S-1　相模湾周辺の地震テクトニクスの枠組みと諸問題

石橋 克彦（神戸大学都市安全研究センター）

Katsuhiko ISHIBASHI: Framework of the Seismotectonics of the Sagami Bay Region and Related Problems

相模湾を中心とする南関東～伊豆地域の地震テクトニクス（造構論（＝テクトニクス）に密着した地震発生論）を検討するために，主として以下の事柄について議論したい．

1．フィリピン海プレートの形状と運動

フィリピン海プレートが湘南・三浦・房総の下へ沈み込んでいることと，伊豆大島がフィリピン海プレートの上に載っていることは，ほとんどの人が認めるだろう．問題は，両者の間の相模湾～相模灘で，フィリピン海プレートの沈み込み口がどこかということだが，相模トラフ中軸～足柄平野中央とする通説は多分正しくない．海底地形や地殻構造や震源分布からみて，実際は，石橋（1988）が推定したように相模トラフ南縁だろう（図1,4）．この点を認めるか否かが，当該地域の地震テクトニクスの大きな分かれ目である．一方，長期的にみた場合，伊豆半島がフィリピン海プレート北端部であって，その北方で沈み込みがほとんどおこなわれていないことも，多くの人が認めるだろう．そうであれば，上述の相模灘の沈み込み口の位置と考え合わせれば，フィリピン海プレートの中に南北性の裂け目（西相模湾断裂）があるという推定は，論理的な帰結である（図1,4）．フィリピン海プレートの南関東に対する相対運動については，下記の「真鶴プレート」の問題とも関連づけて考える必要がある．なお，伊豆半島東方沖の火山・地震活動は，ベンディングを起こしているフィリピン海プレートの沈み込み口付近を火山フロントが横切っているという，特殊な条件が関係していると考えられる．

2．プレート間巨大地震

フィリピン海プレートと南関東の陸のプレートの間でプレート間巨大地震が起こるという考えに立つ限り，その本質はプレート境界メガスラストのすべりであり，その意味では，1923年大正関東地震と1703年元禄関東地震は基本的に同じタイプだと考えられる．「大正型」「元禄型」といわれる違いは，上盤内の鴨川沖スラストが活動したか否かという二次的な問題にすぎないだろう．プレート境界メガスラストは1293年にも活動した可能性があり，15世紀や11世紀以前も歴史地震学的には活動がなかったとは言えない．つまり，プレート相対運動と1923・1703年の事例からは，プレート間関東巨大地震が200～300年ごとに発生すると推定されるが，歴史地震学からはこれは否定されない．

3．国府津・松田断層のテクトニックな意義と活動様式

山崎（1985）にしたがって，国府津・松田断層を，フィリピン海プレートの沈み込みに伴う上盤側付加体の発達過程における覆瓦断層とみなす（石橋，1988）．地震調査委員会（1997）によるこの断層の長期評価は，基本的に内陸の活断層と同じ扱いであり，テクトニックな意味を十分に検討していない点が問題である．地震発生様式と地殻変動の定量的モデルとして石橋（1992）のもの（図2）と山崎（1993）のもの（図3）があるが，前者は鴨宮面などを考慮していない点で，後者は理論上ありえない地震時地殻変動を仮定している（本断層の活動によって上盤が5m弱しか隆起しなくて下盤が5m強も沈降する）点で，ともに再検討が必要である．最も重要なのは，この断層が単独で大地震を起こせるのか，プレート間巨大地震の際でないとすべれないのか，を理解することだろう．

4．真鶴マイクロプレートは存在するか？

小山（1995）は，石橋（1988）の「西相模湾断裂」説を基本的に認めたうえで，その修正版を提案し，「真鶴マイクロプレート」を導入した．それによって，国府津・松田断層周辺のテクトニクスや大磯型・丹沢型地震の意味などに新たな視点が提供されて興味深いが，いくつか問題点がある．伊豆弧－本州弧の収束史を再検討する作業を通じて，妥当性を考えたい．

5．西相模湾断裂の繰り返しすべりとしての小田原地震

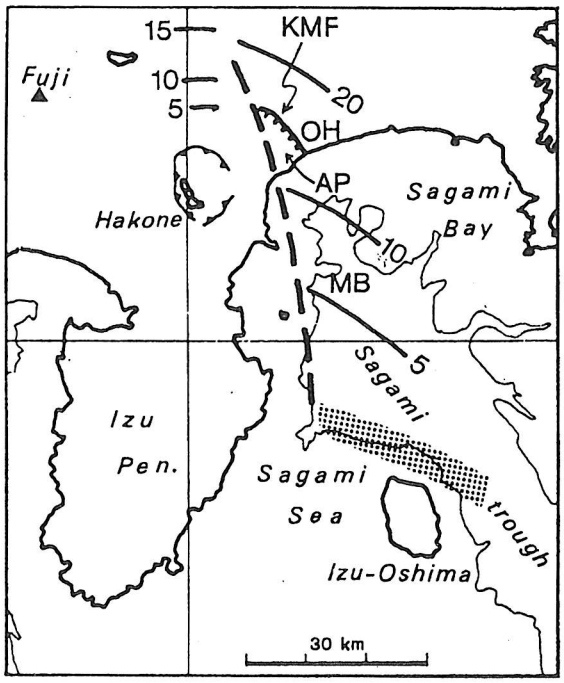


図1 国府津・松田断層（KMF），大磯丘陵（OH），足柄平野（AP）とその周辺．太破線は地下の西相模湾断裂の上端の地表投影（この位置で地表に現われているわけではない），断裂の両側の数字のついた実線は，東側が伊豆外弧スラブ上面の深さ，西側が伊豆内弧リソスフェア上面の深さ（数字の単位は km），砂目の太線は伊豆外弧リソスフェアが地下にもぐり込み始めるところ（以上は，石橋，1988 b，にもとづく）．海域のコンターは 1000 m の等深線．MB は真鶴海丘．　（石橋，1992）

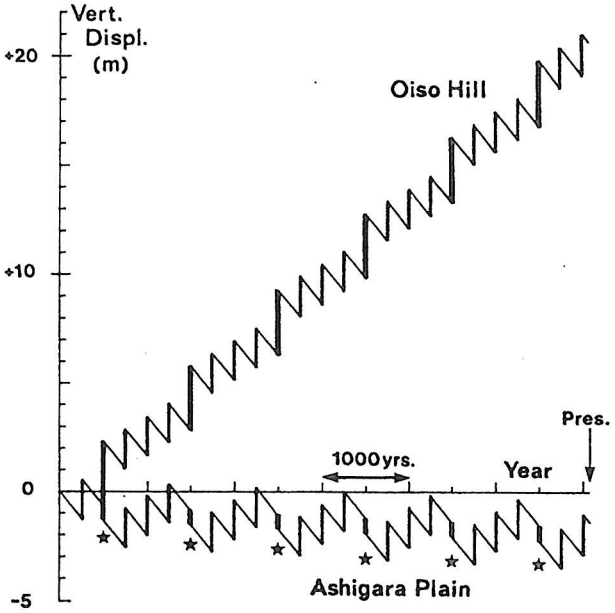


図2 大磯丘陵と足柄平野の最近6000年間の地殻上下変動の模式図．右下がりの細実線は地震間の経年的沈降，垂直の太実線は地震時の上下変動（上向きが隆起，下向きが沈降）．とくに太い線は KMF 型（星印）による変動を示す．地震発生の絶対年には意味がない．（石橋，1992）

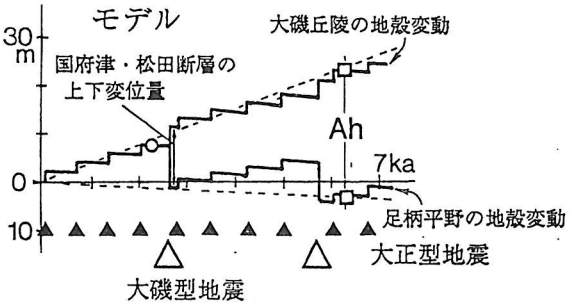


図3 大磯丘陵と足柄平野の完新世の地殻変動を，大磯型地震と大正型地震による地殻変動の重複によって説明する山崎（1993）のモデル．

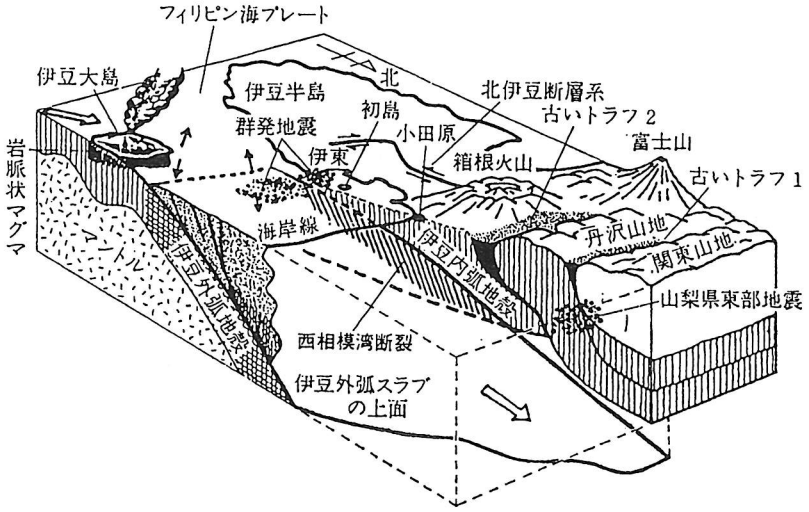


図 4　石橋（1988）による相模湾北西部のテクトニックモデル

S-2　相模湾北西部および周辺地域の地震・火山テクトニクス
―そして，それらの知識を防災にどう生かすか

小山真人（静岡大学教育学部）

Masato Koyama: Seismo- and volcano-tectonics in and around the northwestern Sagami Bay, Japan, and how shall we use our knowledge for disaster mitigation?

相模湾北西部および周辺地域の地震・火山テクトニクスに関する研究成果をレビューするとともに，研究成果を社会に還元する方法のひとつ（防災の考え方）についても議論する．

1．伊豆弧北端部における第四紀後期および現在のテクトニクス

伊豆弧の北端部にある伊豆半島とその周辺陸域・海域は，プレート境界付近に位置する活発な地殻活動・火山活動の場として知られている．伊豆弧北端部における現在および第四紀後期のテクトニクスは，伊豆弧と本州弧の衝突（あるいは浮揚性沈み込み），ならびに駿河・相模両トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込みという２つの現象の重畳によって大枠が支配されているとみられている．しかし，詳細なプレート幾何学や力学的状態，および具体的な個々の地学現象の位置づけについては，これまで数多くのモデルが提唱され，研究者間の議論が続けられてきた（小山，1994，地学雑誌）．

これまで提案された伊豆弧北端部のテクトニックモデルは，伊豆弧北端部を単一構造区とみなすモデル（モデル1），複数の構造区の集合体とみなし，構造区ごとにやや異なるテクトニクスを考えるモデル（モデル2），の２つに大きく区分できる．

モデル１の中には，相模・駿河両トラフでの沈み込みと，それにともなうプレートの曲りによる張力を重視するモデル（Nakamura et al., 1984, Bull.Geol.Soc.France），本州弧との衝突による圧縮力と，相模トラフから沈み込むプレートのスラブプルによる張力とがあいまってテクトニクスを支配するとみるモデル（Ukawa, 1991, JGR），の２種類がある．

モデル２の中には，伊豆半島の北部（北東部）と南部（南西部）で異なる構造区を考えるモデル（モデル2A，Somerville, 1978, 震研彙報；Ida, 1991, JPE など），伊豆半島を北北東―南南西に縦断する構造線の東西で異なる構造区を考えるモデル（モデル2B，星野，1984，第四紀研究；Tsukahara and Ikeda, 1987, Tectonophysics など），伊豆弧北端部を伊豆内弧と伊豆外弧の２つの構造区に分けるモデル（モデル2C，貝塚，1984，第四紀研究；石橋，1988，科学），東伊豆単成火山地域を地殻の拡大域，丹那断層とその北方延長を地殻拡大にともなうトランスフォーム断層としてとらえ，伊豆地塊北東部を一種のマイクロプレートとして考えるモデル（モデル2D，小山，1993，科学；山岡ほか，1994，地学雑誌）の４種類がある．

モデル2A は，調和的でない観測事実が多い点でやや問題がある．構造区分としては，モデル2B のものがモデル2A よりも確からしい．モデル2C は西相模湾断裂を重視した立場をとるが，断裂の存在そのものの是非・位置・形状に関しては様々な議論がある．

2．東伊豆単成火山地域の噴火史と地殻拡大

テフラ層序学的調査の結果，東伊豆単成火山地域は 0.15Ma 頃から噴火を始めたことがわか

り，およそ40の噴火割れ目＝岩脈火道が認定できた（小山ほか，1995，火山）．しかし，地下には噴火に結びつかなかったさらに多くの岩脈が潜在するとみられ，村誌・古老の談話等の史料から，1816年，1870年頃，1930年，そして1978年～現在とほぼ50～60年周期で伊東付近で群発地震（=マグマ貫入事件）が起きてきたらしい．仮に東伊豆単成火山地域の噴火史全体をつうじてこの貫入率が維持されたとすると，岩脈火道の多くは北西―南東走向をもつため，（岩脈1枚の幅を1mとして）岩脈貫入によって東伊豆地域は0.15Ma以来2.5～3km北東―南西方向に拡大したことになる．拡大速度は1.7～2cm／年である．

3．丹那断層の変位開始時期と変位速度

東伊豆地域の地殻拡大の結果生じた歪の一部は，東伊豆単成火山地域の北西縁を限る丹那断層（とその延長）の左横ずれ変位によってaccommodateされてきたと考えられる（小山，1993）．丹那盆地付近の丹那断層崖の西側台地上の堆積物のテフラ層序を調べると，およそ0.1Ma以前は湖成堆積物が主体を占め以後は陸成層のみとなることから，断層崖は0.1Ma以降に形成されたことがわかる．よって，丹那断層に沿う変位の大部分は東伊豆単成火山地域の活動期間中に生じたと考えられる．トレンチ調査からわかっている丹那断層の過去6000～7000年間の平均活動周期1000年と1930年北伊豆地震時の断層変位量2～3mから推定される丹那断層の左横ずれ変位速度は0.2～0.3cm／年であり，伊豆半島周辺のプレート力学境界域を構成する活断層に匹敵あるいは準ずる活動度である．東伊豆単成火山地域における地殻拡大の一部が丹那断層の変位として解消されているとみて矛盾しない．

4．国府津―松田断層周辺地域の変動開始時期

東伊豆単成火山地域の北東方には，国府津―松田断層をはじめとするプレート力学境界域を構成する活構造群が存在する．国府津―松田断層は0.3Ma頃から垂直変位を開始し，その北西側の松田山地域は0.15～0.1Ma頃から急激な隆起を始めた（Yamazaki, 1992，地調月報）．

5．伊豆地塊北東部はマイクロプレートか

東伊豆単成火山地域，丹那断層とその延長，国府津―松田断層とその延長，そして西相模湾断裂（石橋，1988）という4つの顕著な活構造帯によって区切られる伊豆地塊北東部は，マグマ貫入による東伊豆地域の地殻拡大が原因となって伊豆弧本体と独立の運動をはじめた一種のマイクロプレート（仮に真鶴マイクロプレート，以下MNZ）ではないだろうか．MNZの境界をなす東伊豆単成火山地域，丹那断層，国府津―松田断層周辺の地殻活動の活発化した時期が前述のようにほぼ同じ（0.3～0.1Ma）であることと，GPS等をもちいた最近の測地測量の結果は，この考えを支持するようにみえる．MNZは東北日本弧に対し伊豆弧本体よりもやや東よりの相対運動成分をもつことが，プレート相対運動の収支計算から予想できる．このことは，国府津―松田断層が（断層の走向と，東北日本弧に対する伊豆弧の相対運動方向とがほぼ同じであるにもかかわらず）顕著な逆断層成分をもつことと調和的である．

6．相模湾北西部の地震テクトニクス再考

MNZが存在するとした場合，未解決の問題の多かった相模湾北西部周辺の地震テクトニクスを新たな視点から見直すことが可能となる．

(1)「大磯型地震」(松田，1993，地学雑誌)は，東北日本弧下へのMNZの浮揚性沈み込みにともなって発生する地震であり，その結果として上盤側にあたる丹沢山地が隆起するという考えも成り立つ．大磯型地震の震源断層面上で生じる変位の一部は地表に達し，上盤内の覆瓦スラストである国府津—松田断層を変位させていると考えることができる．

(2) 東伊豆地域の地殻拡大によって生じるMNZの運動速度は，マグマ貫入事件の直後に速く，その後は緩和するだろう．もしMNZ底面の深度が10km程度より深い場合には，プレート幾何学から考えて，西相模湾断裂面上の地震性変位によって伊豆外弧とMNZ間のプレート相対運動が消化されることになる．その場合，地震発生時点における伊豆弧と東北日本弧に対するMNZの相対運動の大きさによっては，西相模湾断裂を震源断層として生じる小田原地震のメカニズムは必ずしも石橋(1988)の予想する左横ずれ逆断層型とはならず，右横ずれ型など他のメカニズムもあり得る．

7．火山噴火と地震の関連性

伊豆大島火山でおきる規模の大きな噴火は，西相模湾断裂を震源断層としてほぼ70年間隔で発生する小田原地震のテクトニクス的前兆のひとつと考えられている(石橋，1988；石橋，1994，岩波新書)．19世紀前半に起きたY 0.8噴火は，これまで対応関係が不明であった1853年嘉永小田原地震の前兆噴火と考えることができる(小山・早川，1996，地学雑誌)．

歴史時代の富士山噴火史と南海トラフ東部で生じるM 8クラスの地震との関連性について考察した結果，史料不十分で判断不能の1605年地震と1944年地震を除いた残りの11地震のすべてについて，時間的に近接して(±25年以内に)富士山の火山活動に何らかの変化が生じたとみられる(小山，1998，火山，印刷中)．また，相模トラフで生じる巨大地震も富士山の火山活動を変化させたようにみえる．さらに，宝永噴火時のように必ずしも地震後に火山活動の変化が生じるわけではなく，地震前に火山活動が変化するケースもあることがわかった．このことは，火山活動をトリガーするメカニズムを考える上で重要である．

8．「脅しの防災」から自然を愛でる文化の形成へ

以上のようなサイエンスの成果は，これまで単なる情報の形あるいは「だから要注意」という警告が付された形で，専門家自身から，あるいはマスメディアをつうじて一般市民に伝えられることが多かった．政治家や行政や学校教育従事者は，住民の防災意識や危機感を煽り維持させる手段として，そのような警告(あるいは他地域で起きた自然災害の惨状)を利用しがちであった．これを仮に「脅しの防災」と呼ぶことにしよう．

住民は「自分の理解や常識の及ばない恐ろしい災害」を恐れるあまり，一時的には身の回りの防災対策に励むことになる．地震・火山災害に対する対策がほとんどなされていない初期的状況では，「脅しの防災」はかなりの効果を示した．事実，静岡県や神奈川県西部における住民の自主防災もふくめた防災体制は，ここ十数年で飛躍的に進歩した．しかし，従来のように専門家・為政者・マスメディアが歩調を合わせて「脅しの防災」を安易に説くことは，そろそろ見直されなければならない時期に来ているのではないだろうか．

「脅しの防災」の欠点のひとつは，それによって得られる防災意識の風化速度が速いこと

である．人は誰しも恐怖や緊張を念頭に置き続けたくない．為政者と専門家は，悪く言えば「脅し」の手を変え品を変えて住民の防災意識を維持・継承させようとしてきたが，もう限界に来ている．かりに東海地震が現在想定されているＥ領域（浜名湖以東のプレート沈み込み帯）の単独破壊とならずに，２１世紀なかばに次の南海地震と同時に起きるシナリオとなった場合，静岡県民の防災意識をあと50年今のまま維持することはきわめて困難であろう．人間の自然な心の働きとして本来的に忘却されやすい恐怖や緊張をとどめようとするところに，当初から無理があったとも言える．そろそろ発想の仕方を変えてみてはどうだろうか．

また，従来の「脅しの防災」は，せいぜいＰ波とＳ波，本震と余震，地盤と震度の関係などについての必要最小限の「ハウツー的」あるいは「戦術的」学術知識を普及するだけにとどまることが多く，自然災害の本質についての根本的理解を前提としない点にも特徴があった．美しい山脈や丘陵や生命を育む平野が地震性地殻変動の賜物であることや，風光明媚な高原や豊かな土壌や温泉が火山の恵みであることを十分教えなかったし，自然現象の時間スケールが人間の感覚と大幅に異なることや，自然災害が悠久の大地の営みの中で起きるほんの一瞬の不幸な出来事であることもきちんと説いてきたとは言えないだろう．つまり，防災への動機は喚起しても，そこに魂を込めるという点で十分とは言えなかった．

防災にとってもっとも大切なことのひとつとして，自然災害全体を多角的にイメージし将来を予測する「想像力」がある（桑原，1997，科学）．このような「想像力」は，自然現象の本質についての正しい理解があってこそ鍛えられるが，「脅しの防災」が説いてきたものには実利的・近視眼的な知識やノウハウが多かった．繰り返される脅しに辟易した一般市民の間には，大地の営みを忌み嫌う風潮さえ生まれているようにみえる．防災あるいは防災教育・防災訓練という言葉自体に拒否反応を示す人々も多い．また，実際に自然災害に遭った場合，そのことが母なる自然の理の一面としてではなく，気まぐれな自然がなした不条理としてしか理解できないため，被災者は自分の不幸に意味を見いだせずにＰＴＳＤ（心的外傷ストレス）に苦しむことが多いという（桑原，1997）．

これからの地域防災の普及・教育は，「脅し」を中心に置いた従来の戦略を改め，自然への親しみや愛着を育てる教育の一環としておこなうべきだと考える．自然現象への深い愛着と理解を示す社会が地震や火山噴火の危機に直面しても，人々はみずからの知識の上に立って適切に判断・行動できるだろうし，学者や行政の発する情報も，誤解や社会不安を起こすことなくすみやかに伝達・理解されるだろう．また，平常時においても，おざなりの防災計画や災害対策事業は市民の支持を得られなくなるだろう．

日本の地震・火山防災にとって本当に必要なものは，地震や噴火の結果として生じた日本の自然を（危険を正しくわきまえながらも）愛で楽しむ文化ではないだろうか．このような文化には，脅しによる恐怖や緊張感とは違って，すこやかな継承性が宿っている．日本第四紀学会は，これまでの研究・普及活動の中で社会と真剣に向き合う姿勢を見せてきた（たとえば，日本第四紀学会編「百年・千年・万年後の日本の自然と人類」，古今書院）．地震・火山文化の形成において，第四紀学会が占める役割は小さくないだろう．

S-3　国府津・松田断層の活動史とテクトニクス

山崎晴雄（東京都立大）・水野清秀（地質調査所）

Haruo YAMAZAKI and Kiyohide MIZUNO: The Kozu-Matsuda fault, its behavior and tectonic significance in the Late Quaternary.

1.はじめに

相模湾周辺域の構造運動、地震・断層活動に関しては、現在、研究者の間には以下の2つに代表される大きな見解の相違がある。

1つは、プレート収斂運動に関係する相模湾の地震テクトニクスは1923年の関東地震を引き起こした運動がその代表であり、プレート収斂速度から見てこれは200年ほどの間隔で繰り返し発生する、というもので地震研究者に支持されている考えである。これによれば、国府津・松田断層の運動は関東地震タイプの活動の中で、数回に1回断層破断面が地表に姿を現すものと考えられる。

これに対し、関東地震の地震性地殻変動様式が、完新世海成段丘面の高度分布に認められる累積的な地殻変動と一致しないことから、相模湾周辺域には関東地震タイプとは異なる（例えば1703年元禄地震のような）地殻変動様式が重複して存在する、と言う考えが地形・地質研究者には支配的である。松田ほか(1974)はこの考えに立って内陸～沿岸域に国府津・松田断層の活動による大磯型地震の存在を推定した。

昨年8月、地震調査委員会は「現在を含む今後数百年以内に活動する可能性がある」という国府津・松田断層の長期評価結果を公表した。しかし、今後数十年という近い将来の活動性に関する受け止め方は、上記2つの立場によって大きく異なっている。そのため、防災に関わる行政もその対応に困惑しているという現状がある。

このようなことから本シンポジウムでは相模湾周辺地域の地震・火山・テクトニクスに関して、上記の2つの立場からの解説やコメントを行い、議論の相違点を明らかにして今後の問題点、論点を絞り込むことを目的にしている。とくに本論は、地形・地質学の立場から国府津・松田断層の活動史・運動の特徴・広域テクトニクスとの関連などについて第四紀地史データに基づいて論述する。

2.国府津・松田断層の特徴

この断層は相模トラフ北東縁の陸上延長部に位置し、隆起地塊の大磯丘陵と沈降域の足柄平野との間に延長11kmの直線的な地形境界(断層崖)を形成している。陸上の断層地形は短いが、類似の地形は相模トラフ沿いの海底に連続し、また、平野の北縁に沿って更に西に延びている。変位速度（上下成分のみ）は6300年前の汽水性Ah層準の変位から3.5m/千年、M2面（6万年前）から2.3m/千年が得られている。断層周辺では逆断層の小断層や北西軸の褶曲構造が認められ、北東圧縮の応力場が想定される。これはプレートの進行方向から想定される応力場とは大きく異なる。

大磯丘陵は中期更新世前半の沈降域が0.3Ma頃から徐々に隆起に転じた地域で、こ

の転換は国府津・松田断層の活動開始と関連している(Yamazaki, 1992)。伊豆半島を軸として対称の位置にある駿河トラフの北方延長域にも中期更新世に沈降から隆起に転じた丘陵群が存在し、その東縁は日本で最大級の活動度を持つ断層群に限られ、沈降性の低地と接している。このような活構造は伊豆半島の北側で駿河、相模の両トラフを繋ぐように配列しており(図-1)、前期更新世末の伊豆地塊の衝突以降、付加体の形成、沈降域の移動が陸域に生じていることを示している。山崎(1984)はこの地域の活断層群を、プレート境界そのものの現れではなく、プレート収斂に伴って付加体を変位させる覆瓦スラストと考えた。

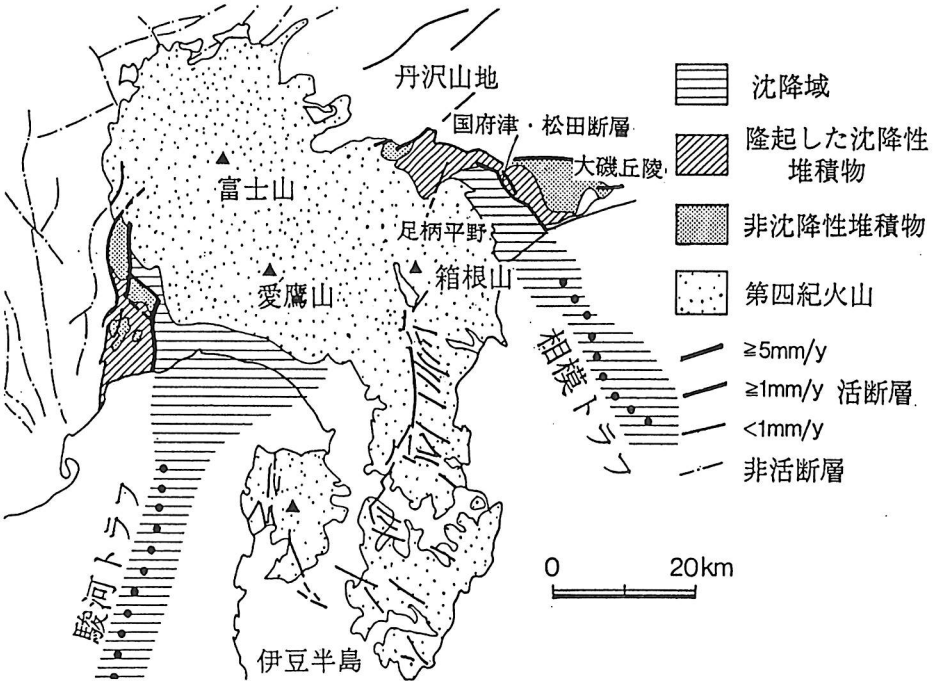


図-1:伊豆北縁の内陸プレート境界における地殻変動様式と活断層(Yamazaki, 1992)

3.国府津・松田断層の最近の活動史から求めた地震危険度評価

地震危険度評価のためには活動間隔と最終活動時期を知る必要がある。山崎(1985)は足柄平野の地形とその構成層の解析から完新世における足柄平野・大磯丘陵地域には、比較的間隔が短く上下変位のあまり大きくない（大正）関東地震タイプの地殻変動と、国府津・松田断層の運動による長間隔で大きな上下変位量をもつ、大磯型地震タイプの変動が重複していると予想した（図-2）。そして、最終活動時期を御殿場泥流流下（約2500年前）以前と推定した。

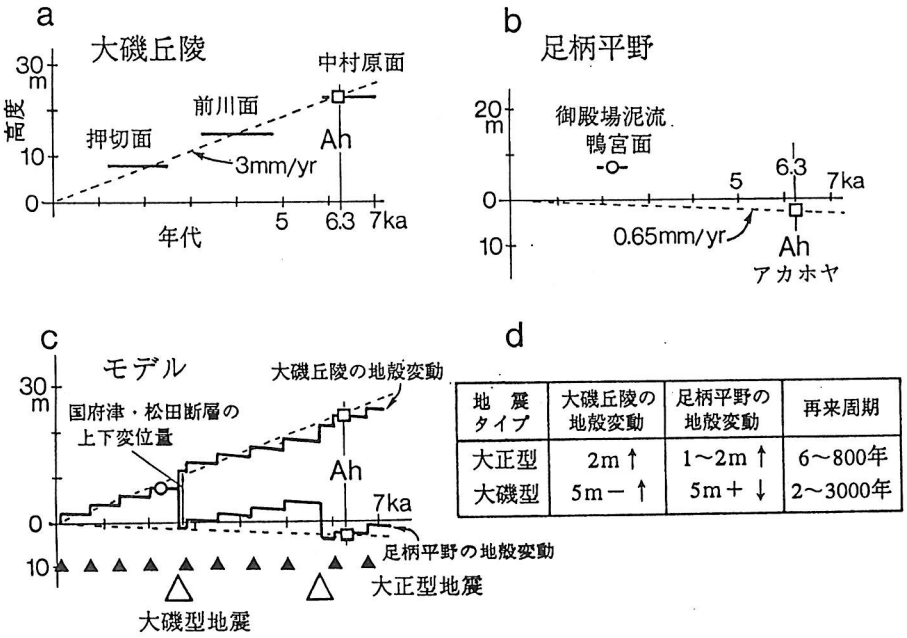
1995年から全国の主要活断層調査の一環としてこの断層についても、地質調査所によってトレンチ発掘を含む大規模調査が実施された（水野ほか, 1996など)。その結果、断層崖直下で実施した4箇所のトレンチの内3箇所で、約3000年前に大規模な崩壊や地割れ発生が起きていることがわかった。この時期は、鴨宮段丘構成層の珪藻化石分析で認められる、河成堆積物中に挟まれる汽水性堆積物の堆積時期（KgP軽石降下後、Znスコリア降下以前：約3000年前）と一致しており、断層の大変位による断層

崖の連続的な崩壊や、足柄平野の大規模な沈降を示すものと考えられる。これ以後、断層崖沿いには大きな変動は認められず、国府津・松田断層の最終活動時期は約3000年前と推定された。

活動間隔には直接的なデータはないが、Ah火山灰降下（6300年前）以降、大磯海岸の完新世段丘に地震性隆起の可能性のある段丘が2段存在する。これが国府津・松田断層の活動及び大磯丘陵の隆起で形成されたもので、6300年間に2回のイベントがあったとすると、活動間隔は約3000年と想定される。これから、同断層は最終活動以降の経過時間が再来間隔に匹敵する要注意断層と判断された。

なお、駿河トラフ側の富士川河口断層帯を構成する大宮断層で行われたトレンチ調査でも、急傾斜の断層崖下に断層活動を示すと思われる大規模な崩壊堆積物が認められた。その中にはKgPが含まれ、堆積物を覆って小田原側のZnスコリアとほぼ同時期の大沢スコリアが認められることから、約3000年前には富士川河口断層帯も国府津・松田断層とほぼ同時に活動したものと思われる。

崩壊堆積物は断層運動以外でも遠方の地震や豪雨等で発生する可能性があるので、断層運動の証拠にはならないという批判がある。これはその通りで、断層崖沿いの崩壊堆積物からのイベント認定には、近傍に地震性隆起と思われる段丘が存在すること、断層崖沿いで同時期の崩壊堆積物が複数確認できること、数m以上の単位変位を起こす能力を持つ活断層であることなどの傍証を固める必要がある。



地震タイプ	大磯丘陵の地殻変動	足柄平野の地殻変動	再来周期
大正型	2m↑	1～2m↑	6～800年
大磯型	5m－↑	5m＋↓	2～3000年

図-2:大磯型地震の発生モデルと活動様式 (Yamazaki, 1992)

4.広域テクトニクスとの関係

国府津・松田断層の運動と広域テクトニクスとの関連で重要な点は、丹沢山地の隆起との関わりである。1923年関東地震では丹沢山地域は沈降した。この山地は第四紀地史から見れば明らかに激しく隆起しているので、長期的な平均では関東地震に

よる沈降を上回る隆起運動が必要である。この場合、大磯型地震の震源域を松田・山北から丹沢山地の南縁沿いに西へ延ばすことで山地、とくに西丹沢を隆起させることができる。しかし、これが神縄断層かどうかは議論がある。また、この地域はプレート間のカップリングが強いため断層活動だけではなく、緩やかな定常的隆起運動によって歪みの解消を図っていることが考えられる。

もう一つの重要な問題は、国府津・松田断層はプレート収斂に関連する断層でありながら、なぜ3000年という長い活動間隔を示すかということである。これは小山（1995）の提示した伊豆バー北東端部のマイクロプレート運動によって説明できる。すなわち、この断層運動はマイクロプレートの北東進により引き起こされるもので、マイクロプレートの活動は北部でのカップリングが強いために低頻度になり、3000年程度の間隔を示すものと考えられる。本論ではマイクロプレート境界を大島から東に延ばし、房総南端以北の相模トラフ-国府津・松田断層をその北東境界と考えている（図-3）。この境界は、PHSの北端として挙動するときには関東地震タイプの活動を引き起こし、マイクロプレート北東端として活動するときには大磯型地震タイプの活動を行うのではなかろうか。マイクロプレートの最新の活動は3000年前に発生したものと思われる。

図-3:伊豆バー北東端部のマイクロプレート仮説（小山，1995の真鶴マイクロプレート説を改変）
プレート境界には3000年前に活動の集中期が認められる。

S-4　相模湾北部および周辺地域の地震活動

棚田俊收（神奈川県温泉地学研究所）

Toshikazu TANADA; The seismicity in and around Sagami bay

１．はじめに

相模湾北西部やその周辺、特に神奈川県西部地域は、近い将来発生するであろう「神奈川県西部地震」の予想震源域にあたり、今後の地震活動の推移が注目されているところである。

本発表では、相模湾北部と周辺の地震分布から、地震活動の地域性について説明する。神奈川県西部地域については、温泉地学研究所が決定した1990年以降の資料を、その他の地域については、気象庁や防災科学技術研究所の資料を用いた。

２．地震活動の概略

相模湾北部およびその周辺地域における震央分布は地域性がある。震源の深さが30km以浅では、神奈川・山梨県境から小田原、伊豆半島東方沖にかけて地震活動が高い。一方、相模湾北西部やトラフ沿い、神奈川県内の活断層周辺では、地震活動は現在のところ低い。

深さ方向では、深さ30km以浅の震源は、相模湾の西側で浅く、東側に深くなっている。この分布は、相模トラフから沈み込むフィリピン海プレートが蓄積する応力の状況をあらわしている。また、深さ100～150kmでは、東側から西側に向けて震源が深くなっている。これは、日本海溝から沈み込む太平洋プレートに伴って発生している地震である。

３．地震活動の高い地域

神奈川・山梨県境や伊豆半島東方沖は、関東近辺の中でも地震活動の活発な地域の一つで、過去にＭ６クラスの被害地震が起こっている。これらの地域ほど地震活動は高くはないが、小田原北部・南部や箱根地域でも微小地震がよく発生している（図１）。それぞれの特徴は次のとおりである。

(1) 神奈川・山梨県境

地震は、丹沢山地の西側、北緯35.5度、経度139.0度を中心に半径20km内、深さ約20～30km内に、塊状に分布している。この地震群は伊豆半島が陸側プレートに衝突しているために発生していると考えられている。

(2) 伊豆半島東方沖

伊豆半島東方沖では、深さ０～10kmで群発地震がたびたび発生している。この群発地震はマグマ活動と関連していると考えられている。

(3) 小田原北部・南部

小田原北部の地震は、小田原北部から丹沢山地南東部へ延びている。地震の深さは、10～20km内に集中している。震央は、神縄と国府津ー松田断層、伊勢原と鶴川断層の交点を結ぶ方向に連なっている。

小田原南部の地震は、箱根山体東側で、南北方向長さ10kmにわたって分布している。震源の深さは、15km前後である。同地域北端部内では、1990年マグニチュード5.1の地震が発生した。気象庁資料によると、同地域でマグニチュード５以上の地震は、1933（昭和８）年Ｍ5.2の地震以来であった。

(4) 箱　根

箱根の地震は、箱根カルデラ内で多く発生している。発生場所は、ほとんどが中央火口丘直下である。地震の深さは、ほかの地域と異なり、6kmより浅い。10kmより深いところでは、地震は発生していない。発生場所から、この地震は、「火山性地震」と呼ばれている。

同地域では1994年にマグニチュード4.8の地震が、箱根外輪山南縁と北伊豆断層系とが交差しているところで発生した。この地震活動は前震ー本震ー余震型で、従来の中央火口丘直下の群発地震とは、活動様式が異なっていた。関東大地震と北伊豆地震の余震を除くと、マグニチュード５以上の地震は、1920（大正９）年のマグニチュード5.1の地震以来、74年ぶりであった。

(5) その他の地域

神奈川県中部や北東部の地震群でも、ときどきマグニチュード３や４クラスの地震が発生している。

４．地震活動の低い地域

(1) 神奈川県内の活断層周辺

神奈川県内では、地形や地質から活断層の存在が、明瞭であるにもかかわらず、活断層沿いの地震活動は著しく低い。

国府津ー松田断層や神縄断層付近における当所地震観測網の検知能力はM1.0程度と考えられるが、断層付近に震源決定される規模の地震はほとんどない。また、当所では国府津ー松田断層と小田原の間で光波の連続観測を約４年間行っているが、現在のところ地震と結びつく変動は観測されていない。

(2) 相模湾北西部

相模湾北西部では、現在もマグニチュード２以上の地震発生頻度は低い。しかし、1996年以降、伊豆半島東方沖群発地震の震源域から染み出すように北緯35度線を越えて、地震が発生している。

(3) その他の地域

1930年北伊豆地震の震源断層となった丹那断層周辺や関東地震が発生した相模トラフ沿いは、現在のところ地震活動が低い。

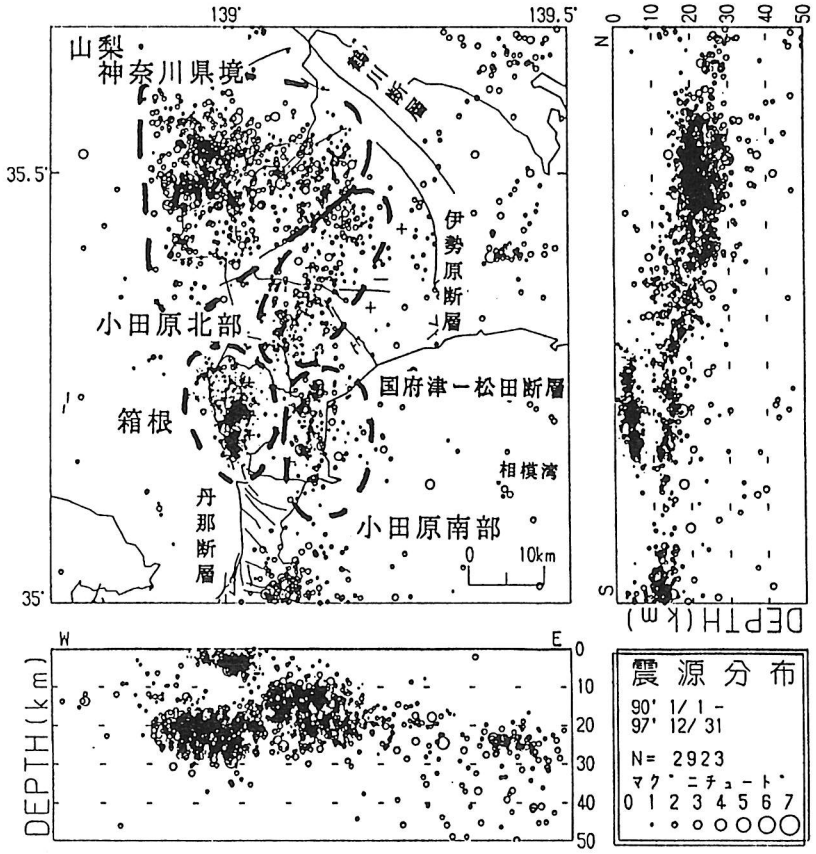


図１　県西部地域の震源分布（深さ０～50km）
震源は、温泉地学研究所資料による。

S-5

相模湾の海底地形と地質構造

加藤　茂（水路部）

Shigeru Kato: Submarine topography and geological structure of Sagami Bay

シンポジウム「相模湾周辺の地震・火山とテクトニクス」にあたり、海底地形・地質構造の観点からこれまでの調査研究を整理し、注目すべき海底地形/構造についてコメントする。

1.　これまでの相模湾の海底調査・研究

相模湾は首都圏に近いこともあり、海域の中では海底の調査研究データの豊富な海域である。陸域と比較すると海域のデータは、基本となる地形を把握するのにも長時間を必要とし、直接観察やサンプリングもきわめて困難である。従って緻密な観察や分析に基づく議論、たとえば時間的なデータが非常に少ない。反面、音波を介在とした探査や地磁気重力探査により海底下の広域的構造を比較的容易に知ることができるというメリットもある。これまでテクトニクスの観点から参考となる相模湾の海底に関する論文は次の通り。

歌代・岩渕は(1971,地学雑)：音波探査や地磁気異常データから湾全域の地質構造図を描く。加藤ほか(1983,水路部研報)：マルチチャンネル音波探査データから伊豆半島の基盤が北東に傾き下がる構造を示す。岩渕ほか(1991,海洋調査技術)：格子状に設定されたマルチチャンネル音波探査記録から三次元構造を示す。大河内(1990,地学雑)：膨大な音波探査データから湾全域の活構造等を解明。渡辺(1993,水路部研報)：サイドスキャンデータから湾北西部の微細地形を示す。Nishizawa et al.(1996, Physics Earth Planet. Inter.)：屈折法探査により三次元地殻構造を示す。沖野(1994, 水路部研報)：ロングオフセット及び Expanding Spread Profile 法音波探査により相模湾北西部の地殻構造を示す。

陸域に比べ、海底地形・地質構造の特徴は、堆積作用が卓越し、浸食による地形変化が少ないことである。従って、変動地形や火山地形が形成時のまま保存されやすいといえる。相模湾を含む地域のテクトニクスについては次のような議論がなされている。

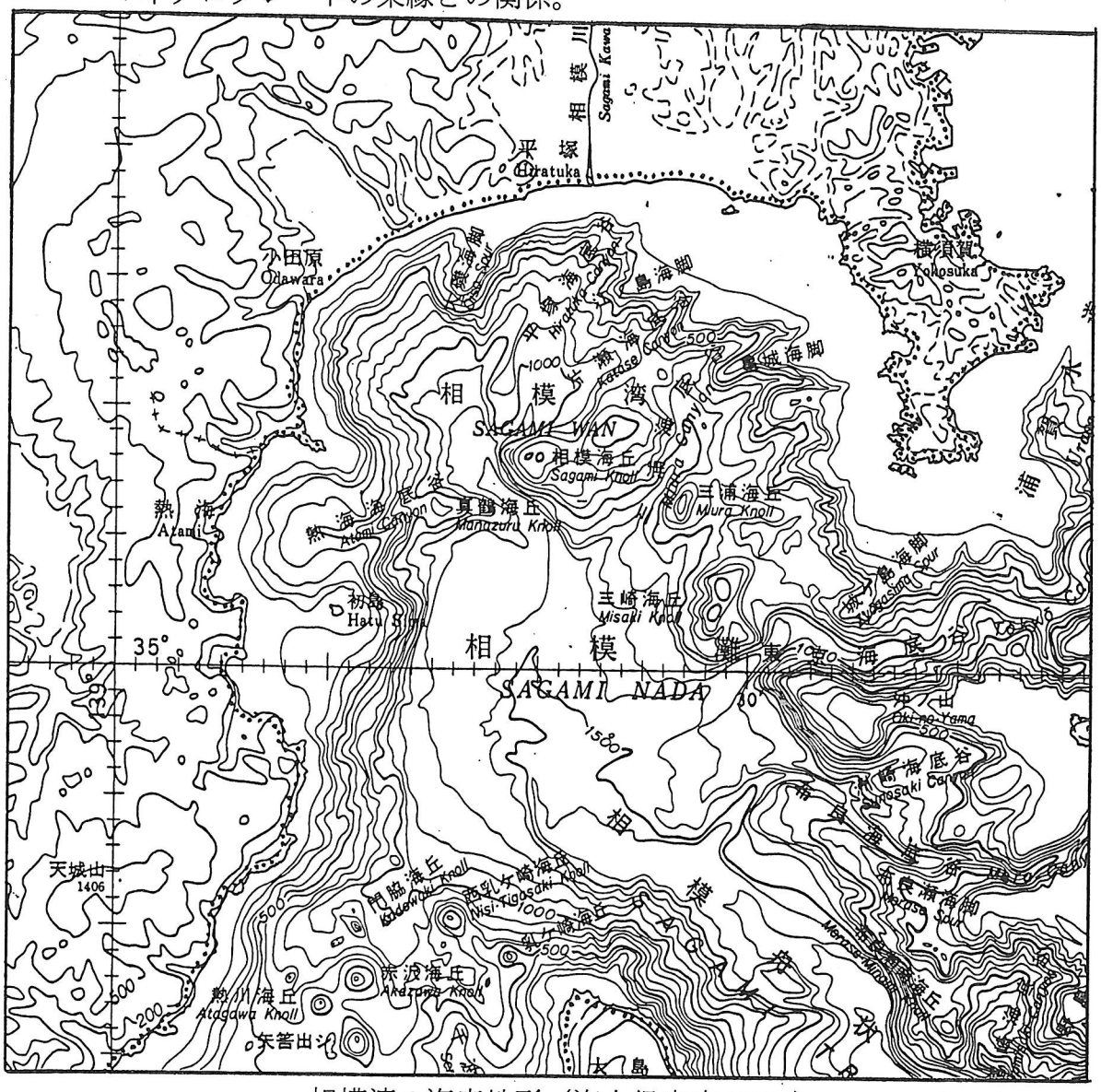
杉村(1972,科学)：フィリピン海プレートの北縁境界が相模トラフ軸にあることを指摘。中村・島崎(1981,科学)：相模湾のたがはずれた形態を持つ海丘列中央の海盆などをプレートの抜けだし(eduction)で説明。石橋(1988,科学)：フィリピン海プレート内断層であり、神奈川県西部地震の震源断層としての西相模湾断裂を提唱。大河内(1990,地学雑)：フィリピン海プレートの真鶴海丘南縁から沈み込みを指摘。小山(1993,科学)：東伊豆単成火山群の噴火史を解明し、丹那断層や西相模湾断裂で囲まれた真鶴マイクロプレートを提唱。

2.　テクトニクスから注目される相模湾の地形と構造

以上を踏まえ、相模湾の海底地形と地質構造のなかでテクトニクスから注目されるのは主に次の２点である。

(1) 大きな海盆の存在：伊豆半島の両側に八の字を描く駿河トラフはトラフ軸方向の帯状の地形を示すのに相模湾は複雑。衝突域ならば隆起すべきところ、これに反して湾中央に水深 1500m に達する海盆がなぜあるのか。この海盆には厚さ 3000m 以上の堆積層が認められている。

(2) 伊豆東方線の海底崖とそれを乱す真鶴海丘：伊豆東方線の急崖は内弧と外弧の境界。真鶴海丘は大磯丘陵や海丘列の一員。西相模湾断裂や真鶴マイクロプレートの東縁との関係。



相模湾の海底地形（海上保安庁,1994）

S-6　丹沢山地とその周辺地域の地殻変動とその意義

多田　堯（国土地理院）

Takashi Tada; Crustal deformation in and around the Tanzawa mountains and its geotectonic meanings

丹沢山地が第四紀を通じて平均2-4mm/年の速度で隆起していることは地形・地質学データから認められていることである。しかし、1923(大正12)年関東大地震ではおよそ80-100ｃｍ沈降している。大正型関東地震が繰り返し発生してきたと考えると、このままでは丹沢山地は低くなるばかりで、隆起の事実に反する。従って大正型関東地震が発生する間で丹沢山地は沈降量を上回って隆起する必然性がある。

丹沢山地を隆起させるプロセスには、

①丹沢山地を一気に隆起させる地震が発生する（仮想丹沢地震）

②非地震性の緩慢な隆起運動が起きている

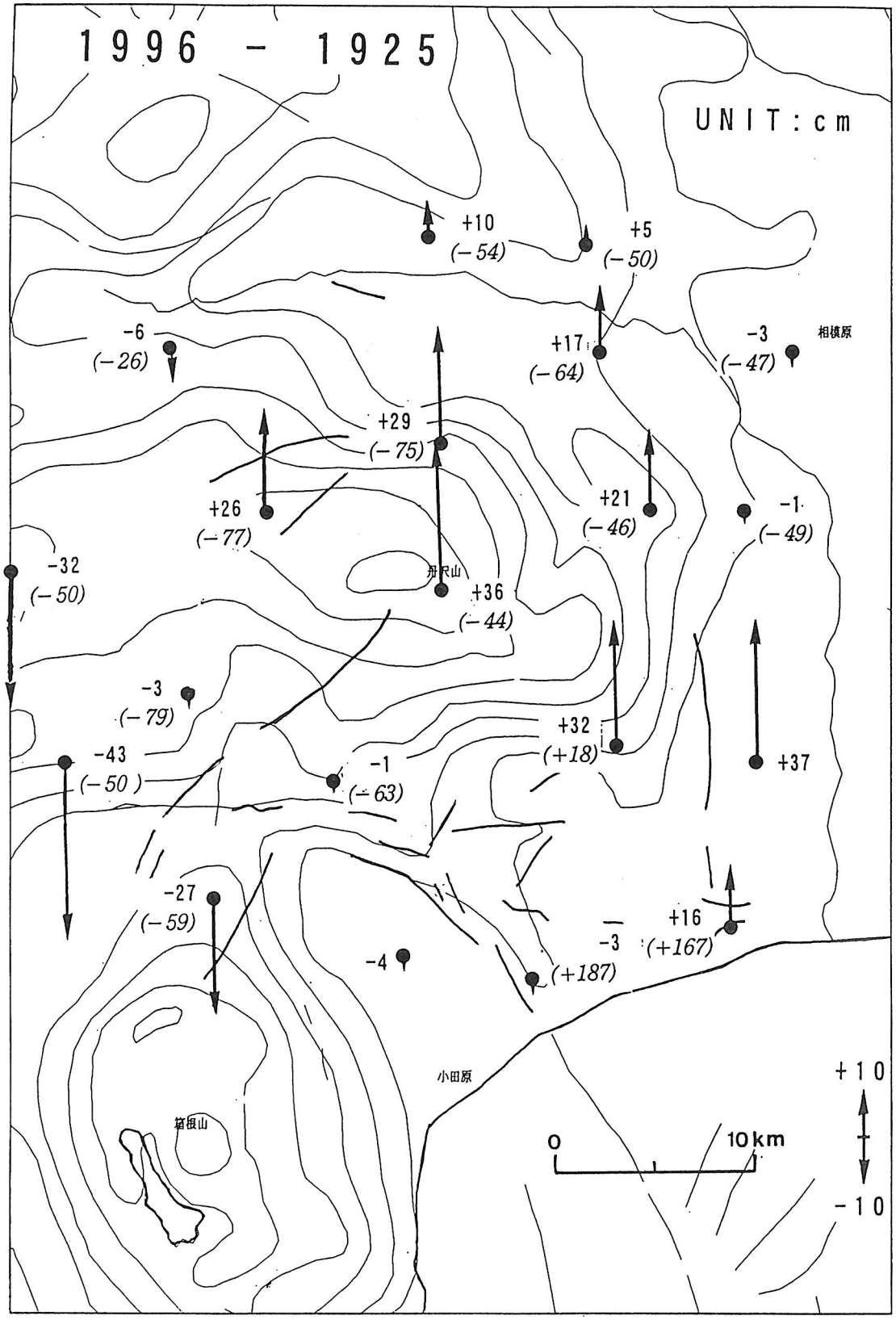
という二つの考えがある。1923年関東大地震以来70年が過ぎているが、この間に丹沢山地の高さに変化があったのかどうかを知れば、上記２説のどちらが正しいのかの判断材料になると考えられる。

1996年秋に丹沢山地においてGPSを用いて三角点の標高の測量を行った。基準とする測量は、震災翌年から本格化し、1925年に終了した関東大震災復旧測量である。二つの測量で得られたこの70年間の丹沢山地の地殻上下変動を第1図に示す（国土地理院,1997に加筆、修正）。東丹沢で平均30cm程度の隆起が観測された。山の高さの測量の精度は三角点間の距離が10km程度までなら10cm程度である。第1図からわかるように関東震災復旧測量の丹沢山地における三角点間距離は10km以下なので、当時の高さの測定精度は10cm程度であったと思われる。GPSによる高さ測量の精度は数cm程度であるから第1図の総合的な精度は10cm程度と考えてよい。従って今回観測された地殻変動は測量精度を上まっわて有意であるといえる。

1923年関東大地震の最大余震は1924年1月15日に丹沢山地を震源地として発生しているが、これは復旧測量前であるので、第1図の地殻変動は最大余震によるものではない。また関東大地震以降丹沢山地に地殻変動を生じさせるような大地震は発生していない。従って、第1図の地殻変動は非地震性の地殻変動であると結論される。東丹沢は少なくともこの70年間は4-5mm/年の速度で非地震的にゆっくりと隆起してきたとみなせる。

丹沢山地の隆起・沈降は大正型関東地震と仮想丹沢地震の発生間隔に関係している。大正型関東地震間の丹沢山地の平均的な隆起速度を上記の4-5mm/年とすると、大正型関東地震の再来間隔が地形屋さんがゆうように1000年前後であれば仮想丹沢地震は考えなくてもよいことになる。一方地震屋さんが主張するように大正型関東地震の再来間隔を200年程度とすると、M7程度の仮想丹沢地震が1000年ほどの再来間隔で発生することになる。大正型関東地震は歴史上1回しか知られていないので、再来間隔200年前後というのは説得力がないし、フィリピン海プレートの収束速度と上盤プレートとのカップリング状態を考慮すると、1000年程度の再来間隔は問題がある。最近大正型関東地震の再来間隔を500-600年とする説が唱えられているが（宍倉,1998）、これなら少し細工をすれば全ての辻褄を合わせることが可能になるのかもしれない。

丹沢山地の隆起が大地震に伴わないものであることは、70年間対応するような地震がなかったことから明らかである。しかしその間連続的な隆起であったのかどうかは必ずしも明確でない。この点に関しては連続観測による他に手段はない。最近3年間のGPS連続観測を整理した結果によると、丹沢山地は3-4mm/年の速度で隆起しているようである。丹沢山地は本当にずるずると隆起している可能性が高いと思われる。丹沢山地の隆起の原因は伊豆半島の本州弧への衝突であるといわれている。GPS連続観測による丹沢山地とその周辺地域の地殻水平変動についても言及する。



第1図　丹沢山地の地殻上下変動(1996-1925). 仮不動点:水準原点.

S-7 三浦半島の活断層に関する諸問題——とくに北武断層・武山断層の最近の調査と関連して——

太田陽子（専修大学）

Yoko OTA:Problems on Active Faults on the Miura Peninsula, South Kanto, Japan, with Special Refererence to Recent Studies on the Kitatake and Takeyama faults

1．はじめに：

三浦半島は，更新世後期の海成段丘群，それを縁どる完新世海進高頂期以降の段丘群，そして半島を横切る活断層群と，最近の活発な地殻変動を反映する変動地形の存在で特色づけられている．本地域の変動地形の研究は，フイリピン海プレート北端に近い場所でのテクトニクスの理解に加えて，首都圏の人口密集地域における地殻変動に伴う災害予測との関連からも重要である．本稿では，近年とくに密な調査が行われている北武・武山両活断層の特色と活動期に焦点をあてて，現在までの知見を整理し，問題点をさぐる．

2．活断層研究の概略：

三浦半島には，北から衣笠，北武，武山，南下浦，引橋の5活断層があり，これらはほぼ平行して北西西から南東東方向に半島を横切っている．これらの活断層群の第四紀後期における主な変位の向きは右横ずれで，谷や尾根の系統的オフセットが顕著である（Kaneko, 1969, 1872）．断層より上流の谷の長さが長いほど変位量が大きいことから，右横ずれの累積は明らかである（安藤，1972）．南下浦断層では第四紀後期に上下変位の向きが変わった（垣見ほか，1971）．その後，神奈川県の委託により太田ほか（1982）は三浦半島全域について大縮尺の活断層図を作成し，詳しい資料をまとめ，活動度がA級であると結論した．それに続いて，ボーリング調査による太田ほかの一連の研究（1991,1994），研究者または企業による活断層のトレンチ調査（佐藤ほか，1997；YRP，未公表），活断層詳細図の作成（渡辺，1990；太田・山下，1992），海域での活断層の発見（今泉ほか，1987）など，多くの成果が集積している．

1995年兵庫県南部地震以降は自治体による活断層の活動履歴調査が進行しており，多くの地点で新知見が得られた（北武断層については，神奈川県，1997；武山断層については横須賀市，1998；衣笠断層については現在調査中）．

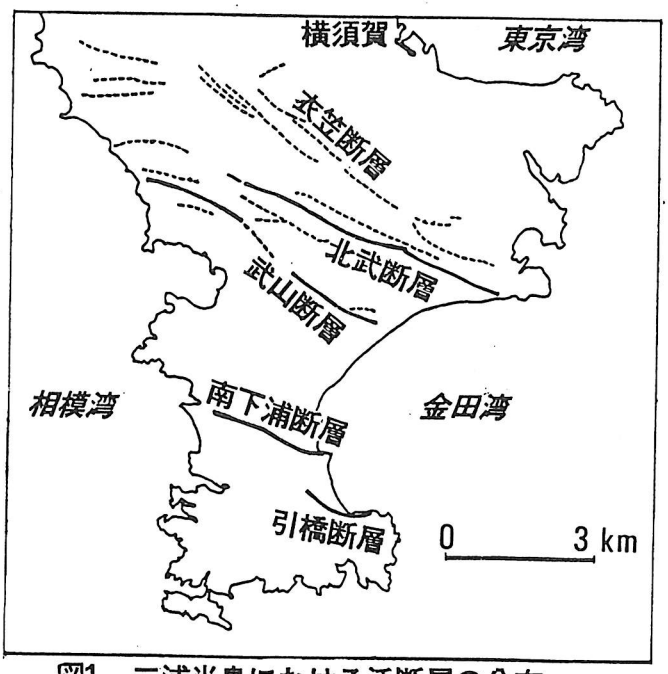


図1. 三浦半島における活断層の分布

活断層自体の調査に加えて，活断層の動きと関連すると思われる完新世海成段丘の高度分布についても知見が集積されている（例えば熊木，1982；松島，1984；太田ほか，1994；本シンポジウムの松島による発表参照）．

3．活断層の活動期：

活動期について情報が得られているのは，三浦半島の活断層群のうちではもっとも活動度の高い北武断層，武山断層で，すでに10地点での資料がある（図2，表1）．これらの資料から，活断層の活動期に関して以下のことがまとめられる．

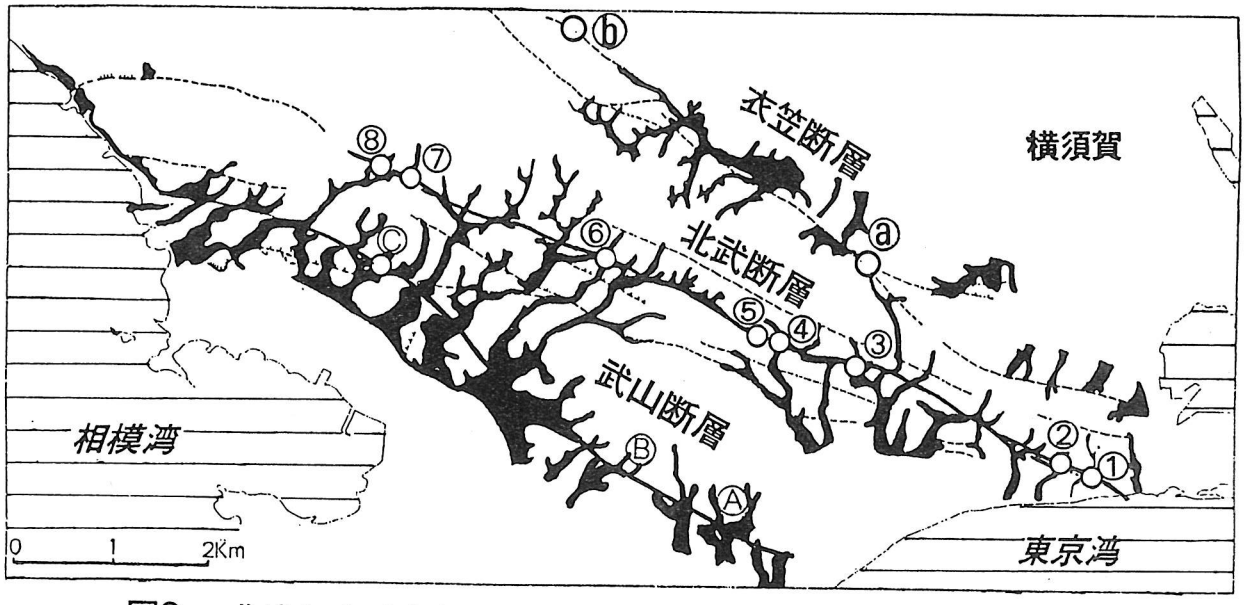


図2. 北武および武山断層でのトレンチ・ボーリング地点

表1. 北武，武山断層での断層活動期

		地点	調査方法	断層活動 最新活動期 (yBP)	断層活動 回数	再来間隔 (yr)	文献
北	E	①	トレンチ	1020-1540		1000-1500 ～2500	佐藤ほか:1997
武		②	ボーリング	1000-1500	8000年間に3～4回		太田ほか:1991
断		③～⑤	トレンチ	1400-1700			未発表(YRP)
		⑥	トレンチ	＞660			神奈川県:1996
層		⑦	トレンチ	1200-1400			神奈川県:1996
	W	⑧	トレンチ	＞3300			神奈川県:1994
武	E	A	トレンチ	2000-2200	5500年間に3回		横須賀市:1998
山		B	トレンチ	1600-2600		a v.2000	横須賀市:1998
断	W	C	トレンチ	断層なし			池田ほか:1995
層							

①北武断層では延長9 kmの範囲の7地点から最新活動期についての資料が得られた．地点6および8を除く北武断層の最新活動期は1000-1500～1400-1800 yBPの間に入り，同一時期の活動を記録しているとみなされる．しかし西端の地点8ではこの時期の活動は見られない．北武断層のトレースはこの地点から西では不明瞭になるので，最新活動で活動した断層西端は地点7にあったものと思われる．

②北武断層の再来間隔に関する資料はトレンチ調査からは得られていない．ボーリングによると，最近8000年に少なくとも3回，おそらく4回の活動が推定され，間隔は1000-1500～2500年となる（太田ほか，1991）．ボーリングによる推定は直接的ではないのでトレンチ調査より精度が劣るであろう．しかし，ボーリングによって得られた最新活動期がトレンチ調査の結果と矛盾していないから，この推定を妥当なものと考える．そうすると，北武断層では少なくとも一つのサイクルの半ば以上を経過しことになる．

③武山断層の津久井トレンチでは，最近約5500年の間に3回の活動が確認された．最新の活動は2000～2200 yBPである（図3）．この時期は，北武断層の最新活動期より明らかに古く，両断層が同時に活動したということはない．

④武山断層での最新活動期以前の活動期は，＞2200～＜4600，および4700～5300 yBPである．そのうち2番目の活動期については年代資料の制約によりかなり幅があるが，3回の活動がほぼ等間隔で起ったとは考えにくい．仮に平均再来間隔を求めると約2000年となり，最新活動期からみて，武山断層は要注意断層とみなされる．

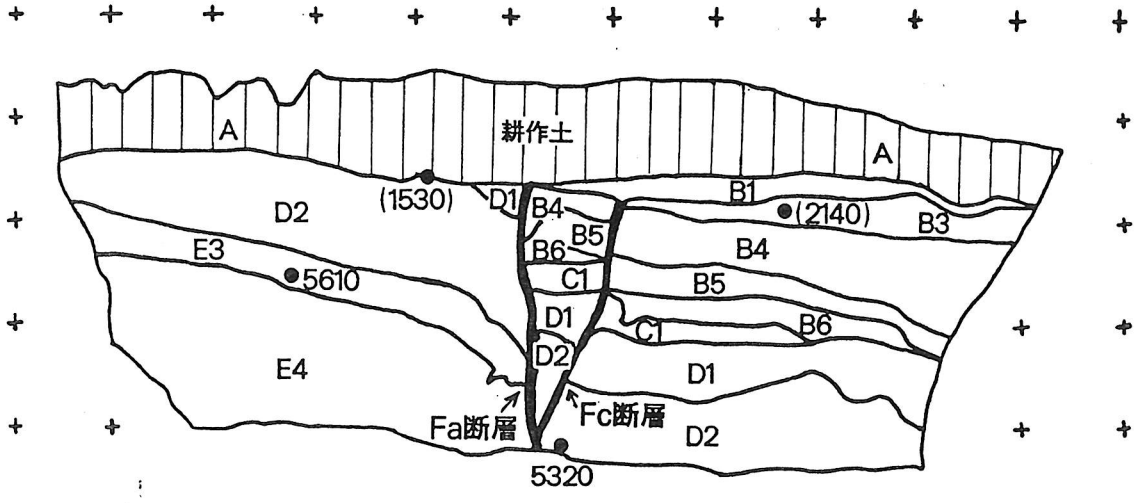


図3．津久井第2トレンチ東面略図（横須賀市，1998を簡略化）．
2本の断層Fa，Fcが見える．数字は層の^{14}C年代（yBP）．（）内の数字は西面から得られた年代．津久井トレンチの最新活動期は，第1，第2両トレンチを総合して，B2層（2180±）をきり，B3層（1960±，2010±）に覆われるので，2000～2200 yBPと推定．

4．断層の性質と単位変位量：

①断層のセンスは基本的には右横ずれであるが，トレンチ調査ではおもに横ずれにに付随する縦ずれから活動期や変位量が求められた．横ずれ断層の場合には断層面は一般に高角で，北武断層のYRPのトレンチ地点でも高角であった．しかし地点7のトレンチではかなり低角な逆断層であった．また武山断層でも断層a,bは高角であるが，cは逆断層であるなど，場所によっては圧縮の力が強く表現されている．

②津久井レンチの水平トレンチでの観察から求めた武山断層の右横ずれ量は2 m，北上りの量は40 cmであるが，これは2回の変位を記録している可能性がある．北武断層の地点7の資料によると，単位変位量は右ずれ60 cmである．本地点の地点7での単位変位量がやや小さいのは，活断層末端部に位置するためであろう．

5．問題点：

資料の集積が多いとはいえ，検討すべき問題は多い．以下に筆者が感じている問題点の二，三をあげる．

①三浦半島の活断層の活動はほかの断層（たとえば国府津・松田断層，あるいは海底のプレート境界または上盤側での逆断層）の活動とどのように関係するか（同時か，誘発されるか，全く無関係に独自なのかなど），あるいは近接する半島内の活断層相互の関係についての検討が必要である．今後，少なくとも衣笠断層と南下浦断層に関する情報を得ることが必要である．当然，これらの断層が地下でどのような関係にあるかも求められなければならない．

②完新世段丘の形成・変形にこれらの断層活動はどのような役割を果したのであろうか．3段に大別される完新世段丘は地震隆起を示すのかどうか，もしそうであるとすればどのタイプの地震（海溝性ないしは上盤側での逆断層か，陸上の上記の活断層かかなど）によるか，などの問題である．房総南端の段丘群は元禄地震タイプの間隔の長い地震と，大正地震タイプの短い間隔のものとの和としてとらえられ，大磯丘陵南縁の完新世段丘の形成は，おそらく国府津・松田断層の活動と関係するであろうが，その間にある三浦半島の完新世海成段丘の形成はどの断層によるものであろうか．また，完新世段丘の高度変化は，活断層の動きの真の性質を表現するのであろうか．例えば，北武断層東部では山地高度，谷底の高度からは北上りの動きが推定される．一方，完新世段丘の高度についていうと，断層の南で10 m余りに達するのに，北の「入」の低地でははるかに低い．横ずれに伴う縦ずれが場所ごとに，かつ時代ごとに異なることを考えると，かなり厳密な時間面ごとに上下変位を復元する必要がある．

付記：

引用文献リストは省略．本稿に用いた資料のうち，北武断層，YRPでの結果は発表準備中．北武断層および武山断層の活動期などに関しては神奈川県(1997)，横須賀市(1998)による．これらの調査の要点は関係者の連名で学術雑誌に公表の予定．なお，衣笠断層については5月下旬現在調査中で，新しい結果が得られれば発表の際に言及する．

S-8 沖積層に保存された相模湾周辺の古地震　ー津波堆積物の記録ー

藤原　治（動燃 東濃地科学センター）・増田富士雄・酒井哲弥（京大・院）・入月俊明（愛知教育大）・布施圭介（（株）大和地質）

O. Fujiwara, F. Masuda, T. Sakai, T. Irizuki and K, Fuse; Paleo-seismic record in the Holocene buried valley around the Sagami Bay - Tsunami deposits in the bay floor mud-

１．はじめに

相模湾周辺の地震性地殻変動の研究は，主に離水海岸地形に代表される変動地形を利用して行われてきた．しかし，地震時に海岸が必ず離水するとは限らず，また離水後の侵食のために，地形が過去の地震イベントを全て記録している訳ではない．このような記録を補う方法として，連続して堆積した地層から過去の地殻変動の履歴を解読することが考えられ，有力な方法の一つとして津波堆積物が提案されている．ここでは相模湾周辺を事例に検討を進めている津波堆積物の識別法，および地殻変動の解析法について紹介する．

２．調査地域と試料

房総半島南部の川沿いの露頭と，三浦半島および房総半島の沖積低地（図１）で掘削した６本のボーリングコアを対象とした．露頭とコアは，主に後氷期海進時に形成された内湾（溺れ谷）の湾奥や湾中央部に堆積した泥質の地層からなる．この地層の特徴の一つは，生痕化石が密集し自生の貝化石を含む均質な泥質層の間に，砂や礫の薄層あるいは貝化石片の濃集層を繰り返し挟むことである．

３．津波堆積物の識別法

(1) 岩相の記載：露頭やコアをネジリガマで削り，新鮮な面に霧吹きで水を吹きかけて色，岩相，粒度，侵食面の位置，堆積構造，化石の産状などを観察した．砂や礫の薄層は，多くの場合，上方へ細粒化する淘汰の悪い泥質砂層や砂質礫層からなり，他生の貝化石や粘土礫を多く含み，均質な泥質層を削り込んで覆う（図２）．平久里川のカキ礁には，礁が形成中に一度破壊されたことを示す侵食面が中部に認められる（図２；柱状図 23）．以上のことから，普段は細粒物質が静かに堆積する内湾に，混濁流（乱泥流）が繰り返し発生したことが推定される．露頭の一部の粗粒堆積層（後述するＴ２やＴ３など）では，海→陸方向と陸→海方向への両方の古流向が，貝化石の配列やラミナの傾斜方向から推定された（図２）．

(2) 年代測定：粗粒堆積層の上面から潜掘している自生の二枚貝化石を用いて年代を測定した．このような試料が得られない場合は，粗粒堆積層の上下で貝殻や木片を用いて年代測定を行い，その間の堆積速度を表す堆積曲線を作り，堆積曲線からの年代を内挿した（図３）．137 個の^{14}Ｃ年代測定値に基づいて，７枚の粗粒堆積層（Ｔ１～Ｔ７）が広域に対比できることが分かった（図２，図３）．特にＴ２～Ｔ５は，露頭で数百ｍにわたり断続的に追跡される．これら

は，相模湾周辺で広域かつ同時に混濁流を生じるイベントの発生を示す．堆積曲線の年代値の逆転やギャップからも混濁流の発生時期を推定できる（図３）．

(3) 化石分析：貝形虫化石と貝化石について，現在の内湾におけるデータとの比較から生息環境を代表する種群を認定した．前者は７つ，後者は４つの種群が認定された（図４）．砂層や礫層に含まれる化石は複数の種群が混在しており（図４），変質や破損し再堆積したと考えられる個体が多い．湾周辺から掘り出され，湾の奥や中央部に運び込まれたと考えられる．外洋水が内湾奥の汽水域へ流入したことが，Ｔ１とＴ２の貝形虫化石の特徴から推定される（図４）．

これらの堆積構造，^{14}Ｃ年代値，化石群は，湾周辺の侵食と削剥された堆積物の運搬が強い流れに起因することを示している．

(4) 段丘との対比：Ｔ１～Ｔ７の形成年代と，三浦半島・房総半島の完新世海岸段丘の離水時期を比較した（図５）．段丘の離水年代は既存データのコンパイルであり，δ^{13}Ｃは未補正である．AMS による 78 個の測定結果によると，調査地域におけるδ^{13}Ｃの平均値は-0.4‰である．δ^{13}Ｃ=-25‰への規格化を考慮すると，^{14}Ｃ年代値の補正値は約 390 年となる（年代が古く補正される）．この補正を考慮すると，Ｔ３～Ｔ７は，相対的海水準の急激な低下で示される海岸段丘の離水時期と年代が近似する．このことは，Ｔ３～Ｔ７が相模湾周辺で発生した巨大地震に起因する津波堆積物であることを強く示唆している．

Ｔ１，Ｔ２に対応する海岸段丘は現在のところ知られていない．この時期は海水面の上昇速度が大きく，多くの場合，当時の海岸線が水没しているからである．しかし，海側から陸側へ海水が流れていることや，相模湾周辺で広域に追跡されることを考慮すると，Ｔ１，Ｔ２も津波堆積物である可能性が高い．これらの津波は過去約 9,000 年間に 300 年から 1,700 年の間隔で発生した．

３．上下変動の解析法

三浦半島の海水準変動曲線（主に貝形虫化石の組成に基づく）は，東京湾奥の海水準変動曲線と一致しない部分がある（図６）．しかし，ユースタティックな海面変動は両地域で同じはずである．前者から後者を差し引くと，東京湾奥に対する三浦半島の上下変動が残る（図６）．この図からはＴ２，Ｔ３，Ｔ４の層準で三浦半島が東京湾奥に対して隆起したことが分かる．Ｔ３，Ｔ４はそれぞれ完新世海岸段丘の離水時期と一致する．

４．おわりに

地殻変動などの研究において内湾堆積物に含まれる砂層や礫層に注意が払われることは稀であった．本研究では堆積構造の詳細な観察，化石組成の分析，高密度の^{14}Ｃ年代測定によって，砂層や礫層の形成過程を明らかにできること，これらの粗粒堆積物の形成要因の一つが海底地震に伴う津波であり，地震の発生時期を推定する指標になる可能性のあることを示した．

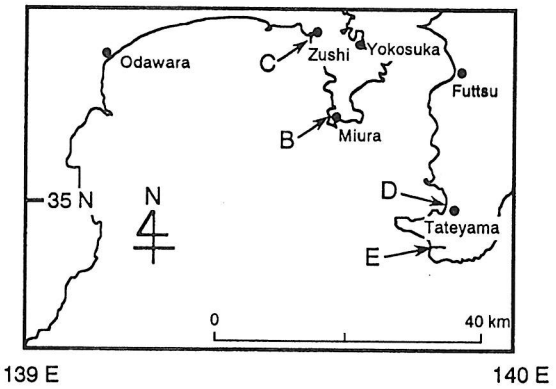


図１　位置図
露頭位置：Ｄ（平久里川），Ｅ（巴川）
ボーリング位置：Ｂ（ＭＢ１，２），
Ｃ（ＭＢ３），Ｄ（ＴＢ３－６）

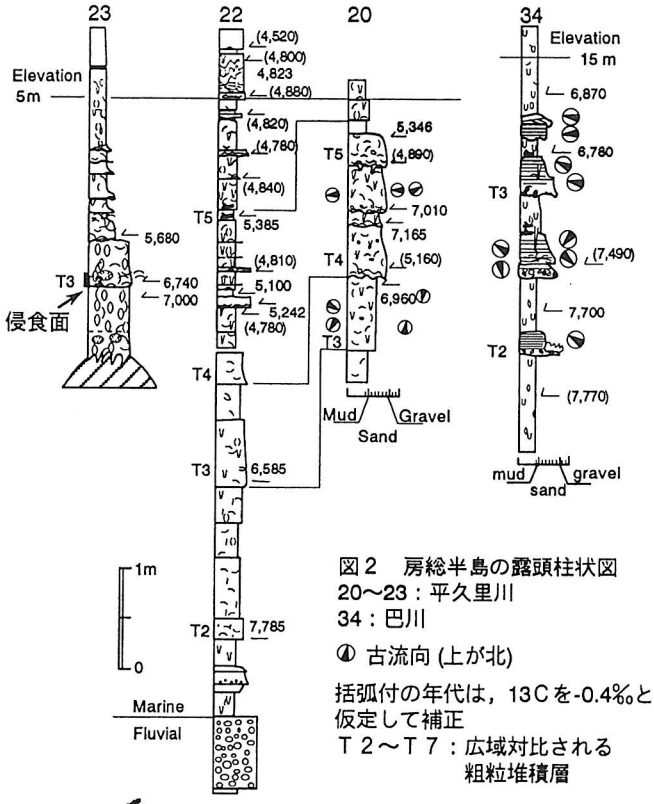


図２　房総半島の露頭柱状図
20～23：平久里川
34：巴川
◑ 古流向 (上が北)
括弧付の年代は，13Ｃを-0.4‰と仮定して補正
Ｔ２～Ｔ７：広域対比される粗粒堆積層

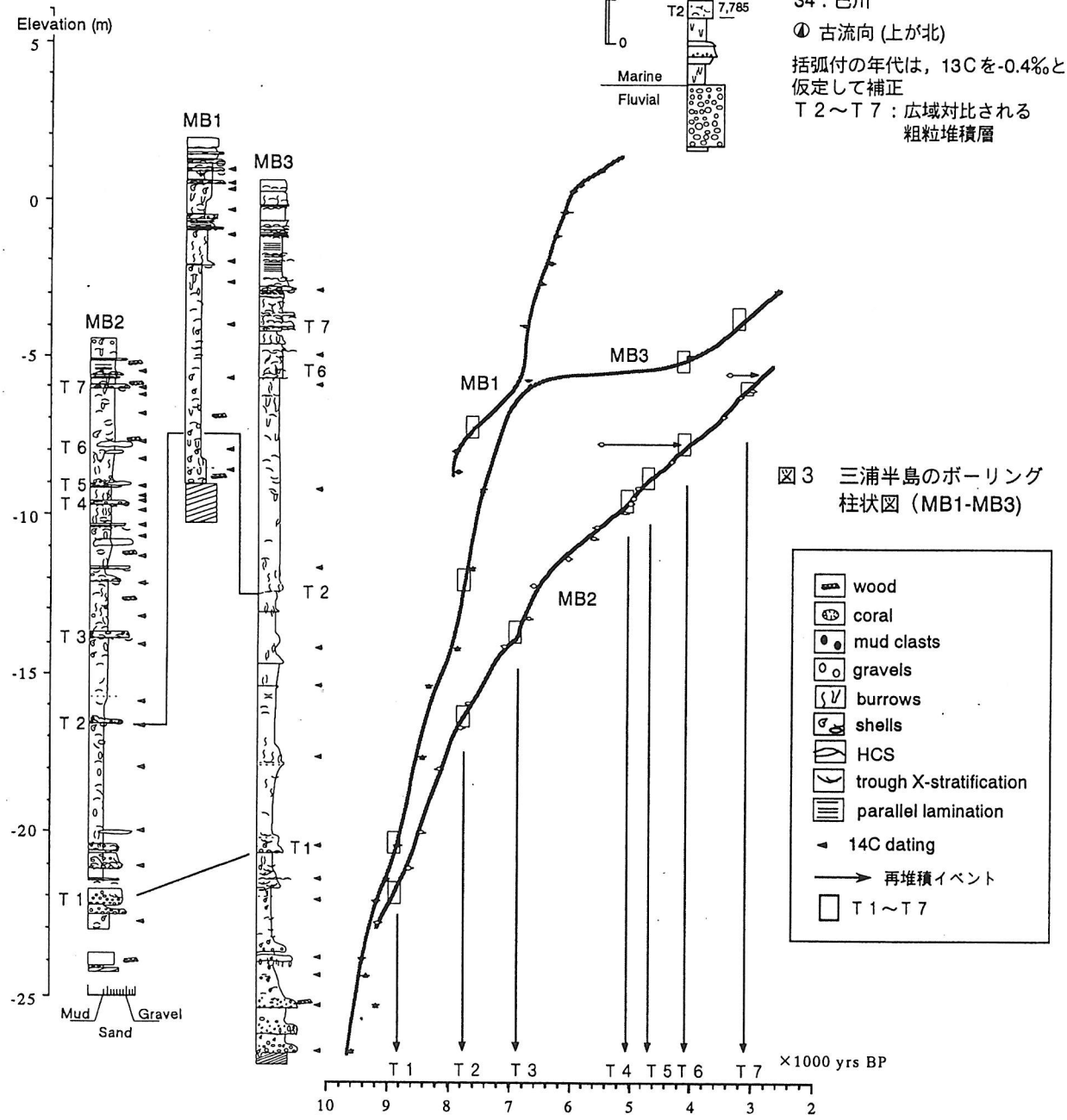


図３　三浦半島のボーリング柱状図（MB1-MB3)

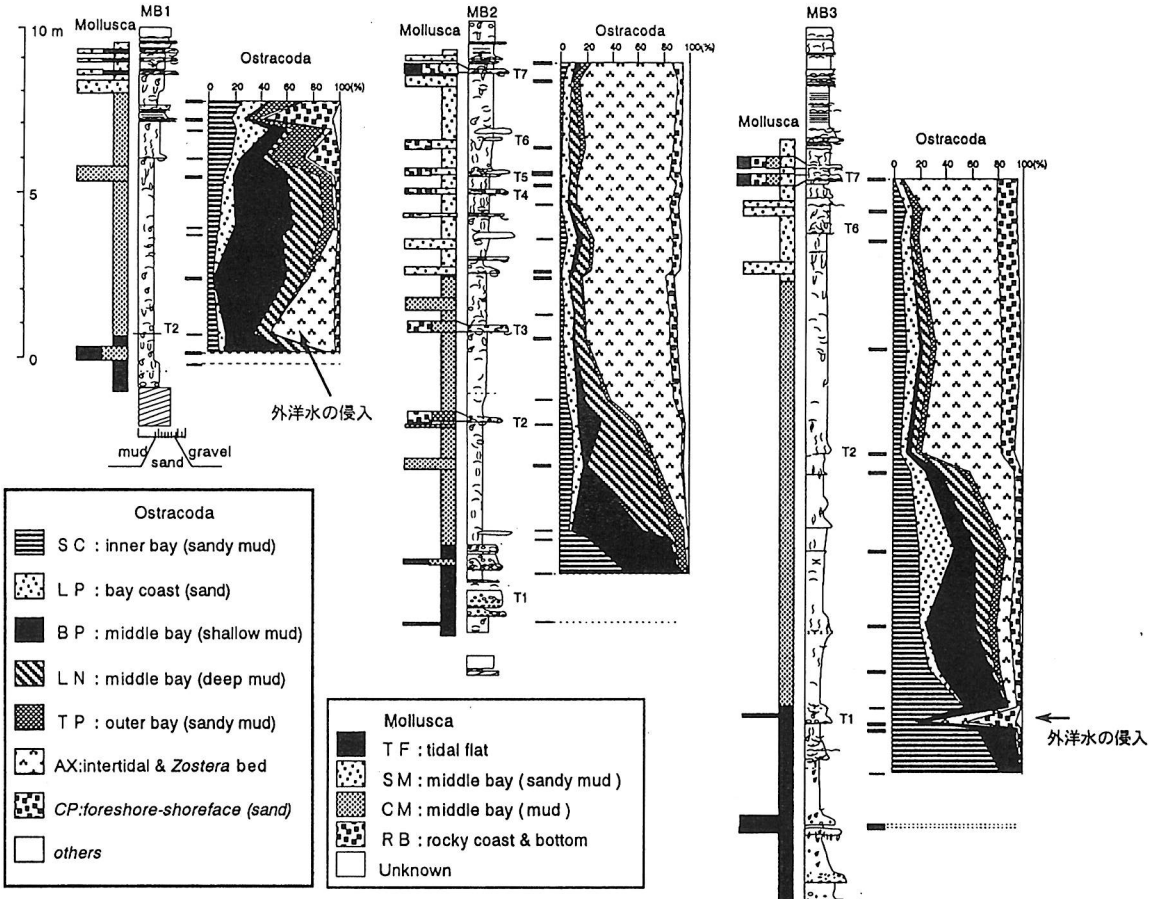
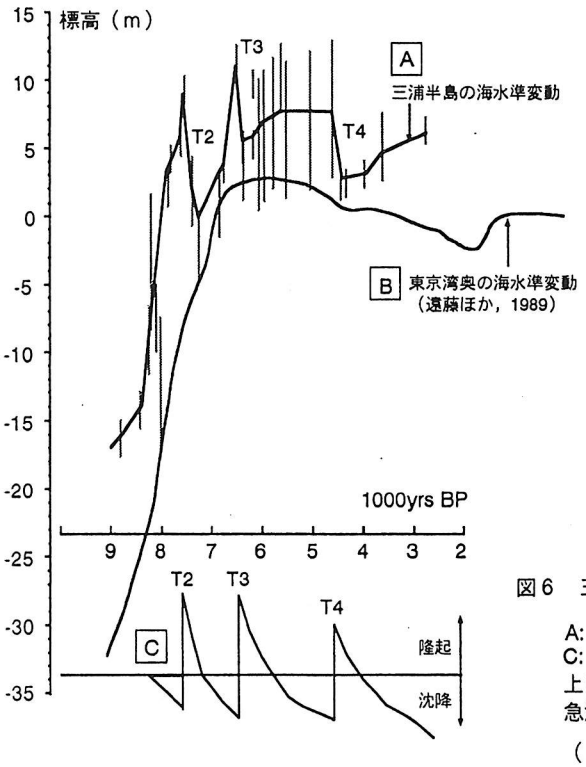


図4　ボーリングコアの化石組成



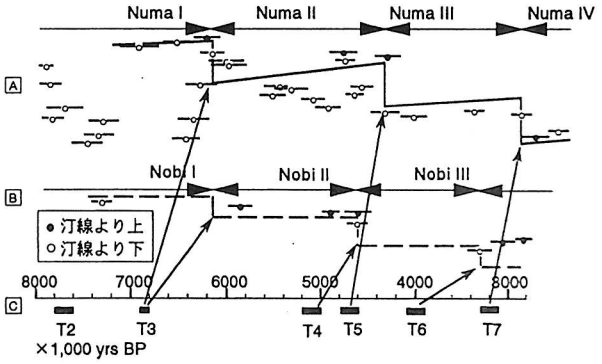


図5　Ｔ２～Ｔ７と段丘の離水時期との対比

A：中田ほか（1980）
B：Kumaki (1985), Yonekura (1975)
相対的な海水準変動を階段状の線で示す．
C：Ｔ２～Ｔ７の年代
　　13C補正を考慮すると，Ｔ３～Ｔ７は段丘の離水と対応する（矢印）．

図6　三浦半島南部の東京湾奥に対する上下変動

A: 縦線は化石から推定した水深の範囲
C: AからBを引いた残差．
上向きが隆起を示すよう位相を上下反転させた．
急激な隆起とその間の緩やかな沈降が見られる．

（δ13Cは未補正）

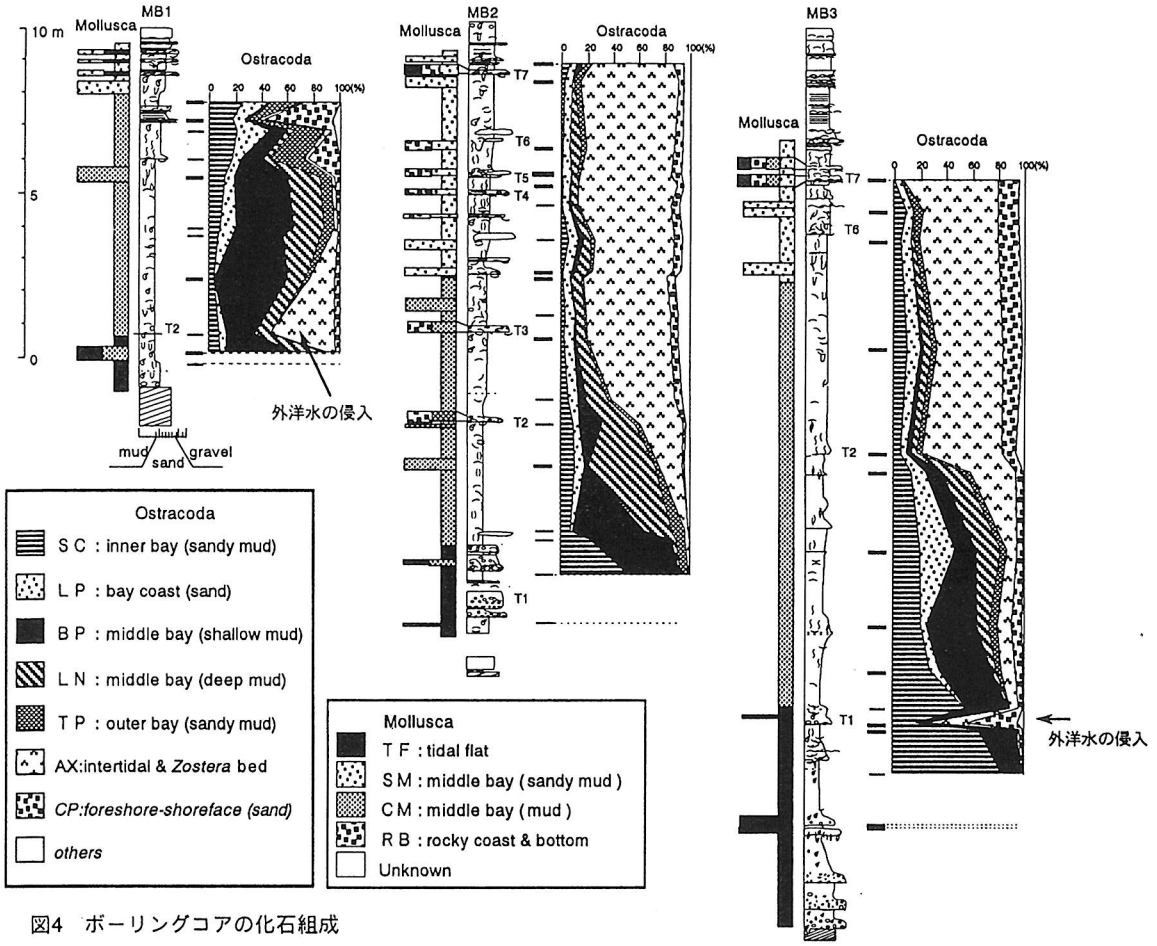
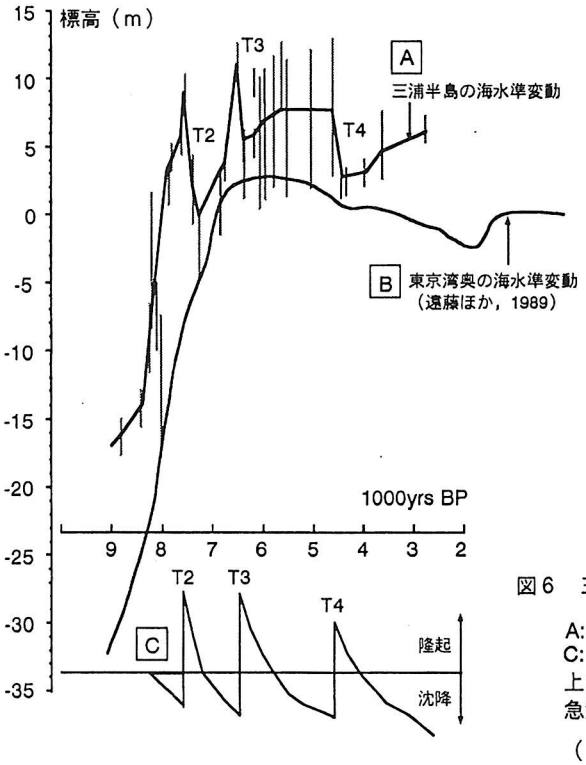


図4　ボーリングコアの化石組成



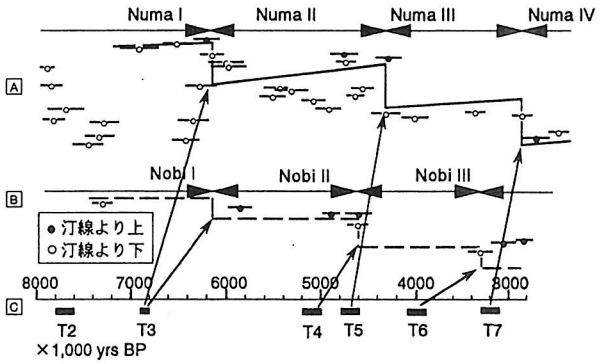


図5　Ｔ２～Ｔ７と段丘の離水時期との対比

A：中田ほか（1980）
B：Kumaki (1985), Yonekura (1975)
相対的な海水準変動を階段状の線で示す．
C：Ｔ２～Ｔ７の年代
　　13Ｃ補正を考慮すると，Ｔ３～Ｔ７は段丘の離水と対応する（矢印）．

図6　三浦半島南部の東京湾奥に対する上下変動

A: 縦線は化石から推定した水深の範囲
C: AからBを引いた残差．
上向きが隆起を示すよう位相を上下反転させた．
急激な隆起とその間の緩やかな沈降が見られる．

（δ13Cは未補正）

S-9　完新世海成堆積物からみた相模湾沿岸地域のネオテクトニクス

松島義章（神奈川県立生命の星・地球博物館）

Yoshiaki MATSUSHIMA: Neotectonics Deduced from Holocene Marine Sediments along the Coast of Sagami Bay, Central Japan

相模湾沿岸域は完新世においても地殻変動の極めて活発な地域で、３～４段の完新世段丘が形成されている。中でも大磯丘陵南西部と三浦半島は、房総半島南端部と共に海抜20mを越す完新世最高位海成段丘（いわゆる沼面）の発達することで知られる（米倉ほか,1968;中田ほか,1980;熊木,1981 など）。この“沼面”は南関東で広く対比が可能で、成瀬(1968)が最初に図示して以来、町田(1973)、松田ほか(1974)、Yonekura(1975)、熊木(1981)、国土地理院(1983)、松島(1984)などが示している。各々は新しい資料を加えて“沼面”の高度分布を表し、本地域の地殻変動の様式を論じてきた。その“沼面”の高度分布の特徴は、相模トラフに近い大磯丘陵南西部と房総半島南端部で高く、内陸の東京湾湾奥に向って低くなることである。その中で熊木(1981)と国土地理院(1983)は、“沼面”を含めた完新世段丘の高度分布が内陸で低くなる傾動に、西北西－東南東方向の波曲軸を持っていることを明らかにし、さらに本地域に見られる活断層によって段丘面が変位していることを指摘した。松島(1984)は、三浦半島や大磯丘陵南西部で縄文海進に伴い形成された内湾を復元し、それぞれの内湾の湾奥に残されている海進最盛期の汀線高度を求め、その高度の比較から、最高位海成段丘が狭い範囲でも変位していることを見出した。その結果、変位の程度は活断層に囲まれたブロックごとに異なり、地域ごとで変動様式が違い、その地域の地質構造に調和的であることを指摘した。

今回はその後、新たに得られた資料と再度の調査によって修正された資料を加えて、本地域の完新世最高位海成段丘を主体にそれより新しい海成段丘の変動について検討してみる。

１．相模湾東岸の三浦半島における海成層上限高度

本地域では海成層に埋積された溺れ谷が発達する。最も北に位置する古大船湾では海成層上限は湾央～湾奥で 4.5～５ｍを示し安定している。南接する古鎌倉湾では湾奥の鶴岡八幡宮で 8.4m、長谷大仏で８ｍ、湾最奥の雪ノ下で８ｍとなり古大船湾より３ｍ以上高い値を示す。古逗子湾では湾奥の池子で 7.8ｍ、東逗子で７ｍとなり古鎌倉湾よりやや低い値となる。これは鶴岡八幡宮付

近を最高の高度にして同心円状の低まりを示し、基盤の三浦層群のドーム構造に対応していると考えられる。葉山では古森戸湾が６ｍ、下山口が８～10.5ｍと高い値を示す。この高さの違いは森戸と下山口との間を通る衣笠断層の動きが関与しているものであろう。三浦半島中部から南部には半島を北西－南東方向に横断する５本の断層がある。北から衣笠、北武、武山、南下浦、引橋の断層である。南部の小和田湾は、このうち武山断層と南下浦断層に挟まれ地溝状に低い宮田台地の西縁辺部に位置する。湾奥の林は武山断層が通り、断層の南側付近が約５ｍと最も低く、それを取囲むように東側の三浦海岸沿いと、西側の相模湾沿いが外に向かって高い値となり、ほぼ南北方向の軸をもつベーズン構造を示す。これは岡ほか(1974)が明らかにしているこの付近の第四紀後期の段丘変形の様式と調和している。また、武山断層や南下浦断層では断層を挟んで数ｍの高度差が認められ、縄文海進最盛期以降もこれらの断層が活動していることを示す。南下浦断層より南側の地域では溺れ谷低地の発達が貧弱で、海進最盛期の汀線高度を示す資料が乏しかった。ところが最近この地域の海食洞穴調査などによって資料が増えたことと、さらに海進最盛期以降の資料も得られたことから、三浦海岸で明らかにされている３段の段丘との対比も可能となった。諸磯では谷奥で6900～6100年前の海成層が明らかになり、この時期の海面を示す穿穴貝による巣穴が10ｍの高さで見つかった（蟹江ほか,1989;1991）。三崎では約2000年前の弥生中期以降より利用された海食洞窟の上方崖面の 8.1ｍ付近に穿穴貝の巣穴群が確認されたことにより、本地域の海進最盛期の汀線が８～10ｍにあったことがいえる。本地域には数多くの海食洞窟の分布することが知られ、洞窟が利用されたのは弥生中期以降と考えられてきた（岡本ほか,1983)。ところが、間口東洞穴遺跡では弥生中期より古い縄文後期の遺物包含層が見つかった（川上ほか,1997)。これは海食洞窟が縄文後期以前に離水していたことを表す。さらに縄文後期の遺物包含層に覆われる海成層が 7.3ｍに分布し、その堆積年代は4000年前であった（野内・蟹江，1997）。これは野比Ⅱ面の離水に対応し、弥生中期以降の遺物包含層をもつ洞窟は、野比Ⅲ面の離水によって利用が可能になったことを示す。したがって、半島南端部でも３回の離水期を確認することができた。なお、城ヶ島で明らかにされている完新世段丘のⅠ、Ⅱ面（蟹江ほか,1989)は、それぞれ野比Ⅱ、Ⅲ面に対比される。

２．相模川低地奥部における海成層上限高度

本地域では1985年以降、海成沖積層調査があまり進展せず、新しい追加資料

がほとんどない。これまでの成果からみて海進最盛期の相模湾湾奥に残された海岸線を示す資料が、現海岸から約10km奥の伊勢原台地南縁から大磯丘陵北東縁に至る一帯で得られている（今永ほか,1982;松田ほか,1988;神奈川県,1997)。ここでは約6000年前の海成層上限高度が０～－２ｍに位置しており、相模トラフの北東側で最も低い値を示す。大磯丘陵南西部や三浦半島南部が著しい隆起地域であるのに比べて本地域は沈降域といえる。すなわち、相模湾沿岸では海進最盛期の海面高度が４～５ｍに位置していたと推定されていることからみて、本地域は約6000年前以降に概して沈降していたことを示す。町田(1973)は相模湾沿岸に発達する更新世後期の段丘の変形から導いた沈降帯、秦野－横浜線を指摘している。本地域は丁度この線上に位置することから、この変動が更新世後期から完新世の海進最盛期以降も継続していることを示唆する。なお、岡崎には清川村煤ヶ谷から平塚市南金目に至る伊勢原断層が位置する。この断層を挟んで海成層の上限が 1.6ｍの差異を生じ東の伊勢原台地側が高い（松田ほか,1988)。この高度差は、すくなくとも約6000年前以降の伊勢原断層の動きを反映している。

３．大磯丘陵南西部における海成層上限高度

大磯丘陵南西部には４段の完新世段丘が区分される。最高位の中村原面は形成年代から沼Ｉ面と対比される。その発達はよく、丘陵前面の海岸沿いに連続して分布するほか、押切川や葛川に沿って丘陵内部まで連続する。その高度分布は丘陵南西端のJR国府津駅付近が約30ｍと最も高く、東の大磯に向って徐々に高度を下げて約20ｍと低くなる。JR国府津駅付近から西側では、逆に西へ急激に低くなっており、JR国府津駅東方で曲隆する撓曲をつくる。この変形地形は国府津－松田断層の活動によるものである。国府津－松田断層の垂直変位量は、断層を挟んで西側の足柄平野の森戸川低地と押切川沿いで、中村原面を構成する海成層上限高度やその層準に介在するアカホヤ火山灰層の高度差から約22ｍであることが明らかにされている（松島,1982)。国府津－松田断層が約6300年間に約22ｍの変位を示し、平均変位速度が1000年あたり約 3.4ｍとなる。また、森戸川低地の海成層上限が－１～－２ｍにあることからみて、この地域は海進最盛期以降も沈降していたことを示す。

４．相模湾西岸の小田原から伊豆半島下田に至る地域の海成層上限高度

本地域は急峻な山地が海岸まで迫り、海岸低地は発達せず、海成層の埋積する溺れ谷がほとんど形成されてない。そのため三浦半島で明らかになったほど

多数の完新世の旧汀線を示す資料が得られていない。しかし最近の研究で伊東、下田、吉佐美、松崎などの伊豆半島沿岸域で、完新統の系統的な資料が得られている。それによると完新世海成層の上限の年代は、いずれも3000年前より若い値を示し、縄文海進最盛期の堆積物の上限が現海面下にあり、伊豆半島が完新世において本州の他の地域と全く異なる地殻変動をしていたことを表す。

すなわち、湯河原町吉浜では海成層の上限が－１ｍ付近にあり、その年代は約6100年前となり、現海面より低い位置に海進最盛期の汀線がみられ、沈降していることを示す（丹波ほか,1988)。伊東の大川低地では海成層の上限が０ｍにあり、その上位の泥炭が3900年前となる（田口,1993)。下田の稲生沢川流域では、海成層の上限は 1.4mでその年代は2400年前である（田口,1993)。半島南端の大賀茂川地域では海成層の上限が２～３ｍにあり、その年代が3000～2600年前、青野川では約２ｍ、約2000年前となる（太田ほか,1986)。さらに、半島西岸の松崎低地では海成層の上限が－５ｍと低い位置にあり、その年代が約4000年前となり、約6300年前のアカホヤ火山灰が－18mの層準に介在している（松原ほか,1986)。これらのことから伊豆半島は少くとも約3000年前までは沈降していたことを示す。沈降量は東海岸より西海岸の方がより大きく、北西または西方への傾動を表している。そのため伊豆半島では縄文海進最盛期の海水準を示す証拠を陸上より見つけることがない。したがって、縄文海進は半島北部では約4000年前まで、南部では3000～2000年前まで続いていた。その後、隆起に転じたと推定される。一方、半島南端部では離水した海食洞窟や岩礁に付着する生物遺骸の高度(2.7～ 2.3m,1.6m,1.1m）と、その年代（2800～2700年前,1500 ～1300年前,690年前）から、約3000年間に３回の間欠的な離水のあったことが明らかにされている（石橋ほか,1979)。この約3000年前以降の隆起については、地震によるものではないかという考えもできる。このような伊豆半島で確認された変動様式と全く異なる地域が、熱海沖に位置する初島である。ここでは３段の完新世段丘が発達し、高位面の年代は構成する巨礫層中の貝化石から約6700年前となり、沼Ｉ面に対比されることが分った（石橋ほか,1982)。その海成層上限高度は９ｍである。これより下位の２面の形成年代は明らかでない。しかし、３段の完新世段丘が分布し、しかも高位面が沼Ｉ面に対比されることから、伊豆半島沿岸と異なり、形態的にはむしろ相模トラフ北東側の大磯丘陵南西部や三浦半島の変動様式に似ている。

S-10 沖積層中にみられる古地震イベント堆積物について（コメント）

海津 正倫（名古屋大学）

Masatomo UMITSU: Tsunami deposits in the late Quaternary coastal sediments

1．はじめに

古地震のイベントは臨海部の地形や堆積物にその記録を残している．とくに，海岸付近の沖積地や沖積層，浅海堆積物にはそれらがさまざまな形で保存されており，それらの記録を解読することによって，過去の地震やそれに伴う地形・地質の変化，被害の状況を復元する手がかりを得ることができる．沖積低地や沖積層に見られる古地震のイベントとして，地盤の液状化に伴う地震痕について多くの報告が行われてきたが，近年，津波堆積物についても関心が寄せられ，Dawson，Atwater，Nelson などの研究をはじめ，我が国でも箕浦氏による一連の研究などが報告され，注目されつつある．

本稿では，藤原ほかの講演に対するコメントとして，沖積層中にみられる古地震イベントおよび津波堆積物について従来の研究をふまえて若干の検討を行う．

2. 古地震イベントと堆積物

津波によって堆積した堆積物には巨大な岩塊から極めて細粒の堆積物までさまざまなものが存在する．Young and Bryant (1992)は，オーストラリア南東部の海岸地域において数メートルに及ぶ砂岩の岩塊が 105 ka の大津波によって堆積したものである可能性を述べ，また，河名・中田(1994)は，琉球列島南部の海岸地域に分布する多数の石灰岩の岩塊が完新世の古地震によって堆積したものであることを明らかにしている．また，海洋地質の分野ではタービダイトに関する研究が古くから行われ，乱泥流を引き起こす原因の一つとして海底の地震活動が指摘されている．

これらの特徴ある堆積物に加え，古地震のイベントとして近年とくに注目されつつあるのが海岸域における沖積層中のイベント堆積物である．イベントを示す堆積物はその成因から大きく二つに分けることができる．一つは，地震動に伴う堆積物の２次的堆積で，他の一つは津波堆積物の１次的堆積である．上に述べた噴砂痕やタービダイトも前者の例として考えることができる．

3．沖積層中の古地震イベント

公文ほか（1990, 1993a, b）は，琵琶湖の湖底堆積物中に，泥層にはさまれた数枚の砂層およびシルト層が存在することに注目し，これらが上ほど細粒となる級化構造を示すこと，沖合いに向けて細粒となることに注目し，アカホヤ堆積以降 5 層の粗粒層が見られることから，これらの堆積物が約 1000 年に一度の古地震によって引き起こされた混濁流の堆積物であることを指摘した．

また，福沢ほか（1994）は，若狭湾南岸の水月湖の湖底堆積物を詳しく分析し，1662（寛文 2）年の地震に伴う淡水から汽水への環境変化を確認するとともに，この部分における堆積物の粗粒化とその上半部において粒子比重が極端に高くなる現象を指摘し，これが古地震にともなうタービダイト起源の堆積物で，タービダイトの上半部

に重厚物が濃集したことで粒子比重が高くなったことを指摘した.

いずれも，イベント堆積物は地震に伴う混濁流の堆積物が湖底の泥質堆積物をおおって堆積した砂層からなり，砂層中の堆積構造や堆積課程に特徴のあることが明らかにされた.

このような堆積物に対して，津波堆積物を直接的に認定する研究も進められている. アメリカ合衆国北西部の沿岸地域では Atwater や Nelson らによってエスチュアリー堆積物中の古地震イベントと津波堆積物が認定され，古地震の解明が行われている（Atwater, 1987, 1992; Nelson *et al.*, 1992, 1993; 太田ほか, 1995 a, b）. ここでは，ファンデフカプレートの沈み込みに伴ってひきおこされるエスチュアリーの堆積環境の変化と，顕著な津波堆積物が認定されている. 堆積物は泥質層を不整合におおう薄い砂層が特徴的であり，砂層の堆積構造は琵琶湖などにおけるのと同様に上方に向けて細粒化する級化構造をもっている. また，内陸側に向けて薄くなる傾向を持ち，数枚の砂層と泥質層との組み合わせおよびそれらの年代に同時性があることから，古地震イベントの繰り返しが明らかにされている.

一方，我が国では箕浦ほか（1987），Minoura *et al.*（1991, 1994a, b）などによって東北日本や日本海沿岸の沖積層中における津波堆積物が報告されている. これらの津波堆積物はいずれも通常の堆積物に比べて粗粒であり，しかも極めて短期間に堆積したこと，また，イベントがくり返し見られることなどが指摘された. とくに，箕浦ほか（1987）では，1983 年の日本海中部地震の際に青森県の十三湖に堆積した津波堆積物について詳しい検討が行われ，砂丘や砂州を越えて潟湖に堆積した津波堆積物について，その堆積学的特徴が明らかにされ，その特徴が過去の津波堆積物を認定する際に極めて有効であることが示されている.

4. 津波堆積物の認定に関する留意点

上に述べたように，古地震によって撹乱された堆積物や津波堆積物にはかなりの特徴が認められ,これを指標としてそれらの堆積物を認定し，古地震を復元することができる. これらのイベント堆積物に関してはその認定にあたっていくつか留意しなければならない点がある.

まず第 1 点として，イベントが空間的な広がりをもっているという点について注目する必要がある. 同一の地震によってひきおこされる津波の襲来は地域的な規模の違いはあるものの，その結果としての津波堆積物は局地的に見られるのではなく，かなりの地域的広がりを持って確認される. また，海との位置関係に応じた粒径の地域的変化や流向なども認められ，陸域では海側から陸側に向けて堆積物が細粒化する傾向を持つ. また，海岸線に直交する方向の流向が復元される場合もある.

このようなイベント堆積物の地域的特性と並んで注目されるのはイベント堆積物の同時性である. 古地震にともなう津波堆積物の堆積おいては広範な地域において同時に堆積した堆積物が存在するはずで，暴浪などに伴う堆積物と区別するためにはこの点からの検討も必要である. 堆積物の同時性の認定に関しては，地震の再来周期の違いにより検討される時間の精度が異なるが，一般には ^{14}C 年代測定結果に基づいて議論されることが多く，微量の試料で年代を測定することができる加速器は極めて有効な手段となる.

また，最も基本的かつ重要な問題は，津波堆積物そのものの認定である．このことにあたっては，堆積物の広域性，同時性などを傍証とするが，基本的な津波堆積物の堆積学的特徴，堆積構造の把握がまず行われなければならない．この点については実際に堆積した津波堆積物からの情報が重要であり，さまざまな事例から津波堆積物の特徴を把握し，津波堆積物認定のための指標を明らかにすることが必要とされる．この点で，実際の津波堆積物と過去の津波堆積物の諸特性を堆積学的観点から検討した箕浦の一連の研究は極めて重要である．

一般に，潟湖底や臨海部の湿地などに堆積した津波堆積物は通常の堆積物に比べて粗粒であり，上方に向けて細粒となる級化構造を持っている．箕浦ほか（1987）によると，津軽平野北端の十三湖と日本海との間に位置する砂州の堤間低地に発達する明神沼と前潟の堆積物では津波堆積物は通常の泥質堆積物に比べ，粒度のみならず色相にも大きな違いがあり，含水比率も大きく異なっている．これは，外部からの急激な堆積物の供給があり，通常とは異なる堆積過程がみられたことを示唆しており，堆積物の粒度組成からイベント堆積物の砂層は通常ではこの地点で堆積しない海浜砂であることが明らかにされている．

4. おわりに

以上のような，津波堆積物の特徴および堆積学的特性を前提として，堆積物から古地震イベントを解明することは極めて意義のあることで，本シンポジウムで報告された藤原論文の内容は，藤原ほか（1997）をさらに発展させたものであり，房総半島の例では隆起地域を調査地域としたことによって広い範囲にわたって堆積物を露頭観察され，津波堆積物の空間的広がりを把握する上でかなり有効な結果を得ている．さらに，多数の年代測定値を得ていることは，イベントの同時性を検討する上で信頼度をあげている．また，堆積物の特徴については，津波堆積物と波浪（暴浪）や洪水堆積物との区別を明確にする必要がある．この点に関しては，津波襲来時の海浜や砂堆の分布，入江の形態や低地の状態などの古地理をふまえた検討が必要であろう．これまでの多くの研究では，海岸に発達する砂堆の堆積物や海浜砂が背後に堆積している泥質層をおおって急激に堆積したという堆積構造を示す例が多いが，奥行のある溺れ谷の中での津波堆積物がどのような特性を持つのかに関してさらに検討する必要があるとおもわれる．

いずれにせよ，本研究は古地震に関する研究にとって極めて示唆に富むものであり，今後の更なる発展が期待される．

文　献

Atwater, B. F. (1987) Evidence for great Holocene earthquakes along outer coast of Washington State. Science, 236: 942-944.

Atwater, B. F. (1992) Geologic evidence for earthquakes during the past 2000 years along the Copalis River, south coastal Washington. J. Geophys. Res., 97: 1901-1919.

Atwater, B. F. and Yamaguchi, D. K. (1991) Sudden, probably coseismic submergence of Holocene trees and grass in coastal Washington State. Geology, 119: 706-709.

Dawson, A. G. Hindson, R. Andrade, C. Freitas, C., Parish, R. and Bateman, M. (1995) Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1 November AD 1755:

Boca do Rio, Algarve, Portugal. The Holocene, 5: 209-215.
藤原治・増田富士雄・酒井哲弥・布施圭介・斎藤晃（1997）房総半島南部の完新世津波堆積物と南関東の地震隆起との関係．第四紀研究，36: 73-86.
福沢仁之・小泉格・岡村真・安田喜憲（1994）福井県水月湖の完新世堆積物に記録された歴史時代の地震・洪水・人間活動イベント．地学雑誌，103: 127-139.
井内美郎・衣笠善博・公文富士夫・安松貞夫・中野聰志・志岐常正（1993）古地震の震度支持者としての琵琶湖タービダイト．地質学論集，39: 61-70.
河名俊男・中田高（1994）サンゴ質津波堆積物の年代から見た琉球列島南部周辺海域における後期完新世の津波発生時期．地学雑誌，103: 352-376.
公文富士夫・琵琶湖乱堆積団体研究グループ（1990）琵琶湖における乱堆積現象と古環境変遷．堆積学研究会報，32, 29-30.
公文富士夫・安松貞夫・井内美郎（1993）琵琶湖のタービダイトと古地震．月刊地球，1993-8: 118-122.
箕浦幸治・中谷周・佐藤裕（1987）湖沼底質堆積物中に記録された地震津波の痕跡―青森県市浦村十三付近の湖沼系の例―．地震，40: 183-196.
Minoura, K. and Nakata, T. (1994) Discovery of ancient tsunami deposit in coastal sequences of southwest japan: Verification of a large historic tsunami. The Island Arc, 3: 66-72.
Minoura, K., Nakaya, S. and Uchida, M. (1994) Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, northeast Japan. Sedimentary Geology, 89: 25-31.
Minoura, K. and Nakaya, S. (1991) Traces of tsunami preserved in intertidal lacustrine and marsh deposits: Some examples from northeast Japan. J. Geol., 99: 265-287.
Nelson, A R. and Kashima, K. (1993) Diatom zonation in southern Oregon tidal marshes relative to vascular plants, foraminifera, and sea level. J. Coastal Res., 9: 673-697.
Nelson, A R., Ota, Y., Stafford, T. W., Umitsu, M. Kashima, K. and Matsushima, Y. (1992) High-precision accelerator-mass-spectrometer radiocarbon dating of buried tidal-marsh soils - An aproach to estimating the frequency and coastal extent of subduction zone earthquakes in Oregon and Washington. In Weiss, A. J. complier: Proceedings of 19th Water Reactor Safety Meeting, U. S. Nuclear Regulatory Commission, Office of Nuclear Regulatory Research, NUREC/CP-0119: 261-276.
太田陽子・海津正倫（1995）アメリカ合衆国ワシントン州ナセル川河口付近における完新世堆積物の層序・年代と珪藻分析にもとづく古地震の復元．地学雑誌，104: 107-112.
太田陽子・Nelson, A.R.・海津正倫・鹿島薫・松島義章（1995）オレゴン州サウススルーの沖積低地の掘削調査に基づく完新世後期の古地震の復元．地学雑誌: 104, 94-106.
Young, R. W. and Bryant E. A. (1992) Catastrophic wave erosion on the southeastern coast of Australia: impact of Lanai tsunami ca 105 ka?. Geology, 20:199-202.

S-11　相模湾周辺の完新世海成段丘と地震性地殻変動

熊 木 洋 太（科学技術庁）

Yohta KUMAKI：Holocene terraces and seismic crustal deformations along the Sagami Bay

1　完新世段丘の意義

地震性の地殻上下変動が顕著な地域においては，完新世の段丘（特に海成段丘）の形成は地震時の隆起によるもので，その高度は地震時以後の隆起量を反映していると考えられている。更新世の段丘の場合は地形から個々の地震に対応する地殻変動まで識別することは通常困難であるが，約 6000 年前以降の海面変動が小さかった時期については個々の地震に対応した段丘を比較的容易に識別できる。条件が良ければ高い解像度で年代や高度を知ることができ，分布が広いことから地殻変動の面的な広がりを読みとることもできる。このため，地震テクトニクスにとって重要な情報を与える。

2　完新世段丘地形と地震

プレート境界である相模トラフ周辺の沿岸では，房総半島南部，三浦半島，大磯丘陵南縁部などで，約 6000 年前の完新世最高位段丘面とそれ以下計３～４段の完新世段丘が明瞭に識別できる。また，これらの地域では，いずれも相模トラフに震源を持つ 1703 年元禄関東地震と 1923 年大正関東地震の際にかなりの隆起が記録されている。

房総半島南部の明瞭な 4 段の完新世段丘から，約 6000 年前をはじめとして元禄関東地震以前に３回の元禄型関東地震があったことが判明している。さらに，元禄関東地震の震源域が大正関東地震の震源域からさらに南東側に広がっていることから，元禄型関東地震の地殻変動は大正型関東地震の地殻変動に元禄型地震特有の地殻変動が重なっているものとし，平均 600 年程度の間隔で大正型関東地震が発生してきた（そのうち３～４回に１回が元禄型となる）と考えると，完新世最高位段丘面の高度分布や，岩石海岸の小崖，おぼれ谷中の小段丘状地形，平野部における多数の砂州列の形成等，この地域の完新世の海岸地形の発達がうまく説明できる。最近，房総半島南部の西岸の一部（保田・岩井付近）で完新世段丘面の対比を修正すべき指摘がなされているが，これを考慮しても大きな変更は必要ないものと思われる。この考えの難点は，相模トラフに震源を持つ地震の再来間隔がプレート相対運動および元禄・大正関東地震の間隔から 200 ～ 300 年程度と考えられていること（石橋の発表を参照）に対しやや長いことと，逆に歴史地震の記録が知られていないことである。

完新世の地形・地質から地震や地殻変動を考察する際には，データの解像度が高いだけに，地震性地殻変動のサイクルとの関係を意識していなければならない。

例えば，政府の地震調査研究推進本部地震調査委員会（1997）が神縄・国府津－松田断層帯の評価において最新活動時期と活動間隔を推定する際，トレンチ調査の結果とともに完新世段丘面の数や高度が重要な役割を果たしたが，特に，長期的には沈降域であ

るはずの足柄平野で完新世後期の段丘面が隆起していることが，足柄平野を沈降させる国府津－松田断層の活動が近いと考えることの根拠の一つとなった（山崎・水野の発表を参照）。この段丘面では１サイクルの地震性地殻変動がまだ完了していないとしたわけであるが，判断によっては地殻変動速度の見積もりが大きく変わってしまうことに注意が必要である。

3　広域的な地殻変動

約 6000 年前の高海面期には，広く段丘面（完新世最高位段丘面）が形成された。この段丘地形や堆積物が示す当時の汀線の高度分布により，広域的な地殻変動を知ることができる（松島の発表を参照）。発表者はかつて南関東・東海地域のの旧汀線高度分布図を作成したことがある。相模トラフ以西はデータの密度が小さく，また全体にその後の諸調査により修正すべき部分が少なくないが，大局的な傾向は見ることができる。

これによると，相模トラフ・駿河トラフの陸上延長部で旧汀線高度が 30 m程度急変し，いずれも伊豆半島側が低い。また，相模トラフ以東と駿河トラフ以西では，トラフ軸に斜行する波曲（断層変位によるものを含む）が認められる。伊豆半島側では，データが少ないため不確実だが，西へ傾動しているように見える。離水が直接的には地震時の隆起によるとすれば，旧汀線の離水時期がどこでも同じというわけではないし，上述にように地震性地殻変動のサイクルの中の位置も一定ではないが，それらを踏まえた上で上記現象が説明できるテクトニクスを考えねばならない。

4　完新世段丘に基づく研究の問題点

元禄型関東地震については発生時可能予測モデルに当てはまるという指摘があるが，このような高精度の議論を検討するには，旧汀線の高度や離水年代の精度を高める必要がある。旧汀線の認定については，離水直前に海面すれすれまで海成層が堆積していた場所で海成層上限を押さえること，岩石海岸ではベンチ・プラットフォーム間の小崖にも注意しヤッコカンザシ化石などの旧汀線指標を活用すること，年代については補正された ^{14}Ｃ年代に基づくことなどが重要であろう。量的に小さいとはいえ，海面変動の効果の見積もりも古くからの問題である。しかし南関東では地形改変が著しく，地形から新しいデータは得るのは困難になりつつある。

新しい研究として，海成完新統中の津波堆積物の研究は注目される（藤原ほかの発表を参照）。6000 年前以前のデータも得られており，房総半島南部・三浦半島で推定されていた 7300 年前頃（未補正年代）の隆起とも対応しそうである。

三浦半島の完新世段丘がどのような地震に対応して形成されたのかはまだよくわかっていない。海溝の地震と活断層の活動の影響との組み合わせを考えるべきかもしれない（太田の発表を参照）。

このほか，地震考古学からの研究や海食洞の調査なども忘れてはならない。

また，平時の地殻変動の解明も重要である。この点で，国土地理院のＧＰＳ連続観測データの集積への期待は大きい（多田の発表を参照）。

S-12　神奈川県西部の遺跡から検出された地震の痕跡

上本進二（県立七里ガ浜高校）・上杉　陽（都留文科大学）

Shinji UEMOTO and Yo UESUGI : The Evidences of Earthquakes on the Archaeological Sites on West Part of Kanagawa Prefecture.

1．国府津・松田断層地域の地震遺跡と地震発生時期

千代台地３遺跡（南原遺跡・高田宮町遺跡・県道成田下曽我線遺跡）と第一東海自動車道遺跡群矢頭遺跡などから検出された被覆層を切る地割れ（数 10cm 程度の変位量を伴ういわゆる断層も含む），噴砂等の地震跡の形成年代は，①約 5000 年前，② 2800 ～ 3000 年前，③縄文晩期～弥生時代の海進～ S-24-2（弥生時代中期）降下以前，④古墳時代後期～奈良時代の AD550 ～ 750 年，⑤宝永スコリア降下後（1853 年の可能性がある）の５回であった．

①約 5000 年前の地震によって形成された地割れ群とテフラ層中のすべり面によって住居址が切られており，地割れの中に土器が供えてあった（大井町矢頭遺跡；天野ほか，1993）．

② 2800 ～ 3000 年前の地震跡（テフラの擾乱と変位）は，水野ほか（1996）・水野・山崎（1997）のトレンチ調査で検出された地割れ・地すべり跡（2800-2900・3000-3500 年前の国府津－松田断層の活動によると考えられている）を起こした地震に相当する可能性がある．

③縄文晩期～弥生時代の海進以降で S-24-2（弥生時代中期）降下以前の地震動は海成層を 20 ° も傾動させ，地割れを発生している（図１；南原遺跡；上本・上杉，1998）．

④古墳時代後期～奈良時代の AD550 ～ 750 年の地震によって小田原市久野地域の古墳（久野２号墳）が西から東への強い横揺れで崩落している（山内ほか，1993）．

⑤宝永スコリア降下後の最新の地震跡は，南原遺跡で宝永スコリア層を 45cm も変位させ，遺跡土層を著しく乱している（図２）．このような強い地震は，1782 年の天明小田原地震，1853 年の嘉永小田原地震，1923 年の大正関東地震のいずれかに限定できよう．石橋（1988）によれば，天明小田原地震は箱根北東麓，嘉永小田原地震は国府津－松田断層地域，大正関東地震は相模トラフにそれぞれ震源域が推定されている．これによると，千代台地は 1853 年の嘉永小田原地震の推定震源域に該当し，震度６の分布域が千代台地～相互台～金子台にあったと推定されている．この点で，千代南原遺跡の地震跡は嘉永小田原地震の際に形成された可能性が高い（上本・上杉，1998）．

２．伊勢原断層地域の地震遺跡と地震発生時期

伊勢原断層周辺で下記の①～⑥の時期の地震跡を確認した．伊勢原台地には西縁の伊勢原断層に沿う一帯だけでなく，台地内部や北方の高森台地でも断層・地割れ・液状化跡が検出された遺跡が密集する．断層と地割れの走向は東西方向（秦野－横浜線：町田，1973）が卓越し，伊勢原断層に平行する南北方向のものは少ない．最も大規模な地変跡を示すのは高森台台地南縁の東西方向の断層群で，変位量は少なくとも 20m 以上と推定できる．今後は東西方向の地割れや断層形成についてもマークしていく必要があると思われる．

①縄文早期から古墳時代前期の間に平坦な台地上の立川ローム層最上部に層すべりが発生し，土坑群が水平方向に食い違った（秦野市南矢名の砂田台遺跡；宍戸・上本，1988）．

②古墳時代前期ころの地震による大規模地割れの中に土器が２つ並べて伏せられていた（伊勢原市石田の引地遺跡；上本・中村，1990）．

③ 5 世紀後半～ 6 世紀前半の噴砂と N60-70・E，で 30cm 北落ちの変位の被覆層断層（平塚市南金目遺跡；上本・上杉，1996）．

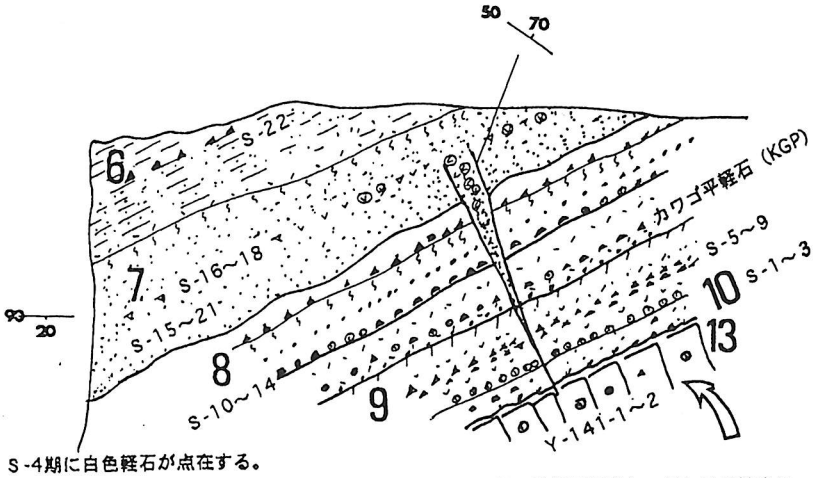
④ AD550 ～ 750 年の遺構を切る地割れ（伊勢原市比々多遺跡・細屋遺跡；上本，1992 など）．

⑤ 8 世紀後半の地割れ（成瀬第２地区遺跡群高森Ａ地区）．伊勢原市高森台地南端に N70W の断

層（変位量は少なくとも 20m 以上）の活動によるものか（上本・上杉，1996）
⑥９世紀の住居址の床面に地割れで段差が生じたが，床を貼り直して住み続け，壊れた竈も修理した跡が認められる（引地遺跡；上本・中村，1990）．

引用文献　**天野賢一ほか**（1993）日本文化財科学会第 10 回大会研究発表要旨集．　**石橋克彦**（1988）科学,58.　**狩野謙一ほか**（1984）第四紀研究,23.　**関東第四紀研究会**（1987）関東の四紀，13.　**町田　洋**（1973）地学雑誌，82-2.　**水野清秀ほか**（1996）平成７年度活断層研究調査概要報告書．工業技術院地質調査所．　**水野清秀・山崎晴雄**（1997）平成 8 年度活断層研究調査概要報告書.工業技術院地質調査所．　**太田陽子ほか**（1982）神奈川県地震災害対策資料．　**宍戸信悟・上本進二**（1988）第四紀研究 27-3.　Tanio ITO et al.（1989）Tectonophisics,160.　**上本進二・中村喜代重**（1990）日本第四紀学会講演要旨集 24.　**上本進二**（1992）神奈川考古 28.　**上本進二・上杉　陽**（1996）文化財科学会第13回大会発表要旨．**上本進二・上杉　陽**（1998）関東の四紀 21.　**山内昭二**（1993）第 17 回神奈川県遺跡調査発表会発表要旨

＊本地域を含む広域テクトニクスに関しては，狩野ほか（1984），Ito et al.（1989）などの記載がある．また，大磯丘陵の構造発達史やローカルなテフラ・断層等の記載や地質図に関しては，関東第四紀研究会の「関東の四紀」第１～21 号に多数の記載がある．



S-4期に白色軽石が点在する。
縄文晩期S-16～18テフラが割れ目中に落ち込んで，その後，地層が傾動し，割れ目が締まる。
S-16～18期にガラス層準がある。S-9～12間にカワゴ平軽石（KGP）が挟在する。

図１　小田原市千代南原遺跡の地割れと傾動

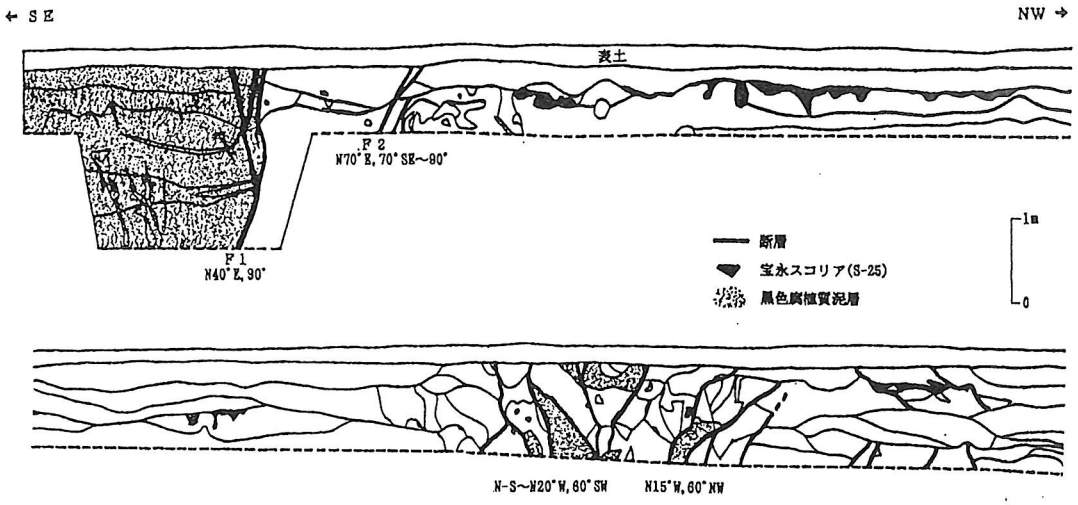


図２　千代南原遺跡の宝永スコリア層を切る地割れ（実線は考古学土層）

O-1 完新世におけるブナの侵入と個体群成長

紀藤典夫（北教大函館）

Norio KITO ; Holocene invation and population growth of *Fagus crenata*

最終氷期以降の気候の温暖化に伴って北上を開始したブナは，完新世前期には北海道に上陸し，すでに成立していたコナラ属・カバノキ属を主とする落葉広葉樹林に侵入し北上した．本研究では，北海道南部において，ブナが侵入してから個体群が飽和に達するまでに要する時間，個体群の増殖率およびブナの侵入に伴う他の樹種の変化について，花粉分析の結果に基づいて述べる．

試料採取地点は，紀藤・滝本（1996）で報告した八雲町花浦（42° 16' 54" N, 140° 15' 47" E）である．この地点においては，駒ヶ岳d火山灰層（Ko-d；AD1640），白頭山苫小牧火山灰（B-Tm；1000年前）が認められるほか，5件の^{14}C年代測定を行なった（図1）．花粉流入量の変化は，これらの年代を用いても著しく高いあるいは低い値を示す層準が存在し，これらの補正を行うためほぼ安定して流入したと推定されるタクサ（ここでは，マツ属・ニレ属・クマシデ-アサダ属・ハシバミ属）の花粉含有量（grains/cm^3）を基に流入量に補正を加えた．

本地点において，ブナ花粉が有意に出現する（30grains/cm^2/yr；4.5%）のは，約3400年前である．それ以前には，ブナ花粉の流入量は0～30grains/cm^2/yr程度で，わずかな増加傾向を示しながら変動する（図2）．この期の花粉組成は，コナラ属が最も多く（500～600grains/cm^2/yr；40～60%），次いでカバノキ属・ニレ属・クルミ属等が多い．その後，ブナはほぼ一貫して増加し，約1600年前には210（25%前後）に達して飽和する．ブナ属の増加に伴い，コナラ属はその初期に著しい減少を示し，一旦は回復するが，約1600年前以降漸減して安定（250；25%前後）する．ブナの侵入に伴い最も著しい流入量の変化を示すのはコナラ属（主要にはミズナラと推定される）のみであり，カバノキ属やニレ属・クルミ属に大きな変化は認められない．このことは，北海道南部においてはブナの侵入に際し，最もハビタットを競合するのはコナラ属であり，ブナの侵入はコナラ属のハビタットを奪いながら進行したことを意味する．現在の北海道におけるブナを欠く落葉広葉樹林では，カエデ属の存在度も大きく，コナラ属同様に影響を受けた可能性があるが，カエデ属花粉はわずかに産出するのみで，本地点からこの動態を推定することは難しい．

この地点におけるブナ花粉流入量の増加パターンは，ロジスティック成長に似たパターンを示す．ブナ花粉の出現の初期値を30grains/cm^2/yr，飽和点（環境収容力に相当）を210としてロジスティック式に近似した場合，内的自然増加率は0.0031，初期の増加率に対する倍加期間（doubling time）は約230年となる．また，実際にブナが侵入してから花粉流入量が飽和に達するのに要した時間は1700年である．長野県野尻湖においてブナ個体群の動態が研究された例（Tsukada, 1982）によれば，ブナ出現から飽和に達するまでに要した時間は約2000年で，本研究によって得られた値とほぼ調和的である．また，アメリカブナの倍加期間は，北米オンタリオ湖周辺において240～440年で（Bennett, 1988；ただし，指数関数近似）ほぼ同様のオーダーを示す．

北海道南部においては，ブナが森林に侵入し飽和状態に達するまでに約1700年を要するとすれば，ブナが現在の北限地域に到達したのは約1000年前であるので，個体群が飽和するのに十分な時間が経過しておらず，ブナが潜在的に北進を続ける可能性があることを意味する．

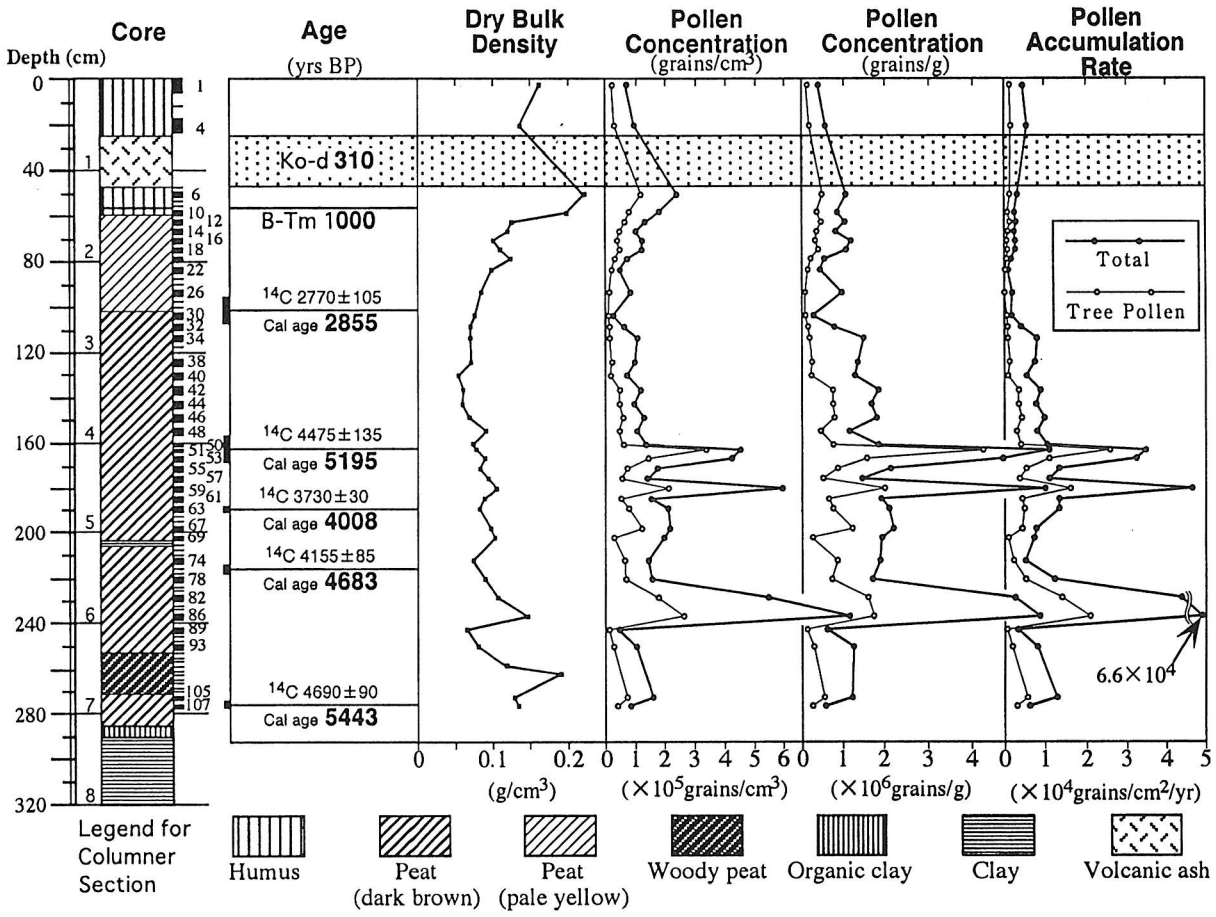


図1　八雲町花浦における柱状図と年代・花粉含有量および流入量

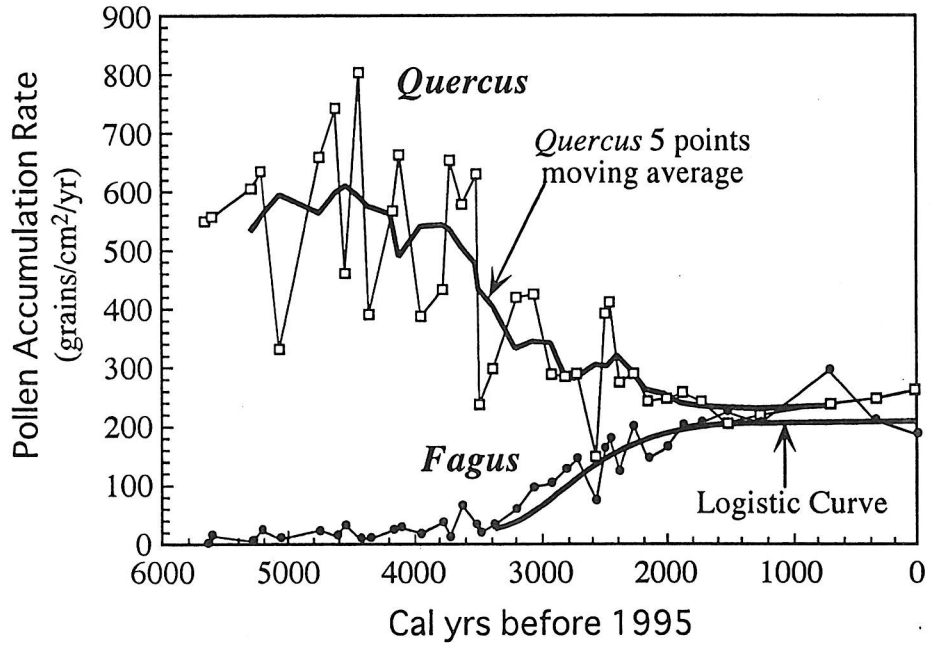


図2　ブナ及びコナラ属の流入量の変化

O-2　北海道東部における石刃鏃石器群の遺跡立地

高倉　純（北大・院・文）

Jun TAKAKURA: The site location of the blade-arrowhead industries in Eastern Hokkaido

1. 本研究の目的

石刃鏃石器群とは、石器の構成に石刃鏃がふくまれ、剥片石器の素材は石刃剥離技術によっておもに製作されているものである。新石器時代前半の北東アジアの広い地域にわたって分布が確認されているが、北海道では縄文時代早期中～後葉のきわめて短期間にのみ出現するものと考えられており、一般的に、ロシア極東地方からサハリンを経由した集団移住の結果、北海道の石刃鏃石器群が出現したものと解釈されている（加藤、1963）。

本研究では、石刃鏃石器群が発見されているすべての遺跡を網羅的にとりあげ、遺跡立地の傾向を分析することによって、集団の土地利用のパターンを考察してみた。

2. 遺跡立地の傾向

検討対象としたのは、北海道の東部において石刃鏃石器群が発見されている遺跡である。当該地域では、発掘および表面採集によって105を数える石刃鏃石器群の遺跡が発見されており、検討によって以下のような遺跡立地の諸特徴が判明した。

①30m以内の標高に多くの遺跡が存在するが、400m前後の標高までまばらながらも遺跡は存在する。

②大局的には、海岸もしくは海岸近くの河川・湖沼沿いの標高の低い遺跡と、内陸の盆地内の河川沿いに立地する標高の高い遺跡に大別できる。

③沿岸部や平野地域の遺跡は一様に比高が15m以下だが、内陸部の遺跡は20～60mと比高差の大きい場合が多い。

④河川から離れて丘陵・段丘の内部に立地する遺跡はほとんど認められず、多くは河川・海岸・湖沼に面した地点に立地している。

⑤河川と河川、もしくは河川と海岸といったような合流地点付近に遺跡が立地する傾向がみられる。

3. 遺跡立地と遺跡種別との関係

筆者は、北海道の石刃鏃石器群をのこした集団の移動・居住形態に関する仮説（高倉、1998）を提起するなかで、遺跡の種別に関する大別案を提案した。それは、竪穴住居址の有無によって遺跡がⅠ種とⅡ種に二分でき

ることを示し、あわせて、その区分に遺跡でおこなわれている石器製作作業の内容や、検出された石器組成の差異が対応することをあきらかにしたものである。竪穴住居址が検出され、なおかつ集約的な石器製作作業がおこなわれている遺跡として設定したⅠ種は、沿岸部もしくは平野地域の海や河川に面する地点にいずれも立地している。一方、内陸盆地内の河川沿いにはⅠ種の遺跡は見当たらない。逆に、竪穴住居址が検出されておらず、なおかつ石器製作作業がほとんどおこなわれていないⅡ種の遺跡が分布しているのみである。

4.遺跡の分布と旧海岸線との関係

Ⅰ種の遺跡の分布に関して注意すべき点は、現海岸線に面している地点に立地している遺跡（知床半島南岸などでみられる）があると同時に、現海岸線とは数km程度の距離をもった地点に立地している遺跡（釧路平野や網走湖近辺でみられる）がみられることである。こうした状況は、地域ごとの海岸線の変化が起因となっているものと予測される。同様に、オホーツク海沿岸から知床半島南岸にかけて、および釧路平野や十勝平野南部の沿岸部にはいくつかのⅠ種の遺跡がみられる一方で、根室海峡近辺の沿岸部にはⅠ種の遺跡がみられないのも、旧海岸線の位置がそれに作用しているものと予測される。このように、旧海岸線の位置を考慮にいれるならば、Ⅰ種の遺跡と海岸線とのあいだには、分布上の深い結びつきがあったものと考えてまちがいない。この結びつきは、Ⅰ種の遺跡から多くの石錘が検出されていることからみても（高倉、1998）、水産資源の利用、とくに網漁を中心とした漁労活動の拠点としてⅠ種の遺跡が利用されていたことを物語っていよう。

更新世終末から完新世初頭にかけての集団の行動連鎖のパターンを考古学的に研究するうえでは、旧海岸線の位置をつねに考慮にいれながら解釈作業をすすめていかねばならないことは、ここでの検討からもあきらかになったと考えられる。

（参考文献）

加藤晋平(1963)「石刃鏃について」『物質文化』第1号：3-18頁
高倉　純(1998)「北海道における石刃鏃石器群の研究」『考古学研究』第44巻第4号：55-78頁

O-3　1993年北海道南西沖地震で発生した砂脈・液状化層における礫の再配列

遠藤邦彦（日大文理）・陶野郁雄（国立環境研）・
高宮浩一（日大文理）・橘川貴史（日大文理）・鈴木正章（道都大）

Endo, K., Tohno, I., Takamiya, K., Kitsukawa, T. and Suzuki, M. : Rearrangement of gravels in sand dike and liquefied layer by the 1993 Hokkaido Nasei-oki earthquake

1．はじめに

北海道渡島半島の後志利別川低地では1993年 7月12日の北海道南西沖地震によって顕著な液状化現象が発生した．直後の現地調査で利別川の河川敷，その周囲の旧河道地形および周辺の低地において広く噴砂や亀裂が認められた．1996年に続き，1997年の現地調査においても，今金町の豊田橋やや上流左岸側河川敷においてトレンチ掘削を行った．1996年調査の結果は陶野他（1997）により報告されている．

本調査地点で発見された砂脈は特徴的に砂礫層から礫が砂脈中に立ち登る構造を示していた（写真１）．礫層あるいは砂礫層が液状化層となり，礫が砂脈に立ち上がったことを明瞭に示す極めて稀なケースであるため，砂脈や液状化層中の一つ一つの礫の位置を測定した上で，個々の礫の傾き方や傾きの方向，長径・中径・短径，偏平度，形状等を計測し，これらの結果を解析することに基づいて，液状化の発生に基づく堆積物の流動の特性を解明しようと試みた．

2．礫の向きと粒径の分布

図２は，125個の礫の最大傾斜角を，砂脈の伸長方向（N46° E）を基準に，傾斜方向を露頭面の右か左かに単純化して断面にプロットしたもので，礫の最大傾斜角の分布を，あるいは傾き方の概要を示すものである．礫の傾きは砂脈の上部を除く砂脈の中やその直下で大きいことが分かる．特に砂脈の左側では壁に沿って殆んど立っている．砂脈の右側から中央にかけては，礫の多くは壁とは反対側に傾斜している．礫の傾き方を３次元で捉えるには，図３の礫の走向のプロットと合わせて見る必要がある．同図では，水平面における走向の方向

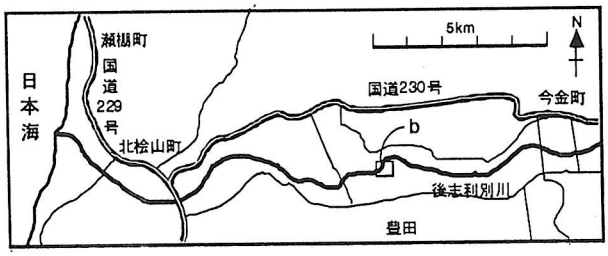


図１　調査地位置図

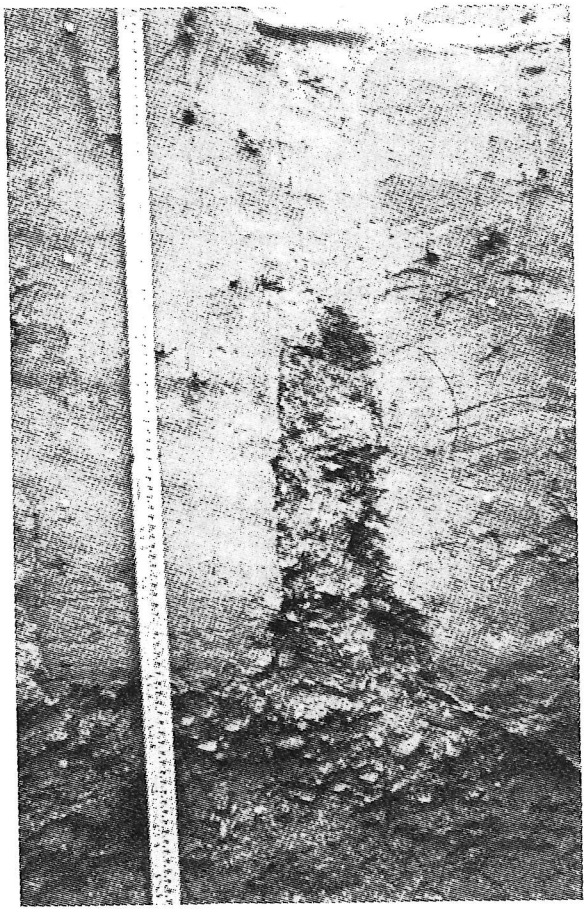


写真１　豊田橋の砂脈と液状化層

を，そのまま断面における礫の位置にプロットしている．

図４は礫径の垂直的な変化を長径，中径，短径別に見たものである．長径では明らかに，下部で粗く上部に細粒化し，最も粗い粒径（－６φより粗）の礫は砂脈中には殆んど上がっていないことが分かる．一方，－6.5～－6φ，－6～－5.5φに見られるように，砂脈の下で最も粗くなる傾向も明瞭である．同時に，－5.5～－5φのように，－5.5φより細粒な礫は上部で最も多くなる．同様の傾向は中径，短径にも認められる．

３．液状化現象による礫の再配列について

砂脈や液状化層における礫の向きは，液状化の発生に基づく砂礫と水の砂脈の下部から上部へむけての流動を反映している可能性が高い．すなわち，インブリケーションなど堆積時に形成された１次的構造は，液状化の発生・砂脈の形成と共に，周囲から砂脈基部へ，砂脈基部から砂脈上部へと向かう流れに対応して再配列したものと考えられる．またこの流れは，－5.5φより細粒な粒子を運び上げることのできるものであったが，－5.5φより粗粒な粒子は砂脈の下部にとどまった．形態では，偏平で大きな礫は砂脈の下部に取り残された．

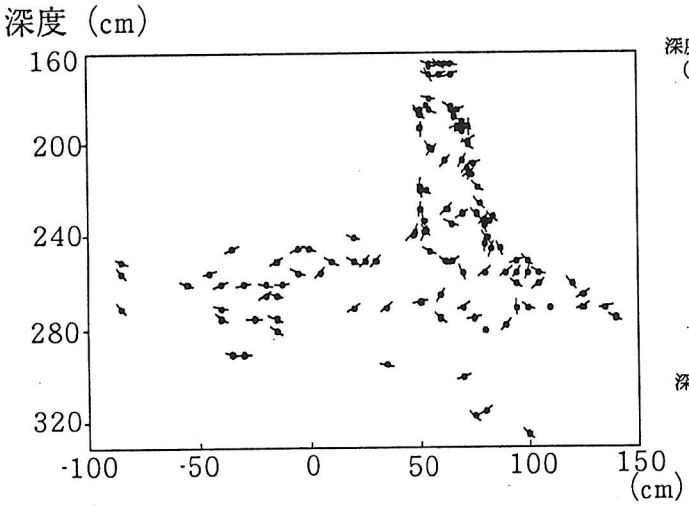


図2　砂脈及び液状化層における礫の傾斜角の断面へのプロット
砂脈の方向(N46°E)を基準に傾斜方向を取り、
最大傾斜角を断面に投影して表示。

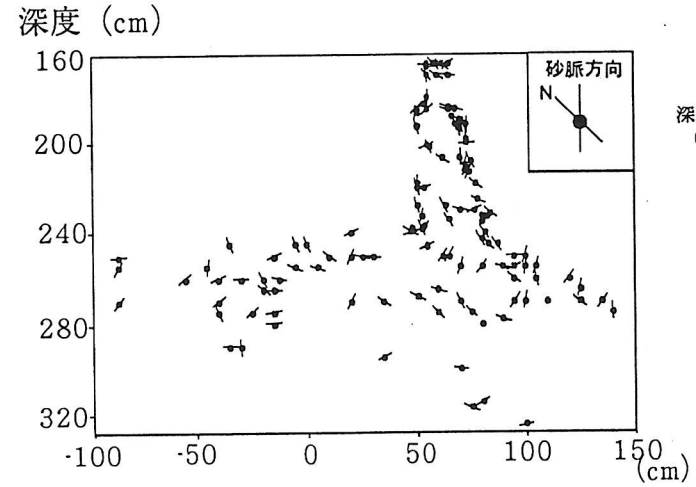


図3　砂脈及び液状化層における礫の走向の断面へのプロット
水平面の方向を断面における位置に投影して示す。砂脈の方向(N46°E)

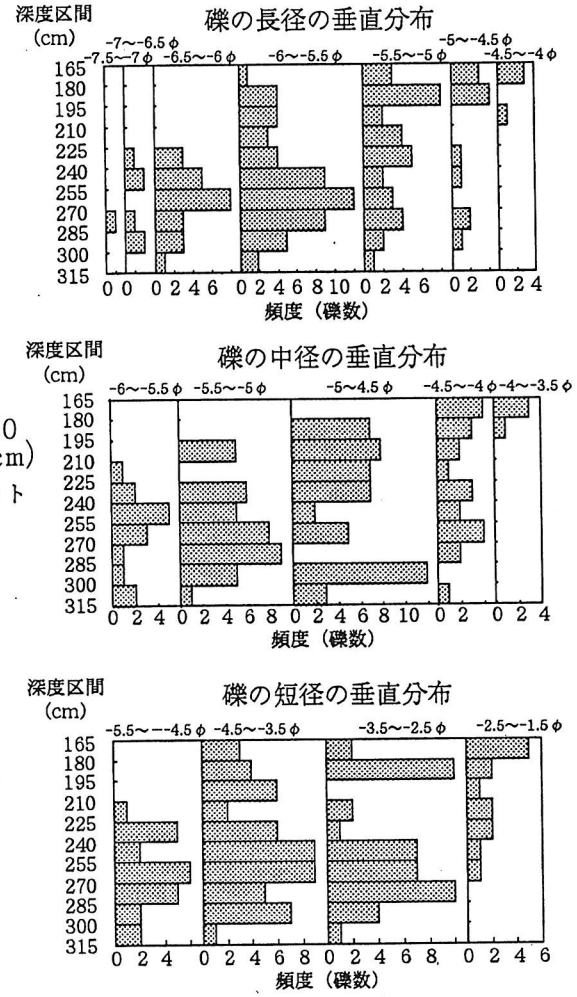


図４　礫の長径・中径・短径別垂直分布

O-4 奥尻島の海岸段丘とその古気候変遷

瀬川秀良（元北海道教育大）・中村俊夫（名古屋大）・星野フサ（札幌静修高）
Shuryo SEGAWA・Tohsio NAKAMURA・Fusa Hoshino : Paleclimatic Change and Marine Terrace on Okushiri Island, Hokkaido

はじめに

奥尻島における花粉分析としては，泰他（1982），瀬川・吉川（1989），瀬川・星野（1990）および星野・瀬川（1992）の報告がある．さらに今回，赤川と稲穂における第四系の花粉分析及びAMS^{14}C年代測定を実施したところ興味深い結果が得られたのでここに報告する．

I. 地質概説

第四系は，全島に発達する海岸段丘堆積物，青苗川，釣懸川流域の河岸段丘堆積物，各河川流域及び海岸地域に形成された沖積層及び小規模の砂丘よりなる（泰ほか，1982）．

II. 海岸段丘と段丘堆積物

海岸段丘の面区分に関しては，渡辺（1928），鈴木・園木（1935，1936），宮浦（1975），瀬川（1974），泰ら（1980）の報告がある．瀬川（1972，1974）と泰ら（1980）により分類された“面”の名を段丘に改めて統一すると，海岸段丘は，上位より下位に，1）神威山 I 段丘 580-520m，2）神威山 II 段丘 500-400m，3）青苗川段丘 400-360m，4）フケ歌沢段丘 260-240 m，5）松江 I 段丘200m，6）松江 II 段丘180m，7）赤石段丘160 -100m，8）米岡段丘100 - 80m，9）寺屋敷段丘60 - 50m，10）赤石岬段丘40 m，11）青苗岬段丘4 m からなる．これらのうち米岡段丘は奥尻島においてもっとも連続のよい段丘であり関東地方の下末吉段丘に対比するこ とが出来ると思われるが，はっきりした絶対年代は得られていない．寺屋敷段丘は宮 浦（1975）の第 5 段丘に対比され，その段丘堆積物の泥炭層に含まれている木片から26500±1300 yrs BP（Gak. 4225)(宮浦，1975），本報告により20790±180 yrs BP (NUTA-4581)のAMS^{14}C年代が得られた．

III. 現存植生

ブナ-チシマザサ群落が島の中央の山岳地帯にみられ，キタゴヨウ林が北西部の幌内川流域の斜面中腹から尾根にかけての急斜面に点在する（北海道自然保護協会，1988）．

IV．花粉分析

Fig. 1に示した稲穂と赤川の２地点で試料を採取した．分析結果をFig. 2とFig. 3に示した．

稲穂(Fig. 2)：Ok-1-A帯：単維管束亜属（ゴヨウマツ亜属）が優勢でモミ属とトウヒ属が多く針葉樹の時代である．Ok-1-B帯：トウヒ属が優勢で，モミ属とカバノキ属がやや多い．草本では本帯下部で単条型胞子が優勢，中部ではミズゴケがやや多く上部でカヤツリグサ科が増加する．Ok-1-C帯：トウヒ属が多く，モミ属，単維管束亜属，カバノキ属，ハンノキ属がやや多い．カラマツ属（グイマツ）を数％連続して伴う．カラマツ属の連続出現の始まりはAMS^{14}C年代測定によって20790±180 yrs BP（NUTA－4581）以降であることが判明した．草本ではカヤツリグサ科が多く40％に近い出現のところもある，本帯下部ではヒカゲノカズラを10％前後伴う．

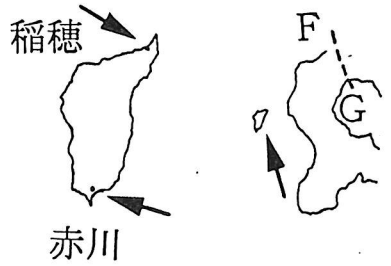
赤川(Fig. 3)：OK-2-A帯：コナラ亜属，単維管束亜属，トウヒ属，ツガ属にブナ属を少量伴う．Ok-2-B帯：コナラ亜属が優勢となり，クルミ属は10％前後の連続出現をする．ブナ属を数％伴う．本帯中部のAMS^{14}C年代値は，6650±120yrs BP（NUTA -4582)である．Ok-2-C帯：コナラ亜属が多い．単維管束亜属以外の針葉樹はほとんど産出しない．ブナ属はほぼ連続して産出しているが最上部の試料番号39で最大の約35％となる．Ok-2-D帯：コナラ亜属が優勢で単維管束亜属とブナ属がやや多い．ブナ属はほぼ連続出現で最上部にむけては急激に減少していく．草本では単条型胞子が優勢で試料番号44では60％にも達する．

V．考察

稲穂：奥尻島の西部（米岡）の2.67万yrs BPの段丘堆積物と東部（長浜）の2.65万yrs BPの堆積物はいずれもトウヒ属やモミ属を主とする亜寒帯性針葉樹林に覆われ（瀬川・星野，1990），北部（稲穂）も同様の植生下にあったが，20790±180 yrs BP（NUTA-4581)以降グイマツが連続して出現する．石狩平野では6万年前以前よりグイマツがほぼ連続して出現する（五十嵐，1993，矢野・星野，1990）のに対し奥尻島では約20790 BP以降にのみ連続して出現するのは大きな相違点である．

大場（1993）は，「最終氷期の最寒気である2万年前に黒潮はC-4海域の遥か沖合いを流れ，日本海には親潮が流入し始めるが，当時の日本海表層は過去8.5万年間で最も低塩分化していた」と述べている．この日本海の低塩分化の影響を受けてグイマツが生存可能な環境―日本海の部分的な結氷―が発生したのかもしれない．目下，Ok-1-C帯中にヤンガードリヤス期が存在するかどうか検討中である．

赤川：氷期に存在していた針葉樹が衰退しコナラ亜属の増加が始まってクルミ属も増加した．試料番号5と6の間のAMS^{14}C年代測定値は6650±120yrs BP（NUTA-4582)である．この年代以前よりブナ属は少量ながら本地域に存在した．試料番号41（堆積速度一定と仮定して内挿法により約665年前）以降，単維管束亜属が増加した．



※ F－ Gは
黒松内低地帯

Fig. 1　調査地点

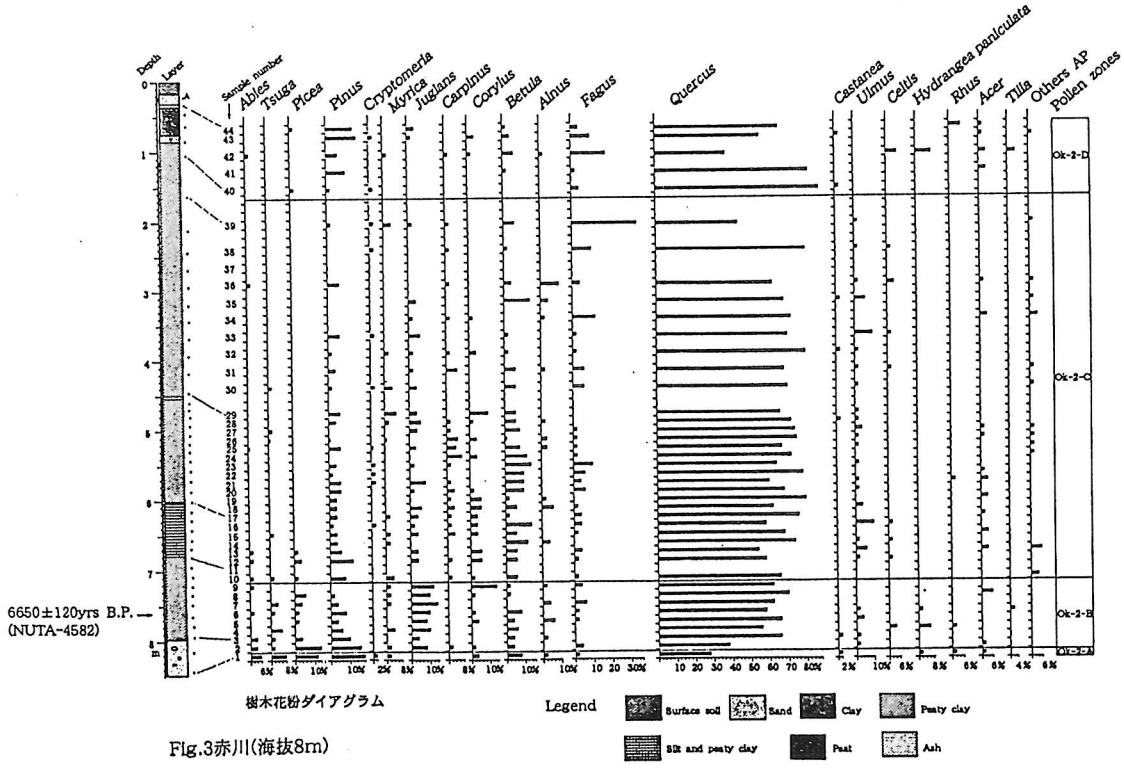


Fig.3赤川(海抜8m)

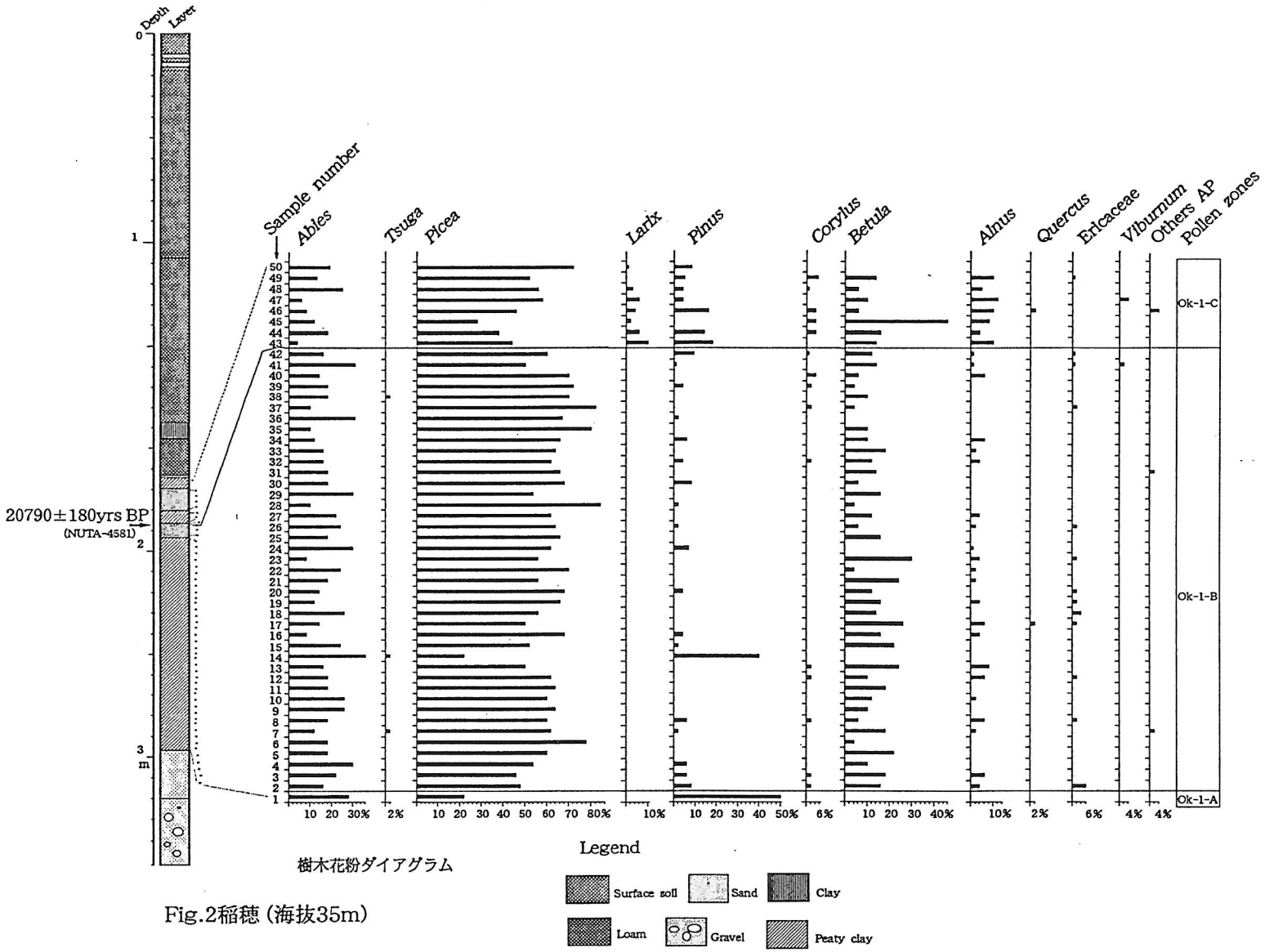


Fig.2稲穂（海抜35m）

O-5　下北半島，田名部平野に分布する中期更新世テフラ・段丘面と恐山火山の噴火史

桑原拓一郎・山崎晴雄（東京都立大学）

Takuichiro KUWABARA・Haruo YAMAZAKI ; The terraces at the Middle Pleistocene in the Tanabu Plain and tephrostratigraphy of the Osore-yama volcano, Shimokita Peninsula, Northeast Japan

青森県北東部の田名部平野は海成段丘面の発達がよい地域である．また平野西方には恐山火山が位置し，そこ起源のテフラが多数分布する地域でもある．したがって田名部平野の段丘面形成史と恐山の噴火史を知る上で火山灰編年学的手法は極めて有効である．そこで，恐山起源テフラの層序・分布をまとめ，それらのテフラを利用して中期更新世における海・河成段丘面と恐山の発達史について考察した．

田名部平野周辺で見られる中期更新世以降のマーカー・テフラは，洞爺火山灰（Toya；町田・新井，1992），蒲野沢軽石層-7～11（GnP-7～11；岩崎，1987），関根軽石流（再定義），出戸軽石流（新称），GnP-10'（新称），正津川軽石流（再定義），落野沢軽石流（新称）である（図 1）．また降下軽石や火砕流堆積物の直上には成層した火山灰～砂が見られることが多い．これらのテフラは平野全域を覆い，降下軽石や成層した火山灰～砂は主に恐山の東側に，火砕流堆積物は恐山を中心に放射状に分布することから，恐山起源であることは確実である．

田名部平野に分布する海成面は，M3，2，1，樺山，東栄，蒲野沢そして高位面であり，河成面はM2.5面と軽石流に埋没した出戸川面がある．Toyaは M2.5面よりも古い段丘面を，GnP-10 は出戸川面よりも古い段丘面を，GnP-11 は東栄面よりも古い段丘面を被覆する（図 1）．段丘面分類図は図 2 に示す．M1 面は地形・地質学的特徴から酸素同位体ステージ 5e（最終間氷期最盛期，125ka）に形成されたと考えられる段丘面である．火山灰質土壌（ローム）について，堆積速度を一定と仮定して M1 面の層準の年代をそれ以前の時代へと外挿すると，樺山，出戸川，東栄そして蒲野沢面の層準の年代は 240，260，280，330ka となり，とくに樺山，出戸川，東栄面は酸素同位体ステージ 7，8，9 に相当する可能性が高い．なお各海成面形成時の古海面高度を現在と同じであると仮定して，隆起速度を一定として算出した年代からも同様の結論が得られる．

テフラ層序から，恐山では中期更新世後半において，カルデラの形成を示唆する二つの破局的な活動期が認められる．一つは GnP-9～7 付近の二つの火砕流を伴う活動期で，もう一つは GnP-11～10'付近の正津川軽石流を伴う活動期である．なおどちらも末期に成層した火山灰～砂を噴出した．これらの活動は，テフラと地形面との関係から酸素同位体ステージ 7～8，8～9 の期間にそれぞれ発生したと考えられる．

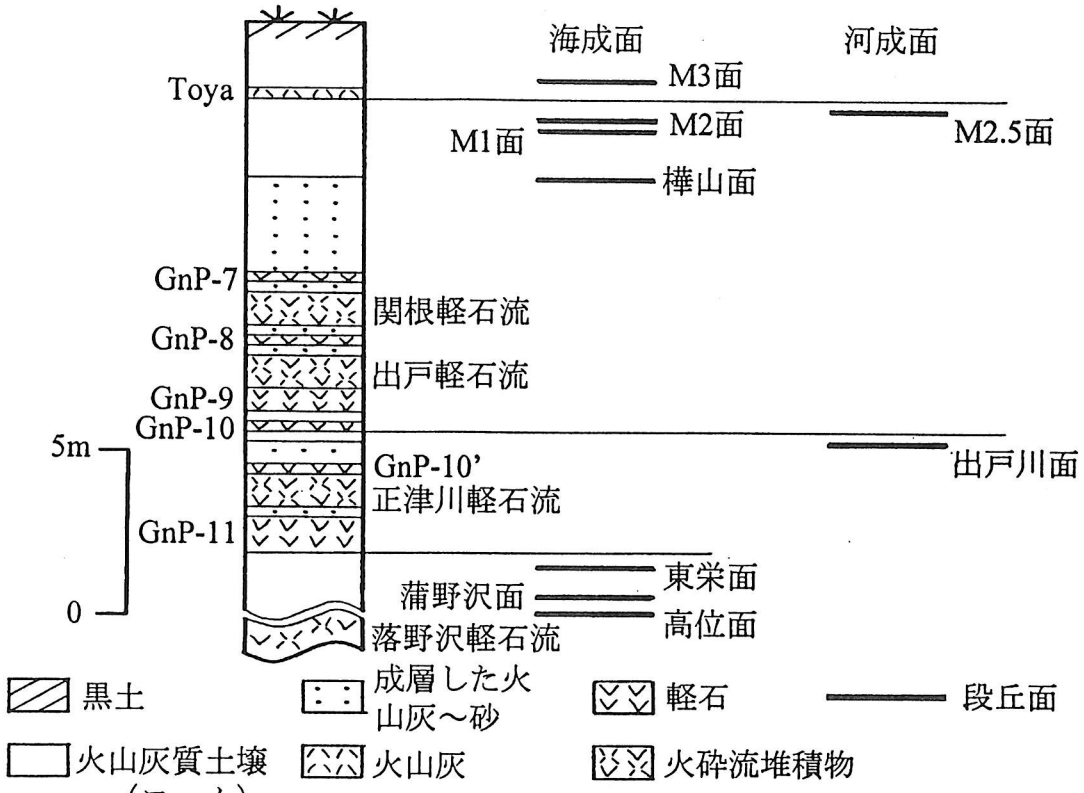


図1　　テフラと段丘面との関係

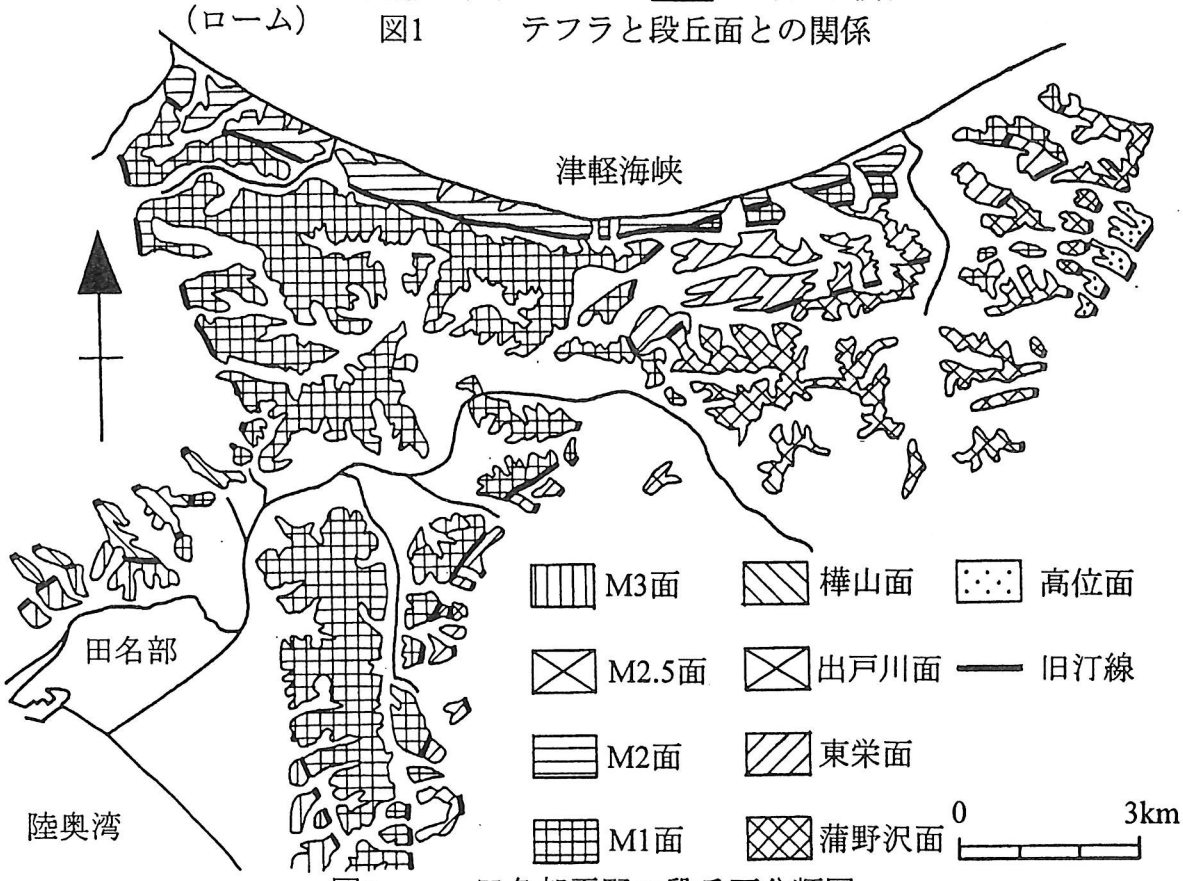


図2　　田名部平野の段丘面分類図
出戸川面とM2.5面は分布が限られるので省略した.

O-6

１９９７年秋田県鹿角市八幡平地すべりに伴う複合災害

陶野郁雄（国立環境研究所）・遠藤邦彦（日本大学）・千葉達朗（アジア航測）

１．はじめに

秋田県鹿角市大字八幡平にある澄川温泉の裏山で、1997年５月10日に地すべりが発生した。翌日には地すべりの活動が活発化し、それに加え水蒸気爆発と土石流も発生した。幸いにも、澄川温泉経営者や関係各機関の的確な判断もあり、両旅館の宿泊客と従業員など84人は避難勧告に従って事前に避難したため、全員無事であった。さらに、この周辺地域では８月に焼山で水蒸気爆発があり、今年４月の雪解けの際に澄川温泉の少し下流と後生掛温泉付近で地すべりが発生した。

筆者らは、地盤工学会緊急調査団の一員として現地に赴き、その後の調査は同八幡平地すべり・土石流調査委員会（委員長：陶野郁雄）と科学研究費基盤研究Ｃ（研究代表者：東北大学・柳澤栄司）の一員として調査を行ったものである。その調査結果の一部について述べる。

２．複合災害発生の経緯

澄川温泉における複合災害は、地すべりに伴ってほぼ同時に水蒸気爆発と土石流が発生したことによって生じた。これは、陶野が定義[1]した「複合災害」の（４）複数の災害事象が同時に発生する場合に相当しているが、（２）一つの災害事象が別の災害事象の誘因となって災害が拡大していく場合にも当てはまりそうである。この災害の経緯を示すと次のようである[2]。調査位置を図１に示す。

・５月４日－澄川温泉の飲料水が濁るようになった。

・５月７日－澄川温泉のコンクリート舗装の通路に亀裂が発生した。午後４時から９日午前７時にかけて降雨があった。

・５月９日－澄川温泉の露天風呂の基礎が壊れた。

・５月10日－午前２時半頃澄川温泉南側の国有林内で約35haに及ぶ大規模な地すべりが始まった。午後４時35分国道 341号の八幡平アスピーテライン入口から玉川温泉間が通行止めとなった。午後４時49分に澄川温泉、５時２分に赤川温泉に避難勧告が出された。

・５月11日－午前７時40分頃鹿角市の調査団が澄川温泉の宿泊棟が倒壊したことを目撃し、避難した。午前８時頃、澄川温泉で水蒸気爆発が発生し、噴煙と共に噴石と灰が噴出した。水蒸気爆発とほぼ同時に山津波が発生した。この山津波は温泉変質を受けた青灰色の粘土から緑灰色の礫や土塊の滑落と岩屑なだれによるものであった。水蒸気爆発後、表土と温泉余土を含む褐色の火山灰質ロームがやや不飽和の土石流となって流れ下った。この際、樹木がなぎ倒され、流木と化した。さらに、飽和状態の土石流が発生し、谷を浸食しながら流下し、澄川温泉から約 1.6km下流にある国道 341号に架かる赤川橋を越えた。土石流は約 3.3km下流にあるトロコの砂防ダムで止まったが、弱酸性の濁水はさらに下流域に被害を及ぼした。なお、赤川橋では橋面上約3mの高さまで土石流堆積物に被われていた。

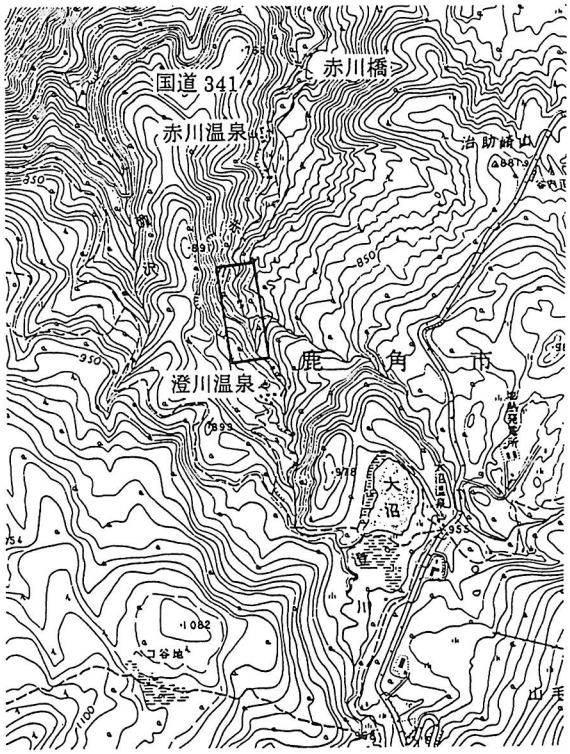


図１　調査位置図
図中の長方形は図２の調査範囲

この土石流によって澄川温泉の全９棟とその約 1.2km下流にある赤川温泉の全７棟が全壊した。地すべり地点は地すべり危険箇所であったが、法的な規制をもつ指定箇所ではなかった。土石流

が発生した地域の下流域に当たる銭川温泉や老沢集落などでも約２ヶ月半の避難生活を余儀なくされた。

３．土石流の概要[2)]

土石流は３波に分類される[2),3)]。 第１波は山津波と呼んだ岩屑なだれによるものであり、熱水変質を受けた灰～緑灰色の土塊の集合体であり、あまり攪乱しないで流下したものと考えられる。赤川との合流部から赤川温泉付近の谷底には巨大な同質の土塊が境界面を挟んで接していたり、小さな流山地形が見られることから、不飽和な流れであったと推定される。

第２波は流木や材木片を含む暗灰色の比較的均質な物質を堆積させている。谷壁部では第１波の堆積物を薄く覆って斜面に張り付くように、谷底部では流山の頂部を削り取って堆積している。このことから、かなり水を含んで流れた土石流堆積物と推定されるが、その表面が極めて凹凸に富むことから、飽和状態には達していなかった可能性が高い。

第３波は暗灰色を呈するが、谷底部にのみ比較的平坦面を形成して堆積したものである。この上を歩くとしばしば膝くらいまでもぐり込む流動性の高い堆積物である。

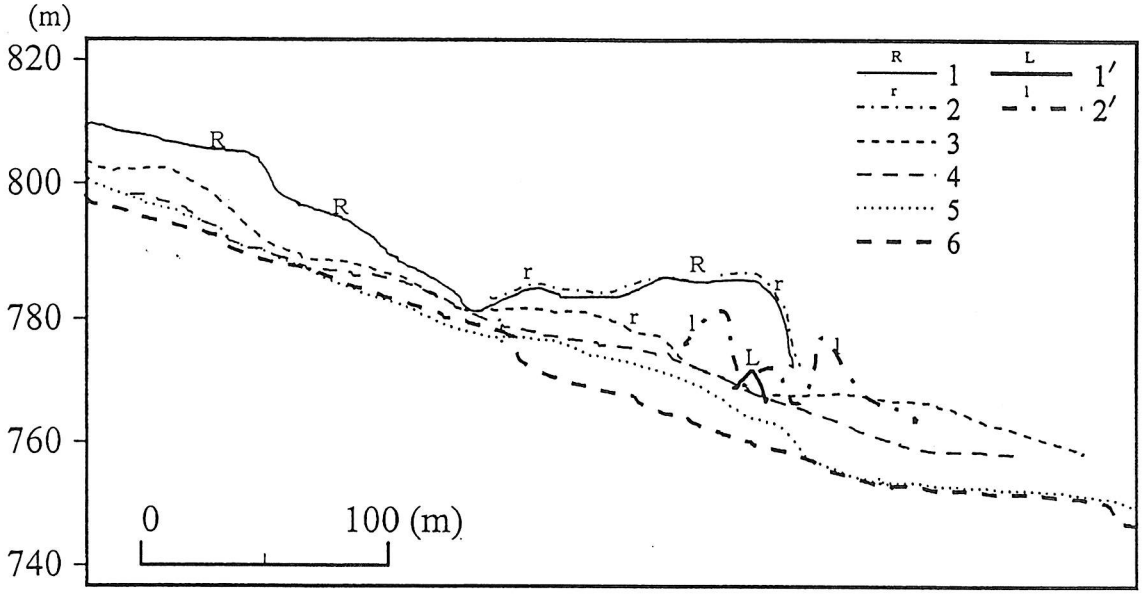


図２　岩屑なだれ・土石流堆積物の縦断投影面図

1, 1'：第１波（岩屑なだれ堆積物）の堆積高度（右岸:1, 左岸:1'）．2, 2'：第２波（土石流）の水位跡（右岸:2, 左岸:2'）．3：第２波（土石流）の堆積高度．4：第３波の堆積高度．5：災害後の河床高度（秋田営林局の災害復旧計画平面図による）．6：災害前の河床高度（森林基本図による）

４．あとがき

土石流の第１波は岩屑なだれとして直進性を示し、比高約20～30m の段丘上に乗り上げるなど高速の流れであり、第２波はほぼ飽和状態の土石流であり、第３波は過飽和状態の土石流であったと推定される。

今回の地すべりは既存の地すべりが再移動したものであり、すべり面は温泉余土が生成されたところにあると考えられる。このような地すべりは火山活動に起因する現象の１つといえ、八幡平火山が解体に向かう過程の１つと考えることも出来る。

文献

1)陶野郁雄(1993)：複合災害と総合的災害予測図，第四紀研究，Vol. 32, No. 5, pp. 28-41.

2)陶野郁雄他(1997)：秋田県鹿角市八幡平における地すべり・土石流災害現地調査，土と基礎，Vol. 45, No. 8, pp. 32-34.

3)千葉達朗他(1997):1997年秋田県八幡平澄川地すべり・土石流災害－現地調査と空中写真判読による概要，土木学会誌，Vol. 82, pp. 29-32.

O-7　秋田県能代砂丘中に発見された埋没樹と砂丘の編年

工藤　英美
HedemiKUDOU

１９９７年に秋田県能代市を中心として分布する能代砂丘中に直径１ｍの巨木が１本発見された。この木について樹種、年代測定、直下の腐植土層から花粉化石の抽出を試みた。年代測定結果から能代砂丘の飛砂の始まりの年代を推定できた。しかし、樹種は属までしか鑑定できず、花粉分析は保存状態が悪くダイヤグラムを作成するまでには至らなかった。

これまでの能代砂丘については１９８２年・１９８４年に、筆者が分布および構成層について下記のように発表している。

本砂丘の内部には２層の腐植土層を挟み、下位の腐植土層からは遺構、遺物が出土している。またこの腐植土層の上面には「いろり」跡が発見され、その中にあった木炭を年代測定（２２５０±９０）している。また、下位の腐植土層と上位の腐植土層の間に堆積している風成砂からＢ－Ｔｍが採取されている。町田　洋・他　１９９６年によると「Ｂ－Ｔｍを放出した噴火はＡＤ９２３年から９２４年の冬期と推定去れる。」とされているので、本風成砂を形成した飛砂はＢ．Ｃ．３００年以降、Ａ．Ｄ．９２３年以前に始まったことは明らかになっていたが、さらに詳しいことは不明のままであった。

この度の木片の年代測定結果から、飛砂の始まりはＡ．Ｄ．４４０年と推定される。

巨木の出土状況

１、発見年月日　１９９６年１２月

２、調査年月日　１９９７年９月～１０月

３、出土位置　北緯４０度４分３３秒、東経１３９度５７分３２秒
（秋田県山本郡八竜町芦崎字入口岱・進藤建材の砂取場）

４、地質
付近一帯は能代砂丘南部の砂丘で占められてており、西側に日本海、東側に旧八郎潟の残存湖がある。砂丘は累重型をしめし、内部に２枚の腐植土層を挟む。

５、出土状況
下位の腐植土層の直上に横倒しになって出土した。

６、木材の大きさ

測定位置	①周囲	②木材がの断面が完全円とした場合の直径
ア	３１６、３cm	１００、７cm
イ	３００、９cm	９５、８cm
ウ	２６１、５cm	８３、２cm

③　長さ　７５０cm

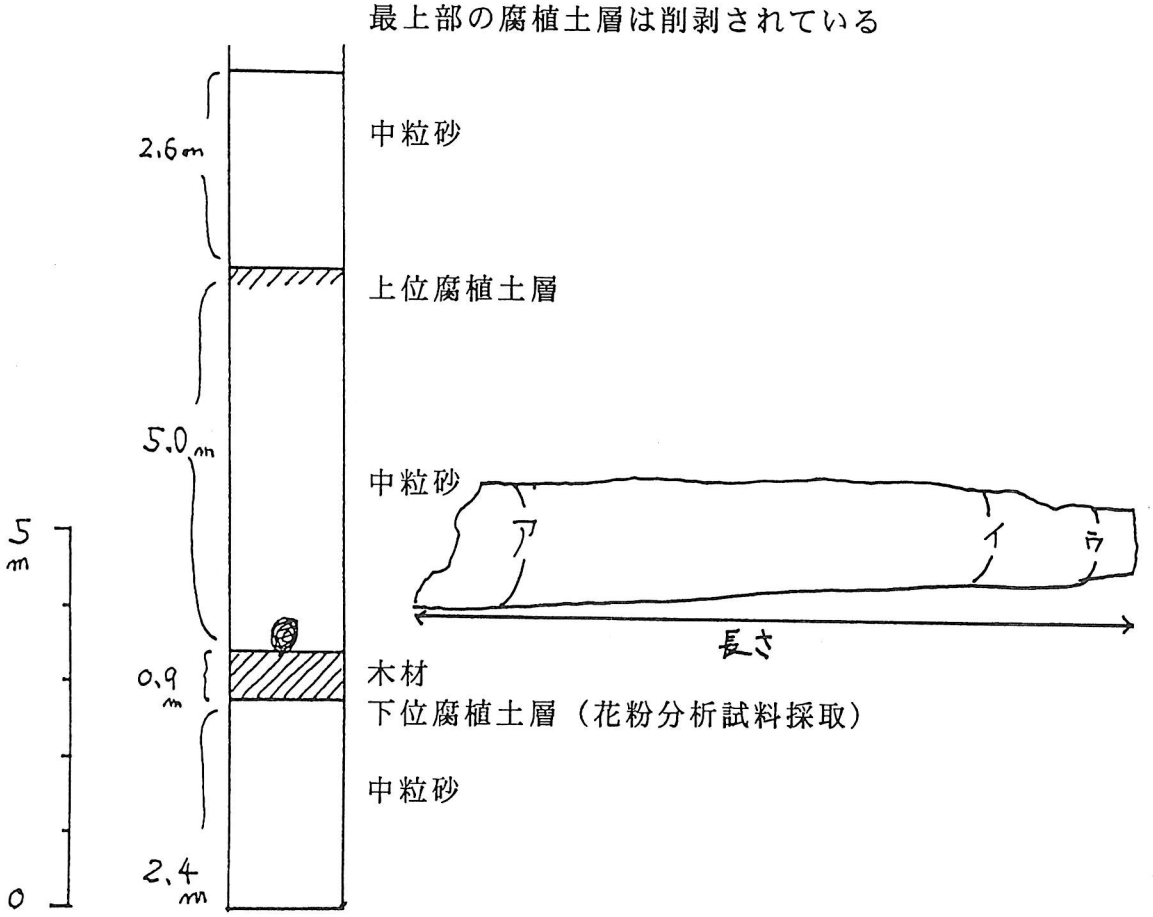
７、樹種　ケヤキ属
（樹皮には数本のつる性植物がからみついていた痕跡が認められた。）

８、年代測定結果　１５１０±７０　（Ａ．Ｄ．４４０）（木越邦彦氏）

９、花粉分析結果
当地点から遠くないところにニレ・ケヤキ属の樹木が生育していたことが考

えられる。

資料１、柱状図



資料２　花粉分析結果（成田典彦）

採取NO		針葉樹		広葉樹								草本類			シダ植物
種類／サンプル		二葉マツ類	スギ属	オニグルミ属	ハンノキ属	カバノキ属	ブナ属	コナラ亜属	ニレ・ケヤキ属	モチノキ属	カエデ属	イネ科	ナデシコ科	その他の草本類	
腐植土	1	14	18	4	2	2	1	1	18	6	2	8	・	12	48
	3	6	2	・	・	・	・	1	2	・	・	4	・	10	30
	5	4	・	・	2	・	2	・	・	・	・	6	2	8	21
	7	5	・	・	・	・	3	・	1	・	・	1	1	3	25

（３０グラム中の花粉量）

O-8 六日町盆地西縁における活断層の性質と変位速度

金　幸　隆(専修大学大学院)

Haeng Yoong KIM:Nature and slip rate of active faults in the western margin of the Muikamachi Basin, Central Japan

六日町盆地は，越後山地と魚沼丘陵に挟まれる狭長な盆地である（図1）．本地域の地形発達および盆地と丘陵の分化は，盆地下に推定される新発田ー小出構造線の活動に関係する（青木ほか,1978;高野,1989など）．加藤・山崎(1979)は，盆地南部の丘陵の東縁に北北東ー南南西方向，西上りの石打断層を認めた．しかし，新発田ー小出線の最近の活動および盆地内の活断層に関する研究は十分になされていない．筆者は本地域の活断層の分布と特徴を明らかにするために，盆地西縁の調査を行った．縮尺約2万分の1空中写真の判読と現地調査，断面測量によって明らかになったことは以下の通りである．

〔地形面の分類〕:盆地内の地形面は，おもに支流によって形成された扇状地面からなる．本研究では，これらの地形面を古い方から中位段丘面(M1面・M2面)，後期更新世末の低位段丘面(L1面・L2面)，完新世段丘面(AL1面:約5000年前・AL2面:約3000年前・AL3面)に分けた(図2)．

〔活断層の認定〕:魚沼丘陵の東縁には，河川と直交する崖，地形面の撓み，段丘面の背斜状膨らみと逆傾斜などがある(図3･4･5)．これらの変位地形の分布に基づき，筆者は北から五日町断層(長さ約10 km)，川窪断層(長さ約2 km)，余川断層(長さ約8.5 km)を新たに認定した．これらの断層はいずれも西上りである．上記の石打断層は，余川断層の南に位置する．これらの活断層の分布と変位形態がともに類似することから，筆者はこれらをまとめて六日町活断層系とよぶ．

〔変位様式〕:余川断層は，東に凸に湾曲したトレースを描き，その西側の段丘面は背斜的膨らみを伴って西方に逆傾斜する(図5)．他の活断層は，西上りの地形面の撓曲として表される(図3･4)．したがって，崖の基部に西傾斜の逆断層が存在すると考えられる．

〔新発田ー小出構造線と活断層との関係〕:六日町活断層系の変位様式と分布は，青木ほか(1978)による新発田ー小出構造線の推定位置および変位様式と調和するので，これらの活断層は同構造線の地表への表現で，更新世後期から完新世における活動を示すものである．なお，柳沢ほか(1985)と高野(1989)によって推定された3本の西上りの伏在断層は，地形面の変形としては表れていない．

〔最新活動時期〕:五日町断層，川窪断層，余川断層は，AL2面をきっているが，AL3面をきっていないので，最新活動時期は約3000年前以降と考えられる．石打断層はAL1面をきっているので，最新活動時期は約5000年前以降である．

〔鉛直平均変位速度と活動度〕:川窪断層の鉛直変位量は，AL2面で約3 m，AL1面で約4m，L1面で約16 m，M2面で約35 mであり，活動の累積性が認められた(図4)．それぞれの変位量から推定される鉛直平均変位速度は，0.8～1.0 m/10^3年である．五日町断層・余川断層・石打断層の鉛直平均変位速度は，それぞれ1.0～1.7 m/10^3年，1.0 m/10^3年，0.9～1.6 m/10^3年で，活動度はA級である．更新世後期以降の地形面より求めた上記の活動度は，更新世中期の谷上面・米原面の上下変位から求められている1.3～4.5 m/10^3年(高野,1989)の値と矛盾しない．

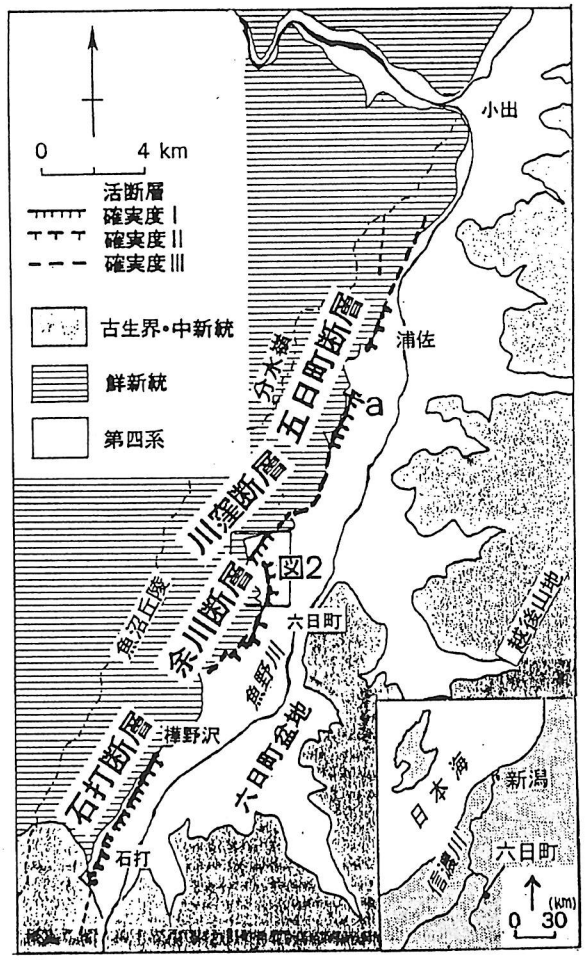


図1 六日町盆地における活断層の分布と地質概略図

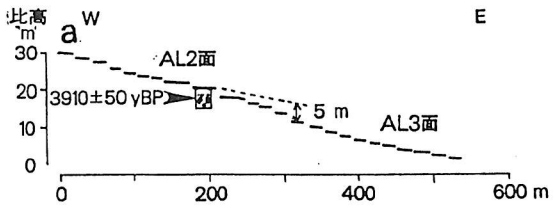


図3 五日町断層の活動に伴う沖積面の変位を示す断面図（測線の位置は図1を参照）

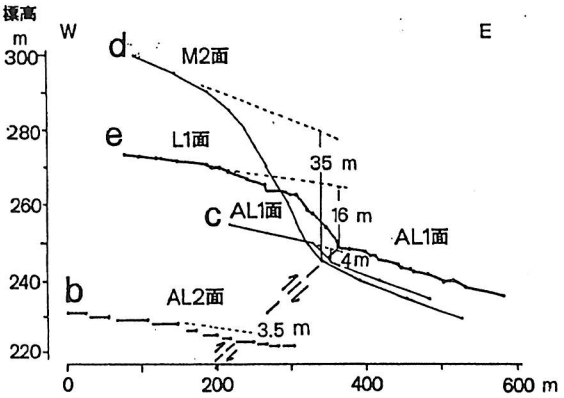


図4 川窪断層の活動に伴う変位地形の累積を示す断面図（測線の位置は図2を参照）

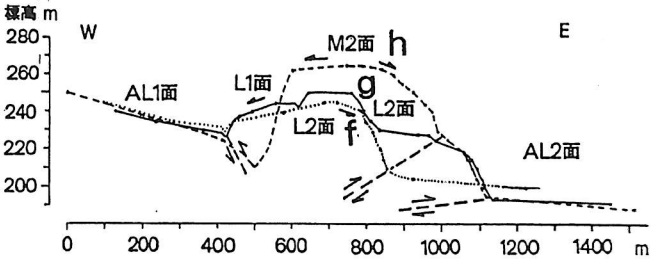


図5 余川断層の活動に伴う段丘面の背斜状変形と逆傾斜を示す断面図（測線の位置は図2を参照）

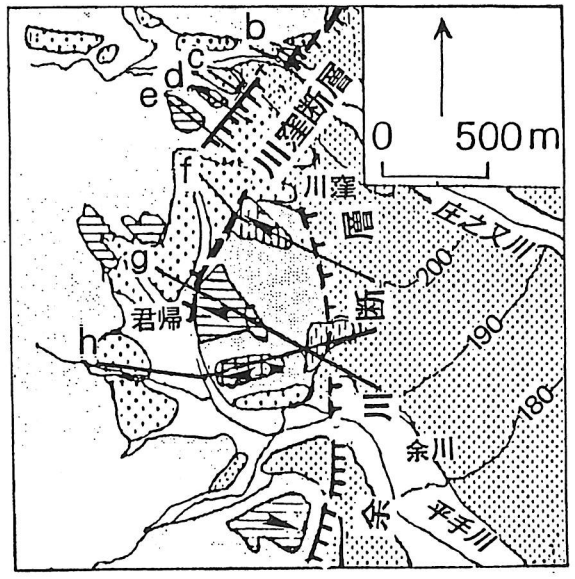
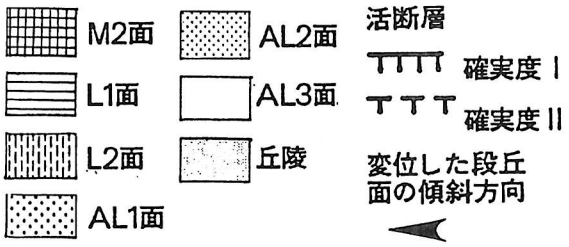


図2 六日町盆地中部の地形分類図と川窪断層・余川断層



O-9 福島県太平洋岸，塚原海岸おけるMIS5.5の海進海退過程と降下テフラに関する一資料

鈴木毅彦（東京都立大学）

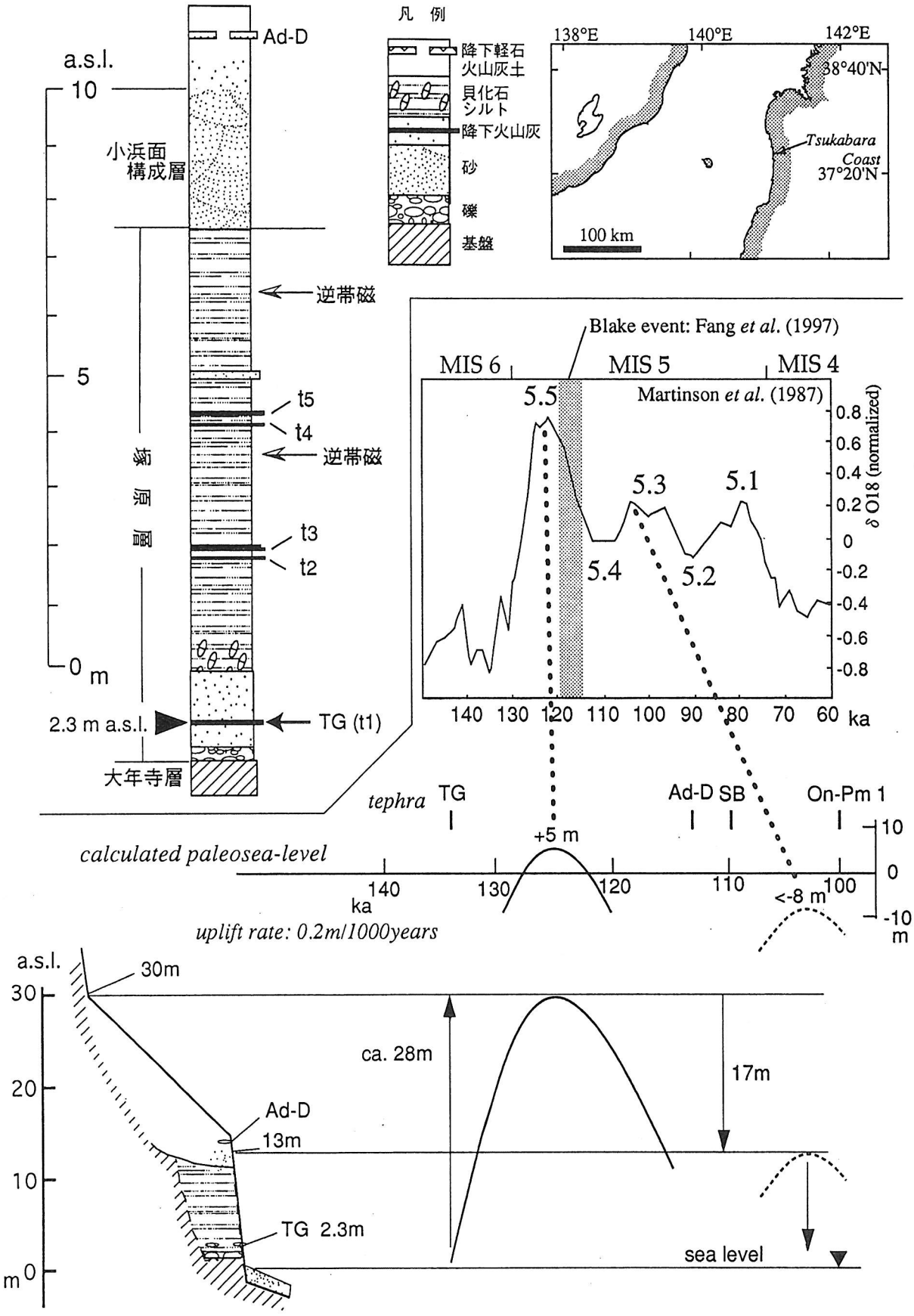
Takehiko SUZUKI：Transgression and regression of MIS 5.5 and its relating tephras, Tsukabara coast on Pacific Ocean, Northeast Japan

東北日本の太平洋沿岸は海成段丘の発達がよく，その形成史や関連した地殻変動・海面変化史の研究は古くからなされてきた．しかし福島県地域では段丘の形成年代を直接示すデータが少なく，テフラや古地磁気などをもちいて編年された段丘との地形的連続性，あるいは段丘面の地形的特徴や段丘構成層の構造などからその年代が類推されてきたにすぎない．

原町市塚原海岸には小浜面とよばれる段丘が発達する．この段丘は従来から最終間氷期に形成された海成面と解釈され，小浜面構成層下位にある塚原層からは最終間氷期頃の逆帯磁期とされるブレイク・イベントが報告されていた．今回，この塚原海岸において塚原層基底に福島県会津地方から栃木県北部に分布する田頭テフラ（TG）が含まれることが明らかになった．また，小浜面構成層は安達太良-岳テフラ（Ad-D）に覆われる．以上からMIS5.5前後の海進・海退について詳しく論ずることが可能となった．

TG及びその上位のテフラのFT年代や層位からみて，塚原層とそれを覆う小浜面構成層の堆積期間はMIS5.5前後と考えることができる．塚原層は基盤岩を穿つ谷地形を埋積した内湾性の埋谷堆積物であり，この谷地形はMIS5.5に先立つMIS6の低海面期に形成されたと判断できる．塚原海岸におけるTGの産出状況から，MIS6からMIS5.5にかけての海面上昇の過程で，陸域であった塚原海岸が水深20m以浅の内湾に至る間のある時期にTGが降下堆積したと推定できる．とくに降下時の海面は現在の標高約2mに位置する可能性が高い．また，旧汀線高度からみてTG降下は，MIS5.5の最大海面時よりも海面が相対的に28m低い時点であったことが推定できる．以上からTGの年代は，Martinson *et al.*（1987）の海洋酸素同位体編年からみて135～125kaの間にあると考えられる．

TG降下後，内湾化が進み，塚原層の主体をなすシルト層の堆積が続いた．MIS5.5のピーク後，MIS5.5からMIS5.4への海退が進み，小浜面が離水した．その後にAd-Dが降下堆積した．Ad-Dの降下年代は125～100kaの間であり，当時の海面はMIS5.5の最大海進時よりも17m以上低下していた時期であろう．MIS5.3の高海面期については，MIS5.5の古海面高度を5mかつ本地域の隆起速度が一定と仮定すると，-8m以下であったことが推定できる．


a.s.l.
10
5
0 m
Ad-D
小浜面
構成層
逆帯磁
t5
t4
逆帯磁
塚河層
t3
t2
2.3 m a.s.l.
TG (t1)
大年寺層
凡 例
降下軽石
火山灰土
貝化石
シルト
降下火山灰
砂
礫
基盤
138°E
140°E
142°E
38°40'N
Tsukabara
Coast
37°20'N
100 km
Blake event: Fang et al. (1997)
MIS 6
MIS 5
MIS 4
Martinson et al. (1987)
5.5
5.4
5.3
5.2
5.1
δ O18 (normalized)
0.8
0.6
0.4
0.2
0
-0.2
-0.4
-0.6
-0.8
140 130 120 110 100 90 80 70 60 ka
tephra
TG
Ad-D
SB
On-Pm 1
calculated paleosea-level
+5 m
<-8 m
10
0
-10
m
140
130
120
110
100
ka
uplift rate: 0.2m/1000years
a.s.l.
30m
30
20
10
m 0
ca. 28m
17m
Ad-D
13m
TG 2.3m
sea level

O-10 コアラーによる法正尻泥炭層の採取について

香内　修　（福島県立博物館）

Osamu KOUCHI ;　Hoshojiri peat layer sampling method by using corer

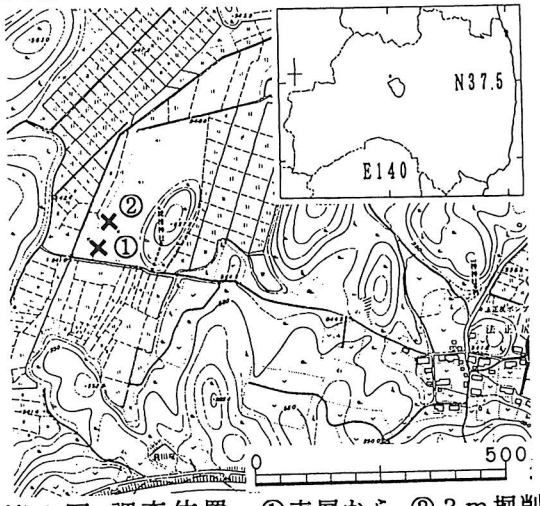
海底等の軟質堆積物の採取に用いられるコアラーを改良し、泥炭層の採取を行った。泥炭層採取場所は福島県磐梯町法正尻地区西側の法正尻湿原（現在は休耕田）である。

今回製作・使用したコアラーは直径２１６㎜、長さ５.５ｍのものを上下二段接続したやや大型のものである。 このコアラーをパワーショベルを用いて泥炭層に圧入し、泥炭を主とした堆積物のコア試料を得た。

コアラーは鉄管を縦に半割したものをネジ止めにより現場で分解・組立が出来るようにした。これはコアラーからコアを取り出すことと、その際にコアに擾乱が発生することを防ぐことを目的にしたが、当初の予定どうりに有効に作動した。

約５ｍ貫入させた状態でパワーショベルの能力の限界に達し、これ以上の貫入は不可能となった。そのため下コアラーのみを貫入に使用した。最終的に４本のコアを採取した。そのうち２本は表層部からのもので、他２本は３ｍ掘削後にコアラーを貫入させてコアを採取した。コアの長さは４本共に３.８ｍ前後である。

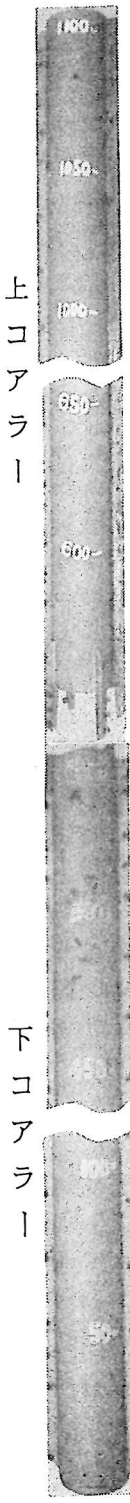
コアは泥炭層が大部分で、シルト層、火山灰層を挟んだ堆積物が得られた。コアラーの貫入により、堆積物は縮められた状態で採取された。この圧縮割合は表層部分が小さく、下方は大きい。全体としては堆積物の元の厚さの約７３％に圧縮された状態で採取した。またコアラー貫入の最深部付近とほぼ同じ深度の堆積物を採取した。そのため表層から深度約８ｍまでの空白のない連続した堆積物のコアを得ることが出来たと判断される。貫入に伴いコアの表面にはいわゆる引きづりにより、表層部は擾乱が生じた。しかしこれは表層から１㎝程度でありコアの内部には及んでいない。



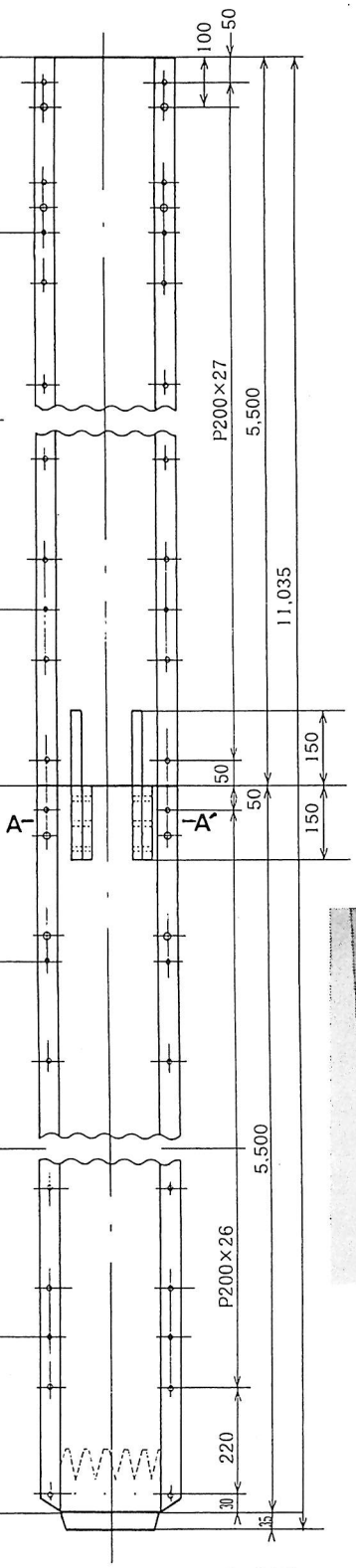
第１図 調査位置　①表層から ②３ｍ掘削後

機種　小松製　ＰＣ１００	
標準バケット容量	０.４５ｍ³
全　長（輸送時）	７.２ｍ
全　幅	２.５ｍ
機械重量	１０,７００kg
最大掘削力(ｱｰﾑ)	５,６００kgf
最大掘削力(ﾊﾞｹｯﾄ)	８,５６５kgf
最大掘削高さ	８.０ｍ
最大掘削高さ	５.１ｍ

第１表　使用したﾊﾟﾜｰｼｮﾍﾞﾙの仕様

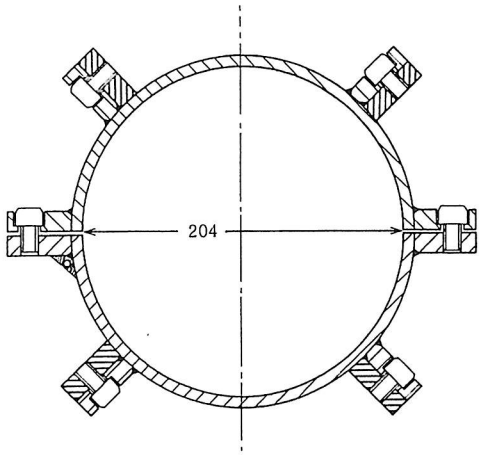


第２図
コアラー全景

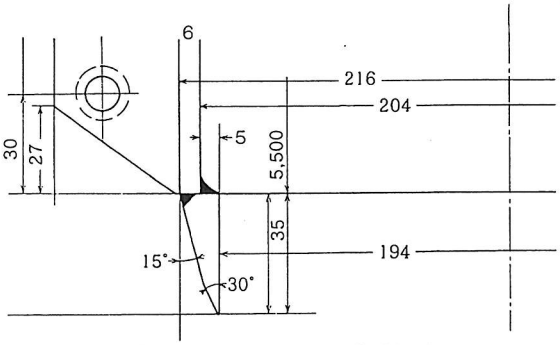


第３図　コアラー平面図

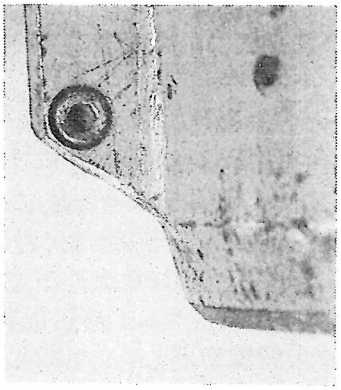
数字の単位はミリメートル



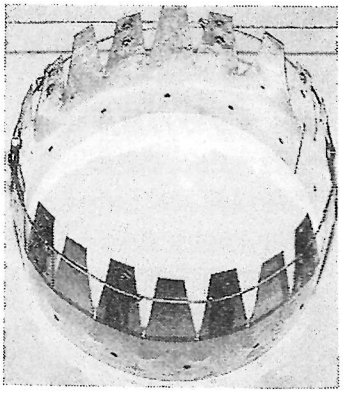
第４図 コアラーAA′断面図



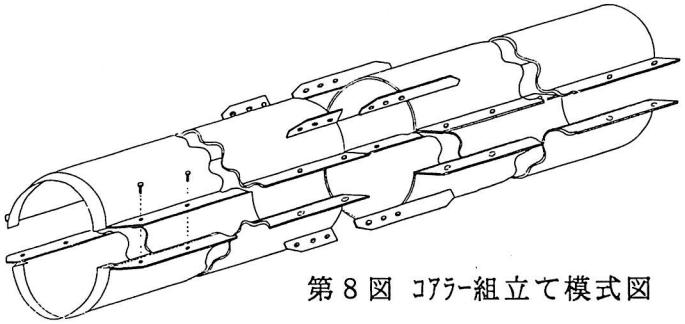
第５図下コアラー刃先断面図



第６図　下コアラー刃先



第７図　コアリテーナー



第８図 コアラー組立て模式図

O-11 銚子半島犬吠層群における大町APmテフラ群の層位

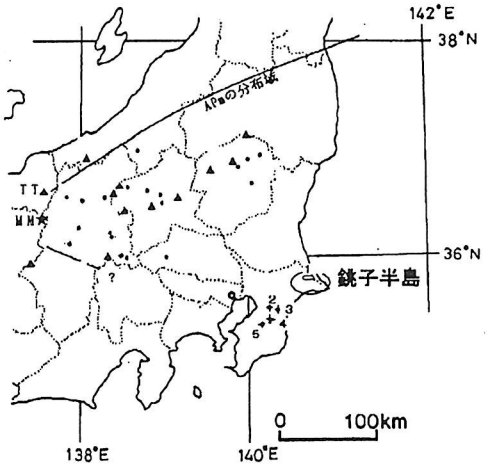
中里裕臣（農業工学研究所）・佐藤弘幸（静岡聖光学院）
Hiroomi NAKAZATO and Hiroyuki SATO; The Stratigraphic Horizon of the Omachi APm Tephra Beds in the Inubo Group, Choshi Peninsura.

1．研究の背景

大町 APm テフラ群 [1]（以下 APms とする）は、中部日本を中心とする中期更新世の重要な指標テフラである。APms は特徴的な岩石記載的性質を示すが、類似のテフラが９層準報告されている [2]。各テフラは、EPMA による火山ガラスの主成分分析によっても識別は困難で [1]、遠隔地における各層準の対比及びその年代が議論されてきた。また、吉川ほか [3]は、南関東の指標テフラである TE-5[4]から高屈折率の角閃石と斜方輝石を見いだし、火山ガラスの主成分及び微量成分組成が類似する点からも、TE-5 を APms に対比した。

最近、斉藤ほか [2]は火山ガラス及び角閃石の屈折率から、上総層群笠森層下部の Ks22[5]と、APms のうち最下位の C1[6]を対比した。また、鈴木 [7]は、火山ガラスの主成分組成などから下総層群藪層の Yb1[8]と APms を対比した。八ヶ岳で APms の上位にある BBP は多摩丘陵の GoP_1[4]、藪層の Yb5[8]に対比されているので [9]、APms は房総では笠森層から地蔵堂層にかけて挟在する可能性が高い。

銚子半島の犬吠層群 [10]は岩相及び微化石層序から房総半島中軸部の上総層群と対比されており、挟在するテフラについても対比案が示されている [11),12)]。本発表では、犬吠層群豊里層基底の Ty1 テフラ [10]が APms の特徴を持つことを示す。また、銚子地域における上総・下総層群の境界位置とその意義についても言及する。



図－１　位置図（1)を改変）
1.海上町清滝・銚子市森戸町(Ty1);2.市原市瀬又(Yb5,Yb1);3.茂原市大登(Ks10);4.長南町千田(Ks22)、5.木更津市地蔵堂(J3)
・:APms分布地点、★:樅沢岳、▲:火山

2．Ty1テフラ

Ty1 テフラは層厚 30 ～ 40cm の淡桃色を示すガラス質細粒火山灰である。粒径は大部分がシルトサイズで下部では極細粒砂サイズを示す。火山ガラスの形状は、軽石型＞バブルウォール型であり、屈折率は 1.4995 ±モードである。重鉱物は、黒雲母に富み、わずかに角閃石と斜方輝石を含む。これらの屈折率特性を表－１に示す。火山ガラスの EPMA による主成分分析結果は、表－２の様にまとめられる。低屈折率の火山ガラス、高屈折率の角閃石及び斜方輝石、そして、SiO_2、K_2O、Na_2O の高含有率は APms の特徴を示し、Ty1 はそのいずれかに対比されると考えられる。

3．Ty1及び豊里層の層位

Matoba[13]は有孔虫化石の検討を行い、倉橋層の大部分で左巻き *Globigerina pachyderma* の豊産層準を認め、この部分を同様の特徴を示す上総層群長南層に対比した。石灰質ナンノプランクトンについては高山 [14]などの研究があり、0.41Ma の年代を示す [15]*Pseudoemiliania lacunosa* の絶滅層準が倉橋層の中に置かれている。酒井 [10]は犬吠層群における B/M 境界を横根層の Yk8 テフラの下位におき、0.4Ma の示準放散虫化石を Ty1 直下に認めた。

テフラについては長南層 Ch2 と横根層 Yk12 の対比 [12]から、Ty1 の対比候補は笠森層上部以上に求められる。低屈折率の火山ガラスを含むテフラとしては Ks10[5]及び下総層群地蔵堂層の J4[8]（=TE-5）があげられるが、表－２からは J4 と Ty1 の対比が考えられる。

一方、豊里層の上位には細粒砂層が重なる。青木・馬場 [17]はこの砂層を金剛地層に対比し、下位の豊里層を笠森層に対比した。これに対し、佐藤 [18]は東京湾岸地域からのテフラの追跡対

表－1　テフラの岩石記載的性質

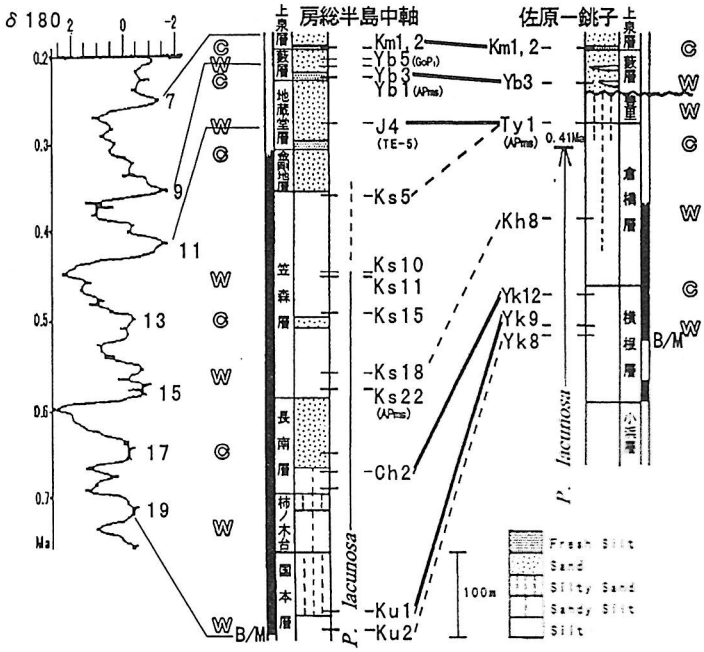
Name	GlassType	H.M.Comp.	Index
Ty1	pm > bw	bi>>ho>opx	glass 1.4995 ± 1.498-1.501
Morito-cho,		ho	1.677-1.700 (1.687-1.692)
Choshi City		opx	1.732-1.738
Ks10	pm > bw	bi>ho>opx	glass 1.500 ± 1.498-1.501
Ohnobori,		ho	1.665-1.686 (1.670-1.675)
Mobara City		opx	1.706 ± 1.703-1.709
J4	pm > bw	bi>ho>opx	glass 1.499 ± 1.498-1.500
Jizodo,		ho	1.673-1.679,1.697-1.702
Kisaradu City		opx	1.699-1.706,1.713-1.722
Yb1	pm > bw	bi=ho>opx	glass 1.4985 ± 1.498-1500
Tanbara,		ho	1.691-1.701
Kisaradu City		opx	1.721-1.732 (1.725-1.729)

表－2　EPMA分析結果及び既存資料との比較

	This study				Suzuki&Hayakawa			Suzuki	
Name	Ty1	Ks10	J4	Yb1	A_1Pm	A_2Pm	A_3Pm	J4	Ks22m
SiO_2	77.68	77.71	77.56	77.64	78.28	78.00	77.98	77.83	77.1
TiO_2	0.10	0.23	0.07	0.15	0.16	0.1	0.09	0.14	0.1
Al_2O_3	12.13	12.39	12.09	11.96	12.02	12.09	11.93	12.06	12.6
FeO	0.83	1.11	0.88	0.80	1.02	0.95	1.00	1.01	0.9
MnO	0.06	0.04	0.09	0.11	0.08	0.08	0.07	0.03	0.1
MgO	0.11	0.34	0.12	0.09	0.04	0.03	0.01	0.03	0.3
CaO	0.88	1.20	0.88	0.83	0.75	0.77	0.83	0.74	0.5
Na_2O	2.91	3.62	2.97	2.87	2.74	2.71	2.77	2.99	3.3
K_2O	5.30	3.36	5.33	5.55	4.76	5.11	5.16	5.00	5.2
Total%	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.0
n	20	20	20	20	11	15	11	11	13

分析値はこの成分で100%になるように再計算したもの。
分析はWDS(JEOL製JXA-8800M)による。

比によりこの細粒砂層を薮層下部層に対比し、下位の犬吠層群とは不整合関係にあるとした。以上により、Ty1付近以上の犬吠層群は、微化石層序から40万年前以降を示す点及び上位に薮層が分布する点から、東京湾岸地域の下総層群地蔵堂層に対比されると考えられ、Ty1の対比候補にはJ4(TE-5)があげられる。そして、銚子半島における上総・下総層群の境界層準は倉橋層上部にもとめられる。



図－2　房総半島中軸部と銚子地域の対比
実線が筆者らの対比。文献11,12,14,15,16,18,22,23,24を参照した

4．検討課題

鈴木・早津[19]はTE-5とAPmsの対比について、TE-5は高屈折率の角閃石を含むが、TE-5を特徴づける低屈折率の角閃石はAPmsからは検出されない点を問題とした。本研究では房総のJ4からも高屈折率の角閃石を検出し、Ty1からはわずかながら低屈折率の角閃石を認めた。Ty1を含むAPmsとTE-5との確実な対比には、Ty1の上下のテフラに関する検討が不可欠である。

地蔵堂層は東京湾岸地域から松尾町まで追跡されており[17),18)]、その層相及び層厚の変化から北東部ほど隆起運動の影響を受けたことが明らかにされている[20)]。より北東側に位置する豊里層は松尾町付近の地蔵堂層に比べ沖側の岩相を示す。このことは鹿島－房総隆起帯による陸域が銚子半島付近まで及んでいなかったことを示唆する。そして、松尾町付近（0.5 ～ 0.6°）に比べより高傾斜を示す豊里層（約 1.7°）は、堆積後南西側より大きな傾動を受けたことを示し、隆起運動にブロック化が生じていた可能性がある。

5．文献

1)鈴木・早川(1990),第四紀研究;2)斉藤ほか(1996),第四紀研究;3)吉川ほか(1991),月刊地球;4)町田ほか(1974),地学雑;5)河井(1952),石油技協誌;6)松本盆地団研グループ(1972),地質論集;7)鈴木(1997),COT 巡検案内書;8)徳橋・遠藤(1984),姉崎図幅;9)新井(1972),第四紀研究;10)酒井(1990),宇都宮大紀要;11)酒井(1971),連合学術会議要旨;12)久光・岡田(1997),地球惑星関連学会予稿集;13)Matoba(1967),*Sci.Rept.Tohoku Univ.*;14)高山(1973),地質論集;15)高山ほか(1995),第四紀研究;16)町田ほか(1980),第四紀研究;17)青木・馬場(1972);18)佐藤(1993),千葉中央博研報;19)鈴木・早津(1991),第四紀研究;20)西川・伊藤(1997),地質雑;21)Suzuki(1996),*Geog.Rept.Tokyo Metro.Univ.*;22)中里・佐藤(1988),地質雑;23)新妻(1976),地質雑;24)Williams *et al.*(1988),*Palaeogeogr.Palaeoclim.Palaeoecol.*

屈折率測定には千葉県立中央博の RIMS86 を用いた。EPMA 分析は基礎地盤ｺﾝｻﾙﾀﾝﾂ株式会社に依頼した。

O-12 房総半島南部，大房岬の海成段丘からみた酸素同位体ステージ3の古海面高度

菊地隆男（東京都立大学大学院理学研究科）

Takao KIKUCHI ; Sea level history during isotope stege 3 based on marine terraces at Taibusa-misaki, Boso Peninsula

第四紀の古気候変動に関する高い精度の時間分解能を持つ情報が，氷床や海底，湖底の堆積物などから多数得られつつある．他方，氷河の消長に連動する，海成段丘地形やその堆積物に残された最終氷期における古海面高度については，最終間氷期の高海面期はともかく，極めて乏しいのが現状である．第四紀の地殻変動が活発な本邦においてさえも，氷期の海面の証拠を陸域に保存しうるほど隆起量が大きくないことが最大の理由であるが，氷期の海成段丘は陸域には残されていない，という先入観が研究者の意識の中にあることも原因の一つとはいえないだろうか．

ところで，房総半島は第四紀の隆起運動が著しく，最終氷期の海成段丘が保存される可能性が高い地域の一つである．演者はかつて共同研究者とともに，房総半島東部夷隅川下流部において，約3万年前に形成された海成段丘の存在を報告したことがあり（菊地ほか，1995），同様の段丘の存在が予見されていた．今回，房総半島南部において，酸素同位体ステージ3に形成されたと思われる多くの海成段丘を発見し，段丘形成時の古海面高度についても考察したので報告する．

安房郡富浦町，大房岬に存在する平坦面は，かつて貝塚（1958），関東ローム研究グループ（1965），杉原ほか（1978）により三崎面相当の海成段丘として報告され，これを覆う風成テフラが記載されていた．この地域の地形を検討したところ，小規模ながら少なくとも7面の海成段丘の存在が明らかとなった．なお，基盤をなすのは0°～15°の緩やかな向斜構造をもつ三浦層群鏡ヶ浦層で，ロックコントロールを受けて形成された平坦面との見方も考慮したが，均質な凝灰質砂岩からなること，ところにより平坦面は地層の構造を切ることなどの理由により，その可能性は少ない．現地調査により段丘面を確認した上で，2,500分の1地形図上で読み取ったこれらの海成段丘面の高度は，高い方から78-82m，70-76m，58-62m，50-54m，40-46m，20-24m，8-16mである．最高位の面を除き旧汀線を意味する傾斜変換線を有するが，旧汀線高度を得るには風成層の厚さを除去する必要がある．

現時点では海成段丘の形成年代を示唆する資料に乏しいが，以下の段丘面については年代が知られているか，推定しうる根拠がある．

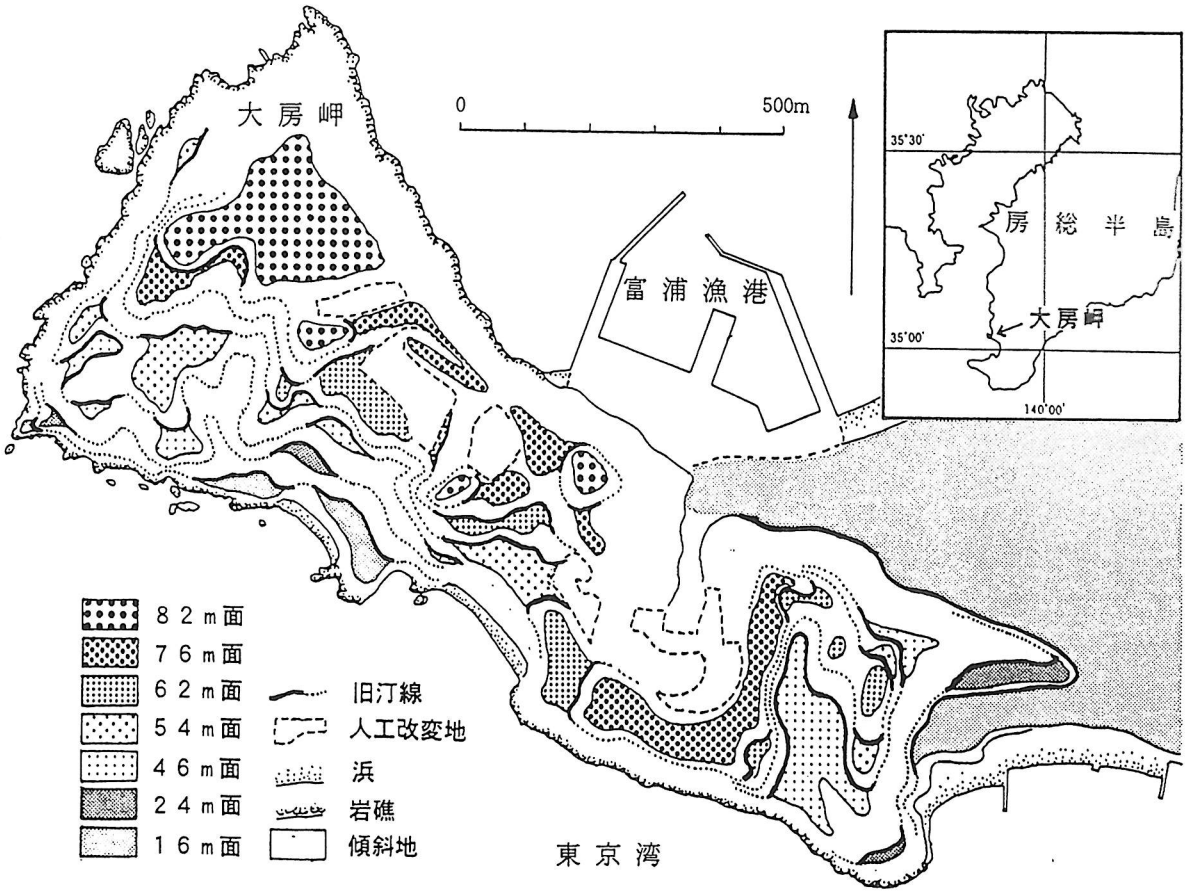
（1）最低位の16m面は沼面相当の完新世段丘とされている（松田ほか，1974）．

（2）完新世段丘形成時（6ka）の海面を，+3mとして得られる平均隆起速度は2.2m／kaで，隆起速度を一定と仮定した場合，この値は他の高度の段丘面の年代推定の参考となる．すなわち，この隆起速度は夷隅川でのそれと大差なく，夷隅川では完新世段丘上位の高度30mの吉附段丘堆積物について約30kaの^{14}C年代が得

られたことからパプアニューギニアのヒュオン半島で確認された 28ka の段丘形成期に，同様にその上位の高度 50m の長坂段丘は 40ka に形成されたものとされた（菊地ほか，1995）．このことは，本地域における完新世段丘の上位にある 24m 面が 28ka に，その上位の 46m 面は 40ka に形成された可能性を暗示する．

（3）最上位の 82m 面と 76m 面は，杉原ほか（1978）により TP を含む風成の関東ローム層に覆われることから“三崎面”とされた．しかし，この“三崎面”は現実には 2 つに区分される上に，76m 面では TP は水成層の直上にあることから，むしろ TP の降灰年代（52ka±：中村ほか，1992）に近いものとみてよい．また，82m 面については水成層と TP との間に 0.5m ほどの風成ローム層を挟むことから，三崎面の可能性もあるが，三崎面の年代は最近は 80ka（町田・新井，1992）とされているので 76m 面の形成期からみて時間が開きすぎ，三崎面より 1 段低位の段丘面という可能性も残されている．

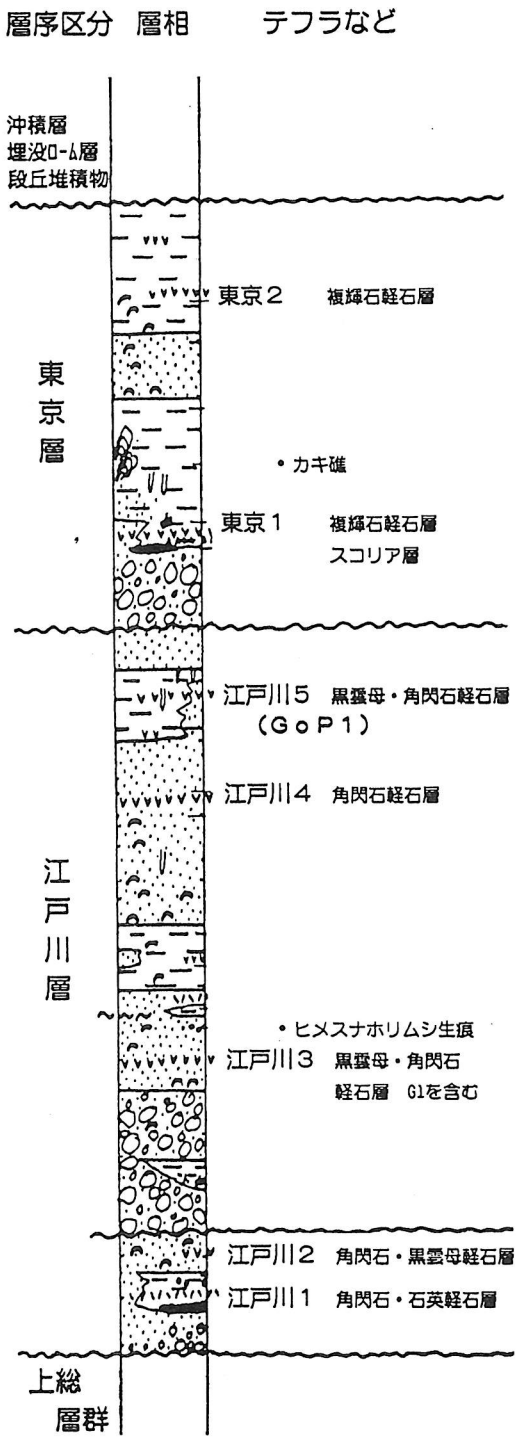
これらの資料に基づき段丘面形成時の古海面高度を検討したところ，24m 面（28ka）は－38m，46m 面（40ka）は－42m，また 76m 面（53ka）では－41m が得られ（高度は未補正），パプアニューギニアのヒュオン半島の隆起珊瑚礁から得られた古海面高度（Chappell and Shackleton, 1986;Kikuchi,1990）と比較的よい一致を見た．調査は予察的な段階だが，各段丘の年代が確定できれば，本地域は最終氷期に形成された本邦の海成段丘の模式地となる資質を備えている．



O-13 東京港の地下地質(1)－層序とテフラ－

斉藤尚人（富里高校）・東京港地下地質研究グループ
Naoto SAITO and Subsurface Geology Research Group of the Port of Tokyo ;

Subsurface geology of the Port of Tokyo (1) Stratigraphic Correlation of the Volcanic Ash Layers.



第１図　総合柱状図

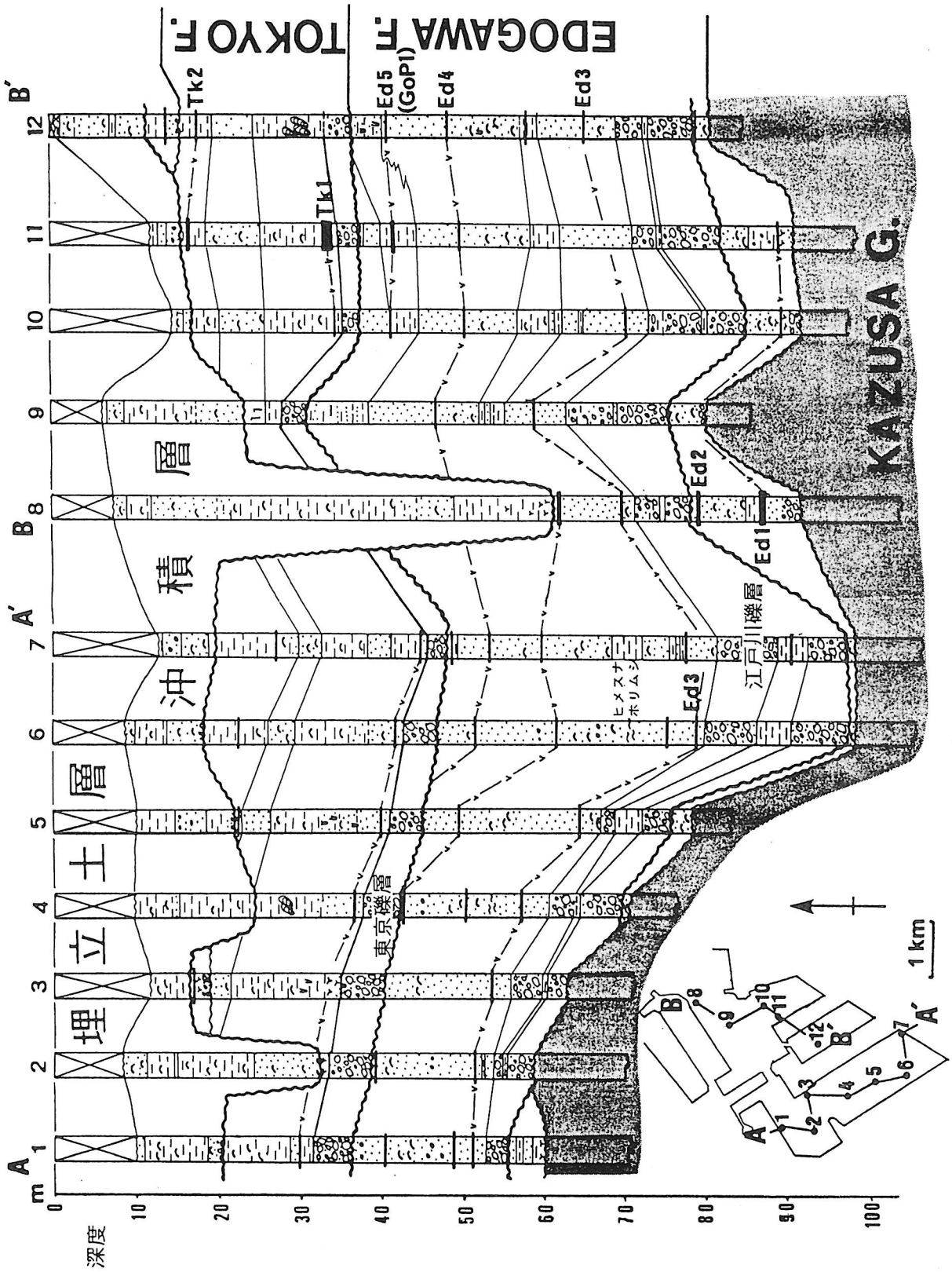
■はじめに：　東京港地下地質研究グループは，東京都港湾局がおこなった深度200～400ｍの12本のボーリングで採取されたコアの分析をおこなっている．層相観察を全員でおこなった後，堆積・古地磁気・テフラ・礫・貝化石・有孔虫化石・珪藻化石・花粉化石の分析をすすめている．

■層序について：　江戸川層と東京層の総合柱状図を第１図に示す．また、ボーリング位置ならびに柱状対比図を第２図に示す．本地域では下位より，上総層群，江戸川層，東京層，段丘堆積物および埋没ローム層，沖積層に区分される．江戸川層の最上部の部分は下総層群の薮層に，東京層は清川・木下層に，それぞれ対比されると考えられる．

■テフラについて：　風成テフラと水成の細粒堆積物中のテフラは、降灰層準の認定が容易である．砂層中のテフラについては２次堆積した可能性が高いと考えられるが，大量の軽石が含まれ鉱物組成が安定している場合に限ってテフラの降灰層準とした．「江戸川１～５、東京１・２」の７枚のテフラのうち，「江戸川５」テフラは普通角閃石，カミングトン閃石，黒雲母を多く含む軽石質のテフラで，普通角閃石の屈折率やキュリー温度の測定結果から，「ＧｏＰ１」に対比される．

■今後の課題：　・層序区分については，段丘堆積物の層序的位置づけと江戸川層の細分の問題が残されている．今後，各種の分析結果から総合的に判断したい．　・周辺地域への対比については，江戸川層のテフラはいずれも角閃石を多く含み多摩Ｉローム層中のテフラに，東京層のテフラは「ＧｏＰ１」より上位層準の多摩Ⅱローム層中のテフラに対比される可能性が強いので，検討を進めたい．

■謝辞：　この分析に用いた試料は東京都港湾局から提供されたものである．ここに記して深く感謝申し上げる．



第２図　ボーリング位置ならびに柱状対比図

O-14　東京港の地下地質（２）ー礫層とその組成ー

小川政之（池袋商業高）・東京港地下地質研究グループ

Masayuki OGAWA and Subsurface Geology Research Group of the Port of Tokyo:Subsurface Geology of the Port of Tokyo(2)Conglomerates and their Composition

東京港有明地区のオールコアボーリングについて、その砂礫層（6試料）の礫の礫種組成分析を行った。その結果、各砂礫層において礫種に違いがあることが明らかになった。そこで、これらの砂礫層の礫の供給源の推定および江戸川層中の砂礫層と御殿峠礫層との対比の可能性について報告する。なお、この分析に用いた試料は、東京都港湾局から提供されたものである。ここに記して深く感謝申し上げる。

礫種組成分析結果は次の通りである。

①沖積層（sp.1）：砂岩、チャートを主体とし、次に粘板岩＆ホルンフェルスおよび珪質凝灰岩をやや多く含み、少量の凝灰岩を含む。

②東京層（sp.2）:砂岩を主体とし、次にチャート、粘板岩＆ホルンフェルスを多く含み、少量の珪質凝灰岩を含む。

③江戸川層（sp.3）：砂岩、凝灰質岩（珪質凝灰岩・凝灰岩・凝灰質砂岩・火山礫質凝灰岩）を主体とし、チャート、粘板岩＆ホルンフェルスは少ない。また、少量の安山岩（玄武岩を含む）とごく少量の閃緑岩を含む。

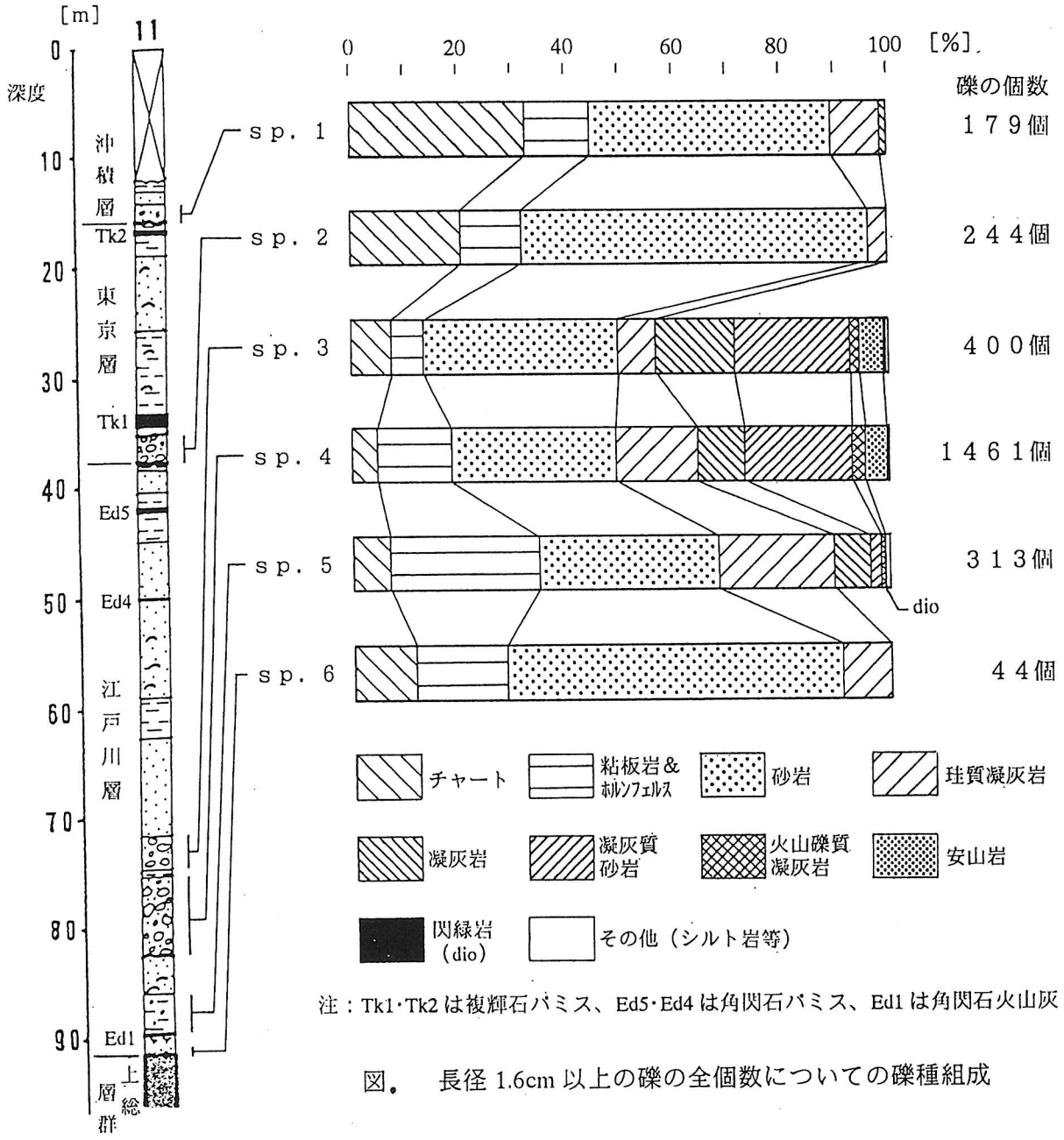
④江戸川層（sp.4）：砂岩、凝灰質岩（珪質凝灰岩・凝灰岩・凝灰質砂岩・火山礫質凝灰岩）を主体とし、次に粘板岩＆ホルンフェルスを多く含み、チャートは少ない。また、少量の安山岩とごく少量の閃緑岩を含む。

⑤江戸川層（sp.5）:砂岩、粘板岩＆ホルンフェルス、凝灰質岩を主体とし、他にチャート、ごく少量の閃緑岩を含む。

⑥江戸川層最下部（sp.6）：砂岩が主体で、他に粘板岩＆ホルンフェルス、チャート、珪質凝灰岩を含む。

以上の礫種組成分析結果から、礫の供給河川を推定すると、sp.1、sp.2については、堆積岩礫がほとんどで、現多摩川等の礫種と共通する。このことから沖積層基底礫と東京層基底礫は、古多摩川等による中・古生界堆積岩礫が主体となっていると思われる。これに対して、江戸川層の主要部（sp.3、sp.4）は、砂岩等の堆積岩礫も多く含むが、

特徴的なことは凝灰質岩礫及び安山岩礫、閃緑岩礫を含むことである。これらは、現相模川の礫種と共通し、多摩丘陵西部に分布する御殿峠礫層の礫種とも共通する。地理的発達状況についても、御殿峠礫層の基底面の高度および傾斜方向から、江戸川層中の砂礫層は御殿峠礫層の東方延長と判断しても差し支えない。この裏付けとしては、江戸川層に伴う火山灰の組成について、多摩Ｉローム を特徴づける角閃石の存在があげられる。以上の点から江戸川層の砂礫層は、御殿峠礫層に対比されると言える。



図。　長径 1.6cm 以上の礫の全個数についての礫種組成

O-15 高尾山コナラ林におけるコナラ花粉粒生産量の推定

清永丈太（東京都・建設局）

Jota KIYONAGA; The Estimated Production Rate of *Quercus serrata* Pollen Grains in a *Quercus serrata* Forest on Mt. Takao

1. 目的

花粉粒の生産量の分類群による相違は，花粉分析結果から過去の植生を復元するために必要な基礎的情報の一つである．コナラ属コナラ亜属は日本における沖積層の花粉分析で注目される分類群の一つであることから，コナラ亜属に属するコナラ（*Quercus serrata*）の花粉粒生産量を，関東山地東端に位置する高尾山北斜面のコナラ優占林分で測定した．

2. 方法

1996～1998年の各年の4月中～下旬に，開葯直前の雄花序のついた枝をコナラ試料木から採取し，葯1個あたりの花粉粒数，雄花1個あたりの葯数，雄花序1個あたりの雄花数を数えた．

一方，高尾山北斜面において，高木層に胸高直径70cm程度のコナラが優占する林分内に87m^{2}の調査区を設定した．このコナラ林の林冠の高さは約20mである．この調査区内に，開口部の面積が0.5m^{2}のリタートラップ8個を，1996～1998年の各年の4月上～中旬に設置した．これを約1ヵ月半，放置した後に回収し，その内部に落下したコナラ雄花序の数を数えた．これから調査林分におけるコナラ雄花序の生産量がわかる．

これらの計数結果から，式(1)に従って調査林分におけるコナラの花粉粒生産速度を求めた．

$$P = Pc \cdot M = p \cdot a \cdot f \cdot M \qquad (1)$$

3. 結果

計数された葯1個あたりの花粉粒数（p），雄花1個あたりの葯数（a），雄花序1個あたりの雄花数（f），およびそれらから計算された雄花序1個あたりの花粉粒数（P_c）を表1に，また，リタートラップ法で測定された雄花序生産量（M）およびこれとP_cから求められた花粉粒生産量（P）を表2に，それぞれ示した．コナラの花粉粒生産量については，若齢林および壮～老齢林での測定例があるが，今回得られた結果（4.9×10^{12}no.ha^{-1}yr^{-1}）はそれらの中間的な値を示す．

表1　コナラ試料木における葯1個あたりの花粉粒数，雄花1個あたりの葯数，雄花序1個あたりの雄花数の計数結果およびそれらから算出された雄花序1個あたりの花粉粒数

年	試料木	1葯あたりの花粉粒数 p	1雄花あたりの葯数 a	1雄花序あたりの雄花数 f	1雄花序あたりの花粉粒数 $P_c = p \cdot a \cdot f$
1996	試料木A	2600.3 (30, 686-4362, 859.8)	6.5 (20, 2-8, 1.6)	27.6 (31, 18-45, 6.0)	4.66×10^5
1997	試料木A	2612.3 (24, 798-3702, 700.4)	5.5 (17, 3-7, 1.3)	25.2 (35, 12-33, 5.8)	4.58×10^5
	試料木B	2795.9 (10, 2286-4080, 531.6)	5.1 (10, 3-7, 1.2)	26.8 (11, 12-35, 7.8)	3.82×10^5
1995	試料木B	2735.9 (10, 1802-4032, 708.3)	6.0 (28, 3-8, 1.1)	40.6 (16, 29-50, 5.8)	6.66×10^5

カッコ内の数字は，順に試料数，変異幅，標準偏差を示す．

表2　コナラの雄花序1個あたり花粉粒数および雄花序生産量と，それらから算出された花粉粒生産量

年	1雄花序あたりの花粉粒数 P_c	雄花序生産量* [$\times 10^6$no. ha^{-1}yr^{-1}] M	花粉粒生産量 [$\times 10^{12}$no. ha^{-1}yr^{-1}] $P = P_c \cdot M$
1996	4.66×10^5	8.01 ± 1.90	3.7
1997	4.20×10^5	9.91 ± 0.41	4.2
1998	6.66×10^5	10.67 ± 2.58	7.1
平均	5.17×10^5	9.53	4.9

* 平均値 ± 標準偏差

O-16 三浦半島北西部池子谷における弥生時代中期のイネ植物珪酸体化石の分布

江口誠一（千葉県立中央博物館）

Sei-ichi EGUCHI; Distribution of Opal Phytoliths of *Oryza sativa* (Gramineae) from the Middle Yayoi Period Sediments at the Ikego-Valley, the North-Eastern Miura-Peninsula

関東平野には谷津あるいは谷戸と呼ばれる樹枝状の開析谷が多く分布している．それにつながる谷底域において古くから稲作農耕が行われていたことは，遺跡の発掘調査により明らかにされてきた．そのほとんどで植物珪酸体分析がなされており，植物化石による稲作の実態解明が進んでいる．しかしそれらの試料採取地点は水田遺構内やその周辺であり，地形としての広がりを把握したものではない．遺構内だけでなく谷底全域を把握できるような試料採取を行った分析は，イネ植物珪酸体化石の運搬状況さらには産出数の評価を行う上での基礎資料となると考えられる．そこで本研究では，開析谷谷底を広範囲にわたって発掘調査した遺跡内各地点で採取した，同時期の堆積物について植物珪酸体分析を行った．特に，弥生時代中期堆積物のイネと水田雑草の珪酸体の産出状況について報告する．

調査地域は，三浦半島北西部の池子谷の谷底全域に広がる池子遺跡群で弥生時代を主体としている（図 1）．弥生時代中期の住居址は No.1A で 6 軒，No.1AS で 6 軒，No.8 で 1 軒みられ，明確な水田遺構は検出されなかった．試料採取地点は計 11 点で，このうち露頭 18 は遺構面上堆積物，それ以外は弥生時代中期の谷うめ堆積物である．堆積物自体は，露頭 3，9，10，18-4，17 が有機質泥，露頭 23，18-1，18-2，18-3 が有機質砂混じりシルト，露頭 19 は有機質シルト，露頭 20 は泥である．

分析結果は表 1 に示す．イネ（機動細胞）は，露頭 3，9，23，10，18-1，17，20 で産出した．特に，露頭 3 で 9835.8（個／g），露頭 9 で 30339.1（個／g）と相対的に多数産出した．イネ（短細胞）は，露頭 3，9，10 で産出した．特に，露頭 3 で 91800.8（個／g），露頭 9 で 20758.5（個／g）と相対的に多数産出した．ヒエ属は露頭 9，10 で，コブナグサは露頭 9，10 で，スゲ属は露頭 9 でそれぞれ産出した．

イネは，露頭 19 で産出しなかったのでその支谷では稲作がなかったと考えられる．しかし，それ以外の露頭ではイネが産出したので，それらが接する本谷では稲作が行われていたと考えられる．特に，露頭 3，9 では機動細胞と短細胞が同時かつ多数産出したので，それらの分布する No.1A では比較的大規模に耕作していたと考えられる．このことは住居址が集中することでも裏付けられる．その他の露頭でも堆積物の粒径がシルトや泥であることから，100m 以上もの遠方から珪酸体が運搬されたとは考え難く，付近で小規模な耕作があったと推測される．また，水田雑草の産出も稲作の存在を裏付けている．

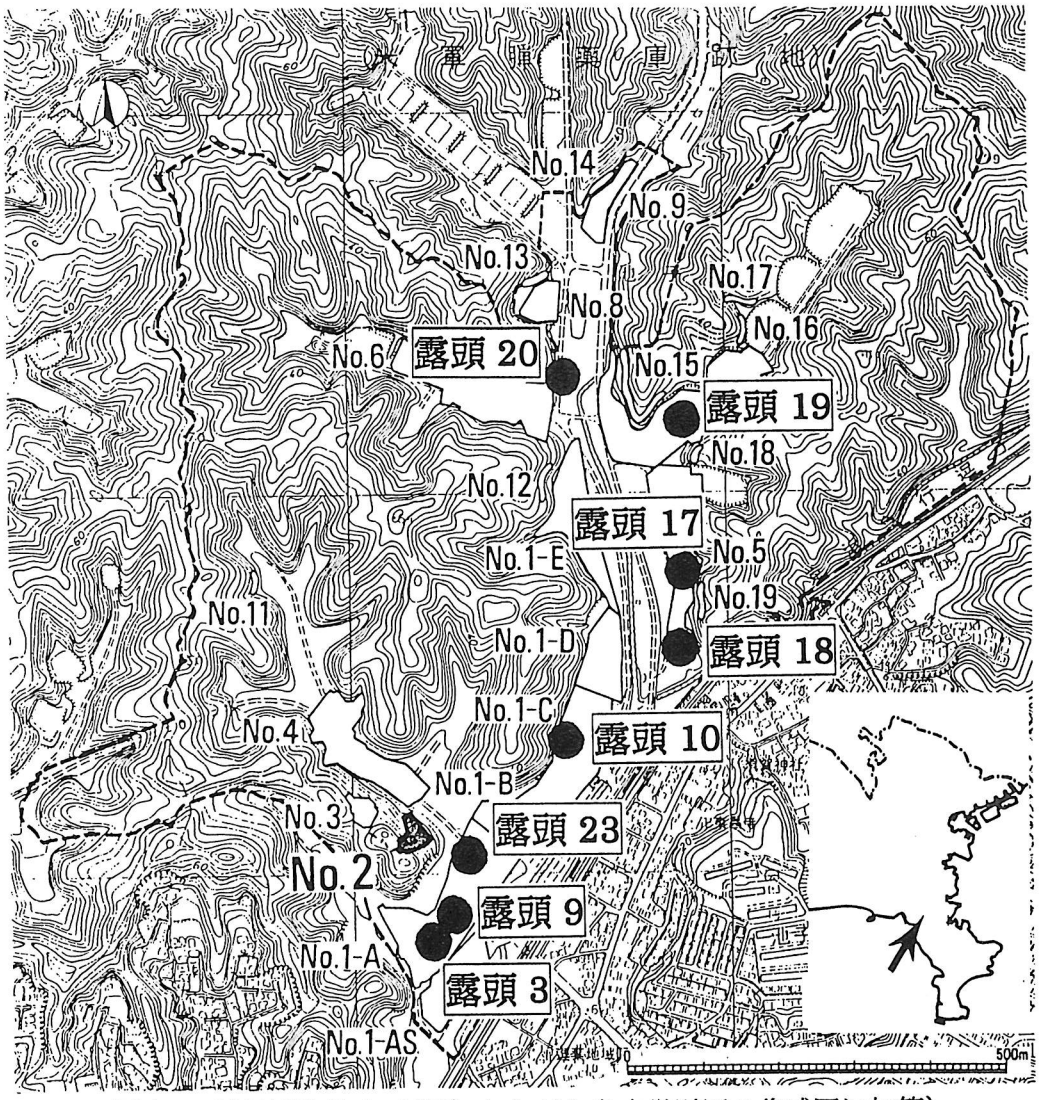


図１． 試料採取地点（(財) かながわ考古学財団の作成図に加筆）

表1. 弥生時代中期堆積物中の植物珪酸体化石(個／g)

	露頭3	露頭9	露頭23	露頭10	露頭18-1	露頭18-2	露頭18-3	露頭18-4	露頭17	露頭19	露頭20
イネ(機動細胞)	9835.8	30339.4	1231.2	328.1	1441.8	・	・	・	795.1	・	1448.7
イネ(短細胞)	91800.8	20758.5	・	328.1	・	・	・	・	・	・	・
ヒエ属	・	1596.8	・	984.2	・	・	・	・	・	・	・
コブナグサ	・	1596.8	・	328.1	・	・	・	・	・	・	・
スゲ属	・	3193.6	・	・	・	・	・	・	・	・	・

O-17 多摩川河口域でみられた更新世末期～完新世の堆積物

石綿しげ子(基礎地盤コンサルタンツ),上杉陽(都留文科大学),黒崎秀(東京電力)
Shigeko ISHIWATA, Yo UESUGI, Shigeru KUROSAKI : Latest pleistocene-holocene depositional environments at the Tama river-mouth.

1．はじめに

関東平野の沖積層の層序については、七号海進と有楽町海進によって堆積した七号地層と有楽町層の２段重ね構造が提唱されている（遠藤ほか,1983)。東京湾岸流域では松島(1987)による古生物学や堆積相などの見方から、有楽町層の古環境の変遷が明らかにされている。

演者らは多摩川河口域(川崎市千鳥町)において、ボーリング試料から七号地層と有楽町層の堆積年代、テフラの確認や降下期の古環境について検討を行った。さらに、東京湾内の沖積層との環境変化について比較をしてみた。

2．年代測定と火山灰分析結果にみる層序区分

当該地は図１の断面図に示すように、TP -45m付近の埋没波食台を挟んで２つの埋没谷が存在し、古多摩川の埋没谷は西側寄りに位置する。No.ＡとNo.Ｂはそれぞれの埋没谷部に相当し、堆積する七号地層の基底はTP-60～-65m付近に、有楽町層の基底はTP-50m前後にある。

^{14}Ｃ年代測定は㈱地球科学研究所の加速器質量分析計により、No.ＡのTP-53m付近とTP-59m付近，No.ＢのTP -50m付近の七号地層で実施した。測定結果は３試料とも11100～11300年前と、ほぼ同一時期に堆積した年代値が得られた。

火山灰分析はNo.Ｂから検出した４試料のスコリア礫について、模式地(富士東麓駿河小山)のスコリア群の層相(上杉ほか,1995)と比較検討をした。各試料はかんらん石斑晶鉱物などを多く含む組成から富士系テフラの噴出物と判断し、七号地層中に富士系Y-141-2を、有楽町層中では新富士系S-2，S-5～S-7と類似するスコリア群と同定した。また、No.ＡのTP -59m付近の砂混り軽石は、分析を㈱パレオ･ラボで行い、ガラスの屈折率や斑晶鉱物と年代値などから浅間火山起源が有力となった。

3．沖積層の古環境

上記の結果と堆積相の特徴から、沖積層の堆積環境を図２の様に整理した。七号地層は基底に礫混じり砂(BG)があり、上部に中砂，細砂と砂混じりシルトが重なる。本層は挟在するテフラから約 12000年前頃には既に堆積していたと考える。有楽町層は基底に砂混じりシルト（HBG)があり、この上部を砂泥互層－シルト－シルト混じり砂が堆積する。TP-21～-26m付近のスコリア群は、S-2とS-5間の層準が削剥された可能性があり、約5000年前頃の海面停滞や浅海化の時期と対応している。

松島(1987)はK-Ah火山灰の追跡から旧海底面の位置を推定しており、この資料を参考にして堆積速度の変化を求めた。七号地層の中でも約12000～10500年前頃は平均 1～2.5cm/年を示す。有楽町層の中でも約9000～8000年前頃は平均 1～1.5cm/年、約8000～6000年前頃は平均 0.4～0.5cm/年を、高海面期以後の約4000～3000年前頃は平均 0.3～0.5cm/年と推定される。両者の海進期は急速な海面上昇が水深変化と

O-18 相模川下流低地における完新世の古環境変遷

増渕和夫（川崎市青少年科学館）・嶋田　繁（明治大学・院）・松田光太郎（かながわ考古学財団）・杉原重夫（明治大学）
Kazuo MASUBUCHI・Shigeru SHIMADA・Koutarou MATUDAShigeo SUGIHARA:Holocene Environmental History in the Sagami River Lowland

Ⅰ.はじめに

本報告は、相模川東岸の高座丘陵に位置する「行谷遺跡」周辺の古環境変遷を明らかにするために行われたかながわ考古学財団によるボーリング調査に基づくものである。調査地点は、現海岸線から約6.5km内陸に入った小出川の支谷谷口部「行谷」と、台地を挟んでその南約１kmの谷口部「下寺尾」である。松原（1993）によって、相模川本流沿いでは、現海岸線から約１１km内陸まで海成層が分布することが明らかとなっている。

Ⅱ.結果

ボーリング調査によって得られたサンプルについて、珪藻化石分析をおこなった。「行谷」コアについては、概略以下の通りである。

約6,400年前頃以前に「行谷」は、内湾奥部沿岸環境となり、約6,200年前頃から塩分濃度の低下が進行、約5,800年前頃に淡水湖沼となる。淡水化が急激であることと、水位の低下を伴わないことから、淡水化にあたっては谷口部におけるバリーアーの形成があったと示唆される。約5,600年前頃に再び海水の侵入があり、本地点は汽水湿地化する。バリヤーをようやく乗り越えるほどの小規模の海進があったか、或は、バリヤーに河川による開口部が形成され、海水が遡上するようになったと思われる。海成層上限高度は、3.7mである。約5,300年前頃に海退があり、以後本地点は淡水環境に置かれる。約4,900年前～4,800年前頃、約3,600年前～2,900年前頃に、水位の低下＝地下水位の低下が示唆され、海退による可能性が考えられる。

相模川下流低地は、海岸線から約5km以上内陸側の自然堤防が発達する地域と、海岸線側の砂州及び砂丘の発達する地域に区分される（松原,1993)。松田ほか（1988）は、縄文海進最盛期の約6,000年前には、すでに砂州による閉塞が始まっていたとし、松原（1998)は、相模川西岸域における有孔虫化石分析から、約6,500 年前からprimary barrierの閉塞が進行し、約5,800年前に閉塞が完了したとしている。本地点における約6,200年前～5,800年前頃のバリヤーの形成は、東岸域でもほぼ同時期に閉塞が起きたことを示すと考えられる。

Ⅲ.西片貝塚の謎- 古環境と人間活動

縄文時代前期には、調査地点付近の台地先端部に主淡貝塚「西方貝塚」が、縄文時代後期には、「西方貝塚」より内陸側に入った地点に純鹹貝塚及び主鹹貝塚である「堤貝塚」と「遠藤貝塚」が形成されている。岡本(1973)は、この時空分布を「西方貝塚の謎」とし、考古学的見地から考察を行い、「西方貝塚」形成期に、砂丘あるいは砂州によって閉塞されたラグーンがその周辺に存在し、ヤマトシジミな

と堆積速度に大きな影響を与え、海面停滞期以後の堆積速度と比較すると倍以上を示し、変動規模の違いが顕著な環境変化を現わしたと解釈できる。

4．まとめ

多摩川河口域で確認された「沖積層」の層相変化は、東京湾沿岸全域で共通する可能性が高い。特に、七号地層の年代値は11500～12500年前頃が多いことから、古環境の再検討が望まれる。さらに、東京湾沿岸域の七号地層と有楽町層が堆積した急変な海進期の気候変動に関わる諸問題は、古環境の変遷を解明するばかりでなく、第四紀学的な総合的見方から究明していくことが望まれる。

［参考文献］遠藤邦彦ほか:アーバン・クボタ,21(1983)
松島義章:川崎市博物館資料収集委員会(1987)
上杉陽ほか:かながわ考古学財団調査報告書5(1995)

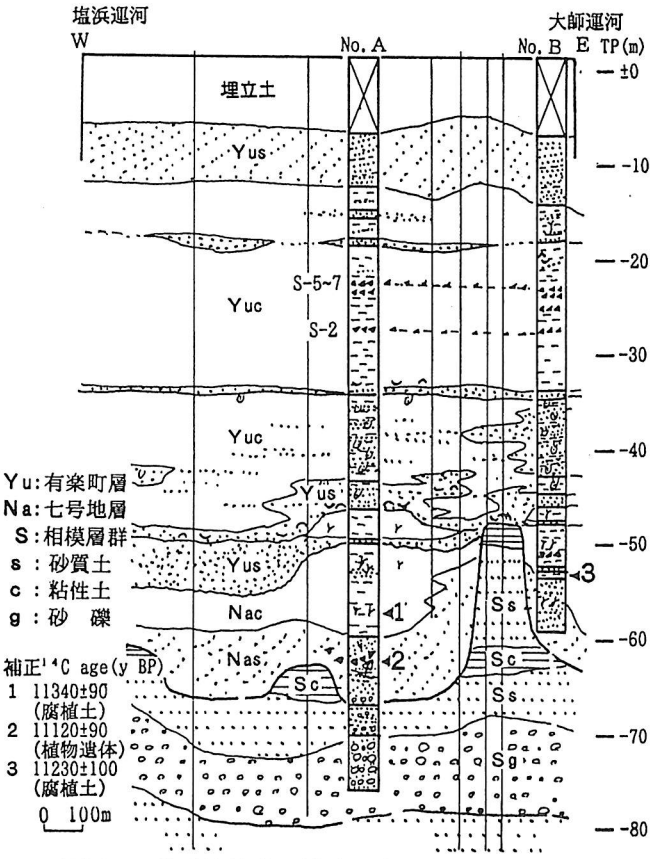
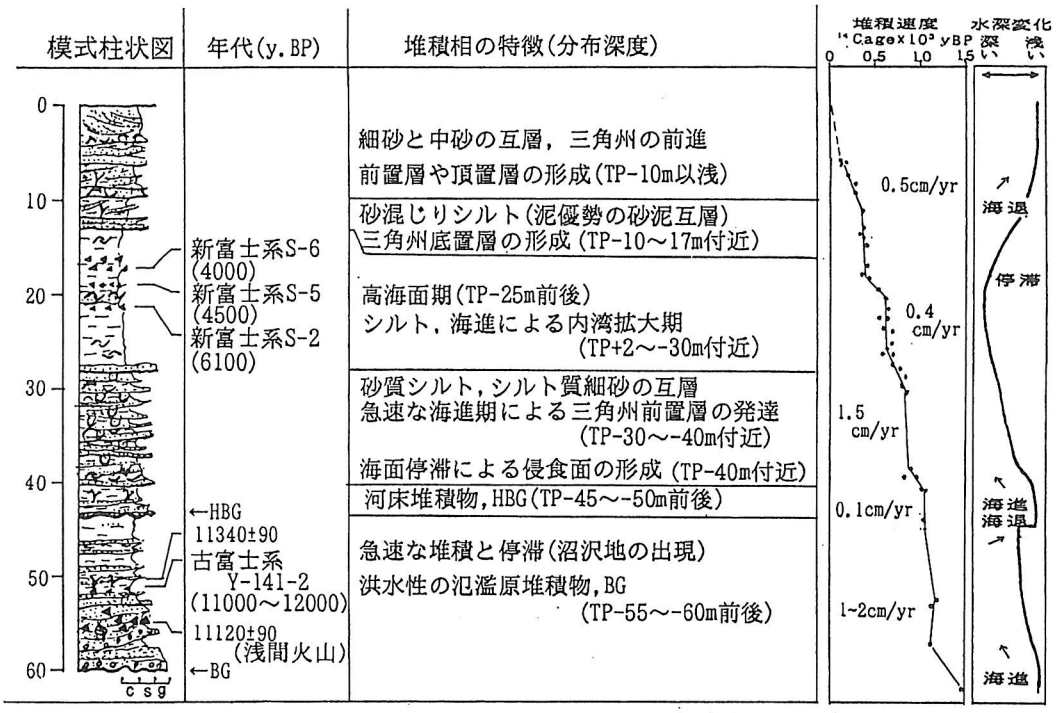


図１　多摩川河口域(千鳥町)の横断面図



（本資料と松島(1987)に基づく）

図２　多摩川河口域の沖積層層序と堆積環境

どが生息したと推定している。本報告はこの推定に矛盾しない。縄文時代前期中葉以降は、淡水域化したと推定されることから、前記の縄文時代後期の主鹹貝塚は、採集地とは離れていたと推定される。本報告は平成10年度刊行予定である。

引用文献

松原彰子（1993）相模湾沿岸低地の地形.湘南国際大学紀要,創刊号；61- 75.

松原彰子（1998）完新世における砂州地形の発達過程と人間活動の変遷に関する研究.平成7年度～9年度科学研究費補助金研究成果報告書.82pp.

松田時彦・由井将雄・松島義章・今永　勇・平田大二・東郷正美・鹿島　薫・松原彰子・中井信之・中村俊夫・松岡数充（1988）伊勢原断層（神奈川県）の試錐による地下調査- 過去約7000年間の堆積環境と元慶2年地震の変位.地震研彙報,63；145- 182.

岡本　勇(1973) 西方貝塚の謎.神奈川県史研究(23):48- 56.

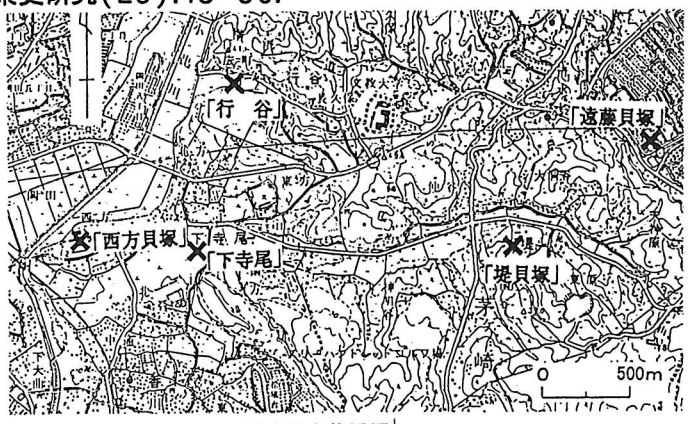


図　調査地点位置図

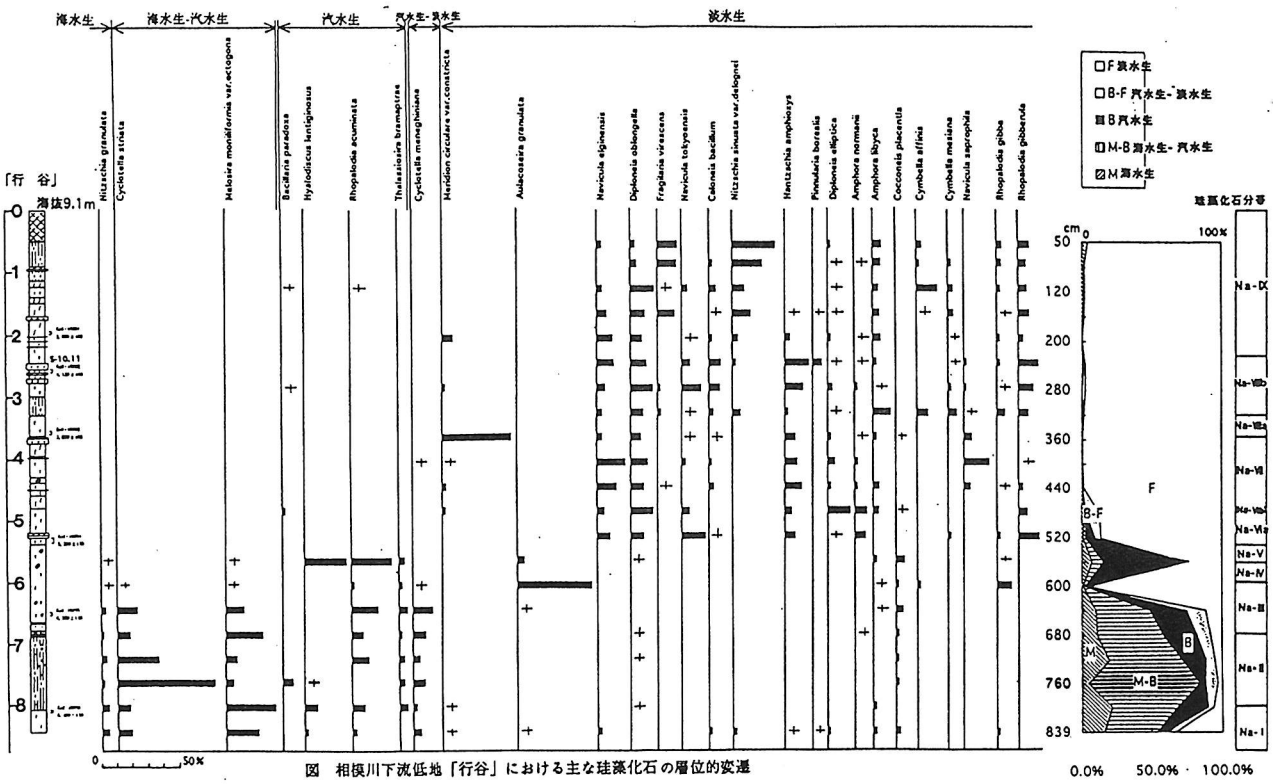


図　相模川下流低地「行谷」における主な珪藻化石の層位的変遷

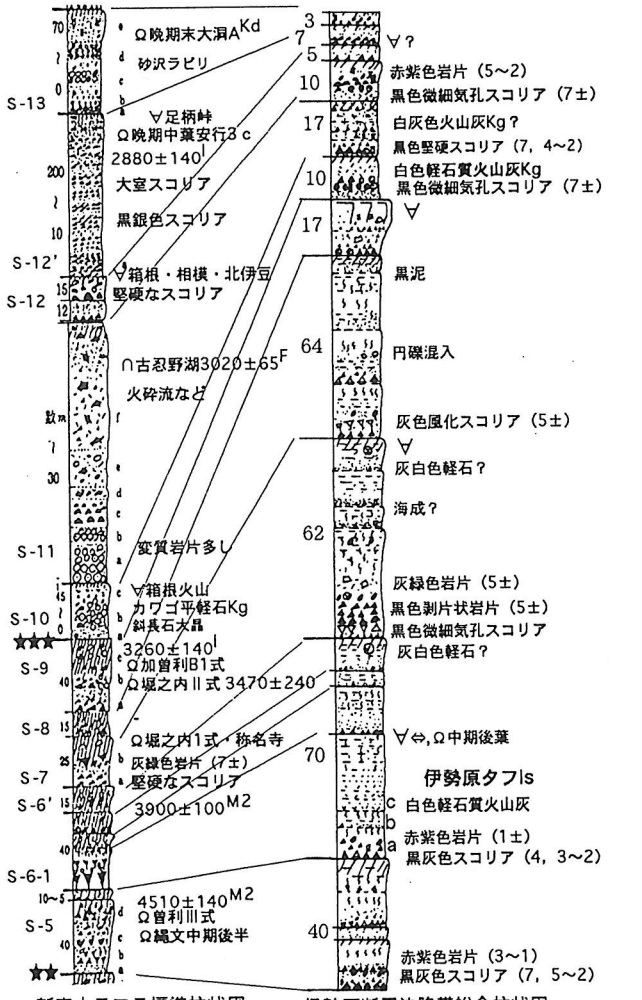
O-19 神奈川県伊勢原断層トレンチで検出された縄文中期軽石質火山灰

上杉　陽（都留文科大学）・小沢　清・長瀬和雄（神奈川県立温泉地学研究所）・
上本進二（神奈川県立七里ヶ浜高校）・山本幸子（神奈川県立戸塚高校）
Yo UESUGI, Kiyoshi OZAWA, Kazuo NAGASE , Shinji UEMOTO and Sachiko YAMAMOTO : Middle holocene pumiceous ash detected at the Isehara fault zone trenches, Kanagawa Prefecture, Central JAPAN.

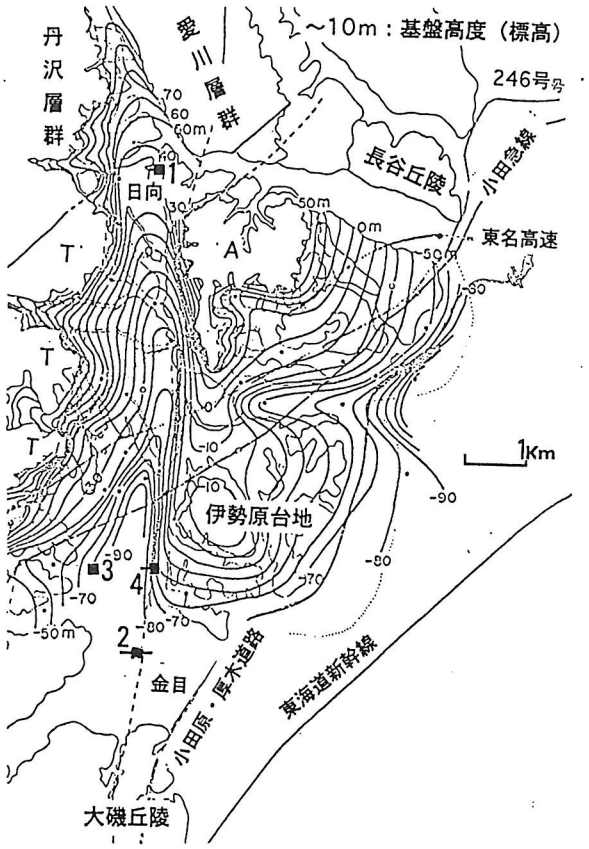
1 伊勢原断層について

伊勢原断層は神奈川県西部丹沢山地の新第三系丹沢層群と相川層群の境界付近を走り，南に伸びて伊勢原台地西縁を限るほぼ南北性の活断層帯である。日向扇状地台地東縁の地点1（日向：ひなた）と金目川低地の地点2（金目）でトレンチが掘削され，鶴巻台地東縁地点3，伊勢原台地西端地点4（岡崎），前述の地点1・2で総計24本，総計446mの良質なボーリングコアが引き上げられた（神奈川県，1996）。

埋没する下末吉（吉沢）海進堆積物（一部は風成か？）の上面（KIP-1テフラ下面）は，主断層隆起側（東側）地点4で標高−8.3m，主断層下盤側（西側）地点3で−32.6m，地点2のB2-1ボーリング地点で−27.5mであった。要するに，伊勢原台地一帯では活断層帯そのものをも含めて全域が，西方秦野盆地から東方横浜市に伸びる全長35km以上の東西性沈降帯[秦野−横浜線（町田，1973）]に向けて沈降している。伊勢原断層沈降帯と秦野−横浜線沈降帯が交差する一帯では，吉沢ローム層下部〜中部を覆って，厚く沖積層が発達する。泥炭質〜黒泥質部分も多い。新富士系テフラは30数枚が識別可能で，平安海進〜中近世海退に到るまで細かく海進海退が読みとれる。ここでは縄文中期（4500〜4000yr.BP）に降下堆積した白色軽石質火山灰（伊勢原タフIsと仮称）について述べる。



新富士テフラ標準柱状図　伊勢原断層沈降帯総合柱状図
上杉ほか（1995）など　∫泥炭，∀地割れ，⇔地層擾乱，∩せき止め湖，Ω遺物



神奈川県温研地下水グループ（1970）に加筆

2　富士山東方地域の新富士系テフラ群と挟在する軽石質火山灰

静岡県・山梨県・神奈川県・東京都・千葉県中部に降下堆積した完新世テフラの大半は新富士系テフラである。S-0-1番テフラ（10500yr.BP）からS-25番テフラ（AD1707年；宝永スコリア）まで，60枚弱が山麓部で登録されている（上杉ほか，1995など）。新富士系黄褐色～赤褐色ガラス片とは明らかに異なる屈折率の低い透明ガラス片も10層準以上鏡下では確認されている。

3 カワゴ平軽石（Kg）

カワゴ平軽石（Kg）は風送陸上堆積型（神奈川・静岡・山梨県境三国峠）でも風送水中堆積型（慶応大学湘南藤沢キャンパス）でも肉眼で識別可能であった（上杉ほか，1979，1993）。地点1（日向トレンチ）でも，風送水中堆積型S-11上下に天城火山カワゴ平軽石（Kg）がある（神奈川県，1996）。

3100yr.BPのS-10上部に挟在するKgは，金目トレンチで150～600μが多く，斑晶率30％±（斜長石，石英，角閃石，斜方輝石，黒雲母などを含む），重鉱物含有率50％±で，ガラス組成は，①白色かき氷状～シャーベット状を呈する口径20～30μの柱球状気孔集合体ガラス（Tco型）～ガラス板中に柱球気孔があるもの（Cco型）が35％強，②白色絹糸状光沢を示す口径10～15μ程度の柱状気孔集合体ガラス（Tc型）が15％±，③透明剥片状ガラス片（Hfl型；表面に球形気孔，柱状気孔がつくものあり）が30％±である。全体に，ねじれた柱状気孔が多いのが特徴である。風送陸上堆積型の三国峠とは比率に大差があるが，基本的特徴は同じである。なお，Kgが1枚なのか，複数枚あるのかははっきりしない。町田・新井（1992）によれば，Kgガラスの屈折率はn=1.493～1.503，である。

4 伊勢原タフ（Is）

今回，ほとんど全てのコアや両トレンチで確認された白色軽石質火山灰を伊勢原タフIsと仮称する。挟在層準はS-6-1上部である。概略4500～4000yr.BPである。層厚は地点1の日向トレンチで1～3cm，伊勢原台地南方金目トレンチで1cm弱，テフラ片の最大粒径は500μ，400～200μのものが一般的である。地点2のB2-2では，斑晶率は47％（斜長石，石英，斜方輝石，角閃石，黒雲母，磁鉄鉱など），重鉱物含有率30％±で，ガラス組成はの①白色かき氷状～シャーベット状を呈する口径20～30μの柱球状気孔集合体ガラス（Tco型）～ガラス板中に柱状気孔が多数見られるもの（Cc型）が30％，②白色絹糸状光沢を示す口径10μ程度の柱状気孔集合体ガラス（Tc型）が11％，③透明剥片状ガラス片（Hfl型；表面に球形気孔，柱状気孔がつくものが比較的多い）が21％強，④球状気孔集合体ガラス（To型）8％である。Kgと同じく，ねじれた気孔が多いのが特徴である。屈折率は（株）京都フィッション・トラックにより測定され，ガラスはn=1.498～1.504，斜方輝石が1.705～1.707，角閃石が1.672～1.679であった（神奈川県，1996）。

要するに，伊勢原タフ（Is）とカワゴ平軽石（Kg）の屈折率や斑晶鉱物組成，ガラス形態はほぼ同じである。伊勢原タフIsの方が球状気孔集合体Toが目立つが，これとて，S-10～11期が冷涼湿潤で酸性～泥炭質環境で粘土化が速いことなどを考えれば，誤差範囲内の差異である。S-6とS-10の間隔は風送陸上堆積型地域では，1.8m（富士東麓上紫怒田～須走），60cm（小山町湯船原北郷）。箱根火山西麓深良林道で40cm，箱根火山宮城野で30cm，都留市中谷で25cm，藤沢市慶応大学湘南藤沢キャンパスで10～30cm，東京都目黒大橋遺跡で10cm，愛鷹火山東麓三明寺で7cm，千葉県稲毛区で5cm以下である（日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会，1996）。間隔が10cm以下では識別は困難である。両者を併せてカワゴ平軽石（Kg）層準としてきたと思われる。

伊勢原タフ（Is）とほぼ同時期と思われるテフラとしては，① 伊豆大島火山Osb28最上部（4500 yr.BP）やOsb22上部（3900 yr.BP）の透明厚板剥片状ガラス（Hfl型）② 箱根火山中央火口丘二子山の火砕流中のもの（Hk-Ftpfl：小林ほか，1996）などが挙げられる。その他，従来，Kgとされてきたものが，実際には1層準ではなかったという可能性もある。

文献 神奈川県（1996）伊勢原断層に関する調査。神奈川県温泉研究所地下水調査グループ（1970），神奈川県。小林ほか（1996）日本火山学会講演予稿集，No.2。町田（1973）地学雑誌，82（2）。町田・新井（1992）火山灰アトラス。日本第四紀学会（1996）第四紀露頭集ー日本のテフラ。上本・上杉（1996）日本文化財科学会第13回大会講演要旨集。上本・上杉（1998）関東の四紀，21。上杉（1996）山梨県埋蔵文化財センター調査報告書，第116集。上杉ほか（1979）第四紀研究，17（4）。上杉ほか（1993）湘南藤沢キャンパス内遺跡，第1巻。慶応大学。上杉ほか（1994）第四紀研究，33（3）。

O-20　マグマ噴出量の累積変化から推定される箱根火山の噴火様式

小林　淳（(株) ダイヤコンサルタント）

Makoto KOBAYASHI; Eruption Style Based on Cumulative Changes in Magama Discharge from Hakone Volcano

火山から噴出したマグマ（溶岩・テフラ）質量の累積変化に注目することは，噴火履歴や長期的な噴火予測（時期・噴出量）に有用である．しかし，箱根火山のようにカルデラを形成するような火山では，噴火システムが複雑，噴出量推定が困難などの理由から，カルデラ形成期のマグマ供給系の変遷について詳細な議論はあまりされていない．今回は，箱根火山の最近11万年間の噴出量積算図（図1）より，カルデラ形成期から中央火口丘形成期に至るマグマ供給系や火山体の内部構造の変化について一つの解釈が得られたので報告する．

箱根火山の過去11万年間のマグマ噴出率は$7.6x10^{11}$kg/kyだが，110～105ka($23.3x10^{11}$kg/ky)，105～80ka（$10.7x10^{11}$kg/ky），80～20ka（$6.75x10^{11}$kg/ky），20ka～現在（$2.17x10^{11}$kg/ky）と段階的に減少する．特に，火砕流噴出期から中央火口丘形成期にあたる80～20kaについては，大きな噴火の開始点と終了点がそれぞれ直線上に並び，さらに，この2直線が20kaに向けて収束することから，火山体内部で何らかの系統的変化が生じているといえる．小山・吉田（1994）は，噴出量積算図の形状より火山の噴火様式を時間予測型，噴出量予測型，完全周期型，不規則型に分け（図2），これを支配しているのはマグマ供給系や地殻応力場，火山の内部構造であると述べた．しかし，図1はこのいずれにも当てはめることができない．

図1より，地下深部からのマグマ供給率が80～20kaにおいてほぼ一定で，マグマ溜りから地表に向けてのマグマ上昇圧も単調増加すると仮定する．さらに，積算図に接する2直線の傾き（収束傾向）を考慮すると，噴火のたびにマグマ溜り内の噴出可能なマグマをすべて噴出し，かつ，マグマ溜りの容量と火道の地殻強度の段階的減少が同時に進行するといった噴火システムを考えることができる．実際に，この期間の箱根火山の活動は，珪長質テフラ噴出に伴うカルデラ形成，安山岩質降下テフラの噴出，安山岩質玄武岩の溶岩噴出へと変化する．この変化の中で，数回のカルデラ形成と噴出マグマの組成変化が大きな特徴としてあげられる．この特徴は80～20kaにかけての箱根火山が，カルデラ形成・溶岩噴出のたびにマグマ溜りが崩壊・縮小し，さらに地下深部から供給されてきたマグマは弱化した火道の破壊強度に短時間で達して，地表にむけてマグマを容易に噴出できる状態にあったといえる（図3）．

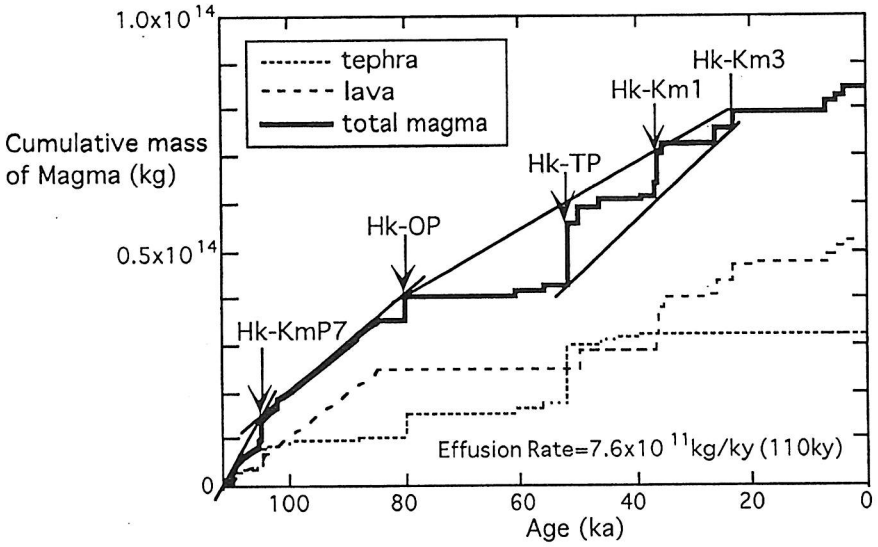


図１　箱根火山の過去11万年間のマグマ噴出量積算図（小林，投稿中）

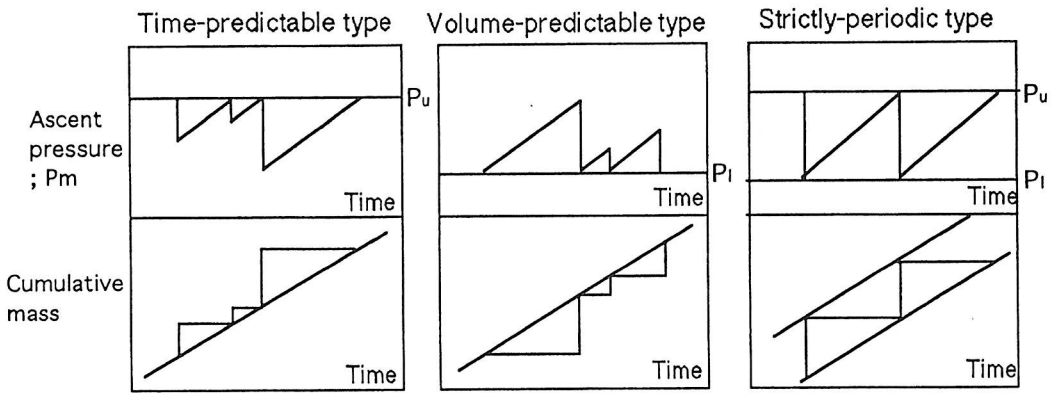


図２　マグマ溜り内におけるマグマ供給・噴出モデル（小山・吉田，1994）
Pm; マグマ溜りにおけるマグマ上昇圧，Pu; 噴火開始時のPm，Pl; 噴火終了時のPm

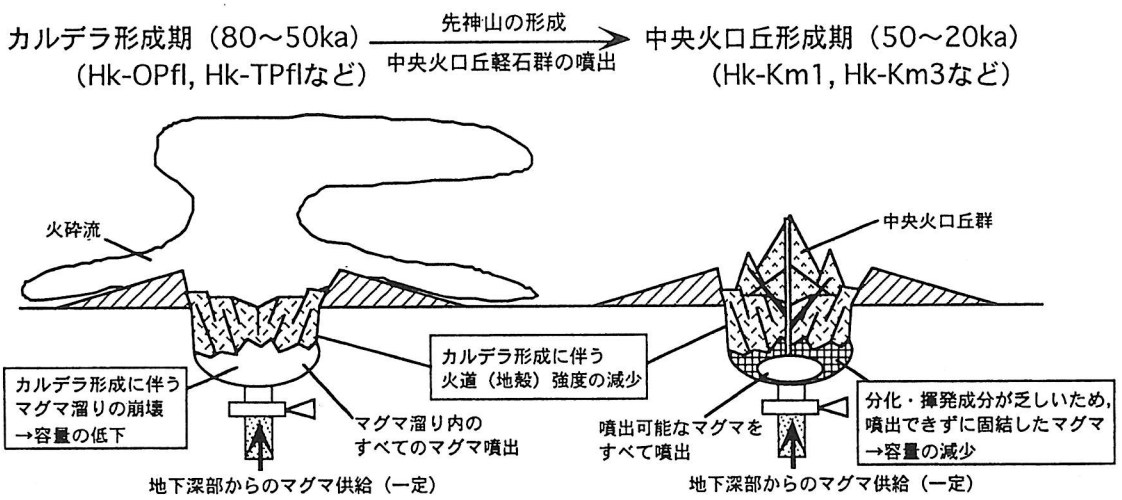


図３　箱根火山の80～20kaにおける噴火モデル

O-21 箱根火山南東麓（根府川～真鶴）のテフラと溶岩

安野　信（神奈川県立保土ケ谷養護学校）・稲垣　進（県立岡津高校）・上杉　陽（都留文科大学）・鵜浦武久（都立鷺宮高校）・菊地隆男（都立大学）・佐藤喜博（川崎市立栗木台小学校）・長井雅史（茨城大・院）・則　茂雄（明大明治中高）・満岡　孝（科学博物館）・由井将雄（明大明治中高）・米澤　宏（獨協中高）・箱根団体研究グループ

Makoto YASUNO ; S.INAGAKI ; Y.UESUGI ; T.UNOURA ; T.KIKUCHI ; Y.SATO ; M.NAGAI ; S.NORI ; T.MITSUOKA ; M.YUI ; H.YONEZAWA and Hakone Collaborative Research Group : Tephrostratigraphical and Lava-stratigraphical Study of Southeastern Foot of Hakone Volcano

箱根火山の地質岩石学的研究は、KUNO（1938;1950）、久野（1952）、久野原著・箱根火山地質図再版委員会（1972）などによって行なわれ、この結果、古期成層火山体［ＯＳ］の形成→第一期カルデラの形成→カルデラの侵食→楯状火山体［ＹＳ］の形成→軽石流［Ｐ］の噴出→第二期カルデラの形成→中央火口丘群［ＣＣ］の形成という発達史が提示されている。

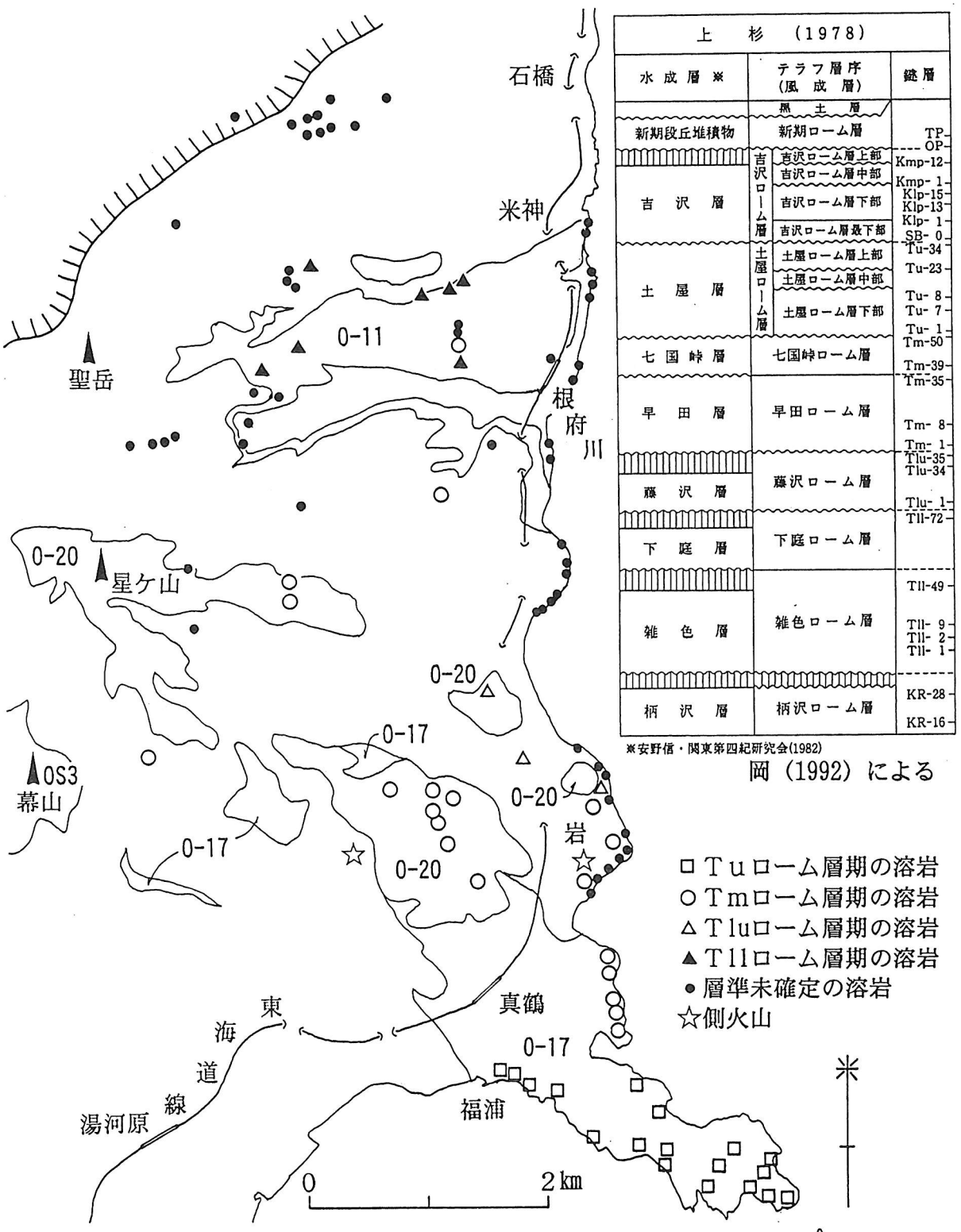
一方、箱根火山の東方に位置する大磯丘陵には、愛鷹火山・箱根火山・富士火山などに由来するテフラが約300m以上も堆積している。この約50万年間分におよぶテフラの層序は、町田ほか（1974）や上杉（1976）などによって確立されている。

箱根団体研究グループは、この大磯丘陵で確立しているテフラ層序を基に、箱根火山を構成する噴出物をテフラ層序の中に位置付け、箱根火山の発達史を明らかにすべく調査を進めている。今までの調査の結果得られた成果について報告する。

①真鶴半島を構成する真鶴岬溶岩［Tu-20とTu-21の間の層準：160～170Ka頃；箱根団研、1992a；1992b、由井・関東第四紀研究会、1994］や小田原市根府川の採石場にみられる溶岩［Tm-2噴出期：250～270Ka頃；米澤ほか、1996］のように何層かの溶岩の噴出期が、テフラ層位の中に確定した。

②箱根火山外輪山南東麓斜面に見られる溶岩のうち、最も新しいものは、真鶴岬溶岩で、最も南に分布する。全体的には、図のように、北側地域に、より古い時期（Tm期の溶岩、T1期の溶岩）の溶岩が分布する。

③従来、外輪山南東麓斜面には、幕山［ＯＳ３］・聖岳［潜在円頂丘］・星ケ山西方830mの山［Ｏ－２０：本小松石の噴出口］などの側火山の存在が報告されている。これ以外に、Tm期に活動したと考えられるスコリア丘・スパターコーンが確認された。真鶴岬溶岩を含めて、複数回の側噴火が発生したことが明らかとなった。



上杉（1978）		
水成層※	テラフ層序（風成層）	鍵層
	黒土層	
新期段丘堆積物	新期ローム層	TP OP
吉沢層	吉沢ローム層上部	Kmp-12
	吉沢ローム層中部	Kmp- 1
	吉沢ローム層下部	Klp-15 Klp-13
	吉沢ローム層最下部	Klp- 1 SB- 0
土屋層	土屋ローム層上部	Tu-34
	土屋ローム層中部	Tu-23
	土屋ローム層下部	Tu- 8 Tu- 7 Tu- 1
七国峠層	七国峠ローム層	Tm-50 Tm-39
早田層	早田ローム層	Tm-35 Tm- 8 Tm- 1
藤沢層	藤沢ローム層	Tlu-35 Tlu-34 Tlu- 1
下庭層	下庭ローム層	Tll-72
雑色層	雑色ローム層	Tll-49 Tll- 9 Tll- 2 Tll- 1
柄沢層	柄沢ローム層	KR-28 KR-16

※安野信・関東第四紀研究会(1982)

岡（1992）による

箱根火山南東麓の溶岩・側火山の分布とその噴出期
（米澤ほか、1980・1982・1996；箱根団研、1992a・1992b；由井・関四研、1994；箱根団研、1996などの資料に加筆して作成。O－11・17・20およびOS3の分布は、久野（1938）による）

O-22 東海地方における満池谷不整合

松葉千年（桑名市）

Chitoshi Matsuba; Manchidani Unconformity found in Tokai Region.

伊勢湾北部を軸とする　美濃地塊の反時計まわり回転応力により　養老断層・天白河口断層・伊勢湾断層・鈴鹿川構造線に区切られた　四象限構造が形成されたのは中期更新世以降である。 第一・第三象限は沈降域、第二・第四象限は隆起域に転じたいずれも東海層群分布域にあたり　隆起域からの堆積物は東海層群堆積面を不整合に覆い　中期更新世の六甲変動による山地の急激な隆起と　気候変動に伴う海水準変動の影響をうけて　各象限それぞれ異なった堆積相となった。

１濃尾傾動域、養老断層・天白河口断層間　満池谷寒冷期には海水準低下により弥富累層を削りこんで第三礫層が堆積し、Ｍａ８期には海進により海部累層Ａｍ１が堆積した。

２六甲変動域、養老断層・鈴鹿川構造線間　鈴鹿山脈・養老山地が急激に隆起し山麓に巨礫層を堆積した。 濃尾傾動域との境界にあたる　多度小山丘陵では東海層群最上部にあたる多度層の上の猪飼層Ｆａ１層からJuglans Sieboldianaが産出しはじめPicea Maximowicziiを多量に産出したので満池谷寒冷期の堆積と推定される。 更にＦａ２巨礫層は下位の寒冷期堆積層を削り去っていることがおおく　鈴鹿山麓の米野層は東禅寺層、湯の山礫層は水沢最古期扇状地基底の巨礫層と不整合に接している。養老山地南西側の段丘模式地である北勢町東部、平野神社裏の標高244mには径50cm以上の巨礫が散在している。 このような山地基盤から数百メートル離れた位置にある巨礫層はＨ１面形成以前のもので最高位巨礫層（ＭＨ）とする。

３伊勢湾形成域、鈴鹿川構造線・伊勢湾断層間　東部が沈降し伊勢湾を形成している。 見当山累層は浸食された谷を埋積した層とされSabia japonica等温暖期の植物遺体を産出するのでＭａ８期に対比される可能性がある。 また前出のＦａ２．ＭＨ巨礫層・東禅寺層基底の巨礫層も同時期のものと推定される。

４猿投変動域、天白河口断層・伊勢湾断層間　知多半島・猿投山塊の隆起と渥美半島域の低地化により、寒冷期の海水準変動の影響をうけ　二川累層はおおきく削られ田原累層と著しい不整合で接している、この不整合を満池谷不整合に対比すると豊橋累層下部の寺沢砂質粘土層からLarix及びPicea Maximowicziiを産出した寒冷期（黒田啓介1967;第四紀研究6巻2号）は第二礫層および嘉例川寒冷期に対比される可能性がある。

三重県北部の高位段丘Ｈ１，Ｈ２面は　海部累層のＡｇ１，Ａｇ２に　Ｈ３面（嘉例川礫層）は濃尾傾動域の第二礫層の寒冷期に対応している（松葉1988;名古屋地学50号）。

三重県北部の第四系層序

	段丘・火山灰	気候　環境　他地域との対比	主な　産出化石
低位	L１　山口	大門寒冷期　約18000年前	Larix leptolepis
	M２		
中位	M１　Pm-1	御館海進	Ostrea gigas
高位	H３	嘉例川寒冷期	Picea maximowiczii
	H２		
段丘	H１		
	MH	巨礫層（大阪層群 Ma8　相当）	
	猪飼層Fal層	猪飼寒冷期	Picea maximowiczii
		（満地谷不整合　相当）	Juglans sieboldiana
多度層	TD-end		
	TD-z	アズキ火山灰層に対比	
		メタセコイア植物群消滅期	Cunninghamia
	TD-w	養老・水沢・多良ピンク火山灰層	Picea koribai
	TD-m	多度第一寒冷期（上村寒冷期）	Menyanthes trifol.
	Ka　上相場	東海湖消滅	
大泉層		終末期埋積砂層	
	Oz-7	最終湖底粘土層	Stegodon aurorae

O-23　長野県信濃町貫ノ木周辺の中～上部更新統

石井陽子（大阪市立自然史博物館）・野尻湖地質グループ
Yoko Ishii,　Geology Researchi Group for Nojiri-ko Excavation;
Middle-Upper Pleistocene series around Kann'noki, Shinanomachi, Nagano Prefecture

長野県上水内郡信濃町貫ノ木は，野尻ローム層，貫ノ木層および池尻川泥流（いずれも上部更新統）の模式露頭の所在地である（野尻湖発掘調査団，1975，野尻湖地質グループ，1984b）．これまでにこの付近で確認されてきた最下位の地層は池尻川泥流であることから，貫ノ木の国道 18 号西側の丘陵状の高まりは，池尻川泥流からなる地形だと考えられてきた(野尻湖地質グループ，1990c）．ところが，1995～97 年にかけて行われた上信越自動車道の工事によって大規模な露頭が出現し，池尻川泥流以下の地質層序・構造が明らかになった．

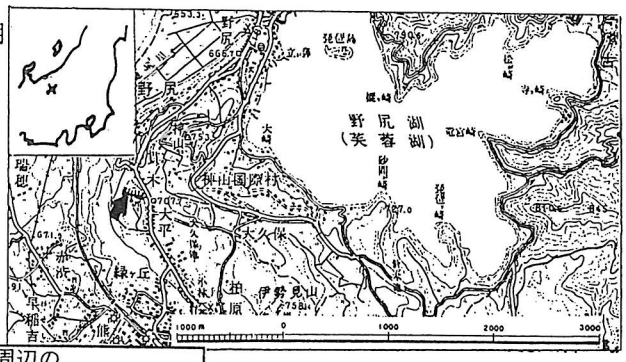
調査地では，時代未詳のシルト岩を基盤として，50m の厚さで中～上部更新統がほぼ連続して堆積している．中部更新統の信濃町ローム層（中村,1981）の一部は水成層である．上部更新統の神山ローム層（野尻湖地質グループ，1984b）と下部野尻ローム層は標高の低いところで水成層である．また，火山起源の流下堆積物が 6 層分布している．下位から，中部更新統の大平火砕流堆積物Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ，貫ノ木火砕流堆積物Ⅰ，上部更新統の貫ノ木火砕流堆積物Ⅱと池尻川岩屑なだれ堆積物である．

池尻川岩屑なだれ堆積物は従来池尻川泥流と呼ばれ，野尻湖はこの堆積物のせき止めによってできたとされてきた（野尻湖地質グループ，1994）．貫ノ木周辺の新しい露頭で詳細に層相を観察した結果，池尻川泥流は岩屑なだれ堆積物に分類されることが明らかになった．また，池尻川岩屑なだれ堆積物の直下の地層が初めて観察され，正確な層準が明らかになった．

貫ノ木の丘陵は背斜構造からなる地形であることが明らかになった．ほぼ南北に走る褶曲軸の西側では，中・上部更新統は約 15～30° W の傾斜であるのに対し，東側では 30～80° E と急傾斜を示す．また，背斜軸の西側には東おちの低角の正断層群，軸部には西おちの正断層群，東側には東おちの逆断層を伴う．古い地層ほど傾斜が大きくなる傾向が見られることから，この地域は継続的に隆起していたことがわかり，その期間は貫ノ木火砕流堆積物Ⅰ・池尻川岩屑なだれ堆積物の層厚の変化や分布から，上部信濃町ローム層堆積期に始まり，野尻ローム層堆積期まで続いたと考えられる．

この地域の地質構造が明らかにされたことは，野尻湖の成因や野尻湖周辺地域の地形発達史の研究を進める上で重要な意義を持つ．

国土地理院発行５万分の１地形図「戸隠」使用



区分	野尻湖周辺の風成火山灰の層序			貫ノ木周辺の水成層	貫ノ木周辺の火山起源の流下堆積物
完新統	柏原黒色火山灰層				
上部更新統	野尻ローム層	上部	Ⅱ		
			Ⅰ		
		中部	Ⅲ		
			Ⅱ		
			Ⅰ		
		下部	Ⅲ		
			Ⅱ	野尻湖層相当層	
			Ⅰ		
	神山ローム層	上部	Ⅲ	貫ノ木層	
			Ⅱ		← 池尻川岩屑なだれ堆積物
			Ⅰ	琵琶島沖泥炭層相当層	
		下部	Ⅲ		
			Ⅱ		? ← 貫ノ木火砕流堆積物Ⅱ
			Ⅰ		
中部更新統	信濃町ローム層	上部	Ⅴ		← 貫ノ木火砕流堆積物Ⅰ
			Ⅳ		
			Ⅲ		
			Ⅱ		
			Ⅰ	富士里層相当層	
		中部	Ⅱ		
			Ⅰ	?	← 大平火砕流堆積物Ⅲ
		下部	Ⅲ		
			Ⅱ		? ← 大平火砕流堆積物Ⅱ
			Ⅰ		大平火砕流堆積物Ⅰ

調査地域周辺には分布しない層準

調査地域には風成でのみ分布する層準

石井ほか(1997)を一部修正

文献

石井陽子・野尻湖地質グループ(1997)　長野県貫ノ木周辺の中～上部更新統．野尻湖ナウマンゾウ博物館研究報告，５，9-18.

中村由克（1981）野尻湖周辺のローム層－その層序と供給源について－．日本第四紀学会講演要旨集，11．84-85.

野尻湖地質グループ（1984b）神山ローム層と野尻ローム層の層序－野尻湖発掘地とその周辺の地質　その４　（1979-1983）－．地団研専報，27，23-44.

野尻湖地質グループ（1990c）　黒姫火山とその東麓の地質．地団研専報，37，21-28.

野尻湖地質グループ（1994）　下部神山ローム層の層序－野尻湖発掘地とその周辺の地質　その９－．野尻湖博物館研究報告，２，42-50.

野尻湖発掘調査団（1975）　野尻湖の発掘　1962-1973．共立出版，東京

O-24 岐阜県高富低地の古環境変動と木曽川の大規模流路変遷

森山昭雄（愛教大）・鈴木毅彦（都立大）・加古久訓（愛教大･院）

MORIYAMA,A.,SUZUKI,T.and H.KAKO; Paleo-environmental changes in the Takatomi Lowland and distinctive course sifting of the Kiso River, Gifu Prefecture, Japan

目的　岐阜県高富低地は、更新世後期の厚い泥質な湖沼性堆積物からなり、更新世後期における古環境変動を考察するのに好条件を有している（図 1）．既存のボーリング資料によって高富低地の地下構造を明らかにし、1 本のオールコアのボーリングを実施してその堆積環境の変遷を明らかにした．その結果、堆積物中に広域テフラの鬼界―アカホヤ火山灰（K-Ah）・姶良―丹沢火山灰（AT）・阿蘇 4（Aso-4）が発見され、御岳火山起源の軽石混じりの砂層の発見から木曽川の大規模な流路変遷などが明らかとなり、梅原断層の地震イベントの時期などが推定された．これらのことを報告する．微化石分析等による古環境変動の詳細は、次の加古の発表である．

地域　調査地域の高富町は岐阜市北方にあり、満壮年的に開析を受けた中・古生層の山地を埋めた低地で、低地の南部には 1983 年の濃尾地震時に根尾谷断層系の梅原断層が活動し、南西側が隆起し北東側が沈降したこと（左横ずれ成分が卓越）が知られる（岡田ほか、1992；浜出ほか、1992）．濃尾地震時には本地域の梅原断層の北側には大きな湖沼が形成されたが、排水条件の悪い本低地は 1975 年の集中豪雨の洪水災害時においても同じような湖沼が出現している（野村、1980）．

結果　本低地の地下構造は、東西方向（A-A'断面）および南北方向（B-B'断面）の地質断面図（図 2）に示す．　東西方向の断面では最下部に厚い砂礫層は基盤を覆う基底礫層で、扇状地性の堆積物と考えられる．基底礫層の上位には、砂混じりのシルト層が約 10～18m の厚さで堆積している（高富下部泥層と呼ぶ）．上部泥層と下部泥層に挟まれて存在する軽石混じり砂層は、本地域流域には全く存在しないものであり、円磨された軽石に砂が混じるので、流水性堆積物である．本層を、仮に高富軽石砂層と呼ぶ．軽石砂層の上位の上部泥層中に挟まれる火山ガラスの屈折率測定・ EPMA による主成分分析によって、K-Ah, AT, Ao-4 が同定された．高富軽石砂層の軽石は、御岳火山起源の御岳薮原火山灰（On-Yb）あるいは御岳第 1 浮石層（On-Pm1）と考えられる（図 3）．

考察　これらのテフラを年代目盛りとして、ボーリング地点を含む本地域の古環境変動をまとめた．ここから、MIS6 の最盛期に鳥羽川河谷を埋積した砂礫層が堆積しする扇状地的環境が支配しており、その後は湖水と湿地の環境が繰り返し現れたと推定される．MIS5e の時期は本地域は湖の環境であり、約 9～10 万年前に御岳火山の軽石を多量に含む砂層（高富軽石砂層）の流入・堆積が起こった．泥炭層が堆積するような沼沢地性の環境は、Aso-4 の降灰前後と 6 万年前後であり、3.5 万年前以降は長くその環境が継続して今日に至ったことになる．高富軽石砂層は木曽川中流部の木曽谷層に対比されるが、長良川以西には発見されていなかった．このことは、本地域まで移動する木曽川の大規模な流路変遷があったことを考えざるを得ない．また、興味深いことは、本流域では MIS2 の寒冷期（AT 層準）に砂礫が堆積せず、MIS6 の時期に厚い砂礫層が堆積している．このことは、両氷期の砂礫流出環境（気候環境）の違いを示すと考えられる．

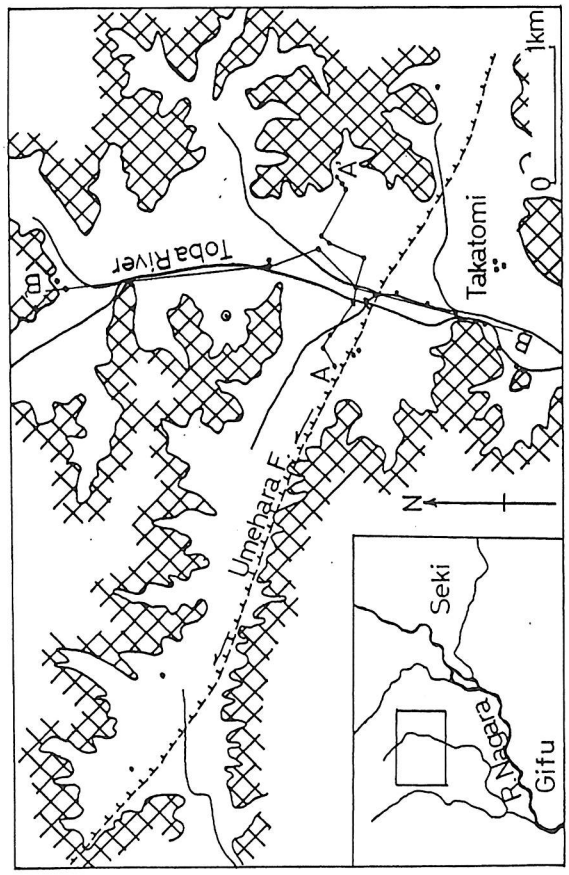


図1、岐阜高富低地の地形とボーリング位置

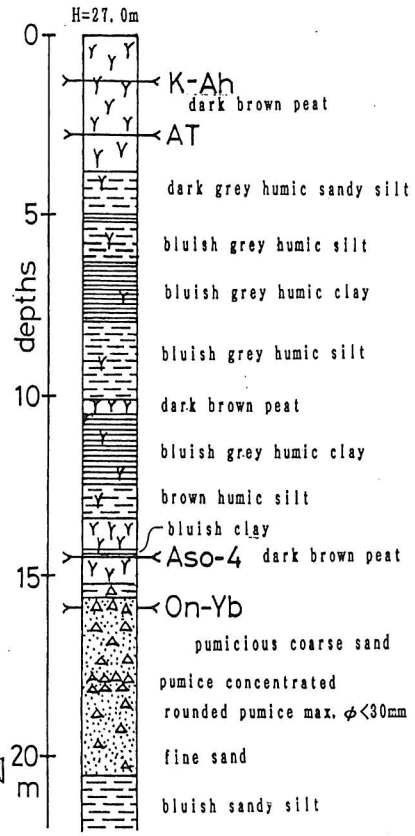


図3、西深瀬のオールコア柱状図

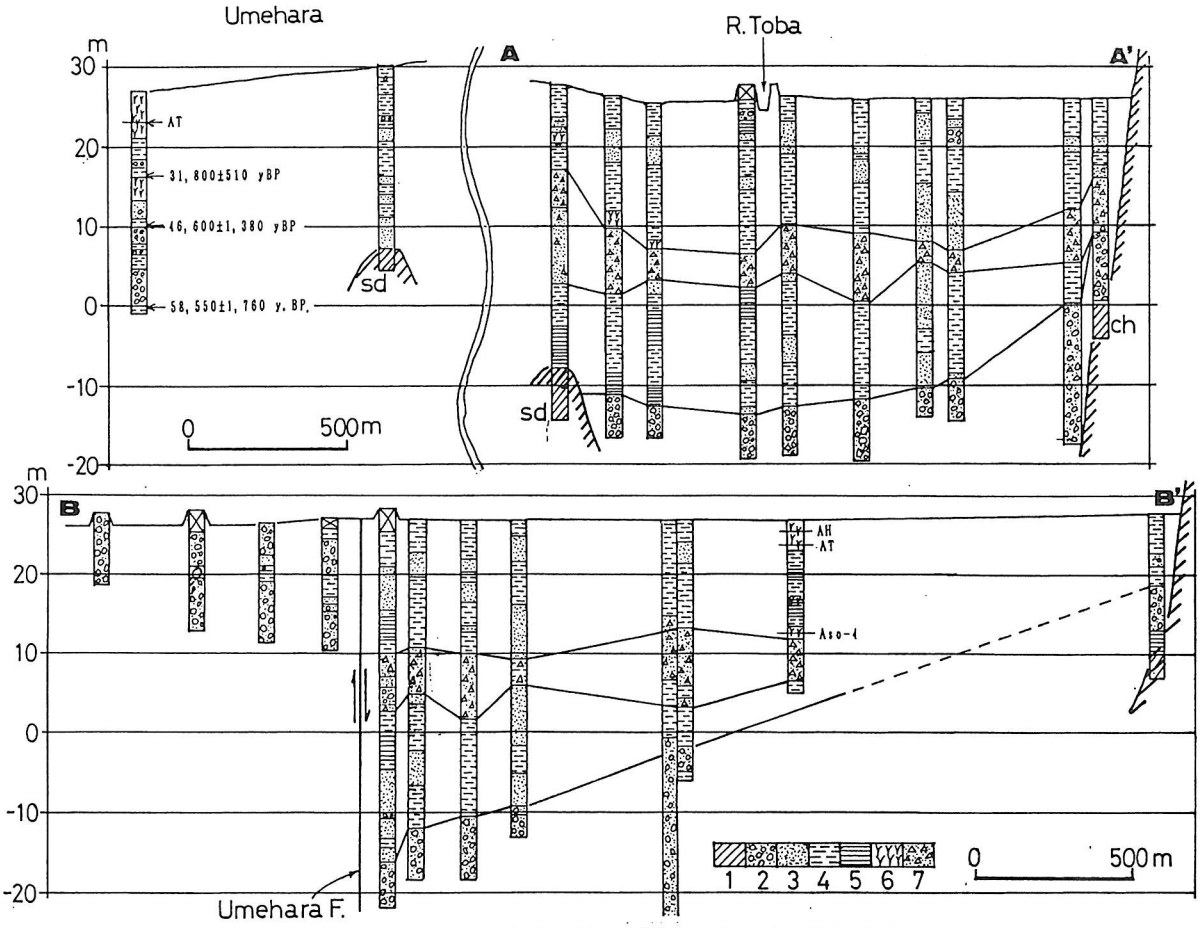


図2、高富低地の地下構造を示す地質断面図

1、基盤；2、砂礫；3、砂層；4、シルト層；5、粘土層、6、泥炭層；7、高富軽石砂層

O-25 岐阜県高富低地試錐試料の花粉・珪藻分析による過去8.5万年間の古気候変遷

加古久訓（愛知教育大学・院）

Hisanori KAKO ; Paleo-climatic changes since 85kilo-years by the pollen and fossil diatom analysis of a boring core at the Gifu Takatomi Lowland, Central Japan

はじめに

岐阜県高富町は濃尾断層系梅原断層が延びており，相対的に北東側が沈降している．1891年の濃尾地震の際には断層の北東側が沈降したため数ケ所で湖沼が出現した（浜出ほか，1992）．このような活動は繰り返し起きてきたと考えられ，人工の加わらない自然状態で長期にわたって湖沼状態が続いたものと考えられる．今回得た試料は 22mのオールコアであり，そのオールコアの表土から深度 15.60mまで泥炭・シルト・粘土層が堆積している．鈴木・森山（1997）により深度 14.50mに Aso-4 が発見されたことから，花粉分析によって現在から約 8.5 万年前までの連続的な古気候の変遷を論じることができる．本研究では，この試料を 10 cm間隔（深度 1.40m - 3.50mでは 5 cm間隔），計 171 サンプルの花粉分析を行った．また，50 cm間隔で，計 31 サンプルの珪藻分析を行った．

結果および考察

オール・コアの堆積物の珪藻分析から，泥炭層では好酸性種が多数を占めることから湿地環境，シルト・粘土層が多種類の淡水棲・浮遊生・底生種が多数を占めることから湖の環境であったと考えられ，地層中に不整合は考えにくいことから堆積速度を一定と仮定することができる．鈴木・森山（1997）は Aso-4 の他に，深度 2.80m に AT，深度 1.40m に K-Ah をそれぞれ発見している．これらの広域テフラから年代目盛りを刻んだ．花粉分析の結果から T-Ⅰ帯～T-Ⅶ帯に分帯した．

T-Ⅶ帯は気候について論ずることのできないハンノキが非常に高率であるが，温暖種のアカガシ亜属が比較的多く出現していることより温暖な気候で，年代目盛りから酸素同位対比 Stage 5に相当すると考えられる．T-Ⅵ帯は Stage 4に相当し，下部のⅥa 帯はブナ・スギが高率であることから気候が若干冷涼化し，冬季の降雪量が多かったと考えられる．中部のⅥb・c 帯は針葉樹であるモミ・トウヒ・スギが高率で出現することから寒冷・湿潤な気候であり，Ⅵa 帯と同じ理由で冬季の降雪量が多かったと考えられる．上部のⅥd 帯はモミ・トウヒが高率であること，湿潤種の出現率が低率であることから寒冷・乾燥な気候であったと考えられる．T-Ⅴ帯・T-Ⅳ帯はStage 3に相当し，寒暖・乾湿を繰り返す気候であったと考えられる．T-Ⅲ帯はStage 2に相当し，全体的にモミ・トウヒが高率で中間にいくつかの温暖期と湿潤期があるが，寒冷・乾燥な気候であったと考えられる．T-Ⅱ帯は晩氷期以降に相当し，針葉樹がほとんど出現しないことから温暖で比較的乾燥していたと考えられる．T-Ⅰ帯は人工によって耕された可能性が高いため気候変動を論議するには信頼性に欠けるが，花粉組成から温暖な気候であったと考えられる．

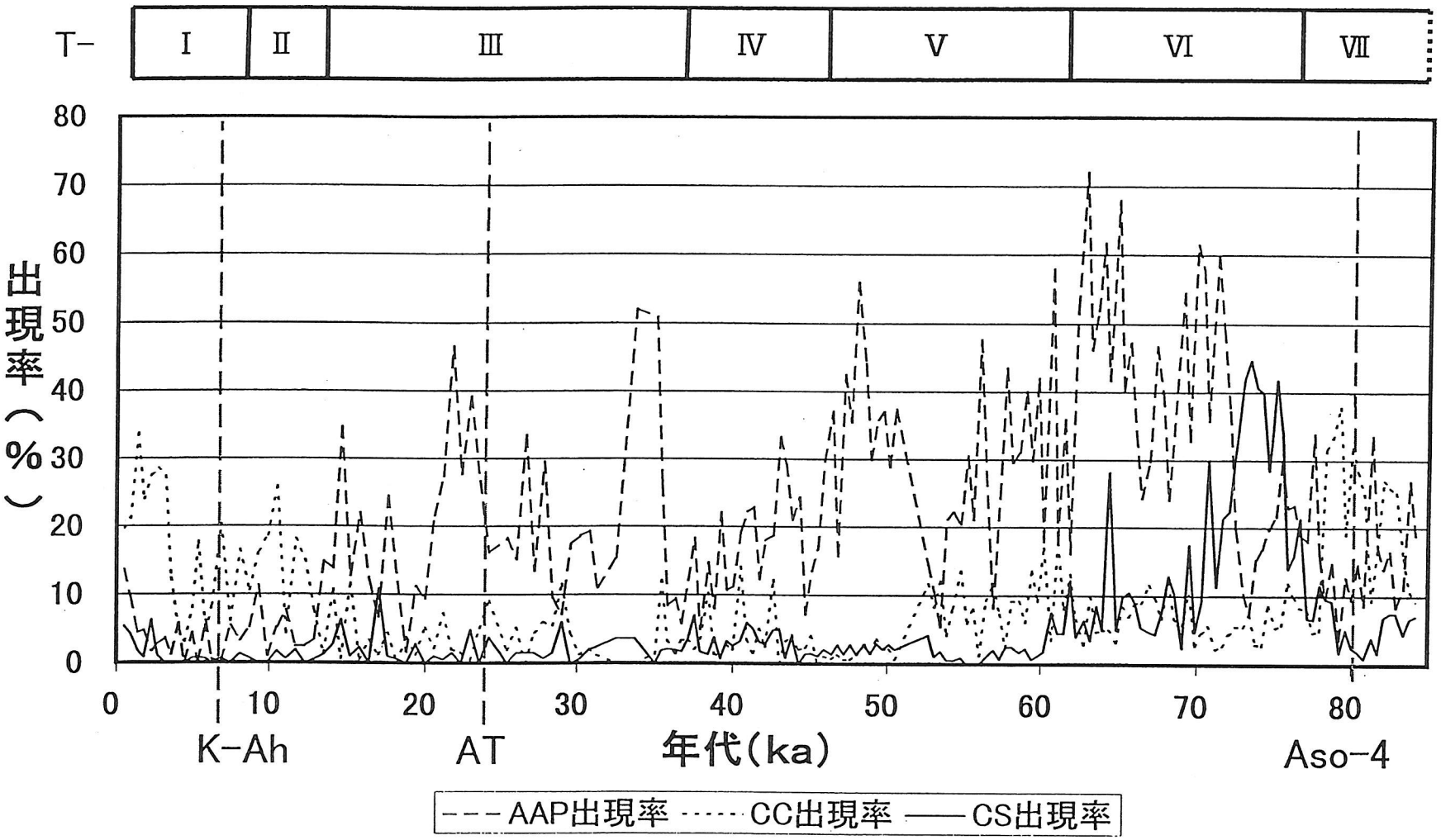


図1　岐阜県高富低地の花粉分析における寒冷種(AAP)・温暖種(CC)・湿潤種(CS)の出現率

AAP 出現率（マツ・モミ・トウヒ）・ CC 出現率（アカガシ亜属・クリーシイノキ）

CS 出現率（スギ・コウヤマキ）

O-26 敦賀平野周辺に分布する活断層の最近数万年間の活動

杉山雄一・吉岡敏和・佐竹健治（地質調査所）
須藤宗孝（ダイヤコンサルタント）

Y. Sugiyama, T. Yoshioka, K. Satake and M. Sudo: Latest several 10^4 years activities of faults around the Tsuruga Plain in Fukui Prefecture, central Japan

福井県の敦賀平野とその東側及び南西側山地との境界は直線的であり，両者はほぼ直交している（第１図）．この直線的な地形境界には，敦賀断層及び野坂断層と呼ばれる活断層が分布するとされている（例えば活断層研究会，1980）．また，敦賀断層は南方の野坂山地内へ連続すると考えられている．我々は，活動履歴など，これら２つの活断層の実像を明らかにすることを目的として，平成８～９年度に詳細地形地質調査，ボーリング，反射法地震探査，トレンチ調査などを行った．

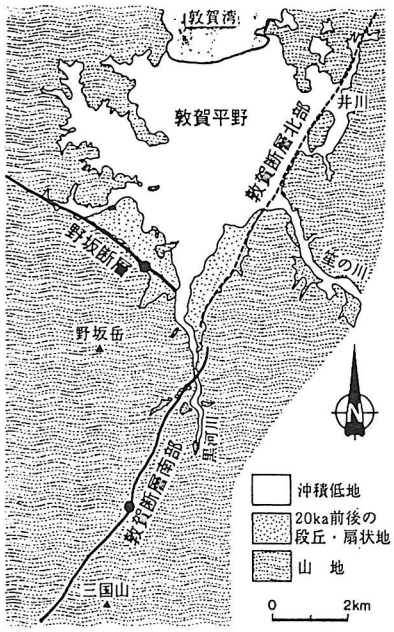
これらの調査の結果，敦賀断層は野坂断層との会合部付近を境として，性格の異なる北部と南部に区分されることが判明した（第１図）．また，野坂断層，敦賀断層北部，同南部の最近数万年間の活動について，以下のことが明らかになった．

野坂断層：＞４万年前～約２万年前間の堆積物からなる扇状地面とこれを覆う完新統を，左横ずれ且つ平野側上がりに変位させている．最新の活動は少なくとも約1700年BP以降（４世紀後半以降）であり，Ｂトレンチの調査結果（第２図）に基づくと，500年BP以降－290年BP以前頃（15世紀前半～17世紀中頃）と考えられる．また，別のトレンチの調査結果から，約２万年前～９千年前間にも，少なくとも１回の平野側が相対的に隆起する断層活動があったと考えられる．

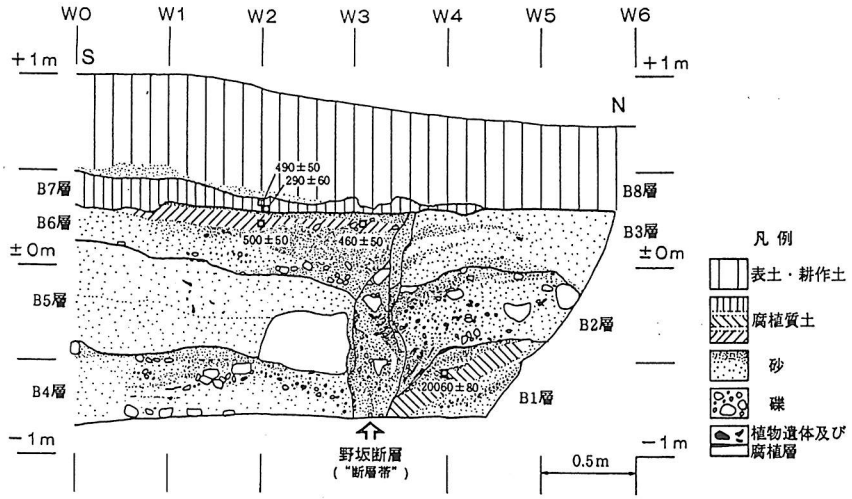
敦賀断層北部：地表及び地下とも，調査した範囲では，断層が存在することを示す地質学的データは全く得られず，黒河川右岸の約1.8万年前の段丘面にも変位・変形は認められない．敦賀平野北東部の井川地区でも，断層が通過するとされる地点周辺の基盤岩とこれを覆う＞３万年前～完新世の堆積物に，変位・変形は認められない（第３図）．したがって，敦賀断層北部は少なくとも最近の３万年間は活動しておらず，断層そのものが存在しない可能性も考えられる．

敦賀断層南部：同断層北部が変位を与えていない約1.8万年前の段丘面を，南東側上がりに約10m変位させており，最近２万年間の平均上下変位速度は50～60cm/千年程度と見積もられる．最新の活動は少なくとも約1500年BP（６世紀後半）以降であり，ｂトレンチの調査結果から，840年BP以降－570年BP以前（13世紀初期～15世紀初期）に限定される可能性がある．最新活動に伴う上下変位量は1.5～2mであり，この値と上記の平均上下変位速度から，平均活動間隔は3000年程度と推定される．

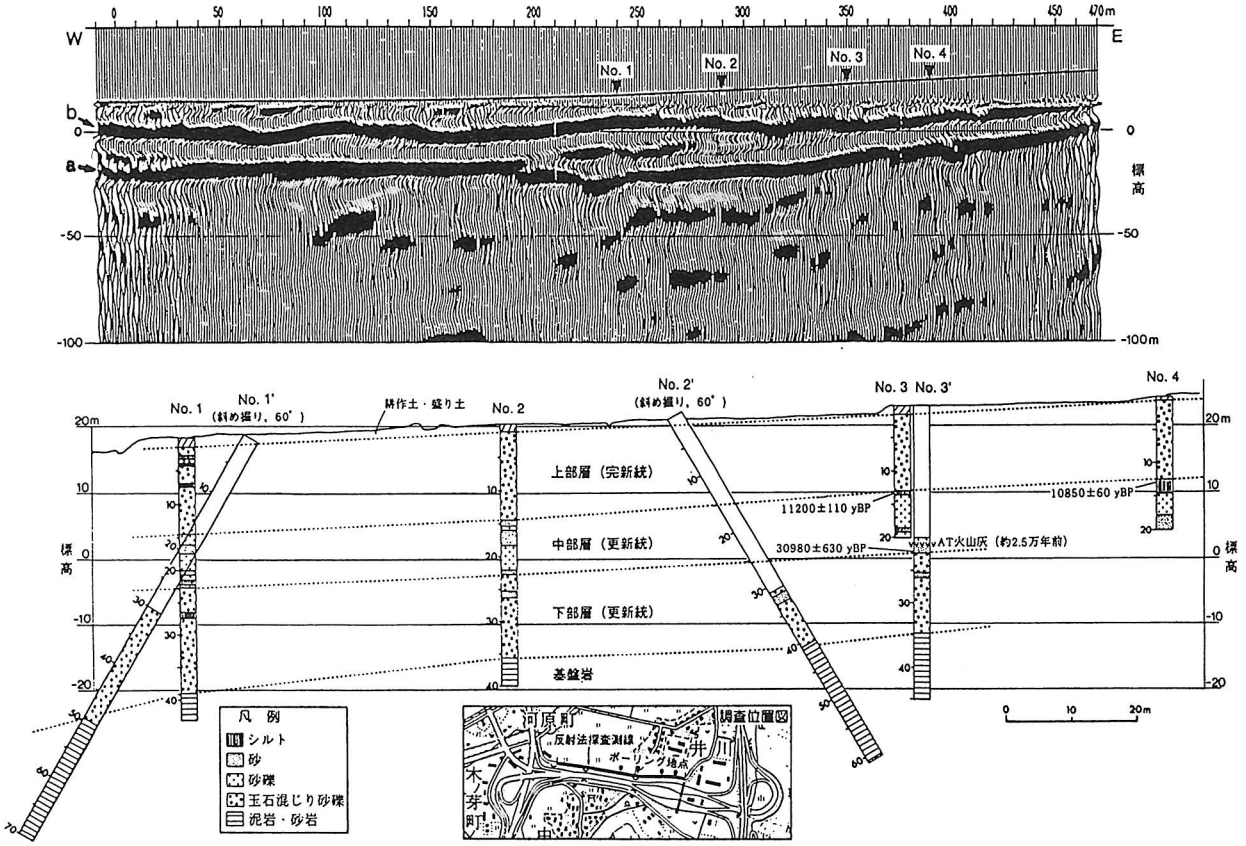
これらの調査結果は，最近数万年間の敦賀平野周辺の活断層の活動が敦賀平野の形成・成長に寄与していないことを示唆する．敦賀平野の形成に与った構造運動は，既に東郷（1974）が指摘しているように，より古い時代に起きたと考えられる．



第１図　敦賀平野周辺の地形と活断層．●はトレンチ調査地点．



第２図　野坂断層・Ｂトレンチの西側壁面スケッチ．図中の数値はδ^{13}Ｃ値により補正した^{14}Ｃ年代．B2層以上は完新統と推定される．B2層とB3層は，それぞれB4層とB5層に対比される可能性がある．



第３図　敦賀市井川で実施された反射法地震探査およびボーリング調査の結果．敦賀断層北部の推定通過位置はNo. 2地点とNo. 3地点の間．反射面ａは基盤岩と更新統の境界に当たり，反射面ｂはほぼ上部層の基底に対応する．

O-27 島根県松江市西川津地域でのK-Ah層準の古植生

渡辺正巳（文化財調査ｺﾝｻﾙﾀﾝﾄ㈱）・会下和宏（島根大）
・中村唯史（㈱日新技術ｺﾝｻﾙﾀﾝﾄ）・徳岡隆夫（島根大）
Masami WATANABE, Kazuhiro EGE, Tadashi NAKAMURA, Takao TOKUOKA; Paleovegetation of K-Ah layer, at Nishikawatu area, Matsue city, Shimane prefecture.

島根県東部中海・宍道湖地域における完新統の花粉帯は大西（1990），大西ほか（1993）により第１表のようにまとめられている．しかし，近年K-Ah火山灰層との関係から，大西（1990）の花粉帯の見直しの必要性が指摘されてきた（例えば，中村・徳岡：1996，廉・渡辺：1996）．

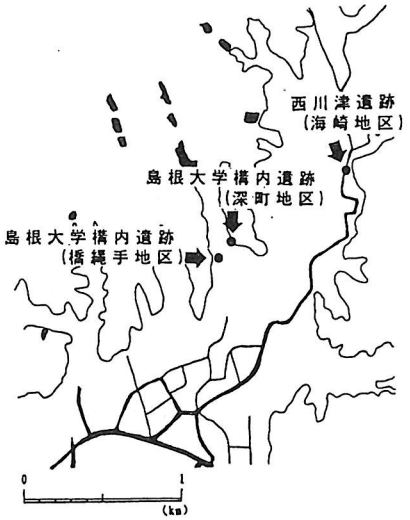
また大西ほか（1989）は，西川津遺跡でのK-Ah層準でマツ属が卓越する事などから，区分ｉ，ｊをマツ・モミ花粉帯に対比していた（大西（1990）での花粉帯の年代推定の拠り所になった．）．これに対し渡辺・会下（1996）は，西川津遺跡に隣接する島根大学構内遺跡（橋縄手地区）で花粉分析を実施し，K-Ah層準の花粉組成がＳＢ１，ＢＰ１の同層準の花粉組成と類似していること（決してマツ属が卓越しないこと）を指摘し，西川津遺跡で認められた区分i，jが局地的な植生を示している可能性を指摘した．

今回，西川津遺跡と島根大学構内遺跡（橋縄手地区）の中程に位置する島根大学構内遺跡（深町地区）での花粉分析を行い，渡辺・会下（1997）の仮説を実証した．またこのことから，西川津地域でのK-Ah層準の古植生について明らかになったことを報告する．

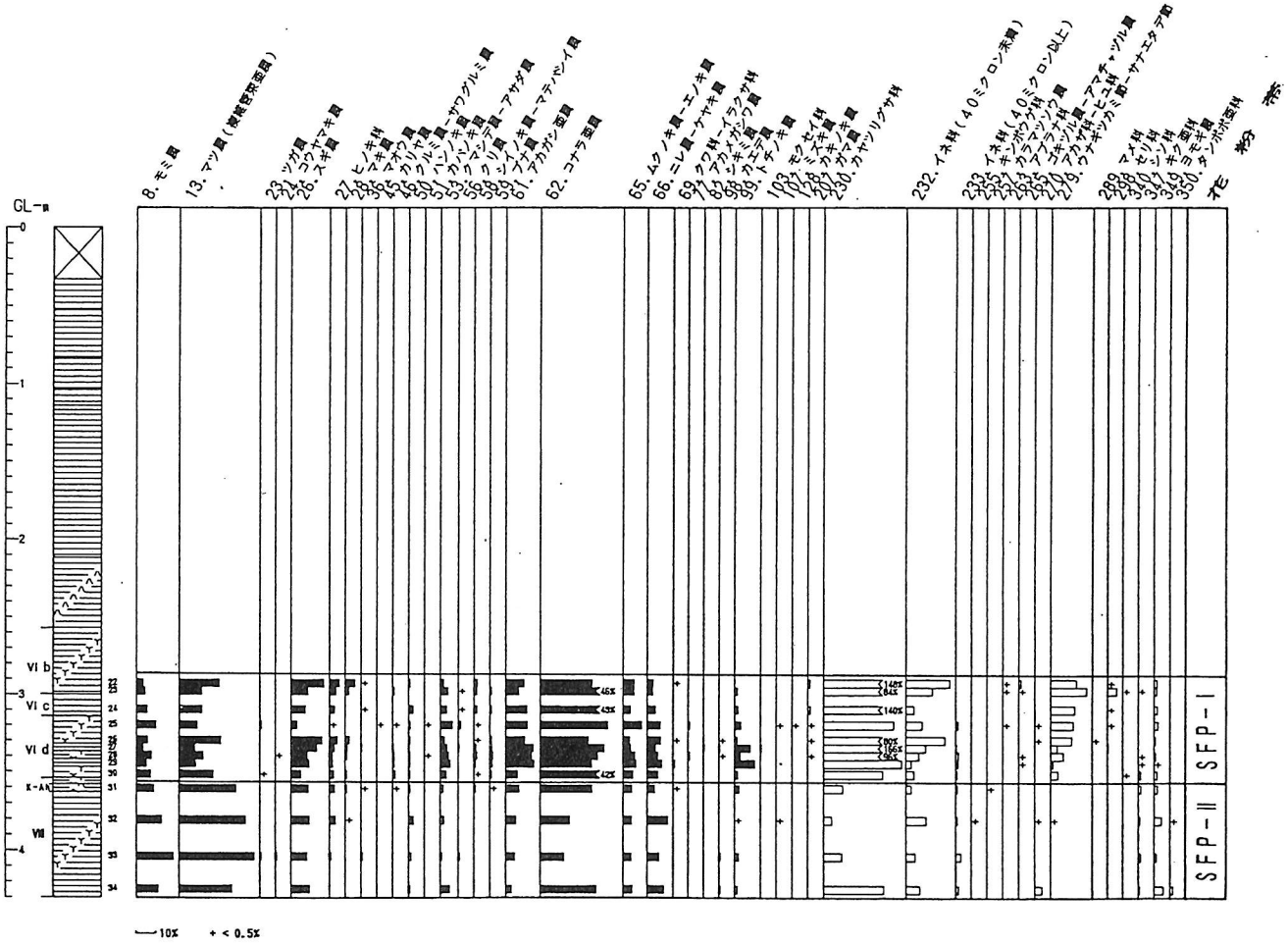
第１表　中海・宍道湖地域の花粉帯

Pollen zone	Subzone	Estimated Age of the Base
Graineae	*Pinus-Cryptomeria*	AD1930
	Pinus	AD1500
	Cyclobalanopsis-Quercus	AD700
	Cryptomeria	ca. 2400
Cyclobalanopsis -Castanopsis	*Podocarpus*	ca. 3200
	Castanopsis	ca. 4000
	Cyclobalanopsis	ca. 5200
Pinus-Abies	*Ulmus-Zelkova*	ca. 5700
	Abies	ca. 6400
Fagus-Tsuga	*Aphananthe-Celtis*	ca. 7000
	Tsuga	ca. 8500
	Carpinus	ca. 9000
Aphananthe -Celtis	*Fagus*	ca. 9600
	Quercus	ca. 10000
Alnus-Quercus		ca. 10500
Quercus-Alnus		ca. 11000

大西（1990, 1993）を編集



第１図　調査地点の位置



第２図　島根大学構内遺跡深町地区の花粉ダイアグラム

O-28 兵庫県播磨地域に及んだ中期更新世の海進について

佐藤裕司・加藤茂弘（兵庫県立人と自然の博物館）
井上史章・兵頭政幸（神戸大学）

Hiroshi SATO, Shigehiro KATOH, Fumiaki INOUE, Masayuki HYODO ; Middle Pleistocene marine transgression in the Harima district, Hyogo Prefecture, western Japan

兵庫県南部の播磨灘沿岸，明石川から加古川にかけての播磨地域には，「いなみの台地」と呼ばれる段丘面群が発達する．この段丘面群の発達様式については，田中（1989）らによりその大要が論じられてきたが，各段丘の形成時期については年代的根拠が与えられているわけではない．

筆者らは，加古川市都台（みやこだい）において中期更新世の海進を反映すると考えられる海成粘土を挟在する地層（加古川都台層）を新たにみいだし，珪藻分析による堆積環境の推定およびテフラ分析による堆積年代の推定を試みた．その結果，播磨地域における中期更新世の海進や高位段丘の形成時期を知る上で重要な知見を得ることができたので報告する．

加古川都台層は，岩相にもとづき，下位よりⅠ・II・III・IV層に区分される（図１）．Ⅰ層（層厚 2m 以上）は粘土質シルトと細粒砂，II 層（層厚約 2.2m）は粘土質シルトから成る．II 層では，海成堆積物に特徴的なイオウ酸化物が析出する．III 層（層厚約 3m）は概ね粘土ないしシルト質粘土から成り，層厚 10 ～ 25cm の灰白色火山灰層（加古川テフラ）を挟在する．IV 層（層厚 75cm 以上）はシルトないしシルト質粘土から構成される．

各層から採取した堆積物 15 試料について珪藻分析を行った（図１）．Ⅰ層では淡水生珪藻の殻片が多く認められ，淡水成堆積物と判断される．II 層から III 層下部にかけて，*Cyclotella stylorum* などの海水生珪藻が出現する．特に，II 層最上部から III 層下部では，汽水生珪藻 *Melosira moniliformis* が特徴的に出現する．III 層上部では淡水生珪藻が増加する傾向を示す．IV 層には珪藻殻は含有されなかったが，III 層上部において淡水の影響が増大したことから，陸成と判断される．珪藻分析にもとづく堆積環境変遷から，加古川都台層は海進・海退の 1 サイクルから成ると考えられる．

III 層に挟在する加古川テフラについて，構成粒子の種類・火山ガラスの形態および屈折率・重鉱物組成の分析を行った（表１）．これらの岩石記載学的特徴から，加古川テフラは大阪平野・中部更新統の海成粘土 Ma11(2)層に挟まれる甲子園浜Ⅰテフラと琵琶湖湖底堆積物中の BT51 テフラ（215 ka）に対比できると考えられる．

以上のことから，加古川都台層の II ～ III 層は Ma11(2)層に対比され，さらには酸素同位体ステージ 7.3 の海進期に対応する可能性が高い．加古川市都台

に及んだ海進は，藤田（1983）や田中（1989）の「日岡海進」に相当すると考えられ，播磨地域における中期更新世の海進に初めて年代的根拠を与える．さらに，珪藻分析の結果から，加古川テフラ降下層準が当時の汀線と推定され，約22万年前の相対海面高度を知ることができる．水準点からの測量の結果，このテフラ降下時の相対海面高度は海抜約44mと認定される．

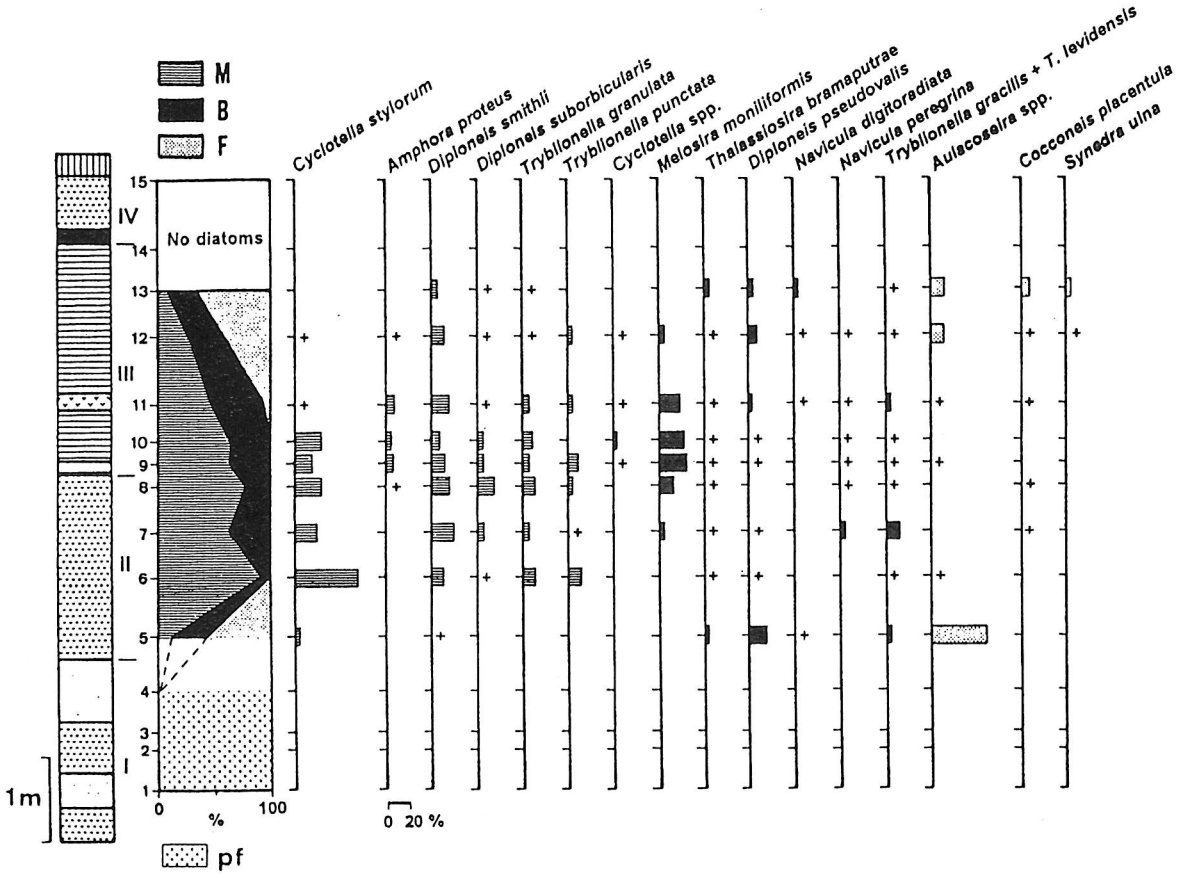


図１．加古川都台層の地質柱状図と珪藻ダイヤグラム

（M：海水生珪藻，B：汽水生珪藻，F：淡水生珪藻，pf：淡水生珪藻の殻片）

表１．加古川テフラと甲子園浜ＩおよびBT５１テフラの岩石記載学的特徴

（甲子園浜ＩおよびBT51テフラの特徴は，吉川ほか（1993）にもとづいた．）

Volcanic ash	Mineral composition					Glass					Heavy mineral composition					
Sample name	Gl.	Rf.	Fl.	Qz.	Hm. (%)	Shape H.	C.	T.	O.	Refractive Index (mode)	Bi	Am.	Opx	Cpx	Ap	Oq. (%)
Kakogawa Tephra	50.2	39.9	8.4	1.6	*	40.1	46.8	13.1	0	1.502-1.507(1.505-1.507)		+	+			++
Koshienhama-I K8	++		+			++	++			1.499-1.507(1.503-1.506)		+	++	+		++
Koshienhama-I N6	+		++		+	++	++			1.502-1.506		++	+			++
BT-51	95	*	4	1	*	74	21	5	*	1.502-1.513(1.503-1.509)	0	4	44	3	3	46

Mineral composition(Gl:Glass, Rf:Rock fragments, Fl:Feldspar, Qz:Quartz, Hm:Heavy minerals), Shape of glass shards(H:H-type, C:C-type, T:T-type, O:Other type), Heavy mineral composition(Bi:Biotite, Am:Amphibole, Opx:Orthopyroxene, Cpx:Clinopyroxene, Ap:Apatite, Oq:Opaque minerals). ++ Abundant, + common, * 1%>

O-29　神戸市学園都市地域に分布する高塚山層と大阪層群

井上　淳・吉川　周作（大阪市立大学）

Jun INOUE and Shusaku YOSIKAWA;Takatsukayama formation and Osaka group in Takatsukayama area ,Kobe city.

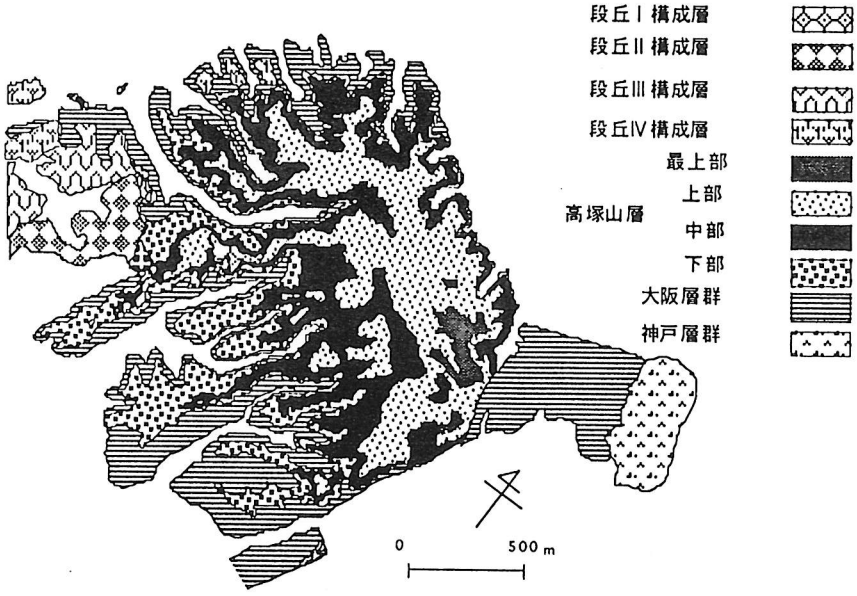
1.はじめに

近畿地方の第四系層序の中で，大阪層群と高位段丘層の関係は不明確である．そのため高位段丘層の層序・編年については様々な議論がなされてきた．市原（1960，1993）が段丘層を旧期のものから，順に高位・中位・低位段丘層に区分したのに対し，藤田ほか（1983）は市原の高位段丘層を大阪層群上部亜層群とし，高位段丘面を大阪層群の堆積面とした．

これらの大阪層群と高位段丘層の関係を知る上で，重要な地域は兵庫県明石地域である．本研究では，神戸市学園都市地域の高塚山層と大阪層群について，主として野外地質調査を行った．

2.高塚山層の層序

高塚山層は大阪層群明石累層（市原ほか，1960）と不整合関係をなし，下位から順に淡水成と考えられる砂礫層主体の下部（層厚約10m以下），火山灰層を挟在する海成のシルト・粘土主体の中部層（層厚約15m以下），海成の砂礫層主体の上部層（層厚約30m以下），海成と考えられる細礫



地質図

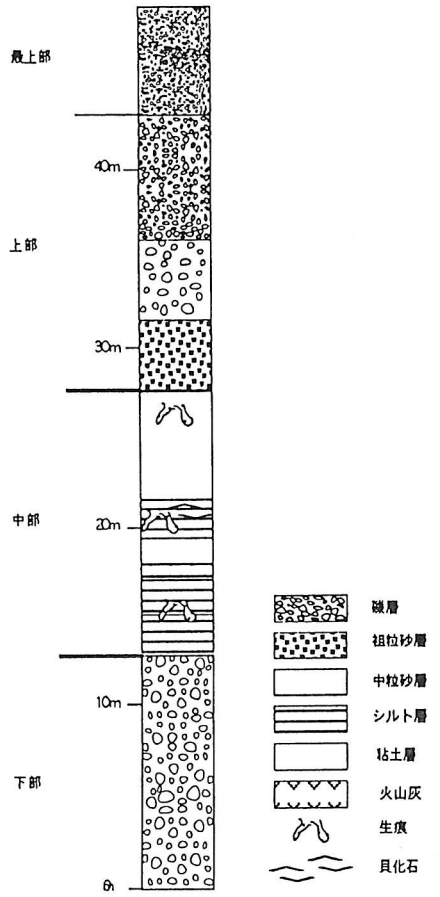
層主体の最上部層（層厚約 5m）よりなる.

3.考察

高塚山層は調査地域の東では，西に４％以下傾斜し，西に向かって次第に緩やかになり，ほぼ水平となる．大阪層群との関係は傾斜不整合である.

高塚山層は標高 80m 以上に分布し，丘陵上の地形をつくり，明瞭な平坦面はみられない.

高塚山層は一連整合の堆積物であり，堆積相より，これらは大局的には一度の海進を示すものである．高塚山層の海成粘土層中には暖温帯であったことを示す植物・貝化石が多く含まれる．花粉化石の分析結果から海成粘土層中に Cyclobalanopsis が特徴的に多く含まれる．この Cyclobalanopsis は大阪層群中の Ma9 層に多産している（古谷，1991）．そして，高塚山層の海成粘土層中の高塚山火山灰層が Ma9 層中の港島Ⅱ火山灰層（宮川ほか，1996）と特徴が一致することから，高塚山の海成粘土層が Ma9 層へ対比できる可能性がある.



高塚山層の模式柱状図

O-30 大阪湾 1700m ボーリングコアの古地磁気年代測定

兵頭政幸、D. K. ビスワス、谷口由紀子、金子雅一［神戸大学］
加藤茂弘、佐藤裕司［兵庫県立人と自然の博物館］
衣笠善博、水野清秀［地質調査所］
Masayuki HYODO, Dipak K. BISWAS, Yukiko TANIGUCHI, Masakazu KANEKO, Shigehiro KATOH, Hiroshi SATO, Yoshihiro KINUGASA, Kiyohide MIZUNO;
Paleomagnetic dating of a 1700-m core from Osaka Bay, southwest Japan

神戸市東灘区の大阪湾岸埋立地で行われた深層ボーリングは深さ 1545m で堆積層を貫通し、基盤の花崗岩を深度 1700m まで掘削した。得られた堆積物コアは連続性がよく基盤まで達していることから、大阪堆積盆の形成過程やこの地域の環境の変遷を調べる上で大変重要な試料となる。本研究は古地磁気層序を確立し、コア試料に正確な年代軸を入れることを目的に行われた。

古地磁気試料は主に粘土層かシルト質粘土層から、約 10m ごとに、極性境界近くではより短い間隔で採取した。手作業で $10cm^3$ の堆積物立方体を切り出しプラスティック製カプセルに入れ密封した。磁化測定は、超伝導磁力計を用いて行った。全ての試料につき段階熱消磁または交流消磁を行って、特徴的磁化成分(ChRM)を抽出した。全部で 247 個の試料を分析し、そのうち 226 個から ChRM を得ることができた。

磁気層序は ChRM の伏角を使い、正の伏角は正極性、負の伏角は逆極性とし、それぞれ黒と白のゾーンで表した（図１）。ただし２層準以上同じ極性が連続する場合のみ極性ゾーンをもうけた。得られた磁気極性層序は地磁気極性年代表にきわめてよく対比でき（図 1）、3.11-0.78Ma までの詳細な極性境界年代を決めることができた。

Brunhes/Matuyama 境界は海成層 *Ma4* の下部、深度 400m に求まった。Jaramillo subchron の上限は *Ma2* 下の淡水成層中 Komyoike Tuff の上位 11m、下限は *Ma1* のほぼ中央に求まった。以上の結果はこれまでの研究結果と調和している。今回はじめて大阪層群で Cobb Mountain subchron が、海成層 *Ma0* 直下から *Ma-1* の 4m 上位までの淡水成層中に見つかった。*Ma-1* より下の淡水成層中深度 1014-1105m に Olduvai subchron が、1320m に Matuyama/Gauss 境界が、1489-1500m に Kaena subchron が見つかった。これら主要な極性境界以外に、地磁気極性の標準年代表ではよく省かれる Réunion Ⅰ, Réunion Ⅱ, "X"の subchron も見つけることができた。さらに存在自体がまだ議論されている Gilsáおよび Delta に対比できるショートイベントも見つかった。これらは、主要な極性境界による磁気層序を補強するだけでなく、将来、より詳細な地磁気極性年代表の構築に貢献するものと思われる。

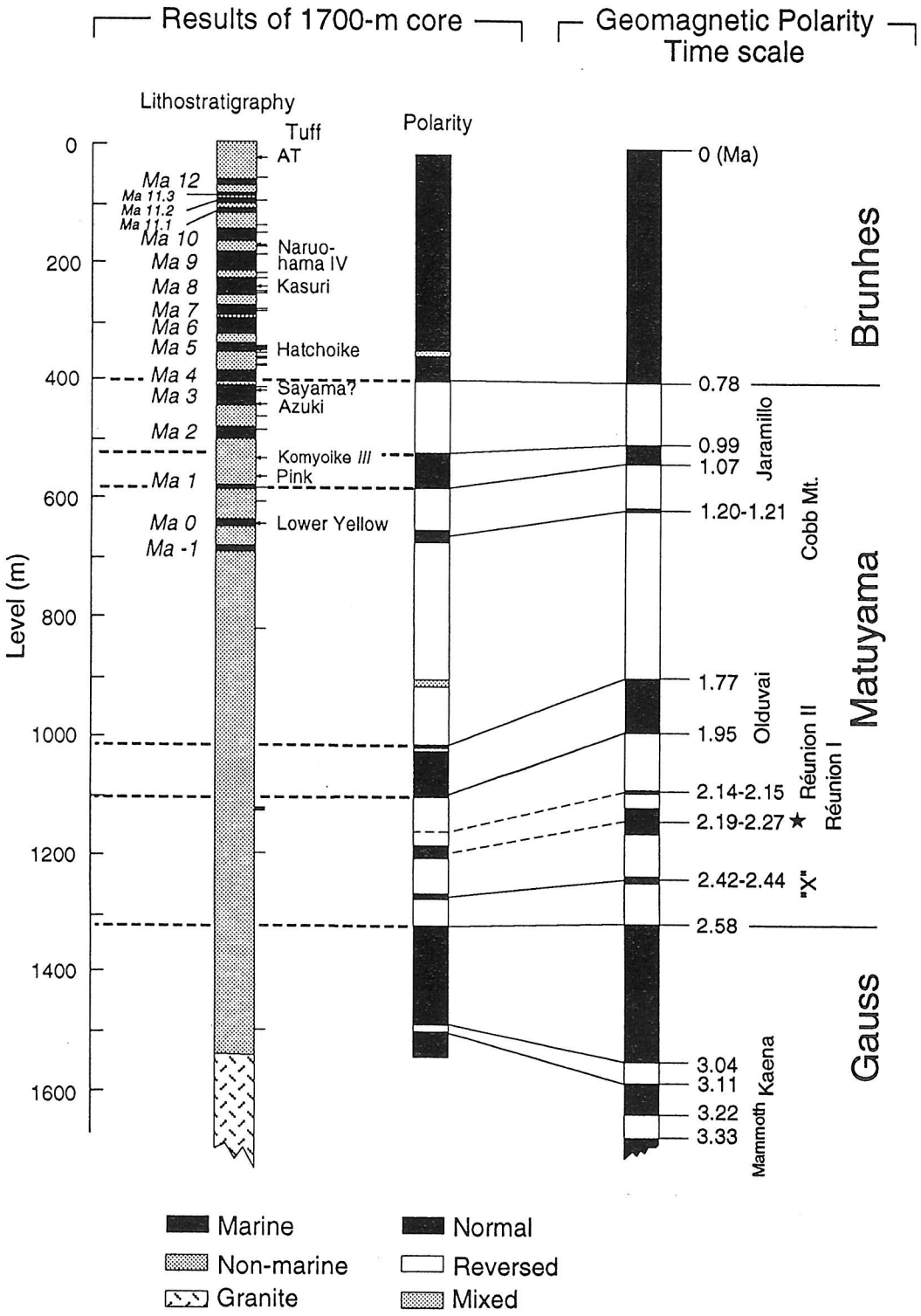


図１　大阪湾 1700 ボーリングコアの古地磁気層序の結果

地磁気極性年代表（GPTS）の年代値は Cande and Kent (1995)の、★印は McDougall et al. (1992)のデータを使用した。

O-31　大阪南部に分布する段丘層の層序と編年

銭祥富・吉川周作（大阪市立大学）

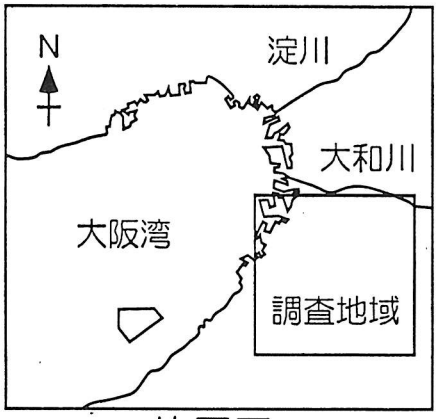
Yoshitomi SEN and Shusaku YOSHIKAWA: Stratigraphy and Chronology of the Fluvial Terrace Deposits in Southern Osaka

段丘面をおおう堆積物や段丘堆積物中に挟在する火山灰層を用いた段丘の層序・編年学的研究は，九州・山陰・中部・関東・東北・北海道などの火山周辺地域で進展し，詳細な層序・編年が解明されている．特に関東平野における段丘面及び段丘堆積物の区分は日本の標準となっている．一方，火山から遠く離れた近畿地方などの平野部に発達する段丘については，火山灰層が少ないことから層序・編年学的研究は遅れている．

調査地域である大阪南部には石川・天野川・石津川・槙尾川が流れる．大阪南部には段丘地形がよく発達するが，大阪南部の段丘面や平坦面を扱った研究は少ない．その中では前田（1956，1959），市原（1960，1986），岡（1961，1972）が挙げられ，大阪南部の段丘面区分や対比が行われてきた．しかし，いずれの研究も段丘堆積物やその上位に発達する細粒堆積物からは時代を示すような火山灰層などは報告されておらず，段丘面の対比・編年や地形発達史については十分検討されてこなかった．

市原（1986）により，調査地域の段丘堆積層は高位・中位・低位段丘堆積層に大別されており，高位段丘堆積層は信太山面，中位段丘堆積層は岸和田面，低位段丘堆積層は府中面に対応している．各段丘堆積層は最上部鮮新～中部更新統の大阪層群を不整合に覆っている．

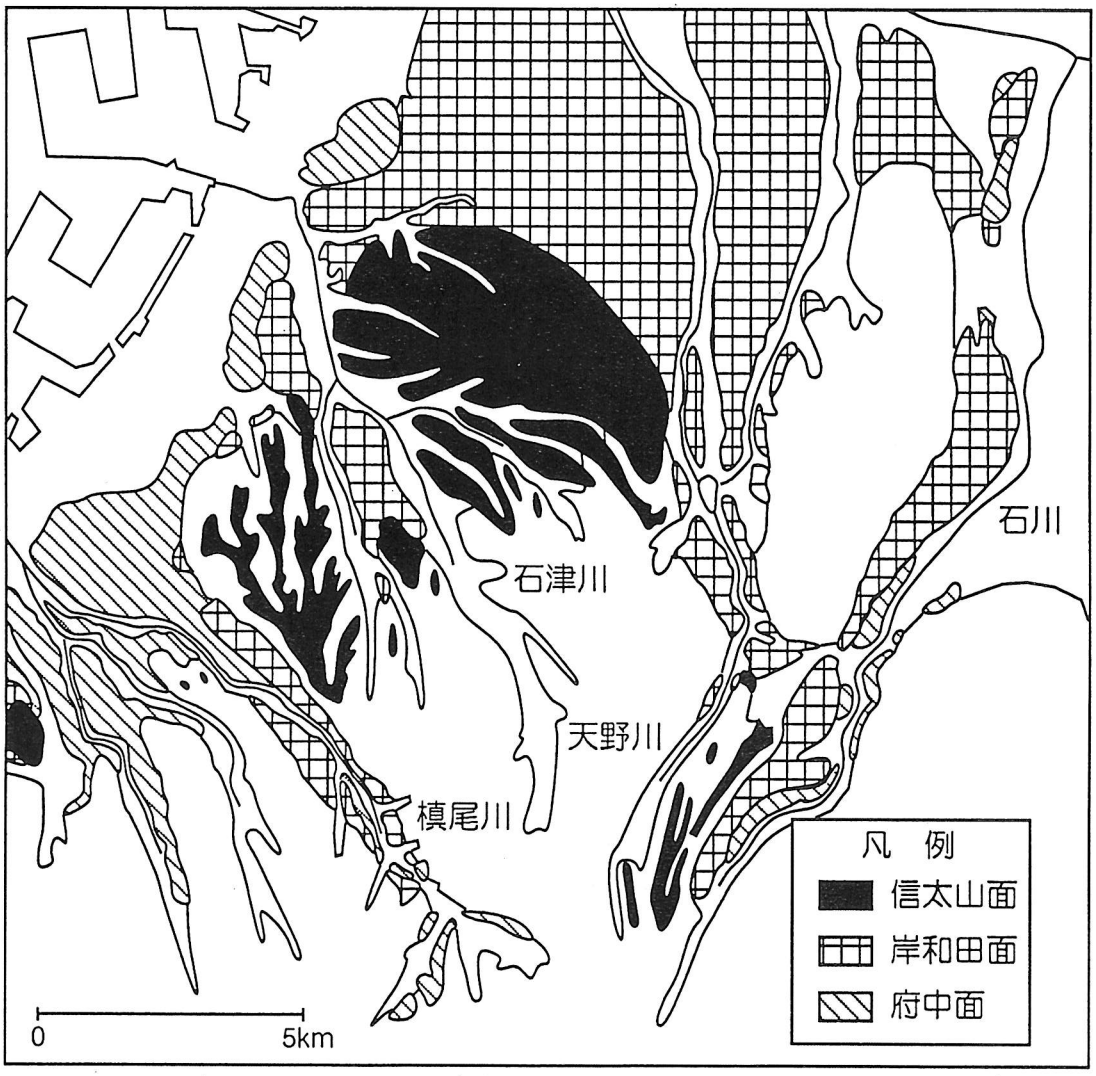
本研究では大阪南部に発達する段丘について，空中写真による地形判読や現河床および段丘面縦断投影図，現地での地質調査など従来の地形・地質学的研究法に基づき，段丘面及び段丘堆積物の区分・対比を行った．これらから信太山面は2面，岸和田面は3面，府中面は2面に細分されることがわかった．そしてこれらの研究法に加え，段丘堆積物やその上位に発達する細粒堆積物中の火山ガラス分析を行い，段丘の区分・対比・編年を行った．信太山面の上位には赤褐色細粒堆積物が，さらにその上位にはにぶい黄～黄褐色細粒堆積物が載る．岸和田面，府中面の上位にはにぶい黄～黄褐色細粒堆積物が載る．各段丘面の上位に載るにぶい黄～黄褐色細粒堆積物中には AT（火山ガラスの屈折率 n=1,495～1,503）と K-Ah（n=1,506～1,512）の火山ガラスを含むことにより，段丘面の上位に載る細粒堆積物は段丘面離水後の主として風成起源の堆積物であることがわかった．また，これまで中位段丘とされていた堆積層中から約25,000 年前の AT 火山灰が発見されたことにより従来考えられていた段丘面形成時期とは異なる可能性がある．



位置図

層序表

時代	大阪南部の層序区分
後氷期	沖積層
最終氷期	府中段丘堆積層
最終間氷期	岸和田段丘堆積層
最終間氷期以前	信太山段丘堆積層
	大阪層群



地形面区分図（市原，1991を一部修正）

O-32 江ノ川支流、神之瀬川流域における斜面と河成面の編年

吉木　岳哉　（京都大学東南ア研・非）

Takeya YOSHIKI ; Classification and chronology of hillslopes and fluvial surfaces in the Kannose River Basin, Hiroshima Prefecture

広島県北部を流れる神之瀬川は、標高1200m前後の中国山地脊梁に源を発し、三次盆地において江ノ川に合流する、全長約60kmの河川である。神之瀬川は、盆地状の幅広い低地内を流れる上流域では段丘面が広く保存されているが、谷幅の狭い中～下流域では小規模な段丘面が孤立して残されているに過ぎない。そのため、上流域を除くと、神之瀬川流域の段丘面は連続性に頼った分類ができない。そこで、山地斜面の斜面単位との関係に基づいて段丘面分類を行なった。そのようにして分類された段丘面は河川縦断方向に良く連続し、また、テフラ層序に基づいて推定した斜面単位および段丘面の形成期は互いに調和的であった。これらの事実は、段丘面分類の基準となった斜面分類が編年的な意味を持っていること、大まかな段丘面編年は斜面との関係から推定可能であることを示唆する。

［各斜面単位の形態的特徴および編年的特徴］

斜面Ⅳ：斜面Ⅲより上位にある谷壁斜面。山腹斜面。傾斜15～40°。

AT（25ka）層準を基底とする化石ガリー地形、赤色に風化した基盤岩、SUn（三瓶雲南軽石，50～52ka）を基底付近に挟む風成堆積物、が見られることがある。

斜面Ⅲ：現在の開析谷沿いの地形・起伏を決定づけている谷壁斜面。面積的に山地斜面の最も広い範囲を占める。上部谷壁斜面。傾斜25～50°。

AT層準を基底とする化石ガリー地形が多く分布する。SUnを基底付近に挟む風成堆積物に覆われていることがある。

斜面Ⅰ：谷壁斜面の中で最も低位に分布する急斜面。下部谷壁斜面。傾斜＞35°。

SUP（三瓶浮布軽石，16ka）に覆われず、それより新しい風成堆積物にもほとんど覆われていない。

［各段丘面の斜面単位との関係およびテフラ編年］

高位面群：現在の河谷沿いにあり、斜面Ⅲに切られる平坦面または緩斜面の中で最も低位にあるもの。亜角～亜円礫からなる山麓緩斜面（高位緩斜面）と円礫からなる河成面（高位面）からなるが、両者の境界は地形的には漸移している。中流域の一部区間では高位面が高位Ⅰ・Ⅱ面に細分できる。高位面・高位Ⅰ面の背後には高位緩斜面が発達し、さらに斜面Ⅳと滑らかに連続していることが多い。

高位面群は、細分されるいずれの面も構成層直上付近にDMP（大山松江軽石，120～125ka）が整合に覆う。赤色の風成ローム層が覆っていることもある。しばしば礫がくさり礫化している。面の形成は約130kaと推定される。

中位面：斜面Ⅲによって囲まれ、現在の山地の地形・起伏を決定づける開析作用を行なった小開析谷は、神之瀬川の現河床と協和的に合流しておらず、神之瀬川河床が現在よりも高位

置にあった時期に形成されたように見える。この小開析谷形成時の、侵食基準面であった神之瀬川河床とほぼ同じ、あるいはそれよりやや低い高度に分布するように見える段丘面が中位面である。山麓緩斜面状、小扇状地面状として認められることが多い。

中位面はSI(三瓶池田軽石, 38ka)に覆われ、流水成あるいは流水による攪乱を受けたSUnをしばしば載せる。形成は約50kaと推定される。

低位面：中位面より低く、現谷底面より高位置にある段丘面。面の広がりは狭く、分布も少ない。

形成年代は不明。低位面として分類した面が一連の面として形成されたのかについても不明。

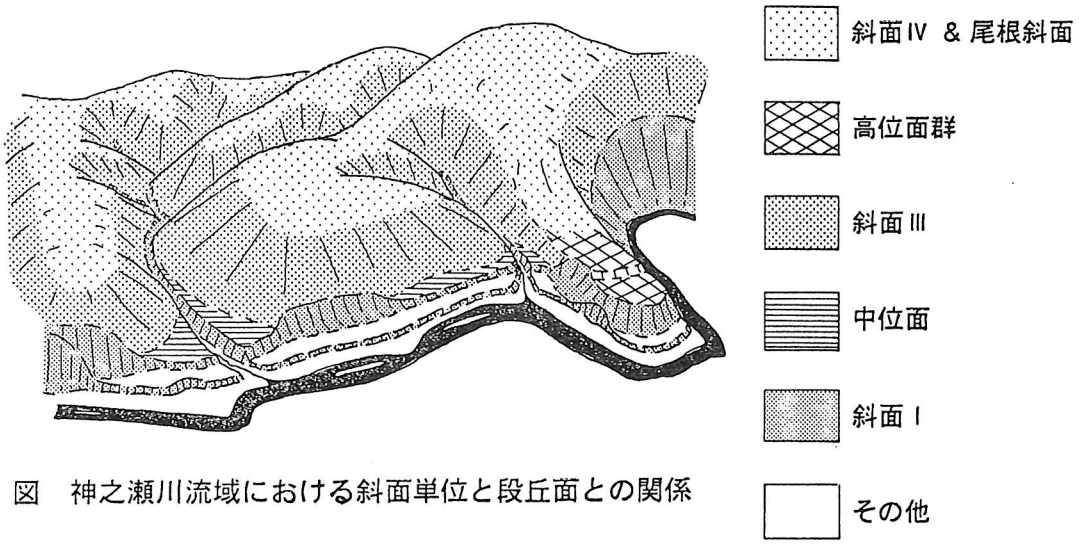


図　神之瀬川流域における斜面単位と段丘面との関係

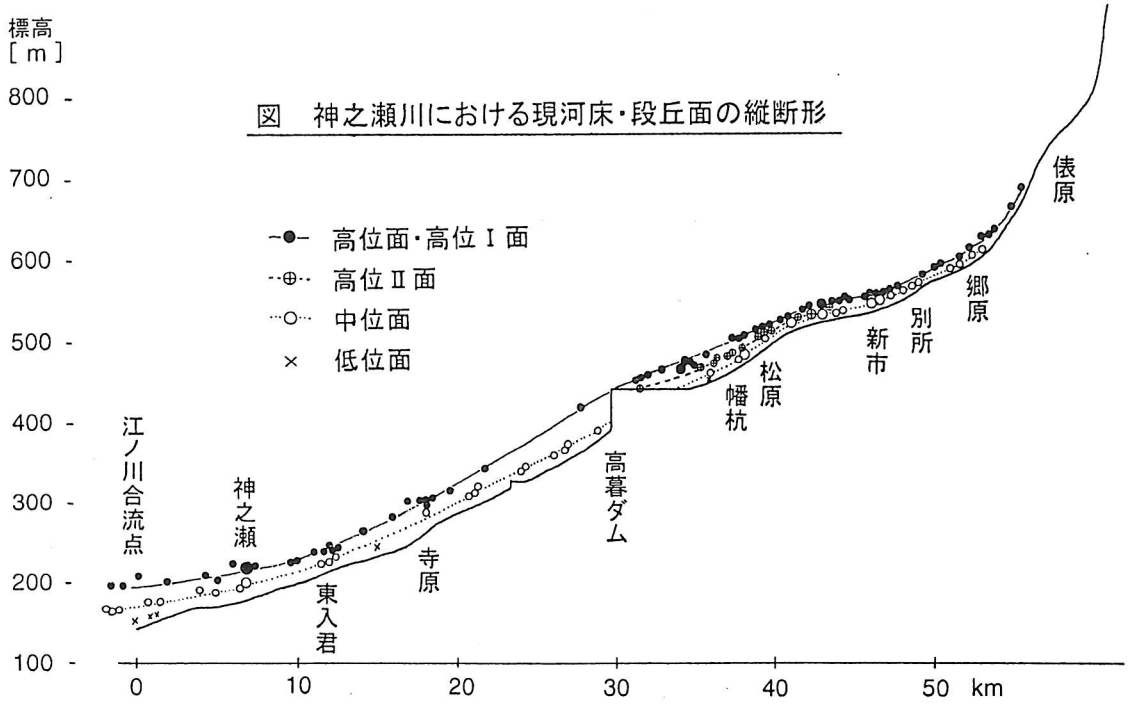


図　神之瀬川における現河床・段丘面の縦断形

O-33　室戸岬面の形成年代と酸素同位体ステージ6の河成礫層

植木岳雪・桑原拓一郎・吉山　昭（東京都立大学・院）

Takeyuki UEKI, Takuichiro KUWABARA and Akira YOSHIYAMA: Formation age of the Muroto-misaki Surface and Marine Isotope Stage 6 fluvial gravels around the southeastern Shikoku Island: a preliminary report

1.　本研究の目的

四国南東部の室戸岬周辺には2～3段の更新性の海成段丘面が発達し，吉川ほか（1964）以来，地殻変動と海面変動が複合して形成された海成段丘面の模式地として有名になった．しかしながら，それらの形成年代はテフラなどによって決定されているわけではない．特に室戸岬Ⅰ面（MⅠ面）は従来最終間氷期に形成されたと考えられてきたが，満塩（1991），田中ほか（1996）などはより古い時期に形成されたと考えている．本研究の目的は，室戸岬から安芸市に至る地域の海成段丘面を広域テフラを指標にして編年することである．調査の結果新たに得られた知見は，以下の通りである．

2.　安芸川河口付近における段丘面の分布と編年

従来の研究と同様に，本調査地域における海成段丘面を覆う広域テフラとしては，ATおよびAhしか発見できなかった．安芸川河口付近における河成および海成段丘面は，M面群およびH面群に大別される（図2・3）．安芸市横山における江川川と安芸川の合流点付近（Loc. 1)には，層厚50cmのATに覆われる河成段丘面（MⅣ面）が存在する．礫層の層厚は2m以下である．ATとその下位の風化したシルト層は不整合で重なる（図4）ことから，MⅣ面構成層の堆積時期はAT降下時よりもかなり前すなわち最終間氷期（酸素同位体ステージ5a～4)であると考えられる．MⅢ面を構成する礫層の層厚は10～30mと厚いことから（図3），酸素同位体ステージ5e～5cに形成されたと考えられる．従って，発達のよい海成段丘面に連続するMⅠ面は，酸素同位体ステージ5eに形成されたことが示唆される．

3.　田野町大野台地域における酸素同位体ステージ6の河成礫層

田野町大野台地域にはMⅠ面が広く分布する（図5）．MⅠ面は一般に淘汰のよい海成の砂礫層からなるが，奈半利川および安田川に沿っては，層厚20～40mの大礫からなる河成層が海成の砂礫層に漸移し，その基底面高度（図5中の数字）は海抜20～40mと低い．これらの礫層は，吉川ほか（1964）によってMⅡ・Ⅲ面構成層と考えられたものである．この最終間氷期の海成砂礫層に漸移する厚い河成礫層のなす埋没谷底は，酸素同位体ステージ6の低海面期に奈半利川および安田川によって形成されたものと考えられる．

4.　今後の課題

本地域の海成段丘面を編年するためには，その上にのる風成テフラまたは構成層中にはさまれるテフラを引き続き探すこと，および河成段丘面を編年しその縦断面形に基づいて海成段丘面と対比することが必要であろう．また，吉山（1990），吉山・柳田（1995）の方法を適用して，中期更新世以降の四国山地の隆起速度を求めたい．

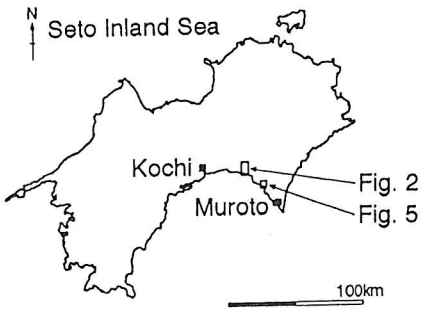


Figure 1 Srudy area

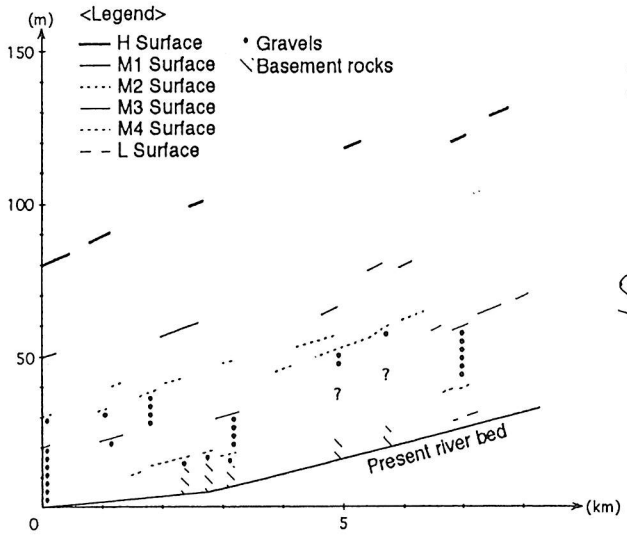


Figure 3 Geomorphological profiles of fluvial and marine terraces along the Aki River

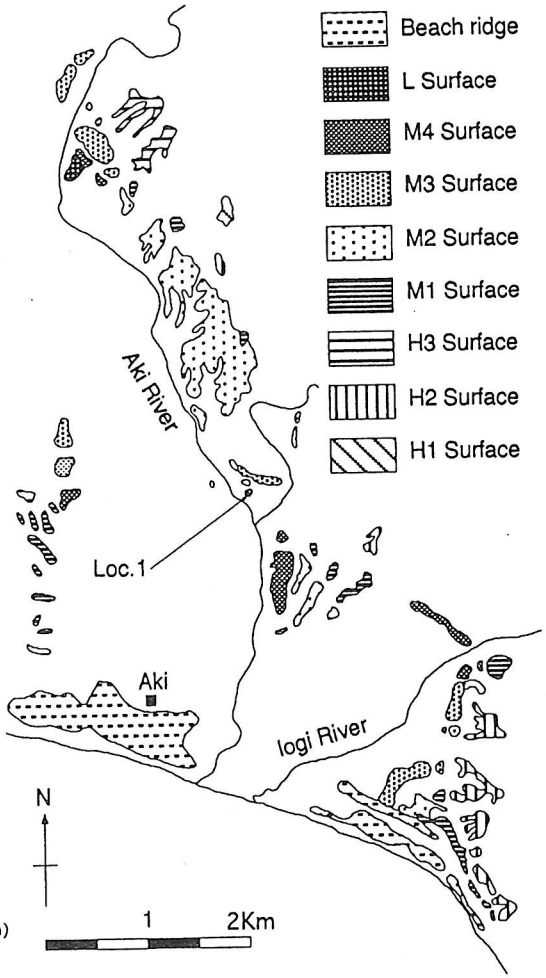


Figure 2 Geomorphological map around the mouth of Aki River

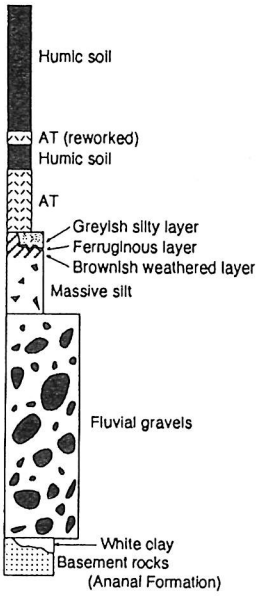


Figure 4 Columunar section at Locality 1

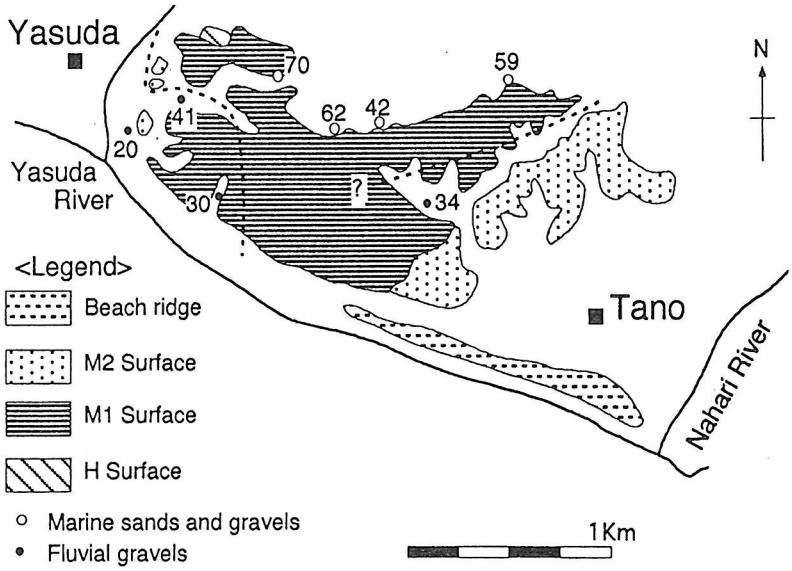


Figure 5 Geomorphological map around Onodai.

O-34 肝属平野の地形発達史（予報）

永迫俊郎（東京大・院）・森脇 広（鹿児島大）・奥野 充（福岡大）
新井房夫（群馬大・名）・松島義章（生命の星地球博）・中村俊夫（名古屋大）
Toshiro NAGASAKO, Hiroshi MORIWAKI, Mitsuru OKUNO, Fusao ARAI, Yoshiaki MATSUSHIMA and Toshio NAKAMURA ;
Geomorphic Development of the Kimotsuki Lowland, Southern Kyushu, Japan

はじめに　肝属平野は南九州大隅半島の肝属川中・下流域に広がる沖積平野である．この低地の周辺には、姶良カルデラ起源の入戸火砕流堆積物（24.5ka：Okuno、1997）からなるシラス台地が広く分布し、沖積層の基盤も大部分がこの堆積物である．本平野は臨海部の長さ約 20 km、幅約 1～3 kmにおよぶ比較的大規模な砂州・砂丘列とその背後の旧潟湖を特徴とする．ここの砂州・砂丘列と泥炭地の形成については、編年の根拠となるテフラ層とともに、筆者らが既に報告を行っており（永迫ほか、1998a；永迫ほか、1998b）、完新世中期以降の肝属平野の形成史はある程度明らかにされている．しかし、それ以前については不明な点が多い．そこで、今回は既存試錐資・試料の解析やテフラ編年、貝殻片の AMS^{14}C 年代測定などにもとづいて、肝属平野の沖積層の基底地形と層序を明らかにし、入戸火砕流堆積以降の地形発達について考察を加えることにする．

沖積層の基底・層序と指標テフラ　沖積層の基底は、現在の陸域については試錐柱状図を、海域については海底地質構造図（海上保安庁水路部、1982）をもとに復元した．水深 15m以浅の海域における 18 本の既存試錐資料と海底地質構造図との沖積層基底地形を比較してみると、後者による基底深度が若干浅めではあるものの、その位置は両者でよく一致することが確認される．肝属平野の沖積層の層相は、シラス台地を後背地にもつため全般的に砂質を呈する．そのため、明瞭な層序区分は難しいが、最下部の礫を含む砂層、中部のシルト質砂層、最上部の泥炭層などが特徴的な層として観察される．本地域では、周辺台地上と同様に沖積層中にも桜島薩摩（町田・新井、1992）、鬼界アカホヤテフラ（町田・新井、1992）、池田降下軽石（成尾・小林、1980）といった指標テフラが堆積しており、それぞれのテフラ年代である 11ka（Okuno、1997）、6.75ka（北川ほか、1995）、5.5～5.7ka（奥野ほか、1996）における同時代地形面を高精度に復元することができる．なお、テフラの同定は火山ガラス、斜方輝石の屈折率や特徴鉱物の含有などの岩石記載的特徴によって行なった．

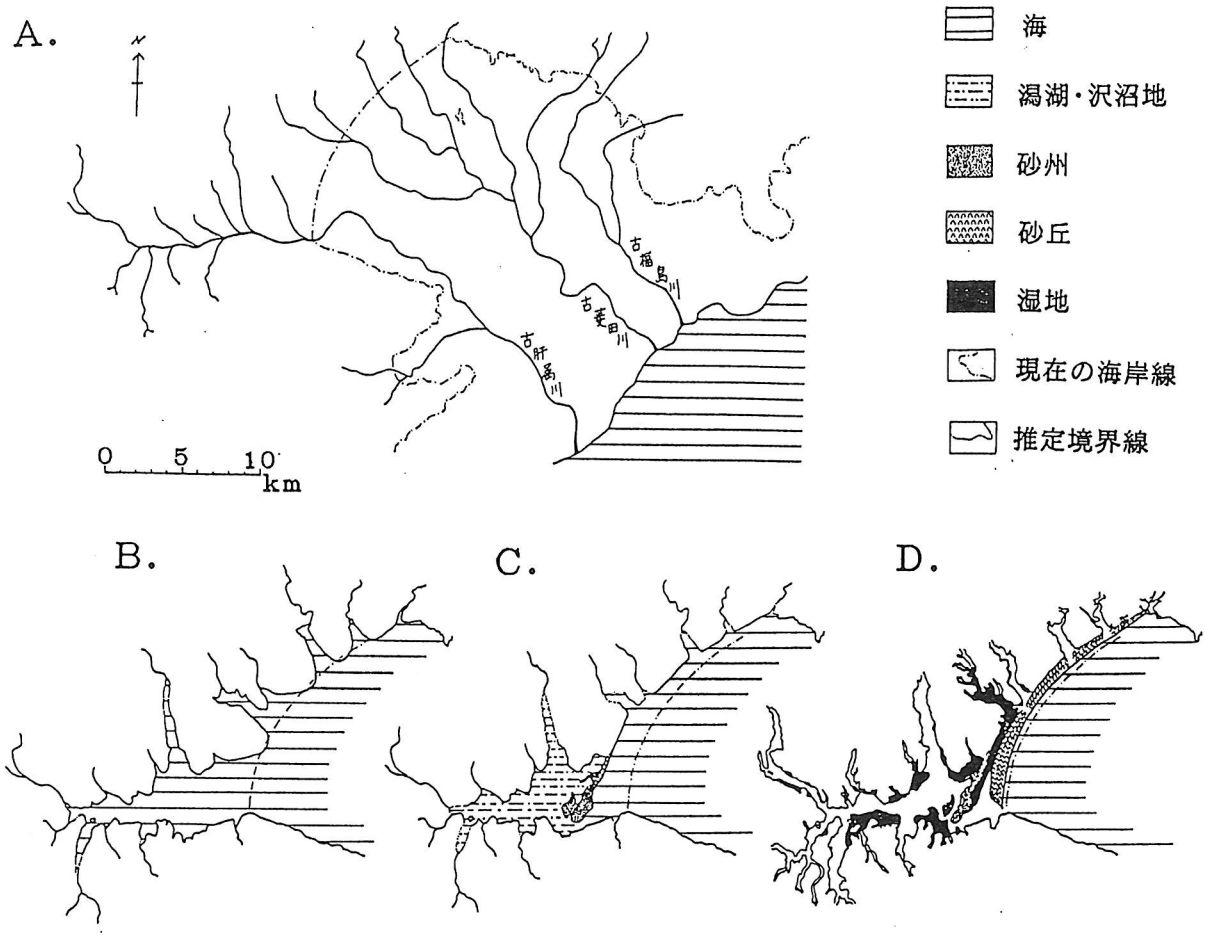
肝属平野の地形発達史　24.5ka に入戸火砕流の堆積によって一瞬のうちに形成された広大な平坦面は、侵食基準面に向かって急速に開析された（横山、1988）．その際の開析谷の多くに二次シラスが堆積しているが、谷を埋積した二次シラス直上に 22.5ka（Okuno、1997）の桜島高峠 6（森脇、1994）が観察されることから、入戸火砕流噴火というイベントに伴う非定常的な地形形成は、噴火後 2000 年以内には終息したものと考えられる．定常状態に回復した後の地形発達は、他地域の沖積低地で報告されているように、汎世界的な海面変化に対応した河谷の下刻侵食とその谷への沖積層の堆積によって説明できる．以下に、特徴的なステージにおける古地理図を示す．

A．20-18ka（最終氷期最大海面低下期）：現在の志布志湾湾口部よりさらに外側に海岸線があり、相対的海面高度は約－120mであった．

B．7-6ka（縄文海進最盛期＝内湾最拡大期）：この時期に鬼界アカホヤテフラが来襲する．海水準が最高位に達したのは、鬼界アカホヤテフラと池田降下軽石の間であると考えられるが、その時内湾は、鬼界アカホヤテフラ－降下軽石・火砕流・降下火山灰－の堆積により、縮小していた．

C．5.7-5.5ka（最も内陸側の砂州－大塚砂州－の離水期；池田降下軽石の降下期）：この当時の相対的海面高度は＋3～5mにあった．大塚砂州による内湾の閉塞が完了したこの時期から5kaにかけて、大塚砂州背後の曲流平野部において広く泥炭層の堆積が開始した．

D．2ka（開聞岳9cの降下期）：曲流平野部において泥炭層が広く堆積するようになった5ka以降、沖積層の主な堆積場は志布志湾岸の海岸平野部に移行し、砂州・砂丘列が発達した．標高27.2mに達する最も大規模な砂丘列は、2kaには既に形成されていた．



肝属平野の古地理の変遷

O-35　汽水湖沼堆積物中の珪藻遺骸群集に記録された完新世後半の周期的な塩分変動とその形成要因について

鹿島　薫（九州大学・理）

Kaoru Kashima; Oscillations of water salinity during the Late Holocene in brackish lakes and inner inlets in Japan, presumed by diatom assemblages from lake and bay bore-hole sediments.

I 研究の目的

近年、氷河堆積物の酸素同位体測定などから、第四紀後期に数千年～数百年周期の急激な気候変動が繰り返したことが指摘されるようになってきた（Dansgaard-Oeschger Cycle、多田1998）。一方、日本周辺における完新世海水準変動の研究から、「縄文中期の海退」、「弥生海退」など完新世において何回かの一時的な海水準低下の存在が指摘されている（例えば海津1994）。これらの海水準の微細な変動は上記の数千年～数百年周期の急激な気候変動が完新世においても継続していた可能性を示唆している。

このような完新世における微細な海水準変動を復元するのに適した場所として、現在、以下の２地域が注目されている。ひとつは、海岸に面した湿原地域である。オレゴンのSouth Sloughでは、塩性湿原の掘削調査から最近3000年間に６回を越す相対的海水準変動が復元されている（太田ほか1995、Nelson *et al.*, 1996). また、国内においても、北海道東部の厚岸地域ベカンベウシ湿原において、過去3000年間に３回の相対的な海進海退の復元を行っている（沢井・鹿島1996、沢井・三塩1998）。

ふたつめの地域は、沿岸性汽水湖沼である。近年、これらの湖沼において掘削調査が進み、高解像度の古環境解析がなされるようになってきた（例えば、福沢1998）これらの試料の場合、絶対的な高度変化の復元は難しいものの、相対的な海進海退過程（例えば海水の流入量、塩分など）の詳細な復元が可能であることが分かってきた。

しかし、これらのように詳細な古環境復元が可能となると、逆に、何がグローバルな変動であり、何がローカルな変動であるかの評価が難しくなってくる。この問題を解くためには、^{14}C年代測定などの精密な年代軸に基づいた、地域間の対比が必要となる。また、そこに現れている「海進」「海退」現象が、いったいどのような原因によるものなのかを、詳細に検討する必要がある。

本講演では、主に珪藻化石を中心に、生物指標からの完新世の古環境変遷と海水準変動の復元について、浜名湖などに沿岸汽水湖沼・おける最近の研究成果を報告する。

II 汽水湖沼・内湾域の珪藻化石の特性

珪藻をはじめとして、生物指標を用いた古環境・古海水準の復元には、その生物群集と環境変動との関係が単純ではないこと、生物遺骸の堆積運搬過程・化石化過程に不明確な部分があることなどの問題が常に残っている。しかしこれは、堆積学的分析や化学的分析では示すことのできない、より微細な環境変動を復元できる可能性を示しているともいえよう。

演者は、宍道湖中海水系、甑島汽水性湖沼群などにおいて、様々な環境化における汽水湖沼の珪藻群集について調査を進めてきた。その結果、汽水環境における珪藻群集の特色として、以下の点があげられることが分かった。

(1)塩分変動ともに、珪藻群集の変化が見られる。これは、優占種の交替だけではなく、種の多様性の変動としても表現される。例えば、宍道湖のような低鹹汽水環境では優占する浮遊性種は *Cyclotella caspia* 1種になる。これは淡水湖沼や高鹹汽水湖沼で多様な珪藻群集が見られることと比べると顕著であり、また、古環境の復元の重要な指標となる。

(2)湖内への異地性珪藻の混入の割合は、ある程度の定量化が可能である。汽水湖沼である宍道湖や浜名湖では、大きな流入河川がひとつであるため、河川から流入した淡水生の珪藻殻が湖内にどのように堆積しているかを追うことができる。淡水生種が多く産出するのは河口周辺に限られている。また付着性珪藻は水深1～2m以浅に多く、その分布は湖岸からの距離と相関が認められる。

(3)一般に湖底堆積物での珪藻の保存は良い。しかし、宍道湖のコア試料においては、貝化石などが産出するのにもかかわらず珪藻化石が産出しない層準が見られた。

III　ボーリングコア試料中の珪藻遺骸群集の変動による汽水湖沼における塩分変動の復元

本講演では、完新世基底部までの試料が得られているボーリングコア試料が得られている、浜名湖、霞ヶ浦、宍道湖、三方湖について、珪藻遺骸群集からの塩分変動の復元を行う。これらの4つの湖は、完新世の後半において全く異なった古環境変遷過程を歩んできたことが、研究より明らかとなった。以下、各湖沼における珪藻群集の特徴とその地史を簡単に述べる。

(1)浜名湖

浜名湖ではアカホヤ降下期以降、2回の淡水化期が確認された。この2つの時期では、淡水湖沼にのみ出現する*Aulacoseira granulata, A. ambigua*が優占して産出しており、完全に海域とは隔離されいた。この二つの淡水化期の正確な編年はまだなされていないが、火山灰や^{14}C年代測定値からの推定すると、3000～2300yBP, 1600~500 yBPとなる。

(2)霞ヶ浦

霞ヶ浦では、湖水の淡水化は最近500年の現象であり、それ以前には湖水が淡水化したことはなかった。アカホヤ降下期以降、湖水の塩分はゆるやかに低下し、水深の浅くなってきたことが、浮遊生珪藻群集の群集変化と、付着性珪藻の割合の増加で推定される。

(3)宍道湖

宍道湖では、約5500～500yBP 頃に、珪藻化石が産出しない層準が産出した。この層準は、ヌマコダキガイの幼貝のみが産出するという異常な堆積環境となっており、極めて特殊な堆積環境による現象として検討中である。その後宍道湖は*Aulacoseira granulata, A. ambigua*が優占する淡水湖沼となった。そして、最近（約100年前）に低鹹汽水湖沼へと変化した。

(4)三方湖

三方湖では、完新世を通じて最近500年前頃まで淡水環境が継続していた。その後、*Cyclotella caspia* が優占する低鹹汽水湖沼へと変化した。

O-36 中国太湖南岸の完新世堆積物の岩石・古地磁気分析

小森次郎[1]・長谷川史彦[1]・遠藤邦彦[1]・濱田誠一[2]・
石原園子[1]・村田泰輔[3]・玉置晴子[1]・松下啓佑[1]・
日大-華東師範大太湖調査グループ*
[1]日大文理，[2]北海道立地下資源調査所，[3]北大地球環境
Jiro KOMORI, Fumihiko HASEGAWA, Kunihiko ENDO, Seiichi HAMADA, Sonoko ISHIHARA, Taisuke MURATA, Haruko TAMAKI, Keisuke MATSUSHITA, Survey Group for Lake Tai-hu ; Rock and paleomagnetic measurements of Holocene sediments from south coast of Lake Tai-hu, China

はじめに

中国上海の西約 100km に位置する太湖周辺を対象に微化石による古環境復元や音波探査機による湖底地質調査を始めとした調査が進められている．今回，太湖周辺に分布する軟質な粘土質シルト(以下「ソフトクレイ」とする）下部層，およびその下位層との境界部の確認・採取を目的として，陸上での機械ボーリングを実施した．対象区域は，ソフトクレイが厚く堆積していることが推定される太湖南岸域とし，ハンドオーガーによる試錐により掘削地点の選定を行った．その結果，東西約８km の区間で少なくとも 3 つの範囲にソフトクレイが深く堆積している部分（埋没谷地形.図-2）が確認され，そこを掘削地点とした．ボーリングの試料採取部(コアチューブ)は，古地磁気による年代推定を実施する為に，不撹乱かつ定方位（相対的）である必要があることから，全長 40cm のシンウォールタイプのサンプラーを用いた．97-A,B,C の全３地点で実施したボーリングでは全長 12～26m のコアが採取され，8.5m～24mの深度に下位層(ハードクレイ)との境界が確認された．コアはいずれも最上部に褐色の砂～シルト，続いて数 cm の泥炭層を挟在して，ソフトクレイが連続し，最下部で砂質に粗粒化した後，下位層(ハードクレイ)に変化する．ソフトクレイには植物遺体や貝片が所々に確認され，珪藻分析では下部から上部に向けて海水生種→汽水生種→淡水生種の産出が確認されている．試料は現地で 2.4cm ごとに細分され，岩石・古地磁気分析や微化石分析をはじめとした各種分析が進められている

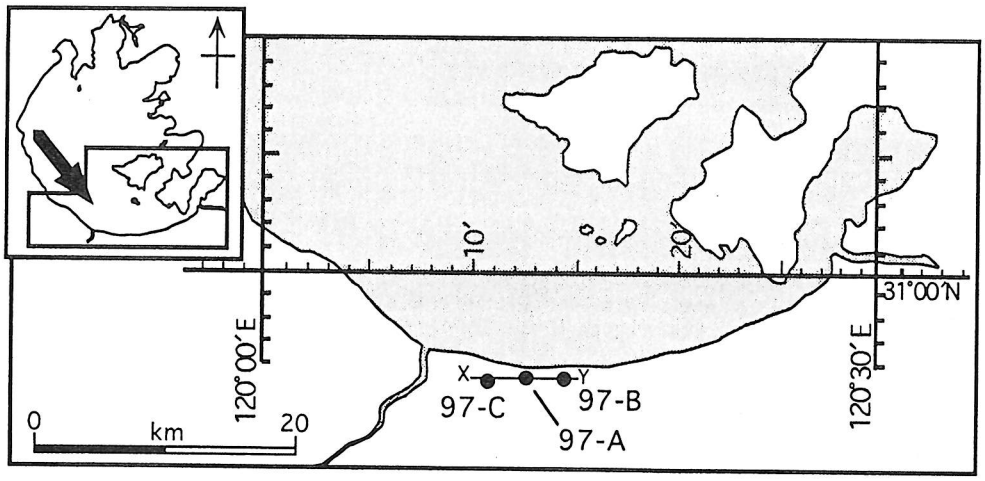
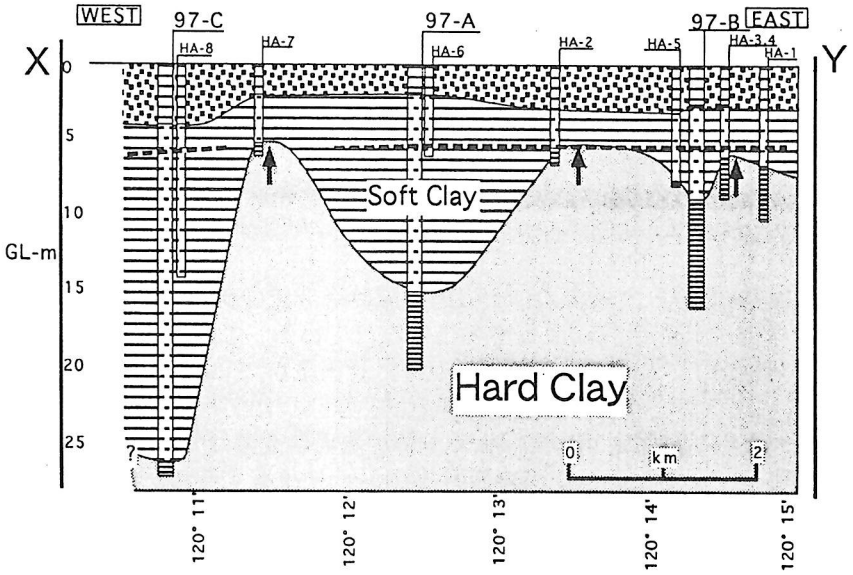


図-1 陸上ボーリング実施位置図

図-2
太湖南岸地質断面図
（東西断面．図-1中のX－Y側線）



帯磁率測定

今回陸上で採取した97-A,-Bおよび-Cコアは帯磁率の測定値に良い相関が見られ，いずれのコアもGL-6～7m付近までにスパイク状のピークが連続し，水平方向に帯磁率による層相の変化が追跡できる（図-2の破線）．このスパイク状の変化を繰り返す部分の底面深度は，周辺でハードクレイが尾根状を呈する上面の深度（図-2 中の↑）と一致している．

古地磁気分析

太湖で採取されたコアのうち湖中南部の94-1，94-3コアですでに古地磁気測定が行われている（Itota. 1996）．今回96-3コアで古地磁気測定を行い，連続的な磁化方位データが得られた．発表ではこれらのデータと，日本での過去11600年間の地磁気永年変化記録（Hyodo, 1993）との比較結果，および既存の湖上コアデータとの対比もあわせて報告する．

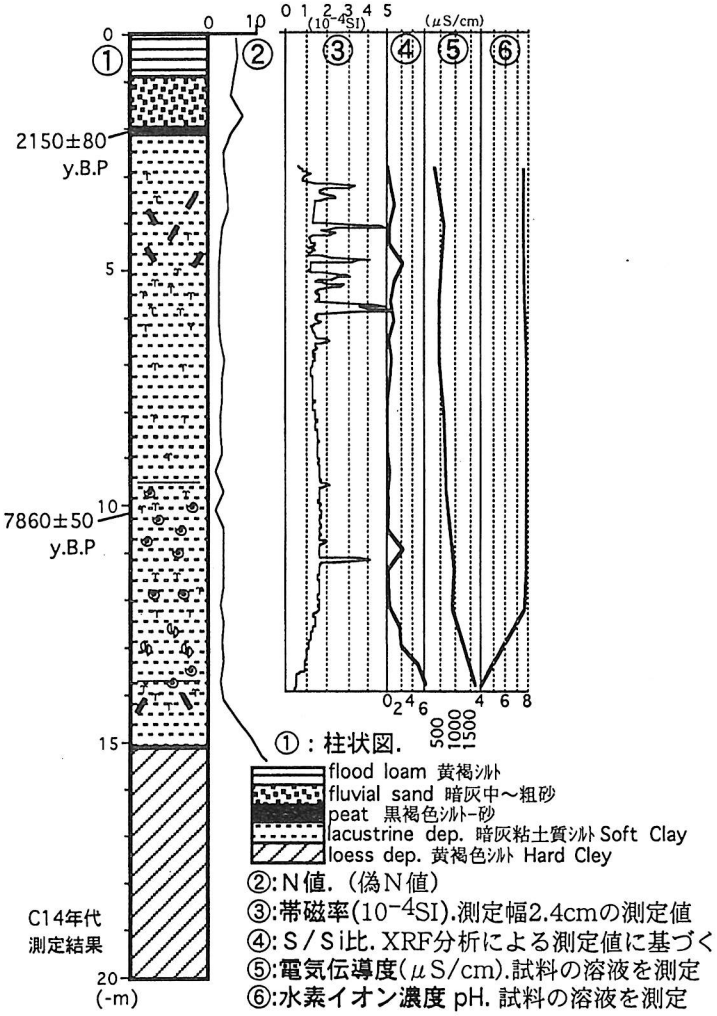


図-3　　97－A　総合柱状図

*日大-華東師範大太湖調査グループ：演者ら以外に　田場　穣，片瀬隆雄，鄭　祥民，俞　立中，村田泰輔，津田英和，小出淳一，志賀研吾，坪井哲也，清野裕丈，尾口俊一，林　宏美

O-37 珪藻化石分析に基づく中国・太湖の過去１万年の古環境変遷

村田泰輔（北大・地球環境）・遠藤邦彦・小森次郎（日大・文理）
浜田誠一（北海道立地下資源調査所）・兪　立中・鄭　祥民（中国華東師範大学）
MURATA,T., ENDO,K., JIRO,K., HAMADA,S., ZHENG,X., YU,L. ; Environmental changes in Tai-hu lake in China during the last 10,000 years based on diatom analysis

1993年度から太湖およびその周辺域の形成史の研究が、中国華東師範大学と日本大学文理学部の共同研究によっておこなわれている。これらの結果の一部についてはすでに報告（Endo, 1996; Endo et al, 1997; 村田ほか, 1994, 1995; Murata, 1997; Murata & Endo,1997など）をおこなってきたが、今回、Ta93-2、Ta94-3、Ta951015-3コアから得られた分析結果を用いて、太湖全体の古環境変遷について検討した結果を報告する。

調査地である太湖は上海の西方約100kmに位置する南北約70km、東西約60kmとほぼ円形状の巨大な淡水湖であるが、その水深は最大水深約３mと非常に浅いという特徴を持つ（Fig.1）。今回検討をおこなったTa93-2、Ta94-3、Ta951015-3のコア試料は湖北部から南部にかけて採取された（Fig.2）。

それぞれのコア長はTa93-2が180cm、Ta94-3は190cm、Ta961015-3は447cmであった（Fig.3）。層相は、Ta93-2、Ta94-3は全体を通して緑褐灰色のほぼ均質なシルト混じり粘土で、Ta93-2のコアトップより145～152cm、Ta94-3の160～162cm、163cmおよび171cm以深に泥炭層を含み、Ta94-3の56～58cm、79～85cmにはラミナ構造がみられた。またそれぞれの泥炭層および植物遺体を用いて、炭素14年代法(AMS)によりTa93-2から6500 y.B.P.と6920y.B.P.、Ta93-2からは6400±300 y.B.P.、10820±50 y.B.P.の年代が得られた。Ta961015-3は全体を通して緑褐灰色のシルト及び粘土によるラミナ構造がみられた。また22cm、401cmに薄い泥炭層を含み、下部泥炭層から11300±70　y.B.P.の年代が得られた。

これらのコアについて珪藻分析を加えた結果、ほぼ全層序にわたり*Cyclotella*　属、*Melosira* 属、*Pinnularia* 属などの淡水生種の産出が卓越し、さらに上部と下部には海生種と汽水生種が産出する傾向が認められた。さらにTa94-3では深度63～80cmに、Ta93 2では深度40～47cmと60～65cmに、Ta961015-3では55～62cmと71～77cmの層準において化石の産出個体数がきわめて急激に減少すると共に群集構成の特徴種が陸生珪藻や休眠胞子に代わることが認められ、この変化に伴い完形殻保存率が低下することが認められた。またコア全体を通してみると産出個体数および完形殻保存率は、30～50cmの割合で増加減少の周期的な変化を繰り返すことが認められた。

これらのことから、過去10000年における太湖全体の環境変動が明らかになりつつある（Fig.4）。およそ11000年以前に太湖には海水が進入した痕跡があり、内湾奥部から汽水域という環境が展開していた。この海水は徐々に淡水化していくが、一度に淡水化するのではなく数度の海水の進入を受けながら変化している。この時期に耐塩性の大型植物の進出が起こったものと考えられ、植物に付着するタイプの付着底生種の産出が増加し、場所によって泥炭層の形成が促進された。この海水の進入と泥炭形成期の繰り返し期がおよそ6400年前と考えられる。その後太湖は、淡水環境として比較的安定した状態を保つが、Ta93-2では深度40～47cmと60～65cmに、Ta94-3では深度63～80cm、Ta96 1015-3では55～62cmおよび71～77cmの層準において化石殻産出個体数の急激な減少や殻保存度の低下、それに伴って化石群集の特徴種が陸生珪藻や休眠胞子になるという現象が確認された。これはきわめて急激な離水、水位の低下を示唆しており、また複数の離れた地点のコア試料から同様な特徴を見出せることから、この時期に太湖の広い範囲でこの現象が起こったことを示していると考えられる。この急激な環境の変動はTa93-2およびTa961015-3において2度にわたり記録されており、今後様々な分析を加え、この環境の変化がどの様なものであったかさらに検討をしていく予定である。

Fig.1 A map showing Tai-hu lake and the surrounding area

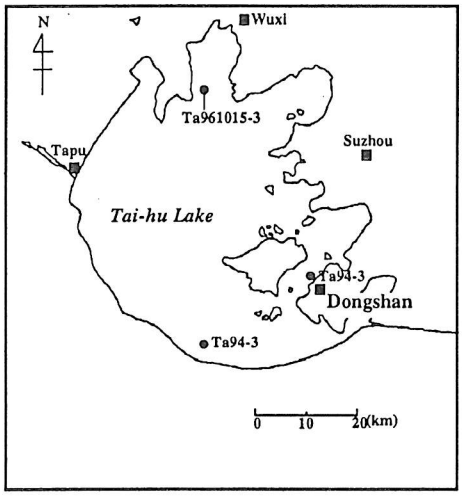


Fig.2 The map of Tai-hu lake and the location of core samples analyzed

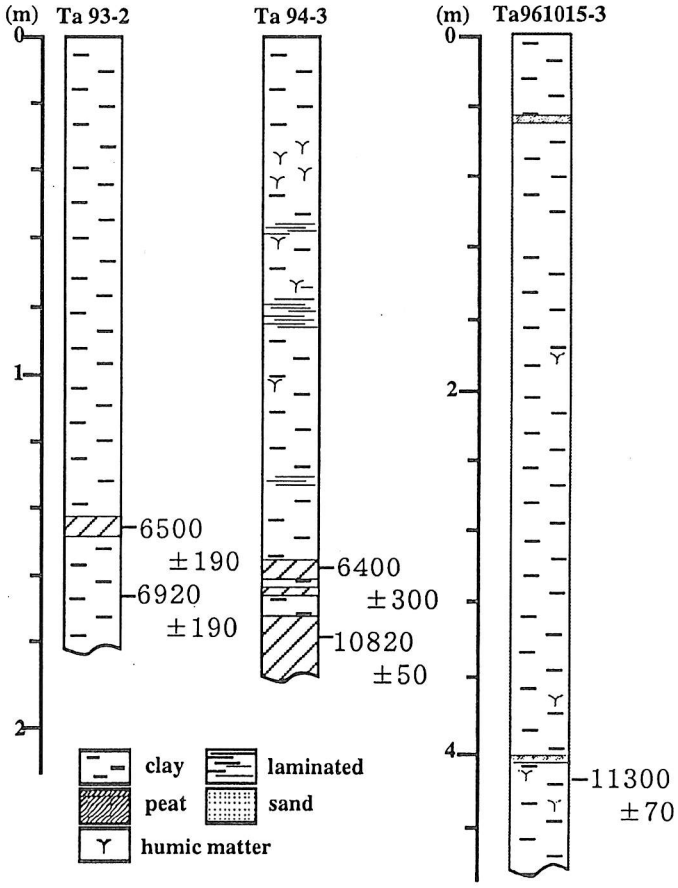


Fig.3 Columnar section of Tai-hu lake boring core

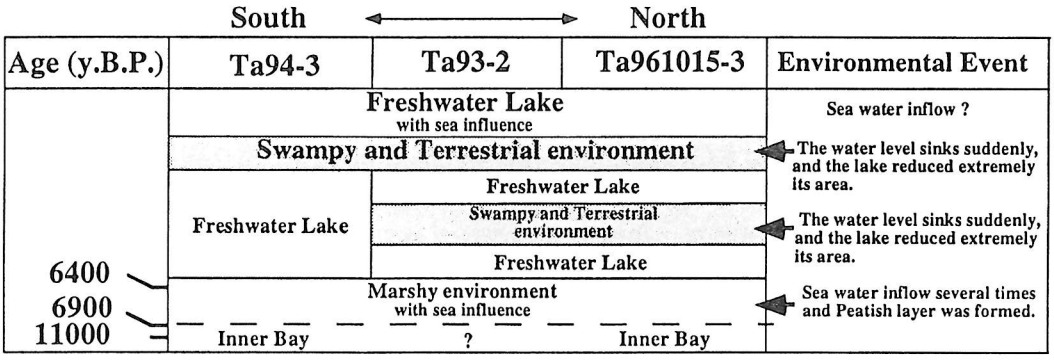


Fig.4 The model of environmental change duering the last 11,000 years in Tai-hu Lake

O-38 蔚山断層系（韓国東南部）における活断層の活動性評価

岡田篤正（京都大）・渡辺満久（東洋大）・鈴木康弘（愛知県大）・竹村恵二（京都大）・
石山達也・川畑大作・金田平太郎（京大院）・慶　在福・蔡　鍾勲（韓国教員大）
Atsumasa OKADA,Mitsuhisa WATANABE,Yasuhiro SUZUKI,Keiji TAKEMURA,Tatsuya ISHIYAMA,Daisaku KAWABATA,Heitaro KANEDA,Jai-bok KYUNG,Yong-hum CHAE:Evaluation of Quaternary faulting on the Ulsan Fault System,Southeast Korea.

Ⅰ　はじめに

韓半島の断層系は明瞭なリニアメント（線状構造地形）が発達し，ランドサット映像でも実によく表現されている。とくに，韓半島東南端部の梁山(Yangsan)断層系と蔚山(Ulsan)断層系の直線性が顕著である。これらは延長距離も長いので，韓半島の主要断層として注目され，多くの地質学・地球物理学的な研究がなされているが，活断層としての第四紀学的な調査・研究はほとんどなされてこなかった。

梁山断層系は NNE-SSW 方向に約 200km 連続する。断層地形の直線状の配列・垂直の断層面・断層構造などから，右横ずれが卓越し，東側の地帯が相対的に隆起している活断層であることがわかっている（岡田ほか，1994）。高位段丘面とその構成層である礫層を切断することは，1997 年春季に実施した数カ所のトレンチ調査事例でも明らかにされた（岡田ほか，1997）。

一方，蔚山断層系は NNW-SSE 方向に約 40km 連続する。蔚山市街地北部付近での海成中位面の高度は約 10m 北側が高く，上下方向に食い違っていることが指摘されている（呉，1977；Oh，1981）。本報告では，活断層の変位地形が蔚山断層系に沿っても各所で存在し，段丘堆積物を明らかに変位させる断層露頭が確認されてきたことを述べる。

Ⅱ　蔚山断層系の性質

蔚山断層系はほぼ南北方向へ走り，その断層線はやや弯曲している。この線上で（低位面～）中位面と高位面が変位し，東上がりの上下変位が認められる。この断層線を横切る段丘崖・河谷・尾根などには，系統的な横ずれ屈曲は認められず，下記の断層露頭での状況とも考え合わせると，この活動様式は典型的な逆断層であることが判る。

調査地域に発達する地形面はいずれも扇状地性の開析河成段丘面群である。これら段丘面の開析－保存状態・段丘堆積物の層相や風化程度・堆積物を覆う土壌層の対比などから，低位面・中位面・高位面などの地形面や堆積物・被覆土壌などの形成年代を概略的に推定し，後述のように変位速度を求めた。

Ⅲ　蔚山断層系の断層露頭

蔚山断層系に沿う空中写真判読・野外調査から，明瞭な断層露頭が数ケ所で観察された。南から北へ，1)入室里東方，2)開谷里集落北東方の淵安川河床，3)末方里集落東方にある寺谷池北岸，4)仏国寺北西（鰕洞），5)川北面葛谷里トレンチ，などであり，その主な観察事項を以下に記述する。

1)入室里東方では，上盤側をなすひん岩と，下盤側の花崗岩とそれを覆う礫層とが N4°E，67°E の断層面を介して接している。この露頭は南北に連続する明瞭なリニアメントの位置に一致する。西側の断層崖麓の活断層に併走する，それとは別の活断層とみなされる。2)の淵安川河床（城池の下流約 300m）北西側露頭でも，やや風化した礫層の上に花崗岩類が 25-30°E の傾斜で衝上している。この露頭では，堆積物は引きずりや撓みを受けて，大きく変形している。これは蔚山主断層の露頭とみなされる。3)末方里東方の寺谷池北側の露頭では，破

砕した花崗岩が中位面を構成する礫層に衝上している。これも蔚山断層系主断層とみなされ，その断層面の走向はほぼ南北であり，傾斜は25-30°Eである。この露頭では，上部が約３万年前と測定された砂礫層も断層変位を受けている。この北側でKyung et al(1996)により実施されたトレンチ調査でも，地表面にまで達する断層面が確認され，最終氷期以降複数の活動が観察されているので，蔚山断層系は第四紀末まで活動を繰り返してきた活断層であることが判った。4)慶州市鰕洞の養鶏場東南には，撓曲した中位段丘面の西端にあたる位置に大きな露頭があり，上盤側をなす花崗岩類が下盤側の砂礫層の上にのしあげている。この礫層は段丘面との関係からみて，上部は中位段丘礫層にあたる。主断層面の走向・傾斜はNS～N10°E・50～60°Eである。断層面付近の礫層は，礫の長軸は直立しているものが多いので，礫が回転したり，変位・変形を受けていたりすると思われる。5)慶州市川北面葛谷里（川北牧場）のトレンチ調査溝の両側壁面でも，明瞭な逆断層が確認された。

Ⅳ　蔚山断層の上下変位量

末方里での低断層崖の地形縦断測量から，中位面は約5 m，高位面は約15 m，上下方向へ変位している（岡田ほか，1998）。慶州市鰕洞の撓曲した中位段丘面を横切る，ほぼ東西方向の簡易的な地形断面測量から，約(8～)13mの上下変位量が求められた。この量が中位段丘面形成以後の累積変位量とみなされる。川北牧場付近では，低位面は約3m，中位面は約7mの上下変位量が求められた。

断層変位が明らかに認められる中位面には，やや赤色化したレス状土壌や風化殻が形成されている場合もある．赤色風化殻は酸素同位体ステージ5以前に形成された可能性が高い。しかし，高位面と比較して中位面を構成する礫の風化は進んでおらず，平坦面の保存も良好である。したがって，この中位面の形成時期は，１つ前の氷期に対応する可能性が高い。これに対し，調査地域南部においては，中位面はほとんど赤色風化を受けておらず，AT(24ka)覆われているので，この中位面は酸素同位体ステージ5以降，約30ka以前であると推定される。

蔚山断層は中位面上下方向に約7～13m変位させているので，この中位面の形成年代を約60～150kaと仮定すれば，蔚山断層の平均上下変位速度は0.1～0.05m/1,000y程度となる。

なお，同じように中位面に区分・対比される地形面であっても，上下変位量が5～6m程度の地域もある。顕著な赤色風化殻は認められないことから，中位面はstage 5以降に形成されたと推定される。この中位面が約100ka前後に形成されたとすれば，上記の平均上下変位速度と調和的である。

段丘面の変位方向と断層崖の向きは一致し，東側の山地域が少なくとも第四紀の中ごろから継続的に隆起していることが判る。このような第四紀末期の新しい断層活動に関する確実な証拠を提出することは韓半島において初期の段階であり，当地域の活構造や地震活動を考察・検討する上できわめて重要である。

〔文　献〕

呉　建煥（1977）韓半島南東部海岸の地形発達．地理学評論, 50, 689-699.

Oh,G.H.(1981)Marine terraces and their tectonic deformation on the coast of southern part of the Korean Peninsula. Bull. Dept. Geogr.Univ. Tokyo, 13, 11-61.

岡田篤正・渡辺満久・佐藤比呂志・全 明純・曹 華龍・金 性均・田 正秀・池　憲哲・尾池和夫(1994) 梁山断層（韓国東南部）中央部の活断層地形とトレンチ調査.地学雑誌,103,111-126.

岡田篤正・渡辺満久・鈴木康弘・慶　在福・曹　華龍・金　性均・尾池和夫・中村俊夫(1998) 蔚山断層系（韓国東南部）中央部の活断層地形と断層露頭．地学雑誌，107（印刷予定）.

O-39 韓半島南東部 蔚山断層系北部のトレンチ調査

金田平太郎・岡田篤正・竹村恵二（京都大）・渡辺満久（東洋大）・鈴木康弘（愛知県立大）・成瀬敏郎（兵庫教育大）・慶　在福（韓国教員大）・石山達也・川畑大作（京大）・谷口　薫（広島大）・蔡　鍾勲（韓国教員大）

Heitaro KANEDA, Atsumasa OKADA, Keiji TAKEMURA, Mitsuhisa WATANABE, Yasuhiro SUZUKI, Toshiro NARUSE, Jai-Bok KYUNG, Tatsuya ISHIYAMA, Daisaku KAWABATA, Kaoru TANIGUCHI, Yong-hum CHAE : Trenching survey of Northern Ulsan Fault System in the southern part of Korea.

1．はじめに

蔚山断層は，韓国南東部を北北西ー南南東方向に約40km続く活断層系である．これに沿って，明瞭な直線状に延びる断層崖や断層谷が見られ，韓半島では，梁山断層系とともに重要な活断層と考えられる．蔚山断層の活動の時期については，基盤山地と第三紀海成層が断層関係で接することから，古い時期からの活動が推定される．蔚山断層系の最近の活動について，蔚山断層系中央部の末方里地区において，活断層変位地形およびトレンチ調査・露頭調査が実施され，東側が相対的に隆起した活断層であることが確認されている（岡田ほか，1998）．今回，蔚山断層系北部において，明瞭な活断層変位地形が認められる，慶州市川北面葛谷里の川北牧場でトレンチ掘削調査を1998年４月から５月にかけて実施した．以下にその成果を報告する．

2．調査地域の概要

調査地域は慶州市の北東部に位置する．調査地域周辺には，MI面，MII面，MIII面に大別される，開析扇状地性の段丘面や河川性の段丘面が発達し，これらの段丘面を蔚山断層は変位させている．段丘面の区分・対比は平坦面の高度・連続性・開析度，段丘礫層の風化程度，および赤色土壌の発達程度などをもとに行っている．MI段丘は，標高100m～70mの扇状地性の段丘である．MII段丘およびMIII段丘は谷沿いに広がる扇状地性段丘である．高度は115～60mである．

段丘構成礫層の基盤は，主に中新世の海成泥岩層および砂・礫岩層からなる延日層群である．中新世の海成泥岩層および砂・礫岩層は，高度100～150m程度の丘陵を構成している．その東側には高度400mに達する南北性の山地が広がっている．これらの山地は，中生代の火山岩類や花崗岩類からなる仏国寺層群によって構成され，中新世の海成泥岩層および砂・礫岩層とは断層関係で接している．トレンチ調査は，明瞭な低断層崖を横断して実施された．

3．調査結果

1）写真判読と測量：空中写真判読結果から推定された低断層崖を横断するほぼ東西方向の簡易的な測量を６本の測線で実施した．それらの結果から，MI段丘の上下変位は約7mで，MII段丘の変位は約3mと推定され，全体として累積性が認められる．

2）トレンチ調査：このトレンチでは，MI段丘面構成層と考えられる礫層とその上位の土壌層が断層変位を受けていることが確認できた．実施されたトレンチは東西方向の長さ約25m，深さ約4mである．トレンチ壁面に1mごとに西から番号をつけた．南北壁面で50分の1全体スケッチと断層近傍の20分の1詳細スケッチを行った．

このトレンチ内地層の層序は上位から（I）表土：（II）新鮮な礫層と黄色土壌：（III）loess？状土壌：（IV）オレンジ土：（V）赤色土：（VI）風化度の低い礫層：（VII）風化が進んだ礫層：（VIII）黒色泥岩である（図参照）．

このトレンチでは，基盤と新期堆積層（礫層と土壌層）との境界に発達する断層（F1）と，堆積層中に土壌を切って延びる断層（F2）が観察される．

基盤と堆積層の境界断層（F1）は，高角逆断層（N50° E, 70° E）で，幅約3m程度の破砕帯の発達がみられ，特に境界付近幅1mは著しい．断層の堆積層への延長は，はっきりとは認定できないが，不整合に重なる風化礫層や風化の程度の少ない礫層の変形位置がこの断層の延長と一致しているので，この断層の活動の影響がこの層準まで及んでいる．

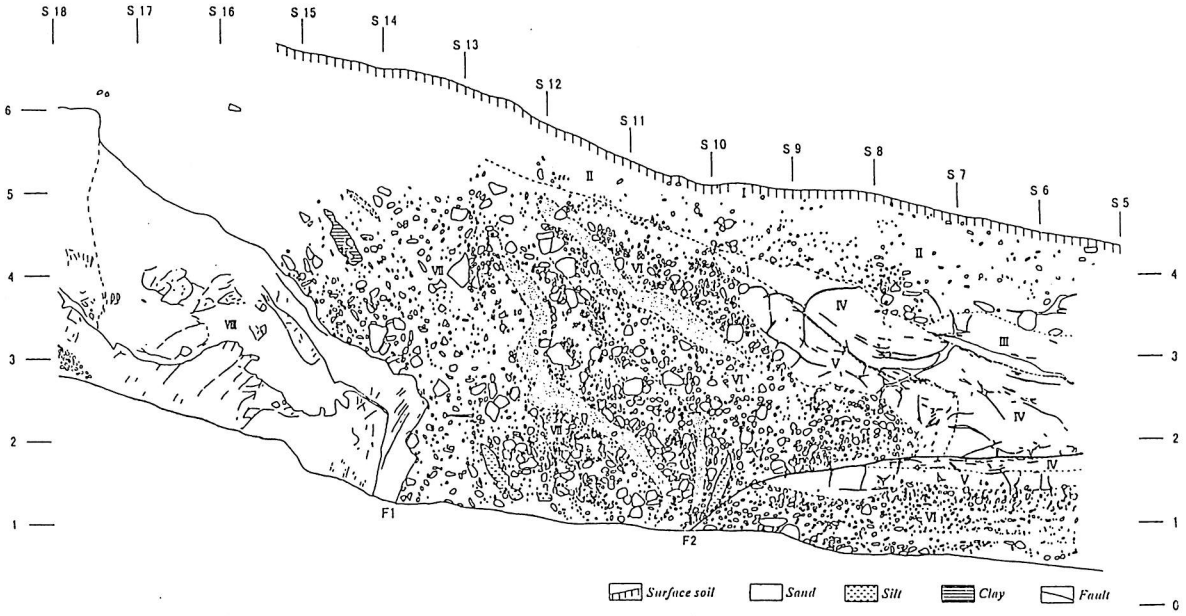
土壌を切る低角逆断層（F2）は，基盤に近づくにつれ，30° 程度まで傾斜を増すが，トレンチ内西部ではほとんど水平に近い逆断層（スラスト）である．変形を受けている層準の認定から少なくとも，オレンジ土の層準までの断層活動の影響が認められる．土壌中のstriationはN70° WやN80° Wを示す．赤色土を変位基準とすると北面で約2.4m，南面で約1.8m程度の変位を与えている．

4．まとめ

（1）断層は，地層変形の性状から東側隆起の逆断層である．基盤の泥岩の傾斜も西傾斜であり，このことと調和的である．基盤と礫層の間には高角度の破砕帯を含む断層帯（F1）が観察される．風化度の低い礫層やこの上位の赤色土の層準まで断層運動の影響が少なくとも及んでいることが，礫の並びやはさまれたレンズの変形から確認できる．基盤と堆積物境界から西側にのびる断層（F2）は低角逆断層であり，風化した礫層を逆転させる．基盤堆積物境界から約4.5mほど西ではほとんど水平になる．この断層の断層条線の方向などからもスラスト性の逆断層であることが明らかである．また，赤色土のずれから1.8m程度の変位量が認められる．

（2）MI段丘面の約7m，MII段丘面では約3mの上下変位から，活動の累積性が明らかである．

（3）地形面を構成する風化礫層の上部に堆積した土壌層が明瞭に断層によって切られており，オレンジ色の土壌層堆積後（または堆積中）に断層が生じたことが推定できる．この土壌層の年代が重要な手がかりになる．地形学的見地からは後期更新世以降の活動が推定できるが，土壌層の炭素１４年代測定や火山ガラス抽出分析を用いて，より詳細な年代推定を現在実施中である．



図．慶州市川北面葛谷里川北牧場トレンチ南面における断層付近詳細スケッチ
（グリッド間隔は１ｍ）

O-40 タイ王国バンコク市周辺の更新統上部・完新統産貝化石群について

佐藤喜男(GSJ)・Sin Sinsakul(DMR)・斎藤文紀(GSJ)・鈴木祐一郎(GSJ)
Yoshio SATO, Sin SINSAKUL, Yoshiki SAITO and Yuichirou SUZUKI;
Paleontological study of Late Pleistocene and Holocene molluscan assemblages from Bangkok area in Thailand.

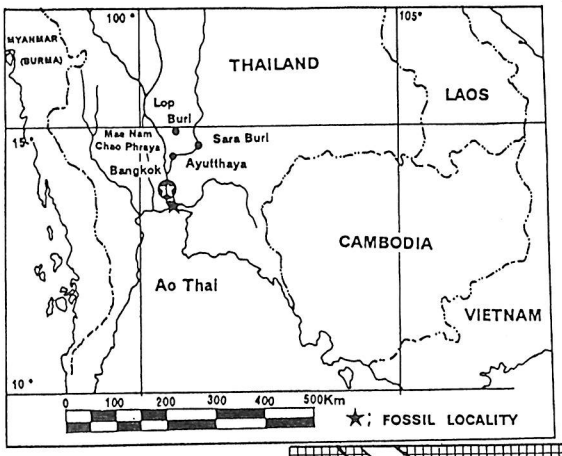
タイ王国バンコク市内には更新世後期から完新世の海成堆積物が厚く堆積しており、特に泥質堆積物を主体とする完新統はバンコク粘土と呼ばれ、アユタヤ北方40Km付近まで厚さを減じながら連続している（Sinsakle,1997)。 バンコク市南東部、Mae Nam Chao Phraya(チャオプラヤ川)河口のChangwat Samut Prakan地区では建築用の土砂を採取するためにピットと呼ばれる、海面下約30m以上掘削した人工的な凹地が点在している。 Ban Prakan Saピットでは更新統上部から完新統に至るまでの連続した岩相柱状図を作製することができ、しかも完新統は保存良好な散在型の貝化石群を豊富に含んでいる。 Ban Phraek Saピットでは下位から泥岩優勢砂岩泥岩細互層、化石を含まない灰白色泥層、淡赤色泥層、赤褐色中粒砂層、カキ密集砂層、灰白色泥層、厚さ13.5mの青灰色の泥層（バンコク粘土と呼ばれる）が見られ、全体で厚さは24mである。カキ密集層の上位の灰白色泥層の上部は風化土壌化しておりバンコク粘土とは不整合関係にある。 カキ密集層下の管状生痕の発達する赤褐色中粒砂層は酸化帯としてバンコク市内で広く追跡される。 最下部のカキ密集層は主に離弁のカキ殻が濃集したもので、自生のカキ礁ではない。 殻固着型の*Ostrea, Spondy-lus, Balanus, Anomia*, 足糸付着型の*Chlamys*はいずれも離弁で貝殻の保存状態も良好であるが、これら以外の貝化石は貝殻が溶脱している。 上部のバンコク粘土層中の貝化石は散在型で貝殻の保存状態も良好である。 二枚貝の *Scaph-arca, Clementia, Solen, Placuna*が合弁で自生位置で保存されている。 巻貝類も貝殻の摩滅、棘突起・殻口の破損もなく完全に保存されている。 最上部では*Macoma, Monothyra*が合弁で自生位置で保存されている。 またバンコク粘土の中部には甲殻類（十脚目短尾亜目）の巣穴の一部が石灰質の平扁な舌状の生痕化石として、密集して保存されている。

貝化石の採集は地層面に垂直な25cmX25cmX20cm(深さ)を基本ブロックにして、最下位のカキ密集層から最上部まで６層準にわたってブロックを切り出すブロックサンプリングを行った。 １層準あたり７ブロック（１ブロック＋２ブロック＋４ブロック）を採集した。 採集したブロックはNaTPBによる水没

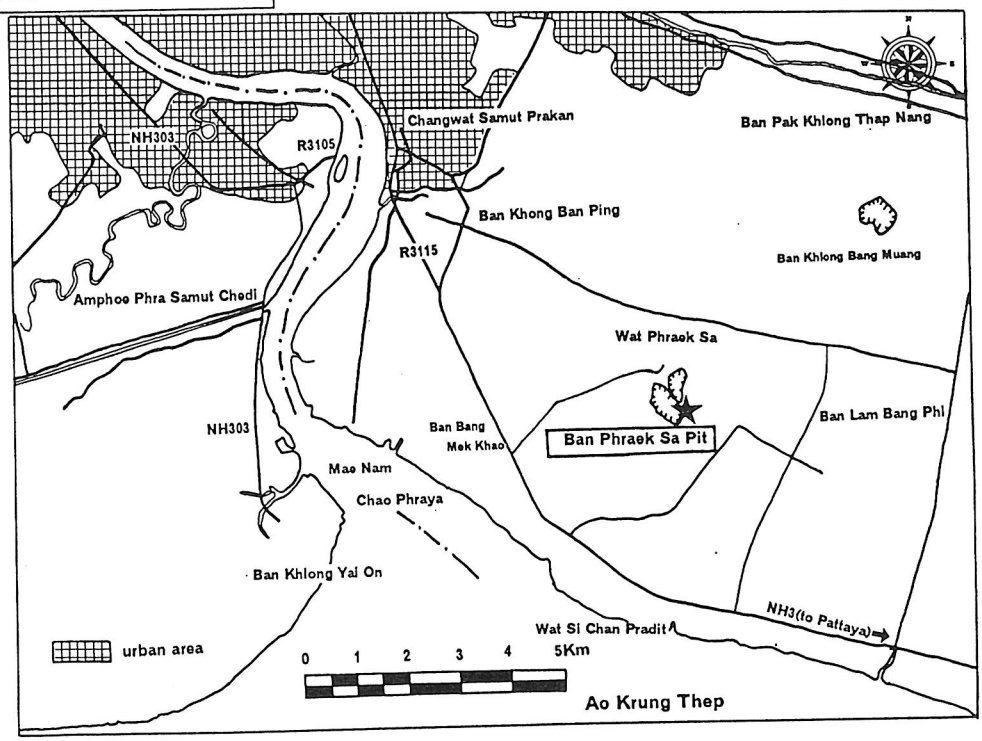
処理を行い、その後1mmの篩による水洗、篩別処理を行い試料とした。

貝化石群集の解析と岩相の垂直変化から、第１層準のカキ密集層が内湾湾口部、陸化、第２層準から第５層準までが外洋砂泥底、第６層準が内湾奥部と海洋環境が変化した事が明らかとなった。　第２層準から第５層準までの貝化石群の要素はいずれも、現在のバンコク近海（Ao Krung Thep）に生息しており類似した古環境が推定される。

放射性炭素年代は４層準について測定を行った（カキ密集層はAMS法による）。カキ密集層は*Chlamys*(*Mimachlamys*) *nobilis*(Reeve)を試料として，最下部が45,620年前、上部は43,480年前であること、またバンコク粘土は*Paphia*(*Neotapes*)*undulata*(Börn)を試料として、最下部が4,590年前、下部が3,530年前である事が判明した（^{14}C年代は海水補正を400年として計算）。更新統と完新統との境界がカキ密集層上位の泥層とバンコク粘土との不整合面にあること、またカキ密集層は酸素同位対比の **Stage 3** に対比される事が明らかとなった。



化石産地位置図



O-41 フィリピン群島における完新世の高海面期と地盤変動

前田保夫，フェルナンド・シリンガン，ミゲール・カノ（フィリピン大），佐藤裕司（兵庫県人と自然博），中村俊夫（名古屋大），大村明雄，渥美　晋（金沢大）

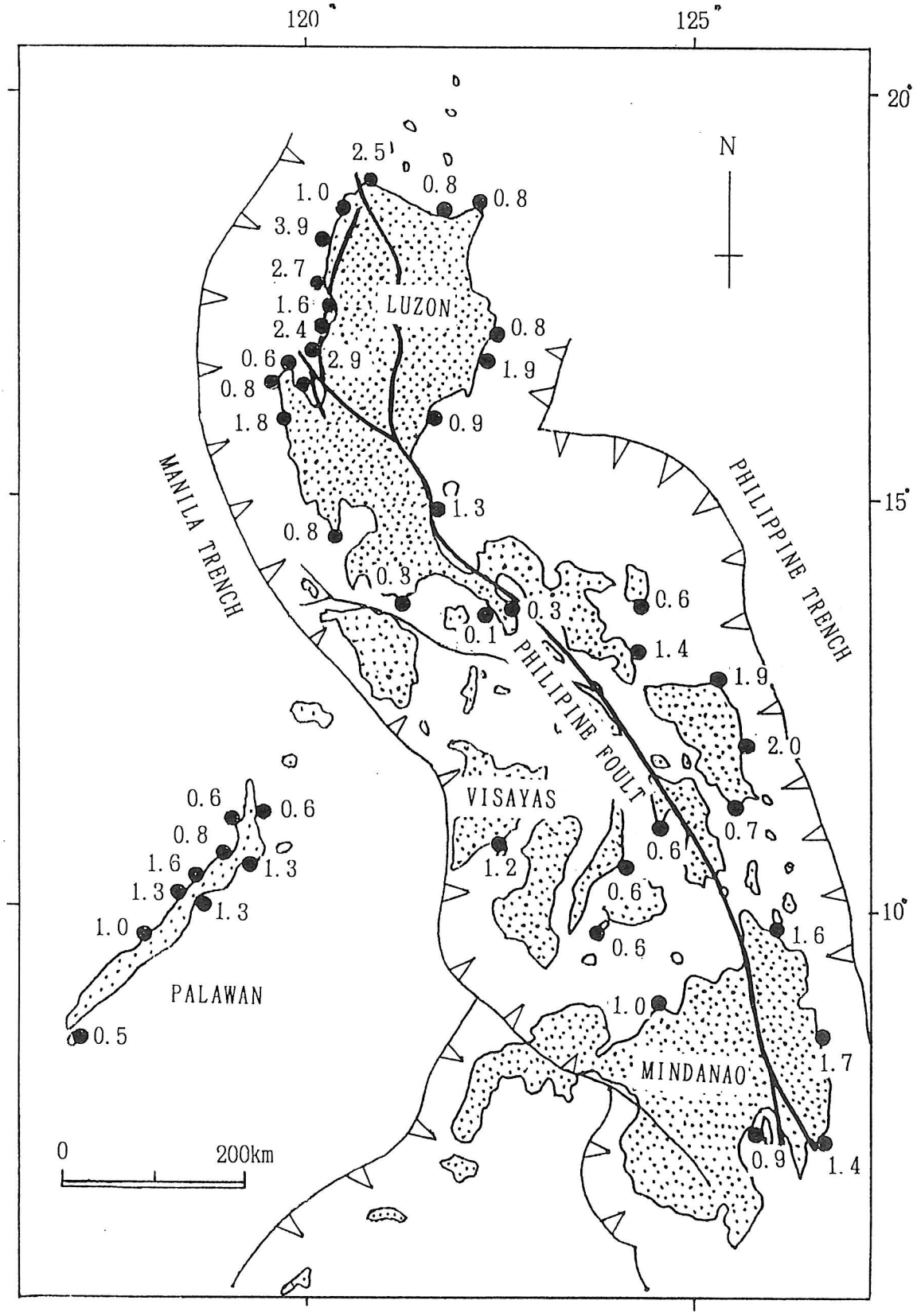
Yasuo MAEDA, Fernando.P.SIRINGAN, Miguel CANO(Univ.Philippines) Hiroshi SATO(Museum.Nature and Human. Hyogo),Toshio NAKAMURA(Nagoya Univ.), Akio OMURA, Shin ATSUMI(Kanazawa Univ.): Record of Holocene High Sea-level Stand and Neotectonism in the Philippine Islands

フィリピン群島の太平洋側沖にはフィリピントレンチが、南シナ海側にはマニラトレンチが、それぞれ群島に並行する形で分布し、プレートが沈みこんでいる。フィリピン断層はこれらの間を南北方向に縦断して走っており、フィリピン群島は地殻変動の活発な変動帯である。この群島には完新世中期の高海面期に形成されたノッチ、離水珊瑚礁、ベンチ等が各地に分布している。これらは地殻変動による地盤の垂直変動量を知る良い指示者でもある。この研究はノッチなどの高度や珊瑚化石の年代等の情報にもとづいて、フィリピン群島における完新世中期以降の海水準変動と地殻変動の傾向をさぐろうとするものである。

フィリピンでは全国４０地点で潮汐観測がなされており、政府は潮汐表を発行している。ノッチやベンチなどの平均海面上の高度はこの潮汐表をもとに測定した。これまでの調査で得たノッチ、離水珊瑚礁、ベンチの高度を図に示したが、その高度分布をみると０．１～３．９ｍの範囲にわたり、地域による差異が明瞭である。これは地震活動等の地殻の動きが地域によって異なることを反映しているといえる。

もっとも上昇量の大きい地域はルソン島北西部海岸のフィリピン断層（左横ずれ）の沿うゾーンで３．９ｍに達する。フィリピントレンチに面する太平洋岸は０．６～２．０ｍの範囲である。これらに反して群島の中央にあるＶＩＳＡＹＡＳ地方は０．６ｍ前後が多く一般に上昇量は小さい。ＰＡＬＡＷＡＮ島は火山もなく、地震活動も知られておらず、フィリピンでは例外的に安定した地域であるとみられていたが、われわれの調査では島の南北両端に比べて、中央部の上昇量の大きいことがわかった。

石灰岩地帯の海岸には保存の良いノッチが多く、３段のノッチが共通して認められる。最高位のノッチは小規模であるが７千年前代、中位の発達の良いノッチは６千年前代に形成された可能性が高い。低位のノッチは目下のところ、その形成年代は不明である。



フィリピン群島における完新世中期のノッチ，離水珊瑚礁，ベンチの高度

O-42 フィリピン諸島産更新世サンゴのαスペクトル^{230}Th/^{234}U年代とその意義（速報）

大村明雄（金沢大学）・河名俊男（琉球大学）・前田保夫（フィリピン大学）

Akio OMURA, Toshio KAWANA and Yasuo MAEDA ; A prompt report on some alpha-spectrometric ^{230}Th/^{234}U dates of Pleistocene corals from the Philippine Islands and their tectonic implications.

フィリピン諸島，Bohol・Panglao・Palawan の3島産更新世サンゴ化石8試料についてαスペクトル^{230}Th/^{234}U年代測定を試み，興味深い結果を得たので，試料採集地の地形ならびに地質の概略とともに報告する．

本研究で使用した Bohol 島産試料は2個，それらは島の西部 Punta Cruz 海岸に小規模（幅 50 m 以下）に分布する海成段丘（内縁高度約 6 m）の外縁部（高度 2～3 m）を成すサンゴ石灰岩から採集した *Porites* sp. である．両試料から得た見掛けの年代は，108.6±1.7 と 133.3±3.0 ky で，それぞれは Shackleton and Opdyke（1973）の酸素同位体ステージ 5a および 5e に相当する．

Bohol 島南西部に隣接する小島（長径約 15 km・短径約 7 km）Panglao 島の海岸部には，少なくとも3段のサンゴ礁段丘が分布する．演者らは，島の南西部 Biking 海岸と San Isidro 海岸および島の西端（Doljo Point）の3地点で，最下位段丘の外縁部に産した4試料（*Goniastrea* sp. および *Porites* sp.）から，それぞれ 124.5±2.0 と 127.7±2.2 ky および 204.7+6.5-6.2 と 219.8+5.8-5.5 ky のステージ 5e および 7 相当の年代を得た．それらサンゴ試料の採集地点高度は 1.5～2.5 m であり，3地点における最下位段丘の分布最高高度は 5～6 m であった．

Palawan 島北西部 Saint Paul Bay 内の Tuturinguen point 付近の海岸には，漸新統である泥質石灰岩から成る急崖が形成されているが，それに上下2段のノッチ（double notch）が刻まれている．とくに，高度約 6 m の上位ノッチの基底部を，薄い（厚さ 50 cm 以下）サンゴ石灰岩が被覆している．その中から原地性サンゴ2個（*Acropora* sp. および *Goniastrea* sp.）を採集したが，前者は方解石化が進んでいたため年代測定には不適であった．しかし，他の *Goniastrea* 試料については，一部に二次的方解石の晶出が認められたものの，細片化後，実体顕微鏡下で，アラレ石だけで構成されている部分を選別して年代測定を行ったところ，126.5±2.1 ky の年代値を得た．

以上の結果を表1にまとめて示す．表中のウランおよびトリウム同位体に関する各

分析結果に基づき，本研究で得た見掛けの $^{230}Th/^{234}U$ 年代値の信頼性を検討すると，初生 $^{234}U/^{238}U$ [$(^{234}U/^{238}U)_0$ 放射能比] が現在の海水中の同比（1.144±0.002；Chen *et al.*, 1986）と一致しないため，必ずしも，そのまま信用できないものもある．しかし，信頼できるステージ 5e 相当の年代を示したサンゴ試料の採集地点高度・含有石灰岩の岩相・サンゴ礁段丘あるいはノッチの分布高度から推定される最終間氷期最盛期の汀線高度は，ステージ 5e 以降の垂直変動がないか，あるいはその変動量が極めて少ない“安定地域”とされてきた地域（例えば, Bahama 諸島, Chen *et al.*, 1991: Bermuda 島, Harmon *et al.*, 1981: ハワイ諸島 Oahu 島, Ku *et al.*, 1974; Sherman *et al.*, 1993: 西オーストラリア, Szabo, 1979; Stirling *et al.*, 1995: など）のものととほぼ一致する．このことは，active margin に位置するフィリピン諸島とはいえ，上記地域が少なくとも酸素同位体ステージ 5e 以降顕著な隆起/沈降運動を被っていないことを意味する．

表 1 フィリピン諸島産更新世サンゴの U および Th 同位体組成と $^{230}Th/^{234}U$ 年代

Locality	Genus	^{238}U (ppm)	^{230}Th (dpm/g)	$^{234}U/^{238}U$ (activity ratio)	$^{230}Th/^{234}U$ (activity ratio)	$(^{234}U/^{238}U)_0$ (activity ratio)	$^{230}Th/^{234}U$ date (ky)
Bohol Is.	*Porites*	2.578±0.016	1.386±0.010	1.122±0.007	0.6420±0.0059	1.167±0.009	108.6 ± 1.7
	Porites	2.612±0.021	1.559±0.013	1.112±0.009	0.7193±0.0083	1.165±0.013	133.3 ± 3.0
Panglao Is.	*Goniastrea*	2.508±0.015	1.440±0.009	1.110±0.007	0.6934±0.0060	1.157±0.009	124.5 ± 2.0
	Porites	2.592±0.017	1.507±0.010	1.109±0.007	0.7028±0.0064	1.157±0.010	127.7 ± 2.2
	Porites	2.662±0.022	1.877±0.014	1.091±0.008	0.8661±0.0084	1.167±0.015	204.7 +6.5-6.2
	Porites	2.489±0.015	1.816±0.011	1.101±0.007	0.8881±0.0074	1.196±0.013	219.8 +5.8-5.5
Palawan Is.	*Goniastrea*	3.217±0.021	1.851±0.012	1.104±0.006	0.6988±0.0062	1.149±0.009	126.5 ± 2.1
	*Acropora**	0.357±0.007	0.160±0.005	1.086±0.028	0.5550±0.0209	1.110±0.004	86.6 ± 5.0

* 再結晶試料（方解石含有量 80 % 以上）

O-43　Cook 諸島，Rarotonga 島の海岸平野における完新世の汀線変化と海面変化

森脇　広（鹿児島大学）・近森　正（慶應大学）
奥野　充（福岡大学）・中村俊夫（名古屋大学）
Hiroshi MORIWAKI, Masashi CHIKAMORI, Mitsuru OKUNO and Toshio NAKAMURA:

Holocene Coastal and Sea Level Change in Rarotonga, Cook Islands

Rarotonga 島の海岸平野の地形と堆積物の調査から，完新世の汀線変化と海面変化について主に次の諸点を明らかにした．1）海進が最も内陸に及んだのは，5000～6000 年前である．2）砂堤は約 4400 年前から形成を開始した．初期は汀線の前進は緩慢であった．砂堤の形成開始は，海面上昇がピークに達し，上昇が停止した時期と一致する．3）海面は約 6000 年前に現在の海面付近に達した．この後海面は緩慢に上昇し，約 4000 年前に海抜 1～2m に達し，以後 1000 年前まで，この高さでの高海面があった．1000 年前以後，海面は現海面まで降下した（図４）．

南緯 21 度，西経 160 度にある Rarotonga 島は，中北部に開析の進んだカルデラと中央火口丘をもつ第四紀の火山からなる（図 1）．周囲 30km の楕円形をしたこの島は全域にわたって幅 1km ほどの裾礁がとりまいている．裾礁の内陸側には同様に 1km ほどの幅で海岸平野が連続して分布する．今回，この海岸平野，とくに，最も発達のいい東岸一帯で，空中写真・現地調査・レベル機器による地形調査と，シャベル・パワーシャベル・ピートサンプラーを使った表層堆積物の観察と ^{14}C 年代測定の試料採取を行った（図２）．

海岸平野は，比較的広い更新世の扇状地とわずかに露出する礁石灰岩，完新世海岸低地からなる．完新世の海岸低地は一般に，内陸から海岸に向かって扇状地，砂堤列・堤間湿地，サンゴ礁の順序で配列している．広い低地では，砂堤列は数列に分岐し，比較的広い砂堤列平野をつくっており，汀線変化・海面変化をみるのに好条件の場所となっている（図２）．最も分岐のいいところで（図２，図３の A–B 断面）地形測量を行い，また砂堤・堤間湿地堆積物から貝殻・サンゴ片採取をし，その AMS^{14}C 年代測定を行った．その年代は砂堤列の形成順序と調和しており，貝殻・サンゴ片は異地性であるが，汀線の形成年代決定には有効であるといえる．ここでの砂堤列・堤間湿地の最も古い年代は約 4000 年前であるが，この北側の最も内陸の砂堤上で採取された貝殻の AMS^{14}C 年代は約 4400 年前を示し，この時期が砂堤の形成開始期と考えられる．約 4400 年前から約 2000 年前までは，汀線の進出は緩慢であった．また，Avana 川低地（図２の C 地点）でのパワーシャベルによる掘削では，表面から厚さ 4.2m の扇状地礫層の下に，植物遺体と貝化石を含む泥質堆積物が見いだされた．この海成層頂面高度は海抜 15cm で，この内湾性の海成層は少なくとも －1.2m までは続く．数点の貝殻・植物片について求めた ^{14}C 年代は約 5800 年前から約 6300 年前を示す．約 6000 年前の海面は現海面付近にあり，現成のサンゴ礁の掘削で求められた結果（米倉，1994）とほぼ一致する．

さらに，現在の海岸において（図２ の D 地点），現成のノッチのリトリートポイントより高い位置（現平均海面より上）に，更新世の礁石灰岩に付着するキクメイシサンゴが認められた．その AMS^{14}C 年代は約 1000 年前を示す．　以上のような資料から，図４に示すような，海面変化曲線を描くことができる．

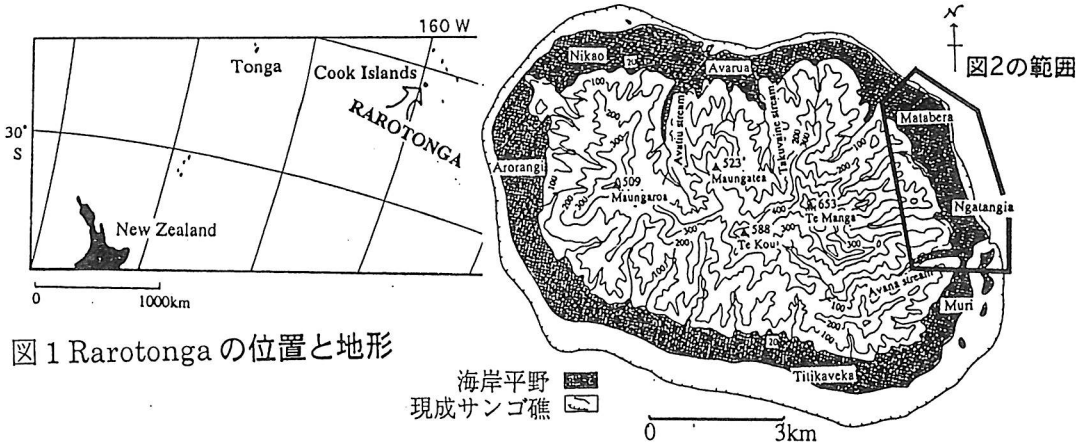


図1 Rarotongaの位置と地形

図2 Rarotonga 東岸の海岸平野の地形

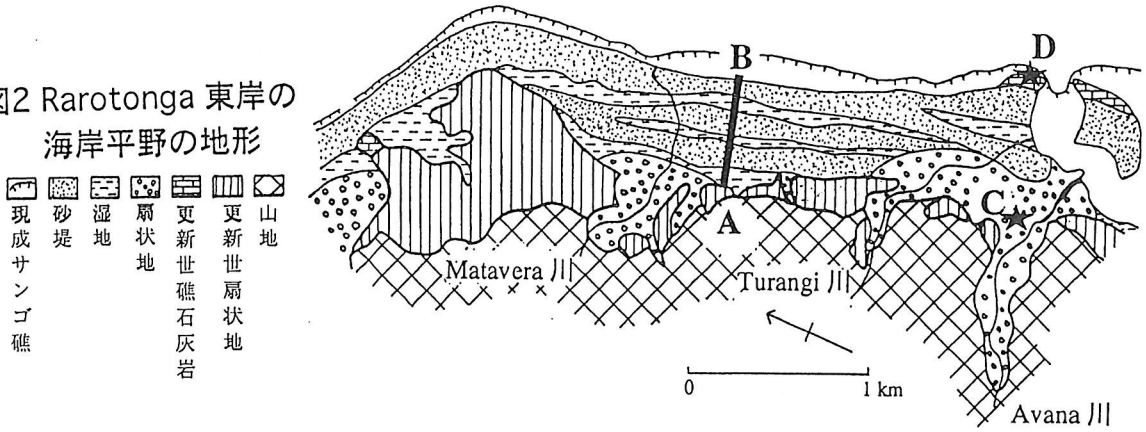


図3 Matavera地区の海岸平野の地形・地質断面と海浜堆積物中の貝殻のAMS^{14}C年代

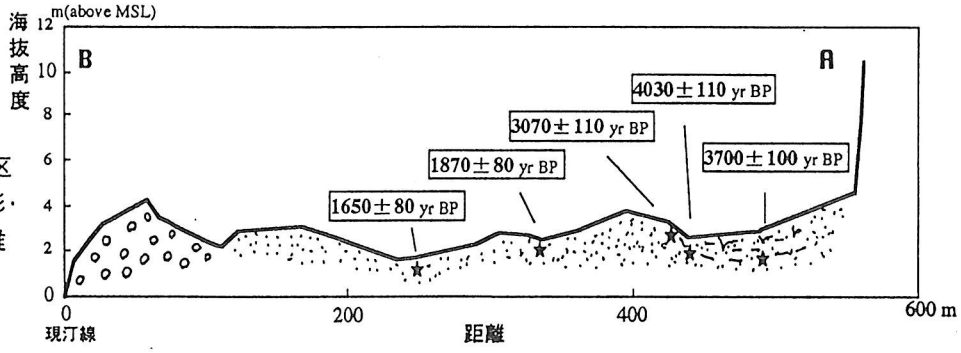
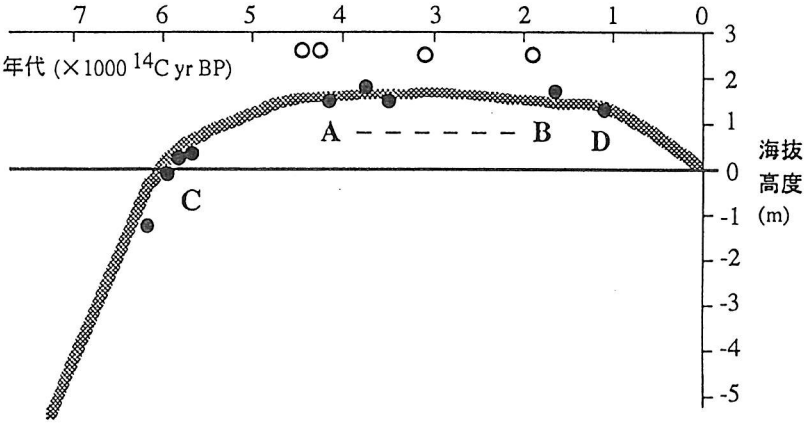


図4 Rarotonga 東岸の完新世海面変化曲線

○：浜堤堆積物中の異地性貝殻・サンゴ片

●：内湾・ラグーン堆積物中の貝殻・サンゴ片，更新世礁石灰岩に付着したサンゴ

A～D：図2の位置，6000年前以前は米倉(1997)の資料による



P-1　極微細石片の平面分布　ー石器製作実験結果からー

岡澤祥子（東京都立大学）

Sachiko OKAZAWA ; Spatial Distribution of Micro-debitage

— An Experimental Study of Lithic Tool Manufacture —

旧石器時代の遺跡には１mm以下の人工的な極微細石片が分布しており、土壌サンプリングと水洗選別法を用いることによって、遺物包含層中から検出可能である（岡澤 1995）。このような石片は石器製作活動途上で大量に産出されるため、その集中個所は石器の製作場所を特定する際の指標となり得る。今回発表する石器製作実験では、これら極微細石片を顕微鏡下で検出し、分布傾向と出現率について分析を行っている。１mm 以下の資料を含めて定量的分析を行った研究としては初めての試みである。

実験は、当時の状況を考慮して、草地の平坦面上で行った。製作者Ａ・Ｂは北海道十勝産の黒曜石の原石から、石刃技法に基づいて尖頭器を製作した。Ａは原石の粗割りから尖頭器製作まで同じ場所で行い、Ｂは①原石の粗割り、②石刃剥離、③石刃からの尖頭器製作を、場所を変えて行っている（図１）。両者とも座姿勢で、石核の高さは地表面から約 40cm であった。実験終了後に 30mm 以上の剥片の分布位置を記録し（図２）、その後、４ｍ四方の実験区内を 25×25cm メッシュで区切り、各区画中央より 10×10×５cm 分の試料を土壌ごとサンプリングした。採取した試料は、0.25mm、0.5mm、１mm のフルイを用いて水洗選別し、各フルイごとに最大長と点数、及び石片形状を観察・記録した。１mm 以下の資料の検出とカウントには、偏光顕微鏡観察が不可欠であった。

使用したフルイ別に石片の最大長別頻度を示したものが、図３である。資料が小型化するにしたがって数量が増加する反比例的相関関係にある。重量で原石の約 83%を占めた 30mm 以上の剥片も、数量では極僅かにすぎない。工程別の石片産出量は、多い順にＢ-２→Ｂ-３→Ｂ-１という結果となった。どの工程も８mm以下の石片数が各資料群の約 90%を占めるが、１mm 以下の極微細石片と２～８mm の資料の構成比を見ると、Ｂ-１はＢ-３に、Ｂ-２はＡに類似し、Ｂ-total もまたＡに近い傾向となる（図４）。検討の余地はあるものの、活動内容差とそこで生じる石片のサイズとの関係を考える上で、重要な結果である。

今回の実験で生じた極微細石片は、どの工程においても製作者に最も近い場所に集中個所を作り（図５）、それは２mm 以上の資料が集中する個所と基本的に重なるものの、密度の高さでは他を圧倒した。一方、極微細石片の平面分布は、サイズの大きい資料に比べて広くなり、特にＢ-３においてその分布差が顕著であった（図６）。形状に関しては、１mm 以下の資料では同定に困難が伴った。石片の形状分析には、信頼度の高い観察が可能で統計分析にも耐えうる、２～８mm の資料群の方が適すると考えられる。

以上、極微細な石片の平面分布上の特徴と作業工程別の差について簡単に報告した。垂直分布に関しては、旧石器時代の遺跡において実際に分析を行ったところ、10mm 以上の遺物のピークよりも５cm 下に極微細石片のピークが確認されている（同上 1995）。極微細石片に関しては、大きいサイズの遺物とは異なる埋没後の移動メカニズムを考え、その傾向を究明していく必要がある。いずれにせよ、石器集中部内で砂粒サイズの微細な遺物がどのようなあり方を示すかは注目に値する。

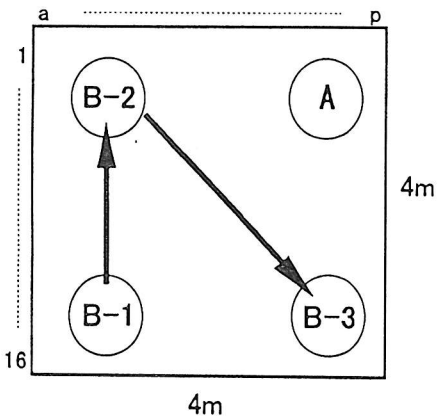


図１　石器製作者の移動模式図

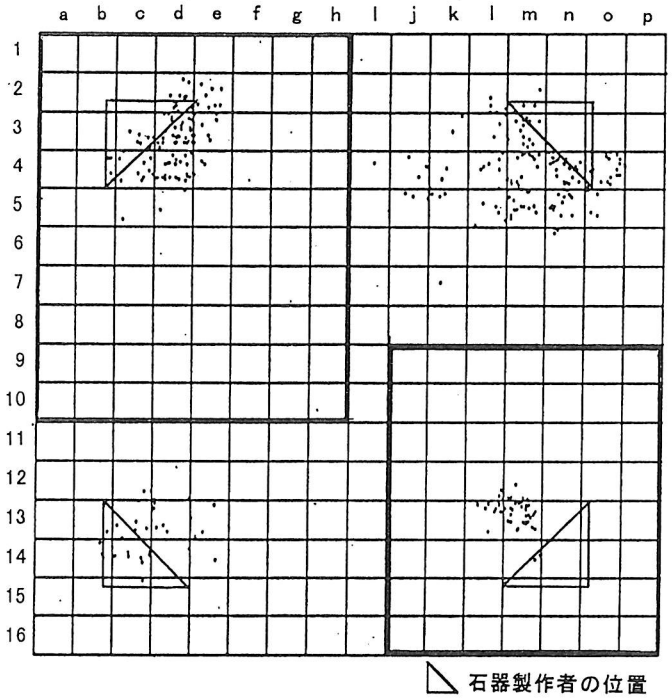


図２　地点記録資料（30mm≦）の分布

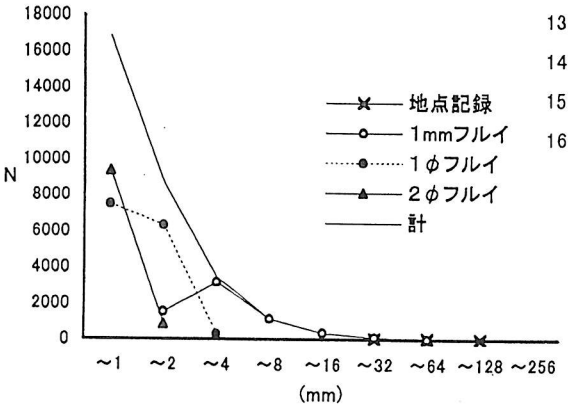


図３　回収方法別にみた最大長別頻度

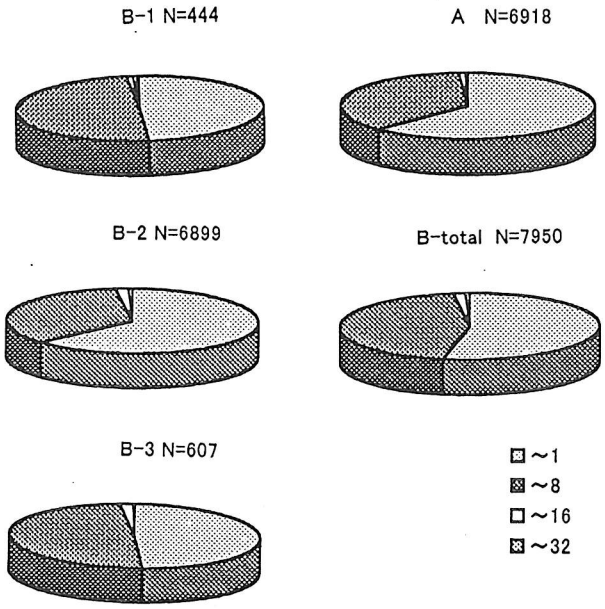


図４　工程別にみたサイズ別資料構成

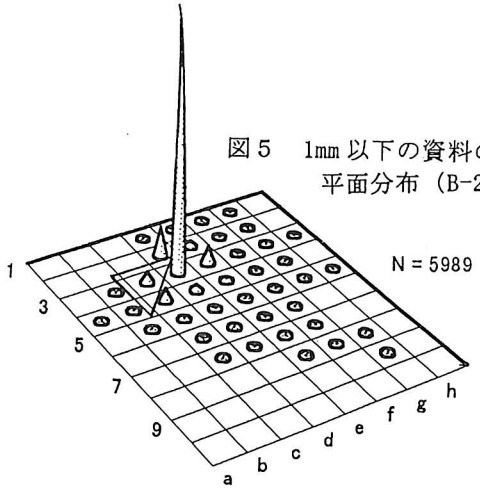


図５　1mm 以下の資料の平面分布（B-2）

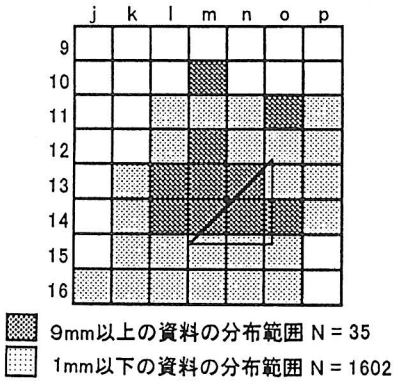


図６　分布範囲の差（B-3）

1995　岡澤祥子「極微細石片(micro-debitage)の分析」『南葛野遺跡』

P-2　埼玉県下で新たに得られた後期更新世の花粉化石群

楡井　尊（埼玉自然史博）

NIREI Takashi ; Pollen fossil assemblages of the late Pleistocene, obtained newly in Saitama Prefecture, Japan

関東平野の内陸西部に当たる埼玉県下では，今までに小川町の中爪日向遺跡（楡井1993）や田黒泥炭層（木野崎ほか1963）の花粉化石の資料が得られていたが，断片的な資料で古環境や古植生を解明するには充分ではなかった．
今回，新たに２地点の上部更新統の花粉分析を行ない，田黒泥炭層については，再検討を行った．その結果古環境のみならず，花粉層序学的にも興味深い知見を得たので報告する．

■和光市広沢台[WK-3](楡井・加藤1997)

武蔵野台地のOn-Pm-1とTPの間の主に泥炭質堆積物について分析を行った．No.17にAso-4を挟在している．花粉化石群は，*Cryptomeria*，*Picea*，*Tsuga*を主とし*Pinus*，*Sciadopitys*，*Quercus*(*Lepidobalanus*)を伴う．古気候は現在よりやや冷涼で，上部で寒冷化の傾向が見られる．

■比企郡玉川村田黒[TG]

段丘堆積物中の泥炭質シルト層を分析した．*Picea*が高率で*Cryptomeria*も多く*Tsuga*,*Fagus*,*Acer*を伴う．*Cryptomeria*，*Fagus*,*Acer*は上位で減少する．
^{14}Cによる年代値は，38,000y.B.P.以上(GaK-19303)であった．層準は不明確であるが，*Cryptomeria*が多いことと*Fagus*を伴うので^{14}C年代値から江古田層に対比する（羽鳥1986)のは困難である．なお，分析地点からは多数の植物化石も発見されており，現在検討を進めている．

■比企郡小川町中爪久保ケ谷戸[NHs]

低位段丘下の泥炭質シルト層を分析した．^{14}C年代34,260±1340 y.B.P.（NUTA-3597）を得ている．*Picea*，*Cryptomeria*，*Tsuga*が多く，*Pinus*(*Haploxylon*)，*Alnus*，*Ulmus-Zelkova*，*Quercus* (*Lepidobalanus*) を伴う．上位に向かい落葉広葉樹が減少することから，寒冷化の傾向が認められる．

関東及びその周辺での後期更新世の花粉分析資料（大嶋ほか1997，野尻湖花粉グループ1993，叶内1988など）と比較すると，WK-3は酸素同位体比ステージの5c～5aに，NHsはステージ３の後半に対比できる．TGは層序を確定する決め手は得られていないが，ステージ３の前半に当たる可能性がある．

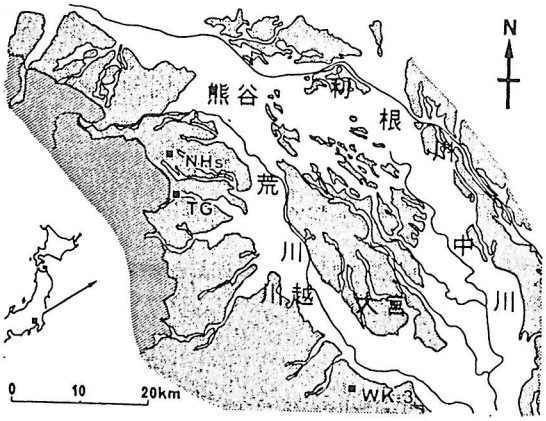


図１．新たに分析した３地点の位置．WK-3(和光市広沢台），TG（比企郡玉川村田黒），NHs（比企郡小川町中爪久保ケ谷戸）

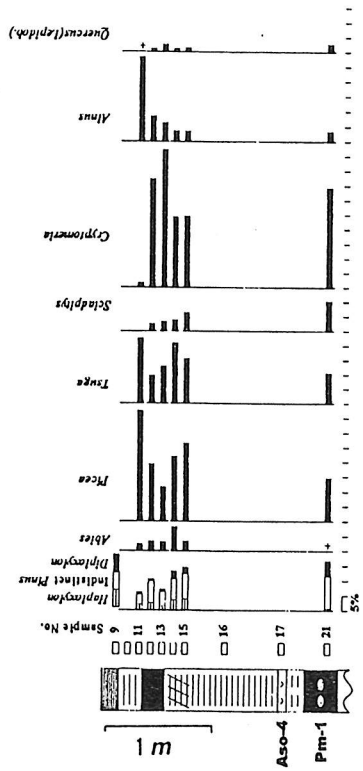


図２．WK-3の花粉ダイアグラム（木本）

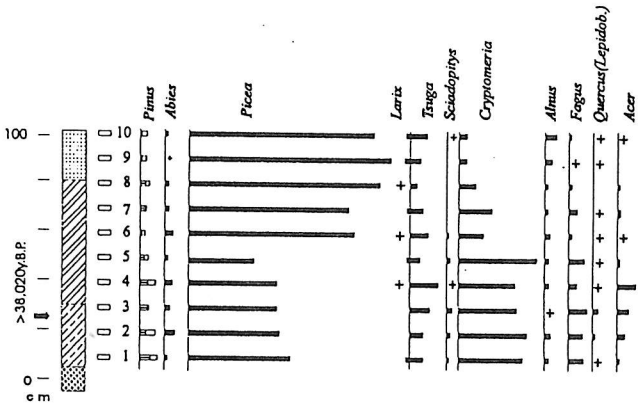


図３．TGの花粉ダイアグラム（木本）

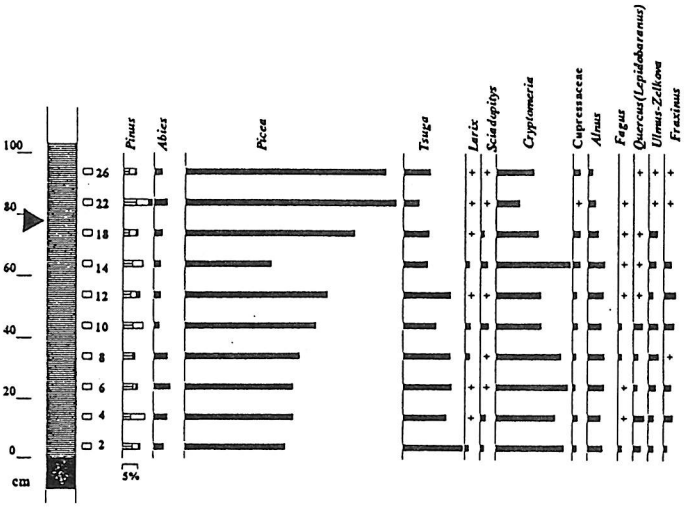


図４．NHsの花粉ダイアグラム（木本）
▲は^{14}C年代測定層準

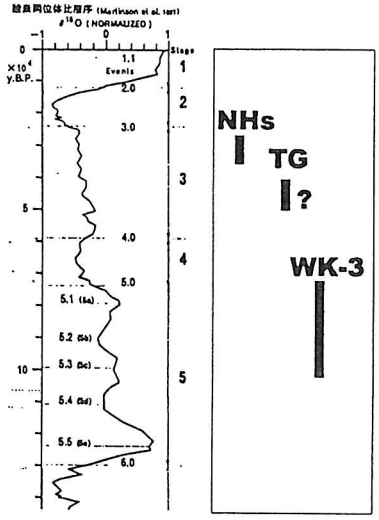


図５．各花粉化石群の推定年代．左は酸素同位体比層序
(Martinson et al. 1987)

P-3　つくば市付近の上総・下総層群の連続層序ーコア試料による検討ー

福沢仁之（都立大）、三本健四郎・山根　誠・吉田　浩・妹尾洋一（応用地質）、北村晃寿（静岡大）、林田　明（同志社大）

Hitoshi FUKUSAWA, Kenshiro MIMOTO, Makoto YAMANE, Yutaka YOSHIDA, Yoichi SEO, Akihisa KITAMURA and Akira HAYASHIDA: High resolution stratigraphy of the Kazusa and Shimosa Groups at Tsukuba City , investigated by using continuous core sequence.

［１．はじめに］

1998年３月以降、応用地質株式会社によって、同社つくば技術開発センター建設地内で検査孔設置ボーリング７本の掘削が順次進行している．このうち、1500mと300mの検査孔ボーリングはワイヤーライン工法で行なわれ、上総・下総層群の連続コア試料が採取されることになった．その目的は、検査孔における多くの検層結果とその構成岩相との関係を明らかにすることにある．応用地質株式会社から連続コア試料の提供を受けて、東京都立大学地理学教室の環境変遷学研究室を中心に堆積相記載、分析（ナンノプランクトン、貝類、花粉、渦鞭毛藻、テフラ、粒度、鉱物組成）および年代測定（古地磁気、ＥＳＲ、ＴＬ、ＩＲＳＬ）を行なう研究グループが組織された．

われわれの研究グループが上総・下総層群の連続コアを用いて研究する目的は、次の３つである．１）堆積相や生物相の詳細な記載を行なって、上総・下総層群の堆積シークエンス層序を明らかにして、海面変動学のモデルスタディを行なう．２）堆積物コアの物性記載などの能率的な記載分析方法を確立して、そのコアに記録されている環境変動指標（proxy）を検出して、古気候変動、海面変動などの様々な地球環境変動の実態を明らかにする．３）鮮新世以降のグローバルな寒冷化に伴う海面変動、氷床変動、アジアモンスーン変動および生物群集の変動を検出して、それらの変動時期のタイムラグやその変動周期とともに、グローバルな環境変動のトリガーを解明する．とくに、第３の目的は、アフリカ大陸における人類の発生やその進化に強い影響を与えた気候変動の実態を明らかにして、その気候変動のトリガーがヒマラヤ/チベット陸塊の間欠的な隆起・上昇などの固体地球のどのようなイベントに対応するのかを明らかにすることである．

［２．コアの記載・分析計画］

（１）コアの一次記載について

1,500mコアと300mコアの筑波からの移送とそのコア分割が６月５日現在行なわれている．コアの一部については、一次記載としてデジタルカメラによる写真撮影（2/3倍）、スケッチ（1/4）、ビデオ撮影、分光測色計での測色、ス

ミアスライドの作成（マグネキューブ１個あたり１枚）を都立大地理の環境変遷学研究室で行なっている．コア写真、スケッチ、分光測色データ、スミアスライドは試料分析関係者に送付する予定である．

（２）試料の分割・採取・保存方法

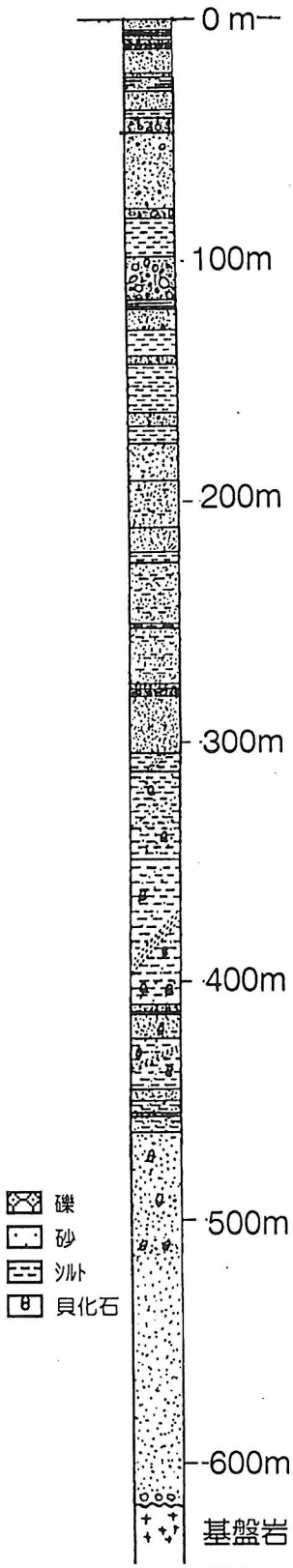
分析用および年代測定用試料は次のような８試料（Ａ～Ｈ）を採取して保存している．

堆積物コア（直径70mm以上）を半分割して、片方の中心からマグネキューブ１列（あるいはＵチャネル１列）（Ａ）を採取した後に、残りの2/3をそのまま25cmの長さに切って、サランラップ、アルミホイルおよびタフニールで密封して冷蔵（2-6℃）保存する（Ｂ）．残り1/3は層位的に１cm間隔で切ってビニール袋に入れて冷凍保存する（Ｃ）．もう片方の半分割コアは表面から軟Ｘ線写真撮影用試料（アクリルケース25cm）（Ｄ）を採取した後、マグネ用キューブ１列（Ｅ）を採取する．残りは層位的に１cm間隔で３つのビニール袋（Ｆ，Ｇ，Ｈ）に分けて冷凍保存する．

［３．現在の掘削・記載状況］

1500mのコアリングは、成田層、下総層群、上総層群をぬいて、621.5mで基盤（ミグマタイト）に達した（右の柱状図参照）．今までつくば周辺で掘削されたボーリング層序資料（筑波大学、国土地理院）に基づけば、堆積層の基底は松山/ガウス磁極期境界まで達しているものと考えられる．また、今までの岩相観察によれば、上総層群基底部は貝化石を含む砂層が発達するのに対して、中部付近にはタービダイトがわずかに認められた．上総層群上部から成田層中部までは淡水成～浅海成の泥質堆積物と内湾浅海成砂質シルト層の周期的な繰り返しが認められた．

当日の発表では、詳細な岩相層序と堆積相変化について発表する予定である．なお、1500mおよび300mコア掘削地点は北緯36°３′58″、東経140°６′57″である．



1500mコアの概略柱状図

P-4　関東山地の古平原－飯能層に礫を供給した関東山地のホルンフェルス

加賀美英雄（城西大）・谷口英嗣（駒沢大学高等学校）

Hideo KAGAMI and Hidetsugu TANIGUCHI: The palaeoplain on the Kanto Mountains － hornfels of the Kanto Mountains delivered gravels to the Hanno Formation

関東山地東斜面を接峰面で描くと、比較的容易に追える残丘斜面として、関東平野西縁の加治丘陵や高麗丘陵から、関東山地の残丘頂である笠取山～甲武信岳へと続く古平原が読みとれる。この古平原は四万十帯中に貫入した甲府深成岩体の上面を示すとともに、平野側には関東盆地の基底不整合へと連続する地形面と考えられていた。

関東平野西縁の加治丘陵や前ケ貫丘陵の３カ所において、飯能層の基底に赤色風化帯が確認される。また、飯能層中には赤色風化した小仏層や花崗閃緑岩とそれに関連するホルンフェルスが相当量含まれている。これらの証拠から見ると関東山地東斜面の古平原は飯能層の基底へ連続すると判断される。

関東盆地の基底不整合と古平原との関係は、従来関東盆地の基底面、つまりMio-Oligocene 層の基底に連続するものと考えられてきた。しかし、飯能層は第四紀初頭の黒滝不整合にまで時代が新しくなることが確かめられているから、上記の古平原は黒滝不整合につながる。厳密には、不整合はつながるが飯能層の時代は黒滝層に比べ相当新しくなる。

多摩川などの水系の発達を上記の地史から考えると、関東山地は第四紀初頭から曲隆運動を開始し、水系は若返りの結果、周縁部から一斉に峡谷を穿ち始める。多摩川においては顕著な曲流蛇行現象は見られず、比較的急速な峡谷形成が行われたものである。従って、河川の大きな流路変更が見られるのは、上流の花崗閃緑岩に接するホルンフェルス帯に達してからである。

飯能層へのホルンフェルス礫の供給は、多摩川上流の花崗閃緑岩に接するホルンフェルス帯からであったが、厳密な供給地はまだ特定されていない。関東山地の塩山市落合付近のホルンフェルスはザクロ石帯、菫青石帯、黒雲母帯と区分される。特に、黒雲母帯にはフェンジャイト質白雲母が多産するのが特徴である。一方、飯能層中の礫には、ザクロ石帯のホルンフェルスは知られていないが、花崗閃緑岩をはじめ、鉄マグネシュウム比の比較的小さな菫青石や、フェンジャイト質白雲母を含むホルンフェルスが存在することから、少なくともホルンフェルス帯全域、厚さにして 4km 程度の岩石が浸食・削剥されて供給されたものと考えられる。 仮に、500m の厚さが 1 mm/y の程度の浸食率で削剥されたとすると、第四紀初頭から 50 万年程度経って飯能層へホルンフェルス礫が供給されたと考えると上記の説明は整合性があるようにみえる。

P-5　大磯丘陵，虫窪における中部更新統二宮層の岩相と地質年代

田口公則・大島光春(神奈川県博)・田中浩紀(千葉県立御宿高校)・
平田由紀子(東大海洋研)・小竹信宏(千葉大)・樽　創・松島義章(神奈川県博)

Kiminori TAGUCHI, Mitsuharu OSHIMA, Hiroki TANAKA, Yukiko HIRATA, Nobuhiro KOTAKE, Hajime TARU and Yoshiaki MATSUSHIMA: Lithology and geologic age of the Ninomiya Formation at Mushikubo, Oiso Hills, Kanagawa Prefecture

はじめに

神奈川県中郡大磯町，二宮町を中心とする大磯丘陵の南部には二宮層（大塚，1929）と呼ばれる海成更新統が分布し，その岩相は固結度の低い礫岩，砂岩，泥質砂岩，そして砂質泥岩からなる。二宮層は多くのテフラを挟んでおり，その代表的なものは鍵層として用いられている（上杉ほか，1979；矢野 1986)。また，貝類化石をはじめ保存の良い海棲動物化石を多産することでも知られてきた。中でも大磯町虫窪は，代表的化石産地として特に有名である（森・長田，1979；Okamura, 1980 など)。

虫窪において小田原・厚木道路の大磯インターチェンジ改築工事が行われ，矢野（1986）の二宮層中・上部層に相当する層厚およそ 60m の連続露頭が形成された。そして，岩相の垂直変化，テフラ，および産出する化石を詳細に検討できた。また，石灰質ナノ化石の検討から，これまでより詳しい地質年代が判明したので報告する。

岩相の特徴

今回検討した露頭の岩相は，暗青灰色砂岩を主体とし，貝殻密集層や複数枚のテフラ（主として軽石およびスコリア質凝灰岩）を挟む下部，テフラや貝類化石が少なく暗青灰色砂質泥岩からなる中部，そしてテフラ（主としてスコリア）を多く挟む青灰色泥質砂岩からなる上部に区分される。

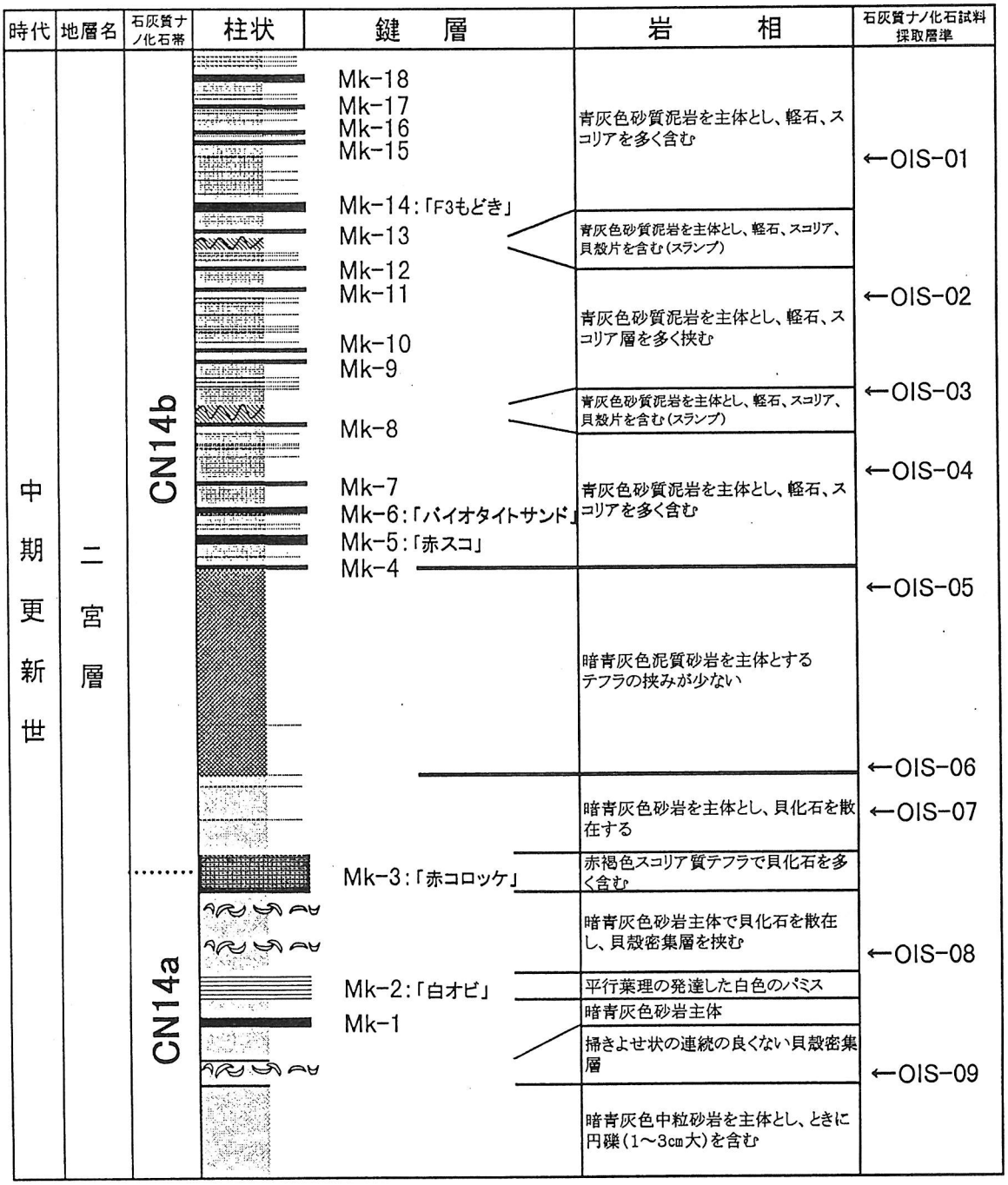
数多く挟まるテフラのうち，層として明瞭に識別できる 18 枚については，Mk-1 から Mk-18 と命名し鍵層とした。これらのうち，Mk-1，Mk-2，Mk-3，Mk-5，Mk-6，そして Mk-14 は上杉ほか（1979）の「Nu-2」，「白オビ」，「赤コロッケ」，「赤スコ」，「バイオタイトサンド」，そして「F3 もどき」にそれぞれ相当する。

露頭上部の Mk-2 から Mk-3 付近にかけての層準には，*Chalamys farrei* を多く含む貝殻密集層があり，そこでは *Panopea japonica* が自生的産状で見られる。一方，露頭上部からは，*Glycymeris rotunda* を散在的に産出する。これらのことから，今回検討した層準の堆積環境は，上浅海帯(N_1:0〜20・30m)から亜浅海帯(N_3:50・60〜100・120m)へと深海化したことが考えられる。

石灰質ナノ化石年代

全部で 9 層準（OIS-01〜09）から試料を採取し，石灰質ナノ化石群集の検討を行った結果，OIS-01 と OIS-6 を除く 7 試料から石灰質ナノ化石が産出した。なかでも，中期更新世の年代指標種であり，石灰質ナノ化石帯 CN14a と CN14b の境界（0.46Ma: Okada and

Berkry, 1981）を規定する *Pseudoemiliania lacunosa* は，OIS-9 と OIS-8 に限って産し，それより上位の試料には産出が認められなかった。つまり，*P. lacunosa* の消滅層準は OIS-8 と OIS-7 の間(約 6.5m)，すなわち Mk-3 付近に存在すると考えられる。したがって，石灰質ナノ化石帯 CN14a と CN14b の境界は，Mk-3 付近にあると解釈できる。一方，後期更新世の年代指標種である *Emiliania humeleyi* はいずれの試料からも産出しない。このことから，今回検討した層準は石灰質ナノ化石帯 CN15（0.27Ma 以降）にまでは達していない可能性が高いと考えられる。



P-6 箱根古期外輪山南東地域における火山岩主化学組成の時間変化

長井 雅史・高橋 正樹(茨城大理)・上杉 陽(都留文大)・米澤 宏(獨協学園)
・由井 将雄(明大明治高)・箱根団体研究グループ

Masashi NAGAI, Masaki TAKAHASHI, Yo UESUGI, Hiroshi YONEZAWA, Masao YUI and Hakone Collaborative Research Group ; Temporal Variation of Major Elemental Chemistry of Volcanic Rock in Southeastern Part of the Old-somma, Hakone Volcano.

箱根火山古期外輪山南東部ではいくつかの溶岩についてテフラとの関係から年代が推定されている。箱根火山のマグマの化学組成の時間変化を明らかにするためそれらの溶岩について岩石学的検討をおこなった。

根府川～米神地域では、斑状(斑晶に富む)の単斜輝石含有斜方輝石安山岩溶岩(SiO_2 56wt%)がみられる(図の②にあたる)。その上位に多摩下部ローム層下部[TII]のTII-42～TII-43(=TDI-6)間に久野(1972)で山腹から流出したとされている根府川石と呼ばれる斜方輝石単斜輝石含有無斑晶質デイサイト溶岩(SiO_2 64wt %)が見られる(図の③にあたる)。

江之浦の海岸部では多摩下部ローム層上部[TIu]と思われるスコリア層の上位に無斑晶質安山岩溶岩(SiO_2 58.5wt%)がみられる(図の④にあたる)。

江之浦西方の白銀林道ぞいの標高430mの地点(米澤ほか,1996の露頭)では多摩中部ローム層[Tm]のTm-3(=TCu-2)に覆われたデイサイト溶岩(SiO_2 64wt%)がみられる(図の⑤の一部にあたる)。この南側標高500mの地点ではTm-21(=TB-9)の上に無斑晶質安山岩(SiO_2 62wt%)がみられる(図の⑦にあたる)。

岩漁港北側の海岸ではTIu上部の斑状安山岩溶岩(図の⑤の一部にあたる)やTm-2(=TCu-1)を含むローム層を覆って数枚の溶岩(G~L溶岩:米澤ほか1980)と凝灰集塊岩層(H,J,L凝灰集塊岩:米澤ほか1980)がみられ(図の⑦にあたる)、I溶岩とH溶岩の間のローム層にはTm-27に対比されるスコリア層がある。最下位のL溶岩は無斑晶質安山岩(SiO_2 60wt%)である。その上位のL凝灰集塊岩は斜方輝石単斜輝石含有無斑晶質安山岩 (SiO_2 60.5～61wt %)、K溶岩は斜方輝石単斜輝石含有無斑晶質安山岩(SiO_2 60～62.5wt%)である。

岩漁港～真鶴港にかけての海岸沿いにはTm-41に覆われて三枚の溶岩(D,E,F溶岩:米澤ほか1980)がみられる(図の⑧にあたる)。最下位のF溶岩は斑状のかんらん石含有単斜輝石斜方輝石安山岩(SiO_2 62.5 wt%)であり、E溶岩は斑状の単斜輝石斜方輝石含有安山岩(SiO_2 58.5 wt%)、最上位のD溶岩は斑状の単斜輝石斜方輝石含有安山岩(SiO_2 57～58.5wt%)である。

真鶴駅背後～白銀林道にかけての厚い溶岩流は本小松石溶岩とよばれる斑状の斜方輝石単斜輝石含有デイサイト溶岩(SiO_2 64～64.5wt%)である(図の⑨にあたる)。この溶岩はD溶岩に類似した溶岩(SiO_2 58 wt%)を覆い、Tm-41に覆われる(箱根団体研究グループ,1992)。なお、D溶岩に類似した溶岩には本小松石溶岩によく似たデイサイト岩脈(SiO_2 64wt %)が貫入している(走向 N 70° W)。

真鶴岬は多摩上部ローム層[Tu]のTu-20~Tu-21(=TAu-5)間に噴出した北西-南東方向に配列する溶岩ドーム群からなる(箱根団体研究グループ,1992)。この溶岩は斑状の斜方輝石単斜輝石含有安山岩(SiO_2 60.5～61.5wt%)である(図の⑩にあたる)。

これらの層位関係は白銀山周辺のカルデラ壁で観察される溶岩類の被覆関係と矛盾しない。そこでは最下部に斑状の玄武岩(SiO_2 50.5～53wt %)、下部に斑状の苦鉄質安山岩～安山岩(SiO_2 54～61.5wt%)、中部に無斑晶質安山岩(SiO_2 56.5～61wt%)がみられ、上部は斑状の苦鉄質安山岩(SiO_2 55wt%)からなり、最上部は無斑晶質の安山岩(SiO_2 61～62.5wt%)

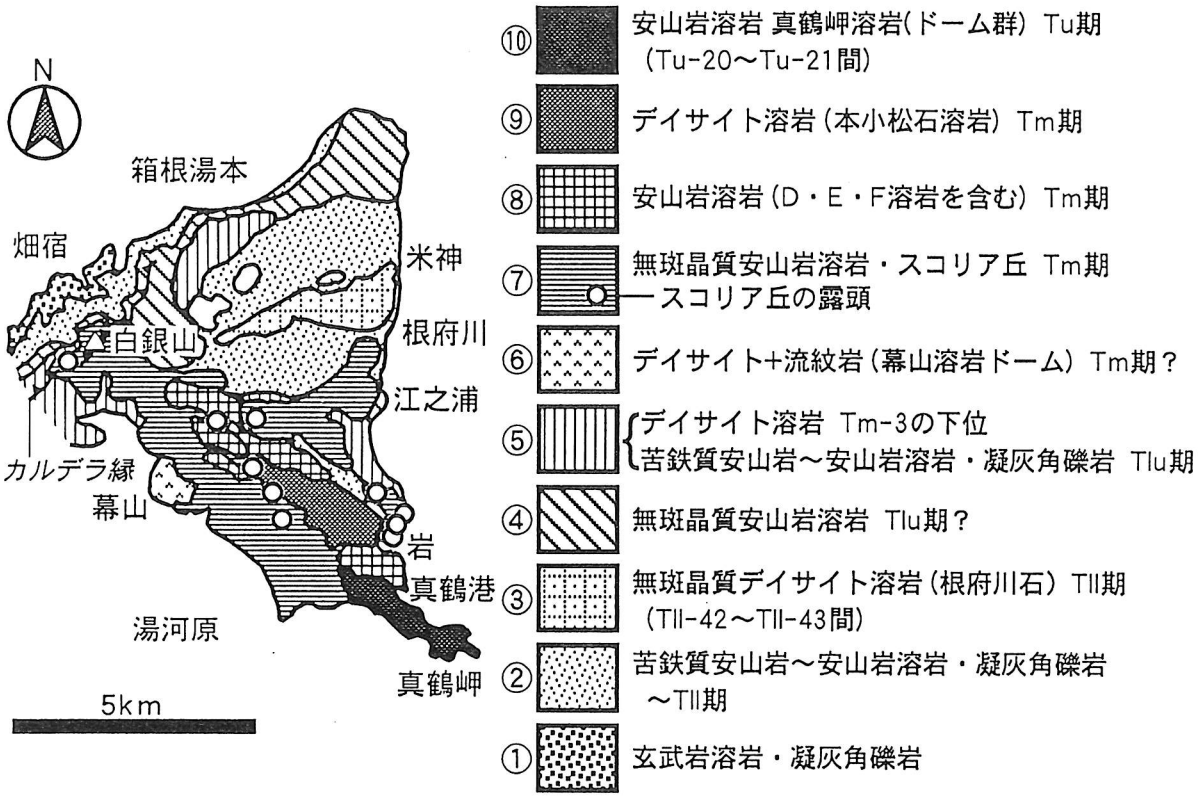
のスコリア丘と溶岩流である。下部～上部がTII～TIu期の溶岩類(図の②，④，⑤の一部)、最上部がTm期の凝灰集塊岩(スコリア丘)の時期(図の⑦)と対応するらしい。

以上および地形的な被覆関係から本地域においては次のようなマグマ化学組成の時間変化が考えられる。活動開始時期は不明であるが(400ka以前)、初めに斑状の玄武岩マグマ(SiO_2 50～53wt %)が噴出した。それ以後250kaにかけては斑状の苦鉄質安山岩～安山岩マグマ(SiO_2 54～62wt%)のおそらく複成火山からの中心噴火的活動が主であったが、その間にデイサイト(SiO_2 64wt%)や無斑晶質の安山岩(SiO_2 57～59wt %)のマグマの噴出もみられた。250ka頃から170ka頃までが古期カルデラの形成期であるが(町田1977)、本地域では220ka頃から200ka頃にかけて無斑晶質安山岩マグマ(SiO_2 59～63wt%)の単成火山的な噴火により溶岩流やスコリア丘が多数形成された。200ka頃から160ka頃にかけては斑状の安山岩～デイサイトマグマ(SiO_2 57～64wt%)による単成火山的な噴火が生じ溶岩流・溶岩ドームが形成された。これらはTm期のF溶岩を除きすべてソレアイト系列に属する。

さらにSiO_2v.s.K_2O図上ではすべてほぼLOW-K系列に属するが、SiO_2=57wt%より珪長質側のものはK_2Oのやや高いものと低いものとに分かれる。この違いはほぼ噴出時期の違いに対応しており、TII期～Tm-3に覆われる溶岩までが高く、それ以降のTm期～Tu期の噴出物は低い。

なお、斑状の単斜輝石斜方輝石デイサイトと石英斑晶を含む斑状の斜方輝石単斜輝石含有流紋岩が混合した組織を持つ幕山溶岩ドーム(図の⑥にあたる)は噴出時期が不明であるが、K_2O量の低さからTm期に噴出した可能性がある。

およそ250kaの古期カルデラ形成初期を境にマグマの組成変化過程や供給系は大きく変化したものと推測される。



箱根古期外輪山南東地域の地質概略図

P-7 諏訪湖湖底堆積物による盆地沈降史の解明

斉藤耕志（東京都立大・院）・福沢仁之（東京都立大）・奥村晃史（広島大）・
水野清秀（地質調査所）・藤原　治（ＰＮＣ）
Koji SAITO, Hitoshi FUKUSAWA, Koji Okumura, Kiyohide MIZUNO and Osamu FUJIWARA;
Resolution of the basin subsiding history, based on analysis of the core sediments from Lake Suwa, central Japan.

１．はじめに

糸魚川－静岡構造線沿いに位置する諏訪盆地では，トレンチ調査によって過去15,000年間に4回の断層活動が推定されている．しかしながら，基本的に侵食作用の卓越する陸域では，すべての活動痕跡が記録・保存されていない可能性がある．一方，湖沼堆積物は，堆積作用の卓越する場で形成されていることから，過去の環境情報を分解能よく連続的に記録・保存している．これまでに，湖沼堆積物を用いて，イベント性堆積物と古地震を対応させるという研究は各地で数多く行なわれてきたが，これらの手法では，地震の発生源を特定することが困難であるという欠点があった．

諏訪湖は，周囲を複数の正断層に挟まれており，断層活動に伴う急激な沈降とその後の埋積による水深変化を繰り返してきたと考えられている．諏訪湖湖底堆積物中には還元環境下で形成される自生鉱物である黄鉄鉱が多く含まれており，歴史記録に残されている人為的な湖水位の低下に対応して，黄鉄鉱量が急減していることが知られている．すなわち，諏訪湖湖底堆積物中の黄鉄鉱量ないし全硫黄量は，ある程度湖水深変動と関連していると考えられる．そこで，諏訪湖湖底から採取したコア堆積物から相対的な湖水深変動を復元することで諏訪盆地の沈降史の解明を試みた．

２．コアの岩相と年代

コア堆積物は，諏訪湖の東岸よりの水深4.9mの湖底から採取された．全長は24mで，深度18.8mを境に上位の泥質層と下位の砂泥互層に分けられる．20層準で^{14}C年代が測定され，暦年代にして過去16,500年間に堆積したほぼ連続的なコアであることが明らかとなった．

３．堆積異常層の検出

コア堆積物の分析結果からは，上下の層準とは明らかに異なる特徴をしめす層準が認められた．すなわち，初磁化率・乾燥容積比重・石英含有量がスパイク的に大きな値を示す層準，菱鉄鉱が間欠的に含まれている層準，軟Ｘ線写真に相対的に透過の悪い層として写る層準および岩相観察から細砂混じりないし未分解の植物遺体が集積している層準である．これらの層準は，定常的な堆積作用によって形成されたとは考えにくいために，何らかのイベントに伴なって形成されたと考えられる堆積異常層として検出した．

4．全硫黄量変動と諏訪盆地の沈降史

堆積物中の全硫黄量は，おおまかに見ると，下位から上位に向かって急激に増加し徐々に減少する傾向が認められる．しかしながら，大局的な変動パターンの中に細かな変動が多く認められるために，全硫黄量変動のみからでは盆地の沈降痕跡を特定することは困難であると考えられる．そこで，堆積物中の全硫黄量が急増し，かつ，何らかのイベントに伴なって形成されたと考えられる堆積異常層が存在する層準を盆地の沈降に伴なって形成された可能性の高い痕跡として検出した．但し，下位の砂泥互層では，全硫黄量の急増のみを指標とした．盆地の沈降痕跡は，およそ 2,000～8,000 年前には約 1,000 年周期で 6 回，過去 16,500 年間では 9 回認められた．この結果は，トレンチ調査による断層活動回数よりも多いが，連続的に堆積している湖沼堆積物に，過去のイベント痕跡がもれなく記録・保存された結果である可能性を示唆している．

発表では以上の内容に加え，有機炭素量や諏訪盆地内部に存在すると考えられている伏在断層をまたぐ 2 地点で採取されたコアの対比などをもとにした議論も行なう予定である．

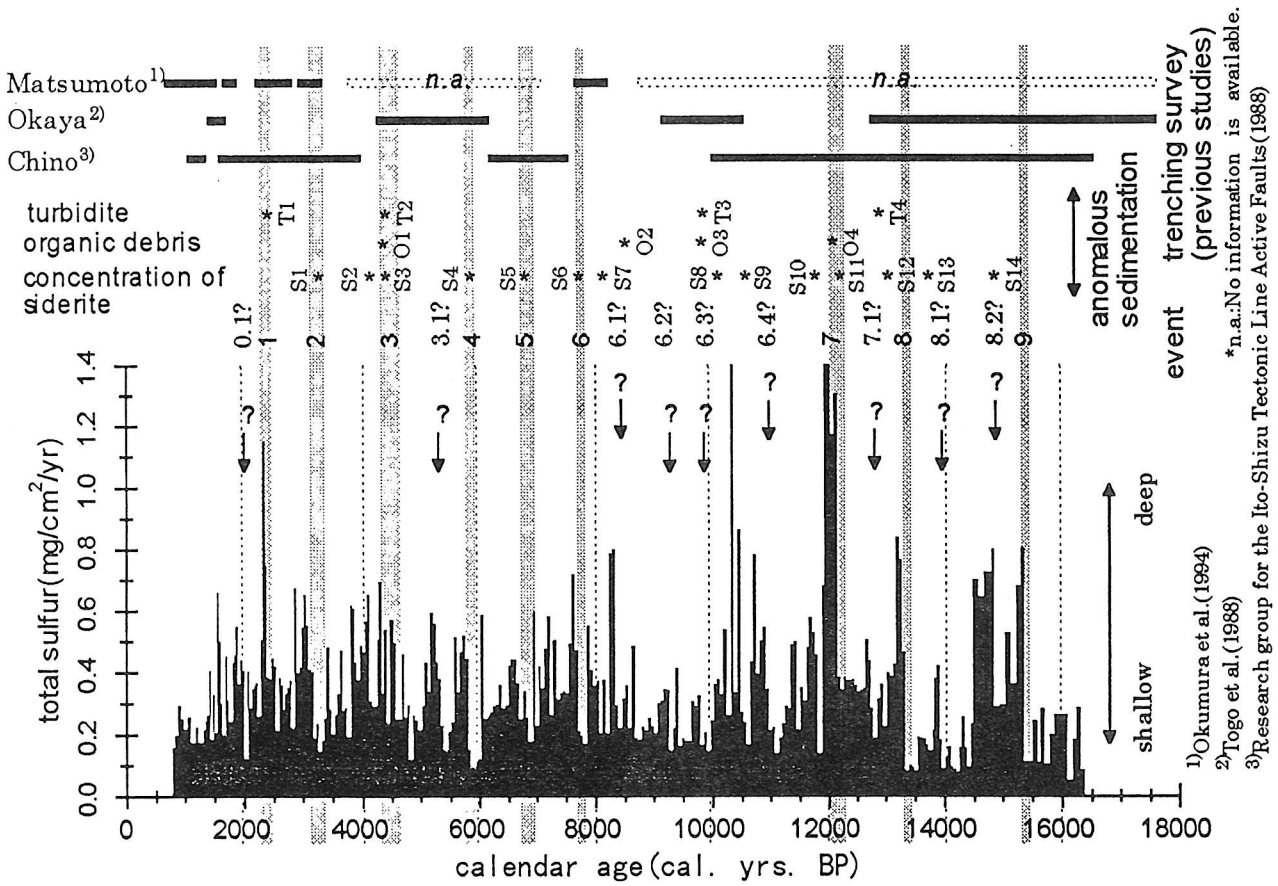


図１　年代に対する全硫黄量変動と堆積異常層の年代および推定された盆地の沈降年代

P-8　比抵抗からみた諏訪盆地中央部の地質構造

品川　俊介（建設省土木研究所）

Shunsuke U. SHINAGAWA; Geological Structure of Central SUWA Basin Determined by Resistivity Distribution.

糸魚川－静岡構造線の中央部に位置する諏訪盆地は、横ずれ断層の活動に伴う構造盆地としてさまざまな研究がなされている（小林, 1968; 金子, 1972; 山崎ほか, 1991; 藤森, 1991 など）。盆地内には何本かの伏在断層が推定されている（山崎ほか, 1991; 藤森, 1991）が、物理探査による地下地質構造に関する検討は、重力探査（萩原ほか, 1987）のほかにない。今回、平野部地下の伏在断層探査手法の適用実験として、諏訪盆地中央部において CSAMT 法探査を行った結果、新知見を得たので報告する。

・調査の概要

調査地域を図１に示す。CSAMT 法による探査の諸元は以下の通り。

送信源：電極間隔約 1.6km、送受信点間隔約４～６km

受信点：１測線（約 6.5km）、45 点、水平２成分測定、電極間隔 20m

送受信周波数：２～16,384Hz（バイナリーステップ）および 22,200Hz

解析：有限要素法による２次元解析

・調査地域の地質

諏訪湖周辺の山地および盆地堆積物の基盤には更新統の火山岩類を主体とする塩嶺累層および中新統の花崗閃緑岩が分布している。また盆地底には、泥質～腐植質の堆積物が卓越する完新統・更新統が分布している。諏訪湖北岸、中央部で行われたボーリング（株式会社岡谷組の未公表資料）によると、層厚は 427m に達する。

・探査結果

２次元比抵抗解析結果（図２）は、測線両端の山地部で高比抵抗、盆地底で低比抵抗となっており、盆地の概略構造をはっきり示している。調査地域の地質、盆地内で掘削されたボーリング柱状図および電気検層の結果を考慮すると大きく３つの比抵抗ブロックに分割することができ、①盆地中央部の 10～40Ω・mの領域、②盆地東側の 40Ω・m以上の領域、③盆地東側の 40Ω・m以上の領域となる。それぞれの比抵抗ブロックを地質と関連付けて考えると、おおよそ①は堆積層および塩嶺累層の凝灰角礫岩、②は花崗閃緑岩、③は塩嶺累層に相当すると考えられる。また、西側山地内、盆地縁辺部および盆地内部に垂直方向に延びる顕著な低比抵抗帯あるいは比抵抗コントラストが認められ、断層構造の存在が推定できる（図中の矢印の位置）。

文　献

金子史朗(1972): 「地形図説２」. 古今書院, 229p.

熊井久雄(1996): 諏訪湖の生い立ち－諏訪盆地とその周辺地域の地史の概要－. アーバンクボタ, 36, 2-11.

小林国夫(1968): フォッサマグナ地域内陸部の第四紀地殻運動. 地質学論集, 2, 33-38.

萩原幸男ほか(1987): 糸魚川－静岡構造線の重力探査（Ⅱ）－諏訪湖周辺部のブーゲー異常－. 東京大学地震研究所彙報, 62, 517-534.

藤森孝俊(1991): 活断層からみたプルアパートベイズンとしての諏訪盆地の形成. 地理学評論, 64-A, 665-696.

山崎晴雄ほか(1991): 地殻構造調査. 科学技術庁振興調整費 中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究 第Ⅰ期, 第Ⅱ期成果報告書. 科学技術庁研究開発局, 69-79.

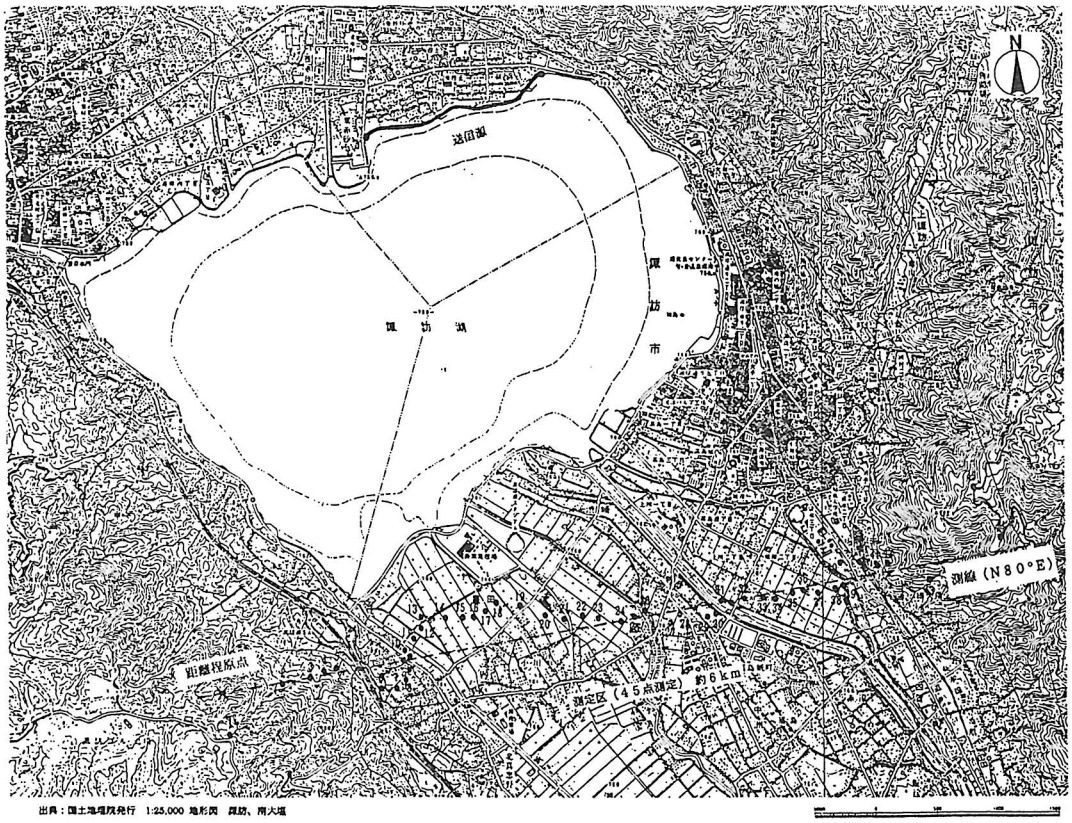


図１：調査地域（送信源および受信点の位置を示す）

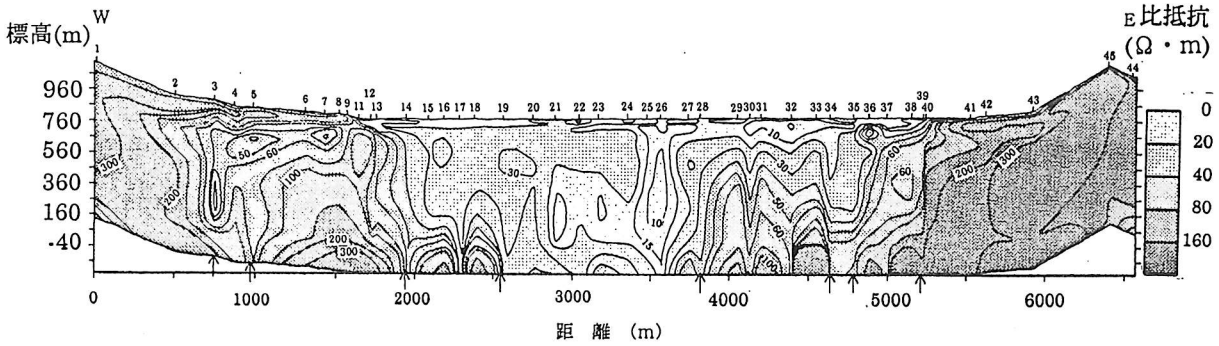


図２：CSAMT 法探査２次元解析による比抵抗分布（↑は比抵抗により推定される断層位置）

P-9　高山盆地小八賀川流域、河川堆積物の変化からみる水系の変化と飛騨山地の隆起について

藤根　拓(国際航業株式会社)

Taku Fujine : Geomorphic development and uplift of the Hida Mountain Ranges deduced from fluvial sediments.

飛騨山地南西部を西方向に流れる小八賀川流域には鮮新世・中期更新世に堆積した礫層が分布していることがこれまでの研究で知られている。今回新たに第三紀・第四紀境界頃に堆積した本流性の風野礫層（新称）を確認し、同流域の地質層序の整理を行い、時代ごとの同流域における礫種構成の変化を把握した。また、地質分布などから礫種構成の変化をもたらした要因について考察を試みた。

大洞層(鮮新世中頃)

大洞層は、美濃帯起源のチャート礫を主体とし砂岩礫、泥岩礫などからなる。小八賀川下流域では、その北方に美濃帯の山地が発達している。大洞層堆積当時には比高 200～300m ほどの山地の起伏が存在していることがわかる。

風野礫層(第三紀・第四紀境界付近)

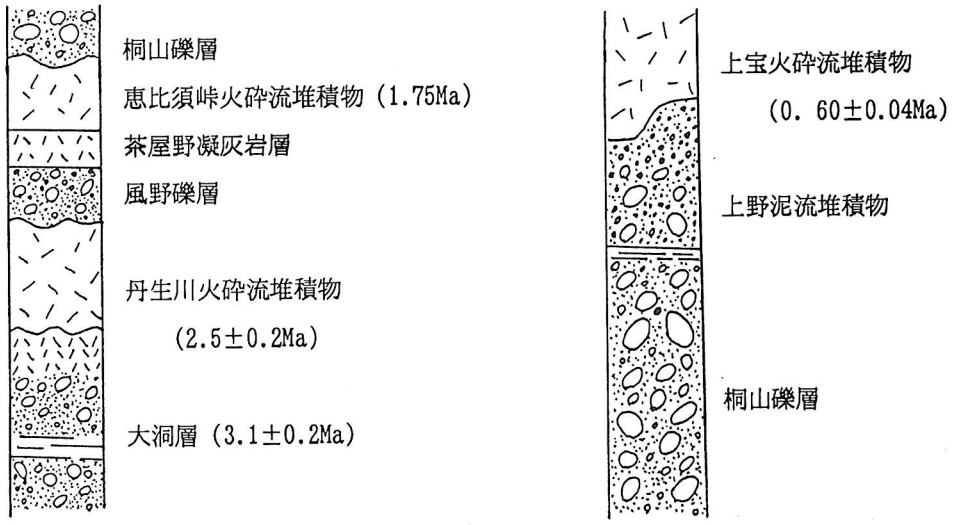
風野礫層はチャート礫を主体としており、非常にわずかではあるが花崗岩礫が含まれている。第２図Ａ地点では本層の層理面はほぼ水平で、インブリケーションから推定される古流向はＮ73°Ｗを示している。大洞層と同様に、比高 200～300m ほどの山地の起伏が存在していたと思われる。

桐山礫層(中期更新世初頭)

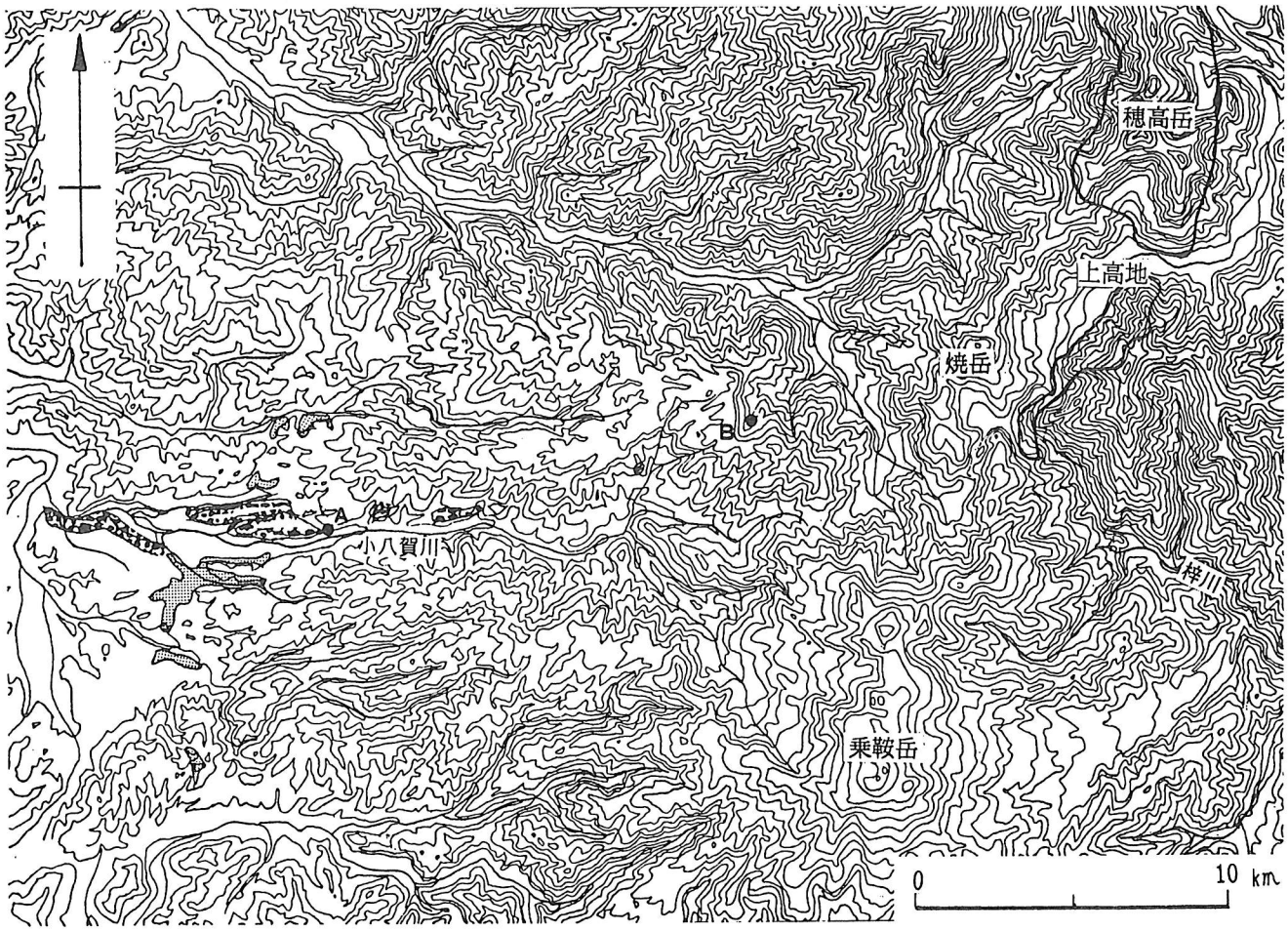
高山盆地内で層厚 60m を越える桐山礫層は安山岩礫が卓越し、花崗岩礫、チャート礫、砂岩礫、泥岩礫などを含む。桐山礫層は高山盆地から焼岳西部の福地付近にかけて分布している。Ｂ地点でも安山岩礫の含有率が高く、桐山礫層のインブリケーションから推定される古流向はＮ105°Ｗを示しており、山田ほか(1985)、原山(1996)の指摘するように本層中の安山岩礫は穂高安山岩類起源で、現在の上高地方面から供給された可能性が強い。

以上をまとめると、鮮新世中頃～第三紀・第四紀境界付近では古小八賀川は美濃帯起源の礫を主体として供給しており、現在の梓川よりも西方の流域であった。中期更新世初頭には水系が変化しており、より遠方に分布する穂高安山岩類の礫が供給されるようになった。現在の水系は火砕流の埋積などによって焼岳以西に変化している。

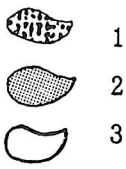
鮮新世から中期更新世の間に生じた水系変化の要因は、河川争奪や火山活動などが挙げられるが、一つの可能性として飛騨山地の隆起が考えられる。桐山礫層の層厚は厚く、本層中の安山岩礫の割合が高いことから、活発な隆起によって大量の安山岩礫が供給された可能性がある。つまり、鮮新世には既に山地が存在していたが、中期更新世以降に穂高岳周辺地域が活発に隆起し、現在のような山地に成長したものと思われる。



第１図　小八賀川流域の地質層序模式柱状図



第２図　小八賀川流域とその周辺の地形、
桐山礫層・風野礫層・大洞層・穂高安山岩類の分布
（等高線の間隔は 100m）



１．桐山礫層の分布　２．大洞層の分布　３．穂高安山岩類の分布

Ａ．風野礫層分布地点　Ｂ．桐山礫層分布地点

P-10　琵琶湖西岸活断層系・饗庭野断層の活動履歴

小松原琢・水野清秀・寒川　旭・七山　太（地質調査所）・木下博久・新見　健・吉村辰朗・間野道子・井上　基（復建調査設計株式会社）・葛原秀雄（今津町教育委員会）・中村美重・図司高志・横井川博之（新旭町教育委員会）

Taku KOMATSUBARA , Kiyohide MIZUNO , Akira SANGAWA , Futoshi NANAYAMA , Hirohisa KINOSHITA , Ken NIIMI , Tatsuro YOSHIMUR A , Michiko MANO , Motoi INOUE , Hideo KUZUHARA , Yoshishige NAKAMURA , Takashi ZUSHI and Hiroyuki YOKOIGAWA ;

Paleoseismological survey of the Aibano fault , the Biwako Seigan active fault system

1.はじめに

琵琶湖西岸活断層系(図1)は，日本内陸の歴史地震としては史上最大級と言われる寛文2年(1662年)の地震の起震断層と考えられてきた(たとえば松田・大長，1982；寒川・佃，1987)．演者らは，琵琶湖西岸活断層系北部の饗庭野断層を対象として，2地区でトレンチ調査を行い，新たな知見を得た．

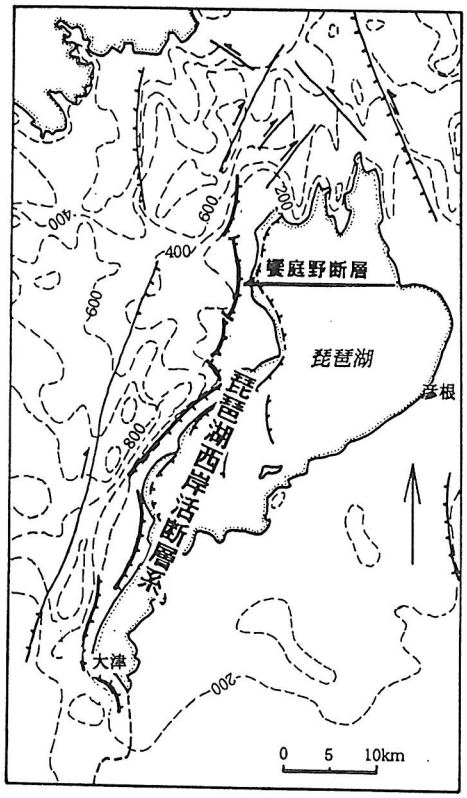


図1　琵琶湖周辺の活断層分布

2.トレンチ調査結果概要

a.**今津町弘川地区**のトレンチでは，6,810±60～3,730±60 cal yr BP (較正^{14}C年代)を示す黒色土が断層によって切られ，1,300±60 cal yr B P の炭片を含む崖錐性の堆積物が断層を覆う．この崖錐性の堆積物に変形は認められない．また，この断層は，黒色土の基底を約0.5～0.7m，8,170±60 calyr BP の年代を示す褐色土の基底を1.2～1.6m変位させている．以上から，約3700年前以降-約1300年前以前に最新の断層運動が，約8200年前以降-6800年前以前にその前の断層運動があったと考えられる．

b.**新旭町饗庭地区**のトレンチでは，2,810±70 cal yr BPの樹幹化石を含む砂質土層(4層～5層)が断層によって切られるが，それを不整合に覆う砂混じりの粘性土層(6層，7層)は，5層の構造とは不調和な形態を示す(図2)．6層基底の傾斜は，初生的な堆積構造である

可能性が高い．7層に掘り込まれた溝状の遺構を埋積する腐植質土壌からは，2,460±70 cal yr BPの年代値が得られている．以上から，約2800年前以降-約2500年前以前に最新の断層運動が行われたと考えられる．

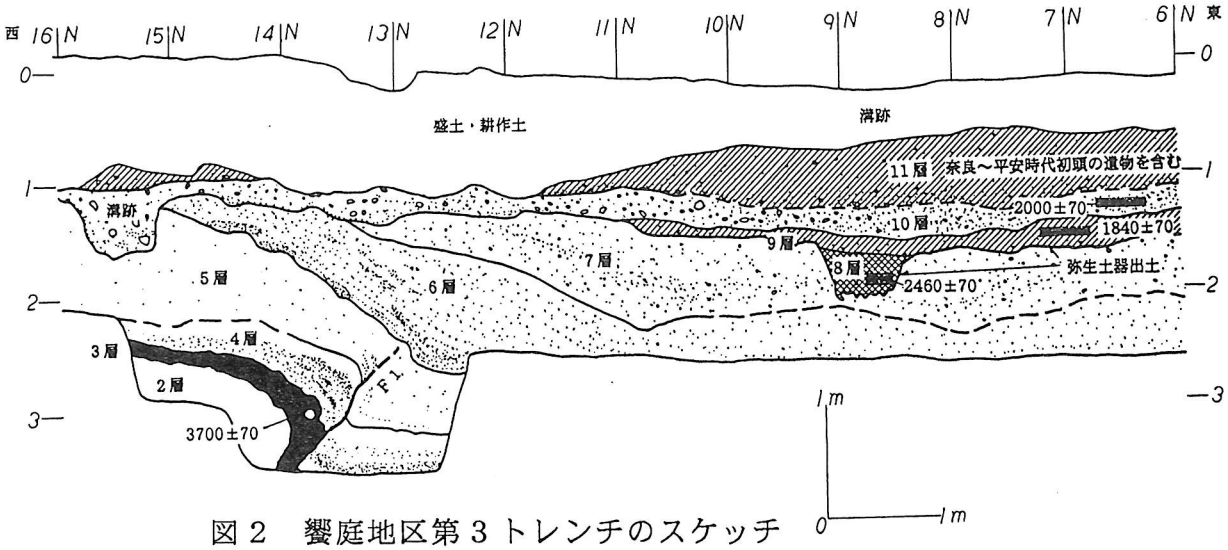


図２　饗庭地区第３トレンチのスケッチ

３．饗庭野断層の活動時期と間隔

饗庭地区トレンチにおける最新の断層運動の時期は，弘川地区トレンチにおける最新の断層運動の年代幅の中に位置することから，両者は同一のイベントと考えられる．したがって，饗庭野断層の最新の２回の運動時期は，約2800年前以降-約2500年前以前と，約8200年前以降-約6800年前以前であり，その間隔は，約4000～6000年程度である．

最新の断層運動の時期は，饗庭野断層北端付近の今津町北仰西海道遺跡で見られる縄文時代晩期前半の噴砂(寒川ほか,1987)の年代に対応する．

また，饗庭地区トレンチ南東約1.5kmの新旭町針江では，地表下約4m()標高約82 m)に，2,520±60 cal yr BPの年代を示すアカガシの根や，直径1m以上の樹幹などからなる埋没林が伏在する．この埋没林の出土地点周辺では，耕作土直下から弥生時代後期～古墳時代初頭の遺構が見つかっており，饗庭野断層の下盤側では，約2,500年前ごろに沈降運動が，その後の数百年間以内に急速な堆積が行われたと考えられる．この沈降運動は，時代と場所から考えて，饗庭野断層の最新の活動に伴うものと考えられる．

今回の調査により，饗庭野断層が寛文地震の起震断層ではないことが明らかになった．これは，歴史資料に基づく従来の見解に反する．今後，寛文地震の起震断層について，再検討する必要がある．

文献

松田・大長（1982）　萩原尊礼編「古地震」，203-230.
寒川・佃（1987）　地質ニュース，390，6-12.
寒川ほか（1987）　地質ニュース，390，13-17.

P-11　琵琶湖湖底堆積物の鉱物組成分析に基づく過去40,000年間の環境変遷

山田和芳・福澤仁之（東京都立大学）・竹村恵二（京都大学）・鳥居雅之（岡山理科大学）
Kazuyoshi YAMADA, Hitoshi FUKUSAWA, Keiji TAKEMURA and Masayuki TORII :

Paleoenvironmental changes in and around east Asia during the last 40,000 years based on mineral composition in Lake Biwa sediments

近年，グリーンランド氷床堆積物や北大西洋海底堆積物では，ダンスガード・オシュガーサイクルや融氷イベントであるハインリッヒイベントが堆積物中の酸素同位体比変動，風成ダスト量などに認められ，大気や海洋の環境が，突然かつ急激に変動していたことが明らかにされた．そして，それらのイベントは，北大西洋周辺にとどまらず中国の陸上堆積物（Chen et al.，1997）や北アメリカカリフォルニア沖および日本海の海洋堆積物（Behl and Kennett，1996；多田，1998）など，北半球の全域にわたって検出されつつある．本論では，琵琶湖湖底堆積物を用いて，ダンスガード・オシュガーサイクルやハインリッヒイベントと同調する突然かつ急激な環境変動が認められるかどうかを明らかにして，おもに過去40,000年間の日本および中国の乾湿変動，偏西風・モンスーン変動の復元を試みた．

琵琶湖湖底には，T層と呼ばれる均質な粘土層が連続的に約250m堆積し，それは約43万年間にあたる．均質な粘土層が連続的に堆積していることは，少なくとも約43万年の間，琵琶湖の湖盆が安定したことを示すもので，局所的な環境変動よりも広域的な変動の記録が保存されている．そのような堆積物を，1995年に琵琶湖北湖の3か所で合計7本のピストンコアによって採取した．今回は，そのうち最も堆積速度の小さいコア試料（BIW95-4）の粉末X線回折分析（XRD）による鉱物組成変動，有機炭素量，粒径分布について分析した結果を予察的ではあるが報告する．

BIW95-4コアは，琵琶湖北湖白髭沖の北緯35度15分，東経136度03分，水深67mの地点（図1）で採取された全長14.45mのピストンコア試料である．堆積相は，全層準を通じて均質な灰色粘土層であり，深度*4.15-4.30，7.10-7.40，7.85-7.95，8.60-9.30，11.00-11.40，11.60-12.20，12.35-12.50，12.80-13.10，13.2-13.3*mの層準はやや暗灰色を呈いている．また，肉眼観察および初磁化率変化によって，堆積物中に9枚の火山灰層が狭在しており，竹村ほか（1996）によって7層準の火山灰の同定が行なわれている（図2）．試料分析には，キュービックによって採取された約2.2cm間隔のサンプル626個を使用した．なお，キュービック1個あたりの堆積物は20-70年に相当する．

XRD分析から，堆積物中に外来物質として石英，長石，イライト，緑泥石が全層準に認められ，菱鉄鉱，ヒ素化合物が一部分認められることが明らかになった．外来物質の石英および粘土鉱物の一種であるイライトは主に，中国大陸内部の乾燥・半乾燥地域から偏西風や冬季モンスーンによって運搬される風成塵鉱物である．これらのフラックス変動は，大陸内部の乾湿変動や偏西風・冬季モンスーン強度の指標になる．また，有機炭素量は，河川からもたらされる陸源有機物や栄養塩の供給による湖内の基礎生産を反映するため，同様に河川から流入してくる緑泥石や堆積物の粒度変化とともに，河川流入量変化ひいては，周辺地域の降水量変動の指標となる．

今回，これらの指標の時系列変化より，過去の東アジアの偏西風・モンスーン変動や，中国大陸内部の乾湿変動，また琵琶湖周辺地域の降水量変動が解明できる可能性がある．そして，その変動は，他の地域の指標（たとえばグリーンランド氷床堆積物など）と対比することで，全球変化として捉えられる事象なのかが明らかにできうるであろう．現在までの結果の一部として，有機炭素量の時系列変化から，ヤンガードリアス期やハインリッヒイベント1～4までの急激な寒冷化イベント時期に相当する年代に，埋積量の低下傾向が認められた．このことは，琵琶湖周辺の降水量の低下時期が，全球スケールの環境変動に対応していることを示唆する．詳細は講演にゆずる．

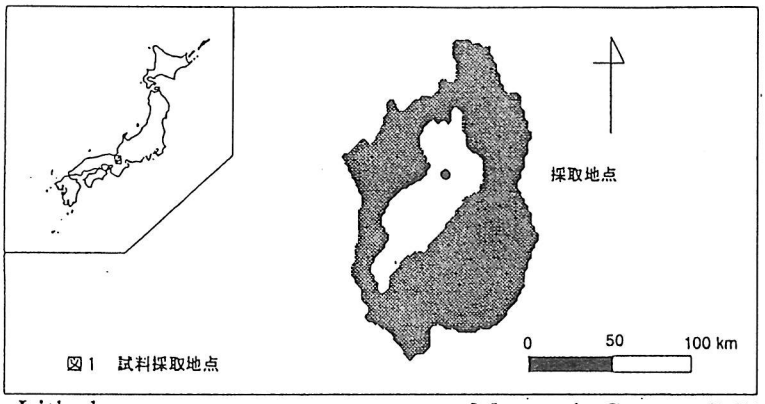


図1　試料採取地点

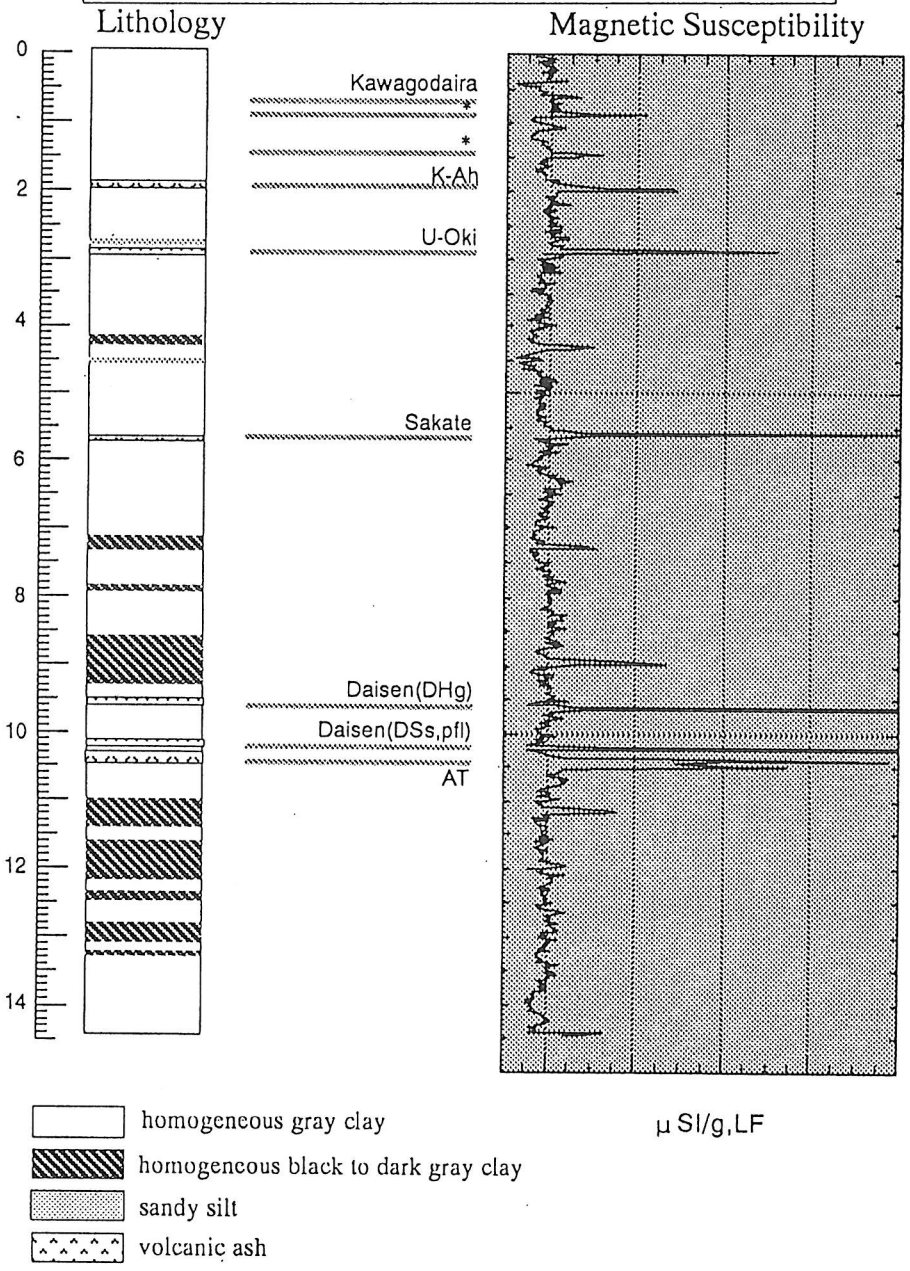


図2　BIW95-4の堆積相と初磁化率変化

P-12 関西大学史学地理学教室（コード名：KU）の放射性炭素年代測定過程

網干善教・木庭元晴（関西大）・小元久仁夫（日本大）・米田文孝（関西大）・貝柄　徹（関西外大）・佐々木修一（ササキ化学）・岩田央之（エイトコンサルタント）・辻　康男（関西大・院）

Yoshinori ABOSHI, Motoharu KOBA, Kunio OMOTO, Fumitaka YONEDA, Toru KAIGARA, Shuichi SASAKI, Hiroyuki IWATA, and Yasuo TSUJI; Process of Radiocarbon Dating (Laboratory Code: KU) in the Institute of History and Geography, Kansai University, Japan.

はじめに　網干善教（関西大学名誉教授）を代表として、1996年度以来4年計画で、次の課題で研究を進めている。『畿内およびその周辺の考古遺物・遺跡の空間的・時系列的データベース作成　ー考古編年による放射性炭素年代軸の確立』。本発表会では、文部省科学研究費（基盤A）で関西大学に導入された放射性炭素年代測定施設と測定過程を紹介する。なお、ベンゼン合成関連施設は、発表者メンバーである小元の指導のもとに、佐々木を得て、試行錯誤を繰り返しながら、完成した。

本研究に関わる年代試料には、主に考古遺跡、完新世の海成層・沖積層から採取された貝殻、木材、木炭、泥炭からなる。これらの測定試料は、発表者またはその協力者が直接採取したものと、埋蔵文化財関係者の方々から頂いたものからなり、産状などが明確なもののみを測定の対象としている。河内平野産の年代試料は、東大阪文化財協会の松田順一郎、別所秀高両氏から提供を受けた。

年代測定過程　1. 図1に前処理から年代決定にわたる測定過程を簡潔に示す。貝類は地層中の水の動きの違いから貝塚か自然貝層かで保存に大きな差があり、年代試料としての評価をするため鉱物学的検討を行っている。試料全般について手作業による物理的な不純物や風化物の除去に時間をかけている。2. 次に前処理済みの試料から炭酸ストロンチウム（粉末）を生成する。ベンゼン合成過程でストロンチウムカーバイドの代わりに、リチウムカーバイドを生成する選択もあり、後者の方が実験過程を簡略化できるが、薬剤費用の点から前者を選択した。　3. 図2にベンゼン合成回路を示す。まず、炭酸ストロンチウムとマグネシウムを混ぜて、反応釜でストロンチウムカーバイド（粉末）を生成する。　4. それにトリチウムフリーの水を入れてアセチレンガスを発生させる。　5. それを触媒を使って三重合し、ベンゼンを合成する。触媒には0.05%のクロムを含み表面積450 $m^2 g^{-1}$ のPK200Tr (P. Becker-Heidmann *et al.*, 1995)を使用している。詳細は研究発表会で報告する。

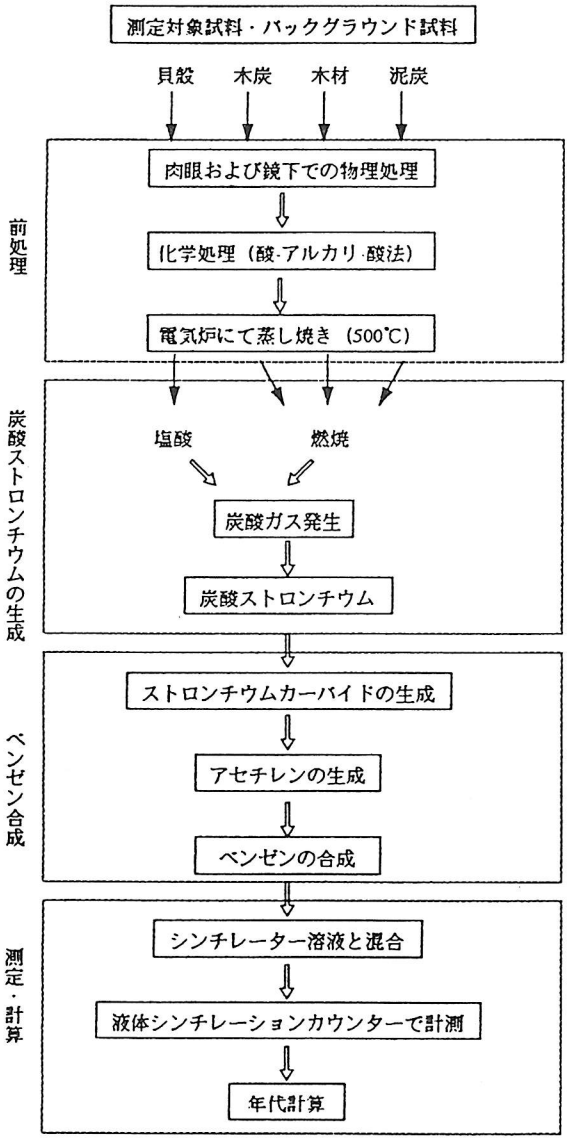


図1　放射性炭素年代測定過程

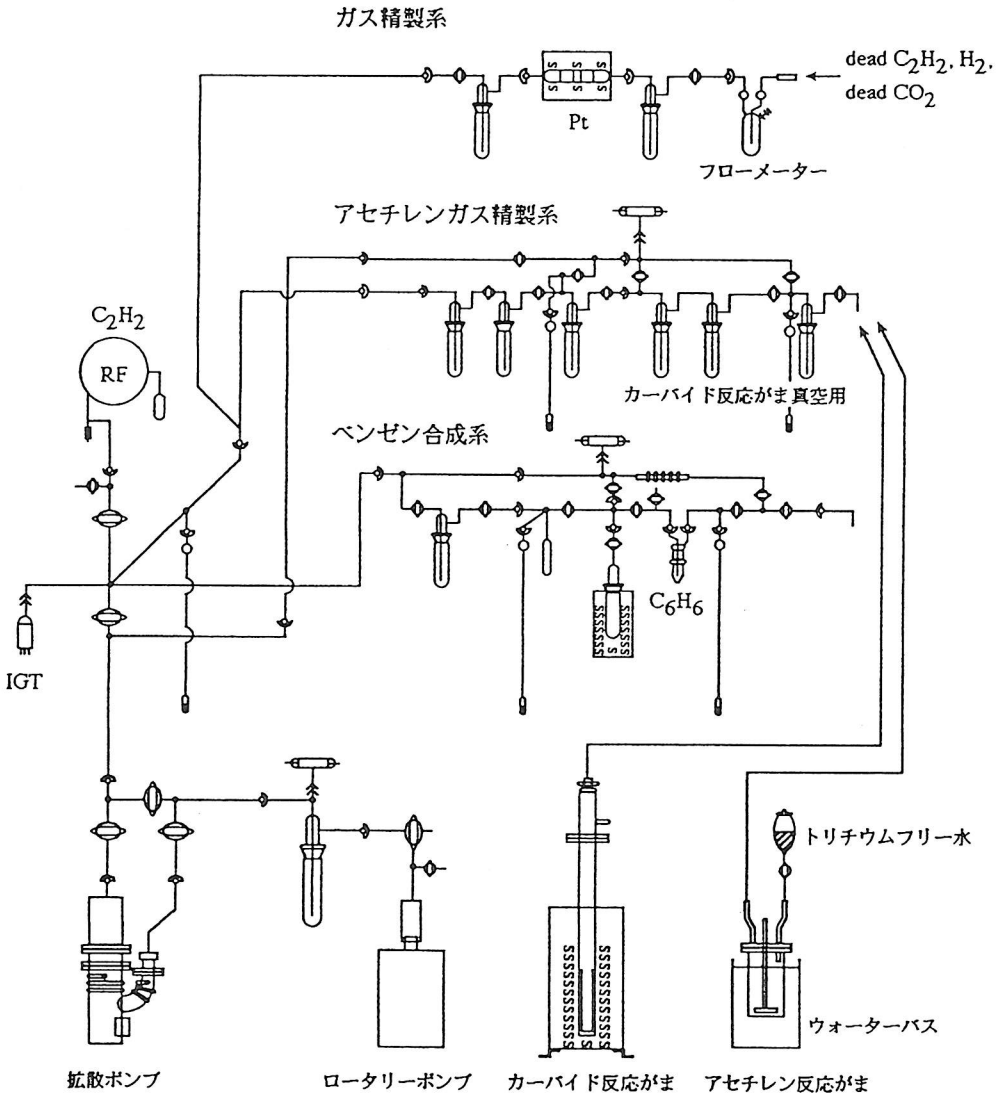


図2　ベンゼン合成装置

P-13 水中噴砂堆積物の基礎研究

冨永英治・北村晃寿(静岡大・理)・酒井英男(富山大・理)
Eiji TOMINAGA・Akihisa KITAMURA・Hideo SAKAI: Sedimentological feature of subaqueous sand blow sediment:

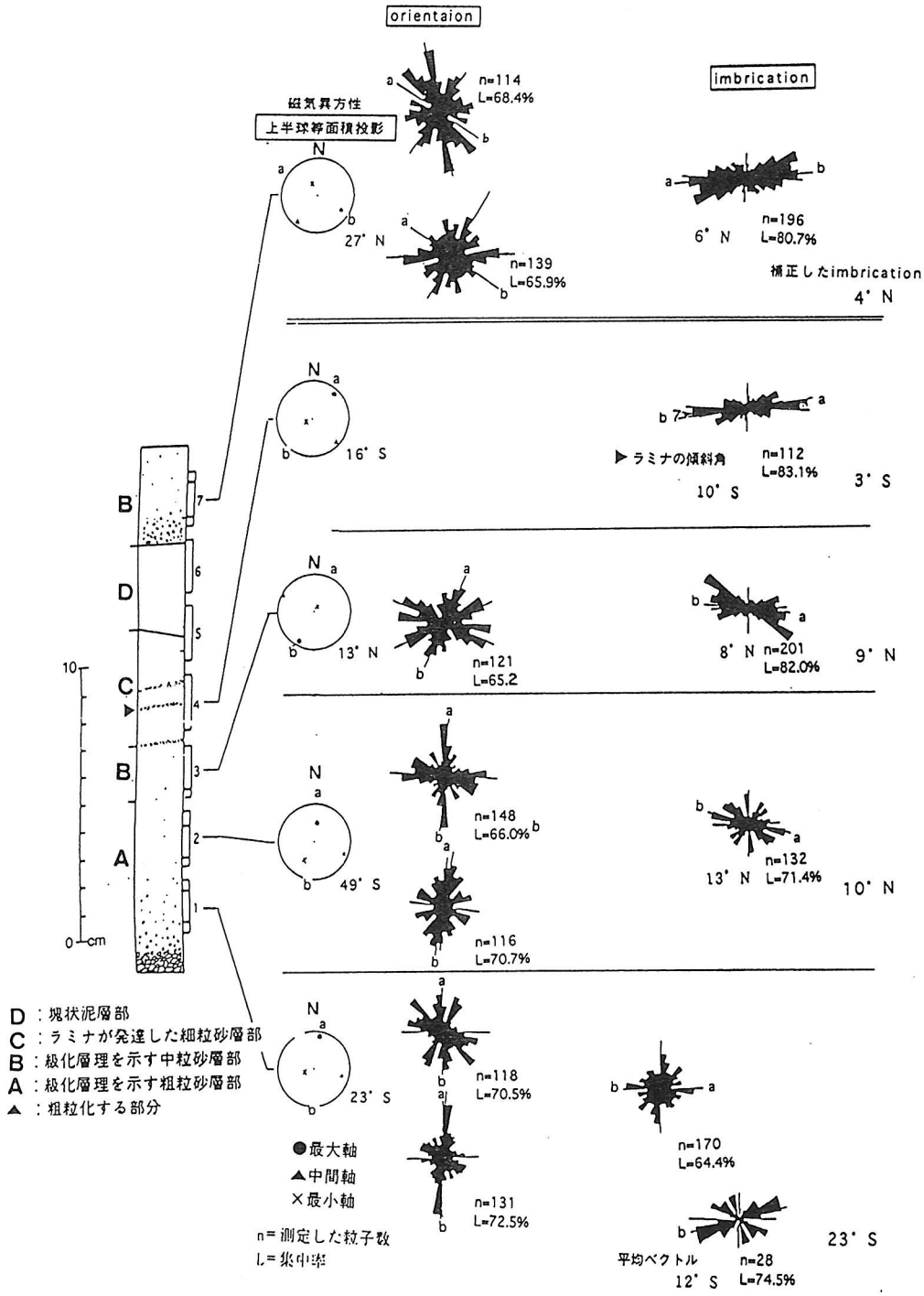
巨大地震には特有の活動間隔があるため，古地震の年代決定は地震の発生時期の予測に大変役立つ．それらの予測に地震起源の堆積物(例えば，津波堆積物)も最近では調査対象とされている．だが，そのような堆積物の堆積学的検討はほとんど行われていないので，例えば次のような間違いを生む可能性もある．地層面と平行に貫入した液状化堆積物(シル)を地表面や水底に噴出した液状化堆積物と解釈することで，地震の発生時期を古く評価してしまうのである．こうした間違いをしないために，地震起源の堆積物の堆積学的検討が必要である．そこで，本研究では水中噴砂堆積物の堆積学的検討を行ったので，報告する．

兵庫県南部地震により，神戸ポートアイランドでは地盤の液状化が起こった．そのため同地域では岸壁のケーソンが海側へ傾き，その背後にV字型の陥没地帯が形成された．それらの中で，我々は地震によって水没した陥没地帯の堆積物を研究した．そこは，排水管を通じて海水が流出入し，潮汐に伴って水深が20cmから85cmまで変化しており，水底に厚さ20cmの砂質堆積物がある．人工島ポートアイランドの表層部には砂や泥などの砕屑物は存在しないので，陥没地帯の砂質堆積物は陥没した時に噴出した液状化堆積物と考えられる．

この堆積物には級化層理ユニットが認識される．ユニットは更に4層に細分され，下位から，級化層理を示す粗粒砂層(A層)，級化層理を示す中粒砂層(B層)，平行ラミナの発達した細粒砂層(C層)，塊状泥層(D層)の順に重なる．粒度分析の結果，A層からC層へは上方に向かって分級度は良くなる傾向が認められた．各層の粒子配列の検討は，磁気異方性の測定と顕微鏡観察から行ったが，両手法の結果は概ね調和的である．堆積物粒子のオリエンテーションは，A層の下部では南北の方向性(陥没地帯の伸長方向とほぼ一致)を示すが，上方へ向かい方向性は弱くなる．一方，粒子のインブリケーションはA層の下部では23° Sを示すが，それより上位ではインブリケーションは10° から数度へと低下するが，集中率は増加する．

以上の結果をTaira(1989)などの研究と比較すると，A層の粒子配列の特徴は，流れの下での堆積で説明される．一方，C層の粒子配列の特徴ーオリエンテーションに方向性がなく，インブリケーションが低角かつ集中率が高いーは流れと粒子の水中での自由落下の複合過程によって説明される．つまり，水没した陥没地帯に見られる級化層理ユニットを作る堆積物粒子に働いた営力は，初期は流れであり，その後急速に自由落下へと変化し，最終的に最上部の塊状泥層が沈積したのである．この堆積過程は水中噴砂堆積物に関して予想される堆積過程と一致する．すなわち，初期の流れは，噴砂の噴出に伴う流れ，水没に伴って流入する海水の流れまたはその両者の複合した流れで，その後両者の流れは急速に低下したのである．

本論に紹介した堆積物を水中噴砂堆積物とすると，その最も特異な堆積学的特徴は，中粒～細粒砂の粒子配列のオリエンテーションに方向性がなく，インブリケーションは低角で集中率が高いことである．この特徴は水中での粒子の自由落下に起因し，この堆積過程はシルや陸上での噴砂堆積物にはない．したがって，これらの堆積物の判別には，堆積物の粒子配列を検討すればよいのである．



P-14 六甲山南麓の地形・地質と震災の帯状・島状分布について

石川浩次・細矢卓志・逸見健一郎（中央開発(株)）
Koji ISHIKAWA, Takashi HOSOYA, Ken`ichiro HENMI : Relationship between geography, geology and the disaster belt at the foot of the Rokko mountains

兵庫県南部地震は都市直下型地震として阪神・淡路地区に多大な被害をもたらした。特に，神戸市須磨区から西宮市に至る 25km には被害が細長い帯状分布を示し震災の帯と名づけられた(嶋本 1995)。この震災の帯の原因については各種調査によって多くの説が唱えられた(嶋本ほか 1995，入倉ほか 1995，石川ほか 1995 等)が，断層構造によるフォーカシング効果が有力になりつつある。本論では，震災の帯の中で被害が島状分布することについて，地形・地質の観点から明らかにすることを目的とした。

震災の帯が分布する六甲山地山麓平野は，中期更新世以降の大阪層群から成る丘陵，六甲山地を水源とする河川の扇状地(F-1，F-2，F-3)，自然堤防，海の影響を強く受けた海岸洲，後背湿地等からなる。ここで特に超震度Ⅶの被害が島状に分布する地域(倒壊率 50%以上)は，① JR 鷹取駅から新長田駅付近②中央区三宮駅付近を流れる旧生田川流域③東灘区から灘区の JR 線南側の 3 地区である。これら 3 地区では地形・地質条件がそれぞれ異なるため，本論では 1 ）西神戸(須磨区，兵庫区，長田区)，2 ）神戸中央部(生田川，旧生田川，元町駅付近)，3 ）東神戸(灘区，東灘区)に分け，地区別に震災の被害と地形・地質について検討を行った。

地区別の震度Ⅵ以上の被害地と地形・地質の関係は以下の通りである。

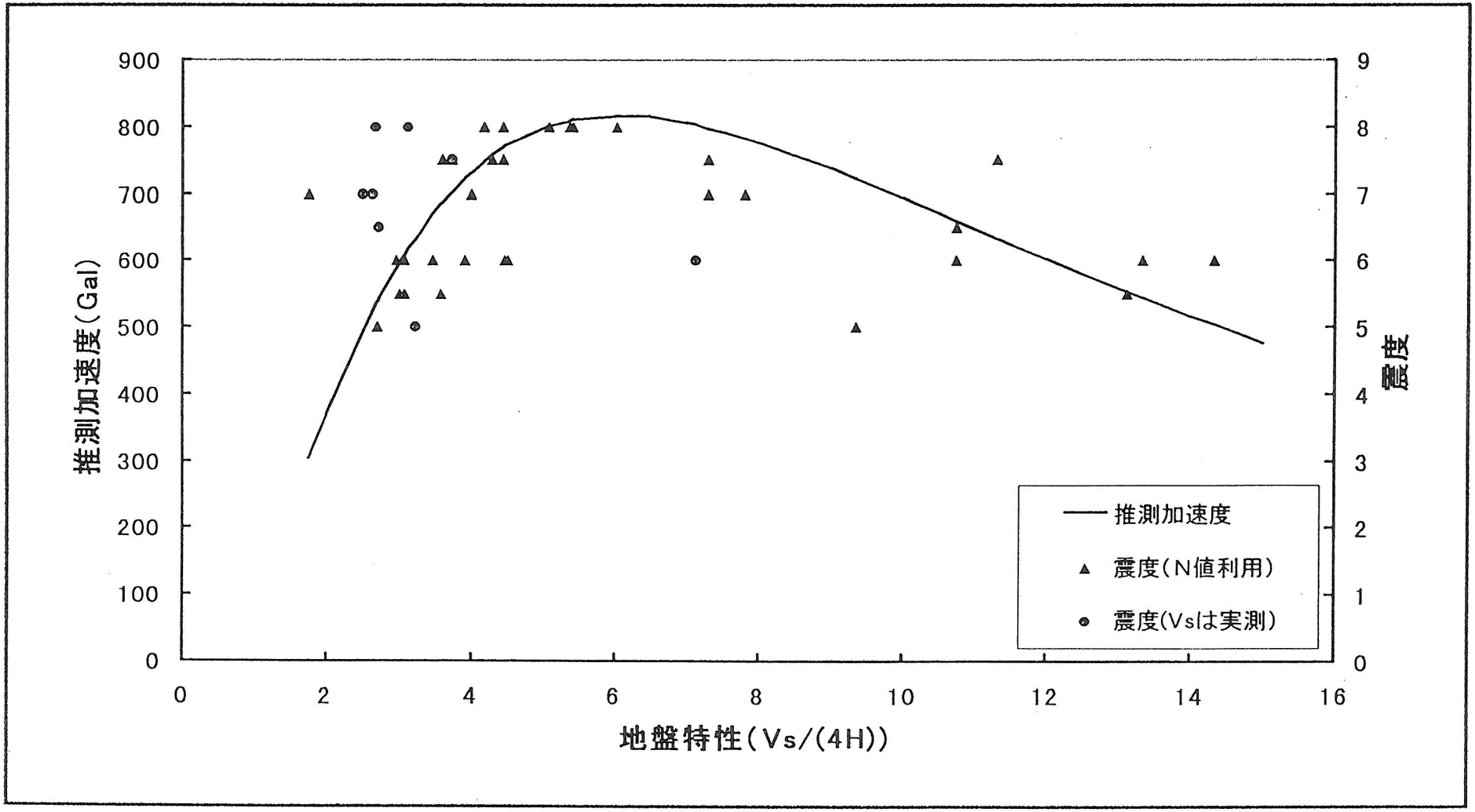
1 ）西神戸部；超震度Ⅶの地形・地質は後背湿地の粘土($\overline{N}$ 3 ～ 4，厚さ 4 ～ 5 m)を主体とする。震度Ⅵの地形・地質は，海岸砂洲の砂礫土(Ag,$\overline{N}$≧40)を主体とする。

2 ）神戸中央部；超震度Ⅶの地形・地質は緩扇状地(傾斜 2° 以下の F-2，F-3)の砂礫(Tls,Ag)(層厚 10～20m，$\overline{N}$=20～30)，を主体とする。これは最終氷期の旧河谷凹地形構造を反映したものである。震度Ⅵの地形・地質は扇状地(F-1，F-2，F-3)の砂礫(Ag,Tg)(層厚 3 ～ 5 m，$\overline{N}$=30～50)を主体とする。

3 ）東神戸部；超震度Ⅶの地形・地質は緩扇状地側扇部(F-3)，砂・砂礫（As，Ag）(層厚 7～15m，$\overline{N}$=15～25)を主体とする。震度Ⅵの地形・地質は扇央部の巨礫(Ab，層厚 3～4m，$\overline{N}$≧30～50)を主体とする。

以上より，震災の帯は，最終氷期以降に形成された扇状地(F-2，F-3)の砂・砂礫と後背湿地性の泥の分布域で生じたことが明らかになった。また，震災の帯の中での被害の差(島状分布)は，表層地質の不整形構造(くさび状，凹地状)，表層地盤特性($\overline{N}$，Vs)とその層厚で表わされる特性値 T_G(T_G=4H/Vs=0.2～0.6sec)と推定される。

震災調査による震度及び推測された最大加速度



P-15 兵庫県御津町90mボーリングコアの古環境解析

田中眞吾（岐阜聖徳学園大）・小倉博之（大阪市立大）・兵頭政幸・
松下まり子（神戸大）・佐藤裕司（兵庫県人と自然の博物館）・柏谷健二（金沢大）
Shingo TANAKA, Hiroyuki OGURA, Masayuki HYODO, Mariko MATSUSHITA, Hiroshi SATO and Kenji KASHIWAYA：Paleoenvironmental studies of a 90-meter boring core in the Mitsu Plain, Hyogo Prefecture

兵庫県南西部，瀬戸内海沿岸の御津町釜屋（北緯34°46′51″，東経134°33′32″，T.P.+1.12m）において採取した90mボーリングコアについて，岩相の記載ならびに古地磁気測定，珪藻分析，花粉分析，物理量測定などを行った。

本堆積物中には6層の火山灰層が挟在しており，基底付近の深度83.40mには，約100万年前に降下したとされるピンク火山灰層が挟在していることから，本ボーリングコアは下部更新統に達していることが明らかになった。古地磁気からは深度56.20mのシルト質細～中粒砂層中に78万年前に起こったブリュンヌ―松山地磁気逆転境界が認められた。両者の結果から算出される平均堆積速度は0.072～0.083mm／年で，これは御津町付近の沈降速度を示唆する。また，堆積物の層相観察，生痕化石，貝化石の産出傾向とイオウ―珪藻分析から，この間に2回の海進期（縄文および最終間氷期の海進）を認めることができた。海進の時期は火山灰層序，C^{14}年代測定，花粉組成によって決定した。

それぞれの調査項目で得られた結果を図1，表1にまとめた。以下に，堆積物の時代区分に従って，御津町周辺の古環境を述べる。

前期更新世：ピンク火山灰を挟在する角礫層の上位は泥やシルトの細粒質のものと砂層との互層となり，湖沼や沼沢，湿地といった淡水域と陸域の状態が繰り返された。砂層中の有機物の花粉分析の結果から，ハンノキやシダの繁茂する湿地，スギ林やイネ科，ヨモギなどの草本と五葉マツが繁茂する乾燥した植生が復元できる。

中期更新世：層相，珪藻分析の結果から，前期更新世同様，湖沼や沼沢，湿地といった淡水化と陸化が繰り返された。その間，湿地にはハンノキ林が常に分布し，周辺では五葉マツ，モミ属，ツガ属などの針葉樹林やスギ林，ブナ属，コナラ亜属などの落葉広葉樹林の時代が推移した。

後期更新世：層相，海水生珪藻およびサルスベリ属，ハリゲヤキ属の出現から最終間氷期の御津町は比較的浅い内湾であった。その後の寒冷化に伴って陸化することが，珪藻，含水率分析などから示される。AT火山灰が挟在する最終氷期にはハンノキ林やヤチヤナギの湿地が広がっていた。

完新世：生痕や貝化石の産出と珪藻分析の結果，約8,400年前～4,800年前までの間，内湾が広がり，約3,000年前以降は沼沢と化した。温暖化に伴い，周辺の植生はエノキ属-ムクノキ属，ナラ類，シデ類などからなる落葉広葉樹林から，カシ類，シイノキ属主体の照葉樹林へと変遷し，4,800年前ころ以降，スギ林やマツの二次林が拡大していった。

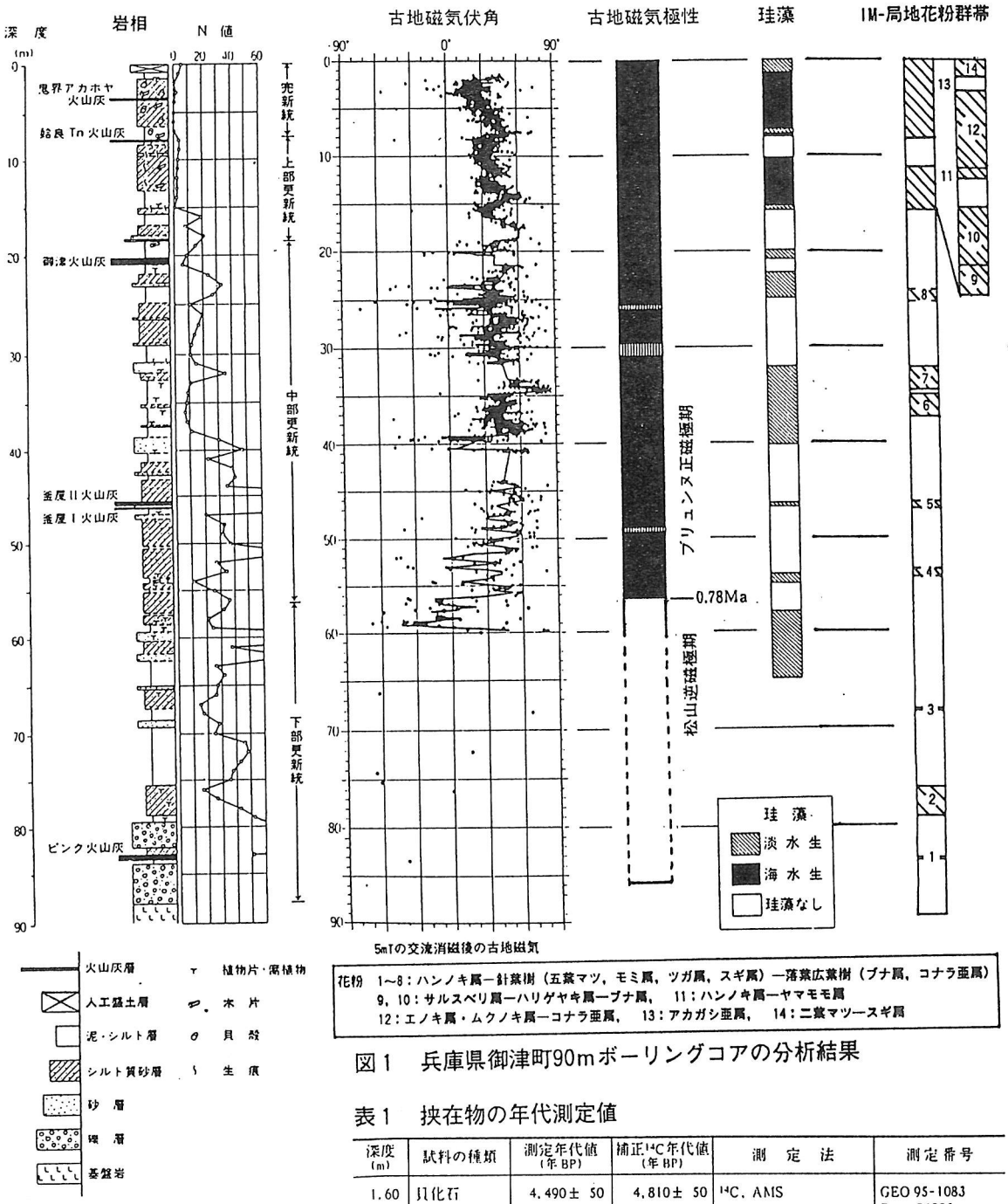


図1　兵庫県御津町90mボーリングコアの分析結果

表1　挟在物の年代測定値

深度 (m)	試料の種類	測定年代値 (年BP)	補正^{14}C年代値 (年BP)	測定法	測定番号
1.60	貝化石	4,490± 50	4,810± 50	^{14}C, AMS	GEO 95-1083 Beta-84595
7.43	腐植	8,420±120	8,430±120	^{14}C, β線法	GEO 95-1084 Beta-84596
7.61	有機質堆積物	9,600± 60	9,580± 60	^{14}C, AMS	GEO 95-1394 Beta-87168
10.39	有機質堆積物	17,040± 70	16,980± 70	^{14}C, AMS	GEO 95-2260 Beta-91064
10.58	有機質堆積物	38,640±550	38,580±550	^{14}C, AMS	GEO 95-2261 Beta-91065
10.85	有機質堆積物	31,150±850	31,120±840	^{14}C, β線法	GEO 95-1085 Beta-84597
21.12	火山灰 (ジルコン)	26万± 5万		フィッショッン・トラック 外部デテクター法(ED)	KFT 951208-1957
46.49	火山灰 (ジルコン)	84万±16万		フィッショッン・トラック 外部デテクター法(ED)	KFT 951208-1958

P-16 ボーリング資料から読みとれる神戸・阪神間の低地部の表層地質

斎藤礼子（(財)大阪土質試験所）・北田奈緒子（同左）・溝上寿子（同左）
・三田村宗樹（大阪市立大学）・竹村恵二（京都大学）
Reiko SAITO, Naoko KITADA, Hisako MIZOKAMI, Muneki MITAMURA, Keji TAKEMURA ;
Subsurface geology in Kobe-Hanshin low land area investigated with boring data base system.

神戸・阪神間地域は，東西方向に伸びる六甲山地の南麓に位置し，幅約３kmの平野・扇状地で特徴づけられる．この地域は六甲山地南東側の急峻な山腹斜面から幅の狭い低地に至るため，西宮・長田あたりに丘陵地が認められるほかは山麓扇状地が広く発達している．このような地形的特徴に規制されていることにより，神戸・阪神間の表層部の地盤は，大阪平野とは異なり，扇状地性の粗粒堆積物と海成の堆積物とが混在しており，側方方向への地層の対比を行うことが非常に困難な地域とされてきた．

阪神大震災以降，この地域の地下情報を得るため，各機関によってボーリング調査や反射法地震探査など，様々な調査が行われ，この地域の地下地質についても少しずつ明らかになりつつある．

ここでは，関西地盤情報活用協議会の所有する関西周辺のボーリングデータのうち，西は神戸市須磨区の妙法寺川から東は武庫川までのボーリングデータ約8,000本をもとにして，神戸・阪神間地域の表層地盤の地質的特徴を検討した結果を報告する．なお，本報告は関西地盤情報活用協議会の研究成果の一部である．

本地域において，表層部に分布する地層の分布を大まかに把握するため，海岸線に沿うような断面，それに直交するような断面を多数作成して検討を行った．これらの断面図と阪神大震災以降に層序を確認するために行われたボーリング資料をもとに，鍵層となる海成粘土層(Ma12・Ma13層)の追跡，これらの地層の側方岩相変化，扇状地性・砂州性の粗粒層との関係などの地質的特徴を考慮して，西から，「長田区～和田岬地区」，「中央区地区」，「東灘区～武庫川地区」の3つの地域に区分した（図１，２）．

「長田区～和田岬地区」では，標高-20～-40m付近にMa12層が，標高-10m付近にMa13層が分布していてJR山陽本線付近まで連続している．それより内陸側には海成粘土層が側方変化したと見られる砂層が部分的に確認できた．Ma13層の上位にはN値40を越える礫層が表層付近に分布する．この礫層は，この地区の海岸線の北側に沿って細長く分布し，この礫層の北側には後背湿地性の粘土・シルト層が分布している．

「中央区地区」では，海域部で連続して追跡される厚い海成粘土層は，旧海岸線付近より北側には連続しなくなり，シルト・粘土や腐植質の細粒層を挟む砂礫層から構成される．これらの砂礫層は扇状地性堆積物とみられ，側方への岩相の連続が極めて悪い地域である．この地区と「長田区～和田岬地区」の境界付近には，Ma12層が東側に傾斜する撓曲構造が見られる．これは，従来より言われていた和田岬断層をとらえ

たものと考えられる．

「東灘区～武庫川地区」は大阪平野に隣接する地域で，基本的に大阪平野の表層部の地質構成と類似した特徴を持っている．Ma13層・Ma12層の分布は，西側の地区に比べ，より内陸側に連続して確認できる．また，この地区の住吉川の西側低地部の標高0～-10m付近にN値20～30程度の砂層が分布している．この砂層の分布は，住吉川に沿って広がる扇状地と芦屋川に沿って広がる扇状地との間の扇状地間低地に限られていて，Ma13層と同時異相の関係にあるとみられる．

本発表では，神戸・阪神地域で見られる以上の地質的特徴を，柱状図と海成粘土層の平面分布図，等高線等にまとめて表現する．

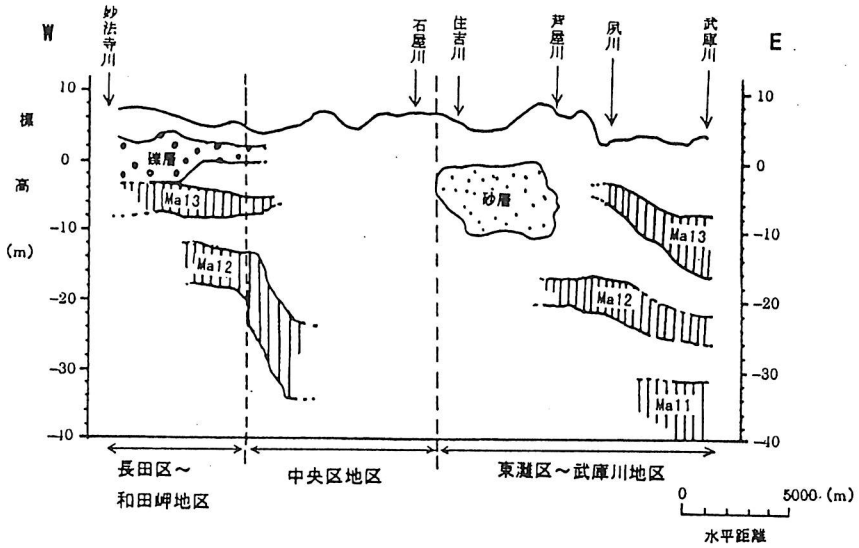


図１　神戸・阪神間の模式東西断面図　　位置は，図２参照

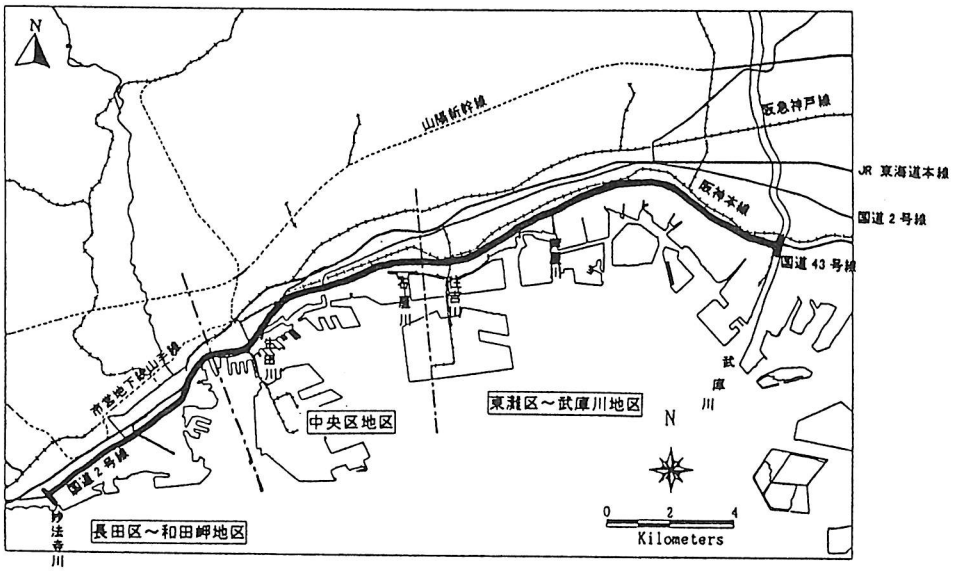


図２　神戸・阪神間の地質特徴をもとにした地域区分図

図１は国道 43 号線沿い（太線）の断面図

P-17 大阪府河内平野完新統中・上部の堆積相解析と相対的海水準変動に関する予察

別所秀高・松田順一郎（財団法人 東大阪市文化財協会）

Hidetaka BESSHO and Jun-ichiro MATSUDA ; Preliminary research about facies analysis of Middle and Upper Holocene deposits and relative sea level change in the Kawachi Plain, Osaka prefecture.

大阪府中央部の河内平野沖積低地の地表下約10mまでにみられる、縄文海進期以後の堆積層の累重を、この地域の9つの考古遺跡で観察した。これらの堆積層の層相解析にもとづき、以下のような堆積環境変遷と相対的海水準変動を推測した。

(1) 観察を行なった累重の最下部で、更新統と考えられる陸成堆積層が海進にともなって侵食されたラビーメント面がみとめられた。その直上の砂礫に富む泥層には、侵食ラグが含まれる。その上位には、上方細粒化をなす砂質泥が載り、前浜から沖浜の堆積環境が推定される。また、この累重中には、鬼界アカホヤ火山灰層が挟まれる。本地域に海進がおよんだ年代は、7～8000年前と思われる。本累重はいわゆる沖積中部泥層に相当する。

(2) 標高-2～-4m付近（堆積盆の南寄りの池島遺跡では約-1m）には、下位の泥層から漸移的に粗粒化したり、侵食的に載るより粗粒の砂質泥の層準があり、さらに上方に細粒化する累重がみとめられる。この累重の下・中部では、砂と泥の葉層が互層をなし、生物擾乱が顕著なことから、干潟潮間帯の堆積環境が推定される。累重下底の、トラフ型斜交層理をなし、しばしば侵食ラグを含む泥質砂（砂礫）層は、tidal channelあるいは陸成の河道堆積物と考えられる。いっぽう、上部では泥が卓越し、ヨシの地下茎・根の痕跡がみられるようになり、有機物に富むことから、干潟潮上帯の湖沼や湿地の堆積環境が推定される。本累重下部の堆積年代は、4～5000年前、上部は約3000年前で、沖積上部砂層に相当する。

(3) 標高0～1mより上位には、砂礫層および泥層が互層をなす。これらは、河道、後背湿地および湖沼の環境下で堆積したと考えられる。逆級化をなし、越堤堆積物とみなしうる砂礫層がしばしばみられる。これらの堆積層は、(2)の累重上部の湖沼などのごく浅い水域を埋積するかたちで、弥生時代中期（約2000年前）以後に累重したものであり、沖積頂部陸成層に相当する。

以上の累重のうち、沖浜・前浜から干潟の潮間帯の堆積環境に変わる沖積中部泥層と沖積上部砂層の境界は、相対的な海水準低下に起因するものと考えられる。現在の大阪湾の潮差（大潮差約96cm，小潮差約24cm）と中部泥層堆積時の潮差があまりかわらないとすると、ここでみられた干潟の潮間帯堆積物は堆積時の相対的な海水準付近を示し、相対的海水準は約4～5000年前に標高 -3～-4m付近まで低下し、さらにこの潮間帯堆積物が潮差を上回る累重をなすことから、その後約3000年前まで上昇したことが推測される。

また河内平野の沖積上部砂層の直上では、小さな層厚範囲内で、珪藻化石の組成が汽水生種から淡水生種に急激に変化したり、縄文時代後期から弥生時代前期の約7～800年間の考古遺物が近接して出土する層準がみとめられ、堆積速度のきわめて遅い時期があったことが知られる。このことは、相対的な海水準低下にともなって、同層準がほとんど離水したことを示唆する。宮ノ下遺跡では、約3000年前に沖積上部砂層の最上部、標高-0.1mから-2mまで下刻された開析谷(いわゆる埋積浅谷)が検出されている。この開析谷を充填した堆積物の最上部には弥生時代中期の考古遺物が含まれ、その上位の湖沼の泥層には弥生時代後期末（約1700年前）の考古遺物が含まれることから、同時期まで湖水準が上昇したと考えられる。約4～5000年前と約3000年前の相対的な海水準低下は、いわゆる「縄文中期の小海退」、「弥生の小海退」に相当し、森ノ宮遺跡ではこれらの基準面低下にともなって下刻されたと思われる2つの開析谷がみとめられる。

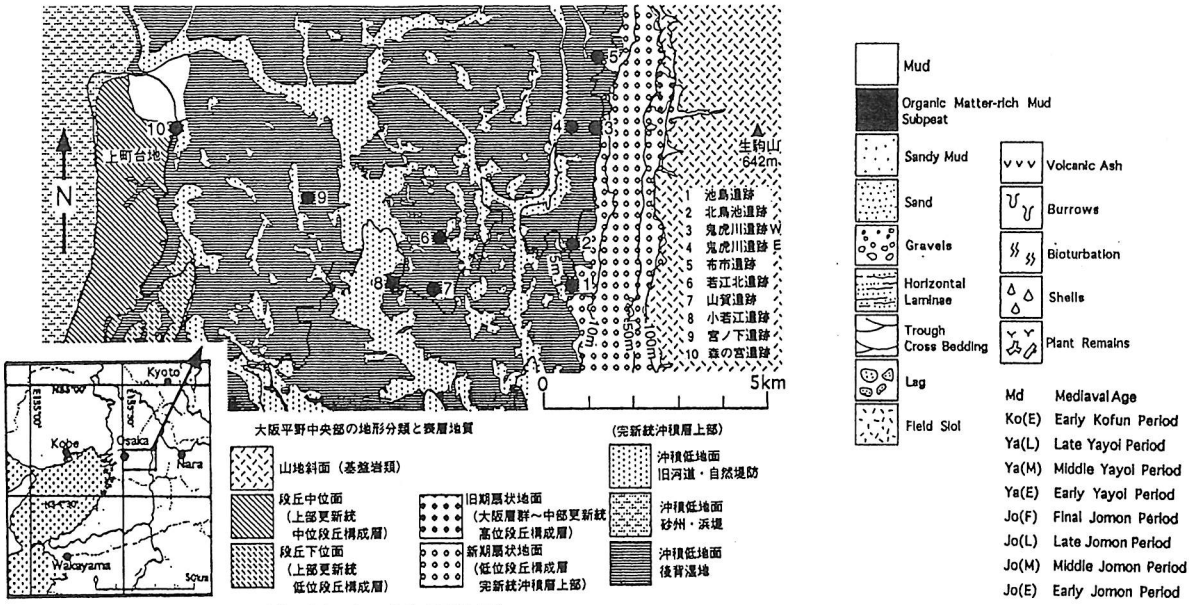


図1 河内平野の位置と地形および表層地質

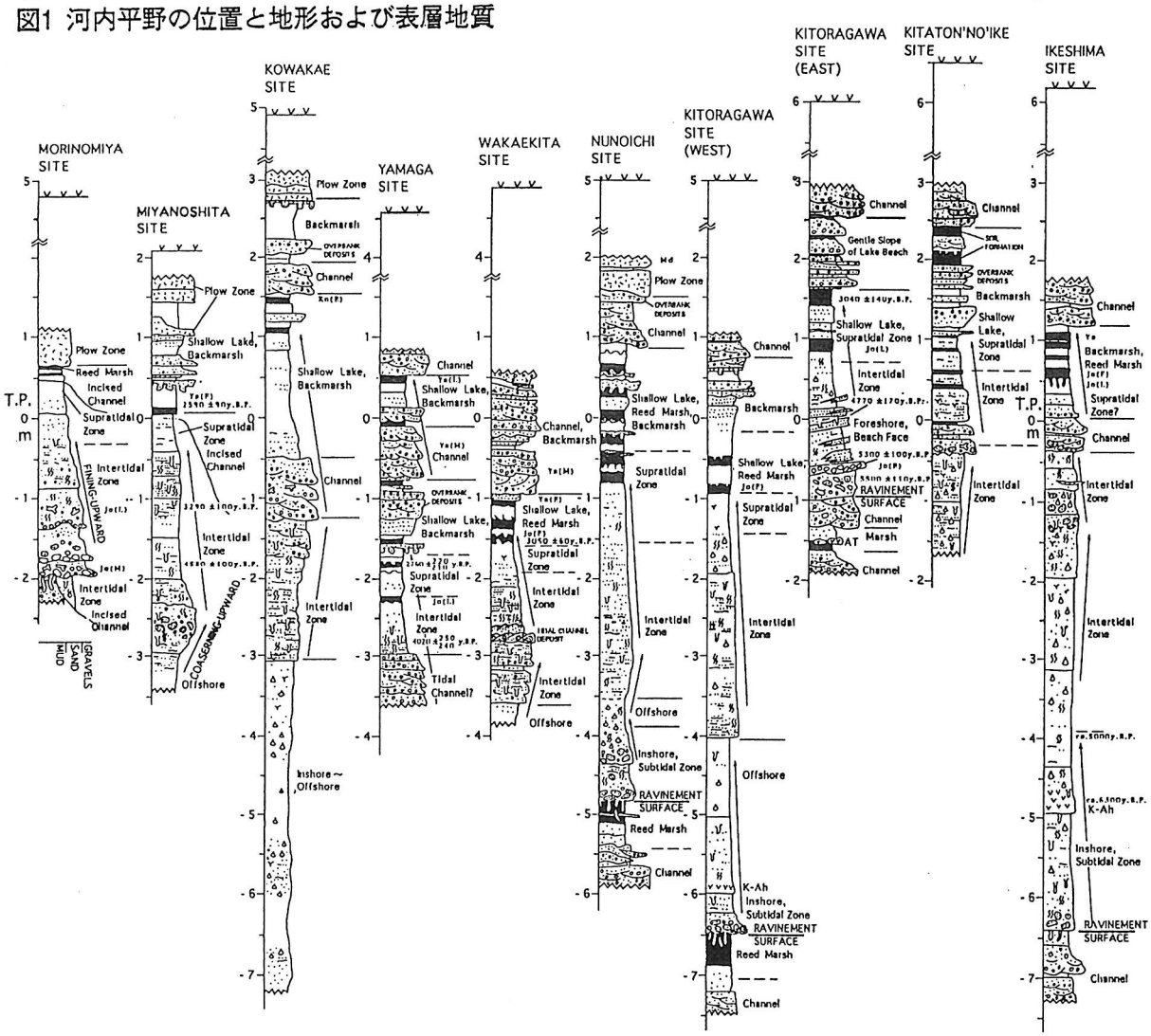


図2 河内平野中央部の完新統中・上部堆積層柱状図

P-18　大阪市街地における上町断層に沿う表層地質構造の再検討

北田奈緒子[*1]・斎藤礼子[*1]・井上直人[*2]・三田村宗樹[*2]
（[*1]財団法人 大阪土質試験所，[*2]大阪市立大学理学部）

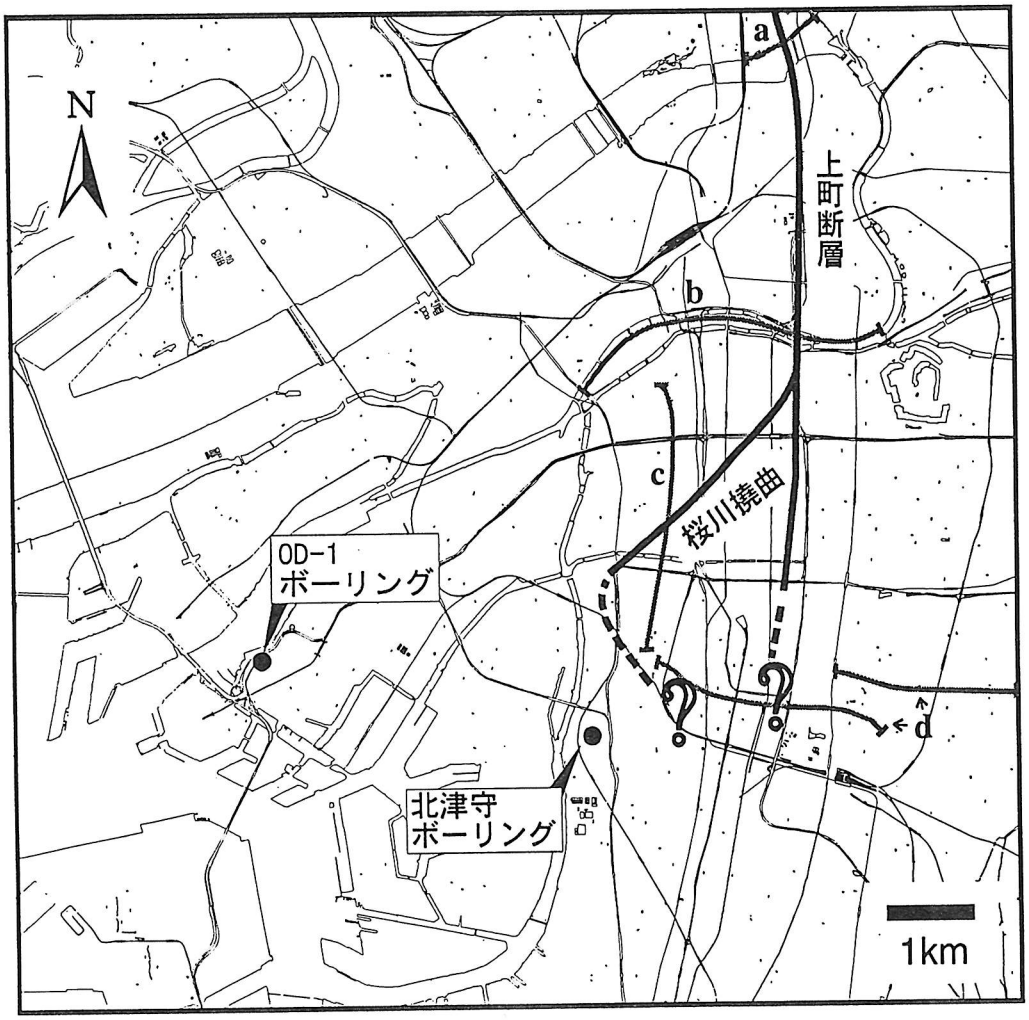
Naoko KITADA, Reiko SAITO, Naoto Inoue, Muneki MITAMURA:
Subsurface Structure along Uemachi Fault in Osaka City

大阪平野は南北に細長くのびる上町台地により，西大阪地域（狭義の大阪平野）と東大阪地域（河内平野）とに二分される．上町台地は地形的に見ると南部に広く分布する中位段丘の一部が帯状に北に突き出した形になっている．上町台地と西大阪地域の低地部との間の地下には上町断層が南北に埋没して存在しているとされている．上町断層は都市部に伏在する活断層として注目され，その詳細な通過位置については，近鉄難波駅地下鉄乗り入れ工事の際のボーリング調査により明らかにされた．さらに，中之島の堂島川沿いに実施された反射波地震探査（吉川他，1987）や淀川長柄橋付近の反射波地震探査（山本他，1992）の結果から，上町断層による基盤～堆積層の変位が確認されている．

大阪市が平成 7 年度に科学技術庁地震調査交付金により実施した新なにわ筋沿いの南北測線における反射法地震探査では，　従来から指摘されていた NE-SW 走向で北西傾斜の桜川撓曲が確認された．この桜川撓曲を生じさせている基盤岩の断層は上町断層系の一つのセグメントとして考えられるものである．今回の調査結果から反射断面で認められた基盤岩の落差は，約 500mに達することが確認された．さらに，同調査による桜川撓曲延長上より南側の北津守で実施された 250m の長尺ボーリングで得られた海成粘土層の埋没深度は，その北西に位置する OD-1 等の長尺ボーリングのそれとほぼ水平に対比される結果となった．その一方で，同調査による天王寺北の東西測線では，上町断層延長上に明瞭な基盤の変位が確認されなかった．つまり，北から連続する上町断層の基盤の変位は天王寺北付近で消滅する．よって，この地域の上町断層の形状については，NE-SW 方向に分岐する桜川撓曲もあわせて検討をする必要がある．

本研究では，この上町断層の西北部の形態を再検討するために，これまでに実施された反射法地震探査結果等やボーリングデータを整理し，特に表層部の地層分布や地質構造を詳細に検討した．表層のボーリングデータの検討には関西地盤情報活用協議会のデータを用いた．ボーリングデータを検討したところ，表層付近においては桜川撓曲は上町断層から NE-SW 方向へ分岐し，新なにわ筋の西側より NW-SE 方向に向きを変えると考えられる．この形状は重力から求められた

大阪堆積盆地基盤構造とも調和的である.



検討地域位置図

a.淀川測線(山本他, 1992)　b.中之島測線（吉川他, 1987）
c.2測線（大阪市, 1995）　d.1測線（大阪市, 1995）

P-19 年縞堆積物によって推定された三瓶大平山火山灰の降灰年代

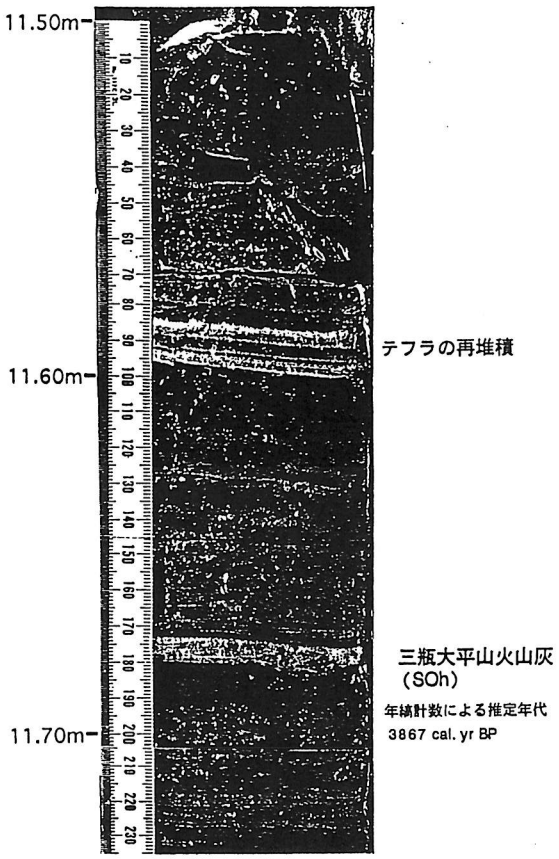
加藤めぐみ・福澤仁之（都立大）・安田喜憲（日文研）・藤原　治（PNC）
Megumi KATO, Hitoshi FUKUSAWA, Yoshinori YASUDA and Osamu FUJIWARA;
Estimation of fall out age of Sanbe Ohirayama Ash by using varves.

湖底堆積物には湖沼周辺の古環境が詳細に記録されており，それを高分解能で解析することが可能である．鳥取県中央部に位置する東郷池の湖底より採取されたコア堆積物中に明暗のラミナが連続的に認められた．光学顕微鏡下で観察したところ，この明暗のラミナは春先の珪藻のブルーミングを形成要因とする生物源葉理（biogenic laminations）からなる年縞であることが指摘された．コア試料の40層準において測定された^{14}C年代値を補正して得られた堆積物の暦年代値もこれらのラミナが年縞であることを支持している．そこで，堆積物中に認められた鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah）の降下年代を7300年前として基準にとり，年縞の枚数を数えることによって暦年代軸を求めた．その結果，東郷池湖底堆積物中に認められた年縞は，約9000年前から約2000年前にかけて堆積したと推定され，完新世の年代軸として古環境の復元に有効であることが明らかになった．この年縞計数年代を用いて，堆積物中に挟在する火山灰層の年代の推定を試みた．

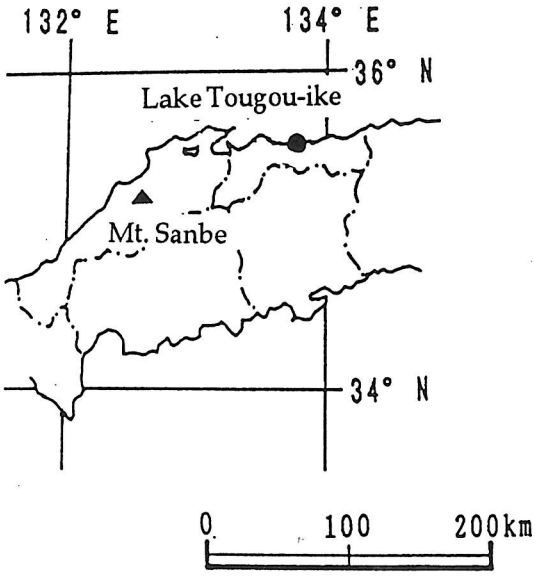
中国地方において第四紀末期に活動した火山は三瓶火山および大山火山であり（三浦・林，1991），コア試料を採取した東郷池から前者は約100km，後者は約30km西方の風上に位置している．これらの火山起源の広域火山灰として，大山倉吉テフラ（DKP）や三瓶木次軽石（SKP）が知られている．そのほかにも小規模な分布を示すいくつかの火山噴出物の堆積が記載されており，とくに中国地方における地形発達史の重要な鍵層となっている．大山のもっとも新しい活動は最終氷期後半の大山鏡ヶ平テフラ（Dkg）の噴出であり（町田・新井，1979），完新世における活動は報告されていない．これに対して，三瓶火山周辺地域には鬼界アカホヤ火山灰の降灰以降に3枚の火山灰が堆積しており（松井・井上，1971），それらは三瓶火山起源である可能性が大きい．とくに，これらの完新世の火山噴出物のうち約3600年前の三瓶大平山火山灰（SOh）はその分布範囲が広く，広島県北部から三瓶火山周辺で確認されている．

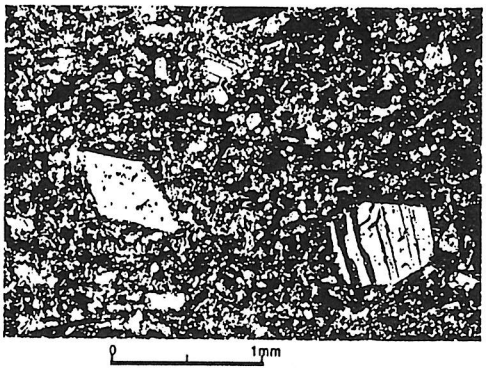
東郷池湖底堆積物中には何枚かの火山灰層が認められた．それらの火山灰層は，X線回折分析の結果より長石に富むことが示された．また，鏡下での観察からそれらの長石の多くは粗粒な斜長石の自形結晶であることが明らかになった．これらの特徴は，三浦・林（1991）の述べている三瓶火山起源のテフラの組成と矛盾しない．このことから，東郷池湖底堆積物中の火山灰層を三瓶火

山起源とみなし，それらの火山灰をこれまでの研究にもとづいて対比し，その年代を年縞を用いて検討した．その結果，約 6000 年前に開始された志学・角井降下火山灰をともなう噴火活動，約 3600 年前の大平山の噴火活動に対比される火山灰層が年縞堆積物中に挟在することが確認された．三瓶火山のもっとも新しい噴火活動で噴出した大平山火山灰（SOh）の降灰年代は，年縞計数年代によれば約 3870 年前であると推定される．東郷池湖底堆積物にはこの火山灰層の上位数 m にわたって火山灰起源と思われる長石含有量の多い層準が認められた．これは東郷池集水域からの火山灰の再堆積であると考えられ，三瓶大平山火山灰の噴出量が多いことおよびその分布範囲が広いことが示唆される．



東郷池湖底堆積物中に認められた三瓶山起源の火山灰





三瓶大平山火山灰の上位層準に認められた斜長石の自形結晶
(深度8.61m付近)

P-20 テフロクロノロジーによる1993年雲仙普賢岳噴火堆積物の研究 - 中尾川流域の例 -

長井大輔・内川貴幸・橘川貴史・遠藤邦彦（日本大学）

NAGAI D.,UCHIKAWA T.,KITSUKAWA T.,ENDO K.; Tephrochronological study on pyroclastic deposits of 1993 Unzen Fugen-dake eruption along the Nakao River.

1. はじめに

雲仙普賢岳噴火では1991～1994年に13個の熔岩ﾄﾞｰﾑが出現し、その崩落などによって約9000回の火砕流が流下・堆積した。中尾川流域では1993年4月より火砕流・土石流が頻発し、1993年6月23・24日の火砕流は下流の千本木を襲った。著者らはこの地域での調査を行い、火砕流に伴う降下火山灰層を主に用いたﾃﾌﾛｸﾛﾉﾛｼﾞｰの手法に基づき層序を決定、火砕流堆積物の特徴をまとめた。また、火砕流・土石流の発生記録や空中写真判読を参考にし、火砕流・ﾌﾞﾗｽﾄ・火砕ｻｰｼﾞ・土石流などの各堆積物の堆積日時の推定も行った。

2. 現地調査

調査は中尾川流域を５区域（麻畑・垂木台地・渓谷左岸・渓谷内・千本木）に分けて行った。中尾川は、麻畑から渓谷左岸と垂木台地とに挟まれた渓谷内を通り千本木に至る（図１）が、1993年以降この地域は火砕流や土石流の堆積物で一旦埋められている。麻畑ではその後のガリー侵食によって出来た谷（深さ10～30m）に堆積物が露出しており、中尾川流域の堆積物のほとんどを連続的に（100～200m）観察することが出来る。他の区域では千本木の遊砂地・砂防堤工事の掘り込みの観察の他に、ﾋﾟｯﾄ掘削（約120地点）を行い、各層の記載を総合して層序と堆積物の判定をした。

3. 層序・分布域

麻畑の総合柱状図を示す（図２）。全体の層序より、調査地域に広く分布しているのは、一番下位の複数の降下火山灰層とその直上の土石流堆積物、さらにその上位の火砕流堆積物（6層）である。麻畑では、上記の堆積物の他に火砕流堆積物（11層）・火砕サージ堆積物（3層）・多数の降下火山灰層が存在する。一方垂木台地と渓谷左岸と千本木では、これらの火砕流堆積物が、末端相や火砕サージ堆積物として観察される場合もある。

4. １回の火砕流発生に伴う火砕物とその特徴

１回の熔岩ﾄﾞｰﾑ崩落から生成された一連の火砕物は以下のように整理されている。

＜Type a1＞　火砕流本体部堆積物。粗粒岩塊～細粒火山灰までを含み、非常に淘汰が悪い。層厚は1～6m程度である。1流下単位はﾌﾞﾛｯｸｻｲｽﾞ(64mm以上)の岩片の乏しい基底層と128mm以上の岩片における逆級化構造（橘川ほか(1998)）がみられ、巨大な岩塊(1m以上)が上面に乗っている。細粒火山灰の含有率は流下単位ごとに違い、含有率の低い流下単位はより粗粒な岩片を多く含んでいる様にみえる。また、1流下単位において岩片密集度の水平変化がみられる。

＜*Type a2*＞　Type a1の周辺域にある末端相。Type a1の層厚の減少と共に粗粒ブロックが乏しくなっていき、全体的に細粒になるような岩相的変化をみせるが、基底層を有する。

＜*Type b*＞　ash cloud 下部に相当する堆積物。Type a1・a2・d を覆っている。この堆積物は層厚にあまり変化が見られず、主体は粗粒火山灰であるが、ﾗﾋﾟﾘ（2～64mm）も少量含み、この粒度において級化構造を示す傾向にある。希に火山豆石を含み、脱ｶﾞｽﾊﾞｲﾌﾞがみられる。含まれていた炭化木の伸張方向は流下方向を示唆するものも確認された。色は褐灰色のものが一般的だが、1993年6月24日のものは酸化し鈍いｵﾚﾝｼﾞ色を呈す。各流下単位によりその様相（粒径、層厚など）が違う。

＜*Type c*＞　Type bを更に上から覆うのが降下火山灰層である。これは火砕流に伴ってある程度の高度まで上昇するash cloud上部に相当し、堆積までにある程度の時間を要する。火山豆石を顕著に含む。比較的広域に分布するので、各流下単位の区分や鍵層として用いることが出来る。

＜*Type d*＞　火砕ｻｰｼﾞ堆積物。type a,bよりも淘汰が良くﾌﾞﾛｯｸｻｲｽﾞをほとんど含まない。主体はラピリから粗粒火山灰（1/16～2mm）で、細粒火山灰（1/16mmより細粒）に乏しい。

5. 堆積日時の推定

層序決定の鍵となった降下火山灰層（Type c)は、1993年5月23日、6月22日と、6月23日午前2時52分・午前11時14分・6月24日午前5時25分（第一波・第二波・第三波、遠藤ほか(1997)）の火砕流に伴う５層である。本調査地域で観察された5月23日の降下火山灰は鈍い赤褐色、6月22日のものは灰褐色を呈し、第一波と第二波の間のものは2層（下層：灰褐色，上層：鈍い赤褐色）が挟まる。第二波に伴うものは灰褐色であり、直下のType bは他の火砕流に比べると層厚が厚いのが特徴。第三波のものも灰褐色であるが、Type bは、鈍いｵﾚﾝｼﾞ色でType aに貼り付くように堆積している。麻畑では、第三波のType bとType cとの間に３層の薄い火砕流が挟まり、第三波の火砕流が発生し、降下火山灰が堆積するまでに少なくとも三つの小規模な火砕流が、第三波の後を追い、堆積したと考えられる。大学調査班や雲仙測候所の記録、アジア航測（株）ほかの空中写真、遠藤ほか（1995,1997）などを参照にして、これらの堆積日時を推定した（表１）。

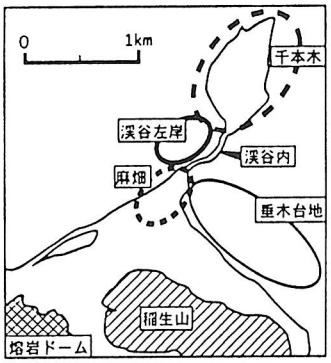


図１．調査した中尾川地域

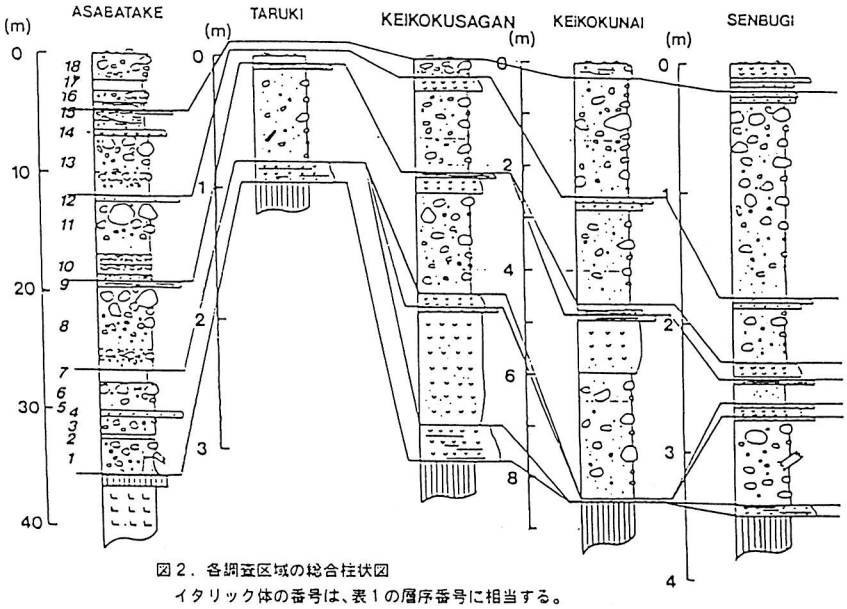


図２．各調査区域の総合柱状図
イタリック体の番号は、表１の層序番号に相当する。

表１　麻畑の層序（下流への変化）と噴火活動の経緯

層序	噴火活動	堆積域				
		上流	垂木台地	渓谷左岸	渓谷内	千本木
18：中規模火砕流堆積物	1993.10-11 中規模火砕流	○				
17：砂層	1993.8.31? 火砕サージ	○				
16：中規模火砕流堆積物	1993.7.2? 中規模火砕流	○				
15：６層のブロック混じり砂層	1993.6.24? ６回の小規模火砕流（末端相）	○				
14：薄い火山灰層	1993.6.24 第３波火砕流の降下火山灰	○				
13：比較的大規模な火砕流堆積物（２つの流下単位）	1993.6.24 A.M.5:25 第３波火砕流	○	*	○	○	○
12：薄い火山灰層	1993.6.23 第２波火砕流の降下火山灰	○	○	○	○	○
11：比較的大規模な火砕流堆積物	1993.6.23 A.M.11:14 第２波火砕流	○	*	○	○	○
10：複数の小規模火砕流堆積物	1993.6.23 複数の火砕流（第２波に先行）	○		○		
9：複数の薄い火山灰層	1993.6.23 第１波火砕流の降下火山灰	○	○	○	○	○
8：比較的大規模な火砕流堆積物（２つの流下単位）	1993.6.23 A.M.2:52 第１波火砕流	○	*	○	○	○
7：礫混じり砂層	1993.6.22 火砕サージ	○		○		
6：火砕流堆積物	1993.5.23 中規模火砕流	○		*	○	
5：火砕サージ堆積物	1993.5.23 火砕サージ	○				
4：薄い火山灰層	1993.5.21? 降下火山灰	○		○?		○?
3：火砕流堆積物	1993.5.21 小規模火砕流	○				
2：薄い火砕サージ堆積物	1993.4-5 火砕サージ	○				
1：土石流堆積物	1993.5.16以前の土石流	○			○	○
0：旧土壌	1993.4 熱風（樹皮が炭化した立木）	○				

＊ サージのみ堆積

P-21　宮崎平野における更新世海進堆積物の層序

長岡信治*（長崎大・教育）・新井房夫（群馬大・名誉）
長友由隆・赤木　功・井上　弦（宮崎大・農）・西山賢一（筑波大・地球科学）

Shinji NAGAOKA, Fusao ARAI, Yoshitaka NAGATOMO, Isao AKAGI, Yuduru INOUE, and Ken'ichi NISHIYAMA ; Stratigraphy of Pleistocene marine sediments in Miyazaki Plain

1．はじめに

宮崎平野の更新世海進堆積物の「通山浜層」（大塚，1930）の層序および段丘堆積物との層位関係については，これまでいくつかの研究が行われてきたが，それぞれ異なる見解が示されている．これまでの研究では，まず海進堆積物を，1)段丘形成以前（大塚，1930；遠藤ほか，1962；Endo，1968），2)段丘形成以前と段丘形成期に区分する（中川，1961；首藤，1961；Tsuchi，1961；星埜，1971；木野ほか，1984；長岡，1984，1986；遠藤・鈴木，1986；中尾，1993；町田・新井，1992，1994），などの二つの意見に分かれる．さらに段丘形成期に関する諸研究においても，1)高位段丘に関係する（遠藤・鈴木；1986），2)最終間氷期の三財原段丘の構成層（中川，1961；首藤，1961；Tsuchi，1961；星埜，1971；木野ほか，1984；長岡，1983，1984，1986），3)新田原面などの最終間氷期以降の段丘の構成層（星埜，1971；町田・新井，1992，1994）などとする見解があり，一致をみない．

本発表では，従来の知見および近年明らかになりつつある中期更新世の広域テフラとの層序関係を整理し，さらに東九州自動車道工事現場などの調査結果を加え，「通山浜層」の層序を明らかにする．

2．宮崎平野の中期更新世の鍵テフラ

宮崎平野における中期更新世の鍵テフラ（町田・新井，1992）は下位から以下の通りである（図１）．

樋脇火砕流Hwk：tf.I（遠藤ほか，1962），松山凝灰岩（木野ほか，1984），上畑火山灰（長岡，1983）に対比

小林-笠森火砕流・降下軽石Kb-Ks：OPF（遠藤ほか，1962），田ノ平火砕流（荒牧・宇井，1976），小林火砕流（木野ほか，1976），鼻切川凝灰岩（遠藤・鈴木，1986）

加久藤火砕流Kkt：tf.II（遠藤ほか，1962）椎木凝灰岩（遠藤・鈴木，1986）

阿多鳥浜テフラAta-Th：tf.III（遠藤ほか，1962），牧の内凝灰岩（遠藤・鈴木，1986）

阿蘇３テフラAso-3：tf.II（遠藤ほか，1962）の一部，通浜軽石（長岡，1986；遠藤・鈴木，1986）

3．海進堆積物と段丘堆積物の層序と対比

これまで研究と演者らの調査の結果に基づけば，宮崎平野の海進堆積物「通山浜層」およびそれらと関係する段丘堆積物は，前述の鍵テフラにより大きく６つの時代の異なるグループに分けられる．

（１）名貫川層・未区分高位段丘堆積物：Kb-Ksより古い堆積物；この層準にある海進堆積物は，名貫川層（Endo，1968）や小丸川層（遠藤・鈴木，1986），仮屋層（遠藤ほか，1957；木野ほか，1984）である．また，植物化石を含む陸成層の四家層（木野・太田，1976；野井，1987），野尻層（遠藤ほか1957），鷺瀬層（遠藤ほか，1957），椎原段丘（長岡，1986）や未区分高位段丘堆積物（木村ほか，1991）もこのグループに含める．これらは，Kb-Ksの年代から0.5Maより古いことになる．平野南部の野尻層（野井，1987の四家層）中部および仮屋層（木野ほか，1984）上部にはHwkが見出されている．仮屋層下位にはさらに鷺瀬層があり，最上部に鷺瀬火砕流（木野ほか，1984；Endo,1968のOPFの一部）を含む．また，小丸川層下部には，似り凝灰岩（遠藤・鈴木，1986）が含まれる．

（２）東原段丘堆積物：Kktに覆われる堆積物；かつて先茶臼原面と呼ばれた河成段丘の東原段丘（遠藤・鈴木，1986）の堆積物である．この段丘は赤色土を介してKktに覆われる（赤木ほか，1997）．このほか，長谷観音・法華岳段丘堆積物もこれに対比される．

（３）平田川層：Kb-Ksを覆い，Kktを含むまたは直接覆われる堆積物；この層準の海進堆積物は，平

田川層（長岡，1983），椎木層（遠藤・鈴木，1986）である．河成層の久木野層（長岡，1986；遠藤ほか，1957の久木野層下部；野井，1987の野尻層）は，基底にKb-Ksを挟み，かつKktに整合に覆われている．これらは0.5～0.3Maに形成されたと考えられる．

（4）漆野原段丘堆積物：KktとAta-Thの間にある堆積物；漆野原段丘（新称，長岡，1986の久木野段丘の一部）を構成し，久木野層やその上位のKktや二反野スコリア群（井村，1994）を不整合に覆う高位段丘（野井，1987）などの薄い河成段丘堆積物である．これは，Ata-Thに不整合に覆われていることから，0.30～0.25Maに堆積したと考えられる．

（5）茶臼原段丘堆積物：Ata-Thを含む堆積物；茶臼原段丘（大塚，1930）堆積物，仮屋層上部である．いずれも河成堆積物で，その時代は約0.25Maある．

（6）三財原層（三財原段丘堆積物）：Aso-3を含み，阿多火砕流に覆われる堆積物；海成の三財原段丘（大塚，1930）を構成する海進堆積物，三財原層（長岡，1986），通山浜層（大塚，1930），仲間原層（竹山，1934），池内層（木野ほか，1984）である．長岡（1986）の三財原層は1サイクルの海進堆積物で，最終間氷期の最高海面期に至る一連の海進により形成されたと推定されている．Aso-3の年代測定値は信頼の置けるものは得られていないが，およそ0.1～0.13Maであること（町田・新井，1994）および三財原面を不整合に覆う阿多火砕流の年代から，三財原層の時代は，0.11～0.14Maと考えられる．町田・新井（1994）は，有孔虫殻アイソトープステージとの対比により，Aso-3を含む三財原層を含まない三財原層から分離し，新田原II段丘の構成層としステージ5cとしている．しかし，Aso-3に対比される通浜軽石は三財原面を直接構成する三財原層からも見出されている（長岡，1986，遠藤・鈴木，1986）ので，阿蘇3を含む海進堆積物は三財原層そのものである．Aso-3によるアイソトープ・ステージ対比が正しいなら，三財原段丘および三財原層そのものをステージ5cとみなすしかなく，宮崎平野にはステージ5eにあたる堆積物がないことになる．九州各地の最終間氷期堆積物，大分平野の岡層，熊本平野の御幸層，有明海のDC層や高木瀬層などでも同様の関係である．

4．結論

以上のように，宮崎平野には，更新世の海進堆積物は少なくとも名貫川層，平田川層，三財原層（段丘）3層準に区分され，時代は，それぞれ，50万年前以前，約30万年前，11万～14万年前（最終間氷期）と推定される（図1）．また，中期更新世の河成段丘は，50万年前以前の未対比段丘群や椎原段丘，40万～30万年前の東原段丘，30万～25万年前の漆野原段丘，25万年前の茶臼原段丘に大別される．

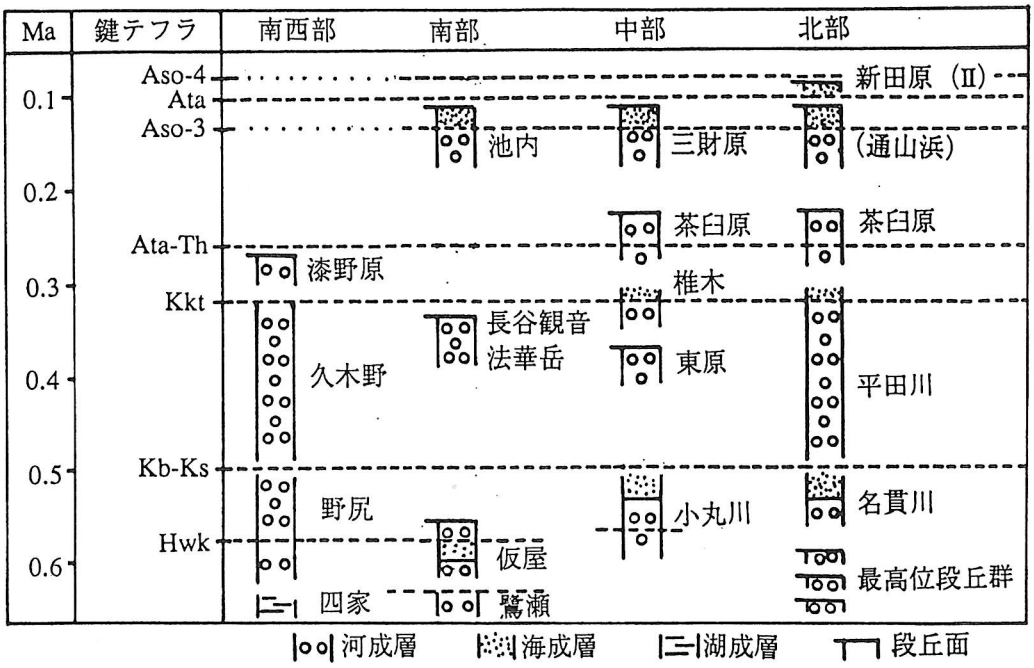


図1　宮崎平野における中部更新統の対比

P-22　レス堆積物のTL年代測定

-九州北部と中国南東部を例に-

綿貫拓野・塚本すみ子（東京都立大学大学院）

Takuya WATANUKI・Sumiko TUKAMOTO; TL dating of loess deposit in north part of Kyushu and in southeast part of China.

中国黄土高原などに発達するレス-古土壌サイクルは氷期・間氷期と連動していると考えられ、環境変遷を考えるうえで重要な指標となっている。レスの堆積年代を解明する一つの手法としてTL年代測定法があり、中国、北米、ヨーロッパなどの研究者によってレスのTL年代測定が行われてきた。しかし日本においてはレスのTL年代測定を行った研究例はわずかである。

本研究では、まずレスの石英微粒子をもちいたTL年代測定法の信頼性の確認と、向上を目的とした基礎研究の一環として、日本で研究の進んでいるテフロクロノロジーとのクロスチェックを行った。さらにまだ年代が不詳である中国南東部のレスについて、TL年代測定法を試みた。

九州佐賀県上峰町の河岸段丘の礫層上に大陸起源の風成塵を含む約2mの粘土層と、佐賀県七ツ釜の玄武岩の直上に堆積した約1.5mの細粒土層がある。これら粘土層、細粒土層は大陸起源の風成塵が主体になっていると考えられている。また細粒土層、粘土層中にはK-Ah、ATの火山ガラスが存在しており、テフロクロノロジーから、年代が推定できる（溝田ほか、1992；下山ほか、1994）。これらの火山ガラスを含む層準から試料を採取した(図1，2）。

中国南東部にあたる鎮江市は上海から100km程北西の長江右岸に位置する。ここは長江デルタにあたる低地と西方に広がる山地の境であり、この周辺は台地を形成している。この台地を構成しているのは、レスであると考えられている(Zheng et al.,1997)。今回調査した場所はレンガ用粘土の採取場は20m近い露頭である。露頭では黄褐色のレス層と赤褐色の土壌層が交互に堆積している(図3)。

試料は、沈降法と薬品処理により4-11μmの石英粒子を抽出した。TL測定は昇温速度2℃/sec.で、450℃まで行い、フィルターを用い青色TLを測定した。等価線量はトータルブリーチ法・リジェネレイション法を用いた(図4，5）。

測定結果を表1に示す。

その結果、テフロクロノロジーとのクロスチェックを目的とした北部九州の試料において、七ツ釜の1試料を除いて、期待される年代値と調和的な結果が得られた。しかしまだ不明な点も多い。

また、中国ジュンガル盆地のレスのTL年代測定の結果や、OSL年代測定との比較についても報告する。

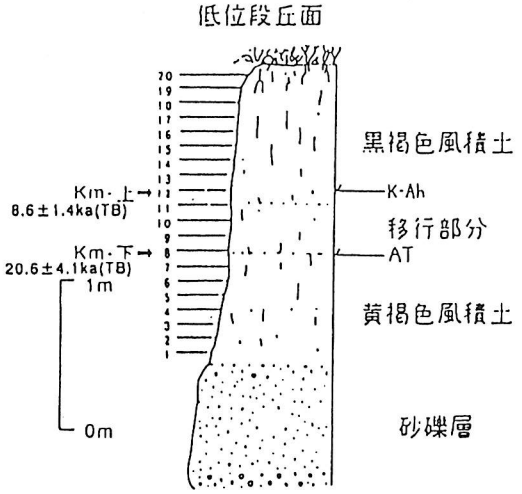


図 1 佐賀県上峰町の露頭柱状図とTL年代測定値
(下山ほか,1994より一部引用)

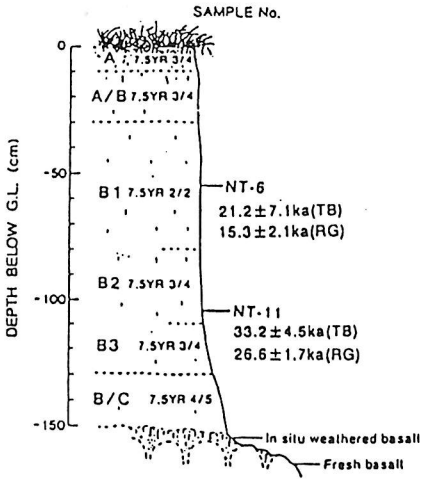


図 2 佐賀県七つ釜の露頭柱状図とTL年代測定値
(溝口ほか,1992より一部引用)

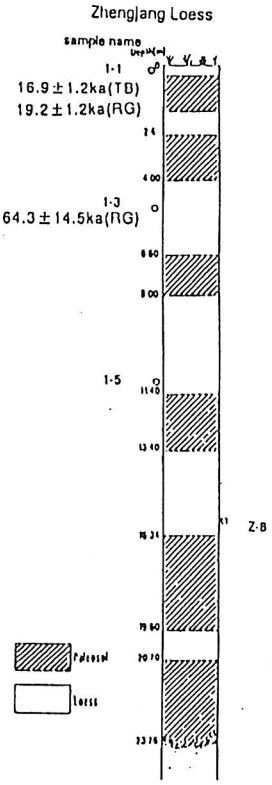


図 3中国鎮江市のレス露頭柱状図とTL年代測定値

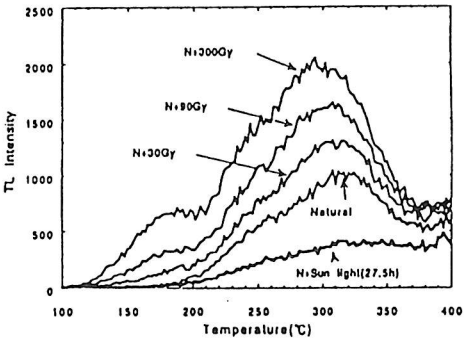


図 4 鎮江レス中の微細石英のTL発光曲線

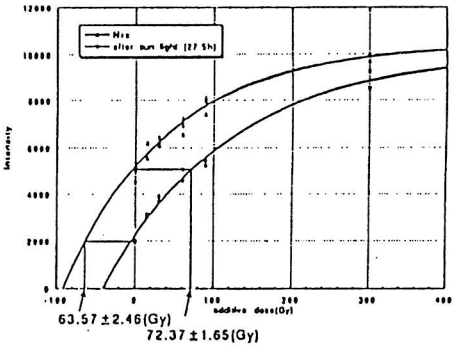


図 5 鎮江レス中の微細石英の付加線量による
TLの成長曲線

表 1 九州北部及び中国鎮江市のレスにおける年間線量，等価線量，TL年代測定値

		total bleach method		regeneration method	
Sample name	Dose -rate(Gy/ka)	ED(Gy)	TL age(ka)	ED(Gy)	TL age(ka)
Km-上	3.29 ± 0.12	28.3 ± 3.5	8.6 ± 1.4	not measured	-
Km-下	3.03 ± 0.11	62.4 ± 9.7	20.6 ± 4.1	not measured	-
NT-6	3.52 ± 0.12	74.7 ± 21.6	21.2 ± 7.1	53.8 ± 5.4	15.3 ± 2.1
NT-11	3.43 ± 0.12	113.7 ± 11.0	33.2 ± 4.5	91.2 ± 2.6	26.6 ± 1.7
1-1	3.77 ± 0.14	63.8 ± 2.5	16.9 ± 1.2	72.4 ± 1.7	19.2 ± 1.2
1-3	4.09 ± 0.13	saturated	-	262.7 ± 40.4	64.3 ± 14.5
1-5	3.90 ± 0.12	saturated	-	saturated	-
Z-8	3.75 ± 0.13	saturated	-	saturated	-

P-23 ESCA（X線光電子分析装置）による粗粒石英の識別

井上　弦・赤木　功・長友由隆（宮崎大学農学部）

Yudzuru INOUE, Isao AKAGI, Yoshitaka NAGATOMO ; Identification of course quartz by using Electron Spectroscopy for Chmical Analysis.

近年，『ローム層』は広域風成塵とテフラの二次堆積物が定常的に堆積して形成したと言われており，母材の起源解明が重要となっている。一般に，広域風成塵には多量の微細石英が混入しており，酸素同位体比分析法（溝田・井上，1988），熱蛍光（TL）識別法（鴈澤ら，1995）,および電子スピン共鳴（ESR）分析法（成瀬ら，1996）などにより石英の起源解明が行われている。一方，固体試料において原子の化学結合状態が異なると，結合エネルギーの値は多くの場合，数 eV 変化し，化学シフトを求めることにより化学結合状態を知ることができる。石英は，化学組成がきわめて単純（SiO_2）であり，岩石・土壌中に最も普遍的に存在する結晶性ケイ酸鉱物で，火成岩・変成岩および堆積岩など，様々な生成条件で産する。従って，由来の異なる石英において化学結合状態（結合エネルギー）に差があることが推察される。そこで，本研究では，表面分析の分野で活用され，原子の化学結合状態を測定できる ESCA（X線光電子分析装置）に着目し，予備試験として，前処理の容易な粗粒石英を用いて，Si の結合エネルギーを測定し，由来の異なる石英の識別を試みた。

【試料】

試料は，南九州で採取したテフラ起源［開聞火山群起源の池田湖テフラ（Ik），姶良カルデラ起源の姶良岩戸テフラ（A-Iw），阿多カルデラ起源の阿多鳥浜テフラ（Ata-Th）］の粗粒石英３点およびゴビ砂漠（Mongolia）の砂漠砂から単離した石英２点を用いた。また，起源は不明であるが，和光純薬工業製の元素分析用石英粒（20～28 mesh）２点を比較対照のための標準試料とした。

<u>テフラ起源石英</u>

1. 池田湖テフラ（Ik）中の石英（鹿児島県肝属郡大根占町宿利原）
2. 姶良岩戸テフラ（A-Iw）中の石英（宮崎県宮崎郡田野町元野）
3. 阿多鳥浜テフラ（Ata-Th）中の石英（宮崎県東諸県郡木城町牧之内）

<u>砂漠起源石英</u>

4. ゴビ砂漠砂中の石英（Gobi, Mongolia）

<u>起源不明の石英粒</u>

5. 元素分析用石英粒（和光純薬工業製，起源不明：<u>標準試料</u>）

【分析方法】

石英試料に6 N-塩酸で煮沸処理を行い，実体顕微鏡により表面の汚れがないことを確認した後，試料台にカーボンテープで固定した。この各試料について，さらにアルゴンビームによる表面の洗浄を行った後，ESCA（AXIS-HS，島津）を用い，石英の主成分であるSi（2s, 2p）の結合エネルギーを測定した。

【結果および考察】

各試料におけるSiの2s軌道および2p軌道の結合エネルギーの関係について見ると（Fig.1），テフラ，ゴビ砂漠砂および標準試料の石英は，それぞれ同一起源どうしで類似した値を示し，異なる起源間で明瞭に相違していた。従って，今回の結果から，粗粒石英の識別には，ESCAが有効である可能性を示唆した。今後さらに，試料点数を増やし，精度をあげるとともに，微細石英の識別への利用を検討する予定である。

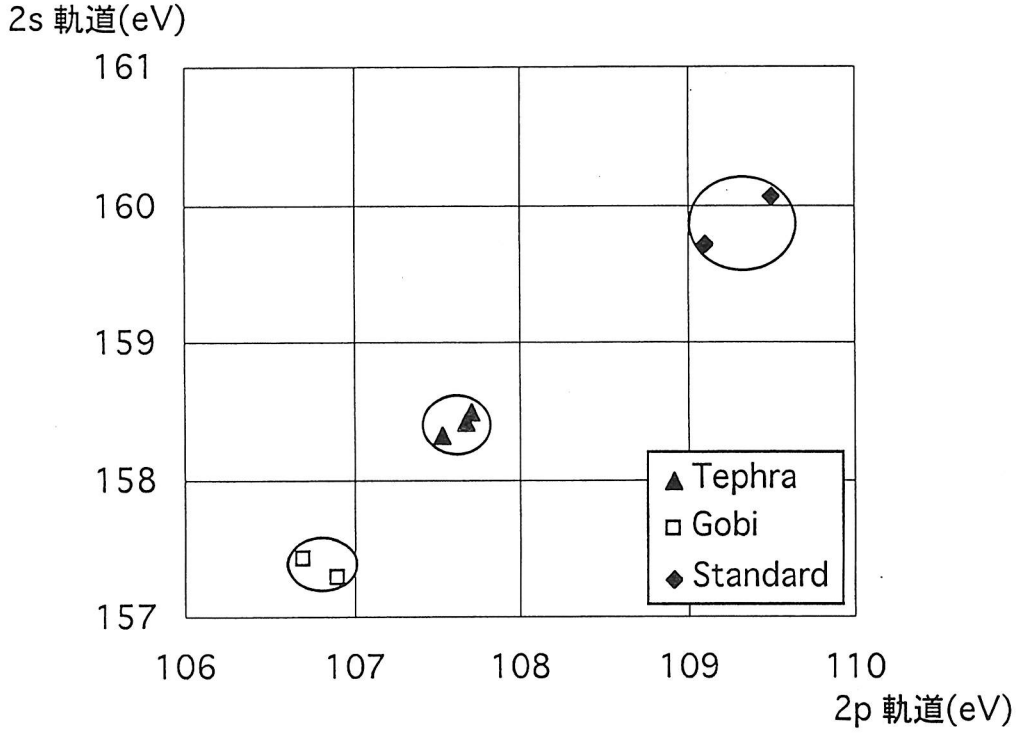


Fig.1　粗粒石英におけるSiの結合エネルギー

P-24 炉跡地の表層土壌中の化学成分分布の特徴

○渡辺栄次（国立名工研）

Eiji WATANABE; Properties of the distribution of chemical components in the surface soil of fireplace remains

旧石器時代のような古い遺跡においては、当時の生活を再現する上で、煮炊きをした竈（炉）跡の位置を確認することが必要とされる。竈跡の調査は配石、礫群、石器群、木炭群の位置関係などから行うが、明瞭な痕跡を認めることは非常に困難な場合が多い。遺跡試料の分析は、土壌中に残留する微少な遺物を壊すことなくそのままバルクの状態で測定できる事が望ましい。そこで、最近注目されている走査電子顕微鏡（SEM）に取り付けたエネルギー分散型X線分析法（EDXまたはEDSと略）を土壌中の遺物の元素分析を目的として検討していた。なお、使用した装置では、炭素や窒素などの軽元素の分析感度はあまり高くない。そこで、これらの元素はCHN分析装置を使って定量した。本報告では、竈跡である可能性のある配石遺構を中心に、竈跡地の表層土壌及び遺跡周辺の土壌中の化学成分の分布を調べた結果を述べる。

（実験）　調査地は縄文後期の住居遺跡で、中央に囲み式の竈ではないが、煮炊きしたと考えられる土器の底部が残り、それを中心として周辺に赤く変色した跡が残っているもの（A）。囲み式の配石ではあるが、焼土様の変色した跡は残っていない縄文草創期のもの（B）および古墳時代の住居址で、同様に囲み式の竈があるが、焼土の確認ができていないもの（C）の3遺構である。それぞれ各遺構中の当時の地表面土壌及び同地域の人的影響がほとんどないと思われる地点の自然土壌（標準地）を採取した。

それぞれの遺跡の当時の生活面において、土壌表面から1．5㎝の深さまでを十数地点採取し、風乾、粉砕後、70メッシュの篩を通し、更にその一部を粉砕処理し、粉末試料とした。粉末試料は専用の試料ホルダーに充填し、真空乾燥後、炭素蒸着して、そのままSEM に装填した。まず、EDX を用いて岩石や粘土の標準粉末試料の元素定量データの検討を行った。次に、遺跡の土壌粉末試料について検討した。

（結果及び考察）　標準試料のSEM画像とX線発生位置について、画像中の各元素からのX線の発生状況を見ると、ほとんど偏ることなく、均等に画像全体から各元素の情報が得られているのが分かった。

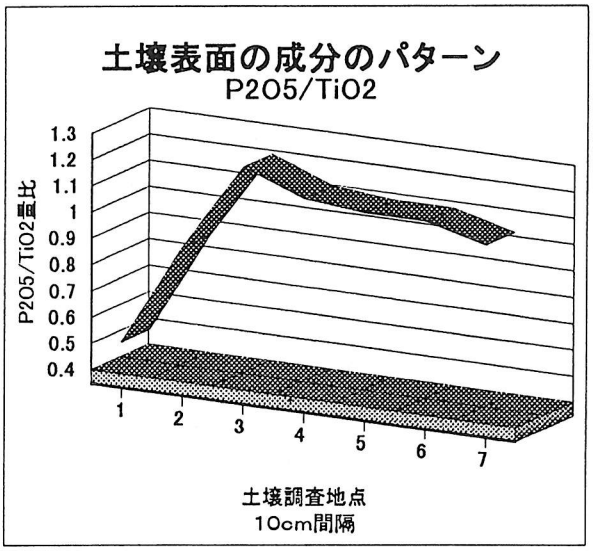
使用した粉末の大きさによるが、粉末試料ではSEM 岩石や粘土の標準数十倍から500倍程度の倍率下での元素定量値は、標準試料の推奨値とよく一致し、

十分良好な分析精度を示したが、1000倍を越えると分析精度が低下した。また、加速電圧も高いほど良好な結果を示したが、20KeV では試料の破壊が進むため、通常の分析には、14KeV を基準とした。しかしながら、試料によっては、より高い加速電圧を使うことの方が、分析精度が上がることも分かった。測定感度は０．１％程度（wt% 重量パーセント）と高くはないが、通常の土壌分析には十分であると考えられる。

Ｂの粘土質土壌中で発見された竈様の配石遺構では、焼土様の赤く変色した土壌は認められなかった。配石遺構内の土壌試料のＸ線回折パターン、示差熱及び熱重量変化測定などの機器分析を用いた定性的な探査法及び量的把握による探査法や配石遺構中の土壌の加熱重量減少量の値を標準地の土壌の値と比べることにより、表層土壌が熱を受け、土壌の含有物質が分解したことが示唆された。本遺構のような赤く変色した様子のない土壌において、竈（炉）跡であると確認することができた。ＡおよびＣの遺跡においても同様の結果であった。

それぞれの遺跡のＥＤＸによる全分析結果から、各化学成分の酸化チタン量に対する比（量比）を求め、量比のパネルダイアグラム及び等高線図を描いた。酸化チタンは土壌中では比較的移動も少なく、残留性が高い。そこで、酸化チタン量を基準に取り、他の元素の挙動を明らかにすることが出来ると考えられる。食物中のリンやカルシウムは土壌中にはいると、土壌成分と結合して、残留する可能性が高いと考えられている。そこで、リン及びカルシウム量と酸化チタン量との比を計算した。これらの量比の平面分布は竈内で高く、竈外や人的影響が少ないと考えられる標準地において低い傾向を示した。これらの差は竈内において、煮炊きが行われた結果、食物中のこれらの化学成分がその基盤の土壌に負荷された事を示していると思われる。

炭素量の平面分布を見ると、竈様の配石遺構では、内部が最も高く、その外側では低い値が見られた。ところが、中心に土器の底部が残るだけで、周りを石で囲わない遺跡では、土器のある中心部で低く、中心から20㎝程度離れたところで最も高くなり、それより離れる毎に低くなる傾向が認められた。これは煮炊きの仕方などに関連して炭素の分解程度などにより分布の仕方が異なることを示していると考えられた。



P-25 ESRイメージングによる歯化石の非破壊年代測定

岡　俊英　山中千博　池谷元伺（大阪大理）
仲谷英夫（香川大工）　吉　学平（雲南省文物考古研究所）
T. Oka, C. Yamanaka, M. Ikeya, H. Nakaya and JI Xueping; Non-destructive dating of fossil teeth using ESR imaging technique

はじめに

今まで電子スピン共鳴(ESR)年代測定では試料は通常、粉末にするなど物理的に破壊してESR測定を行い試料の被曝線量を求め、これを一年間にあびる自然放射線の量で割って年代値を求めてきた。ところが考古遺物や化石人骨などでの希少な試料の場合、試料を非破壊で測定するか、あるいは破壊の程度を極力抑えることが望ましい。非破壊測定のできる走査型ESR顕微鏡を用いて年代測定を行う場合、信号強度の較正方法や低感度などの問題点を克服する必要がある。今回新しい信号強度の較正方法として標準試料と測定試料を1枚のイメージにおさめる方法を用い、哺乳類の歯エナメルの被曝線量を粉末測定とイメージング測定の両方で求め比較した。

走査型ESR顕微鏡

試料をマイクロ波キャビティに入れるかわりにピンホールのあいたキャビティ上にのせ、そこからもれるマイクロ波で試料表面の微少な領域におけるESR信号強度を得て、試料をキャビティ上で二次元的に走査させ、試料表面の不対電子濃度分布を得る装置が走査型ESR顕微鏡である。この装置ではキャビティに入れることのできない大型試料でもある程度非破壊で測定できる。

測定結果

試料は中国雲南省元謀盆地産のステゴドンの歯化石のスライスで、見た目に歯髄、内側の灰色のエナメル部、外側の白色エナメル部の3つの部分に分けられる（図参照）。これを標準試料とともに樹脂内に埋め込みESR顕微鏡による測定→γ線照射→再測定→再照射・・・と繰り返しESR測定とγ線照射（標準試料は照射時には樹脂から取り外す）を行い各照射時における画像を得て、試料上の各点における被曝線量を求めた。その結果、灰色のエナメル部では約15kGyの被曝線量を得たが、これは粉末測定で得られた被曝線量14.8kGyとほぼ一致した。一方白色エナメル部ではすでにESR信号強度が飽和しており被曝線量は求められなかった。これは土壌から取り込む放射性元素の濃度が内側のエナメルに比べ外側が高くなり、この領域でのESR信号強度が飽和に達したためと思われる。本講演ではさらにデータ数を増やし誤差評価なども含めて考察する予定である。

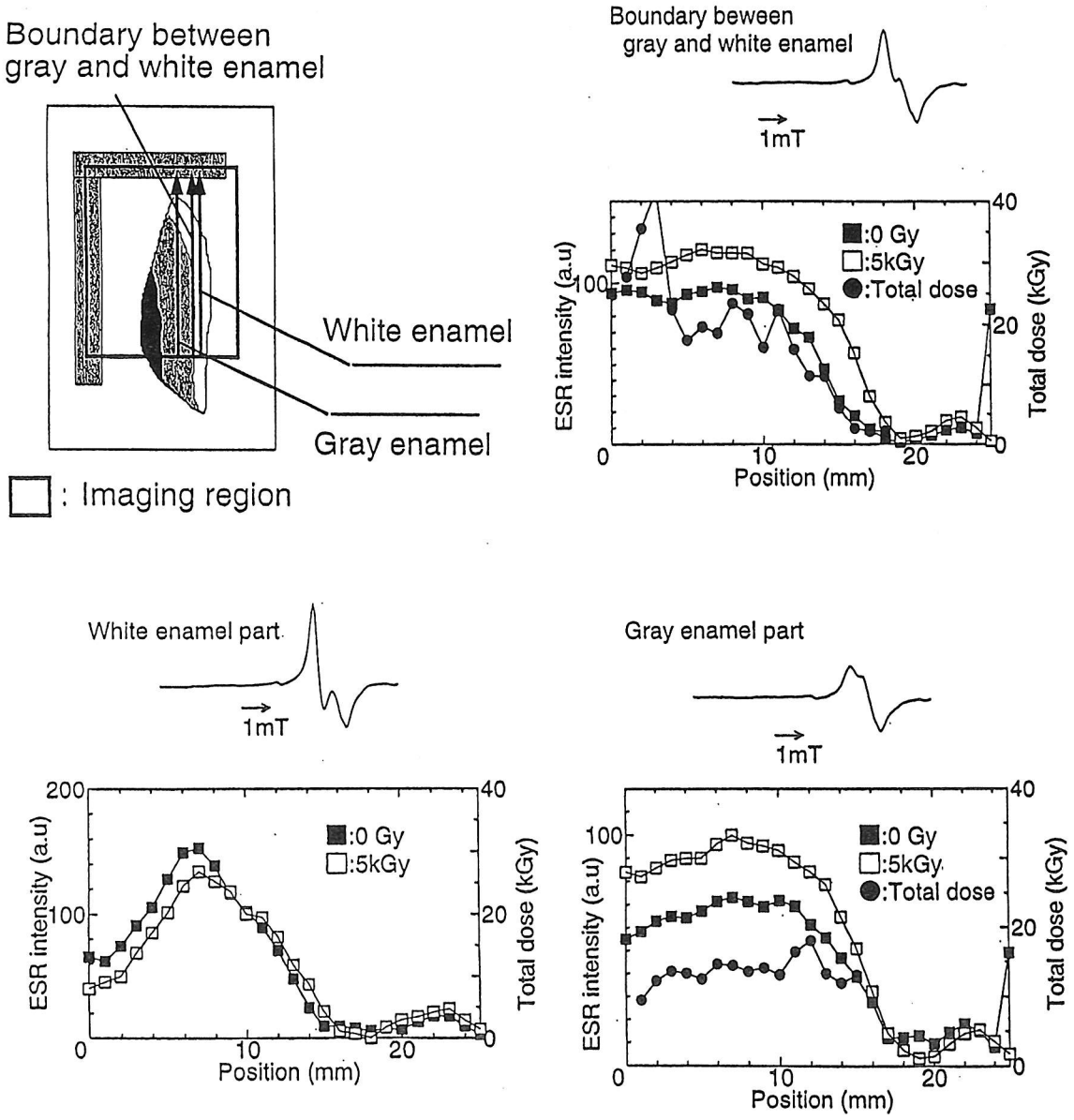


図　白色エナメル、灰色エナメル及びその境界におけるESRスペクトル、ESR信号強度と被曝線量の一次元分布

P-26　中国「太湖」の湖底堆積物粒度組成

濱田誠一[1]・遠藤邦彦[2]・村上祐則[2]・仁科健二[1]
・小森次郎[2]・村田泰輔[3]
[1]北海道立地下資源調査所　[2]日本大学　[3] 北海道大学
Sei'ichi HAMADA・Kunihiko ENDO・Hironori MURAKAMI・Kenji NISHINA・Jiro KOMORI・Taisuke MURATA ; The Grain size distribution of the Holocene Lake Deposit in Taifu Lake, China.

１．はじめに

Xiao(1992)は、黄土高原に堆積するレス層準のうち 73000 年～60000 年前、および 25000 年～10000 年前の堆積物中央粒径が粗粒化する事から、過去１３万年間のうち、これらの時期に冬期季節風が強まったことを推定した。

こうした風成活動の変遷記録を黄土高原の冬期季節風風下に位置する中華人民共和国の「太湖」湖底堆積物から抽出することができれば、より細かい時間解像度の風成活動履歴や、風成活動と沿岸堆積環境変化との位相関係について知ることができると考え、堆積物中から風成堆積物のシグナルを抽出することを試みた。

２．調査地点

上海の西方約 100 ｋｍに位置する「太湖」（第１図）において採泥した柱状試料 961015－3 試料の下部からは 11290±70 年前を示す年代試料が得られている。これより上位の湖底堆積物を用いて、堆積環境の変化に関する各種分析を行った。

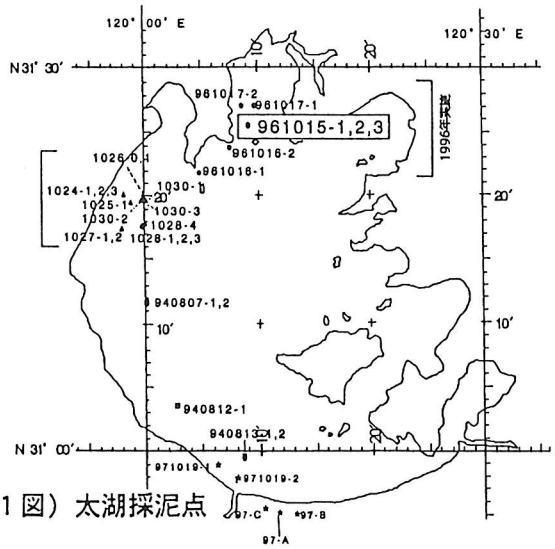
３．粒度分析

粒度測定はコールター社製のＬＳ２３０を用いた。粒度測定結果を最適化計算により３成分の粒度成分に分割し、それぞれの平均粒径と成分混合率変化を求めた。太湖湖底堆積物は第２、３、４図に示すように概ね２成分（「粗粒成分」・「細粒成分」）に分解されそうである。

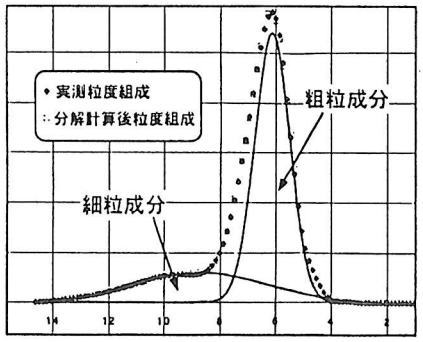
しかしながら太湖周辺の段丘上に存在しているレス試料の粒度も、太湖湖底試料と同様のバイモーダルを示し、湖底試料に見られる「粗粒成分」・「細粒成分」の粒度分布域にモードが重なることが明らかとなり、粒度分析のみでは風成堆積物の因子を抽出できない。それでは、なぜレス自身がバイモーダルを示すのか、また太湖湖底堆積物中に連続して捉えられるのこの２成分の平均粒径変化（第５図）はどのような堆積環境の変化を示すのか、ということについての検討を行った。

参考文献

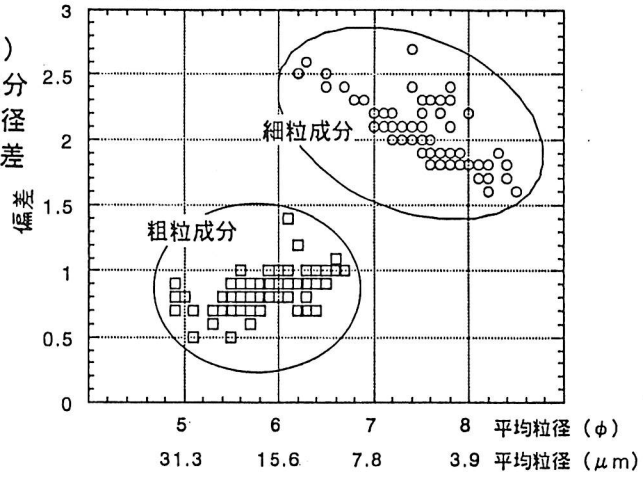
Xiao Jule(1992) : Variation of Winter Monsoon Intensity on the Loess Platear, Central China during the Last 130,000 Years : Evidence from Grain Size Distribution. 第四紀研究, 31. p.13-19.



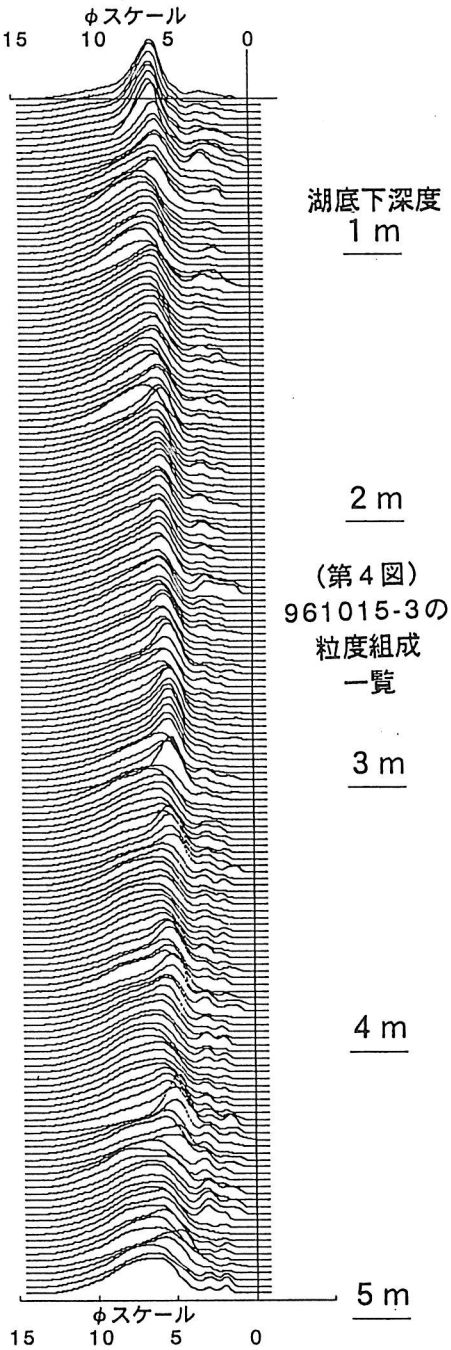
（第１図）太湖採泥点



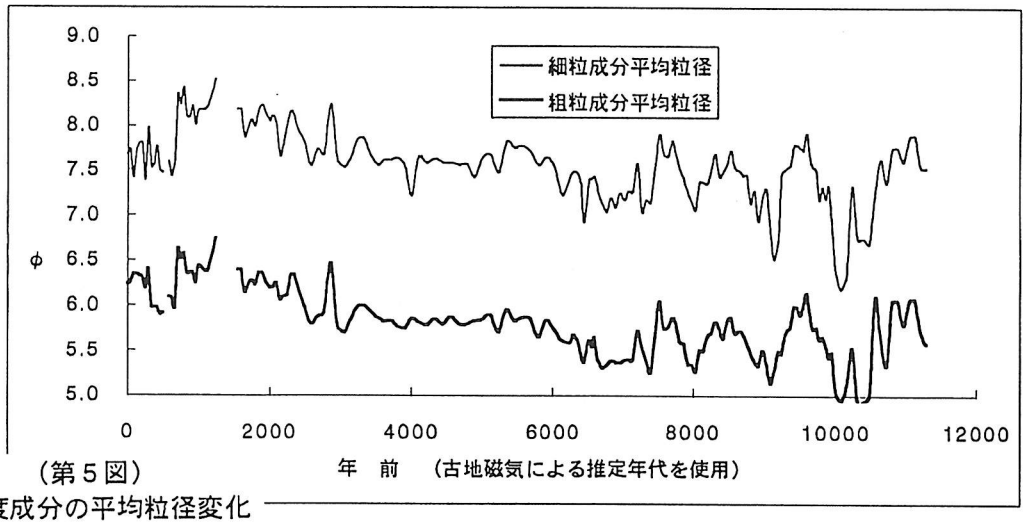
（第２図）
粒度分布に
見られる
粒度成分



（第３図）
各粒度成分
の平均粒径
と標準偏差



（第４図）
961015-3の
粒度組成
一覧



（第５図）
各粒度成分の平均粒径変化

P-27　黄河三角州域の沖積層とその発達様式

斎藤文紀 (地質調査所)・魏合龍・周永青 (海洋地質研究所，中国)・
西村　昭・佐藤喜男・横田節哉 (地質調査所)
Yoshiki SAITO, Helong WEI, Yongqing ZHOU, Akira NISHIMURA, Yoshio SATO and Setsuya YOKOTA

Stratigraphy and evolution of the Huanghe (Yellow River) Delta

世界第２位の堆積物運搬量を示す黄河は，河口部に大規模な三角州を完新世に形成してきた．現在でも年間20-22km^{2}の新しい三角州平野を渤海に形成している．渤海とその周辺域では，第四系の層厚は最大で300m以上に達し，その中に少なくとも８枚の海成層が確認されている．最上部の海成層が完新世の海進によるものであり，第２海成層がMIS-3に，第３海成層がMIS-5に対比されている．現在広大な平野を形成している黄河三角州は約６千年前以降の海水準安定期に形成されたものである．この三角州平野は黄河河口の移動により，渤海沿岸の９つと黄海沿岸の１つの計10のローブに区分されている．現在黄河河口に形成されている三角州は1855年以降の10番目のローブにあたる．この黄河三角州は，世界的にも伸長状三角州の典型であり，また沿岸平野はチェニアー平野の代表的な地域でもある．

黄河三角州の発達様式や最終氷期以降の環境変化を明らかにするため，1996年11-12月に黄河三角州平野の２地点(H9601, H9602)において３本のオールコアボーリングを実施し，H9601で約77%，H9602で約65%の回収率で試料を採取した．採取地点は，それぞれ第７番目と10番目のローブ上に位置している．採取した試料は半裁後，半分を日本に持ち帰り，軟X線写真，貝類，有孔虫，花粉，帯磁率，化学組成，放射性炭素年代測定などの分析を行っている．また中国地質鉱産部海洋地質研究所が所有する既存のボーリング試料の一部も，合わせて今回分析した．

各ボーリング試料の最下部は，貝片や摩耗した有孔虫を含んでいるが，花粉をほとんど産出しない特徴や，カタツムリを産することなどから，最終氷期に堆積した陸成層と考えられる．これを覆う海成層からは約８千年前を示す内湾域から汽水域に生息する貝を産し，完新世の海面上昇に伴って海域が広がったことを示している．

約６千年前以降の三角州の前進に伴う堆積物は，H9601とH9602ともに間欠的な埋積を示している．放射性炭素年代で約2600yBP-1200yBP間に急激な埋積が認められ，その後の1855年に河道が現在の位置に戻り堆積が再開するまで，無堆積（または一部侵食）の状態となっている．この1200yBP(C-14)から西暦1855年の間には，この地域では貝殻堤（チェニアー）の形成が報告されており，三角州の前進（堆積）が休止している間と貝殻堤の形成時期が一致している．また三角州の前進（堆積）が認められる2600- 1200yBP(C-14)間と1855年以降では，渤海北西部の黄河三角州域で貝殻堤の発達が報告されている．つまり渤海西部においては黄河の河道変化に対応して，河口部では三角州の前進が，それ以外の沿岸域では貝殻堤が形成され，河口位置の移動に伴って海岸・沿岸地形が発達成長している．

表１．ボーリング試料位置一覧.

Site	Hole	Latitude	Longitude	Altitude	Depth
H9601	I	37-40.506N	118-28.700E	5.50 m	22.7 m
H9601	III	37-40.506N	118-28.700E	5.50 m	23.9 m
H9602	II	37-47.845N	118-54.284E	4.84 m	28.5 m
ZK 228		37-47.486N	118-40.709E	5.30 m	

(1) Lijin superlobe, inferred age 6000-5000 yBP;
(2) Huanghua superlobe, inferred age 5000-4500 yBP;
(3) Jugezhuang superlobe, inferred age 4500-3400 yBP;
(4) Shajinzi superlobe, inferred age 3400-3000 yBP;
(5) Nigu superlobe, 3000 (inferred)-602(?)BC;
(6) Qikou superlobe, 602(?)BC-AD11;
(7) Kenli superlobe AD11-1108;
(8) Tanggu superlobe, 1048-1128;
(9) North Jiangsu superlobe 1128-1855;
(10) modern superlobe 1855-present. After Xue (1993)

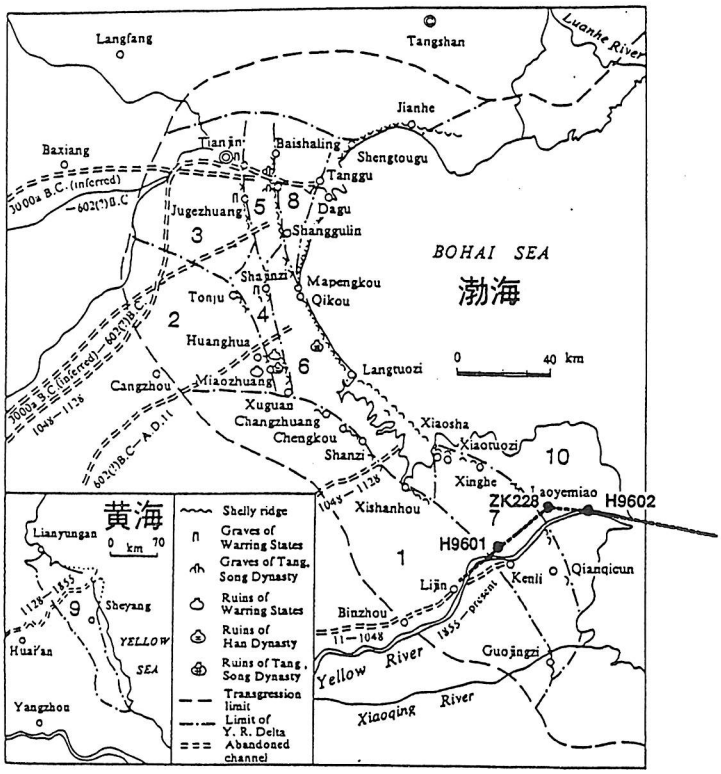


図１．ボーリング位置と黄河三角州の10のデルタローブ．(Xue, 1993に加筆)

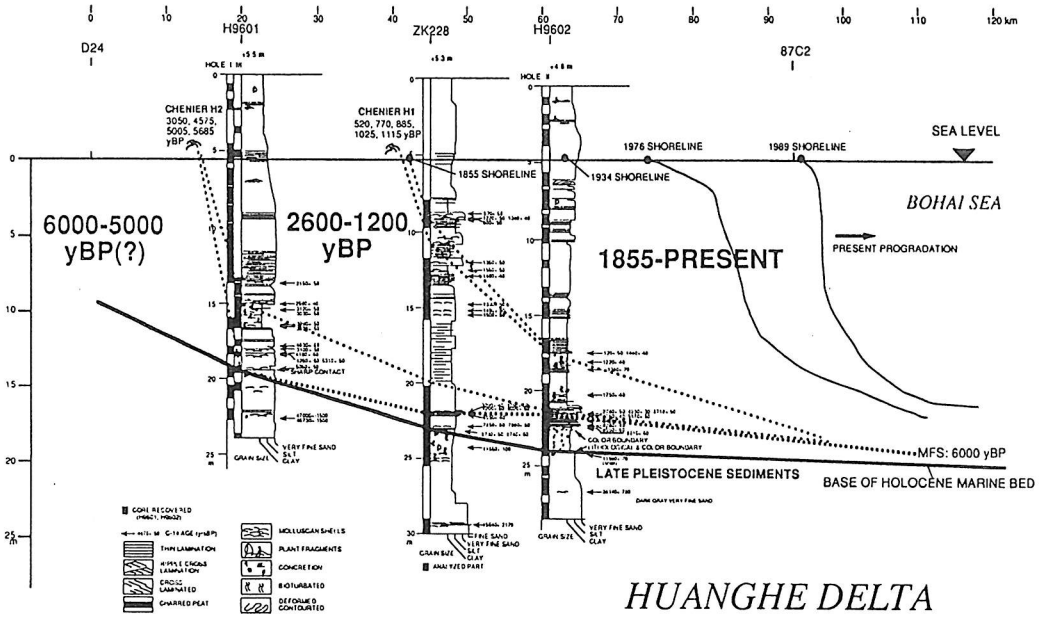


図２．現在の黄河三角州域におけるボーリング縦断配列と推定される同時間線.

P-28 中国，蘭州におけるレスの光ルミネッセンス年代測定

塚本すみ子・福沢仁之(都立大)・小野有五・大井圭一(北大)・方 小敏(蘭州大)
Sumiko TSUKAMOTO, Hitoshi FUKUSAWA, Yugo ONO, Keiichi OI and FANG Xiaomin; Optically-stimulated luminescence dating of loess in Lanzhou, China

中国甘粛省蘭州で採取した，レスの光ルミネッセンス(OSL)法による年代測定の結果を報告する．試料は，蘭州市郊外の黄河左岸の露頭から採取されたものである．蘭州は黄土高原西部にあたり，レスが最も厚く堆積している地域である．また，この付近には黄河の河岸段丘が7段発達しており，その成因として背後のチベット高原の隆起速度の変化や気候変化が考えられているが，段丘形成年代の詳細は明らかにされていない．われわれは，これらの段丘のうち，下位から2段目のT2段丘上に堆積している厚さ23.5mのレス堆積物から17試料を直径2.5cmの塩ビパイプに採取した．OSL法では試料が堆積してから現在までに受けた自然放射線の量を評価して，年代を求める．昨年の講演では，4試料から得られた被爆線量が堆積深度に対して極めて直線的に増加することを報告したが，今回の講演では，測定する発光の波長や測定前に熱的に不安定な電子トラップを取り除くためのプレヒート条件などについても検討し，現時点でもっとも妥当と考えられる方法を用いて年代測定を行った結果を報告する．

試料は乾燥させ，10%のH_2O_2中で有機物を，20%HClにより$CaCO_3$を除去した．分散剤（カルゴン, 2%)を加え，試験管中の沈降速度の差から4-11μmの粒子を取り出し，水洗いの後乾燥させた．各試料25mgずつをアセトン25ccにいれ，表面に傷をつけた直径1cmのアルミ板25枚の上に1ccずつ注いで乾燥させた．アルミ板4枚ずつにそれぞれ異なる5つの線量のγ線(60-1140Gy)を照射した．これらすべての試料についてOSLの測定前に140℃で16時間のプレヒートを行った．

光ルミネッセンスの測定は，室温で行った．励起光には赤外発光ダイオード(880nm)を用い，励起光を100秒間点灯し，この間の発光量を測定した．図1にレスのOSL発光曲線を示す．このうち80-100秒間のカウント数を0-20，20-40，40-60秒の間のカウント数からバックグラウンドとして差し引いた．発光を計測する際には，フォトマルの前面にフィルタを挿入して測定する光の波長を調節するが，今回は波長300-600nmの比較的広い領域の光を計測した．γ線照射によるOSL強度の増加をプロットし，OSL=0の位置まで飽和曲線を外挿すると，試料の被爆線量 (D_E)が得られる．1年間に試料が浴びる自然放射線の量（年間線量：D）は，試料のγ線計測により，U, Th, ^{40}K濃度を定量することにより求めた．年代T はD_E/Dから得られる．表2にOSL年代を示す．

今回年代測定を行った露頭では，すでに初磁化率および明度の測定が行われ，最終氷期中のハインリッヒイベントやヤンガードリアス期の変化が記録されていると考えられている（福沢ほか，1998)．しかし，これらの変化曲線からヤンガードリアス期と考えられる試料の年代は2万年前後を示しており，今後両者の関係について更に検討する予定である．

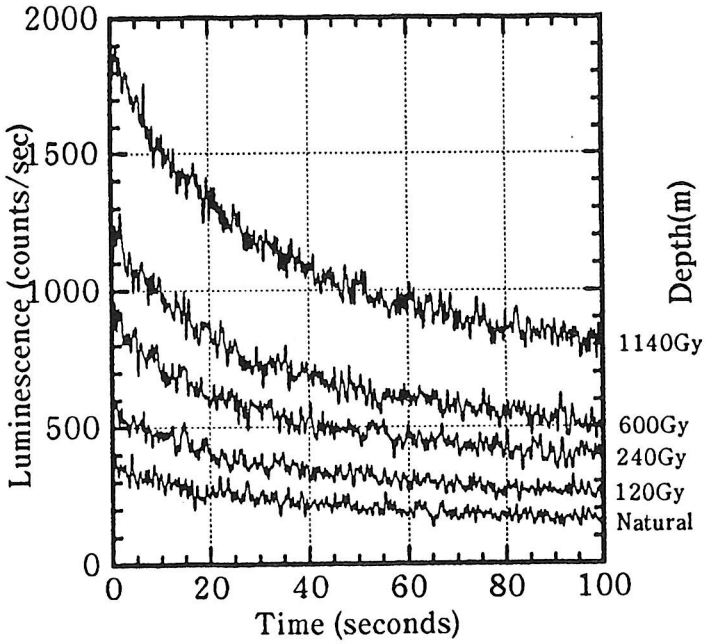


図1：レス試料のOSL発光曲線

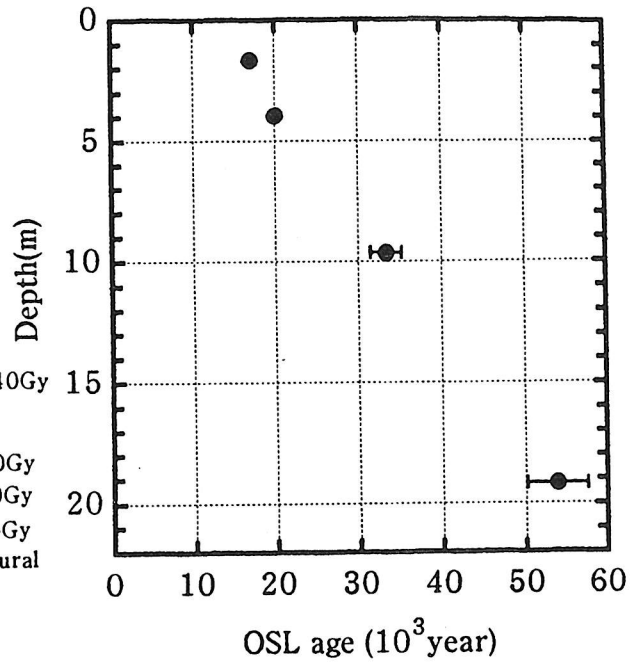


図2：試料採取深度とOSL年代

表1：蘭州のＴ２段丘上に堆積したレスのOSL年代

Sample	Depth(m)	D_E(Gy)	Annual Dose at SJP-14 (mGy)	Age (10^3year)
SJP-2	1.65	111.2±2.6	6.65±0.3	17.0±0.1
SJP-6	3.95	132.8±3.6		20.0±0.1
SJP-12	9.65	222.6±8.9		33.4±1.9
SJP-17	19.2	358.5±21.3		53.9±3.7

表2：SJP-14における年間線量

U(ppm)	Th(ppm)	K_2O(%)	water content(%)
3.1±0.1	12.4±0.8	2.6±0.1	6.3

Dα (mGy/yr)#	Dβ(mGy/yr)	Dγ(mGy/yr)	Dcos (mGy/yr)
2.4±0.1	2.4±0.1	1.4±0.1	0.45

a-value(alpha efficiency)=0.15

P-29　南極 H15 コア中のテフラ微粒子

林伸幸（日大院）・福岡孝昭（立正大）・河野美香（極地研）
・遠藤邦彦（日大）・藤井理行（極地研）

Nobuyuki Hayashi, Takaaki Fukuoka, Mika Kohno, Kunihiko Endo, Yoshiyuki Fujii：

Micro tephra particles in H15 ice core from Antarctica.

グリーンランドや南極の氷床コアを用いた$\delta^{18}O$に基づく地球の気候変化が議論されている．氷床コアには，大気中の火山性エアロゾル，海洋や人為起源の降下物が含まれるため，ECM（電気伝導度），SO_4^{2-}，pH，HNO_3等を測定，その変動からコアの年代を推定し，また火山シグナルによってその裏付けがなされている．多量の火山ガスや噴出物は，爆発的な火山噴火によって大気中に放出される．それら火山噴出物は成層圏で拡散し，やがて世界中に堆積する．Hammer *et al.*（1980）は，これら火山生成物，特に火山性エアロゾルは成層圏で硫酸液滴のエアロゾルを形成し，やがて氷河，氷床に堆積した際に，高いECM値（電気伝導度），低いpH，化学組成（SO_4^{2-}等の存在）等がコア氷に記録され，火山シグナルとして検出されるとした．この火山シグナルに既知の多数の噴火があてはめられている．一方，福岡ほか（1996）は，南極みずほコア（700m）の500m深に存在する目視できるテフラ層中のテフラ粒子の給源火山をサウスサンドイッチ諸島と推定した．Angelis *et al.*(1985)やPalais *et al.*(1990)などの研究では，火山シグナルの存在する南極氷中に固体である火山起源微粒子（テフラ）が発見されているものの，テフラ微粒子の給源火山を明確に特定した報告はない．本研究は，火山シグナルに相当する層準からテフラ粒子を見出し，火山シグナルとそれをもたらした個々の火山活動との関係を明確にすることを目的としている．

南極H15コアは，1991年に昭和基地付近のH15サイト（標高1050m；69° 04‘46“S，40° 46’54”E；Fig.1）において，第32次南極越冬隊により120.2mの深さまで採取された（Fujii *et al.*1992）．ECMや，酸性度の測定は現地ですぐに測定され，2つの著しいピークが62～66m（コア深度）の間に見られたが，目視できるテフラ層は存在しない．Kohno *et al.*（1996）は，化学成分の季節変化とECMピーク数（Fig.2）の対比や雪の圧密モデルなどを用いて，この著しいピークの一つを1815年タンボラ火山噴火によるものとした．この層準から固体テフラ粒子を発見し，固体粒子による対比が可能になれば，火山シグナルをより確実なものにしうる．

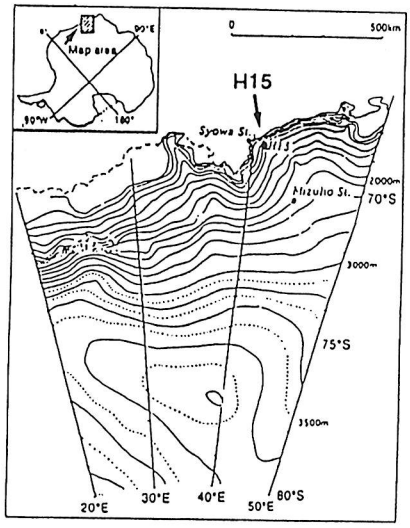


Fig.1　コア採取地点位置図（矢印の地点）
（Kohno *et al.*,1996を一部改変）

本研究では，H15コアの62～66m部分を用いて，火山シグナルの存在する部分にテフラ粒子が存在するかどうかを調べた．該当部分の氷床コアを，7～8cmごとに切断，融解し，孔経0.2μmのフィルターにて吸引，ろ過をおこなった．フィルター上の微粒子を実体顕微鏡下で10μm以下，10～20μm，20～30μm，30μm以上の4段階の4段階のサイズごとに計数した（Fig.3）．またより詳細な粒子形態を観察するため，電子顕微鏡（SEM）による観察をおこなった．

実体顕微鏡での観察の結果，10μm以下の粒子サイズの個数が，氷のECM値，融氷水のpH，SO_4^{2-}含有量と良く対応した．電子顕微鏡での観察の結果から，Fig.4，5のような形態の粒子が観察された．この粒子のサイズは平均5μmで，バブルウォール型や厚みのある平板型などを含み，火山ガラスである可能性が高い．ただし，これが1815年タンボラ火山噴火による粒子かどうかを決定するため，粒子の化学組成の測定などを試みている．

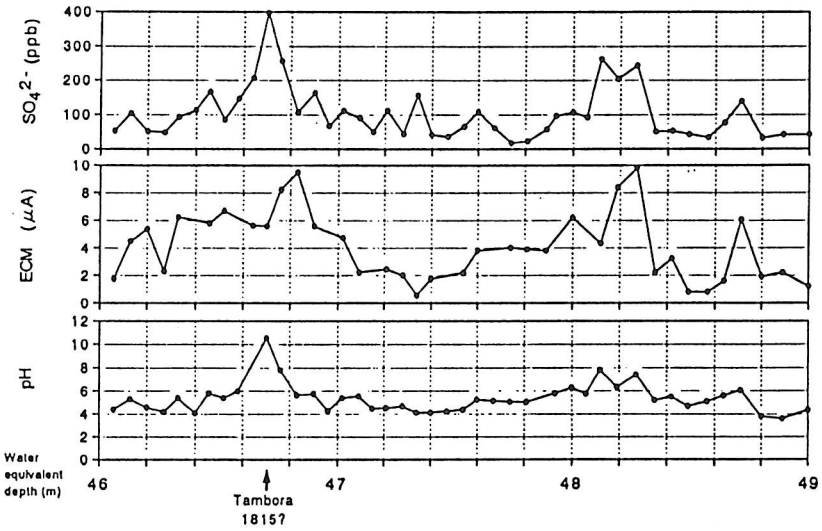


Fig.2 SO_4^{2-}, ECM and H^+ profile from the H15 Ice core. (Kohno *et al*.,1996を一部改)
(グラフの横軸は、コア深度をWater equivalent depth (m) に換算してある。)

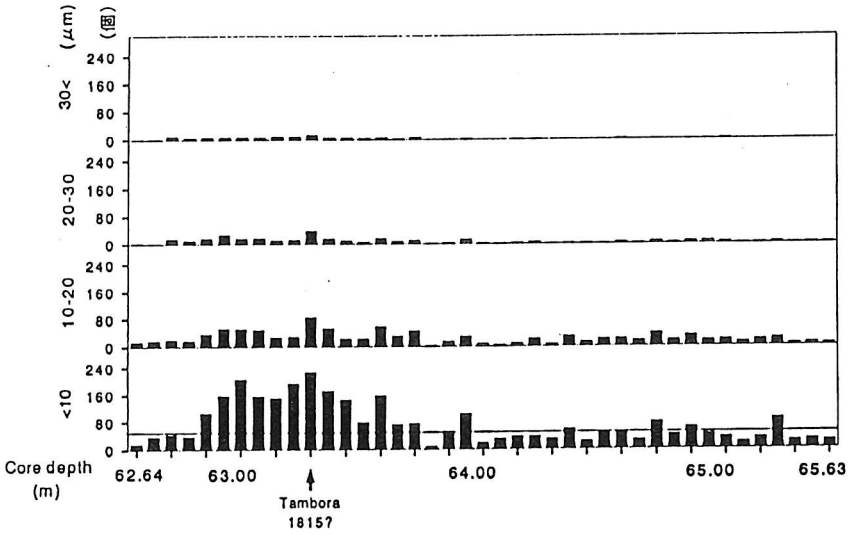


Fig.3 H15コア中の固体粒子（無色）粒度ヒストグラム

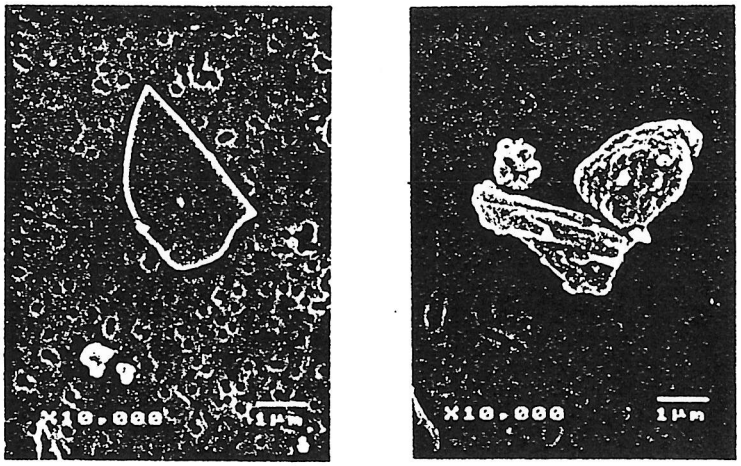


Fig.4,5 H15コア中の固体微粒子のSEM像