O-1

断層撓曲の発生条件とメカニズム -数値計算を用いて-

安藤広一 (首都大学東京)・山崎晴雄 (首都大学東京);

Koichi ANDO and Haruo YAMAZAKI:Generation condition and mechanism of faults flexure -Using numerical simulation-

はじめに

地震により発生する地表の変位として断層崖がしばしば発生する. しかし, 稀な例ではあるが, 地表変位が断層崖よりも緩やかな傾斜 (たとえは, 地表の変位の高さが 5 mなのに対して撓曲の幅は 100 m以上) を持つ断層撓曲として姿を表す場合がある (例, 立川断層).

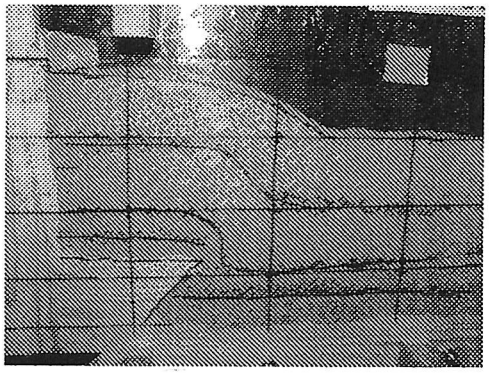


図 1:砂を使った断層アナログ実験の結果.

では, なぜ断層崖としでではなく断層撓曲として地表に変位が現れるのか?また, どのような条件の元で断層撓曲が発生するのか? この答えは未だに得られていない.

そこで本研究では, 数値計算の手法を用いて断層撓曲の発生条件とメカニズムを解明する. なお, 本件研究ではシミュレーション手法として CIP 法を用いた

堆積物や礫層の流体としてのあつかい

堆積物や礫層 (粉体) はビンガム流体として扱うことができ, ビンガム流体は CIP 法で扱うことが可能である (Morency et al. 2007;Moriguchi 2005). この流体は、物体の歪速度に反比例して粘性が変化する粘土のような流体である. ビンガム流体には, 粘性, 粘着力, 内部摩擦角の 3 つのパラメータが存在する.

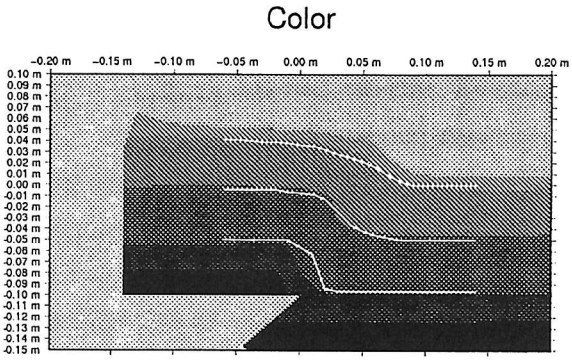


図 2:縦軸は深度, 横軸は断層からの距離である. 白線はアナログ実験結果で求められた地層境界, グレースケールは数値計算で求められた地層境界, 断層角度は 45° .

研究手法

本実験では, ビンガム流体のシミュレーションコードを作成し, いくつかの既知の問題を解くことによりシミュレーションコード自体の信憑性を確かめた.

次に断層のアナログ計算を行い, アナログ実験と数値計算の結果をつき合わせることにより, 断層をシミュレーションするにあたり数値計算が妥当なものであるかどうかを確か

めた.

その後, 実際のスケールでの数値計算を行った.

アナログ実験と数値計算

木材で枠を作り, それを 2 枚のアクリル板でサンドイッチし、木の枠の中に砂を入れることにより砂による断層のアナログ実験装置を製作した. 木の枠の一部をネジで押すことにより断層面にそって木の枠がスライドすることによって断層運動を再現できる. 実験領域は高さ 15cm, 幅 30 cm, 奥行き 1.4 cm になっており, 木の枠が変位する高さは 5 cm である. 使用する砂は直径Φ=0.5-1 mm の標準砂を使用した. 断層角度は 30° と 45° にて実験を行った. 図 1 に実験結果を示す.

数値計算とアナログ実験の比較の結果, 図 2 に見られるように両者には類似性が見られた. そこで, 実際の断層スケールでシミュレーションを実行した.

断層撓曲の数値計算

断層撓曲の数値計算における計算領域を 900x320m, うち上部 100m は空気層とした. 解像度は 2x2m とした. 断層の変位速度として sin カーブを仮定した. 断層角は,45 度とした. なお, この時の断層の最大変位速度は 1m/s である. 1 回の地震による変位量は 1.8 mとし,3 回地震を発生させたときの地表の変位を調べた.

結果

数値計算の結果, 断層撓曲の発生条件として地層の粘着力が重要な役割を果たしていることが確かめられた. なお, 粘着力の違いは堆積物を構成する土質を反映すると考えられる. 例えば, 堆積物がシルト主体であれば粘着力は高く, 礫がちであれば粘着力は低くなると考えられる. 粘着力が強ければ強いほど地表の変位は, 断層崖としての性質を強く持つことが分かった図 3.

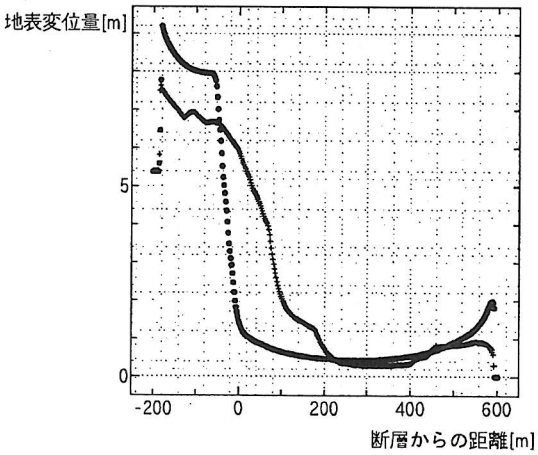


図 3:シミュレーションの結果地表に現れた断層変位, それぞれ+印:粘着力 0.1[MPa], ○印:粘着力 0.5[MPa] で計算したもの.

断層撓曲が発生する場合は, 断層すべり面が地下から地表へと複数個に枝分かれし左右に散らばることが分かった. すべり面が, 広い範囲に複数個発生することにより, 地表の変位量が左右に分散して断層撓曲となると考えられる. 一方. 断層崖が形成される場合は断層すべり面が 1 ヶ所だけ発生し, そこが断層崖になることが確かめられた.

引用文献:

Christina Morency, Ritske S. Huinsmans, Christopher Beaumont, and Philippe Fullsack (2007) A numerical model for coupled fluid flow and matrix deformation with applications to disequilibrium compaction and delta stability *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 112, B10407

Moriguchi Syuji (2005) CIP-based Numerical Analysis for Large Deformation Of Geomaterials.

O-2　干渉SARで捉えた活褶曲の成長についての地形学的考察

小荒井衛（国土地理院）・宇根寛（国土交通大学校）

Mamoru KOARAI and Hiroshi UNE: Discussion about the growth of active fold detected by In-SAR

中越地方は1940年代に日本で初めて活褶曲の存在が指摘された地域の一つであり，日本有数の活褶曲地帯として様々な地形学・地質学的な研究がなされてきた．2007年7月16日に発生した「平成19年（2007年）新潟県中越沖地震（以下，「中越沖地震」と呼ぶ）」の際，国土地理院は干渉SARの観測から，西山丘陵（ここでは長岡平野とJR越後線とに挟まれた丘陵を指す）において小木ノ城背斜の成長と解釈できる帯状隆起帯を検出した（国土地理院，2007）．本発表では，地形学・地質学的な視点から今回のSAR干渉画像で検出された活褶曲の成長と地震活動との関連について考察する．

1．帯状隆起域の地質構造的な位置と震源断層との関係

新潟平野南部の東縁部や西縁部に存在する活断層は，地形的にも露頭においても相対的に平野部が隆起し山地側が沈降するという活動様式を示しているものが多い．吉岡（1988）は，長岡・小千谷地区の活断層を活褶曲の成長にともなう活断層と考え，片貝断層群や悠久山断層をFlexural-slip faults，親沢断層をBending-moments faults として説明した．これらの地表面に出現している活断層は，基盤岩までは達しておらず，被覆層の中に発生したものである．しかしながら，これらの活断層を発生させるような活褶曲運動は，背斜軸が山地・丘陵地に，向斜軸が平野の中心部にあり，山地側が隆起し平野部が沈降するという地形形成過程と調和的である．また，過去に大地震を発生させている地下に伏在する本質的な断層も，周囲の地形形成過程と調和的な活動をしていると考えられる．

今回帯状の隆起が認められた西山丘陵に関しては，丘陵の東縁に確実度Ⅰで活動度Ａ～Ｂの鳥越断層群が存在し，撓曲崖や撓曲露頭が認められ，平均変位速度は0.7m/千年とされている（活断層研究会，1991）．一方，丘陵の西縁に確実度Ⅱで活動度Ｂの常楽寺断層があり，丘陵側である南西が相対的に高くなる高度不連続が認められる（活断層研究会，1991）．ただしこの断層は，西山丘陵の北半分で認められるが，今回観測された帯状隆起域まではその延長が達していない．地震調査研究推進本部（2006）が引用している石油公団（1999）の反射断面図を見ると，西側から延びるディタッチメントが鳥越断層に抜けるようになっている．しかしながら，今回の地震では鳥越断層には変位は現れていない．ディタッチメントから派生した断層に挟まれた漏斗状の構造の部分が帯状隆起域に該当しており，バックスラストにあたる部分の地表延長部が常楽寺断層の位置に該当する．Nishimura et al.（2008）は，今回の帯状隆起のパターンが，常楽寺断層の南方延長部において，走向N31°E，傾斜41°Sの長さ9.9km 幅1.8kmの逆断層が深さ0.1～1.3km にかけて0.1m変位したというモデルで説明できるとしている．この逆断層モデルの範囲内では顕著な余震活動は認められていないことから，非地震性の活動を考える必要があり，中越沖地震の断層モデルの断層運動により常楽寺断層南方延長部の深度約1km で応力場に変化が生じ，その変化がこの逆断層の非地震性のすべりを引き起こしたと説明している．すなわち，震源断層の活動が原因で発生した応力変化により，バックスラストの延長上の浅層部の断層が受動的かつ二次的に活動し，震源域から離れた地域において活褶曲を成長させたことになる．

本震を発生させた断層とは異なる断層が付随的，受動的に活動した地殻変動の事例としては，2007年9月12日のスマトラ島南部沖地震に伴うもの等いくつか報告されているが，宇根ほか（2008a）はこのような地殻変動を「お付き合い地殻変動」と呼称した．このような「お付き合い地殻変動」がSAR干渉解析によりつぎつぎと発見されているが，変動量が小さく変動範囲も局所的であることからこれまでの水準測量等の観測方法では発見できなかったものが，SAR干渉解析により地震に伴う地殻変動を詳細かつ面的に観測することができるようになったことで発見できるようになったためであり，もともと決してまれな現象ではなかった可能性がある．「平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震」でも，同様の現象が報告されている（宇根ほか2008b）．

2．小木ノ城背斜の間欠的成長の時期と間隔

活褶曲の成長については，地震時に間欠的に成長するという考えと，常時継続的に成長しているという考えとがある．今回の地震に関する限りは，常時継続的に小木ノ城背斜が成長している可能性を否定するものではないが，地震時もしくは地震後数日以内の範囲内（SARの観測間隔の範囲内）にお

いて，間欠的な成長が有ったことを示すものである．隆起が明瞭に現れたのは 9 月 14 日の Ascending 軌道による観測であるが，7 月 19 日の Descending 軌道の観測でも隆起が確認されている。また，7 月 30 日の Ascending 軌道の観測でも（電離層の攪乱により広域の地殻変動は把握できないが）西山丘陵の帯状の隆起は確認できる。一方，7 月 19 日以降の観測では地殻変動は観測できないことから，今回の隆起は地震と同時か，少なくとも 3 日の内に発生したと考えられる．地震時に活褶曲が成長したと見なされる変化が水準測量によって明らかになった事例は有るが，あくまでも地震を挟んだ数年間という時間間隔であり，空間的にも水準点という点での観測量に限られていた．今回 SAR 干渉画像で得られた褶曲の急激な成長は，本震の震源域から離れた場所で，地震活動を全く伴わずに起こっており，このような現象が面的に詳細に観測されたということは，極めて画期的な事象である．

今回の中越沖地震に伴う活褶曲の成長では 6～7cm の隆起が認められたことから，単純に灰爪層基底（約 120 万年前）の垂直変位量約 1000m を今回観測された活褶曲の隆起量で割ると約 14,000～17,000 回となり，70 ～85 年に 1 回程度の活動間隔になる．常時継続的に活褶曲が成長しているとすれば，間欠的な活褶曲の成長現象の発生間隔はもっと長くなる．また，中越沖地震の震源断層だけでなく，他の近接の断層の活動の際にもお付き合いで成長する可能性も否定できないことから，一般の活断層の活動間隔と同様の議論はできない．いずれにしても，これまで大きな疑問が残されてきた活褶曲の成長過程という現象の一端を観測することができたといえるであろう．

３．西山丘陵の活褶曲の成長速度と小千谷地区との比較

一般には，活褶曲の成長速度を見積もるのに，形成年代の明らかな段丘面の傾動量を活用することが多い．活褶曲地帯である中越地方に関しては，小千谷市周辺では段丘が発達しているので，この地域における活褶曲の成長速度がいくつか求められている．小荒井（1990）が議論した方法に準拠して，成長速度＝（比高／水平距離）／段丘形成年代として議論する．小荒井（1990）以降，段丘編年の研究が進展してきているので，信濃川ネオテクトニクス団体研究グループ（2003）と渡辺（2008）に基づき段丘の形成年代を変更して成長速度を再計算すると，小千谷北方の小粟田原面（DKP を載せる面）で約 $1.0\sim1.2\times10^{-7}$／年，小千谷面（沖積面）で約 1.1×10^{-6}／年，小千谷南方の山本山面（最終間氷期の面）で $4.5\sim 5.3\times10^{-7}$／年，池中新田面（小粟田原面と同時代）で 1.0×10^{-6}／年としている．より南方の山本山の方が活褶曲の成長速度が大きく，同一地区ではより新しい時期の方が活褶曲の成長速度が大きいという傾向であり，小荒井（1990）が指摘したことと傾向は変わらない．

西山丘陵については基準となる地形面が存在せず，地形学的な手法で成長速度を見積もることは出来ない．地震調査研究推進本部（2006）が反射断面のデータに基づき，灰爪層の基底の年代（120 万年前）から鳥越断層の平均変位速度を求めているので，同様の手法で仮に計算してみる．ただしここでは，断層の平均変位速度ではなく，褶曲の成長速度を求めているので，成長速度＝（比高／水平距離）／段丘形成年代という式の中で，同時代地層を段丘面と置き換えて，小木ノ城背斜の西翼での地層の高さの差を比高，隆起の見られる幅を水平距離と見なして計算した．灰爪層の基底が小木ノ城背斜の西側で幅 1km にわたって約 1000m 低下しているので，（1000m/1000m）/1,200,000 年＝ 8.3×10^{-7}／年となり，中越地方の中でも変動の大きな山本山周辺と同程度かやや大きめの成長速度となっている．オーダーとしては山本山周辺と同程度の成長速度であると言えるであろう．

引用文献

宇根寛ほか（2008a）2008 年地球惑星科学連合大会予稿集.

宇根寛ほか（2008b）http://danso.env.nagoya-u.ac.jp/jsafr/pdfs/2008fprograms/2008f_P04.pdf

活断層研究会編（1991）「新編日本の活断層－分布図と資料－」.

小荒井衛（1990）地理調査部研究報告，6,68-77.

国土地理院（2007）http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2007/1002.htm.

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2006）長岡平野西縁断層帯の長期評価について.

信濃川ネオテクトニクス宇団体研究グループ（2003）地球科学，57，273-287.

石油公団（1999）「西山・中央油帯」調査報告書，61p.

Nishimura et al. (2008) Geophysical Research Letter, 35, L13301, doi:10.1029/2008GL034337.

吉岡敏和（1988）地質ニュース，411, 6-9.

渡辺秀男（2007）地球科学，61，129-142.

O-3　長岡平野西縁断層帯北部の角田山東縁断層に関する考察

石橋克彦・原田智也(東大・地震研)

Katsuhiko ISHIBASHI and Tomoya HARADA: Considerations of the Kakudayama-to'en fault in the northern part of the Nagaoka-heiya-sei'en fault system, central Japan

1．はじめに

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)は，長岡平野西縁断層帯を長さ約83kmの西側隆起の逆断層帯で，マグニチュード8.0程度の地震を起こしうると長期評価したが，その北部の角田山東縁断層(角田・弥彦断層とも言われる)については，1.2Maのマーカー A層準が3000m以上上下変位していることから，それ以降の平均変位速度を約2.5m／千年以上と見積もっている．第四紀後期に関しては，最終間氷期の海成層の上下変位量から，平均変位速度は3m／千年程度(これを超えない)と推定している．一方，角田山の東方ないし北東方の沖積層を研究しているグループは，浅層反射法弾性波探査やボーリング調査によって，更新世末期以降もほぼ同程度の平均変位速度で西側隆起の逆断層運動が続いていると考えているようである(例えば，卜部ほか，2007；石山ほか，2009；中西ほか，2009)．

これに対して池田ほか(2002)は，最近約100万年間の平均すべり速度(net slip rate)でみると 4.5mm／年以上のA級活断層だが，この断層に沿う変位地形はきわめて微弱で，角田山東麓で時代未詳の高位段丘面が20m程度くい違っているにすぎないので，すべり速度は第四紀後期になって急激に減少した可能性があるとしている．

実際，峯岡丘陵(角田山東麓)と矢作丘陵(弥彦山東方)に最終間氷期の段丘面を認定して旧汀線高度を35ー50m近くとする見解(東京電力，2008)に対しては，これを疑問視する研究者が少なくない．峯岡丘陵ー矢作丘陵の間の約6kmは真っ平らな沖積面が広がっているのも，A級の逆断層としてはやや不思議な感じがする．

このように，角田山東縁断層の第四紀後期の活動性には問題があり，断層の位置やジオメトリ(傾斜角など)もよくわかっていない．変動地形調査，ボーリング調査，地殻構造探査などによる更なる検討が待たれるが，本発表では別の観点から若干の考察をおこなう．

2．上盤は累積隆起していない？

注目すべきことは，角田山東縁断層の上盤の角田山が，後期中新世(寺泊期)の火山活動末期以来，ほとんど累積隆起していないと考えられることである．長瀬ほか(1992)によれば，角田山火山岩類の活動時期は約13ー8Maであるが，最上位は安山岩質ないしデイサイト質の塊状溶岩からなる．それらは，下位のハイアロクラスタイトに調和的に重なって基底角礫層が見られ，分布域が広く層厚もあり，板状節理や柱状節理が発達することから，陸上で噴出した溶岩流と考えられ，浅海域で活動した角田火山は火山体の成長に伴って北部が離水したと推定されている．

角田山東縁断層の活動開始は鮮新世後期と考えられているから，水平圧縮場のA級逆断層であれば上盤側は数千m以上隆起しているはずである．ところが，標高482mの角田山頂から海岸近くの山体北部まで陸上溶岩が広く分布しているという事実は，約8Ma以降，高々数百m以下の累積隆起しかないことを意味し，大規模逆断層というイメージとは著しく矛盾する．

角田山東縁断層の平均変位速度は，100万年の時間幅でも1万年以下の時間幅でも，専ら下盤側(新潟平野／越後平野)の沈降量にもとづいている．しかし，この平野は後期中新世から現在まで日本最大といってよい沈降速度をもっている(例えば，貝塚ほか，1985)ことを忘れてはならない．天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992)は，角田・弥彦隆起帯東翼と新津背斜東翼の断層が現在は逆断層の形態をとるが，もともと基盤褶曲に伴う正断層として形成

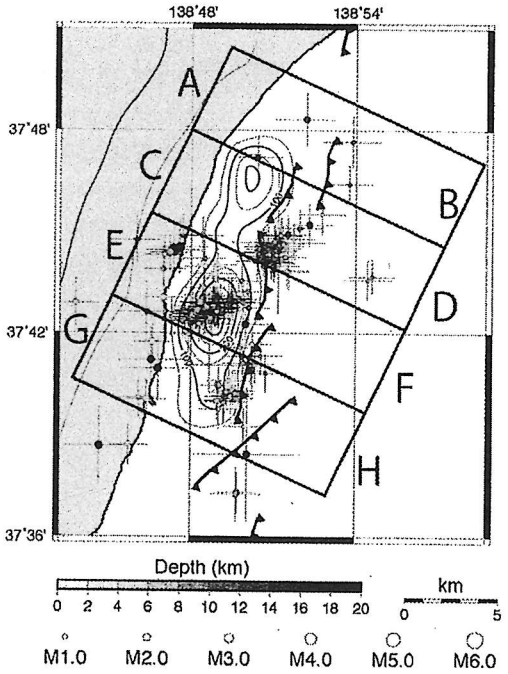


図 1. 大きな長方形の範囲内の震源再決定結果.
1997 Oct. 1〜2009 May 1 の震央分布. 断層線は地震調査研究推進本部(2004)による. 等高線の上の目玉が角田山, 下の目玉が弥彦山.

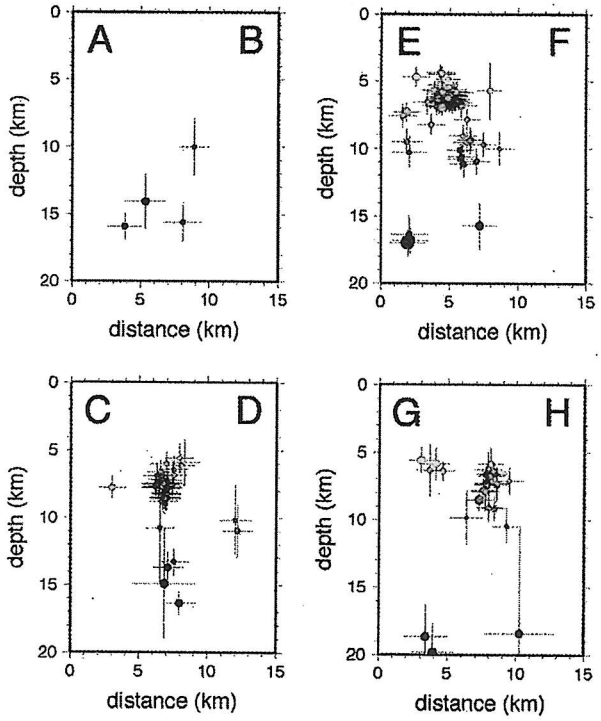


図 2. 震源の深さ分布.
図 1 の 4 つの矩形領域の鉛直断面図.

されたものが断層の成長に伴って断層面が沈降域側に傾いたという考えを紹介している（インバージョンテクトニクスではない）. このような可能性も考慮して, 断層の活動史・ジオメトリ・現在の活動形態と活動度などを検討する必要があるだろう.

3. 角田山-弥彦山地域の微小地震の震源分布

原田・石橋(2009)は, 気象庁一元化震源データ等にもとづき, 佐渡海盆周辺で発生した多数の地震の震源を再決定して, 海域の興味深い震源分布を得たが, 同時に角田山東縁断層付近の顕著な浅い地震活動が明らかになった. そこで, 前述のような議論を進める一助として, 1997. 10. 1〜2009. 5. 1 に角田・弥彦地域で発生した 179 個の地震の震源を Double-Difference 法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)で再決定し, 176 個について解を得た.

図 1 に再決定された震央の分布を, **図 2** に震源の深さ分布を示す. 弥彦山直下の浅い地震活動が顕著だが, CD 領域と GH 領域で角田山東縁断層(角田・弥彦断層)付近に震源が集中しているのが注目される. これらが断層沿いの活動といえるかどうかは未だ不明だが, それらの深さ分布が明瞭に高角であるのは興味深い.

謝　辞：角田山火山岩類に関して長瀬克也・佐藤博明・鎌田桂子の諸氏にご教示いただいた. 震源再決定には気象庁一元化震源データと Waldhauser and Ellsworth (2000) の DD 法のプログラムを使用した. 記して感謝します.

引用文献：原田・石橋(2009)日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集(CD-ROM), J245-P016. 池田ほか(2002)第四紀逆断層アトラス, 東大出版会. 石山ほか(2009)日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集(CD-ROM), J245-P012. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_nagaoka/index.htm. 貝塚ほか(1985)日本の平野と海岸, 東大出版会. 長瀬ほか(1992)新潟大・理・地鉱研究報告, no. 7, 41-55. 中西ほか(2009)日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集(CD-ROM), J245-P013. 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992)改訂版日本の石油・天然ガス資源. 東京電力(2008)http://www.pref.niigata.lg.jp/HTML_Article/1-2-jisin7.pdf. 上部ほか(2007)第四紀研究, **46**, 427-431. Waldhauser, F. & W.L. Ellsworth (2000) Bull. Seism. Soc. Am., **90**, 1353-1368.

O-4　三方低地の地下地質に基づく三方断層帯の活動性の解明

岡田篤正（立命館大）・加藤茂弘（兵庫県立人と自然の博物館）・石村大輔（京大理・地物院生）
Atsumasa OKADA, Shigehiro KATOH, Daisuke ISHIMURA ;
Subsurface geology in the Mikata Lowland in relation to the activity of the Mikata Fault, central Japan

1．はじめに

三方五湖を含む三遠三角地は，若狭湾南岸中央部に位置する沈降域であり，東を三方断層帯に，南を熊川断層に限られた，厚い第四紀層で埋積された低地である（図1A）．三方断層帯（の一部）とこの北西側から北方へと派生する日向断層は，1662年寛文・若狭近江地震で活動したとされる（小松原・水野，2009）．三遠三角地東部を占める三方低地は，沈降過程のみならず，こうした三方断層帯の活動性を解明するためにも貴重な地域である．今回，三方湖東岸の鳥浜（生倉）において，深さ60mのオールコアボーリングを実施した．このコア試料を対象に，層相・層序の記載と測色・帯磁率測定，^{14}C年代測定およびテフラ分析を行い，詳しい年代値を入れた層序を確立した（図1B）．本研究では，この結果を吟味するとともに，従来の研究成果を含めて三方低地の形成過程を再検討する．さらに，既往の周辺ボーリングや，地形・地質資料などを比較検討して，三方断層帯の活動性や三遠三角地における第四紀地殻運動を考察する．

2．従来の研究

岡田（1984）が三方五湖低地の形成過程と地殻運動を全般的に述べた後にも，数多くの調査がこの地域で行われてきた．竹村ほか（1994），福沢ほか（1994），水野ほか（1999），中江ほか（2002）は，ボーリング調査を行って地下地質と古環境変遷を解明した．1995年兵庫県南部地震後に行われた活断層調査では，三方断層主要部でのトレンチ調査やボーリング調査が行わず，三方断層帯の最新活動期や活動性に関する高精度の成果は得られなかった．一方，日向断層の位置や性状は，水野ほか（1999）や金田ほか（2000）などにより詳しく把握された．また，三方断層北部でのトレンチ調査やボーリング調査により，この部分の性質については重要な成果が得られている（小松原ほか，1999）．

3．若狭町鳥浜(生倉)における60mボーリング（MK60m）コアの分析結果

ボーリング地点は，若狭町鳥浜（生倉）の若狭一敦賀高速自動車道PA予定地であり，寛文地震以前には三方湖底であったが，浦見川の人工掘削以降の水位低下により陸化した．ボーリングは地下水の自噴なども考慮して地上高約3mの天板上で作業が行われ，ほぼ欠損の無い全長60 mのコアが採取された．コア堆積物は，細礫，砂，泥，泥炭の互層から構成され，泥層～砂層～細礫層といった上方粗粒化のパターンを示す厚さ5～10 mのユニットに区分される（図1B）．各ユニット上部の細礫層は，基質をほとんど含ない花崗岩起源の淘汰の良い石英・長石から構成され，堆積構造はあまり認められない．ユニット中部の砂層には，級化・逆級化構造や生痕などが見られる．ユニット下部の細粒部は，シルト分が多い層が主である．材片やビビアナイトを含み，ラミナや生痕も見られる．泥炭層は，木質泥炭と泥炭質粘土に分けられる．コア全体として材片を多く挟在し，コア径大の材（幹）や球果なども含まれる．テフラ分析では，火山ガラスと重鉱物の屈折率測定を行い，K-Ah（深度7.77-7.78 m），U-Oki（8.60-8.65 m），AT（19.76-19.87 m），SI（34.59-34.61 m），DSP（44.13 m）の5層のテフラを検出した．^{14}C年代測定は深度6.87m～38.79m間の14層準で行った．現時点で，SI上位の深度34.44mで45,150±650 yBP，SI直下の深度34.635mで50,840±1,300 yBP，深度36.265mで49,860±1,080 yBPの年代値が得られているが，深度38.79mの試料は測定限界（>53,340 yBP）を超えた．テフラ層序や堆積速度からは，深度36m付近で約5万年前であると推定される．

4．三方低地の平均堆積速度と三方断層帯の活動史

MK60mコアでは，約4.9万年前に降灰したとされるSIが深度34.61mに挟まれており，0.7m／kaの平均堆積速度が推定される．これは，三方湖中央付近での堆積速度（竹村ほか，1994）とほぼ一致する．コア堆

積物には，SIより上位で上方細粒化パターンを示す５つの堆積ユニットが確認でき（図1B），１万年程度の間隔でこの堆積パターンが繰り返されてきたことがわかる．こうした繰り返しは，後期更新世の気候変動パターンとの比較検討が必要ではあるが，三方断層帯の大地震時における西側低下の活断層運動を反映している可能性が高い．

現在，中日本高速道路（株）舞鶴若狭高速自動車道を建設中であり，三遠三角地内の低地部でも数多くのボーリングが実施されている．若狭町気山（中山）は，自動車道が三方断層を斜断する予定のため，その付近で群列状にボーリングが実施された．低断層崖を伴う場所に破砕帯を随伴する三方断層が認められているが，この西側を並走する断層もボーリング調査で推定されている．今後は，これらの調査成果だけでなくボーリングコア試料を入手して分析を進め，三方断層帯・熊川断層帯の活動史や三遠三角地の形成過程について総合的に究明していきたい．

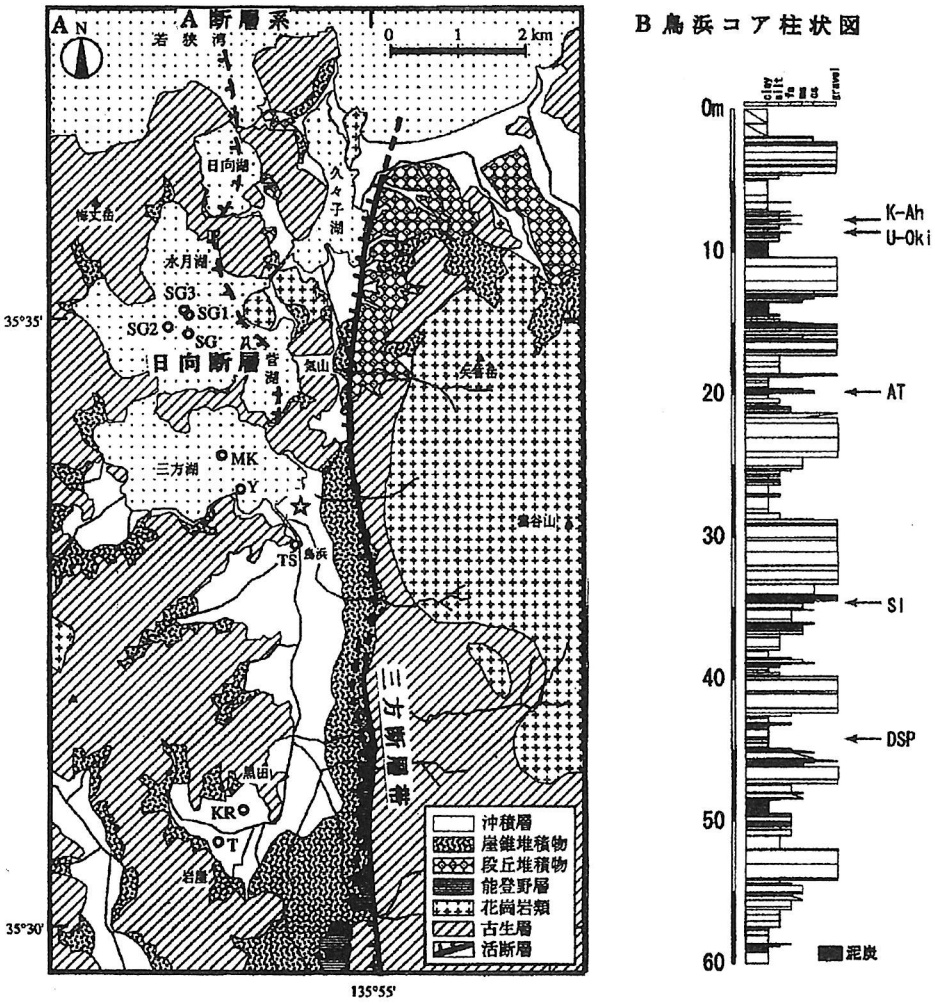


図１　三方低地周辺の地質図と調査地点（A；竹村恵二ほか，1994に追記)とMK60mコア柱状図

○印：水月湖（SG），三方湖（MK），黒田（KR）の主な掘削地点．☆印：若狭町鳥浜におけるMK60mコア掘削地点．

謝辞：ボーリング掘削はNEXCO中日本及びダイヤコンサルタント関西支社の松井和夫・山根 博氏らの協力で可能となった．

文献：福沢仁之ほか（1994）地学雑誌，103，127-139．金田平太郎ほか（2000）月刊地球，号外28，119-126．小松原 琢・水野清秀（2009）日本地方地質誌5　近畿地方，314-317．小松原 琢ほか（1999）地質調査所速報，no. EQ/99/3，197-213．水野清秀ほか（1994）地質調査所速報，no. EQ/99/3，187-195．中江 訓ほか（2002）西津地域の地質，90頁．岡田篤正（1984）鳥浜貝塚―縄文前期を主とする低湿地遺跡の調査．9-42．竹村恵二ほか（1994）地学雑誌，103，233-242．

O-5　被覆土壌の火山灰分析による近畿地方の段丘面の編年：琵琶湖西岸地域と関ヶ原周辺地域を例にして

石村　大輔（京都大学）・垣内　佑哉（(株) 日本能率協会総合研究所）

Daisuke Ishimura, Yuya Kakiuchi ; Chronology of fluvial terrace in Kinki district, based on tephra analysis of soil: case study of the west coast of Lake Biwa and Sekigahara region

＜はじめに＞

過去数万～数十万年間の地殻変動を検出するためには，地殻変動を受けた地形（変位基準・変位指標）を調べることが重要である．内陸部の地殻変動の基準としては，河成段丘が用いられ，地殻変動量の算出が試みられている（吉山・柳田，1995；田力・池田，2005 など）．その際に問題となるのが段丘面の形成年代の推定である．従来は段丘面の分布・比高・開析度，堆積物の風化程度を考慮して行われてきたが，多くの地域ではさらに火山灰層準を組み合わせてより高い精度の年代推定を行っている．しかし，四国・近畿・東海地方などの火山灰稀産地域では，被覆土壌の火山灰分析に基づく広域的な段丘面の対比・編年はほとんど行われていない．段丘面の被覆土壌を用いた火山灰分析には，①その地域に既知の広域テフラが複数降灰している，②細粒堆積物が連続的に堆積している，という条件が必要である．そこで本研究では，琵琶湖西岸地域と関ヶ原周辺地域を対象とした（図 1）．本研究地域では，琵琶湖の堆積物中から広域テフラが複数検出されており，段丘面上には風成塵を母材とする被覆土壌が発達している．本発表では，琵琶湖西岸地域と関ヶ原周辺地域での分析結果を基に，本手法を用いた近畿地方における段丘面の編年の可能性を示す．

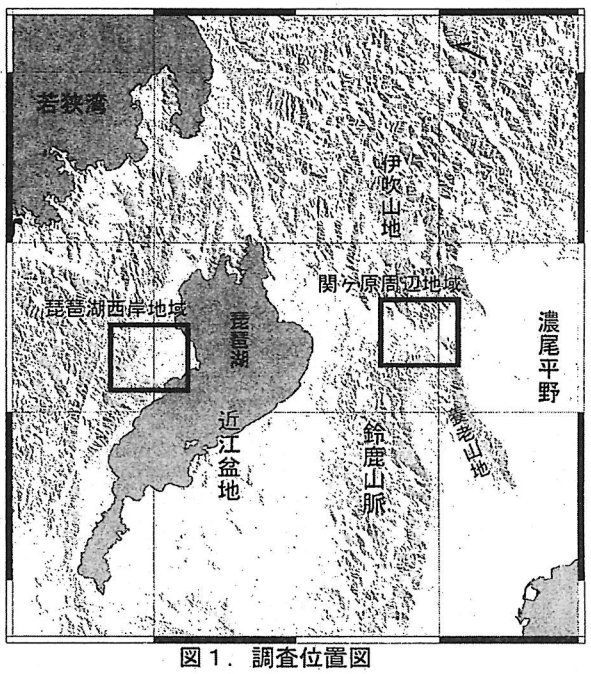


図 1．調査位置図

＜手法＞

最初に空中写真判読を行い，現地調査で段丘構成層および被覆土壌を確認し，各地域で地形面区分図の作成を行った．試料採取には，できるだけ露頭は避け，段丘面上でパーカッション採土器を用いてサンプリングを行った．同一面上の複数地点でサンプリングを行うことで，局所的なテフラのコンタミネーションや被覆土壌の欠損の有無を検討した．室内作業では，泥分を除去し，メッシュクロース（#255 と#150）を用いて粒径を 3-4ϕ に揃え，薄片を作成した．偏光顕微鏡下では，火山ガラス，重鉱物，β 石英，プラントオパールなどのカウントを行った（母数は 400 粒子以上）．また，AT 層準以深では，火山ガラス・重鉱物の含有率が低くなるため，全視野でのカ

ウントも行った．火山灰の同定には温度変化型屈折率測定装置 RIMS87（(株) 京都フィッション・トラック社製）を用いて火山ガラス，重鉱物の屈折率測定を行った．加えて，一部の火山ガラスについては化学分析も行った．また帯磁率測定を行い，地層の対比・火山灰降灰層準の認定を試みた．

＜結果＞

琵琶湖西岸地域では，K-Tz，AT，K-Ah テフラを検出した．安曇川南岸に位置する泰山寺野台地には，上位から饗庭野Ⅰ面，泰山寺野Ⅰ～Ⅳ面，奥山面，中野面が連続的に分布し，泰山寺野Ⅲ面より上位の面では，K-Tz，AT，K-Ah 層準，下位の泰山寺野Ⅳ面・奥山面では AT，K-Ah 層準，中野面では K-Ah 層準が被覆土壌中から検出された．また，K-Tz 層準から構成層境界までの厚さを用いて形成年代を推定したところ，泰山寺野Ⅰ～Ⅳ面は最終間氷期（MIS 5），奥山面・中野面は AT 降灰以後に形成されたことがわかった．

関ヶ原周辺地域では，H1～L4 面までの 8 面に地形面を区分し，M1 面，M2 面，L2 面で分析を行った．M1 面の被覆土壌からは K-Tz，AT，K-Ah 層準を検出した．M2 面の被覆土壌からは AT，K-Ah 層準を検出した．L2 面の構成層から AT の純層を検出し，被覆土壌中からは K-Ah 層準を検出した．さらに地形面の分布・比高や構成層の風化程度を考慮して，それぞれ M1 面を最終間氷期（MIS 5）に，M2 面を最終氷期（MIS 4）に，L2 面を最終氷期の最大海面低下期（MIS 2）に形成されたと推定した．

＜考察＞

本研究により，近畿地方で初めて被覆土壌中から K-Tz 層準を検出した．連続サンプリングの分析により，微量なβ石英・火山ガラス・重鉱物の鉛直分布を捉えることができた．このことは，目に見えない火山灰層準の検出の可能性を示すとともに，疎なサンプリングによるデータではこれらの火山灰層準の見落としや誤認につながる可能性があることを示している．また，いわゆるフラッドロームと呼ばれる細粒堆積物と風成堆積物の境界の認定は，帯磁率や鏡下での粒子観察によりある程度推定可能であることがわかった．しかし，火山灰層準の認定基準，構成層と被覆土壌の境界，被覆土壌の発達過程，段丘面の形成過程などについては，さらなる考察を要するものと考えられる．

＜まとめ＞

本研究により，琵琶湖周辺では被覆土壌が発達しており，この手法を適用することにより新たな火山灰層準を検出できる可能性を示すことができた．また，近畿地方の他の地域でも段丘面の発達する地域には，少なからず被覆土壌が存在するはずであり，今後分析を行うことにより段丘面の形成年代に制約を与えることができると考えられる．これにより近畿地方の地形発達やテクトニクスに重要なデータを与えることができると考えられる．

＜引用文献＞

吉山　昭・柳田　誠（1995）地学雑誌，104，809-826.
田力正好・池田安隆（2005）第四紀研究，44，229-245.

O-6　　鈴鹿山脈南部の隆起

松葉　千年（桑名市在住）

Chitoshi MATSUBA; The Tectonic Upheaval of Southern SUZUKA Mountains.

暮明期に　四日市ドーム状構造部・生桑丘陵・垂坂丘陵は　水口・四日市撓曲として形成された　　鈴鹿山脈南部の御在所山・雨乞岳・綿向山は　ＯＺ－１０火山灰層以後　三滝川構造線を境として　傾動隆起を開始し　三重県側では　湯の山礫層を堆積しつつ　四日市ドーム状構造部は　足見川背斜として御在所方向へ延びていった

湯の山礫層　標高２６０ｍ　東急ゴルフ場建設工事により　水沢ピンク火山灰層が発見された（松葉千年１９９０；日本第四紀学会演旨ｐ、９０～９１）
また金溪川上流　標高２３０ｍから　寒冷期を示すヒメバラモミ産出層準が確認された

桑名市多度町小山丘陵開発によって東海層群上部の大泉層の上に　多度層露頭が発見されＴＤＷピンク火山灰層の下位３０ｍにミツガシワを含む寒冷期泥炭層が発見された

多度層・湯の山礫層の寒冷期は　ピンク火山灰層（１００万年前）の下位３０ｍとしてともに同一寒冷期であり　ともにＭＩＳ－３４　約１１０万年前と推定される

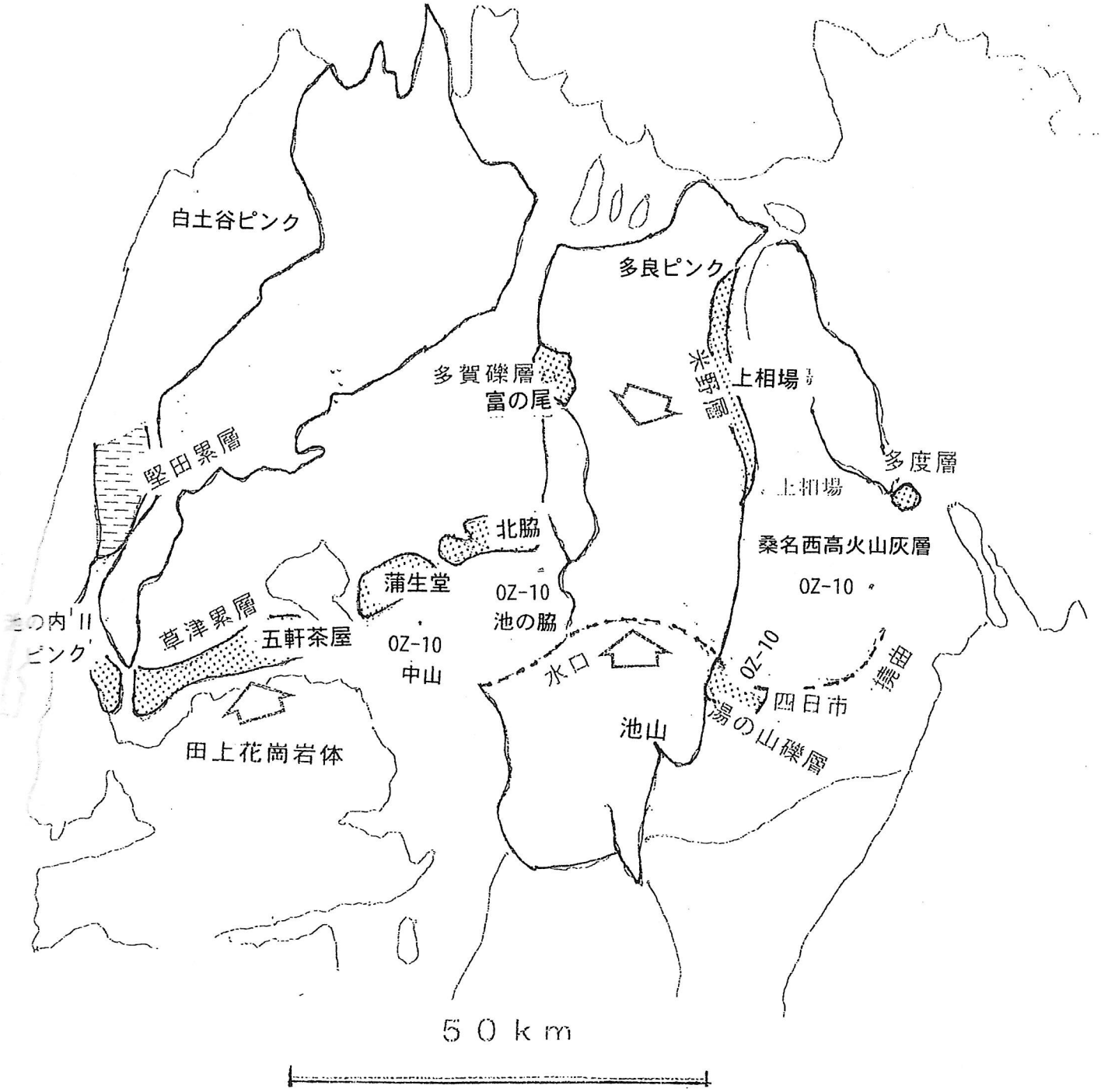
多度小山の大泉層最上部にＯＺ－１０火山灰層露頭があり　火山ガラス屈折率・重鉱物組成が　桑名西高火山灰層と一致したので　これを模式地とした

西蒲野の水資源開発公団　蒲野調整池造成工事に際し　標高１４５ｍにＯＺ－１０火山灰層露頭が発見された
ＯＺ－１０火山灰層の上位　湯の山礫層下部に層厚１ｍの風化した火山灰層が存在した
風化した火山灰層は多度層・米野層にも存在し　藤原町上相場の上相場火山灰層と推定される　鈴鹿山脈北部の隆起により　滋賀県多賀礫層下部の　富の尾火山灰層も　上相場火山灰層である
滋賀県和南礫層下の　池の脇火山灰層　水口丘陵の中山火山灰層も　火山ガラス屈折率が高く斜方輝石を特色としＯＺ－１０火山灰層である
蒲生堂火山灰層を上相場火山灰層とすると　その上位にミツガシワ等　寒冷期層準があり（古琵琶湖団研１９７７；地球科学３１－３　ｐ、１２８）湯の山礫層と草津累層はともに　鈴鹿山脈南部隆起により堆積したものと推定される

鈴鹿山脈南部は約１２０万年前から隆起を開始したと推定される

鈴鹿山脈南部の隆起

前期更新世



O-7　カツラの遺伝子型と日本列島の第四紀変動

新妻信明（静岡大学理学部）・國分 尚（千葉大学フィールド科センター）・

安藤敏夫（千葉大学園芸学部）

Nobuaki Niitsuma, Hisashi Kokubun & Toshio Ando:

Phylogeographical structure of *Cercidiphyllum japonicum* (Cercidiphyllaceae) and Quaternary Changes in Tectonics and Climate of the Japanese Island Arcs

日本列島全域の 107 本のカツラ（*Cercidiphyllum japonicum* Sieb. & Zucc.）桂巨樹の生葉から抽出増幅した *atpB-rbcL, trnD-trnT, rpoB-trnC, trnS-trnfM* の 4 つの葉緑体遺伝子間領域の塩基配列を決定した．さらに，分岐年代を推定するため，12 領域（*psb A-trmh, trnK intron, rpS16 intron, trnS-trnG-trnC-petN, petN-psbM, psbM-trnD, trnS-trnT, trnT-trnF, 5'rpS12-rpL20, psbB-psbH, rpL16 intron*）の塩基配列も決定した．

分析に用いたカツラには形態的相異を認めることはできないが，20562 塩基対中に 23 の置換がある東北日本型（NE）と西南日本型（SW）に大きく分けることができた．NE 型は NE10 と NE20・NE21 の亜型に，SW 型は SW10 と SW20・SW21 および SW11-14 の亜型に細分できた．NE と SW 遺伝子型の分布境界は本州中央部の中央構造線および利根川構造線（柏崎-銚子線）に沿っており，NE20・21 亜型と SW20・21 亜型は NE 型と SW 型境界付近に分布している（Fig. 1）．

遺伝子型の分岐年代を推定するために外群として，*Daphniphyllum macropodum* Miq. var. *humile* (Maxim.) Rosenthal (Daphniphyllaceae) and *Liquidambar styraciflua* L. (Altingiaceae)を使用した．Saxifragales から Cercidiphyllacea (*Cercidiphyllum*)と Altingiaceae (*Liquidambar*)の分岐年代は 121-111Ma と 107-87Ma，Cercidiphyllaceae と Daphniphyllaceae (*Daphniphyllum*)の分岐年代は 102-85Ma とされている(Wikstrom et al.,2001)．これらの分岐年代に基づくと，NE 型と SW 型亜型は 0.33-0.16Ma と算出された.算出される塩基置速度は 1.49-2.98×10^{-10}/年であり，木本植物の塩基

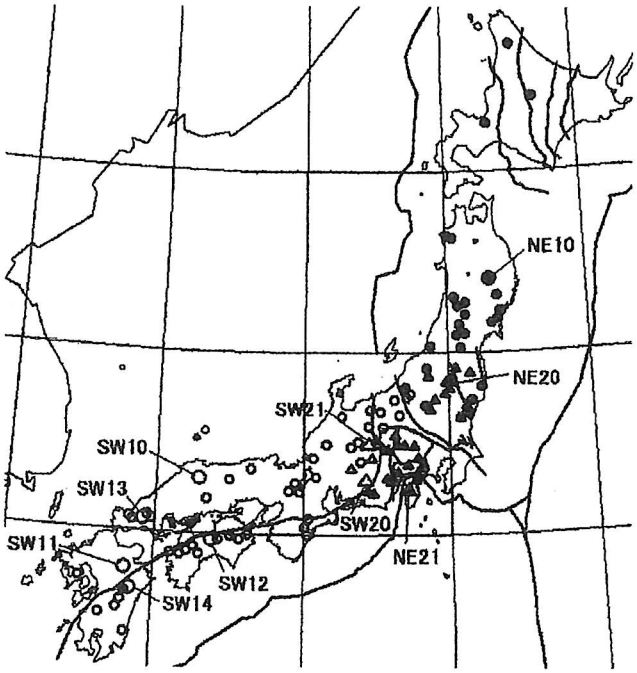


Fig. 1
日本列島における
カツラ遺伝子型の分布.

黒印：NE 型，白印:SW 型.

丸:10 亜型，三角:20・21 亜型.

大印：亜型模式個体.

太線：沈込み境界・構造線

置換速度 0.84-3.85×10^{-10}/年の範囲（Albert et al., 1994）に収まっている．

桂 *Cercidiphyllum* 属の化石は日本列島および朝鮮半島・満州から報告されている．古第三紀の撫順炭田で記載された *Cercidiphyllum eojaponicum* Endo は釧路炭田・北部北上の岩泉や宮古・常磐から *Cercidiphyllum arcticum* Brown とともに報告されている．新第三紀の前期中新世には，現生の *Cercidiphyllum japonicum* Sieb. et Zucc. と形態的に区別できない *Cercidiphyllum crenatum* (Unger)が阿仁合型植物群の構成種として報告され，東北・北海道のみならず日本海沿岸の朝鮮半島・北九州でも報告されている．日本海拡大前の温暖期の台島型植物群の中期中新世には，北海道や朝鮮半島北部と報告範囲が北側に移動している．後期中新世には，山形県以北で報告されている．後期更新世にも仙台付近で報告されており，塩原からは現生の *Cercidiphyllum japonicum* として報告されている．最終氷期以後の完新世には猪苗代湖において花粉化石が報告されている．これらの報告によると，桂は古第三紀以来，日本列島に生育しており，寒冷期にはその分布を南側に拡大していた．現生の桂もこれらの桂の末裔であろう．最終氷期後に猪苗代湖から花粉化石が報告されていることは，桂は最終氷期において日本列島の南部にも分布を拡大したことがうかがわれる．

化石が報告されている古第三紀以後，日本列島は日本海拡大によってアジア大陸東縁部から分離し（新妻ほか,1985），アジア大陸との交流は，樺太と対馬海峡域に限られたが，日本海沿岸域に共通する阿仁合型植物群や台島型植物群の存在は日本海拡大前に共通の植生におおわれていたことを物語っており，日本海拡大以後に NE 型と SE 型が分岐したことは確実である．日本海拡大後，東北日本域は阿武隈・北上の前弧域を除いて海域におおわれたので，東北日本脊梁域の後期中新世の桂化石は，周辺域から移動したものである．

化石記録が乏しいが西南日本は日本海拡大後，東北日本ほど海域におおわれていなかったと考えられるので，日本海拡大時の桂が存続していたとも考えられる．

本州中央部の中央構造線以北の北部フォッサマグナ・新潟油田地域は後期更新世まで海域であり，現在の SW10 型の分布は西南日本から海退後移動したものであろう．

本州中央部の中央構造線以南には NE 型が分布しているが，NE20 亜型のみで NE10 亜型は分布していない．NE20 亜型は福島県の中通・脊梁域および棚倉構造線に沿って分布しており，東北日本からの移動であれば，NE10 と NE20 が分岐した 1.0-0.5Ma 以後であろう．

伊豆半島に NE21 亜型が分岐しているが，伊豆半島は南海から北上付加した地塊であるので（Niitsuma,1999）本州に付加する前から桂が生育していたとは考え難く，関東山地南縁に付加した丹沢を経て移動したものであろう．NE21 亜型の NE20 亜型からの分岐は，伊豆半島が衝突付加後に起こったと考えられる．

NE 型と SW 型の分岐年代が 5.2-2.5Ma と丹沢の衝突付加期に推定されている．本州中央部における 2.5Ma 以後の最も大きな変動は，関東地方に九十九里トラフが形成されたことである（Niitsuma et al., 1989）．九十九里トラフ形成前は，東北日本脊梁山地と関東山地との接続によって東北日本と西南日本との桂遺伝子交流が維持されていたのであろう．九十九里トラフの形成よって東北日本と西南日本の接続が絶たれ,桂遺伝子の分岐が開始されたのであろう．

日本列島各地に現在生育する桂巨樹の DNA 塩基配列の決定を行ったところ,桂遺伝子にも日本列島のテクトニクス記録が残されていることが判明したので報告する（Kokubun et al., in Press）．

引用文献

Albert VA *et al.* (1994) *Annals of the Missouri Botanical Garden* **81,** 534-567.

Kokubun,H.*et al*..(in Press) A phylogeographical structure of *Cercidiphyllum japonicum* (Cercidiphyllaceae) reflecting a Pliocene event. Annals of Botany.

Niitsuma N. (1999). *Island Arc* **8:** 441-458. ;**新妻信明ほか** (1985).**科学**,**55**,744-747.

Niitsuma N, *et al.* (1989). *Palaeogeography, Palaeoclimatology &Palaeoecology* **71:** 193-203.

Wikström N *et al.* (2001) *Proceedings of theRoyal Society, London* **B268,** 2211-2220.

O-8　変成岩ナップの冷却に伴う第四紀のヒマラヤ前縁山地の急激な上昇

酒井治孝（京都大学）・檀原徹・岩野英樹（京都フィッション・トラック）・瀧上豊（関東学園大学）・藤井理恵（京都大学）

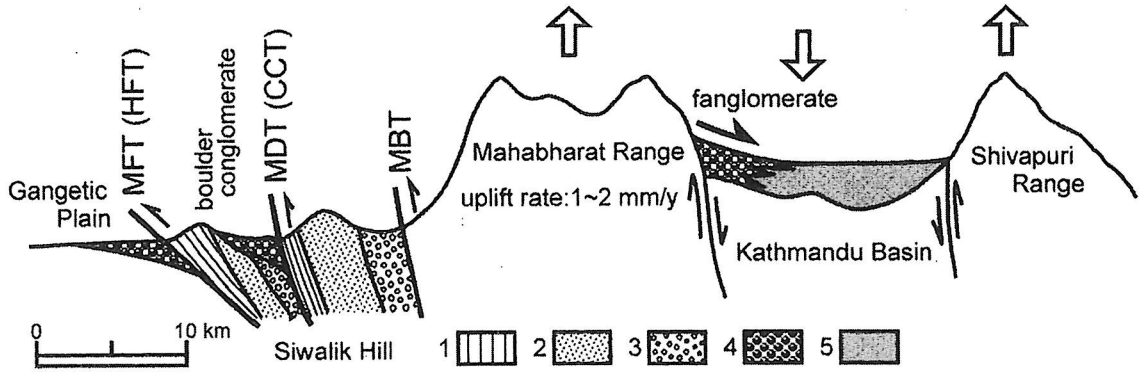
Harutaka SAKAI, Tohru DANHARA, Hideki IWANO, Yutaka TAKIGAMI, Rie FUJII:
Abrupt uplift of the frontal range of the Himalaya during the Quaternary triggered by cooling of metamorphic nappe

ヒマラヤ山脈の前縁山地をなすマハバーラト山地やピル・パンジャル山地、およびサブヒマラヤと呼ばれるシワリーク丘陵は、第四紀後半に急激に 1500〜2000m 上昇したことが知られている。ネパールヒマラヤ中央部のカトマンズ盆地では、南方に位置するマハバーラト山地の上昇により約 100 万年前に発生した地滑り堆積物が河川を堰止め、それに引き続く厚い扇状地堆積物により湖が誕生したことが分かっている（Sakai et al., 2002, 2006）。またハイヒマラヤから横谷にそって南北に流れ下った河川は、前縁山地の急激な上昇により流路を東西に変え縦谷を形成している。一方ヒマラヤの前縁盆地堆積物であるシワリーク層群の最上部は、シワリーク層群の砂岩の巨礫を含む boulder conglomerate から構成されており、その堆積開始の年代は約 100 万年前である（Tandon and Kumar, 1984; Kumar et al., 1999）。これらヒマラヤ前縁山地の急激な上昇開始は、0.9Ma におけるベンガル深海扇状地の堆積速度の急激な増加と砕屑物の性質に変化をもたらしたと解釈されている（Sakai et al., 2006）。

このような前縁山地の上昇をもたらした原因は、第四紀初頭にインドプレートとユーラシアプレートの境界を成すヒマラヤ前縁断層の位置が、Main Boundary Thrust (MBT)から南方の Main Frontal Thrust/Himalayan Frontal Thrust (MFT/HFT)に移動したことに求められる。この新たな沈み込みにより、MBT と MFT の間に分布するシワリーク層群の一部は fold-and-thrust belt を形成すると同時に、一部はレッサーヒマラヤの下に沈み込んだため、急激な上昇が発生したものと考えられる（Sakai et al., 2006）。MFT の運動開始の時期について Mungnier et al. (2003)は、3〜2.4Ma に遡ると推定している。

私たちの研究グループでは、ヒマラヤの上昇と変成岩ナップのリンケージを解明することを目的として、南北 120km にわたってレッサーヒマラヤの現地性堆積物を構造的に覆うナップの熱年代学的研究（ジルコンとアパタイトの FT 年代と雲母鉱物の ^{40}Ar-^{39}Ar 年代の測定）を行ってきた。その結果、変成岩ナップは約 14.4Ma に地表に露出し、3〜4cm/yr の速度で南南西方向に前進し、11〜10Ma にはその運動を停止したことを明らかにした。また変成岩ナップはその表層および前縁から冷却を始め、240℃の等温線は 10~15km/m.y.の速度で

北方に後退し、3Ma までには変成岩ナップ全体が 240℃以下に、さらに 1Ma には 120℃以下に冷却したことが判明した。これは即ち、変成岩ナップが 3Ma には流動する性質を失い、1Ma には完全に固結し脆性破壊する領域にあったことを示唆している。3Ma は MFT の開始時期に対応し、1Ma は前縁山地の急激な上昇に対応している。従って、変成岩ナップの冷却に伴い、3Ma には応力集中の場が MBT から南方の MFT に移動し、シワリーク堆積物の一部は変形・破壊し、一部はレッサーヒマラヤの下に沈み込みを開始し，その結果 1Ma には扇状地礫を大量に供給できるほど前縁山地が高くなったものと解釈される。



カトマンズ盆地とタライ平原を結ぶ南北地質断面図
ヒマラヤ山脈の前縁山地（マハバーラト山地やビルパンジャル山地）とシワリーク丘陵は約 200 万年前以降，急激に上昇した．1．シワリーク層群下部層，2．同中部層，3．同上部層，4．同最上部層：巨礫を含む礫岩（土石流堆積物と扇状地礫岩），5．カトマンズ盆地層群

引用文献

Mugnier, J.L., Huyge, P., Leturmy, P. and Jouanne, F. (2003), Episodicity and rates of thrust-sheet motion in the Himalayas, Western Nepal. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, **82**, 1-24.

Sakai, H., Sakai Hideo, Yahagi, W., Fujii, R., Tatsuya, H., Upreti, B. N. (2006), Pleistocene rapid uplift of the Himalayan frontal ranges recorded in the Kathmandu and Siwalik Basins. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **241**, 16-27.

Sakai, H., Fujii, R., Kuwahara, Y., (2002), Changes in depositional system of the Paleo-Kathmandu Lake caused by uplift of the Nepal Lesser Himalayas. *J. Asian Earth Sci.*, 20, 267-276.

Tandon, S.K. and Kumar, R., (1984), Active intra-basinal highs and palaeodrainage reverasala in the late orogenic hominoid-bearing Siwalik basin. *Nature*, **308**, 635-637.

O-9　東南海沖の前弧海盆表層堆積物より見いだされた近代の災害の痕跡

白井正明（首都大・地理）・大村亜希子（東大・海洋研）
・若林　徹（東大・新領域）・大上隆史（東大・新領域）

Masaaki Shirai, Akiko Omura, Toru Wakabayashi and Takashi Ogami; Relict of modern natural hazards obtained from forearc basin off the Tonankai district

はじめに

西南日本太平洋側にはフィリピン海プレートが沈み込み，海域巨大地震が繰り返し発生している．紀伊半島南東沖，いわゆる東南海沖に位置する前弧海盆，熊野トラフでは，その気候的・地形的特徴から，地震性タービダイトのみならず，洪水性タービダイトも形成されやすいと期待される．発表者らは学術研究船淡青丸航海 KT-05-19, KT-06-7, KT-07-5 次航海において，熊野トラフ西縁表層堆積物のコア試料を大量に採取し，タービダイト研究を行っている．目的の一つとして，過去100年間程度の期間を対象にタービダイト記録と陸上における災害記録を対比し，タービダイトの起源とその特徴の対応関係を明確化することが挙げられる．

コア試料の年代見積もり

採取したコア試料よりトラフ西縁の斜面末端部（33° 38.7' N, 136° 15.2' E）で2005年と2007年にそれぞれ採取された２本のコア，トラフ中央部（33° 34.8' N; 136° 34.1' E）で採取したリファレンスコアを選び，砂層の形成年代推定を試みた．この時代の堆積物の年代推定手法として，炭素同位体年代測定は全く不可能ではないが，暦年較正の正確さに問題がある．他には鉛同位体Pb-210の濃度変化を基にさまざまな堆積モデルを構築し堆積速度を求める手法（例えば，金井，2000）が比較的良く実施されているが，タービダイトの存在は堆積速度の変化，下位層の削剥の可能性を意味するため，Pb-210を用いた方法を今回の研究対象に適用することは難しい．本研究では，大気中核実験により飛散した人工核種Cs-137の出現層準（西暦1954年に相当，例えば，Peirson, 1971）を基に，半遠洋性粒子の沈積速度一定という仮定の基，過去約100年間強の砂層の形成年代を推定した．その際，乾燥かさ密度の測定により圧密の影響を，粒度分析によりタービダイトの影響を評価し，さらに生物擾乱による表層の未固結酸化層の撹拌が，Cs-137の出現層準を下降させている可能性を考慮した．

このようにして斜面末端部の２本のコアで半遠洋堆積物の沈積速度を見積もった

が，見積もり結果に差異が認められた．これらのコアは挟在されるタービダイトの枚数が異なるという特色はあるが，半遠洋性粒子の沈積速度自体には本来差がないはずである．タービダイトの枚数が多いコアで見積もられた半遠洋堆積物沈積速度が小さいことから，この差は混濁流流下時の表層堆積物の削剥によって生じたと推定した．Normark (1989)，木下ほか（2006）などの小規模なタービダイトの流速の観測例によると，小規模タービダイトを形成する混濁流の流速は10～20cm/sec である．一方堆積粒子の粒径とその粒子が再移動を始める流速についてまとめた，いわゆるユールストロームダイアグラムでは未固結の細粒砂～粘土粒子は流速10 cm/sec 強で再移動を開始する．従って小規模な混濁流でも，表層の未固結酸化層を削剥していると考えた方が合理的である．各タービダイトの下位に，現在観察される未固結酸化層の粒子重量に相当する堆積物が本来存在していたと仮定した上で，斜面末端部の２本のコアの半遠洋性粒子沈積速度を再計算すると，見積もり値に幅はあるものの，両者で共通する半遠洋性粒子沈積速度は0.050 g/cm^2/y となった．この沈積速度に基づいて得られたコア中の砂層の形成年代は，熊野地方で知られている大規模災害，十津川大水害（1889年）と東南海地震（1944年）の発生年代と良く一致する．すなわち，今回行った年代見積もり方法は概ね妥当であると考えられる．

今後の展望

詳細な災害記録が残されている過去100年間程度という期間を対象として，陸域の災害記録と深海の災害記録（タービダイト）を対比することができれば，今後タービダイトの起源と堆積学的特徴の対応関係の明確化に貢献するであろう．更に災害記録とタービダイトの対比によって，この期間の詳細な堆積年代の見積もりの妥当性が確認できる．詳細な堆積年代の取得は，人類活動が半遠洋域に与えている影響を評価することにも役立つと期待される．

引用文献：

金井（2000）地質ニュース，556，20–34.
Peirson（1971）Nature, 234, 79–80.
Normark (1989) Journal of Sedimentary Petrology, 59, 423–431.
木下ほか（2006）日本地すべり学会誌，43 (2), 41–43.

O-10　大分県横尾貝塚から発見された鬼界アカホヤ噴火に伴う津波堆積物

藤原　治（産総研）・町田　洋（東京都立大学名誉教授）塩地潤一（大分市教育委員会）

O. Fujiwara, H. Machida and J. Shiochi: Tsunami deposit from the Kikai-Akahoya eruption preserved in the Yokoo midden, North Kyushu, West Japan

1. はじめに：約 7300 年前に南九州沖の鬼界カルデラで起こったアカホヤ噴火は，完新世における地球上で最大規模の噴火イベントである．この噴火で発生した大規模火砕流（竹島（幸屋）火砕流）は海へ突入・海上を流走して九州本土まで到達し（図 1A），巻き上がった噴煙からは co-ignimbrite ash(K-Ah)が東シナ海，日本海，四国沖から東北地方までの広域に降下した．数値シミュレーションによれば噴火により巨大な津波が発生した可能性があり，マグマ溜の天井やカルデラの周囲が陥没・崩壊した場合（Maeno *et al.*, 2006）と火砕流が海に突入した場合（Maeno and Imamura, 2007）が考えられた．しかし，実際の津波の痕跡（津波堆積物）に関する情報は僅かであり，実際にどのようにして津波が起こったかは確定していない．本発表では，この噴火に由来する保存状態の良い津波堆積物を，鬼界カルデラの北方約 300 km にある大分市の横尾貝塚の発掘ピットから報告する．

2. アカホヤ津波堆積物に関する既存の研究：鬼界カルデラの北縁に当たる竹島では，竹島（幸屋）火砕流堆積物の基底に先駆噴出物を削った，やや円磨された火山岩礫を含む層厚約 1 m の礫層が見られる（町田・白尾，1998）が，噴出源近傍での火砕流堆積機構は未解明なので津波と判定し難い．種子島西方の馬毛島では，津波石の可能性があるサンゴ礁石灰岩のブロックが後期更新世や完新世の海成段丘上に見られる（町田・白尾，1998）が，アカホヤ噴火との時間関係が不明である．また，従来から四国沖，トカラ海峡，鹿児島湾岸，大分湾，橘湾などの浅海堆積物や高知平野，大分平野などの沖積層中には，陸上より異常に厚く，ときに砂礫層を伴う K-Ah が知られていた（たとえば岡村ほか，2005）．しかし，これらの異常堆積層の形成プロセスは未解明である．なお，この火砕流噴火時に大地震が発生したことも分かっている（成尾・小林，2002）．以上のようにこの大噴火に伴って津波が発生した可能性は高いが，確定的な津波堆積物は未確認であった．

3. 試料と方法：横尾貝塚は，縄文海進で大分平野に広がった湾の最奥部に面した小さな谷に立地していた（図 1B）．ここではアカホヤ火山灰層は，海水の影響を受ける湿地の地層を削り込んで覆っている．アカホヤ火山灰層の堆積構造の解析は，発掘ピットの東西および南北方向の壁面観察と，壁面から作製した剥ぎ取り試料を使って行った（図 2）．

4. アカホヤ火山灰層の特徴：この地層は基底部を除いてほぼ純粋なアカホヤ火山灰からなるが，層厚が約 65 cm と大分市周辺で見られる風成の K-Ah に比べ厚くかつ未風化である．基底部には下位の湿地堆積物を取り込んでおり，薄い砂礫層を伴うことがある．アカホヤ火山灰層は，葉理や斜交層理の発達する下部（35 cm 前後）と均質な上部に分けられる（図 2）．下部は 5 つの堆積ユニット（図 2 の I～V）に細分され，以下の特徴がある．1）各ユニットは上方へ細粒化し堆積構造も小型化しており，それぞれが次第に弱まる 1 回の流れから堆積したことを示す．2）上下の堆積ユニット間には堆積の中断が認められる（例えば，流動変形したユニットⅡをユニットⅢが削って堆積している）．3）上下の堆積ユニット間で古流向の反転（陸方向と海方向）が見られる．4）上位の堆積ユニットほど細粒で薄い．上部を構成するユニット IV（約 30 cm）は均質で純粋な K-Ah からなり，ユニット V 上面のリップル葉理を包むように覆っている．

5. 堆積プロセス：K-Ah が降下し始めた頃，湾奥の湿地へ強い流れが突入するイベントがあり，アカホヤ火山灰層下部が堆積した．その流れはある程度の時間間隔を置いて繰り返し発生し，湾奥の谷で遡上と流下を繰り返した．また，時間が経つに連れて到達する流れは弱いものになった．そして流れが収まった後を風成堆積物が覆った．

6. アカホヤ火山灰層の形成要因：長周期の遡上・流下の繰り返しを示す内部構造と K-Ah 降灰との時間関係から，アカホヤ火山灰層下部はアカホヤ噴火に伴う津波堆積物と考えられる．遡上と流下が繰り返す構造を洪水や高潮ではなく津波に由来すると解釈する根拠は，洪水時（河口部ではしばしば高潮を伴う）の流速や流量は徐々に増大・減衰する（齋藤ほか，2005）のに対し，アカホヤ火山灰層の各堆積ユニットでは流速が急激に増加し次第に減衰するように見えるからである．侵食面を挟んで複数の堆積ユニットが累積する構造は，陸域での再堆積性の火山砕屑物の一つであるハイパーコンセントレイティッド流堆積物の構造（片岡・中条，2000；Kataoka and Nakajo，2002）に類似するが，これは降下火山灰を覆って堆積し，土石流などと関連して谷などを流下して形成される点が大きく異なる．

7. まとめと課題：アカホヤ火山灰層の下部は津波堆積物と解釈されたが，それを覆う風成火山灰の層厚は大分周辺の平均的な K-Ah の層厚に近い．つまり，K-Ah 降灰の初期に津波が来襲した可能性が高い．さらに津波の遡上高を復元し，津波の遡上シミュレーションと比較していけばアカホヤ噴火に伴う津波の規模や発生プロセスが分かってくるだろう．

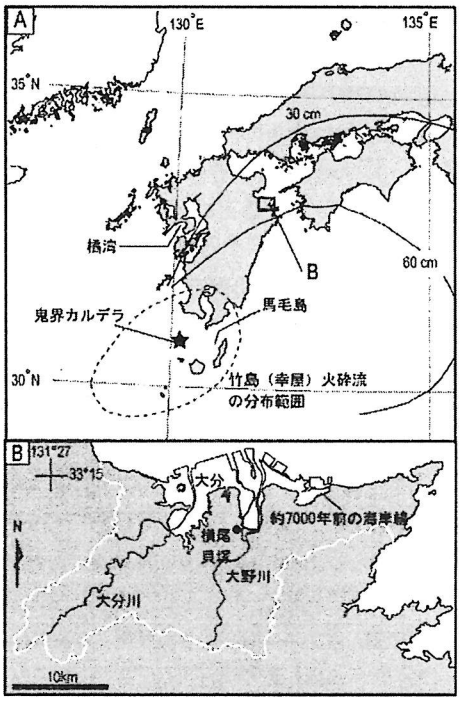


図１　位置図　旧汀線は千田（1986）による

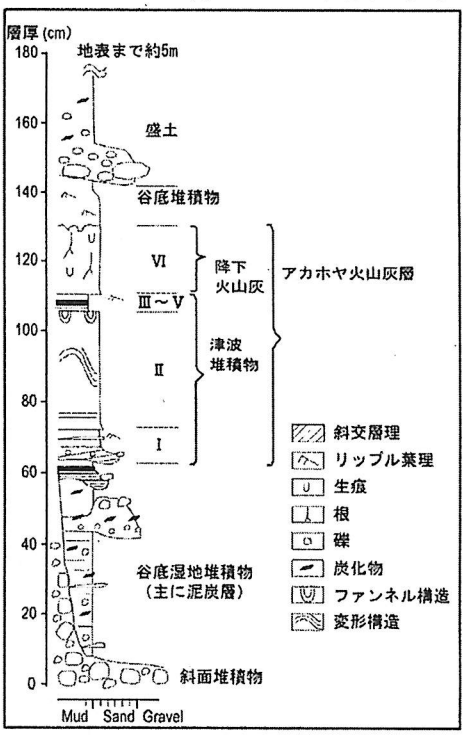


図２　発掘ピットの模式柱状図

引用文献：千田（1986）大分市史（上），37．片岡・中条（2000）地質学雑誌，**106**，897．Kataoka and Nakajo (2002) *Sedimentology*, **49**, 319．町田・白尾（1998）写真で見る火山の自然史．東大出版会，Maeno, F. et al. (2006) *EPS*, **58**, 1013. Maeno, F. and Imamura, F. (2007) *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L23303. 成尾・小林（2002）第四紀研究，41，287，岡村ほか(2005) 地球惑星合同大会，J027-P025．齋藤ほか（2005）地学雑誌，114，687．

O-11　足柄平野北部で発見された富士山 1707 年噴火に伴うラハール堆積物と埋没水田土壌

中村翔太（足柄の歴史再発見クラブ），宮地直道（日大・文理），萬年一剛（神奈川温地研），
大脇良夫（足柄の歴史再発見クラブ），鈴木　茂（パレオ・ラボ），金丸龍夫（日大・文理），
杉中佑輔（日大・院），　前田美紀（日大・院），瀬戸良雄（足柄史談会）
Shota NAKAMURA, Naomichi MIYAJI, Kazutaka MANNEN, Yoshio OWAKI, Shigeru SUZUKI, Tatsuo KANAMARU, Yusuke SUGINAKA, Miki MAEDA and Yoshio SETO : Lahar deposits originate from the Fuji 1707 tephra and buried paddy soil formed between the deposits, found at northern part of Ashigara plain, central Japan.

1．はじめに

富士火山 1707 年（宝永四年）噴火で噴出した約 1.7km³ の降下テフラ（宝永スコリア）は南関東一帯を覆い，堆積後は降雨に伴い河川に流入して，長期間にわたり火山泥流（ラハール）を発生させた．特に富士山東麓から足柄平野を流れる酒匂川流域では，河川堤防の決壊に起因するラハールによる被害は，噴火後 70 年以上続いた（角谷ほか，2002）．従来，宝永噴火のラハールにより形成された堆積物の存在は知られていたものの（田代・林，2009）詳細な層序や堆積物の特徴は明らかではなかった．演者らは洪水被害が大きかった足柄平野北部の南足柄市千津島地区を中心に掘削調査などを進め，1707 年噴火以降，宝永スコリアを多量に含む 4 層のラハール堆積物を識別した（中村ほか，2007）．今回はこれらのデータに，足柄平野北東部の開成町牛島地区を含む合計 10 箇所の掘削データをもとに，ラハール堆積物の層序を検討した（図 1）．

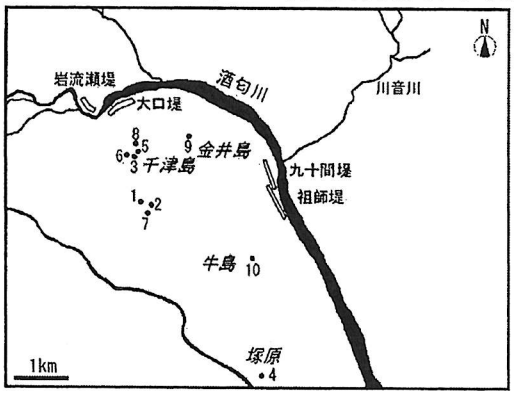


図 1　調査地点位置図

2．宝永ラハール堆積物の分布と特徴

史料および堆積物の分布より千津島およびその東部の金井島地区，南部の塚原地区（地点 1～9）では宝永噴火に伴うラハール堆積物の発生年をそれぞれ 1708，1711，1734，1757 年と認定できる．このうち 1708 年のラハール堆積物は宝永スコリア含量が 70～80％を占めるラミナの発達した堆積物で，4 層のラハール堆積物の中では最も規模が大きく，広範囲を厚く覆う．これら 4 層のラハールは酒匂川本流右岸の大口堤と呼ばれる堤防などが決壊することにより発生したと考えられる．

一方，牛島地区は大口堤決壊のほかに丹沢山系の川音川と酒匂川の合流部付近にあった九十間堤などが決壊することにより繰り返し洪水に襲われた．史料解析の結果から，当地は 1708 年以降，1896 年までの間に大小 18 回の洪水に襲われたと考えられる．牛島地区の水田跡地（地点 10）で掘削調査を行ったところ，地表下 1.8m までの間に a～h の 8 層が確認された（図 2）．このうち a 層はレキ混じりの褐色シルト層，b，d，e，f，g 層は宝永スコリアを含む黒～赤褐色のラハール堆積物，c 層は褐色シルト層，h 層は現在の水田土壌層である．宝永ラハール堆積物中の直径 2mm の粒子中の宝永スコリア含有量は a 層で約 90％，d，e，f，g 層で約 50％であった．現河床レキの調査より直径数 cm から 10cm 程度のレキのうち，酒匂川の大口堤よりやや上流部には丹沢層群のトーナル岩と箱根火山起源の火山岩が多く含まれる（酒匂川本流系レキ）．一方，川音川の下流部では丹沢層群の溶岩が多く含まれる（川音川系レキ）．地点 10 の宝永ラハール堆積物のうち a，e 層には酒匂川本流系のレキが比較的多く，d，f，g 層には川音川系のレキが比較的多い．これらのレキ種と史料にある洪水の規模や被災範囲などから，b 層は 1708 年，d 層は 1711 年，e 層は 1734 年，f 層下部の f1 層は 1791～1803 年，上部の f2 層は 1856 年，g 層は 1870 年か 1896 年またはそれら両方に対応する可能性が高い．

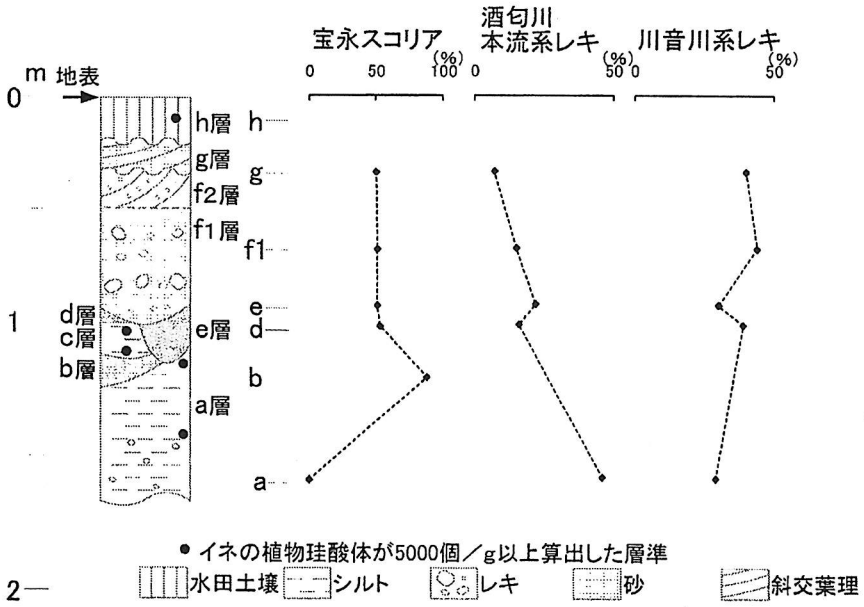


図 2　牛島地区（地点 10）の地質層序とレキおよび宝永スコリア含量

3．ラハール堆積物を覆う水田土壌の発見

植物珪酸体分析を行った結果，a 層下部および最上部，c 層，h 層よりイネの機動細胞珪酸体が 5000 個/g 以上検出された．この数は本試料採取層準に水田が存在したことを強く示唆する．a 層下部以外の層位からは籾殻（穎）の部分に形成される植物珪酸体も検出されている．また，a 層上部および h 層には水田の鋤床（すきどこ）層に特有の糸状斑紋が発達している．一方，c 層にはこのような斑紋は確認できない．B 層が 1708 年，d 層が 1711 年とすると c 層は 1708～1711 年の 3 年間に形成されたと思われる．これらのことから本層はかつて水田であった地域が 1708 年のラハールで覆われた後，水田を復旧するために加えられた客土である可能性が高い．この客土自体がもともと水田土壌であった可能性もあり，c 層の層準で実際に水稲栽培が行われたかは明かではない．ただし，本層は水平方向に数m以上連続しており反転客土（天地返し）した証拠は認められない．また，類似の客土層は金井島地区の地点 9 でも確認され，1708 年のラハール襲来後，広範囲で水田復旧作業が進められたと思われる．しかし，1711 年以降，ラハールが頻発して復旧した水田がまた埋没すると復旧作業は遠のき，牛島地区での本格的な水田復旧が進められたのは明治期であった．

謝　辞：

神奈川県開成町教育委員会および開成町南部地区土地区画整理組合の関係者各位には本調査実施にあたり多大な便宜を図っていただいた．記して感謝申し上げる．

引用文献：

中村翔太・宮地直道・萬年一剛・瀬戸良雄・大脇良夫（2007）：足柄平野北・中部で確認された富士火山 1707 年噴火に伴うラハール堆積物．日本地球惑星科学連合 2007 年大会講演要旨，V156-P019.

角谷ひとみ・井上公夫・小山真人・冨田陽子（2002）：富士山宝永噴火（1707）後の土砂災害．歴史地震，18，133-147.

田代　治・林　拙郎（2009）：富士山宝永噴火により足柄平野へのスコリアー洪水流の氾濫．砂防学会誌，62，40-51.

O-12 宮崎平野に分布するテフラから推定される霧島火山の爆発的噴火史

長岡信治(長崎大学教育学部)・新井房夫（群馬大学名誉教授・故人）・
檀原　徹（京都フィッション・トラック）

Shinji NAGAOKA, Husao ARAI, Tohru DANHARA; Explosive eruptive history of Kirishima volcano in southern Japan, based on Tephra in Miyazaki plain

宮崎平野に分布する段丘面を覆うテフラは，南部で25m以上，北部で5m以下の厚さで分布しており，日向ロームと呼ばれている。また，中ー前期の堆積物中にも多数の水成テフラが確認される（Endo,1968;木野・太田，1976；木野ほか，1984；遠藤・鈴木，1986；長岡，1986；図.2)。これらの後期更新世から完新世までの層序については，ほぼ確立しているが、中ー前期更新世のテフラ層序については，平野全体の層序や対比が確立していない。本発表では，宮崎平野における前期・中期更新世のテフラ層序を確立し，後期更新世から完新世のテフラ群と併せて、過去60万年間の霧島火山の爆発的噴火史を考察する。

テフラについては，双眼実体顕微鏡による斑晶鉱物および火山ガラスの観察と温度一定型屈折測定法により屈折率測定を行った。さらに，一部のテフラのフィッション・トラック年代測定を行った。

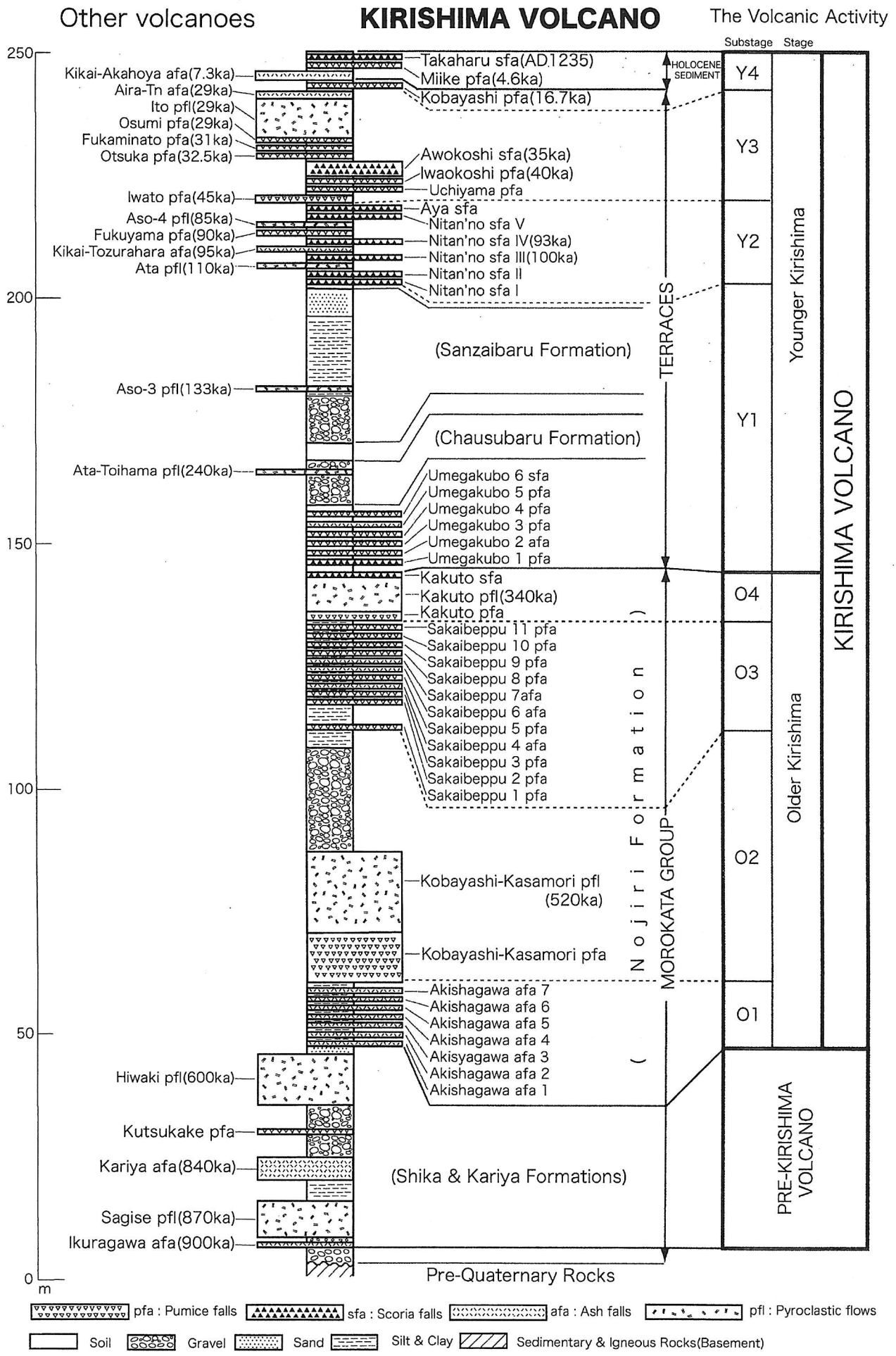
宮崎平野から霧島火山東麓に分布する過去約100万年間のテフラは50ユニット以上あり，その約8割は、霧島火山やその近傍を給源とする。

テフラから霧島火山周辺の爆発的噴火史の復元を試みた。テフラは，900-600kaの先霧島火山群と550-0kaの霧島火山によるものに分けられる。先霧島火山群の詳細は不明である。一方、霧島火山は、550-300Maの古期霧島火山と300-0kaの新期霧島火山の２つの活動時期に分けられる.

古期霧島火山は，カルデラ形成を伴う２度の大規模な小林笠森・加久藤火砕流の噴火を特徴とし、さらに間欠的なプリニー式・ブルカノ式・マグマ水蒸気噴火を伴う。こうした噴火の特徴から、古期霧島火山は、ブルカノ式噴火やマグマ水蒸気噴火からなる01ステージ（約550ka)、大規模な小林笠森降下軽石・火砕流を噴出し、小林カルデラを形成した02ステージ(約500ka)、プリニー式噴火やマグマ水蒸気噴火からなる03ステージ(約400ka)、大規模な加久藤火砕流噴出と加久藤カルデラ形成からなる04ステージ(約300ka)に細分される。

新期霧島火山の爆発的活動は、加久藤火砕流噴火直後の0.3Maから始まり、現在に至る。テフラに基づくと，霧島火山の爆発的噴火は，平穏期および休止期の存在，噴出率の違いなどにより，Y１ステージ(300ー130ka)，Y２ステージ(130ー50ka)は，Y３ステージ(50ー30ka)，Y４ステージ（30ー50ka）に区分される。いずれの活動も溶岩流と降下テフラを主体とする噴火からなる。Y３ステージは霧島火山の活動の中で，最もテフラの噴出率が最も高く，爆発的で大量の降下テフラを広い範囲に飛散させた時期である。

引用文献：Endo(1968)Bulletin of Faculty of Education of Miyazaki University, 24, 17-64； 木野・太田（1976）野尻地域の地質，地質調査所；木野ほか（1984）宮崎地域の地質，地質調査所；遠藤・鈴木（1986）妻及び高鍋地域の地質，地質調査所.長岡（1986）第四紀研究，25，139-163.


Other volcanoes
KIRISHIMA VOLCANO
The Volcanic Activity
Substage
Stage
250
200
150
100
50
0
m
Kikai-Akahoya afa(7.3ka)
Aira-Tn afa(29ka)
Ito pfl(29ka)
Osumi pfa(29ka)
Fukaminato pfa(31ka)
Otsuka pfa(32.5ka)
Iwato pfa(45ka)
Aso-4 pfl(85ka)
Fukuyama pfa(90ka)
Kikai-Tozurahara afa(95ka)
Ata pfl(110ka)
Aso-3 pfl(133ka)
Ata-Toihama pfl(240ka)
Hiwaki pfl(600ka)
Kutsukake pfa
Kariya afa(840ka)
Sagise pfl(870ka)
Ikuragawa afa(900ka)
Takaharu sfa(AD1235)
Miike pfa(4.6ka)
Kobayashi pfa(16.7ka)
Awokoshi sfa(35ka)
Iwaokoshi pfa(40ka)
Uchiyama pfa
Aya sfa
Nitan'no sfa V
Nitan'no sfa IV(93ka)
Nitan'no sfa III(100ka)
Nitan'no sfa II
Nitan'no sfa I
(Sanzaibaru Formation)
(Chausubaru Formation)
Umegakubo 6 sfa
Umegakubo 5 pfa
Umegakubo 4 pfa
Umegakubo 3 pfa
Umegakubo 2 afa
Umegakubo 1 pfa
Kakuto sfa
Kakuto pfl(340ka)
Kakuto pfa
Sakaibeppu 11 pfa
Sakaibeppu 10 pfa
Sakaibeppu 9 pfa
Sakaibeppu 8 pfa
Sakaibeppu 7afa
Sakaibeppu 6 afa
Sakaibeppu 5 pfa
Sakaibeppu 4 afa
Sakaibeppu 3 pfa
Sakaibeppu 2 pfa
Sakaibeppu 1 pfa
Kobayashi-Kasamori pfl (520ka)
Kobayashi-Kasamori pfa
Akishagawa afa 7
Akishagawa afa 6
Akishagawa afa 5
Akishagawa afa 4
Akisyagawa afa 3
Akishagawa afa 2
Akishagawa afa 1
(Shika & Kariya Formations)
Pre-Quaternary Rocks
HOLOCENE SEDIMENT
TERRACES
MOROKATA GROUP
(Nojiri Formation)
Y4
Y3
Y2
Y1
O4
O3
O2
O1
Younger Kirishima
Older Kirishima
KIRISHIMA VOLCANO
PRE-KIRISHIMA VOLCANO
pfa : Pumice falls
sfa : Scoria falls
afa : Ash falls
pfl : Pyroclastic flows
Soil
Gravel
Sand
Silt & Clay
Sedimentary & Igneous Rocks(Basement)

O-13　広域テフラKb-Ksの層位の再検討

中里裕臣（農研機構）・水野清秀・中澤　努（産総研）

Hiroomi NAKAZATO, Kiyohide MIZUNO and Tsutomu NAKAZAWA: Reexamination of stratigraphy of the wide spread tephra Kb-Ks

1．はじめに

小林－笠森テフラ（Kb-Ks）は，中期更新世の重要な広域テフラの一つであり，大阪層群ではサクラ火山灰，古琵琶湖層群では上仰木Ⅰ火山灰，上総層群では Ks11 として知られており（町田・新井，2003），日本海の海底コアでも検出されている（白井，2001）．本テフラの層位・年代については大きく二つの見解があることが里口・服部(2008)にまとめられている．一つは上総層群および日本海コアの知見に基づき MIS13 にするもので，もう一つは大阪層群の海成粘土との層位関係に基づき MIS15 にするものである．さらに，銚子地域の犬吠層群に掘削されたコアに関する研究では Kh5a,b がそれぞれ Ks11,10 に対比され（中里ほか，2003），Okuda et al.(2006)は花粉化石群集解析により Kh5a の層準を MIS15 に対比し，Kameo et al.(2006)は有孔虫殻の酸素同位体比曲線に基づき Kh5a の層準を MIS14 に対比した．

本研究では，その後の関東地方における知見と大阪層群における知見に基づき，Kb-Ks の層位は MIS14 に相当することを報告する．

2．関東地方における知見

上総層群における Ks11 の層準は，町田ほか(1980) によれば Ks15 ～ Ks8.5 の温暖層準にはいるが，徳橋・遠藤(1984)によれば Ks15 ～ Ks9 層準は寒冷貝化石群集層準とされる．前述の Okuda et al.(2006)と Kameo et al.(2006)は同一コアを分析したもので，両者では MIS12，MIS16 に相当する低海面期の層準は一致する．この間の Kh5a 層準の古気候の解釈が花粉化石と酸素同位体比曲線で異なる原因の解明は今後の課題であるが，ここでは海洋酸素同位体ステージと Kb-Ks の層位関係が直接求められる Kameo et al.(2006)の年代モデルを採用する．一方，中澤ほか(2009)は関東平野中央部の越谷コアにおいて Ks11 を海浜砂層直上の陸成泥層中から検出し，この層準を MIS14 の低海面期に対応させた．

このように，関東地方における Kb-Ks の層位は MIS14 の低海面期に相当する（図１）．

3．古琵琶湖層群，古琵琶湖層群のテフラとの関係

古琵琶湖層群では堅田丘陵において上位から山下火山灰と大阪層群 K1-175 火山灰，伊香立Ⅱ火山灰と上総層群 Ks5（大阪層群 K1-223），上仰木Ⅱ火山灰と Ks10，上仰木Ⅰ火山灰と Ks11，佐川Ⅰ火山灰と Ks18 の対比が示されている（町田ほか，1980；水野，1997；里口・服部，2008）．大阪層群では OD-1 ボーリングにおいて海成粘土層 Ma7 直下にサクラ火山灰が挟在するとされた（吉川ほか，1987）が，その後のボーリングではサクラ火山灰は検出されていない．今回神戸市東灘 1700m ボーリングコア（吉川ほか，2000）で未対比であった K1-251 テフラと K1-285 テフラについて火山ガラスの EPMA 分析を行った．その結果，Ma8 に挟在される K1-251 テフラは，古琵琶湖層群の雄琴仰木火山灰に，Ma7 に挟在される K1-285 テフラは古琵琶湖層群の佐川Ⅰテフラに対比された（図１，表 1）．この対比によると，古琵琶湖層群において Kb-Ks に対比される上仰木Ⅰ火山灰は雄琴仰木火山灰と佐川Ⅰ火山灰の間の層準をしめる（木谷，2002）ため，大阪層群における Kb-Ks の層位は Ma7 ～ Ma8 間に求められることになる．吉川・三田村(1999)によれば Ma7-8 間の層準は MIS14 に相当し，関東地方における知見と調和する．

なお，佐川Ⅰ火山灰＝ Ks18 と上仰木Ⅱ火山灰=Ks10 のテフラについては火山ガラスの主成分組成が類似し，分析値では識別が困難とされている（水野，2001）．しかし，Al_2O_3 に着目すると，Ks10 のグループは Ks18 のグループに対し，有意に高い値を示し，識別可能である（図２）．今回分析した K1-285 火山灰は Ks18 のグループに入ることから，K1-285 が Ks10 に対比され，これより下位に Ks11 層準が来る可能性は小さいと考えている．

4．おわりに

広域テフラ Kb-Ks の酸素同位体層序における層位は MIS14 に相当することを提案した．大阪層群ではサクラ火山灰の上位に火山ガラスの主成分組成が類似するグミノキ火山灰の存在が知られており（長橋ほか，2004），なお，検討の余地がある．今後，各地で Kb-Ks と他の火山灰や古気候との関係が把握され，今回の Kb-Ks の層位の提案の妥当性が検証されることが期待される．

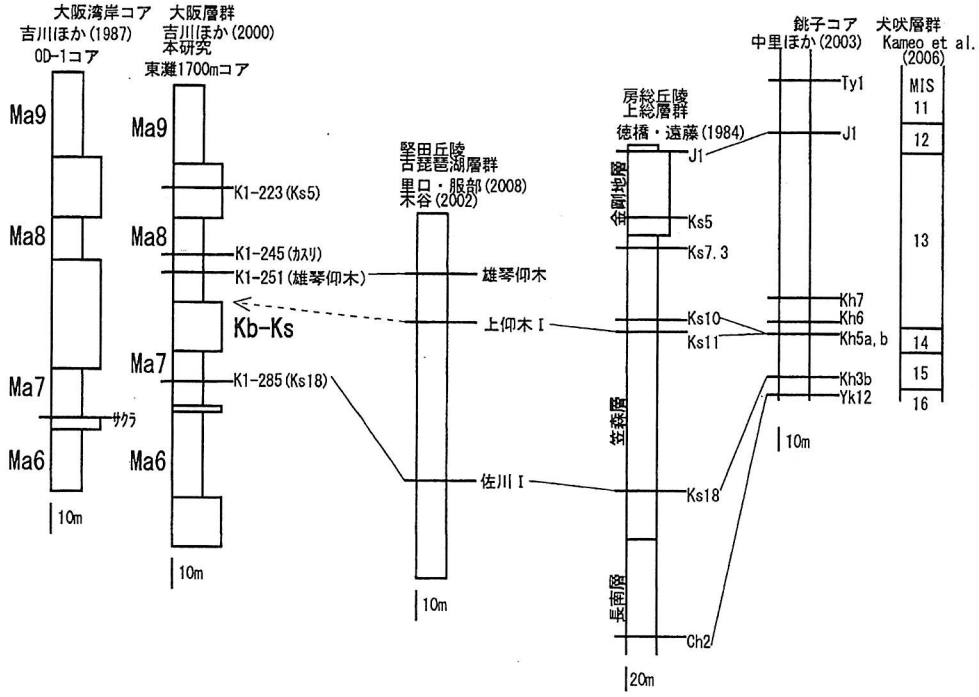


図１　各地のKb-Ksとその上下のテフラ

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O		n
雄琴仰木	76.87	0.13	13.56	1.28	0.13	0.27	1.95	3.74	2.07	100.00	15
	0.50	0.09	0.50	0.16	0.07	0.15	0.59	0.16	1.33		
雄琴仰木	72.85	0.44	14.62	2.68	0.13	0.59	3.48	4.11	1.09	100.00	5
	0.58	0.05	0.44	0.19	0.05	0.10	0.29	0.12	0.07		
K1-251	71.71	0.51	14.59	3.10	0.14	0.91	3.80	4.19	1.05	100.00	15
	0.85	0.06	0.92	0.46	0.09	0.28	0.43	0.18	0.11		
佐川 I	78.67	0.17	12.18	0.98	0.05	0.20	1.11	3.39	3.27	100.00	20
	0.28	0.03	0.13	0.06	0.05	0.04	0.04	0.11	0.09		
K1-285	78.52	0.21	12.09	1.00	0.07	0.17	1.25	3.62	3.07	100.00	15
	0.16	0.08	0.10	0.09	0.07	0.04	0.05	0.24	0.21		
Ks18	78.47	0.20	12.14	0.94	0.05	0.30	1.14	3.60	3.16	100.00	20
	0.33	0.05	0.12	0.06	0.04	0.06	0.06	0.13	0.10		
Ks10	78.65	0.12	12.49	0.94	0.02	0.25	1.13	3.40	3.01	100.00	20
	0.33	0.06	0.11	0.06	0.03	0.06	0.05	0.22	0.11		

表1　EPMAによる火山ガラスの主成分分析結果（100%換算値）
雄琴仰木は 2 クラスタに分かれる

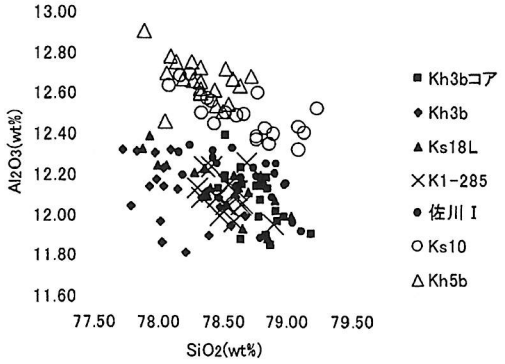


図２　EPMA分析値のSiO2-Al2O3散布図

文献：町田・新井(2003)新編火山灰アトラス；白井(2001)月刊地球,23,600-604；里口・服部(2008)第四紀研究,47,15-27；中里ほか(2003)地質学会 110 年学術大会講演要旨,3；Okuda et al.(2006)Island Arc,15,338-354；Kameo et al.(2006) Island Arc,15,366-377；中澤ほか(2009)地質雑,115,49-63；町田ほか(1980)第四紀研究,19,233-261；徳橋・遠藤(1984)姉崎地域の地質,5 万分の 1 図幅；水野(1997)地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集,636；吉川ほか(1987)地質雑,93,653-665；吉川ほか(2000)第四紀研究,39,505-520；木谷(2002)第四紀,34,33-38；吉川・三田村(1999)地質雑,105,332-340；水野(2001)月刊地球,23,605-609；長橋ほか(2004)第四紀学会講演要旨集,34,127-128.

O-14　川崎微小地震観測井コアのテフラ層序とその対比

田村糸子・山崎晴雄(首都大学東京大学院 都市環境科学研究科)

Itoko TAMURA, Haruo YAMAZAKI ; The tephra stratigraphy and correlation of all drilling core from the Kawasaki micro-earthquake observation well, Kanagawa Prefecture, Japan

はじめに　関東平野の地下には厚い堆積層が存在しており．その分布形態や基盤構造に関し，多くの研究がなされている（高橋，2006 など）．

この度，1975 年に防災科学技術研究所により掘削された川崎微小地震観測井ボーリングコア中のテフラ層を記載・検討し，南関東地下の堆積層にテフラ対比に基づく時間面の挿入を試みた．その結果，深度 97m～409m にかけて，中央日本各地で報告されている 5 層準の広域テフラ層を見出し，およそ 1.6Ma～1.9Ma の時間面を設定することができた．

川崎微小地震観測井(HRM)は，1970 年代の初めに多摩川下流域で発生した地盤隆起現象の観測に関連して，川崎駅から北西約 3km の平間浄水場内(35°33′02.3″N, 139°40′45.2″E，高度 4m)で掘削された．到達深度は 609m である．

孔井地質は，地表から深度 36m までは未固結砂礫層(A 層)，それより下位は，主として固結のやや進んだ砂，砂質シルトまたは泥岩よりなり．まれに礫やテフラ薄層を含む(K 層)．K 層は岩相に基づき上位から下位へ K1～K6 に大区分され，さらに K1 と K6 を除く各層は，それぞれ上部層と下部層に分けられる．この岩相層序区分は，それぞれの下位の砂質層が卓越する部分から，上位のシルト層が卓越する部分へ移行する堆積サイクルが認められることに基づく(田中ほか，1978)．

得られたコア試料について，深度 50m 以深 75m 毎の計 9 層準で，花粉分析，有孔虫分析などが行われた．これらの分析結果に基づき，K 層は房総半島に分布する上総層群の大田代層～大原層に相当し，深度 350m 付近に P/P 境界があることが明らかにされている(田中ほか，1978)．

テフラ層の記載　K 層中に 42 層のテフラ層を採取・記載した．これらのテフラ層中，広域分布の可能性が高い細粒ガラス質テフラ層を中心に，テフラ対比の根拠となる鉱物組成，火山ガラスの屈折率測定や化学組成分析を行った．火山ガラスの主成分・微量成分化学組成分析は ICP 発光分析法により行い，測定は三菱マテリアル(株)環境エネルギーセンターに依頼した．火山ガラスが少量または純化が困難な場合は，EPMA による主成分分析を行い，測定は古澤地質研究所に依頼した．以下ではガラス質テフラ試料を，例えば深度 97.10-30m のテフラ層を KW97.30 というように，その基底深度と合わせて呼ぶ．

広域テフラ層と対比されたのは，上位より KW97.30，KW99.30(99.55)，

KW241.8, KW258.25, KW409.7 の 5 層準のガラス質テフラ層である.

KW97.3 と KW99.3 はともに層厚約 20cm の白色細粒テフラ層で,黒雲母に富み,角閃石,斜方輝石を含むなど類似する特徴を示す.しかし,火山ガラスの化学組成 FeO 重量%で,KW97.3 がやや多いという違いがある.なお,深度 99.55m にも層厚 5cm の白色細粒ガラス質テフラ層があり,岩石学的特性が KW99.30 と一致する. KW241.8 は,白色極細粒テフラ層で層厚 10cm である.角閃石と斜方輝石を含み,γ=1.749-1.754 と高い屈折率の斜方輝石と含む.火山ガラスの化学組成では FeO が 1.6%とやや多い. KW258.25 は,白色極細粒テフラ層で層厚 10cm である.斜方輝石が多く,単斜輝石および少量の角閃石を含む.火山ガラスの化学組成では FeO が 1.3%で KW258.25 よりやや少ない. KW409.7 は,白色極細粒テフラ層で層厚 4cm である.角閃石と斜方輝石を含み,少量の単斜輝石が含まれる.火山ガラスの形態は bw 型が多く発泡が良い.屈折率は n=1.499-1.501 で,微量成分では Ba が 786ppm, Y が 43ppm と共に多く, Ba/La が 39.3, La/Y が 0.5 という特徴を示す.

上記の記載岩石学的特徴と P/P 境界前後という層準を基に,既知の広域テフラ層との対比を検討した.その結果, KW97.30 が SK100-Kd24 テフラ, KW99.30 が Omn-Kd25 テフラ(1.60Ma), KW241.8 が Ebs-Kd38 テフラ(1.75Ma), KW258.25 が Nyk-Kd39 テフラ(1.76Ma), KW409.7 が Mst-Kd44 テフラ(1.90Ma)にそれぞれ対比されることが明らかとなった(図 1).発表では,本コアで実施された有孔虫や花粉分析結果(田中ほか, 1978)と,他地域における生化石層序等との比較検討も行い,対比の再現性を検討する.

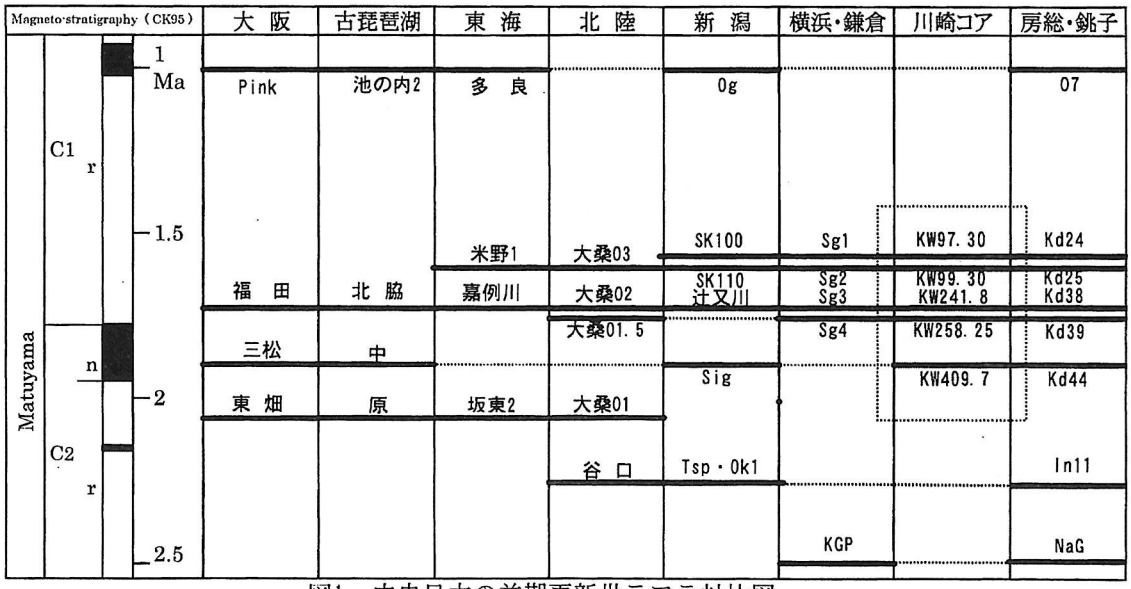


図1 中央日本の前期更新世テフラ対比図

(吉川ほか, 1996 ; 水野, 2000 ; 藤岡ほか, 2003 ; 藤岡・亀尾, 2004 ; 田村・山崎, 2004 ; 田村ほか, 2007 ; Tamura et al., 2008などを基に作成)

文献:藤岡・亀尾・小竹(2003)地質雑,109, 166-178. 藤岡・亀尾(2004)地質雑110, 480-496. 水野(2000)地質学会講演要旨77. 高橋(2006)地質学会関東支部講演要旨4-17. 田村・山崎(2004)地質雑110, 417-436. 田村・高木・山崎(2007)地球惑星講演要旨Q139,05P. Tamura,I.,Yamazaki,H. and Mizuno,K(2008)Quaternary Internatonal,178, 85-99. 田中・高橋・鈴木・寺島(1978)国立防災科学技術センター研究速報28, 1-73. 吉川・里口・長橋(1996)地質雑102, 258-270

O-15　東京国際（羽田）空港 D 滑走路地域における古環境変遷と地盤工学的性質の関係について

大里重人[土質 R]，野口孝俊[関東地整・東京空港]，秋山瑛子[日大文理院]，千葉崇[東大・新領域]，鈴木茂[パレオラボ]，遠藤邦彦[日大文理地球]，金澤直人[中央開発]，細矢卓志[中央開発]，田中政典[港空研]

S. Osato, T. Noguchi, E. Akiyama, T. Chiba, S. Suzuki, K. Endo, N. Kanazawa, T. Hosoya, M. Tanaka: Paleo－environment and Soil property in Tokyo International Airport D-run away

1．研究背景・目的

堆積環境と地盤工学的特性の関係は，Bjurrum, L[2]を始め少なからず研究されてきた．国内では，関西空港地盤に関する研究や地盤工学会（旧土質工学会）の委員会[3),8)]等[6)]で検討されるなど，地盤物性の変化がどのような影響で発生しているかについては，地盤工学や第四紀学の中でも重要なテーマとなってきた．本稿は，建設中の東京国際空港（羽田）D滑走路で実施されたボーリング試料を基に，地盤特性の変化と環境変動との関係を検討したものである．

2．堆積環境と地盤工学的特性の関係とまとめ

東京国際空港で実施されている古環境や層序に関する研究成果[1),4),5),7)]を基に地盤特性と比較し図１に示す．図１ではコンシステンシー特性（*Wn, WL, Wp*）や間隙比*e*，圧縮指数*Cc*と花粉分析により求められた気候変動や有孔虫や珪藻，貝形虫等により求められた海域の環境変化と地盤特性の変化が次のように連動していることが読み取れる．「東京層：MIS5eの温暖で海面上昇期には*WL, Wn, Wp, e, Cc*共に大きくなり，MIS5dの寒冷期に入ると急激に低下する．また，寒冷化と連動するように粗粒分含有率は大きくなる．七号地層：ヤンガードライアス期に入ると*WL, Wn, Wp, e, Cc*共に低下し，一時的に粗粒分含有率は増加する．その後有楽町層との境界付近のやや温暖になる時期までは，粗粒分含有率の動きを除きいずれの項目も値は小さいまま維持される．有楽町層：温暖期に入りカキ礁が成立すると共に東京層同様*WL, Wn, Wp, e, Cc*共に大きくなり，粗粒分含有率は低下する．また，各気候変動の変換点を境に地盤強度の深度方向への増加勾配は変化する．」　このように地盤特性の形成は海面変動やグローバルな気候変動の影響を強く受けており，地盤特性の区分を考える場合，「環境効果」[8)]を把握することが重要である．

3．引用文献

1) 秋山ほか (2009) 地惑連合大会．2) Bjurrum, L (1967), 7th Rankine Lecture, Geotechnique, 17, 81－118．3) 土質工学会堆積環境委東京地区部会 (1995) 堆積環境が地盤特性に及ぼす影響に関するｼﾝﾎﾟ．発表論文集．4) 細矢ほか (2008) 地惑連合大会．5) 金澤ほか (2008) 地惑連合大会．6) 大里ほか (1995) 土と基礎，43-10．7) 大里ほか (2008) 地惑連合大会．8) 地盤工学会自然堆積土の微視的構造と力学特性に関する研究委 (2002) 粘土地盤における最新研究と実際－微視的構造の観察から超軟弱地盤埋立地盤対策技術まで－に関するｼﾝﾎﾟ．

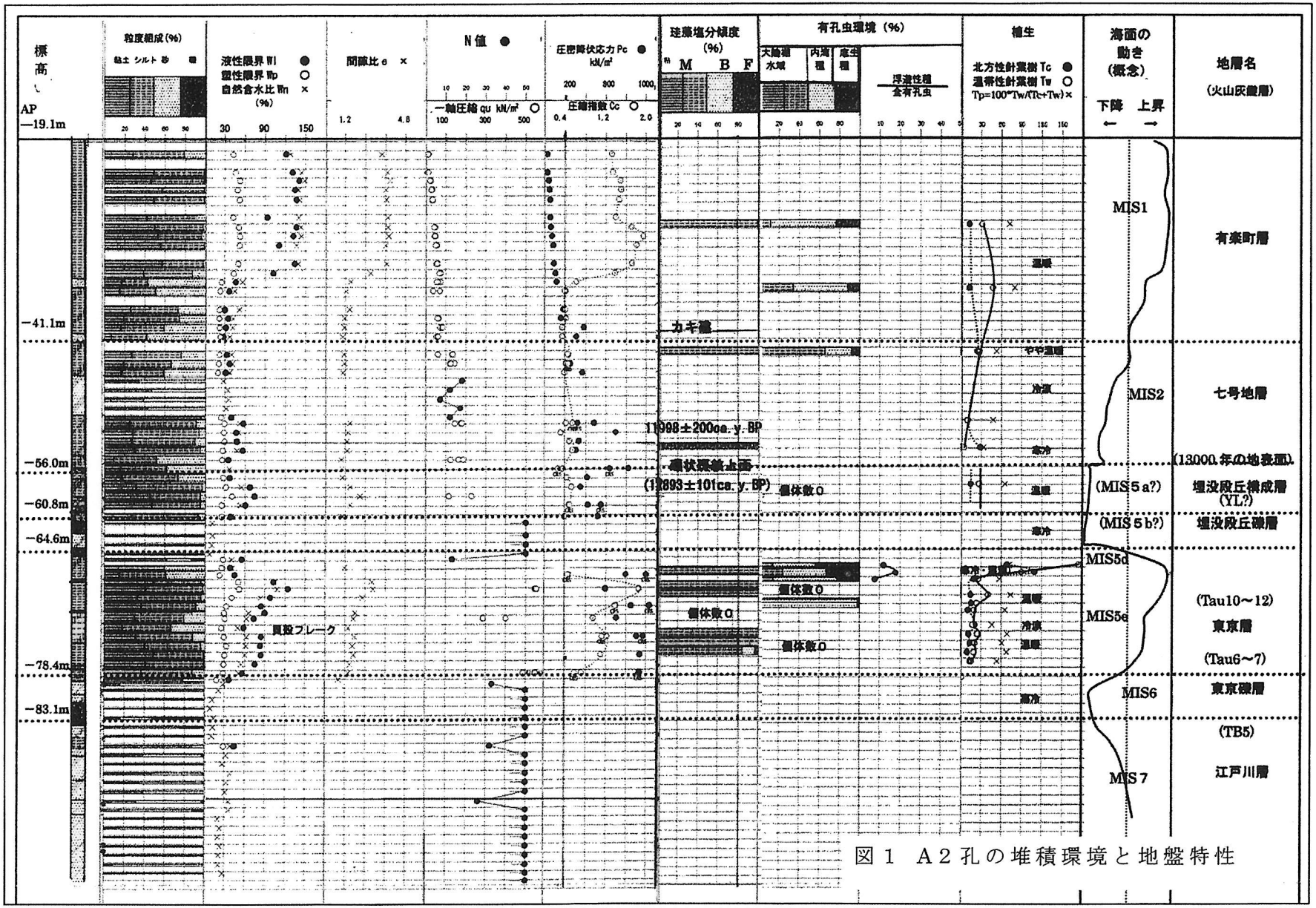


図１　Ａ２孔の堆積環境と地盤特性

O-16　多摩丘陵町田付近における地下テフラとそれからみた上総層群の地質構造

鈴木毅彦（首都大）・小原未生（富士通エフ・アイ・ピー）

Takehiko SUZUKI and Mio OBARA; Underground tephras and geological structure of Quaternary Kazusa Group around Machida in Tama Hills, central Japan

はじめに　関東平野に広く分布する上総層群は，第四紀以降に堆積した主に海成層からなる堆積物である．その堆積中心域において同層群は，上総トラフ（貝塚，1984）とよばれる，かつての前弧海盆と考えられている凹地を充填する．このような上総層群の層序・編年・構造を明らかにすることにより，日本列島最大である関東平野の第四紀以降の発達過程を知ることができる．本講演では，堆積域西部の多摩丘陵付近における上総層群の変位について，東京都町田市～稲城市のボーリング資料にもとづいて述べる．

検討したコア試料　今回検討したコア試料は，地盤沈下観測井設置にともない東京都土木技術支援・人材育成センター（旧東京都土木技術研究所）により掘削されたもので，稲城コア（掘削地点標高 36.5m，深度 508.0m，以下同様；川合ほか，1987），町田コア（61.74m，505.5m；川島ほか，1988），町田南コア（52.7m，505.5m；川合・川島，1991）である．多摩丘陵においては，北西側から順番に，東北東方向に軸をもつ鶴川撓曲，溝口向斜の構造が知られており（菊地，1982；高野，1994），稲城コアは鶴川撓曲の北側，町田コア・町田南コアは鶴川撓曲・溝口向斜間でそれぞれ得られたものである（図1）．3 本のコアより多数のテフラが検出され，それらの一部に対して稲城コアでは ING-1～38，町田コアでは MCD-1～26，町田南コアでは MCD-1～63 と命名し，その他については深度で仮称を与えた．

テフラの対比　各テフラの記載岩石学的特性を明らかにし下記のとおりテフラを対比した．

Kd23B：稲城コア中の ING-31（標高-163.38m，以下，標高で表記），町田南コア中の MCS-5（-28.6m）は，房総半島養老川を模式地とする Kd23B（黄和田層；1.56Ma，年代は鈴木，未公表による，以下同様）に対比される．

Kd24：町田コア中の MCD-8（-38.3m），町田南コア中の MCS-8,9（-82.3m），は，房総半島養老川を模式地とする Kd24（1.58Ma）に対比される．

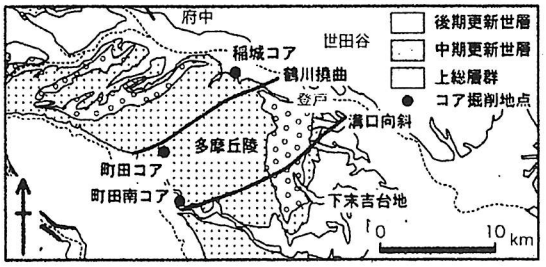
Kd25：町田南コア中の MCS-18,19,20（-129.66m）は，大峰-Kd25 テフラ（Omn-Kd25，1.60-1.65Ma；長橋ほか，2000）に対比される．

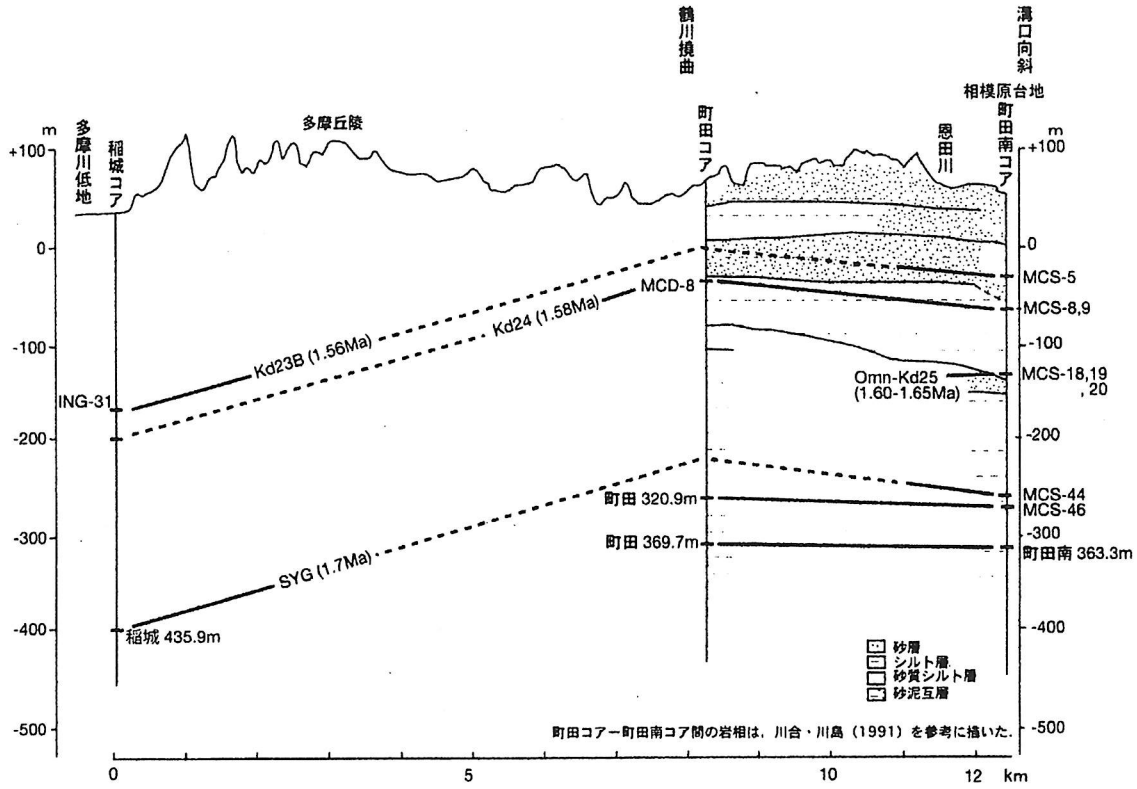
狭山ガラス質テフラ層：本テフラは，新潟地域の津池火山灰層（1.7Ma；坂井・黒川，2002）に対比され（SYG；正田ほか，2005），これまで武蔵野台地西部地下で検出されている（鈴木ほか，2008）．本テフラに該当すると考えられるテフラとして，稲城 435.9m テフラ（-399.4m），町田コア中の MCD-34（-236.46m），町田南コア中の MCS-44（-254.88m）が検出された．

町田 320.9m テフラ-MCS-46：町田コア中の町田 320.9m テフラ（-259.16m）は，町田南コア中の MCS-46（-271.12m）に対比される．

町田 369.7m テフラ–町田南 363.3m テフラ：町田コア中の町田 369.7m テフラ（-307.96m）は，町田南コア中の町田南 363.3m テフラ（-310.6m）に対比される．

上総層群の構造　町田コア・町田南コア掘削地点間では，これまで示されている鶴川撓曲と溝口向斜の位置から，上総層群の南東方向への傾きが予想される．しかしながら，両地点間では同一テフラに顕著な高度差が認められずに，累積変位も認めがたい．このことは町田付近においては溝口向斜の活動が北東側に比較して低いことを示唆する．一方，鶴川撓曲北側では，北東方向への顕著な単斜構造が示唆される．





引用文献　貝塚（1984）第四紀研究，23，55-70．川合ほか（1987）昭和 62．都土木技研年報，353-362．川島ほか（1988）昭和 63．都土木技研年報，205-214．川合・川島（1991）平成 3．都土木技研年報，179-188．菊地（1982）地団研専報，24，67-78．高野（1994）地質学雑誌，100，675-691．坂井・黒川（2002）地質学雑誌，108，123-126．正田ほか（2005）日本地質学会第 112 年学術大会講演要旨，82．鈴木ほか（2008）第四紀研究，47，103-119．長橋ほか（2000）地質学雑誌，106，51-69．

O-17 火山ガラスの化学組成によるテフラ層の給源火山・地域の識別 –大阪層群と琵琶湖高島沖コア試料の例–

長橋良隆（福島大学）・小林聡子・吉川清志（産総研）・奥平敬元（大阪市大）・
吉川周作（大阪市大）・吉田武義（東北大学）

Y. Nagahashi, S. Kobayashi, K. Kikkawa, T. Okudaira, S. Yoshikawa and T. Yoshida ; Discrimination of source volcano or source volcanic region of tephra beds based on chemical composition of volcanic glass shards -case study of the Osaka Group in Osaka and Takashima-oki drilling core sample in Lake Biwa-

Ⅰ．はじめに

大阪層群に挟まるテフラ層の火山ガラス主成分化学組成（EDS 分析）と，大阪層群と琵琶湖高島沖コア試料に挟まるテフラ層および飛騨山脈周辺地域の鮮新世から更新世初頭の火砕流堆積物の火山ガラス微量元素組成（ICP-AES 分析）を明らかにした．この報告では，火山ガラスの微量元素組成を用いて，テフラ層の給源火山・地域を識別する方法を提案し，給源火山・地域別のテフラ層の岩石学的特徴および爆発的火山噴火史について報告する．

Ⅱ．微量元素組成から給源火山・地域を識別する方法

微量元素組成から給源火山・地域を識別する研究には，吉川清志（1990）や水野（2001）などがある．これらの成果に加え，次のような識別図と手順を提案する．1）Y-Sr/Y 図からアダカイト質テフラを同定，2）MgO- Fe/(Fe+Mg)mol%図から飛騨山脈起源のテフラ層を同定，3）La/Y- Fe/(Fe+Mg)mol%図から東北と伊豆-箱根起源のテフラ層を同定，4）La/Y-Ba 図から中部九州（阿蘇・猪牟田カルデラ）・中南部九州（加久藤・小林カルデラ）・南九州起源（姶良・阿多・鬼界カルデラ）のテフラ層を同定する（図 1）．上の手順 3）では東北起源と伊豆-箱根起源のテフラ層は区別できないが，これまで東北起源と推定されているテフラ層は SiO_2-K_2O 図で Medium-K の下半部にプロットされるのに対して，伊豆-箱根起源とされるテフラ層は Low-K と Medium-K の境界付近にプロットされる（長橋ほか，2004；2007）．よって暫定的ではあるが， ICP-AES 分析による主成分化学組成のうち，K_2O 量が Low-K 領域（約 1wt%以下）のものを伊豆-箱根起源とする．

Ⅲ．給源火山・地域別のテフラ層の岩石学的特徴

給源火山・地域に判別したテフラ層は，火山ガラス主成分化学組成（EDS 分析）でも複数のハーカー図を組み合わせるとある程度の給源判別が可能である．また，マフィック鉱物組成は，例えば，山陰起源のテフラ層が角閃石主体で斜方輝石を含むなど，給源火山・地域で一定程度まとまった傾向がある．九州起源や東北起源のテフラ層さらに飛騨山脈起源の鮮新世テフラ層のほとんどが，扁平～中間型火山ガラスを主体とするのは，これらのテフラ層が大規模火砕流の噴出にともなう co-ignimbrite ash である可能性を示唆する．逆に山陰起源のテフラ層が多孔質型火山ガラスを主体とするのは，プリニー式噴火による降下軽石層の遠方相であるためと考えられる．伊豆-箱根起源のテフラ層については中間～多孔質型の火山ガラスからなるので，プリニー式噴火によるものが多いと考えられるが，co-ignimbrite ash の可能性もある．

Ⅳ．爆発的噴火史

鮮新世のテフラ層は九州起源（土丸Ⅱ・水間Ⅱ・朝代・真ノ池火山灰層）と飛騨起源（岬・土生滝Ⅰ・Ⅱ・福田火山灰層）に２分された．九州起源のテフラ層は，約 100 万年間の休止期の後，1.2Ma 以降に多数見られる．山陰起源のテフラ層は約 1.3～0.9Ma と 0.5Ma 以降とに活動が分かれ，古い時期のものが大江高山起源，新しい時期のものが大山-蒜山起源の可能性が考えられる．伊豆-箱根起源のテフラ層は 1.1～0.7Ma と 0.4Ma 以降とに活動が分かれ，古い時期のものが伊豆半島の火山起源，新しい時期のものが箱根火山起源の可能性が考えら

れる．東北起源のテフラ層は 1 Ma 前後に 3 層認められ，これらは白河火砕流堆積物群のいずれかに対比される可能性がある．また東北起源と判別された琵琶湖高島沖コアの BT51 は，これまでの研究で大阪地域から東方に層厚が大きくなることなどから東北起源と推定されていた（水野，2001；中里・水野，2007）． BT51 は，北西太平洋の海底堆積物コアに挟まる「Horizon-D」（菅沼ほか，2006）と火山ガラスの主成分化学組成やマフィック鉱物組み合わせが一致し，相互に対比される．BT51 の年代は約 216ka（長橋ほか，2004）と推定されていたが，「Horizon-D」も海底堆積物コアの年代モデルから約 219ka と推定されており（菅沼ほか，2006），両者の年代もほぼ一致する．中里・水野（2007）が指摘しているように，このテフラ層は東日本だけでなく近畿地方にも分布する東北起源の第一級の広域テフラ層である．

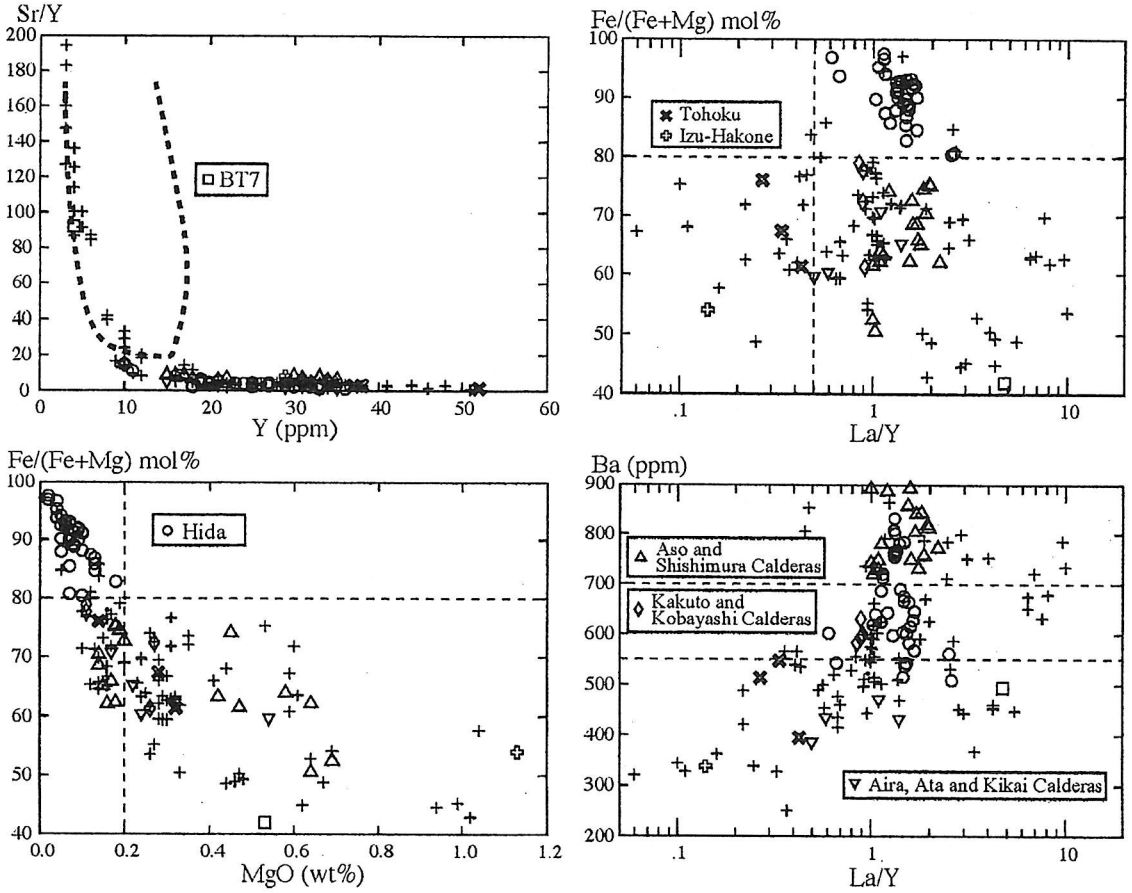


図 1　火山ガラスの化学組成（ICP-AES 分析）に基づく給源火山・地域の判別

文献

吉川清志（1990）ICP 発光分析を用いたテフラの同定法とその応用．地学雑誌，99, 743-758.

水野清秀（2001）鮮新・更新統中の広域テフラから火山活動の場とその影響範囲の変化を探る．月刊地球，23, 605-609.

長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山 高・井内美郎（2004）近畿地方および八ヶ岳山麓における過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年：EDS 分析による火山ガラス片の主要成分化学組成．第四紀研究，43, 15-35.

長橋良隆・佐藤 孝子・竹下欣宏・田原敬治・公文富士夫（2007）長野県,高野層ボーリングコア(TKN-2004)に挟在する広域テフラ層の層序と編年．第四紀研究，46, 305-325.

中里裕臣・水野清秀（2007）下総層群清川層と大阪群層 Ma11(2)層の直接対比．日本地質学会学術大会講演要旨，114, 93.

菅沼悠介・青木かおり・金松敏也・山崎俊嗣（2006）北西太平洋海底コアにおける過去 30 万年間のテフラ層序：広域テフラおよび帯磁率変動曲線の対比に基づく年代モデルの構築．第四紀研究，45, 435-450.

O-18 石英中の不純物中心のＥＳＲ信号を用いた風送塵起源地の分別

山本裕哉・豊田新(岡山理科大学) 磯崎裕子(東京大学) Y. Sun(Chinese Academy of sciences) 多田隆治(東京大学)・長島佳菜(海洋研究開発機構地球環境観測研究センター) 谷篤史(大阪大学)
Yuya YAMAMOTO,Shin TOYODA,Yuko ISOZAKI,Youbin SUN, Ryuji TADA, Kana NAGASIMA, Atsushi TANI ; Characterzation of the eolian dust sources by ESR of impurity centers in quartz

過去の気候変動を知るためにそれぞれの時代における大気循環システムの再現は重要な課題である。それを調べるため、過去の風送塵が研究されてきた。風送堆積物中の石英の E_1' 中心の信号強度によって示される酸素空孔量(Toyoda and Ikeya, 1991) の測定から、最終氷期と完新世とでその起源が異なることが報告された(成瀬他 1997; Ono et al., 1998; Toyoda and Naruse 2002)。この後、石英中の酸素空孔量に加え、石英の結晶化度を指標として日本海堆積物の起源地の変動と気候変動との相関について議論された (Nagashima et al., 2007) ほか、中国の各砂漠をこれら 2 つの指標を用いて特徴化試みが行なわれている (Sun et al.,2007)。

一方、石英中には E_1' 中心のほかに不純物中心も観測される。今回、これまで用いられてきた指標に加えて不純物中心を用いる可能性について検討した。 例えば石英中の不純物中心の強度が，不純物として Si を置き換えている Al の濃度と関連していて，この Al の濃度が供給源によって異なれば，風送塵の供給源を求める指標の１つになるかもしれない。

しかし不純物中心は酸素空孔に比べて熱的に不安定なので (Toyoda and Ikeya, 1991)、試料を採取した自然のそのままの状態では、周囲の放射線の線量や温度など、環境に影響を受けた信号強度を示してしまうと考えられる。そこで試料を一度加熱して信号を消去してからガンマ線を照射し、照射による信号の生成効率と信号の飽和値とを調べて、これらが中国内の各砂漠を分別できる指標として用いられる可能性について検討した。

中国の各砂漠の周辺付近の細粒の堆積物をふるいにかけ、細粒成分を採取し、そこから石英を抽出した。さらに沈降法を用いて粒径 16μm 以下のフラクションを取り出した。そして自然放射線により生成された不純物中心の ESR 信号を消すために 300℃で 4 時間加熱した後、試料に 0～2200Gy の間で 4 段階のガンマ線照射を行った。ただし酸素空孔量測定用の試料は別に準備し、加熱を行わず、1000Gy 照射した。そして Al 中心と Ti 中心は低温(81K) で，Ge 中心と E_1' 中心は常温で ESR 測定を行なった。

これらの砂漠堆積物中の石英にはガンマ線を照射しても Ti 中心及び Ge 中心が観測されなかった。Al 中心についてはガンマ線照射に対する線量応答を飽和曲線の式

$$y = a(1 - e^{-cx})$$

に、統計計算パッケージ SALS を用いた最小二乗法 (中川・小柳、 1982) を用いて当てはめた。そしてパラメータとして得られた aを飽和値、c を飽和しやすさとした。飽和しやすさ c と酸素空孔量の相関を図 1、に飽和値 aと酸素空孔量の相関を図 2 に、飽和値 aと飽和しやすさ c の相関を図 3 に示した。これらの図に示されるように、タクラマカンとゴビ，ウランブホ，ホブチが区別できたがこれは、酸素空孔量の値でよく区別されていて Al 中心の値ではあまり顕著に区別されてはいない。一方で，Al 中心の結果は酸素空孔量の結果に矛盾するものではない。

図３では Al 中心の飽和値が高いほど飽和しにくいことが分かる。また各砂漠の点は比較的にまとまってプロットされるから，各砂漠を Al 中心の飽和値 a のみ、あるいは飽和しやすさ c のみで区別することはできないが a と c 両方使えばタクラマカンとゴビ，ウランブホ，ホブチがある程度区別できることがわかる。

以上のことから Al 中心の線量応答特性を酸素空孔量とあわせて補助的に用いて風送塵の起源地と考えられる砂漠を区別する指標として用いられることが分かった。

中国のどの砂漠の細粒のフラクションにも Ti 中心及び Ge 中心が検出されなかったので、たとえば日本海堆積物を測定したときに日本起源の石英の混入を判別する指標となり得る。

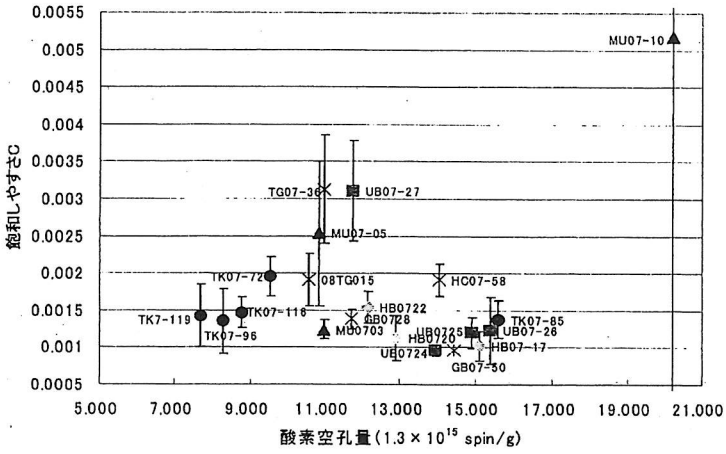


図１飽和しやすさ c と酸素空孔量の相関

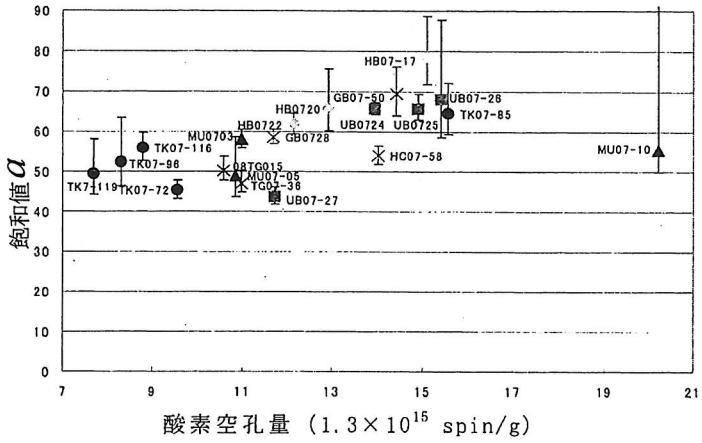


図２飽和値 a と酸素空孔量の相関

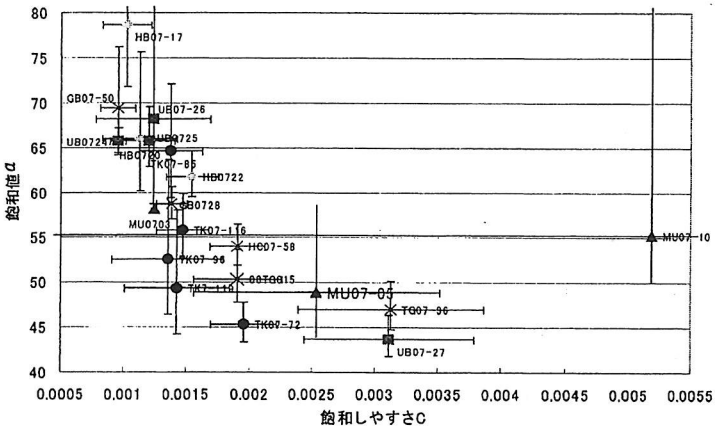


図３飽和値 a と飽和しやすさ c の相関

引用文献：Nagashima et al., (2007) Geochemistry Geophysics Geosystems , **8** (2) , Q02Q04, doi:10, 1029/2006GC001364.

中川徹・小柳義夫(1982)，最小二乗法による実験データ解析プログラム SALS，東京大学出版会.

成瀬ほか(1997) 地理学評論，70, 15－27.

Ono et al., (1998) Global and Planetary Change, **18**, 129-135.

Sun et al., (2007) Atmospheric Environment , **41**, 8537－8548.

Toyoda, S and Ikeya, M (1991). Geochemical Journal, **25**, 437-445.

O-19　大阪湾堆積物の花粉、珪藻および硫黄分析に基づく海洋酸素同位体ステージ21の気候変化と海水準変動

北場育子・原田麻央・兵頭政幸（神戸大）・加藤茂弘（人と自然博）・
佐藤裕司（兵庫県立大）・松下まり子（奈文研）

Ikuko KITABA, Mao HARADA, Masayuki HYODO, Shigehiro KATOH, Hiroshi SATO and Mariko MATSUSHITA; Climate and sea-level developments during marine oxygen isotope stage 21 from pollen, diatom and sulfur records of Osaka Bay sediments

1．はじめに

第四紀の気候システムは、地球の軌道要素変化に大きく支配されている（Imbrie et al., 1992 など）。1.25～0.7Ma に生じた中期更新世気候変換期（MPT）には、氷期－間氷期サイクルの卓越周期が約 4.1 万年から 10 万年に変化した（Clark et al., 2006 など）。しかし、この期間には軌道強制力による本質的な日射量変化は起こっておらず、MPT における周期性の変化をもたらしたメカニズムは、まだ十分に解明されていない。本研究では、MPT に位置する海洋酸素同位体ステージ 21 について堆積物の花粉、珪藻、硫黄分析を行い、詳細な気候変化と海水準変動を明らかにし、氷河性海面変化に対する大阪湾とその周辺地域の環境応答、気候変化を考察した。

2．試料と分析方法

分析試料は、大阪湾 1700m コアを用いた。ステージ 21 に対比されている青灰色粘土層を含む深度 454.43m～406.92m の層準において、約 1m 間隔で分析試料を採取した。ここでは、従来の定義にしたがって同粘土層を Ma3 と呼ぶ。珪藻・花粉分析については、抽出した珪藻殻数および樹木花粉数が 300 個以上に達するまで全面検鏡した。硫黄含有量については、総硫黄含有量 3‰を海水成（または汽水成）堆積物と淡水成堆積物を判定する基準とした（狛, 1992）。

3．結果と考察

珪藻化石群集と硫黄含有量から大阪湾への海の進入を示す海成層は、深度 446.57m～438.25m、432.51m～426.69m の範囲であり、これらの間には淡水成層が挟在される。海水生中心目珪藻（特に外洋性種）の出現割合から、各海成層の海進ピークは 443.38m と 430.44m にあると考えられる。ハラミヨサブクロンの上限からマツヤマ－ブリュンヌ地磁気逆転境界までの期間の平均堆積速度 59cm/kyr を仮定すると（兵頭・Biswas, 2002）、2 度の海進は約 2 万年間隔で生じている。そのため、2 度の海進は歳差周期を反映した氷河性海面変化を示している可能性がある。

427m 以上の層準では、淡水生珪藻が 80-100%を占め、湖沼環境下で堆積したと考えられる。さらに、淡水生珪藻の群集の中で、プランクトン性種と底生種の出現割合が変動していることから、湖水準の変化があったと推察される。

花粉化石群集は、Ma3 層より下位の層準ではトウヒ属など針葉樹が卓越する亜寒帯性の気候を示すが、Ma3 層下部ではブナ属やコナラ亜属など落葉広葉樹が優占する冷温帯性の気候を示すようになる。深度 443.38m でアカガシ亜属が急増し、442.39m でピークをとり（約 50%）、最温暖期を迎える。このとき、海面変化の指標となる非樹木花粉に対する樹木花粉の値もピークをとり、気候変化と海水準変化はよい対応関係を示しているといえる。その後、アカガシ亜属は減少していき、再び落葉広葉樹林が卓越するようになる。同時に、アカガシ亜属は緩やかに増減を繰り返しており、深度 430m 付近で 2 度目のピークをとる。深度 430m 付近から、ツガ属、コウヤマキ属、スギ属が変動を伴いつつ増加しており、年降水量が増えたと考えられる。

珪藻遺骸群集および硫黄含有量から得られた海水準変動と花粉化石群集から得られた気候変化を比較すると、2 度の海進期と同じ時期に温暖期が見られ、海進のピークと温暖のピークもほぼ一致している。よって、海水準と気候の変化はステージ 21 全体を通して調和的であったといえる。

Bassinot et al.,（1994）による標準海洋酸素同位体曲線からは、ステージ 21 において約 2 万年の歳差周期で 3 度の海面上昇（21.5、21.3、21.1）が起こったと予想されるが、21.1 に対比できるであろう海成層は見られなかった。大阪湾において、氷河性海面変化の影響は大阪湾の南端に位置する紀淡海峡を通じて起こり、鞍部の深度が海水進入の閾値となるが（Hyodo et al., 2006）、この閾値深度と海面高度との関係が、ステージ 21 内で変化した可能性がある。2 度目の海退が生じた後も、湖水準は変化しており、湖水面の上昇と同じ時期に植生もわずかながら温暖化を示す。そのため、この湖水準と気温の変化はイベント 21.1 に対する応答の可能性がある。

本研究に用いたコアでは、第四紀学の重要な鍵層であるアズキ火山灰が最初の海進イベント中に出現する。2 度の海進を下位から順に海洋酸素同位体イベント 21.5 と 21.3 に対比するならば、アズキ火山灰の降灰は、イベント 21.5 のピーク付近で生じたことになる。

引用文献

Bassinot et al. (1994) Earth and Planetary Science Letters 126, 91-108.
Clark et al. (2006) Quaternary Science Reviews 25, 3150-3184.
兵頭・Biswas (2002) コア精密対比研究会 7, 61-71.
Hyodo et al., (2006) Journal of Geophysical Research 111, B02103, doi:10.1029/2004JB3584.
Imbrie et al. (1992) Paleoceanography 7, 701-738.

O-20 山陰地方西部地域での完新世におけるスギ林の分布拡大について

渡辺正巳（文化財調査コンサルタント(株)）

Masami WATANABE: Migration of *Cryptomeria japonica* forests during the Holocene in Western part of San-in region, southwestern Japan

従来（1987年以前）の研究

山陰地方西部における最終氷期最盛期から完新統にかけての花粉分析は、山口県宇生賀盆地（畑中・三好，1980；Tsukada *et al.*, 1986）、島根県沼原湿原（Yasuda，1978；杉田・塚田，1983）、広島県八幡湿原（中村，1959）、広島県枕湿原（三好・波田，1977）などの内陸の湿原（盆地）において実施されてきた.

塚田（1980）はそれまでの資料から、日本海側でのスギの分布と拡大について「氷期のスギの分布地として琵琶湖周辺の若狭湾および沿岸の低地帯とし、条件により東方では富山平野から新潟平野まで疎林として点在した可能性を指摘した。西方には益田平野あたりまでスギ林がまばらに分布し、この低地帯（現在は海面下）のスギ林から内陸の盆地に花粉がもたらされた。」と考えた。

その後 Tsukada(1982)では、益田沖のスギの逃避地を"Probable Refugia"と格下げした。更に塚田（1987）では、宇生賀盆地を最終氷期最盛期におけるスギの逃避地の一つとし、「2～3本のスギの木が他樹木と共に森林中にあった。」と推定した。塚田（1987）は、山陰地方西部でのスギ林の拡大について述べてはいないが、先の塚田（1980）ではRⅡ帯の時期（7000～4000年前）に八幡湿原を含む冠山山地が「スギの本拠地」となっており、RⅢa帯（4000～15000年前）への冷涼化・湿潤気候により、「スギ林は下降拡大の機会を得て沼原湿原へ、さらに宇生賀湿原へと分布域を広げ、この地域一帯に大スギ林の確立をもたらした。」としている。また、Tsukada(1982，1986)でも同様の論旨が読み取れる。氷期に各地に残存したスギが、RⅡ帯からRⅢa帯の冷涼化・湿潤気候に適応して一気に拡大したとすれば、地域毎に拡大した「スギ林」が結びついた結果として「この地域一帯に大スギ林が確立」したことになる。

近年の研究

渡辺・石賀（2008）は、同地域の沿岸に位置する益田平野内でジオスライサーにより得られたMGS2コアの花粉分析を実施し、およそ6,400yrs BPには益田平野内でスギ林が成立していたことを明らかにした。また渡辺（2008）

は益田平野と沼原湿原の中間に位置する大婦け遺跡において花粉分析を実施し、8,650 から 5,800、さらに 3,450 yrs BP の間でスギの出現率が加速度的に増加していることを明らかにしている。渡辺・石賀（2008）および渡辺（2008）の結果からは、氷期に沿岸部に分布したスギ林が、内陸部へ向かい拡大したように考えられる。

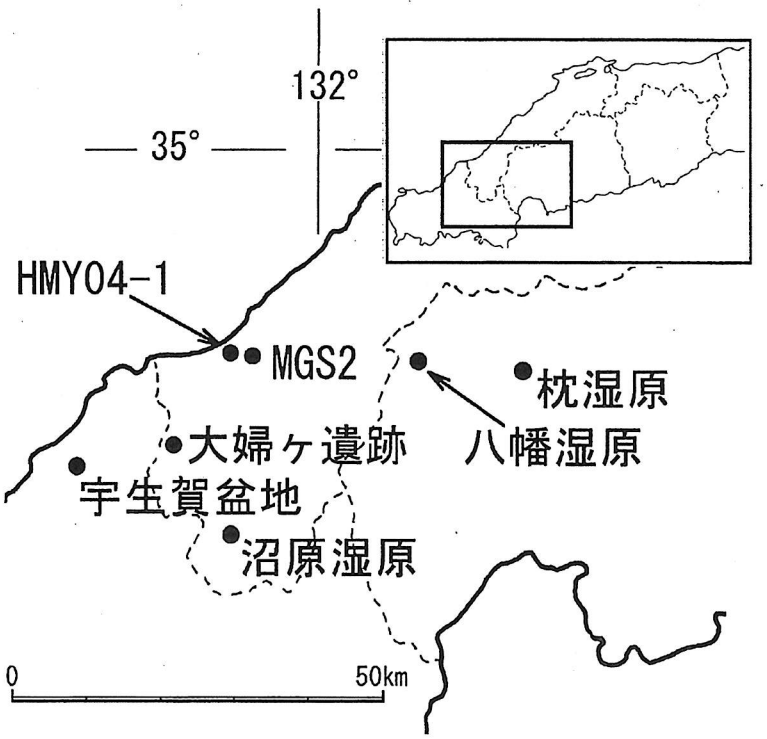


図 調査位置

今回の研究成果

益田平野内浜寄・地方遺跡において採取されたボーリングコア（HMY04-1）の花粉分析、年代測定を行った結果、およそ 7,800 yrs BP にスギが 25 %程度の出現率を示す事が明らかになった。このことにより、すでにＲＩ帯の時期に、沿岸部でスギが林として分布していたことが明らかになった。渡辺・石賀（2008）、渡辺（2008）と併せると、山陰地方西部でのスギ林の拡大には、塚田（1980）以降考えられてきた中国山地からの拡大ルートのほか、沿岸部からの拡大ルートがあることが明らかになった。

引用文献：畑中健一・三好教夫（1980）日本生態学会誌，30．239-244．三好教夫・波田善夫（1977）日本生態学会誌，27．285-290．中村　純（1959）三段峡と八幡高原（総合学術調査研究報告），153-160，広島県教育委員会．杉田真哉・塚田松雄（1983）日本生態学会誌33：225-230．塚田松雄（1980）科学，50(9)，538-546．Tsukada M.（1982）Ecology. 63(4)．1091-1105．Tsukada M.（1986）Quaternary Research, 26 135-152．塚田松雄（1987）日本植生誌 3 東北，93-126，至文堂．Tsukada M.，Sugita S. & Tsukada Y.（1986）Nature 322: 632-634．渡辺正巳・石賀裕明（2008）植生史研究，16(1)，3-10．渡邉正巳（2008）木部地区発掘調査報告書：土居丸館跡・本郷遺跡・大婦け遺跡，104-112，島根県津和野町教育委員会．Yasuda, Y.（1976）The Science Reports of the Tohoku University, 7th ser.（Geography），28. 117-281.

O-21　茨城県行方台地における中部更新統，上岩橋層下部の古植生

楡井 尊（埼玉自然博）・稲田 晃・西村祥子・島村健二・志水里美
金子陽子・金子静子・斉藤ひさ・小林健助・本郷美佐緒
Takashi NIREI, Akira INADA, Shoko NISHIMURA, Kenji SHIMAMURA, Satomi SHIMIZU, Yoko KANEKO, Shizuko KANEKO, Hisa SAITO, Kensuke KOBAYASHI and Misao HONGO; Middle Pleistocene Paleovegetation of the Lower Kamiiwahashi Formation in the Namegata Upland, Ibaraki Prefecture, central Japan

霞ヶ浦と北浦とに挟まれる地域に分布する行方台地は，標高は約 35m，下末吉面に区分される．台地を構成する地層は，下位より，八日市場層，上岩橋層，木下層，常総層，武蔵野ローム層，及び立川ローム層である．八日市場層と上岩橋層，及び上岩橋層と木下層とは不整合で接する．八日市場層上面には東西方向の埋没谷が刻まれ，上岩橋層下部の陸成堆積物（上岩橋層下部層）で充填されている（下総台地研究グループ,2008）．

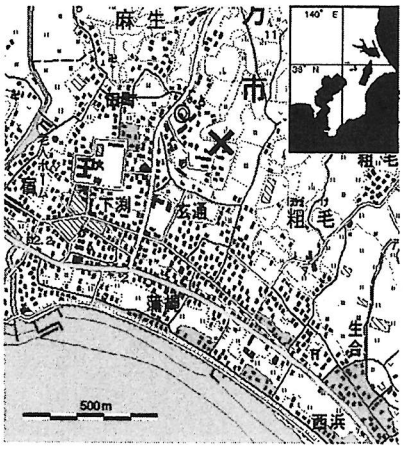


図 1　位置図

この充填堆積物の花粉分析を行った．分析試料は行方市麻生町の露頭（35° 59' N, 140° 29' E）で採取した．その位置を図 1 に，地質柱状図を図 2 に示す．層厚が約 6.3m の露頭断面は，主に明灰色～暗灰色のシルト層から成る．下底部から 1.77m 上位に厚さ 57cm の泥炭層を挟み，泥炭層の上位約 2m と下位約 1m は有機物に富む．下底部より 1.36～1.60m，3.72～3.82m 上位には細粒の軽石粒が，また 3.82～3.87m 上位には細粒のスコリア粒が散在するが，いずれも広域対比はなされていない．シルト層の下位には網状河川堆積物とされるクロスラミナの発達する中粒砂が，上位には溺れ谷堆積物とされる細粒砂層が存在する．

主要な産出花粉化石をダイアグラム（図３）に示す．花粉化石群集から，３帯４亜帯の地域花粉帯を設定した．全体に樹木花粉に比し，草本花粉と胞子の出現率が高い．*Alnus* 以外の樹木花粉の散布源はやや離れた場所の高地に立地する樹林に，*Alnus* と草本花粉，胞子は試料採取地点周辺の局地的な群落に由来すると考えられる．ASO-I 帯は *Picea* を主とし落葉広葉樹を伴う針葉樹林からなる．局地的な環境で２亜帯を設定した．A 亜帯は *Typha* の多産で特徴づけられ，*Sparganium* と *Sagittaria* を伴う．明るい開水面を持つ，池沼等の水域の存在を示す．*Hemiptelea* の多産は河畔の砂質の微高地があったと思われる．B 亜帯の，*Typha*・*Hemiptelea* の減少と *Alnus* の増加は，開水域の減少と *Alnus*

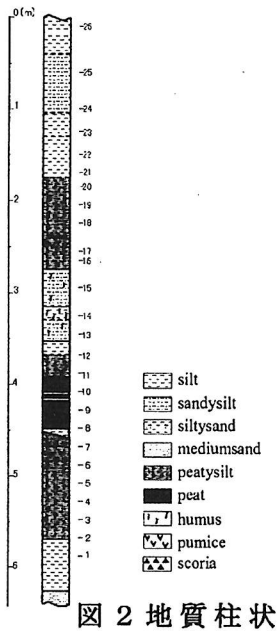


図２地質柱状図

湿地林の拡大を示す．Aso-II 帯は，亜寒帯から冷温帯上部の針葉樹を主体とする森林で *Tsuga* が多い．*Betula* と *Ulmus-Zelkova* が増加し，*Juglans-Pterocarya*，*Fagus*，*Quercus*(*Lepidobalanus*)が連続的出現する．針葉樹が多いながらも広葉樹がやや増加し気候的には相対的に温暖化した可能性がある．Gramineae が高率であり，湿地が広がるいっぽう，河川性の微高地もあり Carduoideae，*Artemisia* も伴う．Aso-III 帯では，亜寒帯から冷温帯上部の針葉樹を主体とする森林で，広葉樹が減少する．*Picea*，*Haploxylon* が増加し，針葉樹の構成に変化がある．局地的な環境で２亜帯を設定した．A 亜帯では，II 帯に比べて *Alnus* が減少するものの，草本花粉の出現率には全体として大きな変化はない．試料採取地点周辺では II 帯と同様の環境が継続された．B 亜帯は Carduoideae，Cyperaceae，Aspidaceae-Aspleniaceae の多産が特徴である．*Alnus* もやや増加する．試料採取地点周辺にはやや乾燥した微高地と *Alnus* 湿地林が混在したと考えられる．

なお，Aso-II 帯より上位で連続的に *Selaginella selaginoides* が出現する．

文献：下総台地研究グループ（2008）茨城県行方大地の中・上部更新統にみられる堆積シーケンスと地震液状化痕跡．地団研 62 回総会巡検案内書，177-184.

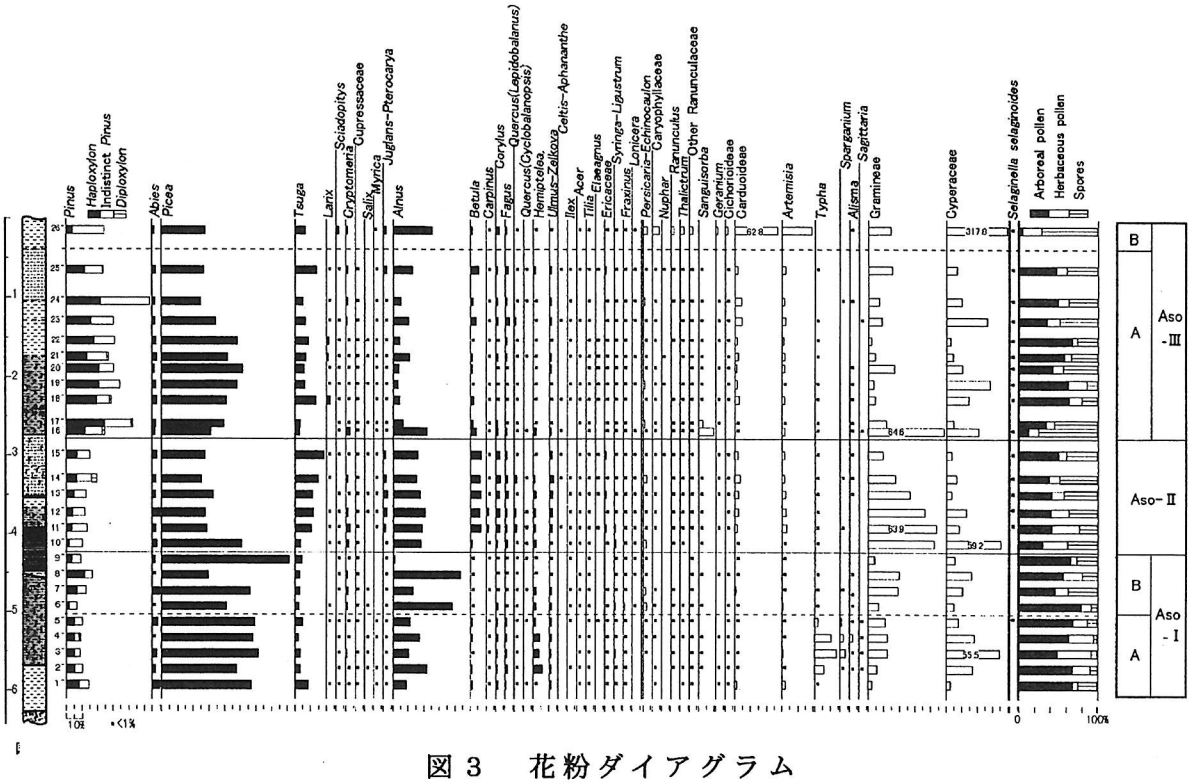


図３　花粉ダイアグラム

O-22　北海道・十勝沖海底における花粉の堆積状況

五十嵐八枝子（北方圏古環境研究室）・山本正伸（北海道大学）・野田　篤（産総研）・池原　研（産総研）・片山　肇（産総研）

Yaeko Igarashi, Masanobu Yamamoto, Atsushi Noda, Ken Ikehara, Hajime Katayama: Pollen sedimentation pattern on the marine bottom off Tokachi, east Hokkaido

海洋底堆積物は，酸素同位体比により4万年より古い年代が決定され，かつ，連続性堆積物が多い．従って，そこに含まれる化石花粉群は，欠落のない詳細な植生史，気候変遷史を復元する上で，極めて有効なproxyの一つとなる．海底の花粉は，母植物からさまざまな運搬過程を経て海底へ堆積する．空中に散布された花粉の多くは母植物周辺に落下する（Igarashi, 1987）が，一部は河川によって海へ運ばれる．さらに，海流や風によって供給源から遠くまで運ばれることも知られる（Kawahata and Oshima，2002；守田，2004）．しかし，日本列島沖合海底への花粉の堆積プロセスは，必ずしも十分に解明されたとは言えない．今回演者らは，十勝沖海底から採取された表層堆積物について，その花粉群を明らかにし，かつ，海洋底におけるそれぞれのタクサの堆積状況を明らかにしたので報告する．

試料は北海道東部，太平洋沿岸域における表層堆積物の分布と堆積作用解明のため，十勝沖から採取された表層堆積物である（野田ほか，2003）．試料は木下式グラブ採泥器により水深50m～2200mの海域において，およそ85km×100kmの範囲内にほぼ等間隔に位置する108地点から採取された表層3cmの堆積物である．試料の大部分はclayとsilty clayであるが，沿岸域にはsand，調査海域の南部には細礫を含む堆積物が分布する．なお，本海域には十勝川，歴舟川，豊似川が流入する．

試料1cm^{3}中の花粉・胞子総数は，9～5800個と変化に富む．堆積数の少ない海域（<2000/cm^3）は水深500m以浅の沿岸域で，沿岸流により陸源性の粗粒物質が堆積する海域である．花粉堆積数の多い海域（>2000/cm^3）は，水深700～1500mの大陸棚斜面に集中し，1500m以深では堆積数はやや低下する．大陸棚斜面の堆積物は，siltとclayの重量が75～100%を占めており，水中の花粉はsilt~clayサイズの物質と同じ挙動をすることを示す．

花粉と胞子の産出率は，花粉・胞子総数を基数として計算した．全樹木花粉の割合は，低率な沿岸域を除くほぼ全域で，全体の65～97%を占める．主要な樹木花粉についてみると，トウヒ属が3～40%と，沿岸域を除くほぼ全域から最も高率に産出し，水深2100mでも17%を占める．これに対し，トウヒ属と同じ形態であるが，最大の粒径をもつモミ属は，水深150～800mの海域に～33%で産するが，800m以深では低率となり，遠距離運搬されないことが示される．マツ属は，トウヒ属，モミ属とは逆に，

水深 1000m以深の海域に～31%の高率で堆積している．カラマツ属は～5%でほぼ全域から産出するが，水深 100m以浅の沿岸域に高率地点が偏っている．産出の多い広葉樹についてみると，コナラ属とカバノキ属は 7～21%の範囲でほぼ全域から同様に産出する．草本類は 1～22%，シダ・コケ類は 1～26%で 104 地点から産するが，20%以上の高率な地点が，草本類では 1000m 以浅の西南部寄りに偏っており，シダ・コケ類は 50m 以浅の沿岸域に偏り，河川水の影響をうけていることが考えられる．
つぎに，飛来花粉のスギ，ツガ，ブナについて，自生地からの飛来率を比較する目的で，本海域と本海域より約 200km 北西の苫小牧の林内に設置したトラップ(Igarashi, 1979,1987)，および約 170km 北東に位置するユルリ島の湿原表層のミズゴケからの産出率（守田、2004）を比較する．3 地点とも，樹木花粉総数に対する産出率で比較する．スギは北海道に自生しないが，最も近距離の供給源として，本海域より約 300km 西の室蘭に大規模な植栽林がある．苫小牧の林内における 5 年間の地上のトラップ調査では，スギ花粉の産出率は 1.3～18%である．他方，ユルリ島の産出率は 4～20%である．本海域では 1～21%で，ほぼ全地点から産する．このように，海底のスギ花粉は，室蘭～ユルリ島の範囲内（約 470km）では，供給源からの距離に無関係に飛来率は 20%前後を越えないこと，また，海底のスギ花粉は海流によるよりも，風によって運ばれたことを示している．本州北部に北限を持つツガ属の花粉は，本海域では，38 地点から 1%以下で産し，2 地点から 4.4%で産出する．自生地に近い苫小牧での 5 年間の飛来率は 0～0.06%であり，ユルリ島では 0～0.4%であることから，ツガの飛来率は低い．これは，氷期と後氷期の特定の時期にサハリンと北海道から産出するツガ属花粉について，母樹の分布を推定する上で貴重なデータとなる．ブナ属は，本海域より 370km 西の黒松内低地帯に北限を持つ．本海域では，1.4%以下で 70 地点から産出する．苫小牧のトラップでは，5 年間の最大堆積率は 2.2%であり，ユルリ島では最大値 2%であり，2%前後を越えない．
今回 36 種の高木タクサ，27 種の草本タクサ，6 種のシダ・コケ類のタクサについてそれぞれの堆積状況を明らかにした．そのなかで明らかに飛来と考えられるスギ，ツガ属，マオウ属，ブナ属，ツゲ属を除き，十勝地域に現在分布する植物から由来したと考えられる花粉・胞子は，全体の 60~98%を占めており，海底花粉の大部分は近接陸域からもたらされたと考えられる．

引用文献

Igarashi (1979) Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., 19, 257-264.
Igarashi (1987) Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., 44, 477-506.
Kawahata, Oshima (2002) Quaternary Science Reviews, 21, 1705-1717.
守田 (2004) 植生史研究，13，3-12.
野田・片山・池原（2003）地質調査総合センター速報 no.26，54-63.

O-23　飛騨山脈・白馬岳東麓におけるモレーン状地形の成因
―― 長走沢と金山沢の例 ――

苅谷愛彦（専修大学）・佐藤　剛（帝京平成大学）・小森次郎（名古屋大学）

Yoshihiko KARIYA　Go SATO　Jiro KOMORI ; Landslide is possible cause of the moraine-like landforms along Nagashirizawa River and Kanayamazawa River, eastern Mount Shirouma-dake

はじめに　白馬岳東面の北股入流域では古くから氷河地形・地質研究が行われ，更新世中期以降の氷河前進－停滞期（葭原期－岩岳期－赤倉沢期－金山沢期－白馬沢期）が論じられてきた[1]．またテフラ層序や他山域との比較から，葭原期：Aso-4 以前，岩岳期：MIS4/3，白馬沢期：晩氷期とする見解も出された[2,3]．一方，演者らは，白馬沢期のターミナル・モレーン状地形が 5.7 ka に近傍の斜面で起きた地すべりに由来することを報じた[4]．本発表では，岩岳期や金山沢期のモレーン状地形の主因もまた地すべりである可能性の高いことを報告する．

調査地・方法　長走沢と中山沢に挟まれた猿倉西の緩斜面は岩岳期のグラウンド・モレーン，金山沢と北股入との合流点にある低丘群は金山沢期のターミナル・モレーンとされた[1]（図 1）．調査地の基盤地質は次のとおり[5]：【長走沢・中山沢流域】超苦鉄質岩（時代未詳），粗粒結晶片岩（デボン－石炭系蓮華変成岩類），緑色岩（二畳系栂池コンプレックス），珪長質凝灰岩・凝灰角礫岩（二畳系白馬岳層），珪長岩（漸新－中新世）．【金山沢流域】超苦鉄質岩（時代未詳），頁岩・緑色岩（二畳系栂池コンプレックス），砂岩または泥岩ホルンフェルス（ジュラ系白馬沢層），珪長岩（漸新-中新世），花崗閃緑岩（中新世），安山岩・ひん岩（鮮新世）．演者らは，詳細地形判読と水系や登山道沿いでのルート地質調査を行った．

結 果　【岩岳期関連】(1) 地点 250・340　地点 250 はすでに記載され[1,5]，基盤岩とそれを覆うロジメント・ティル，アブレーション・ティル，融氷流水堆積物が観察可能とされた．ロジメント・ティルとされた地層はシルト～粗砂を主とする基質支持の無層理無淘汰の角礫層（≧20 m）で，青灰－褐色の粘土パッチを含むことが再認された．ただし，礫は緑色岩とホルンフェルスに限られ，ジグソー・パズル状～モザイク状の破砕構造（以下 JM 構造）が発達することが新たに判明した．同様の地層は地点 340 でも認められ，角礫層の JM 構造は一層顕著である．アブレーション・ティルとされた地層（3 m）は，この緩斜面上の他の地点（320 など）の地表でみられる角礫層（雪崩・地すべり・土石流性？）[6] に似ることがわかった．(2) 地点 367　露頭下部では，シルト～粗砂を主とする基質支持の無層理無淘汰の角礫層（≧30 m）が確認された．礫は緑色岩，粗粒結晶片岩，超苦鉄質岩を主とする．JM 構造は未確認である．露頭上部では粗粒結晶片岩の巨礫を含むローム質土層（約 10 m）がみられた．(3) 地点 337　シルト～粗砂を主とする基質支持の無層理無淘汰の角礫層（≧5 m）が確認された．基質には青灰－褐色の粘土パッチも含まれる．礫は緑色岩に限られ，JM 構造が発達する．(4) 地点 353　本地点もすでに記載された[1]．ロジメント・ティルとされた露頭下部の地層（≧20 m）は，青灰色粘土やシルトを主とする基質に支持された無層理無淘汰の角礫層であることが再認された．礫は粗粒結晶片岩と緑色岩，超苦鉄質岩を主とし，JM 構造が認められることが新たにわかった．アブレーション・ティルとされた上部の地層には粗粒結晶片岩や珪長岩の角礫が含まれるが，全体では地点 250・367 などの表層物質に似ることが判明した．(5) 地点 350・370～373・380　登山道沿いの地点 370～372・380 に限り，緑色岩や粗粒結晶片岩の他に花崗閃緑岩の巨礫（亜円）が確認された．花崗閃緑岩の礫は地点 373 以西ではみられず，粗粒結晶片岩や緑色岩，珪長岩の礫のみとなる．花崗閃緑岩の礫（亜円）は，他に地点 350 では河成礫層中に，中山沢現河床の地点 338・330 より下流では転石として確認される．

【金山沢期関連】(1) 地点 342（U・L）　地点 342 は既報[1] でターミナル・モレーンとされた丘状地形内部の観察に向く（図 2a）．地点 342L は北股入左岸河床にある．342U は 342L の 70～90 m上にある．342L ではロジメント・ティルとされた地層が観察でき，シルト～粗砂を主とする基質支持の無層理無淘汰の角礫層（青灰色粘土のパッチ含む）が認められた．礫は緑色岩とホルンフェルスに限ら

れ，JM 構造が発達する（図 2b）．342U にはアブレーション・ティルとされた礫層が露出する．粗砂を主とする基質に支持された無層理無淘汰の角礫層である．含まれる礫は緑色岩や頁岩にほぼ限られ，JM 構造が認められる．類似した礫層は地点 343 でも確認される．(2) 地点 354・355・369　北股入本流を挟んで地点 342 の対岸にある低丘もターミナル・モレーンとされた[1]．この丘を開析する谷（地点 354・369）では緑色岩の角礫や，珪長岩やホルンフェルスの亜角・亜円礫が確認された．地点 355 では 1 片のみながら，花崗閃緑岩の亜円礫も発見された．

考察　(1) 北股入流域には多種の基盤岩が存在し，それらの露出は詳細に判明している[5]．ティルとされた地層が真に氷河成なら，その砕屑物は上流域の地質を反映するだろう．しかし本報告の礫層中の礫種は限定的なことが多く，この作業仮説と矛盾する（例：地点 250・340・342L で最も厚い角礫層に含まれる緑色岩はいずれも近傍の斜面に，地点 353 で確認された粗粒結晶片岩や超苦鉄質岩は小日向山北面に露出する）．(2) 角礫層に JM 構造が認められる．本構造は白馬沢や蝶ヶ岳のモレーン状地形でも見いだされ，その主因は地すべりとされる[4, 7]．(3) 空中写真判読では各地点とその周囲に地すべり地形（滑落崖・移動土塊）が認められる[8]．(4) (1) ～ (3) より，猿倉西の緩斜面のうち長走沢に面した地点（地点 250・340）周辺，および金山沢左岸の低丘（地点 342）の主部をなす角礫層は明らかに地すべり性である．層厚から，これらの礫層が地形の概形を決めていると考えられる．(5) 地点 337 の緑色岩主体の角礫層は地点 250・340 の角礫層と酷似する．地点 337 付近では緑色岩は長走沢沿いに限って露出することから，3 地点の角礫層は一連で，長走沢左岸（地点 341 付近）で起きた地すべりの堆積物として緩斜面の地下に伏在する可能性がある．(6) 花崗閃緑岩は北股入や白馬沢上流の飛騨山脈主稜にのみ露出する．猿倉西の緩斜面の地下には本流性の河成礫層が存在する可能性がある（地点 355・350 も同様）．また緩斜面の表層は長走沢・中山沢流域由来の雪崩・地すべり・土石流堆積物に覆われるらしい．つまり，この緩斜面は一連の地形面にみえながら，その起源（構成層）は多様とみられる．(7) 地点 355 付近のターミナル・モレーン状地形の成因は未確定である．

文献　1) 小疇ら 1974（駿台史学 35）．2) 伊藤・清水 1987（地学雑誌 96）．3) 岩田 2001（日本の地形 総説－東大出版会）．4) 苅谷ら 2008（第四紀学会演旨集 39）．5) 中野ら 2002（産総研 5 万地質図－白馬岳）．6) 苅谷ら 2008（地学雑誌 117）．7) 富田ら 2009（日本地理学会要旨集 75）．8) 佐藤・苅谷 2008（北部飛騨山脈の地すべり地形学図-科研 19500889 印刷物）．

◆本研究には科研費（基盤研究（C）19500880・21501004）と平成 20-21 年度専修大学研究助成を用いた．

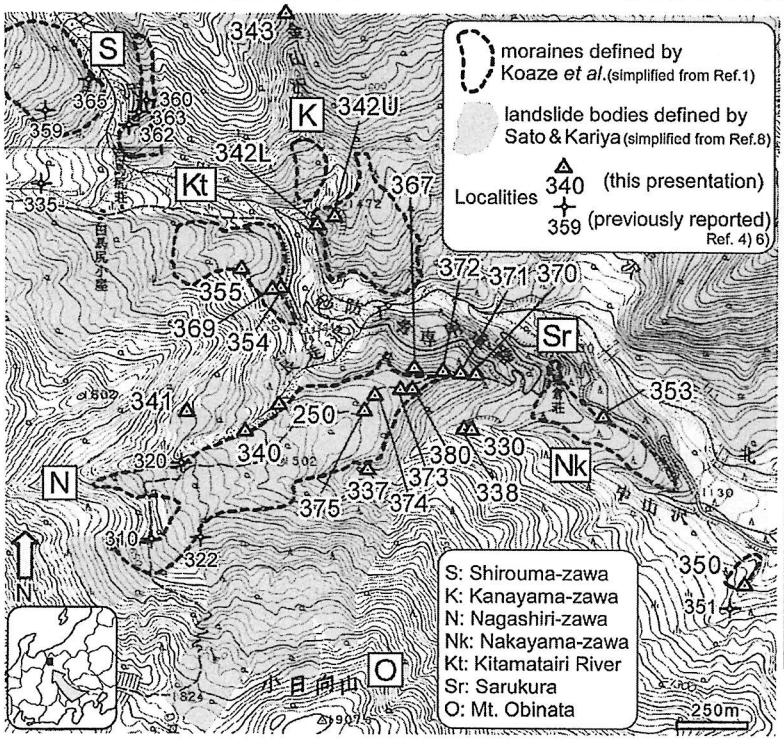


図 1 長走沢・金山沢周辺の地形分類図（左）．

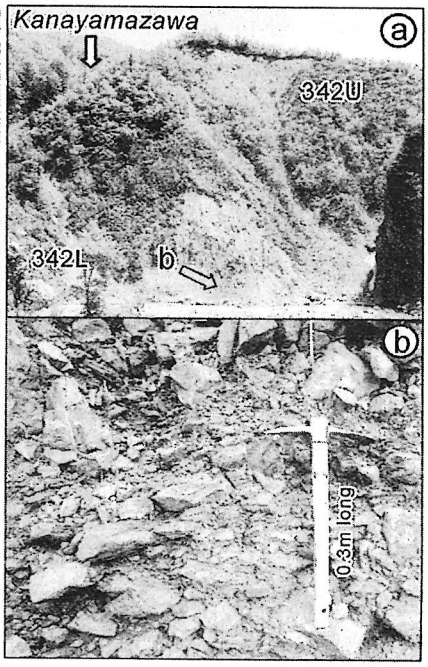


図 2 金山沢のターミナル・モレーン状地形とその露頭（右）

O-24　サンゴから求められたターミネーションIIのタイミングと古気候学的解釈

横山祐典（東京大学海洋研究所・地球惑星）

Yusuke Yokoyama: Paleoclimatological implications on the timing of Termination II derived from corals

気候の平均的な状態を表す指標として、海水準変動の規模とタイミングの高精度決定は重要である。例えば大気中の二酸化炭素が上昇したため、氷期が終焉し、海水準が上昇したのか、海水準の上昇を引き起こす環境変化が生じたため大気中の二酸化炭素が上昇したのか。重要な気候変動の大きな疑問のひとつだが、これを解く鍵は氷期—間氷期の環境変化の時系列変遷を、正確に復元する事でメカニズムについてせまることが可能となる。

地球の気候システムの中で、氷期—間氷期の変化は、最も重要な環境変動のひとつだが、南極やグリーンランド氷床コアの分析から、過去４回の氷期—間氷期の気温変動と大気中二酸化炭素濃度は約１０万年周期で繰り返し、氷期にはいつでも、大気二酸化炭素の濃度が８０ppmv ほど低かったことが明らかになってきた。本研究では、IODP（国際統合深海掘削計画）によってタヒチ沖で掘削されたサンゴを用いて、これまで放射性元素を使って直接タイミングが決定されていなかった前々回の氷期—間氷期の移行期の正確な時期を決定するとともに、移行期の日射量変動や海水準変動、そして大気二酸化炭素といった表層環境変化の時系列の詳細な復元を行う事に初めて成功した。

氷期—間氷期のおよそ１０万年周期変動は、地球の公転軌道要素変化による、日射量の緯度分布の変化によってもたらされていると考えられている。特に氷期に大規模氷床が発達していた、北緯６５度の夏の日射量変動の周期的な変化によってもたらされているという考えはミランコビッチ仮説と呼ばれている。これによると氷期の終焉は、北緯６５度付近の夏の日射量が大きくなることにより、氷床の融解を促進して、地球の気候を間氷期に移行させるとされている。これまでの研究で、直近の氷期の終焉の時系列変化は以下のようにおこるとされてきた。北半球高緯度の夏の日射量増加により、氷床が融解して海水準が上昇し、海洋循環を通して南大洋をあたため、海氷の消失とともに大気二酸化炭素濃度が上昇し、それによる温室効果でさらに氷床がとけるという正のフィードバックが働くことにより、間氷期への急激な移行を引き起こしていると考えである(Severinghause 2009)。本研究で、直近の氷期の終焉期は 19,000 年前であることを海水準のデータから明らかにしたが、そのタイミングは上記のシ

ナリオと整合的である（Yokoyama et al., 2000; DeDeckker and Yokoyama, 2009）。

このようにミランコビッチ仮説を検証するには、海水準のデータが有効だが、19,000 年前に起こった、直近の氷期—間氷期の移行期（ターミネーション I）を除くターミネーションのタイミングと規模を決める事は、主に年代決定とサンプル採取の困難さの２点から、これまで研究の進展が進んでいなかった。そのため近年は、アイスコア中に含まれる酸素同位体比の変動を、全球氷床変動の指標として使用することが行われてきた。氷期に大きく拡大した極域氷床には、より軽い酸素の同位体比を取り込んでいるため、海水の酸素同位体は重くなる。そのため海洋表層に生息する植物プランクトンの光合成によりもたらされる大気中の酸素の同位体比も変化するという考えから、氷床量の指標として使われてきた。これを用いた前々回の氷期—間氷期移行期（ターミネーション II）の海水準の変動と大気中の二酸化炭素の変化の関係から、氷期の大気二酸化炭素の低下メカニズムの仮説のうち、海水準と連動している仮説については否定されていた。しかし今回の研究結果で、海水準と連動させたメカニズムも採用することができるようになり、全球的な炭素収支のメカニズム理解のための一つの示唆を与えることとなった。

今回の研究では、氷期の終焉のタイミングは、ミランコビッチ仮説で重要とされている、北緯６５度の夏の日射量の極大の時期ではなく、むしろ極小の時期に起こっていた事をつきとめた。これは、地球の気候システムの複雑さを示すものであり、北緯６５度の夏の日射量変動以外の変動要因によって、氷期の終焉が規定されている可能性を示している。これは今後気候モデルの研究の大きな制約条件の一つとなることが予想される。

引用文献

DeDeckker, P and Yokoyama Y. (2009) Micropalaeontological evidence for Late Quaternary sea-level changes in Bonaparte Gulf, Australia, *Global and Planetary Changes*, 66, 85-92.

Severinghause, J.P. (2009) Southern see-saw seen, *Nature*, 457, 1093-1094.

Thomas, A.L., Henderson, G.M., Deschamps, P., Yokoyama, Y., Mason, A.J., Bard, E., Hamelin, B., Durand, N., and Camoin, G. (2009) Penultimate Deglacial Sea level Timing from Uranium/Thorium Dating of Tahitian Corals, *Science*, 324, 1186-1189.

Yokoyama, Y., Lambeck, K., DeDeckker, P., Johnston, P., and Fified, L.K. (2000) Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406, 713-716.

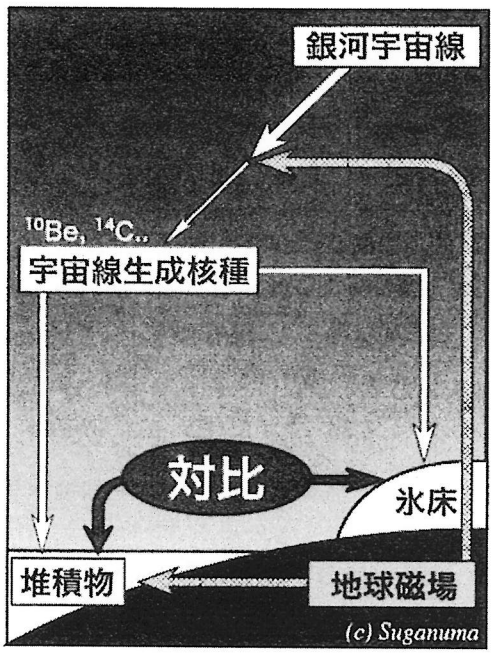
O-25 古地磁気強度および ^{10}Be フラックス変動に基づく Paleomagnetic lock-in depth の決定：地磁気変動を用いたマルチアーカイブ対比の高精度化

菅沼悠介（極地研），横山祐典（東大・海洋研），山崎俊嗣（産総研）
Yusuke Suganuma, Yusuke Yokoyama, Toshitsugu Yamazaki; Refining for integration between paleomagnetic records in marine sediments and ^{10}Be fluxes in ice cores

近年，気候変動メカニズムを理解することを目的として，氷床掘削試料（氷床コア）や海底堆積物コアを用いた高解像度の気候変動復元が進められている（Augustin et al., 2004 など）．地球の気候変動メカニズムを理解するには，遠く離れた地点間において気候イベントの規模・タイミングを比較し，その因果関係を知ることが最も有効な方法である．そこで近年，宇宙線生成核種の生成率変動パターンを用いた氷床コア間のイベントの対比が進められている．

宇宙線生成核種は主に大気中で銀河宇宙線の入射によって生成される．例えば ^{10}Be 場合は，約 1 年程度の滞留時間を経て陸上にもたらされ，氷床に記録される．また，宇宙線生成核種の生成率は長い時間スケール（数百年以上）では主に地磁気強度変動の影響を受けて大きく変化している．以上の特性を利用して，Raisbeck et al. (2007)は，南極およびグリーンランドの氷床コアから復元した ^{10}Be フラックスの変動を用いて両極氷床コアを精密に対比し，気候イベントのタイミングを考察した．この時，彼らが注目したのは Laschamp 地磁気エクスカーションと呼ばれる約 41000 年前に起きた地磁気強度の急減イベントで，このイベント時に対応した ^{10}Be フラックスの急上昇を用いて両極氷床コアの精密な対比が可能となった．

一方，海底堆積物の年代層序の構築において，堆積物から得られる過去の地磁気強度データを用いた手法も注目されつつある（Suganuma et al., 2009 など）．これは，対象となる堆積物から相対的な古地磁気強度変動曲線を構築し，標準となる過去の地磁気強度の変動カーブ（NAPIS-75; Laj et al., 2000 など）に対比することで年代を決定するものである．ここで重要となるのが，上記の氷床コアに記録される宇宙線生成核種の生成率と海底堆積物から求めた相対的な古地磁気強度は，共に過去の地磁気強度を示す指標であり，両指標の変動パターンのマッチングが可能だということである．この手法は氷床コアと海底堆積物など異なった古気候アーカイブ間の直接的な対比を可能とすることから，近年非常に注目を集めている（Stoner et al., 2000）．



しかし，この地磁気変動を用いたマルチアーカイブ対比には大きな問題が残されている．それは，海底堆積物において，堆積残留磁化が固定される深さ（Lock-in depth）が明らかになっていないという問題である．これは，"Lock-in depth"問題として堆積物の古地磁気記録を扱う上で長年議論されてきた重要な問題である．そして，この Lock-in depth 問題の解決は地磁気強度変動を用いて氷床コアと堆積物を高精度で対比する際にも不可欠な要素となる．なぜなら，^{10}Be と氷との間に固定時間差はほぼ無いと考えられる氷床コア記録と，堆積後に遅れて獲得された古地磁

気記録を比較する場合には，Lock-in depth 分のずれが生じるからである．

この問題を解決すべく，本研究では赤道太平洋のカロリン海盆から採取された MD982187 コアとオントンジャワ海台から採取された P340 コアを用いて，Brunhes-Matuyama 地磁気逆転境界（BM 境界：約 78.0 万年前）を対象として，超高解像度の ^{10}Be 濃度測定を行った．そして，MD982187 コアについては既に報告されている相対的古地磁気強度変動（Yamazaki and Oda, 2005）と，P340 コアについては新たに測定した相対的古地磁気強度変動との対比を行った．これは，氷床と同様に海底堆積物に記録される宇宙線生成核種の生成率と，古地磁気強度の変動記録の時間差（深度差）を評価するというものである．本研究では，^{10}Be 濃度の測定を東京大学所有のタンデム型加速器質量分析計を用いて行った．

その結果，MD982187 コアおよび P340 コア共に，^{10}Be フラックス変動と古地磁気強度の変動パターンの間に約 16 cm の明瞭な深度差があることが明らかになった．これは，両コアの海底堆積物において約 16 cm の Lock-in depth が存在することを示す．この結果は，^{10}Be フラックスおよび古地磁気強度の変動を用いて直接的に Lock-in depth を決定した初めての例である．もし，この約 16 cm の Lock-in depth が普遍的な現象だとすると，例えば堆積速度 1cm/kyr の海底堆積物コアの古地磁気強度記録と氷床コアの ^{10}Be フラックス記録を対比した場合には，約 16000 年の年代のズレが生じることになる．また，この約 16 cm の Lock-in depth は，これまで約 78.0 万年前とされてきた BM 境界の年代値と酸素同位体比曲線上の層準が修正される可能性を示す．現在，台湾中央研究院との共同研究で，フィリピン東部沖から採取された MD972143 コアを対象として，Lock-in depth 効果を考慮した BM 境界の層準と年代値を決定すべく，同コアにおける ^{10}Be フラックスの解析を進めている．

文献

Augustin, L., C. Barbante, P. R. F. Barnes, J. M. Barnola, M. Bigler, E. Castellano, O. Cattani, J. Chappellaz, D. DahlJensen, B. Delmonte, G. Dreyfus, G. Durand, S. Falourd, H. Fischer, J. Fluckiger, M. E. Hansson, P. Huybrechts, R. Jugie, S. J. Johnsen, J. Jouzel, P. Kaufmann, J. Kipfstuhl, F. Lambert, V. Y. Lipenkov, G. V. C. Littot, A. Longinelli, R. Lorrain, V. Maggi, V. Masson-Delmotte, H. Miller, R. Mulvaney, J. Oerlemans, H. Oerter, G. Orombelli, F. Parrenin, D. A. Peel, J. R. Petit, D. Raynaud, C. Ritz, U. Ruth, J. Schwander, U. Siegenthaler, R. Souchez, B. Stauffer, J. P. Steffensen, B. Stenni, T. F. Stocker, I. E. Tabacco, R. Udisti, R. S. W. van de Wal, M. van den Broeke, J. Weiss, F. Wilhelms, J. G. Winther, E. W. Wolff, and M. Zucchelli (2004), Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, ***Nature***, *429*, 623-628.

Laj, C., C. Kissel, A. Mazaud, J. E. T. Channell, and J. Beer (2000), North Atlantic palaeointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 358, 1009-1025.

Raisbeck, G. M., F. Yiou, J. Jouzel, and T. F. Stocker (2007), Direct north-south synchronization of abrupt climate change record in ice cores using Beryllium 10, *Climate of the Past*, *3*, 541-547.

Stoner, J. S., J. E. T. Channell, C. Hillaire-Marcel, and C. Kissel (2000), Geomagnetic paleointensity and environmental record from Labrador Sea core MD95-2024: global marine sediment and ice core chronostratigraphy for the last 110 kyr, *Earth and Planetary Science Letters*, *183*, 161-177.

Suganuma, Y., T. Yamazaki, T. Kanamatsu (2009) South Asian monsoon variability during the past 800 kyr revealed by rock magnetic proxies, ***Quaternary Science Reviews***, 28, 926-938.

Yamazaki, T., and H. Oda (2005), A geomagnetic paleointensity stack between 0.8 and 3.0 Ma from equatorial Pacific sediment cores, Geochem., Geophys., Geosyst. 6 (11), Q11H20, doi:10.1029/2005GC001001.

O-26　過去半世紀の温暖化を太陽変動と宇宙線変動で説明する試み

木庭元晴（関西大学）

KOBA, Motoharu: An essay to explain global warming for the last half century using solar and cosmic ray variations.

IPCC 第 4 次報告書には，図 1 に示した気温モデルが示されている。左上のはめこみ図には，10 年平均の気温変動，自然強制力（太陽と火山活動）のみによるモデル，それに人為的に排出された二酸化炭素やフロンガスなどの放射強制力を含めたモデルが描かれている。これによると，1970 年付近から，自然強制力モデルは，気温変動から外れている。太陽活動の活発化によって温暖化が始まると，生物活動が盛んになり，湿地や動物などからメタンガスなどの温室効果ガスが供給され，水域や生物から空気中に水蒸気が供給され，正のフィードバック現象が生じる。おそらくこのしくみはこの「自然強制力のみによるモデル」には組み込まれていない。そのため，このモデル計算の結果は現実を必ずしも表現していないと考えられる。

図 2 に見られるように，ここ半世紀近くの気温の上昇は，9000 年前以来の大きなものである。図 3 は図 2 を作成したグループによるもので，過去 1000 年余りが示されている。図 3 に示された 1910 年以降の気温の急激な上昇は，これに近いところでは，マウンダー極小期（図 3 中の Mm），ドルトン極小期（図中の Dm）に続くものと酷似しており，1910 年以降，つまりこの 1 世紀の気温の上昇についても，太陽活動で説明することが可能と考えられる。

図 4 の下段パネルの世界平均気温をみると，1910 年付近から 2000 年付近までおよそ 3 区分できる。その始まりは，1910 年代終わり（A），1940 年代半ば（B），1970 年代終わり（C）である。区間 A と C の変化傾向は極めて類似している。前述のように，IPCC によれば，過去 30 年で気温が加速度的に上昇したとしているが，この認識は適切でないことがわかる。中段パネルの太陽黒点数，下段パネルの平均気温のいずれにも，11 年などの黒点周期をおよそ捉えることができるが，両パネル間で個々のスペクトルを見ると変化傾向は対応していない。図 4 中段パネルの区間 B は高い放射量を示すが，下段パネルでは気温の停滞期になっている。ちなみに上段パネルにはキーリング曲線を示すが，これも下段パネルの気温変動と対応していない。

IPCC は，気温の 11 年またはその倍数に係わる周期の変動はほぼ太陽変動で説明できるが，20 世紀後半または 1970 年以降の昇温傾向については説明できないとする。確かに図 4 だけから見ると，気温変動をここに示した太陽変動で説明することはできない。だからと言って二酸化炭素を主とする温室効果に帰着するのが妥当なのか。報告者は太陽変動と気温変動の間に宇宙線変動を媒介させて，気温変動を説明する試みを提示する。

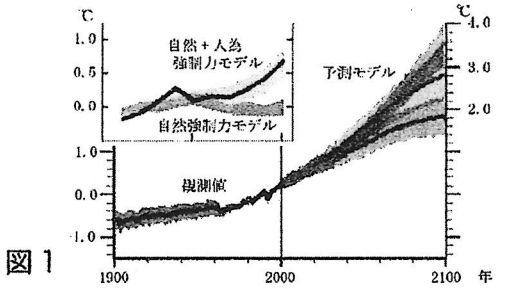


図1

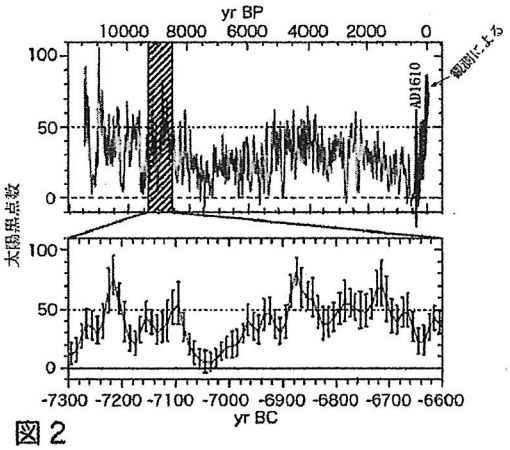
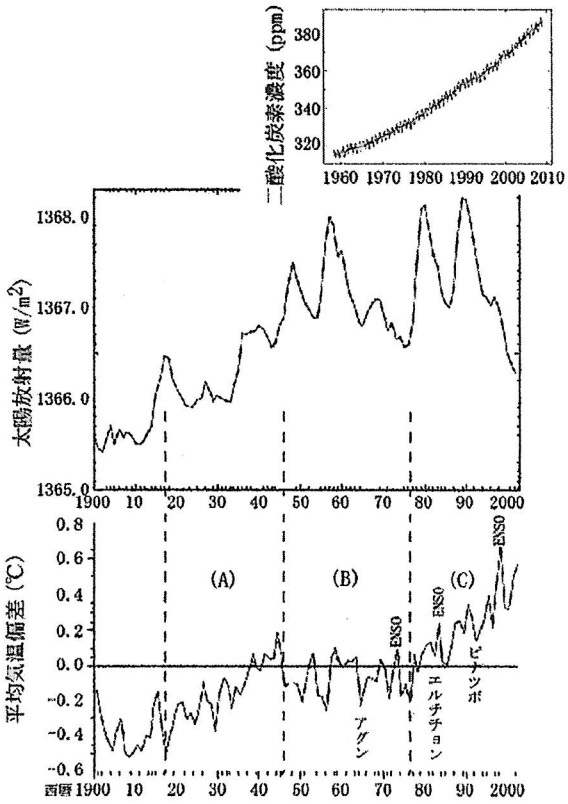
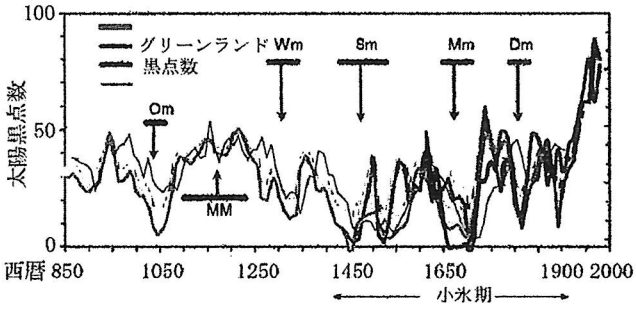


図2



↑ 図4



← 図3

図1　IPCC WG1 AR4 Report p.40; IPCC 第4次評価報告書第1作業部会報告書
政策決定者向け要約（気象庁　2007年作成，2008年修正），p. 16

図2　Solanki, S.K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Schuessler, M., and Beer, J., 2004. Nature, Vol. 431, p. 1085.

図3　Usoskin, I.G., Solanki, S.K., et al., 2003. arXiv: astro-ph/0310823v1, 29Oct2003, pp. 1-4.

図4　Balling, R., 2003. George C. Marshall Institute Policy Outlook, September 2003,, pp. 1-8.

O-27　第四紀の地位と新しい定義の確立

奥村晃史（広島大学文学研究科）・佐藤時幸（秋田大学工学資源学部）・
熊井久雄（大阪市立大学名誉教授）・鈴木毅彦（首都大学東京都市環境学部）・
渡辺真人（産業技術総合研究所地質調査情報センター）

K. Okumura, T. Sato, H. Kumai, T. suzuki, and M. Watanabe: New definition and status of the Quaternary System / Period

2009年5月末，IUGS-ICS（国際地質科学連合 -- 国際層序委員会）の投票が終了し，第四紀の新しい定義についての INQUA-SQS（国際第四紀学連合 -- 国際層序委員会第四紀層序小委員会）提案が大多数の支持を得た．この投票結果は 数ヶ月以内に IUGS 執行委員会に諮られ，その承認を得て正式に成立する．この発表では，今回の票決に至る経過，その内容について報告し，さらに，日本の対応の状況について概観する．

第四紀の地質年代層序上の地位と定義は過去100年以上にわたって明確に定義されていなかった．1983年にイタリアの Vrica が更新世基底の模式地（GSSP: Global boundary Stratotype Section and Points）に指定され，第四紀の基底とみなされたが，当時，大規模な氷床が発達し始めた時期は不明であった．また，地中海以外で Vrica GSSP 層準に寒冷化が認められないことも当初から指摘されていた（Ogg and Pillans, 2008）．1999年，IUGS は強い反対を押し切って第四紀の基底を Vrica GSSP とすることを再度確認し，2009年1月まで変更をしないことを決定した（Head et al., 2008）．

Gradstein et al. (2004) が発表した新しい地質年代尺度では，第四紀が削除され，Neogene が現在まで継続するとの見解が示された．この見解は，十分な公開討議や，IUGS の承認を経ずに公表されたが，第四紀／系を正式に存続させ，合理的に定義するための議論を再開する契機となった．2006年に INQUA は第四紀／系の始まりを Gelasian 階基底の 2.6 Ma とすることを ICS に提案して承認されたが，IUGS は2009年1月までの第四紀基底問題凍結を理由に決定を延期した．その後，2007年 INQUA 大会における INQUA 提案採択，2008年 IGC における討論会を経て，2009年の ICS 票決に至った．

2009年票決は2段階で実施された．第1段階の提案と票決は：(1) Vrica GSSP を第四紀／系の基底とする［否決］，(2) INQUA-SQS 提案：Gelasian 基底を第四紀／系および更新世の基底とする［可決］，(3) Neogene を現在まで延長し第四亜紀を設け，鮮新世を細分する［否決］．この結果を受け，第2段階では，(2) INQUA-SQS 提案承認の可否が問われ，16対2で承認された．

新しく定義された第四紀は，従来鮮新世に区分されていた Gela 期／階（Gelasian）を含む．鮮新世 -- 更新世境界も Gelasian 基底まで引き下げられ，前期更新世には従来の Calabrian と Gelasian が含まれる．シチリア島南部，Monte San Nicola GSSP の Gelasian 基底は，ガウス／松山地磁気境界の約1 m上位に位置し，軌道要素年代学から 2.588 Ma とされる（Head et al., 2008）．

第四紀を特徴づける大規模な大陸氷床の発達や，寒冷化に伴う生物群集や環境の変動は Gelasian 基底で突然に起こったものではない．地球規模の寒冷化の徴候は3 Ma 以前から存在し，約2.7 Ma 以降全世界で顕著となった．そして，2.5 Ma 以降第四紀を特徴付ける氷期・間氷期の繰り返しが恒常的となる．新しい第四紀の始まりは，数十万年かけて起こった地球気候ダイナミクスの変化の時代の中で，地磁気極性の反転を指標として汎世界的に特定が可能な層準に設定された（Head et al., 2008）．日本のガウス／松山

累代	代界	紀系	世統		期階	年代 Ma
顕生累代	新生代	第四紀	完新世			0.0117
			更新世	後期	Upper	0.126
				中期	"Ionian"	0.781
				前期	Carabrian	1.806
					Gelasian	2.588
		新第三紀	鮮新世		Piacenzian	3.600
					Zanclean	5.332
			中新世		Messinian	7.246

図　第四紀の新しい定義と時代区分

GTS2008 (Geologic Time Scale by ICS. http://www. stratigraphy.org/cheu.pdf) より新生代後期を抜粋した．更新世前期・中期・後期の名称は GTS2008 には含まれないが，Head et al. (2008) の提案に従って表示した．Gelasian を除く期／階の名称は確定していない．"Upper" を Trantian とする提案もある（Head et al., 2008）．第三紀の名称は非公式のままであるが，Neogene, Paleogene に適切な訳語がないため，ここでは従来の新第三紀とした．今回の第四紀に関わる議論で，第三紀の定義には触れられていない．

地磁気境界にも注目すべき変化は認められないが，2.75 Ma に始まる寒冷化は日本列島の広い地域で確認されている（Sato et al., 2003; 佐藤ほか，2003）．

日本には『鮮新 -- 更新統』として，Vrica GSSP の前後に連続する地層群が多数存在し，新たな第四紀基底の前後に基底を持つものも少なくない．厳密には Gelasian 基底に一致しない場合でも，寒冷化を指標とした最新の地質時代を適用できる可能性は高い．Gelasian に関わる日本国内の副模式地についても微化石，古地磁気，酸素同位体から詳細な調査が進められ，秋田地域の笹岡層や宮崎層群について詳細な検討が行われている．

テフロクロノロジーの面では，淡路島から関東・新潟に分布する朝代 -Tzw テフラ層（黒川ほか，2008）が，ガウスクロン最上部の 2.6Ma かやや古い層準に認められる．このテフラ層は新しい第四紀基底の直下に降下堆積したことになるが，分布の広域性からみて今後，日本列島各地の第四紀の始まりを示す良好な鍵テフラとなるであろう．

第四紀の新たな定義は，地質図の凡例，界線の変更等の改訂，地学教科書の改訂，応用地質学分野での再定義など，影響を及ぼす範囲が広い．また，日本で広く用いられる『前期』更新世に Gelasian を含めて再定義することも必要となる．第三紀，Neogene, Paleogene の取り扱いと訳語の問題も含め，地質学および関連する理学工学分野と協力して，新しい第四紀を日本に定着させていく必要がある．

文献

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, w., and Lourens, L.J., 2004. A new geologic time scale with special reference to the Precambrian and Neogene., Episodes, 27, 83-100.

Head, M. J., Gibbard, P., and Salvador, A., 2008, The Quaternary: its character and definition, Episode, 31, 234--237.

黒川勝己・長橋良隆・吉川周作・里口保文，2008，大阪層群の朝代テフラ層と 新潟地域の Tzw テフラ層の対比．第四紀研究，47，93-99.

Ogg, J.G. and Pillans, B., 2008, Establishing Quaternary as a formal international Period/System, Episode, 31, 230--233.

Sato, T., Saito, T., Yuguchi, S., Nakagawa, H., Kameo, K., and Takayama, T., 2002, Late Pliocene calcareous nannofossil paleobiogeography of the Pacific Ocean : Evidence for glaciation at 2.75Ma. Revista Mexicana de Ciencias Geologicas, 19, 175-189.

佐藤時幸・樋口武志・石井崇暁・湯口志穂・天野和孝・亀尾浩司，2003，秋田県北部に分布する上部鮮新統 -- 最下部更新統の石灰質ナンノ化石層序 -- 後期鮮新世古海洋変動と関連して --．地質学雑誌 109，280-292.　　[Episodes 31 巻 2 号（2008）は第四紀問題を特集している．]

O-28 中国山地西部、高津川・錦川水系における河川争奪とその原因

山内一彦（山口県立岩国総合高等学校）・白石健一郎（山口県立徳山北高等学校）

Kazuhiko YAMANOUCHI, Ken-ichiro SHIRAISHI; Stream Piracies and their Causes in the Drainage Basins of the River Takatsu and Nishiki, Western Part of the Chugoku Mountains, Southwest Japan

1．はじめに

中国山地西部の高津川上流部における錦川水系の宇佐川との河川争奪は、地形学の概説書などでも河川争奪の代表的事例として紹介されることが多い、いわば日本で最も有名な河川争奪の一つである。それにもかかわらず、その地形については、古くは真道(1940)、のちには浜田・三浦(1966)、渡辺・河上(2004)、河上・渡辺(2005)などの研究・報告があるものの、詳細な地形学的研究はほとんど行われておらず、河川争奪の過程や時期、原因等は十分に解明されていない。そこで、演者らは関係する地域の空中写真判読・現地調査等を行った。その結果、予想以上の新たな知見を得たので報告するとともに、西中国山地の形成との関係について考察してみたい。

2．地形・地質の概観(これまでの研究史)

錦川水系の宇佐川の上流部に分布する河岸段丘が２つの谷中分水界を通じて高津川源流部の谷底平野に連続していることから、かつての高津川の上流部は宇佐川に争奪されたと考えられている。また、高津川支流の幸地川と錦川支流の大野川も谷中分水界(傍示ヶ峠)で接しており、大野川流域は、かつては幸地川の上流域をなしていたと推定されている(浜田・三浦、1966：渡辺・河上、2004など)。

3．地形・堆積物の特徴

段丘面を各地域において以下のように区分した。

＊高津川上流部・宇佐川上流部・大野川流域(ＴｋⅢ面以下は省略)

1) ＴｋＩ面…幸地川流域から谷中分水界(傍示ヶ峠)を越えて大野川流域に分布。高度 330～380m で北側ほど高度を減じている。赤褐色～黄褐色のクサリ礫からなる。砂、シルトを挟む亜円～亜角礫の支流性の砂礫層に径１～２cm 前後の円礫を中心とした河床礫がしばしば混入する。

2) ＴｋⅡ面…向峠付近の２つの谷中分水界を形成し、宇佐川上流部～高津川源流部によく連続する。宇佐川－高津川間の河川争奪による基準面の低下で形成されたと考えられる段丘面。谷中分水界付近の高度は 400m 前後で、比較的新鮮な浅黄橙色の河床礫が載っている。砂、シルトを多く挟むところもある。

＊錦川本流沿い(ＳｇⅡ面・ＳｍⅡ面以下は省略)

1) ＳｇＩ面…向畑付近で高度 320～330m、須金北方で高度 280～290m、広瀬西方で高度 310～330m に分布し、須金北方からは北側(下流側)ほど高度を増す。中礫以下の円礫を中心とする赤褐色のクサリ礫の河床礫からなる。

2) ＳｍＩ面…四馬神(しめがみ)付近で高度 200～230m、南桑(なぐわ)付近で高度 170～190m、天尾付近で高度 150～170m に連続して分布。赤褐色～黄褐色のクサリ礫の河床礫からなる。また、小支流流域の阿品(あじな)付近にも高度 140～150m に分布し、最上部はシルトなどを挟むクサリ礫の亜角礫層からなる。

＊段丘面の対比と形成年代

1) ＴｋＩ面・ＳｇＩ面・ＳｍＩ面…これらは段丘面の開析が進んだ状態や堆積物の風化度・色調が酷似しており、ほぼ同時期に形成されたものと推察する。阿品のＳｍＩ面構成層最上部にテフラを含むシルト層が挟まれ、由布川Ｙｆｇテフラに対比できる可能性がある(京都フィッショントラックの壇原徹氏の鑑定・推定)。したがって、これらの段丘面の形成年代を約 0.6Ｍａと推定する。

2) ＴｋⅡ面…段丘面・堆積物の状態や、小畑(1991)が遷急点遡上から計算した争奪の時期などを考慮して、20～30ｋａ前後の形成と推定する。

＊本地域の活断層

宇佐川の宇佐郷～深川の谷が「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」とされている(活断層研究会、1991)。また、それを含めて、その延長上にあたる広瀬から須金南方付近まで断層線谷が認められるが、須金付近より北側ではこの断層線を境に山地高度の差異が著しい。北西側は高度 1,000～1,300m の大起伏山地であるが、南東側は高度 400～700m の中起伏山地となっている（山口県、1979)。また、ほぼ同時期に形成され、その当時は山地の起伏が現在よりも小さかったと思われるＳｇＩ面とＳｍＩ面は、この断層線を挟んで約 100m も北西側(ＳｇＩ面)が高くなっている。さらに、この断層線に沿っていくつかの右屈曲を示す河谷が認められる。これらのことから、この断層線は右横ずれ成分を持つ北西側隆起の活断層であると推定し、宇佐郷－須金断層と仮称する。また、須金北方以北のＳｇＩ面が北側(下流側)ほど高度を増すことから、この断層の北西側においては南西側への傾動運動が推定できる。

4．河川争奪とその時期について

＊宇佐川－高津川間の河川争奪…大筋ではこれまでいわれているとおりである。かつての高津川の上流部は宇佐川に争奪された。ＴｋⅡ面の分布や３つの谷中分水界の位置などからみて、南側の支流から順次争奪され、ついで向峠東方で(かつての)高津川本流が争奪され、さらに深谷川が宇佐郷付近の宇佐川に溢流して現在の水系が形成されたと考えられる。これらの争奪の時期はＴｋⅡ面が形成された 20～30ｋａ前後であると推察する。

＊傍示ヶ峠の谷中分水界を形成した河川争奪…ＳｇＩ面とＴｋＩ面が対比でき、なおかつＳｇＩ面の分布や高度がＴｋＩ面に連続すること、ＴｋＩ面構成層はＳｇＩ面構成層よりもさらに細粒な扁平の円礫を多く含み、ＳｇＩ面構成層の下流側にあたると考えられること(それに対し、ＳｍＩ面構成層はＳｇＩ面構成層よりもやや粗

粒な砂礫層からなる)、幸地川や六日市～七日市付近の高津川の蛇行河谷の波長が現在よりもはるかに大規模な過去の河川の存在を示唆することなどから、かつての錦川は広瀬から北流し、傍示ヶ峠を通って六日市付近で高津川に合流していたと推定する。その河川が広瀬付近で(現在の)錦川に争奪された。争奪の時期はＴｋＩ面・ＳｇＩ面・ＳｍＩ面が形成された0.6Ｍａ頃と推察する。

５．河川争奪の原因について

1)宇佐郷ー須金断層の活動を含む西中国山地の隆起にともなって、(現在の)錦川水系の侵食が進んで流域を拡大していったため、２つの大規模な河川争奪が発生した。

2)西中国山地の隆起軸が傍示ヶ峠付近(ＳｇＩ面－ＴｋＩ面の高度分布から推定)や高津川中流部(峡窄部になっている)にあるため、旧河川のそれより上流側が平衡状態あるいは埋積傾向となり、争奪されやすくなっていた。

3)これらのことから考えて、西中国山地の断層運動を伴う曲隆的隆起（藤原、1996）は、少なくとも中期更新世において活発であった可能性が高く、また、後期更新世まで継続している可能性もある。

【参考文献】

真道（1940）地理歴史研究、49, 43-53.

浜田・三浦（1966）西中国山地国定公園候補地学術調査報告、1-16.

渡辺・河上（2004）島根県地学会会誌、19, 53-62.

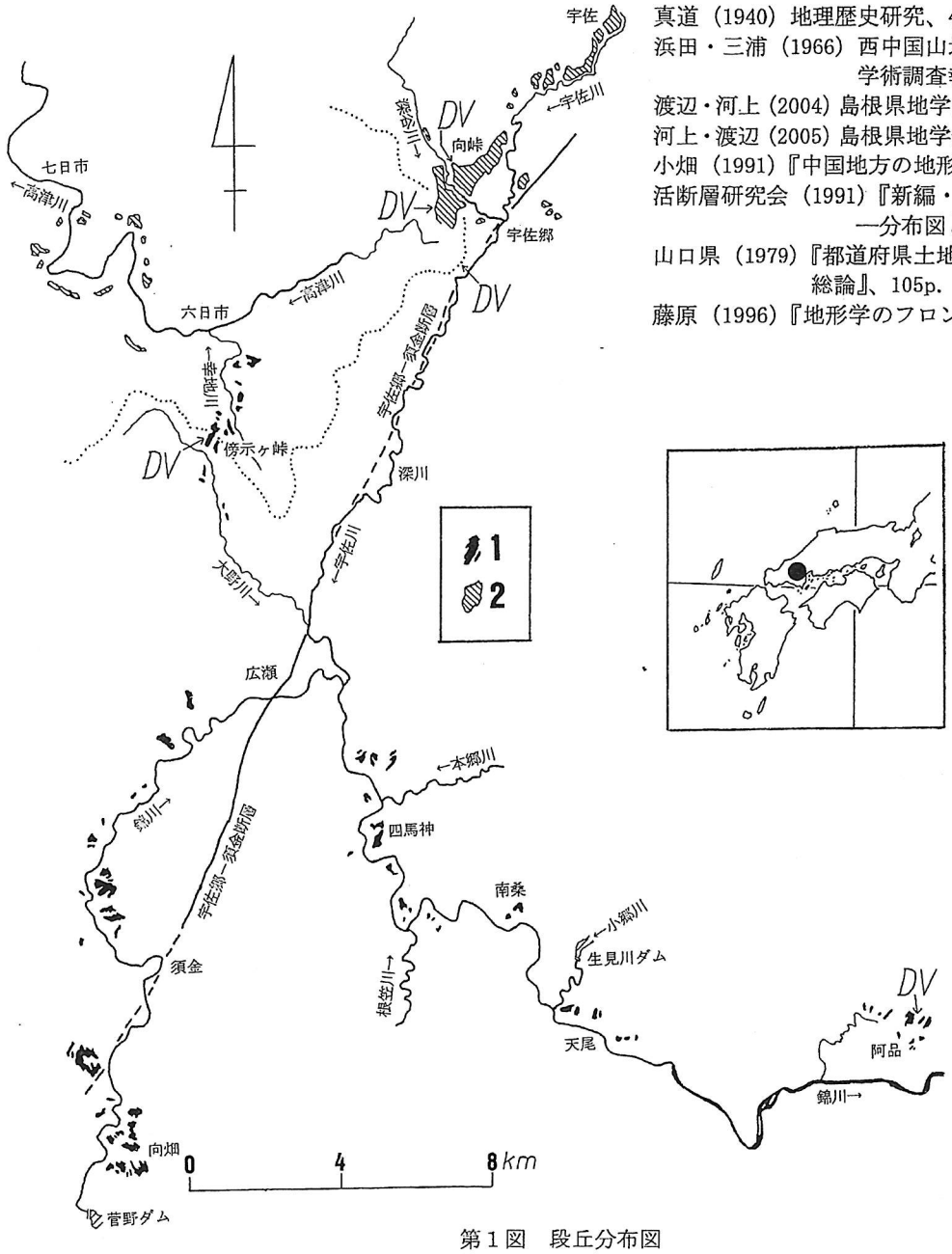
河上・渡辺（2005）島根県地学会会誌、20, 27-37.

小畑（1991）『中国地方の地形』、67-92.

活断層研究会（1991）『新編・日本の活断層—分布図と資料—』、438p.

山口県（1979）『都道府県土地分類基本調査総論』、105p.

藤原（1996）『地形学のフロンティア』、47-70.



第１図　段丘分布図

１．ＴｋＩ面、ＳｇＩ面およびＳｍＩ面　２．ＴｋＩＩ面　ＤＶ：谷中分水界　点線は高津川水系と錦川水系の分水界を示す。

O-29　琵琶湖における2007年音波探査とピストンコア解析による過去5万年の堆積環境

竹村恵二・岩部智紗（京大）・原口 強・奥元かおり・升本眞二（大阪市大）
・林田 明（同志社大）・檀原徹（京都フィッショントラック）
Keiji TAKEMURA, Chisa IWABE, Tsuyoshi HARAGUCHI, Kaori OKUMOTO, Shinji MASUMOTO, Akira HAYASHIDA and Tohru DANHARA; Sedimentary environments of Lake Biwa for the last 50,000 years by seismic sub-bottom profiling and multiple-site piston-core sediments in 2007

琵琶湖は，数百万年にわたる歴史をもつ日本最大の湖であり，特に現在の湖底堆積物上部の均質な粘土層はT層と呼ばれ，現在につながる環境変遷を連続的・詳細に保存している．近年，ダンスガード・オシュガー・サイクルやヤンガードライアス期などの千年から数百年スケールの詳細な気候変動・環境変動が注目されており，琵琶湖における現在に続く最近数万年の堆積環境変遷研究のために，約300kmにおよぶ音波探査と堆積速度の違う6地点での10～20m級のピストンコアリングを2007年に実施した．音波探査結果や採取された6本のコアの岩相層序，火山層序に基づき，各地点での堆積速度の違いや時間区分ごとの堆積速度の変化等を考察できた．

音波探査は，10 kHz の探査器とDGPS を用いた東西方向に緯度1′間隔（≒1.85km），計19 測線実施された．探査測線上のピストンコアや過去のボーリングコアの分析結果を参考に広く対比できる3 枚の反射面を特定し，地層境界面を推定した．それぞれ鬼界－アカホヤ火山灰層（K-Ah），鬱陵－隠岐火山灰層（U-Oki），姶良Tn火山灰層（AT）の地層境界面である．

6本のコアの採取地点の緯度・経度，水深，およびコア長は以下の通りである．

BIW07-1 近江舞子沖（35°12'57.5"N, 136°00'05.9"E），水深 73m，コア 9.42m
BIW07-2 高島沖（35°15'07.6"N, 136°03'00.1"E），水深 65m，コア 15.3m
BIW07-3 長浜沖（35°20'00.23"N, 136°13'49.66"E），水深 30m，コア 8.60m
BIW07-4 長浜沖（35°20'00.97"N, 136°13'49.68"E），水深 40m，コア 8.71m
BIW07-5 長浜沖（35°19'59.66"N, 136°11'53.95"E），水深 50m，コア 13.77m
BIW07-6 沖の島沖（35°13'59.02"N, 136°02'51.89"E），水深 55m，コア 18.02m

BIW07-1は均質な粘土で，U-Oki火山灰層を含む1万年を超える堆積物である．

BIW07-2は，AT火山灰や三瓶池田火山灰（SI）を含む粘土層からなる．

BIW07-3は，水深が30mの地点で採取された．上部はほぼ粘土層からなるが，コア下部にあたるAT火山灰直下から特に粗粒粒子の含有率の変動が顕著となり，古水面変動・堆積環境の変化が保存されている可能性が高い．

BIW07-4とBIW07-5は，BIW07-3のほぼ真西の水深40mと50m地点で採取

された．BIW07-3と比較すると，粗粒粒子が減少しているが，均質な粘土質中にところどころ砂層や有機物が見られる．この東西に並ぶBIW07-3, 07-4, 07-5のコアの深度方向での堆積相変化を連続的にとらえることで，周辺からの堆積物供給変化の時空間分布を知ることが可能となる．
BIW07-6は，AT火山灰や三瓶池田火山灰（SI）を含む均質な粘土層から構成されており，少なくとも5万年を超える連続記録が得られている．

堆積物中に鍵層となる9層準の火山灰が確認された．上位からKg，SOh，K-Ah，U-Oki，Sakate，DHg，DSs，AT，SI火山灰である．産出した火山灰の年代―深度を比較した結果，各地点の平均的な堆積速度が明らかになった．北湖南部湖盆で掘削され，極めて均質な粘土から構成されたBIW07-1は，Kg，SOh，K-Ah，U-Oki火山灰によって年代が与えられ，BIW07の6本のコアのなかで最も高い堆積速度0.66～0.75m/kyrsが得られた．北湖湖盆の鞍部で掘削されたBIW07-2は，K-Ah，U-Oki，AT，SI火山灰が挟まれ，平均堆積速度は0.29m/kyrsであった．東岸の長浜沖約4kmであり，今回の掘削地点で最も浅い水深30m地点で得られたBIW07-3は，0.13～0.17m/kyrs程度の堆積速度であった．BIW07-3では，年代を確定できる鍵層はAT火山灰層が下限であったため，それ以深の厚さ約2.5mについての堆積速度推定は困難である．長浜沖のBIW07-3の西，約1.5km付近水深40m地点で掘削されたBIW07-4は，K-Ah，U-Oki，AT火山灰が挟まれ，堆積速度は平均で0.19m/kyrsである．長浜沖のBIW07-4よりさらに西へ約1.5km水深50m地点で得られたBIW07-5は，Kg, Sakate, AT, SI火山灰で年代が与えられ，堆積速度は平均で0.25m/kyrsである．　北湖湖盆の鞍部，BIW07-2のやや南で掘削されたBIW07-6は，Kg，K-Ah，Sakate，AT，SI火山灰で年代が与えられ，堆積速度平均0.33m/kyrsである．また火山灰年代によって時間区分したときの区間堆積速度を比較すると，コア採取地点のほとんどで，AT～Sakate火山灰降灰層準にかけて堆積速度が最も速くなっている傾向がある．

音波探査記録から読み取れるそれぞれの火山灰層を基準にした堆積層厚分布から，K-Ah層準を基準とした堆積層厚は，東岸から北西方向に層厚が増大し，湖心部では最大で12 mに達すること，U-Oki層準を基準とした堆積層厚も同様の傾向が見られること，一方AT層準を基準とした堆積層厚は，琵琶湖東部においてNE-SW方向に堆積層厚の小さい部分が存在していることが明らかになるなど，時間区間による湖盆内での堆積速度変化分布の傾向を読み取ることができた．

O-30 琵琶湖湖底堆積物中のBe-10および主要元素分析による古環境の復元

高橋理美・横山祐典・山根雅子（東大・院・理、東大・海洋研）
竹村恵二（京大・院・理）・北川浩之（名大・院・理）・松崎浩之（東大・院・工）
Satomi TAKAHASHI, Yusuke YOKOYAMA, Masako YAMANE, Keiji TAKEMURA, Hiroyuki KITAGAWA and Hiroyuki MATSUZAKI; Paleoclimate reconstruction during the last 45 ka using Be-10 and major elements in a Lake Biwa sediment core

グリーンランドの氷床コアなど北半球高緯度の古環境記録から、最終氷期中に千年スケールで温暖化と寒冷化が繰り返されたダンスガード・オシュガーサイクル（DOC）やハインリッヒイベント（HE）、後氷期の急激な寒冷化であるヤンガードライアス（YD）の存在が明らかになっている。これらのイベントは、北半球氷床の変動とそれに伴う熱塩循環の変化が原因であると考えられている。これらと対応すると考えられるイベントは、東アジアモンスーンの影響下にある日本海や中国などの中緯度地域でも発見されているが(例: Yokoyama et al., 2006)、高緯度と中緯度の環境変動をつなぐメカニズムは明らかになっていない。琵琶湖は日本最大の湖であり、平均的な環境変動の記録をよく保存していると考えられるため、気候システムの一部である、高緯度環境変動と中緯度の応答に関する研究を遂行する上で適していると考えられる。本研究は、最終氷期から現在に至るまでの中部日本の古環境変動を復元するために、過去4万5千年間の琵琶湖湖底堆積物のBe-10濃度と主要元素フラックスの測定を行い、過去のオービタルスケールおよび千年スケールの気候変動記録の復元を行った。

Be-10は成層圏内で宇宙線が酸素原子や窒素原子と衝突することで生成され、地表に降下する。宇宙線量を一定とすると、Be-10フラックスの変動は全球的な地磁気変動を反映していると考えられる。また、地磁気エクスカーションという地磁気が著しく弱まった全球的イベントは、タイムマーカーとして異なる地域の年代を比較する際に有用である。過去4万6千年間では、40ka前後にラシャンプ地磁気エクスカーションが存在する。その一方で、Be-10は降下後に気候や環境の変化によって運搬されるため、地磁気変動よりも周囲の環境変動を強く記録している場合（Belmaker et al., 2008）もある。

本研究では、2007年に琵琶湖の沖ノ島沖(N35° 13'59.02"、E136° 02'51.89")で採取された18.02mの堆積物を用いた。放射性炭素（C-14）年代はカリフォルニア大学アーバイン校の加速器質量分析装置（AMS）で測定し、最下部の年代は約46kaである。Be-10は東京大学工学系研究科のAMSで、主要元素は東京大学理学系研究科の蛍光X線分析装置（XRF）で測定した。Be-10は53サンプル、主要元素は103サンプル

測定し、時間分解能は約 900 年と約 450 年である。

測定の結果、Be-10 フラックスは氷期を通じて一般的に予想されているより高い傾向があり、38ka 付近に弱いピークが見られたが、他の時代と比べ顕著ではなかった。しかし琵琶湖の北西に位置する流入河川の限られた水月湖でも、38ka 頃に Be-10 フラックスのピークが検出されていることや（池田修論, 2007）、Be-10 の同位体比のプロットから考察すると、このピークはラシャンプ地磁気エクスカーションによるものとするのが妥当であるとの結論に至った。明瞭なピークが見られなかった原因として、時間分解能が粗い（およそ 900 年）ことが推測されるため、講演までには分解能を上げた分析結果を得る予定である。

38ka 以外の Be-10 フラックスおよび主要元素フラックスの変動は、琵琶湖の堆積速度の変動の影響を強く受けていた。また、Si は湖外起源の砕屑物由来と考えられる Al と正相関をとることから、河川を通した堆積物の流入が堆積速度の増減を支配していたと考えられる。しかし Mn と Fe は他元素と異なる挙動を示しており、主要元素の増加時に、他の元素に比べて増加率が著しく大きかった。この２つの元素は、湖の鉛直構造の変化に伴う酸化還元状態の変動にともなって、堆積物中に保存される割合が変化するとされており、水月湖では冬のモンスーンの活動が強まったときに多く生成されると報告されている（Katsuta et al., 2006）。したがって琵琶湖の Be-10 や主要元素のフラックス変動は、冬季の東アジアモンスーンの強弱によることが示唆される。冬の東アジアモンスーン指標である韓国済州島の磁化率の変動（Lee et al., 2008）と琵琶湖の Al フラックスの変動を比較するとよい正相関を示すことも、琵琶湖の環境が冬季東アジアモンスーンの影響を受けていることを支持する。

引用文献：

池田悟　(2007) 東京大学修士論文
Belmaker et al., (2008) Earth and Planetary Science Letters, 269,447-456
Katsuta et al., (2006) Geochemisty Geophysics Geosystems, 7, doi:10.1029/2006GC0001310
Lee et al., (2008) Quaternary Research, 70, 265-274
Yokoyama, Y. et al., (2006) Global and Planetary Change　54　239-250.

O-31　琵琶湖北湖中央部の30万年間の相対的湖水準変動

佐藤智之（産業技術総合研究所），檀原徹（京都フィッショントラック），
原口　強（大阪市立大），林田　明（同志社大），竹村恵二（京都大）
Tomoyuki Sato, Tohru Danhara, Tsuyoshi Haraguchi, Akira Hayashida, Keiji Takemura;
Relative lake-level change of Northern part of Lake Biwa during 300 ky

・はじめに

琵琶湖湖底で掘削されたボーリングコア試料を用いて過去30万年に亘る琵琶湖北湖中央部の堆積過程と相対的湖水準変動を復元したので報告する．

琵琶湖湖底下の地質構造については1960年代以降数多くの研究がなされ，反射法地震探査や掘削調査が行われてきた．その結果，およそ0.7 Ma以降は現在と同じように広い滞水域が存在して湖成粘土(T層"琵琶湖粘土層")が堆積し続けていたことが明らかになっている(Takemura, 1990)．この粘土層は過去100万年間の環境変動を何らかの形で記録している可能性が高いと考えられる．本研究の大目標はこの粘土層から古環境を復元し，東アジア地域の環境変動を議論することである．本発表ではそのために掘削されたボーリングコアの堆積史を議論する．

ボーリングコアは2008年4月から5月にかけて琵琶湖北湖中央部，沖島北方約1 kmの地点で2本掘削 (BIW08-A, BIW08-B) された．この地点は愛知川デルタの末端部にあたる．BIW08-Aコアは水深48 m，掘削長71.75 m，BIW08-Bコアは水深53 m，掘削長100.30mである．BIW08-BサイトはBIW08-Aサイトより北西に700 mだけ離れており，その分だけ湖岸から遠い．

・岩相

岩相は両ボーリングコアともに最下部は砂質堆積物，主部は塊状粘土からなっていた．以下に解説する．

最下部(BIW08-Aコア: 掘削深度63 m以深，BIW08-Bコア: 掘削深度89 m以深)：細粒～中粒砂とシルトの互層からなる．砂には斜交層理が発達し，マッドクラストが斜交層理に沿って挟まれる．シルトは植物片や有機物片を含み茶色を呈している．上方粗粒化，厚層化の傾向を示し，最上部付近の砂では根痕が確認された．上方粗粒化傾向や強い一方向流を示唆する斜交層理，植物片に富むシルト，最上部の根痕などからデルタ堆積物と解釈できる．

主部：藍鉄鉱や有機物片を含む塊状の暗灰色の粘土からなる．ところどころ粗粒砂を基質支持，無構造に含むが，より湖岸に近いBIW08-Aコアの方が含砂率が高い傾向がみられた．後述する火山灰層を除けば洪水堆積物や重力流堆積物などのような砂質堆積物の単層は

確認できなかった．琵琶湖湖底表層へと連続することからも，流れの穏やかな湖中央部の湖底で堆積する粘土と解釈できる．この粘土はＴ層（いわゆる琵琶湖粘土層）(Takemura, 1990)に対比される．

最上部層と主部層の境界はコア回収率が悪く詳細は不明だが，デルタ堆積物と湖底堆積物との境界であるため，海で言うところの高海水準期堆積体と海進期堆積体の境界に相当し，シークェンス境界と解釈できる．

・火山灰層，堆積速度

20 枚を超える火山灰層が肉眼観察で確認された．分析の結果，ほとんどの火山灰層が広域火山灰に対比された．それぞれのボーリングコア中で最も古い火山灰層の年代は 213 ka (BIW08-A コア：掘削深度 60.55 m)，295 ka (BIW08-B コア：掘削深度 88.50 m)であった．そのため，これらのボーリングコアから過去 30 万年に亘る気候変動を復元できる可能性が確認された．対比された火山灰層の年代値から主部層の堆積速度を計算した結果，平均約 0.3 m/ky であった．年代ごとにみると，220 ka と 120 ka 頃は堆積速度が倍程度(0.6～1.0 m/ky)大きくなっていたことがわかった．

・堆積史，相対的湖水準変動

本地域の堆積史を復元すると以下のようになる．約 300 ka，BIW08-B サイトではデルタが発達していたが，急激な相対的湖水準の上昇が起こりデルタは沈水し湖底粘土が堆積する環境へと変化する．その後，相対的湖水準が再び安定化してデルタが発達し BIW08-A サイトまで前進するが，約 220 ka に再び相対的湖水準が急上昇してデルタが沈水，湖底粘土が堆積する環境へと変化し現在に至った．

デルタのトップセットの標高からデルタ発達時期のおおよその相対的湖水準を現在の湖水準を 0 として推定すると，約 300 ka は-140 m，約 220 ka は-110 m となる．ここから 300 ka 以降の平均的な相対的湖水準上昇速度を計算すると，0.4–0.5 m/ky となる．この相対的湖水準速度は琵琶湖の出口である瀬田川に対する本地域の相対的な沈降速度とみなせるだろうと考えている．

引用文献

Takemura, K., 1990. Tectonic and climatic record of the Lake Biwa, Japan, region, provided by the sediments deposited since Pliocene times. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 78. 185–193.

O-32　琵琶湖堆積物の GDGT を用いた過去 5 万年間の古温度変動復元

○味岡 拓・山本 正伸・沖野 龍文(北大院地球環境)・竹村 恵二(京大理)・林田 明(同志社大理工)
Taku Ajioka, Yamamoto Masanobu, Okino Tatsufumi, Takemura Keiji, Hayashida Akira: Reconstruction of temperature variation using GDGT in sediment from Lake Biwa during the last 50,000 years

過去のモンスーン変動は直接日射量変動に応答している(同位相にある)のか，他の気候学的影響を含んでいるために日射量変動に遅延，もしくは先行する(位相差がある)のか意見が対立しており，統一見解が得られていない．本研究では，最近提案された嫌気性バクテリアの膜脂質由来の分枝 GDGT(glycerol dialkyl glycerol tetraether)を気温プロキシとする新規な手法(Weijers et al., 2007)を琵琶湖堆積物に適用し，東アジア夏季モンスーン変動の復元を試みている．この手法を用いることで古温度変動を定量的に復元することが期待される．過去のモンスーン変動に関して新たなプロキシデータを加えることでこれまでの解釈により高い信頼性を与え，そのパターンとメカニズムを明らかにしたいと考えている．

琵琶湖堆積物試料は 2007 年に採取された BIW07-6 コア(北緯 35° 13'59.02'', 東経 136° 02'51.89'', 水深 55m, コア長 18.42m)を用いた．BIW07-6 コアは火山灰編年より基底部では過去約 5 万年に相当することが分かっている(岩部ほか，未公表)．このコアを 1cm ごとに分割し，約 12cm おき(時間分解能：約 300-400 年)にサブサンプリングした．これを凍結乾燥した後，分枝 GDGT の抽出・分析を行った．

温度の復元は Weijers et al. (2007)を参考にした．分枝 GDGT(図 1)は陸上土壌中の嫌気性バクテリアが産出する膜脂質に由来し，メチル基の数とシクロペンタン環の数が異なるものが存在する．この組成は嫌気性バクテリアの生息場所の気温によって決定される．Weijers et al. (2007)は全球上の表層土壌中の分枝 GDGT を分析し、分枝 GDGT の環化の程度を表す指標 CBT=-log(([Ⅰb]+[Ⅱb])/([Ⅰ]+[Ⅱ])), メチル化の程度を表す指標 MBT=([Ⅰ+Ⅰb+Ⅰc])/([Ⅰ+Ⅰb+Ⅰc]+[Ⅱ+Ⅱb+Ⅱc]+[Ⅲ+Ⅲb+Ⅲc])が、サンプリングしたサイトにおける年平均気温(MAT)と MBT=0.122+0.187CBT+0.020MAT の関係式で強い相関があることを示した．

この関係式を琵琶湖堆積物中の分枝 GDGT 組成に導入して過去 5 万年間の温度変動を復元した(図 2)．得られた古温度の絶対値はおよそ 0-5℃であった．この値はバクテリアの活動が盛んな夏季の温度(彦根地方気象台(標高 87.3m)での 22-26℃，伊吹山測候所(標高 1357m)での 13-18℃)に比べてかなり低い．この相違の原因と

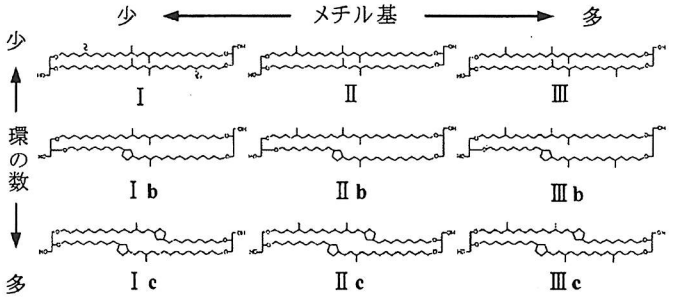


図 1 分析した主な分枝 GDGT の化学構造

して，Weijers et al. (2007)の全球的なキャリブレーション式を琵琶湖周辺には適用できない可能性と，湖底で分枝 GDGT が生産され湖底水温を表している可能性が考えられる．現在の琵琶湖湖底の水温はおよそ 7-8℃（南比良沖中央，水深約 60m）であり，復元された温度と大きく矛盾しない．しかし，今のところ分枝 GDGT は陸上土壌中もしくは泥炭中でしか存在が確認されておらず，湖内での生産は確認されていない．

以上，分枝 GDGT を用いた温度復元手法は未だ確立されていないため，温度変動に関して古気候学的な解釈をする以前に有機地球科学的な課題を解決する必要が浮上してきた．しかし，復元された温度に変動が見られることから，温度の絶対値に関する問題を解決すれば，定量的に古温度変動を復元できる可能性は十分にあると考えている．

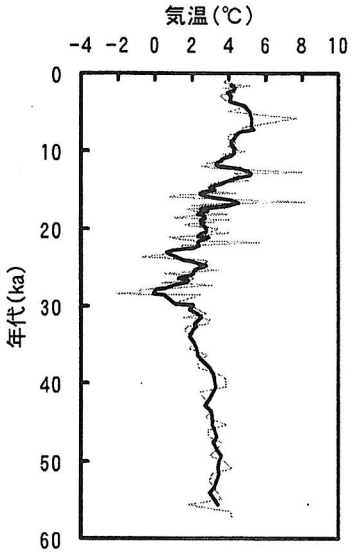


図 2　分枝 GDGT の組成から復元した過去 5 万年間の温度変動．太線は 5 区間移動平均．

引用文献

Weijers, J.W.H., Schouten, S., van den Donker, J. C., Hopmans, C., Sinninghe Damste′, J.S., 2007. Environmental controls on bacterial tetraether membrane lipid distribution in soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **71**, 703–713.

O-33　琵琶湖の過去 100 年にわたる植物プランクトン動態

槻木玲美（愛媛大 CMES）・占部城太郎（東北大生命）・
速水祐一（佐賀大有プロ）・ 加三千宣（愛媛大上級研究員センター）・
中西正巳（地球研）

Narumi K. Tsugeki, Jotaro Urabe, Yuichi Hayami, Michinobu Kuwae, Masami Nakanishi;
Phytoplankton dynamics in Lake Biwa during the 20th century: Complex responses to climate variation and changes in nutrient status

湖沼は、局所的な環境変化、例えば集水域からの栄養塩負荷や、地域的な気象条件、さらに地球規模の温暖化といった様々なスケールの環境変化の影響を受けている。温暖化が進行する中で、湖沼生態系を持続的に管理していくためには、生態系の基礎生産を担う植物プランクトン群集が、こういった様々なスケールの環境変化に対して、どのように改変されてきているのかを明らかにしていく必要がある。そこで本研究は、琵琶湖を対象に、過去 100 年にわたる植物プランクトン群集の変遷と、その変動を駆動した環境要因を明らかにするために、^{210}Pb によって年代軸が判明している堆積物に含まれる各植物プランクトン由来のカロテノイド色素や珪藻・緑藻の遺骸を分析した。

分析の結果、ほとんどの色素・藻類由来の遺骸フラックスは、1960 年以前は大変小さく、1960 年以降、1970 年代にかけて急速に増加した。これは、琵琶湖がこの時期に富栄養化したことを示唆している。一方、1980 年代以降は、ほとんどの色素・遺骸フラックスが減少、あるいは収束した。中でも緑藻類の減少が顕著で、藍藻類は大幅な減少は認められなかった。次に、これらプランクトンの変動を駆動した要因を明らかにするため、色素・藻類遺骸フラックスを目的変数として、また文献によって得られる環境要因のデータを説明変数として、多変量解析（Redundancy analysis）を実施した。その結果、植物プランクトン群集のばらつきは、栄養塩および地域的な気象条件によって、約 70%説明することが可能であること、特に、1980 年代以降のプランクトン変化は、栄養塩の変化（低下）というより、風速や降水量といった地域的な気象条件の変化が大きく寄与した可能性が高いことが判明した。

一方、珪藻に関しても、1980 年以降、優占種である *Aulacoseira nipponica*, *Fragilaria crotonensis* が対照的な変動パターンを示した。冬季優占種である *A.nipponica* は 1980 年以降、大幅に減少するのに対し、春季に優占する *F. crotonensis* は増加した。これら優占種のフラックスと環境要因のデータを用いて単回帰分析した結果、これら優占種の交代は、近年の冬季温暖化と窒素負荷によって駆動された可能性が高い。以上、本研究結果は、琵琶湖の植物プランクトン群集が 1960 年以降 1970 年代後半にかけて、集水域からの栄養塩負荷によって富栄養化が進行し、さらに、1980 年以降は地域的な気象条件や広域的な温暖化によって、大きく改変されたことを示唆している。

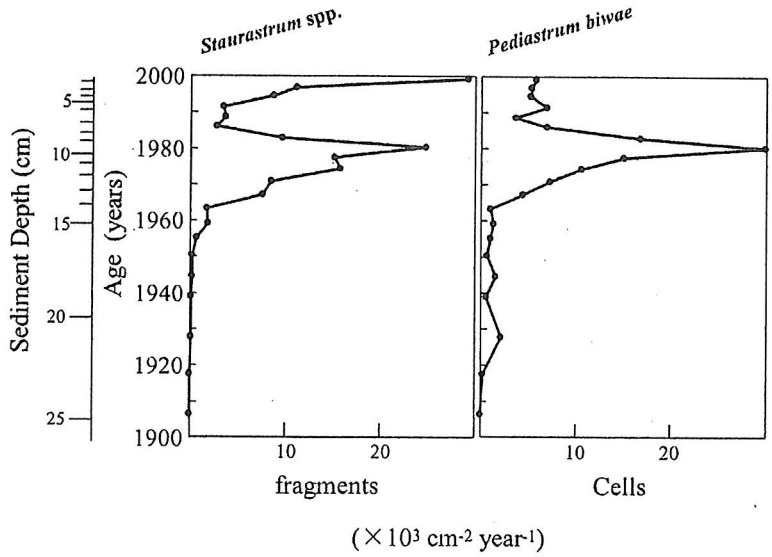


Fig. 1. Time and sediment depth profiles of fluxes for remains of two green algae.

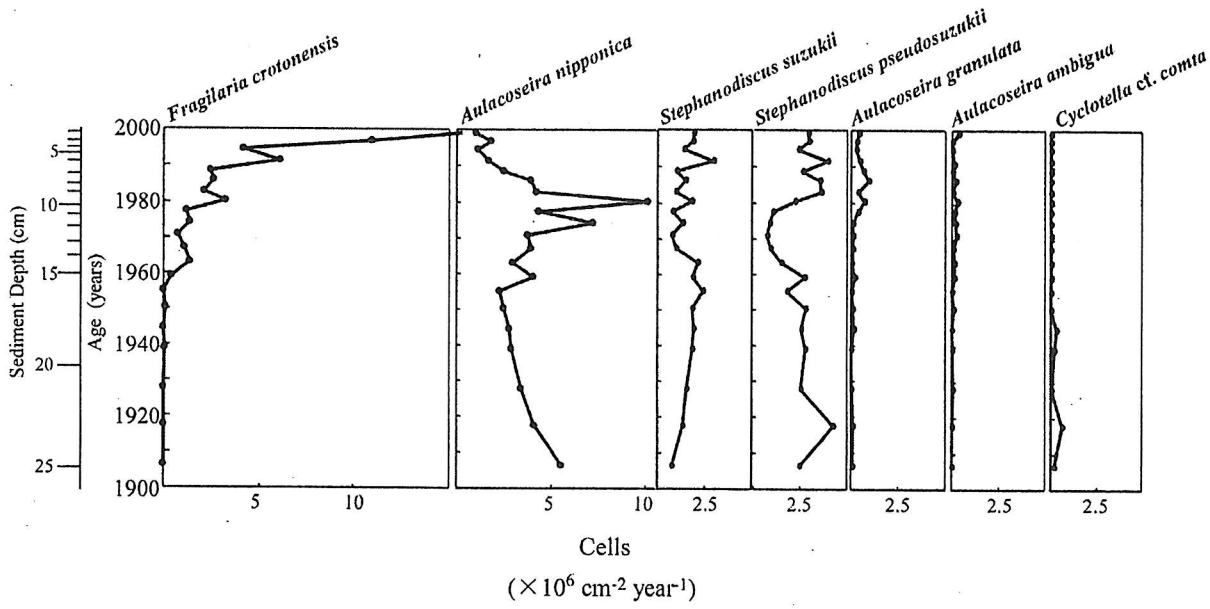


Fig. 2. Time and sediment depth profiles of fluxes for remains of various diatoms.

O-34　琵琶湖と古カトマンズ湖のボーリングコアに記録されたモンスーン変動史の比較研究

藤井理恵(京都大学)・牧武志(海洋研究開発機構)・萬福真美(九州大学)・酒井治孝(京都大学)
Rie FUJII, Takeshi MAKI, Mami MAMPUKU, Harutaka SAKAI: Comparative studies on monsoonal climatic changes recorded in drill-cores of Lake Biwa and Paleo-Kathmandu Lake

アジアの気候システムの中心をなすモンスーン気候の変動史を復元し，ヒマラヤ・チベット高原の上昇をはじめとする新生代のアジアのテクトニクスとのリンケージを解明するために，アジア大陸とその周辺の海域と陸上の双方でボーリングが実施され，コアの分析が精力的に行われている。日本では世界に先駆け 1982-3 年に，琵琶湖で 1400m のボーリングが実施され(例えば，竹村・横山，1989)，様々な指標を用いて研究が行われた（例えば，Fuji, 1984)。その上部の湖成粘土層の花粉分析によって過去 43 万年の植生と気候の変遷史が明らかにされ(Miyoshi *et al.*, 1999)，また高島沖から得られたコアの珪藻化石の研究に基づき，湖内生産と気候の変遷史が復元されている（加ほか，1997)。また，風成塵起源の石英粒子の分析に基づき，東アジアモンスーンの盛衰や偏西風の経路の変化などが議論されている(Xiao *et al.*, 1997)。このように琵琶湖の堆積物は東アジアモンスーンのアーカイブとして重要である。

一方，南アジアのインドモンスーン変動史については，深海掘削コアに基づき多くの研究がなされているが，陸上の古気候記録に関する研究は極めて少ない。そこで私達は，南アジアのインドモンスーン変動史とヒマラヤの上昇史のリンケージの解明を目標に，2000 年以来「古カトマンズ湖掘削プロジェクト」を実施してきた。本講演では，これまでの研究によって得られた花粉分析と有機・安定同位体分析のデータを整理・総括する。さらに，東アジアモンスーン変動史のスタンダードとなっている琵琶湖と南アジアのインドモンスーン変動史の記録の比較検討を行い，両者の相互関係や地球規模の気候変動とのリンケージを議論する。

1．有機物の特徴の比較

カトマンズ盆地の中央部，ラビバーワンから得られた長さ 218m のコア中の深度 10m から 180m の粘土質堆積物に含まれる，TOC, C/N 比，$\delta^{13}C$ について 1 m 間隔で測定した(Mampuku *et al.*, 2008)。その結果，古カトマンズ湖の堆積物に含まれる TOC は 2%から 7%の間で変動し，平均は 3.2%であった。C/N 比は 7 から 20 の間で変動しており，その平均は 11 であった。ただし，深度 89m から 83m に挟まれるイベント堆積物の砂層より下と上で変動のパターンが異なっており，下位では振幅が大きいが上位では振幅が小さく，7 から 14 の間で変動していた。有機炭素の $\delta^{13}C$ 値は-30‰から-20‰の間で変動しており，その平均は-23.6‰であった。$\delta^{13}C$ 値は，6 回周期的に増減を繰り返しており，その変動パターンは花粉分析より求めた樹木花粉と非樹木花粉の比の値，および寒冷・温暖の変動パターンと一致しており，MIS2 から 15 に対応していた。

一方，琵琶湖のデータ（例えば Meyer *et al.*, 1993）によると，TOC は約 0.3〜1.2%と低く，

C/N 比は小さく 8〜12 の間で変動している。また有機炭素の $\delta^{13}C$ 値も-26〜-28‰という小さな値と振幅で変動している。

このように，カトマンズの TOC が琵琶湖の 3 倍以上であることは，亜熱帯から暖温帯のより暖かい気候下で植物の生産活動が盛んだったことを示す。

2．花粉分析結果の比較

花粉分析については，ラビバーワンコアの深度 7〜45m までは 10cm 毎に，45〜62m までは 50cm 毎に，50〜218m までは 1m 毎に花粉分析を行った（Fujii *et al.*, 2004; Maki *et al.*,2004）。花粉分析の結果，種および科を含め，79 タイプの花粉化石が認められた。また，2 つのタイプの *Pediastrum* が認められた。花粉絶対量は，最大で約 95 万粒/cm^3 に達し，平均約 30 万粒/cm^3 を示す。その花粉変遷図では， *Quercus*（最大約 70%），*Pinus*（最大約 60%）が圧倒的に優勢で，*Castanopsis*（最大約 30%），*Alnus*（最大約 30%），*Carpinus*（最大約 20%），*Betula*（最大約 20%）がそれらに次ぐ。草本花粉では Gramineae（最大約 60%），Chenopodiaceae（最大約 15%），*Artemisia*（最大約 50〜90%）が優勢であった。

琵琶湖の花粉データと比較すると，カトマンズでは湿潤の指標とした *Alnus* が間氷期に多くなるが，琵琶湖ではむしろ氷河期に多くなる傾向にあった。また，カトマンズでは氷期に乾燥の指標とした Chenopodiaceae が増加し，最大 15%に達する。しかし琵琶湖では Chenopodiaceae は極めて稀である。さらに，樹木花粉と非樹木花粉の割合について比較すると，琵琶湖は圧倒的に樹木花粉の割合が多く，低い層準でも約 85%に達している。一方，カトマンズ盆地では樹木花粉が最も少ない時には，約 20〜40%にしか達していない。カトマンズ盆地は，琵琶湖に比べ氷期に非常に乾燥化し，水位がかなり激減し，湖岸の面積が拡大したと推定できる。また，カトマンズ盆地と琵琶湖では共通して，氷期に Gramineae と *Artemisia* が増加しているが，特に MIS6 以降の氷期に割合が高くなっており，MIS6 より上位では両地域ともに氷期の乾燥化が下位に比べて強くなったことを示唆している。

引用文献

Fuji (1984) Quaternary Science Review, 7, 21-28.

Fujii *et al.* (2004) Polen, 552-553.

加ほか (1997) 第四紀研究, 36(2), 113-122.

Maki *et al.* (2004) Himalayan Journal of Sciences, 2, 4, 202.

Mampuku *et al.* (2008) Climate of the Past, 4, 1-9.

Meyer *et al.* (1993) Quaternary Research, 39, 154-162.

Miyoshi *et al.* (1999) Review of Palaeobotany and Palynology, 104, 267-283.

竹村・横山 (1989)陸水学雑誌, 50, 247-254.

Xiao *et al.* (1997) Quaternary Research, 48, 48-57.

O-35　中期更新世に古カトマンズ湖の浮遊性珪藻はなぜ大繁茂したのか？

林辰弥・齋藤めぐみ・谷村好洋（国立科学博物館）

Tatsuya HAYASHI, Megumi SAITO-KATO, Yoshihiro TANIMURA: Appearance of monospecific planktonic diatom communities in the Paleo-Kathmandu Lake during the middle Pleistocene

中期更新世の約 60～30 万年前は、氷期一間氷期サイクルの周期が 4.1 万年から 10 万年へ変化した世界的な気候変動の移行期であり、また、アジアー太平洋の一部の地域では気候最良期であった。特にアジアの中－南部では夏のモンスーンが非常に強く湿潤な環境下にあり（e.g., Kukla & Cilek, 1996; Maki, 2005）、シベリアでは異常な温暖期にあり (Prokopenko et al., 2002)、また、赤道太平洋地域においてはウォーカー循環が強化されていた可能性が指摘されている(de Garidel-Thoron et al., 2005)。

このような中期更新世の異常な気候状態は、アジアの古代湖の生態系にも影響を与えていた可能性が高い。事実、約 60～30 万年前の古カトマンズ湖では、僅か 2 種の浮遊性珪藻が連続的に大繁茂し、多様性の極めて低い、ほぼ単一的な浮遊性珪藻群集が形成されるといった異常事態が起きていた（Hayashi et al., 投稿中）。また、ほぼ同時代のシベリア・バイカル湖においても、固有の浮遊性珪藻の生産量が爆発的に増加し、ほぼ単一的な群集を形成していた（Khursevich et al., 2001; Prokopenko et al., 2002）。これらの単一的な浮遊性珪藻群集の出現は、多様性の高い（種数の多い）植物プランクトン群集が絶えず繁茂する現在の湖生態系では起こりえないことであり、更新世の湖生態系の進化史における最も重大な事件の 1 つである。しかし、その現象の理解と背景にある気候変動とのリンケージの解明に関する研究はほとんど進んでいない。

本研究では、古カトマンズ湖の単一的な浮遊性珪藻群集の出現の原因を明らかにするために、珪藻群集の古生態変遷記録とインドモンスーン気候・環境変動記録を比較検証した。珪藻群集の古生態記録は、カトマンズ盆地の中央部西寄りの Rabibhawan 地点（27°40'N, 85°20'E, 標高 1303 m）で掘削された RB コアを用い、約 60～1.5 万年前にかけて約 1,000～3,000 年間隔の時間分解能で復元した。

RB コアに含まれる浮遊性珪藻の種数は約 20 と少なく、底生珪藻の種数は約 90 と多い。一方、個体数に着目すると、浮遊性珪藻は底生珪藻を大半の層準で圧倒している。浮遊性珪藻群集の古生態記録は約 30 万年前を境に大きく変化する：

（1）約 60～30 万年前は *Cyclotella kathmanduensis* と *Puncticulata versiformis* が交互に大繁茂し、それぞれの種から成る単一的な浮遊性群集が約 6～9 万年の長期間に亘

って形成された時期である。特に約 52～47 万年前と約 36～32 万年前には *C. kathmanduensis* の平均産出頻度が約 91%と極めて高い。これらの期間には浮遊性珪藻群集の多様度（Shannon-Weaver H'）は約 0.1 と極めて低く安定しており、浮遊性珪藻の種数も 3 以下と異常に少ない。また、約 45～39 万年前においても *P. versiformis* の平均産出頻度は約 89%、多様度は約 0.1、種数も 3 以下と異常値を示す。

（2）約 30～1.5 万年前は浮遊性珪藻の群集組成が 1～2 万年毎に変化し、優占種が頻繁に入れ替わる時期である。この期間の浮遊性珪藻群集の多様度は 0.1～1.9 の間で大きく変わるが、平均値は 0.86 と比較的高い値を示す。また、浮遊性珪藻の種数は 2～10 の間で変わる。この時期を代表する浮遊性種は *Aulacoseira granulata*、*Aulacoseira ambigua*、*Cyclostephanos dubius*、*Cyclostephanos* sp.1、*Cyclotella ocellata* の 5 種である。

以上の浮遊性珪藻の群集組成の変化と、多様性の増加、種数の増加は、氷期と亜氷期に夏（冬）のインドモンスーンが弱く（強く）カトマンズ盆地が乾燥化した時期に促進されている。また、これらの浮遊性珪藻群集の生態変化が起きる時期には、底生珪藻の個体数と産出頻度が劇的に増加しており、湖水位が大きく低下していたことを示す。大規模な湖水位の低下事件（底生珪藻の爆発的増加）は、30～1.5 万年前には 20 回程起こっていたが、一方、60～30 万年前には僅か 3 回しか起こっていなかった。そのため 60～30 万年前の古カトマンズ湖では、水位が数万～10 万年間に亘って高く維持されて、沖環境が拡大していたと推定される。

生態学的な種の競争原理に従えば、比較的均質な物理・化学的環境下にある沖帯では、限られた資源を最も効率的に獲得することができる種が他種を排除し、その結果、極めて多様性の低い植物プランクトン群集が形成される(Hutchinson, 1961)。そのため中期更新世の古カトマンズ湖では、大規模な水位の低下事件が起こらず、物理・化学的に比較的安定した沖環境が長い間維持されたことが原因で、*C. kathmanduensis* と *P. versiformis* からなる単一的な浮遊性珪藻群集が出現した可能性が示唆される。

引用文献：

de Garidel-Thoron (2005). *Nature* **433**: 294-298.

Hutchinson (1961). *American Naturalist* **95**: 137-145.

Khursevich et al. (2001). *Quaternary International* **80–81**: 47–58.

Kukla & Cilek (1996). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **120**: 171-194.

Maki (2005). Ph. D. Dissertation, Kyushu University. 168 pp.

Prokopenko et al. (2002). *Nature* **418**: 65-68.

O-36

中央アジア，バルハシ湖における珪藻遺骸群集より復元された過去2000年間の湖水位変動

千葉崇(東大・新領域)，遠藤邦彦(日大・文理)，須貝俊彦(東大・新領域)，原口強(大阪市大・理)，中山裕則(日大・文理)，山崎秀夫(近畿大・理工)窪田順平(地球研)

Lake water level change during the last 2000 years inferred from mainly diatom analysis in Balkhash Lake Central Asia: Takashi Chiba, Toshihiko Sugai, Kunihiko Endo, Tsuyoshi Haraguchi, Hironori Nakayama, Hideo Yamazaki, Jumpei Kubota

中央アジア，カザフスタンにあるバルハシ湖は，南よりイリ川をはじめとする複数の河川が注ぎ込む大きな湖である(図 1)．そのため，バルハシ湖の湖底堆積物はアジア地域において起こった環境変動を保存している可能性が高い．そこで，アジア地域における過去2000年間の環境変動を明らかにするため，環境変動と対応している可能性が高いバルハシ湖の湖水位変動を詳細に復元することを目的として，バルハシ湖湖底より得られた長さ約6mのボーリングコアを用いて珪藻分析をはじめとする分析を行った．　珪藻は水質により種組成を変化させるため，水環境の復元において有効な指標となる．そのため，珪藻分析は自然環境変遷や歴史時代における人為的環境変遷を詳細に復元することを目的とした多くの研究において用いられている(Stoermer and Smol, 1999 など)．

本研究では，2007 年にバルハシ湖北西部の湖底より採取されたボーリングコアより試料を切り出し，過酸化水素水により処理をした後，プレパラートに封入して光学顕微鏡で観察し，各試料につき 200 個体以上を計数・同定して産出頻度を求めた．珪藻分析において特に底生・浮遊性種の産出頻度と，淡水性・塩性種(汽水～海水性種)の産出頻度に着目し，湖水位変動の指標とした．また，C/N は C/N コーダーにより，Ca は蛍光 X 線分析装置により求め，粒度はレーザー回折式粒度分析装置により分析を行った．コアの年代は表層付近を^{137}Cs により，基底部付近を^{14}C によりそれぞれ求めた値に基づく．

珪藻分析によりバルハシ湖において，*Aulacoseira granulata* などの淡水性浮遊性種が優先している期間と塩性浮遊性種である *Thalassiosira lacustris* 及び *Rhopalodia gibba*, *Scoliopleura peisonis* などの塩性底性種が増加する期間があることが明らかになった．浮遊性種・底生種の比は湖水位の相対的な変化を示している．すなわち，浮遊性種が優先すれば湖水位が上昇していた可能性が考えられる．また，淡水性・塩性種の比は，堆積環境の塩分の指標となる．これら 2 つの指標に基づけば，底生種の増加とともに塩性種が増加すれば，その期間は低湖水位で，塩分が高かったと解釈される．この解釈によれば，バルハシ湖において底生種及び塩性種が増加する期間は，過去 2 千年間において 3 回起こったことが示唆された(図 3)．これはすなわち，低湖水位期が 3 回あったことを意味する．これらの低湖水位期はアラル海コア(Sorrel, 2006)において明らかにされた低湖水位期(0-425AD・920-1230AD・1500AD)にも対応する可能性があると考えられる．さらに珪藻群集より推定されるバルハシ湖の過去約 120 年間の湖水位の変化は，過去 120 年間に観測されてきた湖水位の変化及び(窪田, 2005)，降水量変化(Matsuyama and Kezer, 2009)と調和的である(図 2)．以上のように，過去 2000 年間の自然環境変動による湖水位変動が，近年の人為的湖水位変動と共に，精度良く復元されていると考えられる．今後，C/N・Ca・粒度と共に総合的な検討を進め，論じる予定である．

引用文献

窪田順平(2005)：経過報告・カザフ予察報告，オアシス地域研究会報．5.3.43-44./ Sorrel, P. et al. (2006):Hydrographic development of the Aral Sea during the last 2000 years based on a quantitative

analysis of dinoflagellate cysts. Paleo. Paleo. Paleo. 234. 304-327./ Stoermer, E. F. and Smol, J. P. (1999): The Diatoms; Applications for the Environmental and Earth Sciences. Cambridge Univ. press. Cambridge. 469./ Matsuyama H. and Kezer K. (2009):Long-term Variation of Precipitation around Lake Balkhash in Central Asia from the End of the 19th Century. SOLA. 5. 73-76.

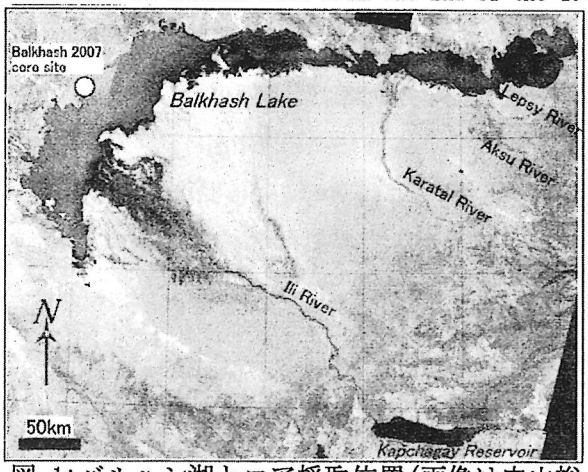


図 1:バルハシ湖とコア採取位置(画像は中山裕則・荻野志乃の解析による)

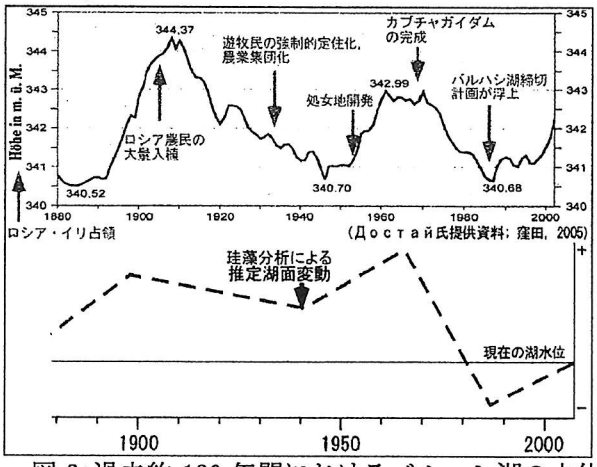


図 2:過去約 120 年間におけるバルハシ湖の水位変化と珪藻群集より推定された湖水位の変化

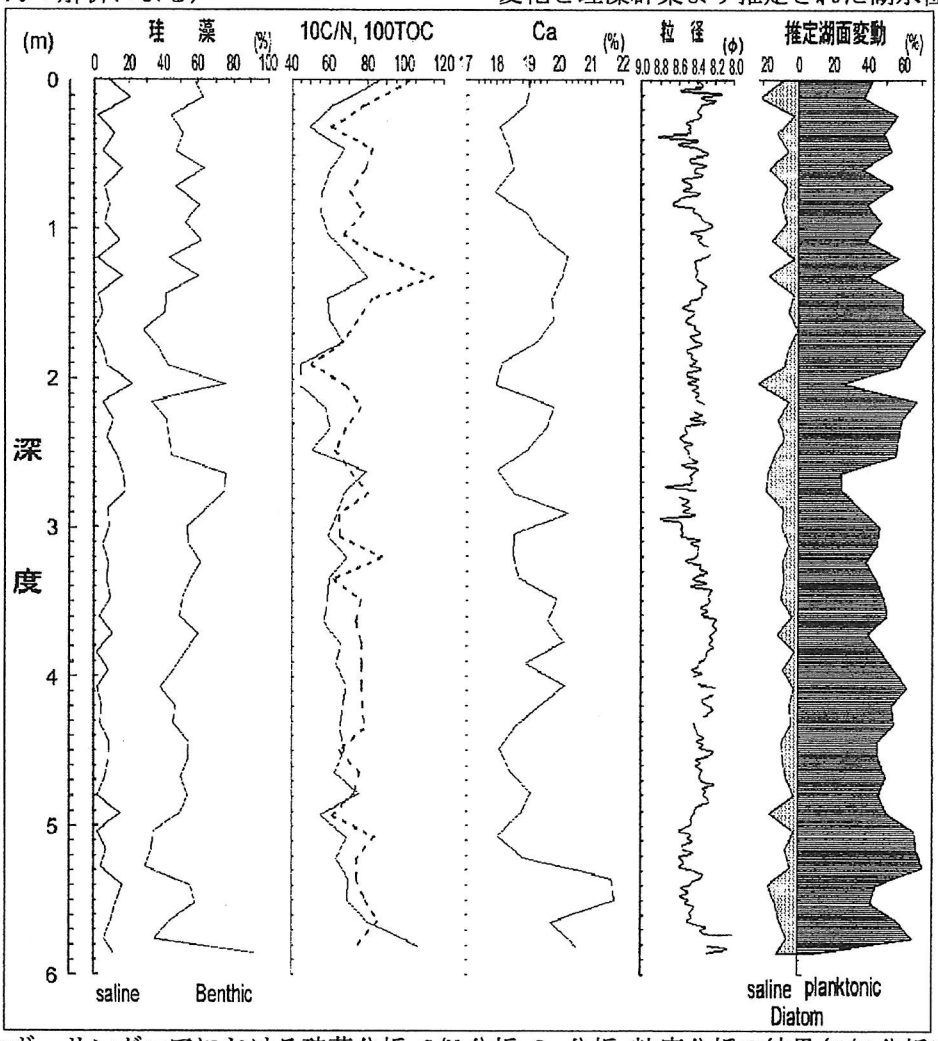


図 3:ボーリングコアにおける珪藻分析, C/N 分析, Ca 分析, 粒度分析の結果(C/N 分析は C/N コーダー, Ca 分析は蛍光 X 線分析装置, 粒度分析はレーザー回折式粒度分析装置による)

O-37　インドネシア・サンギランにおけるジャワ原人化石産出層の珪藻・硫黄分析

山田真央・兵頭政幸・北場育子（神戸大）、佐藤裕司（兵庫県立大）、
松浦秀治・近藤恵（お茶の水女子大）、竹下欣宏（戸隠地質化石博物館）、
F. Aziz・Sudijono（インドネシア GSI）、熊井久雄（大阪市立大）
Mao YAMADA, Masayuki HYODO, Ikuko KITABA, Hiroshi SATO, Shuji MATSU'URA, Megumi KONDO, Yoshihiro TAKESHITA, F. Aziz, Sudijono, Hisao Kumai ; Diatom and sulfur analyses of hominid fossils-bearing formation in Sangiran, Central Java, Indonesia

1. はじめに

人類はアフリカで誕生し、*Homo* 属に進化した後、アフリカを出てユーラシアへ拡散していった。東方アジアへは、いつ、どのような経路で移入して来たのかは解明されておらず、中国やインドネシアの人類遺跡においてさまざまな手法による年代測定データを使った論争が未だに続いている。人類がこれらの地域に移入して来た年代を正確に決めることはもちろん重要であるが、人類が到着した当時の、さらに、定住した期間の古環境を明らかにすることも、人類拡散の重要課題である。

インドネシア・中部ジャワのサンギラン地域は、80 を超える *Homo erectus* の化石が出土する人類学的に非常に重要な地域である。サンギランにおいて出土した人類化石のうち、層序的に最も下位から出土した原人化石のひとつである Sangiran 1b（Pithecanthropus B）は、Sangiran 層上部の火山灰層 T11 付近で見つかったことが分かっている。この層準は古地磁気層序より約 1.07Ma の年代が推定されている（Hyodo et al., 1993, 2002)。また、T11 付近を境に堆積物の岩石磁気が大きく変化したことが報告されており(金枝ほか, 2007)、何らかの大きな環境変化が起こったことを示唆している。本研究では、サンギラン地域における最初の人類出現を示す層準の可能性がある火山灰層 T11 を中心に上下幅 16.5m の地層についての珪藻遺骸群集分析・硫黄分析を行って古環境を復元する。また、岩石磁気変化をもたらした環境要因の解明も目指す。

2. 試料および分析手法

分析には 2002～2007 年にサンギラン地域の Bukuran 村近くを流れる Pb stream で採取した試料を用いた。これらは火山灰層 T11 を含む層厚約 16.5m の堆積物から、0.5m またはそれ以下の間隔で採取した 47 サンプルである。珪藻分析では、出現した珪藻殻が 200 個以上に達するまでカウントした。また、47 サンプルのうち 34 サンプルについて硫黄分析を行った。層位は火山灰層 T11 を基準とした深度で表した。

3. 結果

ほとんどの層準において湖沼浮遊性種群の *Aulacoseira* 属が卓越し、全体的に水深の大きい淡

水の環境を示した。

しかし、火山灰層 T11 を挟む連続した 10 層準の試料と、深度-6.0m の 1 層準の試料で海水生珪藻を発見した。特に火山灰層T11の上下の層準では、約2mにわたって *Cymatotheca weissflogii* に類似する海水生珪藻が出現し、その堆積環境が海水の影響を受けていたことが推定できる。

4. 考察

珪藻分析結果から、以下のような古環境を推定した。火山灰層 T11 より下位、深度-7.0m～-2.0m の層準の堆積環境は、-6.0m の 1 層準を除いて水深の大きな淡水湖で特徴づけられる。深度-6.0m と深度-2.0m～+0.5m の 10 層準、計 11 層準において海水生珪藻が出現した。従来の研究（Itaihara et al., 1985）では Sangiran 層上部は淡水成とされていたが、本研究により同層上部でも海水の影響を受けて堆積した地層が 2 つの深度で見つかった。また、硫黄含有量は、珪藻分析によって示された堆積環境を支持する値を必ずしも示さないことが分かった。珪藻分析から淡水成と推定した 4 つの層準で、硫黄含有量は 3.1～5.7‰の値をとり、一般的に海水成と判断される値（3‰以上）に入り、一方、珪藻分析から海水成と推定した 3 つの層準で、硫黄含有量が 1.2～1.8‰と低い値を示し、海水成と断定できなかった。ただし、後者は他の淡水成と判定した層準の値（0.1～0.8‰）に比べれば高い。これら 7 つの層準はすべて岩石磁気パラメータの変動が大きい、つまり磁気的に不均一なゾーンに含まれる。Sangiran 地域は鮮新世から火山地帯に位置しており、同地域の中央部では最近まで泥火山活動が起こっていたことが分かっている。中期更新世もこのような火山活動が起こっていたとすれば、堆積物中の硫黄含有量も当然強く影響を受けたと考えられる。

火山灰層 T11 前後と深度-6.0m の 2 つの深度で多産した海洋沿岸域の指標種は 2 回の海進イベントを示唆している。古地磁気層序において Jaramillo 下限が火山灰層 T11 付近に見つかっているので、T11 付近の海成層は海洋酸素同位体ステージ 31 の高海面期に対比でき、グローバルな氷河性海面変化、地磁気極性層序とも調和的である。氷河性海面上昇がもたらした海進が、岩石磁気変化が示す T11 付近の環境変化と何らかの関連性をもつことが示唆される。

本研究で見つけた火山灰層 T11 における海進は今のところサンギランへの最後の海進イベントの可能性が高い。この海進はサンギラン地域における人類の出現とほぼ同時期に起こっている。この海進イベントの発見は、人類がこの地域にやってきた年代に制約を与えるだけでなく、人類定住をもたらした環境要因の解明にもつながる可能性がある。

引用文献

Hyodo et al. (1993)　Anthropl.Sci., 101(2), 157-186

Hyodo et al. (2002)　Journal of Human Evolution Vol.43, 27-41

Itihara et al. (1985)　Geol.Res.Dev.Centre,Spec.Pub1.4, 11-43

金枝ほか（2007）日本地球惑星科学連合 2007 年大会．要旨集　L132-006.

O-38　最終氷期最寒期の日本海の表層環境

大場忠道（北大名誉教授）・谷村好洋（国立科学博物館）

Tadamichi OBA and Yoshihiro TANIMURA; Surface environments of the Japan Sea at the last glacial maximum

1. はじめに

最終氷期最寒期(Last Glacial Maximum; LGM: 18〜24 ka)の日本海の表層環境については、まだよく分からないことが多い。海底コアの微化石群集の研究では、LGMの日本海は現在や後氷期より寒冷だったが、アルケノン水温はむしろ高かったと報告されている(Lee et al., 2008)。また、LGMの表層塩分も16〜30‰と異なった推定値が報告されている(Oba et al., 1991; Lee, 2007)。そこで、この発表では浮遊性有孔虫の *Neogloboquardrina pachyderma* の殻の巻き方からLGMの表層水温を推定し、その頃に日本海へ供給された淡水の酸素同位体比($\delta^{18}O$)を見積もり、表層塩分の推定も試みた。その結果が、隠岐海盆コアの珪藻群集から復元される表層環境と矛盾してないかを検討した。

2. *N. pachyderma* の殻の巻き方とLGMの日本海の表層水温

N. pachyderma の殻の左巻き個体は寒帯の指標種として知られており、その右巻き個体はそれより温暖な海域に多い。日本海海底の表層堆積物におけるこの種の殻の巻き方の分布を見ても、現在の日本海北部では左巻き個体が5月の表面水温4〜5℃の間で100〜95%を占めている。一方、日本海南部の海底コアでは、後氷期に左巻き個体が20%以下になる。しかし、これらのコアでもLGMには左巻き個体が100〜95%を占めている。このことは、日本海南部でもLGMにおいては、より北方の水塊の南下によって5月の表面水温が現在の15〜16℃から、10℃以上も低い4〜5℃まで低下したことを指示している。

3. LGMの日本海へ供給された淡水の酸素同位体比

現在の日本海へ供給される淡水の$\delta^{18}O$は、南部の-6‰から北部の-11‰まで北に行くほど小さくなり、平均-9‰の$\delta^{18}O$をもつ淡水が供給されている(Mizota and Kusakabe, 1994)。一方、低緯度で最初に降る雨の$\delta^{18}O$は0〜-2‰であるのに対して、グリーンランドの雪の$\delta^{18}O$は-27〜-35‰と小さい。これらの低・中・高緯度で降る雨や雪の$\delta^{18}O$は一つの二次曲線で表現できる。LGMでは、海洋全体の海水の$\delta^{18}O$が現在より約1.0‰大きく(Schrag et al., 2002)、赤道域の表層水温が約2℃低かった(Lea et al., 2002)。また、グリーンランド氷床コアの$\delta^{18}O$

は-32〜-44‰であった。さらに、日本海では緯度にして約 11 度も北の水塊が南下していた。そこで、これらの低・中・高緯度で降る雨や雪の$\delta^{18}O$を二次曲線で表現すると、LGM に日本海に降っていた雨の$\delta^{18}O$は平均-11.8‰であったと見積もることができる。

4. LGM の日本海の表層塩分

日本海の 10 本ほどの海底コアには、LGM に浮遊性有孔虫の殻の$\delta^{18}O$ が +0.5‰に近い異常なピークを示しており、それは淡水流入が原因であるとされている。そこで、次の温度スケールに、+0.5‰と LGM の表層水温(4.5±0.5℃)を代入して海水の$\delta^{18}O$を計算すると、以下の値が得られる。

$$T = 16.9 - 4.38\ (\delta c - \delta w) + 0.10\ (\delta c - \delta w)^2$$

$4.5 \pm 0.5 = 16.9 - 4.38\ (0.5 - \delta w) + 0.10\ (0.5 - \delta w)^2$、$\delta w = -2.54 \pm 0.13$‰、$-40.26 \pm 0.13$‰

海水の$\delta^{18}O$として妥当な-2.54‰は SMOW スケールで-2.27‰になる。そして、-11.8‰の雨の$\delta^{18}O$ をもつ淡水が、現在と同様な日本海の表層海水(塩分＝34.0‰、$\delta^{18}O$＝0‰)に流入して、その海水の$\delta^{18}O$を-2.27‰にしたとすると、LGM における日本海表層の塩分は 27.5±0.4‰だったことになる。

5. 考察と結論

以上のように、LGM における日本海の 5 月の表面水温は 4〜5℃、その塩分は 27〜28‰であったと推定される。このような推定値は隠岐堆付近の珪藻群集からの環境復元と矛盾していないだろうか？　隠岐海盆コアの珪藻群集に次の 3 つの特徴が見られる。1) 25〜20 ka に、海氷の形成される低温･低塩分環境で増殖することが知られている種 (*Thalassiosira hyperborea* var. *hyperborea*)が産出する（最大 6%)。2) 30〜27 ka と 19 ka に、現在の東シナ海中央部や黄海南西部の大陸棚上で優占し、日本海南部にも大量に出現する *Paralia sulcata* が多産する。3) 16〜13 ka に、現在の日本海北部の表層堆積物中で多産する *Thalassiosira nordenskioeldii* + *Thalassiosira trifulta* + *Neodenticula seminae* が増加する。１）は低温・低塩分環境が日本海南部に広がったことを、３）は寒冷な水塊の南下を、それぞれ指示する。また、１）によって示される低塩分環境、３）から推定される低温環境は、*Paralia sulcata* の増殖を抑制する要因になった可能性が高い。

引用文献

Lea et al. (2002) Quat. Sci. Rev., 21, 283-293. Lee (2007) Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 247, 18-31. Lee et al. (2008) Organic Geochem., 39, 741-753. Mizota and Kusakabe (1994) Gechem. J., 28, 387-410. Oba et al. (1991) Paleoceanogr., 6(4), 499-518. Schrag et al. (2002) Quat. Sci. Rev., 21, 331-342.

O-39　南シナ海コア古水温変動からみた過去3万年間の熱帯収束帯の変動

山本正伸・新谷知也・齋博貴（北大院地球環境）・陳明徳（台湾海洋大）
Masanobu Yamamoto, Tomoya Shintani, Hirotaka Sai, Min-Te Chen:
Paleotemperature variation in the South China Sea and the displacement of the Intertropical Convergence Zone during the last 30 kyrs

南シナ海の南北の2地点から採取した海底コアについて，過去3万年間の古水温変化を復元し，熱帯収束帯の変動を考察した．南シナ海北部 MD97-2146 コア（香港沖，北緯20度07分，東経117度23分，水深1720m）と南部MD97-2151コア（ホーチミン沖，北緯8度48分，東経109度52分，水深1598m）について，GDGT（グリセロール・ジフィタニル・グリセロール・テトラエーテル）を分析することにより，TEX86 指標値（Schouten et al., 2002）を求めた．指標値をKim et al.（2008）の換算式を用いて水温に換算した．両コアの年代は，浮遊性有孔虫のC-14年代を暦年代に換算することにより求められた．

北部MD97-2146地点では，水温は21ka前後（最終氷期最盛期）で23℃前後であったが，17kaにむかい20℃に低下し，14.5ka（Bølling期）で26℃に上昇，12 kaごろ（Younger Dryas期）にむかい25℃に減少した．その後，11.5kaごろに28℃まで急激に上昇した後，7kaまで緩やかに上昇し，29℃に達し，現在までほぼ29℃前後で一定で推移した．

南部MD97-2151地点では，水温は21ka前後（最終氷期最盛期）から15kaにかけて24℃前後であったが，14.5ka（Bølling期）で23℃に低下，11.5kaごろに27℃まで急激に上昇した後，5kaまで緩やかに上昇し，30℃に達し，その後，現在まで緩やかに29℃前後まで低下した．

北部地点の水温変動は，グリーンランドのアイスコアの氷酸素同位体変動と似ており，Oldest Dryas 期と Younger Dryas 期に対応した水温低下と，Bølling-Allerød期に対応した水温上昇が認められる．他方，南部地点の水温変動は南極アイスコアの氷酸素・水素同位体変動と似ており，Bølling-Allerød期（Antarctic cold reversal 期）に対応した水温低下が認められる．南北両地点の水温を比較すると，Oldest Dryas 期と Younger Dryas 期では，南部地点が北部地点よりも水温が高く，Bølling-Allerød期とPreboreal期では，北部地点が南部地点よりも水温が高い．

現在の海洋気候条件においては，熱帯収束帯が南下する冬季には，南部地点の水温が北部地点にくらべて約3℃高くなり，熱帯収束帯が北上する夏季に，北部地点と南部地点の水温はほぼ同じになる．この状況から類推すると，Oldest Dryas 期と Younger Dryas 期では，熱帯収束帯が南下しがちであり，Bølling-Allerød期とPreboreal期では，熱帯収束帯が北上しがちであった可能性がある．Younger Dryas期における熱帯収束帯の南下は，カリブ海のチタン濃度記録（Haug et al., 2001）にもみられる．メカニズムは不明であるが，太平洋の東西両縁地域で，熱帯収束帯が同調して変動していた可能性がある．

北部地点にみられる，Oldest Dryas 期と Younger Dryas 期の寒冷化は，中国のレス記録（Zhou et al.，2001）や石筍酸素同位体記録（Wang et al.，2001），黒潮前線変動の記録（Yamamoto et al.，2005；Oba et al.，2006）にもみられる．熱帯収束帯の南北移動が東アジア夏モンスーン変動や北太平洋亜熱帯循環変動とリンクしており，東アジアから北太平洋にわたる広範囲の地域的気候変動の一環であるとする見方が可能であろう．

文献

Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., and Röhl, U. (2001) Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. Science, 293, 1304-1308.

Kim, J-H., Schouten, S., Hopmans, E.C., Donner, B., and Sinninghe Damsté, J.S. (2008) Global sediment core-top calibration of the TEX86 paleothermometer in the ocean, Geochimica et Cosmochimica Acta, 72, 1154-1173

Oba, T., Irino, T., Yamamoto, M., Murayama, M., Takamura, A. and Aoki, K. (2006) Paleoceanographic change off central Japan since the last 144,000 years based on high-resolution oxygen and carbon isotope records. Global and Planetary Change, 53, 5-20.

Schouten, S., Hopmans, E.C., Schefuß E. and Sinninghe Damsté, J. S. (2002) Distributional variations in marine crenarchaeotal membrane lipids: a new organic proxy for reconstructing ancient sea water temperatures? Earth and Planetary Science Letters, 204, 265-274.

Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.C. and Dorale, J.A. (2001) A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. Science, 294, 2345-2348.

Yamamoto, M., Suemune, R. and Oba, T. (2005) Equatorward shift of the subarctic boundary in the northwestern Pacific during the last deglaciation. Geophysical Research Letters, 32, L05609.

Zhou, W., Head, M. J., An, Z., De Deckker, P., Liu, Z., Liu, X., Lu, X., Donahue, D., Jull, A. J. T. and Beck, J. W. (2001) Terrestrial evidence for a spatial structure of tropical-polar interconnections during the Younger Dryas episode. Earth and Planetary Science Letters, 191, 231-239.

O-40　湖沼堆積物の有機炭素含有量を指標とした第四紀後期の気候変動の解析

公文富士夫（信州大）・田原敬治（新宮高校）・井内美郎（早稲田大）

Kumon,F., Tawara, T. and Inouchi, Y.: Paleoclimate analysis based on organic carbon contents in lake sediments during the late Quaternary in Japan

細粒で均質な湖沼堆積物は，比較的長い時間にわたって連続的な古気候情報をよく記録しており，中緯度地域の陸域の古気候復元に不可欠な役割を果たしている．古気候のプロキシーには，花粉組成や珪藻量，風成塵量などが使われてきたが，堆積物中に含まれる有機炭素量（TOC）も有用な指標になると考えられる．TOC はおもに湖内の生物生産性を反映しており，その生物生産性は気温（例えば木崎湖では冬の平均気温）を反映していることが事例研究で示されている（公文ほか，2005）．また，野尻湖の堆積物では，有機炭素量の変動が，花粉組成の示す寒暖変動とよく一致していることも示されている（公文・田原，2009）．

ある程度長期間にわたる湖沼堆積物の有機炭素量の変動は，これまでに琵琶湖（Inouchi et al.,1996; Iwamoto and Inouchi, 2007），野尻湖（公文ほか，2009），高野層（田原ほか，2006）で明らかにされてきた．それらに加えて，最近では熊本の中期更新統芳野層でも分析がなされている（岩本はるか，私信）．これらの資料を集成することによって，過去 30 数万年間の気候変動の解析を試みて，報告する予定である．

現在のところ，野尻湖堆積物と高野層の有機炭素量の資料をそれぞれ標準化した上で，指標テフラによる対比を基準として重ね合わせると，図 1 に示したような変動曲線を得ることができている．これは 1 資料が 30～60 年程度の時間範囲を代表し，かつ過去 16 万年間をカバーしている．この変動は大局的に海洋酸素同位体比の変動と一致する．それ故，汎世界的な氷床量変動（≒寒暖変動）と対応した生物生産性の増減があったことを意味している．花粉組成の変動が示す局地的な寒暖変動も，TOC の増減と同調している．さらに，数百年～数千年規模での TOC 変動が重なっていることも認められ，それらのピークはグリーンランド氷床に認められる亜間氷期とも年代推定の誤差の範囲内でよく一致している．

これはひとつ前の氷期までの集成であるが，琵琶湖底堆積物の資料や芳野層の資料を集成することによって，より長期間にわたる高い時間分解能の古気候解析が行えるものと考えている．

＜引用文献＞

Inouchi, Y., Yokota, S. and Terashima, S., 1996, Climatic change around Lake Biwa during the past 300,000 years and 2,000 years. *In* Mikami, T., Matsumoto, E., Ohta, S. and Sweda, T. eds., *Proc. 1995, Nagoya IGBP-PAGES/PEP- Symp.* 109-114.

Iwamoto, N, and Inouchi, Y., 2007, *Environ. Geol.*, doi:10.1007/s00254-006-0606-5.

公文富士夫・金丸絹代・田原敬治・角田尚子・山本雅道・林秀剛, 2005, 地質学雑誌, **111**, 599-609
公文富士夫・田原敬治, 2009, 地質学雑誌, 115, (印刷中)
公文富士夫・河合小百合・井内美郎, 2009, 旧石器研究, 第5号, 1-8.
田原敬治・公文富士夫・長橋良隆・角田尚子・野末泰宏, 2006, 地質学雑誌, ***112***, 568-579.

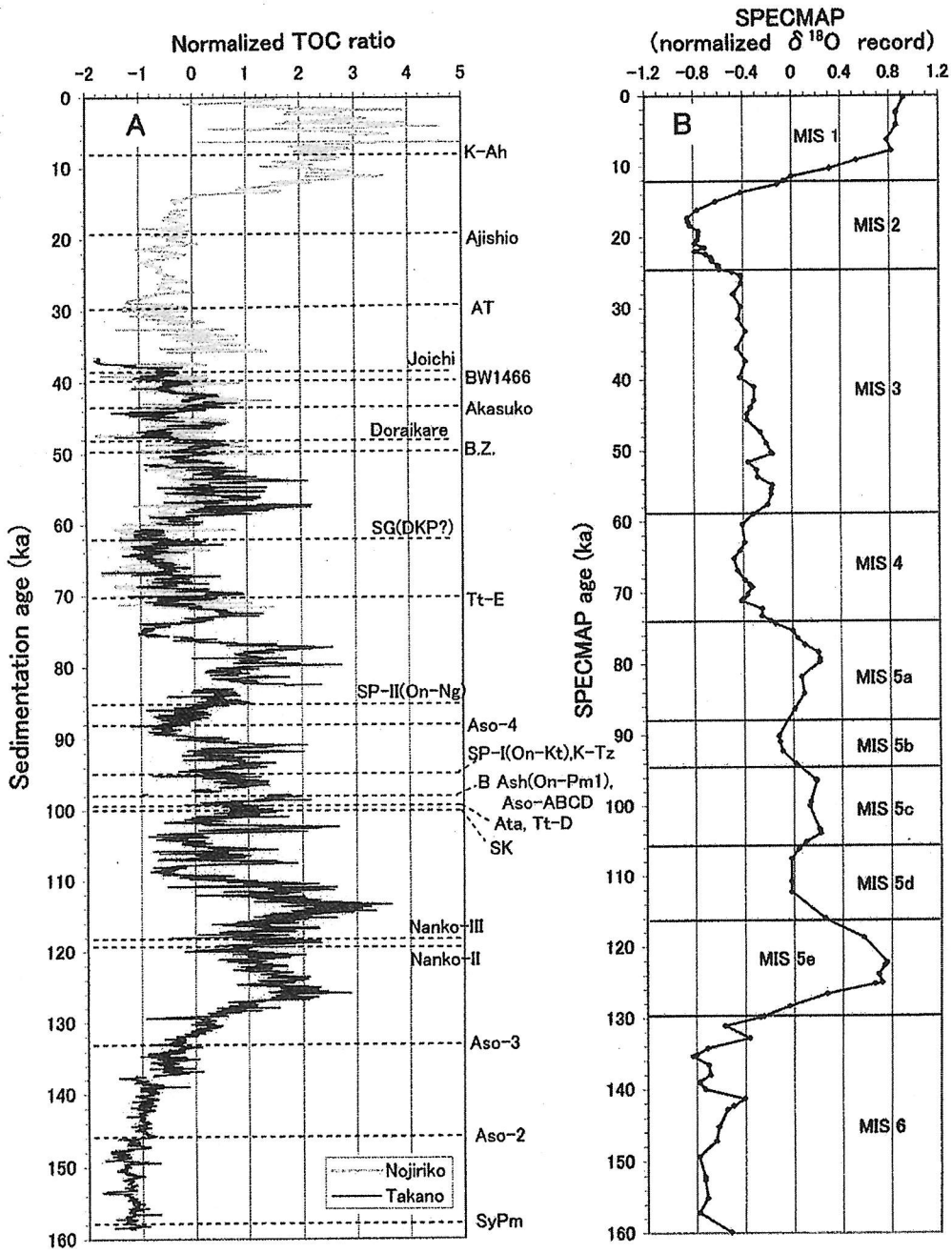


図1 標準化した過去16万年間のTOC含有量変動と海洋酸素同位体比カーブとの比較. 公文・田原(2009)より引用.

P-1　地形発達のクラスタリングと基本地形量の変化についてのGIS解析

田中信行・卯田強（新潟大学大学院）

Nobuyuki Tanaka and Tsuyoshi Uda; GIS analyses on the cluster analysis of landscape-forming stages and the change of fundamental topographic parameters.

1．はじめに

Davis（1899）が提唱した侵蝕輪廻説は、現在でも地形発達の最も有力な概念である。田中・卯田（2008）では、東北日本弧を対象に、この概念をもとにして地形発達のイメージモデルを作成し、パラメータを用いてその変化を表現した。この際用いたパラメータは、基本的な地形量である起伏量・最大傾斜角・谷密度で、地形の発達に従って変化を想定し、Ⅰ～Ⅴの段階に分けた。しかし、この段階区分の閾値は主観的に決定したものであった。そこで本研究では、パラメータをクラスター解析することで地形発達の蓋然性をもたせるとともに、さまざまなパラメータが地形発達に対応してどのように変化していくのかを検証した。

2．地形を表現するパラメータ

以前は国土数値情報を用いたが、数値の求め方に疑問があり、今回は 50m-DEM を用いて３次メッシュ（約 1km×1km）ごとに、起伏量・平均傾斜角・谷密度を新たに求めた。

起伏量はメッシュ内の最高標高と最低標高の差分として求めており，谷の深さを表す。また、平均傾斜角はメッシュ内の傾斜の平均値を求めたもので、従来の最大傾斜角よりもメッシュ内の地形をよりよく表現していると考えられる。ところで、谷密度には測定方法がいくつかあり、それらの特徴を検討した結果（田中・卯田，投稿中）、水流の本数を数える方法が最も良いことが明らかとなった。この方法で求めた谷密度は従来の方法と区別するために「水系頻度」と呼ぶ。この水系頻度はメッシュ内にどれだけ水系が刻まれているかを表しており、地形の開析程度の指標になると考えられる。

3．地形発達のクラスタリング

作成したパラメータの次元をそろえるために標準化[(個別値－平均値)／標準偏差]した後、統計解析ソフト“R”のパッケージ“R commander”を用いてクラスター解析（K-means 法）を行い、５つのクラスターを得た。

クラスター成分の変化は、地形発達のイメージモデルで想定したパラメータの変化とほぼ一致しており、とりもなおさず侵蝕輪廻に従う地形変化を示していることは明らかである。３つのパラメータのうち、起伏量と平均傾斜角は同じように線型に変化し、どちらもⅠ期～Ⅱ期にかけて増大し、Ⅲ期で極大値となり、以降減少に転じる。一方、水系頻度はⅠ期～Ⅱ期にかけて増大し、それ以降は徐々に減少するという変化がみられる（図１）。したがって、起伏量・平均傾斜角と水系頻度のピークはずれているのである。これはⅡ期からⅢ期にかけて水系が減じても、側方・下方侵食は活発で起伏量と平均傾斜角が増大することを表していると考えられる。

上記のパラメータの変化を発達段階ごとに相関図として図２に表した。ここでは得られた地形発達の経路を矢印で示してある。

4．谷密度の再検討

鈴木（2000）は、メッシュを計測単元とした谷密度に６種類の計測方法があるとしている。このうち、前述した水系頻度は合流点頻度（メッシュ内の合流点の総個数）とほぼ同じ意味をもち、メッシュ内の水系の総延長を示す水系密度も類似の意味合いを持つ。しかし、谷頭を数える計測方法は、１次谷しか表さないので谷密度として扱わないほうがよい。そこで、この方法で計測した谷密度は谷頭頻度として別に扱うことにする。また、(水系密度／合流点頻度)は水系の争奪による併合の度合いを示し、これもまた併合度として別に扱ったほうが良い。なお、併合度は水系頻度と逆相関の関係にある。

ここでは水系頻度のほかに、谷頭頻度・併

合度も合わせて地形変化を考えることにする（図３）。地形の発達に伴って、水系頻度は増加しⅡ期で最大になる。しかし、Ⅲ期になると減少傾向になり、以後のⅣ・Ⅴ期ではほぼ一定になる。これに対して併合度はⅡ期以降で増加の一途をたどる。すなわち、Ⅳ・Ⅴ期は水系の増減はあまりしないものの、争奪は盛発に起こっていることを表している。一方、谷頭頻度はⅢ期でピークを迎え、以後減少傾向に転ずる。これは水系網がⅡ期である程度固定されても、その間を埋めるように一次水系が形成されていくことを示している。

各発達段階における水系頻度の分布曲線は歪度（skewness）の変化に特徴がある。Ⅰ・Ⅱ期は歪度が正で、左に膨らんだ非対称を示すが、Ⅲ期には歪度がゼロ、すなわち正規分布となる。ところが、Ⅳ・Ⅴ期では歪度が負で右に膨らんだ非対称な形となるのである。

５．地形発達のシナリオ

これらの変化から考えられる地形発達は以下のとおりである。まず、ある平坦な地形の単元を想定し、そこに侵食作用のみが働いて変化が生ずる場合を考えてみる。

発達初期（Ⅰ期）では、平坦な地形に浅く短い谷が縁辺から中心に向かって多く形成され、それらの谷は下刻作用により深くなりつつ伸張していく。

Ⅱ期では、すでに形成されている水系はより深く急傾斜な谷になるが、残った平坦面へ新たに細かな分岐が広がり、平坦面はほとんど侵食されつくす。このとき水系頻度は最大となり、飽和状態に達する。ここまでの地形発達には、侵食作用が併合作用よりも強く働き、水系頻度の分布曲線は左に偏った非対称を示す。

Ⅲ期では、侵食が山稜にまで達し、起伏量・平均傾斜角とも最大の状態となる。しかし、水系の併合が強くなり侵食作用を凌駕すると谷密度が減少し始め、分布曲線も徐々に右に偏っていく。

Ⅳ期では、侵食が山稜を越えて及ぶと、水系の併合はいっそう著しくなり、山地も高度を減じ始め、起伏量・平均傾斜角・水系頻度のいずれも減少する。

最終的にⅤ期では、谷幅が広くて分岐の少ない少数の本流が見られるように地形が変わり、やがて準平原となって地形形成過程は終焉を迎える。

このように地形発達は、大枠でみると侵食作用が最も重要な役割を果たしているようである。しかし、最高・最低標高の変化をみるとDavisの示した変化曲線とは一致しない。これは隆起作用が地形変化全体の下支えをしているためと考えられる。

引用文献：
W.M.Davis（1899）Geographical Journal,14,481-504
鈴木隆介（2000）建設技術者のための地形図判読入門，第三巻，古今書院
田中信行・卯田強（2008）日本第四期学会講演要旨集，38,90-91

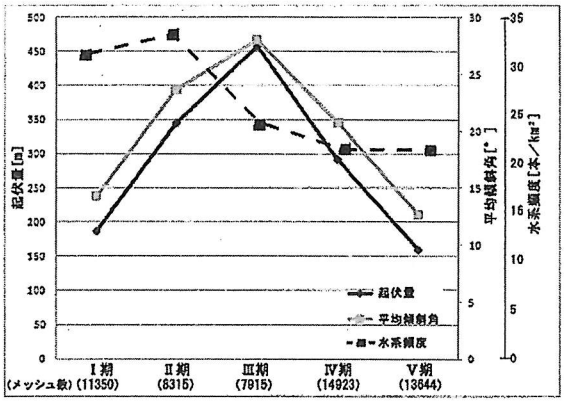


図１　クラスター成分の変動

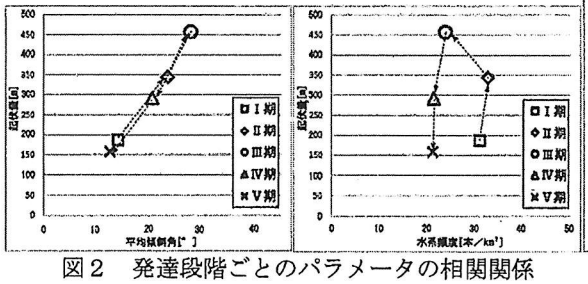


図２　発達段階ごとのパラメータの相関関係

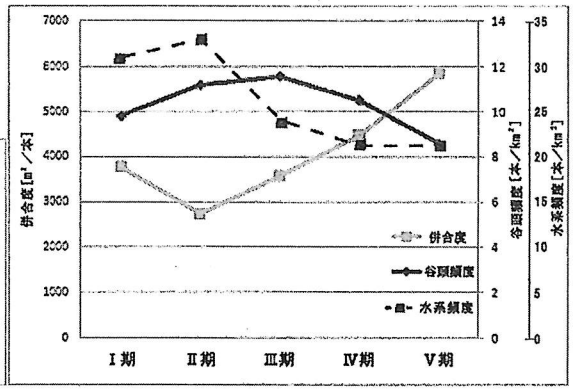


図３　地形発達に伴う谷密度の変化

P-2　福島県浜通り地域における河成段丘形成と地殻変動の関係

林崎　涼(首都大学東京)

Ryo HAYASHIZAKI; The relation between fluvial terrace formation and crustal movement in the Hamadori Region, Fukushima Prefecture, Northeast Japan

1. はじめに

福島県浜通り地域は段丘が良く発達しており，段丘の形成年代や分布，成因に関する研究は多い．しかし，河成段丘の形成年代について時間指標を用いた研究は少ない．本研究では福島県浜通り地域においてテフラを用いて河成段丘の形成年代を推定するとともに，河成段丘の形成と地殻変動の関係について考察した．

2. 段丘区分

現地調査においてサンプリングを行った露頭のうち12の露頭で広域テフラを同定でき，段丘の形成年代を以下のように推定した．

【低位面】形成年代は後述の原町面より下位であるため，MIS2以降であると考えられる．

【原町面】約30-40cm程度の薄いローム層が段丘堆積物を覆っており，ローム層中に姶良-丹沢火山灰(AT)が検出されることからMIS3に形成された河成段丘と考えられる．

【本岡面】ローム層は原町面より厚く，約80-100cmである．ローム層中にはAT以外に大山倉吉軽石層 (DKP)が散在している.DKPと段丘堆積物との間のローム層の厚さを考慮するとMIS5aに形成された河成段丘と考えられる．

【夜ノ森面】ローム層は約50-120cmと厚さにばらつきがある．ローム層中にはATやDKPのほか，御岳第1テフラ(On-Pm1)が段丘堆積物のほぼ直上を覆う地点が見られることからMIS5cに形成された河成段丘と考えられる．先行研究では海成の部分があるという報告があるが，本研究では河成しか確認できていない．

【小浜面】ローム層は約1.5mでローム層中にDKPが散在しているほか，安達太良-岳テフラ(Ad-DK)がパッチ状に存在する地点がある．段丘堆積物の状態とAd-DKの存在から，MIS5eの海成段丘だと考えられる．小浜面については空中写真判読により見出した旧汀線を現地において確認し，旧汀線高度を2万5千分の1の地形図と照らし合わせて確定した．旧汀線の位置と高度はSuzuki(1989)とほぼ同じ位置と高度を示した．北部から南部に向かって隆起速度は大きくなり，値は0.24～0.52m/kyとなった．

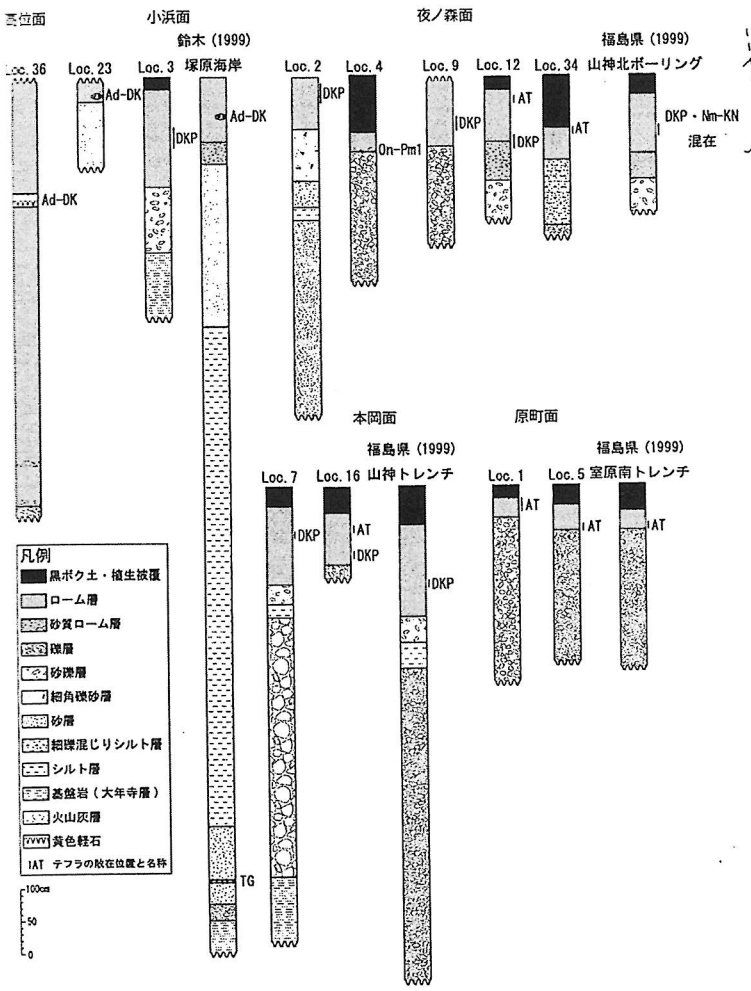
【高位面】丘陵の頂部に断片的に残された平坦面からなる段丘面である．MIS5e以前に形成された段丘面だと考えられるが，形成年代や成因は不明である．

3. 考察

福島県浜通り地域において河成段丘は，隆起速度が約0.24～0.28m/kyと推測される地域を境として，北部ではMIS5e以降MIS3までの間，発達する河成段丘は2面で，夜ノ森面の発達が悪い．南部では同時期に形成された河成段丘は3面で夜ノ森面の発達が良い．隆起速度が約0.24～0.28m/kyと推測される地域を境に河成段丘の段化程度や段丘面の発達に差異が生まれる．隆起速度が大きいほど海成段丘は海水準変動を良く反映し，多数の段丘面を形成するが，同様に河成段丘も隆起速度が大きいほど海水準変動を良く反映するといえる．

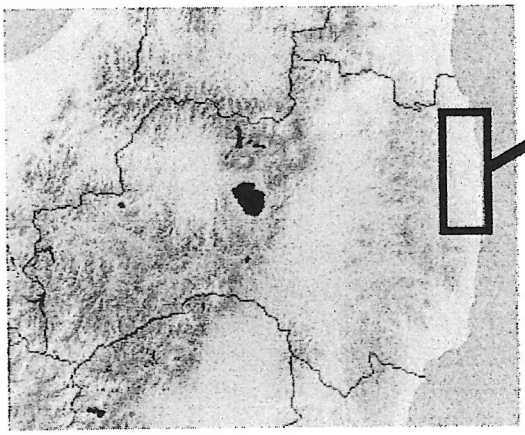
文献

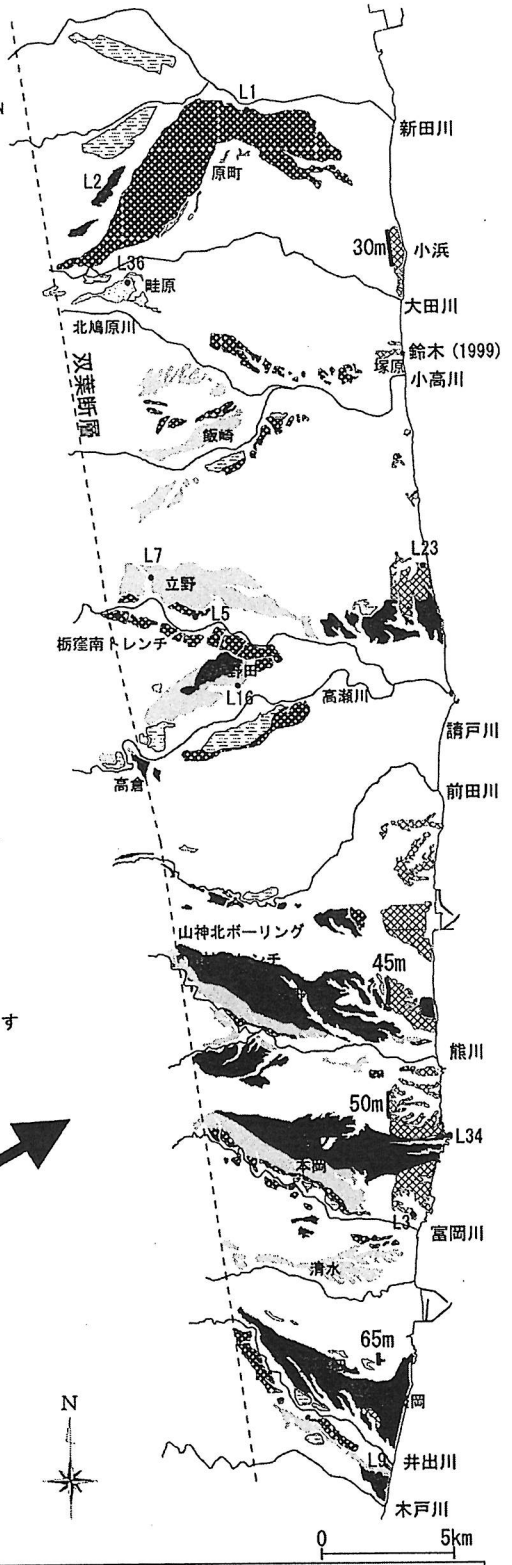
Suzuki, T. 1989. Geographical Reports Of Tokyo Metropolitan Univercity 24: 31-42.
鈴木毅彦 1999.地学雑誌 108:216-230.
福島県 1999. 双葉断層に関する調査.



柱状図

柱状図の位置は右図に示す





凡例

高位面　小浜面（約 125ka）　夜ノ森面（約 100ka）　本岡面（約 80ka）

原町面（約 40ka）　低位面（約 20ka 以降）　旧汀線と旧汀線高度 S1 30m　断層

段丘区分図ならびに柱状図の位置と MIS5e の旧汀線の位置及び高度

活断層の位置は活断層研究会編 (1991) より

P-3　沖積層コア（GS-KNM-1）の解析による角田・弥彦断層の活動間隔の推定

中西利典[1]・宮地良典[1]・田辺　晋[1]・安井　賢[2]・中島　礼[1]・若林　徹[3]
Toshimichi NAKANISHI[1], Yoshinori MIYACHI[1], Susumu TANABE[1], Satoshi YASUI[2], Rei NAKASHIMA[1], Toru WAKABAYASHI[3]: Earthquake recurrence intervals of the Kakuda-Yahiko fault in the Niigata Plain, based on analysis of the latest Pleistocene to Holocene core sediments: [1]産業技術総合研究所 (AIST, Geological Survey of Japan), [2]甲賀地盤調査(Koka Jiban survey Co. Ltd.), [3]東京大学 (University of Tokyo)

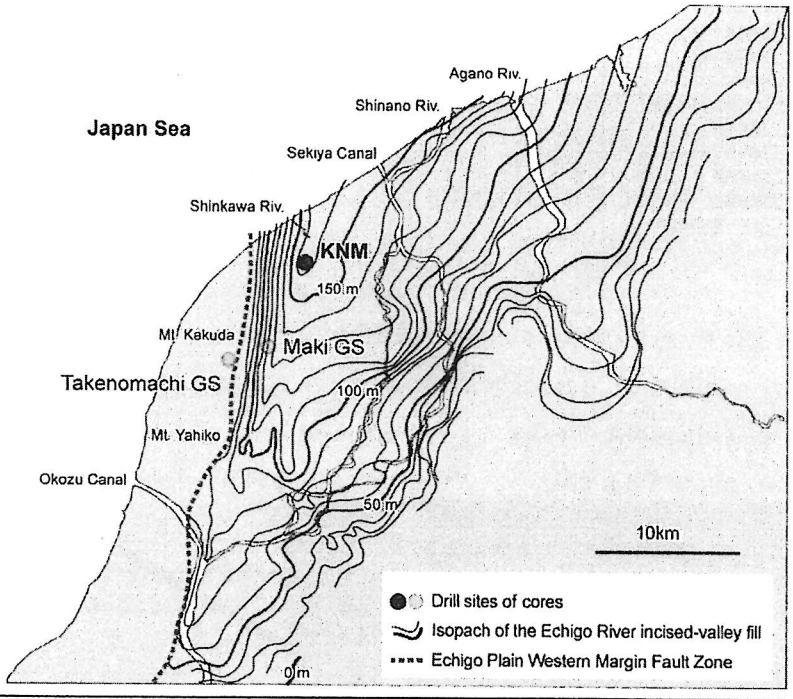
1. はじめに

新潟平野西縁部には活動度が高い活断層が北北東-南南西方向に分布しており（小林，1996），平野の北西部には角田・弥彦断層（仲川，1985）が伏在している（第1図）．この断層の平均変位速度は，最終氷期末以降の段丘面の上下変位量を基にして1mm/yr程度であると推定されている（池田ほか, 2002）．一方，竹野町と巻町で掘削されたボーリングコア試料（竹野町GSコアと巻GSコア）の解析結果を基にして，角田・弥彦断層の平均上下変位速度は約3～4mm/yrであると推定されている（下川ほか, 2000）．一方，角田・弥彦断層の活動履歴については，まだ詳しく検討されていない．

断層の沈降側の沖積層が厚い地点において，コア半裁面や軟X線写真の観察・加速器質量分析（AMS）法放射性炭素年代測定・珪藻化石群集組成解析・粒度組成分析などに基づき，堆積相を検討した．また，標高の変化が鋭敏に地層に記録されやすい海水準付近で形成された湿地堆積物において，珪藻化石群集組成に基づく堆積相を詳しく検討することによって断層活動によると推定される堆積環境の変化を認定した．

2. 方法

角田・弥彦断層の沈降側に相当する金巻新田地区で154m長のGS-KNM-1（以下KNM）コアを採取した（第1図）．堆積構造を詳しく観察するために，アールエフ社製のデジタルX線センサーNAOMI/NX-04Sを使用して1cm厚のスラブ試料の軟X線写真を撮影した．また，堆積環境を推定するために，珪藻化石の群集組成を72試料で解析した．堆積年代を推定するために，コア試料から産出した植物片のAMS放射性炭素年代値を測定した．島津製作所製のレーザ回折散乱式粒度分布測定装置SALD-3000Sで150試料の粒度組成を測定した．



第1図　コア掘削地点の位置図．竹野町GSと巻GSコア掘削地点は下川ほか（2000）による．沖積層基底等深度線は新潟県地盤図編集委員会（2002）に基づ

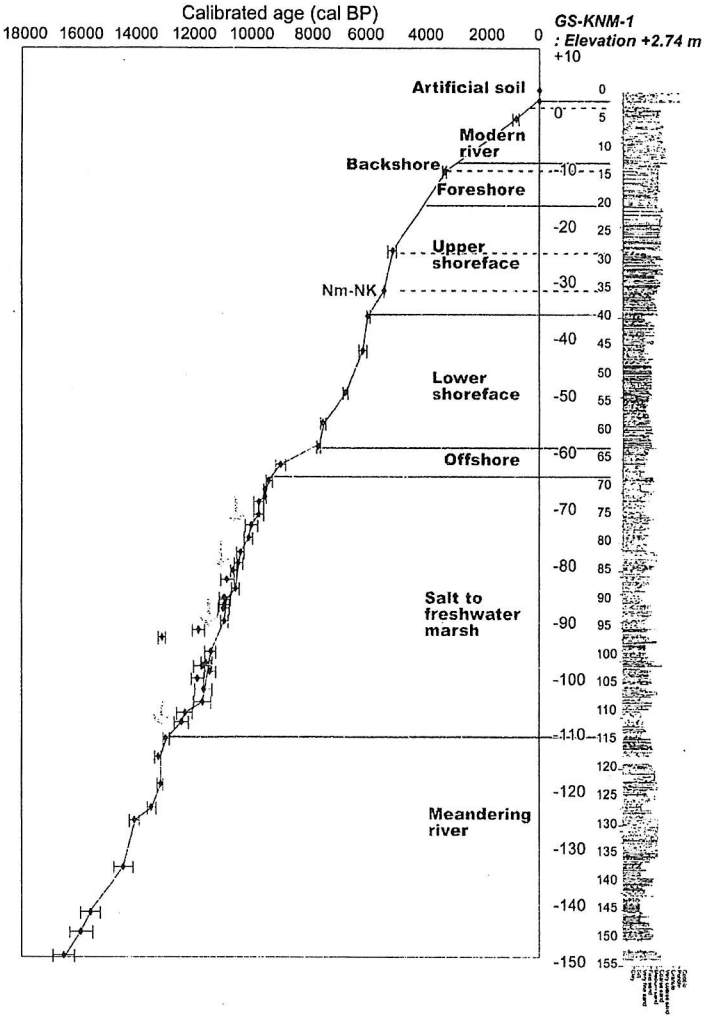
3. 堆積相と年代値

KNMコアは下位から順に，蛇行河川堆積物・淡水～塩水湿地堆積物・沖浜堆積物・下部外浜堆積物・上部外浜堆積物・前浜堆積物・後浜堆積物・現世河川堆積物・表土から構成される（第2図）．

KNMコアの深度114.4～68.3mは泥砂互層からなり，植物根と生物擾乱痕・貝化石が含まれる．KNMコアでは下位ほど植物片が多く，上位ほど生物擾乱痕が多い．両者の含有度には逆相関する傾向があり，深度114.4m・102m・94m・85m付近を境界にして4回の増減の反復が認められる．植物根が多い層準では珪藻化石が多く含まれているが，生物擾乱痕と貝化石が多い層準では珪藻化石の含有率は低い．前者では海生種の*Thalassionema nitzschioides*が，後者には淡水生種の*Synedra ulna*や*Diploneis smithii*がそれぞれ産出するので，潮上帯の淡水湿地相と潮間～潮下帯の塩水湿地相が指交関係で累重していると考えられる．貝化石はほとんどがヤマトシジミであり，合弁で産出する個体もある．この層準に含まれる植物片は12.4～9.4 cal kyr BPの年代値を示す．

4. 湿地堆積物の形成過程

上述したように KNM コアの湿地堆積物では，植物根が多い層準から生物擾乱痕が多い層準への変化が認められる．これらの変化は珪藻化石群集組成の解析結果でも淡水生種の急激な減少として捉えられる．その後，汽水生種や海生種の珪藻化石などが上方に向かって徐々に減少することによって，淡水生種の含有率は上方増加する．こうした堆積相と珪藻化石群集組成の変化は，塩水の急激な進入とその後のゆっくりとした淡水化を示唆している．これらの堆積環境の変化は，角田・弥彦断層の活動によって淡水湿地が沈降することによって急激に塩水湿地になり，その後，塩水湿地が徐々に埋め立てられて陸化したことを反映している可能性がある．一方，これらは地域的な流路の流入を反映している可能性もあるので，上流部で得られた YA コアでも堆積環境の変化を詳しく検討する予定である．これらの堆積環境の変化は堆積曲線によると 800～1600 年の間隔で認められる（第 2 図）．また，堆積曲線を詳しくみると湿地堆積物は間欠的に堆積しているが，先述した堆積環境の変化を反映して堆積速度が必ず急変するわけではない．なお，深度 102m 付近の変化は Tanabe *et al.*（2009）が認定した融氷パルス 1B の層準に相当する．



第 2 図　GS-KNM-1 コアの堆積相と堆積曲線．年代値は暦年に較正した．↓は塩水湿地相の基底の堆積年代を，Nm-NK は沼沢湖火砕堆積物（山元，2003）をそれぞれ示す．

5. まとめ

新潟市西区金巻新田地区において下位から順に，蛇行河川堆積物・淡水～塩水湿地堆積物・沖浜堆積物・下部外浜堆積物・上部外浜堆積物・前浜堆積物・後浜堆積物・現世河川堆積物・表土を認定した．また，淡水～塩水湿地堆積物で検出された堆積相の変化は，角田・弥彦断層の活動による沈降を反映している可能性があり，その年代間隔は 800～1600 年である．

文献

池田安隆・宮内崇裕・渡辺満久・佐藤比呂志・今泉俊文・高田圭太（2002）新潟平野周辺の断層帯，*第四紀逆断層アトラス*，東京大学出版会，124-146.

小林巌雄（1996）第四紀研究，**35**(3)，191-205.

仲川隆夫（1985）地質学雑誌，**91**(9)，619-635.

新潟地盤図編集委員会（2002）*新潟県地盤図*. 新潟地質業協会，66pp+5 図.

下川浩一・粟田泰夫・佐竹健治・吉岡敏和・七山　太・苅谷愛彦・小松原　琢・羽坂俊一・重野聖之（2000）地形・地質調査 1. 日本海東縁部における地震発生ポテンシャル評価に関する総合研究（第Ⅱ期 平成 9～10 年度）成果報告書，科学技術庁，65-85.

Tanabe, S., Nakanishi, T., Miyachi, Y., Tateishi, M., Shibata, Y.（2009） in preparation.

山元孝広（2003）地質調査研究報告，**54**(9/10)，323-340.

吉岡敏和（2005）活断層データベース．http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html

P-4　1703年元禄関東地震後の房総半島南部の海岸変化

村岸　純・山崎晴雄（首都大学東京）

Jun MURAGISHI and Haruo YAMAZAKI; Post earthquake coastal changes in southern part of Boso Peninsula due to the 1703 Genroku Kanto Earthquake.

1．はじめに

元禄関東地震（以下，元禄地震とよぶ）は，江戸時代中期の元禄十六年十一月二十三日丑の刻（1703年12月31日午前2時頃）に発生した地震である．地震の規模はM7.9～8.2であり，被害状況から関東地方南部の広い範囲で震度6相当，相模湾沿岸地域や房総半島南端部では震度7相当の揺れであったと推定されている［宇佐美(2003)］．また，大津波が襲来し，元禄地震・津波による死者数は，房総半島の沿岸だけでも6,500人以上であるといわれている．

2．研究目的

本研究の目的は，元禄地震後の房総半島南部における海岸変化を明らかにすることである．これまで地震後の海岸変化は理学的な手法で研究されてきたが，海岸変化による影響は人々に降りかかるものであり，防災に役立たせるためには，人文科学的手法でも地形変化を検討し直してみることも必要であると考えられる．研究手法として主に千葉県史，各市町村史等の歴史史料を用い考察していく．

3．海岸変化

本報告では，房総半島南部の鋸南町・南房総市・鴨川市の海岸変化を取り上げる．

3.1 鋸南町

妙本寺周辺を描いた絵図「妙本寺海岸絵図」がある．妙本寺海岸の仏崎という岬の元禄地震前後における変化を示した絵図である．地震後の絵図では，仏崎の範囲が狭くなり，寺領田が水没した状態で表現されている．この絵図から，海岸の寺領田が欠け，仏崎も一部海になったことがわかる．当地域の土地明細帳「寛延二巳八月改取立名寄帳」［吉村（1984）］には，「元禄未（1703）津波ニ不残海欠」の分，一反一畝十六歩，が挙げられており耕地減少がうかがえる．

次に，妙本寺海岸近隣地域の史料「乍恐口上書を以御願申上候」（『新収日本地震史料第二巻別巻』）をみる．この史料にも当地域の海岸一帯で田畑が減少したと記されている．文中で，那古村から七浦あたりまでの房総南部の沿岸の隆起と，鋸南町の沿岸の沈降との地形変化が対比されている．同史料には「変地土地下り」と明瞭に述べられており，鋸南町沿岸では沈降したことが考えられる．

3.2 南房総市

歴史史料の他にも，元禄地震により形成された海成段丘（沼段丘）の存在から南房総市を中心とする房総半島南端部では，元禄地震時に隆起したと考えられている［松田ほか(1974)］．

灯台が建つ旧白浜町野島崎は，かつては野島と呼ばれる島で，元禄地震の隆起で地続きとなったといわれている［例えば，貝塚ほか（2000）］．元禄地震前から野島崎にあった法界寺に宝永元(1704)年に書かれた史料「白浜村法界寺仮引移しにつき届書」［千葉県立安房博物館(2003)］がある．法界寺は野島崎に建てられていたが，元禄地震による津波で堂舎は全て倒壊したとされている．法界寺の旧境内は検討すると元禄地震で隆起し形成された沼Ⅳ面上にあったという［笹生(2003)］．「野島崎ハ津浪之後地面相変」という記述があり，元禄地震の半年後にはすでに野島崎と呼んでいたらしい．

野島崎という名称は室町時代まで遡れる．左大臣近衛房嗣（ふさつぐ）の子，道興（どうこう）が記した『廻国雑記』という史料に「野島が崎」という表記がある．この史料からも，元禄地震前に野島

ではなく「野島崎」となっていることがわかる.

笹生(2003)で推定した元禄汀線と沼Ⅲ面とⅣ面を画する旧海食崖の位置を比較すると，元禄汀線が現在の海岸線により近い位置となる傾向があり，元禄地震よりも30年前の延宝元(1673)年の時点で既に離水していたと考えられるという.

これは，元禄地震により隆起・離水した範囲と，沼Ⅳ面とされる海成段丘面とは必ずしも一致しないことを示している.南房総市では元禄地震で隆起したことが明らかだが，隆起・離水範囲と完新世海成段丘面を対応させるには，更に細かな分析・検討が必要だろう.

3.3 鴨川市

旧天津小湊町内浦湾鯛ノ浦では，土地の沈降があった可能性が元禄地震前の絵図「市川村と小湊村寺論裁許絵図」から指摘されている（吉村：1984など).

『天津小湊町史　史料集１』に掲載されている「小湊村書上」という史料がある.「当村より上総国大沢村江波打際通り道筋御座候所、元禄十六年津波ニ而変地仕」とあり，海辺道のある地域が変わったことがわかる.

寺尾（2006）によると，地震以前に見られた地名が消失しているという．日蓮聖人の生地は安房国長狭郡の東条郷「片海」であるとされている．片海の地名が江戸時代のはじめまで存在していたことは，元禄十二年（1699）七月付の奉行所宛「返答書」に，誕生寺の寺領について「高弐拾石市川岡村片海」とあることからわかる．片海は岡村・市川村と共に，誕生寺領の一部に含まれている．だが，それ以降の史料には片海の名が見られなくなる.

元禄地震前後に変化があったようで，海辺道の消失や「片海」の消失から沈降の可能性が考えられる.

4．まとめ

享保四年（1719）に書かれた「児安惣次左衛門万覚書」[吉村（1984)] という史料がある.「房州海辺は海陸に成り候所又有之、おか地海に成り候所、普多所出来申候其外地志んにて所々替り候事共、沢山に有之候」とあり，房州（房総南部）の海辺では地震により海が陸になったところと，陸が海になったところがあるという．この海になったところが鋸南町や鴨川市を指している可能性がある.

隆起した地域に関しても松田ほか(1974)が示した元禄汀線の再検討が必要である.

5．文献

天津小湊町史編さん委員会編集，1990,『天津小湊町史』，史料集１，天津小湊町

千葉県立安房博物館編集，2003,『地震と津波』

貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 編，2000,『日本の地形 4 関東・伊豆小笠原』，東京大学出版会

紀元二千六百年記念房総叢書刊行会，1942,『房総叢書』第７巻

松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之，1974,　元禄地震(1703年)の地学的研究，垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」，175-192，ラティス

笹生衛，2003，千葉県白浜町における元禄汀線の再検討と村落景観の復元，千葉県立安房博物館研究紀要，10，47-62

宍倉正展，2000，離水海岸地形からみた1703年元禄関東地震における房総半島の地殻上下変動，歴史地震，16，113-122

寺尾英智，2006,『続　小湊山史の散策』，誕生寺

東京大学地震研究所編，1982,『新収日本地震史料』，第２巻，別巻，東京大学地震研究所

宇佐美龍夫，2003,『最新版日本被害地震総覧』，　東京大学出版会

吉村光敏，1984,「房総半島南部の元禄地震史料」,『房総災害史』，ー元禄の大地震と津波を中心に，千葉県郷土史研究連絡協議会編

P-5　濃尾平野の氾濫原堆積物と輪中形成

堀　和明（名城大学）

Kazuaki HORI: Floodplain deposits and wajyu formation in the Nobi Plain

1. はじめに

河川下流域に広がる日本の沖積低地は，上流から下流に向かって，扇状地帯，自然堤防帯（氾濫原），三角州帯に大きく区分される．氾濫原は，河川が蛇行し，旧河道や自然堤防，後背湿地が分布することで特徴づけられる．このような地形は空中写真判読によって詳細に分類されており，現世堆積物の粒度分析などもおこなわれている．しかし，氾濫原を構成する地形や地層がどのぐらいの時間をかけて形成されてきたかについては，不明な点が多く残されている．

ところで，沖積低地は水害の危険と常に隣り合わせであったため，集落は自然堤防をはじめとする微高地に立地してきた．たとえば，濃尾平野では自然堤防帯から三角州にかけて輪中と呼ばれる環状集落がみられる．輪中の成立は江戸時代で，輪中（の一部）は自然堤防に起源を持つことが指摘されている．輪中の成立を考える上でも，氾濫原とくに自然堤防の形成を考えることは興味深い問題である．

本研究では，揖斐川の旧河道沿いにおいて，地形・堆積物調査をおこない，氾濫原を構成する自然堤防堆積物や後背湿地堆積物の層相・堆積時期を明らかにするとともに，輪中の形成についても検討した．

2. 調査地と研究方法

濃尾平野は，木曽三川（木曽川・長良川・揖斐川）の下流域に広がる沖積低地である．平野は，西端を通る養老断層の活動によって，西に傾動しつつ沈降を続けており，平野下には第四系が厚く累重している．

調査地は，揖斐川と長良川に挟まれた氾濫原（岐阜県安八郡安八町）で，揖斐川の旧河道およびその周辺にあたる．揖斐川は流路を頻繁に変更しており，歴史記録によると，調査地点が河道になったのは，慶長年間（1596-1615）の洪水時とされている．その後，明治時代（1868-1912）の木曽三川分流工事により，この河道は放棄され，揖斐川は現在の河道に付け替えられた．したがって，この河道は少なくとも約 300 年間にわたり，揖斐川の河道だったことになる．また，調査地点およびその周辺には，牧や中須，中村といった輪中が分布する．

地形の特徴を把握するために，オートレベルを用いて旧河道を横断する地形断面図を作成した．さらに，河成層の特徴を明らかにするために，AP1 から AP5 の 5 本のコア堆積物を採取した．採取地点は，AP1 が揖斐川旧河道，AP2 が左岸

側の自然堤防，AP3 が牧輪中内の後背低地，AP4 が左岸側の自然堤防端から後背低地，AP5 が牧輪中堤の背後にあたる．採取したコア堆積物については，半裁した後，記載，砂泥含有率測定（10cm 間隔），土色計による色調測定，電気伝導度測定，AMS 法による放射性炭素年代測定をおこなった．コア径の大きい AP1 および AP2 については，軟 X 線写真撮影もおこなった．

3．結果および考察

調査地における旧河道の幅は約 100m，標高は約 4.2m である．また，旧河道と自然堤防および輪中堤との高さの差は 3m 強となっている．

氾濫原を構成する河成層は，完新世の海成層（デルタ成堆積物）を覆って堆積する．粒度や堆積構造，色調などにもとづき，河成層を河川流路堆積物，自然堤防堆積物，後背低地堆積物の 3 つに大きく区分した．河川流路堆積物は，AP1 のみで認められた．層厚 3.6m の砂礫層で，下位の後背低地堆積物を侵食する．礫は円磨されており，礫径は最大 3-5cm である．後背低地堆積物は，有機物からなる薄層や植物痕を多く含む泥層である．泥分含有率は 100%に近い層準が多いが，ときおり極細粒ー細粒砂を挟む．このような砂層は破堤堆積物の可能性がある．自然堤防堆積物は，AP2 や AP4，AP5 で認められ，後背低地堆積物を覆って累重する．堆積物の粒度は，極細粒砂ー粗粒シルトで，上半部では上方粗粒化を示す．

年代測定の結果から，調査地では 3200 cal BP 以降に後背低地堆積物がデルタ成堆積物を覆うようになったことがわかった．その後，後背低地堆積物の累重が続いたが，AP1 では 1500 年前以降に河川流路による侵食が起こっている．また，AP2 や AP4 では，400 年前頃から自然堤防の形成が始まったと考えられる．以上の結果は，慶長年間に河道変遷が起こったとする歴史記録とも調和的である．さらに，輪中堤の背後にあたる AP5 においても，500 cal BP 以降に自然堤防堆積物の累重が始まっている．このことは牧輪中の形成が揖斐川の河道変化と関連しており，輪中の起源が自然堤防にあることを示唆する．

氾濫原堆積物の平均累重速度は，AP1 や AP2，AP4 で 2.2-3.2 mm/yr となっている．ところが，後背低地堆積物と自然堤防堆積物の堆積速度には大きな違いが認められる．AP2 の自然堤防堆積物は 13.5mm/yr 程度である．AP4 や AP5 でも自然堤防堆積物の堆積に伴い，堆積速度が急増している．しかし，後背低地堆積物の累重速度は 1.2-2.0 mm/yr であり，自然堤防よりも 1 桁小さい．

P-6　琵琶湖とその周辺域に分布する石英粒子のＥＳＲ信号特性
―後背地からの土砂供給動態の解明に向けた基礎研究―

高田将志（奈良女子大）・島田愛子（日本電子）・豊田新（岡山理科大）・
竹村恵二（京都大学大学院）・相馬秀廣（奈良女子大）

Masashi TAKADA, Aiko SHIMADA, Shin TOYODA, Keiji TAKEMURA and Hidehiro SOHMA: Characteristics of ESR signals from quartz grains in and around Lake Biwa – Preliminary study on estimating provenance of sediment.

一般に、平野や台地・丘陵をつくる堆積物の供給起源地は、およそ明らかな場合もあるが、それを推定するのが難しい場合も少なくない。堆積物の供給起源を推定できれば、気候変化や地殻変動、あるいは人為的な土地改変などによって生じた過去の河川流域環境の変化が、流域における土砂生産や土砂移動にどのような変化をもたらしたかを解明する糸口が得られる可能性がある。そしてこれは、河川流域環境の変化にともなう土砂生産・土砂移動の将来予測を考える際の、基礎データを提供することにもつながるであろう。平野や台地・丘陵，大陸棚周辺などで，比較的細粒な物質が堆積する所では，過去から現在までの堆積物試料が連続して採取できる場合があり，そのような試料の供給起源地がある程度特定できれば，山地の隆起・浸食過程や，環境変化に伴う砕屑物運搬プロセスの変化などが解明できる可能性がある。

Toyoda and Naruse (2002) は，石英粒子の ESR-E'信号に着目することで黄砂（レス）の供給起源地をある程度特定できることを明らかにした。これまでの研究では，第四紀，第三紀，中・古生代，先カンブリア時代といった地質時代に対応した基盤岩石の識別が可能であることがわかっており，これを利用して氷期（海洋酸素同位体ステージ MIS-2）と後氷期（MIS-1）における黄砂飛来ルートの違いが明らかにされている（たとえば、成瀬ほか、2005 など）。

我々のグループでは，上記の研究を踏まえながら，より詳細な石英粒子の供給起源地推定に向けた共同研究を行ってきた。その結果，琵琶湖周辺に分布する白亜系～古第三系花崗岩類から採取された石英粒子の ESR-Al・Ti 信号は，岩体ごとに有意に異なる値を取ることがわかってきた。また比較検討材料として伊豆諸島の第四系流紋岩から採取した石英粒子についても分析した結果，ESR-Al・Ti 信号を用いて異なる岩体毎の識別が可能との見通しが得られている（図 1，表 1 ;Shimada and Takada, 2007)。

以上のような諸点をふまえ、本研究では、基盤岩や河成堆積物を念頭におきながら、複数の ESR 信号を組み合わせることで、河川流域スケールでの細粒堆積物の供給起源推定法を確立することを目指す。そして、琵琶湖とその周辺域

を対象として、基盤岩類や堆積物に含まれる石英粒子のESR信号特性と、琵琶湖湖底コアから採取された石英粒子のESR信号特性の情報から、後背地から琵琶湖へもたらされる土砂供給の時代変化について検討したいと考えている。今回の発表では、上記を目標とした、基礎研究の一端を紹介したい。

Table1. Samples analyzed for measurements of ESR signal. (Shimada and Takada, 2007)

Sample no.	Name	Type	Sample location
1	Tenjyou lava	Rhyolitic	Kozushima, Japan
2	Kobeyama lava	Rhyolitic	Kozushima, Japan
3	Ananoyama lava	Rhyolitic	Kozushima, Japan
4	Hanatate lava	Rhyolitic	Kozushima, Japan
5	Jyougoyama lava	Rhyolitic	Kozushima, Japan
6	Nachisan lava	Rhyolitic	Kozushima, Japan
7	Matuyamabana lava	Rhyolitic	Kozushima, Japan
8	262m yama lave	Rhyolitic	Kozushima, Japan
9	Menbo lava	Rhyolitic	Kozushima, Japan
10	Nagahama lava	Rhyolitic	Kozushima, Japan
11	Awanomikoto lava	Rhyolitic	Kozushima, Japan
12	Akasaki lava	Rhyolitic	Kozushima, Japan
13	Hashiruma lava	Rhyolitic	Kozushima, Japan
14	Kannonura lava	Rhyolitic	Kozushima, Japan
15	Koujyaku Granite	Granitic	around Lake Biwa, Japan
16	Suzuka Granite	Granitic	around Lake Biwa, Japan
17	Hira Granite	Granitic	around Lake Biwa, Japan
18	Shigaraki Granite A	Granitic	around Lake Biwa, Japan
19	Shigaraki Granite B	Granitic	around Lake Biwa, Japan
20	Hiei Granite A	Granitic	around Lake Biwa, Japan
21	Hiei Granite B	Granitic	around Lake Biwa, Japan
22	Kaitukiyama Granite	Granitic	around Lake Biwa, Japan

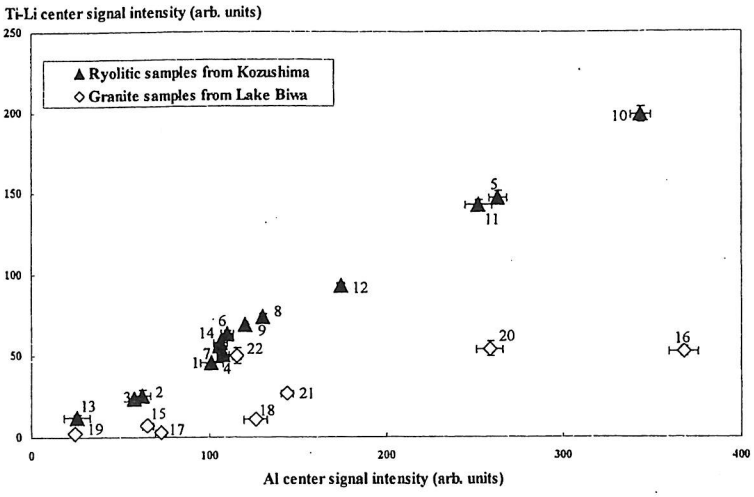


Figure 1. Relationship between the Al and Ti-Li center signal intensities of the analyzed samples. (Shimada and Takada, 2007)
The numbers in the figure correspond to the sample numbers in Table 1.

（引用文献）

成瀬敏郎ほか（2005）：岡山県細池湿原にみられる過去 3 万年間の堆積環境，地学雑誌，114, 811-819.

SHIMADA, A. and TAKADA,M.(2007): Characteristics of Electron Spin Resonance (ESR) signals in quartz from igneous rock samples: a clue to estimating sediment provenance. Annual Reports of Graduate School of Humanities and Sciences, Vol. 23, 187-195.

Toyoda, S. and Naruse, T.(2002): Eolian dust from the Asian deserts to the Japanese Islands since the Last Glacial Maximum; the basis for the ESR method. 地形, 23, 811-820.

P-7　三重県伊賀市喰代地域における古琵琶湖層群上野累層の層序の再検討

森野　祐助・三田村宗樹（阪市大）・里口　保文(滋賀県立琵琶湖博物館)

古琵琶湖層群は、上野盆地から近江盆地にかけて分布する鮮新・更新統であり，全層準にわたって淡水相を示す．本層群は層相によって下位より，上野，伊賀，阿山，甲賀，蒲生，草津，堅田及び高島の８つの累層に区分される(Kawabe，1989).

近年，三重県伊賀市(図１)に分布する上野累層に挟在する喰代Ⅱ火山灰層と東海層群の大谷火山灰層が，市部火山灰層と東海層群の坂井火山灰層が対比(図２上)された(吉川，2001; 水野，2000)．Kawabe(1989)の層序では，市部火山灰層は喰代Ⅱ火山灰層の上位とされるが，里口ほか(2005)による火山灰層の広域対比からは市部火山灰層は喰代Ⅱ火山灰層の下位になる．牧野内(1975)の東海層群の層序はほぼ一地域の地質調査から得られた層序であるのに対し，Kawabe(1989)の古琵琶湖層群下部の層序は，複数の地域の層序を火山灰層の対比によって編まれたものである(図２下)．このことから，古琵琶湖層群中の該当層準の層序を見直す必要が生じてきた(里口，2005).本研究ではこの地域における地質調査により，層序と地質構造を再検討し従来の層序・火山灰層対比の見直しを行うことを目的とする．

大谷火山灰層と広域対比されている喰代Ⅱ火山灰層は中村地域の中村部層中に挟まれている火山灰層(本研究では中村北火山灰層)である．一方，Kawabe(1989)では喰代地域でも喰代Ⅱ火山灰層が記載され，本研究では広火山灰層と呼ぶ．喰代・中村でみられる喰代Ⅱ火山灰層とされる両火山灰層(広・中村北火山灰層)は肉眼的な層相は類似するものの岩石記載的性質は大きく異なる．

Kawabe(1989)では，中村北火山灰層の上位にある中村火山灰層が市部火山灰層と対比されている(図２下)が，これら２つの火山灰層は岩石記載的性質が異なることから対比されない．つまり，市部火山灰層は中村北火山灰層より明らかに上位にあるとは言えないことになる．今後より広域の層序・火山灰層の対比を行う必要があるが，市部火山灰層は，中村部層中村北火山灰層より下位の層準に相当する可能性がある．

引用文献:Kawabe, T., 1989, Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno bosin,kinki dirstrict, Japan. Journal of Geosciences, Osaka City University., 32 , 39-90. 牧野内猛，1975，知多半島南部の常滑層群．地質雑，81，67-80. 水野　清秀，2000，火山灰の対比に基づく近畿.東海地域の鮮新世堆積盆地の形成史．日本地質学会第107年学術大会講演要旨，77. 里口保文・樋口裕也・黒川勝己，2005，東海層群に挟在する太田テフラ層と三浦層群のテフラ層との対比．地質学雑誌，111，74-86. 里口保文，2005，古琵琶湖層群最下部層序の再検討．日本地質学会第112年学術大会講演要旨，226. 吉川　周作，2001，伊勢平野の東海層群火山灰層序．島根大学地球資源環境学研究報告 20，59-67

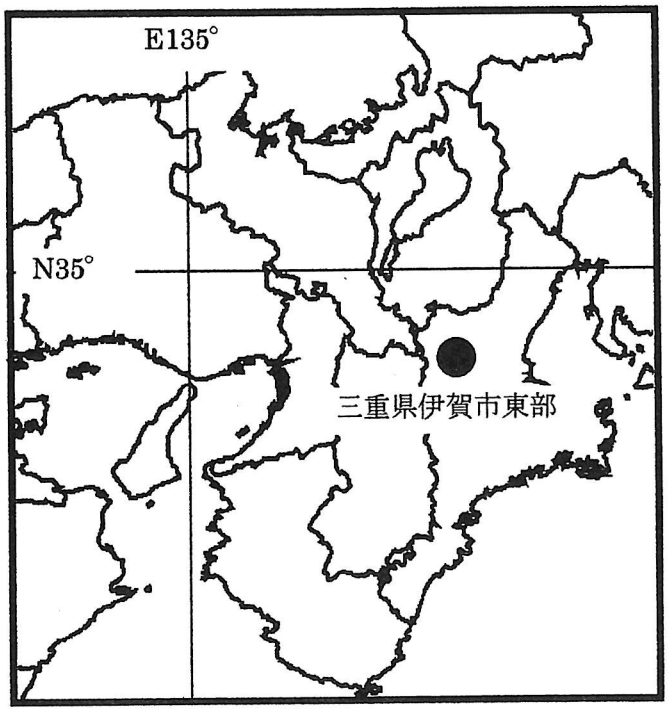


図１．調査対象地域

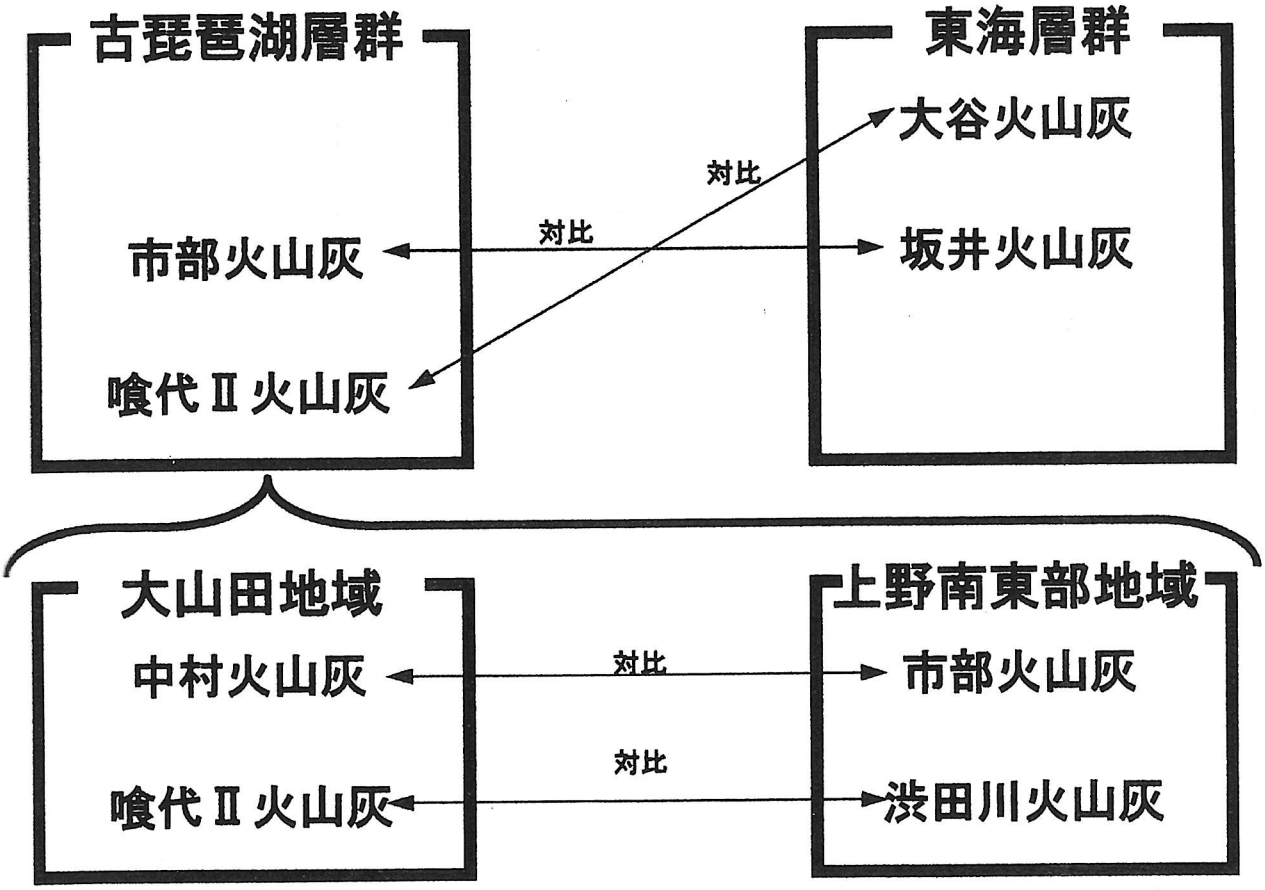


図２．上：東海層群と古琵琶湖層群の火山灰対比(吉川，2001；水野，2000)
下：古琵琶湖層群内における火山灰対比(Kawabe,1989)

P-8　滋賀県の浅層地下地質

小松原琢（産総研）・関西地質調査業協会地盤情報データベース作成委員会・
三田村宗樹（大阪市立大学）

Taku KOMATSUBARA, Comittee for Geo-information database, Kansai Geotechnical consaltants association and Muneki MITAMURA ; Shallow subsurface geology of Shiga Prefecture

1　はじめに　臨海平野と比較して内陸盆地の浅層地下地質に関する研究は，多くの点で立ち遅れている．発表者らは近江盆地の地盤情報データベース作成の過程でいくつかの新しい知見を得た．

II　層序区分　演者らは，滋賀県内の約3800本の地盤ボーリングデータを収集，主として路線地盤調査について単層の連続性を追跡すると共に，試料が残されていた10～20の火山灰について屈折率を測定することにより，層序を区分した．その結果を既往層序ボーリング（植村，1971；宮田ほか，1990；烏丸地区深層ボーリング調査団，1999；地質調査所，1997など）と対比・編年した．近江盆地の浅層地下地質は，ユニットI（沖積層相当＝暦年未補正年代値で16.5ka以降）とユニットII（段丘堆積物相当＝16.5ka～約400ka）に区分される．当地域の層序区分にあたっては厚さ5～20cmの白（～黄白）色火山灰と記載されるATが有用な鍵となる（図-1）．

III　層相と地殻変動　近江盆地陸域の浅層地下堆積物は，南湖沿岸の一部地域に均質細粒な湖成粘土が認められる（図-2）他は，厚く連続性の良い堆積物は少ない．湖東ではユニットII最上部にATをはさむ特徴的な腐植質堆積物が広く分布する．また，河川の流域や地形区ごとに，堆積物の層相は大きく異なっている．

琵琶湖大橋周辺におけるAT埋没深度と琵琶湖西岸断層帯・堅田断層からの距離を図-3に示す．この図は，近江盆地における堆積作用に琵琶湖西岸断層の活動が大きく寄与していることを示唆している．

引用文献

植村善博（1971）愛知川中・下流域の地形．地理評，44，98-99.

烏丸地区深層ボーリング調査団（1999）琵琶湖博物館研究調査報告，12.

宮田雄一郎・ほか6名（1990）淡水成デルタの形成過程－愛知川河口部を例として-2 地質構造と堆積相．地質雑，96，839-858.

地質調査所（1997）近畿三角地帯の主要活断層の先行調査報告．11，琵琶湖西岸断層系ボーリング調査．地質調査所研究資料集，278.

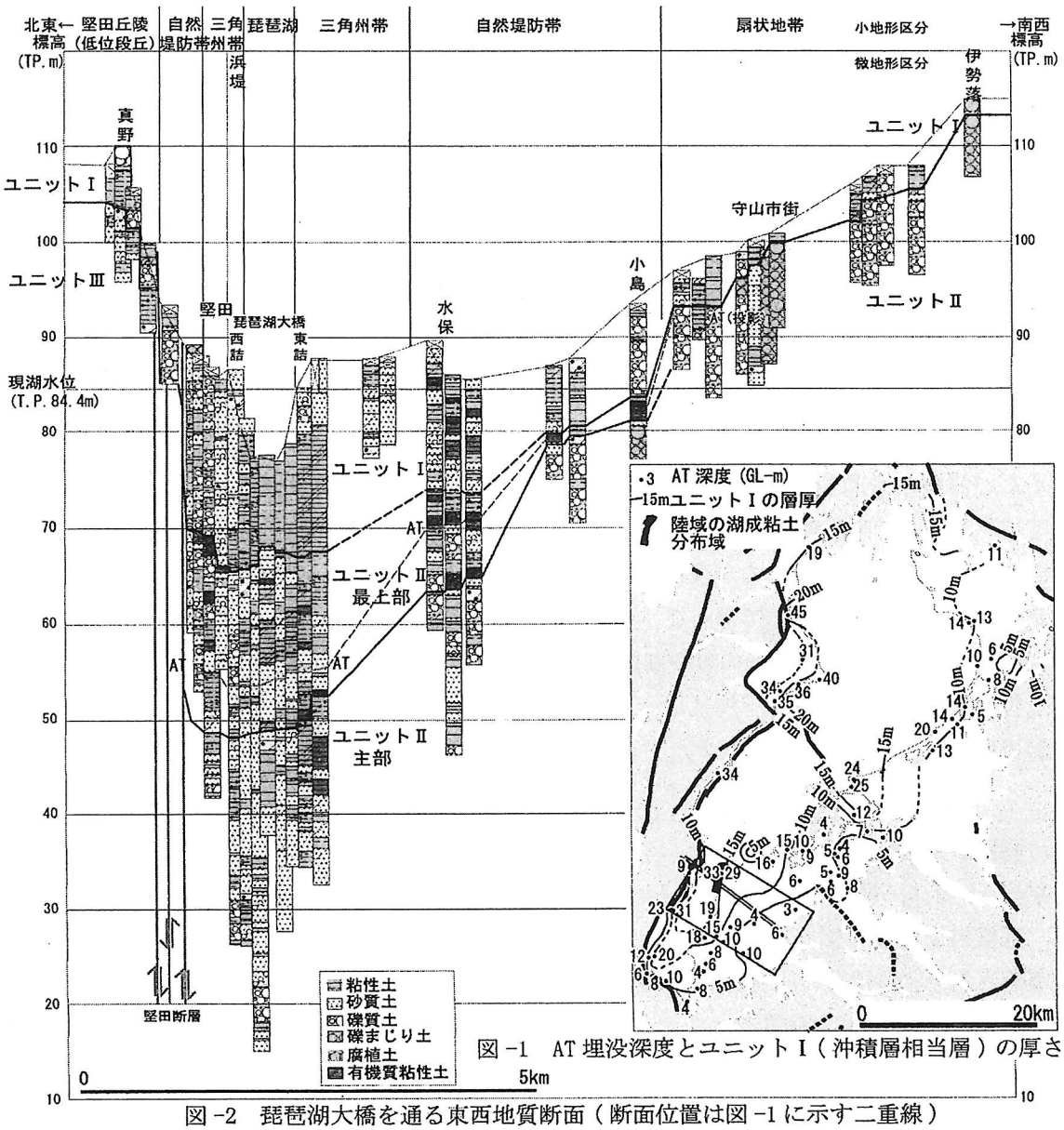


図 -1　AT 埋没深度とユニットⅠ（沖積層相当層）の厚さ

図 -2　琵琶湖大橋を通る東西地質断面（断面位置は図 -1 に示す二重線）

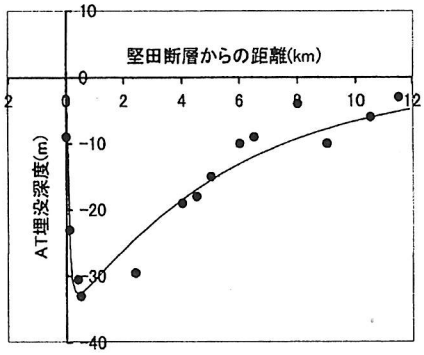


図 -3　AT 埋没深度と堅田断層からの距離の関係
補助曲線は Dislocation model による高角逆断層運動による断層沈下側の地表変位パターン
AT 深度のデータ取得範囲は図 -1 で矩形に囲った範囲

P-9　関西国際空港で掘削されたボーリングコア（KIX18-1）の層序

北田奈緒子[*1]，竹村恵二[*2]，井上直人[*1]，伊藤浩子[*1]，増田富士雄[*3]，林田　明[*3]，江村　剛[*4]，福田幸司[*5]

（[*1]財）地域地盤環境研究所，[*2]京都大学，[*3]同志社大学，[*4]株）関西国際空港，[*5]株）関空用地造成）

Naoko KITADA, Keiji TAKEMURA, Naoto INOUE, Hiroko ITO, Fujio MASUDA, Akira HAYASHIDA, Takeshi EMURA and Koji FUKUDA:

Stratigraphy of the drilling cores in Kansai International Airport (KIX18-1)

1．はじめに

海域における大規模な埋立てにより造成された関西国際空港は，埋立て後の圧密沈下量をできるだけ詳細に予測することが，管理上必須であるため，直下の地質構成物やその連続性を把握するために，計画段階から地質学的な検討も視野に入れた調査が行われてきている．特に大阪湾内の特徴である海成粘土が複数枚確認されることから，側方への連続性を確認し，層序を決定することは重要な作業であった．層序については，表層近くはかなり明らかになったものの，沈下現象からもより深部の層序確認も必要となってきた．特にこれまでの地質分析は工学的な特性を検討するための不撹乱ボーリング試料の一部を用いた検討であり，最終的な層序や岩層の確認のためにオールコアボーリングによる調査が切望されていた．

2．KIX18-1 ボーリング

平成 18 年，二期島の埋立てが進み，長尺ボーリングのための櫓設置が可能となったのを機に，基盤岩までを目標とした長尺ボーリング（KIX18-1）が関西国際空港用地造成会社によって実施された．洪積層の圧密沈下予測の妥当性を確認するため、洪積層のチェックボーリングを目的の 1 つとして実施されたこともあり,深度約 400mまでは港研式ワイヤーライン工法 [3)] で乱れの少ない試料を採取し，工学的特性についても検討をおこなった．

大阪層群の層序区分については大阪市により1960年代に掘削された掘進長907.3mのOD-1ボーリングや周辺の地質調査により検討がなされている．特にOD-1は地質学的検討（花粉・珪藻・有孔虫などの微化石分析）が行われ，大阪平野部の代表的な基準ボーリングである．しかしながら，OD-1は着岩しておらず，大阪層群の層序をすべて検証できるものではなかった．1995年兵庫県南部地震後に，神戸市東灘区で実施されたGS-K1ボーリングは1545.7mで着岩を確認した地質ボーリングである．今回実施したボーリング調査（KIX18-1）は大阪堆積盆地の中では，大阪堆積盆地の中軸部に近い海域での調査であることから，各地層の削剥による欠如も少なく，地域の変遷を検討するうえでも重要な情報になると期待される．

層序解釈を行うにあたって，第1に行うことは堆積構造などを検討するための地質観察である．1300m以上にわたる地層を観察することでいろいろな環境の変化や岩相の変化が読み取れた．そのほかにも，堆積年代を明らかにするための火山灰分析や古地磁気分析，さらに堆積環境を明らかにするための微化石総合分析やナンノ化石分析を実施した．

3．KIX18-1 ボーリングの層序と特徴

基盤岩は花崗閃緑岩からなり1328.65mで確認された．着岩部より上部の約1300m間には基本的に粘土層と砂層が中心となった堆積層が連続的に分布しており，基盤岩上面に神戸層群様の軟岩堆積物は見られなかった．火山灰層序および古地磁気層序から，大阪層群下部層～上部層で見られる海成粘土層はMa－１層～Ma13層まで全て確認し，更なる海成粘土層の可能性が高い粘土層も数枚確認した．海成粘土層がくりかえすのは深度500m以浅であり，500m以深では，淡水成粘土が卓越し，静穏な湖成の堆積物と考えられる．砂層が卓越する部分では，洪水成の砂（中粒砂～粗粒砂）が観察される．岩着直上から100m程度は角礫状の砂礫が多く，材化石も多く入り，狭い河谷部～扇状地で堆積したと思われる粗粒な堆積物あるいは土石流堆積物からなる．

火山灰分析では，現在33 の火山灰層が確認され，特に指標となるアズキ火山灰（900ka）やピンク火山灰（1000ka），福田火山灰（1750ka）が確認されている．古地磁気層序では，ブリュンヌ－マツヤマの境界（0.78Ma）やマツヤマ逆帯磁期中に見られるハラミヨイベント（0.99～1.07Ma）やオルドバイイベント（1.77～1.95Ma）が確認された．さらに，マツヤマ－ガウス境界（2.58Ma）も確認された．GS-K1 と対比すると，大阪層群最下部層の層厚が厚く，前述の火山灰層や古地磁気境界情報を用いた堆積年代曲線によると，基盤岩直上の年代はおおよそ 3.2Ma 程度と推定される．

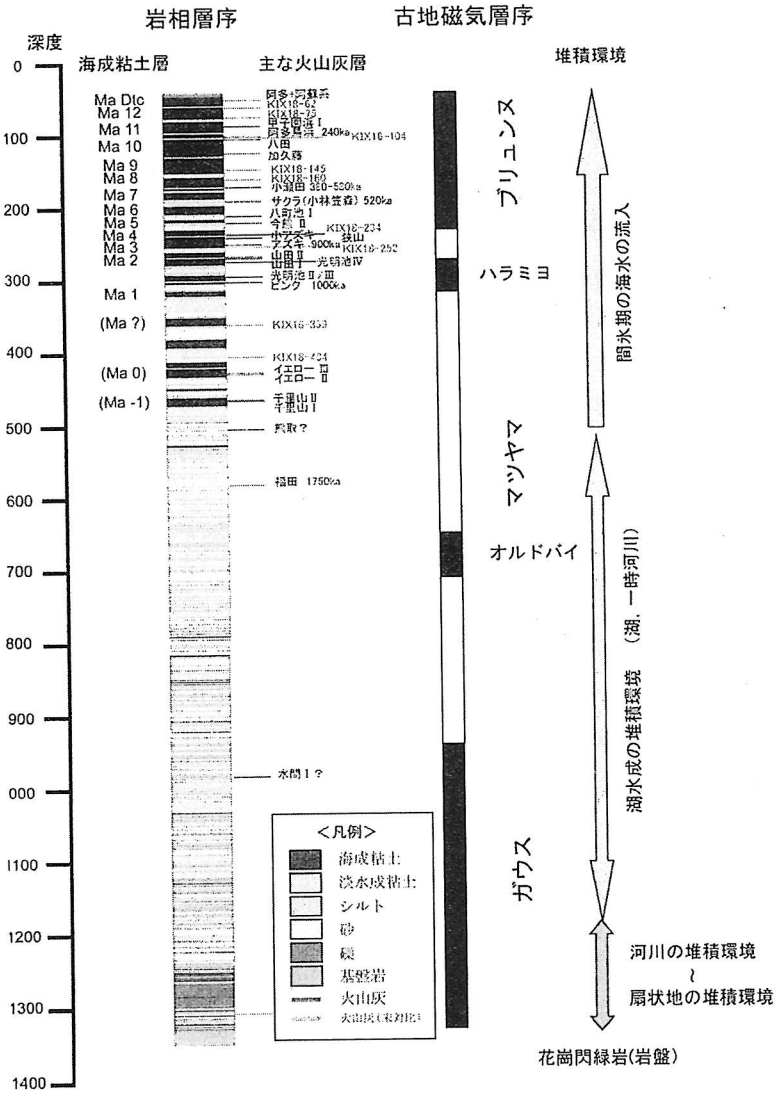


図１　KIX18-1 コアの岩層層序および堆積環境

P-10 関西国際空港で掘削されたボーリングコアの火山灰層序について

伊藤　浩子[*1]・北田　奈緒子[*1]・竹村　恵二[*2]・壇原　徹[*3]・江村　剛[*4]

([*1]（財）地域 地盤 環境 研究所，[*2]京都大学，[*3]（株）京都フィッション・トラック，[*4]関西国際空港株式会社)

Hiroko ITO, Naoko KITADA, Keiji TAKEMURA, Toru DANHARA and Tsuyoshi EMURA ;

Tephrostratigraphy of the drilling cores in the Kansai International Airport located at offshore of Senshu area, southern part of Osaka

1．はじめに

大阪湾泉州沖では，これまでに関西国際空港建設に伴うボーリング調査が多数実施されてきた。それらの一部では，工学的試験と並行して地質学的な各種分析も行われ，貴重な情報が得られている（例えば中世古編，1984 [1]）。しかし従来の分析は不連続なコア試料を用いたものであり，特に火山灰層序に関してはいくつかの主要な火山灰層が確認されてはいるものの，正確な降灰層準の決定や広域火山灰との対比などに課題が残されていた。

大阪湾周辺地域の基準となる地質情報を得ること，また，それを工学的な各種データの解釈のための基礎資料とすることを目的として，平成 18 年度に基盤岩まで達する約 1350mのボーリング（No.18-1）が掘削された。多数の地質学的情報が得られたが，本報告では特に火山灰層序について詳細に述べる。更に No.18-1 コアとの対比のため，過去のボーリングコア試料についても火山灰分析を行い新たな知見を得たので，ここに合わせて報告する。

2．周辺の地質と分析試料

関西国際空港が位置する大阪湾とその周辺域には，鮮新・更新統の大阪層群が広く堆積しており，その上位を段丘堆積物および沖積層が覆っている。これらの地層中には，多数の火山灰層が挟在することが知られている（例えば市原編，1993 [2]）。No.18-1 コア試料は関西国際空港の二期島北東部で掘削された。地質層序の詳細については北田ほか（2009）[3] で報告される。また過去のボーリングコア試料のうち，1982 年に掘削された No.57-26，No.57-30（中世古編，1984 [1]），1994 年に掘削された No.6-1，1995 年に掘削された No.7-1，No.7-2，No.7-3（災害科学研究所，1996 [4]）について，No.18-1 コアとの対比や地質層序との整合性などについて再検討を行うため，同様の手法で合わせて分析を行った。

3．分析方法と結果

前処理を施した試料について，全鉱物組成分析・重鉱物組成分析・火山ガラスの形態分類を行い，温度変化型屈折率測定法（壇原，1993 [5] など）を用いて火山ガラスの屈折率を測定した。また必要に応じて鉱物の屈折率も合わせて測定した。これらの分析データと地質層序を総合判断して，火山灰の同定を行った。No.18-1 コアで出現した火山灰層を地質柱状図とともに図 1 に示す。今回新たに発見された火山灰を含め，表層から基盤岩直上までの間で合計 33 枚の火山灰層が確認された。また，過去のボーリングコア試料の分析結果を，既存の解釈と合わせて表 1 および表 2 に示す。これらの試料については，中世古編（1984）[1] や災害科学研究所（1996）[4] により火山

ガラスの EDS 分析による検討が報告されている。しかし，本調査において温度変化型屈折率測定法による分析を実施したことで，より多くの試料について広域テフラとの対比が可能となった。

謝辞：
本報告で使用したボーリングコア試料は，関西国際空港用地造成会社からご提供いただきました。ここに記して感謝いたします。

引用文献

1) 中世古幸次郎編（1984）：関西国際空港地盤地質調査，災害科学研究所報告，285p.
2) 市原実編（1993）：大阪層群，創元社，340p
3) 北田奈緒子・竹村恵二・井上直人・伊藤浩子・増田富士夫・林田明・江村剛・福田幸司（2009）：関西国際空港で掘削されたボーリングコア（KIX18-1）の層序，第四紀学会 2009 年大会講演要旨集（投稿中）.
4) 災害科学研究所（1996）：全体構想地区海底地盤地質学的特性調査　報告書，275p.
5) 壇原徹（1993）：温度変化型屈折率測定法，日本第四紀学会編，第四紀試料分析法 2. 研究対象別分析法，東京大学出版会，149-157
6) 竹村恵二・横山卓雄・西田史朗・壇原徹（1991）：近畿地方の第四紀テフラ研究，第四紀研究，30，5，353-360
7) 町田洋・新井房夫（2003）：新編火山灰アトラス，東京大学出版会，336p.

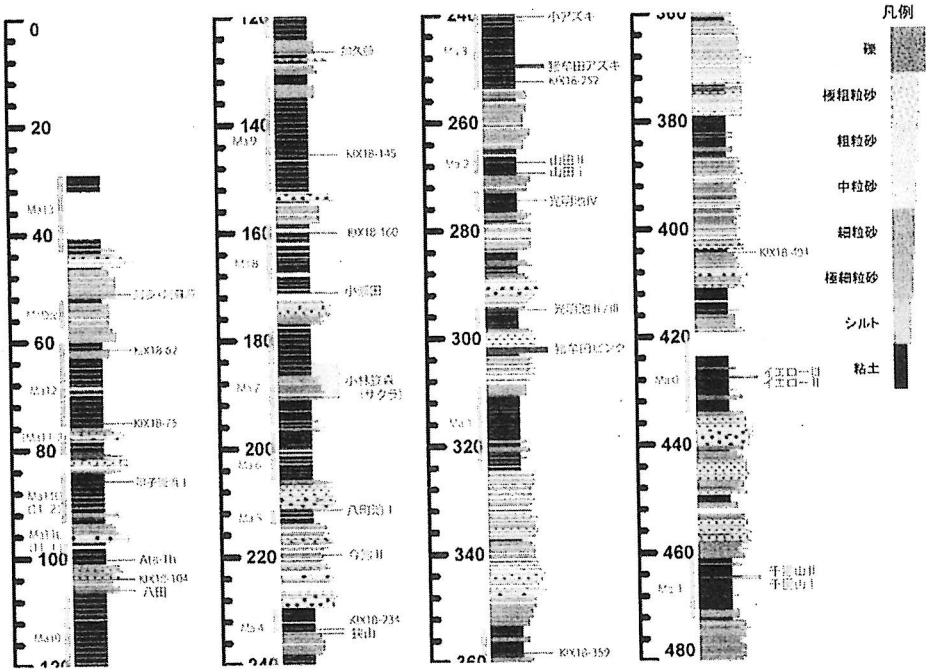


図１　No. 18-1 コアの火山灰層序
（480m以深では，熊取テフラ・恵比寿峠福田テフラ・水間Ｉテフラが確認される）

表１　既存ボーリング分析結果（その１）

コアNo.	G.L.-(m)	CDL-(m)	既存名称[4]	本調査の結果
No.7-1	44.70	64.70	aaaa	阿多(再堆積)
	93.60	113.60	TT-50	甲子園浜Ⅰ
	126.70	146.70	unknown	八田(高山-Ng1)
	128.10	148.10	bbbb	八田(高山-Ng1)
	146.10	166.10	TT-89	加久藤
	280.00	300.00	cccc	今熊Ⅱ(再堆積)
	318.40	338.40	unknown	KIX18-252【新称】
No.7-2	50.70	69.90	eeee	南港Ⅲ
	76.70	95.90	TT-50	甲子園浜Ⅰ
	126.00	145.20	gggg	加久藤(再堆積)
	129.70	148.90	TT-89	加久藤
	146.60	165.80	sugawara	unknown
No.7-3	73.60	93.60	iiii	甲子園浜Ⅰ
	96.30	116.30	TT-75	八田(高山Ng1)
	119.90	139.90	TT-89	加久藤
	134.50	154.50	sugawara	unknown
No.6-1	123.90	143.60	TT-89	加久藤
	162.70	182.40	sugawara	unknown

表２　既存ボーリング分析結果（その２）

既存名称[1]	コアNo., 試料名	広域テフラとの対比	出典
V 1	No.57-30, T-22	鬼界アカホヤ	6)
V 2	No.57-30, T-29	姶良Tn	6)
V 3	No.57-26, D-3	阿多	本調査
	No.57-30, T-35	鬼界葛原＆阿蘇4	本調査
V 6	No.57-30, D-42	甲子園浜Ⅰ	本調査
V 7	No.57-30, T-67	阿多鳥浜	6), 7)
V 8	No.57-30, D-60	八田(高山Ng1)	本調査
V 10	No.57-30, D-77	加久藤	6), 7)
V 16	No.57-30, D-200	今熊Ⅱ	本調査
V 17	No.56-9, T-168	猪牟田アズキ	6)

P-11　関西空港二期空港島で採取された深層掘削試料の磁気層序

宮崎誠二・児玉明彦・林田　明（同志社大学）
北田奈緒子・井上直人（地域地盤環境研究所）
竹村恵二（京都大学）・江村剛（関西空港㈱）

Seiji MIYAZAKI, Akihiko KODAMA, Akira HAYASHIDA, Naoko KITADA, Naoto INOUE, Keiji TAKEMURA and Tsuyoshi EMURA: Magnetic Stratigraphy of Borehole Core Samples Recovered from Samples from the Phase II Island of the Kansai International Airport in Osaka Bay

近畿地方に分布する鮮新・更新統の編年は，Ishida et al. (1969)の先駆的研究を嚆矢とする磁気層序の手法を中心に進められてきた。近年には，神戸市東灘区での基盤岩に至る掘削で採取されたコア試料（GS-K1）についても磁気層序の研究（Biswas et al., 1999）が行われ，320 万年以上にわたる大阪湾の堆積堆積物の層序と編年，陸上に分布する大阪層群との対比などが明らかにされている。大阪湾南部に位置する関西空港においては，2007 年に完成した第 2 滑走路の建設工事の途上，深度 CDL-1350 m におよぶ長尺ボーリング調査（KIX18-1）が実施され，花崗閃緑岩の着岩深度 CDL-1328.65 m までの粘土層と砂層を主体とする堆積物のコア試料が採取された。本研究では深度 200～1300 m の粘土・シルト・極細砂の残留磁化を測定し，磁化極性の変化と地磁気極性年代表との対応について検討を行った。

残留磁化の測定に用いたのは，長さ 100 cm のコアの半割面から採取した 7 cm^3 の立方体試料である。残留磁化の測定には超伝導磁力計（2G 755R）を用い，磁化の安定性を検討するため，近接した層準の 2 試料についてそれぞれ交流消磁（50 mT まで）と熱消磁（450°C または 600°C まで）を行うことにした。また，熱消磁の各段階で初期磁化率の測定を行い，加熱による磁性鉱物の変質の影響を検討した。

段階消磁によって磁化成分が見いだされたベクトル投影図の例を図 1 に示す。図 1a では，5 mT の交流消磁によって粘性残留磁化と考えられる不安定な磁化が消去された後，10～50 mT で原点に向かって減衰する成分が認定される。図 1b のように同様の磁化成分は 100～400°C の段階熱消磁でも見いだされたが，ほとんどの試料で 400°C 以上の加熱によって初期磁化率が急増し，より高温の磁化成分を確認することは困難であった。多くの試料では 50mT あるいは 400°C までのレベルで特徴的な磁化成分が見いだされたが，図 1c のようにそれが原点に収束しない例も存在した。50 mT 以上の保磁力を示す磁性鉱物と磁化の起源について，さらに検討が必要である。

特徴的な磁化成分の方位は段階消磁結果の主成分分析により求めたが，明瞭な成分が認められなかった場合には，原点に固定した直線回帰によって磁化方位の決定を試みた。また，今回の試料は定方位コアではないため，残留磁化の伏角を用いて磁化極性を判断し，標準的な地磁気極性年代表（Cande and Kent, 1995）との対応を検討した。図 2 の伏角の深度プロットと磁気極性区分に示されるように，深度 220～230 m の極性境界は Brunhes/Matuyama 境界（0.78 Ma），280～315 m と 650～700 m 付近の顕著な正帯磁帯はそれぞれ Jaramillo サブクロン（0.99-1.07 Ma）と Olduvai サブクロン（1.77-1.95 Ma）に相当すると考えられる。これらの対比は本コアの海成粘土や火山灰の層位と調和的である。深度 945 m 付近の極性境界は Matuyama/Gauss 境界（2.58 Ma）と考えられる。深度 1150～1170 m 付近の逆磁極帯が Kaena サブクロン（3.04-3.11 Ma）にあたると仮定すれば，本コアの基盤岩直上の堆積物の年代は約 3.2 Ma と推定され，GS-K1 コア基底の堆積物とほぼ同じ時期に相当することになる。

KIX18-1 コアの採取は関西国際空港用地造成会社が実施したもので，本研究のために試料を提供していただいたことに深謝する。

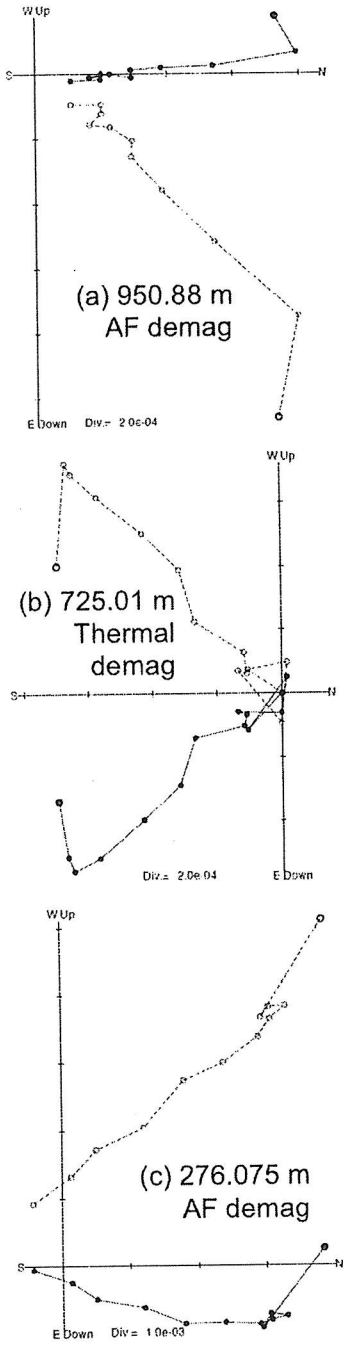


図１　段階消磁結果の例

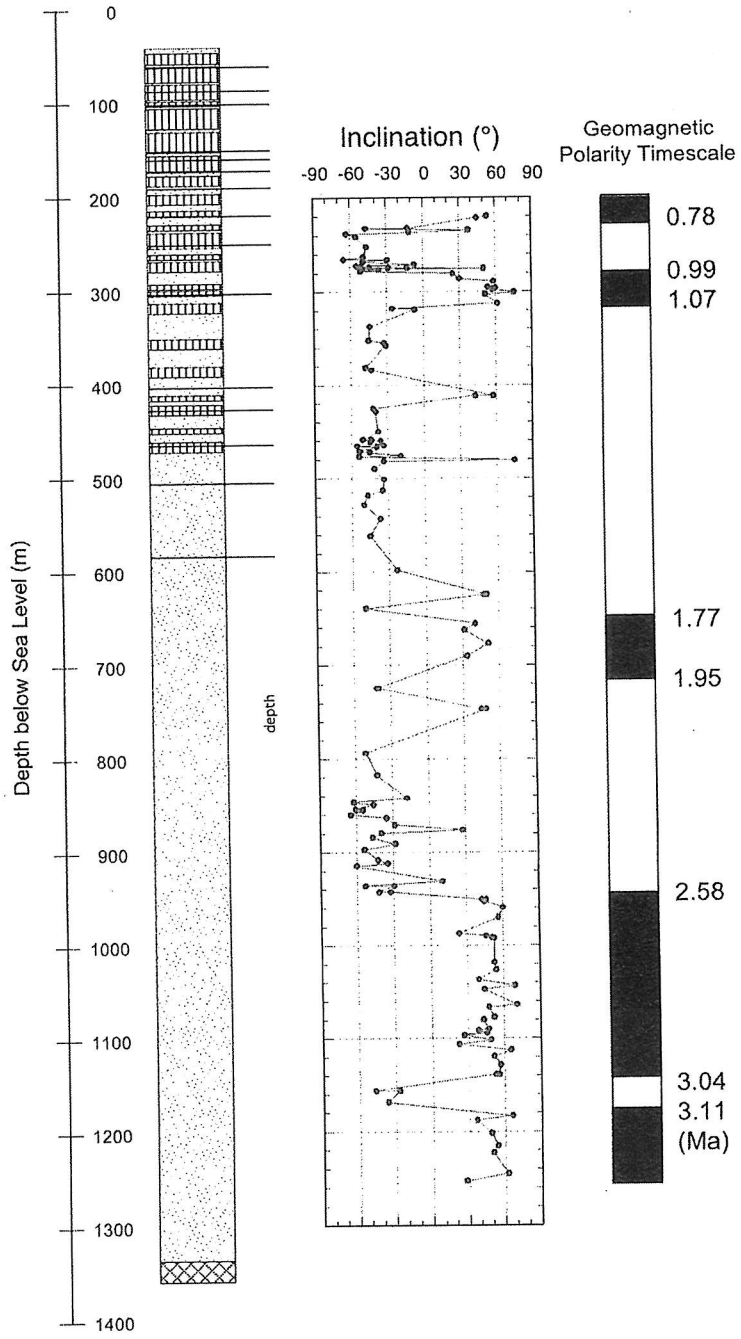


図２　残留磁化の伏角と磁気極性区分

引用文献：

Biswas, D.K. et al. (1999), *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **148**, 233–248.

Cande, S.C. and Kent, D.V. (1995), *J. Geophys. Res.*, **100**, 6093–6095.

Ishida et al. (1969), *J. Geol. Soc. Japan*, **75**, 183-197.

P-12　関西国際空港2期空港島深層ボーリングコア(KIX18-1)の色変化のデジタル化

井上直人・北田奈緒子（地盤研究財団）・楠本成寿（富山大）・佐柳敬造（東海大）・
竹村恵二（京大）・田端竹千穂（関西国際空港用地造成(株)）・江村　剛（関西国際空港(株)）
N. Inoue, N. Kitada (Geo-Research Inst.) , S. Kusumoto (Toyama Univ.), K. Sayanagi (Tokai Univ.), K. Takemura (Kyoto Univ.), T. Tabata (KALD) and T. Emura (KIAC) : Digitization of Color variation of Deep Boring KIX18-1 at Kansai International Airport 2nd Phase Island

関西国際空港2期空港島において，基盤まで到達した深層ボーリングが掘削された（以下，KIX18-1とする）．このボーリングにより明らかにされた地質層序や周辺ボーリングとの対比結果は北田ほか（本大会）および伊藤ほか（本大会）で報告されている．KIX18-1では土質試験や詳細な地質観察や火山灰・微化石分析に加えて，アーカイブとしてコア写真や土色計で計測された色情報（L*a*b*表色系）が収集されている．色の変化を定量的に求めることにより，周期的な堆積物やイベントの解析への適用が期待される．しかしながら，堆積環境が非常に安定している深海底に比べ，環境変化が激しく堆積物の粒度や構成粒子が変化する内陸域では，地層の色の変化にはより複雑な要因が考えられ，定量化には様々な問題点がある（井上ほか，2006）．

色情報は土色計により簡便に計測できるが，数cmにも満たない薄層のような微細な色変化を記録することができない．そこで，本研究ではデジタルカメラ写真の合成により作成されたコア写真から抽出したL*a*b*表色系による色情報と土色計により計測された色情報の検討結果（Inoue et al., 2008）に加え，主に遠洋域における深海底のボーリングコアの連続計測を対象として開発されたGeoteck社のMulti Scan Core Loger (以下，MSCLとする)によるスキャン画像を検討に用いた．

KIX18-1のコア写真は図1に示す装置で撮影を行った．色情報の抽出には1mのコアについて数枚に分けて撮影された写真を合成したものを用いた．MSCLは図2に示す東海大海洋学部所有のものを使用させていただいた．いずれも画像データのRGBをL*a*b*に変換した．図3に結果を示す．写真によるL*a*b*値（図3左）とMSCLによるL*a*b*値（図3右）を比較すると，L*値はMSCLの方が高い．これは乾燥による影響である．しかし，L*値の変化をみると，写真から求めたL*とMSCLから求めたL*とは同様の変動を示しているようにみえる．一方，a*値はどちらもそれほど明瞭な変化を示さない．b*値はa*値よりも大きな変化を示すが，L*値のように写真から求めたb*値とMSCLから求めたb*値との変動の相関は不明瞭である．しかし，絶対値が比較できず，MSCL計測のための輸送に伴うコア移動・乾燥に伴う亀裂等の影響など，両画像データの比較自体が非常に悪条件であるため，定量的な議論は困難である．主にL*値による相対的な変化（ピーク）を比較すると，深度が高精度なMSCLのデータと写真による色データとは大きくても数cm程度の差が見られた．図1に示すような撮影装置を用いた写真を複雑な加工をせずに合成した写真の色情報と，土色計による色情報と高い整合性を示し，また，スキャンデータによる色情報とも比較的高い相関を示すことは，このような簡便な装置でも連続的な色情報が取得できる可能性がある．湖水堆積物コアの連続写真を野外で撮影した写真にも同様な手法を試みたが，幾何補正や色調補正等の様々な補正を行う必要があった（Inoue et al., 2007）．

コア写真および土色計計測データはコアの半割直後であるのに対して，MSCLによる計測はかなり時間が経過し乾燥等により見かけの色も大きく変化している．ここでは乾燥したコアに霧吹きで湿らすことでどの程度色が変化するのかも検討した．その結果，湿らせた後のL*値には低下が認められた．一方，a*値・b*値には大きな変化は見られなかった．

文献

井上直人・楠本成寿・北田奈緒子・竹村恵二・三村　衛，2006，MSCL画像によるボーリングコアの色彩と層相との関係，最近の地盤調査・試験法と設計・施工への適用に関するシンポジウム，5-8.

N. Inoue, T. Horiuchi, S. Ikeda, T. Nishikawa, K. Gotanda, K. Takemura, T. Nakagawa, 2007, Image Processing for Continuous Digital Borehole Core Images from Lake Suigetsu, Japan, INQUA Abstract, 1835-1836.

N. Inoue, N. Kitada, K. Takemura, T. Tabata and T. Emura, 2008, Image Processing for Continuous Digital Borehole Core Images from KIX18-1, Japan,The 33rd International Geological Congress, GTN01225P.

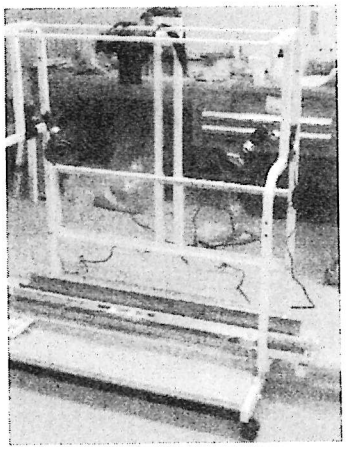


図1　KIX18-1写真撮影台

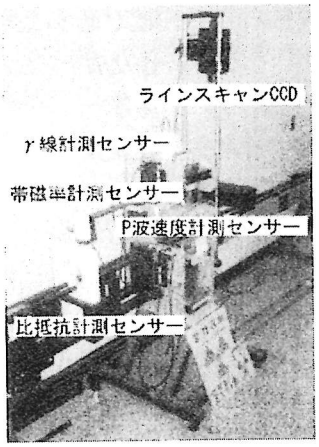


図2　東海大学所有のMSCL

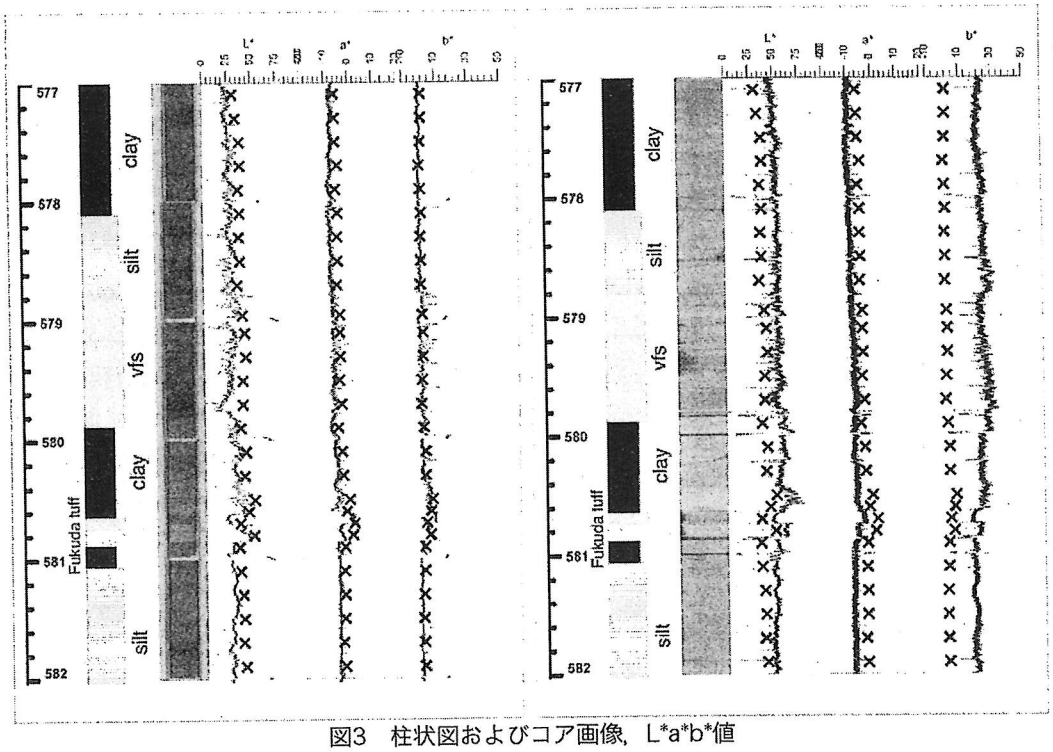


図3　柱状図およびコア画像，L*a*b*値

縦軸は深度（m），L*，a*，b*のグラフにおいて●は画像から求めた値，✕は半割直後に土色計で計測した値．
左：写真から L*a*b*値を求めた結果．　右：MSCLスキャン画像から L*a*b*値を求めた結果．

P-13　能登半島沖合の酸素同位体ステージ3の泥炭層の花粉群集組成

池原　研・井上卓彦（産総研・地質情報）

Ken Ikehara and Takahiko Inoue: Pollen assemblages in the MIS 3 peat beds off Noto Peninsula, central Japan

現在よりも海水準が低い時期の沿岸域の堆積物は，現在の陸棚下に残されている．しかし，砂質堆積物に覆われる陸棚上では，海上ボーリングなどの特別な方法を用いないと表層下の堆積物の試料採取は困難であるため，陸棚の完新世堆積物の下にある堆積層の層相，年代に関する情報は乏しく，したがって，低海水準期の沿岸域の環境に関する情報も乏しい．一方，酸素同位体ステージ３－５の沖合の日本海堆積物には，この時期のグリーンランド氷床コアの千年規模の気候変動（Dansgaard-Oeschger (D-O)サイクル）に対応した東アジア夏季モンスーンの変動に伴って形成された明暗互層が発達し（Tada et al., 1999），この岩相変化に応じて海底堆積物に含まれる花粉群集も大きく変化することが報告されている（Ikehara and Ohshima, submitted）．しかし，日本海周辺の陸域の植生がこの夏季モンスーン変動に対応して変動していたかどうかは必ずしも明らかとなっていない．

日本海に突き出る能登半島の西～北側には比較的広い陸棚が広がっている．反射法音波探査記録と表層堆積物の採取結果（片山・池原，2001；片山，2007；井上ほか，2007；池原ほか，2007）から能登半島の西～北西沖には北に向かって細粒化する完新世の細粒堆積物の分布がわかっている．完新世堆積物の基底をなす後氷期の海進面は下位の基盤をほぼ平らに侵食して，陸棚下に広く認められるが，最終氷期最盛期の基盤を谷状に侵食する面と海進面に挟まれる谷埋めの堆積体は部分的にしか認められない．また，陸棚の沖合の完新世の堆積物の下位の地層の露出域から以前に採取された堆積物コア試料中に含まれる貝類遺骸の放射性炭素年代測定結果はこの地層が最終氷期最盛期（酸素同位体ステージ２）ではなく，ステージ３の堆積物（約４万年前）のものであることを示した．すなわち，能登半島西～北西の完新世堆積物の下位にはステージ３の堆積物が広く分布し，ステージ２の堆積物はそれを侵食した谷地形の中にわずかに保存されているに過ぎないと言える．一方，能登半島北側の陸棚上には広く海成生物遺骸を含む完新世の砂質堆積物が分布するが，この地域の反射法音波探査記録には複数の侵食面が見られ，堆積層の堆積形態は単純ではない．能登半島北方沖におけるバイブロコアラー及びピストンコアラーによる海底堆積物柱状採取の結果，完新世の砂質堆積物の下位あるいは完新世の堆積物を欠いて，河川成の砂礫層や泥炭層と泥層の互層が採取された．泥炭層の放射性炭素年代測定の結果，これらの一部は，後氷期の海水準上昇期（約 1.5 万年前）のものであるが，２地点から採取された泥炭層と泥層の互層はステージ３のものであることがわかった．これは，能登半島北方の砂質堆積物に覆われる陸棚域でも，ステージ２の堆積物の分布は限られており，おそらく海進面の下位には広くステージ３の陸成堆積物が分布していることを示している．能登半島北西沖の陸棚の沖合で海成貝類遺骸を含む堆積層が採取されていることとあわせると，能登半島沖の陸棚下にはステージ３の堆積物が広く分布すること，ステージ２の堆積物は陸棚を下刻する谷地形の中にのみ認められること，後氷期の海水準上昇に伴って形成された侵食性平坦面が完新統の基盤となっていること，完新統は能登半島西方では砕屑性の海成細粒堆積層により，能登半島北方では貝類遺骸に富む海成砂礫層によりなっていること

がわかる．

能登半島北方から採取された泥炭層と泥層の互層について，花粉分析を行った．分析を行った２本の試料では何れも，コアの下部で泥炭層が，上部で泥層が卓越する．結果はいずれもハンノキ（*Alnus*）花粉が卓越する．分析した２本のうち，輪島市沖で採取されたピストンコア試料では，コアの下部でヤマモモ（*Myrica*），カバノキ（*Betula*）、モミ（*Abies*），ツガ（*Tsuga*），トウヒ（*Larix*）がやや多く，中－上部でハンノキ，スギ（*Cryptomeria*）が卓越し，最上部で再びヤマモモ，モミ，ツガ，トウヒが増える．これに対して，珠洲市沖で採取されたバイブロコア試料では，コアを通じてハンノキが卓越し，コナラ（*Quercus (Lepidobalanus)*），スギ，トウヒ，ヤマモモが随伴する．また，２本のコアともシダ類の胞子の産出も多い．ハンノキ，ヤマモモ，シダ類胞子の多産は低湿地の環境を示唆する．また，亜寒帯針葉樹（モミ、ツガ、トウヒ、マツ）とスギの産出の数千年規模での交互的な変動はこの時期の気候変動に対応したものかもしれない．

今回の２本のコアの花粉群集組成の変化は同時期の日本海中央部の海底コアの花粉群集変化とは必ずしも同調しない．まず，沖合のコアの方が変動の周期が短く，変動パターンが大きい．これはおそらく沖合のコアでは花粉粒子の輸送・堆積のバイアスがより大きくかかり，D-O サイクルに対応した気候変動に伴う植生変動以上に海洋環境変動（輸送プロセスの変化）の影響を記録しているためと推定される．一方，今回の花粉群集組成の変化は氷床コアの D-O サイクルよりも長い周期での植生変動の存在を示唆するものかもしれない．

日本列島の内陸盆地や湖沼の堆積物の花粉群集変化と今回示した当時の沿岸域の堆積物の花粉群集変化，さらに沖合の海底堆積物の花粉群集変化を高時間解像度で比較することで，この時期の世界規模あるいは地域的気候変動と日本列島規模あるいは局所的気候変動，さらにこれに対応した局所的植生変動，そして，花粉粒子を輸送する大気－海洋環境変動とこれらの関係の解明が期待できる．

引用文献

池原　研・井上卓彦・村上文敏・岡村行信（2007）　能登半島西方沖の堆積作用・完新世堆積速度と活断層の活動間隔．地震研究所彙報，**82**，313–319.

Ikehara, K. and Ohshima, H. (submitted) Orbital- and millennial-scale fluctuations in late Quaternary marine pollen records from the Japan Sea. *Journal of Quaternary Science*.

井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原　研（2007）　2007 年能登半島地震震源域の海底活断層．地震研究所彙報，**82**，301–312.

片山　肇（2007）　能登半島東方表層堆積図．海洋地質図，no.60 (CD).

片山　肇・池原　研（2001）　能登半島西方表層堆積図及び同説明書．海洋地質図，no.57, 48p.

Tada, R., Irino, T, and Koizumi, I. (1999) Land-ocean linkages over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea. *Paleoceanography*, **14**, 236-247.

P-14　兵庫県豊岡盆地の堆積物コアを用いた完新世の詳細な古環境復元（予報）

谷川晃一朗（神戸大・地球惑星）・兵頭政幸（神戸大・内海域）・
佐藤裕司（兵庫県立大学自然・環境科学研究所）
Koichiro TANIGAWA, Masayuki HYODO, Hiroshi SATO : A preliminary report of Holocene paleoenvironmental development from a drill core in the Toyooka Basin, Hyogo Prefecture

1．はじめに

近年，地球温暖化問題が注目され，特にIPCCの第四次報告書に古気候データが盛り込まれたことで，温暖期を数多く含む第四紀の古環境研究の重要性が増してきている．中でも完新世は，現在につながる温暖期であり，海面上昇とともに起こった気候変化・環境変化を詳細に復元することは，将来の温暖化予測にも役立つ可能性がある．

兵庫県北部を流れ日本海に注ぐ円山川の河口から約 8km 続く狭窄部を過ぎた上流側に豊岡盆地が広がっている．ここには非常に低平な沖積低地が発達している．豊岡盆地の沖積層は，盆地中央部で層厚が約40mに及び，岩相によって下位から下部砂礫層・下部砂泥層・中部泥層・上部砂層・最上部泥層に区分され，下部砂泥層の上部，中部泥層，および上部砂層の下部はともに海成層に分類される（谷川，2009）．また，海成層の上限と下限から豊岡盆地における相対的海水準は，鬱陵隠岐火山灰（U-Oki）が降下した約 10,700 cal BP に約-30m，約 7,900 cal BP には約-3.6～-4m，約 6,800 cal BP に約 0.3m 以下にあった（谷川，2009）．このように，豊岡盆地の地下には約 2～55mm/yr と堆積速度が非常に速い海成層が分布しており，この堆積物からは数年スケールの古環境変動も復元できる可能性がある．

本研究では，豊岡盆地において 2007 年に国交省近畿地方整備局豊岡河川国道事務所により掘削されたボーリングコアの古環境解析を行い，主に環境磁気分析に基づいた堆積環境の変遷について予察的考察を行った．

2．研究方法

本研究では，ボーリングコアの磁化率（x）・非履歴性残留磁化（ARM）・等温残留磁化（IRM）などの環境磁気分析を行った．磁気試料は容積 10cc のキューブカプセルに封入して分析を行った．また、9 点（木片・炭化物 7 点，貝化石 2 点）の ^{14}C 年代測定を加速器分析研究所に依頼して行った．今後，珪藻分析，イオウ含有量・全有機炭素量の測定も予定している．

3．ボーリングコアの概要

本研究において使用したボーリングコア（TY-E）は，円山川河口から約 12km の地点 E（標高 2.3m）において深度 44.3mまで掘削された．TY-E の岩相は下位から砂礫層（深度 44.3～39.5m），砂層（深度 39.5～36.7m），砂質粘土層（深度 36.7～35.5m），砂層（深度 35.5～28.6m），粘土層（深度 28.6～7m），砂層（深度 7～1.1m）である．

粘土層とその直下の砂層には貝殻片が点在する.

4. 結果

TY-E の ^{14}C 年代値は深度 36.98m の 10,674±113 cal BP から深度 5.75m の 3,082±119 cal BP までの約 7000 年間をカバーしている. 海成層のうち約 8,500～3,500 cal BP の細粒部分の平均堆積速度は約 2.9mm/yr であった.

磁化率は 14～233×10^{-5} (SI) の範囲の値を示した. 下部砂泥層はおおむね 100～250 ×10^{-5} (SI) の高い値を示し, 中部泥層と上部砂層は 150×10^{-5} (SI) 以下の値を示した. 中部泥層は, 12～149×10^{-5} (SI) の範囲で変化し, 深度 21.7m から 17.8m まで (約 6,000～4,400 cal BP) は 50×10^{-5} (SI) 以下の低く安定した値を示した. IRM 獲得実験では, 大部分の試料が 200mT までに飽和等温残留磁化 (SIRM) の 90%以上を獲得し, マグネタイトなど低保磁力成分が卓越していることが分かった. また, 一部, ヘマタイトなどの高保磁力成分の比率がやや高い試料も含まれていた. このような試料は, 中部泥層の中の磁化率が低く安定した部分に見られた. 中部泥層最下部は、ARM を磁化率で割った値 (ARM/x) が示す粒径分布が高い値を示し, 磁気的に細粒であることが分かった. 深度 15m 付近 (約 3,500 cal BP) も高い値 (細粒) を示すが, 中部泥層は全体的に ARM/x が低く粗粒な磁性粒子を含んでいた.

5.考察

磁気的粒経指標 ARM/x は, 約 6,000～4,400 cal BP に上下の層準に比べ相対的に小さいことから, 同期間に地点 E では粗粒な磁性鉱物が堆積したことを示している. これには, 二つのモデルが考えられる. 一つは, この期間、粗粒な堆積物が供給された. もう一つは, 供給された堆積物の粒径分布はこの期間の前後と同じであったが, 堆積後の続成作用で細粒マグネタイトが溶解し, 粗粒化が起こった。岩相的に前者のモデルは考えにくい. 一方, 高保磁力成分の比率が高い試料がこの年代範囲から採集したものであることは, 後者を支持する. また, 磁化率が低く安定していることも後者のモデルを支持する. 細粒マグネタイトは還元的な環境で溶解することが知られているので (例えば, 三島ほか, 2008), 約 6,000～4,400 cal BP の間, 豊岡盆地に広がった内湾は還元的な環境にあった可能性は高い. 本研究で明らかにした岩石磁気的特徴はおそらく, 内湾環境に影響を及ぼす海域の広がりや水深を反映していると思われる.

引用文献

谷川晃一朗 (2009) 兵庫県円山川下流域における沖積層の層序・堆積環境と完新世の相対的海水準変動. 第四紀研究 (印刷中).

三島稔明・寺井　誠・兵頭政幸 (2008) 大阪湾海底堆積物の環境磁気分析－海水環境との相関. 第四紀研究, 47, 261-272.

P-15　植物珪酸体および微粒炭分析からみた阿蘇外輪山北部における完新世の植生変遷と火事の歴史

河野樹一郎（産総研・地質情報）・林　貴由（京都府大・農）・高原　光（京都府大・院・生命環境）・河野耕三（綾町・企画財政課）・佐々木尚子・湯本貴和（総合地球環境学研究所）

Tatsuichiro Kawano, Takayoshi Hayashi, Hikaru Takahara, Kozo Kawano, Naoko Sasaki and Takakazu Yumoto; Reconstruction of the Holocene vegetation and fire history in northern part of Aso caldera, central Kyusyu, Japan, based on phytolith and charcoal records.

＜はじめに＞

阿蘇地域に成立する半自然草原は，現在では火入れや放牧，採草といった人為の下で維持されているが，近年，当地域の最終氷期以降の露頭試料を対象とした植物珪酸体分析や微粒炭分析によって，すでに有史以前から草原植生が維持されてきた可能性が指摘されている（小椋ほか，2002; 宮縁・杉山，2006, 2008)。しかし、約 23,000ha もの面積を有する阿蘇地域における草原植生の履歴を明らかにするためには，分析地点を面的に増やすとともに，特に人間活動が活発であったと考えられる時代に注目した植生復元が必要である。そこで本研究では，未だ植生履歴に関する情報が乏しい阿蘇外輪山北部の完新世の露頭試料を用いて植物珪酸体分析を行い，当地域における植生の履歴について検討した。また，草原植生の成立に密接に関わってきたと考えられる火事の履歴について検討するために，同じ露頭の試料を用いて微粒炭分析も行った。

＜試料と分析方法＞

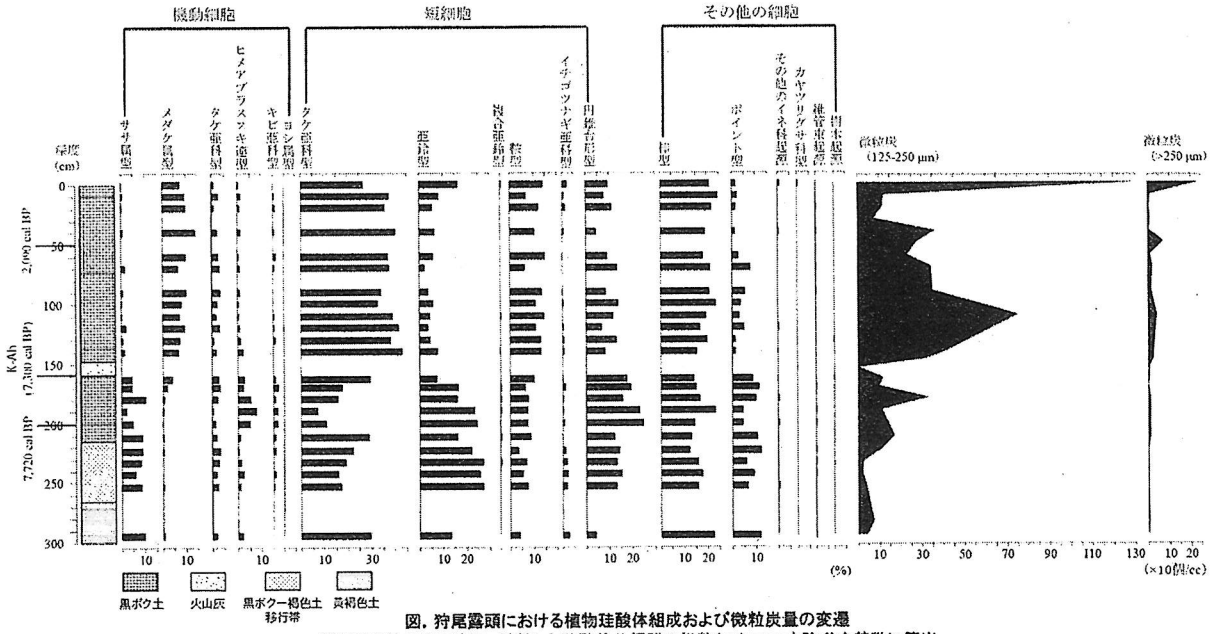
熊本県阿蘇市狩尾，湯浦の２地域に位置する露頭を対象として，土壌および火山灰試料を採取した。両調査地は，ススキやネザサを主体とする草原植生が成立する地域に位置している。これらの露頭試料を用いて，植物珪酸体分析と微粒炭分析を行うとともに，放射性炭素年代測定（各露頭において２点ずつ），および火山灰同定（鬼界アカホヤ：K-Ah）を行った。さらに，露頭試料の植物珪酸体分析結果をより客観的に評価するため，阿蘇地域に成立する半自然草原（20 地点）および森林（3 地点）において表層土壌を採取し，それらの植物珪酸体分析を行った。

＜結果および考察＞

植物珪酸体分析の結果，狩尾・湯浦の両地点ともに完新世初頭にはササ属が優勢で，そこにススキやチガヤを含むヒメアブラススキ連や，イチゴツナギ亜科などのイネ科植物が混生する草原植生が成立していたと考えられた。しかしその後，K-Ah 降灰層準の直下からササ属が減少をはじめ，代わってメダケ属

が優勢な植生に移行する傾向が認められた。さらに，微粒炭分析の結果から，両地点周辺では完新世初頭から継続的に火事が起こっていたことが示唆されたが，特に K-Ah 降灰以降の層準で多量の微粒炭が検出されるという共通点が認められた。この微粒炭の出現傾向は，植生がササ属からメダケ属の優勢な状況に移行する傾向と対応しており，ネザサなどを含むメダケ属が優占する草原植生の成立に，火事が影響を及ぼしていた可能性が示唆された。

今回得られた外輪山北部の分析結果と，阿蘇カルデラ東方域および阿蘇火山南西麓で行われた既往研究の成果（宮縁・杉山，2006，2008）を総合すると，阿蘇カルデラ周辺の広域において，少なくとも完新世初頭までには草原植生が成立し，継続してきたと考えられる。今後は，草原植生が維持されてきた要因について，さらに検討していく必要がある。なお，本研究は科学研究費補助金「西日本における植生と景観形成に及ぼした野火の影響」(課題番号：19380090，研究代表者：高原　光)，ならびに総合地球環境学研究所プロジェクト「日本列島における人間－自然相互関係の歴史的・文化的検討」の補助を受けた。



図．狩尾露頭における植物珪酸体組成および微粒炭量の変遷
植物珪酸体の出現率は、計数した珪酸体分類群の総数(unknownを除く)を基数に算出

＜引用文献＞

宮縁育夫・杉山真二（2006）阿蘇カルデラ東方域のテフラ累層における最近約３万年間の植物珪酸体分析．第四紀研究，45 (1)，p.15-28.

宮縁育夫・杉山真二（2008）阿蘇火山南西麓のテフラ累層における最近約３万年間の植物珪酸体分析．地学雑誌，117 (4)，p.704-717.

小椋純一・山本進一・池田晃子（2002）微粒炭分析から見た阿蘇外輪山の草原の起源．名古屋大学加速器質量分析計業務報告書，13，p.236-240.

P-16　埋没腐植層のAMS^{14}C年代測定
－ 十和田南部軽石と十和田中掫軽石に挟在する埋没腐植層の事例 －

井上　弦（九州大学）・平舘俊太郎・森田沙綾香（農業環境技術研究所）・佐瀬　隆（北方ファイトリス研究室）・細野　衛（東京自然史研究機構）・松崎浩之（東京大学）
Yudzuru INOUE, Syuntaro HIRADATE, Sayaka MORITA, Takashi SASE, Mamoru HOSONO and Hiroyuki MATSUZAKI: Preparation of soil organic matter samples for AMS ^{14}C dating: a case study of a buried humic horizon interlayered between Towada-Nanbu and Towada-Chuseri pumices, Aomori, Japan

1. はじめに

テフラの噴火年代を知るには，テフラの堆積によって埋没したテフラ直下の土壌試料のAMS ^{14}C 年代測定が有効である．特に，土壌有機物に含まれる腐植中の腐植酸，フルボ酸，およびヒューミンのうち，ヒューミン画分によるAMS^{14}C 年代測定からテフラ層序と調和的な測定値が数多く得られている（Okuno et al., 1997 など）．一般に，ヒューミンは，腐植酸，フルボ酸に比較して相対的に土壌層位内での移動性が低いと考えられている．したがって，テフラ直下の土壌試料からヒューミンのみを採取すれば，腐植酸，フルボ酸に比較してより精度の高い年代値が得られる．土壌試料からのヒューミンの採取には多くの場合，AAA（酸-アルカリ-酸）処理と呼ばれる前処理方法が用いられ，酸-アルカリ-酸として HCl - NaOH - HCl が広く利用されている．ところが，日本のような酸性環境下のテフラを主母材にした土壌試料では炭酸塩の影響がほとんどないため，AAA 処理における NaOH 処理前の HCl 処理はほとんど必要がない．また，テフラを主母材にした土壌試料のアルカリ処理において，NaOH のみでは，Al や Fe に強く結合した腐植酸の除去が不十分になる．そこで，本研究では，土壌試料のヒューミン画分の採取における前処理の試薬として，0.1M NaOH - 0.1M $Na_4P_2O_7$ 混液を用い腐植酸を除去した後，速やかに HCl で処理する方法によって，AMS ^{14}C 年代測定のための有機物試料を調製した．

2. 試料および方法

試料は，青森県三戸町古屋敷（佐瀬ほか，1993）において，十和田中掫軽石 (To-Cu) を上位に十和田南部軽石 (To-Nb) を下位にもつ深さ 147~187cm，層厚 40cm の埋没腐植層から連続して 5cm ずつ合計 8 点の土壌試料を採取し分析に供した．

試料の前処理は，土壌試料を蒸留水でよく洗った後，超音波で分散させ，106 μm の篩を用いて水中で篩分けした (Okuno et al., 1997). 篩を通過した試料を 0.1M NaOH - 0.1M $Na_4P_2O_7$ 混液で加熱し，遠心分離する操作を抽出液が淡黄色になるまで繰り返した．速やかに，6 M HCl で加熱，遠心洗浄し，蒸留水を用いさらに遠心洗浄した．この残渣（ヒューミン画分）を凍結乾燥し分析試料とした．

分析試料（ヒューミン画分）は，グラファイトとして約 1 mg となるように秤量し，酸化や還元などの各処理を行って得た CO_2 から最終的にグラファイト含有試料を精製した．この試料を用い AMS 法，すなわち加速器質量分析計 (東京大学タンデム加速器研究施設(MALT)；ペレトロン 5UD タンデム加速器 (*National Electrostatics Co.製*)) によって，直接 ^{14}C 濃度を測定して，^{14}C 年代値を算出した．

^{14}C 年代値は，Libby の半減期 5,568 年により算出し，試料から得た CO_2 の一部について δ^{13}C 値を測定し同位体分別効果を補正した．年代較正（2σ）は，INTCAL04 (Reimer et al., 2004)にしたがい，較正プログラム CALIB 5.0.1 (Stuiver & Reimer, 1993) で決定した．

3. 結果および考察

図 1 には，To-Nb と To-Cu に挟在する厚さ 40cm の埋没腐植層から約 5cm ずつ連続して採取した計 8 点のヒューミン画分の AMS^{14}C 年代値を示す．

To-Cu 直下の埋没腐植層の年代値は ^{14}C 年代で 5,435±40 yr BP (MTC-08177)，較正年代で 6,180–6,300 cal yr BP を示した．この年代値は，早川（1983）の To-Cu 層から採取された炭化木片の分析値 5,390±140 yr BP (GaK-9761)，較正年代で 5,893-6,479 cal yr BP と近似した．To-Cu 層の炭化木片は To-Cu の堆積と同時に混入したと考えられるので，この炭化木片の年代値は To-Cu の堆積年代値そのものを示すと考えられる．したがって，炭化木片の年代値とよく一致した本研究の AMS^{14}C 年代測定値は精度の良い結果とみなせる．さらに，工藤ほか（2003）の To-Cu 直下における腐植層から得たヒューミン画分の AMS^{14}C 年代値は，5,320 ± 90 yr BP (NUTA-5790: 較正年代 5,886-6,206 cal yr BP)，および 5,250±90 yr BP (NUTA-5696: 較正年代で 5,926-6,282 cal yr BP)で，本研究の年代値 5,435 ± 40 yr BP (MTC- 08177: 較正年代 6,180-6,300 cal yr BP) より若干新しい年代値を示す．このことは，本研究と工藤ほか（2003）におけるヒューミンの前処理方法の違いに起因する可能性がある．本研究の AMS ^{14}C 年代における精度の良さは，ヒューミンに吸着した新しい炭素の十分な除去に起因すると推定される．

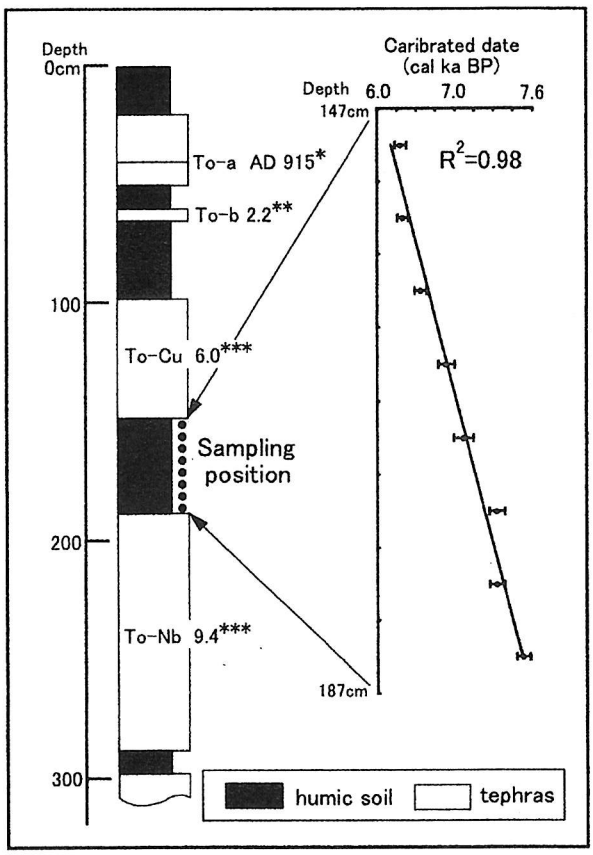


図 1　十和田南部軽石と十和田中掫軽石に挟在する埋没腐植層とその AMS^{14}C 年代値. *To-a = 十和田 a (町田ほか, 1981), ** To-b = 十和田 b (大池・庄子，1974), *** To-Cu = 十和田中掫, To-Nb = 十和田南部 (工藤・佐々木, 2007)

また，本研究の合計 8 点の AMS ^{14}C 年代測定による年代値は，平均約 170 年ずつ上部に行くほど新しい年代値を示し，一次式で R^2=0.98 の高い相関を示した（図 1）．このことは，5cm ずつ連続して採取した土壌中のヒューミンが，ほぼ一定速度で上部に向かって累積的に生成，蓄積した可能性を示唆した．本研究の 0.1M NaOH - 0.1M $Na_4P_2O_7$ 混液による土壌中ヒューミン画分の AMS^{14}C 年代測定は，高精度の年代測定に寄与する可能性がある．

引用文献）

早川由起夫 (1983) 火山 第 2 集，28，263-273.; 工藤　崇ほか (2003) 地質学雑誌, 109, 151-165.; 工藤崇・佐々木　寿 (2007) 地学雑誌，116, 653-663.; 町田　洋ほか (1981) 科学, 51, 562-569.; 大池・庄子 (1974) 地球科学, 28, 99-100.; Okuno et al. (1997) *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res.*, B 123, 470-474.; Reimer et al. (2004) *Radiocarbon*, 46, 1029-1058.; 佐瀬ほか (1993) 地球科学, 47，391- 408.; Stuiver and Reimer (1993) *Radiocarbon*, 35, 215-230.

P-17 表層土壌中の球状炭化粒子を用いた過去の大気汚染激甚地域の推定
－三重県四日市地域を例として－

磯嶋光一郎・石渡真己・北瀬(村上)晶子・香村一夫(早稲田大学大学院創造理工学研究科)

Koichiro ISOJIMA：Clarification for the range of air pollution in Yokkaichi by use of Spheroidal Carbonaceous Particles.

1．はじめに

三重県四日市市は中京工業地帯の一角にあり，海浜部には大規模なコンビナートが立ち並び，そのほとんどが石油化学工場や火力発電所で占められている．この地域に，1960年に日本初となる石油化学コンビナートが稼動して以来，コンビナートからは有害物質を含む大量の煤塵が排出され，大気汚染が激しくなっていった．大気環境の悪化に伴い，喘息の症状を訴える住民が現れるようになった．後に四大公害病の一つとなる四日市喘息である．我々は過去の大気汚染の履歴及び広がりを，土壌中の人為的物質から読み解く研究を四日市地域を対象として行っており，その指標の1つとして球状炭化粒子に焦点を当てた．

球状炭化粒子(Spheroidal Carbonaceous Particles；SCPs)とは，石油・石炭が1750℃以上で高温燃焼されることにより生成されるものである．土壌中に極めて良好に保存されることから，大気汚染等過去の環境を推定する指標になると考えられている物質である．湖底堆積物中の球状炭化粒子を用いて時系列的な環境変遷の解明は既に行われている(Rose et al, 1994;村上ほか，2004など)．しかし，これらを用いて過去の大気汚染の平面的広がりを推定する研究は，表層状態の改変や指標物質の移動等の問題からほとんど行われていない．以上の点を鑑みて，本稿では，三重県四日市地域の大気汚染の平面的広がりを，表層土壌中の球状炭化粒子濃度から解明することを試みた．さらに地域内のため池底質において，重金属の濃度トレンドと球状炭化粒子濃度トレンドを比較・検討した．

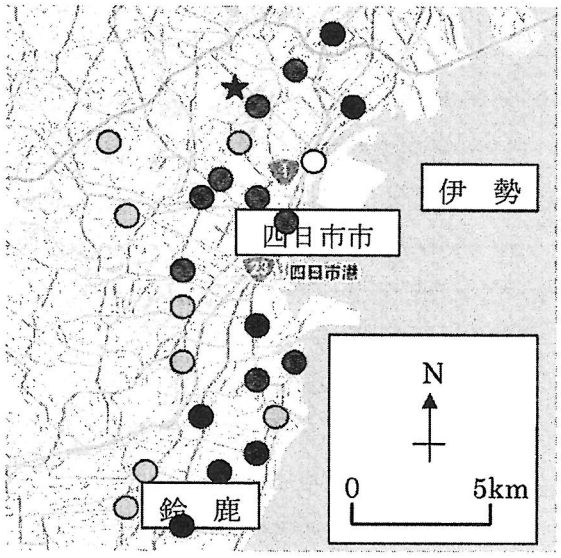
2．試料採取地点

表層土壌は，桑名市南部から鈴鹿市まで約20kmほど，海岸沿い南北方向に採取し，また工業地帯から約10km離れた場所でも数か所採取した．試料採取は，主にコンビナートが稼動する以前から存在し，現在まで改変されていないと推定される場所で行った．採取地点では地表から深さ30cmほどの穴を掘り，肉眼による孔壁の観察から層区分を実施した．大部分の地点では上層と下層の2層に区分され，それぞれの部分から別々に試料を採取した．

ため池底質コアは，コンビナートの北西約4kmに位置している垂坂公園近傍で採取した．採取したコアを1.5cm厚にスライスし，分析試料とした．

3．試料の分析方法

採取した試料を2mmで篩分し，硝酸，フッ化水素酸，塩酸を用いて球状炭化粒子を抽出した．プレパラートを作成し，光学顕微鏡(倍率400倍)を用いて球状炭化粒子の観察，計測(個/g)を行った．光学顕微鏡下で，透過時には黒色であり，反射時には光沢をもつ球体を球状炭化粒子とした．



凡例(個/g)

- ● 40,000 ~
- ● 20,000 ~ 40,000
- ○ 5,000 ~ 20,000
- ○ 0 ~ 5,000

図１　球状炭化粒子濃度分布図(上層)
★は底質コア採取地点
※地図は google map より引用

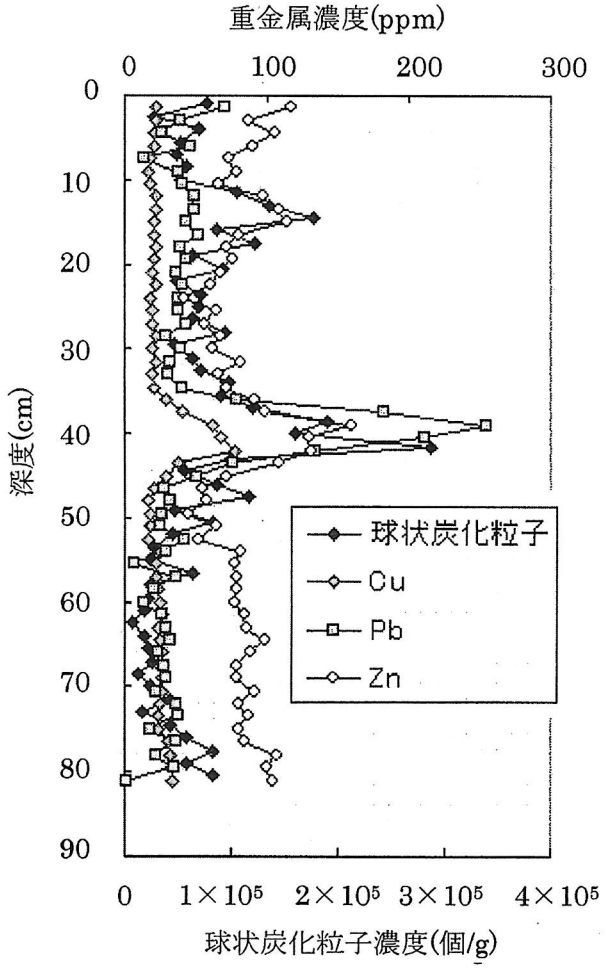


図２　重金属濃度と球状炭化粒子濃度の比較

４．結果

４．１　球状炭化粒子濃度分布について

表層土壌上層部では，北から南に海岸沿いで高濃度地点が広く出現した．

４．２　重金属濃度トレンドとの比較

底質コアで，顕著なピークが見られた銅，鉛，亜鉛の濃度トレンドと，球状炭化粒子濃度トレンドを比較した(図２)．いずれの要素とも，それらのトレンドは類似している．特に深度 40cm 付近では重金属濃度，球状炭化粒子濃度ともに突出したピークが見られる．

５．まとめ

球状炭化粒子濃度分布では，大きな地域差は見られず，過去に調べられた四日市地域の汚染激甚地区(※1)とは一致しなかった．表層土壌に含まれる指標物質の濃度による過去の汚染激甚ゾーンの推定は難しい．

また，ため池底質に含まれる球状炭化粒子濃度と重金属濃度(銅，鉛，亜鉛)にはよい相関が認められた．

６．引用文献

(※1)四日市公害資料館(URL: http://www.city.yokkaichi.mie.jp/kankyo/kogai.htm)

P-18　硝酸性窒素による地下水汚染とその原因となる汚染履歴の解明
—千葉県銚子地域を例として—

中川原宏昭，桑原良仁，北瀬（村上）晶子，香村一夫
（早稲田大学大学院創造理工学研究科）

Hiroaki NAKAGAWARA, Yoshihito KUWABARA, Akiko MURAKAMI - KITASE, Kazuo KAMURA ; Study on clarifying the history of nitrate-nitrogen pollution in groundwater and the pollution causes in Choshi, Boso Peninsula

はじめに

硝酸性窒素とは，NO_3^-のイオンとして存在する窒素のことで，水に溶けやすい性質をもつ．人間が大量に摂取すると，体内で還元された亜硝酸性窒素がメトヘモグロビンと結合し，酸素欠乏症を引き起こす要因となり，また体内でアミノ酸と結合しニトロソアミンという発ガン性物質が生成される．近年，飲料水用地下水および葉物野菜中への硝酸性窒素の残留が環境問題となっている．

千葉県銚子地域は，台地上にキャベツを主とした野菜の栽培が広く行われており，また畜産活動も盛んである．銚子地域の硝酸性窒素による汚染は，そのような農業活動における過剰施肥および畜産廃棄物が原因として考えられる．本研究では，銚子地域における農業・畜産活動と土壌の硝酸性窒素による汚染との関係に焦点をあてた．具体的には,調査地域の硝酸性窒素による平面的な汚染状況を把握し,汚染の履歴を推定した．

研究対象地域と分析方法

千葉県銚子地域は関東地方の東端に位置し，標高 50m 程度の台地が広がる．この地域は下総台地の北東端にあたり,樹枝状に谷が刻み込まれている.台地部の地質は、下位より,シルト層からなる飯岡層，砂層からなる香取層,関東ロームで構成されている．飯岡層と香取層の境界は周囲の低地域より標高が高いところに位置するために,香取層における不圧帯水層の地下水を湧水として採取することが可能である.水および土壌試料は2008年9-11月,2009年4月に採取した．

水試料は，台地側面の湧き水，井戸水，およびため池など 18 地点（1ヶ所のみ近傍 2 地点で採取）において採取（図 1）し，イオンクロマトグラフィーを用いて硝酸イオンの測定を行った．

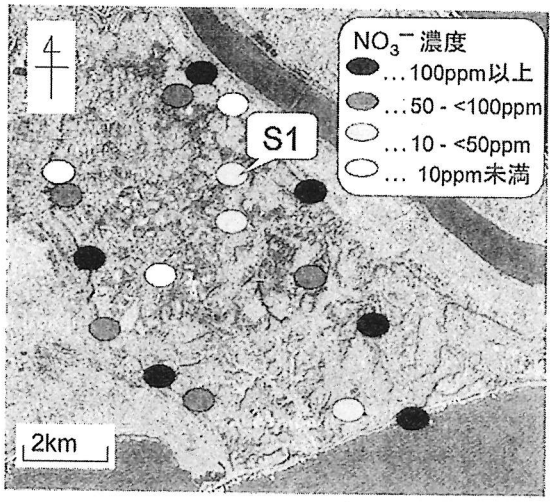


図1　試料採取地点及び水試料分析結果

土壌試料（S1）は，近傍で農業及び畜産活動の行われている沖積谷頭部にあるため池（図 1）の底質であり，塩ビ管（内径 55mm，長さ 1m）を用いて全長 63cm のコアを採取した．コア柱状試料は 1.5cm 毎にスライスし，計 42 層準に区分した．これらの土壌試料について，肉眼観察の後，乾燥減量により含水率を算出した.その後 C·N コーダーを用いて炭素濃度および窒素濃度を算出し,ICP を用いて重金属濃度を算出した.

結果と考察

水試料の硝酸イオン濃度は,環境基準 10ppm を 15 地点（18 地点中）で上回り,またその内 50ppm 以上 100ppm 未満の地点が 5 地点,100ppm 以上の地点が 6 地点存在した（図 1）.これより,銚子地域の台地における不圧帯水層は，硝酸性窒素により広く汚染されていることがわかる．地下水の硝酸性窒素による汚染要因として，畑への過剰施肥と不完全に処理された畜産廃棄物が考えられる.

底質コア試料の分析結果（図 2・図 3）では，深さ 30cm 付近で炭素・窒素および重金属元素 Al, Cu, Fe, V, Zn の濃度に顕著な変化が認められた．この結果より,この深さの底質が堆積した時期において，ため池周辺における急激な環境変化があったことが推測される.

ため池周辺の環境変化として,畑地面積の増加に伴う施肥量の増大,畜産活動の拡大に付随した畜産廃棄物の増大等が考えられる.例えば,銚子市東部におけるキャベツの作付面積は,1977 年から 1980 年にかけて 2 倍以上に急増しており,底質の深さ 30cm 付近における濃度上昇との関連がうかがえる.このような時系列的な相関については,底質試料に含まれる同位体元素を用いた堆積年代の測定により解明する予定である.

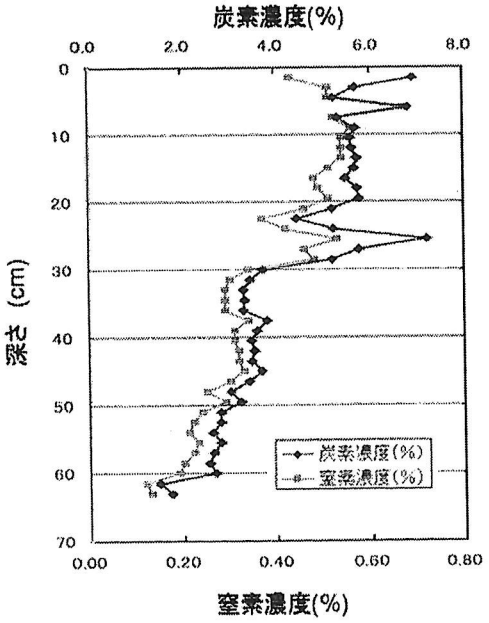


図2 炭素・窒素濃度

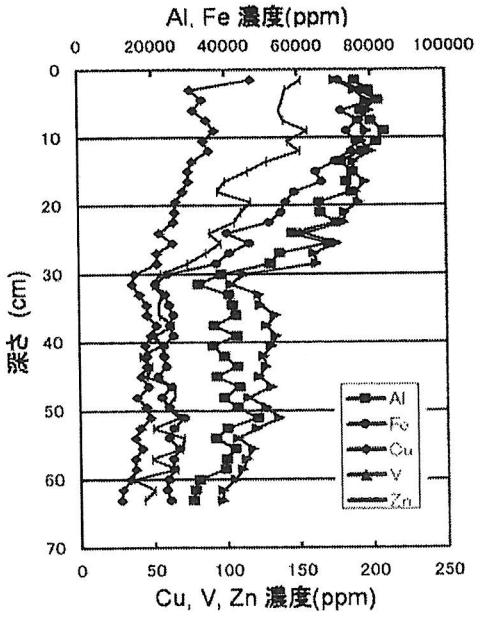


図3 重金属濃度

P-19　花脊峠付近における微粒炭分析(1)

小椋純一（京都精華大学）

Jun-ichi OGURA ;　The analysis of minute charcoal fragments in the neighborhood of the Hanase Pass, Kyoto, Japan (1)

1．はじめに

黒ボク土に関する近年の研究から，その土壌が広範に見られる地域では，かつて草原あるいは草原的植生（以後，「草原」と略す）が数千年以上の長期にわたり維持されていた場合が多いものと考えられる（e.g. 鳥居 2001)。黒ボク土は，北海道から九州まで，地域によってはかなり広範囲に見られるため，かつての植生が基本的に森林と考えられてきた日本で，草原は決して無視できない広さであったものと思われる。

一方，黒ボク土の生成にはいくつかの条件があるため，非黒ボク土地帯でもかつては草原であった所もある。そのようなところがどれほどあったかわかれば，しばしば火入れを伴ったかつての草原の実際の広がりが明らかになるはずである。

今回調査を試みた花脊峠付近は，いわゆる黒ボク土地帯ではないが，一部に黒ボク土が見られるところがある。その付近の非黒ボク土との比較などにより，その地域におけるかつての草原の広がりを明かにするためのステップとして，ここではそこに見られる黒ボク土の微粒炭分析を行った。

2．調査地点と採取土壌について

土壌試料の採取地は，京都市の北方鞍馬から北に地図上で約５kmのところにある花脊峠の北東約 600mのところで，山の稜線から北側に少し下った標高約 800mの地点である。

その付近は，いわゆる黒ボク土地帯ではないが，土壌採取地点のあたりも含め，ところどころに黒ボク土が見られるところである。しかし，その土壌採取地点も含め，わずかに離れるだけで黒ボク土とは明らかに異なる土壌が見られるのが一般的である。

土壌採取地点は，作業用道路に接したほぼ垂直な法面で，地表から下方に約 70cm 黒色の土壌が見られる。その土壌を深さ 80cm の地点まで，５cm ごとに採取した。

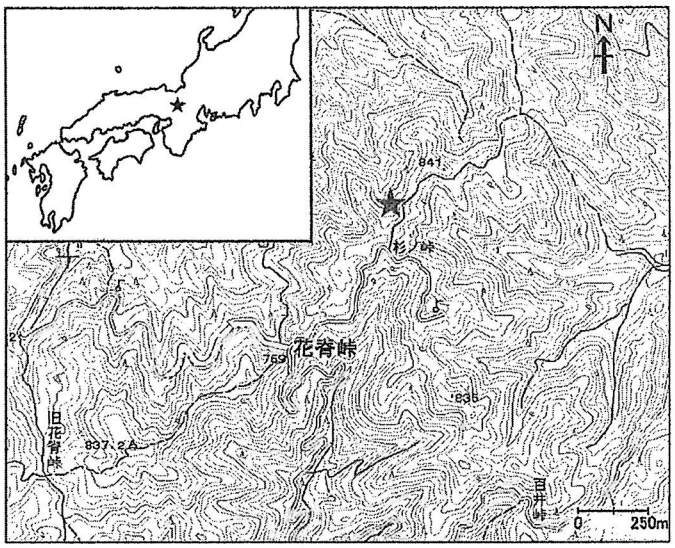


図-１　調査地（★印）

3．方法

採取した土壌試料は，それぞれ1g（乾重）を常温の室内で水酸化カリウム溶液（10%・48時間），過酸化水素（6%・12時間），フッ化水素酸（50%・24時間）により処理することにより微粒炭を抽出した。抽出した微粒炭は，それぞれ500μm，250μm，125μmのメッシュの篩を用いて篩分けし，それら3種の篩に残ったものをプレパラートとした。そのうち，主に観察したものは125μmのメッシュの篩に残ったもの（125－250μmクラス）で，その観察は主に落射顕微鏡（Keyence VHX-500）で行った。125－250μmクラスの微粒炭については，すべての試料について700倍の倍率で，意図的にならないよう順次100個の写真を撮影し，後にその表面形態ごとに分類して検討した。数が100個に満たない場合には，できるだけ多くの微粒炭を撮影するようにした。

一方，プレパラート上の微粒炭の面積をScion Imageで測定することにより，土壌中に含まれる125－250μmクラス以上の微粒炭量（mm^2/g）を測定した。

また，黒色土最下層部の土壌のＡＭＳ年代測定については，パレオ・ラボに依頼して行った。

4．結果

微粒炭は，Type 1～5 の５つタイプと「その他」に分類した。微粒炭量は，15-20cmの層が最大で，それ以下では生物的分解などが進むためか，125-250μmクラス以上の大きさのもので見る限り，下層へゆくほど漸減する傾向にあった。

各層で多く出現する微粒炭のタイプとしては，Type 1（直線的なラインを基調とするもの）とType 4（表面が溶解したように見えるもの）がとくに多く，すべての層でそのいずれかが最大の割合を占める。下層ではType 4が Type 1よりも多いが，20-25cmの層では同率となり，それよりも上層ではType 1が Type 4よりも多くなる。そのパターンは，阿蘇の大観峰近くの土壌試料をもとにした微粒炭分析結果（小椋ほか 2002）とよく似た傾向がある。そして，全体的には，その土壌は微粒炭の形態から，草原あるいは草原的植生下で生成されたものと考えられる。ただ，25-30cm以上の層では，ハギなどの灌木類から比較的多く生成される微粒炭のタイプ（Type 2）の割合がやや多くなることから，植生の組成の変化があったことが推測される。また，5-10cm以上の層の微粒炭量は，草原植生が近年まで続いている他地域の例と比べ，その層準としては大幅に少ないことから，下層に比べ植生に対する火の影響が少ないことが推測される。

一方，73-75cmの層の土壌についてのＡＭＳ年代測定の結果は，7675±30（yrBP±1σ；PLD-12942）であった。

文献

鳥居厚志（2001）：黒色土の生成過程と生成環境，京都精華大学創造研究所ライブラリー２「日本列島の原風景を探る」，105-144.

小椋純一，山本進一，池田晃子（2002）：微粒炭分析から見た阿蘇外輪山の草原の起源，名古屋大学加速器質量分析計業績報告書（XⅢ），236-239.

P-20　愛媛県宇和盆地における過去約70万年間のテフラ層序と盆地埋積過程

小島　圭・須貝俊彦・佐々木優太(東京大)、大野裕記・西坂直樹(四国電力)、池田倫治(四国総研)、古澤　明(古澤地質)、柳田　誠(阪神コンサルタンツ)、市川清士(駒澤大)

Tephrostratigraphy and depositional process of the Uwa basin, Ehime Prefectuere since the last 700 ka.

Kei Kojima, Toshihiko Sugai, Yuta Sasaki, Yuki Ohno, Naoki Nishisaka, Michiharu Ikeda, Akira Furusawa, Makoto Yanagida and Kiyoshi Ichikawa

1．はじめに

宇和盆地は肱川の最上流部に位置し、南北・東西に3kmほどの広がりを持つ袋状埋積谷で、第四系が厚く堆積している。川村ほか（2008）は石城、稲生地区で掘削された2本のボーリングコアを用いて同盆地地下の130万年前以降のテフラ層序を報告した。また、大野ほか(2008)ではオールコア(UNO コア)を掘削し、同盆地地下の過去約80万年間のテフラ層序を報告した。本発表では、UNO コア掘削地点から南へ約 350m の地点で西予市が掘削したオールコア(IE コア)のテフラ層序を明らかにするとともに, UNO コアの層序と対比し，盆地の埋積過程に関して若干考察を加える(Fig.2)。

2．研究方法

IE コアは UNO コアと同様に泥炭質シルト層と明灰色無機質シルト層の互層からなり、一部に基底支持の角礫層を含む。シルト層序の間に純層として介在する13枚のテフラ層が見出された。これらを対象に化学組成分析を行った。分析には東京大学の走査型電子顕微鏡/エネルギー分散型 X 線分析装置(SEM-EDS)(JEOL6390LA)を用い、ZAF 法による簡易定量を行った。化学組成に基づき、IE コアのテフラを既知の広域テフラ並びに UNO コアのテフラとの対比をもとに同定した。降下年代が明らかにされた6枚のテフラ層準をもとに、IE コアの深度-年代曲線を復元し、これと UNO コアの曲線（大野ほか 2008）と対比して、宇和盆地の埋積過程を考察した。

3．結果

IE、UNO コア間で対比できた層準は5層準あり、それぞれ姶良 Tn(AT)、阿多鳥浜(Ata-Th)、加久藤(Kkt)、小田(Oda)、菖蒲(Shoubu)テフラ層である。各テフラの降下堆積年代から深度ー年代曲線を復元した（Fig.3)。深度-年代曲線は、Oda(IE5395)以深では、上記 2 本のボーリングコア間で大きく異なり、Oda(IE5395)以浅では両コア間でほぼ一致している。IE の堆積曲線は全体としてS字を示す。最終氷期以降、堆積速度は低下している。

4．考察

IE コアは約74m で着岩するのに対し、UNO コアでは113m で達している。Oda(IE5395)以深での両コアの堆積速度の相違は、ローカルな基底地形の起伏の影響を受けた結果生じたと考えられる。UNO コアで発見されている未同定テフラ(大野ほか,2008)を IE コアでも同定し、2 本のコア間での堆積過程を詳細に検討する予定である。Oda(IE5395)以浅においては、ほぼ一定の堆積速度で盆地が埋積されたことがわかった。しかし、2本のコア間にて一部の

テフラが欠如していることも今回の調査で明らかになった。IE コアにおいて Aso-4,Ata,Aso-3,Aso-1,Ng-1 が欠け、UNO コアにおいて K-Ah, K-Tz が欠けている。UNO コアでは 5cm ずつ連続してテフラの分析が行われているが IE コアにおいては今後更なる分析が必要である。その上で相互のテフラ欠如を含めて堆積過程について議論していきたい。

【謝辞】IE コアの使用にあたっては、西予市役所、四国地下開発の毛利様に大変お世話になった。

【参考文献】 大野ほか(2008)日本第四紀学会講演要旨 38. 川村ほか（2008）地質学雑誌 114,8,415-425. 須貝ほか(2009)日本地理学会講演要旨 75. 宇和町深層水源調査会(2007)愛媛の地学研究 11, 1-12.

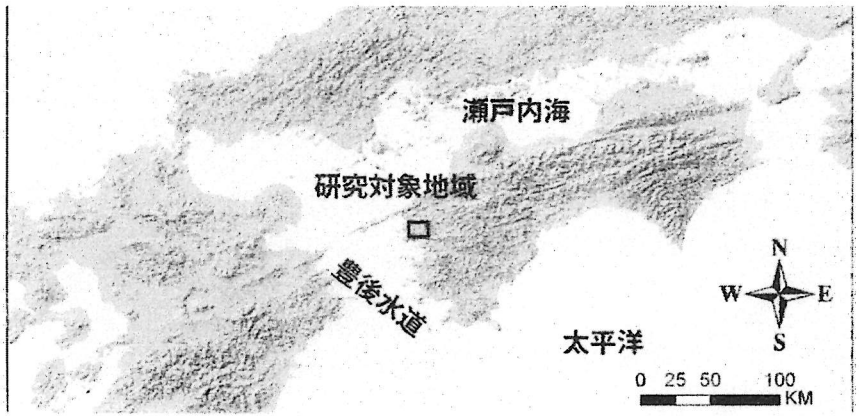


Fig.1.調査対象地域位置図

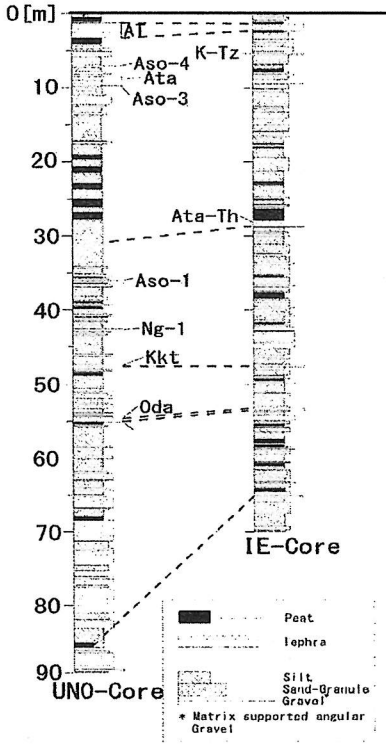


Fig.2 IE,UNO コア柱状図

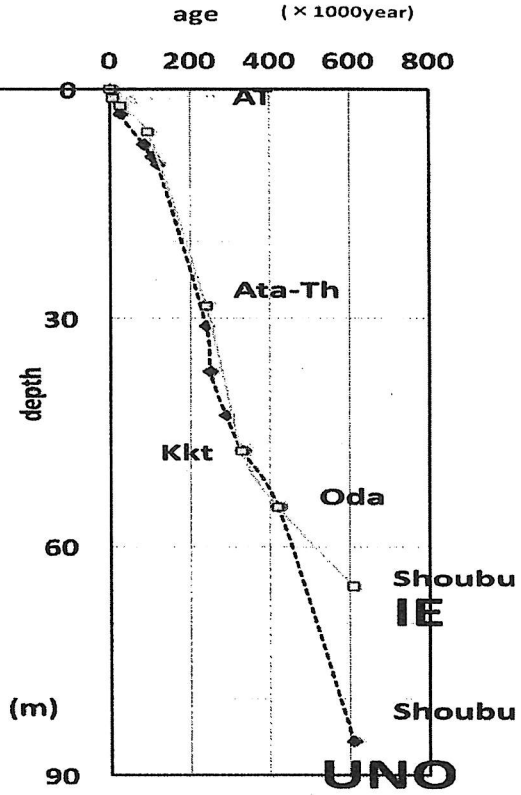


Fig.3 深度年代曲線

P-21　愛媛県宇和盆地埋積層分析による過去約 50 万年間の古環境復元

―石城小(IE)コア分析結果速報―

佐々木優太・須貝俊彦・小島　圭(東京大)・大野裕記・西坂直樹(四国電力)・
池田倫治(四国総合研究所)・柳田　誠(阪神コンサルタンツ)

Yuta SASAKI, Toshihiko SUGAI, Kei KOJIMA, Yuki OHNO, Naoki NISIZAKA, Michiharu IKEDA, Makoto YANAGIDA;

Last ca.500 ka Environmental Changes at the Uwa Basin, Ehime PrefectureReconstructed from IE(Iwaki Elementary school borehole) Core Analysis

1. はじめに

愛媛県肱川最上流部に位置する宇和盆地(Fig.1)の盆地床には第四系が厚く堆積している(宇和町深層水資源調査会, 2007)。大野ほか(2008)は、この盆地中央部においてオールコア(UNO コア、全長 113 m)を掘削し多数のテフラを確認するとともに、その基底年代を約 70 数万年前と推定した。須貝ほか(2009)は、UNO コアの深度 70 m 以浅の過去約 50 万年間の堆積層を対象に粒度分析、色相計測、有機炭素・全窒素分析、帯磁率測定を行い、同盆地は、氷期には氾濫原、間氷期には湖沼が繰返し出現した可能性を指摘した。今回、UNO コアの南約 350 m 地点で旧宇和町[現西予市]が 2001 年に掘削したオールコア(石城小学校コア=IE コア、全長 80 m)を研究する機会を得られたので、同コアの深度 70m 以浅の約 60 万年間の堆積層を対象に、テフラ分析、粒度分析、色相計測、有機炭素・全窒素分析、帯磁率測定を行い、それらの分析結果のうち過去 50 万年間について UNO コアと対比した。

2. 分析方法

コア堆積物の粒度は、島津製作所製レーザー回折式装置 SALD3000S を用いてコア深度 10cm ごとに分析した。コアに挟在する基質支持角礫層に関しては、基質を分析した。堆積物の色相は、ミノルタ社製 SPAD503 を用いて、コア深度 2cm ごとに計測した。有機炭素(TOC)・全窒素(TN)の含有率は Thermo Finnigan 社製 NC analyzer を用いて、コア深度 25～50cm ごとに測定した。帯磁率は Z-instrument 社製携行型帯磁率計 SM30 を用いて、コア深度 5cm ごとに計測した。

堆積物の年代は、コアの深度-年代曲線(小島ほか 2009)を基に推定した。曲線は、コア中の 6 枚の広域テフラ(AT[26-29ka: 29ka を採用], K-Tz[95ka], Ata-Th[240ka], Kkt[330-340ka: 340ka を採用], Oda[420-450ka: 450ka を採用, Shobu[600ka]以上、町田・新井(2003), 山下ほか(2006))の降下年代を用いて、各テフラ間の堆積速度を一定とみなして、テフラ層の層厚を削除したうえで作成した。MIS12 に堆積した Oda テフラ(小島ほか, 2009)降下以降の IE, UNO 両コアの深度―年代曲線はほぼ一致している。

3. 結果

色相のうちの L*(明度), TOC, C/N 比, 中央粒径の各値の時間変動曲線を酸素同位体比曲線と共に Fig.3 に示す。まず、L*値に関しては、概ね氷期に減少、間氷期に増大する傾向を示す。TOC、C/N 比は、氷期に増大、間氷期に減少する傾向が認められる。また、中央粒径に関しては約 25 万年前(MIS8 と 7 の境界付近)を境に概ね 6 φより細粒で安定するようになる。

4. 考察

上述した IE コアの分析結果は、UNO コアの結果(須貝ほか, 2009)と類似している。堆積物中の C/N 比は、有機炭素供給源の推定に有用であり、水棲植物プランクトン起源の場合は 4～10、陸上植物では 20 以上の値を示す(Meyers and Teranes, 2001)。IE コアにおいて C/N 比が 4～10 の層準は、湖底堆積物と考えられ、MIS 3, 5.3, 5.5, 7, 9, 11 の各間氷期、および MIS8, 10, 12 の氷期のうち亜間氷期に出現した(Fig.3)。また、C/N 比が 20 を超える層準は、氾濫原堆積物と考えられ、MIS 2, 6 の氷期および MIS5, 7, 9, 11 の間氷期のうち亜氷期に出現した。これらの結果は、須貝ほか(2009)の結果とおおむね整合的であり、そこで述べられた、宇和盆地では氷期間氷期の気候変動に伴い、湖沼期と氾濫原期が繰り返されてきた推定と矛盾しない。なお、IE コアは掘削時からの経年の影響で C/N の精度は、UNO コアよりも劣る可能性があるが、乾燥状態で室内保管された保存状態の良いコアであり、同一コアを対象に相対変化を論ずるには、とくに問題にならないと考えられる。

中央粒径の挙動に関して、約 25 万年前を境におおむね 6φ以下で安定し、粗粒物の出現頻度が減少する。同一層準を比較した場合、IEコアはUNOコアよりも粗粒な傾向がある。これらは、粗粒物質の供給源である盆地周縁斜面からコア掘削地点までの距離が、盆地が埋積されるにつれて増大し、コア掘削地点まで粗粒物質が供給されにくくなった結果であるとする須貝ほか(2009)の解釈と整合的である。

5. 今後の予定

IE コアの有機炭素・全窒素分析を追加し、時間分解能を高めるとともに、UNO コアの層序との対応関係をより詳細に検討して、高精度な古環境復元を行う。

謝辞:IE コアの使用にあたり、西予市役所、四国地下開発の毛利様に大変お世話になった。深謝申し上げる。

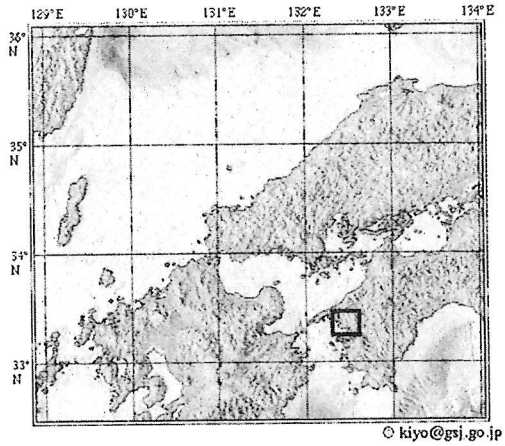


Fig.1 Topography of SW Japan "Combined Bathymetric and Topographic Mesh Data: Japan250m.grd",Kiyoyuki Kisimoto, GSJ Open-file Report #353, 2000.3

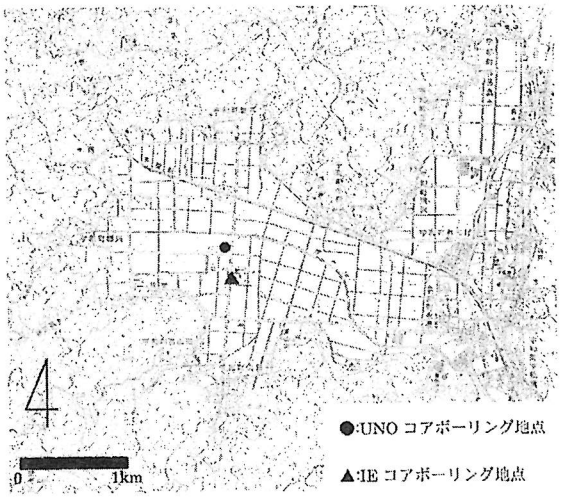


Fig.2 Uwa basin and core sampling points

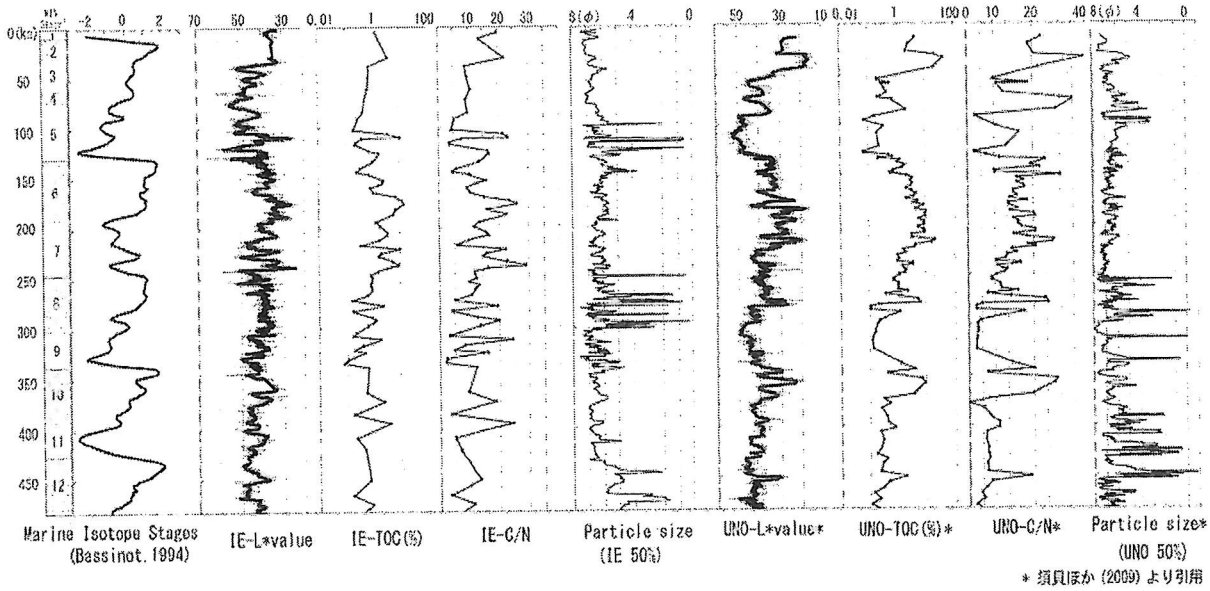


Fig.3. Multi-proxy record of Lightness, Total Organic C, C/N ratio, and Particle Size since the last 480 ka in IE and UNO core, SW Shikoku with Marine Isotope Stage.

引用文献：須貝ほか(2009)日本地理学会要旨集 75. 小島ほか(2009)日本第四紀講演会要旨 39(予定). 大野ほか(2008)日本第四紀講演会要旨 38. 宇和町深層水資源調査会(2007)愛媛の地学研究 11, 1-12. 山下ほか(2006)第四紀研究 45, 463-477 Meyers and Teranes(2001) In Tracking Environmental Change Using Lake Sediments [vol2], 239-269. 町田洋・新井房夫(2003)新編火山灰アトラス, 336p.

P-22　銚子地域屏風ヶ浦に分布する犬吠層群小浜層中の前期更新世テフラと白河火砕流堆積物群の対比に関する再検討

村田昌則・鈴木毅彦（首都大）

Masanori MURATA, Takehiko SUZUKI ; Re-examination on Correlation of Early Pleistocene Tephras in the Obama Formation of Inubo Group at Byobugaura in Choshi Area and Shirakawa Pyroclastic Flow Deposit Group, Northeast Japan

犬吠層群は千葉県銚子地域に分布する海成の鮮新-更新統で，房総半島や多摩丘陵などに分布する上総層群と同時代の地層であることが明らかになっており，挟在するテフラと房総半島など上総層群中のテフラの対比も進められている(藤岡・亀尾，2004 など).

一方，南東北の白河・会津地域には，前期更新世に福島県南部のカルデラを給源とする大規模火砕流が流下し，白河火砕流堆積物群(吉田・高橋，1991)とよばれる火砕流堆積物が広く分布している．白河火砕流の噴出にともなって生じた co-ignimbrite ash fall deposits(Sparks and Walker，1977)の対比は，これまでに水野(2001)，鈴木(2004)，坂井・黒川(2005)などによって房総半島上総層群や新潟地域などのテフラ層に対して行われている.

今回，時間間隙が無く連続的に堆積し，海食崖となっており露出も良好な屏風ヶ浦の犬吠層群小浜層中に挟在するテフラを用いて，白河火砕流堆積物群との対比に関する再検討を行った．これらの対比を行うことによって，その層位から白河火砕流堆積物の層序や噴出年代を高精度に求めることが期待できる.

最初に，犬吠層群小浜層中のテフラのうち藤岡・亀尾(2004)によって上総層群の O7 に対比されている Ob5.6(藤岡・亀尾，2004)と Kd25 に対比されている Ob4a(酒井，1990)の間に挟在する 32 枚のテフラ層と白河火砕流堆積物群の火山ガラスの主成分化学組成を測定し比較検討を行った．鈴木・村田(2008)ですでに白河隈戸火砕流堆積物との対比が指摘されている Ob4d の約 3.5m 上位にある未命名のテフラ層を除くと，白河火砕流堆積物と類似する化学組成をもつテフラ層は，村田・鈴木(2007)でそれぞれ房総半島上総層群黄和田層中のテフラ層 Kd8 と Kd18 に対比されている Ob5c と Ob5a の約 1.2m 下位にある未命名のテフラ層であった.さらに，これらのテフラ中の斜方輝石と角閃石の屈折率(表 1)および斜方輝石の主成分化学組成など記載岩石学的性質を比較検討した.

その結果，Ob5c(Kd8) と芦野火砕流堆積物が比較的類似の値を示した．さらに，Ob5a の約 1.2m 下位にある未命名のテフラ層(Kd18)と天栄火砕流堆積物および会津若松市赤井付近で芦野火砕流堆積物の下位に位置する火砕流堆積物が類似の値を示した．このことは，吉田・高橋(1991)によって示された白河地域の白河火砕流堆積物

群の層序と整合せず，これまで明らかになっている火砕流堆積物と類似する記載岩石学的性質を持つ別の火砕流堆積物が存在する可能性を示唆する．今後，白河・会津地域において，白河火砕流堆積物群の層序をさらに詳細に検討する必要がある．

表1 犬吠層群小浜層に挟在するテフラ層と白河火砕流堆積物群の記載岩石学的性質

	鉱物組成	屈折率	火山ガラスの主成分化学組成(wt%)										
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	合計
Ob5c	spg>=fib>sb,bw	gl:1.504-1.505	平均	78.4	0.3	11.8	1.7	0.1	0.3	1.6	2.2	3.4	100.0
千葉県旭市屏風ヶ浦	ho>opx,cpx	opx:1.708-1.712	標準偏差	0.4	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	
		ho:1.670-1.674											
Ob5aの約1.2m下位にあるテフラ	spg,fib	gl:1.504-1.505	平均	78.7	0.3	11.7	1.8	0.1	0.3	1.3	2.7	3.2	100.0
千葉県旭市屏風ヶ浦	opx,cpx	opx:1.710-1.713	標準偏差	0.5	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	
Ob4dの約3.5m上位にあるテフラ	bw>sb,spg,fib	gl:1.501-1.503	平均	78.5	0.3	11.7	1.6	0.1	0.2	0.7	3.7	3.3	100.0
千葉県旭市屏風ヶ浦	opx,cpx	opx:1.718-1.720	標準偏差	0.3	0.1	0.2	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	
天栄火砕流堆積物	spg,fib,bw	gl:1.501-1.503	平均	78.0	0.3	11.9	1.8	0.1	0.3	1.4	2.7	3.5	100.0
福島県矢吹町滝八幡	opx,cpx; +qt	opx:1.710-1.713	標準偏差	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.0	0.1	0.2	0.2	
芦野火砕流堆積物	spg,fib,bw	gl:1.501-1.503	平均	78.6	0.3	11.7	1.6	0.1	0.3	1.5	2.5	3.5	100.0
福島県西郷村米村	opx>cpx>ho; (qt)	opx:1.704-1.712	標準偏差	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	
		ho:1.668-1.675											
芦野火砕流堆積物	spg,fib,bw	gl:1.501-1.504	平均	78.4	0.3	11.8	1.6	0.1	0.3	1.6	2.4	3.5	100.0
福島県会津若松市赤井	opx>cpx>ho; (qt)	opx:1.708-1.712	標準偏差	0.3	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	
		ho:1.668-1.675											
芦野の下位にある火砕流堆積物	spg,fib,bw	gl:1.502-1.503	平均	78.5	0.3	11.7	1.7	0.1	0.3	1.3	2.9	3.3	100.0
福島県会津若松市赤井	opx>cpx; (qt)	opx:1.710-1.713	標準偏差	0.4	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	
隈戸火砕流堆積物	bw>fib	gl:1.501-1.502	平均	78.5	0.3	11.7	1.5	0.1	0.2	0.7	3.7	3.4	100.0
福島県白河市隈戸林道	opx,cpx	opx:1.716-1.723	標準偏差	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	

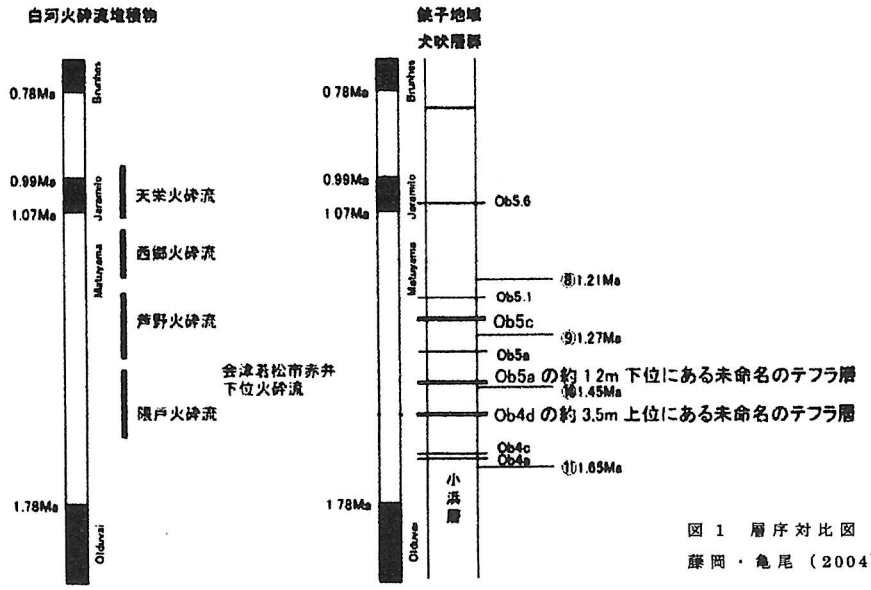


図 1 層序対比図
藤岡・亀尾（2004）などをもとに作成

文献：
酒井(1990)宇都宮大学教養部研究報告,23,2,1-34. 坂井・黒川(2005)地質学雑誌,111,561-564. Sparks and Walker(1977) Journal of Volcanology and Geothermal Research,2, 329-341 鈴木(2004)日本第四紀学会講演要旨集,34,30-31. 鈴木・村田(2008)第四紀研究,47,339-348. 藤岡・亀尾(2004)地質学雑誌,110,480-496. 水野(2001)月刊地球,23,605-609. 村田・鈴木(2007)地球惑星科学関連学会 2007 年合同大会,Q139-007. 吉田・高橋(1991)地質学雑誌,97,231-249.

P-23　榛名火山南麓を中心に分布する白川火砕流堆積物の斜長石斑晶組成に基づく分類

大石雅之（東京都市大学）・下司信夫（産業技術総合研究所）

Masayuki OISHI and Nobuo GESHI; Classification of Shirakawa pyroclastic flow deposit distributed around south flank of Haruna volcano, central Japan, based on the characteristics of plagioclase phenocryst

1.　はじめに

榛名火山は中期更新世以降に活動を始めた火山で，山頂部には榛名カルデラと，やや散在した多数の噴出中心がある．南東麓から南西麓にかけての火山山麓扇状地上には，後期更新世の白川火砕流堆積物が広く分布する（竹本・久保，1995；大島，1986）．新井（1962）は層位関係から榛名八崎降下軽石（Hr-HP）（約 4.4～4 万年前：竹本・久保，1995）と白川火砕流（約 4.4～4.2 万年前：竹本・久保，1995）との同時性を指摘しているが，大石（2008）は、北関東のおもなテフラに含まれる斜長石斑晶の屈折率を測定し，白川火砕流堆積物の一部には，Hr-HP の斜長石斑晶とは明らかに区別できる屈折率分布を持つものが存在することを見出した．本研究ではさらに，榛名山麓の 11 ヶ所で白川火砕流とされる堆積物を記載・分析し，含まれる斜長石斑晶の屈折率分布が少なくとも 3 種類あることを明らかにした．

2.　分析結果

大石（2008）は，Hr-HP の斜長石斑晶屈折率の分布が n1=1.550-1.560 であるのに対し，榛名山南東麓の中里見および西明屋の白川火砕流の斜長石斑晶屈折率分布が，それぞれ n1=1.559-1.568，n1=1.561-1.569 と，Hr-HP に一致しないことを指摘した．今回の分析結果でも，南東麓の里見や中善地（榛名白川）のそれがおおむね n1=1.560-1.570 と，Hr-HP に比べ明らかに高屈折率であった．一方，南麓の荒神・東麓の金井原・榛名カルデラの南北リム・南西麓の蘭津付近で採取したものでは，おおむね n1=1.551-1.562 であり，Hr-HP の屈折率と調和する値が得られた．南東麓の中善地（車川右岸）・北麓の北榛名林道で採取された火砕流は，n1=1.553-1.565 と，中間的な数値を示した．これは，東麓の五輪平で Hr-HP の約 80 cm 上位から採取された榛名三原田軽石（HMP）の屈折率と調和する値である．

3.　考察

分析の結果，従来「白川火砕流」として記載されてきた榛名山麓の後期更新世の火砕流は，斜長石斑晶の屈折率に基づくと，少なくとも 3 種類に区分される．早田（2000）は，層位関係から Hr-HP および HMP の両噴出時にそれぞれ火砕流が発生しているとした．Hr-HP と HMP とでは斜長石斑晶の屈折率分布は区別可能であり（大石，2008），今回分析した白川火砕流のうち南麓の荒神・東麓の金井原・榛名カルデラの南北リム・南西麓の蘭津付近の試料は，Hr-HP の斜長石斑晶の屈折率分布とほぼ一致するため，Hr-HP と同一噴煙中からもたらされた火砕流である可能性が高い．一方，南東麓の中善地（車川右岸）・北麓の北榛名林道で採取された中間的な屈折率を持つ試料は，屈折率分布の類似性から，HMP の噴火に対応する火砕流と思われる．南東麓の里見や中善地にみられる高屈折率の火砕流は，現在のところ対応する降下火砕物が見当たらない．本研究の結果から，榛名火山では後期更新世に斜長石斑晶組成の異なる少なくとも 3 つの火砕流が発生したことが推測される．

露頭において火砕流が複数の flow unit から構成されるような堆積構造は認められないが，斜長石斑晶の屈折率が flow unit ごとに異なる可能性もあるため，白川火砕流堆積物の内部構造と合わせて斜長石屈折率分布を解析し，榛名火山における中期更新世の噴火履歴について検討していきたい．

引用文献

新井房夫（1962）関東盆地北西部地域の第四紀編年．群馬大学教育学部紀要自然科学編，10，1-79.

大石雅之（2008）斜長石斑晶の屈折率を用いたテフラ対比法の有効性の検討．日本第四紀学会講演要旨集，P-11，110-111.

大島　治（1986）榛名火山．日本の地質『関東地方』編集委員会編『日本の地質 3　関東地方』，共立出版，222-224.

早田　勉（2000）榛名火山-山頂部のカルデラと溶岩円頂丘群．日本の地形 4　関東・伊豆小笠原，東京大学出版会，61-64.

竹本弘幸・久保誠二（1995）群馬の火山灰．みやま文庫.

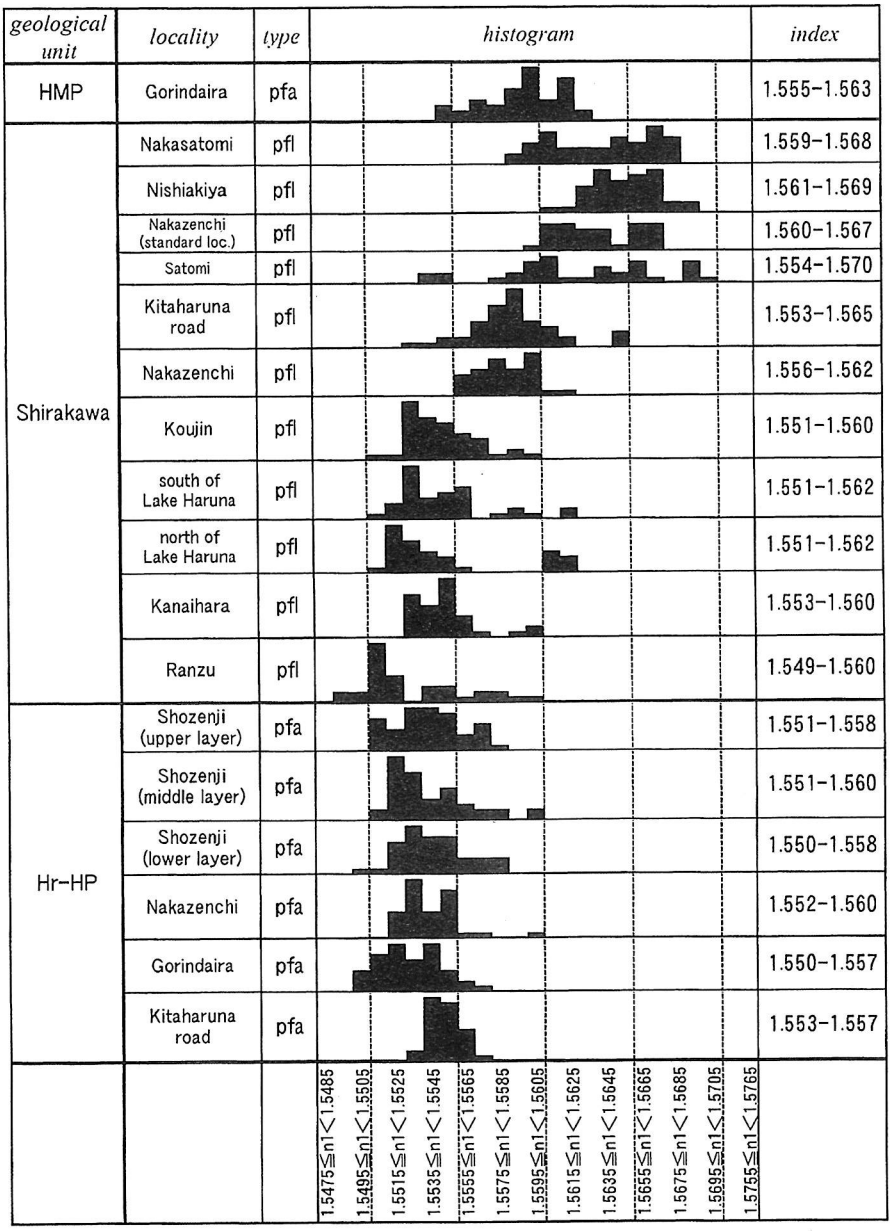


図 1　白川火砕流と Hr-HP テフラおよびいくつかのテフラに含まれる斜長石斑晶の屈折率

P-24 日本海堆積物コアの中性子放射化分析による第四紀後期のアルカリ岩質テフラ層序の構築

豊田和弘（北大院地球環境）、任忠完（オハイオ大）、池原研（産総研）

Kazuhiro TOYODA; Chungwan LIM; Ken IKEHARA: Construction of an alkaline tephrostratigraphical framework of the late Quaternary by INAA-scanning of sediment cores in Japan Sea

堆積層中に挟まれた火山噴出物（テフラ）は広い地域での厳密な同一時間面を示す鍵層となるため、テフラ層序を高密度に調査すれば、過去の気候激変を復元する上で欠かせない高分解能で高確度な年代軸となりうるためマイクロテフラが注目を集めている。とはいえ、肉眼では検出できないほど希薄なテフラ層（クリプトテフラ）を数多く地層中から効率よく検出して、そのテフラの給源火山を特定すること、また同一火山からのテフラ層群を噴火毎に区別するのは困難な作業である。

日本列島に降下するアルカリ岩質テフラの供給火山は、日本海西端の韓国・鬱陵島周辺と中朝国境の白頭山の２カ所に限られる。この偏西風によって日本にもたらされる大陸性テフラは、日本の沈み込み帯の島弧火山から供給されるテフラとは大きく異なる組成を持つため、その特異性から日本のテフラ群の中からの判別は容易である。それでも、第四紀後期に鬱陵島も白頭山もそれぞれ数回以上噴火しているはずなのに、広域テフラとして認知されているのは、鬱陵隠岐テフラ(U-Oki; 10.7 ka)と白頭山苫小牧テフラ(B-Tm; 1 ka)の２つだけで、U-Ym、B-V や B-J などのテフラについては不明な点がまだ残っている（町田・新井,2003)。また日本海における第四紀堆積物中には明暗色互層があり、その変遷は氷期と間氷期での世界的な海水準変動やより短期の数千年周期の世界的な気候変動などとも対比されているが、その色調の変化がやや不明瞭なコアもあり、肉眼で見えるテフラの数も限られる。

そこで本研究では、まず日本海堆積物中の微量元素の連続垂直分布の測定が、アルカリ岩質クリプトテフラの検出に特に高感度である事を示すことを目的に、日本海南部の海底コア中の数千万年から１万数 ka の堆積層を１cm 毎に連続して分取したバルク試料の中性子放射化分析を行った。なお、本分析に供した試料は KR05-09 PC01 を除いてすべて産業技術総合研究所所有のコアから分取したものである。試料 100 mg ほどを日本原子力機構東海研の研究炉ＪＲＲ４の T-A 孔で６時間照射して、冷却後に東海研内の大学開放研または北海道大学大学院環境科学院の自動試料交換装置付きの半導体検出器でγ線測定を行った。

この結果、５つのうち４つのコア（GH86-4-P510; GH87-2-308; GH87-2-KT; GH88-2-303）中のタンタル/スカンジウム含有量比からそれぞれ１〜３層の異常が U-Oki 以外に検出され、その層から抽出したテフラ粒について顕微鏡観察と EPMA-EDS 分析をおこなった結果、97%が鬱陵島系火山を給源とするアルカ

リ岩質テフラ粒と考えられる。また肉眼では判別できなかったクロム/スカンジウム含有量比の異常層、これから抽出された流紋岩質火山ガラス粒について、屈折率測定とEPMA-EDS分析を行った結果、その94-97%の粒子がK-Ahテフラ成分と特定された。

肉眼で確認できるテフラ層中のテフラ粒子は0.2mmよりも粗粒であるのに対して、本手法で検出されたクリプトテフラ層中のテフラ粒の大部分は 0.04 mm以下の大きさで、その抽出にはかなりの手間が必要となる。本法はテフラ成分とそれ以外の通常の堆積物成分との間の化学組成の大きな相違を利用したものであり、日本海堆積物中の重量比で約2%に希釈された鬱陵島系テフラ層でも検出できる事がわかった。

次に本手法を用いて、山陰沖コア(GH86-2-N)と北陸沖や男鹿半島沖コア(GH89-2-28; GH89-2-26; GH89-2-25; GH99-1259)における3〜9万年前の年代での層を走査したところ、アルカリ岩質テフラの混入を示す多数のタンタル/スカンジウム含有量比の異常層が検出された。これらの異常層の粗粒相から分離した火山ガラス中の主成分元素の定量（図 5）を行うことで、そのクリプトテフラが、鬱陵島系テフラか白頭山系テフラかまたはAso-4のような別のテフラかを判別できた。層序学的な考察から、U-Ym（鬱陵-大和）テフラを含むであろう2層の鬱陵島系テフラ、およびB-J（白頭山-日本海盆）テフラを含むであろう3層の白頭山系テフラ層が、それぞれ3つのコアから検出されたと考えられる。新しく検出できたテフラをU-Aki(鬱陵-秋田沖)、B-Aki(鬱陵-秋田沖)、B-sAso4(Aso-4 直後の鬱陵系)と仮にそれぞれ命名しておく。AT（姶良）テフラ年代を29.24 ka、Aso-4テフラ年代を88 ka、TL(暗色層)-14の底面の年代を 51.5ka(Tada et al.,1999)として年代を補間すると、それぞれのテフラの年代は、U-Ymが38.2 ka、B-Jが50.6 ka、U-Akiが61.1 ka、B-Akiが67.6 ka、B-sAso4が86.8 kaと計算された。

さらに本法をもちいて、北海道西岸の2つの日本海コア（KR05-09 PC01 やGH96-1212）内の 2〜15 万年前の層について同様に走査したところ、23 kaのB-V、B-Jおよび前述のB-AkiとB-sAso4のテフラを含む6層のアルカリ岩質テフラ層が検出されており、これらは主成分元素分析の結果、すべて白頭山系テフラ層と判明した。ここで新たに検出された2つの白頭山系テフラの年代は、このコアの明暗色互層層序（池原、未発表データ）から補間して104 kaと148 kaと計算される。これらの層から抽出したテフラ粒中の微量元素の定量することで、さらに白頭山の詳しい噴火履歴やマグマ溜まりの化学組成の変化を再現できる事を示唆している。抽出したテフラ粒中の微量元素の定量を行い、鬱陵島系や白頭山を給源火山としたテフラの噴火毎での微量元素パターンの相違の有無についても、解析中である。

発表文献：C.Lim, K.Toyoda, K.Ikehara (2008) *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 5022.
引用文献：町田・新井（2003）新編火山灰アトラス　東京大学出版
R. Tada, T. Irino, I. Koizumi (1999) *Paleoceanography* 14, 236-247.

P-25　信号再生法によるテフラの石英のＥＳＲ年代測定の高精度化の試み

豊田　新，浅越光矢（岡山理科大学理学部），Hélène Tissoux,
Christophe Falguères（フランス国立自然史博物館），
鈴木毅彦（首都大学東京都市環境学部）

Shin TOYODA, Mitsuya ASAGOE, Hélène TISSOUX, Christophe FALGUÈRES, Takehiko SUZUKI; High precision ESR dating of quartz of tephra by regeneration method

石英を用いた電子スピン共鳴（ESR）年代測定法は、数千年から約 100 万年までの珪長質のテフラに適用することが期待でき、広域テフラの絶対年代を決めることで、第四紀の編年に大きく寄与できる可能性がある。

火山の噴火の時には石英中の不対電子の量は０であるが、堆積後に周りの放射性核種からの放射線や宇宙線によって石英中に不対電子が生成し、地質学的時間スケールの間に蓄積する。ESR 年代測定では、この不対電子の量を ESR によって測定し、自然放射線による被曝線量を求め、年間線量率で割ることによって年代を算出する。

これまで、ESR によって被曝線量を求める際に付加線量法が用いられてきた。この方法では、不対電子の生成効率を求めるために、試料をガンマ線によって照射する。そして、それによる信号の増加を信号強度０まで外挿し、原点からの距離を被曝線量として求める。しかし、この方法では当てはめた飽和曲線を外挿するため、求められる被曝線量の統計的な誤差がどうしても大きくなってしまう。そこで、ルミネッセンス年代測定法で用いられる単分画信号再生付加線量法 (Single Aliquot Regenerative Additive Dose) を参考に、ESR 信号再生付加線量法を開発し、福島県で採取された沼沢芝原テフラ (Nm-SB) に適用し、年代の誤差を小さくすることに成功した (Toyoda et al., in press)。この方法は、加熱によって信号をいったん消去し、ガンマ線を照射によって再生した信号強度の線量に対する応答を用いて、内挿によって被曝線量を求めるが、ガンマ線の線量の付加による信号応答と合わせて信号消去の加熱による信号生成効率の変化をチェックするものである。Nm-SB の場合は加熱による信号生成効率の変化はほとんど無視できるものであったが、それが一般化できるかどうか、今回は福島県美里町で採取された沼沢金山テフラ (Nm-KN) に同様の方法を適用し、求められた被曝線量について検討した。

採取した試料を乾燥後、軽く砕き、ふるい分けをした。250-500μm のフラクションについて塩酸の処理を行い、重液によって長石などを除き、マグネティックセパレーターを用いて石英を抽出した。最後に 20%フッ化水素酸で処理をして、残った長石を溶かすとともに石英に対するα線の損傷の部分を取り除いた。乾燥後、75-250μm に砕いて試料を調製した。約 1g を 300℃で 4 時間加熱し、ESR 信号を消去した。加熱した試料、加熱しない試料について 100mg ずつ 9 試料を準備し、最大で 2.5kGy のガンマ線照射を日本原子力研究開発機構高崎量子応用研究所において行った。

観測された Al 中心（ケイ素に置き換わったアルミニウムに放射線によって生成した電気的なホールがとらえられたもの）についての結果について述べる。加熱しない試料についての線量応答を図１に、加熱した試料についての線量応答を図２に示す。

加熱しない試料についての線量応応答を外挿して求められた被曝線量は 199Gy となった。加熱した試料についての線量応答にあてはめた飽和曲線上で、もとの試料の信号強度に対応するガンマ線の線量は 120Gy となった。一方、加熱しない試料にガンマ線を照射して得られた各信号強度に対応する、加熱した試料の線量応答にあてはめた飽和曲線上のガンマ線の線量をそれぞれ求め (Apparent Dose)、加熱しない試料に与えたガンマ線の実際の線量に対してプロットしたものを図３に示す。もし、加熱による感度変化がなければ当てはめた直線の傾きは１になるはずであるが、ここでは 0.89 となり、加熱によって生成効率が増大したことがわかった。直線を外挿して、横軸を切る点が感度変化を補正した被曝線量となるが、その値は 149Gy となった。これらの得られた被曝線量の誤差について講演では考察して述べる予定である。

Toyoda et al. (in press) Radiation Measurements.
doi:10.1016/j.radmeas. 2009.03.002

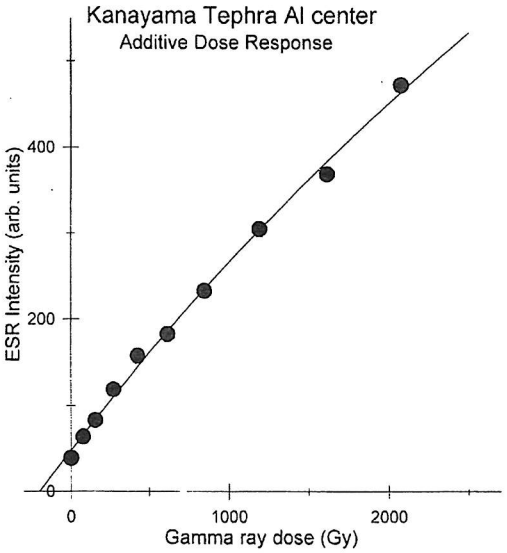


図１　加熱しない試料についての Al 中心の線量応答。

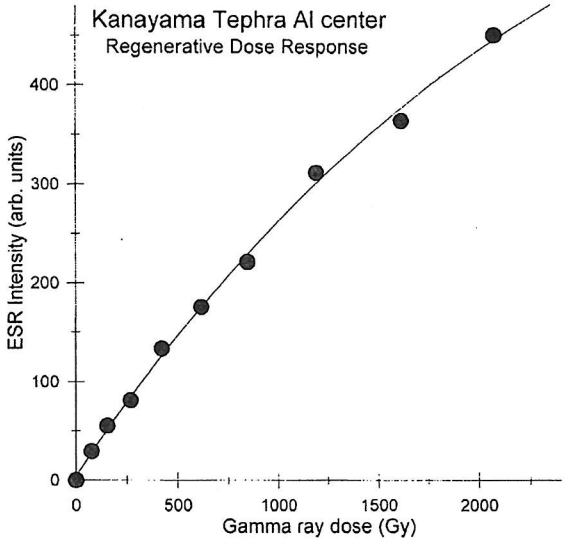


図２　加熱した試料についての Al 中心の線量応答

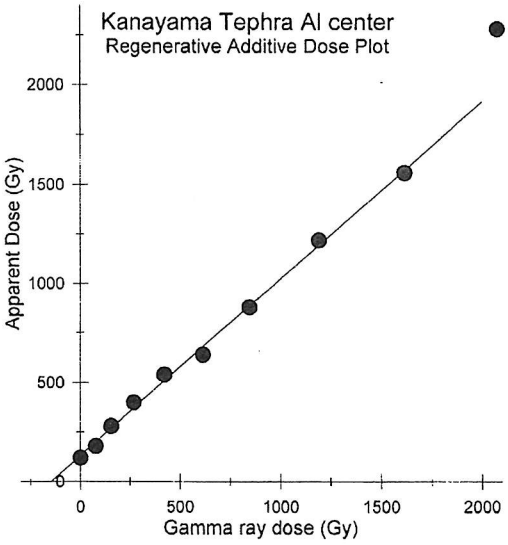


図３　ガンマ線の線量に対する見かけの線量。傾きが 0.89 となることから、加熱による感度変化が示唆される。

P-26　土器片中の軽石の起源
—市原市長平台遺跡及び指宿市橋牟礼川遺跡出土土器—

嶋田有里奈・福岡孝昭・管野稔洋（立正大・地球）

Yurina SHIMADA, Takaaki FUKUOKA and Toshihiro KANNO (Rissho University):

Origin of pumices in earthenware — In case of the Chobei-dai ruin, Ichihara-shi, Chiba and the Hashimuregawa ruin, Ibusuki-shi, Kagoshima —

1. はじめに

土器の胎土分析は、土器の製作地を推定する目的で行われている。しかし、土器焼成時に割れることを防ぐために砂粒などの混和材を混ぜているために製作地の推定の精度を悪くしている。一方、混和材に軽石を用いている土器がある（藤根　1998）。

今回、千葉県市原市長平台遺跡と鹿児島県指宿市橋牟礼川遺跡から出土し。混和材に軽石を用いている土器について、その軽石の起源について考察した。

2. 試料と実験

本研究に用いた土器は千葉県市原市長平台遺跡（弥生時代終末期）から出土したものと、鹿児島県指宿市橋牟礼川遺跡（古墳時代）から出土したものを用いた。

混和材の軽石の起源として長平台遺跡土器については木更津市高倉の藪層中軽石層、橋牟礼川遺跡土器については、近く（指宿市）の池田湖火砕流堆積物中軽石と幸屋火砕流中軽石を用いた。さらに藪層軽石の給源と考えられている長野県川上村金山の八ヶ岳ＢＢＰを検討試料とした。

土器及び各軽石層中の軽石を、軽く粉砕し、ふるい分け（−80 mesh）と水洗後、アイソダイナミックセパレーターで電磁分離して火山ガラスを純化した。

純化されたガラス粒をＲＩＭＳ（温度変化型屈折率測定装置）を用いて屈折率を測定した。

3. 結果と考察

各試料中ガラスの屈折率の測定結果を表１に示した。ＲＩＭＳによる測定結果は、文献値（町田・新井、2003）とよく一致している。

長平台遺跡の土器中からは火山ガラスを純化することができたが、藪層中の軽石からは試料が風化していてガラスを回収することができなかった。さらに表１で明らかなように土器中火山ガラスの屈折率と八ヶ岳ＢＢＰガラスの屈折率は一致しなかった。藤根・他（2007）では、鉱組成の比較から土器中の軽石は藪層、すなわち八ヶ岳ＢＢＰと同一軽石が用いられているとしているが、今後角閃石の屈折率測定を行う等、さらなる検討が必要である。

橋牟礼川遺跡の土器中火山ガラスの屈折率は池田湖火砕流軽石の火山ガラスと一致し、幸屋火砕流軽石の火山ガラスとは一致しなかった。すなわち、土器に混和材として用いられた軽石は池田湖火砕流軽石であると考えられる。今後火山ガラスの化学組成の面からも考察したい。

表１　土器及び地層中の軽石ガラスの屈折率

長平台遺跡		橋牟礼川遺跡	
土器	1,519－1,524	土器	1,499－1,503
藪層	ガラスなし	池田湖火砕流	1,499－1,502 （文献[1] 1,501－1,502）
八ヶ岳ＢＢＰ	1,502－1,504 （文献[1] 1,500－1,503）	幸屋火砕流	1,507－1,510 （文献[1] 1,506－1,522）

１）町田・新井（2003）

引用文献

藤根久（1998）　東海地域（伊勢－三河湾周辺）の弥生および古墳土器材料。第６回東海考古学フォーラム岐阜大会、土器・墓が語る、108-117.

藤根久・新藤智子・福岡孝昭（2007）　弥生土器胎土中に混和された軽石質テフラ、2007年第四紀学会大会講演要旨集、100-101.

町田洋・新井房夫（2003）　新編火山灰アトラス［日本列島とその周辺］、東京大学出版会.

P-27　日本海沿岸、富山地域における石器石材環境の研究１

中村由克（野尻湖ナウマンゾウ博物館）

Yoshikatsu NAKAMURA ; Study of lithic resource environment in the Toyama, the Sea of Japan coast region.

【はじめに】　日本海沿岸を中心とした文化圏が誕生したのは、後期旧石器時代のＡＴ降灰期からそれ以降である。北陸地方には瀬戸内系石器群、東山系石器群、杉久保系石器群などの石器文化が発達したことが知られている。これらの石器文化（石器群）は、石器の形態・製作技法が違うだけでなく、特定石材を選択していることが特徴である。したがって、石器石材に着目して、原産地の特定をおこなうことによって、当時の人類の移動経路が解明されることが期待される。

本研究では、富山県域の石器に多く見られる無斑晶質安山岩の原産地調査と遺跡の石器石材鑑定を実施した。石器石材の調査は、非破壊の方法により、実体双眼顕微鏡、金属顕微鏡を使用し、鑑定にあたっては、色調、組織・構成粒子、磁性などの属性を記載した。

【従来の研究】　富山県域の遺跡でよく使用される石器石材は、立野ヶ原系石器群が碧玉（鉄石英）・玉髄（メノウ）、瀬戸内系石器群が安山岩・下呂石、石刃系石器群（東山系・茂呂系など）が濃飛流紋岩または頁岩、そして尖頭器石器群が黒曜石・安山岩などとされてきた（麻柄 1987 など）。石材原産地は、碧玉と玉髄が南砺市に知られていた以外、富山地域に存在が知られていなかった。

【富山県域における無斑晶質安山岩の原産地の確認】　富山地域で安山岩を主とする地層は、中新世の岩稲累層である。岩稲累層は、富山市細入の岩稲を模式地とし、富山県東部から石川県中央部の山地に広く分布し、主に安山岩質の溶岩や火砕岩類からなる（藤井ほか 1992；高橋・周藤 1999 など）。岩稲累層分布域を流下する河川を踏査したところ、ほぼ全県的に無斑晶質安山岩（Aphyric andesite）の存在が確認できた。安山岩の中では、数ミリ程度以上の斑晶を多く含む顕晶質安山岩が圧倒的に多いが、中には無斑晶質安山岩が含まれている。とくに、井田川支流の野積川、山田川、小矢部川支流の山田川、打尾川などでは、無斑晶質安山岩が全礫中の 2～5%あり、比較的質のいいものがみられた。

また、県東部には、岩稲累層より上位の黒瀬谷累層相当層（福平層）に安山岩溶岩、火砕岩が卓越し、比較的、無斑晶質安山岩が多くみられた。白岩川、同支流の虫谷川、上市川、角川、布施川などでは、無斑晶質安山岩が全礫中の 10%以上あり、比較的質のいいものがみられた。

富山県域で確認された無斑晶質安山岩は、長野-新潟県境の関田山地、長野-群馬県境の八風山、群馬県の武尊山のものほど、均質でガラス光沢があるものはみられないが、少し輝石類や斜長石の微斑晶を含むものの、石器石材としては十分な品質の岩質であった。

【旧石器時代の無斑晶質安山岩製の石器】　富山県埋蔵文化財センターのご協力をいただき、旧石器資料の石材鑑定を実施した。眼目新丸山（上市町）、直坂Ⅱ（富山市大沢野）、石山Ⅰ（富山市婦中）、新造池Ａ・草山Ｂ（射水市小杉）、安養寺（小矢部市）、人母シモヤマ・七曲（南砺市福光）、南原Ｃ（南砺市城端）などの遺跡には、安山岩製の石器群が出土しており、それらの石器を顕微鏡観察して、石材鑑定した。その結果、石山Ⅰ（石器１）は井田川高田採集の石材サンプルに、安養寺（AN2）と南原Ｃの黒色緻密なタイプは山田川塔尾に、安養寺（AN3）と人母シモヤマ（４）は打尾川臼中ダム下に、それぞれ色調、磁性、組織などの特徴から石材が近いことが判明した。これら以外のものも、岩質の類似から富山県内産の安山岩と考えられ、奈良県などのサヌカイト（サヌキトイド）や長野・新潟・群馬県などの石材が持ち込まれたと断定できる資料は見当たらなかった。

【富山県域で使用される石器石材に関する新知見】　富山県域には断片的ながら横剥ぎを特徴とする瀬戸内系石器群（麻柄 1984）が多く知られているが、今回の安山岩産地の発見と石器の岩石鑑定から、これらはすべて富山県内の石材を材料としていて、長野県の野尻湖遺跡群や福井県の西下向遺跡などと同様に、安山岩原産地の近隣地域に発達した石器群であることが判明した。

さらに、旧石器時代の石器石材についての重要な知見がえられた。従来、富山県の石器の多くが「濃飛流紋岩」という名称で記載・説明され、1970～80 年代以降の発掘で使用され始めて、全国の石器石材分布図でも富山県域のみ独自の濃飛流紋岩の地域と評価されていて（岡村 1990）、日本海沿岸地域の旧石器石材の南北交流は想定されていなかった。直坂Ⅰ遺跡の石器を鑑定したところ、濃飛流紋岩

とされていた石材は２種類の異なった岩石であることが判明した。１つは中部～東北地方に一般的な細粒の珪質頁岩であり、新潟県産の珪質頁岩に外見が似たものである。もう１種類は、直坂Ｉの接合資料の石材で、石英の結晶を多く含む灰褐色で流紋岩質の凝灰岩である。後者は素材礫が数十cmの円礫で、遺跡内で剥片剥離が盛んにおこなわれ、廃棄されたものも多いという石材使用状況からみて、遺跡に比較的近いところで入手されたと推定できる。濃飛流紋岩の一般的岩相とは異なっており、白亜紀の手取層群、古第三紀の太美山層群、新第三紀の楡原累層、医王山累層などの地層に含まれるものである可能性が考えられる。

また、岐阜県産の下呂石（湯ヶ峰流紋岩）は、南原Ｃ、七曲下向野、草山Ｂ遺跡に含まれ、石器表面の自然面は平坦面であることから、飛騨川に流下した下呂石の円礫ではなく、湯ヶ峰の露頭近くの角礫が採集・運搬されていたことが判明した。

引用文献

原山智ほか編（1995）富山，20万分の１地質図幅

藤井昭二ほか編（1992）10万分１富山県地質図説明書

鹿野和彦ほか編(1999)金沢，20万分の１地質図幅

麻柄一志(1984)旧石器考古学,28,19-35

麻柄一志(1987)同志社大学「考古学と地域文化」3,11-22

岡本道雄(1990)「日本旧石器時代史」雄山閣

高橋俊郎・周藤賢治(1999)地質学雑誌,105,789-809

山田直利ほか編(1988)高山,20万分の１地質図幅

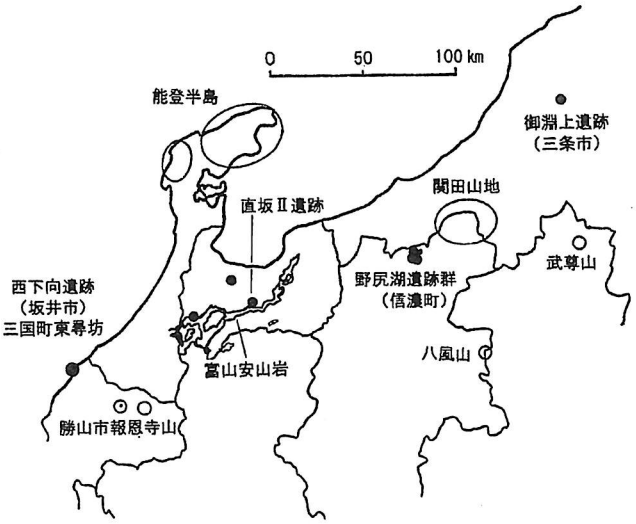


図１　中部地方北部の安山岩産地と瀬戸内系石器群の遺跡
●：遺跡　○：安山岩産地

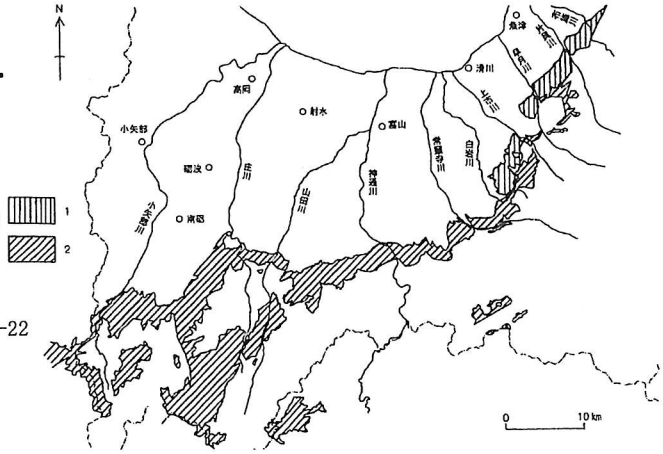


図２　富山県における安山岩の分布図
１：黒瀬谷累層（安山岩溶岩・火砕岩）　２：岩稲累層
20万分の１地質図幅（地質調査所）「富山」（原山ほか1995）・「高山」（山田ほか1988）・「金沢」（鹿野ほか1999）をもとに編図

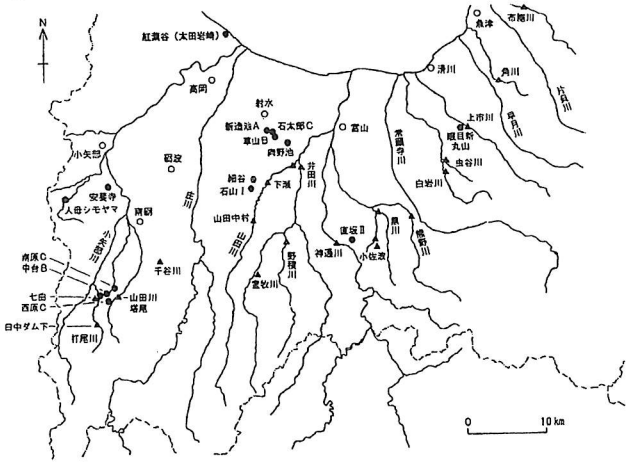
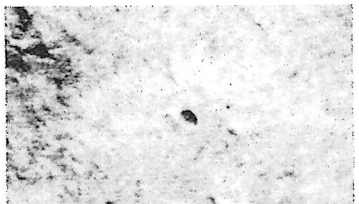
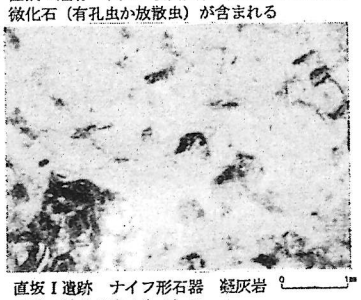


図３　富山県における無斑晶質安山岩の確認地点と安山岩を主体とする石器群　●：遺跡　▲：無斑晶質安山岩の確認地点



直坂Ｉ遺跡　石刃　珪質頁岩（珪質凝灰質頁岩）
微化石（有孔虫か放散虫）が含まれる



直坂Ｉ遺跡　ナイフ形石器　凝灰岩　0　1mm
石英の結晶が多く含まれる

図４　濃飛流紋岩とされていた石器の実体顕微鏡写真

P-28

堆積構造の3次元解析手法としての電磁波反射法（地中レーダー）の可能性（予報）

岡崎浩子（千葉県立中央博物館）・中里裕臣（農村工学研究所）
Hiroko OKAZAKI・Hiroomi NAKAZATO：Experimental analysis using GPR of sedimentary structures

実験堆積物の非破壊解析のための電磁波反射法（地中レーダー）の適用について検討をおこなっている．地中レーダーは，物体に電磁波を放ちその散乱信号を検出することによって内部構造を探査するもので，土質調査から鉄筋コンクリートの配筋調査まで幅広く利用されている．最近は，海浜平野断面など沖積層研究にも用いられている（七山ほか，2006；Bristrow, 2006; 田村，2009など）．しかし，小型水路実験堆積物に適用された例はない．本研究では高周波レーダアンテナを用いて，実験堆積物のcm オーダーの３次元構造を非破壊で把握することを目的としている．その第一段階としてフォーセット層理について検討をおこなっている，

地層中には大規模なフォーセット層理がギルバート型三角州の前置層などにしばしば認められる．そこには急傾斜を流れ下る土砂流から形成されたさまざまな堆積構造が認められる（Nemec, 1990）．たとえば更新統下総層群上泉層には傾斜10-30度で傾く，高さ10m以上の大規模なフォーセット層理がみられる（岡崎ほか，2000）．このフォーセット層理の内部構造には，平行層理，バックセット層理などが認められる．平行層理は塊状もしくは級化構造を示し，リップル葉理をともなう場合がある．この特徴からは高密度混濁流からの堆積が推定される．バックセット層理は内部葉理が上流側に傾く構造で，高流砂階のベッドフォームであるシュート＆プールの堆積物と考えられる．急斜面を流下する射流が傾斜の変換点などで跳水をおこして形成される．この更新統の前置層は平行層理とバックセット層理を主とする2つの堆積相から構成され，これらが繰り返しながら前進している．また，この２つの堆積相間には粒度などの顕著な組成の違いが認められる．

このようなバックセット層理など高流砂階の堆積構造の実験的解析例はあまり多くなく（Alexander et al., 2001; 中村ほか，2009）．また，これらの3次元構造や粒径分布などの報告もほとんどない（Macdonald et al., 2008）．

本発表では予報としていくつかの試行実験結果について報告する．

小型水路（幅19cm×長さ300cm）に粒径0.5, 0.15, 0.06mmの珪砂の混合砂を用いて高

さ約１０−１３cm 程度のフォーセット層理をつくった．幅約１cm 程度のフォーセット層理面がみとめられた．また，同時にマーカーとして砂鉄をいれ，幅３-５cm 程度のマーカーによる層理も形成した．1.5GHｚアンテナによる走査では，このマーカー層理の感知が確認された．また，急斜面でのバックセット層理の形成実験もおこなった．小型水路（幅 4cm×長さ 200cm）を約 10 度傾け，粒径 60μm の珪砂を敷いた．１ℓ／分ほどの流量でつくられた幅１cm 程度の流路内で，跳水がおき，深さ１cm 波長数 cm 程度のバックセット層理が形成された．

今後，電磁波反射法解析に適した堆積構造の層理の厚さ，堆積物組成の検討をおこない３次元形態復元の可能性を探る．

引用文献

Alexander L., Bridge, J.S., Cheel, R.J., and Leclair, S.F.(2001) Bedforms and associated sedimentary structure formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. Sedimentology, 48, 133-152.

Bristow, G. S. and Pugillo K.(2006) Quantifying rates of coarstal progradation from sedeiment volume using GPP and OSL: the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia, Sedimentology, 53, 769-788.

七山　太・村上文敏・田村　亨・辺　和明・斎藤文紀．(2006) 地中レーダー(GPR)を用いた海浜堆積相の高精度イメージング計画(演旨)，日本堆積学会例会プログラム・講演要旨 2006, 25-25.

Macdonald, R., Alexander, J., Bacon, J,C. and Cooker, M. (2008) Flow patterns, sedimentation and deposit architecture under a hydraulic jump on a non-eroding bed: defining hydraulic-jump unit bars. Sedimentology, doi:10.1111/j.1365-3091.2008.01037.

中村　彰・奥野佳太・横川美和・武藤鉄司・成瀬　元・宮田雄一郎・Gray Parker (2009)サイクリックステップの移動と堆積過程についての実験的研究：予報．日本堆積学会 2009 年大会予稿集，150.

Nemec, W.(1990) Aspects of sediment movement on steep delta slopes, In Colella,A., and Prior, D.B., eds., Coarse-Grained Deltas. Int. Assoc. Sedim. Spec. Publ., no.10, 29-73 .

田村 亨・小玉芳敬・斉藤　有・渡邊和明 (2009) 海岸砂丘の地中レーダー断面：鳥取砂丘の例．日本堆積学会 2009 年大会予稿集，91.

岡崎浩子・伊左治鎭司・中里裕臣 (2000) 更新統下総層群上泉層にみられるギルバート型粗粒三角州．地質学雑誌，106,461-471.

P-29　第四紀海水準変動より推定される南極氷床変動史

奥野淳一・三浦英樹（国立極地研究所）

Jun'ichi OKUNO, Hideki MIURA; Melting history of Antarctic ice sheet inferred from the late Quaternary sea-level variations

約1万年より以前の最終氷期には，北米やヨーロッパにも現在の南極氷床に匹敵する規模の巨大な氷床が存在し，拡大・縮小を繰り返すことによって海水準は100m以上も上下したことが世界各地の地形地質学的調査観測より明らかになっている．それらの観測値は，氷床はみな同じように見えても，個々の地理的条件の違いなどに応じて異なる挙動や歴史を持つことを示唆している．各々の氷床の挙動の違いと原因を考えるためには，野外における地形地質調査および数値シミュレーションを用いて，各氷床の3次元的な空間分布とその時間変化を復元してゆく必要がある．特にそのようなデータが極めて少なかった東南極氷床について，リュツォ・ホルム湾周辺の地形地質調査とglacial isostatic adjustment (GIA)モデリングによる解析から，最終氷期最盛期(LGM: Last Glacial Maximum)以降の南極氷床変動を推定することが本研究の目的である．

1981年にまとめられた「世界の第四紀古気候に関する研究計画：CLIMAP（Climate: Long-range Investigation, Mapping and Prediction）」（CLIMAP, 1981）では，海水温などの様々な気候値の分布とともに，南極氷床を含む， LGMの世界各地における氷床分布の推定図が示され，それはいまでも大きな影響力を持っている．ところが，この当時の南極氷床変動を示す地形地質学的データは，ロス海周辺のわずかなものに限られ，北半球の氷床に比べて極めて乏しかった．そのため，主として西南極のロス海の限られたデータに基づいて，LGMにおける南極氷床は，北半球氷床が発達することによる海水準の低下によって，南極大陸周縁部の大陸棚末端まで拡大したというモデルが提案された．このモデルは，LGMにおける南極氷床の拡大範囲について，大陸棚末端の位置をほぼ連ねた線として復元されている．しかし，ロス海の大陸棚と異なり，東南極周辺の大陸棚末端の深度は一般に600m程度と深く，氷期における最大150m程度の海水準の低下では大陸棚末端まで氷床は着底できないことが示唆されるが，これを裏付ける地形地質学的データは極めて少ないのが現状である．

一方で，氷床の融解と海水量の増加といった地球表層における質量再分配により引き起こされる固体地球のアイソスタティックな変形の結果，観測される相対的海水準変動を数値的に再現することで，氷床の融氷史を推定する方法がある（GIAモデリング; 例えばTushingham and Peltier, 1991）．これまでのGIAモデリングに基づいて提案された南極氷床融解史は，空間分布においては，CLIMAPモデルを基本とし，時間変化については，約12000年前から融解が始まり，その融解量は全地球的な海面上昇に対し7～37 m程度でかなりの幅がある(Nakada *et al.*, 2000)．しかしながら，このようなモデルの時間変化については，南極大陸における第四紀海水準変動のデータが極めて少ないため，北半球の融氷史と地球規模の海水準変動との差から氷床全体の融氷史のつじつまを合わせる形で決められてきたのが

実状である．また，南極大陸内陸部に対しての解像度は低く，主な融解領域としては，地形地質データが比較的多い南極半島を中心とした地域に限定されている．さらに最近の研究では，最新の高精度化した衛星等による測地観測データを再現できるような新しい南極氷床融解史モデル構築が模索されている（例えばIvins and James, 2005）．そのモデルによると，主な融解地域はロス海および南極横断山脈地域であり，内陸部はほとんど融解していないと提案されているが，測地観測データに内包される最終氷期からの地殻変動による寄与と，現在の氷床変動による寄与の分離が難しいといった問題点も抱えている．

このようにこれまでのモデルにおける問題点は，CLIMAPモデルを出発点としていることや，融解開始の年代をはじめとする時間変化，存在する地形地質データの空間的かたよりによる空間解像度の不均質等があげられる．このような問題点に対し，地形地質および測地学的データのみならず，陸上，海底におけるさまざまな分野の観測データも含めた解釈とGIAモデリングによる南極大陸縁辺部の第四紀地殻変動の詳細な解析が必要である．本講演では，2000年以降蓄積されているさまざまな分野のデータと整合的なモデルを作成し，モデルパラメータ間の依存性と観測データに対する影響を定量的に評価することで，さらなる課題および将来の調査観測の展望について議論する予定である．

文献

CLIMAP Project Members. (1981) Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geological Society of America, Map and Chart Series*, **C36**.

Ivins, E., R. and James, T. (2005) Antarctic glacial isostatic adjustment: a new assessment. *Ant. Sci.*, **17(4)**, 537-549.

Nakada, M., Kimura, R., Okuno, J., Moriwaki, K., Miura, H. and Maemoku, H. (2000) Late Pleistocene and Holocene melting history of the Antarctic ice sheet derivced from sea-level variations. *Mar. Geo.*, **167**, 85–103.

Peltier, W. R. (2004) Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G(VM2) model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **32**, 111–49.

Tushingham, A. M. and Peltier, W. R. (1991) ICE-3G: a new global model of late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post-glacial relative sea level change. *J. Geophys. Res.*, **96**, 4497–4523.

P-30　インドネシア・西ジャワの石筍に見られる成長縞を用いた時間モデル構築

坂田周平（京都大学），渡邊裕美子（京都大学），松岡廣繁（京都大学），山田誠（京都大学），大沢信二（京都大学）中井俊一（東京大学），Budi BRAHMANTYO (ITB)，Khoiril A. MARYUNANI（ITB），田上高広（京都大学），竹村恵二（京都大学），余田成男（京都大学）

S. SAKATA, Y. WATANABE, H. MATSUOKA, M. YAMADA, S. OHSAWA, S. NAKAI, B. BRAHMANTYO, K. A. MARYUNANI, T. TAGAMI, K. TAKEMURA, S. YODEN ; A construction of age model from growth bandings in a stalagmite collected from West Java, Indonesia

鍾乳石は石灰岩地形に発達する鍾乳洞内で見られる縞状炭酸塩堆積物で、数千年～数十万年に渡る陸域の情報を保存しているため、近年古気候の研究で多く用いられている。鍾乳石は複雑な過程を集積した堆積物であるため、古気候研究に用いるためには酸素安定同位体比や微量元素濃度といった鍾乳石の構成要素が、実際の気象現象とどのように対応しているのかを知ることが必要となる。各構成要素と気象現象間の応答関係を明らかにするためには、実際に観測された気象データを用いて両者の比較・検討を行うのが有効である。そのためには、試料となる鍾乳石がどのような成長過程を持つのか、その時間モデルの構築が必須となる。

炭酸塩堆積物である鍾乳石はウラン系列放射非平衡年代測定によって精度良く年代を決定することができる。また、鍾乳石の中には成長縞を持つものがあり、放射年代測定値と成長縞の枚数を比較することによって詳細な時間モデルを構築することができる。例えば、放射年代値とその位置までの成長縞の枚数が一致するならば、成長縞は概ね年縞と言うことができ、成長縞の層厚がその場所での年成長速度となる。この手法によって鍾乳石は年分解能での時間モデルを構築することも可能である。

今回の研究ではインドネシア・西ジャワの Ciawitali 洞窟から採取した石筍試料 CIAW15-2a において、成長縞の計数とウラン系列放射非平衡年代測定を用いて年分解能での時間モデル構築を目指した。試料の採取地としてジャワ島を選らんだのは次のような理由からである。１．中緯度域で採取した鍾乳石を用いた研究例に比べて、赤道域の鍾乳石を用いた研究例は圧倒的に少ない。２．全球的な大気循環に大きな影響を与えるであろう ENSO（エル・ニーニョ南方振動）や、IOD（インド洋ダイポール現象）の活動記録が保存されている可能性がある。また CIAW15-2a のすぐ隣（20cm ほど隣）では石筍試料 CIAW15a が採取されており、Watanabe et al. (2008)によってウラン系列放射非平衡年代測定と成長縞の計数から年分解能の時間モデルが構築されている。こちらは酸素と炭素の安定同位体比の経年変動も測定済みであり、CIAW15-2a も同様の手順で研究を進めることで、成長速度や安定同位体

比変動に関して、この手法の信頼性を検証できると期待される。

石筍試料 CIAW15-2a は採取時に滴下水が落ちており、その時点で成長中であった。成長方向は水平方向やや上方向きで、通常は成長方向が上方となる筍型の石筍とは異なる。この石筍をエンジンカッターで半割し、先端から約 7cm を薄片にして実体顕微鏡、紫外線蛍光顕微鏡で観察した。CIAW15-2a は先端から約 4cm までは薄片上で透明であり、4cm から下は不透明な様相を呈している。この透明部と不透明部の境界で時間間隙や不整合面が存在する可能性があるので、透明部が連続する先端から 4cm までの部分において成長縞の計数を行った。

本講演では、CIAW15-2a の縞の計数結果とウラン系列放射非平衡年代測定の結果を比較して、石筍の時間モデルについて議論する予定である。

引用文献：

Watanabe et al. (2008), Stable isotopic variations for a stalagmite from Indonesia and their comparison of meteorological data, Geochimica et Cosmochimica Acta, 72(12), A 1007.

P-31 Paleontological study of the latest Pleistocene molluscan assemblages from Bangkok lowland in Central Thailand

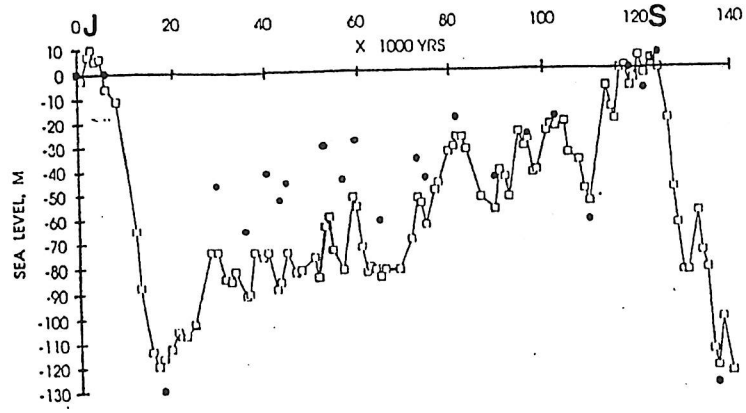
Yoshio SATO:Department of Geology, Faculty of Scence Chulalongkorn University, Phayathai road, 10330, Bangkok, Thailand. Email tkio @geo.sc. Chula.ac.th

In the latest Pleistocene, 0.120- 0.13 Ma (5e), shallow marine deposits by the Shimosueyoshi Transgression in the last interglacial period are commonly found all over the world. But, on the other hand, in Thailand, it is very difficult to find the formations these are correlated with Shimosueyoshi Transgression stage. Only from Ban Phraek Sa Sand Pit in Samut Prakan province, latest Pleistocene formations yielding abundant molluscan fossils were found (45,620 yr. B. P. by C^{14}-AMS, material; *Chlamys*). Shell bed primary consist of Oyster, *Crassostrea gigas*. But it contains so many different kinds of molluscan assemblages. Dominant and characteristic species are *Chlamys, Chama, Placuna, Pictada, Spiniplicatula* and *Balanus*. Almost of shells are trapped between the matrix of Ostrea shell beds. Excepting these species, shells are utterly dissolved. But even micro shells, smaller than 5 mm in shell height, inner molds and outer cast are perfectly preserved. Sample blocks, 25X25X20 cm, are cut down perpendicular to bedding plane. Individuals are separated carefully from the blocks by hands after 6 hours water-bath treatment. Total number of blocks is 14. Molluscan assemblage primary consists of Pelecypod (P/G is 5.3). Total number of species is 38 and individuals are 1,753.

At the results of paleoecological analysis of molluscan assemblages, *Crassostrea - Spiniplicatula* Assemblage and *Veremolpa - Scapharca* Assemblage are recognized. The former assemblage is dominated by gravel to rocky bottom dwellers. The latter assemblage is al so dominated by sand to muddy sand dwellers. The present formations are also traced and found from the undergrounds at Hua Lamphong and Chatuchak, north of Bangkok, in the course of subway construction and west of Bangkok, Samut Songkhran province .

Reconstructed environments are intertidal shell mounds on the mud, along the shoreline near to the mouthof ancient Chao Phraya River. According to the transgression so many shells living in the mud had been accumulated in this mound and mixed.The molluscan assemblages certainly correlated to the Shimosueyoshi transgression stage had not been discovered yet in Thailand. Further investigation has been carrying out on the lowlands in Rayong, Ratchaburi and Chumphon provinces of southern Thailand.

Sea level changes for recent 140 thousands years



Chappell *et al.* (1995)

J ; Jyoumon Transgression.
S; Shimosueyoshi Transgression

S-1　環境変動解明への湖沼堆積物研究の役割

井内美郎（早稲田大学）

Yoshio INOUCHI: Role of lacustrine sediments in elucidation of environmental history

はじめに

1965年，古環境研究を意図した初めてのピストンコア試料が琵琶湖湖底から堀江正治氏（京都大学名誉教授）によって採取された．以来，琵琶湖では湖底学術ボーリングが繰り返され，連綿として湖底堆積物を対象とした古環境研究が継続されてきた．今回の発表では，これまでに琵琶湖湖底堆積物を対象に行われた研究成果を概観し，今後の古環境研究への期待を述べさせていただく．

湖底堆積物による琵琶湖古環境研究の歴史

a.　京都大学古環境実験施設関係の成果

1971年，琵琶湖北湖の南湖盆において200mボーリングが実施された．それは現琵琶湖の湖底泥質堆積物（約40万年間以上）をほぼ掘り抜くものであった．さらに，1982年・83年には1500mボーリングが実施され，現琵琶湖の堆積物を掘り抜き，基盤の中古生層にまで達した．それらの初期の成果の主なものは有機地球化学的なもの(Kawamura and Ishiwatari, 1981など)や花粉組成研究であったが，広域テフラの研究や年代測定法の不十分さもあって「遠慮がちに」古気候との関係が論じられたにすぎなかった．その後，Kashiwaya et al.(1987・1988)は，堆積物粒度変化についてミランコビッチサイクルとの関係を論じた．また，Miyoshi et al.(1999)は琵琶湖堆積物中に10の花粉帯を識別し，5回の氷期と5回の間氷期の存在を明らかにしている．

気候変遷以外では，堆積物の組成や無機元素濃度をもとに琵琶湖の発達史や後背地の発達史が論じられた（Takemura, 1990；Toyoda，1993など）ほか，堆積物中の有機物組成をもとに有機物の起源や続性作用が論じられた（Meyers et al.，1993など）．

b.　地質調査所関係の成果

1986年に琵琶湖高島沖で150mボーリングが実施され，西岸の安曇川デルタと東岸よりの沖島を結ぶ琵琶湖北湖の鞍部で現琵琶湖湖底堆積物を掘り抜く試料が得られた．Xiao et al.（1997a・b；1999など）はボーリング試料中の風成塵・生物源シリカ・河川運搬石英粒子数などを測定し，最終間氷期以降の気候変動において，海洋の酸素同位体比変動に類似の変動の存在を示した．これらの研究において中国の黄土高原の環境変動との比較が行われ，琵琶湖が東アジアのモニタリングステーションとして果たしている意義が強調された．これら成果の背景には，タイムマーカーとしての広域テフラの研究の進展がある（吉川ほか；1991・1993など）．その後，Kuwae et al.(2002)は堆積物中の珪藻殻数の増減を測定し，グリーンランド氷床コアなどに確認されているダンスガードーオシュガーサイクル（DO サイクル）に類似の変動を認めた．同様の現象は，斎藤ほか（2004）による堆積物粒度やIwamoto and Inouchi (2007)による堆積物の全炭素・全窒素濃度変動でもその存在が確かめられている．なお，Iwamoto and Inouchi (2007)はDOサイクル類

似の現象は氷期のみならず，間氷期にも見られると述べた．

環境変動以外では，高島沖ボーリングとほぼ同じ時期に琵琶湖西岸の今津沖の 6 地点でボーリングが実施され，湖底地すべり堆積物（タービダイト）の存在が確認された．そして歴史地震との対応から，一定の閾値を超える震度で湖底地すべりが発生することが明らかにされた(Inouchi et al.，1996)．

古環境変動で見えてきたもの

先に述べたように，琵琶湖湖底堆積物研究の初期には，堆積物年代推定法に限界があり，氷期—間氷期サイクルとの対応が可能性として報告されたのみであった．その後，広域テフラの研究(吉川・井内; 1991・1993，Hayashida et al.;1996 など)や古地磁気層序・年代測定技術などが進展したことで堆積物年代値の信頼性が高まり，様々なプロキシーが氷期—間氷期サイクルを示していることが認識されるようになった．最近の研究では，さらに時間分解能が向上し，DO サイクルに類似の百年～千年スケールの寒暖変動の存在が確認されるようになってきた（Kuwae et al.，2002；Yamada，2004；斎藤ほか，2004；Iwamoto and Inouchi，2007 など）．なお，琵琶湖の北方に位置する三方五湖では，年縞の存在が明らかになり，モダンアナログ法を用いて過去の気温・降水量の変動が高分解能で推定されるようになっている（Nakagawa et al.，2002・2005 など）が，琵琶湖には年縞堆積物は未確認である．

気候変動の要因について，研究の初期に軌道要素の変動に基づく周期性（Kashiwaya et al.，1987・1988)が指摘された．最近ではさらに DO サイクルに対応する変動も指摘されている．一方，世界的には氷床コアで確認されるような短い周期の現象が海洋堆積物でも確認されるようになっており，軌道要素に原因を求める周期性の議論に加えて太陽活動の変動に原因を求める議論もされるようになった．例えば，太陽活動の周期に原因する 86.5 年周期と 210 年周期の合成による 1470 年周期形成説（Braun et al.；2005）も提案され，DO サイクルの原因は太陽活動の周期が原因であるとされている．残念ながら，現在までの琵琶湖の研究ではその真偽を議論できるデータは提示されていない．

まとめ

地球規模の環境変動をローカルな地点（たとえば琵琶湖）で研究する意義としては，以下の 2 つが考えられる．ひとつは，その地点での環境変動の履歴から将来の変動像を予測するもの．ふたつに，地球規模の変動について，その現れ方や遅延などから発生・伝達のメカニズム解明に貢献しようとするもの．後者の場合，より正確な年代決定が何より求められる．

また，最近では「ノイズ」としてのローカルな現象もいくつか認識されるようになっている．例えば，従来認識されてきたテフラの存在に加え，地震起源のタービダイト，構造運動による湖盆地形の変形，台風などの際のかく乱，湖水面高度の変動などである．これらをうまくクリアーすることによって，これまで識別されてこなかったより短周期の変動が読み取れるようになるかもしれない．

文献

Braun H. et al. (2005) Possible solar origin of the 1,47-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model. Nature, 438, 208-211.

Goto S., Hamamoto H. and Yamano M. (2005) Climatic and environmental changes at southeastern coast of Lake Biwa over past 3000 years, inferred from borehole temperature data. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 152, 314-325

Hayashida A., Kamata H. and Danhara T. (1996) Correlation of the widespread tephra deposits based on paleomagnetic directions: Link between a volcanic field and sedimentary sequences in Japan. Quaternary International, 34-36, 89-98.

Inouchi Y., Kinugasa Y., Kumon F., Nakano S., Yasumatsu S. and Shiki T. (1996) Turbidites as records of intense palaeoearthquakes in Lake Biwa, Japan. Sedimentary Geology, 100, 117-125.

Ishiwatari R, and Uzaki M. (1987) Diagenetic changes of lignin compounds in a more than 0.6 million-year-old lacustrine sediment (Lake Biwa, Japan). Geochimica et Cosmochimica Acta, 51, 321-328.

Ishiwatari R., Negishi K., Yoshikawa H. and YamamotoS. (2009) Glacial-interglacial productivity and environmental changes in Lake Biwa, Japan: A sediment core study of organic carbon, chlorins and biomarkers. Organic Geochemistry, 40, 520-530

Iwamoto N. and Inouchi Y. (2007) Reconstruction of millenial-scale variations in the East Asian summer monsoon over the past 300 ka based on the total carbon content of sediment from Lake Biwa, Japan. Environmental Geology, 52, 1607-1616.

Kashiwaya K., Yamamoto A. and Fukuyama K. (1987) Time variations of erosional force and grain size in Pleistocene lake sediments. Quaternary Research, 28, 61-68.

Kashiwaya K., Yamamoto A. and Fukuyama K. (1988) Statistical analysis of grain size distribution in Pleistocene sediments from Lake Biwa, Japan. Quaternary Research, 30, 12-18.

Kawamura K., Ishiwatari R. and Yamazaki M. (1980) Identification of polyunsaturated fatty acids in surface lacustrine sediments. Chemical Geology, 28, 31-39.

Kawamura K. and Ishiwatari R. (1981) Polyunsaturated fatty acids in a lacustrine sediment as a possible indicator of paleoclimate. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45, 149-156.

Kawamura K. and Ishiwatari R. (1984) Fatty acid geochemistry of a 200 m sediment core from Lake Biwa, Japan. Early diagenesis and paleoenvironmental information. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48, 251-266.

Kawamura K. and Ishiwatari R. (1984) Tightly bound aliphatic acids in Lake Biwa sediments: Their origin and stability. Organic Geochemistry, 7, 121-127.

Kawamura K. and Ishiwatari R. (1984) Fatty acid geochemistry of a 200m sediment core from Lake Biwa, Japan. Early diagenesis and paleoenvironmental information. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48, 251-266

Kawamura K. and Ishiwatari R. (1985) Distribution of lipid-class compounds in bottom sediments of freshwater lakes with different trophic status in Japan. Chemical Geology, 51, 123-133.

Kawashima M., Takamatsu T. and Koyama M. (1988) Mechanisms of precipitation of manganese(II) in Lake Biwa, a fresh water lake. Water Research, 22, 613-618.

Kuwae M., Yoshikawa S. and Inouchi Y. (2002) A diatom record for the past 400 ka from Lake Biwa in Japan correlates with global paleoclimatic trends. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 181, 261-274.

Meyers P.A. and Horie S. (1993) An organic carbon isotopic record of glacial-postglacial change in atmospheric pCO2 in the sediments of Lake Biwa, Japan. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 105, 171-178.

Meyers P.A. and Ishiwatari R. (1993) Lacustrine organic geochemistry--an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. Organic Geochemistry, 20, 867-901.

Meyers P.A., Takemura K. and Horie S. (1993) Reinterpretation of Late Quaternary Sediment Chronology of Lake Biwa, Japan, from Correlation with Marine Glacial-Interglacial Cycles, Quaternary Research, 37, 154-160.

Meyers P.A., Takemura K. and Horie S. (1993) Reinterpretation of Late Quaternary Sediment Chronology of Lake Biwa,

Japan, from Correlation with Marine Glacial-Interglacial Cycles. Quaternary Research, 37, 154-160.

Miyoshi N., Fujiki T. and Morita Y. (1999) Palynology of a 250-m core from Lake Biwa: a 430,000-yearrecord fo glacial-interglacial vegetation change in Japan.Review of Paleobotany and Palynology, 104, 267-283

Ogura K., Machihara T. and Takada H. (1990) Diagenesis of biomarkers in Biwa Lake sediments over 1 million years. Organic Geochemistry, 16, 805-813.

Nakagawa T., Kitagawa H., Yasuda Y., Tarasov P.E., Gotanda K. and Sawai Y. (2005) Pollen/event straigraphy of the varved sediment of Lake Suigetsu, central Japan from 15,701 to 10,217 Sgvyr BP (Suigetsu varve years before present): Description, interpretation, and correlation with other regions.Quaternary Science Reviews, 24, 1691-1701

Nakagawa T., Tarasov P.E., Nishida K., Gotanda K. and Yasuda Y. (2002) Quantitative pollen-based climate reconstruction in central Japan: application to surface and Late Quaternary spectra.Quaternary Science Reviews, 21, 2099-2113

Saito E. and Inouchi Y .(2004) Grain size fluctuations during the last 200,000 years based on the Takashima-oki cored sediment, Lake Biwa, central Japan. Proceedings of the 14th Symposium on Geo-Environments and Geo-technics, 14, 83-92

ShikiT. et al. (1996) Reading of the trigger records of sedimentary events--a problem for future studies. Sedimentary Geology, 104, 249-255.

Takemura K. (1990) Tectonic and climatic record of the Lake Biwa, Japan, region provided by the sediments deposited since Pliocene times. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 78, 185-193.

Takemura K., Hayashida A., Okamura M., Matsuoka H., Ali M., Kuniko Y. and Torii M. (2000) Stratigraphy of multiple piston-core sediments for the last 30,000 years from Lake Biwa, Japan. Journal of Paleolimnology, 23, 185-199.

Toyoda K. (1993) Geochemical history of ancient Lake Biwa in Japan--chemical indicators of sedimentary paleo-environments in a drilled core. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 101, 169-183.

Toyoda K.(2003) Chemical composition of a drilled core of Lake Biwa in Japan and implications for source changes during the past 430,000 years. Quaternary International, 105, 57-68.

Toyoda K. and Shinozuka Y. (2004) Validation of arsenic as a proxy for lake-level change during the past 40,000 years in Lake Biwa, Japan. Quaternary International, 123-124, 51-60.

Xiao J., Inouchi Y., Kumai H., Yoshikawa S., Kondo Y., Liu T. and An Z. (1997) Eolian Quartz Flux to Lake Biwa, Central Japan, over the Past 145,000 Years. Quaternary Research, 48, 48-57.

Xiao J., Inouchi Y., Kumai H., Yoshikawa S., Kondo Y., Liu T. and An Z. (1997) Biogenic Silica Record in Lake Biwa of Central Japan over the Past 145,000 Years. Quaternary Research, 47, 277-283

Xiao J., An Z., Liu T., Inouchi Y., Kumai H., Yoshikawa S. and Kondo Y. (1999) East Asian monsoon variation during the last 130,000 Years: evidence from the Loess Plateau of central China and Lake Biwa of Japan. Quaternary Science Reviews, 18,147-157

Yamada K.(2004) Last 40 ka climate changes as deduced from the lacustrine sediments of Lake Biwa, central Japan. Quaternary International, 123-125, 43-50.

Yoshikawa S. and Inouchi Y.(1991) Tephrostratigraphy of the Takashima-oki boring core samples from Lake Biwa, central Japan. Earth Science (Chikyu Kagaku), 45, 81-101.

Yoshikawa S. and Inouchi Y. (1993) Middle Pleistocene to Holocene explosive volcanosm revealed by ashes of the Takashima-oki core samples from Lake Biwa, central Japan. Earth Science (Chikyu Kagaku), 47, 97-109.

S-2　湖沼堆積物の百万年スケール層序と編年：琵琶湖を例にして

里口保文（琵琶湖博物館）

Yasufumi SATOGUCHI : Long-time scale stratigraphy and chronology of lake sediments, especially about Lake Biwa.

○はじめに

長周期の変動や環境変化，たとえば，気候変動の大きな周期である約 10 万年などの長い周期を扱うためには，少なくとも数十万年や百万年という期間に，安定的に堆積し，保存される地域を対象とする必要がある．そのような長期間にわたって安定的に堆積し続ける場所の代表例は海洋底であるが，人やその他の陸上生物に対して大きく影響を与える変動を読み取るためには，陸域を対象地域とする必要がある．陸域における堆積場のうち，安定的に泥質堆積物を保存できる場所は湖沼があるが，湖沼の寿命は一般に数千年から数万年とされているため，長期間を対象とする事は難しい．その一方で，世界には数十万年もの長期にわたって水域であり続けた湖がいくつか存在する

○古代湖

生物学分野での呼び名と思われるが，生物が独自の進化をする程に長期にわたってその環境を保ち続けた湖は「古代湖」と呼ばれる（琵琶湖博物館，1997 など）．このような湖は，数十万年以上にわたって，湖の状態を保ち続けているものもあるため，長期間の堆積物を保存している．古代湖の代表的例は，生物調査やボーリング調査が行われているユーラシア大陸中央部のバイカル湖である．バイカル湖は，世界最古の湖といわれ，約 3000 万年間の堆積物を保有しているとされる（河合，1998）．バイカル湖では 1989 年から国際共同研究として，北半球高緯度地域の気候・環境変動の解析を目的としたボーリンク調査と，それら試料をつかった研究が実施された（岩本ほか，2005 など）．その他に，大陸内部にあり，周辺にヒトが暮らす古代湖は，アフリカ地溝帯にあるタンガニーカ湖などがある．このような長期間の環境変動を明らかにする研究対象となりうる古代湖は，世界にはいくつか存在しているが，内陸における湖沼堆積物を対象とした研究は，海洋を対象とした DSDP や ODP，IODP などのような継続的に行われる研究プロジェクトがなく，さらに数十万年といった長期の堆積物を採取するためには，深層ボーリングが必要となるため，新たな掘削・採取をする事は現実には難しい．

○地域による層序・編年の問題

大陸内部にある湖では，テフラのような同時間面を示す異質物質の堆積がほとんどないため，古地磁気層序や放射年代測定が重要となる．バイカル湖では，古地磁気層序（酒井・堀井，2003 など）と，^{10}Be を用いた放射年代測定（堀内ほか，2003 など）によって時間軸の設定が行われている．日本の編年・層序研究の特徴としては，年代が既知の広域テフラとの対比によって詳細な時間軸が設定可能である事があげられる．また，テフラを用いたフィッショントラック法による放射年代測定が可能である．さらに，テフラ層序・編年と古地磁気層序や放射年代とのクロスチェックを行う事も可能であるため，大陸内部を対象とするよりも層序や編年の面でいくつかの利点がある．

○琵琶湖湖底堆積物

琵琶湖の湖底堆積物を用いた研究は 1970 年代から行われている（竹村・横山，1989）．琵琶湖は北半球の中緯度付近にあり，アジアモンスーンの影響を強く受ける地域でもあるため，その特徴を生かした研究が行われてきた（Xiao et al.，1997 など）．琵琶湖で行われた数十万年以上の期間をとらえるボ

ーリングコアは，湖底で行われた 200m コア，1400m コア，高島沖コアや，湖岸地域の守山 1000m コアや，烏丸コアなどの深層ボーリングがある（いずれも略称；里口，2009 など）．これらコアの年代指標としては，古地磁気層序なども行われているが，挟在するテフラと既知の広域テフラとの対比が中心となっている（吉川・井内，1991 など）．しかしながら，テフラ対比については，テフラ分析手法の進展などによって，対比の見直しが行われ，修正される事もある（長橋ほか，2004；山下ほか，2005 など）．また，層序や編年については，気候変動との関連が深い植生の変遷や珪藻殻数変化と，海洋酸素同位体曲線との対比からの検討例もある（Miyoshi et al.，1999；Kuwae et al.，2002 など）．ただし，琵琶湖湖底は，現在から約 40 万年前までが均質な泥層であるために（吉川・加，2001 など），その年代，堆積物を研究対象にされる事が多い．

その他，地下の層序を詳細に明らかにする研究，特に地域的な構造運動を探る音波探査については，琵琶湖湖底下にあるほぼ均質な泥層に挟在する多くのテフラが反射面となるため，湖底下の構造が理解されやすい．そのため，ボーリング調査によって理解された時間面を平面的に追う事ができる（Horie，1983 など）．また，均質な泥層にある多くのテフラは，泥が安定的に堆積する環境であったために，降灰量が微量のテフラをも保存する側面があるため，これらのテフラから火山噴火活動史の検討が行われた例もある（吉川・井内，1993）．一方で，およそ 40 万年前以前の堆積物は，周辺の丘陵部と湖底に同時期の堆積物が認められる事から，その層序関係をテフラ対比によって知ることができる．

このように琵琶湖では様々な研究成果がでているが，琵琶湖の最深部を保有する北部地域での深層ボーリングはこれまでに行われていない．この地域は，堆積速度が速く時間分解能の高い事が予想され，今後の研究対象として重要な地域となる事が期待される．

文　献

琵琶湖博物館（1997）古代湖の世界　展示解説書・世界の古代湖ガイド．琵琶湖博物館，p85.

Horie, S. eds. (1983) Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, 11, 252p.

堀内一穂ほか（2003）月刊地球号外，no.42，39-44.

岩本直哉ほか（2005）第四紀研究，44，49-92.

河合崇二(1998)井上源喜ほか編「地球環境変動の科学ーバイカル湖ドリリングプロジェクトー」:1-20.

Kuwae, M. et al. (2002) Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 183, 261-274.

Miyoshi, N. et al. (1999) Preview of Palaeobotany and Palynology, 104, 267-283.

長橋良隆ほか（2004）第四紀研究，43，15-35.

酒井英男・堀井雅恵（2003）月刊地球号外，no.42，45-52.

里口保文，2009，日本地質学会 編「日本地方地質誌５近畿地方」，253-258.

竹村恵二・横山卓雄（1989）陸水学雑誌，50，247-254.

Xiao, J. et al. (1997) Quaternary Research, 48, 48-57.

山下　透ほか（2005）日本地質学会第 112 年学術大会講演要旨，332.

吉川周作・井内美郎（1991）地球科学，45，81-100.

吉川周作・井内美郎（1993）地球科学，47，97-109.

吉川周作・加三千宣（2001）月刊地球，23，594-598

S-3　琵琶湖 1400mボーリングコアの編年に関するコメント

檀原徹（㈱京都フィッション・トラック）

Tohru DANHARA: Comment on revised chronological framework of 1400m boring core from Lake Biwa.

はじめに

琵琶湖 1400mボーリングコア(Horie, 1987)は、琵琶湖地域で基盤に到達した最初の深層掘削ボーリングコアである。このコアは、琵琶湖湖面下の湖底堆積物全層を採取する目的で1982-1983年に北湖面上で掘削され、堆積物の編年には当時可能な多くの分析手法が動員された。例えば、テフラ分析、古地磁気測定、放射年代測定としてフィッション・トラック（FT）法、微化石分析などである。このように総合的な分析データが揃った深層掘削ボーリングコアであったことにより、本コアはそれ以降の古気候や古環境の長期変動研究に大きな影響を与え、200m ボーリンリングコア（Horie, S. (ed), 1983）とともに国際的にも広く知られている。しかし、1980年代以降飛躍的に進展した研究分野であるテフラ分析とFT年代測定法によって、1400mコアの分析データも見直しが必要になっていた。後に掘削された烏丸地区深層ボーリングコア（林ほか, 1999；吉川, 1999）との対比において1400mコアのテフラ対比およびFT年代が調和的でないことからも、再検討が示唆された(図 1)。

1400m ボーリングコアを巡る編年上の問題を解決するため、山下ほか(2005)は1400mコアの保存試料からテフラ58層準について、ガラスおよび鉱物の屈折率測定を含むテフラ分析をすべて再検討した。また檀原ほか(2005)は編年上鍵となるテフラ試料について高精度のジルコンFT年代測定を遂行した。その結果は、これまで指摘されている琵琶湖盆および周辺地域の岩層層序や火山灰編年とよく調和し、1400mボーリングコアに関する新しい編年を提示している(図 2)。しかし残念なことに再検討された結果は広く浸透しておらず、1400m コアの編年を未だに Horie(1987)に拠っている研究例があることに対し、ここに新しい枠組みについてコメントする。

テフラ分析

1980年当時と現在で分析装置が大きく異なるのは、技術や機器の進歩もさることながら、広域テフラの対比網が整備され、広域テフラが鍵層として広く堆積物中に発見できるという認識が定着したことにあると考えられる。その意味から我国のテフラ・カタログとして集約された火山灰アトラス（町田・新井, 1992・2003）の意義は大きい。琵琶湖地域に絞れば、200mボーリングコア

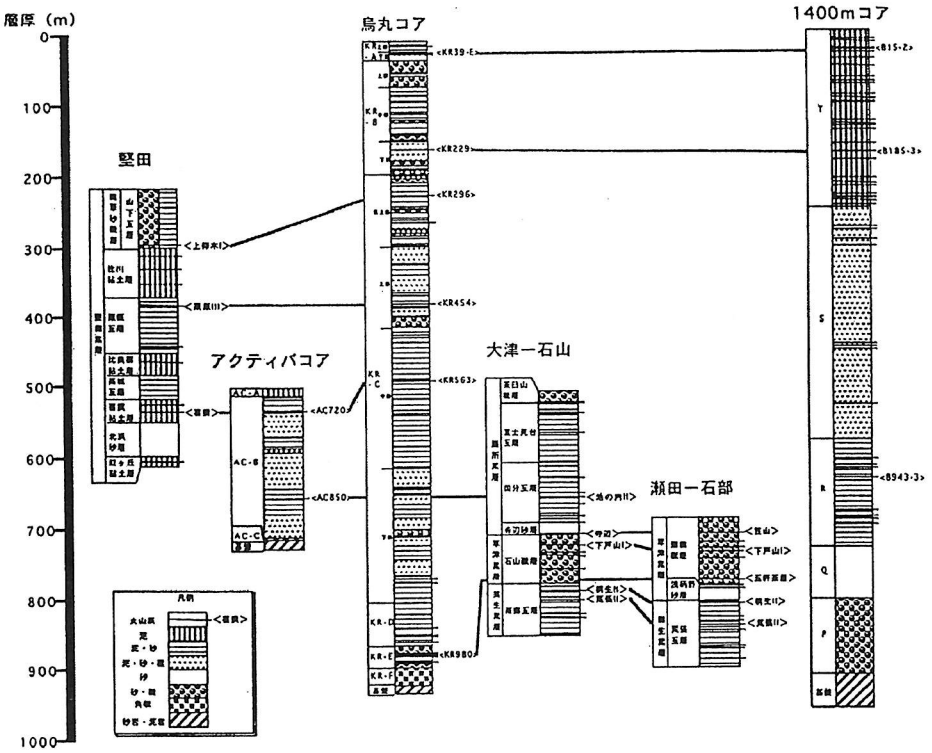


図1. 烏丸コアと琵琶湖深層ボーリングコアおよび丘陵地の古琵琶湖層群との対比. (林ほか, 1999)

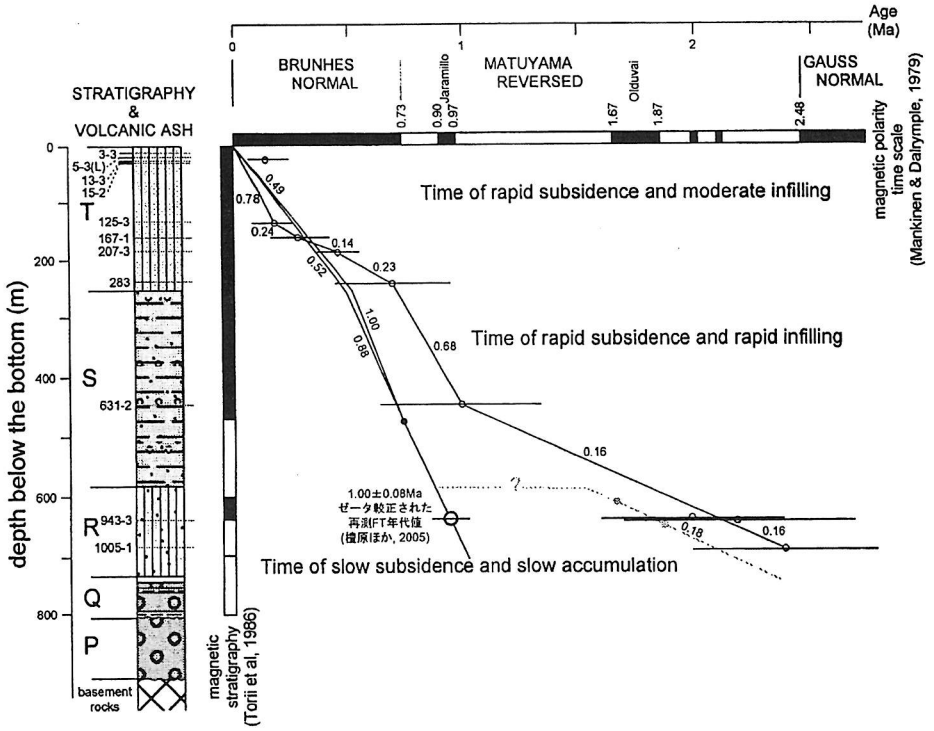


図2. フィッション・トラック年代(○), 古地磁気層序境界(●)に基づく琵琶湖湖底堆積物の堆積速度 (mm/year) (Takemura, 1990に一部加筆)
■ (No.943-3) は2フィッション・トラック年代の平均値を示し, 各ユニットの堆積速度は一定と仮定.
最近の古地磁気境界の年代 (Cande,S.C., D.V.Kent, 1995) によれば, Brunhes/matuyama boundaryは0.78Ma, Jaramillo Eventが0.99-1.07Ma, Olduvai Eventが1.77-1.95Ma, Matuyama/Gauss boundaryが2.58Maとされる.

中の指標テフラの再検討（町田ほか,1991）をはじめとして、1990 年代には大阪市大グループを中心に一連の重要な成果が得られた。高島沖ボーリング゛コア（吉川・井内,1991）,琵琶湖博物館のある烏丸地区深層ボーリングコア（林ほか,1999；吉川,1999）などの火山灰対比研究から、次第に 1400mボーリングコア中の編年に再検討が加えられていった。その結果 1400mボーリングコア中の最上部粘土層（Ｔ層）中に多くの広域テフラが挟在することが判明した。これらの研究を踏まえ長橋ほか（2004）は、テフラ中のガラスのＥＤＳ分析による主成分分析により高島沖コア中のテフラの精緻な対比の結果 17 枚の広域テフラを識別した。

この結果を受け、山下ほか（2005）は 1400mボーリングコア中の全テフラ（58 層準）について再測定を行い、高島沖および本コアとのテフラ対比を試みた。その結果、本コアＴ層中の多くのテフラは高島沖コア中のものとよく対比されることを確認した。さらに本コア中のＢ631-2,Ｂ633-1 テフラは大阪層群の今熊Ⅱテフラに、Ｂ943-3 テフラは大阪層群のピンク火山灰（猪牟田ピンク：Ｓｓ-Pnk）に対比されることを指摘した。このことはすでに林ほか（1999）が 1400ｍボーリングコアの下部Ｒ層中のＢ943-3 火山灰を、アクティバボーリングコアとの対比を踏まえ大阪層群のピンク火山灰層への対比を示唆したことを、直接裏付けたことになる。

フィッション・トラック（ＦＴ）年代測定

最初に強調したいのは、1980 年代に行った 1400mコアテフラのＦＴ年代測定値は不適切あり、現在使用できないことである。その理由は年代標準試料を基準にしたゼータ較正（檀原,1995）がなされていないためである。ゼータ較正は測定値公表の前提となる国際規約（Hurford,1990）であり、それ以前の測定値は研究史的価値しかないといってよい。したがって現在国際的には、1990 年以前のＦＴ年代値を科学的議論の対象とされないため、FT 年代を議論するためには、新たに再測定する必要があった。そこで当時抽出し保存されているジルコン結晶および生試料の保存量と状態をチェックしたところ、再測定が可能なものは、Ｂ943-3 試料のみであった。次にこの試料の一部を用いて再測定を行った結果、2 回の測定の平均値として 1.00±0.08Ma が得られた。これは再エッチング法による年代値の約半分であり、テフラ分析から予想された大阪層群ピンク火山灰の値ともよく一致した。この再測定の結果は、1400mボーリングコアの編年上の見直しの決定的な契機となった（檀原,2005）。

給源火山・給源テフラ探索の重要性

湖沼性堆積物の編年にあたり、広域（指標）テフラの検出や対比網構築の重要性は今後ますます高まるものと考えられる。未知の広域テフラの発見やその識別手法の開発も今後の課題である。

ここでテフラの対比の重要性につき特に言及しておきたい。それは給源火山の追求ということである。一般に若いテフラにおいては、現存する火山をアイソパックマップ法で突き止めていくことが可能であるが、対象テフラが古くなるにつれこの試みが有効性を失う場合が多い。しかしそのような困難があっても、給源火山やその周辺の火砕流堆積物の探索は重要である。その理由は、遠距離テフラの識別・同定精度を高めることができることである（鎌田ほか、1994など）。さらに隠れた重要性として、放射年代測定のための豊富で良質な試料の確保という側面である。本講演で述べた琵琶湖1400mボーリングコアについても、試料がより多くあれば適切な再測定が可能となり、貴重なボーリングコアの編年研究がより早く進んだものと思われる。対比により豊富で汚染の少ない給源試料を対象とできるならば、年代測定の確度と精度は一層向上するはずである。したがってテフロクロノロジー研究の推進のために、一層でも多くのテフラの給源を突き止め、その分析を目指す必要があるだろう。

引用文献

檀原徹ほか（2005）日本地質学会第112年学術大会,P-249.

檀原徹（1995）第四紀研究,43,15-35.

鎌田浩毅ほか（1994）地質学雑誌,100,848-866.

Horie, S.(1987)Inst. Paleolimn. Paleoenv. Lake Biwa, Kyoto Univ. Contr. No.553.77-79.

林隆夫ほか（1999）琵琶湖博物館研究調査報告12号,31-60.

Hurford, A. J. (1990)Chem. Geol., 80, 171-178.

長橋良隆ほか（2004）第四紀研究,43,15-35.

Takemura, K. (1990)PPP, 78, 185-193.

町田洋・新井房夫（1976）科学,46,339-347.

町田ほか（1991）第四紀研究,30,439-442.

町田洋・新井房夫（1992）東京大学出版会,276P

町田洋・新井房夫（2003）東京大学出版会,336P

山下透ほか（2005）日本地質学会第112年学術大会.P-250.

吉川周作・井内美郎（1991）地球科学,45,81-100.

吉川周作・井内美郎（1993）地球科学,47,97-109.

S-4　花粉による琵琶湖堆積物からの古気候復元の現状と課題

奥田昌明（千葉県博）・中川 毅（ﾆｭｰｶｯｽﾙ大）・竹村恵二（京都大）

Masaaki OKUDA, Takeshi NAKAGAWA, Keiji TAKEMURA : Present status of pollen-based palaeoclimate reconstruction from Lake Biwa sediment

琵琶湖堆積物に対する花粉分析と古気候復元の試みは古くからあるが、数十万年スケールの良くまとまった花粉データは、現在のところ Miyoshi et al. (1999)である（図１左）。これは京都大学による 1983 年掘削の 1400m コア上部 250 m（T 層）に対する 133 点の花粉分析結果であり、過去 43 万年を平均 3000 年の時間分解能でカバーしている。そこには氷期に *Abies*、*Picea*、*Pinus*、*Tsuga* などの亜寒帯性針葉樹が優占し、亜間氷期には *Cryptomeri*a、*Sciadopitys*、Cupressaceae などの温帯性針葉樹が、そして間氷期の極には *Cyclobalanopsis* や *Castanopsis* などの広葉樹が増加する４回の氷期間氷期サイクルが復元されている（Miyoshi et al. 1999）。ただし *Cyclobalanopsis* や *Castanopsis* は、MIS1 や MIS11 には多いが MIS7 ・ MIS9 には少ないなど間氷期ごとの差が存在するため、１０万年スケールで海洋$\delta^{18}O$ と類似の氷期間氷期曲線を描くには、亜寒帯性針葉樹群（*Abies* + *Picea* + *Pinus* + *Tsuga*）と温帯性針葉樹群（*Cryptomeri*a ＋ *Sciadopitys* + Cupressaceae）の比をとるのが良いようである（Okuda et al. 2006）（図１右）。

こうした琵琶湖堆積物からの花粉ベースの古気候定量復元としての試みとしては、この Miyoshi et al. (1999) データに対するモダンアナログ法（MAT）の適用結果が最近出版されている（Nakagawa, Okuda et al. 2008）（図２）。これは日本列島をカバーする 285 点の表層花粉データ（Gotanda et al. 2002）および 154 点の気象観測データとの比較に基づいており、個々の花粉分類群からなる花粉ダイヤグラムが、気温と降水量からなる古気候曲線群（MTWA、MTCO、Tvar、Psum）に定量変換されている。またこの結果は、従来の花粉ダイヤグラムでは複数の花粉分類群中に混在して見えていた 10 万年周期と 2 万年周期を分離抽出することに成功し、前者は氷期間氷期サイクルと同様に古気温変動の要素であったのに対し、後者は古降水量変動の要素であったことを明らかにした。琵琶湖において夏の降水量は夏モンスーン強度をあらわすことから、これは東アジアや周辺地域のモンスーン変動が日射量変動と類似の 23 k 周期を有すること（Boulay et al. 2005 など）と調和的である。

さらにこの MAT 結果は、復元された最暖月平均気温（MTWA）と最寒月平均気温（MTCO）は氷期間氷期サイクルと同様の 100 k 周期を表すのに対し、両者の差（seasonal temperature variability; Tvar）をとると 100 k 成分が消え、日射量変動と類似の 23 k 周期が残ることを明らかにした（図２）。このことは、氷期間氷期サイクルが琵琶湖周辺の夏の気温（夏モンスーンの支配下に入るため太平洋気団の気温）および琵琶湖周辺の冬の気温（冬モンスーンの支配下に入るためシベリア気団の気温）に対しほぼ等分に作用しているため、その差をとると 100 k 成分は相殺され消えるが、一方、日射量変動の影響は比熱の小さい陸塊に選択的に作用するため、その差をとったとき 23 k 成分は消えずに残るのだと説明される。なお Tvar があらわす太平洋気団とシベリア気団の温度差（図３）は、日本列島上ではまさにモンスーン循環の駆動力に該当するため、琵琶湖から復元された Tvar（最暖月気温と最寒月気温の差）と Psum（夏季降水量）が

よく似た 23 k 変動を示すことは理にかなっている。なお Tvar と Psum は互いに逆相関で対応しているが（図２）、このことは、日射量の増大は陸地を選択的に暖めるために、夏季には海陸の温度勾配（すなわち夏モンスーン強度; Psum）を増大させるが、冬季にはユーラシア大陸上の寒冷を緩和して海陸の温度勾配を逆に減少させるために、夏の太平洋気団と冬のシベリア気団の温度差である Tvar を小さくするのだと説明される（図３b 参照）。

このように琵琶湖の花粉データは、数十万年スケールの古気候変動とくにアジアモンスーンの変動メカニズムに迫る古気候情報を含んでいる。しかしながら現状では、古気候復元のベースとなる花粉データが分解能 3000 年とやや粗く、また 1983 年掘削試料からの分析データに基づいているため、千年スケールのギャップを含むなど再分析にも限界がある。これに対し、近年、琵琶湖からは MIS3 あるいは MIS7 までの連続性に優れたボーリングコアが複数採取されている（BIW 07-6、BIW 08-A, B など）。本講演では、これらの新コアに対する花粉分析および MAT 適用の現状を、予察的に紹介する。

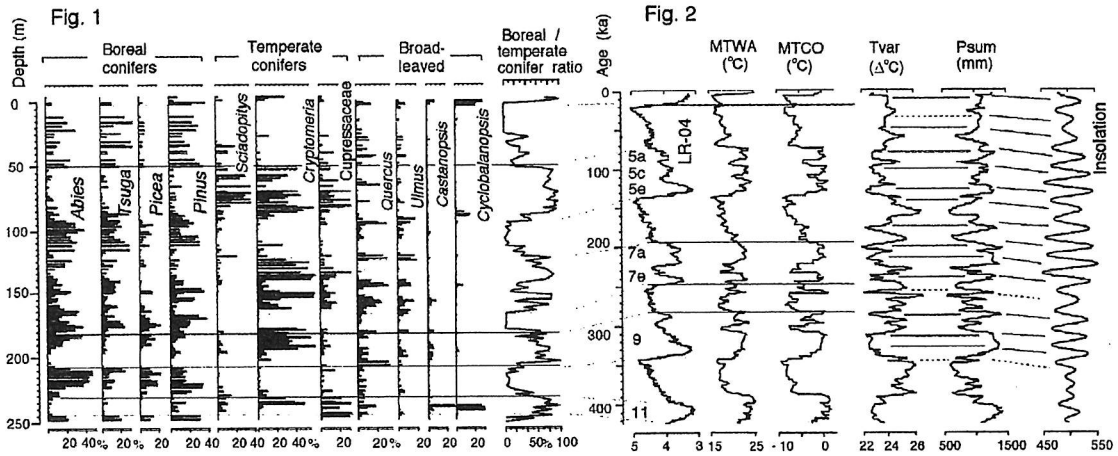


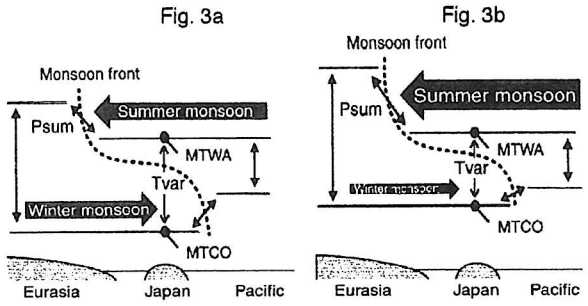
Fig. 1　琵琶湖 43 万年の花粉データ（after Miyoshi et al. 1999, Okuda et al. 2006)。

Fig. 2　MAT 法による古気候値への定量変換（Nakagawa, Okuda et al. 2008)。

Fig. 3　日本周辺のモンスーンシステム

a. 通常の状態。

b. 日射量が増加した状態。



[1] Boulay et al. (2005). Palaeo-3, 228, 260-277.

[2] Gotanda et al. (2002). QSR, 21, 647-657.

[3] Miyoshi et al. (1999). Rev. Palaeobot., Palynol. ,104, 267-283.

[4] Okuda et al. (2006). Island Arc, 15, 338-354.

[5] Nakagawa, Okuda et al. (2008). Geology, 36(6), 491-494.

S-5　湖底堆積物コア中の無機元素組成の垂直分布-琵琶湖湖底コアを主として

豊田和弘（北大院地球環境）

Kazuhiro TOYODA: Vertical distribution pattern of inorganic elemental abundance in lake sediment cores - mainly around Lake Biwa

湖底堆積物研究における「花粉種組成からみた長期気候変動」へのコメントという立場で、琵琶湖を中心に、これまでの湖底堆積物の無機化学分析による古環境変動の解析研究例を紹介する。研究対象としての湖底堆積物の長所の一つは、海底堆積物よりも高い時間分解能で過去の急激な環境変動を復元できることであるが、それは同時に、大量の数の試料を処理する能力が要求されるということでもある。測定機器や周辺機器の進歩で多元素同時化学分析法の感度や試料処理効率はよくなり、その要求に対応できるようになってきている。花粉種組成の解析と同様に、化学分析データを解析する上で欠かせないのが、コア周辺の現世の堆積物の化学組成データの収集と、気候変動や環境変動が明確に判明している最近の堆積年代でのコア試料の化学組成データの収集である。より古く不明な点の多い堆積年代での化学分析データを環境変動へ結びつける上での検量線となる、湖内各地の表層堆積物や湖周辺の岩石土壌の化学組成データがそろっていて、過去数十万年間分の均質な粘土層が湖底に眠っている琵琶湖は、化学分析から古環境復元をする上で、大変よい研究対象となる。堆積物中の化学組成は堆積後の続成作用で変化するので、花粉種組成に比べて解釈が曖昧になる事も多いが、含有量を測定する元素数は二十を越えてそれぞれが様々な挙動を示すので、より多様な環境変動を読み取れる可能性を秘めている。

湖底堆積物を古環境変動解析の点からその化学成分を大別すると、酸化還元状態によって溶解と移動をしたり沈着や吸着して固相となったりする水酸化物相を中心とした成分と、粘土鉱物や重鉱物も含めたアルミノケイ酸塩相を中心とした成分とに分けられる。前者の成分を構成する元素は鉄やマンガン、およびその水酸化物相に吸着されやすいヒ素や燐などが主なもので、それらの含有量の変化は酸化還元状態に関連した環境変動を反映していることが多い。一方、後者の成分中で風化過程や堆積後の続成作用の影響を受けにくい元素、アルミニウム、チタン、スカンジウム、希土類元素、ハフニウム、トリウム、タンタルなどの含有量間の比は供給源同士の寄与する割合の変動の指標として有効である。チタン／アルミニウム含有量比は玄武岩などの塩基性岩石の破砕物が混入により大きな値を示すし、希土類元素、ハフニウム、トリウムなどは重鉱物に濃集しているため、粘土鉱物に普遍的に含まれるスカンジウムとの含有量比のピークは洪水や地震による乱泥流などによる重鉱物の突発的な流入を示唆する。テフラが混入すると当然大幅に化学組成が変わるので、肉眼では判らない程希薄なテフラ層準の検出にも利用できる。一方、風化過程

で溶脱しやすいナトリウムなどの元素との比は風化過程の度合いの大きさを反映している。

以下、琵琶湖の古水準変動の復元に関連した話を特に取り上げる。琵琶湖湖底表層堆積物中のマンガンとヒ素の含有量と現世の水深との間に正の相関関係があることを最初に報告したのは小山ら（1985）で、これらの含有量が古水深の変動の指標になりうることを示唆した。このような関係は世界中の湖の中でも琵琶湖のみにて確認されている。確かに 1977 年に採取された琵琶湖湖底下の深さ 12-14 cm の部分、初期化学的続生作用直後でも、その堆積物中のいくつかの元素含有量と現世の水深とは強い正の相関関係にあることを確認できた。しかし、より深く埋没した堆積物中で、それに含まれるマンガン水酸化物は容易に還元されて２価マンガンイオンとして間隙水中を移動し、より酸化的な部位で酸化されて水酸化物として沈着するので、マンガン含有量は明らかに古水深の指標とはなりえない。これとは別に、表層堆積物中の鉄／マンガン含有量比と湖の栄養状態との間には相関があることが報告されている（Toyoda, 1993）。富栄養状態下の湖では湖岸部での生物生産性が高く、その有機物に富んだ堆積物から還元された２価の鉄イオンがマンガンイオンよりも多い割合で湖中央部に流入するからだと推測できる。同様な理由で、鉄／マンガン含有量比も堆積時の栄養状態の指標として用いるには注意が必要となる。むしろ、マンガンや鉄の含有量が落ち込んだ層準では堆積時か堆積後か強い還元状態であること示唆しており、マンガンや鉄の含有量がピークになった段階では何らかの原因で酸化状態だったことの記録であるといえる。

ではヒ素含有量は古水深の指標となりうるのだろうか。琵琶湖中央部の湖底から採取されたそれぞれ過去約九千年間と約四万年間の堆積物コア（BIW95-1 と BIW95-4）中のヒ素含有量の垂直分布を見てみると、最大約 20ppm の変動が見られた。これを現世の水深とヒ素含有量関係から水深に変換すると約 40m となる。現在の琵琶湖の水深が 70 m 前後であることを考えると、過去数万年間に約 40m も水深が変動するとは考えにくいため、ヒ素含有量をそのまま古水深の指標として当てはめる事はできない（Toyoda and Shinozuka, 2004）。また、過去４３万年間分の粘土質堆積物コア（1400 m コアのＴ層）を約２ｍ毎に測定したヒ素含有量の垂直分布を現生表層堆積物の水深に変換してみると、三十数年前から急に深くなり現在のような水深となったのは３０万年前からとなるが、地質学的な記録では既に４３万年前にすでに現在のような水深となったということで、食い違いが見られる。とはいえ、過去３０万年間でのヒ素含有量にも周期的な変動があるように見えるので、これがどんな環境変動を意味するのか、他の指標と比較検討することが望まれる。

引用文献：M. Koyama et al. (1985) Proc. Japan Acad., 61, Ser. B, 407-410.
K. Toyoda (1993) Paleogeogr. Paleoclim. Paleoeco., 101, 169-184.
K. Toyoda (2003) Quatern. Int., 105, 57-69.
K. Toyoda and Y. Shinozuka (2004) Quatern. Int., 123-125, 51-61.

S-6　湖沼堆積物における古環境指標としての珪藻化石–現状と課題–

齋藤めぐみ・林 辰弥（国立科学博物館・地学研究部）

Megumi SAITO-KATO & Tatsuya HAYASHI: Diatom fossils for future researches, as a proxy for environmental changes or a dynamically responding populations to ecological impacts?

はじめに

新生代において，珪藻は地球上の一次生産者としてこの上なく繁栄している．現在では，“藻類”と総称される仲間のなかで分類学的種数がもっとも多く，海水・淡水どちらにも偏りなく分布している（Falkowski et al. 2004, Science）．このことは，過去何千万年間かけて珪藻がそれぞれの環境に巧みに適応し種分化をとげ，高い多様性を生み出すに至ったことを示唆している．湖沼においては，水柱に浮かぶプランクトンとして，あるいは，水深の浅い湖岸付近には湖底の岩石・砂・泥，そこに生えている大型植物の上に付着して，たくさんの珪藻が生育している．珪藻が他の一次生産者と異なるところは，そのガラスでできた被殻が堆積物中に保存されることにある．つまり，湖底には珪藻遺骸が連続的に降り積もり，珪藻化石がたまっていく．相対的に砕屑性堆積物の含有量が少ない場合には，珪藻の殻が主要な堆積物構成粒子となり，「湖沼堆積物は珪藻でできている！」と思い込んでしまうことさえある．したがって，珪藻化石を用いて湖沼の古環境を推定しようという試みは非常に理にかなっているし，珪藻化石を分析しないことには湖沼の古環境は見えてこないように思える．

一方で，湖沼珪藻の分類や生態についての知識は，それらを古環境指標に用いるほどには蓄積されていない現状がある．このために，湖沼堆積物を用いた珪藻化石の研究は，分析データは十分すぎるほど得られるものの，それについての解釈は不十分という何とも歯がゆい状況にある．本講演では，珪藻化石の分析者から見た現状を紹介し，より発展的な研究テーマの提案に向けて議論したい．

淡水湖の珪藻化石分析のこれからの課題

1）珪藻群集の変化と環境要因の変化との対応関係の解明

淡水湖の堆積物を用いた研究では，一次生産者としての珪藻の振舞いが注目されてきた．たとえば，加ほかの研究（1997，第四紀研究や 2002, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Plaeoecol.)では，琵琶湖湖底堆積物に含まれる珪藻殻濃度の変動を明らかにし，過去 44 万年間の珪藻生産量について議論した．珪藻殻濃度が氷期にお

いて低く，間氷期には高くなったことが明らかにされている．珪藻殻濃度は生物源シリカ濃度（Xiao et al. 1997, Quat. Res.）と良い相関をもっているので，珪藻分析でなければ分からない情報を得ようとするならば，個々の珪藻分類群ごとの経時的変化を解釈したいところである．珪藻殻濃度が高くなる間氷期に多産する珪藻種は氷期にはほとんど産出しない（Meyers et al. 1993, Quat. Res.）．この原因として，水深，気温・水温，湖水循環様式，栄養塩濃度，珪藻を捕食する高次生態系の変化など多くの要因が予測され，どの要因がもっとも大きく寄与しているかを明らかにすることが課題である．

2）環境の変化に対する湖沼生態系の応答様式の解明

珪藻化石の層序学的変化には，突然の分類群の入れ代わりがしばしば認められる．これを急激で大規模な環境変化に珪藻群集がリニアに応答した結果であると解釈することもできるが，別の解釈が存在する．Tilman やその共同研究者たちは，2 種の浮遊性珪藻の資源競争について培養実験および理論式にもとづく数理モデルを提唱し，それをミシガン湖における観測によって検証した（たとえば，Tilman 1977, Ecology）．それによれば，ある栄養塩条件を境に一方の種がもう一方を排除する．つまり，わずかな環境の違いに対して，珪藻群集が全く異なる場合があることが指摘される．そういった視点から珪藻化石を見直し，環境変化に対する生態系の応答様式を解明することが期待される．地球温暖化や人為的環境改変に対する生態系の維持・保全が脚光を浴びるいま，「古環境指標としての珪藻化石」とは逆の視点も重要だろう．

3）「珪藻化石群集＝ある変異をもった個体群」としての認識

淡水湖の浮遊性珪藻は非常に単純な種組成で，優占種は数種程度であることが多く，時には 1 種のみのこともある．このような場合，同じ種の産出個体数が多く，種内形態変異を観察できる利点がある．このことを利用して，Kato et al. (2003, Phycologia) は，形態学的に酷似した 2 種を同一種であると主張した．珪藻化石をはじめ微化石は，その連続的な産出と産出個体数の多さゆえに形態学的な進化速度について議論できる好材料であると考えられてきた（Paleobiology 1983 の 4 号に特集あり）．堆積速度の大きい湖沼堆積物においては，高次間分解能での緻密な解析が可能である．とくに，年縞堆積物（non-glacial varve）には豊富に珪藻化石が含まれており，この年単位の時間分解能をもつ試料を用いて，現生生物学で提唱されているような個体群を基本単位として展開される進化のモデルを検証できる可能性がある．一方で，殻の形態の微小な違いが適応度の差異を生み出すかどうかはいまだ不明であり，遺伝子・形態・適応度（増殖速度あるいは生産量）の相互の関係の解明が欠かせない．

S-7 湖沼堆積物中の燃焼痕跡物に記録された後氷期の人間活動

井上　淳（大阪市立大学）・北瀬（村上）晶子（早稲田大学）

Jun Inoue and Akiko Murakami-Kitase: Human activity in the postglacial age recorded as combustion remains in lake sediments

はじめに

人類が火を利用し始めて以降，火の利用法は時代とともに大きく変化してきた．当初人類による火の利用は灯りや熱源，調理など利用範囲は限られたものであったが，土器の焼成，森林破壊，焼き畑など，次第に利用範囲を拡大していった．特に産業革命以降は火はエネルギーを得る手段として大きな役割を果たしている．火の使用目的の変化に伴い，燃焼物は薪から木炭さらに石炭や石油などの化石燃料へと変化し，燃焼方法の発達に伴い得られるエネルギー量は著しく増加してきた．

燃焼は酸化反応の一種であり，燃焼に伴い酸化物が生成されるとともに，無機物や不完全燃焼物が生成される．植物の燃焼では，不完全燃焼物として炭と無機物である灰が生成される．また，石炭・石油などの化石燃料の高温燃焼では球状の炭化微粒子やフライアッシュが生成される．不完全燃焼物は，炭素含有量が高く化学的に比較的安定であり，一度堆積物中に取り込まれると燃焼痕跡物として長期間に渡って残存する．湖沼堆積物には肉眼で認識できる炭片を含むことは希であるが，山焼きなど大規模な植物燃焼の際には数マイクロから数百マイクロの微小な大量の炭，微粒炭を産出し，これらは一種の微化石となる．こうした堆積物に含まれるいわば人の生痕微化石の量や種類は，人の活動の変遷を反映する．ただし，微粒炭に関しては人の活動によるものか，森林火災など自然発生によるものかの認定はしばしば困難である．ここでは，湖沼堆積物の燃焼痕跡物から見た百年スケール，千年スケール，一万年スケールでの人間活動について紹介する．

堆積物中に記録された約百年間の産業活動史

琵琶湖堆積物の球状炭化粒子の分析結果では，1950年代以降に球状炭化粒子の増加が見られ，1980年頃に最も多くなる．こうした20世紀半ばの堆積物での球状炭化粒子の増加現象と，20世紀後半でのピークは，近畿地方における溜め池や大阪市内の堀堆積物でも認められており，数十年程度の誤差があるものの，19世紀末期～20世紀前半に検出され始め，20世紀中頃に著しく増加し，20世紀後半にピークを取るという大まかな傾向は類似している．微粒子量の時系列的な傾向は，降下煤塵量や化石燃料供給量の傾向と類似し，産業活動を中心とした人間活動を記録していると言える．すなわち，これらの微粒子は発生地が異なる可能性があるものの，地域的な人為イベントを反映したもので，幅を持った時間面を示している．イギリスや北欧などヨーロッパでは，18世紀からの検出と19世紀以降の増加が報告されており(例えば，Wik and Renberg, 1996)，日本との傾向の違いは，各地域の大気環境汚染の変遷の違いを反映する．以上のように，球状炭化粒子の検出やその増加時期は各地域で人が大気環境にいつ頃から影響を与え始めたかを考える上で重要な指標になるだろう．

近年，Crutzenが提唱したAnthropocene（人類が地球環境に影響を与え始めた産業革命以降の時代; Crutzen, 2002）を層序学的に設定しようと試みられている(Zalasiewicz et al., 2008). 産業活動の痕跡として堆積物中に含まれる微粒子はAnthropoceneを層序学的に設定する上で重要な役割を果たす可能性がある.

堆積物中の微粒炭から読み解く約千年間の山焼きの歴史

過去に人の活動場所であったと推測される場所やその周辺に位置する堆積盆・集水域が小さい湖沼では，堆積物に含まれる微粒炭を，燃焼を伴う過去の人間活動の痕跡であるとみなすことができる．ここでは，奈良県曽爾高原における湿原堆積物から復原された山焼きの歴史を紹介する．同地域では，現在もススキ原の山焼きが行われ，その歴史は少なくとも百年前頃には行われていたと考えられていた．採取した湿原堆積物を分析した結果，微粒炭は約1,000年前頃から現在の堆積物に著しく多く含まれ，これは山焼きによるものと推測される．また，微粒炭が多く含まれる1,000年前以降の堆積物では，イネ科花粉が多産し，山焼きに伴いススキ原の草原が成立したものと考えられた.

一般に人と自然環境の関係史を明らかにする際には，遺跡などの堆積物が研究対象とされる．しかしながら，直接的な人の痕跡が無いような場所でも，湖沼堆積物を分析することにより，過去の人間活動の変遷を考える上で重要な資料が得られる場合がある.

後氷期初頭における植物燃焼の増加

後氷期初期（約13,000年前頃～7,000年前頃）の湖沼堆積物には微粒炭が多く含まれることが，近畿地方を中心とした西日本での研究によって明らかにされている．特に，琵琶湖湖底堆積物の研究例では約13万年前から1万年前の堆積物には微粒炭量が少なく，後氷期初頭に顕著な増加が認められる．後氷期初頭における微粒炭量の増加が各地で認められるため，同時代に植物の燃焼頻度が高かったものと推察される．こうした燃焼頻度の増加には人間活動が関連した可能性も指摘されるが，気候的にも同時期が前後の時期に比べて温暖な時期であり，人為作用がどの程度，この時代の燃焼頻度の増加に寄与したかは明らかではない.

近年，Ruddimanにより約8,000年前からの人間活動が地球の気候に影響を与えていたとするEarly Anthropocene Hypothesisという説が唱えられ(Ruddiman, 2003)，検証すべき重要な仮説として捉えられている．また，世界各地の堆積物の微粒炭量から推定された汎地球規模での火災量の増減傾向が氷床コア中の二酸化炭素量の傾向と類似することから，火災量と大気中の二酸化炭素量の間に関連がある可能性が指摘されている (例えば，Power et al., 2008)．日本における後氷期の初期の微粒炭の増加すなわち火災の増加の要因を考えることは，これらの仮説を検証する上でも重要な研究テーマになりうるだろう.

引用文献

Crutzen (2002) Nature, 415, 23p. Power et al. (2008) Climate dynamics, 30, 887-907. Ruddiman (2003) Climatic change, 61, 261-293. Wik and Renberg (1996) Journal of Paleolimnology, 15, 193-206. Zalasiewicz et al. (2008) GSA Today, 18, 4-8.

S-8　気候変動や人間活動による生態系の変化を復元するための時間・空間スケール

高原　光（京都府立大学・生命環境）

Hikaru TAKAHARA：Time and spatial scale for reconstructions of ecosystem changes by climate changes and human activities.

過去における植生などの生態系の変化を復元するためには，その事象によって，特有の時間と空間のスケールがあることを考えておかなくてはならない。また，陸上生態系の主要な部分を占める植生の復元を行うには様々な手法があるが，それぞれの手法ごとに，両スケールに関しての特質がある。

1．時間スケール

古環境変動に関する研究において，一般に数年から数千年の様々な時間分解能で堆積物の分析が行われているが，生態系の変化に影響を及ぼす様々な自然現象が発生する頻度，つまり時間スケールが異なっている（図1）。そのため，それらの自然現象をとらえるために必要な時間分解能も異なっている。

氷期・間氷期変動を顕著に示している酸素同位体ステージ（MIS）で示される気候変動に対応して，数千年のスケールで，植生の変化がとらえられる。したがって，数千年の時間分解能の分析の場合，そこから復元される植生と気候変動の関係はほぼ平衡関係にあるとみてよいであろう。

一方，Dansgaad – Oeschger (D-O) events と呼ばれる最終氷期の中での短期間の温暖期が Greenland の氷床コアから報告されている (Dansgaard et al, 1982, 1993)。これらの温暖化は，数十年から百年程度で，数度以上の気温上昇をしている。その後，数百年間，温暖期が続いた後，同様に急激に寒冷化している場合と，急激な温暖化後，変動しながらも数千年かかって寒冷化している場合がある（Svensson et al., 2006, 2008 など）。このような短期間の植生変

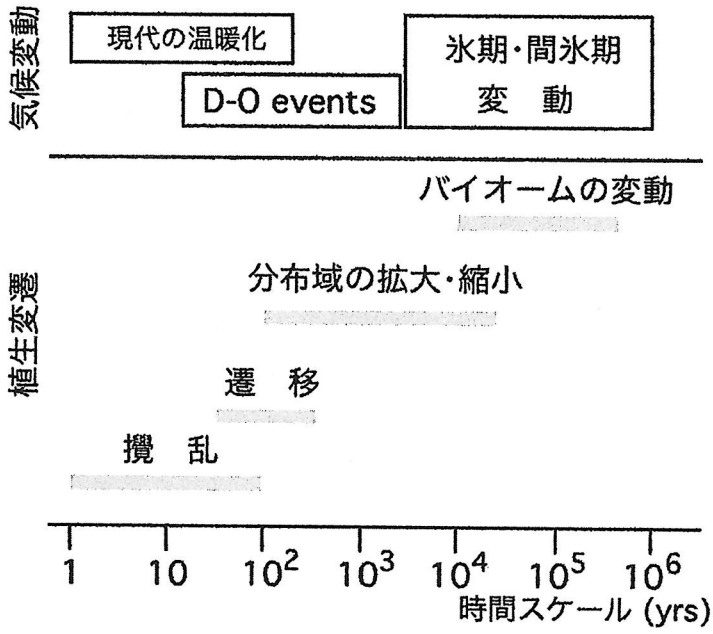


図.　自然現象とその時間スケール

化を読み取るには，少なくとも数十年から数百年の時間分解能を持った分析が必要である。そのような資料は大変少ないが，野尻湖堆積物（公文ほか，2009）で行われた高分解能の花粉分析結果は，D-O events に対応した花粉組成の変化が認められている。しかし，はたして，このような急激な温暖化に対して，樹木は移動して対応できるのであろうか。

完新世における日本列島のブナの平均移動速度は Tsukada(1982)によると，120m／年，また，Davis(1981)は，北アメリカで，完新世のブナの平均移動速度は 200m／年と報告している。この移動速度を達成するには，ブナは 5km～10km の種子散布を行なう必要がある（ブナは実生から成長して，およそ 40～50 年経過しないと開花結実しない（橋詰，1987）ため，単純に計算するとこのような値になる）。D-O events における温暖化は，極めて急激であり，樹木が北限地から北へ移動できる速度をはるかに超えている。たとえば，単純に，100 年で 3℃の気温上昇が起こったと仮定しよう。日本列島では，およそ 0.8℃／100km で北へ気温が低下するので，樹木は北へ 375km（(3℃／0.8）×100）移動しなくてはならない。そこで，この距離を上記の移動速度 200m／年で割って計算すると，1875 年かかることになる。したがって，D-O events のような急激な温暖化に対応して，分布北限の樹木が移動したと考えることは困難である。

近年の樹木の遺伝的多様性の研究成果や樹木の更新特性に関する研究から，限られた refugia からの樹木の移動ではなく，寒冷期に従来考えられていたよりも広い範囲に樹木が分布し，温暖化によって優勢となったという報告がなされている（McLachlan et al., 2005）。このような観点から，今後の古生態学的研究が必要ではないだろうか。たとえば，花粉分析のデータでは，従来，優勢な分類群に注目することが一般的であったが，特に優占種になりうる分類群については，低率な出現率の意味に注目する必要があろう。

また，これまで述べた気候変動だけではなく，台風，火事，人間活動などの影響で，植生は大きく変化してきた。これらの事象をとらえるには，さらに高分解能の分析が要求される。台風や火事は一瞬にして起こり，さらに，その頻度は，数十年に 1 回程度である。これを検出するには，数十年の時間分解能を持った分析が必要である。特に火事と植生の関係を扱うには，数十年の分解能を持ち，連続した分析必要である。

2．空間スケール

もっともよく用いられてきた花粉分析法など微化石を用いた景観復元については，従来から，復元された景観や植生が，どのような範囲を示しているかが明確でないと指摘されてきた。このような空間スケールについては，林分規模，地域規模，生物群系（Biome）規模に大きくわけることができる。これらの規模で景観を復元するには，それぞれの規模に応じた試・資料と分析手法を考えなくてはならない（高原，2003）。

Jacobson and Bradshaw (1981)が模式的に示したように，湖のような大きな堆積盆における堆積物は広域な生態系の変化を反映し，林内の小凹地（forest hollow）のよう

な小さな堆積盆の堆積物は，局地的な生態系を反映している。Sugita-Prentice モデル（Sugita, 1993, 1994; Prentice, 1985）は，花粉飛来範囲を明確にし，このことをモデルとして示した。

表.　復元規模に応じた試料・資料と手法　（高原，2003）

	復元規模		
	林　分	地域植生	生物群系
対象となる試料・資料	小凹地堆積物 埋没林 遺　跡 伐　株 絵　図	小規模湿原 遺　跡 航空写真 地　図	湖堆積物 大規模湿原 衛星画像
分析手法	花　粉 植物珪酸体 大型植物遺体 孔辺細胞 珪　藻 微小炭化片 年　輪 絵図解読	花　粉 珪　藻 微小炭化片 写真判読 地図解読	花　粉 珪　藻 微小炭化片 画像解析

たとえば，琵琶湖やバイカル湖などのような大きな湖の堆積物から得られた花粉データを検討する場合には，その周辺における複数の小規模な堆積盆の堆積物によって，局地的な植生変遷の解明も進めることによって，植生の空間的な広がりや地域間での相違など，より詳細な生態系の復元を行うことが可能である。近年，そのような取組もなされている（Shichi et al., 2009 など）。さらに，井上ほか（2001，2005）は，琵琶湖堆積物の微粒炭分析を行い完新世初期に火事が多発したことを解明し，さらに琵琶湖に隣接する曽根沼堆積物においても，同様であったことを明らかにした。また，琵琶湖に比較的近い丹波山地（高原ほか，未発表）や京都盆地（小椋，2002）における微粒炭分析でも，同様の傾向が明らかにされ，近畿地方の広い範囲で，完新世初期に火事が多発していたことが明らかになっている。

しかし，人間活動がどのように自然に影響を与えてきたかというメカニズムを解明するには，上記のような湖沼堆積物を用いた研究だけでは，人間活動による現象か否かの判断が難しい。たとえば，上記の完新世初期における火事の多発の原因を解明するには，人間活動の痕跡を残している遺跡における古生態学的研究がどうしても必要である。一例として，青森県三内丸山遺跡では，縄文時代前期から中期に微粒炭が増加し，クリが優勢となったことが報告されている（吉川ほか，2006）。

理想的な条件を満足することは困難な場合が多いが，自然現象の変動を復元するには，以上述べたように，復元すべき空間スケールを考慮に入れ，さらに，自然現象ごとに必

要な時間スケールを満足する時間分解能を実現した研究が望まれる。

引用文献

Dansgaard, W, Clausen, H. B., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Johnsen, S.F., Kristinsdottir, P. M., Reeh, N.(1982) *Science* 218, 1273-1277.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjomsdottir, A. E., Jouzel, J. & Bond, G. (1993) *Nature* 364, 218-220.

Davis (1981) Forest Succession (edts. Shugart, H. H. West D. C. and Botkin D.B.) Springer-Verlag. New York. 132-177.

橋詰隼人（1987）広葉樹研究　4，271-290.

井上　淳・高原　光・千々和一豊・吉川周作（2005）植生史研究，　13：47-54.

井上　淳・高原　光・吉川周作・井内美郎（2001）第四紀研究，40：97-104.

Jacobson, G. L., Jr. and Bradshaw, R. H. W. (1981) *Quaternary Research* 16, 80-96.,

公文富士夫・河合小百合・井内美郎 (2009) 旧石器研究第５号（印刷中）.

McLachlan, J. S., Clark, J. S., and Manos P. S. (2005) *Ecology*, 86, 2088-2098.

小椋純一（2002）京都精華大学紀要，22，267-288.

Prentice, I. C. (1985) *Quaternary Research*, 23, 76-86.

Shichi et al. (2009) Quaternary International (in press).

Sugita, S. (1993) *Quaternary Research*, 39, 239-244.

Sugita, S. (1994) *J. of Ecology*, 82, 881-897.

Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, B., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Steffensen, J. P., and Vinther, B. M. (2006) *Quaternary Science Reviews* 25, 3258-3267.

Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J. P., and Vinther, B. M. (2008) *Climate of the Past*, 4, 47-57.

高原　光 (2003)日本植生史学会第 18 回大会講演要旨集，1.

Tsukada, M. (1982) *Jpn. J. Ecol.*, 32, 113-118.

吉川昌伸・鈴木　茂・辻誠一郎・後藤香奈子・村田泰輔（2006）植生史研究，特別第２号，49-82.