
巻頭言	地山と盛り土	奈良文化財研究所長 町田 章	1
小特集	地質学からみた考古学		
	地質学と考古学との共同研究	町田 洋	2
	最新の年代測定技術と考古学	中村俊夫	7
	日本考古学における火山灰編年学の利用と その課題	早田 勉	19
	旧石器の調査・研究と地質学	中村由克	26
	遺跡調査における物理探査の役割	牛島恵輔	33
	「土質・地質技術者の生涯学習ネット」 (ジオ・スクーリングネット) を開設		39

地山と盛り土

独立行政法人文化財研究所 奈良文化財研究所長

町田 章

考古学では自然に堆積した土壌・岩石を地山と呼び慣わし、人工的に盛り上げたり埋め立てた土と区別することが、何のためらいもなくごく普通に行われている。地山が洪積世の地層なのか沖積世の地層なのかというような地質学上の問題は、大局的に遺跡の立地を説明し理解するときに取り上げられるが、局所的な発掘現場ではよほどのことのない限りあまり問題にならず、硬い地山とか軟らかい盛り土などと感覚的な理解で終わる。

洪積世の時代に存続期間がある旧石器時代の研究では、地層の確定が研究の重要な要件とされており、洪積世の地層から発見される場合には原位置で堆積したものか、遊離状態で移動したものであるかを見分けることが大きな課題になっている。さきの旧石器捏造事件では、洪積世の層中から人為的に並べられた石器が発見され、遠く離れた遺跡の旧石器が接合するなど、希有な現象が「神の手」によって演出され専門家がすっかりだまされてしまったのである。だました人が最も悪いのだが、地層に厳密な注意を怠ってきた考古学側の体質にも問題があったとし、学会をあげて反省している。

地山の中で、火山灰の検出は遺跡の年代を決める重要な要素であり、縄文時代以降の遺跡に対して地質学上の年代をあてえられた考古学での編年が可能になることから、大いに珍重されていることはもう常識である。火山灰の年代については放射性炭素年代が支柱になっており、その年代の詳細部分については日本列島独自の年輪年代の測定が大きく寄与している。この分野の研究は近年著しく進展しており、あまり遠くない将来、新石器時代の始まりとされる1万年以降の年代について地質・放射性炭素・年輪年代を絡み合せながら信頼度の高いタイムスケールが実現するものと期待されている。

地山が固くしっかりした丘陵や高台では、しばしば強度のある地盤を基礎にして土木工事が行われる。3世紀から始まる古墳の築造では地山を巧に利用しながら堅牢な石の山や土の山を築き、7世紀から始まる仏教伽藍の建設では

地盤がしっかりした土地を選んで高層建築を建てるのが重要な課題であった。現在、発掘調査が行われている奈良興福寺の中金堂は丘陵の高まりを巧に利用しながら地山を削りだして基壇を造り、その上に良質の土を叩きしめて積み上げる版築と呼ばれる工法を用いて強度のある基壇を造成している。

地山が粘土質や砂質で軟らかいときには、建物の基壇の範囲に版築で地盤強化を行うのが正統な建築工程であった。版築の技法は中国の宮殿建築の中で形成し、本来は宮殿の敷地の土を入れ替えて神聖さを保持することから始まり、次第に建築の基礎基盤の強化策として普遍化するようになった。7・8世紀の藤原宮や平城宮は洪積台地から沖積地移行する地域に造営され、ここでは版築土盛りは建物の基礎地業としての側面において重視されている。たとえば平城宮の中核部である第一次大極殿院は南北360m、東西180mの範囲であるが、敷地の北側1/3は洪積台地の地山を削りだして大極殿の基台を造成し、沖積地にあたる南側の2/3には山土を盛る地盤造成が行われ、門・廻廊などの建物基礎にはとくに念入りの版築地業を行っている。

阪神・淡路大震災以降、関西の考古学界では活断層という言葉は流行し、各地の発掘現場に地質の専門家を招いての検証もしばしば行われてきた。高槻市にある今城塚古墳では史跡整備に伴う発掘調査が行われ、この古墳が墳丘の盛り土として特殊な硬化剤をいれた黒色土を用いていることが明らかになり、古墳の一部が戦国時代の城塞として利用されていることも確認された。ところが、前方後円墳の前方部の盛り土を調査したトレンチでは、特徴的な黒色盛り土が後円部の方向に向かって大きく波打って埋没していく様子をはっきりと示され、活断層の亀裂を生じる大規模地震の存在が想定された。

以上のように、従来あまり重視されてこなかった地山と盛り土の問題を地質学と考古学が連携して研究対象として取り上げ、遺跡の立地のみならず遺構の形成や使用過程にも研究の触手を伸ばす必要が迫られている昨今である。

地質学と考古学との共同研究

まち だ ひろし
町 田 ひろし*

1. 「江戸を掘る」現場での観察

筆者は十数年前、「江戸」を掘っている発掘現場を見学する機会をもった。ひとつは関東ロームの台地、もうひとつは沖積低地での発掘であった。いずれも都心に近かったので、われわれにとってはみなれない興味深い人工の地層に富んでいた。まず、地表を構成するものは、第二次世界大戦の戦災で生じた瓦礫、そしてその下には大正関東大震災の瓦礫、さらにそれより深いところには、江戸時代の遺物が多量に入った層が厚く堆積していた(写真1, 写真2)。この中には、宝永4年(1707)11月の富士山宝永噴火により火山灰層が薄く見出されたが、一部では屋根に降り積もった火山灰をごみ穴に埋めた部分もあった。また大火事で生じた焼土も数層あった。それらの中には庶民の暮らしを物語る陶磁器や瓦、建物の土台石などが挟まっていた。

どれも都会が大災害を受けたことを示す証拠であり、すべて生物は死して土に還るものだが、繁栄した文明も、やがて重なり合っ土に還ることを実感させるものであった。当然のことながら、現代でも大災害にあったり、今のようにスクラップ&ビルドを積み重ねると、都市はこうした多量の人工地層で埋めつくされることを暗示している。

沖積低地の遺跡では、江戸時代の遺物層の下に、海浜の砂礫層と浅海底に堆積した青黒い泥層がでていた。これらは縄文前期のころ、海岸線がこの遺跡より少し内陸側の台地の付け根にあったときに形成されたものである。したがってそのころ、このあたりは遠浅の海だったが、その後、沿岸流が運んできた土砂によって、陸地化したことがわかる。しかしこの海岸低地に人が密に住み着くのは、徳川家康の江戸入府以後である。縄文時代から中世にかけての遺物はごくわずしか出土しておらず、もちろん人工地層めいたものはない。したがってここは長い間、海岸沿いの寂しい土地であったのである。

江戸時代の人々の生活を復元するには、古文書と遺物、遺跡が主として使われることは当然である。これに対して遺物包含層中の宝永火山灰層や焼土層は、従来ほとんど顧みられなかったが、記録と対応させると、地層に特定の時



宝永火山灰
(1707年)——
焼土層 ——
(1657年?)

写真1 東京下町低地の遺物遺構包含層(上部に宝永火山灰と焼土がある。明治以降の地層は除去してある。港区芝公園遺跡)



写真2 東京下町の遺物遺構包含層(凹みを満たしているのが富士山宝永火山灰、港区芝公園遺跡)

間の目盛りとなるし、生活に大きな影響を与えたイベントを認識するのに役立つ。富士の噴火以外の江戸時代の災害イベントといえば、1703年元禄関東地震、1783年浅間山噴火と大飢饉、1855年安政江戸地震、それに度重なる大火事などであろう。これらの証拠を今後江戸の土の中に見い出

* 東京都立大学名誉教授

すことができれば、これらの災害の詳しい復元はもちろん、上下の遺物層の時間を知る目印となる。たとえば宝永火山灰などを用いて、全国から江戸に流入した陶磁器の歴史はかなり明らかにすることができたという。

「江戸を掘る」現場では、過去に人間がやってきた行動の跡は、地層そのものに含まれる遺物や遺構に見い出されることを教えてくれた。海外では人間の使った遺物とその後土に覆われないで地表面に露出していることがある。しかし日本では土砂の生産や堆積が激しいために、遺物が地表面にむき出しになったままになっている場合は珍しく、ほとんどの遺物は土中に埋もれている。この土とは、上に述べたような人工地層の場合もあるし、再堆積したもの、また火山灰や埃などの自然の営力で堆積したものもある。そこでこうした遺物を含む地層がどんな性質のものかを知ることが、人が生活していた時期やその環境を知るのに欠くことができない。地層の研究はもっぱら地質学、あるいはそれに近縁の自然科学の分野が担当するものであるが、人々の歴史を解明することを究極の目的とする考古学にとっては、これまで地層や土壌についての研究が充分であったとは言い難い。

2. 科学の独自性

考古学は人類が残した遺物・遺構から、文字どおり古い時代を考える科学である。そのために、もっぱら遺物・遺構の形式が詳しく記載、分類され、その形式変遷が明らかにされてきた。その研究は、近代科学がぼつ興すると、考古学は方法が大きく異なるにもかかわらず、歴史学の一部とみなされ、多くの場合、大学の文学部に所属して研究が行われてきた。考古学が主対象とする遺物の鑑定や由来は、「専門家」の経験と勘以外に、その物質のもつ性質を自然科学的分析方法によって解明する必要がある。いわゆる「自然科学的分析」が考古学の研究に登場し利用されるのがかなり遅れたのは、上記のようにふたつの科学の枠組みが違っていたせいである。

種々の科学の発達過程では、その存在価値をアピールするために、それぞれの独自性が強調されることが多い。考古学でも同様で、過去を扱う科学である隣接科学（歴史学や地質学など）とは違う独自性がことさらに強調されることが多かった。歴史学は過去に起こった人間の歴史を、文献記録から読み取り、それをどう解釈するか、が重要視されるのと同様に、考古学でも発掘で得られる遺物・遺構から人間の営みをどう解釈するか、が尊重される。こう書いてくると、日本の先史時代研究で ^{14}C 年代測定が導入され始めた頃、「考古学的年代観」という主張があったことを思い出す。これは日本列島の先史時代人の遺物は中国やシベリアのものより新しいはずとする見方で、 ^{14}C 年代測定で縄文土器が世界最古の土器らしいとされたことに反対した考古学者山内の唱えたものであった。私などは、この一つの科学を守ろうとする硬骨漢的な主張に、ことの可否は別にして、妙に感銘したことを覚えている。

一方、地質学は、いうまでもなく地球の歴史を地層・岩

石から明らかにすることを目的とした自然科学の一部門である。地球の歴史ことに固体地球が変化する時間は、人間の時間感覚をはるかに越えた長大なもので、主として 10^4 年～ 10^8 年を対象とする。したがって主として 10^1 年～ 10^3 年の時間を対象とする考古学とは、一般的には話はあわないのが当然である。地質学者は歴史のとらえ方が大雑把すぎ、しかも人間の歴史にはほとんど興味を示さず、天変地異といった大きな地質現象に興味をもつことが多い。考古学とはかなり距離が離れている。しかし地質学の扱う時間範囲は、地球創生時代から人間の時代までと、きわめて広い。

ところがおよそ50年前以降、新しい時代の人間活動を大きく制約した自然現象について、できるだけ詳しく解明するのが、地質学のひとつの重要な課題として認識されるようになった(第四紀地形地質学)。その契機のひとつになったのが、考古学や人類学の研究が与えた刺激である。

3. 共同研究のはしり

従来別個のみちを歩んできた考古学と地質学とが、共通の目的をもって付き合いを始めるのは、日本では戦後になって次のような発掘成果があがったからと考えられる。

それは関東平野の台地を覆う赤土(富士山や浅間山の更新世の火山灰に由来する土)から旧石器が相次いで発見されたことである。戦前までは黒土層中に介在する縄文土器がもっとも古い文化を代表すると考えられていたが、さらに古い文化が日本列島にあったことが明らかになったのは、相澤の北関東における旧石器の発掘であった(1949)。これによりそれまでは火山灰が降りしきり、植被の少ない環境の時期と考えられた赤土層(関東ローム層の主体)形成の時代(今の知見では、最新の氷河時代)が見直されるようになった。この発見は考古学が、赤土の本質やその時代を研究する地質学諸分野と深く協調する必要があることを認識させた。しかしそれ以後でも、考古学の主たる関心は遺物の形式変遷や古さにあつて、地質や土壌、地形に刻印された自然環境の変化と人間活動との関係を深く掘り下げるまでには至らなかった。また地質学の方も、地層や土壌の生成論や地形や地質の変化史の構築が主目的であつて、「人間」の営みをことさらに意識することは少なかった。

その後、地質学の分野では地球規模の海洋底堆積物や大陸氷床のコアの研究が進み、第四紀とよばれる地球史の現代においては、大規模な気候変化とそれによる海面変化が、地形や生物相を大きく変えて、人類集団の移動、進化(分散・隔離)などに大きな影響を与えたことが明らかとなった。また大規模な噴火や地震あるいは気候の変化が、人類の活動に大きな打撃を与える自然現象と認識されるようになって、両者の共同研究は大きく前進しなければならない事態になる。

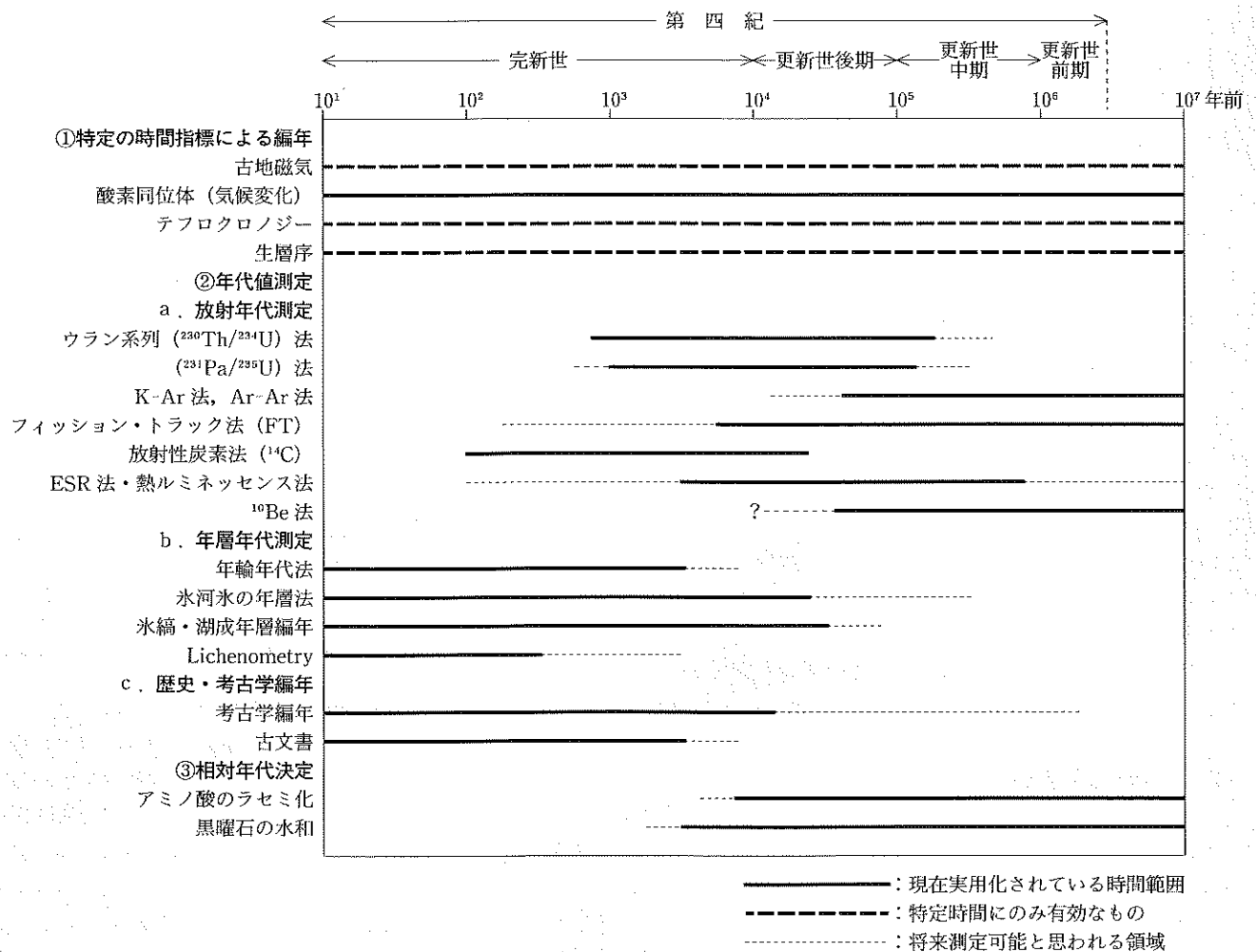


図1 種々の年代測定法が適用される年代範囲

表1 放射年代測定法の特長 (福岡, 1995 に加筆)

測定法	測定可能年代	試料	時計のスタート	測定原理に基づく誤差の原因	新しい機器の導入
^{14}C	数百～6 万年	生物遺骸	生物の死, 炭酸同化作用の終了	時計のスタート 閉鎖系の維持 同位体効果	加速器質量分析計 低バックグランドシンチレーション計数器
カリウム-アルゴン (K-Ar) ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	1 万年以上	火成岩	岩石の冷却	時計のスタート 閉鎖系の維持 同位体効果	高性能の質量分析計 レーザー発生装置
ウラン系列 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$	数百～50 万年	炭酸塩・リン酸塩 海底堆積物	生物の死 沈殿堆積	閉鎖系の維持	高性能の質量分析計 (TIMS)
$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$	数百～50 万年	火山岩	マグマ中での鉱物の晶出	時計のスタート 閉鎖系の維持	
フィッション・トラック (FT)	数千年以上	火成岩	鉱物の冷却	閉鎖系の維持	
熱ルミネッセンス (TL)	数千～数十万年	火成岩 沙漠の砂 土器	鉱物の冷却	時計のスタート 閉鎖系の維持 年間線量の見積もり 含水率の見積もり	
電子スピン共鳴 (ERS)	数千～100 万年	火成岩 炭酸塩 リン酸塩	鉱物の冷却	時計のスタート 閉鎖系の維持 年間線量の見積もり 含水率の見積もり	

表2 各種古環境情報指標と年代 (PAGES (1992) に加筆)

ka: 千年, Ma 百万年の単位

指標の種類	期待される分解能	年代範囲	古環境情報
歴史文書	日/時間	2 ka	バイオマス, 降水量, 海面, 地磁気, 太陽活動, 気温, 火山活動, 人間活動, 地殻変動
年輪	年/季節	14 ka	バイオマス, 降水量, 海面, 地磁気, 太陽活動, 気温, 火山活動, 大気の組成, 人間活動
湖成堆積物	年	1 Ma	バイオマス, 降水量, 地磁気, 気温, 火山活動, 土壌の組成, 水の組成, 人間活動, 地殻変動
極地氷床コア	年	100 ka	大気-海洋の関連, バイオマス, 降水量, 地磁気, 太陽活動, 気温, 火山活動, 大気の組成, 人間活動
中緯度氷床コア	年	10 ka	大気-海洋の関連, バイオマス, 降水量, 地磁気, 太陽活動, 気温, 火山活動, 人間活動
サンゴ	年	100 ka	大気-海洋の関連, 海面, 気温, 水の組成, 人間活動
レス	10年	3 Ma	バイオマス, 降水量, 地磁気, 気温, 火山活動, 土壌の組成
花粉	10年	10 Ma	バイオマス, 気温, 降水量, 人間活動
海底堆積物コア	100年	10 Ma	大気-海洋の関連, バイオマス, 海面, 地磁気, 気温, 火山活動, 水の組成
古土壌	100年	10 Ma	大気-海洋の関連, 降水量, 地磁気, 気温, 火山活動, 土壌の組成
段丘地形・堆積物	10年	1 Ma	海面, 降水量, 気温, バイオマス, 地表被覆, 人間活動, 火山活動, 地殻変動
堆積物	年	10 Ma	降水量, 海面, 地磁気, 火山活動, 土壌の組成, 地殻変動



写真3 富士山東麓のテフラ層

約1.5万年前から1707年までの数十層の降下スコリア層, 土壌, 泥流堆積物からなる。(静岡県小山町)

4. 地質学への期待: 高分解能で年代と古環境を推定する

前述のように, 人類遺物はほとんどすべて地層や土壌に埋まっている。この地層, 土壌は遺物の埋まった年代や当時の環境を教えてくれる有力な情報源である。考古学的には, 遺物そのものから相対年代(例えば縄文前期など遺物形式の層序から得られた時代)を議論することが伝統的に

行われてきたが, いまや絶対年代(今から何年前あるいは西暦何年)で歴史を語らなくてはならなくなった。世界的な気候を中心とした環境変化史は, 絶対年代を尺度にして氷床や海底コアから解明されつつあるし, 地域的な環境変化も同様である。いうまでもなく絶対年代でないと, 世界的な環境変化と人間生活との関係や地域間の比較はできないからである。

4.1 年代決定について

数十年前から数百万年前までの年代を知るのに, 現在使われているいくつかの方法を示すと, 図1のようである。図中の実線は適した試料・資料があれば, 任意の時間について測定できる方法であるが, 破線は噴火イベントや地磁気の変動とか特定生物(種)の発生・絶滅など, 限定した時期とその前後にしか有効でないものである。しかし後者の方法は, その特定時期の絶対年代決定の信頼性が高まるにつれて(多数の資料からクロスチェックできる), 前者よりむしろ信頼できる年代を得ることができるようになった。またテフラで知る火山噴火や急激な気候変化などは, 環境変化の指標としても有用である。したがってそれら各地共通のイベントは, その発生時代と人類文化との関係や, 地域間の歴史の比較をする場合などに有効である。放射年代測定は前者のうちもっとも多く使われる方法であるが, 表1のように種々の限定条件や問題もあって, つねに信頼できる絶対年代(とくに暦年)が求められるわけではない。¹⁴C年代の場合は暦年への換算がぜひ必要である。また多数の測定値や異なる測定方法間でクロスチェックすることが望ましい。

表2は現在の地球環境問題を近い過去の変遷史から研究しようとするプロジェクトで, 各種環境変化の指標がどれほどの分解能で年代決定されることが望ましいかを表示したものである。現在の科学から期待される目標を示すといってもいいであろう。これらのすべてが従来の地質学の方法で達成できるというわけではなく, 今後発達するであろう方法で遠からず可能になるものと考えられる。今のところ, 古環境指標となるものを含んだ物質で, 堆積速度が早い地層が望ましい。氷床コア, 湖底堆積物, 火山山麓のテフラ累層(写真3)などは有力な古環境の記録者である。

* 鬼界アカホヤ噴火と九州の縄文文化の中絶

約7300年前, 南九州の鬼界カルデラで, 世界でも稀な巨大噴火が発生した。そのときにもたらされた火山灰は九州はもとより日本列島周辺の広大な地域に堆積した。これはアカホヤ火山灰といわれる広域火山灰である。この火山灰層は広域的な縄文土器の対比・編年に有能であるばかりでなく, 九州を中心とした西日本の縄文早期末の土器文化に一大中絶をもたらしたことが知られている。これについて, この噴火で何が起こったのか, 地形や土壌の変化から生態系の変化まで詳しく調べられ, 人間生活への影響が論議されている。土器文化の中絶は, 直接的な集落の火山灰による埋没ではなく, 種々の生態系の変化を通して, 飢餓などの形で人間生活に深刻な影響を与えたものと考えられる(Machida, 1984)。

4.2 環境の復元と人間への影響

人類文化に影響した地球環境の変化といえば、一般には気候変化、海面変化、海流の変動、大規模火山活動、大地震などがあげられる。これらは地形、地表生態系の変化をもたらす、より広い範囲の人類活動に影響したと考えられる。これらの指標になるものは、表2のように、多数見出されてきたし、これからも項目は増加して、より鮮明な環境変化史が描かれるであろう。

しかし、環境変化と人間活動との間にある、複雑なからくりを明らかにしなければ、両者の関係についての論理が成立しないし、在来型の考古学の研究に受け入れられるようにはならない。そうした自然と人間との間に介在するプロセスやメカニズムが従来明らかとなった例は必ずしも多くない*（前頁脚注）。それは証拠が少なく、地質研究では意識的に複雑な人間の要素をとりいれなかったことも原因であろう。実際、前述のいくつかの激しい自然の猛威が直接人間生活に影響した場合もあったであろうが、一般に人間の自然に対する反応は複雑であって、何らかの手段を講じて数多くの自然の制約を乗り越えてきたという歴史をもっている。一方、考古学・歴史学は、従来とみに人間主義的であって、ある程度文明の進歩した段階では、人間は自然の制約をなんとかのり越えることができたという一種の「信仰」をもっている。このため、自然の制約をあまり重要視しなかったのかも知れない。実はその考えも現在の地球環境問題をひき起こしたことに繋がると思い致さねばならない。

環境変化を解明するのに、地質学的方法は必ずしも万能ではない。いや正直にいうと、どこの考古遺跡でも、遺物を含む地層から高分解能で環境変遷を読み取ったり、詳しい年代測定をすることができるわけではない。上記のような湖底や海底堆積物あるいは氷床コアなど、優れた条件下で解明されたモデルとなる変化史を、個々の遺跡に適用、対比する手続きを考えねばならない。

5. 考古学への期待

前述のように地質学では自然の歴史を追及する中で人間が登場する場合、人間は生物学的な存在として扱われ、文化の担い手として、また地表環境を変える存在としてではふつうなかった。ふたつの科学の成果は、平行線をたどり、なかなか交わらない。地質学の場合、人間の進化や文化の面期の時代は、地質学的なひとつのイベントとして利用され、年代判定の材料にされてきた（たとえば火山灰の噴出年代を上下の土に含まれる遺物から知る）。

人間の文化の進展とは自然を制御し、破壊する技術の進展の歴史である。自然による自然の変化を主対象としてきた地質学にとって、人間の技術の発展は、地球に全く新しい歴史をもたらすことになった。地表は人間の都合のよいように改変され、伝統的に細々と環境とつきあひながら生きてきた生物たちをどんどん絶滅に追いやったし、現在も

つづいている。人間の繁栄時代はかつてなかった動物や植物の絶滅の時代に重なる。人間は土地を有効に利用して生産効率を高め、大きな集団へと発展してきた。その過程で従来の自然環境は大きく破壊され、変貌した。自然は搾取されて変化し、その新しく成立した環境はやがて人間に重くのしかかる。都市災害、公害の多発や、温暖化を始めとする気候変化はこうした人間の営みのつけでなくて何であろう。こうした観点から、つまり人間はいかに自然を利用し、破壊してきたかを明らかにするような考古学的研究は、従来の枠にはなかった。単なる想定ではなく、まともに遺物や遺構から人為的環境変貌の歴史を読みとりたいものである。地質学を含む関連科学も当然協力しなければならない。

それは現代の我々が抱えることになった地球環境問題のルーツを、考古学的、地史的に解明することである。人びとが環境をどう認識し、どう利用してきたかを体系的に知ることは、現在と将来の人と自然のあり方を見直すのに有効であって、今後の考古学に課せられた問題のひとつではなかろうか。それには、遺跡において掘り出した文化財遺物だけを保存すればよいことにはならない。遺物を包含した地層・土は、他の関連分野の研究にも使える当時の環境の秀れた記録者なのである。

6. 望ましい共同研究の姿

新しく迎えた世紀では、科学のありかたは、20世紀型の縦割り式ではなく、横断的、学際的で、かつ継ぎ目のないものになるものと思われる。時代が経つにつれて、どの科学も細分化され、専門化され、微に入り細に入り研究が進められてきたが、それでは解決する領域は限られている。考古学も地質学も従来の衣を脱いで、共通する問題の研究に当たらないと、将来は開けてこないであろう。

共同研究が成果をあげるためには、ふたつの成果をただ物理的に継ぎ足しただけでは意味が少ない。互いにそれぞれもっている方法で成果をあげたうえで、それらをつきあわせ、妥協を排して議論することが必要である。それには相手の分野の研究を深く学び、レベルを高めておかねばならない。その基盤の上に立たないと、共同研究の実は上がらないであろう。しかし諸科学の専門化が進んだために、相手の分野の研究が理解し難くなってきたことも事実である。これを打破するには、共通の目的と重要性を、はっきり認識し、交流を一層深めることが肝要であろう。

環境変化は人間にどんな影響を与えてきたか、また人間はどこまで環境を変えてきたのか、またそれは環境倫理の点から許される範囲なのだろうか？ 人間による自然破壊が進んだいま、環境と人間の共存のみちをいかにさぐるかが問われている。地質学も考古学も、歴史科学そして地域科学の性格をつよくもっている科学であるが、そこでは、「温故知新」とか、「かけがえのない地球（土地）」という概念が、つねに中心になると考えられる。

最新の年代測定技術と考古学

なかむら としお*
中村 俊夫*

1. はじめに

国内、国外を問わず、考古学上の新発見が新聞やテレビの報道で相次いでいる。たとえば、2001年7月頃の新聞に、フランス中西部ドルドーニュ地方のキュサック洞窟で大型動物の線刻画発見の報道があったが、2001年8月11日の新聞紙上では、さらに近くの洞窟でマンモス、ウマ、トナカイ、などの骨格が出土した記事が掲載された。フランスでは、世界遺産にも登録されているラスコー洞窟の線刻画がよく知られているが、キュサック洞窟の線刻画はもっと古く、25 ka~35 kaに遡る可能性があると考えられる。このように、新たな発見があるとそれはいつ頃のものかという疑問が常に湧いてくる。マンモス、ウマ、トナカイの骨化石などの年代測定の結果、最古の線刻画と確認できれば、それは新発見となる。

年代測定法は、近年の科学技術の革新とともに目を見張るほどの発展を遂げてきた。化学操作法の進歩による微量試料の取り扱い、精密機器による高感度・高分解能な微量元素や微量有機物の分析・同定、高性能エックス線透視撮影や3次元断層撮影による高位置分解能の解析、自動化された機器による数千~数万点に及ぶ膨大な数の試料の分析、などが可能となり、またパーソナルコンピュータの進歩によるデータ解析・蓄積が容易に行えるようになった。こうした技術の発達に伴って、近年の年代測定法は細分化されて特殊化し、多岐・多様にわたっている。

本稿は、「地質学からみた考古学」特集の小論として、地質学の研究に利用されている年代測定法のうち、考古学・人類学分野で利用できる年代測定法の最新技術を紹介することを旨とする。しかし、著者の知識は限られているため、参考文献をもとに、それぞれの年代測定法について最新技術の現状を理解していただければ幸いである。

2. 考古学における年代測定法の概要

時間を測るには時計が必要である。数万年前~数百万年

表1 さまざまな年代測定法と適用年代範囲、適用試料（考古学を中心として）

年代測定法・推定法	適用試料 (一般的な試料の例)	適用年代 (年)
放射性同位体を用いた方法 ²³⁴ U系列法 ¹⁴ C法 ⁴⁰ K- ⁴⁰ Ar法	サンゴ, ジルコン, 火山ガラス 生物遺体, 有機態炭素 火山岩	10 ³ ~5×10 ⁵ 0~6×10 ⁴ 10 ⁴ ~10 ⁹
放射線による損傷を計測する方法 熱ルミネッセンス法 光励起ルミネッセンス法 ESR法 フィッシュントラック法	土器, 焼石, 火山灰, 貝化石 レス, 水成堆積物, 微化石 歯牙化石, 火山灰, 石灰華 黒曜石, 火山灰, ジルコン	10 ³ ~3×10 ⁵ 10 ³ ~3×10 ⁵ 10 ³ ~3×10 ⁶ 10 ³ ~3×10 ⁹
化学変化を利用した方法 アミノ酸のラセミ化法 黒曜石水和法 フッ素法	貝化石, 微化石 黒曜石, 火山ガラス 骨化石	10 ³ ~5×10 ⁶ 10 ³ ~3×10 ⁴ 10 ³ ~5×10 ⁶
年代マーカーと比較する方法 年輪年代法 火山灰層位法 古地磁気法	樹木年輪 陸上・海底・湖底堆積物 溶岩, 海底・湖底堆積物	0~10 ⁴ 0~10 ⁶ 0~5×10 ⁶

放射性同位体の半減期: ²³⁸U: 4.468×10⁹年, ²³⁴U: 2.45×10⁵年, ²³⁰Th: 7.52×10⁴年, ¹⁴C: 5730年, ⁴⁰K: 1.28×10⁹年

前まで遡る時間を測るために利用される“時計”は、(1)放射性同位体の壊変(親同位体の減少と親同位体の壊変で生成される娘同位体の増加)、(2)自然放射線による損傷の蓄積、(3)化学反応生成物の蓄積、などの理化学的な過程を扱う三つのカテゴリーに分けられる。これらの理化学的な変化の過程を利用する年代測定法を表1にあげた。さらに、4つ目のカテゴリーとして、特定の年代マーカーとの比較による年代推定法があげられる。たとえば、ある汎地球的なイベントの記録が海洋底・湖底堆積物や地上の堆積物中に特徴的な層として残されている場合、その特定の残された記録が同一の面としてたどれる地層は同じ時代を示すと考えてよい。そのイベントの発生年代が、上記のような理化学的な年代測定法で数値として得られている場合には、残された記録を見つける(同定する)ことで年代値が求められる。また、汎地球的な気候変化を記録した樹木年輪を用いる年輪年代法などもこのカテゴリーに属する。本稿では、以上のような年代測定法を取りあげて解説する。

* 名古屋大学年代測定総合研究センター 教授

3. 考古学における各種年代測定法の最近の進歩

3.1 ^{14}C 年代測定法

^{14}C 法では、1980年代から加速器質量分析 (accelerator mass spectrometry; AMS) が利用されるようになった (中村, 1999)¹⁾。それ以前の ^{14}C 測定では、 ^{14}C の壊変で放出される放射線であるベータ線を計測する放射線計測法が用いられてきた。この放射線計測法では炭素として1グラム以上を必要とされていた試料が AMS では千分の一以下の0.5~1 ミリグラム程度ですむようになり、測定可能な試料の種目や範囲が大幅に拡大した。また、AMS により50 ka を越える ^{14}C 年代値が報告されている (中村, 1999)¹⁾。さらに ^{14}C 法で特筆すべきことは、第一に、最新型加速器質量分析計の性能の向上による高精度化および測定時間の短縮である (中村, 1998)²⁾。このため、比較的新しい試料については、誤差が ± 40 年以下で、一台で年間3000個を越える試料の測定が可能となっている (この際の問題は、生試料から、分析計に用いるグラファイト作成までの試料調製を効率よく処理することである)。第二には、 ^{14}C 法で測定される ^{14}C 年代から暦年代へ較正する方法 (calibration; キャリブレーション) (Stuiver, et al, 1998)³⁾ の発展である。

樹木年輪を用いて、 ^{14}C 年代と暦年代 (年輪年代) との対応づけが行われてきた。これには、連続する10~20年分の年輪を一緒にまとめて大量の炭素を用い、さらに測定時間を長くとり、ガス比例計数管や液体シンチレーション計数装置を用いて高精度で ^{14}C 測定する方法が用いられてきた。この放射線計測法は、最近になって新たに発見された古い樹木年輪について、年輪年代が決定された後に、 ^{14}C 年代を高精度に測定する方法として現在でも有効に利用されている。こうして樹木年輪を用いて、較正可能な年代範囲をさらに広げるための研究が継続されている。さらに、一方では、炭素試料の量が少なくすむ AMS を用いて、1年ごとの年輪に切り分けて、1年単位の暦年代と ^{14}C 年代を対応付ける研究も新たに開始されている。 ^{14}C 年代は暦年代に対して単調に増加せず、かなりの凸凹 (wiggle; ウィグル) が実測されており、これは地磁気変動、太陽活動、環境中の炭素循環の急変などに関連づけて説明されている (Stuiver, 1980)⁴⁾。この ^{14}C ウィグルを利用した高精度年代決定法が考案されている。すなわち、樹木の数十年分の年輪を連続して1年ごとに ^{14}C 年代測定し、これを既存の ^{14}C 年代-暦年代較正曲線に絵合わせする。ちょうど、年輪年代学において、年輪幅標準パターンと未知試料の年輪幅パターンとを比較するように。こうして、1年の誤差で年代決定ができるようになるかもしれない。暦年代較正法、 ^{14}C ウィグル・マッチングによる高精度年代決定法は、現在、精力的に研究が進められている。名古屋大学のタンデム加速器を用いた AMS ^{14}C 測定については、本稿で詳しく述べる。

3.2 ウラン系列法

^{238}U を親とするウラン壊変系列中の放射性核種である ^{230}Th は半減期が75,200年であり、数万年前からほぼ30万年前の年代測定に利用できる (Aitkin, 1990)⁵⁾。この年代測定法は主としてサンゴなどの礁性堆積物に利用されるが、火山噴出物にも適用できる (大村, 1988)⁶⁾。

ごく最近までは、ウラン、トリウムの同位体比の測定は α スペクトロメトリー法により測定するしかなく、そのため多量の試料を処理する手間が不可欠であった。しかし最近では、ウランやトリウムの同位体比を質量分析法 (thermal ionization mass spectrometry; TIMS) を用いて測定する方法が開発され、測定誤差が小さくなるとともに必要な試料の量が大幅に減少しており、同方法の利用が今後大いに拡大するものと期待される (Bard, et al, 1990; 大村, 1999)^{7), 8)}。実際、 ^{14}C 年代-暦年代較正曲線の作成において、樹木年輪では届かない、すなわち、年輪年代法では拡大することが難しい、11,800年前より古い暦年代範囲では、樹木年輪に代わってサンゴ年輪が用いられる (Stuiver, et al, 1998)⁹⁾。この際、サンゴ年輪の暦年代決定には TIMS を用いる U-Th 法が、 ^{14}C 年代測定には AMS 法が用いられている。

また、U-Th 法では、 α スペクトロメトリー分析および TIMS 分析で得られた $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代が大村 (1999)⁸⁾ により比較されている。120 ka の年代を示す試料では両者の一致は良いが、6 ka の若い試料ではずれが $\pm 2\sigma$ の誤差範囲を越えて大きく得られており今後の検討を要する。

3.3 K-Ar 法による数万年前の若い年代の測定

カリウム-アルゴン (K-Ar) 法では、試料に含まれる ^{40}K から ^{40}Ar への放射壊変を時計として利用する。たとえば溶岩の年代測定では、噴出した溶岩が固化してアルゴンなどの気体が岩石から逃げ出すことができなくなった後、その溶岩に蓄積された ^{40}Ar の量から、溶岩が固化してから現在までに経過した年代が推定される。K-Ar 法では、火山噴出物が年代測定の主たる対象となる。

^{40}K の半減期は 1.28×10^9 年ときわめて長い。したがって、若い試料では ^{40}K から生成される ^{40}Ar がごく微量であるため、K-Ar 法では ^{40}Ar の検出限界により10万年より若い年代測定は困難であるとされてきた。しかし最近では、小林・松本 (1991)⁹⁾ や Nagao et al (1991)¹⁰⁾ に示されるように、アルゴン同位体比の測定技術が進歩し、数万年前の若い火山岩の年代測定が可能となってきている。これは、放射起源の ^{40}Ar の定量が、同位体分別補正法 (Matsumoto, et al, 1989; Matsumoto & Kobayashi, 1995)^{11), 12)} を採用してより正確に行われるようになったためである。同位体分別補正法を用いると、初生アルゴン同位体比が大気アルゴンから同位体分別を起こしていた場合に、その同位体分別の補正が可能であり、初生アルゴン同位体比をより正確に推定できる。

さらに最近では、試料の加熱とガス抽出にレーザー照射方式が利用され、ブランクを下げることに成功している (板屋, 1998)¹³⁾。またトリプルコレクターを搭載した新型質量

分析計が開発中であり、同位体比測定精度(すなわち年代測定精度)を格段に向上させることが期待されている(板屋, 1998)¹³⁾。

3.4 TL法およびOSL法

熱ルミネッセンス(thermoluminescence, TL)とは、ある特定の物質を数百度に加熱した際に発光する現象である。物質を構成する結晶内の電子は、放射線を受けると安定状態から励起状態へ移り、これが格子欠陥などに捕獲され準安定状態になる。この準安定状態の電子は、試料の加熱により準安定状態から離れて元の安定状態に戻るが、その際に発光する。発光量は、加熱などによりリセットされたあとに受けた放射線の量に比例することから、試料の発光量を計ることにより過去に受けた放射線の総量を推定できる。そこで、年間線量率(試料が、存在していた場所で1年間に受ける平均的な放射線量)が評価されれば、試料の年代値が算出できる。土器、焼石、テフラなどの試料を加熱することにより発光させる方法がTL年代測定法である。一方、加熱する代わりに、レスなどの堆積物試料に光を当てて発光させる方法が光励起ルミネッセンス(optically stimulated luminescence; OSL)法である(塚本, 1999)¹⁴⁾。TL法では加熱により年代ゼロにリセットされた試料が測定できる。OSL法では、TL法で測定可能なほとんどの試料のほか、太陽光でリセットされたレスなどの試料が測定できる。OSL法は近年開発された方法で、中国レス堆積物の高精度年代測定に盛んに利用されている。

3.5 ESR法

電子は磁石としての性質(スピン)をもつが、通常の物質では互いに逆方向のスピンをもつ電子が対になって、磁石としての効果を打ち消している。しかし、物質外から放射線が当たると、電子対が壊されて不對電子ができ、格子欠陥や不純物などに捕獲され準安定となる。不對電子の総数は、物質に照射される放射線の総量によって決まる。この不對電子の数は、電子スピン共鳴(ESR)を利用して測定される。そこで、試料に存在する不對電子の総数から試料の総被曝線量(TD)を求め、さらに年間線量率(D)を評価して、年代値(TD/D)が算出される。

火山噴出物のESR年代測定では、テフラ中の石英(石英中のSiにAl, Tiが置き換わったもの)が測定対象として利用される(今井・下川, 1988; ESR応用計測研究会, 1993, など)^{15), 16)}。今井・下川(1988)¹⁵⁾は、ESR法を用いて火山噴出物試料の年代測定を実施し、他の年代測定法の結果と比較してよい一致を得ている。考古学試料としては、貝化石、歯牙化石、鍾乳石などがESR法の測定対象となる。

3.6 フィッショントラック法

フィッション・トラック(fission track; FT)年代測定法は、ウラン(²³⁸U)の自発核分裂に伴って放出される核分裂片が試料中を走って物質を電離しエネルギーを失う際に残す損傷を、化学的なエッチング処理により顕微鏡で見えるまでに拡大し、その拡大されたトラックの個数と親の放

射性同位体である²³⁸Uの含有量および半減期(4.468×10⁹年)から試料の年代を推定する方法である。FT法は火山ガラス、黒曜石、ジルコン鉱物などの年代測定に利用されている。

最近のFT年代測定では、年代測定標準体によるゼータ較正法の採用が一般的である(檀原, 1995, 1999)^{17), 18)}。ゼータ較正法では、標準体を用いて未知試料を規格化する相対測定が行われ、測定される年代値の正確度が高まっている。

3.7 アミノ酸のラセミ化法

アミノ酸には、それを構成する原子群の立体的な配置が鏡像の関係にある2つのタイプ、L型とD型、がある。生きている動物の骨や貝殻に含まれるアミノ酸はすべてL型であるが、それらが死んで化石になった後では、徐々にL型からD型へと化学変化し、最終的にはL型とD型が同量になる。この化学変化の早さを¹⁴C年代などで較正しておけば、化石に残存するアミノ酸のD型とL型の比から経過年代が推定できる。また、最近では、土壌中の有機物に含まれるアミノ酸を分析して、土壌の堆積年代を測定する方法が提案されている(Koppenhoefer, 2001)¹⁹⁾。

3.8 黒曜石水合法

黒曜石を割ると現われる新鮮な面はガラス光沢をもっているが、それを自然環境下に置くと風化により光沢が消え灰色に変わる。これは、黒曜石の表面が水と反応して水和が起こるためである。水和層の成長速度は遅く、一般に黒曜石が埋まっている土壌の温度の高低、含水状況や空気との接触状況によって異なる。同じ条件下にあった黒曜石については、水和層の厚さから相対的な古さが推定できる。黒曜石だけでなく他の材料の石器についても適用が試みられている。2000年の石器ねつ造問題を契機に、石器の表面の物理・化学的な風化作用を利用して石器の作成年代を測定する方法の研究が進められている(長友ほか, 2001)²⁰⁾。

3.9 フッ素法

骨が地中に埋まっている間に、地中に含まれるフッ素が骨の表面から吸収され、骨の中に蓄積される。そこで、試料となる骨化石に含まれるフッ素の量の大小から、骨化石の相対的な古さが推定できる。化石骨に含まれるフッ素量の大小は、骨が埋まっている周囲の気温や湿度の高低や地下水の状況、さらに土壌の元素組成などに強く依存するため、通常は、1カ所で採取された骨化石群について、相対的な古さが推定できるだけである。フッ素の測定法は比較的容易であるため、いくつかの骨化石について、フッ素濃度と¹⁴C年代の相関を調べておくことにより、フッ素濃度の測定から、年代を数値として得ることが可能となる。松浦(2000)²¹⁾は、フッ素法と¹⁴C法を併用して、骨化石の信頼度の高い年代測定を行っている。

3.10 年輪年代法

温帯域の樹木は通常1年に一つの年輪を幹の一番外側に

作る。年輪の幅は、樹木の成長の良し悪しを示し、気象条件が似通った一定地域では、ほぼ似たような年輪幅を示す。すなわち、樹種を決めて、同じ年に伐採したいくつかの樹木について年輪幅の変動パターンを調べると、互いに良く似ている。したがって、年輪年代の明白な樹木（樹種を決めて）をできるだけたくさん集めて、樹木年輪年代と年輪幅変動パターンの関係（樹木年輪年代一年輪幅標準パターン）を確立する。生きている樹木だけではなく、すでに枯れてしまった樹木（大寺院などの建材や埋没樹木）なども利用して、既存の樹木年輪年代一年輪幅標準パターンと重なり合う部分を確かめたうえで、標準パターンを過去へ拡大する。こうして、世界的には、西暦 1950 年から遡った年数で、11850 年前に及ぶ年輪年代が確立された樹木（オーク材）がある。

我が国では、奈良国立文化財研究所で精力的に年輪年代測定法の研究が進められており、スギ材で BC 1313 年から現代、ヒノキ材で BC 912 年から現代、コウヤマキ材で AD 22 年から 741 年までの標準パターンが作成されている。最近の実用例として、法隆寺五重塔の心柱として使われているヒノキ材の伐採年が AD 594 年と推定された（光谷ほか、2001）²⁾。

3.11 火山灰層位法

日本およびその周辺に分布する火山灰の種類、噴火年代、給源火山などが、町田・新井（1995）²³⁾によりカタログ化されている。これらの火山灰のうち、特に巨大噴火により作られた火山灰層は、日本各地で明瞭に認められるため、地層の同時面を示す鍵層として利用されている。すなわち、考古遺跡の発掘で、火山灰層が明瞭に認められる場合には、その火山灰の降下年代が既知であれば、火山灰層に覆われた直下の地層の堆積年代が、火山灰の降下年代の直前と推定できる。日本における火山灰の研究は大変進んでおり、多くの火山灰の同定法と降下年代が確立されている。考古遺跡の発掘調査では、火山灰層位法は大変有効な年代推定法の一つとなっている。火山灰層を用いた年代推定については、この小特集で議論されている。

3.12 古地磁気法

古地磁気による年代測定法は地磁気を記憶しているさまざまな試料に適用できる可能性がある。古地磁気法では、過去の地磁気の変動とその暦年代との組み合わせを精密に調べて、古地磁気一暦年代のカタログを作成しておく。試料について測定された地磁気データ（地磁気強度の絶対値、偏角、伏角など）を過去の地磁気データカタログと照らし合わせて、それらが最も一致する箇所を探し出して、試料の暦年代を推定する間接的な年代測定法である。すなわち、古地磁気法では、地磁気強度の値がそのまま年代値に換算されるわけではない。

したがって、古地磁気による年代測定法が一般的に利用できるようにするには、過去の地球磁場一暦年代の標準パターンのカタログを如何に精密に確立しておくかがキーポイントになる。このためには、過去の地磁気を記憶しているもの

で、しかも地磁気を記憶した暦年代が明確な試料について、できるだけ多くの地磁気データを集めることである。地磁気データを収集する過程で、古地磁気を記録している試料の年代値を精度よく決定する一つの方法として ¹⁴C 年代測定法が利用される。

実用例としては、時枝ほか（2001）²⁴⁾により、平安時代の窯跡の年代推定などが試みられている。古地磁気法の解説については、広岡（1999）²⁵⁾などを参照されたい。

4. 各種年代測定法による結果の比較

同一の試料を、同じ年代測定法を実施している異なった機関に配布して測定しその結果を比較する、いわゆる測定機関間のクロスチェックはさまざまな機会に行われている。しかし、系統的なクロスチェックの実施やきちんとした結果報告は、本邦ではほとんどなされていない。

¹⁴C 法に関しては、1990 年、1993 年に大規模な国際的なクロスチェックが行われてきたが、日本の測定機関からの参加は少なかった。2000 年には、国際的クロスチェック（Fourth International Radiocarbon Intercomparison, FIRI）が実施されており、その結果はすでに参加者には報告されている（Hood, et al, 2001）²⁶⁾。まもなく、結果のまとめが Radiocarbon 誌（//www.radiocarbon.org）に掲載されるであろう。¹⁴C 法と他の方法との間の比較研究については、中村・福澤（1999）²⁷⁾の解説を参照されたい。

5. AMS による ¹⁴C 年代測定法

¹⁴C 法は、1947 年から 1950 年にかけて米国シカゴ大学の Libby（1955）²⁸⁾により開発された理化学的年代測定法である。¹⁴C 法では、試料の年代は、新旧の相対的な判断ではなく、誤差付きの数値で与えられる。¹⁴C の半減期は 5730 年と地質年代に比べてはるかに短く、¹⁴C 法で測定可能な年代は、現代からほぼ 5~6 万年前に遡るにすぎない（中村、1999）¹⁾。しかし、¹⁴C 法は、考古学・地質学試料の年代測定に幅広く利用されており、無くてはならない存在となっている。

本稿では、¹⁴C 法の原理、放射線計測（radioactivity measurement）および加速器質量分析（accelerator mass spectrometry; AMS）による ¹⁴C 測定を概説し、さらに測定対象となる試料の種類とそれらの調製方法を述べる。AMS ¹⁴C 測定については、最新型のタンデム AMS（中村、1998）²⁾を例にとって、最先端の ¹⁴C 測定を概説する。

5.1 ¹⁴C 法の原理

¹⁴C 法では、¹⁴C が放射線壊変により規則正しく減少する物理的プロセスを正確な時計として利用する。すなわち、放射性同位体の壊変理論によると、放射性同位体の個数 N は時間 t とともに規則的に減少し、その関係は次式で与えられる。

$$N = N_0 \cdot (1/2)^{t/T_{1/2}} \quad (1)$$

ここで、 N_0 は時間がゼロのときの放射性同位体の個数であ

り、 $T_{1/2}$ は半減期である。 N 、 N_0 、 $T_{1/2}$ がわかれば、式(2)により放射性同位体が N_0 個から N 個へと減少するに要する時間 t が得られる。 \ln は自然対数を示す。

$$t = -(T_{1/2}/\ln 2) \cdot \ln(N/N_0) \quad (2)$$

^{14}C は、地球上に絶え間なく降り注ぐ宇宙線によって大気中で作られる。宇宙線の作用で、まず中性子 n が作られ、これが大気中の窒素 (^{14}N) と核反応を起こして ^{14}C と陽子 p が生成される (核反応式: $n + ^{14}\text{N} \rightarrow ^{14}\text{C} + p$)。生成された ^{14}C は、酸化されて $^{14}\text{CO}_2$ となり、安定炭素からなる $^{12}\text{CO}_2$ 、 $^{13}\text{CO}_2$ とよく混合される。宇宙線による ^{14}C の生成が時間的に変動しなければ、単位時間に放射壊変により減少する ^{14}C の個数と生成される個数とが釣り合って、地球上の ^{14}C の個数は時間的に変動しない。大気中で生成された ^{14}C は、地球のグローバルな炭素循環に従って、大気から、光合成により植物へ、そして動物へ、さらに陸上堆積物へ、また海洋水、陸水へ、そして海洋・湖底堆積物へ、と往来する。これらのさまざまな炭素含有物質のうち、炭素固定を行った時期が数万年前より新しいものでは、まだ ^{14}C が残っており、その ^{14}C 濃度を測定することで、炭素固定の年代が測定できる (図1)。

以上の ^{14}C 法の原理に基づき、ある試料について ^{14}C 法が適用でき、かつ正確な年代値 t が得られる条件としては、半減期 $T_{1/2}$ が正確に求められていること以外に、次の2項目があげられる。(1) 試料の炭素固定が行われた際の ^{14}C 濃度が正確に解っていること、(2) 試料が外界から隔離されてから年代測定に供されるまでの間、試料中の炭素は外界との交換がなく閉鎖系に保たれていたこと、である。これらの2条件は、測定対象となる試料自身の性質に依存するが、試料が古くなるほど、初期 ^{14}C 濃度は不明確になるし、自然環境下に存在した際に炭素について閉鎖系が満たされていたかは明らかではない。初期濃度については、一般に放射性同位体の濃度とともに娘の同位体の濃度を測定することにより、測定対象となる試料自身から推定できることもある (兼岡, 1998)²⁹⁾ が、 ^{14}C の場合には、娘の同位

体が大気中に多量に存在する ^{14}N であることから初期濃度の推定は困難であり、別の方法による初期濃度の検討が必要になる (Aitkin, 1990; 中村, 1995)^{5),30)}。また、試料の正しい年代値を得るためには、採取した試料から測定対象とする炭素化合物を吟味し、選別することがきわめて重要な課題となる。

5.2 ^{14}C 測定法の概要とその発展

^{14}C 法が Libby によって開発された当初は、 ^{14}C の定量は、 ^{14}C の放射壊変により生成される放射線であるベータ線 (β 線、高速の電子) を低バックグラウンドの放射線検出器で計測する、いわゆる放射線計測で行われてきた (中村・中井, 1988)³¹⁾。すなわち、年代測定用の炭素含有試料から炭素を抽出して合成した炭素化合物 (たとえば、 CO_2 、 CH_4 、 CH_3OH 、 C_6H_6 、など) を用いて、ガス比例計数管や液体シンチレーション計数装置により計数される。合成された炭素化合物中の ^{14}C の個数 $N(^{14}\text{C})$ は、測定される ^{14}C の壊変率 ($-dN(^{14}\text{C})/dt$) と ^{14}C の半減期 $T_{1/2}$ を用いて次式で表される。

$$N(^{14}\text{C}) = (T_{1/2}/\ln 2) \cdot (dN(^{14}\text{C})/dt) \quad (3)$$

そこで、合成された炭素化合物中の炭素量 W_c が別途求められれば、試料炭素の ^{14}C 濃度は

$$(N(^{14}\text{C})/W_c)_{\text{sp1}} \quad (4)$$

と得られる。そこで、試料の ^{14}C 年代 t_{meas} およびその誤差 Δt は式(2)を用いて

$$t_{\text{meas}} = -(T_{1/2}/\ln 2) \cdot \ln\{[N(^{14}\text{C})/W_c]_{\text{sp1}}/[N(^{14}\text{C})/W_c]_{\text{init}}\} \quad (5)$$

$$\Delta t = (T_{1/2}/\ln 2) \cdot \Delta\{[N(^{14}\text{C})/W_c]_{\text{sp1}}/[N(^{14}\text{C})/W_c]_{\text{init}}\} / \{[N(^{14}\text{C})/W_c]_{\text{sp1}}/[N(^{14}\text{C})/W_c]_{\text{init}}\} \quad (6)$$

で与えられる。初期 ^{14}C 濃度 $\{N(^{14}\text{C})/W_c\}_{\text{init}}$ は、NIST 標準体 (米国 NIST から供給されるシュウ酸標準物質で HOxII と略称される。NIST の商品番号は SRM 4990 C) の ^{14}C 濃度のある定数倍として定義される。

$$\{N(^{14}\text{C})/W_c\}_{\text{init}} = 0.7459 \{N(^{14}\text{C})/W_c\}_{\text{HOxII}} \quad (7)$$

式(6)の $\Delta\{[N(^{14}\text{C})/W_c]_{\text{sp1}}/[N(^{14}\text{C})/W_c]_{\text{init}}\}$ は、試料と標準体の ^{14}C 濃度比の測定誤差である。また国際的な慣例として、 ^{14}C 年代値の算出には Libby の半減期 5568 年を用いることになっている (Godwin, 1962)³²⁾。

他方、1977 年にその可能性が実証され (Bennett, et al, 1977; Nelson, et al, 1977)^{33),34)}、1980 年代早々に実用化された加速器による ^{14}C 測定 (Purser, et al, 1981)³⁵⁾ では、炭素試料中の炭素同位体存在比が測定される。そこで、 ^{14}C 濃度とは、試料炭素中の安定炭素 ^{12}C に対する放射性炭素 ^{14}C の存在比を意味するものとする (式(4)による ^{14}C 濃度の定義とは異なるが、両者の違いは現在の測定誤差と比べて十分小さく無視できる)。試料の初期 ^{14}C 濃度を $(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{init}}$ 、現在の濃度を $(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sp1}}$ とする。試料の ^{14}C 年代 t_{meas} およびその誤差 Δt は

$$t_{\text{meas}} = -(T_{1/2}/\ln 2) \cdot \ln\{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sp1}}/(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{init}}\} \quad (8)$$

$$\Delta t = (T_{1/2}/\ln 2) \cdot \Delta\{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sp1}}/(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{init}}\} / \{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sp1}}/(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{init}}\} \quad (9)$$

で与えられる。HOxII 標準体を用いると、

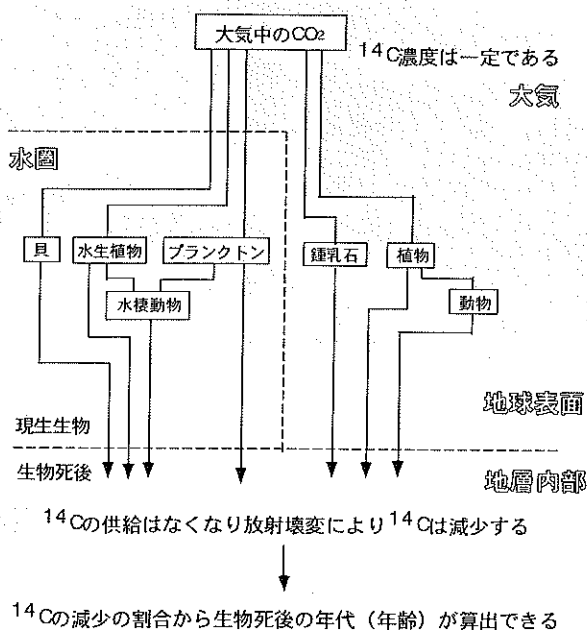


図1 ^{14}C 年代測定法の原理図

$$(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{meas}} = 0.7459(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{HoxII}} \quad (10)$$

と与えられる。当然のことではあるが、試料の年代値の誤差は¹⁴C濃度比の測定誤差によって決まる。したがって、¹⁴C年代測定法では、試料の¹⁴C濃度比をできるだけ正確に測定することが肝要である(中村, 1995)³⁰⁾。

5.3 最新型タンデトロンAMSによる¹⁴C, ¹³C, ¹²C測定 の概要

AMSでは、放射性同位体が直接計数される。原理図を図2に示す。採取された試料から特定の炭素成分を抽出して、それを固形炭素であるグラファイトに変換する。AMSのイオン源では、グラファイトターゲットの表面をCsの陽イオンで照射して炭素の負イオンを作る。イオン電流は10 μA程度が得られる。これは炭素負イオンが1秒間に

6.2×10^{13} 個も作られることになる。タンデム加速器を用いて炭素イオンを加速し、負イオンから陽イオンへ荷電変換する際に、イオン源において炭素の原子イオン(¹²C⁻, ¹³C⁻, ¹⁴C⁻)と同時に作られる分子イオン(¹²CH⁻, ¹³CH⁻, など)を原子イオンに壊してしまう(図2)。こうして、¹⁴Cと同じ質量をもつ¹³CH分子を¹³CとH原子に分解し、後段の質量分析において質量数14の分子イオンが¹⁴Cの選別を妨害しないようにする。このあと、質量分析電磁石により、¹²C³⁺, ¹³C³⁺, ¹⁴C³⁺の進行する軌道が分けられ、¹²C³⁺, ¹³C³⁺のイオンはそれぞれの電流読みとり装置(Faraday cup)で定量される。¹⁴C³⁺は、静電デフレクタによるエネルギー選別を受けたあと、重イオン検出器(気体電離箱検出器)へ導かれ、イソプタンガス中でのエネルギー損失の違いにより他のバックグラウンドイオンから識別されて計数される。このように、AMSでは、試料炭素に含まれる炭素同位体比(¹⁴C/¹²C, ¹³C/¹²C)が測定される。¹⁴C年代測定において標準¹⁴C濃度として用いられる炭素の同位体組成比はほぼ、

$$^{12}\text{C}:^{13}\text{C}:^{14}\text{C} = 0.989:0.011:1.2 \times 10^{-12} \quad (11)$$

であり、¹⁴Cの割合が、安定な¹²Cに比べて1兆の一と少なく、年代を経るに従ってこの割合はさらに減少する。このようにAMSは、pptレベル以下の同位体組成比が測定できる超高感度分析法である。オランダ国HVEE社製のタンデトロン加速器質量分析計の構成を図3に示す。AMSに関する詳細な説明は他の報告を参照されたい(中村・中井, 1988; 中村, 1998, 1999)^{31), 2), 1)}。

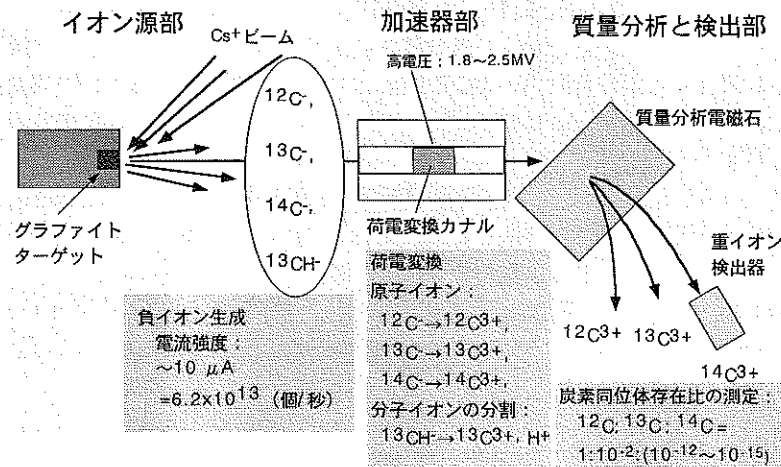


図2 加速器質量分析による¹⁴C測定の実理

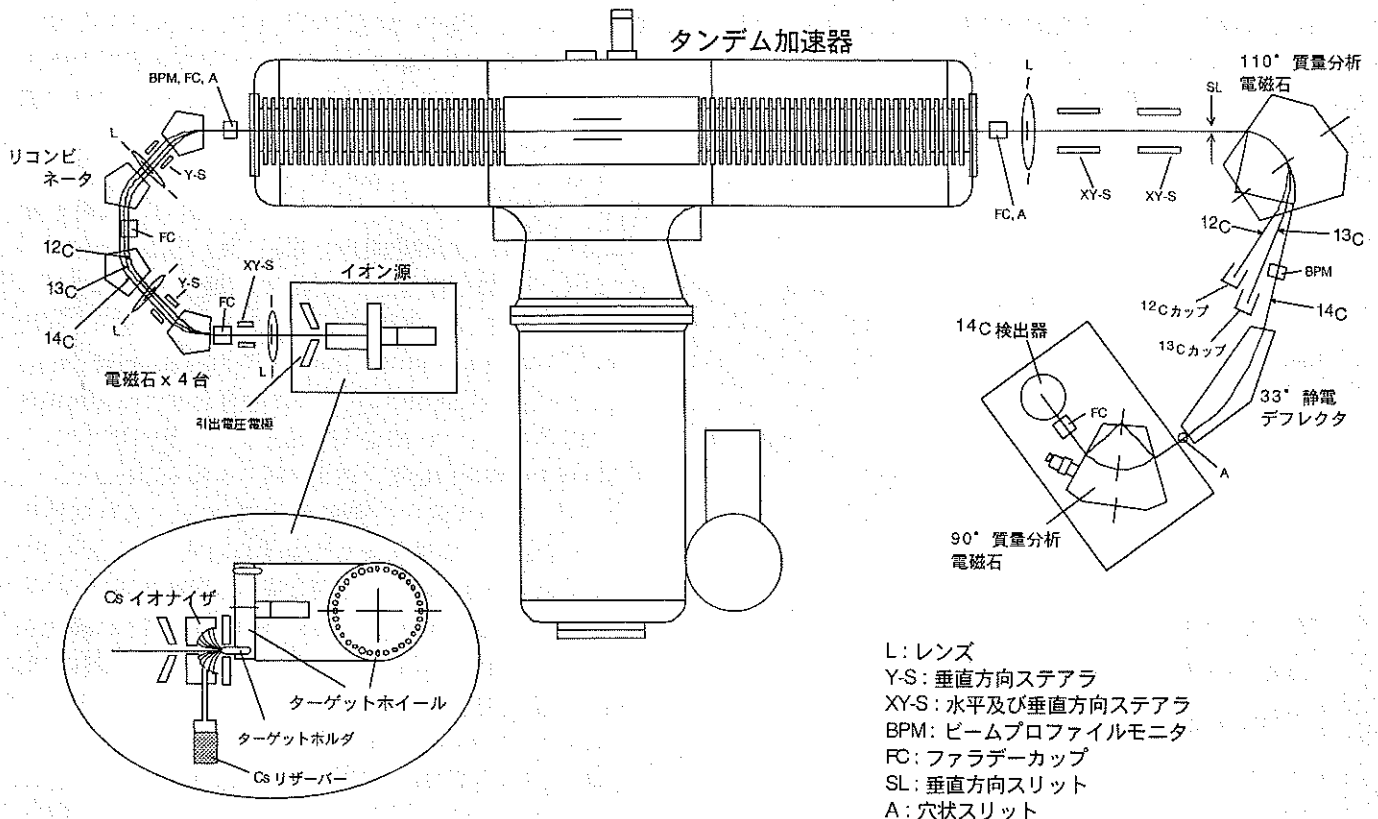


図3 HVEE社製タンデトロン加速器質量分析計の構成図

5.4 システム全体としての性能

1981~1982年に、名古屋大学に設置されたタンデトロン1号機(米国 General Ionex 社製, Model 4130 ^{14}C measuring system; Nakamura et al., 1985; 中村・中井, 1988)^{36),37)}は、1983年から定常的に ^{14}C 測定に用いられてきたが、この装置による年代測定の誤差とタンデトロン2号機による ^{14}C 年代測定の誤差を比較して図4に示す。図4の下図では ^{14}C 年代が10 ka BPより若い部分を示した。10 ka BPより若い年代での ^{14}C 年代の誤差は、1号機では $\pm 50\sim\pm 90$ 年であるが、2号機では $\pm 20\sim\pm 40$ 年と小さくなっている。また、20 ka BPを越える古い年代では、2

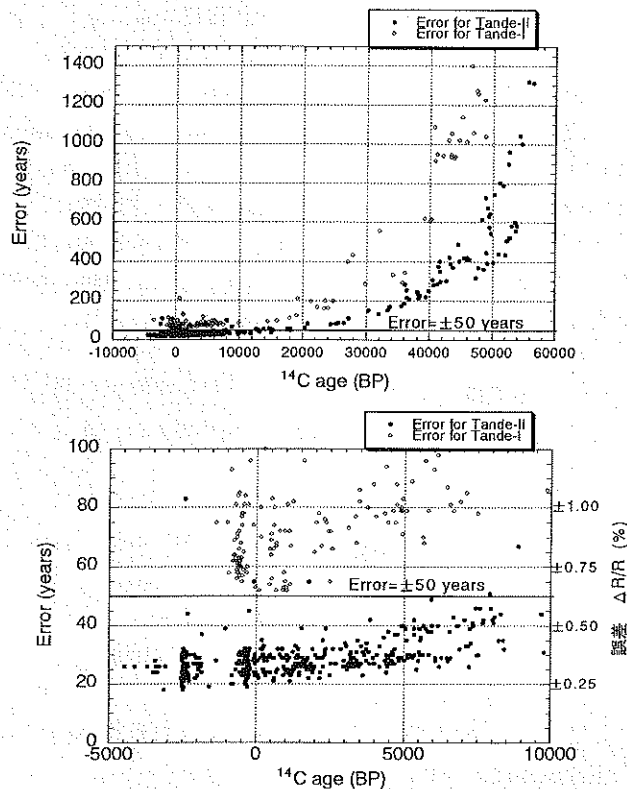


図4 タンデトロン2号機による定常測定における ^{14}C 測定誤差

天然には、大気圏内の核実験で生成された人工起源 ^{14}C を含むため ^{14}C 濃度($(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sp1}}$)が式(8)に示される 0.7459 ($(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{HOXII}}$ より高い)試料が存在する。これらの試料の ^{14}C 年代は、式(8)より負の値となる。

上図: modern~60 ka BPの測定結果

下図: modern~10 ka BPの拡大図

表2 旧型および最新型タンデトロンAMSと放射線計測による ^{14}C 年代測定の性能比較

項目	最新型タンデトロン	旧型タンデトロン	CO_2 ガス比例計数装置
	AMS 名古屋大学	AMS 名古屋大学	
測定に必要な炭素量	0.1~1 mg	0.2~1 mg	2.2 g
測定可能な古い年代	約 60,000 yrBP	約 60,000 yrBP	35,000~40,000 yrBP
年代測定誤差	$\pm 20\sim\pm 40$ yr	$\pm 50\sim\pm 90$ yr	± 80 yr
計数時間	20~40 min (試料のみ)	1~2 hr (試料のみ)	16~20 hr (試料のみ)
年間測定数	3,000 個 (推定)	800 個 (実績)	800 個

号機は1号機に比べて誤差はずっと小さい。このように、2号機で誤差が小さくなった理由は、2号機では ^{14}C の検出効率が向上したため ^{14}C 計数に基づく統計誤差が小さくなったこと、および装置が安定して ^{14}C 測定の再現性が良くなったためである。今後、この装置を利用した高精度 ^{14}C 測定のさまざまな分野への応用が期待される。

最新型のタンデトロンAMSを用いる ^{14}C 年代測定の諸性能について、旧型のタンデトロンAMSおよび放射線計測法(浜田, 1981)³⁷⁾と比較して表2に示す。

最新型のタンデトロンAMSでは、旧来のタンデトロンAMSに比較してイオン源の出力が一桁大きく、かつ ^{14}C の検出効率が高いため、現代のショ糖から調製されたグラフィットターゲットについて、約20分間の測定で20万個を越える ^{14}C が可能である。したがって、年代値にして ± 20 年の統計誤差は容易に達成できる(中村, 1998)²⁾。また、コンピューターによる測定操作の自動化が安心して行えるようになれば、年間3,000個程度の試料の ^{14}C 測定が可能であるとされている。

5.5 AMSによる ^{14}C 測定に用いられる試料とその処理方法

^{14}C 年代測定の対象となる試料は炭素を含有し、その炭素が試料中に固定された後は炭素に関して閉鎖系にあって外界と炭素を交換していないものでなければならない。

試料として、木片・草片・竹片、木炭・炭化物、泥炭、骨・牙・歯、動物の筋肉・体毛、絹糸・綿糸・紙片、土壌、湖底・海底堆積物、貝殻・サンゴ・プランクトン、淡水・海水中の溶解無機炭酸・有機態炭素、大気中の CO_2 ・ CH_4 、古代鉄中の炭素などが用いられる。比較的大量に採取できる木片、木炭、泥炭、土壌、貝殻、サンゴなどを除くと、これらの試料の年代測定はAMSの開発によって初めて定常的に実施できるようになった(中村, 1999)¹⁾。特に、考古学分野では、炭化した穀物(コメ、ヒエ、アワ、など)、炭化種子、花粉、人骨などのきわめて微量な試料、また、文化財の関連では、古文書、古絵画、木製品、骨角製品、鉄製品などの貴重な資料の測定が定常的に可能となったことが特筆される。

これらの試料のうち、 ^{14}C 年代測定によく用いられる試料の調製方法の流れを図5に示す。放射線計測の場合と同様にAMSにおいても、採取した生試料を直接測定に用いることはできない。正確な年代値を得るための上述の条件に適合する炭素物質を、生試料から物理的・化学的に選別、抽出して、AMSのイオン源に用いる固体炭素(グラフィット)を調製する化学操作が不可欠である。

図5には、試料の種類、必要とされる生試料のおおよその量、化学処理による汚染の除去方法、試料中の炭素を CO_2 として抽出する方法、 CO_2 からグラフィットを作製する方法が簡単に示されている。考古遺跡発掘現場における、 ^{14}C 年代測定のための試料採取の方法、さらに年代測定実験室における試料調製方法の詳細については

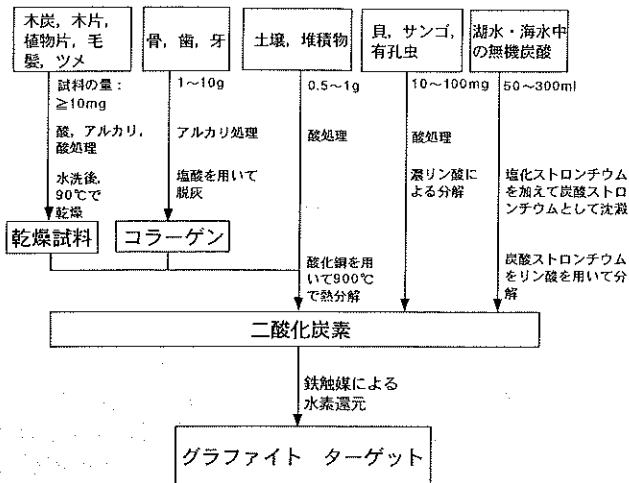


図5 AMSによる ^{14}C 年代測定に必要な生試料の量とそれらの調製方法の概略

文献1), 31), 38)を参照されたい。

5.6 炭素同位体分別の補正

環境中の炭素同位体存在比は、ほぼ式(11)に示されるとおりであるが、厳密にみると、環境中の炭素含有物の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比は、図6に示されるように物質の種類によって大きく異なった値($\delta^{13}\text{C}$ 値で $+60\sim -60\text{‰}$;木越, 1976³⁹⁾)を示す。ここで、

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sp1}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}} - 1.0 \right] \times 1000 \quad (\text{‰}) \quad (12)$$

で定義される。ここで、 $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sp1}}$ 、 $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}$ は、それぞれ試料およびPee Dee Belemnite標準物質(炭酸カルシウム)の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比である。同位体組成は、その物質が合成される前の原料物質の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比と物質合成の化学・生物化学反応過程における同位体分別効果に依存している。また、大気中や海中などで CO_2 が循環する際に、拡散や同位体交換反応による同位体分別効果も同位体組成の変動幅を大きくする原因になっている。

^{14}C 年代値の誤差を ± 80 年以下に小さくしようとする場

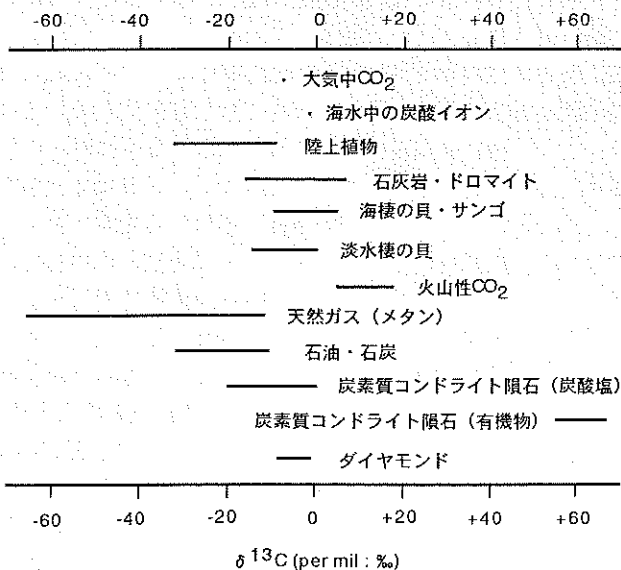


図6 さまざまな天然炭素試料の炭素安定同位体比

合、この炭素同位体分別は無視できない。たとえば、 $\delta^{13}\text{C}$ 値が約 -7‰ の大気中 CO_2 を用いて光合成を行う陸上植物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は $-10\sim -35\text{‰}$ の幅をもつ。 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比の場合には、 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比のほぼ2倍の同位体効果(同位体分別)があるため、大気中の CO_2 を用いて光合成を行うこれらの植物の ^{14}C 濃度の初期値は50‰の変動幅をもつことになる。これは、 ^{14}C 年代値に換算すると、ほぼ400年の幅になる。すなわち、 ^{14}C の時計が始動する前にすでに、最大で400年の年代差があることになる。この $\delta^{13}\text{C}$ 値は光合成の方式(C3, C4およびCAMサイクル)の違いなど植物の種類に依存するが、同一種類では変動の幅はずっと小さく、400年の変動がいつも起こるわけではない。しかし、この例からもいえるように、 ^{14}C 年代値の正確度を高くしようとする場合には、この同位体分別の補正は不可欠である。

同位体分別の補正法には約束事がある(Stuiver & Polach, 1977⁴⁰⁾)。すなわち、Stuiver(1983)⁴¹⁾およびMann(1983)⁴²⁾に示されるように、NISTシュウ酸標準体(HOxII)および試料について ^{14}C 濃度を算出する際に、それぞれの物質の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比を -25‰ ($=\delta^{13}\text{C}$)に規格化することになっている。この補正を行うことにより得られる年代 t_{corr} は、AMS法の場合には式(8)、(9)より、

$$t_{\text{corr}} = - (T_{1/2} / \ln 2) \cdot \ln \left[\frac{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sp1}}}{0.7459 (^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{HOxII}}} f_c \right] \quad (13)$$

ここで、 f_c は炭素同位体分別の補正因子であり、次式で与えられる。

$$f_c = \left[\frac{(1 - 0.025)^2 / (1 + \delta^{13}\text{C}_{\text{sp1}}/1000)^2}{(1 - 0.025)^2 / (1 + \delta^{13}\text{C}_{\text{HOxII}}/1000)^2} \right] \quad (14)$$

$$= (1 + \delta^{13}\text{C}_{\text{HOxII}}/1000)^2 / (1 + \delta^{13}\text{C}_{\text{sp1}}/1000)^2 \quad (14)$$

また、 t_{corr} は次式のように書き換えられる。

$$t_{\text{corr}} = t_{\text{meas}} - (T_{1/2} / \ln 2) \cdot \ln \left[\frac{(1 + \delta^{13}\text{C}_{\text{HOxII}}/1000)^2}{(1 + \delta^{13}\text{C}_{\text{sp1}}/1000)^2} \right] \quad (15)$$

ここで $\delta^{13}\text{C}_{\text{sp1}}$ および $\delta^{13}\text{C}_{\text{HOxII}}$ は試料および標準体の炭素安定同位体比を表わす。

5.7 ^{14}C 年代から暦年代への較正

樹木年輪や海底堆積物の縞模様の計数およびサンゴのU-Th年代測定から得られる暦年代とそれらの試料の ^{14}C 年代の関係を図7に示す(INTCAL 98, Stuiver et al., 1998³⁾)。図7から、 ^{14}C 年代は暦年代からずれていることがわかる。おおよそAD 1年以前では、 ^{14}C 年代は暦年代よりも系統的に若い値を示し、そのズレは年代が古くなるほど大きくなる。数千年前(暦年)では ^{14}C 年代は暦年代よりも500~800年若く、数万年前(暦年)になると3000~5000年若い。また、現代から11,850 cal BP(暦年)の間(図8)は、樹木年輪を用いて ^{14}C 濃度が詳細に測定されており、 ^{14}C 濃度のデコボコ(^{14}C ウイグル)が知られている。

考古学的イベントの時間的周期性(たとえば、一つの土器形式の使用期間や形式の移り変わりなど)を解析しようとする際には、暦年代を用いる必要がある。そこで、図7.8に示されるデータを用いて ^{14}C 年代から暦年代への較正が行われる。較正法の実際については、中村(2000)⁴³⁾などを参照されたい。しかし現状では、較正が比較的正しくでき

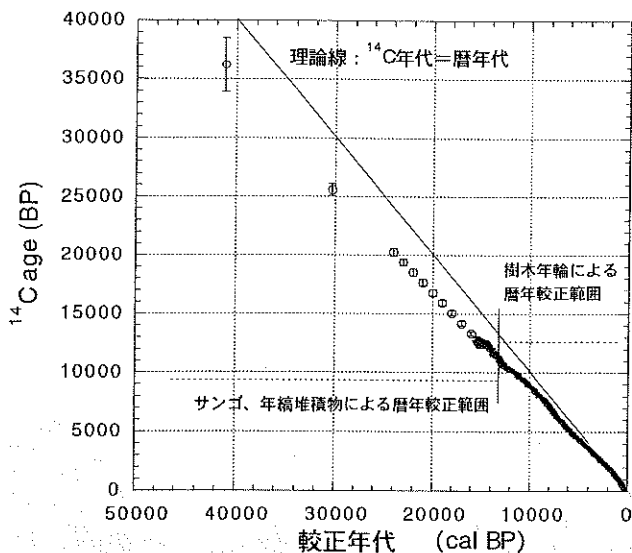


図7 ^{14}C 年代から暦年代への較正に用いられるデータ
0~42 ka cal BPの区間の較正曲線, INTCAL 98 (Stuiver et al., 1998) による

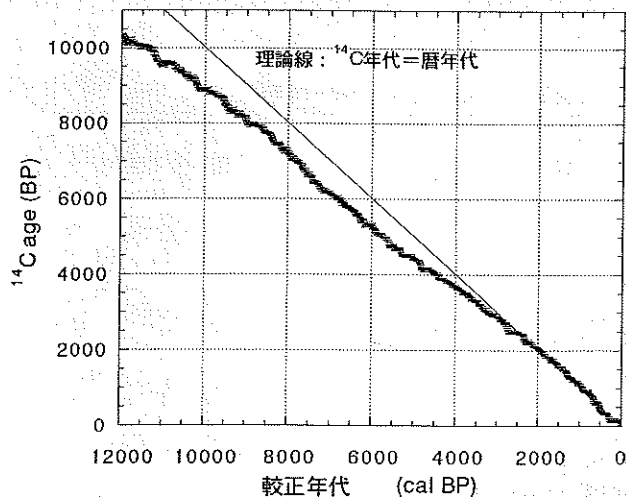


図8 ^{14}C 年代から暦年代への較正に用いられるデータ
0~12 ka cal BPの区間の較正曲線の拡大図, INTCAL 98 (Stuiver et al., 1998) による

るのは、現代から12 ka BPまでであり、それを越えて古くなると、利用できるデータがきわめて限られており、特に15 ka BP~25 ka BP, 25 ka BP~42 ka BPまでは、それぞれ9点、および2点の測定データがあるにすぎない。 ^{14}C 年代測定が可能とされる5~6万年前までの古い年代域で、より正確な年代較正ができるように、さまざまな研究が継続されている (van der Plicht, 2000; Kitagawa et al., 1998)^{44),45)}。

6 AMS法による ^{14}C 年代測定の応用例

AMSによる ^{14}C 年代測定では、測定に必要な炭素試料の量が少なくすむことから、さまざまな考古学的試料の直接測定が可能となった。従来は、小型の貴重な考古遺物は丹念に保存し、同一層準から出土した木材などについて

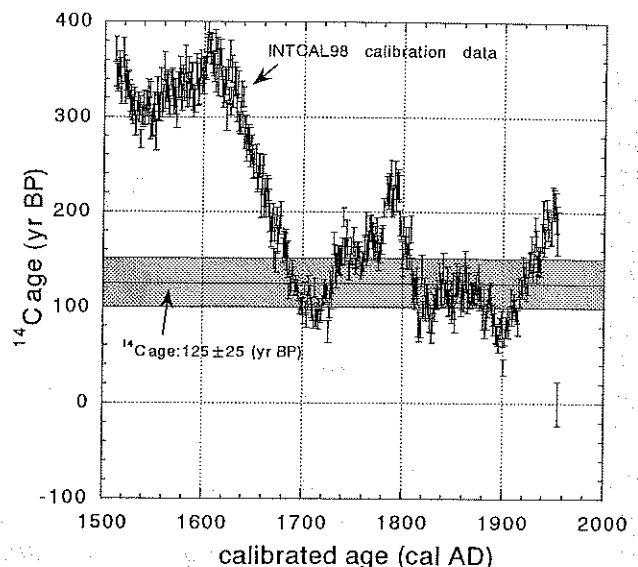


図9 大友遺跡出土ウマ遺存体の ^{14}C 年代とINTCAL 98との比較
 ^{14}C 年代は1 σ の誤差範囲を示す。両者が重なり合う範囲がウマ遺存体の暦年代を示す可能性が高い。

年代測定を行い、それを遺物の年代として代用した。AMS法では、ほとんどの試料について、保存状態さえよければ直接測定が可能である。たとえば、炭化米、ヒョウタンなどの種子が1粒、マンモスの体毛が数本、人骨・獣骨、土器付着炭化物、絹糸・木綿糸、和紙片、などがごく少量あれば年代測定が可能である。以下に、名古屋大学で測定した考古学試料のうち、ウマの骨および土器付着炭化物の年代測定結果を紹介する。

6.1 ウマの骨の年代測定

日本に、ウマはいつから存在したのか。これまで、縄文時代の貝塚からウマの骨の出土が報告されている。これらの出土資料が、縄文時代にすでにウマが存在した根拠とされてきた。しかし、これまでに報告されているウマの骨資料を詳細に調査すると疑問点が浮かび上がってきた。すなわち、確実に縄文時代の文化層から出土したと判断される資料がほとんど無いことである。また、人類によるウマの埋葬により縄文時代の貝層に混入した事例が確認されている。

そこで、近藤ほか(1991,1992)^{46),47)}や松浦・近藤(1993)⁴⁸⁾は、縄文時代の貝塚から出土したとされるウマの骨資料そのものの理化学的分析による年代学的研究を行ってきた。フッ素分析(松浦, 1991)⁴⁹⁾、ウラン分析およびAMSによる ^{14}C 年代測定である。ここでは、最近年代測定を実施した、大友遺跡出土ウマ遺存体の ^{14}C 年代測定(近藤ほか, 2001)⁵⁰⁾の例を紹介する。

佐賀県東松浦郡呼子町の大友遺跡は、石棺墓や支石墓から多くの弥生時代人骨が出土した遺跡として知られている。1999年に実施された第5次発掘調査の際に、一体分と思われるウマの埋葬坑が出土した。埋葬坑は、弥生時代後期から古墳時代前期の箱式石棺を切っていることから、それ以降のものであるが、具体的な時代を示す手がかりはなかった。松井(1992)⁵¹⁾は、現時点での確実な考古学的資料

から、ウマは5世紀に大陸から日本列島にもたらされたと推定している。この5世紀を遡る可能性のある大友遺跡出土ウマ遺存体の年代を正確に測定することが必要となった。

出土したウマの骨のうち、左中足骨から約0.2gを切断して採取した。骨試料に含まれる硬タンパク質であるコラーゲンを抽出して年代測定に用いた。コラーゲン抽出の方法の詳細は近藤ほか(1992)⁴⁾を、コラーゲンから炭素を回収しグラファイトターゲット作成方法については、中村(1999)⁵⁾を参照されたい。測定結果を表3に示す。¹⁴C年代は125±25 BPと得られており、それを¹⁴C年代-暦年代校正データINTCAL 98を用いて暦年代に校正すると、ウマの

表3 大友遺跡出土ウマ遺存体の¹⁴C年代測定結果

試料番号	試料産出場所、層準(推定年代)	試料の種類	$\delta^{13}C_{PDB}$ (permil)	¹⁴ C age (yr BP)	¹⁴ C年代を暦年代に校正した年代(Stuiver et al, 1998)*) ±1σの暦年代範囲	測定番号(名古屋大学)
OT-1	大友遺跡12号墓(古墳時代前期以降)	左中足骨	-16.0	125±25	cal AD 1684~cal AD 1954	NUTA 2-1689

- ・¹⁴C年代値はyr BPの単位で、西暦1950年から過去へ遡った年代値で示される。¹⁴Cの半減期として、国際的に用いられているLibbyの半減期5,568年を用いて¹⁴C年代値を算出した。
- ・年代値の誤差はone sigma (±1σ; 1標準偏差)を示した。これは、同じ条件で測定を100回繰り返したとすると、測定結果が誤差範囲内に入る割合が68回である事を意味する。誤差を表示の2倍(±2σ; 2標準偏差)にとると、誤差範囲に入る割合は95回になる。
- ・試料の炭素安定同位体比 $\delta^{13}C_{PDB}$ を用いて炭素同位体分別の補正を行った。
- ・*)¹⁴C年代値から暦年代への校正は、樹木年輪についての¹⁴C濃度判定から得られた校正データを用いて行う。ここでは、INTCAL 98 PROGRAM CALIB-REV 4.3 (Stuiver, M. et al., 1998, Radiocarbon, 40, p. 1041-1083.)を用いて校正を行った。
- ・*)暦年代は、1標準偏差(1σ)の暦年代範囲を示す。これは、真の年代が、表示された範囲に入る確率が68%(1σ)であることを示す。
(近藤ほか(2001)の表10を一部加筆のうえ用いた)

表4 大平山元(1)遺跡から出土した土器片の表面の付着炭化物の¹⁴C年代および校正暦年代

試料番号	試料出土層位	試料材料	炭素安定同位体比 $\delta^{13}C_{PDB}$ (‰)*	¹⁴ C年代値 (yrBP±1σ)**	CALIB 4.3により校正した暦年代*** 上段:暦年代較正值 (中)下段:±1σの暦年代範囲とその確率	測定機関番号****
F5-017	IV層	土器付着炭化物	未測定	13,780±170	cal BP 16,540 cal BP 16,850-16,240 (100%)	NUTA-6510
D4-005	III層	土器付着炭化物	未測定	13,210±160	cal BP 15,880 cal BP 16,220-15,540 (100%)	NUTA-6515
E4-036	III層下部	土器付着炭化物	-30.5	13,030±170	cal BP 15,660 cal BP 16,080-15,260 (100%)	NUTA-6507
E4-030	III層最下部	土器付着炭化物	未測定	12,720±160	cal BP 15,360 cal BP 15,620-15,150 (47.4%) cal BP 14,780-14,360 (52.6%)	NUTA-6509
E4-048	IV層最上部	土器付着炭化物	-29.6	12,680±140	cal BP 15,320 cal BP 15,570-15,150 (40.1%) cal BP 14,790-14,350 (59.9%)	NUTA-6506
平均値				13,070±440	cal BP 15,710 cal BP 16,330-15,160 (85.5%) cal BP 14,680-14,410 (14.5%)	
E5-100	III層	炭化樹木針葉樹	-26.1	13,480±70	cal BP 16,190 cal BP 16,440-15,950 (100%)	Beta-125550 (RH-130)
E5-011	III層	炭化樹木カエデ属	-27.0	7710±40	cal BP 8450 cal BP 8520-8500 (32%) cal BP 8480-8420 (68%)	Beta-125551 (RH-131)
E2-100	III層	炭化樹木イヌガヤ	-27.2	7070±40	cal BP 7930, 7900, 7870 cal BP 7940-7840 (100%)	Beta-127791 (RH-148)

* $\delta^{13}C_{PDB}$ は本文の式(12)で定義される。ガス試料を用いる多重コレクター型質量分析計(Finnigan MAT 252)を用いて測定した。
** ¹⁴C年代値は、¹⁴Cの半減期としてLibbyの半減期5568年を用いて算出し、西暦1950年から遡った年数で示してある。また、測定した $\delta^{13}C_{PDB}$ を用いて炭素同位体分別の補正を行ってある。F5-017, D4-005, E4-030の3試料については、試料不足で $\delta^{13}C_{PDB}$ を測定できなかったため、他の2試料の平均値を用いて炭素同位体分別の補正を行った。誤差は1標準偏差を示す。
*** CALIB 4.3プログラム(Stuiver & Reimer, 1993)を用いて¹⁴C年代から暦年代への校正された暦年代と、測定誤差に基づく暦年代範囲(1標準偏差)とその確からしさの確率を示す。暦年代は西暦1950年から遡った年数で示してある。
**** NUTA:名古屋大学, Beta:米国ベータアナリティク社, RH:国立歴史民俗博物館

骨は近世から近代のものであることが明らかとなった(図9)。

縄文ウマの問題については、いくつかの縄文貝塚遺跡から発掘されたウマの骨を数点¹⁴C年代測定したが、年代値はいずれも中世から近世を示すものであった(松浦・近藤, 1993)⁴⁸⁾。2001年7月11日の新聞によると、松浦は、1950年代に栃木県安蘇郡葛生町で発掘され、50万年前の旧石器時代人の骨とされてきた“葛生原人”の骨について¹⁴C年代測定を実施し、実は15世紀ごろのものであることを示した。骨を直接年代測定することにより、真実が明らかとなってくる。

6.2 日本最古の土器

青森県東津軽郡蟹田町大平山元にある大平山元I遺跡は縄文時代草創期初頭の遺跡とされる。蟹田川左岸の低位段丘面に位置し、標高は約26mである。この遺跡の緊急発掘が1998年に行われ、その際、第III層の黄褐色火山灰質ローム層を中心に、その下位のIV層の明黄褐色砂質・シルト質ローム層にかけての層位から石器262点、土器片46点が出土した。これらの遺物は、縄文時代草創期初頭の長者久保文化期に属する。この遺跡が使用された年代を確定するために、第III層から採取された炭化樹木片3点について、さらに第III、IV層から採取された土器破片5点の表面に付着したごく微量の炭化物について、AMS法による¹⁴C年代測定を実施した。年代測定の詳細は、中村・辻(1999)⁵²⁾を参照されたい。

¹⁴C年代測定の結果を表4に示す。表4には、すでに述べたINTCAL 98¹⁴C年代-暦年代較正曲線を用いて、測定された¹⁴C年代値を暦年代へ較正した結果を示す。暦年代較正は、CALIB 4.3プログラム(Stuiver & Reimer, 1993)⁵³⁾を用いて行った。誤差は1標準偏差(1σ)の範囲を示す。混乱を避けるため、較正暦年代は年代の数字の前にcal BPを付けて引用することが慣例となっている。cal BPはAD 1950から過去へ遡った暦年数を示す。

土器付着炭化物の¹⁴C年代は、最も若い12,680±140 yr BPから最も古い13,780±170 yr BPの値が得られた。最も古い¹⁴C年代は、暦年代に換算するとcal BP 16,520(あるいは西暦年でcal BC 14,530)の較正暦年代に相当する(表4)。従来、土器の年代は、同一層から出土した木炭、木片を¹⁴C年代測定して間接的に推定することが多かった。しかし、縄文時代の古い土器は食料の煮炊きに用いられたため、土器の表面に炭化物が付着して残存していることが多い。AMS法では、わずかに残存している付着炭化物で¹⁴C年代測定が可能である。土器の内壁面であれば、煮炊きした食物の残渣である可能性が高いし、外壁面であれば燃料となる薪由来の炭素であろう。一つの土器が使用された期間が数年程度とすれば、付着炭化物は土器が作成された年代を示すものと見てよい。今回得られた、12,680±140 yr BPから13,780±170 yr BPの年代値は、これまで国内の土器(実際は、土器と同一層から出土した木炭、木片)について得られた¹⁴C年代で最も古い値である。

一方、土器出土層から採取された炭化樹木試料3点の

¹⁴C年代は、表4に示されるように7710±40, 7070±40 yr BPと13,480±70 yr BPの2グループに分かれた。この理由は、縄文草創期初頭の堆積物と縄文早期の堆積物が混合したためと解釈される。古い方の年代13,480±70 yr BPは、土器付着炭化物の年代値と良く一致している。この例からも、考古学的イベントの年代を正確に決定するには、イベントと直接関連する試料を厳選して年代測定すべきであることが明示される。

大平山元I遺跡の詳細については調査報告書(谷口, 1999)⁵⁴⁾を、¹⁴C年代測定の結果の詳細については中村・辻(1999)⁵²⁾を参照されたい。

7. 今後の展望

本稿で紹介した、地質学の研究において開発された年代測定法を始めとするさまざまな技術は、考古学の研究において活用されている。実際、今日では、考古学の研究はさまざまな研究分野の研究者を集合した学際的な研究チームを組んで実施される。考古遺跡の発掘調査でも、地質学(堆積学・層序学・岩石学)は無論のこと、地形学、古環境学(花粉、珪藻、昆虫、プラントオパール、など)、年代学(¹⁴C年代、古地磁気、TL、ESR、など)の研究者が、考古学者をサポートすることが不可欠となっている。学際的研究手法は、今後益々、重要となるであろう。

¹⁴C年代測定は、AMS法の開発により大きな発展を遂げた。今や、数千年前程度の比較的若い試料については±20~±40年の誤差(1σ error)で測定できる。また、測定可能な試料数は、試料調製さえできれば年間3000個を越えることが可能である。今後の技術改良によってさらに、正確度、精度の向上、測定効率の向上が進められるであろう。また、測定に必要な炭素試料の量についても、マイクログラム程度のごく微量試料で¹⁴C年代測定を可能にするための研究が進められている。このような年代測定技術の進歩に伴って、日本人の起源や日本での定住過程、土器編年、コメの日本への伝搬や古環境変動イベントの高精度年代解析などがさらに発展するものと期待される。

参考文献

- 1) 中村俊夫:放射線炭素法, 考古学のための年代測定学入門(長友恒人編), 古今書院, 1-36, 1999.
- 2) 中村俊夫:加速器質量分析(AMS)による宇宙線生成放射性同位体の測定と若い地質年代測定への応用. 地質学論集, 49, 121-136, 1998.
- 3) Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., v. d. Plicht, J., and Spurk, M.: INTCAL 98 Radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083, 1998.
- 4) Stuiver, M. and Quay, P. D.: Changes in atmospheric carbon-14 attributed to a variable sun. *Science*, 207, 11-19, 1980.
- 5) Aitkin, M. J.: Science-based dating in archeology, *Longman*, 274 p., 1990.
- 6) 大村明雄・河合貞行・玉生志郎: ²³⁸U-²³⁰Th 放射平衡系による火山噴火物の年代測定. 地質調査書月報, 39(9), 559-572, 1988.
- 7) Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G. and Zindler, A.: Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 30,000 years

- using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals, *Nature*, 345, 405-410, 1990.
- 8) 大村明雄: ウラン系列年代測定法, 考古学のための年代測定学入門 (長友恒人 編), 古今書院, 91-112, 1999.
 - 9) 小林武彦・松本哲一: 文部省科学研究費補助金重点領域「噴火と災害のメカニズム」研究報告書, pp. 41, 1991.
 - 10) Nagao, K., Ogata, A., Miura, Y., Masuda, J. and Akimoto, S.: Highly reproducible ^{13}C and ^{17}C K-Ar ages of two volcanic rocks, *Geochemical J.*, 25, 447-451, 1991.
 - 11) Matsumoto, A., Uto, K. and Shibata, K.: K-Ar dating by peak comparison method-new technique applicable to rocks younger than 0.5 Ma, *Bull. Geol. Surv. Jpn.*, 40, 565-579, 1989.
 - 12) Matsumoto, A. and Kobayashi, T.: K-Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the mass fractionation correction procedure: application to the Younger Ontake Volcano, central Japan, *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 125, 123-135, 1995.
 - 13) 板屋徹丸: 地質学に貢献する放射年代学欄—日本の現状と展望—, 地質学論集, 49, 107-120, 1998.
 - 14) 塚本すみ子: レスのルミネッセンス年代測定, 月刊地球, 26, 133-138, 1999.
 - 15) 今井 登・下川浩一: 火山灰と堆積物の ESR 年代測定, 地質学論集, 29, 177-189, 1988.
 - 16) ESR 応用計測研究会: 第 9 回 ESR 応用計測研究発表会講演要旨集, pp. 103, 1993.
 - 17) 檀原 徹: 第四紀テフラの高精度フィッシュン・トラック (FT) 年代測定—ジルコンとガラスを用いた年代測定の確立に向けて—, 第四紀研究, 34(3), 221-237, 1995.
 - 18) 檀原 徹: ジルコンを用いた第四紀試料の高精度 FT 年代測定の現状と将来, 月刊地球, 26, 70-76, 1999.
 - 19) Koppenhoefer: Private communication, 2001.
 - 20) 長友恒人・宮崎利晴・佐藤良二: 石器の新旧判別法の検討, 日本文化財科学会第 18 回大会研究発表要旨集, 70-71, 2001.
 - 21) 松浦秀治・近藤 恵: 日本列島の旧跡時代人骨はどこまでさかのぼるか—化石骨の年代測定法。「考古学と化学をむすぶ」(馬淵久夫・富永 健, 編著), 東京大学出版会, 135-168, 2000.
 - 22) 光谷拓実・高妻洋成・大山幹成: 法隆寺五重塔心柱の年輪年代, 日本文化財科学会第 18 回大会研究発表要旨集, 68-69, 2001.
 - 23) 町田 洋・新井房夫: 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 276 p, 1992.
 - 24) 時枝克安: 関東地域の AD 850~平安時代の地磁気変動. 日本文化財科学会第 18 回大会研究発表要旨集, 10-11, 2001.
 - 25) 広岡公夫: 古地磁気法・考古地磁気法, 考古学のための年代測定学入門(長友恒人 編), 古今書院, 40-57, 1999.
 - 26) Darden Hood・浅井和見・松山澄久: インター・キャリブレーションによる放射性炭素年代測定データの検証, 日本第四紀学会講演要旨集, 31, 134-135, 2001.
 - 27) 中村俊夫・福澤仁之: 高精度年代測定法とその応用—第四紀を中心として—, 月刊地球, 26, 5-12, 1999.
 - 28) Libby, W. F.: Radiocarbon dating, *Univ. of Chicago Press*, 175 p., 1955.
 - 29) 兼岡一郎: 年代測定概論, 東京大学出版会, 315 p., 1998.
 - 30) 中村俊夫: 加速器質量分析 (AMS) 法による ^{14}C 年代測定の高精度化および正確度向上の検討, 第四紀研究, 34, 171-183, 1995.
 - 31) 中村俊夫・中井信之: 放射性炭素年代測定法の基礎—加速器質量分析法に重点をおいて, 地質学論集, 29, 83-106, 1988.
 - 32) Godwin, H.: Half life of radiocarbon, *Nature*, 195, 984, 1962.
 - 33) Bennett, C. L., Beukens, R. P., Clover, M. R., Gove, H. E., Libbert, R. B., Litherland, A. E., Purser, K. H. and Sondheim, W. E.: Radiocarbon dating using electrostatic accelerators: negative ions provide the key, *Science*, 198, 508-510, 1977.
 - 34) Nelson, D. E., Korteling, R. G. and Stott, W. R.: Carbon-14: direct detection at natural concentrations, *Science*, 198, 507-508, 1977.
 - 35) Purser, K. H., Schneider, R. J., Dobbs, J. McG., and Post, R.: A Preliminary description of a dedicated commercial ultrasensitive mass spectrometer for direct atom counting of ^{14}C , *Proc. Symp. on Accelerator Mass Spectrometry*, Argonne, May 11-13, 431-462, 1981.
 - 36) Nakamura, T., Nakai, N., Sakase, T., Kimura, M., Ohishi, S., Taniguchi, M., and Yoshioka, S.: Direct detection of radiocarbon using accelerator techniques and its application to age measurements, *Jpn. J. Appl. Phys.*, 24, 1716-1723, 1985.
 - 37) 浜田達二: 遺跡の年代を測る: 炭素 14 と年輪年代学, 馬淵久夫・富永 健(編)「考古学のための化学 10 章」, 東京大学出版会, 東京, 69-90, 1981.
 - 38) 中井信之: 放射性炭素 (^{14}C) 年代測定法, 日本第四紀学会編「第四紀試料分析法 (1) 試料調査法」, 56-58, 1993.
 - 39) 木越邦彦: 放射性炭素による年代測定. 新実験化学講座, 宇宙地球科学, 丸善, 10, 337-1, 1976.
 - 40) Stuiver, M. and Polach, H. A.: Discussion: Reporting of ^{14}C data, *Radiocarbon*, 19, 355-363, 1993.
 - 41) Stuiver, M.: International agreements and the use of the new oxalic acid standard, *Radiocarbon*, 25(2), 793-795, 1983.
 - 42) Mann, W. B.: New contemporary radiocarbon-dating standard, *Radiocarbon*, 25(2), 1983.
 - 43) 中村俊夫: ^{14}C 年代から暦年代への較正, 「日本先史時代の ^{14}C 年代」, 日本第四紀学会, 21-40, 2000.
 - 44) Van der Plicht: Private communications, 2001.
 - 45) Kitagawa, H. and van der Plicht, J.: Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yr B. P.: Late Glacial fluctuations and cosmogenic isotope production, *Science*, 279, 1187-1190, 1998.
 - 46) 近藤 恵・松浦秀治・松井 章・金山喜昭: 野田市大崎貝塚縄文後期貝層ウマ遺残のフッ素年代測定—縄文ウマはいったか, 人類学雑誌, 99, 93-99, 1991.
 - 47) 近藤 恵・松浦秀治・中井信之・中村俊夫・松井 章: 出水貝塚縄文後期貝層出土ウマ遺存体の年代学的研究, 考古学と自然科学, 26, 61-71, 1992.
 - 48) 松浦秀治・近藤 恵: 縄文時代にウマはいなかった?—一骨の古さを測る, 化学と工業, 46, 335-336, 1993.
 - 49) 松浦秀治: イオン電極を用いた骨中のフッ素の定量, 国立歴史民俗博物館研究報告, 29, 235-244, 1991.
 - 50) 近藤 恵・中村俊夫・松浦秀治: 大友遺跡出土ウマ遺存体の年代測定. 佐賀県大友遺跡—弥生墓地の発掘調査—, 考古学資料集 16, 九州大学大学院人文科学研究科考古学研究室, 88-90, 2001.
 - 51) 松井 章: 動物遺存体から見た馬の起源と普及, 「日本馬具大鑑 第 1 巻—古代上—」(日本馬具大鑑編集委員会編), 33-44, 吉川弘文館, 東京, 1992.
 - 52) 中村俊夫・辻 誠一郎: 青森県東津軽郡蟹田町大平山元 I 遺跡出土の土器破片表面に付着した微量炭化物の加速器 ^{14}C 年代, 大平山元 I 遺跡の考古学調査 (谷口康浩, 編), 大平山元 I 遺跡発掘調査団, 107-111, 1999.
 - 53) Stuiver, M. and Reimer, P. J.: Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program, *Radiocarbon*, 35, p. 215-230, 1999.
 - 54) 谷口康浩: 大平山元 I 遺跡の考古学調査 (谷口康浩 編), 大平山元 I 遺跡発掘調査団, pp. 144, 1999.

日本考古学における火山灰編年学の利用と その課題

そう だ つとむ
早 田 勉*

1. はじめに

火山噴出物のうちとくに広範囲に分布するテフラ（火山砕屑物）を、過去の時空指標として層位的に利用することにより、地層の堆積年代、地形の形成年代さらに考古学的な遺物や遺構の年代などを明らかにすることができる。この火山灰編年学（テフロクロロジー）は、地質学だけでなく考古学や人類学にとっても重要で、アフリカやインドネシアにおいて始源期人類化石や石器文化の年代を推定する際に利用されている。またフランスでも始源期人類の存在を確かめるために、溶岩やテフラが数多く分布しているオーベルニュ地方が注目されている。そして爆発的な噴火を起こす火山が数多く分布している日本列島では、世界に類をみないほど火山灰編年学が考古学の研究に積極的に利用されている。

テフラは時空指標だけでなく、遺物や遺構の保存者としての性格を合わせもつ。降下テフラ層や火砕流堆積物さらに火山泥流堆積物などは、噴火直前の人々の生活の様子をよく保存している。とくに79年のイタリアのベズヴィオ火山の噴火による降下軽石層や火砕流堆積物によって埋没したポンペイ遺跡やエルコラーノ遺跡などの調査は有名である。紀元前1628年に発生したとも推定されているギリシャのサントリーニ火山の噴火による火砕流で埋没したアクロティリ遺跡でも、当時の文化や災害の様子について研究が行われている。さらにドイツでも、紀元前9080年にラーハゼー火山から噴出したと考えられているテフラ層の直下から集落が検出され、後期旧石器時代末期の人々の生活が詳細に復元されている。そして日本列島でも、関東地方北西部や南九州地方などを中心にテフラにより埋没した集落や田畠が数多く検出されている。さらに詳細なテフラの堆積経過をもとにした災害の経過復元や、災害復旧のプロセス解明などの研究も展開されている。

2. 火山灰編年学利用の歴史

日本考古学におけるテフラの利用の歴史は非常に長い。

また日本考古学と火山灰編年学は、互いに刺激しあったり、助け合いながら発展してきた一面もある。実際にテフラの噴出堆積年代を推定する際には、放射年代法、年層法、生層序法、酸素同位体比層序法などの年代測定法のほかに、噴火の経過やテフラの堆積状況などを記載した史料を検討したり、構築年代や作成年代が記録されていたり型式編年学により年代が推定されている考古資料との層位関係なども利用している。

日本考古学においてテフラが層位的な指標として最初に認識されたのは、ヨーロッパ留学の際にポンペイ遺跡を目のあたりにした浜田耕作による鹿児島県指宿市橋牟礼川遺跡の調査（1818-1819年）¹⁾のようである。この調査は、各地の研究者にも影響を与えたようで、1925（大正14）年には、神奈川県平塚市万田貝殻坂遺跡において、2層の文化層が降下テフラ層の上下にあるとの報告がなされた²⁾。1920年代後半には、関東地方北西部で岩沢正作により古墳などの編年の指標としてテフラが利用された³⁾。また北海道では、テフラにより埋没した擦文時代（8～13世紀頃）の竪穴住居址の調査が行われた⁴⁾。これと前後して北海道における土壌学的な調査の際にテフラが注目されたり⁵⁾、その後関東地方のローム層に挟在するテフラの本格的な地質学的調査が行われている⁶⁾。

1949（昭和24）年には、群馬県笠懸町岩宿遺跡が旧石器時代遺跡として日本列島で最初に発見され、社会的にもセンセーショナルな話題が提供された。この発見を契機として、考古学から地形学や地質学に対してテフラ層序や編年に関する要請があり、関東ローム層の団体研究が促された⁷⁾。そして火山噴出物と考えられた南関東地方の丘陵や段丘面を覆うローム層は、段丘面との関係から区分が行われてさまざまな編年研究に利用された⁸⁾。1960年代末には、東京都調布市野川遺跡で地質学などを含めた総合的な発掘調査が行われ、ローム層の細分をもとに多数の文化層の層位が把握され、後期旧石器文化の変遷が明らかにされた⁹⁾。

さて南関東地方の武蔵野台地における御岳第1軽石（On-Pm1）の発見¹⁰⁾は、それまで地域ごとに研究が行われてきた火山灰編年学の研究者に、テフラの広域性を改めて認識させた。その過程でテフラ同定法の確立や年代測定の進歩が要請された。その後、豊富な野外調査と高精度の屈

*（株）古環境研究所 前橋研究所長

折率測定法を用いて研究が行われ、始良 Tn 火山灰(AT, 約2.4~2.5万年前^{*1})や鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah, 約6,300年前^{*1})など、日本列島全域に及ぶスケールで分布する広域テフラが数多く発見された^{11)~13)}。すでに南関東地方でも知られていたATが広域テフラとして認識されるようになると、広域テフラを時間軸とした広域にわたる文化編年が試みられるようになった。また日本列島のテフラ・カタログが作成され¹⁴⁾、列島規模でのより詳細な文化編年が容易になった。

その一方で、周辺海域や韓国など海外での調査も進められ、日本列島のみならず東アジアの広い範囲の編年研究に火山灰編年学が有効なことが示された¹⁵⁾。その後、ATはロシアや中国などでも発見されている。とくに韓国では、すでに多くの遺跡でATやK-Ahが検出され、考古学の編年学的研究に利用されている¹⁶⁾。

3. 火山灰編年学を利用した特徴的な研究

3.1 旧石器文化編年

日本考古学研究を時代別にみると、火山灰編年学がもっとも盛んに利用されている分野は、旧石器時代の研究である。これには、この時代の文化がその性格からより学際的な研究法を必要としていること、石器群の層位的出土事例の少なから編年研究が確立されていないこと、考古学的方法論による石器型式と年代対比との困難さなどが背景にある。

約3.3万年前^{*1}に始まる日本列島における後期旧石器文化の変遷モデルは、南関東地方の武蔵野台地や相模野台地における研究成果をもとに構築されている^{17),18)}。武蔵野台地の立川ローム層最下部のX層では、ナイフ形石器、台形様石器、局部磨製石斧が認められる。IX~VII層からは、茂呂型とされる柳葉形ナイフ形石器が多く検出される。この時期、近畿地方では瀬戸内技法の萌芽が認められる。AT起源の火山ガラスが多く含まれているVI層からは茂呂型ナイフ形石器が多数検出され、このころから黒曜石の普遍的利用が始まったようである。

IV層より上位では、地域差が顕著になる。IV下層からは、横長剥片剥離技術による切出形ナイフ形石器や角錐状石器が検出される。ほぼ同じ時期の土層からは、瀬戸内地方では瀬戸内技法による国府型石器群、九州地方では朝鮮半島方面から移入してきた可能性も指摘されている剥片尖頭器が認められる。北海道では、この時期に細石刃が登場した可能性が高い。IV上層では、再び茂呂型ナイフ形石器や木葉形尖頭器が検出される。瀬戸内地方では、サヌカイトを石材とした瀬戸内技法による国府型ナイフ形石器、九州では台形石器や剥片尖頭器、さらに東北・北海道地方では、杉久保・東山ナイフ形石器が多数検出される。III層からは尖頭器や細石刃が検出され、それに続いて土器が出現するようである。九州では細石刃と土器、北海道では細石刃や尖頭器が多く検出される。

ただし、この編年にまったく課題が残されていないわけではない。まず年代を論じるうえで、高精度の年代測定が

数多く行われているとは言い難い状況がある。たとえば後期旧石器文化の始まりの年代は、南関東地方におけるX層文化に相当する熊本県石の本遺跡群¹⁹⁾や長野県日向林B遺跡²⁰⁾における加速器質量分析(AMS)年代などから推定されるが、ほかの遺跡での測定例は少なく、とくに標式地の南関東地方におけるAMS年代値の蓄積が必要と考えられる。

また南関東地方の遺跡におけるローム層の土層区分や対比は、おもに層相観察により行われているものの、土層自体の成因についてはいまだ不明な点が多い。最近では、おもに富士火山を起源とするスコリアを中心としたテフラの層序や特徴記載が盛んに行われるようになってきている²¹⁾。しかし火山ガラスや細粒の斜方輝石などの層位について注目すると、ほかにも今後多くの示標テフラが検出される可能性がある(図1)。テフラの降灰層準検出のための定量的な分析や、高精度の屈折測定やEPMAによる火山ガラスの主成分分析などによる同定を行って、総合的に検討することが期待される。

さて、2000(平成12)年11月に発覚した藤村新一東北旧石器文化研究所副理事長(当時)による前期旧石器時代遺跡の発掘ねつ造は、日本列島の始源期人類文化の研究に多大なダメージを与え、それによる混乱はさらに長期間にわたるように思われる。しかしながら、このできごとを日本考古学はさらなる発展の糧としなければならない。さしあたって後期旧石器時代より前の前期旧石器時代のうち、比較的新しい時期の旧石器文化の存否や、高精度の編年成果をもとにした後期旧石器時代初頭の文化の様相解明に関する研究が必要となろう。

すでに藤村副理事長が調査に関与していない遺跡でも、テフラとの層位関係が明らかな古い石器検出の報告例がある。たとえば岩手県金ヶ崎町柏山館遺跡IV a層よりハンマーストーンや剥片が、岩手県宮守村金取遺跡IV層よりスグレパー、石斧、チョッピングツール、剥片が、約8.4~8.9万年前の阿蘇4火山灰(Aso-4)^{23),24)}の上位にあり、約5~6万年前と推定されている焼石村崎野軽石(Y-Mk)^{25),26)}の下位から検出されている²⁷⁾。また長野県野尻湖遺跡群の骨角文化層最下部からは、51,260±1,150 y. BP (NUTA-1276)のAMS年代が得られている²⁸⁾。

さらにこれらの遺跡以外にも、層位や年代に関する資料は少ないものの、後期旧石器より古い可能性のある石器が、日本列島各地から検出されている。今後、これらの石器の層位や年代に関する研究が積極的に展開されよう。しかし、この年代の示標テフラの中には、年代推定精度が考古学における昨今の慎重な年代論に耐えうるレベルに達しているものはさほど多くない。

たとえば北海道一帯に広く分布している支笏第1軽石(Spfa-1)については、AMS法を含めた多くの¹⁴C年代測定^{29),30)}や、酸素同位体比層序法による年代推定³¹⁾により約4万年前と推定されており、今後北海道において前期旧石器の存否を検討する際の指標として利用できる。しかしながら霧島イワオコシテフラ(Kr-Iw, 南九州地方)、九重第1軽石(Kj-P1, 東九州地方)、三瓶池田テフラ(SI, 中国

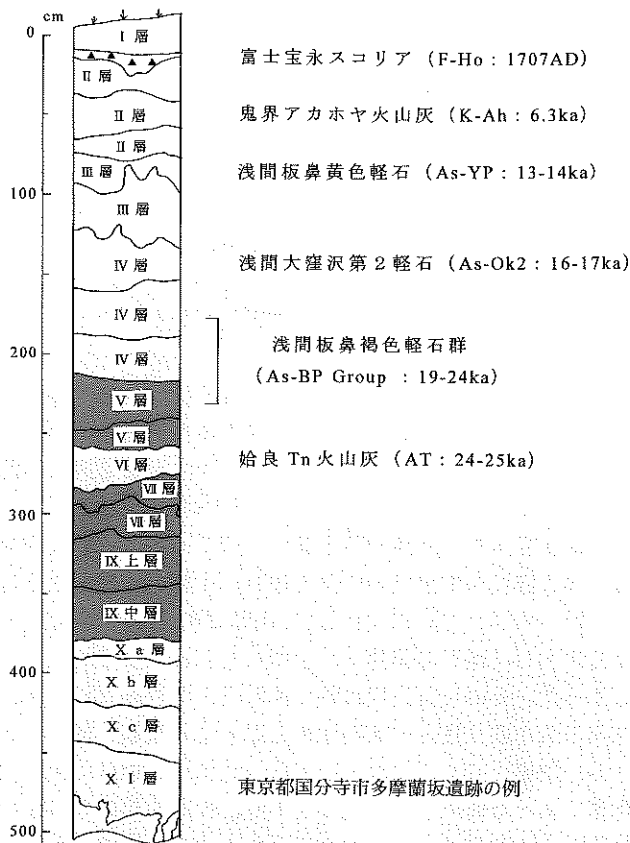


図1 南関東地方武蔵野台地の土層と示標テフラの層位²⁹⁾ ka : 1,000 年前。放射性炭素 (¹⁴C) 年代

～関東地方), 赤城鹿沼軽石 (Ag-K, 北関東地方), クッチャロ庶路テフラ (Kc-Sr, 北海道) など, すでに後期旧石器時代初頭文化の編年に利用されていたり, これから前期旧石器編年の指標になる可能性が高いテフラの中には, 年代測定例がさほど多くないものや, 年代測定値と, 火山灰土の形成速度と年代が既知の示標テフラとの層位関係から推定される年代推定値との間に大きな違いが認められるものがある。このことは, 従来得られている地質学的データが, 必ずしもそのまま考古学における問題の解決にすぐに貢献できるとは限らないことを示唆している。今後, AMS 法や酸素同位体比層序法など年代測定法を駆使して, 後期更新世示標テフラのうち約 3.3 万年前^{*1} 以前のテフラの年代推定精度を向上させる必要がある。

3.2 火山災害史解明へのアプローチ

縄文時代以降の研究では, 一部の地域をのぞいて, 残念ながら火山灰編年学が重要な編年法として, 旧石器時代研究ほど広く認識されていないように思える。縄文時代草創期については, 日本列島のこの時期の土器が世界的にみても非常に古いことから, 注目を浴びている。最近も, 青森県蟹田町大平山元 I 遺跡で検出された土器に付着した炭化物の AMS 年代³²⁾ が大きな話題となった。この時期とその前後には, 浅間板鼻黄色軽石 (As-YP, 約 1.3~1.4 万年前^{*1}, 関東, 東海, 甲信越, 東北地方), 十和田八戸テフラ (To-HP, 約 1.2~1.3 万年前^{*1}, 東北地方), 桜島薩摩テフラ (Sz-S, 約 1.1 万年前^{*1}, 九州地方中南部), 鬱陵隠岐テ

フラ (U-Ok, 約 9,300 年前^{*1}, 近畿, 中国地方) など比較的広域に分布するテフラも多く, 火山灰編年学を利用した編年研究が活発に展開できる可能性が秘められている。

むしろ縄文時代以降の研究の中には, テフラを遺物や遺構の保存者あるいは災害の起因としてとり扱うものがみられる。たとえば約 6,300 年前^{*1} に南九州の鬼界カルデラで発生した K-Ah の噴火は, 当時の南九州一帯に大災害をもたらし, それまで南九州地方で独自に発達していた土器文化が, 西北九州地方の土器文化にとって代わられたとする説がある³³⁾。

関東地方北西部では, 古墳時代以降に浅間火山や榛名火山から噴出したテフラにより埋没した集落や田畠が多く検出されており, 当時の生活の様相が詳細に把握されている。その成果は, 詳細なジオラマとして復元され博物館活動にも活かされている³⁴⁾。さらにテフラの堆積により当時の地表面が良く保存されていることから, 埋没田畠に残された耕作の痕跡から埋没直前に行われた作業を読みとって, 資料が非常に少ない古代の農法について検討が行われている。

その一方で, 水田面に残された動物の足跡やイネの植物珪酸体の分析, 火砕流堆積物に取り込まれた樹木の検討などにより, テフラの堆積時期の推定も行われている。現在では, 年輪年代法を含めた年層法などによる, より詳細なテフラの年代推定が期待されている。

6 世紀中葉の榛名火山噴火に伴う降下テフラで埋没した古墳時代の集落が発見された子持村黒井峯遺跡では建物の倒壊埋没過程が, またその後調査が行われた渋川市中筋遺跡では, 6 世紀初頭の榛名火山噴火に伴う火砕サージによる平地式建物などの倒壊焼失過程が明らかにされている^{35)~37)}。後者については, 発掘調査のすぐ後に発生した雲仙普賢岳平成の噴火による火砕流災害の状況から支持されたのは残念なことでもあった。この地域では, 最近も火砕サージでなぎ倒された樹木の痕跡などの検出が相次いでいる³⁸⁾。

全国に目を転じると, 開聞岳火山起源の紫コラテフラ (Km 12,874 年), 桜島火山起源の桜島 3 テフラ (Sz-3, 1471 年), 十和田火山起源の十和田 a テフラ (To-a, 915 年) などにより埋没した建物や田畠が多く検出されている。

さて, 噴火やテフラの降灰状況に関する記録が史料に残されている場合には, 記録とテフラ層序を照合させることにより, 噴火の推移や降下テフラ, 火砕流さらに火山泥流などの堆積日時を詳細に知ることができる。そして, これらを指標として利用することによって, 災害や復旧作業など噴火に関係する多様なできごとの経過を, 時間単位で知ることにもできる。ここでは, 約 200 もの記録が残されているともいわれる 1783 (天明 3) 年の浅間火山の噴火と災害の経過復元の試み³⁹⁾ を紹介しよう。なお, この噴火と災害経過の復元については, ほかにもいくつかの研究例がある^{40)~42)}。

最初に一連の噴火活動で噴出した浅間 A 軽石 (As-A) とよばれる降下テフラ層の観察を行い, 46 ユニットに区分した (図 2, 図 3)。なお, ユニット 45~46 については, その

後他の地点で確認されず、また記録に残された噴火活動と一致しないことから、二次的に堆積した可能性も考えられる。次に浅間山体や山麓部の調査を行って、降下テフラ層の中の4層準に火砕流堆積物のあることを明らかにした。そしてAs-Aの分布軸(火口から東南東方向)にそって調査を行い、どのユニットが降灰記録が残されている遠隔地に達したかを把握した(図4)。

天明3(1783)年の浅間火山の噴火は、5月9日(以下、新暦)に始まった。6月25日には再び噴火が発生し、火山灰が上州にも降灰した。この時養蚕を営んでいた農民は桑の葉に降った火山灰を川の水で洗い流し、蚕に与えた記録が残っている。その後30日ほどの休止期を挟んで、7月25日にまた噴火が始まり、7月27日から7月29日にかけては東北地方一帯でも降灰が認められた。

8月2日の午後から始まった噴火活動は、それまでとは比べものにならないほど激しいものであった。降灰によって高崎周辺では昼間も夜のように暗くなり、人々は暗燈をつけたり、提灯をもって道を歩いた。夕方からは、軽井沢宿や沓掛宿で猪鹿狼が旅人を襲うようになった。8月3日の午後2時ころには、噴火が尋常でないことに気づいた追分や沓掛の人々が、老人や子供から順に避難を始めた。夜には火石(高温の軽石)が軽井沢宿にも及ぶようになり、地面に落ちて割れた瞬間、軽石からは炎が上がった。また

家屋に降りかかった軽石からは火が燃え移って火災が発生し、軽井沢宿だけで45軒が焼失した。

8月4日からは、坂本宿でも降灰に伴って人家に被害が出始める。そして夕方には、軽井沢宿で拳大もあった噴石に当たって亡くなる人がでた。この日の朝からは湯川を赤い泥が流下するようになっていた。この赤い泥の流れに足を踏み入れた住民が火傷したことから、この流れについては火砕流に伴って発生した高温の泥流の可能性が考えられる。このことは、この日三度「押し出し」があったという記録に対応しているようにも思われる。

8月4日午後4時ころには比較的規模が大きな吾妻火砕流が発生し、浅間山北麓の六里が原の木々を焼き払い、動物たちを焼死させた。そして天明3年噴火災害の最大の悲劇が、8月5日に発生した。8月5日午前10時ころ、鎌原火砕流が発生し、北麓一帯を襲ったのである。この火砕流は吾妻火砕流の堆積域の西側を通り、山麓の土砂を取り込みながら岩屑なだれに変化して、山麓に高速で広がった⁴³⁾。北麓にあった鎌原の集落は、岩屑なだれによって埋没してしまった。その後吾妻川の谷に流れ込んだ岩屑なだれは、河川の水を取り込んで天明泥流となって下流域を襲った。なお、鎌原火砕流の給源としては、山頂火口以外に浅間山北麓にあった柳井沼の可能性もあり、火砕流が柳井沼をはじめとする北麓の水分を取り込んで、北麓を泥流となって

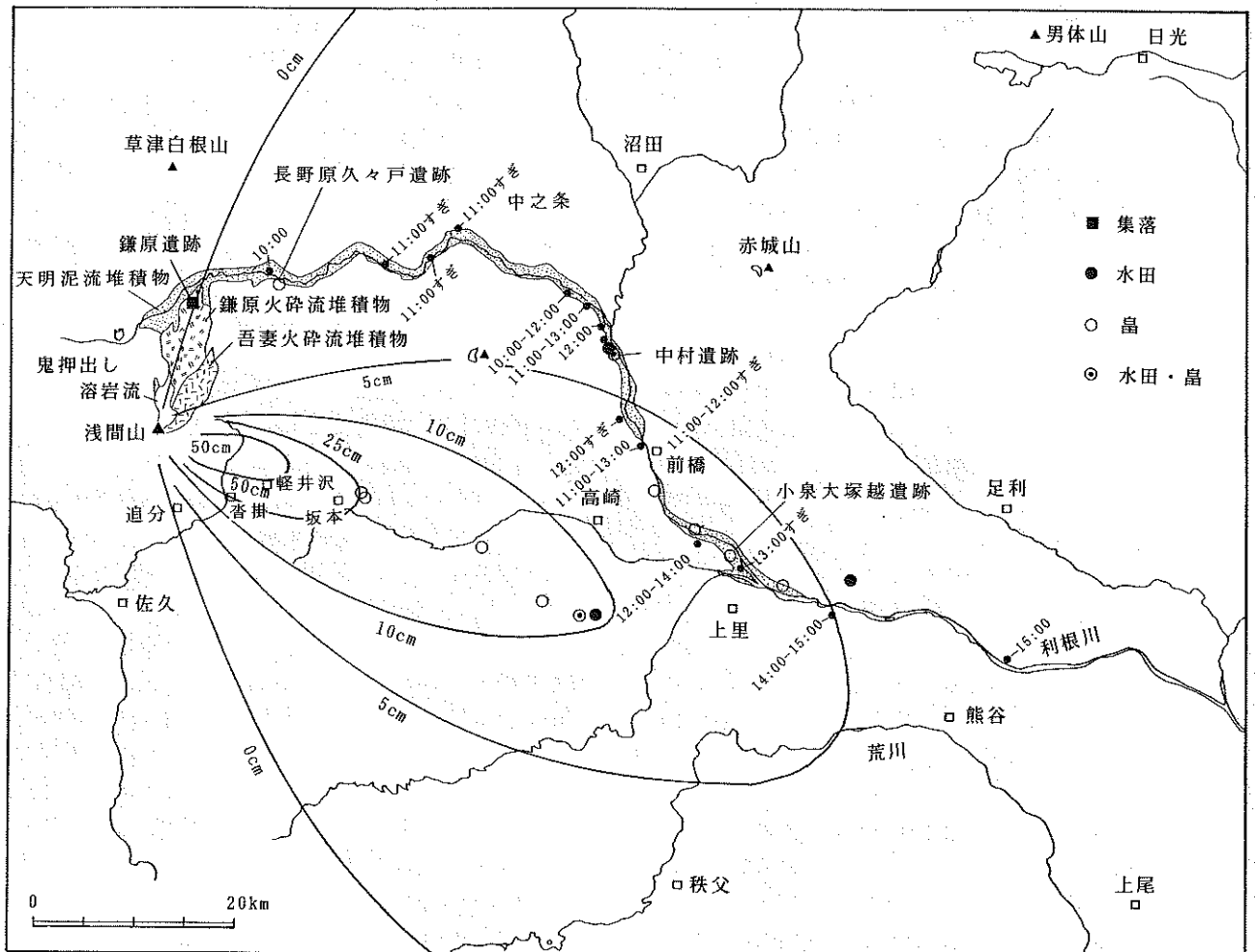


図2 浅間火山1783(天明3)年噴火による噴出物と被災遺跡の分布(早田, 1995に加筆)
時刻:天明泥流の到達時間(8月5日)

流走したとする説もある⁴⁴⁾。

天明泥流の流下域にあった木々はもちろん、家屋や人馬までもが下流に押し流された。約1400名もの犠牲者がでたともいわれるこの噴火は、鎌原火砕流の発生の後、8月5日午後2時ころに発生した水蒸気爆発に伴う火山灰の噴出などを経て終息段階を迎える。なお現在北麓に広がる鬼押出し溶岩流の流出状況についての記録は発見されていない。

長野原町長野原久々戸遺跡では、7月17日と7月27~7月29日の間に一番ザク、7月27~7月29日の降灰後に二番ザクが行われた畑が、8月5日に流下してきた天明泥流により埋没したことが明らかになった⁴⁵⁾。また渋川市中村遺跡では、厚さ3m以上にも及ぶ天明泥流堆積物によって埋没した田畑が検出され、畑からは収穫直前的大豆が検出された⁴⁶⁾。玉村町小泉大塚越遺跡でも、畑で大豆や里芋が栽培されていることがわかった。さらにこの遺跡では、検出された溝の状況から8月5日午前8時前の早朝から天明泥流が到達した午後1時頃までの間に畑が復旧されていたことが明らかになった。これは、当時換金作物の栽培が意欲的に行われていたため、農民が独自の判断をもとに復旧対策を講じた結果と考えられている⁴⁷⁾。このように、噴火災害への当時の人々の対応のしかたなどから、当時の社会の特徴を把握することもできる。

このような研究では、テフラ層を構成するユニットの組み合わせと噴火活動の推移との厳密な対応関係や、噴火と降灰の時間差などが、過去の噴火や災害の経過を詳細に復元するうえでの問題としてクローズアップされてくる。

おわりに

数年前に開催された旧石器考古学の研究会においてある型式編年学研究者から、「考古学的資料の編年は、テフラや年代測定によって簡単に決められたのでは困る。石器の出土状況などを詳細に検討し、遺物の正確な層位などの情報を集めなくてはいけない。まして考古学の研究者がやるべきことは、石器そのものの詳細な検討である」という発言があった。

考古遺跡の発掘調査の際には、遺物や遺構の正確な層位について、地質学や土壌学の研究者による調査分析成果やアドバイスなどを参考にしながら、長時間現場で調査に携わり、遺物や遺構の専門家でもある考古学研究者が責任をもって検討し、判断すべきであろう。また、考古学的資料の編年は、火山灰編年学や放射年代測定の成果だけで行われるものではないことも明らかである。

しかしながら、これらのデータは考古学研究の基礎となるもので、発掘調査やその成果の整理の際には、検討材料としてつねに念頭におかれないといけない。言い換えれば、考古学研究者には、堆積学や土壌生成論を理解するとともに、さらに火山灰編年学を含めた層位学や年代学に関するデータを十分に検討できる能力も必要である。そのためには、大学での考古学教育に第四紀学などをより積極的に取り入れるような改革も必要であろう。ただそれが実行されたとしても、世界的にみても非常に精緻な遺物遺

構の型式分類を展開している多数の日本考古学研究者全体が、十分なレベルに達するまでは時間が相当かかる。そこで、今後も地質学などの自然科学分野の研究者と共同して研究を行う状況が、かなり続くことになるだろう。

前期旧石器時代遺跡発掘つ造の発覚を契機として、日本考古学界ではとくに遺物や遺構の出土状況の確認や記載の方法が再検討されよう。その際には、今まで以上に周辺分野から寄せられる助言などが考慮されると期待される。しかしながら、考古学界から要求される地質情報の時空的スケールや精度と、一般的な地質学のそれとの間にはずれがあることも少なくない。考古学に関係する地質学研究者は、そのことを認識して慎重に対応していく必要がある。

長野県御代田町教育委員会の堤 隆氏、鹿児島県指宿市教育委員会の下山 覚氏、(株)シン技術コンサルの細野高伯氏には、有益な情報やご助言をいただいた。末尾ながら厚くお礼申し上げます。

*1: 放射性炭素 (¹⁴C) 年代。示標テフラの年代は、町田・新井 (1992) や Machida (1999) などによる。

文 献

- 1) 浜田耕作: 薩摩國出水貝塚発掘調査報告・薩摩國指宿土器包含層調査報告, 京都帝国大学文学部考古学研究報告, 6, pp. 1-48, 1921.
- 2) 山崎直方・八幡一郎・中谷宇二郎: 相模國中郡旭村万田貝殻遺跡一層位的に時代別を示す石器時代遺跡, 人類学雑誌, 40, pp. 205-215, 1925.
- 3) 早田 勉: テフラ (火山灰) と考古学, 岩澤正作先生顕彰会・群馬県考古学研究所編, 博物学者岩澤正作記念論集, pp. 23-28, 1993.
- 4) 河野広道: 胆振国千歳村火山灰下の堅穴遺跡, 人類学雑誌, 47, pp. 165-177, 1932.
- 5) 浦上啓太郎・山田 忍・長沼裕二郎: 北海道における火山灰に関する研究 (第1報) 火山, 3, pp. 44-60, 1933.
- 6) 原田正夫: 関東ロームの生成について, 東大土壌肥料学教室報告, 3, pp. 1-140, 1943.
- 7) 町田 洋: テフロクロノロジー, 日本第四紀学会編, 日本の第四紀研究—その発展と現状, 東京大学出版会, pp. 59-68, 1977.
- 8) 関東ローム研究グループ: 関東ローム—その起源と性状, 築地書館, 378 p., 1965.
- 9) 小林達雄・小田静夫・羽鳥謙三・鈴木正男: 野川先土器時代遺跡の研究, 第四紀研究, 10, pp. 231-244, 1971.
- 10) 小林国夫・清水英樹・北沢和男・小林武彦: 御岳火山第一浮石層—御岳火山第一浮石層の研究その1—, 地質雑, 73, pp. 291-308, 1967.
- 11) 町田 洋・新井房夫: 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義, 科学, 46, pp. 339-347, 1976.
- 12) 池田晃子・奥野 充・中村俊夫・筒井正明・小林哲夫: 南九州, 始良カルデラ起源の大隅降下軽石と入戸火砕流中の炭化物樹木の加速器質量分析法による ¹⁴C 年代, 第四紀研究, 34, pp. 377-379, 1995.
- 13) 町田 洋・新井房夫: 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰, 第四紀研究, 17, pp. 143-163, 1978.
- 14) 町田 洋・新井房夫: 火山灰アトラス, 東京大学出版会, 276 p., 1992.
- 15) Machida, H. and Arai, F.: Extensive ash falls in and around the Sea of Japan from large late Quaternary eruptions, J. Volcano l. Geotherm. Res., 18, pp. 151-164, 1983.
- 16) Yi, S., Soda, T. and Arai, F.: New Discovery of Aira-Tn Ash

- (AT) in Korea, J. Kor. Geogr. Soc., 33, pp. 447-454, 1998.
- 17) Oda, S. and Keally, C. T.: Japanese Paleolithic cultural chronology, International Christian University Archaeology Research Center, pp. 1-42, 1979.
 - 18) 堤 隆: 日本旧石器時代の石器, 季刊考古学, 53, pp. 26-29, 1991.
 - 19) 熊本県教育委員会: 石の本遺跡群II, 226 p., 1999.
 - 20) 長野県埋蔵文化財センター: 日向林B遺跡, 275 p., 2000.
 - 21) 上杉 陽: 富士火山東方地域のテフラ標準柱状図-その1: S-25~Y-114. 関東の四紀, 16, pp. 3-28, 1990.
 - 22) 古環境研究所: ローム層の分析, 国分寺市遺跡調査団編, 多摩藪坂遺跡III, pp. 27-34, 1999.
 - 23) 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢: 阿蘇4火山灰一分布の広域性と後期更新世示標層としての意義, 火山, 30, pp. 49-70, 1985.
 - 24) Machida, H.: Quaternary widespread tephra catalog in and around Japan: recent progress, Quat. Res., 38, pp. 194-201, 1999.
 - 25) 大上和良・吉田 充: 北上川中流域, 胆沢扇状地における火山灰層序. 岩手大学工学部研究報告, 37, pp. 69-81, 1984.
 - 26) 渡辺満久: 北上低地帯における河成段丘面の編年および後期更新世における岩屑供給, 第四紀研究, 30, pp. 19-42, 1991.
 - 27) 菊池強一・武田良夫・小向裕明・中川重紀・高橋義介・熊谷常正: 北上川中流域の旧石器時代遺跡群, 第14回東北日本の旧石器文化を語る会一前・中期旧石器の検討一資料集, pp. 4-23, 2000.
 - 28) Nojiri-ko Excavation Research Group: The late Quaternary environment around Lake Nojiri in central Japan, Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part B, pp. 269-277, 1994.
 - 29) 柳田 誠: 支笏降下軽石I (Spfa-1) の年代資料, 第四紀研究, 33, pp. 205-207, 1994.
 - 30) 加藤茂弘・山縣耕太郎・奥村晃史: 支笏・クッタラ両火山起源のテフラに関する加速器質量分析(AMS)法による¹⁴C年代, 第四紀研究, 34, pp. 309-313, 1995.
 - 31) 青木かおり・新井房夫: 三陸沖海底コアKH 94-3, LM-8の後期更新世テフラ層序, 第四紀研究, 39, pp. 107-120, 2000.
 - 32) 大平山元I遺跡発掘調査団: 大平山元I遺跡発掘調査報告書, 101 p., 1999.
 - 33) 新東晃一: 南九州の火山灰と土器形式, 季刊どるめん, 19, pp. 40-54, 1978.
 - 34) かみつけの里博物館: よみがえる五世紀の世界一常設展示解説書, 80 p., 1999.
 - 35) 石井克己・梅沢重昭: 黒井峯遺跡一日本のポンペイ, 読売新聞社, 230 p., 1994.
 - 36) 渋川市教育委員会: 中筋遺跡発掘調査概要報告書, 16 p., 1987.
 - 37) 早田 勉: 6世紀における榛名火山の2回の噴火とその災害, 第四紀研究, 27, pp. 297-312, 1989.
 - 38) 建設省・群馬県教育委員会・群馬県埋蔵文化財調査事業団: 白井遺跡群一古墳時代編, 464 p., 1997.
 - 39) 早田 勉: テフラからさぐる浅間山の活動史, 御代田町誌編纂室編, 御代田町誌自然編, pp. 22-43, 1995.
 - 40) 今井 博・三ヶ田均: 1783年天明三年浅間火山噴火に伴うテフラと古文書の研究, 火山, 27, pp. 27-43, 1982.
 - 41) 田村知栄子・早川由紀夫: 史料解説による浅間山天明三年(1783年)噴火推移の再構築, 地学雑誌, 104, pp. 843-864, 1995.
 - 42) 安井真也・小屋口剛博・荒牧重雄: 堆積物と古記録からみた浅間火山1783年のプリニー式噴火, 火山, 42, pp. 281-297, 1997.
 - 43) 荒牧重雄: 浅間山天明の噴火の推移と問題点, 新井房夫編, 火山灰考古学, pp. 83-110, 1993.
 - 44) 井上公夫・石川芳治・山田 孝・矢島重美・山川克己: 浅間山天明噴火時の鎌原火砕流から泥流に変化した土砂移動の実態, 応用地質, 35, pp. 1-19, 1994.
 - 45) 関 俊明・諸田康成: 天明三年浅間災害に関する地域史的研究一北東地域に降下した浅間A軽石の降下日時の考古学的検証一, 群馬県埋蔵文化財調査事業団研究紀要, 16, pp. 43-60, 1999.
 - 46) 渋川市教育委員会・群馬県教育委員会・日本道路公団: 中村遺跡, 609 p., 1986.
 - 47) 能登 健: 考古遺跡にみる上州の火山災害. 新井房夫編, 火山灰考古学, pp. 54-82, 1993.

旧石器の調査・研究と地質学

なかむら よしかつ
中村 由克*

1. はじめに

遺跡に関わる調査研究の中で、地質学が貢献する分野はきわめて大きいものがある。人類遺跡を包含する地質は、第四紀層であり、第四紀地質学はその研究のスタートの時点より、人類との関わりのもとと進められてきた。また、人類遺跡の中では、最も古い旧石器時代のものは自然環境との関わりが相対的に大きい。したがって、地質学と考古学の境界領域に属す第四紀地質学と旧石器考古学は、きわめて近い関係にある。

しかるに、現在の日本における遺跡研究では、年代測定、材質研究、遺跡探査など、考古学に対する自然科学の貢献がたびたび話題になりながら、物理学や化学の分析的手法に解消される技術にたよる部分が大きく、なかなかオーソドックスな地質学本来の手法が生かされていないのが現状である。

これには、地質学研究者の積極的な関与が少なく、また考古学分野の中での地質学に対する理解不足にあるといえる。本稿では、このような現状の中で、地質学と考古学の境界分野の開拓を目指して、遺跡研究を進めてきた筆者のささやかな実例を紹介しながら、我が国でも「地質考古学」(geoarchaeology)なる研究分野が学問の一つとして市民権をえることができることを目指している。ご意見、ご批判をいただければ幸いである。

2. 旧石器遺跡の発見と調査

旧石器時代の遺跡の研究は、まず遺跡の存在、分布を明らかにすることから始まる。ふつう遺跡の存在を調べるときには、まず、その対象となる地区の畑地などの地表をくまなく歩き、石器や土器などの遺物が落ちていないかを探して回る。露頭のあるところでは、地表付近の新しい時代の地層を特に丹念にみまわして、遺物の有無を確認する。

このような調査をしても、遺物がえられることはきわめてまれであるが、少しでも土器や石器のかげらがえられたところには、その地下にはかなりの量の遺物が包含されて

いることが予測される。このような調査を、遺跡の分布調査とって、考古学の最も基礎的な調査方法となっている。遺跡の範囲は、このような地表踏査と地形の状況から決定される。

次に、遺跡の時代は、出土遺物の種類・特徴とそれらの地層中での位置によって決定される。縄文土器であれば、地表の黒色土のなかにあり、縄文時代のものであるとされる。ナイフ形石器などの旧石器であれば、黒色土より下位にあるローム層(風化火山灰層)や褐色土層のなかに包含され、旧石器時代のものであることがわかる。

このような遺跡の初歩的な調査・手続きは、考古学の人に限らずだれでも取り組めるが、もし、考古学以外の分野の人が遺跡発見に直面した場合、遺跡やそこから出土した遺物は文化財に相当し、文化財保護法という法律によって保護の対象になるので、当該市町村教育委員会との連絡なしに、無断で遺跡において掘削等の行為をすることは避けなければならない。なお、遺跡の位置や範囲を知るには、それぞれの自治体に完備が義務づけられている遺跡分布図がもっとも信頼のおけるものである。

3. 旧石器遺跡の分布

旧石器遺跡は、単独に存在するものもあるが、一般には数十の遺跡が集まるおよそ径10 km程度の範囲の遺跡群を構成していることが多い。全国の旧石器時代遺跡の分布図(図1)をみると、これらの遺跡群が河川流域にそって分布していることが読みとれる。したがって、遺跡のあるところと少ないところの違いは明白で、分布には偏在性が認められる。

この分布をくわしく検討するため、長野県を見てみると、旧石器の遺跡群は数十 km ごとに離れて分布している(図2)。信濃川-千曲川にそった津南町周辺、栄村周辺、飯山市周辺、中野市長丘陵、野尻湖周辺、飯縄山南麓などが、その主なものである。

これらの遺跡群は、水域に密接な関連をもっている。多くのところでは、河川に面した段丘や丘陵の末端部にそって分布が見られる。東京都多摩川の支流の野川流域などがこの典型例である。全国の多くの遺跡群は、このタイプに

* 野尻湖ナウマンゾウ博物館学芸員

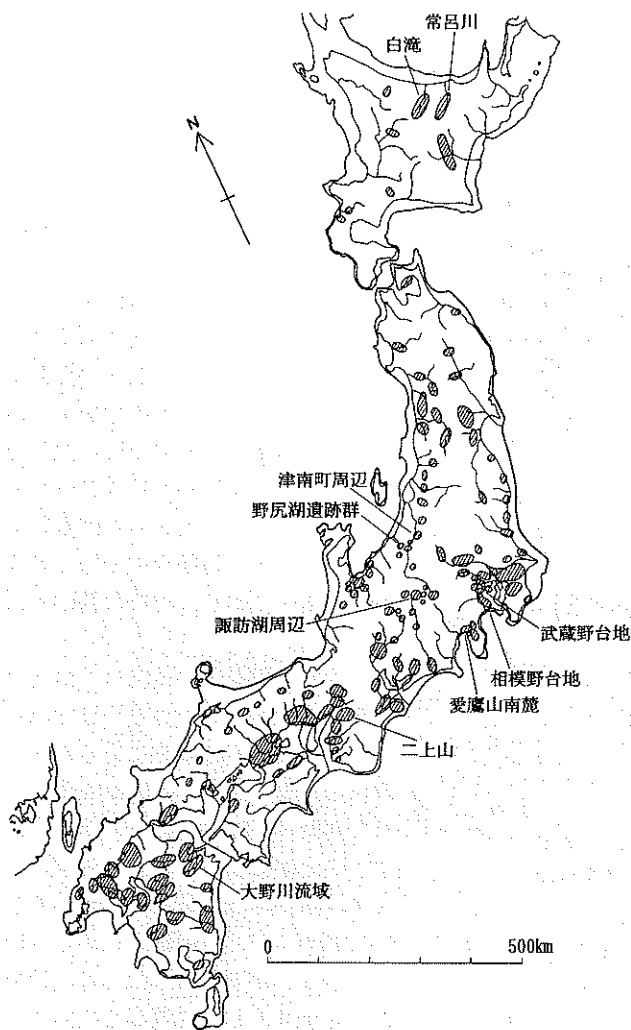


図1 後期旧石器時代の遺跡群の分布

日本第四紀学会編(1987)をもとに編図、海岸線は約2万年前の推定ライン

属するものである。

もう一つのタイプは、高原などの更新世の湖沼に関連したもので、野尻湖周辺、諏訪湖北方の八島湿原や池のくるみ、白樺湖周辺、猪苗代湖北西方の赤井谷地湿原の周辺などにみられるものである。

野尻湖遺跡群は野尻湖の西岸から南方にかけて広がり、現在までに旧石器時代～縄文時代草創期の遺跡40か所が確認されている(図3)。これらの遺跡は、後期更新世における水域(野尻湖層堆積域)を中心にそのまわりに立地している。その多くは野尻湖の地形と深い関わりをもつ遺跡だといえるであろう。

湖底発掘が行われている野尻湖立が鼻遺跡は、野尻湖西岸に突き出した小さな岬(立が鼻)の南側の内湾した湖底に位置する。同様に現在の湖岸近くにある遺跡としては、杉久保、琵琶島、海端、砂間、樺ヶ崎などがある。

陸上の発掘が行われている仲町遺跡は、野尻湖の西側に南から北に向かって高さを減じる仲町丘陵の先端に位置している。仲町丘陵は、西側の池尻川低地と野尻湖を2分する狭窄部を形成しており、更新世末期の水域のまわりに立地する同様な遺跡としては、向新田、清明台、照月台、狐

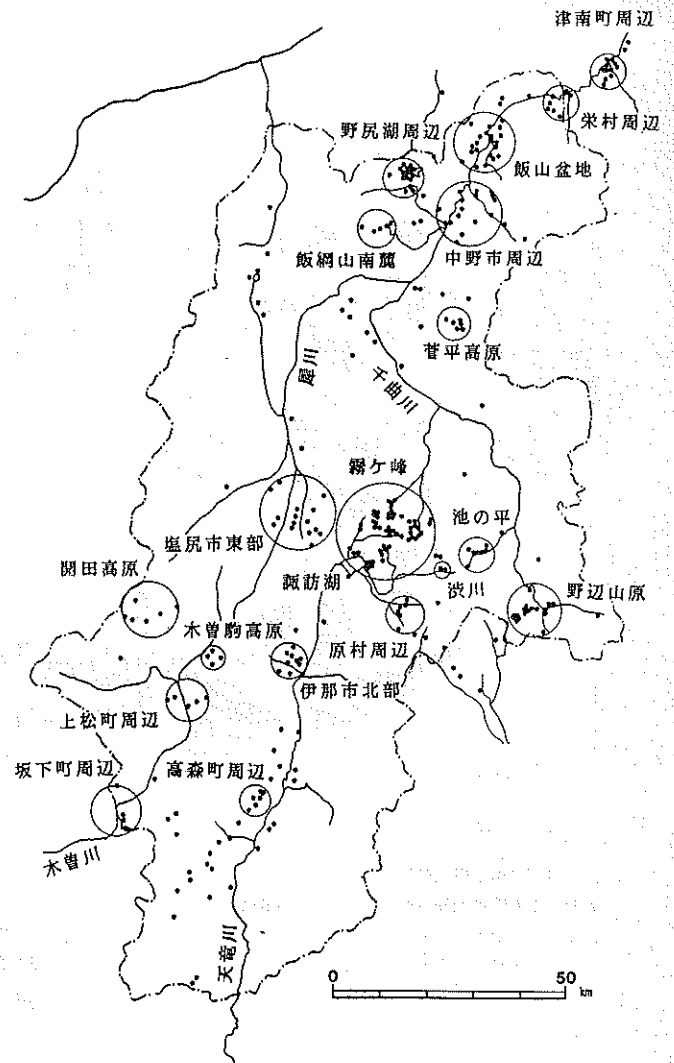


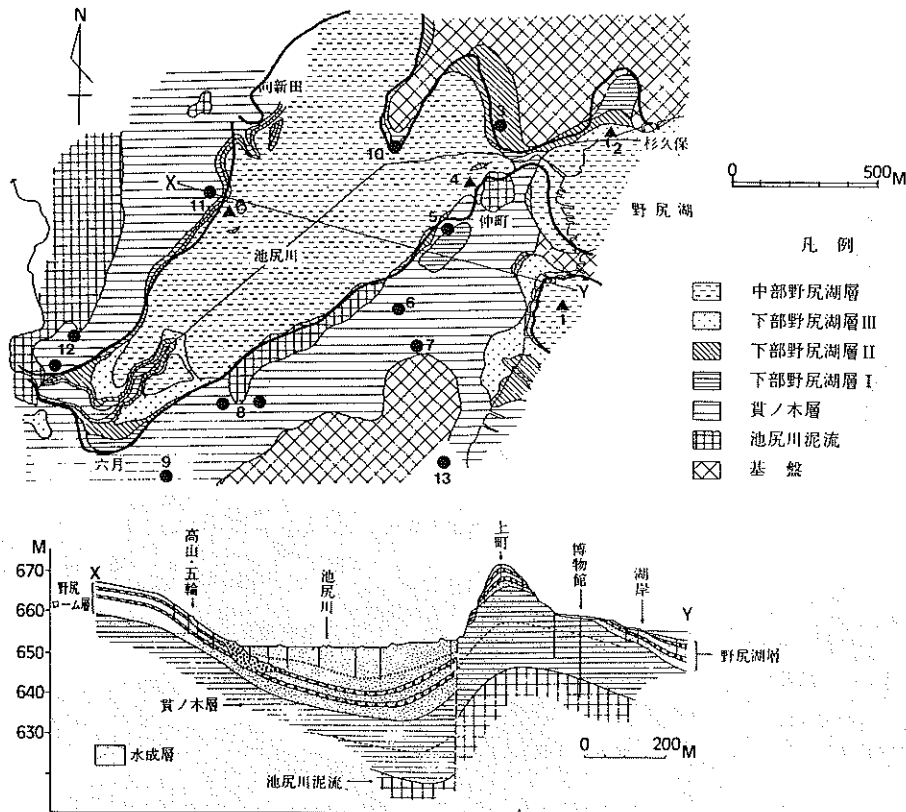
図2 長野県の後期旧石器時代の遺跡群

久保、貫ノ木、大久保南などの遺跡があげられる。

遺跡の立地する場所は、時代とともに変遷していることがわかっている。旧石器時代の遺跡は高原のような山間地にあることが多いが、その一例として長野市北部から信濃町の野尻湖周辺地域における遺跡立地の変遷をみることにする(図5)。この地域は南の長野盆地に向けて、標高がしだいに低くなるという地形的な特色をもつ。

旧石器時代の遺跡は、野尻湖の西方、南方の丘陵地に多くみられる。この地域には縄文時代の早期までの遺跡も重なっている。少し南に行くと、信濃町南部の富士里地区、牟礼村北部にかけては、縄文時代早期・前期の遺跡が多く分布する。さらに、牟礼村南部から豊野町にかけては、縄文時代の早期末ごろから後期・晩期の遺跡が多く分布する。そして、標高が最も低くなる長野盆地の中では、縄文時代後期・晩期から弥生時代以降の遺跡が多く立地するようになる。

このように、遺跡の立地には時代性がみられるが、これは、①狩猟・採集中心の旧石器時代～縄文時代早期、②一部では栽培植物が取り入れられてくる縄文時代前期、③栽培植物が多くなっていく縄文時代後期、弥生時代といった人類の生活様式の変化の画期に対応した生活場所の変化を反映したものと考えられる。



上部野尻湖層と風成層はのぞいてある。

太線：上部野尻湖層（3.9-1.0ka）の分布範囲、●印：風成層中の遺跡、▲印：水成層中の遺跡

遺跡：1 立が鼻、2 杉久保、3 川久保、4 仲町Ⅰ区、5 仲町Ⅱ区、6 仲町（上町）、7 神山北、

8 照月台、9 貫ノ木、10 小丸山、11 向新田、12 清明台、13 狐久保

図3 野尻湖西岸、仲町丘陵の地質図・断面図と旧石器時代遺跡の分布（野尻湖地質グループ1981をもとに改変）

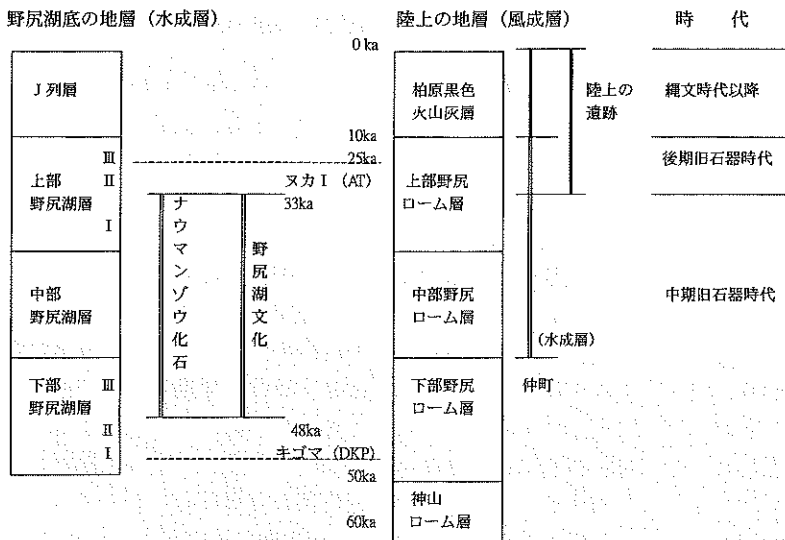


図4 野尻湖周辺の地層と旧石器文化

4. 遺跡の地層

遺跡には、その性格によっていろいろな場所に立地するので、その包含層もさまざまなものがみられる。旧石器時代の遺跡は、最も一般的なところは段丘や丘陵の上で、ローム層や風化土壌などの風成層のなかに包含されている。また、水辺近くに遺跡が立地していたり、二次的に化石・遺物が運搬されたりして、砂層や礫層などの水成層が包含

層になっているところもみられる（図4）。

遺物が発見されたら、その地層と出土状況の把握と記載が重要である。まず、出土した地層の様子とその位置を調べることで、遺物が残された場所がどんなところだったか、その時代や年代をおおまかに推定することができる。出土状況を詳しく観察することは大変重要である。昨年来話題になっている石器の捏造問題とも関連して、最初の地層中における石器の出土状況の正確な記録を残すことは、遺物を堆積物の一つとして検討する際に欠かせないものであるが、大半の遺跡発掘ではこの観察が欠落しており、その改善が叫ばれている。

石器や土器などの遺物は、最初からそこに置かれた、あるいは放置された「原位置」の状態にあるのか、堆積の過程で違った場所から動かされてきた「異地性」のものかを判定することが必要である。考古学の研究は、遺物の残された状態から考察をはじめますが、その出発点がどのような状態なのかを調べることは、遺物

とほかの堆積物を全体として見渡して判断すべき地質学サイドの役割ともいえる。

風成層中の場合、石器などは地層中の一定の深さのところに集中していることが多い。遺跡の地層の中で、遺物が集中する部分を文化層という。これに対して、異なった2時期の文化層の間に無遺物層（間層）があることもある。特に、遺跡の上に洪水による砂やシルトの層が被ったり、土砂崩れの崩落土が被ったりしている現象は、往々にして見られるものである。

旧石器の遺跡では、住居址などの遺構が確認されることはめったにないが、一般的にみられるものとしては、石器のブロックがある。ブロックというのは、石器やその製作途上の剥片、チップ、石核などの遺物が数～十数mの範囲にまとまって散らばっているところで、ブロックをはずれると遺物がなくなるという遺物の出方である。ブロックは、当時の人たちの石器製作や居住などの生活の基本的な単位を反映していると考えられており、石器研究の基礎的な単位の一つとなっている。

野尻湖層などの水成層中の遺物の場合は、多くは水流によって二次的に移動して堆積したものであり、原位置ではないと考えられる。しかし、中には一時的に干上がった地表面に堆積した遺物もある可能性があり、遺物と地層中のラミナとの関係が問題となることもある。

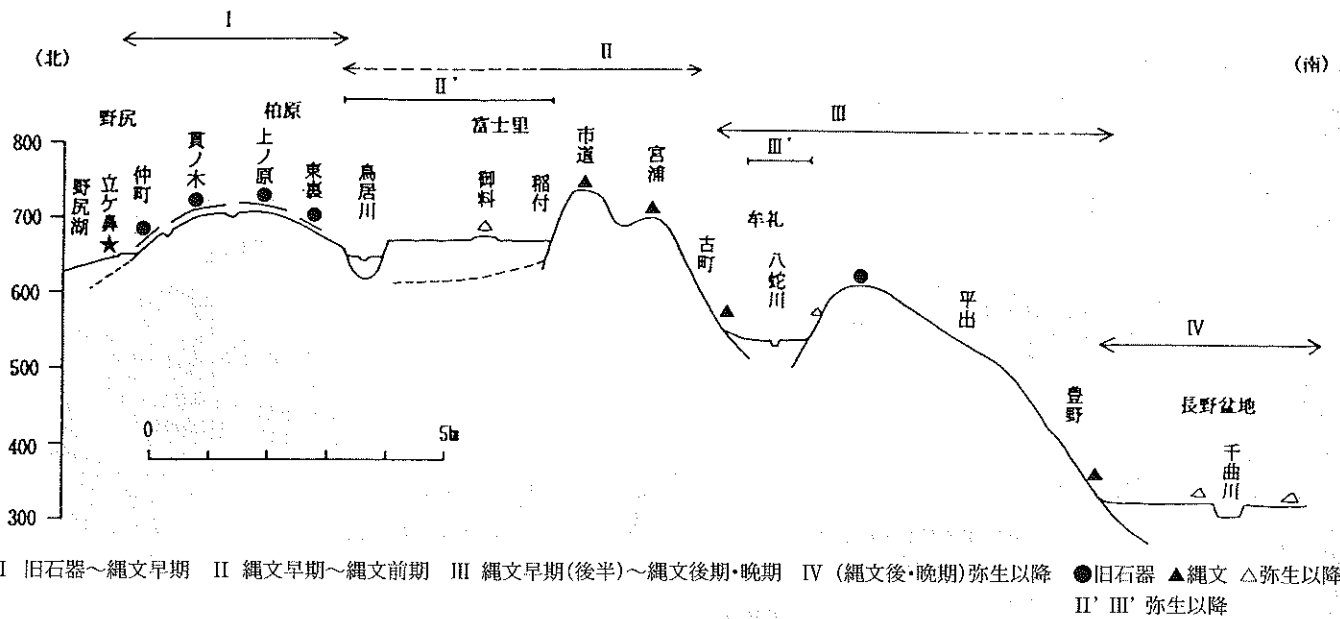


図5 野尻湖～長野盆地の間にみられる遺跡分布の傾向

遺物の時代、年代は、地層中における遺物の層準を詳しく調べることによって決定される。その場合、地層の境界が層理面であるのか否か、不整合現象や地層の斜交関係がみられるかといった、地質の観察や層準を決めるための火山灰層や洪水性の地層などをさがすことも重要である。火山の近隣地域では、ローカルな火山噴出物が多くあり、層位対比に活用することができる。また、火山から離れた地域であっても、広域火山灰が見つければ、層位決定に重要な手がかりとなる。多くの広域火山灰は、始良丹沢火山灰(AT)、アカホヤのように火山ガラスを多く含むものがあり、この場合は肉眼によるだけでは見つからず、ルーペや実体双眼顕微鏡が威力を発するようになる。

5. 石器の石材

旧石器時代の資源として主要なものは、石器用の岩石(石材)、骨器用の骨や角、木器用の木材、そして衣装や住居に用いられる毛皮などである。これらのなかでも石器の石材は、当時としては最も重要な資源であり、また各地でそれらの産地が知られ、利用されてきた。そのため、石器の石材を鑑定し、その産地を推定することは、当時の人類の移動ルートを解明することにもなり、考古学の重要な1分野となっている。

石材利用の観点からは、遺跡には石材の「原産地遺跡」と「消費地遺跡」の2種類が存在する。原産地遺跡は、石器石材の原産地の付近に位置し、そこでとれる石材のみの大量の石器類が出土するが、多くの場合、石器の完成品は少なく、石核や剝片、チップなどの破棄された石屑が大半を占めている。原産地遺跡が成立するのは、始良 Tn 火山灰層降灰前後の後期旧石器時代の前半であるが、約2万年前以降の後半期になって原産地遺跡が多く出現する。とりわけ、旧石器時代末の尖頭器文化の時期には、各地で原産地遺跡が形成されている。

消費地遺跡は、一般的な遺跡であるので、日本列島の各

地域で多くみられる遺跡である。消費地遺跡の特徴は、石器の石材が特定のものに限定されず、一定の割合で各種の石材が含まれることが多い。原産地遺跡と消費地遺跡は相反する性格をもつが、実際には、原産地との距離に応じて、両方の要素が入り交じった複雑な様相を示すことが多い。

石器石材についての研究は、旧石器時代から縄文時代、弥生時代にいたる各時代における人類集団の動き、資源の移動を具体的に追跡できる手段として、近年、特に注目を集めている。石器石材の研究は、まず遺跡出土の石器の「石材鑑定」から始まり、次にその石材の「原産地推定」を行うことで、遺跡と産地の関係が浮かび上がってくる。石器はこわすことができないので、鑑定は風化面で行わなければならないことが多く、なかなか大変な仕事である。

ところが、この石材の原産地推定を行うことは、黒曜石やサヌカイトを除いてきわめて困難な状況である。黒曜石・サヌカイトは、急冷された火山岩であり、きわめて特徴的なものであり、産地が限定されているため、岩石の外観や微量元素による分析等により原産地推定が古くから試みられてきた。しかし、これら以外の岩石については、石器石材についての岩石学的な検討、地域地質と石器石材との関連性の検討等があまり行われておらず、一部のものを除いて原産地の推定は成功していない。

そこで、石器に使用されている各種の岩石(石材)の分布を、地域地質図や地域地質の記載論文にあたり、ある程度その分布の見通しをつけたうえで、実際に現地の調査を行い原岩の分布を確認する。図6は、中部地方北部にみられる石器石材の原産地分布図である。この分布はそれぞれの石材(岩石)の原岩の分布範囲を示したものであるので、研究が進展した段階では、石材原産地を露頭単位の精度で限定していく必要がある。

中部地方北部において、おもに旧石器時代に使用された石器石材を概観すると、以下のような岩石が多く石器の石材として使用されている。おもに剝片石器として使用される石材は、黒曜石、無斑晶質安山岩、下呂石(デイサイト)、

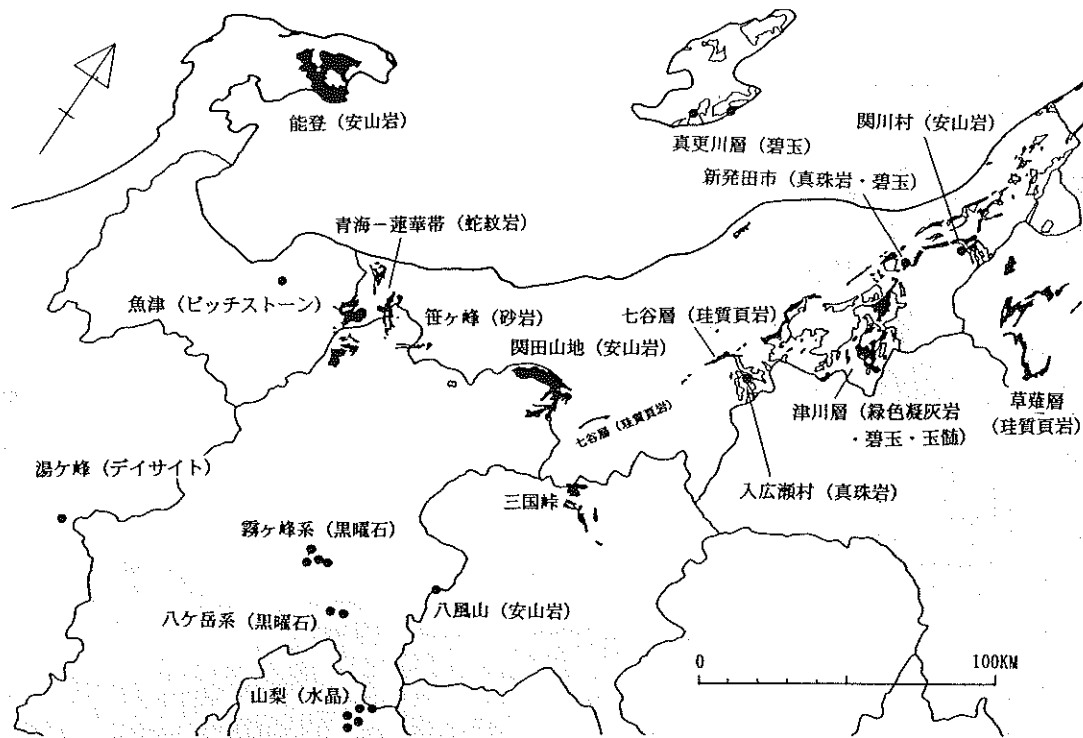


図6 中部地方北部の石器石材の原産地

松脂岩(ピッチストーン), 珪質頁岩, 珪質凝灰岩, 黒色頁岩, 砂岩, 緑色凝灰岩, チャート, 玉髄(メノウ), 碧玉(鉄石英), 水晶などである。また, 石核石器・礫石器として使用される石材としては, 蛇紋岩, 安山岩, 花崗岩, 砂岩などがある。

6. 旧石器の変遷

旧石器時代は主要な石器の移り変わりによって, その文化の発展をみる事ができる(図7)。現時点で日本列島の旧石器文化がどこまで遡るかは, いわゆる前期旧石器遺跡の検証を経ないとわからないことが多いが, 後期更新世になってからの中期旧石器時代からは確かなようである。

長野県野尻湖立が鼻遺跡には, 剥片素材の両面加工の骨器(骨製クリーヴァー)や小形の剥片石器があり, 群馬県権現山遺跡の両面加工石器なども含めて, 中期旧石器時代の終わり頃の文化を代表するものである(図8)。野尻湖では, 40年間の14次にわたる発掘調査で, 79,000点の化石遺物が採集され, 当時の人類が野尻湖畔でナウマンゾウやオオツノシカを狩猟解

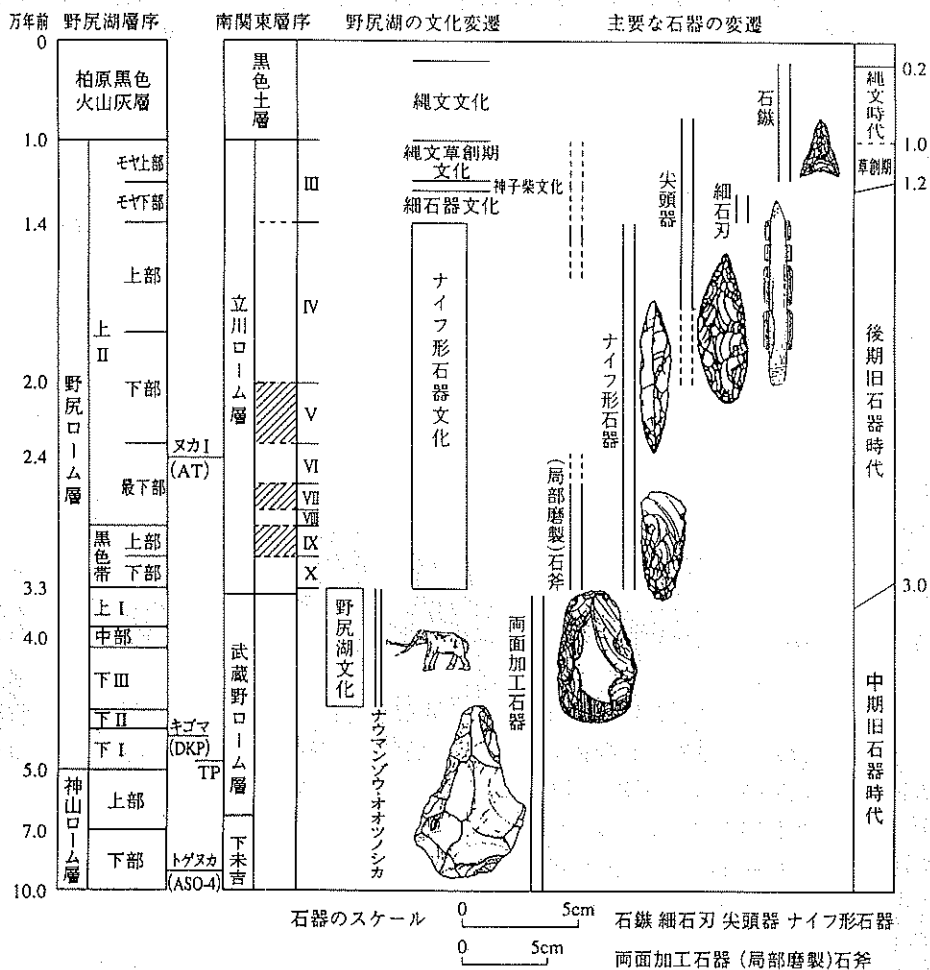


図7 後期更新世の石器群の変遷

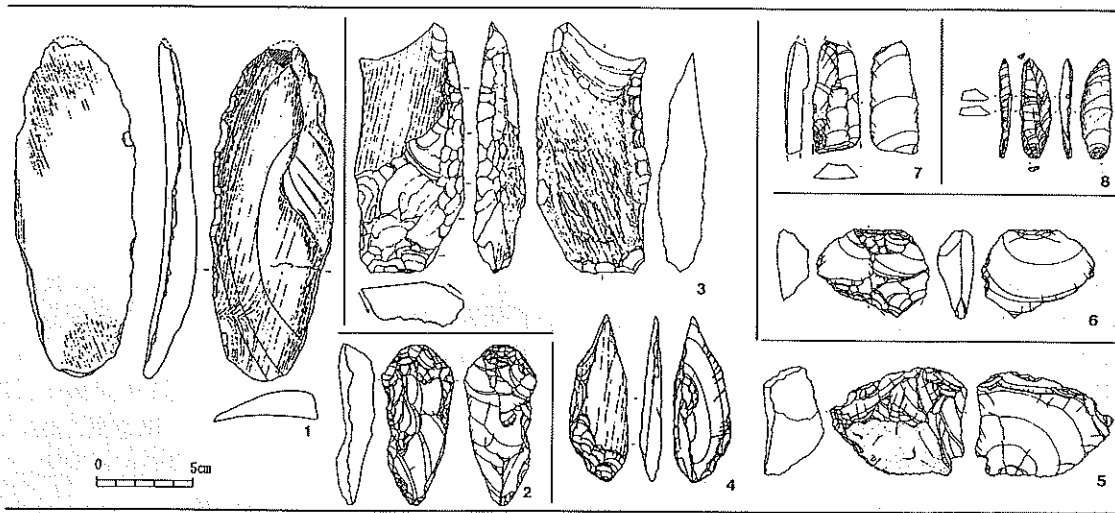


図8 野尻湖立が鼻遺跡の石器と骨器

下部野尻湖層Ⅲ：1 骨製スクレイパー，2 ヘラ形石器，中部野尻湖層Ⅰ：3 骨製クリーヴァー（ナタ状骨器），4 骨製基部加工剥片（ナイフ状骨器），5 スクレイパー，中部野尻湖層Ⅱ：6 スクレイパー，中部野尻湖層Ⅲ：7 基部加工剥片（ナイフ状石器），上部野尻湖層Ⅰ：8 基部加工剥片（ナイフ状石器）

体して食料としていたことが復元されている。「野尻湖文化」は下部野尻湖層Ⅲから上部野尻湖層Ⅰの約4.8～3.3万年前のものと推定されている。

約3万年前を境に、それ以降は後期旧石器時代に属すナイフ形石器文化が現われる。野尻湖周辺の上部野尻湖層Ⅰの黒色帯には、刃部だけを磨いた局部磨製石斧と台形の形をしたナイフ形石器（台形石器）が特徴的に使われていて、ナイフ形石器文化の初期を代表する約3～2.6万年前の文化である。信濃町の貫ノ木遺跡、日向林B遺跡、群馬県の岩宿遺跡、東京都高井戸東遺跡・武蔵台遺跡などがこの時代を代表する遺跡である。石器の石材に、黒曜石やサヌカイト、珪質頁岩などの特定の岩石のみを用いるようになるのは、この時代から後のことである。

後期旧石器時代になって使われ始めたナイフ形石器は、石斧や台形（様）石器の消滅以降も栄え、始良丹沢火山灰（AT）の降灰以降のナイフ形石器文化の後半期には、日本列島の各地の石材や風土とむすびついて、5つの文化圏を形成した（図9）。すなわち、東北日本の日本海側の杉久保（系石器）文化は、第三系の珪質頁岩を用いた柳の葉のような石刃製の杉久保型のナイフ形石器を特徴とする。近畿から瀬戸内沿岸域の瀬戸内（系石器）文化は、奈良県二上山や香川県などのサヌカイトの横長剥片を用いた国府型のナイフ形石器を特徴とする。さらに、関東から中部地方南部にかけては、長野県和田峠などの黒曜石や中生代のチャートの縦長剥片を用いた茂呂（系石器）文化がひろがっていた。

ナイフ形石器文化の末期には、約1.6万年前ごろから槍先形の尖頭器（ポイント）を盛んに作る尖頭器文化が発展

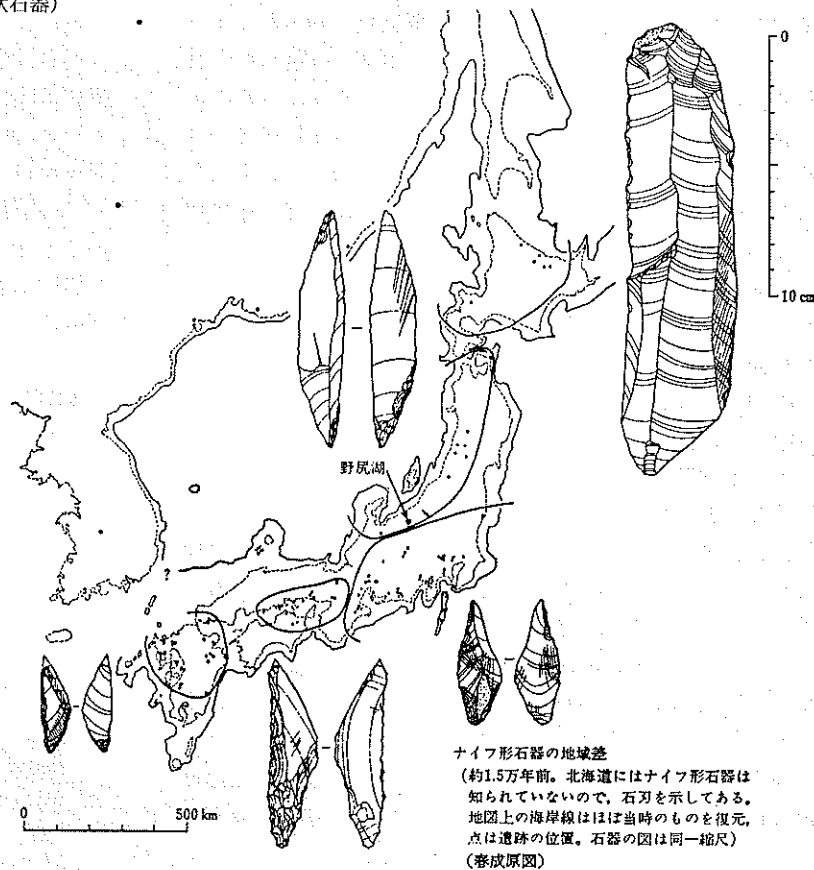


図9 ナイフ形石器の文化圏 野尻湖発掘調査団(1975)

する。とりわけ、尖頭器の材料となる黒曜石などの原産地遺跡では、尖頭器の大規模な製作が行われていた。

約1.4～1.3万年前の細石器文化は、長さ数cmの細長い細石刃を主体として生産し、木や角の柄に多くの細石刃を埋め込む組み合わせ石器として使用されたものである。細石刃の作り方には、北方系と西南日本系の二文化圏が知られている。

更新世末の約1.2万年前になると、石鏃（弓矢の発明）、土器の出現など、著しい技術の変革がみられ、この時から縄文時代が始まる。

7. 遺跡の環境

日本にある約4,500カ所の旧石器時代遺跡は、ほとんどが陸上にある遺跡で、酸性の土壤環境のため、有機質の遺物が保存されておらず、石質のものが残っているだけで、遺跡の環境を研究するにはきわめて条件が悪い。動物化石や植物化石が残る可能性があるのは、野尻湖立が鼻遺跡や岩手県花泉などの水成層中の遺跡か、岐阜県熊石洞などの石灰岩地帯の洞窟堆積物や裂か堆積物など、ごく希な場合があるだけである。

しかし、遺跡の中心部は陸上の高台にあっても、その周辺には低湿地になり水成層がたまっていたりすることはしばしば見られる。遺跡のある地域内での詳細な地質調査が実施されれば、低湿地などの環境のところをさがし、遺跡包含層との地質対比を行い、間接的に遺跡の環境復元の研究を行うことは可能である。

遺跡環境の研究で、第1にはその場所の地質を調べ、堆積物の種類や堆積の状況からその堆積環境を明らかにすることである。完全な陸上にあっても、斜面を移動してきた砂や小石などの堆積物が混じるところかどうか、洪水のような冠水することがあるのかどうか、逆に常に堆積物が削削されるような環境にあるのか、また水成層なら、河川なのか、湖沼なのか、陸化することはあるのかなど、堆積物だけからもかなりの環境条件を復元することができる。

また、石器には廃棄後の堆積過程で水磨によってついた磨耗痕が表面についたものがしばしば見られる。このような石器の表面のキズを調べることで、その石器が被った移動の相対的な量や安定性を読みとることができる。

第2には、植物化石、昆虫化石、貝類化石、生痕化石などの大型化石を探すことである。生痕以外の化石は、水成層でないと望めないが、脊椎動物化石に比べればより多く包含されているものなので、泥炭層などの地層を丹念に探したり、ふるいにかけることによって発見が可能となる。なお、これらの第四紀の水成層中の化石は湿潤な環境で埋蔵されていたため、乾燥には弱く、採集後は50%アルコール水溶液（応急的には水でも可）に浸しておくことが必要である。

第3は、花粉化石、珪藻化石、植物珪酸体などの微化石の分析である。これらの分析をとおして、遺跡の環境やある程度は時代を推定することも可能となる。

近年の考古学調査では、大規模な事業の場合、調査の予算が十分保障され、かつ、自然科学的手法を用いた研究を依頼し、「総合的な」報告書が刊行される風潮もあるようである。一般の考古学現場では、遺跡の包含層を掘りきる予算すらとれず、調査員の人が身を粉にして奮闘することのほうが多いのだが、前者のような方針で、遺跡の自然科学的分析をコンサルタント会社などに依頼することが増えている。

この場合に、石器石材の微量元素の分析による原産地推定や火山灰の分析等をするだけに満足せず、もっと本質的な遺跡に関わる地質学的な調査・記載がもっとなされてもいいのではないと思われる。調査担当者が地質学の重要性

を理解している場合には、地質層序、環境や石器石材の調査を地質学研究者に依頼する例もわずかではあっても行われている。この部分にこそ、もっと全国の地質状況を把握している地質関係者が貢献できる分野だと考えている。

8. あとがき

かつては考古学の遺跡は地質学とは遠い存在で、大学等の研究者ならいざ知らず、地質や土木技術者とは仕事では係わるものがないものと思われてきた。ところが、近年の考古学の発展と、逆に鉱山の衰退や経済鈍化に伴う建設事業の減少の影響もあり、地質調査関連業にあっても従来の調査の仕事だけではなく、埋蔵文化財に関連した仕事もぼつぼつ出始めているようである。

考古学の遺跡調査は、本来、第四紀の地層中にあるものなので、もっと地質学からのアプローチがあってもいい分野である。現状では、物理・化学の手法による分析的手法のみが注目されているが、本当はもっと基礎的な地質学的な記載、分類の調査内容が入らないと、遺跡のもつ豊富な情報は闇に隠されたまま見過ごされてしまう。この点で、もっと、地質関係者が遺跡調査に入り込み、「日本で最も予算をかけていねいに調査されている第四紀層」である考古学の遺跡に、地質学的な調査と解釈を加えていくべきであると願っている。この本文がきっかけとなって、多くの地質関係者が遺跡に関心を抱いていただくことができれば望外の喜びである。

参考文献

- 1) 郷原保真・新堀友行・柴崎達雄：第四紀地質学からみた環境の変貌，第四紀研究，Vol. 11，pp. 125-134，1972.
- 2) 郷原保真・勝井義雄・守屋以智雄：火山活動，新堀・柴崎編，第四紀第2版，共立出版，1982.
- 3) 中村由克：人類の歴史，地学団体研究会編，自然と人間，新版地学教育講座 16，東海大学出版会，pp. 1-34，1994.
- 4) 中村由克：野尻湖文化，最終氷期以降の人類史，アーバンクボタ，35，pp. 44-59，1996.
- 5) 中村由克：考古層位からみた黒ボク土・埋没土壌の生成，第四紀，Vol. 29，pp. 17-25，1997.
- 6) 中村由克：旧石器時代遺跡の分布と立地，野尻湖ナウマンゾウ博物館研究報告，Vol. 5，pp. 93-98，1997.
- 7) 中村由克：石器の磨耗度をはかる一石器のタフノミー研究の1例，第13回長野県旧石器文化研究交流会発表要旨，pp. 88-93，2001.
- 8) 野尻湖発掘調査団編：最終氷期の自然と人類，共立出版，1997.
- 9) 服部敬史：発掘と整理の知識，考古学シリーズ 2，東京美術，1985.

遺跡調査における物理探査の役割

うし じま けい すけ
牛島 恵 輔*

1. はじめに

従来遺跡調査 (Archaeological Survey) といえどトレンチ調査やボーリング調査などの発掘調査を意味していた。しかし、近年では発掘調査を実施する前に、遺跡の有無、空間的な広がり、埋没深度、材質、分布形状などを科学的に解明する目的で、物理探査 (Geophysical Prospecting) とよばれる非破壊検査技術が適用される事例が多くなりつつある。この理由は、本報で述べる地下計測技術としての物理探査の意義を理解すれば至極当然のことであり、我が国においてもようやく人文系の考古学と理工系の物理探査学とが融合して遺跡探査学 (Archaeological Prospection) という新たな近代科学が成長しつつあることを示している。遺跡調査の手順は、地形測量や地質調査から始まり、次いで地下の状態を画像化する目的で物理探査が実施される。物理探査とは、可視光線の範囲しか見ることができない人間の目に代わり、広帯域の電磁波センサーを利用して地下を画像化するための地球の臨床医学ともいべき科学技術である。物理探査の方法もリモートセンシングとよばれるマクロな概査法から、地上調査、海上調査、ジオトモグラフィ、ボーリング孔内を計測する物理検層とよばれるミクロな精査法まで種々の方法がある。また、物理探査法は、遺跡探査のみならず基礎地盤調査、地下空洞調査、断層調査、地下資源調査、海底調査、地震・防災調査など種々の分野へ応用されている。物理探査学は応用地球物理 (Applied Geophysics) とよばれ、古くから利用されてきた物理探査技術の身体への応用が、現代医学の CT スキャンやトモグラフィなどハイテク医療技術である ME (Medical Engineering) である。遺跡探査の場合には、遺跡 (target) の地質スケール (geological scale) が小規模であるため、高分解能の画像を得るためには、物理探査の方法や測定方式などについて、事前にコンピュータを用いた数値シミュレーションやモデルを用いた実験によって探査精度について吟味する必要がある。考古学は遺跡調査で得られた遺物や遺構から古代の社会環境、自然環境、国際関係などを推論する歴史科学である。このように、フィールド

調査で得られたデータから逆にモデルを推定し、当時を復元するデータ処理は、自然科学の分野では逆境界値問題 (インバージョン) とよばれている。遺跡調査の場合には、遺跡の探査から始まり、発掘調査を経て、遺物や遺構を分析あるいは解析して、歴史科学的に診断し、記録・保存や修復・復元して博物館や歴史資料館に展示して共同利用する手続きがとられている。従来これらの手続きには、多大の労力と長年月を要している。しかし、物理探査技術を有効に駆使すれば、データ取得からデータ解析、そして遺跡の復元に至る手続きをパソコンを利用して迅速に実行できるものと考えられる。このような遺跡調査の作業流れの中で、初期段階の物理探査によるデータ取得およびデータ解析は、医療分野の臨床検査における医者のカルテに相当しており、物理探査の診断結果がその後の外科手術である発掘調査の成果を左右することは容易に理解できよう。本報では、遺跡調査における物理探査の果たす役割について、遺跡の調査事例を中心に GPR 探査法と電気探査法の特長を比較しながら解説する。

2. 物理探査とその意義

物理探査の対象は地下 (地球内部) であり、医療技術における身体表面の電位分布、X 線 CT、超音波 CT および内視鏡による画像など種々の臨床検査法は、すべて物理探査法の電気探査、電磁法、弾性波探査および物理検層法などの手法を人体へ応用したものである。このように、物理探査法は、我々が病気になった場合の病巣 (target) を科学的に発見するための臨床技術であり、内科学の診断に対応している。したがって、遺跡調査や土木工事において、このような臨床検査の手続きをスキップして、ボーリング調査やトレンチ調査を実施することは、何の事前情報もなくいきなり外科手術をする行為に相当しており、いかに非科学的な調査であるかが理解できよう。特に、遺跡探査の場合には、探査対象の地質スケールがきわめて小さいために、面から線へ、そして線から点へとターゲット (異常部) を絞り込むための効率的でしかも主観の入らない科学的な調査を実施することが重要である。

一般に、物理探査の成否を左右する重要な条件として、

* 九州大学大学院工学研究院教授

(1) 境界面における物性値の反射係数 (Reflection Coefficients), (2) 電磁波の透入深度 (Depth Penetration), および(3) 分解能 (Resolution), の3要素がある。しかも(2)の探査深度と(3)の分解能とは, トレードオフの関係にあるため, 考古学者と相談して事前情報を得る必要がある。すなわち遺跡のフィールド調査は, “どれ位の深さに埋没している, どれ位の大きさの, どのようなターゲット (異常体) を探すのか?” という明確な目的をもって実施する必要がある。本報では, まず遺跡探査の分野で最も利用されている地中レーダ探査について, その特長および探査限界についてケーススタディを示して具体的に解説する。次いで, 可探深度が大きく最も実用的な遺跡探査の方法である電気探査法について述べる。

3. 地中レーダ探査 (Ground Penetrating Radar)

GPR 探査法は, 地中における電磁波の反射波, 屈折波, 透過波などの波動伝播現象を利用して地下を調査する方法である。地中レーダの装置は, 送信アンテナ, 受信アンテナおよび制御部から構成されている (図1)。

送信アンテナから地下に放射された電磁波 (VHF 帯域) は, 地下の埋設物や地層境界など電気的性質 (誘電率, 比抵抗) の異なる境界面で, 反射・屈折しながらエネルギーの一部が地表の受信アンテナに到達する。したがって, 図2に示すように送信アンテナと受信アンテナとの間隔(X)を一定に保ち, 送信アンテナと受信アンテナを平行移動しながらプロファイリング測定すれば電磁波の往復走時(T)を測定できる。一方, 送信アンテナと受信アンテナの中心を固定して, 両アンテナの間隔を次第に拡大するワイドアングル測定を実施すれば, 図3に示すような距離と時間との関係を示す走時曲線 (Time Distance Curve) が得られ,

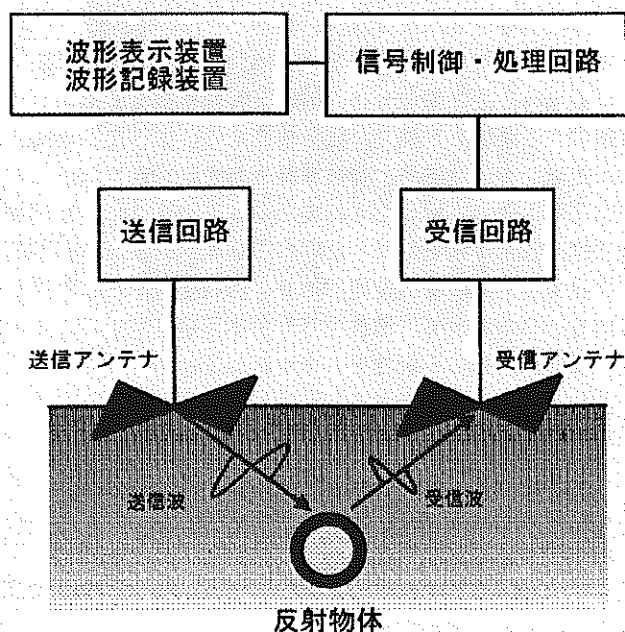


図1 地中レーダのシステム構成

この走時曲線の傾きから調査地域の電磁波の地中伝播速度 (V) が算出される。したがって, 前述のプロファイリング測定による電磁波の往復走時 (ns) に地層の平均速度 (ns/m) を掛けることにより境界面深度 D (m) の分布形状を求めることができる。

地中レーダの調査事例として熊本県鹿央町の岩原双子塚古墳 (前方後円墳) の後円部において実施した結果を図4に示す。

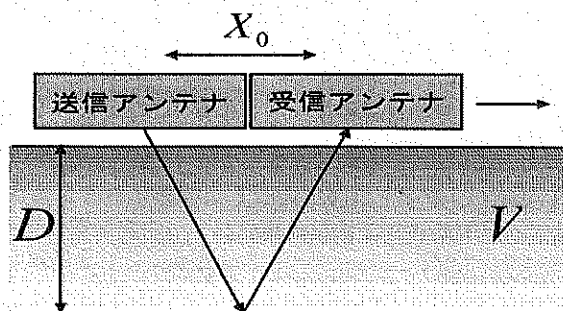


図2(a) プロファイリング測定概念図

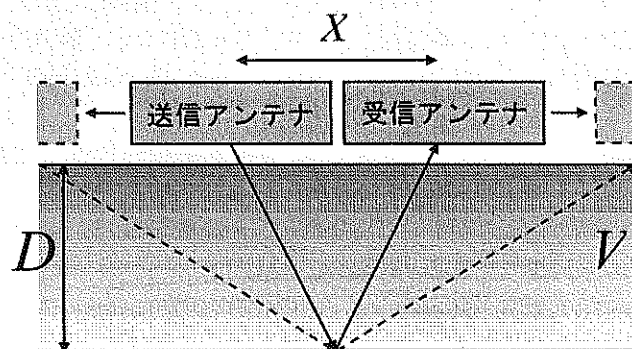


図2(b) ワイドアングル測定概念図

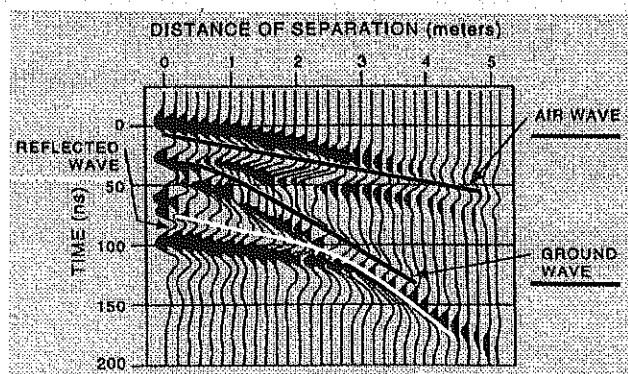


図3(a) ワイドアングル測定で得られる反射断面の例

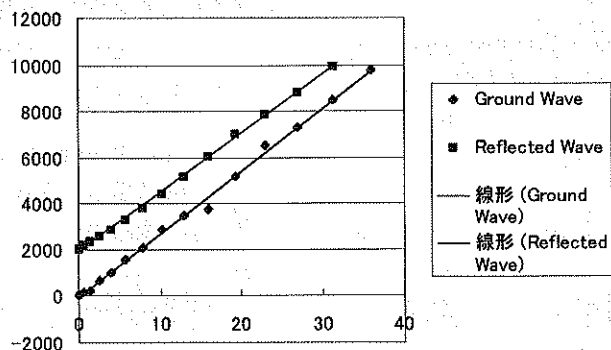


図3(b) 直接波と反射波の走時曲線

これらの図によれば、高比抵抗値を示す埋没異常体の潜頭深度は、測線(k)の地下断面では0.9 m、測線(j)の地下断面では1.8 m、そして測線(i)の地下断面では2.5 mと埋没異常体の潜頭深度は次第に深くなっていることが読み取れる。

この調査事例のように、GPR 探査を実施すれば、地下の擾乱状態、埋没異常体の有無、埋没異常体の位置および深度分布をフィールド調査の段階で直ちに把握することができる。したがって、トレンチによる発掘調査をする場合には、無駄な掘削を未然に防止し、効率的な発掘調査を実施することが可能となる。図5に福岡県八女市の岩戸山古墳（前方後円墳）の後円部において実施した高精度電気探査により明らかになった石室の3次元分布を示す。また、この電気探査で検出された異常部を横切るL2測線で実施した地中レーダ探査の反射断面とを比較した結果を図6に示す。

この図から、GPR 探査では電磁波の透入深度が不足しており、石室の潜頭部である3 m 深度の反射面しか検出できていないことがわかる。この事例のように、GPR 探査は高密度の測定が可能で地層の連続性をオンサイトで追跡して画像化できるという優れた特長がある。しかし、我が国のように地層の含水率が大きく、誘電率が高い地域では、たとえ周波数が低く電磁波の透入深度が大きいアンテナを用いても探査可能な深度はたかだか2~3 m 程度であることが理解できる。これに対して、電気探査比抵抗法は、GPR と比較すれば電極を接地するため測点間隔が離散的となり空間分解能は劣るという短所がある。しかし、水平探査のみならず深度分解能に優れた垂直探査も併用して実施できるため、埋没異常体（石室）の分布形状を3次的に可視化できる特長がある。

4. 電気探査比抵抗 (Electrical Resistivity Survey)

電気探査は、大地に直流（交替電流）を流した場合に地表面に形成される電位分布を測定して、見掛比抵抗値を求めて、モデル解析によって地下の比抵抗分布を調べる方法であり、狭義の電気探査は電磁法と区別する意味で比抵抗法ともよばれる。電気探査比抵抗法は、大地の見掛比抵抗を測定する場合の電極配置（図7）によって、ウエンナー配置、シュランベルジャー配置、ダイポール・ダイポール配置、ポール・ダイポール配置などがある。

また、フィールド調査における電極系の移動方式によって、図8に示すように水平方向の比抵抗異常を調査する水平探査法（Horizontal Mapping）と深度方向の比抵抗分布を調査する調査する垂直探査法（Vertical Sounding）がある。

比抵抗水平探査法は、調査範囲が広い場合には、測線を張って地下の地層比抵抗の水平分布状態を調べるために行われる。たとえば、ウエンナー電極配置を用いて水平探査

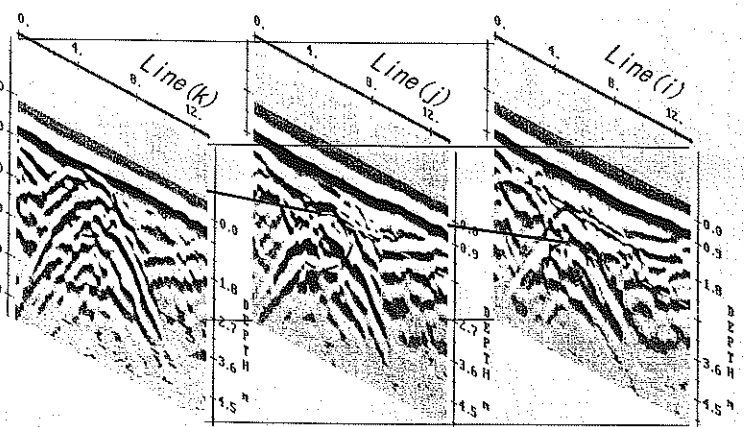


図4 岩原双子塚古墳のGPR 探査によるイメージング

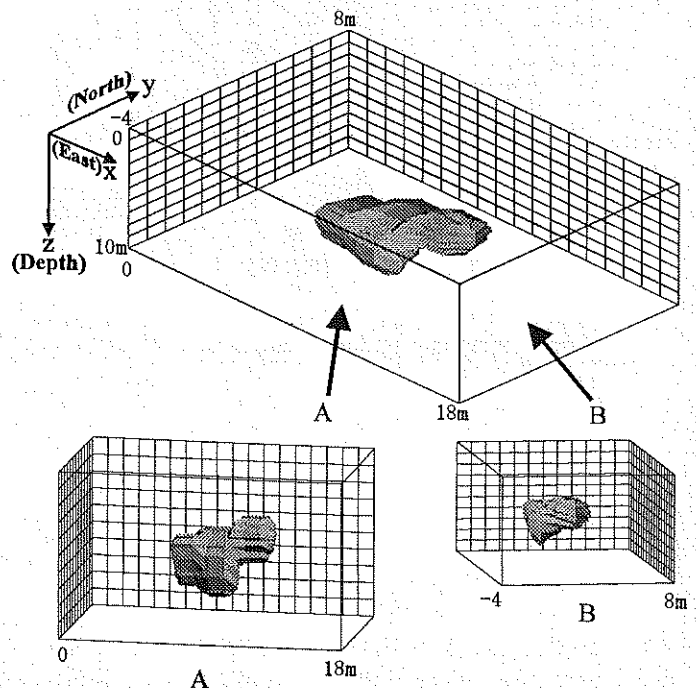


図5 岩戸山古墳の電気探査によるイメージング

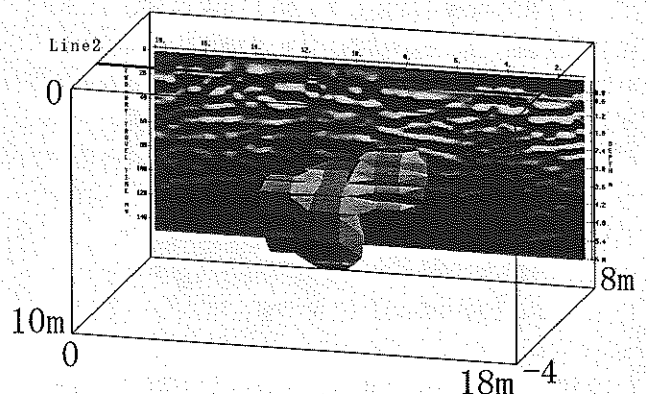


図6 岩戸山古墳でのGPR と電気探査との比較

を実施すれば、図9に示すように周辺地層と比較して埋没異常体が高比抵抗の場合には、水平探査曲線にW型の異常分布が現われ、これとは逆に異常体が導電性の場合には、逆W型の異常分布が現われることが理論的に解明されており、埋没異常体の有無やその位置（水平距離）を推定することができる。

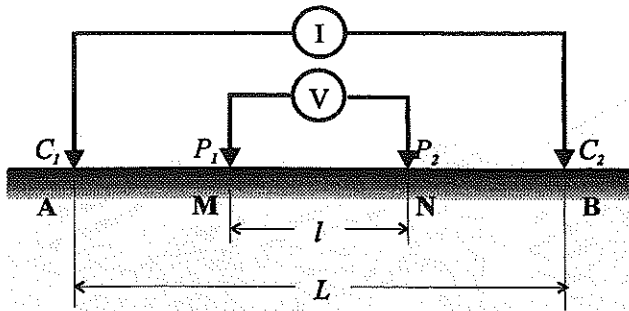


図7 大地の見掛け比抵抗の測定方法

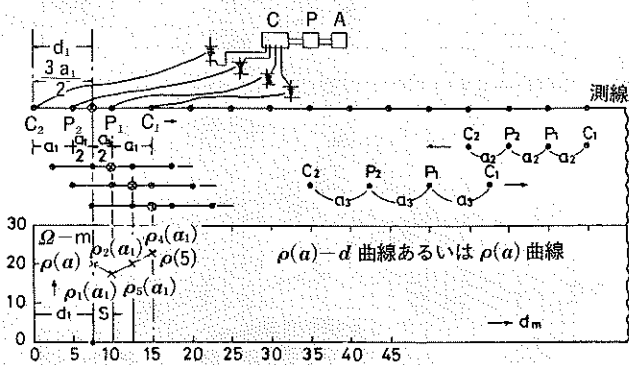


図8(a) 水平電気探査法

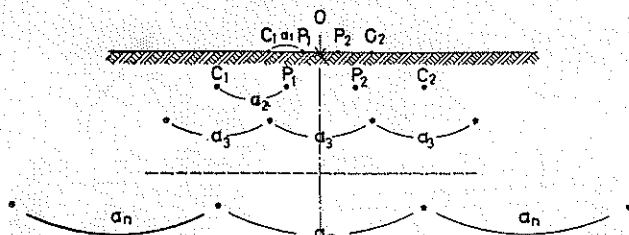


図8(b) 垂直電気探査法

したがって、この異常部付近で深度方向の比抵抗分布を求める垂直探査を実施すれば、異常体の深度分布を求めることができる。このように、通常は、調査地域全体において、まず水平探査を実施して、地下の水平方向の比抵抗分布を調べる。その結果、比抵抗異常部が検出されれば、この異常部を中心に周辺地域の垂直探査を実施する手続きがとられる。このように、水平方向のマッピング調査と深度方向のサウンディング調査を併用することにより、地下構造を3次元的に画像化することが可能となる。

本報では、電気探査法による遺跡の調査事例として熊本県鹿本郡鹿央町の岩原双子塚古墳について述べる。

図10に示す双子塚古墳は、古墳時代中期(440~450年)の前方後円墳(keyhole-shaped mounded tomb)で、全長は100m以上もある比較的大規模な古墳である。古墳の主軸の方向は北西方向で、墳丘の全長は102m、後円部の径は57m、高さ9m、前方部の前端的幅49m、高さ8mであり、3段に築成された様子が読み取れる。そして古墳のくびれ部の幅は36m、周濠の幅は広い部分と狭い部分があるが、およそ14~26mであり、現在はほとんどが埋没して浅くなっており1m前後の深さである。

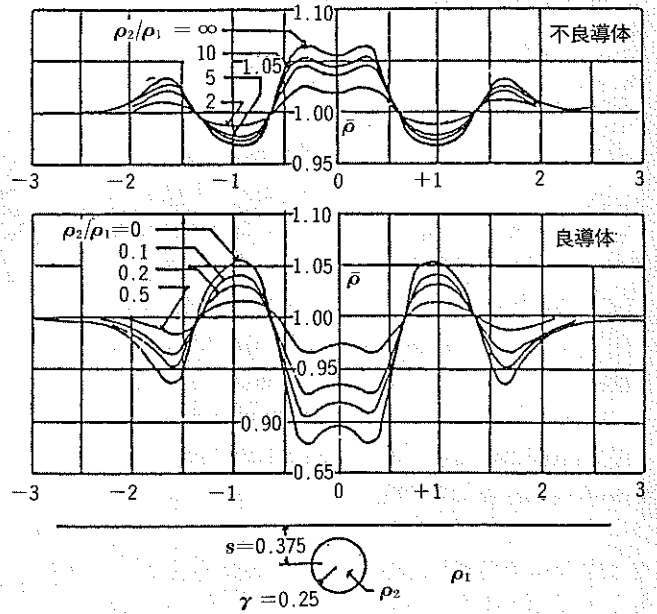


図9 埋没球に対する水平電気探査の理論曲線

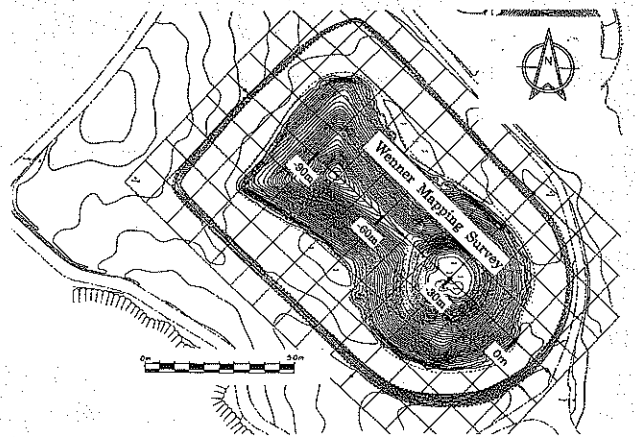


図10 水平電気探査の測線配置図

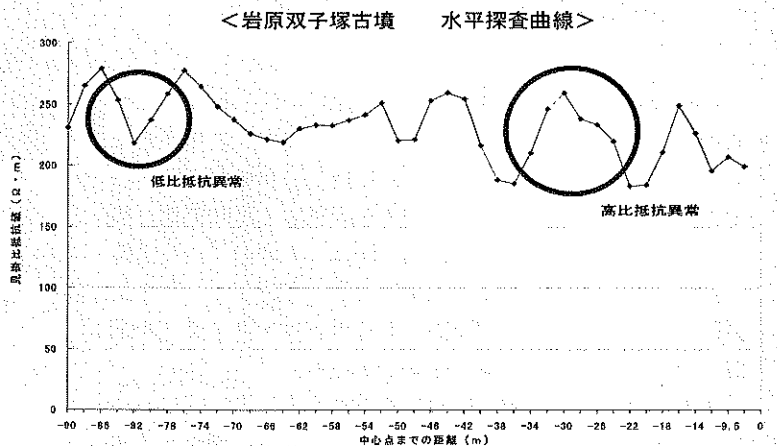


図11 岩原双子塚古墳におけるウエナー法の水平探査曲線

このような前方後円墳の主軸に沿って、まずウエナー電極配置を用いて水平電気探査を実施した。その結果、図11に示すように前方部の距離程82m付近において低比抵抗体の存在を示す逆W型の異常が検出された。一方後円

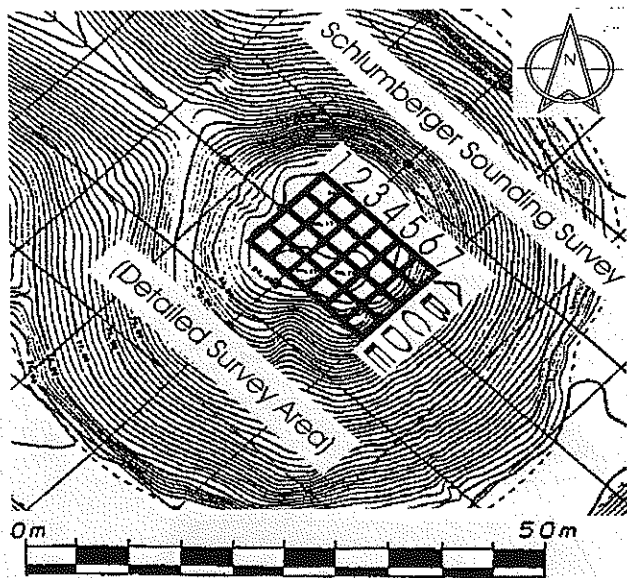


図12 垂直電気探査の測点配置図

部では、距離程 30 m 付近において高比抵抗体の存在を示す W 型の異常が検出された。したがって、後円部において検出されたアノマリーを含む地域において、深度方向の比抵抗分布を詳細に調べるためにシュランベルジャー電極配置による垂直電気探査を図 12 に示すように主軸と平行に 5 本の調査測線を設定し、各測線について 2 m 間隔で 7 本の垂直探査の測点を設定し垂直電気探査を実施した。

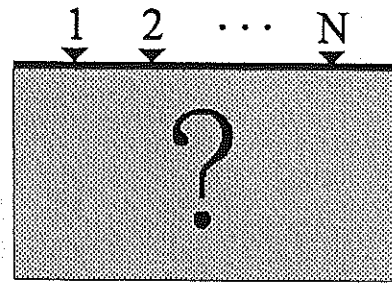
また、探査対象の地質スケールおよび空間サンプリング理論を考慮して、シュランベルジャー法の電流電極間隔 (AB/2) は、0.5, 1.0, 1.5, ..., 10.0 m と小刻みに移動しながら合計 35 測点において垂直電気探査を実施した。このようなフィールド調査によって得られる見掛け比抵抗データから、図 13 に示すようなモデルを用いてデータ処理 (インバージョン) すれば、調査地域の地下構造の最適モデルが数学的に求められる。

こうして、各測線ごとに 2 次元インバージョン解析した結果得られた地下の比抵抗断面図を図 14 に示す。

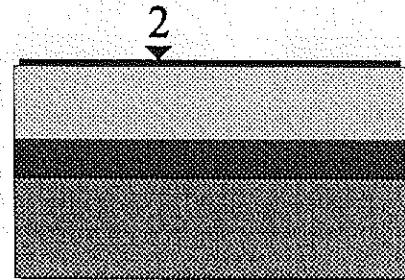
この図によれば、測線 A~C においては中央付近の深度 3~6 m 付近に 1000 Ωm 以上の高比抵抗値を示す塊状の異常部が検出されている。しかしこの異常は南側の測線 D においては消滅し、さらに南の測線 E において再び現われ、異常部は東側へ連続して分布することがわかる。

このような 2 つの高比抵抗異常体の分布形状は、図 15 に示すような深度スライスした比抵抗分布図を作成することによりさらに明瞭になる。すなわち、後円部の中央付近で検出された高比抵抗の異常体は深度 3 m 付近では 2 つの異常体として分布しているが、深度 5 m 付近では南東部の異常体は消滅し、中央の異常体のみが残存し、この異常体も深度 6 m 付近で消滅することがわかる。

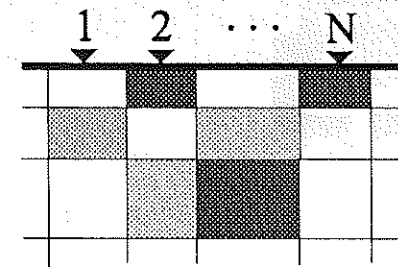
さらに、考古学者による診断の便宜のために、後円部で検出された高比抵抗値に 2,500 Ωm のしきい値を設定し、これより高比抵抗の異常体のみを CG を用いて 3 次元の画像として表現した結果を図 16 に示す。この図に基づいた考古学的な考察によれば、2 つの異常体のうち中央付近の



未知の地下構造



1次元モデル (水平層状構造)



2次元モデル (ブロック構造)

図13 地下構造の数学モデル

3~6 m 付近の高比抵抗異常体が石棺に相当し、他方の浅い異常体は盗掘されかかった形跡であると診断された。

5. おわりに

従来、遺跡の調査研究は人文系の研究室で実施され、地下を計測する物理探査は理工系の研究室で実施されていた。しかし、科学研究費の重点領域研究 (研究代表者: 西村 康) の遺跡探査で、平成 4 年から平成 8 年までの 5 年間の共同研究で、人文系と理工系学者の融合が図られ、日本文化財探査学会 (Archaeological Prospection Society of Japan) が設立された。この遺跡探査グループでは、実際に考古学者が地中レーダ (GPR) 探査装置、電気探査装置、電磁法探査装置、磁気探査装置など種々の先端機器 (ジオツール) を使って国内外のフィールド調査を実施し、パソコンを駆使して画像解析をオンサイトで行い、物理探査の解析結果に基づき考古学者が発掘調査の計画を立案し、発掘調査の手順を指導している。一方、物理探査学、電子工学、情報工学など理工系のグループは、微小な遺物を検知するための高分解能の機器開発、高精度のデータを取得するためのシステム開発、3 次元データ解析のソフトウェ

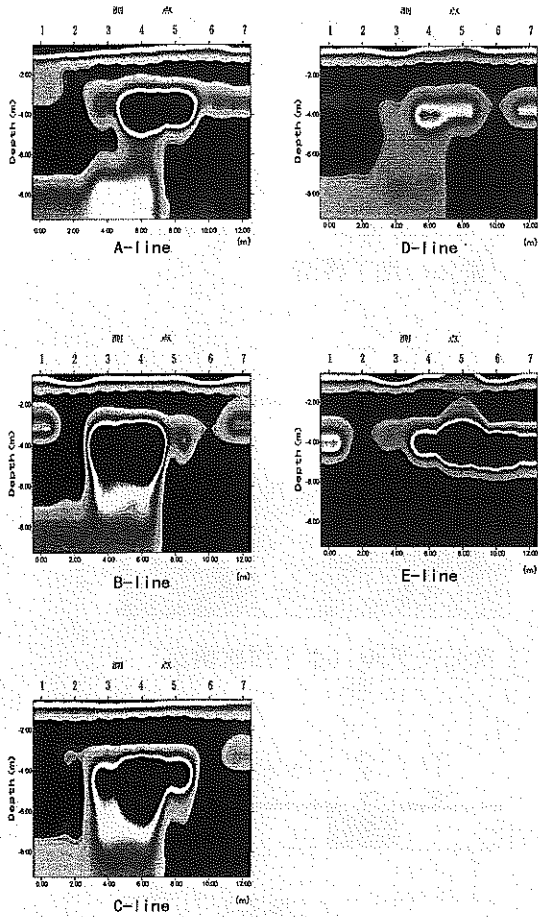


図14 2次元インバージョンによる比抵抗断面図

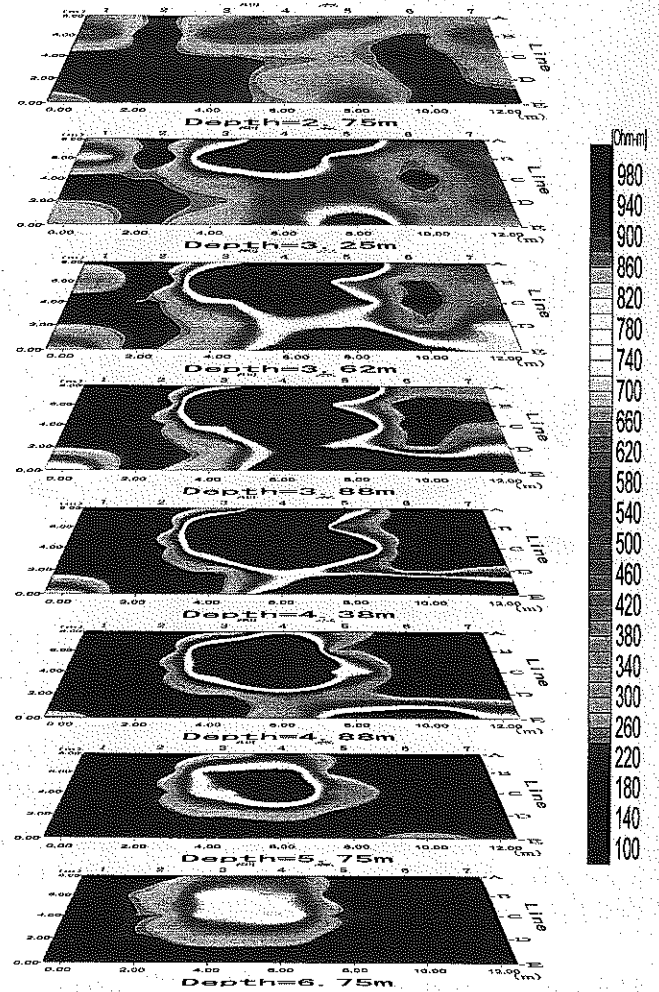


図15 比抵抗分布の深度スライス図

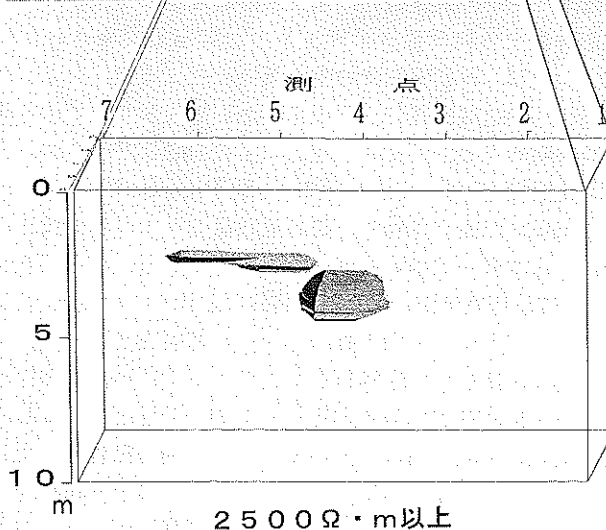


図16 岩原双子塚古墳の3次元イメージング

アの研究開発などを行っている。考古学の知識がほとんどない筆者が遺跡調査の現場で物理探査を実施する場合に、最も恐れていることは、発掘調査のお手伝いの方々から、“地下には何があるのか？”，という問いかけである。この問いに対しては、残念ながら著者は良く調べてみないとわかりませんが“異常が検出されたので地下には何かがある？”としか答えることができない現状である。このような問診からもわかるように、遺跡の物理探査を実施して得られる地下の比抵抗断面図をただちに診断するためには、物理探査技術に加えて考古学の知識（データベース）が不可欠である。したがって、遺跡探査の場合にもハイテク医療技術と同様に、今後はフィールド調査の段階で、物理探査によるデータ取得，データ処理，データ解析をオンサイトで実施して，現地の考古学者の意見を参考にしながら異常検知から遺跡の診断ができるフィールド調査の自動計測システムを構築する必要がある。

参考文献

- 1) 西岡貴弘・水永秀樹・牛島恵輔・西村 康：前方後円墳の電気探査，物理探査学会第100回学術講演会論文集，pp.304～307，1999.
- 2) 足立和成・中條利一郎・西村 康編著：文化財探査の手法とその実際，真陽社，1999.
- 3) 西村 康：No.422 遺跡の探査，日本の美術7，至文堂，2001.

「土質・地質技術者の生涯学習ネット」 (ジオ・スクーリングネット) を開設

全地連では他の関連学協会とともに、技術者制度の新しい流れである「継続教育」の理念を踏まえ、主に土質・地質技術者を対象にその生涯教育をサポートする標記ネットを10月から開設することとしております。

このネットでは、運用に参加する関係学協会（現在7学協会が参加予定）の講習・研修情報が一括して閲覧できるとともに、利用者登録した者は画面から直接受講申込みができるようになります。

また、このネットには、利用者登録した者が「(社)日本技術士会の継続教育に対する基本方針」に沿った自己学習記録を管理（入力・保存・出力）できるサブシステムがあり、利用者登録をすれば、誰でもが自由に利用できることとしております。

以下に、「利用者マニュアル（第2版）」を掲載しますので、活用して下さい。

ジオ・スクーリングネット利用者マニュアル（第2版）

1. ジオ・スクーリングネットの画面へアクセスします。

① インターネットで次のサイト名を入力します。

www.geo-schooling.jp/

開設は平成13年10月1日を予定しております。現在は試行期間で、アクセス可能な時間帯もありますが、試行期間中のすべての情報（付与されたID、パスワードを含む。）は開設時にリセットしますのでご注意ください。

② このシステムには次の機能があります。なお、○印のついた機能は利用者登録を行った者のみが利用できるものです。

利用者登録

○ 利用者登録の変更

研修等の検索と閲覧

○ 研修等への画面上からの申込み

掲示板の閲覧

○ 掲示板への書き込み

○ 自己学習管理

2. 利用者登録を行います。

① トップページ上の「利用者登録（無料）」をクリックすると「利用者規約」の画面が表示されます。

② 規約を良く読み同意する場合は「同意する」をクリックします。

③ 「利用者登録画面」が表示されますので必要事項を入力して「登録する」をクリックします。なお、生年月日、電話番号、FAX番号、E-mailアドレスは半角文字で入力して下さい。

④ 画面に「ID」（5桁）と「パスワード」（6桁）が表示されますので大切に記録・保存してください。研修等の申込み、掲示板への書き込み、自己学習管理システムへのログインには「ID」と「パスワード」が必要となります。

⑤ 「ID」と「パスワード」を忘れた場合は次のように措置して下さい。

○ 利用者登録画面でE-mailアドレスを入力している者は「このネットの使い方」の「ID、パスワードを確認」

のボタンをクリックして下さい。登録したE-mailアドレスを入力し送信すると、そのE-mailアドレス宛「ID」と「パスワード」を通知します。

〔ID、パスワードの確認〕

○ 利用者登録画面でE-mailアドレスを入力していない者は、氏名、生年月日、電話番号を記載した用紙と返信用封筒（80円切手を貼付）を同封し、次の宛先に封書で照会して下さい。なお、返信用封筒の宛名は登録している住所として下さい。

〒113-0033 東京都文京区本郷2-27-18

社団法人全国地質調査業協会連合会 内

土質・地質技術者生涯学習協議会 宛

3. 利用者登録の内容を変更することができます。

（ア）トップページの「利用者登録内容の変更」をクリックすると「ID」と「パスワード」の入力画面になりますのでこれを入力します。

（イ）「登録内容変更画面」が表示されますので変更箇所を書き換えます。「変更後の登録内容」が表示されますので確認の上、「変更登録」をクリックします。これで登録内容の変更が完了しますが、「ID」、「パスワード」は変更されません。

4. 研修等の検索を行います。

（ア）トップページの「研修の検索と申込み」をクリックします。

（イ）検索項目として次の項目が表示されます。

○ 「主催団体」をクリックするとこのネットに研修情報を提供している学協会の名称が表示され、それをクリックすると当該学協会が主催する研修等が表示されます。

○ 「研修形態」をクリックすると次の研修区分が表示され、それをクリックすると該当する研修等が表示されます。

☆講演会 ☆座学講習・座学研修 ☆実技講習・実技研修 ☆現場見学・現場研修 ☆シンポジウム

☆パネルディスカッション ☆技術報告会 ☆その他の講習・研修等

○ [研修分野]をクリックすると次の研修区分が表示され、それをクリックすると該当する研修等が表示されます。

☆基礎共通分野 ☆専門技術分野(理論) ☆専門技術分野(調査手法) ☆周辺技術分野

これらの分野の下には、より詳細な分野が設定されています。

○ [研修開催地域]をクリックすると次の地域区分が表示され、それをクリックすると該当地区で開催される研修等が表示されます。

☆北海道 ☆東北 ☆北陸 ☆関東 ☆中部 ☆関西 ☆中国 ☆四国 ☆九州 ☆沖縄県

○ [募集中]をクリックするとアクセス時点で募集中の研修等が表示されます。

○ [開催予定月]をクリックすると数ヶ月先までの年月が表示され、それをクリックすると該当する研修等が表示されます。なお、終了済みの過去数ヶ月の研修等が閲覧できます。

○ [全て]をクリックするとアクセス時点で掲載されている全ての研修等が表示されます。

(ウ)個々の研修内容を示す画面の[開催要領]をクリックすると研修等のより詳細な情報(プログラム等)を見ることができます。

5. 研修等の申込みを行います。

① 個々の研修内容を表示する画面の[申込み]をクリックすると「ID」「パスワード」の入力画面になりますのでこれを入力します。

② 入力を終了すると申込み画面となります。この画面の[入金方法]、[入金名義]、[入金状況]を入力し[申込み]ボタンを押します。

③ [申込み確認画面]が表示されますので、内容を確認し間違いがなければ[確認]をクリックします。

④ [受付完了画面]として受講番号、研修名称、氏名、研修開催日、研修終了日が表示されますので、コンピュータの印刷機能により印字して下さい。なお、この段階で[自己学習管理]システムに記録されますので、確認が必要な場合は、トップページの[自己学習管理]から[自己学習記録リスト表示]を呼び出して閲覧できます。

⑤ 受け付け完了画面を印刷した用紙は、研修等の受講票としますので、研修会場の受付に提示して下さい。なお、印刷出来ない場合は、受講番号を控え、本人確認できるものとともに会場受付に提示して下さい。

⑥ APEC エンジニアの相互認証等提出書類に受講確認を求められた場合には、当該研修の主権者に受講者リストの提供を求めることができます。

6. 自己学習記録の管理を行います。

① トップページから[自己学習管理]をクリックすると「ID」「パスワード」の入力画面になりますのでこれを入

力します。

② [自己学習記録入力]と[自己学習記録リスト表示]のボタンが表示されます。

③ [自己学習記録入力]をクリックすると入力画面が表示されます。入力画面は記録する内容に応じ次の二つの画面が用意されています。

- 業務記録(特許等の取得を含む)
- その他の活動記録

④ [業務経歴入力画面]の項目は次のとおりです。

- 業務の期間(始期～終期) - 年月
- 業務名(プロジェクト名)
- 業務の実施場所
- 担当区分(役割と責任)
- 発注者区分
- 業務概要-200字程度の記載欄
- CPDH
- 特記事項-メモ欄

必要事項を入力し[記録する]をクリックすると情報が保存されます。

⑤ [その他の活動記録入力画面]の項目は次のとおりです。

- 区分(形態)
 - ☆講習会・研修会等への参加
 - ☆論文等の発表
 - ☆企業内研修(OJT)
 - ☆技術指導
 - ☆組織外の技術的活動
 - ☆技術資格の取得
 - ☆自己学習その他
- 活動の期間(始期～終期) - 年月日及び時間
- 活動内容
- 活動を提供した主催者名
- 活動場所
- 活動概要-200字程度の記載欄
- 活動実時間×重み係数=CPDH
- 特記事項-メモ欄

必要事項を入力し[記録する]をクリックすると情報が保存されます。

⑥ [自己学習記録リスト表示]をクリックすると、このネットから申込みを行った研修等の記録と[自己学習記録入力画面]から入力した自己学習記録のリストが表示されます。

- このネットから申込んだ研修等のリスト
- 業務経歴リスト
- その他の活動記録リスト

☆講習会・研修会等への参加 ☆論文等の発表 ☆企業内研修(OJT) ☆技術指導 ☆組織外の技術的活動 ☆技術資格の取得 ☆自己学習その他

⑦ これをプリントアウトする場合は、ブラウザの印刷機能により印刷してください。

⑧ この情報を次の手順で処理することにより「WORD」や「EXCEL」で利用することが出来ます。

i [CSV出力]ボタンを押すと「ファイルのダウンロード」のダイアログが表示されます。

ii ここで「このファイルをディスクに保存する」にチェックされているのを確認してOKボタンを押します。

iii 「名前を付けて保存」のダイアログが表示されるので、適当なディレクトリに適当な名前（拡張子は「CSV」）で保存します。

iv 前項で保存したファイルを「WORD」や「EXCEL」で開きます。

[参 考]

「土質・地質技術者の生涯学習ネット」

(ジオ・スクーリングネット)

利用 者 規 約

このジオ・スクーリングネットは誰でもが利用できるオープンで柔軟なシステムです。このため、利用者の高い倫理感と自己責任による適切な利用を前提に運用されています。利用を希望する場合は、次の事項に同意した上利用者登録を行って下さい。

1. 利用者登録は一人1回限りとして下さい。「ID」、「パスワード」を忘れた場合は、[このネットの使い方]に掲載している方法でシステム運用者に確認して下さい。
2. 「ID」、「パスワード」は個人で責任をもって管理し、他の者に利用させないで下さい。
3. このシステムでは、受講受付完了の段階で受講が記録されますので、実際に受講しなかった場合は、[自己学習管理]の[自己学習記録リスト表示]から受講記録を削除して下さい。また、この[自己学習記録リスト表示]に示される個々の研修情報のうち、CPDHは書き換え可能としておりますので、自らの判断で決定して下さい。
4. 掲示板への記入は利用者登録を行った者のみが可能としておりますが、閲覧は自由としておりますので、他の者を誹謗中傷するような内容は謹んで下さい。
5. [自己学習管理]システムの個人情報、万が一のデータ消滅に備え、データ更新の段階でファイルに保存するか印字出力して保存して下さい。

地学団体研究会の出版物案内

書籍の申し込みは、ファックス・Email・葉書でお願いします。
2冊以上の送料は実費。ただし10冊以上は送料無料。
書籍到着後に同封の振替用紙でご送金下さい。

地学団体研究会

〒171-0022東京都豊島区南池袋2-24-1河合ビル5F
電話 03-3983-3378 Fax 03-3983-7525
Email chidanken@tokyo.email.ne.jp
http://wwwsoc.nii.ac.jp/agcj/index.html

【地学ハンドブックシリーズ】

	頒価(円)	送料(円)
1.地質図学	1,000	240
3.断層調査法	1,200	240
4.火山灰分析の手びき	300	200
5.火山灰野外観察の手びき	500	200
6.湧泉調査の手びき	1,000	240
7.貝化石のしらべ方	1,000	240
8.生痕化石調査法	1,000	240
9.ゾウの足跡化石調査法	1,000	240
10.平野の地下のしらべ方	1,000	240
11.川原の石のしらべ方 - 荒川の石 -	500	200
12.ケイソウのしらべかた	500	240
13.新版 地質調査法	2,000	310

【地学双書】

25.古地磁気層位学	1,000	240
26.深海底の鉱物資源	1,500	310
27.地質と地震動	1,600	310
28.エネルギー資源論	1,500	310
29.新版 碎屑物の研究法	2,000	340
30.水底堆積火山灰の研究法	1,200	310
31.日本の地学教育の歩み	2,000	310
32.粘土鉱物と変質作用 (並製本)	2,000	340
32.粘土鉱物と変質作用 (上製本)	2,700	340

【地誌研専報】

	頒価(円)	送料(円)
42.関東平野中央部の地下地質	2,000	310
44.地質と地震	1,000	310
45.下総台地の地質と古環境	2,500	340
46.牧ノ原台地の地形と地質	1,200	240
47.東京港の地下地質	2,500	310
48.洪水氾濫の堆積学	1,800	240
49.西南日本の地帯構造区分とその対比	2,500	340

【地誌研ブックレットシリーズ】

1.関東地方南西部における中部更新統の地質	1,000	310
2.理論の勉強と自然保護問題	400	240
3.日本経済の現状と将来	600	240
6.公害地球環境と地質学 - 国内および海外の現場からの発言 -	700	240

【フィールドノート】

	300	240
--	-----	-----

【地球科学センター出版物】

1.藤田・星野ほか編 陥没と隆起	3,000	送料無料
2.コスイギン 構造地質学	3,500	
4.太平洋北西部の地質構造の主な特徴	2,000	
5.海洋の発生 - 海洋の起源・拡大しない海洋底 -	1,000	

定期購読

「地球科学」(隔月刊 年間 10,000円)、地学教育と科学運動(年3回刊、送料込み 2,000円)