p. 765-776.
- Rochette, P. and Vandamme, D., 2001. Pangea B: an artifact of incorrect paleomagnetic assumptions? *Annali di geofisica*, v. 44, no. 3, p. 649-658.
- Roy, J.L., 1983. Paleomagnetism of the North American Precambrian: a look at the data base. *Precambrian Research*, v. 19, p. 319-348.
- Salter, R.S. and Wyslouzil, D.M. and McDonald, G.W. (eds.), 1987. Proceedings of the International Symposium on gold metallurgy, Vol. 1, Proceedings of the Metallurgical Society of the Canadian Institute of Mining. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Pergamon press. New York, USA.
- Sattel, D. and Witherly, K., 2015. The analysis of ZTEM data across the Humble magnetic anomaly, Alaska. *Exploration Geophysics*, v. 46, no. 1, p. 19-26.
- Schmidt, P.W. and Embleton, B.J.J., 1976. Paleomagnetic results from sediments of the Perth Basin, Western Australia, and their bearing on the timing of regional lateritization. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 19, p. 257-273.
- Sharma, V.K., Klingelhofer, G. and Nishida, T. (eds.), 2013. *Mössbauer Spectroscopy: Applications in*

- Chemistry, Biology, and Nanotechnology. John Wiley & Sons, Inc, Hoboken, New Jersey.
- Shau, Y.-H., Torii, M., Horng, C.-S. and Liang, W.-T., 2004. Magnetic properties of mid-oceanridge basalts from Ocean Drilling Program Leg 187. In: Pedersen, R.B., Christie, D.M. and Miller, D.J. (eds.). Proc. ODP, Sci. Results, v. 187, 25p.
- Shcherbakova, V.V., Zhidkov, G.V., Shcherbakov, V.P., Latyshev, A.V. and Fetisova, A.M., 2015. Verifying the Mesozoic dipole low hypothesis by the Siberian trap data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, v. 51, iss. 3, p. 362-382.
- Schmidt, P.W., McEnroe, S.A., Clark, D.A. and Robinson, P., 2007. Magnetic properties and potential field modeling of the Peculiar Knob metamorphosed iron formation, South Australia: An analog for the source of the intense Martian magnetic anomalies?, *J. Geophys. Res.*, v. 112, B03102.
- Schneider, D. and Kent, D.V., 1990. The time-averaged paleomagnetic field, *Rev. Geophys.*, v. 18, p. 71-96.
- Shau, Y.-H., Torii, M., Horng, C.-S. and Liang, W.-T., 2004. Magnetic properties of mid-oceanridge basalts from Ocean Drilling Program Leg 187. In: Pedersen, R.B., Christie, D.M. and Miller, D.J. (eds.), Proc. ODP, Sci. Results, v. 187, p. 1-25.
- Shull, R.D., Cline, J.P., Baker, I. and Liu, F., 1996. Identification of a high temperature magnetic phase transition in ball- milled nanocrystalline Fe-Cu Alloys. *J. Appl. Phys.*, v. 79(8), p. 6028-6030.
- Singh, V.P., Singh, C.P., Agarwal, B.N.P. and Shanker, D., 2003. Analyses of total magnetic anomalies over the northeastern marginal part of Deccan Traps and adjoining areas of central India. *Acta geophysica Polonica*, v. 51, no.2, p. 165-177.
- Stamatakos, J., Van der Voo, R., van der Pluijm, B., Potts, St. and Torsvik, T., 1994. Comment on: 'Early Silurian palaeolatitude of the Springdale Group redbeds of central Newfoundland: a palaeomagnetic determination with a remanence anisotropy test for inclination error' by Hodych, J.P. & Buchan, K.L. *Ceophys. J. Int.*, v. 119, p. 1009-1013.
- Stacey, F.D., 1962. A generalized theory of thermoremanence, covering the transition from single domain to multi-domain magnetic grains. *Philos. Mag.*, v. 7, p. 1887-1900.
- Sternberg, R.S., 1982. Archaeomagnetic Secular Variation of Direction and Paleointensity in the American Southwest. Ph.D. dissertation, University of Arizona. University Microfilms, Ann Arbor.
- Storetvedt, K.M. and Carmichael, C.M., 1979. Resolution of superimposed magnetizations in the Devonian John O'Groats Sandstone, North Scotland. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 58, iss. 3, p. 769-784.
- Storetvedt, K.M., Tveit, E., Deutsch, E.R. and Murthy, G.S., 1990. Multicomponent magnetizations in the Foyers Old Red Sandstone (northern Scotland) and their bearing on lateral displacements along the Great Glen Fault. *Ceophys. J. Int.*, v. 102, p. 151-163.
- Strik, G., de Wit, M.J. and Langereis, C.G., 2007. Palaeomagnetism of the Neoproterozoic Pongola and Ventersdorp Supergroups and an appraisal of the 3.0-1.9 Ga apparent polar wander path of the Kaapvaal Craton, Southern Africa. *Precambrian Research*, v. 153, p. 96-115.
- Svetov, S.A. and Smolkin, V.F., 2003. Model P-T Conditions of High-Magnesia Magma Generation in the Precambrian of the Fennoscandian Shield. *Geochemistry Int.*, v. 41, no. 8, p. 799-811.
- Tanaka, H. and Kono, M., 2002. Paleointensities from a Cretaceous basalt platform in Inner Mongolia, northeastern China. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, v. 133, no. 1-4, p. 147-157.
- Tauxe, L., 2002. *Paleomagnetic Principles and Practice, Volume 1*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, The Netherlands.
- Tauxe, L., 2005. Inclination flattening and the geocentric axial dipole hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 233, p. 247- 261.
- Tauxe, L., 2010. *Essentials of paleomagnetism*. Berkeley: University of California Press. 489p.
- Tauxe, L. and Kent, D.V., 1984. Properties of a detrital remanence carried by hematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments, *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, v. 77, p. 543-561.
- Tauxe, L. and Kent, D.V., 2004. A Simplified Statistical Model for the Geomagnetic Field and the Detection of Shallow Bias in Paleomagnetic Inclinations: Was the Ancient Magnetic Field Dipolar? Timescales of the Paleomagnetic Field, *Geophysical Monograph Series 145*, the American Geophysical Union, p. 101-115.
- Tauxe, L., Kent, D.V. and Opdyke, N.D., 1980. Magnetic components contributing to the NRM of Middle Siwalik red beds, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 47, p. 279-284.
- Tauxe, L. and Opdyke, N.D., 1982. A time framework based on magnetostratigraphy for the Siwalik sediments of the Khaur area, Northern Pakistan. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, v. 37, p. 43-61.
- Thellier, E., 1938. Sur l'aimantation des terres cuites et ses application geophysiques. Paris, *Ann. Inst. Phys. Globe*, v. 16, p. 157-302.
- Thellier, E. and Thellier, O., 1941. Sur les variations thermiques de l'aimantation thermoremanente des terres cuites. Paris, *C.R. Acad. Sci.*, p. 59-61.
- Thellier, E. and Thellier, O., 1959. Sur l'intensite terrestre dans le passe historique et geologique. *Ann. Geophys.*,

- v. 15, p. 285-376.
- Thomas, J.C., Lanza, R., Kazansky, A., Zykin, V., Semakov, N., Mitrokhin, D. and Delvaux, D., 2002. Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implications for central Asia. *Tectonophysics*, v. 351, p. 119-137.
- Tokumitsu, K. and Nasu, T., 2001. Preparation of lamellar structured  $\alpha$ -Fe/Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> complex particle by thermal decomposition of wüstite. *Scripta Materialia*, v. 44, p. 1421-1424.
- Torsvik, T.H., Sturt, B.A., Ramsay, D.M. and Vetti, V., 1987. The tectono-magnetic signature of the Old Red Sandstone and pre-Devonian strata in the Hasteinen area, Western Norway, and implications for the later stages of the Caledonian orogeny. *Tectonics*, v. 6, no. 3, p. 305-322.
- Torsvik, T.H., Sturt, B.A. and Ramsay, D.M., 1989. On the origin and the tectonic implications of magnetic overprinting of the Old Red Sandstone, Shetland. *Geophys. J. Int.*, v. 99, p. 749-759.
- Torsvik, T.H. and Sturt, B.A., 1988. Multiphase magnetic overprints in the Moine Thrust Zone. *Geol. Mag.*, v. 125, no. 1, p. 63-82.
- Trainer, F.W., 1966. Geological survey research 1966. Geological survey professional paper 550, Chapter A. United States government printing office, Washington, D. C.
- Trench, A., Bluck, B.J. and Watts, D.R., 1988. Palaeomagnetic studies within the Ballantrae Ophiolite; southwest Scotland: magnetotectonic and regional tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, iss. 4, p. 431-448.
- Tretyakov, Yu.D., 1967. Thermodynamics of ferrites. Khimiya Publ., Leningrad (in Russian).
- Turner, P., Vaughan, D.J. and Tarling, D.H., 1978. Palaeomagnetic and mineralogical studies of Devonian lacustrine sediments from Caithness, Scotland. *Phys. Earth planet. Int.*, v. 16, p. 73-83.
- Umeki, S., 1982. Process for producing iron oxide containing magnetite. United States Patent 4311684.
- Van Alstine, D.R. and Gillett, St.L., 1979. Paleomagnetism of Upper Precambrian sedimentary rocks from the Desert Range, Nevada. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, iss. B9, p. 4490-4500.
- Van der Voo, R., 1990. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, v. 184, p. 1-9.
- Van der Voo, R. and Torsvik, T.H., 2012. The history of remagnetization of sedimentary rocks: deceptions, developments and discoveries. In: Elmore, R.D., Muxworthy, A.R. and Aldana, M.M. (eds.), *Remagnetization and chemical alteration of sedimentary rocks*. Geological Society, Special publication, 371. Geological Society, London, p. 23-54.
- van Velzen, A.J. and Zijdeveld, J.D.A., 1992. A method to study alterations of magnetic minerals during thermal demagnetization applied to a fine-grained marine marl (Trubi formation, Sicily). *Geophysical Journal International*, v. 110, iss. 1, p. 79-90.
- Vlag, P., Alva-Valdivia, L., De Boer, C.B., González, S. and Urrutia-Fucugauchi, J., 2000. A rock- and paleomagnetic study of a Holocene lava flow in Central Mexico. *Phys. Earth Plan. Inter.*, v. 118, p. 259-272.
- Wacey, D., 2009. *Early Life on Earth: A Practical Guide*. Topics in Geobiology, v. 31, Springer, 274p.
- Walker, T.R., 1967. Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 78, p. 353-368.
- Walker, Th.R., Larson, E.E. and Hoblitt, R.P., 1981. Nature and origin of hematite in the Moenkopi Formation (Triassic), Colorado Plateau: A contribution to the origin of magnetism in red beds. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, iss. B1, p. 317-333.
- Watkins, N.D., Paster, T. and Ade-Hall, J., 1970. Variation of magnetic properties in a single deep-sea pillow basalt. *Earth Plan. Sci. Lett.*, v. 8, no. 4, p. 322-328.
- Wentworth, Ch.K., 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, v. 30, no. 5, p. 377-392.
- Wilson, J.T., 1990. On the building and classification of mountains, *Journal of Geophysical Research*, v. 95, B5, p. 6611- 6628.
- Wilson, R.L., 1970. Permanent aspects of the earth's non-dipole magnetic field over upper Tertiary times, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, v. 19, p. 417- 437.
- Wilson, R.L. and McElhinny, M.W., 1974. Investigation of the large scale palaeomagnetic field over the past 25 million years; eastward shift of the Icelandic spreading ridge, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, v. 39, p. 570-586.
- Yakubovskaya, N.Yu., Zaytseva, G.M. and Korovushkin, V.V., 1980. Phase transformation of iron hydro-oxides, *Izvestiya VUZ, Geology and Prospecting*, no. 2, p. 43-50 (in Russian).
- Young, G.M., 1991. The geologic record of glaciation: relevance to the climatic history of Earth. *Geosci. Can.*, v. 18, no. 3, p. 100-108
- Zijdeveld, J.D.A., 1967. AC demagnetization of rocks: analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K. (eds.), *Methods in Palaeomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, p. 245-286.
- Zhang, J., Zhao, Y., Wang, Y. and Uchida, T., 2002. Phase Transition and Effect of Defects on Thermal Expansion in Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>. APS User Activity Report.
- Zhou, W., Van der Voo, R., Peacor, D.R. and Zhang, Y., 2000. Variable Ti-content and grain size of

titanomagnetite as a function of cooling rate in very young MORB. *Earth Planet Sci. Letters*, v. 179, p. 1, 9-20.

Zhou, Y., Jin, X., Mukovskii, Y.M. and Shvets, I.V., 2004. Kinetics of oxidation of low-index surfaces of magnetite. *J. Phys. Condens. Matter*, v. 16, p. 1-12.

Zhu, R., Liu, Q. and Jackson, M.J., 2004. Paleoenvironmental significance of the magnetic fabrics in Chinese loess-paleosols since the last interglacial (6130 ka), *Earth and Plan. Sci. Lett.*, v. 221, p. 55-69..

---

## 熱マントルプルーム概念にもとづく島弧隣接凹地の形成にかんする可能な説明 Possible explanation for formation of adjacent depressions of island arcs based on the concept of thermal mantle plumes

**Alexandre B. Medvedev**

Russian Federal Nuclear Center – All-Russia Research Institute of Experimental Physics 607188,  
Sarov, Nizhniy Novgorod region, 37 Mira Avenue postmaster@ifv.vniief.ru

( 矢野 孝雄 [ 訳 ] )

---

**要旨**：島弧 [ 複数 ] の発生と沈水、および、それらの両縁にあつて、時間とともに拡大する2つの線状凹地の形成を説明する仮説が、初歩的な熱マントルプルーム概念に注目しながら考察される。このモデルにおける鉛直プルームは、上部マントル規模の高さを持ち、地殻下に達する位置にあり、環境 ( 温暖状態にある ) に比べて中程度に過熱された平均的環境よりも、より高密度である ( 重たい )。プルームは平均温度が上昇すると通常の挙動を示し、強く過熱された ( 高温 ) プルームは媒質よりも運動しやすくなる。上部マントルにおける過熱環境の鉛直柱は、プルームと同じ浮力特性を示す。プルーム柱の平均密度の複雑な挙動、ならびに、平均温度の上昇環境は、273Kにおけるよりも273 ~ 281Kの範囲においてより大きくなり、281K以上に過熱された場合よりも小さくなるという水の密度挙動に類似している。島弧の発生を、鉛直プレートという様式をとる高温プルームが地殻レベルに上昇した結果として考察する場合、顕著な密度異常がひきおこす事実は次のようなものである。プルーム-プレートと上部マントル物質の2つの境界に存在する平坦な熱波中をプルームからある媒質へ熱が輸送される過程で、プルームはしだいに冷却し、より高密度化 ( ある媒質の2つの境界面から始まる ) していく。この媒質は加熱作用によって温かい状態に加熱されるとともに、高密度化する。このような高密度化は、島弧の沈水、ならびに、2つの直線的境界凹地の形成と拡大を説明することができる。これらの凹地の規模は、 $\Delta x \sim (x')^{0.5}$  ( $\sim 10(t)^{0.5}$ ) ほどである。ここで  $\Delta x$  は km,  $t$  はプルーム上昇後の経過時間 ( $10^3$  y.),  $x \sim 0.01$  cm<sup>2</sup>/s). 累積沈降量は長時間の経過後に発生し、それは、プルームの沈降から、プルームが温かい高密度状態になるプルームによって加熱された媒質への転換に一致する。これらの諸過程の簡単なモデルは、初期温度 >281K の鉛直水プレートの水平冷却とみなされる1次元問題を解くことに相当する。水プレートは273 Kにおける水媒質中に設定される。研究されたモデルの諸版は、上昇境界面の運動のさまざまなモード ( 遠心モード、求心モード、無速度モード ) をとる可能性があり、初期実験パラメータに依存する中央プレート面の接合部の沈降に関わっている。モデル化に際しては、表面の全般的沈降が、接合部の最大凹地 ( 海溝の軸に相当 ) に隣接する地表のある限られた範囲に発生する。モデル化では、表面の全般的沈降期間に、接合部の最大沈降部に隣接してある有限の表面が最大深度まで沈水した後に、相対的に隆起しはじめる。その1つの効果は、クリル弧の島弧系の研究のためのモデル化に利用できることである。

**キーワード**：島弧、隣接凹地、上部マントル、熱マントルプルーム、熱波、熱膨張の負係数

(2015年12月15日受取, 2016年3月7日受理)

## 自然地磁気活動に関連しない地震動：北朝鮮の事例 Earthquakes unrelated to natural geomagnetic activity: A North Korean case

**Valentino Straser** : valentino.straser@alice.it Independent Researcher

**Gabriele Cataldi** : ltpaobserverproject@gmail.com Radio Emission Project, Rome

**Daniele Cataldi** : ltpaobserverproject@gmail.com Radio Emission Project, Rome

( 山内 靖喜 [ 訳 ] )

**要旨**：2009年に始まったイタリア、ローマのモニター基地での7月24日の電波異常モニターは、一般にM6より大きく、ときにはM5+のマグニチュードの潜在的破壊地震動のすべてに先だって特徴的な地磁気異常が起きることを示した。これらの変動は地球物理的な活動、とくに強い地震動に先立つ現象と関連している。北朝鮮で引き起こされた地震に関するマスコミによるニュースとweb上のニュースは、検出方法の信頼性を点検する機会を与えてくれた。北朝鮮の地震では前兆信号と結びついた異常が先立たなかったことをローマモニター基地によって記録されたデータ解析は示し、この事実は地球上のその他の観測によって確認された。この研究の結果は次の2点をはっきり示した。第一の点は潜在的破壊地震と関連する電波異常の検出の信頼性、第二の点はこの手法が人工地震動の発生をモニターするのに有効であることが判ったことである。

**キーワード**：誘発地震 *induced seisms*, 電波異常 *radio anomalies*, 地震前兆信号 *pre-seismic signals*, *ELF*, 潜在的破壊地震動 *potentially destructive earthquakes*

(2015年12月15日受取, 2016年3月7日受理)

### はじめに

誘発地震の研究は、前世紀の1967年インドのKoynaダム近くで起きた破壊的な地震動 (Gupta, 2002; Smirnov et al., 2014) について始められた。この粗石積みダムは地震活動を潜在的に受けない地域に作られ、貯水池築造後にM6.7の地震動を起こして終わった。破壊的な地震動とそれに先行した適度の地震活動は貯水池と連続する地震活動の間の潜在的な関連を経年的に確認する研究努力を起こした。これらと同じ年代に、デンバーにおいて、マグニチュードM4.5の地震動が普通には地震活動を受けない地域を襲い、ポンプで液体を地中に注入した後は地震活動は激しくなった。地質学者によれば、このことが地質断層の平衡を乱したのである (Hsieh and Bredehoeft, 1981)。RIS (James, 2000; James, 2014)、原油、ガスと鉱物の抽出、人類の活動および原子爆弾の実験によって起こされた誘発地震の事例は文献中によく知られている (Horton, 2012; Nicholson et al., 1969; Aki et al., 1974)。核実験に関して、いろいろな研究者によって行われてきて (Bolt, 1977; Boucher et al., 1969; Hamilton and Healy, 1969; Nikolaev et al., 1995)、北朝鮮での地震記録は、その形において、リヒタースケールでマグニチュード4.2の地震動に関連した2006年10月9日に行われた別の2つの実験を思い出させた。その地震動は、ピョンヤンから約385 km離れた海水準以下で生じた。

2016年1月6日にSungjibaegam (北朝鮮の町名、訳者注)の19 kmで起きたマグニチュード5.1の地震 (図1)は、同じ地域で2013年2月12日に起きた地震とエネルギー規模で非常に良く似ており、この2つの出来事に先行した電磁気信号を比較する機会が提供された。どちらの地震動においても、地震性地磁気前兆と電波異常のような地震の指示物である著しい信号あるいは異常が先行しなかった。これらの指示物はM6.0かそれより大きいマグニチュードの地震に関して地球規模でうまく用いられてきた (Straser, 2011; Straser, 2012; Cataldi et al., 2013)。

### 地震性地磁気前兆の特徴

地震性地磁気前兆は地球の地磁気磁場内での変動であり、(地磁気異常)は太陽活動の変動と関連しているが、それは強い地震動 (少なくとも6MwまたはM6+のマグニチュードの地震動)の先駆けである。SELF-ELF帯をモニターしたデータによれば、これらの電波発射の分光写真の特徴は太陽活動の増加後に生じる地磁気の混乱の典型として、さらにそれらの波長と直接比例する強度をもち、3Hz以下から10~15Hz程度までの周波数での地球の地磁気磁場内での明瞭な一般的増大として、証明できる。もし、磁気記録を作るフラックスゲート磁力計を用いて観測したならば、太陽活動の増加に続く地球磁場での強い変動として同じ異常が現れる。

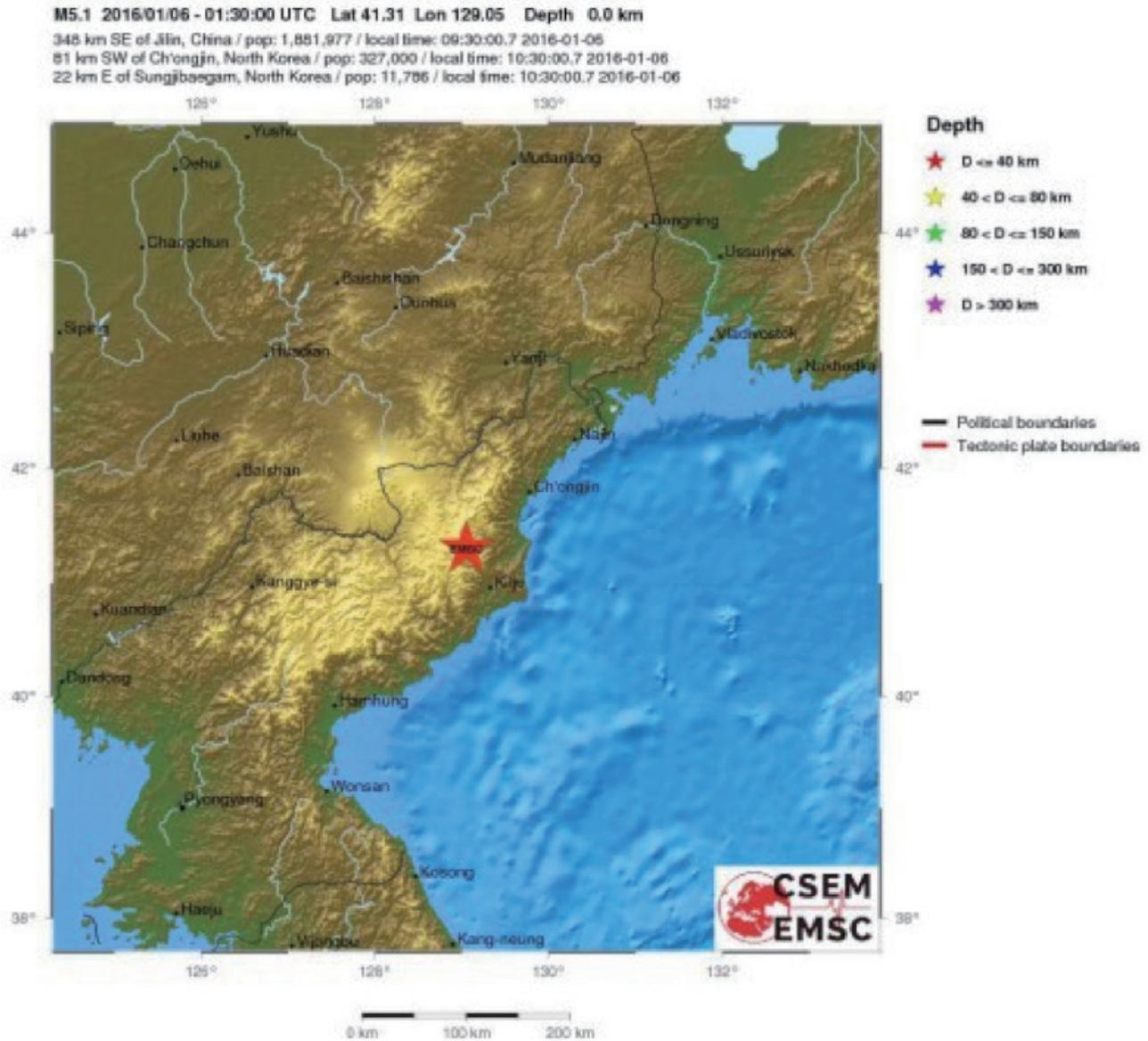


図1 EMSC CSEM (www.emsc-csem.org) によって記録された北朝鮮での地震発生の位置図.

著者達は2010年に地震性地磁気前兆を機器類によって初めて観測した。しかし、これらの電波放射を太陽活動に結びつけることが可能になったのはつい最近のことである。M6+の地球規模の地震活動に関するデータと2012年1月1日から同年12月31日までのSELF/ELF帯の電磁モニターのデータの解析によって、地球規模で起きたM6+の地震動すべては自然電磁バックグラウンドにおいて3Hz以下から10~15Hz程度での増大が先駆けとしてみられたことが明らかになった。参考として電磁異常(地震性地磁気前兆)の記録された最大の強さを調べると、これとM6+地震との間の時間差を計算することが可能になった。すなわち、記録された平均時間差は598秒程度(9時間ほど)である。記録された最小時間差は1分(M6.4 Balleny島地震動, 2012年10月9日), 記録された最大時間差は2241分(M6.0 Kuril島地震動, 2012年9月9日)である。

### 地震発生と結びついた地球磁場の変動

自然電磁場におけるSELF/ELF帯の変動は、1999~2001年にかけてメキシコでのマグニチュードM6.0以上の5個の地震動に先駆けて観測された。地球磁場内での3Hz未満の周波数をもつ変動は次の地震動の前に観測された。すなわち、アルメニアのSpitak(1988年12月8日, M6.9); 合衆国カリフォルニアのLoma Pietra(1989年10月18日, M7.1); グアム(1993年8月8日, M8.0); 日本, 伊豆半島(2000年7月1日, M7.1)である。1964年に、アラスカのKodiakで起きたM9.2の地震前に、自然磁場において10Hz以下の周波数での劇的な混乱が記録された。1996年10月19日に中国の新疆ウイグル自治区Hotanに起きたM7.1の地震前には3Hz未満の電波放射が観測されている。2009年12月19日に中国の台湾島で起きた強烈なM6.4の地震前にPc3地磁気脈動<sup>\*1</sup>(10~40秒)域にお

ける周波数をもつ電磁的混乱が観測された。1997年4月から2002年3月までRIKEN/UECNASDA 科学者グループによって行われた研究は、M6+の地震動前にSELF帯内において電磁異常が存在することを発見した。3~10Hz周波数をもつELF帯内での強い電波放射は、2008年5月12日に中国の汶川（ウエンチャン）で起きた強烈なM8.0の地震（日本で四川大地震とよぶ、訳者注）の前に観測されている（Li et al., 2013）。0~15Hz帯における電磁変動は2009年9月29日サモアで起きたM9.0の地震動に先駆けた。2010年1月12日ハイチで起きたM7.0の地震前に0~20Hz帯の電磁放射が観測された。2007年から2009年までに中央メキシコでの地震前に0.25から0.5Hzの電磁場変動が観測された。2004年7月12日スロベニアのBovecで起きたM5.5の地震前にはSELF/ELF帯での電波放射観測された。2005年3月から7月の間にメキシコのPopocatepetl火山の活動に先立って地球磁場での強い変動（地磁気のマイクロ脈動の出現を含む）がおきた。1999年から2001年の間に中央メキシコにおける地震活動の前に10.2から11.1mHzの間と13.6から14.5mHzの周波数（SELF帯）の電波放射が起きた（Kotsarenko et al., 2004）。

\*1：低周波自然電磁場での周期が0.2秒から1000秒ぐらいまでの周期的な変動を地磁気脈動といい、その内の連続的で規則的な波形をもつ脈動をPcとよぶ。Pcのうち10秒から45秒の周期で起きるものをPc3と分類されている（地磁気観測所 website より、訳者注）

### 地磁気異常

2012年に始められた相関的研究（現在も進行中）を通して著者達によって地球規模で生じるM6+地震動の地震予知の新しい方法が進展させられており、現在（2016年3月15日）地球規模で発生したM6+地震579個を検討しており、とくに2012年1月1日から2016年3月15日までの間に発生したM6+地震動すべてを検討している。この研究によって地球規模で発生したすべてのM6+地震動に先だって常に太陽活動の増大が起きていることを私たちが理解することができた。より正確に言うならば、最も興味を集中したことであるが、“地球近く”の惑星間物質での陽子密度の増加が起きている。このことは地震動の平均137.8時間前にそれが起きていることを平均的に指摘している。陽子密度の増加に続いて、太陽風と地球の磁気圏の間での相互作用によって作られるいろいろなタイプの地磁気現象がみられる。この場合の地球の磁気圏はSq変量（太陽が静かな間に起きる地磁気変動）についていろいろな特性をもっている。人工的に誘発した地震動に先立つ数時間内に、その代わりとして、宇宙天気<sup>\*2</sup>状況に関して地球磁場の変動が通常の日変化に続き、そして核弾頭爆発によって引き起こされた地球

規模の電磁波異常は記録されなかった。核爆発の結果として起こされた地震動の前に、地磁気活動は著しい変化を示さなかったという事実は、著者達が2012年以来行ってきた観測を間接的に確かめたのである。すなわち、M6+地震活動は常に太陽活動と地磁気活動の変化に関連しており、誘発地震動とは関係しないのである。著者達が研究してきた地磁気異常は地球規模で発生する強い地震動（M6+）前に観測されてきて、まさに説明されているように、太陽活動の増大によって起こされており、局地的な現象によって引き起こされてはいない。文献によれば、地震動集中帯内で生じる地震前電波放射を分析した科学研究は多数あり、それらの形成を説明するために多くの理論（微小割れ目の形成、電子電流など）が提案されている。しかし、このタイプの放射は、正確にはそれらの特性のためとそれらが伝播する乗り物の特徴によって、中でも宇宙からと地表からモニターされている地磁気の性質をもつ信号と混同されるはずがない。現在では、地震前兆の研究を扱う科学的事業が世界中で20以上実施されている。これらの多くはイオン層の性質をもつ地震前電波放射と震央の電波放射、すなわち局地的な電波放射に集中している。しかし、この研究分野における本論文の著者達の最初の研究が2011年に始まったことを考えると、著者達によって提示されたものがなければ、地震前兆についての地球学的あるいは非地域的な科学研究事業は存在しない。

\*2：宇宙天気とは、太陽フレア、太陽プロトン現象、磁気嵐などの状況をいう（訳者注）。

### 太陽活動と地球的地震活動

太陽活動が地震活動に与える影響の証拠は、1970年代から多くの研究者によって探し求められてきた（Anagnostopoulos et al., 2010; Simpson, 1968）。これに関係した以下の主張がある：

- 太陽によって放射された陽子の流れ（SPEとSEP）（Velinov, 1975）；
- コロナ孔から吐き出される高速の太陽風（HSSW）（Odintsov et al., 2006）；
- 太陽コロナの塊状噴出（CMEs）（Odintsov et al., 2006）
- 太陽風の力学的圧力の増加によって引き起こされた磁気圏界面の振動（Makarova and Shirochkov, 1999）。

太陽コロナの塊状噴出（CMEs）は太陽活動極大期の間の高強度地震発生に関連していた。他方、高速太陽風（HSSW）は太陽活動極小期の高強度地震発生に関連していた（Odintsov et al., 2006; Jusoh and Yumoto, 2011）。さらに、HSSWが起きた数が増加したときに地球全体で起きたマグニチュード（Mw）3.3~9.9の地震動の数が増加したことが見つかっている。

同じ相関が太陽風のエネルギーと力学的圧力の増加と地震発生の際に観察されている (Jusohet al., 2012).

磁気圏への太陽風の圧力がどのようにして地震動を引き起こすことができるのかについては以下のようにいろいろな仮説がある (Anagnostopoulos et al., 2010) :

- 地磁気嵐の間に地球に供給される電力は、ある断層に蓄積している力学的応力に重なるピエゾ電気現象、電気運動あるいはその他の力学的-電気的効果を経由して力学的エネルギーに転換される (Sobolev et al., 1998) ;
- 大規模に大気圧の変動を生じさせる太陽による大気の循環の変動 (Odintsov et al., 2006) (Bucha and Bucha, 1998) ;
- 高速太陽風到達後のオーロラの電気ジェットによる重力波の発生 (HSSW), (Prikryl et al., 2003)

磁気嵐によって誘発される地殻中の電気浸透流\*3の形成は、テクトニックな出来事を活性化することができる浸透性の異常な圧力を岩石中に発生させることができる (Kormiltsev, 2002).

\*3: 液体と固体が接している所に電圧をかけた場合に、液体が移動する現象を電気浸透と、これにより生じる液体の流れを電気浸透流という (訳者注).

### 地球磁場をモニターする方法

地球磁場との相関関係の研究を進めるために著者達が地球磁場をモニターするのに使用している方法は、以下の周波数帯中の極低の電氣的ノイズを伴って効率良く稼働し、超低ノイズの精密な高速演算増幅器を装備したアナログ式電波受信装置の使用を基本としている。その電波は、SELF (3Hz 以下), ELF (3 ~ 30Hz), SLF (30 ~ 300Hz), ULF (300 ~ 3000Hz),

VLF (3 ~ 30kHz) および LF (30 ~ 300kHz) であり、ワイヤループアンテナと地球磁場の垂直成分に従って一列に並んだ磁場 (ボビン) に対して敏感なアンテナを用いている (Cataldi and Cataldi, 2013). このデータは、イタリア, Albano Laziale (ローマ) の電波放射事業のLTPA 観測事業モニター基地に記録されている。

## 討 論

### 1. 2013 年と 2015 年の北朝鮮での M5.1 地震の比較

#### 1) 2013 年地震

たとえ北朝鮮地震が起きた同じ日の 8:00 頃に地球に到達した CME を ISWA データが報告したとしても、地球磁場が静かな通常の時期にマグニチュード M5.1 の地震が発生したのである (図 2)。この観点から、Tromsø の観測所からのデータは疑いの余地がない。太陽風の陽子密度は、2013 年 2 月 8 日に記録した大きなピークの後で低下し続けていた。けれども 2013 年 2 月 9 日と 11 日に記録された Kp 指数\*4 の最大値 2 をもって、この増大は 2 月 10 日の M6 + 地震発生に関連づけられることができた。さらに、地震に先立っての陽子曲線上には、CME による増大の兆候はまったくない。太陽風の速度は、悲惨な地震動とは関連していない基線レベルにあるのが観察された (Straser et al., 2015)。最も著しい変化は Tromsø からの磁気記録中にみられ、順次記録される通常の Sq 曲線にみることができる。

\*4: Kp 指数はサブオーロラ帯 (オーロラが頻繁に見られる領域の少し赤道側) での UT3 時間の地磁気擾乱の振幅を対数的に、28 段階で (静穏な順に 0, 0+, 1, ..., 9-, 9) 表現したものであり、地磁気擾乱の程度を表す指数として比較的広く使われるほか、地磁気静穏日・擾乱日を決定するのにも用いられる。(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 website より、訳者注)

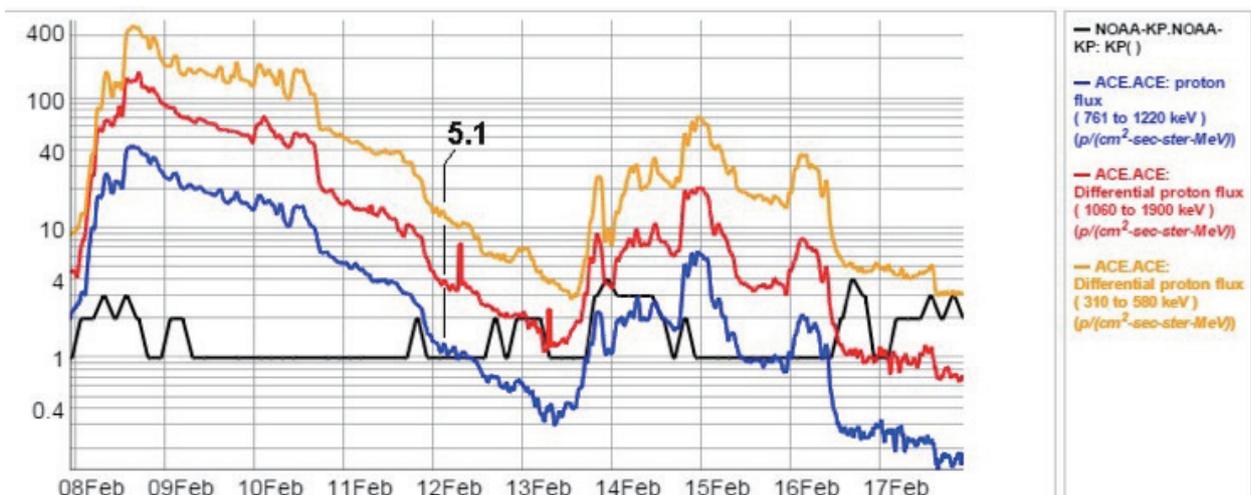


図 2 5.1 地震発生に結びついた電磁気異常の欠如を強調する著者達作成の図。

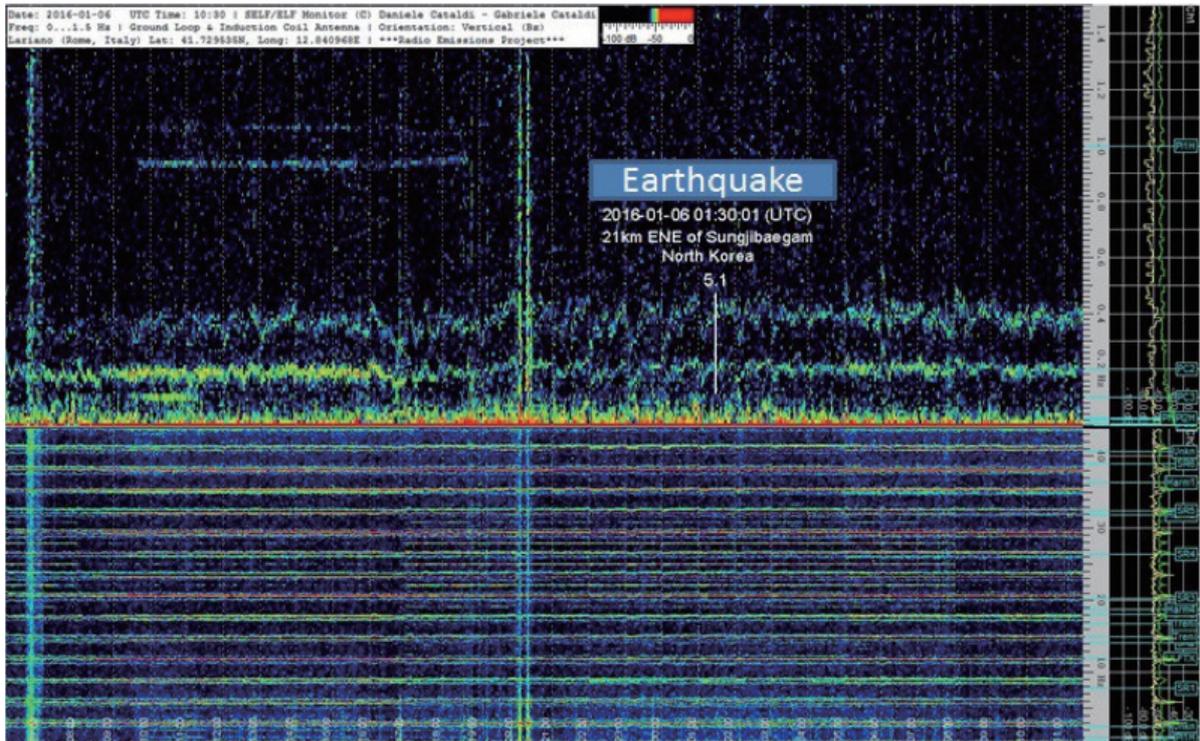


図3 イタリア, Albano Laziale (ローマ), 電波放射事業所 LTPA 観測事業モニター基地による図. 地震発生時およびその前後にまったく干渉はない.

## 2) 2015 年地震

北朝鮮で誘発された M5.1 地震に関連して 2016 年 1 月 6 日に電波放射事業所によって記録された分光写真は, 地震動の時間的指示物のあたりでの SELF-ELF 帯中の電磁気の信号がまったく欠如していることを示している.

図 3 の電磁スペクトルの拡大において, ある強度の地震に関連して自然の地磁気バックグラウンドにおける増大を観察することは普通である. この場合, これらの信号はまったく欠如している. すべての自然地震は常にその発生前後の直近において電磁放射が伴われるとすれば, このような状況においてこのことは異例である. 岩石破碎による自然放射と陸上の地磁気活動に由来する自然放射の両方によってこれらは決められる. これらの信号がまったく欠如していることは, その地震は自然のもの, すなわち自然の地質機構に由来しえないことを示している.

## 2. 自然地震動の特徴: 2016 年 1 月 14 日ボリビアでの地震と 2016 年 1 月 24 日アラスカでの地震の例

### 1) 2016 年 1 月 24 日, アラスカ

2016 年 1 月 24 日にアラスカで起きた大地の出来事自然な地震前信号に加えて通常の地磁気の変更を分光写真 (図 4) は示している. 見ることができる信号は電磁型障害によって引き起こされている.

放射は自然のバックグラウンドに対して明瞭に認められ, そのバックグラウンドはより暗く見え, 特定

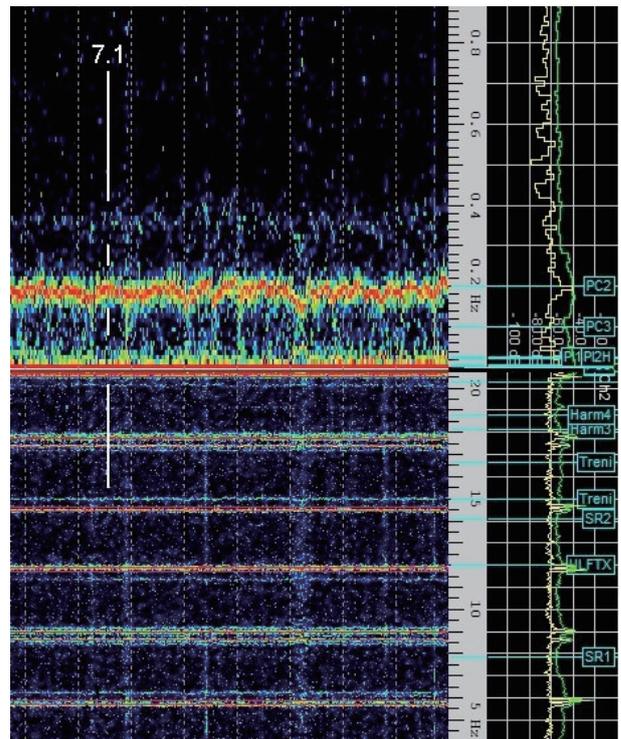


図 4 LTPA 観測事業モニター基地による図は, 地震の前後に周波数 0.23Hz 帯におきた干渉を赤色で示している.

の強さの放射に欠けている.

### 2) 2016 年 1 月 14 日, ボリビア

2016 年 1 月 14 日にボリビアで起きた M6.1 と M6.7 の 2 回の地震は, 他の場合と同じように, M6.0 と同じかそれより大きいマグニチュードの地球規模の

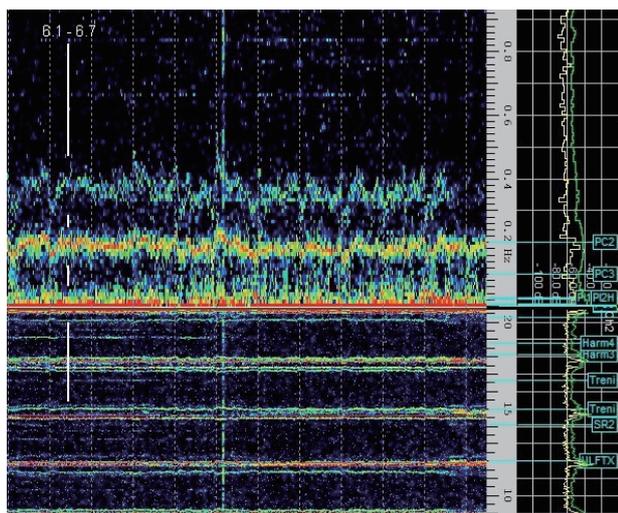


図5 M6.1と6.7の地震に関して、周波数0.2Hz帯での電波放射を示す図。

地震動前に検出された干渉を示した(図5)。この場合においても、アラスカの地震におけるように、自然な大地の現象の典型的な地震発生前後の信号をみることができる。さらに、主震動後に2回の地震と同時にそれに続いて自然のバックグラウンドにおいて地磁気の増大が起きた。この場合においても、弱々しいにもかかわらず自然な大地の現象の典型的な地震発生前後の信号をみることができる。

## 結 論

北朝鮮で2013年と2015年に起きたマグニチュードM5.1の2つの地震動を比較すると、イタリア、Albano Laziale(ローマ)、電波放射事業所、LTPA観測事業モニター基地によって記録されているように、強さ、震央および地震前信号の欠如が共通している。地球規模の地震動に先がける電波異常の欠如は、この地震が人工的地下爆発によって引き起こされたに違いないことを示している。別の一面では、北朝鮮の事例は地球規模の自然地震を検出する手法の有効性を確認しており、マグニチュードがM6以上の地震とM5より大きなマグニチュードの地震動の両方に適用できる。

謝辞：私たちは、建設的なコメントを下されたPeter Jamesに深い感謝の意を捧げる。

## 文 献

Abdurakhmanov A.I., Firstov, L.P. and Shirokov, V.A., 1976. Possible connection of volcanic eruptions with 11-year cyclicity of solar activity. In the book *Bulletin of Volcanic Stations*, Science, no. 52, p. 3-10.

Aki, K., Bouchon, M. and Reasenber, P., 1974. Seismic source function for an underground nuclear explosion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 64, no. 1, p. 131-148.

Anagnostopoulos, G., Papandreou, A. and Antoniou, P., 2010. Solar wind triggering of geomagnetic disturbances and strong ( $M>6.8$ ) earthquakes during the November – December 2004 period. Demokritos University of Thrace, Space Research Laboratory, 67100 Xanthi, Greece. Cornell University Library.

Bolt, B.A., 1977. Constancy of P travel times from Nevada explosions to Oroville dam station 1970-1976. *Bulletin of the Seismological Society of America* February, v. 67, p. 27-32.

Boucher, G., Ryall, A. and Jones, A.E., 1969. Earthquakes associated with underground nuclear explosions. *Journal of Geophysical Research*, v. 74, no. 15, p. 3808-3820.

Bucha, V. and Bucha Jr, V., 1998. Geomagnetic forcing of changes in climate and in the atmospheric circulation. *Atmos. Sol-Terr. Phys.* v. 60, no. 2, p. 145-169.

Cataldi, G. and Cataldi, D., 2013. Reception of natural radio emissions in the ELF Band. *INSPIRE Journal*, no. 20, Spring Summer.

Cataldi, G., Cataldi, D. and Straser, V., 2013. Variations of terrestrial geomagnetic activity correlated to M6+ Global seismic activity, EGU (European Geosciences Union) 2013, General Assembly, Geophysical Research Abstracts, vol. 15. Vienna, Austria. Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics, High Energy Astrophysics Division, SAO/NASA Astrophysics Data System.

Duma, G., 2007. Earthquake activity controlled by the regular induced telluric currents, Istituto centrale per la meteorologia e geodinamica, dipartimento di Geofisica, gerald.duma@zamg.ac.at, Hohe Warte 38, A-1190 Vienna, Austria.

Gupta, H.K., 2002. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews*, v. 58, p. 279-310.

Guschenko, N.I., 1985. Cyclicity of eruptions. *Volcanology and seismology*, no. 2, p. 27-48.

Hamilton, R.M. and Healy, J.H., 1969. Aftershocks of the Benham nuclear explosion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 59, no. 6, p. 2271-2281.

Horton, S., 2012. Disposal of hydrofracking waste water fluid by injection into subsurface aquifers triggers earthquake swarm in Central Arkansas with potential for damaging earthquake. *Seismological Research Letters*, v. 83, no. 2, p. 250-260.

Hsieh, P.A. and Bredehoeft, J.D., 1981. A reservoir analysis of the Denver earthquakes: A case of induced seismicity. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, no. 2, p. 903-920.

Khain, V.E. and Khalilov, E.N., 2008. About possible influence of solar activity upon seismic and volcanic

- activities: long-term forecast. *Transactions of the International Academy of Science H & E*, v. 3. 2007/2008, ISSN 2070- 0334.
- Kormiltsev, V.V., Kostrov, N.P., Ratushnyak, A.N. and Shapiro, V.A., 2002. The influence of electro-osmotic pressure generating by geomagnetic disturbances on the evolution of seismotectonic process. In: M. Hayakawa and O.A. Molchanov (eds.), "Electromagnetic: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling", Terrapub, Tokyo, p. 203-207.
- James, P., 2000. On state of stress in the earth's crust: interferences from reservoir induced seismicity. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter*, no. 17, p. 8-10.
- James, P., 2014. Artificially induced earthquakes. *New Concepts in Global Tectonics Journal*, v. 2, no. 4, p. 50-61.
- Jusoh, M.H. and Yumoto, K., 2011. Possible correlation between solar activity and global seismicity. *Space Environment Research Center of Kyushu University, ISW/MAGDAS School, Lagos, Nigeria.*
- Jusoh M. H., Yumoto, K., Abdul Hamid. N. S. and Liu, H., 2012. Electromagnetic coupling on solar-terrestrial system: possible effect on seismic activities. *ISAP2012, Nagoya, Japan.*
- Kotsarenko, A., Perez Enriquez, R., Lopez Cruz-Abeyro, J.A., Koshevaya, S., Grimalsky, V. and Zuniga R.F., 2004. Analysis of the ULF electromagnetic emission related to seismic activity, Teoloyucan geomagnetic station, 1998– 2001. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 4, p. 679–684.
- Li, M., Lu, J., Parrot, M., Tan, H., Chang, Y., Zhang, X. and Wang, Y., 2013. Review of unprecedented ULF electromagnetic anomalous emissions possibly related to the Wenchian Ms = 8.0 earthquake, on 12 May 2008, *NHESS (Natural Hazards and Earth System Sciences)*, v. 13, p. 279-286.
- Makarova, L.N., and Shirochkov, A.V., 1999. "On the connection between the Earth's magnetosphere magnetopause position and the earthquakes occurrence", In: *Abstracts of XXVI General Assembly IJRSI, Toronto, Canada, August 13-21*, p. 755.
- Mekhtiyev, S.F. and Khalilov, E.N., 1985. About possibility of detection of connection between volcanic eruptions and solar activity. *Volcanology and Seismology*, n. 3, p. 64-67.
- Nicholson, C., Roeloffs, E. and Wesson, R.L., 1988. The Northeastern Ohio earthquakes of 31 January 1986: Was it induced? *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 78, no. 1, p. 188–217.
- Nikolaev, A., Ruff, L. and Zimakov, L., 1995. Triggering of earthquakes// *Earthquake Induced by Underground Nuclear Explosion, NATO ASI Series 2. Environment*, v. 4, p. 75-84.
- Odintsov, S., Boyarchuk, K., Georgieva, K., Kirov, B. and Atanasov, D., 2006. Long-period trends in global seismic and geomagnetic activity and their relation to solar activity. *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 31, p. 88–93.
- Prikryl, P., Muldrew, D.B. and Sofko, G.J., 2003. High speed solar wind, auroral electrojets and atmospheric gravity waves: a link to the earth's atmosphere, In: *Proc. of the Int. Solar Cycle Studies Symp. 2003: Solar Variability as an Input to the Earth Environment, June 23–28, 2003, Tatranska Lomnica, Slovakia, ESA-SP.*
- Simpson, I.F., 1968. Solar activity as a triggering mechanism for earthquakes. *Earth and Planet. Sci. Letter*, v. 3, n. 5, p. 417-425.
- Smirnov, V., Chadha, R.K., Ponomarev, A., Srinagesh, D. and Potanina, M., 2014. Triggered and tectonic driven earthquakes in the Koyna–Warna region, western India. *Journal Seismology*, v. 18, p. 587–603.
- Sobolev, G.A., Shestopalov, I.P. and Kharin, E.P., 1998. Geophysically significant solar flares and seismic activity of the Earth. *Fiz. Zemli*, no. 7, p. 85-90.
- Straser, V., 2011. Radio anomalies and variations in the Interplanetary Magnetic Field (IMF) used as seismic precursors on a global scale. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter*, no. 61, p. 52-65.
- Straser, V., 2012. Intervals of pulsation of diminishing periods and radio anomalies found before the occurrence of M6+ earthquakes. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter*, no. 65, p. 35-46.
- Straser, V., Cataldi, G. and Cataldi, D., 2015. Solar wind ionic variation associated with earthquakes greater than magnitude 6.0. *New Concepts in Global Tectonics Journal*, v. 3, no. 2, p. 140-154.
- Velinov, P., 1975. "The effect of solar activity on geophysical processes", *Bu/g Geofiz. Spis.*, v. 1, p. 51-77.

---

# 短報 **SHORT COMMUNICATIONS**

---

地質的タイムスケールにおける複数惑星の火山活動の準同時性は惑星の地球  
物理学的活動性の宇宙的推進力の証拠？

**Near simultaneous multi-planet volcanism on geological timescales as  
evidence for a cosmic driver of planetary geophysical activity?**

**Benjamin Deniston**

LaRouche Policy Institute, Washington, DC, USA

Benjamin.Deniston@gmail.com

( 岩本 広志 [ 訳 ] )

---

注釈：この要約文は Executive Intelligence Review magazine (EIR) に 2015 年に出版されたもので、  
NCGT 読者向けに改めたもの。情報伝達を歓迎する。

要旨：地質学的なプロセス—例えば火山活動など—は通常単体の惑星体の内部プロセスと考えられており、外部（宇宙）環境（太陽系もしくは銀河系）に応答したものではない。それゆえに、複数の惑星体（このケースでは地球と月）の証拠は火山活動の増加は準同時性（地質学的タイムスケールにおいて）がその惑星火山活動が宇宙的な影響によって推進されることが示されていると表現される。最新（2014年）の月の玄武岩火山活動の証拠は過去1億年に渡って、3度の最大規模の月火山活動が地球上における最近の3度の洪水玄武岩活動と同時期に起こっている。単独の惑星体群に連動する火山活動が現れるのは外部の連動する影響の存在がなかったならば、一体何で異なっているのか？ 2, 3のイベントを比較してみれば惑星の火山活動の宇宙的な推進の決定的な証拠とは程遠いが、これには興味深い課題がうかびあがってきて、特に地球プロセスへの銀河系の影響の他の証拠の背景と見なすことができる。筆者は宇宙（おそらくは銀河）の仮説によって支持された追加的証拠を探している。多分NCGT読者がいくつかの追加的な含蓄を与えてくれるだろう。

キーワード：銀河、月、地球、火山作用、サイクル

(2016年1月19日受付、2016年1月25日受理)

---

二分葉のダンベル状小規模天体：しばしば観察される波形ワープによる形成

**Two-lobed dumb-bells shapes of small celestial bodies:**

**Often observed forms due to wave warping**

**Gennady G. Kochemasov**

Kochem.36@mail.ru

( 岩本 広志 [ 訳 ] )

---

要旨：天体の波状ワーピングは、特別に際立った小型天体（隕石、彗星核、衛星）の周期的な加速度変化を伴った非円形ケプラー軌道によって引き起こされる。それらはしばしば基本波1によって屈曲し、ダンベル、豆、ピーナッツ形状を得て、しばしば2つ、もしくは幾つかの部分に分解し、元の軌道が僅かに異なった軌道上で運動する。この崩壊は凹面形状間の距離の減少を伴った部分と、凸面形状の深層亀裂の両者によって描かれることによって誘発され、“首”構造が成長していく。持続的な崩壊（自己崩壊）が、隕石帯上の隕石個体数の補給を助けている。

キーワード：二分葉の小規模体、宇宙ピーナッツ、豆、ダンベル、波形ワープ、自己崩壊

(2016年2月26日、2016年3月9日受理)

# 出版物 PUBLICATIONS

## 地球と惑星の歴史における水：モノグラフ Water in the history of the Earth and planets: a monograph

(赤松 陽 [訳])

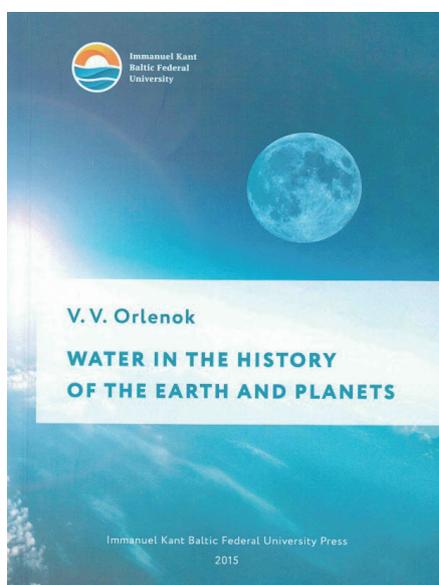
著者：V. V. Orlenok

出版社：Immanuel Kant Baltic Federal university Press, Kaliningrad, 165p., 2015. ISBN 978-5-9971-0370-5.  
イマヌエル カント バルト諸国連合大学出版部 カリーニングラード, 165p., 2015. ISBN 978-5-9971-0370-5.

評者：V. A. Soloviev, クーバン州立大学地質学部 Faculty of Geology of Kuban State university

編集者：G. B. Udintsev, ロシア科学アカデミー Russian Academy of Science

注文先：著者へ連絡, VOrlenok@kantiana.ru



この本は、地球の水圏にしっかり根拠をおいた研究を紹介している。火山物質と水の広がりや量が、地質史のさまざまな段階ごとに初めて確立された。著者は、地球水圏の光分解の散乱定数を計算している。定数は、先カンブリア代と顕生代における回復できない喪失量の計算を可能にした。喪失の過程における大気中の夜光雲の水の基本的な役割が明らかにされている。そのような喪失量は、地球の歴史を通じて発生した水の総量 ( $3.0 \cdot 10^{24}g$ ) の半分 ( $1.5 \cdot 10^{24}g$ ) に達したことが立証されている。光分解のメカニズムの最も強力な証拠は、その内生的な水の全量の欠乏と貯留が起こった場合には、現在の海洋の深さは、2.87kmほどの大きな規模であったはずであるという事実である。しかし、その地域は、2.8kmという今日の海水準以上まで、地球の表面全体を占めていたはずである。すべての大陸は世界の海の水面下に没していたであろう。

(本書は)地球科学分野の専門家、地理学・地質学専攻の大学院生向きである。

## 科学は本当に証拠に基づいているか？ Is science really evidence-based?

(赤松 陽 [訳])

著者：Henry Bauer. EdgeScience, Issue 25, 2016, p.3-6. WWW.edgescience.org

科学は、根拠に基づき、証拠を尊重した知識と理解の縮図であると広く受け取られている。これは、現実以上にやり神話であり、科学について基本的に広く受け取られている誤った考えを反映している。

1. その科学は、永遠に懐疑的であり、証拠がそれを必要とするまで、考えをはっきりと現さない。
2. 科学は「科学的な方法」でなされる。それは、理論は証拠がその理論を正しいと示した後にだけ受け入れられるので、科学がそれを正しいと理解することを初めて確実にする。
3. 科学は、証拠がそれを要求するときはいつでも、その気質を変えるので、自動制御式である。これは第2の点と矛盾していることに注意せよ。つまり、自動制御は、科学が最初に物事を正しいと受け入れないので、必要とされるのである。

実は、科学において証拠によって演じられる役割は、いっそう理解しにくくなっている。とりわけ理論が確立した後のその役割は、理論が一般的に受け入れられるようになる前に証拠によって演じられる役割とは根本的に別であ

る。それ故、この場合もまた、人々は、普通は証拠に基づいた考えを受け入れない。大部分の考えは権威によって徐々に教え込まれる。つまり、両親、宗教指導者、他の教師たちによって。ある人々は、後に、証拠と経験に基づいて彼らの考えを修正することを何とかうまくこなしている。しかし、それはいつものことではない。ほとんどの場合、権威者から要求された考えは、それらを変更する企てに対する憤りをもってしっかりと維持されている。科学者たちは、他の人々のように、すでに確立された科学的理論を含む彼らのそれ以前の考えをおびやかす（新たな証拠を受け入れることは困難であることがわかる。

---

## 財政的支援について FINANCIAL SUPPORT

---

NCGT Newsletter は、すべての個人と組織が自由に入手できる公開オンライン雑誌である。これは、この雑誌の増えつづける発行費用を賄うために、私たちは読者からの善意・無償の寄付と広告収入に頼らざるをえないことを意味している。私たちは読者の寛大な財政支援を歓迎する。

ご希望に応じてごく少数の印刷版が作成されている。オーストラリアでは印刷費が高額であるため、個人用の印刷には電子版をダウンロードされることをお勧めする。2014年の印刷版購読費は、オーストラリアの購読者でA\$180、他国の購読者でUS\$200（含：航空便郵送費）である。

自由構成の広告：裏表紙全面広告でUS\$400/号、US\$1500/年（4号分）。他の場所では、US\$300/号、US\$1100/年（4号分）。半ページ広告は、全ページ費用の80%。詳細は [editor@ncgt.org](mailto:editor@ncgt.org) へ。

### ■ 送金方法

もしあなたがPayPal口座をお持ちであれば、下記口座へ送金されたい（PayPalはクレジットカードVisa・MasterCardで支払い可能）。この方法の利用を推奨する。

<http://paypal.com/cgi-bin/>

口座名：New Concepts in Global Tectonics

E-mail：[ncgt@ozemail.com.au](mailto:ncgt@ozemail.com.au)

（[editor@ncgt.org](mailto:editor@ncgt.org) ではない）

### ■ 銀行振替あるいは小切手でお支払いの場合は

宛名：New Concepts in Global Tectonics

送先：6 Mann Place, Higgins, ACT2615, Australia

### ■ 現金で銀行送金する際の銀行口座の詳細

銀行名：Commonwealth Bank (Swift Code:CTBAAU25),  
Belconnen Mall ACT Branch (BSB 06 2913)

口座番号：06 2913 10524718

口座名義：New Concepts in Global Tectonics

---

## NCG ジャーナルについて ABOUT THE NCGT Journal

---

グローバルテクトニクスの新概念ニュースレター（現在のNCGTジャーナルの前身）は、1996年8月に北京で開催された第30回万国地質学会のシンポジウム "Alternative Theories to Plate Tectonics" の後でおこなわれた討論にもとづいて生まれた。その名称は、1989年のワシントンにおける第28回万国地質学会に連携してワシントンのスミソニアンスミソニアン研究所で開催された、それ以前のシンポジウムにちなんでいる。NCTGニュースレターは、2013年にNCGTジャーナルに改称された

目的は次のとおりである：

1. 組織的照準を、プレートテクトニクスの観点に即座には適合しない創造的な考え方にあわせる。
2. そのような研究成果の転載および出版を行う。とくに検閲と差別の行われている領域において。
3. 既存の通信網では疎外されているそのような考え方や研究成果に関する討論のためのフォーラム。それは、地球の自転や惑星・銀河の影響、地球の発達に関する主要学説、リニアメント、地震データの解釈、造構的・生物学的変遷の主要ステージ、などの視点から、たいへん広い分野をカバーするべきものである。
4. シンポジウム、集会、および会議の組織。
5. 検閲、差別および犠牲があった場合の広報と援助。