S 1 基調報告 － 最近のテフラ研究の成果と今後の問題

町田　洋（都立大）

Recent Trends of Tephrochronological Studies in Japan

Hiroshi MACHIDA (Tokyo Metropolitan Univ.)

1. 本シンポジウム開催の趣旨

日本のテフラ研究の歴史はけっして短くはないが、ある特定の側面に集中することが多く、手うすの分野や課題はまだまだ多いといわざるを得ない。そこで本シンポジウムでは、第1部として、従来から盛んに行われてきた第四紀の編年学的研究について、各地域ではテフロクロノロジーによってどこまで明かとなったか、研究の地域的特色はなにか、何が欠けているかなどについて、論じたい。また第2部ではテフラをもたらす噴火が人類を含めた地表の生態系に大きな打撃を与える自然現象であるとの認識のもとに、噴火の性質、影響のメカニスムなどについて、最近の知見と問題を探りたい。　テフラが第四紀研究に果たす役割は多彩であるだけに、その解明には隣接諸科学との共同研究が必須である。

つぎに最近の研究動向を概観し、解決すべき問題をさぐることにする。

2. 基礎的研究

<u>テフラの同定法</u>　火山ガラス、斑晶鉱物の屈折率を代表とするテフラの特徴づけは、いまや同定に欠かせないものとなった。それに加えて大型分析機器による化学組成の定量もテフラ同定の強力な方法となりつつある。その結果、広域テフラが何層も見いだされ、各地のテフラ、地形面、地層同定の鍵層として役立つようになった（表1）。またテフラからマグマの均質性やマグマ溜りでの成層状態、複数のマグマの混合など火山学的な諸問題も論じ得るようになった。更新世後期から完新世にかけてのテフラのカタログは次第に充実し、同定の基準として活用される段階に達した。しかしながら更新世中・前期のテフラについては、一部の広域テフラや地域的に厚層をなすものを除き、分布、給源火山、時代などについて不明なものが多い。テフラがよく保存されている湖成層や海成層、深海底堆積物の長い試錐コアなどを対象として、研究を組織的に進める必要がある。

テフラの同定が構成鉱物の諸性質の定量化に依存するとなると、データの大量生産の結果、測定方法の標準化が問題となるに違いない。また多数のテフラが記載されるとなると、噴出時代が違うが、岩石記載的・化学的性質の上でよく似たものが現れるのはいたしかたない。これらを区別するには、種々の測定結果のクロスチェックと層位、岩相の記載という、ごく基本的な作業が重要である。さらに、風化の進んだテフラの同定問題も将来の課題の1つである。

年代測定法　約3万年前より若いテフラの大部分はC-14年代測定法によって年代目盛りがついたばかりでなく、1枚の指標テフラについて多数の測定値が得られて、測定誤差、試料、層位などによる違い、標準年代などが論議されるようになった。またC-14法の範囲より古いテフラについては、他の放射年代測定法が適用されるとともに、基準となる広域テフラや海水準変動を反映した地形面などとの層位関係から見直しされるようになった。テフラはそれ自身放射年代測定が可能な物質を含む特性を有するので、他の編年研究法に頼ることなく、テフラそのものの高精度の年代決定を目指したい。更新世中・前期の数枚の広域テフラについては、それぞれ複数の年代測定値が得られているが、まだばらつきが大きい。近い将来さらに多数の放射年代測定が行われ、クロスチェックされることが望まれる。

噴火・運搬・堆積・土壌化各プロセスの研究　テフラは爆発的噴火で生じ、風送・降下堆積するもの、火砕流として流下するものに大別できるが、大規模でガスに富む火砕流はしばしば降下火山灰を生じたり、地形を覆って降下層のような堆積状態を示すものが多いことがわかってきた。さらに噴火の規模、噴煙柱の高さや噴出率、噴火強度などについても、テフラ層の諸性質から定量的に求める研究がおもに海外で行われるようになった。日本ではこの種の研究はまだ多くない。基礎資料として、テフラの等厚線図のほかに粒度分布などについての詳しい調査が必要である。テフラの運搬・堆積については、風送・陸上堆積の例が圧倒的に多く扱われた故もあって、他の運搬様式や堆積条件による違いなどについて基礎的な資料は多くない。とくに日本は海洋国なので、海洋でのテフラの運搬・堆積については詳しい研究が望まれる。それによっては古海洋環境の復元や海底火山の活動についての知識が増えるに違いない。

3．第四紀編年への適用

日本では当初、テフラの基礎研究より応用研究であるテフロクロノロジーが先行したといういきさつがある。これを反映して編年に関するデータの蓄積は、海面変化、植生変化、地殻変動、地形変化、火山活動史、人類諸活動などの多分野に及ぶ。しかし最近とみに知見を増し世界的な気候変化史研究をリードしている深海底堆積物編年へのとりくみは、まだごく僅かである。

カルデラ火山や大型成層火山の活動史は、テフロクロノロジーによって最も効果的に解明されてきた。また第四紀中期のテフラの研究が進むにつれて、大型火山の複雑な活動史が次第にわかってきた。ただし成層火山の非爆発的な活動をテフラ断面からいかに読み取るか、についてはなお一層の研究の蓄積を要する。

以前はテフラの噴出時代を決めるのに考古学遺物が利用されることがあっ

たが、テフラの同定、年代測定法の精密化にともなって、テフラに挟まれている考古学遺物の年代決定や対比は、テフラを時間指標として行われるようになった。こうした編年問題のみでない。あるテフラを境として出土する文化遺物がまったく異なるということがわかった。それはテフラ噴火が人類の歴史を書き変えるほどの大事件であったことを示唆する。しかし歴史時代ですら、テフラ噴火が歴史に与えた影響やその仕組みについてくわしくはわかっていない。

日本各地の段丘面やその構成層の対比、編年が、テフロクロノロジーの発達にともなって進歩したことは異論がないであろう。今や広域テフラによって遠隔地間の対比、編年ができる時代となった。その結果、基準となる標式地を各地方に一つまたは複数設定することができるようになり、地形面・地層の形成を支配する海面変化、気候変化、さらに地域的な地殻運動などについて定量的分析を可能にした。

前述のように、広大な海洋底は第四紀の環境変遷の記録をすべて保存している優れたデータバンクといえる。テフラを通してこれまで考えられなかったような遠隔地間の地層の対比、それによる地球環境の復元が近い将来可能となるかもしれない。火山活動、気候変化、地殻変動など様々な環境諸要因の相互の関係も示唆されるであろう。それには隣接諸科学との密接な研究協力と相互の深い理解が養成される。

4．テフラ噴火の人類生態系へのインパクト

これには世界の気候システムに影響を与えるような、グローバルなものと、火山周辺の地域に直接的ないし間接的な形で影響を与えるものとがある。

爆発的噴火が大気に大量のエアロゾルをもたらし、日傘効果のもとに数年間世界の気温を低めることは多数の観察例や理論的研究で確かめられている。また噴火の規模ーテフラの体積ーよりも、SO_2などの火山ガスを多く出す比較的小規模で頻度の高い噴火が気候に関係することもわかってきた。小氷期などのごく最近の気候変化に与えた火山噴火の影響については、多くの研究があるが、それをさらに前進させるためには、世界的に個々の噴火によるエアロゾル量の変遷などを、現代地球化学の手法を借りて求めなくてはならない。この種の研究は世界各地で地道に進んではいるが、日本では対応が遅れているのが実状である。さらに時間を広げて、第四紀の大規模な気候変化と火山噴火との関係については、まだあるともないともいえない段階にある。火山噴火は複雑な大気システムの流れを変える一つの引金であることは確かであろう。また気候変化が海面変化を通して地下のマグマの活動を制約することも十分に考えられる。興味深い問題であるので、大胆で精緻な仮説の出現がまたれる。

火山の爆発的噴火が地表の自然と人類にどのようなインパクトを与えるのか。この問題には近い過去にわれわれの目の前で展開した現象の研究が基礎を提供するに違いない。火砕流や火砕サージはテフラの降下よりもはるかに深刻な直接的災害を地表にもたらすことは、歴史時代の諸事例が教えている。しかし、例えば考古学遺跡においてテフラとそれに埋まった遺物・遺構を観察したとき、どの様な災害が起こったかを客観的に判断できるようなデータはまだ少ない。生態系のテフラによる破壊の程度はどうか、また復旧に要する時間とそれを支配する要因はなにか、といった面の基礎研究が必要である。もちろん、人類の社会体制もこうした自然のインパクトへの人類の対応を支配する重要な要因である。一方、テフラ層を形成するような大噴火は低頻度なので、歴史時代の事例研究だけでは基礎データとしては物足りない。一つ一つの大噴火について、人類文化を始めとして、生態系がどのような影響を受けたのか、種々の方法を駆使した実証的な研究を積み重ねる以外に道はないであろう。

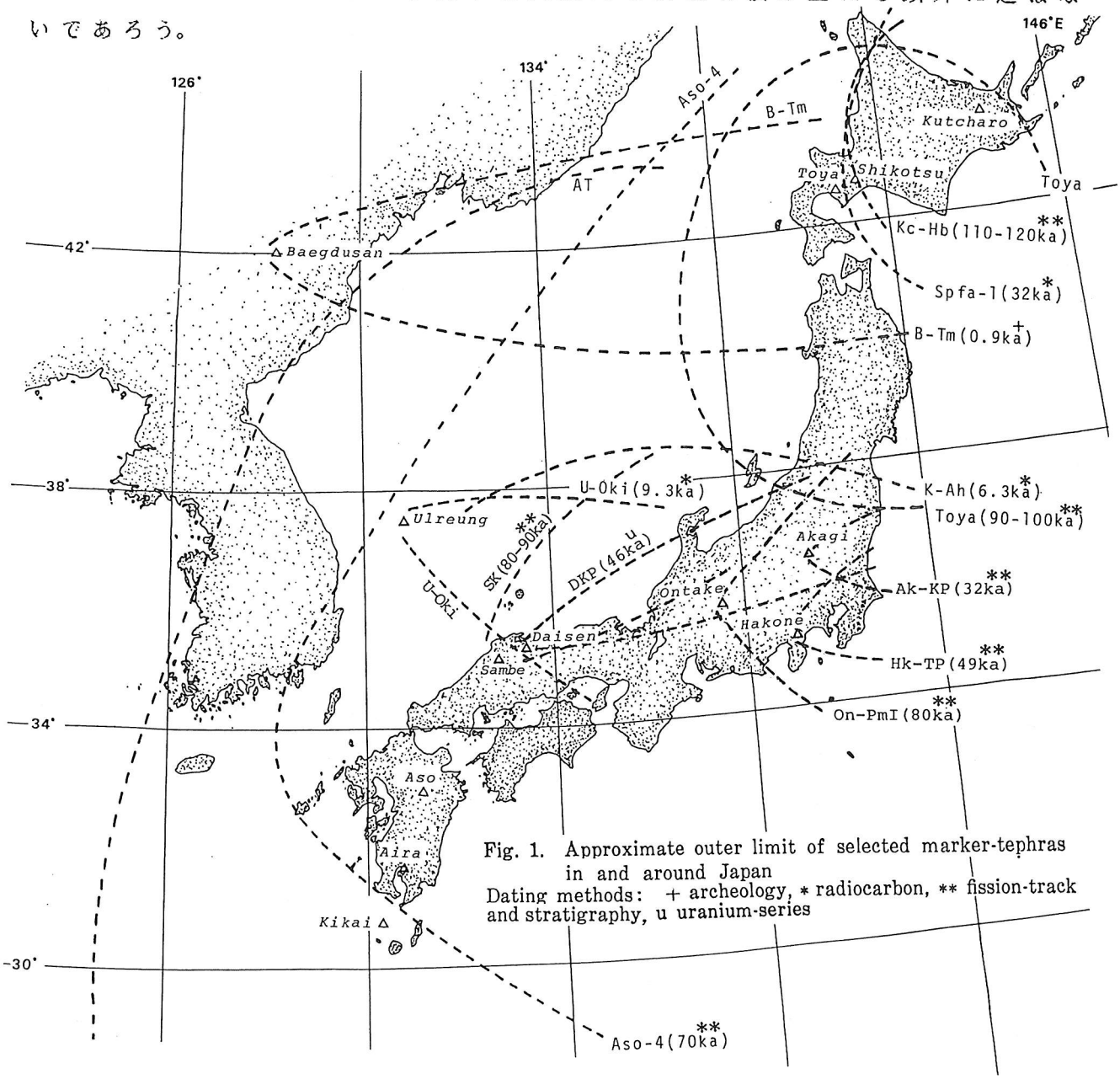


Fig. 1. Approximate outer limit of selected marker-tephras in and around Japan
Dating methods: + archeology, * radiocarbon, ** fission-track and stratigraphy, u uranium-series

S 2 九州の第四紀テフラ

森脇　広　（鹿児島大・法文）
小林哲夫　（鹿児島大・理）
Hiroshi MORIWAKI, Tetsuo KOBAYASHI; Quaternary tephra in kyushu

ここでは、九州の第四紀テフラ研究の上でもっとも重要な巨大火砕流堆積物の編年と、巨大火砕流が人類と自然環境に与えた影響についてこれまでの知見を紹介する。

巨大火砕流にともなう広域火山灰－Co-ignimbrite ash fall－の発見によって（町田・新井、1976； Sparks & Walker, 1977）、巨大火砕流堆積物は第四紀の自然環境・文化の諸現象の広域な対比・編年を行なう上で一躍注目の的となった。九州は日本列島の西端にあり、九州起源のCo-ignimbrite ash fall は偏西風にのって東方に広く飛散しているので、日本列島と周辺の海域の第四紀の編年にとっても、九州の巨大火砕流堆積物（およそ体積50km^{3}以上）の研究はきわめて重要な位置を占めている。しかも、九州には距離にしておよそ250kmの範囲内に長経20kmにおよぶ巨大カルデラ－阿蘇・加久藤・姶良・阿多・鬼界カルデラーが密集し、こうしたカルデラから第四紀に多数の巨大火砕流が噴出しており、第四紀の日本列島と周辺海域の諸現象についてきめの細かい広域な編年が可能である。また、巨大火砕流が自然環境と人類に与えた影響は、火山噴火現象の影響の中でも最大級のものであることはまちがいない。したがって、九州の第四紀テフラ研究のうち、巨大火砕流堆積物にかんする第四紀研究の現状を紹介することはこのシンポジウムにとってきわめて意義が大きいと考える。

1. 九州における第四紀の巨大火砕流堆積物の編年

テフロクロノロジーについて確立しなければならない基本的なことは、テフラの層位（年代）・分布・給源の解明である。そこで、ここでは巨大火砕流堆積物の層位・分布・給源について、これまでの知見と問題を紹介する。

<u>完新世・後期更新世</u>：上記３項目について巨大火砕流堆積物の全体像がほぼ明かなのは後期更新世以降である（図１）。この時期には７枚の巨大火砕流堆積物がある。それらの年代は後期更新世前期についてはおもにアイオニウム年代、フィッション・トラック年代、後期更新世後期から完新世かけてはC-14年代によっている（Fukuoka,1974； 岡口、1978； 町田・新井、1978； 宮地、1987 など）。近年、新しい年代資料によってクロスチェックがなされるようになり、テフラ年代の精度が高められつつある（大村ほか、1988など）。さらに、Co-ignimbrite ash fallによる南関東のテフラや海成段丘と

の層位関係からの検討もなされ、阿多火砕流が従来の見解よりもかなり古くなるなどいくつかの興味深い成果があげられている（町田ほか、1983など）。層位について注目すべきは、それらの年代が後期更新世の前期のおよそ７万年から１３万年前までに集中していることである。この期間には１万年ほどの間隔で巨大火砕流噴火が生じている。これに対し後期更新世中期には中期模から小規模の火砕流はあるが、大規模なものはない。分布については、図２に示したように、給源から100～150kmにおよぶ範囲にある。若干南北に長い楕円形を描くのは、周辺の海域のデータの不足によるものであろう。このような規模の火砕流のCo-ignimbrite ash fallは給源から1000km以上のところにまで認められている（町田ほか、1983；Machida & Arai, 1983）。それらの給源についてはほぼ明らかであるが、阿多火砕流・入戸火砕流などまだ問題が残されているものもある。とくに阿多火砕流の噴出源は従来の阿多カルデラ（Matumoto, 1943)より北の鹿児島湾海底にあるとの証拠が最近いくつか出されている（Suzuki & Ui, 1982；　Nagaoka, 1988 など）

中期・前期更新世：中期更新世後半（およそ３０万年前以降）については、Aso-1、Aso-2、下門、加久藤の各火砕流の層位・分布・給源がかなり明らかとなっている。分布は給源からおよそ50kmまでは確認されている（小野・渡辺、1983；鈴木ほか、1985）。これまで多くのフィッション・トラック年代と若干のアイオニウム年代が測られているが、それらの年代にはばらつきが大きい（鈴木ほか、1985など）。最近の年代資料で考えると、Aso-2火砕流以外はフィッション・トラック年代がおよそ３０万年前を示し（岡口、1978；宮地、1987）、１３万年前から３０万年前の間には巨大火砕流噴火はAso-2火砕流（約１５万－２０万年前、岡崎、1978；玉生、1979）の一回しかなく、多数の巨大火砕流噴火のある後期更新世・完新世の１３万年間とはきわだった対照をなす。

中期更新世後半から前期更新世にかけても、巨大火砕流と考えられる火砕流堆積物が多数存在する。これらの中には、中期更新世初期のBiotiteを特徴的に含む小林火砕流が人吉盆地から鹿児島にまで（長峰、1987）、前期更新世初期の五位野火砕流が出水から大隅半島北部にまで（宮地、1987）対比されているものもある。しかし、地域的には層序がかなり明かとなっているところがあるが、広域的にはまだ対比が十分でなく、また断片的にしか分布しないために、分布範囲は不明なものが多い。

２．巨大火砕流が人類と自然環境に与えた影響

(1)鬼界アカホヤ噴火が九州の縄文時代の土器文化に与えた影響

鬼界アカホヤ火山灰層（6,300年前）の発見によって（町田・新井、1978）、

九州の縄文土器の広域な編年が可能となった。その結果、九州ではこの火山灰層を境にして異種の土器文化があることが明かとなった（新東、1978）。こうした広域で急激な変化について、新東（1984）・Machida（1984）は縄文早期末の幸屋火砕流とこれにともなうアカホヤ火山灰の降下が大きな影響をあたえたとしている（図３）。

（2）鬼界長瀬火砕流噴火が屋久島・種子島の地形変化に与えた影響

この噴火は、種子島の西之表テフラ層に代表されるように火砕サージを発生したことで知られる（長岡、1988）。この影響による地形変化がもっとも生じやすいところは屋久島北部であろう。ここは鬼界カルデラに近く、しかも地形が急峻で、崩壊しやすい花崗岩からなる。この地域には崖錐堆積物中にこの軽石層やそのブロックが含まれているのがよく認められる（図４）。このことは、このサージにともなう植生破壊によって斜面が不安定になり、多くの場所で崩壊が生じた示している。こうした現象は種子島でも認められるところがあり、この噴火によってかなり広域な地形変化が生じたと考えらる。

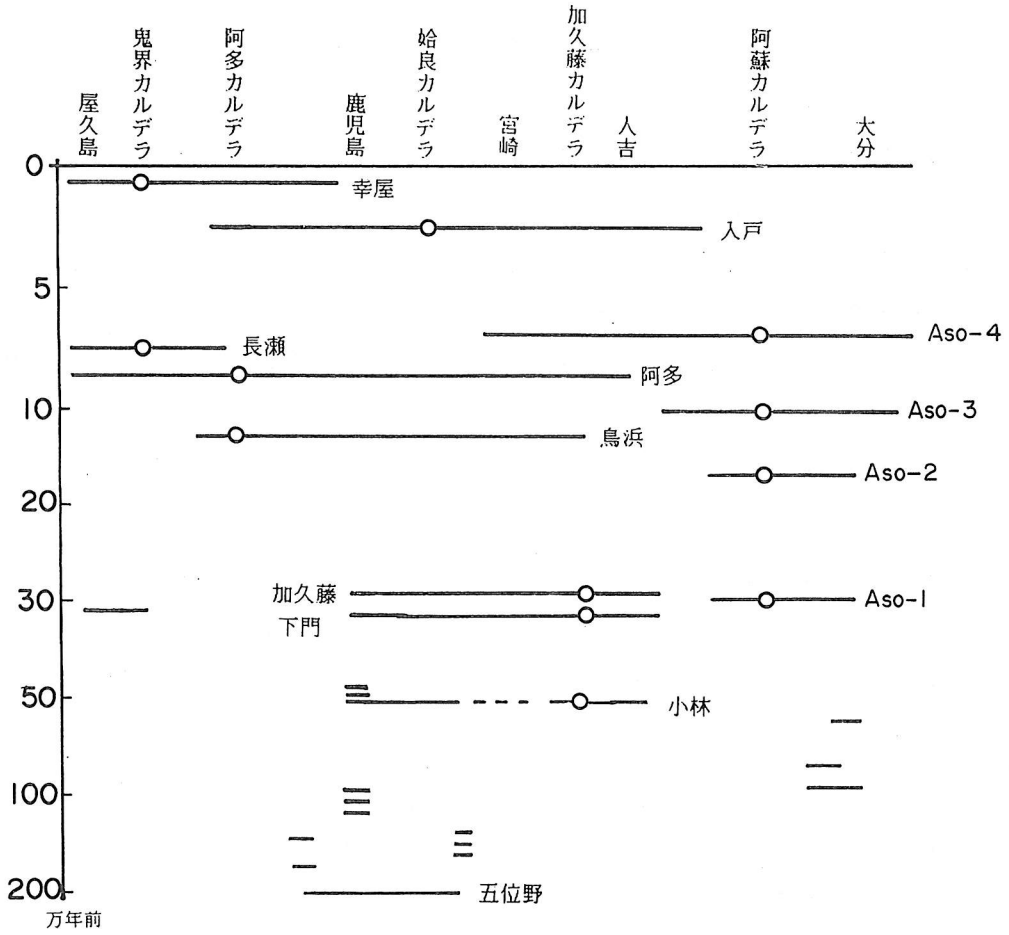


図１　九州の巨大火砕流堆積物の編年
白丸印：給源
おもに次の資料にもとずく：
町田ほか（1983），小野・渡辺（1983），鈴木ほか（1985），宮地（1987），長峰（1987），九州活断層研究会（1989）。

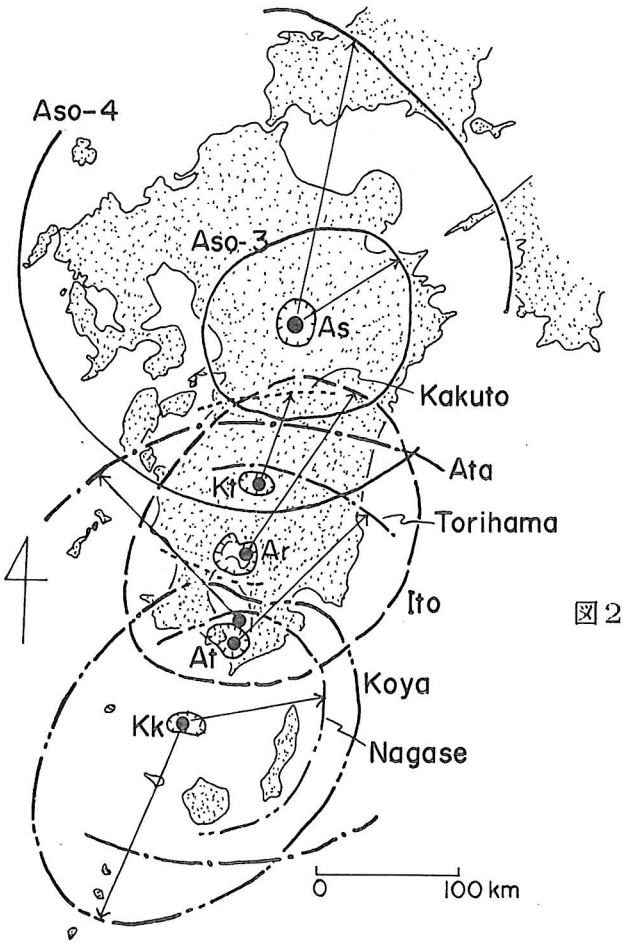


図２　巨大火砕流堆積物の分布範囲
黒丸印：給源，As:阿蘇ｶﾙﾃﾞﾗ，
Kt:加久藤ｶﾙﾃﾞﾗ，Ar:姶良ｶﾙﾃﾞﾗ，
At:阿多ｶﾙﾃﾞﾗ，Kk:鬼界ｶﾙﾃﾞﾗ
日本第四紀学会編（1987）に補筆．

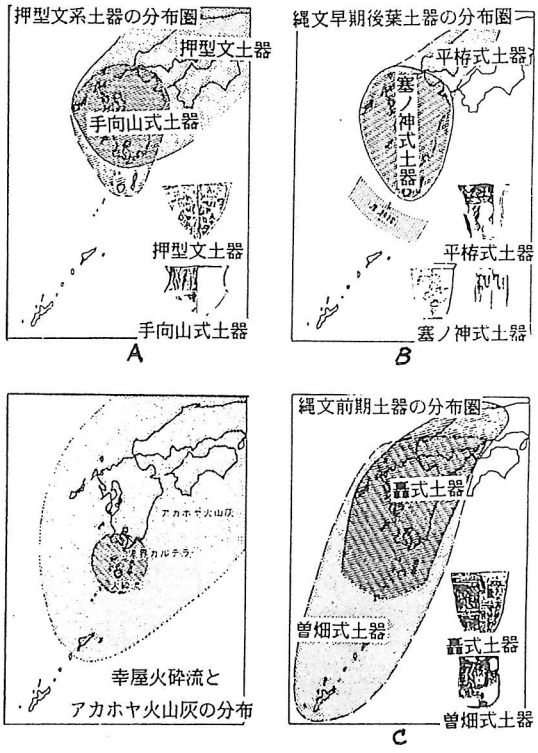


図３　アカホヤ火山灰降下前後の土器分布圏の変遷
A，B:降下前，C:降下後
新東（1987）による．

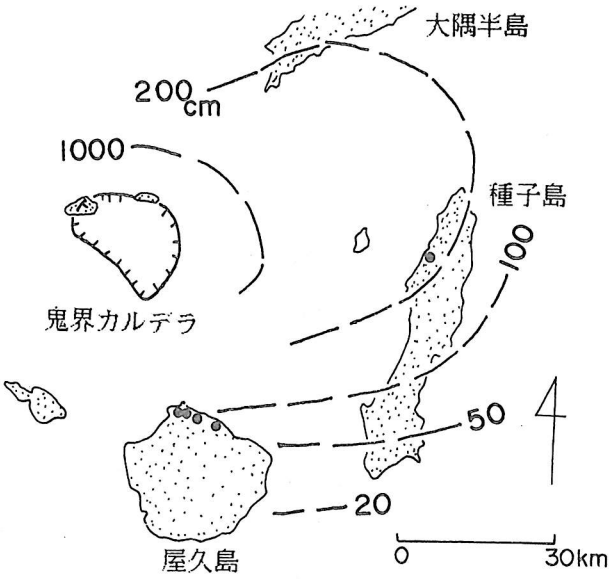


図４　長瀬火砕流堆積物を含む崖錐堆積物の分布（黒丸印）
破線：長瀬火砕流堆積物（西之表テフラ層）の等層厚線（Nagaoka，1988を一部変更）．

S 3　中国・四国地方のテフラ

三浦　清・林　正久（島根大学）

Kiyoshi MIURA and Masahisa HAYASHI : Some notes on tephra in Chûgoku and Shikoku Districts

1．はじめに：中国・四国地方に分布するテフラには、外来のものと山陰の第四紀火山起源のものがある。他に、第四紀初期～中期のテフラも分布するが、現在のところその性格を明らかにしていないので、ここでは述べない。外来のテフラとしては、阿蘇－４、ＡＴ、Ａｈがある。また、鬱陵－隠岐火山灰は鳥取沖の海底からは見つかっているが、陸上では未確認である。筆者等は、ＥＰＭＡによって火山ガラス・磁鉄鉱粒の化学的特性の分析を行ってテフラを同定してきた。特に、阿蘇－４のように火山ガラスの保存が悪い場合には、磁鉄鉱の化学的特性の分析が有効である（図１）。

2．山陰の火山起源のテフラ：島根県中部に位置する三瓶山は石英安山岩の第四紀火山である。そのテフラの層序とおおよその分布を表１に示す。広域テフラとしてはＳＵｎ、ＳＵＰ、ＳＩＰがあげられるが、特に、ＳＫＰは秋田県まで達しており、今後各地で発見される可能性が高い。鳥取県西部に位置する大山火山は、山体も大きく活動開始年代も古いことから、テフラの層序と分布について、いまだ十分満足するだけの成果があがっていない。表２に従来の成果の対比表を示す。

3．大山と三瓶山のテフラの関係：大山南麓の鏡ヶ成付近に図２に示すような露頭がみられる。第８層は火山ガラスを含む火山灰からなり、その化学的特性を図３に示す。これは三瓶池田軽石に一致する。また、第２層の大山倉吉軽石層中には図４に示すような異質の火山ガラスが混在する。これは三瓶雲南軽石の火山ガラスの化学的特性と一致する。

表1　三瓶火山を中心とする示準テフラの諸特性

テフラ名	産状	年代 y.B.P.	主要鉱物	火山ガラスの化学成分（磁鉄鉱の化学成分）	分布
三瓶大平山降下火山灰(SOa)	afa /lfa		pl>gl>hb>bi, mt, qt	$Na_2O > K_2O > CaO > FeO > MgO > TiO_2$ (Ti>Al>Mg>Mn>V)	広島県
三瓶大平山火砕流(SOh)	bfl	3600	同上	同上	
三瓶多根火砕流(STf)	bfl		pl, hb>gl>mt, bi	(Ti>Al>Mg>Mn>V)	三瓶周辺
<アカホヤ火山灰(K-Ah)>[1]	afa	6300	gl> hb, au	$Na_2O > K_2O > FeO > CaO >> MgO > TiO_2$	三瓶周辺
三瓶浮布降下軽石(SUP)	afa		pl>hb>gl, bi, mt	(Ti>Al>Mg>Mn>V)	広島・鳥取 岡山県
三瓶小田火砕流(SOd)	bfl	16400	pl>hb>gl>bi, mt	$Na_2O > K_2O > CaO > FeO > MgO > TiO_2$ (Ti>Al>Mg>Mn>V)	三瓶周辺
<姶良Tn火山灰(AT)>[2]	afa	2.1-2.2 万	gl> hy, hb	$Na_2O > K_2O > FeO > CaO >> MgO > TiO_2$	
三瓶池田降下軽石(SIP) ～三瓶カルデラ形成～	pfa	3-4 万	pl>hb>>bi>gl, qt	$K_2O > Na_2O > CaO > FeO > MgO > TiO_2$ (Ti>Al>Mg>Mn>V)	広島県
三瓶大田軽石流(SOf)	pfl	>37800	gl>pl>qt>bi, hb	$K_2O > Na_2O > CaO > FeO > MgO > TiO_2$	三瓶周辺
三瓶雲南降下軽石(SUn)	pfa	4-5 万	同上	同上 (Mn, Al>Ti>Mg>V)	広島市郊外
<阿蘇－４火山灰(K-Ah)>[3]	afa	7 万	pl, gl>hb, hy, mt>au	(Ti>Mg>Al>Mn>V)	
三瓶木次降下軽石(SKP)	pfa	7-10万	pl>bi, gl, qt	$Na_2O > K_2O > CaO > FeO > MgO > TiO_2$ (Al>Ti>Mn>Mg>V)	鳥取・石川 秋田県
三瓶粕淵火砕流(SKf)	afl		gl>pl>qt>bi, mt	$K_2O > Na_2O > CaO > FeO > MgO > TiO_2$ (Al, Mn>Ti>Mg>V)	三瓶周辺

産状：afa-降下火山灰　lfa-降下ラピリ　pfa-降下軽石　bfl-石質火砕流　pfl-軽石流　afl-火山灰流
鉱物：gl-火山ガラス pl-斜長石 qt-石英 bi-黒雲母 mt-磁鉄鉱 hb-角閃石 hy-シソ輝石 au-普通輝石
[1] 鬼界カルデラ起源、年代は町田・新井(1978)　[2] 姶良カルデラ起源、年代は町田・新井(1976)
[3] 阿蘇カルデラ起源、年代は町田・新井・百瀬(1985)
SIP の年代は林・成瀬(1983)、その他の年代は林・三浦(1987)

4．砂丘とテフラとの関係：出雲・北条・鳥取砂丘地でみられるテフラの露頭を図5、図6に示す。少なくとも大山松江軽石以前と、それ以後～阿蘇－4の古砂丘の形成期が2回あったこと、Ah以後に砂丘形成期があったことなど、山陰の砂丘形成期に共通性が確認された。今後、三瓶山のSOaとの関係究明が重要である。

5．遺物包含層とテフラ：島根県西部の匹見町の新槙原遺跡の例を図7、表3に示す。第7層の石刃状剥片は旧石器遺物で、ATより確実に古い。また、浜田市の日脚遺跡では、Ahが押型文土器包含層と縄維土器包含層との鮮明な境界になっている。

6．沖積層中のテフラ：出雲平野の沖積層とテフラとの関係を図8に示す。洪積層基底礫層の境界としてのATやSOd，後氷期最大海進時頃の海底面を示唆するAh、後氷期の海退時を認定するためのSOaなどのテフラが沖積層の層序区分に重要な関わりをもっている。

四国地方については、すでに知られているAso-4，AT，Ahの他にいくつかのテフラが見つかったので、検討の材料として提示する。

さらに解明すべき課題も多いが、年代決定試料が乏しい中国・四国地方においてこれらのテフラの応用面で

表2　大山火山の示標テフラ層の対比

町田・新井（1979）[1]	荒川（1984）[2]	津久井（1984）[3]	三浦（1989,1990）[4,5]
アカホヤ火山灰(K-Ah)->	<-アカホヤ火山灰(K-Ah)->	下宝珠泥流	<-アカホヤ火山灰（K-Ah）
鏡ヶ平軽石	清水原火砕流（Sz）	弥山火砕流（MiF）	
弥山軽石		草谷原軽石（KsP）	
上のホーキ	関見火砕流（Sm）	東大山軽石（HgP）	
		東大山火山灰（HgA）->	<-東大山火山灰（HgA）
オドリ火砕流 ->	<-オドリ火砕流（Od）		隠岐火山灰？
（小鴨川新期火砕流）		笹ヶ平火砕流（SaF）	
下のホーキ		笹ヶ平火山灰（SaA）->	<-笹ヶ平火山灰（SaA）
姶良Tn火山灰（AT）->	<-姶良Tn火山灰（AT）->	<-姶良Tn火山灰（AT）->	<-姶良Tn火山灰（AT）
三瓶火山灰？->			<-三瓶池田軽石（SIP）
			<-鴨ヶ丘火山灰-2（KmA-2）
		鴨ヶ丘火山灰(KmA)	<-鴨ヶ丘火山灰-1（KmA-1）
名和火砕流	槇原火砕流（Mk）->	<-槇原火砕流(MkF)	
倉吉軽石（DKP）->		<-倉吉軽石（DKP）->	<-倉吉（DKP）＋雲南（SUn）
		堀火砕流（HoF）	
関金軽石（DSP）->		<-関金軽石（DSP）	未名命テフラ？
生竹軽石（DNP）->		<-生竹軽石（DNP）->	<-生竹軽石（DNP）
		八束軽石（YtP）	
阿蘇－4（Aso-4）->			<-阿蘇－4（Aso-4）
	<-三瓶木次軽石（SKP）->	木次軽石（SKP）->	<-三瓶木次軽石（SKP）
	<-名和火砕流（Nw）	名和火砕流（NwF）->	
蒜山原軽石（DHP）->	旧奈名和火砕流（Kn）	<-蒜山原軽石（DHP）	
松江軽石（DMP）->	<-松江軽石（DMP）->	<-松江軽石（DMP）->	<-大山松江軽石（DMP）
	淀江軽石（DYP）		
	福市軽石流（Fk）	下部テフラ累層（20枚以上）	

1　町田　洋・新井房夫（1979）：『地学雑誌』、88、311-330.
2　荒川　宏（1984）：『地理学評論』、57、831-855.
3　津久井雅志（1984）：『地質学雑誌』、90、643-658.
4　三浦　清（1989）：『山陰地域研究－自然環境編－』、5、19-34.
5　三浦　清（1990）：『山陰地域研究－自然環境編－』、6、35-55.

隠岐火山灰　=>韓国鬱陵島起源　約 9,300年B.P.（町田・新井・森脇、1981）
大山倉吉軽石(DKP)=>大山起源　4.5万～4.7万年B.P.（町田・新井，1979）
大山松江軽石(DMP)=>大山起源　12万～ 13万年B.P.（町田・新井，1979）

の意義は大きいであろう。

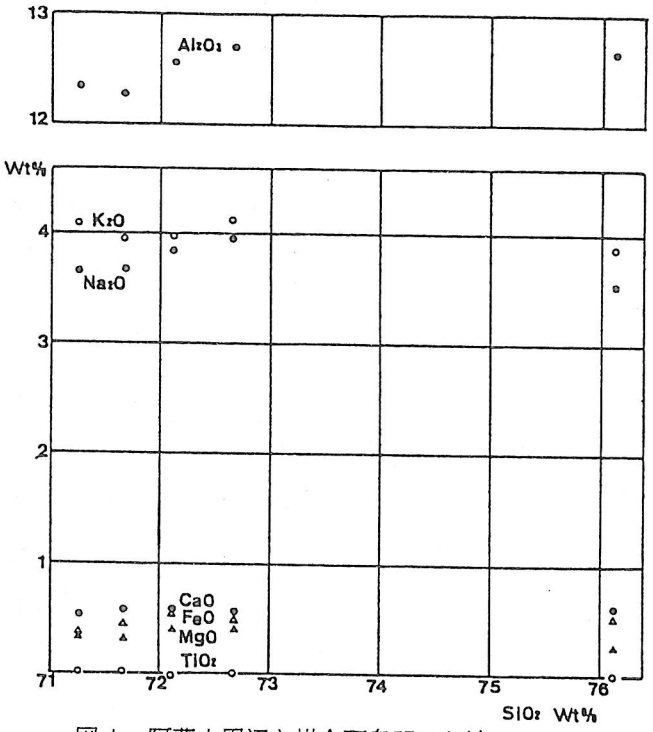
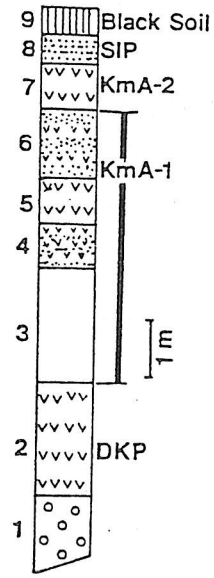
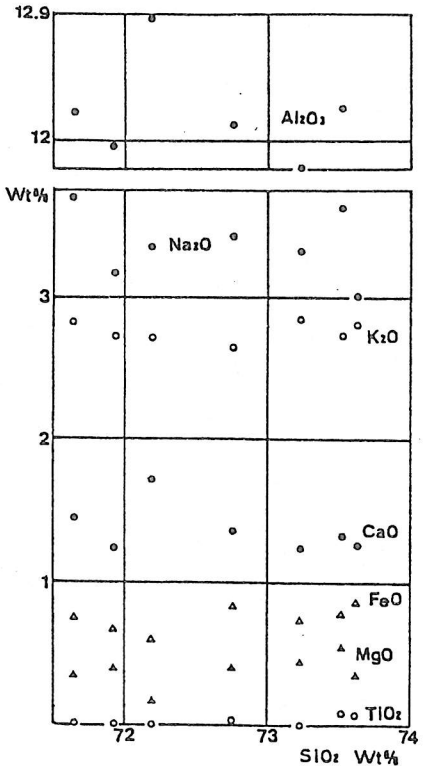


図１　阿蘇山周辺と掛合町奥明における「阿蘇４」火山灰中の磁鉄鉱の成分変化（Ti, Mg, Al, Mn, V）

白：阿蘇山周辺の阿蘇４火砕流中の軽石の磁鉄鉱
黒：掛合町奥明の火山灰質土中の磁鉄鉱



図－2　鏡ケ成国民休暇村施設前の露頭断面
ＤＫＰ：大山倉吉軽石層
Ｋｍ Ａ－１：鴨ケ丘火山灰層－１
Ｋｍ Ａ－２：鴨ケ丘火山灰層－２
ＳＩＰ：三瓶池田降下軽石層
Black　soil：黒ボク層



図－3　地質断面第８層（ＳＩＰ）に含まれる火山ガラスの化学組成（SiO_2, TiO_2, MgO, FeO, CaO, K_2O, Na_2O）

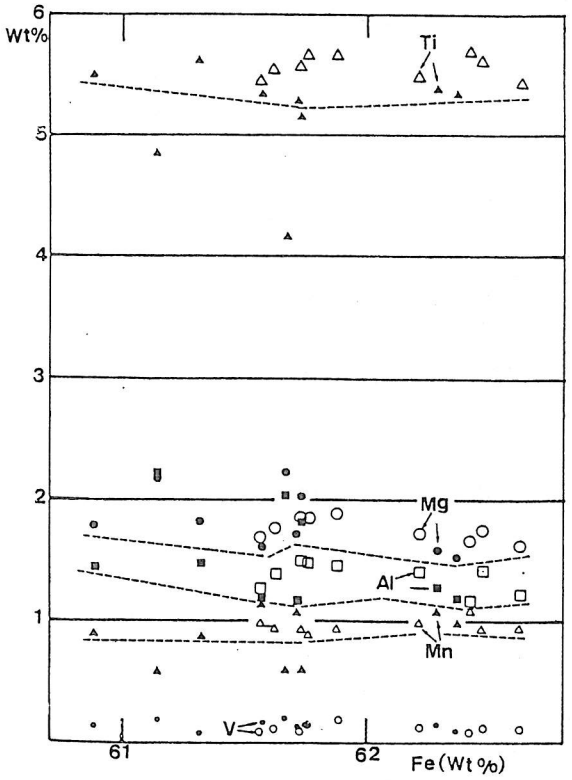


図４　地質断面第２層（ＤＫＰ）に混入する三瓶雲南降下軽石（SUn）の火山ガラスの化学組成（SiO_2, TiO_2, MgO, FeO, CaO, K_2O, Na_2O）

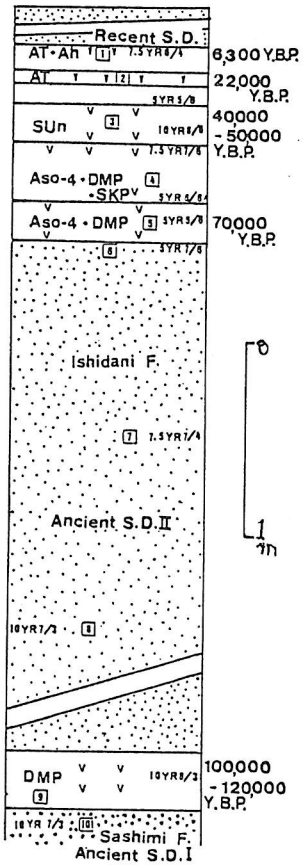


図5 出雲市
妙見山西側露頭における地質断面

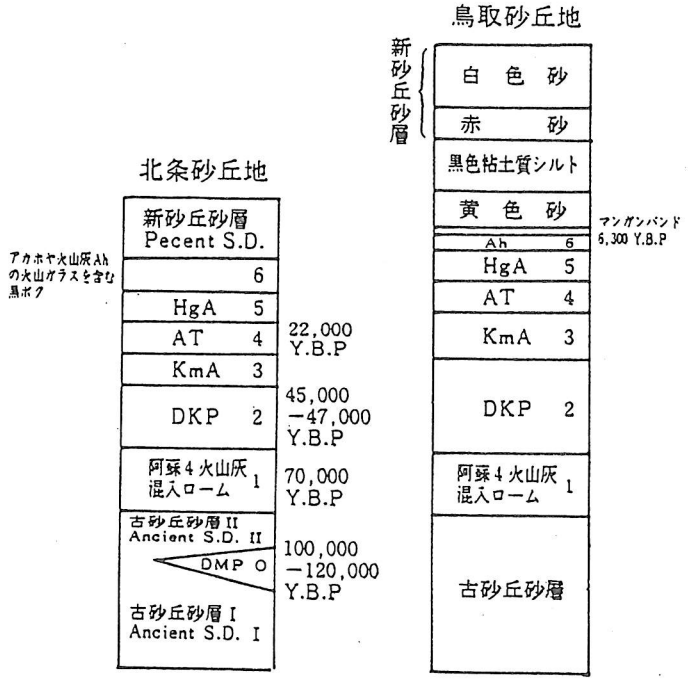


図6 鳥取県北条砂丘および鳥取砂丘地にみられる大山火山噴出物の対比

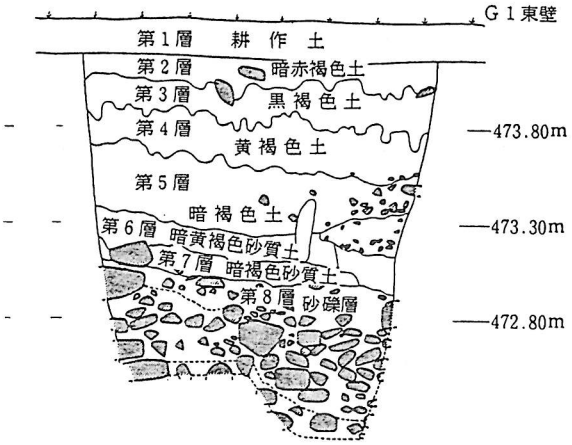


図7 匹見町新槙原遺跡のトレンチ

表－3 新槙原遺跡における考古学的層位とテフラの関係

層準（図-3参照）	考古学的事項	含有火山ガラスの種別
1	不明	
2	縄文前期土器，石器遺物（石鏃，横形剝片）	アカホヤAh（少量のアイラATが混入）
3	縄文前期土器，石器遺物（石鏃，横形剝片）	アカホヤAh（少量のアイラATが混入）
4	遺物を含まない	アイラATのみ
5	縄文早期土器	アイラATのみ
6	遺物を含まない	アイラATのみ
7	安山岩製の石刃状剝片，炭	アイラATのみ
8以深	遺物を含まない	火山ガラスを全く含まない

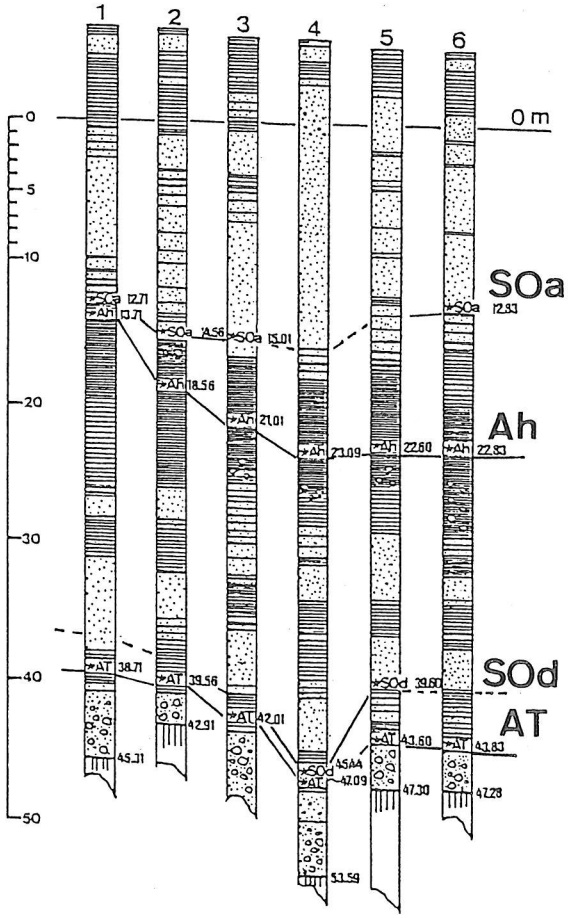


図8 出雲平野中央部の沖積層とテフラ

S 4 近畿の第四紀テフラ

竹村恵二（京大）・横山卓雄（同大）・西田史朗（奈良教育大）・
檀原徹（京都フィッション・トラック）

Keiji TAKEMURA・Takuo YOKOYAMA・Shiro NISHIDA・Tohru DANHARA;

Quaternary Tephra in Kinki District, Japan

Ⅰ．はじめに

近畿地方の代表的な第四紀の地層は大阪層群・古琵琶湖層群である。近畿の第四紀テフラの研究はこの大阪層群・古琵琶湖層群にはさまれた数多くの水成の火山灰層の研究とともに進んできた。したがって、近畿地方においてはこの火山灰層を鍵層として用い、層位学的研究に利用するために必要な同定法の開発が主なテーマであった。　本講演では近畿地方の鮮新世ー更新世の地層群中の火山灰の同定法の研究史をまとめ、最近の琵琶湖や大阪湾でのボーリング試料を中心とした研究を紹介する。

Ⅱ．大阪層群・古琵琶湖層群中の火山灰とその同定法の開発

近畿の第四系のテフラの同定法の研究史に関しては横山(1990)によってまとめられている（表）が、火山灰層の野外での識別、火山灰層の岩石学的記載、火山灰粒子を対象にした分析の３段階にわけて考えることができる。

Ａ．火山灰層の野外での識別

火山灰層を野外で識別し、それを層位学的時間面として用いることは非常に有用なことである。近畿の鮮新世ー更新世の地層を対象にしてその役割を示したのは池辺(1934)による甲賀地域の古琵琶湖層群を対象とした論文であった。大阪層群に関してはその有用性とともに海成粘土との層位関係に注目して火山灰層序がまとめられた。藤田ほか(1951)によって示された概略は市原(1960)によってまとめられた。その時点でアズキ火山灰、ピンク火山灰、山田火山灰などの名前が使用されている。野外識別のポイントは層厚、粒度、サクセッション、色などの特徴の組合せで行われた。

Ｂ．火山灰層の岩石学的記載

火山灰層の鉱物組成などの岩石学的特徴を系統的に研究し、同定の精度を高め、広域対比に使用するための基礎を作ったのは横山・楠木(1969)である。この論文で重鉱物組成や屈折率、古地磁気極性などのデータがまとめられた。それ以降も表にみられるように種々の分析法が開発されて同定に寄与している。

Ｃ．火山灰粒子を対象とした分析

１９８０年代の大きな特徴は個々の粒子を対象として分析を行うgrain by

grain 法が導入されるようになったことである。現在では温度変化型屈折率測定装置（ＲＩＭＳ－８６）による屈折率精密測定とＥＤＸによる化学成分の分析結果を中心として、他の記載岩石学的データも含めて火山灰同定が行われている。この粒子を中心とした分析法の発達で、土壌中火山灰抽出分析（竹村・檀原、1988）などを用いた降灰層準決定が可能になっている。

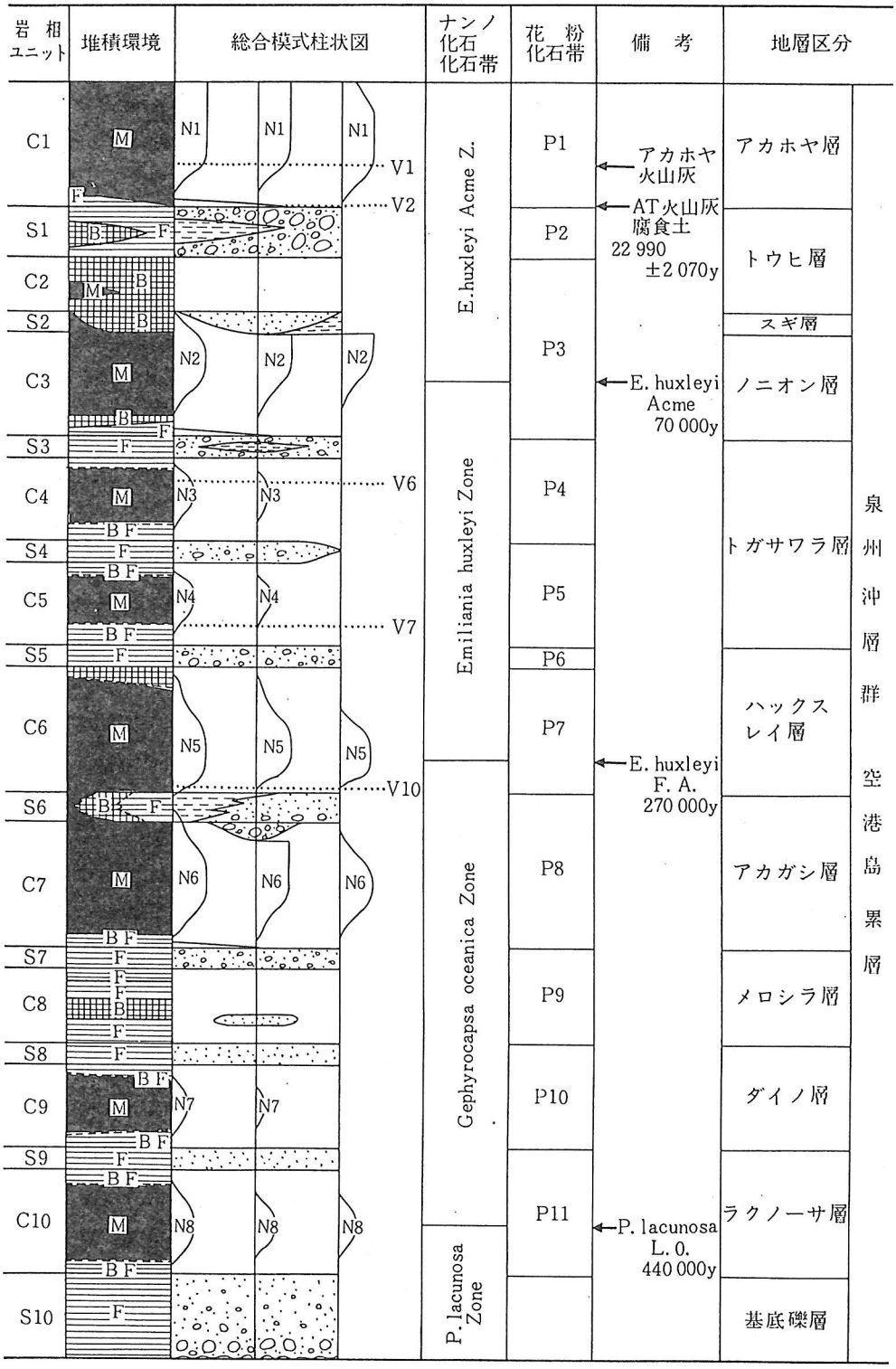
近畿のテフラ研究史＜火山灰同定法＞（横山、1990）

茨木団体研究グループ(1966)	重鉱物組成
横山卓雄(1967)	火山ガラス（色・発砲跡）
横山卓雄・楠木幹浩(1967)	火山ガラスの屈折率
	fall unitごとのサンプリング
	重鉱物三角ダイアグラム
横山卓雄・楠木幹浩(1969)	古地磁気極性
Yokoyama(1969)	glass shape
	Mineral wrapped glass
横山卓雄・前中一晃(1971)	鉄鉱物（熱磁気曲線、キューリー点、格子定数、Ｘ線チャート）
横山卓雄(1972)	チタン含有量
横山卓雄(1973)	鉄鉱物（熱磁気曲線のタイプ）
	火山ガラスの形状
吉川周作(1976)	火山ガラス（厚さ、形状）
	軽鉱物（石英・長石）
	重鉱物（鉄鉱物量）
	斜長石と斜方輝石の屈折率
	角閃石の色、ジルコンの形
池田隆ほか(1977)	放射化分析＜軽石＞
横山卓雄ほか(1978)	放射化分析＜軽石とガラス＞
西田史朗(1983)	火山ガラスの化学組成（ＥＤＸ）
横山卓雄ほか(1986)	温度変化型屈折率測定＜火山ガラス＞
横山卓雄・山下透(1986)	温度変化型屈折率測定＜斜方輝石と角閃石＞
横山卓雄・西田史朗(1987)	温度変化型屈折率測定＋ＥＤＸ

Ⅲ．深層掘削試料を用いた火山灰層位学的研究

最近の近畿での火山灰層位学的研究に多くの情報をもたらしているのは大阪湾および琵琶湖での深層掘削である。これらの試料は従来から火山灰に関して情報の少なかった年代をカバーしており、完新世や後期更新世の広域テフラから連続した火山灰層序の構築に重要な役割を果たしている。大阪湾では関西新空港建設にともなうボーリングが数多く行われ、その地質学的成果は中世古ほか(1984)によって報告されている。この研究における火山灰層位学的研究の成果は地層より抽出した火山ガラスの量的変化・特徴・化学成分をしらべ、他の古生物などの分析結果とも総合して火山ガラスによる火山灰層序を作り上げたことにある（図１）。火山灰層序は竹村・西田(1984)によってＶ１－Ｖ１７となづけられた。

琵琶湖においては、1400mの深層掘削が行われた。この掘削試料の岩相・火山灰の肉眼による特徴は竹村・横山(1989)によって報告された。この試料には54層の火山灰がはさまれ、特にT層とよばれる最上部の塊状粘土層(層厚約250m)にはそのうち38層がある。この火山灰の特徴は火山ガラスの屈折率(横山、1986)、EDX分析(横山・西田、1987)によって明らかにされている。この1400m深層掘削より以前に行われた200m掘削の火山灰試料についても検討が加えられ、琵琶湖における火山灰層序が組み立てられた(図2)。



注：M：海成層，B：汽水成層，BF：汽水成または非海成層，F：非海成層．

図1．関西新国際空港予定地の層序(中世古ほか、1984)

これらの水域における深層掘削試料はその層位関係の明確さ・時代的に陸上の露頭では観察しにくい部分をカバーしていることから今後とも近畿地方の標準試料としての役割を果たすと考えられ、2つの地域の火

山灰の対比が急がれ、横山（1990）などによって対比の可能性が提案されている。

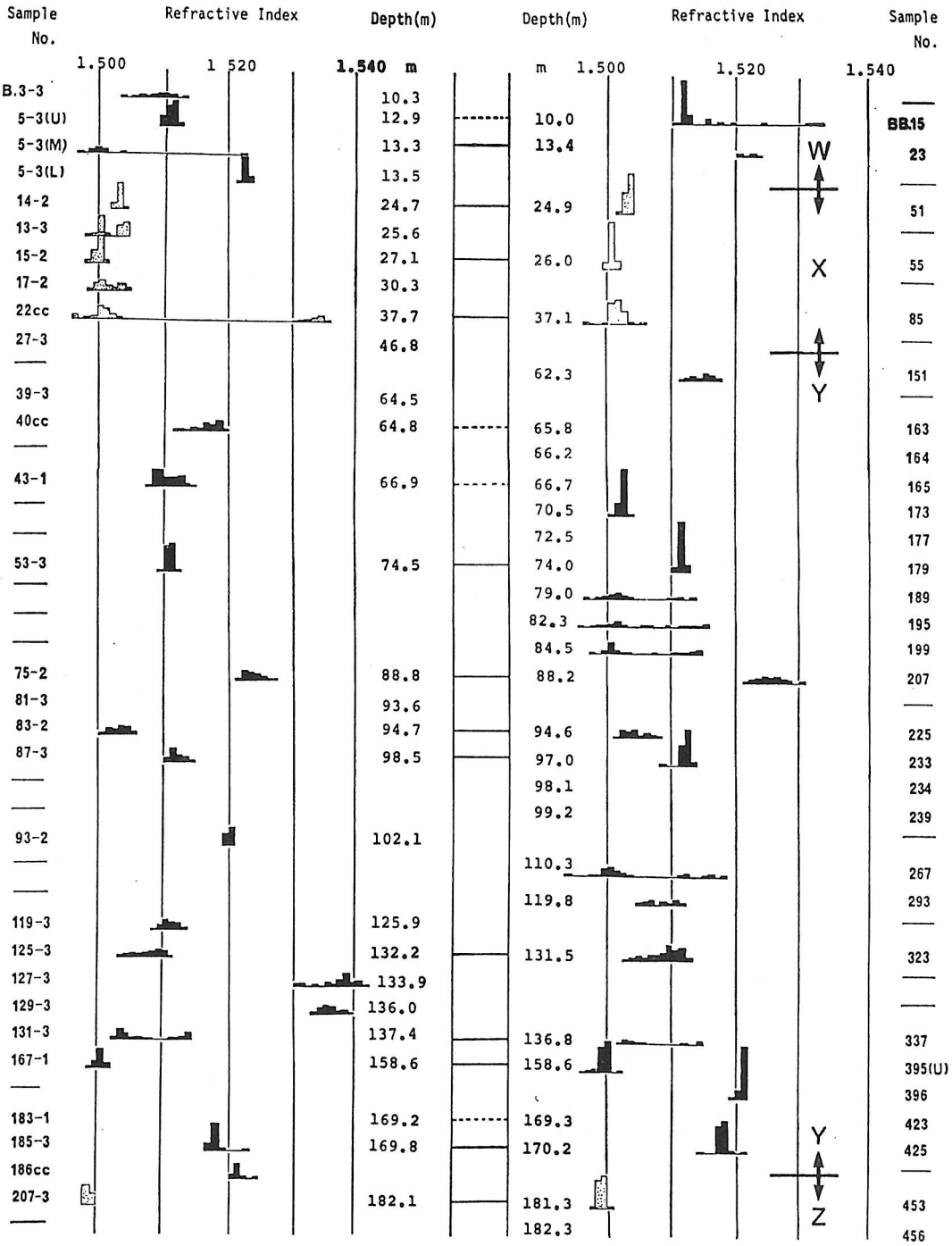


図２．琵琶湖1400mコアと200mコア中の火山ガラス屈折率分布（ヒストグラム）による火山灰対比（横山、1986）

S 5 中部－関東の第四紀テフラ

鈴木毅彦（都立大・理）・早津賢二（妙高火山研究所）

Takehiko SUZUKI, Kenji HAYATSU; Tephrochronological Study in Cetral Japan

1. 中部－関東のテフラ研究

富士・箱根火山を給源とする膨大な数のテフラに恵まれる南関東は，これらを用いて海面変化，気候変化，火山噴火史などを解き明かそうとする研究が古くから行なわれ，国内でも第四紀編年の最も進んだ地域の一つである．一方，信州でも氷期に形成された気候段丘や氷成堆積物の研究がふるくから行なわれ，最近ではテフラをもちいてこれらの編年学的研究がなされている．この様に中部－関東はテフロクロノロジーによる第四紀研究が盛んで，国内の第四紀編年のスタンダード地域ともいえる．

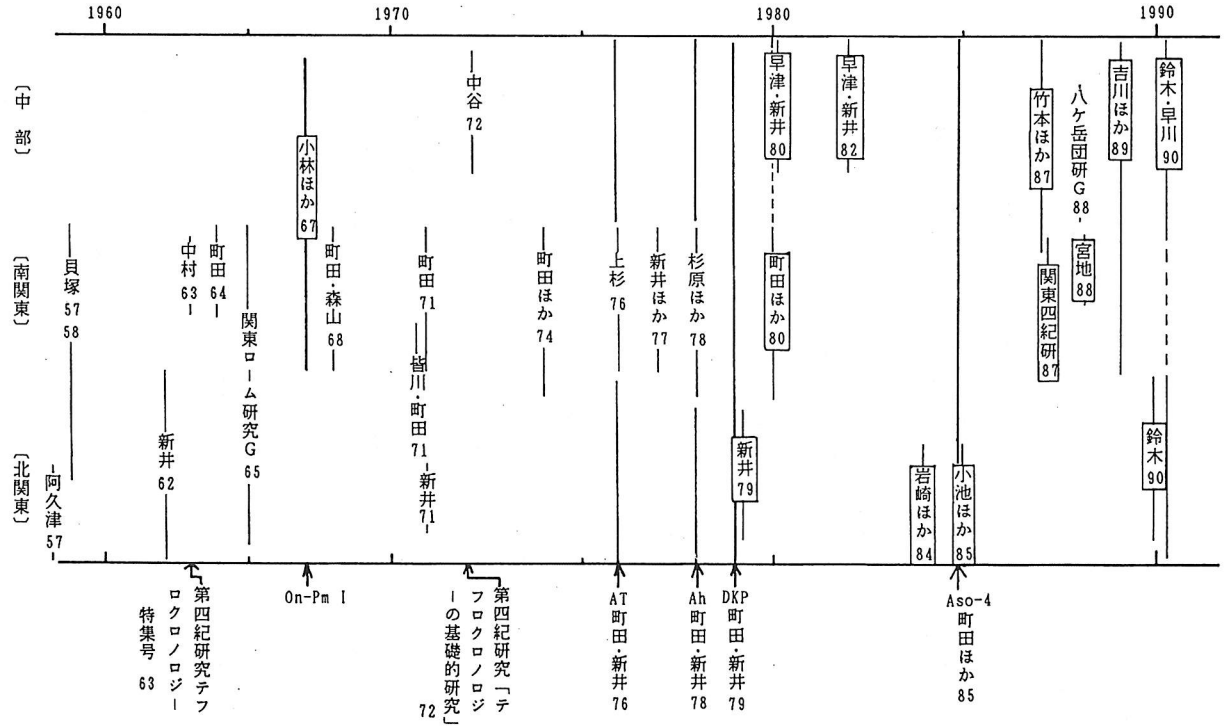


図1　中部－関東における1950年代中頃以降のテフラ研究
テフラ層序に重点をおいた研究論文を掲げた．枠のついたものは広域テフラをもちいた研究．縦方向の線は研究対象地域の広がりを示す．

2. テフラ層序

更新世後期以降のテフラ層序の研究は当初地域毎に独自に進められることが多かった．しかし，Ah, AT, DKP, Aso-4, K-Tz, On-Pm Iなどの発見を契機にこうした広域テフラを重視する研究が増え（早津・新井，1980，1982；竹本ほか，1987；鈴木，1990など），地域間相互の層位関係が解明されてきた

（図２）．これにより様々な年代測定法により得られた数多くのテフラの噴出年代を層位関係からチェックすることが可能となった．現段階では中部－関東各地ではおよそ10万年前以降ならば最低1～2万年単位でテフラ層序に年代目盛りが刻まれている．また完新世についていえば富士，浅間，榛名火山を給源とするテフラが数千～数百年あるいは年単位で噴出年代が求められ（

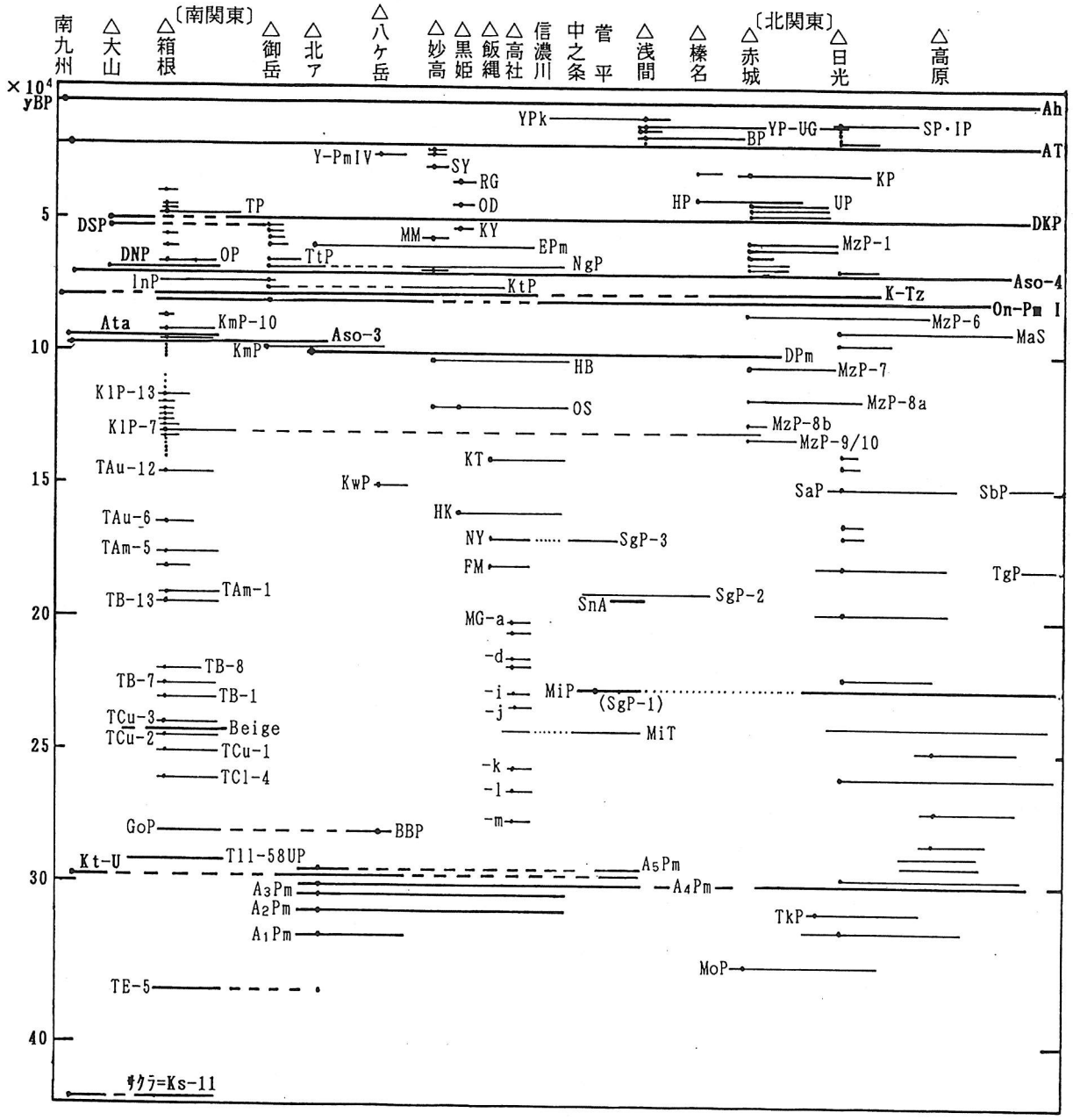


図２　中部－関東に分布する主なテフラ

参考文献：新井ほか，1977；岩崎ほか，1984；関東四紀研，1987；吉川ほか，1989；鈴木，1990；鈴木・早川，1990；竹本ほか，1987，1987；早津・新井，1980，1981，1982；小池ほか，1985；町田，1987；町田・新井，1979；町田ほか，1974，1980，1983，1984，1985；森ほか，1982　Ah以降のテフラは省略．破線は分布が未確認な地域．

新井，1979；遠藤ほか，1987など），これらの成果は考古学，沖積層，古環境などの研究に役だっている．

中期更新世のテフラ層序は地域毎に研究の進展程度に大きな隔たりがある．大磯丘陵，房総半島を中心とした南関東では，既にこの時代のテフラ層序が確立されている（町田ほか，1974，1980；杉原ほか，1978）．しかしそれ以外では，地域毎独自に研究が行なわれており，地域相互間の対比は限られている．しかし最近になり中期更新世についても更新世後期同様広域テフラが見出され，各地域間のテフラの関係が明らかになりつつある．

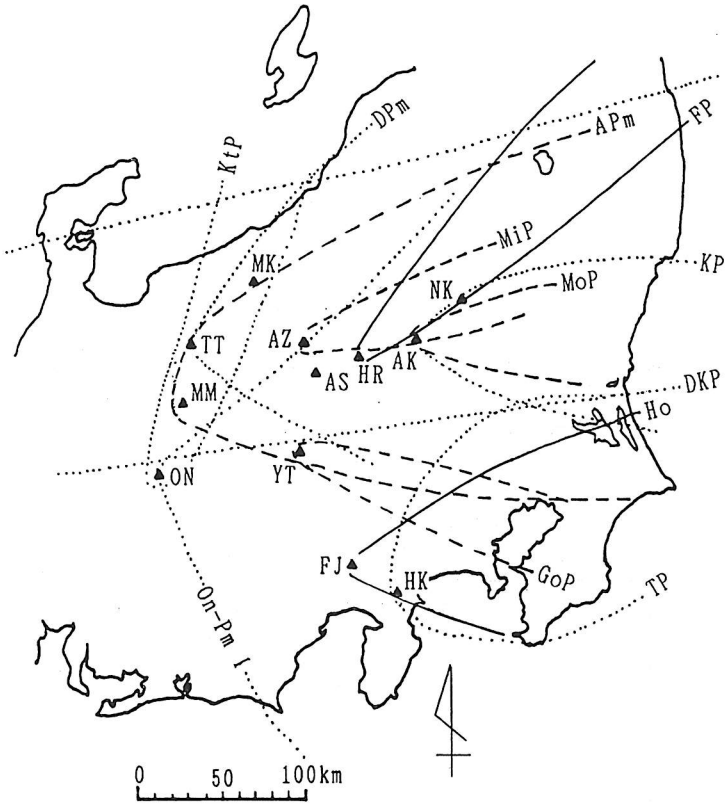


図3　中部および関東の主要なテフラの分布
実線は完新世のテフラ，点線は後期更新世のテフラ，破線は中期更新世のテフラ．分布はおもに日本第四紀地図（日本第四紀学会，1987による）．
HK：箱根，FJ：富士，YT：八ケ岳，ON：御岳，MM：縦沢，TT：立山，MK：妙高，AZ：四阿，AS：浅間，HR：榛名，AK：赤城
NK：日光

i）APmテフラ群とその間にあるガラス質火山灰：長野県大町市大町スキー場と同県大岡村樺平を模式地とするAPmテフラ群（A_1Pm～A_5Pm）は際だった特徴をもち信州から北関東にかけて分布する広域テフラである．それらの噴出年代は南関東のTE-5とGoPの間にあることから30～35万年前と考えられる（鈴木・早川，1990）．なお，TE-5とAPmが同一とする意見もある（吉川ほか，1989）．樺平と菅平でA_4PmとA_5Pmの間にバブルウォール型の火山ガラスからなる細粒火山灰がある．層位と岩質からみて八ケ岳東麓のヌカ1火山灰（鈴木・早川，1990）にあたるらしい．吉川ほか（1990）は八ケ岳の同火山灰を南九州の加久藤火砕流上部Kt-Uに対比した．演者らも主成分分析と放射化分析から同様の結果を得た．おそらく日本列島を広く覆う広域テフラであろう．

ii）上総層群中のKs-11，Ku1，Ku6Cは，それぞれ大阪層群中のサクラ，今熊I，アズキの各火山灰に対比されている（町田ほか，1980）．また最近になって大阪層群のMa10層準の八田火山灰もしくは和田火山灰が大磯丘陵の下庭ローム層（TDu）中にあることが関東四紀研（1987），吉川ほか（1989）により報告されている．

iii)他にも菅平において真田火山灰SnA（15-25万年前），大磯でTCu-2/TCu-3の間にベージュ火山灰（森ほか，1982）といったBW型火山ガラスを含むテフラが知られており，今後広域テフラとして各地で見出される可能性がある．

3．海面－気候変化と第四紀編年

房総半島の下・上総層群，大磯丘陵の海成層（段丘）は，テフラとの関係がよく知られている．町田ほか（1980），吉川ほか（1989）は上総層群中のテフラと大阪層群中のテフラの対比案を示し，こうした対比とテフラの放射年代，古水温，生物群集のデータをもとに深海底コアから得られた酸素同位体の$\delta^{18}O$曲線との対応を試みている．

内陸地域において間氷期／氷期のサイクリックな気候変化が関与したとみられる地形・堆積物の編年学的研究は，後期更新世についていえばAT，DKP，DPmなどを示標テフラとしてかなり詳細な議論が行なわれてきた．これに対し中期更新世に形成されたものは後期更新世のそれに比べて堆積物や地形面の保存が悪いこととテフラ層序が充分に解明されていないため，その編年学的研究が遅れている．しかしAPmテフラ群，蓑原軽石（MiP），DPmといったテフラをもとに，信濃川中流域，鬼怒川上流，那珂川流域などで中期更新世の河成面の編年が進みつつある．

4．火山学への応用

従来，火山活動史の研究の多くは火山体を構成する噴出物を直に調べることにより行なわれてきたが，最近では火山体から少しはなれた場所において，その火山起源のテフラを調査することによって活動史を捉えようとする研究もなされている．この手法の利点として，1.広域テフラなど年代既知のテフラとの層位関係がわかれば正確な活動年代を知ることができること，2.テフラの性質の変化からマグマの性質の変化を読み取ることができること，があげられる．

この様な利点をもつテフロクロノロジーによる噴火史の解明が積極的に試みられた火山に，中部・関東では富士，箱根，御岳，妙高火山群，草津白根，赤城があげられる．妙高火山では2－3万年を1つの単位としてマグマが玄武岩質→石英安山岩質へ変化し，それに伴う噴火様式の変化が認められ，過去4回この様なサイクル（1つ目の活動期間は不明）が知られている（早津・新井，1980）．同様なサイクルは赤城火山でも知られているが（守屋，1968），安山岩質→石英安山岩質への移り変わりが妙高火山より長く，少なくとも10万年以上にわたる（鈴木，1990）．過去30万年間の噴火史が編まれた草津白根火山ではこうしたサイクルは知られていない（早川・由井，1989）．この様にテフロクロノロジーは火山噴火史の確立，活動様式の評価，そして他の火山との比較に有効な手段となっている．

S 6 東北の第四紀テフラ

早田　勉（パリノ・サーヴェイ）・八木浩司（防衛大学校）

Tsutomu SODA and Hiroshi YAGI; Tephrochronology in the northeastern part of Honshu, Japan.

1．東北地方のテフラ層序

東北地方の脊梁山地には多くの火山が分布しており，火山フロントを形成している．これらの火山からは，第四紀を通して大量のテフラが放出されてきた．また，東北日本弧のより内帯に位置する成層火山や小規模なカルデラ火山，さらに単成火山からもテフラが噴出している．これらのテフラの多くは，北上川低地帯から阿武隈川低地帯にかけての平野部で認めることができる（図1）．

北上川低地帯や阿武隈川低地帯では，1960年代から地域ごとに層序学的な研究が行われてきた（たとえば中川ほか，1960，中川ほか，1963，吉田ほか，1968，大上・土井，1978，1980，大上ほか，1980）．その後，層厚の薄いテフラについても研究の対象とされるようになり，テフラがより広く分布していることが認識されるようになった．この結果，十和田湖カルデラ起源のテフラの中に，東北地方一帯を覆うようなものがあることが明かにされた（十和田a火山灰：町田ほか，1981）．また広域テフラを利用することによって地域の枠を超えて層序学的研究が行われ，多くの示標テフラの層位関係が明らかになってきた（Arai et al.，1986，図2）．

東北地方では，白頭山－苫小牧火山灰（B-Tm：町田ほか，1981），鬼界－アカホヤ火山灰（K-Ah：西城・小松原，1987），姶良Tn火山灰（AT：町田・新井，1976，辻・遠藤，1978，吉田ほか，1981，早田ほか，1987，白石ほか，1988，八木・早田，1989，西城・八木，1990），大山倉吉軽石（DKP：早田ほか，1987），阿蘇4火山灰（Aso-4：町田ほか，1985，早田ほか，1987，八木・早田，1989），御岳第1軽石（Pm-I：早田ほか，1987，八木・早田，1988，渡辺，1988），洞爺火山灰（Toya：町田ほか，1987，早田ほか，1987）などの広域テフラが認められている．これらの広域テフラの発見により，東北地方とそのほかの多くの地方との間で，同一時間軸を用いてのテフロクロノロジーが可能になった．

一方，東北地方での層序学的研究によって，西日本および東日本と北日本の広域テフラの層位関係を明かにすることができた．鬼首カルデラおよび北上川中流域の胆沢扇状地では，Toyaの上位にPm-Iの層位があることが明らかになった（八木・早田，1988，渡辺，1988）．

2．編年学的研究

（1）火山活動史

テフロクロノロジーの進歩にともない，火山活動史についての情報が多く得られるようになってきた．鬼首カルデラおよび田代平カルデラは中期更新世，十和田湖カルデラおよび鳴子カルデラは後期更新世（Hayakawa，1985，早田，1984）にそれぞれ形成されたと考えられている．また岩手火山山麓に分布する渋民溶結凝灰岩も前期更新世の噴出物と考えられており（町田ほか，1987など），新たに第四紀に形成されたカルデラが発見される可能性がある．

東北地方に分布するほとんどの成層火山の活動の始まりは，中期更新世以前に遡る．八甲田，岩木，岩手，舟形，安達太良，磐梯，猫摩火山などを起源とする比較的初期の噴出物は，ToyaあるいはAso-4のはるか下位の中期更新世の層準にある．また七時雨火山の噴出物も，渋民溶結凝灰岩の下位の前期更新世の層準にあることが知られている（町田ほか，1987）．後期更新世以降における活動では，山体の一部が付加されているか，あるいは破壊された火山が多い．

近年，仙台市西方の丘陵内において単成火山が発見された（蟹沢，1985）．愛島軽石を噴出した安達火山である．愛島軽石は，Aso-4の下位にある（八木・早田，1989）．男鹿半島に分布する単成火山群のうち，三ノ目潟火山は約2万年前ころに形成されたことが明らかにされた（北村，1990）．また一ノ目潟火山の噴出物も、ATの下位にありToyaの上位にある。

（2）海成段丘の編年

東北地方北部の日本海沿岸には，複数の海成段丘が発達している．この地域では，厚い堆積物をもち湾奥部まで広がるように発達する海成段丘，あるいはより上位の段丘群と比高の大きな崖で境される海成段丘の一段下位の段丘より上位の段丘が，Toya以上のテフラによって覆われている．またその一段下位の段丘は，Aso-4以上のテフラにより覆われている（八木・宮内，1986，宮内，1988）．Toyaは，鬼首カルデラおよび胆沢扇状地においてPm-Ⅰの下位にあることが確認されている（前述）．Pm-Ⅰは南関東の小原台面構成層最上部に挟まれる（町田，1975）．このような段丘面とテフラとの層位関係および後期更新世海水準変動に関する知見から，Toya以上のテフラを風成でのせる最下位の段丘は10万年前ころに，Aso-4以上のテフラをのせる段丘は8万年前ころに離水したと考えられる．

能代平野の米代川左岸地域では，Aso-4を風成砂によって覆われる段丘の構成層下部にToyaが挟まれる．この風成砂層と段丘構成層に挟まれる泥炭層中には，広域テフラに対比される可能性がある細粒火山灰が認められる．このようなテフラを利用することによって，より詳細な編年学的研究が可能になると考えら

れる．

（３）インボリューションの形成年代

東北地方のテフラが厚く堆積する地域では，テフラ層が堆積後に変形を受けて形成されたインボリューションが認められる．東北地方の平野部においては，約5万年前前後と約3.5-1.3万年前に多くのインボリューションが形成されている．また中期更新世の層準にもインボリューションが認められる（遠藤ほか，投稿中）．

（４）前期旧石器の編年

東北地方中部の仙台平野を中心とする地域では，約3万年前以前の前期旧石器時代の研究が盛んに行われてきた．とくに仙台平野北部に位置する馬場壇A遺跡では，約4-6万年前の放射年代が得られている鳴子ー柳沢テフラ層（N-Y）の下位の7層準から石器が検出されている（岡村，1986）．これらのうち，下位の4層準は，Aso-4（約7万年）より下位にある（早田，1989）．さらに下位の層準からの石器の検出が期待される．

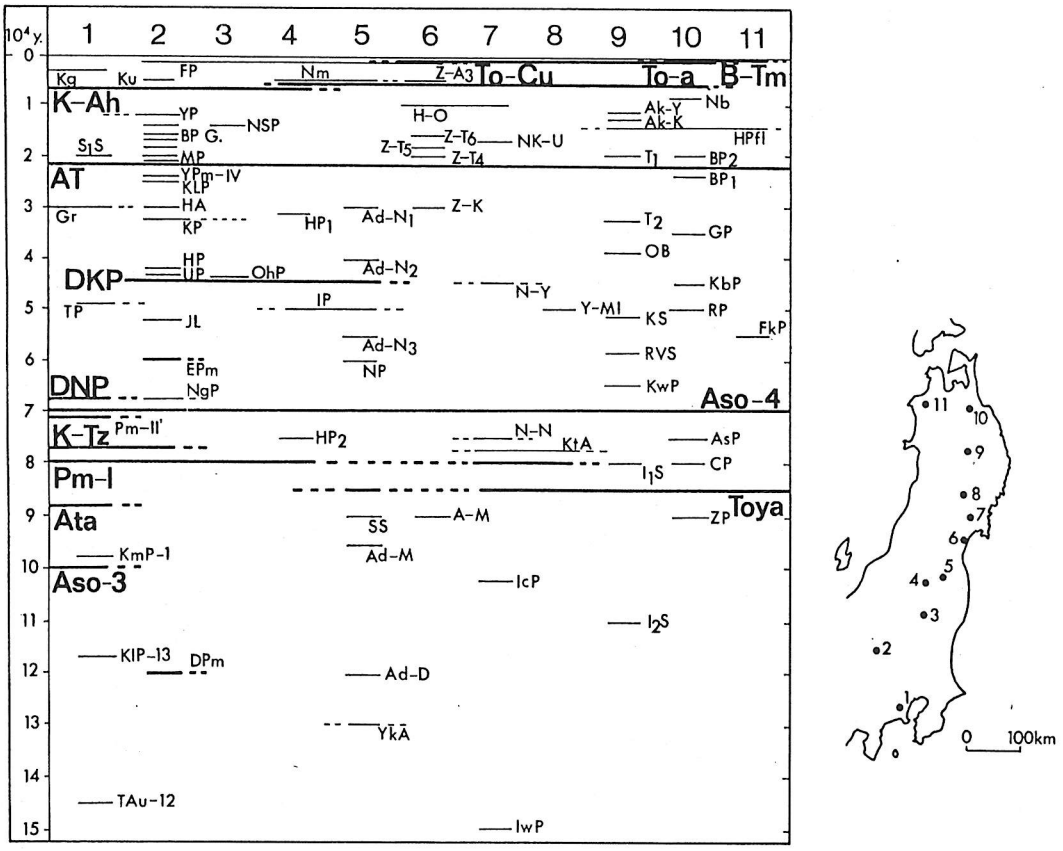


図２　東北地方における約15万年前以降の示標テフラの層序

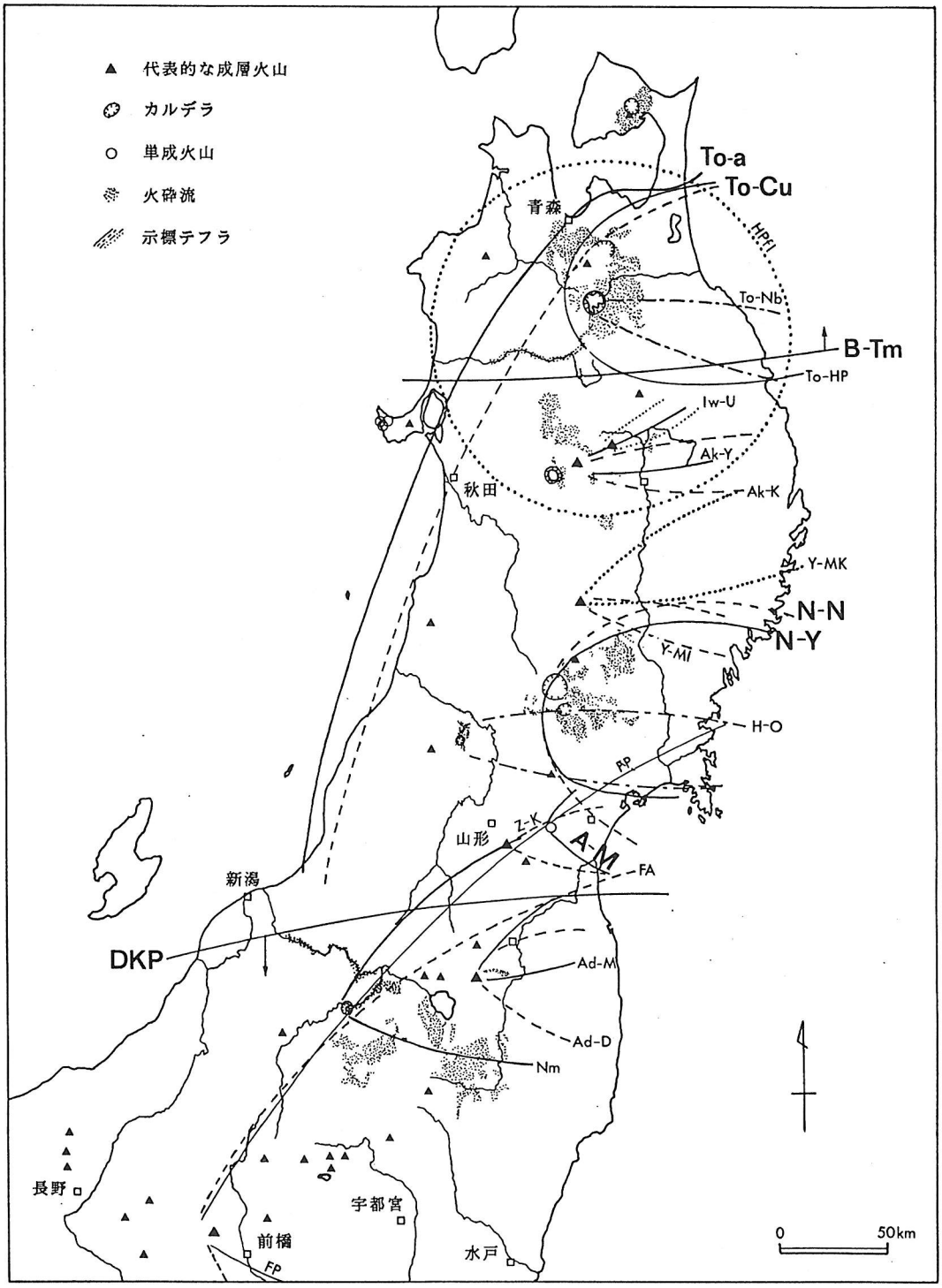


図1　東北地方の代表的な示標テフラの分布（Arai et al., 1986に加筆）

S 7　北海道の第四紀テフロクロノロジー

奥村晃史（地質調査所）

Quaternary Tephrochronology in Hokkaido, Northern Japan: Koji Okumura

1．1970年代以前の研究史－概観

北海道のテフラの研究は1930年代にまず土壌学の立場から始められ，表層テフラの基礎的な記載が広い地域で行われた（浦上ほか，1933など）．1950年代からは火山学，岩石学の対象としてテフラの研究が摩周（勝井，1961），屈斜路（勝井・佐藤，1963），支笏（曽屋・佐藤，1980）などで行われ，テフラ層序と分布が明らかにされていった．同時に第四紀学的な観点からのテフロクロノロジーの応用もすすめられ，石狩低地帯（春日井ほか，1980；馬追団体研究会，1983），十勝平野（小野・平川，1974；十勝団体研究会，1978）などで総合的な研究が実施された．70年代までの成果は北海道火山灰研究委員会（1979)に集成されている．80年代に残された主要な課題は，３万年前以前のテフラの時代対比，北海道東部と中・西部のテフラの広域対比による北海道全域の年代層序の確立などにあった．

2．1980年代の成果

1980年代の研究のもっとも顕著な成果は，北海道のほぼ全域を覆う複数の広域テフラが見いだされたことである．これによって北海道全域はもとより東北日本，ひいては日本全域との間のテフラおよび第四系の対比が可能となった．

［完新世］白頭山－苫小牧火山灰（町田ほか，1981）は東北地方北部から北海道南半を広く覆って北海道東部まで（遠藤ほか，1988）分布し重要な鍵層となっている．駒ケ岳・樽前火山など17～18世紀に噴火した火山について，詳細なテフラ層序と活動史が解明される（勝井ほか，1985など）とともに，その噴出物（Ta-a Ko-c1，-c2など）が北海道中・東部まで追跡されて，完新世末期のテフラ層序が確立されつつある（図１：隅田，1988；徳井・町田，1988；遠藤ほか，1988）．

［後期更新世］北海道のほぼ全域を覆うテフラとして，阿蘇－４火山灰（Aso-4，約70ka：町田ほか，1985），洞爺火山灰（Toya，約90ka：町田ほか1987），屈斜路－羽幌火山灰（K-Hb，約110ka：奥村ほか，1985）が見いだされた．Aso-4は南関東・九州と北海道に共通した時間面を与えている．Toyaは東北地方南部から北海道東部まで分布する．K-Hbは屈斜路火砕流堆積物（KP-4）のCOIGNIMBRITE ASHとみられ，北海道中・東部を覆う．これらのテフラによって北日本の後期更新世前半の堆積物が広域に対比され，最終間氷期前後の環境変化や広域地殻変動（宮内，1987；奥村，1988）の実証的な検討が可能となった（図１，２）．

従来から記載されていたテフラについても，分布や時代対比に関する新たな知見が蓄えられた（図１，２）：支笏降下軽石(Spfa)-1は北海道中・東部の全域に分布し，東部ではKP-1とそのcoignimbrite ash（屈斜路－庶路火山灰：K-Sr）直

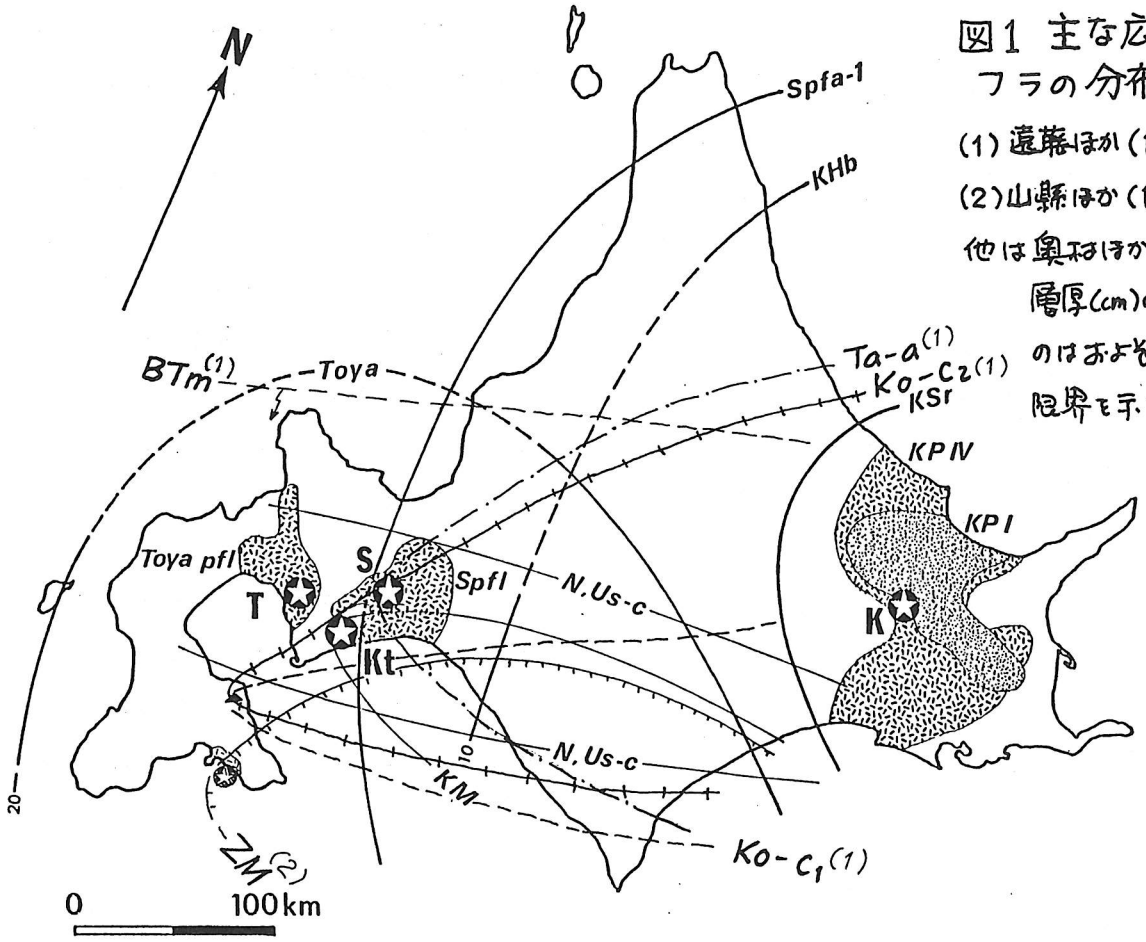


図1 主な広域テフラの分布.
(1) 遠藤ほか (1988)
(2) 山縣ほか (1989)
他は奥村ほか (1985)
層厚(cm)のないものはおよその分布限界を示す.

下に位置する（奥村ほか，1985）．Spfa-2，-3，-4，鵡川降下軽石(Mpfa)-2，-3はクッタラ火山起源であるとみられる（山縣，1988）．銭亀沢火砕流堆積物は函館沖の海底から噴出し，同時に噴出した降下テフラは従来の日高降下軽石に対比され，十勝平野まで分布する（山縣ほか，1989）．．．etc.

さらにこれらの広域示標テフラを時代対比の鍵層として用いつつ，個々の火山（群）の活動史を高い時間分解能で詳細に解明する研究も進められている（屈斜路・摩周火山：隅田，1987；羊蹄火山：宇野，1988など）．また，根釧台地東部においても詳細な記載が行われた（嵯峨山ほか，1985；宮田ほか，1988）．

上記の後期更新世・完新世テフラについての屈折率（Arai et al. 1986），主成分組成（奥村，1988）にもとづくカタログが作成されている．

［前・中期更新世］北海道西部：渡島半島の黒松内低地帯に分布する蕨岱層上部の黄褐色降下軽石から0.40±0.08MaのFT年代値（矢野，1983）が得られている．また石狩低地帯周辺では早来層中の輝石に富む降下軽石層（図3，hk）最終間氷期に先立つ高海面期に時代対比されている（馬追団体研究会，1983）．

北海道中央部：現在の十勝岳・大雪山系をとその周辺の広い地域に数多くの珪長質火砕流堆積物が分布している（池田，1982；池田・向山，1983；十勝団体研究会，1978など）．北十勝の屈足火砕流堆積物（0.75～0.96Ma，K-Ar：柴田ほか，1979）上位の中期更新世テフラとして上旭ヶ丘火砕流堆積物（十勝団体研究会，

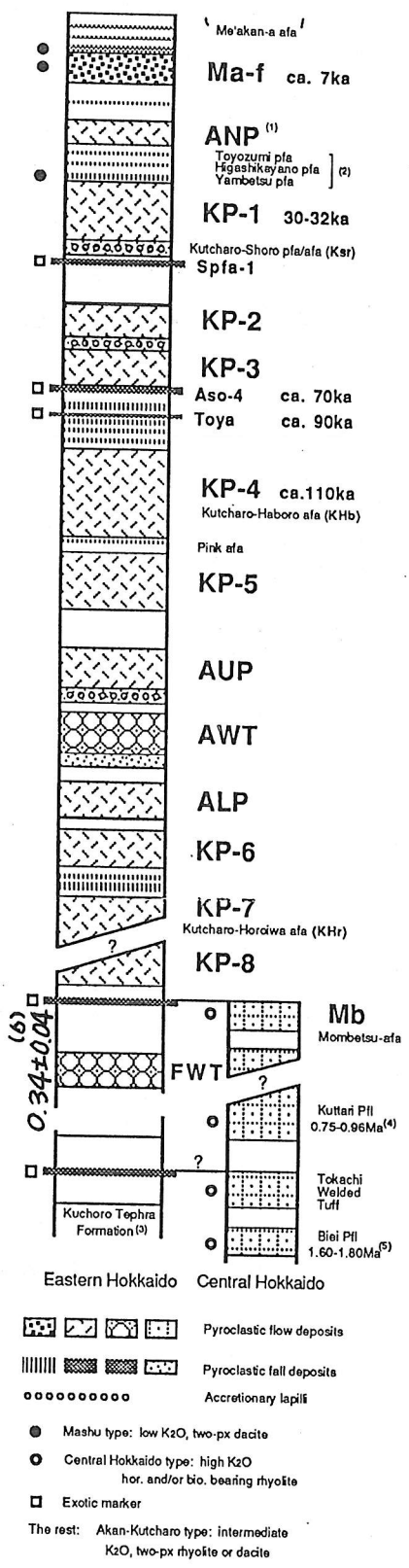


Fig. 2 Stratigraphic Sequence of Pyroclastic Deposits in Eastern Hokkido

(1) SUMITA(1987, Stratigraphic position) (2) SATOH(1968)
(3) SATOH and KAKIMI (1967) (4) SHIBATA *et al.*(1979)
(5) IKEDA and MUKAIYAMA (1983)
(6) FT Ma KOSHIMIZU & IKUSHIMA (1989)

図2. OKUMURA (1988)

1978）が存在する．鮮新世～前期更新世の火砕流堆積物は十勝平野の地下地質解明のための鍵層として有効に用いられている（山口ほか，1978：岡，1986など）．中央北海道起源の火砕流堆積物とそれにともなう降下テフラはオホーツク海沿岸まで分布し．海成段丘構成層とテフラの関係からは0.2～0.3Maまで中央北海道で大規模火砕流の発生が繰り返されたものと推定されている（Okumura,1988）．

北海道東部（図２）：輿水・生島（1989）は屈斜路テフラ最下位の古梅火砕流堆積物（FWT：勝井・佐藤，1963）のFT年代測定を行い0.34±0.04Maの年代値を報告している．また阿寒火山起源の３層の火砕流堆積物（山口・佐藤，1966）がKP-5とKP-6の間に噴出したこと，KP-7の直前，0.2～0.3Ma頃に最終間氷期に先立つ顕著な高海面期のあったことが明らかになっている（奥村，1985；Okumura，1988）．

屈斜路火砕流堆積物以前のテフロクロノロジーに関する情報は断片的であるが，クチョロ火山灰層中の黒雲母を含む降下火山灰（垣見・佐藤，1967）は十勝火砕流堆積物に対比される可能性が高い（Okumura，1988；吉川ほか，1989）．

３．問題点と今後の課題－中・下部更新統の編年と対比を中心に

北海道は寒冷で乾燥した気候のためテフラ層の風化の程度が低く，鮮新世～前期更新世の珪長質テフラも保存が良好で記載や分析が容易である．反面，過去の寒冷期には凍結融解作用による擾乱やクリープによってごく緩やかな斜面上でもテフラ層を含む土壌層の移動－テフラ層の消失が起こった模様である．その結果場所によっては古い地形面ほどテフラ層（特に降下テフラ）の被覆が薄いという矛盾した状況が生じている．また後期更新世テフラの被覆が非常に厚くかつ侵食が進んでいないことや，北海道西部では火山活動が後期更新世ほど活発でなかったこと？が前・中期更新世テフロクロノロジーの研究を困難にし広域対比や第四紀学への応用は進んでい

ない．以下に研究の現状と可能性を簡単に記す．

現在までに得られた前・中期更新世降下テフラの火山ガラスのEPMAによる分析値を図３にプロットした．このうち，十勝平野周辺の吉野（yn），十勝太（tb），光地園（kc：赤色土中）の試料が類似した組成をもつ．また石狩低地帯東縁の栗沢（ks），加茂川（km）の試料は北海道中部の火砕流堆積物に類似し東方から供給されたものとみられる．いずれも対比は確定的ではなく時代も未詳である．

図３で中央北海道として一括したテフラには，常呂川・十勝川流域の火砕流堆積物とオホーツク海沿岸の降下テフラと二次堆積テフラが含まれる．個々のテフラを対比するためには，常呂川流域周辺の火砕流層序の再検討が必要であろう．

北海道東部では釧路層群（岡崎ほか，1966）とこれに関連するテフラの層序の再検討と対比・編年が課題である．東釧路層の細粒火山灰や塘路層に大量に含まれる二次堆積の軽石とクチョロ火山灰層（垣見・佐藤，1967）や阿寒・屈斜路テフラの下位に断片的に露出するテフラ層との対比に興味がもたれる．

北海道北部では利尻火山のテフラ編年が課題となる．サロベツ原野周辺の海成段丘堆積物とテフラの関係からは利尻火山の活動が中期更新世に遡るとみられる．

これらの課題の解決は容易ではないことが予想されるが，第四系のロングコア・ボーリング調査や広汎な記載・分析をもとに前・中期更新世のテフロクロノロジー，ひいては環境変遷やテクトニクスの解明が期待される．また後期更新世テフラを含め，周辺海域の海底テフラ調査との連携も重要な課題である．

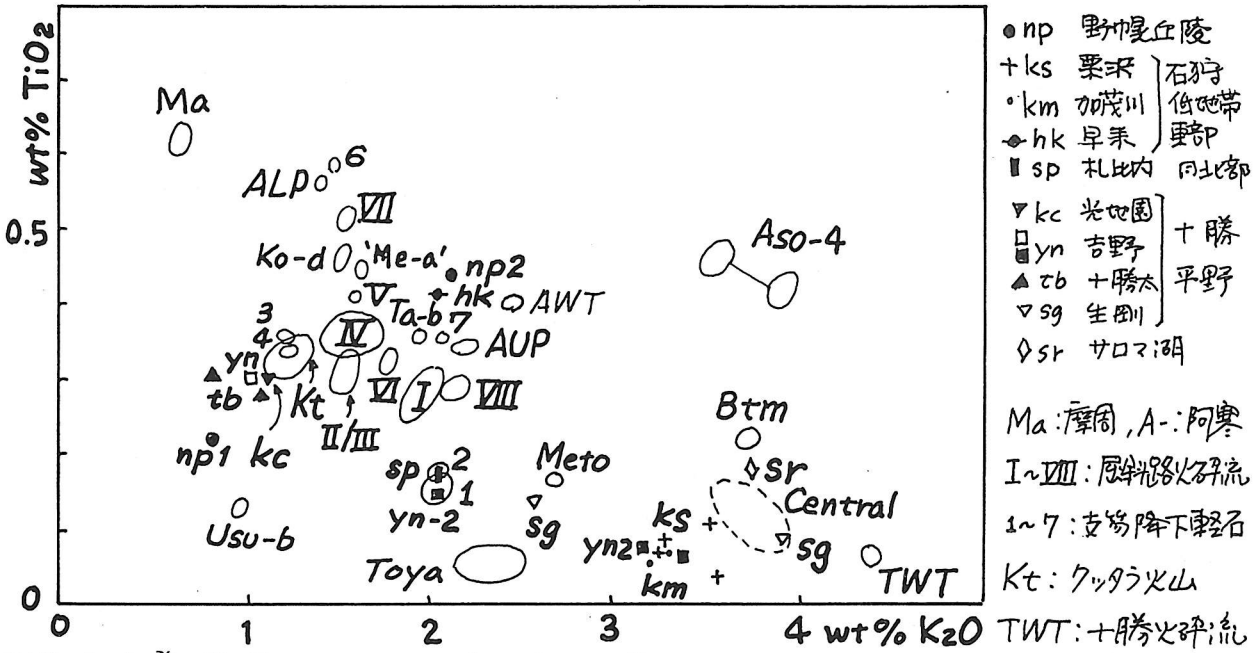


図３ 北海道のテフラの K_2O-TiO_2 ダイアグラムと前・中期更新世未詳火山灰

S 8 テフラからみた噴火の動態

早川由紀夫（都立大・理）

Yukio HAYAKAWA: Characteristics of explosive eruptions deduced from tephra deposits

第四紀学研究者がテフラと呼んでいるものの中には，火砕流やサージなど流れの堆積物も含まれるが，以下では，プリニー式噴火によって空高く吹き上げられたあと空中を降下して乾陸上に堆積する軽石質テフラのみを取り扱う．これまで知られている日本の第四紀テフラの大部分はこのようなプリニー式噴火の産物である．

1．テフラの降下と分布を支配する要因

爆発的噴火によって空高く吹き上げられたテフラ粒子は，重力と空気抵抗がつりあう速度（終端速度）で落下する．直径1cmの軽石の終端速度は地表付近で約5m/sである(Walker et al., 1971)．落下中にテフラ粒子は風によって水平方向に運ばれるから，終端速度の小さいテフラ粒子ほど火山から遠くまで達する．

中緯度地方の圏界面付近（高度約12km）には，季節を問わず顕著な偏西風が吹いている．そのために，この高さを超えるプリニー式噴煙柱から落下するテフラ粒子の多くは火口の東側に分布することになる．ストロンボリ式噴火などによって低い噴煙柱から落下するテフラ粒子は，この強い偏西風の影響をあまり受けずに，そのときの地表風の向きによって東西南北いずれの方角にも分布し得る．

高空では空気抵抗が小さいため，テフラ粒子の終端速度は地表付近より速い．高さ50kmから20kmまで落下するのにかかる時間と，高さ5kmから地表まで落下するのにかかる時間はほぼ等しい．したがって，テフラの分布は低空の風ベクトルに支配されやすく，高空での風ベクトルにあまり依存しない．夏期，中緯度地方の成層圏には東風が吹くにもかかわらず，日本のプリニー式テフラのわずか8%しか火口の西側に分布しないのはこのためである(Hayakawa, 1985)．西側に分布するプリニー式テフラ（たとえば，DMP，N.Us-c，カワゴ平，十和田aなど）は，強い低気圧（台風）の接近による悪天候時の噴火の産物であろう．

2．噴出量（噴火の規模）の計測

テフラの厚さ分布図を作成すると，その噴火で噴出したマグマの量を知ることができる．降下テフラの体積計算は簡単であり，テフラの分布限界まできちんと層厚を測定した等層厚線図を用意しさえすれば，問題はどこにも存在しないと思われるかもしれない．しかし，実際は層厚10cm以下，あるいは火山から200km以上離れた地域でテフラを確認することは多くの場合困難である．火山近傍で得られ

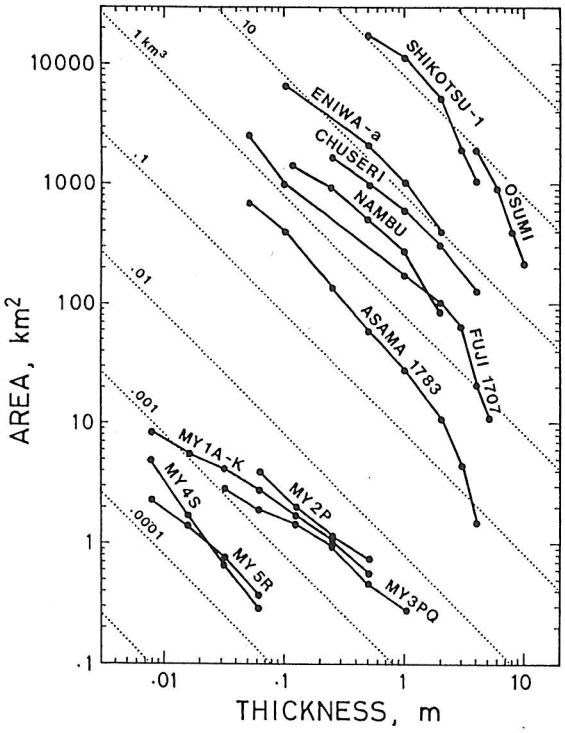


図１　日本の降下テフラのT-S曲線
(Hayakawa, 1985)

た層厚と面積の関係を両対数グラフ上に示して，それを薄層側へ外挿しようと試みても自由度が大きすぎて満足できる結果は得られない．細粒火山灰が噴火によってどれくらい広く拡散されるか見当がつかないのである．

もし噴出したマグマが結晶を含んでいれば，噴出した結晶の量は実測することができる．それも特定サイズの結晶だけに限れば測定はさらに容易になる．たとえば2-1mmの結晶だけに注目すると，そのような結晶のほとんどは，通常の気象条件下では，火山から100km以内の地点に落下するから，地表調査によって噴出した結晶の重量を実測することができる．一方，マグマと結晶の量比は，大きな軽石を粉砕して調べることができるので，比例計算によって噴出したマグマの重量を知ることができる．これはWalker(1980)によって初めて試みられた方法であり，crystal concentration study（結晶法）という．

降下テフラの噴出量を測定する方法として結晶法はたいへん優れているが，粒度分析と構成物量比の測定を多数の試料に対して行わなければならない．また，とくに古いテフラの場合には露出が限られるため，計測に必要な十分な試料を得ることができないことが多い．よって，簡便法がぜひ必要となる．図１を見てわかるように，一般の降下テフラにおいては，層厚(T)-面積(S)曲線は両対数グラフ上で傾き-1の直線にほぼ平行する．大噴出量の降下テフラから小噴出量の降下テフラまでT-S曲線がほぼ平行するということは，大きな噴火でも小さな噴火でも火砕物の拡散のしくみはほとんど変わらないことを示している．したがって，どれか一つの降下テフラの正確な体積が与えられれば，それをリファレンスとして他はそれとの単純比較，すなわち同一層厚での面積比，あるいは逆に同一面積での層厚比から任意の降下テフラの体積を計算することができる．さらに便利なことには，傾きが-1に近いことから積TSがひとつの降下テフラでは層厚によらずほぼ

一定である．この性質を利用することによって，Hayakawa (1985)は降下テフラの体積Vを簡便に計算することのできる式 V=12.2TS を導いた．係数12.2は，結晶法によって噴出量が求められた5つの降下テフラの係数の平均値である．この式を使って計算した日本のプリニー式テフラの体積は，ほぼ0.1-100km^{3}の間にはいる．

3．噴出率（噴火の強度）の計測

テフラを構成する粒子の大きさが，火山からの距離と方向によってどのように変化するかを調べることによって，その噴火のマグマ噴出率Q(kg/s)を測定することができる．たとえば直径1cmの石質岩片が火山のまわりにどのように分布するかを調べて，分布限界線が図2のように描けたとする．最高到達距離R_dは，R_wとR_cの和であらわされる．R_wは風による移動距離，R_cは上空で噴煙柱が水平方向に拡大することによって獲得した距離である．ここではR_cに注目する．噴煙柱の太さは，高く上昇すればするほど太くなる．図3は Sparks (1986) があるモデルに基づいて計算して得た噴煙柱の高さHと太さの関係図である．この太さが水平拡大距離R_cを決定する．図3を用いて降下テフラの粒径分布図からR_cを計測することによって，そのテフラをもたらした噴煙柱の高さHを簡単に知ることができる．HとQの間には $H=kQ^{1/4}$ (kは係数)という関係が成立することが Morton et al. (1956)以来よく知られているからマグマの噴出率Qが計算できる．この方法で計算されたプリニー式噴火の噴出率はほぼ10^6-10^9kg/sの間にはいる(Carey and Sigurdsson, 1989).

噴出量（体積 V）と噴出率 Q には，いずれも約1000倍のバリエーションがあるが，両者の間には正の相関関係があるから，V/Qで計算できる噴火時間のバリエーションは縮まり，1-100時間程度である．

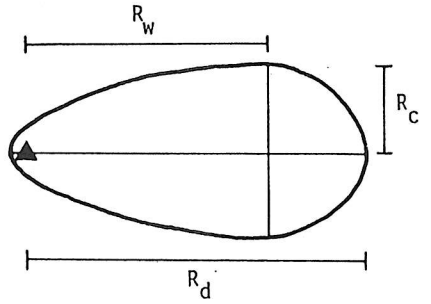


図2　降下テフラの等粒径線の三成分

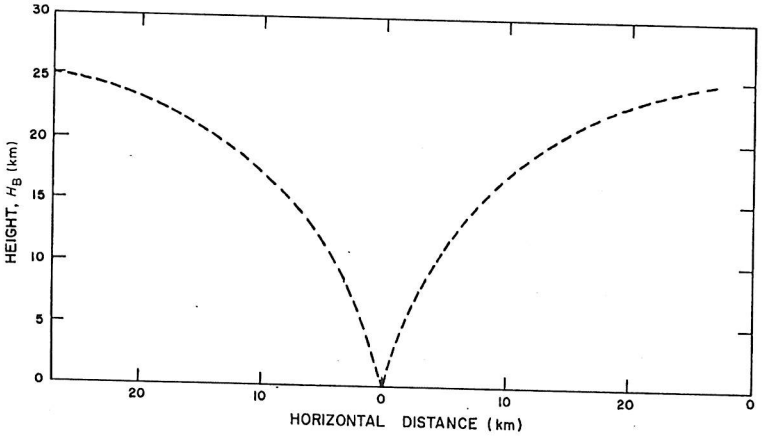


図3　プリニー式噴煙柱の高さHと太さの関係 (Sparks, 1986)

4．レスによるジオクロノメトリー

噴火堆積物である軽石層やスコリア層の上下には，風成塵であるレスが堆積している．完新世のレスは黒色のクロボクであることが多く，更新世のレスは褐色のロームであることが多い．クロボクとロームが噴火堆積物ではなくレスであるとする根拠は，次の４点である（中村，1970；早川・由井，1989）．①風塵がわずかながらも堆積していることが日常生活で経験される．②２枚の噴火堆積物に挟まれたクロボクやロームの厚さが火山に近いほど厚いということはない．厚さはどこでもほぼ一定である．③その厚さは時間の長さにほぼ比例する．④その地域の火山がまったく噴火しなかったことがわかっている時代に堆積している（例：十和田 915年テフラの上；富士 1707年テフラの上）．

上に挙げた４つの根拠のうち③の性質から，レスの層厚がジオクロノメトリーの道具として有用であることがわかる．ジオクロノメトリーとは，現在から遡った年数（年代）を測るジオクロノロジーとは違い，過去に存在した時間を測ることを目的とした研究のことである．日本各地の火山地域でレスの堆積速度を測定すると，年代によらずほぼ一定で，0.04-0.15mm/yの間にはいる．平均値は 0.07 mm/yである（早川・由井，1989）．

たとえば，北海道のSpfa1軽石とSpfa2軽石との間には厚さ70mmのレスが挟まれる．したがって，この二つの噴火は約1000年の時間差をおいて起こった事件であるとみなされる．Spfa1の年代は放射性炭素法によって，たとえば32200±2000y. B.P.と測定されている（Kigoshi，1967）．測定誤差（σ）は2000年であるから，もし将来Spfa2の放射性炭素年代が測られたとしても，二つのテフラの年代値の違いは誤差を下回り，放射年代学では二つの噴火の時間間隔は知ることができない．

一般に，流紋岩質あるいはデイサイト質マグマの噴火による二枚の軽石テフラの間には，明らかにそれとわかるレスが挟まれているから，軽石噴火を一つ二つと数えることはたやすい．しかし，玄武岩質マグマの噴火堆積物（スコリアや火山灰）の場合は，レスと降下火山灰の識別が簡単でないことが多く，噴火の回数を数えることがしばしば困難である．流紋岩質あるいはデイサイト質の火山は長い間静かに休んでいて，ときどき思い出したように短い時間噴火する．これに対して，玄武岩質の火山は休んでいる時間がそれほど長くなく（十分厚いレスが堆積する時間はなく），噴火状態にある時間が比較的長いという事情が背景にあると考えてよい．

過去の時間を測る時間尺としてレスを使えば，ある噴火と別の噴火の前後関係を知るだけにとどまらず，噴火と噴火の間に経過した時間の長さを知った上で，火山の噴火史を記述することができる．また，噴火堆積物とレスの互層があれば，絶対年代がわからなくとも，その時代のその火山の活動度を評価することができる．

S 9 テフラ噴火の地形に及ぼす影響

遠藤邦彦（日大文理）

Influence of tephra-producing eruptions on land surfaces : K. Endo

Ⅰ．はじめに

火山噴火は様々なタイプの噴出物を噴出し，さらに様々な現象を随伴して引き起こし，それらが多様な要因をもって地表や大気に多面的な影響を与える．その影響はしばしば噴火災害として問題になる．ここでは地表（地形）に影響を与えるような，広い意味でのテフラ噴火に着目し，噴出物・噴出形態とその要因を整理し，様々な事例を挙げる．

Ⅱ．火山活動がつくる地形

守屋（1973,1978 等）は火山活動が直接・間接につくり出す地形を，火山体を構成する基本単位地形として分類した．噴出物が累積してできる正の地形，火山活動が山体を破壊してつくり出す負の地形，直接マグマ活動に由来しないが，火山体や火山噴出物をもとに生ずる侵食・堆積地形が分類されている．表1はそれに若干の修正を加えたものである．たとえば，1986年伊豆大島噴火においては，スコリアや溶岩流を噴出した割れ目噴火に伴なって，島を北西～南東に縦断する最大 60cm 平均，30cmの沈降帯が生じ，岩脈貫入モデルが提唱されたように（多田等，1988），火山活動に伴なう地殻変動についての重要性が増している．また，火砕サージやタフリング，爆裂火口の地形などもマグマ水蒸気爆発に関連して注目すべきである．ブラースト（爆風）については加えていないが，今後検討していくべきである．

ここに分類された単位地形にはさらにそれぞれ，より小さな単位の地形が存在する．例えば火砕流であれば，ランプ構造，火砕流ローブ・堤防，2次噴気丘等が，岩屑なだれ堆積面には流れ山地形，プレッシャーリッジ，堤防等があり，それぞれの地形の認定にも役立つ．

表1　火山体を構成する基本単位地形（守屋，1973 & 1978 に一部修正）

マグマの噴出によって生じた地形
- 溶岩原面（溶岩流，溶岩円頂丘，等）
- 火砕流堆積面（軽石流，スコリア流，火砕サージ，等）
- 火砕丘（軽石丘，スコリア丘，スパッター丘，タフリング，等）

マグマの活動に付随して生じた地形
- 馬蹄型カルデラ，岩屑なだれ堆積面
- カルデラ壁及び底
- 爆裂火口壁及び底
- 断層崖等の地殻変動

マグマの活動とは無関係な過程によって生じた地形
- 侵食谷壁及び底
- 火山麓扇状地
- 地辷り地形
- 岩屑なだれ，泥流堆積面

Ⅲ．テフラが地表に与える影響

勝井（1979）は噴火災害の加害因子と災害要因を表２のように整理した．地表（地形）に影響を与える因子と要因も同様に捉えることができる．テフラが地表に与える影響を逆に要因により整理すると表３のようになる．

一般に降下テフラは地表を被覆し，火砕流は凹所を埋積し，火砕サージは両者の中間的性質を示す．有珠山噴火（1977-8）や三宅島噴火（1983）で放出された wet な火山灰は作物や樹木に付着し，被害を大きくした．

表２　噴火災害の加害因子と災害要因（勝井，1979）

	加害因子			災害要因
火山噴火	火山ガス			ガス中毒・大気・水質汚染
	降下火砕物	火山塵	（細粒）	成層圏ｴｱﾛｿﾞﾙ増加→気候変動
		火山灰		降下・付着・埋積
		軽石・スコリア・火山礫		
		火山岩塊・火山弾	（粗粒）	落下衝撃→破壊・埋積・火災
	火砕流	（高温）（中～高速）		掃過域の決定的破壊・埋積 高温のものは火災発生
	ﾍﾞｰｽｻｰｼﾞ	（低温）（高速）		
	火山泥流	（低温）（中速）		
	溶岩流	（高温）（低速）		
随伴現象	山体崩壊	岩屑なだれ（低温）（高速）		山体斜面の破壊・山麓の埋積
	津波			沿岸冠水，構造物・植生破壊
	火山性地震			地震動による構造物の破壊
	空振			空気振動による窓ｶﾞﾗｽの破壊
	地形変形			火山体の成長・破壊
	地殻変動			地殻の隆起・沈降 地割れ・断層・地溝・曲動 地表水・地下水系変化
	地熱変化			地下水温変化 温泉湧出状況の変化

表３　テフラが地表に影響を与える要因

埋積	火砕流・岩屑なだれ・泥流
被覆	降下テフラ・Low-aspect比火砕流・火砕サージ
侵食・運搬	岩屑なだれ・火砕流・火砕サージ・ブラースト
付着	Wet ash fall
衝突	弾道噴出物（噴石）・降下テフラ
爆風	ブラースト
熱	火砕流・降下テフラ・弾道噴出物（噴石）・ブラースト・２次流動溶岩流
ガス	火山ガス・降下テフラ
２次噴火	２次的水蒸気爆発，２次噴気
崩壊	
津波	火砕流・岩屑なだれ・ブラースト
大気圏	
エアロゾル	気候変動

テフラが影響をもたらす要因のなかで，特に熱の効果について検討する（表４）．

火口近傍ではテフラは焼結してアグルチネイトや溶結レンズを生じる例が伊豆大島噴火（1986）B火口群で認められた．またスコリア丘の下部で溶結が進み，スコリア丘の残骸を載せた２次流動溶岩流に移化する例もあった．

三宅島噴火（1983）では，割れ目火口近傍から遠方に向かってスコリアの厚さと，植生被害の程度に良い対応関係が見られた（遠藤他，1984；図１）．阿古の集落を襲った溶岩流は，溶岩流前面の木造家屋や植物を放射熱で燃焼させた．

表４　熱による影響

直接的効果	接触，水蒸気爆発，焼結，溶結 → 燃焼，破壊，炭化 融雪・融氷，流動
間接的効果	放射熱（溶岩流）　→ 燃焼 対流　→ 旋風の発生
降下テフラ直後の火砕流被覆効果	保温・加熱・加圧　→ 炭化
２次的熱源を誘発	再熔融・２次噴気

テフラ中に炭化した埋没林が認められる例を検討すると，一連の火砕流で覆われた降下テフラに保存がよい傾向がある．炭化の進み方から降下テフラ自体も高温を維持していたと思われるが，さらに高温の火砕流に被覆され，降下テフラに埋められた部分は火砕流から保護されると共に，むし焼き状態になったと考えられる．降下テフラも粗粒なものが急速に堆積すれば，かなり遠方でも高温状態を維持し得ると考えられ，樹木を焼くなど２次的熱源により部分的再熔融が起ることもある．

テフラの運搬堆積の仕方の違いを表５に整理してみた．　火砕流や岩屑なだれは，しばしば地表を侵食し，撹乱する．弾道噴出物（Ballistics）は噴石とよばれることが多いが，阿蘇噴火や桜島噴火で被害を生じている．

テフラジェットはマグマ水蒸気爆発で発生する，低温な鶏尾（Cock's tail）状噴煙のことで，弾道軌道を描く大きな岩塊を先頭に，wet な砕屑物を従えて落下する．三宅島噴火（1983）では，新澪池に隣接する爆裂火口の周りに多数の岩塊がジェットとして落下し，原生林を完全に破壊した（図１）ように，その破壊力は極めて大きい．類似の噴出物は多くの爆裂火口の周囲に見られるもので，今後解明される必要がある．

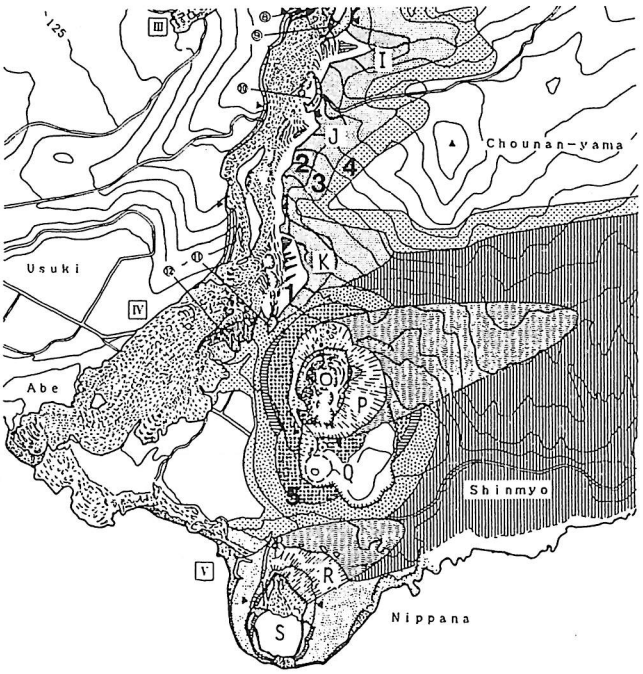


図１　1983年三宅島噴火による噴出物の分布と被害（遠藤他，1984）
1:ｽｺﾘｱ丘，2:倒木帯（根焼き倒れ），3:枝葉落下帯，4:葉落下帯，5:岩塊帯

表５　テフラの運搬様式による性質の相違

	堆積の仕方	温度	侵食・撹乱	微地形	構造
降下テフラ	mantle bedding*	低（高）	なし	なし	a
火砕流	谷埋め	高	あり	あり	b
火砕サージ	中間	低（高）	あり	**	c
ブラースト		高	あり		
弾道噴出物	sag，同心分布	高（低）	あり	impact crater	
テフラジェット	wet，sag	低	あり	あり	massive
岩屑なだれ		低（高）	あり	あり	d

*　low aspect比火砕流を除く
**　地形：タフリング，爆裂火口
a：ユニットによる成層構造
b：basal layer，ground layer，reversed grading
c：planer or cross lamination by lateral flow
d：ブロック相

表６　複合過程によるテフラ噴火の影響

テフラ斜面堆積＋降雨＋地震	崩壊
火砕流・降下テフラ＋融雪・融氷・流水	火山泥流
降下テフラ＋降雨・高湿度	凝集粒子・火山豆石・火山泥流
ドーム隆起＋噴火・地震	ドーム崩壊→火砕流・岩屑なだれ
火砕流・岩屑流＋海水・湖水	津波・ダム決壊
水蒸気爆発＋山体崩壊	崩壊・岩屑なだれ
割れ目噴火＋海水・湖水・地下水	マグマ水蒸気爆発

Ⅳ．複合的過程によるテフラ噴火の影響

テフラの堆積が基になって，複合的な過程に基づく諸現象が起る（表６）．たとえば，関東南部では斜面に堆積する宝永スコリア層（新富士火山1707年噴火）がしばしば斜面崩壊を引き起す．1984年長野県西部地震によって生じた御嶽大崩壊と同時に，御嶽山麓でも斜面崩壊が多発した．斜面堆積するPm-Ⅰ降下軽石層直下のローム層が滑り面となり，厚さ数㎝のPm-Ⅰ及びその上位のテフラが崩壊し，岩屑なだれとなって流下した後，河川水と混じって泥流に移化した．大規模な噴火は少いが降灰が長期間継続する桜島では，土石流が年平均67回と頻発しており（図２），野尻川では年21回にも及ぶ（大隅工事事務所）．これは長期にわたって続く降灰や火山ガスにより森林の荒廃，裸地化が進みつつあることと関連する．桜島東部の黒神川土石（砂）流堆積地は昭和溶岩流を覆って広がり続けている．桜島北西部や西部（野尻川）には見事な火山麓扇状地が発達するが（図３），これらも土石流が形成したものである．火山麓扇状地は多くの火山で広い面積を占める（守屋，1975）．北海道駒ヶ岳1640年噴火では岩屑なだれが噴火湾に突入して大津波が発生，多数の人名が失われた（勝井他，1975）ように，津波による被害は甚大となる．St.Helens 1980年噴火でも，岩屑なだれがSpirit Lakeを襲い，津波が発生した．

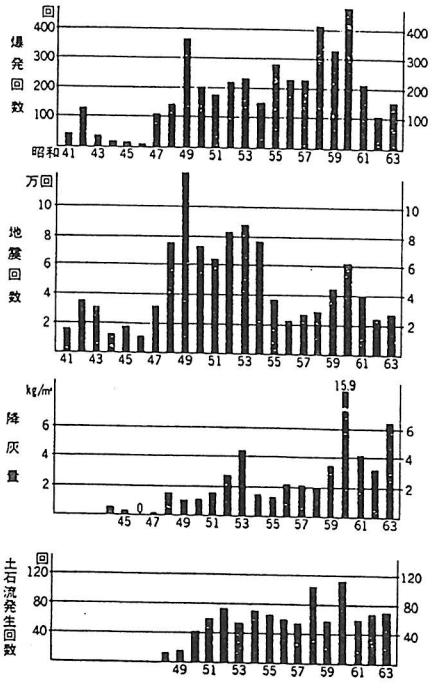


図２　桜島火山の活動と土石流発生回数（大隅工事事務所・鹿児島地方気象台のデータに基き国土地理院が作成；同，1990）

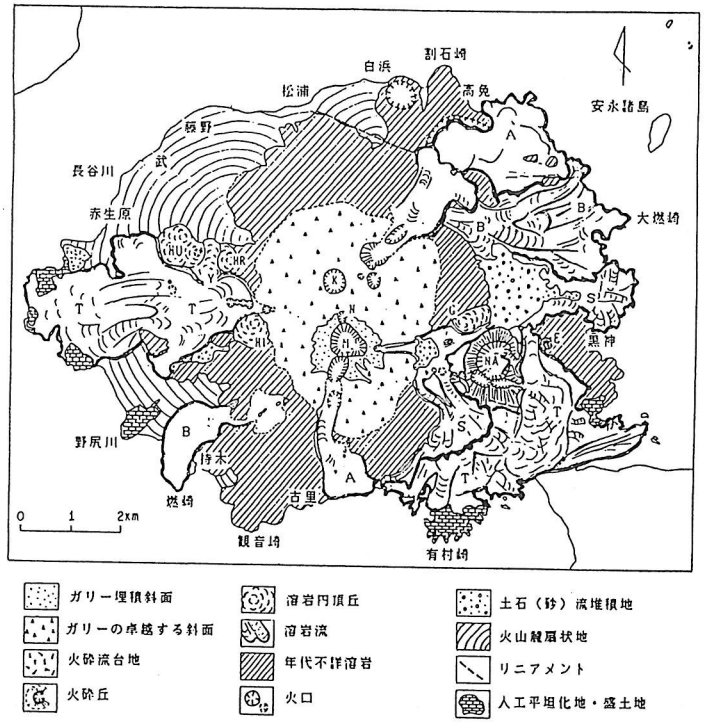


図３　桜島火山の地形概念図（国土地理院，1990）

S10 噴火と気候変化との関係

三上岳彦（東京都立大学・地理）

Takehiko MIKAMI; Volcanic eruptions and their impact on climatic variations

1. はじめに

大規模な火山噴火によって火山灰や各種の噴出物が大気中に放出されると日射を散乱させて地上に到達する放射エネルギーが減少し、噴火後一定期間、地上気温を低下させることはよく知られている。15世紀から19世紀に至る小氷期の原因は、火山噴火がこの期間中に多発したためであるとも言われている。今回は、火山噴火の歴史的記録と気候データが得やすい過去数百年間において、噴火が気候（主に地上気温）にどの程度影響を及ぼしたのかといった点について、関連文献のレビューを中心に報告する。

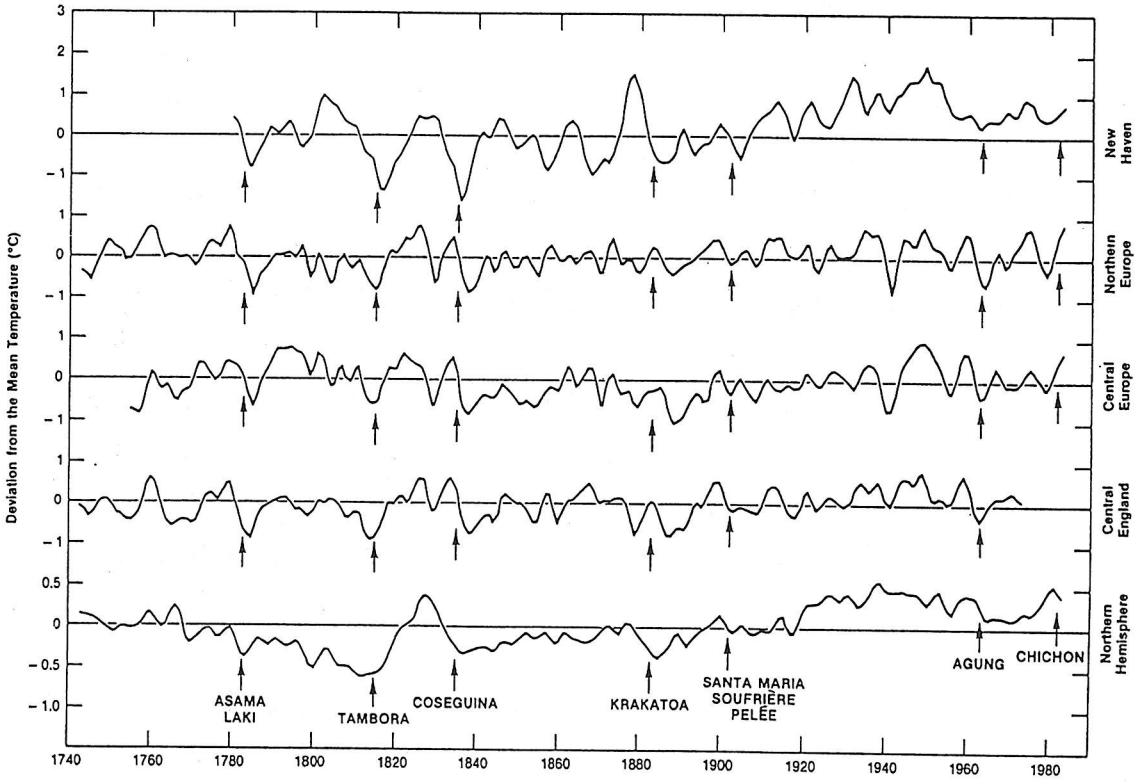
2. 火山噴火による地上気温の変化

大規模な火山噴火によって、水蒸気や二酸化硫黄・硫化水素などのガスが成層圏にまで達すると、それらは大気中で反応して硫酸塩エアロゾルとなる。こうした火山性成層圏エアロゾルは、大気の循環を通して拡散してゆくが、長期間（数カ月～数年）大気中に滞留することによって日射を散乱し、直達日射量を減少させて地上の気温を低下させると考えられている。

図1からも明らかなように、大規模な噴火の直後1～3年間に地上気温が低下する傾向が認められる。しかし、気温低下の程度や継続期間は、噴火の規模だけでなく、火山の地理的位置や噴火の起こった季節などとも密接な関連がある。また、1982年のエル・チチョン火山噴火の例のように、噴火後に大規模なエル・ニーニョ現象が起こると、赤道海域の高水温の影響で地上気温が上昇し、結果的に噴火による気温低下が相殺されてしまう場合もある。

また、噴火後の気温低下は地球上どこでも起こるわけではなく、場所によっては気温が上昇する。史上最大規模の噴火として知られる1815年のタンボラ火山（インドネシア）の場合は、北米の東部や、ヨーロッパの一部で翌年（1816年）の夏に異常低温をもたらし、「夏のない年」と呼ばれているが、北米の西部や、アジア、ヨーロッパ東部では平年並みかむしろ暑い夏であった。

しかし、噴火が頻繁に起こり、火山活動が活発化すると、比較的長期間にわたって地上気温が低下することになる。図2は、グリーンランドの氷床コアの酸性度（火山活動の指標となる）と北半球の地上気温の変動傾向を比較したグラフで、両者の間に高い相関のあることが読み取れる。



Angell and Korshover(1985)

図 1

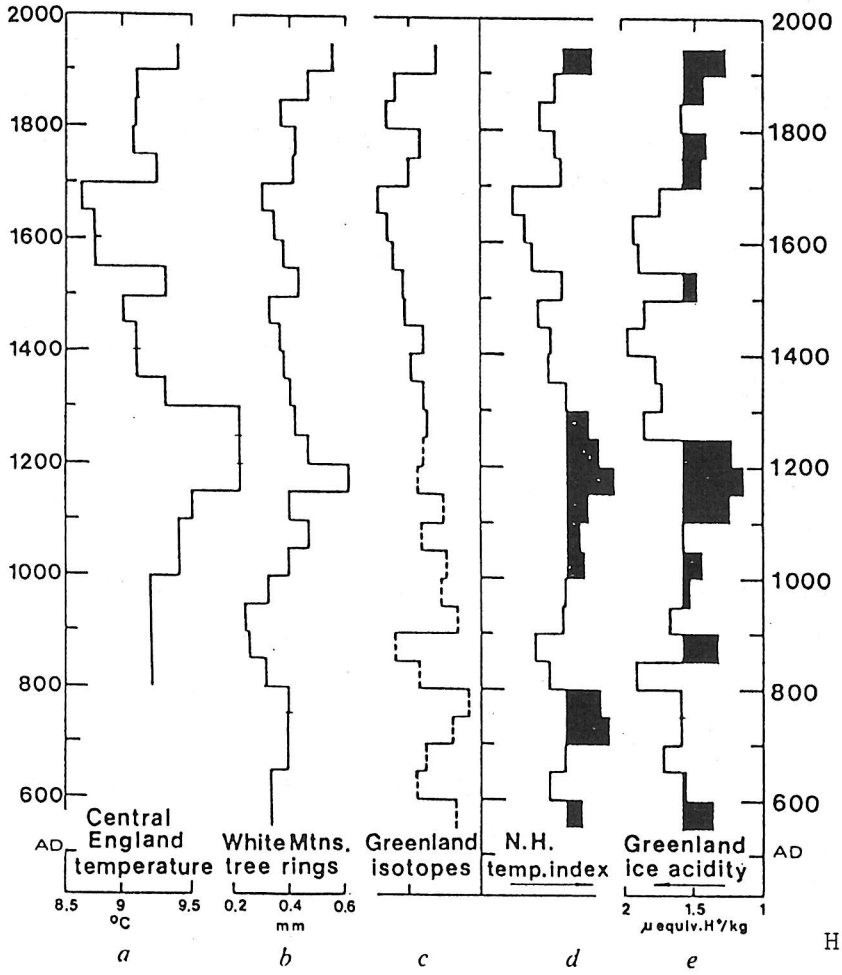


図 2

Hammer et al.(1980)

S11 テフラ噴火が生態系に及ぼす影響—とくに巨大噴火を中心に

辻　誠一郎（大阪市立大学）

Sei-ichiro TSUJI ; Effect of Tephra Eruption on Past Ecosystem with Special Reference to Huge Eruption

日本列島のように第四紀にできた火山が著しく多くそれらの多くが長期的に活動を継続している地域では，テフラ噴火を含む火山活動とそれらによってもたらされる噴出物の累積は少なからず生態系にさまざまな影響を及ぼしてきたと考えられる。したがって火山活動が生態系に及ぼした影響を第四紀地史の中で評価することは日本列島とその周辺域の自然史研究においては大きな意義がある。ここでは最終氷期以来の巨大噴火を代表する姶良Ｔｎ火山灰（ＡＴ）噴火が生態系に及ぼした影響を具体的に取り上げ，九州から東北地方にかけての既報の資料と新たに得られた資料を総合しながら，ＡＴ噴火が起こるまでの植生と環境，ＡＴ噴火後の植生，ＡＴ噴火が生態系に及ぼした影響について話題提供する。

ＡＴ噴火が起こるまでの植生と環境：ある噴火が生態系に及ぼした影響を評価し地史の中でその意義づけを行うには，噴火直前の生態系ばかりでなく全般的に自然がどのように移り変わりつつあったのかという長期的な変動の傾向を解明しておくことが必要である。１９８７年に刊行された「日本第四紀地図」および相馬・辻（１９８８）ではＡＴ噴火直前もしくはＡＴ噴火前後の植物化石記録がほぼ列島全域から集められ，基本的には冷温帯ないし温帯性針葉落葉広葉樹林が卓越する植生で，中部高度域から東北中部以北では亜寒帯要素も混交していたとされている。厳密にはＡＴ直下資料のみにもとづくものではないが，ＡＴ噴火時の植生をおおむねものがたっていると判断される。このような植生にいたる歴史についてはＡＴを挟在する各地の連続的堆積物の花粉化石記録から，約３万年～２．５万年前，東北地方南部以南の現在の低産地・平野ではブナ属・コナラ亜属その他の温帯性落葉広葉樹の衰退がはじまり，トウヒ属・マツ属単維管束亜属（多くがチョウセンゴヨウ）・モミ属といった針葉樹がそれらにかわって漸増したことがよみとれる。これは気候が全般により乾燥・寒冷化の傾向をたどったことを示唆している。

ＡＴ噴火後の植生：図１から図４は主要地点におけるＡＴ噴火以前からＡＴ噴火後の堆積物の花粉化石記録を示したものであるが，既報の資料をも総合すると，ＡＴ噴火後の植生は噴火前のそれに比較して大なり小なり差異が生じていること，ＡＴ層厚が１０㎝以上となる東北南部以南では主にハンノキ属が増加するかそうでない場合にはトウヒ属・マツ属単維管束亜属・モミ属といった針葉樹が増加すること，主にハンノキ属が増加した地点ではやがてＡＴ噴火前のような針葉樹主体の植生へとうつりかわること，東北北部では層厚が数㎜程度であるのにヤチヤナギなどが急増し，水湿地植生が大きく変化したことなどがよみとれる。

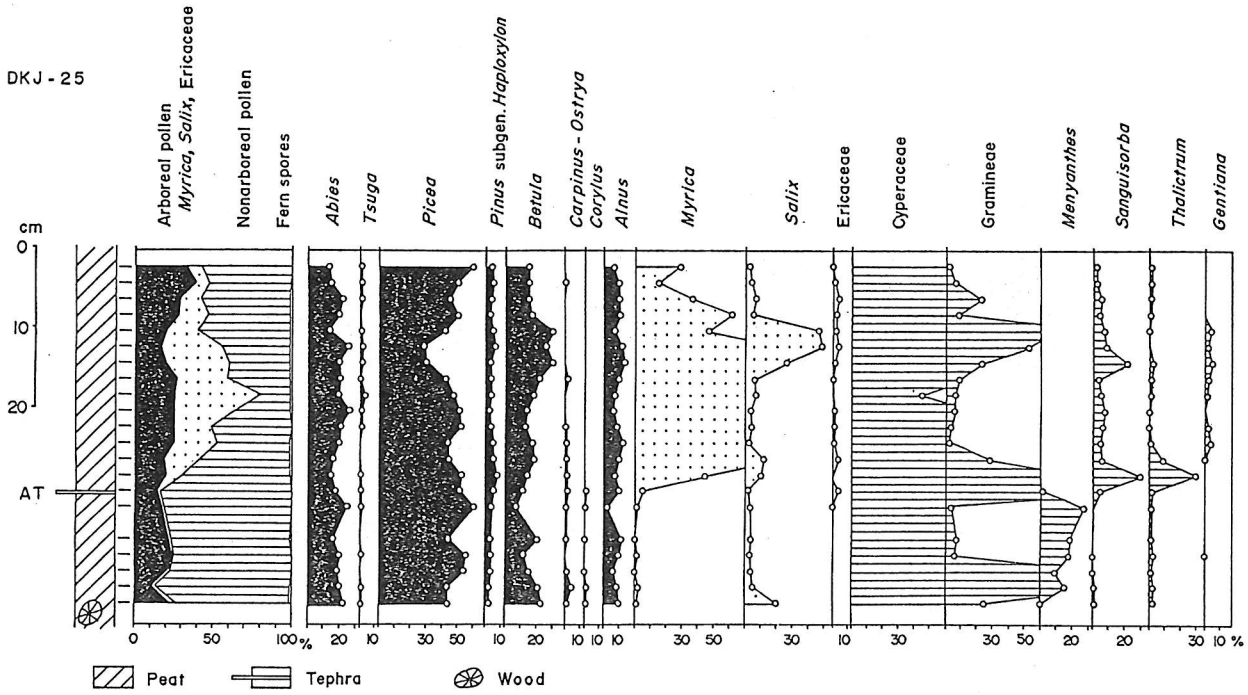


図１　青森県西津軽郡出来島におけるＡＴ前後の花粉化石群の層位的変動
ＡＴ層準以降にヤマモモ属・ヤナギ属のほか草本花粉に大きな変化が見られるが，主要樹木花粉にはほとんど変化がみられない。

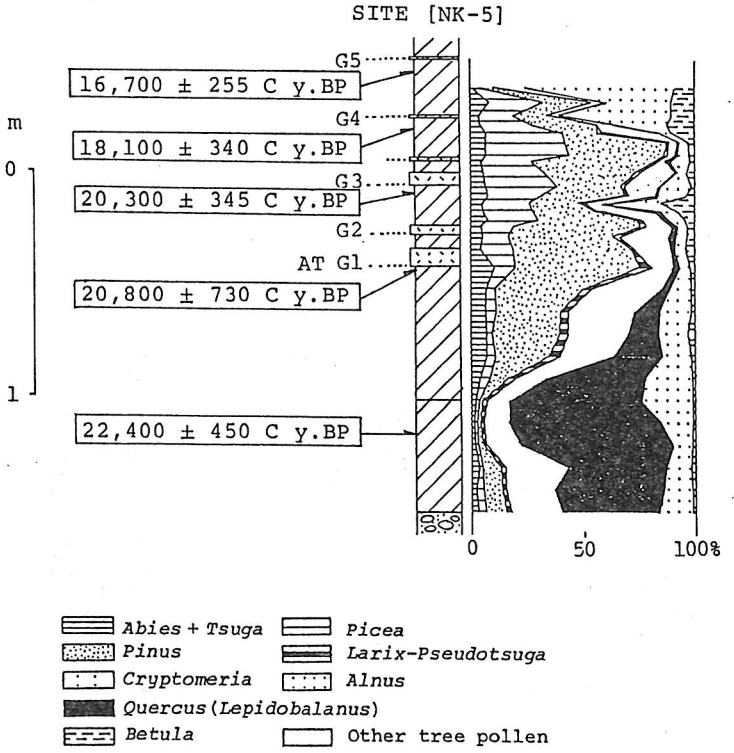


図２　茨城県土浦市下大島におけるＡＴ層準前後の花粉化石群の層位的変動
（遠藤ほか，１９８３を改変）

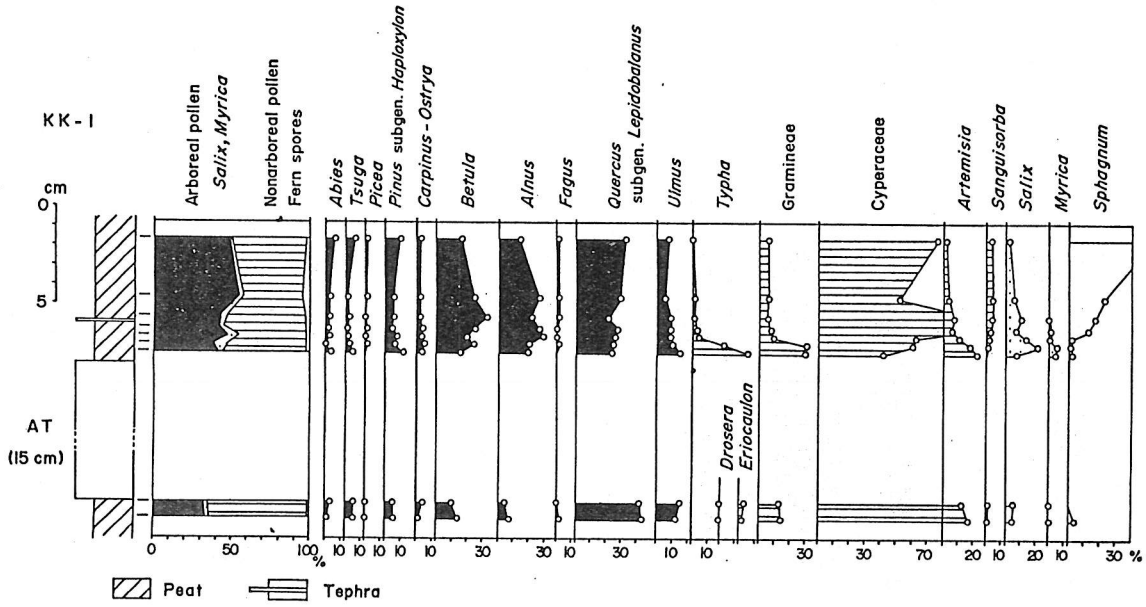


図３　滋賀県彦根市大堀におけるＡＴ層準前後の花粉化石群の層位的変動
カバノキ属・ハンノキ属といった樹木花粉および多くの草本花粉に目だった変化が認められる。

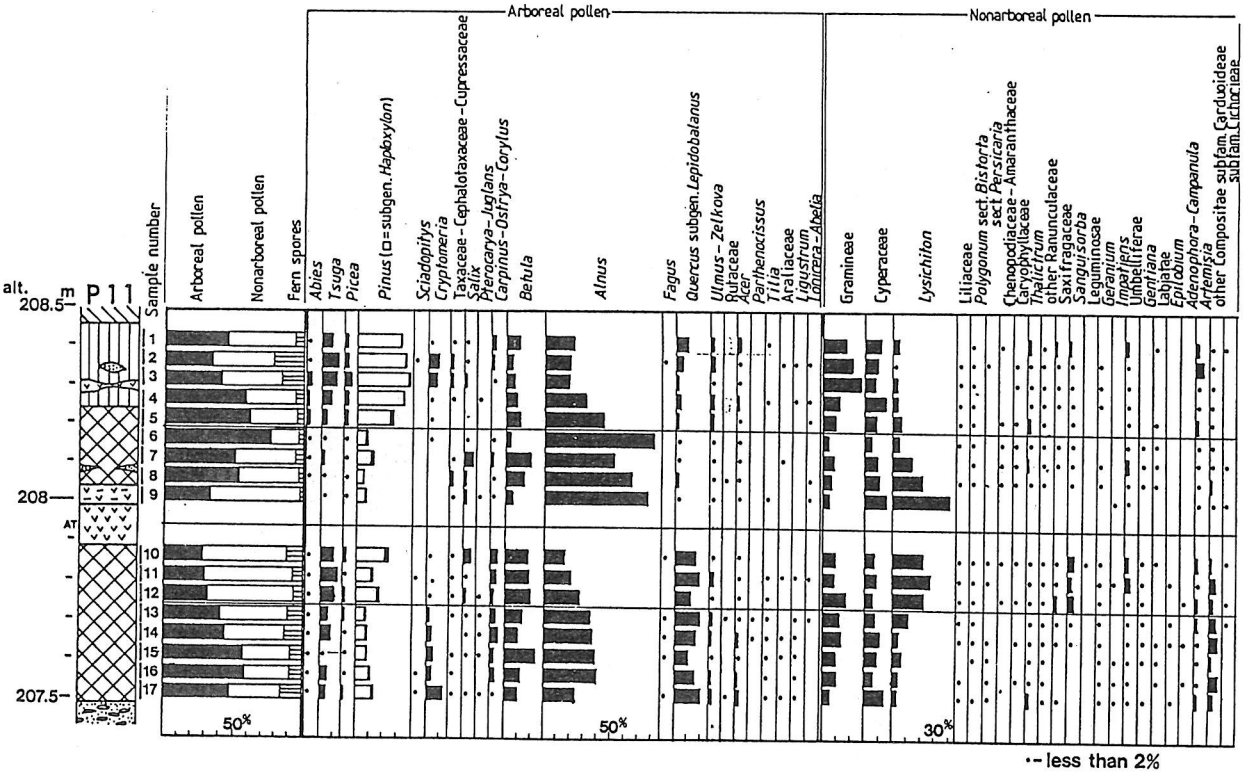


図４　兵庫県多紀郡西紀町板井・寺ヶ谷遺跡におけるＡＴ層準前後の花粉化石群の層位的変動（Ooi et al,　１９９０）

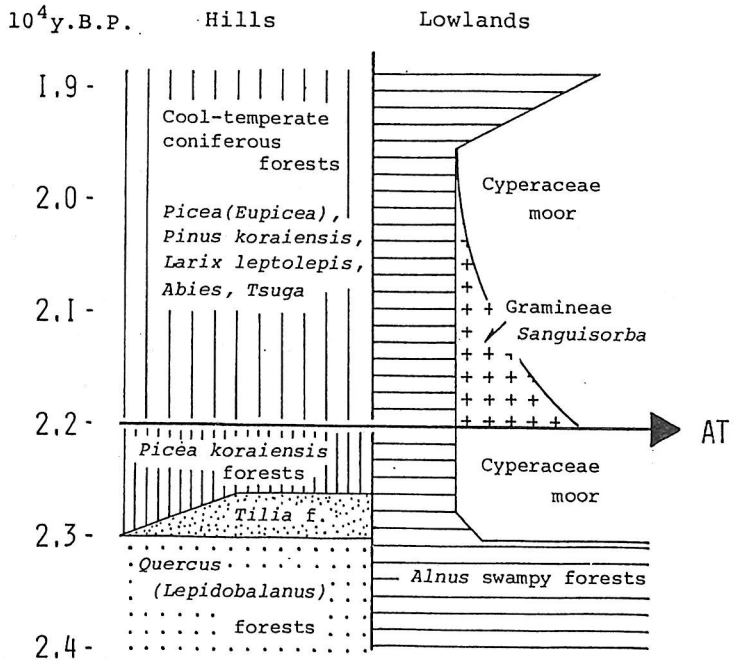


図５　茨城県土浦市下大島におけるＡＴ噴火前後の模式化した植生史

ＡＴ噴火が生態系に及ぼした影響：ＡＴ噴火は約３万年～２．５万年前にはじまった気候の一層の乾燥・寒冷化とそれによる針葉樹増大の進行する中で起こった。西日本のような降灰量の多いより給源に近い地域ではＡＴの二次堆積を含め土地的条件の急変に対応して谷底・低地の植生はもとより山地斜面植生も大きな影響を受け，一時的に針葉樹の増大が停滞したが，その後急速に回復した。以東・以北ではＡＴ噴火と同時に針葉樹が急速に増大したが，すでに針葉樹が卓越していた地域では森林植生に大きな変化はなかった。しかしこうした地域においても，たとえば図１に示す津軽のように湿地の植生はヤチヤナギ・ヤナギ属の急増やミツガシワの衰退にかわるワレモコウ属・イネ科などの急増にみられるように明瞭な変化をとげた。以上のようにＡＴ噴火は気候の乾燥・寒冷化に対応する針葉樹増大期に起こり，給源に近い地域ではそれを一時的に停滞させたが，遠方の地域や土地的荒廃の程度が小さかった地域ではそれを促進した。また遠方での植生変化は単に降灰による生態系の変化だけでなく気候・気象条件にも関わったことを示唆する。

S12 噴火が人類・社会に及ぼす影響－考古学から見た－
K-Ah と AT の噴火

小田静夫（東京都教育委員会文化課）

Volcanic Disasters of K-Ah and AT : Shizuo Oda

火山の噴火は、周辺の自然環境や人間の生活環境を一瞬時に破壊するだけでなく、二次的な災害を広域に与える影響力を保持している。日本の先史時代において、超広域に火山灰をもたらしたK-Ah（鬼界－アカホヤ火山灰）とAT（姶良Tn火山灰）は、地球規模で気候と植生に大きな影響を与えた大噴火であった。当然、給源火山の近傍では、高温ガスを伴う灰嵐、火砕流によって、動植物は全滅したと考えられている。K-Ahの場合、約100km の範囲までこうした状況が認められるという。ATはK-Ahを上回る規模の噴火であり、より広域への影響が予想されている。（町田・新井、1983; 町田、1989）。

Ｋ－Ａｈ（約6,300 年前、縄文時代早期最終末）

鬼界カルデラを給源にするK-Ahは、南九州の縄文包含層中に厚い堆積が認められ、縄文土器編年の鍵層になっている。K-Ahの下層からは塞ノ神式が、上層からは轟式が出土することが判明し、この両土器型式を境に早期と前期の区分にしている（新東、1980）。また、この両土器型式は、K-Ahの大量降灰による南・中九州の縄文人の絶滅と、新たな渡来人の交代劇であるという。K-Ahの降灰による生物圏への影響は、四国、近畿、東海地方にまで及んだ。火山灰は地表をくまなく覆い、山崩れ、荒れ川を発生させ、湾内の浅海底に厚く堆積し、魚介類の死滅をもたらした。東海地方の沿岸部の早期末の遺跡で、天神山式に続く塩屋式の土器型式の時代に、例外なく貝塚の貝層の形成が終え、もしくは廃絶している事実が確認されている（増子、1982)。

ＡＴ（約21,000～22,000年前、旧石器時代第Ｉｃ亜文化期）

近年ATを時間軸にして、旧石器文化の石器群研究が活発化している。層位的編年体系がいちはやく確立した武蔵野台地の層準で、ATは立川ロ～ム第VI層中に介在し、武蔵野編年の第Ｉｃ亜文化期に相当する（小田、1979;Oda・Keally、1979)。この時期の石器群は、黒曜石を主体にし、縦長剥片を素材にしたナイフ型石器が卓越する。AT以前の石器群は、汎日本的に共通した様相を呈して分布しているが、AT以後になると地域性が多く認められ、遺跡数の増加、石器組成の多様化が指摘されている（橘・萩原、1983; 白石、1983; 石器文化研究会、1989）。しかし、こうした画期は、AT（第VI層）より上位の第Ｖ層上部～第VI層下部の文化層が境界であり、AT降灰後千年以上の時間を経た現象である。ATはその噴火規模から推すと、当時の旧石器人に多大な被害を与え、生活環境を変えたと考えられるが、こうした影響を遺跡と遺物からどう読み取るかが、考古学研究者に与えられた課題である。

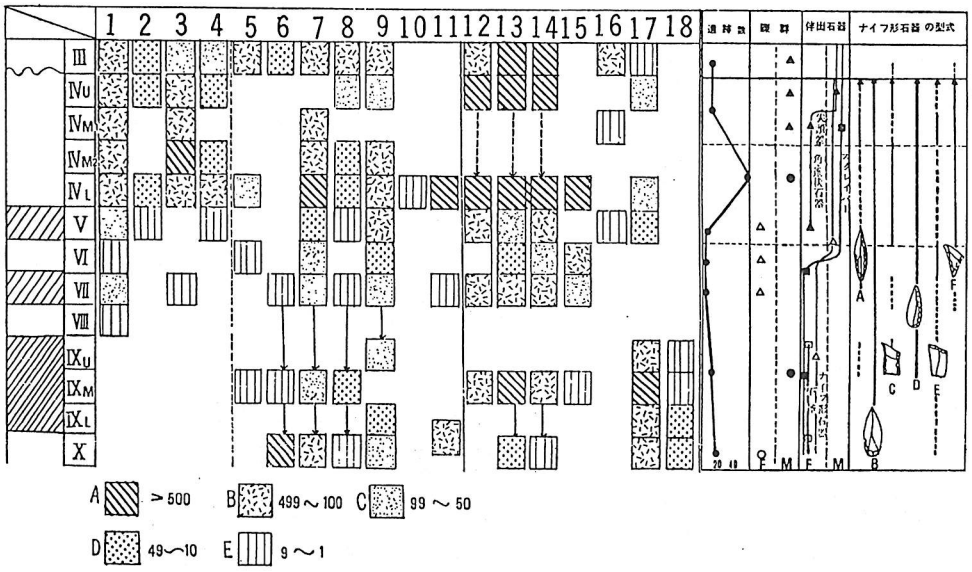
縄文土器型式の編年と鬼界ーアカホヤ火山灰の関係

示標テフラ	地域／時期	九州 南部	九州 北部	中国・四国	近畿	北陸	中部 長野	中部 新潟	東海	関東	東北 南部
	前期前半	曽畑		磯の森下層	北白川下層2a		有尾	刈羽	上ノ坊	黒浜 植房	大木2a
					北白河下層1	朝日C	神ノ木	大淵	石塚	関山	大木1
		轟		羽島下層2	鳥浜					二ツ木	桂島
						極楽寺2	中越	寄目	木島	花積下層	上川名2
アカホヤ火山灰	早期後半			羽島下層1		極楽寺1			塩屋	神之木台・下吉井	
					石山7				天神山		
					石山6				入海2		
		塞ノ神B			石山5	神明原			入海1		梨木畑
					石山4				上ノ山		榎木2
					石山3				稲荷	茅山上層	浙山2b
					石山2					茅山下層	浙山2a
		塞ノ神A								鵜ケ島台	
										野島	常世
		平塚 手向山			穂谷					子母口	明神水3

（編年表は小林・他 1983を一部改変）

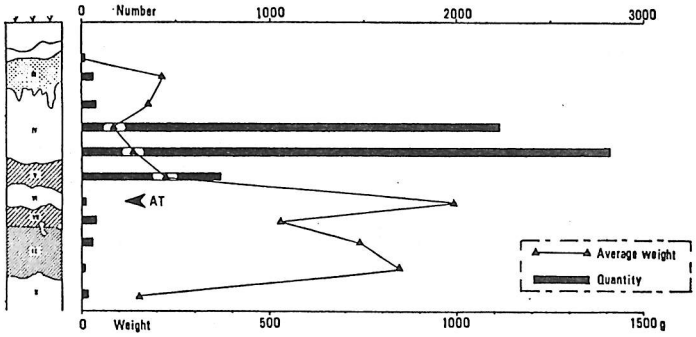
表1 杉原・小田・丑野 1983「伊豆大島の鬼界ーアカホヤ火山灰と縄文時代の遺跡・遺物」考古学ジャーナル第２２４号Ｐ８の表１

図1 白石 1983「考古学と火山灰層序」第四紀研究第２２巻第３号Ｐ１９２の図３

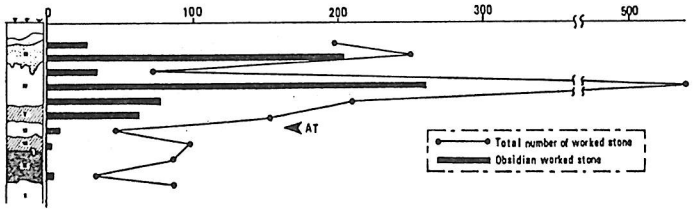


野川上流域における遺跡群と石器の出土量（F…少ない．M…多い）（稲田，1981 を改変）

図２・３ 阿部 1983「白石論文に対する論評」第四紀研究第２２巻第３号Ｐ２０５の図１、Ｐ２０６の図２



礫の平均重量と出土数の層位毎にみた変遷
（小田ほか，1980 の Fig. 176 を基に作成）



石器総点数と黒曜石製石器出現数の層位毎にみた変遷
（小田ほか，1980 ・ Fig. 174 および Table 90 を基に作成）

S12 噴火が人類・社会に及ぼす影響－考古学から見た－
江戸時代の火山災害

能登 健（群馬県埋蔵文化財調査事業団）

Volcanic Disasters during the Edo Period (from 16c to 17c A.D.)

幕藩体制で統一されていた近世社会の農地は天領・藩領・旗本領などに区分され、領民(農民)はそれぞれの領主に生産物年貢を負担することによって成立していた。一方、北海道地方(蝦夷地)のアイヌ社会は、同時代にあって化外の民として松前藩の特殊な支配下に置かれていた。ここでは、同時代におけるこの二つの政治的・社会的な相異をみせる地域を取り上げて、近世における火山災害に対する対応や影響のあり方を見てみたい。

1783(天明三年)７月８日の浅間山災害

1783年の浅間山の噴火活動は、群馬県下一帯に軽石(As-A)を降下させ、吾妻川から利根川の流域に泥流(鎌原火砕流)の被害を及ぼした。

軽石降下によって埋没した田畑は、〝灰掻き〟による復旧をしている。その方法は地域によっても異なるが、降下量の多い地域では掻き集めた軽石を近くの凹地に投げ捨てる方法が取られている。また、凹地が無い場合は耕地の一部に集積されて、いわゆる〝灰掻き山〟がつくられる。この灰掻き山は上面が平担にされ、畑地として再利用される。復旧地が水田の場合は、「畑成」として地目が変更されることになる。

さらに、もうひとつの方法は溝を掘って地中に埋める方法であり、玉村町の上之手八王子遺跡と小泉大塚越遺跡の２遺跡で、この〝灰捨て溝〟が検出されている。この地域は給源より約60キロの地点に当たり、約６センチの堆積厚(現在の堆積厚)である。降下量はさほど多くはないが、そのままでは耕作に支障を来す量である。ここでは、耕地の一部に短冊状の溝を数条掘り、その中に軽石を投入して、さらに掘削土で被覆して耕地を復旧している。上之手八王子遺跡で検出された灰捨て溝には軽石が充填されており、この復旧作業が完了した状況を呈していた。

一方、小泉大塚越遺跡のある地点は利根川の右岸に接しており、軽石の降下と泥流の災害を被っている。ここで検出された灰捨て溝は掘削された直後に泥流が被覆しており、軽石降下の直後に開始された復旧工事の途上で分厚い泥流によって覆われてしまったことを物語っていた。前橋藩は、復旧対策を降下後５日目の12日になって開始している。しかし、小泉大塚越遺跡の事例は、軽石降下直後から泥流の襲来以前の約６時間の間に個別農民レベルによる復旧が開始されていたことを示している。

上之手八王子遺跡では軽石降下の災害に際して軽石の埋設による復旧方法が明らかになった。そして、小泉大塚越遺跡では、その復旧が降下直後から農民レベルによって積極的に開始されていたことも明らかになった。農業生産が経済の根幹であり、農民による直接的な土地管理の完備した社会での災害の対応例として重要である。

1667(寛文７)年８月６日の樽前山災害

1667年に噴火した樽前山(Ta-b)は道東地域に大量の軽石を堆積させた(1979:北海道

火山灰命名委員会)。この地域は東蝦夷のアイヌの生活圏全域を覆っていた。平取町のイルエカシ遺跡では災害によって埋没したコタンも発掘調査されている(1989:平取町教委)。ここでは、1669年に勃発したシャクシャインの乱が、その生活圏を覆い尽くす樽前山の噴火災害に起因しているという前提で、火山災害がアイヌ社会に与えた影響を考えてみる。

近世のアイヌ社会は狩猟・魚撈・植物採集(一部で農耕)活動による自然物採集経済を主たる生業としていたとされる。しかし、その生活動態は和人(幕府側)による文献資料に頼らざるを得ず、しかもそれらは和人によって変質された社会を記載している点で、それ以前は不明な点が多い。少なくとも、寛文年間以降に残された文献資料では、この頃にはサケを中心にした和人との交易社会に変質させられていたことが感じられる。寛文7年の火山活動についても文献資料の希薄な時代であり、その実態は不明のままである。しかし、この火山活動がアイヌ社会の交易活動に多大な影響を与えたという想定は難くない。

想定される影響には、軽石被覆による動植物などの陸性食糧源の枯渇が考えられよう(1988:矢野,1989:徳井)。しかし、交易社会に変質していたとするならば、むしろ交易対象物のサケの枯渇こそ最大の打撃となる。天明三年の浅間山噴火に際して軽石の降下地域にある碓氷川の魚が死んだとの記載がある(1989:浅間山麓埋没村落総合調査会)。また、軽石などのテフラの影響で河川の魚が死滅する事例も数多く報告されている(1984:Blong)。おそらく、Ta-bテフラの降下に際して河川を遡上していたサケ・マスなどの回帰魚に大きな影響を与えたであろう。そう考えると、回帰年の二年後から被害が顕在化することになり、シャクシャインの乱のピークと一致する。

当時のアイヌ社会は自然物採集経済でありつつも、和人社会によって自然的再生産によるサケの交易を主たる生活手段として強いられていた。このようなアンバランスな社会変質が、激減した交易物の獲得による争奪を招いたことが反乱の誘因になった。そして、このことに樽前山の噴火が大きな影響を与えていると考えられよう。

天明三年の浅間山の噴火は、前橋藩領と旗本藩領の錯綜する地域での災害であった。この地域では個別農民と領主層との早急な対策が講じられる社会背景があった。一方、生産体制として未組織であったアイヌ社会にあっては、復旧対策が講じられることなく社会の混乱を将来させた。16～17世紀の同時代においても、その社会体制の差異によって災害に対する対応が異なっていたことを如実に示した事例といえよう。

引用文献

1979 北海道火山灰命名委員会『60万分の1,北海道火山灰分布図(改定版)』
1989 平取町教育委員会『イルエカシ遺跡』
1989 浅間山麓埋没村落総合調査会『天明三年浅間山噴火史料集』東京大学出版会
1988 矢野牧夫『黄金郷への旅』北海道新聞社
1989 徳井由美「北海道における17世紀以降の火山噴火とその人文環境への影響」『お茶の水地理』30号
1984 R.J.Blong 『VOLCANIC HAZARDS』Academic Press

テフラの対比・同定に関する２、３の問題点－前・中期更新世の火山灰を例にして－

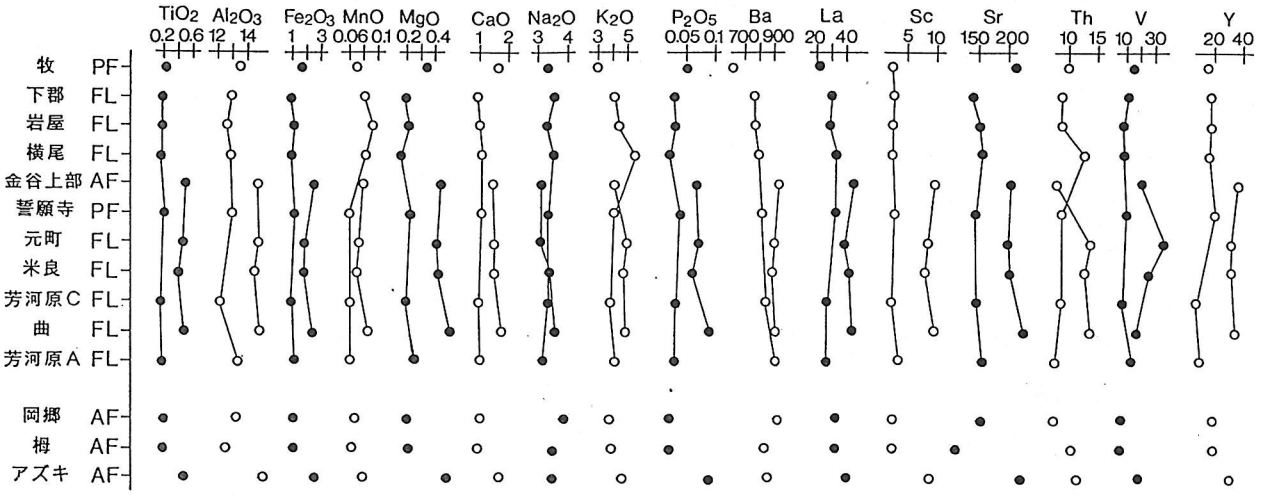
水野清秀・吉川清志（地質調査所）

Kiyohide MIZUNO and Kiyoshi KIKKAWA;Some problems on correlation or identification of the tephras in the early - middle Pleistocene sediments.

前・中期更新世のテフラについては噴出源を含めて広域分布が明らかにされているものは少ない。発表者らは各テフラの屈折率を含めた記載岩石学的特徴とＩＣＰ発光分析法による火山ガラスの化学組成値及び層位に基づいて広域対比を進めている。以下に２、３の例を示す。

第１図は大分市に分布する大分層群中の火砕層の分析値を層位順に並べたもので、年代の範囲は約0.9-0.4Maである。各層はすべて厚く粗粒で、近接地域から供給されたものとみられる。その多くは２つのグループ（互いに線で結んだもの）に分けられ、それぞれがよく似た化学組成を示し、また屈折率も類似している（岩相や鉱物組成を含め細かくみると、識別は難しくない）。第２図は大阪層群の火山灰の分析値に第１図のデータを重ねたものであるが、大分地域の値がある範囲に集中することがわかる。南九州の火砕流や福田火山灰（藤本ほか、1989）などの近畿から東方へ厚さや粒度を増すテフラ（中部地域起源）の値は別の位置にくる（吉川・水野、本予稿集）ことなどから栂（広島の岡郷火山灰に対比）、アズキ火山灰は中部九州起源とみられ、またそれぞれ誓願寺軽石層及び曲火砕流に対比される可能性が高い。今後各火山地域の火砕流等を総合的に分析することによって、大阪層群などのテフラの給源をある程度推定できるようになるであろう。

黒雲母を含むテフラのうち静岡のNg-1タイプの火山灰（第３図）は屈折率や化学組成がよく一致し、また推定年代もほとんど同じ（約0.3Ma）で互いに対比される（吉川ほか、1990）。ただ大阪地域には八田、和田火山灰の２層準があり問題が残っている。これらの化学組成はクリスタルアッシュと比較的似ており、噴出源が近いと推定される。粒度や火山ガラスの含有量、重鉱物のうちの角閃石の含有量（黒雲母は分離



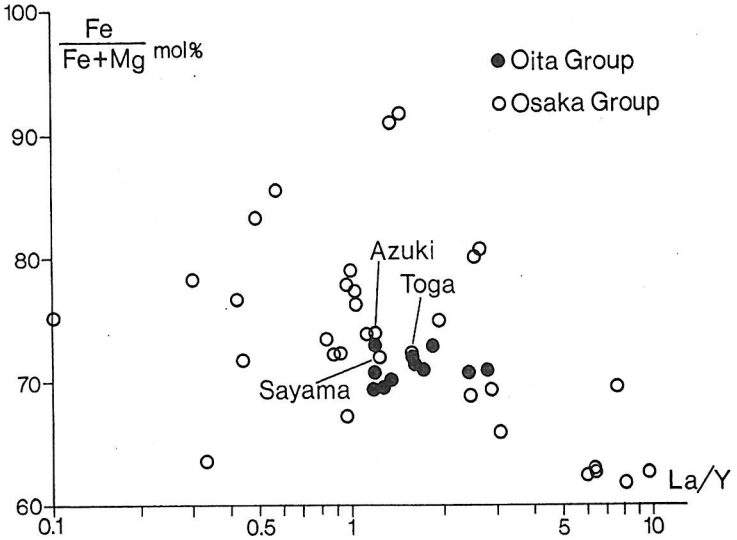
第１図　大分層群中の主な火砕層及び対比される火山灰層のガラスのＩＣＰによる分析値

TiO_2-P_2O_5は％、Ba-Yはppm　ＰＦ：降下軽石層　ＦＬ：火砕流堆積物　ＡＦ：降下火山灰層

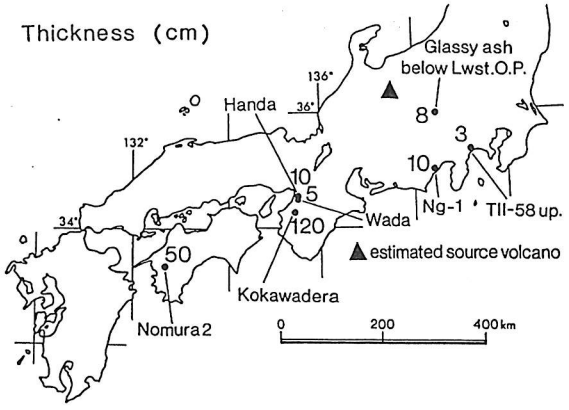
が難しく定量的な評価には不向き）の水平的な広がり（第３図）をみると、推定噴出源から西ないし南西方向を軸としてそれより離れるほど粒度が細かく、ガラス・角閃石（比重の軽いものまたは扁平でより飛びやすいもの）の相対含有量が多くなっていることがわかる。このテフラは主として西方へ飛んでいたと考えられる。

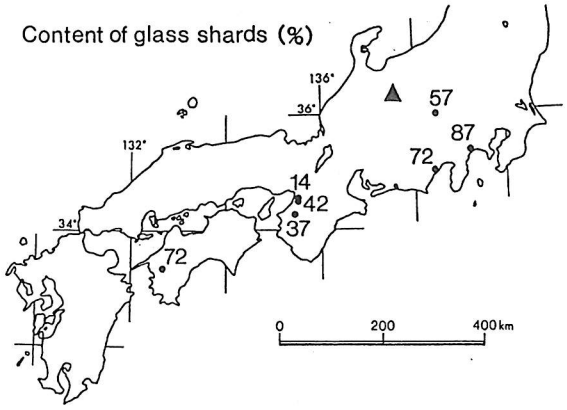
クリスタルアッシュや早田バイオタイトなど近接層準に極めてよく似た岩石学的特徴をもつテフラ群が存在することがあり、その個々のテフラを識別することが難しい場合が多いが、これらは一つのテフロゾーンとして示標になる。個々のテフラの識別には気候変化のパターンとの対応や給源の異なるテフラとの組合せ等が考えられる。

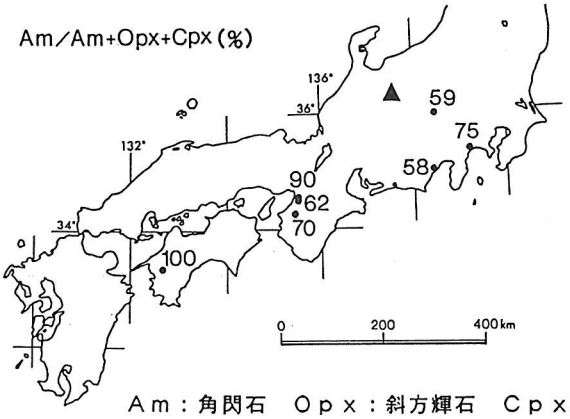
第２図 ➡
大分層群の主な火砕層及び大阪層群の火山灰層の火山ガラスの Fe/Mg-La/Y図　大阪層群のデータは吉川・吉川(1989)による

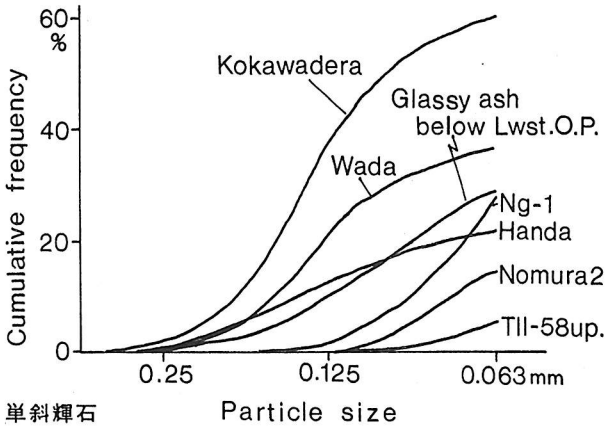


第３図 ⬇
Ng-1タイプの各テフラの層厚、ガラス片の含有量、角閃石の相対含有量及び粒度組成
八田、和田火山灰の粒度分析値は吉川(1976)による









Ａｍ：角閃石　Ｏｐｘ：斜方輝石　Ｃｐｘ：単斜輝石

テフラの降下年代について

大村一夫（ダイヤコンサルタント）

Kazuo OHMURA;On the Age of Marker-tephras

1．はじめに

テフラが第四系の調査において、重要な調査対象物であることは、純学問的分野でも、土木地質の分野でも変わることはない。むしろ、取り扱う第四系が陸成の粗粒堆積物であり、強風化していることが多い事から、土木地質の分野で重要性が強いと思われる。

テフラを正しく同定するためには、岩石記載学的方法と層位学的方法とがバランスよく噛み合っていることが必要であることは良く知られている。

これらのうち、岩石記載学的方法については、最近の分析機器の進歩および研究成果の蓄積から、どの同定結果であってもそれなりに理解でき、大きな不安は感じられない。もっとも、同定の最終段階（名称をきめる）では、同定者の経験・知識の違いが物を言う。

問題は、層位学的方法についてである。層序関係を明らかにすること自体に困難が伴う。それは、テフラそのものに関わる問題、テフラ降下場所に関わる問題、テフラ包含層そのものに関わる問題等がからみあっているからである。しかし、これらについては、同定依頼者側の努力で克服可能である。

残るのがテフラの降下年代の決定に関する問題である。

2．テフラ降下年代について

テフラの降下年代の求める方法として以下の方法が良く知られているが、それぞれ問題を抱えている。

a）炭素同位体法（C14法）

テフラ直上・直下の腐植土が対象になる。

例えば、姶良Tn火山灰の降下年代は、21,000-22,000y.B.P.(気体計数法;町田・新井;1976)とされてきたが、24,500 700y.B.P.（液体シンチレーション法; 松本;1985)が提唱され、24,720 290y.B.P.(同上, 松本ら;1987)も報告された。C14法には、この他に加速器を用いた質量分析法がある。

年代値の違いが、C14法が持つ誤差範囲をこえているのか、測定方法の違いによる誤差なのか、測定機関の違いによる誤差なのか、何個の測定値があれば正確な年代と言えるのか、下末吉期がC14法年代値から30,000y.B.P.とされたような事態はもうないのかを知らない。

C14法年代値に振り回された例を紹介し、問題点を指摘したい。

b）フイッショントラック法（ＦＴ法）

テフラに含有されているジルコン又は火山ガラスが対象になる。

ジルコンで求めた値と火山ガラスで求めた値とを同じに扱ってよいのか、何個の測定値から年代が求められているのか、またＣ14法で問題にされるような事態はＦＴ法には生じていないのかを知らない。しかし、Ｃ14法適用範囲外のテフラについては、ＦＴ法の適用が期待される。

下末吉期とされている地層中のテフラ年代（ＦＴ法）・貝化石年代（ＥＳＲ法）・サンゴ年代（イオニウム法）が微妙に一致し、微妙に異なる例を紹介し、問題点を指摘したい。

c）層位法

年代の分かったテフラとの層位関係から降下年代を推定する。

テフラの保存状態が悪いのか、測定対象物質が欠落しているのか、努力を傾注するほどの重要性がなかったのかを知らない。

下末吉海進絶頂期には御岳軽石（Pm-I;70,000-90,000y.B.P.；ＦＴ法）が、同海退期末期には鬼界ー葛原（K-Tz;75,000-80,000y.B.P.；層位法）と三瓶木次(Sk;80,000-90,000y.B.P.;層位法）が、そして三瓶木次(Sk)と阿蘇ー４(Aso-4;70,000y.B.P.;層位法）とは接近した時期に、それぞれ降下した可能性が考えられる事実を紹介し、全てのテフラについて年代測定が必要であることを指摘したい。

３．おわりに

第四系調査におけるテフラの重要性は良く知られているが、最大の泣き所は降下年代にある。Ｃ14法、ＦＴ法、層位法が入り交じって用いられ、年代値は同等に扱われているが、それぞれの値については整理がついていない。新しい年代測定法をも含め、突っ込んだ検討が必要と思われるが、必要性を論じているよりも、必要性を感じた者が、蛮勇をもって解決に当たるのが早道であるのかもしれない。

４．引用文献

町田・新井（1976）科学，46,p.339-347.

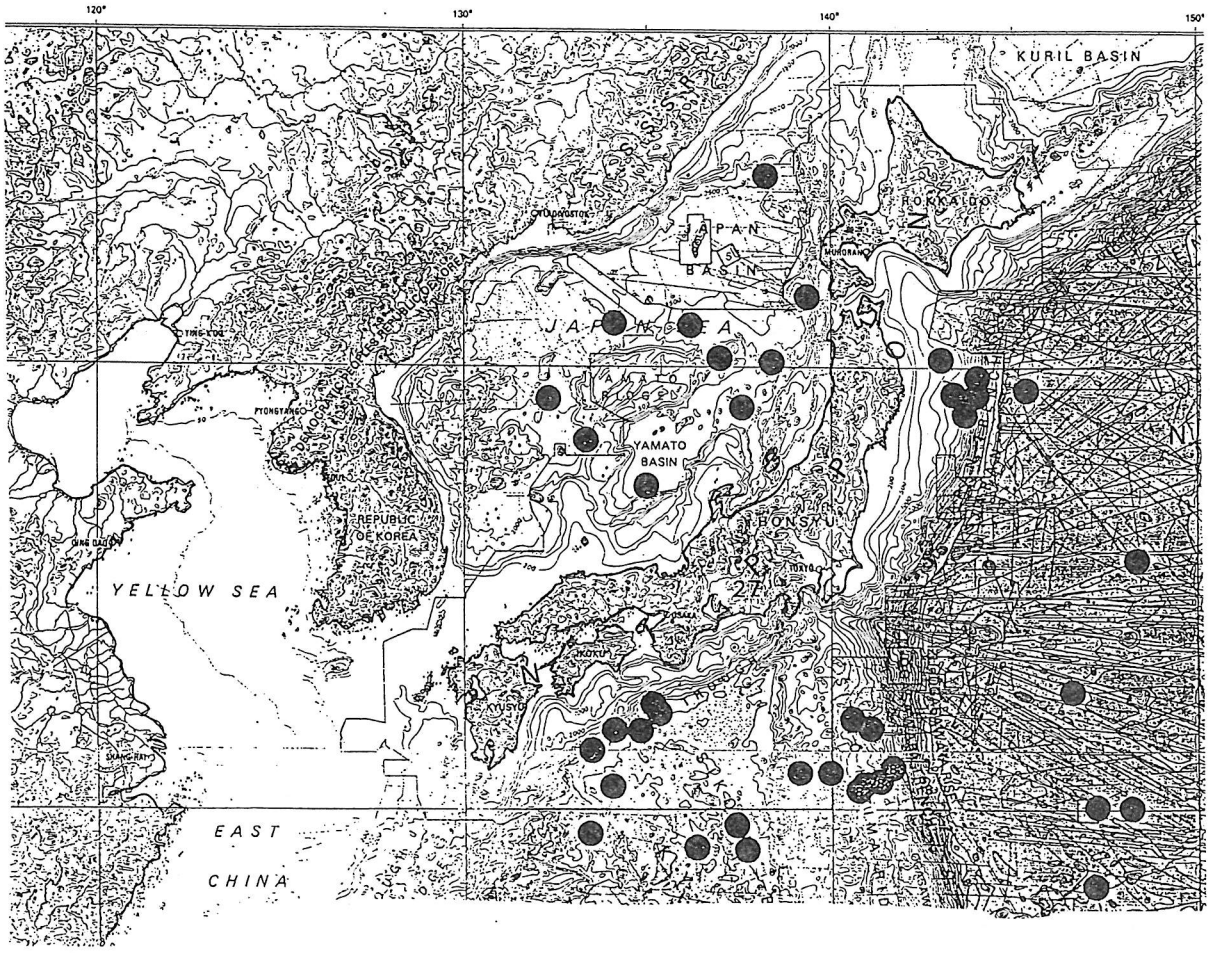
松本（1985）地球，7,p.312-314.

松本・前田・竹村・西田（1987）第四紀研究，26,p.79-83.

日本列島周辺のマリンテフラ　　藤岡換太郎・古田俊夫（東大・海洋研）・西村昭（地調・海洋）・小山真人（静大・理）

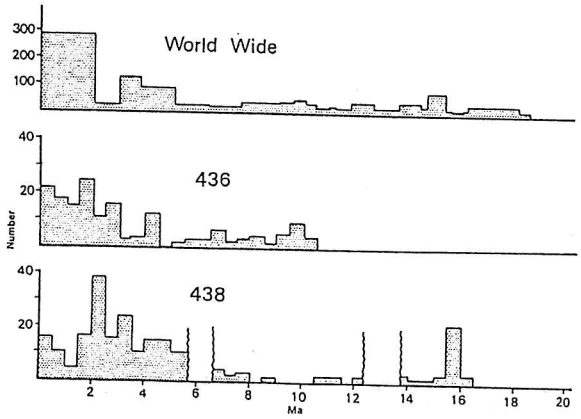
Kantaro FUJIOKA, Toshio FURUTA, Akira NISHIMURA and Masato KOYAMA; Marine Tephras around the Japanese Islands

マリンテフラは、日本列島のような島弧－海溝系で、その風下域の大部分が広大な海洋から成る地域では、陸上に起こった様々なイベントのみならず古海洋学的な出来事の時間的前後関係を精度よく決めうるため重要である。個々のマリンテフラは互いに遠く離れた地域の地球科学的な事像，とくに古海洋学的事件の時間的前後関係を決めるインディケーターであることはもちろん言うまでもないことであるが，一方で島弧そのものの噴火活動そのものの時間的変遷すなわち島弧の発達史そのものを編む上で重要である。このような立場から演者とその共同研究者達は、東北日本弧沖，西南日本弧沖，フィリピン海，日本海，伊豆・小笠原弧のマリンテフラの研究を進めてきたし現在進行中である（藤岡，1983；Furuta et al., 1986；Cadet & Fujioka, 1980；Fujioka, 1987など）。これらの研究は単に日本列島周辺の海域に分布する各々のテフラの対比だけにとどまらず，日本列島を構成する主要な島弧における噴火活動の変遷を見るものであった。演者達は国際深海掘削計画（DSDP，IPOD，ODP）によって掘削されたコアの中のテフラと，東大海洋研や地質調査所で行なわれたピストンコア中の第四紀のテフラを用いてこの研究を進めてきた。第1図には日本列島周辺の掘削点の分布を示した。日本近辺では日本海溝域では白亜紀まで，伊豆・小笠原や日本海では古第三紀まで，南海トラフやフィリピン海（四国海盆）では新第三紀まで達している。これらのコアはBioturbationやHiatusがあるものの連続性はよく噴火活動史を知る上で重要である。第2図には日本海溝域のテフラの頻度分布を示した。日本海溝の両側の地点のテフラの研究から1）動くプレート上のテフラはその給源に近づくと見掛け上増加するように見えること，2）東北日本弧では15Ma頃と3Ma以降にテフラの極大があることが明らかになった。1）の問題はKennettとNinkovichの大論争に結着をつける研究となったことで重要であり，2）の問題は東北日本弧の噴火活動史とテクトニクスを見る上で重要であった。最近のODP127節の日本海の掘削孔でのテフラの頻度は日本海溝での結果とよい一致を示している。また伊豆・小笠原弧や四国海盆の掘削点のテフラの検討から日本列島の主要な島弧の噴火活動が大体3Ma頃から急激に活発化し始めた可能性を示唆している。このことは日本周辺のネオテクトニクスとくにプレートの沈み込みと関連して重要な問題を提起しているように思われる。そして現在琉球弧，西南日本弧，伊豆・小笠原弧，東北日本弧の研究は現在進行形である。

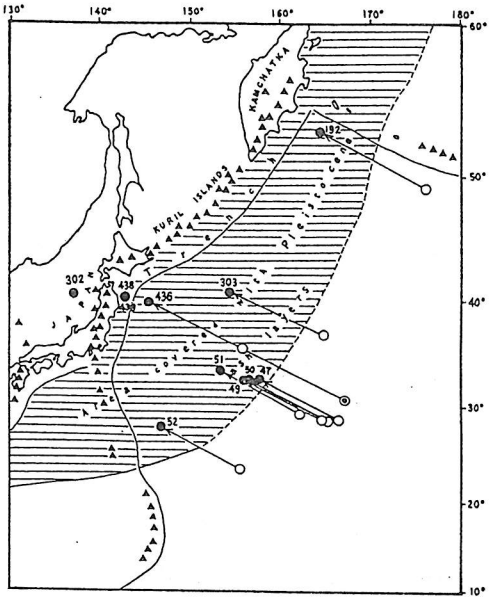


〈オ1図〉日本列島付近の国際深海掘削計画による掘削点の位置。

〈オ2図a〉
東北日本沖の火山灰層の出現頻度の時間的変遷



〈オ2図b〉プレート運動を考慮したときの掘削点の位置。白丸は10Maのときの位置。



火山灰土のリンの状態と年代

天野洋司（農環研）

Phosphorus Status and Age of Andosol : AMANO, Yoji

I. 火山灰土に関する最近の研究

1. テフラの農業環境への影響

テフラの農業への影響には2つの側面がある．1つは噴火による災害であり，その2はテフラから生成した土壌＝火山灰土の利用である．第1の面では災害時だけでなく平常時に過去のテフラについて研究を進めておくことが重要である．第2の面の研究は下記のように常時進められている．

2. 火山灰土に関する各種の研究

種々の土壌調査をつうじて，わが国の農耕地の80%以上につき，これまでに5万分の1土壌図約1,100枚が作成され，現在データファイルに入力されている．その中で火山灰土は3土壌群，123土壌統に区分され，農耕地の1/4，畑の1/2の面積を占めている．土壌分類は農業技術の移転の基礎として国際的にも重要視され，先年火山灰土分類のworkshopがわが国で開かれて，1988年にはそのProceedingが出版された．

火山灰土の粘土鉱物，アロフェン，イモゴライト等の生成と年代の関係が明らかにされた．排水，侵食などに加えて最近火山山麓の大規模農地造成では深層のテフラの研究が必要になっている．

火山灰土には多量の有機物が集積し，それには活性アルミニウムが関与している．このことと関連して火山灰土の変異荷電の研究が行われた．炭素とともに窒素，リン，イオウなども同時に集積している．また農業と関係の深い微量元素，ホウ素，コバルト，銅などの状態が明らかにされた．最近ではランタニドがテフラの同定に有効らしいことが判明しつつある．

ここでは，火山灰土の化学的性質の中でリンの状態についての筆者の研究結果を土壌生成過程とともに述べてみたい．

II. 火山灰土の年代とリン

1. 火山灰土の性質の時間的変化

年代は土壌生成の重要な因子の1つであり，土壌と生成因子の関係をJenneにならって概念的に次式のように示せるであろう．

$$ds = (pcrbm)dt$$

（s＝土壌，p＝母材，c＝気候，r＝地形，b＝生物，m＝人，t＝時間）．

土壌生成速度は侵食許容量を決定するうえで重要である．多くの研究によって断面形態，理化学的性質と年代との関係が火山灰土について明らかにさ

れつつある．また，火山灰土中の植物珪酸体の研究（加藤，近藤，佐瀬）は土壌生成や古環境の推定に有力なデータを提供している．

2．火山灰土中のリンの形態と土壌生成過程における変化

火山灰土は年代の異なるテフラの累層から生成しているので，表土と下層土の風化状態，性質は通常の成帯性土壌と非常に異なることが多い．したがって，その生成の研究には年代のデータが必要である．

火山灰土は一般的にリンの吸収・固定力が大きいので，年代が古いほど固定されたリンが増大する可能性がある．実際に，火山灰土はほかの土壌に比べて多量のリンを蓄積している．火山灰土中のリンの総量は，テフラの岩質を反映し，母材中のケイ素が少いほどリンが多い傾向が認められる．カルシウムと結合したリンの大部分は，テフラの堆積後数百年のうちに他の形態に変化する．アルミニウムおよび鉄と結合したリンは数千年の範囲内ではしだいに増加する．三二酸化物中に埋包されたごく難溶性のリンは年代とともに増加することが多いけれども，増加速度は不規則である．有機物と結合したリン（有機リン）は，地形および地形に支配される水分環境の影響を強くうけて，同一年代のテフラの場合でも，排水良好の土壌よりも排水不良・湿性土壌で高い値を示す．

3．火山灰土における有機リンの集積

有機リンは，火山灰土A層中のリンの大部分を占めている．その集積速度は土壌生成条件によって異なるけれども，リンを施用していない未耕地，土壌侵食のおこりにくい平坦地を選べば，その場所ごとの集積速度はほぼ一定であることが見出された．有機リンは九州では2万数千年BP，ほかの地域では1万数千年BPにわたり，年代とともに規則的に増加している．この関係は次式で示すようである．

$$\frac{\Sigma bdp}{t} = k$$

（b=土壌仮比重，d=テフラ層厚，p=有機リン含量，t=テフラ年代，k=有機リン集積速度）．

有機リン集積速度は，わが国の火山灰土では，0.1～1.6 $kg \cdot ha^{-1} \cdot y^{-1}$ の範囲にあった．米国のモリソルなどの例（Coleほか）では，1.4 $kg \cdot ha^{-1} \cdot y^{-1}$ であり，火山灰土における集積速度はとくに速やかとはいえない．この関係を用いると，ある場所に年代既知のテフラがあるとその場所の他のテフラの年代は大略推定できる．

上の例のように，テフラとその年代のデータは土壌の生成や特性の評価にとって非常に有効であって，農業環境の研究に必須と考えられるばかりでなく，地球表面の環境を考える際の重要な資料となるのではなかろうか．

1　北海道北西部，羽幌・苫前の最終間氷期以降の植生史

大井信夫*・辻　誠一郎（大阪市立大学）

Nobuo Ooi & Sei-ichiro Tsuji : Vegetation History since the Last Interglacial at Haboro and Tomamae, northwestern of Hokkaido, Japan.

北海道北西部の羽幌・苫前海岸の海岸段丘の数ヶ所には，３枚の広域火山灰を挟む最終間氷期以降の泥炭層が最終間氷期の海成層の上位に厚く堆積している．３枚の火山灰は，北海道の他地域で発見されている Aso-4，Toya，Kpfl-Ⅳ に上位からそれぞれ対比される．Aso-4，Toya火山灰はそれぞれ約７万年，約10万年前に降灰したとされているので，この泥炭層はこれまで資料に乏しかった北海道の最終間氷期以降の植生史を編んでいくうえで重要な試料となる．さらに，広域火山灰による他地域との比較が今後期待でき，植生の時間空間的な変遷を考えていく基盤ともなるだろう．本研究では，隣接する羽幌と苫前の２ヶ所におけるこの泥炭層の花粉分析を行ない，植生変遷を明らかにした．

羽幌の泥炭は最大の厚さ約３ｍの連続的な堆積物である，Kpfl-Ⅳ 前後でミツガシワの種子が多産する．Toya火山灰の20cmほど下位で木材化石が集積する．Toya火山灰より上位泥炭は無層理である．苫前の泥炭は，砂がはさまり３層にわかれる．下位の泥炭は厚さ約1.5m，Kpfl-Ⅳ とToya火山灰を挟む．Toya火山灰の20cmほど下位で木材化石が集積する層準がある．中位の泥炭は，Aso-4を最上部に挟み，水平方向の厚さの変化が大きい．上位の泥炭は，砂質の泥炭で水平方向の連続性はよくない．

泥炭層が連続堆積する羽幌では，木本花粉の変動をもとにして下位より局地花粉化石群集帯HBR-1～7を設定し，花粉化石群集の変遷を明らかにした．木本花粉では全般に，トウヒ属とヤチヤナギが優占する．

HBR-Ⅰ：トウヒ属，ヤチヤナギ以外の木本は稀である．草本ではワレモコウ属，セリ科，ミツガシワ属－イワイチョウ属がめだつ．

HBR-Ⅱ：カラマツ属が産出し始め徐々に増加する．草本ではミズバショウ属，セリ科，ミツガシワ属－イワイチョウ属がめだつ．

HBR-Ⅲ：カラマツ属が約10％を占め全層準でもっとも多く，マツ属単維管束亜属の産出も他の層準より多い．カヤツリグサ科が多産する．

HBR-Ⅳ：ハンノキ属が木本花粉の約50％以上産出する．ミズバショウ属が多産する．

HBR-Ⅴ：トウヒ属，ヤチヤナギにカラマツ属，ニレ属，ハンノキ属が伴う．HBR-Ⅳよりニレ属が増え，トネリコ属も増加の兆しがみえる．ギボウシ属がめだち，カラマツソウ属が多産する．

HBR-Ⅵ：ハンノキ属，ニレ属，トネリコ属が伴う．ニレ属，トネリコ属の産出が特徴である．シダ胞子が多産する．

HBR-Ⅶ：トウヒ属，ヤチヤナギにカラマツ属，ニレ属，ハンノキ属が伴う．木本組成はHBR-Ⅴに似るが，草本がことなり，カヤツリグサ科，リンドウ属がめだつ．

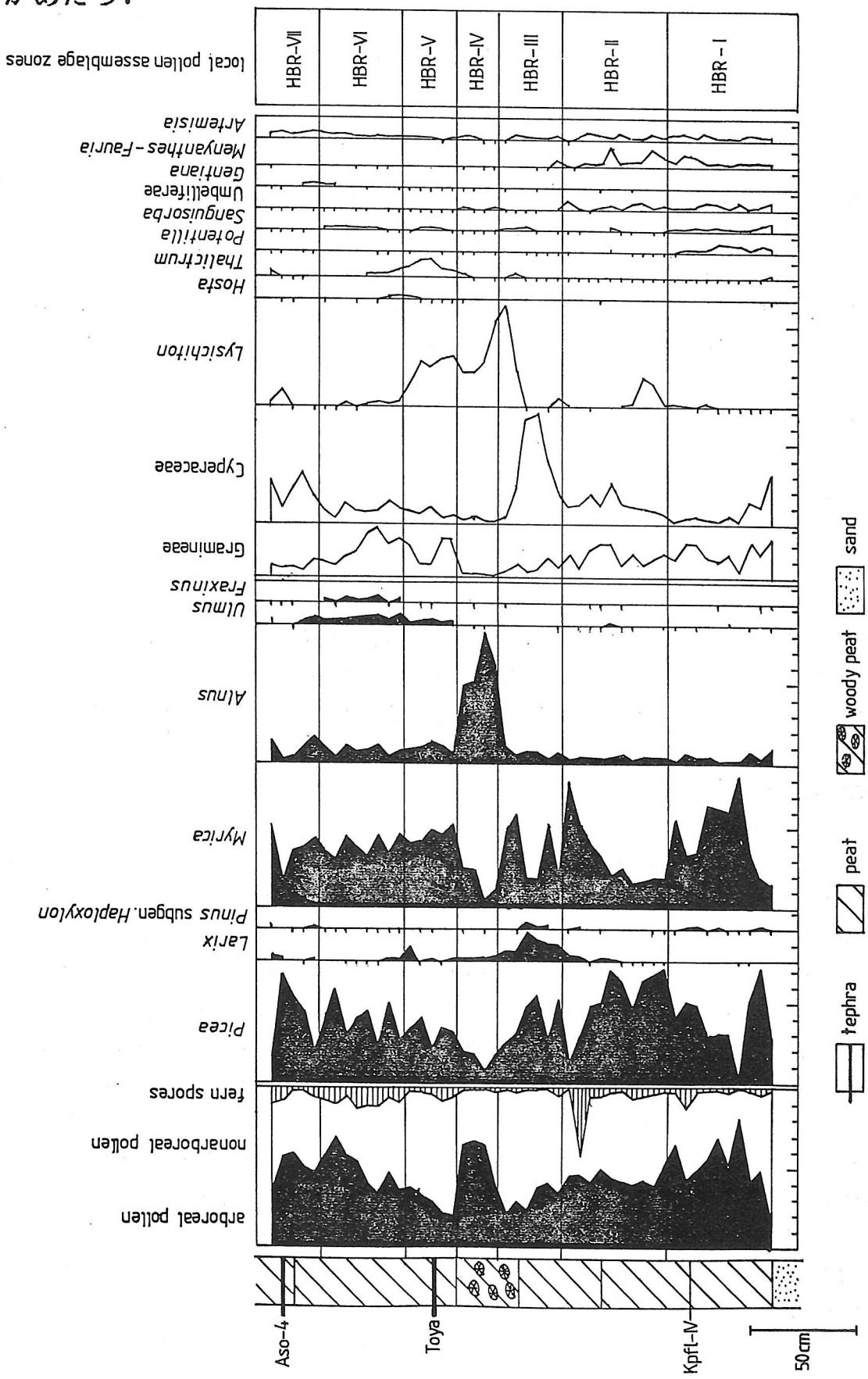


図１　北海道羽幌における主要な花粉の産出状況．
木本花粉は木本花粉総数を，その他の花粉・胞子は花粉・胞子総数を基数として百分率を算出した．左側にでている短い線は１％以下の産出を示す．

2 北上低地帯西縁活断層系のトレンチ掘削調査ー速報ー

渡辺満久・池田安隆・鈴木康弘・須貝俊彦（東京大学理学部）

Mitsuhisa WATANABE, Yasutaka IKEDA, Yasuhiro SUZUKI and Toshihiko SUGAI ; Excavation study at the western marginal fault system of the Kitakami Lowland, Northeast Japan.

Ⅰ．はじめに

北上低地帯西縁の活断層の構造と活動履歴を明らかにする目的で，岩手県花巻市北湯口地内（図１）において，トレンチ調査を実施した．北上低地帯においては種々の地形面が断層変位を受けているが，当地点ではその内最も若いと推定されるものが認められる．このため，かなり新しい時代の断層活動時期を決定できると期待される．北上低地帯を始めとして，東北日本の火山フロント沿いに発達する活断層群は見事な変位地形をともなうことでよく知られているが，それらの活動時期や断層構造についてはほとんど分かっていない．このため，本調査は，地形・地質学上のみならず，東北地方の長期的な地震予知を行う上でも重要な意味を持つであろう．

Ⅱ．トレンチ壁面の観察結果

トレンチは，比高1m弱の低断層崖を挟んで，これにほぼ直交する方向（N60E）に掘削した．長さは約12.5m，幅約6m（トレンチ床幅1m），最大深度は4m程度である．

南北両壁面に見事な低角逆断層が複数現れた（図２）．主断層の断層面の走向・傾斜は測定箇所ごとにかなり変化し（トレンチ床付近ではN22-42E，17-31Wであるが，壁面中央部付近では走向はN65E-N85Wとなる），断層面が波打っていることを示している．この断層の上盤側のシルト・砂礫・腐植質シルト～粘土層は激しく撓み込んでおり，主断層から派生した逆断層によって変形している．下盤側においても明瞭な変形が認められる．すなわち，礫層に挟まれた砂混じりシルト層（Ｂ層）は断層活動でまくり上げられるとともに，断層近傍で折り畳まれて顕著に厚くなっている．このような変形は逆断層の活動によって水平短縮が生じたことを物語る．

最新のeventは地表面の変形に現れているものであるが，変形の程度は耕作土下の礫層や，その下の腐植質シルト～粘土層（Ａ層）付近まで同じである．すなわち，地表下1m程度までの地層は最新のevent１回しか経験していない．また，次に述べる証拠から，それ以前のeventを少なくとも１つ認定できる．1)さらに下位の層準にもう一枚の腐植質シルト～粘土層（Ｃ層）が認められるが，２枚の腐植質層とそれぞれの周囲の地層を比較すると，明らかに変形の程度が異なる．2)Ａ層直下の礫層上面にはかなりの起伏があるが，これは上位のＡ層には現れていない．3)断層下盤側の砂混じりシルト層（Ｂ層）は極度に変形しているが，上位のＡ層からその変形を切ってほぼ垂直に植物根が伸びている．以上の証拠により，最新のeventより１つ古いeventの層準は，Ａ層直下のシルト層下部と推定される．

なお，観察開始当初，下位の腐植質層は上盤側にしか見られなかったため，埋戻しの際に下盤側の一部を掘り下げ，下盤側にも下位の腐植質層が存在することを確認した．これによると，２枚の腐植質層の垂直変位量にはそれほど大きな差はない．すなわち，トレンチ壁面から読み取れるeventの回数は多くても３回程度であると推定される．

Ａ層～Ｃ層にかけて，４層準から年代測定資料を採取した．eventの年代については，これらの年代測定値が得られた後に，さらに検討したい．

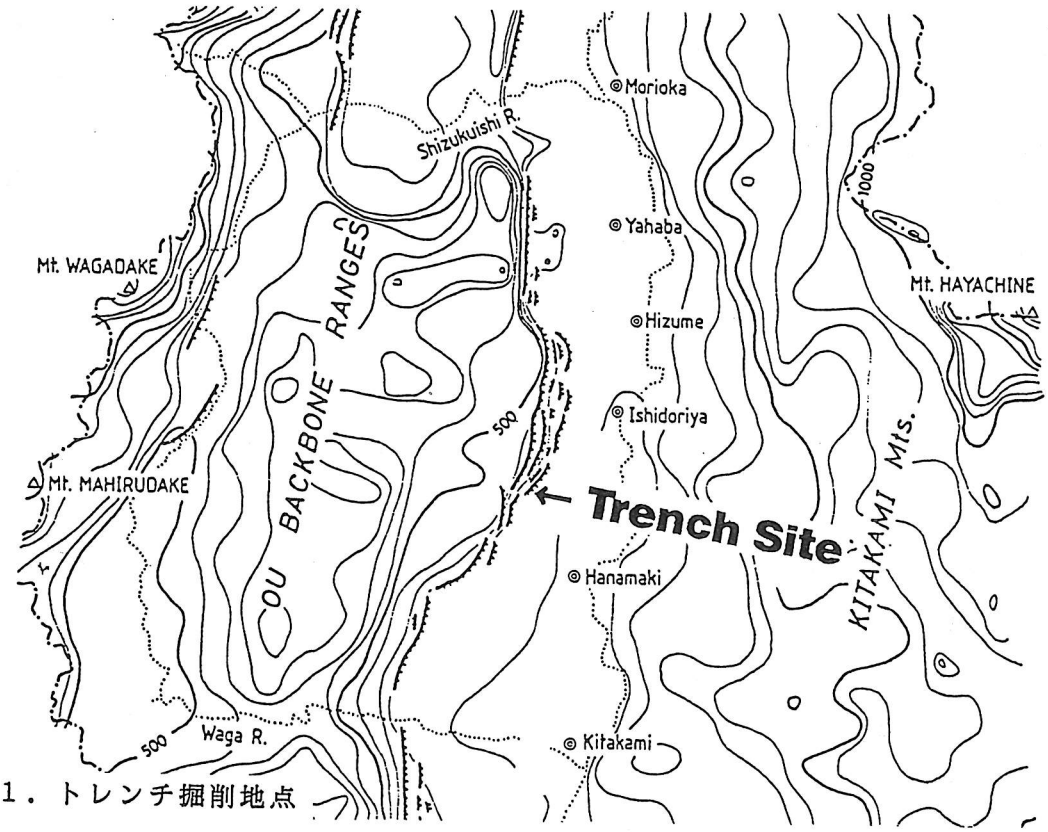


図１．トレンチ掘削地点

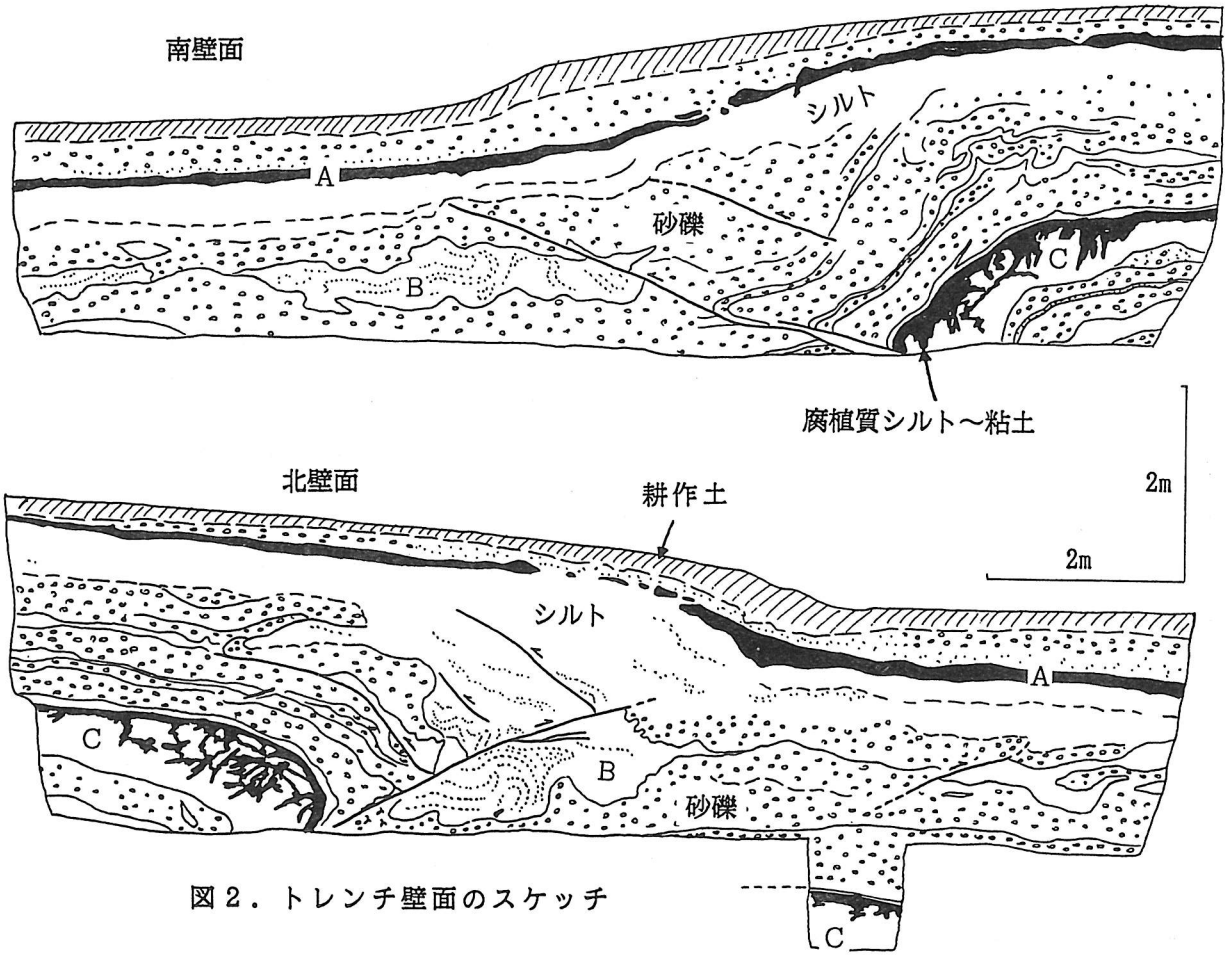


図２．トレンチ壁面のスケッチ

3 東北地方，和賀川・夏油川流域における最終氷期初頭の埋積期

石丸　聡（北海道大学・環境研）

Satoshi ISHIMARU; Debris Accumulation and valley filling in the early period of the last glacial age in the Waga and the Geto Drainage Basins, Tohoku District

海水準変化や酸素同位体分析などによって、最終氷期初頭にはいくつかの小さな寒冷期があったことが知られている（Shackleton, 1987など）。また、花粉分析の研究によれば、この時期の東北地方はCryptomeria が多く、湿潤で土壌や斜面の不安定な環境であったと推定されている（安田，1987; 山野井，1986; など）。しかし、河川を中心とした最終氷期の古環境の場合、極相期を含んだ最終氷期後期の研究が中心で、最終氷期初頭についてはあまり調べられていないのが現状である。今回、この時期の河川への礫の供給期と河川の埋積期の関係および堆積環境を明かにするために、和賀川・夏油川において沖積錐と段丘の堆積地形を対象に調査を行った。堆積時期については、Aso-4 火山灰（約７万年前）によるテフロクロノロジーを用い、花粉分析の結果も参考にした。また、沖積錐の堆積環境を知るためにKrumbeinのチャートによる円磨度測定及び花粉分析などの手法を用いた。

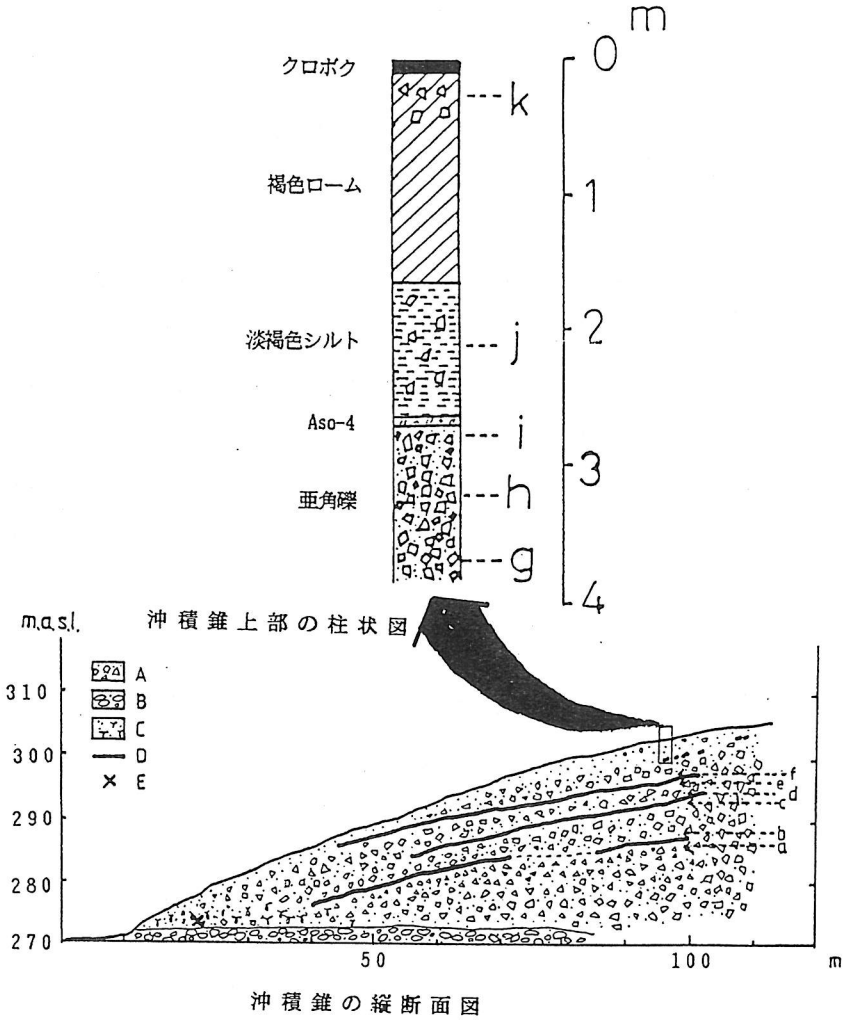
和賀川・夏油川は奥羽山脈を源とし、現在この２つの川は北上盆地で合流した直後に、北上川へ流れ込んでいる。和賀川流域には、勾配が急で、形態の類似した沖積錐が、古い段丘上にのみ分布している。このうちの１つの沖積錐からAso-4 を見いだしたので、地形と堆積物の縦断面を測量した。この沖積錐は亜角礫を主体とし、亜角礫層の最上部付近には、Aso-4 がパッチ状に入っている。また、亜角礫層の下部には、厚さ約２ｍの有機質粘土が存在する。この粘土中の花粉は、Cryptomeria が多く、Picea, Tsugaなどの亜寒帯要素も入る。従って、有機質粘土が堆積した時期にはすでに寒冷になっており、亜角礫の堆積時期は、Aso-4 降下までの最終氷期初頭とみなされる。一方、亜角礫の円磨度は、Aso-4 降下期近くの層準で低くなってきている。このことは、沖積錐までの礫の運搬作用において、流水の占める割合が小さくなったことを意味する。

本地域に分布する段丘の１つは、夏油川扇状地付近で、村崎野－北上軽石（約６～４万年前）をのせている。この段丘は層厚15ｍ以上の厚い砂礫層からなる堆積性の段丘である。今回、この砂礫層の直上からAso-4 を見いだした。従って、和賀川・夏油川では、Aso-4 降下までの最終氷期初頭に顕著な堆積作用があったことになる。

以上の結果から、本調査地域では最終氷期初頭に、沖積錐の形成期と本流

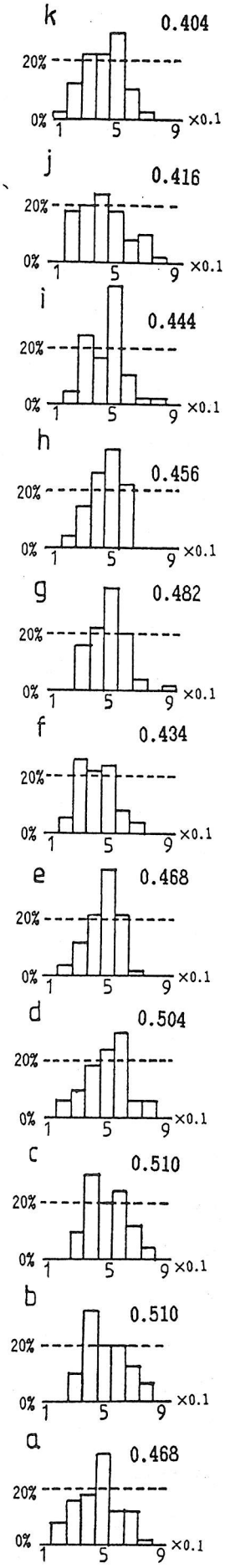
河川の埋積期が一致して起きていることが明らかになった。これは、小口(1988)の言う、「斜面の凹地や支流沿いの流水による岩屑供給の増大が、河床を上昇させる」という現象にあたる。花粉分析によると、この時期は湿潤で、斜面の不安定な時期とされている。円磨度からは、Aso-4 降下期ごろに、それ以前にくらべて降水量が減少したように解釈できる。

一方、本地域の埋積終了期は約7万年前であるが、北海道や中部地方山間部では、最終氷期前期の埋積は約4万年前に終了すると、各地で報告されている。従って、最終氷期初頭及び最終氷期前期の亜氷期については、今後、様々な角度から広い地域での検討を行っていく必要がある。



沖積錐の縦断面図

A：支流性亜角～亜円礫，B：本流性円礫，C：有機質堆積物，D：テフラおよびローム，E：花粉採取地点



沖積錐堆積物の円磨度頻度分布図
（Krumbeinのチャートによる）

右上の数値は平均値

4 栗駒山世界谷地湿原の発達史と古環境

叶内敦子・杉原重夫・小疇　尚（明治大学・文学部）

Development and palaeoenviroment of Sekaiyachi moors,Mt.Kurikoma, Miyagi Prefecture,North east Japan:

Atsuko Kanauchi,Shigeo Sugihara and Takashi Koaze.

1はじめに

栗駒山は秋田・岩手・宮城３県の県境に位置する標高1627m の火山で、亜高山帯針葉樹林が発達せず「偽高山帯」に置き換えられている植生の分布する山地として知られている（石塚、1978)。世界谷地湿原は、栗駒山南麓の標高670m～700mの緩斜面に形成された８個の湿原の総称である（図１）。

世界谷地湿原については、日比野（1984）による花粉分析の結果から最終氷期の堆積物があることが知られている。これらの湿原のうち、上田代（第２世界谷地）の下谷地と東谷地でボーリング調査を行ない湿原堆積物を採取し、湿原堆積物の層序、年代、テフラについて得た２、３の知見について報告する。

2湿原堆積物の層序

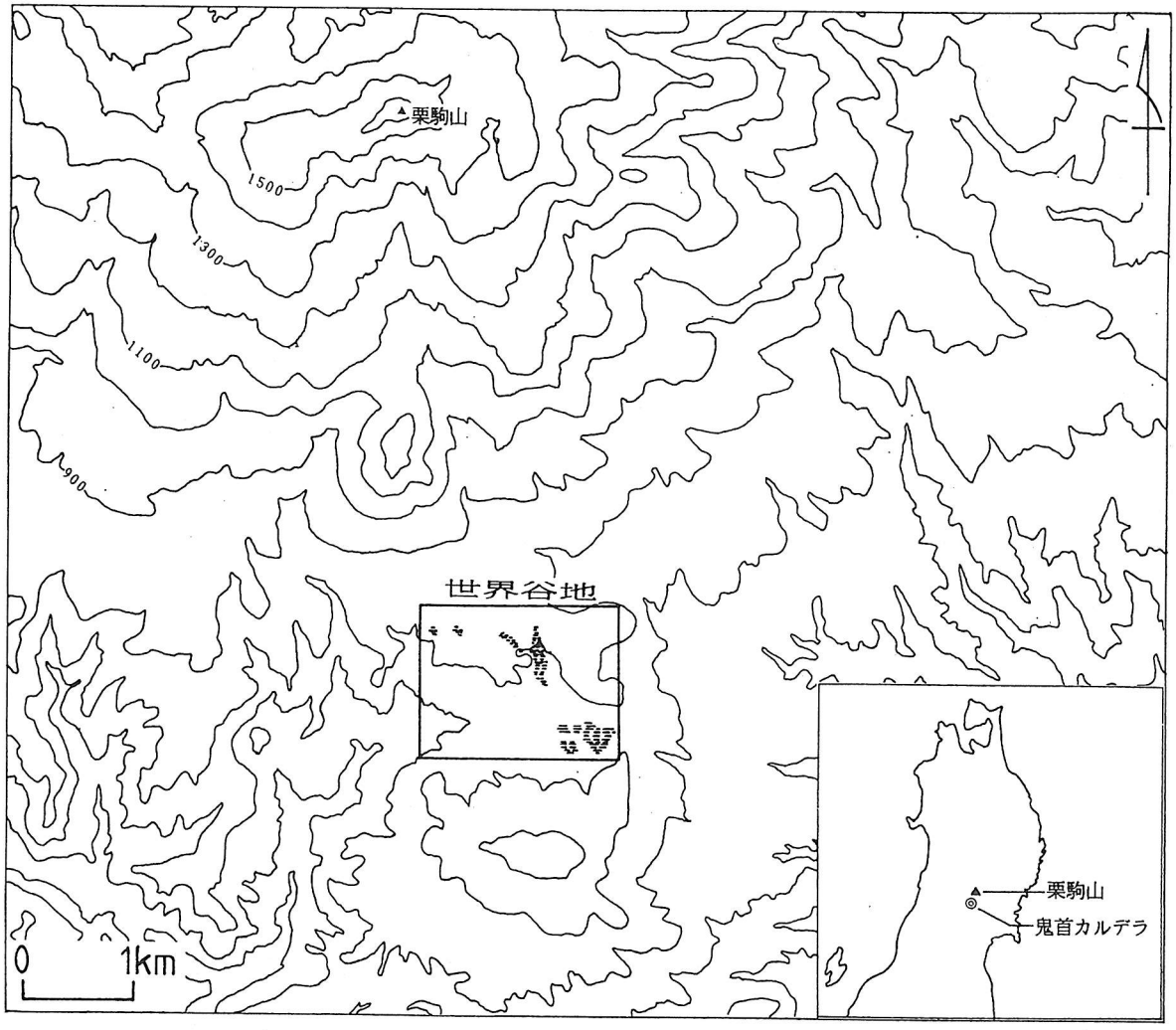
世界谷地湿原で採取した堆積物の柱状図を図２に示した。６ヶ所のボーリング地点のうち３ヶ所で堆積物中に明瞭な灰白色の火山灰が検出された。この火山灰は層相・層位から十和田カルデラ起源の火山灰に同定される可能性が高い。また、東谷地の堆積物は層厚約3.7mと最も厚く、数枚の火山灰層が認められた。この堆積物は下部泥炭層・中部泥炭質粘土層・上部泥炭層に分けられる。花粉分析の結果から、上部泥炭層は完新世の、中部泥炭質粘土層と下部泥炭層は最終氷期の堆積物であると考えられる。

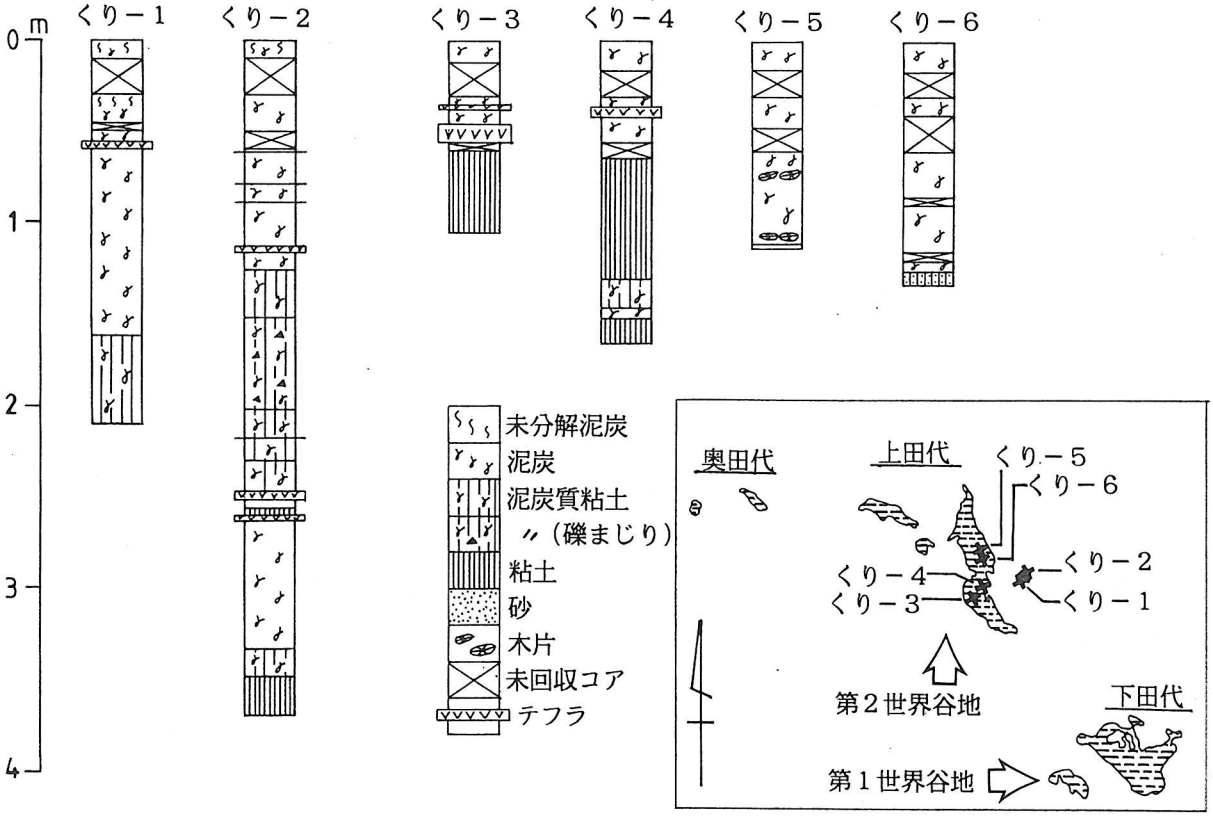
3花粉分析

第２世界谷地（東谷地：くり２）の堆積物について花粉分析を行なった結果、上部泥炭層はFagus、Lepidobalanus、Alnus、Ilexが主要素である。中部泥炭質粘土層と下部泥炭層はPicea、Betula、Pinusが主要素であるが、中部泥炭Selaginella の胞子が多産し、下部泥炭層はFagus、Lepidobalanus、などの落葉広葉樹花粉も出現することが特徴的である。

4世界谷地湿原の発達史

以上のことから、栗駒山世界谷地湿原は最終氷期に形成され、湿原周辺にはPicea、Betula、Pinusを主とする針葉樹林が分布していたと考えられる。また、東谷地ではSelaginella の多産する中部泥炭質粘土層が最終氷期の寒冷期を示すとすれば、東谷地はそれ以前のやや温暖な時期に形成されたことが考えられる。


栗駒山
1500
1300
1100
900
世界谷地
0
1km
栗駒山
鬼首カルデラ


くり－1
くり－2
くり－3
くり－4
くり－5
くり－6
m
0
1
2
3
4
未分解泥炭
泥炭
泥炭質粘土
〃（礫まじり）
粘土
砂
木片
未回収コア
テフラ
奥田代
上田代
下田代
くり－5
くり－6
くり－2
くり－4
くり－3
くり－1
第２世界谷地
第１世界谷地

5 魚沼層群の火山灰層

吉川周作（大阪市大・理）・立石雅昭（新潟大・理）・風岡　修（千葉県水質保全研）

Shusaku YOSHIKAWA, Masaaki TATEISHI and Osamu KAZAOKA ; Volcanic Ash Layers of the Uonuma Group, Niigata Prefecture

新潟県の魚沼丘陵や東頸城丘陵には魚沼層群が広く分布する．魚沼層群は日本の代表的な鮮新～更新統である大阪層群の相当層とされている．本層群は淡水成及び汽水成の主に礫・砂・泥からなり，その最大層厚は3000m以上に達する．本層群中に挟まれる多くの火山灰層は，鍵層として層序学的研究に重要な役割を果たしている（魚沼丘陵団研，1983;風岡，1988など）．また，本層群と同時異相とされる西山層・灰爪層との層序関係も火山灰層によって検討され，数層の火山灰層の対比が明らかにされている（黒川ほか，1981，1982；菊池ほか，1984）．このような火山灰層序学的研究の進展によって，新潟県の鮮新～更新統の動・植物化石，古地磁気，フィッションントラック年代などの層序が総合的に組み立てられ，詳細な古地理・古環境の変遷や構造発達史が議論されている．

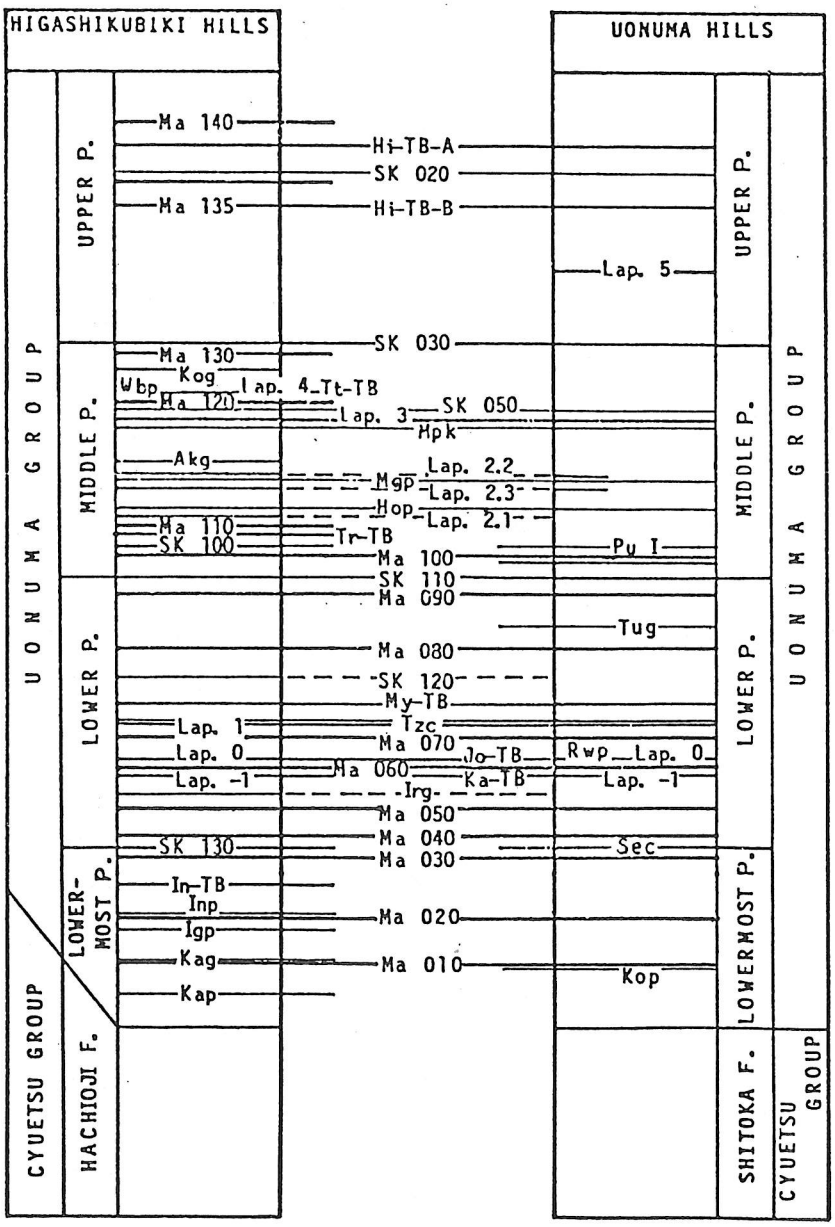
最近，風岡（1988）は，魚沼層群の詳細な火山灰層序を確立し，図に示すように，下位より順に，上蝦池パミス質火山灰（Kap），上蝦池ガラス質火山灰（Kag），犬伏含ガーネットパミス質火山灰（Igp），犬伏パミス質火山灰（Iap），ＳＫ130 火山灰，入山沢ガラス質火山灰（Irg），辻又川火山灰（Tzc），ＳＫ120 火山灰，ＳＫ100 火山灰，中部パミス質火山灰（Pul），法末パミス質火山灰（Hop），ミガキズナパミス質火山灰（Mgp），赤谷ガラス質火山灰（Akg），中部桃灰色ガラス質火山灰（Mpk），ＳＫ050 火山灰，白黒パミス質火山灰（Wbp），越ケ沢ガラス質火山灰（Kog），ＳＫ030 火山灰，ＳＫ020 火山灰など20層以上が鍵層として良く連続することを明らかにした．

ここでは，主に以下の２点について報告する．

１．風岡（1988）の火山灰層序に基づいて，魚沼層群に挟まれる主要な火山灰層の層相・岩石記載的性質を述べる．岩石記載的性質は，YOSHIKAWA（1984）と同様の方法を用い，鉱物組成，重鉱物組成，ガラスの形状・屈折率などを記載した．なお，魚沼層群の主な火山灰層の層相や記載岩石学的検討（鉱物組成，ガラスの形状など）は，すでに新潟火山灰グループ（1983），黒川ほか（1983）によって詳細に行われているので，ここでは，概略を説明する．

２．魚沼層群と大阪周辺の大阪層群の層序学的資料，今回の魚沼層群火山灰層の層相・岩石記載的データ及び YOSHIKAWA（1984）の大阪層群火山灰層

のデータに基づいて，両層群の火山灰層の対比を考察する．とくに，魚沼層群下部に挟まれる辻又川火山灰層と大阪層群下部の福田火山灰層の対比について検討を加える．大阪層群では，福田火山灰層は第三紀／第四紀境界層準に挟まれていて，魚沼層群の同境界問題を考える上で，この対比を検討することは重要である．なお，両火山灰層の対比を行う上で，新潟と大阪の中間地域の調査・研究が必要であるが，今後の課題である．



魚沼丘陵と東頸城丘陵の魚沼層群火山灰層序及び両丘陵地域の対比図（風岡ほか，1986；風岡，1988）

6 新潟平野北東部地下の上部更新統・完新統と泥炭層の^{14}C年代

鴨井幸彦(興和)・小林巖雄(新潟大・理)坂井陽一(新潟江南高)・藤田英忠(敬和学園高)・斎藤道春(自然科学館)・木村澄枝(西新発田高)

Yukihiko KAMOI・Iwao KOBAYASHI・Yoichi SAKA・IHidetada FUZITA・Michiharu SAITO・Sumie KIMURA; The upper Pleistocene and Holocene deposits in the north-eastern part of Niigata plain,and radiocarbon ages of peats.

新潟平野下の更新ー完新統については、これまでに、主として坑井資料に基づいた多くの研究がある。このうち、平野の形成史については、西田・茅原(1956)、新潟第四紀研究グループ(1972)、和田(1972)、青木・仲川(1980)、仲川(1987)などが言及している。これらによって表ー1に示すような形成史の大枠が明らかにされている。しかしながら、その詳細についてはなお不明な点が多い。とりわけ平野の北東部における資料が不足していた。今回、その資料の手薄な新潟平野北東部において掘削したボーリング試料のうちいくつかの層準で^{14}C年代値を得たので紹介する。

ボーリング地点および地質柱状図をそれぞれ図ー1、2に示す。また、測定された年代値と深度を図ー2に示す。これらの資料からだけではもちろん予察的なことしかいえないが

①新潟平野主部でみられる岩相層序(表ー1)とはやや異なっていること、

②いわゆる沖積層の厚さは50m程度であって平野主部(最大140m)に比べかなり薄いこと

③西蒲原層に対比される明確な地層は今のところ確認されないこと、

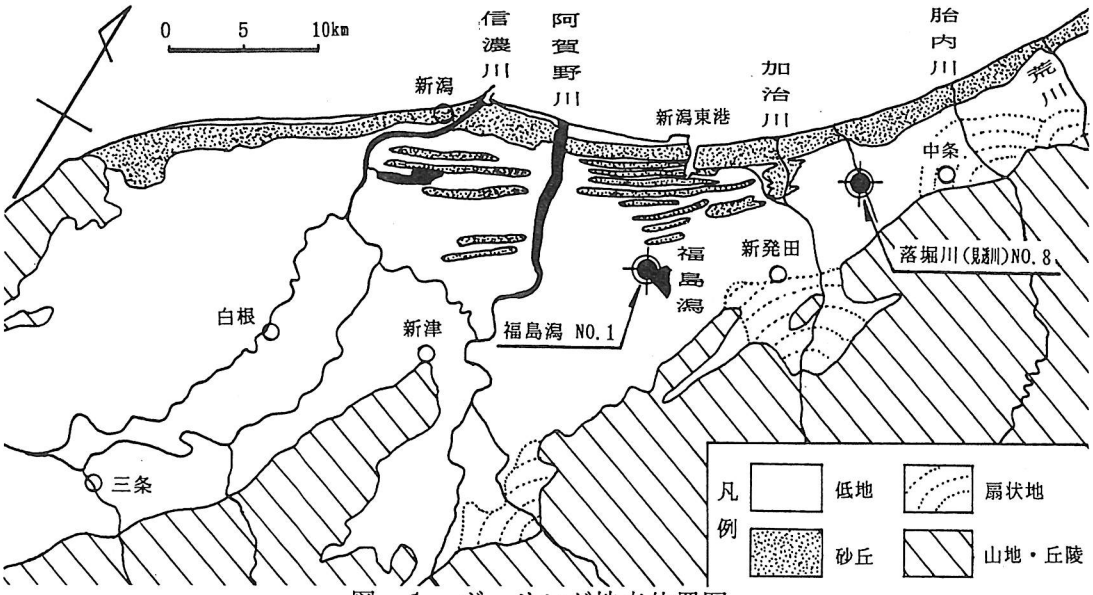
④白根層に相当する部分はかなり薄い上、上部層が欠除している疑いが濃いこと(削り込みによるものかも知れない)などの諸点が気づかれる。

今後、花粉・珪藻・火山灰(重鉱物)・粒度分析等の研究を進め、新潟平野北部における古環境変遷を明らかにしていきたい。なお、ボーリング試料は、新潟県新潟土木事務所および新発田土木事務所の提供によるものである。

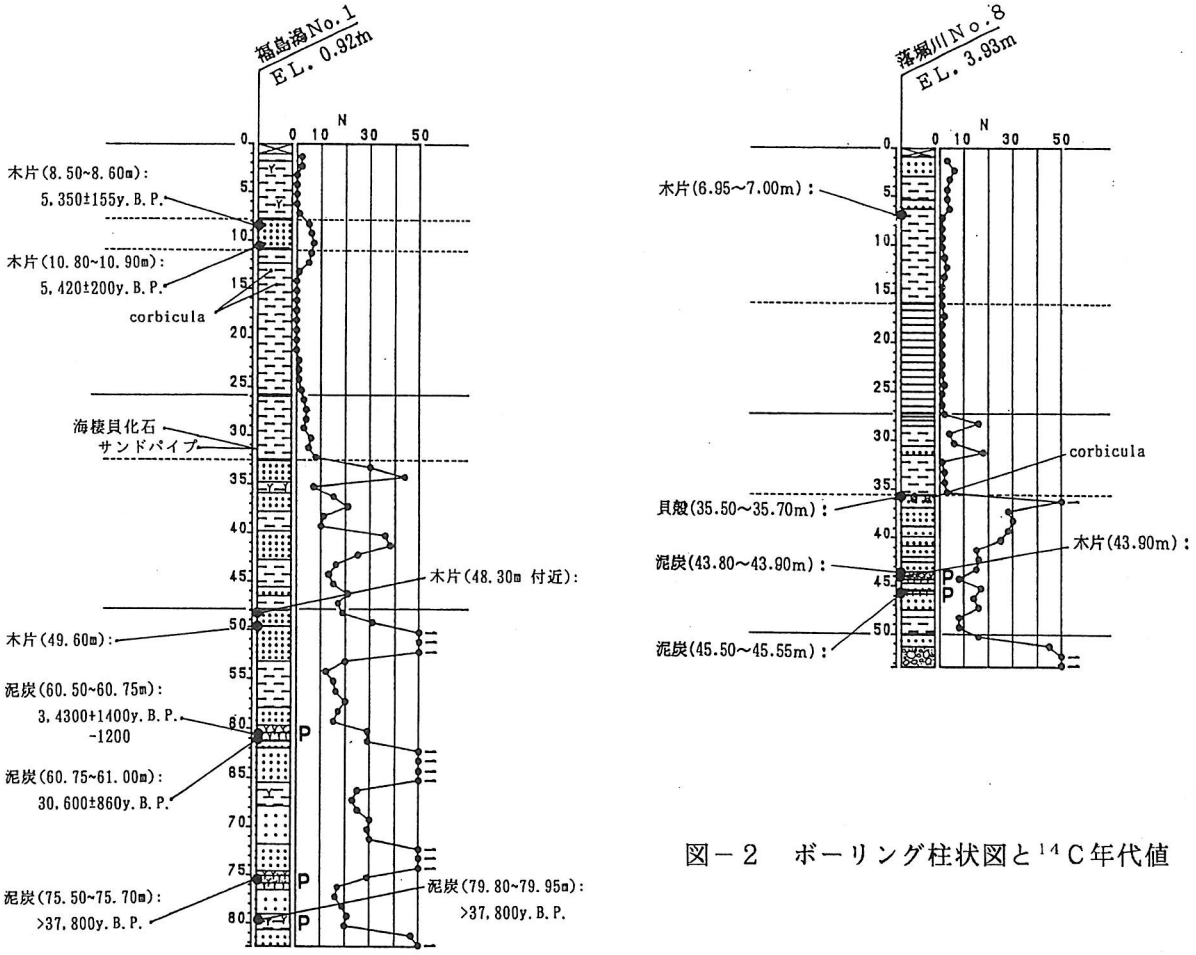
表ー1　新潟平野の上部更新統・完新統の概要

＊青木・仲川(1980)，仲川(1987)にもとづいて作成

地質系統		Minato et al(1967)		和田(1972)	青木・仲川(1980) 仲川(1980)		岩相	堆積環境	層厚(m)	N値	備考
完新統	沖積層	Shirone Group	Upper	I	黒鳥層(東新潟層)		砂(沿岸部)粘土・シルト(内陸部)	汽水～淡水(海成層なし)	15~20 最大45m	砂丘:30~50 砂:10~25 シルト・粘土:0~3	潟湖の埋積 泥炭層介在 corbicula
上部更新統	沖積層	Shirone Group	Upper	II	白根層	上部	砂，シルト 砂泥互層	砂洲～砂丘 潟湖，淡水	砂で最大60m 粘性土で最大25m	砂:30~50 シルト・粘土:5~8	(埋没谷) corbicula 潟湖(古白根潟・古福島潟)の形成
		Shirone Group	Middle	III IV	白根層	中部	シルト・粘土主体	海成	最大90m	8～15(粘性土)	内陸部奥には分布しない。海棲貝化石
		Shirone Group	Lower	V	白根層	下部	砂，シルト，粘土の細互層(泥炭層介在)	汽水～海成	最大90m	砂:30以上 シルト・粘土:20以上	有楽町海進 基底近くで20,000 y.B.P.
		Nishikan-bara Group		西蒲原層	西蒲原層		砂，粘土，泥炭の互層	淡水～汽水	10~20m 最大30m	砂:50以上 シルト・粘土:30以上	(白根不整合) 岩相は白根層下部に似る。25,000～26,000y.B.P.
		Gravel bed(G_1)			埋没段丘礫層(群)		砂，砂礫	淡水(扇状地性平野)		一般に50以上	"G_1層"，4層確認 最終氷期初～中葉に形成。31,000y.B.P.＋



図－1　ボーリング地点位置図



図－2　ボーリング柱状図と^{14}C年代値

＜文　献＞ 青木 滋・仲川隆夫(1980)新潟平野の地盤地質について。新潟大災害研年報、no.2,P.25-40.

Minato et al.(1967)Absolute age of subsurface Late Quaternary deposits in the Niigata lowland.Jour.Fac.Sci.,Hokkaido Univ.,[4],13,p.401-406.

仲川隆夫(1987)新潟平野の形成史。地質雑、93,P.575-586.

新潟第四紀研究グループ(1972)東京低地および新潟平野沖積層の生層序区分と堆積環境、地質学論集、no.7,P.213-233.

西田彰一・茅原一也(1956)弥彦、角田山塊のおいたちと最近の地史、新潟県文化財年報、1,P.1-44.

和田温之(1972)新潟平野の形成過程、地質学論集、no.7,P.77-89.

7　新潟平野地下の中・上部更新統産軟体動物群

小林巌雄（新潟大学・理）・松田俊司（石川県庁）

Iwao KOBAYASHI and Syunji MATSUDA; Middle - Upper Pleistocene Molluscan Fauna from Subsurface Beds of the Niigata Plain

新潟平野地下の更新統は上位から白根層，蒲原層群，灰爪層，西山層の順に重なる．上・中部更新統と推定される蒲原層群（伊田，1955；牧山，1963；西田，1969）からこれまでにも内湾性の有孔虫化石および花粉化石が報告されている（西田，1969；石和田，1964）が，第四紀地史学的観点からの研究は不十分と考えられる．

今回，筆者らは，帝国石油株式会社のご好意により，新潟市浦山に開坑された内野R53号井のコア試料を検討する機会をもつことができた．その試料について各種の分析を試みたが，蒲原層群にあたる深度約350-370mの地層から，保存のよい小形の軟体動物化石が多数えられたので，その地史学的意義の検討をくわえて報告したい．

R53号井は新潟市浦山に1958年に開坑された坑井である．蒲原層群の地質は，礫層ないし礫質砂層に始まり泥質層へと移行する単元からなる交互層が7回みとめられる．水溶性天然ガスを包含するG5～G2層がある．化石を産出した地層はG4層をともなう深度520-350mである．

下位より，深度520-485mで砂礫質層，485-385mで泥質層，385-352mで貝殻混じりのシルト層および泥層の各層からなる．軟体動物化石を産出したのは深度371mおよび352mからえられた試料で，それらは灰色のシルトである．

産出した軟体動物化石は小型の巻貝類と稚貝を主とする二枚貝で，前者が16属17種，後者が10属10種である．巻貝は小形ながら成貝のものがおおく，ほぼ完全な個体であり，殻の色が残されているものもある．これに比べると，二枚貝は破片になっているものがおおい．完全な個体からなるものとしては，巻貝が二枚貝をはるかにしのいでいる．

多産する巻貝は，Umbonium, Neverita, Olivella, Odostomia, Ringicula, Acteocinaで，このほかにEulima, Mitrella, Tritia, Tiberia, Rhizorusなどをともなう．二枚貝は，Fulvia, Mactra, Latona, Nitidotellina, Placamenなどである．

軟体動物化石包含層は中・上部更新統のものと考えられ，さらに後述するように，産出する化石が暖流系のものをかなり含むことからして，高海水準期の間氷期の堆積物，とりわけリス／ウルム間氷期のものになる可能性がつよいものとみなされる．

軟体動物化石の種構成から判断した堆積環境について考察してみる．Sac-

ella, Glycymeris, Fulvia, Mactra, Nitidotellinaなど浅海上部の砂泥底に生息する種類がおおく，さらにArca, Moniaのように礫質底・岩盤底に，また，Placamenのようにごくあさい海岸部にすむものもふくまれる．その大半の種類は潮間帯から浅海上部の，砂底～泥底に生息し，内湾から外洋にかかる海域にすむものである．巻貝の生態にかんする情報はすくないけれども，産出した種類のおおくは，砂質底～砂泥質底に生息し，50m以浅の深さにすむものである．Umbonium, Mitrella, Olivella, Tiberia, Acteocinaなどのほか，Pseudoetrema, Ringiculaのようにやや深くまで分布するものもいる．

つぎに，地理的な生息水域をみると，二枚貝の大半は北海道南部から九州にかけてすむ日本的分布域をもつ種類であるが，暖流が影響する海域にすむ種類もふくまれる．同様に，有孔虫も日本周辺海域にすむものがおおく，Pseudorotaliaのように黒潮系の種類とともに，Buccellaのように親潮系の水域まで分布をひろげているものもくわわる．

含有層の堆積環境は，内湾であること，それも湾奥部ではなく湾中央部から湾口部である．底質は砂質泥で，外洋の影響をうけている，水深30-50mの浅い海であり，さらに暖流の影響をかなりうけている海域であったと推定される．

謝辞　本報告の研究の機会を与え，また公表をお許しいただいた帝国石油株式会社に対し厚くお礼い申し上げます．

引用文献

伊田一善（1955）　新潟ガス田の地質．地調月報，6巻，327-342.

石和田靖章（1964）　蒲原層序試錐について．地質ニュース，115号，1-9.

牧山鶴彦（1963）　新潟ガス田の層序および地質構造について．石油学会誌，6巻，684-687.

西田彰一（1969）　新潟平野形成過程とその問題点．日本地質学会第56年学術大会シンポジュウム「海岸平野」資料集，53-58.

8 魚津埋没林の掘削（１９８９年度）で産出した樹根等の^{14}C年代

藤井昭二（富山大・教養），中村俊夫（名古屋大R.I.総合センター）
麻柄一志（魚津市教委）

S.FUJII, T.NAKAMURA, H.MAGARA; ^{14}C ages of Uozu submerged forest which are occurred for the preliminary excavation of the new road construction

１．はじめに

魚津埋没林は1930年、魚津漁港改修の際大量の生育状態を示す杉の樹根が海面下から発見され、石井逸太郎・山家基治等によって研究された。脇水鉄五郎はこれらの埋没林の年代は5000年から10000年の間であると述べている。地盤沈下を示す例証として文部省の天然記念物に指定された。

その後1954年に博覧会が催され、その会場の一つとして現在の埋没林館が建造され常時観覧可能となり、この際文部省特別天然記念物に昇格された。

その後、プールの樹根^{14}C年代が1960±70y.B.P.、またそれを覆う泥炭層の年代が1750±90y.B.P.の年代が得られた。

県道（しんきろう道路）が埋没林指定地の一部を通ることになり、事前調査のための発掘が1989年度に行われた。その結果は現在まとめられている。

魚津埋没林の成因について地盤沈下が考えられていた。藤井（1965）は1)現在が扇状地礫層から構成されており、自然（圧密）沈下が起こりにくい所である。2)水準測量の結果沈下を示していない。3)日本各地から弥生の小海退が知られていること等から、海退期に形成されたものと考えている。

２．露頭観察から判明したこと

掘削された地域は護岸から30m内陸の標高２．５～２．８mの所で、そこに深さ約４m、南北25（地表部30）m、東西14（20）mの変矩形状の掘削が行われた。海面下０～１．７mの間の東南の方に樹根が固まって発見されている。

発掘は最初、考古学遺物と同様手堀で行われたが、礫層が堅くて仕事がすすまないので、機械掘削に変えられ、樹根が見つかると手堀に切り替えられた。東側に泥炭層と樹根が多く発見されている。泥炭層の下位を調べるためハンドオーガーで掘削を試みたが礫層のため堅くて掘れなかった。

掘削断面は大きく上・中・下の３層に分けられる。

上部層は最上部に1956年の魚津大火の瓦礫がのっかり、その下位は厚さ40cmの黄褐色泥層で海の方に白い砂に変わっている。

中部層は砂と円礫の互層で、厚さ60～80cmの細礫混じりの中－細砂と厚さ30～60cmの細～拳大の円－亜円礫の互層からなる。

下部層は樹根含有層で東では厚さ約１５０cmの泥炭層があり、その中に厚さ

40cmの青灰色泥や、同じく40cmの粗砂を挟んでいる。泥炭層は場所により数層に分かれるが、一層が分かれたようである。泥炭層は海岸では中礫混じりの細砂に変わる。しかし、この細砂は砂丘砂ではない。

中部層は円礫が偏平でないこと等から河成相である。海岸の粗砂はstorm bench 等に堆積する海浜砂を示している。

下部層の泥炭層は後背湿地状の堆積物である。泥炭に種子などが見つかるがアシやヨシは少ない。後背湿地の海側に砂丘や浜堤の堆積物が普通在るがこの断面では不明であった。

３．樹根の産状と年代

樹根はほとんどが杉であるが、礫層で堅いためか根が広く横に張りだしており、その径が３～４ｍのものが３本、１ｍ前後のが４本、長さ11ｍの倒木が１本、この他いくつかの樹根の部分が発見されている。

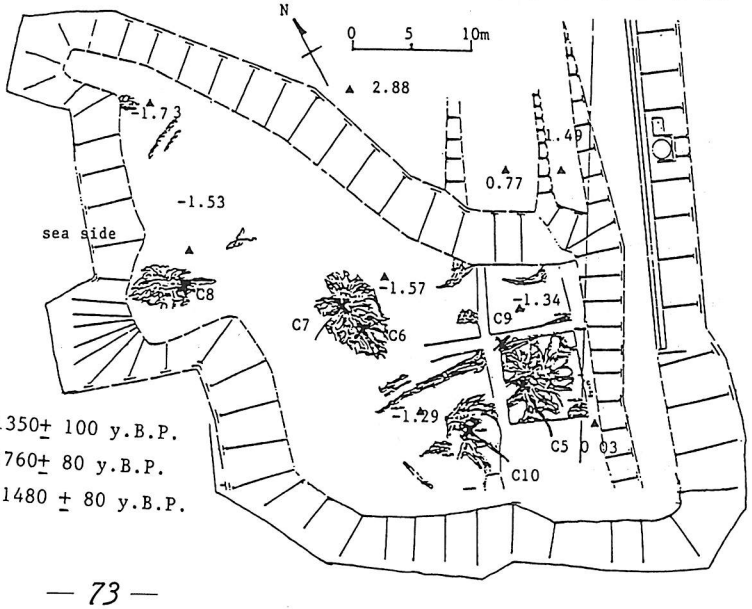
樹根は海面下１５０～36cm位までの深さに根を展開して産出している。根は下部にも入るため、東壁の泥炭の年代が海面下１２０cmから海面上10cmまでが1700±１００か1170±80y.B.P.と知られているが、樹根を壁に投影した年代と壁の年代とは必ずしも一致しない。

樹根等について６つの^{14}C年代を得た。一番古いのは倒木で1750±80y.B.P.であった。長さ11ｍで樹根の中に入りくんでいるので遠くから流されたとは考えられない。他の樹根は1350±１００から1640±80y.B.P.であった。また中心と根の周辺部の年代差は1640±50から1470±２２０y.B.P.で約２００年というのがあった。全体として約1500年前のものと考えてよいのでなかろうか。

４．まとめ

1)今回の発掘調査で６本の樹根と１本の倒木が発見され、その年代は1760から1380y.B.P.を示しており、埋没林館の根の1960y.B.P.や泥炭の1750y.B.P.に比較するとやや年代が若い。また木の大きさも小さい。埋没林博物館に展示されている樹根は大きくて立派なのを集めて陳列し、平均的なものを現していない可能性がある。

2)Ｃ７およびＣ８の樹根の上１／３（水深１００cm付近）にフナクイムシの食害があった。すなわち1500年前頃海水が入ったが、陸からの堆積が盛んで、これ以外外の海の痕跡は残されていない。



C5 1380± 100 y.B.P.
C6 1470±220 y.B.P.
C7 1640± 80 y.B.P.
C8 1350± 100 y.B.P.
C9 1760± 80 y.B.P.
c10 1480 ± 80 y.B.P.

9　北アルプス立山・内蔵助雪渓の下部氷体の^{14}C年代測定

中村俊夫，中井信之，上田　豊，大畑哲夫（名古屋大学）
Toshio NAKAMURA, Nobuyuki NAKAI, Yutaka AGETA, and Tetsuo OHATA:
^{14}C Dating of Plant Residues from Fossil Ice within Kuranosuke Snow Patch at Tate-yama

内蔵助雪渓は北アルプス立山連峰の真砂岳（標高2860 m）と富士ノ折立（3000 m）を結ぶ主稜線の東側の圏谷内に存在する．10月始め雪渓が最小規模になった時でも越年性雪渓が残っており，雪渓下の氷体の厚さは20 m近くもあることが調査されている[1]．従って，この雪渓は長年月をかけて形成された事をうかがわせる．この氷体がいつどの様に形成され，今日まで維持されて来たかを調べることは，日本における近い過去の氷河の消長を研究するうえで極めて重要である．

暖冬の年には氷雪の後退が著しく，過去の長期の温暖期に自然に形成されたと思われる，氷体下の基盤まで達する縦穴が雪渓上に現われる事がある．1988年9月末にも10個程度の天然の縦穴が観察された．雪渓のほぼ中央に位置する縦穴の一つにボイラーで沸かした熱湯を流し込み，人間が降りれる様にその縦穴を拡大し，チェーンソーを用いて約 20 cm角の氷体ブロックを採取した．表層から氷体底まで約20 mもある氷層の約40層準（図１）で採取された氷体ブロックは，年代測定，磁化測定，微生物分布，結晶粒分布，トリチウム濃度や酸素同位体比分布などの分析に供されている[1]．氷体ブロック内に散在する植物片について^{14}C年代測定を行なった．

また，9月末当時の雪渓表面には，雪渓周囲に生育する高山植物からもたらされた植物片がたくさん観察された．大部分はハイ松の小枝や葉片などで，まだ緑色を残しているものも多かった．ごく希に広葉樹の葉片や昆虫の死骸なども見られた．氷体中の植物片は，すべてハイ松のものと思われる針状葉片と小枝片であった．これらの植物片の年代測定も行なった．

氷体は，層構造に基づいて底から約13.3 mの高さにある不整合面で２分される．下部の層は北側に比べて南側が持ち上がっており，その傾斜は45度以上の角度である．一方，約6.7 m厚の上部層はほぼ水平に重なっている．トリチウム濃度の測定により，不整合面より上部は20年前から現在にかけて形成されたこと，下部氷体はそれより古い事が明かとなっている[1]．今回，氷体底から11.4 m高まで，下部氷体の7層準から得られた9つの植物試料について，名古屋大学アイソトープ総合センターに設置されているタンデトロン加速器質量分析計を用いて^{14}C年代測定を行なった．その結果は，図２に示され

る様に，190±500 y BP（試料の量が少ないため，誤差が大きい）から1760±140 y BPまで幅広い年代値を示した．また雪渓表面上で，年代が古いと思われる枯れ朽ちたハイ松の枝片を採取し，そのうち5点を年代測定した．これらの年代値は，2点について960±220 y BP，200±70 y BPと得られた．他の3点は原水爆実験起源の^{14}Cの影響を受けており，1960年以降に生育したものと考えられる．

氷体ブロックは，流水により二次的に運び込まれた植物体を排除するため，成層していると思われる箇所から切り出された．しかし，年代値を検討すると，値が千年前よりも新しいものと古いものに二分され，新しい年代値は高度 9 mあたりに集中し，二次的に運び込まれた可能性を示唆する．高度 0 m以下の最下層の植物片も二次的に運び込まれた可能性がある．従って，氷体中に底から不連続面近くまで分布する千年前より古い年代値を信頼すれば，この氷体は1220～1760年前頃に比較的短期間のうちに形成された可能性が高いと考えられる．

[1] 日本最古の化石氷体（北アルプス内蔵助沢）の構造と形成に関する研究，1990：平成元年度科学研究費補助金（総合研究A）研究成果報告書（研究代表者　名古屋大学大水圏科学研究所　樋口敬二教授）．

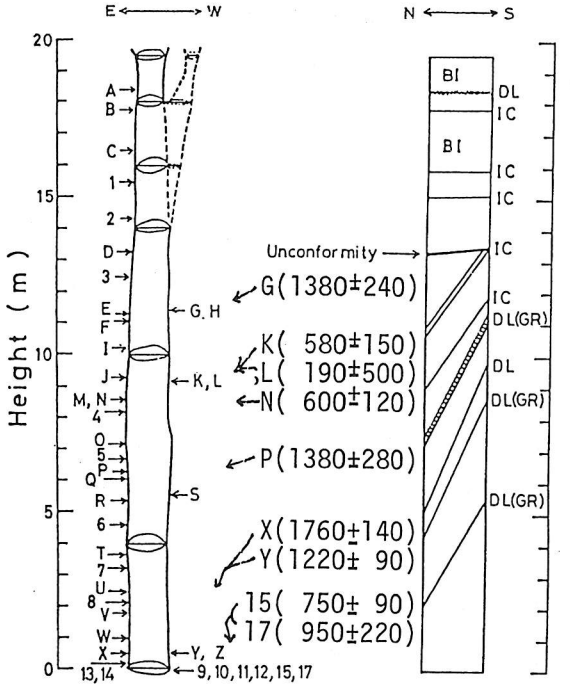


図2.
縦穴（J穴）の層構造（南北断面）と氷体ブロックの採取高度．氷体の高度は氷体底から測った高さを示す．BI：bubbly ice，IC：clear ice band，DL：dirty layer，DL(GR)：dirty layer with gravel．
高度13.3 mに不整合面がある．

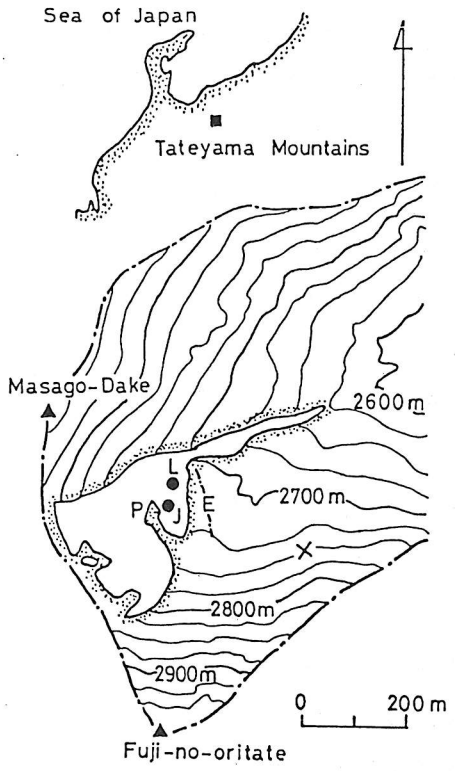


図1．内蔵助雪渓と縦穴（J穴，L穴）の位置．
バツ印：ハイ松の新葉片の採取位置，
P：プロテラスランバート，
E：終堆石

１０ 第四紀火山灰についてのフィッションントラック年代測定法の新たな試み

伊藤　久敏　（電力中央研究所）

Hisatoshi ITO; A New Trial of Fission Track Dating of Quaternary Volcanic Ashes

第四紀についての研究を行う際に、火山灰層は年代指示の鍵となることから重要な役割を果たしてきた。第四紀火山灰の中で、数万～数百万年前に噴出した火山灰の年代決定は主としてフィッションントラック(FT)法によりなされたものである。しかし、この年代幅での精度のよいFT年代測定は、自発トラック数が極端に少なくなることから、一般に困難である。本研究では、日本各地に分布する約５０の第四紀火山灰について、ジルコンを用いたFT年代測定を試みている。現在までに、大町火山灰および大山起源の火山灰について若干の結果を得たのでここに報告する。なお、今後も、これらの試料の年代測定を続ける予定である。

実験方法

各火山灰試料はすべて、１０kgずつ採取し、そのうち５kgを使用した。これらの火山灰は荒井房夫教授による屈折率測定による鑑定を受け、同定をして頂いたものである。ほぼすべての試料から、自形度のよいジルコンが得られたこと、および自発トラックの識別がより確実であることを考慮し、今回は、ジルコンの研磨を行わない自然結晶面を用いる年代決定法を採用した。また、年代標準試料である、Fish Canyon Tuffについても自然結晶面を用いた。その他の処理は Tagami et al. (1988)に従った。$\zeta = 434.4 \pm 28.8$が得られ、通常の値よりもやや高くなったが、年代標準試料と火山灰試料を同時に照射しているため、この値を用いた。自発トラックの計数は、トラック数をできる限り増やすために、結晶面の状態の良いものでは結晶面全体を用い、状態の一部で不良なものは良好な部分のみを選んだ。結晶面選定に際し、恣意的にトラックの多い（あるいは少ない）ジルコンを選ばないようにするために、初めに反射光を用いて、ジルコン表面を観察した。これにより、トラックを見ることなく、結晶の選定が行えた。得られた結果を表に示す。

大町火山灰の年代

大町火山灰は上、中、下部の３つの部層に分けられる。そのうち、下部層にはクリスタル・アッシュと呼ばれる３枚の火山灰があり、下位からA1Pm, A2Pm, A3Pmとされている。加藤・檀原(1987)はこれらの火山灰のジルコンによるFT年代を求め、50～70万年の年代を得ている。また、鈴木(1988)は、ほぼ40万年の年代を得ている。今回の測定では、30～50万年の年代値を得た。また、上部層のEPmについて、ほぼ10万年の年代値を得た。この火山灰は地層対比により、5～6万年の年代値が推定されている。今回の結果は誤差が大き

いが、この推定と大きくは異なっていない。今後、より測定数を増やし、誤差を小さくすることが課題である。

大山火山灰の年代

鳥取県の大山地方に分布する火山灰は上、中、下、最下の４つの部層に分けられる。そのうち最下部層のDYPから、ほぼ30万年の年代値が得られた。さらに上位の火山灰から得られた年代はDNPを除きほぼ10万年の年代値を示す。しかし、これらについても測定した自発トラック数が少ないため、誤差が大きい。今後の測定により、より精度の高い年代値を求める必要がある。大山火山灰のFT年代はこれまでに報告例はないが、大山火山灰から得られるジルコンが豊富で、結晶面の状態が良いことから、この火山灰のFT年代測定も十分可能であることがわかった。

火山灰名	Ns	ρs	Ni	ρi	N	c.c.	T(±1σ)
大町の火山灰							
EPm	13	0.45	4820	1.65	21	0.41	9.6±2.8
A3Pm	101	2.04	11214	2.27	39	0.47	32.4±4.0
A2Pm	48	1.65	5846	2.01	21	0.2	29.5±4.8
A1Pm-1	12	2.14	1096	1.95	14	0.18	39.4±11.5
A1Pm-2	12	3.44	748	2.15	10	0.49	57.8±16.9
A1Pm-3	22	2.92	1699	2.25	23	0.42	46.6±10.1
A1Pm mean					47		47.6±7.8
大山の火山灰							
弥山(MSP)	7	0.29	3246	1.37	35	0.073	7.7±2.9
倉吉(DKP)	4	0.47	1223	1.43	13	0.13	11.7±6.0
関金(DSP)	3	0.44	958	1.4	10	-0.56	11.2±6.5
生竹(DNP)	1	0.06	1959	1.1	22	0.21	1.8±1.8
淀江(DYP)	29	0.85	3658	1.07	36	0.81	28.5±5.4

Ns:自発トラック数，ρs:自発トラック密度($x10^4 cm^{-2}$)，Ni:誘導トラック数，ρi:誘導トラック密度($x10^6 cm^{-2}$)，N:計測したジルコン結晶の数，c.c.:NsとNiの相関係数，T(±1σ):年代値（単位:万年）

文献

Tagami,T.,Lal,N.,Sorkhabi,R.B.,Ito,H. and Nishimura,S. (1988) Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.,Ser. Geol. Min.,53:1-30

加藤碩一、檀原　徹　(1987) 地質調査所月報、38、5: 265-280

鈴木正男　(1988)　地質学論集、30: 219-221

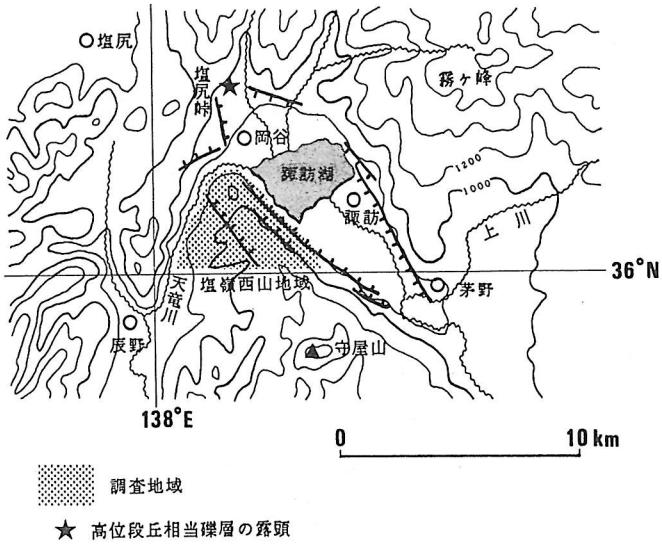
11　諏訪湖西部塩嶺西山地域の地質と諏訪盆地の形成

下川浩一・山崎晴雄（地質調査所）

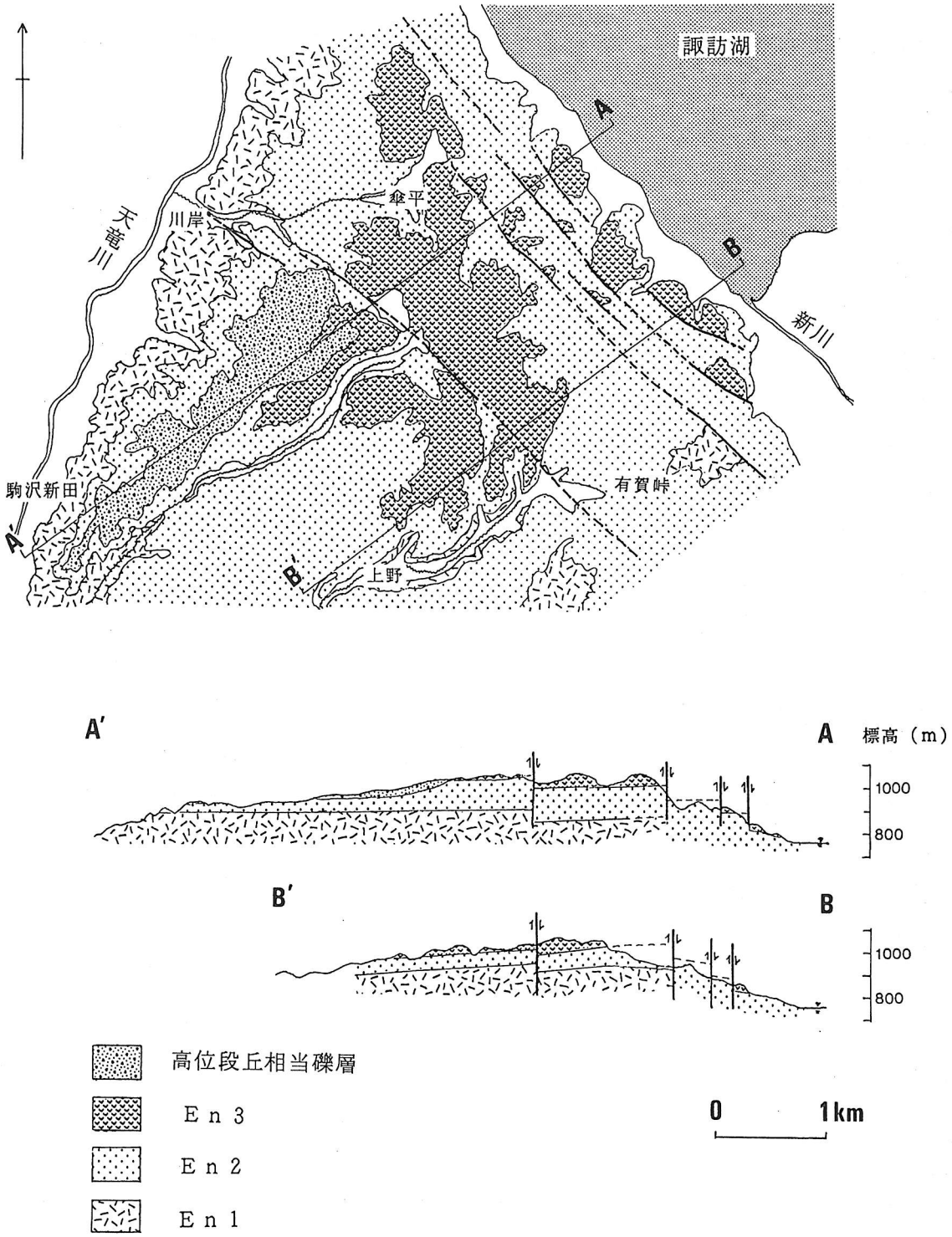
Koichi SHIMOKAWA and Haruo YAMAZAKI; Development of the Suwa Basin infered from geologic evidence of Enrei-Nishiyama area on the west of Lake Suwa.

諏訪湖西部の塩嶺西山地域には塩嶺累層と呼ばれる前期更新統の火山岩類が分布している（MOMOSE, 1959）．演者らは，当地域の塩嶺累層及び高位段丘礫層の地質調査を行い，層序を明らかにすることによって，諏訪盆地形成に関する新知見を得たので以下に報告する．

塩嶺西山地域の塩嶺累層は，従来下位より，成田紫蘇輝石普通輝石安山岩及び凝灰角礫岩（En1），有賀峠かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩（En2），傘平角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩及び凝灰角礫岩（En3）の三層に分けられていた（諏訪教育会，1975）．今回の調査により，従来の En2には紫蘇輝石普通輝石安山岩が含まれ En1の上部と区別できず，また En1の下部は凝灰角礫岩からなることが判明した．したがって，En1を紫蘇輝石普通輝石安山岩質凝灰角礫岩，En2を紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩（かんらん石含有のものを含む）と再定義する．さらに，En3の角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩は，En2溶岩の凹地を埋めて塩嶺西山地域に広く分布し比較的平坦な尾根を形成していることが明かとなった．En3の分布高度は湖側に向かって階段状に低下しており，これは En3の溶岩が，東落ちの断層運動によって変位していることを示している．また，岡谷市の諏訪レイクヒルゴルフ場には，塩嶺累層を不整合に覆って，クリスタルアッシュと思われる火山灰を載せる高位段丘相当の礫層が分布するのが明かとなった．さらに，地質調査所のボーリングでは，諏訪盆地底に粗粒な円礫層が認められ，また，諏訪湖北岸の岡谷市今池付近にも本礫層と対比可能な高位段丘相当の円礫層が分布する（第1図）．これらのことから，上記礫層は諏訪盆地を横断して流れていた古天竜川の堆積物と考えられ，諏訪盆地の形成は高位段丘礫層堆積期（数十万年）以降に開始されたと考えられる．



第1図　調査地域位置図



第２図　塩嶺西山地域地質図及び地質断面図

１２ 諏訪盆地の地下地質構造と活断層

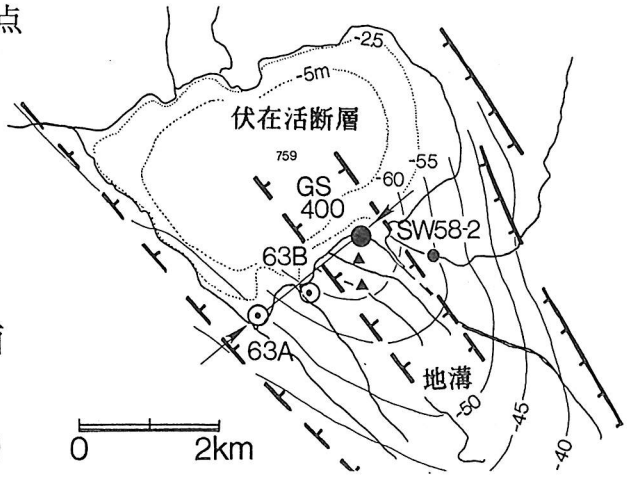
山崎晴雄・下川浩一・水野清秀（地質調査所）・鹿島薫（九州大）
Haruo YAMAZAKI, Koichi SHIMOKAWA, Kiyohide MIZUNO and Kaoru KASHIMA;
Subsurface Geology and Active Faults in Suwa Tectonic Basin.

長野県の諏訪盆地はフォッサマグナ西縁に沿う構造性盆地群の一つで、糸魚川－静岡構造線活断層系の左横ずれ断層運動で形成された pull-apart basinと考えられている（金子，1972など）。地質調査所では科学技術振興調整費による中部日本の地震テクトニクス解明のための研究の一環として、諏訪盆地内でボーリングによる地下地質調査を行なった。採取コア中の火山灰、珪藻化石の解析調査を通じて、諏訪盆地の地下地質構造とその形成過程に関し以下の新知見を得たので報告する。

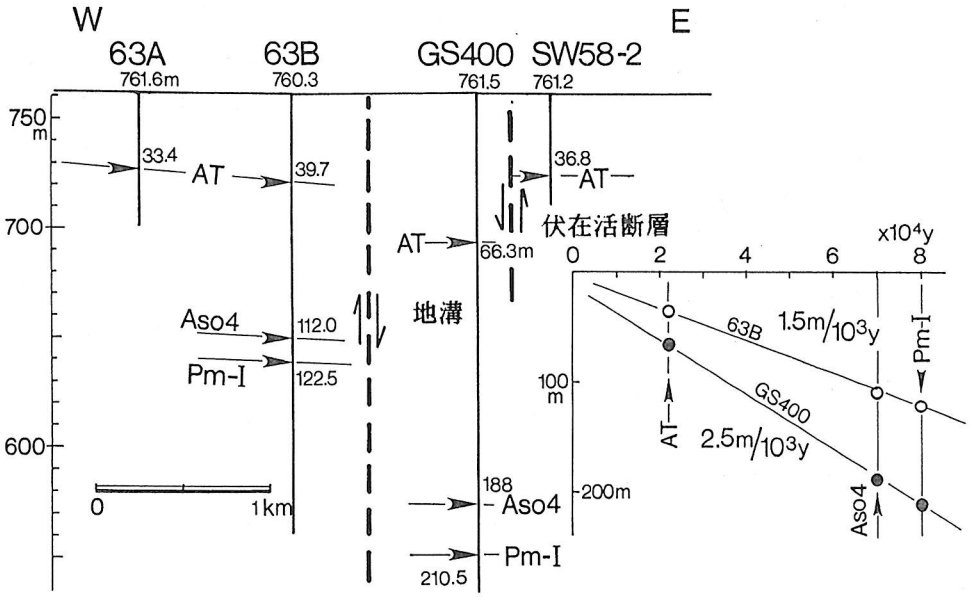
①諏訪盆地の東西両縁には盆地形成に関与した活発な活断層の存在が知られているが、諏訪湖南東岸で実施した３本のボーリング調査に基づく地下断面から、盆地底にも２本の活断層が伏在していることが判明した。この断層は盆地縁と平行なNW走向で、２本の断層の間、つまり盆地の中央部が最も沈降し地溝が形成されている（第１図）。伏在活断層の両側でPm-I等の鍵テフラの深度とその降下年代を手掛りに、盆地充填堆積物の堆積速度を比較すると、地溝内では2.5m/10^3年、その外側は1.5m/10^3年で、少なくとも８万年間についてはほぼ一定である（第２図）。このことは、上記期間には盆地全域が相対的な沈降運動を受け、更にその中で伏在断層が1m/10^3年の速度で運動を繰返してきたことを示す。盆地両縁の活断層に匹敵する変位速度から見て、伏在断層も盆地形成に重要な役割を果しているものと考えられる。

②諏訪盆地全体の埋積は盆地の東西両縁を限る活断層、特に西縁を限る活断層の運動によって、諏訪盆地側が相対的に沈降するために生ずるものと考えられる。さらに、盆地底の相対的な低下により湖の排水が不良になり、一時的な湖の面積拡大が起きることも予想される。これを確かめるため、湖岸付近に位置する63A及び63Bボーリングコアについて珪藻化石分析を行ない、両地点における古環境の変遷を調査した（第３図）。その結果、深度70m（３～４万年前）までの地層は大部分が河成氾濫原的な堆積環境を示し、湖水域は現在よりも縮小していたと考えられる。しかし、時折、浮遊性の*Melosira*を大量に含む湖沼性堆積物が認められ、上記期間に数回の湖の拡大→縮小の繰返しがあったものと考えられる。最近では４～５千年前に湖水域が拡大し、現在は拡大した湖水域が徐々に埋積・縮小される時期に当っていると考えられる。このような変動は気候変化に比べ短周期で起きており、湖水域の変化は地殻変動（盆地西縁の断層運動）を反映したものと推定される。

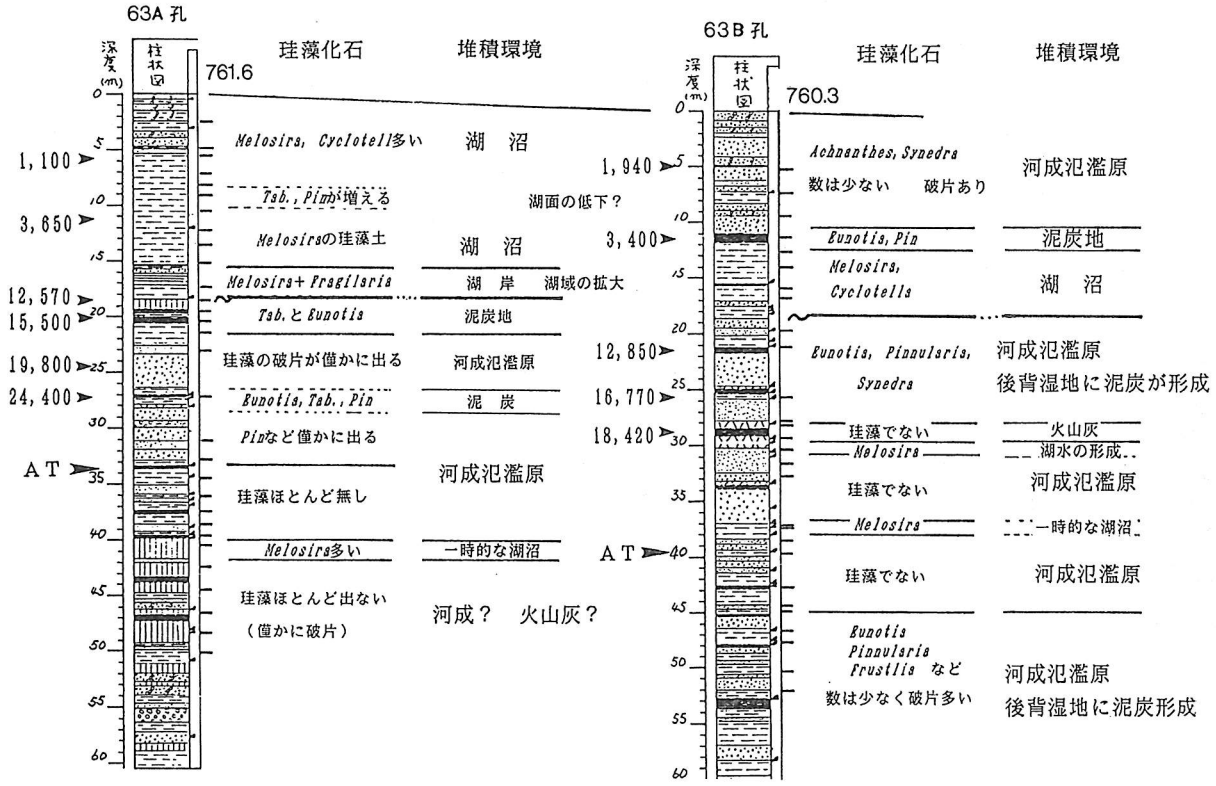
第１図:諏訪盆地のボーリング調査地点
矢印:第２図の断面位置
コンターは等重力線を示す
黒三角:天然ガス調査井



第２図: 諏訪湖南東岸の地下地質断面
AT, Aso4, Pm-I :鍵テフラ
右側の図はGS400(黒丸)と63B(白丸)の鍵テフラの深度と年代の関係を示す



第３図：諏訪湖南東岸の古環境変化
－珪藻化石分析結果－



13　静岡県中部，第四紀更新世後期古谷泥層の花粉化石群集

楡井　尊（地球科学研究センター準備室）・渡辺真人（株,環境建設コンサルタント）

NIREI Takashi and WATANABE Makoto;Pollen assmblage of Furuya Mud Bed, Shizuoka Prefecture.

静岡県中部の大井川～菊川のあいだにひろがる牧の原台地は，後期中新世相良層群を不整合におおう古谷泥層と，その上に重なる京松原砂層・牧の原礫層からなる．これらの第四紀層は，従来南関東の下末吉層に対比され，最終間氷期の堆積物とされている（土1960,池谷・堀江1982など）．

古谷泥層中からは，軟体動物・有孔虫・哺乳動物・大型植物遺体など，おおくの化石の産出が報告されているが，花粉化石は，杉山ほか（1987）によって予察的な検討がおこなわれているのみである．

今回筆者らは，古谷泥層中の花粉化石群集の変遷に関する検討をおこない，その詳細を明らかにすることができた．そしてそれは，他地域の海成中位段丘と共通性のあるものであると同時に，特異な側面も持ち合わせている興味深いものであった．

採取地点（図１）の古谷泥層は，下部より相良層群に由来する泥岩塊をふくむ砂礫層からはじまり，縦に割れ目のはいる青灰色の粘土層，部分的に葉理の発達する貝化石・生痕・植物化石をふくむ砂～シルト層，青灰色の粘土層，貝化石をふくむシルト層，中礫を主とする円礫層，青灰色のシルト層の順にかさなる．その上位には，下部に礫層をともない，黄褐色の葉理の発達する中粒砂からなる，京松原砂層が，整合にかさなる．

分析結果を図２にしめした．下部のNo.6以下では，*Alnus*（ハンノキ属）が高率を占め*Pinus*（マツ属）・*Abies*（モミ属）・*Picea*（トウヒ属）・*Tsuga*（ツガ属）・*Tilia*（シナノキ属）をともなう．No.12以上では，*Lagerstroemia*（サルスベリ属）・*Quercus(Lepidobaranus)*（コナラ属，コナラ亜属）・cf.*Ulmus-Zelkova*（cf.ニレ属・ケヤキ属）が高率を占めるようになる．*Cyclobalanopsis*（アカガシ亜属）は出現するものの，きわめて低率である．

こうした花粉化石群集の変化は，おおすじにおいて古谷泥層の堆積開始時には，比較的冷涼だった古気候が，次第に温暖化したことをしめすものであろう．このことは，黒田(1970)などで推定されていることと一致する．

太平洋沿岸の海成中位段丘堆積物からは，*Lagerstroemia*をともなう花粉化石群集が見いだされている例が多い．南関東の下末吉層（西村1980），吉沢

層（辻1980）でも*Lagerstroemia*は検出されている．とくに吉沢層では10%をこえる出現率をしめす層準がある．それらと比較しても古谷泥層では，最大49.2%も出現しており，著しく高率であるといえる．また，出現率は低いものの，*Sapium*（シラキ属），*Orixa*（コクサギ属），*Melia*（センダン属）なども検出された．

このような花粉化石群集は，南関東より温暖な古気候，比較的堆積地に近いところからの花粉化石の供給量，後背地の赤石山地からの供給などさまざまな要素を反映していると考えられる．

文献：

土（1960）地質学雑誌，66，369-653.

池谷・堀江（1982）第四紀研究，21，75-93.

杉山ほか（1987）地質調査所月報38，443-472.

黒田（1970）静岡大学地学研究報告2，91-95.

西村（1980）地質学雑誌，86，275-291.

辻（1980）第四紀研究，19，107-115..

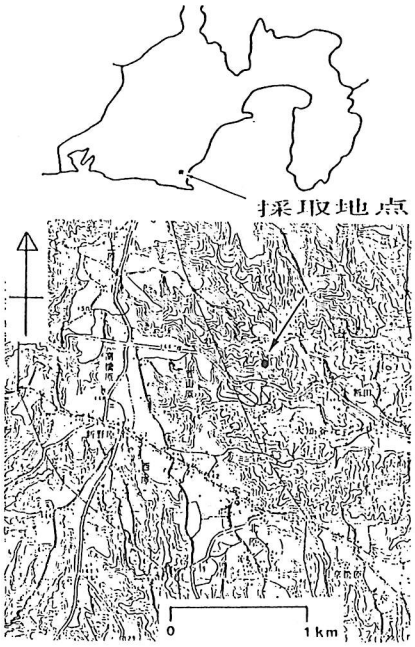
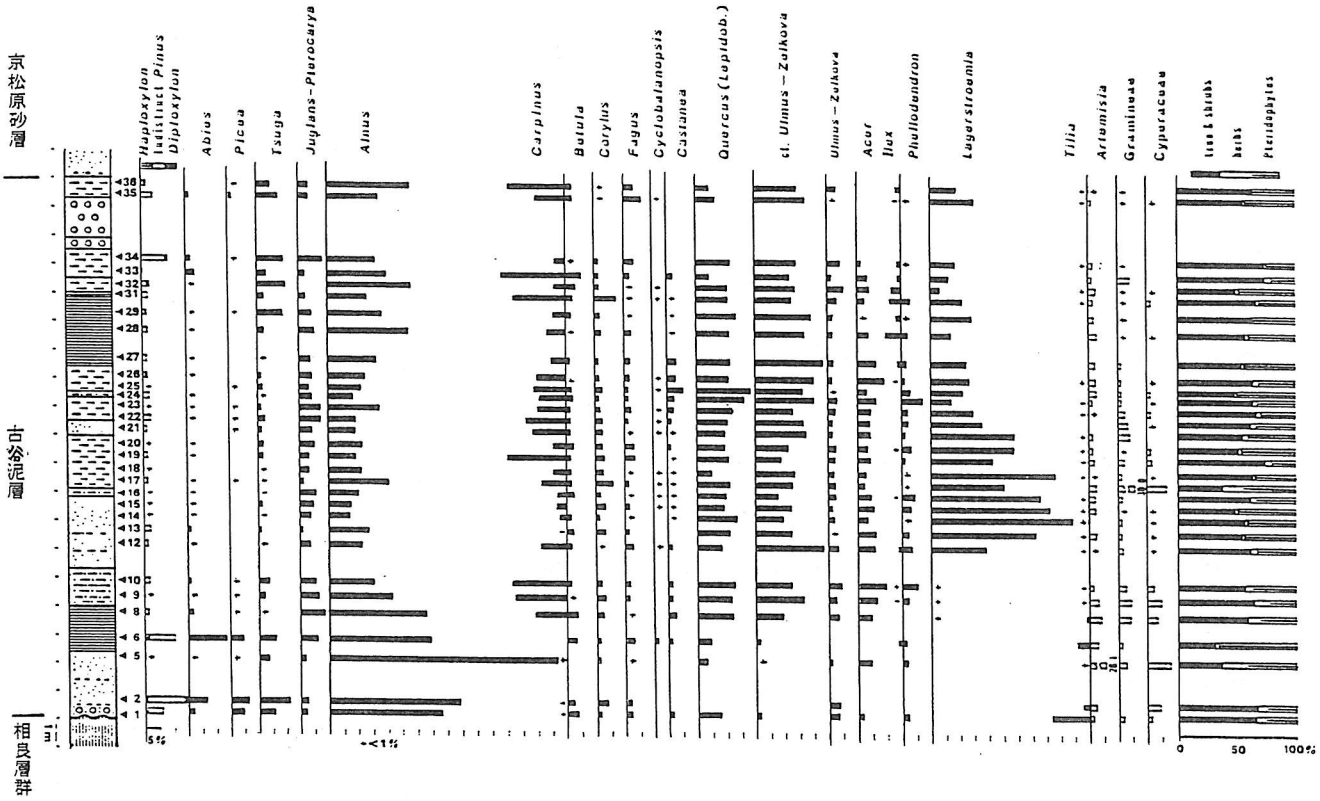


図1

図2



14　清水市冷川遺跡における縄文時代早期の植物遺体群集

那須孝悌（大阪市立自然史博物館第四紀研究室）

Takayoshi NASU ; Plant remains of the Initial Johmon Period at the Biya-gawa Site in Shimizu City, Shizuoka Prefecture.

冷川遺跡（静岡県清水市宮加三）は，有度丘陵の東北部に形成された小解析谷の出口にある扇状地上に位置し，現地表面の標高は約 15 mである。当遺跡の北方約 200 m には，縄文晩期を中心とする遺跡として著名な天王山遺跡がある。

昭和61年から63年にかけて，清水市教育委員会によって３地点での発掘調査が行なわれた。多くの遺物とともに集石や土壙などの遺構が検出され，古墳時代以後の井戸や旧河道，杭列なども検出されている（新井，1988）。

演者が試料を採取（1987年４月５日）したＢ地点では，盛り土および攪乱土の層（第Ｉ層）の下に，厚さ約 1.6 m の扇状地性の礫層（第Ⅱ層および第Ⅲ層）が重なる。その下に礫混じりの粘土層（第Ⅳ層～第ＸⅢ層）があり，第ＸⅢ層からは縄文時代早期末の遺物が産出し，集石遺構が検出された（新井，1988）。更にそれより下位では再び礫層となる。

清水市教育委員会が依頼した^{14}Ｃ年代の測定結果（清水市教委，印刷中）は，第Ｖ層が 6,300±140 Y.B.P，第ＸＩ層が 6,440±90 Y.B.P.，第ＸⅢ層が 6,790±110 Y.B.P.であった（清水市教委，印刷中）．また，加藤芳朗氏によって第Ⅶ層下部に，アカホヤ火山灰層のものと考えられる火山ガラスの密集層準が確認されている（加藤，印刷中）．これらの事から第Ⅳ層から第ＸⅢ層までの礫混じり粘土層は，いずれも縄文時代早期の間に堆積したものと考えられる。

発掘期間中に、Ａ地点の土壙内から植物遺体が検出されたが、破損変形が激しく、コナラ属 Quercus の堅果としか同定できなかった。また、Ｂ地点拡張区の包含層からはオニグルミ Juglans ailanthifolia Carr. の堅果破片が検出されたが、これは部分的に焼け焦げており、割れ口も人為的なものと思われるものであった。

なお、Ｂ地点の第Ⅳ層からは、サメ類の椎骨と硬骨魚類の骨片が多数伴出し、第ＸⅢ層の試料Ｎｏ．３０からは小さな骨片が伴出した。またこのほかに，発掘期間中に検出された動物遺体として，マガキ，イノシシ，シカ，およびイルカ類が同定されている（樽野，印刷中）．

現在までに検出・同定された植物は 43 種類余りであるが，ハマヒサカキ Eurya emarginata (Thunb.) Makino，カワツルモ Ruppia rostellata Koch，およびイトクズモ Zannichellia palustris Linn. var indica (Cham) Graebner の種子が著しく多い，特殊な群集構成であることと，ヒョウタン類

Lagenaria siceraria Standl の種子が検出された点で注目される。

古環境について

冷川遺跡の礫混じり粘土層（第Ⅳ層～第XⅢ層）から産出した植物遺体群集には，イチイガシ Quercus gilva Blume を含むアカガシ亜属 Cyclobalanopsis，ヤブツバキ Camellia yaponica Linn. など，暖温帯の照葉樹林を形成する植物が含まれており，縄文時代の早期末にはすでにかなり暖かな気候のもとで，照葉樹林要素が栄えるようになっていたことを物語っている。

一方，イヌブナ Fagus japonica Maxim.，モミ Abies firma Sieb. et Zucc.，スギ Cryptomeria japonica (Linn. fil.) D.Don，トチノキ Aesculus turbinata Blume なども含まれており，後背山地には中間温帯林の要素も存在していたことがわかる。

冷川遺跡から産出する植物遺体群集のうち，古環境を推定する上で最も興味深いのは，カワツルモとイトクズモであろう。 いずれも海岸近くの半塩水から淡水の水域に生育する沈水性の多年草で，いくらか塩分の混じっている水域を最も好む。 カワツルモとイトクズモが第Ⅷ層で出現して以後，第Ⅲ層まで共に多産する事は，冷川遺跡の遺物包含層堆積地が海岸線近くにあって，半塩水の水域だったことを物語っている。海岸近くだったことは，ハマヒサカキの種子が多産する事によっても推定される。また，A地点の土壙内堆積物には石膏の針状結晶と硫化物の粉末状結晶がたくさん晶出していたことも，間近に海水の影響があったことを物語っている。なお，塩分を嫌うヒシ Trapa japonica Flerov. の果実の破片が第Ⅳ層から検出されているが，破損・焼け焦げの状態から考えると，食物として利用した後のかすを堆積地内に投棄したのではないかと思われる。

ヒョウタンについて

第Ⅳ層からヒョウタンの完形種子が1粒，破片が2個出土した。ヒョウタンは食用としてだけではなく器を作るためにも用いられる栽培植物として古くから知られ，しかも日本列島には本来自生していなかった植物であるため，たいへん注目される。しかし種子の産出のみをもって「栽培された」と考えるわけにはいかないであろう。前川文夫氏（1943）によって提唱された史前帰化植物の一つとされているカタバミ Oxalis corniculata Linn. が同じ第Ⅳ層から1粒だけではあるが検出されており，農耕・栽培の可能性を暗示しているかにみえる。しかし，海流によって運ばれて漂着したヒョウタンの果実または種子が発芽生育した可能性を否定する事もできない。

15 浜名湖における完新世堆積物中の有孔虫化石群集

松原　彰子（東京大・研）

Akiko MATSUBARA ; Fossil foraminiferal assemblages in the Holocene deposits of Hamana Lake

浜名湖は，日本を代表する汽水湖の１つであるが，その形成過程は今まで明確にされていなかった。そこで，浜名湖の起源と地史的変遷を明らかにする目的から，1985，1986年に４地点で湖底ボーリングが行われた（池谷ほか，1987）（図１）。本発表では，その際採取された湖底の完新世堆積物中に含まれる有孔虫化石の解析結果を報告する。

◎地点85Ｈ－２（水深５ｍ）における有孔虫化石群集（図２）

本地点では，１～２ｍ間隔で合計28層準の試料について分析を行った。有孔虫化石群集は，出現する底生有孔虫種群と，浮遊性有孔虫の産出頻度によって，以下のように６帯に区分することができる。

◇Ｉ帯（深度42～38ｍ）：40.8ｍ付近の１個体以外に有孔虫化石は産出せず，本地点への海水の影響はみられない。

◇II帯（深度38～31ｍ）：内湾を代表する種であるAmmonia beccariiが優勢である。その中で，内湾奥部などの閉塞環境の指標となるAmmonia beccarii formaＡの占める割合は20％以下である。Ammonia beccariiの他に，現在の浜名湖の湾央～湾口部の砂質底に生息するElphidium advenum，また海藻に付着するE.reticulosum などが産出する。ここでは，完新世の海面上昇に伴う内湾の拡大が本地点の位置する内湾の奥部にまで及ぶようになったものと考えられる。

◇III 帯（深度31～24ｍ）：沿岸水流入の指標となるPseudononion japonicumと，下位の堆積物中にはみられなかった外洋水の流入を示す浮遊性有孔虫が産出する。したがって，本層の堆積期には沿岸水，外洋水共に，湾奥まで流入するようになった，と推定される。

◇IV帯（深度24～10ｍ）：現在の浜名湖では湾口部のみに分布し，砂質底に適応した沿岸水流入の指標種であるP.japonicum が優勢となり，全体の50％以上を占める。その他には，Ammonia beccariiや，浜名湖の湾央～湾口部にみられるBuliminella elegantissima が出現する。また，浮遊性有孔虫も産出する。以上のことから，ここでは湾外からの砂の供給を伴った沿岸水の流入が盛んに行われていたものと推定される。

◇Ｖ帯（深度10～2ｍ）：再びAmmonia beccarii が優勢になる。その中で，formaＡの占める割合は20％以上である。下部（深度10～6ｍ）ではE.reticulosum，E.advenum が，また上部（深度6～2ｍ）ではP.japonicum，E.somaense，E.subincertumがそれぞれ随伴する。浮遊性有孔虫は，１層準（5.5ｍ 付近）から産出した。したがって，ここでは湾内への沿岸水および外洋水の影響が減少し，閉塞的な環境へと移行したことが考えられる。その原因は，内湾の湾口部から湾央部にかけての砂州地形の発達であった，と推定される。

◇VI帯（深度2～0ｍ）：1.0ｍ 付近からは有孔虫化石は産出しない。一方，0.1ｍ 付近からは，現在の浜名湖で湾奥部および湾央部を中心に広く分布している砂質殻種（Trochammina 属，Haplophragmoides属）のみが産出する。これは，砂州地形による閉塞がさらに進んで，湾奥への沿岸水の流入が妨げられた現在の環境を示すものといえる。

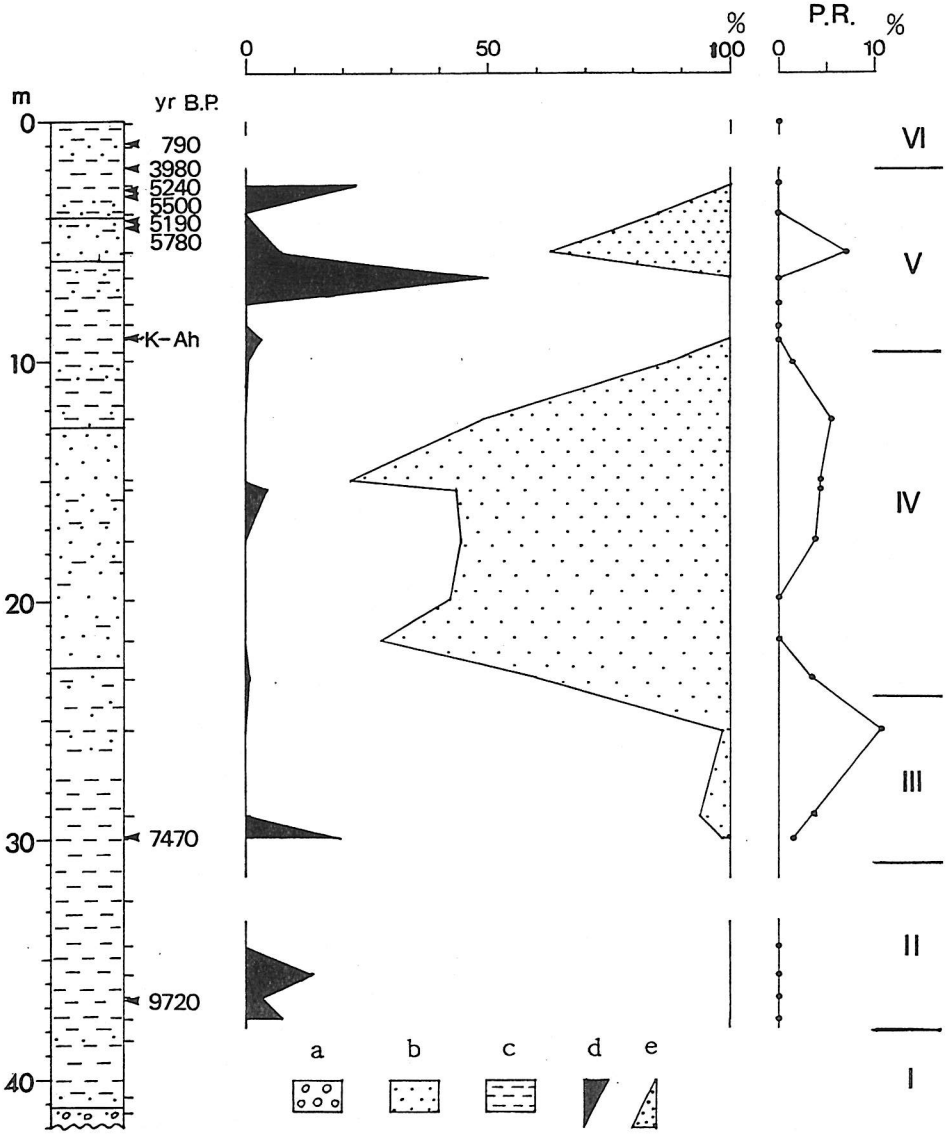


図２　地点85Ｈ－２における有孔虫化石群集

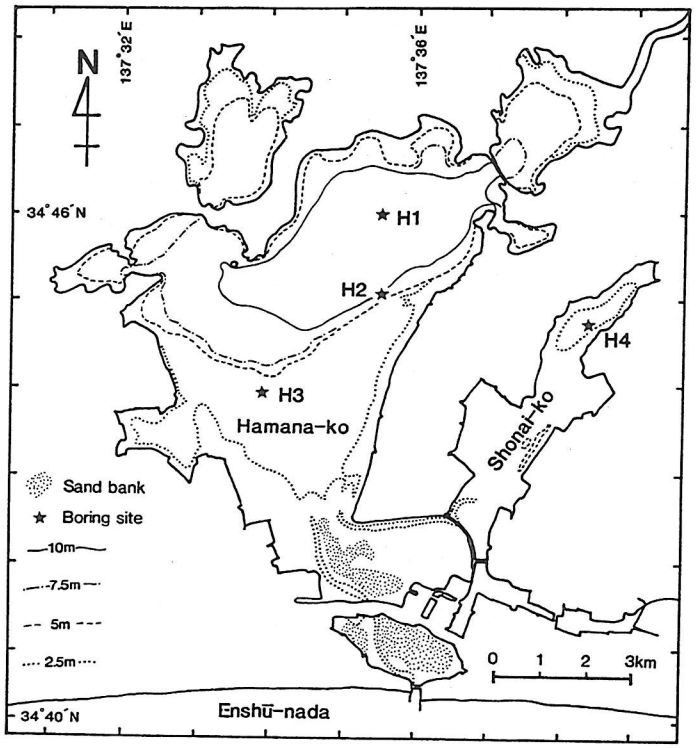


図１　調査地域図

池谷ほか（1987）

a．礫　b．砂　c．シルト・粘土

d．閉塞環境の指標種（Ammonia beccarii formaＡ）の出現頻度

e．沿岸水流入の指標種群の出現頻度

Ｉ～VI：有孔虫化石群集による分帯

P.R.：浮遊性有孔虫産出頻度

絶対年代測定値は，中井・馬場（1988）による

１６ 近畿～東海地方のネオテクトニクス

杉山雄一（地質調査所）

Yuichi SUGIYAMA; NEOTECTONICS OF THE KINKI AND TOKAI DISTRICT

１．外帯のテクトニクス

西南日本外帯は南海トラフ側から，陸側海溝斜面(付加体)・外縁隆起帯・前弧海盆帯・外帯山地に区分される．外縁隆起－前弧海盆帯は，外縁隆起から反時計回りに潮岬・大王崎・御前崎へ連続する逆Ｌ字状の隆起軸とその北西側の前弧海盆からなる構造単元（図１のＢ,Ｃ,Ｄ）に区分される．これらの単元はプレート境界地震（右横ずれ低角逆断層型）の震源領域に対応しており，120～150kmの単元長を有する（粟田・杉山,1989）．また，駿河湾内には単元長約40kmの右横ずれ低角逆断層型の構造単元Ｅ1が存在し，同湾奥～富士川下流域には単元長約40kmの高角逆断層型の構造単元Ｅ2が存在する．構造単元Ｅ1とＥ2は単元Ｄと共に，明応・宝永・安政の各東海地震の震源領域と考えられる（杉山,1990）．

このような構造単元の形成は，単元Ｄでは５～４Maの相良層群の褶曲構造（外縁隆起帯）の形成及び約４Maの掛川堆積盆（前弧海盆）の発生にまで遡る．また，単元ＣとＤでは，前弧海盆－外縁隆起ペアが時代と共に南海トラフ側へ移動しており，単元Ｃでは新旧のペア(北側のものがより古い)が並存する（図１）．一方，駿河湾内の単元Ｅ1は，有度丘陵に分布する更新統の年代（図2）及び堆積環境から，20万年前以降に形成された可能性が高い．

前弧海盆帯と外帯山地の境界部に位置する渥美半島～浜名湖や田辺付近では，ステージ５・７・９の海進期（図２）に形成された段丘面に東西方向の軸を持つ波曲が認められる．また，外帯山地では南北軸の波曲も存在し，紀伊水道や伊良湖水道は向斜部に当たる．

２．内帯のテクトニクス

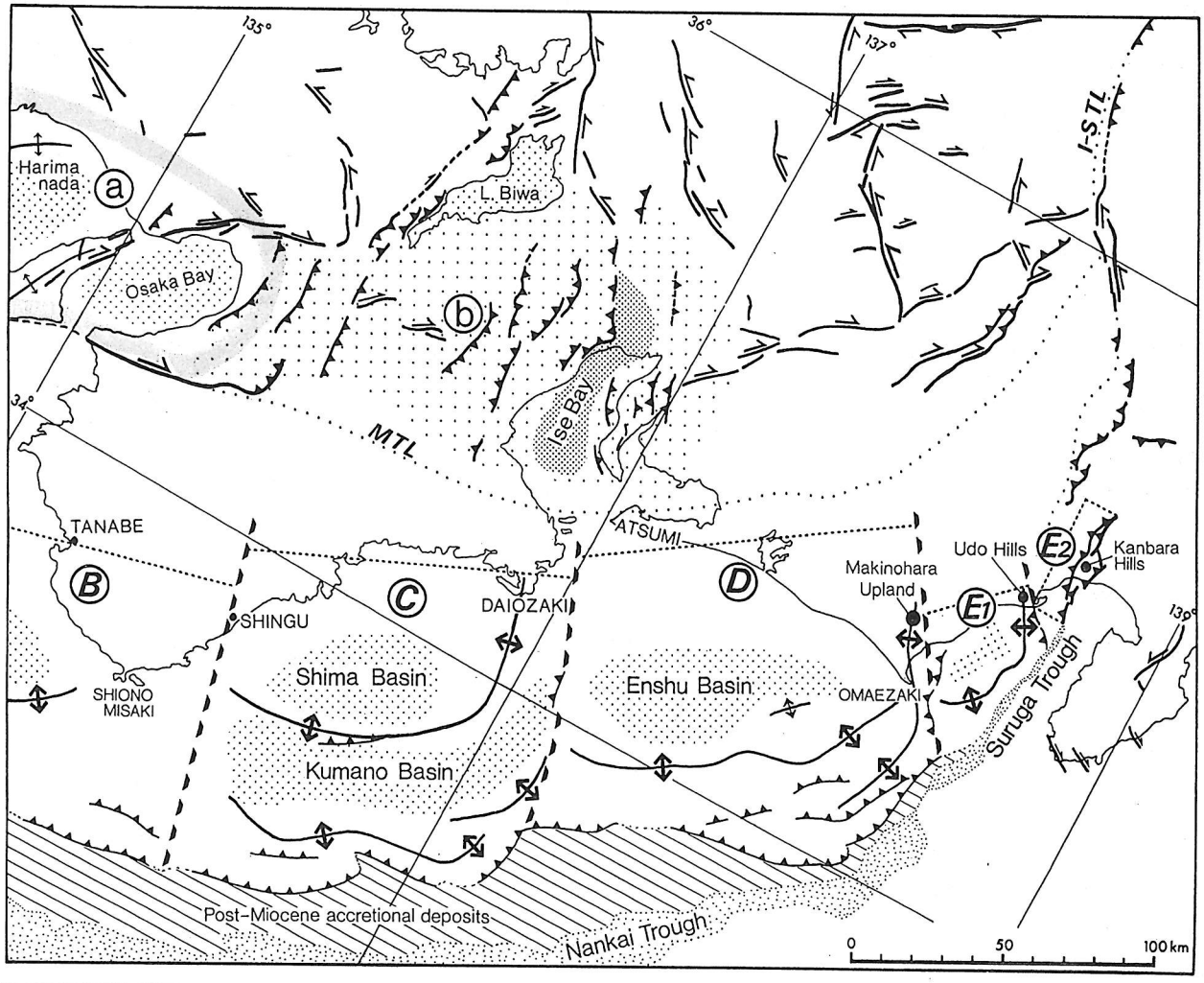
近畿～東海地方の西南日本内帯は，ＭＴＬに隣接する瀬戸内剪断帯（佃,1989）及び近畿－東海スラスト帯，及びその背後（中国～中部山地）の横ずれ断層卓越帯に区分される．

瀬戸内剪断帯は，NE－SW方向の長軸を持ち，右雁行配列するベーズンとリッジからなり，リッジの間隔は約50kmである．同剪断帯はＭＴＬの右横ずれ運動に伴って形成されている（佃,1989）．近畿－東海スラスト帯は，南北性の逆断層で区切られた断層地塊(傾動地塊)群からなる（図１）．これらの地塊群は，琵琶湖を含む伊賀－近江地塊（瀬戸内剪断帯と類似する横ずれ構造が存在する）を除いて，15～20kmのほぼ等しい東西幅を有する．

近畿－東海スラスト帯は広義の第二瀬戸内海の領域に相当する．内海（大部分は淡水域）を構成する大阪・古琵琶湖・東海の各湖盆は，現在の瀬戸内海のベーズンと同様にNE－SWないしENE－WSW方向の長軸を有し，右雁行配列していた(桑原,1975; 藤田,1982; 牧野内,1985等)．この事実は，大阪・古琵琶湖・東海の各湖盆が現在の瀬戸内海のベーズンと同様に，ＭＴＬ沿いの右横ずれ剪断作用により形成された可能性を示唆する．また，これらの湖盆の発生時期は東(東海)から西(大阪)へ順次若くなり，種々の年代データが得られている古琵琶湖盆で４Ma頃，大阪湖盆で３Ma頃と推定される(市原,1987; 市原ほか,1988等)．この事実は，五条～吉野付近のＭＴＬが前期更新世には活動していたこと（SANGAWA,1986等）を考え併せると，ＭＴＬの右横ずれ活動域が時代と共に西方へ移動してきたことを示唆する．そして，ＭＴＬの活動が衰退・停止した東側の地域から，右横ずれ剪断性変形構造の上に東西圧縮性のスラスト型変形構造が重なり，更に後者の構造がより顕著になることにより，近畿－東海スラスト帯（傾動地塊群）が形成されてきたと考えられる．伊勢湾周辺，琵琶湖周辺及び大阪湾周辺のアクティブテクトニクスの違いは，上述のように東ほどテクトニクスの段階が進んでいると考えることにより，容易に理解することができる．

3．外帯及び内帯のテクトニクスの統一的解釈

外帯における右横ずれ低角逆断層型の構造単元（プレート境界地震の震源領域）の発生と内帯における右横ずれ剪断帯の発生（ＭＴＬの右横ずれ運動の開始）は，ともに５～４Ma頃と考えられ，時期的に概ね一致する．このことは，近畿～東海地方の外帯及び内帯のテクトニクスが，この時期に同一の原因によって変化したことを窺わせる．その原因の一つとして，この時期にフィリピン海プレートのユーラシアプレートに対する相対運動の方向が，それ以前の時代よりも西へ偏った方向へ変化したことが考えられる．



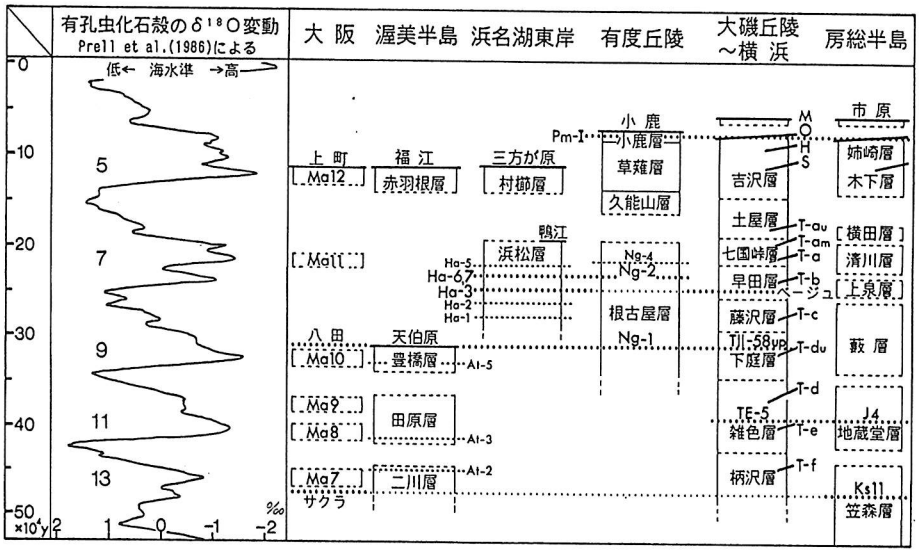


図１（上）　近畿～東海地方のネオテクトニックマップ
a：瀬戸内剪断帯
b：近畿－東海スラスト帯
Ｂ～Ｅ２：プレート境界地震の震源領域

図２（左）　近畿，東海及び関東地方の中～上部更新統の対比
杉山（1989）を吉川ほか（1990）等のデータに基づいて修正．
火山灰の分析・同定は水野清秀，吉川清志両氏による．
各地域の文献は杉山（1989）参照．

17　水沢ピンク火山灰層の層準について

松葉千年（桑名市在住）

Chitoshi Matsuba; A Stratigraphical revieu of SUIZAWA PINK TUFF (Uppermost Tokai Group ; Yunoyama formation).

四日市市水沢町北方丘陵地ゴルフ場造成工事により 湯の山礫層中部に厚さ約60cmの淡桃色火山灰層が発見された。(Loc,4) 下部約10cmは黄白色粗粒で重鉱物少なく、上部約50cmは細、中粒で角閃石64%,斜方輝石22%,少量の単斜輝石、ジルコン、アパタイト 、を含み 不透明鉱物が目立って見られた。火山ガラスの屈折率は n = 1.500 ~1.501 (浸液法、D線 、20度C条件)。岩相等は Yoshikawa (1984),Yokoyama(1969)の大阪層群ピンク火山灰層に 一致する。

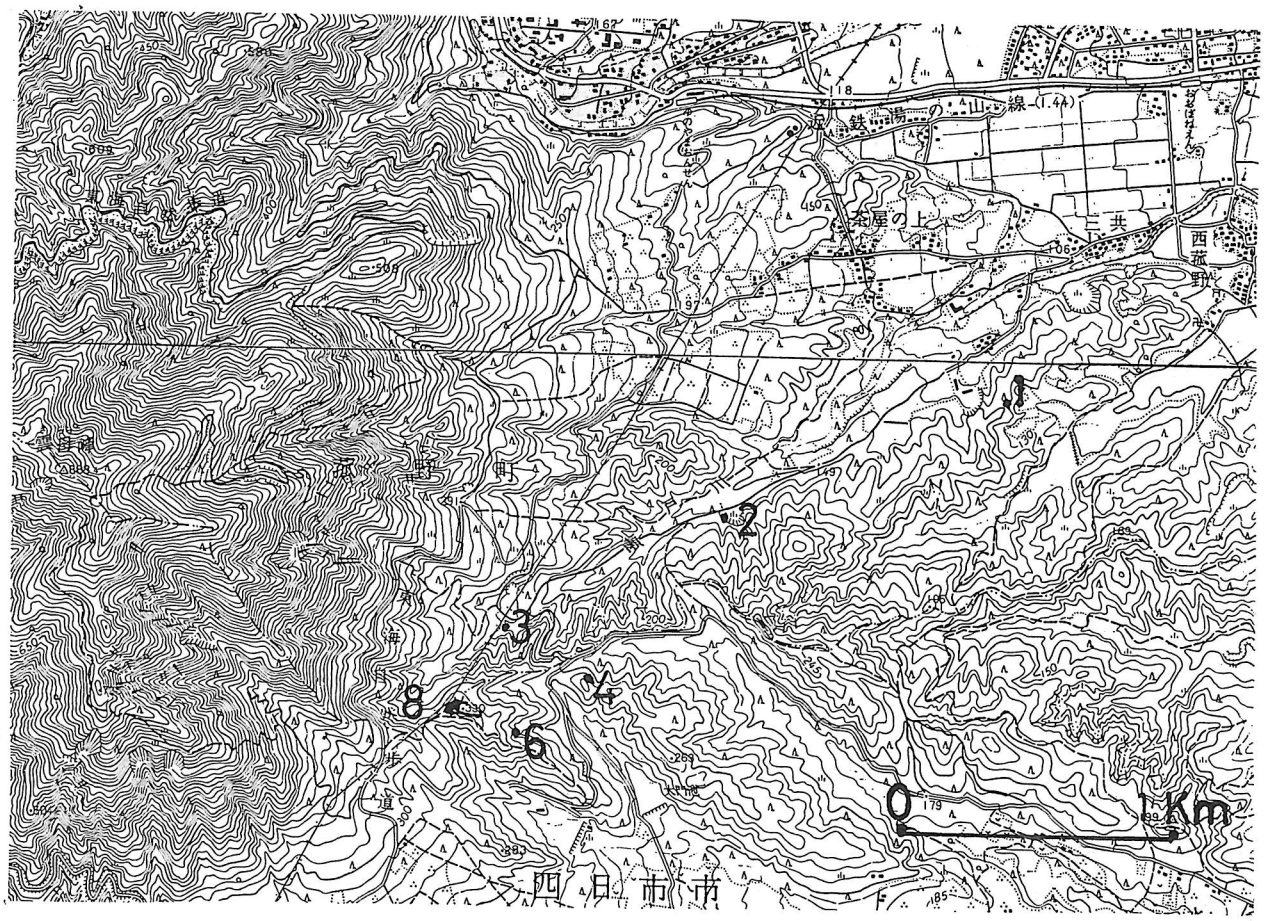
湯の山礫層から産出した大型植物化石及び火山灰層を瀬戸川上流、金谷ルートの標高位置をプロットしたのが下の柱状図出ある。

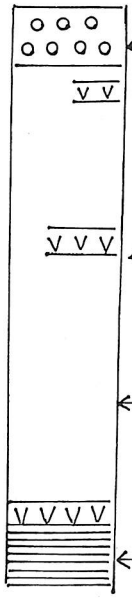
Loc.1は水資源開発公団西菰野調整池工事の際 標高145m.湯の山礫層直下に あった厚さ2m近い白色風化火山灰層で 下部に 紫灰色の部分があり 重鉱物は 斜方輝石を 含み 桑名市西高校火山灰層(Oz-10). 鈴鹿山脈西側の 和南礫層下部の 池の脇火山灰層(御在所山図幅 参照)と 思われる。

大型植物化石の (5)は 安田敏夫(1957,名古屋地学 11号 P.28)に よって金谷、標高270mで 採取された Juglans sp.で (1958. 北伊勢地方の古生物と地質)の 第27図版を 見ると J. mandshurica に近いものと 思われる。Nirei(1975)に よると J. mandshuricaは ピンク火山灰層から 上位に 出現し始めると されている。

Loc.3は 水沢ピンク火山灰層より約30m下位に Picea maximowicziiを 産出する 層準がある。多度層(松葉1987. 地質学会演旨P.142)にも 多度第一寒冷期として Menyanthesを 産出した層準が あった。 こうした寒冷期は 大阪層群の 上村寒冷期 古琵琶湖層群の 蒲生堂火山灰層上位の 寒冷期層準に 対比される可能性が ある。

Loc.2 ,6 から Metasequoia 球果が産出した。百原 他(1990 第四紀研究 29 巻 1 号)を見ると 湯の山礫層は 菖蒲谷層と ほぼ同じ層準と見られ、多度層は Ma6層準直下まで達していると 考えられ 前期更新世の 堆積層で ある。





8	330m	水沢最古期扇状地礫層
7	310m	野外310火山灰軽石粒
6	280m	Metasequoia
5	270m	Juglans sp （安田敏夫 1957）
4	260m	水沢Pink tuff
3	226m	Picea maximowiczii
2	165m	Metasequoia
1	145m	Oz－10火山灰層
		西菰野互層

地図は国土地理院発行2．5万　御在所山、伊船の一部を使用した。

１８　テフラの給源と火山ガラスの化学組成との関係

吉川清志・水野清秀（地質調査所）

Kiyoshi KIKKAWA and Kiyohide MIZUNO; Relationship Between Sources of Tephra Layers and Chemical Composition of Volcanic Glasses

これまで，ＩＣＰ発光分析法による火山ガラスの化学分析を用いて，テフラの広域対比を行なってきた．

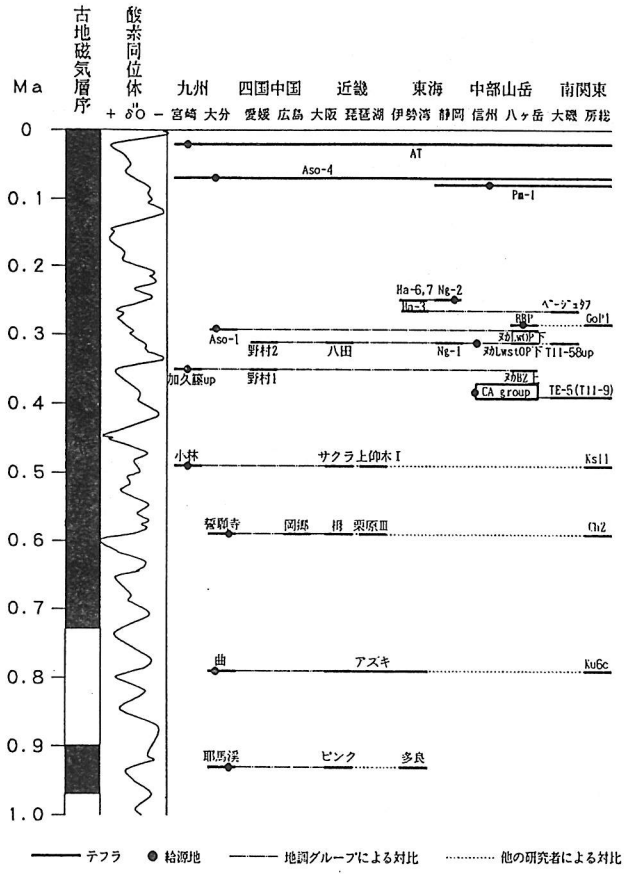
西南日本の前～中期更新世テフラについては，地層間の広域対比を行なうとともに，九州地域の火砕流・降下軽石について系統的な調査・分析を行ない（吉川ほか1990，水野ほか1989など），いくつかのテフラについては給源を明らかにすることができた（第１・２図）．

化学組成の特徴から給源を限定することができれば，対比にとって好都合である．テフラの化学組成は，SiO_2で規格化して比較すると，火山フロントから遠ざかるにつれて，インコンパティブル元素（H2O・Ｋ・Ｔｈ・Ｌａなど）が増加していく傾向が知られている．また，珪長質テフラは，マントル物質に加えて地殻物質も相当量溶解している場合が多いと考えられる．

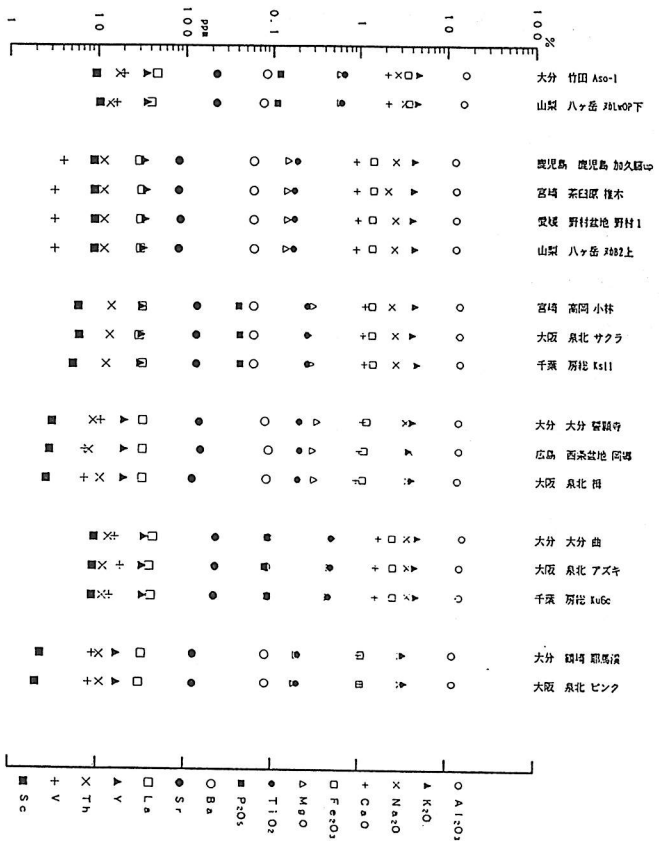
西南日本に分布する給源が明らかな第四紀の大規模珪長質テフラ（U-Okiのみ安山岩質）の化学組成を比較すると，山陰や中部山岳はＦｅ／Ｍｇが小さくＬａ／Ｙが大きい，北部信州はＦｅ／Ｍｇが大きくＫが多い，伊豆箱根はＬａ／Ｙが小さい，鬱陵島はＦｅ／Ｍｇが大きくＢａが少ないなど各地域ごとに化学組成の特徴があることから（第３図ａ，ｂ），化学組成が特徴的なテフラは，給源を特定することが可能である．

この関係が，永い年代にわたって適用できれば，さらに効果的である．一例として，大分層群のテフラやその時代以降の中部九州のテフラの化学組成を比較したところ，１Ｍａ以降現在に至るまで類似したテフラが次々に噴出しており，時代による違いは小さい（水野・吉川1990:本要旨集）．

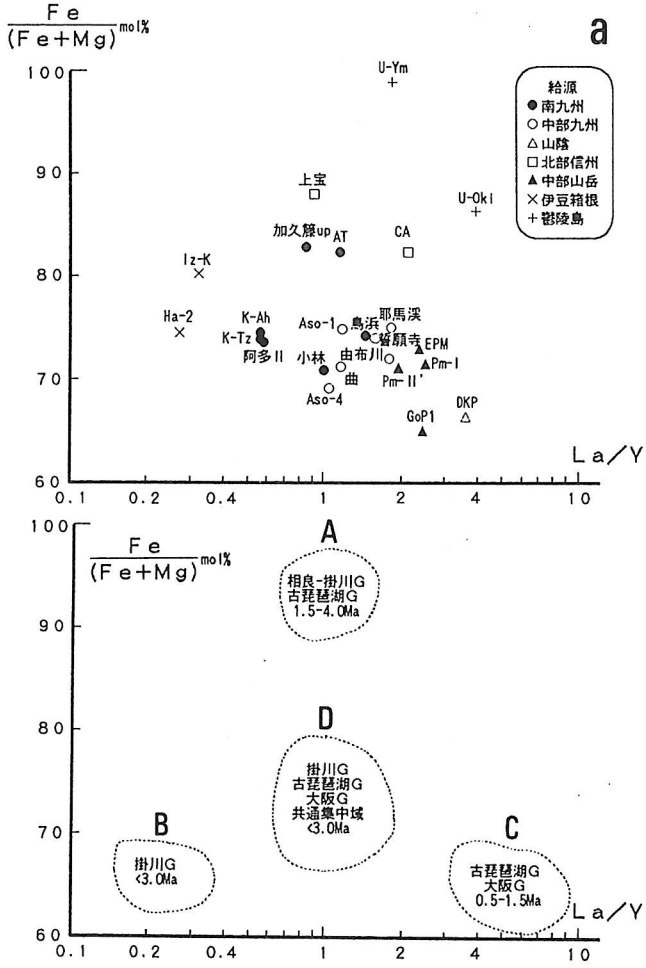
これまで，近畿～東海地域の鮮新－更新世テフラを系統的に分析した結果（吉川・吉川1989，吉川・水野1989），岩石記載的分類によるテフラゾーンに対応して，特定の時代に類似した化学組成を示すテフラが集中していることが判った（第４図）．第３図ａと比較すると，Ａは北部信州，Ｂは伊豆箱根，Ｃは山陰起源のタイプであり，各地域に共通して見られるＤは九州起源のタイプである．一方，テフラの分布と年代からは，Ａは北部信州の大峰累層の火砕流，Ｃは山陰の大江高山火山岩類が給源として考えられる．２つの方法から推定した給源が一致することは，化学組成の特徴に基づく給源の推定方法が，より以前の時代まで遡り適用が可能であることを示唆する．それぞれのタイプについて，実際に対比が正しいかどうか検証していきたい．

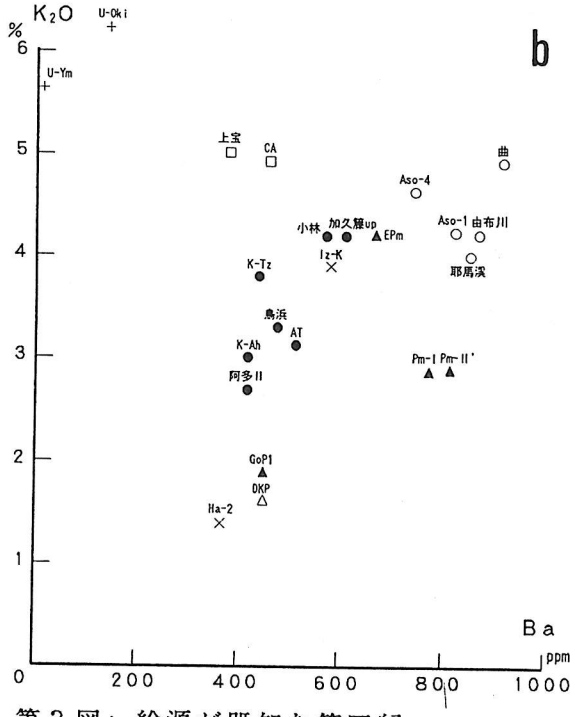


第１図：西南日本における前～中期更新世テフラの広域対比（吉川・水野・杉山1990）



第２図：九州起源の前～中期更新世広域テフラの化学組成の比較





第３図：給源が既知な第四紀大規模テフラの化学組成
a：Fe/Mg-La/Y図，b：K_2O-Ba図

第４図：東海～近畿における鮮新～更新世テフラの化学組成の特徴

19 豊野断層（新称）の発見とその地形発達史的意義

木谷幹一（財団法人 大阪土質試験所）

On TOYONO Fault in Neyagawa City, Osaka Prefecture: Kanichi KITANI

枚方丘陵の南部には活断層研究会(1980)で指摘されている南北性の生駒断層系や枚方撓曲があり，更新世段丘に変位を与えている。しかしながら，完新世における活動については明確ではない。

筆者は枚方撓曲の前面に展開する寝屋川中流域の沖積平野の調査の結果，枚方撓曲の西側にほぼ平行する形で，沖積平野上に豊野断層が発見された（図1，2）。さらにこの断層の活動により，後期完新世に寝屋川の流路が閉塞されことを明らかにした。以下にその結果を要約する。

1）沖積平野上に全長約0.8km，比高約2.2m，西落ち，ほぼ南北走向の断層崖がある。また，断層崖は条里制の郡界（讃良郡と茨田郡）を成しており，条里制施行当時（645年）にはある程度比高が存在していたと考えられる。

2）豊野断層を横断する地形・地質断面（図3，4，5）を示し，その位置図を図1に示す。これによれば沖積層の基底（約10,000y.B.P）で約5.0m，沖積中部泥層の上限（約4,000y.B.P）で約3.3m，その上部の砂層上限（3,000～2,000y.B.P）で約3.0mの垂直変位が蓄積している。[1)]

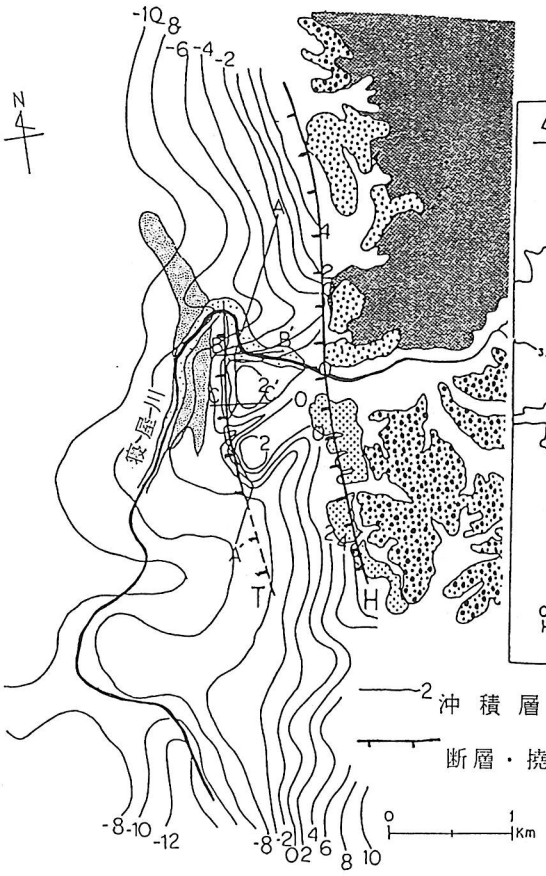
3）寝屋川中流域の地形（図2）を見ると，寝屋川は著しく天井川化している。しかし，南西方向に現在では放棄されている開析谷が発達しているのがわかる。さらに沖積層基底等高線（図1）からも南西方向に埋没谷が検出できる。また，この谷を横断する断面（図3）からも，寝屋川が天井川化する以前には南西方向に流下していたことが確認できる。

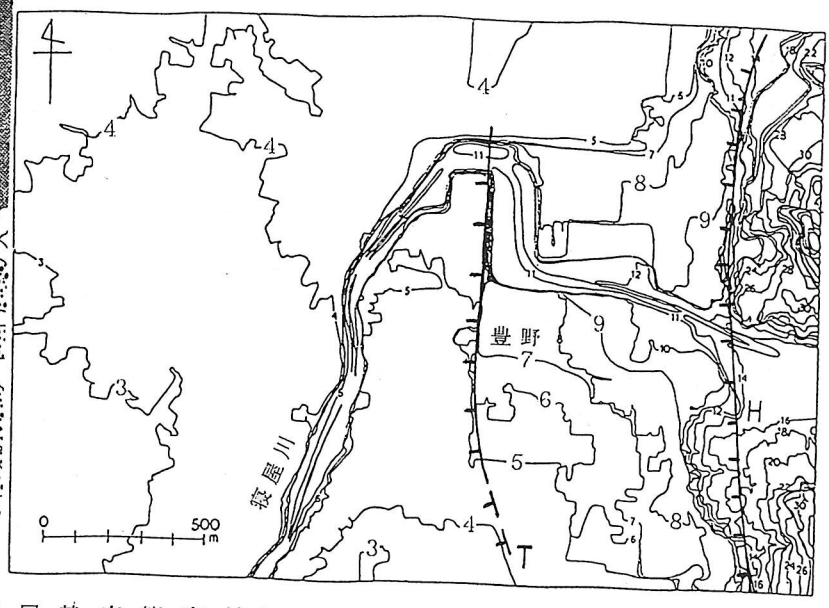
また，南西方向の谷周辺には弥生時代後期～古墳時代（1,800～1,600y.B.P）にかけての集落遺跡が広く分布しており，この時代には寝屋川の氾濫原でなかったと考えられる。一方，谷部には沖積上部泥層が厚く堆積していることから，放棄された後，池沼化したと考えられる。

4）南西方向の寝屋川の流路が放棄され，池沼化した背景には豊野断層の活動によって，南西への流路が閉塞されたと考えられる。それは，2）で明らかにした垂直変位が蓄積しているためである。

5）以上の結果から後期完新世，縄文時代後期～弥生時代後期（4,000～1,600y.B.P）における豊野断層の活動により，寝屋川の南西の流路は閉塞され，池沼が形成された。さらに人工により天井川化し流路が固定されたことが明らかとなった。これらの事実から豊野断層（新称）の完新世における活動が確定したのである。

1）年代については梶山彦太郎・市原　実(1985)續大阪平野発達史　古文物研究会　9psを参考にした。





沖積層基底等高線（m）

断層・撓曲

H：枚方撓曲

T：豊野断層

図 1

図 2

天井川性の微高地
砂堆
低位段丘面
中位段丘面
高位段丘面
丘陵

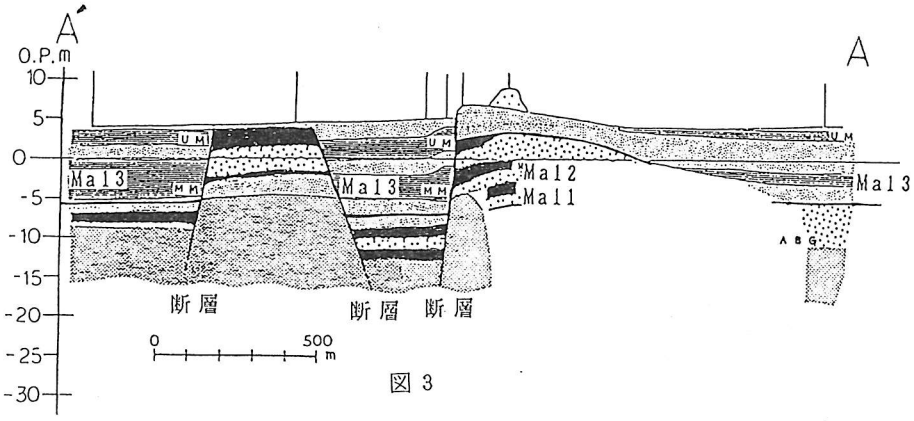


図 3

天井川性堆積物・盛土
砂層
沖積粘土層
（上部）洪積粘土層
礫混じり砂層
大阪層群

UM：沖積上部泥層
MM：沖積中部泥層
ABG：沖積層基底層
：沖積層－洪積層境界

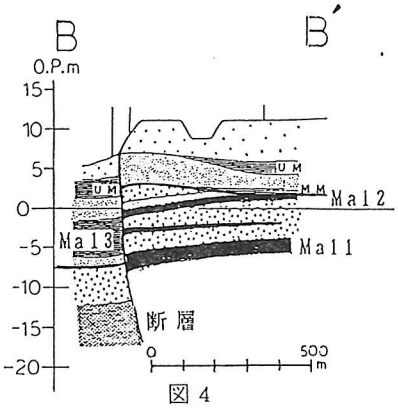


図 4

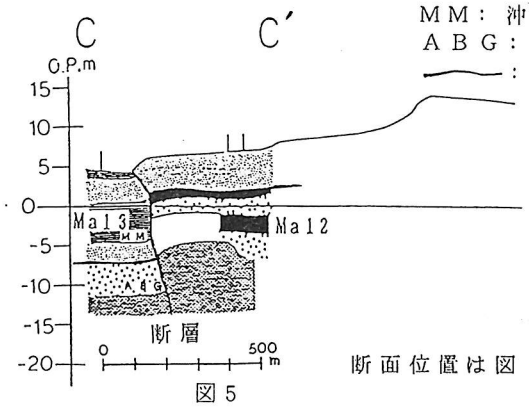


図 5

断面位置は図 1 参照

20 大阪層群最下部の植物化石層序と鮮新・更新世の植物群の絶滅過程

百原　新（千葉県立中央博・植物）

Arata MOMOHARA; Plio-Pleistocene Plant Biostratigraphy of the Osaka Group, with Reference to Extinction of Plants.

大阪層群の植物化石は、三木(1948)、MIKI(1954,1955,1957)、引田(1954)などによって記載された。市原(1960)、ITIHARA et al.(1975,1984)は、これらの資料を層序学的に位置づけ、福田火山灰（図1のFu）の上位の層準で、大阪層群を最下部と下部に区分し、大阪層群最下部を「メタセコイア植物群繁栄期」、大阪層群下部を「メタセコイア植物群消滅期」とした。しかしながら、その区分のもととなった植物化石の資料は少なく、層準が限られている。本報告では、大阪層群の標準層序が確立されている大阪府泉南地域の大型植物化石層序を検討し、植物群の絶滅過程について考察する。

植物化石の層位分布により、調査地域の大阪層群に、下位より、OS-Ⅰ～OS-Ⅸ帯の9分帯を設定した（図1）。OS-Ⅰ帯は、Reevesia, Choerospondias, Paliurusを含む亜熱帯要素が多く、鮮新・更新世を通じて最も温暖だったと考えられる。OS-Ⅱ帯になると亜熱帯要素が産出しなくなり、Ⅰ帯よりも寒冷になった。一方で、Abies, Tsugaといった温帯針葉樹が出現する。OS-Ⅲ帯になると亜熱帯要素が産出し、再び温暖になった。亜熱帯要素と冷温帯要素の共存からは、冬期が温暖で、夏期が冷涼な、海洋性気候が復元される。一方、Abies, Tsugaが増加し、Cryptomeria, Picea sect. Piceaを含む温帯針葉樹が出現、多産する。これは、調査地の背後にある和泉山脈が隆起し、斜面が増加したためと考えられる。この群集帯以降は、亜熱帯要素を含む群集帯（OS-Ⅴ帯・OS-Ⅶ帯・OS-Ⅸ帯）と亜熱帯要素を含まない群集帯（OS-Ⅳ帯、OS-Ⅵ帯、OS-Ⅷ帯）とが交互に繰り返される。すなわち、冬期が温暖な時代と、冷涼な時代が交互に訪れたと考えられる。

OS-Ⅰ帯と、OS-Ⅲ帯に多くの植物が消滅している。これは、「メタセコイア植物群繁栄期」の、かなり早い時代から植物の消滅が始まっていることを示している。植物の消滅の原因として、まず第一に気候の寒冷化が考えられる。それは、これらの絶滅種が現在、暖温帯に分布するものが多く、温暖期（OS-Ⅰ帯とⅢ帯）に多産し、冷温帯要素とおきかわるような形で消滅することからわかる。一方で、山地の隆起による古地形の変化が、植物の消滅を加速したと考えられる。これは、OS-Ⅱ帯からⅢ帯にかけて、絶滅種とおきかわるように、Abies, Tsuga, Cryptomeriaなどの温帯針葉樹が出現・増加することから考えられる。また、この時期は、岡(1978)が、岩相の変化から和泉山脈が隆起をはじめたと考えた時期と一致する。

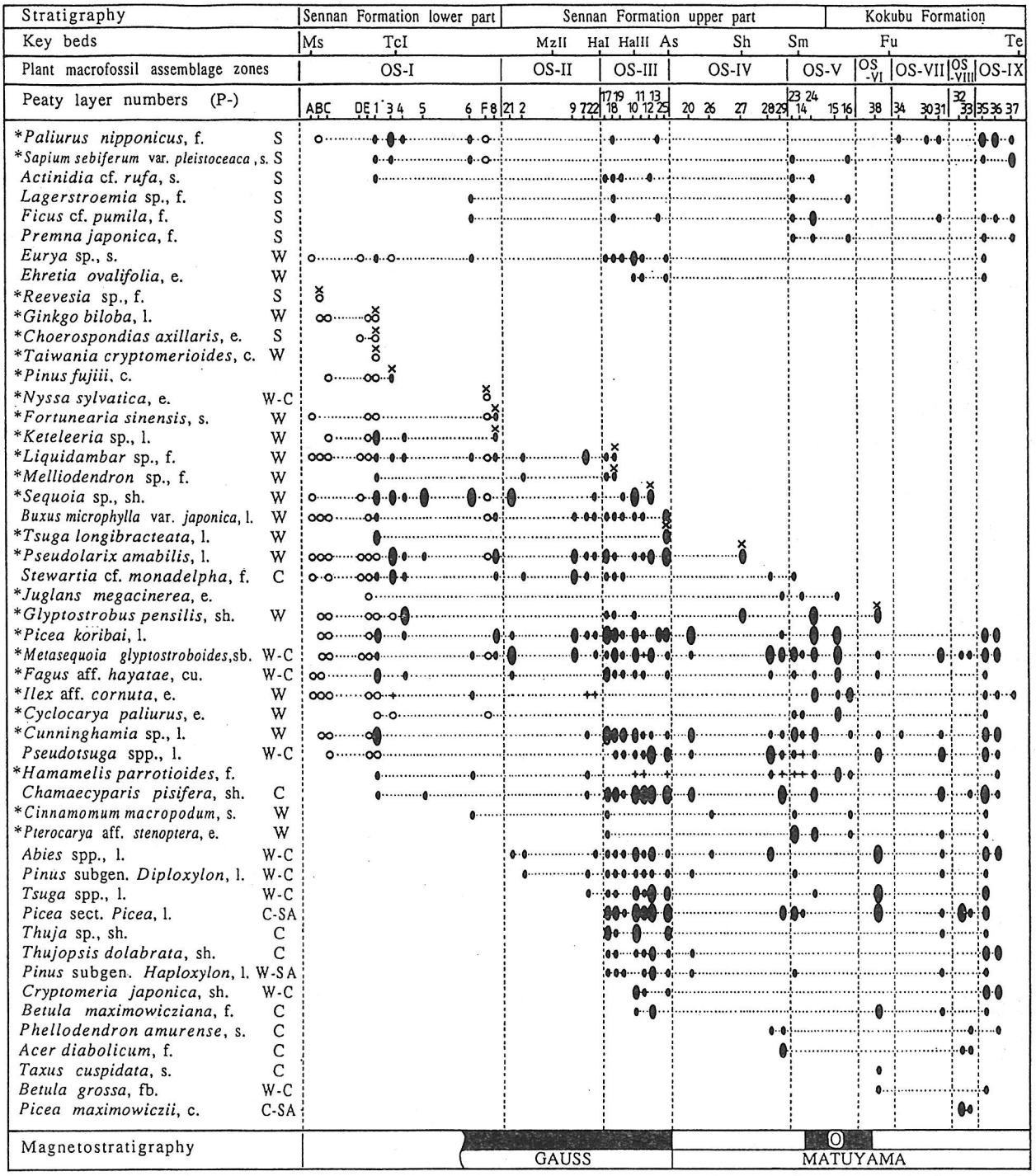


図１．泉南地域の大阪層群の主な大型植物化石の層位分布

＊は絶滅種．種名の右の文字は、産出部位（c:球果，cu:殻斗，e:内果皮，f:果実，fb:果実鱗片，l:葉，s:種子，sb:短枝，sh:枝条）と、分布（S:亜熱帯，W:暖温帯，C:冷温帯，SA:亜寒帯）を示す．

火山灰鍵層：Ms:岬火山灰，TcI:土丸Ⅰ火山灰，MzⅡ:水間Ⅱ火山灰，HaI:土生滝Ⅰ火山灰，HaⅢ:土生滝Ⅲ火山灰，As:朝代火山灰，Sh:真ノ池火山灰，Sm:下垣内火山灰，Fu:福田火山灰，Te:天神山火山灰．

白丸は三木(1948)，MIKI(1954,1955)，引田(1954)の資料．＋は種名の右に示した産出部位以外の部位の産出を示す．　×は大阪層群での最も上位の産出層準を示す．

2 1 福井県三方低地帯の完新世低地林の復元と古生態

辻　誠一郎・植田弥生・木村勝彦（大阪市立大学）

Sei-ichiro TSUJI, Yayoi UEDA and Katsuhiko KIMURA ; Reconstruction and paleoecology of the Holocene wetland forests in the Mikata lowland along the Japan Sea

低地下に埋没している泥炭層にはしばしば木材化石を多量に含む木本質泥炭からなる場合が近年よく知られるようになってきた。とくに関東平野の低地縁辺・開析谷内ではまとまった面積についての遺跡発掘調査によって縄文中期から縄文晩期までの木本質泥炭が広く確認されている。それら木本質泥炭には，木本類の花粉（とくに花粉塊）・種子・果実・葉・木材などの化石群に富み草本類の化石群をほとんど含まないこと，無層理でしばしば風化土壌の様相を呈すること，陸生珪藻をしばしば多量に含むこと，立株を主とする埋没林を包含することなどの特徴・共通点が見出されている。これら木本質泥炭の古植物学的研究によれば，縄文中期から縄文晩期にかけて今日では低地での分布がほとんど知られていない森林植生が低地縁辺から開析谷内に成立していたことが明らかになってきた。このような低地林とも呼べる森林植生の復元と古生態の研究は，広大な面積を占める平野の生態系とそれをなす植物群の拡散と適応戦略の履歴を明らかにするという点で意義があるといえよう。上記の観点から演者らは各地の低地下に埋没する低地林の復元をその方法の開発も含めて研究しているが，この三方低地帯での研究はその一つである。

三方低地帯の低地縁辺や排水不良地では古くからスギ埋没林が知られているが，ここで対象とする低地帯南西部の黒田地域の埋没林はもっとも広い面積にわたって残存するものである。三方低地帯はよく知られるように東縁の三方断層の活動によってその地形が決定されており，西落ち東あがりの傾動によって西側低地が袋状になっている。したがって埋没林のほとんどは埋積量の多い西側低地によく保存されている。

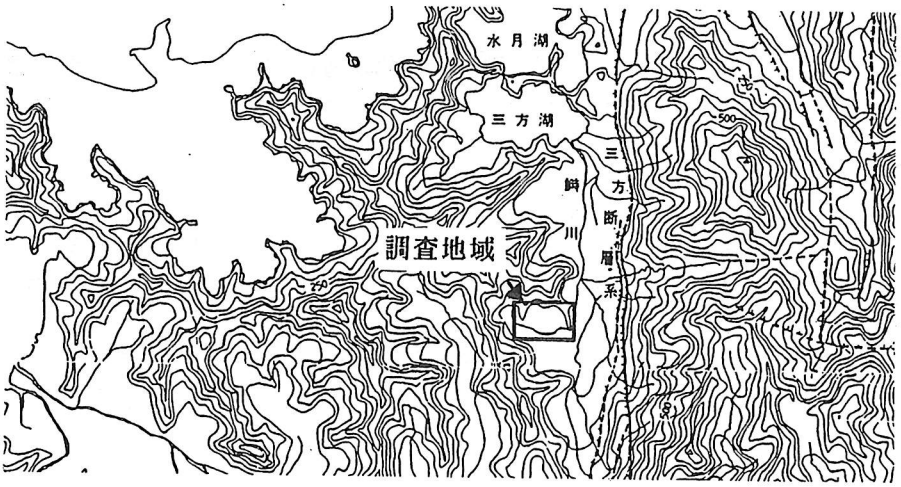


図1　三方低地帯と周辺の地形概観と調査地域　岡田(1984)の地図を使用

黒田地域の埋没林とその層位の調査は1987・1988年度の圃場整備工事の際の排水溝施設のための掘削によって黒田地区のほぼ全域にわたって行うことができた。掘削溝で観察された堆積物は上位からA～Eの5層に区分されるが，埋没林を包含する堆積物は最下位の木本質泥炭からなるE層と主として草本質泥炭からなるB層の2層である。E層の時代は2つの放射性炭素年代と約60本のスギ丸太材の年輪年代学からすくなくとも3900～2600 years BP にわたることが明らかになっている(KIMURA, in press)。B層の時代は，シルトからなるC層の基底から出土した古墳時代～古代の多量の木製品，B層上部から出土した古代後半の田下駄製品からおおむね古代とすることができる。すなわち低地林の成立期間はおおむね縄文中期～後期にかけてと古代の2つの時期においてであり，縄文晩期から古墳時代にかけて森林は後退したと考えられる。

E層およびB層の埋没立株および木本質泥炭から産出する木材化石群を解剖学的に検討した結果，次のような樹種構成の空間分布が明らかになった。すなわちE層の木材化石群は，低地のほぼ全域にわたりスギ・トネリコ属・ハンノノ亜属を主要素として含むが，縁辺ではヒノキ科・クロベ・フジ属・モチノキ属を伴い，針葉樹の個体数が多く種数も多い。これに対し中央部ではエゴノキ属・アジサイ属・グミ属を伴うが，種数が5種前後と少なく落葉広葉樹種が多いのが特異である。B層の木材化石群はE層に比較してスギが周辺にまとまる傾向があり，ハンノキ亜属に富むもののトネリコ属はほとんど見られなくなる。縁辺ではスギのほかヒノキ科・クロベ・アカマツといった針葉樹が見られるのに対して，中央部では稀にシラキを含む以外は種構成はきわめて単純でハンノキ亜属1種の場合もある。なお山地斜面に隣接するE層の木材化石群からは斜面からもたらされたと判断されるアカガシ亜属・シイノキ属・モミ属・カエデ属・サカキといった主として照葉樹林要素の幹・枝材が産出した。

以上のようにE層およびB層の堆積期にはスギとともにハンノキ亜属やトネリコ属といった湿地林をつくる要素が主体となって低地林を形成していた。しかも低地の縁辺部では，これまで明らかになった範囲でも種数は10前後と多く，この中にはスギばかりでなくヒノキ科といった針葉樹を伴っていた。スギが湿地林要素とともに木本質泥炭が堆積するような泥炭地で大きな群落をつくっていたことは今日からみれば特異であるが，当時の低地ではふつうな森林型であったと考えられる。E層において主要素であったトネリコ属が古代のB層ではほとんどみられなくなるが，同様のことはこれまでの関東平野での研究でも知られており，低地への人間の干渉の程度が高まったことによる可能性や気候変化に起因する可能性が考えられる。

22 大阪市内で発見されたザトウクジラの化石

樽野博幸（大阪市立自然史博物館）

Hiroyuki TARUNO; Fossils of humpback whale unearthed in Osaka City

1989年３月，大阪市中央区平野町３丁目2-13の平野町中央ビル（北陸銀行大阪支店）工事現場において，地下約６ｍの海成砂層中から，鯨類の右肩甲骨，右上腕骨，右橈骨が発見された．これらの化石は，比較的まとまって（約10m²内）埋没していたことと，関節の形態から，同一個体に属すると判断される．

肩甲骨の形態的特徴は，最大前後幅が1522mmと極めて大型であること，肩峰ならびに烏口突起が見られないことである．このような特徴をもつ鯨類としては，ザトウクジラならびに，セミクジラが知られている．ところが，ザトウクジラは，鯨類の中でも最大の胸びれをもつ種であり，セミクジラと比較して，橈骨と尺骨がより長いことで区別される．産出した橈骨の形態は，この化石が，ザトウクジラのものであることを示している．産出した化石骨の大きさから，この個体は，現在生息しているザトウクジラと比較しても，最大級の大きさをもっている．

日本列島からこれまでに知られている「ザトウクジラ」の化石の報告例は，長谷川・松島（1968）によって，ザトウクジラに比較されるもの（*Megaptera* cf. *novaeangliae*）とされた，横浜市内の沖積層産の，脊椎骨２点のみである．この標本の場合には，２個の背椎骨だけでは，種を決定するにいたらなかった，とされている．今回報告する化石は，ザトウクジラであることが確実な，日本初のものであろう．

鯨研通信（財団法人鯨類研究所発行）の，ストランディング・レコードによれば，ザトウクジラが，1986年以降のみでも２頭記録されている．またザトウクジラは，海域によっては，かなり陸地に接近する種であることが知られており，今後の調査がすすめば，化石の資料も，増えるものと思われる．

大阪平野の地下からは，これまでにも土木工事の際に，海生無脊椎動物の化石にともない，しばしば鯨類の化石が発見されている（図１）．これらはすべて，縄紋海進時の大阪湾と河内湾（梶山・市原，1973）に堆積した完新統である，難波累層中から発見されたものである．これらの中で，種名まで同定されていない，ひげ鯨類の多くは，ナガスクジラ属のものと考えられる．また，種名未定の歯鯨類は，すべてイルカ類であろう．

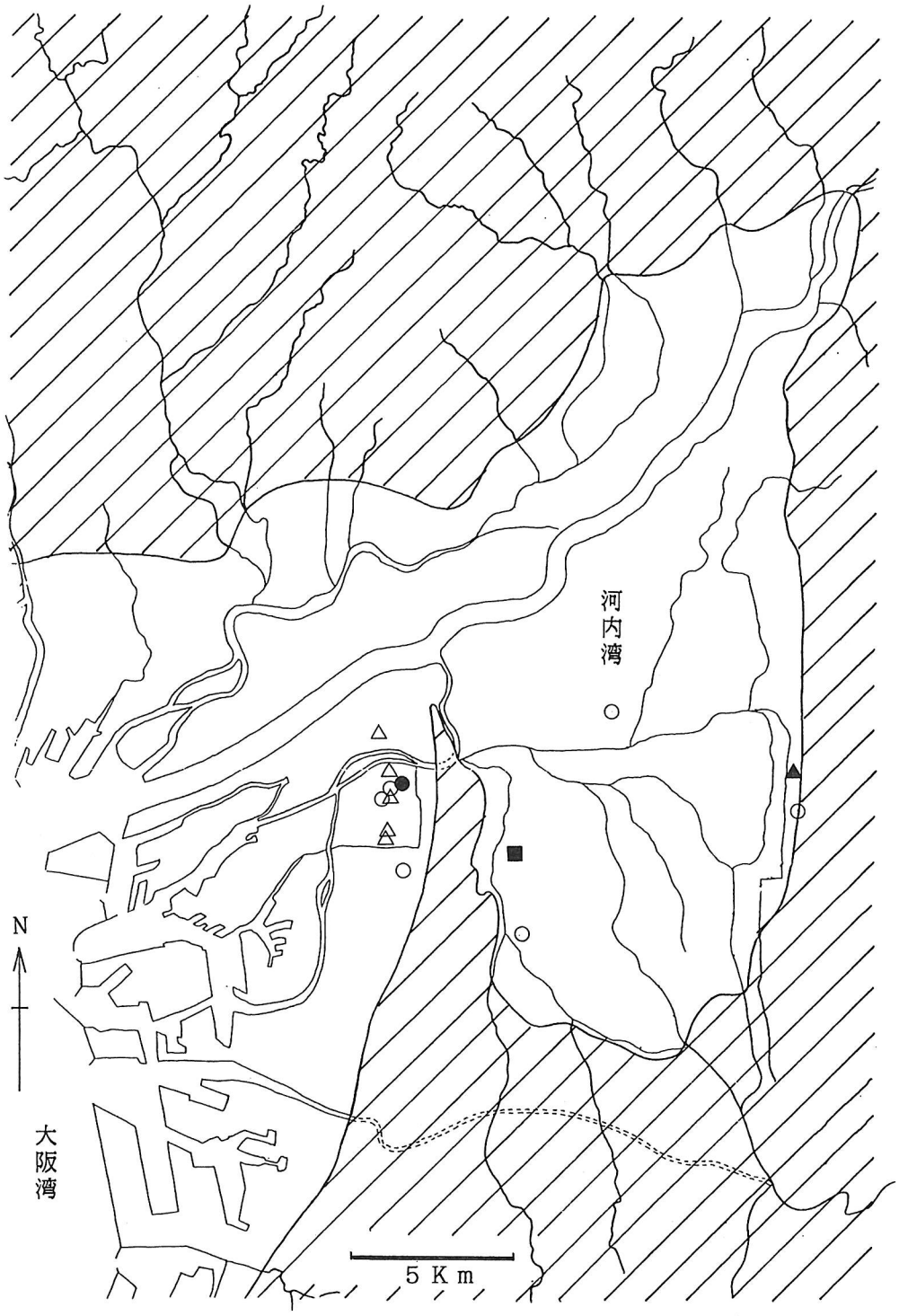


図１：大阪平野における鯨化石の分布

●：ザトウクジラ，■：ミンククジラ，○：その他のひげ鯨類，

▲：マッコウクジラ，△：その他の歯鯨類．

斜線は，河内湾Ｉの時代の陸地を，細い実線は，現在の海岸線と川を示す．

古地理図は梶山・市原(1985)にもとづく．

24 有明海奥部低地のオールコア・ボーリングによる第四紀中・後期層序と古環境

陶野郁雄（国立公害研）・
遠藤邦彦・小杉正人・片岡久子・佐藤直弘（日大文理）・下山正一・
野井秀明・小形昌徳（九大理）・松岡数充（長崎大教養）・竹村恵二
（京大理）・磯　望（西南学院大）・岩尾雄四郎・三浦哲彦（佐賀大理工）

I.Tohno,K.Endo,M.Kosugi,N.Sato,H.Kataoka,S.Shimoyama,H.Noi,M.Ogata, K.Matsuoka,K.Takemura,N.Iso,Y.Iwao and T.Miura : Middle- to Late-Quaternary Stratigraphy and Paleoenvironments in the inner lowland of Ariake Sea, Saga Prefecture

I．ボーリング・コアの概要

佐賀県白石平野西部に位置する，杵島郡有明町牛屋において掘削された約202mのオールコア・ボーリングにより，状態のよい連続コアが得られたので，その層序と古環境を，テフラ分析・礫種分析・^{14}C年代測定，および珪藻・貝類・花粉・渦鞭毛藻シスト・有孔虫・貝形虫化石群集などに基づいて検討した．このコアは上位から軟弱な粘土層，テフラ，砂礫層，海成泥層等極めて変化に富み，-30 ～-40 mにはテフラを含む．これらを，便宜上，上位からA～Kの11層及びL層以下に分けた．

II．層序と古環境

A層（　0　m～ -24.10 m）：暗青灰色貝殻混りシルト・粘土層を主体とする．最下部の約 5mは有機質シルトとなり，その基底部約70cmはクロスラミナの発達するシルト質細粒砂層で，下位層を不整合的に切る．この層準の有機質シルト（-23.20～-23.40m）により，10,360±370y.BP(NU-181) の^{14}C年代が得られた．従ってA層は有明粘土層（有明海研究G，1965）に対応し，その基底は関東平野のHBG（遠藤ほか，1983）相当の河成層である．

B層（ -24.10 m～ -29.60 m）：上部 2mは微細砂と有機質シルトの互層からなり，下部 3.5mはシルト混じり砂礫層よりなる．島原海湾層（有明海研究G，1965），関東平野の七号地層に相当する河川環境の堆積物である．

C層（ -29.60 m～ -37.70 m）：上部は火山ガラス質で，火山ガラスの屈折率 1.507-1.511(1.509) から Aso-4火砕流堆積物に相当する．下部-32.80 m～-37.70mは暗青灰色シルト層で，-35.75m～-36.65mには汽水沼泥底環境を示す ﾇﾏｺﾀﾞｷｶﾞｲを多量に含む．

D層（ -37.70 m～ -40.90 m）：上部 2.35 mは暗紫灰色火山灰で，スコリア，火山ガラス，岩片等に富む．火山ガラスの屈折率1.510-1.515, 1.539から，この火山灰層は， Aso-3火砕流堆積物に相当する可能性が高い．下部 1.15 mは褐色粘土である．

E層（ -40.90 m～ -56.80 m）：暗緑灰色，pebbleを主にcobbleを混じえる砂礫層．礫種は複輝石安山岩，玄武岩などからなる．

F層（ -56.80 m～ -63.20 m）：厚さ 6.4mの青緑灰色粘土質層で，かなり固結．本層からは海成の珪藻，渦鞭毛藻シストが見られた．

G層（ -63.20 m～ -68.00 m）：E層とほぼ同様の砂礫層．

H層（ -68.00 m～ -69.20 m）：所々に礫を混じえるシルト質砂層．

I層（ -69.20 m～ -94.60 m）：cobble～pebbleを主体とする暗青緑色砂礫層で，最上部はシルト質， -75m付近より泥質砂を， -86m付近より固結粘土を挟む．構成礫種は複輝石安山岩，玄武岩，角閃石含有複輝石安山岩等．

J層（-94.60m～ - 96.30m）：暗青緑色砂質粘土層で，上部は礫混り．

K層（-96.30m～ -125.00m）：E層と同様の砂礫層．構成礫種は，複輝石安山岩，玄武岩，黒雲母含有複輝石安山岩，角閃石含有複輝石安山岩等．

L層以下は紙数の関係で省略する．

Ⅲ．考察と意義

有明粘土層の下位には，河成砂礫層中に海成層が薄く繰り返し挟まれる．これら泥層に対して，上述の様な古環境分析を行い，古環境の復元を試みた．層序と古環境解析の概要を表1に示す．E，G，I，Kの各礫層は玄武岩，玄武岩質安山岩，複輝石安山岩，黒雲母含有複輝石安山岩，角閃石含有複輝石安山岩などからなり，それらの源岩は多良岳活動期の各時期（小形，1989）にまたがると推定される．これらが多良岳活動期後の堆積物とすれば，上位からK層までは過去数10万年間のものとなる．Shackleton等の酸素同位体比カーブの海進ピークを以上の海成層にあてはめ，図1の沈降曲線を得た．近年の地盤沈下による沈降傾向（破線）は極めて急速である．

表1　ボーリングコアの古環境分析に基づく環境

深度	古環境	杉谷（1983）及び関東との対比	
A（ 0 m～-23.40m）	干潟～内湾環境	有明粘土層	（有楽町層）
（-23.40m～-24.10m）	淡水環境	SUG ?	（同上 HBG）
B（-24.10m～-26.20m）	淡水河川環境	島原海湾層	（七号地層）
（-26.20m～-29.60m）	淡水河川環境	SLG	（同上 BG）
C（-29.60m～-32.80m）	Aso-4	Aso-4	（Aso-4）
（-32.80m～-37.70m）	汽水環境	DC最上部	（下末吉層）
D（-37.70m～-40.90m）	Aso-3，最下部：泥層		（同上）
E（-40.90m～-56.80m）	円礫層		
F（-56.80m～-63.20m）	海成環境を含む		
G（-63.20m～-68.00m）	円礫層		

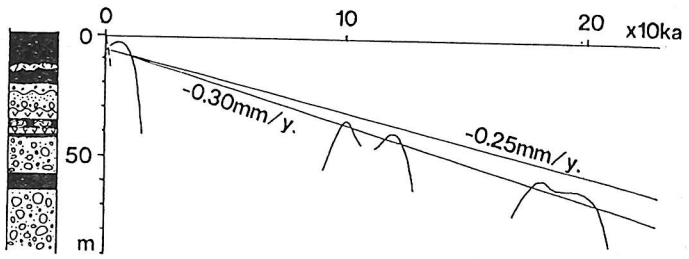


図1　ボーリング柱状図と沈降速度の推定図（柱状図の黒色部は海成層）

25 GC－MSによる遺構・遺物の脂質分析

小池裕子（埼玉大学教養部）・久保正雄（埼玉大学分析センター）

Lipid Analysis by GC-MS using excavated materials

動植物の脂質は、陸上の植物・哺乳類、あるいは海棲の哺乳類・魚類・貝類などでそれぞれ特徴的な脂肪酸組成やステロール組成を有する。脂肪酸組成では、まず陸上生態系と内水面生態系の動植物の間で脂肪酸組成が大きく異なり、水産動物の脂肪酸組成はC20:4・C20:5・C22:5・C22:6など変化に富む不飽和脂肪酸をもつ。ステロールでは、植物のステロールはβ－シトステルール・スティグマステロール・カンペステロールなど種類が多いが、動物のステロールは大半がコレステロール、菌類はエルゴステロールを生成し、糞からはコプロスタノールが検出される。

脂肪酸は、通常メチル化した脂肪酸メチルエステルとして検出され、そのGC-MSスペルトルのメインピーク(M)は、それらの分子量にしたがい

$CH_3(CH_2)_{n-1}COOCH_3$ =(12+3)+(12+2)*n+(12+32+1)の値をもつ。

主なフラグメントは、M-31(-OCH_3)、M-43($CH_3CH_2CH_2$)、M-74(-OCH_3と-$CH_3CH_2CH_2$)をもつのが特徴である。

ステロールのGC-MSスペルトルのメインピーク(M)は、それらの分子量として、コレステロールは386、カンペステロールは400、スチグマステロールは412、β－シトステロールは414である。これらのステロールのフラグメントは、M-15(-CH_3)、M-18(-ROH)、M-33(CH_3とROH)の3つのフラグメントをもつのが特徴である。

またステロール型のフラグメントが213、231、255であるのに対し、二重結合が飽和化したスタノール型の場合には、215、233、257であることで区別される。

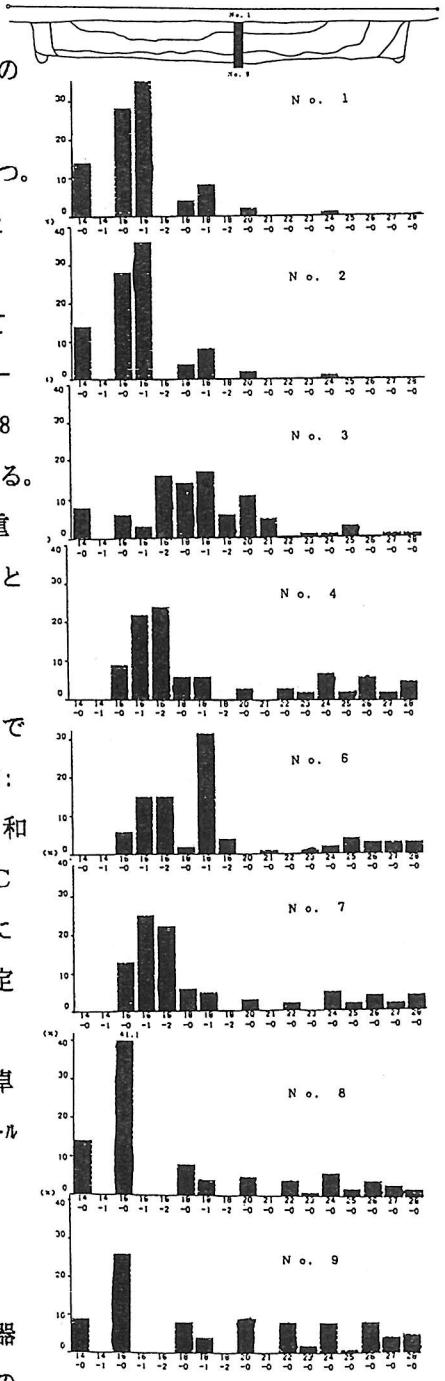
＜土壌の脂質組成＞（図1）

土壌の脂肪酸組成は、腐植土層からロームへと上層と下層とで異なるパターンを示す。植物質の未分解の富栄養土壌ではC16:0を主成分としC16:1・C18:0・C18:1・C18:2の中級不飽和脂肪酸がかなり高比率で出現する。分解の進んだ土壌ではC22:0以上の高級飽和脂肪酸が高頻度で出現し、また土壌菌による分解産物と考えられている奇数の高級飽和脂肪酸が安定して検出された。

土壌のステロール組成は、各種ステロールの分解産物であるコレスタンが卓越し、それに植物性ステロールが混じる。包含層では若干のコレステロールやエルゴステロールもよく検出される。

＜土器の脂質組成＞

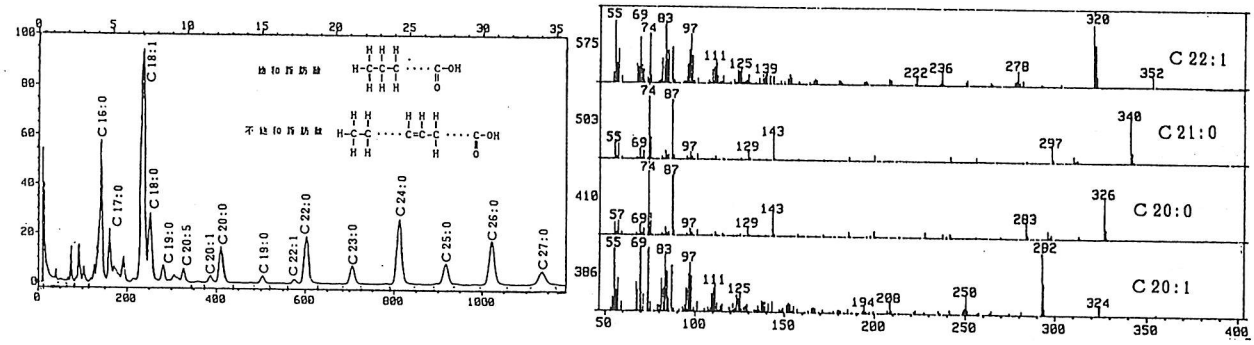
食物を調理した土器には材料となった動植物の脂質が土器内部に浸透し、比較的良好な保存状況であるが、長い時間の脂質の変質・周辺土壌の影響などを考慮しなければならない。



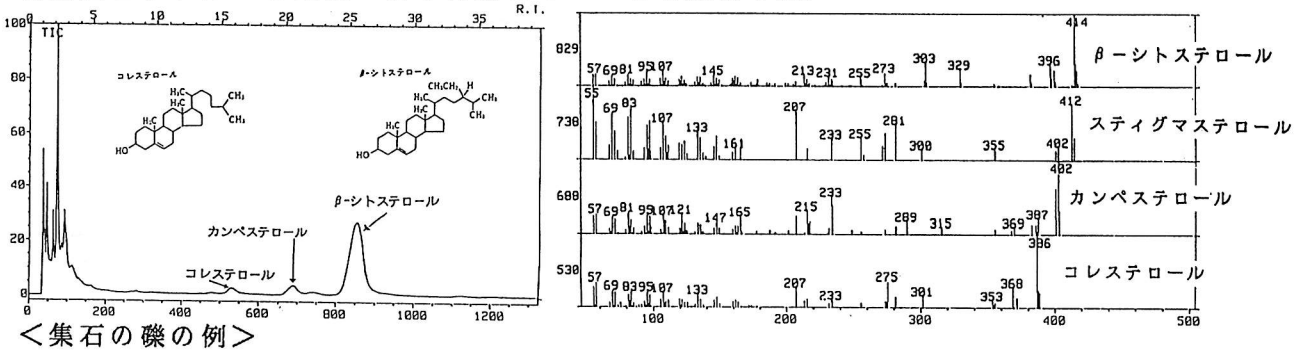
東野田遺跡S-143住居址
（栃木県文化振興事業団）

＜須恵器（杯）の例＞

東京都埋蔵文化財センター発掘TN107B遺跡21層出土の須恵器（奈良時代９世紀初頭）の脂肪酸組成は、Ｃ16:0・Ｃ18:0・Ｃ18:1の中級脂肪酸を主体とし、中でも不飽和脂肪酸のＣ18:1の比率が高く、脂肪酸の保存が良いことを示唆した。またＣ20:1とＣ22:1の存在が脂肪酸ﾒﾁﾙｴｽﾃﾙのGC-MSｽﾍﾟｸﾄﾙで確認された。

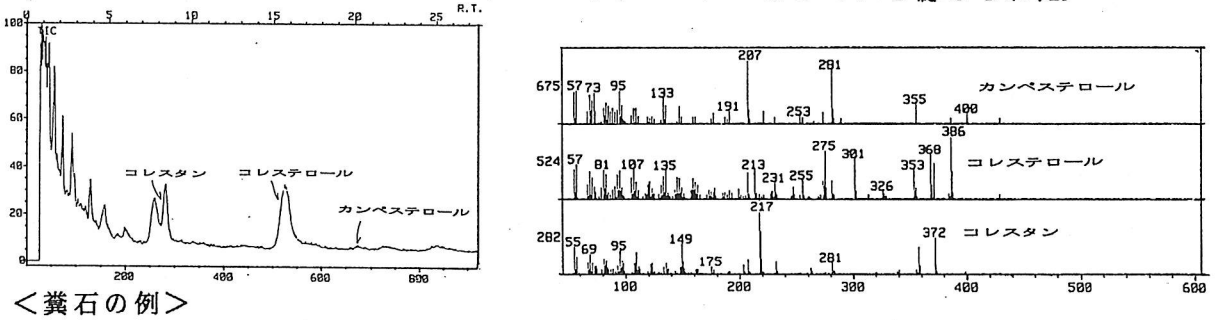


この須恵器のｽﾃﾛｰﾙ組成は、ｺﾚｽﾀﾝなど土壌に多いｽﾃﾛｰﾙをあまり含まず、生物起源のｽﾃﾛｰﾙが大半を占めた。それらの中では動物ｽﾃﾛｰﾙのｺﾚｽﾃﾛｰﾙより、植物ｽﾃﾛｰﾙのβ-ｼﾄｽﾃﾛｰﾙやｶﾝﾍﾟｽﾃﾛｰﾙの割合が高かった。脂肪酸分析でＣ20:1とＣ22:1が検出されていることから、灯明皿と推定されるこの坏型須恵器に付着していた油脂は、植物性油脂の可能性が高く、もし植物油だとすれば”なたね”油の特徴をもつことを示唆した。



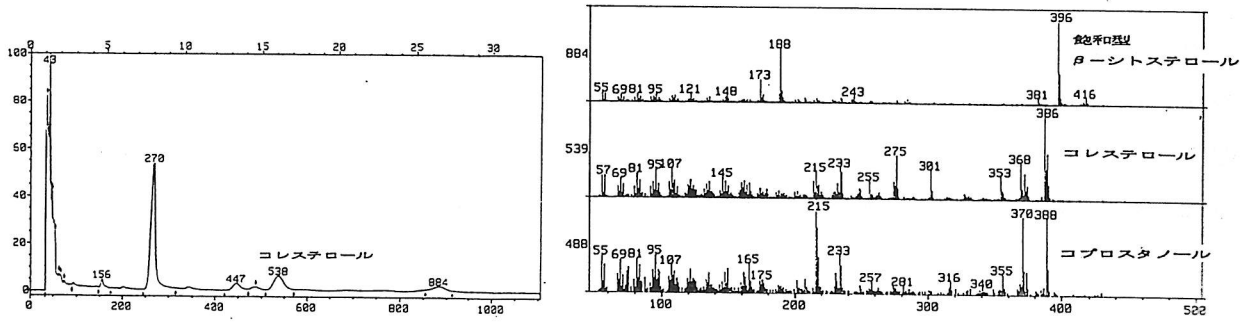
＜集石の礫の例＞

宇都宮西中核工業団地内遺跡（栃木県文化振興事業団発掘）のS-02の集石遺構の礫のｽﾃﾛｰﾙのGC-MSｽﾍﾟｸﾄﾙは、M=372のｺﾚｽﾀﾝを伴うものの、M=386のｺﾚｽﾃﾛｰﾙが明瞭に検出された。このほか弱いながらも、M=400のｶﾝﾍﾟｽﾃﾛｰﾙやM=414のβ-ｼﾄｽﾃﾛｰﾙのｽﾍﾟｸﾄﾙも認められた。



＜糞石の例＞

田柄貝塚出土（宮城県文化課）の糞石のGC-MSｽﾍﾟｸﾄﾙは、動物の糞にみられるM=388のｺﾌﾟﾛｽﾀﾉｰﾙが検出されたほか、ｺﾚｽﾃﾛｰﾙの明瞭なﾋﾟｰｸもみられた。



26　地球規模のCO_2循環におけるサンゴ礁の役割り

地質調査所　茅根　創

The role of coral reefs in the global CO_2 cycle

Hajime KAYANNE (Geol. Survey of Japan)

サンゴ礁は、$CaCO_3$の堆積とサンゴの共生藻による一次生産とを通して、海洋の沿岸表層部において、CO_2循環に大きく関わっていると考えられる。しかしながら、大気－海洋のCO_2循環におけるサンゴ礁の役割りについては、以下の大きく異なる3つの考え方がある。

①サンゴ礁における$CaCO_3$の生成に伴い、海水のpHが下がり、CO_2は大気に放出される。

②サンゴ礁による炭素の固定量は、CO_2循環の中では無視できる程度である。

③サンゴ礁の形成によって、海水の全炭酸濃度（ΣCO_2）が下がり、CO_2は大気から吸収される。その量はCO_2循環において無視できない（1%以上）。

①の考え方は、以下の（1）－（5）式によって示される、海洋における炭酸系の無機化学的平衡に基づいている。

$$CO_2(g) \rightleftharpoons CO_2(aq) \quad (1)$$

$$CO_2(aq) + H_2O \overset{K_0}{\rightleftharpoons} H_2CO_3 \quad (2)$$

$$H_2CO_3 \overset{K_1}{\rightleftharpoons} HCO_3^- + H^+ \quad (3)$$

$$HCO_3^- \overset{K_2}{\rightleftharpoons} CO_3^{2-} + H^+ \quad (4)$$

$$Ca^{2+} + CO_3^{2-} \overset{K_{sp}}{\rightleftharpoons} CaCO_3\downarrow \quad (5)$$

この反応系において（5）が右に進む（$CaCO_3$が生成する）と（4）も右に進みH^+が増える（pHが下がる）。海水中にはH^+の10万倍のHCO_3^-が存在するので、これを打ち消すように（3）が左に進み、これによって（2）、（1）も左に進み、CO_2は大気へ放出される。

しかしながら、海洋のおけるすべての$CaCO_3$の生成は、無機化学的にではなく生物学的な過程として行われており、この問題もそうした視点から検討することが必要である。海洋生物による$CaCO_3$の生成（石灰化）は、主に光合成に伴って行われていることが明らかになっている。サンゴの場合も、その軟体部（ポリプ）に共生するばく大な量の褐虫藻（zooxanthellae）の光合成に伴い、$CaCO_3$が生成される。すなわち、以下の（6）－（9）式において、

光合成　$CO_2 + H_2O \rightarrow CH_2O + O_2$　（6）

$HCO_3^- \rightarrow CO_2 + OH^-$　（7）

$HCO_3^- + OH^- \rightarrow CO_3^{2-} + H_2O$　（8）

石灰化　$Ca^{2+} + CO_3^{2-} \rightarrow CaCO_3\downarrow$　（9）

（6）において、光合成によってCO_2が用いられる結果、（7）が右に進みpHが上がる。その結果、（8）、（9）も右に進み、$CaCO_3$が生成する。$CaCO_3$の生成は、その数倍から10倍以上の速度で進む光合成に伴って起こるから、$CaCO_3$の生成によってpHが下がることはない。サンゴ礁における測定結果も、この結論を支持している。

ここで、全炭酸濃度（ΣCO_2）は次の式で表わされる。

$$[\Sigma CO_2] = [CO_2(aq)] + [H_2CO_3] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] \quad (10)$$

この式に（2）－（4）式を代入して変形すると、海水のCO_2分圧とΣCO_2、pHの関係を示す次の式が得られる。

$$[CO_2(aq)] = [\Sigma CO_2]\left\{1 + K_0\left(1 + \frac{K_1}{[H^+]}\left(1 + \frac{K_2}{[H^+]}\right)\right)\right\}^{-1} \quad (11)$$

すなわち、海水のCO_2分圧はΣCO_2とpHとによって決まる。$CaCO_3$の生成と光合成とによってpHが一定に保たれれば、それによるΣCO_2の減少分だけ海水のCO_2分圧は減少して、CO_2は大気から吸収される。

②の考え方については、サンゴ礁におけるきわめて速い$CaCO_3$の堆積速度と、一次生産量の小さな海洋にあって、異例なほど大きなサンゴ礁の一次生産量とを考えるべきである。

たとえば、地質学的・生物学的に見積もられた、現在のサンゴ礁における$CaCO_3$としてのCO_2固定速度は、およそ1－10 kg／m^2／年である。これに、海底地形図から推算された地球上のサンゴ礁の面積、$6.2 \times 10^{11} m^2$（低めの値）をかけ合わせると、$6.2 \times 10^{11} - 10^{12}$ kg／年のCO_2が固定されることになる。これは、人類のCO_2放出量（19×10^{12} kg／年）の1／3から1／30にあたる。

また、現在の地形を作る現成サンゴ礁は、最近1万年間の後氷期（とくに、そのうちの4,000－8,000年前）に堆積したものである。地球上の全ての現成サンゴ礁に固定されているCO_2量は、現成サンゴ礁の厚さを15m、サンゴ礁1m^3あたりの重量を1.4×10^3 kg $CaCO_3$／m^3＝6.2×10^2 kgCO_2／m^3として計算すると、5.7×10^{15} kgCO_2となる。これは、大気（2.3×10^{15} kg）や表層海水（2.5×10^{15} kg）のCO_2量の倍以上にあたる。

さらに、サンゴ礁における一次生産量は0.3－5.0 kgC／m^2／年で、外洋における一次生産量（0.02－0.1 kgC／m^2／年）の10－100倍あり、海洋中で最も大きい。この量は、陸上の植生の中でも最も生産量が高い熱帯多雨林（2.2 kgC／m^2／年）をも上回っている。

以上の所論より、地球規模のCO_2循環において、サンゴ礁は大きなsinkとなっている可能性があると考える。

27　群馬県北部に分布する中期更新世の火山灰層

矢口裕之（群馬法律専門学校）・田辺智隆（戸隠村地質化石館）

Hiroyuki Yaguchi and Tomotaka Tanabe;Voicanic Ashes of the Middle Pleistocene in North Gunma Prefecture

群馬県北西部の吾妻川流域には，草津白根火山や四阿火山などの第四紀火山と嬬恋湖成層，中之条湖成層などの湖成堆積物からなる第四系が分布している．これらの第四系は中部更新統とされているが，火山灰層序や時代に関しては不明な点が多い．

筆者らは，吾妻川流域の第四系の層序を調査し，草津白根火山や四阿火山の山麓でこれらの火山から噴出したと考えられる軽石層を発見した．また中期更新世の広域火山灰である"ｸﾘｽﾀﾙｱｯｼｭ"の対比について検討することができた．これらの火山灰層と湖成層の層序や対比について報告する．

1，草津白根火山や四阿火山を供給源とする火山灰層

草津白根-長野原軽石層Ⅰ～Ⅳ．草津白根東麓（六合村矢ノ下川支流）から沼田市にかけて分布する軽石層．太子火砕流の流下後に草津白根火山から噴出したと考えられ，きわめて鉱物組成などが類似する．この軽石層は，中之条盆地では，NLu-4,5,10,12（竹本ほか，1987）に対比される．

四阿-蓑原軽石層．四阿東麓から沼田市にかけて分布する角閃石含有軽石層．中之条盆地では蓑原軽石層（竹本ほか，1987）と呼ばれ，下位に風化ガラス質火山灰からなる蓑原火山灰層をともなう．蓑原軽石層は嬬恋村北山で，分布域最大の層厚を示し，菅平ではわずかにみられる．四阿火山の山頂のカルデラ形成に伴って噴出した可能性が高い．また蓑原火山灰層は，層厚の変化がみられないため四阿火山以西に供給源があると考えられる．

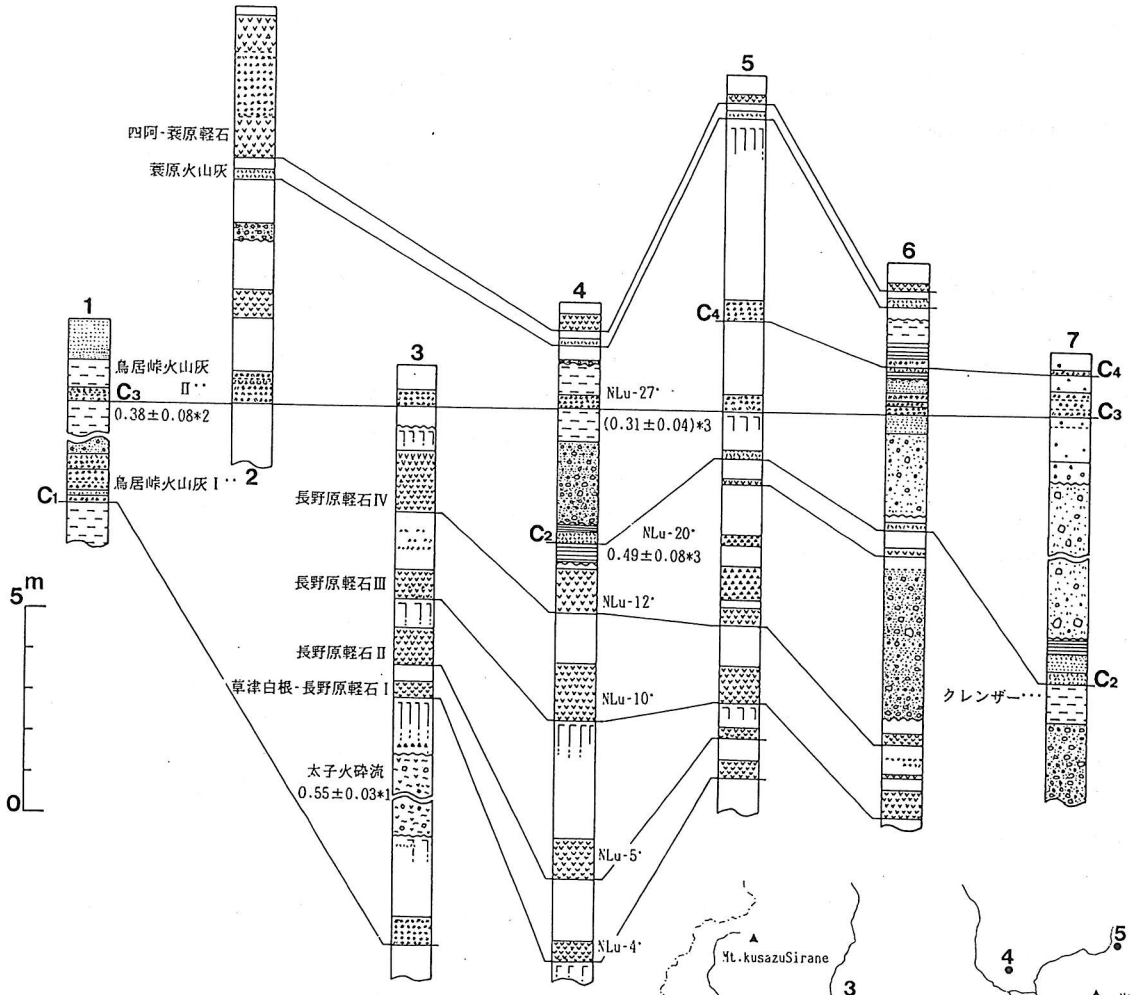
2，広域火山灰"ｸﾘｽﾀﾙｱｯｼｭ"の対比

松本盆地や八ヶ岳山麓に分布する"ｸﾘｽﾀﾙｱｯｼｭ"（C_1-C_4）は，鉱物組成や屈折率に著しい違いがみられないが，野外においてC_1,C_3,C_4は粗粒の結晶質火山灰からなり，C_2は細粒で軽石質火山灰からなる特徴が観察される．

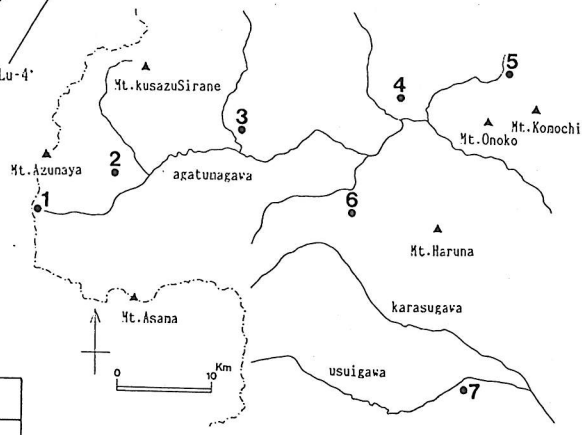
群馬県北部の中部更新統には，黒雲母含有火山灰層が各地域で数層準みられ，層相や火山灰層の組合せにより４層準の火山灰層が確認された．層相や粒度・年代・鉱物組成などから，これらの火山灰層が"ｸﾘｽﾀﾙｱｯｼｭ"に対比される可能性が高い．

3，火山灰層序から考えられる湖成層の時代

広域火山灰層や群馬県北部の第四系からえられている放射年代と堆積物の磁化方位から，嬬恋湖成層は，中期更新世中頃から後半（0.4-0.2Ma?）．上部中之条湖成層は，中期更新世前半から中頃（0.6-0.4Ma）．下部中之条湖成層は，中期更新世初頭に堆積したと推定される．

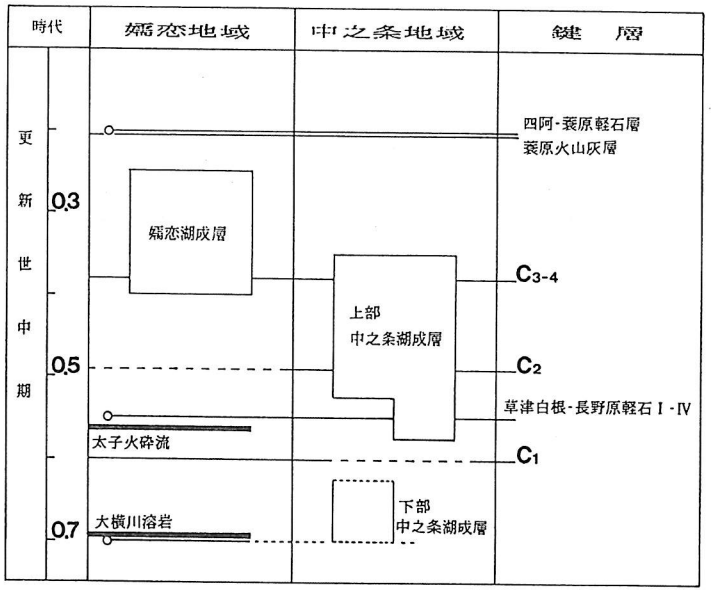


放射年代は，*1金子ほか（1989）．*2鈴木（1988）．*3竹本ほか（1985）による．鍵層名は，*（竹本ほか,1985）　**（上信火山団研,1989）　***（高崎地学愛好会,1989）による．



1,鳥居峠（上信火山団研,1989）　2,嬬恋村北山 3,六合村矢ノ下川 4,中之条町古垣内 5,高山村中山 6,吾妻町萩生 7,安中市野殿（高崎地学愛好会,1989）

第１図　模式柱状図の対比と位置



第２図　湖成層と火山灰層の時代

28 電気伝導度法による古環境の推定－－－茨城県筑波台地の例

小荒井衛（建設省）、大井信三（国土地理院）、横山卓雄（同志社大）

Mamoru KOARAI,Shinzo OHI,Takuo YOKOYAMA ; Analysis of paleo-enviroments based on electric conductivity of the STICS-water of the clay sample-----On drill cores in Tsukuba-Daichi,IBARAKI-Prefecture.

ある地域の地形発達史や地史を考察するうえで、堆積物の堆積環境や古地理を明らかにすることは、極めて重要なことである。従来、堆積環境の推定には、珪藻分析等の微化石分析が主体であった。しかし、微化石分析は対象となる化石が堆積物中に存在しなければならず、化石の同定には専門的な習熟を要する。一方、堆積物の硫黄濃度等の化学分析を行なって堆積環境を推定する方法がいくつか報告されている（狛ほか；1985：佐藤；1989）。

粘土混濁水の電気伝導度による堆積環境の推定法（以下、”電気伝導度法”と呼ぶ）（横山，佐藤；1987）は、測定項目が電気伝導度とｐＨという簡単に測定できるものであり、粘土層であれば化石の有無に関係なく測定できる。また、電気伝導度法は、大阪層群のボーリングサンプルについて、珪藻分析結果との対応がよいことが検証されており（佐藤，小泉，横山；1987）、珪藻分析より細かい精度で海進海退を記録していることが期待されている（佐藤，横山；1988）。

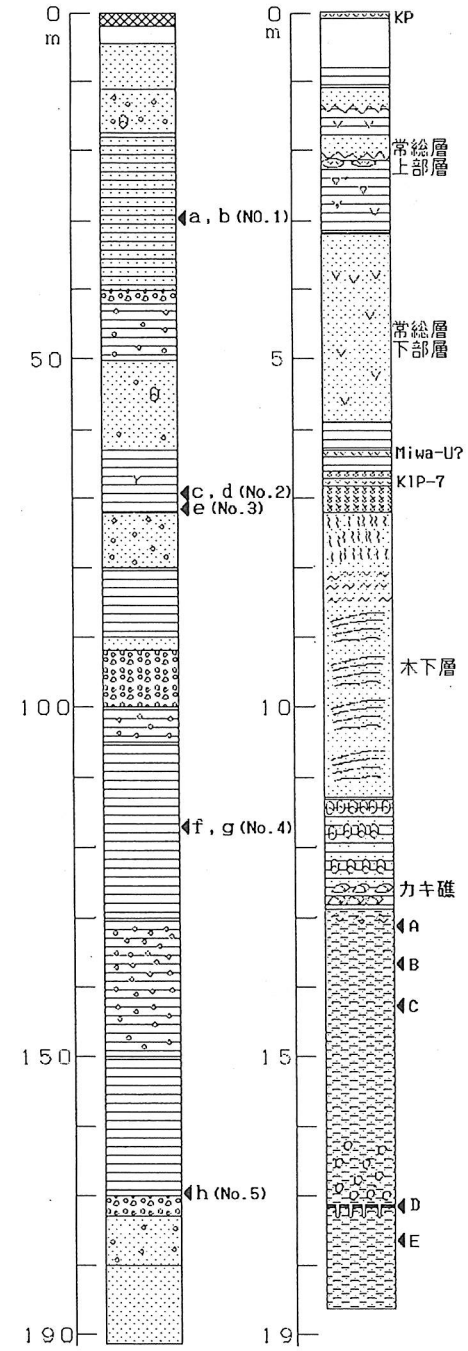
演者らは、筑波台地におけるボーリングサンプルや露頭から採取したサンプルをもちい、電気伝導度法の筑波における検証と、古東京湾の堆積環境の推定を行なった。

図－１Ａは国土地理院の190m深井戸ボーリングの柱状図である。このうち、５つのサンプルについて珪藻分析が行なわれている（国土地理院；1981MS）（図－２）。また、８つのサンプルについて電気伝導度の測定を行なった（表－１）。その結果、淡水成の堆積物は0.5mS/cm以下の、海水の影響のある堆積物は0.6mS/cm以上の電気伝導度を示すことがわかる。また、海水成の堆積物については、ｐＨの値が６～７と中性であることから、外洋流の影響の高い環境で堆積した可能性が考えられる。

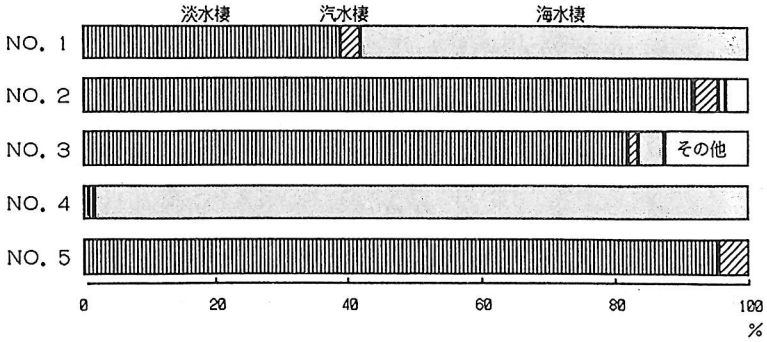
図－１Ｂは下妻市高道祖での露頭の柱状図である。この地点は、筑波台地において下末吉海進期の古東京湾の堆積物が確認できる最奥部の地点である（増田ほか，1987）。５つのサンプルについて電気伝導度の測定を行なった（図－３）。Ｅ地点からＤ地点にかけて淡水成から海水成に変わる急激な変化がみられ、その後徐々に海退が進み、海水成から汽水成へと変化していることがわかる。また、ｐＨの値が３～５と酸性を示すサンプルがあることから、古東京湾の堆積物は閉鎖性内湾の環境下で堆積したものと推定される。

今回は、その他に地質調査所のボーリングサンプル（筑波研究学園都市及び周辺地域の環境地質図）の分析結果等も加えて、電気伝導度法の筑波台地における有功性の検証結果について報告したい。

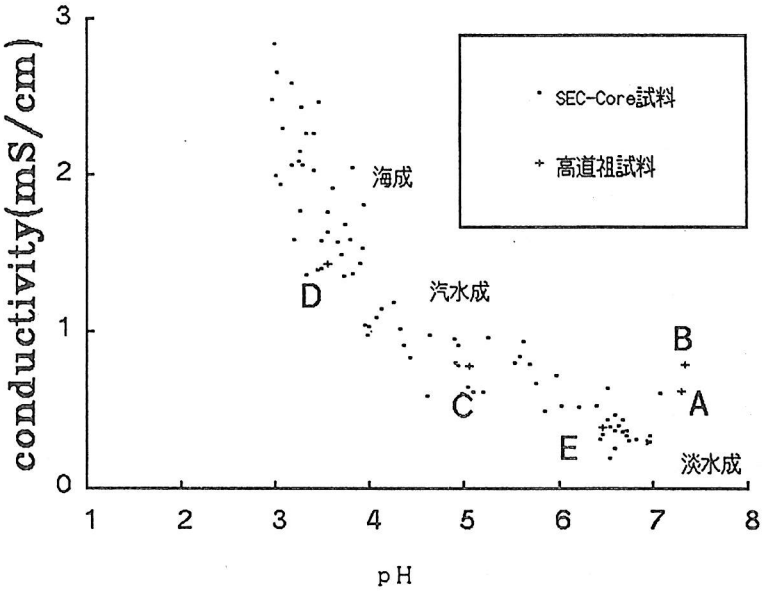
図－1　サンプル地点柱状図
A国土地理院構内　B下妻市高道祖



図－2 珪藻分析結果（国土地理院1981より作成）



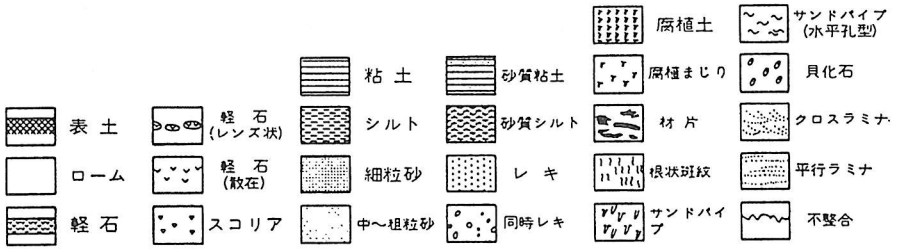
図－3 電気伝導度とｐＨ測定値との関係



SEC-Core試料は横山・佐藤(1987)による大阪層群の試料、
Ａ～Ｅは高道祖の柱状図に記入されている採取試料

表－1　測定結果

試料	電気伝導度 (mS/cm)	ＰＨ
a	0.692	6.58
b	0.840	6.51
c	0.357	6.88
d	0.449	6.95
e	0.382	7.04
f	0.620	7.20
g	0.704	7.25
h	0.274	7.55



注）　国土地理院構内の柱状図では、
シルトと粘土の区別は付けていない・

29 武蔵野台地南西部における立川面の細分と層序

松田隆夫（府中市博物館）・大倉利明・坂上寛一（東京農工大）

Takao MATSUDA, Toshiaki OHKURA and Kan-ichi SAKAGAMI: Subdividing and stratigraphy of Tachikawa surface on Southwestern Musasino plateau.

立川段丘（Tc面）は、Tc1、Tc2、Tc3（青柳段丘）面に細分されることが指摘されている。多摩川左岸沿いに発達する立川段丘は、下流方向で多摩川低地下に埋没し、Tc1とTc2面に対応する埋没段丘として知られている。本報告では、立川面をローム層の層序からTc1面とTc2面に区分することを試みた。その際、立川面上の微地形と黒土層・立川ローム層の堆積相との関連についても考察した。

立川段丘にはいくつかの帯状の凹地が認められる（図１）。国分寺崖線下から浅間山の南縁を通って野川に至る凹地を挟んで凹地北側と南側の平坦部は1-2mの比高差があり、小崖を形成する。凹地北側から国分寺崖線下の野川沿いまでの平坦部では第二暗色帯（BB-Ⅱ）以下の立川ローム全層が見られるがこと、凹地南側から府中崖線までの平坦部ではBB-Ⅱより下位のローム層が欠如していることから凹地を挟んでローム層位に差が認められる。したがって、この凹地はTc1、Tc2面の境界であり、小崖は段丘崖であると考えられる。立川ローム層の層厚（図１）は凹地北側のTc1面平坦部では3m以上の地点が多く、Tc2面平坦部では3m未満の地点が多い。

この凹地の縦断面を見ると（図２）、上流は立川ローム層の一部によって埋積されるが、FT-2では立川ローム層が欠如し、立川礫層上に直接黒土層によって埋積される。FT-2より下流では再び立川ローム層の一部によって埋積される。このような凹地の堆積状況の変化は、立川面形成後にもBs-2からHs-1の間で礫層からの湧水があり、下流のFT-2では立川期の降下火山灰をすべて流去させたと考えられる。また、この下流部が黒土層によって埋積されていることから、完新世後に湧水が消滅したものと考えられる。

立川面の黒土層は、土性、スコリアの分布などから3-5層に区分することが出来る。FT-3 の黒土層では完新世第一暗色帯（H1-BB）に比定されるⅡ層で炭素含量のピークが認められ（図４、５）、また、FMTにおいて富士黒土層（FB）に比定されるV層では火山ガラス（武蔵野火山ガラス:MGと仮称する）のピークが認められた（図６）。給源火山から離れ、降下火山灰の量が少なく、細粒となる武蔵野台地南西部では、火山灰の土壌化が進行しており、明瞭なスコリア層の確認は難しい。しかしながら、断面観察におけるスコリアの分布傾向による層位の細分やその一次鉱物組成や炭素含量の分析を通して地点間の層位の対比が可能である。このように、層序を詳細に検討することにより、立川面の区分と微地形との関係が明らかとなった。

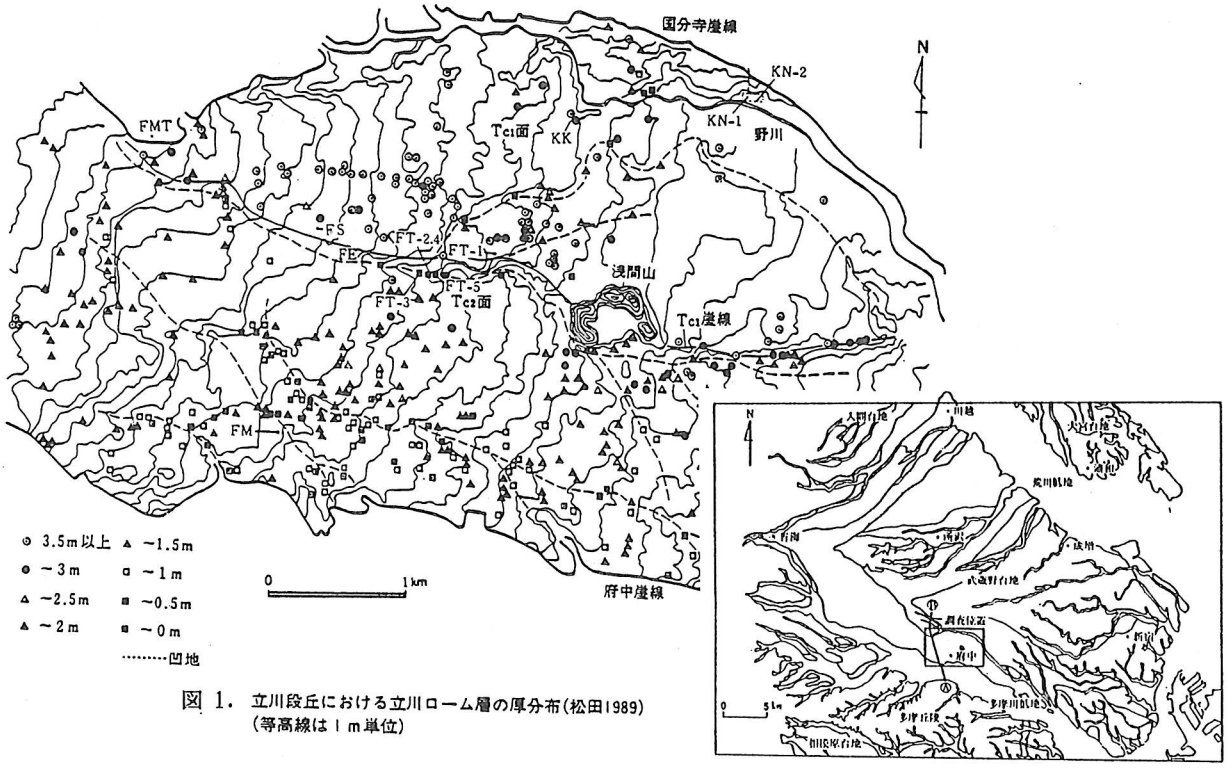


図 1. 立川段丘における立川ローム層の厚分布(松田1989)
(等高線は1m単位)

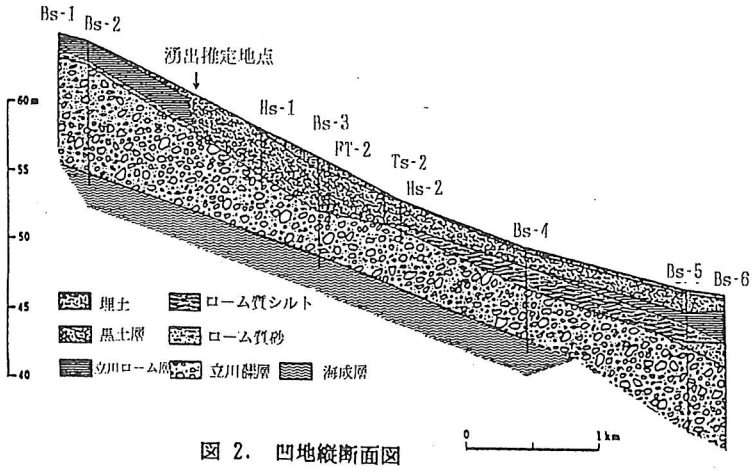


図 2. 凹地縦断面図

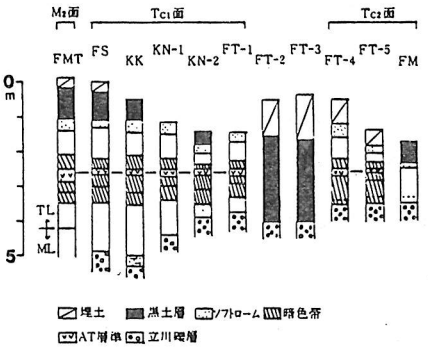


図 3. 立川面と立川ローム層(各地点の位置は図1参照)

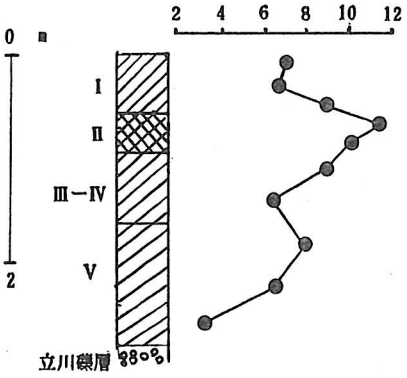


図 4. F-3の炭素含量 (wt%/d.s.)

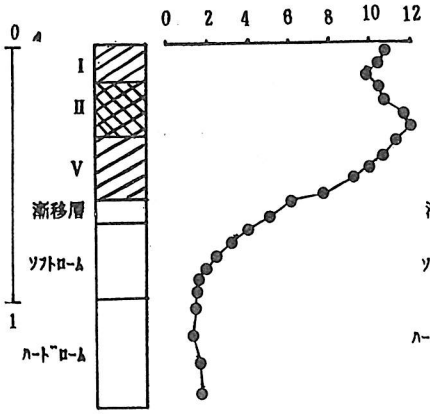
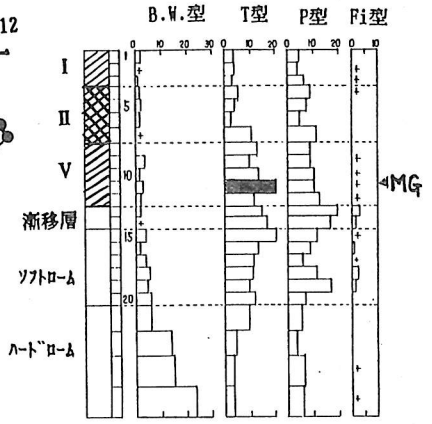


図 5. FMTの炭素含量 (wt%/d.s.)



B.W.型:バブル・ウォール型 P型:軽石型
T型:厚み平板型(破片状)
Fi型:繊維型

図 6. FMTの火山ガラス含量 (grain%)

30 立川ローム層上部の斜交関係

小山修司（ジオテック）・柳谷　博（早稲田大学校地埋蔵文化財調査室）・浅野一郎（同）

Shuji KOYAMA, Hiroshi YANAGIYA, Ichirou ASANO ; Unconformable Relation in the Upper Part of Tachikawa Lome Formation.

保谷市東伏見2丁目の石神井川左岸の低地から台地にあたる東伏見総合グラウンドB地区遺跡の発掘にともない、立川ローム層最上部付近に明瞭な斜交関係が認められた。この斜交関係と富士黒土層(FB)、ソフトローム層、立川ローム最上部ガラス質火山灰層（山崎:1978）、赤褐色スコリア層との関係が認められたため報告する。

立川ローム最上部付近に斜交関係が認められる地形的位置は、石神井川に沿った狭い範囲に分布する武蔵野Ⅲ面よりやや離水の遅れた地形面の一部分にあたる。この斜交関係は谷地形を示しており、この谷地形を埋積する地層は下位より、赤褐色スコリア層、火山ガラス密集層、黄褐色ローム層、黒ボク土の順で重なる（図1）。赤褐色スコリア層は上位の火山ガラスと赤褐色を示すスコリアの特徴から上杉ほか(1980)のY-132からY-135のいずれかに相当する。火山ガラス密集層は、含砂率を合わせてみると18cmの間に集中する単一のテフラで、泡の大きい軽石型の火山ガラスと特徴的な厚手の火山ガラスを主体とし、屈折率は1.501-1.504を示すことから立川ローム最上部ガラス質火山灰層（山崎:1978）に対比される（図2）。黒ボク土は粘性の高い非常に黒い古土壌層であり、^{14}C年代測定結果が9170±140(Gak-14454)を示すことから富士黒土層(FB)に相当すると考えられる。以上のことからこの谷地形は、Y-132からY-135のいずれかのテフラ以前に形成されFBにかけて埋積された事を示している。台地上のこの層準の一部はソフトローム層となっている。ソフトローム層については従来から層位や、生成過程が問題となっているが、これについて土壌生成作用により膨軟化したものとする考え方があげられている（松井：1971，羽鳥:1971)。調査地においてもソフトローム層は、谷地形にそい下位の層準と接するようになり、BBI層がソフトローム化している部分もある。この様にソフトローム層は、ある時期に地表面から何等かのソフトローム化現象により生成したものであり、そこに含まれるテフラや遺物はその母材となった層位のものであることが多い。ソフトローム化の時代は、富士山東部に見られるように、Y-140からFBの間の時期であり、場所によりどの層準までがソフトローム化したかにより含まれるテフラ、遺物が異なる。これらのことは、ソフトローム層を1つの層位と考える場合に十分な注意が必要なことを示している。

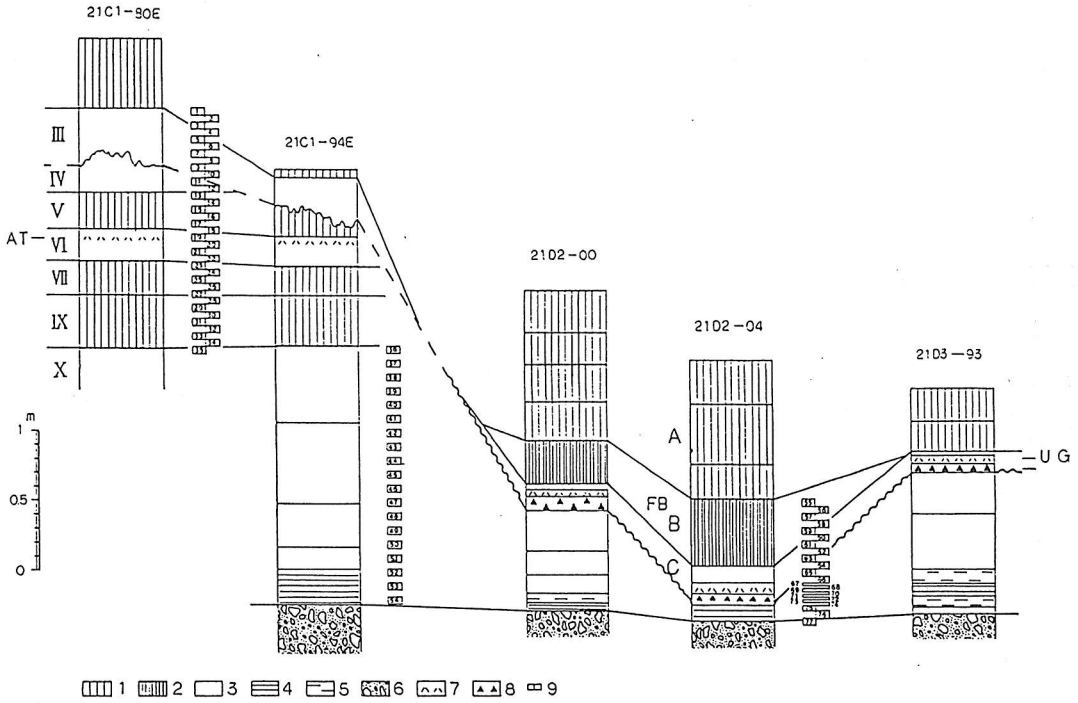


図１　東伏見総合グランド遺跡Ｂ地区の模式断面図および分析位置図
1：土壌、古土壌，2：有機質古土壌（ＦＢ相当），3：ローム，4：火山灰質粘土，5：火山灰質シルト，6：礫，
7：火山ガラス濃集部，8：スコリア密集部，9：鉱物分析位置，

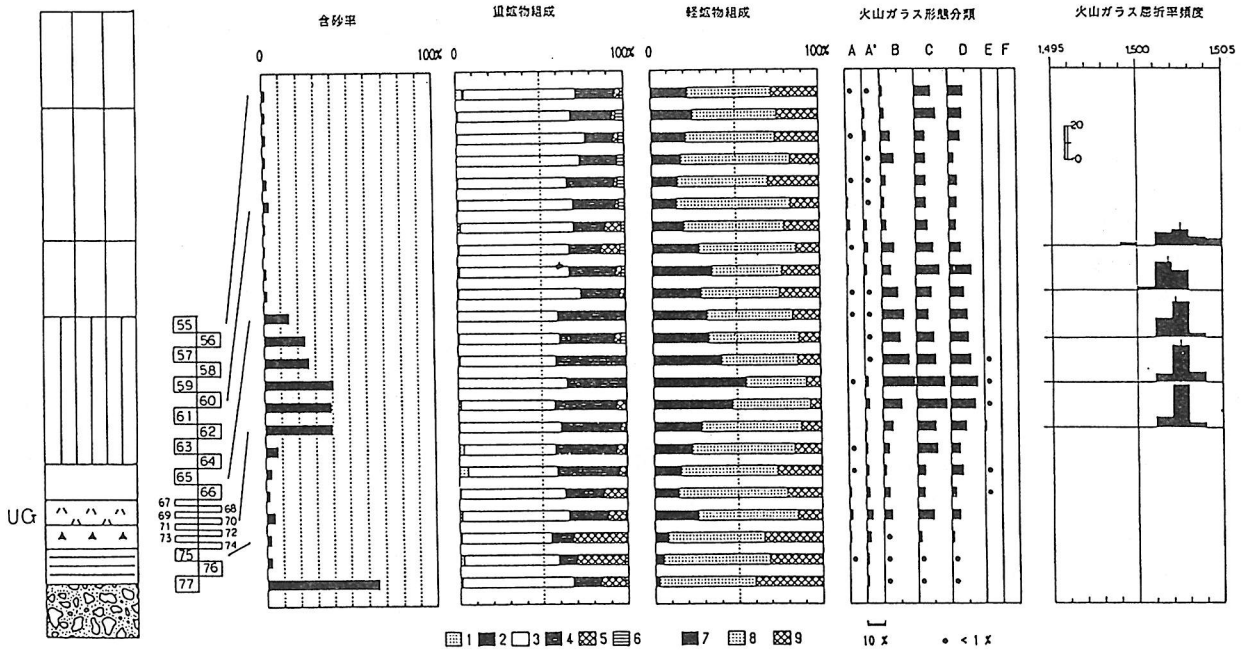


図２　東伏見総合グランド遺跡Ｂ地区の重鉱物組成・軽鉱物組成・
火山ガラスの形態・屈折率（No.55-No.77）
1：カンラン石，2：イディングサイト，3：斜方輝石，4：単斜輝石，5：角閃石，6：不透明鉱物他，
7：火山ガラス，8：斜長石，9：不透明粒子他，

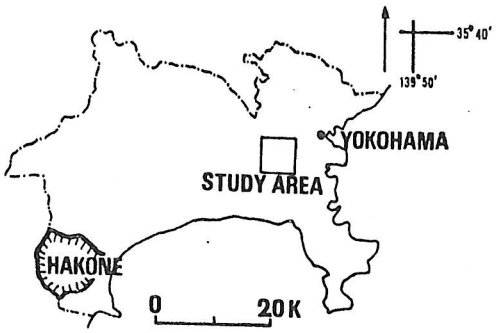
31　横浜市西部における箱根新期火砕流の堆積構造

相原延光（神奈川県教育セ）・笠間友博（県岡津高校）

Nobumitsu AIHARA & Tomohiro KASAMA; Sedimentary Structure of Hakone Younger Pyroclastic Flow in the Western Area of Yokohama, Japan

1. はじめに

箱根火山新期火砕流（以下TPflと呼ぶ）は箱根火山の山麓を広く覆い、火口から約50km東方に離れた横浜市戸塚区付近まで達していることが知られている。このTPflに伴って存在する細かい成層構造の発達した堆積物については、分布や堆積構造の特徴から、火砕流の移動中に生じたサージ堆積物の可能性が指摘されている（相模原市地形・地質調査会. 1986）。

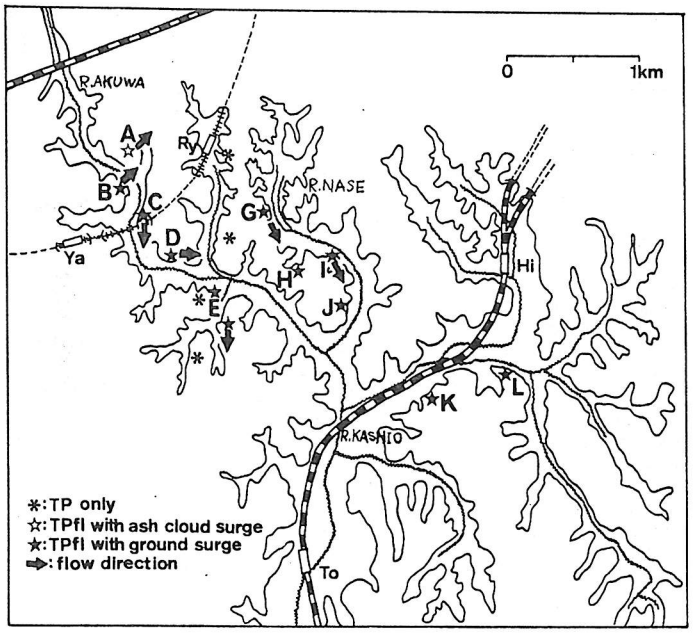


第１図　調査地域

筆者らは、柏尾川上流地区（第２図）のTPflについて、流路や堆積構造、堆積物の特徴を調査し、サージ堆積物が生じた直接的原因についての考察を行った。

2. 堆積構造

火砕流の概念図と模式柱状図を第3図に示す。1aは岩片、鉱物からなり、細粒火山灰に乏しい厚さ1～3cmの薄層、1bは岩片、鉱物に欠き、軽石細粒火山灰からなる厚さ1～3cmの薄層、$2a_1$は細粒火山灰中に主に片、鉱物が平行ラミナを中心とした細かい成層構造を成して存在する部分（厚さ数10cm以内）,$2a_2$細粒火山灰中に主に軽石が平行ラミナを中心とした細かい成層構造をなして存在する部分（厚さ数10cm以内）である。2bは細粒火山灰中に軽石、岩片、鉱物が散在する塊状の部分（厚さ2～3m）である。2cは細粒火山灰に乏しく、軽石、岩片、鉱物からなるChute-and-pool構造をもつラミナが発達している。



第２図　戸塚地区のTPfl露頭

Ｒｙ:緑園都市駅　Ｙａ:弥生台駅

Ｈｉ:東戸塚駅　Ｔｏ:戸塚駅

3. 走査電子顕微鏡(SEM)による粒子の表面形態の観察

テフラの本質物質の代表であるガラス片を中心に観察を行った。

①ガラスの種類

最も量の多い白色のガラスは発泡が良く、球形～長円形～高度に伸びたパイプ状。空隙の大きさは100μm以下。他に淡褐色、褐色、黒色（透明、不透明）がある。

②風化形態

ローム層に比べるとTPflは比較的風化（加水変質）していない。TPfl中に炭化材化石が含まれることをあわせ考えると、火砕流が高温で乾燥した粉体流であったといえる。なお、TPflの中でも2cの部分はガラス片がやや加水変質し、斜長石がエッチング（蝕刻）をうけている。

③粒子の摩滅

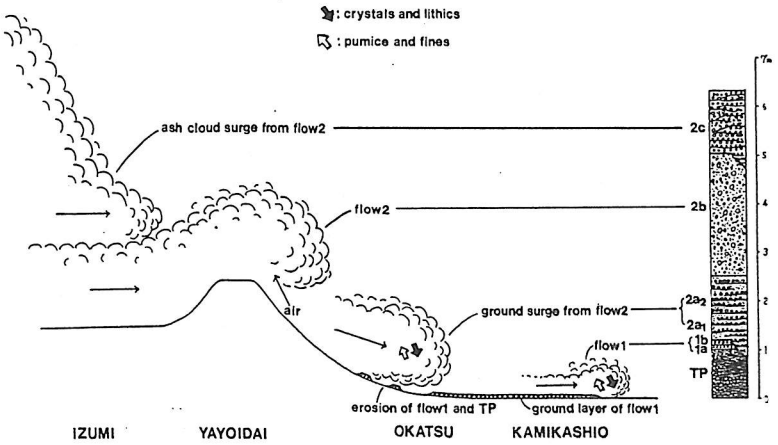
白色ガラスの摩滅の程度はTPfl(1a,1b)>(2b_1,2b_2,2C)>>TPの順に小さい。摩滅の違いが運搬形式（火砕流内での物質の移動と空中降下による物質の移動）を反映したものと考えられる。

4. 堆積構造の成因についての考察

火砕流は少なくとも２回の flow unit（flow１とflow２）に分けられる。

Flow１(1a,1b)は、薄層ながら同じ岩相でよく連続している。阿久和川から柏尾川の谷の低所に見られるが、名瀬川の谷には見られない。1aはground layerで、粒子の淘汰が良く摩滅が進んでいることから、小規模ながらも高速の火砕流であった可能性がある。

Flow２(2a_1,2a_2,2b,2c)のうち、成層構造が発達する2a_1、2a_2は2bの塊状の典型的な火砕流堆積物と共にセットとなってすべての露頭で見られる。これは ground surge 堆積物と考えられ、Flow２が泉区弥生台付近の多摩面相当の丘陵を乗り越えた時、あるいは狭い古阿久和川、古名瀬川の谷に入り込んだ時などの地形的な影響により多量の空気を取り込み、それが急激に膨張することにより生じたと考えられる。2cは ash cloud surge 堆積物であると考えられるが、標高が高いため露頭が少なく、詳しい分布についてはわかっていない。今後は類似した産状を示す海老名市大谷や大和市城ケ岡にみられるサージ堆積物との関連の上で考察したい。



第３図 火砕流の概念図と堆積構造

３２　南関東の地震災害と原始・古代文化の変遷

上本進二（神奈川県立旭高等学校）

Disasters by earthquakes and changes of ancient culture in South Kanto.

Shinji UEMOTO

１．はじめに

南関東の遺跡のテフラ層には、旧石器時代から地震による地割れ・すべり・崩れが何回も繰返し発生した痕跡がある（上本，1990）。これら文献記録にない地震の発生年代を推定し、文化的な変遷との対応関係を検討することにより、地震災害が原始・古代の社会・文化に与えた影響について検討した。

２．地震の編年

遺跡から検出された地震の痕跡から、考古学年代とテフラ層の年代を用いてその発生年代を推定すると、約 1,600年前、約 2,000年前、約 8,000～ 6,000年前、約12,000～10,000年前、約20,000～15,000年前、約26,000～20,000年前の６回であった（図１）。これらの年代は、平山断層（上杉・木越，1986；上杉・米澤，1987）の活動期や、丹沢・箱根地域の新期ローム層中に残された地震の痕跡（上杉，1989）、地震時の地すべりによって崩落した箱根芦ノ湖の逆さ杉の年代（1100年前・1600年前・2100年前；大木，1985）、および富士山をはじめとする火山の活動期とも一致しているものがある。

３．文化的変遷との対応

2.で推定した地震発生時期と考古学における文化変遷との対応を以下に検討する。

①約26,000～20,000年前の地震は、諏訪間（1988）の石器群による文化段階区分のうち、段階Ⅱ～段階Ⅳのいずれかの画期に対応する可能性がある。

②約20,000～15,000年前の地震は、ＡＴ降灰の前後で石器の様相に著しい変化が認められる（例えば白石，1983）ことと関連する可能性がある。

③約12,000～10,000年前の地震は、旧石器時代から縄文時代への過渡期にあたる。

④約 8,000～ 6,000年前の縄文時代早期末～前期は南関東西部に東海系土器が多く伴出する時期である。

⑤約 2,000年前の弥生時代中期は、南関東が稲作農耕を背景にした弥生文化へ移り変わる時期であり、神奈川県では東海系土器が在地系土器にとって変わる時期である。

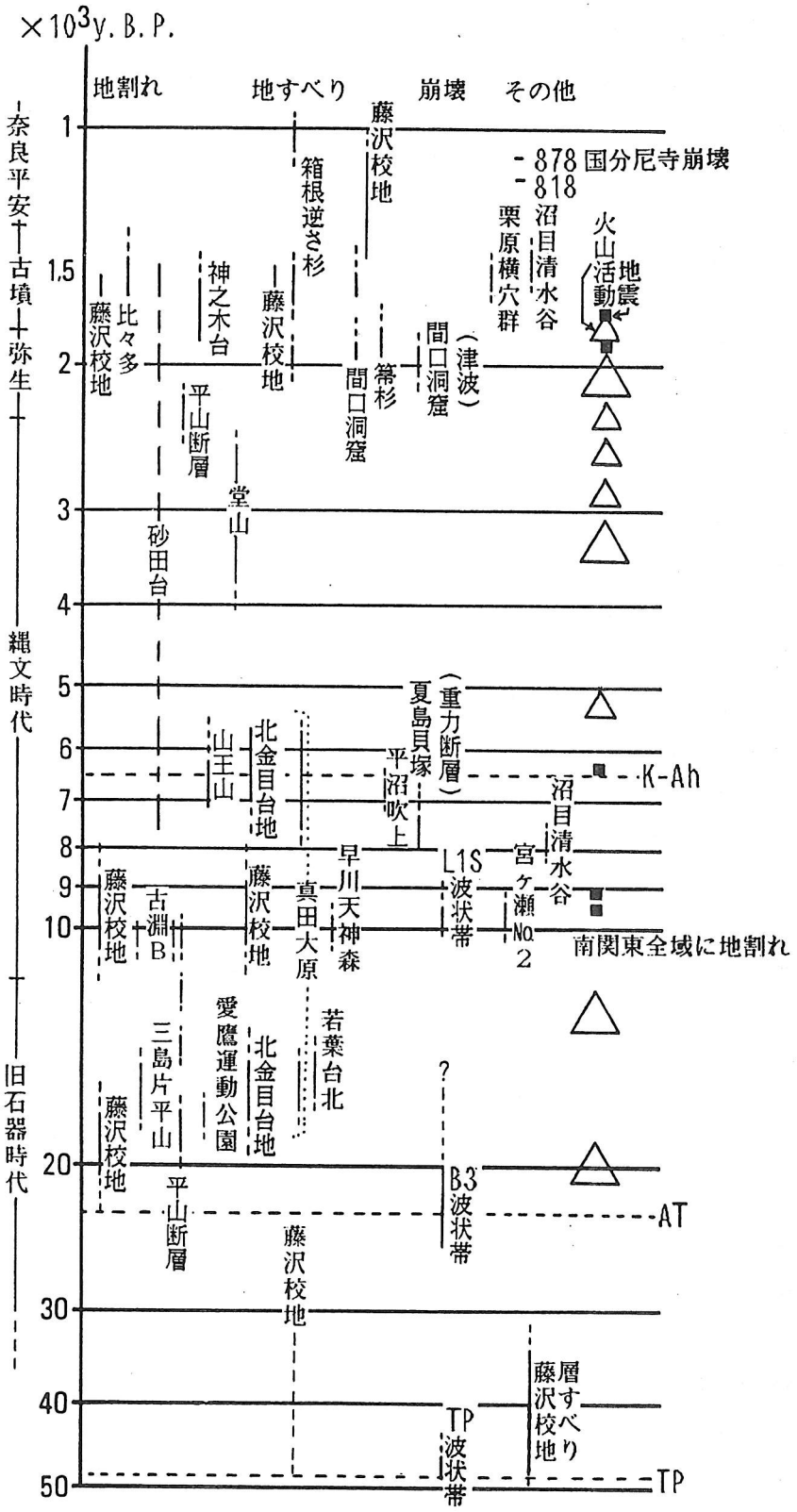
⑥約 1,600年前は、神奈川県内の遺跡に地震の痕跡が著しく集中し、県内で遺跡数の減少が著しい古墳時代中期の直前にあたる。また、古墳時代後期になるまで遺跡数は増加しない。この要因として、岡本（1989）は、古墳時代中期における東北地方への文化的侵出あるいは地震災害の影響を考えている。さらに、平塚八幡神社には『仁徳天皇68年（西暦 380年）の地震で相模武蔵の地に大地震があり山崩れ人家倒壊多数』というの伝承があるが、伝承の年代に関しては信ずることができないとされている（都司，1990）。しかし、西暦 380年という年代は約 1,600年前という年代と一致し

ている。

気候変化や自然災害を契機に文化的変遷があったとされる例は多い。地震に関しても、地震とそれに伴う津波災害による人的被害や環境破壊など地震災害が人間社会に与えた影響を考慮する必要があると思われる。

図１．南関東の遺跡から検出された地震跡の編年

（火山活動・地震は上杉（1989）による）



33 八丈島東山火山のテフラ層序と火山活動

杉原重夫（明治大学・文）

Tephra Stratigraphy and Volcanic Activity of Higashiyama Volcano ,Hachijo-jima : Shigeo Sugihara

八丈島の東山火山について、空中写真の判読で地形分類後、それぞれの地形を構成する火砕流堆積物や溶岩流と降下テフラ層序との関係を明らかにすることによって、活動史と形成過程について考察した。

1）東山火山の山麓には、累計すると厚さ約40m のテフラ層が認められる（図1）。これらのテフラ層は明瞭な埋没土壌、斜交関係から上部の東山テフラ累層と下部の末吉テフラ累層に区分できる。末吉テフラ累層は10数枚の降下軽石層を挟み、その下限に近いところに厚い軽石流堆積物（末吉軽石流）が認められる。東山テフラ累層は約40枚の降下スコリア層を挟むが、その上部には東山火山の側火山や西山火山方面から噴出した考えられる降下軽石層やサージ堆積物も認められる（図2）。

2）東山火山のテフラ累層については、姶良Tn火山灰（AT）や鬼界－アカホヤ火山灰（K－Ah）などの広域テフラや^{14}C年代測定結果、湯浜・倉輪遺跡などから産出する土器の形式など年代決定に関する資料から、更新世末から完新世にかけての噴出物で、末吉テフラ累層と東山テフラ累層の境界の年代は1万～1.5 万年前と考えられる。また、東山テフラ累層中に挟まれる降下テフラの分布状態から、西山火山の活動は約1万年前に近い時代に遡ると推定できる。

3）東山火山の火山活動史は次のように編年出来る（図3）。ステージ1：複合した成層火山体の形成。ステージ2：古期カルデラの形成と軽石流・降下軽石の噴出。ステージ3（前・後）：西白雲山から東台子山に至る新期成層火山および東白雲山の形成と降下スコリアの噴出。ステージ4：新期カルデラと三原山の形成。ステージ5：山頂小カルデラと中央火口丘の形成。このうち、古期カルデラはATの降下直前に形成が開始されたと考えられる。また新期成層火山は末吉軽石流の上位に形成されたもので、その活動開始は東山テフラ累層基底の時代にあたる。なお三原山形成後は、中央火口からは大量のテフラは噴出していない。

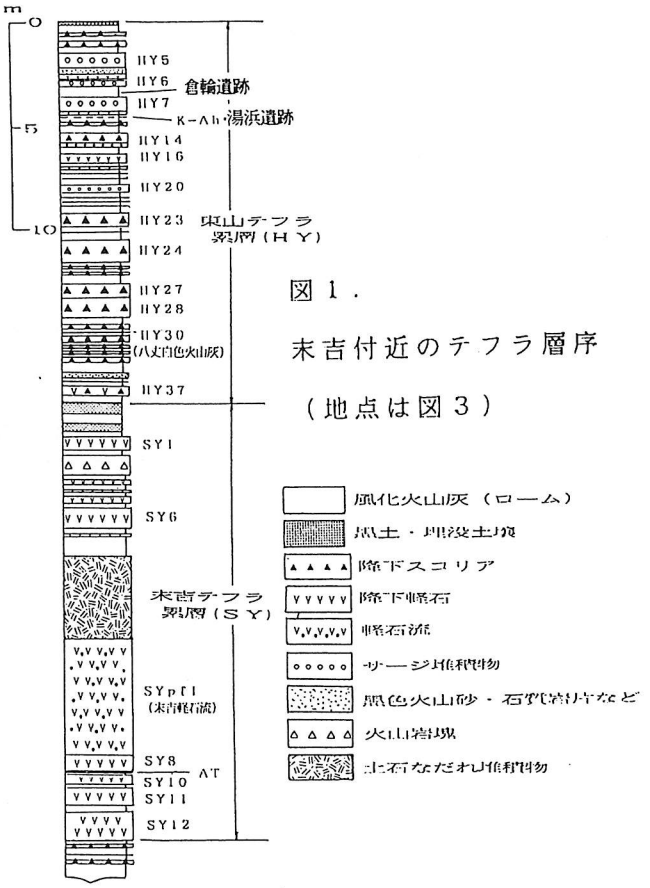


図1．末吉付近のテフラ層序（地点は図3）

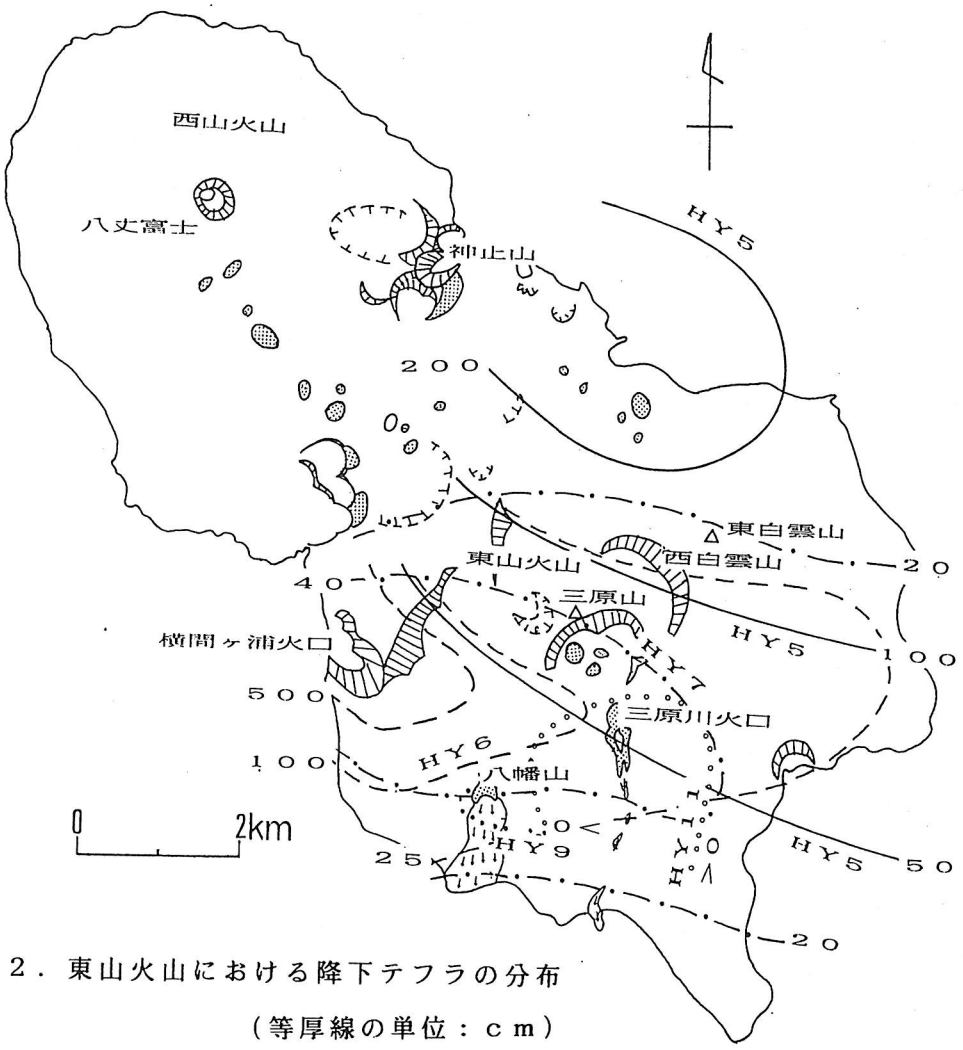


図２．東山火山における降下テフラの分布

（等厚線の単位：ｃｍ）

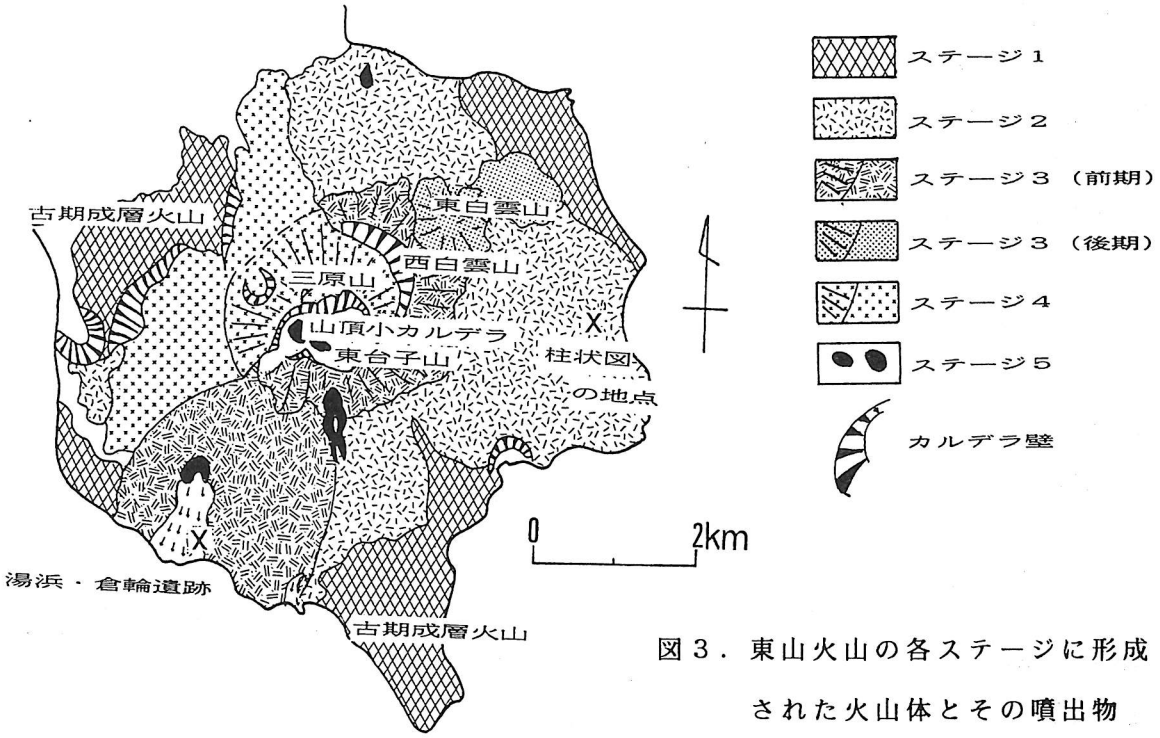


図３．東山火山の各ステージに形成された火山体とその噴出物

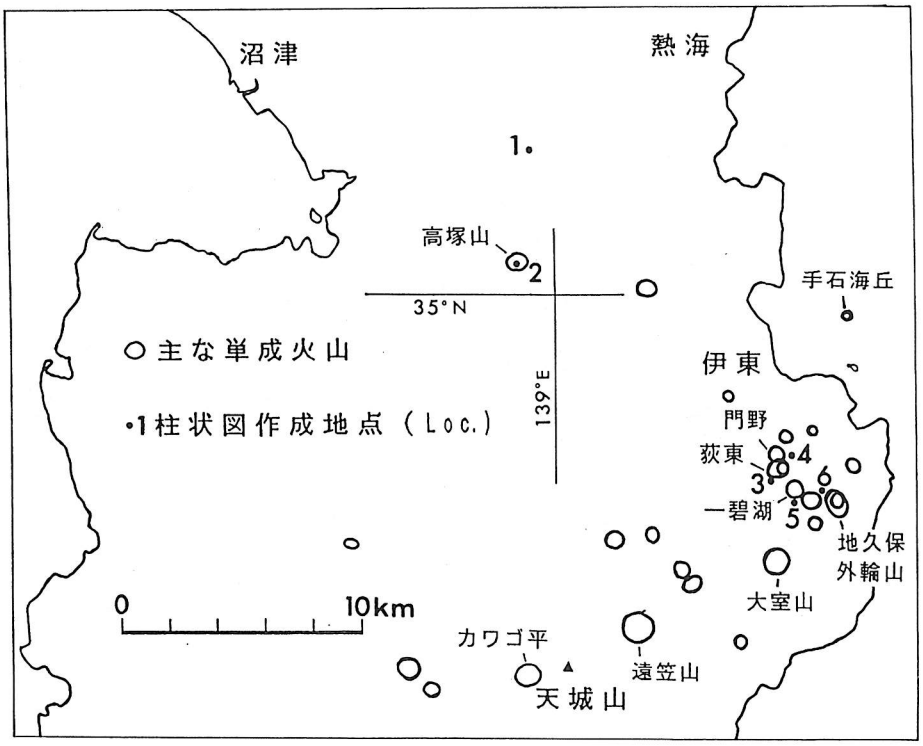
３４ 広域テフラに基づく東伊豆単成火山群の活動開始時期

水野清秀・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄（地質調査所）
Kiyohide MIZUNO, Koji OKUMURA, Yuichi SUGIYAMA and Haruo YAMAZAKI;
Estimated age of the older volcanism of Higashi-Izu region based on some widespread tephras.

1989年7月の伊豆半島東方沖海底火山（手石海丘）噴火に伴って、東伊豆地域における火山活動場の時間的、空間的な変化に関する詳細なデータが必要となってきた。各火山の年代については、杉原(1981)、叶内ほか(1989)によるアカホヤ、ＡＴとの層位関係の報告があるものの、主として^{14}Ｃ年代に基づいて推定されており、東伊豆単成火山群の活動開始時期は３万年前より古いということしかわかっていなかった（葉室、1978；小山・海野、1990）。発表者らは各単成火山の年代について調査を進めている段階であるが、いくつかの火山の年代については遠来のテフラとの層位関係から少なくとも７－８万年前以前まで遡る事が明らかになったので、ここに報告する。

三島周辺で黄色パミス(ＹＰ)及びオレンジパミス(ＯＰ)と呼ばれている（愛鷹ローム団研グループ、1969）軽石層は、伊東市周辺にも広く分布することが明らかになった。またＯＰは御前崎地域の牧ノ原段丘堆積物中のKy火山灰層（杉山ほか、1987；約11-12万年前）と岩相、鉱物組成、屈折率等から対比される可能性がある。

Loc.２（第１図参照）では高塚山火山噴出物はＯＰ以上のロームに覆われている。また Loc.５ではＹＰの下位に一碧湖火山起源とみられる噴出物があり、その下位（中位？）にＯＰがくる。Loc.３では荻東スコリア丘をＹＰを挟むロームが



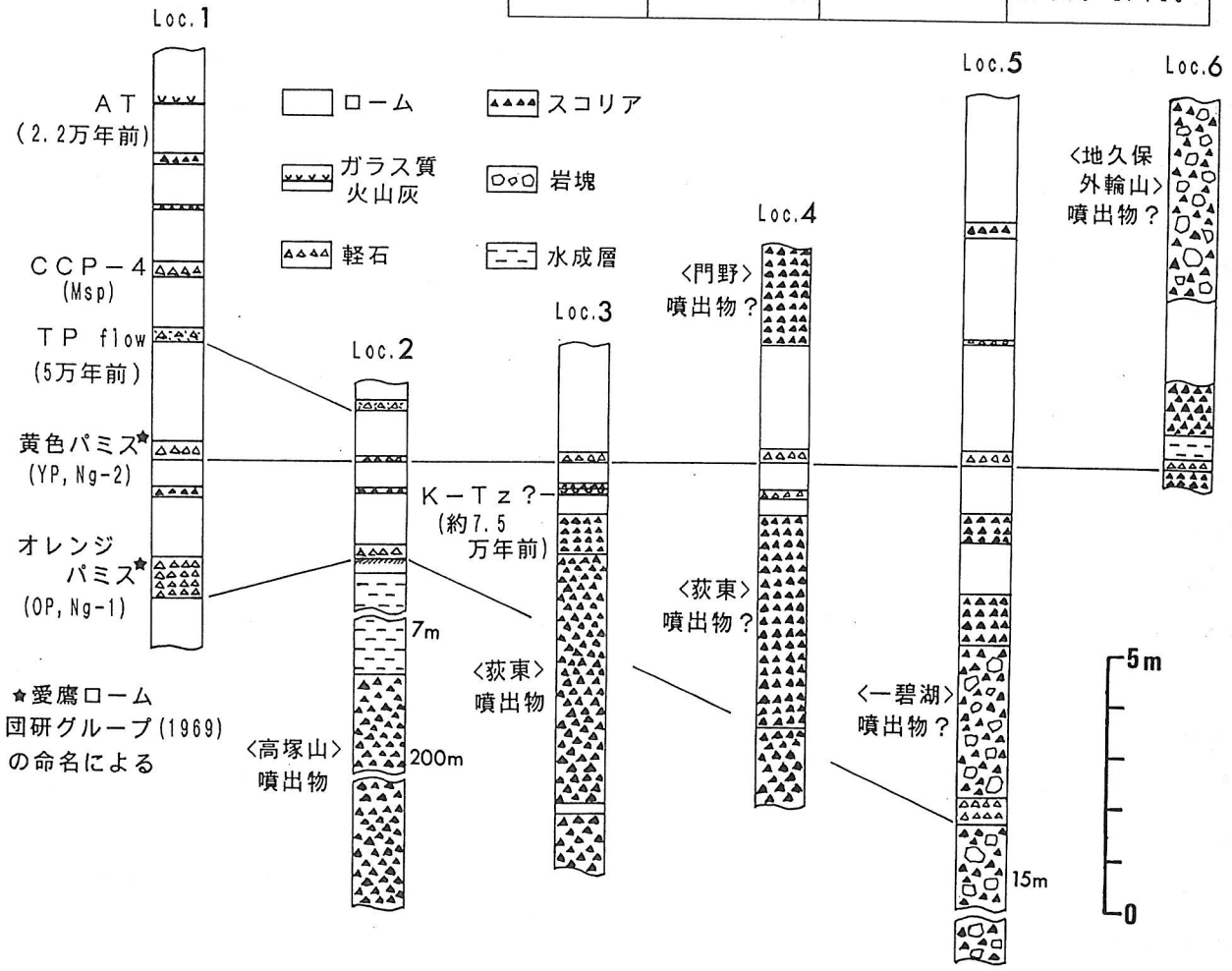
第１図 ➡
位置図
（伊豆半島北部）

覆っている。またこの地点では荻東噴出物とＹＰとの間に厚さ約２cmの黄褐色細粒のガラス質火山灰層が観察された。本層はバブルウォール型ガラスと高温型石英を特徴的に含み、重鉱物は主として両輝石からなる。さらに屈折率とを併せた特徴は御前崎地域の笠名段丘堆積物中に挟在するKa-2火山灰（杉山ほか、1987）に類似し、また約7.5-8万年前の広域火山灰である鬼界－葛原火山灰（K-Tz;町田・新井、1983)にも似る。これらのテフラの対比が正しいとすると、東伊豆単成火山群に属する火山のうちのいくつかは少なくとも７－８万年前以前に活動していたことになる。さらに１０万年前以前まで遡る可能性も考えられる。

第１表 ➡
主なテフラの屈折率測定値

テフラ名	地点	ガラス（n）	斜方輝石（γ）
K-Tz?	Loc.3	1.496-1.500	1.700-1.708
K-Tz	葛原	1.499-1.500	1.705-1.709
Ka-2	御前崎地域	1.497-1.498	1.701-1.711
YP	Loc.1		1.709-1.714
YP	Loc.3		1.709-1.713
YP	Loc.4		1.710-1.713
YP	Loc.5		1.709-1.714
OP	Loc.1		1.702-1.714
OP	Loc.5		1.707-1.716
Ky	御前崎地域		1.705-1.715

第２図 ⬇
地質柱状図　　Loc.は第１図参照



35 埼玉県荒川，中川両低地の発達に及ぼした利根川，荒川の河道変更

安藤一男（埼玉県立豊岡高校）

Kazuo ANDO; The relationship between the course changes of the rivers of Tonegawa and Arakawa and the geomorphic evolution of the Arakawa and the Nakagawa Lowland, Saitama Prefecture

Ⅰ．はじめに

荒川低地，中川低地の沖積層に関しては，貝塚（1958）など多くの研究者によって研究され，沖積層の層序や地形発達の概略はほぼ明らかになってきた．しかし，利根川，荒川の河道変更が両低地の地形発達に与えた影響についてはまだ研究されていないようである．

演者は環境に敏感に反応して出現する珪藻を利用して，荒川低地，中川低地の古環境変遷について調査を行い，両低地の調査結果を比較検討したところ，利根川，荒川の河道変更がその後の両低地の発達に与えた影響についていくつかの新知見を得た．次に，これらの結果について報告したい．

Ⅱ．調査地域と調査方法

調査地域は，図1に示すように荒川低地と中川低地および東京低地の北側の一部を含む範囲である．調査方法は，まず両低地について，入手したボーリング資料に基づいて，地質ならびに層序に関する検討を行った．次に，図1に示した各地点から採取されたボーリングコアについて珪藻分析を行った．さらに，塩分に対する珪藻群集の比率を求め，また，環境指標種群ごとの珪藻ダイアグラムを作成して，両低地における古環境変遷について考察した

Ⅲ．調査結果

調査した10地点の珪藻分析結果を示すことは紙数上無理なので，ここでは地点1の分析結果を図示するにとどめる．なお，珪藻帯区分は，安藤ほか（1987）に従っている．

Ⅳ．考察

1．USの上位でみられる海成粘土層と河道変更

荒川低地では，安藤（1988）で詳述したように，USの上位に広がる海成粘土層の存在が確認されている．しかし中川低地の各地点ではこの層は見られない．また，中川低地沖積層を調査した遠藤・高野（1983），遠藤ほか（1987），遠藤ほか（1988）にもこの層準に相当するものは記録されていない．このような違いを生じた原因を河道変更から考察した．即ち，菊地（1979，1981）は，約4000年前のあるとき，荒川低地を流下していた利根川，荒川は，中川低地へと流路を変えたと記している．演者は,この結果，荒川低地では上流からの土砂供給量が急減し，そのため荒川低地中，下流域はふたたび，汽水の要素をかなりもった静穏な内湾環境へと変化し，ここで海成粘土層が形成されたと推定した．一方，中川低地では河道変更によって，渡良瀬川

，思川に加えて利根川，荒川が流下することになり土砂供給量は著しく増加し，厚さ約10mに及ぶ河成堆積物の堆積が続き上記の粘土層が形成されることはなかったと推定した．もし，海水準変動が原因で上記の海成粘土層が形成されたのであるなら，中川低地でも同様の層準がみられてよいはずである．しかし，荒川低地ではみられるが，中川低地ではみられないという違いが存在することから，上記の海成粘土層形成の主因は，河道変更であるという結論になった．

2．荒川低地および中川低地北部の完新世後期の地形発達

今回の演者の調査結果，ならびに平井（1983）の研究から，完新世後期の荒川低地および中川低地北部の地形発達について考察を行った．

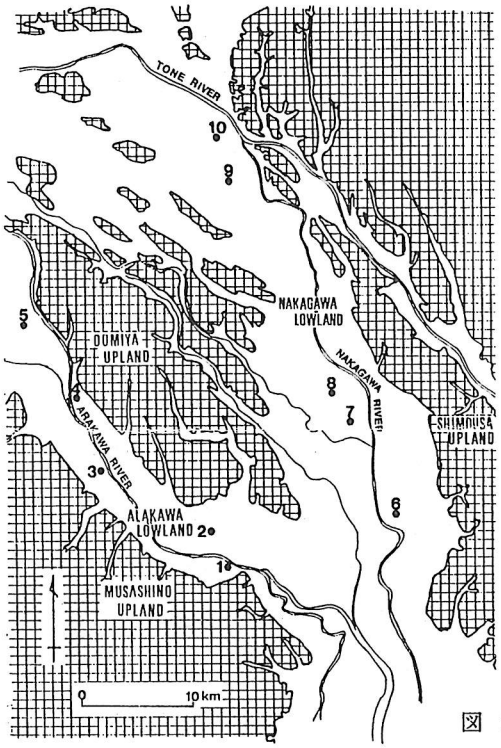


図1　調査地域と調査地点

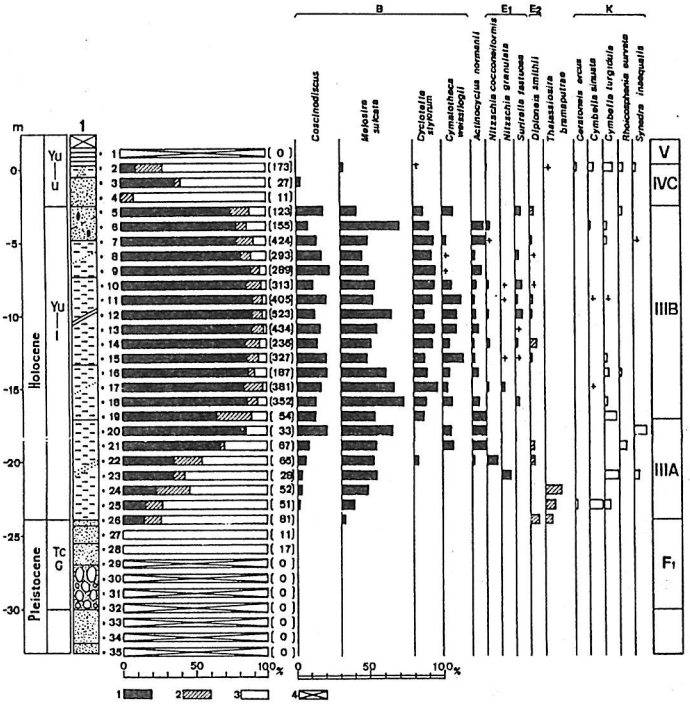


図2　地点1の珪藻分析結果　左より堆積時代，層序，Yu-u:有楽町層上部　　層，Yu-l:有楽町層下部層，Tc-G:立川礫層，地質柱状図，1-35は試料採取位置，珪藻群集の比率，［］内の数字は殻数を示す．珪藻ダイアグラム，B：内湾指標種群，E_1:海水泥質干潟指標種群，E_2:汽水泥質干潟指標種群（小杉，1988による），K：中～下流性河川指標種群，＋1％以下を示す，珪藻帯区分．1：真塩性種，2：中塩性種，3：貧塩性種，4：産出しない

36 マルチチャネル音波探査記録からみた東京湾底浅層部の地質構造

菊地隆男（都立大・地理）・菊池真一（海上保安庁水路部）

Takao KIKUCHI and Shin'ichi KIKUCHI ; Geological structure beneath Tokyo Bay analysed by multi-channel seismic reflection survey

1983年10月，海上保安庁水路部は東京湾底の地質構造解析のためのスパーカーによるマルチチャネル音波探査をおこなった(菊池・菊地，MS)．この調査は昭和58年度科学技術振興調整費「首都圏における直下型地震の予知および総合防災システムに関する研究」の一環として，56・57年度実施の東京湾底地殻構造調査(加藤，1984)にひき続くものである．今回は特に浅層部を対象としており，調査測線は北東－南西方向の７測線，北西－南東方向の５測線，これらの測線に交差する東北東－西南西方向の１測線の計13測線，全長約 260ｋｍである．解析の結果以下のような事実が明らかとなった．

（１）音波探査断面では海底下約1000mまでの音響反射面が確認され，地質構造が読み取れた．

（２）反射面は深層ほど不明瞭で地層区分は不確定さを伴うが，深層部調査で確認された反射面を参考にしつつ，ＴＡ～ＴＤの５層に区分，ＴＡ～ＴＣ各層の基底面をそれぞれａ，ｂ，ｃとした(図１)．

（３）最上位のＴＡ層は水平に近い明瞭な音響的層理が認められる部分で，ＴＢ層以下の地層を傾斜不整合に覆う．基底のａ層準は深層部の断面のＶ層準(加藤，1984)に相当するが，さらに明瞭な構造が得られた．例えば養老川河口南の姉崎沖で最も深く 700m以深で，ここに盆地の中心が認められる．この面は下総層群基底の東京湾不整合(楡井ほか，1982)に相当する(図２)．

（４）ＴＡ層内の音響的層理は極めて明瞭で，ＴＡ層が厚い湾の東部では著しい反射面が８層から９層確認できる．各反射面間の厚さは比較的安定しているが，ＴＡ層が薄い南部に向かって各層とも収斂しつつもアバットし，反射面は３層から４層と少なくなる．反射面は特に泥岩層など緻密な層で明瞭となるため，これらは下総層群の堆積サイクルを示す累層中の泥岩層の存在を暗示する．８・９層という数も，下総層群の累層数と矛盾しない(図３)．

（５）ＴＢ層は湾の北東部に楔型に分布し，南部ではａ層準により削剝される．基底のｂ層準は深部断面のＷ層準に相当し，養老川河口付近がもっとも深く1500m以深に達する．またＴＣ層基底のｃ層準は深部断面のＸ層準にほぼ相当するが，反射面は不明瞭で北部では確認できない．湾の中央部で1200m以深，本牧沖では600m以浅となる．ＴＢ，ＴＣ層は上総層群に相当する．

（６）湾の南西部の中ノ瀬付近には褶曲構造が認められる．とくに富津沖の東西方向に延びる向斜構造は，西方陸域の“富岡向斜”に連続するように見

える．一方中ノ瀬付近の背斜構造は西方の本牧付近にはこれに連続する構造は認められず，むしろドーム状の構造をなすといえる．中ノ瀬堆はこのドーム構造が反映したもの（“中ノ瀬ドーム”と呼称する）である．

（７）湾の北部に発見された基盤を鉛直方向に 420m変位させている東京湾北部断層（加藤，1984）の影響は，浅層部では認められない．

（８）各断面には，局部的に鉛直方向に反射面が乱れたり不鮮明になるゾーンがある．このような音響反射面の不鮮明地域の平面的分布は，東京湾沿岸において沖積層基底をなす埋没谷地形の延長線上にあり，谷を埋積する軟弱な沖積層が原因となっている可能性がある（図３）．

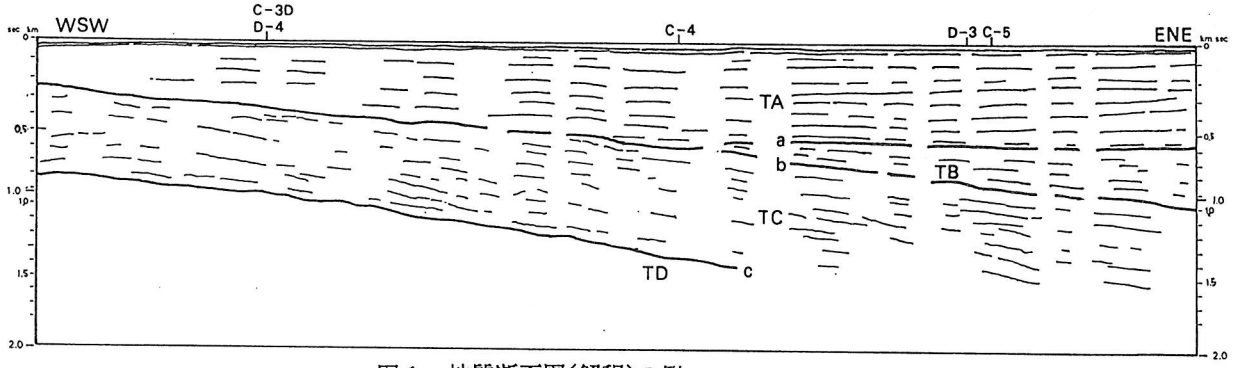


図１　地質断面図（解釈）の例

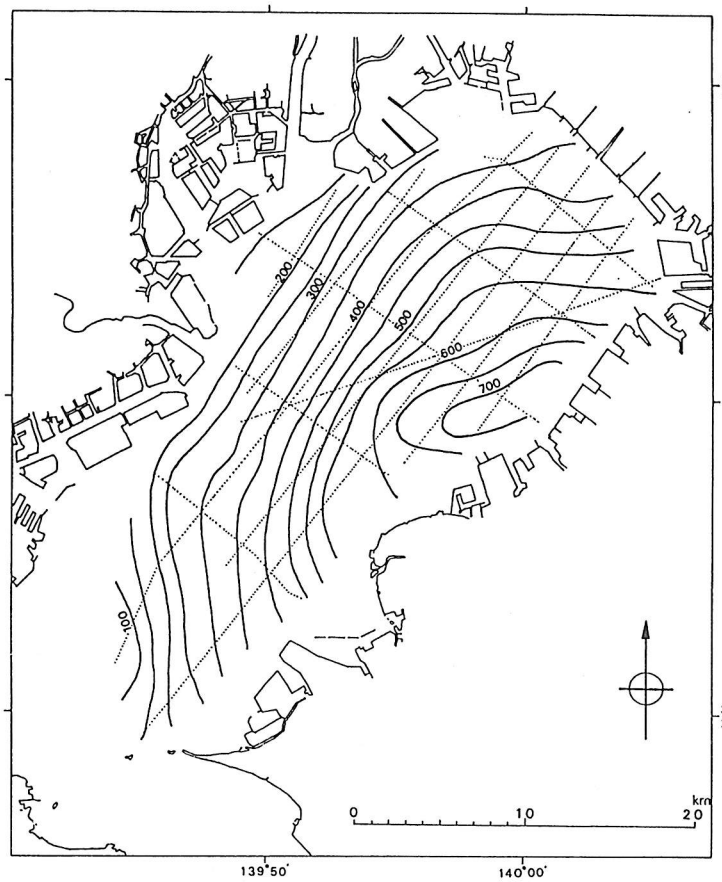


図２　ＴＡ層基底面（東京湾不整合）の構造図（単位m）

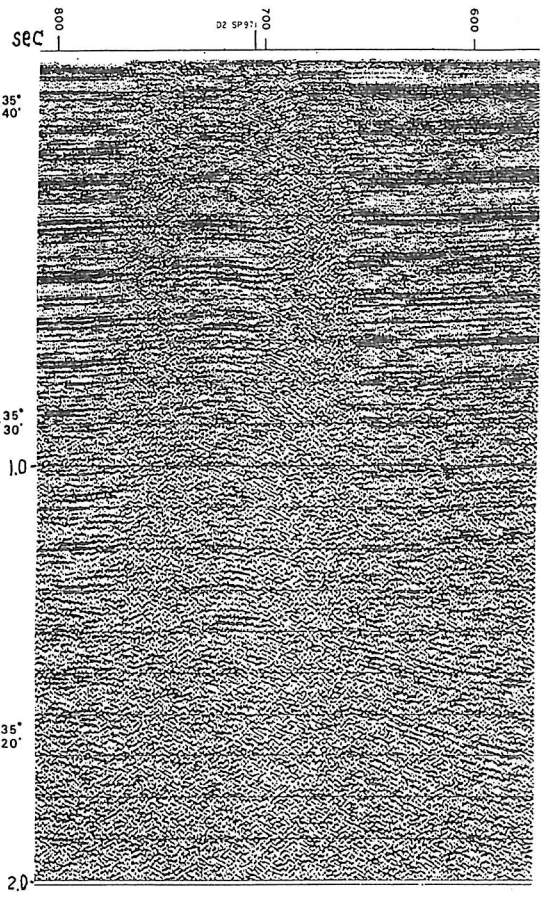


図３　音波探査記録の例

加藤　茂（1984）東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査．水路部研究報告，19号，1-57頁．
菊池真一・菊地隆男（MS）東京湾海底地殻構造調査報告 ― 浅層調査 ― ．水路部研究報告，27号，（印刷中）．
楡井　久（1982）For-arc Basin としての関東構造盆地とｙビーム地震帯．島弧変動，地団研専報24号，79-95頁．

37 川崎市域の沖積層層序の再考 －中川低地との比較－

印牧もとこ（日大・文理）・吉野　秀（大成基礎設計）・
五十嵐　啓（いすゞ建築事務所）・宮原智哉・遠藤邦彦
（日大・文理）・川崎市域地盤基礎研究会＊

M.Kanemaki, S.Yoshino, K.Igarashi, T.Miyahara, K.Endo and Research Group on the soil and foundation in Kawasaki City : Stratigraphy of Soft Ground in Kawasaki Lowland

中川低地及びその流域の沖積層は、上流側から下流側へ BG ・HBG 等の河床堆積物を追跡することにより、七号地層（基底礫層 :BG）と有楽町層（基底礫層 HBG）で構成される二段重ねの構造をしていることが明らかにされてきた（遠藤他，1983等）。多摩川流域の沖積層も多くの研究がなされてきたが、沖積層の分布や層相の特徴については松田(1973)が詳細に明らかにしたこれは海津(1977)、川崎市公害局(1983)、岡(1986)、松島(1987)などにおいても土台となってきた。しかし、こうした研究結果と中川低地のそれとの対応は必ずしもよくなかった。本研究では、川崎市域のボーリング柱状図をもとに作成した37枚の断面図から、BG・HBG を上流から下流へと追跡し、七号地層・有楽町層の層位と層相の水平変化を再検討した結果を以下に述べる。

１）この地域の基底礫層の判定は、諸研究による差を生み出す一因となっている。すなわち、BGの深度と同様あるいはやや深い位置に、下末吉海成泥層の下位にある礫層（広義の下末吉層の基底礫層？）やさらに古い時代の相模層群の礫層が、沖積層の下位に位置しているためである。松田(1973)は大師地区に東京層相当の海成泥層を認めたが、同様の泥層は沖積層が埋める谷とほぼ同じ位置に更に幅広く存在している。こうした認識や、更に海側の資料を加えた結果、沖積層の本谷は京浜運河の北側から浮島を経て羽田沖に抜けて古東京川の本谷に合流するものと思われる。

２）本地域の七号地層については、松田(1973)ではLC（下部泥層）がほぼこれに対応するとしているが、この中には一部 HBG直上の有楽町層の泥層が含まれていると考えられる。七号地層は、貝殻を含まない泥層を特徴とするが，浮島地区では貝殻を含む。また、鹿島田付近に至るとBGと一連の礫や砂質堆積物が主となり、この間急速な層相変化がみられる。

３）HBG は上流部では、BGや七号地層と一連の礫であるが、下流では独立した砂層として識別される。これまで HBGは、松田(1973)のMSと一連の砂層

＊五十嵐　啓（代表）・吉野　秀・荒　弘重・五十嵐　務・岩倉　肇・太田慎司・関口隆三・西川孝雄・阪東保則・藤原　薫・前原勝明・松林孝仁・宮田　孝・余川和夫

として，あるいは、LC中の砂レンズとして示されており、完新世の基底を示す境界として明瞭に把握されていなかった。

4）中川低地ではおよそ8000年前を示す砂層の薄層やレンズが有楽町層下部層中部に見られる。多摩川では同層準の砂層の発達が著しい。松田(1973)のMSにほぼ相当する、この層準には貝殻が含まれ、8000年前後の年代が得られている（松島・三宅，1987）。炭素同位体比を検討した中井ほか（1987）は海水準の一時的低下を推定した。また、この砂層の厚いところでは、HBGが砂層の最下部に腐植混じりの砂層として複合していることもある。

5）多摩川低地においては有楽町層上部層の発達は特に顕著である。礫層のレンズは下流部にまで及んでおり、中流部では厚さ10ｍを越す礫層となる。この礫層は海津(1984)が上部砂礫層として詳しく記載したものである。

6）多摩川低地と中川低地の沖積層を比較すると、流域による層相の違いが顕著であるが、層序関係は一致することが分かった。この両者の関係は、多摩川と鶴見川両低地にもあてはまる。多摩川は特に粗粒な堆積物を大量に搬出し、中上流部には扇状地を、下流部にはデルタ成の顕著な砂層を形成した。

相模層群が顕著な切り合い関係を示す横浜地域に隣接する本地域の沖積低地部でも、同様の切り合い関係が相模層群から沖積層に至るまで認められ、本地域の層序の解釈を複雑にしている。この点は累積型が卓越する中川低地との大きな違いである。

図１　川崎市域低地部下流部の横断面図
（浜川崎付近　北東ー南西断面）

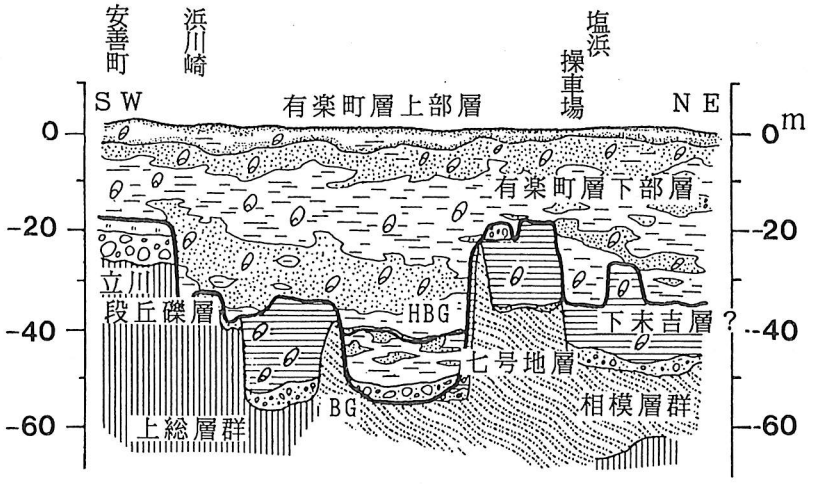
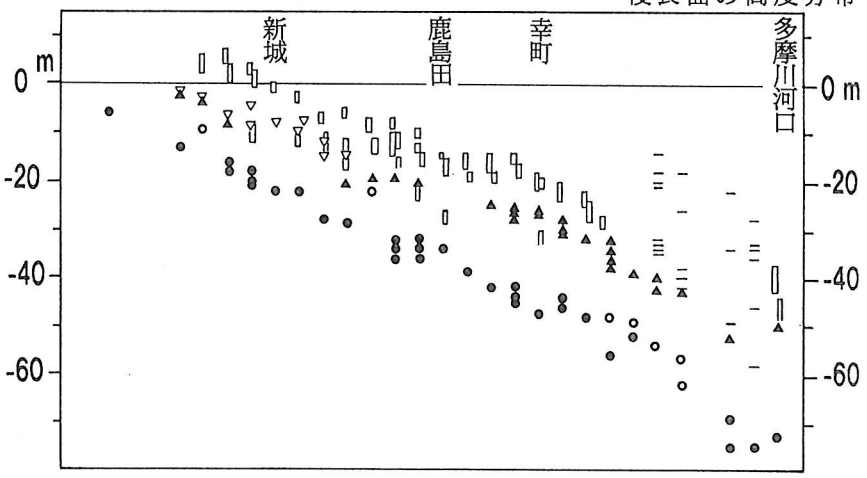


図２　川崎市域低地部における各基底礫層，段丘礫層，侵食面の高度分布



▲HBG基底／▽HBG上限／●BG基底／○BG（下限不明）
▯立川段丘礫層Ⅰ・Ⅱ／ー相模層群（下末吉層を含む）侵食面

38　内湾域における介形虫の環境指標種群の設定　―東京湾を模式として―

佐藤直弘・小杉正人（日本大・応用地学）塚越　哲（東京大・総合研究資料館）

Naohiro SATO, Masato KOSUGI and Akira TSUKAGOSHI : Ostracode Communities as an Environmental Indicator in Tokyo Bay

1．目的　日本において内湾での介形虫の調査は比較的数多く行われてきた（Ishizaki, 1968, 1969, 1971; Ikeya and Hanai,1982; Abe,1983; Bodergat and Ikeya,1988 など）が，干潟を対象とした調査はあまり行われていない．本研究では，まず干潟から沖部にかけて採集した試料を検討し，これに東京湾全域で採集された試料（海上保安庁水路部提供）を加え，内湾域での現生介形虫の分布を明らかにする．これに基づいて，古環境復原のための環境指標種群の設定を試みる．

2．調査地　我が国の代表的な内湾である東京湾とその干潟を調査した．このうち，千葉県木更津市小櫃川河口付近には，自然の海岸線が残されている（砂質の前浜干潟と，感潮クリークや塩水沼が存在する後浜とが，連続して発達する）．

＊本研究の対象地では既に，珪藻（小杉，1988）・有孔虫（片岡・小杉・長谷川，本要旨）の環境指標種群が設定されている．

3．試料・方法　試料は，干潟では干潮時に，底質表層部を直接（目安として約 200cc），沖部では船上から採泥器により採集した．特に干潟では，1989年から定期的に試料を採集し，年変化もわかるようにした．

採集した試料は，1)水洗処理（＃1.00～0.074mm ），2)乾燥，3)四塩化炭素による浮選処理を行い，実体顕微鏡下で全個体を抽出した．群集スライドと共に，典型的個体・変異の大きい個体を選定した単種スライドも作成し，同定の基準とした．標本の同定にあたっては，東京聖徳学園の矢島道子先生の御指導を賜った．

表1　試料採集地点の環境要因

地　形	採集地点	水深m	塩分濃度‰	底質	
小櫃川下流	OB-32	0-1	1-5	sand	海水遡上の範囲．
後浜塩水沼	OB-16,13	0.2	ca.8,20	mud	
小櫃川河口	OB-25,18	0-1	25-30	sand,mud	
感潮クリーク	OB-23,24	0.2	25-30	mud,silt	OB-24 には現生のカキ礁が存在．河川水の流入がある．
	OB-11	0.2	ca.30	mud	少数のウミニナが生息．
前浜干潟	OB-3	0-1	30-35	sand	ウミニナが生息．
	OB-5,8,10	0-2	30-35	sand	OB-5にはコアマモが生息．
内湾砂底	MDR-13',14,16',29,30				（水深・塩分濃度は図3,4 を参照）
内湾泥底	TO-K2,3,4,5　MDR-1～7,9,13,17 ～19,22,24～26,28,30',36,37				

＊MDR-と付くものは海上保安庁水路部の提供によるものである．

5．結果　現在までに以下の様な結果が得られた．

［感潮クリーク・25-30 ‰・silt-mud］：Tanella pacifica Hanai,1957（優占的に分布する地点を●で示す），Cytherura? miii（Ishizaki,1969）（同▲）

［前浜干潟・30-35 ‰・sand］：Loxoconcha pulchra Ishizaki,1968（同★），Perissocytheridea japonica Ishizaki,1968

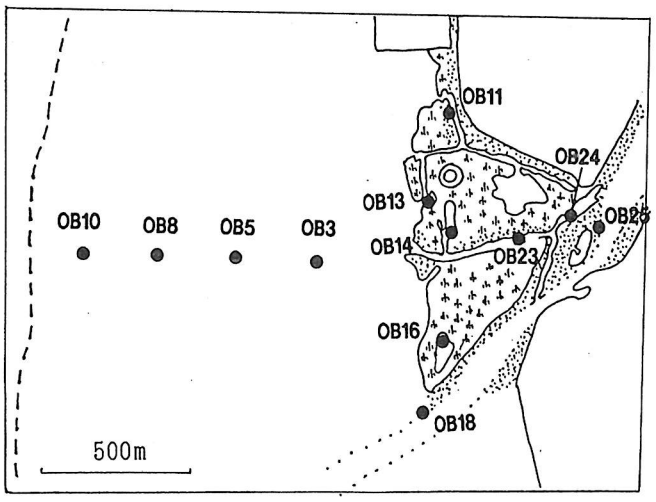


図１　干潟での試料採集場所

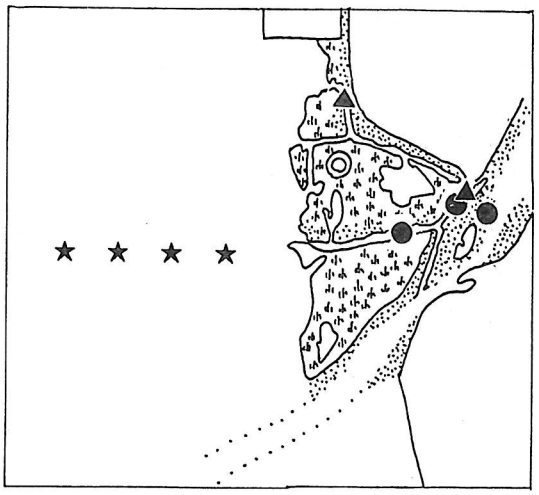


図２　干潟で環境指標種群となる種の分布例

［内湾浅海底（特に約20m 以浅の泥底）・30-35 ‰］ Callistocythere alata Hanai, 1957　（分布地を●で示す）

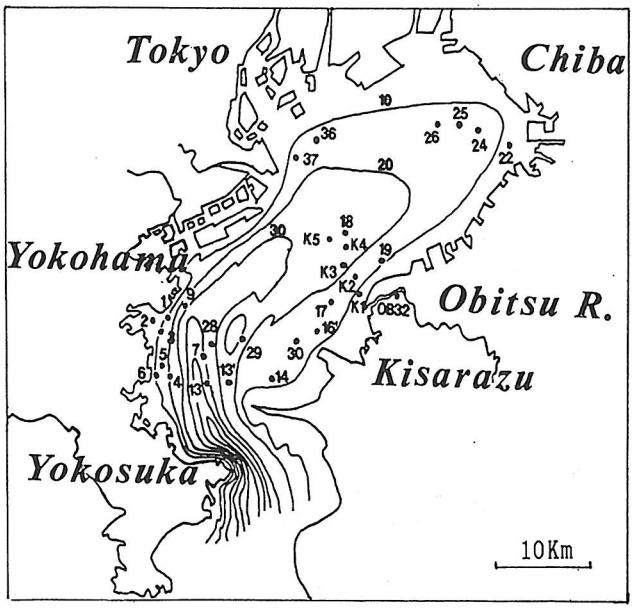


図３　東京湾での試料採集場所
（”MDR-”は省略した）

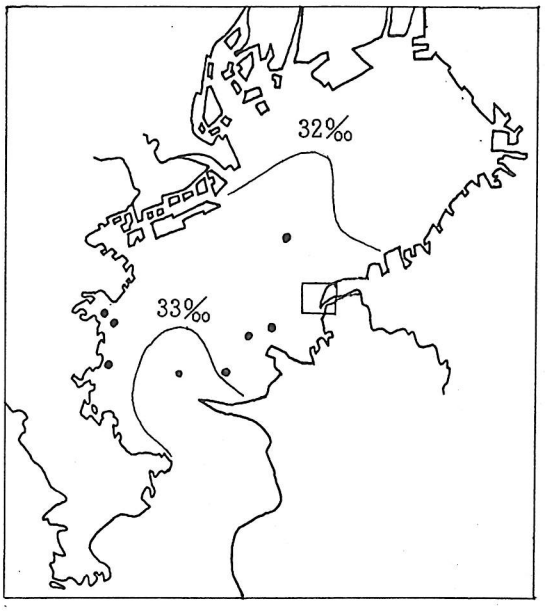


図４　Callistocythere alata の分布地

39　内湾域における有孔虫の環境指標種群の設定　ー東京湾を模式としてー

片岡久子・小杉正人（日本大・応地）・長谷川四郎（東北大・地質古生物）
Hisako KATAOKA, Masato KOSUGI and Shirou HASEGAWA : Classification of Foraminifer Communities as the Indicator of Environments in an Inner Bay

有孔虫についてはふるくから調査・研究が行われているが，古生態学においては主に沖部海域での環境復原を扱ったものがほとんどで，海岸線周辺での研究は少ない．しかし，過去の堆積環境の詳細な変遷を知るためには，海岸線付近・浅海域での堆積物・化石等のデータが不可欠であり，その古環境の復原においては，類似の環境下での現生有孔虫の分布調査が必要である．

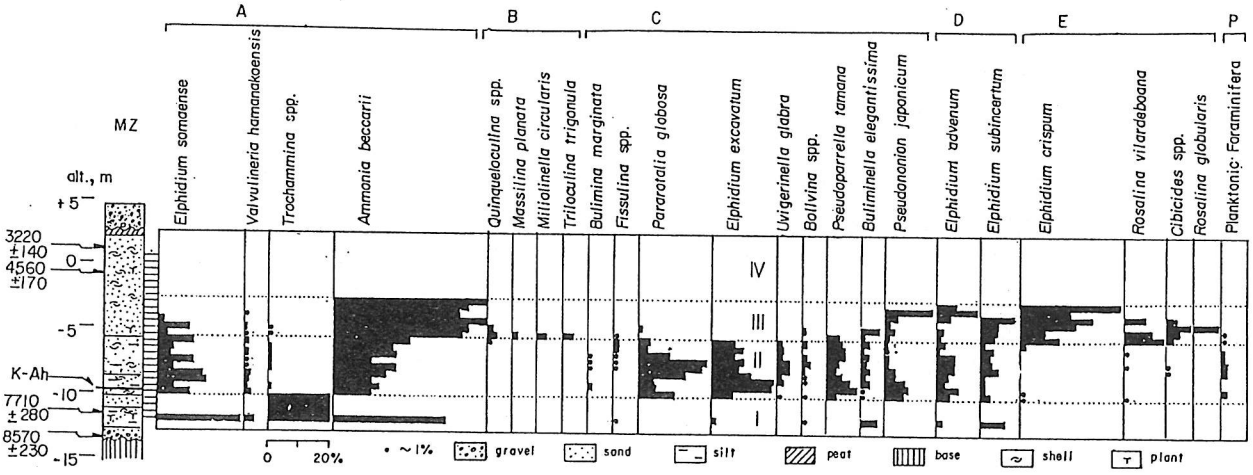
本研究では，過去の浅海域の環境変遷史解明を目的として，内湾域（潮間帯から沖部にかけて）の「有孔虫の環境指標種群」の設定を試みた．また，その化石群集への適用性も検討した．

［調査地域・方法］

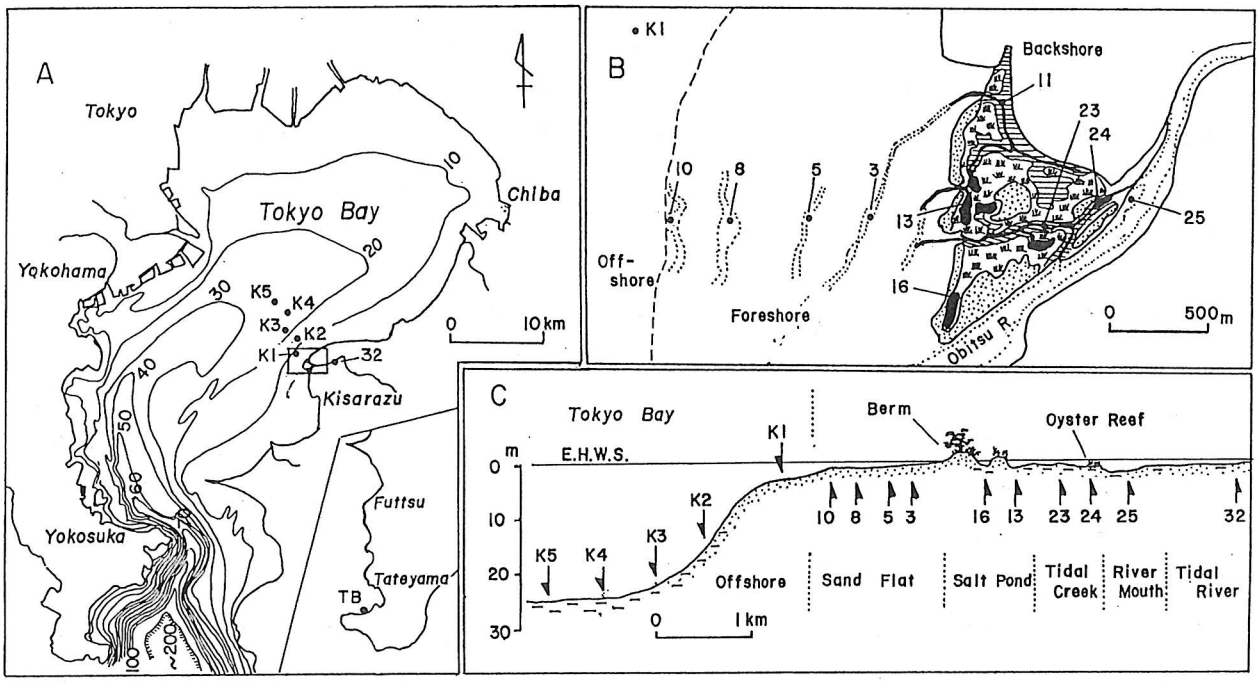
日本の典型的な内湾である東京湾を模式とした．そして，本来の自然状態に近い環境（干潟・前浜・後浜・塩水沼 etc）が残る，東京湾の東岸は木更津市小櫃川河口付近の干潟とその沖部に調査地点を設定した．試料は，干潟では，干潮時に底質表層（2mm 以浅）を採集し，沖部では，船上からエクマン・バージ採泥器により採集した．海藻帯に生息する有孔虫群集は，館山湾内で採集した褐藻付着の試料をあてた，各試料は，フォルマリン固定，ふるい分け（1.00～0.074mm ）の後，ローズベンガル生体染色，四塩化炭素による浮選を行い，顕微鏡下で分割試料中の全個体を拾い出した．

［環境指標種群］

有孔虫群集は，塩分濃度・底質・水深などの環境要因との関係から，後浜前浜，沖部，海藻帯などの環境ごとに区分することができた．この結果を日本全国の既存の研究（14地域 ）と比較し，その普遍性を調べ，以下のような内湾域での有孔虫環境指標種群を設定した．また，古生態試料への適用例を図２に示した．



第２図　愛知県内海先苅貝塚付近の沖積層中の有孔虫化石群集の層位分布図
本研究の環境指標種群を用いて解析．群集のデータは北里（1980）による．



第１図　東京湾における試料採集地点位置図

Ａ．沖域の試料採集地点，Ｂ．小櫃川河口干潟の試料採集地点，

Ｃ．小櫃川河口の干潟域～沖域の地形断面と試料採集地点

第１表　内湾域における有孔虫の環境指標種群

[A] 内湾奥部種群
河口，塩水湿地（後浜）；塩分濃度30～8 ‰
Ammonia beccarii forma 1, Valvulineria hamanakoensis, Elphidium somaense
Haplophragmoides spp., Miliammina fusca

[B] 内湾沿岸砂底種群
砂質干潟（前浜），潮下帯砂底部；塩分濃度35～30‰
Elphidium kaneharai, Quinqueloculina spp., Miliolinella spp., Triloculina spp.

[C] 内湾沖部泥底種群
内湾沖部泥底，内湾停滞域；塩分濃度35‰前後
Elphidium excavatum forma excavata, Uvigelinella glabra, Buliminella elegantissima, Pseudoparrella tamana, Buccella frigida, Nonion manpukujiensis, Ammonia japonica, Nonionella stella, Fissurina cucurbitasena, Bolivina spp., Bulimina spp., Lagena sulcata spicata

[E] 藻場種群
海藻の葉・茎に付着生活；塩分濃度35～30‰前後
Elphidium crispum, Glabratella opercularis, Rosalina spp., Cibicides spp.

[P] 浮遊性種群
水中に浮遊生活，外洋水の流入の指標；塩分濃度35‰前後
Globigerina spp.

40　複数化石群の総合的解析による海域の「古生態系」の復元について
ー関東平野を例にしてー

小杉正人・森　和美・片岡久子・佐藤直弘・遠藤邦彦（日本大・応用地学）

Masato KOSUGI, Kazumi MORI, Hisako KATAOKA, Naohiro SATO and Kunihiko ENDO : Fundamental Study on Reconstructing "Paleoecosystem" in Sea Areas Based on the Multiple Analysis of Some Ecologic Units　— As a Case of the Kanto plain —

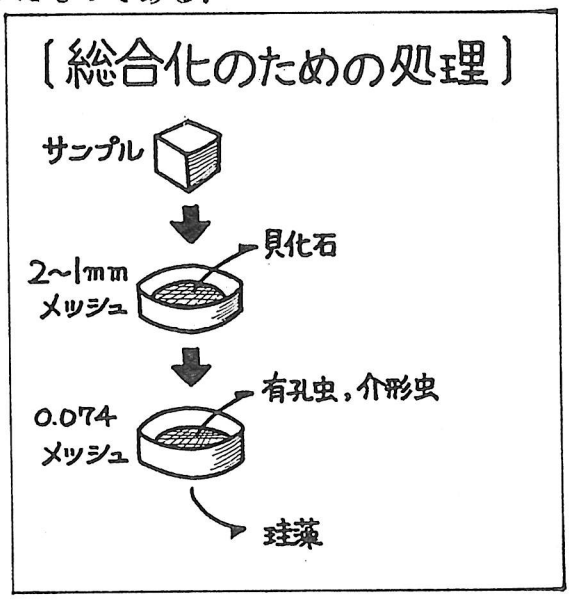
［研究目的］：従来の古生態解析に基づく海域の古環境の復原的研究では，貝類・介形虫・有孔虫・珪藻などの個別の生物群の化石が単独に扱われることが多かった．しかし，現実の生態系には栄養段階の異なる多様な生物群が密接に関わり合いながら生活している．精度のよい古生態解析のためには，複数の生物群からなる化石群集を扱い，過去の生態系の復元を総合的に試みることが実りを多くすると考えられる．また，運搬・堆積，保存性を異にする化石群を同時に扱うことは，個々の化石群の形成過程にまつわる情報の不完成性を補い合う上でも効果的である．最近では，同一の試料を分割して複数化石群を総合的に検討した研究も増えてきたが，それらの現生種の分布関係についての情報が不足しているため，十分な論議がなされてきたとは言い難い．本研究では，第四紀の環境変動史を敏感に記録する内湾域を中心に，貝類・介形虫・有孔虫・珪藻の４つの生物群について，現生種の分布の重複関係を調べ，そのモデルを導いた．また，モデルの実際の化石群集への適用法について検討した．

［研究方法と結果の概要］：４つの生物群の環境指標種群の分布の重複関係について，まず，わが国の代表的な内湾の１つである東京湾において，現在も自然の海岸地形をとどめる小櫃川河口干潟（後浜，前浜）とその沖部海域を模式として，1989年４月から定期的に試料の採集・環境測定を実施した．貝類については，既往の研究（大嶋・風呂田，1980）を参考に分布を調べた．介形虫・有孔虫・珪藻については，第１図に示す方法によって採集した底質試料を分割し，それぞれ分析に供した．この結果，汽水河川域・泥質干潟（後浜）・砂質干潟（前浜）・沖部泥底域といった環境ごとに特徴ある群集構成が認められた．この結果を，わが国各地の内湾域での既往の研究と比較したところ，分布の重複関係についてその普遍性が認められた．第１表は，このうち貝類・有孔虫・珪藻についての環境指標種群の分布の重複関係をまとめたものである．

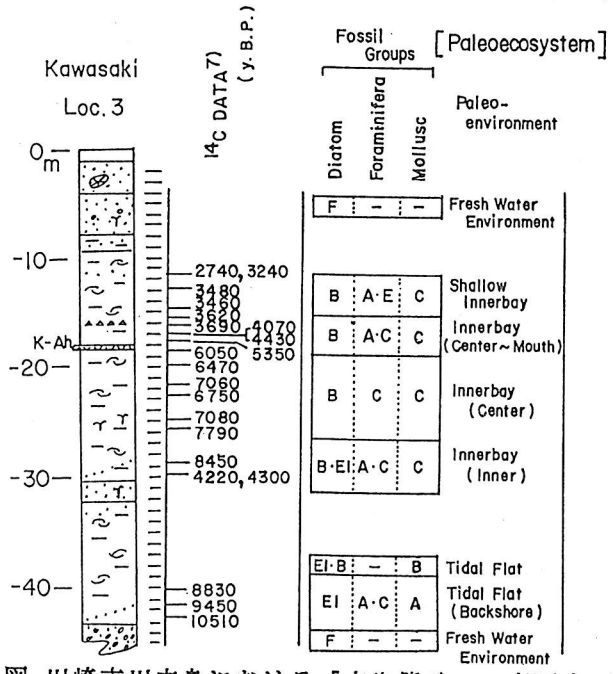
第１表　内湾域における貝類・有孔虫・珪藻の環境指標種群の分布関係

環　境	塩分濃度	底　質	珪藻（小杉，1988）	有孔虫（片岡・小杉・長谷川，本要旨）	貝類（松島，1974，1984）
(1) 淡水域：	5‰以下	不　定	[G] 淡水浮遊性種群 [F] 淡水底生種群	——	——
(2) 塩水沼：	25-8 ‰	泥	[E2]汽水泥質干潟種群 [E1]海水泥質干潟種群	[A] 内湾奥部種群	[A] 干潟・感潮域群集
(3) 河　口：	30-20‰	砂	[D2]汽水砂質干潟種群	[A] 内湾奥部種群	[A] 干潟・感潮域群集
(4) 感潮クリーク：	30-20‰	泥，砂	[E1]海水泥質干潟種群 [D2]汽水砂質干潟種群	[A] 内湾奥部種群	[A] 干潟・感潮域群集
(5) 泥質干潟：	30-20‰	泥	[E1]海水泥質干潟種群	[A] 内湾奥部種群	[A] 干潟・感潮域群集
(6) 砂質干潟：	35-30‰	砂	[D1]海水砂質干潟種群	[B] 内湾沿岸砂底種群	[B] 内湾砂底群集
(7) 藻　場：	35-30‰	—	[C1]海水藻場種群	[E] 藻場種群	[M] 藻場群集
(8) 内湾（沖部）：	ca.35‰	泥，シルト	[B] 内湾種群	[C] 内湾沖部泥底種群	[C] 内湾泥底・停滞域群集

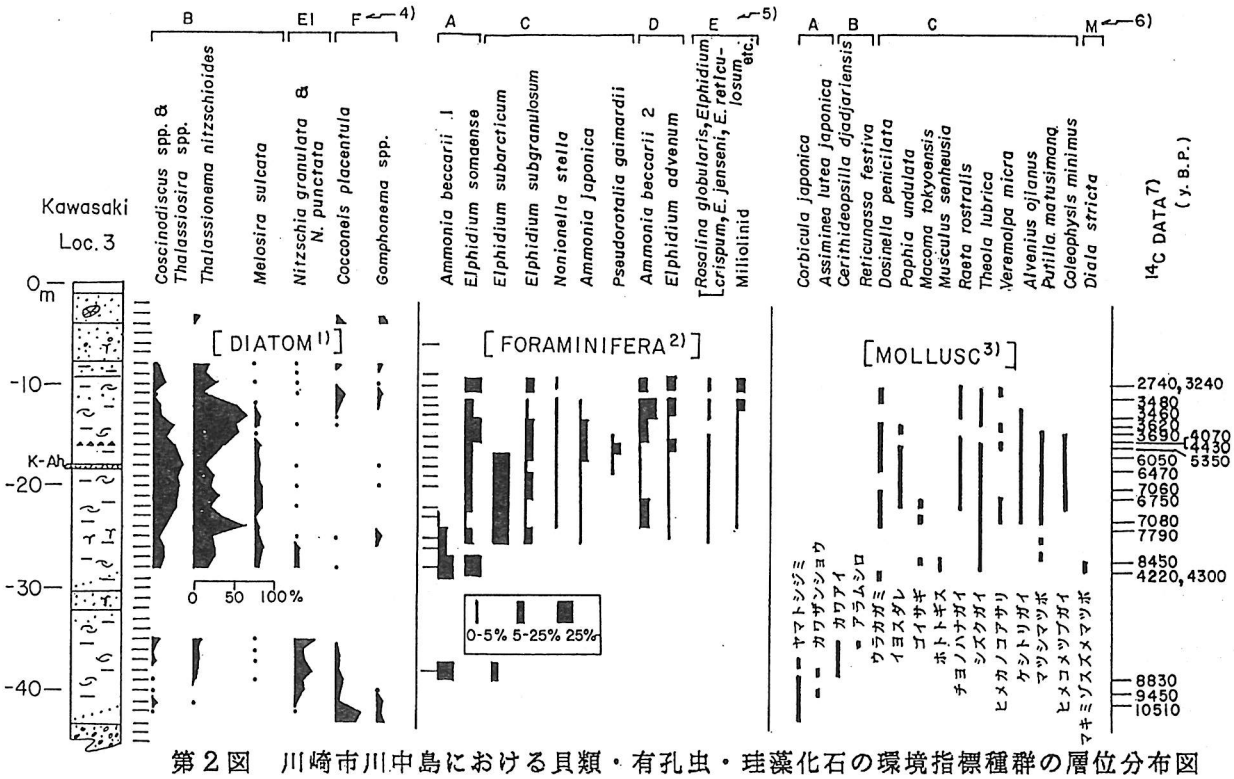
［古生態系の復元への適用］：複数生物群の分布関係から得られた「生態系モデル」を用いて，実際の化石群集の古生態解析を試み，「古生態系（古環境＋化石群集）」の復元への適用性を調べた．第２図は，川崎市における沖積層産の化石群集の公表資料（松島編，1987）をもとに，本研究の「生態系モデル」を適用して得られた複数化石群の総合的層位分布図である．第３図は，この層位分布図から明らかにされた「古生態系」の変遷史を示したものである．



第１図　複数化石群の総合的解析のための試料の分割方法



第３図 川崎市川中島における「古生態系」の変遷史
貝類・有孔虫・珪藻化石の出典は第２図と同じ．



第２図　川崎市川中島における貝類・有孔虫・珪藻化石の環境指標種群の層位分布図
1）鹿島（1987），2）北里（1987），3）松島（1987），4）珪藻の種群区分（小杉，1988），5）有孔虫の種群区分（片岡・小杉・長谷川，本要旨），6）貝類の種群区分（松島，1974，1984），7）松島（1987）

41 神奈川県伊勢原市，歌川流域における完新世堆積物の花粉分析

清永丈太（都立大・院）

Jota KIYONAGA; Pollen Analysis of Holocene Sediments from Basin of River Uta, at Isehara in Kanagawa Prefecture

神奈川県中央部における完新世の森林植生の変遷を知ることを目的に，完新世の泥炭質堆積物を採取し，花粉分析を行なった．

試料の採取地点は，神奈川県伊勢原市の歌川流域にあり，標高100～150mの丘陵を刻む谷の谷底低地である．

試料はヒラー型サンプラーにより，長さ7.5mの柱状試料として得られた．層相は深度0～1.15mが有機質シルト，1.15～7.5mが泥炭である．堆積物の年代は^{14}C年代測定によって決定した．その結果，得られた柱状試料は約5,700年前から現在にかけての堆積物であることがわかった．

花粉分析はKOH-アセトリシス法を適用した．花粉分析の結果のうち，木本花粉の出現率を図1に示す．百分率の基数は木本花粉総数である．

花粉分析で明らかになった花粉化石群の変化は以下の通りである．深度7.5～6.9mではコナラ属コナラ亜属，マテバシイ属－シイ属－クリ属，エノキ属－ムクノキ属が多く出現する．深度6.3～4.0mではコナラ亜属，コナラ属アカガシ亜属，マテバシイ属－シイ属－クリ属，スギ属，フジ属が多く出現する．このうちマテバシイ属－シイ属－クリ属は上位に向かって減少傾向を示し，アカガシ亜属とスギ属は上位に向かって増加傾向を示す．深度4.0m～1.3mではスギ属，アカガシ亜属，コナラ亜属が多く出現するが，特にスギ属の出現率が高い．深度1.3mより浅い部分ではマツ属，スギ属が多く出現し，イネ科，カヤツリグサ科などの草本花粉の出現率も高い．

以上の結果から伊勢原付近の約5,700年前以降の森林植生の変遷を以下のように推定した．5,700～5,400年前には，アカガシ亜属が生育しており，照葉樹林が成立していたと考えられるが，コナラ亜属などの落葉広葉樹のほうが優勢であった．しかしアカガシ亜属は次第に増加し，4,000年前頃にはコナラ亜属と同じくらい多く生育するようになった．約3,000年前以降はアカガシ亜属はコナラ亜属よりもむしろ多く生育するようになった．約5,700年前以降，2,500年前頃にかけて，スギ属が増加し続け，約3,000年前以降は本地域において極めて重要な植生構成要素であった．約2,000年前になると，スギ属に加えて，マツ属が多く生育するようになった．

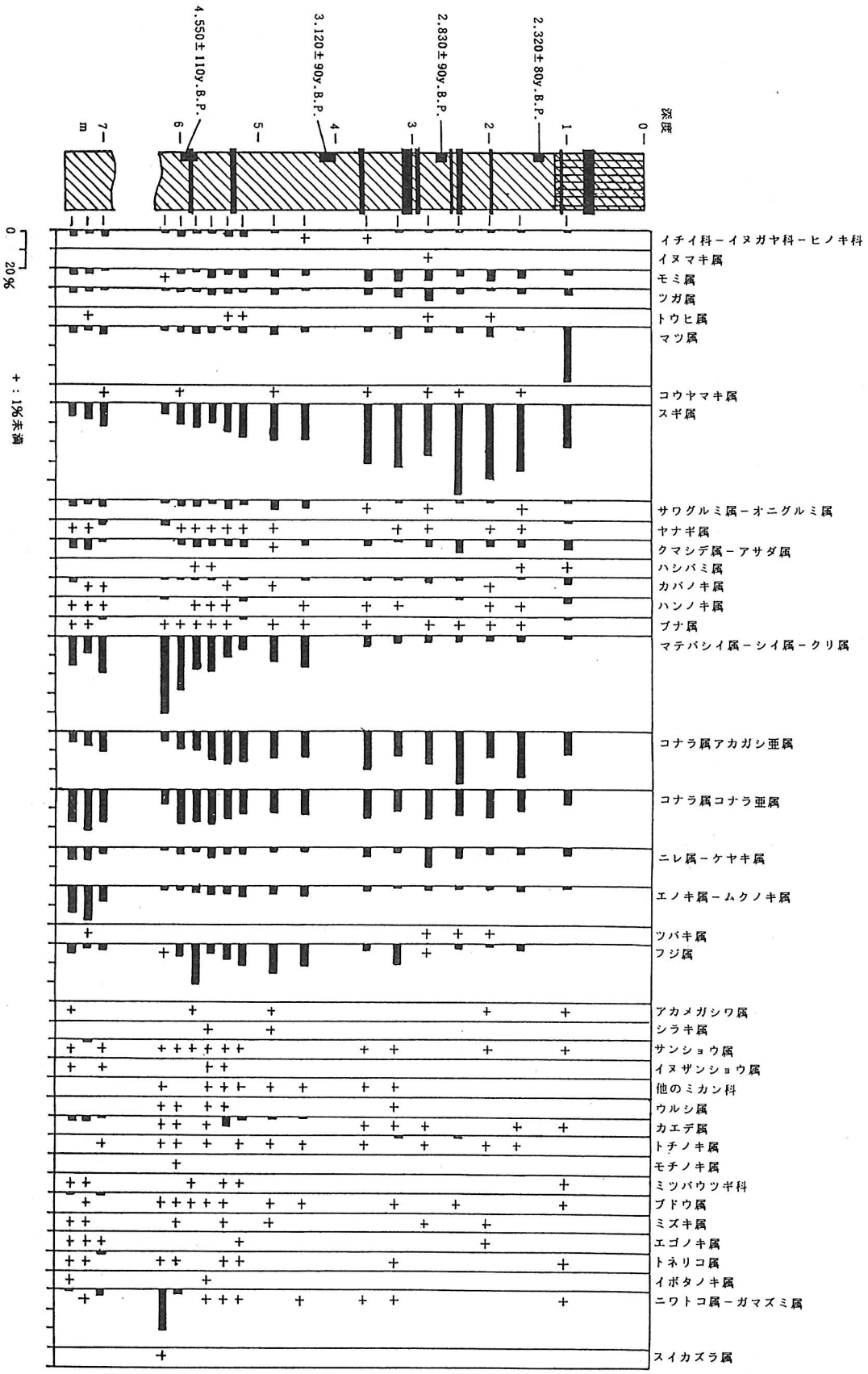


図1．伊勢原市粟窪における花粉分析結果．

42 古アムール川が氷期に日本海を薄めた？

藤岡換太郎・松岡裕美（東大・海洋研）

Kantaro FUJIOKA and Hiromi MATSUOKA ; Paleo-Amurian river possibly diluted sea water of Japan Sea

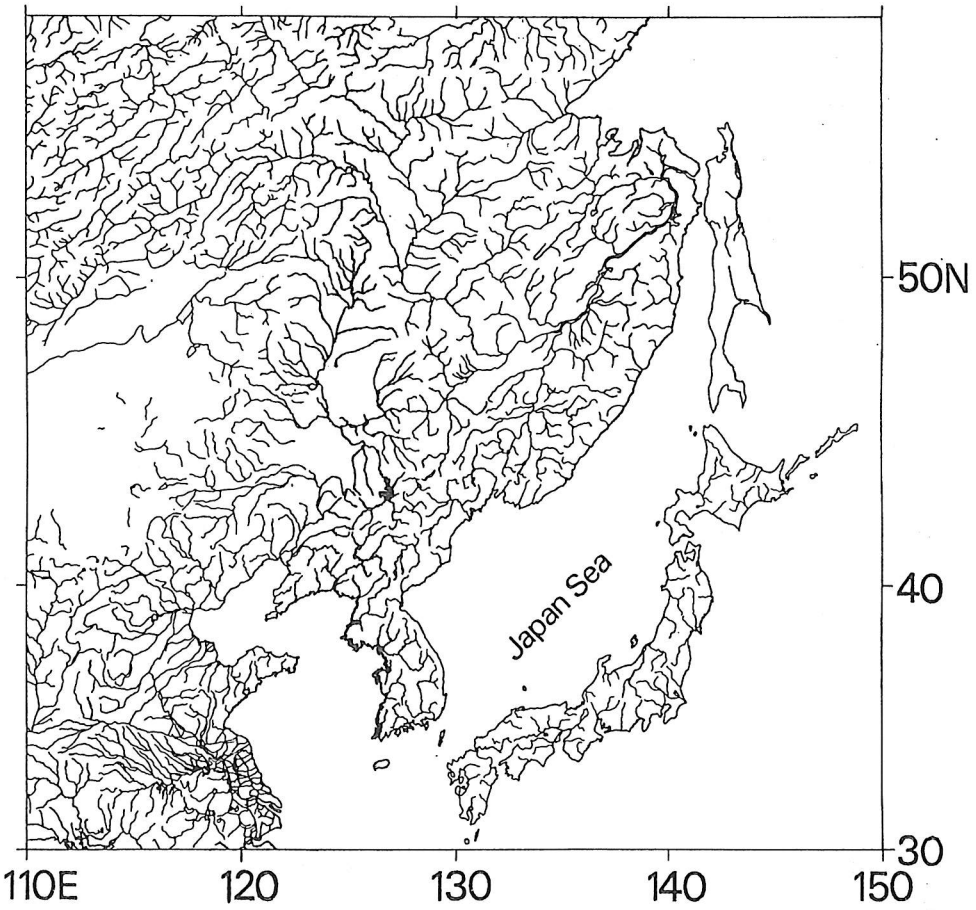
日本海が最終氷期に低塩分化したという考えがある（大場，1984）。そして低塩分化の主要な原因として，海水準低下期に対馬の周辺を通って黄河の水が日本海に流入したためと考えられた（大場，1984；1988）。我々はこの問題をもう一度検討し直してみた。日本海をとりまく，対馬，壱岐の海峡，津軽海峡，宗谷海峡及び東海大陸棚についての海底地形，陸上の水系、及び環日本海のテクトニクスについて考察した。その結果、古アムール川が現在のハバロフスクではなくてウラジオストックで日本海のほぼど真中に注いでいた可能性を指摘する。

対馬海峡と東海大陸棚の海底地形を検討した結果，黄河（最終氷期のときの）の水が狭い海峡を越えたことは事実であるが，日本海の全体を低塩分化させたとするのには無理がある。今日本列島とソ連，北朝鮮，韓国，中国の陸上の水系をトレースしたものを第1図に示した。この図からみても，日本海に注ぐ河川の流域面積と流量を考慮してもとても日本海を低塩分化するには不十分である。一方，アムール川の水系をよく見ると日本海に注ぐ河川との分水界は異常に海岸近辺に寄っていて，シホタリアン低地にはハンカ湖がある。このような分水界が形成されるには，何かの作用が働いていたと考えられる。

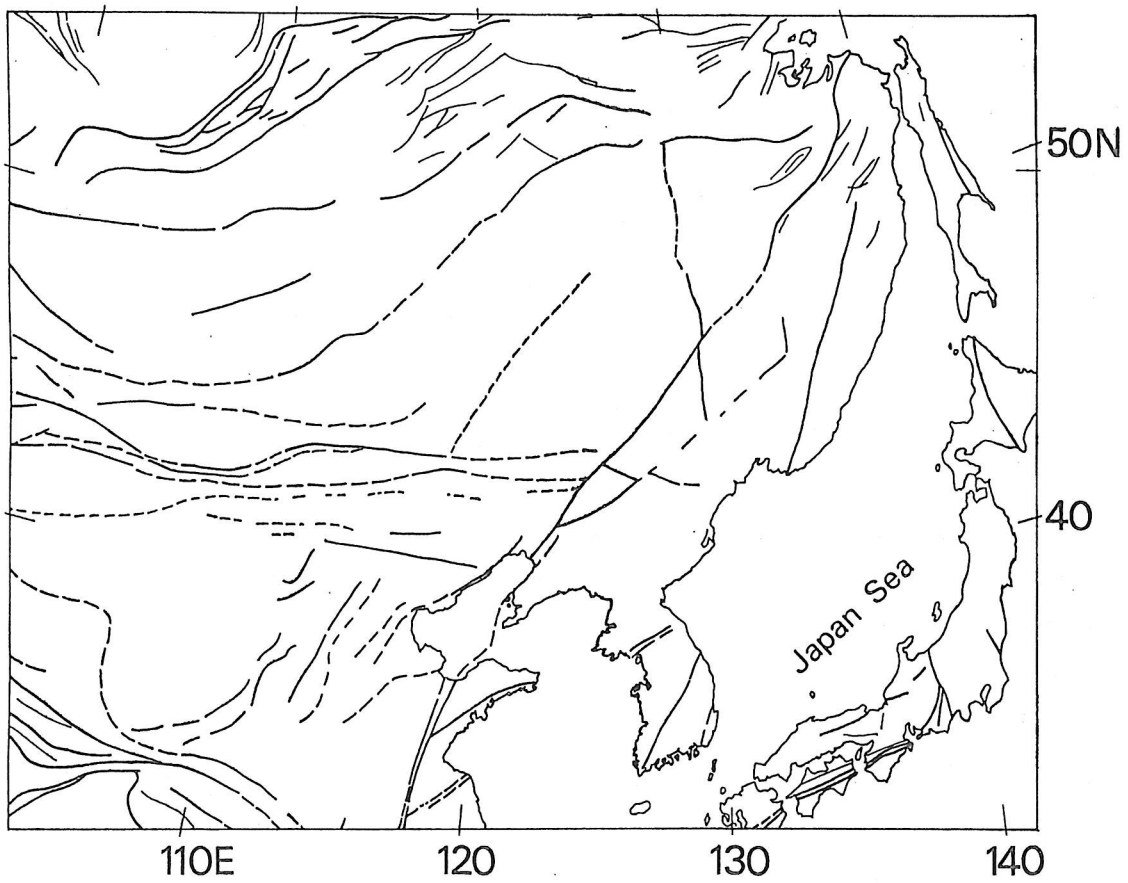
第2図には日本と東アジア東縁の主要な構造線を示した。それらのうち中国のタンルー断層などは活断層であることが知られている。シホタリアン山脈の西側には北東一南西走向のシホタリアン断層がのびている。一方第1図からアムール川の流路は東経130度近辺を境にして北西一南東からシホタリアン断層にほぼ平行な北東方向へと大きく向きをかえていることがわかる。

我々は，古アムール川はハンカ湖を通ってかつてはウラジオストックに注いでいたことを提唱する。シホタリアン断層の活動に伴ってアムール川は大きく流路を変えて現在のようなハバロフスクへ注ぐようになったこと。そしてアムール川の流域面積が日本の日本海側へ注いでいる河川のすべての流域面積より1ケタ大きいことなどから，この仮説が正しいとすればウラジオストックはほぼ日本海の中央にあるため，日本海全体が低塩分化する可能性がある。現在の段階ではソ連の正確な情報の入手が困難で作業仮説の段階であるが，これは検証可能な作業仮説であることをつけ加えておく。

<第1図>
日本列島と東アジア北部の水系図。



<第2図>
第1図とほぼ同じ地域の主要な構造線



43 ネパール・ヒマラヤ、ランタン谷で得られた^{14}C年代とその完新世氷河変動論的意義

白岩孝行（北大・院）・小野有五（北大・環境研）・渡辺悌二（カリフォルニア大・院）・中村俊夫（名古屋大・アイソトープセンター）

Implications of the ^{14}C dates obtained in the Langtang Valley, Nepal Himalaya in reference to the Holocene glacial fluctuations

: T.SHIRAIWA, Y.ONO, T.WATANABE and T.NAKAMURA.

＜はじめに＞

演者らは、１９８９年春の日本地理学会において、当地域の氷河の空間変動について相対年代法を用いて調査した結果を報告した（白岩ほか、1989）。その後、いくつかの^{14}C年代値が得られ、ランタン谷の氷河変動について空間的、時間的な見地から考察することが可能になったので報告する。

＜ランタン谷の完新世における氷河変動＞

第１表にランタン谷で得られた^{14}C年代値の一覧を示す。また、第１図には、ランタン谷における氷河の末端変動を、ステージⅢの氷河の位置を基準に相対的に示した。ステージⅠからステージⅥの時代のうち時間的にとらえることができたのはステージⅢ以降であったので、以下にステージⅢ以降の年代値の解釈について述べる。

ステージⅢ：ステージⅢに堆積したと考えられるティルの下位と上位とにある埋没腐植質層から、それぞれ3650±320yr BP(Gak-10997)および2850±140yr BP(NUTA-739)という年代が得られた。また、このティル中からは、3860±110yr BP(Gak-14027)の年代をもつ異地性の木片が得られた。これらのことより、ステージⅢは3650yr BPから2850yr BPの間に生じた氷河前進期であり、3860yr BPの異地性の木片は、当時生育していた樹木がステージⅢの氷河前進によってティル中に取り込まれたものと考えた。

ステージⅣ：第１表に示すタンデモの斜面堆積物中の埋没Ａ層の年代(2800±110yr BP)にみられるように、ランタン谷では、約3000yr BPから2800yr BPにわたって段丘や斜面が植生に被覆されたらしい。この時代はその前後に比べ相対的に暖かく、氷河も後退していたであろう。その後、氷河が前進し、ティルを堆積させた(ステージⅣ)。この時期に形成されたヴァリー・トレインは550±70yr BP(Gak-14029)の年代をもつ埋没土壌に覆われる。したがって、ステージⅣは少なくとも550yr BPには終了していたと考えた。ステージⅣは幅広くしか年代をおさえることができなかったので、ステージⅣに形成された３つのモレーンに、Rothlisberger(1986)がクンブ地方で得た年代をあてはめ、第１図に記入した。

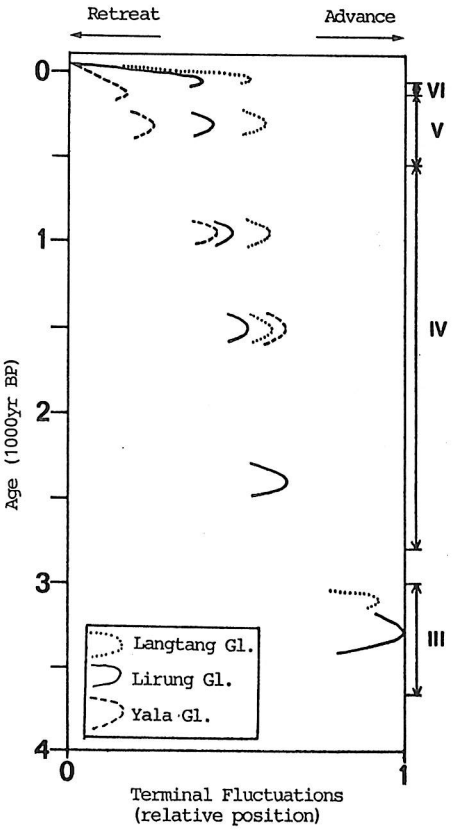
ステージⅤおよびⅥ：550yr BPの土壌形成期よりあとに生じた氷河作用であ

るから、両ステージとも小氷期に相当する。ステージVIのラテラル・モレーンは、40±130yr BP(NUTA-740)の埋没腐植層を覆っているので、ステージVIは今世紀初頭の氷河前進期である可能性がある。

<ランタン谷の完新世氷河変動>

ステージIII以前に形成されたティルと、ステージIII以降に堆積したティルとの風化の違いはきわめて大きいので、完新世の約1万年においてステージIIIを上回るような氷河作用が起こった可能性は小さい。従って、ランタン谷の完新世における氷河変動は、約3650yr BP～3000yr BPのステージIIIに最も拡大し、それ以降変動を繰り返しながら次第に縮小していったものと考えられる。今回明らかになった、ランタン谷にみられるステージIII以降の氷河の後退的傾向は、時代的には完全に対比できないが、Fushimi(1978)が明かにしたクンブ地域におけるPeriche stage以降の氷河の変動過程に類似している。

最後に、^{14}C年代の一部を測定していただいた学習院大学の木越邦彦先生に厚く御礼申し上げます。



第1図　ランタン谷における氷河末端の時間的変動

第1表　ランタン谷で得られた^{14}C年代値の一覧

Location	material	^{14}C Age(yr BP)	Lab. No.	Significance
Lirung Gl. IM moraine	Superposed organic layer	40±130	NUTA-740	Maximum age for IM moraine(Stage VI).
Langshisa valley train	Buried A-horizon	550±70	GaK-14029	Minimum age for the valley train(IV).
Tangdemo slope deposit	Buried A-horizon	2800±110	GaK-10996	Relatively warm phase around indicated age
Mundro till	Buried A-horizon	2850±140	NUTA-739	Minimum age for Upper till of Stage III.
Lharung Chu till	Superposed A-horizon	2980±110	GaK-14028	Maximum age for Stage IV moraine.
Mundro till	Buried A-horizon	3650±320	GaK-10997	Maximum age for upper till of Stage III
Mundro till	Wood not in situ	3860±110	GaK-14027	Possible indication of warm phase around indicated age. After that it was incorporated in the Upper till.

44 フィジー国、ヴィチレヴ島における完新世海面変化について

前田保夫（山形大）・松本英二（名大・水研）・宮田隆夫
（神戸大）・松島義章（神奈川博）・杉村　新（元・神戸大）

Maeda, Y., Matsumoto, E., Miyata, T., Matsushima, Y., Sugimura, A.; Holocene Sea-level Changes in Viti Levu, Fiji.

「中部太平洋における海面変動都テクトニクス」・昭和56、57、59文部省科研海外学術調査のあとをうけて、「太平洋とインド洋における海面変動の比較研究」のテーマのもとに、昭和63、平成元年にわたって、フィジー国ヴィチレブ島ロンバウ低地の調査を行った。調査はボーリングによる掘削調査、水準測量、ボーリングコアの層相観察、貝化石、14C年代測定等に基づく研究を行い、完新世の海面変化に関して次の事実を明らかにすることができた。

14C年代測定値は次表にあげたが、とくにSt41の-1.05～-1.30 mの完新統の基底面直上で採集した、潮間帯に特徴的に生息する二枚貝Chama pacificaは5580±150 y.B.P.及び5120±120 y.B.P.を示した。また、同地点のボーリングコアで連続的に測定したイオウ含有量は、+1.2～+1.45 mの間で急速に減少する。

これらの事実は、フィジー国ヴィチレブ島の完新世における海面上昇は約5500年前には現海面を上回る1.5 mの高さに到達していたことを示すものであり、その後海面はゆるやかに低下し、約3000年前には現海面に近い位置にあったと推定される。今回の調査によって、図2に示す約8000年前から約3000年前にわたる間の相対的海面変化曲線を作成したが、これは従来、完新世の海面変化に関する情報の少なかった南太平洋島嶼地域において重要な直接的情報である。この結果はMiyata et al.(1990)のバヌアレブ島における海面変化と調和的である。

LOCALITY MAP

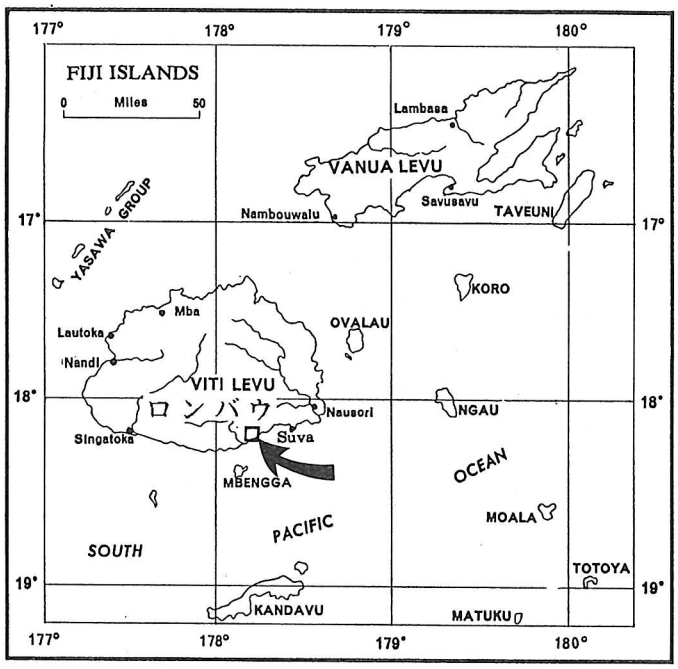


図1

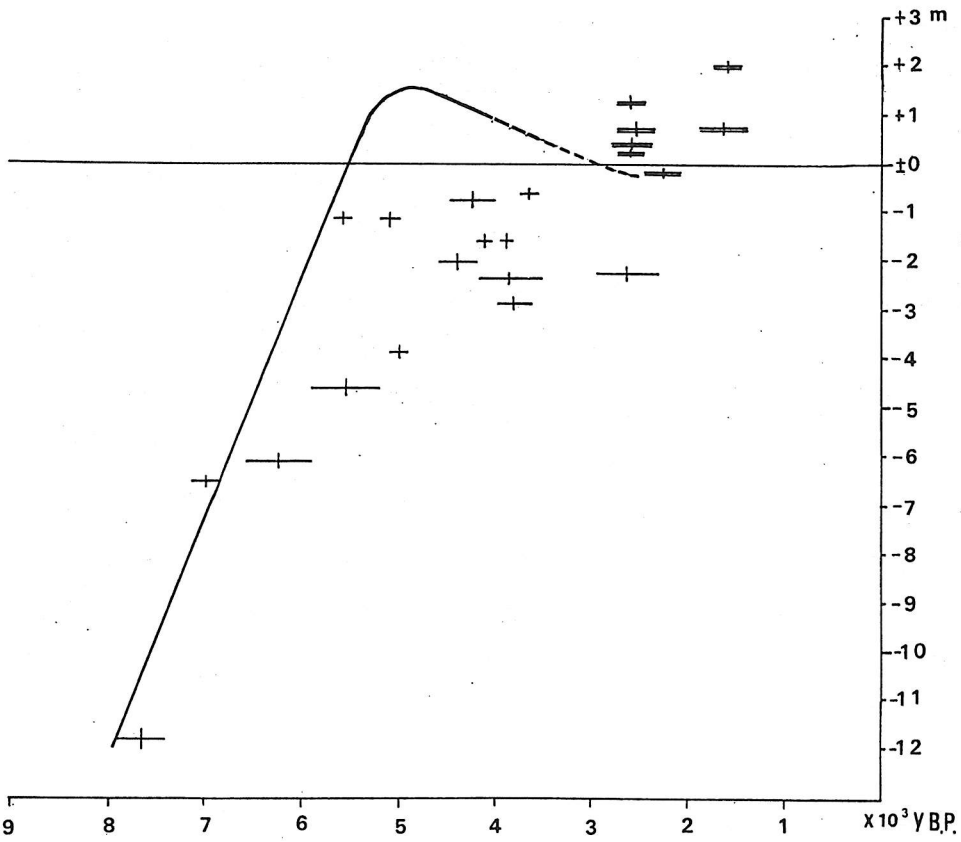


図２　フィジー国ヴィチレブ島の完新世の相対的海面変化曲線
一，貝化石；＝，ピート，木片.

Location	Altitude (m above MSL)	Depth(m)	C-14 Age (yB.P., ±2σ)	Code No.	Materials
St. 1	−2.25~−2.50		2640±330	JGS 51	Shell
St. 2	+0.48~+0.33		2600±220	JGS 115	Peat (plant part)
St. 2	−0.2		2280±210	JGS 114	Peat (mud part)
St. 3	−1.90~−2.15		4400±200	JGS 55	Shell (*Chama pacifica*)
St. 3	+0.80~+0.68		1630±250	JGS 98	Wood
St. 3	+1.35~+1.10	1.25~1.50	2540±170	JGS 179	Peat (C 23%)
St. 3	+0.85~+0.60	1.75~2.00	2570±200	JGS 180	Peaty sand (C 4.0%)
St. 4	+0.43~+0.18	1.75~2.00	2610±140	JGS 178	Peaty mud (C 7.8%)
St. 4	−11.57~−12.07	13.75~14.25	7640±280	JGS 182	Shell (*Saccostrea mordax*)
St. 6	−4.40~−4.65	7.00~7.25	5530±360	JGS 184	Shell (*Musculus* sp.)
St. 7	−5.96~−6.21	8.50~8.75	6270±340	JGS 183	Shell (*Anadara tricenicosta*)
St. 22'	+2.11~+1.91	1.25~1.45	1600±155	JGS 310	Peaty mud (C 8.1%)
St. 22	−0.64~−0.89*	4.00~4.25*	4260±250	JGS 330	Shell (*Chama pacifica*)
St. 31	−6.37~−6.62	9.00~9.25	6990±150	NUTA 782	Shell (*Chama*)
St. 32	−1.45~−1.70	4.75~5.00	3860± 60	NUTA 783	Shell (*Chama*)
St. 34	−3.80~−4.05	6.75~7.00	4970± 90	NUTA 784	Shell (*Chama*)
St. 41	−1.05~−1.30	4.50~4.75	5580±110	NUTA 933	Shell (*Chama*)
St. 42	−1.50~−1.75	3.50~3.75	4120± 80	NUTA 934	Shell (*Macoma*)
St. 42	−2.25~−2.50	4.25~4.50	3870±370	NUTA 935	Shell (*Macoma*)
St. 42	−2.75~−3.00	4.75~5.00	3820±210	NUTA 936	Shell (*Macoma*)

*; Revised by 1984 or 1986 surveys

45 ハワイの完新世高海面

松本英二（名大・水研），松島義章（神奈川県博），HIPACチーム

Eiji MATSUMOTO, Yoshiaki MATSUSHIMA & HIPAC Team ; Holocene High Sea-Level Stand on Hawaii

中部太平洋は氷床域からはるかに遠く，海水量の増大によるアイソスタシーを検証するうえで適した地域である。Hanauma湾のサンゴ礁のボーリング・データにもとずく，Oahu島の完新世海面変化はよく知られている（Eaton & Olson, 1976）。この海面変化曲線には完新世高海面（Holocene High Stand, HHS）がみられない。HIPACチームはサンゴ礁とは異なる海岸低地の堆積物に注目して海面変化の調査を実施した。

Oahu島の西北にあるKauai島では、小規模ながら海岸低地が発達している。HHSの存在はKauai島の東海岸のKealia低地でみいだされた。低地はサトウキビ畑として利用されており，その灌漑用の水路の壁面でHHSを発見した。その柱状図を図2に示す。3地点ともに褐色シルト層の下に黄白～黄灰色の砂層がみられる。褐色のシルト層の中には<u>Leptachatina</u> sp.等の陸生の巻貝がみられる。黄白～黄灰の下層は石灰質のコキナで，<u>Tellina</u> sp.等の海生の二枚貝がみられる。上層と下層の境界は，+1.3～1.4mの高度である。上層の巻貝は約3000yBP，下層の二枚貝は約4000yBPである。Kealiaの他に，Mana平野，Hanalei低地でもHHSの存在がみいだされた。

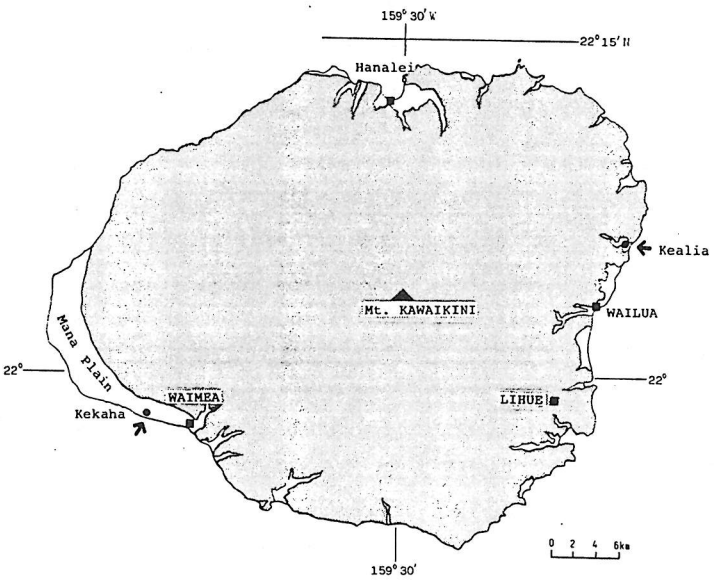


図1　Kauai島の海岸低地

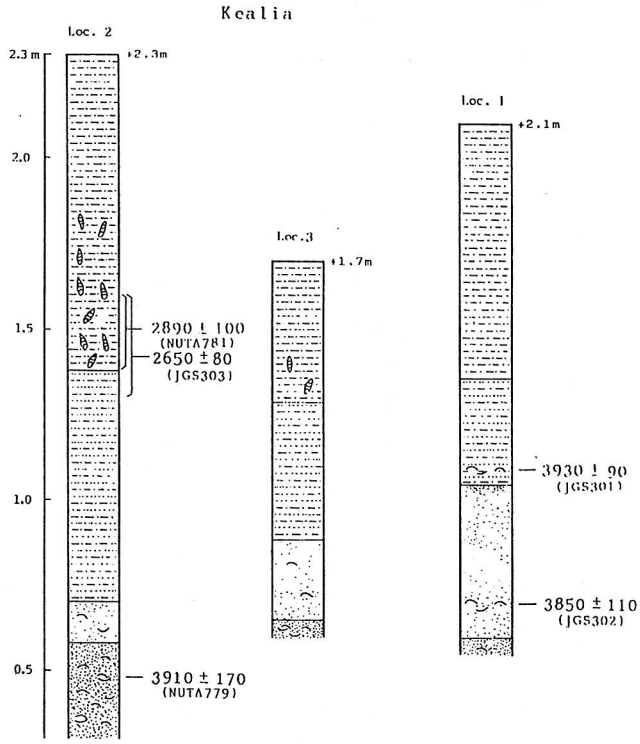


図2　KealiaのHHSを示す柱状図

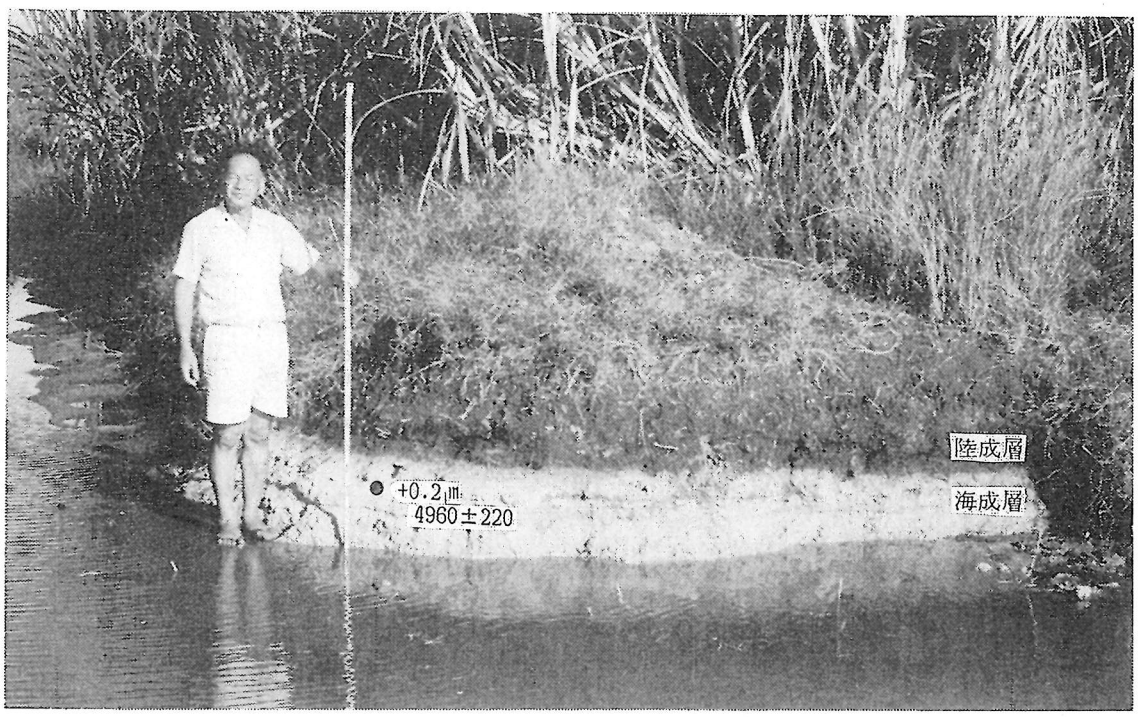


図3 Mana 平野の Kekaha における離水した海成沖積層

表1 Kauai 島, Oahu 島における沖積層の 14C 年代測定値

JGS : yB.P.,±2σ

Island Name	Location	Altitude(m)	C-14 Age	Code No.	C/O	Materials
Hawaii,Kauai	Kealia, loc.1	+1.1	3930±170	JGS 301	O	Shell (Tellina spp.)
Hawaii,Kauai	Kealia, loc.1	+0.8	3850±220	JGS 302	O	Shell (Tellina spp.)
Hawaii,Kauai	Kealia, loc.2	+1.6 −+1.3	2650±170	JGS 303	O	Shell (Leptachatina spp.)
Hawaii,Kauai	Kealia, loc.3	+1.2	4040±180	JGS 165	O	Shell (Tellina spp.)
Hawaii,Kauai	Kealia, loc.2	+0.5	3910±170	NUTA779	O	Shell (Tellina)
Hawaii,Kauai	Kealia, loc.2	+1.4 −+1.7	2890±100	NUTA781	O	Shell (Leplachatina)
Hawaii,Kauai	Mana	+0.2	4960±220	NUTA778	O	Shell (Tellina)
Hawaii,Oahu	Ukoa Pond, loc.1	-0.95−-1.20	2050±140	JGS 305	C	Peaty mud (C 19%)
Hawaii,Oahu	Kahuku		30800+1100 -900	JGS 173	O	Coral (Porites)
Hawaii,Oahu	Kawainui Swamp, loc.2	-2.80−-3.05	2170±200	JGS 189	C	Shell (Eufenella sp.)
Hawaii,Oahu	Kawainui Swamp, loc.2	-2.05−-2.15	2400±190	JGS 203	C	Black mud (C 17 %)
Hawaii,Oahu	Kawainui Swamp, loc.3	-0.90−-1.10	170±120	JGS 222	C	Peat (C 14 %)
Hawaii,Oahu	Punahoolapa, loc.1	-1.05−-1.30	5970±200	JGS 241	C	Peat (C 31 %)

P1 ＶＡＩＳ（標準化した火山ガラスの主要元素組成から火山灰を同定するシステム）

西田　史朗（奈良教育大学）

Shiro NISHIDA: VAIS (Volcanic Ash Identification System based on the normalized major element contents of volcanic glass shards).

更新ー完新世の火山灰にあっては，火山ガラスは最も主要な構成物になっている．一連のマグマ活動はけっして無秩序に進行するのではなく相律的にコントロールされている．したがってそのマグマ活動によって生み出される鉱物組成も火山ガラスも物理的・化学的特性は一定範囲内に納まる．

ある火山の爆発によって高空に噴き上げられた火山放出物が，卓越風に吹送されて広範囲にまき散らされ地表に降り積もると，その火山灰面は地形や堆積環境に関わらず地質学的な同時間面を与える．火山灰の特徴がはっきりしていれば，火山灰層が連続して露頭していなくとも，相互に同じものとして認めることができる．

火山ガラスを火山活動の最終生産物と考えると，その主要構成元素組成は火山単位の，あるいは火山活動単位の特性を強く示すはずである．ここでは火山ガラス一片ごとの汚染や混り物の無いきれいな面について，エネルギー分散型マイクロアナライザー（ＥＤＸ）で Na・Mg・Al・Si・K・Ca・Ti・Feの８主要構成元素を定量分析し，それらの統計的な組成比から火山灰を特定しようとする．この方法は機器分析とコンピューターによる数値処理を中心に進めることができるので，分析の個人差が小さく，処理法，分析条件，計算方法をルーチーン化すると，迅速に安定した結果を出すことができる．同定に至る処理の流れを次に示す．

粗試料→火山ガラス抽出・前処理→スペクトラム収集→定量計算→
統計計算→ＶＡＩＳ→層位的検討→同定

分析条件は，分析元素の種類と定量計算の標準試料と共にこの一連の火山ガラスの分析では固定されている．分析結果はＺＡＦ補正のうえ，８元素酸化物の重量パーセントで示した．Feについてはtotal FeをFeOとして示し，H_2OについてはH_2O freeとして扱ってある．

ＶＡＩＳ：各元素毎に母集団との差を計算し，その和を指標とする単純な手法・ＶＡＩＳにより同定する．この指標をID-valueと名付け，小さいものから類似度の高いものとして，化学組成とともに任意の順位まで表示する．ＰＳ会場では地表の大阪層群火山ガラス分析データを母集団として，大阪湾とその周辺部のボーリング試料中の火山灰を例に，ＶＡＩＳによる同定を紹介する．

表1. 大阪層群火山ガラスの化学組成（%）

火山灰名	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	FeO	SER.NO.
カスリ	2.83	1.59	13.46	76.46	1.60	3.40	0.20	3.41	N0463
サクラ	2.01	1.00	9.34	79.92	1.54	2.88	0.19	2.62	N1231
栂	1.90	0.76	10.65	80.06	3.58	1.31	0.17	1.59	N1515
高塚山	3.41	1.49	12.61	76.05	2.33	2.04	0.13	1.91	N0091
八丁池Ⅱ	2.65	1.25	11.25	76.00	0.82	3.54	0.31	4.18	N0841
八丁池Ⅰ	2.46	0.99	11.01	76.03	0.87	3.66	0.31	4.68	N0881
今熊	2.78	1.01	10.77	79.77	2.92	1.29	0.09	1.36	N1277
狭山	3.56	1.27	11.78	74.50	3.90	1.85	0.34	2.82	N1791
アズキ	2.14	1.23	13.10	74.10	3.45	1.99	0.37	3.65	N0052
山田Ⅱ	3.05	1.00	11.31	75.13	0.61	4.82	0.19	3.90	N1793
山田Ⅰ	2.84	1.81	12.43	74.82	0.54	4.29	0.19	3.10	N0799
ピンク	2.67	1.02	10.52	79.41	3.25	1.51	0.16	1.47	N0392
イエロー	2.35	0.77	11.25	79.87	2.11	1.99	0.11	1.55	N1285
グレー	2.08	0.60	11.25	80.19	2.11	2.08	0.09	1.60	N1294
新田	1.46	0.54	10.26	79.89	4.14	1.21	0.09	2.40	N1258
小寺	3.35	1.18	11.06	79.81	2.43	1.42	0.10	0.65	N0092
千里山	1.73	0.69	10.62	80.82	3.32	1.36	0.13	1.35	N1510
福田	1.37	0.64	10.35	79.80	3.81	1.38	0.10	2.55	N1259
三ツ松	1.61	0.79	9.96	81.03	3.13	1.25	0.14	2.08	N1260
真ノ池	1.26	0.54	11.63	79.68	2.93	1.15	0.21	2.62	N1508
島熊山	2.00	1.14	11.79	79.32	2.43	1.45	0.16	1.71	N0055
朝代	1.70	0.95	11.24	79.20	2.87	1.64	0.22	2.20	N1504
土生滝Ⅲ	4.50	0.72	11.35	78.04	2.91	1.97	0.33	3.14	N1795
土生滝Ⅱ	1.92	0.60	11.08	79.05	2.97	1.47	0.10	2.82	N1796
土生滝Ⅰ	2.00	0.62	9.92	80.94	3.27	1.27	0.19	1.79	N1507
土丸Ⅱ	1.45	0.87	10.57	80.44	3.08	1.38	0.18	2.03	N1503
土丸Ⅰ	0.71	0.83	7.09	86.86	0.44	2.72	0.24	1.11	N1502

火山灰産地； N0463:豊中市待兼山， N1231:豊中市柴原， N1515:大阪狭山市今熊，N0091:神戸市西区小東山， N0841/N0881:吹田市千里丘北，N1277:大阪狭山市今熊，N1791:和泉市池田下町，N0052:西宮市甲陽園，N1793:和泉市池田下町，N0799:吹田市山田東， N0392:吹田市藤代台， N1285:吹田市竜ケ池， N1294:吹田市藤代台，N1258:豊中市上新田， N0092:神戸市西区小寺大池北西， N1510:岸和田市稲葉町，N1259:岸和田市福田町，N1260:泉南市新家三ツ松，N1508:岸和田市土生滝，N0055:豊中市千里，N1504:大阪府泉南郡熊取町朝代，N1796/N1795/N1507:岸和田市土生滝 N1503/N1502:大阪府泉南郡熊取町土丸.

P 2 ＩＣＰ発光分析法による上総層群に挟在するテフラ層中の火山ガラスの多元素同時定量

高野繁昭（法政大）・田邊光夫・平岡正三郎（平岡環境科学研究所）

Shigeaki TAKANO・Mitsuo TANABE and Shozaburoh HIRAOKA ; Multielement determination of volcanic glass of tephra layers of the Kazusa Group, by inductively coupled plasma-atomic emisson spectrometry.

多摩丘陵の下部更新統上総層群には多数のテフラ層が挟まれており，丘陵内部および周辺地域との対比の際に重要な鍵層となっている．これらのテフラ層の岩石記載学的特性は，神奈川県（1955）・岡ほか（1984）・高野（1982）などにより，一部明らかにされている．演者らは多摩丘陵と周辺地域との上総層群の対比の基礎資料作成を目的として，誘導プラズマ発光分析法（ＩＣＰ法）により多摩丘陵に分布するテフラの火山ガラスの化学分析を行っている．

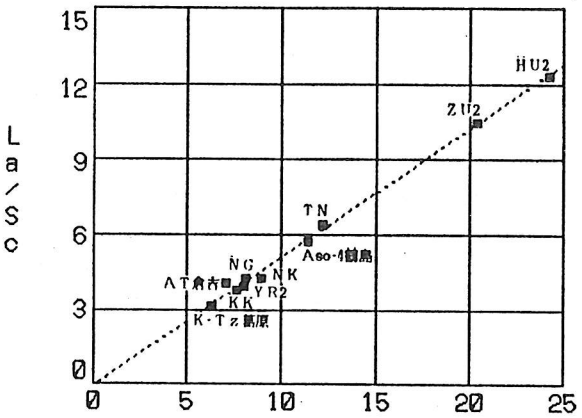
テフラ中の火山ガラスの化学分析におけるＩＣＰの有用性は，すでに吉川ほか（1989）が詳しく検討している．演者らが比較検討のために行ったＡＴ・Ａｓｏ－４・Ｋ－Ｔｚの各広域テフラの分析値は，吉川らの値と調和的である．広域テフラを除く上総層群中の試料は同一テフラを３地点以上から採取し，それぞれ５回ずつ測定した値を平均した（第１表）．分析値は酸化物の形で表した主要成分７元素と微量成分７元素を示した．なおＳｉ・Ｋ・Ｎａは試料の分解・測定の制約上省略した．

これまでに測定したのは，多摩丘陵内で比較的連続性の良い主要な７枚のテフラである．主要成分を見る限り大きな差異はない．しかし，微量成分はテフラごとに特徴的な値を持ち，対比の際の目安となる．Ｃｅ－Ｓｃ比，Ｌａ－Ｓｃ比は極めて高い相関があり（第１図），またテフラごとに固有の値を持つことから，対比の指標として有効と考えられる．

第１表　広域テフラ及び上総層群に挟在するテフラの火山ガラスの化学組成

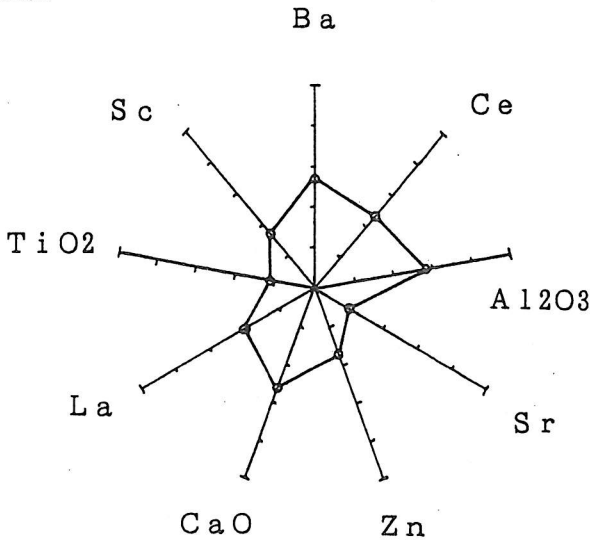
Sample	(%) Al2O3	CaO	Fe2O3*T	MgO	TiO2	MnO	P2O5	(ppm) Ba	Ce	La
AT　倉吉	11.44	1.30	1.32	0.12	0.14	0.04	0.01	539.24	47.22	26.41
Aso-4 鶴島	13.86	1.43	1.69	0.38	0.44	0.10	0.05	778.29	66.96	33.15
K-Tz 葛原	11.07	1.25	1.11	0.18	0.24	0.04	0.01	462.86	36.90	18.13
NK　(P=4)	9.90	0.80	1.52	0.04	0.08	0.05	0.01	787.14	71.58	33.56
YR2 (P=4)	10.74	0.91	1.74	0.02	0.09	0.05	0.02	743.88	68.00	32.85
NG　(P=8)	11.50	0.82	1.37	0.02	0.08	0.05	0.01	745.19	71.38	36.74
KK　(P=4)	10.22	0.56	1.33	0.02	0.07	0.05	0.01	688.03	68.37	33.00
TN　(P=3)	12.81	0.99	1.79	0.05	0.10	0.06	0.01	822.49	74.70	38.98
ZU2 (P=4)	11.15	0.85	1.31	0.04	0.05	0.07	0.01	639.36	52.03	26.63
HU2 (P=3)	10.85	0.83	1.30	0.06	0.07	0.06	0.01	592.99	57.52	29.20

第1図　火山ガラスの（La／Sc－Ce／Sc）相関図

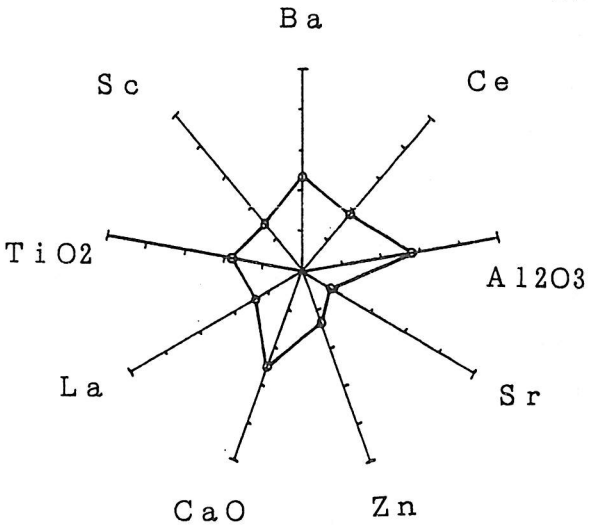


Ce/Sc　　相関係数 0.997

第2図　AT　倉吉



第3図 K－Tz　葛原



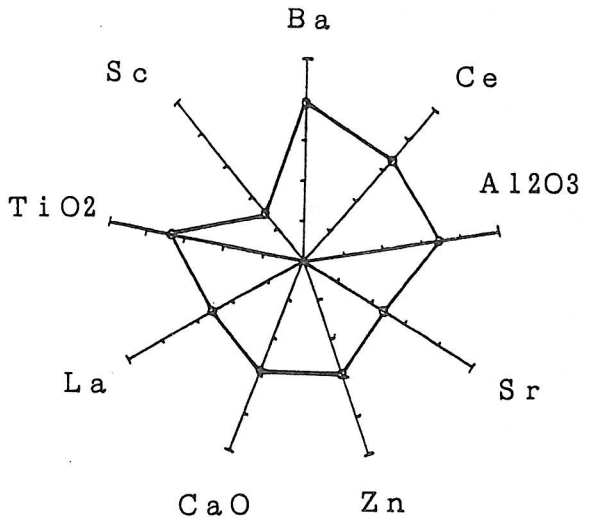
含量成分の係数（第2～4図）

Ba：÷10，Ce：×1，Al2O3：×5，

Sr：÷4，Zn：×1，CaO：×40，

La：×1．5，TiO2：×150，Sc：×5

第4図　ASO－4　鶴島



（P：採取地点数，n=5）

Sc	Sr	V	Zn	(La/Sc)	(Ce/Sc)
6.66	80.70	6.59	34.37	3.97	7.09
5.85	187.78	29.86	58.12	5.67	11.45
5.88	63.73	15.91	26.40	3.08	6.28
7.98	42.84	4.67	54.86	4.21	8.97
8.48	68.28	4.85	53.32	3.87	8.02
8.83	58.87	3.17	53.62	4.16	8.08
8.93	34.75	4.21	51.20	3.70	7.66
6.16	81.57	5.14	53.75	6.33	12.13
2.55	82.92	1.98	36.11	10.44	20.40
2.37	78.71	4.08	31.68	12.32	24.27

P 3 東北沖日本海の後期第四紀基本層序

池原　研*，吉川清志**，中嶋　健*，木川栄一*，片山　肇*，
瀬戸浩二***（* 地調・海洋，** 地調・環境，*** 広島大・理）

Ken Ikehara, Kiyoshi Kikkawa, Takeshi Nakajima, Eiichi Kikawa, Hajime Katayama and Koji Seto; Late Quaternary stratigraphy offshore of Tohoku Japan Sea

地質調査所による東北沖日本海の調査航海（ＧＨ89-2及びＧＨ89-4航海）において得られた柱状試料（37点；図１）の解析から，この海域における後期第四紀（鬱陵－大和火山灰以降）の基本層序がたてられた．層序をたてる際の基礎データは，岩相，テフラ，帯磁率，有孔虫化石群集である．

＜層序の基本＞

岩相で最も特徴的なのは，有孔虫を多量に含んだ細葉理部（田中，1984のＴＬ層）で，この部分では帯磁率の値が非常に低い．このＴＬ層とテフラの層準との関係から層序は組み立てられる．テフラ層で東北沖の全域において認められるのは姶良Tn火山灰（ＡＴ）で，これは２つ目のＴＬ層（ＴＬ２）の下位に産する．そのほかのテフラは，かなりの地域性を持って産している．

＜富山深海扇状地～大和海盆北部＞（図２－Ｂ）

富山深海扇状地から大和海盆北部にかけては，東北起源の北日本２（ＮＪ２；仮称）がＴＬ２の上部に，ＡＴの下位には鬱陵－大和火山灰（U-Yt），山陰系の山陰１（ＳＡＮ１；仮称），大陸系の３枚セットが産する（ただし，場所によってすべてがそろっているわけではない）．

＜最上トラフ周辺＞（図２－Ｃ）

これに対して，佐渡海嶺を挟んで陸よりの最上トラフ及びその周辺では，ＴＬ２の最上部付近に東北系の北日本３（ＮＪ３；仮称）が，ＴＬ２の上部に山陰系の山陰２（ＳＡＮ２；仮称）が産し，ＮＪ２は認められない．今回得られた試料のみからでは２つのテフラの直接の層序関係は分からないが，各テフラの化学組成と，ＫＨ86-2航海で最上トラフから得られたst.9のテフラの化学組成（Furuta, 1988）との比較から図のような関係が推定される．

＜日本海盆南東部＞（図２－Ｄ）

日本海盆では，現在のところ，ＡＴを得ていないが，底生有孔虫群集が，膠着質から石灰質に変わる層準（大和海盆ではＴＬ１付近の層準にあたる）の下位に東北，あるいは北海道南部起源（？）のテフラの北日本１（ＮＪ１；仮称）が産しているほか，表層付近に白頭山－苫小牧火山灰（B-Tm）が産している．

＜基本層序＞（図２－Ａ）

各地域毎に得られた層序を，ＡＴやＴＬ層，底生有孔虫群集などを基に対比すると，図２－Ａのようになる．図には，地域毎の記載に触れていなかった細かな特徴，例えば帯磁率の小ピークなどについても予察的に記入してある．今後，仮称した東北系や山陰系のテフラの同定や，ＴＬ層中の有孔虫遺骸を用いた^{14}Ｃ年代測定によって，より正確な時間目盛が入れられれば，後期第四紀における日本海の堆積作用や古環境の解析に大いに役立つと考えられる．

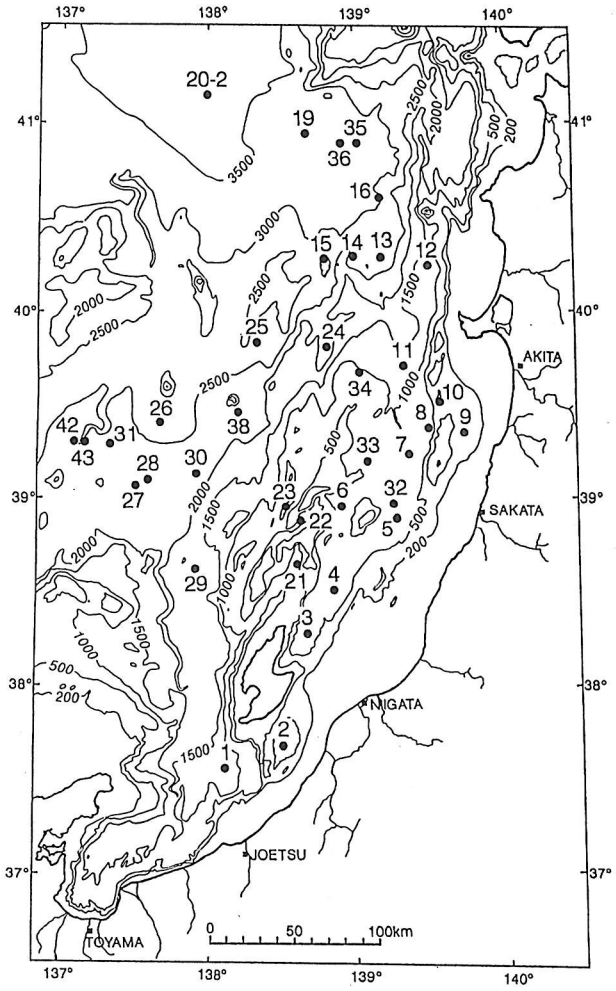


図１　柱状試料採取位置

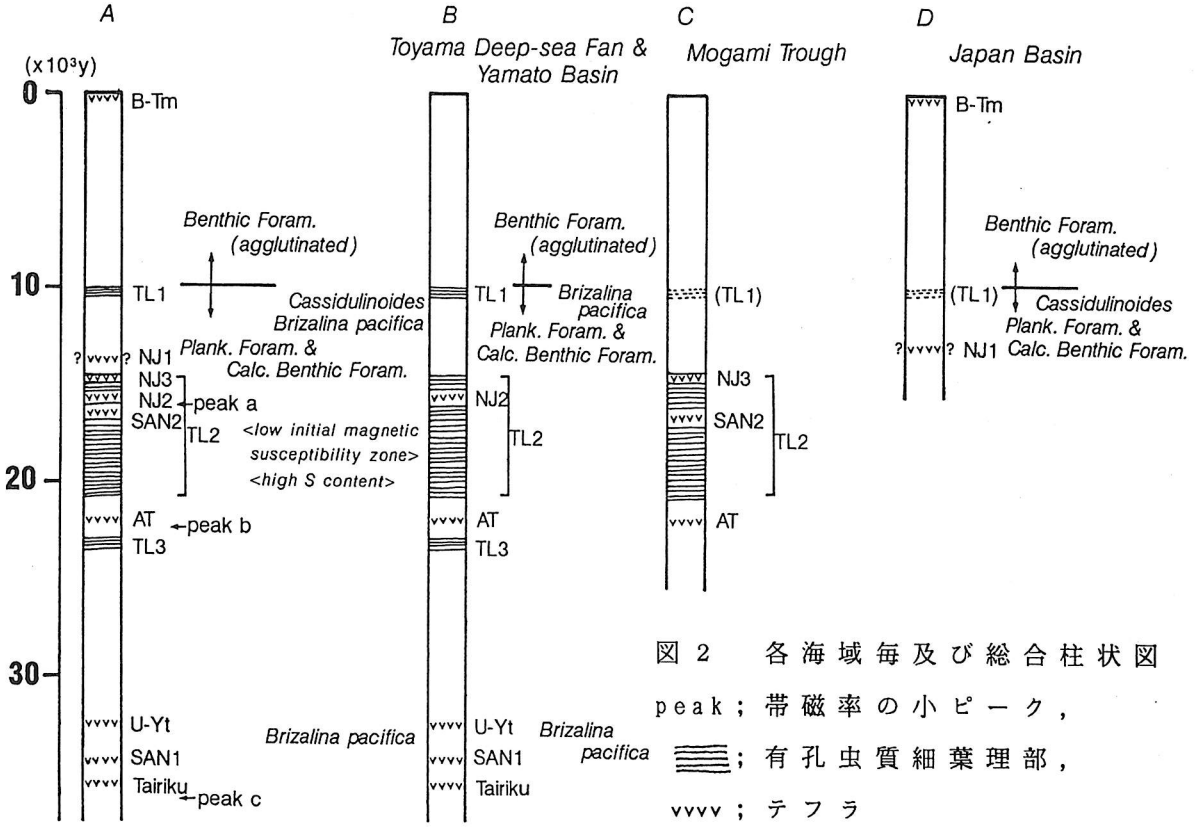


図２　各海域毎及び総合柱状図

peak；帯磁率の小ピーク，

▤；有孔虫質細葉理部，

vvvv；テフラ

（ＡＴを22,000年前として作成した）

P 4 クッタラ火山・支笏火山のテフロクロノロジー

山縣　耕太郎（都立大・理）

Kotaro YAMAGATA; Tephrochronological Study on Kuttara and Shikotsu Volcano

◎はじめに

クッタラ火山と支笏火山は北海道西南部に互いに隣接して位置する．両火山の活動史を明らかにするため，両火山の周辺およびその東方の石狩低地帯ならびに日高沿岸地域においてテフラの層序，給源，年代について検討した．その結果，Spfa2,3,4,Mpfa2a,2bがクッタラ火山起源のテフラであることが明らかになったので報告する．

◎層序

褐色火山灰土を噴火の休止期の指標と考え，それぞれの地域のテフラを一輪廻の噴火に対応させて区分した（表１）．従来のSpfa7,8,9,10は間に時間間隙を示す土壌が無いことから，一連の噴火の堆積物と考えあわせてSsfaと称する．この噴火では，スコリア流（Ssf1）が噴出している（山縣，1989）．また，Spfa5とSpfa6との間の層準に，新たにスコリア質の細粒火山灰を認めた．以上のことから，石狩低地帯に分布する後期更新世のテフラ群は，21枚のテフラ層に区分される．同様にクッタラ火山周辺のテフラ群は，10枚のテフラ層と一連のスコリア累層に区分される．

◎給源

石狩低地帯に分布するテフラには，Z-M, Toya, K-Hb, Aafa1,4など遠方の火山を給源とするテフラも含まれる（Arai et al., 1986）．これらを除いたテフラのうち，Arai et al.（1986）によってクッタラ火山起源のテフラに対比されたMpfa3以外のテフラは，従来支笏火山起源と考えられていた．しかし，Spfa2,3,4,Mpfa3およびSpfa5と6の間のスコリア質火山灰の層厚・粒径の分布軸が支笏カルデラの南を通り，給源が支笏火山より西に位置することが明らかになった．さらにクッタラ火山周辺のテフラには，岩石記載的性質から，これらのテフラおよびMpfa2a,2bと対比されるテフラがあり，クッタラ火山起源であることが確かめられた．

◎年代

Spfa1の年代は，多くの^{14}C年代測定値から，32kaと思われる．そこで，Spfa1の年代と，Kt-Gより下位にある２つの広域テフラ，Aso-4（ca. 70ka）とToya（90-110ka）の年代をもとに，テフラ間の火山灰土の堆積速度を一定として各テフラの年代を計算した（図１）．

以上の結果から，クッタラ火山・支笏火山の後期更新世の噴火史が明らかになった．クッタラ火山はca. 70kaからca. 35kaまでの約3.5万年間の間に数

千年間の成層火山形成期を挟んで9回，支笏火山はca. 50kaから32kaまでの約2万年間に5回の爆発的噴火を行っていることが明らかになった.

表1　クッタラ火山・支笏火山周辺に分布する後期更新世の主なテフラ

テフラ	春日井ほか（1980）	給源	噴火の順序	屈折率（opx）	主な斑晶鉱物	体積（km³）
En-a	En-a	S	pfa	1.710-1.715	opx, cpx	
Spfa1	Spfa1	S	afa-pfa-pfl	1.729-1.735	opx>ho　qt	pfa:100 pfl:98
Kt-A	Spfa2	K	pfl-pfl/pfa-ps/afa	1.723-1.728	opx>cpx　qt	pfl:7　pfa:13
Z-M	Hpfa	Z	pfa-pfl/pfa	1.713-1.725	ho>>opx	pfl:9　pfa:17
Npfa		K	pfa	1.706-1.710	opx>>cpx, ho	
Kt-B	Spfa3, 4?	K	pfa-afa-pfl	1.718-1.723	opx>cpx, ho	pfl:2　pfa:22
Spfa5	Spfa5	S	pfa	1.710-1.720	opx>cpx, ho	pfa:0.4
K-H-S		K	pfa-afa-sfa	1.714-1.720	opx>cpx	pfa:0.9
Spfa6	Spfa6	S	pfa	1.708-1.720	opx>cpx	pfa:2
Ssfa	Spfa7, 8, 9, 10	S	pfa-pfl/pfa	1.714-1.718	opx>cpx	sfl:3　sfa:24
Mpfa1	Mpfa1	S	pfa	1.713-1.719	opx>cpx, ho	pfa:1
Kt-C	Mpfa2a	K	pfa-ps-pfl-ps	1.716-1.723	opx>cpx, ho	pfl:0.6 pfa:2
Kt-D	Mpfa2b	K	pfa	1.720-1.726	opx>cpx>ho	pfa:4
Kt-E	Mpfa3	K	pfa-ps-pfl	1.722-1.727	opx>cpx	pfl:4　pfa:28
Kt-F		K	pfa-pfl	1.722-1.727	opx>>cpx	pfl:9　pfa:1
Kt-G		K	pfa-afa-ps-pfl	1.713-1.720	opx, cpx>>ho	pfl:9　pfa:15

S支笏；K, クッタラ；Z, 銭亀；T, 洞爺；Ku, 屈斜路；pfa, 降下軽石；pfl, 火砕流；ps, 火砕サージ
pfl/pfa, 火砕流と降下軽石がほぼ同時に噴出；opx, 斜方輝石；cpx, 普通輝石；ho, 角閃石；qt, 石英

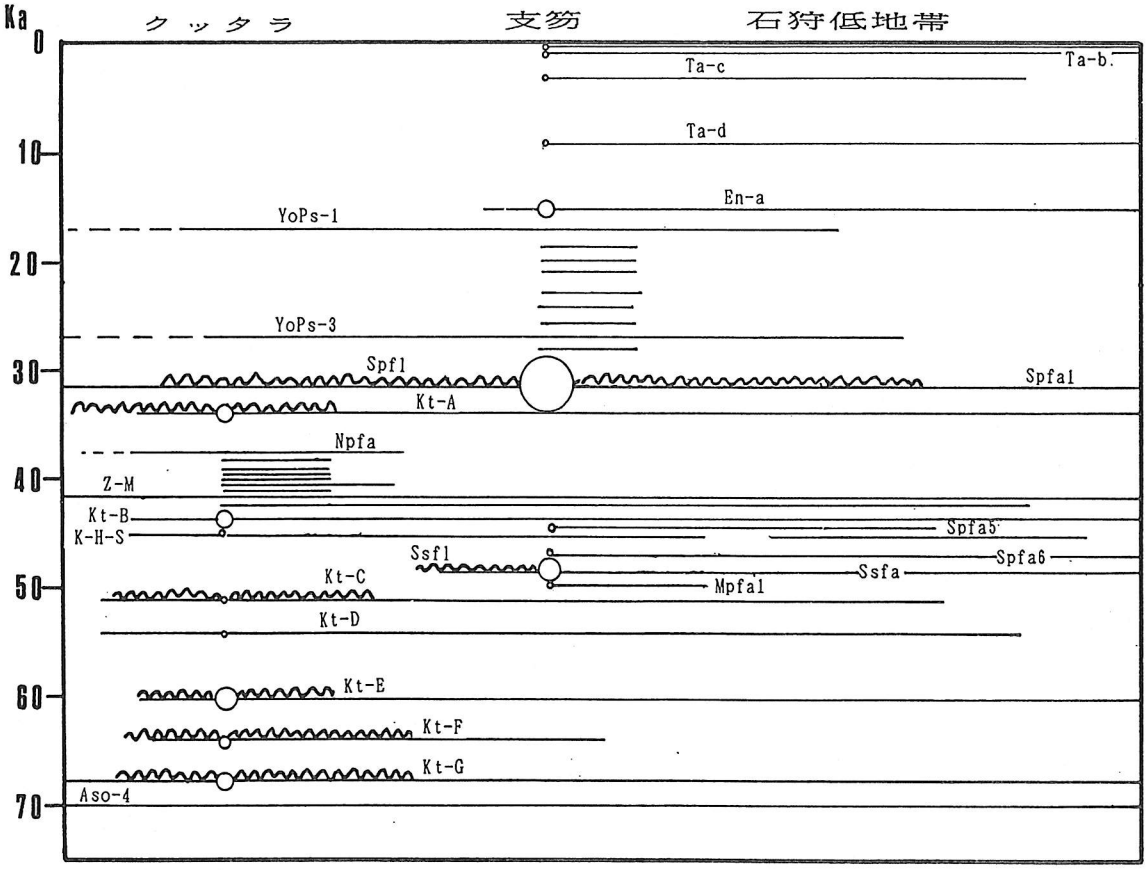


図1　支笏火山とクッタラ火山周辺のテフラ層序編年図

〰 火砕流堆積物の分布 —— 降下堆積物の分布

P 5 中部・北関東に分布する中期更新世テフラの対比とそれによる編年

鈴木毅彦（都立大・理）・早田　勉（パリノ・サーヴェイ）

Takehiko SUZUKI, Tsutomu SODA; Correlation and Chronology of the Middle Pleistocene Tephra Layers in Central Japan and North Kanto

中部，北関東には様々な火山を給源とするテフラが数多く重なり合っている．これらのうち中期更新世に噴出したテフラについては離れた地域間での層位関係が必ずしも充分に明らかにされていなかった．そこで特徴的なテフラに着目して追跡した結果，各地でこれらに対比可能なテフラが見出された．本報告ではこうしたテフラの記載（表１）とその対比にもとづく内陸の河成面の対比・編年（図１）について述べる．

(1)APmテフラ群は信州から北関東全域を覆う広域テフラで，含有する斑晶鉱物の種類とそれらの屈折率がきわめて特徴的である．本テフラ降下よりやや前に離水したとみられる段丘面が信濃川中流域（谷上面；早津・新井，1981），那珂川中流域那須野原に見られる．また那珂川下流域に分布する見和層中部層は，当初最終間氷期直前の海面低下期に形成された谷を埋める河成堆積物とされたが（鈴木，1989），同層に含まれるMoPの層位がAPmよりやや下にあることが判明した．以上のことはAPm降下少し前に河成段丘の形成期と海面低下期があることを示唆する．これらはいずれもほぼ同時期の氷期（＝低海面期）に対応している可能性があり，その年代は今のところ30～40万年前の間にあると考えている．

(2)群馬県中之条盆地を模式地とする蓑原軽石（MiP；新井，1962）に対比

表１　中部・北関東に分布する主な中期更新世テフラの特徴

テフラ		地点	主な斑晶鉱物	glass(n)	opx(γ)	ho,cum(n_2)
西山軽石[1]	NY	信濃町高山	cum>mt>>ho;qt			1.663-1.670
菅平第3軽石	SgP-3	菅平西組	cum>mt>>ho;qt			1.664-1.671
菅平第2軽石[2]	SgP-2	菅平西組	cum>mt>>ho;bi,qt			1.662-1.666
		松井田町横川	cum>mt>>ho;bi,qt			1.662-1.667
		榛名町宮沢	cum>mt>>ho;bi,qt			1.662-1.667
真田火山灰[2]	SnA	菅平西組	ho,opx;qt;BW-gl	1.496-1.500		1.670-1.675
菅平第1軽石[2]	SgP-1	菅平西組	ho>opx,mt;opx扁平		1.708-1.714	1.676-1.684
蓑原軽石[3]	MiP	中之条町蓑原	ho,mt>opx;opx扁平		1.707-1.712	1.677-1.684
		西那須IC	opx,ho>>cpx,mt;opx扁平		1.708-1.714	1.675-1.684
ヌカ１[2]		南牧村川平	BW-gl	1.501-1.503		
OP[4]		大岡村樺平	BW-gl	1.498-1.502		
ガラス質火山灰		菅平西組	BW-gl	1.499-1.502		
大町APm[2]	A_1Pm-A_5Pm	大岡村樺平	ho,opx,mt;bi,qt	1.496-1.499	1.728-1.732	1.688-1.694
		矢板市弓張	ho;bi			1.687-1.691
真岡軽石[5]	MoP	喜連川町早乙女	ho,mt,opx		1.708-1.714	1.677-1.682

対比可能と考えるものは同じ枠に示す．

opx:斜方輝石，cpx:単斜輝石，ho:緑色角閃石，mt:磁鉄鉱，cum:カミングトン閃石，bi:黒雲母，qt:石英

BW-gl: バブルウォール型火山ガラス；屈折率はRIMS86による測定値

1:早津・新井(1982)，2:鈴木・早川(1990)，3:新井(1962)，4:木村(1987)，5:鈴木(1989)

可能なテフラが菅平，那須野原で確認された．これらはいずれも角閃石，斜方輝石の屈折率に加え，斜方輝石斑晶の晶へきが扁平であるという共通した特徴をもつ．本テフラはAPmと最終間氷期層準のほぼ中間に位置する．那須野原一帯には本テフラ降下直前に形成された河成面が広く発達する．

(3)菅平第2軽石はカミングトン閃石と黒雲母を含んだ特徴的なテフラで，菅平をはじめ榛名山麓や横川において分布が確認されている．本層の層位はMiPと飯縄火山起源の西山軽石NY（早津・新井，1982；菅平第3軽石に対比される）の間にある．本テフラ降下前後に形成されたとみられる河成面が信濃川（米原面），碓氷川（須貝，1988のⅡf面に相当），鬼怒川流域（宝積寺面の一部）に認められる．

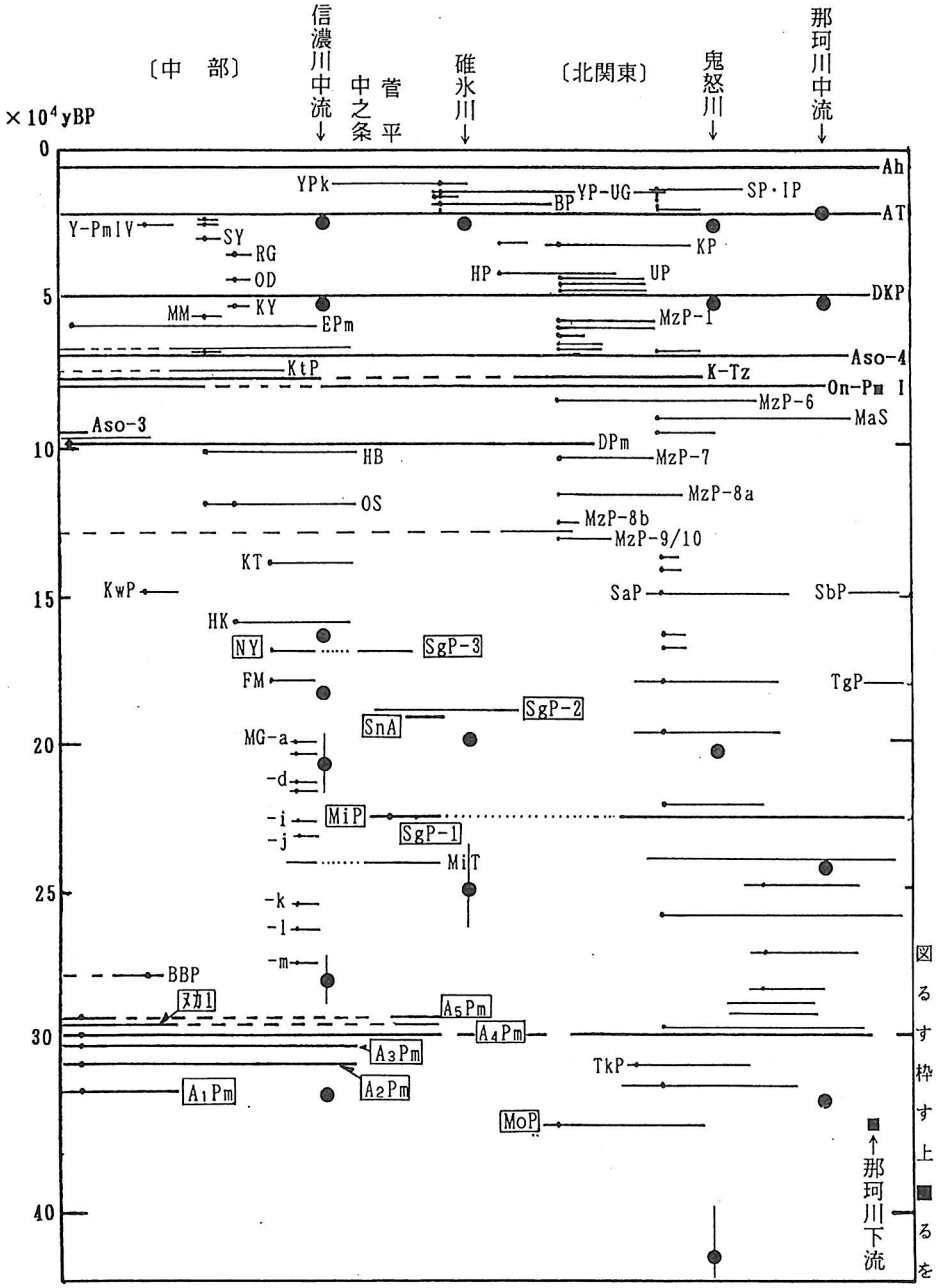


図1　中部－北関東に分布する主なテフラと内陸に発達する河成面
枠付きのテフラは表1に示すもの，●は各河川の中・上流域にみられる河成面，■は海岸地域で知られている埋没谷のおよその形成期を示す．

Ｐ６　火山噴火が人文環境に及ぼす影響
――１７世紀中葉の北海道日高西部地域を対象として――

徳井　由美（㈱ダイヤコンサルタント）

Yumi TOKUI; Volcanic Eruptions and their Influences on Human Activities, in the middle 17th century, in the western part of Hidaka District, Hokkaido, Japan.

火山噴火が人々に及ぼす被害の大きさは、火山噴火の規模、様式（例えば火砕流や水蒸気爆発を伴ったか否か）、火山からの距離、噴火が予測されたか（前兆がみられたか）などの「自然要素」と、そこにどのくらい人が住んでいたか、どのような生活を営んでいたか、どのような社会的状況にあったか、といった「人文要素」によって規定される。つまり、自然要素が等しくても、より人口は多く、定住性は高く、生活物資は不足し、政情は不安定である方が被害の程度も大きくなる。

北海道において１７世紀中葉以降道南の駒ケ岳、樽前山、有珠山などが相次いで大噴火を起こした。また、当時はアイヌと和人との激しい抗争の時代でもあった。そのため、火山噴火が人々に与えた被害には、人文要素が大きなファクターを占めていたと考えられる。そこで、1663年の有珠山の噴火と1667年の樽前山の噴火に伴って降下軽石が堆積した日高西部地域を対象に考察する。

＜提示資料＞

Ⅰ．降下軽石の堆積

1663年有珠ｂ降下軽石（図 1-1）と1667年樽前ｂ降下軽石（図 1-2）が堆積した日高西部は、図２（火山災害分級図）の Area-Ⅲにあたる。 Area-Ⅲは、生活圏を拡大したり、生活形態を変化させれば克服することが可能である。つまり、火山噴火による被害の程度は人文要素に大きく左右される。

Ⅱ．社会状況

①和人との不公平取り引き，強制労働によって和人への不満が増大していた。

②和人の奥地進出によってアイヌの人々の生活圏が規制されていた。

③アイヌの重要な食糧で、また和人との交易品である鮭の遡上量が激減していた。

④沙流アイヌとシベチャリ（静内）アイヌとが新冠川の漁業権をめぐり抗争。

Ⅲ．生活形態

［沙流アイヌ］…農耕的性格が強い

①沙流川は、総延長・流域面積に比して鮭の遡上量は非常に少ない河川であるにもかかわらず、沙流川中流域の特に比高の低い段丘面上に大規模集落が数多く立地。

②沙流地域は、非常に古くから河川の氾濫原でヒエやアワなどを栽培していたことを示す農耕に関わる人文神謡（オイナ）が多い。

③定住性が高い（イオルという土地利用形態の存在）。

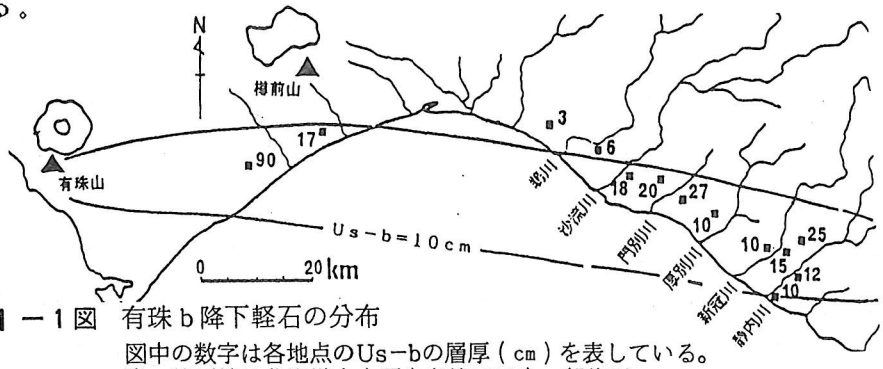
［シベチャリアイヌ］…漁撈が主

①シベチャリ（静内）川はアイヌ語で鮭の多くのぼる川の意をもつように北海道有数の鮭の遡上量の多い河川だったため河口付近に大規模集落が立地。

<まとめ>

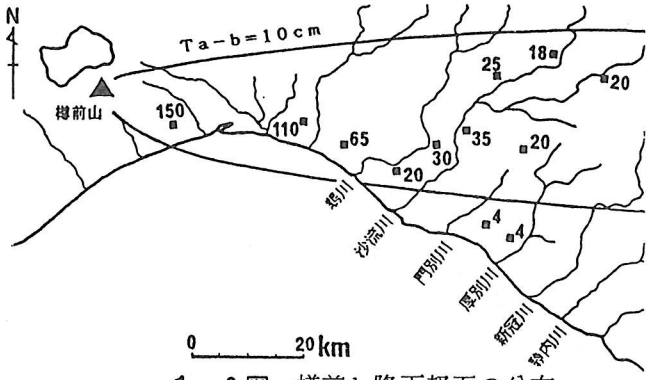
①沙流アイヌは農耕的性格が強いため、Ｔａ－ｂが作物の生育する夏季に堆積したことはより被害を大きくした。しかも、人口が多いため生活圏の拡大も困難で食糧難に拍車がかかったと推測される。これに対し、シベチャリアイヌは漁撈を生活の基盤とするため沙流地域に比してＵｓ－ｂの堆積による被害は小さい。しかし、乱獲と産卵場所の荒廃によって鮭が不漁となり、採取や農耕への依存度が高まっていたことを考慮する必要があるだろう。

②生活の困窮と社会不安の深刻化によって沙流アイヌとシベチャリ（静内）アイヌ間の抗争が激化し、1665年には流血の武力衝突に至った。両者の衝突はアイヌの和人に対する最大の反乱であるシャクシャインの乱（1669年）の原因の一つとなっている。この反乱は起こるべくして起こったとしても、広範囲に、しかもシャクシャインの死後も石狩低地帯で戦乱が続いた背景には火山噴火が当時の人々の生活環境を悪化させたことが関与していると考察される。



１－１図　有珠ｂ降下軽石の分布

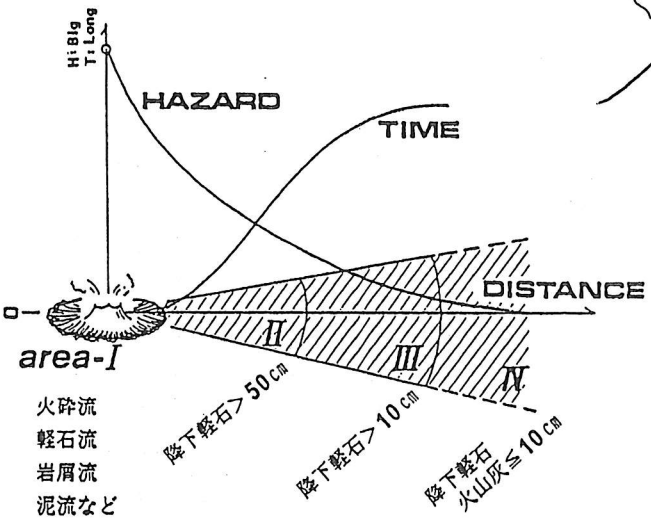
図中の数字は各地点のUs－bの層厚（cm）を表している。
尚，等厚線は北海道火山灰命名等1979を一部修正。
＊北海道火山灰命名委員会の命名法によるUs－cに相当する。



１－２図　樽前ｂ降下軽石の分布

図中の数字は各地点のTa－bの層厚（cm）を表している。

HAZARD：火山噴火によってもたらされる災害の規模
TIME：火山噴火による人的被害が生じるまでの時間
DISTANCE：火山からの距離



２図　火山災害分級図

areaⅠ…人間は死滅．僅かな生存者は移動（areaの外からの物資援助がない場合）
areaⅡ…生活圏の移動（条件は上に同じ）
areaⅢ…生活圏の拡大．生活形態を変化させ対応．
areaⅣ…被害なし．

P 7 古墳時代以降に江戸に降灰した火山灰－高島平北遺跡のテフラ層序

早田　勉・矢作健二（パリノ・サーヴェイ）・小田静夫（東京都文化課）

Tsutomu SODA, Kenji YAHAGI and Shizuo ODA; Tephra stratigraphy of Edo (Tokyo) after the Kohun period.

荒川低地に位置する東京都板橋区高島平北遺跡の発掘調査では，埋没谷の断面が認められた．谷を埋積して形成された泥炭質土壌には，合計8枚のテフラ層を認めることができた（図1）．ここでは，これらのテフラ層を下位より高島平第1テフラ（Tk-1）～第8テフラ（Tk-8）と呼ぶことにする．Tk-2の下位からは，和泉式土器（5世紀）が検出されている．したがって，Tk-2～Tk-8の噴出年代は古墳時代以降と考えられる．また泥炭質土壌の中に顕著な不整合は認められない．以上のことから，高島平北遺跡では古墳時代以降に江戸に降灰した，比較的大規模な噴火に由来するテフラの多くを認めることができると考えられる．この発表では各テフラの特徴を述べるとともに，従来より知られている示標テフラとの対比を行い，テフラの起源と推定される噴出年代を紹介する．

高島平北遺跡で認められたテフラの特徴を表1に示す．このほか1783年（天明3年）に浅間火山から噴出した浅間A軽石が江戸に降灰した記録がある．実際に荒川低地や東京低地に位置する他の遺跡では，浅間A軽石が認められている（たとえばパリノ・サーヴェイ，1985）．これらの成果も合わせると，江戸においては古墳時代以降に少なくとも8回の比較的顕著なテフラの降灰があったものと考えられる．

表1　北高島平遺跡のテフラの主な特徴

テフラ	層厚*1	スコリアおよび軽石 最大径*1	色調	発泡度（形態*2）	遊離結晶*3	対比されるテフラ
Tk-8	5	0.9	黒灰＞黒＞暗褐＞赤	中程度	pl;ol,opx	富士宝永スコリア
Tk-7	7	2.0	黒灰＞灰褐＞赤	良くない	pl;opx,ol,cpx	?
Tk-6	11	1.1	淡褐	中程度	pl,qt;opx,cpx	浅間Bテフラ
Tk-5	2	0.2	透明	(pm=md)	pl,qt;ho,opx,cpx	?
Tk-4	3	1.8	黒灰＞灰＞暗褐＞黒＞赤	良くない	pl;ol,opx,cpx	富士貞観スコリア?
Tk-3	2	1.2	暗褐＞黒灰	中程度	pl;ol,opx,cpx	富士延暦スコリア?
Tk-2	2	0.3	透明	(pm>md)	pl,qt;ho,opx,cpx	榛名－二ツ岳火山灰
Tk-1	30	2.5	黒灰＞灰＞暗褐	中程度	pl;ol,opx,cpx	?
As-A*4	+	1.1	透明	(pm>md)	pl;opx,cpx	浅間A軽石

*1；単位は，mm．*2；pm：軽石型，md：中間型，*3；pl：斜長石，qt：石英，ol：カンラン石，opx：斜方輝石，cpx：単斜輝石，ho：角閃石，mt：磁鉄鉱，*4；東京低地から採取された試料．

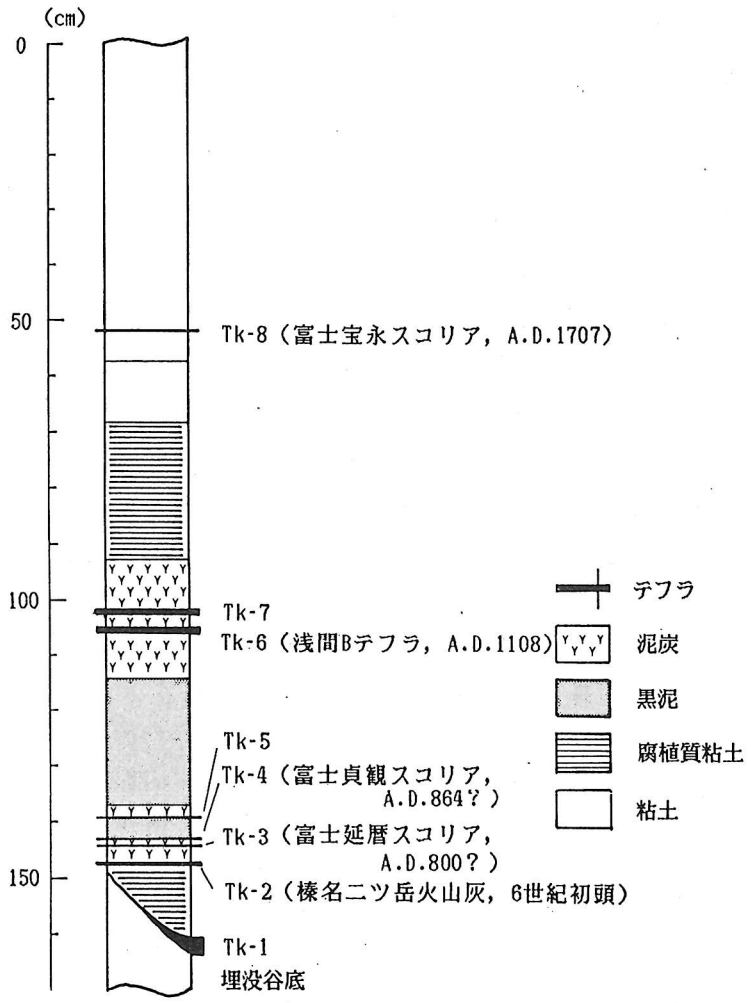


図1　高島平北遺跡埋没谷断面柱状図

P 8 開聞岳の平安時代噴出物に覆われた指宿市橋牟礼川遺跡

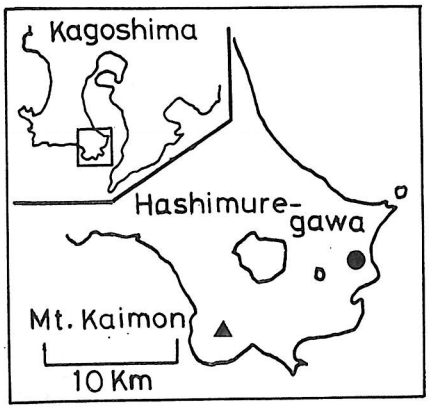
成尾英仁（鹿児島玉龍高校）下山　覚（指宿市教育委員会）

Hideto NARUO,Satoru SHIMOYAMA; On the Hashimuregawa site at Ibusuki City covered with Heian-period ejecta from Mt.Kaimon

橋牟礼川遺跡は鹿児島県薩摩半島南東端の指宿市下里にあり、濱田耕作や長谷部言人らを中心に1918年（大正７年）から翌年にかけて発掘されたが、火山灰を利用した層位学的発掘が最初に行われた遺跡として知られる。

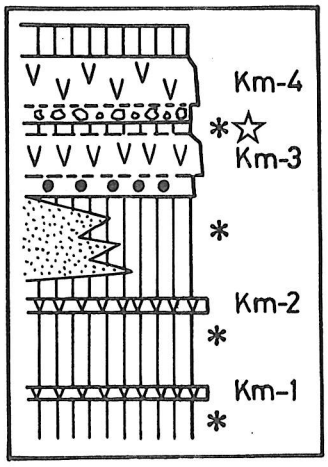
発掘の結果、上層から下層まで約４ｍの深さに火山灰層と遺物包含層が交互に堆積し、上層遺物包含層からは薩摩式土器（成川式土器，古墳時代）、火山灰層を挟んだ下層遺物包含層からは指宿式土器（縄文時代後期）が出土した。

橋牟礼川遺跡はその後散発的に発掘されてきたが、1980年代から計画的に発掘が実施され、縄文時代前期から平安時代にかけての複合遺跡であり、各時代の遺物・遺構が開聞岳噴出物と土石流堆積物に覆われていることが明らかにされた。



図－１　橋牟礼川遺跡の位置

本遺跡の層序は図－２に示される様に、開聞岳起源の４枚の噴出物とその間に挟まる黒色腐植土およびクサビ状に挟まる土石流堆積物からなる。　開聞岳起源噴出物は遺物との関係および^{14}Ｃ年代から、Km－１は約 4,000年前（縄文時代後期）Km－２は約 2,000年前（弥生時代中期後半）、Km－３は約 1,500年前（古墳時代）、Km－４は 1,100年前（平安時代）の噴出物である。



図－２　地質柱状図略図
米印；遺物
星印；火山災害痕

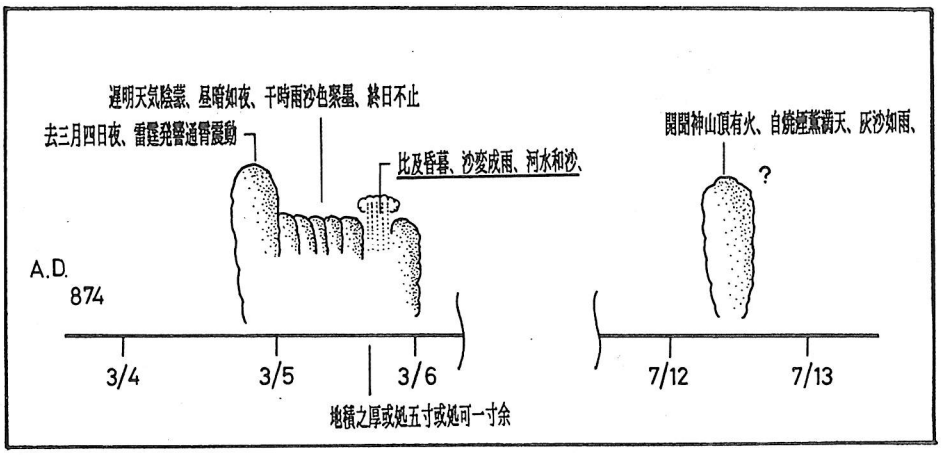
平安時代の噴火は874年（貞観１６年）、885年（仁和元年）に発生し、その記録は「三代実録」に残されている。　図－３にあるよるように、貞観年間の噴火は旧暦３月４日夜に発生し、２日間にわたって継続しているが、記録によると噴火の途中で雨が降り、それにより河川が埋め立てられている。

遺跡内の貞観年間噴出物は、最下部の火山礫とその上に堆積する成層した火山礫混じり細粒火山灰、上部の黒色火山砂、火山礫まじり細粒火山灰からなり、その間には風化帯や黒色腐植土は形成されていない。　また、噴出物は特徴的な赤紫色を帯びている。

表－１に示される様に、遺跡内ではこの噴火による災害の痕跡がよく保存されており、それらから当時の環境や生業、建造物の状況を復元することができる。

噴出物に覆われた建物は現在２棟発掘されており、１棟は東側に倒壊しているのが確認されている。　最初の火山礫は建物の周囲にのみ堆積し内部には全く見られないことから、その後の噴出物の重みで倒壊したと推定される。　また建物内部にはきわめて細粒の火山灰が厚く堆積していること、噴出物が明瞭な成層構造をもつことなどから、記録のように降雨があったことは確実である。

遺跡内の地下数mからは平安時代の河川が検出されたが、最初の火山礫は川底に堆積しており、その上には成層した火山礫混じり火山灰層が厚く堆積し、さらにそれらをえぐるように巨礫混じりの土石流堆積物が堆積し河川を完全に埋めている。



図－3　開聞岳の貞観年間噴火の過程

このことは「三代実録」の「河水和沙」という記録の正確さを示している。　指宿地方の大半の地点で、貞観年間噴出物は明瞭な成層構造を持っており、また開聞岳周辺では土石流堆積物が厚く堆積していることから、指宿地方の広範囲で降雨があったと推定される。

貞観年間噴出物には多量の植物葉片が挟まれているが、その主なものはイネ科植物とシダ植物である。　遺跡内には噴出物に覆われた樹木痕が残されているが、その地点では火山灰中に葉片が多量に挟まっており、噴出物の降下で葉が落とされたことがわかる。　また幼木は途中で折れている。　遺跡から約6Km北側の中島ノ下遺跡では、旧地表面に落下したスダジイの実が火山礫に覆われていることから、噴火の季節が冬季から春季であったことを示しており、記録の正確さが裏づけられる。

表－1橋牟礼川遺跡の火山災害

一次災害	建物倒壊・埋没　畑埋没　墓地埋没 樹木埋没・折れ　河川埋没　里道埋没 草本類埋没・枯死
二次災害	土石流発生　泥土侵入
その他	貝塚埋没

また、遺跡内では広範囲に畑跡が検出されいるが、当時の畝が噴出物に覆われよく保存されており、栽培植物の種類や栽培方法が推定でき、畑の広がりや建物の位置関係から当時の集落の景観を復元することができる。

遺物としては須恵器、墨書土器、古銭、帯金金具、鉄器、青銅器が出土し、さらに動物骨、食物残さいなども出土している。

橋牟礼川遺跡は、①平安時代に発生した開聞岳噴火の経過を記録と対比させながら検証することができる　②火山災害の様相を直接観察することができる　③遺物や遺構から平安時代の集落景観や環境・生業を知ることができる　などきわめて重要な遺跡である。

P 9 示標テフラを用いて完新世黒ボク土の生成開始時期を探る ― 十和田火山テフラ分布域を例にして ―

細野　衛（新座高校）佐瀬　隆（岩手県埋文センター）青木潔行（光明学園相模原高校）

Mamoru HOSONO, Takashi SASE, Kiyoyuki AOKI; When the Kuroboku Soils Started to Form in Holocene ?

黒ボク土のＡ層（黒土層）の下限は，約1万年前を示すと考えられている場合が多い．確かに，各地の累積テフラ断面でこの考えと符号する黒ボク土の産状が認められる．この事実は，火山活動から独立した広域に影響する因子，すなわち更新世から完新世への移行に伴う気候の温暖湿潤化が黒ボク土の生成開始に関与していることを示唆する．一方，黒ボク土の生成には，温暖湿潤な気候条件の他に草原（様）植生が必要とされる．このことは，黒ボク土のＡ層がイネ科起源の植物珪酸体に富み，同一テフラから草原植生経歴を持つ場合にのみ黒ボク土が生成していることなどによって裏付けられている．したがって，植生条件に規定されて，黒ボク土の生成開始時期が完新世の始まりと必ずしも一致しない場合があることが推定される．今回，演者らは十和田火山の完新世テフラ分布域において，黒ボク土が1万年前より明らかに新しく生成し，また地点によってその生成開始時期が異なる事実を見いだし，この現象が植生条件によって支配されていると推定されたので報告する．

1．断面形態（図2）

観察された断面は，青森県十和田湖町湯ノ台に位置する（図1）．これらは，庄子ほか（1987）のPedon湯ノ台1，Pedon湯ノ台2にほぼ一致するので以下この名称を踏襲する．いずれの断面も，下位より褐色風化火山灰層，中掫浮石層（Cu-P），十和田a火山灰層（To-a）が累積し，3つの土壌層位学的単元に区分される．Pedon湯ノ台1では，Cu-Pを母材とする単元ⅡおよびTo-aを母材とする単元Ⅰはいずれも黒色（10YR2/1以下）のＡ層を，最下部の単元Ⅲは暗黄褐色（10YR3/4）の（Ａ）層を有していた．一方，Pedon湯ノ台2では，黒色のＡ層を有するのは最上位のTo-aを母材とする単元Ⅰだけで，単元Ⅱは暗褐色（10YR　3/3）のＡ層を，単元Ⅲは暗黄褐色（10YR3/4）の（Ａ）層を有していた．

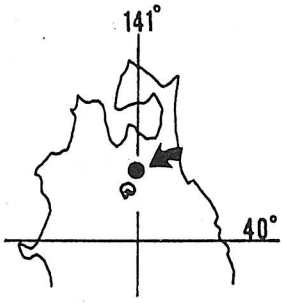


図1 調査地点

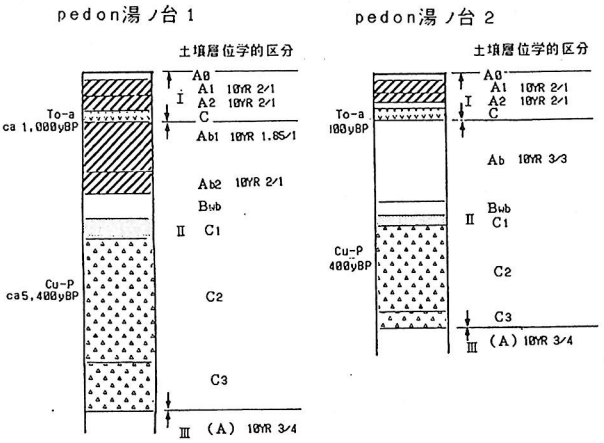


図2　土壌断面

2．植物珪酸体組成（図3）

いずれの断面でも，単元Ⅰの黒色Ａ層は非タケ亜科＞タケ（ササ属）亜科のイネ科植物起源珪酸体組成を示した．Pedon湯ノ台1の単元Ⅱの黒色Ａ層はタケ亜科（ササ属）＞非タケ亜科のイネ科植物起源珪酸体組成を示

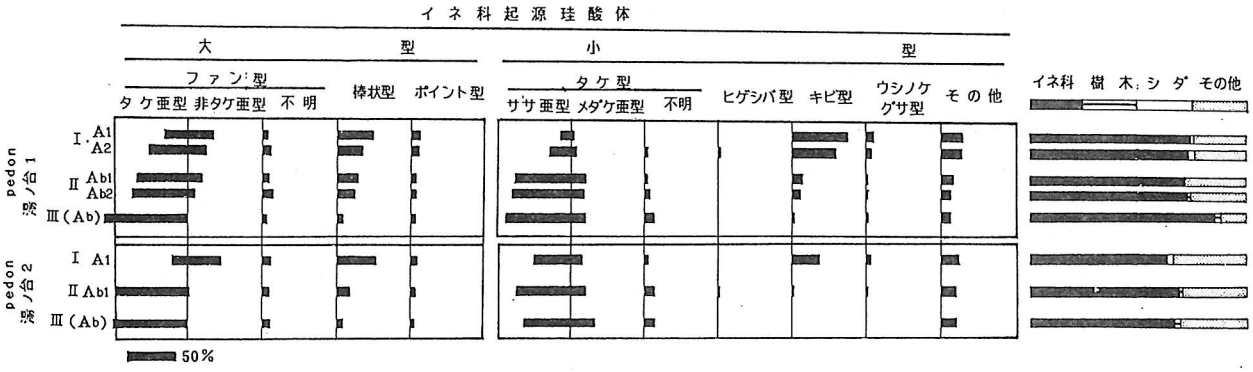


図3　植物珪酸体組成

した．Pedon湯ノ台2の単元Ⅱの暗褐色A層，単元Ⅲの暗黄褐色（A）層およびPedon湯ノ台1の単元Ⅲの黄褐色（A）層は，タケ亜科（ササ属）起源の珪酸体が極めて優勢なイネ科植物珪酸体群集で特徴づけられ，また，広葉樹起源の珪酸体の検出率が1.5～2%で比較的高かった．この様な植物珪酸体組成より，Pedon湯ノ台1の単元ⅠおよびPedon湯ノ台2の単元Ⅰの黒色A層の生成には非タケ亜科を，また，Pedon湯ノ台1の単元Ⅱの黒色A層の生成にはササ属をそれぞれ主要構成要素とする草原植生が，Pedon湯ノ台1の単元Ⅲ，Pedon湯ノ台2の単元Ⅱ，Ⅲの非黒色A層，（A）層の生成には，ササを林床に伴う広葉樹林が関わったと推定される．

3．腐植分析（図4,5）

炭素含量は，黒色A層で6.5%以上，非黒色A層，（A）層で5.3%以下であった．また，黒色A層の腐植酸はA型あるいはA型に極めて近いB型，非黒色A層，（A）層はすべてP型と判定され，黒色A層において腐植化のより進んだ腐植酸の生成集積が認められた．以上のことから，Pedon湯ノ台1の単元Ⅰ，Ⅱ，Pedon湯ノ台2の単元Ⅰは黒ボク土と認定されるが，Pedon湯ノ台1の単元Ⅲ，Pedon湯ノ台2の単元Ⅱ，Ⅲは黒ボク土と認定できない．

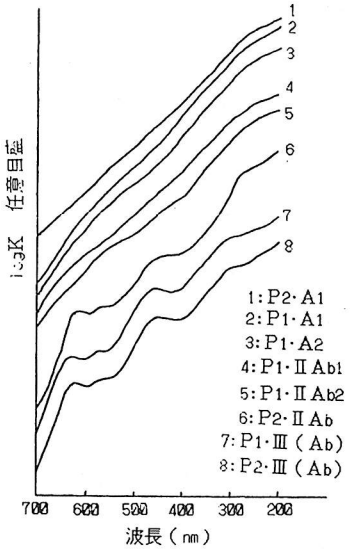


図4　腐植酸の吸光度曲線

4．まとめ

いずれの断面においても，各土壌層位学的単元の腐植層の性質と植生経歴の間には明瞭な関係が見られ，腐植化度の高い腐植酸を含む黒色A層の生成には草原植生が深く関わっていることが示された．Pedon湯ノ台1では約5,000年前以降，一方，Pedon湯ノ台2では約1,000年前以降に森林から草原への植生変動に伴い黒ボク土の生成が開始した判断され，したがって，完新世にあっても植生条件が整わなければ黒ボク土は生成せず，黒ボク土の生成開始時期は必ずしも1万年前とは限らないことになる．演者らは，黒ボク土A層の下限を機械的に1万年前とする見方には問題があると考える．

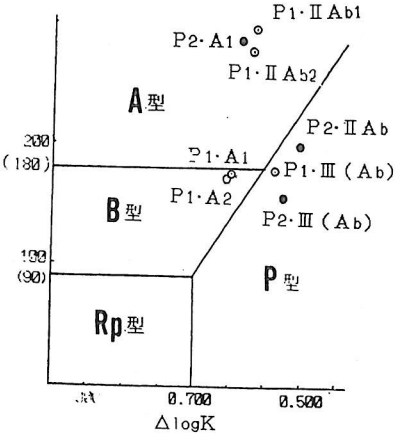


図5　腐植酸の分類

P 10　大山火山北西麓における土壌腐植の集積と生成環境

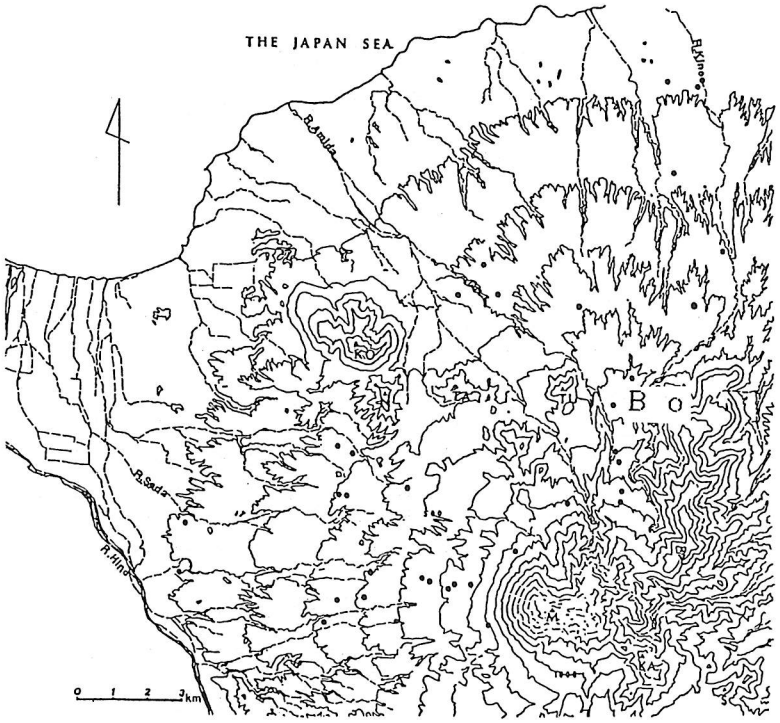
青木久美子（お茶大・院）・渡辺真紀子（中央学院大学）

Kumiko AOKI・Makiko WATANABE: Humus Accumulation and Soil Forming Environment of Andosols in Northwestern Foot Area of Daisen Volcano

1．はじめに　火山灰土壌の腐植特性の空間分布を時間の推移と対応させることによって，過去の生物気候環境を推定する方法を提案し，これまでに北関東の事例研究によってその有効性を確かめた（渡辺，1987；1988）。本研究では，同様の方法によって，大山火山北西麓に発達する黒ボク土の腐植特性の空間分布を調べた。大山山麓では黒ボク土中に，アカホヤ火山灰（Ah）が混入していることが確認されており（町田・新井，1978），このAh相当層は埋没腐植層であると考えられる。ここでは，埋没腐植層生成期における腐植集積の適所と現在のそれとを比較することにより，本地域における腐植生成の水熱環境および植生変化の推定を試みた。

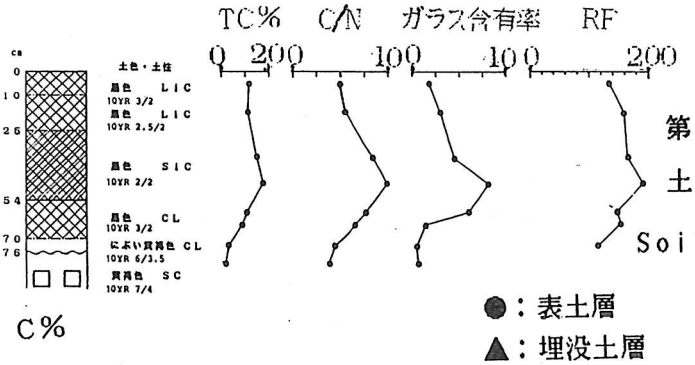
2．土壌断面の特徴　第1図は，本研究の調査地域とサンプリング地点である。大山山麓の黒ボク土の発達は，地形に起因する地域差が認められるが，標高900m付近まで60-70 cm厚さの腐植層と漸位層，これらの直接の母材と考えられる黄褐色（10YR 7/4）火山灰層からなる土壌断面が広く分布している。さらに深さ30- 50cmには，肉眼でみても特に黒味の強い層位が存在する（第2図）。分析結果より，この層位（深さ30-50 cm）では，黒味が強く，炭素含有率が高く，炭素率が大きく，腐植酸の相対色度（RF）も高い傾向がみられた。さらに火山ガラス含有率（粒子%）をみると，平板状の火山ガラスの密集層もこの層位に対応する。

3．結果と考察　第3図に腐植集積度と標高との関係を示した。ただし，腐植集積度とは，炭素含有率を表土層と埋没土層における各々の最大値で割って相対値として示したものであり，また，ここで埋没土層とした層位は，上述によるAh相当層である。これによると，表土層では低標高ほど低く，350-480mでピークをむかえ，それよりも高いところではその値を減じていく。埋没土層でも，低標高ほど値は低く，330-540mにピークがあり，それよりも高標高で値を減じる。この図より，埋没土層のほうが分布が若干広いが，表土層とともに約330-540mのところに腐植集積の適所があると考えられる。北関東における事例では，埋没腐植生成期（4000- 6000年前）における腐植集積の適所は，現在よりも約300-400m高所に移動しているのに対し，大山山麓の場合には，移動量が小さい。また，Pg（腐植酸の緑色色素）の分布についても移動が認められた。この移動量の地域差は，水熱環境および植生環境変化の地域性を示すものと考えられる。



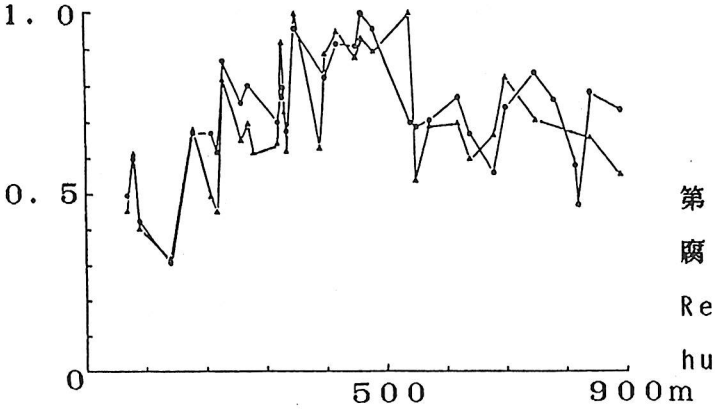
KA：烏ヶ山　KO：孝霊山　S：象山
TA：鈑戸山　TU：鍔抜山　N：鍋山
M：弥山　　Y：矢筈ヶ山
Bo：牧場脇
●：試料採取地点

第１図
調査地域と試料採取地点
Study area and sampling sites



第２図
土壌断面と土壌特性（牧場脇,540m）
Soil profile and soil properties

●：表土層
▲：埋没土層



第３図
腐植集積度と標高の関係
Relation between the degree of humus accumulation and height(m)

＊＊参考文献＊＊

町田　洋・新井房夫（1978）：南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラーアカホヤ火山灰．第四紀研究１７．１４３－１６３．

渡辺真紀子（1987）：男体火山東麓域における土壌腐植特性の垂直分布と水平分布．地理学評論６０，２５１－２６４．

渡辺真紀子（1988）：火山灰土壌の腐植特性の空間分布の推移にみる環境変化－赤城火山南麓における事例－．地学雑誌９７，６８４－６９６．

P 11　サヌカイトの風化速度　－年代測定への応用性－

朽津信明（東大・地質）

Weathering rate of sanukite － the applicability to dating －

: Nobuaki Kuchitsu

【はじめに】　礫の表面の風化皮膜の厚さに注目することによって第四紀の編年を行う研究は、アメリカを中心に数多くの成果をあげており(1)、わが国でも近年になって行われ始めている(2)。しかしながら、その研究の基礎となるべき、風化速度についてのメカニズムに基づいた理論的な研究は、これまで殆どなされて居らず、一般には経験的に風化速度を推定して年代を議論している場合が多い。黒曜石については例外的に、水の拡散によって水和層が時間の1/2乗に比例して成長するメカニズムが指摘されているが(3)、これを他の岩石についてすぐに適用することはできないであろう。私は、黒曜石と共に石器の原石としてよく使われるサヌカイトについて、地質学的立場からその風化のメカニズムについて研究を進めてきたが、そのモデルを年代測定に応用できる可能性について今回検討を加えてみた。

【サヌカイト風化のモデル】　サヌカイトが風化する際には、先ずその初期に表面に薄い白色層が形成され、やがてそれが粘土（カオリナイト）へと変化して行くのが観察される。この白色層では、サヌカイト中の石基斜長石がその外形を残したまま選択的に溶解して穴になっているのが観察される。すなわちサヌカイトの風化では、この斜長石の調和溶解が律速反応として働いていることが予想される。この風化速度を、斜長石の溶解速度の実験値(4)に基づいて計算してみると、千年間で数μm程度という一定の速度でサヌカイトは風化して行くことが推定される。

【石器・崖錐・礫層等に於けるサヌカイトの風化】　既に報告したように(5)、香川県五色台周辺地域の遺跡から出土した各時代のサヌカイト製の石器について、その考古学年代と表面の白色層の厚さとの関係はほぼ直線関係になっているのが観察される（図１）。白色層の成長速度も、４．１μm／Kyと理論からの予想とよく一致している。

一方このモデルを拡張するために、同地域内の崖錐堆積物に着目した。崖錐の堆積時に初めて表面に曝されたと思われる面（割れた面など）について、その表面の風化生成物の厚さ（白色層の厚さと粘土化した部分の厚さとの合計）と崖錐の推定年代（マトリックス中に含まれる火山ガラスの組合せより推定）との関係を見たのが図２である。石器で求めた風化速度は、それ以前に関しても十分有効であることが分かる。また、同地域でサヌカイト溶岩の風化を観察してみても、その風化生成物の厚さと溶岩の年代との関係は、風化速度のラインを満足させるものである（図２）。

さらに、大阪府岸和田市の大阪層群泉南累層の礫層中のサヌカイト円礫についても同様の観察を行った。この場合は、五色台とは地域も岩質も異なるので一概に比較はできないが、求められた風化速度のラインと大きくは矛盾しない関係が得られた（図２）。むしろ礫層の場合は、それが地表に現れて初めて風化が始まるものなので、礫の風化が始まった時期は礫層の堆積年代よりやや新しいはずであることを考え合わせれば、求められた風化速度は十分有効であると考えられる。

【年代測定への応用性】　以上のことから、年代が未知のサヌカイト試料について、その表面の風化生成物の厚さから、逆に風化速度を用いることによってその試料が風化を受け始めた年代（石器の製作年代、あるいは崖錐等の堆積年代）を推定することができるであろうと考えられる。この場合風化速度は、温度やｐＨなどの周りの環境や岩石の微細組織によって微妙に変わってくることも予想されるが、それぞれの地域でそれぞれの原石ごとに風化速度のラインをひいてやれば、おおよその年代推定は十分可能であると思われる。

なお、今回の研究では対象をサヌカイトに限定したが、これはサヌカイトがきわめて緻密であるため、水との反応を岩石・水の単純な界面反応として捉えたモデル化が可能だったためである。これを他の岩石に拡張する際には、岩石内部での拡散反応も考慮しなくてはならず、風化速度は時間の一次の関数ではなくなり[1]、モデルは複雑になるであろう。今後はこういった点に留意しながらモデルを拡張して行きたい。

【文献】　(1) Colman, S. M. (1981), Quat. Res., 15, 250；(2) 青柳章一　他 (1989), 日本地理学会予稿集, 35, 266；(3) Friedman, I. & Smith, R. L. (1960), Am. Antiquity, 25, 476；(4) Busemberg, E. & Clemency, C. V. (1976), Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 41；(5) 朽津信明 (1990), 日本文化財科学会第７回大会研究発表要旨集, 84

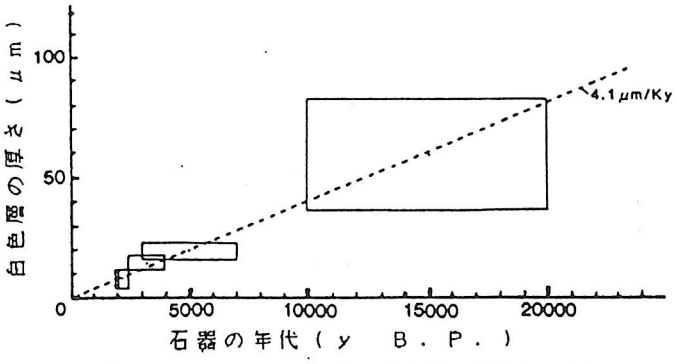


図1　サヌカイト製石器の年代と白色層の厚さとの関係

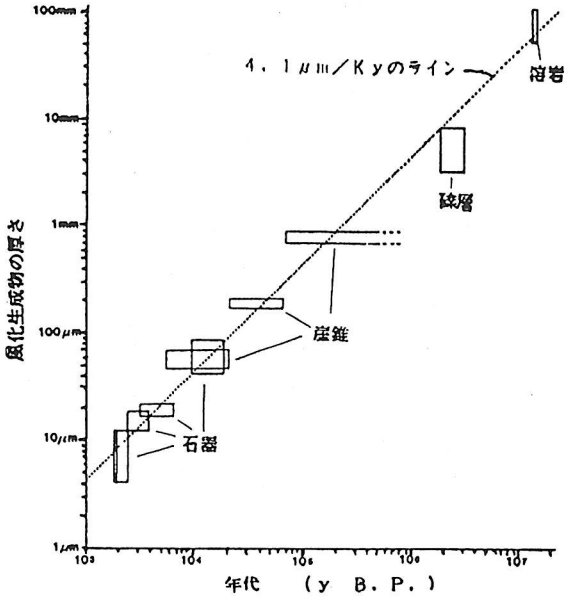


図2　サヌカイトの年代と風化生成物の厚さとの関係

P12 東京低地の遺跡分布と地形

久保純子（早稲田大・教育）・
橋本直子・谷口　榮（葛飾区教育委員会）

Land Classification TOKYO LOWLAND and Archeological Site.

:Sumiko Kubo,Naoko Hashimoto and Sakae Taniguchi

1．はじめに

武蔵野台地と下総台地の間に広がる東京低地が陸化しはじめるのは、上流部の中川・川口低地の形成とそこに営まれた遺跡から縄文時代後期以降と考えられている。東京東部低地における該期の人間活動を示す確実な資料はないが、足立区花畑からは略完形の堀之内式土器が出土している。弥生時代後期以降になると遺跡数も増加することから、微高地の発達とともに生活に適する環境が整ってきたことが窺える。近世以降の河川の改修や海岸の埋め立てによって東京低地の地形は改変され、現代の急激な開発によって旧状を偲ぶすべはなくなってしまった。

そこで、微地形の分布にもとづき、遺跡などの考古資料を用いて、縄文時代以降の地形変遷の復元を試みてみたい。

2．東京低地の地形分類図

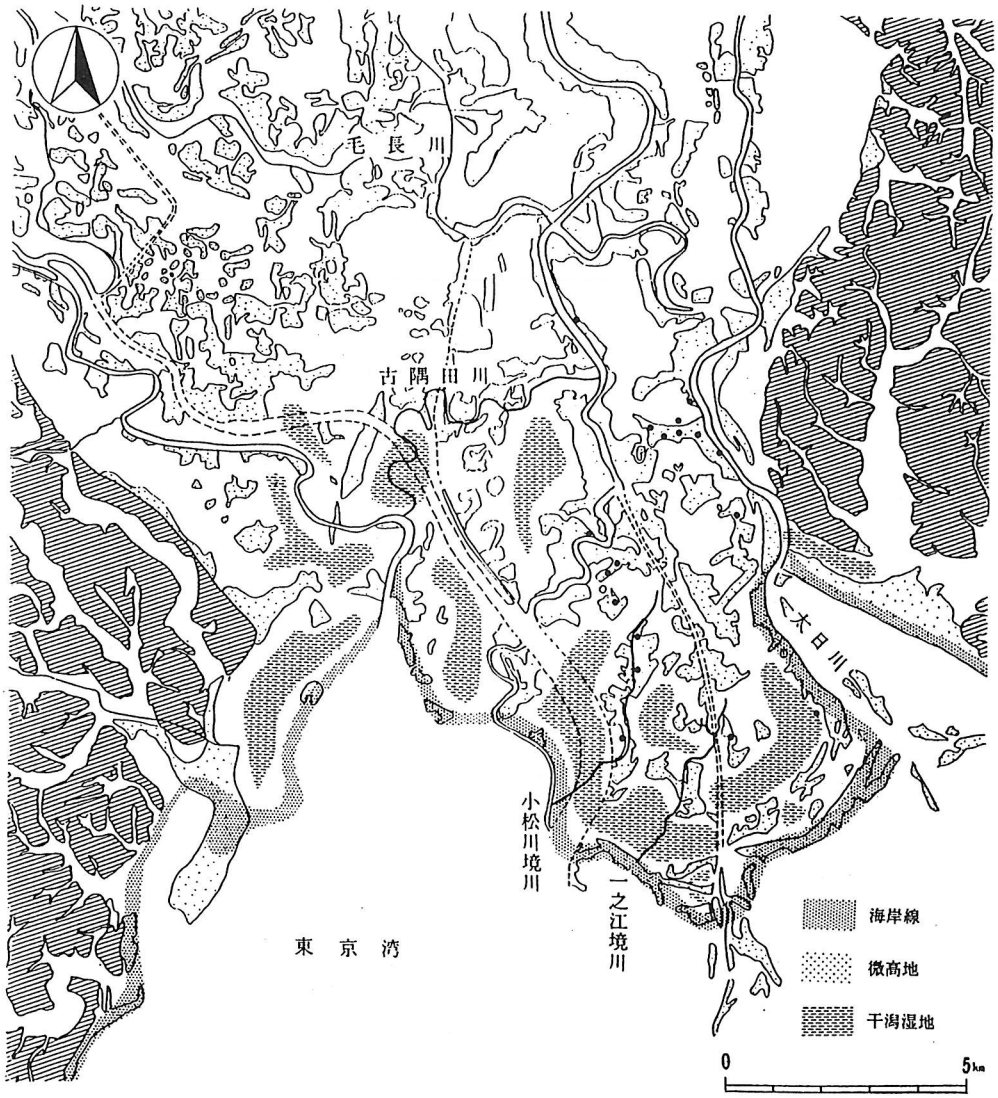
第１図は国土地理院の土地条件図(1982)と葛飾区遺跡調査会が実施した葛飾区微高地分布図(1987)、葛飾区の「水とかつしか」専門調査報告書の葛飾区周辺地形分類図（大矢・春山　1988）を用いて地形の分布状況を示した図である。本地域は関東屈指の河川集中地帯であり、縄文海退以降、荒川や利根川などの上流からの土砂の供給によって沖積化が進められてきた。中川・江戸川・境川沿いには南北方向に発達した自然堤防の発達が顕著に認められる。一方、埼玉県境の足立・葛飾区北部と葛飾区金町・柴又から足立区南東部を通って台東区上野付近、江戸川区南部の江戸川河口付近には、東西方向に発達した微高地が分布しており、海岸線付近に形成される砂州状を呈している。これらの砂州のラインはある時代の海岸線を推定する指標となるもので注意される。

3．東京低地の遺跡の分布

東京低地の遺跡分布については、可児弘明(1962)・谷口(1988)などで述べられており時代毎の遺跡の分布状況から、毛長川付近の陸化が早く、その後、中川・江戸川付近の微高地が発達し、弥生時代以降、特に古墳時代前期から遺跡（集落）の分布が顕著になる。これらの東部の状況に比べ、隅田川下流の西部では古東京川の埋没地形の関係で陸化は遅れていた（貝塚　1979）。

第１図では奈良・平安時代の遺跡分布をもとに当時の海岸線と陸域と水域の分布の復元を試みている。

地理学的方法と考古学的方法を用い、古地名などの記録を参考にすることで、いつ・どこで人間活動が行われたかが明らかにすることができ、時代毎の自然環境の復元も可能となろう。これには、花粉・珪藻・プラントオパールなどの自然科学分析を行い植生や水域の海水による影響などに関する局地的なデータの集積も大切な作業である。



第１図　奈良・平安時代の海岸線と陸域と水域の分布図
（ドットは奈良・平安時代の遺跡を示す）