O-1　中部琉球喜界島に分布する上部更新統産非造礁単体サンゴのウラン系列年代とその意義

稲垣美幸・大村明雄（金沢大学）

Miyuki INAGAKI and Akio OMURA：U-series Dates of Ahermatypic Corals from Late Pleistocene Series on Kikai Island, Central Ryukyus, and Their Implications.

喜界島の更新統は Hanzawa(1935)によって Riukiu Limestone と命名されたが，その後，中川(1969)によって琉球層群と再定義され，礁成サンゴ石灰岩からなる百之台層と，有孔虫・石灰藻・サンゴ・蘚虫類・貝類などの比較的細粒な生物遺骸で構成される湾層に二分された．さらに，Minoura(1979)は，更新統石灰岩を，Coral facies, Algal mat facies, Algal ball facies, および Detrital facies(砕屑性石灰岩相)の 4 種類に岩相区分した．また，大村(1988)は，^{230}Th/^{234}U 法による年代測定により，本島の更新統を中部および上部更新統に二分した後，さらに中部更新統を 2 層，上部更新統を海洋酸素同位体ステージ(MIS) 5e，5c，5a (Shackleton and Opdyke, 1973)，3lower，3upper の 5 層の時間層序単位に分けた．その中で，Omura(1983)は，上嘉鉄北方に広がる最低位段丘面上の高度約 40m に分布する細粒砕屑性堆積物中から産出した非造礁単体サンゴ 3 種の ^{230}Th/^{234}U 年代を求め，それらが Konishi *et al.* (1974)で報告された川峰東部に分布する礁成サンゴ石灰岩の年代と一致することから，MIS5a 当時，その細粒砕屑性石灰岩は水深約 100m の海底に堆積した前礁堆積物であると考えた．しかし，単体サンゴ試料から求められた年代値の誤差が大きく，大村ほか(1995)の 5 段階検証法により必ずしも十分信頼できない値も含まれていたため，以前測定された試料の再測定と，本研究で新たに採取することができた単体サンゴから，サブステージが特定できる精度で ^{230}Th/^{234}U 年代値を求めるとともに，この細粒砕屑性石灰岩の堆積環境の推定を試みた．

これまでに演者らは，単体サンゴを含む細粒砕屑性石灰岩を，池治，羽里，手久津久，中里，上嘉鉄，塩道で確認しているが，ここでは中里・上嘉鉄・塩道の 3 地点で新たに採取した 3 種の単体サンゴ(*Flabellum rubrum*, *Trachyphyllia geoffroyi*, *Scolymia* sp.)と中川(前出)の百之台層の礁成サンゴ石灰岩などから採取した 8 個の造礁サンゴ化石から得た結果を報告する．測定結果は表 1 に示す通りである．単体サンゴの年代値は，大村ほか(前出)の 5 段階検証基準を満たさないものを除くと，96.7-84.8kyr，79.4-74.1kyr，65.0-54.3kyr，の 3 つの年代域に分けることができ，それぞれが Martinson *et al.* (1987)の MIS5.31-5.2，5.0，4.21-3.31 に対比される．そして，測定試料の産出地点と年代測定結果は，湾層が島の側に向かい次第に新しいことを示唆している．また，これらと同時代の現地性の浅海性造礁サンゴが，島の北東部で確認されている(村上, 2000MS)．それら造礁サンゴの産出地点と単体サンゴの採取高度を比較することにより，単体サンゴを含む細粒砕屑性石灰岩の堆積水深について，MIS5.31，4.22-3.31 のものが，それぞれ水深約 155m，22-14m の海底に堆積したと推定することができる．なお，MIS5.2 および 5.0 当時の *F. rubrum* の年代に相当する時代の

古海面指示者を確認していないため，Ota and Omura (1992)が推定した喜界島の平均隆起速度(1.8m/kyr)を用いて堆積水深を試算したところ，それぞれ約 114m，58m となり，新しい年代を示す単体サンゴを含む砕屑性石灰岩ほど浅い環境に堆積したことが推論される．すなわち，同じ岩相の前礁性堆積物とはいえ，この更新世最低位段丘面を構成する細粒砕屑性石灰岩は，島の中央部から外縁(海側)に向かってオフラップしながら堆積した可能性がある．

表１　喜界島に分布する細粒細屑性石灰岩中から採取した非造礁単体サンゴとサンゴ石灰岩から採取した造礁サンゴ化石のウランおよびトリウム同位体組成と $^{230}Th/^{234}U$ 年代

Sample No.	Spieces*	Elevation (m)	^{238}U (ppm)	$^{234}U/^{238}U$ (active ratio)	$^{230}Th/^{234}U$ (active ratio)	$[^{234}U/^{238}U]_0$ (active ratio)	Date*** (ky)	MIS**
Nakazato								
MI-03	*T. g.*	20	3.116±0.020	1.122±0.007	0.4104±0.0058	1.143±0.008	**56.7±2.2**	3.31
MI-11	*T. g.*	18	3.407±0.023	1.122±0.007	0.4261±0.0076	1.144±0.008	59.3±2.8	4.0
MI-09	*T. g.*	20	2.753±0.020	1.121±0.007	0.4280±0.0041	1.143±0.008	**59.9±1.6**	4.0
MI-13	*T. g.*	18	3.434±0.033	1.113±0.007	0.4362±0.0043	1.134±0.008	**61.5±1.6**	4.0
MI-04	*T. g.*	18	3.343±0.022	1.109±0.007	0.4462±0.0042	1.131±0.008	**63.4±1.6**	4.22
Shiomichi								
MI-21	*Sco.*	17	3.630±0.024	1.088±0.015	0.4483±0.0079	1.106±0.018	63.9±3.0	4.22
MI-12	*T. g.*	16	2.982±0.020	1.104±0.007	0.4723±0.0045	1.126±0.008	68.5±1.8	4.23
Kamikatetsu								
MI-05	*F. r.*	40	4.165±0.029	1.108±0.007	0.5093±0.0047	1.134±0.008	**76.1±2.0**	5.0
MI-06	*F. r.*	40	3.946±0.029	1.118±0.007	0.5147±0.0049	1.146±0.008	**77.2±2.2**	5.0
MI-16	*F. r.*	40	4.349±0.032	1.102±0.007	0.5601±0.0058	1.131±0.008	**87.6±2.8**	5.2
MI-14	*F. r.*	40	4.444±0.032	1.106±0.006	0.5654±0.0056	1.136±0.008	**88.9±2.6**	5.2
MI-10	*F. r.*	40	4.408±0.032	1.107±0.007	0.5862±0.0056	1.139±0.009	**93.9±2.8**	5.31
MI-07	*A. p.*	150	3.756±0.026	1.120±0.007	0.5419±0.0053	1.152±0.009	**83.2±1.2**	5.1
MI-24	*Mon.*	150	4.208±0.029	1.098±0.006	0.5510±0.0051	1.124±0.008	85.5±1.2	5.2
MI-17	*A. p.*	190	4.208±0.032	1.106±0.007	0.6011±0.0058	1.140±0.009	**97.7±3.0**	5.31
MI-22	*Por.*	190	2.900±0.020	1.107±0.007	0.6266±0.0055	1.144±0.009	**104.5±3.0**	5.33
MI-08	*A. p.*	150	3.630±0.024	1.120±0.007	0.6433±0.0058	1.164±0.009	109.0±3.3	5.4
MI-02	*A. p.*	150	3.639±0.022	1.107±0.006	0.6493±0.0056	1.147±0.009	**110.9±3.4**	5.4
MI-19	*A. p.*	150	5.419±0.035	1.086±0.005	0.7241±0.0067	1.127±0.008	136.0±5.0	6.2
MI-01	*A. p.*	42	3.787±0.025	1.032±0.006	0.9938±0.0084	1.147±0.030	**439.4 +127.4-80.6**	≧13
MI-00	*A. p.*	160	3.734±0.035	1.024±0.009	1.005±0.011	−	> 450	≧13

*, *T. g.*, *Trachyphyllia geoffroyi*, *Sco.*, *Scolymia* sp., *F. r.*, *Flabellum rubrum*, *A. p.*, *Acropora palifera*, *Mon.*, *Montipora* sp., *Por.*, *Porites* sp.,, **, Martinson *et al.* (1987), ***, 太字体と細字体で示した年代値はそれぞれ信頼できる値と信頼性が低い値であることを示す．

O-2

完新統の貝殻密集層における時間平均化の一例

鎌滝孝信・藤原　治（核燃料サイクル開発機構東濃地科学センター）

Takanobu KAMATAKI and Osamu FUJIWARA: An example of time averaging within shell beds from the Holocene marine sequence in the Kujukuri strand plane, Boso Peninsula, central Japan

過去の堆積環境は，地層の詳しい堆積相解析や化石群集の分析を行うことによって知ることができる．さらに，地層の中に高い密度で年代測定値を入れると，堆積環境の経時変化とそれに対する侵食・堆積作用のレスポンスが理解される．我々はこのような研究を組み合わせて，海水準変動と関連した侵食・堆積のサイクルを高分解能で求め，そのサイクルに対応した地層形成のプロセスを捉えることを試みている．貝殻密集層から得られる化石群集の大部分は，同じ時間・場所で生息した生物から構成されるのではなく，それぞれ異なる時間・場所で生息した生物が混合した“混合群集”である．したがって，得られた貝殻による群集解析や年代測定を行う際には，それらが同じ時間・場所で生息していたものかを十分に吟味する必要がある．特に地層の正確な堆積年代を求める場合，時間平均化（time averaging）の効果を評価しなければならない．そこでこの研究は，貝殻密集層における時間平均化を具体的な年代値をもって明らかにする目的で，^{14}C 年代測定が有効な完新統を対象とした．調査地域は，外洋に面した典型的な砂浜海岸で，房総半島東岸に位置する九十九里浜周辺域の地下に分布する完新統である．九十九里浜中央を流れる真亀川流域で，海岸から内陸側へと 3 本のボーリングコア（海側から陸側へ MG 1, 2, 3）が掘削された．堆積相解析による地層のユニット区分，貝化石の組成分析を行い，さらに貝殻の ^{14}C 年代測定を，MG 1 コアで 83 試料，MG 2 コアで 87 試料，MG 3 コアで 47 試料の計 217 試料について，核燃料サイクル開発機構東濃地科学センターで行った．

各コアは下位から上位へと，下部外浜，上部外浜，海浜と環境が変化する上方浅海化のサクセッションを示す．これらの地層は,そこに含まれる貝化石の ^{14}C 年代値から，縄文海進後の約 6,000 年間に，海水準の低下に対応して海岸が海側へ前進する過程で形成されたと解釈される．地層中に含まれる個々の貝殻密集層の中で複数の試料の年代を測定すると，年代値はある幅を持ってばらつく．その幅は，完新統基底部の貝殻密集層で最も大きく，上方へ行くほど小さくなる．例えば MG 1 コアでは，基底部の貝殻密集層（下部外浜）は約 6,100 年，上部の貝殻密集層（上部外浜）は約 400 年の年代幅を持っている（図 1）．一枚の貝殻密集層に閉じ込められた年代

幅が，侵食によって削剥された地層の厚さを近似的に示すと考えると，堆積環境の違いによって侵食の度合いや周期などが異なることを示す．すなわち，侵食・堆積イベントの規模が，下部外浜環境において堆積物が前進する最前面で大きく古い堆積物を取り込んで再堆積が起きており，上部外浜環境ではそのような現象が相対的に小規模であると解釈される．また3本のボーリングコアで比べると，MG 1からMG 2をへてMG 3（沖側から陸側）へと，基底部の貝殻密集層の中に含まれる貝殻の年代幅はそれぞれ，約6,100年，約4,900年，約1,400年と小さくなる．これは，陸域から堆積物が前進する過程で，陸側に比べて沖側がより長時間海底面に露出していることによる．以上の結果により，堆積シーケンス中の相対的な位置の違いによって，貝殻密集層の時間平均化には大きな差があることがわかった．

これらは，沿岸域というセッティングにおいて陸域から海方向へ堆積物が前進する過程で，侵食と堆積を繰り返しながら地層が形成されたことを示すデータである．このように，地層中に高密度で^{14}C年代値を入れることにより，地層の発達過程を時間変化の中で位置づけることができるようになった．これを堆積相や化石の解析と結びつけることによって．時間軸の入った地形発達のプロセスを復元できる．これまでは，貝殻密集層中の貝化石の群集解析によって古環境を復元することは，貝殻密集層がどれくらいの時間平均化を受けているのかが分からないため，信頼性に欠ける可能性もあるとされた．しかしこの研究で，少なくとも外浜における貝殻密集層中に含まれる時間幅を具体的な年代値で示すことができた．このように，堆積学，古生物学，年代学を統合することにより，貝殻密集層や地層の形成プロセスを速度論的に扱うことができ，より現実的かつ具体的な地層や地形の形成モデルの議論が可能になってきた．

今後，様々な堆積環境で形成された貝殻密集層を対象に同様な解析を行い，堆積環境と時間平均化との関係を明らかにする必要がある．

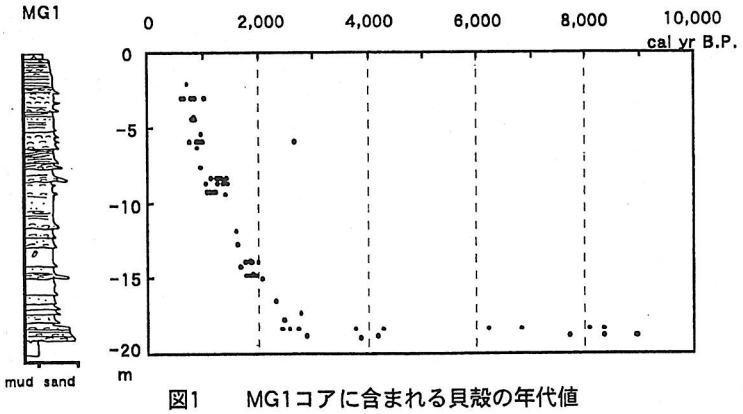


図1　MG1コアに含まれる貝殻の年代値

O-3　浅海性堆積物のOSL年代測定

幡谷竜太（電力中央研究所），白井正明（東京都立大学）
Ryuta Hataya, Masaaki Shirai　：OSL dating of shallow marine sediments

1．はじめに

「日本の海成段丘アトラス」（小池・町田編，2001）に代表されるように，段丘層序編年に関わる知見は近年整備されてきたが，酸素同位体ステージ 7 以前のいわゆる高位段丘群については，直接的な年代データが極めて乏しいのが現状である。このため，筆者らは，OSL 法による中・高位段丘堆積物の年代測定の検討を行っている。そこで，ここでは，海成段丘堆積物の主たる構成層である浅海成堆積物のOSL年代測定の結果について報告する。

2．検討試料の地質学的位置付け

試料採取箇所は茨城県行方郡麻生町四鹿であり，この付近には標高 34～38m の平坦面が広く分布する。小池・町田編（2001）によれば，これらの地形面を形成する堆積物は酸素同位体ステージ 5e（約 12.5 万年前）の木下層とされるが，離水はステージ 5c（約 10 万年前）にずれ込んでいた可能性があるとされる．試料採取箇所はこの面を切る造成地露頭である。露頭は高さ約 12m あり，最上部の約 1m 強が赤褐色の風成ローム層，以下は平行葉理・斜交葉理が発達した淘汰の良い砂層である．層相と生痕化石の分布等から，これをローム層下約 1.5m の後浜堆積物，約 3m の前浜堆積物，約 1.5m の前浜／外浜遷移帯，約 5m+の外浜堆積物に区分した．この層序に基づき，12 箇所から試料を採取した。

3．OSL年代測定

試料調整は，540-670nm，40Lx 以下の光のもとで実施した。HCl・NaOH 処理，磁気分離，重液分離を実施して石英粒を抽出した。試料の乾燥は全て 60℃以下である。測定に用いた試料の粒径は 75-125μm である。

等価線量（D_E値）の見積りは付加線量法による。OSL 測定条件は RISO TL/OSL SYSTEM MODEL TL-DA-15 を用いた。測定条件は，280℃・10 秒間加熱，30 秒間の赤外線照射を実施した後，125℃下で，ハロゲンレーザーを光源とする 420～550nm の光で 125 秒間励起させた時に発する 270～380nm の全発光量を測定した．測定値の標準化は重量による。

線量率（$\dot{D}$値）の見積りは，基本的には，化学分析により求めた試料中の U, Th, K, Rb の含有量から Admiec and Aitken（1998）に従って評価した。ただし，含水比については，自然状態と飽和状態を考慮して，幅を持たせた。

OSL 年代値は，D_E値を D 値で除して求めた。

4．測定結果と考察

前浜堆積物および前浜・外浜遷移帯から抽出した 8 箇所の細砂～シルトサイズの試料のうち，6 箇所より層位学的・地形学的なデータと調和的な約 10 万年前の OSL 年代値を得た。精度は粗いが，酸素同位体ステージ 7 との区別を可能にするものであると考えられる。後浜堆積物 2 箇所の OSL 年代値は離水年代よりも新しい。外浜堆積物では， 2 箇所でより古い OSL 年代を与えた．これらの値が何を示しているかは明らかでないが，後浜堆積物が離水後の堆積物，外浜堆積物では光ブリーチングが成立していないと考えれば，妥当な OSL 年代値が得られているものと考えられる。

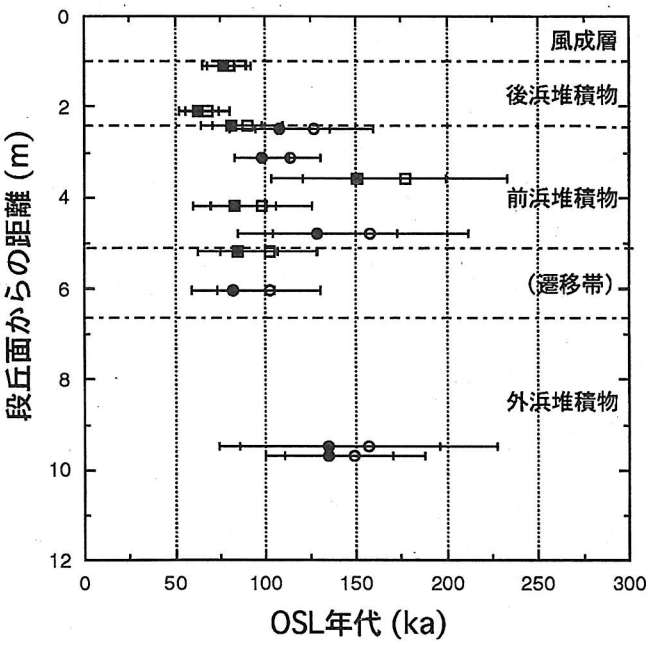
さらに，後浜堆積物・前浜堆積物いずれの中粒砂からも著しく古い 17～56 万年前という OSL 年代値が得られた。これは中粒砂以上の粗い粒子では，光ブリーチングが不完全であり，測定対象として不適切であることを示している。

5. まとめ

以上の結果から，精度は粗いが，前浜～前浜・外浜遷移帯堆積物の細砂～シルトサイズの試料を用いることにより，浅海成堆積物の OSL 年代測定は可能であり，これは離散的なデータである中・高位海成段丘面の区別を可能にするものと期待される。

図　OSL 年代測定結果

●：径 125～425μm の試料をフッ酸処理して得られた径 75～125μm の粒子を測定，自然含水比により OSL 年代値を計算。○：同 125～425μm の試料，飽和含水比により計算。■：同 125～250μm の試料，自然含水比により計算。□：同 125～250μm の試料，飽和含水比により計算。誤差は回帰の際に生じたもの。一点鎖線は堆積相の境界。



O-4　氷河堆積物を用いたOSL年代測定の有効性の検討

塚本すみ子（東京都立大学）・朝日克彦・渡辺悌二（北海道大学）
Sumiko TSUKAMOTO, Katsuhiko ASAHI and Teiji WATANABE

Validity Test of OSL Dating using Glacial Sediments

光ルミネッセンス（OSL）年代測定法は，石英や長石の粒子に光刺激を与えると発光することを利用した年代測定法である．OSLの発光強度は試料が自然放射線を受けることにより時代とともに増大するが，太陽光を受けるとリセットされる（図1）．多くの堆積物は，堆積前の運搬の過程で太陽光を浴び，その後埋積によって光から遮断される．OSLが堆積物の年代測定に利用できるのはこのためである．石英および長石のOSLが太陽光を受けてリセットするのに要する時間は，石英で5秒，長石で9分とされている．したがって，OSL年代測定はほとんどの堆積物の年代測定に応用できる可能性を持つが，実際にはすべての堆積物が堆積前に充分にリセットされているわけではない．

堆積前のリセットが充分でない堆積物のOSL年代測定を行うと，年代を過大評価してしまう．そこで，新たな堆積物試料のOSL年代測定を行う際には，その試料が堆積前に完全にリセットされているかどうかを確認する必要がある．われわれは，氷河上を運搬された岩屑からなる氷河上メルトアウトティルのOSL年代測定における有効性を確かめるため，東ネパールのカンチェンジュンガ氷河より，氷河上の岩屑を採取し，岩屑に含まれる石英粒子の等価線量（D_e）を調べた．一方，カンチェンジュンガ地域に分布する4箇所のモレーンより7試料の氷河堆積物を採取して，OSL年代測定を行った．

現在の氷河上の岩屑から石英粒子を抽出し，約2mgの測定用試料を26個作成し，それぞれについてD_eを求めたのが図2である．D_eは26試料中21試料で2Gy以下を示し，ほとんどの石英が氷河上を運搬される過程で，太陽光によってリセットされていることがわかった．

また，カンチェンジュンガ地域の氷河堆積物のOSL年代測定結果を図3および表1に示した．実際の試料のリセットが不均一である可能性を考え，可能なところでは2本の塩ビパイプ試料を採取し，それぞれの試料についてOSL年代を求めた．これらの試料では，長石のOSLが石英と比べて非常に明るく，通常の試料処理により石英を抽出しても，わずかに混入した長石からのOSLが石英のOSLを隠してしまった．このため，フッ酸によるエッチングで長石の影響が完全に取り除けた2試料をのぞき，長石のOSLを用いてOSL年代を求めた．石英・長石の両方から測定可能であった2試料は，石英と長石のOSL年代がほぼ一致しており，石英と比べリセットに時間のかかる長石でも，氷河上でのリセットが有効であることがわかった．また，異なる塩ビパイプ試料から求めた年代もすべての試料で一致していた．以上のことから，氷河上メルトアウトティルを用いたOSL年代は，過去の氷河前進期の推定のために充分に有効と考えられる．

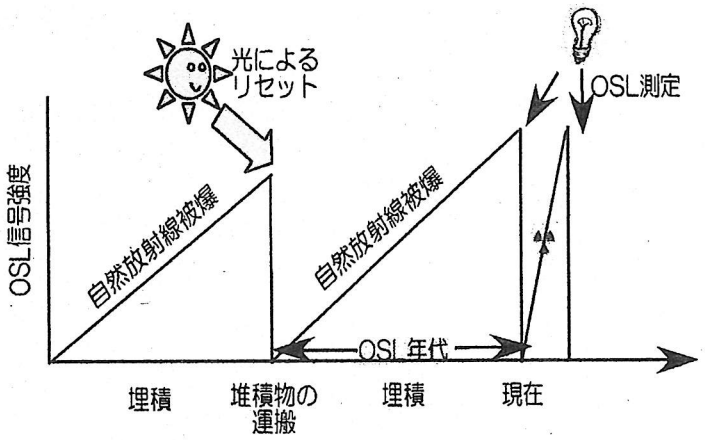


図1：OSL年代測定の原理．堆積前の運搬の過程で充分に太陽光をあび，それ以前に蓄積していたOSLがリセットされていることが必要となる．

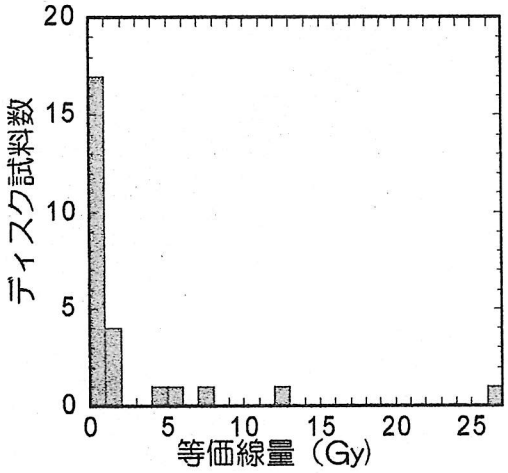


図2：カンチェンジュンガ氷河における，氷河上の岩屑中の石英の等価線量（D_e）．

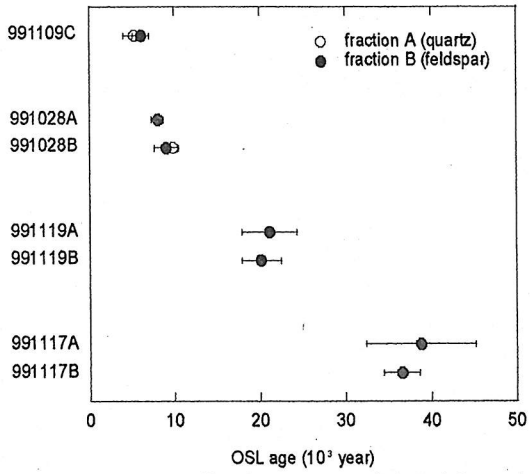


図3：氷河堆積物の同じ層準から採取した試料のOSL年代の比較．試料名が2つ並んでいるものは，異なる塩ビパイプ試料から求めたことを示し，白丸は石英，黒丸は長石を用いて求めたOSL年代であることを示す．

表1：東ネパール，カンチェンジュンガ地域から採取した氷河堆積物のOSL年代

Location	Sample	Fraction	Number of Aliquots	Regenration Dose (Gy)	Test Dose (Gy)	Equivalent Dose (Gy)	OSL Date (x10³ year)
Loc. 1 Ramtang	991109C	A	2	15	1.5	31.7 ± 7.3	5.3 ± 1.2
		B	20	25	2.5	38.7 ± 6.1	6.1 ± 1.0
Loc. 2 Yamatari-Tal	991117A	B	12	80	8	281 ± 44	38.8 ± 6.3
	991117B	B	10	120	12	264 ± 17	36.5 ± 2.8
Loc. 3 Gyabla	991119A	B	20	50	5	110 ± 16	21.1 ± 3.2
	991119B	B	10	50	5	105 ± 10	20.2 ± 2.2
Loc. 4 Nangartza	991028A	B	20	20	2	45.4 ± 3.2	8.1 ± 0.7
	991028B	A	4	25	2.5	51.7 ± 2.6	9.8 ± 0.6
		B	10	20	2	50.1 ± 7.6	9.0 ± 1.4

O-5　ベトナム南部，ドンナイ川流域における潮汐堆積物および河川性段丘堆積物のRTL年代

北沢俊幸（信州大学工学系研究科）・中川貴博（新潟大学自然科学研究科）
・橋本哲夫（新潟大学理学部）

Kitazawa Toshiyuki, Nakagawa Takahiro and Hashimoto Tetsuo; RTL ages of tidal deposits and fluvial terrace deposits in the Dong Nai River area, south Vietnam

目的

本発表の目的は，ベトナム南部ドンナイ川流域に露出する時代未詳の新生界についてRTL（赤色熱ルミネッセンス）年代法によりその時代を決定することである．ベトナム南部の広大な堆積盆はメコン川により埋積されている．近年，メコンデルタにおけるボーリング解析などにより完新世のメコンデルタの様子が明らかにされてきた．その一方，完新世以前の堆積物に関する研究はNguyen et al. (1996) による地質図幅の他にほとんどない．そこで堆積盆東縁ドンナイ川流域に広く露出する完新世以前の地層について層序学的，年代学的研究を行った．

地質層序・堆積相

ドンナイ川流域には高位，中位，低位の3つの段丘が分布する．Nguyen et al. (1996)は，段丘の基盤となる堆積物は上部鮮新統，高位段丘は下部更新統，中位段丘は中部～上部更新統，低位段丘は上部更新統，すべての地層境界は不整合であるとした．しかし今回の調査ではまず，層序がそれとは異なることを確認した．

A累層（仮称）

Nguyen et al. (1996)では，段丘の基盤となる堆積物，高位段丘堆積物，中位段丘堆積物，とされたものである．しかし今回の調査結果から整合一連の地層として一括した．中生界基盤岩類を不整合で覆い，最上面は標高60～70mの高位段丘面を構成する．厚さ0-23m＋．A累層は下部部層のA1部層（仮称）と上部部層のA2部層（仮称）に分けられる．A1部層は主に潮間帯で堆積した泥層と砂泥互層からなる．A2部層はおもに潮間帯～潮下帯の潮汐砂州（ダイダルサンドバー）で堆積した砂礫層からなる．A1部層とA2部層の境界はおもに侵食面であり，Nguyen et al. (1996)はこれを不整合面であるとした．しかし，今回の調査ではA1部層とA2部層には指交関係が認められた．またA累層の堆積相解析の結果からはこの侵食面は海進に伴う潮汐流による侵食面（タイダルラビンメント面）と解釈された．上記の2つのことから，A2部層の堆積前にA1部層が陸上侵食を受けた痕跡はなく，大きな時間間隙は無いものと思われる．なお，高位段丘面は高海水準期の河川による堆積面であると解釈される．

B累層（仮称）

Nguyen et al. (1996)では下位の地層と合わせて中位段丘堆積物としていたものである．しかし今回の調査でその地層中に新たに不整合を認定し，その上位の地層のみを中位段丘堆積物であるとした．A累層を不整合で覆い，研究地域内で最も広く広がる標高10～50mの中位段丘面を構成する．厚さ0-20m．主に砂からなり材化石と熱帯風化土壌であるラテライトをレキとして含む河川性の堆積物である．

RTL年代の測定法

RTL測定に用いた砂試料は，A1部層の潮間帯堆積物を4つ，A2部層の潮間帯～潮下帯堆積物を6つ，B累層の河川堆積物から2つ，計12試料である．いずれも堆積前に太陽光ブリーチングが十分にされると考えられる堆積環境である．分析操作は橋本ほか（1989）にしたがう．RTL測定には高感度ルミネッセンス（OSL/RTL/BTL)自動測定システム（新潟大学理学部）（Hashimoto et al., 2002)を用い単分画再現（SAR）法を用いた．70～150μmに粉砕した石英粒子5mgを50～450℃で加熱励起し得られるRTLを測定した．堆積前の太陽光によるRTLの減少率は，それぞれの試料について疑似太陽光照射後のRTLを測定する事により求めた．試料の年間被曝量は試料中の放射性元素（K, Th, U)の含有量から求めた．

結果・まとめ

代表的な年代値としてA1部層上部からは401.70±38.97ka，A2部層下部からは312.83±45.43ka，254.00±12.75kaという年代値がそれぞれ得られた．A累層は中部更新統であることが分かり，これはNguyen et al. (1996)がA1部層に相当する地層を上部鮮新統，A2部層に相当する地層を中部～上部更新統としたのとは異なる．B累層からは33.48±4.99ka，104.36±16.95kaという年代値が得られた．B累層は今回初めて累層として認定された地層であるが，上部更新統であることが分かった．中位段丘面の高度を考えると104.36±16.95kaという年代値がより適当であると考える．33.48±4.99kaという年代値は中位段丘堆積物が再堆積した可能性が高い．

以上のことから，今回提唱した新たな層序区分がNguyen et al. (1996)に比べより適当である．また，熱帯地域や潮間帯堆積物についてもRTL年代法が有効な年代測定法であると考える．

O-6　日本海北部における深海底コアテフラの記載と広域対比

田中晶子(㈱構造計画研究所)・池原　研(産総研・海洋)・鈴木毅彦(都立大)

Akiko TANAKA, Ken IKEHARA, Takehiko SUZUKI: Tephras collected from deep sea bottom of the north Japan Sea: Lithological features and identification of widespread tephras

はじめに

日本海の深海底堆積物における第四紀テフラの研究は，各テフラを噴出した火山噴火活動の全容を知るうえでも，また日本海堆積物の編年をおこなう上でも非常に重要である．しかし，日本海北部においては，南西部に比べてテフラに関する報告が少なく，テフラ層序が確立されたとは言い難い．そこで本研究では，日本海北部から採取されたコア堆積物中からテフラを抽出し，火山ガラスの化学組成等を基に対比を試み，同海域のテフラ層序の確立を目ざした．火山ガラスに着目した理由は，深海底堆積物中に挟在するテフラは一般的に有色鉱物をほとんど含まないガラス質細粒火山灰であるためである．すなわちテフラの対比には鉱物組成や粒径よりも，火山ガラスの特性に頼らざるを得ないことが多いためである．

調査対象地域・試料

本研究では，以下の 24 地点の試料を使用した．

- 旧通産省工業技術院地質調査所海洋地質部の調査船「白嶺丸」によって採取されたピストンコア試料 10 本
- 東大海洋研究所の調査船「淡青丸」によって採取されたピストンコア 7 本分の軟 X 線写真用試料
- 東大海洋研究所の調査船「白鳳丸」によって採取されたピストンコア 2 本よりテフラ部分を採取したもの
- 東海大学の調査船「望星丸」によって採取されたピストンコア 5 本よりテフラ部分を採取したもの．

採取位置は，秋田県男鹿半島沖から北海道利尻沖にかけての海域(図 1)で，この地域には AT, Aso-4, Toya などの日本の広域テフラ，また北朝鮮白頭山起源の B-Tm テフラなどが分布していることが知られている．

分析方法

コア試料からのテフラの採取にあたっては，肉眼で明らかにテフラが密集していると分かる部分を採取するほかは，深海底堆積物の大部分をなす粘土質細粒物質との粒径の違いを基準にした．また，軟 X 線写真撮影用試料は，試料の乾燥が進んで硬化していたため，色の違いと柱状図の記載をもとにテフラの採取をおこなった．

試料は洗浄・乾燥後，実体顕微鏡下で観察し，粒径，火山ガラスの色・形状を記載した．火山ガラスの化学組成分析には．エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー（JEOL JED-2001）と走査型電子顕微鏡（JEOL JSM-5200）をもちい，測定条件は Suzuki（1996）に基づいた．

結果・考察

火山ガラスの化学組成分析の結果，B-Tm，AT，Ko-h2，Spfa-1，Aso-4，Toya，Kc-Hb，Aso-1 の 8 つの既知のテフラと対比をすることができた（図 2）．また，既知のテフラとの対比はできなかったが，コア同士で対比のできた未知テフラが計 7 枚存在し，これらを上位から順に Unknown1~7 と呼ぶこととした(図 2, 表 1)．特に，Unknown1 は層位的にみて池原ほか(1990)の北日本 2 テフラ(NJ2：仮称）と対比される可能性が高く，日本海北部の広い範囲に分布していると考えられる．

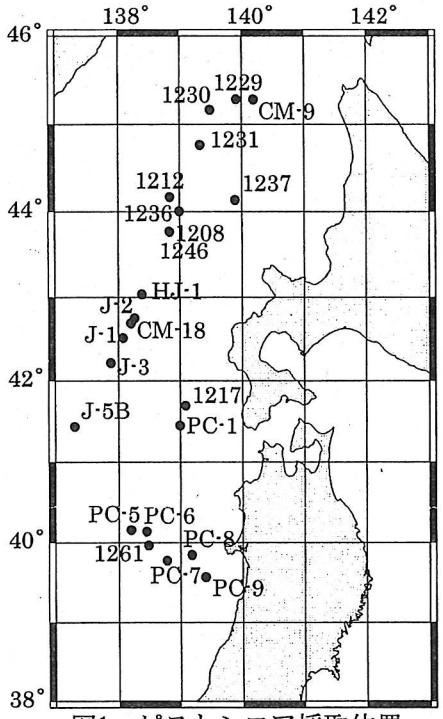


図1　ピストンコア採取位置

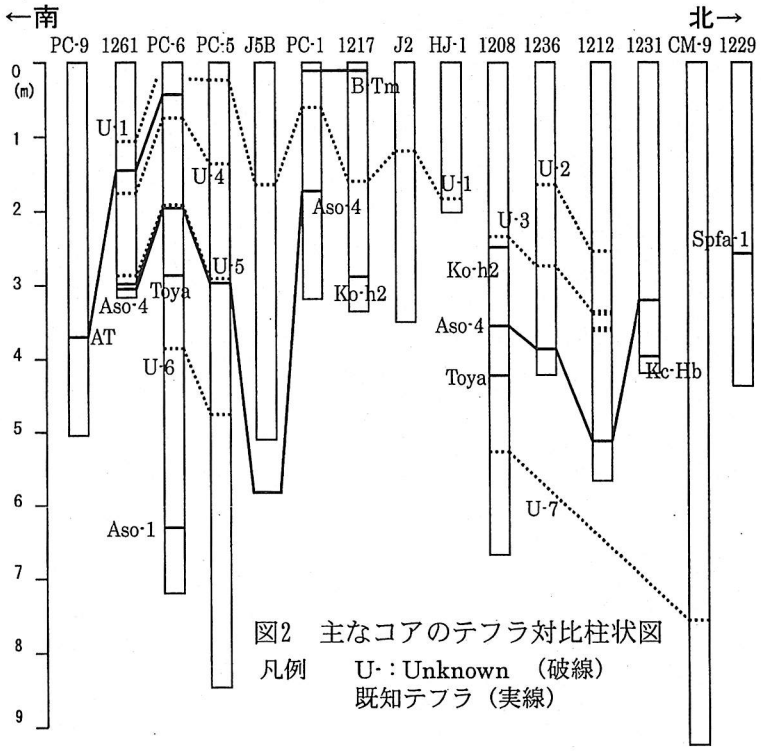


図2　主なコアのテフラ対比柱状図

凡例　U-：Unknown（破線）
既知テフラ（実線）

表1　テフラ分析結果（代表値）

テフラ名	火山ガラスの形状	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O
B-Tm	pm,bw	72.70	0.24	11.93	4.04	0.17	0.32	0.36	4.91	5.34
		3.80	0.09	2.05	0.41	0.05	0.07	0.36	0.53	0.35
AT	bw,pm	77.91	0.16	12.37	1.32	0.06	0.30	0.98	3.47	3.43
		0.26	0.04	0.15	0.07	0.04	0.07	0.03	0.10	0.07
Ko-h2	pm	76.10	0.45	12.50	2.07	0.11	0.69	2.35	2.06	3.67
		0.31	0.04	0.20	0.24	0.05	0.04	0.12	0.05	0.18
Spfa-1	pm,bw	77.92	0.18	12.39	1.50	0.07	0.36	1.27	2.48	3.82
		0.16	0.03	0.08	0.06	0.04	0.04	0.04	0.08	0.10
Aso-4	bw	72.24	0.45	14.66	1.54	0.12	0.59	0.92	4.77	4.72
		0.53	0.05	0.28	0.11	0.05	0.08	0.20	0.22	0.11
Toya	pm	78.07	0.11	12.46	0.92	0.11	0.32	0.27	3.08	4.67
		0.29	0.05	0.16	0.14	0.04	0.04	0.20	0.21	0.18
Kc-Hb	bw	77.74	0.37	11.95	1.59	0.15	0.51	1.30	1.95	4.46
		0.17	0.05	0.08	0.10	0.06	0.04	0.06	0.03	0.12
Aso-1	pm,bw	69.03	0.66	15.43	3.37	0.12	0.47	2.08	5.12	3.71
		0.32	0.11	0.21	0.19	0.09	0.11	0.12	0.18	0.15
Unknown1	pm　スポンジ状	74.60	0.58	12.77	2.88	0.06	0.67	2.72	2.03	3.69
		0.34	0.05	0.10	0.21	0.05	0.04	0.14	0.06	0.16
Unknown2	bw～pm	72.71	0.29	10.85	5.29	0.07	0.16	0.14	4.91	5.60
		0.24	0.05	0.12	0.08	0.05	0.04	0.03	0.09	0.15
Unknown3	pm　スポンジ状	75.36	0.40	12.66	2.85	0.04	0.53	2.72	1.55	3.90
		0.42	0.05	0.13	0.14	0.04	0.05	0.15	0.05	0.09
Unknown4	pm>>bw	71.74	0.33	11.42	5.34	0.06	0.15	0.20	5.10	5.67
		0.60	0.05	0.38	0.14	0.05	0.05	0.07	0.09	0.17
Unknown5	bw～pm	69.90	0.33	12.98	5.07	0.13	0.25	0.37	5.19	5.79
		0.70	0.04	0.46	0.13	0.06	0.06	0.08	0.13	0.11
Unknown6	pm	60.37	0.22	19.19	4.51	0.24	0.46	0.89	6.17	7.95
		0.68	0.16	0.44	0.14	0.05	0.08	0.23	0.36	1.03
Unknown7	bw>>pm	78.28	0.24	12.11	1.91	0.10	0.40	2.13	1.07	3.76
		0.20	0.05	0.10	0.09	0.06	0.05	0.07	0.04	0.08

＊bw：バブルウォール型，pm：軽石型　　＊各成分の上段の値は重量％，下段は標準偏差
＊主成分化学組成は，Totalを100％として再計算した．また，鉄（Fe)はすべて2価の鉄（FeO）として計算した．
＊Spfa-1の主成分化学分析値は青木（1995），Aso-1の主成分化学分析値は白井ほか（1997）より引用した．

O-7　下総層群上泉層Km2テフラの再記載

中里裕臣（農業工学研究所）

Hiroomi NAKAZATO: Re-description of the Km2 tephra intercalated in the Kamiizumi Formation, Shimosa Group, central Japan.

1．はじめに

Km2（徳橋・遠藤、1984）は、房総半島の中－上部更新統下総層群上泉層下部に挟在する灰白色粗粒軽石層であり、中里・佐藤(1988)は岩石記載的性質から、Km2 と大磯丘陵地域の TCu-1（町田ほか、1974）を対比した。本報告では木更津市木ノ根沢における Km2 とその上位のテフラの記載を行い、房総半島と大磯・横浜地域との中期更新世テフラの対比について検討を行う。なお、ここで示す屈折率は千葉県立中央博物館の RIMS86 を用いて測定したものである。

2．木ノ根沢における上泉層テフラ（図１）

本報告の木ノ根沢の露頭は徳橋・遠藤(1984)の Loc.38 の南側に当たり、下部泥層上限付近に Km2、上部砂層には Km3 ～ 5 が挟在する。Km2 は上位から、黒色スコリアを含む暗灰色軽石層（層厚 7cm)、灰白色軽石層（層厚 9cm)、シルトサイズスコリア層（層厚 5mm）の三層構造からなる。上部のスコリア混じり軽石層は低屈折率の斜方輝石を含む。

Km2 と Km3 の間には３層準の散在軽石層が認められ、いずれも角閃石に富む重鉱物組成を示す。

3．大磯・横浜地域との対比

大磯丘陵の TCu-1 は厚い白色軽石層と上位の岩片を含む青色軽石層、下位の岩片を含むスコリア層の３ユニットから構成されることが知られている。

大磯丘陵西縁菊川支流における TCu-1(上杉ほか、2000)の上部ユニットの斜方輝石の屈折率は、

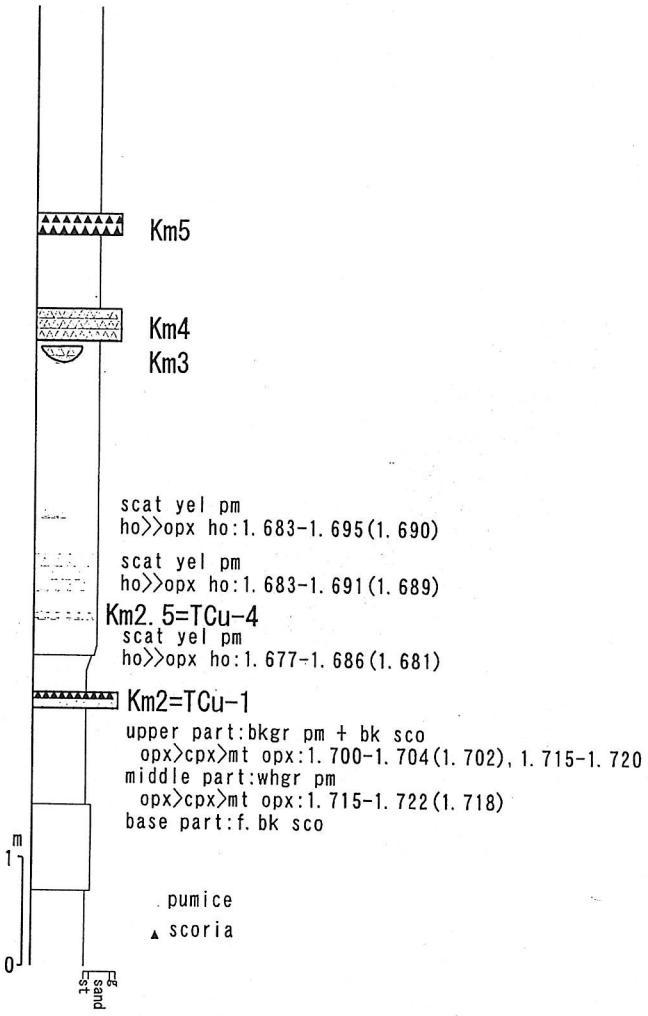


図１　木ノ根沢における上泉層テフラ

TCu-1 を特徴づける 1.715-1.720(1.718 ﾓｰﾄﾞ)のほかに、1.700-1.704(1.702)の部分がある。このような3ユニットからなる岩相上の特徴と屈折率特性の一致から Km2 は TCu-1 と対比できる。

Km2 の上位の散在軽石層のうち最下位のものは、ほぼ角閃石からなる重鉱物組成とその屈折率特性から TCu-4 に対比可能である。菊川支流における TCu-4 の角閃石は 1.676-1.686(1.680)の屈折率を示した。ここで、本テフラは Km2.5 と新称する。上位の2枚の散在軽石層の角閃石は 1.690 に及ぶ高い屈折率を示し特徴的である。既存のテフラカタログからは横浜地域の Mk-6（町田ほか、1974）との対比の可能性がある。Mk-6 は TB-2 との対比の可能性が指摘されている（町田ほか、1974）。

Km3,4 について、中里(2001)は特に Km4 の低屈折率斜方輝石に着目して TB1 との対比の可能性を示した。しかし、EPMA による火山ガラスの主成分分析では両者は異なる特性を示し、Km4 は箱根火山起源の TB1 とは対比されないことが明らかになった（図２）。Km4 の火山ガラスの化学組成は下位の Km1-d（八ヶ岳地域 Kt-4 に対比：中里・鄭、2001）と類似し、給源の関連が示唆される。

最近、関東火山灰グループ・東京港地下地質研究会火山灰グループ(2000)は TCu-1 と TCu-4 を、それぞれ下総層群清川層の Ky1,2,3 および Ky3.5 に対比した。Ky2,3,3.5 はそれぞれ特徴的な屈折率特性に基づき大磯丘陵の TB-7,8,9 に対比されてきた（杉原ほか、1978）。Ky3.5 の重鉱物組成は角閃石に富み、斜方輝石を含む。それらの屈折率は ho:1.677-1.687(1.683)、opx:1.701-1.707(1.705)であり、角閃石屈折率のレンジは TCu-4 のものと重複するが、モード値は Ky3.5 が 0.002 高い。また、TCu-4 には斜方輝石がほとんど含まれない点、Ky3 が示す 1.730 を越える斜方輝石の屈折率が TCu-1 ではほとんど認められない点などから、本報告では Ky2,3,3.5 については TB-7,8,9 との対比を支持し、TCu-1 と TCu-4 の組合わせについては房総の Km2 と Km2.5 の組合わせとの対比を提案する。

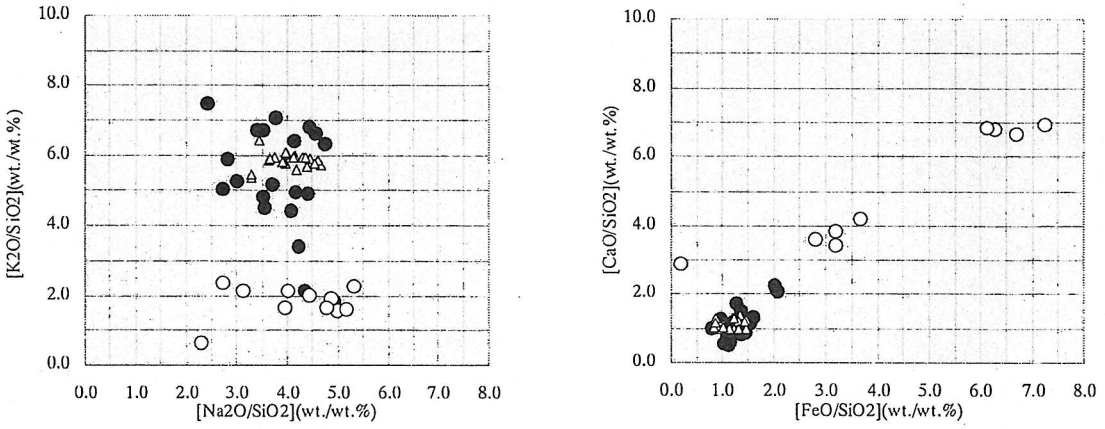


図２　TB-1（○）、Km4（●）、Km1-d(△)の火山ガラス主成分組成比較
EDS装置は島津製EPM-810Q＋Oxford製QX-2000。分析条件は加速電圧15kV、試料電流3nA、ビーム径10μm、LIVETIME100sec。測定は綜合開発株式会社に依頼した。

引用文献：徳橋・遠藤(1984)姉崎図幅、中里・佐藤(1988)地質雑、町田ほか(1974)地学雑、上杉ほか(2000)関東の四紀、中里(2001)千葉中央博自然誌報告、中里・鄭(2001)第四紀学会講演要旨、関東火山灰ｸﾞﾙｰﾌﾟほか(2000)地球科学、杉原ほか(1978)地質雑

O-8　八ヶ岳火山を起源とする最近約20万年間のテフラ

大石雅之・鈴木毅彦（東京都立大学）

Masayuki OOISHI and Takehiko SUZUKI: Description of tephra beds from the Yatsugatake Volcano during the last 200,000 years, central Japan

八ヶ岳火山は本州中部の火山フロント上に，全長約20 kmにわたって多数の成層火山および溶岩ドームが並ぶ火山列である．火山体を構成する噴出物の記載（河内，1974-75）や火山活動史のおおまかな流れ（八ヶ岳団体研究グループ，2000）についての研究は行われている．しかしテフラの記載は中期更新世までが中心で，後期更新世以降については中谷（1970）や Kawachi *et al.*（1978）で紹介されているに過ぎない．そこで本研究では，八ヶ岳火山の活動休止期以後とされる最近約 20 万年間のテフラについて，産状と分布を調査し，従来明らかにされていなかった各テフラの体積や年代を推定した．

八ヶ岳東麓では，新八ヶ岳期初期に噴出したとされる稲子岳火砕流（河内，1974-75）を覆う風化火山灰土層中に，八ヶ岳起源と思われる5枚のテフラ（下位から Yt-Kw，Yt-Pm1，Yt-Pm2，Yt-Pm3，Yt-Pm4）が認められる．いずれもプリニー式噴火によるオレンジまたは黄褐色の粗粒軽石からなり，細粒な灰色火山灰のレイヤーを伴うことがある．これらのテフラの分布を野外で追跡し，等層厚線図から Hayakawa（1985）の経験式を用いて体積を求めると，溶岩換算（DRE）値で，Yt-Kw：1.1km^3，Yt-Pm1：0.4km^3，Yt-Pm3：0.7km^3，Yt-Pm4：0.4km^3，重量はそれぞれ 2.8×10^{9}t，1.1×10^{9}t，1.9×10^{9}t，1.1×10^{9}t であった．Yt-Pm2の規模は，模式露頭における粒径や層厚からみて，Yt-Pm1と同程度であろう．

次に広域テフラとの層序関係と，風化火山灰土の堆積速度を一定と仮定して，各テフラの年代を推定した．その結果，おおよそ Yt-Kw：約 153ka 前後，Yt-Pm1：64～86ka，Yt-Pm2：43～64ka，Yt-Pm3：40～54ka，Yt-Pm4：約 28ka となった．この結果をもとに計算すると，八ヶ岳火山は最近約20万年間に少なくとも 5 回の大規模爆発噴火をし，その降下火砕物の噴出率は 0.016 km^3/ky である．一方同時期の，河内（1974-75）など従来の研究で記載された溶岩および火砕流堆積物の噴出率は 0.30 km^3/ky である．

このことから，八ヶ岳火山においては，溶岩の流出だけではなく降下テフラを生産する爆発的噴火も，イベントとして無視できないと言える．また1イベントの爆発的噴火において，降下軽石を出すプリニー式噴火の最中に灰色火山灰を堆積させるなど，複数の噴火フェーズがあるという噴火の「癖」が，八ヶ岳火山の爆発的噴火にはあることが分かった．

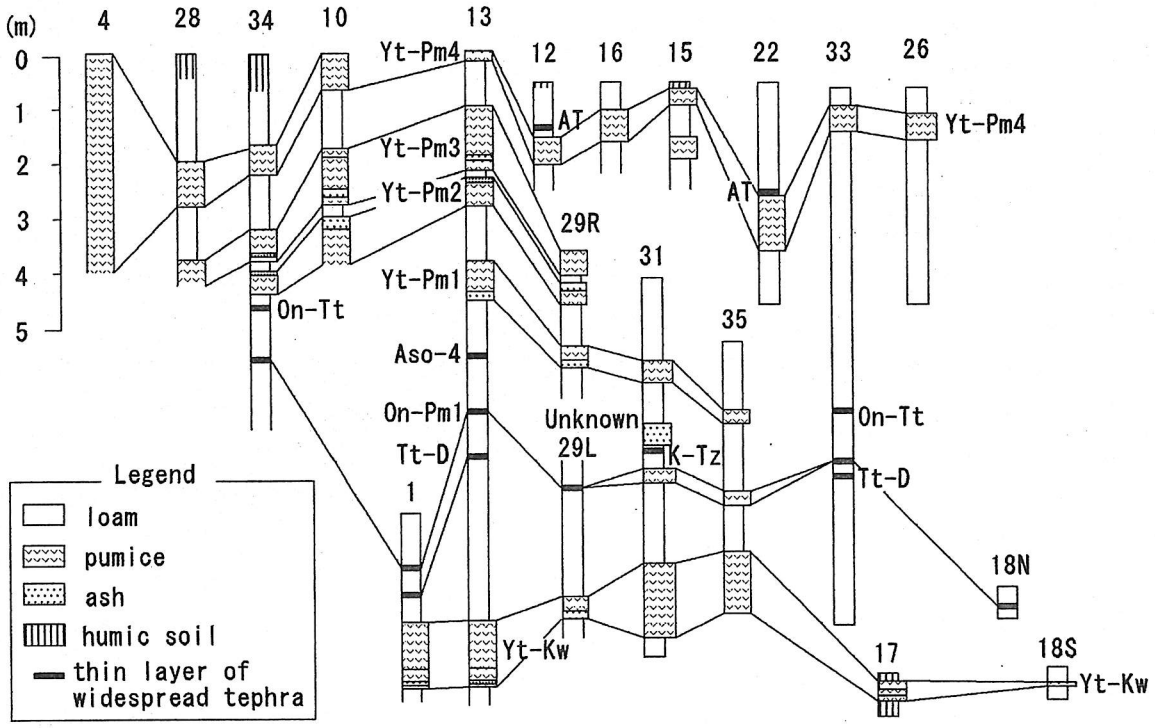


図1　八ヶ岳東麓における露頭柱状図

表1　八ヶ岳新期テフラの体積および重量・噴火規模

	Thickness of isopach cm	area km^2	volume km^3	deposit density g/cm^3	mass 10^8t	volume DRE※km^3	Volcanic Explosivity Index VEI	Eruption Magnitude Scale M
Yt-Pm4	50	261.8	1.597	0.7	11.2	0.447	5	6.0
Yt-Pm3	40	254.1	1.240	1.5	18.6	0.744	5	6.3
Yt-Pm2	no data			1.3				
Yt-Pm1	40	225.9	1.103	1.0	11.0	0.441	5	6.0
Yt-Kw	120	320.3	4.689	0.6	28.1	1.125	5	6.4

※ DRE:2.5g/cm^3

O-9　トカラ列島の第四紀テフラ

森脇　広（鹿児島大）・永迫俊郎(都立大院)・新井房夫(群馬大名誉教授)
Hiroshi MORIWAKI, Toshiro NAGASAKO, Fusao ARAI : **Quaternary Tephras in the Tokara Islands, south Japan**

南九州の鬼界カルデラから南には,火山フロントに接して第四紀火山島が南北に分布する.これらは，現在も噴気・噴煙活動を行っているものもあり，第四紀後期において活発なテフラ噴火が起こったことを示唆する．トカラ列島の第四紀テフラの層序･編年については，これまで諏訪之瀬島(Moriwaki *et al.*, 1996 など)や口之島(西村ほか，1993；町田ほか，2001)で報告があるが，その他の島はない．ここでは，顕著なテフラの認められた口永良部島・口之島・中之島・諏訪之瀬島・悪石島について，これまでの報告に加えて，演者らが新しく得た資料をもとに，テフラ編年の全体的な特徴を検討する．ここで注目したのは，南九州の巨大カルデラ噴火に由来する広域火山灰の検出で，いくつかの島で，層相･岩石記載的性質を基にして，鬼界アカホヤテフラ(K-Ah)と姶良 Tn 火山灰(AT)を見いだすことができた(図 1)．これらの広域テフラや各島のテフラの層相･層位などからみて,ここで報告するテフラの大部分は後期更新世以降の噴出物と考えられる.

口永良部島は現在活動中の新岳と古岳の新しい火山を島の中央にもつ．良好なテフラ層序は，風下側にある島の東部の湯向集落周辺において認められ，ここでは基盤をなす第 4 期火山(松本，1934)の上に，10 枚以上のテフラ層が累積する(図 1)．その多くは降下スコリア層と小規模な降下火山灰層であるが，比較的よく追跡されるテフラ層は 4 枚あり，中でも火砕流を伴う最大層厚 7m に及ぶ降下軽石層(Ke-1)は顕著な指標テフラをなす．K-Ah はこれらのテフラ層序の中で最上位付近に認められ，K-Ah の上位にはきわめて薄い火山灰と類質岩片からなる降下テフラが認められるにすぎない.

口之島では，K-Ah は表層付近に認められ，これより上位には最新の中央火口丘の噴火に由来する薄いスコリア層があるにすぎない(図 1)．K-Ah より下位には，軽石からなるテフラ層は 3 枚あり,本島の南半部を占める新旧 2 つのカルデラの形成･拡大とよく対応づけることができる．もっとも厚いテフラ(Kc-1)は，火砕流と降下軽石からなり，北部の旧期外輪山でのみで認められ，旧期カルデラ形成期の噴出物と考えられる．特徴的な層相を持つ上位の火砕サージ堆積物は新期カルデラ拡大期の噴火に対応する.

中之島では，K-Ah は表層付近の黒色腐植層で検出された．この上位には 2m 以上に及ぶ降下軽石層(Nk-1)がのる．Nk-1 の上位の土壌層は薄く，この噴火が比較的新しいことを示唆する．K-Ah の下位には，降下スコリアと降下軽石が 10 枚ほど累積する．それらのテフラ群の中部付近に AT が見出された(図 1)．その厚さは 1-2cm と薄く，パッチ状に介在する．中之島には，新鮮な火山地形をもつ北部の成層火山―御岳―の南側に平坦地ならびにカルデラ壁とみられる急崖がある．しかし，Ah 下位のテフラの厚さは 1m 以下で，大規模なものではなく，カルデラ形成に関わったとみられる厚い噴出物は今のところ認められない.

諏訪之瀬島では，4 つのテフラ群に区分されるなかで,AT が下部スコリア群の中から見出されている(図 1;Moriwaki *et al.*, 1996)．この上位には上部軽石群が介在して，スコリア

質細粒火山灰―上部スコリア群―が厚く堆積する．最上部には文化スコリア(AD 1813)がのる．K-Ahはまだ検出されていないが，層位的には上部スコリア群の中にあるとみられる．

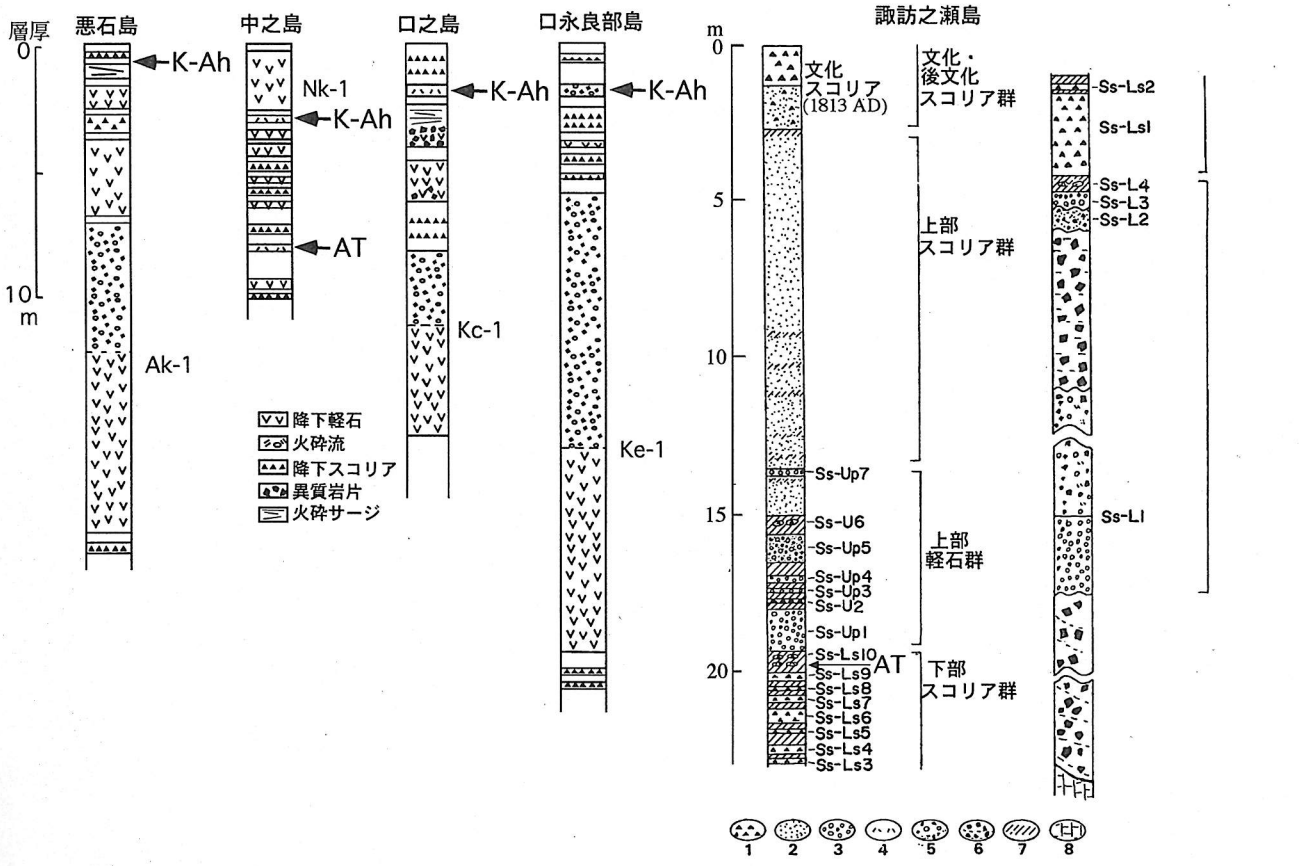
悪石島には，新旧二つのカルデラ壁が南東半部にみられ，北東部には最新の中央火口丘がある．新期のカルデラ外輪山での観察では，5枚のテフラが認められる(図1)．K-AhのBW型火山ガラスが表層近くの黒色腐植層の最下部から検出された．K-Ah層準より上位には，中央火口丘由来とみられる細粒スコリア質火山灰が1枚介在する．最下位には5m以上の火砕流を上位に伴う厚さ7m以上の降下軽石からなるテフラ(Ak-1)が認められる．これは新期カルデラ形成時の噴出物と考えられる．

以上から知られる主な点は以下の通りである．

①トカラ列島の諸火山は第四紀後期に大小多くのスコリア・軽石噴火をおこなっている．

②大規模な軽石層は，アカホヤ火山灰層より上位では中之島の1層だけである．他の島ではアカホヤ火山灰より新しい噴火は，スコリア噴火か溶岩噴火である．

③口永良部島，口之島，悪石島にみられる大規模なテフラ(Ke-1，Kc-1，Ak-1)は，火砕流を伴い，また降下軽石の厚さが5-7m以上に及び，周辺の海域や南西諸島の島々で検出される可能性を持つ．



1：スコリア，2：細粒スコリア，3：軽石，4：細粒火山灰，5：火砕流，6：泥流堆積物，7：土壌，8：基盤岩
Moriwaki *et al.*(1996)に基づく

図1 トカラ列島の第四紀テフラ

O-10　阿蘇火山における約２万～１万年前の降下スコリア堆積物

宮縁育夫（森林総合研究所九州支所）・星住英夫（産業技術総合研究所）・
渡辺一徳（熊本大学教育学部）

Yasuo MIYABUCHI, Hideo HOSHIZUMI and Kazunori WATANABE: Scoria-fall deposits from Aso volcano during 20-10 ka, southwestern Japan

1. はじめに

約 9 万年前の Aso-4 火砕流噴出直後に活動を開始した阿蘇中央火口丘群は，溶岩流や火砕岩からなる山体を形成するとともに，膨大な量の降下テフラを周辺地域に堆積させている．筆者らは，阿蘇中央火口丘群の噴火活動史を解明するために，カルデラ東方地域を中心にテフラ層序に関する調査を実施している．その概要と主要な降下軽石堆積物については前報（宮縁ほか，2002）で述べた．本報では，層序の詳細がより明らかとなった約 2 万～1 万年前の噴出物，とくに降下スコリア堆積物について報告する．

2. テフラ層序の概要と主要テフラ

阿蘇中央火口丘群起源の降下テフラが最も厚く堆積するカルデラ東方の波野村付近では，Aso-4 以降のテフラの全層厚は 100 m 程度に達している（渡辺・藤本，1992）．表層から 5～10 m 付近までは火山灰層が挟在する黒ボク土層となっており，その基底部の年代は約 11 ka と報告されている（山田ほか，1997）．本報では，その黒ボク土層基底部と姶良 Tn 火山灰（AT: 約 25 ka）間に挟まる約 1 万年間のテフラ層序について述べる．その層序は褐色火山灰土層間に挟在する降下スコリアおよび火山灰層からなり，それらの全層厚は 5～10 m 程度である（Fig. 1）．

模式地である波野村山崎付近では，約 2 万～1 万年前の層準に 20 層の単斜・斜方輝石を含む降下スコリア堆積物が認められ，それらを上位より山崎第 1～第 20 スコリア（略称 YmS1～YmS20）と命名した．スコリア層はしばしば砂質の火山灰層を伴い，上下を褐色火山灰土層で区切られる．これらのスコリア層以外にも薄い火山灰層が褐色火山灰土層中に断片的に認められることがある．

主要な降下スコリアについて述べると，YmS3 はカルデラ北東方まで追跡できる成層したスコリア・火山灰互層から構成されている．YmS5 および YmS10 は，ともに発泡の悪い大径のスコリアを多量に含んでいることが特徴である．なお，YmS11 直下の火山灰土層中には保手が谷軽石（HP; 馬場ほか，1999）が散在している．YmS7 は発泡の良いスコリアであり，粒径 5 mm 程度の単斜輝石が認められる．同様に発泡の良いスコリアである YmS15 は，その約 1 万年間において最大規模の噴火堆積物であり，下位には成層した厚い火山灰層を伴っている．YmS15 の下位は，薄い埋没土壌層が挟在する降下スコリアと火山灰の互層が認められる．

3. テフラの噴出年代

主要スコリアの噴出年代を明らかにするために，テフラ直下の埋没土壌を採取して，AMS による ^{14}C 年代測定を行った．

今回新たに YmS4 および YmS15 直下の土壌から，それぞれ 14,680±80 年 BP（Beta-116207）と 18,120±100 年 BP（Beta-116206）という ^{14}C 年代が得られた．したがって YmS4 は約 15 ka に，YmS15 は約 18 ka に噴出したことがわかった．また，模式地より北方約 7 km に位置する笹倉永迫遺跡においては，YmS20 に相当する層準の火山灰層直下の土壌から 17,840 ± 90 年 BP（Beta-164163）という ^{14}C 年代がすでに報告されている（宮縁・高田，2002）．この年代と YmS15 の年代を暦年較正すると，1σ の誤差範囲内で一致することから，両テフラは約 18 ka という時期にほとんど時間間隙をおかずに噴出したものと考えられる．

4. テフラ層序からみた約 2 万～1 万年前の噴火活動史

約 25 ka の AT 堆積以降，阿蘇火山は比較的静穏な時期となり，褐色火山灰土層が形成されている．しかし，約 18 ka には間欠的にスコリアを噴出する激しい灰噴火が発生し，そのクライマックスは YmS15 という層厚 50 cm 以上に達する厚いスコリアを堆積させている．馬場（1999）によって報告されている中央火口丘南側山麓の噴出物層序と対比すると，その厚い火山灰・スコリアの互層は中岳の活動初期の噴出物であり，その活動開始時期は約 18 ka と推定される（宮縁・高田，2002）．

その後，約 16 ka に保手が谷軽石（HP）の噴出があり，約 15 ka までには発泡の悪いスコリアをカルデラ縁から東方へ 5 km 以上も放出する噴火が 3 回程度起こっている．15 ka 以降もスコリアや火山灰を噴出する噴火が続くが，噴火の規模は徐々に小さくなり，約 11 ka 以降，阿蘇火山は比較的静穏な時期に入り，周辺地域では厚い火山灰土層（火山灰層が挟在）が形成されるに至っている．

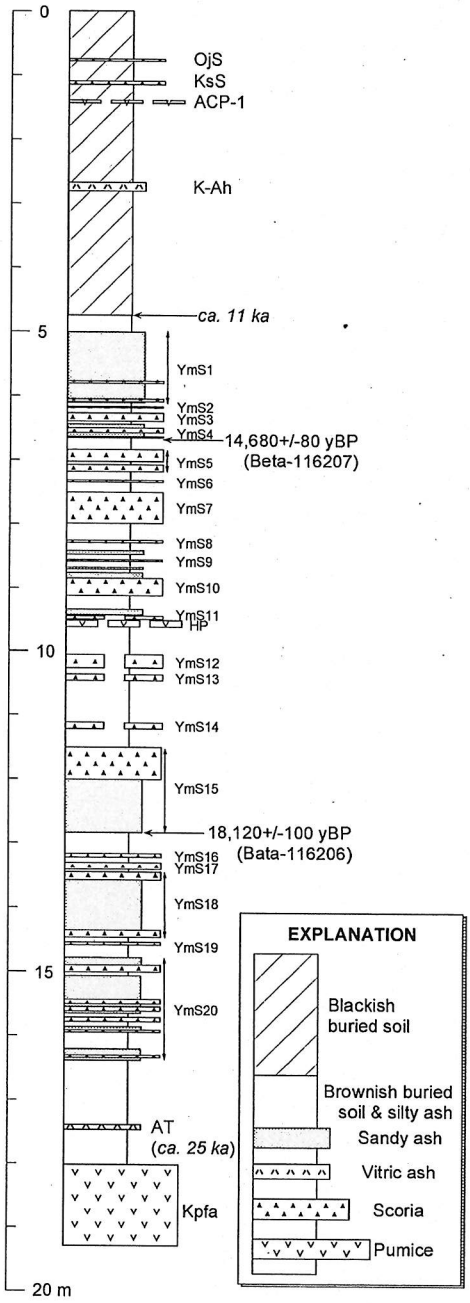


Fig. 1. Idealized stratigraphic section of tephra layers younger than 25 ka, east of Aso caldera.

引用文献

馬場正弘（1999）熊本地学会誌，120，2-8.；馬場正弘ほか（1999）熊本大学教育学部紀要（自然科学），48，133-146.；宮縁育夫・高田英樹（2002）熊本地学会誌，129，2-12.；宮縁育夫ほか（2002）地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集，Q037.；渡辺一徳・藤本雅太郎（1992）土地分類基本調査「阿蘇山・竹田」，熊本県，15-28.；山田一郎ほか（1997）日本第四紀学会講演予稿集，27，154-155.

O-11　下北半島中央低地帯の第四紀形成過程.

桑原　拓一郎（東京都立大学）

Takuichiro KUWABARA: Quaternary formation process of mid-lowland in Shimokita Peninsula, northeast Japan arc.

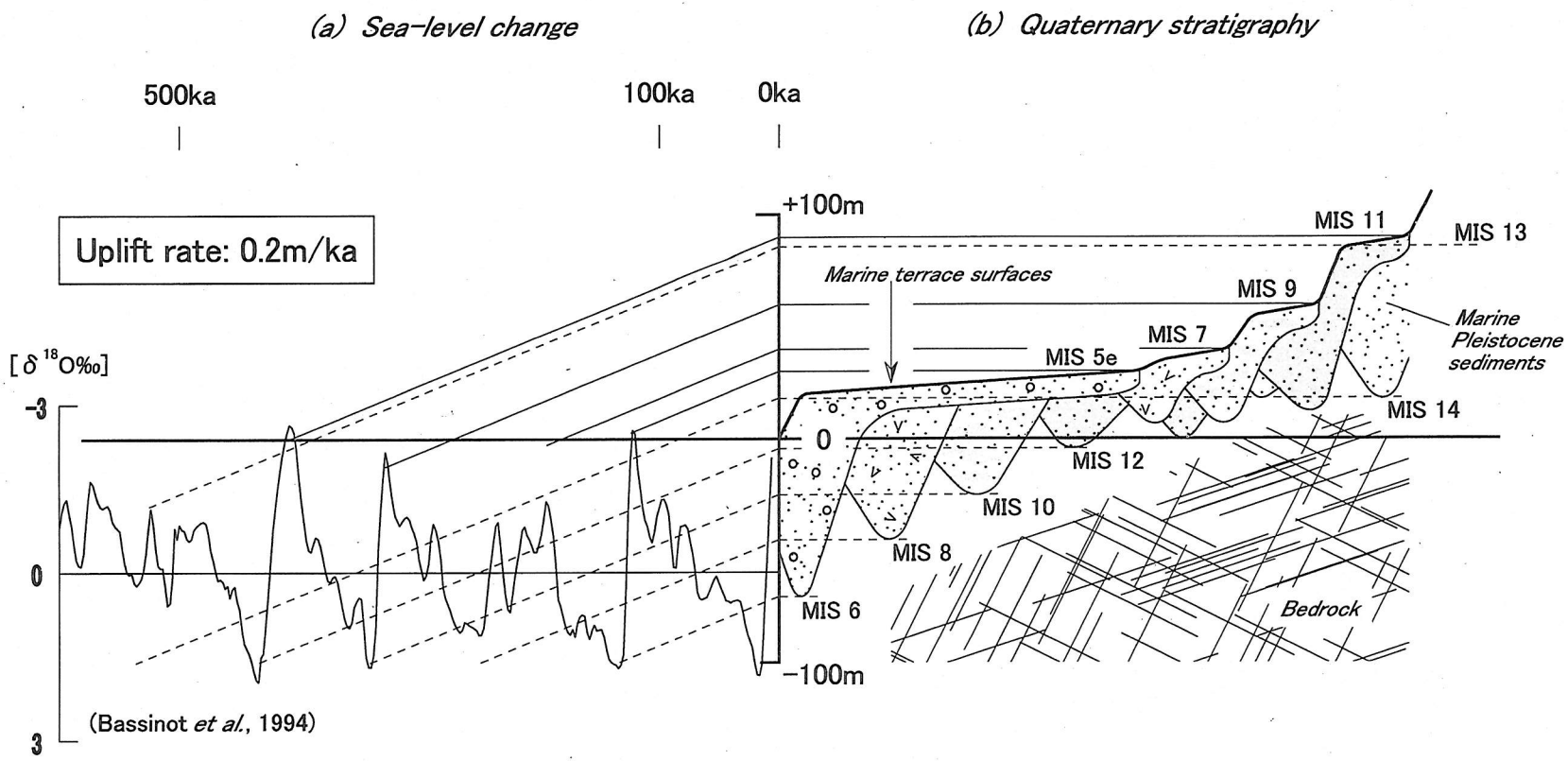
海洋プレートの沈み込みに伴う島弧や大陸縁弧では一般に，本研究で「中央低地帯」と呼ぶ地溝状凹地が火山フロントに沿って発達する．しかしこれら低地帯の第四紀における隆起運動や沈降現象については，地形・地質学的特徴に基づく具体的な研究はこれまでにほとんど無い．そこで，第四紀における東北日本弧中央低地帯の形成過程と地殻変動を解明することを目的として，下北半島中央低地帯に分布する段丘地形と更新統の層序学的な調査を行った．

下北半島中央低地帯は，北部では田名部低地帯を，南部では上北平野を構成する．これまで，田名部低地帯と上北平野のいずれもが海成段丘の発達が良い地域とされ，更新世以降の隆起運動が下北半島中央低地帯では示唆されていた．一方，下北半島中央低地帯ではこれまで段丘構成層の下位に，北部では田名部層，そして南部では野辺地層と呼ばれる厚い海成更新統が認定されており，更新世における沈降を考えることもできた．すなわち従来の更新世地殻変動の考え方に，矛盾が生じていた．

筆者は，田名部低地帯に分布する海成段丘を７つに，上北平野では４つに区分した．これらの段丘は，いずれも中・後期更新世に形成されたとみられる．海成更新統については，北部の田名部層を３つの累層に，南部の野辺地層を３累層に細分した．各累層は，１回の海進に対応する堆積物で，谷地形を埋積する．とくにテフラとの上下関係から，各累層はそれぞれ１つの海成段丘を成し，さらに層厚は数 m から 100m に達することが今回の調査で判明した．

すなわち，下北半島中央低地帯に分布する田名部層と野辺地層は，中・後期更新世海成段丘の構成層の集合体であって，氷河性海面変動の影響を強く受けたことが分かる．とくに各累層の層厚は氷河性海面変動の規模に匹敵しており，厚い海成更新統の形成に中央低地帯の沈降は必要ない．しかも当時に形成された各段丘面の高度は，現在の海面高度よりもはるかに高く，古い段丘面ほど高所にあって累積的である．このことは更新世以降，下北半島中央低地帯が継続的に隆起していることを示す．すなわち氷河性海面変動が，隆起する下北半島中央低地帯に，発達の良い段丘地形と厚い更新統を同時にもたらした．

以上のような下北半島の形成過程は，第四紀とくに中期更新世以降においては東北日本弧中央低地帯が隆起している可能性があることを示している．このような地溝状の低地帯が形成されたのは，ここが東側および西側の山地に比べて隆起速度の小さい，相対的な沈降域であるためかもしれない．



A relationship among Quaternary stratigraphy, sea level, and uplift in mid-lowland of Shimokita Peninsula.

O-12　ローム台地の凹地地形と谷系分布

羽鳥謙三（元 共愛短大）

Kenzo HATORI : Sunken hollows and valley system in the Kanto-loam upland

武蔵野台地の地表には多くの凹地地形がある。これについてはすでに触れたように（羽鳥ほか 2001 本学会ポスターセッション）、その分布は武蔵野西半の最も扇状地らしい形態を持つ範囲に限られる。これらはかつての扇状地内各所にあった湧水の痕跡である。また現在武蔵野台地に多数発達する東西性のいわゆる“浸食谷”は、扇状地の初期段階からあったそれらの湧水に発する水みちを踏襲したもので、降灰ロームを堆積させ得なかった分、低いレベルに水路が維持された。

当時の湧水は武蔵野礫層などの扇状地礫層（＝段丘礫層）からの伏流水である。この湧水の多くは武蔵野の段丘化と共に消滅した。現在の湧水は国分寺崖線のような段丘崖や支谷谷壁に見られる。これに対して良好な帯水層のない淀橋台（S面）では武蔵野礫層分布地域に較べて湧水は少なく、先史時代の遺跡も少ない。

淀橋台内部で比較的少量ながら現在も湧水しているのは明治神宮内苑の清正の井と呼ばれる湧水である。それは台地面に入り込んだ谷の谷頭に当たり、粘土質の下末吉ローム層に支えられた宙水による。湧水量は国分寺崖線にははるかに及ばないが、年間涸渇を見ないのは神域の豊富な樹林が地下水を保全しているためであろう。淀橋台と地形も地質も共通な下総台地では、明治神宮のような地下水保全の条件があれば湧水地が多数あっても当然であろう。事実、下総台地に発達する無数の谷のあるものは、上流部が緩やかな凹所をなす湿地帯となったり、溜め池になっている例がある。その下総台地上に特筆すべきことは、多数の凹地が分布することである。凹地数は武蔵野では約 70 箇所を数えたが、下総では少なくとも 120 箇所がある。凹地の深さは武蔵野では最大約 4m、下総では約 2m と浅い。直径は大小あるが 100 ないし 300m 程度が普通である。深さが武蔵野より浅いのはローム層の厚さの違いによる。

凹地形成機構は武蔵野の場合、いったん湧出した水が下流で礫層中に再浸透した結果とされるが、ローム層下に礫層を欠く下総台地では次のように考えられる。下総台地は台地となる以前、すなわち古東京湾が干上がって下末吉面が誕生した当初、平坦広大な湿地帯であった。そこに積もり始めた下末吉ロームは湿地的環境下で粘土化し、常総粘土層とも呼ばれる。その後進行した海面低下により湿地的環境は失われ、以後乾陸条件下で降り積もった武蔵野ローム層は粘土化せず、いわゆるロームらしい粗しょうな性質のため、雨水が浸透しやすい。浸透水は下盤の常総粘土層によって支えられ、宙水帯が一面に形成された。したがって宙水帯からの湧水は下総台地の至る所に現れ得た。武蔵野の場合ではいったん湧水した水が再浸透することは礫層ゆえに容易とみられるが、下総の場合、常総粘土層

O-13 房総半島北部，木更津台地の形成・開析過程と隆起・沈降量

佐藤俊文（千葉県立木更津東高等学校）

Toshifumi SATO ; The process of formation and dissection /uplift and subsidence rate at Kisarazu upland , Northern part of Boso pen.

はじめに 木更津台地では，上総丘陵に臨む君津市長石（ながし）付近標高186mの残丘状の狭い平坦面（以下 Loc. 1）に，ステージ 5e の下総上位面を構成する木下層にほぼ対比できる堆積物（長石層）が認められる（佐藤ほか，2000）が，広くはステージ 5c の地形面の下総下位面が，かなり開析されながらも分布（新井ほか，1977・杉原，1997）する．また，ステージ 5a 以下の河川性の地形面が主要河谷沿いなどを中心に分布する．演者は木更津台地の地形面を調査する中で，形成・開析状況と隆起・沈降量を考察する機会を得た．

木更津台地の形成・開析過程 Loc. 1 は，上総丘陵に臨む位置にあり，下末吉海進の旧汀線付近で形成されたものと考えられる．珪藻分析結果（2000, 佐藤ほかの増渕の分析）から，ステージ 5e の最大海進およびそれを過ぎてからも，木更津台地付近は広く浅海底～塩性湿地であり堆積が進んでいたと考えられる．しかしながら，その後のステージ 5c の最大海進は，Loc. 1 周辺の標高 170m 余の等高線（切峰面図）付近に旧汀線がせまるもので，当時のステージ 5e 地形面の上面（標高 175m）との比高差はわずか 4.5m ほどであったと推測される．このため木更津台地のほとんどはステージ 5c の地形面で覆われることになる．また，ステージ 5e の海退過程の小海進期にＨｋ－ＫｍＰ１の可能性のあるテフラを伴う侵食面が確認される地点（Loc. 2 法木南標高約 161m, Loc. 3 小糸大谷東標高約 146m）があるが，周辺にこの侵食面よりも高位置（標高 151m～153m）に海退の底の侵食面が推測されることから，三浦半島の引橋面相当の形成についての可能性は低い．

Loc. 1 の東寄りには，Ｈｋ－ＯＰの層準が徐々に下にカーブして下部の堆積層を切っているのが見られる．同様のパターンが見られるのは，上総アカデミアパーク西大タンク西標高約 163m の平坦面付近（Loc. 4），上総アカデミアパークＤＮＡ研究所北門正面の右露頭標高約 118m（Loc. 5）の北寄りなどである．Ｈｋ－ＯＰ降下時はステージ 5c の海退がかなり進んだ時期であり，海進のピーク後に海退に伴う比較的盛んな陸上侵食が，地形面の周辺部から進んだ結果と考えられる．更に，上総アカデミアパークＤＮＡ研究所北門真正面の標高約 113mの露頭（Loc. 6）では同正面の右の露頭と比べＨｋ－ＯＰ・Ｈｋ－ＴＰの位置が比高差 11m ほど下にずれて見られ，かつＨｋ－ＯＰとＨｋ－ＴＰの間に侵食面を伴う砂礫層がはいる．このことは，この地点でステージ 5c の最大海進後，海退が徐々に進み離水した後，Ｈｋ－ＯＰの降下までの期間に地形面周辺部から比高差 11m の

陸上侵食を受けるほどの谷が形成されたことを意味し，Ｈｋ-ＯＰの降下後この谷では砂層の堆積があったが，ステージ 5a の基底面形成のころは，同時異相の河谷性の侵食面が形成されたものと考えられる．すなわち木更津台地のステージ 5c 地形面の開析は海退のかなり進んだＨｋ-ＯＰ降下直前に顕著化したと考えられる．

木更津台地のステージ 5a の市原面相当は，Loc. 1 西寄りやや低位にＨｋ-ＴＰを伴う小河谷性の弱い侵食面として入り込む．また，君津市法木北東端標高約 176m の尾根筋(Loc. 7)の，東寄り及び西寄り標高 160m～170m 付近の高所に，Ｈｋ-ＴＰを伴い小河谷性の弱い侵食面として見られる．それは下郡八幡平（Loc. 8）（Ｈｋ-ＴＰや比較的厚い砂礫層を伴う）に連なり，矢那川などの現河谷沿いに主に発達している河成段丘型地形面に続く．さらに主要河谷沿いには南総面が小規模な河成段丘として見られ，その下位に沖積面が広がる．

木更津台地の平均変移量試算 ステージ 5e 以降　長石標高 186m 平坦面(Loc. 1)におけるステージ 5e 以降現在までの平均隆起量を例に試算(%は誤差目安)．離水したと見られる層準（最上端より 14.5m 下）をもって海進のピークとすると，その標高は 171.5m である．ところが，ステージ 5e の最大海進は，現在の海面よりも 5-6m 高かった(仮に 5.5m 高かった)ので，ステージ 5e の最大海進以降約 12 万年の隆起量，171.5-5.5=166m 166m/12 万年→1.38mm±8%/年の平均隆起量　桜井標高 43m 平坦面(杉原，1979 以下同じ)(Loc. 9) 標高 26.1m に最大海進層準（上記算出法準用）26.1-5.5=20.6m，20.6m/12 万年→0.17mm±65%/年の平均隆起量

ステージ 5c 以降　長石標高 186m 平坦面（Loc. 1）周辺　標高 170.5m にステージ 5c 旧汀線 170.5+25=195.5m/10 万年→1.96mm±8%/年の平均隆起量　桜井標高 43m 平坦面（Loc. 9）　標高 38.5m にステージ 5c 基底面 38.5+25=63.5m/10 万年→0.64mm−23%/年の平均隆起量

ステージ 5e～ステージ 5c　長石標高 186m 平坦面（Loc. 1）　ステージ 5e とステージ 5c の最高海水準面の差は約 30m あったとされる．ところが Loc. 1 ではわずか 4.5m の比高差しかない．30-4.5=25.5m が 2 万年の間に隆起によって補われたと考えられる．よって，25.5m/2 万年→1.28mm±74%/年の平均隆起量

桜井標高 43m 平坦面（Loc. 9）　ステージ 5e の最大海進層準は標高 26.1m にあり，ステージ 5c のそれは標高 38.5m にある．ステージ 5e のほうが低いので見かけ上の沈降が 12.4m あったと考えられる．ステージ 5e とステージ 5c の最高海水準面の差は約 30m あったとされる．30+12.4=42.4m が 2 万年の間に沈降したものと見られる．よって，42.4m/2 万年→2.12mm±57%/年の平均沈降量 /誤差を考慮しても以下の傾向等が把握できる．

隆起・沈降量の検討　ステージ 5e～5c 期は Loc. 1 付近では隆起していたがそれより北寄りでは沈降しており，Loc. 9 付近の沈降量は大であった．ステージ 5c 以降はどこも隆起傾向になったが Loc. 1 付近の隆起量が一層増した．関東造盆地運動の一環と見られる．隆起量が増すにつれ台地の開析も一層進んだと考えられる．

O-14　新潟県北部，胎内川流域における活構造運動－河成段丘面からの考察－

藤平　秀一郎（新潟大学大学院自然科学研究科）

Shuichiroh FUJIHIRA: Neotectonic movement in the Tainai River region of northern Niigata Prefecture

1，はじめに

新潟県北部を流れる胎内川流域の河成段丘を用いた活構造運動の研究は，小松原（1991）があり，櫛形山脈を挟む東西の大まかな変動の様子が明らかにされた．また，胎内川流域はいくつかの活断層が記載され（活断層研究会，1991），現在も変動を続けている地域であるといえる．

しかし，胎内川流域を含めた新潟県北部地域の火山灰層序は確立されておらず，火山灰編年法による段丘面区分はなされていない．そこで，第四紀末期の火山灰層序を確立し，河成段丘に年代軸を入れることにより，胎内川流域における活構造運動を考察した．

2，第四紀末期の火山灰層序

本研究では，新潟県北部地域の風成ローム層中にAT（姶良丹沢テフラ），As-k（浅間草津テフラ）（町田・新井，1992）を確認した．また，ローム層上位の黒土中に化学組成が異なる複数の火山灰層があることを確認した．黒土中の火山灰層は完新世の段丘の区分に有効である．

3，胎内川流域の段丘区分と扇状地の対比

胎内川流域の第四紀末期の河成段丘は，低位からⅠ面～Ⅶ面までの7面に大きく区分される．Ⅶ面，Ⅵ面は，小松原（1991）のHⅡ面，M面にそれぞれ対比される高位，中位の段丘面である．

Ⅳ面には，黄褐色の風成ローム層が30～65cm堆積し，その基底部にATが挟在されることから，Ⅳ面の形成はAT降灰直前（2.5万年前頃）である．Ⅰ～Ⅳ面にはローム層が堆積していないため，これらの形成はAs-kの降灰（1.3万年前頃）より新しい．Ⅳ面・Ⅲ面の黒土中には上記の火山灰層が存在する．

胎内川流域でⅠ面～Ⅶ面まですべての段丘が存在するのは，中流域の胎内平周辺である．上流域に分布する1段の段丘面はⅡ面に対比される．櫛形山脈を横切る地域に連続して分布する段丘面はⅢ面に対比される．平野部の扇状地は，2面に区分され，高位の面はⅤ面に，低位の面はⅠ面にそれぞれ対比される．

4，段丘面の変位からみた活構造運動

＜上流域（飯豊山地）＞　上流域ではⅡ面の比高が35～40mと，中流域の10～20mよりも大きい．そして，胎内平と飯豊山地の境界部では，Ⅶ面，Ⅴ面，Ⅳ面，Ⅲ面の比高が上流に向かって増大する．このことから，飯豊山地の隆起がⅡ面形成以降も継続し，上流ほど隆起量が大きいと考えられる．

＜中流域（胎内平）～櫛形山脈＞　胎内平と櫛形山脈の境界付近では，Ⅴ面が傾動し，Ⅲ面にもぐりこむような形態となっている，また，櫛形山脈のうち花崗岩が分布する東側の地域はⅡ面の比高が下流に向かって増加する．これらの現象は櫛形山地東方断層群（小松原，1991）の活動によるものと考えられる．これに対し，櫛形山脈のうち第三系が分布する西側の地域は，Ⅲ面の比高が胎内平と比較して小さいことから，Ⅲ面形成以降あまり隆起していないといえる．そして，段丘面の変形が見られないことから活断層の影響を受けていないと考えられる．

＜平野部＞　胎内川流域はⅤ面相当の扇状地（2.5万年前頃形成）が埋没せずに分布していること

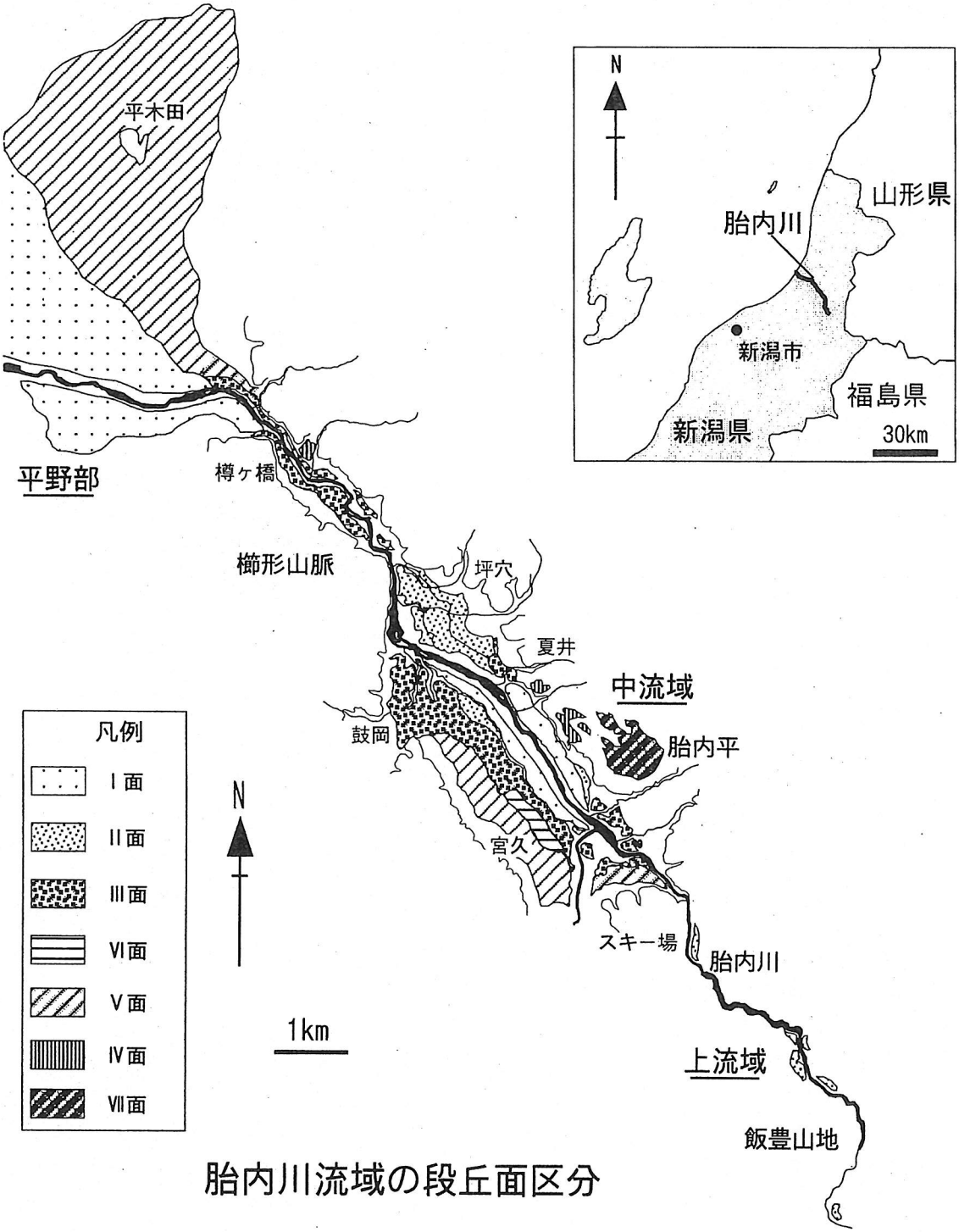
から，新潟県北部の平野の中では沈降量が少ない地域であるといえる．

5，文献

活断層研究会，1991，「新編日本の活断層」．東京大学出版会，437ｐ．

小松原琢，1991，新潟平野北東縁部の活構造－変位速度からみた地殻変動の地域的特徴－．東北地理，43，73-97．

町田洋・新井房夫，1992，「火山灰アトラス」．東京大学出版会，275ｐ．



胎内川流域の段丘面区分

O-15　丘陵地形と河成段丘面の変形との関係からみた活断層の累積変位特性のモデリング ー信濃川活褶曲帯を事例としての試行ー

金　幸隆(京都大学理学研究科地球惑星科学・大学院生)
岡田篤正(京都大学理学研究科地球惑星科学)

The characteristic accumulation models of active faults based on the relationship between the hills topography and the fluvial terraces along the Shinano River folds and faults zone, central Japan

KIM, Haeng Yoong and OKADA, Atsumasa : Kyoto University, Department of Science

海成段丘面や河成段丘面の変形を解釈して，活断層の累積性を論じた研究の数は多い．しかし，活断層の累積変位の特徴を丘陵地形や第四紀の河成段丘面の変形に基づき類型化した研究はない．信濃川活褶曲帯における河成段丘面の変位と丘陵地形との関係から，活断層の活動に伴った地表変位の累積特性を解明した．

河成段丘面の分類と年代

信濃川流域の河成段丘面を，地形的な特徴，段丘構成層の層相，ローム層の初磁化率と火山灰の同定に基づき，信濃川の西岸で5面に，東岸では8面に区分した．それぞれの段丘面の形成期は，信濃Ⅰ面：M.I.S.(ﾏﾘﾝｱｲｿﾄｰﾌﾟｽﾃｰｼﾞ12)，Ⅱ面：M.I.S. 10，Ⅲ面：M.I.S. 8，Ⅳ面：M.I.S. 7，Ⅴ面：M.I.S. 6，Ⅵ面：M.I.S. 5-4，Ⅶ面：M.I.S. 3-2，Ⅷ面：M.I.S. 2-1と推定した．段丘面は，①信濃川上流に発達する十日町盆地の西域では，本流性の堆積物からなる侵食段丘面(Ⅵ面)と堆積段丘面(Ⅲ面，Ⅴ面，Ⅶ面)に，東域では支流の完新世扇状地面に分けられる．②十日町盆地の東側にある魚沼丘陵では，丘陵西斜面(背面)を形作る開析扇状地面と開析谷沿いの小規模な侵食性段丘面，東斜面は活断層に画される急峻な崖地形によって特徴づけられる．③信濃川下流部の越後平野東縁では，堆積段丘面(Ⅵ面，Ⅷ面，沖積面)と侵食段丘面(Ⅶ面)に分けられる(金・品川，1999；Kim,2000；金，2001；若林ほか，2001など)．

活断層情報

河成段丘面の変形と年代に基づく調査から，活断層を厳密に認定した上で，上下変位量と変位速度を推定した．それらは5つにグループ化され，主な特徴は北から以下の通りである．①鳥越断層群:南北約40 km，3条に雁行，変位速度最大0.48m/ky，西側隆起の逆断層，②片貝断層群：南北約20km，最大変位速度0.5m/ky，西側隆起の逆断層，③十日町西縁断層：南北約35 km，変位速度最大0.6 m/ky，西側隆起の逆断層，④十日町東縁断層：南北約20km，変位速度最大0.8m/ky，東側隆起の逆断層，⑤六日町西縁断層：南北約30km，最大変位量2.0m/ky，西側隆起の逆断層(Kim，2000；金，2001)．

活断層の累積変位地形の特徴

丘陵の地形特徴や河成段丘面の高度分布と，活断層の位置および上下変位量の分布との関係を総合的に解釈して，活断層の累積性を次のように類型化した．

Ⅰ：鳥越断層群の隆起側に発達する河成段丘面は，古期の地形面が新期の地形面を包囲するように分布する．このことから，鳥越断層群の地表変位の中心は，活断層トレースのほぼ中央部にあると推定した．当活断層群の地表変位特性は，トレース中央部から上下方向と南北方向に累積している．

II：片貝断層群の隆起側の段丘面は，新期の変位地形面ほど，信濃川の下流側(北方)に認められる．活断層の活動に伴う地表変位は，側方に延伸している．

III：十日町西縁断層トレースの隆起側に発達する河成段丘面は，古い段丘面ほど信濃川の上流側(南方)に分布し，さらに系統的に南に逆傾斜している．活断層トレースの末端では，著しく地表変位が累積していることを示唆する．

IV：魚沼丘陵の東縁と西縁を限る六日町西縁断層と十日町東縁断層の上下変位量に基づくと，有位に六日町西縁断層の変位量が大きい．したがって魚沼丘陵は，おもに六日町西縁断層の活動に伴って形成された．六日町西縁断層の上下変位量は，南部地域で大きい．丘陵稜線の標高が南で高く，さらに丘陵の西斜面を形作る隆起扇状地面は南部地域ほど古い．このことは，魚沼丘陵の隆起が南から北に進行したことを示唆する．

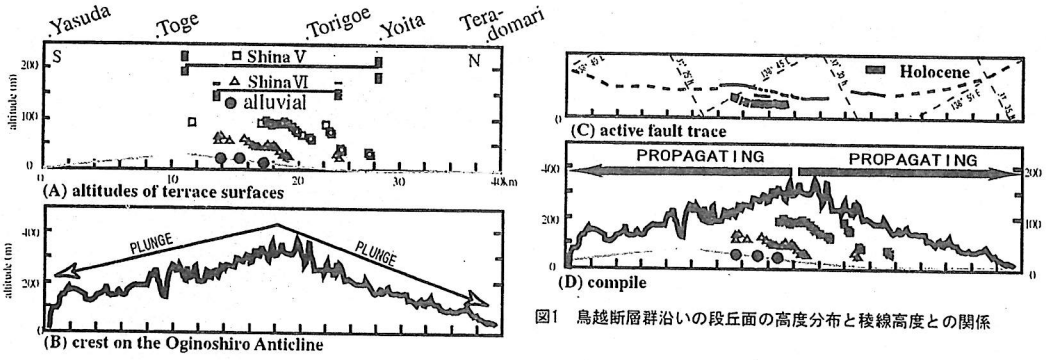


図1　鳥越断層群沿いの段丘面の高度分布と稜線高度との関係

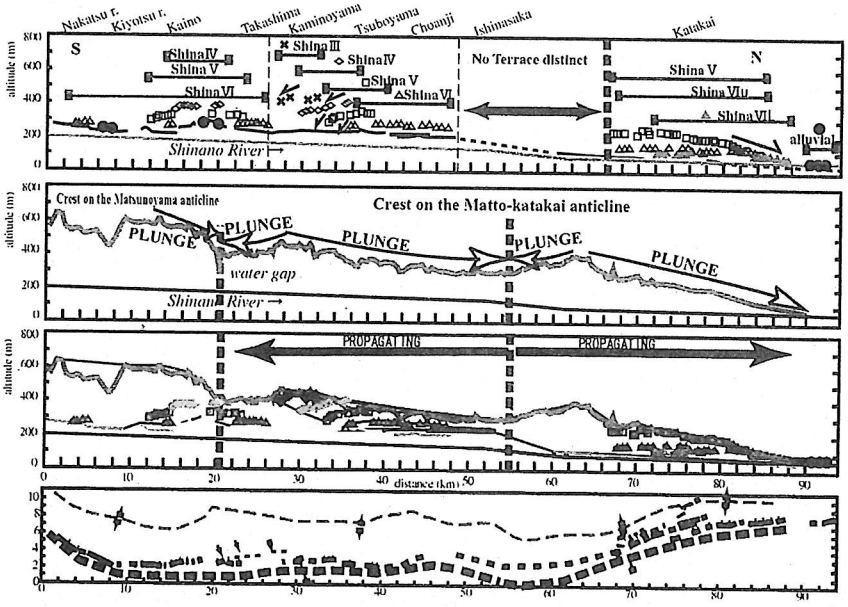


図2　片貝断層群・十日町西縁活断層沿いの段丘面の高度分布と稜線高度との関係

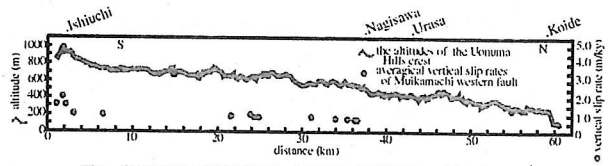


図3　魚沼丘陵の稜線高度と六日町西縁活断層の変位速度との関係

O-16

木曽山脈西縁断層帯・馬籠峠断層福根沢地区における活動時期と変位量

宍倉正展・遠田晋次（産総研・活断層研究センター）・苅谷愛彦（千葉大）
永井節治（南木曽町在住）・二階堂学・高瀬信一（ダイヤコンサルタント）

Masanobu SHISHIKURA, Shinji TODA, Yoshihiko KARIYA, Setsuji NAGAI, Manabu NIKAIDO and Nobukazu TAKASE: Timing and displacement of faulting at Fukutochizawa site on the Magome-toge fault, Kiso-sanmyaku-seien fault zone.

はじめに

木曽山脈西縁断層帯は，木曽川沿いに N-S～NE-SW 走向で雁行配列する上松断層，清内路峠断層，馬籠峠断層からなり，全体の長さは約 60km におよぶ（図 1）．各断層沿いには断層谷がみられ，河岸段丘面上の断層変位によると思われる低崖は，最近の活動を示唆する．最新活動時期については，本断層帯北部の上松断層吉野地区で，松島ほか（1997）が約 2800～約 700 年前と推定した．また高瀬ほか（1998）は上松断層および清内路峠断層北部について，約 1350～約 700 年前と推定している．一方，本断層帯南部の馬籠峠断層では，苅谷ほか（1999）が断層露頭の観察結果から，8,400～3,800cal BP と報告しており，断層帯中～北部と異なる．そこで本研究では，それぞれの活動セグメントの中間に位置すると思われる馬籠峠断層北部の大桑村福根沢地区において，露頭調査およびピット掘削調査を行った．その結果，2 回の活動時期と変位量が明らかになったので報告する．

露頭，ピットの記載

調査地点は，NE-SW 走向の断層谷とその支谷との合流点付近で，谷と尾根が約 20m の右横ズレ屈曲を呈する（図 2）．支谷沿いには断層露頭がみられ，小規模な段丘を変位させている．本調査では，この段丘面上で断層を横切る 4 箇所のピットと，断層に平行な 1 箇所のピットを掘削し（南側から A～E ピットと呼ぶ），断層露頭と併せて観察を行った．

露頭および A～D ピットの壁面では，基盤の花崗岩とそれを切って堆積した段丘堆積物（砂礫層）が，断層によって変位している様子が観察された（図 3）．また，C，D ピットでは，それらを崩落性のイベント堆積物が覆っており，最新活動を示している．さらに露頭および D ピットでは，断層低下側の砂礫層中にもイベント堆積物が確認され，1 回前の活動を示している可能性が高い．

活動時期と変位量

各壁面より試料を採取し，^{14}C 年代測定を行ったところ，最新活動によって切られる堆積物中の 4 試料は，1180～650cal yrs BP（AD770～1300）という年代を示した．すなわち最新活動時期はこれらの年代以降と考えられる．本断層帯の他の地点における従来の報告と比べると，中～北部の上松断層，清内路峠断層の最新活動時期と調和的であり，これらが同じイベントだとすれば，13 世紀頃に生じた可能性が高い．しかしながら，本地域にはこの頃の大地震に関する史料は見つかっておらず，対応する歴史地震は不明である．

最新より1回前の活動を示すイベント堆積物の直下からは2290-1990cal yrs BP，直上からは 1860-1690cal yrs BP という年代が得られた（図 3）．したがってこのイベントは1900cal yrs BP 前後に発生した可能性がある．仮に最新活動を 13 世紀頃とすれば，活動間隔は 1200 年程度と比較的短い．

変位量は，鉛直方向については基盤岩の高度分布などから，段丘離水以降の累積でおよそ1.3～2.3m と見積もられる．また，段丘堆積物が断層を挟んで約 1.9m 右横ズレして分布していることが確認された（図 3）ことから，ネットスリップは約 2.3～3m と計算される．これは 2 回分の累積と考えられ，単位変位量は約 1.2～1.5 m と推定される．

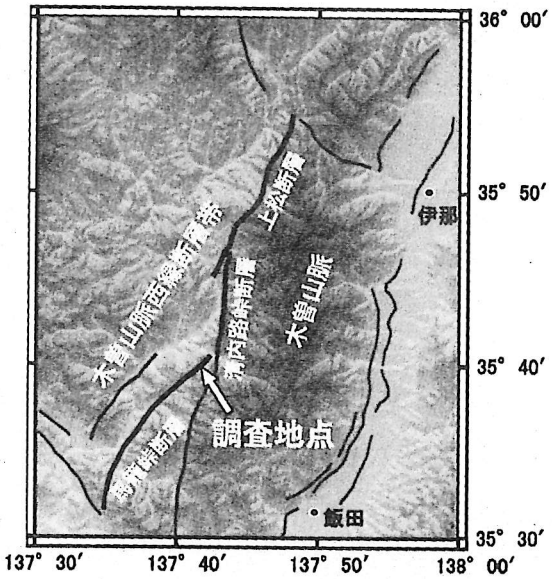


図 1　木曽山脈西縁断層帯の位置

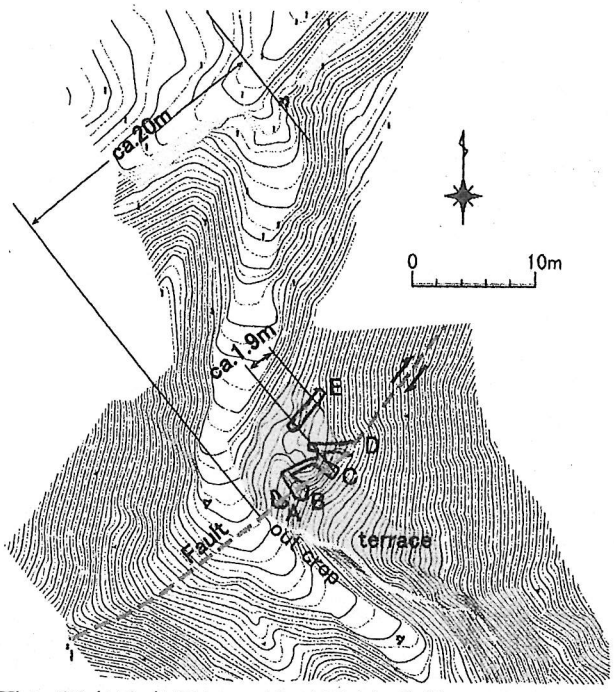


図 2 調査地点周辺の地形図（主曲線は 0.5m 間隔）

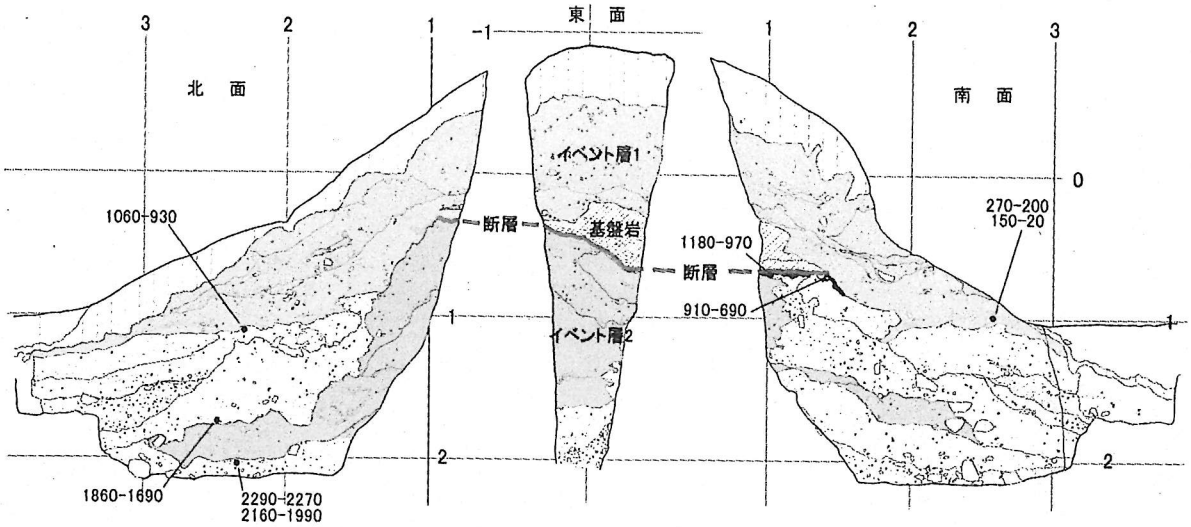


図 3　D ピットのスケッチ　図中の数値は暦年較正年代（cal yrs BP）

O-17　ボーリングコアの解析からみた桑名断層の完新世活動史

鳴橋竜太郎・須貝俊彦・山口正秋・大森博雄（東京大）・粟田泰夫（活断層研究センター）・藤原治（核燃料サイクル開発機構 東濃地科学センター）

Ryutaro NARUHASHI, Toshihiko SUGAI, Masaaki YAMAGUCHI, Hiroo OHMORI, Yasuo AWATA, and Osamu FUJIWARA : Holocene activity of the Kuwana fault reconstructed from drilling core analysis, central Japan

1. はじめに

プレート内部の内陸活断層は一般に活動間隔が長いため，大地震の繰り返しモデルの検討に必要な回数の活動記録を得ることは著しく困難である。養老断層系桑名断層は完新世に6回前後活動した可能性が指摘されている[1)]。また後氷期の海面上昇の影響下で上盤側まで地層が連続的に堆積してきた地域でもあるため，上盤・下盤の層序を詳細に対比することで，完新世における活動履歴を復元できる可能性がある。

2. 方法・結果

層序の対比には三重県桑名市汰上地区で産総研活断層研究センターによって採取されたオールコアを使用した（図 1）。各コアについて粒度分析（5～10cm 間隔）および帯磁率測定（5cm 間隔）を行った。また横山らの方法[2)]により，その電気伝導度（EC）と pH（50cm 間隔）を測定した。図 2 に No.350（上盤側）と No.200（下盤側）の分析結果を示す。堆積年代は貝・植物化石の ^{14}C 年代測定結果から推定した。

コアは沖積層（三角州）の一般的な構造との比較と EC から，約 9500 cal yBP～約 3000 cal yBP にかけてが“中部泥層”，その上位が“上部砂層”である。上部砂層，中部泥層共に No.200 の方が顕著に厚く，断層を挟んで東側が沈降傾向にあることを良く表している。EC は層相から判断される堆積環境と整合的であり，マガキの密集層の EC は概ね汽水性の値（500-1500 μS/cm）を示す。中部泥層の EC は約 9500 cal yBP からデルタフロントが接近する約 3000 cal yBP まで徐々に増加しているが，途中およそ 1000 年ごとに急激に低下する部分が認められる。これらの EC の低い堆積ユニットは地震イベントを表している可能性があり，その形成プロセスとしては，①地震動による陸域からの土砂流入，②地震性隆起に伴う水深の減少と外浜侵食による土砂の再堆積，などが推定される。

3. 今後の予定

他のコアをも含め ^{14}C 年代測定および EC の測定を増やしてコアの時間分解能を上げるとともに，詳細な地層対比を行い，水深などの堆積環境の変動を復元すると共に地震イベントの時期・数・変位量を明らかにする予定である。

1) 須貝俊彦・粟田泰夫・下川浩一（1998）平成 9 年度活断層・古地震研究調査概要報告書．地質調査所速報，no. EQ/98/1, 75-90.
2) 横山卓雄・佐藤万寿美（1987）粘土混濁水の電気伝導度による古環境の推定．地質学雑誌，93:667-679.

図2　粒度分析(平均値)による柱状図およびEC値

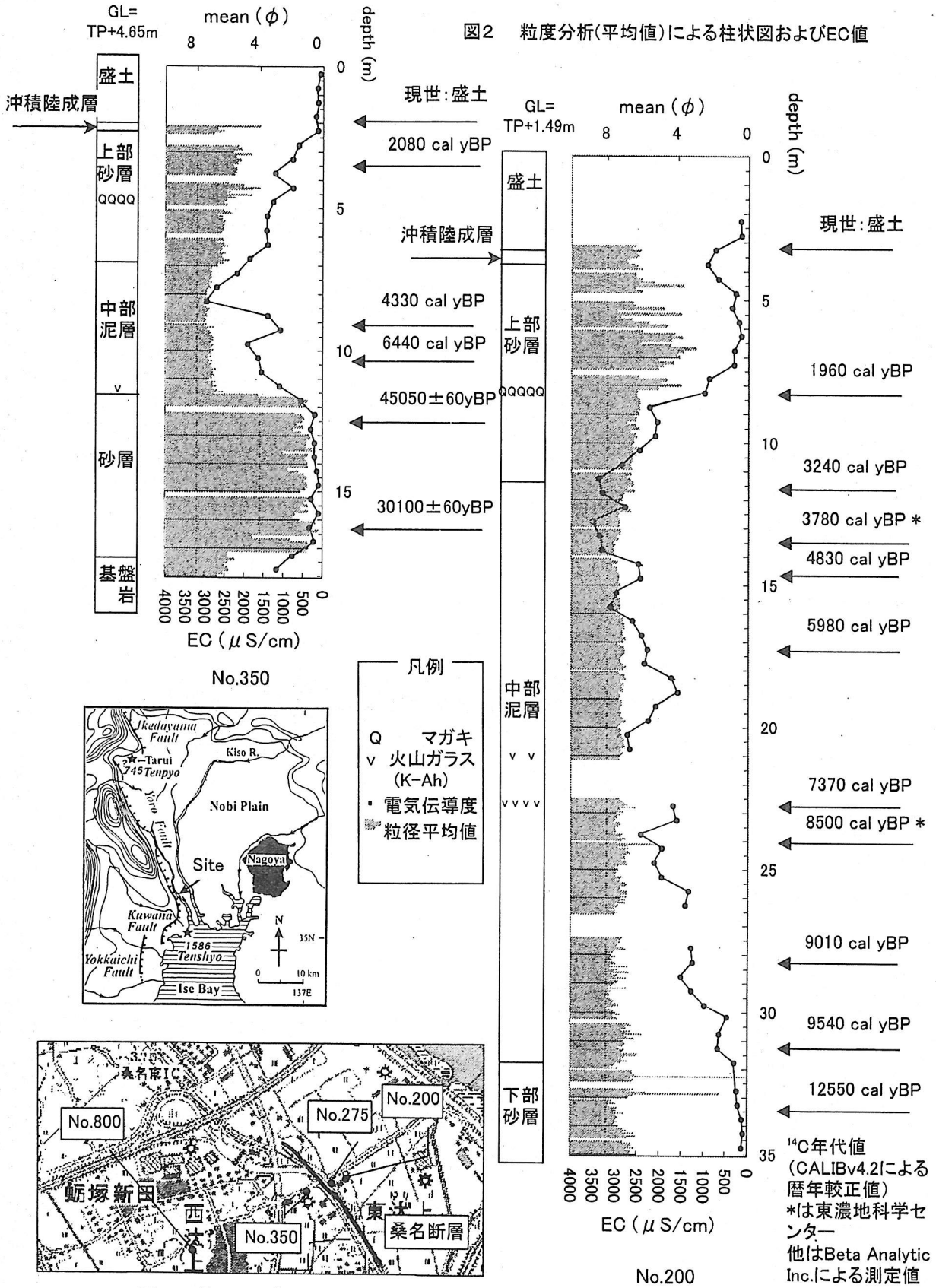


図1　ボーリングコア採取位置図

O-18

三重県北部の第四紀気候段丘

松葉　千年（桑名市）

Chitoshi Matsuba: The Quaternary climatic terraces around the Northern Mie Prefecture Japan.

養老山地西側　員弁川水系の段丘形成は山地の急激な上昇をもたらせた六甲変動以後に始まる。　東海層群最上部に基盤岩由来の巨礫がかさなる　ゆわゆる満池谷不整合が養老山地南端　多度町小山丘陵に認められ　この巨礫を基底とする堆積層を猪飼層とした。猪飼層は二つの堆積サイクルからなり　下位のFa-1層上部から多量のヒメバラモミ近似種遺体を産出した。

カラマツ・チョウセンゴヨウ・ヒメバラモミ近似種・ミツガシワ等標高千五百メートルの亜高山帯に生育する植物化石が三重県北部の標高の低い堆積層から記録されてきた。　それらの堆積層は陸上における気候変動の記録として注目されてよいと考える。

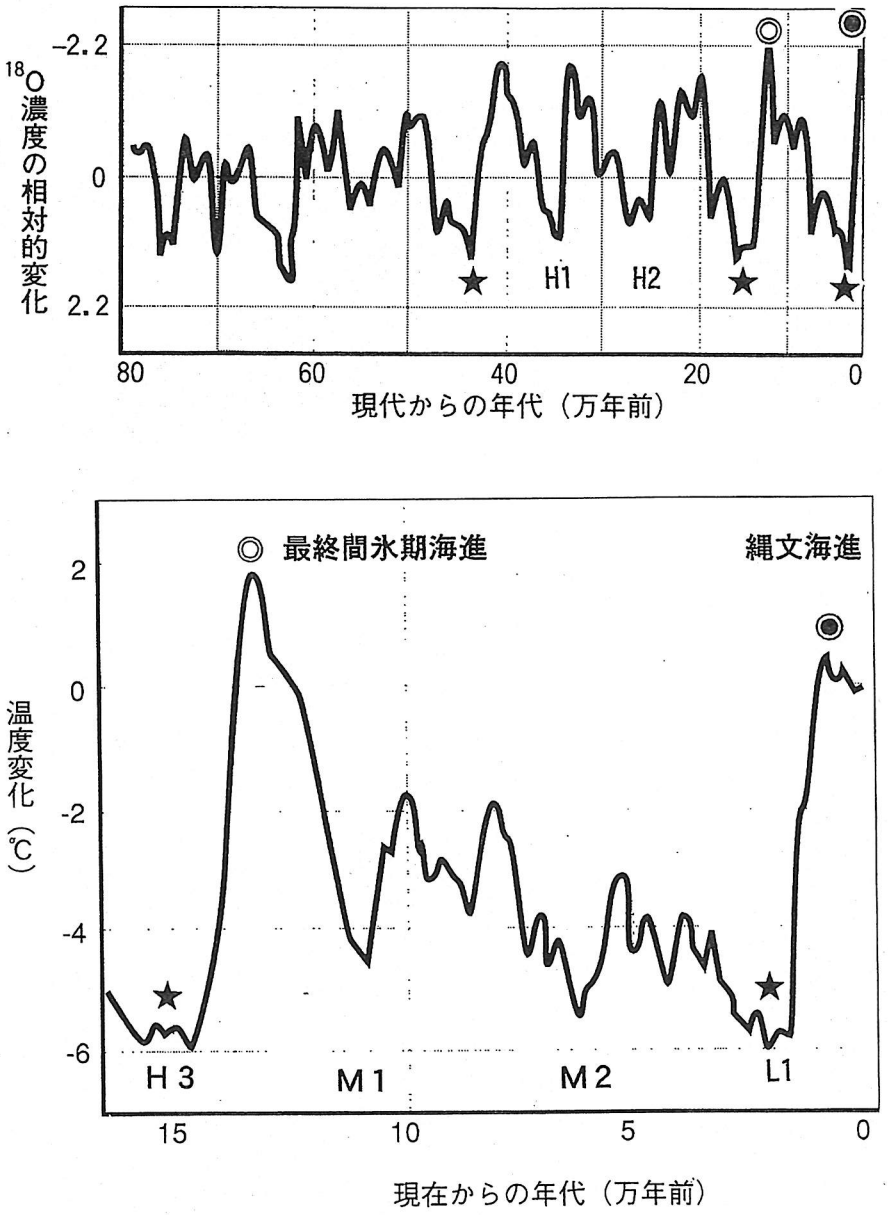
猪飼層以後桑名市付近では高位段丘 H1　H2　H3　中位段丘 M1　M2　低位段丘 L1 面が形成されている。

寒冷期植物化石産出層準と温暖な海進期堆積層準とを深海底コアおよび南極氷床コアから得られた世界規模の気候変動曲線に当てはめてみると段丘面形成期はいずれも寒冷期に対応している。

さらに濃尾平野地下の礫層も海退期の河床礫層であるといわれてきたが段丘の形成期と一致し貝塚爽平先生のモデル図（日本の地形　岩波新書）ともよく対応している。

気候変動曲線に当てはめ　段丘面形成年代を近似的に推定することも可能と考える　これは三重県北部の員弁川段丘において少なくとも可能であると考える。

層　　準	寒冷期植物化石産出地
最終氷期	藤原町長尾　　カラマツ・チョウセンゴヨウ
最終氷期	多度町大門層　カラマツ・チョウセンゴヨウ
H3　高位段丘	嘉例川礫層　　ヒメバラモミ
満池谷不整合の上位	多度町猪飼層　ヒメバラモミ近似種
ピンク火山灰下 30m	多度層下部　　ミツガシワ種子含む泥炭層
ピンク火山灰下 30m	湯の山礫層　　ヒメバラモミ近似種



南極ボストーク氷床コアから得られた新生代後期における気温の記録。

気候変動と段丘

◎ 印＝温暖な海水準上昇期

★ 印＝寒冷期植物化石産出

図は T.Graedel　P.J.Crutzen　松野他訳日経サイエンス社に加筆

O-19　中国山地，津山盆地北東部における後期更新世以降のテフラと地形発達

小倉博之（神戸女学院大・非）

OGURA Hiroyuki; Tephrostratigraphy and Gentle Slope Development in the Northeast of the Tsuyama Basin, Okayama-prefecture

岡山県津山盆地の北東方には，標高 1,240m の那岐山や 1,196m の滝山など，中国山地の山々がそびえ立つ。これらの山体の南麓には，椙山（1933）が colluvium として記載した角礫質の堆積物から構成され，急峻な山体と傾斜を異にする緩斜面が発達している。また，下って盆地部には，河合（1957）が日本原層と一括して呼んだ河成砂礫層からなる台地が広く分布してする。

本研究では，空中写真判読と現地調査によって地形分類をおこない（図1），山麓の緩斜面上，緩斜面構成物中，および台地面上から見出た6種のテフラについて，層位，岩石記載的特徴，含有する強磁性鉱物の熱磁気特性などを検討し，広域テフラとの対比をお

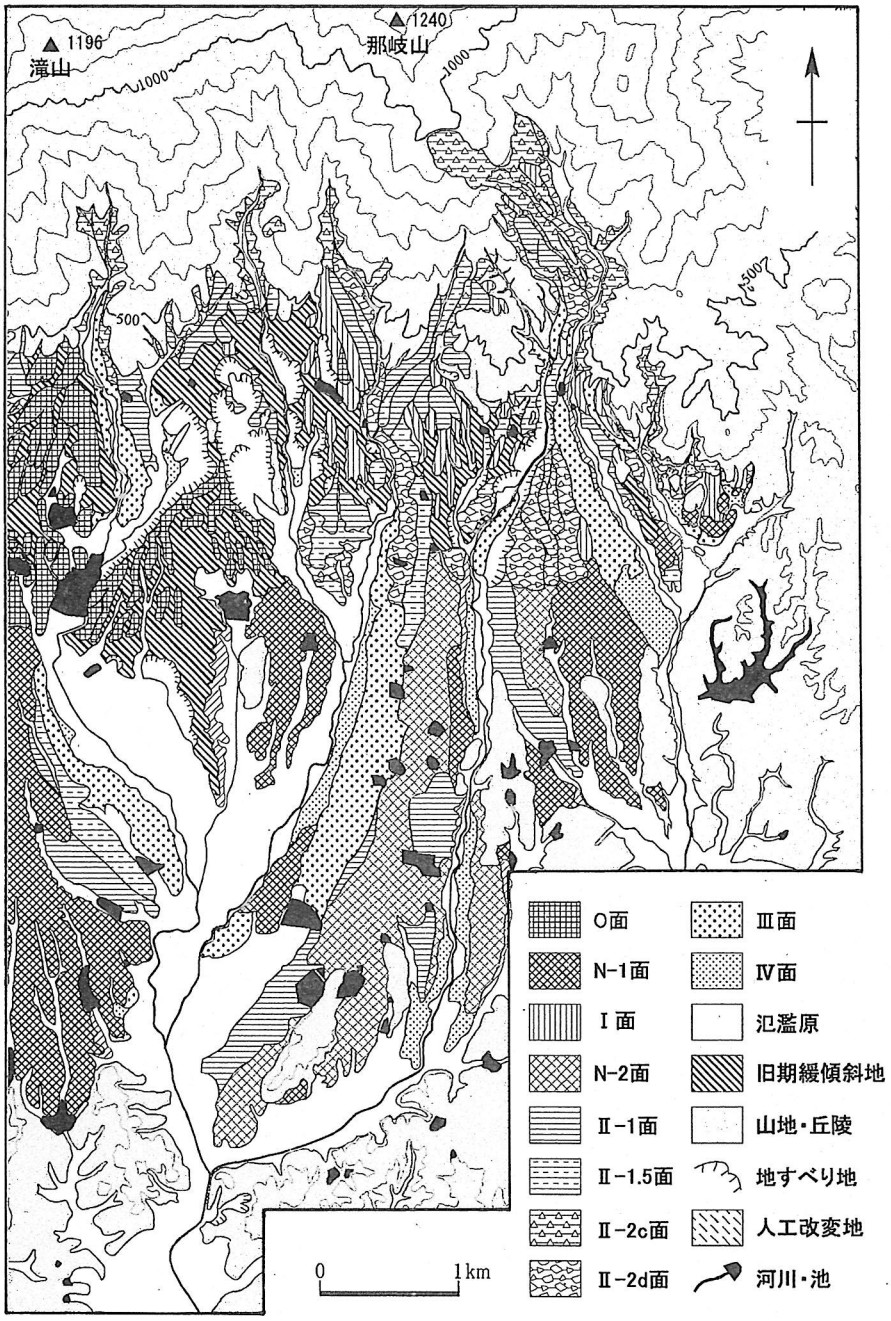


図 1　津山盆地北東部の地形分類図

こなった。

本地域の緩斜面は，地形的な上下関係，開析の程度，構成物の層相・風化状態，テフラとの関係により，形成期，形成機構の異なる複数の斜面から構成されていると言える。それらは古いものから，丘陵化した旧期緩斜地，O面～Ⅳ面，現世氾濫原に区分できる。なお，Ⅰ面とⅡ-2d面構成層間に挟在する堆積間隙を示す細粒物からは，アカガシ亜属の花粉が高率で出現する。なお，那岐山から山形仙にかけての南麓には，東北東-西南西の走行をもつ那岐山断層（辻村，1929）が推定され，活動度はB級とされている（活断層研究会，1991）が，活断層が推定される位置での地形面変位は認められない。

地形面を構成する堆積物とテフラの関係を図2に示し，形成期の詳細が明らかになった，成松川テフラ降灰以降の堆積物について述べる。堆積の中心的な場所に関して，最終間氷期の最温暖期頃は盆地部であったものが，その後，山麓地域に移り，AT降灰の頃には山麓および山腹地域が堆積の中心となっている。一方，約1万年前以降は，山麓地域から盆地部に移っている。

以上のように，本研究では，主としてテフラを用いて，中国山地内陸部の盆地と周辺山麓の地形面構成物の堆積期を明らかにでき，堆積には古気候の変化が大きく関与していると結論できる。

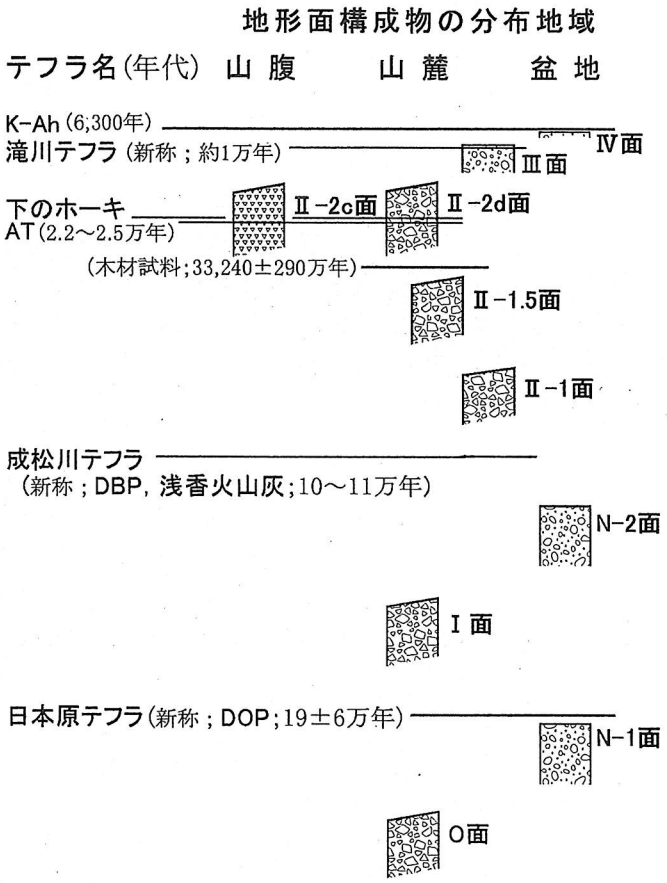


図2　地形面構成物とテフラの関係

テフラの名称と年代値は，木村ほか(1999)，町田・新井(1992)，岡田(1996)，大阪市文化財協会(1998)などによる。

O-20　チャオプラヤデルタの表層地質と地形発達

海津正倫（名古屋大学）・Sin SINSAKUL・Suwat TIYAPAIRACH・Niran CHAIMANEE（タイ国鉱物資源局）・川瀬久美子（愛媛大学）

Masatomo UMITSU, Sin SINSAKUL, Suwat TIYAPAIRACH, Niran CHAIMANEE and Kumiko KAWASE: Sediments and landform evolution of the Chao Phraya delta, Thailand.

はじめに

タイ中央部に広がるチャオプラヤデルタについて，完新世における海水準変動・地形発達過程を明らかにした．本報告では，とくにチャオプラヤデルタの表層堆積物の特色を明らかにし，完新世後半における地形変化とそれにかかわる環境変化について検討した．本地域における地形の把握にあたっては，5万分1のスケールの地形図，空中写真，衛星画像（JERS-1）のデータを用いて地形分類図を作成し，現地調査を行った．また，約30地点においてハンドオーガーによる掘削調査を行い，堆積物の年代および堆積環境を把握した．なお，海水準変動復原のための年代試料は，地盤沈下の影響を避けるため，主として低地の縁辺部において採取した．

地形・地質

チャオプラヤデルタの地形は北部の氾濫原，中央部のデルタ性沖積地，南部の潮汐平野に区分され，平野の西部には主として上部更新統からなる広大な扇状地が広がるほか，その東縁部には完新世後期に作られた小規模な扇状地が発達する．平野の中央部に広がるデルタ性沖積地の地形は，西部と東部とで大きく異なる．前者においては数多くの蛇行する河川沿いに顕著な自然堤防が発達するのに対し，後者においては一部に小規模な自然堤防がみられるものの，地表面はほとんど全域がきわめて平坦であり，屈曲する多数の水路跡がみられる．

本地域における完新統は，上部更新統をおおって堆積するシルト・粘土層や泥炭層などよりなり，下位から基底泥炭層，海成粘土層，干潟堆積物，氾濫原堆積物の4つのユニットに区分される．このうち，基底泥炭層は沖積層の基底に発達するもののほか、低地縁辺部においても現海水準あるいはそれより若干高い位置にマングローブ泥炭と考えられるものが認められ，それらの年代は7000-8000 cal. yrsBP（6000～7000 yrsBP）の値を示している．

海成粘土層は基底泥炭層あるいは更新統の堆積物をおおって堆積し，極めて軟弱で無層理な灰色あるいは緑灰色の粘土層よりなる．層厚は平野中央部において20 mに達する地点もあるが，多くの地点では5～10 m程度であり，平野縁辺部に向けて層厚を減じる．海成粘土層上には干潟堆積物が発達し，それをおおって氾濫原堆積物が堆積する．干潟堆積物は層厚数メートル以下のシルト層によって構成され，多くの場合，数多くの砂の薄層がみられ，植物片あるいは貝化石が混入することも多い．最上部の陸成堆積物は、褐色～赤褐色をおびた灰色のシルトあるいはシルト質粘土層から成る．層厚は低地の北部において2～3 m程度，中部から南部で1～2 m程度であり，臨海部の潮汐平野の部分ではほとんど堆積していない．

^{14}C年代値と海水準変動

過去の海水準を示すと考えられるマングローブ泥炭層および過去の干潟堆積物より年代測定試料を採取し，名古屋大学のタンデトロン加速器を用いて放射性炭素による年代測定を行った．得られた年代値と堆積物の産出高度をダイヤグラム上にプロットして本地域の相対的海水準変動を推定した（Fig. 3）その結果，約7000 cal. yrBP頃における+2 m程度の海水

準への急激な海面上昇と，その後の約 4500 cal. yrBP 頃の一時的な海退，3500 cal. yrBP 頃の再海進の傾向が読みとれる．

海岸線および地形の変化

完新世中期の内湾最拡大期における海岸線は現在の海岸線から約 80 km 内陸の Ayutthaya 付近にまで達したことがすでにいくつかの研究によって明らかにされている．本研究によって明らかにされた当時の海岸域における完新世堆積物の層厚は 1～2 m程度であり，更新世堆積物をおおう基底泥炭層と干潟堆積物，表層の河成堆積物からなる．この泥炭層はマングローブ泥炭と判断され，その分布は当時のマングローブ林の分布を示唆している．

一方，平野中央部では海成粘土層をおおって干潟堆積物が広く分布しており，海進高頂期以降の平野の拡大は海岸線の後退に伴って潮汐平野が南へ向けて形成される形で進行したと考えられる．約 3000 年前頃には北側からの Chao Phraya 川および西側からの Mae Khlong 川による埋積が進行したと考えられるが，低地の南西部に発達する浜堤構成層中の貝化石の年代が約 3700 cal. yrBP (3400 yrBP) であることから，平野南西部では海岸線の後退および干潟の拡大はあまり顕著でなかったと推定される．

また，氾濫原の拡大によって形成されたデルタ中央部のデルタ性沖積地では，干潟堆積物が広く分布するものの，それをおおう微地形の特徴が西部と東部とでは大きく異なっている．このような違いは完新世後半のチャオプラヤデルタの地形発達が，基本的には潮汐平野の海側への拡大という形で進行するものの，西部では河川の堆積作用が卓越し，東部では潮汐平野の離水後の地形変化があまり大きくなかったという違いに起因すると考えられ，平野の中央部を南流するチャオプラヤ川の延長と自然堤防の発達が，平野の東西における堆積場の違いを形成し，後背地の違いがそれぞれにおける地形形成の違いを導いたと考えられる．

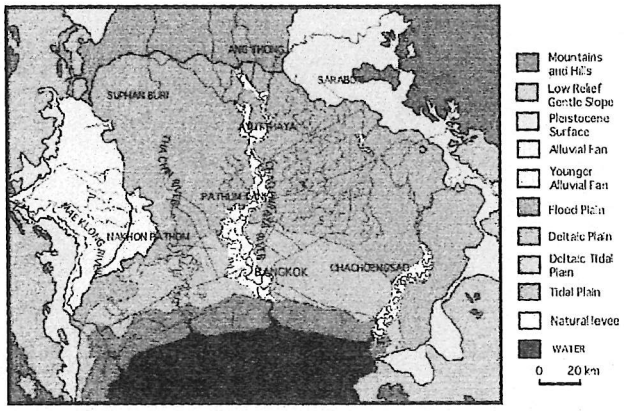


Fig. 1 Landforms of the Chao Phraya delta

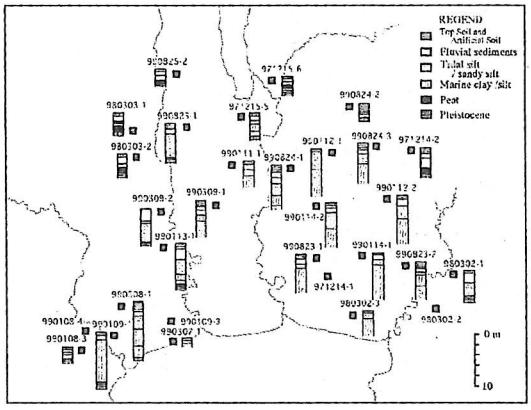


Fig.2 Location of drilling sites

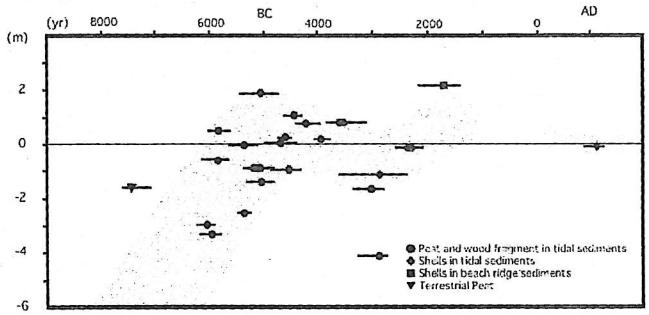


Fig. 3 Holocene sea-level records in the delta

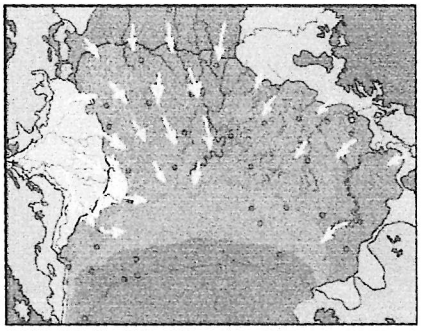


Fig.4 Paleogeographical map in 3000- 2000 yrsBP

O-21　フィリピン・サマール島における完新世中期の高海面期

前田保夫(姫路工大)，フェルナンド シリンガン，
ロス バーディン（フィリピン大）

Yasuo MAEDA, Fernando P. SIRINGAN, Rose D. BERDIN: Record of Holocene sea-level highstands in Samar Island, Philippines

フィリピン群島中部の太平洋岸に位置するサマール島には完新世に形成された２段の隆起潮汐ノッチが発達する。低位の潮汐ノッチ（H2)の連続性はきわめて良好で、ほぼサマール島全域にわたって認められる．隆起したノッチフロアーやマイクロアトールのサンゴ化石の放射性炭素年代は7.3~6.6 cal BPを示し、最終氷期末から継続していた海面上昇が、ほぼ7.3千年前にはほぼ現在の海面高度に達し、その後の約２千年間の停滞期にH2ノッチが形成されたものと推定している．

高位の潮汐ノッチ（H1)は新第三紀に形成された堅硬な石灰岩の露出する海岸や、波食作用の弱い石灰岩洞窟（鍾乳洞）内で観察されるケースが多く、ノッチの高さ、奥行きはともに１ｍ前後で規模は小さい．更新世後期に形成されたサンゴ礁石灰岩地帯では風化・浸食の進行が早く、規模の小さいH1ノッチは消滅しているようである．これまで３地点の石灰岩洞窟や島影に残ったノッチからカキ化石を採集して、放射性炭素法による年代測定を試みた．その結果、H1ノッチは5.5~4.2 cal BPに形成されたことが明らかになった．

サマール島南西部のレイテ湾に面するTinabonan海岸にはH1とH2との高度と化石の産出状況が1地点で観察できる模式地があり、その地点における観察内容を右ページに示した．

H1の高度分布は3.8~2.7m, H2は2.1~0.6mの範囲にあり、東海岸の太平洋岸では高く、西海岸のサマール海、レイテ湾側では低く、東から西へゆるく傾動している．これは太平洋岸ではフィリピン海溝に沈み込むフィリピン海プレートの影響を受け、西海岸では左横ずれのフィリピン断層の影響による地殻変動のあらわれと想定できる．このような地質環境にあるために、高海面期の海面高度を決定することは難しい．

なお、年代測定値に裏付けられた高位のH1ノッチはSamar島のほかにもPalawan島、Bohol島やIlocos SurのAmbucaoでも確認されており、ノッチだけならばフィリピン群島各地に多く点在する．

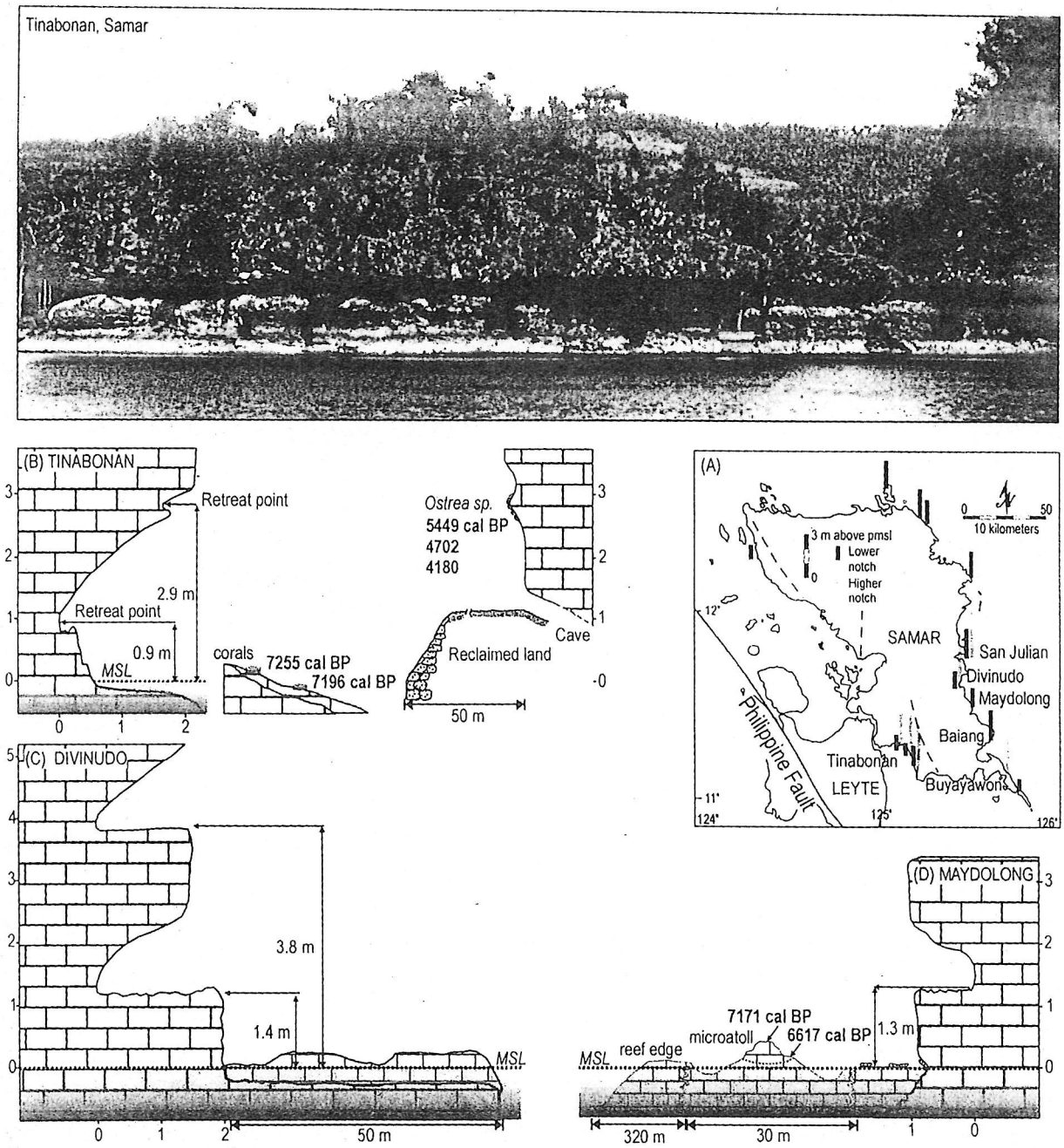

Tinabonan, Samar
(B) TINABONAN
Retreat point
2.9 m
Retreat point
0.9 m
MSL
corals
7255 cal BP
7196 cal BP
Ostrea sp.
5449 cal BP
4702
4180
Cave
Reclaimed land
50 m
(A)
0 50
10 kilometers
3 m above pmsl
Lower notch
Higher notch
SAMAR
San Julian
Divinudo
Maydolong
Baiang
Tinabonan
LEYTE
Buyayawong
Philippine Fault
(C) DIVINUDO
3.8 m
1.4 m
MSL
50 m
(D) MAYDOLONG
7171 cal BP
microatoll
6617 cal BP
1.3 m
reef edge
MSL
320 m
30 m

Figure 7

O-22　北海道における最終氷期以降の永久凍土の層厚変化の推定

藤原　治（ｻｲｸﾙ機構東濃地科学ｾﾝﾀｰ）・福田正己（北大低温研）・末吉哲雄（東大理学：現スイス連邦工科大学）・五十嵐八枝子（ｱｰｽｻｲｴﾝｽ）

Fujiwara, O., Fukuda, M, Sueyoshi, T. and Igarashi, Y.; Numerical simulation on the variation of permafrost thickness in Hokkaido since the Last Glacial Period.

はじめに：永久凍土が最終氷期には北海道の北・東部の広範囲に存在したことは地形・地質の情報から明らかであるが，その厚さがどの程度であったかは不明である．不透水性の永久凍土は，地下水の流動状態などを変化させると考えられ，過去の永久凍土の層厚分布は，将来到来するであろう氷期における地下環境を予測する上で重要な情報である．ここでは,最終氷期以降の永久凍土の層厚の変遷をコンピュータシミュレーションで復元した．

解析条件：永久凍土は複数年にわたり温度が氷点を越えない地層として，地中の温度分布からその厚さを計算できる．これは地表面温度を境界条件として与え，その結果生じる地層中の熱の流れを解く熱伝導の計算である．計算プログラムは斎藤(1986)による時空間多点前進差分（MAB）法を改良し，永久凍土の形成・融解過程の正確な再現機能が検証された「Paleo-Permafrost」を用いた．感度解析に考慮したパラメータは，潜熱，土質による熱伝導率の違い(最大５層)，積雪による断熱効果，地殻熱流量(現在の値 50[mW/m^2]で一定)，土壌水分（10％で一定）である．解析地域は，剣淵盆地，天塩平野（道北），富良野盆地（道央），石狩平野（道西），黒松内低地（道南），十勝平野（道東）の６地域である．解析期間は，最終氷期最寒冷期（約２万年前）を挟む過去３万年間で，気温低下に伴う永久凍土の成長と，その後の気温上昇に伴う永久凍土の融解過程を解析した．

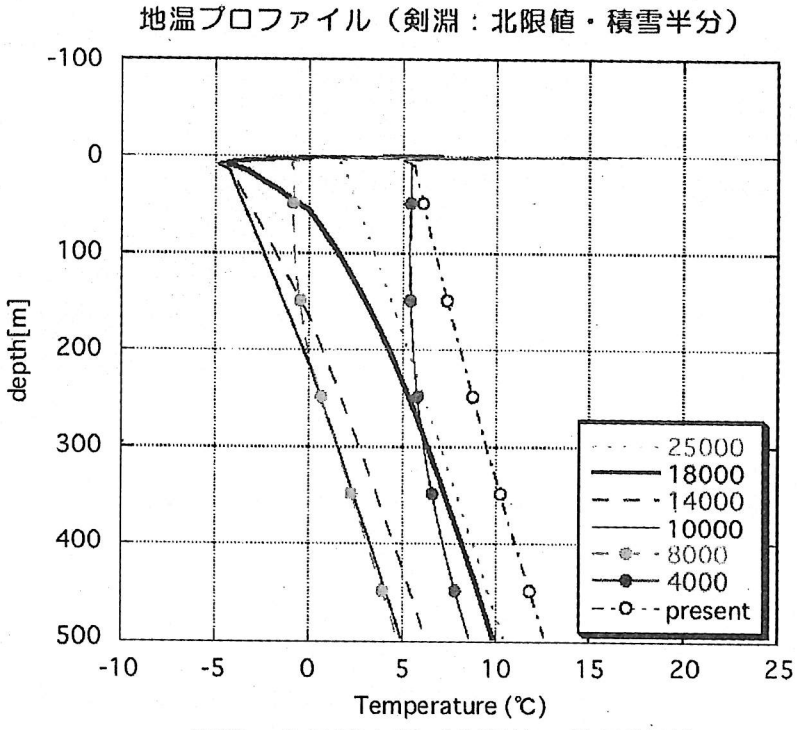
解析手順：１）各地域の年平均気温の最高値と最低値を，花粉分析結果から 5000 年～2000 年間隔で推定（天塩平野は剣淵盆地の値を代入）．２）文献調査で求めた各土質の代表的な熱伝導率を各地の地質断面に当てはめ，地下の熱伝導率の分布図を作成．３）積雪深は現在の北海道の値を最大値とし，その 50％，さらに極端な例として積雪ゼロの場合も想定(氷期の降水量低下を見込んだため)．４）空間差分は１ｍ，時間差分は１日として計算．

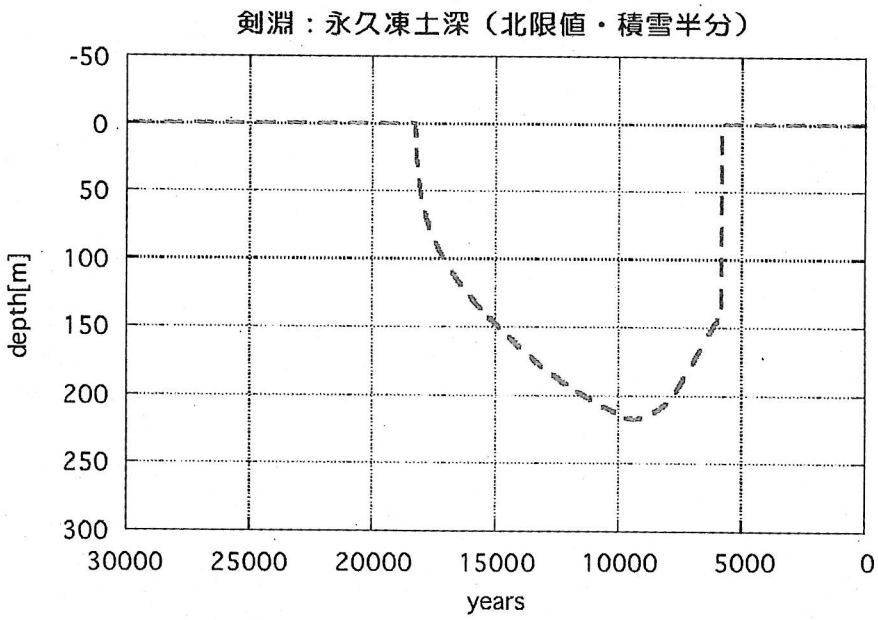
解析結果と考察:厚い永久凍土が形成されるのは剣淵，富良野，十勝で，剣淵の解析結果の一例を図１に示す．これは，年平均気温は想定される最低値（18ka で-5.3℃），積雪は現在の半分(1.5m)の場合で，永久凍土の最大層厚は 200m 程度と想定される．地層中の熱伝導に時間を要するため,気温の変化に遅れて凍土の層厚が変化する.積雪が現在の半分(1m)，気温が最低値（18ka で-5.3℃）の場合，富良野と十勝の永久凍土の厚さはそれぞれ 80m と 130m である。熱伝導率の低い泥炭や粘土層の互層が厚く（約 40m）発達する富良野盆地では，気温条件が剣淵盆地とほぼ同じにも関わらず永久凍土の発達が顕著に悪い．また，気温条件を上記と同じにして積雪深を現在と同じとすると，剣淵（3m）では永久凍土は殆ど形成されないが，富良野（2m）と十勝（2m）ではそれぞれ約 70m，130m の厚さの永久凍土が形成される。このように永久凍土の層厚は，積雪条件に敏感に反応する。

年平均気温が 0℃を下回ることが殆どない道央から道南にかけては，厚い永久凍土は発達しない．過去に永久凍土が地下深くまで形成されたか否かは，解析の境界条件の微妙な違いによって結論が異なるが，現在，高山の一部を除き永久凍土が見られないこと（仲山，1995）を考慮すると，道央・道南で連続的永久凍土が存在したとは考え難い．これらの地

域は，最終氷期（特にその極相期）には永久凍土帯に含まれるか否かの境界付近にあったと考えられる．この結果は，化石凍結割れ目のサイズや分布から復元された北海道における最終氷期の永久凍土の分布状況（三浦・平川，1995）と整合的である．

<u>今後の課題</u>：氷期の北海道では北部を中心に厚い（200m 程度）の永久凍土が形成される可能性が高いので，それによる地下環境への影響を検討する必要がある．そのために，凍結・融解の繰り返しによる透水性や圧縮強度など地層の物性の変化や，変化のプロセスなどについて実験データを取得する．





O-23　岩石記載・古地磁気層序・広域対比にもとづく八甲田カルデラ起源火砕流堆積物群の層序・年代に関する再検討

鈴木毅彦（東京都立大）・植木岳雪（東京都立大　学振特別研究員）

Takehiko SUZUKI and Takeyuki UEKI: Age and stratigraphy of pyroclastic flow deposits erupted from the Hakkoda caldera, northeast Japan

はじめに

東北北部に位置する八甲田カルデラ起源の大規模火砕流堆積物は，村岡・高倉(1988)により八甲田第1期火砕流堆積物(本稿ではHkd1と呼ぶ，以下同様)と八甲田第2期火砕流堆積物(Hkd2)の2枚が識別され，それぞれの噴出年代が0.65Ma，0.40Maとされた．その後も様々な研究により，同カルデラ起源の火砕流堆積物に関する層序・年代が検討された．佐々木ほか(1998)は従来のHkd1を2つに細分し，下位を八甲田第0期火砕流堆積物(Hkd0)と呼んだ．また両火砕流堆積物の間に含まれる黒雲母含有降下テフラの放射年代値を求め，Hkd0が約0.8Maより古くなる可能性を指摘した．一方，鈴木ほか(2001)はHkd1に伴うco-ignimbrite a shを各地に追跡し，房総半島上総層群国本層中のKu1，大阪層群中の今熊Iなどを Hkd1に続く広域テフラ(Hkd-Ku）として認定した．Hkd-Kuが各地でB/M境界(780ka)のやや上位に位置することや，上総層群における酸素同位体層序での層位(同位体ステージ19.1-18.4)から，降下年代を約760kaと考えた．以上の様に八甲田カルデラを起源とする大規模火砕流堆積物の層序・年代については詳細な知見が得られつつある．本報告では八甲田カルデラ周辺に分布する各火砕流堆積物の岩石記載学的特徴や古地磁気学的データを示し，火砕流堆積物群の層序・年代に関する再検討結果を提示する．

層序の概要

現在までのところ奥入瀬川・黄瀬川流域にHkd2を含めて計4枚の火砕流堆積物が認められる．上位3枚は佐々木ほか(1998)のHkd2～Hkd0に対応する．最下位の火砕流堆積物はここでは黄瀬川火砕流堆積物と呼ぶことにする．

諸特性からみたこれら火砕流堆積物の識別

Hkd1とHkd2の類似性については古くから指摘されていたが，村岡・高倉(1988)や佐々木ほか(1998)は斜方輝石，斜長石などの化学組成をもとにこれらを識別した．今回これら4火砕流堆積物は斜方輝石の最大屈折率からも識別が可能であることが確かめられた(表)．また火山ガラスの化学組成・屈折率・形状・色調も識別に役立つことがわかった．

各火砕流の噴出年代と古地磁気学的特性

Hkd1に対比可能なKu1がB/M境界のやや上位に位置することから，Hkd1は正帯磁であり，その下位にB/M境界が存在することが予想できる．これを確かめるため火砕流堆積物群に対し古地磁気学的検討を行なった．詳しくは植木・鈴木(2002；本要旨集)に詳しく示すが，Hkd2，Hkd1は正帯磁で，Hkd0及びその下位の黄瀬川火砕流堆積物は逆帯磁である．Hkd1の年代よりHkd2，Hkd1の正帯磁はブルーン正クロンを示すと判断できる．また野外での観察からHkd1とHkd0の間には大きな時間間隙はないと判断されるので，逆帯磁のHkd0の磁気獲得は松山クロンであると考えられ，B/M境界は両火砕流堆積物の間となる．

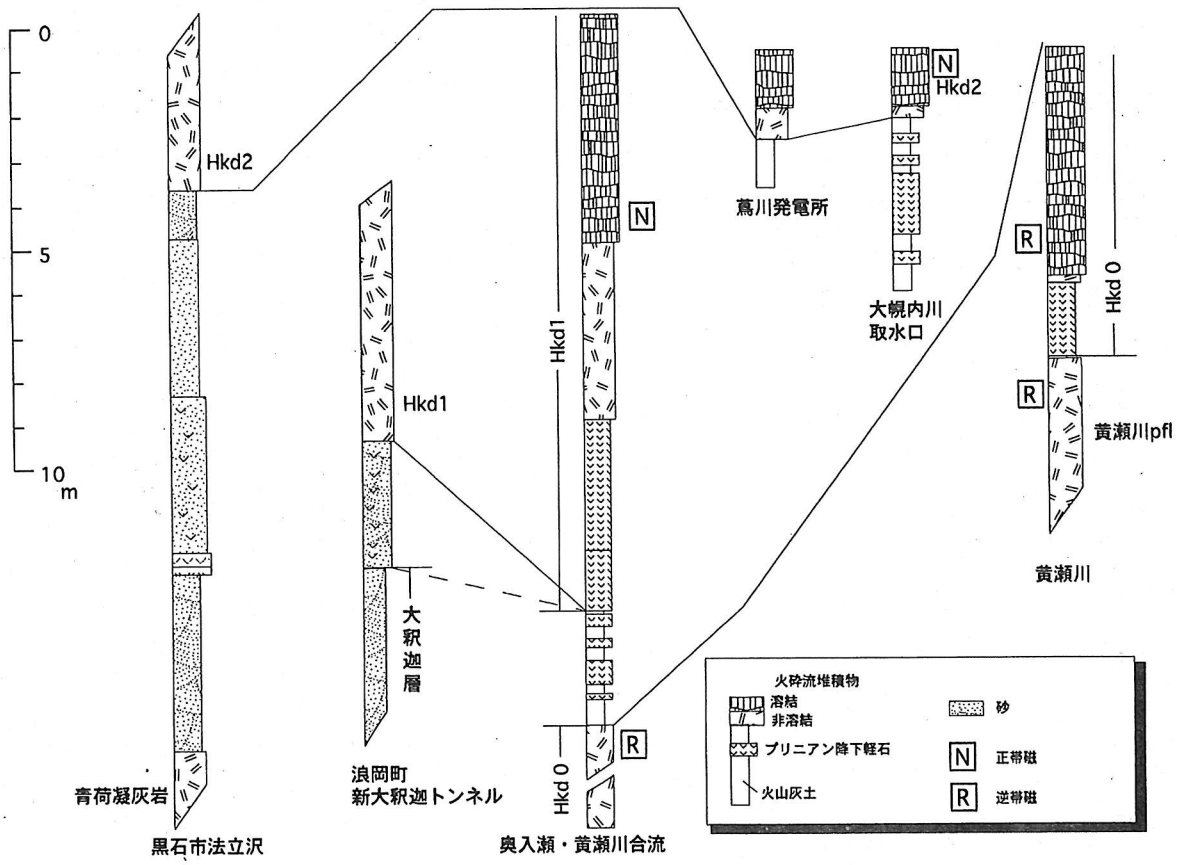


図　八甲田カルデラ周辺に分布する火砕流堆積物とその対比

表 八甲田火砕流堆積物群の特性

テフラ名	地　点	粒子構成		屈折率	
		火山ガラス	斑晶鉱物組合	火山ガラス(n)	斜方輝石(γ)
Hkd 2 (pfl)	大幌内川取水口	消失	opx, mt≧cpx,il>ho	消失	1.709-1.718
Hkd 2 (pfl)	黒石市法立沢	pm>bw;br-cl	oox, cpx, mt>>ho, il	1.499-1.503	1.709-1.713
Hkd 1 (pfl)	奥入瀬・黄瀬川合流	bw≧pm;cl	opx≧mt,cpx	1.499-1.502	1.715-1.720
Hkd 1 (pfl)	浪岡町大釈迦トンネル	bw≧pm	opx, mt≧cpx	1.501-1.503	1.713-1.721
Hkd 0 (pfl)	奥入瀬・黄瀬川合流	bw>pm;br-cl	opx, mt>cpx	1.499-1.502	1.716-1.724
Hkd 0 (pfl)	黄瀬川	bw,pm;br	opx, mt	1.500-1.506	1.717-1.724
Hkd 0 (pfa)	黄瀬川	pm;cl((br))	opx, mt>cpx	1.502-1.503	1.718-1.723
黄瀬川pfl	黄瀬川	bw≧pm;cl((br))	opx, mt>=cpx	1.500-1.505	1.711-1.718

(pfl) : 火砕流堆積物，(pfa) : 降下軽石堆積物
pm: 軽石型火山ガラス，bw: バブル型火山ガラス，cl: 透明，br: 褐色
opx: 斜方輝石，cpx: 単斜輝石，ho: ホルンブレンド，mt: チタン磁鉄鉱，il: イルメナイト

O-24　福島県矢の原湿原における最終間氷期以降の風成塵堆積

蓑輪貴治（大阪市大）・成瀬敏郎（兵庫教育大）
・叶内敦子（明治大）・豊田新（岡山理科大）

Takaharu MINOWA, Toshiro NARUSE, Atsuko KANAUTI and Shin TOYODA : Eolian dust deposition since the last Interglacial period in Yanohara moor, Fukushima Prefecture, North-eastern Japan.

1. はじめに

日本における風成塵研究は，1980年代から本格化し，風成塵の同定する手法として，石英の酸素同位対比（井上・溝田 1988），TL法（鴈澤ほか，1995），ESR分析（成瀬 1997）などがあり、古気候・古風系の復元が試みられてきた。

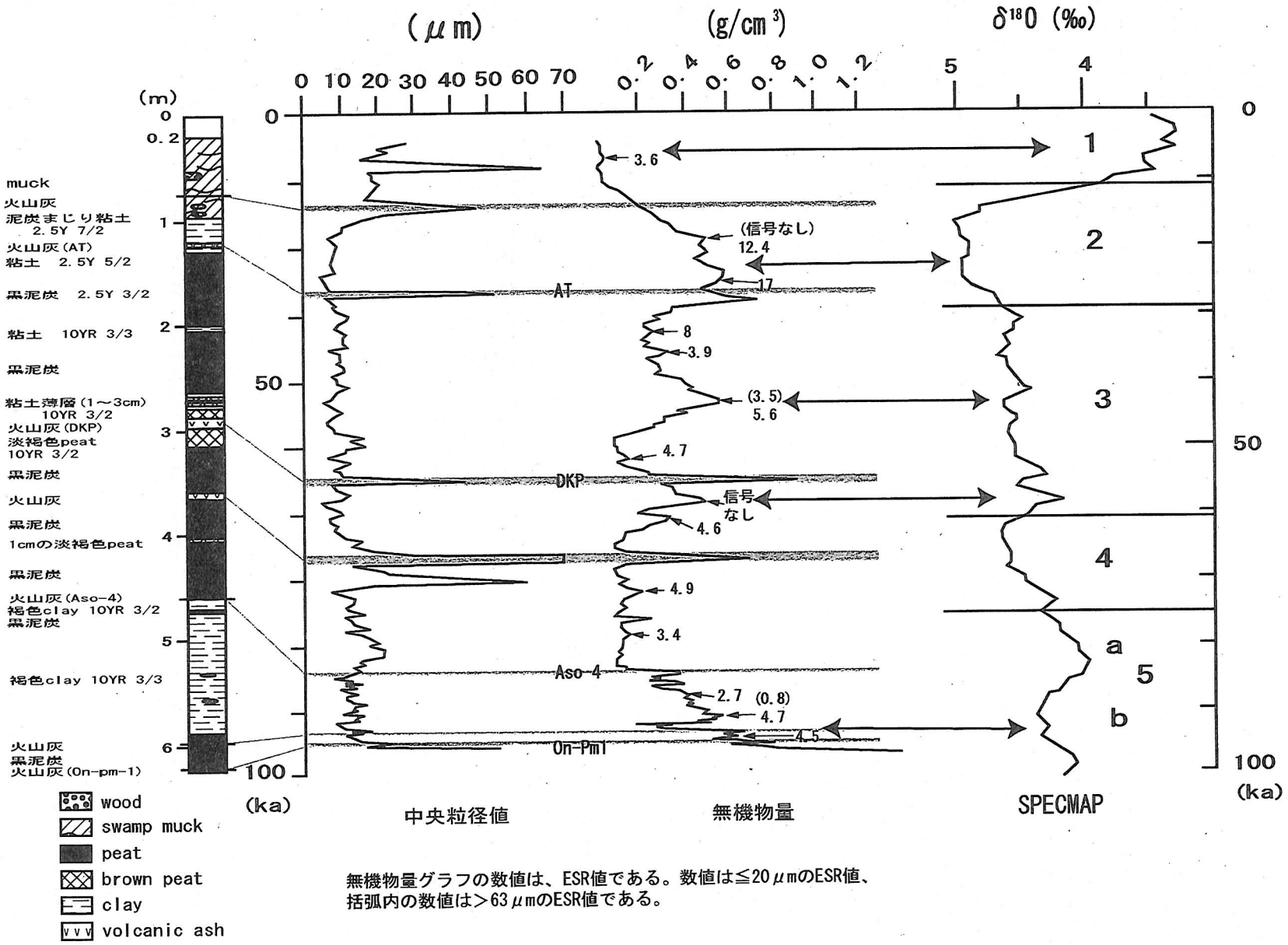
今回の研究では、ESR分析による報告がされていない東北地方の気候変動を調べるために福島県大沼郡昭和村にある矢の原湿原のボーリングコアを採取した（東経139° 36' 北緯 37° 18'）。同地区の研究としては花粉化石分析（叶内，1988）がなされている。

2. 分析

約6mのコアを3cmごとに切り、187個のサンプルを得た。各サンプルを20%の過酸化水素水で有機物を取り除き、2Nの塩酸で炭酸塩を除去し、2Mの炭酸ナトリウム水溶液を用いて、85℃で5時間煮沸してプラントオパールや珪藻などの植物珪酸体を溶解して取り除き、水洗を繰り返した後乾燥させて無機物堆積量とした。粒度組成を見るために篩法とレーザー粒度分析法と用いヒストグラムの作成と中央粒径値を測定した。20μm以下を風成塵と仮定して、沈降法で取り出し、6Nの塩酸で煮沸処理し、水洗後、乾燥させてX線回折用試料とESR分析用試料に二等分した。X線回折は、取り出した20μm以下の無機物内の石英%を算出するために行った。

3. 結果と考察

矢の原湿原においての気候変動のタイプは大きく3つ見られた。1つ目は、MIS5とMIS3・MIS1の時期で、流れ込みが多く風成塵の飛来は少なかったことから、温暖で多雨な時期であったと考えられる。2つ目はMIS4の時期で、風成塵の飛来は多かったが細粒ソリフラクション物質が顕著であったことから、寒冷で周氷河作用に支配された環境であったと考えられる。3つ目はMIS2の時期で、<20μmはほとんどが風成塵と考えられ、現地性物質が少なく、最終氷期の中でも最も寒冷で乾燥していたことが考えられる。



無機物量グラフの数値は、ESR値である。数値は≦20μmのESR値、括弧内の数値は＞63μmのESR値である。

O-25　東海地震津波によって形成された津波堆積物の構成とその堆積相

岡橋久世（大阪市立大学）・秋元和實（熊本大学）・三田村宗樹・
吉川周作（大阪市立大学）

Hisayo Okahashi, Kazumi Akimoto, Muneki Mitamura, Shusaku Yoshikawa ; Compositions and sedimentary facies of tsunami deposits caused by large tsunami linking Tokai Earthquake.

過去の地震履歴を研究する分野としては，歴史古文書を用いる古地震研究，堆積物中の地震痕を研究する地震考古学などがある．特に駿河・南海トラフで発生する南海・東海巨大地震はその活動履歴と周期性が詳細に研究されている．一方，津波堆積物研究は国内外で近年盛んに研究が行われているが，巨大地震の周期性が詳細に判明している地域での研究例は少なく，また堆積相やその構成について詳細に検討している研究例も少ないといえる．

本研究では，歴史津波被害が報告されている三重県鳥羽市相差町の沿岸低湿地 2 地点および周辺の池の合計 3 地点で定方位柱状試料を採取し，津波堆積物の可能性があるイベント堆積物について，岩相観察・粒度分析・有孔虫化石群集・古地磁気測定・帯磁率測定を行った．その結果を基に津波堆積物の構成について詳しく検討を行った．

・岩相

3 地点で採取したコアは岩相が非常に類似しており，定常的に湿地で堆積したと見られる有機質シルトを主体とし，層厚数 mm～10 数 cm の砂層を 10 数枚狭在する．これらの砂層は基底に侵食面を持ち，有機質シルト層から突然の堆積相の変化として認められる．貝化石や有孔虫化石を含むものも見られる．これらの砂層のうち 11 枚は側方に連続性が良く，湿地で採取した複数本のコアについては，岩相と層位関係に基づき対比を行った（OS-1～OS-12）．また，3 地点間のコアは岩相と層位関係，帯磁率測定及び古地磁気測定結果から，同一期間に堆積し，砂層は対比可能であることがわかった．

・有孔虫化石群集

3 地点間で対比を行った砂層のうち有孔虫化石を含む砂層は 5 枚確認できた（OS-1，2，6，8，9）．いずれのコアも OS-8，9 層付近で最も有孔虫化石を多

産する．また，湿地のコアについて産出有孔虫種の同定を行った結果，各砂層では産出する個体数には違いがあるが，産出種数には大きな違いがなかった．確認できた種のほとんどは現在の海岸表層砂に含まれる有孔虫化石群集と同じ，生息深度を水深 0～50m にもつ種であった．しかし全ての砂層から，生息深度を 50～100m にもつ種が確認できた．これらのような深い生息深度を持つ種は現在の海岸表層砂では確認できず，種構成の違いが認められた．さらに，砂層で確認できた有孔虫化石は破損しているものが多く，海岸で見られたような完全な形で産出するものは少なかった．

・粒度分析

イベント堆積物の砂成分の平均粒径は 0 から 2.5 ϕ に分布することが分かったが，有孔虫化石を産出する砂層の平均粒径は 2 ϕ 以上の細粒砂成分からなり，2.5 ϕ 付近に第一ピークを持つ砂層で有孔虫化石が多産することが分かった．また，分布形態は 2.5 ϕ と，より粗い成分からなる bimodal な組成を示すものが多い．

・年代

^{14}C 年代測定結果を基に有孔虫化石を産出した砂層の形成年代を推定すると，ほとんどが有史以前のものであることが分かった．砂層のうち OS-1 層は AD1350 年頃，OS-2 層は AD1050 年頃であった．

・考察

以上の結果より，対比可能な 11 枚の砂層は空間的な広がりをもって認められるイベント堆積物であるといえる．その中で特に有孔虫化石を産出するものは，海から何らかのイベントにより運搬されたことが考えられるが，現在の海岸表層砂に含まれる有孔虫群集と異なることや，保存状態の違いなどからも高潮などでなく津波によって形成されたことを示唆する．より深い生息深度帯を持つものについては，津波が陸に押し寄せる際に，先の波によって海底付近にあったものが撹拌，海中に懸濁したところに後から来た波によって陸域へもたらされた可能性が考えられる．また，bimodal な粒度分布を示すことからは，遡上する過程で陸域の様々な物質を運搬し，堆積したものと解釈される．

O-26　長野県深見池年縞堆積物による古環境変遷の復元

松尾政規・川上郁夫・福澤仁之（都立大・理・地理）

Masanori MATSUO, Ikuo KAWAKAMI and Hitoshi FUKUSAWA: reconstruction of past environmental changes from varved lacustrine sediment of lake Fukami, Nagano Prefecture, central Japan.

長野県阿南町に存在する深見池は周囲が約 670m, 面積 2.2ha, 標高 484m, 平均水深 5.0m（最大水深 9.3m）の小さな湖である。その周囲は山に囲まれており、流入河川は存在していない。湖の南東には幅 1m の水路があり、湖水の排出が行われている。このことは深見池の湖底堆積物は湖水生物の遺骸と風成塵から主に構成されていることを示す。深見池はその地形的な特徴から風の影響を受けにくく、湖水が垂直方向に撹伴されにくい。そのため 4 月から 10 月にかけては湖水に成層構造が発達し、水深 5m 以深では無酸素で硫化水素を含む環境となる。この時期の水深 4～6m では緑色の光合成硫黄細菌が多量に繁殖することが知られている。このように深見池は夏に、湖底が無酸素状態になるため、底棲生物による堆積物の擾乱が生じていない。このため、堆積物の初生構造が良好に保存され、一年単位の湖水環境サイクルが堆積物に年縞として保存され、堆積時の環境を高精度に復元できる可能性が期待された。

本研究は、深見池で 2000 年 7 月に都立大・信州大によってマッケラス型空気圧入式ピストンコアラーおよびグラビティ・サンプラーを用いて採取された 6 本のピストンコアの内、FKM2000-5（全長 280cm）と FKM2000-6（全長 40cm）を用いて一年単位の古環境変動を復元する目的で行った。これらのコア試料には、明暗の薄層の律動的なくり返しを呈する葉理構造が良好に保存されていた。川上ほか（本要旨集）の検討によって、年縞であることが確認された。

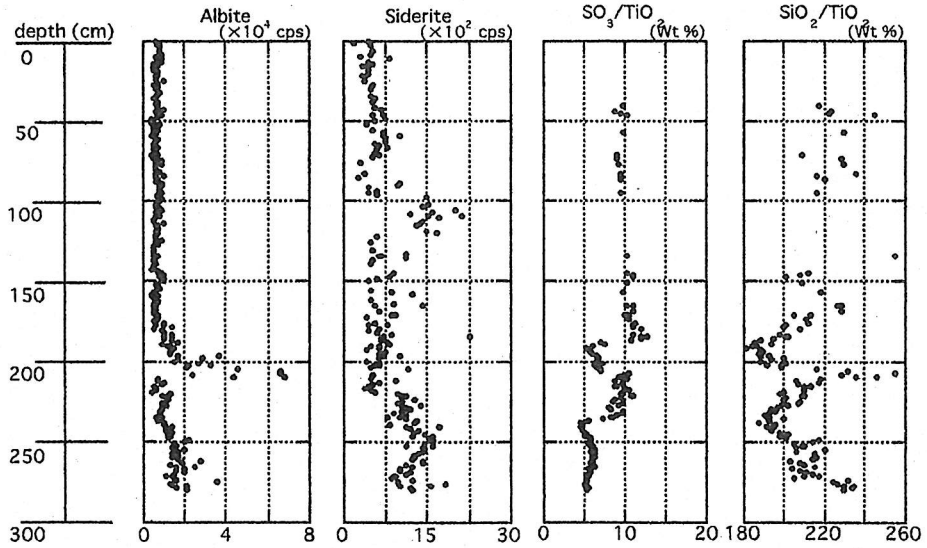
今回は、この年縞堆積物中に保存されている鉱物組成を日本電子製 JDX-3530 型自動 X 線回折分析装置（XRD）により分析し、さらに島津製作所製 Rayny EDX-700 エネルギー分散型蛍光 X 線装置（XRF）で主要元素組成を測定した。分析値の変化とコアの層相を比較検討することで古環境変動を明らかにすることとした。試料はコアを 1～2cm 間隔で切り分けた後、乾燥器を用いて 60℃で 48 時間乾燥させ、メノウ製の乳鉢で磨砕し粉末にした。その後、X 線回折分析用試料を整形し測定した。そして、蛍光 X 線分析用試料として、圧縮円盤試料（直径 3cm）を作成し、蛍光 X 線分析で測定した。以下に分析結果の一部を示す。

X 線回折分析による測定の結果、コア中に含まれる鉱物組成は石英、長石、イライトが主として含まれ、菱鉄鉱、モンモリロナイト、緑泥石、黄鉄鉱がわずかながら含まれていることが明らかになった。これらの鉱物組成の垂直的量変化は、基底から深度 218cm の不整合面までの層準では著しくないが、不整合面直上でイライト量が急増して深度

198cm の層準に向かって次第に減少することが特徴である。一方、深度 108cm の層準を除き、年縞が明瞭に発達する深度 200～15cm の層準では、それぞれの鉱物組成はほとんど変化せず、その量変化も少ない。深度 108cm の層準のコア中には菱鉄鉱が含まれることが、X 線回折結果と薄片観察から認められる。

蛍光 X 線分析では主要元素として Ti, Fe, Ca, Al, Na, Mg, K, S, Si 及び P の 10 種類を測定し、データは酸化物の形で示し、その値は TiO_2 との比で表した。本コアには深度 215～248cm の層準に有機質粘土層が存在しており、有機質粘土層中の深度 235cm の層準には砂礫層が狭在している。この砂礫層では TiO_2, Fe_2O_3, SO_3, P_2O_5 および MgO も量がその上下の層準に比べて急増している。P_2O_5 を除く元素は不整合面に向かって減少する。一方 K_2O, CaO および SiO_2 は、不整合層に向かって逆に減少する傾向がある。これら 3 つの元素は不整合付近においては急増する。この層準の上下に比べて Al_2O_3 量は大きく減少する。不整合面より上位では、P_2O_5 以外の元素量は表層に向かうに従って次第に減少する。なお、蛍光 X 線分析の測定はまだ全試料に対して行っておらず、現在も測定中である。

これらの結果から、深見池の環境を考察する。川上ほか（本要旨集）による全炭素量と SO_3 のデータはほぼ同じような変化を示しており、微生物による有機物の分解が生じていないことを示している。黄鉄鉱がほとんど観察されない原因としては、堆積した黄鉄鉱が湖水に垂直循環が生じる 11 月～3 月の間に湖底に供給される酸素によって酸化されて消失してしまうためであると考えられる。また、深見池の湖水中には Ca^{2+}が少量しか含有していないため、この時に菱鉄鉱が生じるのではないかと考えられる。不整合面直上に認められる Al_2O_3, CaO, K_2O および SiO_2 の増加は X 線回折分析による長石の変化と同調的であり砕屑物粒子の増加を反映していると推測される。



O-27　長野県深見池の湖沼年縞堆積物の編年および古環境解析

川上郁夫・松尾政規・福澤仁之（東京都立大学）

Ikuo KAWAKAMI, Masanori MATSUO and Hitoshi FUKUSAWA : Paleoenvironmental chage based on varve chronology of Lake Fukami,Nagano Prefecture, central Japan

[はじめに]

長野県下伊那郡阿南町にある深見池は，周囲が約 670m，面積 2.2ha，湖水準が標高 484m，平均水深 5.0m，最大水深 9.3m の河川流入の認められない山間の小さな湖である(石原ほか,2002)．この湖の湖心付近で 2000 年に 6 本の堆積物コア試料が採取され，それらには明瞭なラミナ構造がみられた．ラミナの枚数計測，現世珪藻ブルーミングに基づく季節層認定と ^{14}C 年代測定，地震等の歴史記録との対比から，深見池の堆積物中のラミナ構造は年縞と認定されている（石原ほか,2002)．深見池は 1662 年の京畿大地震の際に地滑りによって形成されたと記録されており，本コア試料の詳細な調査により，1662 年以降の同池周辺環境の数年単位での復元が期待される．本研究では，上記コア試料の層相観察による編年，および連続的な全炭素量の測定を基に，気象等の環境変化に対する湖水生態の応答を明らかにすることを目的とした．

[分析方法]

2000 年に深見池で，夏原技研製マッケラス型空気圧入式ピストンコアラーなどによって採取された 6 本のコアのうち，FKM2000-5 (全長 280cm)と FKM2000-6 (全長 40cm)の 2 本について分析した．コア試料は 20cm 間隔で分割して軟 X 線撮影をおこない，さらに 1~2cm 間隔で分割し乾燥後磨砕して粉末試料を作成した．その後，全炭素量の測定を炭素分析装置(LECO C-200)を用いておこなった．なお，FKM2000-5 コアについては，欠層なく連続した堆積物薄片を作成して鏡下観察を行った．

[コア試料の層相と編年]

各コアの対比図を図 1 に示す．グラヴィティ・サンプラーで採取された FKM2000-6 の深度 28cm の層準が，FKM2000-5 の深度 15cm の層準に対比され，2 本のコアを合わせると湖底から深度 293cm までの連続した堆積物試料を得たことになる(図 2)．コア試料基底（293cm）から深度 280cm までは中礫~細礫を含む礫質砂層，それより上方，深度 251cm までには木片を含む塊状の明灰色砂質泥層，深度 251cm~223cm には 1.5cm~4cm 間隔でラミナが発達する黒色の有機質の粘土層がみられた．この粘土層は深度 223cm で礫層に被われているが，コア対比図(図 1)から両者は不整合関係にあると考えられる．深度 223cm から深度 206cm までは細礫層を基底にもつ暗灰色塊状砂質泥層が発達するが，基底を除き顕著な上方細粒化構造は認められない．深度 206cm から湖底表層までは明暗褐色ラミナがリズミカルに繰り返す泥層が連続的に発達している．なお最上部に相当する部分(深度 22cm 以浅)は含水率が大きく極めて

軟質であった．

深度 205cm 付近の礫質砂層から採取された年輪を持つ材木片について，^{14}C 年代測定を核燃料サイクル開発機構に依頼した．その結果，材木片の年代は 168±39 ^{14}C 年代（福澤，未公表）を示して，暦年代（1σ）では 1660AD~1810AD の期間（1660~1700AD，1727~1788AD，1792~1816AD）を示す．ラミナに含まれる珪藻遺骸群集の季節性に基づいた明暗ラミナセットの枚数計測を湖底表層から行った結果，^{14}C 年代測定試料が得られた層準までに 196 セットあることが確認された．この計数に基づけば，筆者等が認めた明暗ラミナは「年縞」と考えて矛盾ないものである．コア深度と年代の関係を図 3 に示す．

［全炭素量と気象記録の対比］

コアから採取された粉末試料ごとに全炭素量を測定した．鏡下観察によれば，試料中には有機物片が多量に含まれているのに対して，炭酸塩鉱物はわずかな菱鉄鉱（siderite）を除いてほとんど認められない．このため，全炭素量は有機炭素量にほぼ相当するものと考えられる．深見池では，秋から春にかけて珪藻がブルームを形成するので，降水量・気温は，栄養塩の供給量，日射量の点で珪藻ブルームの規模に影響を与えていると考えられ，その結果は有機炭素量あるいは，年縞の層厚に反映することが予想される．そこで，飯田測候所の 1898 年から 1999 年までの，気温および降水量の記録と全炭素量，年縞の層厚との比較をおこなった．その結果，年縞の層厚変化と年平均気温が比較的よい相関を示した．今後さらに，全炭素量をフラックスに換算するとともに，湖水環境に劇的変化をもたらした自然災害等の歴史記録を考慮に入れ，より詳細に湖沼生態系の変遷を検討する予定である．

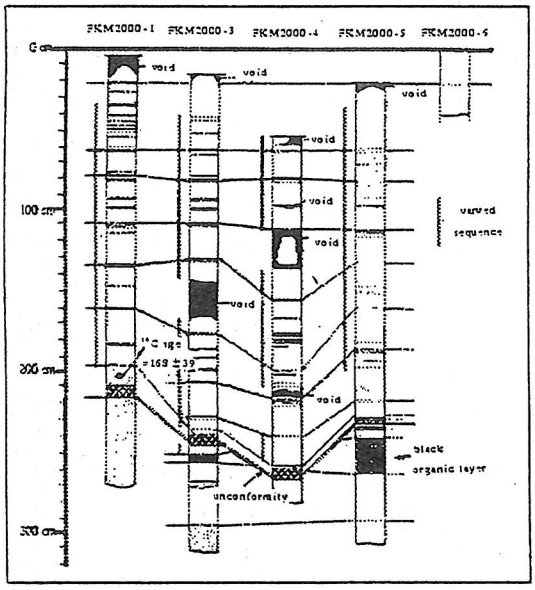
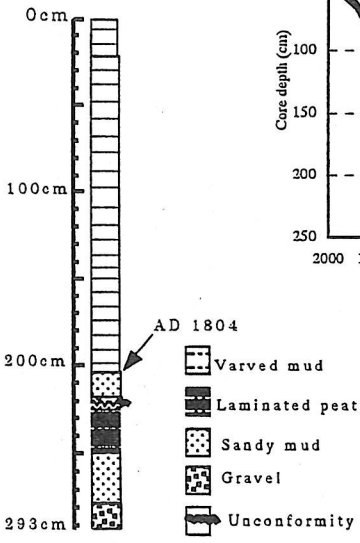


図 1：コア試料の対比図



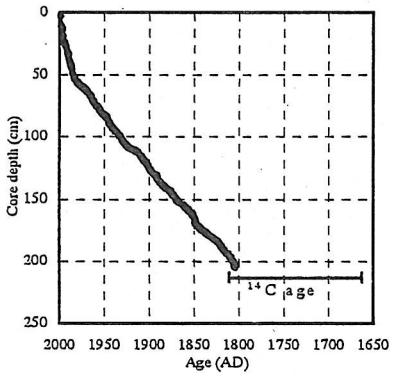


図 2：コア試料の層序
年代値は年縞計測によるもの．

O-28 八ヶ岳東麓に分布する中部更新統縞状堆積物について

内山美恵子（大阪市大院）・八ヶ岳団体研究グループ
Mieko UCHIYAMA and Collaborative Research Group for Yatsugatake ;
Middle Pleistocene non glacial varved deposits distributed in the east foot of Yatsugatake Volcanoes, central Japan

1．はじめに

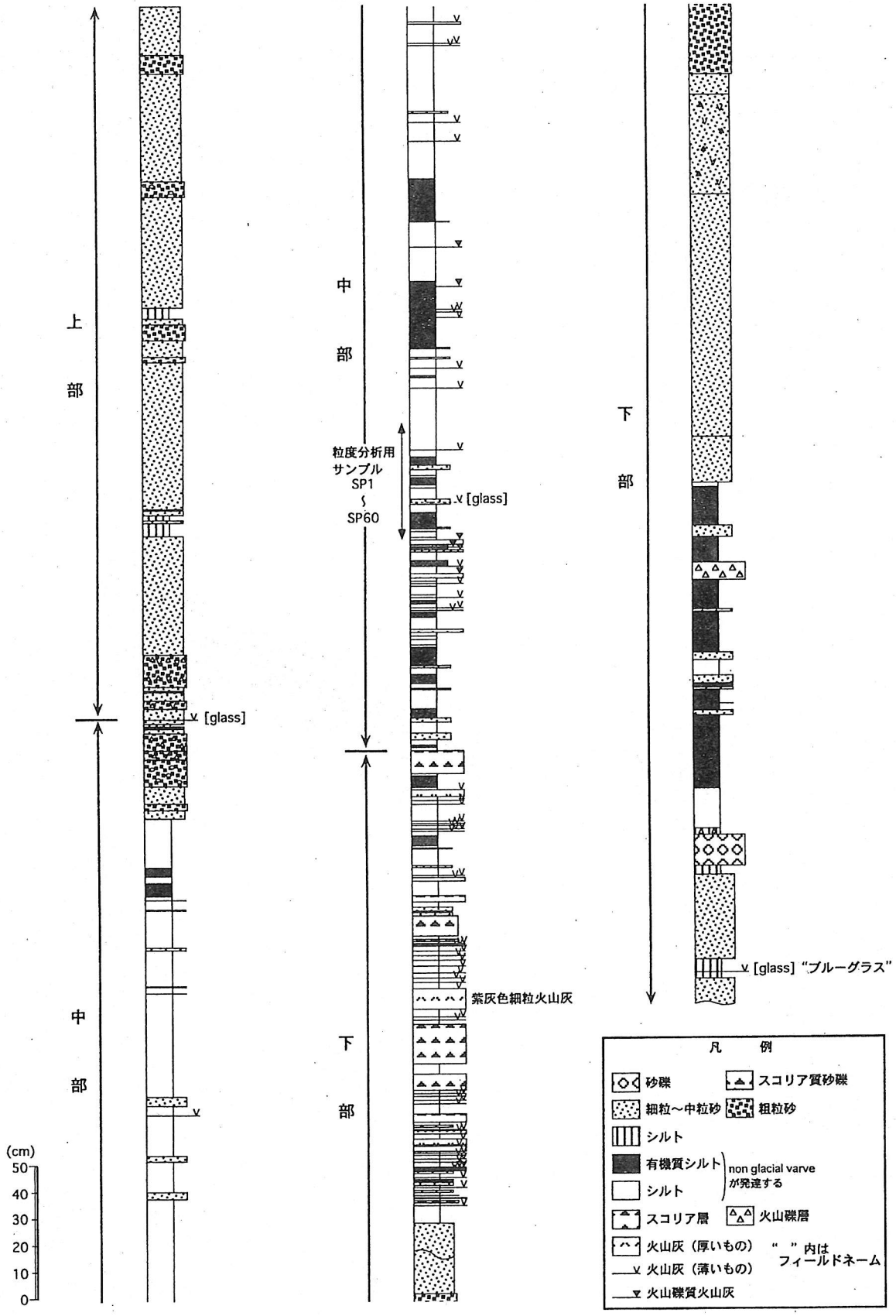
長野県八ヶ岳南東麓に分布する堆積物は，中部更新統の南佐久層群と野辺山原泥流よりなり，ほぼ麦草峠以南の中八ヶ岳および南八ヶ岳が発生してから山体崩壊を起こすまでの期間に堆積したものと考えられる（八ヶ岳団体研究グループ，1988b）．八ヶ岳団体研究グループでは古阿弥陀岳を中心とする南八ヶ岳の活動が最も活発であったと推定される南佐久層群上部累層Ｉに焦点をあて，さらに高い精度で火山活動を復元する目的で調査を進めている．本研究はその一部として詳細な古環境変化を知る目的で，湖成層の縞状堆積物について検討したものである．

2．縞状堆積物「川上湖成層」の特徴

「川上湖成層」は南佐久層群上部累層の一部であり，下位よりＩ・Ⅱ・Ⅲに区分される部層のＩ上半部からⅢ中部までのシルト卓越層である．このうち，本研究では上部累層Ｉのシルト卓越層を対象とした．本層には青灰色ガラス質火山灰層（フィールドネーム“ブルーグラス”）を挟在し，その年代は琵琶湖高島沖ボーリングとの対比により 215ka と推定されている（内山，1998；吉川・井内，1991）．

本研究で検討した露頭は古川上湖水域（熊井，2001）のほぼ中心部に位置し，層厚約 10m のうち中部の 5m ほどの区間で縞状構造が発達する．縞状構造は褐色と灰白色のラミナからなり，褐色・灰白色ラミナを１セットとすると，全体の厚さ 5.156m に 1,566 セットあった．各セットの粒度は１μm と 20～30μm にモードを持つバイモーダルになり，中央粒径値は周期的に増減している（内山・八ヶ岳団体研究グループ）．鏡下では褐色・灰白色とその中間色を呈するラミナとに区分でき，中間色ラミナには細粒の粘土鉱物と浮遊性珪藻が多く含まれるが，灰白色ラミナには粗粒な無色鉱物を含むが珪藻はほとんど含まれていない（槻木・加，2001）．走査型電子顕微鏡による観察では細粒の石英粒子が観察され，現在の黄砂に含まれる石英粒子との比較により，これがレスである可能性を論ずる．

謝辞：本研究において山梨県環境科学研究所の機器を使用させていただいた．ここに深く感謝いたします．



JR 信濃川上駅裏露頭における南佐久層群上部累層 I 柱状図

O-29　ローム層の炭(すみ)層序；新潟から長野に広域に分布する炭化石層準

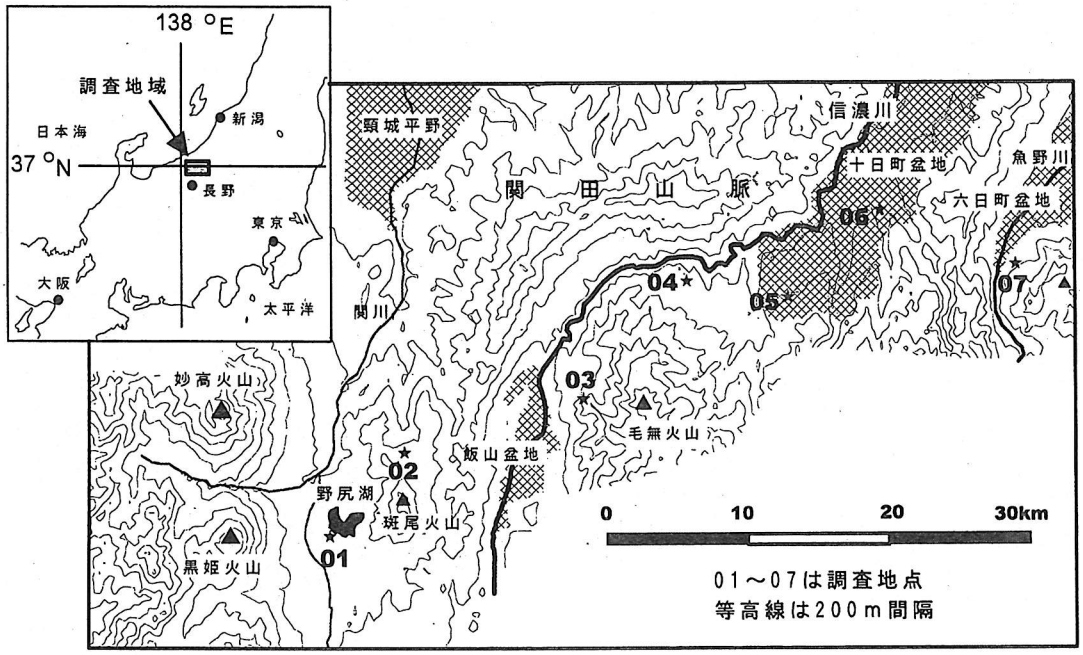
吉川周作・井上　淳（大阪市大）・渡辺秀男（新潟三島中）

Shusaku YOSHIKAWA, Jun INOUE, Hideo WATANABE: Charcoal Stratigraphy of the Maibara Loam Formation in Niigata and Nagano Prefecture, Central Japan

大規模な森林火災は地球規模の炭素循環や気候変動と密接に関連することから，火災残存物である現世の炭に注目した研究が活発に行われている．また，完新世の堆積物についても，同様の視点，あるいは焼畑・山焼き・野焼きなどの人間活動に伴う森林火災や自然発火の森林火災と植生変化や気候変化との関連を検討するために炭，とくに微粒炭の研究が進められている．一方，更新世やさらに古い時代については，堆積物からの炭化石の報告はまれで，地質学的に研究されたものは極めて少ない．国内においては，火砕流堆積物中の炭化木片の研究を除けば，堆積物中の炭を用いた地質学的研究はほとんど行われていないのが現状である．しかし，森林火災などの植物の燃焼にともなって生成された炭は，化学的にきわめて安定で，堆積物中に長期にわたって良好に保存される．従来から堆積物中に産出する黒色の木片あるいは植物片は炭化片，炭化物，炭化木片，木炭片，炭質物などと報告されていて，これらの多くは炭化石の可能性がある．これら黒色の木片・植物片が，植物燃焼に伴う炭であることを認定し，炭が火災の痕跡であることに注目すれば，炭化石を用いた第四紀地質学的研究，たとえば，炭化石を鍵とした層序学的研究，炭化石が示す過去の森林火災史の研究，その森林火災が陸上環境に与えた影響の解析など，多様な研究が飛躍的に進展するものと思われる．

本研究では，新潟県から長野県に広く分布する第四紀更新世の風成ローム層を研究対象に，炭化石が連続的に広く分布すること，これが過去の大規模森林火災を示していることを報告する．そして，水平的に良く連続する炭化石は鍵層準として層序学的研究に重要な役割を果たすこと，炭化石を用いた炭層序学の重要性を指摘する．

調査地域は，新潟県の信濃川流域から長野県の野尻湖周辺である．この地域を含む新潟県から長野県周辺には，第四紀後期更新世のローム層が広く分布している．これらローム層の火山砕屑物に関しては，新潟火山灰グループ（1981, 1995），早津・新井（1980, 1981, 1982, 1985），野尻湖地質グループ（1980, 1997），中村（1981），渡辺ほか（1999），渡辺（2000）などによって詳しく研究され，詳細な火山灰層序・編年が組み立てられている．今回，炭化片の観察を行った露頭は，米原・貝坂ローム層およびその相当層が典型的に露出する新潟県南魚沼郡塩沢町五十嵐，中魚沼郡津南町美穂東方，中魚沼郡津南町妙



法牧場，長野県下水内郡栄村泉平，上水内郡野沢温泉村笹沢，飯山市沼池，下水内郡信濃町大久保である（図１）．

野外調査における炭化片の記載・追跡，ローム層に含まれる炭化片について，室内での形状・表面反射の実体顕微鏡・走査型電子顕微鏡観察および化学分析の結果，炭化石が産出するのは，テフラ鍵層Ｍ３とＭ４間（五十嵐・美穂・妙法牧場・泉平・笹沢・沼池・大久保のすべての地点），Ｍ６上部または最上部から直上（五十嵐，美穂・妙法牧場・泉平・笹沢・沼池の 6 地点），米原ローム最上部（五十嵐・美穂・妙法牧場の３地点）である．ほぼ同一層準から産出するこれら炭化石は，広く連続的に追跡できることから，時間面を示すと考えられる．このため，炭化石産出層準は鍵層準として，層序学的研究に重要な役割を果たすと考えられ，見出した３つの炭化石産出層準を，津南町妙法牧場を模式地として，下位より順に，津南-1 炭化石層準，津南-2 炭化石層準，津南-3 炭化石層準と呼ぶ．

産出した炭化石の大きさは数 mm～数 cm であるため,風による運搬は困難である．しかも風成のローム層中に含まれている．ローム層中の炭化石は地上で生成後，あるいは地上に落下後に風や雨水によって若干移動した可能性もあるが，森林火災の現場あるいはその近隣に堆積したものと考えられる．このため，広域に追跡できる津南-1 炭化石層準（Ｍ３とＭ４間）は水平距離にしてすくなくとも50km以上,津南-2炭化石層準(Ｍ６上部から直上)は水平距離で30km以上，津南-3 炭化石層準（米原ローム層最上部）は水平距離で 20km 以上にわたって燃え広がった大規模な森林火災を示していると思われる．

O-30　琵琶湖周辺域に分布する黒ボク土中の黒色木片について

井上　淳・吉川周作（大阪市大）・千々和一豊（山口大）
Jun INOUE, Shusaku YOSHIKAWA, Kazutoyo CHIJIWA;
Black wood fragments in Kuroboku soils around the Lake Biwa

東日本を中心に黒ボク土と呼ばれる第四紀の末期に生成したとされる特徴的な黒色土が日本各地に分布している．これまでに黒ボク土についての研究から黒ボク土にはしばしば多くの微細な黒色木片が含まれることが報告されている．こうした黒色木片の多くは，植物の燃焼に際にできた微細な炭であるとされており，黒ボク土の成因と植物の燃焼や微細な炭が直接または間接的に関係していると考えている研究例は数多い．しかし，黒ボク土中に多量に含まれる微細な黒色木片について詳細に研究した例は数少ない．本研究では，琵琶湖周辺域（滋賀県新旭町・土山町）で採取した黒ボクを用いて，様々な手法を用いて黒色木片が植物の燃焼の際に生じた微細な炭かどうか等について議論する．

Rhodes(1998)などによると，植物が燃焼した際に生じた炭の同定基準として次の点を挙げている．「1．完全に黒色で鋭角的な形態であること．2．光を照射した際に，植物的な構造がみられ，明瞭に光ること．3．ピンセット等で振れた際に壊れやすいこと．」である．黒ボク土中に含まれた全ての黒色木片についてではないが，上記の条件を満たした黒色木片が数多く存在した．また，このような黒色木片の形態や微細構造はいくつかの種類がみられた(表 1)．

上記の条件を満たした黒色木片について元素分析を行った．Sawada et al. (2000)などによると，木片などが加熱・炭化される際に木片中の H/C 比（炭素元素と水素元素比）が減少することが知られており，H/C 比から炭化木片の炭化温度の推定が可能であるとされている．分析の結果，黒ボク土中の黒色木片の H/C 比は 0.471 であった．Sawada et al. (2000)の加熱実験から求められた 1 式に基づくとその加熱温度は約 470℃であり，過去に加熱されたことにより黒色の炭化木片が生成されたと考えられる．

さらに黒色木片を埋め込んだブリケットを作成し，反射偏光顕微鏡を用いて黒色木片を観察した結果，炭化したと考えられる細胞壁（石炭のフジニットに類似）がみられた．今回，Jones et al. (1991)を参考に千々和ほか（1998）のシステムを用いて炭化した細胞壁とみられる部位 50 地点以上について光反射率の測定を行った．反射率の測定結果の平均値は 1%以上であり，2%以上の部位もみられた．Scott（2000）などによると，植物が加熱される際に細胞壁の反射率が次第に上昇することが知られており，今回測定された高い反射率は炭化木片が加熱されたことを示唆するものである．

以上のことから，今回琵琶湖周辺域で採取した黒ボク土中には，植物に熱が加わることによって生じた微粒炭が多量に存在すると考えられる．また，元素分析結果や反射率測定結果からその加熱温度はおそらく約 300℃～500℃程度であると思われる．こうした植物に熱を与える要因としては様々な原因が考えられるが，その加熱温度や試料採取地域などを考慮すると火災（植物の燃焼）などの可能性が高いであろう．

今回行った分析が各地の黒ボク土で行われれば，黒ボク土中の黒色木片がいかにして生成されたかが詳細に議論でき，第四紀末期にどの様な環境変化があったかを考える上でも重要な資料となると考えられる．

表1　黒ボク土中に含まれる黒色木片の特徴

Type	微細構造	長軸/短軸の傾向	形態
A	繊維質で線状構造 長軸方向に構造が発達	2以上	鋭角・直角
B	小さい凹凸がみられる． ギラギラ光る	2以下	やや不定形的
C	立体的 ピカッと光る	2前後	鋭角

O-31 沈み込んだ海山の作る Hydrogeology–千島海溝カデ海山に伴う巨大な化学合成生物群集–

藤岡換太郎・佐藤孝子・三輪哲也・能木裕一・加藤千明・鶴哲郎・仲西理子・木戸ゆかり（海洋科学技術センター）および YK02-02 航海乗船研究者

Kantaro FUJIOKA, Takako Sato. Tetsuya MIWA, Yuichi NOGI, Chiaki KATO, Tetsurou TSURU, Ayako NAKANISHI, Yukari KIDO (JAMSTEC) and YK02-02 Shipboard Scientific Party: Hydrogeology due to seamount subduction –huge chemosynthetic animal communities of Cadet Seamount at Kuril Trench-

千島海溝はカムチャッカ半島から襟裳岬まで 1500km つながる海溝で中央部は単一の弧を形成している。千島海溝南端には幅の広い海溝底が特徴的でその陸側斜面には海山（カデ海山）が沈み込んだために海溝陸側斜面の堆積物は著しく変形を受け、地形が盛り上がって斜面崩壊を引き起こしていることが知られている。

2002 年にはカデ海山でシロウリガイ群集を見つけるべく 3 回の潜航が行われた。その結果巨大なシロウリガイを優占種とする化学合成生物群集が 2 層準に亘って発見された。カデ海山の頂上は水深約 3600m で頂上には顕著な地形的なピークがあり、Shadow map で線構造が認められ、その方向は北西–南東とそれに斜交する 2 方向であった。斜面は崩壊が著しく全体として馬蹄形を呈している。潜水調査船で潜った際に微地形としてはガレ状の谷と侵食で残った小さなリッジが斜面を下る方向に無数に存在し、これに斜交する大きな谷が（深さ 10m 以上）いくつか観察された。

今回発見されたシロウリガイの群集は大きく 2 層準から認められた。浅い方は 4675m から 50m の範囲の水深の所に分布しており同じ等深線方向に幾つも認められた。コロニーは 50 固体異常の大きなものから数固体の小さなものまでむっ数にあった。深い方の群集は 5270m を中心に深さ方向にも等深線方向にも多数の群集が見つかった。これらのシロウリガイ総個体数は優に 1000 は超えるものと思われる。また生物相は大変バラエティに富んでいた。周辺の岩石は泥岩をマトリクスにする土石流堆積物で、著しく変形を受けてビスケットのようになっていた。層理面は白いテフラと思われる地層から良く追及される。炭酸塩チムニーが上部のシロウリガイ層の下部で 4 本見つかっており中には直径 8cm ほどのパイプ状の空洞が見つかった。チムニーは軟らかく壊れやすい。バクテリアマットがいくつかの所で見つかっている。バクテリアマットのついた岩石は礫岩で中の礫は有機物を大量に含んで黒くなっていた。これが再び固まった岩石である。

これらのシロウリガイの Setting は一度陸側斜面に堆積した地層が海山の沈み込みに伴って徐々に変形・隆起し斜面崩壊を繰り返し、その際地層中に閉じ込められた水が新しい出口へ移動したものと考えられる。

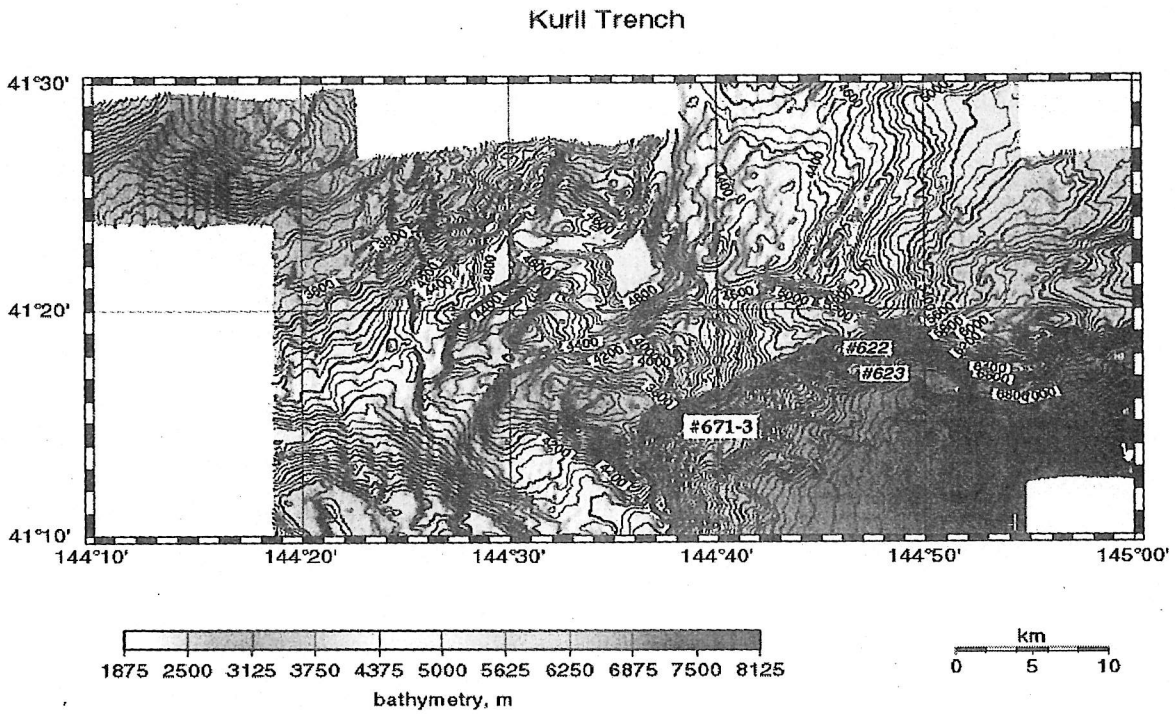


図 1.　千島海溝カデ海山の地形と潜航点

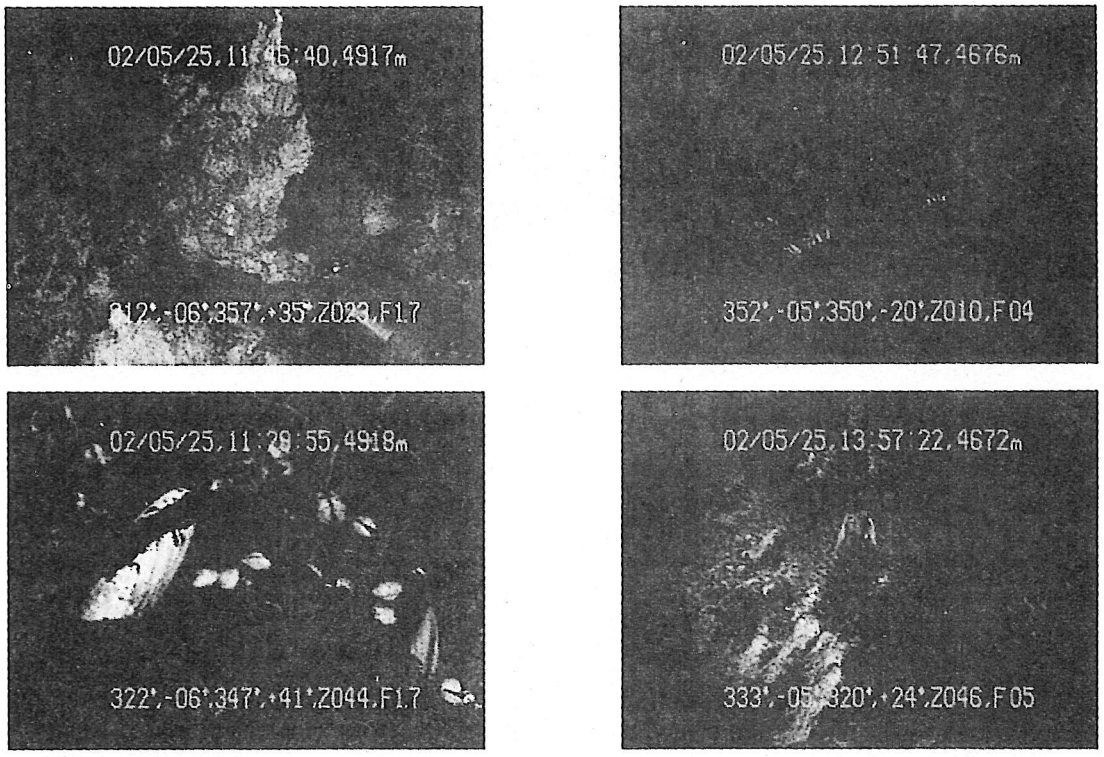


図 2。　潜航点の写真

左上から右下へ炭酸塩チムニー、シロウリガイの群集、コロニーのアップ、バクテリアマット

O-32　広島湾の表層コアから明らかにされた過去約百年間の貝形虫群集と人為汚染の変化

安原盛明（大阪市立大学）・山崎秀夫（近畿大学）・入月俊明（島根大学）・吉川周作（大阪市立大学）

Moriaki Yasuhara, Hideo Yamazaki, Toshiaki Irizuki and Shusaku Yoshikawa; Temporal changes of ostracode faunas and human pollution during the last 100 years, revealed in core sediments from Hiroshima Bay, the Seto Inland Sea, western Japan.

はじめに

貝形虫と人為汚染との関係についての研究は数は非常に少ないものの幾つか存在し，貝形虫が人為汚染の優れた指標と成り得ることを示している．しかし，これらの研究のほとんどは河川・湖沼・海洋における現生貝形虫群集の水平分布を調査したもので，柱状堆積物試料を用いて汚染レベルと貝形虫群集の歴史的（垂直的）変化を調査し，その関連性について論じた研究はほとんど存在しない．従って，本研究では瀬戸内海広島湾で掘削された３本の表層コアを用いて人為汚染が貝形虫に与えたインパクトの歴史を解明することを目的とした．

調査海域

瀬戸内海は第二時大戦後の産業化に伴ってひどく汚染された内湾で，1960～70 年代には”死の海”と呼ばれた．調査海域である広島湾は 1960 年代以降強く汚染され，夏期にはしばしば底層水が貧酸素状態になった．また，瀬戸内海における重金属濃度は外洋水の十数倍に達する．

表層コアは広島湾においてトライポッドコアラーによって採取された．柱状試料の長さは 50～74cm であった．これらの柱状試料の岩相は均質な粘土でペレットや貝殻片を含む．

分析手法

１．貝形虫分析

柱状試料をそれぞれ２～４cm の厚さにスライスし分析試料とした．分析試料は網目の大きさが 75μmの篩上で水洗し，乾燥後，網目の大きさが 125μm の篩でふるった．試料中の貝形虫が多すぎる場合は適宜分割器で分割し，分割試料中に含まれる貝形虫を実体顕微鏡下ですべて摘出した．各サンプルから産出した貝形虫の群集組成に基づき Q モードクラスター分析を行い biofacies を認定した．また，単位重量当たりの貝形虫の個体数，種数，種多様度，均衡度を求めた．

２．化学分析

柱状試料をそれぞれ２～３cm の厚さにスライスし分析試料とした．分析試料は１０５℃のオーブンで乾燥し，めのう乳鉢で粉砕した．銅・鉛・亜鉛分析は蛍光 X 線分析法（XRF）を用いた．セシウム１３７分析はγ線スペクトルを測定する方法で行った．

結果及び考察

セシウム 137 分析により，セシウムの初検出層準と濃度ピークが認定され，それぞれ 1953 年（本格的な核実験の開始時期）と 1963 年（核実験回数・規模が最大であった時期）に対比された．３本の柱状堆積物よりサンプリングした 40 試料から少なくとも 38 種の貝形虫が産出した．堆積物の岩相も一定で貝形虫群集も自然環境変化を示すような変化は見られなかった．従って本研究に用いた柱状堆積物中の貝形虫群集の変化は概ね人為汚染の影響を反映しているものと考えられる．また，鉛・亜鉛・銅の濃度変化は第二時大戦後の産業化に伴う都市廃水や工業廃水などの広い意味での人為汚染を反映している．以上の観点から，貝形虫群集変化とこれらの重金属濃度変化の関係に基づき以下のような結論が導かれた．

（１）第二次世界大戦に伴う 1940 年代の急激な産業化は個体数の減少と均衡度の増加をもたらした．また，その影響は閉鎖的な湾奥部ほど強く・急速であり，沖合いほど影響が弱く，その時期も遅かった．最も沖合いの地点では明瞭な影響は認められなかった．その後，1960～1980 年代頃にはその影響は徐々に弱まっていった．

（２）1955 年～1960 年ごろに人為汚染の影響によって貝形虫群集の単純化が起こった．つまり，それまでは各地点で水深に規制された異なる群集が分布していたにもかかわらず，1955 年～1960 年ごろには群集の多様性が失われどの地点でも同じような群集が分布するようになった．また，この現象は閉鎖的な湾奥部ほど急速に起こり，沖合いほどその現象が起こるのが遅かった．

（３）２種類の貝形虫の人為汚染に対する応答も明らかになった．*Callistocythere alata* は汚染に対して敏感に反応し（汚染に弱い），*Bicornucythere bisanensis* は汚染に対して比較的強い耐性を持っている．従ってこれらの貝形虫の相対的な産出頻度は海洋汚染の指標となる．*Bicornucythere bisanensis* は汚染に弱い貝形虫（例えば，*Callistocythere alata*）の減少によって空白となったニッチ（本来 *Bicornucythere bisanensis* より *Callistocythere alata* の生息に適している）に分布を拡大することが可能であった．*Callistocythere alata* は日本各地で生息数の減少あるいは地域的な絶滅が起こっている可能性が高い．

O-33　鮮新・更新統東海層群から産出した昆虫化石と古環境

森　勇一（愛知県立明和高校）

Yuichi MORI : Beetle Fossils and Paleoenvironment from the Plio-Pleistocene Tokai Group

東海地方の丘陵地には，砂やシルト・砂礫などからなる鮮新・更新世の東海層群が分布している。東海層群中には少なからず昆虫化石が含有されるが，これまでほとんど報告されることはなかった。本研究では，従来の記録を概観し，新たに産出した昆虫化石とともに述べる。なお，昆虫化石の抽出と地層調査にあたっては，多度団体研究グループの皆さんの協力を得た。

（主な昆虫化石）

A．三重県津市半田

東海層群産出の昆虫化石のうちで最も古いものである。産出層準は，付近に分布する阿漕火山灰層（4.6 ± 0.2Ma）の年代より，およそ 450 万年前ころと考えられる。化石は，スナハラゴミムシ近似種 *Diplocheila* cf. *elongata*（藤山，1980）とされている。

B．三重県北勢町二之瀬

化石は市之原累層中より産出し，およそ 200 ～ 250 万年前ころのものとされる。本層準からは，オサムシ科 Carabidae（１点），ゾウムシ科 Curculionidae（２点），ハムシ科 Chrysomelidae ？（１点），オオキノコムシ科 Erotylidae（１点）の計５点の報告がある（藤山，1980）。

C．三重県多度町多度

産出層準は，地層対比の結果，養老火山灰層（0.98 ± 0.19Ma.）を含む力尾累層からのものと考えられる。ミズギワゴミムシ亜科の一種 Bembidiinae, gen. et sp. indet.の左右上翅各１個である（藤山，1980）。

D．守山区東山霊園および同松阪町

昆虫化石は矢田川累層猪高部相から見つかっており，およそ 250 ～ 300 万年前ころのものである。東山霊園からはゴミムシ亜科 Harpalinae, gen. et sp. indet.の右上翅，マグソコガネ属の一種 *Aphodius* ？ sp.の左上翅計２点，松坂町からはゴミムシ亜科 Harpalinae, gen. et sp. indet.の上翅，ネクイハムシの一種 *Plateumaris* sp.の左右上翅各１点計３点についての記載がある（藤山，1980）。

E．豊田市乙部町

昆虫化石は矢田川累層高針部相（300 ～ 350 万年前ころ）のものとされる。上翅４点，前胸背板１点，後胸腹板１点，腹部腹板１点の計７点の記録があり，いずれもオサムシ科 Carabidae であった。オオゴミムシ近似種 *Lasticus* cf. *magnus* の右上翅と，ヒラタゴミムシ類の一種 Agonini ?, gen. et sp. indet.の左上翅が含まれる（藤山・中山，1982）。

F．三重県多度町力尾の昆虫化石群集

本化石群集は，東海層群の大泉累層下部に挟まれる嘉例川火山灰層直上より産出した。嘉例川火山灰層は，今から約 175 万年前の鮮新・更新世境界付近の層準に位置する広域火山灰層である。本層準からは，水生昆虫のクロヒメゲンゴロウ近似種 *Ilybius* cf. *poppiusi*,

ヒメセマルガムシ *Coelostoma orbiculare*，湿地性のエゾオオミズクサハムシ *Plateumaris constricticollis* var. *constricticollis*，ヒラシマミズクサハムシ近似種 *Plateumaris* cf. *hirashimai*，地表性歩行虫であるマークオサムシ *Apotomopterus maacki*，オオヒラタシデムシ近似種 *Eusilpha* cf. *japonica* など，計 183 点の昆虫化石が発見されている（森，1996：多度団体研究グループ，1998）。産出昆虫の過半が，現在，北海道の道北部やサハリン・中国東北部に分布することからすると，この時期の気候が寒冷であったと考えられる。

多度町力尾では，これらとは別に，暮明累層に挟まれる坂東Ⅱ火山灰層直上よりカナブン *Rhomborhina japonica* の右上翅が発見されている。

G. 三重県北勢町西貝野の昆虫化石群集

本化石群集は，多度町力尾と同じく嘉例川火山灰層直上より産出したものである。マークオサムシ，エゾオオミズクサハムシ，ヒラシマミズクサハムシ近似種，水生昆虫であるマメゲンゴロウ属 *Agabus* sp.など，計 100 点余が確認されている。昆虫群集には，多度町力尾同様，北方系の湿地に生息する昆虫化石が多数含有され，気候の寒冷化のみならず，この時期東海層群の堆積の場が広範囲にわたり湿地化していたことがうかがわれる。

H. 三重県桑名市陽だまりの丘

暮明累層に挟まれる坂東Ⅰ火山灰層直上よりネクイハムシ亜科 Donaciinae・ハムシ科・オサムシ科・ガムシ科 Hydrophilidae ？など，計 30 数点が見つかっている。また，二之瀬火山灰層下位 10m および 40m の層準よりオサムシ科などが発見された。

I. 三重県朝日町柿

坂東Ⅰ火山灰層上位 10m よりオサムシ科・ネクイハムシ亜科など 10 数点発見された。

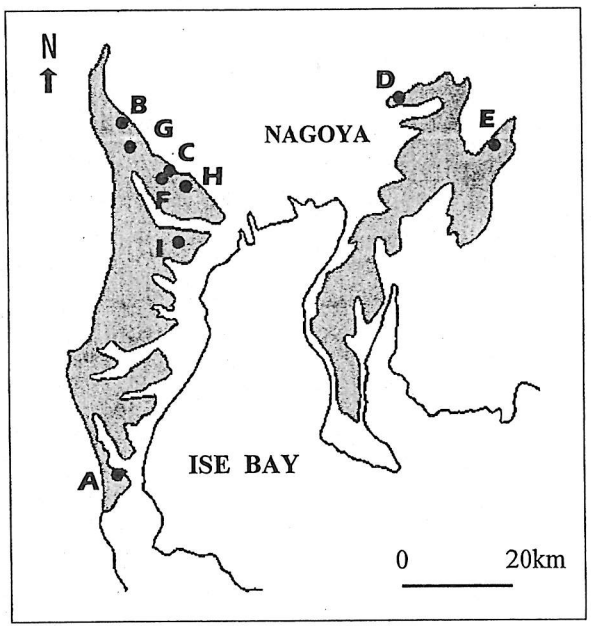


Fig.1 Locality map found from beetle fossils

A Tsu C. Handa, Mie Pref.
B Hokusei T. Ninose, Mie Pref.
C Tado T. Tado, Mie Pref.
D Nagoya C. Moriyama-W. Aichi Pref.
E Toyota C. Otobe T. Aichi Pref.
F Tado T. Chikarao, Mie Pref.
G Hokusei T. Nishikaino, Mie Pref.
H Kuwana C. Hidamarino-oka, Mie Pref.
I Asahi T. Kaki, Mie Pref.
Parts of net suggest Plio-pleistocene Tokai Group

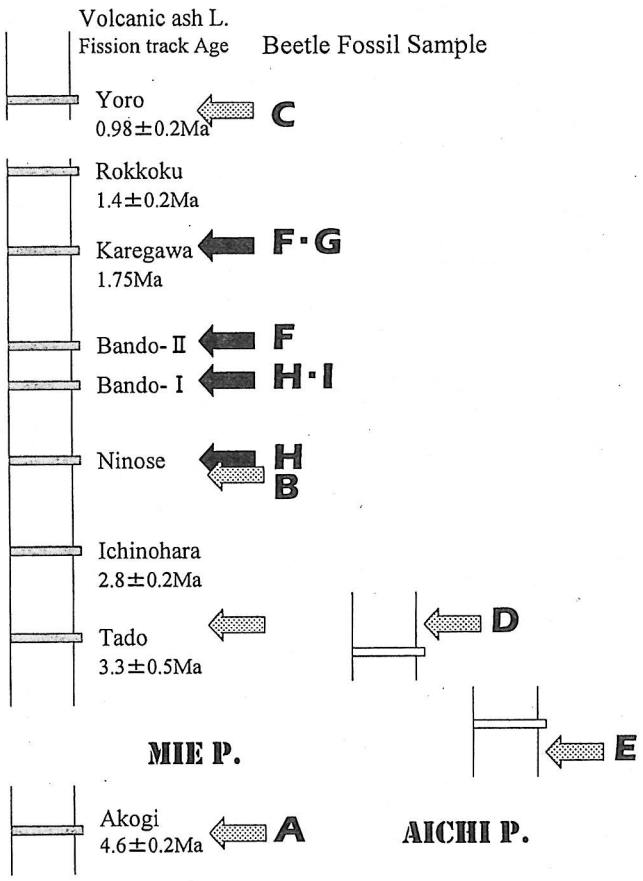


Fig.2 Columnar section of the Plio-Pleistocene Tokai Group and the horizon obtained from the beetle fossils

O-34　琵琶湖湖底堆積物の高解像度珪藻殻堆積量記録からみた過去 14 万年間の夏季降水量変動と中国の乾湿変動

加　三千宣(大阪市立大学), 吉川周作(大阪市立大学), 井内美郎(愛媛大学)

Michinobu Kuwae, Shusaku Yoshikawa, Yoshio Inouchi: A high resolution record of summer precipitation change for the past 140 ka based on diatom valve flux from Lake Biwa in Japan

過去の夏季アジアモンスーン変動すなわち乾湿変動は，中国・チベット地域の広範囲において明らかにされつつあるが，同じ東アジアモンスーン地域にある日本列島では夏季モンスーン記録はまだ少なく，大陸の夏季モンスーン変動との関係については不明である．本研究では，琵琶湖湖底堆積物の珪藻殻濃度や年間珪藻殻堆積量が過去の夏季降水量のプロキシとなる可能性について述べ，過去 14 万年間の琵琶湖周辺域の乾湿変動の復元を試み，さらに中国の乾湿変動との関連を検討した．

珪藻殻濃度変化や珪藻殻堆積量変化を引き起こす要因について詳しく検討した．花粉，C/N 比，リグニンなどの古降水量プロキシとの層序学的対応関係や，現生モニタリングデータと水質・気象データの解析から，珪藻殻濃度は珪藻生産量変化を反映し，さらに降水量とそれに伴う栄養塩流入量に関連していると考えられる．さらに年間の珪藻生産量が 5〜10 月の降水量とやや高い相関があることから，珪藻殻濃度変化及び年間珪藻殻堆積量変化は，栄養塩を大量に供給する琵琶湖集水域の夏季降水量変動を間接的に示している可能性が高いと考えられる．

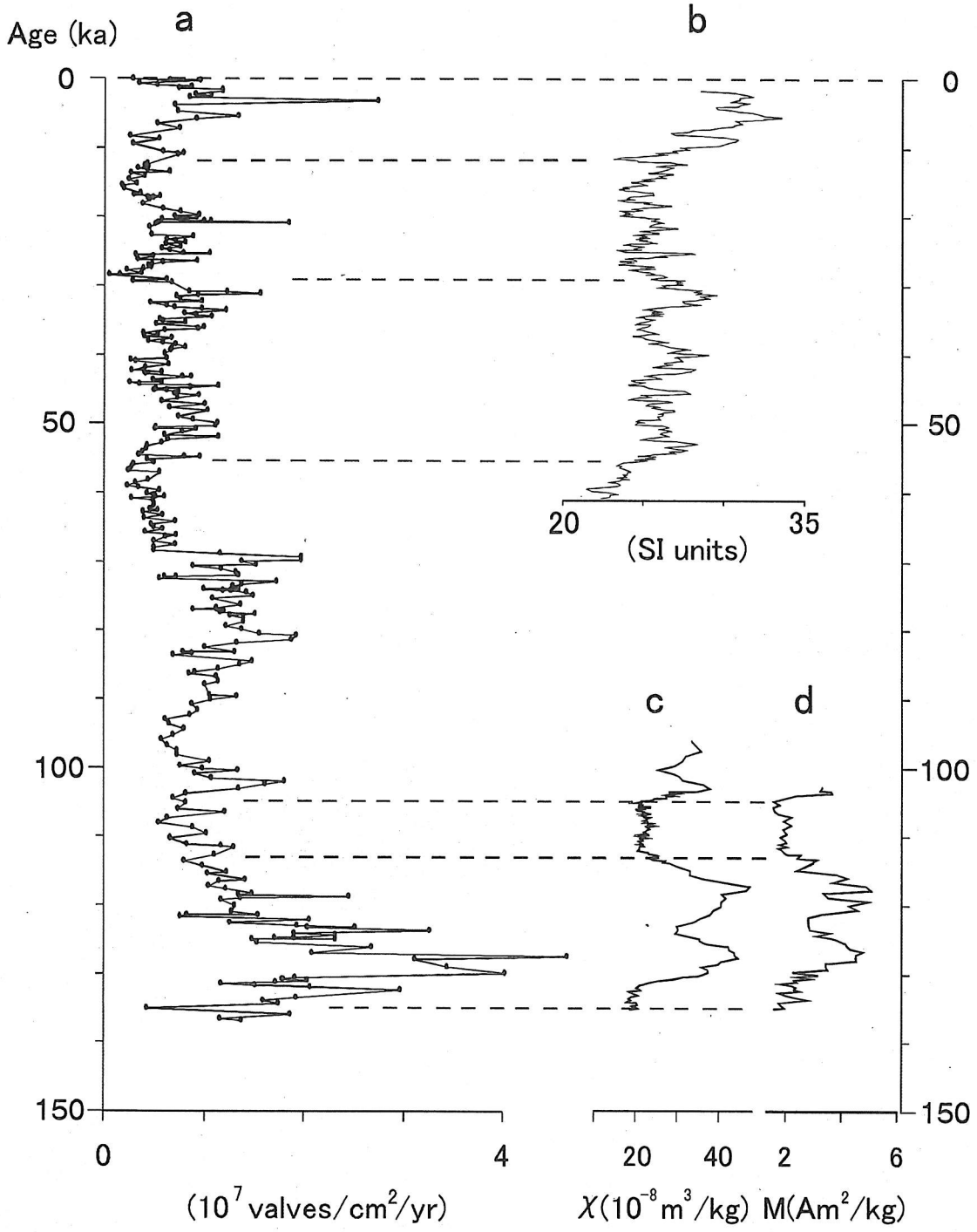
夏季降水量プロキシとしての珪藻殻堆積量変化から，夏季降水量は過去 14 万年間激しく変動し，その基底値と最大値の特徴から，135〜69 ka の増加期，69〜7 ka の減少期，7 ka〜現在の増加期の 3 つのステージに区分できる．全期間にわたって年間珪藻殻堆積量は数百年から数千年オーダーの短周期の変動が顕著に認められる．

過去 6 万年間についてみると，琵琶湖における珪藻殻堆積量変化曲線と中国黄土高原，レス－古土壌堆積物の夏季モンスーンの強さを反映すると考えられている初磁化率変化曲線は互いによく似た変化を示している．例えば，10 ka 以降の増加，12 ka 減少，32 ka のピーク，55 ka 以前の低下期が両曲線で認められる．また，12〜30 ka は幾つかのピークが認められるが，過去 5.5 万年間でみると全体にやや低い傾向が認められる．一方，30〜55 ka ではやや高いピークが多数認められ，12〜30 ka と比べると全体にやや高い傾向がある．ただし，9 ka では初磁化率でピークが認められるのに対して珪藻殻堆積量はあまり顕著なピークが認められない点で異なっている．また，30〜35 ka についても珪藻殻堆積量は初磁化率曲線よりも多くのピークが認められる．これらを除くと，両曲線は互いによく似ており，より細かいピークも両曲線で対応する可能性がある．

90〜135 ka についてみると，102 ka のピーク，103〜113 ka のやや減少する時期，115〜132 ka の明瞭なピーク群がそれぞれの曲線で認められる．これらは少しズレが生じているが，Aso-4, Aso-3 火山灰の年代の誤差が 6〜7 千年であることを考慮すれば対比可能である．

60〜90 ka では，残念ながら中国において高解像度での初磁化率データがなく検討できないが，珪藻殻堆積量変化は，中国の夏季モンスーンの強さの変動を反映している初磁化率と比較的よい一致が認められる．一部の，異なった変動パターンが認められるものの，年間珪藻殻堆積量から推定される日本の夏季降水量変動と中国で示された東アジア夏季モンスーン変動は，ほぼ類似したパターンを示している．このことは，日本の降水量と中国における乾湿変動が過去 14 万年間互いに密接に関連していたことを示唆し，日本の前線活動や台風の上陸頻度が東アジアモンスーンの強さの変動と関連していた可能性を示唆している．

謝辞　大阪市立大学の熊井久雄教授，三田村宗樹助教授には，多くのご助言及びご指導を頂いた．近畿大学の後藤敏一助教授には珪藻分析法等についてご教示頂いた．また，名古屋大学年代測定総合研究センターの中村俊夫教授には ^{14}C 年代測定で大変お世話になった．以上の方々に心より感謝いたします．



a: 琵琶湖年間珪藻殻堆積量
b: 中国レス-古土壌シークエンスの初磁化率(Lanzhou; Fang et al., 1999b)
c: 中国レス-古土壌シークエンスの初磁化率(Lanzhou; Fang et al., 1999a)
d: 常磁性鉱物の残留磁気の強さ(Lanzhou; Fang et al., 1999a)
対比可能なイベントを点線で示す

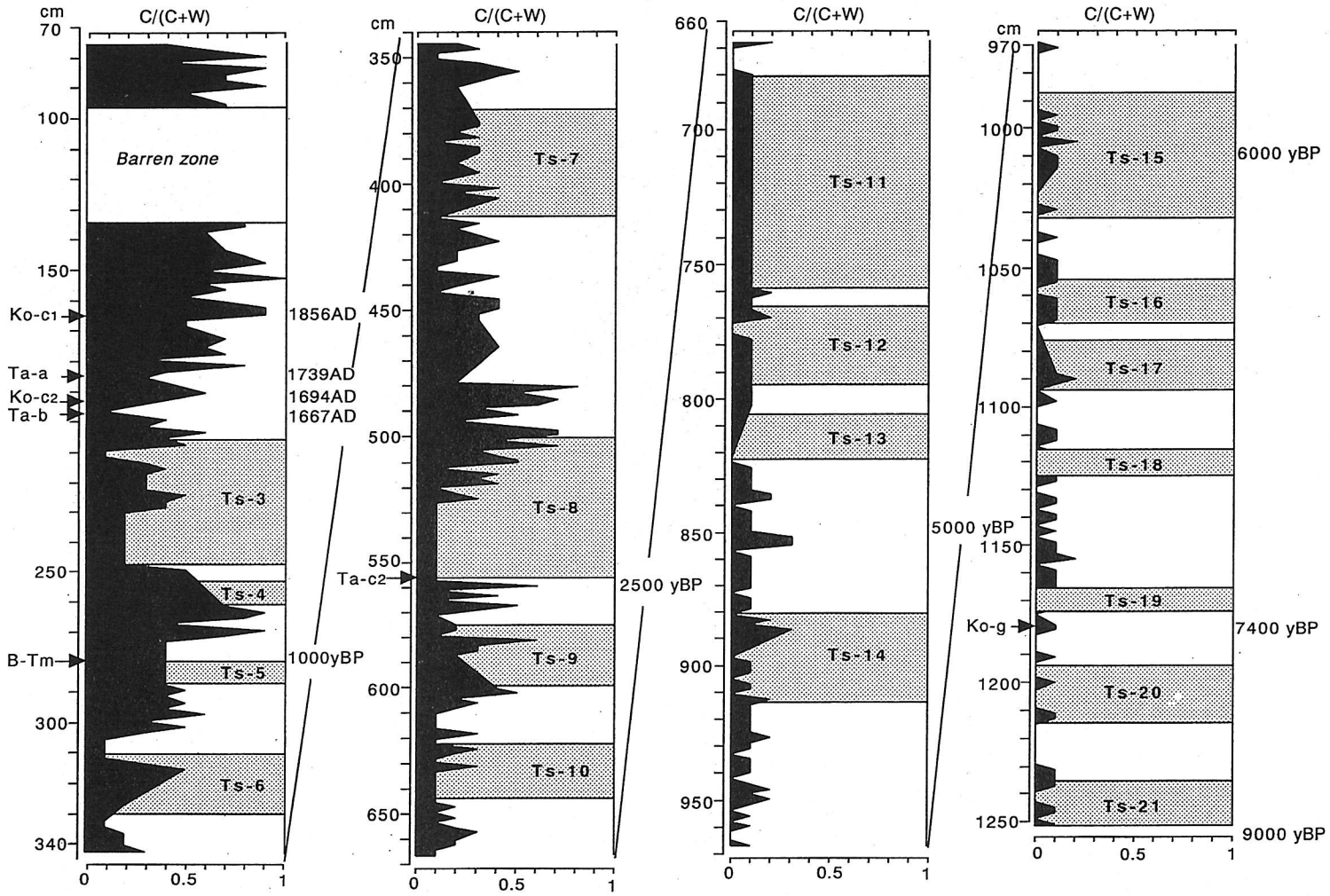
O-35　北海道東部・春採湖湖底堆積物の花粉化石から見た親潮の脈動

五十嵐八枝子（アースサイエンス・株）・七山　太（産総研）

Yaeko IGARASHI & Hutosi NANAYAMA: Fluctuation of Oyashio current based on pollen data from Lake Harutori, eastern Hokkaido

北海道東部・釧路市の南東に位置する春採湖は、千島海溝沿岸域に発達する海跡湖で、湖底には人工改変を受けていない堆積物が分布している。2000年2月津波堆積物調査のため湖底ボーリングが行われ、全長12.5mのコアが得られた。湖底堆積物は、主に褐灰から黒灰色を呈する数mmオーダーの年縞シルトで、浅海起源の砕屑粒子からなる21層の津波堆積物と7層の広域テフラKo-c1、Ta-a、Ko-c2、Ta-b、B-Tm、Ta-c2、Ko-gを挟む。テフラの年代と^{14}C年代から見て、およそ9000年間の連続コアである。七山ほか(2001)はコアの層相解析、粒度分析、テフラの同定、AMS法による^{14}C年代測定および津波堆積物の珪藻と有孔虫化石の分析などを行った。現在の道東沿岸は、親潮の影響を受けて夏季海霧が多発する気候条件のもと、針葉樹林が発達している。他方、縄文時代には宗谷暖流が到達したことが貝化石から明らかにされている（松島、1998)。道東沿岸の植生は、こうした海況の影響と地球規模の気候変動のもとに変遷したと考えられる。演者らは、春採湖周辺の植生変遷史を確立し、同時代の内陸域と比較することで親潮の消長を復元する目的で、コアの花粉分析学的研究を行った。

津波堆積物の粗粒部を除いた全層を厚さ2cmに切断して400点を分析した。親潮の影響を明らかにするため、得られた花粉群のうち寒冷要素（C）の亜寒帯性針葉樹（トウヒ属、モミ属、マツ属）と温暖要素（W）の冷温帯広葉樹（コナラ属、ニレ属、クルミ属など）を選び、C/(C+W)（寒冷指標と呼ぶことにする）を求めた。寒冷指標は5ka頃に0.3を超えたが、9～3ka頃は0.3以下と低かった。それに比べて3ka以降寒冷指標は高く、特に2ka前後と0.3ka (Ko-c2)前後を除いた1kaから近世までは際立って高くなった。北海道の内陸部では、8ka以降現在まで温暖要素が優勢であり、本地域のように針葉樹が優勢になることはなかった（五十嵐、1993ほか)。貝化石から見た道東沿岸における宗谷暖流の証拠は、7～5kaの間に認められている。しかし、本地域で親潮の影響が増加し始めた時期は暖流の消滅より2000年後であり、特に最近の1000年間が顕著であった。寒冷指標に見られる鋸歯状の変化は、親潮の不安定な脈動を反映していると考えられる。深度97～135cmのBarren zoneは炭質物の密集帯で、1962年の調査(古谷、1962)で認められた太平洋炭鉱の炭塵泥であろう。



春採湖湖底堆積物の化石花粉群から得られた寒冷指標の変化

C: 亜寒帯性針葉樹　W: 冷温帯広葉樹　Ts:津波堆積物

O-36　長野県飯山市野々海湿原堆積物の花粉分析

関口千穂（明治大学大学院）・叶内敦子・杉原重夫（明治大学・文）
Chiho SEKIGUCHI, Atsuko KANAUCHI, Shigeo SUGIHARA ; Pollen analysis of the deposit, Nonomi bog in Iiyama city, Nagano prefecture.

1. 調査地域の概観

調査地である野々海湿原（北緯37°01′03″・東経138°31′55″；標高1,070m）は，飯山市北部の野々海池東側に位置する湿原である（図1）．長野県北部の関田山地の主稜部は，関田峠付近（約1,150m）を最高所として北へ1,100m前後の一定した高さの峰が野々海峠付近まで連続し，その鞍部には茶屋池湿原，野々海湿原などの湿原が分布する．また湿原北部には，野々海峠断層群の存在が知られている．湿原周囲の植生は，ブナを主とする落葉広葉樹林で，オオカメノキ，ハウチワカエデ，ヤマウルシなどが混生する．

2. 堆積物の層序

2001年11月にボーリング調査を実施し，湿原堆積物はヒラー型サンプラーを使用して深度176 cmまで採取した．堆積物の層序は，深度5～56 cmは未分解および分解泥炭，深度56～68 cmは泥炭質粘土，深度68～95 cmは粘土，深度95～176 cmは泥炭である．表層部の0～深度5 cmは採取できなかった．堆積物は全体的に堅くしまっていた．湿原堆積物の柱状図を図2に示す．

3. 花粉分析結果

花粉分析は，ボーリングコアから10 cmごとに試料を採取し，KOH法―塩化亜鉛比重分離法―アセトリシス法を行い，出現した花粉・胞子化石のうちAP400個以上を同定し，基数とした．*Alnus*（ハンノキ属）は基数から除外した．深度70 cmは出現した花粉数が少なかったため，ダイアグラムに表していない．主要樹木花粉ダイアグラムを図3に示す．

分析の結果，深度176 cm～140 cmでは*Tsuga*（ツガ属）を主とする針葉樹類に，*Fagus*（ブナ属），*Betula*（カバノキ属）が伴う．深度130 cm～80 cmでは*Betula*が優占し，針葉樹類を伴う．深度60 cm～10 cmでは*Fagus*が優占し，*Lepidobalanus*（コナラ亜属）などの落葉広葉樹類を伴う花粉組成が得られた．

以上の結果から，野々海湿原堆積物下部の針葉樹類と*Betula*が優占する花粉組成は最終氷期，堆積物上部の*Fagus*を主とする落葉広葉樹類優占の花粉組成は，完新世の古植生を示すものと考えられる．

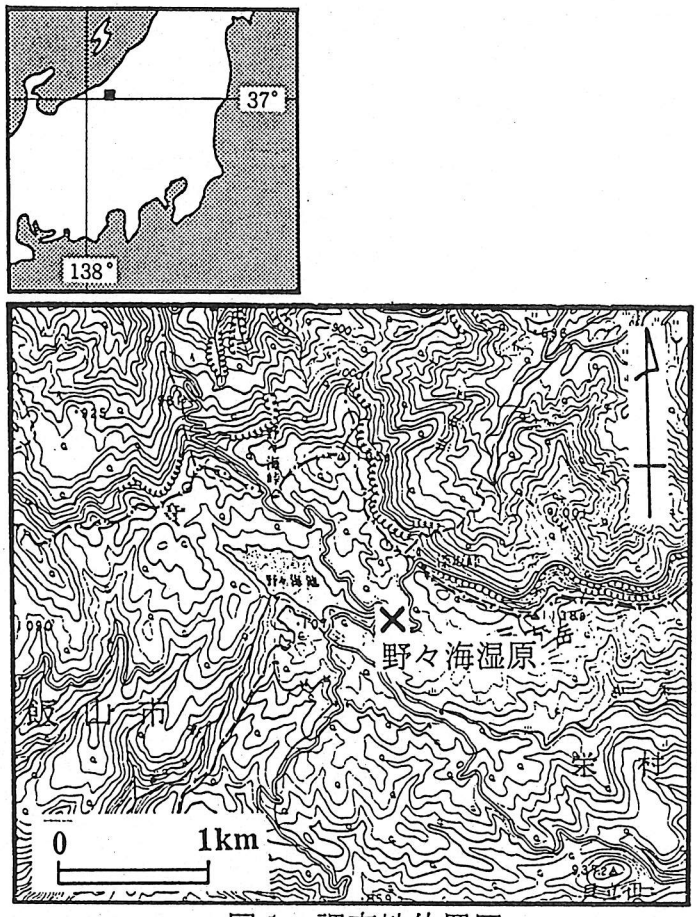


図１　調査地位置図

国土地理院発行 1/50,000 地形図「松之山温泉」使用

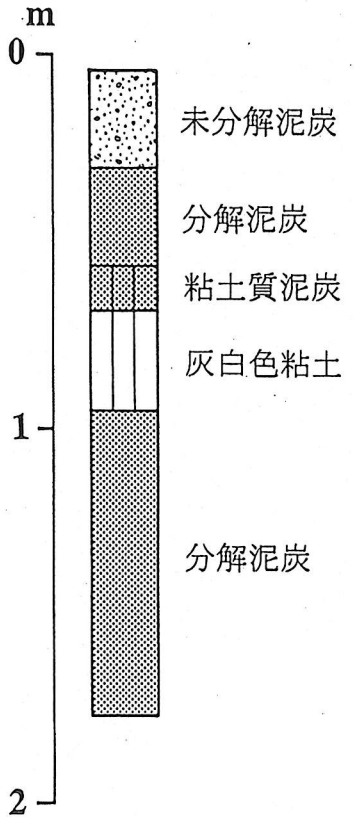


図２　湿原堆積物の柱状図

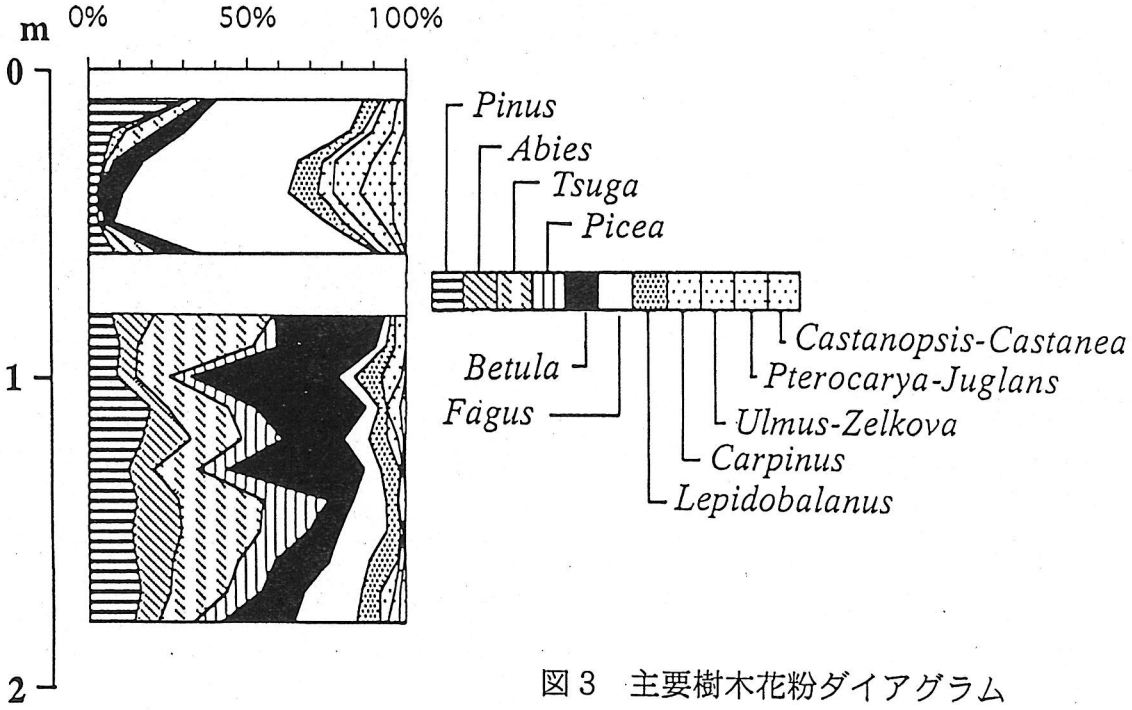


図３　主要樹木花粉ダイアグラム

O-37　地中海北岸の更新統の縞状堆積物に見られる約２万年周期の気候変動

奥田昌明（千葉中央博）・N. van Vugt（ユトレヒト大）・中川毅（日文研）・池谷元伺（大阪大）・林田明（同志社大）・安田喜憲（日文研）・瀬戸口烈司（京都大）
Masaaki OKUDA, Nicole van VUGT, Takeshi NAKAGAWA, Motoji IKEYA, Akira HAYASHIDA, Yoshinori YASUDA, Takeshi SETOGUCHI ; Astronomical cycles in Pleistocene lignite-detritus sequences in the northern Mediterranean

[はじめに]　アルプス造山運動の支配する変動帯に属し、また北ヨーロッパの大陸氷床の影響を受けなかった地中海北岸には、湖成の更新統が厚く発達している。特に、黒色の泥炭層が明灰色の石灰岩あるいはシルト岩層とリズミカルに互層する、あざやかな白黒の縞状堆積物が分布している。本稿ではギリシャ南部メガロポリス盆地に分布する厚さ約 70 m の縞状堆積物の成因を解明することを目的とし、花粉分析と全炭素（TOC）分析をおこなった。また古地磁気測定と ESR 年代測定をおこない、地球軌道サイクルとの対比を試みた。

[調査地域・研究史]　ギリシャ南部メガロポリス盆地（Fig. 1）の露天掘鉱山の壁面にあらわれた中部更新統の Marathousa 部層は、泥炭・シルト岩互層中に灰色の有機泥が頻繁にはさまり、大小２種類の堆積サイクルを示している。ここより産する植物化石と脊椎動物化石は、1960 年代から繰り返し研究されてきた（Vinken, 1965 など）。また最近の詳細な古地磁気・サイクル層序学的研究により、この縞状堆積物が複数の地球軌道サイクル（ミランコビッチサイクル）の反映である可能性が示唆された（Vugt et al., 2000）。しかしこの段階では、古気候データの不足のため、個々のサイクルの関係を特定づけるには至らなかった。

[分析試料]　1995 年に現地調査と試料収集がおこなわれた。花粉・TOC 分析用の堆積物試料が 50 cm 間隔で 140 個、古地磁気測定用の試料が泥炭層をさけて 26 個、ESR 年代測定用の二枚貝試料が数点採取された。試料は1995 年から 2000 年にかけて日文研・大阪大・同志社大・千葉中央博などで分析された。

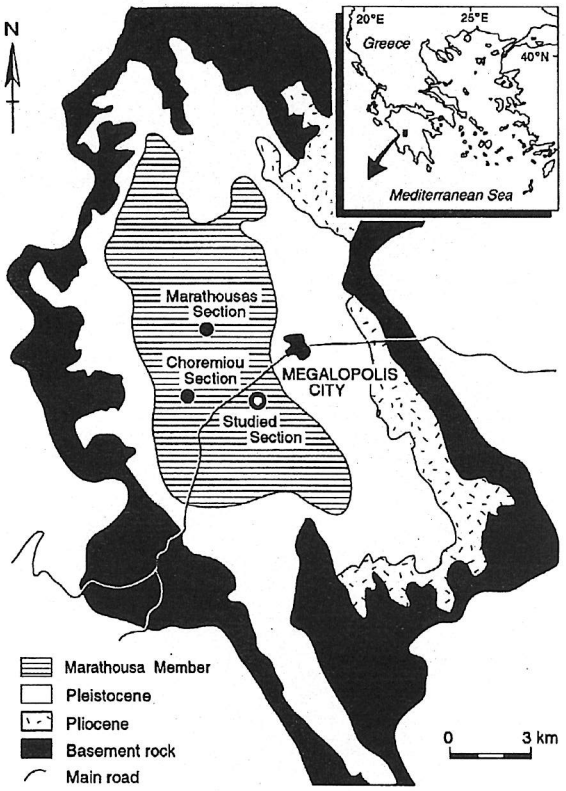


Fig. 1. Geological map of the Megalopolis basin, SW Greece. Localities of the studied section as well as parallel Marathousas and Choremiou sections are shown. At present, the Holocene and part of the Pleistocene deposits have been scraped off due to opencast coal mining.

[結果・考察]　花粉分析の結果、黒色の泥炭層からは *Quercus, Ulmus, Olea* 等を中心とする温帯性広葉樹林が復元され、明灰色のシルト岩層からは *Artemisia*, Chenopodiaceae を中心とする半乾燥草原が復元された。これは南ヨーロッパにおける更新世の花粉層序と調和的であり、この泥炭ーシルト岩層が 10 万年周期の氷期間氷期サイクルに対応していることが示された。おそらく氷期には大きな湖が広がって白いシルト岩層が堆積し、いっぽう間氷期には蒸発散量の増加により水位が下がって湿原がひろがり、黒い泥炭層が堆積したものと推測される。

さらに、この互層の中に頻繁にはさまる灰色の有機泥のいくつかは、花粉組成においても TOC においても 泥炭層とシルト岩層の中間的な値を示した。このことは、問題の有機泥が氷期・間氷期中における一時的な気候の揺り戻し（亜間氷期など）を反映していることを意味する。典型的な１組の泥炭ーシルト岩互層（e.g. 間氷期ー氷期）において、花粉学的に認定された気候イベントの数は５つであった。よって、Marathousa 部層中の灰色有機泥による縞状構造は、基本的に約２万年の歳差運動周期に起因している可能性がつよく示唆された。おそらく歳差運動に同調した日射量変動によって盆地内の水分条件が変化し、花粉組成と堆積相の両方に変化を及ぼしたのだと推測される。

これらの堆積・花粉サイクルを地球軌道要素および酸素同位体カーブと対比させると、かなりよい相関を示すことがわかっている（Fig. 2）。なおこの対比は、現状では上から２番目の泥炭層（ユニット 6）がステージ 11 に対比され、かつこのセクションをは基本的に一連整合である、という２つの仮定に基づいた仮のものである。Fig. 2 は現状の時間コントロールのもとでは唯一無二でなく、他のありうる対比案を棄却するものではない。

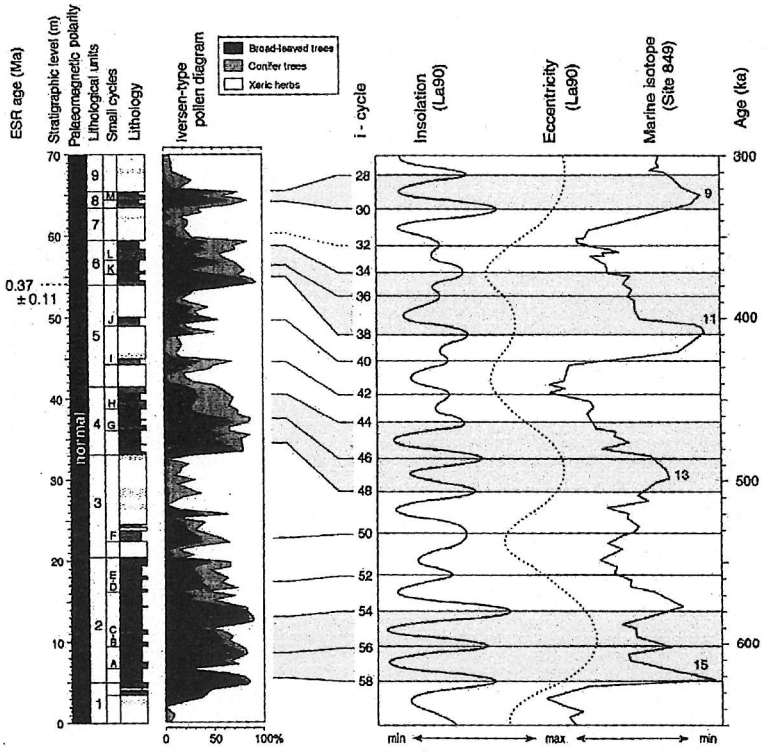


Fig. 2. Tentative correlation between the studied section and external target curves (Okuda et al., in press). Xeric herbs contain Compositae, Chenopodiaceae, *Plantago* and Caryophyllaceae. Conifer trees contain *Pinus*, *Abies*, *Juniperus* and *Ephedra*.

[文献]

1) Vinken, R. von (1965). Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Megalopolis (Peloponnes, Griechenland), *Geol. Jb.* **83**, 97-148.
2) Vugt, N. van, Bruijn, H. de, Kolfshoten, M. van, Langereis, C.G. (2000). Magneto- and cyclostratigraphy and mammal faunas of the Pleistocene lacustrine Megalopolis Basin, Peloponnesos, Greece, *Geologica Ultraiectina* **189**, 69-92.
3) Okuda, M., Vugt, N. van, Nakagawa, T., Ikeya, M., Hayashida, A., Yasuda, Y. and Setoguchi, T., Palynological evidence for the astronomical origin of lignite-detritus sequence in the Middle Pleistocene Marathousa Member, Megalopolis, SW Greece. *Earth Planet. Science Lett.*, in press.

O-38

有孔虫殻の酸素・炭素同位体比に基づく日本列島東岸沖の過去２万年間の海洋環境変遷

大場忠道（北大・院・地球環境）

Tadamichi OBA: Paleoceanographic changes off the east coast of the Japanese Isalands for the last 20,000 years based on oxygen and carbon isotopes foraminiferal tests.

日本列島東岸沖は、現在、黒潮と親潮が接近しており、北太平洋の中でも最も水温や塩分の南北勾配が著しい海域である。この海域の海洋環境が過去の気候変化に伴ってどのように変化したかを明らかにすることは、北太平洋の海流系の変遷を明らかにする上で重要であるばかりでなく、日本列島の陸上の環境変化を知る上でも重要である。本研究は、日本列島東岸の釧路、襟裳岬、気仙沼、鹿島灘沖の４海域から採取された海底コア（水深約 1,000m～2,600m）に含まれる底生および浮遊性有孔虫化石の酸素・炭素同位体比から、過去２万年間のそれぞれの海域の海洋環境の変遷を考察したものである。

底生有孔虫の殻の酸素同位体比は、4 本のコアとも約 1 万年前まではほぼ一定の値が保たれており、水深の浅い釧路沖コア(現在の海底水温は 2.7℃)で 3.1‰、最も深い鹿島灘沖のコ現在の海底水温は 1.7℃)で 3.5‰である。このように、底生有孔虫の殻の酸素同位体比が 3.1～3.5‰の間に入るのは、現在の海底付近の海水の酸素同位体比にほとんど差がなく、水温が僅か(1℃)しか異ならないためである。一方、4 本のコアの底生と浮遊性有孔虫の殻の酸素同位体比の差を過去 1 万年間について見ると、釧路沖で 0.9‰、鹿島灘沖で 3.7‰というように南ほど大きい。その理由は、南に位置する海域ほど現在の表層海水の酸素同位体比が大きいけれども、それ以上に水温の高い黒潮の影響を強く受けるからである。ところが、最終氷期の最寒期（約 1.8 万年前頃）の酸素同位体比は、鹿島灘沖で底生と浮遊性有孔虫の間で約 2‰の差がある。この差は、過去 1 万年間についてみると襟裳岬沖と気仙沼沖のコアのちょうど中間付近で見られる。すなわち、1.8 万年前の鹿島灘沖の海況は、おそらく現在の三陸海岸久慈沖の海況と同様であったと考えられる。

この底生と浮遊性有孔虫の殻の酸素同位体比の差を現在の海洋環境に基づいて求めると、古水温を算出できる式が得られる。その式に基づいて古水温を算出し、現在と同様な海洋環境が過去の気候変化に応じて南北に移動したと仮定するならば、鹿島灘沖では約 1.9 万年前から約 1.1 万年前までは表面水温が 6～12℃だったのが、1 万年前になって急速に上昇し 23℃まで達している。このことは、約 1 万年前に鹿

島灘沖が黒潮の影響下に入ったことを示している。気仙沼沖では約 5 千年前に黒潮の暖水塊の影響が出始め、その後も古水温が大きく変動しているのは黒潮と親潮のしのぎ合いの結果が現れている。一方、釧路沖と襟裳岬沖では過去約 2 万年間 10℃以下で親潮の影響下にあったと判断される。
以上と同様な解釈は、浮遊性有孔虫の殻の炭素同位体比からも得られる。また、釧路沖のコアでは、最終氷期からその過渡期にかけて底生および浮遊性有孔虫の殻の炭素同位体比が著しい負の値を示しており、その原因は当時海底下から噴き出したメタンハイドレイトの影響であろう。

O-39 関東平野西南部の鮮新－前期更新世の陸生哺乳類化石群集からみた大陸から日本列島への陸橋形成期について

小泉明裕（日本大学文理学部・飯田市美術博物館）

Akihiro KOIZUMI; Plio-Pleistocene Land bridges based on fossil land mammals found in the south-western part of Kanto Plain

はじめに 日本列島の鮮新世から前期更新世の大陸から日本列島への哺乳類の移動についての研究は、琉球列島(大塚,2002)を除き、主に長鼻類と鹿類について行われてきた(Otsuka,1972, Takahashi and Namatsu,2000など). 河村(1998)は，第四紀のムカシマンモス，トウヨウゾウ，ナウマンゾウの3種の長鼻類の出現時期が大陸からの移入を可能にした陸橋形成時期を示唆し，アケボノゾウについては日本列島内で進化して出現したと考えられているので，その出現は陸橋形成でなく，逆に大陸から長期に隔離されたことを示すとした．この考えは，歴史的なカテゴリーにもとずく現生種の区分から日本の陸生哺乳動物相の起源について述べたDobson and Kawamura(1998)に図示されている．小西・吉川(1999)は，日本の第四系の長鼻類化石の産出層準を整理し，日本海海底堆積物と深海底の酸素同位対比層序との関係からトウヨウゾウとナウマンゾウの移入とそれを可能にした陸橋形成年代を推定した．小泉(2000)は、関東平野西南部の鮮新－更新統産脊椎動物化石の産出層準を整理して、2層準の脊椎動物群集を区分し，イヌ属やシフゾウ属の産出から鮮新－更新世境界付近にも，それらが移入した陸橋の存在を考えた．

本発表では，小泉(2000)にその後の知見を加えて関東西南部の陸生哺乳類化石群集を以下のように3層準に区分し、関東地方に産出している種類の陸生哺乳類化石の日本列島における産出層準を整理して，陸橋形成時期を考える．

関東西南部上総層群産の陸生哺乳類化石群集

①愛川脊椎動物化石群集(約 2.8～2.6 Ma)；神奈川県愛川町の中津層群下部産で、コロブス亜科のサル Colobinae gen.*et* sp.indet.,大型のミエステゴドン *Stegodon miensis*,サイ科 Rhinocerotidae gen.*et* sp.indet.,サンバージカの1種 *Cervus*(*Rusa*) sp.

②上壱分方脊椎動物化石群集(約 2.4～2.3 Ma)；,東京都八王子市上壱分方の上総層群最下部産で，アケボノゾウ *Stegodon aurorae* が産出している．

③昭島脊椎動物化石群集(約 1.8～1.2Ma)；東京都昭島市の上総層群加住礫層上部から横浜市の上総層群浜層まででで、大型のイヌ属 *Canis falconeri*, アケボノゾウ *S.tegodon aurorae*,シフゾウ属 *Elaphurus* spp.,カズサジカ *Cervus(Nipponicervus) kazusensis*.

群集①の *Stegodon miensis*(Matsumoto,1941)にした幼獣の頭骨（図 1-5)は，Saegusa(1996)のツダンスキーグループに属し，この臼歯は，P4(第4乳臼歯)を使用中の同様な成長段階のアケボノゾウ臼歯（明石市藤江産，NSMPV-9811）より稜数が2稜少なく，歯冠が低いなど原始的である．さらに図1に示したツダンスキーグループのシンシュウゾウ→ミエステゴドンへの種分化を推定したのは，戸隠村産の下顎 M2（図 1-2,戸隠村地質化石館,1993）が6稜なのに，鈴鹿市産の上顎 M2(図 1-3,三重県立博物館,1987)がすでに8稜あることによる．ステゴドン属臼歯の稜数は，同じ歯種では上顎より下顎が同じかやや多くなる(Hooijer,1955など)のと，中間臼歯は稜数の変異が少ないことにもとづく予察的な考えである．

群集②のアケボノゾウ(図 1-6)は，最近発掘した 3 個体分、8 本の臼歯で，エナメル質のみが保存された変形した標本群である．完全に保存された場合の稜数がわかる標本がないため稜数の比較はできないが，大きさや歯冠が高いなどの形態が，他地域から知られるアケボノゾウに一致し，関東地方におけるアケボノゾウとしては最古の記録である。

鮮新世中期(3.5Ma 前後)に日本海に暖流が流入(天野ほか,1999)して島嶼化が進んだことや，鮮新世後期にフウやチャンチンモドキなどの暖温帯外地性要素の植物の消滅(小泉,2000)をもたらした寒冷に向かう気候変動が，これらシンシュウゾウからアケボノゾウへのステゴドン属の日本列島内部における種分化をおこした要因の一部と考えられる．

群集③の昭島市多摩川河床の上総層群加住礫層上部から産出した 1 個体分の大型のイヌ属（小泉ほか,2000）は，その後の調査で同一個体の上顎臼歯など頭骨の残りの部位が得られたため，臼歯の形態などからファルコネリ種（*Canis* (*Xenocyon*) *falconeri*）グループ(Rook,1994)に属することが明らかとなった． *C. falconeri* グループは，ユーラシア大陸(とアフリカ)に広く分布していた（Rook,1994).

陸橋形成期の検討　中国大陸に同じかまたは近縁種がいる種類の日本列島での産出層準から，Dobson and Kawamura(1998)によるツダンスキーゾウ・ムカシマンモス・トウヨウゾウの移入時期に加えて、鮮新－更新世境界付近にファルコネリオオカミと一部のシカ類（シフゾウ属とカズサジカ）が移入できた陸橋の存在が示唆される（図１).

シフゾウの移入については，*E.shikamai* が中国北部の泥河湾動物群の要素である *E.bifurcatus* と近縁と考え,前期更新世における中国北部との地理的つながりの可能性を指摘した Otsuka(1972)と，鮮新－更新世境界付近の東アジアでシフゾウ属の種分化と放散が起こったという Vislobokova(1990)の考えからも支持できる．

なお今後は,北陸地方の鮮新－更新統の有孔虫の暖流系種の産出傾向などから対馬暖流の古日本海への流入時期を考察した Kitamura *et al.*(2001)，新第三紀以降の古日本海の海況を考察した Tada *et al.*(1994)など，哺乳類化石以外から鮮新－更新統の陸橋を示唆したものを含めた考察が必要である．

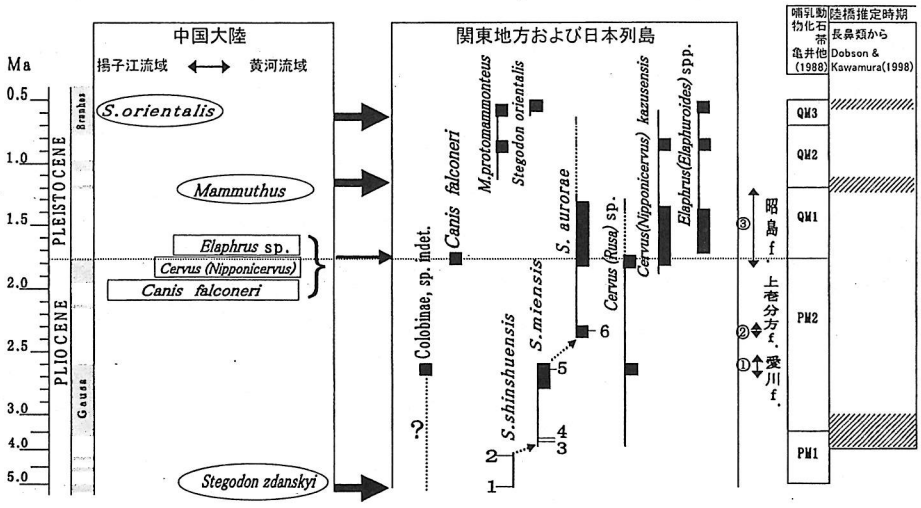


図 1. 関東地方から報告された陸生哺乳類の日本列島における産出層準からみた鮮新－更新世の陸橋形成期(矢印)の推定．関東産を太線，関東以外産は細線で示す．関東以外の産出層準は樽野・亀井(1993)，樽野(1999)，里口ほか(1999)，高橋・北林(2001)による．中国大陸に示した種類(Zdansky,1924，Teilhald de Chardin and Piveteau，1930，Saegusa,1996，Dobson and Kawamura,1998 などによる)は，日本への推定移入時期の年代にプロットしたもので産出レンジは示していない．なお本文中で説明のない No.1はシンシュウゾウの長野県中条村産の模式標本(上顎 M3は 8 稜,Sawamura *et al.*,1979),No.4は三重県河芸町産の頭骨(上顎 M3は 10 稜,角田,1958).

O-40　ナウマンゾウ臼歯化石における時代変異

近藤洋一（野尻湖ナウマンゾウ博物館）

Yoichi KONDO; Size change in molar of Naumann elephant (Paleoloxodon naumanni)

はじめに

ナウマンゾウ化石の臼歯による変異については，亀井・小野寺（1973），高橋・樽野（1985），高橋・間島（1991）によって詳細な検討がされている．これらの一連の研究で，検討されたおもな標本群は野尻湖産，釈迦が鼻沖産，備讃瀬戸産，日本海産のものである．野尻湖以外の標本の産出層準については湖底産ということもあり，C１４年代値がでているもの以外は不明なものが多い．

そこで，ナウマンゾウ化石の時代変異を調べるために，各地から産出しているナウマンゾウ化石のうち，産出層準が推定できる標本を選んで，その変異を検討してみた．

日本列島におけるナウマンゾウ化石の産出層準

ナウマンゾウ化石の産出層準は，酸素同位体ステージ１０から２のレンジにはいる．ステージごとの主なナウマンゾウ臼歯化石については，下記のようなものがある．

ステージ９：矢の沢標本

ステージ７：佐浜標本，猿山標本，鑓水標本，田畑標本，神宮標本，祝田標本

ステージ６：久能山標本

ステージ５：神宮標本，忠類標本，相川標本，羽生標本，上野標本，
上北標本，尻労標本，折之口標本，大木根標本，小倉寺標本
上末吉標本，西池袋標本，用土標本，鯨波標本，中畑標本

ステージ 2～３：野尻湖標本，上広岡標本，花泉標本，徳佐標本，円山標本，
善明標本，小田中標本

臼歯における時代的変異

歯冠長　上顎第３大臼歯の歯冠長をみるとステージ９および７では，標本がないものの平均値はもっとも大きい値を示す．ステージ５の平均値は小さく，ステージ３ではステージ７についで大きい．すなわち，全体として標本数がすくないものの歯冠長に関しては平均値をみるとステージ７>ステージ 3>ステージ５の順で大きさに時代的変異が認められる．（図 1）

下顎第３大臼歯でもステージ７の標本が少ないが，平均値での傾向をみると，ステージ７>ステージ５＞ステージ 3 の順で大きさに時代的変異が認めることができる．

第２大臼歯上顎・下顎ともステージ５とステージ３産出の標本しか検討できなかったが，上顎ではステージ５の歯冠長の平均値がステージ３よりやや大きいが，ほとんど変化がない．いっぽう下顎では平均値はステージ３の方がステージ５よりやや大きい．このように第２大臼歯の歯冠長では時代的な差異は小さい．

歯冠幅長　上顎第３大臼歯の歯冠幅長の平均値はステージ７＞ステージ３＞ステージ５の順で大きい．いっぽう下顎第３大臼歯でもその傾向は認められる．しかし，第２大臼歯での時代的変異ははっきりしない．

エナメル質厚　上顎第３大臼歯のエナメル質厚の平均値はステージ７>ステージ３＞ステージ５の順で大きい．下顎第３大臼歯でもこの傾向は認められる．第２大臼歯では，ステージ５のほうがステージ３より大きい．

以上の結果から，ナウマンゾウ臼歯における時代的な差異は，おもに第３大臼歯の歯冠長および歯冠幅長に見られ，ステージ５の時代に臼歯が小型化する傾向が認められた．このような資料から検討するといくつか例外はあるが，備讃瀬戸産ナウマンゾウ化石は，ほぼステージ５の時代の範囲に含まれる．

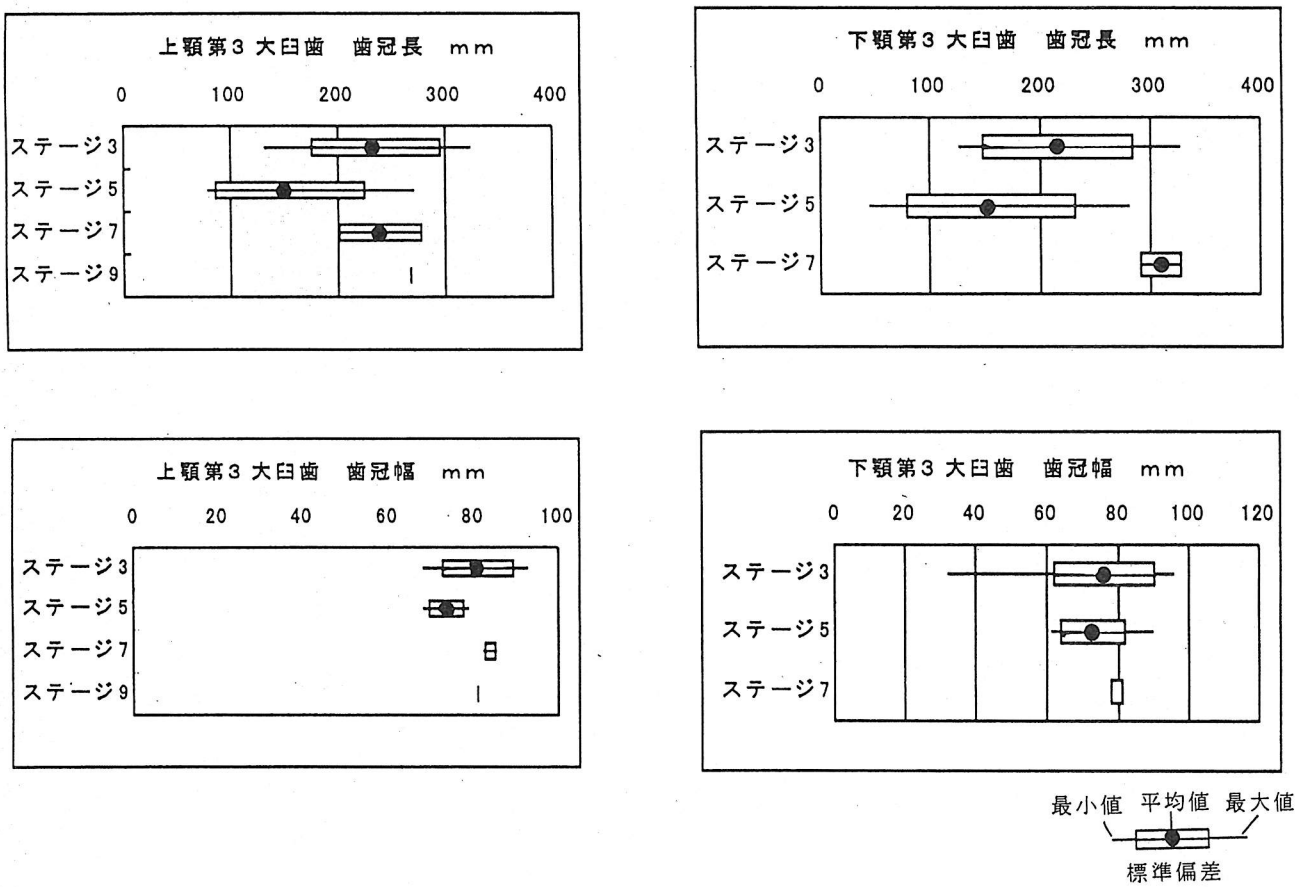


図１ナウマンゾウ臼歯化石第３大臼歯における歯冠長，歯冠幅長の時代的変異

O-41 北海道苫小牧市静川 22 遺跡出土の完新世前期小型哺乳類群集

河村善也（愛知教育大学）

Yoshinari Kawamura: Early Holocene micro-mammalian assemblage from the Shizukawa 22 site in Tomakomai, Hokkaido, northern Japan

苫小牧市東部の低平な台地に位置する静川 22 遺跡からは，多量の遺物が出土しているが，今回演者は苫小牧市教育委員会の依頼を受けて，それらの遺物のうち小型哺乳類遺体の調査を行った．それらの遺体は遺跡内の貝塚とその周辺から出土したもので，種類数や量が多く，保存状態も良好なものが多い．また，それらを含む堆積物は上下をテフラで挟まれているため，層位学的な位置が明確で，その年代も伴出する遺物からだけでなく，テフラからも推定できるという特徴がある．このような遺体は縄文時代前期のもので，それらを研究することはこの遺跡を残した人々の生活の一端を復元する上でも，また当時の遺跡周辺の古環境や動物相を考える上でも重要であるばかりか，当時の小型哺乳類の形態学的特徴を明らかにする上でもきわめて重要な資料と言える．北海道では，この遺跡のように，層位学的な位置の明確な小型哺乳類遺体が多数採取され，それらが詳しく調査された例は，筆者の知る限り他にはなく，そのような意味でも今回の遺体やその調査結果はきわめて重要なものと言える．本講演では，このように重要な静川 22 遺跡の小型哺乳類遺体の調査結果を報告したい．

今回調査した小型哺乳類遺体は，1981 年と 1982 年に行われた静川 22 遺跡の発掘調査の際に採取された堆積物中から 3mm 目の篩で水洗されたもので，その数は 2000 点以上にもおよぶ．その出土層は黒色腐植土層でⅡ-B 層と呼ばれ，樽前 c テフラに覆われ，樽前 d テフラを覆う（図 1）．町田・新井（1992）によれば樽前 c テフラは 2500～3000 年前，樽前 d テフラは 8000～9000 年前とされるので，出土した人工遺物によるⅡ-B 層の縄文時代前期という年代はテフラの層序関係や年代とよく調和する．

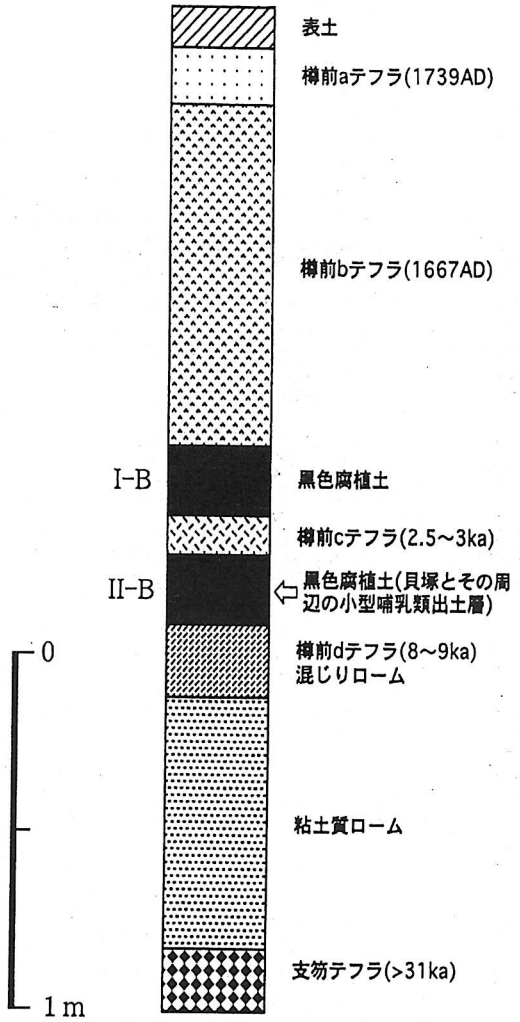


図 1　静川 22 遺跡の堆積物の模式柱状図．苫小牧市教育委員会・苫小牧市埋蔵文化財センター（1985）による．（　）内は町田・新井（1992）によるテフラの年代．ka：1000 年前．

今回調査した遺体群集には表1のような種類の小型哺乳類が含まれていたが，それらの詳しい分析結果とそれからわかることを要約すると以下のようになる．

1）小型哺乳類遺体は大きく食虫目と齧歯目に分類されるが，標本数では前者は約3％にすぎず，後者が約97％を占める．

2）食虫目の遺体は，トガリネズミ科に属するオオアシトガリネズミとトガリネズミの2種に分類される．この2種の出土量は後者の方が多い．モグラ科など食虫目の他の科に属する遺体は含まれていなかった．

3）齧歯目の遺体はリス科，ハタネズミ科，ネズミ科に分類されるが，リス科の標本数が小型哺乳類全体に占める割合は 1.7％，ハタネズミ科は 55.0％，ネズミ科は39.9％であった．

4）リス科の遺体は，シマリスとタイリクモモンガの2種に分類された．

5）ハタネズミ科の遺体はタイリクヤチネズミとヒメヤチネズミの 2 種に分類されたが，標本数は前者の方が圧倒的に多い．

6）ネズミ科の遺体はアカネズミ，ヒメネズミ，クマネズミ属に分類された．クマネズミ属に分類されたもので，M^1 の植立した上顎骨や遊離した M^1 については種の区別が可能で，それらはすべてドブネズミに同定されたが，それ以外の遺体では種の区別ができないので，クマネズミ属（種不明）として取扱った．ただし，この遺跡出土の M^1 の植立した上顎骨や遊離した M^1 はすべてドブネズミの特徴を持っているので，クマネズミ属（種不明）としたものもドブネズミの可能性が高い．

7）ネズミ科の各種類の中ではドブネズミの標本数が他の 2 種よりはるかに多い（クマネズミ属で種不明としたものを含めた場合）．次いでアカネズミが多く，ヒメネズミは標本数が少なかった．

8）この遺跡の小型哺乳類遺体群集は，この遺跡に生活した人々によってもたらされ，貝塚という条件下で保存されたものと考えられる．

9）それらの人々は多くの種類の小型哺乳類を食糧源として捕獲し，その残滓を貝塚に捨てたと推定される．

10）出土数の割合が捕獲量の割合に対応するとすれば，タイリクヤチネズミとドブネズミが他の種よりはるかに多く捕獲されていたことになる．

11）この遺跡の遺体群集の種類構成は現在の北海道の動物相のものとよく一致する．このことから，縄文時代前期にはこの地域に現在とほぼ同様の動物相があって，当時の環境も現在とほぼ同じであったと推定される．

表1．静川22遺跡から出土した小型哺乳類の種類．

食虫目	Order Insectivora
トガリネズミ科	Family Soricidae
1. オオアシトガリネズミ	*Sorex unguiculatus*
2. トガリネズミ	*Sorex caecutiens*
齧歯目	Order Rodentia
リス科	Family Sciuridae
3. シマリス	*Tamias sibiricus*
4. タイリクモモンガ	*Pteromys volans*
ハタネズミ科	Family Arvicolidae
5. タイリクヤチネズミ	*Clethrionomys rufocanus*
6. ヒメヤチネズミ	*Clethrionomys rutilus*
ネズミ科	Family Muridae
7. アカネズミ	*Apodemus speciosus*
8. ヒメネズミ	*Apodemus argenteus*
9. ドブネズミ	*Rattus norvegicus*
10. クマネズミ属（種不明）	*Rattus* sp. indet.

O-42 長野県北相木村栃原岩陰遺跡から出土した哺乳類の層位的変化

利渉　幾多郎（大阪市立大学大学院）・栃原岩陰遺跡発掘調査団

Ikutaro RISHO and Excavation Group of the Tochibara Rock Shelter Site: Stratigraphic Distribution of Mammalian Remains from the Tochibara Rock Shelter Site, Kita-aiki, Nagano Prefecture, Central Japan.

栃原岩陰遺跡は長野県千曲川上流，北相木川に面したノッチを利用した岩陰遺跡である．その発掘調査は主に信州大学医学部第二解剖学教室と理学部地質学教室が中心となり，1965年～1978年に15回実施された．ノッチを埋めた厚さ約5.6mの堆積物からは多量の土器片や石器などの文化遺物，哺乳類などの自然遺物，遺構などのほか，12体の人骨が出土している．そのような堆積物は，出土した土器片と放射性炭素年代から，縄文時代草創期から早期のものとされている．わが国においてはこのような時代の遺跡は数が少ない上に，本遺跡のように遺物の種類や出土量が豊富な遺跡は稀である．また本遺跡は日本列島の中心に位置し，哺乳類や当時の人の移動・狩猟などを考察するのに重要である．しかし本遺跡出土の遺物についての研究はまだ十分ではなく，細かな出土状況の記載や遺物の総括的な研究が必要であった．

そのような中で，1992年には北相木村考古博物館が開館し，現在栃原岩陰遺跡発掘調査団と北相木村教育委員会は本遺跡の報告書作成のため，これまでの発掘調査や研究史，それらの資料，出土遺物などについて整理作業を進めている．本遺跡の出土遺物は量が膨大であり，各分野ごとに分けての整理作業や研究が必要であるが，演者は哺乳類遺体の分析を受け持って調査，研究を行ってきた．本講演では，北相木村考古博物館に保管されている本遺跡出土の哺乳類遺体についての，演者のこれまでの調査・研究の結果を報告したい．

演者の研究により同定された哺乳類は，霊長目（PRIMATES）のニホンザル（*Mucaca fuscata*），兎目（LAGOMORPHA）のノウサギ（*Lepus brachyurus*），齧歯目（RODENTIA）のリス（*Sciurus lis*），ムササビ（*Petaurista leucogenys*），食肉目（CARNIVORA）のツキノワグマ（*Selenarctos thibetanus*），オオカミ（*Canis lupus*），イヌ（*Canis familiaris*），タヌキ（*Nyctereutes procyonoides*），キツネ（*Vulpes vulpes*），テン（*Martes melampus*），イタチ（*Mustela sibirica*），アナグマ（*Meles meles*），カワウソ（*Lutra lutra*），偶蹄目（ARTIODACTYLA）のイノシシ（*Sus scrofa*），ニホンジカ（*Cervus nippon*），カモシカ（*Capricornis crispus*）

の 16 種であった．そのうちニホンジカは出土数，量ともに最も多く，次いでイノシシ，ニホンザル，ノウサギが多い．

本遺跡の発掘調査は第Ⅰ区から第Ⅴ区の区画に分けて行われたが，これまでの出土遺物の研究においては区画についての区別はなされていなかった．しかし，第Ⅰ区～第Ⅳ区と第Ⅴ区は位置的にも離れており，層位的な相互関係も明らかにされていなかった．そのため藤森（1996）が指摘しているように第Ⅰ区～第Ⅳ区と第Ⅴ区の連続性について再検討が必要であり，本研究では第Ⅰ区～第Ⅳ区と第Ⅴ区を区別して取り扱った．また，発掘当時の記録によれば，この遺跡の堆積物は詳しい層位の把握が難しかったため，岩陰内堆積物の上面を基準として 10cm 毎に遺物の出土レベルが記録されていた．

第Ⅰ区～第Ⅳ区から出土した哺乳類をレベル毎にまとめると下図のようになる．0～-180cm はほとんど何も出土しないレベル，-300～-320cm を中心としたレベルは大型の哺乳動類が多く出土するレベル，-480～-500cm を中心としたレベルは同定されたほとんどの種が出土するレベルに区分できる．この区分は堆積物のレベルによる時代差や，その時代ごとの人による岩陰利用の変化，狩猟などの生活スタイルの変化を示すものと考えられ，共産した石器や土器片など人工遺物の出土状況との比較研究が必要である．

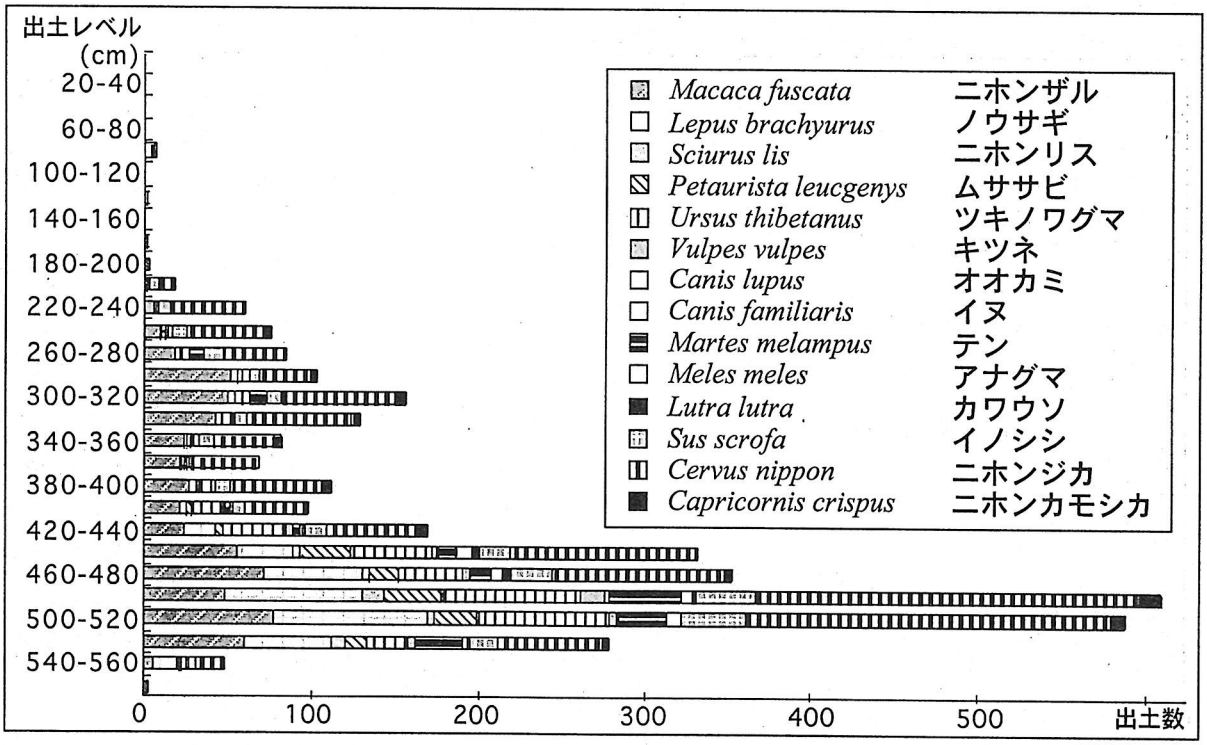


図　栃原岩陰遺跡第Ⅰ区～第Ⅳ区の哺乳類の出土数

O-43　押型文土器（縄文早期）の胎土からみた産地の推定
－長野県市道遺跡例の検討－

中村由克（野尻湖ナウマンゾウ博物館）

Yoshikatsu NAKAMURA: Identification of the production center of " Oshigata-mon pottery"(about 8,000 y.B.P.) judging by the grains of rocks included in potteries from the Ichimichi site, Nagano Prefecture

1．はじめに

石器や土器などの考古学資料は、その型式、形態学的研究（考古学）によって、その時代や所属文化が研究される。一方、その材質の自然科学的研究によって、生産地や原産地が解明され、流通過程の研究の重要な資料となっている。土器については、その胎土分析がおこなわれているが、土器片をつぶすこと、時間と費用がかかることなどから、すべての遺跡、遺物を対象とする方法にはなっていない。

長野県信濃町の市道遺跡では、縄文土器 1,016 点すべての胎土を非破壊で実体双眼顕微鏡を用いた観察をおこなった（中村由克：2001「市道遺跡発掘調査報告書」信濃町教育委員会）。その結果、時代によって胎土に混ぜられる砂粒の量や種類、および繊維の混入の有無などが異なっており、胎土からある程度の種別区分が可能であることが判明した。本発表では、縄文時代早期の押型文土器の胎土の区分と、とりわけ砂粒を大量に含むという特徴のある土器について、その砂粒の岩石種の鑑定から生産地の推定をおこなった。

2．　市道遺跡の縄文時代早期土器

市道遺跡は野尻湖の南方 6.5km の丘陵地の西斜面に立地し、縄文時代早期から前期にかけての大規模な遺跡で、ゴルフ場開発に伴う発掘調査で 1,910 ㎡から 28,921 点の遺物が出土した。遺跡の立地や遺物の出土状況からは、発掘地点は土器捨て場で、当時の居住地は未発掘区の丘陵頂部のやせ尾根にあったと推定される。

このうち、縄文早期の土器は 6,822 点をかぞえ、記載観察した押型文土器の時期のものは 547 点である。押型文土器はおもに中部地方以西の西日本を代表する早期前半の土器であり、分布中心地の１つである長野県では、古い方より立野式、樋沢式、細久保式、相木式・塞ノ神式の４段階の型式が知られている。市道遺跡ではこのすべての段階をカバーして資料がえられた点で、押型文土器研究では重要な遺跡であるといえる。

3．　立野式土器・表裏縄文土器の胎土

最も古い立野式（飯田市立野遺跡）に属すものは最も多く、胎土に大量の砂粒を混入することを特徴としている。径 1～2 ㎜の水晶、石英、角閃石などの鉱物が多く含まれ、白色岩片、黒雲母も含まれる。水晶は高温型石英であり、中には表面が一部溶融したものも含まれている。このような特異な鉱物組成は、中期更新世の広域

火山灰層である大町 Apm(クリスタルアッシュ)のものであることを示し、近隣の三水村赤塩の北信ローム層の QB 火山灰層を粘土に混入している可能性が考えられる。

4．　沢式土器の胎土

樋沢式（岡谷市樋沢遺跡）に併行すると考えられる沢式土器（岐阜県古川町沢遺跡）が、わずかであるがえられた。この土器は胎土に石墨（黒鉛）を混入することが特徴である。沢式土器の胎土には、黒鉛の粒子とともに黒雲母片麻岩、アプライト、石英などの角張った砂粒が多く含まれている。これらの岩石鉱物は飛騨片麻岩類に特有のものである。沢式土器をめぐっては、黒鉛を運んで違う場所で作られたものと考えられてきたが、今回、黒鉛以外の砂粒もすべて飛騨地方北部の片麻岩地帯に由来するものであり、それ以外の岩石をほとんど含んでいないことから、土器の生産地は極めて限られた場所であると推定した。

なお、参考に飛騨地方各地の沢式土器の胎土を顕微鏡観察したところ、市道遺跡のものと一致することを確認した。

5．　まとめと今後の課題

押型文土器の編年には混乱がみられ、立野式や沢式の位置づけをめぐっては諸説がある。土器胎土の研究から、これらの土器がほかの型式から分離でき、縄文時代草創期からつづく表裏縄文土器など砂粒混入量の多い特徴を引き継ぎ、押型文土器の古い段階のものであると考えられる。南信の立野式土器は黒雲母や石英など花崗岩起源の鉱物を多く含み、北信の市道遺跡では火山灰起源の水晶等を多く含んでいる。また、時代は若干新しいが、沢式土器は飛騨片麻岩起源の砂粒を多く含んでいる。これら押型文土器の初期型式は、地方ごとの特色ある岩石鉱物を大量に混入するという共通性が認められ、この特徴を応用すれば、土器の生産地と流通圏を解明することが可能となり、考古学研究に大いに資するものと思われる。

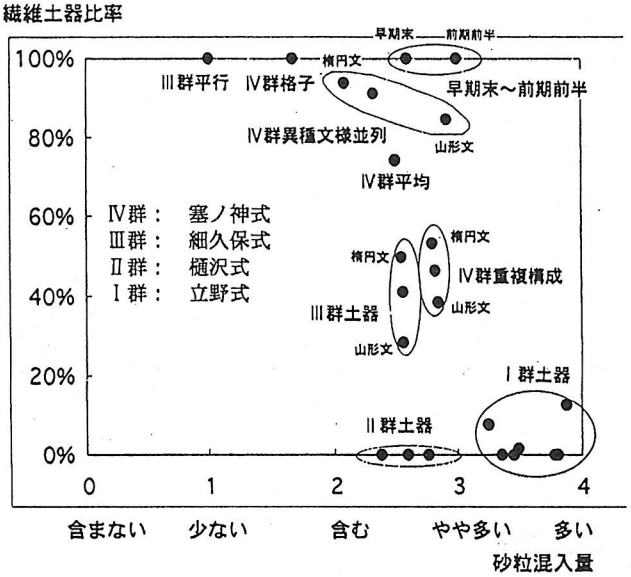


図1　胎土に含まれる砂粒と組織の混入量の比較

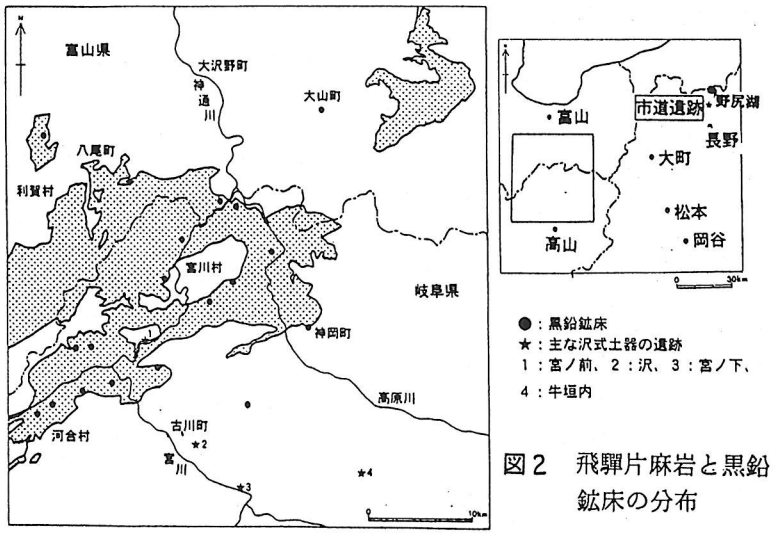


図2　飛騨片麻岩と黒鉛鉱床の分布

O-44 真人原遺跡の遺物包含層と表土層から出土した石器表面の特徴について

ー旧石器ねつ造問題と関連してー

福澤仁之（都立大・理・地理）・小野　昭（都立大・人文・考古）

Hitoshi FUKUSAWA and Akira ONO: On characteristics of surface of stone tools excavated from cultural layers and th surface soil at Mattobara archeological site, Niigata Prefecture, central north Japan

Ⅰ．はじめに

信濃川中流域の左岸、後期更新世末の河岸段丘に位置する真人原遺跡（新潟県小千谷市）は、後期旧石器時代後半の尖頭器を中心とするキャンプ地で、尖頭器の製作が行なわれた場所である．

2000年11月に暴露された前期・中期旧石器ねつ造問題に絡んで、石器表面の褐鉄鉱の付着形態などが、人為的に埋積された石器であるか否かの判断基準になりうると考えられ注目されている．この判断基準について考察するために、対照資料として、ねつ造問題とは無関係の、真人原遺跡の資料をとりあげた．この遺跡の固く結った遺物包含層およびその最上位に位置する軟弱な表土（耕作土）中から採取された石器12点について、①光学顕微鏡下における観察、②デジタルカメラによる写真撮影、③石器表面の分光反射率の測定および④蛍光Ｘ線分析による石器表面の元素組成分析を行なった．

特に、分光反射率と蛍光Ｘ線分析は「浸潤」や「傷」の付いていない石器表面と付いている部分について、それぞれ３回測定を行なって、その平均値を求めた．これらの理化学分析をより正確に行なうためには、マトリックス効果を避けるために試料を粉末にしてそれを溶融してガラスビードを作成して測定に供しなければいけない．しかしながら、今回取り扱った試料は石器であり、①破壊することができないこと、②ガラスビード試料を作成・測定したとしても、化学組成値は石器の母材の化学組成を強く反映したものになることから、平滑な石器表面の分析を実施するにとどめた．

分光反射率と蛍光Ｘ線による元素分析を行なった理由は以下のとおりである．

真人原遺跡は信濃川の河岸段丘上に位置しており、岩相層序は下位より古信濃川の河床礫である「段丘礫層」、水酸化鉄が濃集して褐色を呈する水成層の「褐色砂質シルト層と細粒～中粒砂岩層の互層」、風成塵や火山灰が埋積風化した「レス層」（小野（1997）では「黄褐色風化火山灰層」と記載）、「黒色土層」、現耕作土（表土）の順に累重している．この一連のシーケンスから、古信濃川からこの段丘が離水したのは「レス層」堆積以前であり、その後風成でのレス土壌層形成が行なわれたものと考えられる．石器はこの「レス層」以上の層準に包含されている．もし、石器がレス土壌層中に埋積した後、一度も地表面に現れることがなかったならば、石器表面にはまわりのレス土壌と同じ風化・続成変化が進行したものと考えられる．一般に、レス土壌層が埋積すると、その内部に含まれていた有機物が酸化分解を起こして、局所的に酸化鉄鉱物が還元・溶出された後に再び水酸化鉄として再沈澱する．そして、レス土壌層の色調は黒みがかったものから赤みがかったものへと次第に変化する．このようなレス土壌層の色調および化学組成変化は東アジア各地で認められており、中国東北地域のレス古土壌堆積物での色調変化（$L^*a^*b^*$系のａ*で表現、ａ*の値が大きくなると赤みがかって彩度が増す．）と全鉄量との間には直線回帰関係がある．すなわち、有機物が酸化分解して、土壌中の微粒な酸化鉄粒子が還元・溶出した後に水酸化鉄として濃集して再沈澱する過程が明らかでり、レス土壌層中に包含された石器表面にも認められると考えられるため、石器表面について分光反射率測定と蛍光Ｘ線分析を実施した．

Ⅱ．石器表面の光学顕微鏡観察

真人原遺跡で採取された石器12点について、光学顕微鏡を用いて鏡下観察を実施した．その結果として、表土中などで耕作等によって傷つけられた可能性のある石器を示す判断基準として、①明らかな金属条痕をもつこと、②水酸化鉄の濃集体の中に母岩層の砕屑鉱物粒子を取り込んでいないことが挙げられる．実際に外見から条痕にように見える場合でも、それらは石器の母材である珪質頁岩中の風化残留酸化鉄粒子であることが多い．このため、石器の光学顕微鏡下での観察は必要不可欠である．このような検討によって、真人原遺跡の石器12点のうち５点についた「傷」は耕作等によって引き起こされた２次的なものと判断された．

Ⅲ．石器表面の分光反射率と蛍光Ｘ線分析による元素組成

真人原遺跡の石器12点について、「浸潤」や「傷」が認められない平滑な石器表面と、「傷」などを含む石器表面について、分光測色計（Minolta504i）を用いた分光反射率測定と、蛍光Ｘ線元素

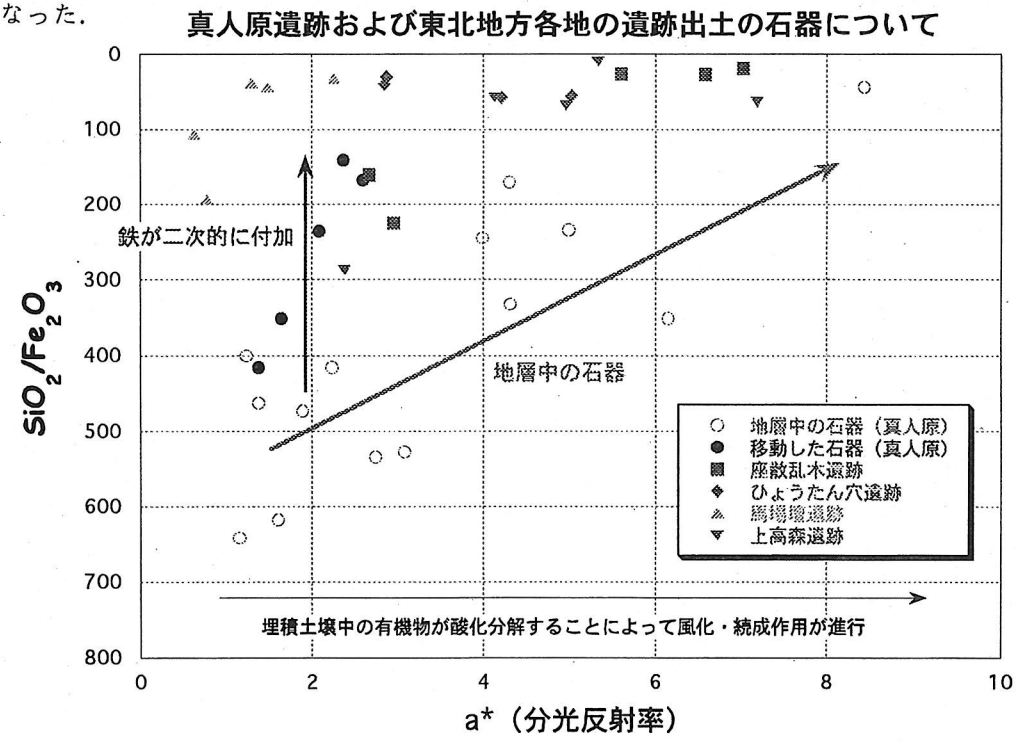
分析装置（島津製作所 Rayny EDX 700）を用いた元素組成分析を行なった．これらの石器の母材はSiO_2量が80wt.％をこえるため、ほとんどが珪質頁岩（岩石名としてはchert（チャート）、porcellanite（陶器岩）に相当）であると考えられる．

上述したように、石器包含層の埋積後の有機物および鉄鉱物の風化・続成過程を石器自体も被っているかどうかをみるために、色調のa*と全鉄量との関係を検討した．鏡下観察で、耕作などによる「傷」が付着していると判断された石器（以下、便宜的に異地性石器と示す．反対に、耕作等の「傷」が付いていない石器は現地性石器とする．）についてみると、「傷」を含まない表面に比べて含む表面は鉄に富んでいるがa*はほとんど増加していない．これに対して、鏡下観察で包含層から直接産出したと考えられる石器は、いずれも「浸潤」のない表面に比べてある表面は鉄が多く、加えてa*の値も増加している．これは、鏡下観察で包含層から産出したと判断される石器が、分光反射率測定の点からも包含層と同一の風化・続成過程を経てきたものでることを示唆する．蛍光X線分析による元素組成値は、かなりのばらつきを示しているようにもみえ、分析した石器表面の凹凸による測定誤差が出ている可能性も否定できない．このため、石器の母材がほとんど珪質岩であるため、SiO_2とFe_2O_3との比率を算出して、全鉄量を見積もることとした．その結果を図に示す．これから、現地性石器の表面と「浸潤」部分、「傷」のない異地性石器表面はいずれもa*とSiO_2/Fe_2O_3との関係図の中で、直線上にほぼ配列する．これに対して、「傷」を含む異地性石器の表面はSiO_2/Fe_2O_3のより大きな値を示していおり、石器包含層の風化・続成過程とは明らかに異なる挙動を示している．すなわち、レス古土壌中に石器が包含されていた場合には、有機物の分解、酸化鉄の溶出および鉄分の水酸化鉄への再沈澱によって、石器表面には「浸潤」や「傷」状の水酸化鉄が付着して色調が変化しているのに対して、人為的と思われる「傷」のついた石器５点は変化せず全鉄量のみが増加している．このことは、これら石器５点に付着した「傷」が包含層中で時間をかけて生成したものではなく、短時間に付着したものと推定され、耕作等によって人為的につけられた可能性が高い．

真人原遺跡の石器12点において、分光反射率測定と蛍光X線分析を行なった結果、鏡下観察において耕作等による「傷」と判断された石器表面の値は、他の表面の値を明らかに異なっていた．非破壊の理化学分析で上述のような検討を行なう場合に、これら２つの分析方法がある程度有効であることが確認された．

Ⅳ．旧石器ねつ造問題に絡んだ遺跡出土の石器の分析結果について

真人原遺跡から採取された石器の理化学分析を行なって、耕作等の「傷」のある石器とする判断基準を今回の検討で示すことができた．そこで、旧石器ねつ造問題に関わりのある遺跡４箇所から出土した「傷」のある石器についても同様な分析を行ない、図中に示した．その結果、その大部分において、新鮮な鉄分の濃集が認められ、「傷」が耕作などによる人為的なものである可能性が極めて高いことが明らかになった．



O-45　石棺石材の原石は何か－化学組成による推定－

中井弥生・福岡孝昭(立正大地球)・斎藤裕子(青山学院大理工)
・高木恭二(宇土市教育委員会)
Yayoi NAKAI ; Takaaki FUKUOKA ; Yuko SAITO ; Kyoji TAKAGI : Chemical studies on the provenance of stone coffin

1. はじめに

石棺石材の原石推定は、これまで全岩試料をもちいたX線回折法や顕微鏡観察等による岩石学的な検討がおこなわれており、化学組成によるものはほとんどおこなわれていない。本研究では、石棺石材の原石推定を、石材中の火山ガラスの微量元素組成を原石候補試料のものと比較しておこなった。分析には少量、非破壊で分析可能な機器中性子放射化分析法をもちいた。

2. 試料と分析方法

分析した石棺石材 14 試料のある古墳所在地と原石候補 9 試料の試料採取地を図 1 に示した。

試料を粉砕し、水洗・乾燥後に電磁分離器により火山ガラスを 95%以上に純化した。純化した試料を粉末化し、高純度石英管あるいはポリエチレン容器に封入した。日本原子力研究所東海研究所の JRR-4 炉で中性子照射後、γ線を測定し、25 元素を分析した。

3. 結果と考察

微量元素組成の分析結果をC1 コンドライト隕石の値で規格化したものを、原石候補試料について図 2 に、石棺試料について図 3 に示した。

阿蘇-4 の 5 試料(A、B、C、D、E)の分析結果は E 試料の Ce を除き、誤差の範囲内で一致している（図 2)。湖東流紋岩 A と変質安山岩の希土類元素（La～Lu）パタンは阿蘇-4(A、B、C、D)と類似しているが、湖東流紋岩 A については、Cs、Eu、Sc の値（図 2）が、変質安山岩については、Rb、Cs、Zr、Hf、Th、U、Ta の値（図 2）が他と異なっている。したがって、原石候補試料の種類は化学組成により識別可能である。

石棺 14 試料の微量元素パタンはきわめて類似しており（図 3)、それぞれを識別することは不可能である。これらの値は原石候補試料の阿蘇-4 のパタンとよく一致する（図 2、3)。当然、他の原石候補試料のパタンとは異なる。

4. 結論

本研究の結果、ここで分析された石棺石材の原石はその化学組成から阿蘇-4 火砕流堆積物であると結論され、さらにこれまでの岩石の組織構造の観察結果を考慮すると、全て阿蘇-4 熔結凝灰岩が原石であると結論できる。近畿地方に存在する古墳でも地理的に近い二上山方面の石材を使用しなかったことになる。本研究結果は石棺石材の原石推定に化学的研究が有効であることを示している。

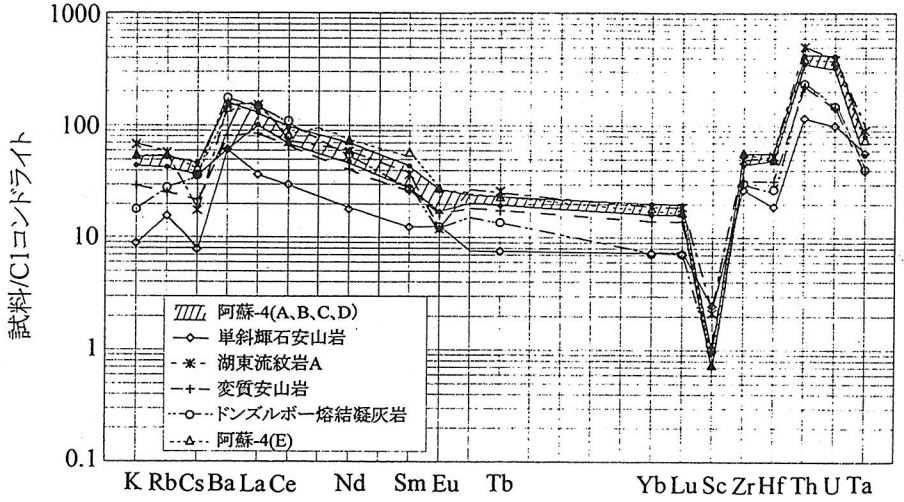


図２ 原石候補試料の微量元素パターン

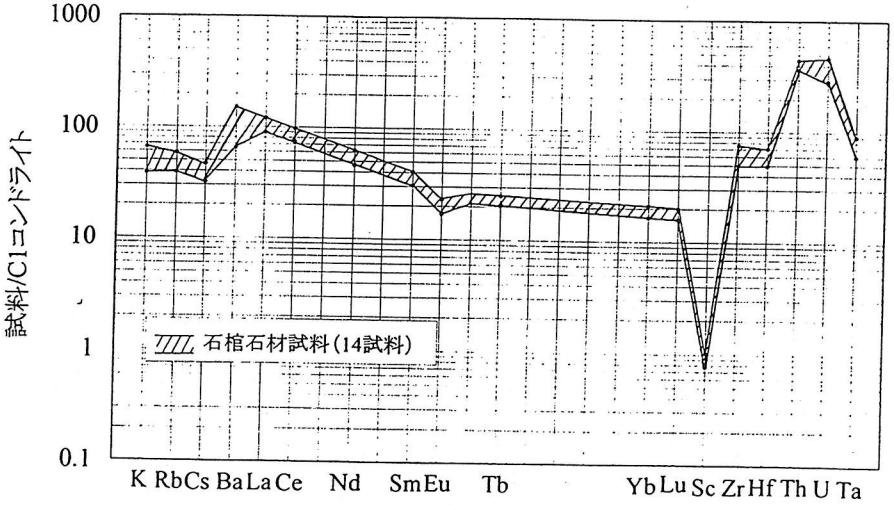
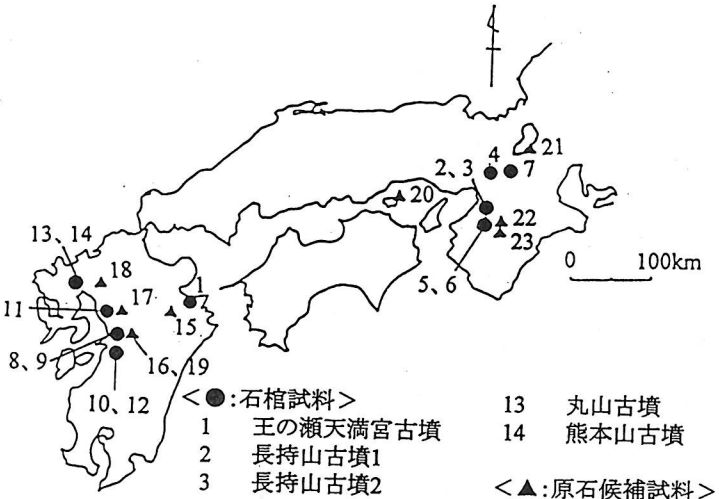


図３ 石棺石材試料の微量元素パターン



<●:石棺試料>

1	王の瀬天満宮古墳	13	丸山古墳
2	長持山古墳1	14	熊本山古墳
3	長持山古墳2		
4	大阪今城塚古墳	<▲:原石候補試料>	
5	大阪峯ヶ塚古墳A	15	阿蘇-4A
6	大阪峯ヶ塚古墳B	16	阿蘇-4B
7	八幡茶臼山古墳	17	阿蘇-4C
8	熊本ヤンボシ塚古墳	18	阿蘇-4D
9	向野田古墳	19	阿蘇-4E
10	鴨籠古墳	20	単斜輝石安山岩
11	宮の後古墳	21	湖東流紋岩A
12	室の山古墳2	22	変質安山岩
		23	ドンズルボー熔結凝灰岩

図1 今回分析した石棺がある古墳の所在地および原石候補採取地

P-1　洞爺火砕流石英粒子を用いたTL年代測定法におけるSingle grain法の検討

宮内 和則*, 橋本 哲夫**, 中川 貴博**, 遠藤 邦彦*, 印牧 もとこ*
(*日本大学文理学部地球システム科学科, **新潟大学)
Kazunori Miyauchi, Tetsuo Hashimoto, Takahiro Nakagawa, Kunihiko Endo, Motoko Kanemaki ;
Investigation on Single grain method in TL dating using volcanic quartz in Toya pyroclastic flow deposits

1,はじめに

第四紀の年代測定法の一つに熱蛍光(Thermoluminescence ; TL)年代測定法がある。ＴＬ年代測定法は、火山噴出物や堆積物、考古遺物などに用いられる。従来、TL 法では、試料を均一に分割し、自然界から受けた放射線量を測定する試料と、人工照射を行う試料を分けて測定するMultiple aliquot 法が用いられてきた。近年では、砂サイズの単一粒子から年代を求める Single grain 法が、神津島秩父山火砕サージ堆積物に試みられた(印牧ほか, 2001;林下, 2001MS)。Single grain 法は、同一粒子に対して人工照射とＴＬ測定を繰り返し行うことにより、等価線量を求める。試料が極少量で手法が比較的簡単で実用的であることから、今後発展が見込まれる。また、単一試料を用いることから精度と信頼性が高まることが期待される。しかし、この手法に関する基礎的研究は始まったばかりで十分ではない。

本研究では、秩父山火砕サージ堆積物に引き続き、既知年代がより古い洞爺火砕流堆積物を用いて、Single grain 法の基礎的検討を目的とした。

2,TL法の測定原理及び年代算出方法

結晶内の電子は、放射線の照射により、安定状態である価電子帯から伝導体へ励起される。その後、励起された電子の一部は、結晶格子の歪みや不純物部位などにより形成された電子トラップに捕獲され、準安定状態にとどまる。このトラップされた電子は加熱により価電子帯に戻る。その際、エネルギー準位の差が TL として観察される。ＴＬ強度は受けた放射線量に比例するので、人工照射後のＴＬ強度と比較することで、蓄積された放射線量(等価線量)を求めることができる。

また一方で、試料が１年間に受ける年間線量を、試料中の U,Th,K2O 含有量と宇宙線量の寄与から見積もる。

こうして得られた等価線量を年間線量で割ることにより、年代が求められる。

年代＝等価線量／年間線量

3.Single grain 法の研究背景

Single grain 法では、同一粒子に照射を繰り返すことで、TL 感度(照射に対する発光量の割合)が変化する。印牧ほか(2001)と林下(2001MS)では、粒子ごとに感度変化率を曲線で表し、成長曲線を補正することで TL 年代値のばらつきを抑えることができた。しかし、Single grain 法を用いた研究例が少ないことから、補正についてまだ研究の余地がある。

4,試料及び試料採取地

試料には洞爺火砕流堆積物を用いた。洞爺火砕流堆積物は、白色細粒ガラス質のマトリックス中に多くの石英遊離斑晶を含む。噴出年代として、ジルコンの FT 法によって 130±30ka(奥村・寒川, 1984)、石英粒子の TL 法によって 103－134ka(高島ほか, 1992)、火山ガラスの TL 法によって 60.7－81.4ka(印牧, 1989MS)と求められている。

試料採取は北海道伊達市近郊、印牧(1989MS)と同一露頭にて、光曝の影響を避

けるために 30cm 以上露頭面を削剥して採取した。

5,分析方法

TL 法に関する作業は全て赤色光のもと暗室で行った。試料を含水率測定用と TL 測定用に分け、TL 用は篩により－1φ～2φ(2～0.25mm)を取り出し、その中からハンドピッキングで遊離斑晶石英を拾い出した。次にα線の寄与を除去するため、10%HF 溶液に 40 分浸し表面をエッチングした。その後、新潟大学のルミネッセンス自動測定システムを用い、単一粒子に対し TL 測定と人工照射を繰り返し行った。TL 測定は昇温速度 1.0℃/sec で行い、IR－cut eagle+R－60 フィルターを用いて 590～700nm の赤色 TL を測定した(図 1)。また、各照射前にプレヒート 200℃—10 秒を行った。得られた成長関数から等価線量を計算した(図 2)。一方で、印牧(1989MS)より U,Th,K2O 含有量と宇宙線量を用いて年間線量を計算し、年代値を求めた。人工照射は測定器備え付けの X-線照射器により、段階的に 59.8Gy、149.6Gy、261.8Gy と変化させた後、感度変化補正用に再び 59.8Gy の照射を行った。石英粒子 28 粒の試料中、感度変化率をより詳しく調べるために、3 試料は照射量を 59.8Gy、149.6Gy、59.8Gy、261.8Gy、59.8Gy とした。

6,結果

測定の際に試料台中で試料の転がりが見られたものを除いて、各粒子から得られた年代値頻度分布を図 3 に示す。本研究では、感度変化について測定回数が不十分な点で、傾向をつかむに至らなかったため、年代値は未補正である。年代値は 70～200ka の範囲に分布し、特に 90～160ka の間に 23 粒子中の 21 粒子（91%）が集中した。この 21 粒子の平均ＴＬ年代値は 119±3ka となった。また、分布傾向は、110ka と 140ka を中心とする二つのピークを示した。

7,考察

本研究で Single grain 法を用いて求めたＴＬ年代値は、従来の年代測定値と大きな矛盾は無い。しかし、TL 年代頻度分布においてピークが複数認められた。これは測定粒子数が 28 粒子と少ないこと、噴火時に取り込まれた捕獲結晶を含む可能性があること、自然放射線の不均一性による各粒子に対する年間線量が異なること、あるいは未知の作用により捕獲電子が解放されてしまったことなどが要因と考えられる。

今後、粒子数及び測定回数を増やすことにより、年代値と補正のより詳細な検討を進める。

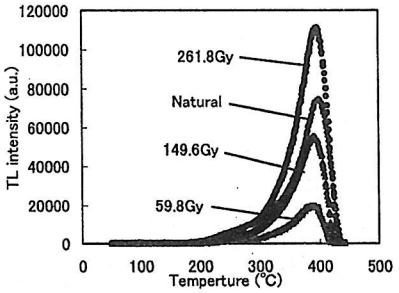


図１ TLグロー曲線

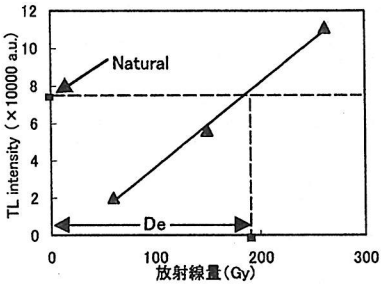


図２ 成長関数による等価線量（De）を見積もる過程

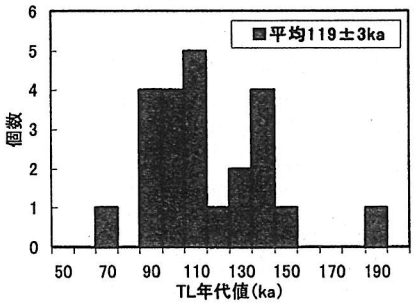


図３ TL 年代値頻度分布図

P-2　旧石器遺跡に関連する火山灰および風成・水成堆積物層のルミネッセンス（IRSLおよびTL）年代測定

下岡順直（奈良大大学院）・長友恒人（奈良教育大）

Yorinao SHITAOKA and Tsuneto NAGATOMO ; Luminescence (IRSL and TL) dating of tephra and sediments on paleolithic sites.

1. はじめに

考古遺跡、特に旧石器遺跡では、広域テフラなど鍵層となる層準が検出されなければ数値年代の推定は難しい。光ルミネッセンス（OSL）年代測定は、露光によりタイムゼロイングしている試料であれば測定可能である。考古遺跡における文化層などの年代測定に有効な手段として期待出来るであろう。しかし、その測定方法が確立されてから日が浅く、国内における年代測定例は数例を数えるだけである。

風成・水成堆積物のOSL年代測定においては、微粒の長石に着目した赤外光（IR）励起によるIRSL年代測定が有効である。今回は、TLカラーが青色であるブラジル産曹長石とアリゾナ産正長石をテスト試料として良好な線量依存性が得られた測定条件を適用して、堆積物層のIRSL年代測定を行った。火山灰層の年代測定は、TL法とIRSL法で測定してクロスチェックした。今回測定した火山灰層および風成・水成堆積物層は、以下の通りである。

・山形県尾花沢市袖原で確認できる袖原第二パミス（SD2）層
・鹿児島県曽於郡末吉町桐木遺跡で検出された鬼界アカホヤ（K-Ah）層
・熊本県人吉市大野E遺跡10、12、13、14層
・北海道樺戸郡新十津川町総進の路頭でspfa-1とToyaに挟まれて検出された赤褐色ローム層

2. 測定

2-1. 蓄積線量評価

試料採取では、現場に直接赴き、遮光した状態で土壌をサンプリングしなければならない。測定前試料処理では、TL用として石英粗粒子、微粒子および石英微粒子（Rees-Lones, 1995）、IRSL用として微粒子を抽出した。測定は、Multiple

Aliquotで付加線量法を用いた。IRSL測定条件は、励起光強度86.9mW/cm^2、プレヒート条件160℃60秒、測定温度は60℃である。スプラリニア補正は、抽出した試料（ナチュラル試料）を粗粒子法で500℃10分、微粒子法で350℃60分アニールした試料を用いた。IRSL測定時の励起光および検出波長は、880±20nmで310～680nmと890±50nmで350～600nmの2種類を用いた。TL測定では、昇温速度10℃/sec、検出波長を310～680nmとした。

2-2.　年間線量評価

年間線量評価は、TLD素子を用いる直接測定と土中の放射性物質濃度から推定する間接測定を併用する形で行った（長友, 1999）。

3.　結果と考察

紙面の関係上、大野E遺跡堆積物層およびSD2パミスの蓄積線量、年間線量およびTL・IRSL年代のみを表に示す。大野E遺跡の試料では、各試料において複数回測定することで誤差を小さくすることが出来た。層準が下になるにつれて年代値が古くなっており、IRSL年代値は層序と整合性がある。10層は、ATの2次堆積物層下の層である。14層は69.3±13.9kaとなり、遺跡からAso-4が検出されていないことからその年代まで降らない結果と一致した。

SD2は、その下位にSD1が検出されているが、SD1は290kaのTL年代および300kaのOSL年代が与えられている（長友, 2000）。今回の測定から、SD2は約170～240kaのルミネッセンス年代を与えることが出来る。

第四紀学や考古学の研究に対して、IRSL年代測定法の利用価値は高まってきている。今後測定データを増やしていくことで、さらにIRSL年代測定の信頼性が高まり、貢献できるものと考えている。

表　大野E遺跡およびSD2のルミネッセンス年代測定結果

遺跡名	層位	試料処理法	測定方法	蓄積線量 (Gy)	年間線量 (mGy/a)	年代（ka）
大野E	10層	微粒子法	IRSL	42.7±6.83	2.31±0.04	18.5±3.0
	12層	微粒子法	IRSL	80.6±9.97	2.70±0.11	29.9±3.9
	13層	微粒子法	IRSL	88.0±20.5	2.80±0.11	31.4±7.4
	14層	微粒子法	IRSL	166.9±33.2	2.41±0.07	69.3±13.9
	SD2	石英粗粒子法	TL	273.6±21.5	1.35±0.11	203±23
		微粒子法	IRSL	366.6±84.6	2.07±0.12	177±42
		石英微粒子法	TL	426.4±46.8	1.78±0.11	240±32

P-3　ウラン系列年代測定法によるフィリピン諸島ルソン島北西海岸部の完新世海面変化に関する研究

細野洋祐・大村明雄（金沢大学）・前田保夫（フィリピン大学）

Yosuke HOSONO, Akio OMURA, and Yasuo MAEDA ; A Study on Holocene Sea Level Changes in the Northwestern Coast of Luzon Island, Philippine Islands, by the Uranium-Series Method for Age Determination.

フィリピン，ルソン島北西海岸部に発達する古海面指示者としてのサンゴ礁段丘と潮汐ノッチを用いた完新世における海面変動に関する研究が Maeda *et al.* (1999, 2000) によって進められ，少なくとも約 8,000 年以前と 7,000〜4,000 年前の 2 回の相対的海面停滞期が認められている．本研究では，調査が未だ不十分だった La Union 州 Bacnotan 周辺地域の離水サンゴ礁（サンゴ礁段丘）に関する EDM を用いた地形測量とサンゴ化石のウラン系列年代測定の結果を報告する．

他地域と異なり，本調査対象地には 3 段に区分できる海成段丘が発達し，調査中，最上位のⅠ面は，Maeda *et al.*（前出）の約 8,000 年前以前の高海面期に，Ⅱ面が 7,000〜4,000 年前に形成されたと推論していた．ただ，Bacnotan 地域のⅠ面は，陸側へ数 km 以上の幅で発達し，その外縁の幅約 10 m の部分のみが礁成サンゴ石灰岩で構成されている．陸側の平坦面は，外縁部より低く，その表層部に多数の枝状サンゴや大形の“micro-atoll”を成す *Porites* sp. が，Embry & Klovan (1971) の floatstone, rudstone, grainstone や wackestone 中に産出することから，礁湖（lagoon）あるいは広大な礁池（moat）が離水した平坦面である可能性が高い．

一般に，ルソン島北西海岸部に分布するⅡ面は，内縁部に潮汐ノッチを伴い，その平坦面は満潮時に沈水するが，Bacnotan に分布するⅡ面は，満潮時でも沈水することはない．この地域固有のⅢ面は，他地域のⅡ面同様満潮時には海面下に没するが，干潮時でも波に洗われており，現世の波食台であるかもしれない．

ウラン系列（$^{230}Th/^{234}U$）年代測定は，Ⅰ面の表層部を構成するサンゴ石灰岩から 2 個，礁湖あるいは礁池堆積物中から 3 個，Ⅱ面表層部とその段丘面下から採集した，それぞれ 2 個と 1 試料を用いて行い，それらの一部は 2 回測定を繰り返した（表 1）．その結果，得られた年代値は，6.60±0.18〜9.19±0.28 ky（誤差は 2σ の統計誤差）の範囲にあるが，礁池堆積物からの試料は 8.10±0.26〜6.60±0.18 ky の年代を示し，礁成サンゴ石灰岩から採集した試料から得た年代値は，段丘面を問わず，産出高度が低い試料ほど古い年代を示す傾向が認められる．

これらの年代測定結果は，必ずしも Bacnotan 周辺に発達する各サンゴ礁段丘が時代を異にするサンゴ礁が順次離水して形成されたものではなく，少なくとも約 9,000 年前にサンゴ礁

の形成が始まり，約 8,000 年前には海面高度が最高位に到達，その後の約 1,500 年間にわたる高海面停滞期，さらに引き続いたおおよそ 2 m の海面低下後，海面が停滞して波食を促し，現在のⅡ面が形成されたと考えられる．

表 1　Bacnotan の完新世サンゴ化石のU及び Th 同位体組成と $^{230}Th/^{234}U$ 年代

Sample No.	Species	Elevation (cm)	^{238}U (ppm)	$^{234}U/^{238}U$ (active ratio)	$^{230}Th/^{234}U$ (active ratio)	$(^{234}U/^{238}U)_0$ (active ratio)	Date (ky) 2σ
Terrace Ⅰ (Lagoon)							
YSH-20	*Porites* sp.	270*	3.249±0.016	1.142±0.005	0.0591±0.0008	**1.145±0.005**	**6.60±0.18**
YSH-21	*Porites* sp.	350*	3.026±0.017	1.147±0.006	0.0662±0.0010	**1.150±0.006**	**7.41±0.24**
YSH-17	*Porites* sp.	530	2.499±0.016	1.150±0.007	0.0721±0.0012	**1.154±0.007**	**8.10±0.26**
Terrace Ⅰ							
YSH-11	*Acropora robusta*	430	2.585±0.016	1.152±0.007	0.0650±0.0011	**1.155±0.007**	**7.28±0.26**
YSH-10	*Acropora palifera*	430	3.014±0.020	1.145±0.007	0.0689±0.0011	**1.149±0.007**	**7.73±0.23**
YSH-06			3.030±0.019	1.136±0.007	0.0829±0.0012	**1.139±0.007**	~~9.37±0.28~~
Terrace Ⅱ							
YSH-12	*Acropora palifera*	200	3.069±0.019	1.137±0.007	0.0695±0.0011	**1.140±0.007**	**7.80±0.24**
YSH-07			3.104±0.018	1.135±0.006	0.0750±0.0010	**1.139±0.006**	~~8.44±0.24~~
YSH-13	*Platygyra* sp.	100	2.541±0.016	1.146±0.007	0.0709±0.0011	**1.150±0.007**	**7.96±0.26**
YSH-05			2.472±0.014	1.141±0.006	0.0820±0.0012	**1.145±0.007**	~~9.26±0.28~~
Lower part of Terrace Ⅱ							
YSH-15	*Cyphastrea chalcidium*	60	2.210±0.013	1.148±0.006	0.0934±0.0014	**1.152±0.007**	**9.19±0.28**

*measured by hand-leveling, others by EDM measuring

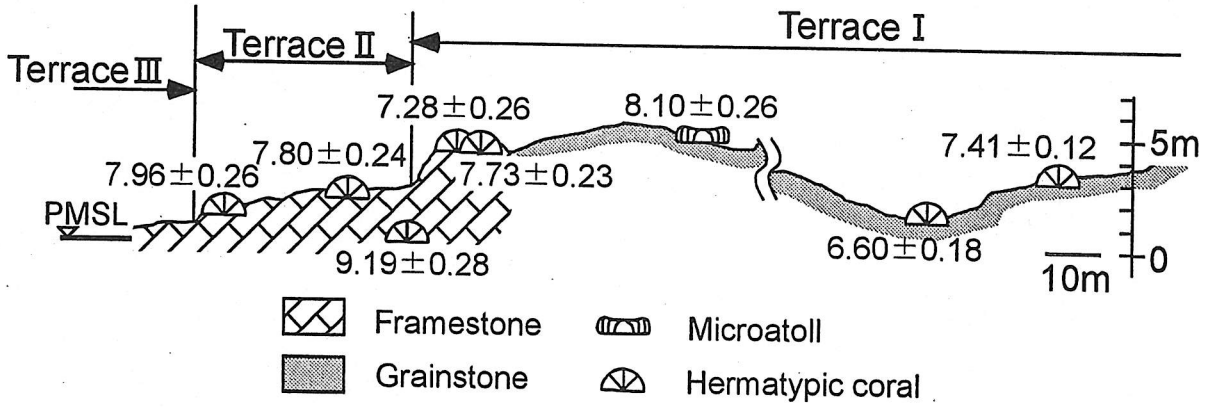


図1　Bacnotanにおける海岸地形と年代測定試料採集地点及び各試料から得られた試料採集高度と $^{230}Th/^{234}U$ 年代（数値の単位はky）

P-4　南関東における上総層群中のテフラ鍵層の対比

高野繁昭（法政大学・文）

Shigeaki TAKANO: Correlation of Tephra key beds from the Lower Pleistocene Kazusa Group, in Southern Kanto.

関東平野周辺の丘陵地には，鮮新世末から更新世中期にかけて堆積した上総層群とその相当層が広く分布する．多摩丘陵や房総半島などのように，それぞれの丘陵地内では層序・テフラ鍵層の対比はほぼ明らかになっている．一方，各地域間の対比は必ずしも明らかでない．例えば東京湾西岸と東岸のテフラ鍵層の対比が三梨ほか(1979)により行われているが，杉原ほか(1991)は岩石記載的特性を明らかにすることにより，三梨ほかの対比には問題のあることを指摘した．また，多摩丘陵の上総層群は，三梨ほか(1979)により房総半島の梅ケ瀬層・国本層に対比されていたが，高野(1994)は石灰質ナノ化石層序から黄和田層に対比した．

以上のように対比が混乱している原因として，上総層群の分布する各丘陵地は東京湾や市街地などによって分断されているためテフラ鍵層の追跡が困難なこと，岩相・岩石記載的特性の類似するテフラ鍵層が多数あることなどがあげられる．このような状況から，誘導結合プラズマ発光分光法（ＩＣＰ）を用いてテフラ中の火山ガラスの化学組成を測定することにより，上総層群の対比の検討を行った．

対比の結果は図に示される．東京湾を挟んで対比される可能性のあるテフラは以下の通りである．

久本（HM）・Kd16 の下部

この２枚のテフラは乱堆積しておりユニットなどの特徴は不明であるが，主要成分・微量成分ともに良く似た傾向を示す．特にイットリウムの含有量は HM が 4.5ppm，Kd16 が 4.7ppm と上総層群のテフラでは極端に低い値を示し（15～30ppm のテフラが多い）対比される可能性が大きい．

第２堀之内（HU_2）・瀬上沢β（SEβ）・Kd25

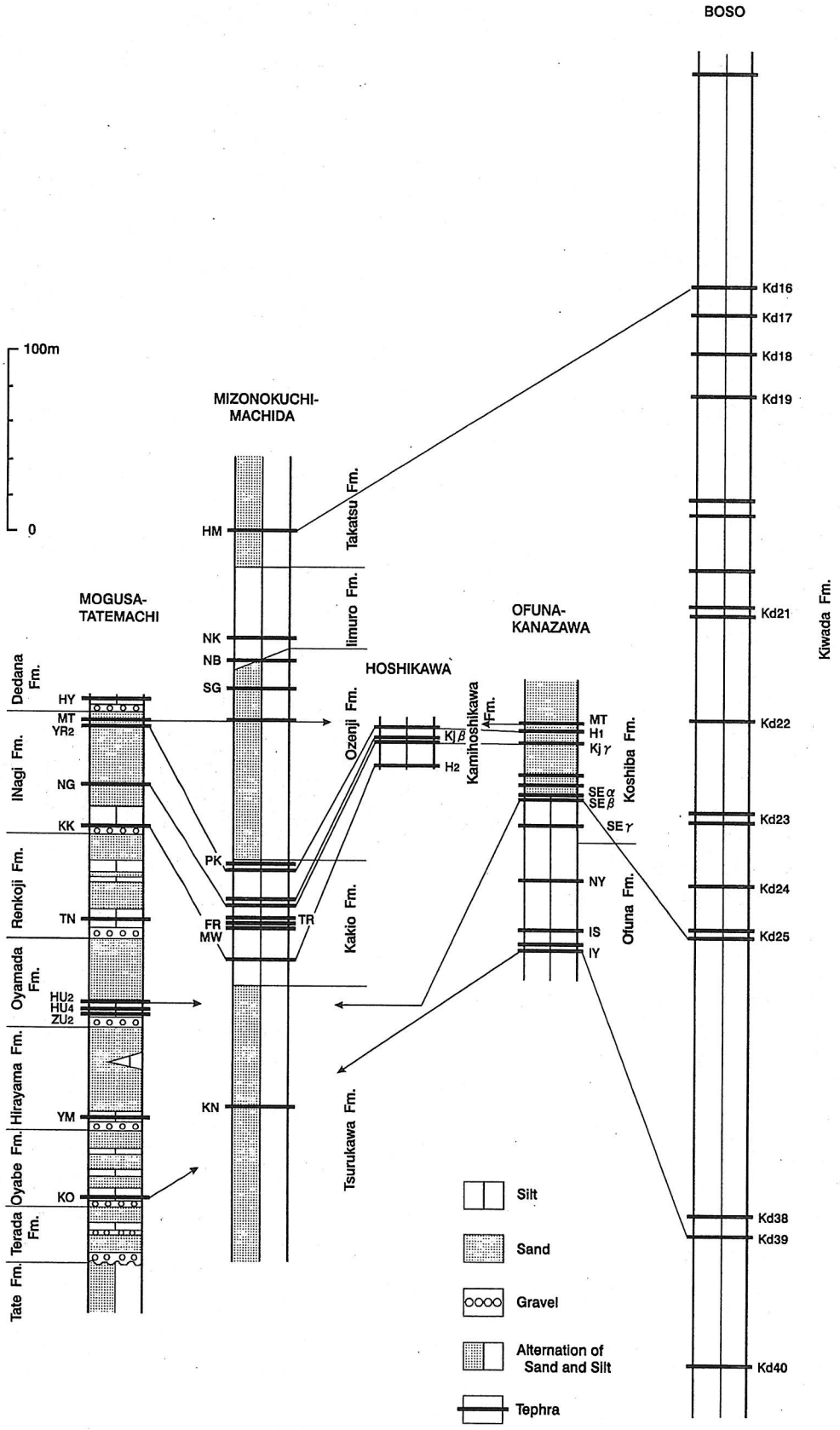
SEβは三梨ほか(1979)の U6e にあたる．HU_2 と Kd25 の対比は里口ほか（1999）により行われている．この３枚のテフラは主要成分・微量成分ともに良く似た傾向を示す．スカンジウム・バナジウムの含有量が他のテフラに比べて少ないなどの特徴があり，対比可能である．

上大船（KO）・入谷（IY）・Kd39

この３枚のテフラは，下位からガラス質テフラ・結晶質テフラ(ゴマシオ状)・ガラス質テフラというユニットがあり，最下部のガラス質テフラには，上総層群にはめずらしい塊状の火山ガラスが多量に含まれるという共通点がある．

KO と IY は主要成分・微量成分ともに良く似た傾向を示し対比される．Kd39 の測定はまだ行っていないが，重鉱物に輝石が多く含まれること，岩相が類似すること，火山ガラスの形態の一致から，KO・IY に対比される可能性は大きいと考えられる．

以上のテフラの対比から，多摩丘陵の上総層群全体と横浜地区の大船層から小柴層にかけての層準は黄和田層に相当すると考えられる．



多摩・横浜・房総地区における上総層群のテフラ鍵層の対比

P-5　テフラの屈折率による犬吠層群上部と上総層群の対比

佐藤 弘幸（静岡聖光学院高）

Hiroyuki SATO:Correlation of upper part of Inubo Group with Kazusa Group based on refractive indicies of tephras.

銚子半島の南西から北西方にかけて広がる飯岡台地の下半部には，犬吠層群（酒井 1990）と呼ばれる未固結の泥岩およびシルト岩を主体とする地層が分布している．火山砕屑物（テフラ）以外にほとんど砂層を挟まず，泥質堆積物が連続するため古くから鮮新ー更新統の模式地の１つとして，多くの層序学的，古生物学的研究がなされてきた．最近，広域テフラに関する知見が大幅に増加し，上総層群の屈折率や化学組成のデータも集成される(町田・新井 1992,鎌田ら 1994，里口 1995 など)につれ，本地域においても，佐藤・高山(1988)による微化石基準面の設定，酒井(1990)によるテフラ記載の公表，久光・岡田(1997，1998)の火山ガラスの EPMA によるテフラ対比といった新しい成果が得られてきている．演者は，十数年来，房総半島北東部の層序とテフラを検討してきた．今回の発表では，犬吠層群上部（横根層と倉橋層）と上総層群のテフラについて，屈折率、重鉱物組成を比較検討した．その結果，今まで，テフラによる直接対比がなされていなかった倉橋層中に広域テフラの発見するなどの新知見を得たので発表する．

横根層

横根層はシルト層を主体にしており，下位より Yk1 から Yk12 までのテフラが挟在する（酒井 1990）．これらの特性を表１に示す．この中で，Ｙｋ５は,2 層構造(条件の良いところでは 3 層構造)を示すテフラで,色調は下半が明るい白～灰紫色，上半がにぶい灰～褐色である．上半はザラザラした手触りがある．下半部の火山ガラスの屈折率モードは 1.513± であり，特徴的に高い．また上位に向かって，モードがやや高くなり，レンジも広がる．また，ガラスの形態は上位に向かってバブル型(表１の ha,hb)の割合が増える傾向にある.このような特徴は，鎌田ら(1994)が示した上総層群の Ku6c の傾向とまったく一致する．Ｙｋ５ を含むＹＫ１（＝Ｕ４）からＹK11.5(＝Ｋａ１)までの細粒テフラ ７枚については久光らの EPMA による対比と同じ結果を得た．また，新たに柿ノ木台層のテフラを再検討し，Ｙｋ10 と Ka2.4b, Ｙｋ11b と Ka2b がそれぞれ対比できることがわかった．上総丘陵では十数ｃｍあるテフラも，飯岡台地では数ｃｍ以下で生物擾乱を受けていることが多い．しかしそのような条件下でも，犬吠層群のテフラは上総丘陵のそれと同様の岩相上の特徴を保持し，鉱物組成もほとんど変化しない．したがって，基準とするテフラをもとにして，その上下のテフラを丹念に調べることにより，いままで散在軽石として見過ごされていたテフラも，対比可能になる．表１で＊印をつけたテフラの多くがそれにあたる．

倉橋層・豊里層

倉橋層も横根層同様，シルト層を主体にするが，全体に砂質で生物擾乱がみられる部分もある．下位よりKh1 からKh９までのテフラが挟在する（酒井 1990）．対比できる主要なテフラとして，Ｋｈ３，４，５a, ５a′がある(表２)．これらの中で，Ｋｈ３ｂ はガラスの屈折率モードが 1.501±で平板型のガラスを比較的多く含むこと，重鉱物組み合わせやその屈折率に矛盾がないことからＫｓ１８に対比される．その上位のＫｈ４および 4.5(新称)はその屈折率とユニット構成が上総層群のＫｓ１５，Ｋｓ１２と極めて類似する事から，それぞれに対比される．さらにＫｈ５ａ は屈折率からＫs11 に，Ｋｈ５a′(新称：酒井 1990 のＫｈ５ａと５ｂ間にあるテフラ)も屈折率からＫs10 に対比される．この上位にもガラス質テフラが何枚かあるが既存のテフラカタログに対比候補は見つからなかった．ただし，Ｋｈ８ｂ と類似する結晶質テフラが東金市の笠森層最上部(Ks5 より上位)で見いだされ，これらが対比されるとすると倉橋層上部は金剛地層相当層となる．倉橋層はそのまま豊里層に漸移し，その境界は Ty１（酒井 1990）である．Ty１がＡＰｍ＝Ｊ４と対比されることは中里・佐藤(1998)ですでに示した．

堆積年代が明らかになってわかること

横根層は梅ヶ瀬層上部から長南層に，倉橋層は笠森層と金剛地層に対比でき，この時期，銚子地域

では，上総層群同様，累層が欠如するような大きな堆積間隙はないことがわかった．ただし，倉橋層のKh1～Kh5 おいては，台地の東西で層厚が大きく変化し，Kh３とKh４の間で地層の傾斜方向が変化する変動がみられる．その時期は，上記のテフラ対比より，Ｋｓ18からＫｓ15の間で起こったことが明らかになった。この時代は房総半島西部では長浜不整合が形成された直後の時期に相当する．房総半島の東西で構造運動の変換期の同時性が注目される。

犬吠層群と上総層群の底棲有孔虫化石による堆積深度(北里 1986)を，新しいテフラ対比に基いて比較する．梅ヶ瀬層では両地域とも同じ深度(約 800m)であったが，上総層群が順次浅海化してゆくのに対し，犬吠層群では倉橋層下部(＝笠森層)堆積時まで国本～長南層相当の深度(200～300m)が続き，より遅くまで相対的に深い海域であった，房総丘陵では下総層群地蔵堂層基底で広く陸化するが，犬吠層群ではこの層準でも陸化しないことが明らかになった．

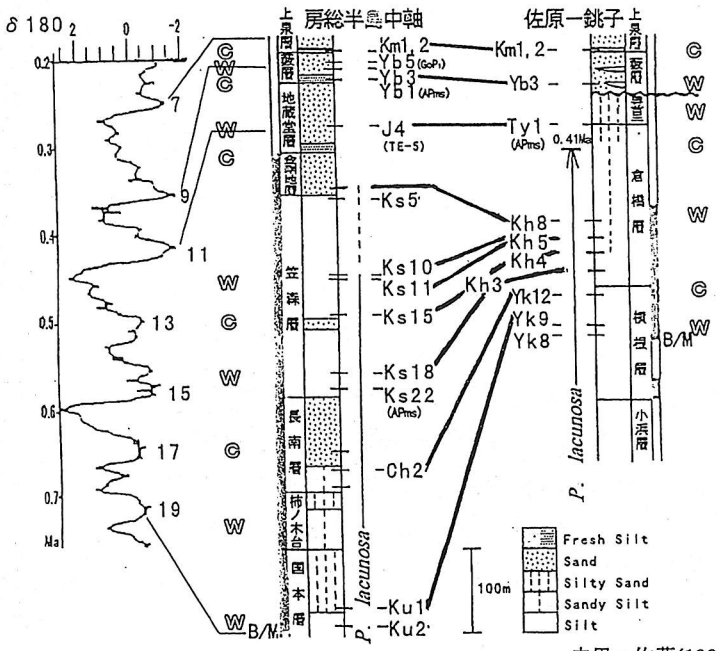


図　房総半島中軸部と銚子地域の対比

中里・佐藤(1998)をもとに改変

表1　　テフラによる横根層と上総層群の対比　　*印は新称

name	thick	type	h.m./glass shape	index opx, ho, gl	correlation
Yk12	4	v.ash	bi≫ho>opx ha,ca,hb>ta	h:1.679-1.689 g:1.500-1.502(1.501)	Ch2
Yk11.5	2～5	v.ash	opx>cpx>>ho,il ta>tb>ca,cb	o:1.707-1.714(1.710) g:1.501-1.504(1.503)	Ka1
Yk11a	5	v.ash	opx>cpx ta>tb	o:(1.703-1.706) 1.514-1.520(1.518)	Ka2b
Yk10a	3～5	v.c.ash	ho>opx>cpx,bi ta>tb,ca>cb	o:(1.707-1.711) h:1.676-1.682 g:1.501-1.503(1.502)	Ka2,4b
Yk9a	8	v.ash	opx hb>cb>ta>	o:(1.715-1.719) g:1.500-1.503(1.5015)	Ku1
Yk8.5*	0～3	pu, v.ash	opx>cpx ta>tb≫ha	o:1.704-1.711(1.707) g:1.497-1.503,1.504-1.506	Ku2a
Yk6	12	v.ash	opx≫ho,mt hb>tb,cb>ta	o:1.700-1.705(1.702) g:1.503-1.511(------)	Ku5a
Yk5.8*	3	pum	ho≫opx≫mt ta	h:1.664-1.673(1.669) g:1.499-1.503(1.501)	Ku5b
Yk5.6*	1～3	pum	opx>cpx>mt tb>ta,cb	o:1.707-1.716(1.711) g:1.501-1.506(1.504)	
Yk5.4*	0～2	v.ash	opx>cpx≫ho tb≫cb	o:1.707-1.713(1.710) g:1.509-1.511(1.510)	
Yk5.2*	3	pum	opx,cpx>mt	o:1.709-1.715(1.712)	Ku6b ?
Yk5 up Yk5 lw	7 [4] [3]	v.ash v.ash	tb,cb>ta,hb opx tb,ta>ca,cb	g:1.512-1.516(1.514) o:1.708-1.713(1.710) g:1.511-1.515(1.513)	Ku6c up Ku6c lw
Yk4.5b*	10	pum	opx,cpx>mt>ho	o:1.708-1.713(1.710)	Ku6d
Yk4.5a*	0～3	pum	cpx,ho,opx>mt	o:1.709-1.714(1.711) h:1.679-1.688(1.684)	Ku6e
Yk4	28	v.ash	ho≫opx>cpx tb,cb>ca	h:(1.675-1.678) g:1.501-1.504(1.502)	U1
Yk3b	10	scpum	cpx>opx>mt	o:1.720-1.729(1.7265)	U2a
Yk3a	5～6	v.ash	cb>ha>tb	g:1.497-1.500(1.499)	U2b
Yk1	31	v.ash	opx>cpx(ho) ta,tb>cb>ca	o:1.707-1.714(1.710) g:1.501-1.504(1.503)	U4

表2　　テフラによる倉橋層と上総層群の対比　　*印は新称

name	thick	type	h.m.composition	glass shape	index opx	glass	ho	correlation
Kh8a	13	c.ash	ho>>opx		1.700-1.706(1.704)		1.666-1677(1.670-1.673)	
(togane)	0～4	c.ash	ho>>opx,mt		1.700-1.706(1.703)		1.666-1.676(1.671)	
Kh5a'*	5～12	v.ash	ho>opx	tb,ca>ha	1.701-1.709(1.705)	1.499-1.502(1.500)	1.668-1.674(1.670)	Ks10
Ks10	16	v. ash	ho>bi>opx	hb>ca>tb>ta	1.703-1.709	1.499-1.501(1.500)	1.665--1.686	
Kh5a	3～8	v.ash	ho>opx	cb>ha	1.700-1.707(1.703)	1.504-1.507(1.505)	1.673-1.684(1.680)	Ks11
Ks11	19	v. ash	ho>opx,bi	cb>ta		1.503-1.507(1.505)	1.674-1.685	
Kh4.5*	0～4	pmsc/sc	opx,cpx>ho,mt		1.706-1.724(---)		1.688-1.695(1.692)	Ks12
Ks12	10	p.scc.ash	hoopxcpx		1.704-1.720(---)		1.687-1.696(1.692)	
Kh4c	6	pum/tf	opx>cpx	ta	1.730-1.741(1.736)			Ks13
Ks13	16	pumc.ash	opx>cpx>mt	tb>ta>>cb	1.732-1.741(1.737)	(1.538-1.540)		
Kh4a	15	pm	opx>mt>cpx	tb≫ta	1.724-1.740(1.735)	gl1.511---		Ks15
Ks15	30	pum	opx,cpx>mt	ta>tb>(ha)	1.727-1.740(1.733)	1.509-1.520		
Kh3b	7	v.ash	ho,bi	hb>cb,ca		1.499-1.502(1.501)	1.667-1.684(1.673-1.679)	Ks18
Ks18	18	v.ash	ho,bi>opx	ca>cb,tb>hb		1.499-1.501	1.666-1.686(1.669-675)	
Kh1c	7	v.ash	ho≫opx			1.498-1.501(1.500)	1.666-1.677(1.673-1.675)	Ks22
Ks22	1～13	v.ash	bi>>ho>opx	ta>tb>cb,ca		1.498-1.500(1.499)		

P-6　大阪平野地下における中・下部更新統の火山灰層序
－OD-5コアにもとづく再検討－

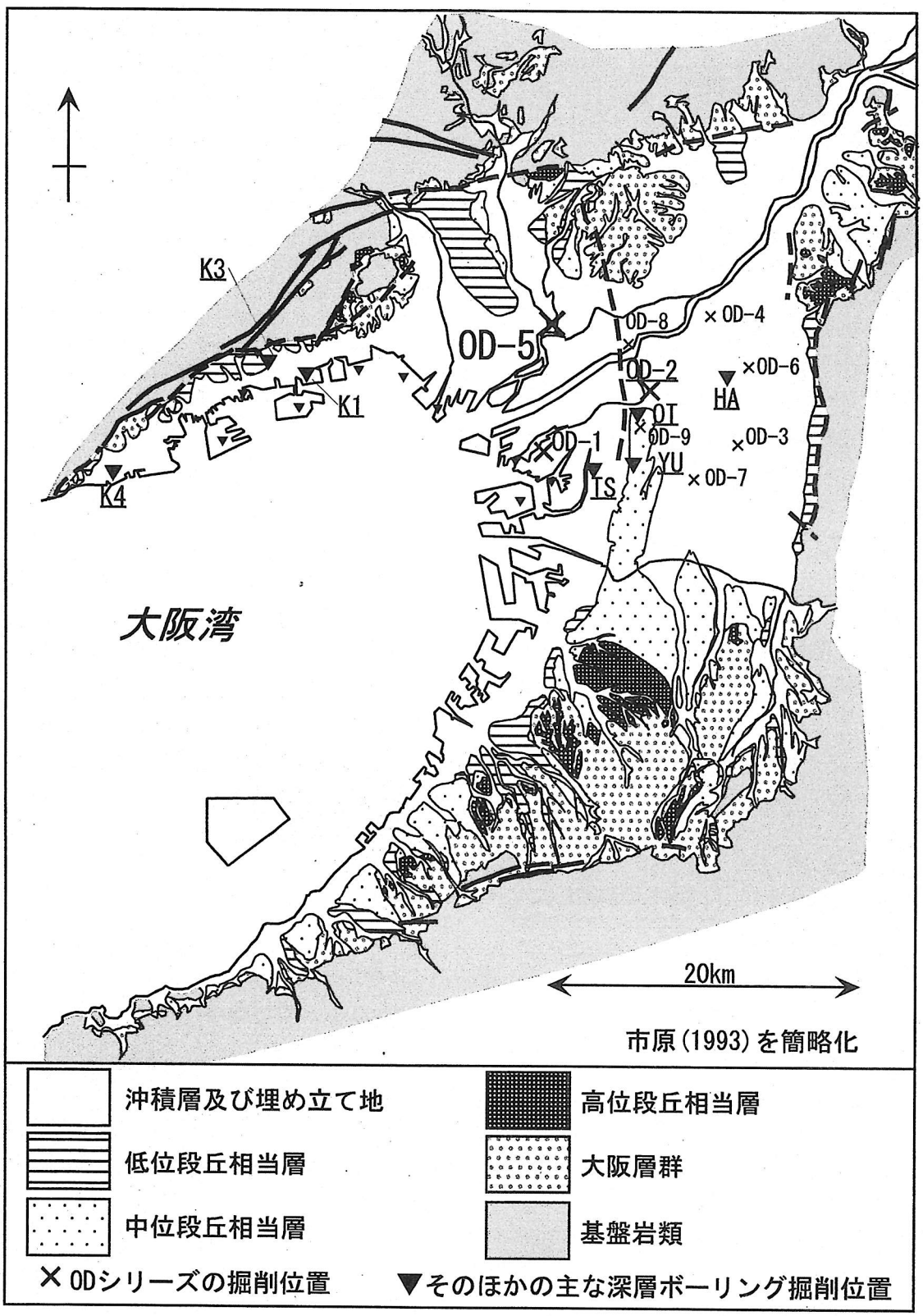
石井陽子（大阪市立自然史博物館・
大阪市立大学大学院理学研究科）

ISHII Yoko: Tephrostratigraphy of Lower-Middle Pleistocene sediments from deep drilling cores in the Osaka Plain, south west Japan.
—Reexamination based on the OD-5 drilling core—

大阪堆積盆の堆積物の層序は，火山灰層と海成粘土層によって編まれた．海成粘土層は新しい方から順にMa13，Ma12・・・Ma1，Ma0，Ma-1（MaはMarine clayの略）と呼ばれ，Ma13層は沖積層に，Ma12層は上部更新統の中位段丘相当層に，Ma11層は中部更新統の高位段丘相当層に含まれる．Ma10層以下が大阪層群であり，Ma10～Ma4層は中部更新統，Ma3層以下福田火山灰層までが下部更新統にあたる．大阪層群の標準的な火山灰層序は，吉川(1973,1976)，Yoshikawa(1984)，吉川ほか(1992)，宮川ほか(1996)によってほぼ完成している．

1960年代に地盤沈下対策として掘削された9本の深層ボーリングは，Osaka Deepの略でOD-1，OD-2・・・OD-9と呼ばれ，大阪平野地下に伏在する大阪層群の大まかな岩相層序を明らかにした(Ikebe et.al,1970；三田村ほか，1998)が，OD-2コア（吉川ほか,1987）以外の火山灰分析は行われていない．1995年の兵庫県南部地震以降，大阪市によって浜(HA)，大手前(OT)，津守(TS)，地質調査所によって夕陽丘(YU)，東灘(GS-K1)，石屋川(GS-K2，GS-K3)，長田(GS-K4)などの深層コアが掘削され，火山灰層序が明らかにされた（吉川ほか，1997，1998，2000；関西地盤情報活用協議会，1998；小林ほか，2001）が，コアで得られた堆積物には，丘陵部で編まれた標準的な火山灰層序に見られない火山灰層が多数挟在されている．

本研究では大阪市立自然史博物館に保管されていたOD-5コアの火山灰層を分析し，OD-5コアで明らかになった火山灰層序を核として，上記のコアの火山灰層序との対比を試みた．Ma9層以上の層準は吉川ほか(1992)，宮川ほか(1996)で詳しく検討され詳細な火山灰層序が編まれているので，大阪層群のMa-1層直下からMa9層直下の層準において，分析データに基づいて火山灰層の対比を行った．丘陵地の標準的な火山灰層序には含まれていない火山灰層が，少なくとも13層準認識された．また吉川ほか（1997，1998，2000）で存在が明らかにされたMa1.3層，Ma1.5層，Ma1.7層と既知の火山灰層の層序が明確になった．すなわちMa1層とMa1.3層の間にはピンク火山灰層と光明池Ⅱ火山灰層が，Ma1.3層とMa1.5層の間には光明池Ⅲ火山灰層が，Ma1.7層には光明池Ⅳ火山灰層がそれぞれ挟在される．また，Ma0層に挟在されるイエロー火山灰層は，少なくとも3層以上存在するが，特徴をさらに詳しく調べ，一層毎に識別ができるようにする必要がある．



大阪平野周辺の地質と主要な深層ボーリングの位置
検討に使用したコアは，OD-5，OD-2，HA；浜，OT；大手前，TS；津守，YU；夕陽丘，GS-K1；東灘，GS-K3；石屋川，GS-K4；長田

P-7

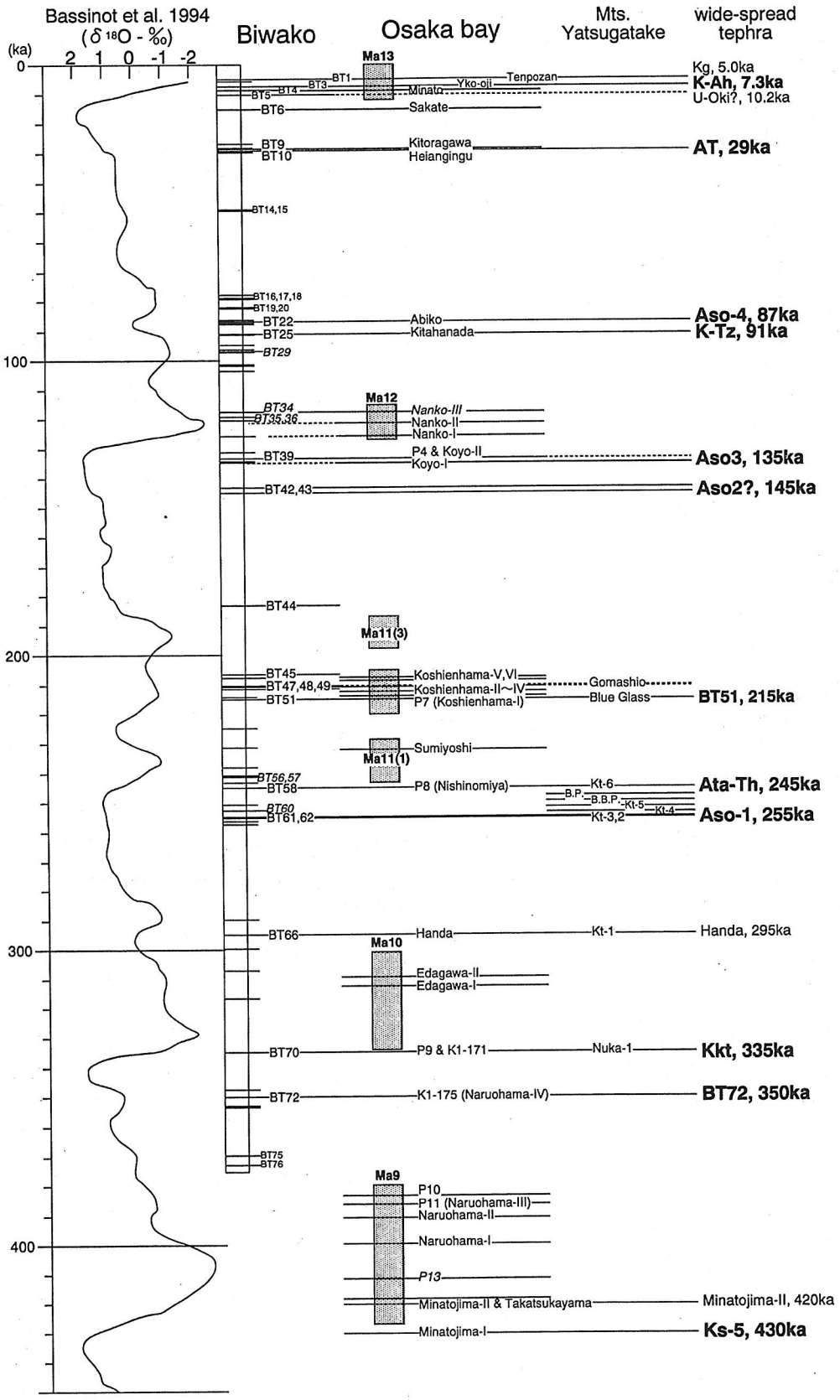
西南日本における過去40万年間の爆発的火山噴火史
ー火山ガラスの主成分化学組成に基づくテフラ層序の再構築ー

長橋良隆（福島大学）・吉川周作（大阪市立大学）・宮川ちひろ（地域地盤環境研究所）・内山　高（山梨県環境科学研究所）・井内美郎（愛媛大学）
Yoshitaka NAGAHASHI, Shusaku YOSHIKAWA, Chihiro MIYAKAWA, Takashi UCHIYAMA & Yoshiro INOUCHI ; History of the explosive volcanic eruption for a 0.5 million-year, south-western Japan -Reconstruction of the tephra stratigraphy based on the chemical composition of glass shards-

本報告では，大阪湾岸ボーリングコアのテフラ（吉川ほか， 1993；宮川ほか，1996）・琵琶湖高島沖ボーリングコアのテフラ（吉川・井内， 1991）・八ヶ岳山麓の陸水成層および風成層に挟在されるテフラ（内山， 1998）のうち約100試料について，EPMAによる火山ガラスの主成分化学組成分析を行い，西南日本における過 去40万年間のテフラ層序を再構築し爆発的火山噴火史について検討した結果を報告する．すでに報告されているテフラの記載岩石学的特徴と本研究による火山ガラスの主成分化学組成分析結果から，給源火山ごとのテフラの特徴をまとめると以下のようになる．南九州（姶良・阿多・鬼界カルデラ）起源のテフラは，扁平型（バブルウォール）主体のガラス質火山灰からなり，重鉱物組成で斜方輝石を主体とする．SiO_2量は75～79wt.%程度，Al_2O_3量は12wt.%程度，K_2O量は3wt.%程度である．中部九州（阿蘇カルデラ）起源のテフラは，比較的発泡の良い中間型のガラス質火山灰からなり，重鉱物組成で斜方輝石を主体とし単斜輝石を含む．SiO_2量は70～73wt.%程度，Al_2O_3量は15wt.%程度，K_2O量は4～5wt.%である．山陰（三瓶山・大山）起源のテフラは，軽石質な結晶火山灰もしくはガラス質結晶火山灰からなり，火山ガラスは多孔質型（スポンジ状）で，重鉱物組成で普通角閃石を主体とする　．SiO_2量は72～78wt.%程度，Al_2O_3量は13～15wt.%程度（13.5wt.%前後のものが多い），K_2O量は2～3wt.%程度である．

最終間氷期における阿蘇カルデラ起源のテフラについて，これまで近畿地方でAso-3とされていたテフラは，BT34（=BB207=Nanko-II）で，その層位はMIS5.5の高海水準期とされている（吉川，1999；など）．しかしながら今回の化学組成分析結果から，Nanko-IIはMedium-Kの領域に，BT29・34・35・36およびNanko-IIIはLow-Kの領域にプロットされ，デイサイト～流紋岩マグマとしては極端 にK_2O量が少なく，これまで報告されているAso-3とは異なる．本研究において新た にAso-3と同定したテフラは，Koyo-I・II（BT39～41）である．火山ガラスは，先のBT34よりも泡の径が明らかに大きく，化学組成分析の結果も従来報告されているAso-3と類似する．これらのテフラは，MIS5.5以前の低海水準期の層位にあり，九州におけるAso-3の層位（下山ほか，1999）と一致する．また，BT39～41のやや下位にあ るBT42・43は，安山岩組成の火山ガラスからなり，重鉱物組成　もBT39～41に類似する．BT42・43も阿蘇カルデラ起源のテフラの可能性が高いとすると，その層位から阿蘇火砕流の中で最も塩基性の火砕流であ るAso-2（小野ほか，1977）に相当する可能性が考えられる．

発表では，その他の広域テフラの層位や新たに同定された広域テフラ，西南日本における過去40万年間の爆発的噴火史とその頻度などについて報告する．



第1図　西南日本における過去40万年間のテフラ層序
斜体で表したテフラは，K2O量が少なくLow- Kの領域にプロットされる．

P-8

魚沼丘陵の形成プロセスと活断層の活動性

金　幸隆(京都大学理学研究科地球惑星科学・大学院生)

The relationship between evolution of the Uonuma Hills and activity of the active faults, central Japan

KIM, Haeng Yoong : Kyoto University, Department of Science, Graduated Student

魚沼丘陵の地形特徴，隆起プロセスおよび活断層の活動性との関係を解明することを目的に，丘陵頂部の背面および開析谷沿いの小段丘面の分布，成因，離水年代，変形量と活断層の変位様式，変位量分布，変位速度分布を調べた．

地形・地質特徴

魚沼丘陵は東の六日町盆地と越後山地，西の十日町盆地に挟まれる南北約 40 km，東西約 13 km の丘陵である．魚沼丘陵の地形は，丘陵の南部地域と北部地域において著しく異なる．南部(高度約 1000 m，現河床からの比高約 800 m)では，起伏が大きく東に急傾斜，西側に緩傾斜の非対称な断面形を呈し，北部(標高約 300 m，現河床からの比高約 150 m)では非対称性がなくなり定高性のあるのっぺりとした地形を呈す．稜線は，丘陵の東よりを南北に走るが，北部では丘陵内を北に流下する田河川の西側にも東の稜線に併走して走る．また稜線高度は，南部から北部に緩く低下する．丘陵を形作る地層は，中新世の凝灰岩，鮮新－更新世の泥岩，シルト岩および砂岩，更新世の砂礫層である．凝灰岩は，丘陵の東斜面に分布する．南部地域では越後山地起源の砂礫層が最大約 700 m 堆積し，北部では海成堆積物の厚さは 1000 m以上におよぶ．これらの地層の構造は，南部地域では西に約 30° 傾く単斜構造，北部では複背斜構造を呈し，背斜軸は稜線の位置と調和する．

活断層の分布

魚沼丘陵の東縁には変位速度 2.0～0.5 m/ky の六日町西縁断層(金，2001)，西縁には最大 0.8 m/ky の十日町東縁断層(太田ほか，1999)が認められる．それらは，ともに北北東－南南西走向，丘陵側隆起の逆断層である．

河成面の区分，分布，成因

魚沼丘陵に発達する地形面を，形態，分布および面を形作る地質から，背面，開析谷沿いの侵食段丘面，丘陵麓の扇状地面に区分した．さらに背面を，山稜に発達する平頂峰と丘陵の西側斜面を形作る隆起扇状地面に細分した．

・）　平頂峰：魚沼丘陵の山稜部には，南北に連なる幅約 50 m の平頂峰が発達する．それぞれの平頂峰を形作る地層は，植生土壌に覆われる砂礫層や砂層からなる．相対的に透水性の悪いシルトや泥岩の分布域には平頂峰は認められない．従って丘陵頂部の平頂峰は，定常的な削剥作用によって形成された侵食平坦面であると考えられる．

・）　隆起扇状地面：魚沼丘陵の西南斜面（標高 900～350 m）は，広大な扇状地性の背面として認識される．扇状地を形作る地層は越後山地に由来する砂礫層であり，礫の最大粒径は約 200 cm におよぶ．砂礫層は，礫のインブリケーション構造に基づくと西方に流下する河川堆積物である．扇頂部は，高度 900 m～400 m，丘陵の頂部から西へ 1.5 km～7.0 km の地点に位置し，南部地域ほど高度が高く丘陵頂部にも距離が短い．扇状地面は，西に最大 30° 傾斜している．このことは，西に増傾斜する運動を示唆する．当地域の背面を侵食崖，傾斜変換線，標高および離水年代に基づき，上位より鷹羽面，谷上面，米原面および朴の木坂面に区分した．南部地域に分布する背面ほど，形成期が古い．

・）　開析谷沿いの小段丘面　魚沼丘陵の西部地域では，北西に流下する河床幅 200 m 以下の開析谷が発達する．開析谷沿いには，厚さ 2 m～5 m の砂礫層からなる小規模な侵食性の段丘面が認められ，それらを上位より朴の木坂，貝坂面，正面面および大割野面に区分する．丘陵南部地域ほど古い段丘面が分布し，中部地域では正面面と大割野面が認められる．

一方，丘陵北部の魚野川沿いでは，上位より米原面，朴の木坂面，貝坂面，正面面および大割野面に対比される段丘面が発達する．段丘面の投影断面図に基づくと，田河川の西方では古い段丘面ほど西に大きく傾き，東方では東に傾く．このことから，田河川向斜が活褶曲によって形成されたと共に，当地域も隆起域にあることを示唆する．

河成面の離水年代

模式露頭では，段丘堆積物に重なる厚さ約 9 m のローム層と 14 枚の明瞭なテフラ層が確認された．初磁化率の変化は，表層土壌から姶良丹沢 AT 火山灰(25Ka)層準にかけて減少し，再び大山倉吉 Dkp(48ka)層準の間で増加する．Dkp 層準より IZ-Kt 層準の間は磁化率の増加傾向が強い．飯縄上樽 Iz-Kt（130-150Ka）から米原軽石 Mg-a・b の間の磁化率は前後の地層に比べて相対的に弱く，Mit で再び強い．その下位で磁化率は一端下がるが，大町 Apm(約 350ka)層準まで一度初磁化率は強くなる．段丘堆積物直上の初磁化率は，相対的に弱い値を示している．したがって本層から 4 回の磁化率変化カーブが読みとれる．この結果は，微細石英含有量比率と酸素同位体比のパターンによく対応することから，相対的に磁化率が強い層準を MIS(ﾏﾘﾝｱｲｿﾄｰﾌﾟｽﾃｰｼﾞ)1,3,5,7 に，弱い層準を 2,4,6,8 に対比する．段丘面の離水時期は，ローム層の初磁化率測定，火山灰層序，段丘面の形態・分布および段丘構成層の層相から鷹羽面(MIS12)，谷上面(MIS 10)，米原面(MIS 8)，卯の木面(MIS 7)，朴の木坂面(MIS 6)，貝坂面(MIS 5～4)，正面面(MIS 3～2)，大割野面(MIS 1)と判断される．

活断層の上下変位速度と魚沼丘陵の地形との関係

魚沼丘陵の隆起の要因は，丘陵の東縁・西縁を画する六日町西縁断層と十日町東縁断層の活動に伴う．沖積面の変形から見積もられる最大上下変位速度は，2.0 m/ky と 0.8 m/ky である．このことから，東西に非対称な魚沼丘陵の地形形成は，主として六日町西縁断層の活動に支配されている．また，六日町西縁活断層の変位速度は，南部地域ほど大きくなる．このことは，南高北低の丘陵稜線の特徴と調和的である．

河成面の離水過程からみた魚沼丘陵の隆起過程

魚沼丘陵の西斜面を形作る隆起扇状地面は，初生的に越後山地から直接流入する河川の作用によって形成された．火山灰とロームの磁気特性に基づくと，これらの隆起扇状地面は南部地域では M.I.S 12，中部地域では M.I.S 6 の時期に形成されていることから，離水は南部から北方へ進行した．隆起扇状地面の高度は丘陵の北部地域に分布する面ほど低くなり，開析谷沿いの小段丘面は隆起の著しい南部地域において明瞭である．こうした地形特徴は，魚沼丘陵と六日町盆地との分化が南から北に延伸したことを示唆する．完新世における六日町西縁活断層の活動量と第四紀における丘陵の隆起過程との間に正の相関性が認められた．

P-9

五島列島南部の鬼岳単成火山群の噴火史

長岡信治（長崎大学）・古山勝彦（大阪市立大学）・
新井房夫（前橋市）・松岡數充（長崎大学）

NAGAOKA, S., FURUYA, K., ARAI, F., MATSUOKA K. ; Eruptive history of Onidake monogenetic volcano group in the Goto Islands

長崎県五島列島南部の福江島およびその周辺海域には，鬼岳，富江，黒島・赤島・黄島，岐宿，京ノ岳，嵯峨ノ島などのアルカリ玄武岩質単成火山が点在している．その中の鬼岳は複数の溶岩台地，盾状火山，スコリア丘などからなる比較的大きな火山であり，後述するように複数の単成火山からなることから鬼岳単成火山群と呼ぶことにする．火山群の中心にある鬼岳は，五島列島最大のスコリア丘であり，地形的にも新鮮な新しい火山と考えられるにもかかわらず，その形成過程や噴火年代はわかっていない．そこで，本研究では，まず，詳細な地質調査とボーリングコア観察により噴出物の層序と分布を明らかにし，鬼岳火山群の形成過程を考察した．さらに ^{14}C および K-Ar 年代測定，広域テフラの対比に基づいてその形成時代を推定した．

鬼岳単成火山群の噴出物はすべて玄武岩質であるが，一連の噴火サイクルによるものではなく，噴出物の間に土壌や浸食で示されるような時間間隙をいくつか持っている．こうした時間間隙により，鬼岳単成火山群は，古いものより大円寺火山，木場火山，増田火山，長手火山，下崎山火山，火ノ岳火山，上大津火山，五社神社火山，崎山鼻火山，箕岳火山，鬼岳火山の 11 の単成火山に分けられる．

大円寺火山は，ボーリングによって地下-80m で確認される厚さ 1m の大円寺溶岩流のみからなるが，その全貌は不明である．基盤の五島層群を直接覆い三尾野層と呼ばれる海成層（長岡ほか，1996）に覆われる．

木場火山は，地上に露出する最も古い山体のひとつで，福江市街の載る木場溶岩の台地からなる．

増田火山は，2つのスコリア丘と溶岩台地からなり，蓮寺降下スコリア（丘）→増田溶岩→高田降下スコリア（丘）を噴出している．

長手火山は盾状火山と山頂部の2つの小型スコリア丘からなり，長手溶岩→江湖川降下スコリア（丘）を噴出している．

下崎山火山は，火ノ岳火山の東麓に露出し，少なくとも2ユニットの白浜・下崎山溶岩流からなる．

火ノ岳火山は盾状火山とその上の大型の火ノ岳のスコリア丘からなる．噴出物は塩津溶岩→上崎山溶岩→火ノ岳降下スコリア（丘）→五島ゴルフ場溶岩で

ある．

上大津火山は，スコリア丘と溶岩流からなる火山で，上大津溶岩・コンカナ降下スコリア（丘）を噴出した．

五社神社火山も，降下スコリアと溶岩流からなる火山で，城岳降下スコリア（丘）・五社神社溶岩を噴出した．

崎山鼻火山は，箕岳南方の海食崖に露出し，箕岳噴出物に不整合に覆われている崎山鼻降下スコリアの火砕丘である．その火口は現在の海域にあり，山体の南半分は海食により失われ，feeder dike も露出している．また，火砕丘形成後にラハールが発生している．

箕岳火山は，地形的には溶岩台地とその上の箕岳・臼岳の２つのスコリア丘からなるが，臼岳スコリア丘下には別の初期の大平瀬スコリア丘が埋没している．箕岳火山は，現在の南の海岸線付近で大平瀬降下スコリア（丘）・アグルチネート・溶岩の噴出に始まり，貝ノ瀬溶岩→箕岳溶岩 1→箕岳溶岩 2→箕岳降下スコリア（丘）→臼岳溶岩→臼岳降下スコリア（丘）と推移した．

鬼岳火山では，初期に大量の clastogenic lava が南側に流下した．同時にスコリア丘（大窄スコリア丘）が形成されていたと思われるが，その一部は崩壊し，最終的には北側に鬼岳スコリア丘が成長した．これと同時または引き続いて鬼岳から多数のユニットの溶岩流を流出し周辺に溶岩台地を形成した．噴出物の順序は，鐙瀬溶結火砕岩および溶岩・大窄降下スコリア（スコリア丘崩壊物を含む）→鬼岳降下スコリア（鬼岳スコリア丘）・椿園溶岩→大浜溶岩 1・2・3・住吉神社溶岩→坂ノ上溶岩 1・2 である．坂ノ上溶岩 1・2 は鬼岳スコリア丘の北側火口壁を破壊して流下している．

^{14}C および K-Ar 年代測定，広域火山灰の AT と K-Ah の発見により，各火山のおおよその年代は，大円寺火山および木場火山 51～26 万年前（K-Ar），長手火山（長手溶岩）42～37 万年前（K-Ar），増田火山（増田溶岩）36～23 万年前（K-Ar），下崎山火山（下崎山溶岩）11～4 万年前，火ノ岳火山（塩津溶岩）＜8 万年前（K-Ar），五社神社火山（五社神社溶岩）＜12 万年前，崎山鼻火山＜11 万年前，箕岳火山（大平瀬降下スコリア）＞2.5 万年前（AT），鬼岳火山（鬼岳降下スコリア）1.8 万年前（^{14}C，K-Ah）と推定された．これらの年代から，鬼岳単成火山群は約 50 万年前に活動を始め，およそ５万年に１回の割合で溶岩流と降下スコリア主体の噴火を起こしてきており，最新の噴火は約 1.8 万年前の鬼岳火山の活動である．しかしながら，鬼岳降下スコリア，K-Ah の上位に，直下の土壌が 2330±40 ^{14}CBP(GX-25302-AMS) を示す砂サイズの降下スコリアの薄層が，まれに認められる．これは，南方海上の黒島，赤島，黄島火山などの活動による可能性がある．

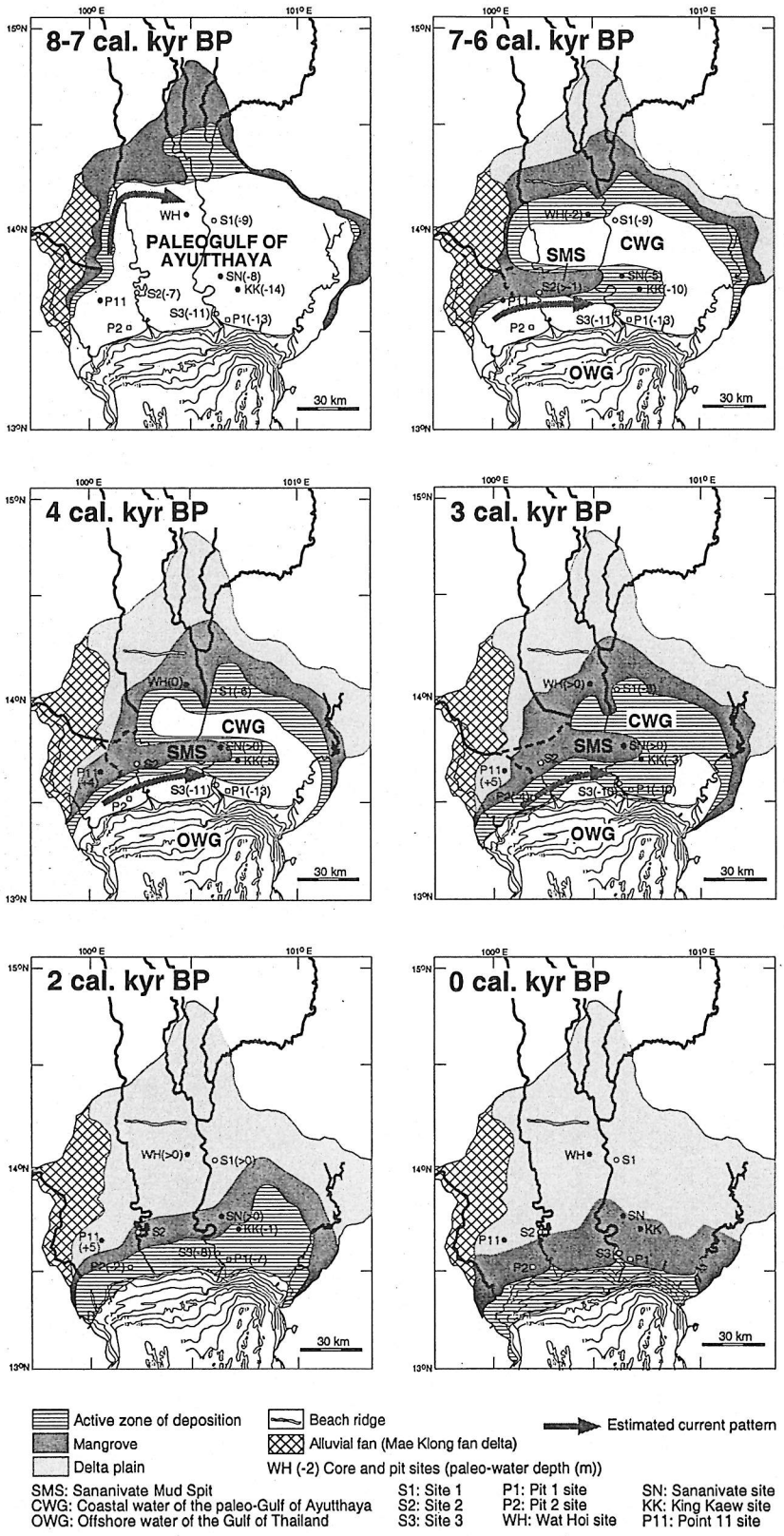
P-10　タイ，チャオプラヤデルタの完新世における発達様式

田辺　晋（新潟大学）・斎藤文紀（産総研海洋資源環境）・佐藤喜男（チュラロンコン大学）
・鈴木祐一郎（産総研地圏資源環境）・ Sin Sinsakul（タイ鉱物資源部）
Susumu TANABE, Yoshiki SAITO, Yoshio SATO, Yuichiro SUZUKI, Sin Sinsakul; Holocene evolution of the mud-dominated Chao Phraya delta, Thailand

タイ湾湾奥部に位置するチャオプラヤデルタは，東南アジア第２の面積を持つデルタである（10,400 km^2）．同デルタは，チャオプラヤ河とメクロン河によって，過去 8000 年間，比較的安定した海水準のもと形成されてきた．バンコク粘土と呼ばれる泥質な堆積物から構成されることが特徴である．現在のデルタ沿岸域の潮間帯には干潟やマングローブが発達している．チャオプラヤ河とメクロン河の年間土砂供給量の合計は約 2000 万トンで，同規模のデルタ面積を有するエジプトのナイル河，北ベトナムの紅河の 5 分の 1 以下しかない．チャオプラヤデルタは河川の土砂供給量に対してその面積が広いことが特徴である．

1997-1999 年に，チャオプラヤデルタの発達過程を明らかにするため，20～30 m長の 3 本のボーリングコアと 2 地点の素堀露頭の調査を行った．堆積相解析と合計 34 点の放射性炭素年代測定を行ったところ，平均 15 m の層厚をもつ完新統のデルタ堆積物が，基盤である上部更新統に不整合で累重することが明らかになった．デルタ堆積物は，貝化石を含む青灰色の塊状シルトからなり，他のデルタ堆積物に典型的な上方粗粒化相を示さない．

得られた結果と既存の研究をもとにチャオプラヤデルタの過去 8000 年間の発達過程を復元した（図）．8～7 千年前の海面高頂期には，現在のデルタ地域には浅い水深の古アユタヤ湾が形成されていた．7～3 千年前，メクロン河の供給する堆積物が沿岸流によって運ばれ，アユタヤ湾湾口部にマッドスピットが形成された．マッドスピットの内側は，チャオプラヤ河とメクロン河の供給する堆積物により埋積され，2 千年前までに陸化した．チャオプラヤ河とメクロン河の河口が位置するデルタ中央部から西側では，東域に比べ，海岸線が急速に前進したことがわかる．層厚分布図からチャオプラヤデルタ全域におけるデルタ堆積物の平均層厚を 15 m, かさ密度を 1.1 ± 0.1 g/cm^3 と仮定すれば，体積は 1560 億 m^3，過去 8000 年間に堆積したとすれば，平均年間堆積量は 2150 ± 200 万トンになる．この値は，現在のチャオプラヤ河とメクロン河の年間土砂供給量の合計にほぼ等しい．以上の結果から，河川の供給土砂量に対してデルタ面積が広い理由としては，過去 8000 年間ほぼ一定の海水準の下，安定してデルタが前進発達できる状況にあったこと，古アユタヤ湾の古水深が浅く，湾口部に形成されたマッドスピットが両河川からの土砂を効率よく古アユタヤ湾とデルタ域に堆積させたことで説明できる．現在のようなデルタ環境が成立したのは約２千年前である．



図．チャオプラヤデルタの古地理 (Tanabe et al., in press, *Quaternary Science Reviews*)

P-11　八甲田カルデラ起源火砕流堆積物の古地磁気層序：特にブルーン—松山クロン境界の層位について

植木岳雪（東京都立大学・学振特別研究員）・鈴木毅彦（東京都立大学）

Takeyuki UEKI and Takehiko SUZUKI: Magnetostratigraphy of Early to Middle Pleistocene pyroclastic flow deposits from the Hakkoda Caldera, northeast Japan

はじめに

八甲田カルデラは直径約 10 km のカルデラ構造をなし，80 万年前以前の八甲田第 0 期火砕流堆積物（Hkd0），約 65 万年前の八甲田第 1 期火砕流堆積物（Hkd1），および約 40 万年前の八甲田第 2 期火砕流堆積物（Hkd2）の 3 枚の火砕流堆積物を噴出したとされている（村岡・高倉，1988；佐々木ほか，1998）．鈴木ほか（2001）は，記載岩石学的な特徴に基づいて房総半島および近畿地方の海成更新統中の細粒ガラス質テフラと Hkd1 を対比し，その噴出年代を約 76 万年前と推定した．本研究では，前期～中期更新世の 4 枚の八甲田火山起源火砕流堆積物の古地磁気層序について報告する．なお，これらの火砕流堆積物の記載岩石学的な特徴については，鈴木・植木（2002：本要旨集）を参照されたい．

古地磁気試料

試料採取地点を図 1 に示す．Loc. 1 では，強溶結した Hkd0 の下位に非溶結の黄瀬川（おおせがわ）火砕流堆積物（Osg）と呼ぶ火砕流堆積物が新たに見出された．Loc. 2 では，非溶結の Hkd0 の約 2 m 上位を一部強溶結した Hkd1 が覆っている．Loc. 3 では，強溶結した Hkd2 が見られる．古地磁気測定用の定方位試料は，非溶結のものはプラスチック・アルミ・石英のキューブで採取し，溶結したものは携帯型エンジンドリルで採取した．また，残留磁化はスピナー磁力計によって測定した．

火砕流堆積物の古地磁気層序

すべての試料で，交流消磁と熱消磁で同様な固有磁化成分を分離できた．交流消磁によって求めた各火砕流堆積物の残留磁化方位を表 1 に示す．Osg および Hkd0 は逆帯磁であり，Hkd1 および Hkd2 は正帯磁である．したがって，Osg および Hkd0 は松山逆クロン，Hkd1 および Hkd2 はブルーン正クロンに対比でき，その境界は Hkd0 と Hkd1 の間にあることになる（図 2）．このことは，鈴木ほか（1998）による Hkd 1 とブルーン—松山クロン境界の直上にあるテフラとの広域対比を強く支持するものである．

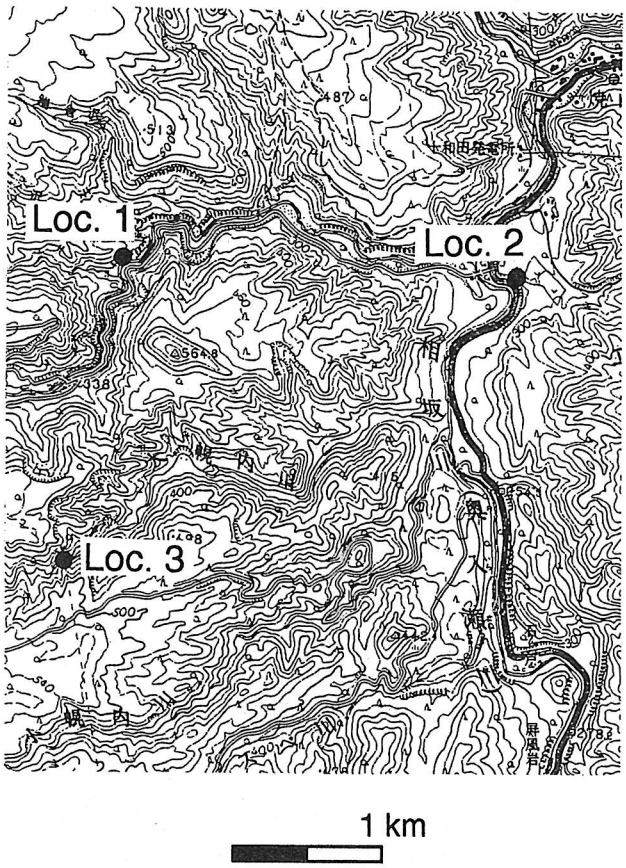


Fig. 1 Sampling localities for four distinct pyroclastic flow deposits from the Hakkoda Volcano. Map is 1: 50,000 Hakkoda.

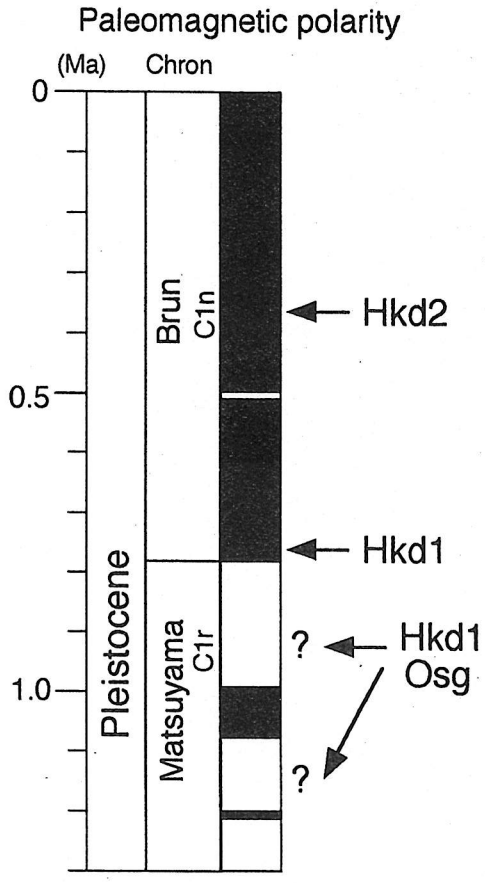


Fig. 2 Magnetostratigraphy of pyroclastic flow deposits from the Hakkoda Volcano

Table 1 Paleomagnetic properties of each pyroclastic flow deposit

PFD	Sampling	Welding	N	Dec.	Inc.	K	α_{95}
Hkd2	Loc. 3	W	4	2.0	62.3	514.9	4.1
Hkd1	Loc. 2	SW	6	20.8	48.5	127.8	6.0
Hkd0	Loc. 2	UW	5	196.8	-45.7	236.3	5.0
Hkd0	Loc. 1	SW	6	167.1	-42.8	827.9	2.3
Osg	Loc. 1	UW	6	203.1	-18.0	114.2	6.3

SW: Strongly welded, UW: Unwelded, W: Welded

P-12　関東山地のホルンフェルスとその礫について

加賀美英雄（城西大理）、谷口英嗣（駒沢大高）

Hideo Kagami and Hidetsugu Taniguchi; Hornfels in Kanto Mountains and its transported gravels to Hanno Formation.

関東山地のホルンフェルス研究を始めて５年目になり、2000年夏に多摩川上流の泉水谷にほぼ連続露出する泥質岩の熱変成状態の観察・試料の採集をし、2001年に化学分析を行ったので、今回その結果をまとめて報告する。

本地域の地質概要は、泉水谷地域より北には小仏層下部の丹波累層が分布し、泉水谷には小仏層上部の小菅累層が分布するが、大黒茂谷辺りから南(上流側)には三倉層群が分布して広瀬花崗閃緑岩と接触している。

広瀬花崗閃緑岩との接触部からの距離に応じて、ホルンフェルスの採集地点と変成帯分帯を示す（図）。なお、本論文では累進変成作用の変成分帯の基準を、Blackburn and Dennen(1994)により、Low grade と Medium grade の境界は曹長石，緑泥石の消滅によって決めた。なお、地層の岩質の差による変成の違いを認め Pelitic 1 から 4 までに分けた。例えば、Medium grade に入る Pelitic 1 と 2 との区別は、三倉層下部には粘土質の泥質岩が卓越するので、この部分を Pelitic 2 と呼び、それに対して火山灰層が頻繁に入る三倉層中部の泥質岩を Pelitic 1 とした。やや砂質となる小菅累層上部の泥岩は Pelitic 3 とした。また、断層角礫岩が存在し、砂岩優勢互層が卓越する小菅累層中部を Pelitic 4 とした。なお、本地域には High grade 帯は認められない。

まず、泉水谷の接触部から 300m までにザクロ石を産する（1）Pelitic 1 Medium grade 帯（従来の菫青石Ⅱ帯）が認められた。この帯は正長石，灰曹長石，ザクロ石で特徴付けられ、随伴するのは黒雲母，白雲母である。その外側に 400m から 1410m まで分布し、菫青石が多産することで特徴付けられる（2）Pelitic 2 Medium grade 帯がある（従来の菫青石Ⅰ帯)。この帯は正長石、灰曹長石、菫青石の組み合わせで、随伴して黒雲母、白雲母がでる。それから、(1) とほぼ同じ距離(150～300m)にあって、あるいは（1）と（2）の中間にあるとみることもできる、やや低変成の傾向を示す（3）Pelitic 1 Low grade 帯がある（従来はこれを Retrograde 帯と呼んだ)。鉱物組み合わせは微斜長石、斜長石、黒雲母、白雲母の他に、緑泥石、曹長石である。この帯は構造的弱線に存在するもので、その産状から面的な広がりは示さないようであるから、厳密には帯とは呼べない。さらに，（2）の外側に 1650m から 3400m までに(4)Pelitic 3 Low grade 帯(従来の黒雲母帯)がある。鉱物組み合わせは微斜長石、斜長石、黒雲母、白雲母、曹長石である。今回、この比較的長距離にわたって分布するこの帯を層状珪酸塩鉱物の量比から３帯に細分することができた。そして、最も外側の 3400m 以遠に（5）Pelitic 4 Very Low grade 帯(従来の緑泥石帯)がくる。その鉱物組み合わせ

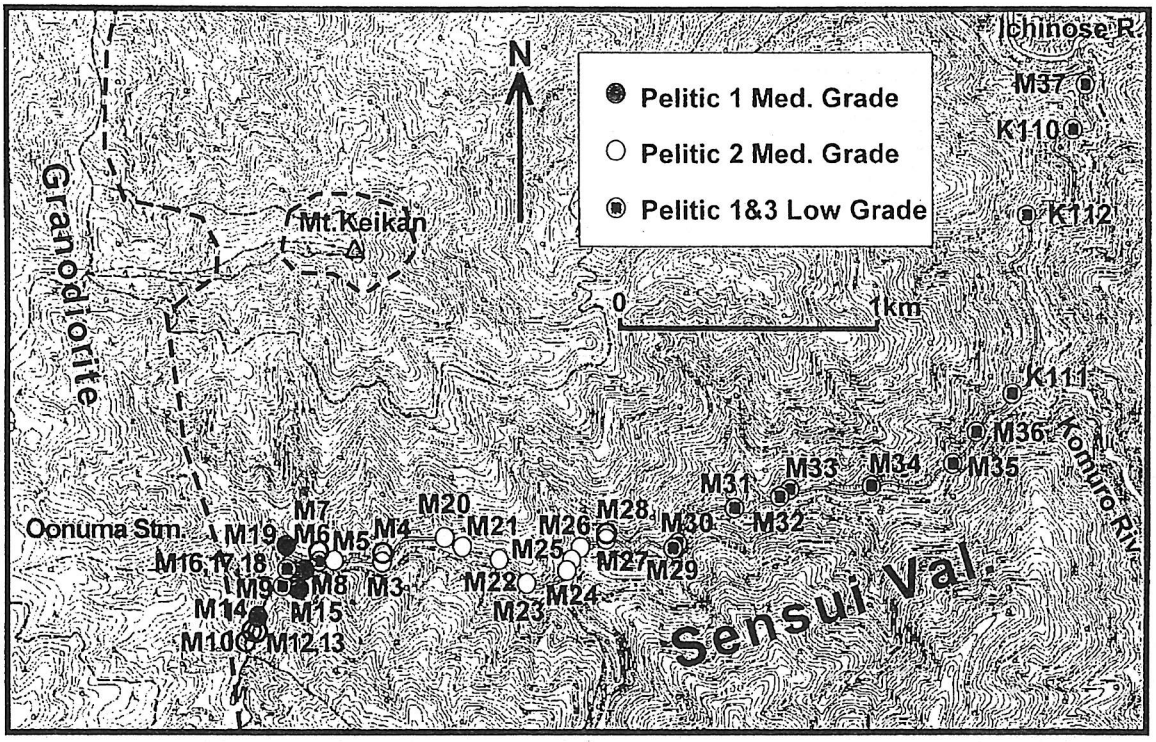
は緑泥石、白雲母、曹長石である。

今回の調査によって菫青石が得られた地点は M5、M14、M21、M22、M24、M25 である。分析値から X_{Mg} とチャンネルカチオン（Na+K）をプロットした図を作り検討すると、X_{Mg} の値が集中するのは 0.48～0.53 であり、それを代表する地点は M5、M22 である。また、M5 、M24 では菫青石の三連双晶の見事な結晶がみられた。

今までに落合・一之瀬地域で得られた菫青石をとり上げ、コンタクトに近い側から並べると、K10、K143、K55、K56、K57、K26、K66、K31、の順となる。それに、飯能層の菫青石（SR、OS2, H311, H314 ）も含めて考察すると、最も Fe-rich なのは今回得られた M14 で、X_{Mg} は 0.2～0.4 を示す。これは、今までで最も高い K56 の X_{Mg} 0.47～0.48 と比較すると、著しく Fe-rich な菫青石であることが分かる。

一方、関東山地でこれまでに知られている中で最も Mg-rich の傾向を示すのが K55 で、X_{Mg} は 0.54～0.57 を示す。この地点の黒雲母の SI 値からも Mg-rich が示されており、Mg が何らかの形で菫青石に濃集された可能性がある。しかし、K55 は X_{Mg} の値では飯能層の SR におよばないし、また岩質的にも一致しない。

ところで、飯能層下部から得られた菫青石（OS2, H311, H314）は関東山地の菫青石と X_{Mg} は似るが、飯能層最上部から得られた菫青石（SR）は試料中で最も Mg に富み（X_{Mg} は 0.56～0.60）、この特徴を持つものは今のところ関東山地には知られていない。



P-13　富士五湖山中湖ボーリングコアのテフラ層序と花粉分析

内山　高・輿水達司（山梨県環境科学研究所）・渡邉正巳（文化財調査コンサルタント）
UCHIYAMA Takashi, KOSHIMIZU Satoshi and WATANABE Masami ; Tephro-stratigraphy and pollen analysis of sediment cores from Lake Yamanaka in the northeast base of Mount Fuji, central Japan

富士北麓の富士五湖は富士山の火山活動の過程で形成され，新富士火山期（津屋，1971）の噴出物等による堰き止めで，現在の形になったとされている（例えば，小山，1998：上杉，2000）．また，現在の富士五湖が形成される以前にはセの海，旧河口湖，古山中湖などの湖が存在したとされている（濱野，1988：遠藤ほか，1992）．このうち山中湖では過去 2500 年間の古環境変遷史や湖の成因が田場ほか（1990），遠藤ほか（1992），小杉ほか（1992）により研究されている．この山中湖を除くと五湖の形成史や古環境の変遷史，火山活動との関連についての詳細な研究は多くない．

我々は富士五湖周辺の自然環境変遷史を解明するため，河口湖・山中湖・本栖湖湖底堆積物を採取し，分析・解析を行ってきている．このなかで富士山の火山活動史や五湖の形成史に関する研究を行ってきた．また，火山活動の影響を評価するためにこれら各ボーリングコアの無機化学分析，微化石（珪藻・花粉）分析等を行っている．そのうち河口湖，山中湖，本栖湖湖底堆積物の岩相の特徴等の概要は輿水ほか（1999）等で報告した．山中湖ボーリングの地点を図 1 に示す．

山中湖コア（YA-1 ：図 2）は深度 11.4m 以浅ではシルトなど細粒物を主体し，スコリア層を多く挟在する．深度 11.4m～13.5m は黒色火山灰層で，スコリアが点在する．また，微粒炭を多く含む．深度 13.5m 以深では上位より風化が進んだスコリア層を多く挟在し，間にロームを挟在する．テフラは上位から YA1-1～56 までの降下スコリア層および火山灰層が識別できた．このうち，^{14}C年代，岩石記載的特徴や堆積速度から推定した年代から，YA1-1 が宝永テフラに，YA1-23 が伊豆カワゴ平火山灰に対比されそうである．Yoshizawa et al（2002 印刷中）によれば，珪藻化石分析により深度約 9m以浅で止水性珪藻化石が産出することから，この深度から湖的な環境になったと推定されている．

花粉分析結果から，以下の地域花粉帯 I/II 帯を設定した（図 2）．

I 帯：マツ属（複維管束亜属）の顕著な増加傾向を示し，次の 2 亜帯の分帯される

　a 帯；マツ属優勢，スギ属・コナラ属の随伴，ブナ属の減少

　b 帯；マツ属の増加，スギ属・ブナ属の減少

II 帯：スギ属の顕著な増加，優勢

以上の山中湖湖底ボーリングコア（YA-1）のテフラ層序，年代と花粉化石分析結果から推定される古環境の変遷や火山活動の影響等について概要を報告する．

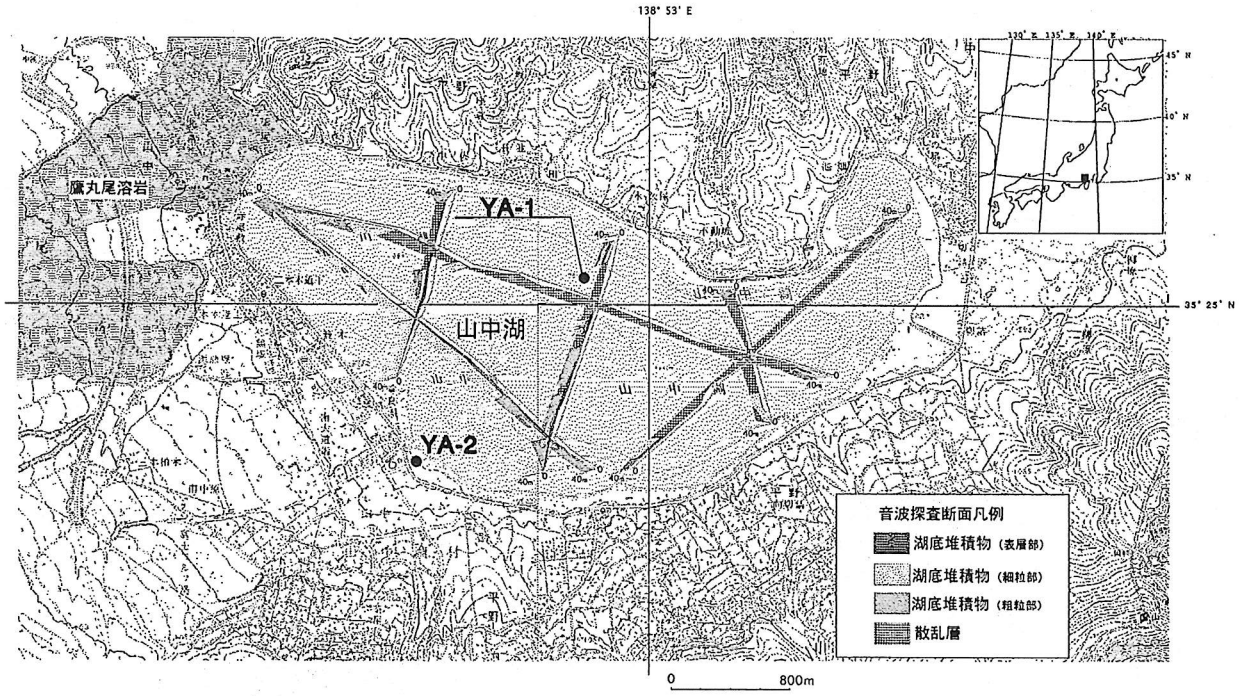


図1　山中湖ボーリング位置および音波探査断面

（国土地理院発行数値地図25000「富士吉田」「御正体山」「須走」「船河小山」を使用）

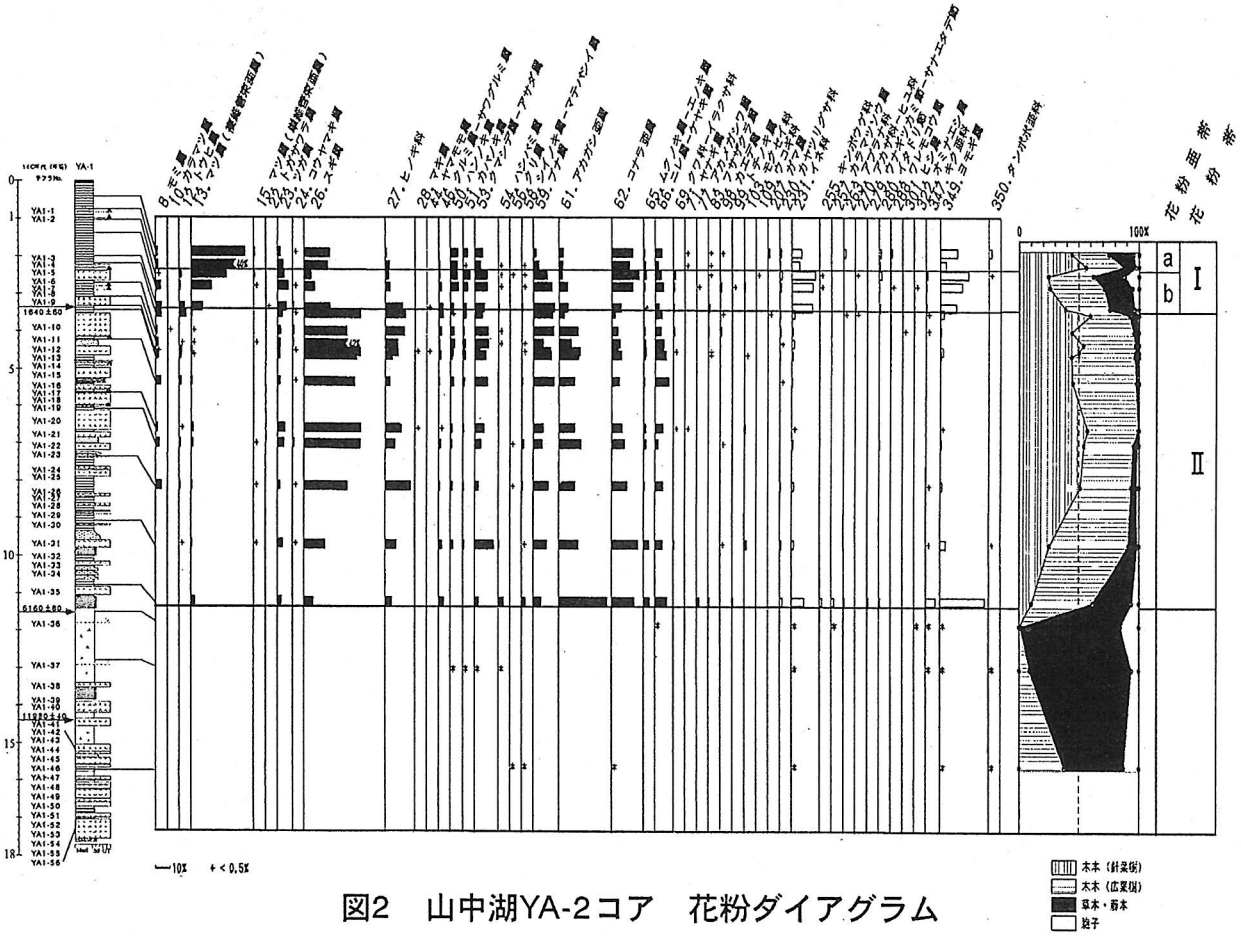


図2　山中湖YA-2コア　花粉ダイアグラム

P-14　青木湖底堆積物から見た糸－静線活断層系北部の活動度

公文富士夫（信州大・理）・
井内美郎（愛媛大・沿岸環境科学研究センター）

Fujio KUMON and Yoshio INOUCHI: Late Quaternary activity of the northern part of Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line viewed from the sediments in Lake Aoki, central Japan

青木湖は長野県大町市の北部にある仁科三湖の一つで，その最北部に位置するものである．仁科三湖は糸魚川－静岡構造線に沿った凹地に配列しており，その地形や堆積物は，糸－静線の活動を反映していることが期待される．特に，青木湖の湖底地形には（図１；井内ほか，1987），両側に南北と北東－南西に伸びる比較的急峻な斜面が発達すること，および湖底中央に北北東－南南西に伸びる比高 20 mの急崖があることに特徴があり，活断層の影響を受けていることが予想される．

青木湖の主湖盆の北北東縁を限る急崖に直交する方向の音波探査記録（井内ほか，1987）には，反射面のズレが認められ，この急崖が活断層崖であることを示している．急崖を挟んだ両側で採取したボーリング試料を比較すると（図２），1)両側に礫層からなる「基盤」があり，両者ともその年代は約３万年前と推定されること，2)礫層の上面の深度には 36 mの高度差があること．3)北東側にある副湖盆では上部（約１万年前以降）で堆積速度が著しく小さくなっていること，などの特徴が判明している．最近，北東側の副湖盆で２m余の柱状試料を採取し，火山灰の同定と年代測定を行ったが，堆積速度が小さいことが再確認された（Adhikari et al., 2002）．

基底の礫層は大礫を主としており，河川成の堆積物と考えられる，同じ時代の堆積面の高度が大きく違うことは考えにくいので，両者がもともと同じ面を形成していたと仮定すると，この断層崖に沿って３万年間で平均 1.2 m/1000 年の垂直変位があったことになる．これは活断層の活動度としてはＡ級の最も小さいクラスにあたる．

一方，採取された柱状試料についてのソフテックス写真で，堆積面の変形（スランプ構造）や切断（小断層）が観察される．液状化を示す火炎状の構造もある．これらは地震による強振動で形成されたと考えられるので，地震活動の指標と見なすことができる．柱状試料の深度と年代との関係を示した折れ線の上に，観察された地震指標の層準をプロットすると（図３），3000 ～ 5000 年間隔で地震指標が認められた．また，３万年前から 2.5 万年前および約１万年前以降に地震活動の活発な時期が推定された．このデータは，主湖盆の１地点に基づくものなので，「数え落とし」の可能性はあるが，糸－静線活断層系の北部地域における活動度の１つの指標となるものである．なお，青木湖の湖底堆積物に変形を起こした最新期の活動は，1200 年ほど前のものである．同じ時期の地震性の堆積物は，中綱湖や木崎湖でも確認されている．

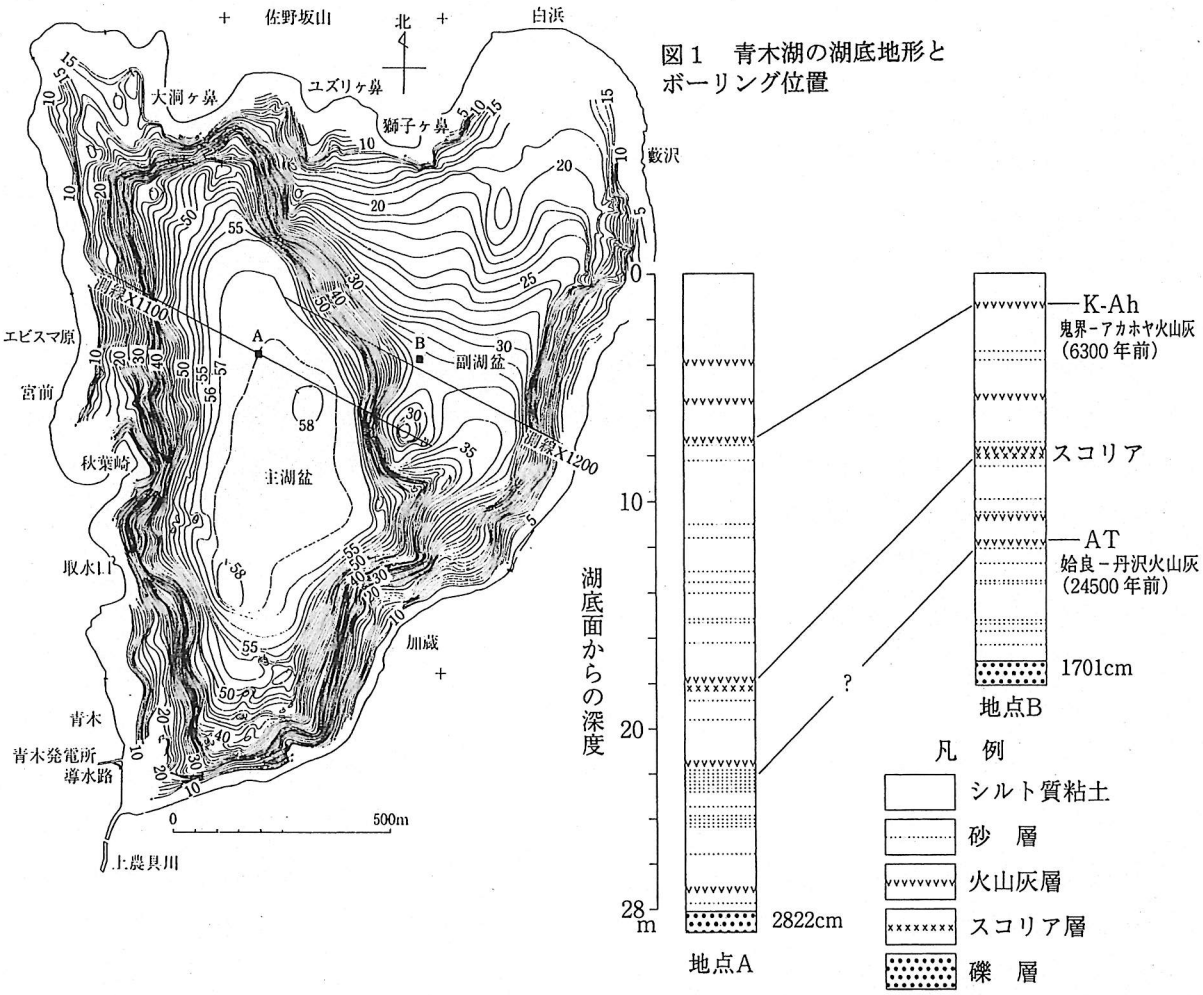


図１　青木湖の湖底地形と
ボーリング位置

図２　断層崖を挟む２地点で採取した
柱状試料の岩相とその対比

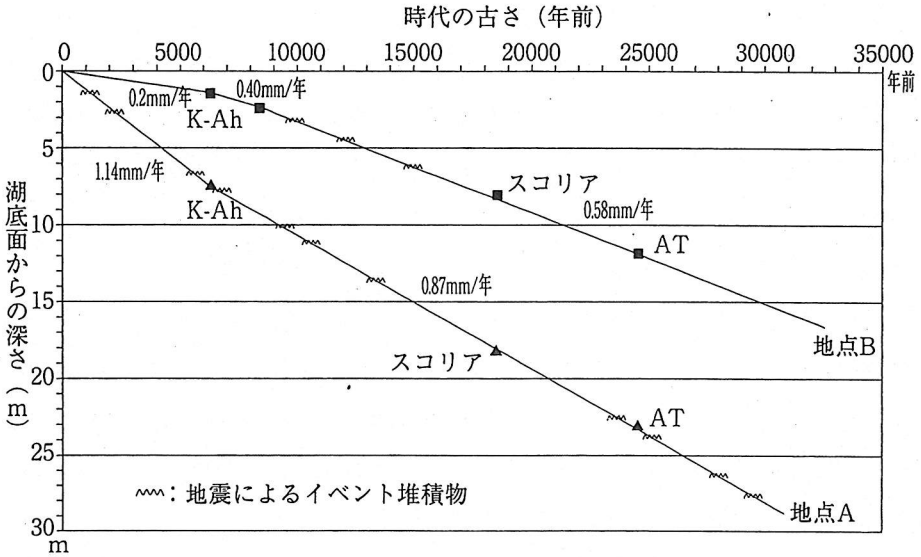


図３柱状試料の深度と年代の関係
地震指標の層準と年代も併せて示す

P-15

The loess-paleosol sequence in the areas between Dukso and Hongcheon of Korean Peninsular

Jae-Bong Shin[1], Kang-Min Yu[1], Naruse Toshiro[2], Takemura Keiji[3], and Sung-Soo Kim[1]

1. Department of Earth System Sciences, Yonsei University
2. Department of Geography, Hyogo University of Teacher Education
3. Beppu Geothermal Research Laboratory, Institute for Geothermal Sciences, Kyoto University

Aeolian dusts transported by the prevailing westerlies wind or northwest winter monsoon from dry area of Asia Continent have been accumulated on the surface of various localities of East Asia. The loess-paleosol deposits are apt to be accumulated on river terrace or marine terrace which surface is flat, so areas where terraces develop well in the middle part areas between Dukso and Hongcheon of Korean Peninsula are choosed and examined through aerophotos and field investigation carried out.

Variations in soil color and texture, grain-size distribution and magnetic susceptibility at two profiles of loess-paleosol deposits from Dukso and Hongcheon areas are studied and described from each terrace. Especially, four well-developed terrace surfaces at Hongcheon area are shown unlike other Han River basins. The repetitive loess-paleosol deposits are identified through color and texture, magnetic susceptibility and grain-size distribution, and these stratigragraphic changes are correlated with sequence in Chinese loess Plateau. To identify mineral compositions and features, obtained samples are examined with petrography microscope, XRD, SEM, and SEM-CL (scanning cathodoluminescence).

The loess-paleosol deposits at Dukso area are about 350cm thick and consist of 3 loess deposits (L1-1, L1-2, L2) and 3 paleosol deposits (S1, S2, S3). The loess-paleosol deposits of Hongcheon area have a maximum thickness of 300cm and extend back to 260ka. Therefore, compared with sequence in Chinese Loess Plateau, deposition age of the loess-paleosol sequences at the studied areas is correlated with MIS (Marine Isotope Stage) 7 to MIS 1.

It is considered that deposition of loess-paleosol sequence is close connection with the development of river terrace and also it can be correlated with the loess-paleosol deposits on marine terrace at southeastern part of Korean Peninsula. The accumulation amount of studied area is 1.5 times thicker than that of the southeastern part. Even if taken local area difference into consideration, it is considered that influx of quantity of aeolian dust affected significantly from China inland or Siberia to Dukso and Hongcheon areas.

P-16　雲南省エルハイ湖底堆積物の鉱物化学組成に基づく過去10万年間の湖水位変動

山田　和芳・福澤　仁之（東京都立大）・安田　喜憲（国際日本文化研究センター）

Kazuyoshi YAMADA Hitoshi FUKUSAWA and Yoshinori YASUDA ; Paleo lake-level variation during 100 ka reconstructed from Lake Erhai lacustrine sediments in Yunnan Province, China

中国南西部，雲南省に位置するエルハイ湖は，メコン水系に属する大きな構造湖である．その面積は250km²を示し，中国で5番目の大きさを持つ．湖西側には，横断山脈があり，東落ちの活断層が数多く分布して，扇状地が形成されている．一方，湖東側の湖岸は一様に急斜面ないしは崖となっている．このことから，この地域は相対的に沈降しつづけており，湖底堆積物は定常堆積していたことが予想される．現在雲南省の気候は，東アジアモンスーンの他にインドモンスーンの影響を受けている．とくに，降水量は，後者の支配を多大に受けている．そのため，エルハイ湖に記録されている乾湿変動は，インドモンスーン変動をあらわす可能性が大きい．

今回，使用した湖底堆積物は，1999年に湖の最深部から採取されたERHAI99コアである（図1）．コアの全長は42.63mにおよび，その回収率はほぼ100％である（図２）．堆積物コアには，デルタもしくはイベント堆積物の存在は認められなかったため，採取地点である最深部では，湖西側からの洪水等の突発的なイベントの影響はほとんど受けないことが示唆される．

堆積物コアの詳細な層相観察を行なった結果，過去の湖水位変動を示す証拠を得ることができた．堆積物は，全層準を通じて均質なシルト質粘土で構成されている．その色調は，主に暗灰色～灰色で，一部黒灰色を呈する．また，レンズ状あるいは層状細粒Vivianite（藍鉄鉱：$Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$）の堆積が認められた．細粒Vivianiteの出現は，暗灰色シルト質粘土に限定される．一方，灰色シルト質粘土層準には，チャコールを含む植物遺骸が多産する傾向が認められる．Vivianiteは空気に触れるとすぐに酸化・変質するため，コア試料の各種機器分析では検出することは困難である．したがって，本研究のような堆積物の一次記載のみ有効である．

細粒Vivianiteは，湖底層が淡水かつ貧酸素状態のとき堆積する．つまり，有機物の分解によって硫酸還元がおこると，鉄イオンが２価イオン態で存在する．この2価の鉄イオンとリンが結びつくことでVivianiteが沈澱する．さらに，還元環境下では，多くの有機物は堆積物として固定するため，色調の暗色化が引き起こされる．このようにVivianiteが沈澱する時は，湖内での鉛直循環の弱化による湖底層への酸素供給が抑制される時であると考えられる．その一要因として，湖水位の増加が挙げられる．

本研究の検討によると，細粒Vivianiteが出現する層準は，深度43-31，24-20，11mであり，この時には湖水位が上昇していたことが予想される．同コアの古地磁気分析を行なった福岡ほか（2002）によれば，古地磁気永年変化曲線から，深度17.5 m で約40 ka ，深度25 m で約60 ka ，深度40 mで約95 ka という年代が推定されている．この年代に基づけば，それぞれMIS5a，3，B/Aの湿潤期に相当する．完新世において，vivianiteが算出しない原因として人間による周辺の土地改良の影響や，定置網漁による堆積物のミキシングによるものが考えられる．なお，発表ではコアの層相変化以外に，有機炭素量や鉱物・化学組成による検討結果についても議論する予定にしている．

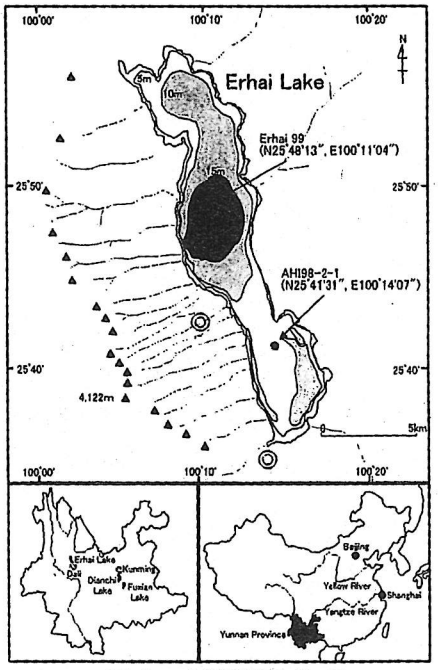


図１　試料採取地点

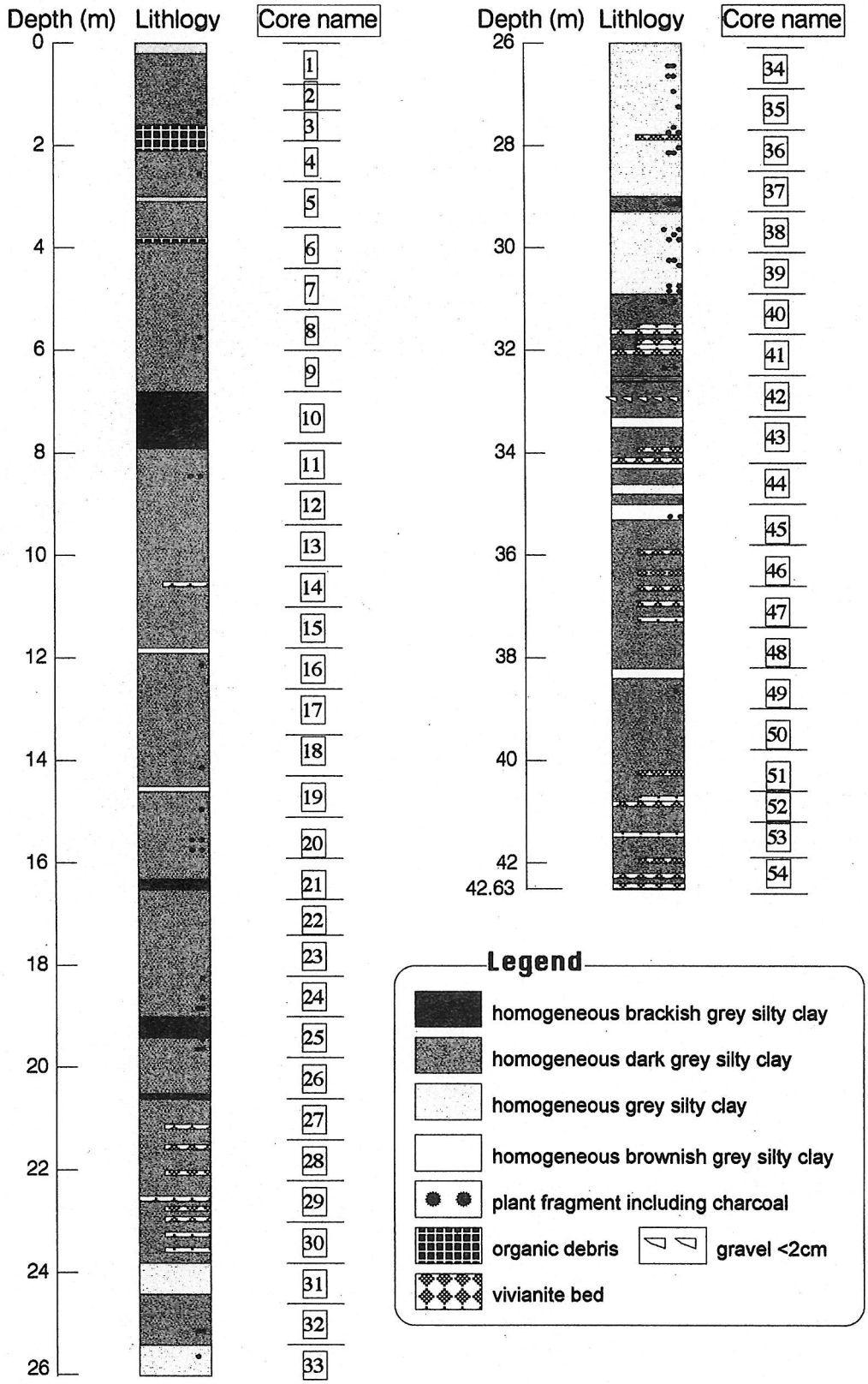


図２　ERHAI99コアの層相変化

P-17　中国東海 Chenshan 島，黄土－古土壌シークエンスにおける東アジアモンスーン変動の高精度解析記録と古気候標識

漆　富成*1　遠藤邦彦*1　鄭祥民*2　周立旻*2
Qi Fucheng・ Kunihiko Endo・Zheng Xiangmin・Zhon Liming ;
*1 日大文理・院・地球
*2 華東師範大学地理学科

East Asian monsoon oscillations and climatic indicator recorded in Loess-Paleosol sequence at Chenshan island in East China

最終氷期の風成塵堆積物は東アジア地域に広域に分布する．風成塵堆積物に基づくアジアモンスーン気候変動についての高分解能の詳細な研究は，中国中央部，黄土高原において急速に進展し，グリーンランド氷床や北大西洋海底コアとの比較により，Dansgarrd－Oeschger イベントや Heinrich イベントに対応する夏季・冬季モンスーン変動が確認されてきたが，黄土高原地域以外では研究例がなかった．本研究では，中国東南部，舟山群島 Chenshan 島のレス－古土壌シークェンスにおける 5 万年前以降のアジアモンスーン気候変動の高精度解析結果を示す．

1.帯磁率と色相(L*, a*, b*)，粒度組成の垂直変化から，最終氷期の Chenshan 島レスの堆積環境の変化が，黄土高原のレス－古土壌シークェンスに記録されたモンスーン気候変動に対応し，グリーンランド氷床コアや北大西洋海底コアの Dansgarrd－Oeschger イベント（IS 1－12）と Heinrich イベント（H 1－5）のそれぞれに対応する夏季モンスーン変動（SME 1－12）と冬季モンスーン変動（WMR 0－5）が確認できた．

2.Chenshan 島地域に分布する黄土・古土壌は化学的な風化作用（溶脱作用）を強く受けたため、黄土高原地域に適切な古気候標識（$CaO+K_2O+Na_2O$）/Al_2O_3、CaO/MgO などによる Chenshan 島地域の気候判別は困難である．一方，微量元素 Rb，Ba，主成分元素 Al_2O_3 は土壌生成作用において溶脱しにくい特徴があり，黄土と古土壌では相対的に古土壌に多く含まれる．それに対して Zr，Nb，SiO_2 は黄土に相対的に多く含まれる．このような変化と帯磁率，色相、粒度とは対応する．このことから化学的な風化作用（溶脱作用）を強く受けたこの地域においても微量元素 Rb，Ba，Zr，Nb や SiO_2/ Al_2O_3 は古気候標識となる可能性が示唆される．

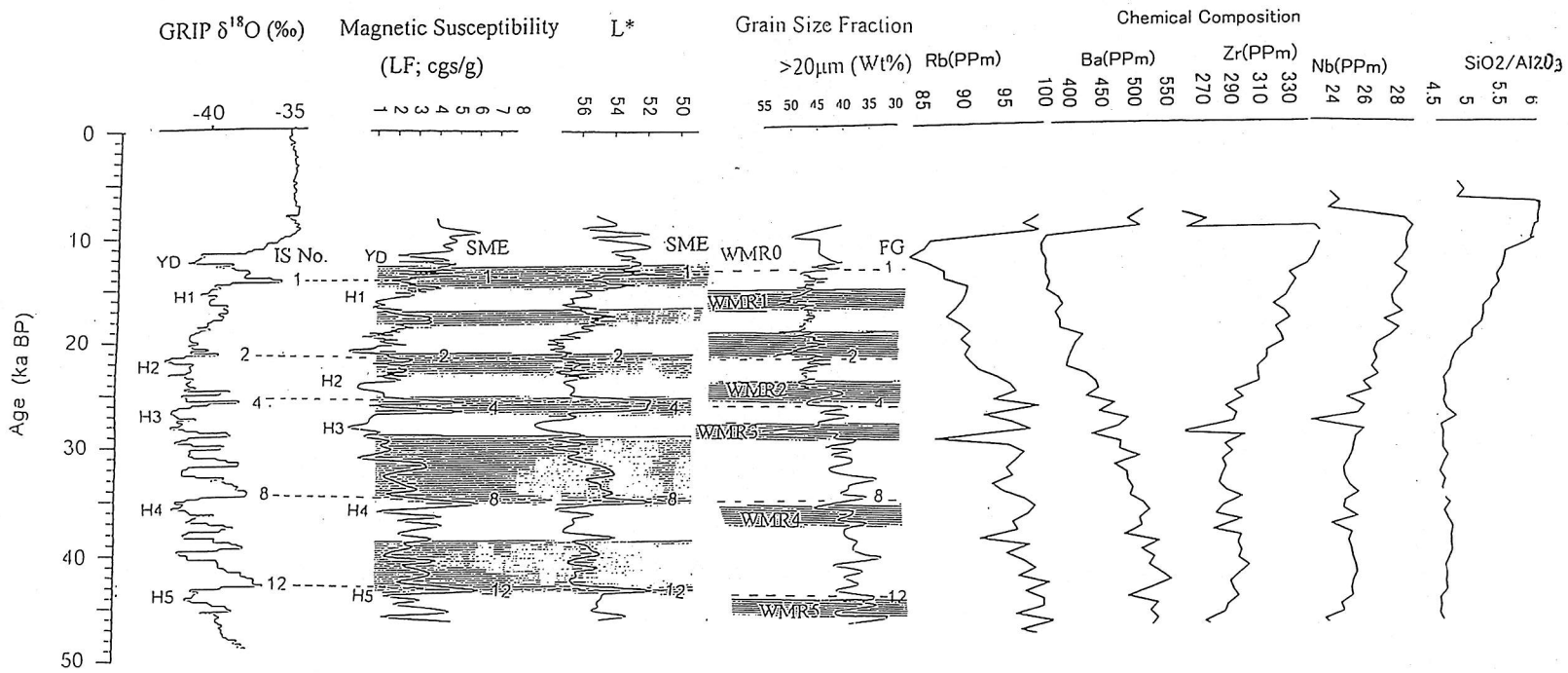


Fig. 1. Correlation of major winter monsoon recessions (WMR), their grouped recessions (GR) and summer monsoon enhancements (SME) suggested by coarse size fractions (>20 μm,), magnetic susceptibility , and chemical composition from the Chenshan loess section, respectively with Heinrich events (H) and isotope warm peaks (IS No.) of the Greenland GPIP ice core (Dansgaard et al., 1993)

P-18　ベトナム紅河デルタにおける完新世中期の海水準変動

堀　和明（学振・産総研）・田辺　晋（新潟大・院）・
春山成子（東大）・斎藤文紀（産総研）

Kazuaki HORI, Susumu TANABE, Shigeko HARUYAMA, and Yoshiki SAITO: Mid-Holocene sea-level change in the Red River delta, Vietnam

デルタは一般に海退期に発達しやすい堆積システムで（Boyd et al., 1992），現在みられるデルタの形成は氷床の融解にともなう海水準上昇の速度が低下した約 8.5-6.5kyr BP 頃に始まったと考えられている（Stanley and Warne, 1994）．そのため，8kyr BP 以降の海水準変動は，デルタの発達過程，とくにデルタ陸上表面の地形発達過程と密接に関わっている．本研究では，ベトナム北部の紅河デルタ（図 1）における完新世中期以降の海水準変動を明らかにする目的で，デルタ域およびデルタの北東に位置するハロン湾（Halong Bay）と南西部のニンビン（Ninh Binh）においてノッチ調査・露頭調査を行った．

ハロン湾では多くの場所で 2 段のノッチ（現成ノッチと上位ノッチ）が確認された．上位ノッチの高度は約 2-2.5m で，奥行きは現成ノッチに比べて非常に浅い．この高度付近から得られた貝殻の年代値は 4-6 cal kyr BP を示す．デルタ南西部のニンビン（Ninh Binh）においても高度約 3m にノッチが見られ，貝の年代から 5 cal kyr BP 頃の形成と推定された．また，ハノイ近郊のレンガ工場の露頭において，潮間帯に堆積したと考えられる砂泥互層を確認した．この砂泥互層は有機物を多く含んでおり，木片を挟み，木片（標高約 1-1.5m）から得られた 2 点の年代値はともに約 7 cal kyr BP を示した．

以上のデータを年代－標高分布図（図 2）に示した．このことから完新世中期（7-4 cal kyr BP）の海水準が現在よりも若干高かったことが読みとれる．この結果はこの地域の既存データとも調和的である．この高海水準は，4 cal kyr BP 以降に現在の水準に向けて低下したと考えられる．その速度については，2 段ノッチが形成されていることや陸上デルタ上に離水海成段丘地形がみられることから考えて，比較的速かったものと思われる．完新世中期以降の海水準は，完新世中期の高海水準期と現在の海水準の 2 つの安定した時期と 4 cal kyr BP から始まる海水準の急速な低下時期，この 3 つの期間に区分される可能性が大きい．

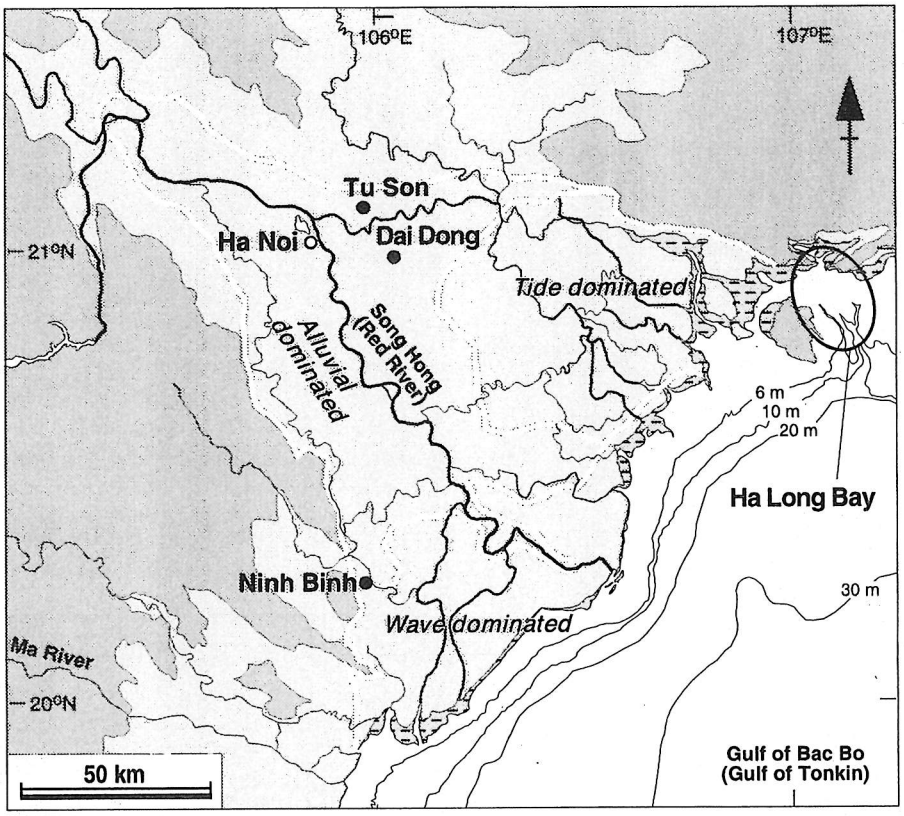


Figure 1 Map showing the study area

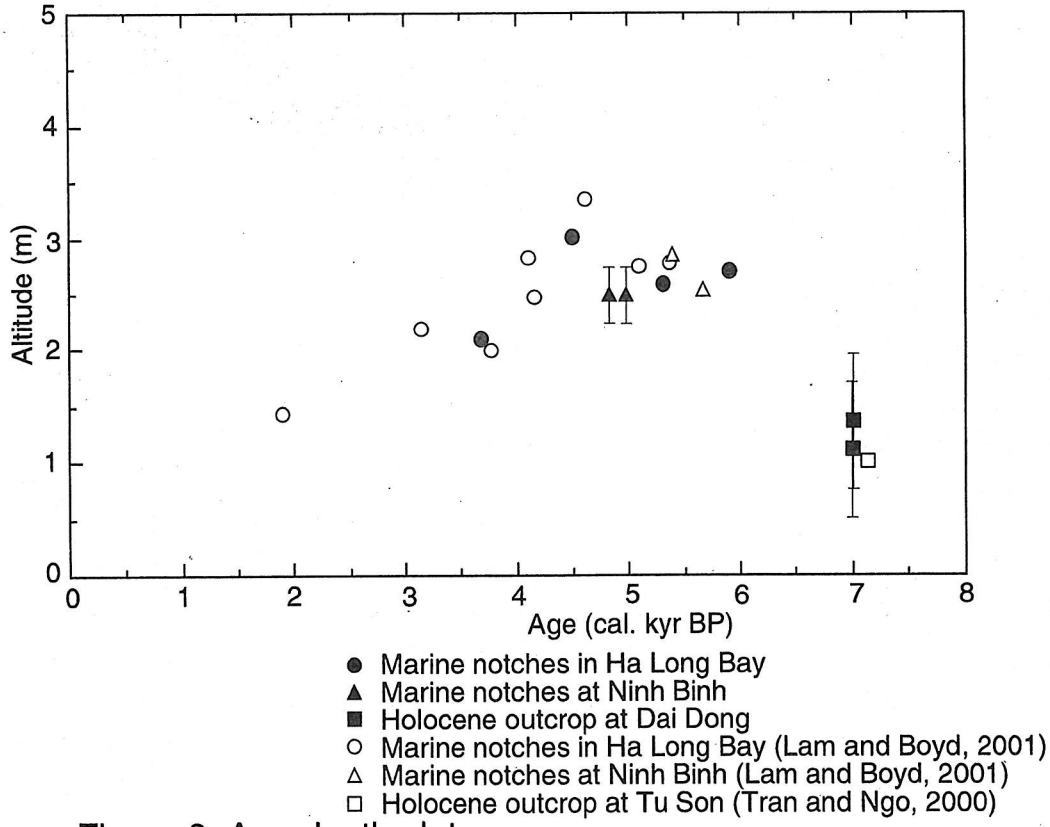


Figure 2 Age-depth plots

P-19　　中国東部，太湖とその周辺域における環境変遷
－主に有孔虫群集に基いて－

吉田誠・遠藤邦彦・村田泰輔（日大文理）・下山正一（九大）・米田穣(国立環境研究所)・長谷川史彦（セントラル航測）・鄭祥民・周立旻（華東師範大）・磯望（西南学院大）・鈴木正章（道都大）
Makoto YOSHIDA, Kunihiko ENDO, Taisuke MURATA, Shoichi SHIMOYAMA, Minoru YONEDA, Fumihiko HASEGAWA, Xiangmin ZHENG, Limin ZHOU, Nozomi ISO, Masaaki SUZUKI; Environmental changes in Lake Tai-hu and surrounding area, eastern China－on the basis of foraminiferal assemblage－

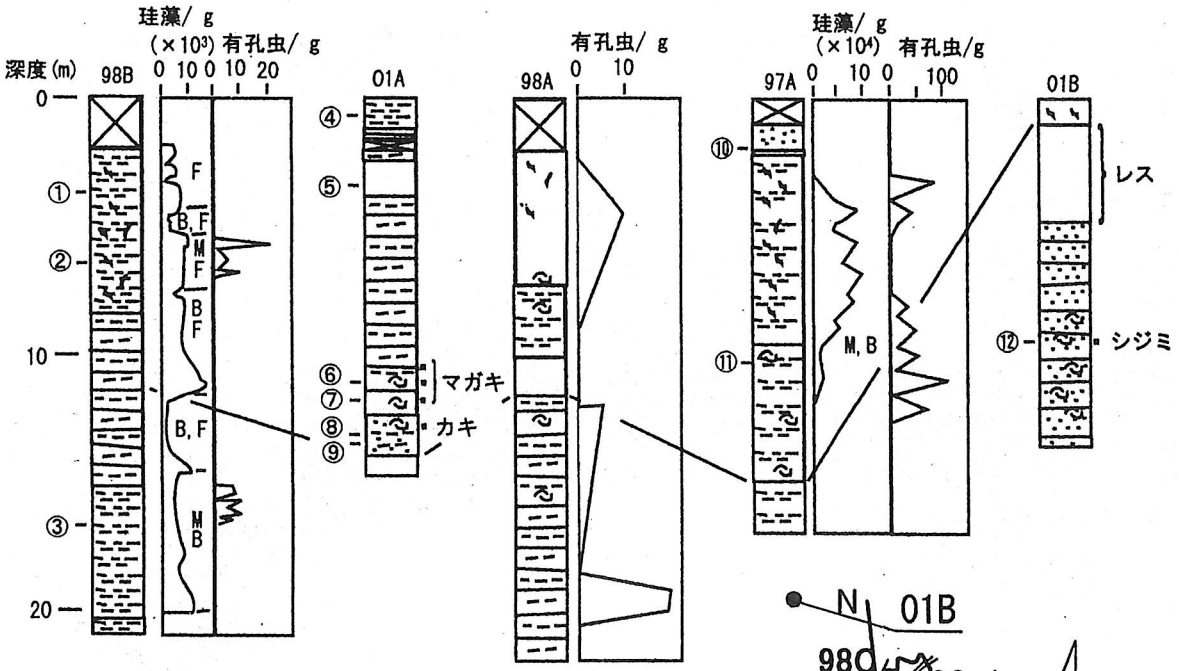
太湖の湖底および周辺低地には，巨大な谷地形が確認され，海進堆積物と湖沼堆積物を主体とした完新世のソフトクレイが埋没し，その下位にはハードクレイが堆積していることが分かってきた．

日本大学・華東師範大学の共同研究チームは本地域において 1993 年度から 1996 年度にかけて太湖で湖底ボーリングコアを，1997 年度から 2001 年度にかけて太湖の周辺地域の陸上ボーリングコアを採取し，主としてソフトクレイについて諸古環境分析，^{14}C 年代測定，古地磁気測定などを行ってきた．これら湖底，陸上ボーリングの結果，過去に太湖の西半分にはソフトクレイで埋積された谷が存在し，太湖南部の埋没谷を経て杭州湾とつながっていたことが明らかになっている（Endo *et al.*,2000）．

図 1 にはこれまでの分析結果の概要として，98A,01A,01B,97A,98B の模式柱状図，年代，珪藻，有孔虫化石分析の結果を示す．図 2 には 98A コアから求められた N 値，帯磁率の平均値，含砂率，含水比，土色および有孔虫の個体数の層位的変化を示す．

太湖南方低地に位置する 98A,98B コアの層序は大きく上部と下部に分けられる．有孔虫個体数のピークが 2 つ見られるので，2 回の海進があったと考えられる．そして 1 回目の海退と 2 回目の海進の間，有孔虫の産出されない位置を上部と下部の境界とした．98A,98B における層序，有孔虫，珪藻の産出状況の比較に基づいて，その境界は 97A,98B,01A,01B では図 1 の実線のようになると推定することができる．01B では厚いレス堆積物の下位に海成層が現れ，98A,98B の下部との関係が問題になる．

これらのコアの内，98A について見ると，98A の上部は粘土からなり，深度 7～10 m で極細粒～中粒砂層をはさむ．下部は上部に比べるとかなり締まっており，粘土とシルトの互層からなる．有孔虫個体数をコアの下位から見ると，下部には 2 つのピークが見られる．有孔虫を産しない粘土層をはさんで，上部砂層で増加，粘土層でピークを示し，さらに減少するというように，コアの層序と対応した関係が見られる．比較的近接し，層序の類似する 98B と比較して，98A の年代を推定することができる．本発表では 98A コアを中心に有孔虫の種群集の変化と珪藻，貝類群集の変化傾向から，この 2 回の海の浸入と堆積作用を生じた要因について検討する．



粘土
シルト質粘土，粘土質シルト
シルト
砂
互層
植物遺体
貝殻化石

M:Marine
B:Brackish
F:Freshwater

①Cal BP 7660
②Cal BP 8405
③Con BP 27290±120
④Cal BP 6180-5920
⑤Cal BP 7720-7600
⑥Cal BP 8380-8150
⑦Cal BP 8410-8180
⑧Cal BP 9020-8590
⑨Cal BP 8800-8510
⑩Cal BP 2130
⑪Cal BP 8295
⑫Con BP 44630±560
(①～⑫はAMS測定による年代値)
Cal:Calibration age
Con:Conventional age

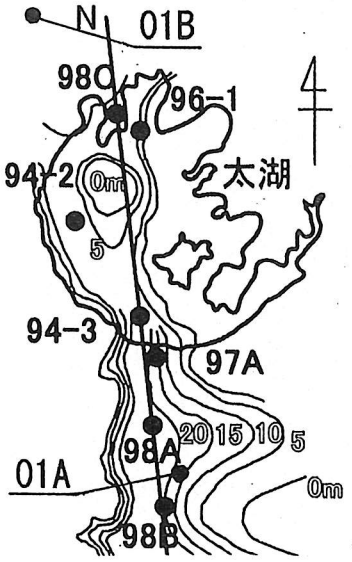


図1. 太湖周辺地域におけるボーリングコアの層序と珪藻・有孔虫産出個数の変化及び主な貝類の産出状況
(97A, 98BはEndo et al., 2000に基づく.)

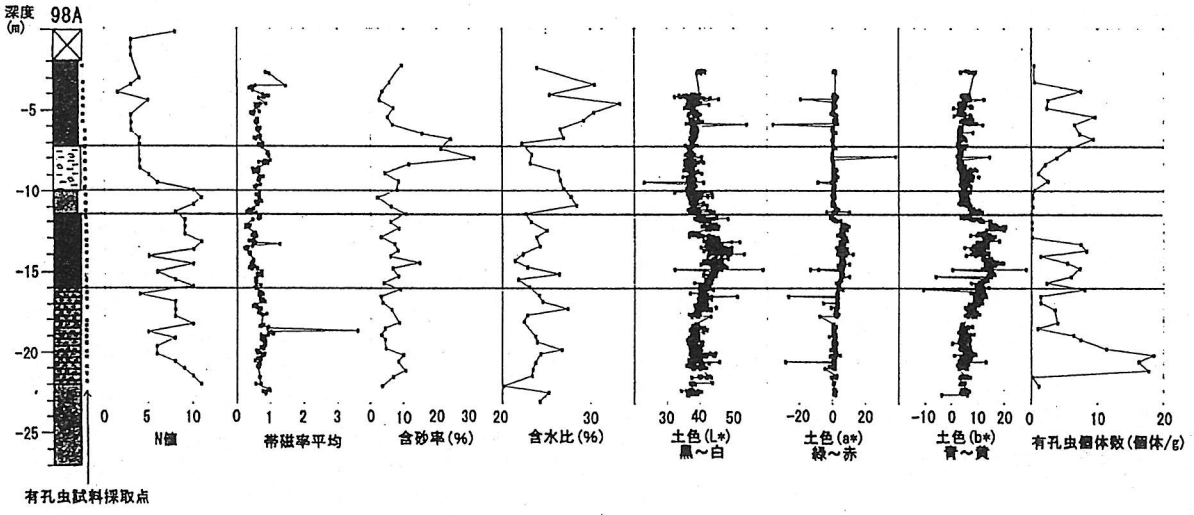


図2. 太湖98Aコアから求められたN値，帯磁率の平均値，含砂率，含水比，土色および有孔虫個体数の層位的変化

P-20

炭酸カルシウム含有量による堆積環境の判定

藤森雄一(東海大学大学院)　福江正治(東海大学海洋学部)
増渕和夫(川崎市立日本民家園)　浜田晋介(川崎市市民ミュージアム)
上西登志子(自然史研究会)　杉原重夫(明治大学文学部)
Yuichi FUJIMORI, Masaharu FUKUE, Kazuo MASUBUCHI, Shinsuke HAMADA, Toshiko KAMINISHI, Shigeo SUGIHARA: Sedimentary Environment in Terms of Carbonate Content

はじめに　堆積物中の炭酸カルシウム含有量は堆積環境に依存しており、特に海成の堆積物には、相対的に多く含まれている[1]。これは炭酸カルシウムの骨格を形成するコッコリス(石灰藻)や有孔虫の遺骸が、陸から流入する土粒子と共に海底に堆積し、陸源土粒子が多いほど炭酸カルシウム含有量が相対的に少なくなるからである。

本研究では、多摩川低地の計3ヶ所で行われたボーリング調査で採取された試料について、炭酸カルシウム含有量の測定とそれに基づく堆積環境の推定を行い、同一地点で行われた珪藻化石分析[2),3)]による古環境推定とを比較検討した。調査地点3(川崎市立子母口小学校)では採取されたボーリング試料を10cm間隔で採取し、炭酸カルシウム含有量を測定した。調査地点を図-1に示す。その含有量の違いから堆積環境の判定を行った。また同じ試料に対し、珪藻分析を行い、珪藻分析結果と炭酸カルシウム含有量による堆積環境を比較してみた。

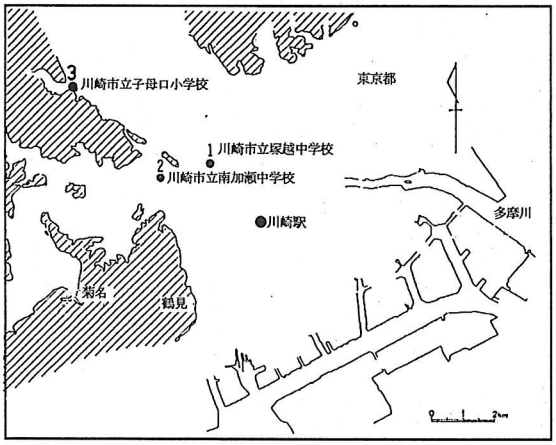


図-1　調査地点

炭酸カルシウム含有量の測定方法　炭酸カルシウム含有量の測定方法として、加藤、岡部(1988)[4)]が開発したガス定量法を用いた。この方法では、土試料に塩酸を加え、炭酸カルシウムと塩酸が反応して発生する二酸化炭素ガスの圧力を測定し、その圧力から炭酸カルシウム含有量を求める。検量線を求めるために、110℃で3時間以上炉乾燥した炭酸カルシウム試薬を数g秤量する。秤量した炭酸カルシウムと3*mol/l*の塩酸20*ml*を反応容器(図-2)に入れて密閉する。反応容器を振動させて塩酸と炭酸カルシウムを反応させる。発生する二酸化炭素ガス圧力をガス圧測定器で測定する。測定結果から、縦軸に二酸化炭素ガス圧力(kPa)、横軸に炭酸カルシウム質量(g)を取り、検量線(図-3)を作成する。次に、110℃で18時間以上炉乾燥した土試料をすり鉢ですり潰し、数g秤量する。

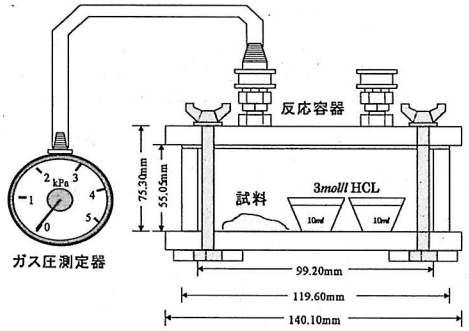


図-2　反応容器

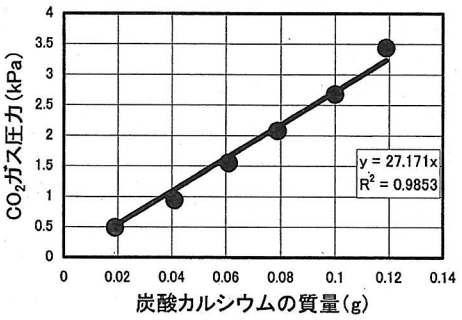


図-3　検量線

同様に、塩酸と土試料を反応させ、発生する二酸化炭素ガス圧力を測定し、検量線を用いて炭酸カルシウム質量を求める。炭酸カルシウム含有量の求め方は次のとおりである。

$$C=\frac{m_c}{m_s}\times 100(\%)\cdots(1)$$

ここで、C:$CaCO_3$ 含有量(%)、m_c：炭酸カルシウムの質量(g)、m_s：土試料の乾燥質量(g)である。

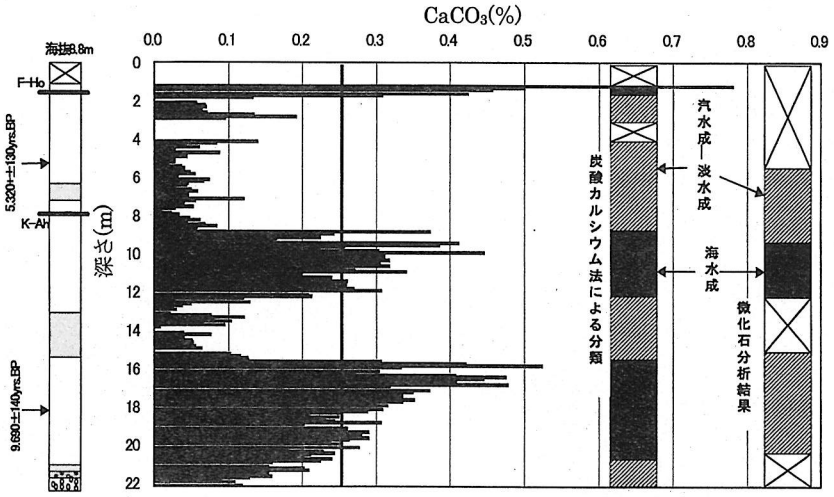


図-4　炭酸カルシウム含有量の深さ分布と判定例

堆積環境の判定　図-4に、採取地点3における炭酸カルシウム含有量の深さ分布を示す。図中の右端には珪藻分析結果、その左には炭酸カルシウム法による分析結果を示している。また、珪藻化石と炭酸カルシウム含有量の関係を表-1に示す。今回、炭酸カルシウム含有量 0.25%以上を海成、0.25%以下を汽水または淡水とした。図-4をみると、炭酸カルシウム法と珪藻分析結果がほぼ一致していることがわかる。また、表-1 の古環境をみると、深さ 20.0m～21.4m では河口塩水遡上上限、深さ 15.3m～17.0m では河川感潮域下位となっている。図-4 をみると、深さ 21m～15mに向かって炭酸カルシウム含有量が増加している。つまり、河川感潮域の変化とともに、炭酸カルシウム含有量が変化していることがわかる。表からも炭酸カルシウム法と珪藻分析結果がよく一致していることがわかる。

おわりに　本研究で行った極めて簡単な方法が、堆積環境の判定に有効であることがわかった。今後、さらに研究を進めていきたい。

表-4　珪藻化石と炭酸カルシウム含有量

深度cm	内挿年代 yrsBP.		珪藻化石分帯	古環境	炭酸カルシウム含有量
300～500	2,800	5,300		不明(貧)淡水生種のみ	470cmで0.1%越え
500～540	5,300	5,500		不明(貧)海水生種出現	0.1%以下
540～700	5,500	6,000		汽水湖沼	0.1%以下
700～740	6,000	6,100	VIa	汽水干潟、塩分上昇	0.1%以下、720cmで0.1%越え
740～770	6,100	6,300		汽水干潟、塩分上昇淡水流入	0.1%以下
770～920	6,300	6,700	Vb	淡水流入、塩分低下するも840cmで上昇以後下降	880cmで0.3%越え、870cmから0.1%以下
920～950	6,700	6,800		海水干潟	960,950cmで0.3%前後、940～890cmで0.2%前後
950～1000	6,800	7,000	Va	汽水干潟	980,970cm0.2～.3%と減
1000～1240	7,000	7,700		海水干潟	
1240～1530	7,700	8,700		不明(無)	0.1%以下、陸水強まり、小海退か。
1530～1700	8,700	9,400		河川感潮域、下位より塩分上昇	1690～1640cmで0.4%越え、1580cmで0.5%越え、
2000	9,400	10,200		河川感潮域	
2000～2140	10,200	10,700		河口塩水遡上上限域	
2140～	10,700			不明(無)	2210cmから1700cm緩やかに上昇

※1炭酸カルシウムのパルス的増加に対し、やや遅れて珪藻化石塩分上昇を示す
※2炭酸ンカルシウム増加→海生種群増加、炭酸ンカルシウム減少→淡水生種群増加

<参考文献>1) 福江ほか:炭酸カルシウム含有量による堆積物の海成および陸成・汽水成堆積物の判定、第36回地盤工学研究発表会論文集、2分冊の1、pp.59~69、2001　2)鹿島薫(1987)珪藻化石の調査.川崎市内沖積層の総合研究,川崎市博物館資料収集委員会,67-843) 増渕和夫・杉原重夫・上西登志子・浜田晋介(2001)東京湾西岸、多摩川低地における完新世の古環境変遷. 日本第四紀学会2001年度大会講演要旨　4) 加藤義久、岡部史郎:海底堆積物中の炭酸塩の高精度迅速ガス定量法、東海大学紀要、海洋学部、Vol.27、pp.1~8、1988

P-21　栃木県奥日光兎島半島における泥炭土壌と森林土壌の花粉分析

田邊範子(東京都農業試験場)・坂上寛一(東京農工大学)・叶内敦子(明治大学文学部)
Noriko TANABE,Kan-ichi SAKAGAMI,Atsuko KANAUCHI ; Pollen Analysis of Peat soil and Woods soil in Usagisima,Yumoto,Oku-nikko,Tochigi prefecture

はじめに

土壌は、植物をはじめ生態系の中で重要な役割を果たしている。また、土壌も様々な生物や環境の影響を受け変化している。土壌と植生はともに気候環境や水分環境の影響を受けている。また植生は有機物の提供者として土壌の形態に深く影響し様々な理化学的特徴として現れる。両者には相関関係が現れてくることが考えられる。そこで性質の異なる土壌について過去の植生と理化学性を分析し、植生と土壌生成の関係について検討する。

また、土壌と泥炭双方の花粉分析結果が一致するか否かを検討した研究は少ない。近接地点で湿原の泥炭層と森林土壌を同時に採取・分析を行い検討し、森林土壌での花粉分析の信頼性を確認したい。そこで、同じ生成年代であるという指標をもつ深さまでの花粉分析の結果を比較する。そしてさらに、各土壌の理化学性を調べることにより土壌生成の過程と古植生の関係について検討する。本報では花粉分析の結果について報告する。

1.　調査地域

試料の採取は、栃木県日光市大字奥日光字兎島でおこなった。本調査で選定した調査地は栃木県日光市奥日光兎島(東経 139°25′ 北緯 36°48′ 標高約 1490m)における4地点で、図1に示すように兎島半島の付け根に位置する兎島湿原の泥炭(地点 P)と、同半島内の 3 地点の森林土壌(地点 R,T,L)から直径 6cm のシンウォール型ボーラーを用いて Hr-FP と思われる軽石層を確認できる深さまで採取した。兎島湿原は、火山灰の降灰層の年代から計算し、泥炭の堆積速度を 1mm／年であると定義した宮井(1933)によって 1m のボーリング調査が行われて以来、土壌学的な調査・研究は行われていない。このことから年代の基準となる火山灰層が確実に含まれると考え、調査地として選定した。

2.　採取物の層序

試料は、表層のリターを除去せずに採取した。地点 P は 235cm 付近で Hr-FP に達し、240cm まで採取した。90cm までは植物体を多く含み、150cm 以下ではいくつかの火山灰層がみられた。地点 R は 40cm 付近に Hr-FP が見られ 60cm まで採取した。全体的に湿っており、黒色味を帯びていた。この地点はボーラーが刺さらなかったためリターを除去して採取した。地点 T は 40cm～48cm に Hr-FP がみられ、60cm まで採取した。30cm まで大きな木片が含まれていた。地点 L は 47cm 以下に Hr-FP が確認できたが、それ以下は採取できず、47cm までを採取した。この地点は緩やかな斜面の中で比較的平らな場所を選んで採取を行った。

3.　花粉分析

花粉分析は、ボーリングコアから泥炭 10cm 土壌 2cm ごとに試料を採取し KOH 法ー塩化亜鉛比重分離法ーアセトリシス法を行い樹木花粉について Alnus を除き 400 個を基数として計数した。

全地点で *Pinus, Tsuga, Betula, Fagus, Quercus Lepidobalanopsis* の5属が多く出現し、以下のような共通の増減傾向を示した。針葉樹が下層で少なく中間増加し、上層では減少する傾向を示した。*Fagus* は下層ほど多く上層部で少ない。*Lepidobalanopsis* は上層部で比較的増加した。

各地点で共通点の見出せる樹種は、すべて出現頻度の高いものであったことから、広域的に多量の花粉が散布される樹種については近接地点で同じ出現傾向を示すと考えた。

図1　試料採取地点

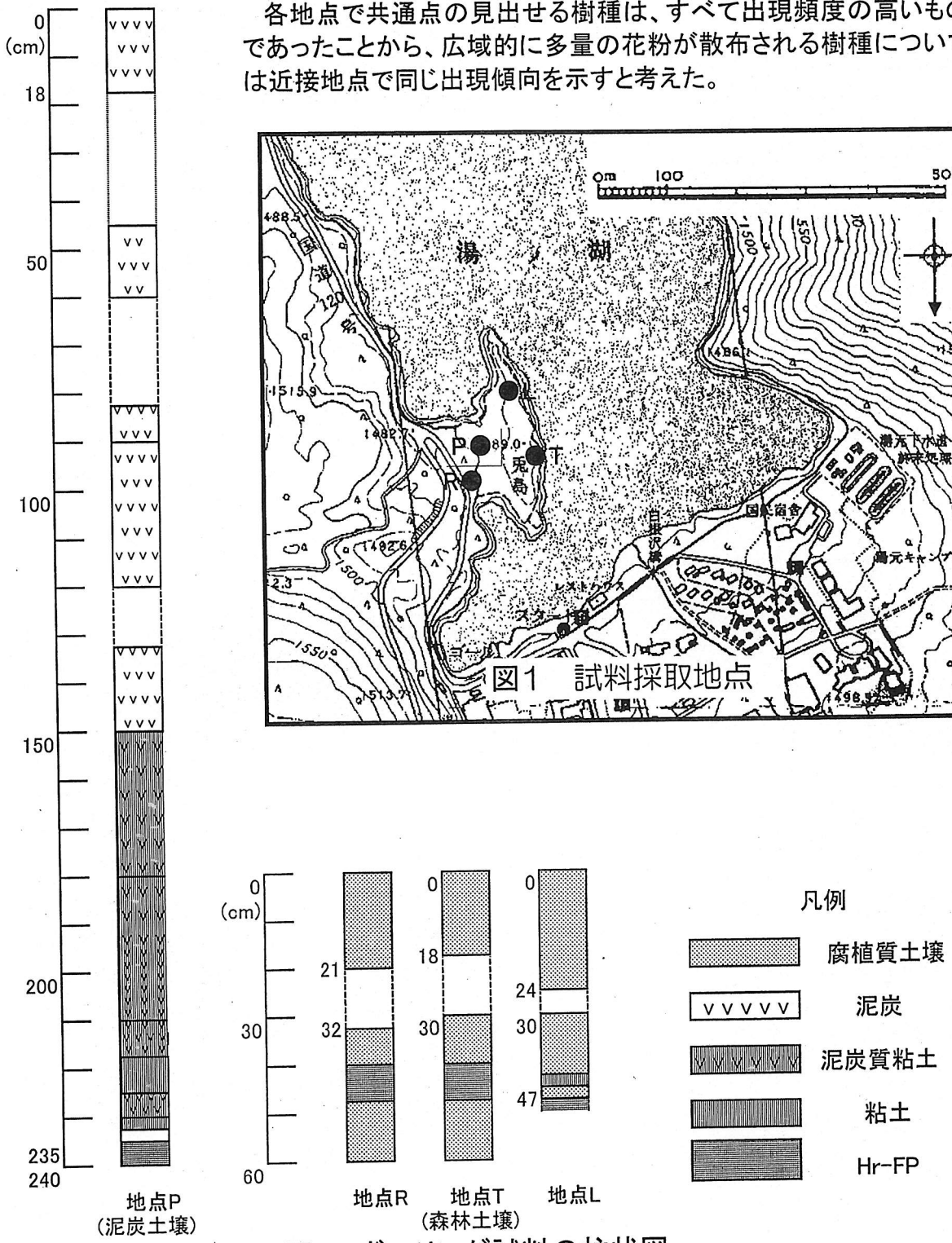


図2　ボーリング試料の柱状図

P-22 東京湾西岸、多摩川右岸流域における完新世の古植生変遷

増渕和夫(川崎市立日本民家園) 上西登志子(自然史研究会)・浜田晋介(川崎市市民ミュージアム) ・杉原重夫(明治大学)

Kazuo MASUBUCHI, Toshiko KAMINISHI, Sinsuke HAMADA, Shigeo SUGIHARA ; **Holocene Vegetation History in the Tama River Lowland, western site of Tokyo Bay, Japan**

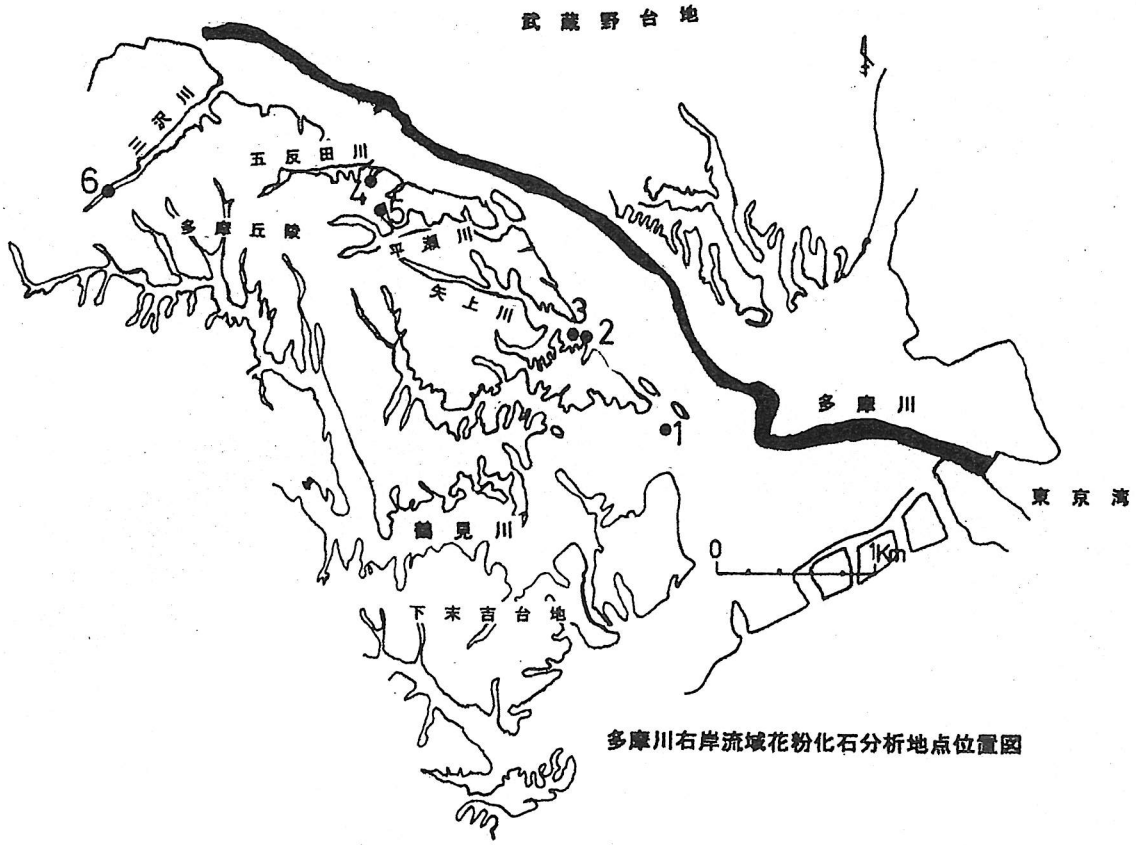
東京湾西岸、多摩川低地における沖積層や沖積面下に埋没する地形については、羽鳥ほか(1962), 池田(1964), 建設省計画局(1969), 松田(1973), 海津(1977;1984), 岡ほか(1984)などによって詳しく研究されてきている。更に、松島ほか(1987)は、これら研究成果を踏まえつつ、3本の学術用ボーリングコアを用い、約10,000年前以降の古地形・古環境変遷を総合的に研究した。松島ほか(1987)の3本のボーリングは、いわゆる縄文海進によって海域化された多摩川低地・古多摩湾の湾口部で行われており、古多摩湾の湾奥部については、既存のボーリング資料から推定している。増渕ほか(2001)は、松島ほか(1987)の成果を踏まえつつ、多摩川低地の古環境変遷をトータルに解明するため、古多摩湾湾奥部で学術用オールコアボーリング及びシンウオールボーリングを実施した(とうきゅう環境浄化財団調査・試験研究助成第2000-08号による)。多摩川低地における古植生変遷については、松島ほか(1987)における、前田ほか(1987)の約1万年前から約3,000年前までの古植生変遷を除いて、断片的な解析に留まっている。多摩川低地における古環境変遷解明の一環として、演者らは、多摩川右岸の多摩川低地と、丘陵、台地を開析する支谷内で機械式ボーリング及びシンウオールボーリングを実施し、花粉化石分析から、完新世における古植生変遷を検討した。

調査地点は、多摩川低地で地点1, 2の2ヶ所、多摩川に西から東に流入する矢上川, 平瀬川及び五反田川各支谷内の地点3, 4, 5と、南西から北東に流入する三沢川支谷内の地点6の計6ヶ所である。地点3周辺には下末吉台地が分布し、地点4～6は多摩丘陵を開析する支谷に位置する。松島ほか(1987)、増渕ほか(2001)などにより、地点1, 2, 3は縄文海進期に海域化し、それ以外の地点には、海進が及ばなかった事が明らかとなっている。

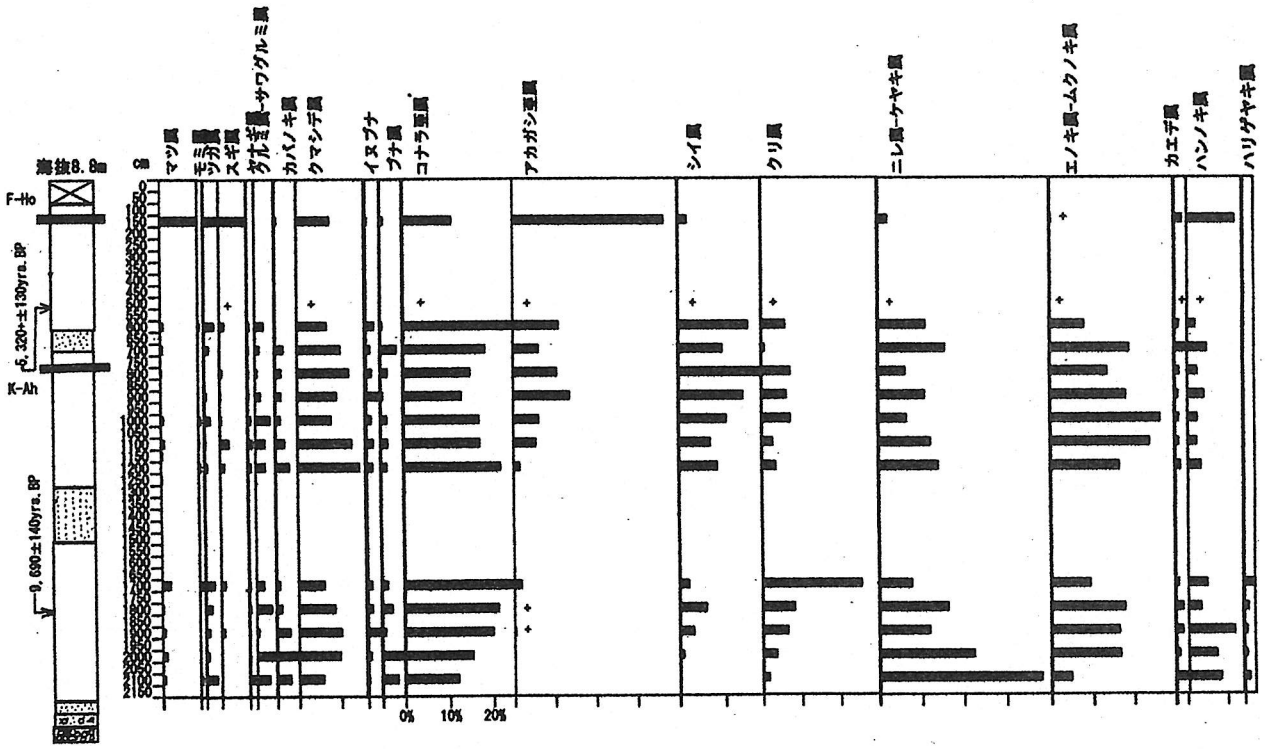
多摩川低地・地点2の古植生変遷は、放射性炭素絶対年代で約11,000年前から約8,500年前はコナラ亜属、クリ属、ニレ属—ケヤキ属、エノキ属—ムクノキ属が優占する落葉広葉樹林期であるが、約10,000年前以降から照葉樹林要素であるシイ属が出現する。その後、アカガシ亜属、シイ属などの照葉樹林要素が増加、拡大し、約5,600年前までに、コナラ亜属、ニレ属—ケヤキ属、エノキ属—ムクノキ属などの落葉広葉樹とともに森林の主な構成要素となる。

多摩丘陵を開析する支谷内の地点5では、約4,400年前から約3,500年前にかけて、アカガシ亜属が卓越し、クマシデ属、コナラ亜属などの落葉広葉樹が随伴する照葉樹と落葉広葉樹が混生する森林の時期である。約3,500年前以降、アカガシ亜属が減少傾向に入り、コナラ亜属が卓越し、クマシデ属とともに、森林の主な構成要素となる。約2,900年前から、コナラ亜属、クマシデ属などの落葉広葉樹を中心に、これにアカガシ亜属などの照葉樹が混生することに変化はないが、マツ属、スギ属などの針葉樹が増加する。約2,200年前からは、マツ属が優占する。

多摩川流域における古植生変遷と、松島ほか(1987)、増渕ほか(2001)などによる古環境変遷を、海進による湿潤化や人為干渉を含めて、より総合的に考察する。



多摩川右岸流域花粉化石分析地点位置図



地点2　子母口小学校No.1コア主な木本花粉の層位的変遷

P-23　100年前の植物プランクトン群集は現世に復元できるか？
～植物プランクトンの生存戦略における休眠細胞の役割についての考察～

加藤めぐみ・石原園子（都立大）・谷村好洋（科博）・福沢仁之（都立大）

Megumi KATO, Yoshihiro TANIMURA & Hitoshi FUKUSAWA: Experimental study on rejuvenation of phytoplankton flora from varved sediments of Lake Fukami, Japan: implications for resting strategy of phytoplankton cells

（はじめに）

年縞堆積物は，還元的な湖底に順々に堆積物が蓄積されて，それらが底生動物などによって乱されないことによって形成される．このため，年縞堆積物は1年ごとの堆積物記録となる．長野県南部の山間に位置する小さな湖沼である深見池には，流入河川がないために，湖内で生産された植物プランクトンを豊富に含む堆積物が葉理構造をなして堆積している（石原ほか 2002）．古文書記録によれば，西暦 1662 年の寛文地震によって地滑りが起こり，そのときにできた窪地に水がたまって深見池が形成されたとされる．したがって，西暦 2000 年に採取された堆積物コア試料は，過去数百年間の植物プランクトン群集の連続した年々記録，すなわち時系列のセディメント・トラップ実験記録にほかならない．これらを用いて，植物プランクトン群集やそれらの生産量の変化，そこから推定される水質の変化，さらには，植物プランクトン群集と深見池周辺の環境変化との関連性を解析することが期待される．

湖底堆積物を用いた植物プランクトン群集の解析では，堆積物中に含まれる植物プランクトンを遺骸あるいは化石として扱うことがふつうである．しかしながら，深見池湖底堆積物は，もっとも古くても数百年前に，最上位においてはまさに堆積したばかりの新鮮なものである．そして，予察的な顕微鏡観察の結果，そこに含まれる植物プランクトンのなかには細胞質を保持したままの細胞が認められた．このような植物プランクトンの特殊な保存状態をふまえて，深見池年縞堆積物に含まれる珪藻などの植物プランクトンを復活させて，まさに，過去の植物プランクトン群集を現在に復元することを試みた．結局，堆積物中で生存しており培養実験によって増殖した植物プランクトンはごくかぎられた分類群に限られるという結果となって，実験の動機となった目的を達成することはできなかったが，植物プランクトンの休眠について有益な基礎情報が得られたので報告する．

植物プランクトンの分類群の多くは，湖底で休眠すること（dormancy）によって，生育に不適切な期間や季節を生き延びることが知られている．湖底で休眠している植物プランクトンの細胞は，将来の植物プランクトンの「種（シードポピュレーション）」としてふるまうとされる．休眠細胞の生理・生態学的な性質を明らかにすることは，植物プランクトン群集の周年変化や急激な環境変化に対する植物プランクトンの応答プロセスを理解するために重要である．とくに，年縞堆積物は1年1年の編年が可能であるため，そこから採取した植物プランクトンが増殖するかを調べることで，それらの休眠細胞の生存年数，さらにそれらの細胞が復活可能であるかを明確に示すことができた．本発表では，ほかにあまり例がない実際の堆積物を用いた培養実験の結果を報告して，深見池における水塊構造の周年変化や生態系へのインパクトに対する植物プランクトン各分類群の応答の違いを，植物プランクトンの生存戦略の観点から議論する．

（試料と方法）

2000 年 10 月 28 日に深見池において採取された堆積物コア試料 FKM 2000-5（282cm）および FKM 2000-6（40 cm）の層相を観察して，その周期的な葉理構造から年縞を認定した．4℃の冷暗所において乾燥しないように保存されていた堆積物試料から，2001 年 1 月 31 日に培養用の試料を取り出した．年縞ごとに（場合によっては半年分あるいは 2～3 年分）堆積物試料を金属製のへらの先端でかきとって培地（1%ハイポネックス液）に移植した．それらを明 14 時間 18℃，暗 10 時間 16℃の光・温度条件のインキュベータ内にて培養した．それらを，5 日後，9 日後，15 日後に倒立顕微鏡下で観察して，植物プランクトンが復活したかどうかを確認した．

（結果）

培養 5 日後から，表層部の堆積物試料において，植物プランクトンの増殖が認められた．9 日後にはより深い堆積物からも植物プランクトンが復活して，15 日後はこれとほとんど変化がなかった．各分類群の休眠細胞の生存・復活が認められた最大深度とその年代は，以下のとおりであった．

珪藻類：*Aulacoseira* spp.で 22 cm（6 年），*Staurosira* sp.で 37 cm（8 年），そのほかの底生種で 20 cm（5 年），ほかの珪藻分類群には復活が認められなかった

シアノバクテリア：鎖状群体を形成する分類群で 160 cm（約 120 年）

緑藻類：*Pediastrum* spp.で 19.5 cm（5 年）～塊状の群体を形成する小球状の分類群で 180 cm（約 130 年）

（議論・植物プランクトンの休眠に対する疑問点の提案）

今回用いた培養液中にはシリカが十分に含まれていたとはいえず，これが珪藻類の復活を妨げてしまった可能性は否定できない．しかしながら，本培養実験の結果から，植物プランクトンの分類群ごとに復活可能年数が異なることが示唆される．このことは，植物プランクトンの分類群によって，ライフ・サイクルの中に休眠期をもつかどうかや環境変化に対する耐性の違いがあることを意味している．このような細胞の生理学的な違いは，以下に挙げた疑問点を解く鍵となり，それぞれの植物プランクトンの生存戦略に深くかかわってくると考えられる．

＊休眠期間の違いは，それぞれの植物プランクトンの生育条件や環境適応性の違いとどのような関係があるか？

＊長い休眠期間を生き延びる分類群は，休眠中の寿命が長く低コストで子孫を確実に残す *K*-選択者と解釈できるか？それとも，変化しやすい環境においてすばやく増殖して休眠によって生き延びるという生存戦略をたくみに身につけた *r*-選択者なのか？

＊これらの生存戦略の差異は，深見池の植物プランクトンの季節変化やそれらの 100 年間の変遷史とどのような関係があるか？

（引用文献）

石原園子・加藤めぐみ・福沢仁之・谷村好洋　2002．化石珪藻群集による過去 160 年間の環境変動－長野県，深見池年縞堆積物における年々変動－．「湖沼・内湾・レス堆積物によるアジアモンスーン変動のトリガーの解明」平成 11 年度～平成 13 年度科学研究費補助金（基盤研究 A(2)）研究成果報告書（研究代表者：福沢仁之）：92-106.

P-24　東京湾東岸と印旛沼周辺の縄文後期貝塚群の動物資源利用と遺跡立地の諸相　—GISを用いた遺跡古生態評価の試み—

樋泉岳二(早稲田大学)・津村宏臣(総研大・歴博)・西野雅人(千葉県文化財センター)

Takeji TOIZUMI, Hiro'omi TSUMURA, and Masahito NISHINO ; An approach to the paleoecosystem in archaeological context by using GIS at Shimousa upland, central Japan.

対象と方法

縄文後期の下総台地では，印旛沼周辺（とくに南部地域）や都川・村田川流域などに集落遺跡の集中域が見られ，これらの遺跡の多くは生業痕跡としての貝塚を伴っている．ここでは，まずGISの画像解析機能を用いて当該地域の遺跡の空間属性を計量的に評価し，その立地と分布の位相をもとに遺跡群形成に関与する地理的要因を考察する．次いで，貝塚遺跡群の中から高精度の動物遺体データが得られている遺跡を選び，動物資源利用の様相とGISによる空間属性の解析結果を比較し，両者の関連について検討する．これらの作業により，当時の集落－環境関係および集落間関係について古生態的評価を試みることが本研究の目的である．

結果と展望

GISによる空間属性評価の一例をFig.1に示す．印旛南部地域に顕著な遺跡の集中域に関しては，この地域に印旛沼へ注ぐ小河川の分水界が併走する特徴的な地形条件が見られることから，食料資源の豊富さといった生態的な要因よりも，集落間交流に関わる社会的要因がその背景となっている可能性が考えられる．また，下総台地には浅い凹地（Fig.1 の△）が多く存在しており，縄文中期～後期集落の多くがこうした凹地を中心に形成されていることが指摘されているが，今回の分析では凹地分布と遺跡分布の間に相関は認められなかった．動物資源利用に関しては，印旛沼北岸の石神台，南部地域の吉見台・内野第１，都川流域の矢作・加曽利南・多部田・誉田高田，村田川流域の木戸作を選び（Fig.1），動物遺体組成を比較した．この結果，貝類遺体の組成には印旛沼周辺域と都川・村田川流域で，それぞれ遺跡周囲の環境条件からでは説明できない特異なパターンが認められた（Fig.2）．すなわち，都川・村田川流域では，遺跡の立地条件に関わらず，すべての貝塚でイボキサゴ・ハマグリを主とする東京湾産貝類が卓越しており，種類組成も高い均一性を示した．一方，印旛沼周辺では，ヤマトシジミの構成比に遺跡の立地条件に応じた変異が見られる反面，各遺跡とも少量ながらオキアサリ・ハマグリなどの東京湾産貝類が普遍的に混在する点を特色としており，この地域と東京湾岸域の結びつきの強さを示している．こうしたあり方から，両地域とも東京湾産貝類が内陸域まで搬入されていたこと，貝類が単なる食料資源ではなく社会的な性格を濃厚に帯びていたこと，さらに貝類利用に関しては印旛沼周辺域と都川・村田川流域の集落群との間に明らかな一線が存在したことが予測できる．ここでは，こうした貝類利用に関する考古学的所見を，GISによる空間属性の解析結果と比較検討し，その移動流通に関わる地理的条件について検討する．

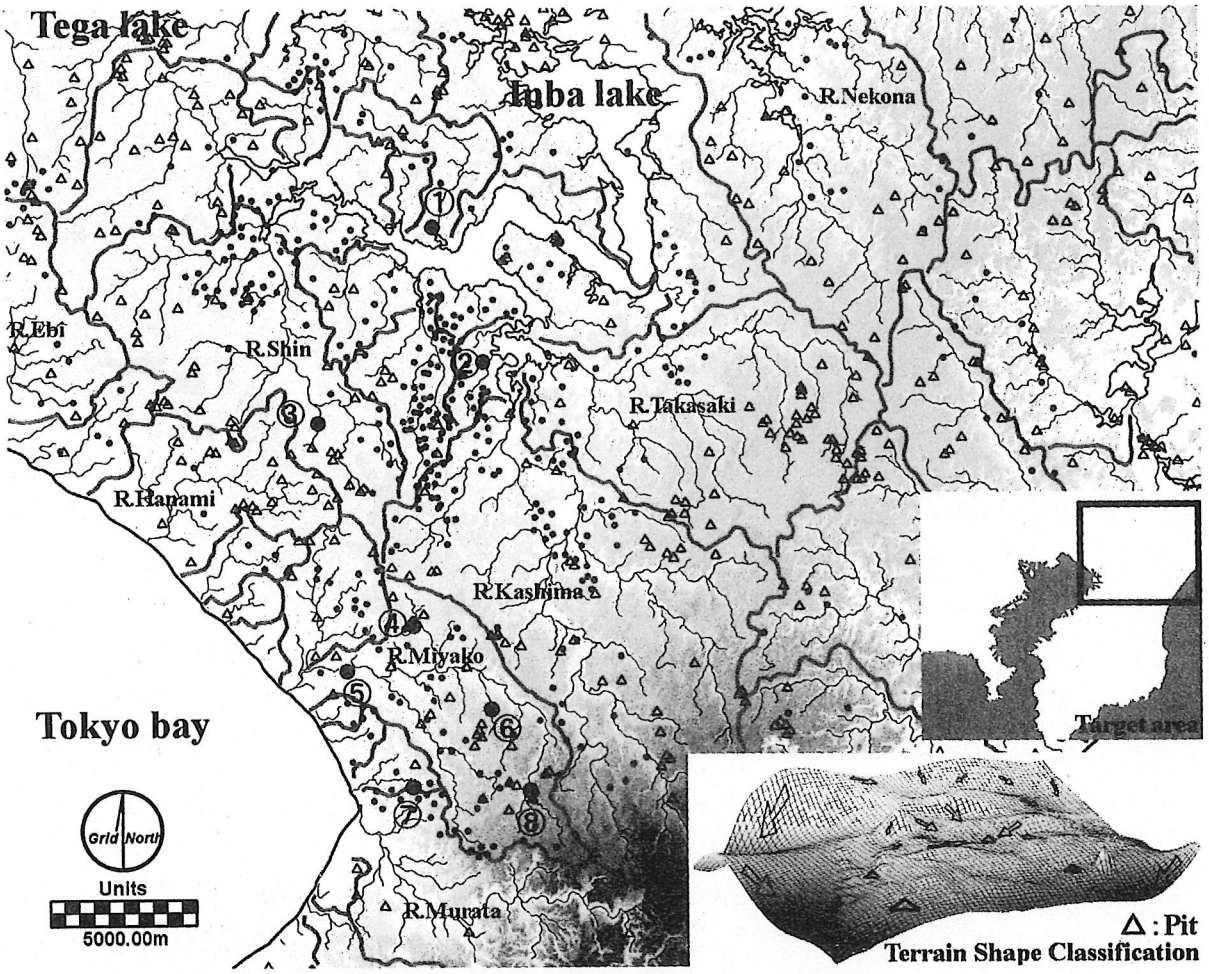


Fig.1 対象地域の加曽利B期(縄文時代後期)の遺跡分布
①:石神台 ②:吉見台 ③:内野第1 ④:加曽利南 ⑤:矢作 ⑥:多部田 ⑦:木戸作 ⑧:誉田高田

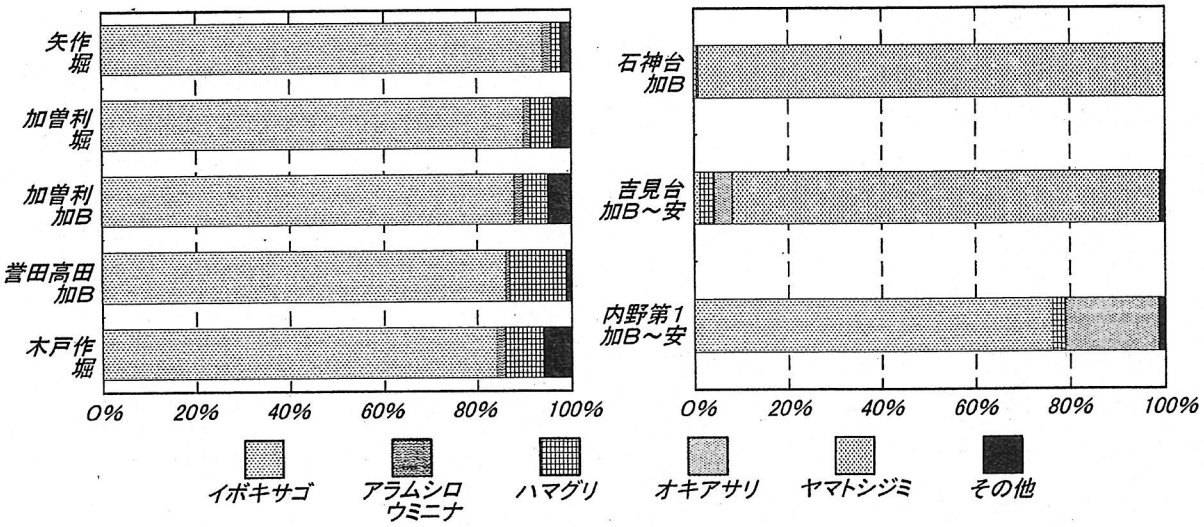


Fig.2 都川・村田川流域および印旛沼周辺の縄文後期貝塚における貝類組成
堀:堀之内式期 加B:加曽利B式期 安:安行式期

P-25　縄文時代から平安時代の土器に土中で沈着する元素

松本建速（筑波大学・院）

Takehaya MATSUMOTO : Some elements deposited to pottery in soil in Jomon period to Heian period.

1. はじめに

今日、土器胎土（土器の素地）の化学成分を測定する方法は、土器の産地推定などに、各国で広く利用されている。しかしながら、比較的低温で焼成された素焼き土器が土に堆積している間には、周囲に存在する元素が土器中に沈着したり、あるいは土器からある元素が溶脱するという現象がおきる。Ca、Na、Mg、K、P、Mn、Ba、Zn、Coなどが特に動きやすい元素とされている（Rice,1987など）。そこで一般には、土器表面を削り取り、風化していない芯の部分を測定することにより、元素の沈着や溶脱はなかったとみなして、研究はおこなわれている。

それでも、いくつかの元素はある環境下では土器の芯の部分にも無視できないほどの量が沈着する可能性がある。そのような場合、沈着した元素は胎土そのもののデータとして種々の考察に用いることはできない。そこで今回は、土器胎土や粘土の成分分析データを用いて、元素が沈着したものか否かを推測する方法を報告する。

2. 試料と分析方法

試料は、北海道南部から東北北部・佐渡島・関東地方東部・神奈川県・京都府などの縄文時代から平安時代にかけての土器・須恵器と各地の第四紀層粘土などのおよそ1600点である。分析にはICP-AESを用い、Al・Ti・Fe・Mn・Mg・Ca・Na・K・P・Ba・Cr・Cu・La・Li・Sc・Sr・V・Y・Zn・Zrの20元素を定量分析した。

3. 結　果

(1) Pが0.5％以上含まれる試料の存在

粘土試料の場合、どの地域の場合もPは0.2％以下である。しかしながら、素焼きの土器試料にはPが0.5％以上含まれるものがある。

(2) Ca・Ba・Srの多い試料の存在

Pが0.5％以上含まれる試料の場合、Ba・Srも通常の地質に比べて多く含まれるものが多い。また、それらの元素とともにCaも多く含まれる例がある。

4. 考　察

(1) P・Ba・Srを多く含む試料が堆積していた土層

それらの3元素が多く含まれる試料は、有機物を多く含むと考えられる土層から出土していた。それらの元素は一般の地質よりも植物・動物に多く含まれる。

(2) Ca・P・Ba・Srが多く含まれる環境

動物の骨にはP・Ba・Srの他にCaが特に多いので、骨が多く含まれる環境下では、PなどとともにCaも増加している可能性がある。

北海道礼文島・利尻島の続縄文時代の土器の場合、Ca・P・Ba・Srが多かった。これらの土器が含まれる層は魚骨で構成される層やそれに隣接した層であった。P/Caの値からは、骨から入ったCaとPであることが予想できたが、CaとPの相関係数はそれほど高くない。Pは蓄積され続けるが、Caは溶脱することと関係があると推測した。また、肉眼で観察する限り、骨が土器に加えられた可能性は低い。

(3) 600～800℃で焼成された粘土にはPが留まりやすいという報告

Duma(1972)は600～800℃で焼成された粘土にはPが留まりやすいと報告した。

岩手県平泉町花立Ⅱ遺跡では同一層から出土した瓦とカワラケのP濃度が全く違っていた。それらの瓦は、外見や硬さにもとづけば1000℃を越すような高温で焼かれたと推測できるものである。一方、低温で焼成されたカワラケや失敗作として廃棄された瓦には、Pが1%前後含まれる。これらはDumaの報告で説明できる。

5. まとめと展望

土器が堆積している土の性質によっては、Ca・P・Ba・Srは土器中に沈着する。ただしCaが沈着して周辺の地質以上の値になっている場合は少ない。P・Ba・Srは沈着しやすい。そして、通常の地質ではある一定量以下しか含まれない元素であるPは、比較的低温で焼かれた素焼き土器には最も沈着しやすく、有機質由来の元素の沈着を示す指標として利用できる可能性が高いことがわかった。

今後、有機質の土に堆積している土器とその土の成分を測定し、更に、走査型電子顕微鏡で、どのような状態でPが存在しているのか確かめてみたい。

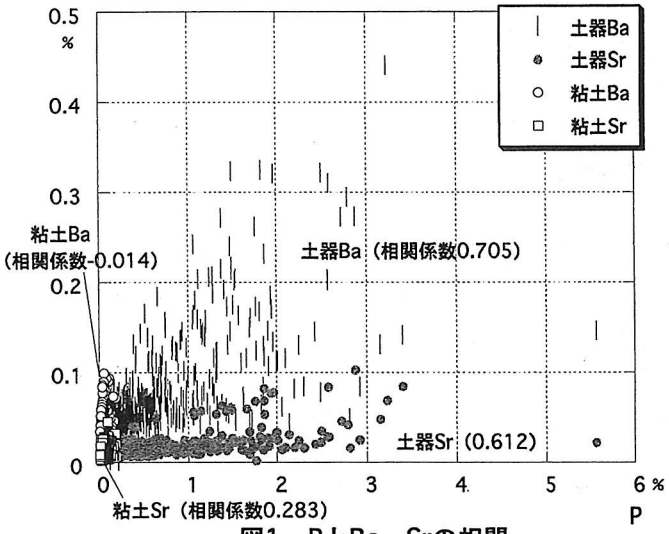


図1 PとBa・Srの相関

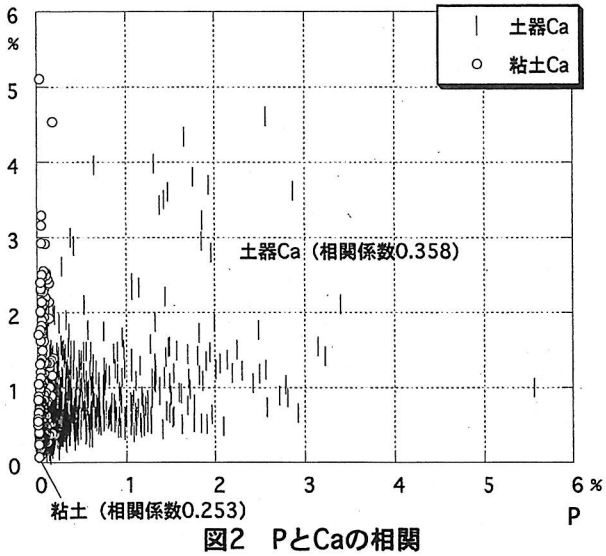


図2 PとCaの相関

S-1 飛騨山脈における二段階の隆起過程

－第四紀初頭の曲隆と更新世中期以降の傾動隆起－

原山　智（信州大・理）

Satoru Harayama(Faculty of Science, Shinshu University) : Two step uplifting of Hida Mautain Range; Early Pleistocene upwarping and east-ward tilting after Middle Pleistocene.

1. 飛騨山脈隆起プロセスに関する研究史と現在の論点

飛騨山脈の隆起プロセスを探る研究は，ここ 10 数年の間に急速に進歩してきており，とりわけ地震波解析に基づく低速度領域の発見（三雲ほか,1989），第四紀花崗岩の発見（Harayama,1992），100 を超える K-Ar 年代値やテフラ対比に基づく火山活動史の詳細解明（清水ほか，1988 など多数）が大きな役割を果たした．この結果，①飛騨山脈の隆起の主要なフェーズの一つが鮮新世末から前期更新世にある，②山脈直下のマグマが隆起の要因として大きな役割を果たしている，③中期更新世以降， WNW-ESE 方向の圧縮応力場にある，④東麓には，山脈を押し上げる西傾斜の逆断層は無い－といった 4 点では大多数の研究者の支持が得られるようになった．現在の主要な論点は，①中期更新世以降飛騨山脈は隆起しているか？②隆起の原動力は何か？という点に絞り込まれている．図 1 に，現在までに提唱された隆起上昇曲線を示す．

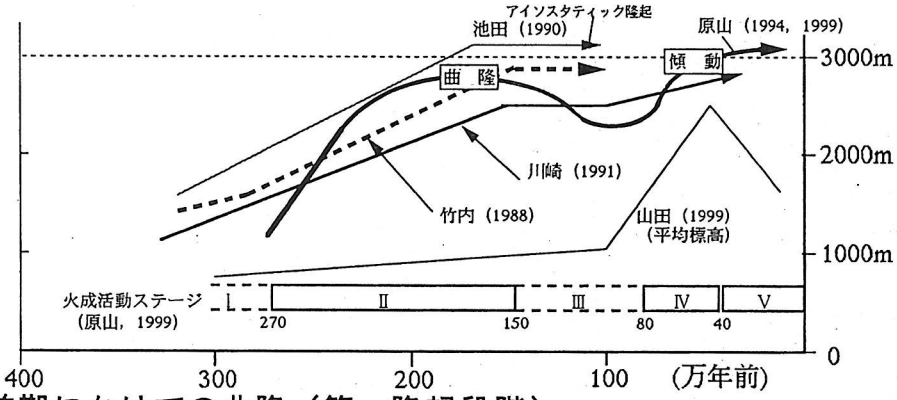


図 1　飛騨山脈の隆起上昇曲線(諸説)と火成活動期区分(原山 1999)

2. 鮮新世末から更新世前期にかけての曲隆（第一隆起段階）

飛騨山脈に隣接する鮮新世－前期更新世の堆積盆（富山積成盆地，高山盆地，北部フォッサ大峰帯）への粗粒堆積物供給は，いずれも鮮新世後期の 2.5 Ma 頃に開始している（青砥・原山，2002；長橋，1998；三村・原山，2002）．飛騨山脈西-北麓に分布する手取層群は富山平野縁辺部から山脈中軸部まで追跡可能で，この手取層の基底面高度は白亜紀前期以降の隆起量－すなわち現在までの隆起量の上限値を示している（原山ほか，1991）．さらに富山平野東部の白亜系から上部中新統までの地層はいずれも北西に 30-50 度傾斜する同斜構造

を示しており，鮮新世以前に顕著な隆起傾動運動がなかったことを示唆する．また，中期更新世以降の傾動運動は飛騨山脈の西側には及んでいないので（後述），図 2 に示した手取層群の基底面高度の変化は第一段階の隆起量そのものをほぼ示していると推定される．この隆起は顕著な傾動を伴わない曲隆であり，隆起軸はおそらく現在の主稜線の東に位置する常念山脈付近に位置したと推定されている（原山，1999）．

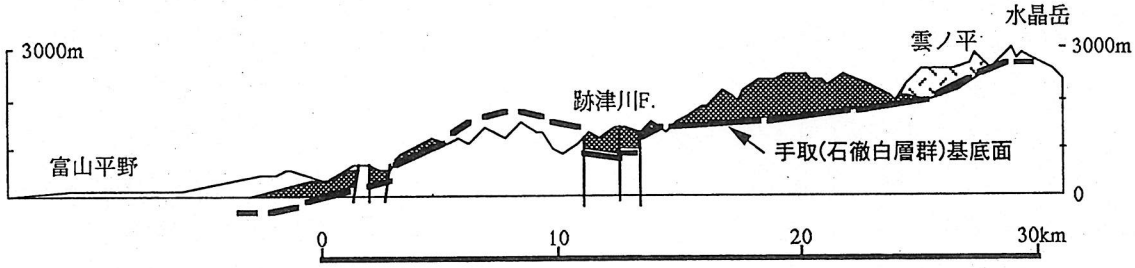


図 2　飛騨山脈西麓における
手取層群基底面高度分布

3.　中期更新世以降の東方傾動隆起運動（第二隆起段階）

第四紀滝谷花崗閃緑岩は，最近の年代学に基づくと 1.4～1.0Ma にかけて貫入固結しており，それ以降の隆起運動によりルーフの火山岩とともに東に約 20° 傾動している（原山，1999）．図 3 に，この時期の隆起傾動モデルを示す．また，高瀬川流域でも高瀬川-黒部断層を境に，東側のブロックが傾動隆起していると推定されている（伊藤ほか，1999；山田，1999）．さらに，鹿島槍ヶ岳から白沢天狗岳にかけて分布する鮮新世末から前期更新世の火山岩類は，東に 60-80° 傾動したカルデラ火山の断面が露出していることが判明した（原山ほか，未公表）．こうした事実と松本盆地周辺のテクトニクスを考慮すると，中期更新世以降に飛騨山脈の東側には隆起傾動運動があったと推定される・

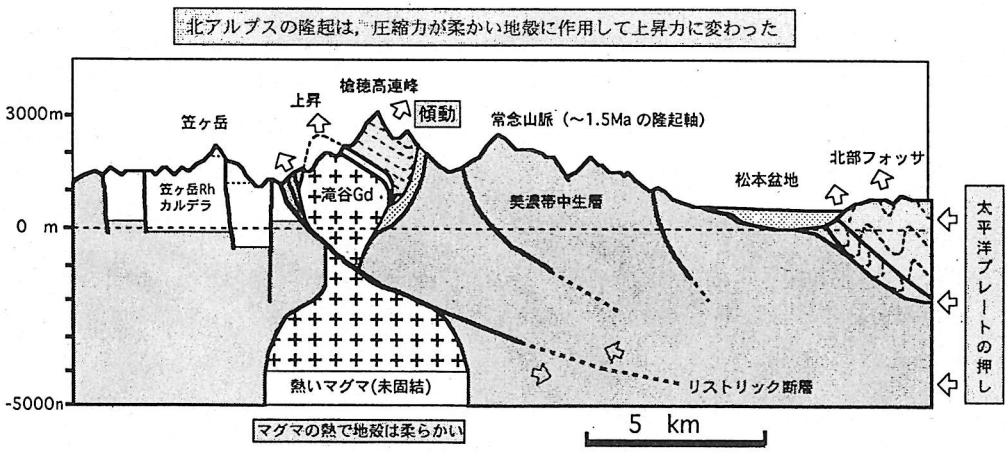


図 3　槍穂高連峰における中期更新世以降に生じた傾動隆起の東西モデル断面

S-2　テフラ研究からみた中部山岳周辺域の中・後期更新世編年の諸問題について

鈴木毅彦（東京都立大）

Takehiko SUZUKI: Tephrochronological problems of Middle and Late Pleistocene in and around the Japanese Alps, central Japan.

はじめに

飛騨，木曽，赤石山脈などの中部山岳周辺はこれら山地の隆起問題をはじめ，それを取りまく活断層の活動と盆地形成，氷河の前進・後退，河川の侵食・堆積史など，第四紀学的なトピックに富んでいる．このようなテーマに取りくむ上でテフラ研究は重要な位置をしめる．また，テフラ自体が火山の爆発的噴火によりもたらされたので，その研究は火山の噴火史構築にもつながる．本講演では信州における最近のテフラ研究の動向を探るとともに，未解決のまま残されている諸問題や今後の展望について述べる．

1．後期更新世の編年

本地域に分布する第四紀火山(木曽御岳，八ケ岳，立山，妙高火山群など)を給源とするテフラのうち，プリニー式噴火によりある一定面積以上に降下・堆積したものについてはほぼその層序が確立されている．ここでは中部山岳周辺域におけるMIS5e前後の編年，とくにTt-Dの年代とAso-3の認定問題について紹介する．

飛騨山脈より松本盆地に流入する多くの河川沿いでは河成段丘が良好に発達する．これらを対象に，氷期-間氷期サイクルに起因した気候変化と堆積・下刻の関連について古くから議論がある(伊藤・正木，1984など)．それらをまとめると堆積(または河川の平衡状態)から急激に下刻に転じる時期が3時期認められる．新しい方から(1)AT降下以降—黒ボク層形成以前，(2)Tt-E降下以降—DKP降下以前，(3)Tt-D降下少し前である．このうち下刻開始直前の時期は，(1)はMIS2，(2)はMIS4と考えられ，河谷における堆積・平衡状態をそれぞれ寒冷期に原因を求める考え方が多い．一方，(3)の時期に形成された顕著な堆積段丘が，乳川・烏川などで認められる．しかしそれらの形成年代は明確でなく，寒冷期に対応するとしてもMIS6とMIS5dの二つの考え方がある(小野，1990)．その理由はTt-Dの年代が不確定なためで，例えば町田・新井(1992)はTt-Dの年代を暫定的に0.095-0.130Maとしている．

Tt-Dの層位は長野市高野でOn-Pm 1とその直下のAso-3より下位，八ケ岳東麓でOn-Pm 1と八ケ岳川上テフラの間に位置する(木村，1996；竹本ほか，1987など)．このようにTt-Dの年代決定には，On-Pm 1，Aso-3，八ケ岳川上テフラなどの広域に分布するテフラの年代が鍵になる．On-Pm 1については放射年代値と海岸部での層位から約0.1Ma(MIS5c)とされているが，Aso-3についてはMIS5d(町田・新井，1994)という考えとMIS6頃(下山，1999)とする考えがある．Aso-3の年代と信州におけるAso-3の実態を解明することが飛騨山脈周辺の堆積・下刻史の構築につながる．また，Tt-Dや八ケ岳川上テフラを関東平野に追跡し，そこでの層位を確かめることも必要である．

2．中期更新世の編年

信州における中期更新世後半の編年の鍵となる指標テフラに大町APmテフラ群がある．本テフラ群は以前から存在が知られていた(中谷，1972など)が，詳細な年代や信州以外で

の分布が不明であった．鈴木・早川(1990)は同テフラ群の年代を0.30-0.35Maとし関東まで追跡した．これ以降，広域に追跡する研究報告が続いた．また演者による最近の調査では，その年代は0.35-0.40Maと修正され，構成テフラ層の個々の対比についても以前と若干異なる．ここでは最近の研究結果を示す．

中期更新世前半の編年については飛騨山脈南西部を給源とする上宝テフラが鍵となる．0.58-0.69Maに噴出した本テフラは中部から関東・南東北に分布し，これを用いて各地で地形面と堆積物の編年が行なわれている(鈴木，2000)．上宝火砕流堆積物を除くとその認定地は信州でも意外に少なく，松本盆地の梨ノ木礫層の編年に適用されるなどに限られている．本テフラを用いた応用研究には様々なものが考えられるが，例えば松本盆地・長野盆地などの地下に追跡することにより盆地形成過程に年代軸を与えることができるなど，その適用範囲は広い．

この他中期更新世に関する課題として，木曽御岳，八ケ岳火山などを起源とする中期更新世テフラについて，層序・分布ともにまだ不明な点が多い．これら第四紀火山の長期的な活動史を編む上でその詳細を明らかにしてゆく必要がある．

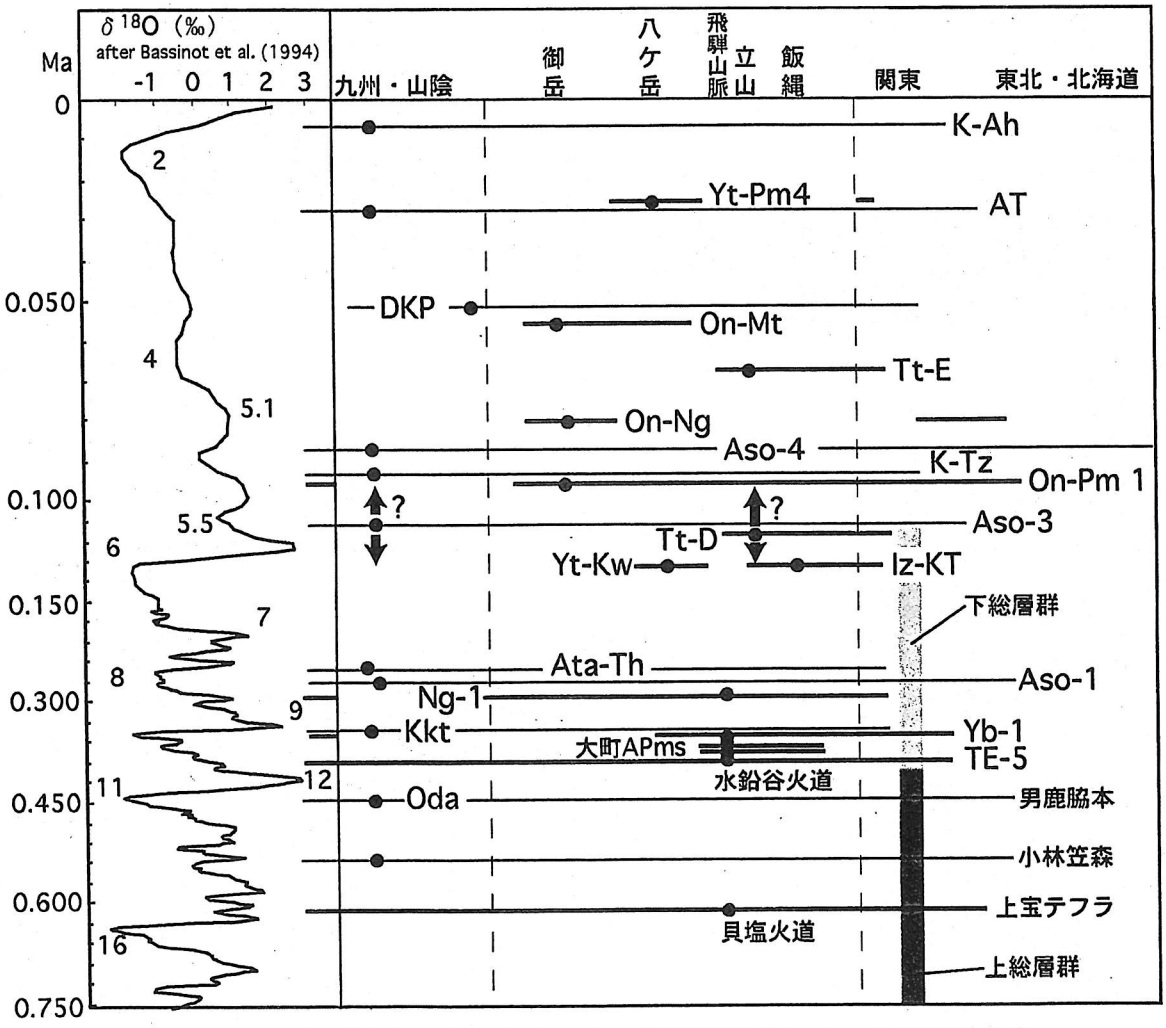


図　中部地方を中心とする中・後期更新世テフラの時空間分布

S-3　飛騨山脈の隆起と火成活動の時空的関連
-マグマの定置と熱による山脈の形成-

及川輝樹（信州大大学院・工学系研究科・研究生）

OIKAWA, Teruki; The spatial and temporal relationship between uplifting and magmatism in the Hida mountain range, central Japan
-A mountain building process caused by magma emplacement and heating-

中部日本に位置する飛騨山脈（北アルプス）は，日本で最も高い山脈の一つで第四紀における隆起運動や火成活動が盛んである．同じ日本アルプスに属する赤石山脈（南アルプス）や木曽山脈（中央アルプス）は山麓に山脈を隆起させるような活断層があるのに対し，飛騨山脈には無い．また，顕著な負の重力異常が知られているが，それから予想される地殻の根では，現在の山脈の荷重を支えきれない．この山脈の隆起の原動力は，主に地球物理学的データから水平圧縮力とマグマ活動が密接に関連していると考えられている．しかし，隆起と火成活動の関係，特に時空的関連は明らかにされていない．そこで，飛騨山脈の地質学・火山学的データをまとめ山脈の形成における火成活動の役割を明らかにした．

飛騨山脈の火山（乗鞍火山列）の活動時期を，層序学，K-Ar 年代，テフラクロノロジーの手法を基に整理したところ，2.5-1.5Ma (Stage I)，0.8-0Ma (StageⅢ) において活発であることがわかった（図 1）．Stage I とⅢの間には火成活動の低調な StageⅡ（1.5-0.8Ma）がある． Stage I，Ⅲのマグマ噴出量はそれぞれ 1300 と 300km^3 であり，Stage I の火成活動は特に大規模であるといえる．Stage I の火成活動は伸張場から中間応力場に卓越する大型カルデラ火山と独立単成火山群で，StageⅢの火成活動は圧縮場から中間応力場に卓越する成層火山の活動が主である．一方，隆起時期は，山脈周辺堆積盆（松本盆地，高山盆地，富山平野）における礫層の堆積時期をまとめて推定した．この山脈起源の礫層は，3-2Ma の間に堆積を始め，約 2.5-1.5Ma と 0.8-0Ma に集中する（図 1）．これら礫層の堆積時期は Stage I とⅢと同時期である．StageⅢの礫層は，各堆積盆地においてしばしば Stage I の礫層の上に重なる．たとえば，松本盆地では，盆地内に分布する Stage I の火砕流堆積物の上に直接 StageⅢの時期の礫層が重なる．よって，礫層の堆積時期から見る限り，この山脈は約 2.5-1.5Ma と 0.8Ma 以降の大きく二つの時期に隆起したと考えられる．つまり，飛騨山脈の隆起と火山活動の時期は極めて良く対応しており，この山脈は火成活動が激しい時にかぎり隆起していると判断される．

既知の広域テクトニクスの解析結果を考慮に入れ各時期の隆起メカニズムを考えると，飛騨山脈は 2.5-1.5Ma における大規模なマグマ注入によるアイソ

スタティックな隆起，0.8Ma 以降の定置したマグマの熱による地殻の弾性的厚さの減少後そこが東西圧縮場において座屈変形し隆起によって形成されたと考えられる．これは，Stage I 火成活動が大規模であったこと，現在の山脈が東西圧縮場におかれていること，山脈下の地殻の弾性的厚さが薄いこと，山脈下の地殻浅所における大規模なマグマの存在することなどの事象と矛盾しない．

地殻が座屈するほどマグマの熱によって弾性的厚さを薄くするには，地下浅部に大量のマグマを濃集させる必要がある．地下浅部に大量のマグマを貫入させるためには，伸張場で地殻熱流量が高い必要がある．しかし，このような場では座屈が起こらない．マグマの熱によって弱くなった地殻が座屈するためには，大規模な火成活動に伴って応力場が伸張場から圧縮場に変化しなければならない．つまり，飛騨山脈は，大規模な火成活動と広域応力場の変化が同調した結果形成された山脈だと考えられる．

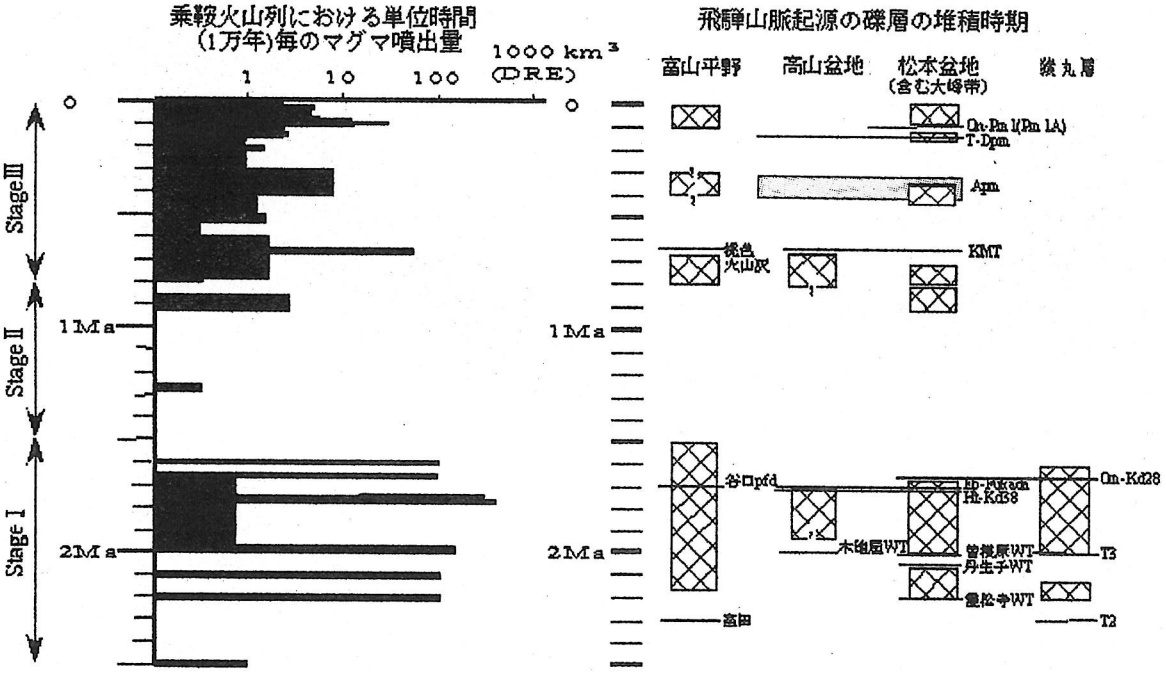


図1 飛騨山脈における火成活動と山脈起源の礫層堆積時期との関係
＊多数の文献値より製作

S-4　中期更新世の八ヶ岳火山活動史

内山　高（山梨県環境科学研究所）・八ヶ岳団体研究グループ
UCHIYAMA, Takashi and the Collaborate research group for Yatsugatake ; The volcanic activity of Yatsugatake volcanoes in the Middle Pleistocene, based on the tephrostratigraphy, central Japan

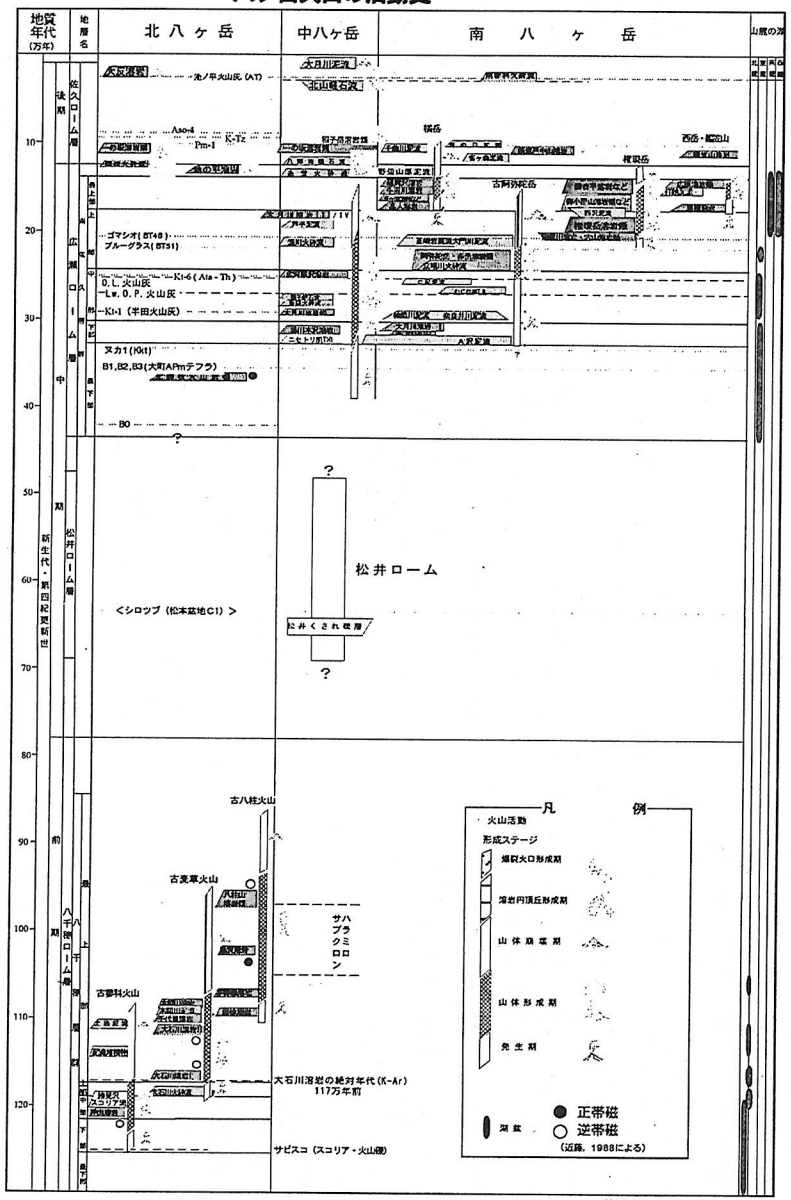
八ヶ岳火山は本州中部山梨・長野両県にまたがり，地質学的にはフォッサマグナのほぼ中央部に位置し，第四紀更新世を通じて活動した火山群である．八ヶ岳は北の麦草峠と南の夏沢峠を境にして北・中・南八ヶ岳に区分されている（八ヶ岳団体研究グループ，1976；以下八ヶ岳団研と略記）．この八ヶ岳火山を河内（1961，1974，1977）は東西２列の火山列としてとらえ，明瞭な侵食期の介在をもって火山活動を古期と新期にわけて，その発達史をまとめた．最近この火山層序について，山麓の第四系に関するテフラ層序学的研究等から再検討がされている（内山，2001；西来，2001）．

八ヶ岳山麓には八ヶ岳起源の火山噴出物を挟在する湖沼性～河川性堆積物からなる第四系が発達している（八ヶ岳団研，1988；Uchiyama et al，1997）．この第四系は大きな不整合により，八千穂層群とその相当層からなる下部更新統と南佐久層群に代表される中部更新統および段丘構成層等からなる上部更新統に 3 区分され，それぞれは八ヶ岳火山活動の古期，中期，新期に対応するとされた（八ヶ岳団研，1988）．このうち南佐久層群・広瀬ローム層は中・南八ヶ岳東麓におもに分布し，南・西麓にはその相当層が分布する．南佐久層群下半部には北アルプス南部を噴出起源とする，「クリスタルアッシュ」B0～B3 および Kt－1 を挟在する．また，中・南八ヶ岳火山体を構成する溶岩類の一部は南佐久層群や佐久ローム層に挟在される（八ヶ岳団研，1988；内山，2001）．これら第四系の第四紀地質学的成果を基に八ヶ岳団研（1988，2000）は火山活動と湖盆の変遷等についてまとめた．ここでは中期更新世における八ヶ岳の火山活動について，柿原他（2001），内山（2001）に基づいて述べる．

中期更新世の八ヶ岳の火山活動は河内（1977）の東列側の中八ヶ岳と南八ヶ岳を中心とする．最初の火山活動は約 40 万年前中八ヶ岳で始まり，約 35 万～25 万年前に活動の最盛期を迎える．この間大量の軽石を噴出する爆発的な噴火や山体崩壊が繰り返しおこったと思われる．南八ヶ岳では約 35 万年前にその先駆的な活動が始まり，大規模な成層火山を形成するような活動に移行し，古阿弥陀岳を形成した．約 20 万年前に韮崎岩屑流に見られる大規模な山体崩壊が古阿弥陀岳でおこった．その後約 18 万年前に火山活動は新たに成層火山（権現岳，横岳等）を形成するような活動に移り，約 15 万年前には活動が終了する．この後，山体の浸食が始まり，中期更新世末から後期更新世初期に山麓には広大な火山麓扇状地が形成される．

このように中期更新世のフォッサマグナ中央部では，中・南八ヶ岳火山が約 25 万年間にわたって活動を繰り返し，いくつかの成層火山が形成された．この火山活動と関連して，山麓には湖が形成され，火山噴出物等に埋め立てにより，広大な火山麓扇状地が形成された．

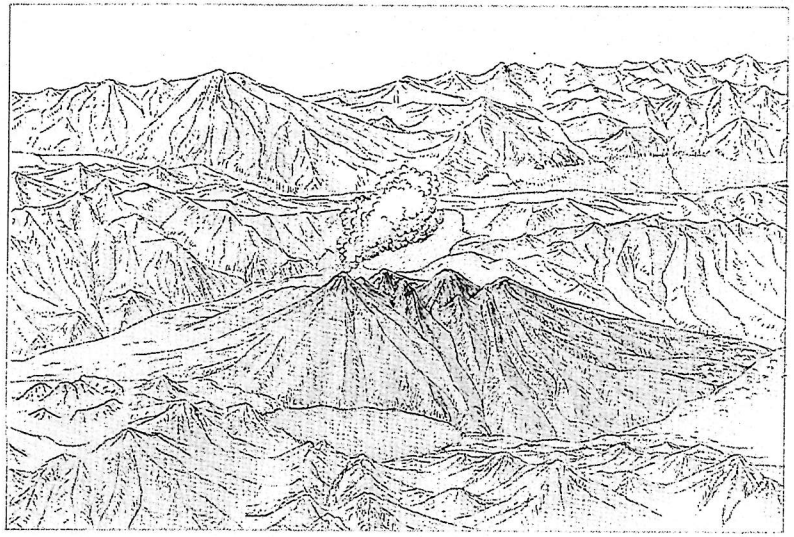
八ケ岳火山の活動史



（柿原他2001を修正・加筆）

八ヶ岳の火山活動の復元図

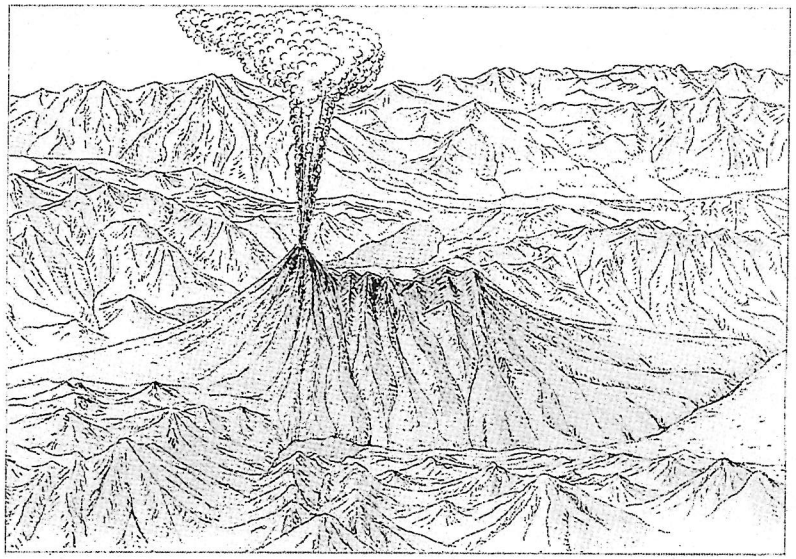
（熊井，1994より；原図/奥田・多田）



約40～35万年前

最下部南佐久層堆積期

八ヶ岳山麓南東部に湖が形成され，中期更新世の激しい火山活動の前触れとなった．中八ヶ岳火山の活動が開始される．
また，このころには松本盆地も形成される．



約25～20万年前
上部南佐久層堆積期
古阿弥陀火山の形成

約35万年前から始まった南八ヶ岳火山の活動は約25万年前から本格的な活動となり，古阿弥陀岳火山を形成する．また，山麓の湖は東麓の他，西麓にも形成される．

S-5　更新世以降の日本列島における気候変動のトリガーはなにか？
－チベット高原とWarm Water Poolの役割－

福澤仁之（東京都立大学大学院理学研究科）

Hitoshi FUKUSAWA : What roles of Tibetan Plateau and warm water pool were playing in climatic changes of the Japanese Islands since Pleistocene?

Ⅰ．更新世以降の気候変動の特徴

日本列島を含む東アジアの気候変動の特徴は、それが東アジアモンスーンの変動によって引き起こされていることである．すなわち、更新世以降に隆起上昇したチベット高原にフィリピン海のWarm Water Poolから多湿で暖温な気流である夏季モンスーンと、シベリヤ高気圧から東アジアに流出する乾燥かつ寒冷な気流である冬季モンスーンの消長の時間的な変動に起因している．一方、チベット高原の存在は、大気に対して障壁効果を与え、偏西風流路の蛇行とジャンプを引き起こし、それがローレンタイド氷床やスカンジナビア氷床の位置を決定している．このように、更新世以降の東アジアにおける大陸－海洋相互作用が地球全体の気候変動のトリガーになっている可能性があり、多くの研究者によって注目されている．

Ⅱ．チベット高原の役割

標高の高い山脈や高原は大気に対して大きな影響を与えている（図１）．チベット高原は平均高度4000mで、植生が無く裸地が広がりアルベドが大きく日射を反射している．このため、その上空の大気は暖められ上昇して、200hpa付近では高原北側の偏西風ジェットと南側の偏東風ジェットを作り出している．一方、850hpa付近では、高原上の上昇する大気を補うために周辺の湿潤な大気を引き寄せて、周辺で多量の降水を引き起こしている．これが、インド洋におけるアジアモンスーンと東アジアにおける東アジア夏季モンスーンの起動力となっているわけである．更新世以降もチベット高原は段階的な上昇を引き起こしていることが高原周辺の段丘高度から推定され、レス古土壌堆積物によればこの隆起イベントによって氷期－間氷期サイクルの10万年周期が卓越し寒暖の振幅が大きくなっている．

Ⅲ．Warm Water Poolの役割

最終間氷期以降の気候変動の初現地としては、1998年までは熱塩大循環のスタート地点である１）北大西洋海域であると考えられてきた．しかし、メタン濃度といったグローバルな鍵層の検討によって、グリーンランド氷床に比べて南極氷床の変動が先行することが明らかになり、２）南極大陸の役割が1998年以降クローズアップされている．この事実に基づいて、北大西洋から南大洋の熱輸送の位相のズレに由来するという両極のシーソー説も提案された．2001年には、Warm Water Poolにおける氷期と間氷期の表層海水温の差が、CLIMAPの見積りよりかなり大きなことがアルケノン温度計から明らかにされ、その重要度が指摘されている．また、南シナ海の海洋コア検討によれば、ダンスガード・オシュガーサイクルのような最終氷期以降の突然かつ急激な気候変動がグーリンランドや南極よりも先行する可能性が指摘された．このように、東アジアの低緯度太平洋がグローバルな気候変動のトリガーになっていることが明らかになりつつある（図2）．

Ⅳ．日本列島における更新世以降の気候変動の特徴

日本列島の湖沼年縞堆積物についての鉱物・化学組成および花粉組成の検討によって以下の新知見が得られた．1）東アジアにおける最終氷期以降の東アジアモンスーン変動に影響された気候変動（少なくとも温暖化）は、グリーンランド氷床の記録に比べて数100年程度先行している、2）グリーンランド氷床に示された気候変動も偏西風やシベリア高気圧の変動を通じて、日本列島の古気候変動プロキシイに記録されている、3）チベット高原とWarm Water Poolの存在は、４大文明に先がけた文化（長江文明、縄文文化）を東アジアに開花させた原因となった．

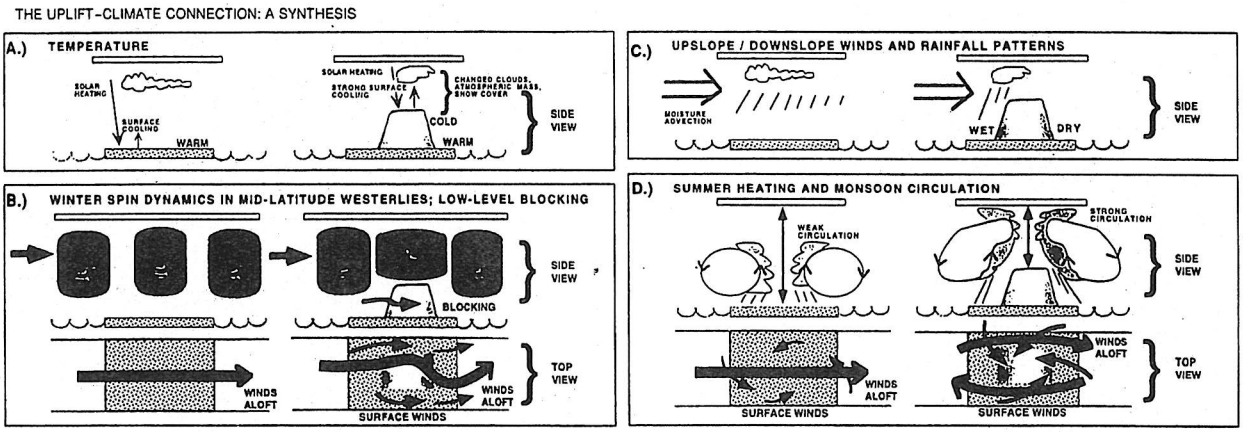
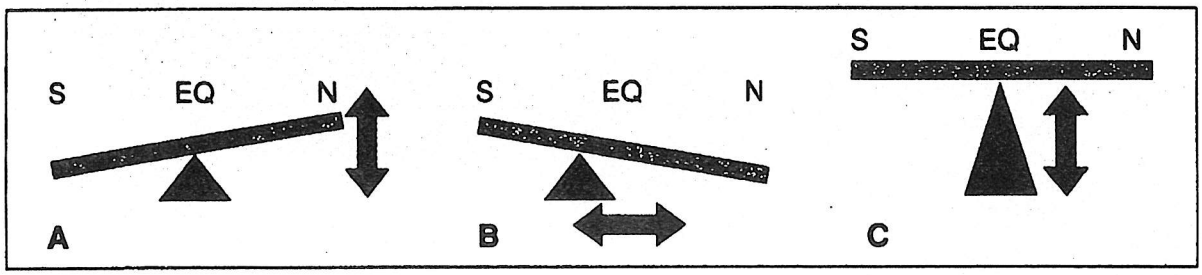


FIGURE Large-scale effects of plateau and mountain uplift on climate: (a) cooling of high terrain owing to effect of lapse rate; (b) winter deflection of midlatitude surface westerlies and jet stream by orographic blocking; (c) orographic precipitation resulting from interception of zonal winds by rising terrain; and (d) monsoonal circulation and precipitation caused by heating of rising plateaus (after Kutzbach *et al.*[33]).

図１　高原が大気に対して与える影響

Ruddiman et al. (1997)



The ups and downs of climate. Simple mechanical analogs of three different types of behavior of the climate system as a response to perturbations (blue arrows). (A) Perturbations in the northern high latitudes (such as meltwater from the continental ice sheets) trigger transitions between different states of the thermohaline circulation in the North Atlantic. Through the effect of the meridional heat flux in the Atlantic, the amplitudes of climate signals are large in the region around the North Atlantic and are weak and of opposite sign (the other end of the seesaw) in the south. This is the typical interhemispheric seesaw forced in the northern North Atlantic region. (B) Perturbations in the tropical region (such as the hydrological cycle feeding into the Hadley cell) cause transitions between different states of the thermohaline circulation in the North Atlantic with effects identical to (A). This is analogous to a seesaw, whose motion is forced by changes of the position of the fulcrum. (C) Perturbations in the tropical region lead to parallel changes in Northern and Southern Hemispheres. Here, the seesaw is locked and changes are synchronous and in phase everywhere, as if the height of the fulcrum point were changing.

図２　北大西洋、低緯度太平洋および南極の気候変動シーソー関係

S-6

最終氷期以降の日本アルプスの地形形成環境

－氷河・周氷河・重力地形について－

岩田修二（東京都立大・理）

Shuji IWATA: Geomorphological environments of the Japanese Alps since the Last Glacial: glacial, periglacial, and gravitational landforms

シンポジウムの世話人からいただいたテーマは「更新世中・後期の日本アルプスの具体的な形成過程と環境変遷」であるが，発表者の手に余るので，ここでは，高山帯での侵食地形としての氷河・周氷河地形だけをとりあげ，それらから推定される環境と，これまであまり取り上げられなかった重力地形（マスムーブメントによる地形）について触れ，今後の課題をのべる．

氷河地形の編年（氷河前進期） 火山灰編年学によって，日本の氷河地形編年は，世界で先進的と言えるようになった．最近ではそれに宇宙線照射年代も加わった（青木，2000）．日本アルプスにも最終間氷期より古い氷期 MIS（海洋酸素同位体ステージ）6 の氷河地形が存在することがあきらかになっている．氷河拡大期は MIS 3～4 の時期に散らばる．その理由としては（1）火山灰の年代精度が低いため，（2）ダンスガー=サイクルとよばれている周期が短く変動の大きな気候変動に対応する氷河拡大の反映という二つが考えられる．最終氷期後半，従来 MIS 2 と考えられていた氷河拡大期が 25 ka であることは，AT（24 ka）火山灰と，白馬岳の炭素同位体年代（25,150±210yBP）によっているが，AT の時代が炭素年代の更正によって古くなれば，この拡大が MIS 3 になることも起こりうる．いずれにせよ，この拡大は，MIS 4 の拡大にくらべてかなり小さい．最近，西・中央ヒマラヤでは最終氷期後半の大きな氷河拡大は MIS 3 であったという報告が増えている．中緯度の山岳氷河の拡大は北半球の氷床の拡大（20 ka）とずれていたことが確実になりつつある．

（氷河のタイプ） 日本アルプスにかつて存在した氷河の多くはカール氷河（圏谷氷河）などの小規模な山腹氷河であった．しかし，槍・穂高連峰の槍沢に代表されるような谷氷河もあったし，飛騨山脈北部には広い氷原状氷河があったとみられている．氷河地形から最終氷期の氷河の状態を復元する試みもおこなわれている．劉ほか（1998a, b）は，日高山脈で氷河地形から過去の氷河を推定し，氷河流動などを氷河モデルにもとづいて復元した．劉ほか（1998c）では，日本アルプスでも同様の作業をおこない，18 ka の日本アルプスの氷河は温暖氷河であったとした．日高山脈の氷食谷では引きずり構造をもつ氷河底ティルや氷河底変形層が発見されており（岩崎ほか，2000a，2000b），日本アルプスでの発見が期待される．

（最寒冷期） 最終氷期の氷河拡大のうち，MIS 2 の氷河拡大より MIS 3 または MIS 4 の氷河拡大の方が大きい理由について，以前には，MIS 3～4 には，海水準は低下しておらず，日本海に対馬暖流が流入して日本の山地に水分を十分に供給したので氷河が拡大し，いっぽう，MIS 2 には北極氷床が大きくなり，海面が低下し対馬暖流の流入が止まり水分供給が減ったので氷河は発達しなかったと考えられていた．1990 年代にな

ると日本海の海底コアを用いた日本海の環境復元の研究が進み，MIS 3～4の氷河拡大を日本海の環境変化だけで説明するのは困難であるという意見が多くなってきた．世界的に見ても山岳氷河は MIS 2より MIS 3～4により拡大したといえそうである．山岳氷河はダンスガー=サイクルに示される気候変化を直接反映するともいわれている．わが国の MIS 3～4の大きな氷河拡大はこのような地球規模の気候変化の直接の反映と考えてもよいかもしれない．このような，新しい最終氷期の氷河編年は，従来からのべられてきた最終氷期の日本アルプスおよび日本列島のの古環境復元に大きく影響するであろう．日本列島の最寒冷期はMIS 2ではない可能性が高まったと言えよう．

周氷河地形（山岳永久凍土） 山岳永久凍土の研究が世界的に盛んになっているのに呼応して，日本でも山岳永久凍土の研究が進んできた．山岳永久凍土は，日本では富士山と大雪山に存在することが1970年代から知られていたが，日本アルプスでの存在は知られていなかった．1999 年 10 月に福井幸太郎が，立山の内蔵助カール内で地温観測とピット調査で永久凍土の存在を確認した．その後の調査では，内蔵助カールでは，4–5 月までは，厚い積雪を通して地面が冷却され凍結が進み，その後は，積雪が凍結層を保護するように働いている．地温観測によると，おなじような永久凍土は，白馬岳や穂高岳にも存在しているらしい．

（岩石氷河） 山岳永久凍土の目に見える指標は岩石氷河である．岩石氷河の研究が近年世界的に進んできた．日本アルプスでも，従来は，モレーンやプロテーラス=ランパートとみなされていた岩塊・岩屑の地形が，じつは岩石氷河であるという見解が増えてきた．青山（2000）によると，飛騨山脈に 33 個，赤石山脈に 8 個の岩石氷河がある．これらの岩石氷河の多くはカール内にあり，現在は動いていない化石化したものである．氷河地形との関係から，これらは，最終氷期末期の氷河が縮小する頃に形成されたと考えられる．つまり，日本アルプスには最終氷期の末期に広範に山岳永久凍土が存在した時代があった．日本アルプスの各地に存在する岩塊流や岩塊斜面の成因や流動メカニズムは，永久凍土の存在によって説明が容易になる．

重力地形（崩壊と土石流） 従来から日本アルプスでは，マスムーブメントによる堆積物と氷河堆積物との区別が困難な場合が少なくなかった．従来，最終氷期の氷河堆積物と考えられていた堆積物が，最近の年代測定によって，完新世や晩氷期の形成とされる例が報告されている．時代からみて，氷河堆積物ではなく崩壊・土石流堆積物と考えざるを得ないケースがある．いっぽう，白馬岳の北方，大所川の流域では氷河堆積物と地すべり堆積物との大規模な互層が報告され，上高地のような場所でも過去の崩壊堆積物が存在することがわかっている．日本アルプスの亜高山帯では，過去に，マスムーブメントがかなり活発に作用した時期があったに違いない．世界の高山帯では，最終氷期末の氷河の縮小にともなって，岩壁崩壊が頻発した．日本アルプスの岩石氷河を構成している岩塊には，岩壁崩壊によって供給されたものが多いと予想している．これらの重力地形の発生が，特定の時期に集中していたのか，下流の伊那谷や松本盆地の河岸段丘形成とどのように関係するのか，これまでも問題にはされてきたが，まだ解決されていない．

S-7　野尻湖底ボーリング試料の有機炭素・窒素量と花粉組成の変動から見た最終氷期後半から完新世にかけての気候変動

公文富士夫（信州大・理）・河合小百合・
井内美郎（愛媛大・沿岸環境科学研究センター）

Fujio Kumon, Sayuri Kawai and Yoshio Inouchi: Climate changes from late Last Glacial age to Holocene deduced from C, N and fossil pollen analyses on the sediment core from Lake Nojiri, central Japan

1988年に野尻湖底，琵琶島沖の水深28m地点で採取されていたオールコアボーリング試料（全長42m）は，年代的に過去10万年間をカバーするものであり，上半3分の2は湖成の細粒堆積物で構成されている．このコア試料の上部について，1～3cm間隔で有機炭素（TOC）・全窒素（TN）の含有率を測定するとともに，最終氷期後半から後氷期前半（指標火山灰ATとK-Ahの間）にかけては，同一試料について花粉分析を行い，両者を併せて気候変動の詳細を検討した．

TOCおよびTNは，湖沼内の生物生産性を反映した指標として有効であり，生産性をコントロールする要因の1つが水温であることを考えると，TOCやTNの湖底堆積物への流入量（堆積速度が一定であれば含有率）は間接的に寒暖変動を反映している可能性が高い．実際，木崎湖や中綱湖の堆積物で中世の温暖期や小氷期に対応した増減が確認されており，野尻湖でも氷期と後氷期に対応した増減が認められる．現在の野尻湖は標高654mに位置し，周辺は冷温帯の落葉広葉樹を主体としている．花粉分析の結果では，亜寒帯針葉樹と落葉広葉樹との比率が寒暖変動の指標として有効である．また，年代の基準にはよく年代が知られた広域テフラを用いるとともに，1万年前後の層準で5地点の年代測定をおこない，数百年以下の精度の年代目盛りを得た．

これらの結果を総合化して図1に示した．深度610cmから540cmにかけてのTOCとTNの増加は明瞭であり，同じ層準で亜寒帯針葉樹と冷温帯落葉広葉樹の入れ替わりが起きている．この過程の中にも深度580cmから560cm付近でTOCの減少と針葉樹の再増加がはっきりと認められる．また，740cm付近から上では落葉広葉樹の増加が明瞭であり，この時期から温暖化が進行するとともに，何度かの「寒の戻り」があったことがわかる．なお，TOC, TNが極端に減少している層準がいくつもあるが，それは火山灰の混入による希釈の影響である．

この晩氷期の温暖化のパターンは，北欧や北大西洋地域で明らかにされてきた温暖化の過程とよく似ている．例えば，Stuiver et al.(1995)で報告されたグリーンランド氷床コアの酸素同位体組成の変化曲線と比較すると，寒暖変動として明瞭な740～710cm付近の相対的温暖期がBolling期に，640～600cmの寒冷期がYounger Dryas期に対応させることができる．また，Bolling期の直前の寒冷期がOldest Dryas, Bolling期の後にある短い寒冷期のどれかがOlder Dryasに対応すると考えて矛盾はない．

しかしながら，これらの層準の堆積年代は，氷床コアの年代よりも1000年から1500年ほども古くなっている．堆積年代は放射性炭素の測定年代に基づいているので氷床の年代基準となっている年縞年代よりも1000年から2000年ほど古いはずであるので，実際の差はもっと大きくなる．この違いは，気候の地域差を示す可能性が高く，実は上記のように対比することは誤解を招く恐れがある．また別の見方をすれば，北西太平洋地域の気候変動は北大西洋地域に較べて2000年から3000年ほど先行していたと考えることもできるが，その伝播機構の解明が課題となる．

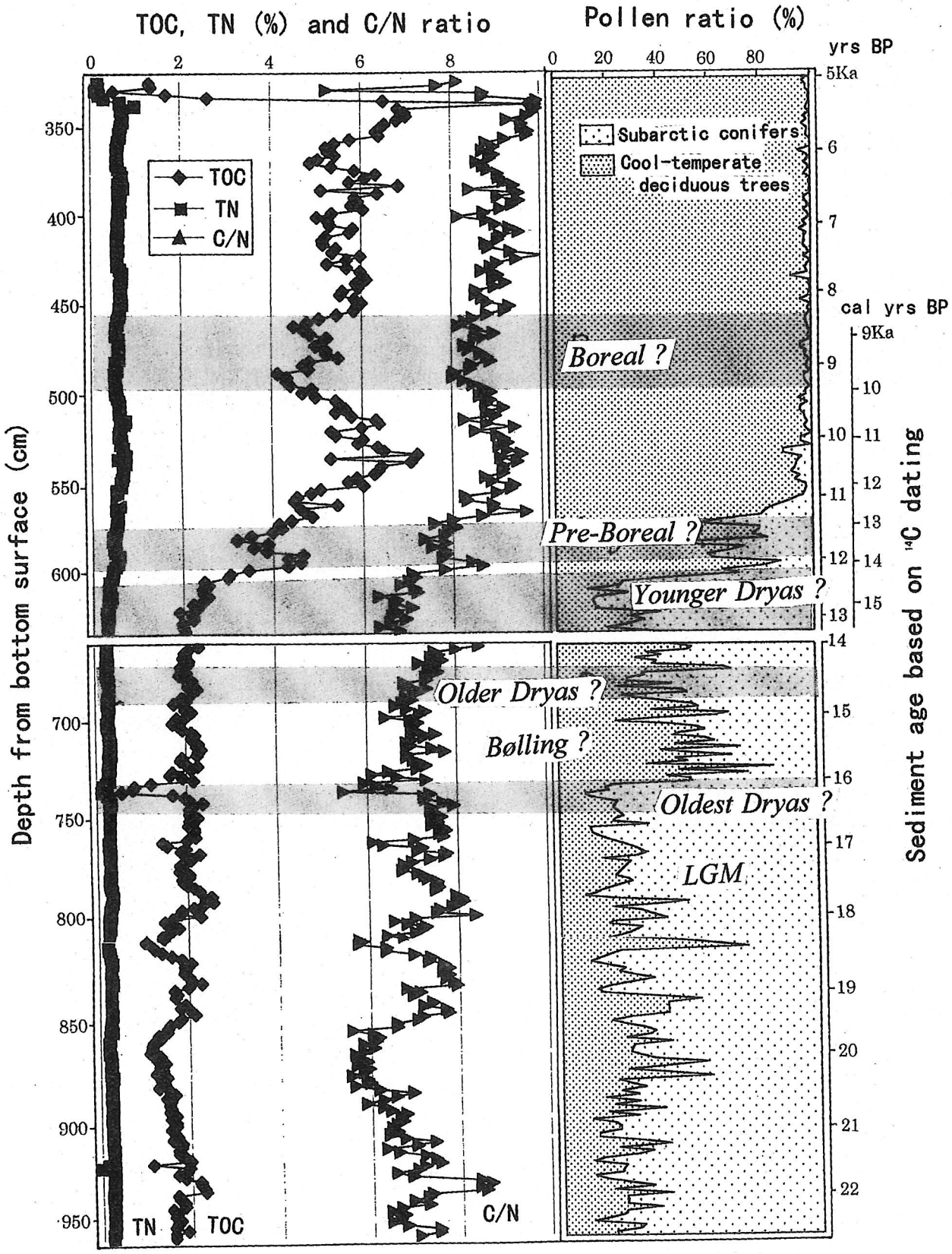


図1　野尻湖底ボーリングコア NJ88 上部における有機炭素（TOC）・窒素（TN）・C/N 比および花粉組成の変化に基づいた最終氷期最盛期から完新世前半にかけての気候変動.
ハッチの層準が晩氷期における相対的寒冷期を表す.

S-8　中部高地における後期更新世以降の人類活動

中村由克（野尻湖ナウマンゾウ博物館）

Yoshikatsu NAKAMURA: Human activities since Late Pleistocene in the middle part of Central Japan

1．中部高地における旧石器時代の遺跡群

日本列島の中央部にあたる長野県を中心とした中部高地には、標高の高い高原や山間地、盆地にありながら、国内を代表する旧石器時代以降の遺跡が集中する地域である。ここがフォッサマグナ地域にあたり、日本列島の基軸となる脊梁山地が途切れ、内陸まで河川に沿って盆地が点在し、日本海側と太平洋側の交通路としては、比較的容易なルートを提供していることと無関係ではない。このため、野尻湖遺跡群にみられるように、この地域では列島各地を特色とする石器群の存在が知られ、古くから考古学研究上、重要なフィールドとなっている。

旧石器時代の遺跡は、径 4～20km ほどの範囲に数か所～数十か所の遺跡が集中する遺跡群を構成することが知られている。中部高地では、信濃川－千曲川流域、塩尻市から八ヶ岳山麓、天竜川流域、そして木曽川流域などに遺跡群が存在する。これらの遺跡は、その大半が約 30ka 以降の後期旧石器時代から約 10ka の縄文時代草創期までのものである。なお、本稿では後期更新世をとおして中部高地の各地を概観するために、較正年代ではなく従来の 14C 年代測定値を使用する。

2．野尻湖周辺における人類史

長野県北部にある野尻湖の西岸から南方の丘陵地には、約 40 か所の旧石器時代遺跡があり、野尻湖遺跡群と称している。ここでは、黒姫山、妙高山起源の火山灰層中に多層準にわたって生活面が確認されており、ステージ３の中頃にあたる約 48ka からステージ１の約 5ka の縄文時代前期までの、ほぼ連続的な人類文化の変遷がたどられている。この考古層序は、中部地方を代表するものであり、この時間枠を基準に各地の遺跡・遺物群をみていきたい。

3．　中部高地における人類文化の変遷

中期旧石器時代（ステージ３中頃）：立が鼻遺跡の下部野尻湖層Ⅲ（48ka）～上部野尻湖層Ⅰ（33ka）には、不定形な剥片石器と骨器を主体とする「野尻湖文化」が出土している。大量のナウマンゾウ、ヤベオオツノジカ化石に伴うもので、これらの大形動物の狩猟解体遺跡であると考えられている。

中野市のがまん淵遺跡、沢田鍋土遺跡、豊野町の南曽峯遺跡、飯田市の石子原遺跡、竹佐中原遺跡、および津南町米原遺跡などは、この時期のものと考え

この時期の遺跡は、多くで層位、石材、人為品認定等、何らかの問題点があり、無条件でその位置づけが決定しているものは少ないのが実状である。しかし、中部高地は、中期旧石器時代の可能性のある遺跡が複数、発掘で出土している国内で大変重要な地域であるといっても過言ではない。

ナイフ形石器文化前半期（ステージ３後期）：約 25ka の姶良 Tn 火山灰層準より古い黒色帯文化層と上Ⅱ最下部文化層には、石斧と台形（様）石器を特徴とする石器群が出土している。この時期の遺跡は、野尻湖周辺をはじめ、中野市高丘丘陵、諏訪市霧ヶ峰周辺などに多く確認されている。

ナイフ形石器文化後半期（ステージ２）：野尻湖では、最寒冷期に相当する上Ⅱ下部文化層には遺跡が大変少ない。上Ⅱ上部文化層では、杉久保系、瀬戸内（国府）系などのナイフ形石器の石器群や尖頭器石器群があり、遺跡数、規模ともに大きい。霧ヶ峰、和田峠、鷹山、八ヶ岳麦草峠などの標高の高いところに、黒曜石の原産地遺跡が形成されるのはこの時期からで、とりわけ尖頭器文化と結びついている。

細石刃文化以降（ステージ２末期～ステージ１）： 旧石器時代末から縄文時代にかけては、短時間に多くの文化が変遷した。縄文草創期初頭の神子柴型尖頭器には、岐阜県側の下呂石が使用されるものもある。飛騨山地をこえて運搬されたものとして、下呂石はこの前のナイフ形石器文化期から知られており、また、縄文早期の沢式土器は遠く群馬県までこのルートを通って運ばれていた。

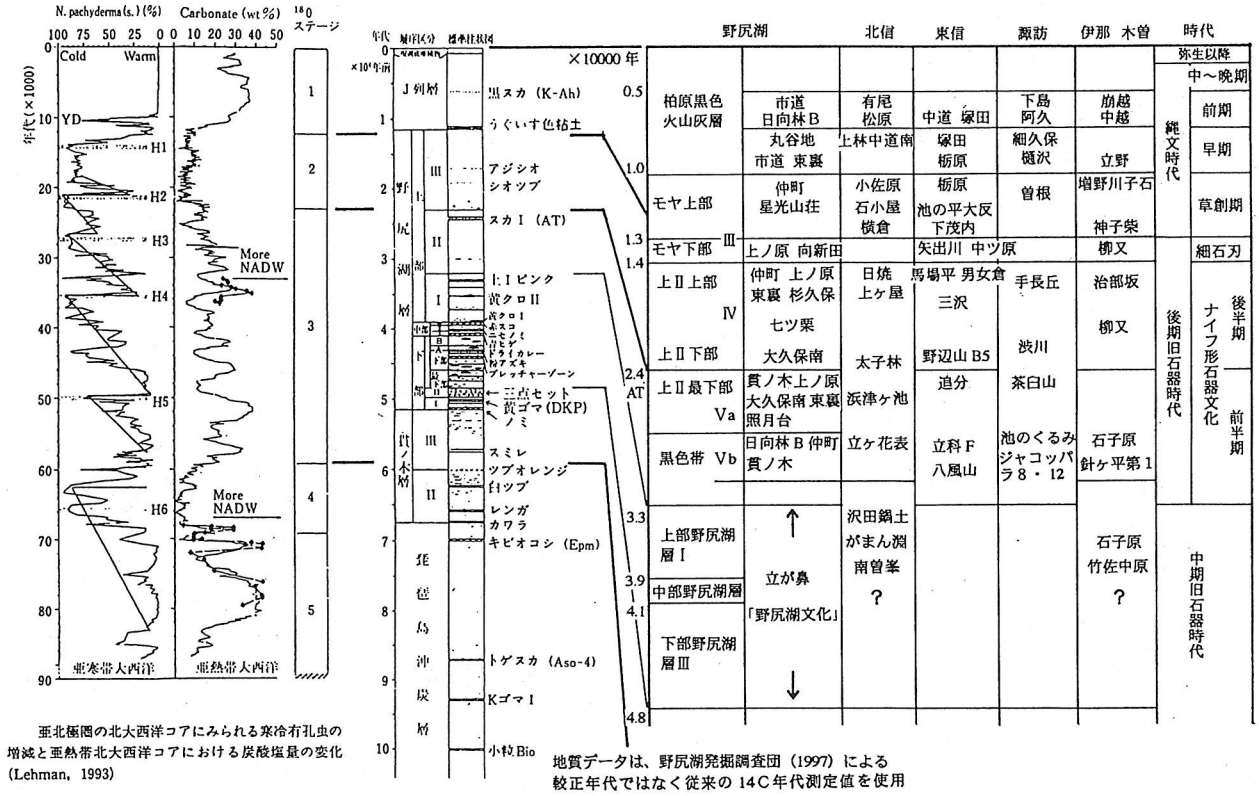


図１　中部高地の後期更新世以降の遺跡の編年

S-9　最終氷期最寒冷期の人類社会と環境適応

堤　隆（御代田町教育委員会）

Takashi Tsutsumi : Late-Paleolithic society and environmental adaptation in Last Glacial Maximum

日本列島においては、北海道から九州まで5000個所以上の後期旧石器時代遺跡が確認される。これらの遺跡には、台形様石器群・ナイフ形石器群・尖頭器石器群・細石刃石器群等がみられる。後期旧石器時代は、ATが目安となって24500年BPを境に前半期と後半期に区分され、以下の変遷を見せる（図）。

①前半期前葉：局部磨製石斧を含む台形様石器群展開（図の 16～18）。

②前半期後葉：ナイフ形石器群と石刃技法の確立（図の 13・14）。

③後半期前葉：広郷（北海道）・杉久保（東北）・切出形（中部・関東）・国府（瀬戸内）型などナイフ形石器群の地域色が強まる（図の 10～12）。

④後半期中葉：北海道ではいち早く細石刃石器群が成立（図の 9）。中部・関東では尖頭器石器群が発達（図の 8）。九州では台形石器が発達（図の 7）。

⑤後半期末葉：ナイフ形石器群の消滅と細石刃石器群が展開（図の 4～6）。

⑥縄文草創期：神子柴系石器群と土器の出現（図の 1～3）。

後期旧石器時代初頭の台形様石器群をみると、列島全域において等質性をもつことが大きな特色である。しかし、続く前半期後葉になると、剥片剥離技術の「縦」と「横」に二極化されるような石器群構造が、日本列島の東西において発現し、地域性の萌芽ともいうべき現象としてとらえられる。ナイフ形石器と呼ばれる石器が形態的に確立するのもこの時期である。

24500年BP以降の後半期前葉に入ると、前半期後葉の地域性の萌芽をへて、石器群の地域色が鮮明になる。列島において、石器群の構造からみた地域性の確立を後半期初頭とすることは、多くの研究者が支持するところである。

後半期にはこうした地域性の確立とともに、それまでまばらだった遺跡が急増し、河川流域に密集する現象が認められるようになる。遊動生活パターンの変化に加えて、列島内に一定の人口増があったようだ。この頃、地球環境はステージ２の最終氷期最寒冷期（LGM）へと突入していった。また、画期となる姶良カルデラの噴火は、日本列島の噴火史上でも最大規模にあたるひとつで、九州では南部の広大な地域を覆う火砕流によってカタストロフィックな火山災害を直接的にもたらし、列島全域においてもＡＴなどの降灰によって生態系に甚大な影響を与えたと想定される。こうした環境変動が直接的・間接的な要因となって後期旧石器時代社会の再編成がなされ、ナイフ形石器群の様相変化に示される地域社会が、それぞれの環境に適応して出現したと考えられる。

本発表ではLGMの寒冷環境への適応を、主に石器群構造から追ってみる。

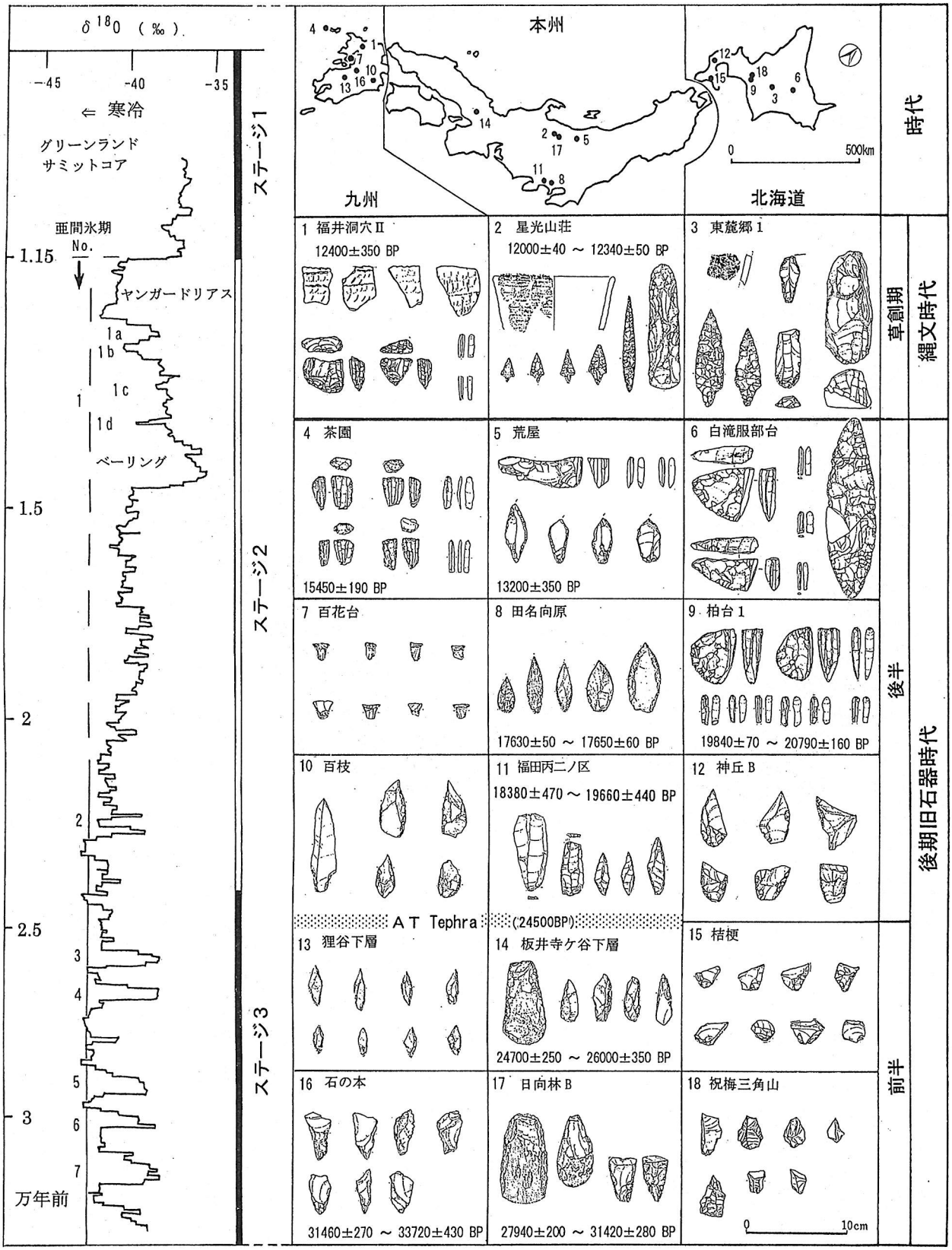


図1　酸素同位体ステージと後期旧石器時代の編年・地域性

石器群の数字は、未較正の放射性炭素年代。酸素同位体ステージと後期旧石器編年との対応関係は、年代較正によって大幅に修正されるものと考えられる。

S-10　内陸盆地における最終氷期以降の堆積物と気候変動

赤羽　貞幸(信州大学教育学部)

Sadayuki Akahane: Sediments of the Inland Basins and Climatic Change since the Last Glacial Stage

1．はじめに

日本の内陸盆地には，最終氷期以降の堆積物が厚く堆積している．長野県下の長野・松本・諏訪・伊那・飯山・白馬の各盆地は，周辺山地から運搬された堆積物で埋積されている．これら内陸盆地の堆積物の特徴は，総じて粗粒の堆積物からなり扇状地を形成している．盆地を埋積する扇状地堆積物は，更新世中期以降断続的に堆積しているが，これら粗粒堆積物は厚く，垂直的な岩相変化を詳しく追求することが困難である．垂直的な岩相変化を明らかにするためには，堆積速度の小さい細粒堆積物が好都合である．盆地内における後背湿地や湖沼成堆積物は，この研究に適した堆積物である．

北アルプスから流れ出す梓川や犀川支流の堆積物は，松本盆地を埋積しているが，これら粗粒堆積物の岩相変化を詳細に解明することは困難である．一方，長野盆地で最大規模の後背湿地である延徳低地には，犀川や千曲川流域の河川の細粒堆積物が連続的に堆積し，過去の歴史を記録する場所となっている．これらの堆積物の垂直的岩相変化と気候変動の関係を考察する．

2．気候変動と堆積物

最終氷期における気温低下により森林限界が下がることは，容易に想像される．最終氷期には少なくも現在より平均気温が 5° 以上低下した期間が長く続いた．その結果，現在中部山岳地域で標高 2500m付近にある森林限界は，標高 1500m付近まで 1000mほど下がったと推定される．現在標高 2500m以上の地域は面積的に狭いが，標高 1500m以上の地域となると極めて広域となる．この森林限界以上の高山帯は，岩石の凍結融解が盛んに行われ，機械的風化作用による砕屑物の供給が盛んな場所である．また，高山帯上限の雪線より上位では，雪食や氷食によって盛んに砕屑物が生産される環境にあった．

このような砕屑物の生産を物語るのは，これら砕屑物を浸食し河川によって運搬され盆地に堆積した堆積物の量と粒度である．扇状地を形成した粗粒堆積物の量は，扇状地の広がりや礫層の厚さから見て，最終氷期に著しく多かったことは明らかである．しかし，これら礫層の細分やそれらの年代決定は困難である．

3．延徳低地の堆積物

犀川や千曲川によって運ばれた砂や泥は長野盆地に運ばれ，氾濫原を形成した．長野盆地北部の延徳低地は，長野盆地で最大の後背湿地であり，洪水の常習地帯としての歴史を経てきた．この後背湿地における近年のボーリング柱状の岩相は，この地域が過去においても，現在と同様の環境が維持されてきたことを示した．また，堆積年代も AT 火山灰を挟み，^{14}C年代値から少なくも最終氷期以降の時代に連続的に堆積していることが明らかとなった．つまり，

この後背湿地に堆積している堆積物は，最終氷期以降における堆積物の垂直的な岩相変化の見られる極めて貴重な堆積物であることがわかった．

現在まで延徳低地では，ボーリングが各所で行われている．この地域は盆地内の他の場所に較べ地盤が軟弱なため，地盤の基礎調査に 50-70mの深いボーリングが必要である．これらのデータを用いて岩相変化を検討してみた．

低地下の堆積物は，泥炭・粘土・シルト・砂・砂礫などからなるが，どこでも細粒の堆積物が優勢である．これらの堆積物には，AT 火山灰層・浅間火山の軽石堆積物の一部（14000 年前，11000 年前）を挟み，泥炭による ^{14}C年代値も得られ，厚さ 60-70mの堆積物は約 5-6 万年前以降の堆積物であることが分かっている．

岩相は約 1 万年前を境にして大きく変化する．それ以前は砂・シルトなどの比較的粗粒の堆積物からなり時に砂礫層を挟むが，1 万年前以降は粘土・シルトを主体に明瞭な細粒堆積物からなり，泥炭層が厚く堆積するようになる．このような大きな岩相変化は，後背地の環境変化を示唆する．

4．他の内陸盆地の堆積物

諏訪湖の湖底堆積物は周辺山地から運ばれた比較的細粒な堆積物からなる．大嶋ほか（1997）により諏訪湖湖底堆積物は，約 18-19 万年前から堆積したことが明らかにされ，3 万年以降の堆積物については安間ほか（1990）によって報告されている．これらの成果をみると，諏訪湖においても 1 万年前ころを境にしてシルトや peat が堆積し細粒化が顕著になっている．

松本盆地に堆積した最終氷期の扇状地堆積物は，千石礫層・波田礫層・森口礫層であり，波田・森口礫層の分布が広い．また，やや小規模にこれらの扇状地の前面に完新世の扇状地が発達する（松本盆地団研，1977）．

伊那盆地では，最終氷期に大泉礫層・鳥居原礫層が木曽山脈の東麓に堆積し大規模な扇状地を形成した（松島，1995）．

5．気候変動に伴う山地環境の変化

以上のように，後背湿地や湖沼に堆積した堆積物の垂直的な岩相変化は，後背地からの砕屑物の供給状況を反映したものと考えることができる．最終氷期におけるより粗粒な砕屑物の供給は，山地の隆起運動が盛んになった影響であるとの考えもあるが，完新世における細粒な砕屑物の供給という明瞭な岩相変化が各地で一斉に生じている原因は，気候の変動に伴う後背地の山岳地域における，高山帯の拡大縮小による砕屑物の増加減少を，反映したものと考えることができる．