

古地磁気・考古地磁気編年による年代推定

広 岡 公 夫*

Paleomagnetic and archeomagnetic age dating

Kimio HIROOKA*

Abstract Past geomagnetic field direction is recorded as the remanent magnetization in sediments and baked clays. There are several kinds of mechanism to acquire the remanent magnetization.

Thermoremanent magnetization (TRM) is the most popular and reliable remanent as the record of the ancient geomagnetic field. There reported more than one thousand archeomagnetic measurements on the baked clays remained in the excavated archeological sites in Japan.

Detrital or depositional remanent magnetization (DRM) is the another important mechanism of recording the past geomagnetic field. Although the intensity of DRM is not so strong as compare to TRM, it is possible to trace the time variation of the geomagnetic field direction by taking samples stratigraphically from sedimentary strata.

There is a mechanism of magnetization called shock remanent magnetization (SRM), which is acquired when shock and vibration are applied on sediments. Magnetized grains are rotated by the shock to aline their remanent magnetization parallel to the ambient geomagnetic field.

Various variations of the geomagnetic field such as the secular variations, excursions and reversals recorded as the remanent magnetization can be available for the age dating of the late Quaternary. Age of the baked clays of ancient kilns, hearths, fireplaces and fired dwelling pits can be dated by the archeomagnetic method by using the geomagnetic secular variation curve for the recent 2,000 years which is clarified by the archeomagnetic studies in the southwestern Japan.

The precise geomagnetic secular variation in the period before 2,000 years BP back to 10,000 years BP is now being established so that it will become possible to date the sediments and baked clays of the period by the paleo- and archeomagnetic methods in near future.

Several geomagnetic excursions observed in the Brunhes normal polarity epoch can good time markers for the middle and late Pleistocene. There reported the successful trials of paleomagnetic dating from the Babadan A, the early paleolithic site, in Hurukawa City, Miyagi Prefecture and the Nishiyagi excavated site in Akashi City, Hyogo Prefecture. The records of the geomagnetic excursions were found at the both sites. The age of the lower horizons of the sediments of Babadan A site were estimated to be 110 ky or 170 ky BP, and that of the Nishiyagi site to be 50 to 60 ky BP.

There observed by the investigation of the trench excavating method of the active faults that sediments locating the fault plane were severely distorted or were squeezed to flow at the time of the past earthquake movement. Samples obtained from such sediments found to show a good convergent directions of remanent magnetization despite of the great distortion of the strata. This fact indicates that the sediments were remagnetized by the mechanism of SRM acquisition and changed their magnetic direction parallel to the geomagnetic field at the time when the earthquake occurred. So that the remagnetized direction can be used to

* 富山大学理学部地球科学教室. Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Toyama University.

date the age of the paleo-earthquake by correlating to the archeo-secular variation of the geomagnetic field.

はじめに

時間の長さとは、何か変化するものに着目して、観測した変化量が単位時間の変化の変化率の何倍であるかを調べることによって測られるものである。その変化率が他の条件や環境によって変わることなく一定、あるいは周期的なものであればなお良い。年代測定も同様のことで、放射年代が年代を決める方法として最も信頼を得ているのは、放射性元素の壊変がこの条件を満たしていると考えられているからであろう。人類紀の年代、特に数万年から数十万年の年代を決めるのが難しいのは、自然界に普遍的に存在し、しかもこれくらいの期間に適当な量が壊変する放射性元素がないからである。

しかし、一定速度の変化でなく、断続的、あるいは突発的な変動であっても、過去の時を決めることができる。化石の種の絶滅などを用いる生層序などはそのよい例である。

地球には磁場、即ち、地磁気が存在している。この地球磁場も長い地球の歴史の間には種々の変化や変動をしており、その変動の規模にも非常に大きいものから、詳細な観測によってやっと検出できる小さいものまである。また、それらの起きる時間間隔、あるいは周期にも色々なものがある。日変化や年変化のような短周期のものを除くと、 10^2 年～ 10^3 年のオーダーの永年変化、 10^3 年～ 10^4 年オーダーのエクスカージョン、 10^5 年～ 10^6 年の地磁気逆転、 10^7 年以上の極移動等がある。このような色々な周期やスピードの地磁気変化を用いれば、それぞれに対応する年代の推定をすることも原理的に可能である。過去の地磁気を記録しているものがあれば、それを使って、地磁気がどのような変化をしてきたかを知ることが出来よう。こうして古地磁気編年あるいは考古地磁気編年ができ上がれば、それを用いて年代を決めることができるようになる。

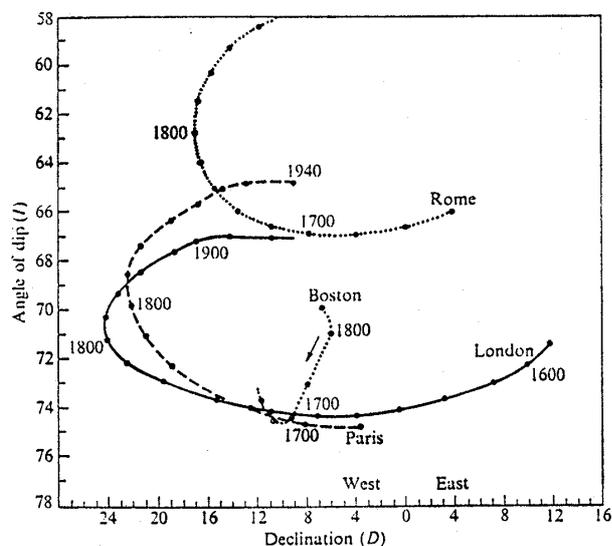
一般に磁気コンパスの針は北を指すといわれているが、実際には地理学的な北(真北)とは少しずれている。真北と磁針の指す北(磁北)がなす角を偏角という。偏角は場所によって異なるが、普通、赤道近くでは小さい値であるが、極近くでは非常に大きな値となるので、磁石は、方位を知るための役に立たなくなる。更に、赤道付近を除くと地球磁場の方向は水平でなく、北半球ではN極側が水平より下へ傾いている。その傾きの角度を伏角といい、緯度が高くなるにつれて、伏角は大きくな

り、北極付近では 90° になる。南半球では逆に上に向くので伏角は負の値をとる。また、磁場の強度も場所によって違いがあり、赤道付近では弱く、緯度が高くなるにつれて強くなり、極付近は赤道地域の2倍になる。こうして、地磁気はその方向と強さを表す偏角、伏角および地磁気強度の三つの成分によって表現することができ、それぞれの成分は、地球上の各地点で異なっているのである。このような地球磁場の分布は、地球の中心に、サイズは小さいが非常に強い棒磁石、すなわち、NS一対の磁極を有する磁気双極子が存在しているとする、大体うまく説明できる。地磁気が第一近似では双極子磁場であることをあきらかにしたのはガウスであった。彼は、球面調和解析という手法を使ってそれを証明したのである。もし、地球磁場が、地球の中心にある磁気双極子による磁場のみから成り立っているとすると、ある地点の緯度、経度とその地点の偏角、伏角から磁極の位置を計算によって求めることができる。この磁極を「見かけの磁極(virtual geomagnetic pole, 略して、VGP)」という。

しかし、双極子は地球磁場の主役ではあるが、詳しく見ると、場所によって双極子磁場に乱れがある。その原因は、地球の中心にある双極子の他に、マントルとの境界に近い核の表面付近に磁場を発生させる源がいくつかあることによる。これは、非双極子といわれているが、どのような非双極子であるかということも、球面調和解析によって解析できる。これらの非双極子が存在するために、偏角、伏角および地磁気強度が地球上の各地点で異なるのである。非双極子磁場は双極子磁場の強さに比べると小さいので、非双極子磁場の影響が特に大きい地域でなければ、VGPは実際の磁極の位置に近いところにくる。

中国の記録によると11世紀には磁石の針が真北を指さず、 3° ほど西偏していたこと、すなわち、偏角の存在が明らかにされており(今井, 1942: NEEDHAM & LING, 1962)、最古の偏角の観測は、8世紀まで遡るとされている(藪内, 1964)。しかし、これらの記録は断片的で、観測点の位置も記録ごとに異なっているので、ある地域の偏角が時間的にどのような変化をしたかを知るところまではいかない。また、伏角に関しての観測は、イギリスで16世紀後半に行われたのが最古である。

偏角・伏角の両方についての継続的な観測は16世紀末にロンドンで始まったのが最初で、これにつづいて、



第1図 地磁気観測によって得られたロンドン、パリ、ローマ、ボストンの偏角、伏角の永年変化 (AITKEN, 1974 による)。

パリとローマで17世紀の初頭ごろから行われるようになり、18世紀以降から米国ボストンなど、世界各地で観測されるようになった。BAUER(1899)は世界各地の観測記録を集めて、偏角・伏角が各地でどのような時間的変化をしているかをまとめている。更に、北緯40°線、赤道および南緯40°線に沿って偏角・伏角の経度による違いを1780年、1829年、1885年について調べている。その結果から、地磁気は少しずつではあるが変化しており、しかも、その変化の様子は地域によって違っていることが明らかにされた。これは、数十年から百年以上の年月を経過しないとはっきり分からないくらいのスピードのものである。これを地磁気永年変化という。

第1図にロンドン、パリ、ローマ、ボストンにおける地磁気永年変化の観測結果を示しておく (AITKEN, 1974)。

地磁気強度については、19世紀になってはじめてガウスが測定法を考案したとき以来の記録があるが、それ以後の観測結果をあわせてみると、100年に約5%の割合で減少していることがわかってきた (RIKITAKE & HONKURA, 1985)。しかし、これらより古い時代に遡って地磁気永年変化を知るためには、観測以外の他の手段に依るしかない。

日本における偏角の実測は、セーリス司令官の率いるイギリス東インド会社の商船艦隊が、西暦1613年に九州の平戸で羅針盤と天測によって行った観測が記録に残っている最初のものである (村川, 1960)、このときの観測結果は東偏2°50'であった。1643年には、オラン

ダ人ゲリツォーネン・フリースが日本の太平洋岸を小笠原諸島から関東、東北および北海道東南沖にかけて16点で偏角観測を行っている。この観測では、房総沖で7.0°東偏の偏角となっており (IMAMITI, 1956)、平戸の結果とは4°以上も違っている。この違いは、30年間の地磁気永年変化とするには少し大きすぎるので、多分、当時(17世紀前半)は偏角に西と東で大きな地域差があったために生じたものと思われる。その後、いくつかの観測記録が関東地域に残されており、東偏の偏角は徐々に小さくなり、1802年に江戸の日本橋で伊能忠敬が観測を行ったときには、ほとんど磁北は真北に一致していた (偏角0°19'東)。このように、17世紀中頃以降の関東地域の偏角の永年変化は地磁気の実測記録が残っているため比較的よく分かっている。これに対して伏角は、明治18年に東京で近代的な地磁気の継続観測が開始される以前の時代については記録がないためにわからない。

地磁気化石—残留磁化

年代を決める時計として地磁気の変化を用いるためには、まず、いつ、どのような変化をしていたかがわかる時計の文字盤にあたるものを作らなければならない。上に述べたように、地磁気偏角・伏角の両方を直接観測したのは16世紀末までしか遡り得ない。それもヨーロッパの地域にのみ限られているので、非常に特殊な場合にしか時計としての役には立たない。これ以上の過去に遡って地磁気永年変化の様子を知るには、もはや、地磁気観測記録に頼ることはできない。過去の地磁気方向を記憶しているものを捜して、地磁気永年変化を明らかにする以外に方法はない。

土や岩石の中には、一般に“砂鉄”とよばれている鉄の酸化物が2~3%程度含まれている。これは、主に磁鉄鉱(Fe_3O_4)で、磁石になることができる磁性鉱物である。これ以外に赤鉄鉱(Fe_2O_3 , ベンガラ)も含まれていることもある。これらの磁性鉱物は、岩石や堆積物あるいは遺跡の焼土などが生成する時の地磁気方向を残留磁化の形で記録している。したがって岩石や焼土、堆積物などの残留磁化は、地磁気直接観測が始まった16世紀末よりも前の時代の地磁気を記憶しており、それを知る手段を我々に与えてくれる唯一のものである。地磁気化石ともいふべきこのような残留磁化の獲得機構には、幾つか種類の異なるものがある。それぞれ、岩石や堆積物の生成のメカニズムに支配される全く異なる機構であるので、磁気的な特性にも違いがある。

まず、最もよく用いられ、信頼されているものが火山

岩や焼土のもつ残留磁化である。岩石や土に含まれている磁性鉱物は常温では磁石の状態、すなわち、磁化をもった状態でいられるが、高温になるとその磁力はだんだんと弱くなり、ある温度を超えると磁化は消失してしまう。この温度をキュリー点という。磁鉄鉱のキュリー点は 578°C 、赤鉄鉱では 670°C となる。したがって、数百度という高温にまで熱せられるとこれらの磁性鉱物は磁石ではなくなってしまうのである。逆に、高温の土や岩石が冷えてキュリー点以下になると、再び磁石になる性質をとりもどす。もし、このとき磁場が作用しているとすると、磁性鉱物はその磁場の方向に磁化を持った磁石になる。この磁化を熱残留磁化という。この磁化は一般には非常に安定で、何万年、何億年たっても変化しないものが多い。地球磁場中で、キュリー点以上の高温から冷えるときに、地磁気の方向に獲得されるのが、熱残留磁化 (thermoremanent magnetization, 略して TRM) である。この残留磁化は地磁気程度の弱い磁場でも効率よく磁化するので、強くても非常に安定であることが多い。何千万年、何億年経っても変わらないので、古い地質時代の地磁気を知ることもできる。

堆積物の場合は、それに含まれている磁性粒子は、すでにそれが堆積物粒子になる前の母岩の中にあるときに磁化され、磁石の粒となっている。したがって、磁性鉱物が運ばれて、地磁気が作用しているところで堆積すると、磁気コンパスの針と同じように、南北方向(正確に言えば、地球磁場の方向)に向いて整列するものが多くなり、堆積物全体をとってみると、堆積当時の地磁気の方向に磁化していることになる。すなわち、堆積物が地磁気と同じ方向の残留磁化を持つようになるのである。これを堆積残留磁化 (detrital remanent magnetization, あるいは depositional remanent magnetization, 略して DRM) という。TRM のように効率よくはいかないので、地球磁場の方向に整列するのは、含まれている磁性鉱物粒子のうちほんの一部のみで、他の大部分はランダムな向きになっている。そのため、DRM は TRM より磁化強度が 1~2 桁小さい。また、堆積物の粒子サイズや、堆積環境によっても、その効率は変わるので、どれ程の残留磁化強度があるか、どれ程きれいに磁化方向がそろっているかということは、それぞれの堆積物の磁気測定を行ってみたいとわからない。その上、色々な磁気特性を持っている粒子の集合体であるため、安定性も TRM に比べるとおちることが多い。

水を含んだ粘土に衝撃を与えると、その時に作用している磁場の方向に磁化が発生するという衝撃残留磁化

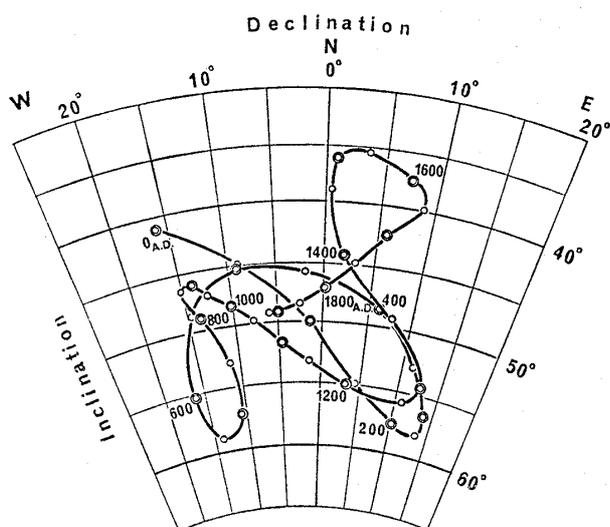
(shock remanent magnetization, 略して SRM) と呼ばれる磁化機構がある。粘土中にある磁性粒子には、常に地球磁場による偶力がかかっており、何かのきっかけがあれば、回転してその磁化方向を地磁気の方向に向けようとする潜在能力を有する。それが、衝撃によって振動し、磁性粒子の回転を妨げていた引っかかりがはずれると、その粒子は回転して、作用している地球磁場の方向に磁化を向けて整列する。このような粒子が相当数にのぼるような衝撃があった場合には、測定にかかるほどの残留磁化を生ずると考えられる。遺跡の田んぼに残る足跡などはひょっとしたら古代の人が歩いたときの振動によって、その時の地磁気を記録しているかもしれない。また、断層運動によって、このような機構が働くようなことがあれば、その粘土の磁化は地震の発生した時の地磁気の記録となるはずである。

磁氣的に不安定な磁性粒子が、長時間作用しつづけている地磁気の影響を受けて磁化方向を変えろという二次的な粘性残留磁化 (viscous remanent magnetization, 略して VRM) というものもある。これは、すでにある地磁気の化石としての残留磁化の上に別の新たな成分として付け加わるので、この成分が大きい場合には、本当の過去の地磁気の記録が覆いかくされて見えなくなることもあり、古地磁気、考古地磁気の研究には厄介なものとなっている。

相当大きな VRM が付加したものから、昔の地磁気の記録、すなわち、初源の残留磁化をどうして選びだすかは、常に古地磁気学が直面してきた問題点である。なるべくこのような二次的な付加成分が少ないものを対象としてサンプルを選ぶのが第 1 であるが、都合のよいサンプルがそんなにどこにでもあるものではない。層序学的に新旧がはっきりしていて、地磁気の時間的変化をうまく追える DRM は、残念なことに VRM 成分がつきやすい。これらの二次的な付加成分を消去するために、段階交流消磁や段階熱消磁など室内実験的手法が一般に用いられている。

考古地磁気永年変化

今も昔も、全ての地表の点に地球磁場が作用しているので、遺跡に残されている窯跡や炉跡などの焼土は、冷えるときの地球磁場の方向を熱残留磁化の形で記憶していることになる。火成岩も同様である。すなわち、焼土は焼成時の、また、火成岩は固結時の地磁気の方向を記憶しているのである。先にも述べたように、地磁気は永年変化をしているので、異なる時代に焼かれた土は、それぞれの時代に特有の残留磁化方向を示すことになる。



第2図 西南日本各地の遺跡から得られた過去2000年の考古地磁気永年変化 (広岡, 1977 による).

このような遺跡に残されている焼土の残留磁化を測定することによって、地磁気観測がまだ行われなかった過去の時代についても地磁気の情報得られるのである。年代の良く分かった遺跡焼土の残留磁化を測定していけば、その地域の過去の地磁気永年変化を求めることができる。このような考古学的な遺跡、遺物から試料を得、考古時代の地磁気に関する研究を考古地磁気学という。これに対して自然が残した岩石あるいは堆積物を試料とし、地質時代の地磁気を調べる研究は古地磁気学と呼ばれている。

古代の窯跡や炉跡などに関する考古地磁気学的な研究は、世界各地の遺跡でなされており、過去 1000 年あるいは 2000 年にわたる歴史・考古時代の地磁気永年変化が世界のいくつかの地域で詳しく知られるようになった。日本でもいくつかの報告があり (WATANABE, 1959; YUKUTAKE, 1961; KAWAI *et al.*, 1965b), なかでも西南日本の過去 2000 年に関しては各地の遺跡焼土の残留磁化測定によって詳しい地磁気永年変化が明らかにされている (HIROOKA, 1971; 広岡, 1977)。

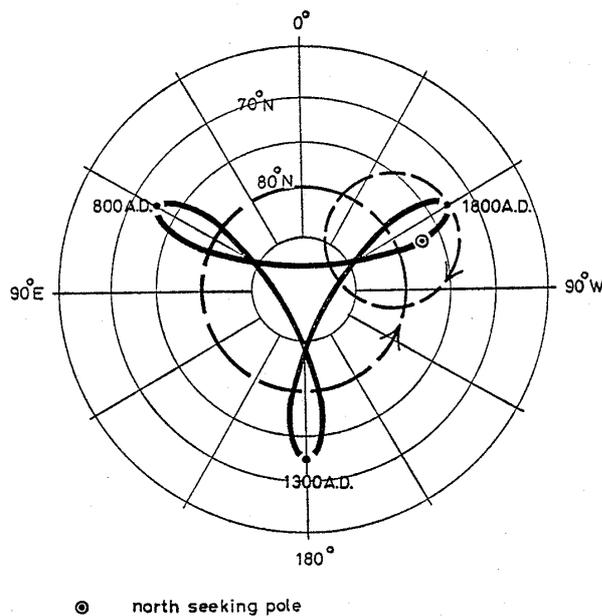
第2図が西南日本の過去 2000 年の考古地磁気永年変化を示しているが、これによると、偏角は弥生中期中頃には西偏していたのが、2世紀初頭には真北に、その後、東への偏れが著しくなって、3世紀末には東偏 14°にもなる。その後、東偏は小さくなり、西暦5世紀前半には磁北は真北とほとんど一致し、偏角が 0°となった。そして、更に西へ変わり、6世紀末に 16°に達した後、8世紀始めまでは少し西偏を減じる。9~10世紀はあま

り動かなかったが少し西へ振ってから、13世紀末までは大きく東へ変化し 1300年頃には東偏 14°を示している。この頃が過去 2000年間で最も偏角が東へふっていた時代にあたる。その後 15世紀まで東偏偏角は小さくなったのち、東にふり 17世紀中頃には東偏 9°にまでになる。それ以降は一貫して西への変化をし、1800年頃には偏角 0°となり、現在の西偏 6.5°に至っている。

その間、伏角は、弥生中期の西暦紀元頃は残く 41°程度であったのが、深くなり、3世紀中頃には 58°にまでなった。その後、浅くなり、5世紀末には 45°となる。その後また深くなる方向に変化して7世紀中頃に最も深くなり 59°の値を示す。次いで9世紀末まで再び浅くなり 45°となる。7世紀は過去 2000年の間でも最も偏角の西偏が大きく、また伏角の深い時代にあたる。10世紀以降は 13世紀まで深くなり、その後浅くなる方向に大きく変化し、16世紀には最も浅い 35°という伏角を記録している。このように、過去 2000年間では、偏角 30°、伏角 25°近く変化しており、平均すると1世紀で約 7.5°の変化であることがわかる。

この永年変化曲線を用いると、年代のわからない遺跡の焼土の残留磁化方向から年代を推定することが出来る。これを考古地磁気年代推定法といい、各地の遺跡で実際に年代の推定が行われている。中島、夏原(1981)は考古地磁気年代推定についての実験的な基礎や原理についての解説を行っている。

しかし、このような地磁気の永年変化の原因が何であるかはよくわかっていない。VESTINE *et al.* (1947)は、1905年から1943年までの期間に得られた地磁気観測記録を解析して、少しずつではあるが各地で永年変化が起こっているにもかかわらず、この期間には双極子磁場の磁極の位置に大きな変化はなく、したがって、自転軸と約 11.5°の角度をなしている双極子軸の傾きは変わっていなかったことを明らかにした。この解析結果から、永年変化は双極子ではなく、非双極子の動きが原因で起きるのであろうと考えた。BULLARD *et al.* (1950)も1907年から1945年までの38年間について球面調和解析を行い、1829年以来の解析結果と比較して、双極子は動いていないという結論を得、更に、非双極子が1年間に経度にして2~3°の割合で西へ移動していることを示した。そのため、一般に、双極子は数十年から数百年という短い期間にはほとんど動かないのだと考えられるようになり、永年変化は非双極子の西方移動によって起きるとするのが通説となった。しかし、過去 1000~2000年間の考古地磁気永年変化が明らかになっているイギリス、アイスランド、米国アリゾナおよび日本のデータを



● north seeking pole
第3図 地磁気双極子の振動 (KAWAI *et al.*, 1971による).

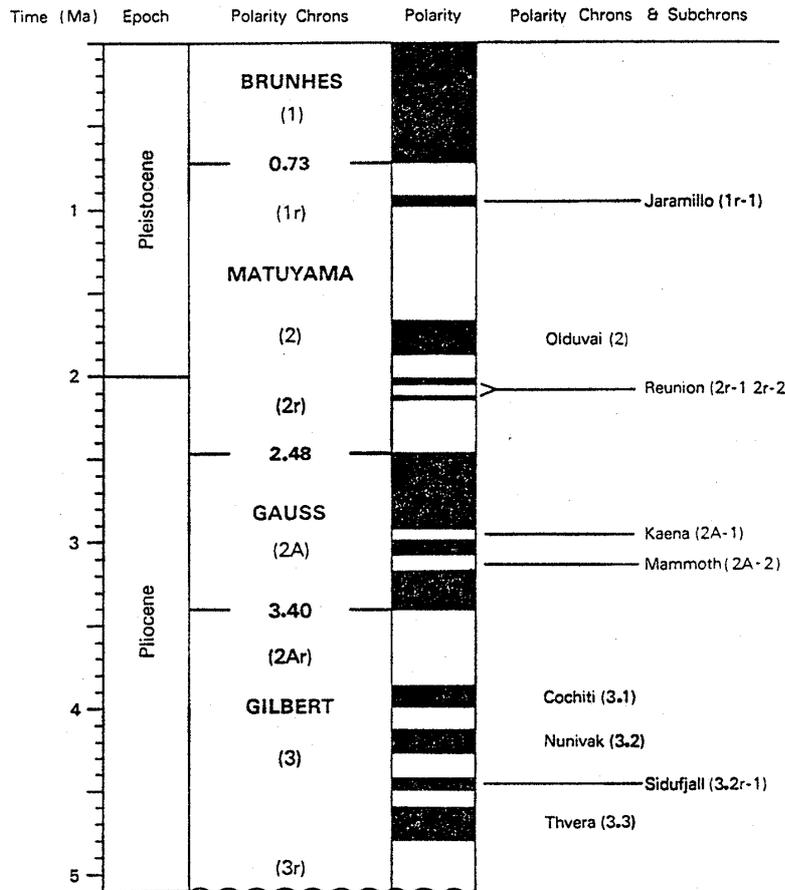
使って VGP を求めたところ、西暦 800 年、1300 年のこれらの 4 地域の VGP はとも近くに集り、しかも、現在の磁極から遠く離れたところに位置していることがわかった。この事実から、永年変化は非双極子の移動によるものではなく、その主要因は双極子軸の振動であるとする仮説が提唱された (KAWAI *et al.*, 1965a, 1967; KAWAI & HIROOKA, 1967)。この仮説によると、北磁極が 1500 年の周期の反時計廻り (東方) の大きい動きに重なって、500 年周期で小さく時計廻りに動くという、第 3 図に示されているような双極子軸の振動が永年変化のもとであることになる。

地磁気の逆転—Geomagnetic Time Scale

岩石が持つ残留磁化を測定して、岩石が生成した当時の過去の地磁気を知るという古地磁気研究が始まって間もなく、今の地磁気とほぼ同じ磁化方向を示す火山岩の他に、しばしば磁化が 180° 逆の方向を示す火山岩が存在することが注目された。松山は第四紀初期の玄武岩の中にも、そのような逆転残留磁化を示すものが多いことを報告し、これは地磁気が逆転したことが原因であるとした (MATUYAMA, 1929)。しかし、当時は、第四紀という新しい時代に地磁気が 180° も逆転したなどということは、すぐには信じられず、何か他の原因によるものではないかとする研究者が多かった。その後、NÉEL (1949) が化合物の磁性の研究によって、ある種の組成の金属の酸化物は自己反転といって、作用している磁場と正反対

の方向の熱残留磁化を獲得するという理論的結論に至った。この理論は、岩石の逆転残留磁化は自己反転によるものであるとする研究者と、地磁気そのものが逆転したとする研究者との間の長い論争のもととなった。この論争に終止符を打ったのが米国地質調査所メンローパークの 3 人組、COX, DOELL, DALRYMPLE であった。COX と DOELL が、世界各地の鮮新世および更新世の火山岩の古地磁気測定を担当し、DALRYMPLE がそれらの岩石のカリウムアルゴン法による年代決定を受け持った。その結果、逆転残留磁化を示す火山岩の時代は、アフリカのものも、北米大陸のものも、ヨーロッパのものもほとんどが 100 万年～200 万年の値を示し、正常磁化のものは、100 万年より若い、あるいは 200 万年以前の年代を与えることを明らかにしたのである。この事実を残留磁化の自己反転で説明するためには、NÉEL のいう特殊な組成の磁性鉱物を含んだ岩石を噴出するような火山活動が、世界中で同時に起きるといふ奇妙なことがなければならず、現実的でない。これに対して、地磁気が逆転したとすれば、必然的にその期間に噴出した世界中の全部の火山岩の残留磁化は逆転磁化を獲得することになり、したがって、この事実は、地磁気が逆転したことの強い証明となったのである。こうしてメンローパークの 3 人組は、残留磁化方向とカリウム-アルゴン年代とを組み合わせ、地磁気逆転の歴史を明らかにし、地磁気年代表 (geomagnetic time scale) (Cox *et al.*, 1963, 1964; Cox, 1969; HARLAND *et al.*, 1982) を作り上げた。こうして確立された古地磁気層序を海洋の地磁気異常と結びつけたのが、VINE & MATTHEWS (1963) で、この研究によって海洋玄武岩の年代を決めることも可能となり、また、深海底堆積物の残留磁化を測定して、その方向の正逆を地磁気年代表と照合することによって堆積年代が決められ、堆積物に含まれる微化石の進化の歴史に年代値をつけることにも成功した。このように、地磁気の変動を記録した残留磁化は、それ自身は年代を決めることはできないが、地磁気の変動がグローバルな現象であるということから、残留磁化を有する岩石の放射年代を媒介して、色々な事象に年代の目盛を入れることができるようになった。これによって、歴史科学としての地球科学の発展に古地磁気学が寄与した大きさは計り知れないものがある。

Cox *et al.* (1964) によって、地磁気年代表の正逆の時代区分は、その極性の持続期間の長さに応じて次のように分けられている。100 万年程度持続するものはエポック (磁極期, Geomagnetic Polarity Epoch), 10 万年程度のはイベント (Event) と呼ばれている。最近の 73



第4図 Geomagnetic Time Scale (HARLAND *et al.*, 1982 による).

万年間はブリュンヌ正磁極期と名付けられており、それ以前の250万年までを松山逆磁極期と呼ぶ。松山期にはハラミヨ・イベント、レユニオン・イベント、オールドバイ・イベントがある(GROMMÉ & HAY, 1971)。第4図はCox(1969)のGeomagnetic time scaleにHARLAND *et al.* (1982)が最新のデータを加えてまとめたものである。化石や放射年代などの情報から、大雑把にこの表のどのあたりのものであるかが決まれば、古地磁気層序を用いて、正または逆帯磁からそれぞれの層準の年代を決めることができる。

最近、ブリュンヌ期にもイベントがいくつかあるとする報告がなされている。すなわち、ラジャム・イベント、ブレイク・イベント、ビワI、II、III・イベントなどである。しかし、これらブリュンヌ期中のイベントは1万年程度の短い期間のもので、地磁気変動の持続期間という観点から見ると松山期以前の各イベントとは質的に異なるものと考えらるべきものであろう。

地磁気エクスカーションと永年変化

ブリュンヌ正磁極期中には数千～1万年前後の期間の地磁気逆転が報告されている。すなわち、3万年前頃の

ラジャム・イベント(BONHOMET, 1970)、11万年前頃のブレイク・イベント(SMITH & FOSTER, 1969)、17万年前頃のビワI・イベント、29万年前頃のビワII・イベント、35万年前頃のビワIII・イベント(KAWAI *et al.*, 1972)などである。この他にも、180°の逆転でなく、磁極が140°程度ずれる短期間の地磁気の変動がブリュンヌ期には何回かあったことが判明した。これらは全て1万年以下の非常に短期間のもので、10万年程度のイベントとは時間的スケールが1桁小さいことや、180°の逆転でないことからイベントとは区別すべきであるという意見が出され、地磁気エクスカーション(Excursion)と呼ばれるようになった(WATKINS, 1976)。

ブリュンヌ期中のこのような短期間の地磁気大変動を記録したとみられる、残留磁化方向の大きな変化は、世界各地から報告されている。例えば、オーストラリアのムンゴ湖岸の焼土(BARBETTI & McELHINNY, 1972; 1976)や、オランダ・ゴートンベルク植物園の堆積物(MOLNER *et al.*, 1971)、北米ミンガン湖底堆積物コア中に発見された上下2箇所のもの(DODSON *et al.*, 1977)やメキシコ湾堆積物(FREED & HFARY, 1974; CLARK & KENNET, 1973)アラスカのイムルーク湖底堆積物

(NOLTIMIER & COLINVAUX, 1976)とハーディング湖底堆積物(MORINAGA *et al.*, 1987), ソ連・ウクライナの黄土層のもの(KULIKOVA, 1984)など多くの報告がある, 日本では, 琵琶湖底堆積物(YASKAWA *et al.*, 1973), 阿武隈山地の猿内 I, II 層(真鍋, 1980)や信州ロームなどテフラ堆積物で発見されている(HIROOKA *et al.*, 1977; 1978; 1982). 信州ロームの御獄テフラでは, 上下2層準で見いだされ, 5~6万年前と7~8万年前頃ではないかと考えられるもので, 前者をイナ I・エクスカージョン, 後者をイナ II・エクスカージョンと仮称している(HIROOKA *et al.*, 1978). しかし, これらの年代は互いに少しずつ微妙に違っている. 年代推定の誤差によって, 時代が異なるようにみえるが, 実は同じ磁気変動を異なる地域で記録しているというものもいくつか含まれていようし, また, グローバルな地磁気現象でなく, 地磁気双極子の磁気モーメントが減少したときに, たまたま近くにある非双極子磁場の影響でその地域だけでみられる現象の場合も含まれているかも知れない. しかし, 報告されているこれらの大変動を年代順に並べて整理すると, いくつかのグループに分けられそうである. すなわち, 1~2万年, 3~4万年, 5~8万年, そして10万年となる.

第四紀中・後期ブリュンス正磁極期には, このようなエクスカージョンが数回あったことになり, 連続的に堆積した地層には, これらのエクスカージョンの全部が記録されていることが期待される. しかし, 実際には, 第四紀中・後期を通じて間断なく堆積が行われるような地層は少なく, 何回かの無堆積の期間をはさんで何枚かの地層が堆積されているので, 運がよくても, これらのエクスカージョンのうちのいずれか1つか2つが記録されるにすぎないと思われる. もし, このような異常な磁化方向を示すものが見つければ, 上記のエクスカージョンのどれかであることは確実なので, 他の情報から時代幅が狭められれば, そのうちのどのエクスカージョンであるかを特定できる. そして, それによって地層の堆積年代を決めることも可能となるのである.

試料の採取, 測定, およびデータの処理

上に述べたような古地磁気編年, 考古地磁気編年を行うには, まず, 試料を採取し, 磁気測定を行い, 得たデータの統計学的な処理をして, はじめて年代の推定が可能となる. 推定された年代やその誤差が妥当なものであるか否かを判定するためには, 誤差を生ずる試料の採取法や測定, 統計処理の実際を知っていることが必要であろう. そこで, ここではそれらの詳細について述べる.

サンプリングや磁化測定の細かい手順については, それぞれの研究室で色々工夫して, それぞれ独自の方法によっているので, 全てが同じ方法ではない. しかし, 各段階での誤差は積算されて磁化ベクトルのばらつきとなつて, 最後の古地磁気・考古磁気データの誤差の大きさとして現れるので, 精度の良否はそれで判断できる. 代表例として我々が用いている方法を示しておく.

1) 試料の採取

考古地磁気, 古地磁気測定のための試料は, 試料として採取するものが固い岩石か, 焼土か, あるいは未固結の堆積物であるかなど, その種類によって, 採取の方法は異なるが, いずれにしても, 残留磁化の方向を知ろうとするものであるから, 試料として得ようとする部分が, 野外や遺跡現場でどのような方位をとっていたかがわかる, 定方位サンプルでなければならない.

サンプリングの際の試料の方位測定の誤差は, 残留磁化方向の誤差として含まれ, 測定結果にまで影響を及ぼすので, できるだけ正確に方位を測る必要がある. 特に, 磁化のまとまりが良く, ほんの少しの地磁気の永年変化をもとに年代を推定する考古地磁気編年では, この方位測定の誤差が大きいと年代推定が不可能になるという決定的な役割りを果たす. 数度違えば100年は異なるという細かい地磁気の永年変化をもとに年代を推定するのであるから, 非常に精度の高い方位測定が要求される.

考古地磁気測定用の定方位試料の採取は, 窯跡などの焼土遺構でなされるのが普通である. この場合は, まず, 窯床や炉跡などの遺構の中でよく焼かれていると思われる部分を選び, 試料とする焼土の部分のまわりに深さ数 cm の溝を作ることからはじまる. 窯跡の場合は床面でサンプリングを行う. これは, 最終焼成が終わってから現在に至るまでの間に, 傾いたり, 回転したりする変位が窯床の部分で最も少ないからである. 通常, 窯壁の方がよく焼けていて強い熱残留磁化を持っているが, 窯廃絶後の埋積中に内側に倒れ込んで, 昔の地磁気の方角の正しい記録にはならない場合が多い. 両側の壁面でサンプリングし, その磁化方向の違いを見ると, 通常, 10° ~ 20° の差があるので, それぞれの壁が数度から10度ずつは内側に傾いているらしい(HIROOKA, 1971). 次いで, 試料とする部分に, 水を多めにしうすくといった石膏をかけて固定し, 石膏をかけた部分の上面に, さらに, こくといった石膏をのせ, アルミ板を押しつけて平面をつくる. うすい石膏を先にかけるのは, 焼土の細かい凹凸にまで石膏がしみ込んで, 焼土との接触面積が大きくなり, こい石膏がはがれにくくなるからである. また, アルミ板で平面を作るのは, 方位の測定精度を上げ

るためである。石膏が固化するのを待ってアルミ板をはがし、考古地磁気試料採取用に改造した特製クリノメーター(HIROOKA, 1971)を用いて、石膏平面の最大傾斜線の方位とその傾斜角を測定する。角度の読み取りは、0.5°の精度で行う。方位を示すマークを、石膏平面にマジック・インキで記したのち、試料として石膏で固めた焼土を窯跡から掘り出す。試料の裏側にも石膏をつけて補強し、研究室に持ち帰る。通常、1つの遺構から10～15個の試料を採取する。炉跡などの小さい遺構の場合でも、誤差の小さい結果を得るためには、試料の個数を減らすことはできない。焼けが充分でないこのような遺構の場合には、磁化方向のばらつきが大きいため、測定結果の精度を上げるためには、むしろ、試料数を多くしなければならないのである。

こうして得られた試料は、マークをつけた平面を基準にしてダイヤモンド・カッターを用いて一辺34mmの立方体に整形する。切った面にもくずれないように石膏をつけて補強する。試料の熱残留磁化方向の測定は無定位置磁力計を用いて行う。最近、この大きさの試料でも測定が可能なるリングコア型のスピナー磁力計(夏原技研製SMM-85)が市販されるようになって、石膏で固めた試料の測定が容易になった。

未固結堆積物の試料は、24mm×24mm×24mmの立方体のプラスチック容器(プラスチック・キューブと呼ぶ)を地層に打ち込んで採取するのが便利である。

我々が用いている方法では、キューブを堆積層に打ち込むためのピストンと、ピストンの向きを決め固定する固定板からなっている。サンプリングを行おうとする地層の表面をけずって、固定板を置く面積(約40cm×15cm)の範囲を平面にした後、それに固定板の上辺が水平になるようにして当て、固定板の最大傾斜線の方位とその傾斜角を測定する。キューブを装着したピストンを固定板にはめて、ハンマーでピストンの背で叩いてキューブを堆積物に打ち込む。キューブ表面は固定板と平行になっているので、キューブの方位も先に測った固定板の方位と一致する。1回固定板をセットすると7個あるいは10個のキューブを並べて打ち込むことができる。キューブ表面の上端にマークをつけ、試料番号を表面に記入してから取りあげ、持ち帰る。研究室ではキューブの開口部にプラスチックの蓋をして密封してから磁力計で測定する。

堆積物中にある磁性鉱物は、その起源が色々な岩石の寄り集りであるために、磁気的特性にも大きな幅があり、非常に磁化が安定で変わりにくいものから、周りの磁場の変化によって簡単に磁化方向を変えてしまうもの

まで、色々なものが含まれている。したがって、堆積時に、その時の地球磁場の方向に整列して堆積残留磁化を持ったものの、その後の地球磁場の変化につれて、磁化方向を変えるものもでてくる。このように二次的に磁場の影響を受けて発生した粘性残留磁化成分が付加されると、堆積時の地球磁場の方向を記録している最初の磁化方向が狂わされるために、残留磁化を測って過去の地球磁場の方向を再現するという古地磁気学的手法が妨げられることになる。しかし、幸いにも、このような二次的な磁化成分は、初源の磁化より変わりやすい不安定なもので、ほとんどの場合、交流消磁という実験的手段で消去することが可能である。

同一層準の試料全てについて、段階的に消磁磁場を高くしてこの実験を行うと、ある消磁段階で磁化方向の揃い方が最もよくなる。その段階では、二次的な成分が最もよく除去されて、初源の成分のみが残っていると判断できるので、その段階の平均磁化方向をその層準の古地磁気データとして採用することになっている。

個々の試料はそれぞれ異なる方向の磁化を有しているため、正確な古地磁気データを得るためには、同一地点あるいは同一層準で3個の試料しか採らないなどというのは論外で、少なくとも6個以上、できれば10個程度の試料を採ることが望ましい。

試料の方位測定にはクリノメーターの磁針を用いているので、サンプリング地点の磁北と真北のずれ、すなわち、現在の偏角の分だけ測定方位がずれていることになる。そのために、通常、遺跡現場ではトランシットによる太陽の方位観測を行って、現在の偏角を求める。太陽は天球上を時々刻々動いているが、その方位は、その地点の緯度、経度と時刻が与えられると計算によって求めることができる。求められた方位は真北を基準とした地理学的な方位である。一方、遺跡現場でトランシットの磁針の指す北を基準にして測った太陽の方位は磁北からの角度を与える。したがって、計算値と観測値の差が遺跡現場の現在の偏角となる。こうして得た値を用いて試料の方位を真北を基準にした方位に補正する。曇っていて太陽の方位観測ができない時や、トランシットを持参していない時は、国土地理院発行の1980.0年の磁気偏角図(国土地理院, 1982)から読みとった値を用いることが多い。幸い、最近の30年程は、地磁気の変化が非常に小さいので、現在でもこの磁気偏角図は有効である。

2) 残留磁化の測定

試料の作る磁場の強さは、実験室内の地磁気の強さの1/100から1/1000000であるため、これを測定するには、地磁気の影響を打消した状態にした上で、非常に高

感度の特殊な磁力計を用いなければならない。試料の磁化による磁場を検出する方式が異なる3種類の磁力計が実用に供されており、測定方法もそれぞれ異なっている。無定位磁力計、スピナー磁力計、超伝導量子干渉磁力計の3種である。

無定位磁力計は、第二次大戦後に日本とイギリスで独自に考案され、古地磁気学を大きく発展させた伝統的な測定装置である。実用化した1950年代以降改良が重ねられて、感度も上がり、測定に要する時間も短縮され、多くの測定がなされている。殊に、測定試料の形や大きさに余り制限がないので、考古地磁気測定に重宝されている。これは簡単な仕掛けでしかも高感度の磁力計である。磁力計の心臓部は、小さな同じ強さの2個の磁石(現在我々が使っているのは厚さ1mm, 幅2mm, 長さ3mm)を極が逆向きになるようにして平行にし、それを細い石英管でつないで固定した磁石系で、この磁石系を非常に細くした石英の糸に吊してある。磁石1個を糸で吊すと、磁気コンパスと同じで、地磁気によって磁石は回転して南北に向く。ところが同じ強さの磁石2個を反平行につないだこの磁石系では上の磁石が南北に向おうとして回転する方向と下の磁石の回転方向とは正反対になっているのでお互いにその力を打消し合って動かない。地磁気をうまく利用して地磁気の影響を打消し釣合の状態を作り出すという、非常に巧妙な仕組みになっている。

この磁石系の下に測定試料を置くと、試料の磁化が磁石系の下に磁石に力を与えてこの釣合の状態を破ることになる。試料の磁化は上の磁石にも影響を与えるが、この力は磁石と試料の間の距離の3乗に反比例するので、上の磁石への影響は無視できるほど小さくなる。上下の磁石に与えられた力の差に応じて、この磁石系は回転し、吊糸のねじれと釣り合うところで止まる。この回転角は、吊糸のねじれを戻そうとする力の強さと試料の磁化の強さが変わらないときには、磁石系の磁石とサンプルの磁化方向が90°になったとき、一番大きく回転し、平行または反平行になったときは回転が起らない。すなわち、磁石系の回転角はサンプルの磁化の方向によって変わる。そこで、この細い吊糸に吊されている磁石系の下で、岩石の試料を鉛直軸のまわりに30°ごと、あるいは45°ごとに回転させて、磁石系の回転角を測定すると、回転軸に垂直な面内のサンプルの磁化の強さと方向を知ることができる。サンプルを置きかえて、先の回転軸と直交するような軸で回転して同じように測定してやると立体的な磁化方向が求まる。普通、2度置きかえて3軸のまわりに回転して測定し、精度を上げる。

しかし、近年、スチール製の家具や自動車の普及によって人工的な磁気攪乱が増加したために、ノイズレベルが高くなって測定が難しくなってきた。少し磁化の弱いサンプルの場合には、人々の活動が止まっている深夜の午前1時から4時までの間しか測定できない。現在稼動しているこのタイプの装置は全て手作りのもので、市販の機種はない。

スピナー磁力計は、試料を回転させて生じる磁場の変化を検出するタイプの磁力計である。銅のような電気をよく通す金属の近くで磁石を動かすと、金属中に起電力が生じ電流が流れる。岩石も非常に弱いながら磁石であるから、銅線を巻いたコイルのすぐそばでこれを廻せば、コイルに超電力が生ずる。この電圧を測定した試料の磁化の方向と強さを検出する。しかし、岩石の残留磁化は非常に弱く、微小な電圧しか発生しないので、高増幅のアンプを要する。最近ではエレクトロニクスが発達によって増幅率が大幅に向上したことで、フラックスゲートという高感度のセンサーが出現したお蔭で、高感度のスピナー磁力計が製品化されている。地磁気の優乱はノイズとなって試料の磁化が測りにくくなるので、試料の装着部と検出部は、高透磁率のミューメタルで囲った磁気シールドで、地磁気を千分の一以下に消した状態にしてある。このタイプの磁力計はフラックスゲートの形の異なる3種のものが市販されている。アメリカ Schonstedt Instrument 社やイギリス Digico 社、日本の夏原技研の製品がある。

ニオビウムを含む特殊な合金を液体ヘリウムで冷やして、絶対零度近くにすると、電気抵抗が全くなると超伝導という現象が生じる。超伝導状態では、ほんの小さい電圧でも大きな電流が流れる。これをうまく利用すると非常に弱い磁場の変化によっても充分大きな電流を流すことができる。すなわち、非常に弱い磁場を測定することができるので、超高感度の磁力計として用いることができる。これが超伝導量子干渉磁力計である。検出部の超伝導コイルの数によって、一時に1成分、2成分あるいは3成分の磁化が測れる装置の種類がある。この磁力計の出現によって、従来は測定が困難であった磁化の弱いサンプルも測定可能となり、新しい研究の展開が始まっている。例えば、鐘乳洞の石灰岩をうすく切って測定し、石灰岩の成長速度から、過去の詳細な磁化の時間的变化を求める。同時に酸素同位体比も測って、気候変動と地球磁場変化の相関を調べるといふ研究が試みられている(MORINAGA *et al.*, 1985)。

スピナー磁力計、超伝導磁力計ともに、磁化ベクトルの直交する成分を測定して磁化方向を求める。

3) 測定値の統計処理

採取した試料の残留磁化が、原理通りに、安全に過去の地球磁場の方向を示しており、しかも、試料採取時の方位測定や磁化測定にも誤差がない場合には、1つの遺構、1つの露頭で試料を1個だけサンプリングして測定をすれば昔の地磁気の方角を知ることができよう。しかし、現実には、同一遺構、同一露頭から得た複数個の試料を測定すると、個々の試料は必ず少なからず異なった磁化方向を示す。そのために、各遺構、各露頭ごとに平均磁化方向を計算して、それを求める考古地磁気データあるいは古地磁気データとすることになっている。平均磁化方向と、磁化のばらつきがどれくらいであるかを求める統計計算はフィッシャーの統計法(FISHER, 1953)を用いる。

測定した個々の試料の磁化ベクトル全てが強さ1の単位ベクトルと考え、その北成分、東成分、鉛直成分を X_i, Y_i, Z_i とすると、偏角(D_i)、伏角(I_i)は、

$$D_i = \tan^{-1}(Y_i/X_i)$$

$$I_i = \sin^{-1} Z_i$$

で表される。

ある地点の平均偏角(D)、平均伏角(I)は、その地点で採取した N 個の試料の磁化ベクトルの3成分を加えて得られた合成ベクトルの大きさを R とし、その3成分を X, Y, Z とすると、次式によって求められる。

$$X = \sum_{i=1}^n X_i$$

$$Y = \sum_{i=1}^n Y_i$$

$$Z = \sum_{i=1}^n Z_i$$

$$R = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2}$$

$$D = \tan^{-1} \frac{Y}{X}$$

$$I = \sin^{-1} \frac{Z}{R}$$

また、磁化方向のばらつきを大きさを示すフィッシャーの95%の信頼角(α_{95})と精度パラメータ(K)は、

$$\alpha_{95} = \cos^{-1} \left[1 - \frac{N-R}{R} \left\{ \left(\frac{1}{0.05} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right\} \right]$$

$$K = \frac{N-1}{N-R}$$

で表される。

α_{95} は小さいほど誤差の小さく、測定精度が高いこと

を意味しており、測定試料数が増えるほどこの値は小さくなる。 K は試料数に関係なく、値が大きいくほどその地点で得られた試料の磁化方向の違いが小さいことを示す。通常、良く焼かれた須恵器窯では α_{95} は $1 \sim 3^\circ$ 、 K は数百の値となる。ばらつきの程度が同じ、すなわち、 K が同じ場合には、個数 N が6個を超えるまで N の増加にともなって、 α_{95} が急速に小さくなる。先に、サンプリングにあたって同一地点で、同一層準で6個以上の試料が必要であるとしたのはこの理由による。

年代推定の実例と今後の展望

焼土などの遺構についての TRM(熱残留磁化)の考古地磁気学的測定は1000例を超える実績がある。特に、よく焼けていて磁化が強く、磁化方向のまとまりがよい窯跡については、多くの測定がなされており、過去2000年の西南日本の考古地磁気永年変化曲線(広岡, 1977)を用いて、それらの考古地磁気年代を推定した多くの実例がある(例えば、広岡他, 1971, 1979, 1981, 1982; 広岡・藤沢, 1978; 広岡, 1979, 1980, 1981; 広岡・渋谷, 1981; 中島・夏原, 1981; HIROOKA, 1983)。9~10世紀は地磁気の変化が小さいために、年代推定の誤差が大きくなり、12~13世紀および15世紀は少し古すぎる年代となる傾向があるなど、まだ問題点は残っているが、炉跡であれ、窯跡であれ、火災跡であれ、良く焼けた焼土があれば遺構の種類にかかわらず、同じ基準で年代推定ができるという利点がある。特に、考古学的年代の指標となる遺物の出土しない遺跡の場合には、年代の推定ができる唯一の有効な方法である。

TRMばかりでなく、DRM(堆積残留磁化)やSRM(衝撃残留磁化)による年代推定も可能である。例えば、古地震の年代推定である。最近、地震予知のための研究の一環として、活断層のトレンチ発掘調査が盛んに行われるようになった。地震源となる活断層が過去のいつ動いたかを調べ、その周期から次に起きる地震の予知を行うとするものである。活断層そのものを発掘して、断層面の観察から過去に何回断層運動があったか、それらの運動がいつ起こったかを明らかにするのである。跡津川断層のトレンチ発掘調査地点で、断層運動にともなって噴砂のように流動した部分や大きく変形した地層の磁化測定をしたところ、断層運動の際に再磁化していることが判明した(酒井・広岡, 1983)。活断層が動いて、地震が起きたときに、絞ぼりだすように断層面にそって流動し震動した部分は、SRMとDRMの両方を合わせたようなメカニズムによって残留磁化を獲得したと思われる。この残留磁化は断層運動が起きたときの地磁気

の方向を向いているので、過去 2000 年以内に動いたものであるなら、考古地磁気永年変化曲線と照合して断層が動いたときの年代を推定することが可能となったのである。

弥生時代以降では、稲作の水田の遺跡がしばしば発見される。しかし、遺物が出土しないため時代が良くわからない場合が多くある。水田の耕土は、水中で静かに堆積するので DRM を有しているに違いない。したがって、水田が過去 2000 年以内のものであれば、これも年代推定が可能である。現在の水田から採取した試料を測定して、地磁気の方角の磁化を有していることが確かめられた。まだ弥生中期中頃以後の実際の遺構での年代推定は行われていないが、今後、水田遺構の年代推定の有力な方法となろう。

永年変化が未だよくわかっていないとされている弥生中期中頃以前の時代については、目下永年変化の標準曲線の確立を目指して精力的に研究がなされている(広岡・酒井, 1984; HYODO *et al.*, 1985; YAMAZAKI *et al.*, 1985)ので必ず、近い将来に弥生前期や縄文時代の考古地磁気年代推定も実現されよう。

地球磁場は、方向だけでなく強度(地磁気双極子モーメント)も永年変化をしている。土器の持っている TRM の強度と、磁場の強さがわかっている実験室でその土器を再加熱して得た TRM 強度との比から過去の地球磁場の強度を求める方法を確立した、THELLIER & THELLIER (1959) は、20000 年前の地磁気強度は現在の約 1.5 倍もあって、その後、減少し続けて現在に至っていることをつきとめた。世界各地で行われたそれ以後の詳しい研究から、過去数千年について、世界各地の地磁気強度変化が求められ、Cox (1968) はそれらの平均を計算し、過去 9000 年の強度変化の大略を明らかにした。それによると、地磁気双極子モーメントは、約 8000 年の周期で現在の 1.5 倍から 0.5 倍の範囲で正弦曲線で表わされるような変化している。しかし、同じ地域で地磁気強度の時代変化を詳しく追ってみると、もっと短周期(300—500 年)の不規則で鋭いピークを示すような変動が重なっている(BUCHA, 1971)ことがわかってきた。最近、AITKEN *et al.* (1984) は西アジアとエジプトで、BC 1800—1000 年の 800 年間に磁気強度が 2 倍になる変化を報告しているし、日本では AD 800 年以降現在までに 20% もの増減があり(時枝, 1980), AD 500 年頃にも鋭いピークが見られる(SAKAI & HIROOKA, 1986)。このような顕著な変化をとらえて、地磁気強度変化を用いた年代推定が可能となる状態になりつつある。地球磁場方向による年代推定と組み合わせると、より精度

の高い年代決定ができる。

縄文時代よりも古く、73 万年前の松山逆転磁極期までの時代の年代を推定するのは、なかなか難しい。最近、日本の考古学界で議論を沸かしている前期旧石器の存否などは、丁度この年代にあたっており、年代がしっかり決まらないことが論争を激しくしている原因であろう。しかし、遺跡の堆積層を細かくサンプリングして、ブリュノ正磁極期に数回起きた地磁気エクスカージョンのどれかをうまくつかめば、年代の推定は充分可能である。但し、幸いにしてこれらのエクスカージョンのうちの一つないし二つがとらえられた場合にも、それがどのエクスカージョンに対比されるかをきめるのが大きな問題である。とらえられたエクスカージョンの VGP の軌跡の特徴を、報告されているそれぞれのエクスカージョンのものと比べて、その類似性によって対比するのが最も確実な方法であると考えられるが、そのためには、まず、VGP 軌跡が求められるような丹念なサンプリングがなされていることが必要である。磁化の測定をすればじめてわかるエクスカージョンを記録している層準のところをうまく具合に細かくサンプリングすることは、勘と運にまかせるしかない。更に、報告されたエクスカージョンの中には、未だ、詳しい VGP 軌跡が求められていないものがあるので、常にこの年代推定が機能するとは限らない。今後の研究が待たれる所似である。

明石人骨が出土したとされる西八木層で行われた古地磁気測定(広岡・湯田, 1987)は幸運に恵まれた例であろう。VGP が北西大西洋を通るイナ I エクスカージョンの特徴を示していたからである。前期旧石器の遺跡であるとされている宮城県古川市の馬場壇 A 遺跡でも 2 つの層準でエクスカージョンがみいだされた(広岡・北, 1986)が、それらが、どのエクスカージョンに相当するかを決めるに足る証拠がないので、それぞれイナ I, イナ II, ブレイク, あるいはビワ I のどれかに対比されるというところまでしか限定できなかつた。しかし、他の方法で時代幅がもう少し限定できれば、これらのエクスカージョンのどれであるかを限定できるであろう。

以上のように、色々な地磁気変動の周期に応じて、色々な時代のものの年代推定が可能となりつつある。堆積物の場合はそれに含まれている磁性鉱物の種類やその堆積環境、焼土では、焼かれたときにどれくらい温度が上がったか、などの条件によっては、昔の地磁気の方角や強度を忠実に記録していない場合もあるので、常によい結果を得られるとは限らない。しかし、多くの例を集め、測定データを蓄積すれば、より精度の高い年代の推定ができるようになろう。

引用文献

- AITKEN, M. J., 1974 : *Physics and Archaeology*, 2nd ed., 291p., Clarendon Press, Oxford.
- , ALLSOP, A. L., BUSSEL, G. D. and WINTER, M. B., 1984 : Geomagnetic intensity in Egypt and western Asia during the second millennium BC. *Nature*, **310**, 305-306.
- BARBETTI, K. and McELHINNY, M., 1972 : Evidence of a geomagnetic excursion 30,000 yr BP. *Ibid.*, **239**, 227-330.
- and ———, 1976 : The Lake Mungo geomagnetic excursion. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **281**, 515-542.
- BAUER, L. A., 1899 : On the secular motion of a free magnetic needle. II. *Phys. Rev.*, **3**, 34-48.
- BONHOMET, M., 1970 : Discovery of new event in the Brunhes period at Laschamp (France). *Palaeogeophysics* (edited by S. K. Runcorn), 159-163, Academic Press, London.
- BULLARD, E. C., FREEDMAN, C., GELLMAN, H. and NIXON, J., 1950 : The westward drift of the earth's magnetic field. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A**, **243**, 67-92.
- CLARK, H. C. and KENNET, J. P., 1973 : Paleomagnetic excursion recorded in latest Pleistocene deep-sea sediments, Gulf of Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 267-274.
- COX, A., 1968 : Lengths of geomagnetic polarity intervals. *J. Geophys. Res.*, **73**, 3247-3260.
- , 1969 : Geomagnetic reversals. *Science*, **163**, 237-245.
- , DOELL, R. R. and DALRYMPLE, G. B., 1963 : Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. *Nature*, **198**, 1049-1051.
- , ———, and ———, 1964 : Reversals of the earth's magnetic field. *Science*, **144**, 1537-1543.
- DODSON, R. E., FULLAR, M. D. and KEAN, W. F., 1977 : Paleomagnetic records of secular variation from Lake Michigan sediment cores. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **34**, 387-395.
- FISHER, R. A., 1953 : Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London*, **A**, **217**, 295-305.
- FREED, W. K. and HEARY, N., 1974 : Excursion of the Pleistocene geomagnetic field recorded in Gulf of Mexico sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **29**, 51-64.
- GROMMÉ, C. S. and HAY, R. L., 1971 : Geomagnetic polarity epochs : Age and duration of the Olduvai normal polarity event. *Ibid.*, **10**, 179-185.
- HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICTON, C. A. G., SMITH, A. G. and WALTERS, R., 1982 : *A Geogical Time Scale*, 131p., Cambridge University Press, London.
- HIROOKA, K., 1971 : Archaeomagnetic study for the past 2,000 years in southwest Japan, *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ.*, Ser. Geol. Mineral., **XXXVIII**, 167-207.
- 広岡公夫, 1977 : 考古地磁気および第四紀古地磁気研究の最近の動向, 第四紀研究, **15**, 200-203.
- , 1979 : 熱残留磁気による古窯の年代, 世界陶磁全集, 第2巻 (日本古代), 植崎彰一編, 小学館, 293-295.
- , 1980 : 考古地磁気方向の永年変化による年代推定. 考古学・美術史の自然科学的研究, 古文化財編集委員会, 98-1000, 日本学術振興会, 東京.
- , 1981 : 考古地磁気学と年代決定, 瀬戸市史・陶磁史編2, 瀬戸市史編纂委員会, 335-339.
- HIROOKA, K., 1983 : Archaeomagnetism of baked clays, results from Japan. *Geomagnetism of Baked Clays and Recent Sediments*, (edited by Creer, Tucholka and Barton), 150-157, Elsevier, Amsterdam.
- , 藤沢真澄, 1978 : 福住古窯址群の考古磁気学的研究, 福住古窯址群, 新巽ヶ丘団地関係遺跡発掘調査報告, 新巽ヶ丘団地関係遺跡調査団, 105-108.
- , 渋谷秀敏, 1981 : 榎木原瓦窯の考古地磁気測定, 榎木原遺跡発掘調査報告Ⅲ, 滋賀県教育委員会, 187-191.
- , 酒井英男, 1984 : 先史時代の地磁気永年変化, 古文化財の自然科学的研究, 古文化財編集委員会, 812-816, 同朋舎出版, 東京.
- , 北 淳一, 1986 : 馬場壇遺跡の古地磁気層序. 馬場壇A遺跡Ⅰ, 東北歴史資料館資料集 16, 東北歴史資料館, 139-146.
- , 湯田 紀, 1987 : 明石海岸の古地磁気年代. 国立歴史民俗博物館報告, 第13集, 163-175.
- , 中島正志, 時枝克安, 川井直人, 1971 : 陶邑古窯跡群の熱残留磁気測定結果について, 陶邑, 堺市泉北ニュータウン内泉ヶ丘地区埋蔵文化財発掘調査概要, 大阪府文化財調査抄報, 第1輯, 大阪府教育委員会, 68-71.
- HIROOKA, K., TOBITA, C., YOKOYAMA, T. and NAKAYA, S., 1977 : On the excursion of the latest Pleistocene recorded in Ontake Tephra, Ina, central Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, **4**, 81-87.
- , HASEGAWA, E., HIROTA, T., NAKAYA, S. and YOKOYAMA, T., 1978 : On the geomagnetic excursions in the late Pleistocene found in Ontake tephra, Ina, central Japan. *Pleolimology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, **6**, 101-114.
- 広岡公夫, 川井直人, 中島正志, 1979 : 九谷古窯における考古地磁気学的研究, 九谷古窯跡発掘調査報告書 (第7分冊), 35-46.
- , 坂本道恵, 夏原信義, 渋谷秀敏, 中村 浩, 1981 : 北丘古窯跡群・古墳発掘調査報告書, 多治見市教育委員会, 117-122.
- , 中島正志, 夏原信義, 牧野知志恵, 酒井英男, 1982 : 札馬古窯址群の考古地磁気測定, 札馬古窯跡

- 群発掘調査報告書, 加古川市文化財調査報告7, 加古川市教育委員会, 67-76.
- , NAGAI, N. and NAKAJIMA, T., 1982 : Geomagnetic excursions of the late Pleistocene inferred from palaeomagnetic study of tephra sediments in Japan. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, **10**, 200-213.
- HYODO, M., MORINAGA, H., NISHIMURA, H., INOKUCHI, H. and YASKAWA, K., 1985 : Paleomagnetism of a core from Osaka Bay. *J. Geomag. Geoelectr.*, **37**, 729-737.
- 今井 湊, 1942 : 中国磁針史略, 上海自然科学研究所彙報, **12**, 147-166.
- IMAMITI, S., 1956 : Secular variation of the magnetic declination. *Mem. Kakioka Magnetic Observatory*, **7**, 49-55.
- KAWAI, N. and HIROOKA, K., 1967 : Wobbling motion of the geomagnetic dipole field in historic time during these 2000 years. *J. Geomag. Geoelectr.*, **19**, 217-227.
- , ——, and SASAJIMA, S., 1965a : Counterclockwise rotation of the geomagnetic dipole axis revealed in the world-wide archaeo-secular variations. *Proc. Japan Acad.*, **41**, 398-403.
- , ——, ——, YASKAWA, K., ITO, H. and KUME, S., 1965b : Archaeomagnetic studies in southwestern Japan. *Ann. Géophys.*, **21**, 574-578.
- , ——, and TOKIEDA, K., 1967 : Wobbling of geomagnetic axis around the geographic north pole in the historic time. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **3**, 48-50.
- , YASKAWA, K., NAKAJIMA, T., TORII, M., and HORIE, S., 1972 : Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa. *Proc. Japan Acad.*, **48**, 186-190.
- 国土地理院, 1982 : 磁気偏角図.
- KULIKOVA, L. S., 1984 : Excursions of the geomagnetic field 23,900-25,300 and 43,300-44,100 years ago according to the data of the Molodova V and Korman' IV (Ukraine) Sections. *Geomag. Aeronom.*, **26**, 812-818.
- MATUYAMA, M., 1929 : On the direction of magnetization of basalt in Japan, Tyosen and Manchuria. *Proc. Imperial Acad.*, **V**, 203-205.
- MORINAGA, H., INOKUCHI, H. and YASKAWA, K., 1985 : Paleomagnetism and paleotemperature of a staurolite. *J. Geomag. Geoelectr.*, **37**, 823-828.
- , MORINAGA, K. S. and YASKAWA, K. 1987 : Paleomagnetic implication on climatic changes and evidence for excursions recorded in a sediment core from Harding Lake, Alaska. *Ibid.*, **39**, 229-241.
- MORNER, N. A., LANSER, J. P. and HOSPERS, J., 1971 : Late Weichselian paleomagnetic reversal. *Nature Phys. Sci.*, **234**, 173-174.
- 村川堅固, 1960 : セーリス日本渡航記. 411 p., 新異国叢書6, 雄松堂書店, 東京.
- 中島正志・夏原信義, 1981 : 考古地磁気年代推定法. 95 p., 考古学ライブラリー9. ニュー・サイエンス社, 東京.
- NEEDHAM, J. and LING, W., 1962 : *Science and Civilization in China*, **4**, Part 1, Physics, 334p. Cambridge University Press, England.
- NÉELL, L., 1949 : Theorie du trainage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites. *Ann. Géophys.*, **5**, 99-136.
- NOLTIMIER, H. C. and COLINVAUX, P. A., 1976 : Geomagnetic excursion from Imuruk Lake, Alaska. *Nature*. **259**, 197-200.
- RIKITAKE, T. and HONKURA, Y., 1985 : *Solid Earth Geomagnetism*. 348p., Terra Scientific Publishing Co., Tokyo.
- 酒井英男・広岡公夫, 1983 : 古地磁気・岩石磁気からみた断層運動. 月刊地球, **5**, 394-398.
- SAKAI, H. and HIROOKA, K., 1986 : Archaeointensity determination from western Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 1323-1329.
- SMITH, J. D. and FOSTER, J. H., 1969 : Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. *Science*, **163**, 565-567.
- THELLIER, E. and THELLIER, O., 1959 : Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Géophys.*, **15**, 285-376.
- 時枝克安, 1980 : 考古磁場強度法 (Archaeointensity 法) による古陶磁の年代決定. 考古学・美術史の自然科学的研究, 古文化財編集委員会, 97-98, 日本学術振興会, 東京.
- VESTINE, E. H., LAPORTE, L., COOPER, C., LANGE, I. and HENDRIX, W. C., 1947 : Description of the earth's magnetic field and its secular change, 1905-1945. *Carnegie Inst. Washington Bull.*, no. 578.
- VINE, F. J. and MATTHEWS, D. H., 1963 : Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, **199**, 947-949.
- WATANABE, N., 1959 : The direction of remanent magnetism of baked earth and its application to chronology for anthropology and archaeology in Japan : an introduction to geomagnetochronology. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sect. V, **2**, 1-188.
- WATKINS, N. D., 1976 : Polarity subcommission sets up some guide lines. *Geotimes*, **21**, no. 4, 18-20.
- 藪内 清, 1964 : 中国古代の科学. 角川新書, 179 p., 角川書店, 東京.
- YAMAZAKI, T., JOSHIMA, M. and SAITO, Y., 1985 : Geomagnetic inclination during last 9,000 years recorded in sediment core from Lake Kasumigaura, Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **37**, 215-221.
- YUKUTAKE, T., 1961 : Archaeomagnetic study on volcanic rocks in Ohshima Island, Japan. *Bull. Earthqu. Res. Inst.*, **39**, 467-476.