



地質標本館 特別展



チバニアン

—もっと知りたい千葉時代—

誕生!

拡大版



国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター



協力：茨城大学理学部
国立極地研究所



養老川田淵露頭 (写真提供:岡田 誠氏)

【目次・執筆】

はじめに	森田澄人 ¹	3
チバニアンってなに?	板木拓也 ² ・羽田裕貴 ²	4
房総半島の地層「千葉セクション」	板木拓也 ² ・羽田裕貴 ²	5
チバニアンってどんな時代?	板木拓也 ²	6
地磁磁場が逆転した記録	板木拓也 ²	7
地磁気逆転の間接的な証拠「銀河宇宙線」	羽田裕貴 ²	8
絶対年代の測定	石塚治 ³	9
ミクロの化石「微化石」	板木拓也 ² ・羽田裕貴 ²	10
陸上に現れた深海の地層	板木拓也 ²	11
地層に記録された環境変動の歴史	羽田裕貴 ² ・板木拓也 ²	12-13
国際年代層序表		14-15
そもそも地磁気とは?	森尻理恵 ¹ ・森田澄人 ¹ ・小田啓邦 ²	16
地磁気逆転の発見!	森尻理恵 ¹	17
地層に残された古地磁気を調べる	羽田裕貴 ²	18-19
プレートテクトニクスを確立させた地磁気!	石塚治 ³	20
フィリピン海のテクトニクス	石塚治 ³	20-21
日本海の形成と回転運動	細井淳 ²	21
地磁気と逆方向に磁化する岩石	小田啓邦 ²	22
地磁気強度減少による地球と生命への影響	小田啓邦 ²	23
富士山も磁石の性質を獲得した!	森田澄人 ¹	23
走査型 SQUID 顕微鏡による磁気イメージングの地質学への応用	小田啓邦 ²	24
地球創成直後から地球磁場が存在した可能性が高まる	小田啓邦 ²	25
磁性体の高度磁気解析の国際共同研究による成果	小田啓邦 ²	26
杏桃ちゃんと騎士くんも学びました!	石井武政 ¹ ・正根寺幸子 ¹ ・森田澄人 ¹	27
地層を「つなげる」	羽田裕貴 ²	28-29
地磁気が逆転する様子	羽田裕貴 ²	30
千葉複合セクションから見た地磁気逆転の全体像	羽田裕貴 ²	31
チバニアン期の地質の分布		32
参考文献		33

¹ 地質調査総合センター 地質情報基盤センター、² 地質調査総合センター 地質情報研究部門、³ 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門

はじめに

46億年の長い地球の歴史には、さまざまな環境の変化がありました。それは生物や堆積物の種類の変化などに反映され、そのいくつかは地層の中に記録されていきました。地質学者たちは、人類が経験していないこれらの地球の歴史に向きあい、地層に残されたわずかな信号を読み解き、大きく環境を変えた出来事に照らし合わせながら時代を区分していきました。よく知られたものにはジュラ紀や白亜紀といったものがありますが、さらに細かい区分もあります。その中の一つとして、2020年1月、日本の地名をもった時代名が初めて、新たな地球の歴史に刻まれました。それが『チバニアン』です。

77万4千年前から12万9千年前までの時代をチバニアン期^{*}とし、これから将来にわたってずっと呼ばれつづける地球の歴史の一時代になりました。この決定は、日本の地質学者たちがさまざまな研究手法でたどり着いた努力の結果、我が国として誇るべきたいへんな成果です。

この時代の定義には、地球の磁場の変化が大きく関わっています。なぜチバニアン？ それってどんな時代？ 地球磁場？ そしてその逆転とは？ そのような疑問に答えるべく、ここに一つの特別展としてまとめました。古くて新しい「チバニアン」の世界をぜひのぞいてみてはいかがでしょうか。

^{*} これまで中期更新世と呼ばれていた時代です。その始まりは地磁気が現在と逆の向きから現在と同じに逆転した「松山-ブルン地磁気逆転境界」とされていたものの、国際的な基準（GSSP：国際境界模式層断面とポイント）としてその位置はきちんと定められていませんでした。この度、千葉セクションの泥岩層で確認された松山-ブルン地磁気逆転境界の年代が77万3千年前であること、さらにその直下にある厚さ1～2cmほどの白尾火山灰層が77万4千年前であることが明らかにされました。国際境界模式層は目で見て分かる地層をもって定められるため、白尾火山灰層の下底面をもってチバニアンが始まる境界とされました（P. 5）。これよりも新しく、後期更新統の始まりまでの地層をチバニアン階、そしてその地層ができた時代をチバニアン期と呼びます。

チバニアンってなに？

77万4千年前～12万9千年前の地質時代の名称

千葉県の房総半島にある地層「千葉セクション」をGSSPとして登録し、「国際年代層序表」(P. 14～15)の中期更新世に対する地質時代の名称を「チバニアン」とすることが国際

地質科学連合(IUGS: International Union of Geological Sciences)によって認められました。



時代の境界とGSSP

● GSSPとは？

国際境界模式層断面とポイント

Global Boundary Stratotype Section and Point

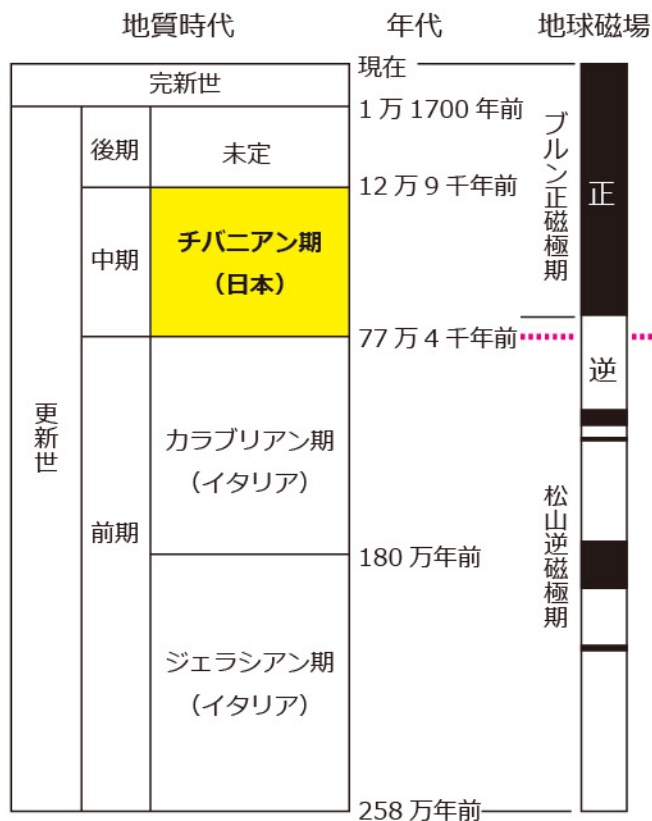
地質時代の境界を示す世界の標準となる地層として設定されます。「千葉セクション」は、前期-中期更新世の境界を示す地層としてGSSPに登録されました。

● 日本初のGSSP

定義される116の境界のうち、2019年末までに73カ所のGSSPが承認されていました。2020年1月、74カ所目のGSSPとして「千葉セクション」が認められました。



承認されたGSSPを示した世界地図(図提供: 岡田 誠氏)



地質年代とGSSP

前期-中期更新世境界GSSP

地球磁場が最後に逆転した時期の層準の直下にある白尾火山^{びやくび}灰層(ピンク破線)によって定義されます(P. 5、7参照)。

GSSPとなるための条件

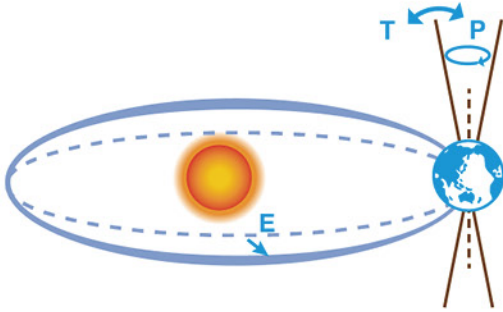
1. 連続的に海底で積もった地層であること
 2. 多くの種類の化石が産出すること
 3. 地磁気逆転など複数手法で比較できること
 4. 国際誌に広く出版されたデータがあること
 5. 露出が良く、地層の変形が少ないこと
 6. アクセスが良いこと
 7. 将来的な保存が保証されていること
- ➡ (天然記念物等への登録が必要)

チバニアンってどんな時代？

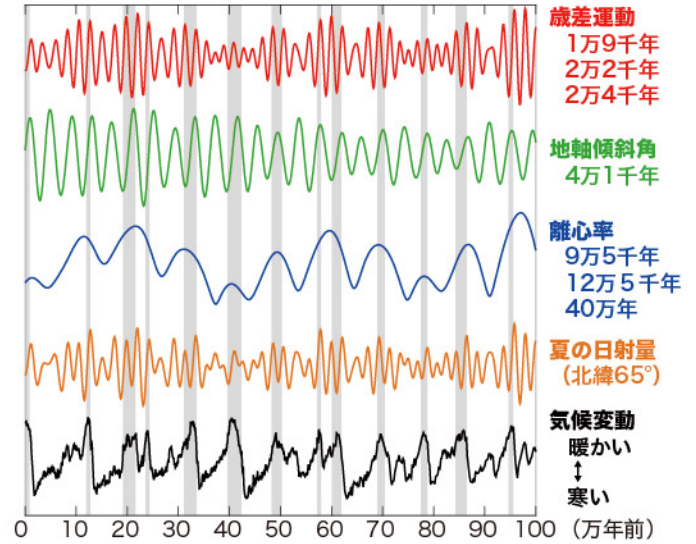
氷期と間氷期が周期的に繰り返す

● 気候変動の原因

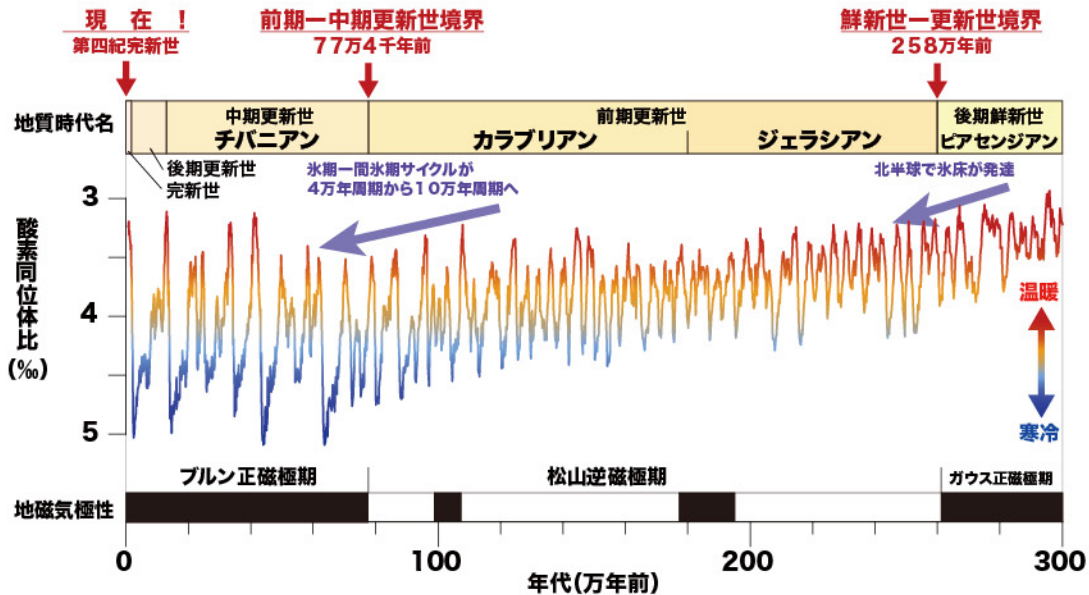
地球が太陽から受ける日射量は、地球の公転軌道の離心率 (E)、地軸の傾き (T)、及び自転軸の歳差運動 (P) がそれぞれ持つ周期性 (それぞれ約 10 万年、4 万年、2 万年) により変化し、地球の気候変動に影響を与えています。



地球の公転軌道要素と自転軸および歳差運動の概念図



歳差運動、地軸、離心率の周期とその結果として北半球で受ける夏の日射量変化。気候変動と同調する (Laskar et al., 2004 をもとに作成)



過去 300 万年間の気候変動 (Lisiecki and Raymo, 2005 をもとに作成)

● 周期的な気候変動

更新世では寒冷な氷期と温暖な間氷期を繰り返しながら徐々に寒冷化し、約 100 万年前に 4 万年周期 (地軸の傾き) から 10 万年周期 (離心率) が卓越するようになりました。チバニアン時代は、10 万年周期で氷期と間氷期を繰り返す時期で、ネ

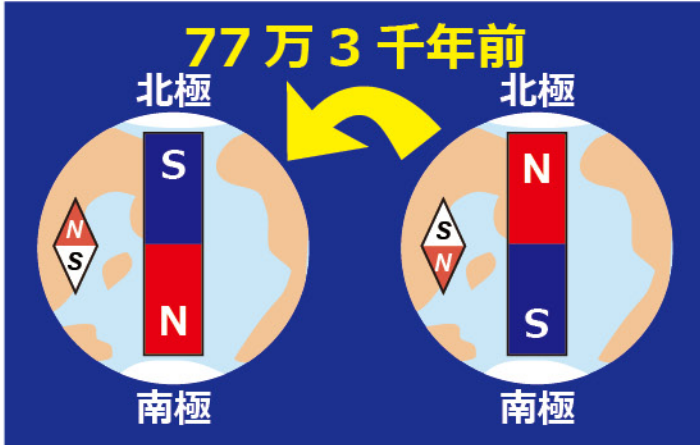
アンデルタール人が生きていた時代でもあります。また、チバニアンのはじまりである千葉セクションは、4 万年周期の気候変動が 10 万年周期に遷移する時期に対応し、気候変動を研究する上で重要です。



セルビアの地球物理学者ミルティン・ミランコビッチ (1879-1958) が 1920 年に発表した「太陽の放射による熱現象の数学理論」にちなみ、ミランコビッチ・サイクルと呼ばれています。この理論は、彼の死後、海底堆積物の研究から実証されることになりました。

地球磁場が逆転した記録

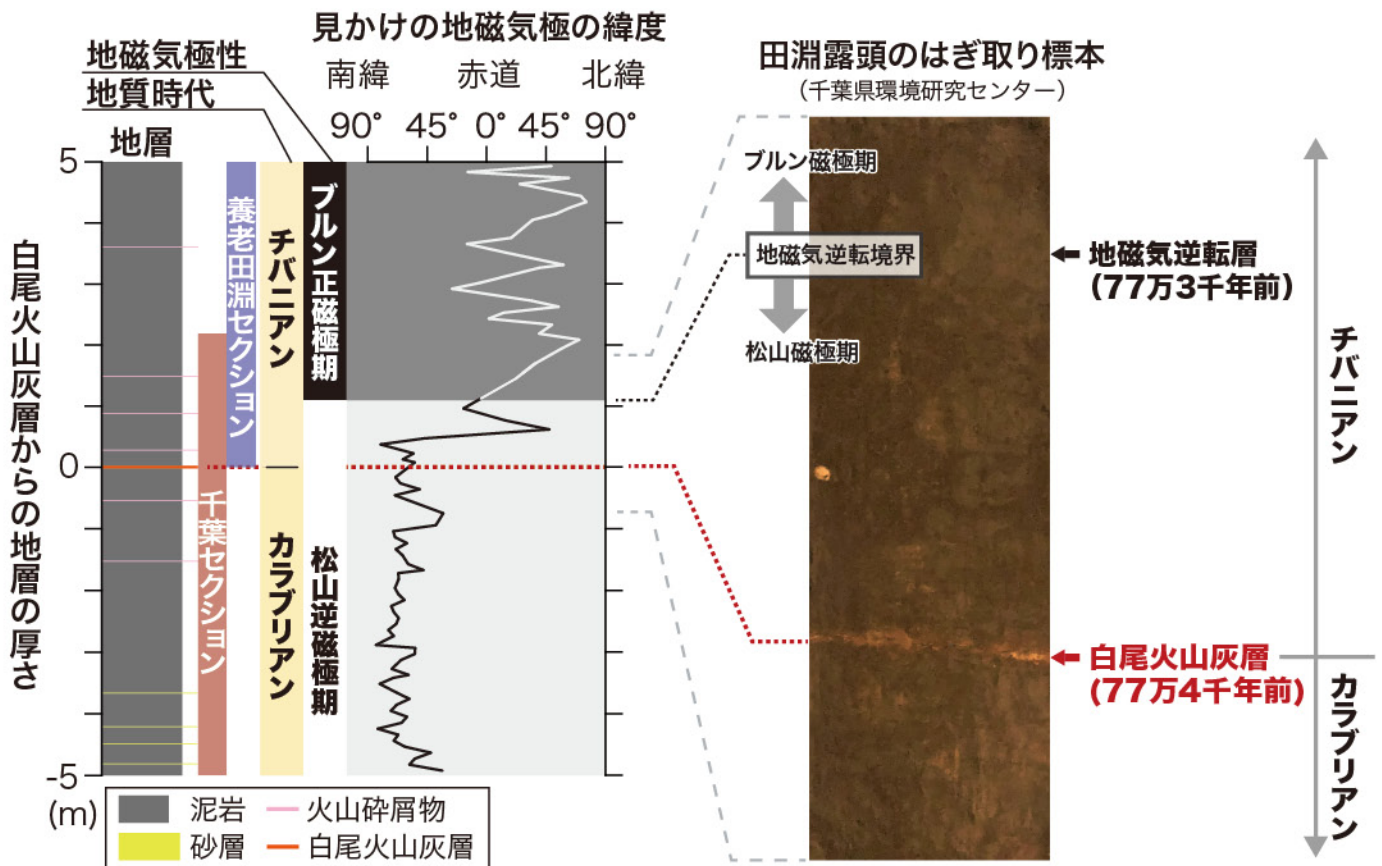
北と南が入れ替わった？ 地磁気の話



地球磁場逆転の模式図

● 世界で同時に発生する現象

現在の地球上の多くでは、方位磁石のN極が北を向き、S極が南を向きます。これは、地球が巨大な磁石となっているためですが、長い地質時代には幾度となく逆転を繰り返してきました。最後に起こった「松山逆磁極期」から「ブルン正磁極期」への逆転は、約77万3千年前のことでした。地磁気逆転現象は、全地球規模で同時に起こることから、この境界の近傍を前期-中期更新世の境界として定義することはすでに決められています。



地磁気の逆転を示す記録 (Okada et al., 2017) と白尾火山灰層の位置。千葉セクションでは、見かけの地磁気極緯度が南緯45°より南から北緯45°より北へ移動する区間の中間を松山-ブルン境界と定義しています

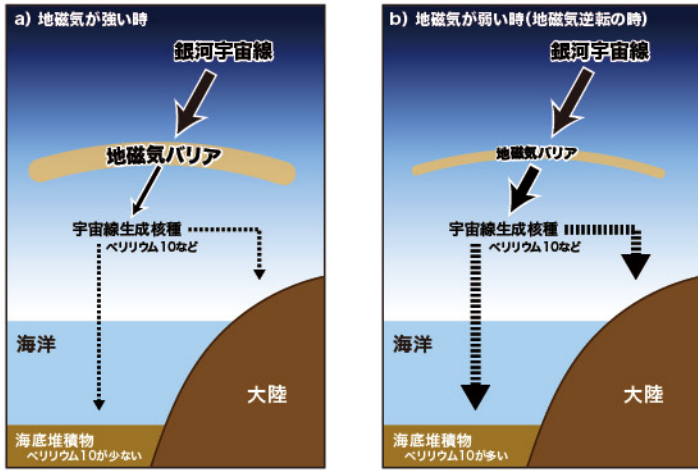
● 千葉セクションに残された記録

この地球磁場の逆転現象の証拠が「千葉セクション」に残されており、GSSPの審査結果を決定づけました。しかし、地球磁場が逆転した地層内の位置は目で見ることにはできません。この

逆転した層の直下には白尾火山灰層^{びやくび}があって良い目印になることから、この火山灰層を前期-中期更新世の境界として定義し、これより上位が「チバニアン」と名付けられました。

地磁気だけじゃなかったチバニアン

地磁気逆転の間接的な証拠「銀河宇宙線」



宇宙線生成核種と地磁気の関係。a) 地磁気が強い時。b) 地磁気が弱い時。菅沼 (2020) に基づいて作成

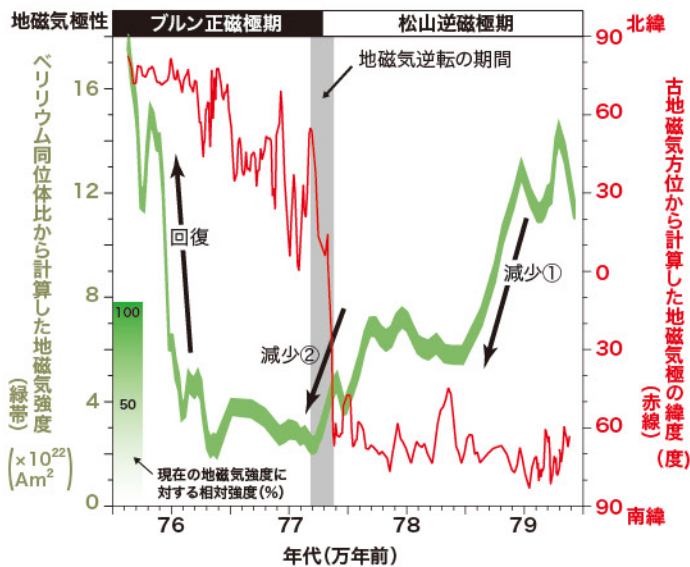
● ベリリウム同位体の測定

過去の地磁気強度は古地磁気の分析だけではなく、ベリリウム (Be) の放射性同位体であるベリリウム 10 からも推定が可能です。ベリリウム 10 は、大気に衝突した銀河宇宙線が大気中の酸素や窒素の原子核を破壊することで作られる宇宙線生成核種です。地球に到達する銀河宇宙線の量は太陽磁場や地磁気によって変化します。そのため、地磁気が強い時 (左図 a) に比べ、地磁気が弱い時は多くの銀河宇宙線が地球に到達し、大気中で多くのベリリウム 10 が作られます (左図 b)。また、大気中で作られたベリリウム 10 は降雨や降雪によって速やかに地表や海に運ばれ、極域の氷床や海底堆積物中に保存されます。すなわち、地層に含まれるベリリウム 10 の量は過去の地磁気強度の指標となるのです (左図)。

千葉複合セクションのベリリウム同位体比分析は、フランスのクエンティン・シモン博士らが中心となって実施されました。左下図は、千葉複合セクションのベリリウム 10 の量から推定された地磁気強度 (緑帯) と地磁気極の緯度 (赤の実線) の変動の比較図です。地磁気強度は、約 79 万年前から 2 回にわたって急激に低下します。そして、地磁気強度が現在のおおよそ半分まで低下した 2 度目の地磁気強度減少の最中、約 77 万 4 千年前に地磁気逆転は始まります。地磁気逆転自体は約 2 千年という (地質学的には) 短時間で完了します。

しかし、ベリリウム 10 の量から推定された地磁気強度は、地磁気逆転完了後も約 1 万年間は地磁気強度が弱い状態であったことを示しています。また、その期間は地磁気極の位置も不安定に揺らいていることがわかりました。

このように、地磁気逆転は単純なイベントではなく、数万年間にわたる長期的な地磁気変動プロセスの一部であることが明らかになりつつあります。



千葉複合セクションのベリリウム同位体分析から明らかになった地磁気強度の変遷。地磁気極緯度変動は元データの 3 点移動平均。Simon *et al.* (2019) より改変

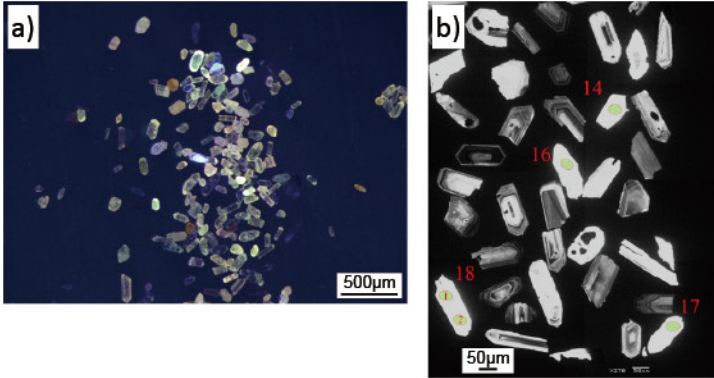


地球磁場は、地球の周りに目に見えないバリアーを作り、宇宙から降り注ぐ紫外線などから私たちを守っています。ということは、逆転している途中で地磁気強度が弱かった約 1 万年間は地球上に紫外線が多く降り注いでいたこととなります。大量の紫外線は、生物にとって有害なもの。地球磁場の弱体化が当時の生物たちに影響を及ぼしたと主張する研究もあります (P. 23 参照)。

地磁気だけじゃなかったチバニアン

絶対年代の測定

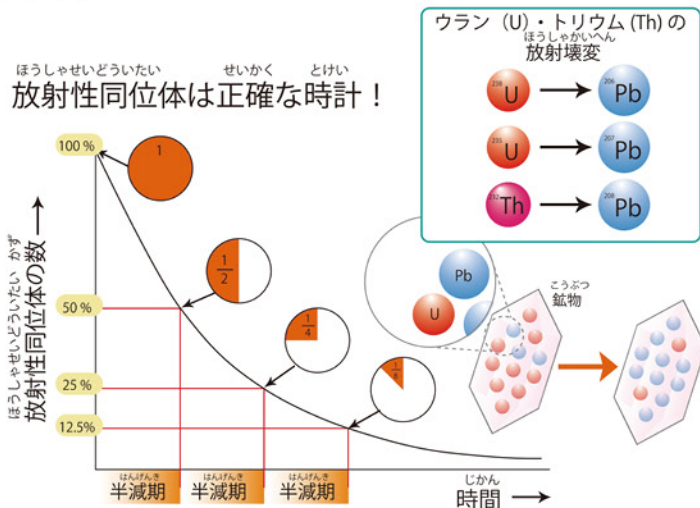
おんたけさん びやくび
長野県の古期御嶽山が噴火した時に降ってきた白尾火山灰から絶対年代が明らかに



白尾火山灰に含まれるジルコン結晶。a) 実体顕微鏡による写真。b) 電子顕微鏡による写真(カソードルミネッセンス像)。緑色の丸は年代決定ポイント(写真提供: 堀江憲路氏)

千葉セクションの年代決定において重要な役割を果たしたのが、松山-ブロン境界直下に位置する白尾火山灰層(Byk-E)の年代測定です。白尾火山灰は古期御嶽山の噴火活動によりもたらされました。そのため、火山灰中に含まれるこの噴火に関与したマグマ由来の鉱物がいつできたのか、を知ることができれば、この噴火がいつ起きたのか、ひいてはこの火山灰が千葉セクションの地にいつ堆積したのかがわかります。国立極地研究所の菅沼博士らは、この火山灰に含まれるジルコンとよばれる鉱物(左図)を分離して年代測定を行いました(Suganuma *et al.*, 2015)。

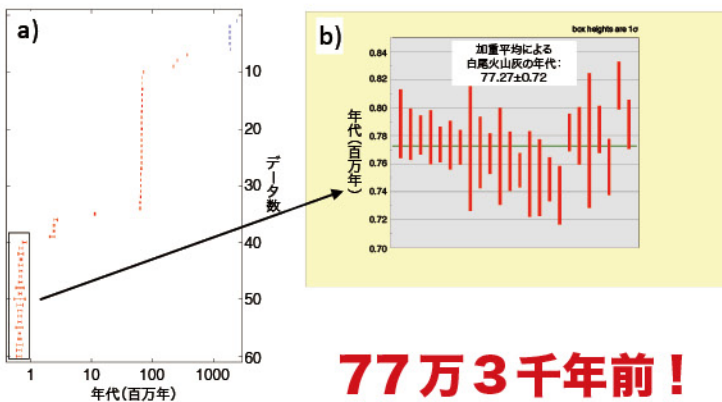
年代測定にはジルコンに含まれるウランやトリウム(Th)の放射壊変を利用したU-Th-Pb法と呼ばれる手法が用いられました(左中図)。測定は、国立極地研究所設置のSHRIMP(高感度高解像度二次イオン質量分析計)により行われました(下図)。分析されたジルコンは100~200 μm 程度のサイズのものが多いです。



ジルコンの年代決定に使用されたU-Th-Pb法の原理(図提供: 堀江憲路氏)



ジルコンの年代決定に使用された二次イオン質量分析計"SHRIMP"(国立極地研究所設置)。一粒一粒のジルコン結晶の特定の点の年代測定が可能。(写真提供: 堀江憲路氏)



77万3千年前!

分析結果が左図に示してあります。左図aを見ると、得られた年代は百万年前より若い年代から、18~19億年前と広い年代幅があります。これは、御嶽山の基盤を作る古い岩石中のジルコンが火山灰に含まれているためと解釈されました。火山灰の真の噴出年代は、一番若く、かつ多くの年代が集中する約77.27 \pm 0.72万年前であるとされました。

白尾火山灰に含まれるジルコン結晶のU-Pb年代データ(Suganuma *et al.*, 2015)。a) 白尾火山灰に含まれるジルコン全体から得られる年代値、b) 御嶽山噴火に伴う白尾火山灰の噴出年代を示すジルコン結晶の年代データ



あれっ? 白尾火山灰層で定義されるチバニアンの始まりは、この測定値よりも千年古い「77万4千年前」だったはずですね。「77万4千年前」という年代は、気候変動の周期性(P.6参照)を利用した天文年代補正法から得られたものです。火山灰の測定値が誤差の範囲でよく一致しているといえます。

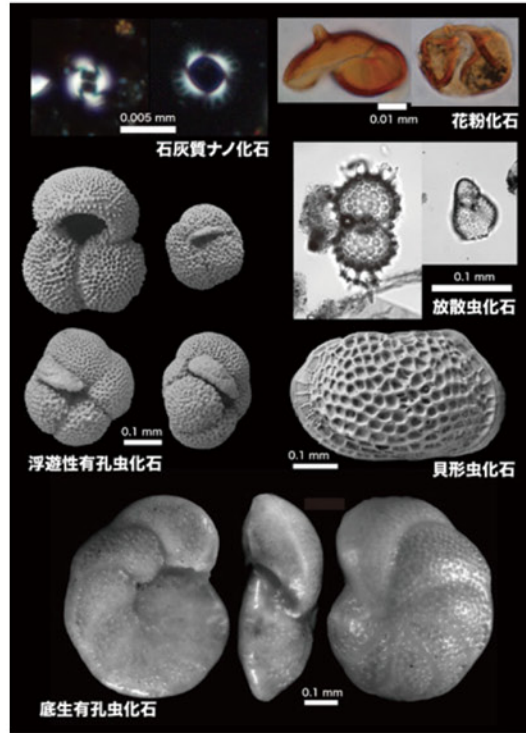
地磁気だけじゃなかったチバニアン

ミクロの化石「微化石」

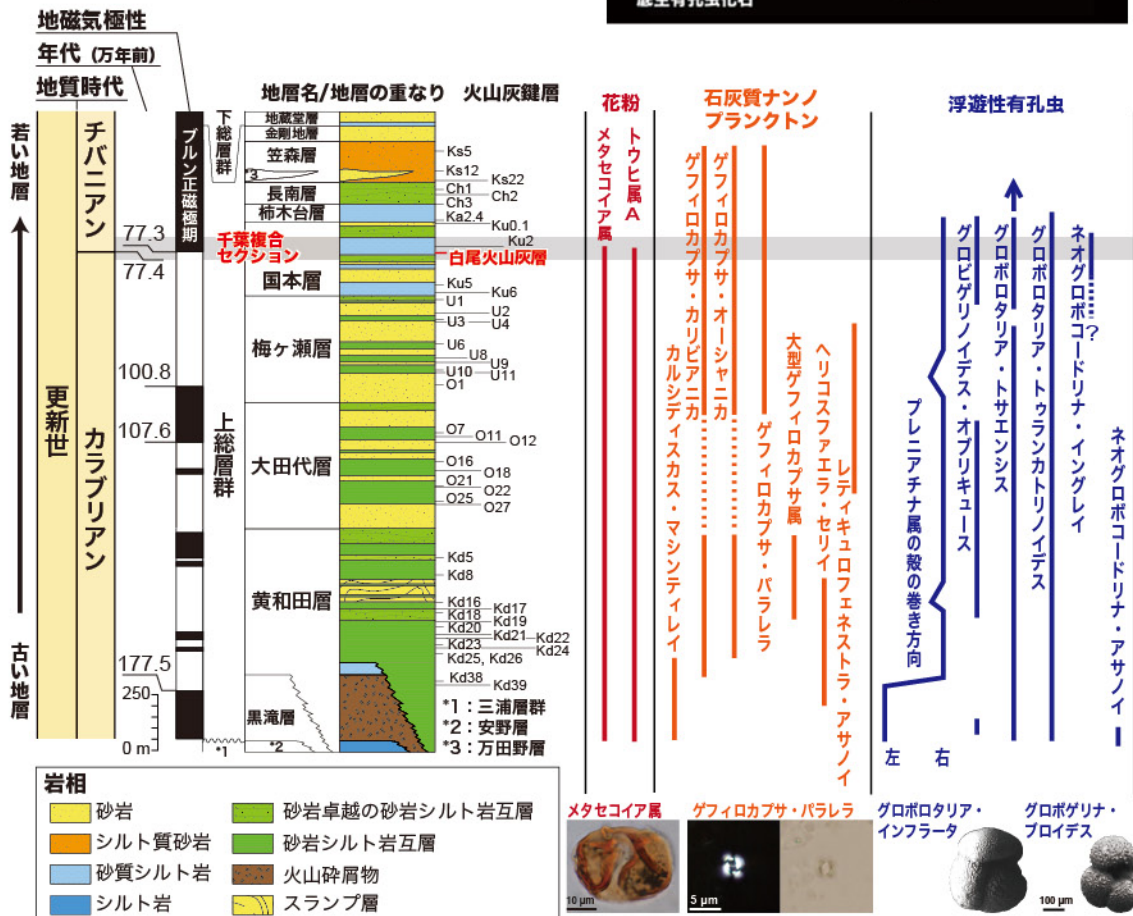
生物の絶滅・進化から地質年代を知る

● 微化石層序

地層から産出する化石は、進化や絶滅の歴史を記録しています。微小生物の化石「微化石」は、地層中に大量に保存されているため、大型の化石とは違い連続的な記録を得ることが比較的容易です。上総層群でもさまざまな微化石の研究が行われており、化石の産出区間からそれぞれの種の生存期間に当てはめて年代を推定します。この手法は微化石層序と呼ばれています（下図）。例えば、日本列島では約80万年前に絶滅した花粉のメタセコイア属が、千葉セクションのある国本層から下の地層に産出していたことがわかります。



さまざまな微化石(写真提供: 千葉セクション GSSP 提案チーム)

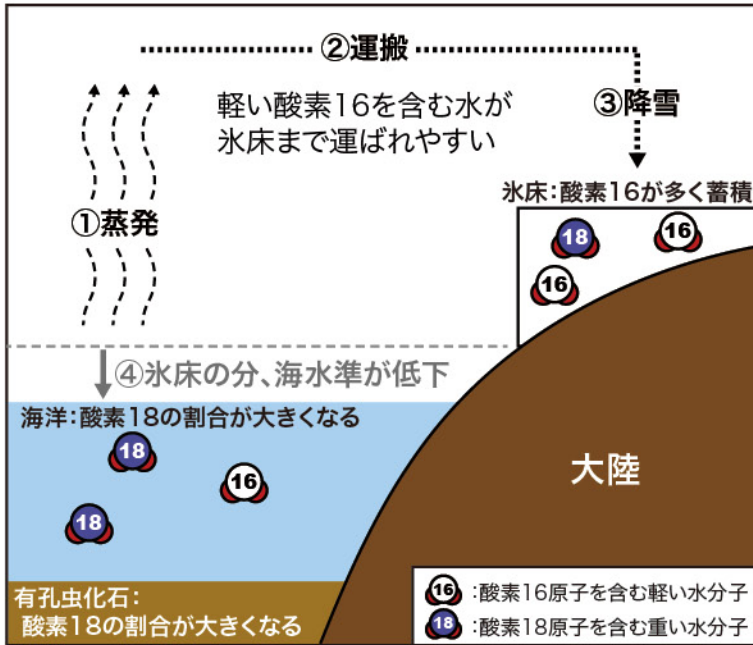


上総層群の微化石層序。地層に含まれる化石から種の絶滅や進化に伴う新たな種の出現した時期が読み取れる (千葉セクション GSSP 提案チーム, 2019 および Suganuma et al., 2018 をもとに作成) (顕微鏡写真提供: 亀尾浩司氏, 林 広樹氏)

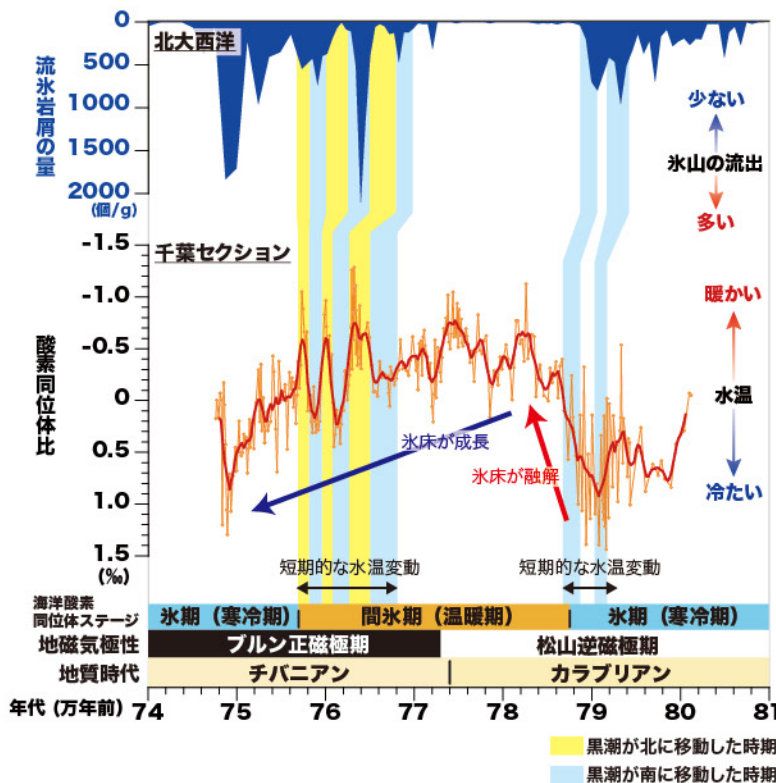
地磁気だけじゃなかったチバニアン

地層に記録された環境変動の歴史

有孔虫の殻に記録された「酸素同位体比」



海の酸素同位体比と氷床量の関係図



千葉複合セクションと北大西洋の古環境変動記録の比較。(上) 北大西洋のODP サイト 980 の流水岩屑記録 (Wright and Flower, 2002)。(下) 千葉複合セクションの酸素同位体記録 (Haneda et al., 2020)

● 環境変動研究の要

千葉複合セクションの地層からは、有孔虫という海にすむ微生物の化石が多く産出します。有孔虫化石の酸素同位体比分析は、地層の年代決定や古環境復元など地球科学において古くから用いられ、今回の GSSP 決定でも重要な役割を担いました。

● 酸素同位体比とは

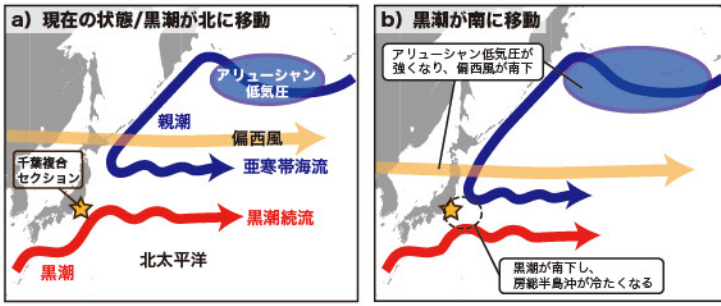
酸素には3つの安定同位体が存在しますが、中でも存在量が多いのが酸素16と酸素18です。海水中の酸素16は酸素18よりわずかに軽いため、蒸発や積雪によって氷床の中に少し多く蓄積します(左図)。そのため、氷床が発達する氷期には海から酸素16が取り除かれ、酸素18が少し多く残ることで、海水の酸素同位体比は大きくなります。逆に、氷床が溶ける間氷期には海に酸素16が多く含まれるので、海水の酸素同位体比は小さくなります。有孔虫は殻を作るときに周りの海水から材料を集めるので、殻に含まれる酸素16と酸素18の割合を測ることで、過去の気候変動に対応した氷床量変化を知ることができます。

● 千葉複合セクションの記録

左図の赤いグラフが千葉複合セクションの酸素同位体比分析の結果です。千葉複合セクションの有孔虫化石には、80万年前から75万年前にかけての長い期間の変動(赤と青の矢印)と数千年周期で繰り返す変動(黒の矢印)が記録されていることがわかりました。

長期変動は、地球規模の気候変動をあらゆる氷床量の変化です。一方、数千年周期で繰り返す変動は地域的な水温変化をあらわしており、その変動幅は約7℃と見積もられています(現在の房総半島沖と岩手県沖の水温差に相当)。現在の房総半島沖では、熱帯海域から暖かい海水を運ぶ黒潮と寒帯海域から冷たい海水を運ぶ親潮がぶつかっています。数千年という短期間で水温が7℃も変化するのは、これら海流が繰り返し南北に移動していたためであると考えられます。

注: 地質を総合的に解釈するため、「養老川セクション」、「養老田淵セクション」、「柳川セクション」、「浦臼セクション」、「小草畑セクション」が重点的に研究され、これらを合わせたものが「千葉複合セクション」と呼ばれています。このうち、「千葉セクション」は養老川セクションの最下部18mの地層区間のことを指します。



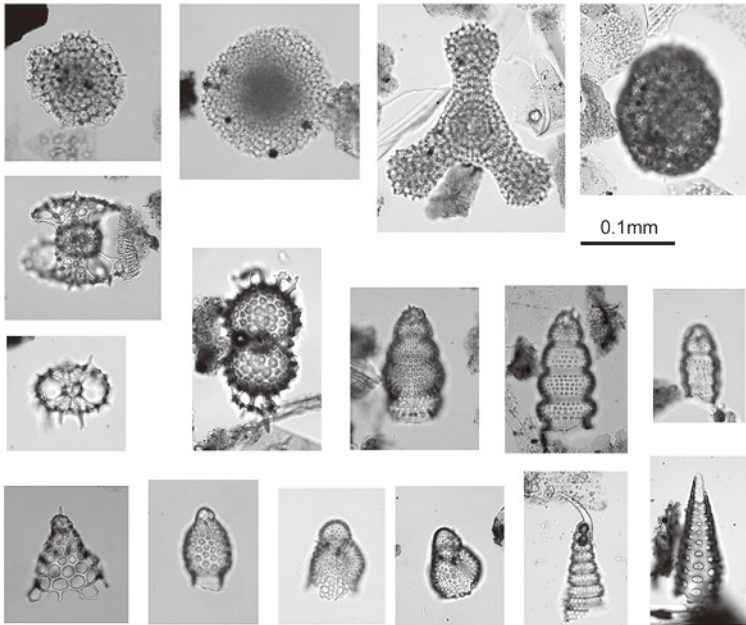
千葉複合セクションの酸素同位体記録から推定された日本周辺の古環境。
 a) 現在の状態あるいは黒潮が北上している状態。b) 黒潮が南下している状態。北大西洋での氷床崩壊によって、アリューシャン低気圧が強化、中緯度偏西風が南下する。それに伴って、黒潮の北限が南下することで、房総半島沖の水温が低下した

● 北大西洋と連動した変動

千葉複合セクションで海水温が低下した（黒潮が南に移動した）タイミングは、北大西洋の海底堆積物中に粗い砂粒が多くなるタイミングと一致します。

この粗い砂粒は流水岩屑^{がんせつ}と呼ばれ、氷床が崩壊し海に流れ出した冰山によって外洋に運ばれます。すなわち、北大西洋で氷床が崩壊することで、遠く離れた北太平洋の表層海流である黒潮が南に移動し、千葉複合セクション周辺の水温が低下したと解釈できます（左図）。この黒潮の南下は、中緯度偏西風の南下や北太平洋のアリューシャン低気圧の強化など、大気循環の変化を介していると考えられます。

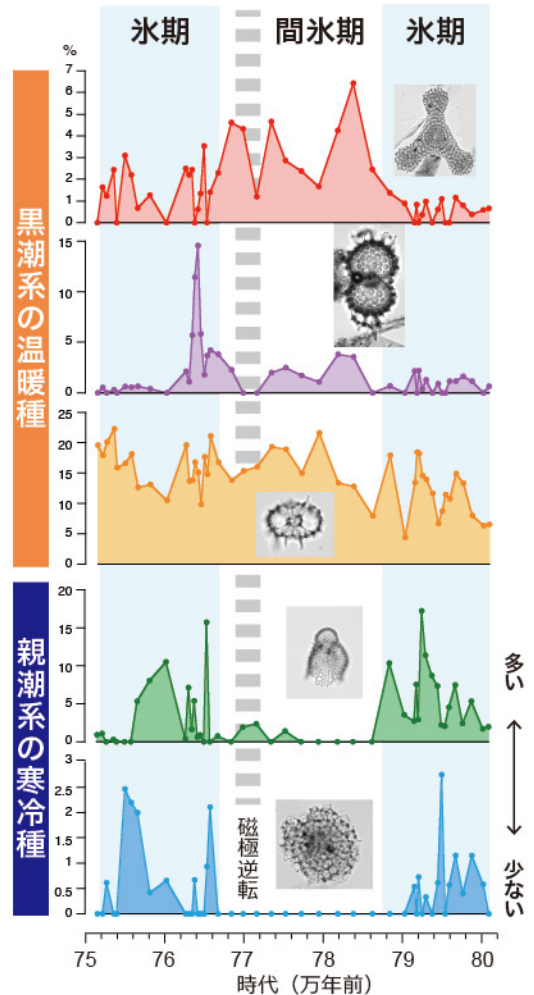
黒潮と親潮の狭間で揺れるプランクトン



放散虫化石

● 放散虫群集の変化

黒潮の南下は、そこに浮遊して生活しているプランクトンにも影響しました。放散虫は、海洋プランクトンで、その化石は千葉複合セクションからも産出します（上図）。詳しく調べると、温暖な間氷期には黒潮に多く棲息する種が増え、寒冷な氷期には現在の親潮に多く棲息する種が産出するようになりました（右図）。黒潮と親潮の狭間にある房総半島の生物群集は、気候変動の影響を受けやすいものと考えられます。



千葉複合セクションに記録されていた放散虫化石の温暖種および寒冷種の変化



房総半島南端の沼地区には約6千年前のサンゴ礁の化石が見られ、千葉県の天然記念物となっています。これらの化石には、現在の奄美大島周辺に生息しているような生物が多く見られ、当時は亜熱帯であったことがうかがえます。房総半島では、現在よりも寒い時期もあれば、もっと暑い時期もあったことが化石から知ることができます。

国際年代層序表

(累)界/代		統/世	階/期	GSSP	年代/ 百万年前	(累)界/代	統/世	階/期	GSSP	年代/ 百万年前
中生界/代	第四系/紀	完新統/世	メガラヤン	現在	0.0042	中生界/代	ジュラ系/紀	上部/後期	チトニアン	~ 145.0
		更新統/世	ノースグリッピアン	0.0082	上部/後期			キンメリジアン	152.1 ± 0.9	
			グリーンランディアン	0.0117	中部/中期			オックスフォードイアン	157.3 ± 1.0	
			上部/後期	0.129	中部/中期			カロピアン	163.5 ± 1.0	
		チバニアン	0.774	中部/中期	バトニアン			166.1 ± 1.2		
		カラブリアン	1.80	中部/中期	バジジョシアン			168.3 ± 1.3		
		ジェラシアン	2.58	中部/中期	アーレニアン			170.3 ± 1.4		
		ピアセンジアン	3.600	下部/前期	トアルシアン			174.1 ± 1.0		
		ザンクリアン	5.333	下部/前期	プリンスバッキアン			182.7 ± 0.7		
		メッシニアン	7.246	下部/前期	シネムーリアン			190.8 ± 1.0		
	新第三系/紀	中新統/世	トートニアン	11.63	下部/前期		ヘッタンギアン	199.3 ± 0.3		
			サーラバリアン	13.82	下部/前期		レーティアン	201.3 ± 0.2		
			ランギアン	15.97	上部/後期		ノーリアン	~ 208.5		
			バーディガリアン	20.44	上部/後期		カーニアン	~ 227		
			アキタニアン	23.03	上部/後期		カーニアン	~ 237		
			チャッティアン	27.82	中部/中期		ラディニアン	~ 242		
			ルペリアン	33.9	中部/中期		アニシアン	247.2		
			プリアボニアン	37.8	下部/前期		オレネキアン	251.2		
			バートニアン	41.2	下部/前期		インドゥアン	251.902 ± 0.024		
			ルテシアン	47.8	ローピンジアン		チャンシンジアン	254.14 ± 0.07		
古第三系/紀	漸新統/世	ヤブレシアン	56.0	ローピンジアン	ウーチャーピンジアン	259.1 ± 0.5				
		サネティアン	59.2	ローピンジアン	キャピタニアン	265.1 ± 0.4				
		セランディアン	61.6	ローピンジアン	ウォーディアン	268.8 ± 0.5				
		ダニアン	66.0	ローピンジアン	ローディアン	272.95 ± 0.11				
	始新統/世	マーストリヒチアン	72.1 ± 0.2	グアダルピアン	クングーリアン	283.5 ± 0.6				
		カンパニアン	83.6 ± 0.2	グアダルピアン	アーティンスキアン	290.1 ± 0.26				
		サントニアン	86.3 ± 0.5	ペルム系/紀	サクマーリアン	293.52 ± 0.17				
		コニアシアン	89.8 ± 0.3	ペルム系/紀	アッセリアン	298.9 ± 0.15				
		チューロニアン	93.9	ペルム系/紀	グゼリアン	303.7 ± 0.1				
		セノマニアン	100.5	ペルム系/紀	カシモビアン	307.0 ± 0.1				
中生界/代	白亜系/紀	アルビアン	~ 113.0	ペルム系/紀	モスコビアン	315.2 ± 0.2				
		アップチアン	~ 125.0	ペルム系/紀	バシキーリアン	323.2 ± 0.4				
		パレミアン	~ 129.4	石炭系/紀	サーブコビアン	330.9 ± 0.2				
		オーテリピアン	~ 132.6	石炭系/紀	ビゼーアン	346.7 ± 0.4				
		バランギニアン	~ 139.8	石炭系/紀	トルネーシアン	358.9 ± 0.4				
		ベリアシアン	~ 145.0	石炭系/紀						

日本地質学会 (2020) を使用



INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART (国際年代層序表)

www.stratigraphy.org

International Commission on Stratigraphy (国際層序委員会)

v 2020/01



年代/ 百万年前	GSSP	階/期	統/世	系/代	
				(累)界/代	系/代
358.9 ± 0.4					
372.2 ± 1.6	↓	ファメニアン	上部/後期	デボン系/紀	(累)デボン系/代
		フラニアン			
382.7 ± 1.6	↓	ジベティアン	中部/中期	デボン系/紀	(累)デボン系/代
387.7 ± 0.8	↓	アイフェリアン			
393.3 ± 1.2	↓	エムシアン	下部/前期	デボン系/紀	(累)デボン系/代
407.6 ± 2.6	↓	ブラギアン			
410.8 ± 2.8	↓	ロッコヴィアン			
419.2 ± 3.2	↓				
423.0 ± 2.3	↓	プリドリ	シルル系/紀	シルル系/紀	(累)シルル系/代
425.6 ± 0.9	↓	ラドロー			
427.4 ± 0.5	↓	ルドフォーディアン			
430.5 ± 0.7	↓	ゴースティアン	ウェンロック	シルル系/紀	(累)シルル系/代
433.4 ± 0.8	↓	ホメリアン			
438.5 ± 1.1	↓	シェイウツディアン	ランドベリ	シルル系/紀	(累)シルル系/代
440.8 ± 1.2	↓	テリチアン			
443.8 ± 1.5	↓	アエロニアン			
444.2 ± 1.4	↓	ラッダニアン	上部/後期	シルル系/紀	(累)シルル系/代
445.2 ± 1.4	↓	ヒルナンシアン			
453.0 ± 0.7	↓	カティアン	サンドビアン	オルドビス系/紀	(累)オルドビス系/代
458.4 ± 0.9	↓	カティアン			
467.3 ± 1.1	↓	ダーリウィリアン	中部/中期	オルドビス系/紀	(累)オルドビス系/代
470.0 ± 1.4	↓	ダーピンジアン			
477.7 ± 1.4	↓	フロイアン	下部/前期	オルドビス系/紀	(累)オルドビス系/代
485.4 ± 1.9	↓	トレマドキアン			
~ 489.5		ステージ 10	フロングアン	カンブリア系/紀	(累)カンブリア系/代
~ 494		ジャンシャニアン			
~ 497		ベイビアン	ガズハンジアン	カンブリア系/紀	(累)カンブリア系/代
~ 500.5		ガズハンジアン			
~ 504.5		ドラミアン	ウリュエアン	カンブリア系/紀	(累)カンブリア系/代
~ 509		ウリュエアン			
~ 514		ステージ 4	シリーズ 2	カンブリア系/紀	(累)カンブリア系/代
~ 521		ステージ 3			
~ 529		ステージ 2	フォーチュニアン	カンブリア系/紀	(累)カンブリア系/代
541.0 ± 1.0		フォーチュニアン			

年代/ 百万年前	GSSP	系/紀	階/期	系/代	
				(累)界/代	系/代
541.0 ± 1.0					
~ 635		エディアカラン	新原生界/代	(累)新原生系/代	(累)新原生系/代
~ 720		クライオジェニアン			
1000		トニアン	中生界/代	(累)中生系/代	(累)中生系/代
1200		ステニアン			
1400		エクタシアン	中生界/代	(累)中生系/代	(累)中生系/代
1600		カリミアン			
1800		スタテリアン	古原生界/代	(累)古原生系/代	(累)古原生系/代
2050		オロシリアン			
2300		リアキアン	古原生界/代	(累)古原生系/代	(累)古原生系/代
2500		シデリアン			
2800			新太古界/代 (新始生界/代)	(累)新太古系/代	(累)新太古系/代
3200					
3600			中太古界/代 (中始生界/代)	(累)中太古系/代	(累)中太古系/代
4000					
~ 4600			古太古界/代 (古始生界/代)	(累)古太古系/代	(累)古太古系/代
			原太古界/代 (原始生界/代)	(累)原太古系/代	(累)原太古系/代
			冥王界/代		

すべての階層の層序区分単位に対して、その下限をGSSPs(国際境界模式層断面とポイント)によって定義する作業が進行中である。これは、長らくGSSA(国際標準層序年代)によって定義されてきた太古(累)界および原生(累)界の下限に対しても同様である。GSSPsに関する図および詳細な情報は、ウェブサイト <http://www.stratigraphy.org> に掲載されている。

本表に掲載されている年代値は見直されることがあるが、それは顕生(累)界およびエディアカラン系の層序区分単位の定義の変更を伴うものではない。そのような定義の変更は、GSSPsによるのみ可能である。GSSPsにより定義されていない境界や確定した年代値がない顕生(累)界の層序区分単位境界に対しては、おおよその年代値を「~」を付けて示した。

下部更新統、ペルム系、三疊系、白亜系、先カンブリア(累)界を除く全ての界の年代値は、Gradstein et al. (2012)の「The Geologic Time Scale 2012」による。下部更新統、ペルム系、三疊系、白亜系の年代値に関しては、当該問題を扱う国際層序委員会の小委員会による。

この日本語版ISC Chart(2020年版)は、IUGS(国際地質科学連合)の許諾を得て、日本地質学会が作成した。

表の色は、国際地質図委員会(Commission for the Geological Map of the World (www.cgmw.org))の推奨に従う。



図案(オリジナル): K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard, J.-X. Fan (c) 国際層序委員会, 2020年1月

引用: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.

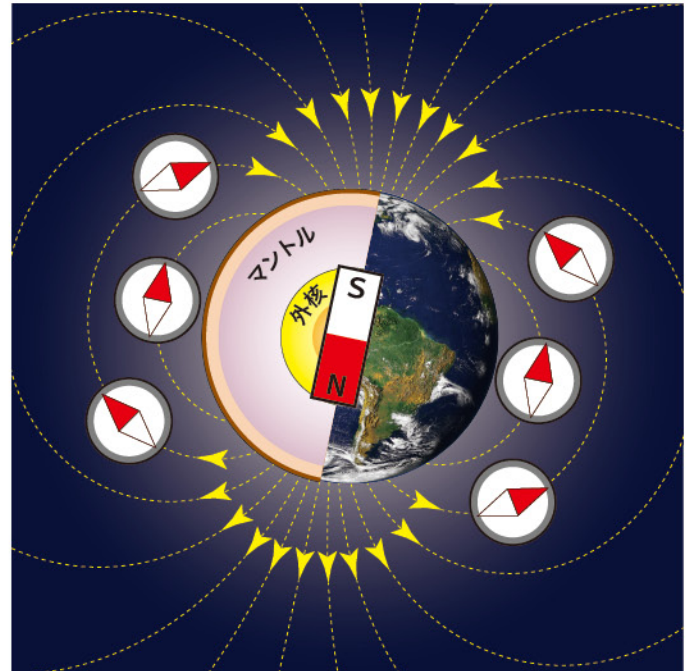
URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-01.pdf>

そもそも地磁気とは？

● 磁場と地磁気

私たちの住む地球には、目には見えませんが重力場や電場といった生活に影響をあたえる空間の「場」があります。たとえば、リングが木から落ちる様子は見えますが、リングに作用する重力場は見えません。方位磁石が引き合ったり離れようとしたりするのが磁力です。磁力がある空間を磁場といいます。磁石は鉄をひきつけます。磁石がまわりに磁場を作り出しているからです。地球には独自の磁場があり、これを「地磁気」と呼んでいます。私たちはこの磁場に守られ、磁場の中で生きています。

この地球の磁場は地球の内部にある磁石によって作られています。その磁石の正体は、地球の中心部にある核という部分にあります。核は鉄などの金属を主成分としていて、内側（内核）は高い圧力のため固体ですが、外側（外核）は溶けた液体の状態です。外核では、液体の鉄が流動することで、地磁気が発生していると推定されています。さらに、磁場中で金属が流動すると電流が生じます。その電流が新たな磁場を生み出して地磁気が維持されていると考えられています。外核での金属の流れ方には様々な条件が作用しています。そのため、地磁気は少しずつゆっくりと強さや方向を変化させています。そしてある時、非常に弱くなって逆転してしまうことがあります。これが地磁気の逆転です。

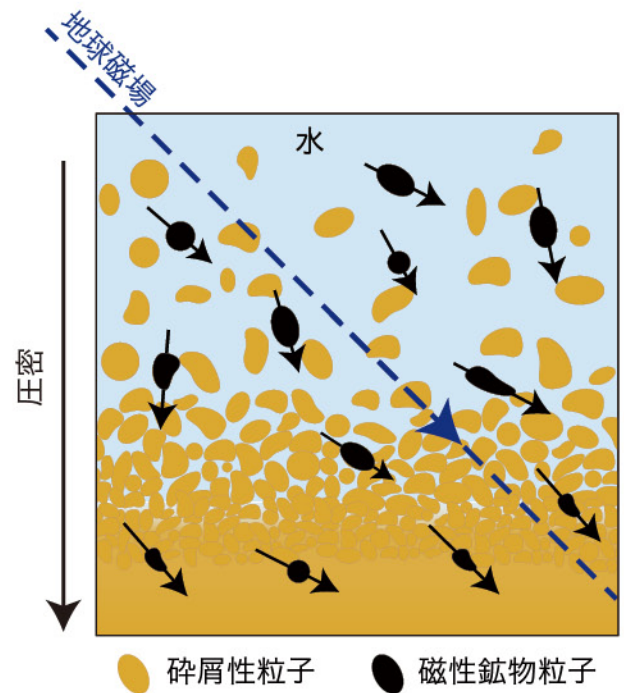


地球磁場（地磁気）は外核がつくるとされる

● 地層や岩石が磁化する

過去の地球磁場は堆積物や火山岩などに記録されています。泥岩などの地層の中には、磁鉄鉱のような磁石の性質をもった鉱物の粒子（磁性鉱物粒子）が含まれています。まず、泥などの堆積物が海底などにたまと、堆積物の中に含まれる非常に小さな磁性鉱物粒子は、水中を沈降している間、そして堆積物の碎屑性粒子のわずかなすき間の中にある時に、地磁気に合わせて磁化の向きがそろいます。これは、棒磁石を糸でつるすとN極が北を向くような作用ですが、堆積物粒子とぶつかったり、堆積物中の生物やバクテリアが動いたりするので、磁化の向きは少しばらけます。そのまま埋没して岩石として固まると、地層として一定の向きに磁石の性質をもち（磁化が固定され）、地球磁場を記録することになります。

火山岩にも同じような性質があります。熱い溶岩に含まれる磁鉄鉱などの粒子は、地磁気に合わせて向きをそろえ、溶岩が冷え固まるとその時の地球磁場の向きに磁化されます。



堆積物が地球磁場を記録する仕組み

碎屑性粒子（茶色）は水中を落下して堆積物表面に溜まり、圧密されて隙間が減っていきます。磁性鉱物粒子（黒色）も同様に落下・圧密されますが、地球磁場の方向（青矢印）に磁化の向き（黒矢印）がそろいます。堆積物が圧密されていくと、周囲の碎屑性粒子と固く接するようになり、磁性鉱物粒子は地球磁場が変化しても動かなくなります。

地磁気逆転の発見！

● 時を経て逆転をくりかえす地磁気

地磁気は過去に何度も逆転していたことが知られています。一番最近の逆転が起こったのはチバニアン期が始まった約77万年前です。この時、現在と逆の向きだった地磁気（方位磁石のN極が南を指す）が、現在の向き（N極が北を指す）に変化しました。

京都帝国大学の教授であった松山基範（右写真）は、1926年に兵庫県の玄武洞の岩石が現在と逆向きに磁化していることを発見しました（論文は1929年）。引き続き、本州、九州、朝鮮、中国東北部の36地点から採取された岩石の磁化方位を測定し、地磁気逆転の結論を導きました。現在の地磁気と逆向きに磁化した岩石が存在することは、松山より前の1906年にフランスのベルナル・ブルンによって報告されていましたが、松山は地質学的な時間の流れを考えに取り入れました。測定された試料が現在の地磁気に近い向きと逆向きの2つのグループに分かれ、玄武洞に代表される逆向きに磁化した岩石の方が古いと推定されたことから、この時代の異なる2つのグループの間に地磁気が逆転したと結論づけました。

その後、世界中で研究が進み、1979年には約500万年前にまでさかのぼる地磁気極性年代表が作成されました。そしてある程度同じ極性を持つ期間を磁極期と名付けました。現代と同じ向きを正磁極、逆向きを逆磁極と呼びます。

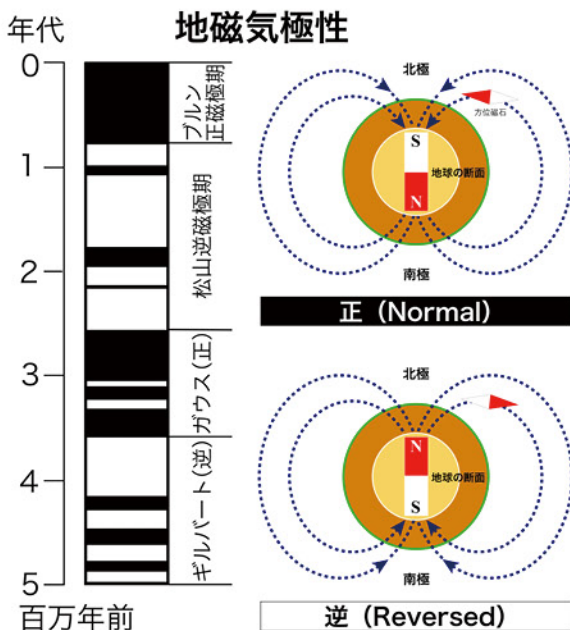
磁極期は4つあり、新しい方からブルン（正）、松山（逆）、ガウス（正）、ギルバート（逆）の名がつけられています。そして、各磁極期の境界を、例えば松山-ブルン境界と呼んでいます。



松山基範 (1884-1958) (写真提供：山口大学)



松山基範が逆向きに磁化した岩石を発見した（玄武洞）



地磁気年代表と地磁気極性

地層に残された古地磁気を調べる

● 古地磁気研究の流れ

地層や溶岩は昔の地磁気、すなわち「古地磁気」を記録するテープレコーダーのような役割も持ちます。古地磁気を調べることで、過去に起きた地磁気逆転や地磁気強度の変化を知ることができ、このような学問を「古地磁気学」といいます。チバニアンの誕生には、一番最近の地磁気逆転である「松山-ブルン境界」の様子を詳細に調べることが最も重要でした。ここでは千葉複合セクションで実施された古地磁気研究の流れを紹介します。



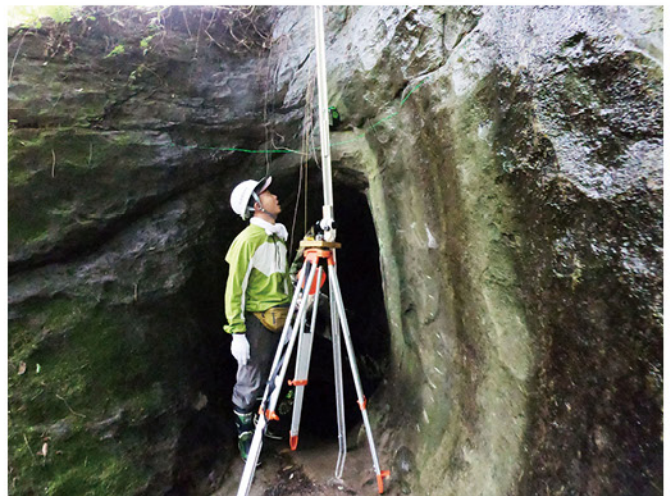
養老田淵セクションでの試料採取の様子（写真提供：岡田 誠氏）



養老田淵セクションでの試料採取の様子（写真提供：岡田 誠氏）

① 地層の記載と試料採取層準の決定

最初に、地層の構成物（砂、泥、火山灰など）やその厚さを野帳に記載・スケッチし、千葉セクションがどのような重なりを持つのかを把握します。次に試料を採取する位置を決定します。また、試料どうしの間隔や、試料と砂層・火山灰層との層位関係を野帳に記入します。



養老田淵セクションでの測量の様子（写真提供：岡田 誠氏）

② 試料採取（サンプリング）

古地磁気学の研究では、携帯式ドリルコアラーという機器を用いて、地層から円筒形の試料を採取します（左上写真）。地層の上の方から試料をとるためにはハシゴに登りながらドリルを扱う必要があります（左下写真）。千葉複合セクションでは、地層の厚さ 10cm ごとに試料採取をしています。

③ 試料の方位づけ

古地磁気学の研究では、試料に記録されている昔の地磁気の「方向」が重要です。そこで、ドリルコアラーで掘った穴に差し込める特殊な磁気コンパスを使用して、試料が地層に対してどのような「向き」と「角度」で刺さっていたのかを野帳に記録します。この試料の向きは最後のデータ解析で使用します（下写真）。



特注の磁気コンパスを用いた方位づけ

④ 試料の整形

測定しやすいように、円筒形の試料を長さ 2 cm ごとに切り分けます。その後、試料が地層に刺さっていた時の向き・角度の目印と試料コードを書き入れます。写真の試料に書かれている「TB」は田淵を示しています（左上写真）。

⑤ 試料の分析と消磁

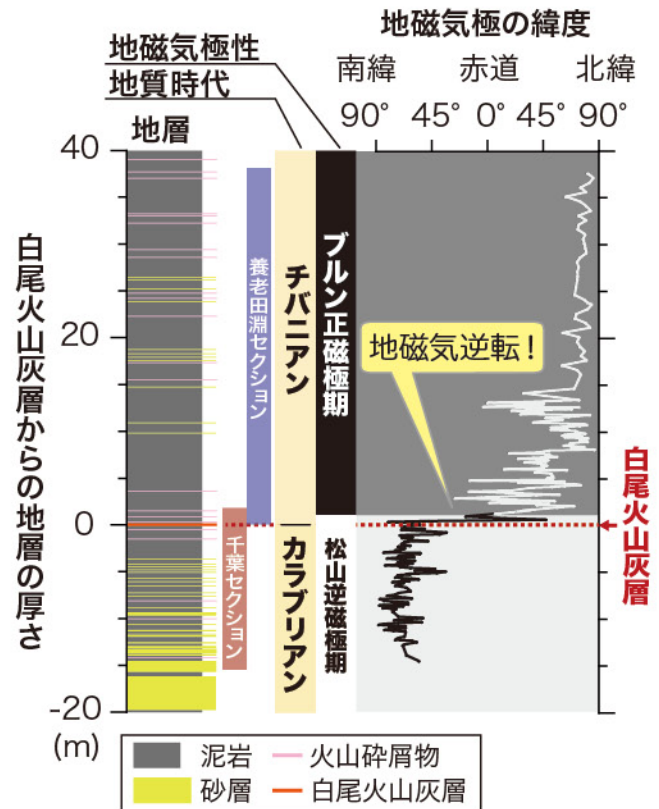
試料に記録された古地磁気を知るためには「磁化測定」と「消磁」を行います。磁化測定では、左下写真のような超電導岩石磁力計を使用して、試料に含まれている磁性鉱物の向きを測ります。しかし多くの場合、この磁性鉱物の向きは「地層が堆積した当時の地磁気の方角（初生磁化）」と「地層が堆積してからずっと後の地磁気の方角（二次磁化）」が混ざっているのです。そこで、邪魔な二次磁化を「消磁」することで、初生磁化だけを取り出します。消磁には、電気炉内で試料を加熱する「熱消磁」と試料を減衰交流磁場にさらす「交流消磁」を行いました（左下写真）。



分析用に加工された試料（写真提供：岡田 誠氏）



茨城大学の古地磁気実験室。装置は鉄板に囲われた小部屋に設置されており、現在の地磁気を遮断しています



千葉複合セクションの古地磁気記録

⑥ データ解析

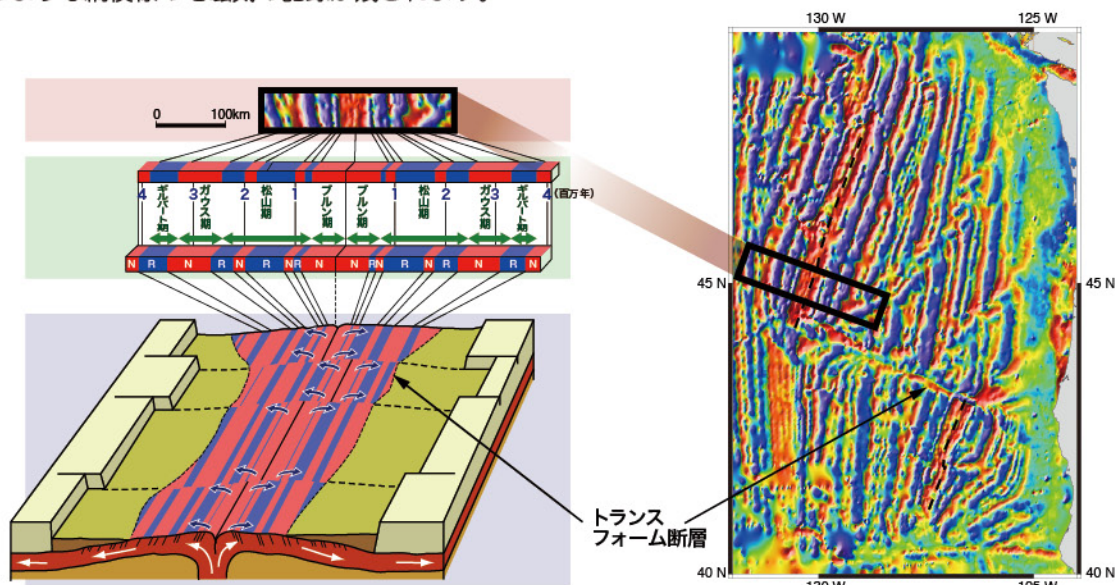
初生磁化の方角を、試料の向きなどで補正することで、地層が堆積した当時の千葉複合セクションにおける地磁気の方角を計算します。最後に、当時の千葉セクションの位置と地磁気の方角から、地磁気極の位置を計算します。この地磁気極が北緯 45 度より北にあれば現在と同じ「正極性」、南緯 45 度より南にあれば「逆極性」、北緯 45 度と南緯 45 度の間は「中間極性」と解釈されます。その結果、松山-ブルン境界は白尾火山灰層の約 1m 上に位置することが明らかになりました（右図）。

この他にも、試料に人工的な磁化を着磁したり、試料を絶対零度近くまで冷やしたり、600 °Cまで加熱したり、さまざまな実験を行うことでデータの解釈を裏付けていきます。

地磁気が明らかにした地球科学

プレートテクトニクスを確立させた地磁気!

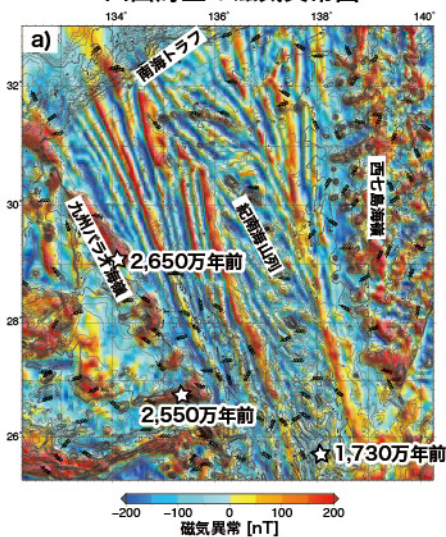
プレートの動きに乗って大陸が移動し、さらに海洋底では新しいプレートが生まれています。新しいプレートには生まれた時の磁場の向きが記録されています。そのため、拡大する新しい海洋プレートには磁気レコードのような縞模様の地磁気の記録が残されます。



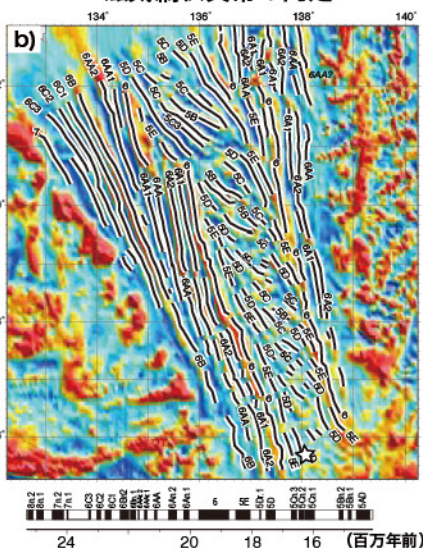
中央海嶺で生まれたプレートは東西に広がるようにゆっくりと移動しています (高橋, 2005 を基に作図)

フィリピン海のテクトニクス

四国海盆の磁気異常図



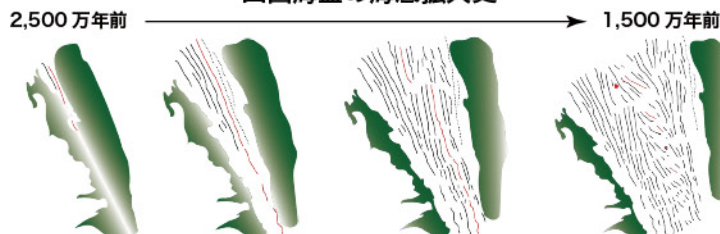
磁気縞状異常の同定



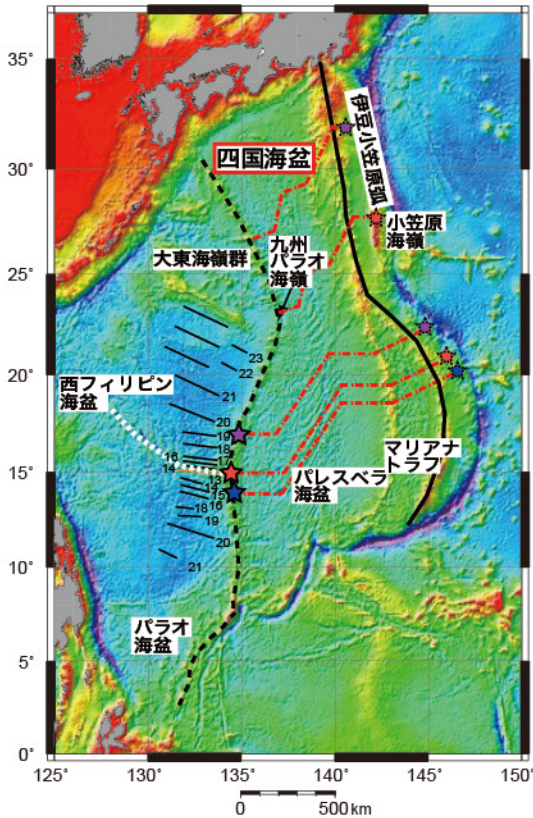
● 四国海盆の形成

地磁気異常の性質を利用して、日本の南に位置し南海トラフなどから日本列島の下に沈み込んでいるフィリピン海プレートが、どのように形成されてきたのか明らかにされてきました。その例を左図に示します。四国海盆は四国から紀伊半島の南方に位置し、フィリピン海プレートの北部を占める海盆で、約2,500万年前～1,500万年前に形成されたことが海底磁気異常の解析と海底岩石の形成年代から明らかにされました。

c) 四国海盆の海底拡大史



四国海盆海底の a) 磁気異常と b) それに基づく海盆形成史。磁気異常図 (沖野, 2015 による) を改変。黒星は岩石の年代値が得られている地点を示す (Ishizuka *et al.*, 2009, 2011 による)。c) 四国海盆形成史。(図提供: 沖野郷子氏)



日本の南に広がるフィリピン海プレートの海底地形。Hilde and Lee (1984) による磁気異常の同定を黒線で示している

● 拡大するフィリピン海プレート

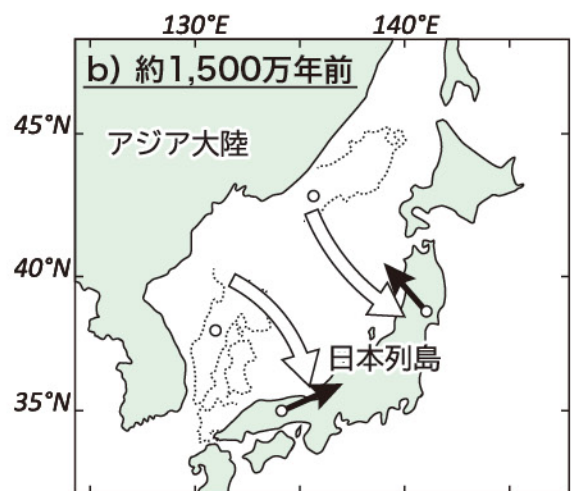
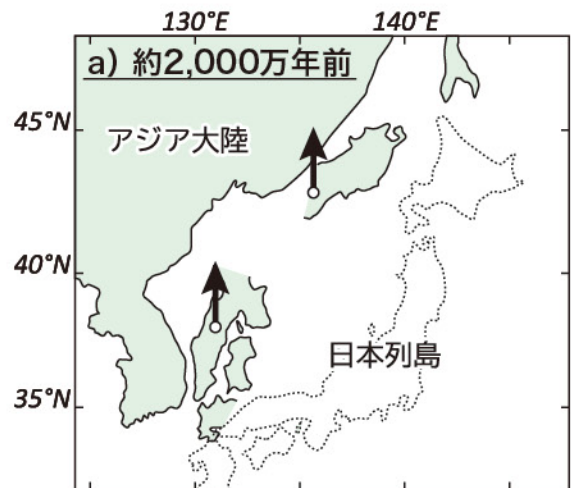
日本の南に広がるフィリピン海プレートの海底地形は、四国海盆 (P. 20 下図参照) とパレスベラ海盆が海底拡大によりできる前は、それぞれ同じ色の星で示した部分は一体であったと考えられます。すなわち伊豆小笠原マリアナ弧と九州パラオ海嶺は一体であったと考えられます。西フィリピン海盆は概ね北北東-南南西方向に拡大したと考えられます。

日本海の形成と回転運動

方位磁石が北を示すように、通常、岩石が記録する昔の地磁気 (古地磁気) 方位も北、またはその真逆の南を向くはずです。しかし、日本列島に分布する 2,000 万年前より古い岩石の古地磁気方位は、東北日本では反時計回り方向に、西南日本では時計回り方向に「ずれ」ていることがわかりました (右図 b の黒矢印)。この「ずれ」は、日本列島が何らかの回転をしたことを意味し、その要因は日本海の形成、拡大と考えられています。その歴史を整理すると以下ようになります。

もともと日本列島はアジア大陸東縁に位置していました。その時代に南北方向の古地磁気を記録します (右図 a の黒矢印)。その後、両開きの扉を開くように日本海の拡大が起こり、東北日本は反時計回り、西南日本では時計回りに回転しました。その結果、アジア大陸東縁に位置していた際に記録した古地磁気方位がずれました (右図 b の黒矢印)。

このように岩石に記録された古地磁気記録を調べることで、大地の回転運動を解明することもできます。



日本海拡大の推定モデル図。最初に発表された論文、Otofujii *et al.* (1985) を基にしたモデル図です。実際はより複雑で、未解決な点が多く残されています。現在も詳細な回転運動の解明のため、研究が行われています

地磁気が明らかにした地球科学

地磁気と逆方向に磁化する岩石

はるなさん
榛名山の火山軽石による自己反転磁化の発見

● 地磁気逆転と自己反転磁化

榛名山のデイサイト質軽石で地球磁場と逆向きに「磁化」する（自己反転磁化）岩石が日本人によって発見されました（Nagata *et al.*, 1951）。ブルンと松山の発見により、地磁気の極性逆転が起こりうると理解されつつありましたが、自己反転磁化の発見により、逆転するのは地磁気なのか磁化なのかが議論となりました。ある特別な化学組成をもつ磁性鉱物について、異なる「キュリー温度」を持つ磁性相が隣接し、冷却時にキュリー温度が低い方の磁性相がキュリー温度が高い方の磁性相よりも強い磁化を獲得するときに見られます。このような磁性鉱物は自然界ではあまり一般的ではありません。



北東方向、赤城山山腹から見た榛名山（下司・竹内，2012）。デイサイト質軽石はニッ岳溶岩ドーム形成時のもの

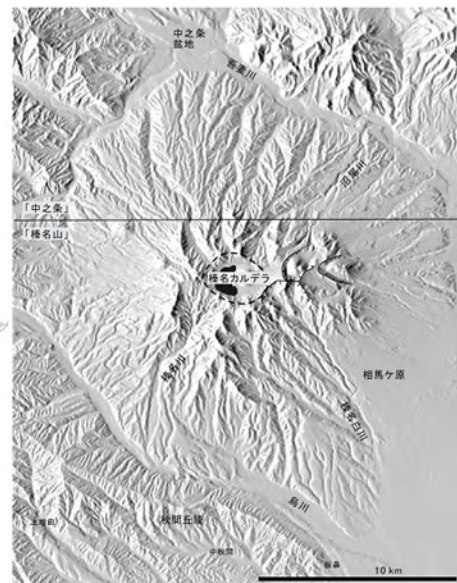
【用語説明】

磁化：磁性体や磁性鉱物に強磁場をかけたり、磁場中で冷却させることにより獲得し、磁場を取り去っても残る。

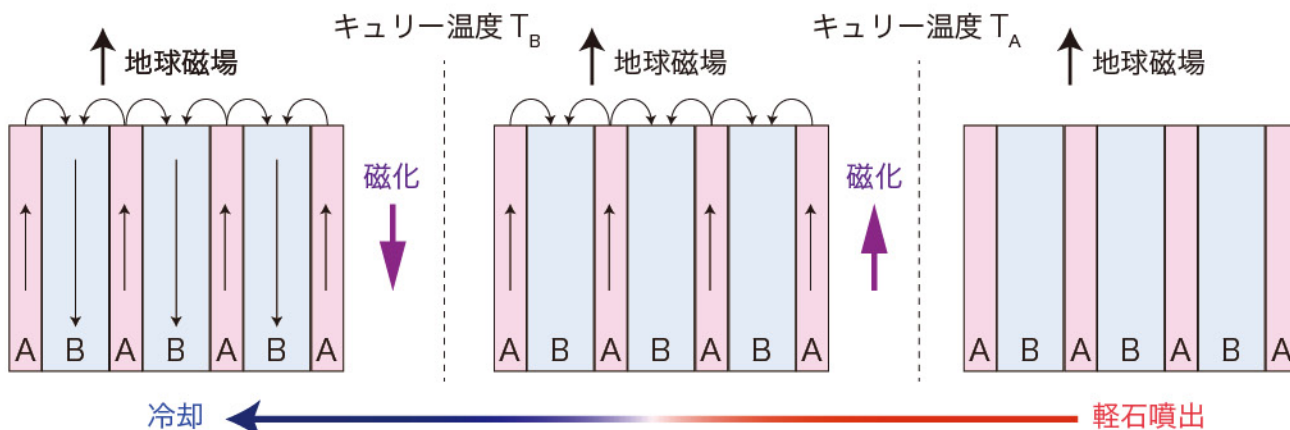
キュリー温度：磁性体が磁性を失う温度。これよりも温度が高ければ磁化を持たず、これよりも温度が低ければ磁化を保持する。磁性粒子の大きさなどによって実際に磁化が獲得される温度はキュリー温度よりも低くなりうる。

● 自己反転磁化の原理

地球磁場と逆向きに磁化するしくみを下図で説明します。ピンクのA相と水色のB相、2種類の磁性相が隣接しています。軽石噴出時はA相、B相ともに磁化を持ちません（右）。A相のキュリー温度以下になるとA相は地球磁場方向に磁化します（中央）。B相のキュリー温度以下になるとA相の磁化による磁場が地球磁場と逆に作用して、B相は地球磁場と逆に磁化します（左）。B相の磁化がA相の磁化よりも強ければ、全体として地球磁場と逆向きに磁化することになるのです。



榛名山の位置と榛名火山の地形陰影図（下司・竹内，2012）



軽石に含まれる磁性鉱物が地球磁場と逆向きの磁化を獲得する様子

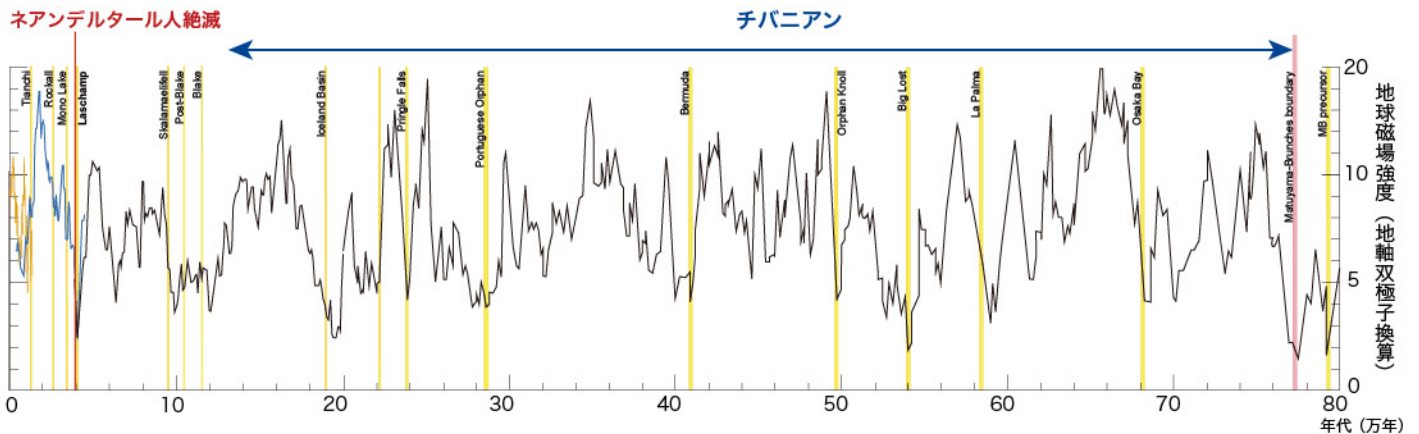
地磁気が明らかにした地球科学

地磁気強度減少による地球と生命への影響

地磁気逆転と地磁気エクスカージョン

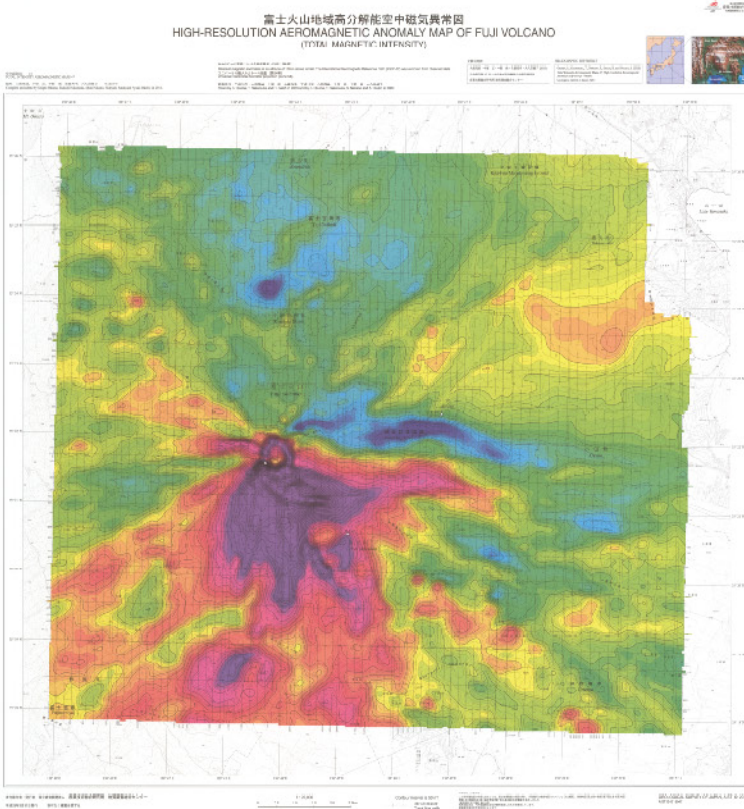
地磁気は太陽風や宇宙線など高エネルギー粒子から大気を護り、生命を育む上で重要な役割を果たしています。約77万年前の地磁気逆転時には、地磁気が弱くなりましたが、極性逆転を伴わずに地磁気が弱くなる現象を“地磁気エクスカージョン”と呼びます。特に、約4万1千年前のLaschampエクスカージョン

ンでは地磁気強度が大幅に減少しましたが、その直後の約3万9千年前にネアンデルタール人が絶滅しました。地磁気が弱くなって高エネルギー宇宙線が増加し、それによってオゾン層が破壊され、紫外線が増加したのが絶滅の原因との一説があります（Channell and Vigliotti, 2019）。



過去80万年前の地磁気強度変動（Channell *et al.*, 2020 をもとに一部改変）。黄色帯は地磁気エクスカージョン、ピンク色帯は松山-ブールン地磁気逆転を示す

富士山も磁石の性質を獲得した！



富士山の空中磁気探査を実施した結果です。富士山の噴出物は次々と磁化していきました。富士山全体をながめてみると、大局的に南北で強度が異なるダイポール型（二極型）の磁気異常を示すことがわかります（左図）。磁気異常とは岩石などの磁性の変化によって起こる、地球の磁場の局所的な変化です。日本は北半球の中緯度地域に位置するため、山体の南斜面を中心として高い磁気異常が広く分布し、北斜面には低い磁気異常がやや狭まって観測されます。

さらに、このような磁気異常の非対称性を取り除いたデータ処理を加えると、個々の火口や溶岩流や側火山の分布、さらには伏在的な地質構造と推定される磁気異常が認められます。

富士火山空中磁気異常図（大熊ほか，2016）

くわしくは
こちらで▶



https://www.gsj.jp/Map/JP/docs/aero_doc/jiki_47.htm

地磁気が明らかにした地球科学

走査型 SQUID 顕微鏡による磁気イメージングの地質学への応用

海底のマンガンクラストから過去の気候変動と年代を推定

- 地質試料用の走査型 SQUID 顕微鏡により、マンガンクラストを高分解能磁気イメージング
- マンガンクラストの形成年代の推定と過去の気候変動の影響の検出に成功
- 地球環境変動の非破壊精密復元に期待

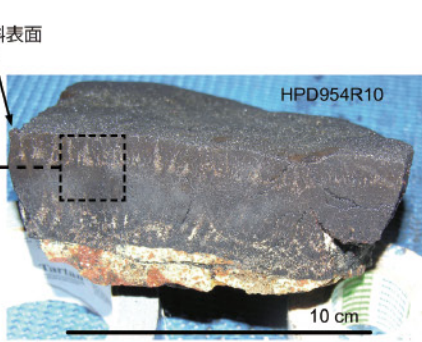
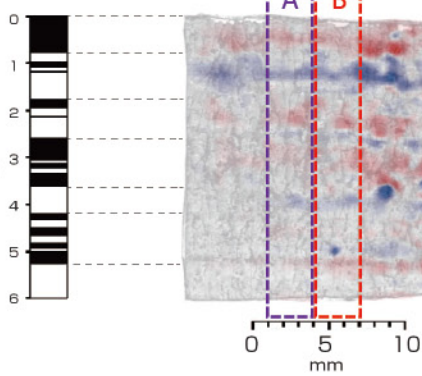
超伝導量子干渉素子 (SQUID) を利用した走査型 SQUID 顕微鏡を用い、地質標本館で作製したマンガンクラストの薄片表面を 0.1 mm の高分解能で磁気イメージングして、過去の地球磁場逆転の磁気的な記録を測定し、標準地球磁場逆転年代軸との比較によって形成年代を推定しました (Noguchi *et al.*, 2017)。

標準地球磁場逆転年代軸

薄片試料の表面磁場

海底のマンガンクラスト試料

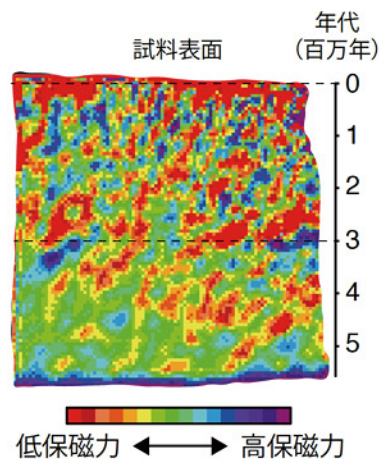
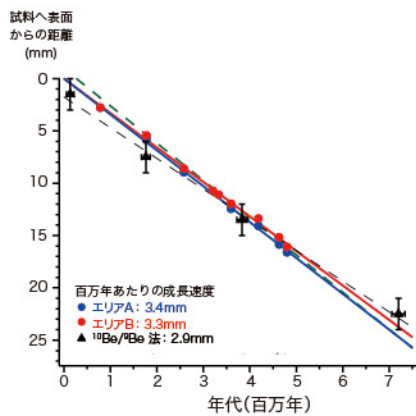
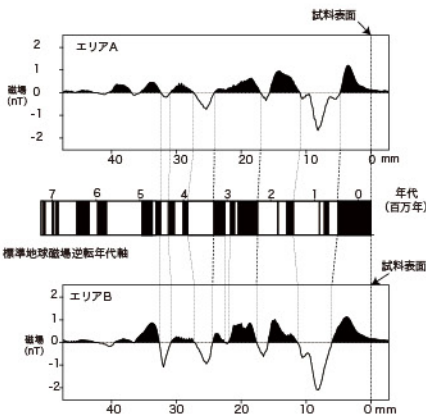
年代
(百万年)



(右) 南鳥島南西方約 150 km の水深約 2,200 m に位置する海山の露頭から採取したマンガンクラスト。

(中央) 薄片試料の SQUID 顕微鏡による磁気画像を光学画像に重ね合わせたもの。赤が上向き青が下向きの磁場を示します。A、B はそれぞれ平均計算のエリア。

(左) 標準地球磁場逆転年代軸。



磁気画像でそれぞれエリア A とエリア B の磁場の平均値の極性境界を標準地球磁場逆転年代軸の極性境界と対比して、年代推定を行いました。

成長速度はエリア A で百万年あたり 3.4 mm、エリア B で 3.3 mm と推定されます。同じマンガンクラスト試料のベリリウム同位体による成長速度の推定値は百万年あたり 2.9 mm であり、両者はおおよそ一致します。

高保磁力の磁性鉱物(青)が約 300 万年前頃から増加します。中国大陸から風成塵として運ばれてきたと考えられます。約 270 万年前の北半球寒冷化による気候変動の影響と考えられます。

くわしくは
こちらで▶
産総研プレス発表
ウェブサイト

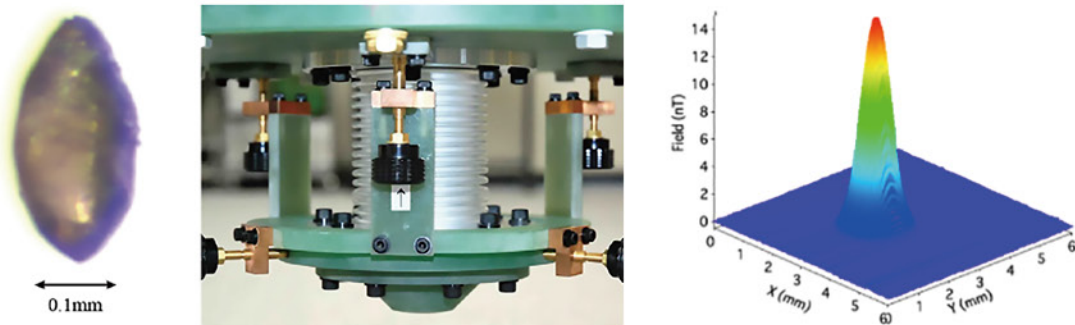
地磁気が明らかにした地球科学

地球創世直後から地球磁場が存在した可能性が高まる

SQUID 磁気顕微鏡によるジルコン結晶の磁気分析などから示唆

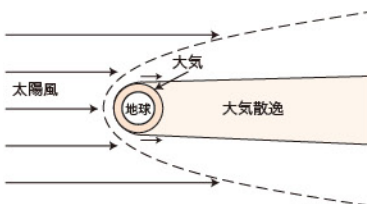
- SQUID 磁気顕微鏡などで地球創成直後にできた鉱物から微弱な地球磁場記録を検出
- 地球磁場が 42 億年よりも前から存在していた可能性を示唆
- SQUID 磁気顕微鏡を用いた高感度分析により、地球環境復元への貢献に期待

走査型 SQUID 磁気顕微鏡などによって、西オーストラリアのジャックヒルズの地球創世直後のジルコン結晶を分析し、地球磁場強度の推定に成功しました (Tarduno *et al.*, 2020)。特に、約 41 億年前のジルコン結晶のデータが、現在の地球磁場に近い磁場強度を持つことが高い信頼性をもって示されました。これまでの研究で、約 42 億年前の試料も現在の半分以上の地球磁場強度を示すため、約 42 億年前に地球磁場が存在した可能性が示唆されます。

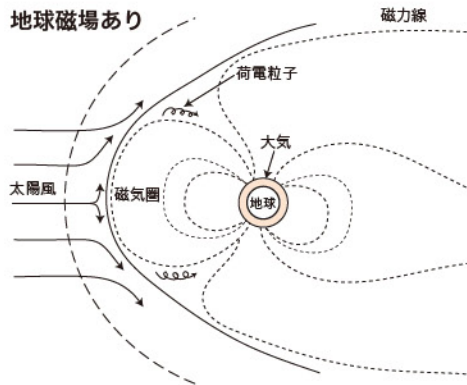


(左) 地球創成直後のジルコン結晶 (写真提供: John Tarduno 氏). (中) 走査型 SQUID 磁気顕微鏡の測定部.
(右) ジルコン結晶表面の鉛直上向き磁場

地球磁場なし



地球磁場あり



太陽風と地球磁場と大気散逸

地球磁場発生前 (左) は太陽風による大気散逸が激しく、地球磁場発生後 (右) は地球磁場が防御壁となって太陽風の荷電粒子による大気散逸が抑制されます。

● 地磁気と地球・大気・生命の進化

地球磁場強度の結果に基づき、当時の地球の内部構造と地磁気ダイナモに制約条件を与えることが可能です。また、地球磁場が太陽風による大気散逸を防ぐことから、地球磁場強度は地球大気と生命の進化に重要な意味を持ちます (小田, 2020)。SQUID 磁気顕微鏡を用いて、地質試料に記録された地球磁場の高感度分析を進めることにより、地球環境のさらなる復元が期待されます。



西オーストラリア、ジャックヒルズの露頭写真 (写真提供: John Tarduno 氏)

くわしくは
こちらで▶



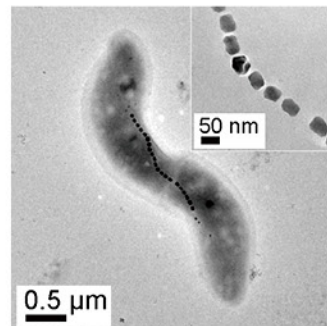
地磁気が明らかにした地球科学

磁性体の高度磁気解析の国際共同研究による成果

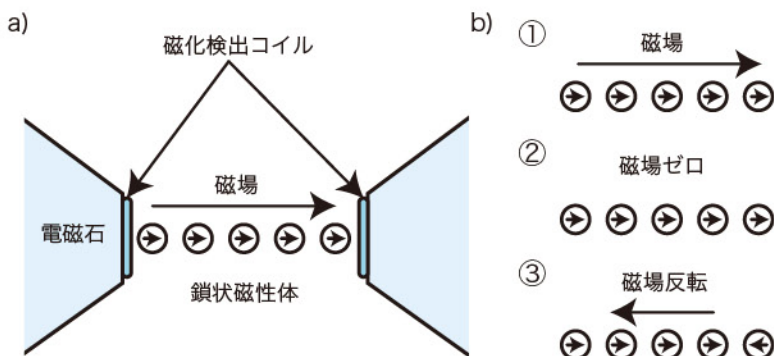
ナノメートルサイズの磁石を持つバクテリアから気候変動の復元を目指す

- ナノ磁気粒子の磁場逆転に伴う複雑な磁化変化のシミュレーションを実施
- 走磁性バクテリアの鎖状磁性体の並び方を時価の変化パターンから判別
- 地質試料に含まれる走磁性バクテリアなどの非破壊磁性分析による気候変動の復元に期待

産総研地質調査総合センターは、ケンブリッジ大学、オーストラリア国立大学、インペリアルカレッジロンドンとの共同研究で、ナノメートルサイズの磁性粒子の集合体に対して、磁性体の磁気ヒステリシス二次微分解析手法（FORC 法）と拡張 FORC 法による複雑な外部磁場の変化に対する磁化の応答をシミュレーションで導き、得られた結果を可視化しました（Harrison *et al.*, 2019）。特に、地質試料などに含まれる走磁性バクテリア体内の鎖状に並んだ磁性粒子の直線性などを磁化の変化パターンから判別できることを示しました。この成果は、気候変動の影響を受ける走磁性バクテリアの判別・分析に役立つと共に、磁性体の非破壊評価手法や、未知の磁性粒子集合体や混合物判別手法の発展への貢献が期待されます。



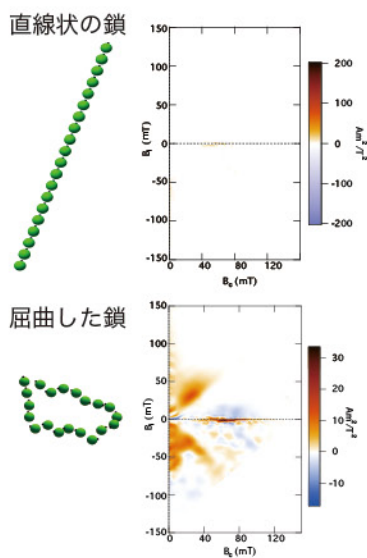
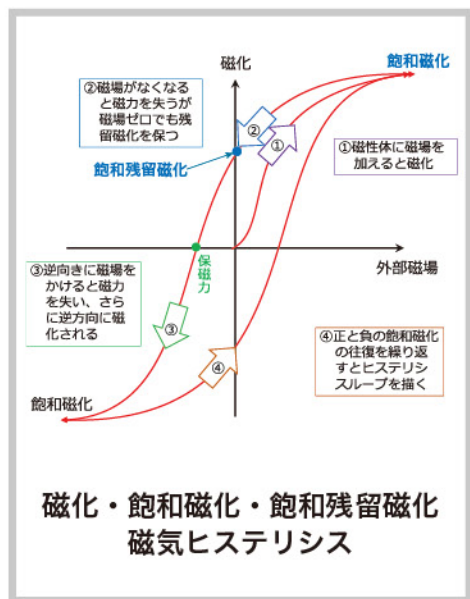
走磁性バクテリアの透過型電子顕微鏡画像 (Shimoshige *et al.*, 2017; PLOS ONE)



鎖状磁性粒子の磁場逆転に対する応答と FORC 法

(左図 a) 振動試料型磁力計を用いた FORC 法の測定。電磁石で磁性体に磁場をかけて磁化を読み取ります。

(左図 b) ①右方向に強い磁場をかけると磁性体は右向きにそろいます、②磁場をゼロにしても磁化はほとんど変化しません、③さらに逆方向に弱い磁場をかけると磁化が一部逆転します。磁場を何度も変化・逆転させて磁化の変化を可視化します (FORC 図)。

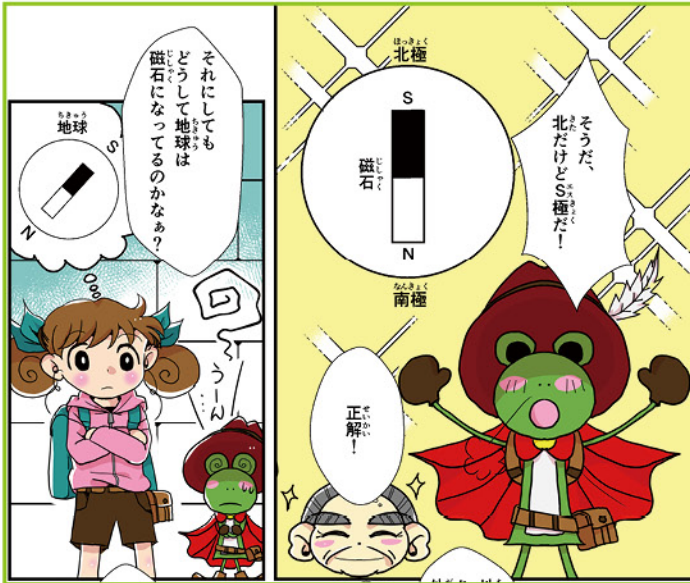


鎖状磁性粒子の形状と FORC 図

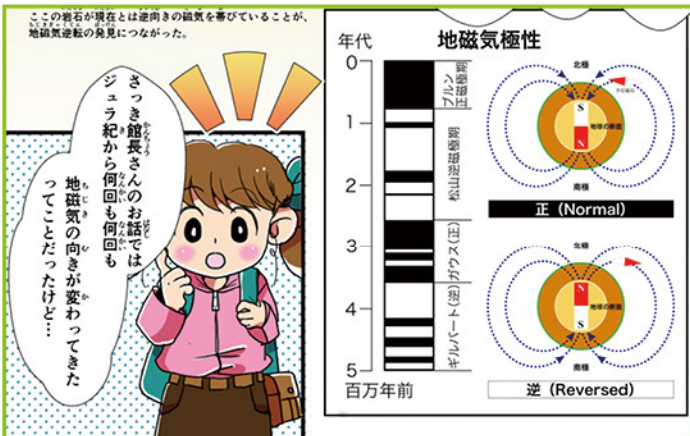
左図の上段と下段は、直線状および屈曲した鎖状磁性ナノ粒子についての拡張 FORC 法 (tFORC) のシミュレーション結果を図示したもの (右)。ナノ磁性粒子 (左) は緑色の球で表現され、球面上の黒の突起は磁化しやすい方向を示します。シミュレーションに用いた複数の鎖状磁性体のうち 1 本を示します。両者の信号は明らかに異なります。

くわしくは
こちらで▶
産総研プレス発表
ウェブサイト

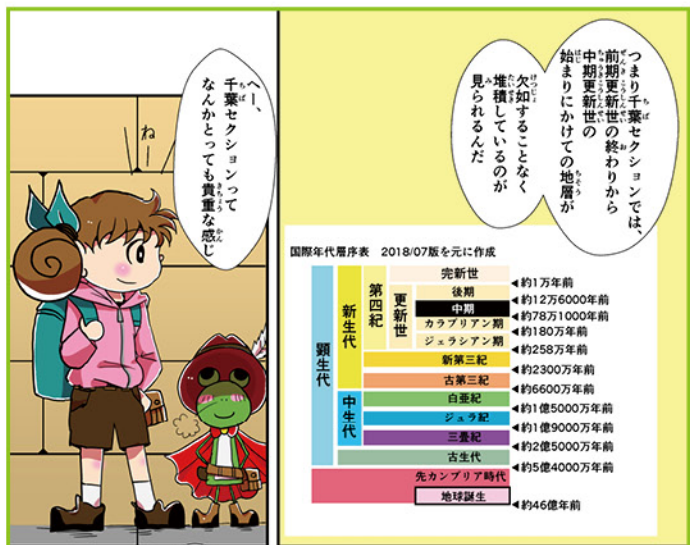
あんも ない と 杏桃ちゃんと騎士くんも学びました！



方位磁石が南北を指すのは、地球が磁石の性質をもっているから。磁石のN極が北極を向くから、地球の北極がS極であることに気づきましたよ。



地球の磁場の逆転は、日本人研究者、松山基範による大発見！「松山逆磁極期」と呼ばれる時代があることを館長さんから教わりました。



貴重な千葉セクション。このあと、国際境界模式層として認められ、チバニアン期という時代が決定したのですね。

地質標本館のキッズページ「まんがで学ぼう！地質」に登場する杏桃ちゃんと騎士くんも、地磁気の逆転とチバニアンについて学びました。



騎士くん 杏桃ちゃん

いろんな疑問をわかりやすく解説!!



1つわかると、もっと知りたくなるよね。



キッズ 地質標本館 ページ

漫画やパズル、クイズなどで楽しく地質を学べます！
<https://www.gsj.jp/Muse/kids/index.html>

地層を「つなげる」

チバニアンを支える千葉複合セクションとは何か

● 地層の全体像を知る

皆さんは、河岸や山の中、道路の脇などで地層を見たことがありますか？ 地層の多くは、地形が変化する過程で雨風や川の流れてによって削られてしまい、限られた範囲しか観察ができません。そこで、個々の崖などで観察できる地層（セクション）を「つないで」、その地層の全体像を描くことがとても重要になります。これは地質学の基本の一つです。

地層をつなげるために重要なことは、広い範囲に分布するセクション同士をつなげるカギとなる「鍵層」を見つけることです。個々のセクションの地層を詳しく調べ、鍵層をつなげることで、より長い期間に形成された地層の全体像を復元することができます。

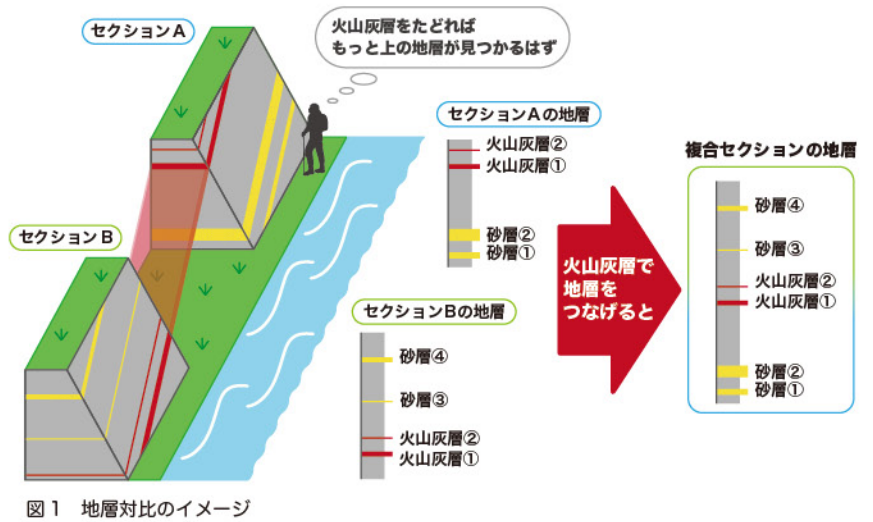


図1 地層対比のイメージ

● 千葉複合セクション

「千葉複合セクション」は5つの調査地点で観察できるセクションの総称です。小草畑川の地層は「小草畑セクション」、浦白川の地層は「浦白セクション」と「柳川セクション」、養老川の地層は「養老川セクション」、養老川に流れ込む沢の地層は「養老田淵セクション」と呼びます。また、養老川セクションの最下部にある田淵地区の崖は、特に「千葉セクション」と呼ばれ、チバニアンのGSSP（国際境界模式層断面とポイント）となりました。各セクションで観察できる同じ火山灰層や砂層を基準に地層をつなげることで、千葉複合セクション全体の連続的な地層を作ることができたのです。

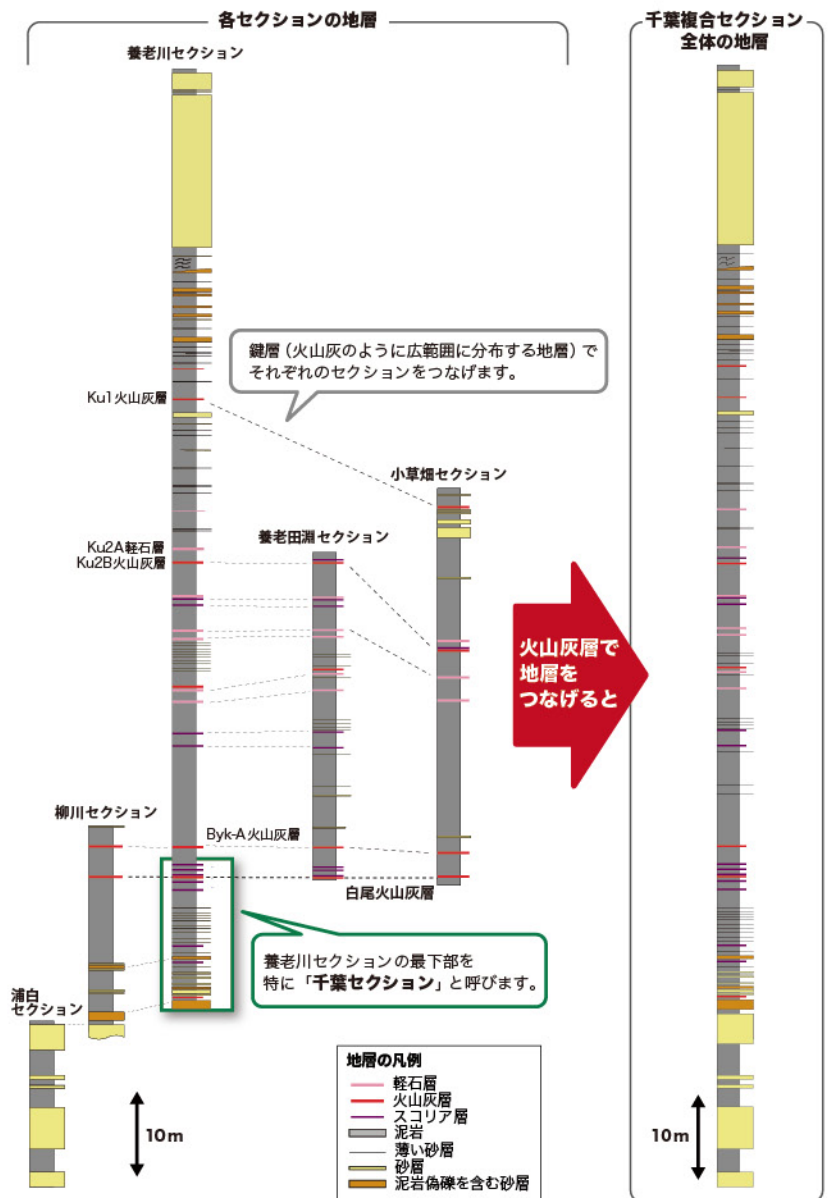


図2 5つの調査地点で作成した地層の柱状図と、それらから構築した千葉複合セクションの柱状図。



図3 千葉セクションと養老田淵セクション周辺の俯瞰図 (Suganuma *et al.*, in press の図 11 を改変)

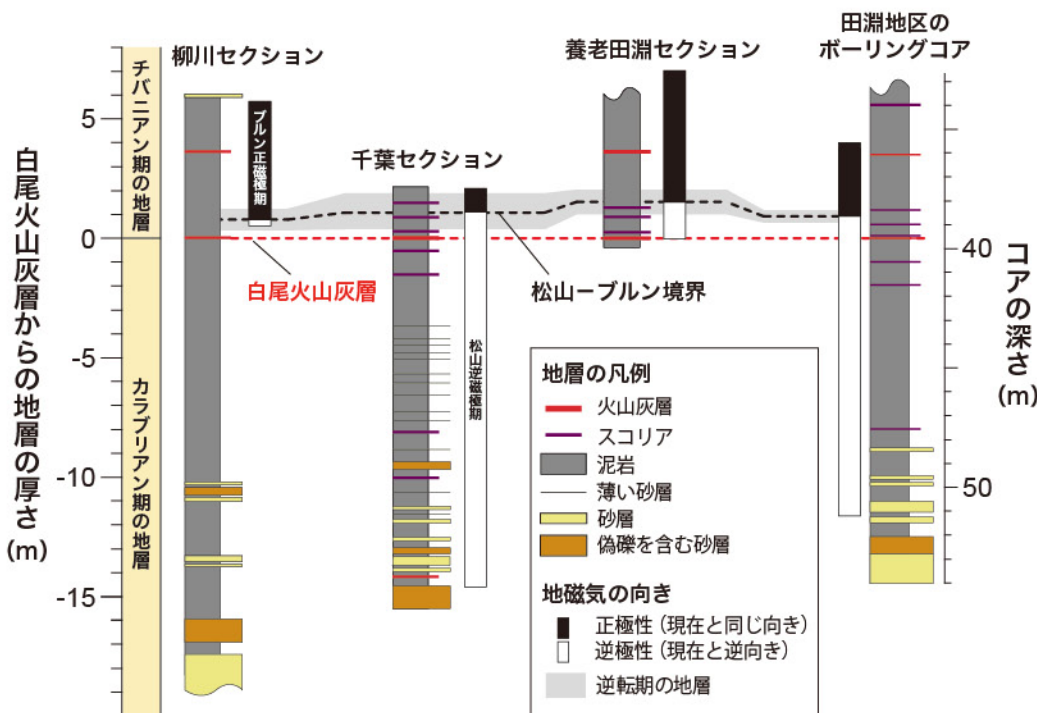


図4 千葉複合セクションとボーリングコアで見つかった地磁気逆転層 (松山-ブルン境界). (Haneda *et al.*, 2020 の図 8 を改変)

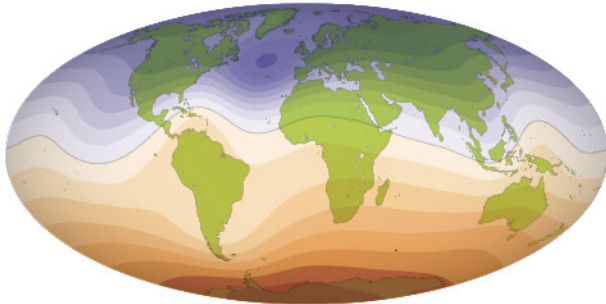
● 千葉複合セクションの地磁気逆転層

地層をつなげるために使われるのは目に見える鍵層ではありません。地層を分析することでわかる地磁気逆転層も鍵層になります。最後の地磁気逆転である松山-ブルン境界は、千葉複合セクションの3つのセクションと田淵地区で掘削されたボーリングコアから見つかりました。これら4カ所の松山-ブルン境界は、いずれも白尾火山灰層よりも約1 m上の地層で見つかったことから、火山灰での地層対比を裏付けると同時に、GSSPとしてのチバニアンの確かさを示しています。

地磁気が逆転する様子

地球の磁極はどのようにして変わる？

全体の磁場 (双極子磁場)



● 地磁気の形

地磁気には「双極子磁場」と「非双極子磁場」が存在します。双極子磁場は棒磁石のようにN極とS極が対になった磁場です。また、棒磁石を長さ方向に伸ばして地表と交差する地点を「地磁気極」と呼びます。過去10万年間の地磁気の平均は双極子磁場に近しいことがわかります(図1上)。一方、非双極子磁場は双極子以外の地磁気の成分です(図1下)。アフリカ大陸や南アメリカ大陸など、濃い色で示された磁場の垂直成分が強い領域がいくつも存在し、非双極子磁場の形は地球全体で不均一であることがわかります。

双極子成分以外の磁場 (非双極子磁場)

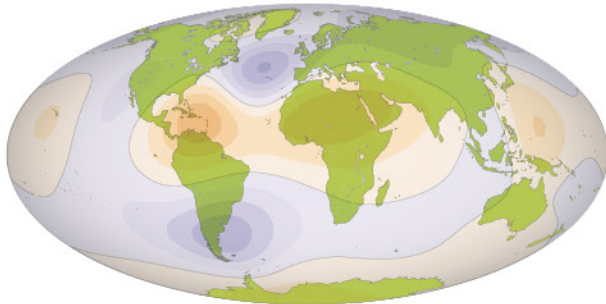


図1 GGF100k モデルから作成した過去10万年間の平均磁場。地球の核-マントル境界における磁場の垂直成分(上)と非双極子磁場の垂直成分(下)。(Panovska et al., 2018 の図7a, 7bを改変)

地磁気逆転の前



地磁気は、双極子磁場に近い形です。

地磁気逆転の途中



磁力線が集中する領域がいくつもあります。

地磁気逆転の後



磁力線の向きが逆転し、地磁気は双極子磁場に近い形に戻ります。

数百年
～数千年

数百年
～数千年

図2 地磁気逆転の様子。スーパーコンピュータによって再現した Glatzmaier & Coe (2015) の図11を参考に作成。

● コンピュータで地磁気逆転を「再現」

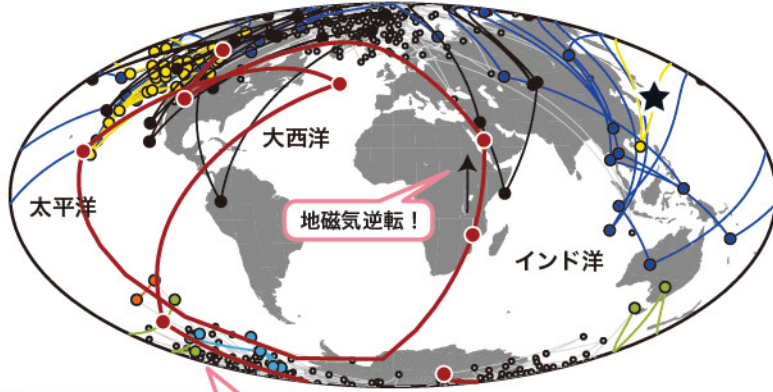
地磁気はどのようにその向きを逆転させるのでしょうか？ この謎を解明するために、研究者たちはコンピュータ上で地磁気逆転の「再現」を試みてきました。図2は再現された地磁気逆転の様子をイラスト化した図で、地球の周辺を取り巻く磁力線が描かれています。地磁気逆転前後では、外側に向かうオレン

ジの磁力線と内側に向かう水色の磁力線が束になっている領域が北極と南極にそれぞれ1つずつあることから、地磁気は双極子磁場に近い形です。一方、地磁気逆転の途中では、地球の北極・南極以外の場所でも磁力線が束になっており、双極子磁場が弱くなっていることがわかります。

千葉複合セクションから見た地磁気逆転の全体像

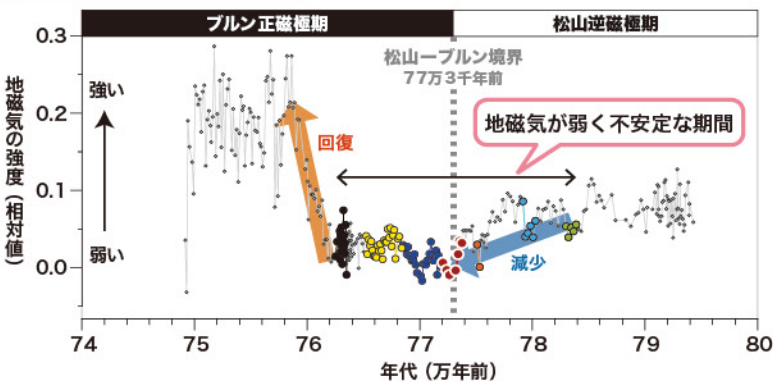
地磁気極のふらふら現象

千葉複合セクションから見た地磁気極の移動 (79万年前～75万年前)



色のついた点は地磁気強度が弱かった時の地磁気極の位置

★ 千葉複合セクション



● 世界一詳しい地磁気逆転記録

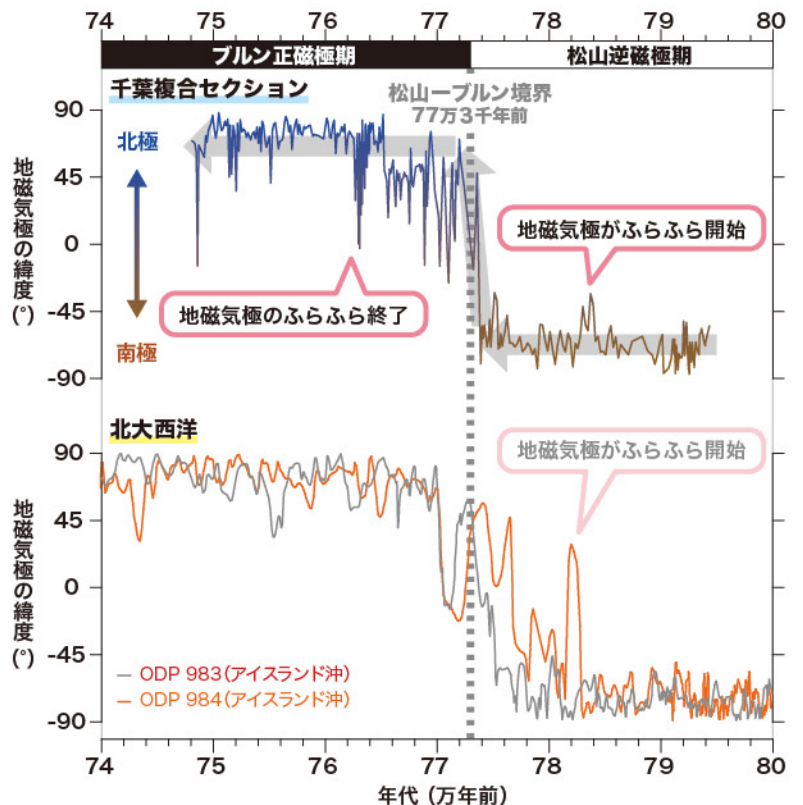
千葉複合セクションの研究チームは、世界で最も詳細な松山-ブルン境界の記録を得ることに成功しました。これまで、地磁気方位の逆転は約2千年という地質学的には大変短い期間で起こると報告されていましたが、地磁気は逆転の1万年前から不安定だった可能性が高いことがわかりました。地磁気が弱くなると、一時的に地磁気極が北極や南極から大きく外れるのです。また、地磁気逆転の後も約1万年間にわたって、地磁気極は赤道との間をふらふらと行ったり来たりしていたことが明らかになりました。

図1 千葉複合セクションから得た松山-ブルン地磁気逆転全体の記録。上図：地磁気極が移動する様子，下図：地磁気強度の時間変化。上図と下図の点の色は対応している。(Haneda et al., 2020 の図9を改変)

● 大西洋の海底に残された記録

北大西洋の海底から掘削した地層からも、松山-ブルン境界の詳しい記録が報告されています。その研究によると、千葉複合セクションと同様に、北大西洋から見た地磁気極も松山-ブルン境界の約1万年前からふらふらし始めます。2つの遠く離れた場所から得られた地磁気記録の比較から、地磁気逆転が起こるよりもはるか前から、非双極子磁場が強くなったり弱くなったりと地磁気が不安定な状態だったことが考えられます。

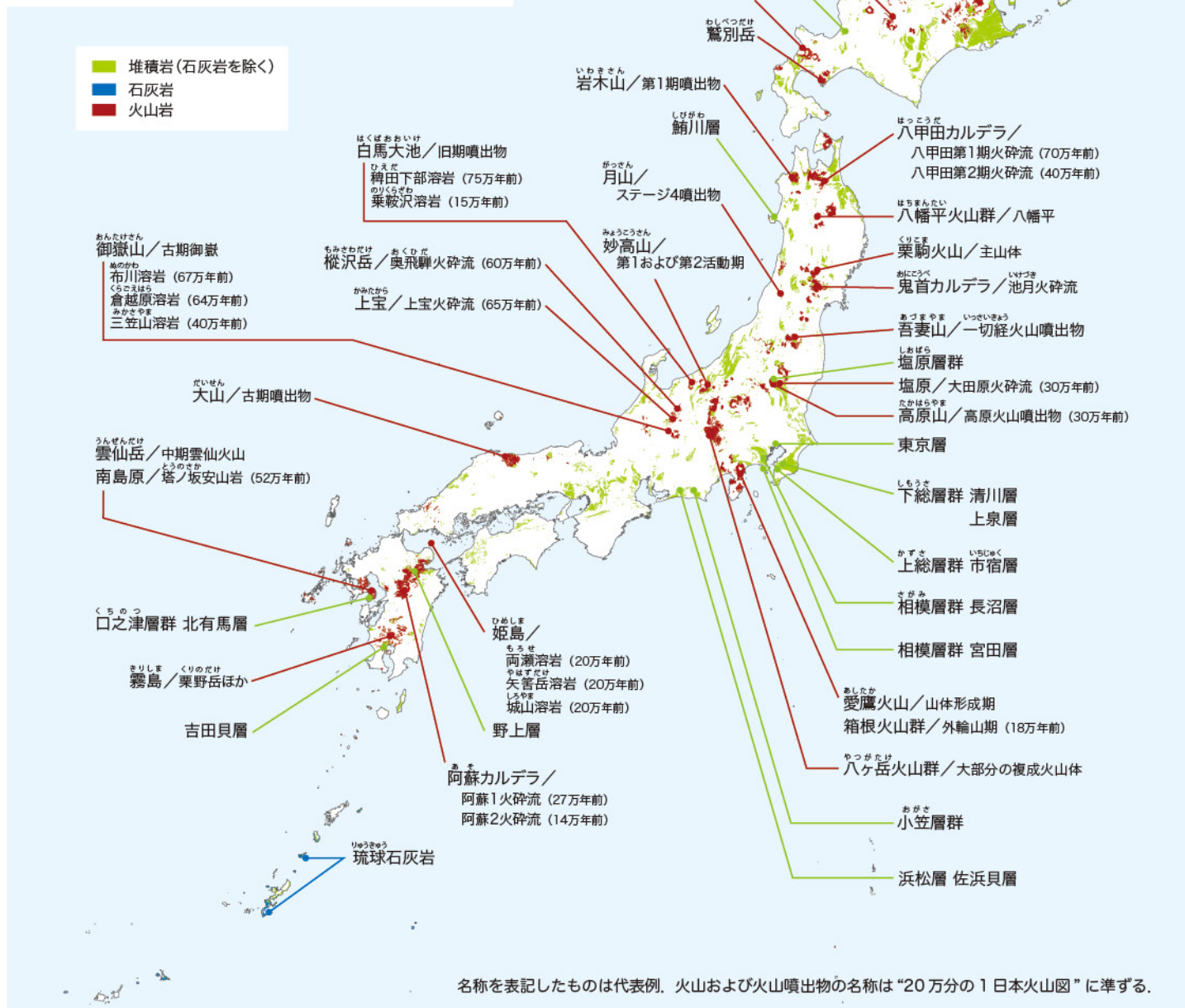
図2 千葉複合セクションと北大西洋の海底の地層を分析することで得た地磁気極の緯度の時間変化。(Channell et al., 2004, Haneda et al., 2020 にもとづいて作成)



全国のチバニアン

チバニアン期の地質の分布

この日本地図は、産総研地質調査総合センターが公開している“20万分の1日本シームレス地質図V2”による、チバニアン期相当(77万4千年前~12万9千年前)の地層や火山噴出物の分布です。



名称を表記したものは代表例。火山および火山噴出物の名称は“20万分の1日本火山図”に準ずる。

上図の凡例		堆積岩(石灰岩を除く)						石灰岩	火山岩																										
20万分の1日本シームレス地質図の凡例		風成火山灰	地すべり堆積物	海岸堆積物	段丘堆積物	非海成層泥岩~礫岩	汽水成層ないし海成・非海成層合層泥岩~礫岩	石灰岩	海成層泥岩~礫岩	石灰岩	岩屑堆積物	火山噴出物	玄武岩・アルカリ玄武岩・粗面玄武岩				安山岩・玄武岩質安山岩・粗面安山岩				デイサイト・流紋岩・粗面岩														
		se	sdd	ssd	std	sn	sb	so	sol	v_ad	v_af	vb_al	vbs_ad	vba_ad	vbs_al	vba_al	vi_al	vis_ad	vis_al	via_al	vis_ap	vis_al	via_al	vas_ad	vaa_ad	vas_ap	vas_al	vaa_al							
代	紀	世	期	下限年代																															
				先新世	約1,170万年前																														
				後期更新世	約12,870万年前																														
新	第四	更新	世	期	チバニアン期	約77.4万年前																													
					カラブリアン期	約180万年前																													
中生代	白	垩	紀	期	ジュラ紀	約2億3,100万年前																													
					白垩紀	約1億4,500万年前																													
					ジュラ紀	約2億3,100万年前																													
					三畳紀	約2億5,100万年前																													
					ペルム紀	約2億9,200万年前																													
古	生	代	紀	期	石炭紀	約3億5,800万年前																													
					デボン紀	約4億2,200万年前																													
					シルル紀	約4億4,300万年前																													
					オルドビス紀	約4億8,540万年前																													
					カンブリア紀	約5億4,100万年前																													
原	生	代	始	生	代	約25億年前																													
始	生	代	約44億年前																																

この表は20万分の1日本シームレス地質図V2の凡例の内、チバニアン期を含むものだけを抽出した。チバニアン期にはさまざまな火山活動や地層の形成があり、この時代の地質の多様性を示している。

20万分の1日本シームレス地質図V2
<https://gbank.gsj.jp/seamless/v2/viewer/>



【参考文献】

- Aoki, N. (1968) Benthonic foraminifera of Kazusa Group, Boso Peninsula. Transactions and Proceedings of the Paleontological Society of Japan, 70, 238–266.
- Channell J. E. T., Curtis, J. H. and Flower, B. P. (2004) The Matuyama–Brunhes boundary interval (500–900 ka) in North Atlantic drift sediments. *Geophysical Journal International*, 158, 489–505.
- Channell, J. E. T., Singer B. S. and Jicha, B. R. (2020) Timing of Quaternary geomagnetic reversals and excursions in volcanic and sedimentary archives. *Quaternary Science Reviews*, 228, 106114. doi: 10.1016/j.quascirev.2019.106114
- Channell, J. E. T. and Vigliotti, L. (2019) The Role of Geomagnetic Field Intensity in Late Quaternary Evolution of Humans and Large Mammals. *Reviews of Geophysics*, 57, 709–738.
- 千葉セクション GSSP 提案チーム (2019) 千葉セクション：下部 - 中部更新統境界の国際境界模式層断面とポイントへの提案書 (要約). *地質学雑誌*, 125, 5–22.
- 下司信夫・竹内圭史 (2012) 榛名山地域の地質. *地域地質報告 (5万分の1地質図幅)*, 産総研地質調査総合センター, 79p.
- Glatzmaier, G. A. and Coe, R. S. (2015) Magnetic Polarity Reversals in the Core. In: Gerald Schubert (editor-in-chief) *Treatise on Geophysics*, 2nd edition, 8, Elsevier, 279–296.
- Haneda, Y., Okada, M., Kubota, Y. and Suganuma, Y. (2020) Millennial-scale hydrographic changes in the northwestern Pacific during marine isotope stage 19: Teleconnections with ice melt in the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 531, 115936. doi: 10.1016/j.epsl.2019.115936
- Haneda, Y., Okada, M., Suganuma, Y. and Kitamura, T. (2020) A full sequence of the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal in the Chiba composite section, central Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, 7, 44.
- Harrison, R. J., Zhao, X., Hu, P., Oda, H., Sato, T., Heslop, D. C., Muxworthy, A. R., Charan, K. and Roberts, A. P. (2019) Simulation of Remanent, Transient and Induced FORC Diagrams for Interacting Particles With Uniaxial, Cubic and Hexagonal Anisotropy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 12, 12404–12429.
- いしいたけまさ・しょうこんじさちこ (2019) 第9話「地磁気逆転」の巻. まんがで学ぼう! 地質, 地質標本館, 8p.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Yuasa, M. and Ohara, Y. (2011) Making and breaking an Island arc: a new perspective from the Oligocene Kyushu-Palau arc, Philippine Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, Q05005, doi: 10.1029/2010GC003440.
- Ishizuka, O., Yuasa, M., Taylor, R. N. and Sakamoto, I. (2009) Two contrasting magmatic types coexist after the cessation of back-arc spreading. *Chemical Geology*, 266, 274–296.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. and Levrard, B. (2004) A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428, 261–285.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003. doi: 10.1029/2004PA001071
- Nagata, T., Akimoto, S. and Uyeda, S. (1951) Reverse Thermo-Remanent Magnetism. *Proceedings of the Japan Academy*, 27, 643–645.
- Noguchi, A., Oda, H., Yamamoto, Y., Usui, A., Sato, M. and Kawai, J. (2017) Scanning SQUID microscopy of a ferromanganese crust from the northwestern Pacific: Submillimeter scale magnetostratigraphy as a new tool for age determination and mapping of environmental magnetic parameters. *Geophysical Research Letters*, 44, 5360–5367.
- 小田啓邦 (2020) 地球磁場と地球進化と生命. *Gsj 地質ニュース*, 9, 111–119.
- Okada, M., Suganuma, Y., Haneda, Y. and Kazaoka, O. (2017) Paleomagnetic direction and paleointensity variations during the Matuyama-Brunhes polarity transition from a marine succession in the Chiba composite section of the Boso Peninsula, central Japan. *Earth, Planets and Space*, 69:45. doi: 10.1186/s40623-017-0627-1
- 沖野郷子 (2015) フィリピン海の磁気異常とテクトニクス. *地学雑誌*, 124, 729–747.
- 大熊茂雄・中塚正・中野俊・佐藤秀幸・大久保綾子 (2016) 富士火山地域高分解能空中磁気異常図. 空中磁気図, no.47, 産総研地質調査総合センター.
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985) Opening model of the Japan Sea inferred from the palaeomagnetism of the Japan Arc. *Nature*, 317, 603–604.
- Panovska, S., Constable, C. G. and Korte, M. (2018) Extending global continuous geomagnetic field reconstructions on timescales beyond human civilization. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 4757–4772.
- Shimoshige, H., Nakajima, Y., Kobayashi, H., Yanagisawa, K., Nagaoka, Y., Shimamura, S., Mizuki, T., Inoue, A. and Maekawa, T. (2017) Formation of Core-Shell Nanoparticles Composed of Magnetite and Samarium Oxide in *Magnetospirillum magneticum* Strain RSS-1. *PLOS ONE*, 12, e0170932. doi: 10.1371/journal.pone.0170932.
- Simon, Q., Suganuma, Y., Okada, M., Haneda, Y. and ASTER Team (2019) High-resolution ^{10}Be and paleomagnetic recording of the last polarity reversal in the Chiba composite section: Age and dynamics of the Matuyama-Brunhes transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 519, 92–100.
- 菅沼悠介 (2020) 地磁気逆転とチバニアン. 講談社ブルーバックス, 東京, 251p.
- Suganuma, Y., Haneda, Y., Kameo, K., Kubota, Y., Hayashi, H., Itaki, T., Okuda, M., Head, M.J., Sugaya, M., Nakzato, H., Igarashi, A., Shikoku, K., Hongo, M., Watanabe, M., Satoguchi, Y., Takeshita, Y., Nishida, N., Izumi, K., Kawamura, K., Kawamata, M., Okuno, J., Yoshida, T., Ogitsu, I., Yabusaki, H. and Okada, M. (2018) Paleoclimatic and paleoceanographic records of Marine Isotope Stage 19 at the Chiba composite section, central Japan: a reference for the Early-Middle Pleistocene boundary. *Quaternary Science Reviews*, 191, 406–430.
- Suganuma, Y., Okada, M., Head, M. J., Kameo, K., Haneda, Y., Hayashi, H., Irizuki, T., Itaki, T., Izumi, K., Kubota, Y., Nakazato, H., Nishida, N., Okuda, M., Satoguchi, Y., Simon, Q. and Takeshita, Y. (in press) Formal ratification of the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Chibanian Stage and Middle Pleistocene Subseries of the Quaternary System: the Chiba Section, Japan. Episode. doi: 10.18814/epiiugs/2020/020084
- Suganuma, Y., Okada, M., Horie, K., Kaiden, H., Takehara, M., Senda, R., Kimura, J., Haneda, Y., Kawamura, K., Kazaoka, O. and Head, M.J. (2015) Age of Matuyama-Brunhes boundary constrained by U-Pb zircon dating of a widespread tephra. *Geology*, 43, 491–494.
- 高橋雅紀 (2005) プレートテクトニクス—動く大陸・動く海底. 地質情報展ちば2004—海から生まれた大地—, 地質調査総合センター研究資料集, 418, B007, 産総研地質調査総合センター.
- Tarduno, J. A., Cottrell, R. D., Oda, H., Davis, W. J., Fayek, M., Erve, O. V., Nimmo, F., Huang, W., Thern, E. R., Fearn, S., Mitra, G., Smirnov, A. V. and Blackman, E. G. (2020) Paleomagnetism indicates that primary magnetite in zircon records a strong Hadean geodynamo. *Proceedings of the National Academy of Science*, 117, 2309–2318.
- 網川秀夫 (2002) 地磁気逆転X年. 岩波ジュニア新書, 東京, 222p.
- Wright, A. K. and Flower, B. J. (2002) Surface and deep ocean circulation in the subpolar North Atlantic during the mid-Pleistocene revolution. *Paleoceanography*, 17, 1068. doi:10.1029/2002PA000782
- 山崎俊嗣 (2005) 地磁気の逆転. *地質ニュース*, no.615, 45–48.

このブックレットは、地質標本館特別展「祝チバニアン誕生！—国際境界模式層と地磁気の逆転とは？—」（地質調査総合センター研究関連普及出版物 No.184）に新たな資料を追加し、再編集したものです。

【図・写真・試料提供】

岡田 誠 教授（茨城大学理学部）*
菅沼悠介 准教授（国立極地研究所）*
堀江憲路 助教（国立極地研究所）*
林 広樹 准教授（島根大学大学院総合理工学研究科）*
亀尾浩司 准教授（千葉大学大学院理学研究院）*
沖野郷子 教授（東京大学大気海洋研究所）
白尾元理 氏（写真家）
John Tarduno 教授（ロチェスター大学）
千葉セクション GSSP 提案チーム（*を含む）
山口大学
日本地質学会

【編集】

森田澄人 地質調査総合センター 地質情報基盤センター
板木拓也 地質調査総合センター 地質情報研究部門
羽田裕貴 地質調査総合センター 地質情報研究部門
澁谷 史 地質調査総合センター 地質情報基盤センター
上野香緒里 地質調査総合センター 地質情報基盤センター
（現：つくば中央第五事業所業務部）
都井美穂 地質調査総合センター 地質情報基盤センター

【デザイン・レイアウト】

都井美穂 地質調査総合センター 地質情報基盤センター

【発行】2021年1月5日

【発行元】

国立研究開発法人産業技術総合研究所 地質調査総合センター
〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7
<https://www.gsj.jp>