O-01

構成粒子と組織解析からみたテフラに含まれる火山ガラスの形成プロセス —霧島火山新燃岳 2011 年噴火を例に—

大石雅之（産業技術総合研究所）・三輪学央（九州大学）・下司信夫・篠原宏志（産業技術総合研究所）

Masayuki OISHI, Takahiro MIWA, Nobuo GESHI, and Hiroshi SHINOHARA: Making process of volcanic glass shards in the tephra, based on the analysis of grain component and texture: a case study of 2011 eruption of Shinmoedake, Kirishima Volcano, Japan

1. はじめに

テフラの同定・対比の根拠として，火山ガラスの形態や化学組成が頻繁に用いられる．しかしながらその特徴は一連の噴火イベントの中でも多様であったり時系列変化をすることもある．これはカルデラ噴火に伴う co-ignimbrite ash fall deposit でも，局地的で単発の小～中規模噴火でも同様である．したがって，火砕噴火において火山ガラスがどのようなプロセスを経て形成され，形態・組織や化学組成のバラエティーが生じるのかについて明らかにすることは，テフラ同定の高精度化を目指すうえで重要である．

本研究では，一連のイベント中に噴火様式が変化した霧島火山新燃岳 2011 年噴火のテフラを対象として，時系列でその構成粒子および形態・組織の特徴を整理した．その結果，同一テフラ中の火山ガラスでも形態や結晶度・発泡度といった組織にバラエティーがあり，これは噴火時における火道内のマグマの上昇速度（減圧率）の不均一性に起因することが推定された．

2. 構成粒子と特徴

一連の噴火イベントのテフラには，新鮮な形態を有する，マグマ由来と推定されるガラス質粒子が含まれる．このうち発泡がよくスポンジ状の形態のものを，淡色の P タイプ，濃色の S タイプとした．発泡が中程度または悪いブロック状の形態のものを，白色の WG タイプ，灰色の GG タイプ，濃色の BG タイプとした．発泡度は P・S→WG→GG・BG の順に減少する．また斜長石マイクロライトの結晶度は，S・GG・BG→WG→P の順に減少する（図 1）．発泡がよいスポンジ状の形態の火山ガラスの含有量は，全火山ガラス中，準プリニー式噴火と 6 月 29 日の噴火で 40～53 %であり，その他の噴火ではおおむね 7～26 %である．

3. 結晶度と発泡度

高粘性マグマでは，冷却による結晶化は，メルトの粘性が結晶成長を妨げ（Szramek *et al.*, 2010），また実験により角閃石が生じることが明らかになっている（Shea and Hammer, 2013）ことから，本研究の火山ガラスの斜長石マイクロライトの結晶度は，上昇中のマグマの減圧率を反映していると考えられる．Brugger and Hammer（2010）を参照すると，P タイプ粒子の減圧率は>20 MPa/h，WG タイプ粒子は>2 MPa/h，S・GG・BG タイプはいずれも<0.5 MPa/h 程度である．またブロック状のガラス質粒子を見ると，気泡や結晶などの組織が一定方向に配列している構造がしばしば認められ，これらの粒子は，例えばマグマが火道壁近くを上昇する際にせん断応力が働き，火山体にマグマ中のガスが浸透していくとともに気泡がつぶされて形成されたものと考えることができる．

4. 新燃岳 2011 年噴火の火山灰形成プロセス

これらテフラの組織的特徴は，パイプ状の火道の中心ほどマグマの上昇速度が速い（例えば，Noguchi *et al.*, 2006）plug-flow モデルで説明が可能である（図 2）．すなわち準プリニー式噴火の際，発泡マグマが上昇して，火道中心ではマグマが高速で上昇し，脱ガスや結晶化をあまり受けずにスポンジ状に発泡した P タイプ粒子を形成した．火道壁近くでは，上昇率が相対的に遅いことから結晶化が進み，かつ効率的な脱ガスによって緻密な GG・BG タイプ粒子といったブロック状火山ガラスを形成した．WG タイプ粒子はその中間的な位置から形成された．また S タイプ粒子は発泡がよいものの，やや結晶度が高いことから，火道中心でやや上昇率が低下した時に形成されたと見られる．ブルカノ式噴火になるとマグマ上昇率が低下し，火道中心では P タイプに比べて S タイプ粒子がより多く形成され，また高結晶度のブロック状火山ガラスがより多く生産されるようになった．

なお発泡がよいスポンジ状の火山ガラスの含有量については，準プリニー式噴火や 6 月 29 日の継続時間の長い噴火で多いことから，継続時間が長い噴火ほど，深部からの発泡マグマの上昇が長く続き，結果として多くなったのかもしれない．浅間火山 2004 年噴火でも，単発の爆発に比べて継続的なストロンボリ式噴火の方が，発泡のよい火山ガラスが格段に多い．

これらの結果は，テフラの同定・対比において火山ガラスの形態を根拠とする場合に，同一噴火のテフラでも火道の不均一性やマグマの上昇率の変化に起因して多様な形態・組織の火山ガラスを含有していることに留意すべきであることを示している．

引用文献

Brugger, C.R. and Hammer, J.E.（2010）Journal of Petrology 51, 1941-1965.

Noguchi, S., Toramaru, A. and Shimano, T.（2006）Bulletin of Volcanology 68, 432-449.

Sharp, T.G., Stevenson, R.J. and Dingwell, D.B.（1996）Bulletin of Volcanology 57, 631-640.

Shea, T., Hammer, J.（2013）Journal of Volcanology and Geothermal Research, in press.

Szramek, L., Gardner, J.S. and Hort, M.（2010）American Mineralogist 95, 503-509.

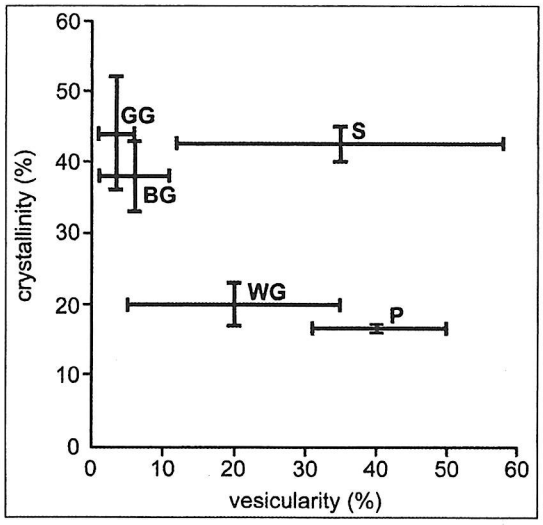


図 1　火山ガラスの発泡度と結晶度の関係

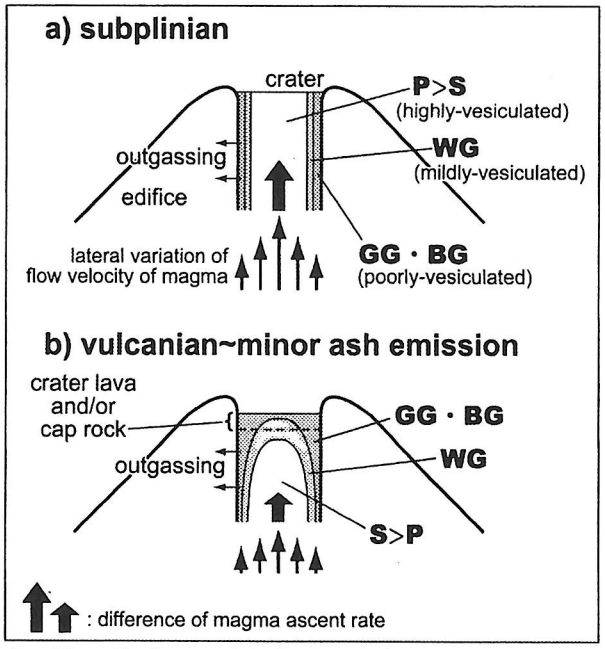


図 2　準プリニー式とブルカノ式噴火における噴火直前の浅所火道モデル

O-02

日本海沿岸に位置する湖沼底質中に含まれる球状炭化粒子の分析に基づいた越境大気汚染履歴の検討

橋本真樹[1)]・村井辰太朗[1)]・吉野友美[1)*]・畠山恵介[2)]・香村一夫[1)]

([1)]早大理工、[2)]鳥取県衛生環境研究所、*(現)ガステック)

Hashimoto, M., Murai, S., Yoshino, T., Hatakeyama, K. and Kamura, K. : A temporal change of transboundary air pollution based on analysis of spheroidal carbonaceous particles in lake sediments facing the Sea of Japan

はじめに：近年、東アジア諸国の経済成長は著しく、それに伴い化石燃料などによるエネルギー消費量が増加している。特に中国は目覚ましい経済成長を遂げているが、それに伴い環境汚染も深刻化し、PM2.5 の飛来など日本への越境汚染が懸念されている。現在は汚染物質に対する観測システムが整備されているが、観測が行われていなかった時代のデータは存在しない。そこで、過去からの環境汚染履歴の検討を行うために、河川の流入や流出が少ない湖沼やため池の底質を用いた研究が行われている。底質中には、大気を経由して運ばれた汚染物質が整合的に堆積、保存されており、底質の堆積年代を算出することで、汚染物質の時系列的な変化を把握することができる。本研究では、工業活動の指標として化石燃料の高温燃焼により生じる球状炭化粒子（Spheroidal Carbonaceous Particles；以下 SCPs）[1)]に着目し、SCPs の含有量および粒径、表面形態、化学組成を分析、比較することで越境汚染の検討を行った。

試料採取・実験方法：分析に用いた試料は、鳥取県西伯郡大山町名和に位置する小谷ため池（以下 KOT）で 2012 年 8 月に採取した。試料採取には重力式フレガーコアラーを用いた。コアの内径は 4cm、長さは 40cm であり、約 2cm 間隔で切断したものを分析試料とした。この試料に対して酸による分解を行い、SCPs 以外の不要な鉱物などを除去し、顕微鏡による観察を容易にした。SCPs の含有量および粒径の計測には光学顕微鏡を用い、表面形態と化学組成（18 元素）は走査型電子顕微鏡（SEM）・エネルギー分散型 X 線分光法（EDX）を用いて分析を行った。また、Pb-210 法と Cs-137 法により試料の堆積年代を算出した。

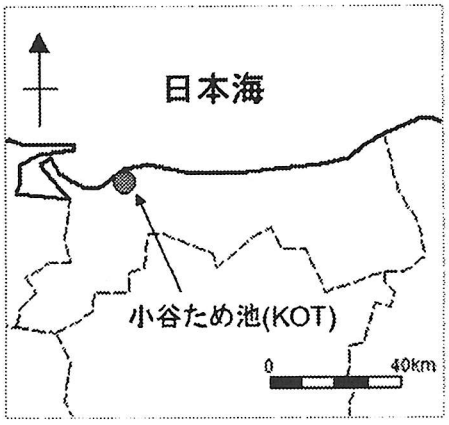


図 1　試料採取地点

結果：KOT の試料では、1930 年代後半から 1940 年代前半まで SCPs 含有量は 1500 個/g 前後を推移し、1940 年代後半から 1970 年代前半にかけて SCPs 含有量が急増する。1970 年代後半から現在にかけても SCPs 含有量は増加傾向を示している。SCPs の粒径は、10 μm 間隔で区分し、各区分の割合を求めたところ、年代ごとに変化が見られた。特に、年代が新しい上部 3 つの試料を見てみると、年代が新しくなるにつれて 10 μm 以下の微少な粒子の割合が増加する結果となった。

SCPsは、化石燃料種によって表面形態や化学組成が異なる。表面形態は表面が滑らかなもの（スムース）、凸凹しているもの（ラフ）、孔の周りが渦巻き状のもの（コンボリュート）の3つに分類され、スムースおよびラフタイプが石炭起源、コンボリュートタイプが石油起源とされている。化学組成は、SiやAlが卓越するものが石炭起源、Sが卓越するものが石油起源とされている。1970年代以降の試料では、9割近くのSCPsがスムースかラフタイプに分類された。化学組成は、7割以上のSCPsについてSiが最大の組成比を示す結果となった。

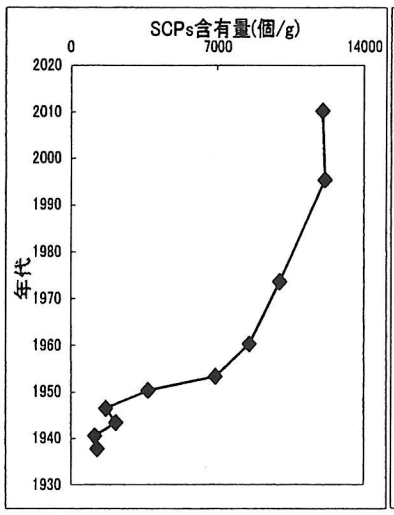


図2　年代別SCPs含有量(KOT)

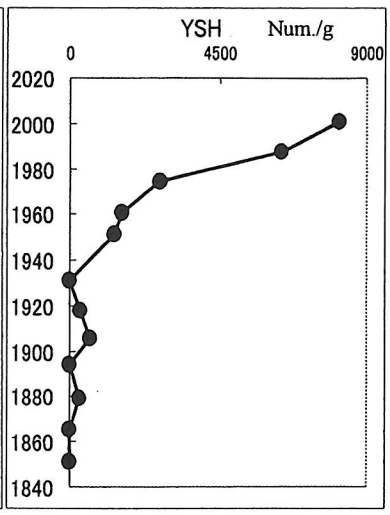


図3　年代別SCPs含有量（YSH）[3)]

考察：KOTにおけるSCPs含有量変化をみてみると、1946年から1974年にかけて含有量が急増している。この時期の日本は、戦後復興や高度経済成長期を迎えており、含有量が急増したのは、工業の急激な発展の影響によるものだと考えられる。1960年代以降、日本では法整備による環境への対策も進み、大阪など典型的な工業地域を対象としたSCPsの研究[2)]では1960年代ごろをピークに含有量が減少している。しかし、KOTでは1960年代以降も含有量は増加傾向にある。KOTは日本海側に位置し、近くに大規模な工業地帯がないため、大陸からの影響が強いと考えられる。中国では改革開放政策が行われた1978年から現在にかけて著しく工業が発展しているが、このような大陸からの影響が現在にかけての増加傾向に対応していると考えられる。同じく日本海側に位置する夜叉ヶ池（YSH）を対象とした研究[3)]においても、KOTと同様な傾向が報告されている。SCPsの粒径をみても、粒径が小さいものが増加しているため、飛散距離の長いSCPsが増加していることが示唆された。SCPsの表面形態や化学組成から、1970年代以降は多くのSCPsが石炭起源だと推測されるため、石炭の消費量が多い中国からの越境汚染が示唆される。

まとめ：本研究では、鳥取県内に位置するため池の底質に含まれる球状炭化粒子の分析を行い、越境汚染履歴の検討を行った。SCPs含有量の変化から、1970年代までは国内における工業の発展を、1970年代以降は中国をはじめとする大陸の状況を反映していると推測された。SCPsの粒径、表面形態、化学組成の結果も大陸からの影響が強くなっていることを示唆しており、越境汚染を示す結果を得ることができた。

引用文献：1)人類紀自然学編集委員会（2007）人類紀自然学—地層に記録された人間と環境の歴史—，共立出版，206-216.
2)村上晶子，井上淳（2004）大阪市とその周辺における過去100年間の化学燃料燃焼史—堀・ため池堆積物に記録された球状炭化粒子の変遷—，第四紀研究，43（4），265-274.
3)Murai, S. *et al.*, (2013) Temporal Changes of Transoundary Air Pollutions in Bottom Sediments of Lake, Abstracts and Proceedings of the Kick-off Seminar on ASEAN-Japan BUILD-UP Cooperative Education Program, 175-180.

O-03

熊野トラフ西部の半遠洋性堆積物表層部における過去約100年間の堆積速度

白井正明（首都大）・大村亜希子（東大）
・伊藤拓馬（産総研）・丹羽雄一（東北大）

Masaaki Shirai, Akiko Omura, Takuma Ito and Yuichi Niwa: Mass accumuration rate of hemipelagite at the Western Kumano Trough during the last ca. 100 years

はじめに

河川における巨大ダムや砂防ダム群の建設が下流および海岸域への砂質粒子の運搬を阻害し，海岸線の後退を引き起こしていることは良く知られている．一方でダム湖の堆積物のほとんどは泥質粒子から成ることから類推すると，河川からの土砂供給の減少が半遠洋的環境に影響を与えている可能性を検討することは重要であろう．人類活動が深海底に及ぼす影響の評価を目的に，学術研究船淡青丸の2006～2008年度の航海において紀伊半島熊野灘沖の熊野トラフ西部で採取したコア試料を用いて，鉛同位体（Pb-210）の濃度変化を基にトラフ底堆積物の過去約100年間の堆積速度（Mass Accumulation Rate; MAR）変化を見積もった．

コア試料採取地点

今回測定を行ったのは，主に紀伊半島熊野灘沖に位置する水深約 2000 m の熊野トラフ西部で採取したコア試料である．熊野灘に注ぐ大規模な河川としては熊野川があげられるが，熊野川河口に近い七里御浜海岸でも海岸侵食が報告されている（例えば，宇多ほか，1992）．七里御浜の海岸侵食に関しては，主に熊野川における川砂利採取（主に1977年以前），熊野川河口と七里御浜を隔てる鵜殿漁港の防波堤の建設（主に1975年以降）が影響しているとの見方がある（例えば，山本ほか，1999）．一方で熊野川水系には1937年以降11のダムが建設された．その中で最大の貯水容量を持つ池原ダムを含む大部分のダムは1960年代に建設され，合計の堆砂量は2004年時点で3800万m^3以上に及ぶ（熊野川河床調査委員会，2005）．

学術研究船淡青丸 KT-06-7，KT-07-5，KT-08-30 次航海で採取した熊野トラフ西部のコア試料のうち，上部に明瞭な砂層（タービダイト）を挟まないものを選び，鉛同位体Pb-210の濃度測定を行った．具体的には，熊野トラフ北西縁を北東に向かうチャネル状地形の水深約 1990 m 地点（KT-08-30 Km-MC2）と水深約 2030 m 地点（KT-06-7 MC15），西部熊野トラフのほぼ中央部にあたる水深約 2100 m 地点（KT-07-5 MC5およびKT-08-30

Km-MC3）で採取したコア試料である．

コア試料の堆積速度見積もり

各測定試料は110℃，12時間以上の乾燥後，軽く粉砕・撹拌したものを容器に封入し，約１ヶ月後に首都大学東京地理学教室所有のORTEC社製Ge半導体検出器を用いてガンマ線の測定を行った．Pb-210の放射線濃度よりPb-214の放射線濃度を差し引くことにより，大気中から降下した過剰Pb-210の放射線濃度変化を見積もり，それを基に堆積速度を算出する（例えば，金井，2000）．さらに東京大学大気海洋研究所および信州大学理学部所有のピクノメーターを用いて乾燥かさ比重を算出し，半遠洋性沈積粒子の堆積速度（MAR）に換算した．

Pb-210の半減期は約22年であり，過去100年間程度の堆積速度の見積もりが可能である．今回得られた各コアの平均MARを比較すると，西部熊野トラフ中央部のコアのMARがトラフ北西縁チャネルのコアのMARより高いという結果が得られた．またトラフ北西縁のコアではMARがほぼ一定と見積もられたのに対し，トラフ中央部のコアでは20世紀半ばに平均速度が半分以下となるという傾向があった．すなわち今回の結果は，前弧海盆では陸域に近いほど堆積速度が高く，陸域の環境変化の影響を受けるであろうという予測と全く異なるものとなった．

今回の堆積速度変化の傾向をどのように説明するか，今後様々な視点から検討する必要があるが，今回使用したトラフ北西縁チャネルで採取したコア上半部には明白なタービダイトはないものの，混濁流流入とそれに伴う擾乱の可能性が否定できないこと，また2004年の KT-04-27 次航海にて東海沖の外縁隆起帯海溝側斜面上の小海盆で採取したコアの保存試料からも，20世紀前半に堆積速度が低下する傾向が得られたこと，以上２点から，直接混濁流の流入がない地点にも hypopycnal flow（例えば，Mulder and Alexander, 2001）などの形で広域的に陸源懸濁水が到達・堆積し，20世紀前半～半ばの人類活動の影響により堆積速度が低下した可能性が高いと思われる．

引用文献：

金井（2000）地質ニュース，556，20–34.

熊野川河床調査委員会（2005）http://www.pref.wakayama.lg.jp/prefg/080400/kashoiin/kashohokoku.pdf（最終閲覧：2013/06/12）

Mulder and Alexander (2001) Sedimentology, 48, 269–299.

宇多ほか（1992）海岸工学論文集，39，351–355.

山本ほか（1999）海岸工学論文集，46，666–670.

O-04

青森県北部小泊半島における海岸沿いの地すべり

檜垣大助(弘前大)・伊東啓人(アルファ技研㈱)・
高橋明久(奥山ボーリング㈱)

Daisuke HIGAKI, Akihito ITO, Akihisa TAKAHASHI; Landslides induced by coastal erosion in the Kodomari Peninsula, Northeast Japan

はじめに

青森県津軽半島北部の小泊半島には，海岸沿いに地すべり地形が多く分布している．活動中の地すべり(権現崎地すべり)の移動状況，完新世に活動した海岸沿いの地すべり(下前地すべり)について発生要因を検討した．

地すべりの分布と発生状況

小泊半島は，主に南北方向に分布する中新世前期の凝灰岩・安山岩・流紋岩等からなる．空中写真判読による 48 箇所の単位地すべり地形を，海岸線から各地すべり地形の平均長さ入った線で海岸部と内陸部に分けて地すべり地形面積占有率を調べると，前者が後者の 2.25 倍となった．

権現崎地すべり:この地区では，ケスタ地形を成す谷部の斜面が幾つかのブロックに分かれて南南東～南方向に滑動している(図-1)．ここでは平成 15 年 9 月の台風 14 号の波浪による海岸侵食を契機に地すべりが活発化した．その後，地すべり末端部での平成 16 年 5 月から平成 25 年 6 月まで 9 年間の道路の水平移動量は 283cm に及ぶ．また，青森県による平成 10～16 年の間の移動抗観測による地

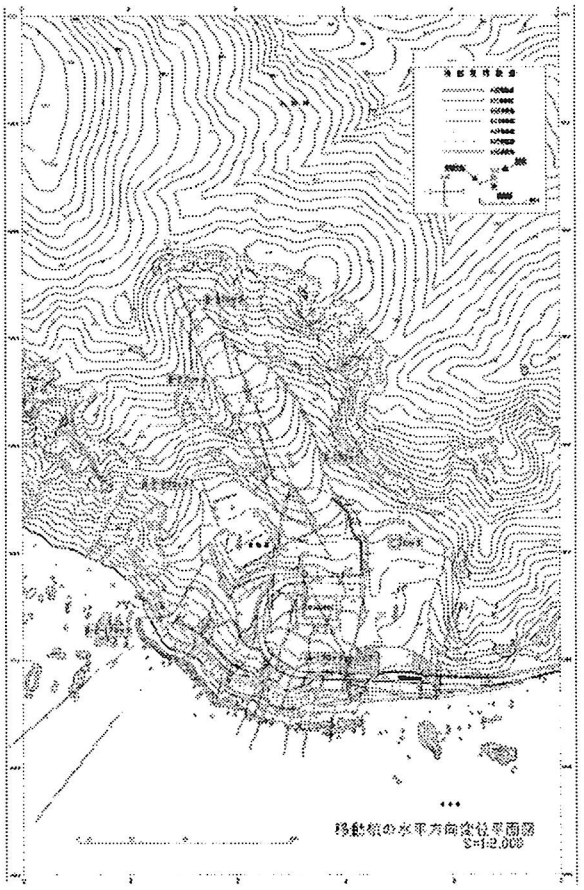


図-1 権現崎地すべりのブロック区分

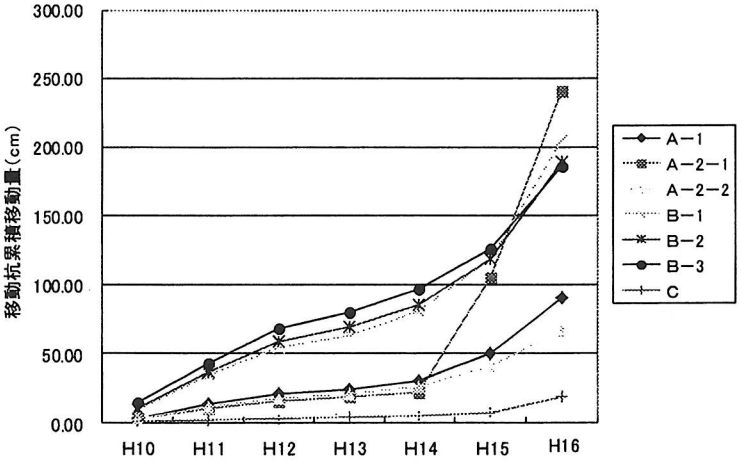


図-2 移動杭による各ブロック移動量

すべり移動量(図-2)では，海岸侵食で地すべり末端部で1万 m^3 の土砂が流出したブロックで最も移動量が大きい．

下前地すべり:ここも，谷状地形の底部から海岸線にかけて地すべり地形をなし(図-3)，6つのブロックからなる。その中でCブロックの末端部には，凹地 a の南側に離れ山b，沼地d(現在は埋め立て)，さらに海岸に面して小丘fが存在する。青森県による調査ボーリングによると，沼地堆積物には，白頭山-苫小牧テフラが存在し，基底の腐植土年代は 2,310±50y.B.P.，2,680±70y.B.P.であった(高橋ほか，2001)．小丘fは脆弱な軽石質凝灰岩からなる．平坦面 e は，海抜約 20m で堅硬な安山岩質凝灰角礫岩からなり海成段丘とみられる。この地形同様に小丘 f が海成段丘として浸食に抗して存在してきたとは地質的に考えられないことから，約 2,700 年前に離れ山 c の南側急崖を分離崖として軽石凝灰岩で地すべりが発生し，移動体が小丘 f を形成し，凹地がそれらの間に残ったと見られる．小丘fの海食崖では，昭和 56 年にも地すべりが発生した．

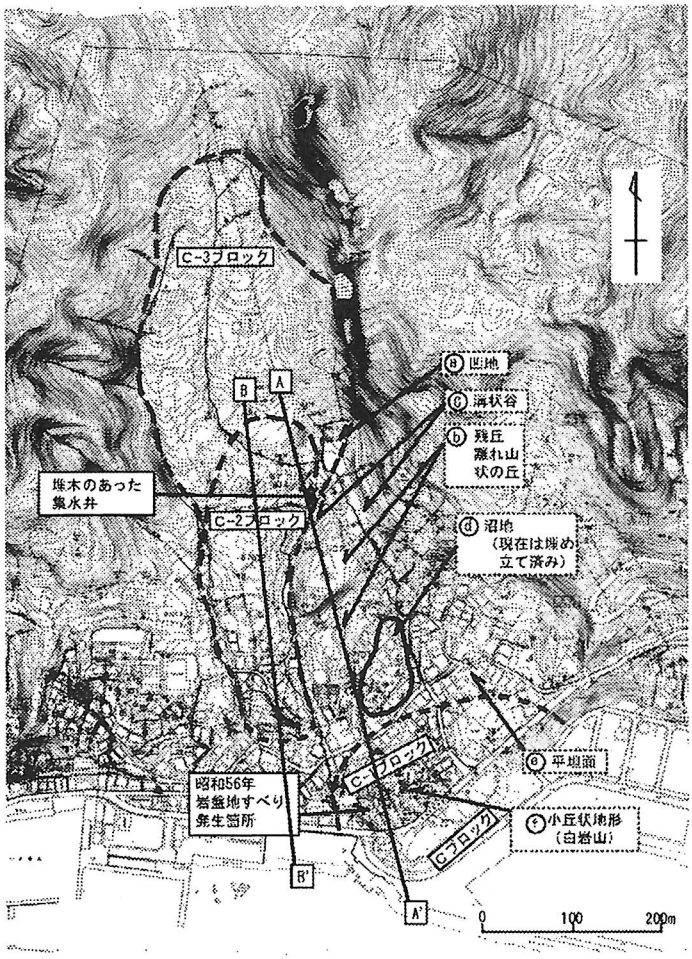


図-3 下前地すべりのブロック区分・平面図

おわりに

以上の 2 か所の地すべり活動状況から，小泊半島では，海岸沿いに地すべりが多発しており，その原因として，海岸浸食の進行が考えられる．

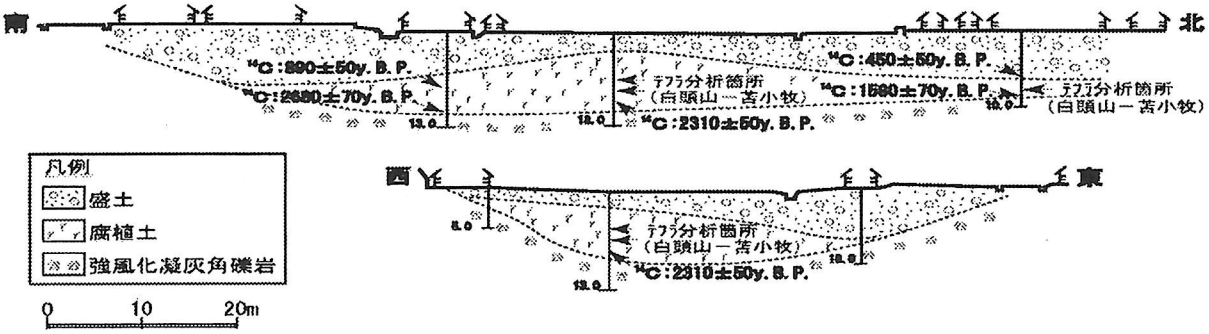


図-4 沼地 d の堆積物南北・東西断面

O-05

八幡平における地すべり土塊内の湿原の堆積構造と発達過程

佐々木夏来，清水整，須貝俊彦(東京大)

Natsuki SASAKI, Hitoshi SHIMIZU, Toshihiko SUGAI : The Sedimentary Structure and the Development Process of the Moor in the Landslide Mass in Hachimantai Volcano

1. はじめに

地すべり活動は災害と関連付けられることが多い一方で，地すべり活動が生物相や景観の多様化をもたらすことが指摘されている(Geertsema *et al.*, 2007；宮城，2002)．宮城(2002)は，湿地を脆弱な地形であり孤立性の高い生物相を有する場として位置付け，地すべりによって貴重性と脆弱性が同居する空間が創出されていると述べている．つまり，地すべり地内の多様性を特徴づける要素の一つに，湿地環境の存在が挙げられる．地すべり地内の湿地は，地すべり土塊の断続的な運動によって出現・発達・消滅し，土塊の運動が停止していても，その周辺の地形場が不安定なために土砂の流入等により絶えず変化すると考えられる．地すべり地内に湿地ができることは，これまでの研究(*e.g.*大八木，1982；高岡ほか，2012)でも知られているが，その湿地の特徴や発達過程の詳細は不明である．

本研究では，八幡平地域の地すべり地を例にとり，湿地の特徴及び発達過程について明らかにすることを目的とする．本発表では，特に八幡平火山北西部の大谷地の堆積構造から湿原の発達過程を検討する．

2. 八幡平地域の地すべり地の特徴と湿地

奥羽山脈北部に位置する八幡平火山は，4 月でも約 3 m の積雪が残る多雪地である(大丸ほか，2000)．八幡平火山は，主に 100 万~70 万年前に形成された安山岩質の成層火山であり(大場ほか，1999)，現在では地すべりによる火山体の解体が進んでいる。個々の地すべり地形は，大規模で土塊の分化が進んだ複雑な形状ものから比較的規模の小さな単純なものまで多様で，湿地を伴うものが多い．なお，八幡平地域には上記の地すべり土塊内の凹地のほか，噴火口，雪食凹地などにも多くの湿地が存在する．

3. 大谷地湿原の堆積物

大谷地は八幡平火山北西の大規模な地すべり地の副次的な滑落崖の下部に形成された湿原である(図1)．標高1076 mに位置し，幅約140 m，長さ約380 m，面積約0.04 km^{2}の楕円形をなしている(図2)．大谷地内では，滑落崖に直交し湿原を横断する3か所で，堆積物採取を実施した．採取には，ロシア型ピートサンプラー及びハンドオーガを用いた．

大谷地の柱状図を図2に示す．堆積物の基本的な層準は，地表面から順に，泥炭層(A)，粘土・シルト層(B)，砂礫層(C)となっている．泥炭層はすべての地点でTo-aを挟んでおり，To-aより上の泥炭層厚さは，湿原中央のOYC2で最も厚く，縁辺部のOYC1及びOYC3では薄くなっている． 泥炭層の下位の粘土・シルト層(B)は有機物含有量が少ないことで特徴付けられ，滑落崖に最も近いOYC1では砂礫層を挟み，OYC2では有機物層を挟んでいる．滑落崖から最も離れたOYC3で最も厚くなっている．砂礫層(C)は，OYC2で特に粒径の大きい円摩された礫を含み，最大径は約3.5 cmである．

3. 大谷地湿原の発達過程

OYC2 の試料から得られた放射性炭素年代測定結果を踏まえて大谷地の発達過程を次の通り検討した．大谷地形成前はブナ林が広がっていたことが考えられる．BC4000~3500 年頃，大きな攪乱(地すべりの可能性)によって大規模な凹地が形成され，その後，不安定な周辺の地形場からの土砂流入により急激に埋積して，BC3500 年頃には沼が出現した．滑落崖からの土砂や有機物の流入等を受けながら水域面積の拡大縮小を経て，BC1400 年頃には湿原が成立した．

引用文献：大丸裕武，梶本卓也，小野寺弘道，岡本透，関剛(2000) 雪氷 62，463-471. Marten Geertsema, James J. Pojar (2007) Geomorphology 89，55-69. 環境庁(1993) 第5回自然環境保全基礎調査・湿地調査. 宮城豊彦 (2002) 地すべり 39(3), 57-64. 大場司, 梅田浩司(1999) 岩鉱 94, 187-202. 大八木規夫(1982) Urban Kubota 20，42-26. 高岡貞夫，苅谷愛彦，佐藤剛(2012) 地学雑誌 121(2)，402-410.

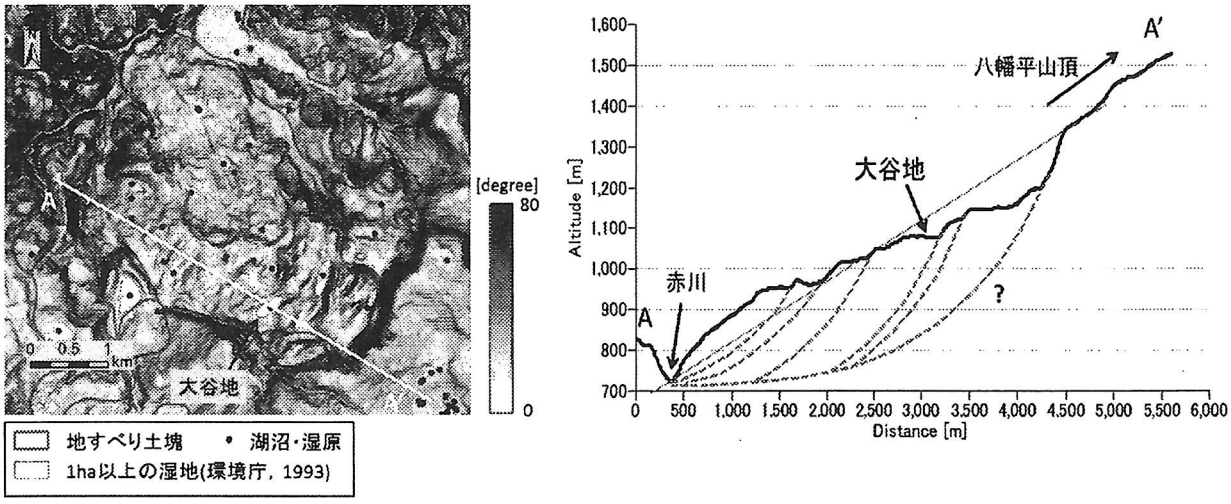


図1：大谷地を含む地すべり地の斜面傾斜図(左)と地形断面図(右)
斜面傾斜図及び地形断面図は 10mDEM より作成した．地すべり土塊の GIS データには，(独)防災科学技術研究所の地すべり地形分布図データベースを使用した．

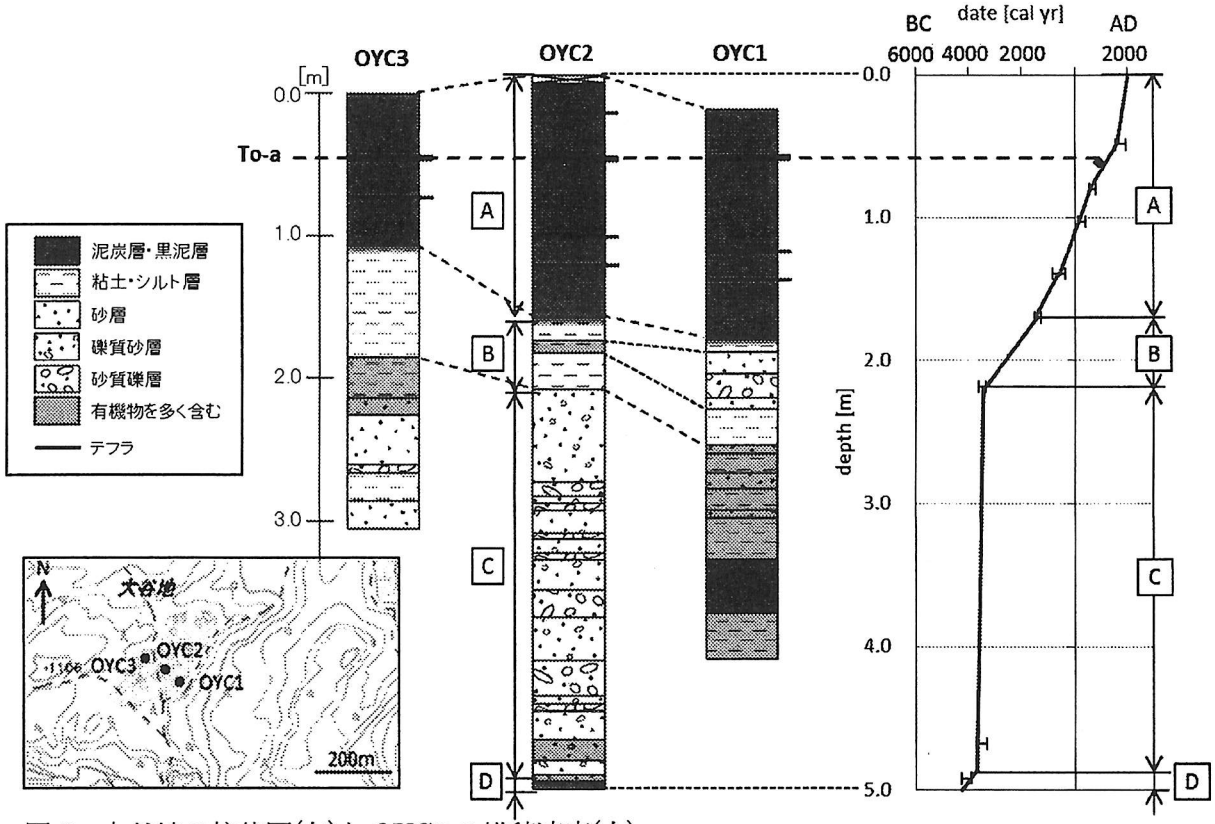


図2：大谷地の柱状図(左)と OYC2 の堆積速度(右)
堆積物採取位置の基図には国土地理院の電子国土システムの2万5000分の1地形図を使用した．年代測定値の誤差範囲は2σの値を示す(右).

O-06

青森県鰺ヶ沢町鳴沢川下流部に認められる歴史時代の津波堆積物

小岩直人(弘前大)・菊地恒佑(きく長)・葛西未央(弘前大・院)

Naoto KOIWA, Kosuke KIKUCHI, Mio KASAI; Sandy tsunami deposits during Historical time in Narusawagawa alluvial plain, Aomori Prefecture

はじめに

1983年の日本海中部地震以降,青森県の日本海側において過去の津波に関する調査が行われ,青森県北部日本海沿岸でも数十～数百年の間隔で津波が襲来している可能性が指摘されている(たとえば箕浦・中谷,1990).しかしながら,陸上における過去の津波堆積物に関する資料はほとんど得られていないといえるであろう.今回,青森県鰺ヶ沢町鳴沢川下流部において,青森県の日本海沿岸の津波に関する資料を蓄積することを目的として,陸上において簡易ボーリング調査を実施した結果を報告する.

調査地域および調査方法

ボーリング地点は,鰺ヶ沢町北部に位置する鳴沢川下流部の北浮田周辺である.この周辺は,鳴沢川が形成した沖積平野の最下流部となっている.鳴沢川最下流部付近には標高5～10m前後の砂丘が存在し,それを切って鳴沢川が日本海へ流入している.津波は鳴沢川を遡上する際には,この砂丘状地形の北端,鳴沢川沿いの低所を遡上するものと推定される.そこで,本調査では,鳴沢川河口部から津波の進入経路上にあたると思われる北浮田(地点1),美ノ捨(地点2)をボーリング地点として選定した.また,砂丘状の高まりを越えるような大きさの津波が到達した場合の堆積物が記録されている可能性があると思われる早田(地点3)においてもボーリングを実施した.

ボーリングは,パーカッション採土器,検土杖を使用して実施し,長さ1～2m前後のコアを採取した.採取したコアは,層相観察および記載を行い,木片や貝殻片の放射性炭素年代測定,砂質堆積物の粒度分析,細粒堆積物の珪藻分析を実施した.年代測定は,株式会社加速器分析研究所に依頼し,暦年較正年代を示した(図1).粒度分析は,ふるい振とう式で行い,図1に1/4φごとの重量%を表示した.

結果

本調査で明らかになったことは以下の通りである.

鳴沢川下流部(現河口からの距離約500～600m)では,シルト質の氾濫原または淡水湖沼の堆積物が認められるが,その中には数枚の砂層の堆積が確認できる.これらの砂層の多くは,鳴沢川の氾濫によってもたらされたものである可能性があるが,一部には河川堆積物とは明らかに異なる砂層が挟在する.白

頭山－苫小牧テフラ（B-Tm：AD929 降下）と推定されるテフラの下位に，淘汰の良い中粒砂からなる砂層の堆積がみられる地点が多い．この砂層は，調査地域における海浜の砂，または砂丘砂と類似した粒度組成をもち，明らかに河川堆積物とは異なる．さらに，この砂層は，鳴沢川沿いにある程度の広がりをもって薄く広がっている．一方，河川から離れた砂丘背後の地域ではこの砂層は確認することができない．以上のことから，この砂層は，AD929 以前に海岸部の砂丘の切れ目の河口部から鳴沢川を遡上してきた津波堆積物である可能性があると思われる．

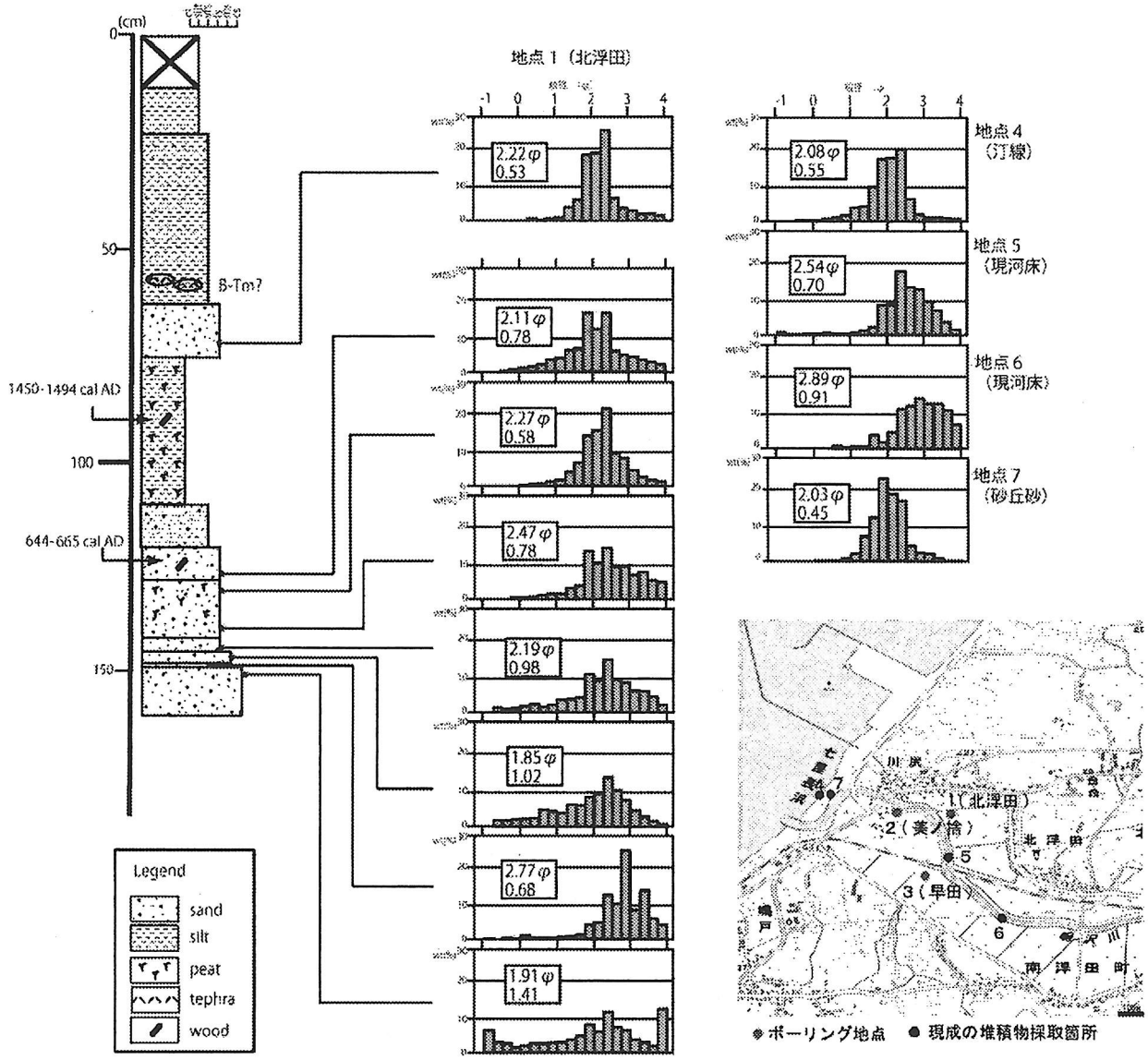


図 1　地点 1 における地質柱状図および粒度分析

O-07

青森県太平洋岸で検出された津波堆積物

谷川晃一朗・澤井祐紀・宍倉正展・藤原　治・行谷佑一・松本　弾（産総研）
Koichiro TANIGAWA, Yuki SAWAI, Masanobu SHISHIKURA, Osamu FUJIWARA, Yuichi, NAMEGAYA, Dan MATSUMOTO: Geological record of a tsunami in the Pacific coast of Aomori

1．はじめに

青森県太平洋岸は日本海溝北端部に面し，過去に日本海溝および千島海溝で起こった地震・津波の被害を受けてきた地域である．しかし，本地域では，歴史記録のない16世紀以前の地震・津波の履歴は明らかになっていない．また，2011年の東北地方太平洋沖地震以降，その破壊領域の北側（三陸沖北部）と南側（房総沖）では歪みのバランスが変わり，次の巨大地震が発生するのではないかとの懸念もある（Simons *et al.*, 2011）．さらに，堆積物調査から明らかになっている千島海溝の17世紀の連動型地震（Nanayama *et al.*, 2003）や日本海溝の869年貞観地震（Sawai *et al.*, 2012）といった巨大地震の破壊領域の評価においても重要な地域である．このような背景から，青森県東通村，六ヶ所村，三沢市において掘削調査を行った．

2．東通村の調査結果

東通村では現海岸線から約700m内陸の標高約4～6mの低湿地において，海岸線にほぼ直行する約400mの測線を設定し11地点で掘削を行った．掘削にはハンドコアラー，ハンディジオスライサー，オールコアボーリングを用いた．

本湿地の地下は静穏な環境下で堆積したと考えられる泥層および泥炭層からなり，標高約0.5mで基盤の泥岩に到達する．泥～泥炭層中には連続的に分布する5層のイベント砂層（上位からS1，S2，S3，S4，S5）が確認された．それらのイベント砂層は石英に富む中粒砂を主体とし，層厚2cm以上の厚い砂層は上方細粒化や下限の侵食的境界などの特徴がみられる．イベント砂層の堆積年代は，砂層の直上・直下から採取した種子および植物片の放射性炭素年代測定により，S1は西暦1500年以降，S2は4800-4500 cal BP，S3は5300-4900 cal BP，S4は5600-5300 cal BP，S5は5900-5600 cal BPと推定された．

砂層がどこから運搬されたものかを調べるために，砂層とその上下の泥～泥炭層に含まれる珪藻化石の分析を行った．その結果，S1層は砂層中およびその直上の砂質粘土層に汽水生珪藻が含まれることが明らかになった．また，S3，S4層中においても，その上下の泥炭質粘土層にほとんど見られな

い汽水生珪藻がわずかに含まれていた．これらの結果は，S1，S3，S4のイベント砂層が洪水ではなく，海浜から運ばれた堆積物であることを示唆する．一方，S2層中では，淡水生珪藻の構成種に上下の層準との違いがみられるが，汽水生珪藻はほとんど増加しない．また，S5層は砂層中およびその上下層中にも汽水生珪藻が含まれる．よって，この2つの砂層の起源は明らかでない．

3．海浜からもたらされたイベント砂層の成因

海浜から運ばれたS1，S3，S4層の成因には高潮堆積物や台風などのストーム堆積物，そして津波堆積物が考えられる．これらの堆積物を区別する方法は確立されていないが，海岸線からの遡上距離は最もよく利用される指標である．東通村で見つかったイベント砂層のうち，S1およびS3層の分布範囲は他の砂層よりも広く，現海岸線から約1km内陸まで分布している．特にS1層は確認された最も内陸の地点でも約5cmの厚さで堆積しており，さらに内陸まで遡上している可能性が高い．

調査地の海岸沿いには，調査地から北に尻屋崎まで広がる猿ヶ森砂丘に連続するとみられる2列の浜堤が分布する．これらの浜堤は過去の海岸線をある程度反映していると考えられる．岡本ほか（2000）に示されている猿ヶ森砂丘の形成期に照らし合わせると，S1層堆積時には内陸側の浜堤はすでに形成され，海岸線の位置は現在と大きくは変わっていない可能性が高い．

以上のように，砂層の分布範囲と過去の海岸線の位置から考えると，S1層は津波堆積物である可能性が高い．一方，S2～4層の堆積年代は古く，当時の海岸線の位置が明らかでないため，これらのイベント砂層の成因の特定は難しい．

引用文献

Nanayama, F. *et al.* (2003) Nature, 424, 660–663.

岡本ほか（2000）第四紀研究，39，215-226.

Sawai, Y. *et al.* (2012) Geophysical Research Letters, 39, doi:10.1029/2012GL053692.

Simons, M. *et al.* (2011) Science, 332, 1421–1425.

O-08

静岡・清水平野と伊豆半島南部の古地震・古津波の履歴

北村晃寿・小林小夏・小山真人・小倉一輝・大橋陽子・内田絢也・斉藤亜妃・森　英樹(静岡大学)・藤原　治(産総研)・板坂孝司(静岡県庁)・宮入陽介(東京大学)
Akihisa KITAMURA, Konatsu KOBAYASHI, Masato KOYAMA, Kazuki OGURA, Yoko OHASHI, Aki SAITO, Jyunya UCHIDA, Hideki MORI, Osamu FUJIWARA, Koji ITASAKA, Yosuke MIYAIRI:
Research of paleo-earthquakes and paleo-tsunami deposits from the coastal lowland of Shizuoka, Shimizu and the southern Izu Peninsula, central Japan

静岡県は，東日本大震災の教訓を踏まえて，第 4 次地震被害想定の策定に取り組んでいる．この想定での津波高は「宝永地震や安政東海地震による津波(レベル 1)」と，国が 2012 年に提示した「南海トラフにおけるあらゆる可能性を考慮した最大クラスの津波の波高(レベル 2)」を使っている．両レベルでは，場所によっては 20m 余りの差があり，住民に混乱を与えている．レベル 2 の想定に関して，国は古文書調査や津波堆積物調査等の一層の促進を図り，巨大地震の全容を解明するための継続的な努力を求めている．そこで，我々は静岡・清水平野と伊豆半島南部の古地震・古津波の履歴を調査している．その成果を以下に記す.

静岡平野

静岡市東南の大谷地区の 7 地点(標高 7～8m)でボーリング掘削を行った結果，蛇行河川の後背湿地(塊状粘土層)の標高約 3.0～4.5m から，1 枚の層厚 30cm の分級の良い中粒砂層を発見した．砂層は下位層を削り込んで覆い，級化を示し(場所によって，逆級化)，場所によって２層のユニットの累重からなる．この砂層は海－陸方向に 500m 以上連続し，粒度組成・粒子形状が調査地域の前浜や外浜，浜堤の堆積物と類似する．しかも，珪藻群集解析の結果は，同層の堆積時に隆起のあったことを示唆する．以上のことから，砂層は津波で海岸から運ばれた可能性が高く，その堆積年代は 3,679～3,486 年前と解釈される.

清水平野

調査地域の完新統の層相は，下部砂層，中部泥層，上部砂層，最上部砂層に区分され，下部砂層から上部砂層までは水深 40m 以浅の内湾堆積物で，砂層はデルタフロントの堆積物，泥層はプロデルタの堆積物と解釈される．最上部砂層は河川および砂堆の堆積物である．下部砂層から中部泥層への移行年代は 9,500～8,600 年前で，数十 m オーダーの海水準上昇が起きた時期に相当する．中部泥層から上部砂層への移行年代は約 4,000 年前以降の海水準の安定期に当たる．6,000 年前以降の堆積物から，6 枚のイベント堆積物を確認した．堆積年代はそれぞれ，約 200 年前，約 550 年前，約 1,300 年前，約 3,400 年前，約 4,300 年前，約 5,600 年前である．約 200 年前のイベント堆積物は洪水堆積物で，約 550 年前のイベント堆積物は 1498 年明応地震に伴う津波堆積物と推定され，約 1,300 年前のイベント堆積物は 684 年白鳳地震または 887 年仁和地震に伴う津波による可能性がある.

3,400 年前のイベント堆積物は，静岡平野と浜名湖周辺に分布する津波堆積物に対比される可能性がある．約 4,300 年前と約 5,600 年前のイベント堆積物はリップアップクラストを含むことから津波堆積物の可能性が高い．なお，古文書記録において安政東海地震の隆起で陸化したとある地域の調査によって，層相と珪藻群集解析から隆起が裏付けられた．

伊豆半島南部

海岸平野の完新統

調査は，河川拡幅工事で現れた幅 10m の露頭(標高 3.0m)と 10 地点(標高 2.6～9.6m)で掘削したボーリングコア試料(長さ 8～11m)で行った．さらに下田市大浜の海食洞の隆起貝層の生物種と高度の調査し，年代測定を行った．

南伊豆町の完新統の下部は潮間帯から潮下帯の堆積物で，保存状態の良い貝化石 *Batillaria cumingii*, *B. multiformis*, *Crassostrea gigas* などを産する．上部は陸成層で，内陸側では河川・後背湿地堆積物で，海岸側では前浜や後背湿地堆積物からなる(北村ほか，印刷中)．海成層の上限年代は，海側に向かって若くなり(6,960-6,780 年前から 4,810-4,610 年前)，上限高度は海側に向かって高くなる(標高-0.80m から＋0.55m)．下田市市街地の調査した中で，最も海側のコア試料(標高 3.3m)は，下部，中部，上部に区分され，それぞれ海成砂層，軽石層，河川堆積物からなる．海成層の上限高度と年代は-4.2m, 3,070-2,870 年前である．下田市白浜海岸の後背湿地(標高 2.5m)では深さ 8.5m まで掘削し，7,310-7,260 と 6,890-6,800 年前の ^{14}C 年代値を得たが，すべて陸成層である．いずれの地点からも津波堆積物は検出されなかった．

海食洞の隆起貝層

隆起貝層は 5 帯に区分され，I 帯(標高 3.5-2.7m)は固結した石灰岩からなり，主にイワフジツボからなり，ヤッコカンザシの棲管を伴う．II 帯(標高 2.7-2.35m)は保存状態の良いイワフジツボの密集からなる．III 帯(標高 2.35-2.0m)は固結した石灰岩でヤッコカンザシの棲管とイワフジツボからなり，強い浸食を受けている．IV 帯(標高 2.0-1.6m)は保存状態の非常に良いヤッコカンザシの棲管とイワフジツボからなる．V 帯(標高 1.6-1.0m)は保存状態の非常に良いヤッコカンザシの棲管とケガキからなる．^{14}C 年代測定の結果は，I 帯が AD 480-820 年(2σ)，II・III 帯が AD 780-1270 年(2σ)，IV・V 帯が AD 1170-1660 年(2σ)を示す．以上のことから，II・III 帯と IV・V 帯はそれぞれ同時代の固着動物群集と解釈できる．そして，現在の研究地域周辺(下田市の大浜，入田浜，弁天島)の潮間帯の固着動物の垂直分布との比較から，調査地域では，AD 570-820 年，AD 1000-1270 年，AD 1430-1660 年に突発的な隆起現象が起きたと推定される．

引用

北村晃寿・板坂孝司・小倉一輝・大橋陽子・斉藤亜妃・内田絢也・奈良正和，印刷中．
静岡県南伊豆の海岸低地における津波堆積物の調査(速報)．静岡大学地球科学研究報告，40.

O-09

浜松平野で発見された過去4000年間の津波堆積物

藤原 治（産総研）・佐藤善輝（九州大学大学院）・小野映介（新潟大学教育学部）・市川清士（㈱阪神コンサルタンツ）
Osamu FUJIWARA, Yoshiki SATO, Eisuke ONO and Kiyoshi ICHIKAWA: Tsunami deposits over the last 4000 years in Hamamatsu Plain, Central Japan

はじめに：南海トラフ沿岸では1990年代から津波堆積物の研究が行われ，過去数千年間について津波の発生時期に関する情報が蓄積されつつある（Komatsubara and Fujiwara, 2007のレビューや岡村・松岡，2012参照）．しかし，個々の地震や津波の規模，破壊域の広がりの解明にはまだ情報が少ない．これには津波堆積物を他の堆積層とどう識別するかと言う問題に加え，堆積物から津波の規模（遡上距離など）を復元する方法の構築が課題となっている．遡上距離の推定には，津波堆積物の内陸側への広がりを追跡する必要があるが，浜松平野は南海トラフ沿岸でその調査が可能な稀な例である．

方法と調査結果：浜松平野では図1に示すA～E地点で掘削調査（ハンディジオスライサー，簡易ボーリング等）を行い，湿地や池で堆積した粘土層や泥炭層から津波堆積物と考えられるイベント性の砂層（層厚25 cm～05 cm未満）を複数検出した．平野の内陸縁にある開析谷（A地点）や堤間湿地（B地点）では，カワゴ平火山灰（3126－3145 calBP；町田・新井，2003）より古いイベント砂層のみが認められ（藤原ほか，2013），平野中部のC地点では4000年前頃から9世紀頃にかけてのイベント砂層が認められる（藤原・佐藤，2012）．更に海側のE地点では，2500年前頃より新しいイベント砂層のみが見られる．

津波規模の推定：上記のイベント砂層には2つの特徴がある．一つは海側ほど若い時代の堆積層が見られることで，もう一つは，各地点とも上位の砂層ほど薄く細粒になることである．これは図2のように解釈される．浜松平野は過去約7000年間に海岸が前進して形成されたもので（松原，2007など），各浜堤列は過去の海岸線を示している．浜松平野には6列の浜堤列があるが，図2では3列に単純化した．また，最上部には3つの堤間湿地で得られる柱状図を描いた．上位の（若い）津波堆積物ほど薄く細粒になるのは時代とともに陸地が広がり，調査地点がより内陸に位置するようになった結果である．時代によって津波の規模に大差がなければ，若い時代ほど津波堆積物の分布は海側へ偏り，各地点では新しい津波堆積物ほど薄く細粒になる．もし，他の津波より極端に大きな津波が起きていたならば，図2の上図に点線で示したような広い分布を持つ津波堆積物が形成されたはずだが，そのような痕跡は未確認である．

まとめ：浜松平野では過去4000年以上にわたる津波の痕跡が見つかってきたが，地形発達を考慮すると，他に比べて極端に大きな津波があったようには見

えない．一つの例外はE地点（17世紀の絵図に描かれた池の跡）で，ここでは一番上位のイベント砂層が厚い（12 cm 前後；年代は測定中）．この堤間湿地は中田島砂丘の背後を流れる河川に近い位置にある．砂丘の広がりは時代によって大きく変化する．川岸にまで砂丘が広がっていれば，津波で砂が流され厚い津波堆積物ができやすくなる．今後は，津波堆積物の供給源の変化も考慮し，津波の規模をよし正確に推定するための調査を進める予定である．

引用文献

藤原 治ほか（2013）地学雑誌，**122**，308-322.

藤原　治・佐藤善輝（2012）日本地震学会講演予稿集 2012 年度秋季大会，206.

Komatsubara and Fujiwara (2007) *Pure and Applied Geophysics*, **164**, 493-507.

岡村　眞・松岡裕美（2012）科学，**82**，182-191.

町田　洋・新井房夫（2003）『新編火山灰アトラス』．336p．東京大学出版会．

佐藤善輝ほか（2011）地理学評論，**84**，258-273.

松原彰子（2007）慶應義塾大学日吉紀要 社会科学，**18**，1-13.

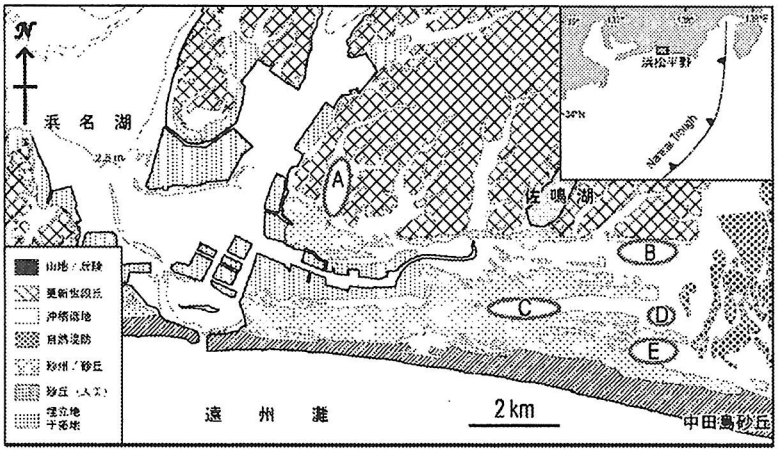


図 1　浜松平野における津波堆積物の調査地点．地形分類は佐藤ほか(2011)による．

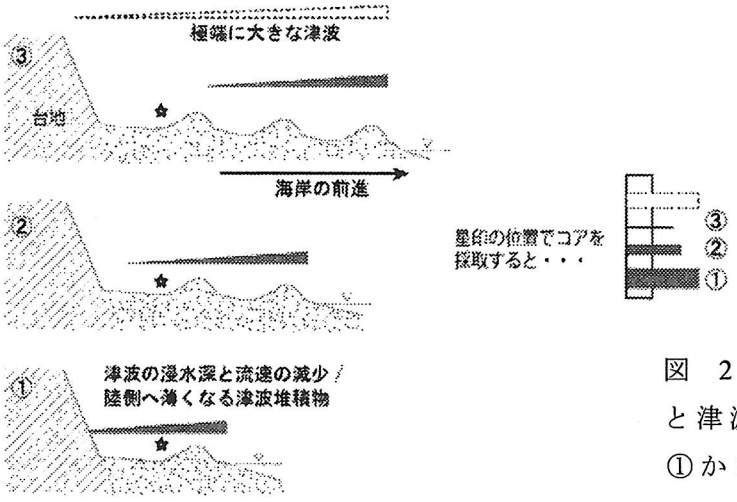


図 2 浜堤列平野の地形発達と津波堆積物の分布．
①から③へ時代が若くなる．

O-10

大阪湾表層堆積物の花粉組成の変動性を決めるもの
—海成堆積物を用いた定量的気候復元の高精度化をめざして—

北場育子（神戸大学）・中川　毅（ニューカッスル大学）
Erin McClymont（ダラム大学）・David L. Dettman（アリゾナ大学）
兵頭政幸（神戸大学）

Ikuko KITABA, Takeshi NAKAGAWA, Erin McClymont, David L. Dettman, Masayuki HYODO: Validation of pollen assemblage variability from Osaka Bay surface sediments for the better reconstruction of paleoclimate

過去の気候変化を語るとき、気温が何度、降水量が何ミリ変わったのか、定量的に評価するのは難しい。過去の気候を定量的に知る方法として、表層堆積物に含まれる花粉の組成と気温や降水量データの対応関係をもとに、堆積物中の花粉化石の組成を気候データに変換する方法がある（モダンアナログ法；Guiot, 1990; Nakagawa et al., 2002）。しかし、沿岸域の堆積物に含まれる花粉は、流入河川や潮流などの影響を強く受けるため、必ずしも気候のみによって花粉組成が決まってはいない。そこで、本研究では、淀川などの流入河川や人間による植生攪乱の影響を強く受けている大阪湾の表層堆積物の採取・分析を行い、沿岸域の堆積物から得られた花粉化石データから気候を定量的に復元するための基礎資料となる表層花粉データを収集し、気候と気候以外のシグナルを分離することを試みた。さらに得られた結果を用いて、大阪湾の花粉化石データの再検討も行った。

大阪湾全域をカバーする35地点から表層堆積物コアを採取し、花粉分析を行った。ほかの河川をしのいで圧倒的な量の淡水を大阪湾に供給している淀川の河口があり、水深がおよそ20mの平坦面が続く湾奥部（底質：泥）では、ハンノキ属が目立って産出した。その一方で、水深が急激に深くなり、強い潮流がある湾口部（底質：砂混じりの泥質）では、マツ属が目立って産出した。また、イネ科が淀川河口でのみ多産した。

得られた花粉群集から植生を定量的に復元すると（バイオマイゼーション法；Prentice et al., 1996; Takahara et al., 2000; Gotanda et al., 2002）、すべての地点で現在の大阪湾の周辺植生である暖温帯常緑広葉樹林が復元された。植生の攪乱も考慮すると（Gotanda et al., 2008）、淀川河口1地点でのみ攪乱植生が復元された。モダンアナログ法を用いて復元した年平均気温は、約7～14℃の値をとり（平均11℃、標準偏差2℃）、現在の大阪湾の年平均気温（約16℃）に比べて低く復元され、復元値のばらつきも復元誤差以上に大きかった。

主成分分析の結果、堆積過程を反映していると考えられる大阪湾の表層花粉のばらつきを第1主成分（変動の約60%に寄与）として検出することができた。大阪湾に堆積する花粉のシグナルのばらつきは、花粉組成が気候だけでなく、花粉の堆積過程や

森林の攪乱など複数の要素により決まっており、時に気候以外の影響が花粉組成に大きく反映されてしまうことに起因する。そこで、気候に対する鋭敏性を上げるため、気候復元の際にマイナー分類群を強調すると、年平均気温は、約 10～15℃の値をとるようになり（平均 13℃、標準偏差 1℃）、気温復元の精度・確度ともに有意に向上した。大阪湾を囲む主な山地の標高はおよそ 500～1000m 程度である。標高による気温低下を加味すると、大阪湾の表層花粉は、周辺植生起源の花粉がもつ気温シグナルを十分に反映しているといえる。

以上の結果を踏まえ、Kitaba et al. (2013)で報告した大阪湾 1700m コアの気候復元結果を再検討した。マイナー分類群を強調して過去の気候を復元しても気温変化の傾向に大きな変化はなく、復元結果の信頼性が高いこと、また現時点では、解釈に変更を加える必要性が認められないことが示された。

引用文献

Guiot (1990) Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 80, 49-69.
Nakagawa et al. (2002) Quaternary Science Reviews, 21, 2099-2113.
Kitaba et al. (2013) Proceedings of the National Academy of Sciences USA, 110, 1215-1220.
Prentice et al. (1996) Climate Dynamics, 12, 185-194.
Takahara et al. (2000) Journal of Biogeography, 27, 665-686.
Gotanda et al. (2002) Quaternary Science Reviews, 21, 647-657.
Gotanda et al. (2008) Quaternary International, 184, 56-74.

O-11

別府湾における過去3000年間のテフラ層序

山田圭太郎(京都大学)，竹村恵二(京都大学)，加三千宣(愛媛大学)，山本正伸(北海道大学)，檀原徹(京都FT)

Keitaro YAMADA, Keiji TAKEMURA, Michinobu KUWAE, Masanobu YAMAMOTO, Tohru DANHARA: Tephrostratigraphy during 3000 years recorded in the piston core sediments of Beppu Bay, central Kyushu, Japan

別府湾は九州中部の火山地帯の東に位置し，松本(1979)によると張力が発達する地域の北東端に位置する。Itoh *et al.*(1998)によると，別府湾の形成プロセスは二つのステージに分かれ，特に1.5 Ma以降のStage 2ではプルアパート・ベーズンが発達し，現在も沈降を続けている。そのため別府湾には火山灰・ダストなどの風成起源粒子を多く含む厚く連続的な第四紀堆積物が堆積している。また別府湾は瀬戸内海に面した湾であるために海水の循環が弱く（亀田・藤原，1995），堆積物は質良く保存されており，連続分析による高時間分解能解析が可能である。

そのため別府湾では海底コアを用いた火山灰層序が積極的に検討されてきた（Takemura, 1995; 梅田ほか,1996; 古澤ほか, 2000など)。いずれの研究も活断層調査のために岡村ほか(1992)によって掘削されたコアが用いられている。今回対象とした過去3000年間に注目すると，別府湾内の堆積物中には古澤尾ほか(2000)によって阿蘇中央火口丘最新期の火山灰(Aso-N2)が，Takemura(1995)や梅田ほか(1996)によって由布岳1火山灰(Yf-1)に対比される火山灰が検出されている。Yf-1の堆積年代は梅田ほか(1996)や奥野ほか(1999)などによって複数の年代値が，Aso-N2については宮縁・渡辺(1997)によって報告されているものの，これらの火山灰の堆積年代にはばらつきがあるなど課題が残る。しかしながら近年，Kuwae et al.(2012)によって別府湾の海底コアを用いた詳細な年代モデルが提出された。

そこで本研究では，堆積速度の早い別府湾最深部付近で掘削されたピストンコア(BP09-3)及びKuwae et al.(2012)の年代モデル用いてテフラ層序，特にYf-1，Aso-N2の堆積年代やこれまであまり議論されていないmicro-tephraについて検討した。

用いたピストンコア(BP09-3)は長さ約9 mで，物性データの取得後，2 cmごとに切出し，合計457サンプルを得た。切り出したサンプルを使い捨てのメッシュクロスを用いて洗浄・分画し，そのうち極細砂サイズ(3-4ϕ)の粒子について偏光顕微鏡を用いて粒子組成を検討した。粒子組成は200粒子以上計数し，組成を求めた。また，一部の火山ガラスについては屈折率の測定を行い，対比を試みた。

結果，深度76, 147, 510, 706, 852 cmの少なくとも5つの層準において火山灰が有意に検出された。そのうち深度510 cmの火山灰は特徴的な褐色ガラスを含み，屈折率は1.4989-1.5659(mode:1.559)であることから，Aso-Nに対比される可能性が高い。年代モデルから推定される堆積年代は588ADであった。阿蘇火山の最新期の噴火規模を考慮するとAso-N2に対比される可能性が高く，宮縁・渡辺(1997)とも矛盾しない。一方で，深度708 cmの火山灰は発泡の悪い火山ガラスを含み，屈折率は1.4945-1.5157(mode:1.497)であることから，Yf-1に対比さ

れる可能性が高い。年代モデルから推定される堆積年代は 105BC で，奥野ほか(1999)と矛盾しない。

以上のことから，BP09-3 のコア中には複数の火山灰が含まれること，Aso-N2 及び Yf-1 の詳細な堆積年代が明らかとなった。今後，深度 76, 147, 852 cm の層準の火山灰についても検討する予定である。

引用文献：

古澤ほか(2000)地質学雑誌, 106, 31-49.

Itoh et al.(1998)Tectonophysics, 284, 135-150.

亀田・藤原(1995)沿岸海洋研究, 33, 59-68.

Kuwae et al.(2012)Journal of Asian Earth Sciences, 72, 348-358.

松本(1979)地質学論集, 16, 127-139.

宮縁・渡辺(1997)火山, 42, 403-408.

岡村ほか(1992)地質学論集, 40, 65-74.

奥野ほか(1999)タンデトロン加速器質量分析計業績報告, 199-205.

Takemura(1995)Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Goel. &Mineral, 57, 1-10.

梅田ほ(1996)火山, 41, 61-71.

O-12

ユスリカ群集を用いた完新世後期の古気温復元

紀藤典夫・布田　愛・白崎雄己・越　宣之・阿部直美子・川上洋二郎・
木山博行（北海道教育大学函館校）

Norio KITO, Megumi NUNOTA, Yuki SHIRASAKI, Nobuyuki KOSHI, Namiko ABE, Yojiro KAWAKAMI and Hiroyuki KIYMA: Reconstruction of late Holocene temperature from chironomid assembleges

第四紀後期の陸域の古気温を復元するための指標として，ユスリカの幼虫化石の有用性の評価はすでに定着しつつあり（Eggermont and Heiri, 2011），世界各地で古気温復元の研究が進められている．ヨーロッパにおいては，古気温の復元のための湖沼の分析データセットを広域にわたって統合し，精度の向上がはかられている（Heiri *et al.*, 2011: Holmes *et al.*, 2011）．本研究は，日本における古気温指標としてのユスリカ化石の可能性について検討するため，各地の湖沼堆積物のユスリカ組成と気温との関係を調べ，完新世後期の堆積物への応用を試みた．

試料は，北海道および東北地方の水深の浅い（10m 以浅）湖沼を対象として，北海道の 17 湖沼，東北地方の 5 湖沼から採取された 51 試料を用いた．湖沼堆積物は，エクマンバージ採泥器またはたも網を使用して，それぞれ数地点から表層堆積物を採取した．試料は，Hofmann (1986) の方法に準じて処理したのち，実体顕微鏡下でそれぞれの試料につき 50～100 個のユスリカ幼虫の頭部を拾い上げ，ホイヤー液に封入してプレパラートを作成，同定し，百分率組成を算出した．各湖沼の気象データは，気象庁発行「メッシュ気候値 2000」を用い，年平均気温，8 月（最暖月）の平均気温，1 月（最寒月）の平均気温を求めた．気候パラメータを目的変数，ユスリカの群集組成を説明変数として重回帰式を求め，気温指標性について検討した．今回分析した試料は，年平均気温 2.9～10.9℃，8 月の平均気温 16.2～23.8℃，1 月の平均気温-8.9～-0.7℃の範囲をカバーする．また，サロベツ長沼湖沼群から採取された 3 本のボーリングコアの分析結果をもとに，得られた回帰式から過去約 3000 年間の気温を復元し，その結果を比較した．

重回帰分析の結果，種々の試行においても理論値と実績値の相関が悪い 3 試料のデータは除いて回帰式を求めた．年平均気温の回帰式には，ヒゲユスリカ族，ナガコブナシユスリカ属，キザキユスリカ属，カマガタユスリカ属など 14 タイプの百分率を説明変数として用い，決定係数（R^2）=0.759 を得た．8 月(最暖月)の平均気温の回帰式は 13 タイプを説明変数として用い，決定係数（R^2）=0.766 を得た（図 1, 2）．また，1 月（最寒月）の平均気温の回帰式も 13 タイプを説明変数として用い，

決定係数（R^2）=0.661 を得た．これらの結果から，ユスリカ組成を用いた気温の推定は，8 月の平均気温の推定が最も精度よく，1 月の平均気温の推定にはあまり有効ではないことが示された．

得られた回帰式をもとに，サロベツ長沼湖沼群の隣接する 3 湖沼（Site A，B，C；現在の 8 月の平均気温は 19.2℃）から採取されたボーリングコアのユスリカ分析結果を用い，過去の 8 月の平均気温の変化を推定した．Site A のコアは過去約 2400 年間の堆積物，Site B のコアは 3600 年間，Site C は 3400 年間の堆積物である．3 湖沼のユスリカ組成の変遷は，優占属（タイプ）や変化の時期が異なり，それぞれに独自の変遷を示す．推定された気温は，Site A の最下部（約 2400cal yr BP）において著しく高い（30.8℃）気温が推定されたほかは，3 地点の気温変化はほぼ調和的に変化することが示された．3 地点とも 2500～2000 cal yr BP はやや高め，2000～1000 cal yr BP は約 19℃前後で現在の気温に等しく，約 1000～500 cal yr BP から現在にかけては現在より高い気温が復元された．全般に大きな気温変化がないという点においては，完新世の一般的傾向とよく一致するが，最近 1000 年間の高い気温が復元される結果については，この時期に花粉分析の結果で針葉樹が増加する傾向があり，寒冷化が推定されることから，更なる検討が必要である．今後，分析地点を増やし，推定できる気温範囲を広げて，精度を上げる必要がある．

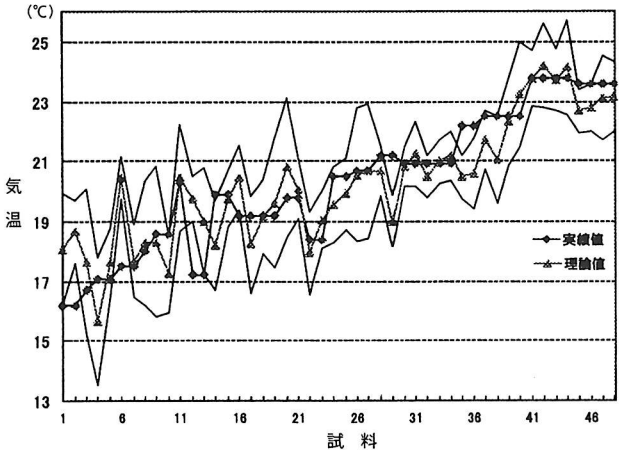


図1　8月の平均気温の理論値と実績値

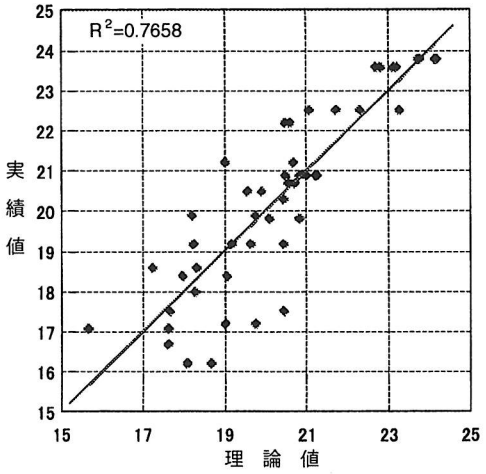


図2　8月の平均気温の理論値と実績値の相関

引用文献

Eggermont and Heiri (2011) Biological Reviews, 87, 430-456. Hofmann (1986) "Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology" Berglund, B. E. ed., John Wily, 715-727. Heiri *et al.* (2011) Quaternary Science Reviews, 30, 3445-3456. Holmes *et al.* (2011) Quaternary Science Reviews, 30, 2793-2804. 気象庁（2002）メッシュ気候値 2000，（財）気象業務支援センター．

O-13

能登半島富山湾岸に位置する真脇遺跡から出土した木柱群の ^{14}C 年代編年

中村俊夫（名古屋大・年測セ）・高田秀樹（石川県能登町教育委）・
金原正明（奈良教育大・総合教育）・西本　寛（愛知大学・法）
Toshio NAKAMURA, Hideki TAKADA, Masaaki KANEHARA and Hiroshi NISHIMOTO: ^{14}C chronology of wooden poles excavated at the Mawaki site facing Toyama Bay, Noto Peninsula.

1．はじめに

真脇遺跡は，石川県鳳珠郡能登町字真脇 48 字地内に所在する．縄文時代前期初頭から晩期終末にかけて，長期間途切れることなく人々が生活を続けた集落遺跡であり，その出土遺物の内容の豊富さと遺跡が持つ情報量の豊かさは他に例を見ない．この真脇遺跡を特徴付ける遺構は，古い順に，縄文前期から縄文中期のイルカ層，縄文中期の板敷き土壙墓と木柱列，そして縄文晩期の環状木柱列である．

前期末から中期初頭の包含層にイルカの骨が層状に検出された．この層は，土器，石器を始めとして大量の動物遺存体が廃棄された状態で堆積している．多くの遺物に混じり，直径約 50cm，長さ約 2.5m のクリ材の丸太に彫刻を施した柱が出土した．イルカ骨に混じり出土したことから，イルカ漁に関わる祭祀に使われたものと考えられている．

縄文時代中期前葉から中期中葉にかけて縄文人が整地した粘土層を彫り込むように土坑群が検出された．特に大きな土壙墓が 4 基検出された．3 基の土壙墓には大型の板が敷かれ，1 基の土壙墓からは板のうえに人骨が検出されている．

環状木柱列は，縄文時代晩期に石川・富山県を中心とする北陸地方に限られる遺構である．木柱列は，真円配置で，線対称形に大きな柱が 8 ないし 10 本配置されている．柱はクリ材を使用し，木芯をはずすように蒲鉾状に半割され，割った面を外側に向ける．また，断面 U 字状の材と断面三角形の柱が対となって門扉状の遺構を構成していた．このような環状木柱列に先だって，ごく近傍に掘立柱建物となる木柱群が確認されている．51 本に及ぶ木柱群の ^{14}C 年代測定から縄文晩期の真脇遺跡の建物を検討する．

2．木柱の ^{14}C 年代による掘立柱建物の編年

木柱の ^{14}C 年代測定を行うにあたって，発掘面に顔を出した木柱の最も外側にあたる部位から木片を採取した．木片試料は削り状に細かくし，蒸留水で洗浄下あと，1.2M HCl，1.2M NaOH，1.2M HCl の順で化学洗浄を行い，蒸留水による洗浄で塩酸成分を除去して乾燥した．次に木片試料を燃焼して二酸化炭素に変え，水素還元法でグラファイトを合成した．これを名古屋大学のタンデトロン加速器質量分析計で分析して conventional ^{14}C age を得て，暦年較正プログラム OxCal 4.1 を用いて暦年代に較正した．測定結果を図 1 に示す．考古学的な観点から掘立柱建物を構成する建物をグルーピングすると，グループに入る木柱の ^{14}C 年代は互いに良く一致していることが確認された．また樹種の鑑定から，1600～1000 cal BP の木柱にはアスナロ属が利用されているが，1000 cal BP 以降の木柱はクリ材が使用されている傾向が明らかとなった．

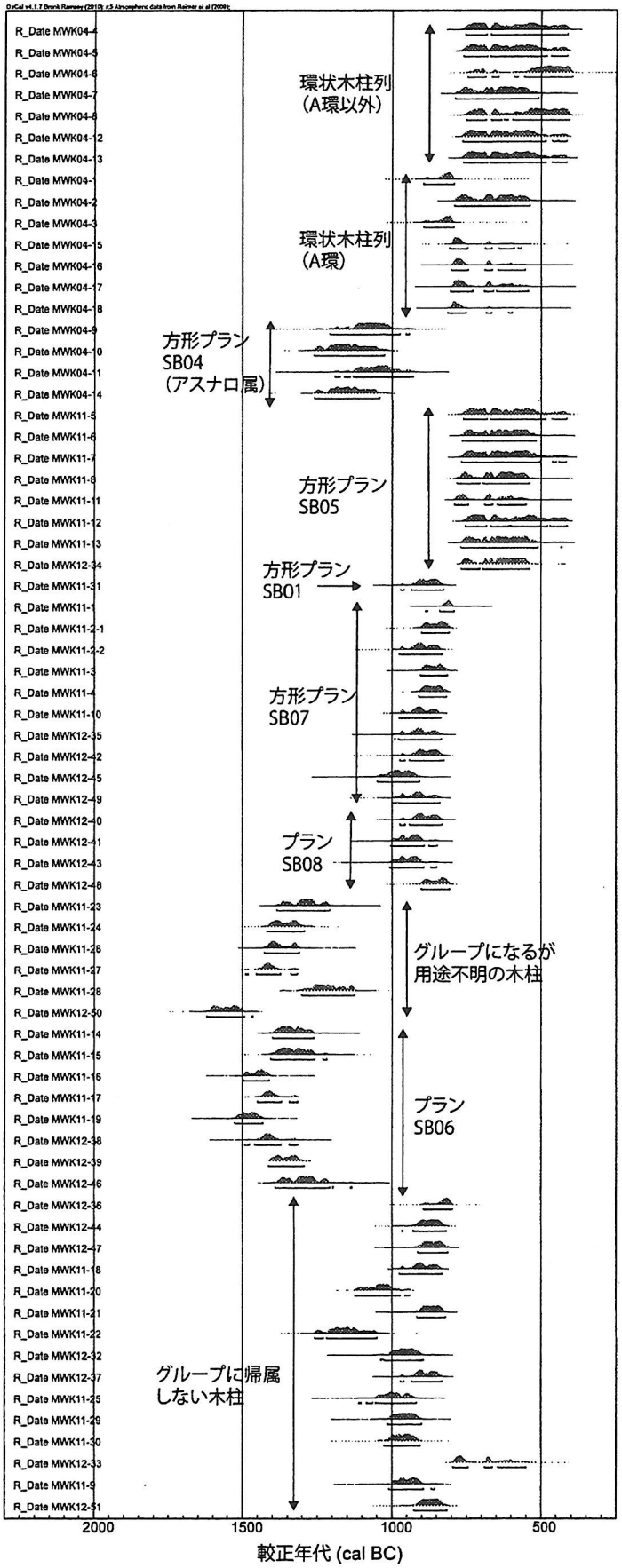


図 1　石川県真脇遺跡から出土した木柱群の較正暦年代（^{14}C 年代測定による）と木柱のグルーピング

O-14

千葉県飛ノ台貝塚出土資料の ^{14}C 年代と海洋リザーバー効果

一木絵理（名古屋大学）・中村俊夫（名古屋大学）・小林謙一（中央大学）
Eri HITOKI, Toshio NAKAMURA and Ken-ichi KOBAYASHI:

Marine reservoir effect using radiocarbon dates of molluscan shells and terrestrial remains at the Tobinodai Shell Midden, Chiba

1. はじめに

海洋試料の ^{14}C 年代は、表層海水の ^{14}C 濃度が大気中二酸化炭素の ^{14}C 濃度と比較して低いため、同時代のものでも陸上試料より古い年代を示すことが知られている（海洋リザーバー効果）。また海洋リザーバー効果（R）の程度は、海洋大循環（Broecker, 1991）などの影響で、地球上の位置や時代によっても大きく変動する。このような局所的な効果はローカルリザーバー（ΔR）として評価され、海洋試料の暦年代を明らかにする上で重要である。

日本列島周辺の海洋リザーバー効果の研究は、遺跡資料を用いた Yoneda *et al.* (2001)や Nakamura *et al.* (2007)、歴史地震に伴う隆起を記録した海洋生物遺骸を用いた Shishikura *et al.* (2007)、採集年が明らかな貝類試料（1880～1920 年代）を用いた Yoshida *et al.* (2010)などが挙げられ、さまざまな海洋試料を用いて地域ごとにΔR が明らかにされ、日本周辺の海流とも合わせて議論されている。しかし、同一地域・時期であっても試料ごとの ^{14}C 年代値にはばらつきが見られ、海洋リザーバー効果の評価のためには、系統だった試料の蓄積が必要である。また、千葉県市川市の縄文時代の貝塚資料を用いた吉田ほか（2008）の研究では、貝種によるΔR 値の違いについて指摘がなされているが、詳細な検討はなされていない。

そこで本研究では、ほぼ時期差がないと考えられている一つの貝塚から出土した複数種の貝類試料の ^{14}C 年代測定を体系的に行うことを目的とした。測定対象とした飛ノ台貝塚は千葉県西部の船橋市に所在する、縄文時代早期後葉の野島式・鵜ヶ島台式を主体とする遺跡である（飛ノ台貝塚発掘調査団・船橋市教育委員会,1978)。住居跡 25 軒、炉穴約 400 基、貝塚約 40 地点にのぼる。これまで小林・坂本（2011）によって貝塚出土の炭化材や炭化種実の ^{14}C 年代測定から、野島式期に相当する試料は約 7580～7400BP、鵜ヶ島台式期は約 7300BP、茅山下層式期は約 7200 BP という結果が得られている。

2. 分析試料および方法

試料は、飛ノ台貝塚第 1・2 次調査出土の炉穴 3 基（27B・44・12 号炉穴）の覆土内貝層から産出した炭化オニグルミ（*Juglans ailanthifolia* Carr.）4 点および貝類試料（貝殻）14 点であり、層位ごとに取り上げられた土壌サンプルの水洗選別によって回収されたものである。同一層準の炭化物と貝類試料数種類をセットにし、計 18 点を選び出した。貝類試料は、イチョウシラトリ *Pistris capsoides*(Lamarck, 1818)、ハイガイ *Tegillarca granosa* (Linnaeus, 1758)、ハマグリ *Meretrix lusoria* (Röding, 1798)、マガキ *Crassostrea gigas* (Thunberg, 1793)の 4 種である。本報告の扱った炉穴の時期は出土土器から野島式期と考えられている。

炭化オニグルミは、酸－アルカリ－酸処理を行い、アルカリ処理については 0.001～1.2N 水酸化ナトリウム水溶液を用いて 80℃で加熱し、徐々に濃度を濃くし、水溶液がほぼ着色しなくなるまで行った。貝殻試料は 0.2N 程度の薄い塩酸で試料の質量が 10～30%程度減少するまで表面を溶解した。その後試料中の炭素を二酸化炭素に変換・精製し、鉄触媒を用いた水素還元によってグラファイトを合成した。^{14}C 年代測定は、^{14}C 標準試料とブランク試料とともに名古屋大学年代測定総合研究センターのタンデトロン加速器質量分析計（HVEE 社製）により行った（機関番号 NUTA2）。

3. 結果と考察

炭化オニグルミの ^{14}C 年代値は、1 点を除く 3 点で約 7500BP となり、小林・坂本（2011）の野島式期の年代値とも整合的であった。表層に近い貝層から出土した 1 点については約 7200BP と新しく、貝層形成時期以降のものと考えられるが、遺跡の継続期間に含まれるものであり問題はないと考えられる。

炭化オニグルミと貝類試料の ^{14}C 年代値から、対象とした 3 つの遺構および埋積する貝層はほぼ同時期であることが確認され、貝類試料 14 点はほぼ同時期のものと考えられた。明らかに新しい年代値が出たマガキの 1 点を除いた 13 点の貝類試料の ^{14}C 年代値は、約 8100～7800BP という結果になり、同一遺構・同一層準の炭化オニグルミの ^{14}C 年代値（約 7500　BP）に比べ約 600～300 年古い測定結果が得られ、海洋リザーバー効果の影響が伺えた。貝類の種類に注目すると、イチョウシラトリは約 8000BP (n=5)、ハイガイは約 7900BP (n=4)、マガキは約 7900BP (n=1)、ハマグリは約 7800BP (n=3)と年代値がまとまる傾向が見られ、貝種により大きな差が生じることがわかった。それゆえ、貝種ごとの ΔR 値にも差が出た。良好な陸上試料と貝類試料のセット関係を持つ試料に関して平均値を取ると、$\Delta R=115\pm24$ (^{14}C yr)(n=9)という結果が得られた。

この結果は、Yoshida *et al.* (2010)による東京湾の $\Delta R=61\pm21$ (n=3)と比較すると大きいが、どちらの ΔR 値も数種類の貝類試料の平均値である点に注意しておきたい。また、海洋リザーバー効果やローカルリザーバーを検討する場合には、地域や時期だけでなく、貝種によって ^{14}C 年代値が異なる可能性がある点も考慮する必要がある。その差異には貝類の生息環境が大きく関わっていると考えられるが、それ以外の要因の可能性については今後検討を加える。

謝辞：飛ノ台史跡公園博物館には貴重な試料を提供していただいた。また国立歴史民俗博物館の工藤雄一郎氏には研究を進めるにあたり便宜をはかっていただいた。記してお礼申し上げます。

引用文献

Broecker, W.S. 1991. Oceanography 4(2): 79–89.
小林謙一・坂本稔. 2011. 飛ノ台史跡公園博物館紀要第 8 号, 1-13.
Nakamura, T. *et al.* 2007. Nucl. Instr. and Meth. B 259, 453-459.
Shishikura, M. *et al.* 2007. Quaternary Research 67, 286-291.
飛ノ台貝塚発掘調査団・船橋市教育委員会. 1978. 千葉県船橋市飛ノ台貝塚発掘調査概報. 51p.
Yoneda, M. *et al.* 2001. Radiocarbon43, 465-471.
吉田ほか. 2008. 市立市川考古博物館研究調査報告第 9 冊, 151-162.
Yoshida, K. *et al.* 2010. Radiocarbon52, 1197-1206.

O-15

奈良盆地における縄文時代後・晩期のクリ林の形成と時空的分布

金原正明（奈良教育大学・橿原考古学研究所共同研究員），岡田憲一（橿原考古学研究所）
Masaaki KANEHAHARA, Ken-ichi OKADA: Formation and spatio-temporal distribution of the chestnut forest during the late to the final stage of the Jomon period in the Nara Basin

奈良盆地における植生の研究は、古くにはボーリング試料によって行われ（西田ほか,1978 など）、その後時期や成因が比較的明らかな遺跡調査の堆積層を中心に行われてきた。本研究では近年分析を行ったクリ林の分布についてその形成と時空的分布を復原方法も含め検討し、また植物遺体群集データを整理し、奈良盆地の縄文時代後・晩期における植生分布を検討する。

近年奈良盆地南部では、縄文時代後期以降から弥生時代水田跡にかかる広範囲の遺跡が奈良県立橿原考古学研究所によって調査されている。それらは御所市の中西遺跡から秋津遺跡であり、現在南端の山際から北に約 650 mのわたり調査が行われ、堆積様相と環境復原の分析データが得られつつある（岡田・金原、2013 など）。北部の秋津遺跡（第 6 次）では扇状地上の複数層の氾濫堆積が分布しその間に土壌層（埋没土 buried soil）が発達する。下部の土壌層は縄文時代後期前葉であり、上部の土壌層は晩期後葉でその直上には弥生時代初期の水田作土層が氾濫堆積に覆われ分布する。南端の中西遺跡（第 15・16 次調査）では基盤層上に縄文時代後期後葉の小河道が切れ込むが、その上には晩期の土壌層が分布し上部に向かい弥生時代の土壌層へと漸移する。上部は氾濫堆積によって覆われ、山際となる南部では埋没林、北部では小区画水田が埋没している。秋津遺跡（第 6 次）においては部分的に南北 50m にわたり 10m 毎に、中西遺跡では南北 30m にわたり約 10m 毎に連続試料の採取をそれぞれ複数ライン行った。粒度分析、有機物含有量、植物遺体片、花粉分析、種実同定、珪藻分析を行ない、堆積物の成因、植物遺体の散布様式と優占性を総合的に検討し、時空的な植生復原を検討した。

大型植物遺体は谷堆積や水田層では検出されるが、土壌層では分解が著しくほぼ残存せず、花粉粒においても残存しない層準がある。粒度分析や珪藻分析から、洪水堆積、土壌層、水田土壌層の異なりが明確に示され、それら堆積層の成因から植物遺体の堆積性がわかる。加えて大型植物遺体は花粉粒などの微小遺体より移動性は低く、花粉粒では虫媒花植物の草本から木本へ、さらに風媒花植物の草本から広葉樹、針葉樹へと散布性が高くなる。現地要素、近隣要素は優占性が高く、これらを総合的に検討することで、より空間的な植生とその変遷を復原することが可能と考えられる。

縄文時代後期前葉の秋津遺跡（第 6 次調査）では虫媒花植物のクリ花粉が 90%近くにも達する地点もあり、クリの純林に近い森林が巨木も含め分布していたとみなされる。これらの形成要因は氾濫により植生が壊され粗粒堆積物が厚く堆積し、水落ちのよい乾燥した環境が形成され、草本ないし樹木では二次林としてクリぐらいしか入り込めず経過とともに純林化したと考えられる。縄文時代晩期後葉においても同じ環境条件であるが、疎林を呈し草本も多く、初相の二次林であったと考えられる。北東部の下流域にあたる観音寺本馬遺跡では、河道周辺の氾濫砂に挟まれる同時期のクリの中低木の疎林の埋没林が検出されている。中西遺跡（第 15・16 次調査）では、弥生時代の埋没林の土壌層ないし水田層の直下層から、クリ、アカガシ亜属、イチイ科ーイヌガヤ科ーヒノキ科（種実および木材からイヌガヤ）の二次林の花粉群集が得られ、洪水後の二次林とみなされる。また、上部には広く本エリアに集中して弥生時代初期の水田が構築されており、開発しやすい疎林域を選択して水田化を行ったと考えられよう。

奈良盆地の中北部では、桜井市芝遺跡、天理市布留遺跡、平城京左京五条二坊十五・十六坪（奈良市大安寺西）下層、左京四条三坊十一坪（奈良市三条町）下層および縁辺の大和高原南部の宇陀市本郷大田下遺跡等では地点における差異はあるがカシ林を主とする草本のほとんど分布しない安定した森林の分布が示唆される。また奈良市大安寺西においては縄文時代晩期末から弥生時代初頭にかけてのクリ林とトチノキ林の随伴的な形成が認められるが草本は極めて少ない。今回明らかになった奈良盆地南端とは、縄文時代後・晩期における植生に差異が認められ、堆積様相による環境の異なりに起因するとみなされる。

・引用文献：西田・松岡・野口・金原(1978)奈良教育大学古文化財教育研究報告,7,69-89. 岡田・金原(2003)奈良県遺跡調査概報 2012 年度,奈良県立橿原考古学研究所, 239-262.

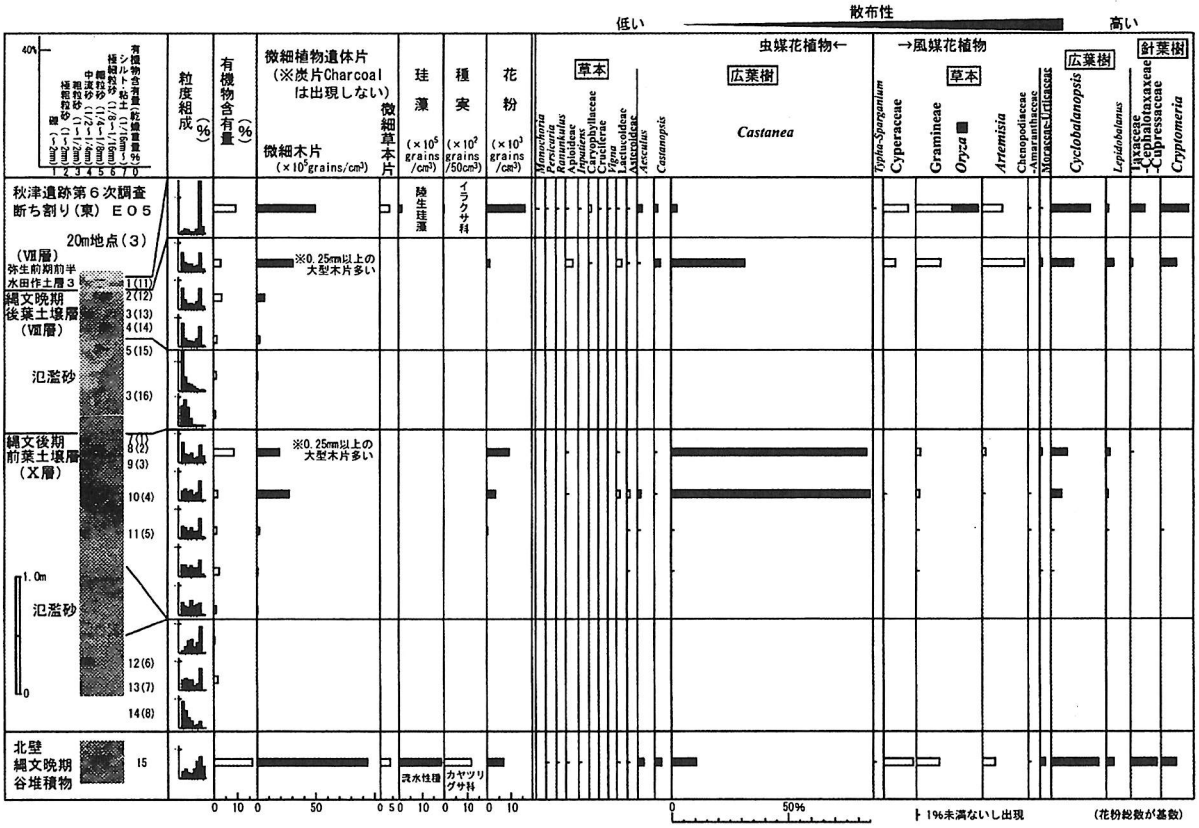


図１　粒度組成、有機物含有量、有機質遺体密度、主要花粉組成（秋津遺跡第６次調査）

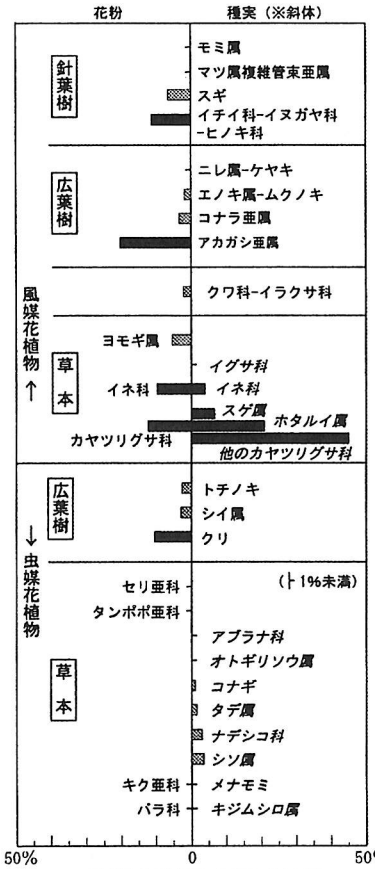


図３　花粉と種実の組成比較
（秋津６縄文晩期末谷）

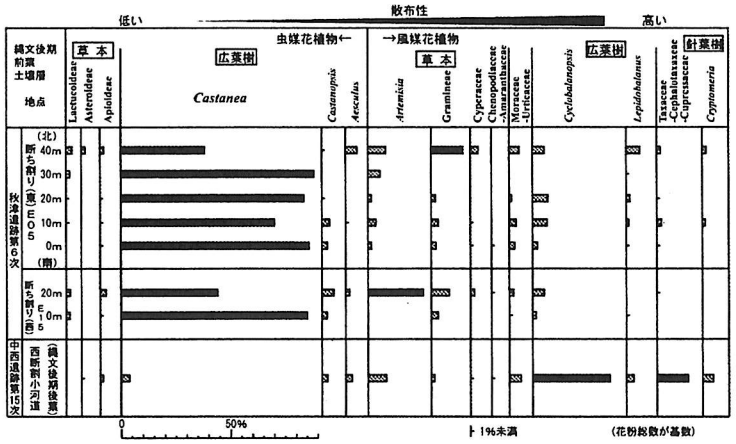


図２　縄文時代後期の主要花粉組成の平面分布（秋津６、中西15･16）

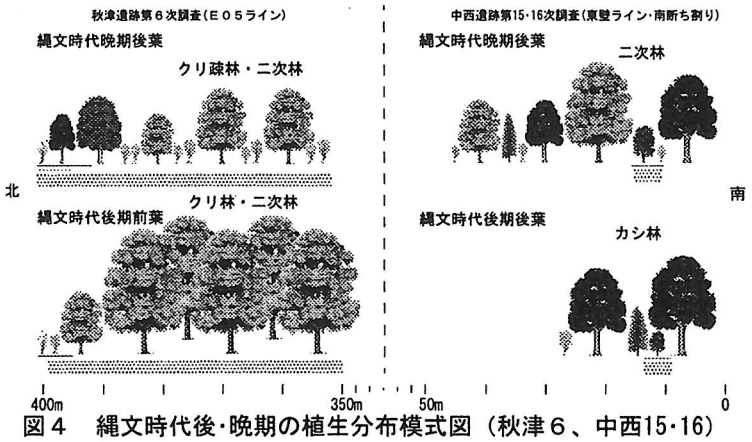


図４　縄文時代後･晩期の植生分布模式図（秋津６、中西15･16）

O-16

インド東海岸ゴダバリ・クリシュナデルタにおける遺跡分布と地形（予報）

久保純子（早稲田大学）

KUBO, S.: Distribution of archaeological sites and landforms in the Godavari and Krishna deltas, East coast of India

1. 対象地域

インド亜大陸にはヒマラヤを水源とするインダス、ガンジス－ブラマプトラの両水系のほかに、デカン高原を水源とする大規模水系がある。これらのうち東海岸アンドラプラデシュ州に河口を持つゴダバリ川とクリシュナ川はともに流長1400 kmを越え、流域面積もそれぞれ31万km^2、25万km^{2}という大河川であり、インド国内ではガンジスに次ぐ規模を持つ(Nageswara Rao *et al.*, 2012)。

両河川はそれぞれベンガル湾にデルタを発達させ、その平面形態は扇状である。ゴダバリ川はラジャムンドリ、クリシュナ川はビジャヤワダ付近をそれぞれ扇頂として、海岸までの距離は50-70 kmである(Fig. 1)。

ゴダバリ・クリシュナデルタの地形に関してはNageswara Raoらが多くの研究をおこない（たとえばNageswara Rao *et al.*, 2003)、2010年以降はボーリングにより沖積層の分析がすすめられている。

2. ALOS画像による微地形分析

インドでは現在空中写真や地形図の使用が認められていないため、発表者はALOS（だいち）PRISM衛星画像の実体視判読を試みた。ALOSは2006年に種子島から打ち上げられ、2011年に運用を終了した。

使用したデータは2009年6月および2010年2月・4月に取得されたもので、1シーンの観測幅は35 km、地上解像度は2.5 mである(Fig. 2)。それぞれ前方視と後方視をペアとして実体視判読を行った。

実体視判読の結果、旧河道や浜堤などの平野の微地形も判読可能であり、空中写真判読に近い使用感が得られた。

3. 遺跡分布と地形

ASI(Archaeological Survey of India)などによれば、ゴダバリ・クリシュナデルタにはいくつかの歴史時代の遺跡が知られているがその数は非常に少ない。これらのうちゴダバリデルタの海岸から約10 km内陸にあるアドゥル遺跡は約2000年前の仏教遺跡である。

アドゥル遺跡のある浜堤の内陸側堤間低地の露頭(Fig.3)において、土器片や貝殻とともに植物片を採取し、AMS C14年代測定を（株）加速器分析研究所に依頼した。そ

の結果、Libby Age1950±20yBP（測定番号IAAA-111019）、IntCal09による暦年較正年代は1-90calAD(2σ)であった。

アドゥルにストゥーパや僧坊がつくられた頃、背後の低地も陸化しはじめたらしいが、さらに多くのデータが必要である。

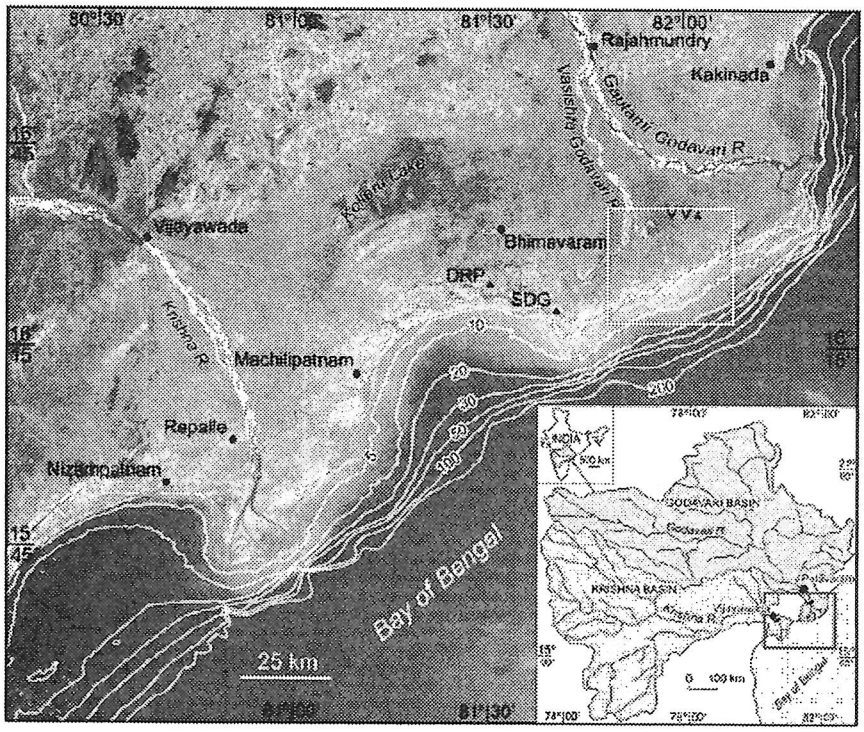


Fig.1　対象地域（Nageswara Rao *et al.*, 2012に枠線を追加）

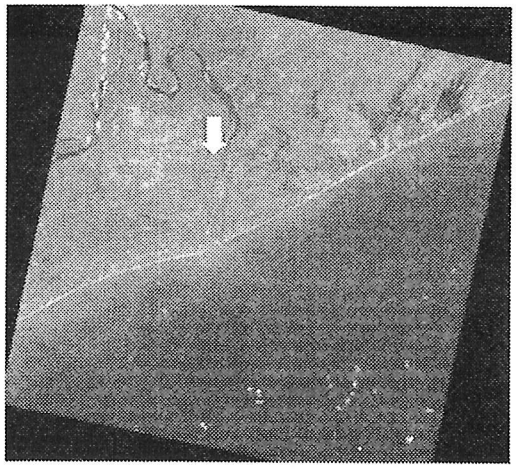


Fig.2 ALOS画像2010/4/05
（矢印は調査地点）

Fig.3 サンプル採取地（サンプル袋付近）
（スケールは1m）

［文献］Nageswara Rao *et al.* 2003, *Trans. JGU* 24: 295-309.
Nageswara Rao *et al.* 2012, *Geomorphology* 175&176: 163–175.

O-17

インド，ゴダバリデルタの完新世における変遷

斎藤文紀（産総研），Kakani Nageswara Rao, K.Ch.V. Nagakumar, G. Demudu(Andhra Univ.), N. Basavaiah(Indian Institute of Geomagnetism), A.S. Rajawat (Space Applications Centre), 久保純子（早稲田大学），Zhen Li (East China Normal Univ.)

Yoshiki SAITO, Kakani NAGESWARA RAO, K. Ch. V. NAGAKUMAR, G. DEMUDU, N. BASAVAIAH, A. S. RAJAWAT, Sumiko KUBO, Zhen LI:
Holocene evolution of the Godavari Delta, India

インド東岸中部にデカン高原から東に流れベンガル湾に注ぐゴダバリ河が形成したデルタが分布している．海岸線方向で約 100km，直行方向で約 60km に広がるデルタは，標高約 12m の Rajahmundry を扇頂とする扇状地デルタでもあり，デルタの陸域面積は 5200km^2 にも及ぶ．インド東岸は潮汐に比べて波浪の卓越する環境にあり，南西モンスーンの時期（6-9 月）に特に波浪が強い（図１）．

ゴダバリデルタの完新世における発達様式については，帯状に徐々に前進してきたモデル（たとえば，Nageswara Rao & Sadakata, 1993）から，浜堤の詳細な解析からカスプ状のデルタとその後の侵食が推定され，より細かなステージが識別されるようになった（Nageswara Rao et al., 2003, 2005）これらの研究では，表層の微地形と表層から採取されたコアの放射性炭素年代，OSL 年代に基づき，完新世の地史が検討されてきた(図２左)．

2010 年からアンドラ大学と共同でゴダバリデルタの堆積物の層相及びより詳細な地史を明らかにし，更に現在の沿岸環境の評価することを目的に，新たにボーリング試料を採取する共同研究を開始した．10 本を超えるボーリングを行い，130 を超える放射性炭素年代値を得た．最初に行ったボーリングの結果については，すでに Nageswara Rao et al. (2012)で報告した．ここでは，ゴダバリデルタの新しい発達モデルについて報告する．

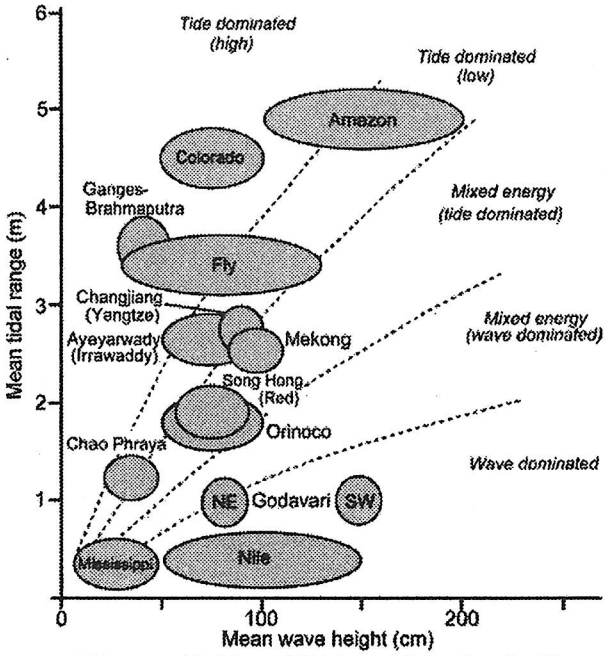


図１．波浪・潮汐の違いによるデルタの沿岸環境区分

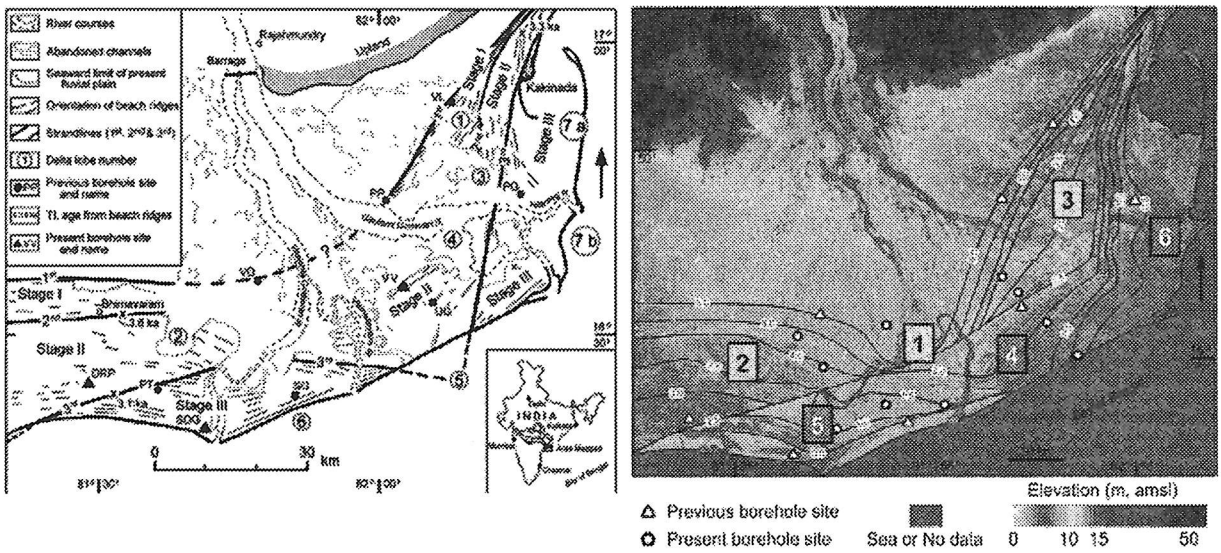


図２．左：Nageswara Rao et al. (2003, 2005)によるデルタの発達モデル
右：新たなボーリング試料と放射性炭素年代に基づくデルタの発達モデル

地形図，衛星画像，STRM データを解析した結果，現在の海岸線から約 12-14km 内側にほぼ平行な線構造が明らかになった．この線構造を境にデルタの発達は大きく２つの時期，図２右の１～３の前期，４～６の後期に分かれ，完新世中期以降，同じような成長・発達を繰り返していることが明らかになった．図の１～６は，主たる堆積場を示し，主たる河口が位置していたと考えられる．前期の２と３の時期には，１のデルタは，４のデルタが現在侵食環境にあるのと同様に大きく侵食されたことが推定され，４と５のデルタ平野から採取したコアでは，前期と後期のデルタ堆積物の境界に大きな堆積間隙が確認された．デルタの前進と扇頂における河道の変化，これらに加えて沿岸域の波浪卓越環境，この３者がデルタの発達を規制していることが明らかとなった，

謝辞：本研究は，Space Applications Centre，東京地学協会，福武学術文化振興財団，住友財団，華東師範大学からの研究助成により行われた．

文献

Nageswara Rao, K. and Sadakata, N. (1993) Holocene evolution of deltas on the east coast of India. In: Kay, R. (Ed.), Deltas of the World. American Society of Civil Engineers, New York, 1–15.

Nageswara Rao, K. et al. (2003) Transactions of Japanese Geomorphological Union 24, 295–309.

Nageswara Rao, K. et al. (2005) Sedimentation processes and asymmetric development of the Godavari deltas, India. In: Bhattacharya, J.P., Gioson, L. (Eds.), River Deltas-Concepts, Models and Examples: SEPM Special Publication, no. 83, pp. 435–451.

Nageswara Rao, K. et al. (2012) Geomorphology 175-176, 163–175.

O-18

ボーリングデータ解析に基づく長沼低地の沖積層基底面モデルと浅部地下地質構造

木村克己（産総研）・康　義英（産総研）・花島裕樹（筑波大学）
Katsumi KIMURA, Yoshihide KOU and　Yuki HANASHIMA

: The basal surface model of the Chuseki-so and the shallow - level of the subsurface geologic structure based on analysis of borehole data in the Naganuma Lowland of the central Ishikari Lowland Zone, Hokkaido

石狩低地帯東縁には，西に凸の弧状を描き南北に 52km 延びる岩見沢，栗沢，馬追の 3 つの丘陵列が認められる．この丘陵列の地質構造は fault-bend fold の背斜を反映しており，その西側斜面には背斜構造前翼での活撓曲と西上がりのバックスラストにあたる一連の活断層が発達していることが明らかにされている．これらの活断層は，その北方，南方延長部も含め，石狩低地東縁断層帯と呼ばれ，日高衝上断層帯の前縁スラストにあたると理解されている（池田ほか編，2002；地震調査研究推進本部，2010）．一方，長沼低地を挟んで西方には，野幌丘陵が位置する．この野幌丘陵の第四系は，地表地質と変動地形の研究から，背斜構造をなし，その西翼には西傾斜の活撓曲が発達すること，石狩低地を挟んでその北方延長には西上がりの当別断層が発達していることが明らかにされている（北海道，2002）．大津(1999)，北海道(2002)は，これらの活構造と反射法地震探査断面による深部地下構造の解釈により，石狩低地東縁断層帯と同様に，野幌丘陵の背斜構造が東上がりの伏在スラストによる fault-bend fold にあたり，当別断層はそのバックスラストとする構造モデルを提示している．これら両丘陵間に広がる長沼低地は，石狩低地帯東縁断層帯の fault-bend fold の背斜の前方で，かつ，野幌丘陵の同背斜の後方にあたることになる．

本報告では，既存研究の層序的研究を基準に，調査地域内の 1090 本の既存の地盤ボーリングデータにより，活構造の変動を制約する上で有用と考えられる沖積層基底面について，サーフェスモデルを作成し，洞爺テフラおよびそれを下部に含む泥炭・泥層の基底面も含め，代表的な地質断面において，第四系の層序区分とその地質構造を検討した．また，沖積層基底面では，最終氷期最盛期頃に形成された埋没地形面と地質特性の詳細を示す．

利用した建築・土木事業関連のボーリングデータは 1090 本で，層序区分の指標に利用した既存研究は，層序ボーリング柱状図 11 点，露頭柱状図 6 点である．研究対象地域は，北緯 42 度 50 分 9.6 秒 ～43 度 12 分 43.2 秒，東経 141 度 30 分 50.4 秒 ～46 分 48 秒の範囲で．石狩低地帯中央部の長沼低地とそれに隣接する丘陵斜面麓と支笏火山麓が含まれる．

長沼低地および隣接する野幌丘陵東麓，岩見沢・栗沢・馬追丘陵西麓の地下に分布する第四系について，能篠ほか(2002，2008)などの層序との対比から，下位から上位へ，下野幌層，先北長沼層，北長沼層，支笏火山砕屑物，茂世丑層，河成段丘堆積物，沖積層に区分した．

沖積層基底面モデルは，最終氷期最盛期頃の開析谷地形を表しており，長沼低地中央部付近を中心に南北に延びる標高-40～20m の舟底状の形状を示す．舟底付近は，基底礫層を伴う蛇行した最大幅 2.2km の古千歳川谷底にあたり，河成段丘面を伴う．これら以外の開析谷の斜面域では，

夕張川および幌向川，漁川の低地出合いに茂世丑層相当の 40km^2 ほどの面積の扇状地性礫層が分布すること，長沼低地中・南部域では支笏火山砕屑物，長沼低地北部から石狩低地にかけて，古千歳川右岸域に北長沼層が，古千歳川左岸域に先北長沼層がそれぞれ斜面域を占めて分布していることが判明した．

支笏火山砕屑物および北長沼層は，長沼低地東縁の丘陵西麓を通る活撓曲を挟んで，長沼低地側に急傾斜をなして分布標高が低下し，低地中央部に向かって西へ緩傾斜を示す．一方，長沼低地中央部で水平成層となり，その西方では，野幌丘陵東麓から低地西縁にかけての東傾斜の地質構造へと変化する．一方，支笏火山麓下の地質構造は不確かであるが，西への緩傾斜が断面図の範囲内で続く．地形面を新たに作るほどに支笏火砕流堆積物が厚い支笏火山麓付近を除くと，沖積層基底面の舟底状の構造は，上記の更新統の向斜構造に符合している．

今後，長沼低地およびその地下地質構造における活構造とその形成史を明らかにするために，沖積層以外の第四系についても，その基底面モデルを求めて，三次元地質モデルを構築する予定である．

謝辞　北海道総研地質研の大津　直，廣瀬　亘，川上源太郎の各氏には，ボーリングデータ収集・データベース化にあたって協力をいただき，第四系の地質について貴重なご意見を受けた．ボーリング柱状図資料の収集・電子化を行うにあたって，北海道開発局，北海道，および岩見沢市，南幌町，恵庭市，北広島市，千歳市の各市町役場，地盤工学会北海道支部，寒地土木研究所の方々に便宜をはかっていただいた．産業技術総合研究所の下川浩一氏には，未公表のボーリング調査資料を参照させていただいた．以上記して深く感謝します．

文献　池田安隆ほか編(2002) 第四紀逆断層アトラス．東京大学出版会；地震調査研究推進本部(2010)石狩低地東縁断層帯の評価(一部改訂)，34p．大津　直(1999) 地質学会講演要旨，86.；北海道(2002)北海道活断層図 No.4,109p.；能篠ほか(2002)地球科学，**62**, 307-323.；能篠ほか(2008) 地球科学,**56**, 252-268.

O-19

カザフスタン・イリ川中流域の地形形成面の編年と地形発達史

清水整・須貝俊彦・佐藤明夫（東京大学）・近藤玲介（明治大学）・遠藤邦彦（日本大学）
Hitoshi SHIMIZU, Toshihiko SUGAI, Akio SATO (Univ. of Tokyo), Reisuke KONDO (Meiji Univ.), Kunihiko ENDO (Nihon Univ.) ：The Chronology and Landscape Evolution History in the Middle Basin of Ili River, Kazakhstan

1．はじめに

中央アジア乾燥地域、イリ川流域における完新世の古気候に関しては流域末端湖であるバルハシ湖，および上流域の天山山脈部において近年多数の研究の成果が発表されている。しかし，両者をつなぐイリ川中流域の古気候変動に関しては不明な点が多く残されている．清水ほか(2012)はイリ川中流域の地形面分類を試み，分類された地形面に残存する旧流路を中心に現地調査でトレンチを掘削し，河川堆積物の採取と年代測定を行い，地形面の形成年代を求めた．しかし，その年代値の数は未だ少なく，さらなる詳細な研究が必要な状況であった．

本発表においてはイリ川の中流域において最近実施した年代測定結果を踏まえ，地形発達史を報告し，中央アジア乾燥地域における完新世のグローバルな気候・水文環境変動との関係を議論する．

2．地形面の分類と形成年代

イリ川中流域の地形面はT1 からT4 の 4 面に分類される．その中でT2，T3 面上においては旧流路上にトレンチを掘削されている．とくに T3 面で掘削したトレンチからは貝化石試料を得た．本発表はその試料の中で新たに 14C 年代値東京大学のタンデム加速器研究センター(MALT)において得られた放射年代測定されたデータを基に清水ほか(2011)で示された地形面年代値と併せて議論する．

T3 面内のトレンチで新たに得られた年代測定結果は標準偏差 2σにおいて，800BC-502BC，1446AD-1825AD，1280AD-1512AD であった．新たな年代測定の結果として，T3 面の形成時期を 3ka-300a と見積もることができた．清水ほか(2012) では T3 面の形成時期は 2ka-500a と推定したが，新たに得られた年代データは本流が T2 面から T3 面へとシフトしたイベントが 3ka より前に，T2 面から T3 面へとシフトしたイベントが 500 年前から 300 年前に存在した可能性が高くなったことを示唆している．

3．河川地形発達史

T2 面と T1 面の境界は砂丘に覆われており，境界面は不明瞭である．ただし比高の大きい境界面においては例外的に境界が明瞭に判別できる．一方，T2 面，T3 面においての砂丘の規模は T1 面の砂丘に比べて小さく，T1 面の形成された更新世最終氷期頃に活発であった砂丘形成作用が T2 面以降の面が形成される 3ka 以降衰えたことを示す．また清水・須貝(2010)で T3 面上のイリ川本流旧流路の蛇行波長を

計測し，当時の古流量解析を試み，T3 面上の旧流路には現在のイリ川より流量が多い可能性のある流路の存在を指摘した．すなわち当地域においては大砂丘の発達を促した更新世からの乾燥気候が湿潤化し，T3 面の形成される 3ka 以降から現在まで河川地形形成作用が続いていると考えられる．

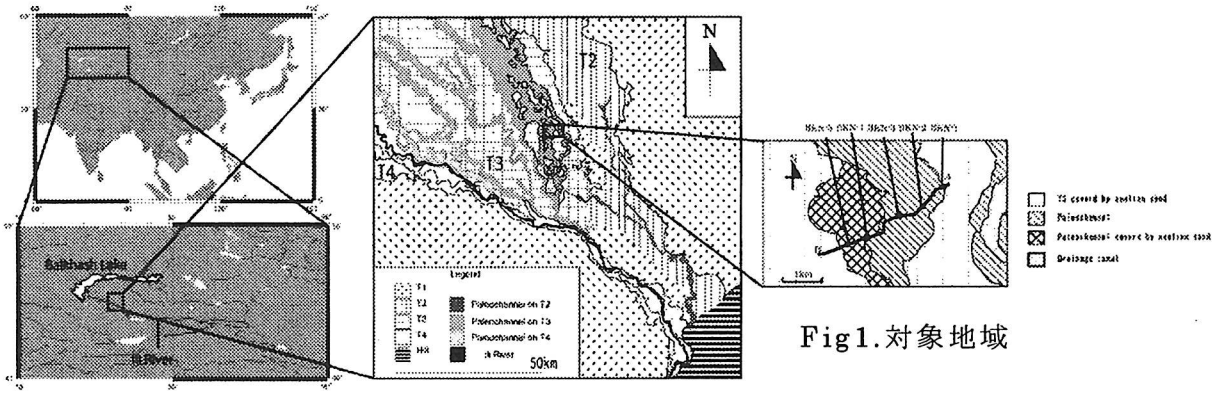


Fig1.対象地域

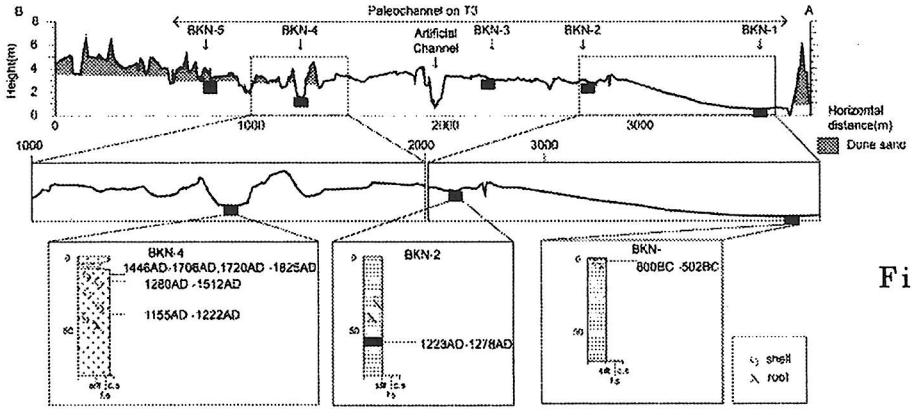
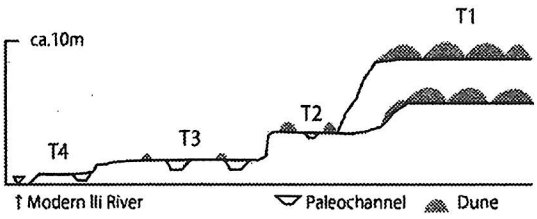


Fig2.BKN トレンチ群の ^{14}C 年代

Table1.地形面の特徴

地形面	形成年代	バルハシ湖古水位 (Sugai et al 2011)	イリ川旧流路	被覆砂丘 (Sato et al 2013)	地形面形成時期の周辺環境の変化
T1	Pleistocene (ca.30ka)	高	なし	大規模リニア	バルハシ湖周辺でのグラベルバーの堆積 (須貝ほか 2010)
T2	Early-Middle Holocene (～ca.4ka)	中↓低↓中	一部残存	小規模 (4ka-5ka頃の乾燥気候を反映)	4ka-5ka頃に乾燥気候を反映するマツ属花粉の減少 (鈴木・遠藤 2012)
T3	3ka-300a	中	明瞭	小規模 旧流路地形を判別出来る程度	本流流路変動に対応した集落消長(Deon et al,.2012) 2007コアにおける堆積速度が急減 (Endo 2012 千葉ほか 2010)
T4	300a-	中	明瞭	なし	大規模農地開発

Fig3.模式断面図



文献　千葉ほか(2010)オアシス研究会会報 8 Deon et al., (2012)Toward a Sustainable Society in Central Asia : An Historical Perspective on the Future Sato et al(2013)Pages Open Science Meeting 2013 清水・須貝(2010)オアシス研究会会報 8　清水ほか(2012)JPGU2011 年大会 HQR23-P05　須貝ほか(2010)オアシス研究会会報 8 Sugai et al.,(2011) XVIII INQUA Congress 鈴木・遠藤(2012) オアシス研究会会報 9

O-20

完新世における広原湿原の形成過程と粗粒堆積物流入イベント

千葉 崇（筑波大）・長井雅史（防災科研）・小野 昭（明大）

Takashi Chiba・Masashi Nagai・Akira Ono: Formational process of Hiroppara wetland and Event deposits during the Holocene

長野県和田峠北東の山間には，広原湿原と呼ばれる高層湿原が形成されている（図 1）．湿原の周囲で行われた試掘調査から旧石器時代～縄文時代の遺跡が発見されている（男女倉遺跡群分布調査団，1993）．また，この湿原の地下 3m までの泥炭層の分析から，広原湿原は完新世以降に形成された湿原であると推測されている（千葉ほか，2013）．本研究では広原湿原に 2011 年に掘削されたトレンチにおいて，L チャンネルを用いて採取された長さ 3m の堆積物試料について珪藻分析，TC・TN 分析などを行った．また，完新世における湿原の形成過程を検討した結果（千葉ほか，2013）に加えて，2013 年に湿原及びその周囲を調査して得た現世の珪藻分布及び水質のデータを用いて，より詳細な古環境復元を行った．

分析の結果，深度 300～160cm まで TC・TN が共に低く，流紋岩類（和田峠流紋岩）の細礫を含む砂泥層が認められた．この層準では，珪藻の産出種数が多く破損した個体も多かった．またこの層準では *Achnanthidium minutissimum, A. exiguum, Brachysira brebissonii, Tabellaria flocculosa* などの珪藻が優占した．*Achnanthidium minutissimum, A. exiguum* は現世の広原湿原では認められず，南部の斜面沿い（図 1：S2，S3）

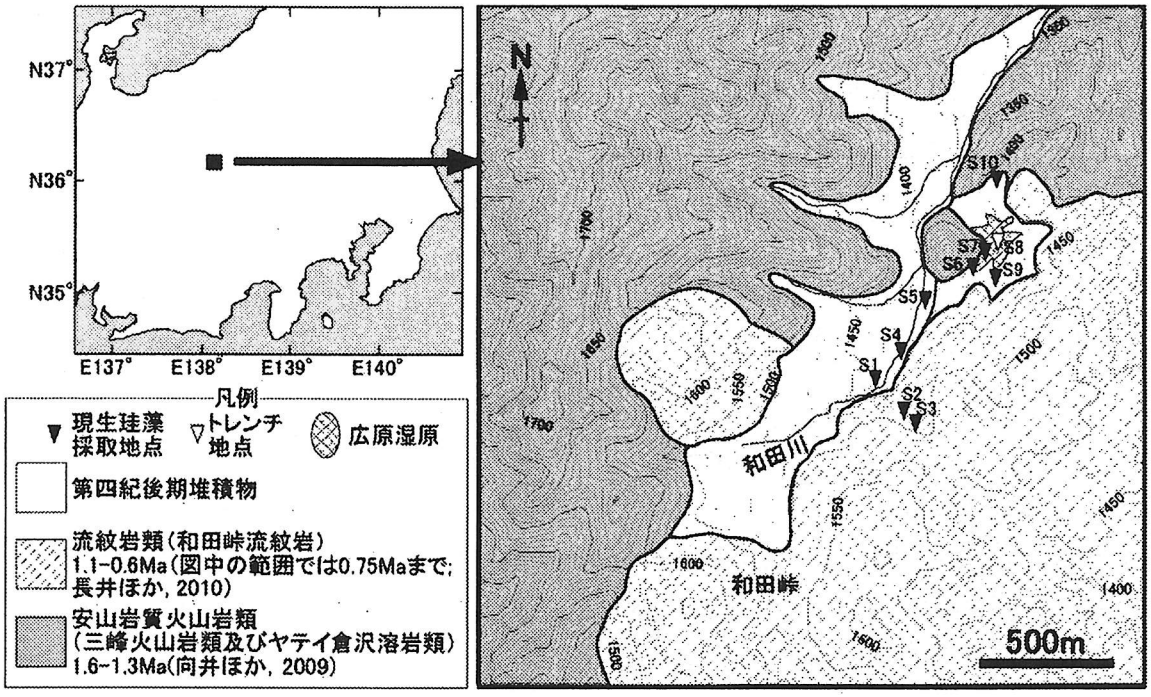


図 1：調査地域周辺の地質及び試料採取地点

で認められた湧水において優占している．この湧水のpH及びECは，湿原よりも高い傾向がある．さらに *Brachysira brebissonii, Tabellaria flocculosa* も現世においてトレンチ掘削地点（図 1:S8）では認められない．これらは湿原内の，植生が繁茂せず，pH，ECがトレンチよりも低い地点（図 1:S7）で出現する．一方，深度155～0 cmの層準は主に泥炭が堆積し，珪藻は上位へ向けて種数が減少するとともに，上述の種も産出しなくなり，破損した珪藻殻も減少した．この層準では主に *Eunotia paludosa, E. serra, Pinnularia* 属などが優占し，現世湿原の珪藻群集に近い群集が形成されていることが分かった（図 1:S8）．

以上の結果から，特に珪藻遺骸群集の変化及び現世における珪藻群集の生育環境と分布に着目して堆積環境の変遷を推定すると，まず8,000年前頃まで，周囲から堆積物が多く流れ込む不安定な環境であった．この間，湿原の南部斜面に生育していた珪藻を巻き込みながら斜面崩壊が生じた．この粗粒堆積物が土石流などにより谷を流下し，8,000年前頃まで堆積したと考えられる。このイベントは少なくとも4回起こったと推定される（図 2:A，B，C，D）．その後，湿原内への粗粒堆積物の流入は減少し，高層湿原環境が形成された．高層湿原の形成後，珪藻群集，TC，TN，粒径などに大きな変化がないことから，少なくとも4,000年間は，大規模の土石流が起きておらず，安定した湿原環境が形成されていたと考えられる．

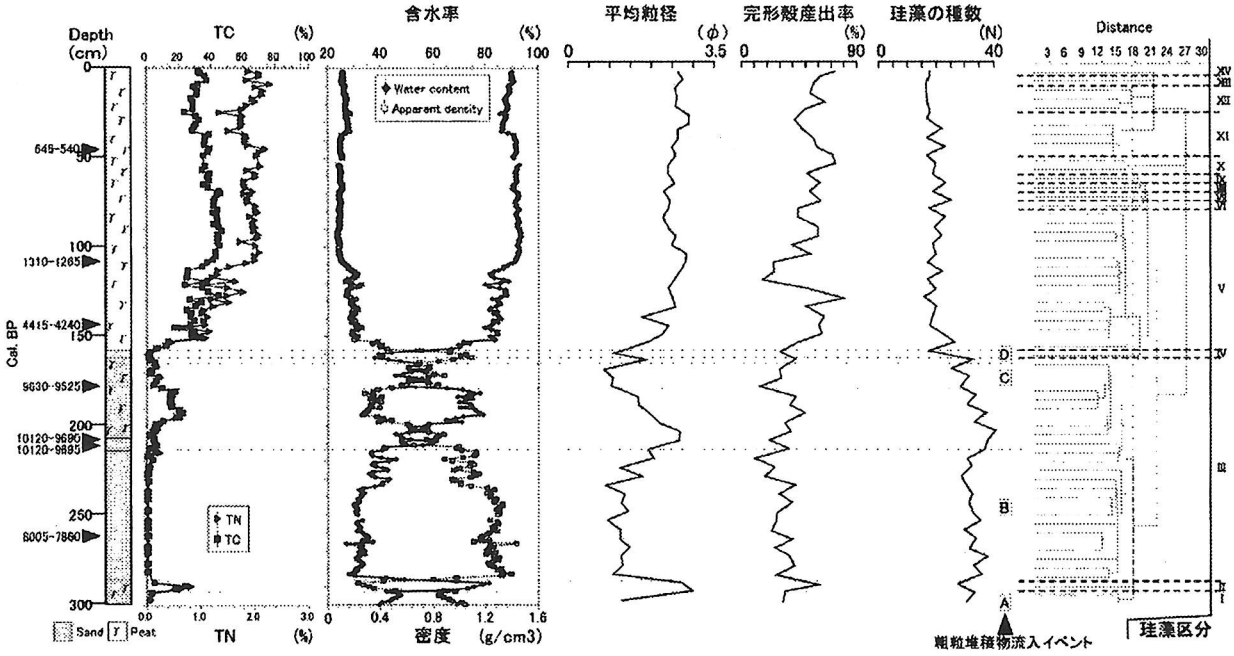


図 2：Lチャンネル試料の分析結果．TC・TN・含水率・密度及び珪藻区分は千葉ほか（2013）から引用．

引用文献：千葉ほか(2013)資源環境と人類,3,21-29. 長井ほか(2010)火山学会予稿,116. 向井ほか(2009)地雑,115,400-422. 男女倉遺跡群分布調査団(1993)長野県黒耀石原産地遺跡分布調査報告書Ⅲ,261p.

O-21

長野県北部，居谷里湿原周辺における最終氷期以降の地形発達史

植木岳雪（千葉科学大）・杉原保幸（西丸震哉記念館）

Takeyuki UEKI and Yasuyuki SUGIHARA: Geomorphic development around the Iyari Swamp, northern Nagano Prefecture, central Japan, since the Last Glacial

1．はじめに

居谷里湿原は，松本盆地東縁断層の東側の鮮新ー更新統からなる大峰帯に形成された高層湿原である．居谷里湿原は大町市居谷里にあり，そこは居谷里沢の谷中分水界となっている（図1）．居谷里湿原の北側には，稲尾沢川が大町市新行から稲尾に向かって流れている．これらの地形から，かつて居谷里沢は新行から居谷里を通って南に流れていたが，稲尾沢川が流路を争奪し，流水がなくなった谷中に居谷里湿原が形成されたと考えられる．

飛騨山脈を含む中部山岳地域では，最終氷期に山地斜面から岩屑供給が多くなり，堆積段丘が形成されたことが知られている（たとえば，伊藤，1983；柳町，1983，1984；伊藤・正木，1984；小口，1988）．しかし，標高1000 m 程度の山地の小河川が，最終氷期にどのような河床変動をしていたのかはわかっていない．本研究では，居谷里湿原でボーリングコアを掘削することによって，居谷里湿原周辺の最終氷期以降の地形発達史を編み，低山域の小河川の河床変動を考察する．

2．居谷里コアの層相

居谷里湿原の中央部で長さ17 m のボーリングコアを掘削したが，基盤岩には到達しなかった．本研究ではそのボーリングコアを居谷里コアと呼ぶ．居谷里コアの柱状図を図2に示す．

深度0-1.27 m は，腐植質な砂層，シルト層からなる．居谷里湿原では，かつて泥炭が採掘され，その後水田として利用されていた場所があるため，この層準は人工堆積物と判断される．

深度1.27-17.0 m は礫層と腐植質な砂層，シルト層の互層からなる，深度2.12 m，4.75 m，6.72 m，10.64 m，13.84 m で採取された腐植や木片の14C 年代は，それぞれ9,960+/-40年前，12,860+/-40年前，18,250+/-60年前，27,290+/-120年前，32850+/-160年前であった．

3．居谷里湿原周辺における最終氷期以降の地形発達史

居谷里コアが基盤岩に到達しなかったことと，コアの14C 年代から，以下のような地形発達史が考えられる．居谷里沢を埋積する堆積物の基底は深度17 m 以下であり，埋没谷の形成は最終氷期中頃より古く，最終間氷期である可能性がある．最終氷期中頃から完新世初頭にかけて，居谷里沢の谷は連続的に砂礫層で埋積された．完新世初頭以降に稲尾沢川が居谷里沢の流路を争奪し，居谷里では湿原が形成された．したがって，低山域の小河川でも最終氷期には谷の埋積が生じたこと，間氷期には下刻作用により谷の形成や流路の争奪が生じたことがわかる．それらは，降水と河川の流量の変化に起因すると考えられる．

文献

伊藤真人（1983）地理評，57A，282-292．伊藤真人・正木智幸（1984）地理評，57A，282-292．小口　高（1988）第四紀研究，27，101-124．柳町治（1983）地学雑誌，92，152-172．

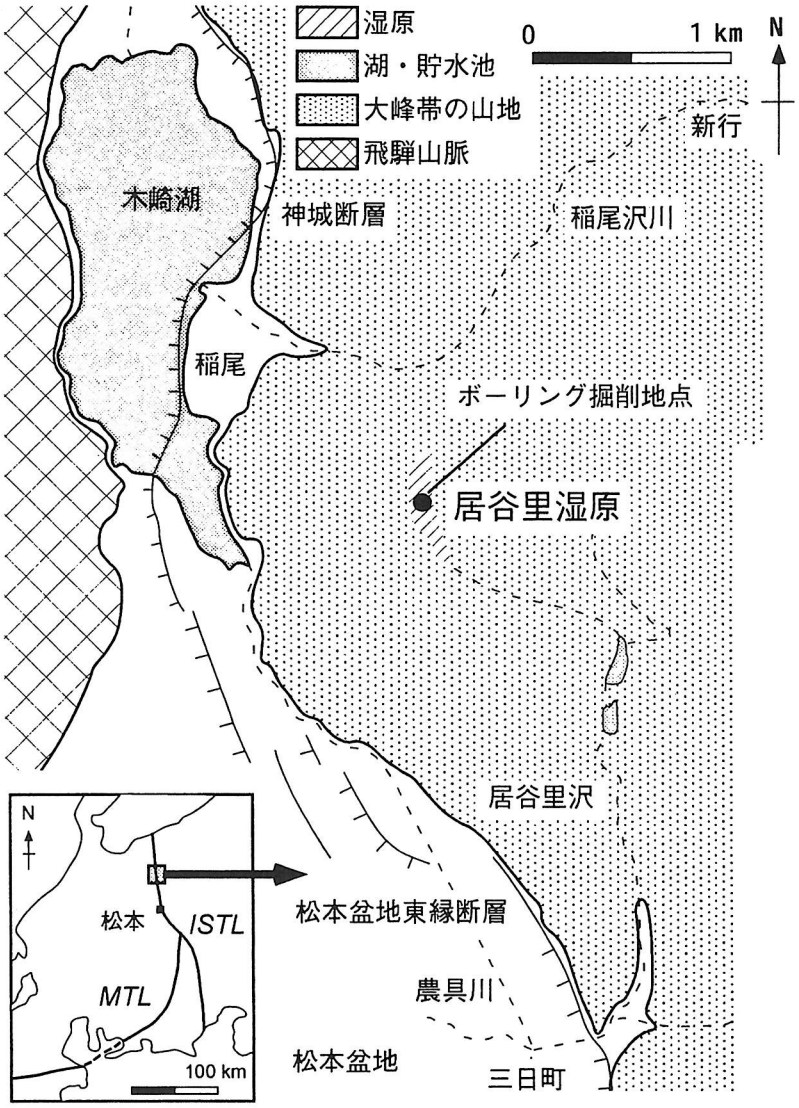


図1　長野県北部，居谷里湿原周辺の地形

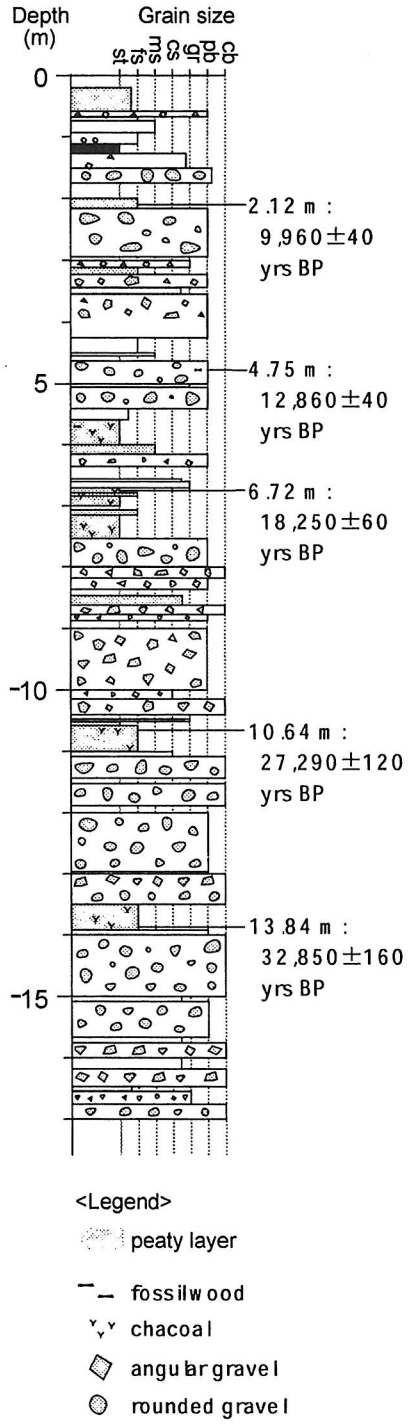


図2　居谷里コアの柱状図

O-22

チャート製石器石材の原産地と採集地の推定法

中村由克（野尻湖ナウマンゾウ博物館）

Yoshikatsu NAKAMURA: The method of presuming the place of origin of a chart, and a collection place used for the stone tool.

[はじめに]

黒曜石や下呂石などの火山岩の石器石材は分布がかぎられていること、微量元素の特徴などから各種の産地推定法がおこなわれている。一方、日本列島の中でより多くの地域に分布しているチャートや珪質頁岩などの堆積岩の石器石材については、有効な産地推定法がみつかってなく、石器の石材交流や先史人類の移動の研究では、大きな課題となっている。演者は長野県内出土のチャート製石器の素材となった原岩分布域とそれらの石器素材の採集地可能地を推定することができたので、その方法を報告する。

[チャートの原産地]

チャートは主に中生代から古生代の古期岩類に含まれており、長野県 - 新潟県にかけての信濃川 - 千曲川水系では、関東山地の秩父帯、北アルプスの美濃帯などに多く分布する。チャートは一般的には灰色系で節理を多く含んでいるものが多い。チャートは深海底に貯まった放散虫などの遺骸が堆積してできたもので、後からの変質作用をあまり受けていない初生的なものは微細なカルセドニー質石英の集合体で、均質な岩相を示す。チャートは変質作用を受けると次の２つの変化が現れる。

緻密さと色の変化（接触熱変成）：チャート岩体の近くに花崗岩やひん岩などの貫入が起こると、熱により微細な石英が再結晶化し、次第に結晶の粒径を増していく。表面の色が白っぽくなり、40 倍程度の実体顕微鏡観察でも粒々感が感じられるようになる。粒度が増した岩石では、明瞭な貝殻状断口の破断面がみられなくなる。あまり変質を受けていないチャートは、赤色や緑色などの鮮やかな色調を呈するが、熱変成により灰色や白色に変化する。また、放散虫などの微化石は、熱変成を受けると見えなくなってしまうので、これらの化石を含むものは相対的に熱変成が少ない部分と推定される。

節理の増加（構造運動）：岩体の隆起などにより構造的な圧力が加わると、チャート中に節理面が多くできるようになる。節理が少ない良質なチャートは、あまり構造運動を受けていない部分に入っていたものと推定される。

[採集地の推定]

チャートは浸食されると礫となって河川を下っていく。河川での運搬量とその状態により、礫は形状を変化している。石器素材となった礫の採集可能地は、石器に残された自然面の観察により、元の素材礫の形状を復元推定することができる。

礫の形状、礫径と円磨度：礫径は上流から下流に向かって小さくなっていく。礫の円磨度は、上流では角礫、亜角礫で下流に行くにしたがって円磨度を増す。

衝撃痕（パーカッションマーク）：緻密質の岩石の礫は川の中流域では、流下に伴う衝撃により衝撃痕が石材表面にできる。衝撃痕は川の傾斜があり、運搬する水流が早いところでは、大きな痕跡が多く生じる。反対に、水流が遅くなると、礫表面が水や砂によって円滑に磨かれ、表面がつるつるするようになる。このような礫の表面構造の変化を調べるため石器と礫を比較することで、石器素材の礫を採集した可能地を推定することができる。

[上ノ原遺跡第5次調査出土の石器]

長野県信濃町の上ノ原遺跡第5次調査で出土したチャート製石器は、松本市奈川の流域にのみ分布する良質のチャート“奈川赤褐色チャート”製の石器が出土している。その他のチャート石材も一緒に検討したところ、上ノ原ⅣA（尖頭器）石器群に属すチャートの石核は、自然面を大きく残し、表面には衝撃痕が多くあり、少し削られた状態になっていることから、長野盆地の中流の長野市大豆島～屋島付近の犀川－千曲川合流部あたりが採集可能地と推定される。上ノ原Ⅰ（台形石器）石器群のチャート製石核は、表面に非常に多くの衝撃痕を残し、削られてなく荒い状態であることから、長野盆地上流の長野市安茂里小市～丹波島橋付近が採集可能地と推定される。

[長和町追分遺跡出土の石器]

長野県長和町の追分遺跡第4文化層で出土した奈川赤褐色チャートと良質の灰色チャートの石核は、ともに奈川ないし乗鞍周辺を起源とするもので、推定される礫径と表面に凹凸面を残すことから、上流の松本市付近の梓川が採集可能地と推定される。

O-23

十和田八戸イグニンブライト直上にみられるチャネル埋積型ラハール堆積物

鎌田耕太郎（弘前大学教育学部）

Kotaro Kamada: Supra-Ignimblite Channel-Fill Sedimentation of the Towada-Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits

本州弧北部に位置する十和田カルデラは、十和田奥瀬テフラ（To-Os）、十和田大不動テフラ（To-Of）および十和田八戸テフラ（To-H）を放出した十和田火山の噴火活動で形成された。十和田八戸テフラは約 15Ka の活動とされ（町田・新井，2003）、その分布や岩相層序については最もよく把握されている。十和田八戸火砕流堆積物（イグニンブライト）の上には、その再堆積物であるラハール堆積物が、主に顕著な侵食構造を伴ったチャネル埋積堆積物を呈して観察できる。さらにその上位にはハイパーコンセントレィテッド流堆積物を主体とする洪水堆積相が重なり、それらの堆積後に小起伏地形を残したことがわかる。ここではチャネル埋積型のラハール堆積物にみられる産状に二つのタイプを認めたので報告する。

十和田八戸イグニンブライトはデイサイトー流紋岩質の軽石流堆積物とされる（工藤，2005）。調査地域に分布するこのイグニンブライトは、主に塊状を呈する火山礫火山灰堆積物からなる。細粒火山灰からなる基質支持で火山礫の大部分は軽石で石質岩片を伴う。中礫サイズ以下の軽石は円磨度が比較的高く、大礫サイズ以上の軽石は亜円～角礫状を呈する。炭化樹幹や炭化木片を含むことが多い。ラハール堆積物は露頭面でみると、大小の規模の異なった侵食境界（チャネル構造）を境にイグニンブライトを切って重なることが観察できる。そのチャネルを埋積する堆積物には、チャネルの輪郭が鋭角的で箱型のもの(チャネル埋積相タイプ A)と、チャネルの幅が比較的大きく広いもの(チャネル埋積相 B)が識別され、まれに両者の中間的なものもみられる。

チャネル埋積相タイプ A：タイプ B に比べると露頭内で観察可能なほどチャネルの規模は小さいが、チャネル幅に対して深いことが特徴である。チャネル壁は鋭角的で、しばしば下方に広くなる場合がある。堆積物は成層またはクロスラミナの発達した砂質や礫質の掃流堆積物と塊状の火山灰質粗粒土石流堆積物からなる。後者はより規模の小さなチャネル内チャネル埋積物を呈し、前者はチャネル底や土石流堆積物のすきまを充填するように分布する。また大小の大きさの地層塊を伴う。この地層塊は火山灰質の不淘汰塊状の堆積物や成層した砂礫質の堆積物からなり、火砕流堆積物の再堆積物であることがわかる。全体に上方細粒化の傾向が見られる。

チャネル埋積相タイプ B：厚い塊状の場合と、成層構造の発達したレンズ状堆積体が集合する場合がある。比較的円磨度の高い軽石礫を主とする堆積物で炭化

樹幹を含むことがある。塊状の堆積物は成層して基底に逆級化を伴った複合成層をなすことがあるが、比較的大きな露頭で観察すると、幅の広い浅底型のチャネル埋積物であることがわかる。複合チャネルをなす例もみられる。複合チャネルをなす場合、隙間にチャネル埋積相タイプ A を伴うことがある。

イグニンブライトにチャネル埋積相タイプ A が重なる産状は、比較的比高の高い位置にある露頭で限定的にみられることが多い。このことは火砕流定置後のラハール過程において、その初期にガリー構造として形成されるが、時間の経過とともにラハールの再堆積過程で保存される機会が少なくなるためと考えられる。チャネル埋積相タイプ B は火砕流堆積物がラハール過程の初期に大規模に再移動する過程で土石流として発生し、下流方向または土石流堆積後の表層部の表層部の二次堆積として形成されるものである。その土石流による大規模土砂移動の休止期間に起きる表層部の再移動堆積や小規模ガリー形成が、チャネル埋積相タイプ A に似た掃流堆積物を伴う理由であると思われる。

引用文献

工藤　崇（2005）十和田地域の地質．地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅).
町田　洋・新井房夫（2003）新編火山灰アトラス．東京大学出版会.

O-24

福島県猪苗代湖の湖底堆積物（INW2012）コア試料の岩相層序とバーコード様堆積物の化学的特徴

長橋良隆・廣瀬孝太郎・中澤なおみ（福島大学共生システム理工学類）

Yoshitaka NAGAHASHI, Kotaro HIROSE and Naomi NAKAZAWA: Lithostratigraphy and chemistry of the INW2012 sediments core sample from Lake Inawashiro-ko, Fukushima prefecture

Ⅰ．はじめに

福島県の中央部に位置する猪苗代湖は，湖面標高 514m，面積 103km^2（国内 4 位），最大水深 94m の湖である．猪苗代湖は安達太良山を源流とする硫黄川（酸川）が流れ込むため，1995 年までは pH が 5 程度の酸性であった．しかし，1996 年以降に pH が急激に上昇し，現在は pH6.8 のほぼ中性となっている．福島大学では，2012 年秋に猪苗代湖の湖心部の水深約 90m 地点において湖底堆積物のボーリング掘削を行い，掘削深約 28m のコア試料を得た（長橋・廣瀬，2013）．深度 24.5m より上位は，バーコード様の不規則に細互層する粘土からなる．この報告では猪苗代湖湖底堆積物（INW2012）コア試料の岩相層序とその化学的特徴について報告する．

Ⅱ．INW2012 コア試料の岩相層序

INW2012 コア試料は，下部の河川成堆積物と上部の湖成粘土層に大きく区分される．深度約 28～26.5m は，下部から順に，砂礫層，淘汰の良い細粒砂層，粗粒砂層，木片や腐食を含むシルト質細粒砂層からなり，河川成の堆積物である．深度 26.5～24.8m は，木片を希に含む塊状のシルトからなり，水深が深くなる初期の湖成堆積物と考えられる．深度 24.8～0.0m は主に灰白色粘土と黒色粘土の細互層からなり，それらがバーコード様に不規則に細互層する．深度約 15.8m に層厚約 8cm のガラス質火山灰層（AT テフラ層：広域テフラ層の名称は町田・新井，2003 による），深度 11m に層厚約 1.5cm の軽石質火山灰層（As-K テフラ層），深度約 5.6m に層厚約 0.5cm のシルトサイズのガラス質火山灰層（To-Cu テフラ層），深度約 5m に層厚約 20cm（下部 6cm が軽石，上部 14cm がガラス質から結晶ガラス質火山灰）の Nm-NK テフラ層，深度約 1.9m に層厚約 0.3cm の粗粒砂サイズの軽石層（Hr-FP テフラ層）が挟まる．

Ⅲ．猪苗代湖の成因と湖底堆積物の特徴

湖形成初期のシルト層は，含まれる木片の ^{14}C 年代値から約 4.2 万年前と推定される．猪苗代湖は，磐梯山の翁島岩屑なだれ堆積物（山元・須藤，1996）により堰き止められてできたとされ，初期の湖成堆積物の年代は翁島岩屑なだれ堆積物の推定年代と矛盾しない．翁島岩屑なだれ堆積物の流下後，おそらく短期間で現在と同程度以上の水深を有する湖となり，灰白色部と黒色部が細互層する湖成粘土層が形成され，基本的に同様の堆積物が現在も堆積している．蛍光 X 線分析によると，黒色部は灰白色部よりも Fe と S を多く含む．As は黒色部に多く含まれ，数 100ppm 程度もある．また，ホリバ製 XGT-7200 を用いて，堆積物の連続的な化学分析を行っており，最上部 2m までの分析が終了している．それによると，Fe，Mn，S，As に濃度の高い顕著なピークが認められる．猪苗代湖の堆積物は，硫黄川（酸川）から各種の金属イオンが供給され，湖内でフロック化したものが沈積すると考えられている．灰白色部と黒色部の違いは，続成過程による化学的変化によるのか，あるいは砕屑物量の多寡によるのか，その他の要因であるのか定かでないが，それぞれを分離して読みとることができれば火山活動との関わりや湖水の水質変化，あるいは地域的な古環境の変化などを読み解くことができるだろう．

文献：長橋・廣瀬（2013）福島大学地域創造，24(2)，55-61．町田・新井（2003）新編 火山灰アトラス，336p．山元・須藤（1996）地質調査所月報，47，335-359．

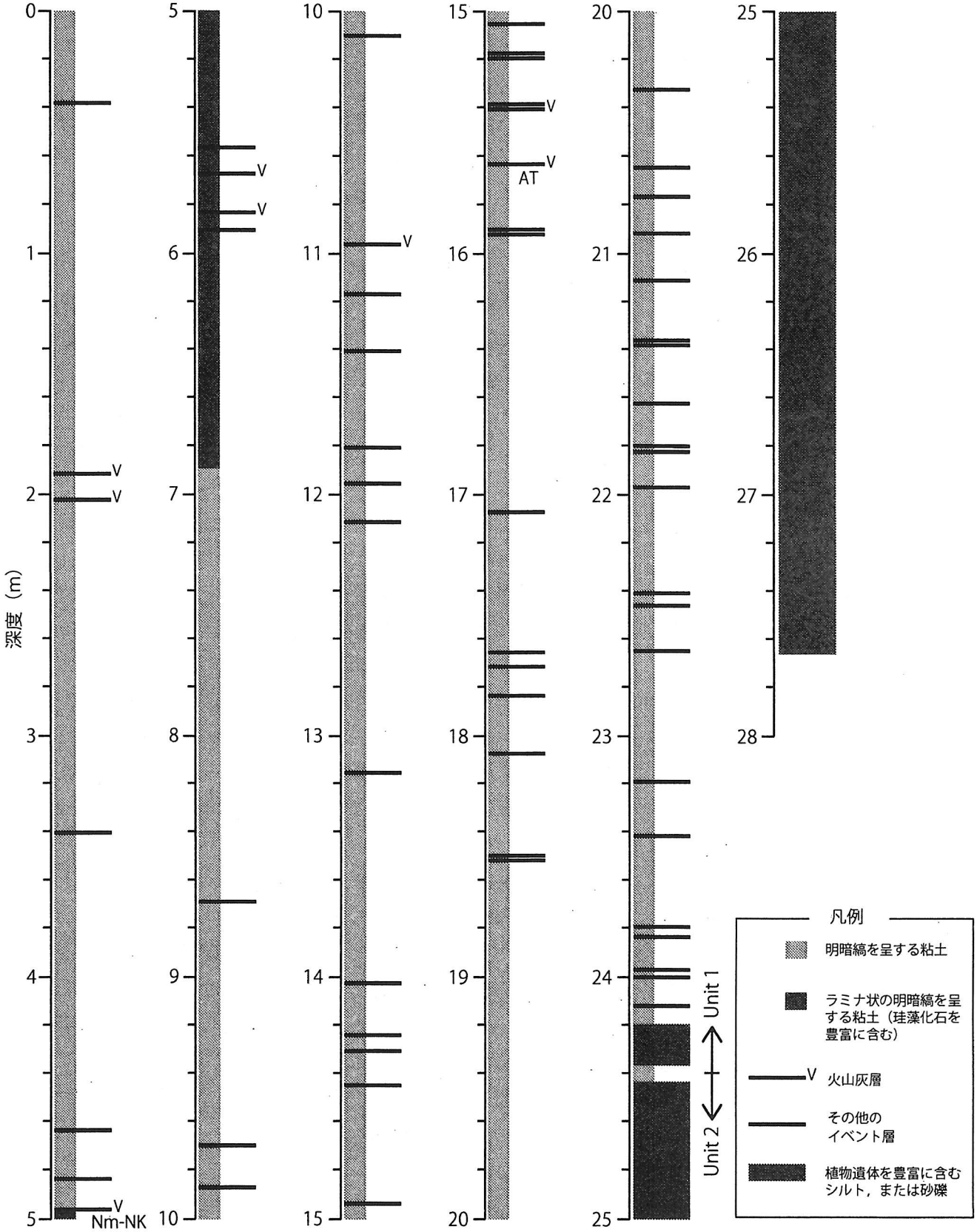


図１　猪苗代湖湖底堆積物（INW2013）コア試料の岩相柱状図
長橋・廣瀬（2013）を一部改変．この柱状図は１孔の岩相層序を基に作成したものであるため，火山灰層の深度が講演要旨とは若干異なる．現在は２孔を基に集成した柱状図を作成済みである．

O-25

光励起ルミネッセンスによる活断層ガウジの年代測定法

高橋智佳史・三浦知督・鴈澤好博（北海道教育大学函館校）

Chikashi TAKAHASHI, Kazumasa MIURA, Yoshihiro GANZAWA: Optically Stimulated Luminescence dating method for active fault gauge

1. はじめに

これまで活断層の年代測定を目指してESR法やFT法などの様々な試みが行われてきたが，必ずしも断層活動年代を示す結果は得られていない．筆者らはルミネッセンス年代測定を進める中で，光励起ルミネッセンス（OSL）の熱に対する敏感性を生かせば，OSL法による活断層年代測定が可能ではないかと考え，主に断層ガウジを用いた年代測定法の開発を進めている．それは断層ガウジ石英に蓄えられたOSLシグナルが断層活動時に放出される熱（水）エネルギーによってリセットされることを前提としている．本報告では，筆者らが跡津川断層ガウジ石英試料を用いて行った①OSL法と紫外線領域熱ルミネッセンス(UV-TL)による基礎実験，②①に基づいて開発した活断層の年代測定法の試みについて報告する．

2.OSLの消失実験

断層ガウジの年代測定のためには，OSLシグナルがどの程度のアニール条件で消失するかを知る必要がある．そのため，跡津川断層ガウジから抽出した石英粒子を用いて，シグナルの消失条件を検討した．その結果，300℃，20秒アニールでシグナルはほぼ消失した．また，UV-TLでも同様な実験を行ったところ，UV-TLの発光曲線の一部が消失していることから，断層の放出熱がOSLシグナルを完全に，または相当な部分をリセットさせていることが推定された．この結果は，Singarayer et al., (2003)が示した理論計算から導かれるトラップ寿命（τ）値ともよく一致した．

3. L型発光OSLとU型発光OSL

OSL発光はいくつかの成分(Fast成分，Medium成分，Slow成分)から構成される（Jain et al., 2003)が，SAR法による年代測定にはシグナルが安定なFast成分が用いられる(塚本ほか., 2005)．そこで，断層ガウジ試料についてLM-OSL測定で成分分離を行ったところ，本研究で用いた石英試料には，Fast成分に卓越する石英（L型）とそうではない石英（U型）からなることが判明した．プレヒートプラトーテストを行ったところ，L型発光石英が復元率を満たしたため，活断層の年代としてL型発光石英の結果を用いることにした．

4.OSL年代測定実験手順

2.および3.の実験結果に基づいて，断層ガウジの年代測定には図-1に示す手順が必要である．a) アニール実験でOSLシグナルの

実験手順	測定手法
a) OSLシグナルリセット条件の検証	OSL法，UV-TL法
b) L型発光,U型発光の分離	LM-OSL法
c) プレヒートプラトーテスト	OSL法
d) ドーズリカバリーテスト	OSL法
e) SARによる蓄積線量決定	OSL法

図1　断層ガウジの年代測定手順

閉鎖温度を検証する．この際，UV-TL を併用し，OSL シグナルのリセット条件を確認する．b) LM-OSL により OSL 年代測定に適した OSL 発光成分の有無を確認する．c)プレヒートプラトーテストにより，最適なプレヒート条件を確認する．d)ドーズリカバリーテストを行い，線量の復元率を確認する．e) SAR 法による既知線量を評価する．

5. OSL 法による最終活動時期の推定

L 型発光石英の SAR 法による測定例を図２に示した．成長線はほぼ直線性を示し，感度変化も安定している．この場合，蓄積線量（De）は 0.1Gy である．全測定 80 アリコットの De 平均値は 0.2±0.2Gy であった．これを年間線量 1.7mGy/年で評価すると，年代結果は 0.2±0.2ka であり，跡津川断層の最終活動である飛越地震の年代（1858 年:2013 年を基準に 155 年前）と調和的であった．

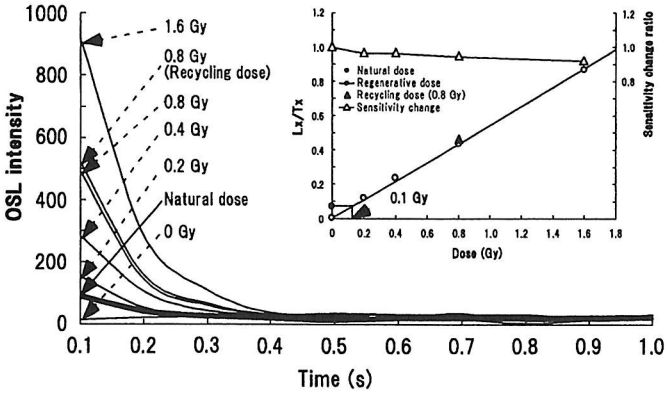


図２　L 型発石英の蓄積線量測定例

引用文献：Jain, M., Murray, A. S. and Bøtter-Jensen, L., 2003, Characterization of blue-light stimulated luminescence components in different quartz samples: implications for dose measurement. Radiation Measurements, 37, 441-449.

Singarayer, J. S. and Bailey, R. M., 2003, Further investigations of the quartz optically stimulated luminescence components using linear modulation. Radiation Measurements, 37, 451-458.

塚本すみ子・岩田修二，2005，ルミネセンス年代測定法の最近の進歩 - 適用年代の拡大と石英の OSL 成分について - 地質学雑誌, 111, 643 - 653.

O-26

インドヒマラヤ前縁における古地震・地殻変動調査

奥村晃史・竹本仁美（広島大学）・Javed N. Malik・Sahoo Santiswarup・Sambit P. Naik・Afzal Khan (Indian Institute of Technology, Kanpur)・加藤照之（東京大学地震研究所）

Koji OKUMURA, Hitomi TAKEMTOTO, Javed N. MALIK, Sahoo SANTISWARP, Sambit P. NAIK, Afzal KHAN, and Teruyuki KATO: Studies on Paleoseismology and Crustal Deformation along the Himalayan Front in India at Ramnagar, Hajipur, and Kanpur

インド北部，ヒマラヤ山麓とインダス -- ガンガ平原は世界でも最も人口が過密な地域の一つである．この地下にはユーラシア・インド衝突境界のメガスラスト（前縁断層）が存在して数百年に一回程度 M 7 ～ M 8 の巨大地震が繰り返されている．メガスラスト上盤のサブヒマラヤ地域に分布する新生界シワリク層は強い変形を受けながら隆起するとともに，数多くの第四紀断層（上盤断層）による変位を受けている．さらに，サブヒマラヤとレッサーヒマラヤ境界の MBT (Main Boundary Thrust) の一部にも第四紀の活動が認められている．このようにインド北部の人口密集地域は地震の多発する活動的な構造帯に位置する．

しかし，過去 200 年間に甚大な被害を伴う巨大地震は発生しておらず，それ以前の地震被害についても情報が少ないため，インドヒマラヤ前縁の地震災害のリスクについての理解は進んでいない．近年急速な経済成長を遂げたインドではあるが，都市・農村ともに高度成長以前，あるいはイギリス統治時代の面影を強く残しており，インフラストラクチャを含めて耐震性の改善は進んでいない．さらに，急速な都市の膨張と人口集中，産業集積と建築ラッシュは地震リスクへの曝露を一方的に高めている．

筆者らはヒマラヤ前縁帯の地震危険度を評価して災害リスク軽減への取り組みを推進するための基礎情報の取得を目指し，活断層・古地震情報の収集と分析を進めてきた．そして 2010 年から 2015 年にかけては，独立行政法人国際協力機構（JICA）・独立行政法人科学技術振興機構（JST）による地球規模課題対応国際科学技術協力プログラム『自然災害の減災と復旧のための情報ネットワーク構築に関する研究』の一環として調査・研究を実施している．この調査・研究には，インド工科大学カンプール校，東京大学，広島大学が参加し，GPS 観測網の整備とリモートセンシング・地形計測技術・地形地質踏査，OSL 年代測定による古地震と地殻変動の研究を進めている．GPS 観測網はヒマラヤ前縁とレッサーヒマラヤを横断する三測線に 7 点の固定観測点を設置する計画で，これまでに 5 点の設置が完了しデータの収集が始まっている．古地震・地殻変動調査ではこれまでに Hajipur (Punjub, 75.75° E) と Ramnagar (Uttarakhand, 79.1° E) において前縁断層を，Dharmsala (Himachal Pradesh, 32.2° N--76.32° E) 付近の Kangra Valley において上盤断層の調査を行ってきた．以下に調査対象と調査成果の概要を記す．

これまでのヒマラヤ前縁の古地震・地殻変動研究では，急峻な山地・丘陵から流下し，雨期には強大な掃流力をもって粗大な砂礫を大量に運搬する河川活動が調査を困難なものとしていた．さらに前縁断層が地表まで変位させる場合 1 回の地震によって 10 ～ 20

m という非常に大きな低角のずれが生じることも地震履歴解明をより困難とした．トレンチ調査によって最新の断層面を露出させても，粗大な堆積物を掘削してより古い地震の層準に到達することはほぼ不可能であった．また河成の地形面の変形から断層モデルを検討する場合も，活動度の高い河川の堆積・浸食によって間歇的に形成される地形面の地殻変動を受ける前の形態を推定することは容易ではなかった．このような問題を解決するために筆者らは前縁断層の上盤先端付近に後期更新世～完新世に背斜が成長し，サブヒマラヤからの河川が背斜を迂回する地点を Hajipur, Ramnagar に選んで調査を進めてきた．

Hajipur では幅 5～6 km の背斜が Beas 川を 10 km 以上西に移動させている．移動開始以前 Beas 川はシワリク丘陵を断層に直交して横断していたが，背斜の成長にともなって流路が移動していく過程が，段丘化した旧河道として記録されている．この地形を分析して変形を明らかにするため，高解像度衛星画像（CARTOSAT-2B: ～1 m）から DEM を作成して地形を分析するとともに，RTK-GPS で GCP の取得と地形断面計測を実施した．また，背斜南翼で前縁断層と同じ変位成分をもつ分岐断層のトレンチ掘削を行って複数回のイベントを確認することができた．

Ramnagar では背斜の隆起速度が Hajipur に較べ大きく，おそらく背斜の形成開始時期も古いため，丘陵を浸食して流下した複数の旧河道を認めることができる．これらの旧河道はいずれも現在では逆傾斜し放棄されている．密林と猛獣のために精度良く地形を計測することは困難であるが，衛星画像から作成した DEM と前縁断層沿いの変形の断面計測を行って変動の状況を明らかにすることができた．また，ここでは前縁断層のトレンチ発掘調査を行うことができた．地形から予想されるとおり，本流性の粗粒堆積物は背斜形成後前縁断層に到達しておらず，丘陵を構成する砂礫層が下盤の細粒堆積物に衝上している状況と，2回のイベントを確認することができた．

Darmsala 周辺の Kangra Valley では，新たに Kangra Valley 断層系を発見して，断層変位地形の記載とトレンチ発掘調査を実施した．この断層は明瞭な右横ずれ成分をもち，これまで上盤プレートのレッサーヒマラヤから複数報告されている横ずれ断層と同様．前縁断層における斜め衝突との関連があるものとみられる．また，1905 年 Kangra 地震の震源が前縁断層であったのか，それとも上盤断層であったのか，活動史の解明に基づいて特定することが可能である．

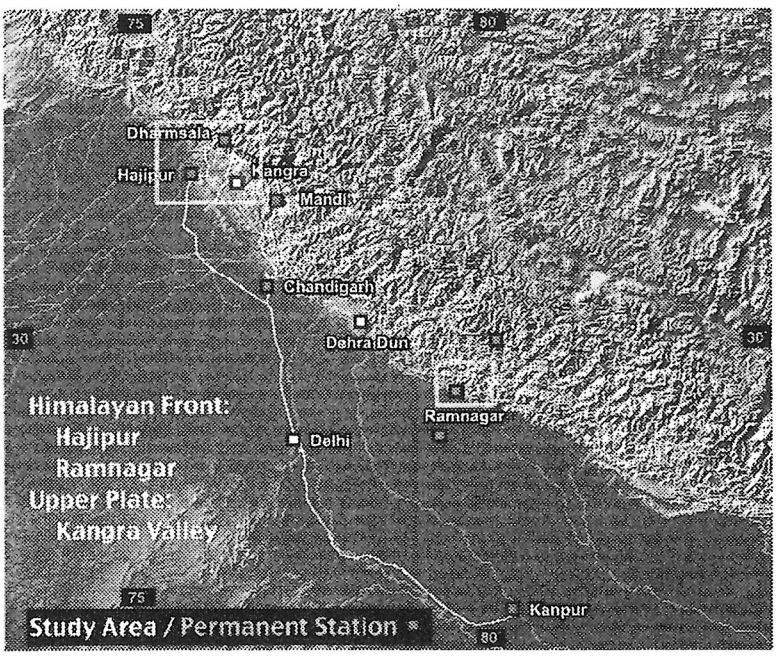


図　調査地点位置図

O-27

水月湖の年縞堆積物から得られた、過去5万2800年分の^{14}C較正データセットとその精度

中川　毅（ニューカッスル大学）
水月湖2006年コアプロジェクトメンバー一同（www.suigetsu.org）

Takeshi NAKAGAWA, Suigetsu 2006 Project Members: A 52.8 kyr-long ^{14}C calibration dataset obtained from Lake Suigetsu varved sediment cores.

^{14}C年代が較正を必要としていることは広く認識されているが、較正に用いるデータセットには未解決の問題があった。すなわち、^{14}C年代測定が適用可能な過去およそ5万年のうち、連続した年輪のデータが及ばない時代（およそ1万4500年前より昔）については、海洋の堆積物中の有孔虫遺骸やサンゴのデータが較正に用いられてきたが、過去における海洋のリザーバー効果の見積もりが推測の域を出なかったため、較正結果には数百年オーダーの不確実性がともなっていた（しかもその不確実性は、較正結果のエラーバーには反映されていなかった）（Stuiver et al. 1999; Reimer et al. 2004; 2009）。

水月湖の年縞堆積物には、海洋の影響を受けない樹木の葉の化石が大量に含まれている。これらを抽出して^{14}C年代測定することで、過去5万2800におよぶ^{14}C年代較正データセットを構築することができた。分析した葉の化石の試料は808点にもおよび、そのデータセットは、まもなく公表される予定のIntCal13の主要な構成要素となっている（Reimer et al. 2013; Bronk Ramsey et al. 2012）。

ところで、水月湖年縞堆積物試料の絶対年代は、年縞の計数によって決定されていると思われがちであるが、これはじつは正確ではない。たしかに水月湖の、とくに2006年コア（いわゆるSG06コア：Nakagawa et al. 2012）の年縞は、薄片観察と蛍光X線スキャナによって集中的にカウントされている（Schlolaut et al., 2012; Marshall et al., 2012）。しかし水月湖の年縞は層順によっては保存が悪く、蓄積性の計数の誤差は最終的には数千年にも及んだ。このため、水月湖の^{14}CデータをHuluおよびBahamasの鍾乳石のデータと比較し、ベイズ統計モデルによって統合することで、誤差の解消を試みた（Bronk Ramsey et al. 2012）。すなわち、水月湖年代モデルの精度はたしかに年縞の計数が保障しているが、確度を保障しているのは鍾乳石のU-Th年代である。IntCal13の成り立ちを正確に理解することは重要であるので、口頭発表ではこの点を特にくわしく解説する。

以上のような操作をほどこした結果、非常に正確な絶対年代の目盛りを手に入れることができた。SG06コアの年代モデルの誤差（1標準偏差）は、主要な時間断面において以下の通りであった：

10,000 cal BP:　± 29 年（2.9 ‰）
20,000 cal BP:　± 58 年（2.9 ‰）
30,000 cal BP:　± 94 年（3.1 ‰）
40,000 cal BP:　± 98 年（2.4 ‰）
50,000 cal BP:　±169 年（3.3 ‰）.

引用文献：

Stuiver et al. (1998) Radiocarbon 40(3), 1041-1083.

Reimer et al. (2004) Radiocarbon 46(3), 1029-1058.

Reimer et al. (2009) Radiocarbon 51(4), 1111-1150.

Reimer et al. (in press) Radiocarbon 55(2).

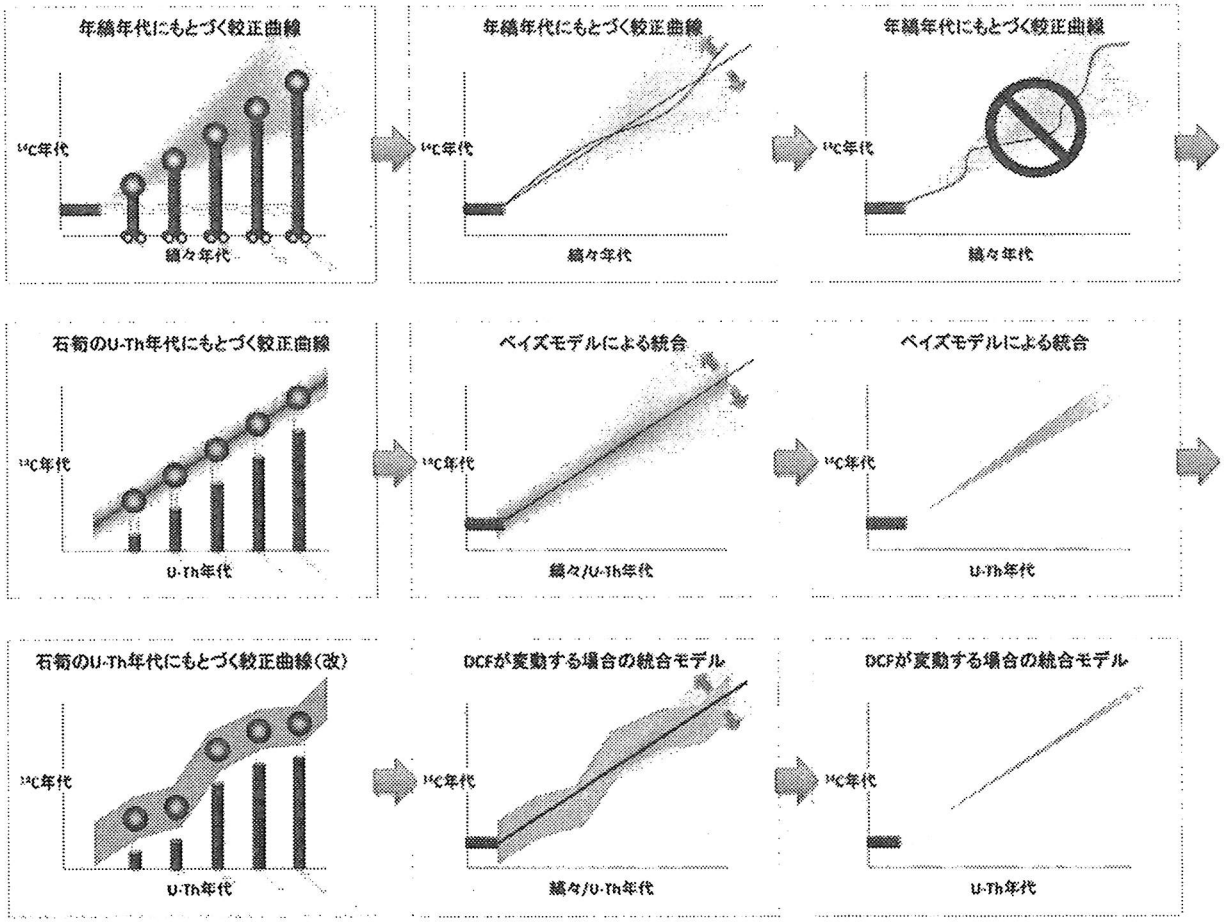
Bronk Ramsey et al. (2012) Science 338 (6105), 370-374.

Nakagawa et al. (2012) Quaternary Science Reviews 36, 164-176.

Schlolaut et al. (2012) Quaternary Geochronology 13, 52-69.

Marshall et al. (2012) Quaternary Geochronology 13, 70-80.

当日使う予定のスライド（抜粋）：



O-28

日本海上越沖 MD179-3304 コアから復元された過去 10 万年間の環境変動と飛騨山脈における氷河消長との関わり

須貝俊彦・遠藤　謙（東京大）・石原武志（産総研）・松本　良（明治大）
Toshihiko SUGAI, Ken ENDO, Takeshi ISHIHARA, and Ryo MATSUMOTO;

Last 100ka environmental changes reconstructed by MD179-3304 core analyses and its implication for the glacial activity in Hida range, central Japan

姫川河口に近い上越沖（約 35 km沖合）の水深約 900m の海鷹海脚で掘削された MD179-3304 コア（図 1 ;コア長約 35m）を対象として，元素・鉱物分析を行い，火山灰層序（仲村ほか 2013）と明暗度（須貝ほか 2013）をもとに年代モデルを構築し，各分析値の時間変動を明らかにした（図 2）。MD179-3304 コアは，As-K(17.5ka), Spfa-1(43ka), DKP(62ka;長橋ほか 2007), On-Ng(85.1ka;長橋ほか 2007), Aso-4(88ka;大場 1991), On-Kt(94.9;長橋ほか 2007), K-tz(95.2ka;長橋ほか 2007), On-Pm1(97.6ka;長橋ほか 2007), SK（99.9ka; 長橋ほか 2007）と AT(29ka;Tada ほか 1999)を挟む。本コアの明度変化は既存研究（Tada ほか 1999 など）と調和的であり，DO 振動やハインリッヒイベントと対比可能である（図 2)。MD179-3304 は過去 10 万年間概ね 0.3m/ka の速さで連続的に堆積してきた。遠洋域コアと比べ，堆積速度が 1 桁大きく，飛騨山脈等からの物質を多量に含むと推定される。

元素含有率は堀場製 X 線顕微鏡 XGT5000 を用い，直径 100μm の点分析を行った。鉱物はリガク製 X 線回折装置 Multi-flex を用いてパウダー法で測定した。

本州からの河川供給物に多く含まれる鉱物として長石とイライトを，陸上風化物質に多く含まれる元素として Al を取り上げ，それぞれの X 線強度（cps 値）と含有率を図 2 に示す。イライトは乾燥・寒冷気候下で機械的風化によって生成されやすく，氷河堆積物に多く含まれる（白水 1988)。三者の変動パターンには共通性があり，（亜）氷期に高値，（亜）間氷期に低値となる。イライトは LGM で最大となり，長石は MIS-5b, MIS-4, 最終氷期終焉期に増大する。両者を合わせたパターンを Al は示し，飛騨山脈北部における氷河の消長（岩田 2003）と類似する。最終氷期後期亜氷期の氷河前進期は 3 万年前頃であること，前期亜氷期（岩岳期）の氷河末端地形の再検討が進んでいること（苅谷ほか 2008）と調和する。氷河海面変動に伴う河口や海流の変化と，気候帯の垂直移動や降水特性変化に伴う土砂供給の変化を考慮しながら，慎重に検討を進めていく必要がある。

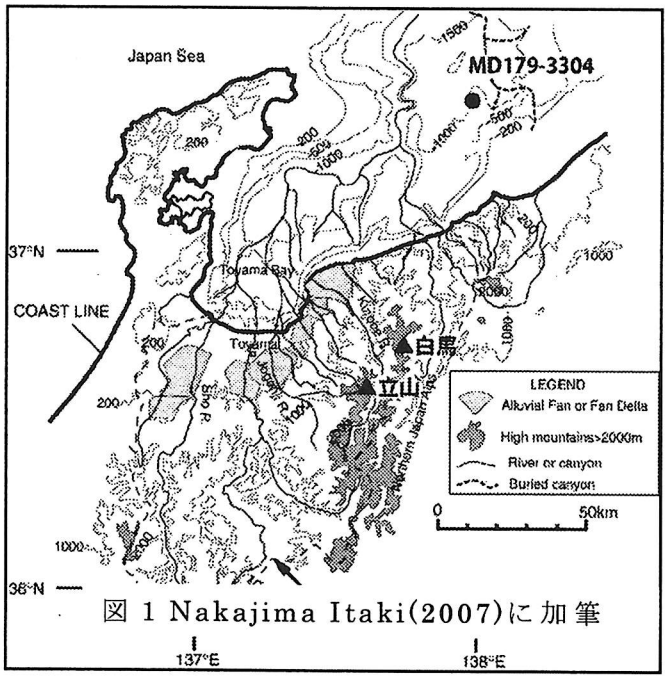


図 1 Nakajima Itaki(2007)に加筆

本研究は経産省メタンハイドレート資源開発研究コンソーシアムの支援を得て，日本海における MH 資源開発の一環として実施された。

文献：苅谷愛彦・佐藤剛・小森次郎（2008）地学雑誌 117,660-670. 長橋良隆・佐藤孝子・竹下欣広・田原敬治・公文富士夫（2007）第四紀研究 46,305-325. Nakajima T. and Itaki T.(2007) Paleo3, 247,162-179. 仲村祐哉・須貝俊彦・石原武志・フレイレ A.F.・松本良（2013）石油技協誌 78,79-91. 白水晴雄（1988）粘土鉱物学. 朝倉書店. 須貝俊彦・若林徹・石原武志・フレイレ A.F.・松本良（2013）石油技協誌 78（印刷中）. Tada R, Irino, T. and Koizumi, I. (1999)Paleoceanography14,236-247.

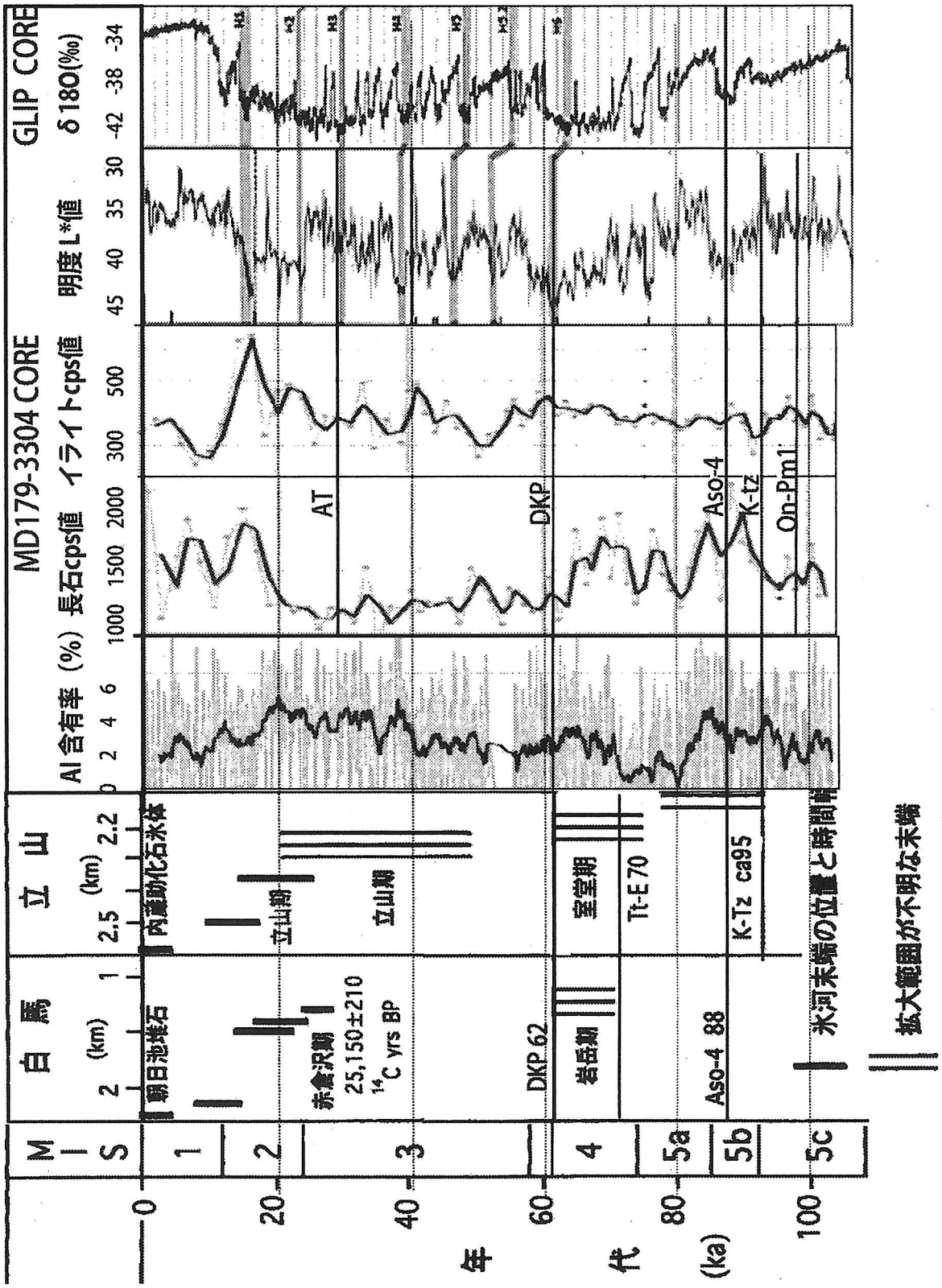


図 2（下）飛騨山脈氷河拡大の時期と規模（岩田 2003 を改変，岩岳期の氷河範囲を不明にした）
（中）MD179-3304 コア分析結果（L*は須貝ほか 2013 を引用）
（上）グリーンランド氷床コアの酸素同位体比曲線

O-29

下北半島沖C9001Cコアの花粉分析による過去12万年間のアジアモンスーン変動復元

菅谷真奈美（茨城大・院），奥田昌明（千葉県博），岡田誠（茨城大）

Manami SUGAYA, Masaaki OKUDA, Makoto OKADA：Reconstruction of the East Asian monsoon fluctuation from a fossil pollen records of the C9001C core, off Shimokita Peninsula, for the past 120 kyrs.

本研究は海洋コアの花粉分析という手段を用いて，ミランコビッチタイムスケールの花粉記録の獲得および古気候変動復元を行うことを目的とした．海洋コアに対し花粉分析を行うことは，花粉記録とは独立した，海洋酸素同位体比変動を用いた連続的な年代指標の獲得および，陸上環境プロキシと海洋環境プロキシとの直接対比という観点から，第四紀古気候学に対し非常に大きな貢献をするものと考えられる．そこで，下北半島沖にて掘削された「ちきゅう」慣熟航海コア C902 C9001C を対象に花粉分析を行った．この C9001C コアはその酸素同位体比曲線より，MIS18 までを連続的かつ 50cm/kyr という比較的速い堆積速度で堆積したコアとされている（Domitsu et al., 2011）．今回は過去12 万年間（MIS5e）までの層準について花粉分析結果を報告する．

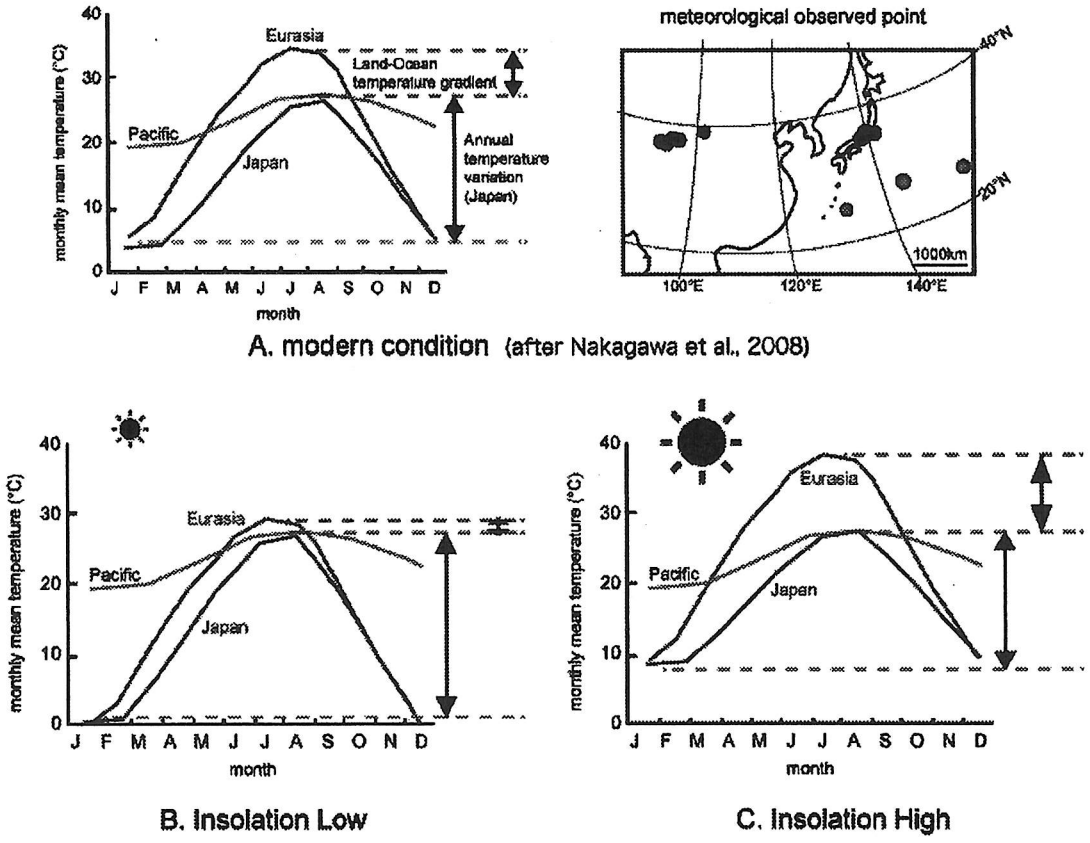
花粉群集組成の結果から，4 つの花粉帯を認定した．酸素同位体層序に基づくと，花粉帯は，A 帯の温暖湿潤気候である落葉広葉樹林帯は MIS5e に，B 帯(ⅰ~ⅳ) の寒冷化が進行する針広混交林帯は MIS5d~5a に，C 帯の寒冷乾燥気候の亜寒帯針葉樹林帯は MIS4~2 に，D 帯の温暖湿潤気候の落葉広葉樹林帯は MIS1~現在に，それぞれ対比される．このことから，下北半島周辺では汎地球的な変動と同様の寒冷・温暖の繰り返しが認められると分かった．また，これらの植生および気候は，現在の下北半島～北海道の亜高山帯までと対応していると分かった．

さらに，得られた花粉記録にモダンアナログ法（Nakagawa et al., 2002）を適用し，古気温・古降水量について定量復元を行った．古気温の復元結果には，酸素同位体比変動と同様の氷期―間氷期変動が明瞭に現れている．一方で，夏季モンスーン変動の指標となる夏季降水量は，氷期―間氷期変動とは異なる周期を示しており，その周期は歳差運動に類似する．算出された最暖月平均気温と最寒月気温の差を年気温較差とすると，この年気温較差は夏季降水量と非常に強い逆相関関係を示すと分かった．このことは，琵琶湖の湖底堆積物コアの記録より示唆された，モンスーンの駆動力の要素を海陸気温較差のみと考えた場合の，モンスーン変動メカニズム仮説（図を参照：Nakagawa et al., 2008）を支持する．まとめると，C9001C コアの記録において，夏季モンスーンの影

響は琵琶湖の記録と比較すれば相対的に小さいが，そのシグナルを明瞭に捉えていることが分かった．よって，C9001C コアの花粉記録は陸上の花粉記録と充分に対比できる古植生・古気候変動史を復元でき，さらに氷期—間氷期サイクルとモンスーン強度サイクルの両方を抽出できることが明らかとなった．

引用文献

Domitsu et al., 2001. Newsletters on Stratigraphy, Vol.44/2, 113-122.
Nakagawa et al., 2002. Quaternary Science Review, 21, 2099-2113.
Nakagawa et al., 2008. Geology, 36, 6, 491-494.



図．モンスーン強度と年気温較差が逆相関関係になるメカニズム
（Nakagawa et al., 2008 より再描）

O-30

西グリーンランド、シシミウおよびカンガルスファック周辺の地形発達史と最終氷期最盛期のグリーンランド氷床復元の問題点

三浦英樹（国立極地研究所）・前杢英明（法政大学）・奥野淳一（国立極地研究所）

Hideki MIURA, Hideaki MAEMOKU, Jun'ichi OKUNO; Some problems for the reconstruction of Greenland Ice Sheet volume at the Last Glacial Maximum on the basis of the height of Holocene marine limits of the western part of Greenland

南極氷床とともに現存する氷床であるグリーンランド氷床は、世界の氷河体積の約1割を占めることから、その変動が生じた場合、海面変化や海洋熱塩循環の変化に重大な影響を与えることが予想される。将来のグリーンランド氷床の融解条件とその影響を評価するうえで、最終氷期最盛期以降のグリーンランド氷床の融解史の復元はひとつの重要な基礎的情報を与える（例えば、Ridley et al., 2005）。この検討の出発点として、最終氷期最盛期におけるグリーンランド氷床の氷床縁の分布と氷床高度の復元図が必要になる。

最終氷期最盛期におけるグリーンランド氷床の氷床縁の位置の復元は、南部では陸上と海底の大陸棚上の地形地質調査によってほぼ明らかにされているが、北部は大陸棚地形から推定されているのみで、まだ確定されていない部分が多い（例えば、Funder et al., 2011）。また、最終氷期最盛期におけるグリーンランド氷床の高度を復元については、① 氷河学的な方法（例えば、Denton & Hughes, 1981のCLIMAPモデル）と、② 完新世の旧汀線高度分布図と地球の粘弾性モデルを組み合わせたGIA（Glacial Isostatic Adjustment）モデルによる方法（例えば、Tushingham & Peltier, 1991のICE-3Gモデルや Okuno & Nakada, 1999のARC4モデル）の2つの立場からの研究が行われてきた。しかし、両者の復元結果には大きな相違があり（例えば、Clark et al., 1991）、未だに最終氷期最盛期のグリーンランド氷床の実像は十分に明らかにされていないといえる。

特に、後者のGIAモデルに基づく最終氷期最盛期の氷床高度復元図（例えば、ICE-GシリーズやARCシリーズのモデルおよび Fleming & Lambeck, 2004など）に着目すると、いずれの復元図でも東部と西部と北部の3地域に特異的に融解量の大きな地域（最終氷期最盛期以降で約1000m以上の融解）が存在している（図 1）。この復元のモデルに用いられている完新世高海面期の高度のデータは、主として1970～90年代に蓄積されたものであり（例えば、Henriksen, 2008 や Rinterknecht et al., 2009 による編集図など；図 2）、その原典の論文にあたると、これらのデータの中には、貝化石の採取高度と年代値のみが示されているものが多数含まれており、離水地形、地層、化石の産状などの記載が不十分であり、再検討の余地がある研究が多い。

本研究では、上記の特異的な融解量を示す地域のひとつであり、わずか 100 kmの範囲で 10～155 m まで多様な完新世海面高度の値が報告されている、グリーンランド西部のシシミウとカンガルスファック周辺を調査対象地域として、野外調査によって隆起海浜地形を精査・再検討した。調査地域最西部に位置し、デービス海峡に面するシシミウ周辺における隆起海浜の地形地質学的調査を行った結果、標高 40 m付近までは隆起海浜地形が分布しているが、それより高位の未固結堆積物は、風成砂や麓屑面堆積物しか分布しておらず、それ以上の標高では海成層や隆起海浜地形は見つけることはできなかった。また、サンダーストームフィヨルドの最奥部（最東端）に位置し、現在のグリーンランド氷床縁まで約 20 km であるカンガルスファックでは、完新世の浅海底面が離水して形成された海成段丘面が、標高 20～50 mに広がる。この段丘面は巨礫を含むシルト～中砂からなる干潟～内湾の堆積物からなっており、この堆積物に産出する貝化石（*Macoma balthica*）からは 8000～8300 暦年 BP の年代値が得られている。しかし、今回の調査では標高 60mを越えると段丘面は巨礫からなる河成堆積物から構成されるようになり、それ以上の高度に完新世高海面期の証拠は得られなかった。本発表では、これら新たに正確な完新世高海面期の高度を得ることによって、従来の GIA モデルに基づく最終氷期最盛期のグリーンランド氷床復元との相違について検討した。

引用文献

Clark, P.U., Alley, R.B. and Pollard, D. (1999) Northern hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science*, 286, 1104-1111.

Denton, G.H. and Hughes, T.J. eds. 1981. *The Last Great Ice Sheets*. New York: John Wiley & Sons.

Fleming, K. and Lambeck, K. (2004) Constraints on the Greenland Ice Sheet since the Last Glacial Maximum from sea-level observations and glacial-rebound models. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1053–1077.

Funder, S., Kjeldsen, K.K., Kjaer, K. H. and Cofaigh, C, O. (2011) The Greenland Ice Sheet during the past 300,000 years: A review. In *Quaternary Glaciations-extent and chronology A Closer Look*. eds. Ehlers, J. et al., 699-713. Elsevier.

Henriksen, N. (2008) *Geological History of Greenland: Four billion years of Earth evolution*, Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS).

Okuno, J. and Nakada, M (1999) Total volume and temporal variation of meltwater from last glacial maximum inferred from sea-level observations at Barbados and Tahiti. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 146, 283-293.

Ridley, J.K., Huybrecht, P., Gregory, J.M. and Lowe, J.A. (2005) Elimination of the Greenland Ice Sheet in a High CO2 Climate. *Journal of Climate*, 18, 3409-3427.

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.

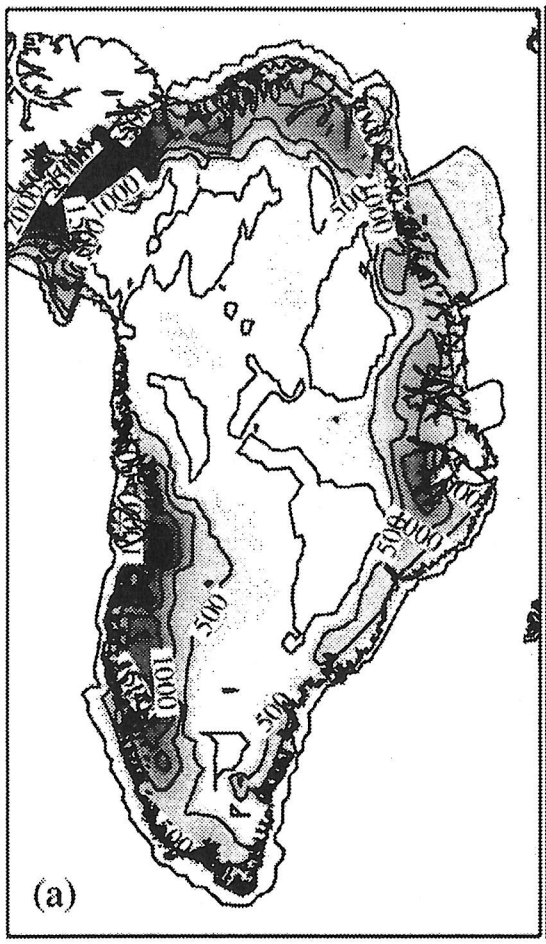


図1　GIAモデルに基づくグリーンランドにおける最終氷期最盛期以降の氷床層厚の変化：単位はメートル（Fleming & Lambeck, 2004）

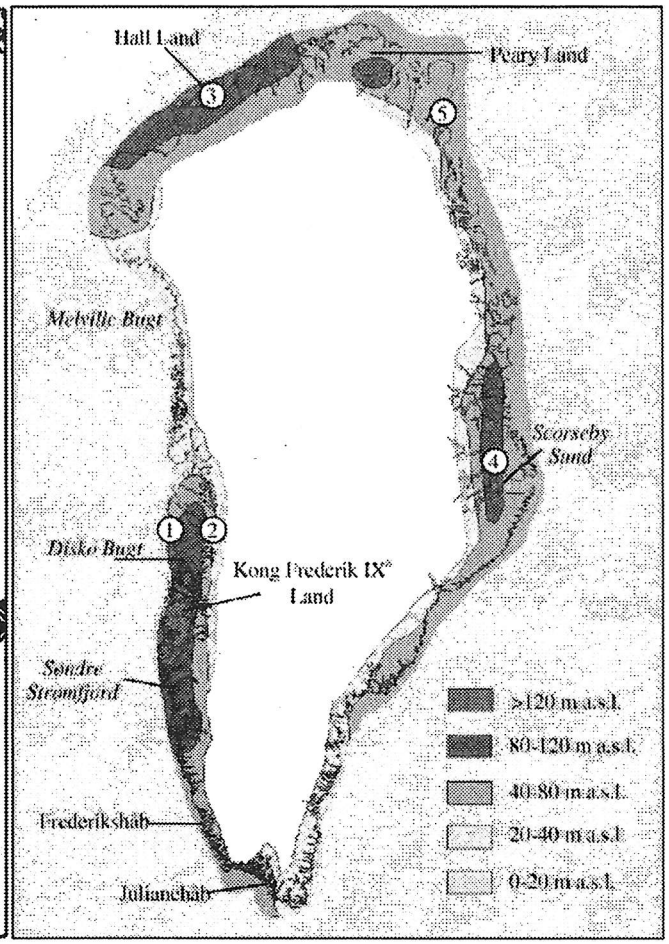


図2 グリーンランドにおける完新世高海面期の高度の分布図（Fleming & Lambeck, 2004）本調査地域は Kong Fredrik IX Land の周辺

O-31

10 万年周期の氷期間氷期サイクルと氷床-気候系の多重性

阿部彩子 1,2,3、齋藤冬樹 2, 川村賢二 3,2、M.Raymo4, 奥野淳一 2、高橋邦夫 2、H. Blatter1,5 (1 東京大学大気海洋研究所 2JAMSTEC3 国立極地研究所 4 ラモント地球科学研究所 5 スイス連邦国立工科大学)
Ayako ABE-OUCHI, F. Saito, K. Kawamura, M. Raymo, J. Okuno, K. Takahashi and H. Blatter:
Modelling the 100-kyr glacial cycle and hysteresis of ice sheet-climate system

第四紀後半は大氷床の拡大・縮小や気候の変化に伴って氷期と間氷期が約 10 万年周期で繰り返されていることがよく知られている。この要因は夏の日射変動と考えられ(Milankovitch 理論)、古気候データの統計学的解析からは氷期サイクルが近日点の位置、自転軸の傾き、離心率と密接な関係があることが示されてきた。しかし、日射には氷期サイクルの 10 万年周期が見られないので、気候システムの内部フィードバックメカニズムが働いているとしか考えられず、様々なプロセスが考えられている。たとえば、氷床コアの大気中二酸化炭素濃度が氷期サイクルと同調して変動し、さらに、データによっては位相関係が CO2 の方が氷床や気温の変動より先行しているようにみえることから、氷期サイクルの原因は炭素循環にあることも示唆されている。また、これまで用いられた数学的見通しのよい概念モデルや簡易モデルでは、北半球氷床が十分大きくなるに伴って氷期終焉になることが指摘されてきたものの、そのメカニズムは不明瞭であった。ここでは、フォーシングやフィードバックメカニズムは大気大循環モデルを用いて見積もり、氷床変動を３次元氷床力学モデルを用いてできるだけ現実的な再現をした上で(Abe-Ouchi et al, 2007)、10 万年周期メカニズムの解明を試みた。Milankovitch フォーシング(日射変動)と CO2 の変化の効果を入力にして、氷床-大気フィードバック効果を考慮にいれて、氷床-気候モデル(IcIES-MIROC)を過去４０万年積分再現し、フォーシングの役割を調べるなどの感度実験を行った。

その結果 、現実な氷床変動や分布が得られ、日射変化により大気一氷床一地殻の非線形性を通じて 10 万年周期がでることを示した。CO2 は振幅の増幅に働いた。さらに、ある日射に対して氷床の２つ以上の平衡応答解が得られる多重応答の状況やそのヒステリシス構造が、１０万年周期出現にとって極めて重要であることを発見した。北米大陸の場合はユーラシア大陸と対照的に近日点の位置の変動周期（２万年）ごとに氷床が大きく成長し、離心率の最小のあとに氷床が極大サイズに達して大きく後退する。大きく成長すればするほど氷床の後退に必要な日射の増加は小さくて済むのである。さらに氷期終焉を招くのは、ひとたび氷床が後退を開始すると深く沈んだ基盤の地殻の応答の遅れのために後退が一気に進むプロセスが主因である。

ABE-OUCHI. A., F. Saito, K. Kawamura, M. Raymo, J. Okuno, K. Takahashi and H. Blatter: Insolation driven 100-kyr glacial cycle and hysteresis of ice sheet-climate system. (Nature, in press)

O-32

南極ドームふじ氷床コアにより正確に年代付けされた過去70万年間の気候記録

川村賢二（国立極地研究所）、青木周司、中澤高清（東北大学）、
鈴木香寿恵（統計数理研究所）、阿部彩子（東京大学）

Kenji Kawamura, Shuji Aoki, Takakiyo Nakazawa, Kazue Suzuki and Ayako Abe-Ouchi; Accurately dated 700,000-yr climatic records from the Dome Fuji ice core, Antarctica.

過去100万年間ほどの気候変動は、約10万年、約4.1万年、約2.3万年の変動周期を示す。そのうち約4.1万年と2.3万年周期は、それぞれ地軸の傾斜角変動と歳差運動による気候強制力変動が原因であると考えられている。しかし、最大振幅を持つ10万年周期（氷期サイクル）については、離心率変動による日射量変動が非常に小さいため、それへの単純な応答では説明できない。有力な仮説として、より短周期の軌道要素変動を複数スキップし、軌道傾斜角２～３周期分または歳差周期４～５周期分がまとまることにより平均約 10 万年の周期性が生まれるとするものがある。実際、海底堆積物の酸素同位体変動曲線の統計検定によって、軌道傾斜と歳差の両方が10万年周期の氷期サイクルと関連していたとされている。しかし、両者のうちどちらがより本質的に重要であるかは定かではない。その理由の一つは、これまでの古環境データの年代精度が、厳密な統計検定に耐えうるものではなかったことである。

南極ドームふじ氷床コアは、2500mの第1期コアが1990年代に、3035m の第2期コアが2000年代に掘削された。このコアに含まれる空気中の O_2/N_2 変動が、南極の夏期日射量を記録していることを利用し、第1期コア（34万年間）の正確な年代決定がなされた（Kawamura et al., 2007, Nature）。第2期コアは70万年に達し、現在様々な分析が進行している。本研究では、第2期コアの O_2/N_2 を測定し、その結果を用いてドームふじコアの2500～3000m深（約34～70万年前）について暫定的に年代決定を行った。氷床流動モデルによる初期年代を O_2/N_2 と日射量曲線との対比から得られる年代束縛点によって改変し、束縛点間の年代は初期年代を線形内挿することによって求めた。年代決定誤差は約2000年以下である。これは、欧州が掘削したドーム C の年代決定精度を 3 倍ほど上回っている。現在、O_2/N_2 による年代情報をデータ同化手法により氷床流動モデルの調整に取り入れることで、より高精度な年代と過去の表面質量収支（降雪量から昇華・削剥量を引いた量）を求める手法を開発中である。

本発表では、O_2/N_2 年代を用いた過去7回の退氷期のタイミングを統計的に検定し、軌道傾斜と歳差の相対的有意性を吟味する。

O-33

四国西部における火山灰の層厚に関する確率論的評価

大西耕造・西坂直樹（四国電力）・辻　智大（四国総合研究所）・
柳田　誠（阪神コンサルタンツ）・隈元　崇（岡山大学）
Kozo ONISHI, Naoki NISHIZAKA, Tomohiro TSUJI, Makoto YANAGIDA, Takashi KUMAMOTO;Probabilistic Evaluation of the thickness of tephras in Western Shikoku

1．はじめに

大規模な火山噴火現象は低頻度ながら甚大な影響を及ぼす自然現象である。火山噴火の被害の中でも広域に影響を及ぼす火山灰の降下のリスクを評価するためには、その層厚を確率論的に評価することが重要である。しかし、観察による火山灰層序に基づく火山灰降下の確率論的評価に関する研究事例はほとんどない。そこで本研究では、偏西風の影響で九州起源の火山灰が多数降下している四国（町田・新井，2011）の中でも、特に堆積条件に恵まれた四国西部の宇和盆地に約 85 万年前以降に降下した多数の火山灰に着目し、ボーリングコア中の火山灰層(Tsuji et al., 2013）から火山灰の層厚に関する確率論的評価を行った。

2．検討内容

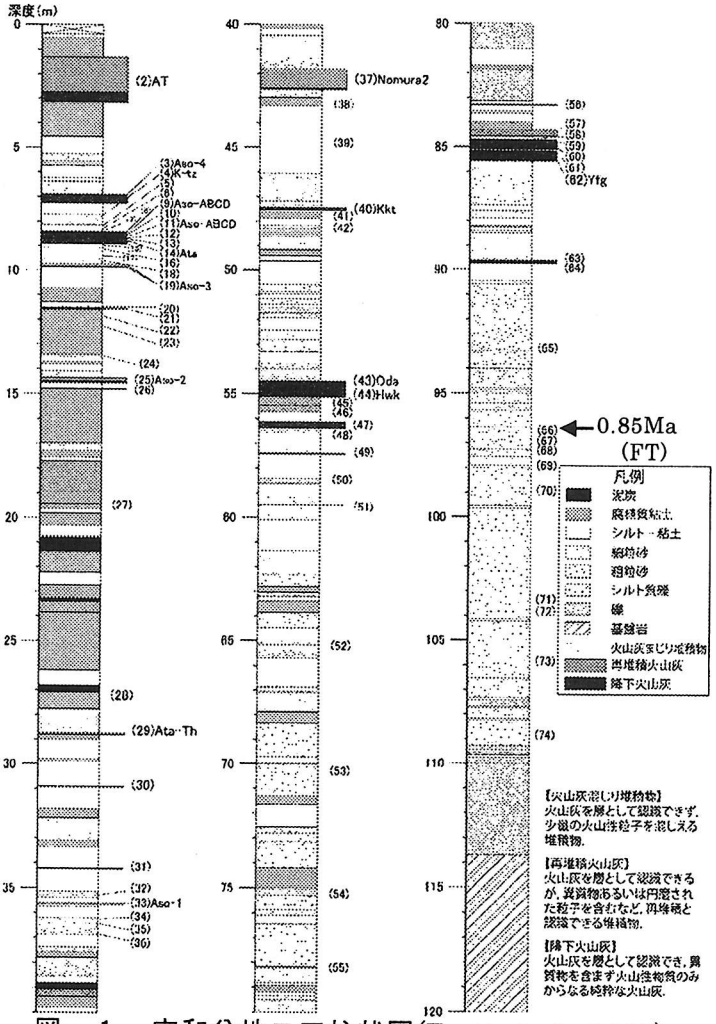
2．1　火山灰層の分類と対比

肉眼観察によってコア中に火山灰層を確認し、異質物を含まず火山性物質のみからなる純粋な火山灰層である降下火山灰（純層）、異質物あるいは円磨された粒子を含むなど再堆積層と認識できる再堆積火山灰、火山灰を層として認識できず少量の火山性粒子を混じえる火山灰混じり堆積物の 3 種類に分類した（図－1）。

また、鉱物組成分析、屈折率測定、主成分分析等を行い、町田・新井(2011)で既知の火山灰と対比した。猪牟田カルデラが活動を終えた 85 万年前以降に 66 枚の火山灰がある中で AT 火山灰が再堆積火山灰を含め総計 180cm と最も厚く、純層の層厚は約 40cm である。

2．2　火山灰層の降下年代の推定

年代が既知の火山灰と対比できた 12 枚の火山灰層はその年代を降下年代として採用した。残りの火山灰層については、純層および再堆積火山灰の層厚を差し引いた上で上述の 12 枚の火山灰層間の堆積速度を一定と仮定して降下年代を推定した。



図－1　宇和盆地コア柱状図(Tsuji et al., 2013)

2．3　評価に用いる火山灰層の選択

火山灰の確率論的評価として重要なパラメータは降下頻度と層厚である。約 33 万年前の加久藤火山灰（Kkt）以降は約 0.1mm/yr の一定速度で堆積したので火山灰の保存は良好と考えられる。町田・新井（2011）等で四国西部に降下したとされる約 33 万年前以降の主要な広域火山灰はすべて本コア中に含まれており、降下頻度の信頼性が高い。また、厚い火山灰層は純層として残っており、層厚の信頼性が高いがその数は少なく、層厚の薄い火山灰の多くが火山灰混じり堆積物となって残っている。

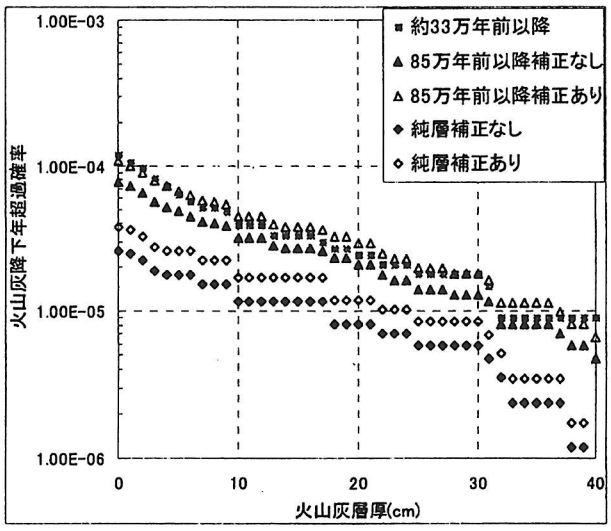
薄い火山灰層を評価するためには、火山灰混じり堆積物に残された降下頻度の情報が重要であり、約 33 万年前以降の全火山灰層を用いて確率論的評価を行うこととした（33 万年評価）。一方、厚い火山灰層の情報は純層に正確に記録されているため、純層（85 万年前以降に 22 枚）のみを用いた検討（純層評価）を行うこととした。さらに、より母集団の大きいデータを用いる観点から 85 万年前以降の全火山灰層を用いた検討（85 万年評価）もあわせて行うこととした。これらの評価に際して、約 33 万年前以前の火山灰層は降下頻度の信頼性がやや劣ることを考慮して火山灰枚数を補正した検討も行った。

2．4　確率論的評価手法の検討

宇和盆地において火山灰が降下する事象の発生は不規則であり、その発生間隔が概ね指数分布となるため、地震発生確率の算出にも用いられるポアソン過程を用い、ある層厚以上の火山灰が今後 1 年間に降下する確率（年超過確率）を算出することとした。その際、33 万年評価および 85 万年評価で用いる層厚としては、純層、再堆積火山灰および火山灰混じり堆積物をあわせた総計の層厚を用いることとした。

3．評価結果

年超過確率 10^{-4} の火山灰層厚は、33 万年評価で 2cm 以上となり、85 万年評価の結果とほぼ一致している（図－2）。これは、薄い火山灰層の評価において 33 万年評価の信頼性が高いことを示すものと考えられる。また、85 万年間の最大層厚である AT 火山灰と同等の 40cm 以上の火山灰が降下する確率について、33 万年評価の結果は 9.1×10^{-6} と大きめであるのに対し、純層評価の結果は 1.7×10^{-6} であり、後者の方が妥当である。33 万年評価は薄い火山灰層の評価に適しており、純層評価は年超過確率の下限を示して厚い火山灰層の評価に適していると考えられる。



図－2　火山灰層厚の年超過確率

謝辞

電力中央研究所の三浦大輔博士、アジア航測株式会社の佐々木寿博士には火山灰降下厚さの確率論的評価を行うに当たり、有益なご指導を頂きました。ここに記して謝意を表します。

引用文献

町田　洋・新井房夫（2011）：新編　火山灰アトラス［日本列島とその周辺］，新編第 2 刷.

Tsuji et al.（2013）：IAVCEI 2013 Scientific Assembly in Kagoshima city.

O-34

二次イオン質量分析計（SHRIMP）を用いた広域テフラの直接年代測定に基づく地磁気逆転境界の高精度年代決定

菅沼悠介（極地研，総研大），岡田誠（茨城大），堀江憲路（極地研），海田博司（極地研，総研大），竹原真美（九州大），野崎篤（横国大），宇都宮正志（横国大）
Yusuke SUGANUMA, Makoto OKADA, Kenji HORIE; Hiroshi KAIDEN, Mami TAKEHARA, Atsushi NOZAKI, Masayuki UTSUNOMIYA: Refined chronology for geomagnetic reversal boundaries based on direct dating of the wide-spread tephra layers using Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP)

地球磁場極性の逆転は，地質記録中に磁気層序極性反転層準として記録されるため，汎地球的な同時間面として地層対比や編年などに広く利用されてきた．また，近年は地球磁場極性逆転に対応した宇宙線生成核種フラックスのピークを見出すことで氷床コアとの直接対比も可能となり，その重要性が増している．しかし，ここ数年深海底堆積物や氷床コアから，従来に比べて有意に若い Brunhes/Matuyama（B/M）境界の年代値が相次いで報告され（Dreyfus et al., 2008; Suganuma et al., 2010; Channell et al., 2010），地球磁場極性逆転の精密な年代値については議論を呼んでいる（菅沼，2011）．特に，陸上火山岩を用いた地球磁場逆転境界年代値の決定については，$^{40}Ar/^{39}Ar$ 法の標準年代値が未確定であることが問題となっている（菅沼，2012）．

$^{40}Ar/^{39}Ar$ 法は，年代既知の標準試料に対する相対値として未知試料の年代を測定する手法であり，標準試料の年代の信頼性が未知試料の年代の正確性に影響する（宇都・石塚，1999）．従って，$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代を精度良く決定するためには，可能なかぎり正確な標準試料年代値を用いる必要がある．しかし，現在 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法の標準試料として最も広く利用されているフィッシュキャニオンタフ中の黒雲母試料（Fish Canyon sanidine：FCs）の年代値については，未だ統一的な見解は得られていなく，研究機関によって採用する FCs 年代値が異なるという問題がある．特に，日本の産業技術総合研究所（産総研）やアメリカ地質調査所（メンロパーク支所）の K-Ar 法に基づく FCs 年代値（約 27.5 Ma: Mochizuki et al., 2011 など）は，最近の天文学的年代補正に基づく FCs 年代値（約 28.2 Ma: Kuiper et al., 2008）と比較して 2%ほど若い．例えば，Singer et al.（2005）よる詳細な $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代測定によって B/M 境界を記録しているとされたマウイ島の火山岩記録だが，これらの異なった FCs 値を用いて年代値を再計算すると 761 ~ 784 ka と非常に広く範囲に年代値がばらついてしまい，現時点では深海底堆積物が示す B/M 境界年代値との議論は難しい．

そこで，我々は地球磁場極性逆転年代を高精度で決定すべく新たなアプローチを検討している．それは深海底堆積物において，高精度・高分解能で決定した磁気層序極性反転層準と酸素同位体比変動曲線に対して，共在する火山灰層の放射年代測定に基づき絶対年代軸を加えるというものである．大規模火山噴火に起因する広域テフラは，地質学的には一瞬で広範囲に運ばれ，地層中に保存される．従って，地理的に離れた地層中に挟在されたテフラを同定・対比することにより，地層間に同時間面を引くことができる．また，噴出年代が既知のテフラと対比できれば，テフラを挟在する地層に年代軸を与えることが可能となる．特に放射年代値については，従来の $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法ではなく，新たに二次イオン質量分析計（Sensitive High Resolution Ion Microprobe: SHRIMP）を用いた単結晶ジルコンの U-Pb 年代測定を行う．この手法の利点は，$^{40}Ar/^{39}Ar$ 法とは別の手法で絶対年代値を入れられること，ジルコンの各結晶に対して年代値が得られるために再堆積やリサイクル性のジルコンを認定し，取り除けることなどがある．ただ

し，現時点の年代測定精度は $^{40}Ar/^{39}Ar$ と比較してやや低く 1%程度である．また，100 万年よりも若いジルコンの $^{206}Pb/^{238}U$ 年代を分析する際には，放射非平衡の補正を行う必要がある．ジルコンは結晶化に際してメルトから ^{238}U と同時に ^{230}Th を取り込む．^{230}Th は ^{238}U から ^{206}Pb への放射壊変の途中に生成される短半減期核種（放射壊変中間生成物）である．ジルコンは一般的に Th よりも U を優先的に取り込む性質があり，ジルコンの Th/U 比はメルトの Th/U 比よりも低い．つまり，^{238}U に対してその中間生成物である ^{230}Th はジルコンに取り込まれにくい（放射非平衡）．その結果，ジルコンの $^{206}Pb/^{238}U$ 年代は本来の年代よりも若めに見積もられることになる．そこで放射非平衡の影響を補正するために，レーザーアブレーション（LA）ICP-MS 法などによって，U-Th 比を別に求める必要がある．我々は本アプローチの対象として，房総半島に分布する三浦層群，千倉層群，および上総層群に注目し，Kd39, Kd38, および白尾（TNTT）テフラを対象とした SHRIMP 年代測定を始めた．これらの地層は堆積速度が速く，底生有孔虫を用いた酸素同位体比変動曲線の確立が可能（例えば，岡田・他, 2012）であると同時に，多数の火山灰層を共在することから，本アプローチの対象として最適である．ただし，残留磁化の安定性などの問題もあるため，今後入念な現地調査と，慎重な磁気層序極性反転層準および酸素同位体比の分析・解析を行い，地球磁場極性逆転の年代を高精度で明らかにしていく予定である．

引用文献

Channell, J.E.T., Hodell, D.A., Singer, B.S. and Xuan, C., Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11, Q0AA12, doi:10.1029/2010GC003203, 2010.

Dreyfus, G.B., Raisbeck, G.M., Parrenin, F., Jouzel, J., Guyodo, Y., Nomade, S. and Mazaud, A., Earth and Planetary Science Letters, 274, 151-156, 2008.

Kuiper, K.F., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Renne, P.R. and Wijbrans, J.R. (2008) Synchronizing rock clocks of earth history. Science, 320, 500-504.

Mochizuki, N., Oda, H., Ishizuka, O., Yamazaki, T. and Tsunakawa, H., Paleointensity variation across the Matuyama-Brunhes polarity transition: Observations from lavas at Punaruu Valley, Tahiti. JGR, 116, B06103, doi:10.1029/2010JB008093, 2011.

Shackleton, N.J., Berger, A. and Peltier, W.R. (1990) An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 81, 251-261.

Singer, B.S., Hoffman, K.A., Coe, R.S., Brown, L.L., Jicha, B.R., Pringle, M.S. and Chauvin, A. (2005) Structural and temporal requirements for geomagnetic field reversal deduced from lava flows. Nature, 434, 633-636.

Suganuma, Y., Yokoyama, Y., Yamazaki, T., Kawamura, K., Horng, C.S. and Matsuzaki, H., Earth and Planetary Science Letters, 296, 443-450, 2010.

宇都浩三・石塚　治（1999）レーザー加熱 40Ar/39Ar 年代測定による火山活動史の解明．地球科学，33，141-154.

岡田　誠・所　佳実・内田剛行・荒井裕司・斉藤敬二, 2012, 房総半島南端千倉層群における鮮新統－更新統境界層準の古地磁気-酸素同位体複合層序．地質学雑誌, 118, 97-108.

菅沼悠介，Brunhes-Matuyama 境界年代値の再検討，第四紀研究，51，297-311, 2012.

菅沼悠介，総説：高精度年代ツールとしての古地磁気強度層序，地質学雑誌, 117, 1-13, 2011.

O-35

更新世前期・中期境界の磁気－気候層序

兵頭政幸・北場育子（神戸大学）

Masayuki HYODO, Ikuko KITABA: High resolution magneto-climatostratigraphy of the early-middle Pleistocene boundary

間氷期ステージ19の中で起こるマツヤマ－ブリュンヌ（MB）地磁気極性境界は更新世前期－中期境界の候補として層序学的に重要である（Head and Gibbards, 2012）。ところが、これまでに報告されているデータは、その境界に関して複雑な層序的特徴を示している。底生有孔虫を用いた海洋酸素同位体層序スタックデータ（Lisiecki and Ramo, 2005）によると、MB地磁気極性反転はサブステージ19.3の高海面期より後に起こる。一方、バイカル湖堆積物コアデータの磁気－気候層序データは最温暖期の前にMB逆転が起こったことを示している（Prokopenko *et al.*, 2006）。この違いは、後者の磁気記録が磁気固着の遅れによるMB逆転の下方シフトを受けているという解釈をすることもできる。ただし、この場合、最高海面期が最温暖期に一致することを前提とする。近年、約60cm/kaの速い堆積速度をもつ大阪湾堆積物コアから、ステージ19の最温暖期はMBトランジション終了直後に起こり、それは最高海面期の約5000年後であることが分かった（Kitaba *et al.*, 2013）。他の数か所でもMB極性反転直後に最温暖期が見られることから、少なくとも中緯度域ではステージ19は最温暖期が遅れる異常な間氷期であったといえる。この異常な気候は逆転にともなう地磁気強度減少が誘起する寒冷化に起因することが示唆された（Kitaba et al., 2013）。MB逆転境界付近で、軌道強制力による気候の乱れを正確かつ詳細に明らかにしておくことは、更新世前期・中期境界を定義するにあたり大変重要である。

本研究では、1996年に神戸市灘区で掘削されたコアGS-K1（通称大阪湾1700mコア）の古気候、古環境データを精査し、新しい年代モデルも作成して、ステージ19に相当する海成粘土層Ma4を中心に百年スケールの地磁気－気候層序を明らかにする。

年代は、天文年代学的手法を用いて決めた。Laskar *et al.*（1993）の日射量を用い、Imbrie and Imbrie（1980）のモデルを使って氷体量を計算し、珪藻化石群集データによる海面変化プロキシを氷体量変化に調整する方法で行った。新たな年代は、結果的に、ステージ19最初期付近を除き、Kitaba *et al.*（2013）の線形年代モデルとほぼ一致する。

古地磁気データ（Hyodo *et al.*, 2006）は深度404.76mから399.76mまで現在の約40％以下の低い古地磁気強度を示す。この低地磁気強度の範囲をLPI（Low paleonintensity interval）と定義する。LPIはサブステージ19.3の高海面期に始まり、19.2の手前で終了しており、年代は785ka～776.5kaである。LPIの両端は極性反転で境されており、これらを含む7回の極性反転がLPIの中で起こっている。特に、後半の779ka～776.5kaに5回の反転が集中している。このLPIの中で、最高海面ピ

ーク（780ka）、宇宙線ー雲メカニズムに起因する可能性が高い寒冷化（784ka～778ka、ca. 777ka）が起こり、最温暖のピークはLPI終了直後の776kaである。

カナリー諸島La Palma島の2か所とタヒチの溶岩流シーケンスのMB境界直下の逆極性帯に強度が約1/10まで減少する低古地磁気強度帯が記録されており、最低強度（＝現在の10%、9%）はその前半に起こっている（Quidler and Valet, 1996; Mochizuki *et al.*, 2012）。これはLPIによく対比できる。さらに、インドネシア中部ジャワ・サンギランの湖沼・河川成堆積物の古地磁気データにもLPIが記録されており、その後半にVGPが南太平洋に位置する中間極性磁場が記録されている。そのVGPの位置は、タヒチとカナリーから報告されている平均776±2ka（Singer *et al.*, 2005）［放射壊変FCs28.201に対する年代781±2ka］の位置とほぼ重なる。この年代は本研究で推定したLPIの年代と調和的である。深海底堆積物コアでもLPIが記録されている。その年代幅は酸素同位体層序がサブステージ19.1を記録しているデータでは本研究と整合的である。しかし、サブステージ19.1を記録していないデータではLPIの開始年代はほぼ一致するが、終了年代は数千年若い。この若いLPIの終了年代見積もりが、MB境界の年代はこれまでより若いという報告（Channell *et al.*, 2010）につながっていると考えられる。この問題は、今後の課題であろう。

引用文献

Channell *et al.* (2010) Geochem. Geophys. Geosys., 11, doi:10.1029/2010GC003203
Head & Gibbard (eds) (2005) Geol. Soc., London, Sp. Publ., 247, 1-18.
Hyodo *et al.* (2006) J. Geophys. Res., 111, B02103, doi:10.1029/2004JB003584.
Hyodo *et al.* (2011) Proc. Natl Acad. Sci. USA, 108, 19563-19568.
Imbrie & Imbrie (1980) Science, 207, 943-953.
Kitaba *et al.* (2013) Proc. Natl Acad. Sci. USA, 110, 1215-1220.
Laskar *et al.* (1993) Astron. Astrophys., 270, 522-533.
Lisiecki & Raymo (2005) Paleoceanography, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
Mochizuki *et al.* (2011) J. Geophys. Res, 116, B06103, doi:10.1029/2010JB008093
Prokopenko *et al.* (2006) Quat. Sci. Rev., 25, 3431-3457.
Quidler & Valet (1996) J. Geophys. Res, 101, 13755-13773.
Singer *et al.* (2005) Nature, 434, 633-636.

O-36

テフラに基づく武蔵野台地西部における第四紀地下地質層序: 昭島・八王子・立川・武蔵村山・武蔵村山榎・東大和コアによる検討

鈴木毅彦・笠原天生・植村杏太・村田昌則（首都大学）・青木　拓（中央開発）・斎藤はるか（首都大学）・川島眞一・川合将文（東京都）

Takehiko SUZUKI, Amao KASAHARA, Kyota UEMURA, Masanori MURATA, Taku AOKI, Haruka SAITO, Shinichi KAWASHIMA and Masabumi KAWAI; Tephrochronological study on Quaternary stratigraphy under the west part of Musashino Upland, Tokyo, central Japan

関東平野の地形発達過程を解明するには，関東平野に広く分布する上総層群の堆積史や地殻変動による変形構造を明らかにする必要がある．関東平野西部については，平野西縁部の丘陵において上総層群の露出はよいが，武蔵野台地周辺では上総層群の露出が限られ，その全容を知るには地下地質の情報を充実させる必要がある．これまで演者らは東京都内の町田・稲城・三鷹付近から 23 区西部にかけて，また武蔵村山・瑞穂から狭山丘陵にかけて第四紀地下地質層序をテフラに基づき検討し，とくに後者で立川断層帯の長期の活動史を論じた（鈴木ほか，2008；Suzuki et al., 2012）．今回，武蔵野台地西部でこれまで報告していない昭島・八王子・立川・東大和の各コア（東京都による掘削）について第四紀地下地質層序の確立を試みた．また，武蔵村山市榎において文科省重点調査「立川断層帯の重点的調査観測」により掘削されたコアと武蔵村山市三ツ木のコア（鈴木ほか，2008）の層序を含めて武蔵野台地西部全域でのテフラ層序や地質構造を検討した．以下検出されたテフラを示し，講演では詳細なテフラの対比根拠と地質構造について報告する．

昭島コア（昭島市美堀町，標高 119.0 m）では深度 30.6 m（標高 88.4 m）において 1.706-1.763 Ma に噴出した狭山ガラス質火山灰層（SYG; 正田・竹越, 2005；Suzuki et al., 2012）が検出された．本テフラはこれまで武蔵野台地西部地下に広く検出されている．SYG は，相対的隆起域である立川断層帯北東側の狭山丘陵西部では標高 140.0 mに位置し昭島コアより産出高度が高いが，他のコアではいずれもより低い位置より産出する．八王子コア（八王子市大和田町，標高 109.23 m）では深度 146.66 m（標高-37.43 m）に 1.781-1.968 Ma に噴出した Kd44-Naka（Suzuki et al., 2012）が検出された．立川コア（立川市富士見町，標高 74.52 m）では，Ob4b-1（=第 1 堀之内テフラ）（1.63 Ma，鈴木・村田，2011）が深度 15.52 m (標高 59 .02 m) , Tmg-R4（1.968-1.990 Ma, Suzuki et al., 2012）が深度 341.84 m (標高-267.32 m)で見出された．このほか東大和コア（東大和市奈良橋，標高 97.32 m）でも Ob4b-1（=第 1 堀之内テフラ）が深度 89.70 m (標高 7.62 m)で見出された．

対比・認定されたテフラを図 2 の地形・地質断面図に示す．複数のコアから検出されたテフラが少ないために正確な等時間面を描くことは現段階では難しいが，上総層群が全体的に北東方向に傾くことと，それに乱すような立川断層帯による局所的な北東上がりの変形構造が認められる．

引用文献：鈴木ほか（2008）第四紀研究, 47, 103-119. Suzuki et al., (2012) Quaternary International, 246,

247-259. 鈴木・村田（2011）地質学雑誌, 117, 379-397. 正田・竹越（2005）日本地質学会第 112 年学術大会講演要旨, 82.

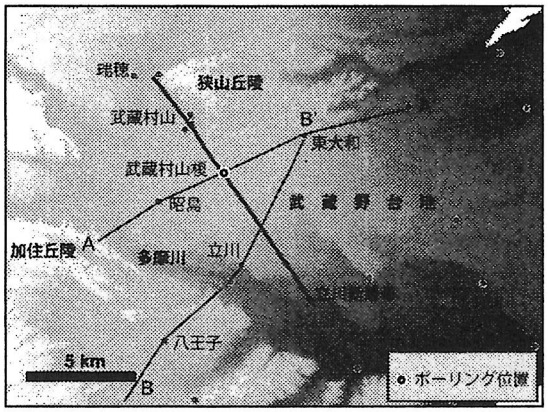


図 1 ボーリング掘削位置と図 2 に示した断面図の位置.

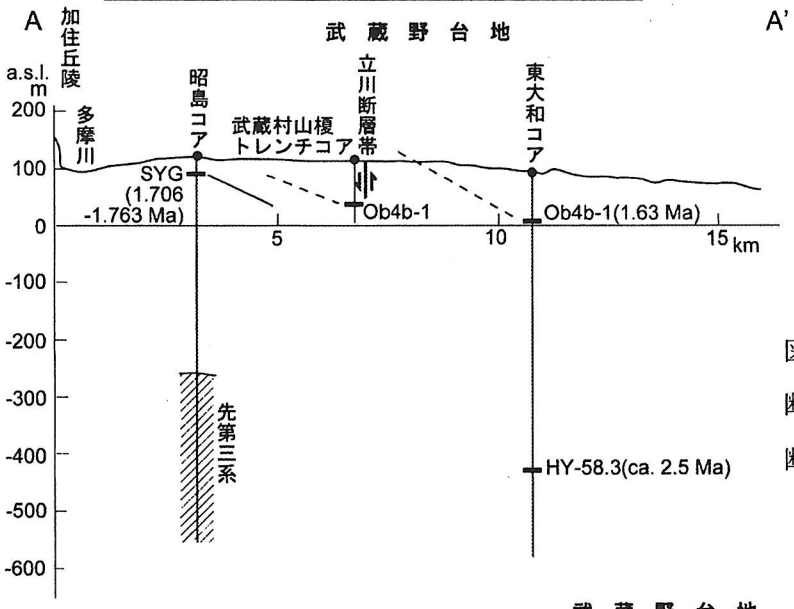
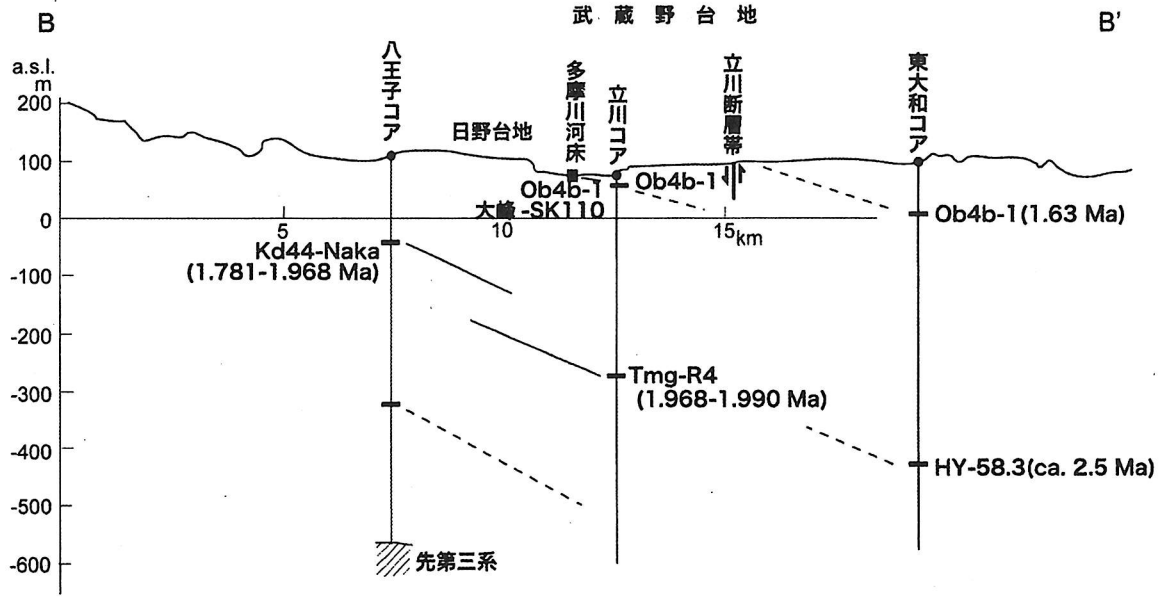


図 2 武蔵野台地西部における地形断面と対比されたテフラの深度. 断面図の位置は図 1 に示す.



O-37

上総層群笠森層のテフラ層序とMIS年代

中里裕臣（農研機構）・七山　太（産総研）

Hiroomi NAKAZATO and Futoshi NANAYAMA: Stratigraphy and Marine Isotope Stage age of tephras from the Kasamori Formation, Kazusa Group, central Japan.

1．はじめに

房総半島中部に分布する上総層群上部の笠森層では数多くのテフラが記載されており，なかでもガラス質細粒テフラである Ks5，Ks10，Ks11，Ks18，Ks22 は広域テフラとして知られている（町田・新井，2003 など）．これらのテフラの年代を特定することは編年上重要であり，これまでに放射年代や層位学的年代が求められてきたが，特に上位の Ks5，Ks11 の年代については未だに統一見解が得られていない．一方，房総半島北東部の犬吠層群では，東大海洋研が掘削した銚子コアにおいて上総層群梅ケ瀬層～下総層群地蔵堂層に相当する期間の連続的な酸素同位体比曲線が得られており（Kameo et al.,2006），銚子コアテフラとの対比による上総層群テフラの MIS 年代の検討が行われ，Ks18 については MIS15，Ks22 については MIS16.0 付近とされてきた（中里，2006）．しかし，銚子コア及び犬吠層群露頭において Ks5 が確認されないことが課題となっている（中里ほか，2009；中里・佐藤，2010）．そこで，本発表では千葉県茂原地域における Ks5 より下位のテフラ及び関東平野中央部のボーリングコアにおける Ks5 より上位のテフラと犬吠層群テフラとの対比により，Ks5，Ks11 の MIS 年代を推定する．

2．茂原地域における Ks5 より下位の笠森層テフラと犬吠層群テフラとの対比

茂原地域では，隣接する姉崎図幅地域から連続して Ks5～Ks22 の各テフラが追跡され，東金周辺では Ks5 の上位にガラス質テフラ Ks4 が挟在する（中里ほか，2011）．大網白里町小中では Ks7 の下位に火山ガラス及び角閃石の屈折率，主成分化学組成から Ks7.03（町田ほか，1980）及び銚子コア 91.51m テフラに対比される角閃石に富む細粒テフラがある（中里・七山，2012）．その下位の Ks7.5A（opx 屈折率モード 1.718）から Ks9（opx 屈折率モード 1.721）にかけては国府里砂層（徳橋・遠藤，1984）層準であり，この層準には上位からガラス質細粒テフラ，両輝石に富む軽石層（opx 屈折率モード 1.711），角閃石に富む軽石層（ho 屈折率モード 1.678-1.679），角閃石に富む軽石層（ho 屈折率モード 1.675）とスコリア層のセットが挟在し，上位 2 層はそれぞれ Kh6b（酒井，1990），Ks8.5（町田ほか，1980）に対比される．下位 2 層は Ks8.6，8.7 と新称する．

旭市蛇園の倉橋層では Kh6b の下位 4.3m と 5.9m の 2 層準に散在軽石層があり，上位の軽石は角閃石に富み（ho 屈折率モード 1.678），下位の軽石は両輝石に富む（opx 屈折率モード 1.721）．これらは Kh5a,b（Ks11,10）の上位にある層位関係と屈折率特性から，それぞれ Ks8.6，Ks9 に対比される．

3．関東平野中央部における Ks5 より上位のテフラと犬吠層群テフラとの対比

埼玉県菖蒲町で掘削された GS-SB-1 では，深度 182.87m に Ks5 が確認され，その上位の深度 179.86m の細粒テフラ(SBT-179.86)は両輝石に富み，火山ガラスは 1.500-1.504(モード 1.500-1.502）の屈折率と，K2O に富む化学組成を示す（山口ほか，2009）．このよ

うなテフラは上総層群では知られていないが，犬吠層群倉橋層 Kh8b の特性と類似する（表1）．Kh8b は層厚 20-30cm のガラス質細粒テフラで，基底部は粗粒となりゴマシオ状を呈する．Kh8b の細粒部の火山ガラスは SBT-179.86 に対して屈折率はやや高く，主成分では K_2O に富むものの SiO_2 がやや低い．しかし，基底部の火山ガラスの屈折率は 1.501 モードと SBT-179.86 と一致することから，対比可能と考えている．Kh8b は銚子コアでは深度 83.98-84.17m のテフラに相当し，Ks4 に対比される深度 60.85m テフラ（中里・佐藤，2010）と Ks7.03 に対比される深度 91.51m テフラの間にある．これらの対比に基づくと，銚子コアにおける Ks5 の層位は，深度 84～91.5m の間に推定される．

4．笠森層テフラの MIS 年代

以上の検討結果から，笠森層の主要なテフラである Ks5, Ks10, Ks11, Ks18, Ks22 は図1のように酸素同位体比曲線上に位置づけることができる．Ks11 層準は低温期のピークにほぼ相当し，埼玉県越谷市の GS-KS-1 コアでは海浜砂層を覆う塩水湿地堆積物中に挟在すること（中澤ほか，2009）と調和する．Kameo et al.(2006)に従い，ここを MIS14.2 とすると，Ks11 の年代は 536ka (Bassinot et al.,1994) となる．Ks5 層準は従来 MIS12 の寒冷期と考えられてきたが，今回の結果からは MIS13 の中に位置づけられる．

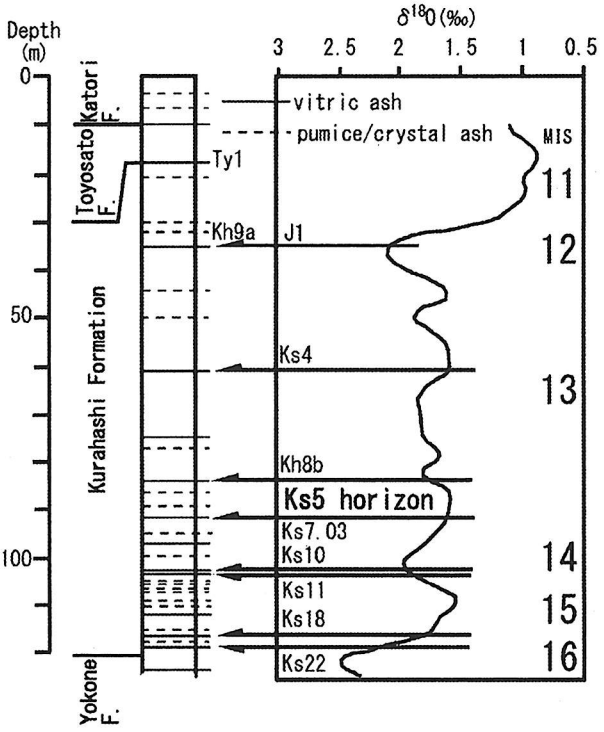


図1　銚子コア酸素同位体比曲線(Kameo et al.,2006)と笠森層テフラ層位の対応

表1　SBT-179.86 テフラと Kh8b テフラの対比

wt(%) S.D.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	合計 n	屈折率レンジ モード	重鉱物組成
SBT-179.86	78.61	0.25	11.56	1.23	0.02	0.21	1.22	2.61	4.27	99.98	1.500-1.504	opx>cpx
山口ほか(2009)	0.24	0.06	0.08	0.09	0.04	0.06	0.05	0.09	0.08	15	1.500-1.502	
Kh8b細粒部	77.82	0.29	11.74	1.31	0.03	0.19	1.25	2.94	4.43	100.00	1.502-1.505	opx>cpx
本研究	0.29	0.05	0.16	0.15	0.03	0.04	0.15	0.11	0.24	20	1.503	
Kh8b基底部											1.500-1.503	opx>cpx
本研究											1.501	

引用文献：町田・新井(2003)新編火山灰アトラス．336p.；Kameo et al. (2006) Island Arc, 15, 366-377；中里(2006)日本第四紀学会講演要旨集，36，106-107；中里ほか(2009) 日本第四紀学会講演要旨集，39，28-29；中里・佐藤(2010)日本第四紀学会講演要旨集，40，52-53；中里ほか(2011)日本地質学会第 118 年学術大会講演要旨，57；中里・七山(2012)日本地質学会第 119 年学術大会講演要旨，106；徳橋・遠藤(1984)5 万分の 1 地質図幅姉崎地域の地質；酒井(1990) 宇都宮大教育学部紀要，23，1-34；町田ほか(1980)第四紀研究，19，233-261；山口ほか(2009)地質調査研究報告，60，147-197；中澤ほか(2009)地質雑，115，49-63；Bassinot et al.(1994)Earth Planet. Sci. Lett. 126, 91-108.

O-38

中央日本に分布する新第三紀/第四紀境界層準のテフラ編年
ー南関東と東海・古琵琶湖層群とのテフラ対比を中心としてー

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 and Haruo YAMAZAKI (Tokyo Metropolitan University)

Tephrochronology on Plio-Pleistocene boundary in central Japan, based on tephra correlation between south Kanto area and Tokai and Kobiwako Groups

爆発的噴火により広域にもたらされたテフラは，地質学的に極めて短時間に降下・堆積することから，遠隔地間をつなぐ同一時間面として優れた指標である．近年，各地の鮮新-更新統のテフラ記載が蓄積され，テフラ対比・同定の手法も充実してきたことから，坂井テフラ(4.1Ma)などより古い年代の広域テフラの存在も明らかとされた(田村ほか，2005 など)．また中央日本において見出された，1.65Ma～4.15Ma 間の 16 層の広域テフラ層の特性と分布，推定給源等もまとめられた (Tamura et al. 2008, Tamura and Yamazaki, 2010)．しかしながら，年代が古くなると広域テフラの間隔は密とはいえず，さらなる指標テフラの検出が課題となっている．

2009 年に第四紀の下限が 2.588Ma に改訂された．筆者らは，新しい境界層準の指標テフラ層を充実させるため，この層準の地層が連続的に露出する千葉県銚子市屏風ヶ浦の犬吠層群や房総半島南端の千倉層群大井倉ルートなどを主として，広域に対比される可能性が高いガラス質テフラを中心に記載し，他地域とのテフラ対比を検討した（田村ほか，2007；田村ほか，2008；田村ほか，2012 など）．その結果，東海層群や古琵琶湖層群のテフラとの新たな対比が明らかとなった．

田村ほか（2008）では，千倉層群の Okr5 テフラが，UN-MD2 に近い上位にあり，火山ガラスの化学組成で K2O が 1.1%前後， Ba/La が 40 以上，La/Y が 0.4 前後という極めて特徴的な傾向が一致したこと，および古地磁気層序で Gauss 正磁極期上部という特性が一致することから，三重県の東海層群亀山累層上部の鈴峰テフラと対比されるとした．しかしながら，鈴峰テフラに関し新たな古地磁気測定が行われ，逆帯磁であることが明らかとなった（星ほか，2013，地質学会第 120 年大会講演予定）．したがって，Okr5 と鈴峰の両テフラは対比されず，類似した化学組成を持つ異なる層位のテフラであることが判明した．鮮新-更新統中の広域テフラの中には，岩石学的に識別困難な広域テフラが存在することが明らかにされており（水野，2001），テフラ対比には古地磁気層序や生層序等とのクロスチェックが重要である．星ほか（2013）の測定した試料は，宮村ほか（1981）の模式露頭の鈴峰であり，筆者らが化学分析した鈴峰も同じく模式露頭である．一方，鈴峰が正磁極を示し Gauss 正磁極期上部であるとした中山・吉川（1990）では，古地磁気測定試料の採集地に関し詳細な記述がなされていない．今後，東海層群や古琵琶湖層群，犬吠層群，千倉層群などにおいて，新第三紀/第四紀境界の層準のテフラを同じ地域内のテフラ対比も含めて再検討する必要がある．

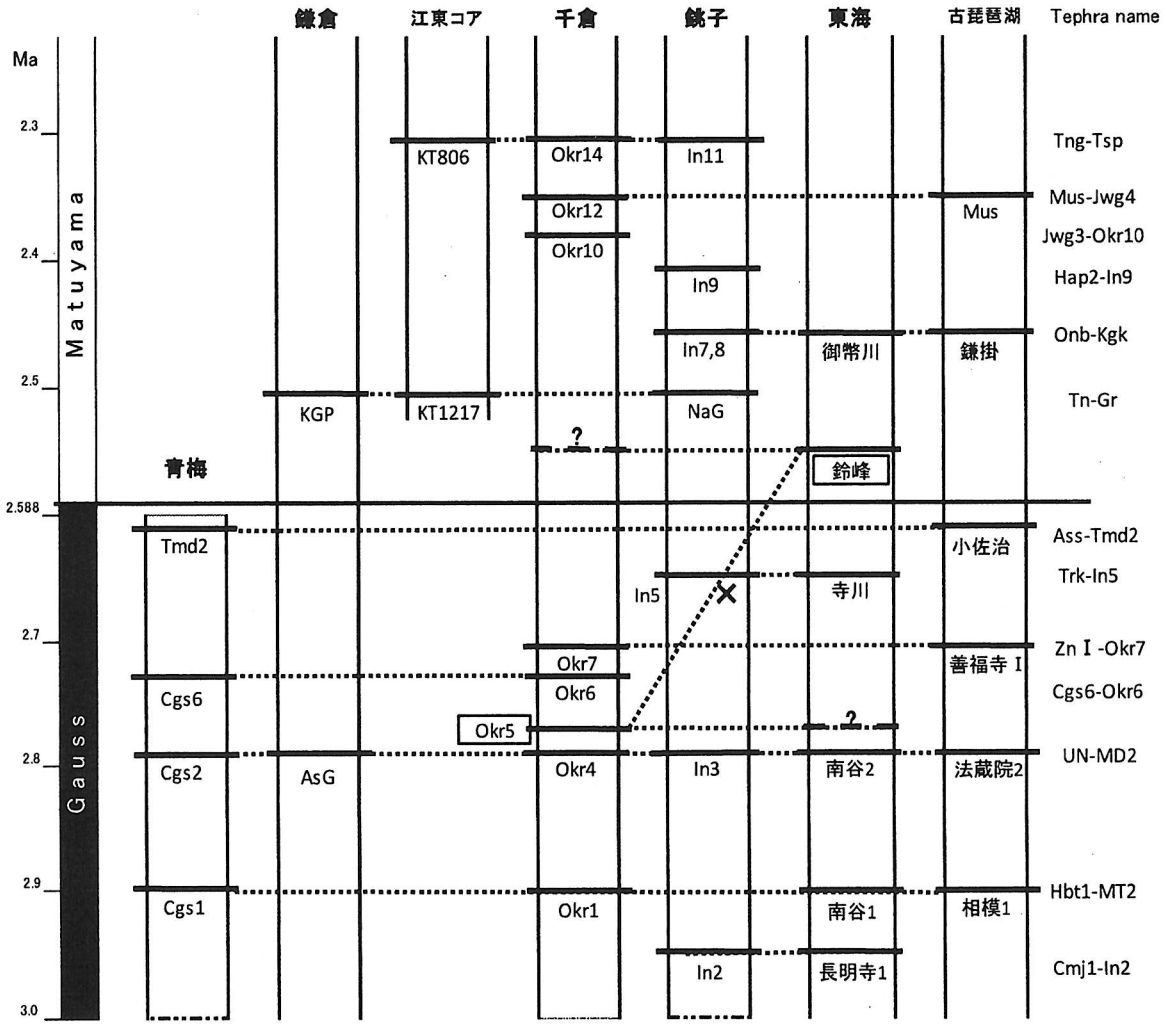


図１　南関東と東海・古琵琶湖層群を中心とした
新第三紀/第四紀境界層準のテフラ対比

（星ほか（2013）地質学会第 120 年大会. Kurokawa and Tomita (2000) 地球科学, 54, 337-341. Satoguchi and Nagahashi (2012) Island Arc, 21, 149-169. 正田ほか(2005) 地球科学, 59, 339-356. 田村ほか (2007) 第四紀学会講演要旨, 37, 38-39. 田村ほか (2008) 地質学会関東支部講演要旨, 39-40. Tamura et al.(2008) Quat.Intern., 178, 85-99. 田村ほか (2009) 地質学会第 116 年大会講演要旨,72. 田村ほか (2010) 地質雑, 116, 360-373. 田村ほか（2012）第四紀学会講演要旨 42, 140-141. 富田・黒川 (1999) 地質雑, 105, 63-71. などを基に作成. 鈴峰・寺川の層位は暫定的）

上記以外の文献：宮村ほか(1981) 亀山地域の地質. 地質調査所, 128p. 水野（2001）月刊地球, 267, 605-609. 中山・吉川(1990) 地質雑, 96, 967-976. 田村ほか（2005）地質雑, 111, 727-736. Tamura and Yamazaki (2010) Quat.Intern., 219, 45-54.

O-39

三重県の鮮新・更新統東海層群から得られた海生珪藻化石と marine spill イベント

森　勇一（金城学院大学）・宇佐美徹（愛知県立杏和高校）・齊藤めぐみ（国立科博）

Yuichi MORI,Toru USAMI and Megumi SAITO ; Marine spill event indicated marine diatom fossils found from the Plio-Pleistocene Tokai Group,Mie Prefecture,Central Japan

1．はじめに

新生代新第三紀鮮新世のころ日本の気候は温暖であり，伊勢湾西岸の東海層群の地層からはゾウやワニなど亜熱帯に分布の中心を有する大型動物化石が多数発見されている。現在，津市一身田上津部田・上浜町６丁目地内において三重県立総合博物館の開設準備が進められているが，その建設工事の過程でゾウの足跡化石やシカ類・スッポン・魚貝類・昆虫・植物化石など，当時の生態系を示す多様な生物化石が発見された。

筆者らは，ゾウがいたころの東海層群の古地理を解明するための研究の一環として珪藻化石の採集・調査を行った。この過程で得られた海生珪藻化石の研究成果とその解釈に関わる新知見について述べる。

2．試料の層位と古生物

珪藻化石の分析試料は，津市広明町の三重県庁北の駐車場露頭から計６試料採取した。分析試料採取地点より約 5m 上位には大谷池火山灰層が堆積しており，そのフィッション・トラック年代は 3.6 ± 0.3Ma と測定されている（吉田，2000)。試料採取層準は，古地磁気層序のうえではガウス正帯磁期の下部にあたる。

他の古生物では，野村火山灰層（3.1 ± 0.3Ma）と大谷池火山灰層との間の博物館建設地の地層から，*Dineutus* cf. *australis*（ツマキレオオミズスマシ近似種），*Sternolophus* cf. *inconspicuus*（ミナミヒメガムシ近似種），フウ属花粉をはじめ亜熱帯性の生物化石が得られている（森・齋籐，2013；文献名略)。貝化石では，大谷池火山灰層下位の地層中より，*Igapaludina stricta*（イガタニシ），*Semisulcospira (Biwamelania) praemultigranosa* など絶滅種の淡水生貝化石の産出が報告され，これは古琵琶湖層群の伊賀非海生軟体動物群Ｉに対比されている（松岡・村松，2010；文献名略)。

3．珪藻化石の分析結果

６試料中より産出した珪藻化石は，37 属 109 分類群計 1,200 殻であった。その内訳は中心類９属（15 分類群），無縦溝羽状類４属（８分類群），単縦溝羽状類５属（23 分類群），双縦溝羽状類 19 属（63 分類群）である。

種ごとの出現頻度をみると，中心類珪藻の出現率が高く，淡水浮遊生種の *Aulacoseira praeislandica* (*A. praeislandica* fo. *curvata* などの変種を含む）が優占種として多産した。その出現頻度は最も高い試料で 69.5 %，最も低い試料でも 45.0 %産出しており，平均 57.8 %の出現率であった。*A. praeislandica*（**Fig. 1**）は，三重県伊賀市の古琵琶湖層群上野層や伊賀層から多産することが知られ，2.59Ma のガウス／松山境界付近の層準で絶滅したとされる（田中，1998)。

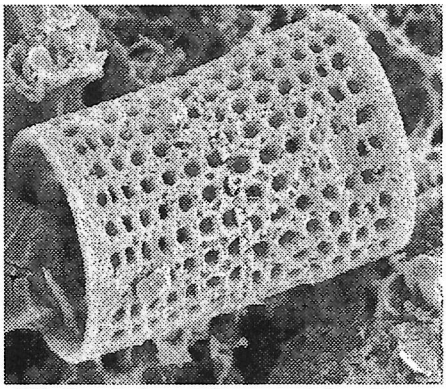


Fig.1 ***Aulacoseira praeislandica***

次に多く産出したのは，汽水生ないし海生種の *Schuettia annulata*（**Fig. 2**）であった。本種は，試料３および４で 26.5 %，28.5 %と多産し，平均 20 %程度の出現頻度を示したが，試料６では産出しなかった。*S. annulata* については，ナイジェリアの河口デルタや，

シエラレオネ海岸部，香港島の底泥などより現生珪藻が，堆積物中では濃尾平野地下の海部層や黒海の DSDP ボーリング試料などから化石種が報告されている。そして，*Aulacoseira praeislandica* と *Schuettia annulata* 両分類群だけで，全体の 74.5 %が占められた。

ほかに，*Aulacoseira granulata*（1.4 %）や *Synedra ulna*（1.1 %）,*Eunotia pectinalis*(0.9 %),*Pinnularia subcapitata*(0.8 %) などの淡水生珪藻が発見された。なお，各試料には，*Schuettia annulata* 以外にも *Thalassionema nitzschioides*, *Actinoptychus senarius*, *Coscinodiscus marginatus*, *Talassiosira* spp.をはじめ，3.5 ～ 8.0 %の海生珪藻化石が伴われた。

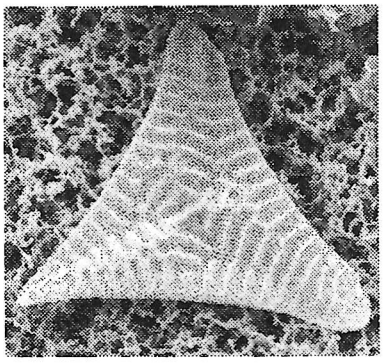


Fig.2 ***Schuettia annulata***

4．考　察

三重県津市の東海層群亀山層の堆積物中から，鮮新世の“示準化石”ともいえる *Aulacoseira praeislandica* とその変種を優占する珪藻化石群集が得られたが，この群集には *Schuettia annulata*, *Thalassionema nitzschioides* をはじめ，22.3 %（平均）を超える海生珪藻化石が伴われた。従来，こうした分析結果が得られると，海生珪藻化石は中新世の海成層からの誘導化石であるとして排除して解釈するのが通例であった。

今回，堆積物中に含有された海生珪藻化石，とりわけ *S. annulata* は殻数が多く，かつ珪藻殻が新鮮であり，これを無視して考えることは困難である。そのため，淡水生珪藻化石と海生珪藻化石が混在する結果を混合群集としてとらえ，その意味することを可能な限り追究した。

牧野内（2001）によれば，ガウス正帯磁期の東海層群の堆積場は津市周辺を南限とし，これより南方については空白域となっている（**Fig. 3**）。東海層群の地層はほとんどが河川成相を示し，その一部のみ湖成堆積物とされている。津市周辺が堆積盆の末端であったとしたら，その南に海域があったとは考えられないだろうか。もし，こうした推定が成り立つなら，本試料より得られた珪藻化石群集は，湖水的な環境下が何らかの理由で海水を浴びるようなイベントが存在したことにより説明できる可能性が考えられる。

350 万年前ころ，地球上の気温は高く海水面もおよそ 25m 高かった（Dwyer *et al.*,2009）。*S. annulata* はじめ海生種と淡水生種とが混在する珪藻化石群集は，中期鮮新世の高海水面を背景に，当時の津波や高潮・暴風に伴う海塩など，何らかの“marine spill”によってもたらされたものであろう。

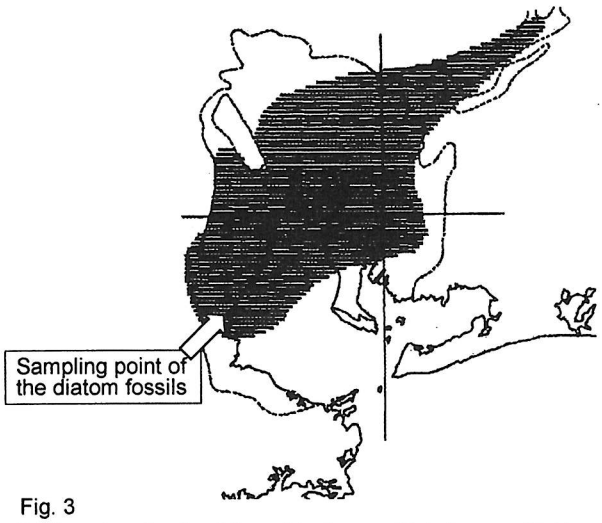


Fig. 3
Sedimentary basin of the mid-pliocene Tokai group (Makinouchi,2001)

文　献

田中正明（1998）珪藻類の変遷．特集・古琵琶湖とその生物，URBAN KUBOTA，37，16-19.
牧野内猛（2001）東海層群の層序と東海湖堆積盆地の時代的変遷．豊橋自然史博研報，11，33-39.
吉田史郎（2000）伊勢湾周辺の東海層群の年代と対比．地質学会 107 年学術大会講演要旨，230.

P-01

シングルステージ加速器質量分析計を用いた高精度放射性炭素年代測定システムの構築

宮入陽介・横山祐典・平林頌子・山根雅子（東京大学）
Yosuke Miyairi, Yusuke Yokoyama, Shoko Hirabayashi and Masako Yamane : High precision radiocarbon dating using single stage AMS system

加速器質量分析法を用いた放射性炭素年代測定法の進歩は目覚ましく、現在は測定誤差 2.5 ‰程度の超高精度測定が主流となってきた。さらに分析装置の小型化も進み、以前は加速電圧 5MV の大型タンデム加速器で測定をしていたものが、近年は加速電圧 500KV の小型のタンデム加速器や、さらに小型の 250KV のシングルエンド型加速器も用いられるようになってきた。小型の加速器を用いるメリットは設置場所の省スペース化も大きいが、ビームの伝達距離が短くなることによる調整パラメーターの減少も大きい。大型加速器では総延長 50m 以上もある長いビームラインを、多くのレンズ系やステアラ―を用いてビームを収束させながら、可能な限り高い伝達効率で最終検出器まで導かなければならない。

高エネルギーの加速器質量分析システムは、最終検出部での高い同重体分解能という長所は持つものの、前述のビームの伝達距離の長さ等のため、装置の調整には非常に多くの労力と高い加速器科学の技術力を要するものであった。そのためこれら装置を用いた超高精度の ^{14}C 分析には非常な困難を伴った。近年、小型の加速器質量分析計を ^{14}C 測定に特化した設計とし、^{14}C 専用加速器質量分析計として制作することで、高精度放射性炭素測定を可能としたシステムが登場してきている。

本年 2 月に国内で初めてシングルステージ型加速器質量分析計を東京大学大気海洋研究所に導入した。本装置は 5m ×7m（デュアルイオン源オプション装備時）の小型の放射性炭素分析に特化した AMS 機器であり、250KV と低い加速電圧で 放射性炭素分析を可能とした。従来の AMS 装置にくらべメンテナンスが容易であり、測定効率も一か月に約 600 検体の分析が可能と非常に高い。また、設計測定精度も $^{14}C/^{12}C$ 比測定 0.3%以下、$^{13}C/^{12}C$ 比測定 0.3%以下と非常に高い。測定限界も $^{14}C/^{12}C \leqq 2.5 \times 10^{-15}$ と十分な性能を有している

2010 年度より 3 箇年にわたり進められてきたシングルステージ加速器質量分析計の導入作業も装置導入まで終了し、現在最終の調整段階にある。加速器質量分析計の立ち上げ作業は現在最終段階に入っており、^{14}C 濃度既知の標準試料（11 種類：IAEA-C1～

C9,NIST SRM4990C, AIST NMIJ CRM 4001-b)を用いた装置の信頼性評価を進めている。現代炭素濃度に相当する試料の測定誤差は0.3%以下の装置の設計精度と同等以上の精度にあることを確認した。さらに現在、定常測定に向けた測定条件の検討作業を進めており、本年夏以降の本格稼働を目標とし最終調整中である。

本発表では上記のシングルステージ加速器質量分析システムの構築作業の詳細と、本分析装置を用いた高精度放射性炭素分析の第四紀研究に対する応用の可能性について紹介する。

P-02

黒曜石水和層法における計測値の評価

中沢祐一（北海道大学）

Yuichi NAKAZAWA: An assessment of obsidian hydration rim thicknesses through multiple units of measurements

黒曜石の表面に形成される水和層は，経過する時間に応じて厚さを増していく性質をもつ．この原理を利用した黒曜石水和層法は，考古遺物から先史時代の遺跡の年代を推定する方法として 1960 年代にアメリカの物理学者らによって考案された(Friedman and Smith 1960)．水和層の発達には，温度が制限要因となっており，地中に置かれた黒曜石の温度履歴を水和速度に組み込んだ公式（水和層の厚さ＝コンスタント×（時間）$^{1/2}$）を用い，年代を導き出してきた(Friedman and Long 1976)．文化遺物そのものから年代値を推定できる点と，多数のサンプルを用いることができる利便性により，北アメリカ西部，中南米，東アフリカなどの考古遺跡の年代測定法に用いられてきた(Michels et al. 1983; Origer 1986)．近年，水和層の形成機構が，ガラス(SiO_2)と水分子(H_2O)の結合であることから，「拡散反応モデル」が提示され(Doremus 2000)，遺跡における日較差と年較差を取り入れて較正した効果温度を用いた新しい水和モデルが提示されている(Rogers 2007)．また水和層の測定法も，従来のプレパラート法のみではなく，二次イオン質量分析の有効性が指摘され，より定量的で正確な水和層の計測が試みられている(Anovitz et al. 1999; Liritzis 2006; Stevenson et al. 2001)．成功例はまだ限られているものの，古環境推定法としても水和層モデルが利用されており(Anovitz et al. 2006)．新たな水和モデルや計測法を用いた先史遺跡の年代測定例が報告され始めている(Eerkens et al. 2008)．日本列島の先史狩猟採集社会では黒曜石が石器として頻繁に利用されており，黒曜石水和層法による考古遺跡の年代測定は 1970 年代より実施されてきたが(Katsui and Kondo 1976; Suzuki 1973)，近年はその利用が極めて限定的である．

水和層法はサンプルの収集と準備が簡便である一方，年代推定の基礎データとなる水和層の計測方法は，報告に際して記述される機会が少なく，一連の計測方法の妥当性が必ずしも自明ではないことが多い．本研究では，黒曜石で作られた石器の選択，薄片の準備，観察法，計測値の読み取りの基準を明確化すること，および計測値を年代測定に用いるための評価基準を示すことを目的とする．検討対象は，北海道東南部と中央部に位置する完新世初頭の遺跡（帯広市八千代A，厚真町ヲチャラセナイ）から発掘された石器である．水和層厚の読み取りには偏光顕微鏡を用い，200 倍～500 倍で観察を行い（図１），接眼ミクロメーターによる計測を行っている．得られた計測値について，①ひとつのサンプル内部のばらつき，②同一層序内もしくは同一居住時期の遺構から抽出したサンプル間のばらつき，の異なる単位における計測値の比較を行う．①の違いが②の違いを有意に下回ることがそのサンプルが遺跡の年代を代表

すると考える根拠となるため，①と②の比較に基づき，対象遺跡の年代推定に関するサンプル選択の妥当性について議論を行う．

謝辞　本研究は，平成 24 年度科学研究費補助金（研究活動スタート支援）「先史遺跡の高精度編年と古環境推定のための黒曜石水和層法の開発」の成果の一部である．研究を進めるにあたり前田仁一郎先生（北海道大学・理学部），およびトム・オリガー氏（Origer's Obsidian Laboratory）から有益なご示唆とご便宜をいただいた．

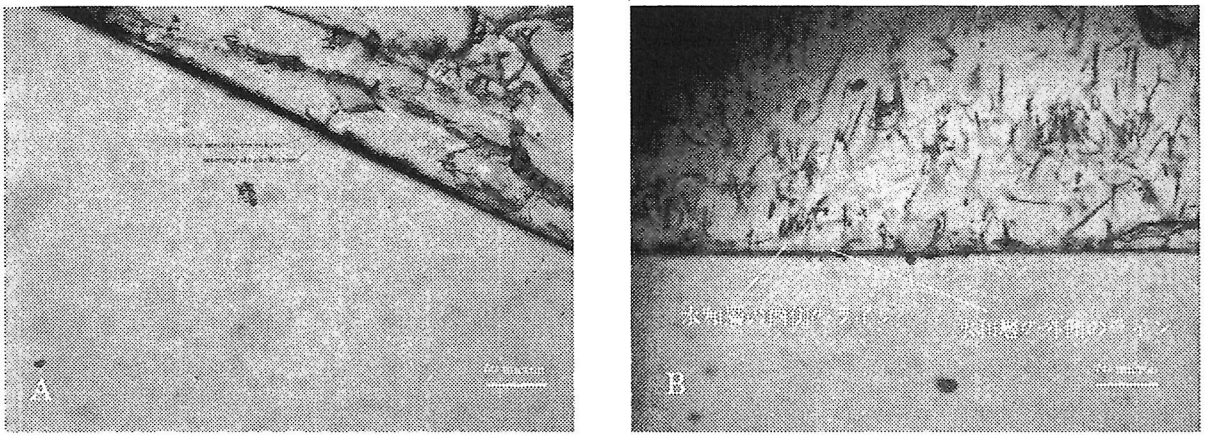


図 1　偏光顕微鏡下で観察される水和層の例（撮影協力　トム・オリガー）
A：帯広市暁遺跡・1 号住居床面出土，B：帯広市八千代 A 遺跡・21 号住居床面出土

文献

Anovitz et al. 1999 *Journal of Archaeological Science* 26, 735-752.

Anovitz et al. 2006 *Geology* 34, 517-520.

Doremus 2000 *Journal of Non-Crystalline Solids* 261, 101-107.

Eerkens et al. 2008 *Journal of Archaeological Science* 35, 2331-2339.

Friedman, I. and W. Long 1976 *Science*, 191, 347-352.

Friedman, I. and R. L. Smith 1960 *American Antiquity* 25, 476-493.

Katsui, Y. and Y. Kondo 1976 In *Advances in Obsidian Glass Studies*, pp.120-140.

Liritzis, I. 2006 *Archaeometry* 43, 533-547.

Michels, J.W. et al. 1983 *Science*, 219, 361-366.

Origer, T. 1986 *Temporal Control in the Southern North Coast Ranges of California: Application to Obsidian Hydration Analysis.* M.A. thesis, California State University.

Rogers, A.K. 2007 *Journal of Archaeological Science* 34, 656-665.

Stevenson, C.M. et al. 2001 *Journal of Archaeological Science* 28, 109-115.

Suzuki, M. 1973 *Journal of Faculty of Science, University of Tokyo, Sec. 5 Part III*, 241-318.

P-03

環境指標としてみた植物ケイ酸体の酸素同位体比

高田将志（奈良女子大学）

Masashi TAKADA: Luminescence dating of non-quartz minerals from volcanic rocks

1．はじめに

人間活動の痕跡が数多く残される第四紀中～後期の古環境解析は、撹乱の少ない連続的な堆積物の残る深海底や、同じく撹乱の少ない連続的な氷が残されているグリーンランド・南極などの大陸氷床内陸部から得られる試料をターゲットとして、1970年代以降、急速な発展を遂げてきた。一方、人間の生活の場となる、中～低緯度の陸域における古環境像は、深海底コアや氷床コアから推定される古環境像なども援用しながら、陸域に分布する堆積物の花粉分析などから推定されてきた。しかしながら、花粉は大気中では長く保存されにくいため、湖底や湿原など、陸域でも嫌気的なかなり限られた場所にしか残存しないのが普通である。

本研究で注目した植物ケイ酸体は$(SiO_2 \cdot nH_2O)m$の化学組成を持ち、耐久性に優れる。このため、陸域のさまざまな堆積物中に長く保存され得る。たとえば、細粒な水成層をはじめ、風成層であるローム層（火山灰土層）中などにも残存することが知られている。そして、植物ケイ酸体に含まれる酸素、ケイ素、水素などの同位体は、その地点における環境条件と生物活動条件などに応じて、さまざまな同位体分別の過程を経て、それぞれ特有の同位体比組成を持つことになる。しかしながら、植物ケイ酸体の酸素、水素、ケイ素同位体に注目して環境情報を読み取ろうという研究はほとんどなされてこなかった。これは、有孔虫化石や氷の同位体比測定にくらべ、植物ケイ酸体の酸素、ケイ素同位体比測定が、試料採取や試料処理などの面から煩雑な作業を伴い、測定機器類の性能仕様上、天然試料の分析に困難が伴ったことなどが関係している。しかし、近年の各種機器類の性能向上や、分析手法の改良発展などから、試料量が確保できれば、天然試料の同位体比測定も難しくなくなりつつある。

本研究では、将来的には古環境復元への応用までを視野に入れながら、植物ケイ酸体（生物源シリカ）の質量分析情報から、新たにどのような環境情報を読み取ることができるかについて検討し、古環境proxy（代替情報）への応用の道筋を探ることを目的とした。

2．研究の方法

本研究ではまず、生育環境の異なる地点で植物ケイ酸体の試料採取を行った。今回はとくに、標高にともなって気温が低下する山岳域も含め、標高別に生育するササやタケを採取し、これを試料に生物源シリカ(植物ケイ酸体)を抽出した。表1に、試料採取地点の標高、緯度・経度、内陸度(海域までの最短距離で定義) を示してある。これに加え、一部の試料採取地点については、近隣地点の気象データをもとに、気温減率-0.65℃/100mを仮定しての年平均気温と温かさの指数を算出した。また近隣に気象データの乏しい高標高地点については、山岳地域の気温を推定するために作成された大森・柳町(1988) の重回帰式を用い、試料採取地点の年平均気温と温かさの指数を算出した。

採取したササやタケは、近藤・佐瀬(I986)、近藤(2000)の試料処理の方法に準じ有機物を除去し、純化した植物ケイ酸体の抽出に努めた。純化した試料の酸素・水素同位体比組成の測定を(株)地球科学研究所に依頼した。これに加え、採取地点における温情報を気象データなどから推定し、植物ケイ酸体の同位体比情報と、気温との相関を検討した。

3．結果と考察

今のところ十分な数のデータが得られていないものの、おおまかには、年平均気温が高い地点で採取した植物ケイ酸体のδ^{18}O値ほど、高い値を取る傾向がみられた。しかしながら、同一地点で採取したタケの葉と茎では、δ^{18}O値に有意な違いも認められた。一般に、水や氷のδ^{18}O値の場合δ　D水素同位体比)との聞に正の相闘があることが知られているが、今回の測定値をみると、両者の聞にはとくに明瞭な相関は認められなかった。また、よく知られたDansgaard (1964) の式

$\delta^{18}O_m = 0.69\ t_a - 13.6$　・・・式(1)

$\delta^{18}O_m$：ある地点における降水のδ^{18}O値の年平均値

t_a：その地点における地上年平均気温(t)

や、黒田（2002)、酒井・松久（1996）などの文献を参考にすると、今回測定の試料のδ^{18}O値は、当該試料採取地点の降水・降雪のδ^{18}O値とは大きく異なる値を示す可能性が高い。これは、植物ケイ酸体のδ^{18}O値が、試料採取地点の降水・降雪のδ^{18}O値というよりは、他の要因に大きく影響を受けていることを示唆している。いわゆる天水の酸素同位体比情報を基準にすると、植物ケイ酸体の酸素同位体比情報は、植物体中の水の蒸発散に伴う同位体比分別に強く影響を受け、たとえば石英などの鉱物中の酸素同位体比に近い値を示すように見える。また、とくに、蔵王山西側斜面から採取したササ試料に限定して年平均気温とδ^{18}O値との関係をみると、極めて高い相関を示すこともわかった。

一方、植物ケイ酸体の酸素同位体比情報と気温との間には、単純な相関関係だけで説明できない特徴も見えることがわかった。サンプル採取地域の水の同位体比に関する検討や、分析精度の問題、地域的な限定、最終植物種の限定など、酸素同位体比組成に関わる関連項目をリストアップし、分析解析の視点を絞った検討を行う必要があることが示唆された。

引用文献：

Dansgaard, W. et al. (1964) : Stable isotopes in precipitation. Tellus XVI, 4, 436-468.
近藤錬三（2000）：II-1-3-6 植物ケイ酸体．化石研究会編『化石の研究法』所収，59-63.
近藤錬三・佐瀬隆（1986）：植物珪酸体，その特性と応用．第四紀研究，25，31-63.
黒田吉益（2002）：『水素同位体比から見た水と岩石・鉱物』共立出版.
大森博雄・柳町治（1988）：ブナ林帯上限および下限の温度領域と更新世末期から完新世中期にかけての夏季気温変化．第四紀研究，27，81-100.
酒井均・松久幸敬（1996）：『安定同位体地球化学』東京大学出版会

P-04

木曽山脈大関カールにおける宇宙線生成核種 ^{10}Be 濃度分布から推定される積雪による宇宙線遮蔽効果

江連靖英（東京大院）・須貝俊彦（東京大）・松四雄騎（京都大）・松崎浩之（東京大）

宇宙線生成核種を用いた年代測定法は侵食地形の高精度な年代指標として有用である。近年，氷河地形にこの手法を適用して地表面露出年代から氷河作用の履歴を復元する研究は欧米を中心に多く行われているものの，日本における適用事例は少ない。また，山岳域に積雪の多い日本で本手法を適用する場合には，冬季の積雪による宇宙線の遮蔽効果が核種の生成に影響を及ぼすため，年代値を計算する際に補正する必要があると考えられる。しかし，積雪と宇宙線遮蔽効果の関係は不明な点が多く，精度よく補正することが難しいのが現状である。

本研究では，基盤岩が露出したカール底において末端部分から中央部へ向かって7箇所で試料を採取し，核種の濃度と遮蔽効果の関係について検討した。

研究対象地は木曽山脈北部黒川流域の源頭部に位置する大関カールである（図１）。宇宙線生成核種濃度の測定には東京大学タンデム加速器研究施設（MALT）を利用した。カール底の基盤岩から7試料を採取し，加速器質量分析により高精度で宇宙線生成核種濃度を求めた（図２，表１）。その結果，カールの末端凸部から中央凹部に近づくほど系統的に濃度が低くなっていることが判明した。

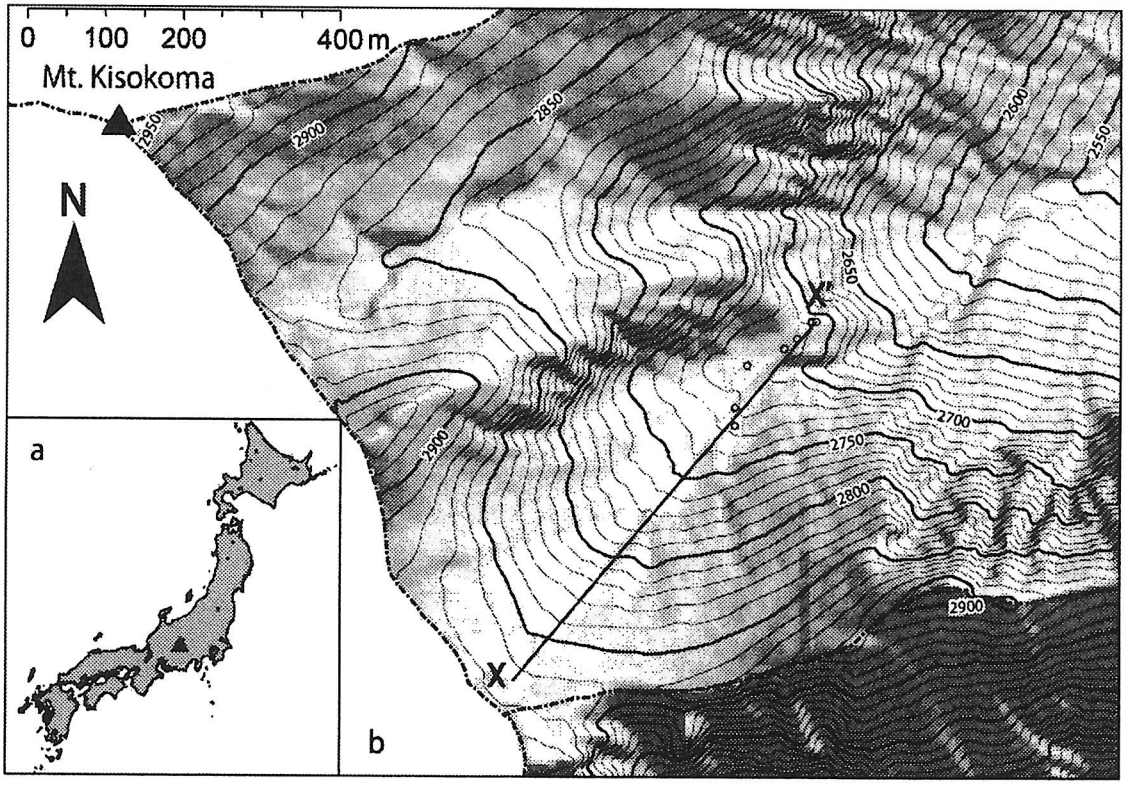


図１ a: Location map of Mt. Kisokoma b: Topographic map and sampling sites of Ozeki kar

カール末端部の地表面露出年代はYD期に相当し，また，近接する濃ヶ池カール末端のモレーン内側においても同様の年代値が得られていることから，木曽山脈主稜の最高点付近ではYD期に小規模ながら氷河が発達したと推定できる。そしてその後，完新世初期に速やかに後退したであろう。積雪の消長にはカール内の形状と位置が強く関係していると考えられ，^{10}Be濃度とカール末端凸部からの水平距離が線形関係であること（図３）から，積雪の消長時期の差異が，見かけ上^{10}Be濃度を低下させている，すなわち宇宙線遮蔽効果の強弱を規定していると推定された（表１）。

現時点では後氷期の積雪の期間と深度の時間変化などについて詳細な情報を得られていないため，正確な補正式を確立するには至らないが，今後本手法を国内で適用するに当たって本報告は重要な手がかりになるであろう。

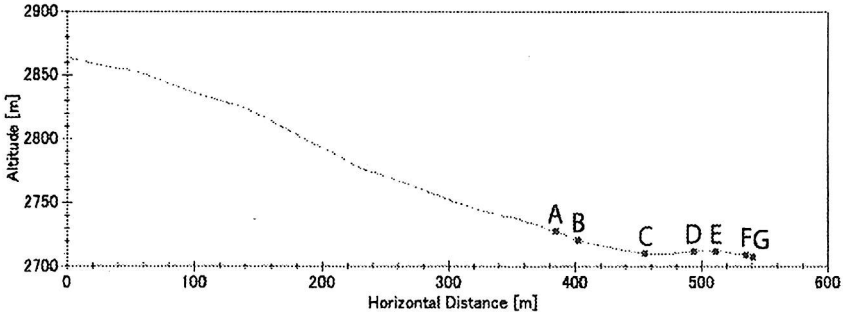


図２　Vertical profile and sampling sites of Ozeki kar

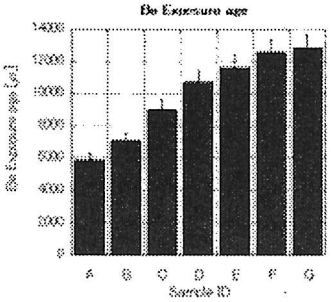


図３　Exposure ages

表１　Results of AMS and calculation

Sample ID	^{10}Be Concentration [atoms/g]		^{10}Be Exp. age [yr]		Distance from OZK-G [m]	Snow shielding ratio [%]
	Best Est.	Err.	Best Est.	Err.		
OZK-A	192957	6987	5853	404	157	54.2%
OZK-B	232698	8103	7065	482	137	44.7%
OZK-C	293160	9236	8977	598	85	29.8%
OZK-D	349908	9875	10726	698	47	16.1%
OZK-E	378606	11181	11638	764	29	9.0%
OZK-F	407622	11933	12532	821	3	2.1%
OZK-G	416194	12132	12797	838	0	0.0%

P-05

琵琶湖 BIW08B コア堆積物の炭酸塩の含有量と同位体

長澤重信・北川浩之（名古屋大）・林田　明（同志社大）・竹村恵二（京都大）
Shigenobu NAGASAWA, Hiroyuki KITAGAWA, Akira HAYASHIDA, Keiji TAKEMURA:
Carbonate content and isotopes in the sediments of the BIW08B core from Lake Biwa, central Japan

日本最大の琵琶湖には，複数回分の氷期・間氷期サイクルをカバーする過去 43 万年間の連続した湖底堆積物が保持されている（Meyers et al., 1993a）．そのため，琵琶湖湖底堆積物を解析することで数百年から数万年スケールまでの様々な時間スケールの第四紀における気候変動・環境変動を明らかにすることができる．2008 年春には，掘削長 100.30 m の堆積物コア（BIW08B コア；竹村ほか，2010）が沖島北方沖で採取され，第四紀における気候変動・環境変動の詳細な解明が期待されている．

湖沼堆積物中の炭酸塩の含有量および炭素・酸素同位体比は，湖の生物生産，集水域からの炭酸塩の流入，湖水の温度と同位体比などによって変化すると考えられている（たとえば，Leng and Marshall, 2004）．湖沼堆積物中の炭酸塩の含有量および炭素・酸素同位体比は，第四紀の気候変動や環境変動を探るためのプロキシ（代替指標）として多くの研究で用いられてきた（たとえば，Buhay et al., 2012）．本研究では，琵琶湖湖底堆積物から第四紀の気候変動・環境変動を詳細に探るため，BIW08B コアの上部 80 m（約 240 ka をカバー）を用いて，約 1 m 間隔で堆積物中の炭酸塩の含有量および炭素・酸素同位体比の測定を行ない，炭酸塩の含有量および炭素・酸素同位体比の変動要因について検討を行なった．

琵琶湖湖底堆積物中にはほとんど炭酸塩が含まれていない（炭酸塩の含有量が 0.2%以下）と考えられてきた．琵琶湖では全炭素（TC）の含有量を有機炭素（TOC）の含有量として扱う場合もある（たとえば，Meyers et al., 1993b）．BIW08B コア堆積物に含まれる炭酸塩の含有量は，過去 24 万年間を通して，多くの層準では 0.2%以下であるが，いくつかの層準では 0.2%を超えている（図 1）．炭酸塩含有量が 0.2%を超える層準は，MIS3 と MIS5 の相対的に温暖であった時代に集中している．過去 24 万年間の琵琶湖湖底堆積物中の TC が平均 1.04%で 0.54～2.17%の範囲で変動することを考えると，炭酸塩の含有量の TC への寄与率は十分に大きい．今後，堆積物中の TOC の含有量を測定する前には炭酸塩の除去を十分におこなうことが望まれる．

炭酸塩の炭素同位体比（$\delta^{13}C_{PDB}$）と酸素同位体比（$\delta^{18}O_{PDB}$）は，それぞれ，−36.1～14.3‰（変動幅 50.4‰），−22.9～−2.0‰（変動幅 20.9‰）の範囲の値を示す（図 2）．炭酸塩の$\delta^{13}C_{PDB}$と$\delta^{18}O_{PDB}$は，0-14 ka の期間を除き，強い正の相関関係（r=0.99）にある．炭酸塩の含有量が 0.2%を超える層準は，炭酸塩の$\delta^{13}C_{PDB}$と$\delta^{18}O_{PDB}$がそれぞれ一定して約 10‰と約-3‰の値を示す．一方，0.2%以下の層準では，炭酸塩の含有量が低くなるにつれて炭酸塩の$\delta^{13}C_{PDB}$（r=0.75）と$\delta^{18}O_{PDB}$

(r=0.68) の値が小さくなる．集水域から流入する石灰岩起源の物質の同位体比を調べるために，石灰岩が分布する伊吹山と霊仙山から採取した石灰岩の$\delta^{13}C_{PDB}$と$\delta^{18}O_{PDB}$を測定した．石灰岩の$\delta^{13}C_{PDB}$と$\delta^{18}O_{PDB}$は，それぞれ，0.0～4.1‰と−11.0～−5.8‰の範囲の値を示す．炭酸塩の含有量が 0.2%を超える層準の炭酸塩の$\delta^{13}C_{PDB}$と$\delta^{18}O_{PDB}$は，石灰岩の$\delta^{13}C_{PDB}$と$\delta^{18}O_{PDB}$よりも数‰高い値を示す．これは，温暖な時期に石灰岩の風化などに伴う石灰岩もしくは石灰岩が溶解した河川水の影響が増加したことにより石灰岩起源と湖内起源の両方の炭酸塩が増加し，さらに，湖水の蒸発作用により湖内で生成される炭酸塩の$\delta^{13}C_{PDB}$と$\delta^{18}O_{PDB}$が石灰岩の$\delta^{13}C_{PDB}$と$\delta^{18}O_{PDB}$よりも数‰高くなったためと考えられる．炭酸塩の含有量が 0.2%以下の層準において，炭酸塩の含有量が低くなるにつれて炭酸塩の$\delta^{13}C_{PDB}$と$\delta^{18}O_{PDB}$の値が小さくなる要因については，$\delta^{13}C_{PDB}$と$\delta^{18}O_{PDB}$が同時に変動していることから CO_2^-や HCO_3^{2-}などの炭酸系の状態変化もしくは湖水中や間隙水中における複数回の同位体分別が関係していることが予測されるが，現時点では明確な説明を考えることができない．今後，琵琶湖堆積物中の炭酸塩の変動要因を明確にすることができれば，第四紀の気候変動・環境変動に関する新たな知見が得られると考えている．

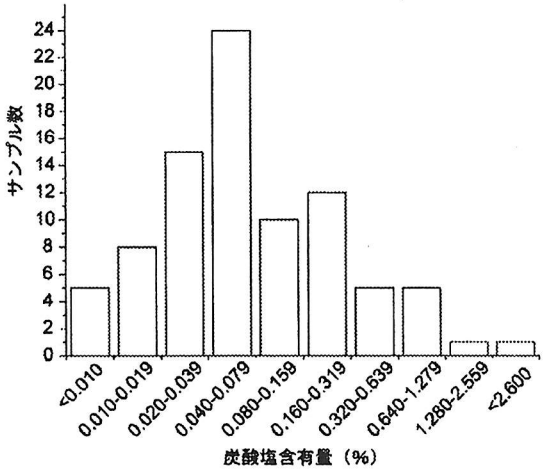


図１　BIW08B コア堆積物に含まれる炭酸塩の含有量の分布．全測定数は 85 試料．

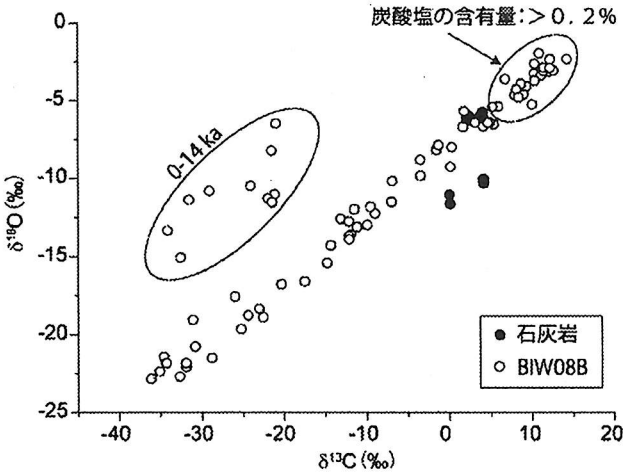


図２　BIW08B コア堆積物に含まれる炭酸塩と石灰岩の$\delta^{13}C_{PDB}$と$\delta^{18}O_{PDB}$.

引用文献：

Meyers et al. (1993a) Quaternary Research, 39, 154-162.

竹村ほか（2010）第四紀研究，49，147-160.

Leng and Marshall (2004) Quaternary Science Reviews, 23, 811-831.

Buhay et al. (2012) Quaternary International, 260, 76-82.

Meyers et al. (1993b) Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 105, 171-178.

P-06

甲虫化石を用いたMCR法による古気候解析の日本における適用

初宿成彦（大阪市立自然史博物館）

Shigehiko SHIYAKE: Application of the MCR method for paleoclimatic analysis to the beetle assemblages in Japan

はじめに

体系的な第四紀の昆虫化石研究は，世界では1960年代から，日本では野尻湖発掘をきっかけに1978年から，行われている．先駆的な研究者であるイギリスのR. Coopeは1987年，気象学者のT. Atkinsonらとともに，産出種の現在での分布や気象データを客観的に評価して古気候を解析するMutural Climatic Range法（以下，MCR法）を確立し（Atkinson *et al*, 1987），以後はヨーロッパや北アメリカの古気候解析に広く用いられている．

MCR法

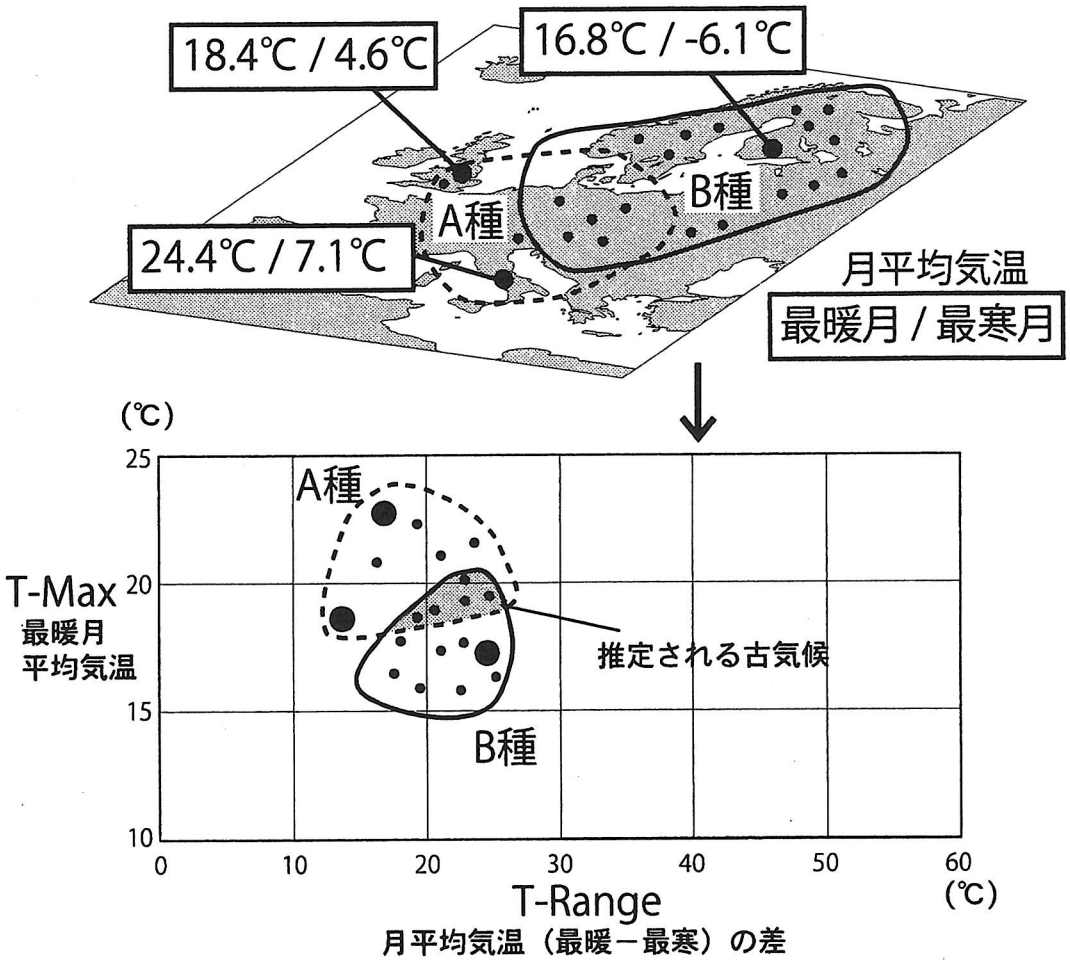
まず，それぞれの種の現在における分布データを拾い，その地の気象データから，縦軸に最暖月平均気温(T-max)，横軸に最暖月と最寒月の差(T-range)をとった散布図にプロットしていく．種の包絡線ができたら，産出種すべてについて重ね合わせ，その重なり合った範囲が，求める当時の気候の推定される範囲となる（**図**）．

日本における適用

東アジア地域ではシベリアなどを含め，現生の分布データや気象台がたいへん疎らで不十分であるため，MCR法の適用には向かないとされてきた(Elias, 2010).
その中で日本では，アマチュアの昆虫研究家も多く，ほぼ都道府県ごとに昆虫同好会が存在しており，詳細に調査がなされている．近年では緯度経度，標高，8桁メッシュ，集落や池沼名の標本ラベルへの記入などにより，採集地がピンポイントでわかるような工夫がされている．また，約20km単位で網羅される地域気象観測システム「アメダス」や約1km単位で計算により推定された「メッシュ気候値2000」（気象庁, 2002）も利用でき，ピンポイントでの気象データの参照も可能になっている．

結果

これらのデータを用いて，野尻湖発掘で得られた4種の甲虫について，古気候解析のテストを行ってみた．最暖月の平均気温(T-Max)および最暖月と最寒月の平均気温差(T-Range)について，現在の野尻湖畔がそれぞれ21.8 °C／25.1 °Cであるのに対し，国内と東アジアやヨーロッパを含めた現生に基づくデータによる古気候解析では，当時の気候について19.5 °C／25.4°Cという数値が得られている(Shiyake *et al.*, in press)．他方，日本国内のみに絞った現生データに基づいた解析でも，19.6 °C／25.0 °Cと，さほど違わない数値が得られた．



図．MCR 法の手順。初宿 (2012) を改変.

今後の展望

日本には太平洋に面し，比較的安定して気象が変遷してきたことや，3000m級の山地が氷期の生物の待避地として機能していることにより，多様な生物が残存している．日本国内の化石産地において，甲虫による古気候解析を行う場合では，疎らなユーラシア大陸のデータを参照することなく，日本国内の現生データのみに基づいても，きめ細かく正確な古気候の解析が可能であると考えている．

引用文献

Atkinson, T. C., Briffa, K. R., Coope, G. R., 1987. Seasonal temperatures in Britain during the last 22,000 years, reconstructed using beetle remains. *Nature* 325: 587–592.

Elias, S., 2010. *Advances in Quaternary Entomology*. 288 pp. Elsevier, Amsterdam.

気象庁 (2002) 1km メッシュ気候値 (1971-2000 年平均)．CD-ROM 版.

初宿成彦 (2012)．昆虫化石から日本列島の氷河時代の気候を推定する．*Nature Study* 58(7): 7．大阪市立自然史博物館友の会.

Shiyake, S. , Fossil Insect Research Group for Nojiriko-Excavation (in press). Applying the Mutual Climatic Range method to the beetle assemblages in Japan using accurate data of climate and distribution of modern species. *Quaternary International*.

P-07

ルミネッセンス法による活断層ガウジの熱影響分析

三浦知督・高橋智佳史・鴈澤好博（北海道教育大学函館校）
Kazumasa MIURA, Chikashi TAKAHASHI, Yoshihiro GANZAWA：Thermal effect analysis of active fault gouge using luminescence method

1. はじめに

活断層ガウジの年代測定は，これまでESR法やFT法などで様々な試みが行われてきた．しかし，いずれの手法も断層活動時期の特定には至っていない．そこで筆者らが注目したのが熱に対して敏感である光励起ルミネッセンス（OSL）法を用いた活断層年代測定法の開発である．その際にポイントとなるのが，①OSLシグナルのリセット条件の解明，②断層活動時の熱がOSLシグナルのリセット条件を満たすかどうかの検討である．本報告では，筆者らが跡津川断層ガウジ石英試料に対してOSL年代測定を行うための基礎実験として，①と②についてOSL法およびUV-TL法で検討した結果を報告する．

2. OSL，UV-TLシグナルの消失条件

OSLシグナルがどの程度の加熱条件でリセットされるかということを解明するために，断層ガウジから抽出した石英試料を用いたアニール実験を行った．その結果，300℃，20秒のアニールでシグナルがほぼ消失した（図1）．また，UV-TL法を用いて同様の実験を行ったところ，300℃，20秒のアニールでOSLシグナルの主成分領域であるUV-TL270℃付近の発光領域が消失した．このことから，OSLシグナルは300℃，20秒という条件でシグナルがリセットされると推定された．

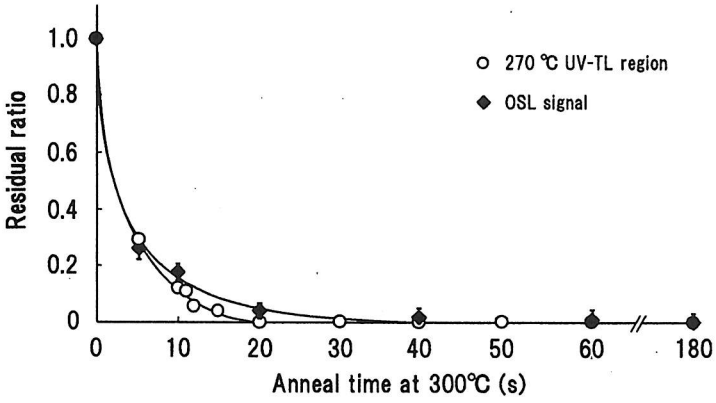


図 1　300℃アニール時のシグナル残存率

3. ガウジ試料のUV-TL発光曲線

UV-TL法で跡津川断層ガウジ試料のSAR測定を行ったところ，天然シグナルと復元シグナルとの発光曲線の形状に明瞭な違いがみられた．天然シグナルは320℃付近に主ピークを持つのに対し，復元シグナルは270℃付近に主ピークを持つ（図2）．このことから，

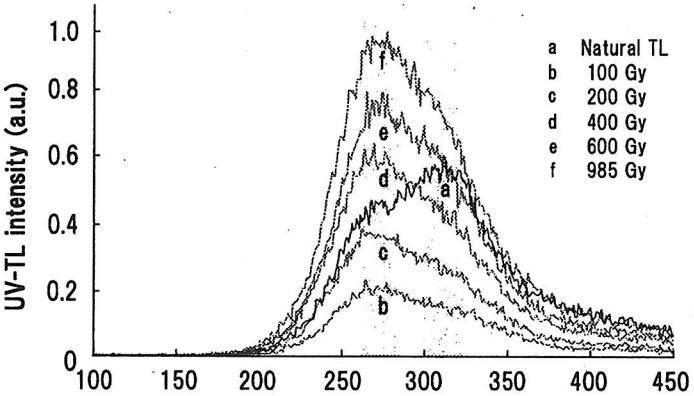


図 2　ガウジ試料のUV-TL発光曲線

ガウジ試料は本来 270℃付近に主ピークを持つが，断層活動により主ピークの一部が消失したものと推定できる．また，先に述べたアニール実験の 300℃，12～30 秒時の UV-TL 発光曲線と UV-TL 天然シグナルの形状がほぼ一致した．このことは，ガウジは 300℃12 秒相当の熱を断層活動から受けていることを示唆する．

4. 温度に対するトラップ寿命

OSL と TL シグナルはそれぞれ固有のトラップを持ち，トラップの寿命（τ）は温度に依存する．τ の理論値は Aitken (1985) により算出が可能である．そこで，τ の理論値とアニール実験から得た実測値の比較を行った．τ の算出法は以下の通りである．

$$\tau = s^{-1} \exp(E/kT) \qquad (1)$$

s は頻度ファクター（frequency factor, s^{-1}），E はトラップ深度（trap depth, eV），T は絶対温度（K），k はボルツマン定数（8.615×10^{-5} eVK^{-1}）である．OSL の τ の算出に Singarayer et al., (2003) による s と E の値を用いた．

また，UV-TL の τ に関してはピークシフト法（Aitken, 1985 ; Spooner et al., 2000）と理論式（2）から s と E を算出した．

$$\ln(Tm^2/\beta) = E / kTm - \ln(sk/E) \qquad (2)$$

Tm はピーク温度（K），β は加熱速度（K/s）である．その後，(1) 式を用いて τ を算出した．

上述より導かれた 300℃時の τ は，OSL で 20 秒，270℃ピークは 10 秒程度であり，先述のアニール実験からの実測値とほぼ一致する結果が得られた．ただし，これらの値はラフに見積もられた値であるので，今後の修正が必要である．

5. まとめ

跡津川断層ガウジ試料の OSL シグナルのリセット条件は 300℃，20 秒であったが，OSL 法だけでは断層活動時に放出する熱が OSL シグナルリセット温度を十分に超えたかどうかを確定するには至らない．しかし，UV-TL 法を併用することで情報を補完することが可能となる．3 で述べたように，ガウジ試料は 300℃12～30 秒の熱を受けていると考えられ，この条件は OSL シグナルのリセット条件を満たしている．したがって，OSL 法を用いた年代測定が可能であると考えられる．ゆえに，UV-TL は熱によるシグナルリセット条件を解明に有用な手法である．

引用文献：Aitken (1985) Thermoluminescence Dating, ACADEMIC PRESS, 269-273.
Singarayer et al., (2003) Further investigations of the quartz optically stimulated luminescence components using liner modulation, Radiation measurements, 37, 451-458.
Spooner, N. A. and Questiaux, D. G., 2000, Kinetics of red, blue and UV thermoluminescence and optically-stimulated luminescence from quartz. Radiation Measurements, 32, 2000, 659-666.

P-08

pIRIR 年代測定による北海道北部における海成段丘編年の試み

近藤玲介(明治大学)・塚本すみ子(Leibnitz Institute)・坂本竜彦（三重大学）

Reisuke KONDO, Sumiko TSUKAMOTO, and Tatsuhiko SAKAMOTO: Age of marine terraces in northern Hokkaido, Japan, using pIRIR dating

■はじめに

北海道北部の沿岸部に分布する海成段丘には，過去に永久凍土が分布した指標となる周氷河現象が数多く認められている．これらの周氷河現象の多くは最終氷期極相期までに形成されたことが知られる．しかし，基盤をなす海成段丘構成層の編年には不明な点が多いため，周氷河現象の下限年代を推定することは困難な場合がある(三浦・平川，1995；近藤，2011)．また，地形的な層序関係や分布高度から酸素同位体ステージ 5e に対比されると考えられている段丘面より高標高域では，周氷河作用による段丘面の丘陵化により，指標テフラの存在が期待される被覆層もソリフラクションなどにより欠く場合がある．MIS 5 と考えられている海成段丘では，比較的平坦な地形面を残存するため，被覆層が認められる場合もあるが，鍵層が発見されないことが多い．これらの理由により，北海道北部では，海成段丘面 / 汀線高度の認定や離水年代の推定が困難であるとともに，新たな手法による絶対年代による海成段丘の離水年代の推定が求められている．

そこで本研究では，近年堆積物の年代測定に有効であるとされるルミネッセンス年代測定の中でも最新の手法の一つである pIRIR 年代測定法（Buylaert *et al.*, 2009）を適用し，北海道北部の海成段丘面の高分解能な編年を試みることを目的とする．pIRIR 年代測定法は，日本での適用例がほとんどないため，本研究では最初に，既に年代が明らかにされているオホーツク海沿岸に分布する MIS 7（サロマ湖南東部；Loc.1）および MIS 5e（紋別地域；Loc.2）の海成段丘面において pIRIR 年代測定法を適用し正確性を検討する．引き続き，北海道最北部オホーツク海側の頓別平野周辺（Loc.3），宗谷岬南西の幕別平野周辺，日本海側北部の天塩平野周辺において，海成段丘の年代測定をおこなう．これらの結果からは，北海道北部における中期更新世の海成段丘編年にあたって，pIRIR 年代測定法により MIS サブステージまで編年が可能かどうかも検討する．

■pIRIR 年代測定

ルミネッセンス年代測定法では，石英を対象とした SAR 法による OSL 年代測定が現在もっとも一般化している．しかし，OSL 信号は約 200 Gy で飽和することが経験的に知られており，日本では MIS 4 以前の堆積物への石英の OSL 年代測定法の適用は困難な場合がある．そこで本研究では，近年開発された手法であり，より古い時代の堆積物に適用が可能とされる，ポリミネラルファイングレインを用いた pIRIR 年代測定法の適用を試みる．従来，長石を対象とした IRSL 年代測定はフェーディングの寄与を見積もることが煩雑であるという問題があったが，pIRIR 年代測定法ではフェーディングが生じないとされるので，正確な年代を求めることができるとされる．

本研究での pIRIR 年代測定法の適用にあたっては，Thiel *et al.*(2010) などにしたがって，ポリミネラルファイングレインを測定対象として等価線量を算出した．試料採取にあたっては，露頭面において堆積物をブロック状に削り出す方法で採取した．採取した試料の処理は，日本大学

文理学部の実験暗室において沈降法による粒径の選別を行った後，薬品処理をおこない，粒径 4～11μm のポリミネラルファイングレインを抽出した．pIRIR 強度の測定は，（独）海洋研究開発機構の RISOE 製，OSL/TL 測定装置を使用した．年間線量は，放射化分析によるウラン，トリウム，カリウム濃度や宇宙線量などから算出した．

■調査地点（Loc.1～3）の記載と pIRIR 年代測定結果の概要

Loc. 1（サロマ湖南東部地域）：オホーツク海沿岸のサロマ湖南東部の岐阜台地は，海成層および被覆する砂丘砂中の指標テフラにより，MIS 7 に対比されている海成段丘である（小池・町田，2001）．ここでは，海成層中に水中堆積している紋別火山灰- I および，砂丘砂に挟まれるクッチャロ幌岩テフラ周辺より pIRIR 年代試料を採取した．pIRIR 年代測定の結果，海成層中の紋別火山灰は約 250 ka，砂丘砂は約 200 ka であった．

Loc. 2（紋別南東部地域）：オホーツク海沿岸平野の中部に位置する Loc.2 周辺には 3 段の海成段丘面が分布する．これらのうちもっとも広い面は，指標テフラにより MIS 7 に対比されている（小池・町田，2001）．Loc.2 が位置する海成段丘面は MIS 7 とされる面の下位に隣接していることから地形的に MIS 5e に対比されている．本地点では，海成層を覆う湿地性堆積物（重粘土）から複数の pIRIR 試料を採取した．海成層直上の湿地性堆積物から得られた pIRIR 年代値は約 120 ka であった．

Loc. 3（頓別平野地域）：北海道最北部オホーツク海側に位置する頓別平野には，複数段の海成段丘面が分布している．最も高位の面である，最高位面（小疇ほか，2003）は丘陵の頂陵部（標高約 30 ～ 35 m）に分布する平坦面として認められ，尾根状の平面形態を呈する．段丘面の周囲は過去の周氷河作用による緩斜面に囲まれている．Loc.3 は最高位面の段丘面～辺縁部に位置する．本地点では段丘面において掘削されたボーリングコアおよび周辺の露頭より，内湾性と考えられるシルト層などから pIRIR 試料を採取した．pIRIR 年代測定の結果，シルト層下部からは約 340 ka，シルト層上部からは約 330～320 ka，シルト層を侵食不整合で覆うカキ礁化石を含むシルト層からは 320～310 ka という年代値が得られた．

■まとめ

Loc.1 および Loc.2 の pIRIR 年代測定結果は，これらの海成段丘がそれぞれ MIS 7 および MIS 5e に対比されることを示しており，従来知られている対比結果と一致する．したがって，pIRIR 年代測定は中期更新世以降の海成段丘編年に有効であり，正確な年代を算出可能であると考えられる．これまで絶対年代やテフラに基づく対比がされていない，頓別平野における高位面の pIRIR 年代測定の結果，高位面が MIS 9 に対比されることが示された．

引用文献：Buylaert et al. (2009) *Radiation Measurements*, 44, 560-565.；小疇ほか（2003）『日本の地形 2　北海道』東京大学出版会，359p.；小池・町田（2001）『日本の海成段丘アトラス』東京大学出版会，105p.；近藤（2011）地学雑誌，120, 547-556.；三浦・平川（1995）地学雑誌，104, 189-224. Murray and Wintle (2000) *Radiation Measurements*, 32, 57-73.；Thiel et al.(2010) *Quaternary International*, 234, 23-31.

P-09

トルコ共和国サラット・ジャーミー・ヤヌ遺跡出土 土器新石器時代土器の化学的胎土分析研究

松本建速（東海大学）・市川慎太郎・中村利廣（明治大学）・三宅 裕（筑波大学）

Takehaya MATSUMOTO・Shintaro ICHIKAWA・Toshihiro NAKAMURA・Yutaka MIYAKE : Study of the Chemical Analysis of Pottery from Salat Camii Yani ,a Pottery Neolithic site in Turley by WDXRF

1．研究の目的

トルコ共和国サラット・ジャーミー・ヤヌ遺跡出土の土器新石器時代の土器と、遺跡周辺で採集した土壌の化学成分を分析した。土器試料については特徴的なものについて薄片を作成し岩石学的特徴の観察もおこなった。

本試料は土器新石器時代初頭のものから始まり、連続して第１～３期に分けられ、しかも北メソポタミアの土器に類似する（三宅ほか2009）。そこで、①土器は遺跡周辺の土で作られたのか、②胎土も北メソポタミアと共通するのか、③最初期の第１期それ以降とで胎土に違いが生じるのかといった考察をおこなう目的で分析を実施した。

2．試料と分析

（1）試料：土器は、第１期８点、第２期10点、第３期４の22点を試料とした。第１期：粗砂あるいは鉱物粒を多数含む。器面は研磨される。第２期：スサ（植物繊維、植物茎等）を多く含む。器面は研磨される。第３期：粗砂などをあまり多く含まず、表面がよく研磨された土器。スサが含まれるものもある。粘土および土壌については、遺跡から採集した遺構を構築した土、遺跡周辺から採取した粘土や土壌を試料とした。

（2）分析：分析には明治大学理工学部設置の波長分散型蛍光 X 線装置Rigaku Rix 3100 を用いた。実験は明治大学理工学部市川慎太郎研究員・同大学中村利廣教授がおこなった。方法の詳細は省くが、定量分析には試料と融剤との質量比が 1:10 のガラスビードを用い、地殻の主要元素10元素の酸化物、Na_2O、 MgO、Al_2O_3、 SiO_2、P_2O_5、K_2O、CaO、 TiO_2、 MnO、 Fe_2O_3と、微量元素V、 Cr、 Ni、 Rb、 Sr、 Y、 Zrを定量した。

3．結果と考察

（1）結果：各元素の濃度

地殻平均と比べると、本試料の土器や粘土の化学成分はCa、Ni、Cr、Zrが高く、Alが低いのが特徴である。

（2）Si、Ca、Ti、V、Feから見た土器胎土の特徴

土器は地殻の風化物を原料としているので地殻平均をもとに考えると、土器胎土や土壌には、SiやAlが地殻平均の27.2%（Si）、８%（Al）よりも多く含まれるのが普通である。本試料では、Siはおおよそそれに匹敵する値であったが、Alが少なくCaが高濃度であった。そこで考えられるのが、$CaCO_3$（炭酸カルシウム、方解石、大理石）、$CaSO_4 \cdot H_2O$（石膏）、$CaCO_3$を50%以上含む岩石、すなわち石灰岩などである。それらは遺跡周辺の地質にごく一般的に見られる。Tiは地殻平均前後のものが大部分だが土器43のみ高濃度であった。その試料はFeとVも高く、玄武岩などのマフィック岩の特徴である。他の土器試料にマフィック岩の特徴を強く示すものはない。

（3）Sr、Ca、Mg、Kから見た土器胎土の特徴

繊維土器である第２期土器のSrはSiの増加とともに減少する。粘土試料のSrとSiに相関関係はない。２期の土器、すなわち繊維土器の胎土はSiが低い一方、Ca、Mgが高く、他の土器との違いが見られる。

また、第１期の土器はSrが低くCaやMgも低いが、Siが高くフェルシック岩の領域である。土器23と土器24のような例外もあるが、Sr、Ca、Mgからは、第１期と第２期の土器は由来が異なる胎土であったことをうかがえる。さらにKとSiの相関関係からも、その傾向を読み取ることができる。

（4）薄片による鉱物観察との関連

第１期の土器には岩片や鉱物片が多量に入り、外観的特徴はいくつかに分けられる。岩片には無色、黒色の２種類、鉱物片には透明、白色の２種類がある。第１期の土器43は、Siが25%に満たず、Ti・Vが高く、Rbが低いという特

徴を持ち、マフィック岩地域の地質に由来する。黒色岩片が器表面に見え、薄片観察によるとそれは玄武岩である。土器43は、Si濃度が玄武岩などマフィック岩と同等であることから考えて、Siが26〜28%ほどである他試料と同じ土層の土に玄武岩を加えた結果の化学組成とは思われない。粘土層それ自体も、玄武岩地域のものと推測できる。

（5）遺跡周辺の土壌との比較

一般に土器生産に利用可能な粘土の埋蔵地は限られる。サラット遺跡周辺のタンドール（パン焼き竈）用粘土も、当遺跡から2kmほど南東のチグリス川沿いの第四紀の段丘上にあるアシャラ・サラットの地表下1〜2mほどの土層から採掘される。その粘土試料14は、Kが低くCaがとくに高い。Mgは地殻平均よりも高いがFeは地殻平均にも満たず高濃度ではない、そしてSiが比較的高いので、マフィック岩由来というよりは石灰岩由来と考えるべきであろう。ただし、アシャラ・サラット試料14は他の粘土試料である15〜17や土器試料とはやや異なる値である。

5. 結論

（1）土器は遺跡周辺の土で生産されたか。土壌試料との比較から、すべて遺跡周辺にある可能性もあるが、第1期は別である可能性もある。

（2）時期によって胎土に変化はあったか。第1期と第2・3期の土器の胎土は少し違っていた。後者は遺跡周辺の土である可能性が高いが、前者は別地域の土の可能性も考えられる。

（3）土器生産技術の変化と地質の関係について。第1期（脆い岩石を砕き岩片を多量に混和、石英片岩、珪岩が多いが、玄武岩もまれにあり）、第2期（岩片は加えず、スサを加える）、第3期（両方ともあまり加えないが、いくらか加える）の技術はいかなる理由で変化したのか。第1期の土だけは違う可能性があるが、2期、3期は遺跡周辺の土にも似る。利用粘土層が第1期とそれ以降とで違っていたが、変えた理由は不明である。

6. 今後の展望

今後、さらに土器の分析を継続し、北シリアも含め周辺地域の土器、地質についての分析データを集める必要がある。そうすることで、第1期の土器の生産者がどこから来たのか、なぜ第2期の生産技術が導入されたのか、周辺地域と土器生産技術を共有する理由などを考察することができるようになるであろう。

参考文献

三宅 裕・前田 修・田尾誠敏・本郷一美・丹野研一・吉田邦夫 2009「サラット・ジャーミー・ヤヌ遺跡（トルコ共和国）発掘調査概報：2204-2008年」『筑波大学先史学・考古学研究』20号 75-112頁

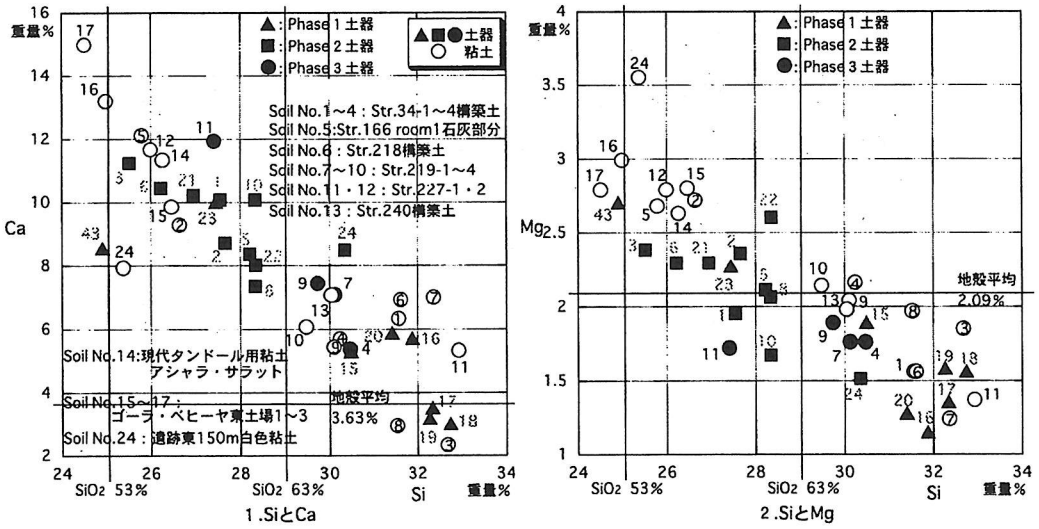


図 試料の代表的な化学成分 Si・Ca・Mg

P-10

北海道南部出土中世古銭の特性分析

關健太朗(サレジオ工業高等専門学校)
山舘順（サレジオ工業高等専門学校)

Kentaro SEKI、Jun YAMADATE:The characteristic analysis on the old coin in the Middle Ages of the southern Hokkaido

本研究は平成23年度本校電気工学科卒、内田祐基氏の研究である「北海道南部出土中世銭貨の成分分析」を引き継いだものである。【1】国立函館高専から拝借した北海道南部の知内町の湧元館付近より出土した26枚の古銭に対し、非破壊検査による成分分析等の計測を行い、データベース化し特徴と傾向の検討を行った。また、東京都埋蔵文化財センターから拝借した東京都多摩ニュータウン出土の古銭11枚を同様に計測し、脇本古銭との成分比率についての比較検討も行った。

2. 研究のアプローチ

中世社会を伝える資料は戦争や災害などによって多くが失われており、文書史料だけでは近世以前の状況を解明するには不十分である。この失われた分の埋め合わせとして本研究が目的とする物質資料の分析が必要となる。中世銭貨は国内外無数の遺跡から出土しており1枚の銭貨からも銭種の特定はもとより成分分析による製造法、産地同定の手掛かりなどの情報を引き出す事が出来る。【2】

昨年までの研究内容は銭貨の成分と直径のみであり、本研究の最終目標である製造場所を割りだすための資料として不十分だと感じていた。そのため今回は古銭の枚数を調整し、比較検討の行いやすいデータベースとして機能するようにした。さらに上記2種類の計測以外にも銭貨の厚み、重量、そして文字の形状の3項目を付け加えた5種類の測定を行った。

3. 結　果

2で述べた計測結果のサンプルを表1に示す。

表1：古銭ID11BbOlのデータベース

古銭ID	11Bb01		平均値	最大最小の差
出土地	湧元	幅(mm)	25.01	0.00
古銭種	永楽通寶	厚み(mm)	1.864	0.082
提供元	函館高専	重量(g)	4.745	
成分分析結果(mass%)				
銅	鉛	錫	鉄	その他
48.40	38.40	11.40	1.78	0.00
特徴				
氷:点太、マ湾曲				

次にこれらデータベース化したものを元に比較検討を行った。本研究では出土地別、古銭種別、成分比率別に比較をおこなったが、スペースの都合上古銭種別の成分データの比較をサンプルとして表2に示す。

表 2：永楽通宝の成分比較

	脇本古銭				
古銭ID	含有成分(mass%)				
	Cu(銅)	Pb(鉛)	Sn(錫)	Fe(鉄)	その他
11Bb01	48.40	38.4	11.4	1.78	0
11Bb02	46.30	46.2	6.28	0.93	0.2
11Bb03	36.2	56.3	6.31	1.2	0
11Bb04	61	27.4	9.29	1.57	0.75
11Bb05	56.7	31.2	9.84	2.24	0

	多摩ニュータウン古銭				
古銭ID	含有成分(mass%)				
	Cu(銅)	Pb(鉛)	Sn(錫)	Fe(鉄)	その他
11Db01	45.50	31.80	19.40	1.98	1.34
11Db02	60.20	26.40	9.54	1.69	2.25
11Db03	74.90	14.00	10.10	1.04	0.00
11Db04	67.50	21.20	9.02	1.59	0.72

脇本古銭は No04，05 に近似した結果を得られた。また、別の出土地である 11Bb04 と 11Db02 にも近似した結果が得られた。

4. 結　論

同じ出土地の古銭でも成分比率に差があり、比率の近似している例は数件にとどまった。含有率による公銭か私鋳銭かの線引きはある程度判別可能だが、これだけでは本州以南で作られたものか北海道内で作られたものかを判断する材料としては不十分である。今回は測定項目を増やしてデータベースとしての質を向上させたため、成分分析の結果、関連性の薄い古銭と判断された物同士からも共通点を見出す事が出来た。

5. 今後の発展

今回行った 5 種類の測定法のうち、重量は比較を行う際にはあまり役に立たなかった。これは幅や厚さなどの規格がバラバラであったためであり、今後は今回使用した 5 種類の項目に、新たに比重を加えることも検討している。また、次年度の目標として無作為の抽出による成分分析を検討することで、湧元の交易範囲についての手掛かりを探し出し、この点から産地同定の手掛かりを検討したい。さらに今現在比較している試験材料を増やす。将来の課題としては従来日本海側の貿易に重点が置かれていた蝦夷と近畿の通商について三陸や関東など太平洋沿岸の通商路の有無を検討する材料の集積を図りたい。

このため、岩手、宮城、福島など太平洋沿岸の遺跡出土の中世古銭との比較検討を目指したい。

引用文献

【1】内田祐基：“北海道出土銭貨の成分分析”
サレジオ高専　歴史資料学研究室　卒業研究，2010
【2】櫻井晋一：“貨幣考古学序説”，慶応義塾出版会，
Pp21－26，29－30，Sept. 2009.
藏越　直人：“北海道南部出土中世銭貨の特性分析”
サレジオ高専　歴史資料学研究室　卒業研究，2011

P-11

秋田県・岩手県内の縄文時代アスファルト遺物のバイオマーカー分析

佐々木榮一（エスケイエンジニアリング㈱）

EIICHI SASAKI: The Biomarker Analysis for Asphaltic Archaeologocal Remains in Akita Prefecture and Iwate Prefecture

1．はじめに

アスファルトは原油中の揮発性成分が失われ、酸化や水和作用等の二次的な変質を受けた不揮発性の物質である。原油は生物の遺骸等（有機物）が、地中深く埋没し、温度・圧力を受けて（熟成）生成されたものである。その原油中には生物によってのみ合成可能な化合物、すなわち生物指標化合物（バイオロジカルマーカー又はバイオマーカー）が存在している。代表的なものはイソプレノイド、ステラン、トリテルパン、芳香族ステラン等である。筆者は平成20年に当学会で北海道の縄文時代のアスファルト遺物のバイオマーカー分析によるバイオマーカー特性を報告した。今回、秋田県及び岩手県内のアスファルト遺物を分析し、既存の原油のバイオマーカー特性と比較検討をおこなったので報告する。

2．試料及び分析方法

分析試料した８つの遺物はいずれも縄文時代中期から後期の遺跡から出土したものである。分析方法は通常の原油分析の方法に準じ、各種の試料処理をおこなった。そして脂肪族炭化水素成分を取り出し、ガスクロマト（TIC）及びガスクロマトグラフ質量分析計（GC-MS）による分析をそれぞれ実施した。試料はジアステラン（13β,17α-20R ジアステランの C27、C28、C29 の炭素数分布比、m/z:217）組成比による原油との比較検討をおこなった。

3．結果と考察

・分析は秋田県の烏野上岱遺跡及び潟前遺跡のアスファルト遺物、岩手県の寺久保遺跡、浜岩泉Ｉ遺跡、金附遺跡、相ノ沢遺跡、赤坂田 II 遺跡及び繋Ｖ遺跡で、合計８遺跡の試料を用いた（試料位置:図１）。

・佐々木（2008）は北海道産原油をジアステラン組成のクロスプロット図から２つのタイプ（Ａタイプ：陸源有機物起源原油、Ｂタイプ：海成有機物起源原油）に区分したが、その原油データに青森県、秋田県、山形県及び新潟県産原油のデータを加え、アスファルト遺物の組成比と比較検討した。

・８つのアスファルト遺物のジアステラン組成比から、それらはすべてＢタイプ原油から由来するアスファルトと推定される（図２）。更にジアステラン（m/z:259）の組成比による検討から繋Ｖ遺跡、相ノ沢遺跡及び金附遺跡のアスファルト遺物はアスファルト自体の変質が進んでいるために陸源有機物起源の性格を示しているとも推定される。特に、金附遺跡のアスファルト遺物には

原油ではない、熟成度の低い植物由来の有機物が混在している可能性が推定された。

・ジアステラン組成比（m/z:217）から寺久保遺跡及び赤坂田 II 遺跡のアスファルト遺物のバイオマーカー特性は秋田県の潟前遺跡と類似する。

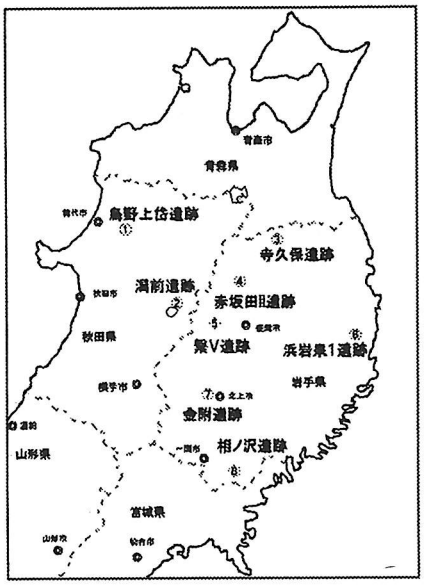
本研究の一部には平成 23 年度科学研究費（奨励研究）の助成を受けた。

＜引用文献＞

・西田英毅他(1997)：北海道原油の地化学的特徴　石油資源開発(株)技術研究所　研究報告 No.12

・佐々木榮一（2008）：北海道縄文時代アスファルト遺物のバイオマーカー分析　平成 20 年日本第四紀学会（東京大会）　講演要旨

図1:分析試料の出土位置(①~⑧)



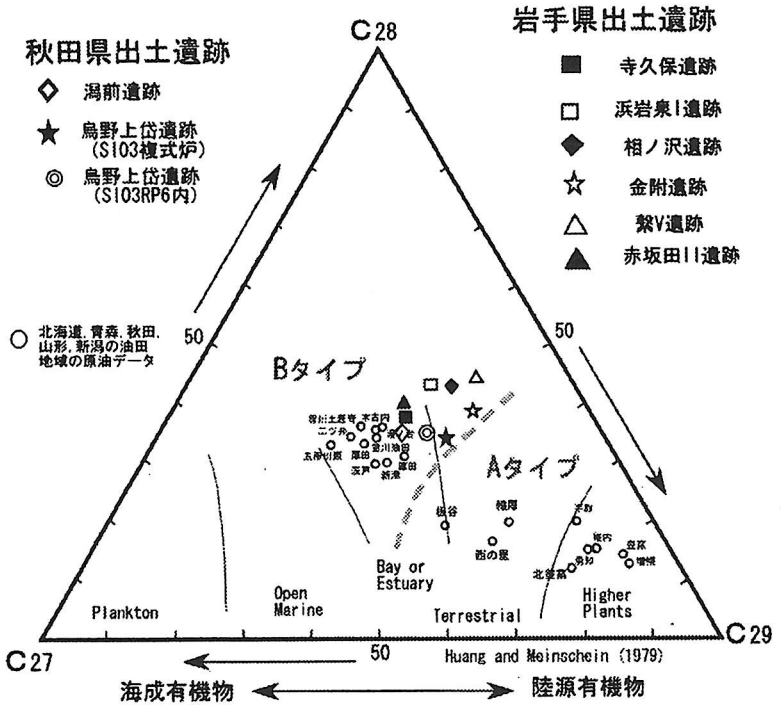


図２秋田県/岩手県の８遺跡におけるジアステランの炭素数分布

P-12

奈良盆地における縄文時代後・晩期の植生分布と変遷

金原正明（奈良教育大学）、金原裕美子・金原美奈子（古環境研究所）

Masaaki KANEHARA, Yumiko KANEHARA, Minako KANEHARA: Distribution and change of the vegetation during the late to the final stage of the Jomon period in the Nara Basin

本研究では、奈良盆地の縄文時代後・晩期における植物遺体群集のデータを整理し、近年分析で得られた新たなデータを加え、縄文時代後・晩期の植生分布とその変遷の復原を試みる。また、その過程においてより植生の実像に近い復原方法の検討も加える。

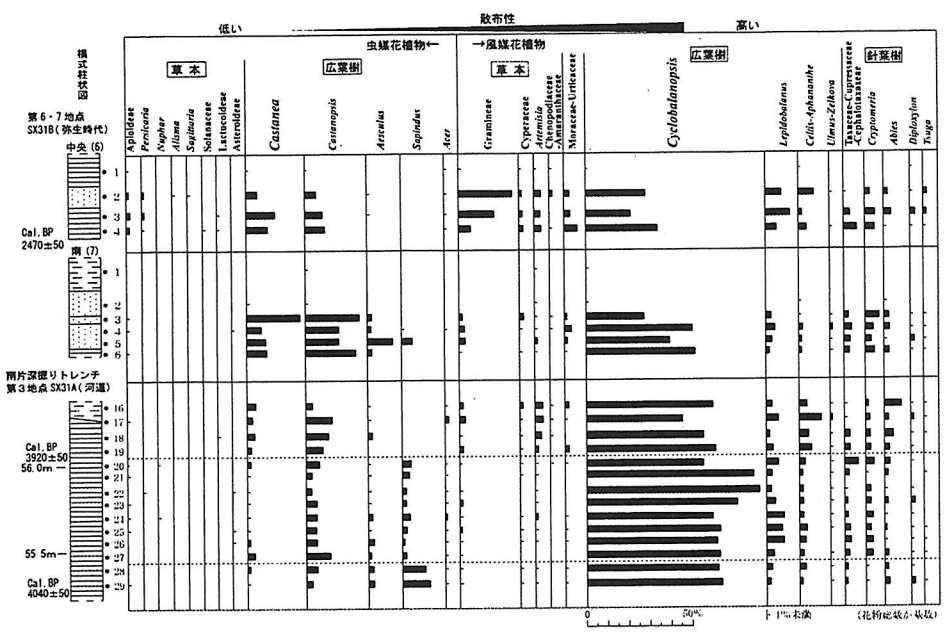
縄文時代後期の植物遺体としては、盆地内では平城京左京五条二坊十五・十六坪（奈良市大安寺西）下層の河道埋積層のみで、5000年前～4000年前（C14年代による）にかけてカシ林が分布し、河辺にムクロジ、上部ではエノキ属－ムクノキがやや多くなる様相が示される。縁辺の大和高原南部の宇陀市本郷大田下遺跡では、3800年前頃にカシを中心にイヌブナが混じる森林が分布する。縄文時代晩期前葉では、平城京左京四条三坊十一坪（奈良市三条町）下層の河道堆積物から比較的豊富な花粉群集、木材群集、種実群集が検出され、イチイガシを主とする照葉樹林の分布と河道の縁辺湿地ないし林縁にケヤキ、エノキ属、ムクノキ、トチノキ、エゴノキの樹木、ニワトコ、キイチゴ属の草本が分布している。天理市布留遺跡の貯蔵穴、桜井市芝遺跡河道の堆積からカシ林の優勢な照葉樹林が認められ、布留遺跡では局部的にコウヤマキやクルミ属も多く、芝遺跡ではカシ（アカガシ亜属）とムクロジの埋没林が検出されている。大和高原南部の宇陀市本郷大田下遺跡ではトチノキが増加する。晩期後葉としては、天理市前栽遺跡や安堵町東安堵遺跡からは、イチイガシ林の分布と河道周辺の湿地にハンノキ属やトネリコ属、ナラガシワの分布が示唆された。奈良市大安寺西ではカシ林を主とし、シイ属、クリ、トチノキが多いが、上部に向かいイネ科を主とする草本が増加し樹木が減少し特にトチノキは消滅する弥生時代にかかる群集が得られた。

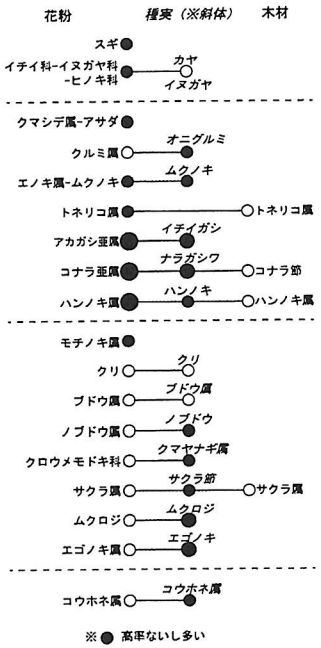
試料と調査の状況によるが、植物遺体を複合的に比較検討し、遠近や空間的など分解能を高める検討を行った。堆積物では土壌堆積が水成堆積物より現地性ないし近接した植生を反映し、水成堆積物では種実や木材の産出する分類群は花粉の優占性も高く概ね現地ないし近隣での分布が示唆される。花粉群集においても散布性と優占性を比較することから、遠近の空間配置が解析でき、散布性では虫媒草本、虫媒広葉樹、風媒草本、風媒広葉樹、針葉樹の順に広域性が高くなると考えられる。胞子は花粉と比重が異なり、水成堆積物では堆積性が異なるため除外される。植物遺体を複合的に検討できるのは水成堆積物であり、土壌由来の堆積物は分解が著しく花粉群集のみの検討となる。また、従来土壌堆積物には多くの分解を受け変色した木材片が認められ、これらの計数も行い、微粒炭との差異の検討も行った。また、土壌由来の堆積物では特に傷んだ花粉粒は浮遊しやすく、分離濃縮処理に注意が必要であり、その統計的取り扱いにも課題を残すことになった。

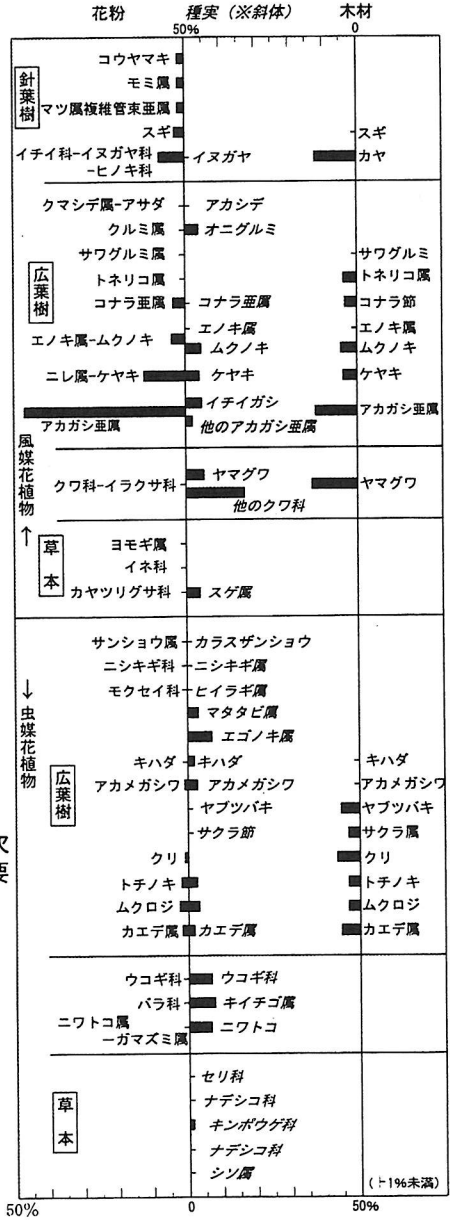
近年、奈良盆地南縁の秋津・中西遺跡（奈良県立橿原考古学研究所調査）では、氾濫による粗粒堆積物に挟まれる複数の埋没土層から、縄文時代後期前葉と晩期後葉のクリ林とその上部に形成される初期水田跡が明らかになった。複数地点で連続試料を採取し、時空的な植生復原を行い、その分布と形成および変遷の推定を試み、水落ちのよい粗粒堆積物の乾燥した環境に純林に近いクリ林が後期前葉に成立し、晩期後葉は二次林の初相とみなされるクリ疎林が分布し、弥生時代になるとその疎林が水田化される。

縄文時代後・晩期の奈良盆地において中北部は、イチイガシ林に覆われ、河川沿いにはムクロジやムクノキ、トチノキが、低湿地にはハンノキ属やトネリコ属の湿地林ないしナラガシワが分布し、堆積環境としても安定していた。奈良盆地南端は、奈良では標高のある金剛山と葛城山から流れる河川の扇状地にあたり、縄文時代後期から古墳時代にわたっても氾濫が繰り返され、縄文時代後期前葉にはクリ林が成立し、晩期後葉にはクリ疎林が形成されていた。北部の奈良市大安寺西でも縄文時代晩期末から弥生時代前期にかけてクリとトチノキの増加がみられ、やや冷涼化が行われたと推定される。

引用文献：金原(1991)奈良大学平城京発掘調査報告書第2集,45-57. 金原・粉川(1991)奈良県文化財調査報告書第61集,奈良県立橿原考古学研究所,31-41. 岡田・金原(2003)奈良県遺跡調査概報 2012年度 239-262.







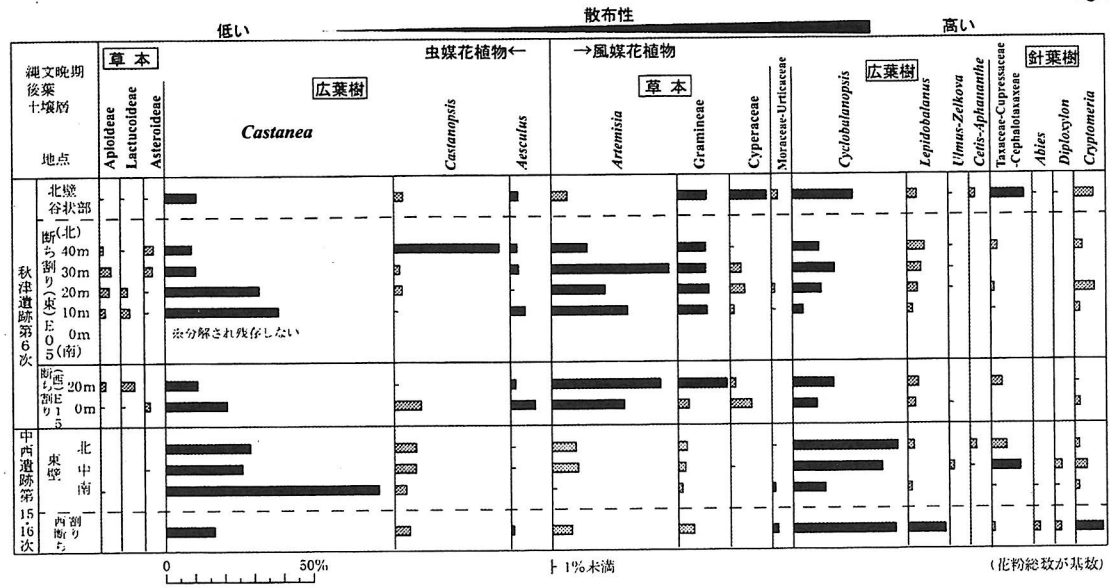


図１（左上）
奈良市大安寺西下層の河道および流路の主要花粉組成図
図２（左下）
御所市秋津遺跡（６次）縄文晩期後葉の主要花粉組成分布図
図３（上）
安堵町東安堵遺跡の晩期後葉河道堆積の主要植物遺体の対応
図４（右）
奈良市三条町下層縄文時代晩期前葉河道堆積の主要植物遺体の比較

P-13

秋田県南秋田郡五城目町中山遺跡の自然形成過程

亀井　翼・小岩直人・上條信彦（弘前大学）
Tsubasa KAMEI, Naoto KOIWA, Nobuhiko Kamijo (Hirosaki Univ.) : Preliminary report on geoarchaeological investigations of the Nakayama site in Akita prefecture, Northern Japan.

1. はじめに

縄文時代後晩期には，低湿地遺跡の増加が全国的に認められる．低湿地遺跡では多くの遺跡で残存しない有機質の遺物が出土するため，様々な環境指標を用いた自然科学分析事例が積み重ねられてきた．しかし，そうした資料・試料を包含する遺跡それ自体の形成過程については議論が少ない．遺跡形成過程は自然形成過程と文化形成過程に分けられるが（Schiffer,2002），本研究ではそのうち，低湿地遺跡の自然形成過程を明らかにするため，ジオアーケオロジー（Waters,1992；出穂 2007）の視点から遺跡の地形学的，地質学的検討を行う．

2. 対象地点と方法

中山遺跡は，秋田県南秋田郡五城目町高崎字中和泉田 26 他に所在する．これまでの発掘調査によって，遺跡は馬場目側左岸の台地上と隣接する谷底の低湿地に広がることが確認されている。本稿で対象とするのは平成 24 年度に弘前大学が調査した地点であり，A 区からは縄文時代後期後葉，B 区からは縄文時代晩期前葉を中心とした遺物が検出されている（図 1）．研究方法は以下の通りである。まず，地形発達史の復元を目的として遺跡周辺の地形面を区分した．国土地理院発行の空中写真 (CTO-75-23 C26-48,49,50) の判読を基本とし，1 万分の 1 都市計画図，土地分類基本調査（秋田県 ,1973）などを参照して地形学図を作成した（図 2）．次に，地形面を構成する堆積物の堆積過程と機構を理解することを目的として，岩層層序ユニットの区分を行った．遺跡での層序の記載にもとづき，発掘調査で区分された単層を岩相層序ユニットにまとめた．

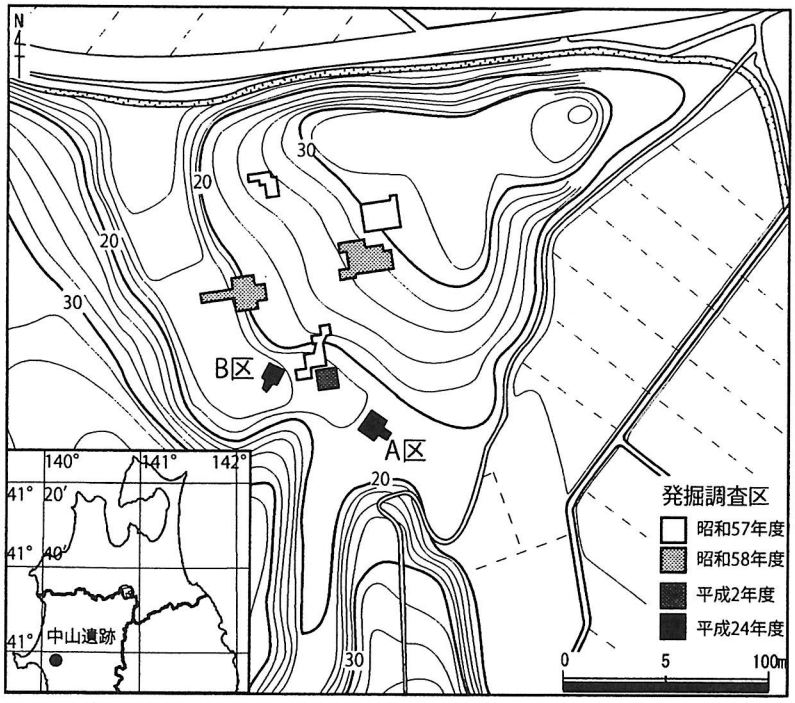


図 1　中山遺跡の位置と調査区の配置

3. 結果と予察

遺跡周辺の地形面は高位から H 面，L1 面，L2 面，L3 面の 4 つの河成段丘面に区分された．H 面は標高約 30m で，中山遺跡の台地部分はこの面に区分される．MIS7 の河成段丘に対比される（小池・町田編 2001）．L1 面は標高 12 ～ 13m で，馬場目川下流左岸に小規模に発達する．海成段丘の可能性もある．L2 面は標高 11 ～ 12m であり，丘陵地，H 面，L1 面を浸食している．L3 面は標高 9~10m で，最も低い段丘面である．また，a と b は H 面を開析した谷であり，対象地点は谷 b に存在する。

中山遺跡 B 区の層序は以下の 5 つに区分された．ユニット I は礫まじり砂質シルトで，下位ほど礫を多く含む．ユニット II は 2 ～ 10cm の亜角礫，角礫から構成される礫層でマトリクスはシルトである．ユニット III は粘土質シルト～粘土である．ユニット IV はユニット III を切って堆積する未分解植物層および礫層である．その分布から流路充填堆積物と考えられる．ユニット V は礫を含む淘汰の悪い砂質シルトであり，土壌が発達している．斜面からの崩積堆積物でユニット IV がない部分ではユニット III を直接覆う．

これらにもとづいて遺跡の自然形成過程を以下のように復元した．まず MIS 7 に形成された H 面が開析され，谷が形成される．この際，谷 a と b は連続したひとつの谷であったと考えられる．次に馬場目川の河床高度の低下により丘陵地や H 面が侵食され L2 面が形成される．この際に，本来一続きだった開析谷が L2 面によって浸食されて化石谷 a,b となる．よって，中山遺跡低湿地部分の「器」である谷は，後期更新世に形成され，その後の氷期（MIS2 か？）に化石谷になったと考えられる．また，中山遺跡 B 区の堆積物は礫層と，シルト～粘土の互層であった。このことから，化石谷となった谷は完新世には静水域～湿地となり，通常はシルト～粘土が堆積し，その合間に崩壊に伴う堆積物による礫層が形成されてきたと考えられる．そして，B 区が静水域～湿地であったとき，縄文時代後期末葉～晩期中葉の遺物が残された．

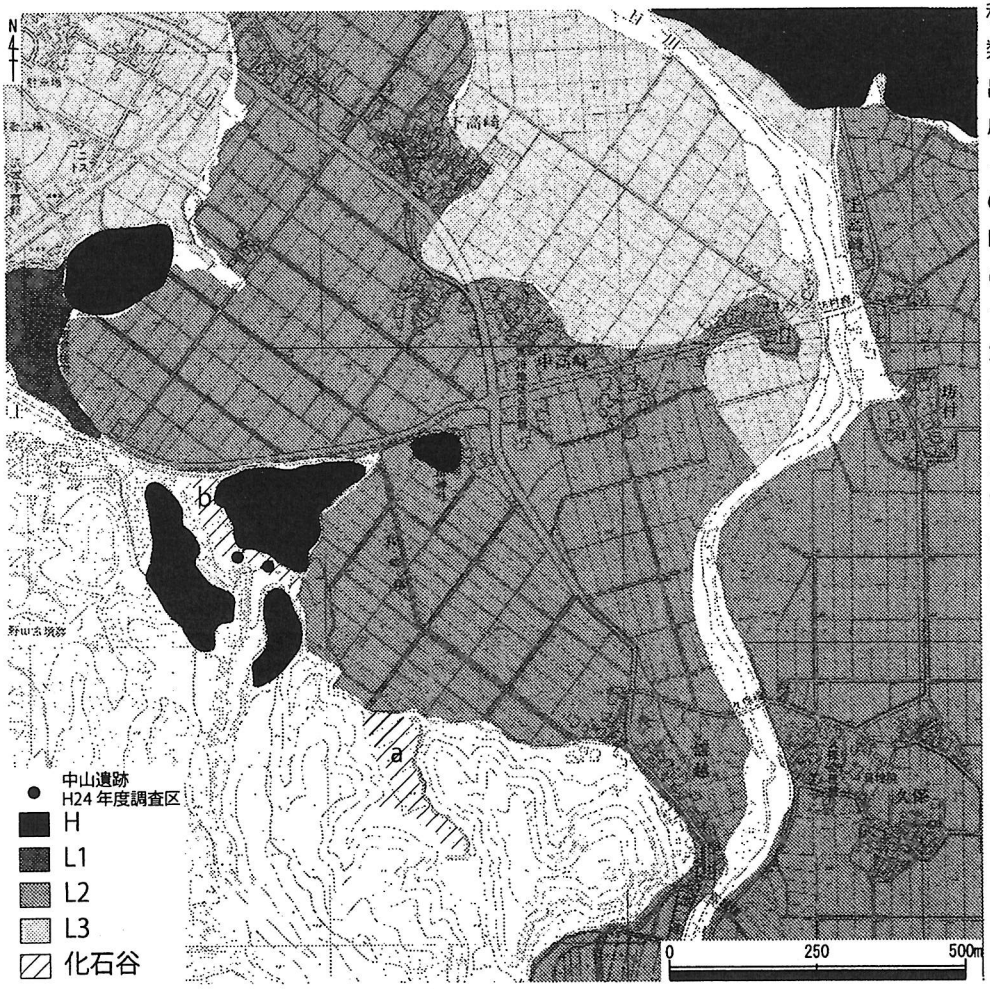


図 2　中山遺跡周辺の段丘面の分布

引用文献
秋田県（1973）『土地分類基本調査　五城目』；出穂雅実（2007）遺跡形成過程と地考古学．「ゼミナール旧石器考古学」：69-90, 同成社；小池一之・町田　洋編（2001）日本の海成段丘アトラス．105p. 東京大学出版会；Siffer, M.B. (2002)Bhavioral archaeology. 222p, Percheron Press.；Waters,M.R. (1992)Principles of Geoarchaeology. 398p.The University of Arizona Press.
なお，本研究は弘前大学「例温帯地域の遺跡資源の保存活用促進プロジェクト」および平成 25 年度科学研究費補助金（課題番号 25904012，研究代表者：亀井　翼）による成果を含む．

P-14

アルカリ長石粒子の OSL 年代測定法を用いた津波堆積物の運搬・堆積過程の推定

林崎　涼・白井正明(首都大)

Ryo HAYASHIZAKI and Masaaki SHIRAI: Transportation process of Tsunami deposits estimated from equivalence dose variation in K-feldspar grains using OSL dating method in Soma, northeastern Fukushima Prefecture, Japan.

はじめに

津波堆積物は過去の津波の規模，津波や地震の再来周期を推定する上で重要な証拠となるが，暴浪時や洪水時の堆積物などとの識別が必要である．本研究では福島県相馬市(図 1)で採取した，東北地方太平洋沖地震による津波堆積物に含まれるアルカリ長石粒子の IRSL 強度を測定し，等価線量を算出した．等価線量とそのばらつきから津波堆積物の露光具合を推定し，津波堆積物の識別に有用となるか検討するとともに，露光具合から考えられる津波堆積物の運搬・堆積過程を推定した．

研究手法

試料は白井ほか(2008)と同じ手順で採取・前処理をした．抽出した粒径 500～300μm のカリ長石をステンレスディスク上に 1 粒子ずつ接着し，東京大学工学部所有のデンマーク Risø 研究所製 TL/OSL-DA-20 自動測定装置を用いて測定した．粒子に赤外光を照射して励起した発光スペクトルから，SchottBG-39 と Corning7-59 を組み合わせたフィルターにより青色光成分を取り出し IRSL 信号を測定した．内蔵されている β 線源（$^{90}Sr/^{90}Y$）の線量は約 0.13Gy/s である．測定結果の解析には Risø 研究所製の解析ソフト Analyst を使用した．IRSL の測定は 50℃にて 100 秒間行い，1～2.5 秒間の平均カウント数を IRSL 信号，100～120 秒の平均カウント数をバックグラウンドとして，IRSL 信号からバックグラウンドレベルを差し引き，SAR 法（Murray and Wintle, 2000）を用いて各アルカリ長石粒子の等価線量を求めた(図 2)．また，Shirai and Hayashizaki (2013) を参考とし，0.09Gy 未満の等価線量のカリ長石粒子を露光粒子としてカウントし，露光率(%)＝露光粒子/測定粒子数×100 を算出した．

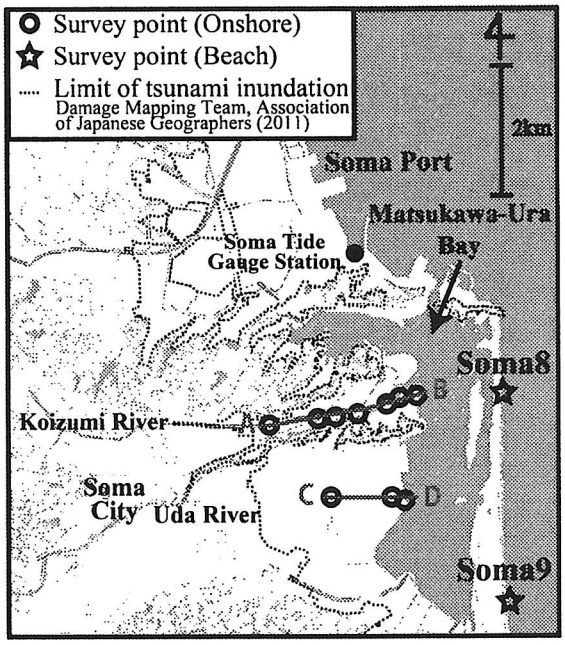


図 1　調査対象地域

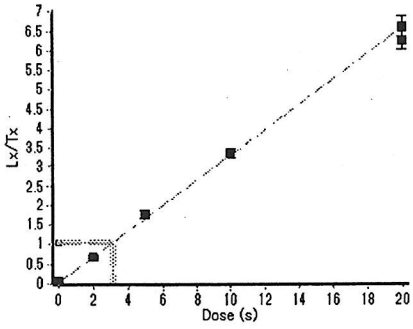


図 2　等価線量測定例

結果

津波堆積物の層相を図 3 に，各津波堆積物の等価線量のヒストグラムを図 4 に示す．津波堆積物の層相の記載から，少なくとも 2 層の押し波による津波堆積物を確認した．

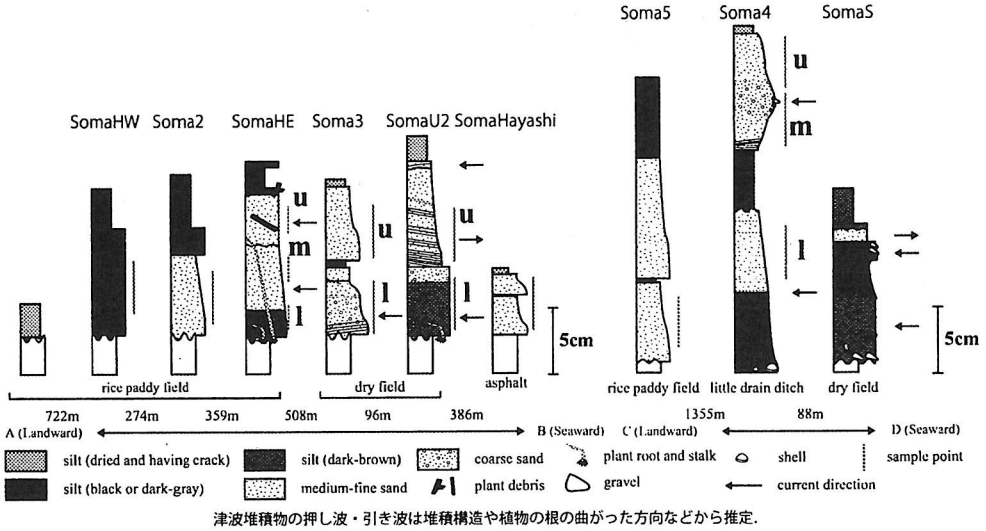
通常は前浜環境において砂粒子は良く露光し，ほとんどの等価線量は 0Gy で，露光率は 100%に近いと考えられる．しかし，津波襲来前の 2010 年 10 月に採取した前浜堆積物（Soma8, Soma9）は必ずしも良く露光しているとはいえない．原因として，松川浦の砂州における海岸侵食が，過去に埋積され OSL 信号を獲得した粒子を前浜に混入させていることが考えられる．津波前の前浜の堆積物と比較すると，津波堆積物には 0.6Gy を越えるカリ長石粒子が含まれており，露光率が低い場合が多い．津波発生時は太陽が出ていたが，少なくとも粗粒なカリ長石は津波による運搬過程中に良く露光したとは考えにくい．今回測定をした試料の中で，最も内陸の SomaHW では津波前の前浜と同等か，それ以上に露光しているように見られる．しかし，単純に内陸に向かうほど良く露光しているとはいえない．津波堆積物の露光は単純なものではなく，遡上途中に周辺の堆積物を侵食し，混入することから等価線量とそのばらつきには複雑になっていると考えられる．ほとんどの津波堆積物の等価線量とそのばらつきは前浜堆積物とは区別できると考えられる．海岸平野における暴浪時の堆積物の露光具合は明らかではないが，前浜の堆積物の露光具合とほぼ変わらなければ，OSL 年代測定により求めた等価線量から津波堆積物と暴浪時の堆積物を識別できるかもしれない．

参考文献

Murray, A.S., & Wintel, A.G. (2000) *Radiation Measurement*,32, 57-73.

白井ほか(2008) 第四紀研究, 47, 377-389.

Shirai, M., & Hayashizaki, R. (2013) *Island Arc*, 22, 242–257.



津波堆積物の押し波・引き波は堆積構造や植物の根の曲がった方向などから推定.

図３　津波堆積物の層相と OSL 試料採取箇所

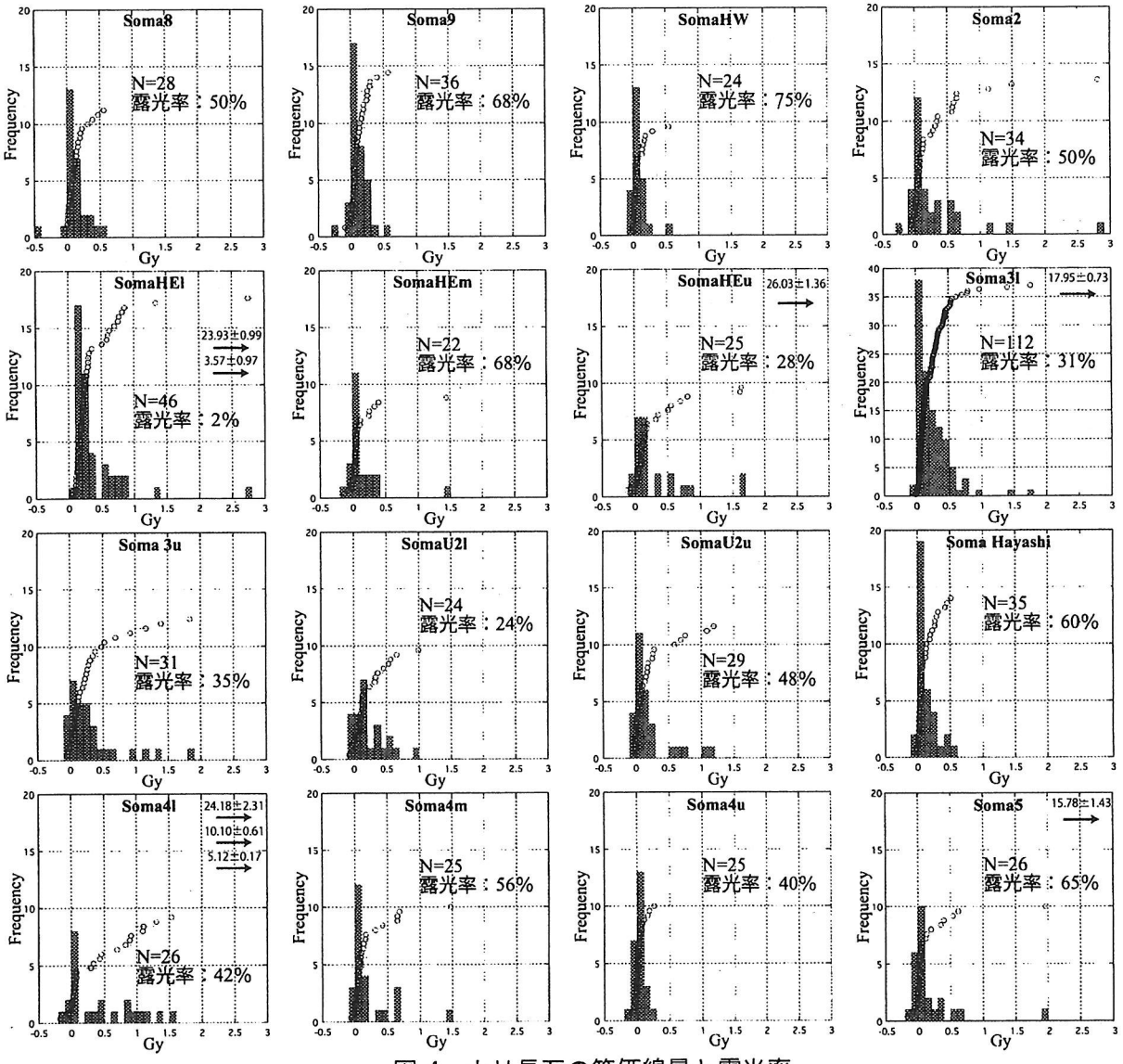


図４　カリ長石の等価線量と露光率

P-15

四国北西部伊予灘沿岸域における津波堆積物調査(速報)

後藤憲央,柳田 誠((株)阪神コンサルタンツ),池田倫治,辻 智大,小林修二,
高橋鉄一((株)四国総合研究所), 秋葉文雄((有)珪藻ミニラボ),
松島義章(神奈川県立生命の星・地球博物館名誉館員)
Norihisa GOTO, Makoto YANAGIDA, Michiharu IKEDA, Tomohiro TSUJI, Shuji KOBAYASHI, Tetsuichi TAKAHASHI, Fumio AKIBA, Yoshiaki MATSUSHIMA: The tsunami sediment survey in northwestern Shikoku Iyo Nada coastal areas (preliminary).

1.はじめに 伊予灘及び周辺海域の沿岸部には,古文書,観測記録による津波痕跡がいくつかあり整理されている(渡辺 1998,DCRC;JNES2010 など)。それらは南海トラフ,別府湾に波源をもつものである。近年,古津波の痕跡として地質記録である津波堆積物が注目されており,既往の記録に加え物証に基づき地震・津波像の精度を高めることには意義がある(後藤和ほか 2012 など)。そこで,伊予灘及び周辺海域の沿岸部で古津波堆積物の検出を目的として調査を行った(図 1)。

2.方法 空中写真判読により微地形分類を行い,堤間湿地,後背湿地,潟湖(跡)などを抽出し,連続した地質記録が期待される地点においてφ86mm の打込式ボーリングによる調査を行った。コアは半裁・クリーニング後に層相観察を行い,必要に応じて X 線 CT スキャン,珪藻・貝・介形虫化石の同定,14C 年代測定等を行い津波堆積物の認定を試みた。

3.結果 ここでは,南海トラフに波源をもつ津波の伊予灘における評価に重要であると考えられ,かつ良好な地質記録が得られた佐田岬西端宇和海側に位置する阿弥陀池地点の結果を述べる。阿弥陀池は,標高約 4m の砂礫より構成される浜堤に閉ざされた潟湖である。浜堤上で 1 本,水上で 8 本のボーリングを行った。浜堤上ボーリングでは K-Ah 降下層準を含む浜堤構成層及び基底礫層,基盤まで約 40m を掘削した。水上ボーリングの掘削深度は各 10m 程度で,約 4,000 年間の地層が得られた。下位よりウラカガミ,イヨスダレ,ツキガイモドキ等を含む内湾砂泥底相から湖成相への変化が読み取れ,珪藻化石の分析結果からも大局的に海域から淡水域への環境変遷が支持される。腐泥状の湖成堆積物の層厚は最大 6.8m であった。本層基底付近の 14C 年代値は約 3,200calBP であり,複数のコアで整合的である。堆積速度が約 1.5～2.0mm/yr と比較的速く,年代の解像度が高い。約 3,200calBP より後の湖成堆積物には,砂層の挟みなどは見られず,少なくとも現在の浜堤の高さを越えて湖に海成の砂礫をもたらすイベントはなかった。一方,約 3,200calBP 頃の湖成堆積物最下部には,淘汰が良く基質を欠いた中～細砂より成る砂層が挟在する。この砂層の層厚は浜堤に近い部分から 50mm,1.5～1.0mm と変化し,さらに内陸のコアでは認められず,海側から陸側に向かって尖滅する。このような分布と,砂層中にラミナ状に引き伸ばされた泥のクラストが見られることから,湖底に突然の強い流れを生じさせる浜堤側からの流入イベントが示唆される。この層準は内湾砂泥底相から湖成相へ変化した直後であることから,浜堤が高度・平面的に未発達なために,海側からの流入イベントが比較的容易に生じたことが推定される。これが津波イベントだとすると,松岡・岡村(2012,予知連会報 87)の 3,300calBP 頃のイベントに対比される可能性がある。しかし,高潮等のイベントである可能性もあり,今後の検討が必要である。また,珪藻分析の結果による

と，深度 6.5m 付近に海生種から淡水種への，深度 2.5m 付近に底生淡水種から浮遊性淡水種への卓越群集の突発的な変化が見られる。これは，湖の環境を支配している地形環境が何らかの営力によって突然に変化したことを示唆する。前者は約 3,200calBP 頃の砂層の湖成堆積物を介在したやや下に境界がある。後者は境界付近で底生海生種をわずかに産出する。しかし，内挿年代は 600～700 年前頃であり人為による影響も考慮する必要があるかもしれない。

4. まとめ　他地点を含めた結果概要を図 1 に示す。阿弥陀池，足成，奈多，磯崎，蒲井地点では数千年間の連続した良好な地質記録が得られた。宇和海側では愛媛県の調査も含め，複数の地点で津波痕跡の可能性がある堆積物が確認されているが，佐田岬西端の阿弥陀池では約 3,200 年前以降に明瞭な津波痕跡は認められない。一方，伊予灘側では，足成地点で汽水～淡水環境に津波痕跡は認められなかった。別府湾の奈多では，前面の砂丘の発達がやや良いためか，腐植質シルト・泥炭に砂の挟みなどは認められなかった。磯崎地点では磁器片を含む砂礫層の直上に基質を欠く逆級化する砂礫が存在し，津波痕跡の可能性を考慮して年代測定中である。周防灘の蒲井地点では，堆積物の上限の年代は測定中であるが淡水環境に津波痕跡は認められなかった。今後，津波痕跡の可能がある地質記録に対してさらなる検討を加える予定である。

5. 謝辞　産総研活断層・地震研究センターの藤原治博士には津波堆積物の認定についてアドバイスをいただきました。記して深くお礼を申し上げます。

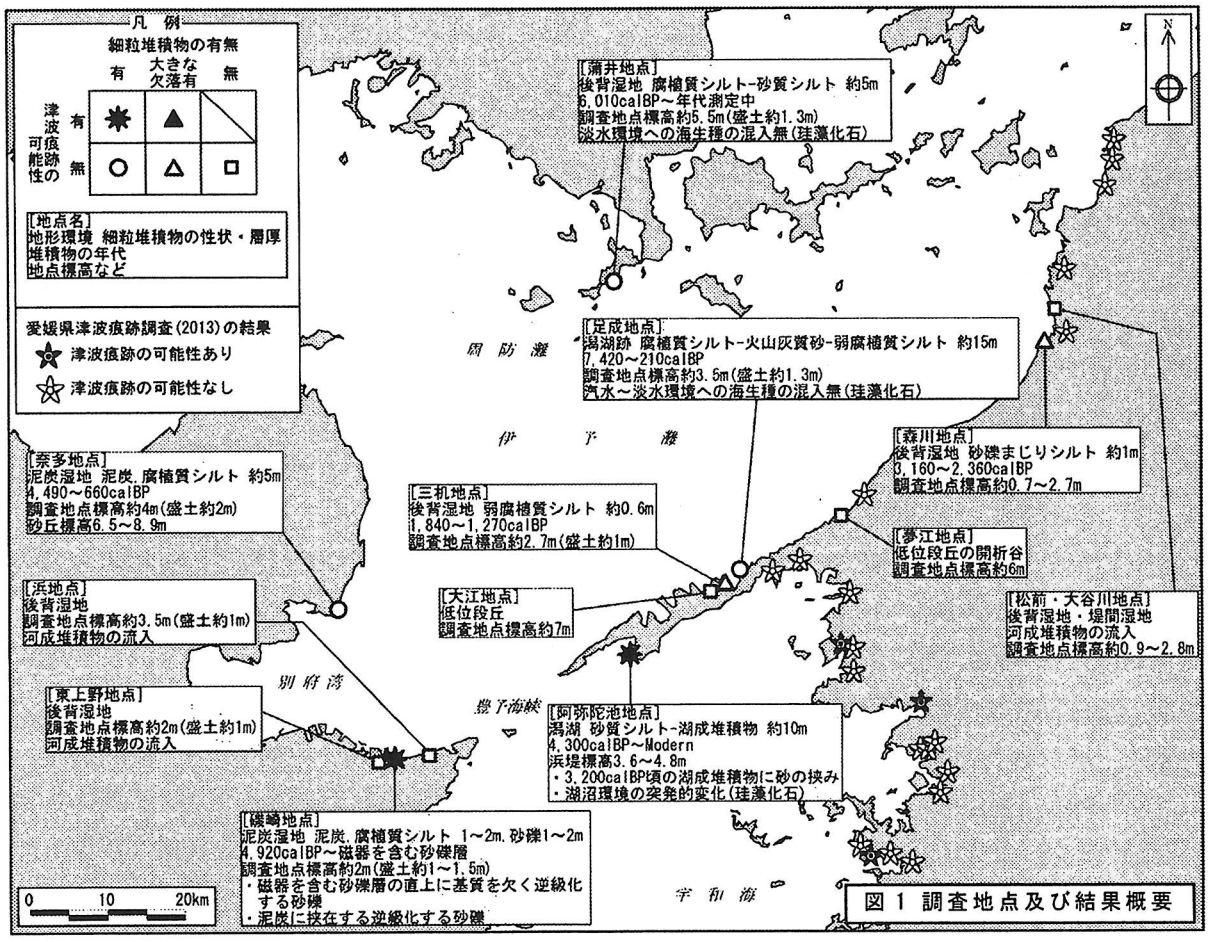


図 1 調査地点及び結果概要

P-16

ボーリング調査とボーリングデータベースから見た和歌山平野の特徴

北田奈緒子*1，竹村恵二*2，井上直人*1，三田村宗樹*3 ，伊藤浩子*1

(*1財) 地域地盤環境研究所，*2京都大学，*3大阪市立大学)

Naoko KITADA, Keiji TAKEMURA, Naoto INOUE, Muneki MITAMURA, Hiroko Ito:

Characteristics of Wakayama Plain from boring core sample and borehole database

1．はじめに

関西地盤研究会(KG-R)では，関西圏のボーリングデータベースを用いて，平野部の堆積環境や層序についての研究を行ってきた．特に，神戸阪神間（1998）[1]，京都盆地（2002）[2]，大阪平野から大阪湾（2007）[3]などを取りまとめた経験から，基準ボーリングを実施している．基準ボーリングとは，ボーリングデータベースによる検討のみならず，地質地盤特性の解明をより高精度にするために，適切なボーリング調査地点を検討し，その地域で実際に工学ボーリング（N値の取得や土質試験用のサンプリング）と地質ボーリング（オールコアリングによるサンプリング）を実施するもので，両者を比較して理解することで，地域の地盤の特性を，理学，工学の両面から検討することができる。これは，N値や土質試験結果と柱状図からなる工学ボーリングのデータから，精度の良い堆積年代や環境などの地質情報を引き出すためには必要不可欠な情報であり，近年では，このようなボーリング（基準ボーリング）を実施して，地域の地質地盤特性を検討している．

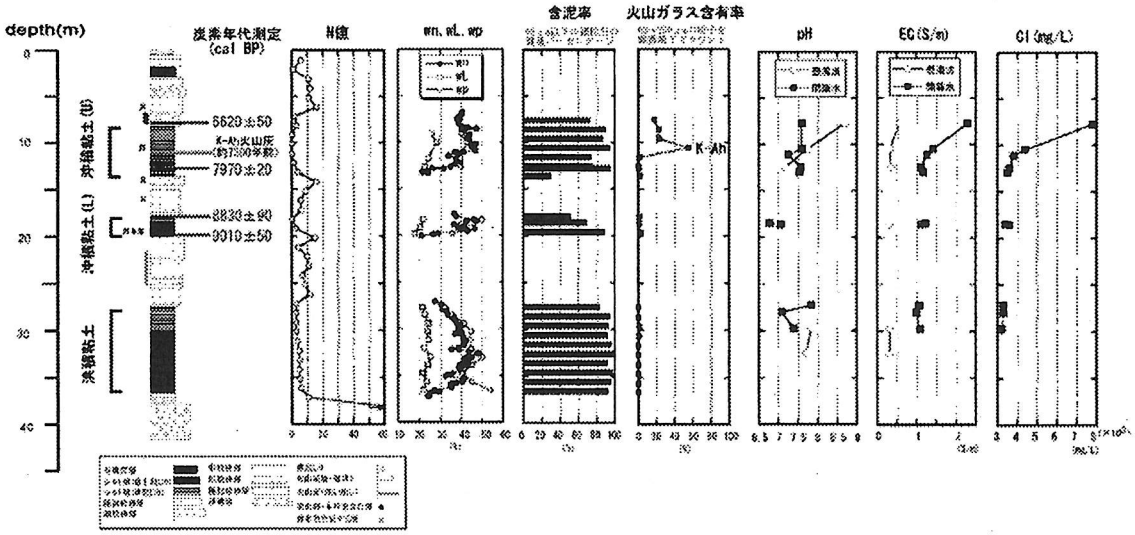
2．和歌山平野の特徴

本検討では，和歌山平野において同様の検討を実施した結果を報告する．調査は紀ノ川周辺から和歌川に沿って，海南地域までの，主として港湾部～平野部を中心に集められた約2000本の工学ボーリングを用いて検討した．また，和歌川では基準ボーリングを実施して，地質コアを用いた堆積環境解析などを行い，対比の基準とした．また，大阪市立大学において実施された三田地区における地質ボーリングの試料も合わせて分析し，検討の参考にした．

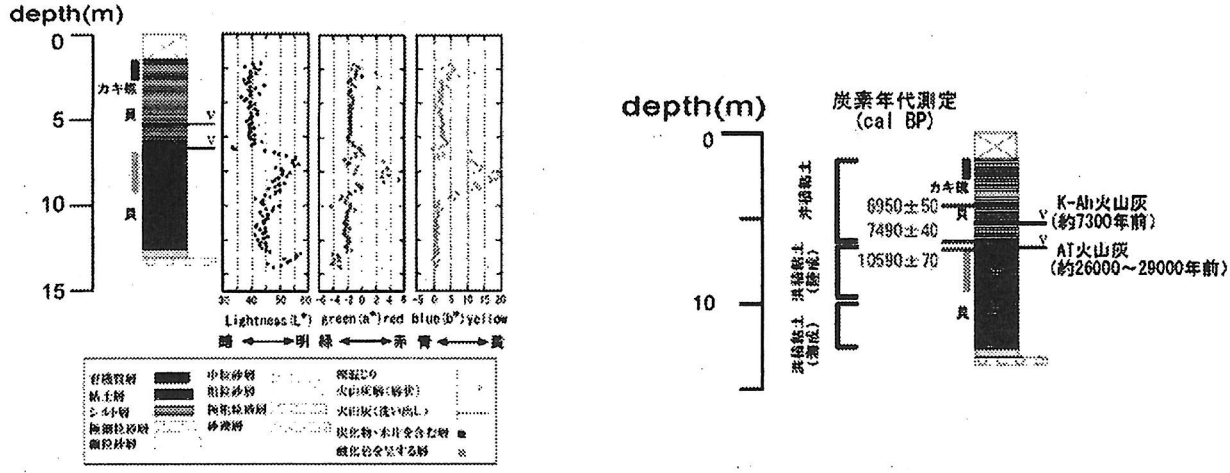
和歌山平野の南側を流れる和歌川の中流部において基準ボーリング調査が実施された．屈伸長は約40m，完新統と上部更新統をターゲットとして，掘削し，粘土と砂からなる．観察と分析の結果，3枚の海成粘土層が確認された．これらの堆積年代や環境を調べるために，図－1に示すような理学的な分析を行った．調査項目は，土色，火山灰分析を実施，堆積時期を示すK-Ah火山灰（約7300年前）の含有率が高い部分が判明した．海成粘土層の有無を調べることも目的に，ph，EC（電気伝導度），cl-濃度（塩化物イオン含有量）を行った．さらに上から2枚目の海成粘土が沖積層相当層か洪積層相当層かを決定するために，炭素年代測定を実施し，沖積層と洪積層の境界を決定し，沖積粘土層（Ma13層）に相当する地層が2層に分かれていることを明らかにした．

また，和歌川上流部の三田地区において，大阪市立大学にて実施された地質ボーリング試料を用いた検討では，全体に粘性土であった地層が火山灰層や堆積環境から区分され，和歌川ボーリングとの対比をすることができた（図－2）．

以上の結果を踏まえて，和歌山平野のボーリングデータによって，分布と特徴を検討した．一級河川の紀ノ川は礫質の粗粒物を多く供給し，河川の南北に分布する後背地には砂や排水不良の湿地を作る．南部の和歌川は河川勾配が紀ノ川に比べて小さいのが特徴であり，海成の沖積粘土や洪積粘土が比較的連続的に分布することがわかる．港湾部では沿岸流の作用により，砂丘や砂堆が広く分布し，その分布は，紀ノ川河口部にも大きく影響を及ぼしている．海水準変動による海成粘土の分布は平野内陸部にも見られるが，紀ノ川と和歌川の勾配の違いなどにより，分布に大きな特徴が見られる．これらの特徴について発表を行う．



図－1　和歌川基準ボーリングで取得されたコア試料から検討した各種分析結果



図－2　三田地区の地質ボーリングで取得されたコア試料から検討した各種分析結果

＜引用文献＞

1) 関西地盤情報活用協議会：新関西地盤－神戸および阪神間－，270p.，1998.

2) 関西地盤情報活用協議会：新関西地盤－京都盆地－，196p.，2002.

3) KG-NET・関西圏地盤研究会：新関西地盤－大阪平野から大阪湾－，pp.296+66，2007.

P-17

高起伏環境における石礫型土石流による岩屑移動の特徴：津軽十二湖地域での産状から

鎌田耕太郎（弘前大学教育学部）

Kotaro Kamada : Characteristic Transport and Sedimentary System caused by Stony Debris Flow in High Relief Environments: An example of Debris Flow Deposits in August, 2005 in the Tsugaru Juniko Lakes area, NE Japan

石礫型の土石流は高起伏地形の渓流においてしばしば発生する。ここでは2005年8月29日に局地的な豪雨により、青森県白神山地西縁に位置する津軽十二湖域の小渓流で発生した、石礫型(高橋，2004)に区分される小規模な土石流について報告する。

白神山地北西縁に位置する津軽十二湖は、やや低起伏の地形面上に形成された湖沼群からなる。湖沼群の多くは主に新第三系中新統大童子層の十二湖凝灰岩部層の分布域にあたり、湖沼群の一部はより下位の中新統大戸瀬層下部層の火山岩分布域にまたがっている。土石流の流下した沢筋は後者の地質系統の分布域にあり、高起伏地形内に位置する。土石流が発生し流下した渓流は津軽十二湖湖沼群の東側に位置する大崩(標高 694m)の頂上東側から緩く西へカーブして鶏頭場の池に合流する小規模な沢である。土石流は時間雨量50ミリ前後の集中豪雨により発生したとみられる。

土石流の発生地点は上記の沢の谷頭からやや下流の標高 640～570m にみられる開けた窪地である。湖の窪地には厚い崖錐堆積物の集積が見られ、それが豪雨により崩壊し、土石流を発生させたとみなされる。土石流はその下流のより狭い沢筋を伝って流下し、標高270m付近にローブ状の堆積体を残した。ローブ堆積物の終端から鶏頭場の池のある標高230m付近までの間には顕著な堆積物は残っていない。土石流堆積物の給源となった崖錐堆積物は中礫サイズを主とした安山岩質の岩片の集積体で、表部はやや植生が見られる所と裸地の所がある。

土石流が流走を始めた地点から堆積ローブをつくった終端までを、侵食や堆積の特徴からセグメントA～Eの5つに区分できた(鎌田・工藤，2012)。セグメントAは給源となった崖錐堆積物の集積域で、崖錐斜面の崩壊部分から上述のような崖錐堆積物の特徴が観察できる。セグメントBはAの下流部にあたり、崖錐堆積物起源の角礫を呈する岩屑が路床と、自然堤防状に堆積物を残している区間である。セグメントCはほかのセグメントに比べて路床の傾斜が急なためか、堆積が不活発で自然堤防を残しているのが特徴である。バイパス能力の高かった区間とみなされる。セグメントDは標高510m以下の長い区間であるが、ここでは堆積と侵食のようすが顕著に残されている。路床には剥ぎ取られた植物の根や茎の部分が残っており、侵食が浅かったこととふだんから涸れ沢になっていたことを示唆している。路床に残された岩塊は側壁の崩壊

を暗示する。セグメントＥは残された堆積物の終端が作るローブ状堆積物で、そこには流木をふくむ、粒度の異なる不淘汰で塊状、部分的に逆級化を示す堆積構造が認められた。

以上のような観察から、このような急傾斜地における沢地形では、上流からの砕屑物の供給や移動は普段は乏しく、ときどき発生する土石流などの運搬営力の強い流れが生じた時に砕屑物は移動し堆積すること。また強い流れで流路内の堆積物が掃き去られるので、定常時、流路内での堆積物の定着率はよくないなどのことが推定される。またこのような沢では路床堆積物に乏しいので、流路側壁の崩壊や侵食による岩塊と混合して下流に運ばれ、新たな流路埋積物の一部となることもわかった。

土石流堆積物の給源となった崖錐斜面は、植生などの特徴から判断するとふだんは保水に乏しく岩屑の移動しやすい状態にあることがわかる。今回土石流の流下した沢のほかにも、近傍の沢筋の上流部に土砂の集積していることがあるので、同程度の集中豪雨により当該の沢のみならず、近隣の沢筋で土石流の発生する可能性は高い。近年、突発的で局地的な豪雨による土砂災害が国内各地で頻発する傾向があり、渓流域における岩屑生産の実態を把握し、その移動に伴う侵食や堆積などの斜面プロセスを理解するためにも、このような小規模土石流に関する知見を蓄積することが大事である。

引用文献

鎌田耕太郎・工藤安昭（2012）弘前大学教育学部紀要，108，57－66.
高橋　保（2004）土石流の機構と対策．近未来社，432.

P-18

安定した塩分環境における混濁水の電気伝導度と孔隙率の関係
—熊野灘沖半遠洋性堆積物と天竜川佐久間ダム湖底堆積物の例—

丹羽雄一（東北大）・白井正明（首都大）・大村亜希子（東大）・
・宇津川喬子（首都大）・渡辺万葉(首都大)・林崎涼（首都大）

Yuichi Niwa, Masaaki Shirai, Akiko Omura, Takako Utsugawa, Mayo Watanebe and Ryo Hayashizaki; Influence of porosity on electrical conductivity of stirred sediments gained from stable salinity environment: Examples of hemipelagite at the Kumano Trough and lacustrine at the Sakuma dam lake

はじめに

電気伝導度(EC)法は、堆積環境を推定する上で測定誤差が少なく簡便な手法として知られている(横山・佐藤、1987)。横山・佐藤(1987)は大阪層群に挟まれている海成粘土層および琵琶湖湖底堆積物から作成した混濁水のEC測定を行い、ECから堆積環境を淡水・汽水・海水に分類できると指摘している。また、内園・森(2004)は濃尾平野南部で得られた堆積物試料で測定したECが海水生珪藻の割合と良い対応を示すことを指摘している。さらに、Niwa et al. (2011)では、濃尾平野で得られた堆積物試料のECを堆積相・珪藻群集組成と比較検討し、ECは第一次近似的には塩分を反映するものの、堆積後の間隙水量変化によって値が減少する可能性を指摘している。

上記の既存研究から、間隙水量変化の寄与を適切に評価することによって、沿岸域の堆積環境解析における有効な塩分指標としてECが適用可能となることが期待される。しかしECを扱った既存研究の多くは堆積時期によって塩分が異なる河口低地から浅海環境の堆積物試料を扱っているため、ECに及ぼす間隙水量変化の寄与を適切に評価することが難しい。一方、陸からある程度離れた海底堆積物や、内陸の淡水湖底堆積物など、時期に関わらず塩分が一定と考えられる環境下で得られた堆積物試料からは、間隙水量変化がECに及ぼす寄与の適切な評価を行う上での重要な情報が得られると考えられる。そこで、本研究では塩分が時代によらず一定と考えられる熊野灘沖半遠洋性堆積物および、天竜川佐久間ダム湖底堆積物を対象にECおよび孔隙率を測定し、間隙水量変化がECに及ぼす影響について考察した。

試料と方法

本研究で測定を行ったのは，紀伊半島熊野灘沖に位置する熊野トラフ西部(以降KMとする)で採取したコア試料および、静岡県浜松市、愛知県豊根村の県境に位置する

天竜川佐久間ダム湖(以降SKとする)で採取した湖底堆積物である．熊野トラフ西部に関しては、学術研究船淡青丸 KT-05-19，KT-06-7，KT-07-5次航海で採取したコア試料からキューブサンプリングしたものを用いた。天竜川佐久間ダム湖に関しては、渇水期にあたる2013年3月に湖底に降り、ピット掘削および塩ビパイプ打ち込み(掘削長はそれぞれ20～40 cm)によって採取した試料からキューブサンプリングしたものを用いた。

上記の試料に対し、東京大学大気海洋研究所所有のピクノメーターを用いて測定した乾燥かさ比重から孔隙率を算出した。次に、これらの試料から混濁水を作成し、混濁水に対し、東京大学大学院新領域創成科学研究科のECメータを用いてEC測定を行った。混濁水は、試料を110℃、48時間の乾燥後、粉砕したもの2 gに対し、蒸留水60 mlを加え撹拌し作成した。SKで採取した試料のECは現在測定中である。

結果・考察

KMの合計32試料から得られた孔隙率およびECの範囲はそれぞれ40.5 ～ 84.3 %、0.65 ～ 4.0 mS/cm、SKの合計15試料から得られた孔隙率の範囲は33.3 ～ 65.1 %である。孔隙率とECの両データが得られているKM地域において、孔隙率とECに正の相関関係が認められた(相関係数0.91)．

既存研究から粉末試料1 gに対し、蒸留水12 mlの比率で作成した混濁水のECが約1.0 mS/cm以上を示せば海水環境が示唆される(横山・佐藤、1987；内園・森、2004；Niwa et al.，2011)。KM地域のEC(粉末試料1 gに対し、蒸留水30 mlの比率)は既存研究の粉末試料と蒸留水の比率に換算(便宜上単純に2.5倍)すると1.65 mS/cm以上となり、既存の海成層の値と調和的である。また、同地域のECと孔隙率の明瞭な正の相関関係から、安定した海水環境であれば、ECは間隙を充填した海水量に規定されることが示唆される。安定した淡水環境・安定した汽水環境など、安定した塩分環境の場所を複数選定し、孔隙率、EC、塩分の関係を明らかにしていくことが今後の課題である．発表では、SK地域で得られた試料の孔隙率とEC の関係についても考察する。

引用文献：

Niwa et al. (2011) Quaternary International, 230, 78-86.

内園・森 (2004)，第四紀研究 43, 375-382.

横山・佐藤(1987) 地質学雑誌, 93, 667-679.

P-19

小川原湖コア堆積物中のSr同位体比-古塩分濃度の復元指標の妥当性の検討

豊田和弘（北大・院地球環境）、米延仁志（鳴門教育大学・大学院学校教育研究科）

Kazuhiro TOYODA, Hitoshi YONENOBU : Sr isotopic ratios in core sediment of Lake Ogawara - validation of a restoration indicator for paleo-salinity.

はじめに

青森県東岸に位置する小川原湖（面積 63.2 km^2）は、水深 16-18m に塩分躍層をもつ汽水湖である。この湖の最大水深は 26m で、表層水中の塩分濃度は１‰だが、躍層下の湖水中のそれは 10‰で高い比重である。2009 年秋、小川原湖中央部の水深 26m の地点にて、長さ約 10m と約 20m の堆積物コアなどが計５本掘削された。このコアの深度 0-10 m 程度には縞状葉理の存在が確認され、過去数千年間の堆積年代を高精度で復元できる貴重な連続記録媒体といえる。

このコア試料中から堆積当時の湖底直上の湖水中の塩分濃度の指標になりうる化学成分を分別抽出し、過去の湖底直上の湖水中の塩分濃度変化を復元する事ができたら、記録にない過去の巨大津波の存在や海水準変動の様子を高時間分解能で再現できることになる。実際、2011 年６月３日に小川原湖漁業組合の協力の元、小川原湖の水質調査をおこない、インターネット上で公表されている公的機関による測定値に比べて、2011 年３月 11 日の巨大津波による高瀬川から海水の大規模逆流によると思われる、塩分躍層の上昇と底層の塩分濃度の増加をわずかではあるが確認している。

古塩分濃度のプロキシー（指標）としてはこれまで、（１）イライト粘土鉱物の結晶格子に捉えられたホウ素の含有量；（２）粘土鉱物中のイオン交換成分中のストロンチウム／カルシウム濃度比；（３）炭酸塩成分中のストロンチウム同位体比（$^{87}Sr/^{86}Sr$）、が報告されている。これらの根拠として、（１）海水中のホウ素濃度が 4.5ppm と高い事；（２）海水中のストロンチウム／カルシウム濃度比が 0.0091 なのに対して、地殻中のそれが 0.0056 と異なる事；（３）現代の大洋の海水中のストロンチウム濃度は 8ppm と高く、その同位体比が 0.7091 前後なのに対して、代表的な日本の陸水中の同位体比は 0.703-0.706 の範囲と明らかに異なる事が多い。

本研究の目的は、小川原湖の堆積物の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比測定から過去の汽水性の変動を再現できるものかどうかについての予備調査である。現在の堆積物中の間隙水の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比は堆積当時の湖水中の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比から変動していると推測して、間隙水とは異なりかつ堆積当時のものと思われる同位体比を持つ相を堆積物中から抽出できれば、その相が古塩分濃度復元に有用な候補として研究対象となりうる。

分析試料と測定法

上記の OGAR09-2 コアの深度 2.7、4.5、 5.3、11.5、13、15.1 m の深度から生のまま分取した堆積物試料２ g を次のような分別抽出操作に供した。テシエの抽出法

（Tessier et al.,1979）を用いて堆積物コア試料から、間隙水、粘土鉱物中の交換イオン成分、炭酸塩成分、鉄マンガン水酸化物成分、有機物成分を抽出した。珪酸塩成分が残渣として残る。抽出液は、全てウルトラピュア級の試薬を希釈して調整したもので、ミリＱ水、１Ｍ酢酸アンモニウム、１Ｍ酢酸アンモニウム・0.5M酢酸アンモニウム（pH = 5.0)、0.04M塩酸ヒドロキシルアミン・２５％酢酸、および30％過酸化水素水・0.01M硝酸（pH = 2.0）を用いた。これらの抽出液から、北大院地球環境に既設のクリーンルーム内で、Dowex AG50W-X8陽イオン交換樹脂とEichrom社製Sr樹脂とを併用して、硝酸系溶離液でストロンチウムを単離し、北海道大学理学部のX線分析室で管理運営している表面電離型質量分析計MAT262での測定に供した。同時に測定した標準物質SRM987の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比は0.71022±0.00007が得られている（NIST保証値は0.71034±0.00026)。

結果と考察

海成層の３試料（コア深度10.4m以深;現在より4600年前以前）の間隙水、粘土鉱物中の交換イオン成分、炭酸塩成分、鉄マンガン水酸化物成物中の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比のほとんどが、0.7089-0.7093の範囲内であり海水のそれとほぼ等しい。つまり、ストロンチウム同位体比については、汽水湖になる前の海水がそのまま堆積物中に間隙水として残存していることが示唆された。汽水層試料中(コア深度10.4m以浅;現在より4600年前以降）の間隙水、粘土鉱物中の交換イオン成分、炭酸塩成分、鉄マンガン水酸化物成物中のほとんどの $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比は0.7087-0.7090の範囲内で、海水や上記の海成層中の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比よりもわずかに低いが、当初想定していたよりもずっと海水に近い値を示した。残念ながら、これでは堆積当時の湖水中の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比を保持している相を判別するのは難しい。

汽水層中の堆積物の間隙水などの $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比が海水のそれとほとんど変わらない理由として、小川原湖に流入する４つの河川の河口付近で採取した河川水のストロンチウム濃度を測定すると約0.06 ppmと低いことから、その $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比の測定値は0.705-0.707付近と海水とは離れていても、流入河川中のストロンチウム濃度が海水に比べて２桁低いため、小川原湖に侵入した海水が河川水で仮に数倍に薄められても、$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比はわずかしか低下しなかったと推測できる。この考察を確認するために、小川原湖の湖水の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比の垂直分布(2011年6月3日採取)について測定中である。

謝辞：本研究は、科学研究費補助金「環太平洋の環境文明史」と「過去数千年間の津波襲来履歴の新復元法-汽水湖年縞堆積物のストロンチウム同位体比で」の補助を受けた。同位体比測定で北海道大学理学部X線分析室の松本亜希子氏にお世話になった。

P-20

珪藻分析に基づく完新世中期以降の十三湖の湖水環境復元

葛西未央（弘前大学・院）・小岩直人（弘前大学）

Mio KASAI, Naoto KOIWA : Reconstruction of environment changes of the JyusankoLake since the middle Holocene based on diatom analysis

1．はじめに

青森県北西部に位置する十三湖は，河川と日本海からの海水が流入する汽水湖である．また，岩木川最下流部にある十三湖は，上流からの堆積物の供給が非常に多く，現湖盆の約半分ほどが河成三角州のつくる地形に占められている（平井，1994）．そのため湖深部は最大湖水深が 2m と非常に浅く，湖の容積に対して集水面積が大きくなるので，湖水の平均滞留時間が 3 日程度と循環が速い特徴を持っている（樋口，2009）．

発表者らは，これまで岩木川河口のボーリングコアにおける年代測定，粒度分析，イオウ分析，珪藻分析により，十三湖の縄文海進期以降の湖水環境変遷の復元を試みてきた（小岩ほか，投稿中）．その結果，既存研究においては内湾化から汽水環境に至ったとされる 5700-1000 cal BP の間，表層部が淡水化した可能性が強いことを示唆した．しかし，この研究で実施された珪藻分析の間隔が大きいため，約 5000 年間の詳細な湖水変遷については明らかにされておらず，珪藻分析の精度を上げることが必要とされる．今回の発表では，同ボーリングコアでの珪藻分析の精度を高め，また，新たにボーリングコア試料を加えて諸分析を行い，古環境の検討を行った結果を報告する．分析に用いたボーリングコアは，津軽平野下流部にて採取した．上流側から KM コア（亀ヶ岡遺跡付近），KD コア（神田橋周辺部），IW コア（岩木川河口部），TR コア（鳥谷川河口部）の 4 地点である．

2．津軽平野を構成する堆積物の層序

今回の発表で用いた 4 地点のボーリングコアは，津軽平野のデルタ地形を構成している堆積物である．層序は，下位より，腐植物や木片を混入する下部泥層，粗粒砂～細砂による下部砂層，貝殻片を混入する中部泥層，さらに上位の海浜～浅海底堆積物から成る上部砂層および上部泥層に区分される．各堆積層で得られている年代値は，下部砂層で 9240-9000 cal BP（KM コア），中部泥層の下部では 7870-7822 cal BP（KD コア），6660-6550 cal BP（IW コア），中部泥層上部は 2450-2340 calBP（TR コア），2347-2311 calBP（KM コア），上部砂層では，2070-2000 cal BP（KM コア），300 - 230 cal BP（IW コア）である．

3．珪藻分析による湖水環境変化の考察

珪藻分析は，おもに中部泥層にて 20～50 cm 間隔で実施した．中部泥層の層厚は，

河口部のIWコアで約20m，上流部のKMコアでは約15mである．層相は，粘土～シルトが塊状に堆積しており，所々で暗色や明色のラミナが確認され，ヤマトシジミなどの貝化石や木片の混入もみられる．

珪藻分析の結果は，上流側（KM・KDコア）において，中部泥層下部で海水生種の珪藻が優占し，その上部では淡水生種の珪藻が優占している．淡水生種の珪藻が優占する層準では貝化石が産出されず，塊状である．河口側（IWコア）では，中部泥層下部で同じく海水生種の珪藻が優占する．中部泥層中部～上部においては，淡水生種の珪藻が優占しているが，海水生種の珪藻が優占する層準がイベント的にみられる．これは，淡水環境の中で一時的に海水の影響が強くなり，湖水の塩分濃度が高まる環境下におかれたことが推測される．

上流・河口部ともに優占している淡水生種は*Aulacoseira*属であり，海水生種は，*Skeletonema costatum*や*Thalassiosira*属が優占している．

また，現在の津軽平野下流部において，2012年7月に現生珪藻のサンプリングを行った（田光沼，山田川，岩木川，岩木川河口，十三湖内，水戸口）．すべての地点で*Aulacoseira*属の産出は10%程度であり，現在の地形および湖水環境とボーリングコアから推測される古環境とは異なっていると考えられる．

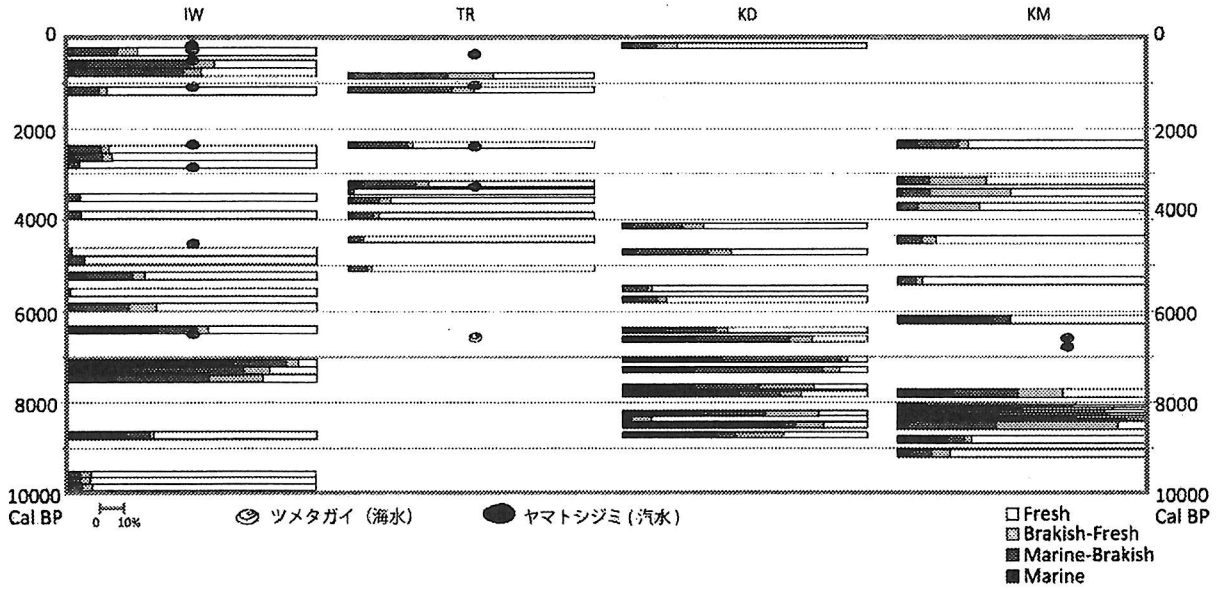


図　珪藻分析から復元される調査地域の環境変遷（葛西・小岩，2012）

引用文献 ： 平井（1994）愛媛大学教育学部紀要　第Ⅲ部自然科学，14-2　1-71．樋口ほか（2009）東北地域災害科学研究，45，129-134．葛西・小岩（2012）地球惑星科学連合体会2012年大会．HQR22-P03．

P-21

珪藻分析に基づく三陸海岸久慈川低地の完新世古環境復元

山市　剛（東京大学）・宮内崇裕（千葉大学）・
石村大輔（千葉大学）・早瀬亮介（(株) 加速器分析研究所）

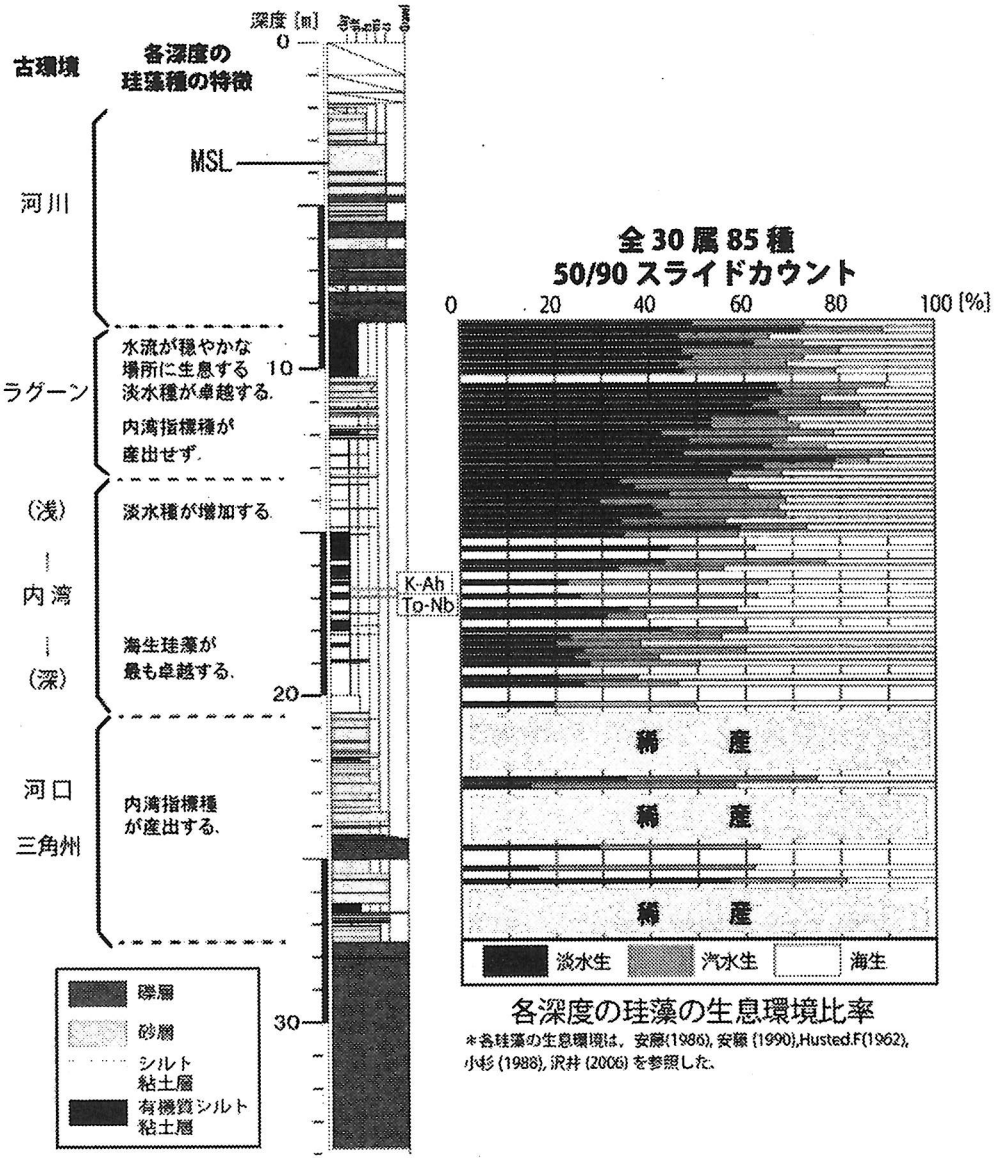
Tsuyoshi YAMAICHI, Takahiro MIYAUCHI, Daisuke ISHIMURA, Ryosuke HAYASE: Holocene environmental change in Kuji river lowland was based on diatoms analysis, Northeast Japan.

本研究では、地殻の垂直変動の様式について不明な点が多い三陸海岸北部における完新世の相対的海面変化について検討するために、久慈川低地を研究対象地域とし、完新世の古環境復元を行った。古環境復元に有効な珪藻分析（深度 27-9 m の層から 20 cm 間隔でサンプリング）を河口部で掘削した 30 m ボーリングコアにおいて実施し、合わせて堆積相解析・放射性炭素年代測定・既存ボーリング資料を用いた地下地質の対比も実施した。その結果、全 30 属 85 種の珪藻が産出し、深度 27-20 m の砂層では珪藻が確認できた層準は少なかったが、珪藻が産出した全ての層準で淡水生種・汽水生種・海生種を認定した。海生種の割合は深い方から徐々に高くなり、深度約 18 m で約 60%と最も高くなった。その後は徐々に海生種の割合は減少していった。各深度での優占珪藻種は、深度 27-20 m の砂層では内湾指標種の *Thalassiosira bramaptrae*（沢井、2006）、深度 20-17 m のシルト・粘土層では *Achananthes hauckiana* などの海生種（小杉、1988）、深度 17-14 m の有機質シルト・粘土層では海水泥質干潟種の *Diploneis smithii*（小杉、1988）である。これらは浅海部の生息環境を示す。深度 14-9 m の砂層、有機質シルト・粘土層からは中下流河川指標種の *Diatoma hiemale*（沢井、2006）などが出現し、水流が比較的穏やかな環境を示唆する。珪藻分析の成果と堆積相解析に基づくと、完新世久慈川低地河口部の環境は、10 ka 前後から河口部内湾環境、10 ka～7.5 ka には三角州干潟環境、7.5 ～7 ka には内湾からラグーン環境、それ以降は河川環境へと変化してきたと推定される。10～7 ka までの地形環境は後氷期海進に強く影響を受けたが、それ以降は河川環境が卓越し、かつ河川堆積物が現海面下（-5 m ほど）にある。これらのことは海面が安定した完新世後期において、海岸部の顕著な沈降があったことを示している。このような沈降をもたらした地殻変動の様式として、地震間の沈降がある。周辺の完新世離水海岸地形の存在からみると、このような沈降とは逆の隆起運動も発生していることは確かであ

る（宮内ほか、2006）ので、別の様式による地殻変動の様式が示唆される。巨大地震サイクルモデルを解明するためにも、今後は珪藻のみならず、堆積物の粒度や化学成分等の proxy を同時に解析し、それら複数の proxy と相対的な海面変化との関係を明らかにすることが必要である。

【引用文献】

安藤一男（1986）第四紀研究、25、165-176. 安藤一男（1990）東北地理、42、73-88. Husted.F（1962）Osterrich und der schweiz 7 edited by Rabenhorst, L. 小杉正人（1988）第四紀研究、27、1-20. 宮内崇裕ほか（2006）平成 16 年度～平成 17 年度科学研究費補助金研究成果報告書. 沢井祐紀（2006）海洋と生物、28、501-507.



図：久慈コアの珪藻分析と堆積相分析の結果

P-22

琵琶湖東岸地域の湖底で100年前に何がおこったのか

里口保文*・芳賀裕樹*・林　竜馬*（*琵琶湖博）・井内美郎（早稲田大）

Yasufumi SATOGUCHI, Hiroki HAGA, Ryoma HAYASHI and Yoshio INOUCHI：What was it happened at a lake bottom around the east coast of Lake Biwa at approximately 100 years ago?

○はじめに

琵琶湖は日本一大きな湖であると共に，長い地史をもっていることから，陸水学的研究のみならず，古気候など古環境を明らかにするための研究が行われてきた（たとえば，Nakagawa et al.，2008など）．それらの研究の多くは，グローバルな環境変動を記録した細粒堆積物が安定的に堆積する琵琶湖深部を対象として行われてきたが，琵琶湖周辺のローカルな環境変動の影響を強く受けていると考えられる沿岸部の研究は少ない．たとえば，沿岸域にはそこへ流入する河川の流入の強弱を堆積物として記録している可能性がある．そのような観点から，琵琶湖の沿岸域の湖底堆積物を対象として，ローカルな堆積環境の変化を検討した．なお，本研究は科学研究費補助金基盤研究(C)（課題番号22510201）を使用した．

○方法

琵琶湖湖底堆積物の採取は，水深の深い地点は湖上より重錘型コアラーを用い，浅い地点は湖上からハンドボーラーで行った．採取地点は，琵琶湖北湖の東岸地域の愛知川河口沖と，南湖の東岸地域の旧草津川河口沖である．

採取したコアは，室内にてコア長を測定した後，湿潤なコアを細いナイロン糸で半割した．半割コアの一方を数cmおきに採取して含水率の測定を行い，もう一方で層相記載を行った．記載用コアは湿潤状態で記載し，そのまま自然乾燥を行い，乾燥後の層相を記載した．乾燥したコアは，その層相の粒径変化が明瞭になるが，含水率の高い表層部の堆積物は乾燥により見かけ体積が小さくなる（つまり縮む）ため，湿潤状態での記載と併せて小さくなったものを当初の湿潤状態の長さに戻して層相変化の層準の検討を行った．堆積年代は，堆積物中にある炭質物（植物片）を採取し，炭素14年代を測定した（地球科学研究に依頼して測定）．

○採取地点

北湖東岸の愛知川河口沖は，河川流入方向の河口から約1.5km（水深20m：地点A）および河口から約1.8km（25m：地点B）の2地点．南湖東岸の旧草津川河口沖は，流入方向の河口から約250mの地形がなだらかになる付近（水深3m：地点C）である．

○結果と考察

愛知川河口沖の2地点では，植物片を含む砂質泥ないし泥層を主体とし，薄い砂層を挟む．地点Aは-25cm付近に層厚2～3cmの細粒砂を含む植物片濃集層を挟む．植物片には陸域に生息する植物のものがあることから，洪水流によって運ばれてきたと推定される．また，その植物片の炭素14年代は暦年代で50～100年前であった．地点Bは-45cm付近に層厚2～3cmの極細粒砂～細粒砂層を挟む．-91cmにある植物片の炭素14年代は13,014±45 calBPであった．これら2地点それぞれを結ぶ対比可能な層は見つからなかったが，地点AとBの堆積作用が類似したものであると仮定すると，-25cmの年代と地点Bの-91cmの年代には，それらの年代から検討される堆積速度では理解できない大きな年代的開きがある．

地点C（旧草津川河口沖）は泥～砂混じり泥層を主体とし，砂層を挟む（図 1）．含まれる植物化石による年代は-38cm 付近のものがAD1950 年以降，-55～-60cm 付近の 2 層準は暦年代で50～100 年前，-80cm 付近のものが6,580 ±90 calBP であった．

愛知川河口沖と旧草津川河口沖で，近年の年代は正確ではないが，100 年程度以前の堆積物の下位に 6,000 年～13,000 年前の堆積物が存在することは，約 100 年前から約 6,000 年や約 13,000 年前の間に大規模な削剥があったか，この間の期間は極端に堆積速度が遅かったことが考えられる．旧草津川河口沖は水深が約 3m であることからこの期間に琵琶湖の水位が低下している可能性もあるが，愛知川河口沖は水深が 20m 以上あることから，琵琶湖の水位低下による無堆積期間を含んでいることは考えにくい．両地点の水深や河口からの距離，流入河川の規模では大きく異なっているが，どちらの地点も 100 年前以前の堆積物の欠如があることは，琵琶湖東岸地域の堆積環境として，およそ 100 年前に何らかのイベントがあった可能性がある．およそ 100 年前には，琵琶湖北部で 1909 年にあった地震や 1896 年の明治の大洪水があるが，これらとの関係は不明である．両地点ともに堆積物の欠如が認められる層準には，大規模な削剥を伴ったことを示す堆積構造は認められない．また，含水率も 40%前後であり，急激な変化をほとんど伴わない．

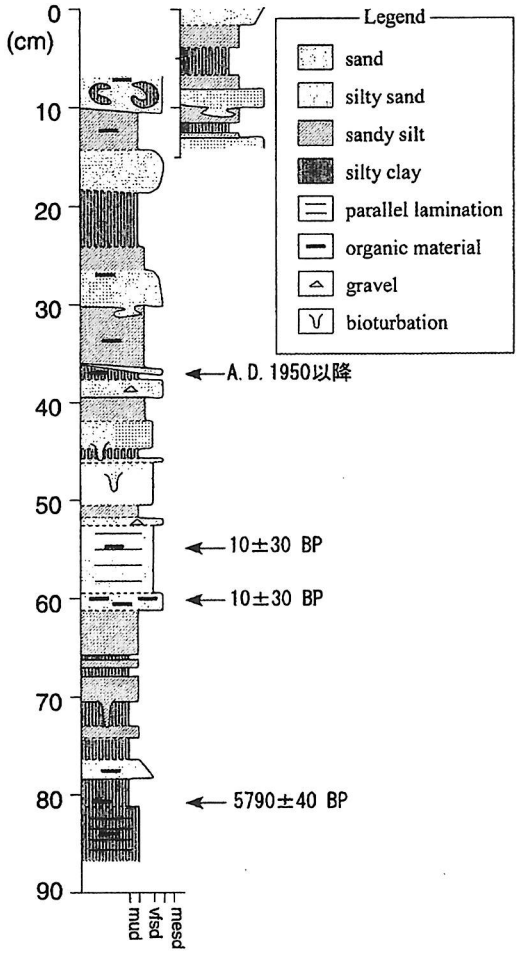


図 1　琵琶湖南湖草津川河口沖湖底堆積物の柱状図と年代

このような堆積欠如の存在する問題を検討するためには，今後，周辺地域で調査地点を増やし，沿岸部の堆積作用を明らかにすることや，その堆積年代をより詳細に検討する必要がある．

文　献

Nakagawa, T. et al. (2008) Geology, 36, 491-494.

P-23

琵琶湖 BIW08-B コアに含まれる過去 2.5 万年間の珪藻化石群集の詳細変動解析

永安浩一（信州大学）公文富士夫（信州大学）

Koichi NAGAYASU and Fujio KUMON：Diatom changes for the last 25,000 years in BIW08-B core from Lake Biwa, Japan

はじめに

珪藻は海洋や多くの湖沼において，普遍的に存在する重要な一次生産者であり，生育環境の変化に敏感に応答して種組成や生物量を変化させる．また，その細胞は珪酸質の被殻に覆われ，細胞の死後も被殻は堆積物中に保存される．そのため，堆積物中の珪藻化石は古環境の指標としてよく用いられる．そして，琵琶湖の堆積物には保存状態の良い珪藻化石が豊富に産出する．

そこで，琵琶湖堆積物 BIW08-B コアについて，急激な気候変動が発生した MIS 2 から 1 にかけて 10cm（約 300 年）間隔で珪藻殻数と群集変動を明らかにし，古気候指標との比較を行った．さらに中心目珪藻の *Stephanodiscus suzukii* の直径の頻度分布を求めた．*Stephanodiscus* 属の殻径変動については Kato et al. (2003) で報告がある．また，齋藤・林(2010)では，生物生産性の高い時期には小さい殻の割合が高くなることが示唆されている．

珪藻殻数・種構成変動

過去 2.5 万年を通して *S. suzukii* と *A. nipponica* の両種が珪藻群集の 80% を占めるが，最優占種は *S. suzukii* と *A. nipponica* の間で頻繁に交代していた．殻数は，25 ka から 7 ka の間では 1.0×10^8alves/g 程度で推移したが，7 ka 以降 4.0×10^8valves/g 程度に急増した．12 ka から 7 ka にかけてはモンスーンの強化や急激な温暖化により珪藻の生物生産性が高くなると考えられるが，珪藻の殻数は 1.0×10^8valves/g の小さな値で推移し，珪藻殻数の変動は急激な温暖化やそれに伴う降水量の増加とは単純に応答していない．7 ka 以降に見られる殻数の急増から珪藻殻数が気候変動に遅れて応答している可能性も考えられる．

Stephanodiscus suzukii 殻径変動

珪藻の生存戦略を探る目的で，この期間に多産する中心目珪藻 *S. suzukii* の大きさ（直径）の変化に注目し，直径（殻径）の頻度分布を解析した．大局的に見ると *S. suzukii* の大きさは 7 μm から 20 μm の個体がほとんどであるが，時代によって頻度分布に差異があることが判明した．*S. suzukii* を含む珪藻殻の総数は，温暖化の進行した 12 ka から 7 ka の完新世初期においても，寒冷な 25～12 ka とあまり変わらなかったが，*S. suzukii* の殻径は 25～12 ka では 7 μm から 12 μm の比率が高いのに対し，12～7 ka の期間では 20 μm から 30 μm の大きな個体の比率が増加している．珪藻 *S. suzukii* は急激な温暖化に応答して，

殻径を増大させることで異種間の競争を生き抜いてきたことが推定される．最終氷期最盛期のごく寒冷な気候から完新世の最温暖期への適応には，水温や生殖時期の変動などストレスに耐える必要があり，その一環としてサイズを変化させる生存戦略をとったと考えられる．このような適応には時間がかかるために気候変動への殻数の応答に遅れが生じた可能性が示唆された．

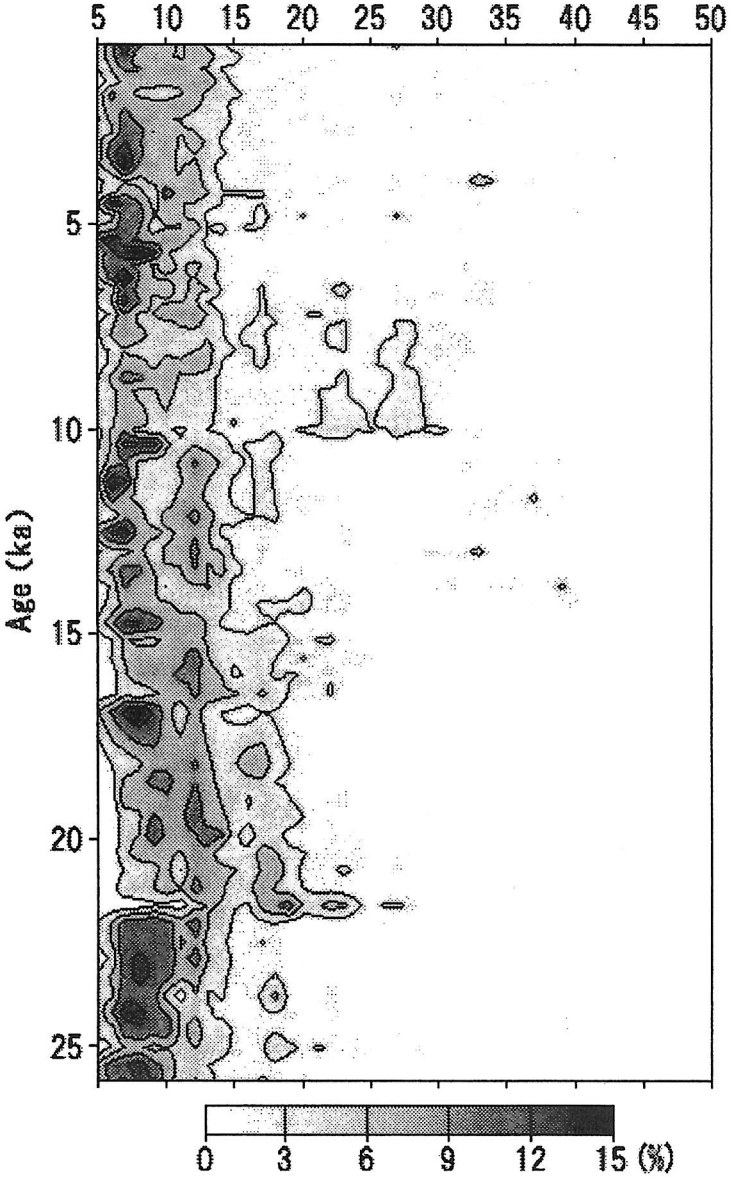


図 1．中心目珪藻 *Stephanodiscus suzukii* の殻径分布経年変動

縦軸は年代（ka），横軸は殻径（μm），頻度（%）は色で表し白色（0%）から灰色（15%）にかけて高くなる．また，3%ごとに等値線を引いた．

引用文献

Kato et al. (2003) Phycologia, 42, 292-300.

齋藤・林（2010）第四紀研究, 49, 161-171.

P-24

水月湖クロノロジーに基づいた、いくつかの広域テフラの精密な年代決定

中川　毅（ニューカッスル大学）
水月湖2006年コアプロジェクトメンバー一同（www.suigetsu.org）

Takeshi NAKAGAWA, Suigetsu 2006 Project Members: Precise chronology of visible tephra layers in the SG06 sediment core from Lake Suigetsu, Japan.

広域テフラは同時間面の指標として広範に用いられているが、噴出年代が既知である場合には、安価で信頼できる年代マーカーとしても有用性が高い。このため、広域テフラに詳細な年代を与えることには大きな意義がある。

福井県の水月湖から2006年に採取された年縞堆積物コア（SG06）には、目視で確認できる火山灰層が数多く挟在している（Nakagawa et al., 2012）。水月湖の堆積物は、現在から5万2800年前までについては世界最高水準の年代目盛りが与えられているため（誤差3‰程度）（Bronk Ramsey et al., 2012）、これらの火山灰層の年代もきわめて正確かつ精密に決定することができる。なお水月湖の ^{14}C および年縞年代のデータセットは、まもなく公表される予定のIntCal13の主要な構成要素となっている。すなわち、水月クロノロジーによって決定される広域テフラの年代は、IntCal13によって与えられるcal BP年代とほぼ同義であり、年代値としての汎用性と互換性はきわめて高い。

この要旨を執筆している2013年6月12日現在、IntCal13はまだ正式にリリースされていない。そのため本稿には具体的な年代値を掲載することはできなかった。だが、第四紀学会が開催される8月末までには公表される予定である（Reimer、私信）。本大会のポスターでは、下の表に挙げる広域テフラの絶対年代（IntCal13 cal BP）を公表する。

名称	SG06コンポジット深度（cm）	$SG06_{2012}$ yr BP (Staff et al., 2013; Smith et al., 2013)	IntCal13 cal BP (ポスター)
K-Ah	964.5	7,241 ± 31	±
U-Oki	1286.1	10,218 ± 19	±
Sakate	1963.8	19,488 ± 56	±
DMs	2503.4	28,425 ± 97	±
DHg	2533.8	28,848 ± 98	±
DSs	2601.1	29,775 ± 95	±
AT	2615.2	30,009 ± 94	±
SI	3667.8	46,374 ±101	±

なお上記の年代誤差は1標準偏差であるため、Smith et al.（2013）で示された年代（2標準偏差の幅として表示）よりも見かけ上 は精密になっている。$SG06_{2012}$ 年代が IntCal13 年代と食い違うのは、IntCal13 には水月湖以外のデータも含まれていることによる。また詳細は Smith et al.（2013）、Bronk Ramsey et al.（2012）などに譲るが、上記の誤差には

^{14}C 年代の誤差、ターゲットに用いた鍾乳石の U-Th 年代の測定誤差、鍾乳石の ^{14}C 年代に対する石灰岩の影響（いわゆる dead carbon fraction）による誤差、年縞計数の誤差、ベイズ統計モデルによるウィグルマッチングそのものの誤差のすべてが加味されており、暦年代に対するかなり保守的な推定となっている。

引用文献：

Nakagawa et al. (2012) Quaternary Science Reviews 36, 164-176.

Bronk Ramsey et al. (2012) Science 338 (6105), 370-374.

Staff et al. (2013) Boreas 42(2), 259-266.

Smith et al. (2012) Quaternary Science Reviews 67, 121-137.

P-25

三陸海岸に分布する完新世の広域テフラ

石村大輔（千葉大学）・山田圭太郎（京都大学）・
宮内崇裕（千葉大学）・平川一臣（北海道大学）

Daisuke ISHIMURA, Keitaro YAMADA, Takahiro MIYAUCHI, Kazuomi HIRAKAWA: Holocene widespread tephras on the Sanriku Coast, Northeast Japan

1．はじめに

東北地方太平洋沖地震後，東北地方の太平洋側では地震学的にも地形・地質学的にも未解決の問題が注目された．特に三陸海岸沿いでは，地形学的手法と測地学手法から知られる鉛直方向の地殻変動の向き・速度の矛盾や地層に残された古津波履歴情報の不足が挙げられ，今後これらの問題を巨大地震サイクルの中で位置づけながら解決する上で沿岸部の完新統の年代や古環境解析は極めて重要である．しかし，三陸海岸では近年の研究成果に乏しく，年代決定に重要なテフラの具体的な情報（記載岩石学的特徴，分布，産状など）が整理されていない．そこで本研究では，三陸海岸の岩手県久慈市から宮城県石巻市にかけての露頭や掘削試料中に見出した完新世テフラの特徴や産状を記載することを目的とした．

2．調査地域に分布する広域火山灰

三陸海岸に分布する完新世広域テフラは，おもに十和田火山に由来するものが多く，大池（1972）や早川（1983）などに記載されている．また早田・八木（1991）では東北地方の完新世のテフラの層序関係や分布が示されている．その中でも，十和田中掫（せり）(To-Cu) テフラは降灰量や分布域が広く，鍵層として利用されてきた．特に考古学的研究では，14C 年代が多く測定され，辻・中村（2001）は To-Cu の降灰年代を 5050±70 yrs BP，5080 ±110 yrs BP としている．その他にも仙台平野・石巻平野において見出され，貞観津波堆積物同定に重要な十和田 a (To-a) テフラ (AD915：町田・新井, 2003) や十和田南部 (To-Nb) テフラ（8600±250 yrs BP：大池・高橋，1970）なども三陸沿岸部に降灰している可能性があるが，その報告例は少ない．

3．研究方法

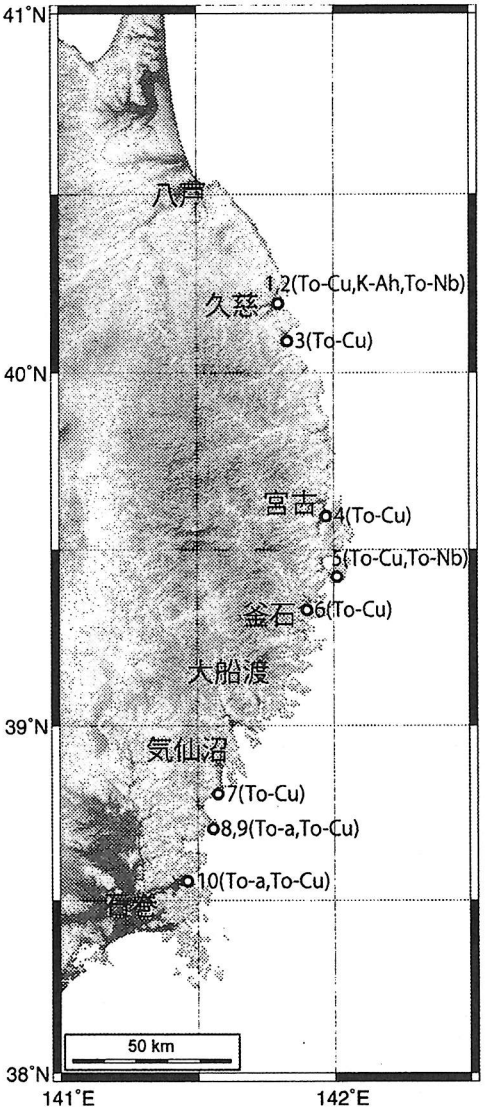
本研究では，露頭試料と掘削試料を用いる．掘削試料は機械式ボーリング試料，パーカッション採土器による簡易ボーリング試料，ハンディジオスライサーによる掘削試料である．またテフラ試料は肉眼で確認できるもののみを対象とした．

テフラ分析は，粒子組成，火山ガラスの形態分類，火山ガラスの屈折率を測定し，それらの記載岩石学的特徴に基づいて既知の広域テフラとの対比を行った．一部の試料に関してはテフラの直上・直下の 14C 年代測定と火山ガラスの主成分分析を行い，クロスチェックを行った．粒子組成と火山ガラスの形態分類では，粒径 1/8～1/16 mm の粒子を対象にし， 200 粒子以上カウントした．火山ガラスの屈折率の測定は，30 片以上のガラス片を対象として，温度変化型屈折率測定装置である RIMS2000（株式会社京都フィッション・トラック製）を用いて行った．一部は株式会社古澤地質に委託し，MAIOT（株式会社古

澤地質製）を用いて火山ガラスの屈折率測定を行った．主成分分析に関しては，株式会社古澤地質に委託し，エネルギー分散型X線マイクロアナライザー（EDX）を用いて測定した．

4．結果・考察

分析を行ったいずれのテフラも記載岩石学的特徴と火山ガラスの屈折率に基づき広域テフラに対比することができた．最も給源から離れた広域テフラは，久慈のコアに挟在する層厚約 1 mm の鬼界アカホヤ（K-Ah）テフラで，主成分組成値も矛盾しない．三陸海岸全域において確認された広域テフラは To-Cu テフラであり，石巻市長面浦まで分布する．その降灰年代は，テフラ直下の植物片の放射性炭素年代から 5000±30 yrs BP と推定され，既存研究と矛盾しない．To-Nb テフラは，岩手県久慈市と山田町のボーリングコア中に発見され，その年代はテフラ直下の植物片の放射性炭素年代から 6410±40 yrs BP であると推定される．従来の To-Nb テフラの降灰年代（8600±250 yrs BP：大池・高橋，1970）よりも若いが，久慈市のコアでは鬼界アカホヤ（K-Ah）テフラ（深度 16.42 m）直下の深度 16.94 m に挟在することと同コアの年代–深度曲線と新たに得られた To-Nb テフラの年代値は矛盾しないことから，本研究で得られた年代がより正しい降灰年代を示していると考えられる．三陸海岸で報告例がほとんどない To-a テフラは，宮城県南三陸町歌津と宮城県石巻市長面のボーリングコア中で発見され，宮城県気仙沼市以北では肉眼で確認できていない．



図：調査地点と対比された広域テフラ

【謝辞】千葉大学の金田平太郎氏，河野太陽氏，丹野正浩氏，流川遥平氏，山市　剛氏，東北大学の今泉俊文氏，岡田真介氏，大畑雅彦氏，寺地将史氏には，三陸沿岸部の簡易掘削調査を手伝っていただいた．第一復建株式会社の坂本省吾氏には，長面湾のコア使用に関して便宜を図っていただいた．石巻市には，長面湾のコアの使用許可をいただいた．本研究は，平成 24 年度文部科学省委託研究「東北地方太平洋沖で発生する地震・津波の調査観測」（受託者代表：東京大学地震研究所）によって実施された．上記の方々には，この場を借りて御礼申し上げます．

【引用文献】早川（1983）火山第 2 集，28，263-273．町田・新井（2003）新編火山灰アトラス，東京大学出版会，336p．大池（1972）第四紀研究，11，228-235．大池・高橋（1970）地球化学，24，232-233．早田・八木（1991）第四紀研究，30，369-378．辻・中村（2001）第四紀研究，40，471-484．

P-26

樽前1739年噴火Ta-a火砕流は白老低地に到達したか？

鈴木正章（日本大・院）・遠藤邦彦（日本大・名誉教授）・横田彰宏（首都大・院）
小林克也（パレオ・ラボ）・藤根　久（パレオ・ラボ）・パレオ・ラボ年代測定グループ
Masaaki SUZUKI, Kunihiko ENDO, Akihiro YOKOTA, Katsuya KOBAYASHI, Hisashi FUJINE, Paleo Labo AMS Dating Group：Did the Ta-a pyroclastic flow (Tarumai 1739 eruption) reach to the coastal lowland of Shiraoi, southwest Hokkaido？

1. はじめに

南西北海道の苫小牧-白老低地では建築や土木工事ためのコンクリート用骨材利用を目的として砂利採取が行われてきたため，１辺100m規模の人工の連続露頭が多数出現し，豊富な地質データが得られている（図1）．同低地は樽前火山をはじめ有珠火山や駒ケ岳火山などに由来する1640年以降の多数のテフラが分布することが，多くの砂利穴における調査から明らかにされてきた(鈴木ほか，2012；Suzuki *et al.*，2011；横田ほか，2013)．樽前火山からはこの間に噴出量4.5km^{3}クラスの大噴火として，Ta-b(1667年)およびTa-a(1739年)噴火が知られ，共に大規模な火砕流を北西方や南方に流下させているが，火山地質図など従来の研究では低地域までは到達していない(曾屋，1972；古川・中川，2010)．

上記多数のテフラの多くは細粒な降下テフラであるが，一部では軽石を含みマトリックス支持の堆積物やash cloud surge的な極細粒火山灰層が低地でも確認されてきた．今回，Ta-a降下火山灰直後の軽石混じり火山灰質堆積物が埋没林とともに見いだされたため，その層序と堆積機構を検討した．

2. 堆積物と埋没林の産状

Tm-9 砂利穴：深さ4～5mの砂利穴の壁面の上部約2m付近に埋没林が発見された．Us-b降下軽石(1663年)が25cm，その上を薄くUs-b ash(1663年)と5cmのピンクash（Ta-b　1667年）が覆い，さらに厚さ70～80cmの凝灰質シルト，薄い未分解質泥炭層，層厚10～20cmの有機質凝灰質シルト層があり，そこに立木が根を張っている(図2)．この当時の土壌表面付近にKo-c$_2$(1694年)にあたる細粒軽石層が認められるが，根の間に入り込んでいるので，土壌中に属すると考えられる．この土壌を覆って細粒な火山灰層（Ta-a）が厚さ2～3cmで立木の根元を覆うように堆積している．この火山灰層の上位には直接，軽石質砂層が厚さ30～40cmで堆積する．この部分の下部は砂が主体で，東側から立木の根元にのしあげるような平行ラミナが発達するが，立木の西側では見られず，厚さを減

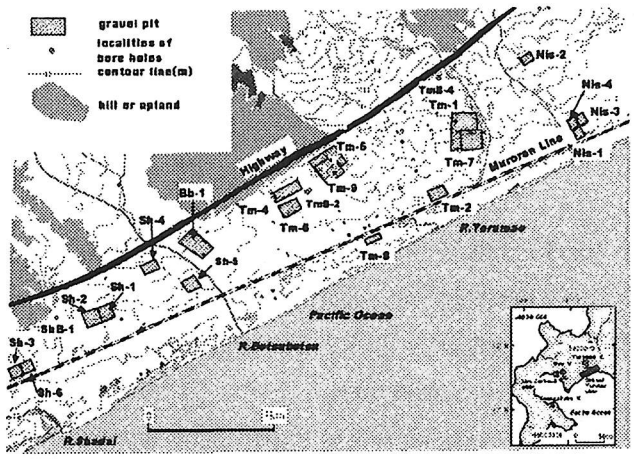


図１　研究対象地域の位置，砂利穴の分布図およびボーリング資料位置図

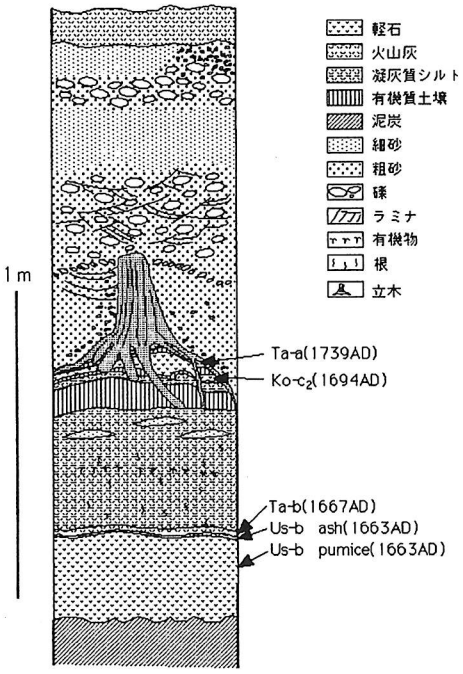


図2　Tm-9の砂利穴露頭のスケッチ

ずるように東から西への横向きの流れを示す．その上部は軽石を多く交える層理の発達した砂礫質の堆積物からなる．さらに上位には円磨された軽石に富みトラフ型斜交層理の発達した粗粒な堆積物が約1mの厚さで覆う．その高さで立木は折れている（図2，写真1）．立木はハンノキ属ハンノキ亜属で，径10～15cmの3本を採取した．その内の1本についてウイグルマッチング法により年代測定中である．

Tm-6 砂利穴：Tm-6 砂利穴でも火砕流状堆積物を発見した．炭化していない材が多く含まれる．その内１本のハンノキ亜属生木についてウイグルマッチング法により年代を求めた結果，最外年輪1739年と判断された．火砕流状堆積物は軽石混じり火山灰，シルト質，massive，厚さ15-20 cm．直下にTa-a降下火山灰が2cmあり，さらに30cm下位に$Ko\text{-}c_2$細粒軽石（1694年）が3cmで堆積していた．

3．考察

Ta-a降下火山灰を直接覆う軽石混じり火山灰層について，その堆積構造や埋没林の産状，材の年代などを検討した結果，山麓部まで確認されている1739年のTa-a火砕流が低地部まで，あるいは低地部のごく近くまで達し，火砕サージを発生させて低地に至った可能性が高いものと考える．さらにTm-2やTm-3などの遠方にはash cloud surge的な極細粒火山灰を堆積させた可能性がある．

Tm-9地点においては，堆積構造を示す火砕サージ堆積物が埋没林を形成し，その後粗粒軽石を多く含む土石流が発生して埋没林を覆ったと考えられる．Tm-6地点においては軽石を含みマッシブなマトリックスをもつ堆積物で構成され，火砕流本体の可能性も残される．樽前川が低地にでる部分には扇状地状の地形が発達するが（図1），こうした火砕流，火砕サージ，およびそれらを再移動させた土石流堆積物が累積したことを示す．

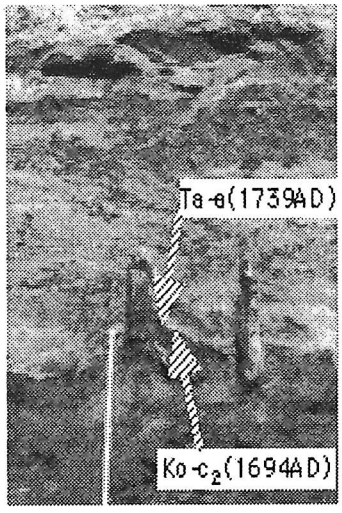


写真１　Tm-9の露頭写真

以上のことから，Ta-aクラスの噴火では，火砕流・火砕サージが低地部を襲う可能性が十分に存在すると言え，防災上留意すべきである．

引用文献

鈴木ほか(2012)日本第四紀学会講演要旨集．42，38-39；横田ほか(2013)日本地球惑星科学連合2013年度大会．HQR24-P1；曾屋(1971)火山，第2集，16, 15-27；古川・中川(2010)産業技術総合研究所，樽前火山地質図15；Suzuki *et al.* (2011) INQUA Congress, Bern.

P-27

地層はぎ取り標本の教材から見た鬼界葛原テフラ（K－Tｚ）の堆積状態

西連地　信男（白方小学校）・大井　信三（国土地理院）

Nobuo Sairenji・Sinnzou Ooi : From geological sedimentary peels teaching Kikai Tozurahara tephra (K -Tz) of sedimentation

1　はじめに

小学校6年生の理科単元「大地のつくりと変化」の学習では，実際に地層を観察する機会をもつようにするとともに，映像，模型，標本などの資料を活用することが考えられるとされている。そして，それぞれの地域でも自然の事物・事象を教材化し，それらの積極的な活用を図ることが示させている。しかし，学校の近くに観察に適した露頭や場所がないことや，あったとしても現地までの移動する時間や交通手段なども問題から現地での観察が難しい。また，小学校の教員は，理科の野外実習を経験していない人が多く，教科書の写真や図，インターネットの画像を見せるだけの授業で済ませてしまい，本物の地層に触れる機会が少ないのが現状である。　そこで，野外での露頭観察に代わるものとして，授業における地層はぎ取り標本の作成と活用，児童が主体的に学習に取り組み，わかる実感を味わい，問題解決に取り組む楽しさを感じるのではないかと考えた。

2　はぎ取り地層の製作

地層はぎ取り標本の製作は，地学の学習では実際に地層に触れることが重要とされているが，適当な露頭が学校の付近になく，野外での露頭観察の時間が取れない場合が多い。教科書の露頭写真や図だけでは，地層のでき方や規則性について概念的な理解にとどまってしまうと思われる。地層はぎ取り標本は現実の露頭に最も近い教材である。野外での露頭観察の代わりに活用が期待される。学校周辺に適当な露頭がなく，児童が直接地層を観察することができない場合には，地層はぎ取り標本を授業で用いることができる。地層はぎ取り標本については，筆者が日本地質学会第１１８年学術大会（2011年水戸大会9月10日）に「地層を見る・はぎ取る・作る」の地学教育の巡検が実施され，作成方法を体得した。

3　鬼界葛原テフラ（K-Tｚ）の堆積状態

地層はぎ取り標本を作製した露頭は，ひたちなか市部田野の露頭，鈴木（1989）（1996）の広域火山灰鬼界葛原テフラ（K-Tｚ）である。那珂川と久慈川に挟まれた標高25～55mの台地で，鈴木（1989）は那珂台地の形成は酸素同位体ステージ５e～５ｂにかけて行われたとしている。K-Tｚは段丘構成物の最上部にAW（風送水底堆積）型テフラとしているが，詳しく露頭調査と地層はぎ取り標本を作製して漂着軽石であると考えた。

地層はぎ取り標本を見ると径２～４cmの細粒火山灰のかたまりが砂層中に軽石が並んでいる。また，長径20cm，短径12cmのかたまりの軽石（K-Tｚ）も発見した。これと似た状態は杉山（1996）の静岡県御前崎付近に分布する後期更新世テフラKａ-２（K-Tｚ）長径約28cm，短径約10cmの巨礫として認められ，オレンジ色かかった黄色を呈する細粒のガラス質火山灰で微小な孔隙が多数あるため，粗鬆質と記載されている。町田（1996）種子島における鬼界葛原テフラと海成段丘では，大規模

なマグマ水蒸気噴火の産物とみられると記載されている。このようなことから考えて，マグマ水蒸気噴火によって流された漂着した軽石であると考えた。

4　地層はぎ取り標本の作製法

地層はぎ取り標本の作製法として，溶剤は，ハイセルを用いた地層はぎ取り標本を作製した。ハイセル（親水性ポリウレタン樹脂系止水薬剤「ハイセルＯＨ－１ＡＸ」）は無臭・無害なので安全性が高い。溶剤以外に必要なものは，水，プラスチック製の容器，はけ，釘，霧吹き，ビニル手袋，ゴーグル，マスク，ねじる鎌などである。

作成手順は，露頭を三角ホウやねじり鎌で平らにしたのち，その面に寒冷紗の布に釘で数か所固定し，寒冷紗の布の上からノズルの付いた噴霧器で水を散布して，砂や礫と寒冷紗の布が貼りつくようにしてから刷毛を使って原液の薬剤（ハイセル）を塗布する。塗布したらすぐに噴霧器で水を散布する。ハイセルは水と化合すると固まるので 10 分以内で作業を進めないと溶剤が固まってしまうので手早く作業しなければならない。20 分後に寒冷紗をはがし，凹凸のある地層はぎ取り標本ができる。筆者はハイセルの原液をはけで寒冷紗の上から露頭面に塗布してから噴霧器で水を散布する方法をとった。溶剤が目に入らないようにゴーグルをつけるなど注意が必要である。以下のように，はぎ取り地層の製作の手順をまとめる。

①露頭の表面をねじ鎌や三角ホウ，スコップ等で平らな面に削る。溶剤が下に流れ落ちないように，垂直でなく，やや斜めにする。

②平らな面に寒冷紗の布をかぶせて貼る。上から 5 寸釘を打って押さえる。

③寒冷紗の布に噴霧器で水をかけて湿らせる。

④ハイセルの原液２リットルをバケツに移し，刷毛で寒冷紗の布に塗る。バケツを傾けて原液を直接流下させてもよい。また，タワシで寒冷紗の布を押さえ付けて塗るようにする。噴霧器で水をかけて溶剤が固まるようにする。ここでもタワシで寒冷紗の布を押さえ付けて重ね塗る。

⑤固まるまで放置する。約 20 分で固まってくる。

⑥固まったらば，ねじ鎌や，スコップで寒冷紗の布の周りや角を掘り，上から下へ露頭からはがしく。

⑦表面を水洗いして，自然乾燥させる。

⑧はぎ取った地層をベニア板にボンドで貼る。

参考文献

伊藤孝・植木岳雪・中野英之・小尾靖・牧野泰彦(2011)　地層を見る・はぎ取る・作る　地質学雑誌第１１７号　補遺１５３－１６６

町田洋。新井房夫（1992）火山灰アトラス[日本とその周辺]．東京大学出版会 276 p

日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会（1996）第四紀露頭集－日本のテフラ 352 p

杉山雄一・寒川旭・下川浩一・水野清秀（1987）静岡県御前崎地域の段丘堆積物（上部更新統）更新世後期における地殻変動．地質調査所月報．38

鈴木毅彦（1989）常磐海岸南部における後期更新世の段丘と埋没谷の形成。地理学評論,99

P-28

気山層最下部に挟在する美浜テフラのLA-ICP-MS-FT年代と大山火山起源のテフラとの対比

加藤茂弘(兵人博)・石村大輔(千葉大)・檀原　徹(京都FT)・岩野英樹(京都FT)・平田岳史(京都大)・岡田篤正(立命館大)・竹村恵二(京都大)

Shigehiro KATOH, Daisuke ISHIMURA, Tohru DANHARA, Hideki IWANO, Takafumi HIRATA, Atsumasa OKADA and Keiji TAKEMURA: LA-ICP-MS-FT age of the Mihama Tephra in the lowermost part of the Kiyama Formation and its correlation with tephra layers erupted from Daisen Volcano

近畿地方北部の若狭湾沿岸は，内湾と半島部が入り組んだリアス式海岸地形を示すが，三方断層帯や熊川断層などの南北ないし北西ー南東走向の活断層が海岸線を横切る付近では，数段の海成もしくは河成の段丘面群が分布している（岡田，1978，1984）．これらの段丘面群の編年は，若狭湾沿岸における中期更新世以降の相対的海水準の変動や地殻変動の解明に重要であるだけでなく，活断層の活動度の推定にも基礎的な情報を与えるものである．本地域では，姶良Tnテフラ(AT)，鬱陵隠岐テフラ（U-Oki），鬼界アカホヤテフラ（K-Ah）などの広域テフラが，後期更新世以降に形成された段丘面や堆積物の編年に有効な年代指標層となってきた．しかし，中期更新世～後期更新世初期の堆積物中には年代指標層となるテフラがほとんど知られておらず，Marine Isotope Stage（MIS）5e頃に形成されたとされる中位段丘面群や，より高位に発達する高位段丘面群の編年は困難となっていた．

若狭湾沿岸の東部に位置する三遠三角地は東縁を三方断層に限られた著しい沈降地域であるが，三方断層の東方の隆起側には中位・低位の段丘面群が比較的良く分布している（岡田，1984）．このうちの中位段丘面は，河成砂礫を主体とする三方層を不整合に覆う海成の気山（泥）層から構成される（三浦・若狭団体研究グループ，1969）．Yasuno（1991）は，気山層を上部礫部層と下部泥部層に二分し，下部泥部層の最下部に最大層厚20cmの黄褐色細粒火山灰を発見して美浜テフラと命名した．さらに美浜テフラを約10万年前に噴出した三瓶木次テフラ（SK；豊蔵ほか，1991）より下位の大山火山起源のテフラである可能性が高いと推定した．このような点から，美浜テフラはMIS5e以前に大山火山から噴出したテフラであると推察され，若狭湾沿岸に分布する中位段丘面とその構成層の編年に重要な年代指標層となることが期待される．本研究では，美浜テフラのフィッション・トラック（FT）年代を示して年代指標層としての意義を明らかにするとともに，中期更新世～後期更新世初期に大山火山から噴出したテフラとの対比を検討する．

美浜テフラのLA-ICP-MS法によるフィッション・トラック年代

美浜テフラの模式露頭（Yasuno（1991）のLoc.2）から採取した火山灰について，含まれるジルコンのFT年代を測定した．本研究ではウラン濃度をレーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析（LA-ICP-MS）法（岩野ほか，2012）により測定した．試料は細粒だが均質な晶癖をもつ自形のジルコン結晶を豊富に含むが，非常に若い年代試料で自発FT数が少ないため，96粒子を測定対象として精度の向上に努めた．しかし，96粒子中の6粒子はウラン濃度測定が不調であったため，最終的に90粒子のジルコンからFT年代を求めた．自発FT数が少ないため90粒子のFT年代のまとまりは良くないがχ^2検定には合格し，統計上は問題がなかった．したがって，これら90粒子を単一のFT年代集団に属するものとみなして加重平均を算出し，0.16±0.05 MaのFT年代を得た（表）．また，ウラン濃度の平均は130ppmであった．

美浜テフラと大山火山起源のテフラとの対比

中期更新世からMIS5にかけて大山火山から噴出したテフラについては，詳細な岩石記載的特徴

が公表されている（古澤・梅田，2002；加藤ほか，2004）．いくつかのテフラについては，FT 年代と測定対象のジルコンのウラン濃度も明らかにされている（木村ほか，1999）．美浜テフラと大山淀江軽石（DYP；荒川，1984）については，新たに重鉱物組成の分析と普通角閃石の屈折率測定を行った．

美浜テフラのジルコンの晶癖は大山火山起源のテフラのそれと似ており，130ppm というやや低いウラン濃度も類似することは，Yasuno (1991) の推察を裏付けるものである．美浜テフラの 0.16±0.05 Ma という FT 年代，カミングトン閃石をほとんど含まず緑色普通角閃石が卓越する重鉱物組成，および緑色普通角閃石の屈折率（n_2=1.671-1.677，モードは 1.673）を考慮すると，美浜テフラに類似する大山火山起源のテフラは，大山下部火山灰層中の大山蒜山原軽石（DHP）と，大山最下部火山灰層中の DYP および gpm 軽石に限定される．DHP と DYP（木村ほか（1999）の樋谷軽石）の FT 年代とウラン濃度は，それぞれ 0.14±0.05 Ma（150ppm），0.17±0.06 Ma（130ppm）であり，gpm 直上の hpm1 軽石からは 0.23±0.07 Ma の FT 年代が得られている（木村ほか，1999）．さらに緑色普通角閃石の屈折率は美浜テフラと DYP（n_2=1.671-1.677）が最も良く一致し，DYP と美浜テフラとの対比が推定される．

しかしながら，荒川（1984）によれば DYP の分布主軸は北西～北に延びており，この対比では大山火山の東方に位置する三遠三角地に DYP が分布する過程が問題となる．一方，分布方向の点からは美浜テフラと DHP ないし gpm との対比が推定されるが，いずれも緑色普通角閃石の屈折率（とくにモード）が美浜テフラのそれよりも若干高い．美浜テフラが DHP ないし gpm と対比される場合には，MIS5e の海成層であるとされてきた気山層の堆積年代を再検討する必要が生じるであろう．Kotaki *et al.*（2011）によれば大山火山起源のテフラは普通角閃石の主成分組成に基づき識別できることから，今後は美浜テフラの普通角閃石の主成分組成を明らかにして，上記のテフラ対比を明確にしていきたい．

美浜テフラの LA-ICP-MS-FT 年代（測定者：岩野英樹）

測定鉱物	測定方法	結晶数（個）	自発核分裂飛跡 ρ_s (cm^{-2})	N_s	U総係計数 ρ_U (cm^{-2})	N_U	Uスタンダード係数 ρ_{ustd} (×10^4 cm^{-2})	N_{ustd}	相関係数 r	χ^2 検定 Pr(χ^2)	ウラン濃度 (ppm)	年代値 (Ma) Age±1σ
Zr	ES	90	5.20×10^3	*10*	1.72×10^8	*329982*	1139	*559*	0.159	49	130	0.16±0.05

1) 測定鉱物：Zr はジルコン，測定方法：LA-ICP-MS-FT（ES：外部面）

2) U スタンダード係数：^{238}U 濃度は U-Pb 年代測定用標準試料 91500，レーザービーム径は 20 μm

3) r：ρ_s と ρ_U の相関係数

4) Pr(χ^2)：χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率（Galbraith, 1981）

5) 年代値：$T = (1/\lambda_D)\cdot\ln[1+\lambda_D\cdot\varepsilon\cdot(\rho_s/\rho_U)\cdot\rho_{ustd}]$（$\varepsilon$=46.1±2.9）

6) 誤差：$\sigma_T = T\cdot[1/\Sigma N_s+1/\Sigma N_u+1/\Sigma N_{ustd}+(\sigma_\varepsilon/\varepsilon)^2]^{1/2}$

7) ^{238}U の全壊変定数：$\lambda_D = 1.55125\times10^{-10}$ yr^{-1}

引用文献：荒川（1984）地理学評論，57，831-855．古澤・梅田（2002）第四紀研究，41，413-420．Galbraith (1981) Math. Geol.，13，471-488．岩野ほか（2012）地質学雑誌，118，365-375．加藤ほか（2004）第四紀研究，43，435-445．木村ほか（1999）第四紀研究，38，145-155．Kotaki *et al.*（2011）Quat. Int.，246，105-117．三浦・若狭団体研究グループ（1969）福井大学教育紀要，Ⅱ-19，57-70．岡田（1978）地理学評論，52，131-146．岡田（1984）鳥浜遺跡報告書，4，9-42．豊蔵ほか（1991）第四紀研究，30，79-90．Yasuno (1991) Bull. Fukui Mus. Nat. Hist.，No.38，91-14．

P-29

関東平野西縁東松山周辺における段丘面区分と指標テフラの再検討

植村杏太（首都大・院）・横田彰宏（首都大・院）

Kyota UEMURA, Akihiro YOKOTA: Reexamination of Terrace Surface Devision and its Marker Tephras around Higashi-Matsuyama, Western Margins of the Kanto Plain, Central Japan

○地域概要と目的

関東平野には段丘地形が広く発達するとともに，南関東には箱根火山・富士火山など，北関東には浅間火山・榛名火山・赤城火山など，関東平野西方には八ヶ岳火山群が分布し，これら火山から関東平野へ大量のテフラが供給されている．しかし，南関東-北関東の境界部にあたる地域では関東ローム層中に指標テフラがあまり見つかっておらず，鈴木（2012）が指摘しているように，南関東あるいは北関東の火山起源テフラ間の層位関係がはっきりしていない問題もある．

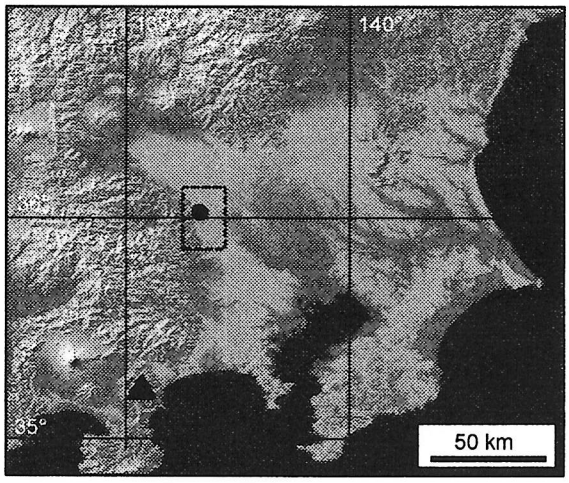


図1　関東平野と位置図
枠線内は南関東を除く関東平野西縁段丘群の位置，●は東松山，▲は箱根火山を示す．
国土地理院の基盤地図情報 10m メッシュ標高を使用してカシミール 3D で作成した．

関東平野西縁段丘群には南から，相模野台地・武蔵野台地・入間台地・高坂台地・東松山台地・江南台地・櫛挽台地・本庄台地の関東平野西縁台地群とそれを取り巻く関東山地東縁丘陵群が分布する．南関東に属する武蔵野台地と相模野台地を除き，先述のとおり関東ローム・テフラ層序やそれらと地形との関係に関する資料は少ない．そのなかで，柳田ほか（1982）は荒川について河成段丘の記載を行い，江南台地から御岳第一軽石（On-Pm1）を見出し下末吉海進期（MIS 5e）の段丘面とした．堀口（1986）は，地形の記載および埼玉県西部の関東ローム層を，大里ローム層（立川ローム層上部相当）・新期ローム層（立川ローム層下部～武蔵野ローム層相当）・下末吉ローム層・多摩ローム層の区分から地形面対比の議論を行っている．指標テフラについては東松山台地に On-Pm1，高坂台地に箱根東京軽石（Hk-TP）を記載しているが，詳細は明らかでない．新井ほか（2002）などは，江南台地周辺について地形面区分の検討を行っているが詳細な地形発達の議論まで踏み込んでいない．しかし近年，中里・中澤（2007）は，柳田（1982）が MIS 5e とした江南台地において飯縄火山起源の飯縄西山テフラ（In-NY）を報告し，MIS 6 に形成した段丘面であると明らかにした．ただし，On-Pm1 は記載していない．さらに，近隣の従来 MIS 5e に形成したとされてきた武蔵野台地の所沢台・金子台は，植木・酒井（2007）や丸山ほか（2013）によって，MIS 6 段丘であることが明らかにされつつある．また，中澤ほか（2003）は箱根起源の多摩 TB-8 軽石（Hk-TB8）を埼玉県内の下総層群相当層内から報告した．

このように本地域の層序，あるいは第四紀編年に関する新たな知見が得られ始めているとともに，層序・地形編年を行うにあたり不明な点が残されており，従来のテフラ対比や地形面区分について見直す必要がある．それらを明らかにすることは，関東地方の地形発達史はもとより第四紀地史・地殻変動史などを考える上での基礎資料として重要である．

発表者らは，南関東-北関東の境界部に位置する関東平野西縁段丘群（図 1）に関してその指標テフラの対比と段丘面離水時期を再検討することで，地形発達史の復元を試みている．その中で，埼玉県東松山市に位置する高坂台地を中心に，現地踏査と記載岩石学的分析に基づくテフラ対比と地形面区分を再検討した結果について報告する．

○高坂台地に関するデータと予察

地形判読　貝塚・松田（1982）は，高坂台地一帯を下末吉面（MIS 5e）に対比している．堀口（1986）は，主部を武蔵野 2 面（MIS 5a），北部の一部に立川面（MIS3～2）に対比している．ところが，人工改変の影響を鑑みて 1940 年代の米軍による空中写真の空中写真判読を行ったところ，南部に高坂台地主部（本稿では中位面と仮称する）よりも高位の従来知られていない段丘面（同，高位面）が分布することが明らかになった．現在高位面において，露頭は確認できていない．

露頭記載とテフラ　高坂台地において発見した中位面の露頭について，記載とテフラの分析を行った．岩相は上部から，土壌・ガラス質火山灰層（ローム層中に散在）・火山灰質ローム層・褐色風化軽石層・火山灰質ローム層・粘土質シルト層・砂礫層である．砂礫層を覆う堆積物の層厚は約 2.5 m であり，砂礫層の下限は不明である．なお，砂礫層上位の粘土質シルト層の性格については，風成あるいは水成かといった諸問題について今後検討を行う．

【ガラス質火山灰】：斜方輝石などの重鉱物のほか，バブルウォール型火山ガラスを含有していた．火山ガラスの屈折率は 1.499-1.503 であり，姶良 Tn 火山灰（AT）と考えられる．

【褐色風化軽石】：層厚約 15～30 cm で，露頭水平方向に密集部と散在部が混在する．粒径ははっきりしないが少なくとも 5mm はある．本層準の重鉱物組成は，斜方輝石，単斜輝石，若干のカンラン石，角閃石である．両輝石の長径が最大 2mm と大きく，3～4 φ の斜方輝石の最大屈折率（50 粒子測定）のレンジは 1.696-1.712，モードは 1.705-1.706 だが 1.703，1.710 付近にもピークが見られる．0φ＞の斜方輝石のモード（30 点測定）は 1.705-1.707 だった．本テフラの対比候補として，堀口（1986）が本台地において報告した Hk-TP や、Hk-KmP1 をはじめとする吉沢下部の上部から吉沢中部の箱根起源テフラ群（新井ほか，1977）などの，あるいは八ヶ岳・北関東起源テフラが考えられる．Hk-TP は新井（1972）によると，斜方輝石の屈折率が 1.703-1.713 で，降下ユニットの下位から上位へ低くなる特徴を持つ．しかしこれらを比較すると，本露頭の軽石に含まれる斜方輝石の屈折率のレンジは広く，測定値にばらつきがあること，町田・新井（2003）などの従来知られている箱根をはじめとした諸火山起源テフラのアイソパックからすると本露頭のテフラの層厚は非常に厚く，いずれのテフラにしても対比に際して問題が残る．また，本地域は堆積速度が比較的遅いと考えられることから，複数のテフラが同層準に堆積している可能性もある．

本露頭にはこれらのテフラのほかにも，粘土質シルト層中にテフラが認められた．当日は，これらのテフラの産状を中心に，本地域のテフラ対比および段丘面編年に関して議論を行いたい．

文献

新井（1972）第四紀研究，11，p.254-269．新井ほか（1977）第四紀研究，16，p.19-40．新井ほか（2002）地域研究，43，p.25-32．堀口（1986）埼玉県，別編 3，p.5-58．中里ほか（2003）地質調査研究報告，54，p.341-350．中里・中澤（2007）地質学雑誌，113，p.628-635．町田・新井（2003）新編火山灰アトラス，336p．丸山ほか（2013）日本地球惑星科学連合 2013 年大会予稿集，HQR24-P04．鈴木（2012）日本第四紀学会講演要旨集，42，p.91-32．貝塚・松田（1982）内外地図，48p．関東ローム研究グループ（1965）築地書館，376p．植木・酒井（2007）産総研地質調査総合センター，p.80-81．柳田（1982）駒澤大学大学院地理学研究，12，p.3-13．

P-30

東北日本弧南部会津地域における第四紀前半のカルデラ噴火史

村田昌則・鈴木毅彦（首都大）

Masanori MURATA and Takehiko SUZUKI: Eruptive history of early Quaternary caldera volcanoes in the Aizu region, southern part of Northeast Japan Arc.

大規模カルデラ噴火の際に火砕流と同時に噴出したco-ignimbrite ash fall deposits (Sparks & Walker, 1977)とよばれる広域に分布する細粒火山灰に着目することにより，そのテフロクロノロジーに基づいてカルデラ噴火の噴出物の層序と噴出年代，さらにその分布から火山噴出量を明らかにできる．また，得られた噴火年代と噴出量に基づいて長期的火山噴出率の変遷について議論が可能となる．

従来の研究では，カルデラ噴火で噴出した給源近傍の火砕流堆積物の層序によって，カルデラ噴火の噴火史が検討されてきた．しかし，給源カルデラ近傍では火砕流堆積物の層厚は厚く，層序関係の把握が困難な場合が少なくない．また，浸食されるなどして当時の堆積物が完全に残されていない場合も多い．また，co-ignimbrite ash fall depositsは，広範囲の堆積物中に同一時間面を設定し，様々な地域の堆積物の様々な年代測定法から求められた年代値から堆積年代が得られ，より信頼性が高く高精度な噴火年代が得られる．さらに，従来の研究では火山噴出量を求める際，給源近傍の火砕流堆積物のみが対象にされていて，遠隔地に堆積したco-ignimbrite ash fall depositsなどの降下火砕物などは考慮されていない場合が多かった．co-ignimbrite ash fall deposits の分布を明らかにし，その体積を算出することによって，より正確な火山噴出量の把握が可能となる．このように大規模カルデラ噴火の噴火史をより高精度に解析するためには火砕流と同時に噴出したco-ignimbrite ash fall depositを同定し，その分布を明らかにすることは有効である．

本研究では，第四紀前半に会津地域の複数のカルデラ群から噴出した白河火砕流堆積物群（吉田・高橋，1991）とco-ignimbrite ash fall depositsの対比を南関東の銚子地域に分布する犬吠層群小浜層（酒井，1990）および横根層中に堆積したテフラを対象として行った．南関東の銚子地域は，給源カルデラから南へおよそ 200 km に位置するが，大規模火砕流と同時に噴出したco-ignimbrite ashは同心円状に拡がることが知られており（町田・新井，2003；鈴木・中山，2007 など），犬吠層群小浜層および横根層中に他の年代指標とともに保存されていると考えられる．また，犬吠層群は時間間隙がなく連続的に堆積していることが明らかになっており（酒井，1990；藤岡・亀尾，2004 など），南関東で見られる主要なテフラが多く挟在するので検出される可能性が高い．そこで，カルデラ噴火と同時期に堆積した犬吠層群の堆積物中に挟在するテフラの層序と記載岩石学的性質を明らかにした（Murata & Suzuki, 2011）．それらのテフラから白河火砕流堆積物群と類似の記載岩石学的特性を持つものを選び出し，記載岩石学的特性に基づいて詳細に白河火砕流堆積物群との対比を検討した．

その結果，白河火砕流堆積物群の新たに赤井火砕流堆積物を認定し，白河火砕流堆積物群の層序を再検討し，これまでに明らかになっているよりも多くのカルデラ噴火があったことを明らかにした(村田・鈴木，2011)．坂井・黒川(2005)，黒川ほか(2008a; 2008b)，鈴木・村田(2008)などの先行研究と合わせて，白河火砕流堆積物群の層序を下位から，隈戸，赤井，芦野，西郷，勝方，天栄火砕流堆積物とした．co-ignimbrite ash fall deposits の堆積年代を，既に明らかになっている犬吠層群の堆積物中の石灰質ナンノ化石の対比基準面の年代(藤岡・亀尾，2004;Kameo *et al.*, 2006)に基づいて，隈戸，赤井，芦野，西郷，勝方，天栄火砕流堆積物の噴火年代を推定した．カルデラ噴火の際の火山噴出量の総量は，給源近傍に分布する火砕流堆積物と co-ignimbrite ash fall deposits の体積の和として算出しおよそ 387 km^3 (DRE) となる．

第四紀前半における会津地域のカルデラ噴火は，1.51-0.85 Ma の 66 万年 の間に計 6 回あり，その長期的噴出率は 0.59 km^3/ky である．0.85 Ma 以降に活動した会津地域の火山(那須岳．砂子原・沼沢カルデラ)の長期的噴出率は 0.10 km^3/ky であるので，会津地域の長期的噴出率は，第四紀前半の大規模カルデラ噴火の活動期以降，大幅に低下したことが明らかになった．このように 1 つの火山地域でのカルデラ噴火の長期的噴出率を詳細に解析した例は少なく，東北日本弧の火山活動の変遷，また関連する広域的なテクトニクスの解明にとって重要であると考える．

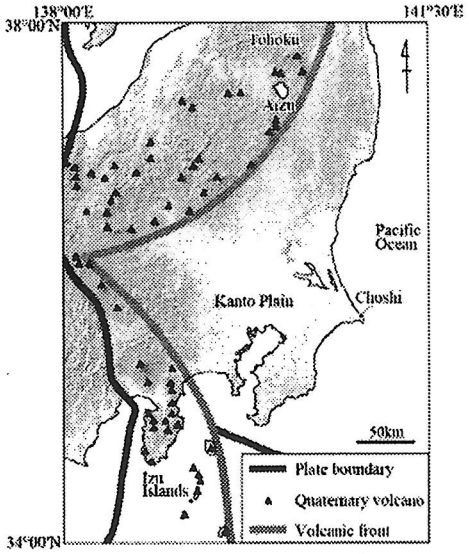


Fig.1 Map of Kanto and Chubu regions showing distribution of Quaternary volcanoes. The relief map was created by using Digital Map 50 m Grid (elevation) of Geospatial Information Authority of Japan (GSI)

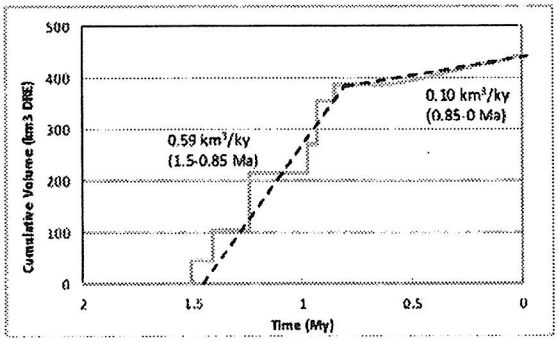


Fig.2 Cumulative eruptive volume in the Aizu volcanic region

文献：藤岡・亀尾(2004)地質学雑誌，110，480-496．Kameo *et al.*(2006)Island Arc，15，366-377．黒川ほか(2008a)新潟大学教育人間科学部紀要自然科学編，10，2，63-82．黒川ほか(2008b)新潟大学教育学部研究紀要自然科学編，1，1，31－43．町田・新井(2003)新編火山灰アトラス 東京大学出版会．村田・鈴木(2011)第四紀研究，50，49-60．Murata & Suzuki(2011) Reports of Tokyo Metropolitan University，47，1-11．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 & Walker(1977)Journal of Volcanology and Geothermal Research，2，329-341．鈴木・中山(2007)火山，52，23-38．鈴木・村田(2008)第四紀研究，47，339-348．吉田・高橋(1991)地質学雑誌，97，231-24．

P-31

横ずれ活断層沿いの河谷の偏形度—中部山岳地帯の例

○田力正好・水本匡起・松田時彦（地震予知振興会）

Masayoshi TAJIKARA, Tadaki MIZUMOTO, Tokihiko MATSUDA: Deflection index along strike slip fault: examples from mountainous area in the central Japan

山地域の横ずれ活断層の認定においては、段丘面などの変位基準がほとんど分布しないため、主として河谷や尾根の屈曲に基づいて認定が行われている。ところが、河谷や尾根の屈曲はテクトニックな要因以外に組織地形としても形成され得るので、河谷の屈曲を根拠として活断層を認定する場合には、河谷の屈曲が「系統的」であることを示す必要がある。しかし、河谷の屈曲が「系統的」であると判断する客観的な基準が現状では存在しないため、判読結果に大きな個人差が生じる可能性がある。そこで、筆者らは既報（田力ほか、2012）において、河谷の屈曲の「系統性」を判定する一方法として、河谷（水系）の偏形度を提案した。河谷の偏形度（*DI: deflection index*）は、ある区間内で断層を横切る全ての河谷について、以下の式で定義される（図 1）。

$DI=(V_r-V_l)/V_{all}$　（右横ずれ断層の場合）、　$DI=(V_l-V_r)/V_{all}$　（左横ずれ断層の場合）

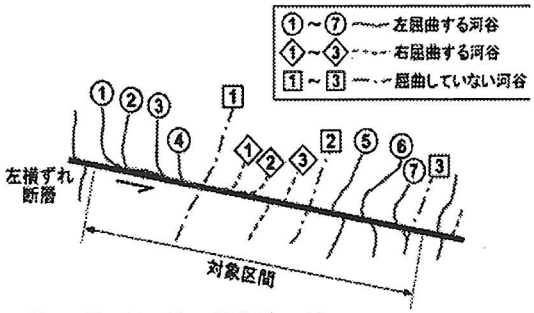
ただし、$V_{all}=V_l+V_r+V_s$

ここで、V_r：右屈曲する河谷数、V_l：左屈曲する河谷数、V_s：屈曲していない河谷数、V_{all}：断層を横切る全ての河谷数である。左右どちらかの向きの屈曲が 100%であれば偏形度は 1、左右の屈曲の向きが同数であれば偏形度は 0、予想される断層のずれと反対の屈曲の方が多い場合はマイナスの値となる。

本発表では、中部山岳地帯のいくつかの既知の活断層（阿寺断層帯、高山・大原断層帯、庄川断層帯、跡津川断層帯、牛首断層帯、これらの活断層帯に隣接する活断層：図 2）において実際に河谷の偏形度を測定し、確実度との関連を検討した。偏形度の測定は、断層沿いのある長さの区間（4、8、12 km）ごとに行った。区間が短いと断層を横切る河谷数が少なく偏形度の値の信頼性が低くなり、長すぎると確実度や活動度が異なる区間が含まれる可能性が増し偏形度の値の代表性が低下すると考えられるため、適切な区間の長さを選択する必要がある。また、長さ数 10 km を超えるような長い活断層については、断層沿いの偏形度の変化を明らかにするため、断層沿いに 2 km ごとに偏形度を算出した。得られた結果は表 1 の通りである。なお、表 1 に示した偏形度は対象断層全体を 1 区間とした値と 8 km 区間で計測した値である。

以上の偏形度の測定の結果、既存文献で確実度 I ～II あるいは確実な活断層とされている活断層では 0.3 程度以上、確実度 II あるいは推定活断層とされている活断層においては 0.2～0.25 程度の値をとることが多いことが分かった（表 1）。既報（田力ほか、2011）の結果も合わせると、確実な活断層は 0.25 程度以上、推定活断層は 0.15～0.25 程度、組織地形の可能性が高いリニアメントは 0.15 程度以下、といった基準が考えられる。ただし、例外が存在すること（例えば大原断層（推定）の高い偏形度、小坂断層（確実）の低い偏形度など）、地域によって地質・地形条件が異なり断層変位地形の保存度が異なると考えられるが様々な条件の地域のデータが不足していることから、この値は当面は確実度判定の目安程度として用いることが望ましい。今後、様々な地質・地形・気候条件の地域でデータを収集し、その妥当性と確実度と値との対応についてさらに検討してゆく必要がある。

断層沿いの偏形度の変化を見ると、阿寺断層・牛首断層において、断層中部で値が大きく、両側に向かって値を減少させている傾向が認められる（図 3a、b）。このことは、偏形度の値が断層の活動度を反映していることを示している可能性がある。活動度が高いほど断層変位地形は認識しやすくなり断層認定の確実度は高くなると考えられることから、この事実も偏形度を断層の確実度の判断基準として用いることの妥当性を支持すると考えられる。



$V_{all} = V_l + V_r + V_s = 7+3+3 = 13$

$DI = (V_l - V_r) / V_{all} = (7-3)/13 = 0.31$

図１ 河谷の偏形度の算出方法
（田力ほか、2011）

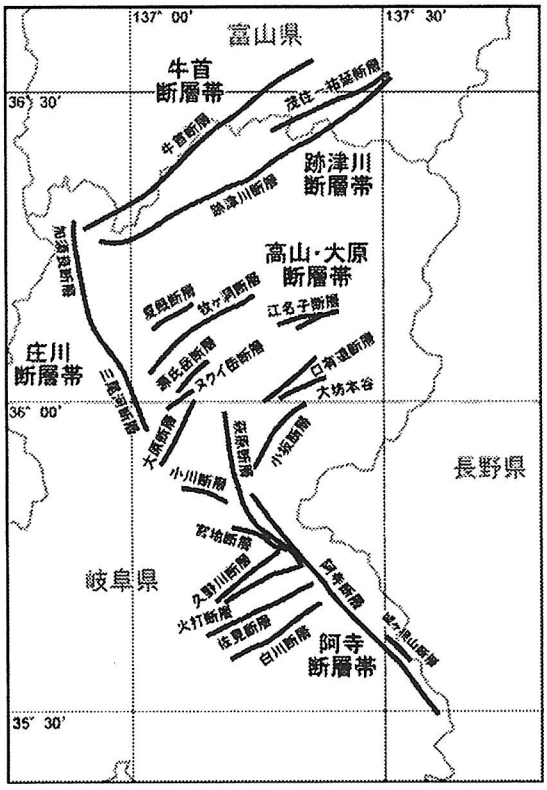


図２ 調査対象断層位置図
調査対象以外の活断層は図示していない。

表１ 河谷の偏形度計測結果一覧

断層帯名 地域名	断層名	確実度（新日活）	確実度（デジ活）	変位の向き	データ数	河谷の偏形度（全体）	河谷の偏形度（8 km平均）	
阿寺断層帯	阿寺断層	I	確実	L	308	0.36	0.23～0.57	今回調査データ
	秋原断層	I	確実	L	100	0.31	0.20～0.39	
	小川断層	I	確実	L	47	0.38	—	
	城ヶ根山断層	I～II	確実	L	28	0.08	—	
	高地断層	I～II	確実	L	49	0.33	0.32～0.40	
	久野川断層	I	確実	R	111	0.28	0.13～0.29	
	火打断層	I～II	推定	R	120	0.23	0.09～0.38	
	佐見断層	I～II	確実	R	124	0.24	0.10～0.39	
	白川断層	I～II	確実	R	115	0.3	0.18～0.35	
高山・大原断層帯	大原断層	I～II	推定	R	66	0.41	0.32～0.68	
	藤兵衛断層	II	確実	R	64	0.34	—	
	ヌクイ谷断層	II	確実	R	42	0.36	—	
	江名子断層	I	確実	R	58	0.5	0.51～0.53	
	牧ヶ洞断層	I～II	確実	R	152	0.23	0.06～0.49	
	宮脇断層	I～II	確実	R	65	0.12	—	
庄川断層帯	加須良断層	II	確実	L	13	0.08	—	
	三尾河断層	I	確実	L	77	0.6	0.47～0.77	
跡津川断層帯	跡津川断層	I	確実	R	210	0.28	-0.04～1.0	
	薬師一祐延断層	II	推定	R	100	0.25	0.00～0.53	
牛首断層帯	牛首断層	I～II	確実	R	300	0.28	-0.18～0.85	
主要断層帯以外の活断層	小坂断層	II	確実	R	107	0.22	0.10～0.31	
	大坊本谷	II	—	R	49	0.16	—	
	白有道断層	II	—	R	37	0.08	—	
糸川断層帯	糸川断層	I～II	確実	L	233	0.38	0.25～0.66	田力ほか（2012）
	奥野付近	—	—	R	42	0.24	—	
弥栄断層	弥栄断層	I～II	確実	R	553	0.34	0.16～0.44	
	大鳥一梅倉付近	II～III	一部確実	R	169	0.23	0.06～0.33	
	赤谷付近	III	—	R	47	0.13	—	
	天尾一上内谷付近	III	—	R	88	0.09	—	
	広瀬付近	—	—	R	35	0.14	—	
	石谷付近	—	—	R	16	-0.063	—	
	古屋敷付近	—	—	R	27	0.11	—	
	新宿付近	—	—	R	15	0.2	—	
	医皇峠付近	III	推定	R	39	0.026	—	
	七村付近	III	—	R	9	-0.87	—	
山崎断層帯	山崎断層A	I～II	確実	L	178	0.21	-0.043～0.44	
	山崎断層B	I～II	確実	L	194	0.39	0.19～0.87	
	山崎断層C	II～III	確実	L	93	0.19	-0.074～0.43	
	津山盆地西方A	—	推定	L	49	0.04	—	
	津山盆地西方B	—	推定	R	41	0.07	—	
三峰・京都西山断層帯	上林川断層	II	確実	R	128	0.34	0.22～0.36	
	三峰断層A	II～III	確実～推定	L	152	0.15	0.040～0.26	
	三峰断層B	I～III	推定	L	115	0.13	0.11～0.20	
	三峰断層C	II～III	—	L	65	0.12	—	
琵琶湖北岸～若狭湾	熊野寺断層	I～II	確実	L	62	0.18	—	
	駅口断層	I～II	確実	R	51	0.27	—	
	マキノ断層	II	推定	R	53	0.19	—	
	鴨河川付近	II～III	—	L	33	0.03	—	
	西方ヶ岳断層	III	推定	L	26	0.077	—	

網掛部はデータ数が少なく（<30）信頼性が劣ると考えられる値。

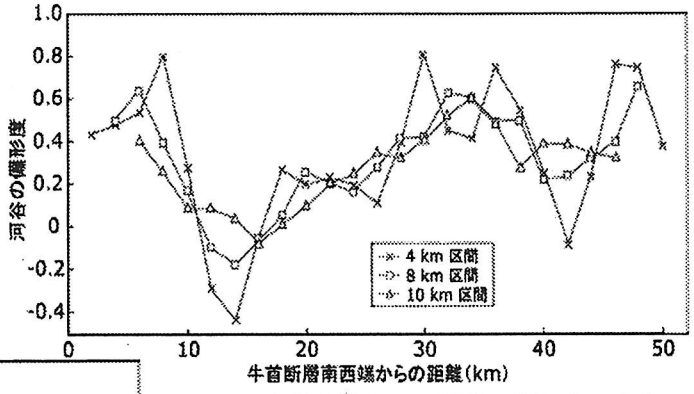


図 3a 牛首断層沿いの河谷の偏形度の変化
35 km 付近に偏形度のピークが認められ、その東方および西方へ向かって偏形度が減少する。

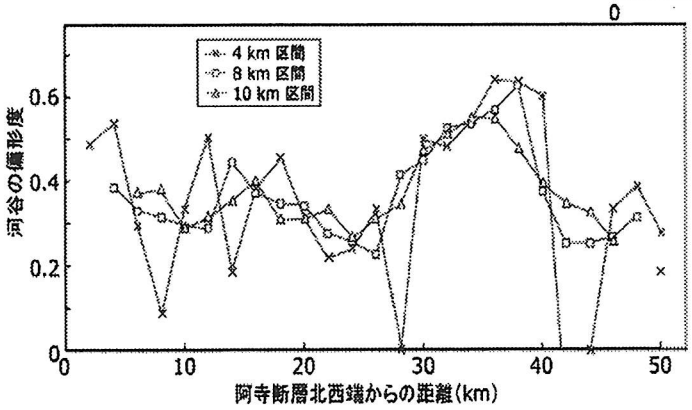


図 3b 阿寺断層沿いの河谷の偏形度の変化
38 km 付近に偏形度のピークが認められ、両端に向かって偏形度が減少する。20～25 km 付近に偏形度の極小値が認められるが、この付近はトレースの屈曲点に一致することから、セグメント境界を表している可能性がある。

P-32

大阪市内を中心とした平野部における上町断層の長期評価について

竹村恵二*1，北田奈緒子*2，井上直人*2，三田村宗樹*3

(*1 京都大学，*2 財）地域地盤環境研究所，*3 大阪市立大学)

Keiji TAKEMURA, Naoko KITADA, Naoto INOUE, Muneki MITAMURA : Long-term Evaluations of Uemachi fault around central Osaka Plain area.

1．はじめに

上町断層は，広域の応力場が東西圧縮系であることから，逆断層であると考えられている．上町台地が南北に分布することから，この地形を形成するように西側に南北走向の上町断層が推定され，反射法探査や地下鉄の開削工事などでその変位が確認されてからは，常に台地に沿った南北走向の断層としてのイメージが強かった．兵庫県南部地震以降に各地で活断層調査が盛んになり，上町断層でも多数の反射法探査やボーリング調査が行われ，西大阪側に2本の派生断層（桜川撓曲，住之江撓曲）をもつことが明らかになった．派生断層の成因と上町台地西側の構造は非常に複雑で、改めて調査を必要としていた．

平成22年度より3ケ年で始まった文部科学省地震調査推進本部による上町断層系重点調査では，京都大学防災研究所を中心に地下構造から表層構造までを総括して検討し，強震動予測を高精度化することを筆頭に，各種断層情報の高精度化により減災につなげることを目的に各種調査が実施されている．本調査はその一部として，大阪市内を中心とした平野部低平地において，ボーリングデータを用いて，上町断層の活動について長期評価を行った．その結果について報告する．

2．ボーリングデータベースを用いた表層地盤構造

関西地盤研究会(KG-R)では，関西圏のボーリングデータベースを用いて，平野部の堆積環境や層序についての研究を行ってきた．都市部においては，造成や地下構造物の建設などにより，従来の自然地形が残されておらず，トレンチ調査なども適地がほとんどない．特に大阪市内は調査候補地がほとんど存在しないことに加え，基盤岩上面に1000mを超える厚い堆積物が分布することから，断層の変形はしばしば撓曲状にみられ，さらには縄文海進期に地表部が削剥されて伏在している場合がほとんどである．

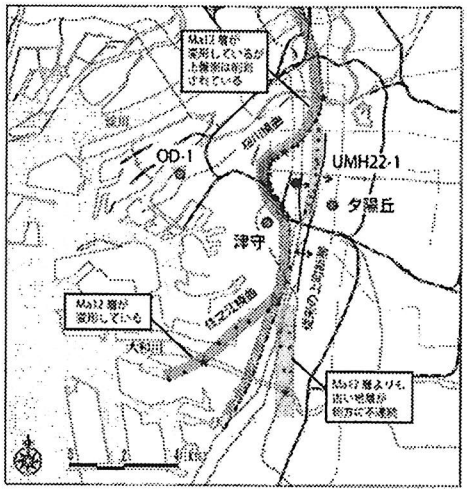
本研究では工学ボーリングを中心に収集された，ボーリングデータベース（GI-base：関西圏地盤情報ネットワーク所有）を用いることにより，表層部の断層による撓曲構造の特徴や分布について検討を行った．GI-base を用いた研究は，関西圏地盤情報研究会においてかねてより実施されている[1, 2]．大阪平野部における地質ボーリングを含むボーリングデータは約6万本保有しており，データは基本的に大部分が工学的ボーリングであり，土層，N 値，液塑性，各種土質試験結果のデータがそれぞれデジタル化されている．また，これらの作業を通じて経験的に Ma13 層や Ma12 層など表層部に多く分布する粘土層については，N 値の特徴などを読み取ることができ，地層の同定が行われる．経験的に Ma ナンバーを決定するのみでは信頼性も科学的根拠も薄くなるが，大阪平野部においては，地質学的に検討を行った研究ボーリングが多数分布しており，これを基準として側方に対比することでかなりの精度で地層の同定を実施することが可能である．本データベース

では，このような地質学的ボーリングデータもまた，デジタル化されており，微化石情報や火山灰情報などを用いて検討することができ，これらの情報を基に，工学的ボーリングで地質学的ボーリング情報を補間していると考えている．

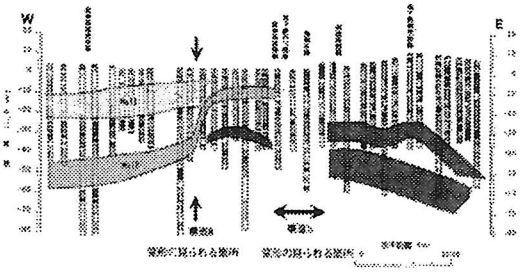
3．検討の結果

GI - base に収録されたボーリングデータのほとんどは，50－60m 程度のボーリングであるため，基本的に地表部の変形のみを取り扱う．ただし，西大阪地域の表層部には広く上部更新統の海成粘土（Ma12）が分布することから，この堆積面を基準面として，変形の有無を検討した．ボーリングデータによれば，断層や撓曲の分布する付近では数 100m の幅を持って緩やかに変形していることが確認された．Ma12 層（上部更新統）では，１）大きく撓曲変形がみられるもの，２）撓曲変形があるが，上盤では，浸食を受けて連続しない，の２つのケースがみられたが，変形部の鉛直変位量は 30m に達する．これらの変形部は従来の南北走向の上町断層よりも西側に蛇行して見られるもので，桜川撓曲や住之江撓曲を包括する分布である．

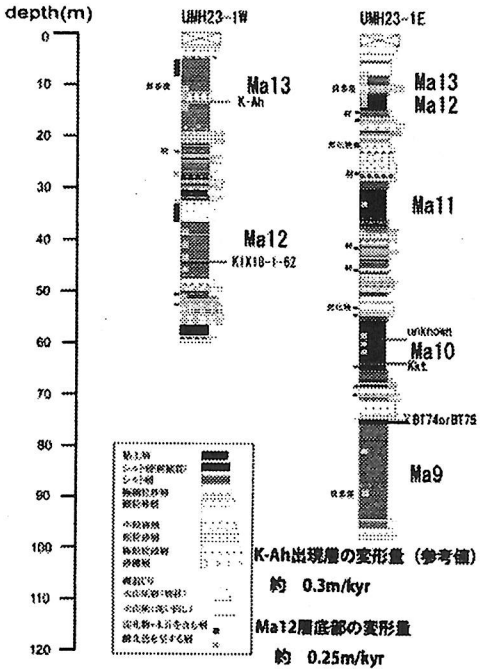
変形部の地表面では変位が認められず伏在するため，これまでは分布も詳細には確認されていなかった．図には，大阪市内における上町断層に関連する特徴的な地盤の変形部を示す．



図－1　大阪市内部の変形分布図



図－2　住之江撓曲部における変形



図－3　図－2 の変形部で掘削したボーリングから見る Ma12 層の垂直変位

＜引用文献＞

1)　地盤情報活用協議会（1998）：関西地層分布図－大阪平野－ 解説書，31p.

2)　KG-NET・関西圏地盤研究会：新関西地盤－大阪平野から大阪湾－，pp.296+66，2007.

P-33

重力異常および磁気異常データの2次元ジョイントインバージョンからみた大阪南部の地下構造

井上直人（地盤研究財団）

Naoto INOUE: Underground structure of Southern Osaka Plain inferred from 2D joint inversion of gravity and magnetic anomaly

1. はじめに

大阪平野の広域的な基盤形状に関しては，阪神大震災以前に基盤岩と堆積層の2層構造を仮定した簡便な重力異常データの解析により推定されている (Nakagawa et al., 1991)．阪神大震災以後，大阪堆積盆地全体の構造把握のためや活断層に関連した地下構造探査が数多く実施され，基盤岩分布に関する膨大な情報が蓄積されつつある．また，2010年度から2012年度にかけての「上町断層帯における重点的な調査観測」により，強振動予測高精度化のための調査や情報も蓄積されている (岩田・上町断層帯重点調査観測研究グループ, 2013)．

しかし，微動アレイ探査や反射法地震探査データが蓄積されるに従い，特に大阪平野南部で弾性波探査から得られる基盤深度と重力異常データから得られる深度に乖離の大きな部分が認められている (大阪府, 2005)．その反射法地震断面の解釈において，磁気異常データにみられる高磁気異常相当の火山岩で説明できるとの指摘もある (伊藤・他, 2012)．大阪層群と基盤岩の間には温泉ボーリングで大阪層群よりも古い地層が確認されている部分もある (市原・他, 1991)．

重力解析による基盤深度の乖離が顕著な部分は，高磁気異常エリア近傍である（図1および図2の点線近傍）．火山岩起源の局所的な高密度岩体の存在を考えれば，堆積層と基盤といった2層構造に基づく解析では基盤深度は浅く求められる．そこで本研究では，既存の反射法地震探査測線近傍で，重力異常データに加えて，航空磁気データを用いた2次元ジョイントインバージョンによる大阪平野南部の地下構造の検討を行った．

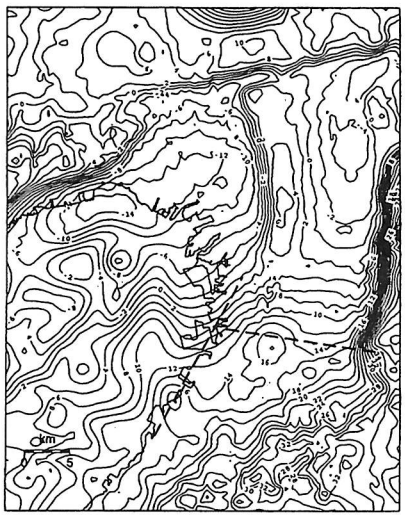


図 1：大阪平野のブーゲー異常 (Inoue and Nakagawa, 2000)．コンター間隔は $2mgal$．点線は今回解析した測線を示す．海岸沿いの南北測線は大阪湾岸第2測線に相当し，東西測線は大和川南測線に相当する．

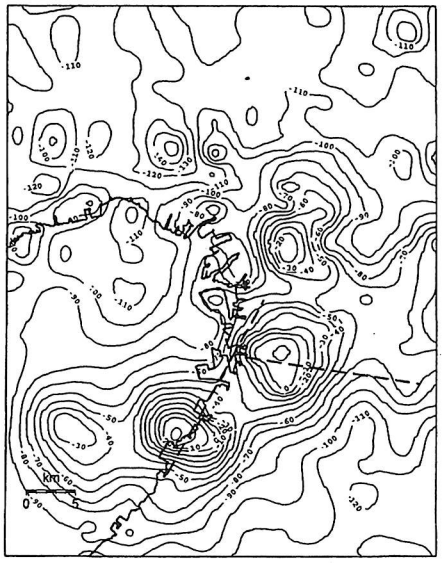


図 2：大阪平野の磁気異常 (中塚・他, 2005)．コンター間隔は $10nT$．点線は図1に同じ．

2. データおよび手法

重力測定データは Inoue and Nakagawa (2000) でコンパイルされたデータを用いた（図1）．補正密度は，Inoue and Nakagawa (2000) で求められた $2.45g/cm^3$ を用いた．磁気異常データは航空磁気データ (中塚・他, 2005) に極磁気変換を行ったものを使用した（図2）．今回検討を行った解析断面は図1および図2に示す大阪湾岸第2測線と大和川南測線相当である．インバージョンでは，(1) 式 ϕ を最小にするパラメータを焼き鈍し法により求めた．

$$\phi = \alpha||G - F(\rho)||_2 + ||M - F(m)||_2 \tag{1}$$

ここで，$||\cdot||_2$ は L2 ノルム，G は測定重力異常，$F(\rho)$ は密度構造モデルから計算される重力異常，M は測定磁気異常，$F(m)$ は磁気構造モデルから計算される磁気異常，α は ϕ における重力異常と磁気異常との調整項である．重力異常，磁気異常ともに断面と直交する方向に広域に広がる角柱でモデルを近似して理論値を求めた (Plouf, 1976).

地下構造モデルは，基盤と堆積層の間に高密度の局所的火山岩を仮定した．インバージョンにより求めるのは，各層厚と火山岩層の密度とした．各層の層厚をパラメータとして，反射断面を参考に，層厚の制限は堆積層で 500m から 3000m，火山岩は 0m から 500m とした．比較のために火山岩を仮定しない 2 層構造モデルによる解析も行った．

3. 結果および考察

大阪湾岸第 2 測線の解析結果を図 3，図 4 に示す．2 層構造モデル（図 3）では横軸 4000m 付近の高重力・高磁気異常部分で基盤が浅くなり，起伏が目立つのに対して，高密度の火山岩を組み込んだモデル（図 4）では深く推定され，基盤の起伏もそれほどみられない．紙面の都合でここでは示さないが，大和川南部測線でも同様の構造が推定された．上町重点で実施された反射断面の解釈にも火山岩の存在が示唆されている (岩田・上町断層帯重点調査観測研究グループ, 2013).

4. まとめ

大阪平野南部で実施された反射法地震探査結果を参考に，重力異常と磁気異常データとを用いた 2 次元ジョイントインバージョンにより地下構造を推定した．その結果，簡便な 2 層構造モデルでは浅く推定された基盤が，局所的な高磁化・高密度岩体を仮定することで，基盤深度が深く推定され，より反射法地震探査結果と整合的な結果が得られた．しかしながら，今回はどのモデル層も断面に直交する方向に連続して広く分布する 2 次元モデルである．したがって，今後は 3 次元解析により定量的な評価を行っていく．

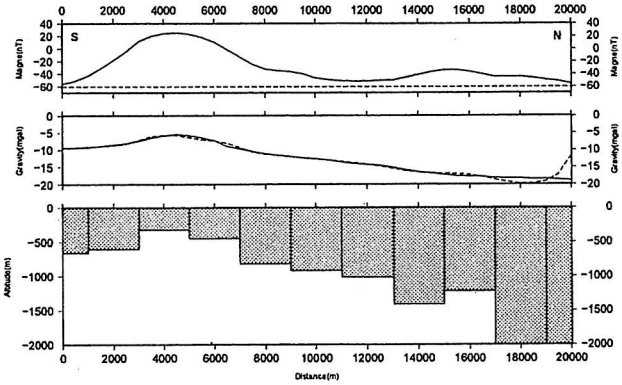


図 3：湾岸測線解析結果（2 層モデル）．下：密度構造モデル．灰色層は堆積層（$2.2g/cm^3$），白色層は基盤（$2.6g/cm^3$）を示す．中：重力異常．実線は観測値，点線は計算値を示す．上：磁気異常．実線は観測値，点線は計算値を示す．

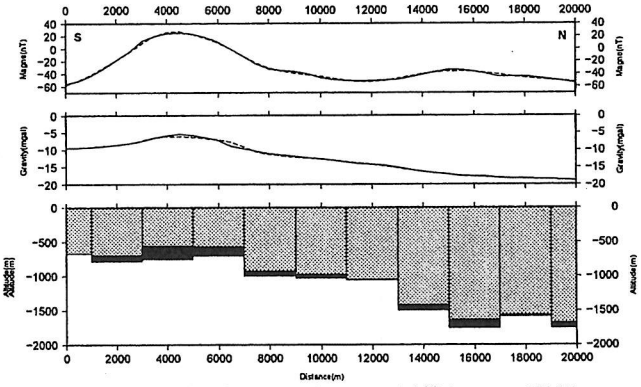


図 4：湾岸測線解析結果（3 層モデル）．下：密度構造モデル．灰色層は堆積層（$2.2g/cm^3$），白色層は基盤（$2.6g/cm^3$），黒色層は火山岩（$3.0g/cm3^3, 5m/A$）を示す．中：重力異常．実線は観測値，点線は計算値を示す．上：磁気異常．実線は観測値，点線は計算値を示す．

参考文献

Inoue, Naoto, and Koichi Nakagawa (2000) Modeling of the underground structure in the Osaka sedimentary basin based on geological interpretation of gravity anomalies and seismic profiles," *Journal of Osaka City University*, Vol. 43, pp. 97–110.

Nakagawa, Koichi, Kunihiro Ryoki, Naomi Muto, Susumu Nishimura, and Kiyoshi Ito (1991) Gravity Anomaly Map and Inferred Basement Structure in Osaka Plain, Central Kinki, South-west Japan," *Journal of Geosciences, Osaka City University*, Vol. 34, No. 5, pp. 103–117.

Plouf, Donald (1976) GRAVITY AND MAGNETIC FIELDS OF POLYGONAL PRISMS AND APPLICATION TO MAGNETIC TERRAIN CORRECTIONS," *Geophysics*, Vol. 41, pp. 727–741.

伊藤康人・楠本成寿・竹村恵二 (2012) 中央構造線両端部の後期新生代同時堆積盆形成:横ずれ断層末端の構造形態，日本地質学会学術大会講演要旨，**119**，29.

市原　実・古川周作・三田村宗樹・水野清秀・林　隆夫 (1991) 大阪市とその周辺地域の第四紀地質図について－大阪層群を中心に－，アーバンクボタ，**30**，pp.1–22..

中塚　正・大熊茂雄・牧野雅彦・森尻理恵 (2005) 日本空中磁気データベース，数値地質図，P-6.

大阪府 (2005) 大阪平野地下構造調査に関する調査成果報告書，*http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Osaka9frm.htm.*

岩田知孝・上町断層帯重点調査観測研究グループ (2013) 上町断層帯における重点的な調査観測について (3)，日本地球惑星科学連合，SSS32-P24.

P-34

布引山地東縁断層帯海域部における高分解能シングルチャンネル音波探査

八木雅俊・坂本泉・横山由香・滝野義幸・古畑卓真・原田義信
根元謙次（東海大学），藤巻三樹雄（沿岸海洋調査株式会社），
岡村行信（独立行政法人産業技術総合研究所・地震研究センター）

Masatoshi YAGI, Izumi SAKAMOTO, Yuka YOKOYAMA, Yoshiyuki TAKINO, Takuma FURUHATA, Yoshinobu HARADA, Kenji NEMOTO, Mikio FUJIMAKI, Yukinobu OKAMURA: High-resolution single-channel seismic reflection imaging of the Nunobiki sanchi eastern Fault zone, Ise Bay, central Japan

中央構造線を底辺とし、伊勢湾、大阪湾、若狭湾を結ぶ三角形の領域は近畿三角地帯と呼ばれ、活断層が多数発達している。伊勢湾では、桑原ほか（1972）により伊勢湾断層、白子-野間断層、鈴鹿沖断層などの、後期更新世に活動した断層の存在が明らかにされている。

東海大学では平成24年度「沿岸域における活断層調査」のうち、布引山地東縁断層帯の海域延長部において断層の形状や分布、変位を確認するため、高分解能地層探査を伊勢湾西側（鈴鹿市沖の北部、白子沖の中部、津市沖の南部）の浅海域で実施した。

北部では、鈴鹿沖断層南端延長部において、断層起源と思われる基盤状の高まりが確認された。この基盤上に分布する大陸棚堆積物（以下、A層と称する）中に変位は認められなかった。この基盤の高まりには多くの褶曲構造を示す傾斜した反射面や方向性をもつ溝地形が認められた。

中部では、湾央へ向かい海脚状の地形が発達している。この海脚南側斜面では、北側隆起の音響基盤が断層を伴って東西方向に発達しているのが確認された。これは既存の白子-野間断層と調和的である。しかし、A層内に変位は確認されなかった。海脚状地形の北側縁辺部においては、反射面が断層の両側から下方へ引きずり込まれるような変形構造が認められ、その形状は横ずれ断層の特徴とされるflower structureに類似していた。

南部では、A層が厚く堆積し、その内部に変位が認められる新規断層NF-2～5の存在が確認された。伊勢湾ではこれまでに音波探査記録とボーリング試料との対比が行われ（中部空港調査会，1994，豊蔵ほか，1999；岩淵ほか，2000）、これらの記録と本調査記録とを対比すると、A層は完新統に対比される。このことは、NF-2～5が過去1万年以内に活動を起こしていることを示す。

以上、本調査域では表層にまでいたる活断層による明瞭な変位は確認されなかったが、南部の新規断層において約1万年以内のイベントを示す変位が確認された。また、これまで北側隆起の逆断層とされてきた白子-野間断層が横ずれ成分も有している可能性が推定される。発表では、共同研究により行われたピストンコア試料の結果もとり入れ考察を行う。

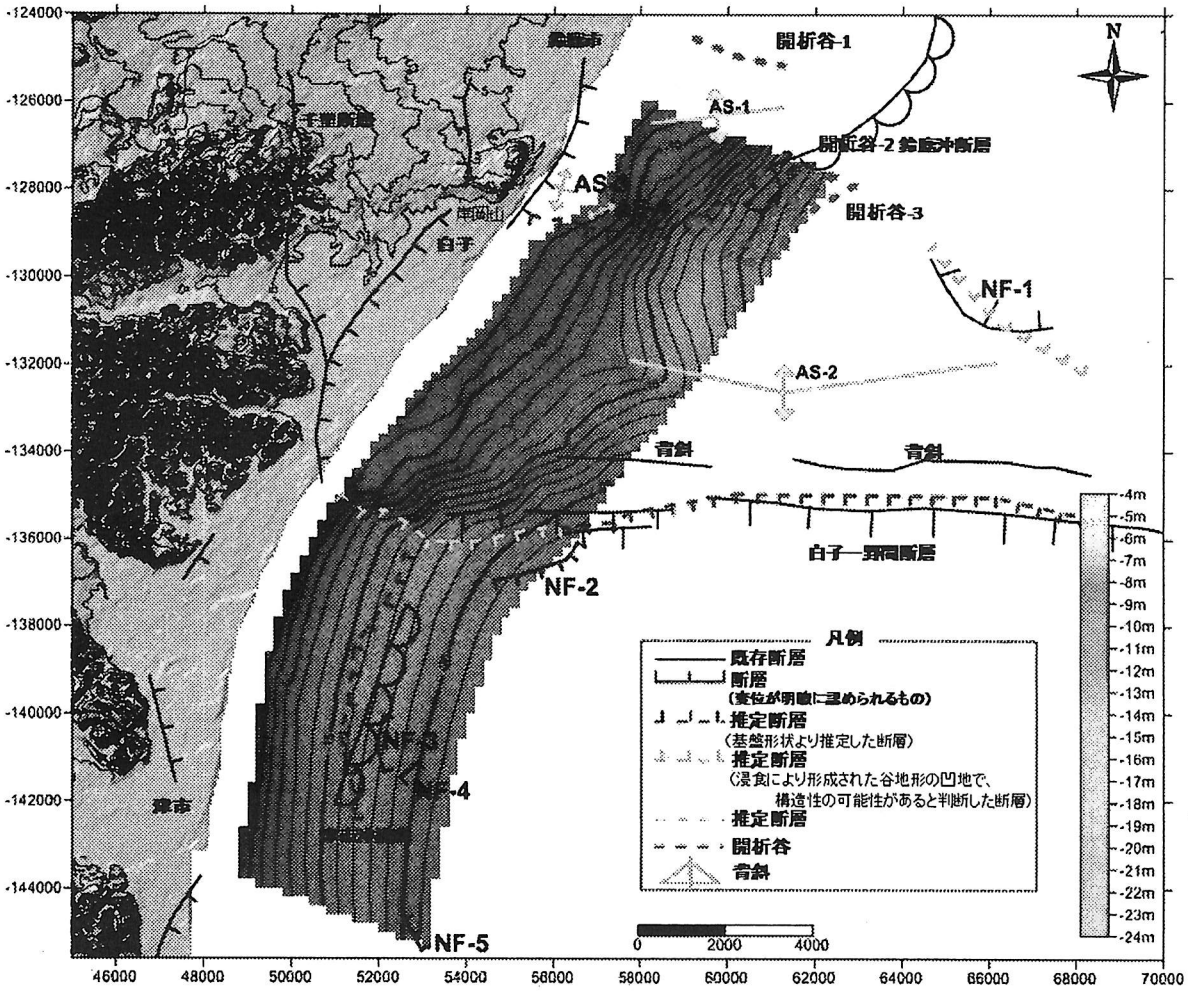


図 1. 本調査における断層分布

引用文献：中部空港調査会（1994）中部新国際空港建設予定地における地象調査報告書，88p.活断層研究会（1991）新編日本の活断層-分布図と資料，東京大学出版会.桑原徹・松井和夫・吉野道彦・高田康秀（1972），地質学雑誌，7，61-76.岩淵洋・西川公・野田直樹・川尻智敏・中井正則・青砥澄夫・加藤勲・安間恵・長田智・角谷昌洋（2000），水路部研究報告，36，73-96.豊蔵勇・岡田篤正・牧野内猛・堀川義夫・長谷川淳（1999），地学雑誌，108，5，589-615.

S-01

津軽の縄文時代—亀ヶ岡文化を中心に—

関根達人（弘前大学）

Tatsuhito SEKINE：Jomon period of the Tsugaru district

縄文早期の遺跡は太平洋側の南部・下北に多く、津軽では非常に少ない（図 1）。津軽に早期の遺跡が少ない理由は明確ではないが、約 9000 年前に本格化した対馬暖流の流入により日本海側で降雪量が増加し、食料資源であるニホンシカやイノシシの生息が阻害されたことが一因として考えられる。前期には津軽で遺跡数が急増し南部を上回るが、これは約 5400 年前の十和田火山噴火による中掫軽石の降下により、南部地方の居住環境が悪化したことが関係していよう。

遺跡数や竪穴住居跡の軒数などから、関東地方や中部高地では寒冷化する縄文中期から後期にかけて集落が衰退、東関東でも後期以降集落数が減少し続け、晩期には東北地方と九州を中心とする西日本に繁栄の中心が移ったという（今村 1999）。縄文時代の人口密度の推定値（小山 1984）は、近年沖積地から多くの縄文遺跡が発見された西日本の数値を上方修正する必要があるが、晩期には東北地方が 1km^2 あたり約 0.6 人と、日本列島の中で最も高い人口密度を示すとされる。

しかし実際には東北地方でも亀ヶ岡文化が栄えた縄文晩期には後期に比べ遺跡数・竪穴住居跡の軒数ともに減少している。例えば青森県では、津軽・南部・下北ともに遺跡数は縄文後期が最も多く、縄文晩期、弥生時代、古墳時代と減少し続ける（図 1）。宮城県域では、縄文時代の遺跡数は中期にピークがあり、後期に減少し、晩期にやや回復する（図 2）。関東地方や中部高地ほど深刻ではないにせよ、東北南部もまた寒冷化の影響で集落が衰退した可能性がある。

青森県内で発見されている縄文時代の竪穴住居跡の数は中期をピークとして後期、晩期と減少する（図 3）。中期に比べ後期に遺跡数は増加するのに発見されている竪穴住居数が少ない理由は、集落規模の縮小と分散が進み竪穴住居跡が発見しにくくなったことと、平地式住居が増えたことの二つが考えられる。分散化に伴い後期集落の立地場所は低地から山間地まで拡大する。東日本では、後期から継続する晩期の遺跡は河岸段丘上や山麓に立地する傾向にあり、晩期中葉以降、沖積地に立地する遺跡が増える（半田 1966）。この「弥生の小海退」により低地や谷地が急速に乾陸域し、稲作に適した土壌と空間が準備されたという。

引用文献：今村啓爾(1999)縄文の実像を求めて．歴史文化ライブラリー，76，吉川弘文館．

小山修三(1984)縄文時代 コンピュータ考古学による復元．中公新書，733．

半田純子(1966)東日本縄文時代晩期前半から後半への移行期にみられる変化についての一考察，明治大学大学院紀要，4，717-727．

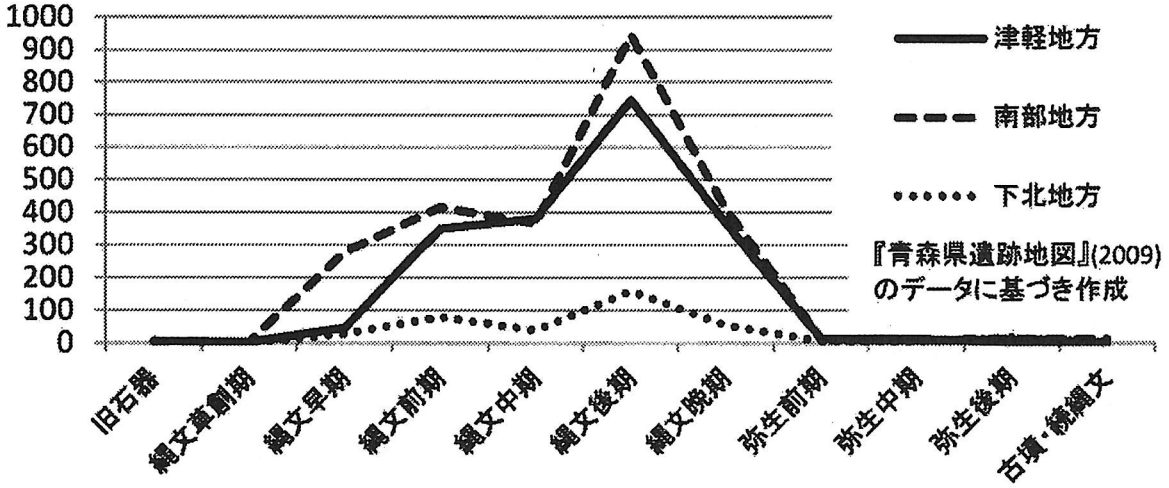


図 1 青森県内における地域別遺跡数の変遷

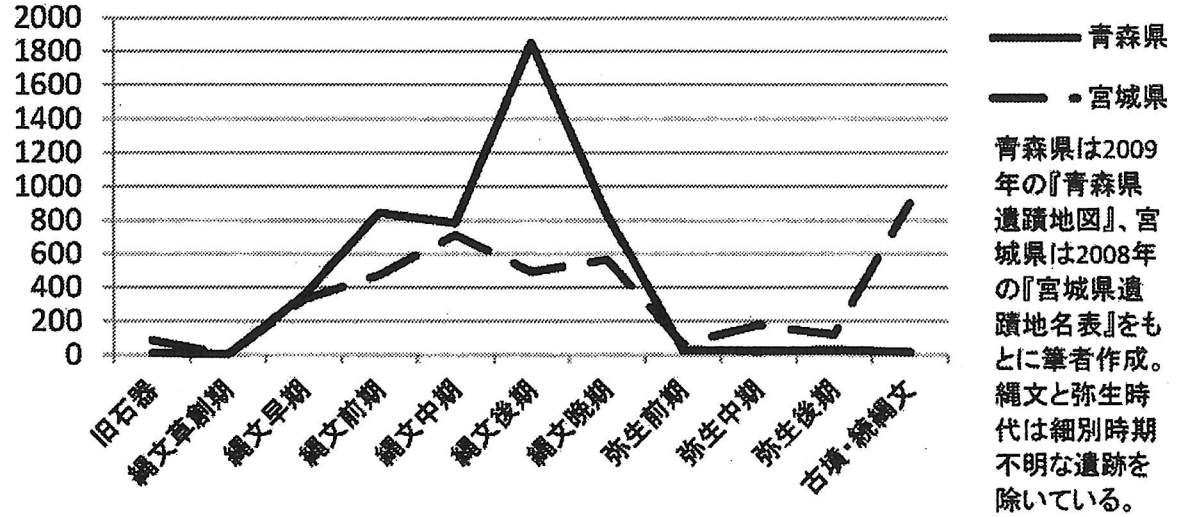
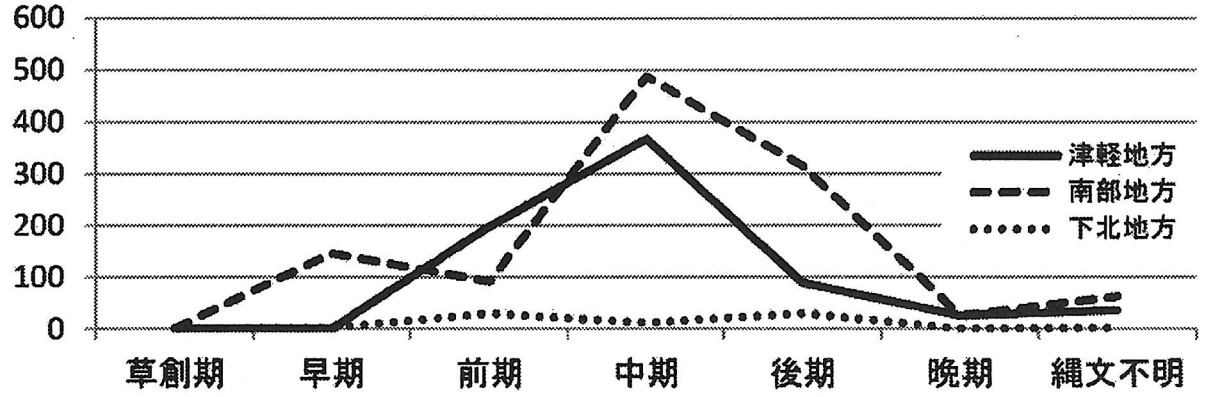


図 2 青森県と宮城県の遺跡数の比較



青森大学考古学研究所 2000「青森県内における縄文時代の住居跡集大成 (2)」『研究紀要』3 掲載データを基に筆者作成

図 3 青森県における縄文時代の竪穴住居跡の時期別検出数

S-02

東北地方北部の更新世末期・完新世の植生史

安　昭炫（株式会社パレオ・ラボ）

Sohyeon AHN : Latest Pleistocene and Holocene vegetation history in the northern Tohoku district, Japan

東北地方では縄文時代遺跡が多数発見・調査されており，それに伴う遺跡と周辺域における古植生調査による膨大な成果が蓄積されてきた。特に青森平野から津軽平野にかけての地域には三内丸山遺跡や亀ヶ岡遺跡といった著名な縄文遺跡が存在し，縄文文化の実態を明らかにする上で重要な研究地域として注目されている。2006年に刊行された植生史研究特別第2号「三内丸山遺跡の生態系史」は1998～2003年にわたって実施されたプロジェクト研究の成果を集成したものであり，これによって綿密な層序と編年の確立に基づく青森平野の環境変遷の解明，集落の景観と資源利用の空間構造が描き出され，クリ林という人為的生態系が復元された（辻，2006）。

一方で津軽地方は，以下に述べるように，世界的にみても保存価値が高いといえる露頭が残存する地域である。また生態系のタイムカプセルとも言われる埋没林の産地が各地で知られており（海津，1974，辻，2001など），この地域における高精度な第四紀地質と生層序の確立が期待されるところである。本発表では，東北北部における植生史資料をレビューする中で津軽西海岸地域にもズームインして議論する。東北地方の山岳地帯は中部地方とともに植生史研究の初期研究の主要フィールドとなった場所であり，人間活動の主な舞台である平野部から山地にかけての連続的な視点で現象を理解する必要があるのである。

青森県の津軽平野西海岸は七里長浜と呼ばれるが，これに沿うように屏風山砂丘が発達しており，南の鰺ヶ沢から北の十三湊まで続く海岸段丘である。この地域は，後期更新世から完新世の地層群が露頭で連続的にみられ，その学術的価値が高い。先行研究によって屏風山砂丘一帯は，砂丘砂層と泥炭層・沼沢地泥層，泥炭層に連続する黒色の腐植層であるクロスナ層が累積した一連の完新世堆積層である出来島層の分布が認められる（遠藤・辻，1977）。さらに津軽西海岸では更新世末期から完新世の泥炭層が連続堆積する様相が各所で観察されている。これらの解析によって後期旧石器時代から縄文時代への移行期およびそれ以降の環境変動とそれに伴う生態系変動を解明することが重要な研究課題となっているが，これについては近々辻らによって報告される予定である。

ここでは，七里長浜南部に位置し縄文後期の遺物を多量に包含する神田遺跡に着目し，筆者らが行った出来島層中部層を構成するクロスナ層と遺物包含層との関係の解明，旧期クロスナ層の放射性炭素年代測定，ならびに旧期クロスナ層の花粉分析など植物遺体群の検討による植生復元について報告する。安ほか（2008）によって神田遺跡での旧期クロスナ層の形成期が明らかにされ，この時期がトチ

ノキ林の形成期にあたることを明らかになった。旧期クロスナ層形成期の植生は，コナラ亜属とブナ属などからなる落葉広葉樹林として復元されるが，旧砂丘の形成期ではコナラ亜属やムクノキ属かエノキ属が卓越し，組成が大きく違っていたことがわかった。これは旧期クロスナ層形成期においてブナをともなう安定した森林植皮が形成された可能性を示すものである。神田遺跡での旧期クロスナ層の形成期は，4,260±35BP から 2,395±35BP でかなり長期間におよんでいた。神田遺跡では，クロスナ層形成期に入ってすぐにトチノキが出現を開始し，4,025±35BP にはトチノキ林が成立したことが花粉分析から明らかになった。一方，南の川尻地区ではトチノキの存在は確認できても，トチノキ林は形成されなかったと考えられる。この違いは地形の差異を反映したものと考えられ，神田遺跡がちょうど大きな谷地形にあたっており，トチノキ林はこのような谷地形の湿った環境に成立したものと考えられる（安ほか,2008)。青森平野南西部の三内丸山遺跡や南部の大矢沢野田遺跡でも，4,400BP 頃にトチノキ林が急速に拡大したことが明らかになっており（吉川ほか,2006)，神田遺跡でのトチノキ林形成時期と近接する。海岸砂丘地帯における砂丘固定期に落葉広葉樹林による植皮が起こってことと，平野縁辺の台地の谷筋を中心にトチノキ林が拡大したこととは，同じ要因によって引き起こされた可能性が高い。共通の現象として考えられるのは気候の寒冷・湿潤化であり，砂丘地帯での砂丘固定と植皮を促すと同時に，三内丸山遺跡などでのクリ林の衰退・トチノキ林の拡大を起こしたと考えられている。神田遺跡において縄文後期の人の居住が確認できるのは，トチノキ林の拡大にあわせてトチノキ林の資源を求めてのことであろうか。気候寒冷化に伴う植生変遷とそれに適応した人間活動の変化様相という生態系変動があったことを示唆している。

発表の際には，秋田県や山形県での研究例も紹介しながら議論する予定である。筆者の津軽地域を研究フィールドにして歩き回った経験はまだ浅く微微たるものに過ぎないが，生態系史的視点に立った研究を目指す者として，当該地域の生態系史研究の展開方向性や解明の方法について検討していきたい。地層の同時異相を連続した露頭で把握し古地形を描き出し，地層に内包される古植生の情報を読み取ることによって，植生（変遷）の場所性を復元することがより可能になると考えられる。

引用文献：安昭炫・辻誠一郎・國木田大・吉田邦夫(2008)青森県津軽西海岸における旧期クロスナ層とトチノキ林の形成．環境文化史研究 1 :47-53

遠藤邦彦・辻誠一郎(1977)青森県西津軽郡出来島海岸の第四系．日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要12:1-10

辻誠一郎(2006)三内丸山遺跡の生態系史研究：成果と展望．植生史研究特別第2号:1-5

吉川昌伸・鈴木茂・辻誠一郎・後藤香奈子・村田泰輔(2006)三内丸山遺跡の植生史と人の活動．植生史研究特別第2号:49-82

S-03

津軽半島における新第三紀以降のテクトニクス

根本直樹（弘前大学）

Naoki NEMOTO: Neogene to Quaternary tectonics in Tsugaru Peninsula, Northeast Japan

現在の津軽半島の地形は，その中軸の津軽山地，北東部の平舘山地，および南西部の屏風山の三つの隆起帯と，それらの間の今別低地-蟹田川低地-青森平野西部，津軽平野の二つの低地～丘陵地により特徴づけられる．津軽山地は北から四ツ滝，袴腰岳，馬ノ神山の3ドームに，平舘山地は平舘ドームにそれぞれ対応し（図1），津軽半島の地形は，その地質構造をよく反映している．

津軽半島は東北日本弧内帯に位置し，その地史は他の日本海沿岸地域と類似する．津軽半島に分布する最下部新生界は，日本海誕生に伴う火山活動により形成された“グリーンタフ”である．古第三紀を示す積極的な資料はなく，全て中新統と考えられている．津軽半島北部でグリーンタフ中部に挟在する磯松層は浅海生の貝化石を含む．磯松層の堆積年代は20.4±0.2Maなので（上栗ほか，2010），津軽半島北部は日本海誕生に伴い最も早く海水が浸入した地域の一つと考えられる．

日本海拡大に伴う引張応力場の下で，中期中新世に本地域は浅海から深海へと沈降した．この深海へは太平洋の酸素極小層から貧酸素水が流入していたとされ，当時の日本海と太平洋は深い海峡で連絡していたと考えられている．この貧酸素環境を反映した成層した泥岩が津軽山地および平舘山地に見られる．なお，海峡は北に開いていたとされるが，その詳細は不明である．

鮮新世以降，東北日本弧は東西圧縮の応力場に置かれ，日本列島の隆起が本格的になった．日本海と太平洋を連絡する海峡は浅くなり，太平洋からの貧酸素水の流入はなくなった．この環境変化を反映し，この時代の泥岩は塊状である．また，今日の津軽半島の地形を形成した逆断層，ドーム構造などの主要な地質構造は，圧縮応力場によりこの時代以降に発達した．

津軽山地東麓を北々西-南々東に走る津軽断層は，総延長50 kmに及ぶ西傾斜・西側隆起の逆断層である．津軽山地中軸の3ドーム構造はこの断層に並走し，津軽断層の副次的背斜構造と解される．津軽断層は，下部更新統を一部逆転させているが，鶴ケ坂層（0.76Maの八甲田カルデラ由来の火砕流堆積物）を切らないとされ，その活動は前期更新世末に衰退したようである．津軽半島南東部では，津軽断層の東方には，湯ノ沢断層などの津軽断層に平行し下部更新統を切る断層が分布する．さらに東方の青森平野とその西の丘陵の境界には青森湾西岸断層が分布し，鶴ケ坂層を急傾斜させている．青森県（1999）によれば，この断層の活動は中期更新世には衰退した．一方，津軽半島南東海岸の

地下には，東傾斜の撓曲が認められる．最近，粟田ほか（2012）は，さらに東方の海底に青森港沖背斜が分布し，これも青森湾西岸断層帯の構成要素であるとしている．以上を勘案するなら，津軽半島南東部では後期鮮新世以降，断層の活動場が津軽断層から東へ順次移動し，陸域を拡大していったと考えられる．津軽半島南東部から津軽平野南東縁にかけて分布する下部更新統大釈迦層からは，日本海の中層に生息していた浮遊性有孔虫 *Globorotalia inflata* の化石が産する．したがって，前期鮮新世の津軽半島南東端（現在の大釈迦峠付近）には，水深 200 m 程度の海峡が存在していたと推定される．この海峡は，上述の断層形成場の東進により狭窄化し，離水したのであろう．

津軽山地南西麓には，東側隆起の津軽山地西縁断層が分布し，津軽山地と津軽平野を画している．この断層は，MIS7 の段丘面を，その西端が平野の地下に埋没するほどまで撓曲させている．津軽山地西麓には下部更新統の露出がほとんどなく，津軽半島南東部での要な断層の形成場の移動を示唆する資料は現在のところない．

津軽半島北東部の平舘ドームでは，下部更新統蟹田層が中新統を不整合に覆って分布する．これは前期更新世以前の少なくとも低海水準期には，平舘ドームの軸部が離水していたことを示す．津軽半島北東岸には平舘断層が分布し，MIS5 の段丘面を変形させている．平舘断層は青森湾西岸断層帯の北方延長に位置するので，比較的新しい時代（中期更新世以降）に活動を開始したのかも知れない．

屏風山では MIS5 の段丘面上に砂丘が重なり，遅くともこの時期までに離水したと考えられる．丘陵地であるためにそれより下位の地層は露出せず，地下の構造は不明である．ただし，正の重力異常が認められるため，地下に背斜構造が伏在している可能性があり，これが屏風山の形成に関連していると考えられる．

図 1　津軽半島の主な地質構造．

引用文献：青森県（1999）平成 10 年度地震関係基礎調査交付金青森湾西岸断層帯に関する調査成果報告書．粟田ほか（2012）日本地震学会講演予稿集（2012 年度秋季大会），126．上栗ほか（2010）地質学雑誌，116，403-411．

S-04

津軽の地質と土器原料

柴　正敏（弘前大学大学院。・理工学研究科）

Masatoshi Shiba：Geology of Tsugaru district and raw materials of Jomon pottery

土器原料の産地推定については，三辻(1983)などによる蛍光X線分析法を適用した方法が知られている．焼成窯跡より出土する土器を標準試料とし，それらの組成と比較することにより産地推定を行うものである．しかし，焼成窯を用いない縄文土器では，この方法を適用することはできない．そのような土器の産地推定には，これまでに様々な方法が試みられた．例えば，松本(2003)は，誘導結合プラズマ発光分光分析法を適用して東北北部の古代土器の産地推定を行った．

土器原料は，粘土鉱物をはじめとして，様々な鉱物や岩片などから構成されている．焼成窯を用いない土器は焼成温度が低いことが推定され，顕微鏡下でも高温で生成された鉱物が確認されないことが多い．また，軽石片や火山ガラスなどの組織・形態も明瞭に確認することができ，これらが本来の化学組成を有している可能性が高い．また、近年では，町田・新井(2003)や青木・町田(2006)などにより，テフラガラス化学組成のデータベース化が進み，火山ガラスの帰属を検討することが容易になりつつある．本研究では,青森県内より出土する、縄文時代前期から晩期の土器胎土に含まれる火山ガラスの化学組成分析を行った．用いた試料は，青森県埋蔵文化財調査センターより貸与された八戸市八幡遺跡、三戸町泉山遺跡、青森市二股遺跡及び青森市上野尻遺跡より発掘された土器に加え、弘前大学人文学部考古学研究室より提供された、外ヶ浜町今津遺跡及びむつ市不備無遺跡の土器を用いた．分析は波長分散型電子プローブマイクロアナライザー(以下EPMA)を用いた．その他に，胎土の鉱物学的記載のため，偏光顕微鏡を用いて記載及びポイントカウントを行った．また、EPMA法及びX線粉末回折(以下XRD)法 を用いて，構成する粘土鉱物の化学組成分析及び同定を行った．

偏光顕微鏡観察の結果，石英，斜長石を中心とし，ホルンブレンド，黒雲母などが多くの試料で確認された．同様に火山ガラス及び軽石片も多くの試料で確認されたが，一方で火山ガラス及び軽石片を全く含まないか非常に少ない試料もあり，EPMA分析にはガラス片を多量に含む試料を使用した．また粘土鉱物は，全試料でイライトが確認され，一部緑泥石を確認することができる．

EPMA法を用いた粘土鉱物の化学分析では、全試料でハロイサイトに極めて近い組成が得られ，一部試料でイライト，スメクタイト，イライト/スメクタイト混合層鉱物(以下I/S)及びコレンサイトに近い組成が認められた．粘土鉱物の構造が残存するか否かを確認するため，XRD法による分析を行った．粘土鉱物は，鉱物ごとに特定の温度で脱水分解反応を生じることから，構造を有する粘土鉱物の組み合わせにより焼成温度の推定が可能である．XRD法を適用したほとんどの試料でイライトが確認で

き，ハロイサイトが確認できなかったことから，573℃以上 1050℃未満(Newman, 1987)で焼成されたと推定される．また，一部試料で，緑泥石のピークが確認できたことから，それらは 800℃未満（Newman, 1987)で焼成されたものと推定される．

土器胎土に含まれる火山ガラスの帰属と周囲の地質を比較することで，原料調達地が推定できる可能性がある．本研究の結果では，粗製土器に含まれている火山ガラスは十和田カルデラ起源テフラに帰属され，それらは遺跡周囲に多量に分布する．したがって，遺跡周囲で原料調達された可能性が高いと推定できる．また，松本(2003)の結果では，東北北部で出土する土師器の原料粘土は第四紀粘土であるとされている．しかし，本研究では,中新世の金木凝灰岩、鮮新世の湯ノ沢カルデラ起源テフラ（根本・藤田(2008)、更新世前期の虹貝凝灰岩に帰属される火山ガラスを含む試料が認められたことから，さらに古い時代の粘土も原料としている可能性が高い．また，本研究の結果から，土器原料として大規模カルデラ形成に伴うテフラガラスを用いていることが明らかとなり，今後,このようなテフラが分布しない地域の遺跡から発掘された土器を分析することで，土器流通について考察できる可能性を示した．

引用文献：青木かおり・町田 洋（2006）日本に分布する第四紀後期広域テフラの主元素組成、K_2O-TiO_2図によるテフラの識別．地質調査研究報告, 57, 238-258.

松本建速（2003）誘導結合プラズマ発光分析（ICP-AES）による東北北部古代土器の胎土分析．第四紀研究，42，1-12.

三辻利一（1983）古代土器の産地推定法．ニューサイエンス社, 82p.

根本直樹・藤田一世（2008）青森県西津軽地域に分布する鮮新統軽石凝灰岩の対比．地球科学，62，403-407.

Newman, A.C.D. ed.（1987）Chemistry of clay and clay minerals. Mineralogical Society Monograph, 6, 480p.

柴 正敏・中道哲郎・佐々木 実（2001）十和田火山，降下軽石の化学組成–宇樽部の一露頭を例として．弘前大学理工学部研究報告，4，11-17.

S-05

津軽平野の地形発達と遺跡の消長

小野映介（新潟大学教育学部）・片岡香子（新潟大学災害・復興科学研究所）

Ono, E. and Kataoka, K.S. : Late Holocene geomorphic development and land-use history in the Tsugaru Plain, northeast Japan

はじめに：津軽平野では亀ヶ岡遺跡や垂柳（たれやなぎ）遺跡をはじめとする有名な集落・生産遺跡が見つかっているが，遺跡の発掘調査事例は少ない．また，沖積低地の地形と地質の研究については，海津（1976）や大矢・海津（1978）以降の進展は見られず，当地における地形発達や人々の土地利用の変遷についても不明な点が多い．

近年，津軽平野では遺跡の大規模発掘調査が相次いで行われ，筆者らは沖積層浅部の堆積環境や遺構・遺物の包含状況を調査する機会を得た．本研究では，それらの成果を軸にして既存の遺跡調査資料を整理するとともに，遺跡以外の地域で新たに地質調査を実施して，平野の詳細な地形発達史と人々による土地の占有・放棄の関連性を考察した．

地形概観：津軽平野には，岩木川・平川・浅瀬石川によって形成された扇状地・氾濫原・デルタが南部から北部にかけて順に配列する．各河川は，平野南縁において扇状地を形成し，その末端で岩木川は平川・浅瀬石川と合流して北流する．岩木川は氾濫原を下刻して流れており，上位沖積面と下位沖積面を形成する（海津，1976）．上位面と下位面は比高数 m の崖によって区別できるが，平野中央部の五所川原市付近ではこの崖は不明瞭になり，両沖積面はデルタへと漸移する．

遺跡の層相・層序と古環境：著者らは前川（まえかわ）遺跡と十三盛（じゅうさんもり）遺跡において地形・地質調査を実施した．前者は浅瀬石川扇状地，後者は岩木川のデルタに位置する．前川遺跡では地表面下 20～100 cmに埋没した層厚 10～30 cmの有機質シルト層（380-110 BC）から弥生時代の水田が検出された（小野ほか，2009）．同遺跡の東に位置する田舎館（いなかだて）遺跡や垂柳遺跡でも弥生時代の水田が有機質シルト層から見つかっており，当時，扇状地の一部では土砂の堆積の少ない安定した環境が広がっていたと推定される．また，前川遺跡では平安時代の水田が検出されており，水田面は層厚 20～50 cmの十和田火山 AD 915 年噴火にともなうラハール堆積物によって覆われている（柴，2009）．

一方，十三盛遺跡は平安時代に居住が始まった集落址である．地表面下 10～20 cmに埋没した遺構中の所々に AD 930-940 頃の白頭山-苫小牧（B-Tm）火山灰が認められ，居住時の地表面（土壌化層）は十和田火山 AD 915 噴火後のラハール堆積物の最上部に認められる（小野ほか，2012）．また，層厚約 50 cmにおよぶラハール堆積物の下位には AD 670-890，AD 770-970，AD 780-990 の ^{14}C 年代を示す樹根や未分解有機物層が堆積している．同じくデルタに立地する石上神社遺跡や久米川遺跡では，十三盛遺跡と遺構・遺物の年代と出土状況が酷似している．こうした類似性は，十和田火山 AD 915 噴火後のラハールの流入による湿地の埋積がデルタの広範囲で生じたことを示唆する．

氾濫原の発達環境：扇状地群とデルタの中間に広がる氾濫原は，上述したように上位面と下位面

とに区分でき，両面ともに古代以前の遺跡はほとんど見つかっていない．上位面の下刻と下位面の形成は2,240yrBP（未補正 ^{14}C 年代値）頃までには生じていたと考えられている（海津，1974）．

平野中部の上位面において東西方向に7地点でハンドオーガーを用いた掘削調査（2～3.5m長）を実施したところ，浅層部は主としてシルト～粗粒砂によって構成されることが判明した．上位面の微地形は蛇行帯群と後背湿地からなり，前者は河道を充填する細粒砂～粗粒砂や自然堤防を構成するシルト～極細粒砂，後者はシルトからなる．ただし，後背湿地の地表面下1～2m以深には埋没した蛇行帯の堆積物が存在する場合が多い．また，地表面下2.4m・1.3m・0.9mから採取した有機物試料の ^{14}C 年代測定からは，それぞれ1,940-1,740 BC・360-90 BC・60 BC-AD 80の年代値を得た．このことは上位面の離水以降，再度，河川による堆積作用を受けたことを示す．また，上位面の浅層堆積物中には火山ガラスが含まれており，特に蛇行帯構成層においてその割合が高い．火山ガラス屈折率の測定の結果，火山ガラスは十和田火山噴火の噴出物を主な起源としており，AD 915噴火の噴出物を母材とするものも含まれることが明らかとなった．

地形発達と遺跡の消長：完新世後期における津軽平野の地形発達史には以下のような二つの画期が認められる．縄文海進が終息して海退が進行した弥生時代までには，氾濫原において上位面と下位面の2面が形成され，下位面では有機質層が堆積するとともに樹木が繁茂した（海津，1974）．この時期には浅瀬石川扇状地の一部でも安定した堆積環境で有機質層が形成されていた．扇状地では水田が広く営まれたことが明らかになっているが，同様の堆積環境にあった氾濫原下位面も水田として利用されていた可能性がある．

その後，平野の地形環境が激変するのは十和田火山AD 915年の噴火後である．浅瀬石川を介して流入したとみられるラハールは岩木川氾濫原の下位面を充填し，さらに流れは上位面に越流し，堆積物を残したと考えられる．ラハールは浅瀬石川扇状地で水田を埋没させており，同様の被害は平野南部で多く生じたと推定される．一方，平野北部のデルタでは平安時代になると集落が立地するようになるが，その要因の一つとしてラハールの流入によって低湿な環境から砂地へと変化し，人々の居住可能な場が整ったことが考えられる．

引用文献

小野映介ほか（2009）『前川遺跡（第二分冊）』，30-34.

小野映介ほか（2012）第四紀研究，**52**，317-330.

大矢雅彦・海津正倫（1978）東北地理，**30**，8-14.

柴　正敏（2009）『前川遺跡（第二分冊）』，19-24.

海津正倫（1974）第四紀研究，**13**，216-219.

海津正倫（1976）地理学評論，**49**，714-735.

S-06

縄文遺物を含む近世の破堤堆積物

鎌田耕太郎（弘前大学教育学部）

Kotaro Kamada: Channel avulsion deposits with Jomon remains of the Nitta (1) archaeological site, Aomori prefecture, Japan

丘陵部の狭い流路を流れてきた洪水流が平野部に至ると氾濫をおこし、河道の改変や氾濫原に停滞水域を形成する。特に流路が破堤するとクレバススプレーやシュートバーなどの現象がおき、定常時と異なった河川堆積物が形成される。ここでは青森市新田(1)遺跡の調査時に見つかった、近世までに形成されたとみなされる洪水堆積物中の、破堤による堆積相について紹介する。新田(1)遺跡は新城川(新田川)右岸に隣接し、国道 7 号バイパスとの間にはさまれた南北方向の地域が調査対象となった。この調査域は青森平野の北西縁に近く、新城川河口から直線距離にして約 2km 上流にあり、沖積堆積物の分布の縁辺部に位置する。

新田(1)遺跡の調査区のうち、南側から北に向かってZ区、A～E区へ一列に並んだ6調査区の中で、D区において特徴ある洪水堆積物が観察された。D区の地質層序は次のように構成される（青森県教育委員会，2009)。基底に砂層(ユニット１)があり、その上位にシルト層(ユニット２)が重なる。このシルト層を侵食して、やや規模の大きなクロスラミナの発達したレンズ状砂層をはさむ砂層とシルト層からなる互層が重なる(ユニット３)。砂質堆積物は側方への連続性に乏しい。ユニット３は全体に上方細粒化堆積相を示すが、砂層と泥層の境界に着目すると泥質部から砂層に連続する上方粗粒化傾向を持った互層である。これらの堆積物は平安期の遺物や遺構を覆って堆積している。さらに縄文前期前半から晩期後半までの土器の破片や剥片石器のほかに、土師器や木製品なども見つかっている。泥質堆積物からは淡水生の珪藻化石が検出されている（青森県教育委員会，2009)。

ユニット３は強い侵食力を持った流れで形成されたもので、次第にそのエネルギーレベルが減衰する過程で堆積したことを意味している。有機質のシルト層を繰り返しはさみ、樹幹片を伴う砂礫層やシルト層からなることは、この堆積域の近傍もしくは上流側に灌木の茂る湿地の堆積物やシルトの堆積域があり、強い侵食が働いてそこから大量に堆積物がはぎとられて搬入されたことを示している。侵食と堆積がピークであった時の堆積様式を示す、比較的規模の大きなクロスラミナを持った、レンズ状の白色砂層は外形がデューンタイプのベッドフォームを呈することがわかる。しかし、その内部の砂鉄質の薄砂層が作るラミナに着目すると、周囲の堆積物が示す傾向方向とは異なり、ベッドフォームは東から西へ成長したことを示唆している。しかも複数のデューンタイプの

ベッドフォームが時間とともに南に向かって付加した傾向が認められる。同様の傾向はその南側にある楔状の砂層にも認められる。このことは、高エネルギー下で堆積したこれらの粗粒堆積物は、強い下方侵食の直後に粗粒な堆積物がアンチデューンを形成しながら堆積したことと、その堆積直後に高密度の泥質堆積物が被覆するように堆積したこと。このような流れ状態が繰り返し発生した過程を表わしている。掃流状態で運搬された粗粒堆積物に含まれる樹幹の伸長方向は東西で、基底に顕著な侵食構造をもち粗粒堆積物からなるデューンタイプのベッドフォームが南から北へ向かって付加を起こした流れと調和的である。

以上のような堆積相の特徴から、D区の河川堆積物は洪水時の侵食を伴った高エネルギー運搬堆積物であるが、流路埋積堆積物というよりは、自然堤防の崩壊に伴う破堤直後の堆積物で、高密度の泥質堆積物により侵食を免れたものとみなされる。なおD区でみられる洪水堆積物に対比される堆積物は、新城川により近接したE区およびF区にみられる。EおよびF区の堆積物はD区でみられた洪水堆積物の遠位堆積相を示していると解釈される。堆積物中に含まれる年代の異なった遺物は、河川流域から洪水時に運搬され入り混じったものと考えられる。かつて新城川は河道が蛇行しており、流路周辺には放棄流路のあとが多く認められた。近世以前の蛇行流路と洪水による流路変化の堆積学的情報の蓄積が、遺跡の立地と遺跡周辺の自然環境の理解を深めると考える。

参考文献

青森県教育委員会（2009）青森県埋蔵文化財調査報告書第472集　新田（1）遺跡.