Ｌ１　１９９５年新潟県北部地震について

大木靖衛・渡部直喜・徐輝竜・鈴木幸治（新潟大災害研）

Yasue OKI, Naoki WATANABE, XU Huilong & Kouji SUZUK ; 1995 Northern Niigata Earthquake (M.6.0)

地震と被害

平成７年４月１日１２時４９分、新潟市東方１８ｋｍ北蒲原郡笹神村でマグニチュウド６.０の地震が発生した。深さは浅く１７ｋｍであった。重傷者６、軽傷者６２、全壊５５、半壊１６５、一部破損７８３、被害総額は３０億円に達するものと推定されている。本地震は人口４９万の新潟市東方１８ｋｍの地点で発生した。

空白域

気象研究所の石川有三は４年前から新潟市付近が地震空白域となっていることを繰り返し指摘していた。石川はさらに日本海東縁部の歴史被害地震を整理し、地震活動がほぼ１００年周期で活動期と静穏期が交互にくり返していることを認めた。２年前、東北大学の大竹政和は日本海東縁部のプレート境界が新潟市付近で内陸にはいり、信濃川に沿って長野盆地にたっするという考えをのべ、このプレート境界の空白域で大地震を発生する可能性が高まっていることをしめした。本年４月１日の地震が思っていたよりも早く出現して、それを指摘した人たちも驚いている。

震度分布

地震動の強さは当初震度４（中震）と報道された。震度４では倒壊家屋はでないが、倒壊家屋があり気象庁による被害踏査がおこなわれ震度５（強震）であったことが認められた。

地震で転倒した墓石の高さと幅を計り、転倒させた水平方向の力を求めることができる（ウェスト法）。私たちは９０ヶ所の墓地を調査して図のような震度分布図が得られた。家屋の倒壊があった震央地区３.５×１ｋｍの範囲は震度６（烈震）であった。震度階６は、理科年表に、「家屋の倒壊は３０％以下で、山くずれが起き、地割れを生じ、多くの人が立っていることができない程度の地震。歩行はむずかしく、はわないと動けない。加速度は２５０～４００ガル（ｃｍ/s^2）」と書かれている。震度６をとりまく１０×５ｋｍの範囲が震度５（強震）の地区であり、その長軸は震度６地区の延長方向と一致している。震度６地区は細長く北北東－南南西の方向をとり、本地震をおこした地下５～１５ｋｍに埋没している活断層を暗示している。この活断層を福島潟東縁断層とよぶことにした。福島潟東縁断層は東５ｋｍ付近を北北東－南南西に走る月岡断層とほぼ平行である。

震度５地区が西に張りだした広がりをなし、震度５地区が震度４地区内に離れ島状に分布している。これは本地域が阿賀野川や加治川扇状地と新潟海岸砂丘列で囲まれた後背湿地にあたり、１００ｍ以上の軟弱な泥層が厚く堆積していることに由来しているものと推定される。墓石転倒より求めた水平加速度は震度６地区が４００ガルに達していた。ちなみに、阪神大震災では震度７地区は８００ガルの水平加速度を記録していた。本地震は初めに報道されていた中心部が震度５程度の地震より１ランク上の震度６の被害を出した強い地震であった。

空中浮揚した熊野神社

震央地の中心部上高田の震動はとくに強かった。そこにある熊野神社の建物は地面をこすることなく３０ｃｍも西に移動していた。十数本の支柱下端のホゾは、土台石に刻まれた深さ２ｃｍのピットからはずれ、２本の柱以外は土台石に擦痕を残していない。Ｐ波（上下動）により地球重力以上の力で下から突き上げられ神社は空中に舞い上がり、１～２秒後に来たＳ波（横波）で地面は３０ｃｍ東に移動していたのである。上下動の最大加速度は地球の重力加速度９８０ガルより大きかった。本地震の強い震動を証明している。阪神大震災をもたらした兵庫県南部地震でも、震度７（激震）地区で

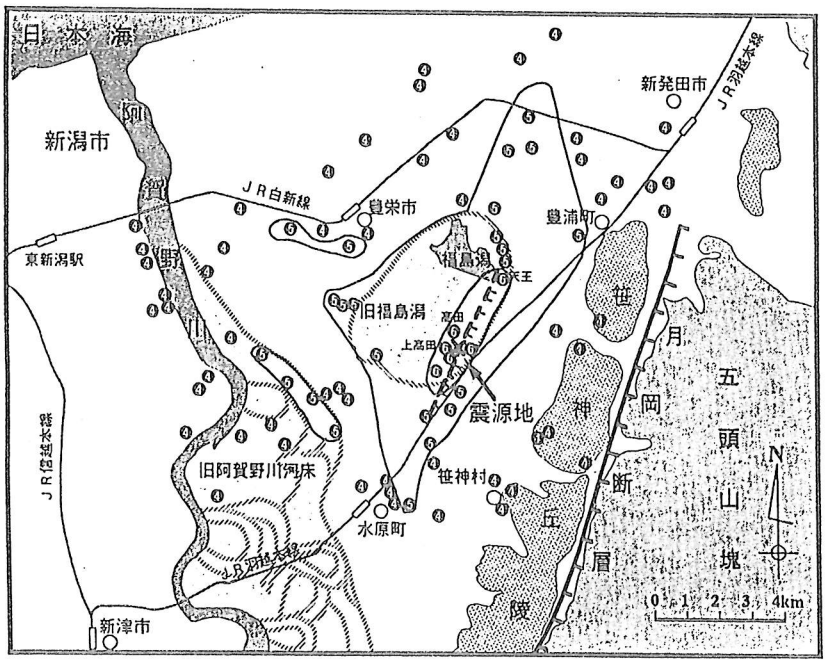
重力加速度以上の上下動があったことが報告されている。

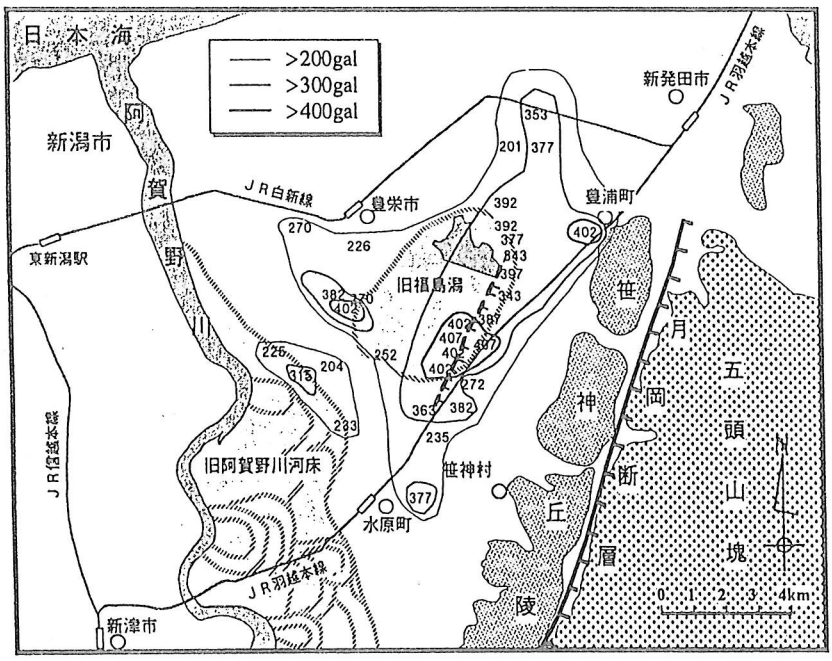
地震の前兆

今回の地震でも幾つかの前兆異常が観察されている。震央に近い出湯温泉、月岡温泉、潅漑用水井戸、ガス井戸などに前兆異常があった。

三条地震（１８２８）

新潟平野では１６８年前の１８２８年（文政１１年）にマグニチュウド７弱の大地震に見舞われている。震央は三条市で震度６以上の地域は４０×２０ｋｍにわたり、死者１４４３、全壊９８０８、焼失１２０４にもたっし、激しい液状化現象があり、地割れから水や青い砂が噴出した。建物が１ｍ前後不同沈下していた。平野の地下に埋没していた活断層が動いて発生した直下型大地震であった。その時変位した活断層の長さは２０ｋｍ程度と推定され、被害の地理的広がりや地震強度は阪神大震災と同程度であった。今回の県北部地震の震度６域の２００倍の地域になっていた。





L 2　兵庫県南部地震による阪神地域の被害と伏在断層

遠藤秀典・渡辺史郎・牧野雅彦・村田泰章・渡辺和明（地質調査所）
Hidenori ENDO, Siro WATANABE, Masahiko MAKINO, Yasuaki MURATA and Kazuaki WATANABE; Disaster caused by the 1995 South Hyogo Earthquake and concealed faults in the Hanshin area.

1.はじめに

兵庫県南部地震による構築物被害と地下地質との関係について、神戸市長田区から西宮市付近までの海岸地域を主な対象に、各種の調査を行ない検討してきた。この結果、被害集中地帯及びその周辺の地下に断層が存在することが明かになると共に、これらの伏在断層の地下浅部の分布と被害とは密接に関係していることが明かになってきた。本稿では、これら一連の調査の概要を報告する。

2.反射法弾性波探査による地下地質構造

構築物被害の集中地帯を通る 5測線で反射法弾性波探査を実施した。これらの探査結果から、今回の被害集中地帯の地下に断層が分布することが明かになった。以下では、芦屋市の芦屋川沿いで実施した芦屋川測線及び神戸市中央区と灘区の境界付近で実施した脇浜第2測線の結果について述べる（図1、図2）。

芦屋川測線では、測線中央部の阪神本線付近で地層の変位が認められ、北側に傾斜した逆断層が分布する。各地層の厚さは南側で厚くなっており、この変位には累積性が認められる。また、本測線の北部では、海側が上方にずれた断層が分布するとも解釈できる。

脇浜第2測線についても、測線中央部に、山側の地層が上方にずれている逆断層の変位が認められ、累積性を伴う。測線北部ではやや複雑な構造を示し、海側の地層が上方にずれていると共に、それに斜交する断層も存在すると解釈することができる。一方、南側の海岸付近では、反射記録が不明瞭であるが、詳細に検討すると一部に断層が分布すると解釈できる。

3.重力探査による断層の地下浅部の分布

断層の地下浅部における分布を明かにするため、15測線を設定し約25mの短い間隔で重力を測定した。また、これらの周辺部では独標点を用いた重力測定を実施している。総測定数は1500地点以上に達している。これらの測定結果について、ブーゲ異常の等値線図、各測線毎の断面図及び傾斜分布図（図3）等を作成し検討している。

各測線沿いの重力の断面図では、山地・丘陵地域において従来確認されている断層の位置で、ブーゲ異常の傾斜が変化している。また、反射法弾性波探査による断層の分布地点付近でも、重力の傾斜が変化する。本調査地域では、重力の傾斜変化部分が、伏在断層の地下浅部における分布を示していると仮定できる。

4.多地点同時測定による微動観測

地表直下の地下地質について検討するため、固有周波数2Hzの受振器を7.5m間隔で設置し、同時に48地点の測定を行なう方法で微動を観測した。これらの周波数解析の結果では、六甲アイランドの埋立地でやや長周期の振動が卓越するが、その他の海岸付近から山地境界付近までの測線では顕著な違いは認められていない。

5.反射法弾性波探査の起振動を用いた表面波の伝播特性の調査

芦屋川測線において、反射法弾性波探査によって起振された振動を上記のシステムを用いて多地点で同時に観測した。この結果では、一部の区間で表面波の振幅が小さくなっている。この範囲は、反射法弾性波探査結果による断層の分布位置と対応している。

6.構築物被害の分布

鉄筋コンクリート造及び鉄骨造等の非木造の建物の被害について現地調査を行なった。この調査では、主に1階部分の柱の被災状況によって被害を区分した。

また、一般的な木造住宅の被害の分布に関して、震災復興都市づくり特別委員会による阪神・淡路大震災被害実態緊急調査被災度別建物分布状況図集(1995)を用い、低層の建物の被害率分布図を作成し検討した（図4）。この等値線図では、被害率の著しく高い地区が海岸線にほぼ平行に帯状に分布していることが示されている。さらに、この地帯の分布境界は、特に北側の境界で直線状をなし、その方向は地域によってやや変化している。また、この地帯の中に、被害率がやや低い部分が斜交して直線状に分布していることが示されている。

7.地表の地割れ等の調査

被害集中地帯を中心に地表の地割れ・亀裂等の調査を行なった。多くは盛り土等の変位や液状化を伴っている。一部に横ずれのせん断を示すものが認められ、確認したその変位量は、10数cm程度である。

8.構築物被害の分布と伏在断層との関係

反射法弾性波探査及び重力探査の結果から推定される地下浅部の断層の分布位置と構築物被害の分布には次のような関係が認められる。

低層建物の被害率が著しく高い地帯の北側の境界は、断層の地下浅部の分布推定位置にほぼ一致する。また、この被害集中地帯の中で被害率がやや低い直線状の部分は、断層推定位置あるいは山地・丘陵の断層の延長方向に一致する傾向が認められる。一方、非木造建物の柱のせん断破壊等による大破などの被害は、この低層建物被害率がやや低い部分にも多く認められる。

これらの関係から、今回の地震による震動は伏在断層付近を境界として大きく異なり、それが被害分布に密接に関係している可能性が高いと考えられる。つまり、被害集中地帯の大きな震動は、断層の破砕帯等で減衰し、山側及び海側へは大きく伝播しなかったと考えられる。このことは、表面波の伝播特性の調査結果と調和的

である。一方、地下浅部の断層の直上付近では、断層変位が生じた可能性が残されていると共に、不均一な震動によって非木造構築物等にも大きな被害を生じた可能性があると指摘できる。

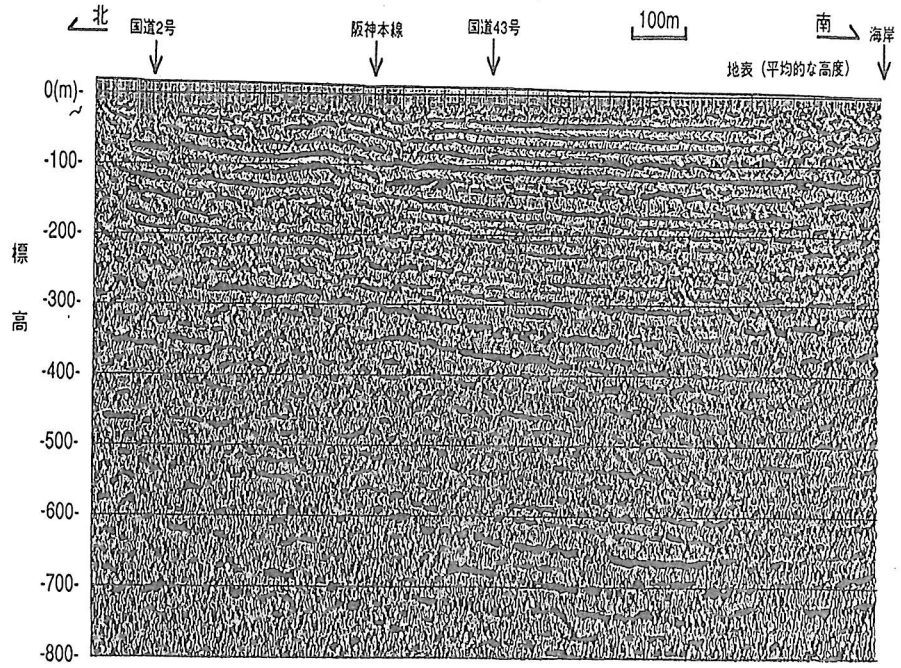


図1.芦屋川測線における反射法弾性波探査のマイグレーション処理後の深度断面図
縦横比はほぼ1.5：1

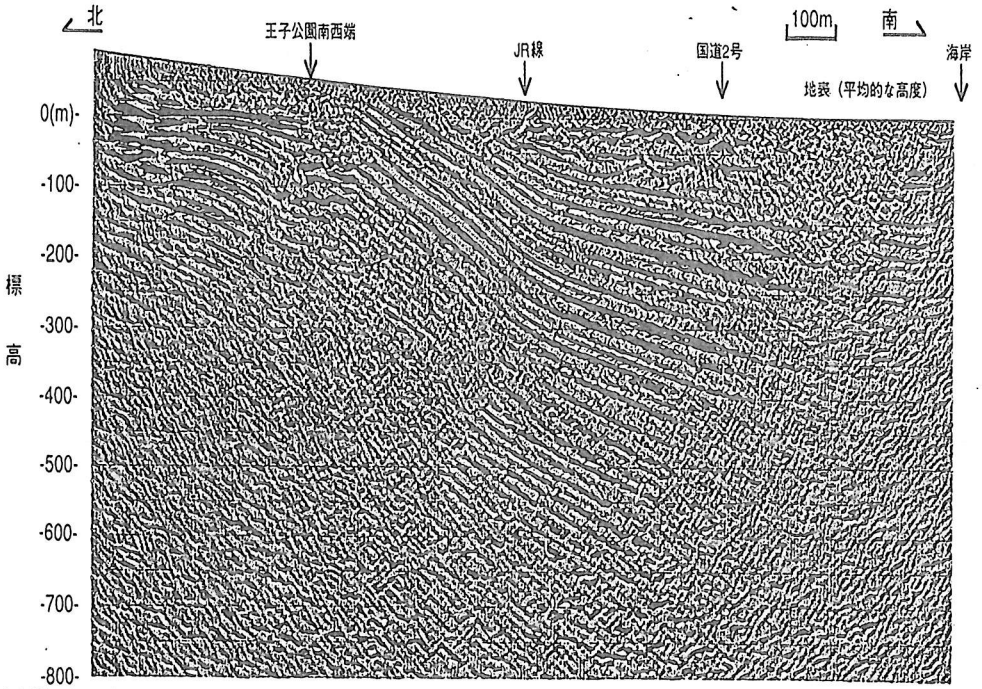


図2.脇浜第2測線における反射法弾性波探査のマイグレーション処理後の深度断面図
縦横比はほぼ1.5：1

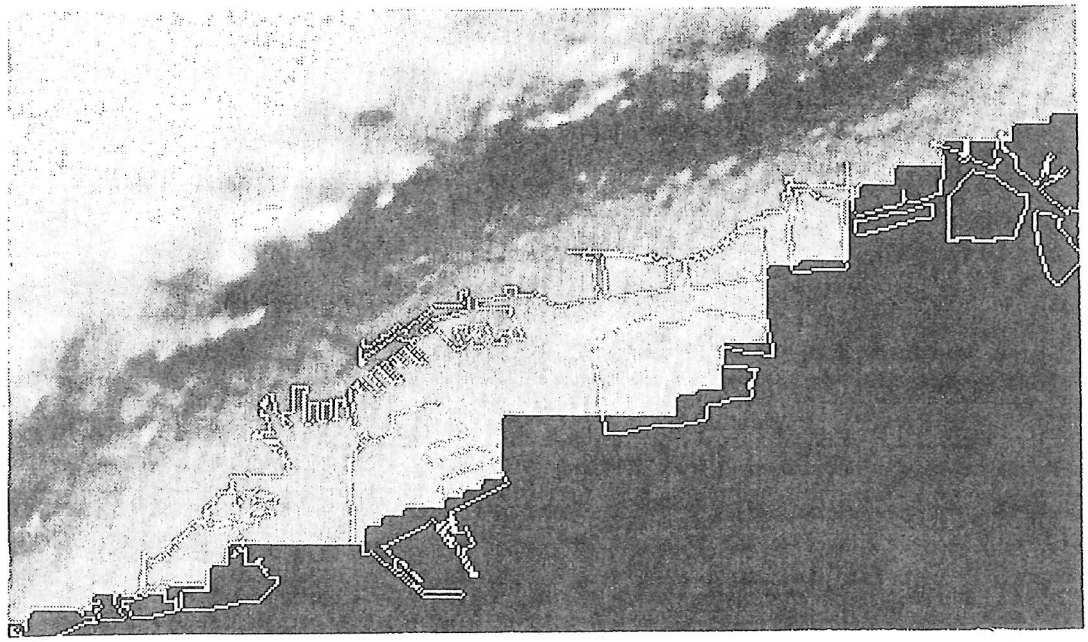


図3.重力のブーゲ異常の傾斜分布図（本図の密度の仮定値は2.4である）
傾斜分布図に北西方向から30°の傾きで光を当てた場合に相当する陰影表示の例を示す。

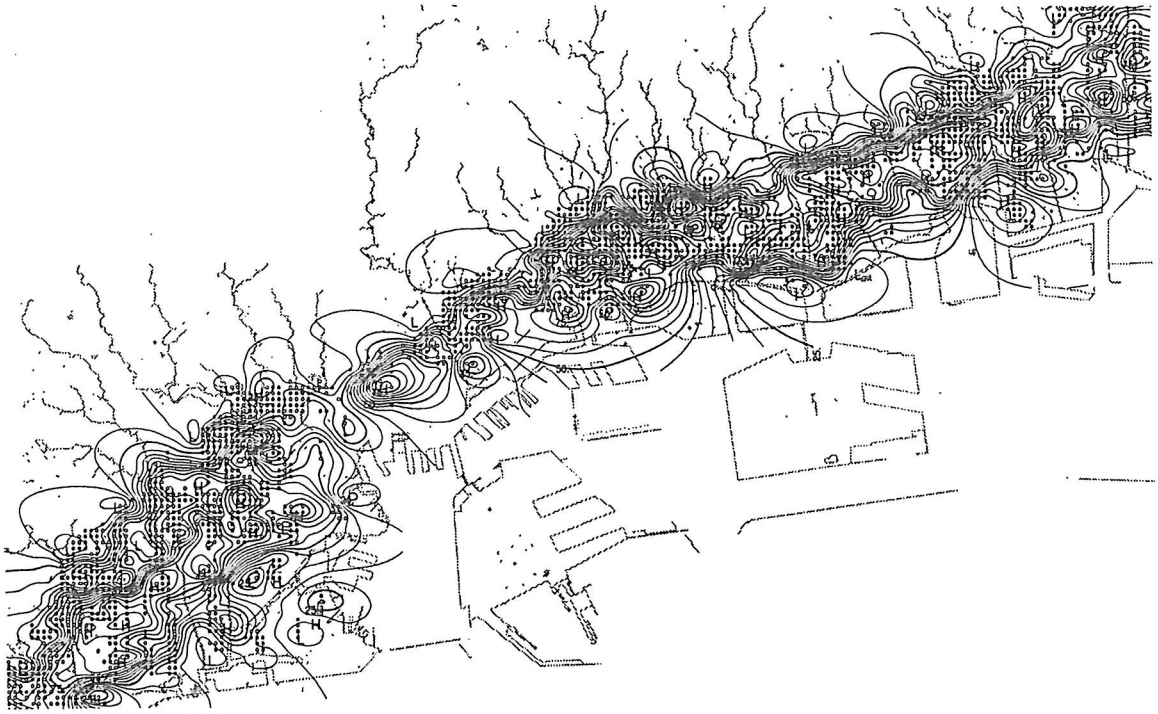


図4.低層建物の被害率分布図

震災復興都市づくり特別委員会による阪神・淡路大震災被害実態緊急調査被災度別建物分布状況図集(1995)の5000分の1被害分布図を用い、100mメッシュの各区画の中で、2階建て以下の比較的小さな建物が10戸以上認められる場合、その中心付近の10戸以上について、本資料で4段階に区分された各戸数を数え、それらの各戸数から下記の式によって被害率を求めた。その値を100mメッシュの区画の中心点（○で示す）に与え、平滑化の処理を行なった後の等値線図の例を示す。　本図の被害率=(C戸数×100+B戸数×50+A戸数×25)/被害無しを含めた総戸数

L 3　兵庫県南部地震による震害と地盤構造

三田村 宗樹（大阪市立大学）・大阪市立大学阪神大震災学術調査団
Muneki MITAMURA and Osaka City Univ. Investigation Team of the Hanshin Great Earthquake Disaster;
Earthquake Disaster due to the Hyogo-ken-nanbu Earthquake and Geo-technical structure in the Hanshin area.

はじめに

1995年1月17日未明に発生した兵庫県南部地震は，阪神・淡路地域に大きな被害をもたらした．特に阪神間では，家屋の被害もさることながら土木構造物をはじめとする鉄筋コンクリート構造物や鉄骨製構造物等が予想されなかったような大きな被害を被っている．一方，淡路島北部の野島断層に沿う地域では，木造家屋の被害はかなり大きいが，学校校舎・住宅などの鉄筋コンクリート構造物は神戸地域に比べるとその被害程度は大きくない．また，野島断層は，地震断層として，その変位が地表に現れ，その地表変位に伴う基礎の変形から家屋が倒壊したものが多く見られるようである．淡路島の野島断層西側地域では花崗岩をおおう神戸層群・大阪層群の厚さは200～300mであるのに対して，阪神間では数100mから1000mを越えるとされている．このような地質構造の差異が地表付近の地震動に大きな影響を与え，被害分布にも現れているものと見られる．

これらの被害をより明確に解釈し，今後の都市直下型地震の災害に備えるためには，地盤構造を介した地震動の伝播機構を詳細に検討する必要がある．その前段としては，今回の被害分布と地盤構造との対応関係を検討しておく必要がある．ここでは，西宮・大阪におけるこれらの点についてふれることにする．

西宮周辺地域の地盤災害と地盤構造との関係

図１は西宮周辺地域の液状化地域と亀裂集中地域の分布を示したものである．この図には，新旧の地形図の比較から抽出した盛土地域と池の跡地と地質構造線を併記した．液状化の発生地点が沖積谷や溜池跡地であった箇所であることがわかる．また，亀裂集中地域が盛土地域や傾斜地（多くの場合小規模な盛土地であることが多い）に分布している．特に多くの犠牲者を出した仁川百合野町の崩壊地は，新旧の地形図の比較から明らかに盛土地であることがわかり，今回の地震でその盛土部分が崩壊したことがうかがえる．

一方，これらの被害分布を地質構造線との比較でみると，断層線を境に落下側（南東側）の地域に集中する傾向があり，上昇側（北西側）では対照的に被害が軽減する．これは，

①断層線に沿って斜面地が連続し，そこが景観上の理由などから選択されるように造成がなされ，山麓湧水の顕著な谷間に盛土地域が集中していること

②断層線挟む落下側の地域は，被覆層である第四紀層が厚く発達し，これに伴う地震動の増幅作用，フォーカシング現象によって震動集中帯となったこと

などがその要因として考えられる．

大阪周辺地域の被害分布と地盤構造との関係

図２は液状化被害・家屋損壊被害地域の分布と旧河川跡・地質構造線を示したものである．明治以降，大阪では多くの河川が埋め立てられてきた経緯がある．新淀川は，明治期に開削された人工河川である．新淀川開削までは，淀川の河口部の分流である中津川が大きく蛇行しながら流下していた．今回の地震で新淀川の堤防周辺で大きな被害を受けた箇所は，旧中津川河道であって，河川敷だけでなく周辺宅地に及ぶ広範囲な液状化が発生し，不等沈下も確認された．また，やや上流部の守口周辺でも，旧淀川河道であった箇所で家屋損壊被害が集中している．

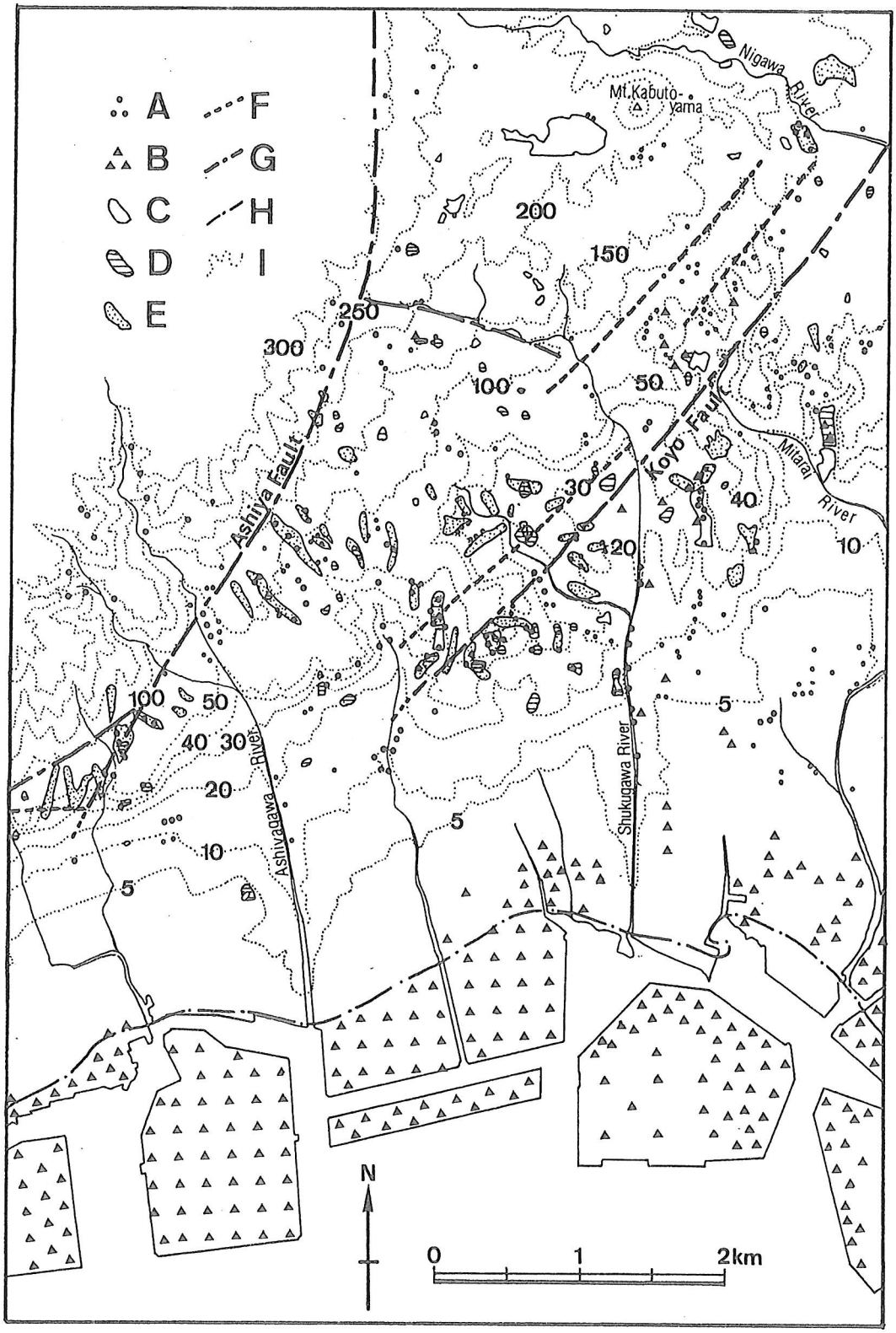


図１　西宮周辺地域の液状化・亀裂被害・人工改変地と地質構造線
Ａ：亀裂集中地域，Ｂ：液状化被害地域，Ｃ：現存溜池，Ｄ：溜池跡地，Ｅ：斜面盛土地，
Ｆ：リニアメント，Ｇ：断層線，Ｈ：明治18年(1885年)の海岸線，Ｉ：地形等高線.

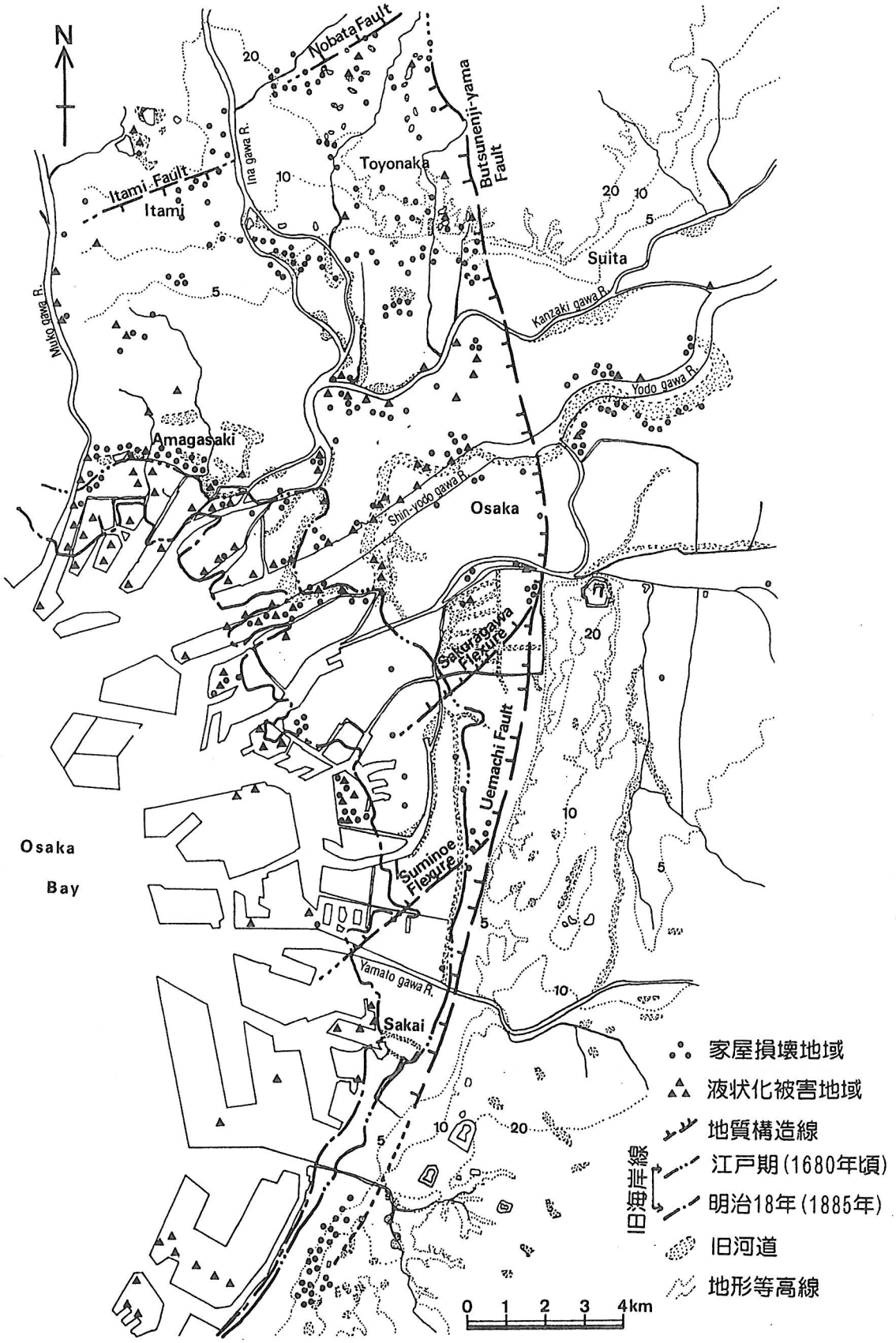


図２　大阪周辺地域の液状化・家屋損壊被害・人工改変地と地質構造線

地質構造線との関係に関しては，西宮地域と同様に，断層線を挟んで落下側地域（西側地域）に被害が集中し，東側ではやはり対照的に被害が軽減する傾向がみられる．上町断層の東側には第四紀層が厚く覆っている．

大阪平野では，深層ボーリングや反射法地震探査が行われ，地盤構造に関わる資料が神戸地域に比較すると充実している．これらをもとにした上町断層を挟む地域の簡単な地下構造モデルを作成して，地震波線の二次元レイトレーシングを行った結果(中川ほか, 1995)は，図３に示すように波線は断層線より落下側に寄った箇所で集中し，その反対側で粗になっていることがわかる．これは簡易に波線集中を検討したもので，周波数・位相などの振動要素のこまかな検討を行わねばならないが，いずれにしても上記の②のフォーカシング現象による効果が大きく被害分布に影響を与えたものと見られる．

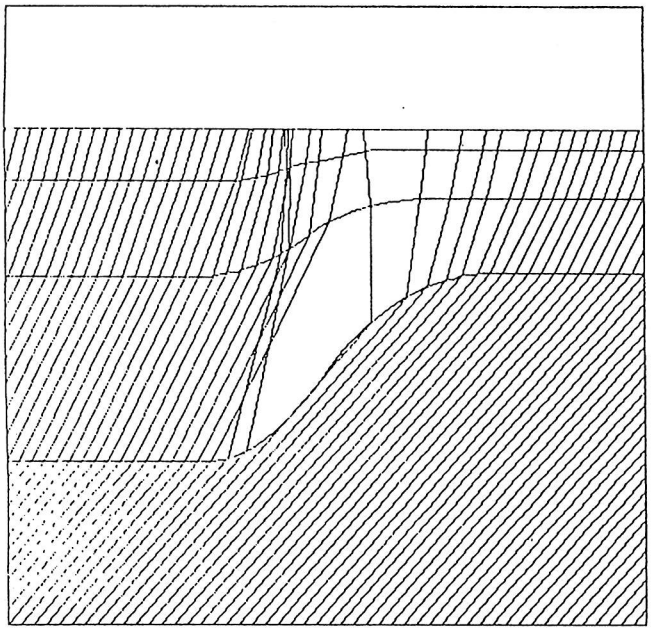


図３　上町断層モデルに入射した地震動（Ｐ波）のレイトレーシング(中川ほか, 1995)

今後の課題

今回，神戸を中心とする地域の被害分布と地盤構造との関わりについてはふれなかった．阪神間の山麓部から低地部にかけての緩傾斜地は，山麓扇状地が表層を覆っている箇所が多く．大阪沿岸部や東大阪の低地部に比べ比較的地盤の良い地域であるとみなされ，建設基礎地盤としては，十分に支持力を確保できる地域である．しかし，六甲山麓部には活動度の高い活断層が多く確認されていたのも事実である．その多くが，六甲山地の東北東－西南西方向の伸びに対して，北東－南西方向をもち，やや斜交している．このため山麓部までは断層露頭が確認できるが，それらの低地部への延長については，従来ほとんど確認されてこなかった．調査ボーリングも建設基礎調査が目的であるため，支持層が確認できる深度に掘削がとどめられ，深層ボーリングは行われていない．山麓部の扇状地成堆積物の諸特性や低地部に存在する伏在断層に伴う諸特性の変化は，地盤の地震時の挙動をつかむ上で最も重要なデータであり，地盤の動的モデルを組み立てる上で必要不可欠なものであるが，これに関する資料は，現在ほとんど神戸地域では公表されていない．

特に被害激甚地区の地盤構造に関する諸資料の収集を早急に進め，議論にみあう地盤モデルを確立する必要があろう．

引用文献

中川 康一・大阪市立大学阪神大震災学術調査団(1995)大阪周辺域での震害と地盤調査．阪神大震災緊急合同報告会資料集，阪神大震災緊急合同報告会世話人会，92-108.

S1 越後平野地下の第四系

小林巖雄（新潟大学・理）

Iwao KOBAYASHI: Quaternary Geology of Echigo Plain

越後平野下の第四系に関する研究は水溶性天然ガスおよび地盤沈下にかかわる調査・研究として開始された．しかしながら，第四系の総合的な研究はこれからの重要な課題であると考えられる．第四系の資料は，1）石油・天然ガスの探鉱・開発，2）平野での地盤沈下対策事業（和田ほか，1969；新潟第四紀研究グループ，1972），3）大型建造物の基礎調査，4）農地・市街地の地盤調査などによって蓄積されてきた．しかしながら，これらの貴重な資料の総合的解釈が必ずしもなされてきたとはいえない．今後，平野の自然史解明に始まり，農地地質，都市地質，資源地質，災害地質，環境地質などの要求に耐え得る情報を構築していく必要がある．以下に，越後平野下の地質およびそれらの到達点の一端を述べてみたい．

第四系の堆積盆の構成

越後平野の東側の山地には，足尾帯に属する中・古生界及び白亜紀の花崗岩類，丘陵地には新第三系から中部更新統が広く露出している．これらの山地・丘陵地は，開始時期を異にするものの相対的な隆起部をなし，一方平野は一大向斜構造を形成する沈降部となっている（図1）．越後平野下には，北部で白亜紀花崗岩類，中・古生代の粘板岩類などが第三系の基盤岩として石油探鉱の坑井で確認され，新第三系が全域にわたって厚く分布することが明らかにされている（図2）．

平野と丘陵ないし山地の境界部はほとんどの地域で直線的であり，構造運動の反映であるといわれてきた．これらの境界部には大小の断層からなる断層帯が存在し，堆積盆の成長をもたらしている．新発田－小出構造線は長野地域から延びる越後山地の西縁の構造線として存在する．また，角田・弥彦山地の東山麓には平野側に落ちる複数の断層群（越後平野西縁断層帯；小林ほか，1984）が推定されている．また，丘陵を形成する背斜構造の東西両翼には急傾斜帯（撓曲帯）が多くの地域で認められる．この急傾斜帯には，下部更新統の最上部層のみならず，中部更新統まで関与している．この丘陵の背斜構造の形成は前期更新世頃からはじまり，中期更新世以降も継続しているものと考えられる．中期更新世の地殻運動は現在の丘陵をつくる構造時相（後魚沼変動）とされている（池辺，1968；三梨ほか，1974）．

第四系の層序

越後平野下の第四系は上部鮮新統から整合的に重なるが，堆積盆の東縁や西山丘陵では，傾斜不整合が鮮新統の中に存在する．第四系の基底は石灰質ナンノ化石の*Cephyrocapsa*の産出によって認定され，西山層の中に存在する．この基底は西山丘陵で確認され，さらに地下においては深度約3100m以浅に推定される（図3）

越後平野下の第四系はこれまでの研究によると次のように区分される．下位より，西山層，灰爪層，蒲原層群＋埋没段丘堆積物，白根層，黒鳥層である．蒲原層群は魚沼層に対比されてきたが，筆者は魚沼丘陵の魚沼層が蒲原層群に対比さ

れるのではなく，越後平野下の西山層に対比されると考えている（表１）．西山丘陵（中央油帯）での西山層の上限は No.2 *Grt.inf.*bed の下限におかれたが，西山油帯ではこのbedが灰爪層の中にある．西山層は一般に底生有孔虫の *Uvigerina* などで示唆される深海成層である（図４）．越後平野下ではこの深海成層が中部更新統まで確認される．さらに，灰爪層の上限は No.1 *Grt.inf.*bed の上限に置かれた．この層準は越後平野下では深海成層であり，浅海成層に移り変わるのはさらに上位の層準となる．中期更新世の中ごろ以降は，層厚700m～500mの蒲原層群（図５）によって示される上部浅海から海岸平野の環境となり，古越後平野が誕生したとみなされる．平野周辺の段丘と平野下の蒲原層群との関係や沿岸－海岸平野系を今後詳細に解明し，周辺の山地・丘陵・段丘の隆起と平野の沈降という地殻変動と，海水面変動との関係を検討していく必要がある．晩氷期以降の堆積物である”沖積層”（図６）は，層厚約100m以上の地層（白根層・黒鳥層）として存在し，上昇する海水面変動を反映して，大小河川の氾濫源，扇状地，内湾，砂丘，後背湿地などの様々な自然環境をとどめている．これらの具体的な変遷の一端を述べてみたい．

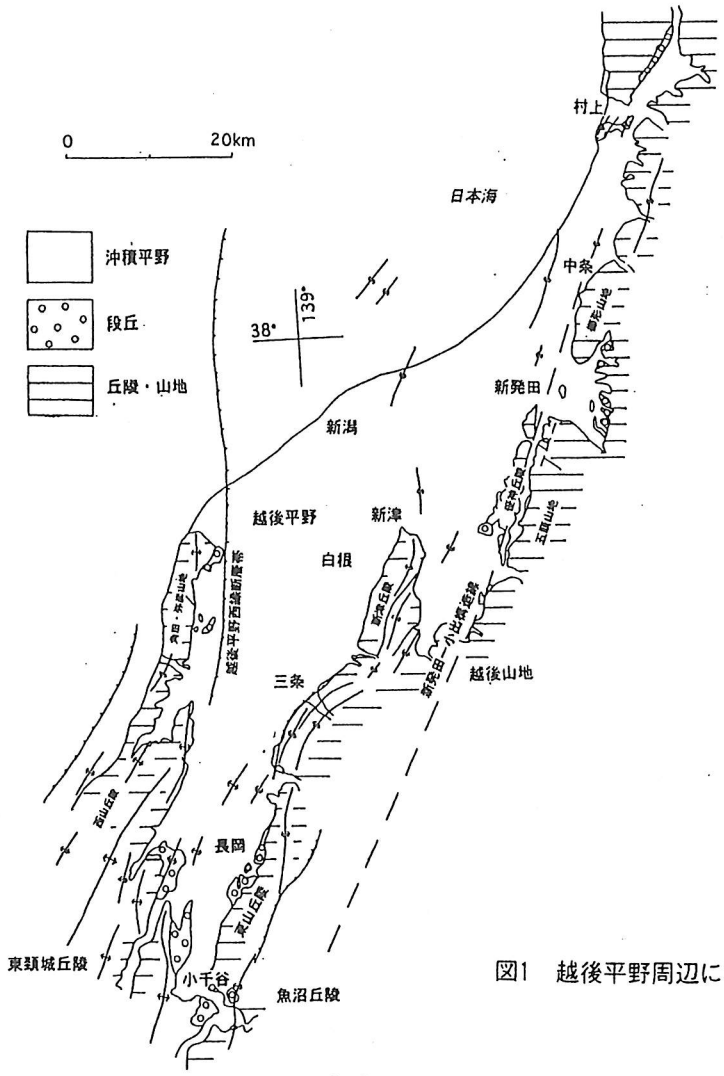


図1　越後平野周辺における地形，地質構造略図

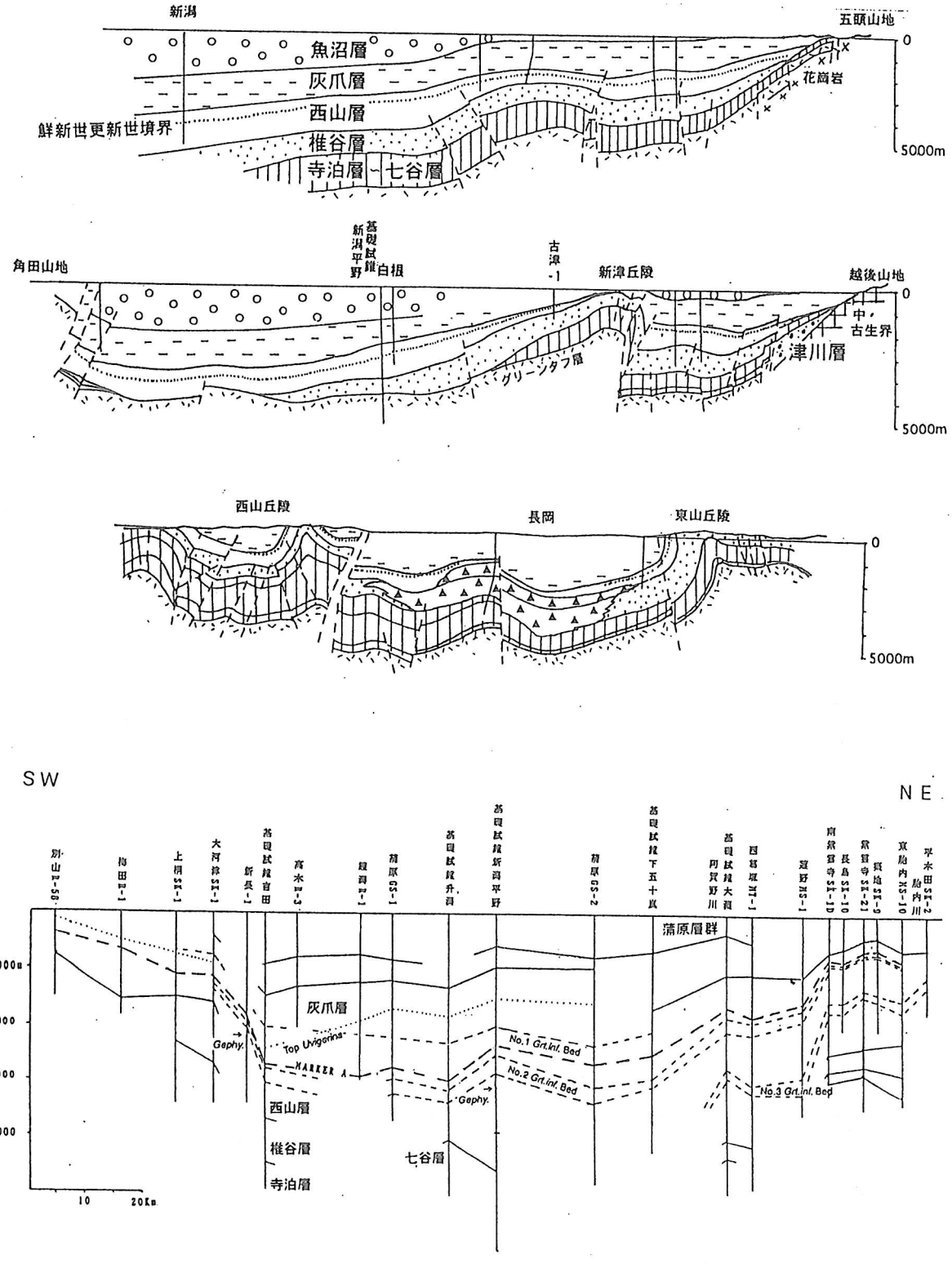


図2　越後平野下の地質断面図

地質時代		越後平野	西山丘陵 魚沼丘陵	備考
完新世		黒鳥層	段丘堆積物層	
更新世	後期	白根層		
		埋没段丘レキ層I		
	中期	G3 蒲原層群 G5	安田層 大坪層	
		灰爪層		魚沼変動
	前期	西山層	灰爪層 魚沼層	No. 1Grt. M. A. No. 2Grt.
			西山層	Base Gephy.
鮮新世		椎谷層	椎谷層	
中新世		寺泊層	寺泊層	
		七谷層	七谷層	
		津川層	津川層	

表1　層序表

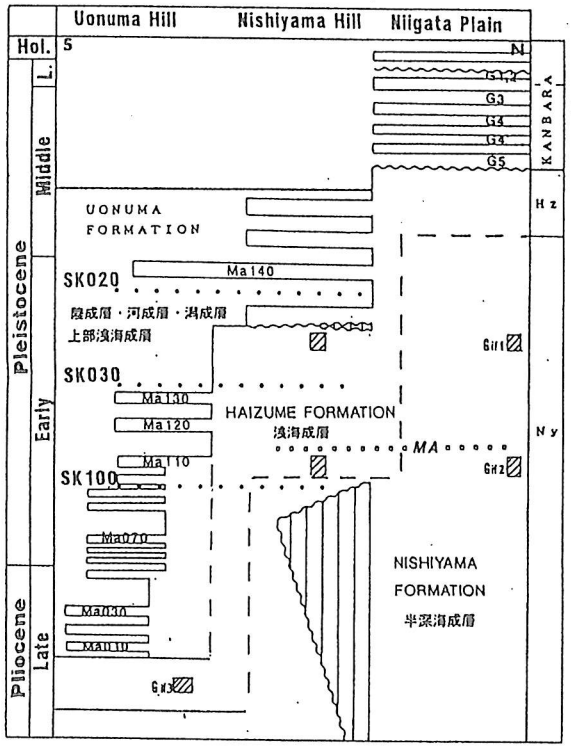


図3　越後平野周辺における鮮新統以降の地質説明図

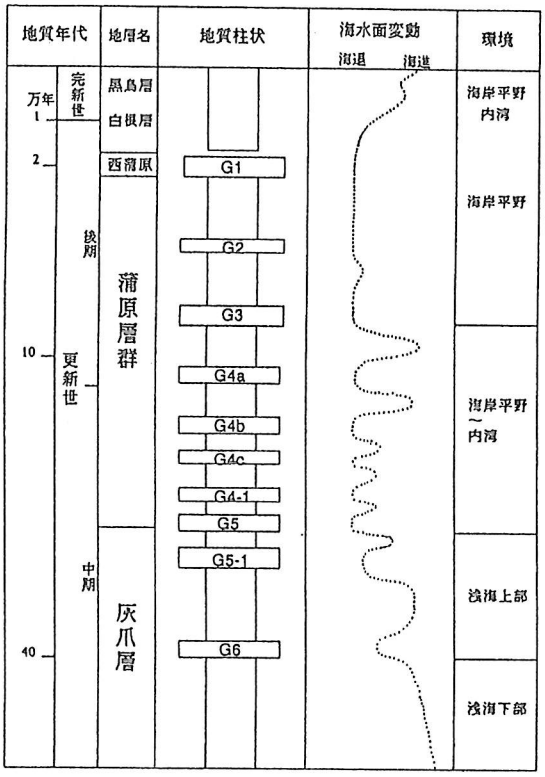


図4　蒲原層群の層序概略図

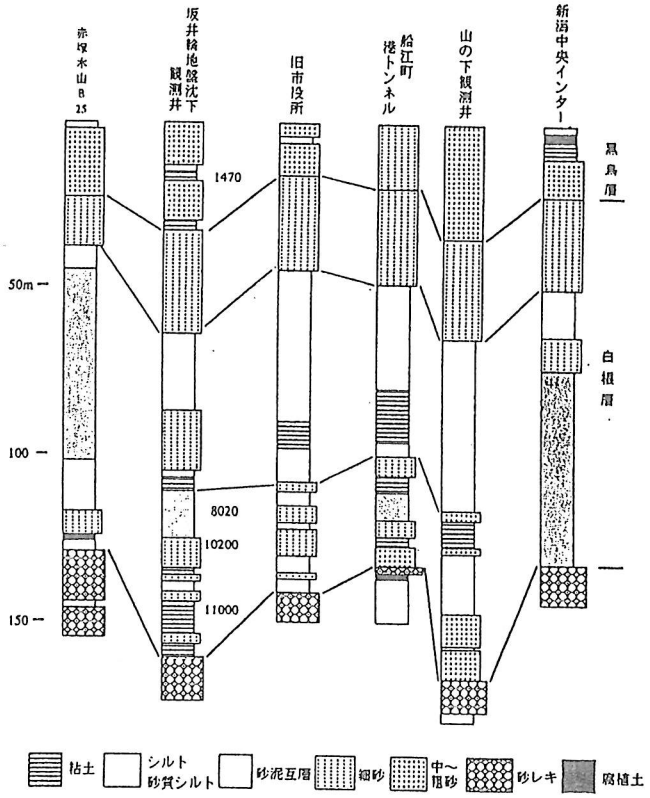


図5　新潟市周辺における沖積層の柱状図

S２　新潟砂丘の形成史

田中久夫（東京学館新潟高校）・新潟古砂丘グループ
Hisao TANAKA・ Niigata Ancient Dune Research Group ;
The Geohistory of the Formation of Niigata sand Dunes.

新潟砂丘は、縄文時代から人類の生活の場として利用されてきた。海岸線から内陸へ１０kmに及び、１０列の砂丘が並んでいる。海岸線に沿って西蒲・巻町の角田山麓から村上市の三面川河口まで１００kmに達している。砂丘の間は、最近まで湿地が多く、現在も潟湖やその跡が残っている。砂丘は、新潟平野の形成にとって重要な役割をはたしている。新潟古砂丘グループでは、砂丘の形成を見直し、新潟平野における自然と人類の歴史を明らかにする目的で調査をしている。

１　新潟砂丘の区分と分布

砂丘の地形、腐植層の発達、遺物をもとに新潟砂丘を新砂丘Ⅰ、新砂丘Ⅱ、新砂丘Ⅲの３群に分類した。それぞれの砂丘列は内陸側から新砂丘Ⅰ-1・Ⅰ-2・Ⅰ-3・Ⅰ-4、新砂丘、Ⅱ-1・Ⅱ-2・Ⅱ-3・Ⅱ-4、新砂丘、Ⅲ-1・Ⅲ-2と区分した。これらの砂丘は、平野の中央部では列状をなして分布するが、周辺部は収斂して上下の関係で重なっている。平野の中央部でも新砂丘Ⅱの下部に新砂丘Ⅰが、新砂丘Ⅲの下部に新砂丘Ⅱがもぐっているところもみられる。古い砂丘列を新しい砂丘列が切っているところもあり、新砂丘Ⅰ、Ⅱ、Ⅲの順に形成されていったものである。

新砂丘Ⅰは黒褐色の濃い黒色腐植層(10~40㎝)が形成されており、その下に褐色砂(15~30㎝)をともなっている砂丘で、砂丘砂はやや黄色味をおび、粘土分があり全体にしまっている。新砂丘Ⅱは新砂丘Ⅰより褐色の強い黒褐色腐植層(15~30㎝)が形成されており、その下にそれと同程度の厚さの褐色砂をともなっている砂丘で、砂丘砂は灰白色で新鮮な感じである。新砂丘Ⅲは表面に褐色砂が形成されているか、もしくは全く形成されていない砂丘で、砂丘砂はルーズでくずれやすい。

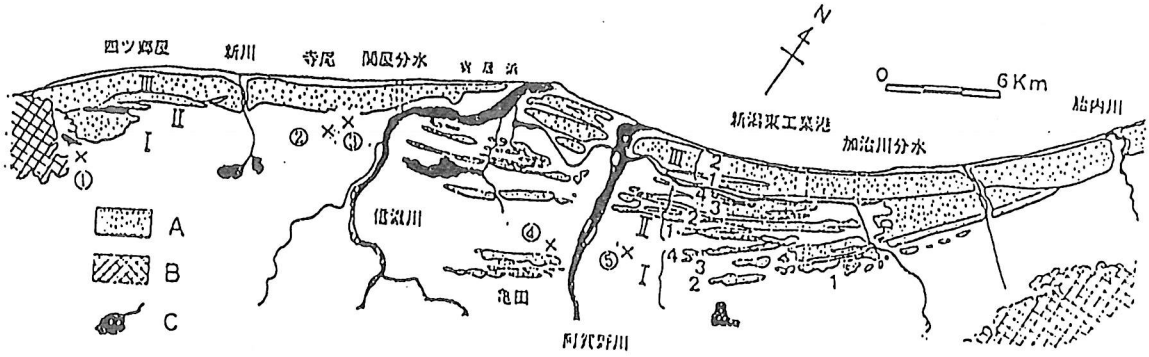


図１　砂丘の区分と分布
A．砂丘，　B．山地・丘陵，　C．湖沼・河川

新潟古砂丘グループ(1978)に加筆　　×印は新発掘地点　①布目　②鉢立　③六地山　④直り山　⑤鳥屋

2　砂丘砂の分析結果から分かった砂丘列のでき方

砂丘砂の粒度組成をみると、新砂丘Ⅲは信濃川河口から遠ざかるにつれて、Ｍｄφ、αφが変化しており、信濃川による砂の供給量の大きいことを示している。新砂丘Ⅱは阿賀野川から離れるにしたがい、細粒で淘汰がよくなるので、阿賀野川が供給したものである。新砂丘Ⅰについては、最も連続性の良いⅠ－２は北東（落堀川）から西方（亀田）に向かって細粒で淘汰が良くなり、砂の供給は北東方向からあったと考えられる。

砂丘砂の重鉱物組成をみると、信濃川の供給した砂は、角閃石が少なく、輝石類が多い。阿賀野川の供給した砂は黒雲母を含み、角閃石が多く、輝石類が少ない。阿賀野川以東の新潟東工業港から内陸部の豊栄市黒山の砂丘列について新砂丘Ⅰ－４，新砂丘Ⅱ－１，２，３、４は、新鮮な普通角閃石等が特徴的であり、この供給源は福島県の沼沢火山に求めることができる。このうち、Ⅰ－４の形成や形成期については問題がある。

3　砂丘のできた時代

新潟砂丘の形成やその形成期について、新潟古砂丘グループは 1974,1978年等で報告してきたが、その後、多くの遺跡の発掘があった。（新五兵衛山、鳥屋、直り山、的場、緒立、六地山、布目等の遺跡）　その結果、阿賀野川以東の鳥屋から亀田砂丘の間、信濃川以西から角田山麓の砂丘の間の沖積面下の砂丘の存在が明らかになった。また、砂丘砂の分析から、新砂丘Ⅰ－４と新砂丘Ⅱの砂の供給源が同一であることが分かってきた。これまで新砂丘Ⅰ－１は縄文前期末葉以前に、Ⅰ－２，Ⅰ－３，Ⅰ－４は縄文中期以前に、新砂丘Ⅱは古墳時代以前に、新砂丘Ⅲ－１は室町時代以前に、Ⅲ－２はそれ以降に形成されたとしてきた。しかし、今まで最も古いとされてきた砂丘の内陸側に、縄文前期の初頭の遺物を含む布目の砂丘（新砂丘Ⅰ－０とした）が発見されたこと、新潟県遺跡台帳からのプロットの結果、新砂丘Ⅰ－２から縄文前期後半の遺物がみつかったこと、新砂丘Ⅱ－１，２，３から縄文の遺物がみつかったことから新砂丘Ⅰ、Ⅱの形成期が古くなることが分かってきた。

砂丘列と遺物の関係

砂丘列＼遺物	縄文式土器 前期	縄文式土器 中期	縄文式土器 後期	縄文式土器 晩期	弥生式土器	土師器	須恵器	代表的な遺跡
新砂丘Ⅰ－０	○							布目
〃　－１	○	○	○		○			山草荷
〃　－２	○	○	○	○	○	○	○	二本松　上黒山
〃　－３		○	○	○	○	○	○	城山　松影
〃　－４		○	○	○	○	○		鳥屋　横井
新砂丘Ⅱ－１			○	○				居山　内島見
〃　－２			○	○	○	○	○	尼山　引越
〃　－３				○		○		箕山　横土居
〃　－４						○	○	菅地
新砂丘Ⅲ－１								
〃　－２								

S 3　越後平野における旧石器・縄文時代の遺跡の立地とその変遷

小熊博史（長岡市立科学博物館）

Hiroshi OGUMA ; Locational Change of Palaeolithic and Jomon Period Sites in the Echigo Plain

越後平野とその周辺の丘陵には，旧石器時代から縄文時代にいたる多数の遺跡が確認されている。ここでは，沖積低地の様相を中心に，遺跡分布の現状からみた立地やその変遷を検討してみたい。

1．遺跡の立地と変遷

対象とした地域は，越後平野とその周辺の丘陵を含む図1に示した範囲である。この地域では，時期の詳細が未詳の遺跡も含め，800か所を超える旧石器・縄文時代の遺跡が確認されている（註1）。以下，時代ごとに遺跡の分布状況を概観する。

旧石器時代　平野周辺の丘陵や河川流域の段丘上に約110か所の遺跡が認められ，平野部では発見されていない（図1-1）。その出土・採集遺物から，遺跡のほとんどが後期旧石器時代に属するものと考えられる。遺跡の分布をみると，いくつかの地域に偏った状況を示しており，阿賀野川以東では加治川流域の新発田市周辺や笹神丘陵付近に密集域を形成している。一方，信濃川流域では，支流の五十嵐川流域に集中するが，本流域での分布は希薄である。海岸部に近い地域では，角田山麓のケカチ堂遺跡（西蒲原郡巻町），国上山麓の有馬崎遺跡（同郡分水町）が立地する。

縄文時代　平野周辺の丘陵上を中心に約700か所を超える遺跡が分布し，平野部にも遺跡が認められるようになる（図1-2･3）。時期別の遺跡概数は，草創期約40，早期約20，前期約80，中期約300，後期約260，晩期約90か所を数える。縄文時代初頭の草創期から早期にかけての遺跡は少なく，前期に増加しはじめ，中期で急増する。続く後期にはやや減少し，終末の晩期にはさらに少なくなる傾向を示す。これは越後平野周辺に限らず，新潟県全域にほぼ共通する現象である。

時期別にその分布をみると，まず草創期・早期の遺跡は，主に内陸側の丘陵上に散見され，平野部には認められない。遺物が極少量で遺跡の実態の不明な遺跡が多く，特に早期遺跡の分布は希薄である。なお，海岸に近い角田山麓周辺では，4か所の草創期遺跡が偏在している傾向をうかがうことができる。

前期に入ると，遺跡数はやや増加して，丘陵上のほか平野部にも分布が認められるようになり，新潟砂丘に立地する遺跡が現れる。越後平野東端の角田山麓北東側では，最も内陸側に形成された新砂丘Ｉに前期の遺跡が立地する（図2-1）。そのうち，布目遺跡（西蒲

原郡巻町）では，腐植質砂層（クロスナ層）に包含された前期初頭の遺物が多量に出土し，砂丘列上の遺跡としては最古の時期に位置づけられている。同域の前期遺跡には，新谷遺跡や豊原遺跡など，丘陵裾部に位置し，泥炭層を伴う低湿地遺跡も確認されている。また阿賀野川以東では，北蒲原郡加治川村の山草荷遺跡，同郡聖籠町の二本松東遺跡，豊栄市の上黒山遺跡が新砂丘Ⅰに立地し，いずれも前期終末の遺物が出土している。

中期以降は遺跡数が急激に増加し，多数の遺構や遺物を伴う大規模な集落跡も出現する段階である。遺跡は平野周辺の丘陵上に広く分布する一方で，沖積低地の砂丘列上や自然堤防などの微高地上にも認められる。角田山麓北東の佐潟周辺（西蒲原郡巻町～新潟市赤塚地区）では新砂丘Ⅰ～Ⅲに，また信濃川と阿賀野川の間に位置する砂丘周辺（新潟市大江山地区～中蒲原郡亀田町）では，新砂丘Ⅰ・Ⅱに中期以降の遺跡がまとまって分布している（図2-1･2）。一方，阿賀野川以東では，豊栄市付近（図2-3）から北蒲原郡聖籠町・加治川村付近にかけての地域で，新砂丘Ⅰ・Ⅱに中期以降の遺跡を多数認めることができる。全般的に，砂丘列や自然堤防上に立地する遺跡には，中期よりも後期・晩期の遺跡が多い傾向を指摘できる。晩期に至っては，遺跡数は減少するが，砂丘列上の鳥屋遺跡（豊栄市）や自然堤防上の長畑遺跡（南蒲原郡栄町）などに代表されるように，比較的規模の大きい定住的な集落跡も形成される。

2．平野への進出をめぐる問題

遺跡分布の現状からみると，地形・地質や考古の分野で従来から指摘されているように，越後平野周辺における沖積低地への進出の画期は，縄文時代前期に求められよう。いわゆる「縄文海進」のピークに対応するこの時期には，角田山周辺の遺跡立地が示すように，臨海砂丘や後背低地などの水域環境を重要な生業領域とする集落形態がすでに確立していた。前期の遺跡が海岸部に進出する傾向は，柏崎平野の荒浜砂丘や高田平野の潟町砂丘でも認めることができる。中期以降もその傾向はさらに高まり，季節的なキャンプ地としてだけでなく，地域によっては定住的な大規模集落を営むようになったと考えられる。

ここで特に問題となるのは，縄文時代前期以前の遺跡分布の動態であろう。縄文時代草創期・早期や旧石器時代の遺跡分布が沖積低地で空白な様相は，活動の痕跡がなかったのではなく，むしろ平野地下の白根層中に深く埋没している可能性を示唆しているのではないか。東日本の太平洋側にみられる遺跡立地を考慮するならば，少なくとも縄文早期には水域環境への進出が推測されるのである。また，前期以降の遺跡にしても，貝塚や低湿地遺跡が乏しい状況にあり，白根層の堆積過程に大きく影響されて，埋没している遺跡も多いと考えられる。

今後は，これまでに沖積低地で確認されている遺跡を，平野の形成史と詳細に対応させながら分析を加えるとともに，沖積地下に埋没している遺跡の探査方法を具体的に検討していく必要がある。

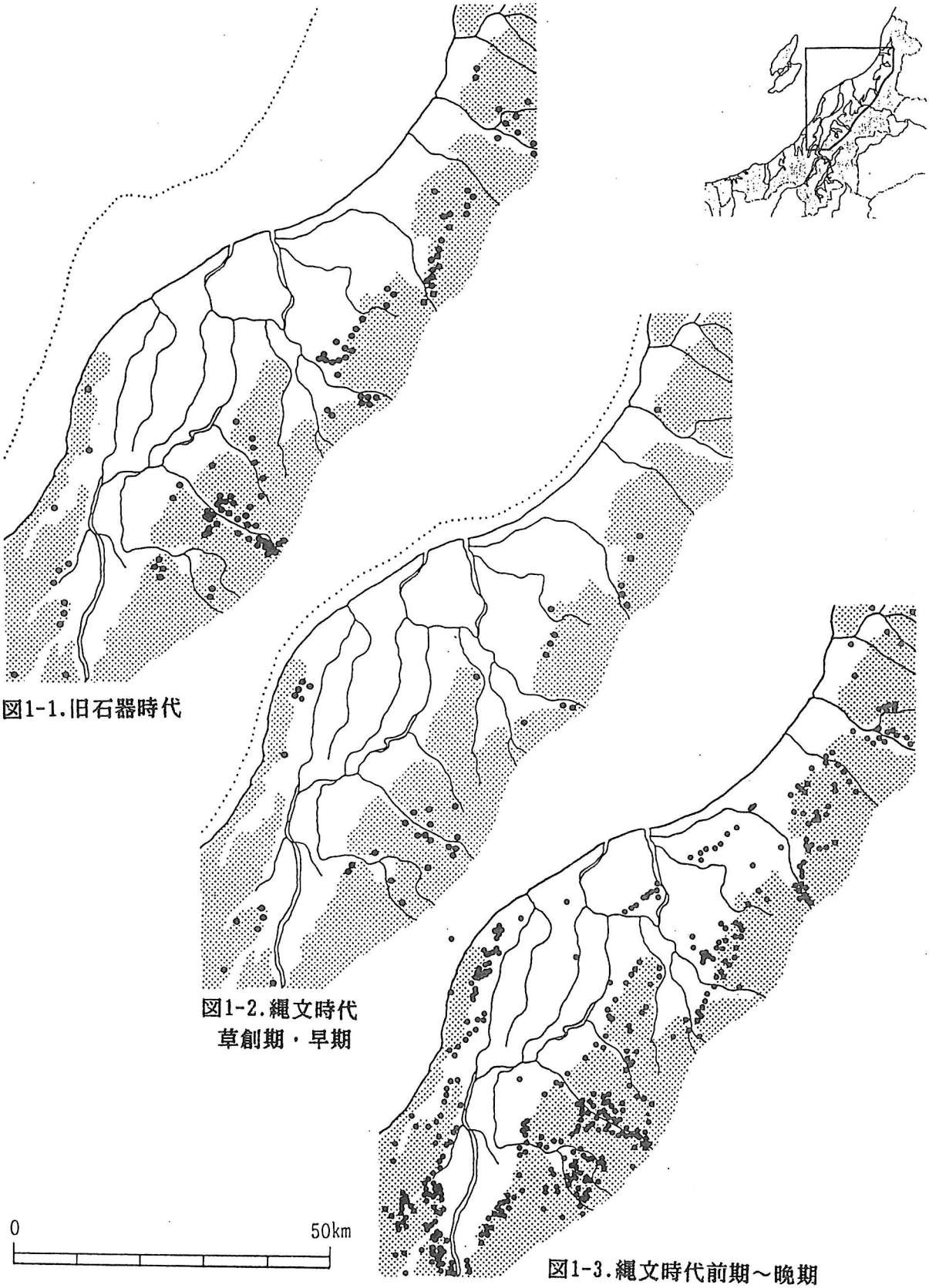


図１．越後平野周辺における旧石器時代～縄文時代の遺跡分布

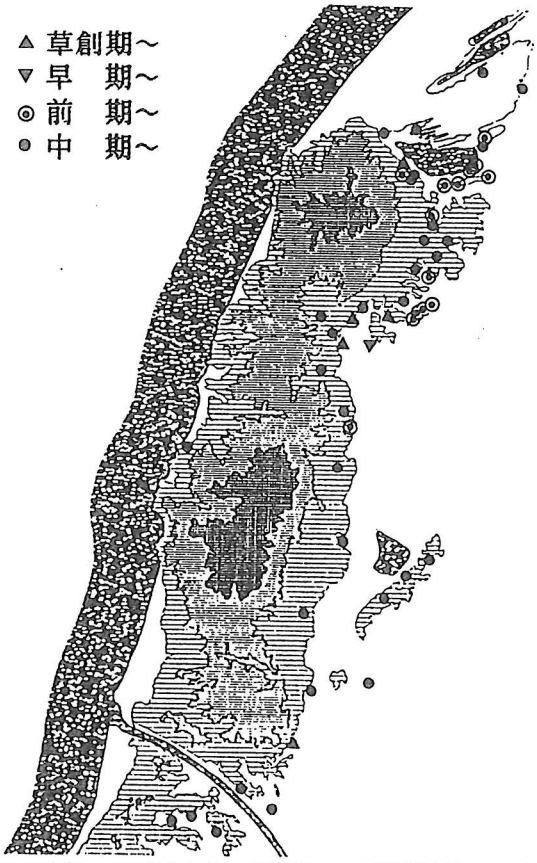


図2-1.角田山・弥彦山丘陵周辺

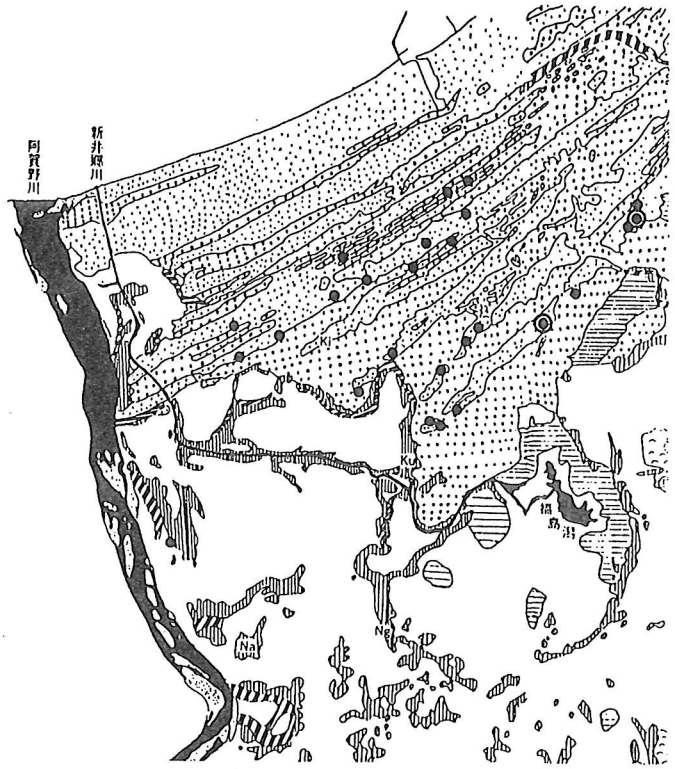


図2-3.豊栄市周辺

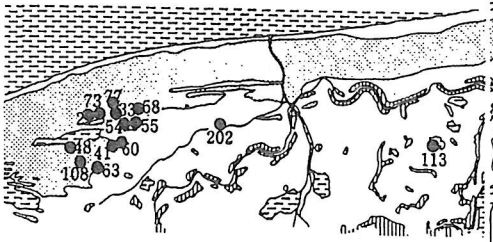


図2-2.新潟市周辺

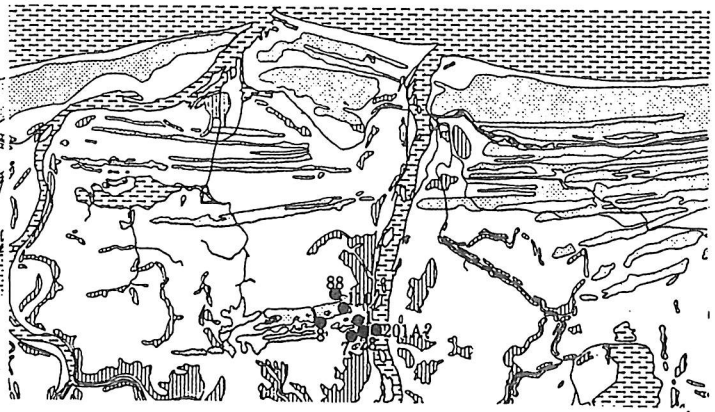


図２．越後平野海岸部における縄文時代の遺跡分布

（註1）遺跡の概数と図1の分布は，主として下記の文献による。なお，遺跡の確認数は地域（各市町村）によって分布調査の精度に格差があり，特に縄文時代中期以降の遺跡は，その後の調査等でさらに増加しているとみられる。

○旧石器時代・縄文時代草創期：小熊博史・立木宏明,1994,「新潟県における旧石器時代・縄文時代草創期研究の現状(2)」『長岡市立科学博物館研究報告』第29号

○縄文時代早期・前期：駒形敏朗・石原正敏・小熊博史,1984･85,「新潟県における縄文早期・前期の基礎的研究(1)･(2)」『長岡市立科学博物館研究報告』第19･20号

○縄文時代中期～晩期：新潟県教育委員会,1980,『新潟県遺跡地図』

（註2）図2は，下記の各文献を改変して作成した。

図2-1：巻町,1995,『巻町史』資料編1考古,pp55～57

図2-2：新潟市,1994,『新潟市史』資料編1原始古代中世,p30

図2-3：豊栄市,1988,『豊栄市史』資料編1考古編,p11他

S 4　越後平野における弥生時代～中世の遺跡の立地とその変遷

山本　肇（新潟県企画課）

Hajime YAMAMOTO ; The Remains of Etigo Plain-The Rocation and its Chiangs from The Yayoi Age to The Midle Age(Kamakura Age~Sengoku Age)-

Ⅰ はじめに

過去に越後平野は砂丘の背後に大きな潟が多く存在し、近世以降に干拓が進み大穀倉地帯となったというイメージがあった。しかし近年各種開発に伴って発掘調査が実施され、越後平野の沖積面における遺跡の存在が確認され、古代以降沖積面にも人々が進出していることがわかってきた。ここでは近世以前の弥生時代から中世までの遺跡の分布と立地条件の検討といくつかの発掘調査の結果から、現状を分析し問題点を指摘したい。

Ⅱ 対象地域の設定について

対象となる地域は越後平野は信濃川の中流域及び下流域とし、南は長岡市から以北を、北は聖籠町や豊栄市の阿賀野川をふくむ一帯から西側までとした。この地域の平野の特徴としては高野武男氏(高野ほか 1979)のいう「低位段丘の発達がみられない地域であり、扇状地のない河川を地域であり、中流域は不規則な自然堤防と更に下流域には細く連続する自然堤防を持つ地域」である。

Ⅲ 各時代の概要について

弥生時代　主に丘陵上や砂丘上から沖積面にかけて集落跡が確認されている。沖積地には、水田が営まれたと考えられるが、現状では水田跡は確認されていない。集落遺跡には丘陵上の八幡山遺跡(新津市)や、砂丘上の六地山遺跡(新潟市)などがある。生産遺跡は現在では確認されていない。人々の墓については集落に隣接するものと思われるが明確ではない。

古墳時代　集落の立地については、弥生時代と同様に丘陵などに集落を営む例も多いが、杉之森遺跡(中之島町)・千刈遺跡(加茂市)のように丘陵の裾部もしくは低地に近い砂丘、自然堤防周辺上に拡大している。八幡山古墳(新津市)や山谷古墳(巻町)にみられるように、古墳時代前期の円墳や前方後方墳などの首長墓が平野を見渡せる丘陵上に立地している。生産遺跡としてはまだこの時代の須恵器の生産の跡は確認されていない。また、水田跡はまだ確認されていないが、柏崎平野などでの吉井遺跡群(柏崎市)や島崎川流域の門新遺跡(和島村)などの例から、今後越後平野周辺での発見は十分に期待できる。

古代　古墳時代に比べて自然堤防上や沖積地での遺跡数が飛躍的に増大し、生活の場が拡がったことが判明している。また、律令体制の確立によって郡衙などの役所としての性格をもつ遺跡が現われる。的場遺跡(新潟市)は砂丘の縁辺に立地した特殊な役所跡である。また、山三賀Ⅱ遺跡(聖籠町)のように古墳時代から続き、役人の住まいとしての特殊な集落を形成するものもある。これら律令制度の下、新津丘陵の窯跡群のように周辺の丘陵では斜面を利用した土器生産や、出山遺跡(新潟市)ように製塩遺跡も砂丘に立地している。この場合潟とその周辺の小河川が内水面の交通路が発達していたことにより、役所などの建設にかかわる木材の調達や生活物資の調達に重要な役割を果たしていたことが理解できる。なおこの時

代の信仰に係る遺跡については神社・寺院など不明な点が多い。

中世　遺跡の分布は古代に比べて集落遺跡は少ない傾向を示している。しかし、丘陵上について塚など信仰的なものや、城跡などの防御施設については数が増大している。これらはこの時代遺跡の数が少なかったのではなく、元来遺物か少なく遺跡として発見されにくいことや、馬場屋敷遺跡(白根市)例のように沖積面の深いところに埋没し、発見しずらいことが原因と思われる。そして古代と同様にかなり自然堤防上や沖積面の開発がなされていたものと考える。

Ⅳ まとめ

これまでは越後平野の沖積面は古代には人類の手はかからずに、近世以後土木技術の発達によって干拓されたと考えられていたが、今から1000年前ほどの古代からは現在沖積面には自然堤防を中心に集落が形成されていたことが判明してきた。これらは律令体制のもと低地の開発が行われたことを示すものであり、あわせて周辺の丘陵についても粘土や鉄や燃料などの原料が存在する地域については土器や鉄の生産がなされていたことがわかってきた。

また中世には馬場屋敷遺跡など(白根市)のように沖積面の厚い洪水堆積土の下に集落の痕跡が確認され、現在の沖積面地形の下に古代以降の遺跡が存在することが明確になってきた。また、潟と潟を結ぶ小河川は各地の遺跡を結ぶ内水面交通路の役割を果たしていたことも想像され、あわせてこの地域の特徴となる連続する自然堤防は陸上交通路であった可能性は大きい。

このように現沖積面に遺跡が存在する理由については、信濃川によって作られた砂丘の後背地である越後平野の中央部は、地盤沈降があり、古代中世の遺跡が埋没していることが想定される。このことについての解明が今後の課題であろう。

Ⅴ 参考文献

高野武男ほか『ＵＲＢＡＮ　ＫＵＢＯＴＡ１７』　１９７９　久保田鉄工株式会社

表　信濃川下流域の遺跡の立地と性格別一覧

時代	地形	集落遺跡 遺物包含地・遺跡等		生産遺跡 土器・鉄・塩等		信仰関係遺跡 古墳・寺院・塚・墓・石塔等		城跡 山城・平城等		小計
		遺跡数	主な遺跡	遺跡数	主な遺跡	遺跡数	主な遺跡	遺跡数	主な遺跡	
弥生時代	山地・丘陵・段丘	３４	八幡山遺跡	０		０		０		３４
	砂丘	１９	六地山遺跡	０		０		０		１９
	自然堤防	１	猿の前遺跡	０		０		０		１
	沖積面	９	緒立遺跡	０		０		０		９
	小　計	６３		０		０		０		６３
古墳時代	山地・丘陵・段丘	１５	南赤坂遺跡	０		１９	八幡山古墳	０		３６
	砂　丘	１５	山三賀Ⅱ遺跡	０		１	緒立八幡古墳	０		１６
	自然堤防	７	高畑遺跡	０		０		０		７
	沖積面	２４	杉之森遺跡	０		０		０		２４
	小　計	６１		０		２０		０		８３
古　代	山地・丘陵・段丘	７９	下屋敷遺跡	２１	七木松窯跡	０		０		１００
	砂　丘	１５２	山三賀Ⅱ遺跡	４	笹山遺跡	０		０		１５６
	自然堤防	７９	上鈴遺跡	０		０		０		７９
	沖積面	２６４	半ノ木遺跡	０		０		０		２６４
	小　計	５７４		２５		０		０		５９９
中　世	山地・丘陵・段丘	４９	三賀梨遺跡	１１	はかん沢製鉄	１７３	中山１号塚	８３	黒滝城跡	３１６
	砂　丘	４４	三王山遺跡	０		１５	石仏山遺跡	０		５９
	自然堤防	８９	江口館跡	６	元屋敷遺跡	２５	夏升塚塚	４	城山遺跡	１２４
	沖積面	１０１	馬場屋敷遺跡	２	金屋遺跡	４９	アヤメ塚	０		１５２
	小　計	２８３		１９		２６２		８７		６５１
	総　計	９８１	70.3%	３８	3.1%	２８４	20.3%	８７	6.2%	1,396

１；１９９５年３月現在、新潟県教育委員会文化行政課「遺跡台帳」より作成した。
２；地形の区分は「ＵＲＢＡＮ　ＫＵＢＯＴＡ１７」１９７９　２３頁を参考とした。

S５　越後平野の治水と河川開発史

大熊　孝（新潟大学工学部）

Takasi OKUMA; Evolution of River Development and Flood Control in the Etigo Plain

１．はじめに

新潟平野は、東側の魚沼丘陵と西側の東頚城丘陵が隆起し、平野中央部が沈降するところに、氷河期の海面低下や縄文時代の海面上昇と海岸に沿う砂丘列の発達等があいまって、ほとんどが淡水性の潟湖に信濃川や阿賀野川の土砂が流入・堆積して、形成された平野である。それ故に、排水不良の強低湿地帯であり、かつ毎年のように洪水に襲われてきた。地学的見地からみれば、平野形成の主因である信濃川・阿賀野川はまさに「母なる川」といいうる。

だが、水害に悩まされてきた農民にとっては、信濃川・阿賀野川が何故「母なる川」であったのであろうか？。おそらく、河川は交通路であり、鮭などの食料源でもあり、いくら水害に悩まされようとも、飢えをしのぎ、外部との交易が確保されるかぎり、川はやはり「母なる」ものであったにちがいない。新潟平野の農民たちが「母なる川」にどれほど感謝していたかは、今となってははかり知れないけれど、直接的な生産をしない瞽女や良寛、木喰上人などを育んだ「心やさしい文化」を形成してきた過程に、それを伺い知ることができる。また、「越後川」と呼ばずに、信濃という他国の名前をつけたまま、川の恵みと害とを受け入れてきたところにも、「心のやさしさ」を感じずにはいられない。

さて、この平野の開発が本格化するのは近世初頭からであるが、その頃の新潟平野には河口が北の荒川と信濃川の２つしかなかった。信濃川と阿賀野川は、その河口付近で一時的に離れることもあったけれども、基本的には合流しており、ひとつの河川と考えてさしつかえない。また、加治川は阿賀野川に合流しており、かつ、紫雲寺潟を経て北の胎内川にも連絡していた。さらに、その胎内川は荒川に合流していたのである。しかし、現在では、この平野に放水路が多数造られ、約１００㎞の海岸線の間に１５の河口をもつようになっている。さらに現在、３本の放水路が工事中で、これが完成すると１８の河口を持つことになる（図参照）。現在、これらの放水路群によって洪水防御と低湿地の排水が徹底して行なわれ、新潟平野は日本の穀倉地帯となった。そこで、これらの放水路のなかで特に越後平野の開発にとって意義深いものを二、三みることにしよう。

２．阿賀野川堀割

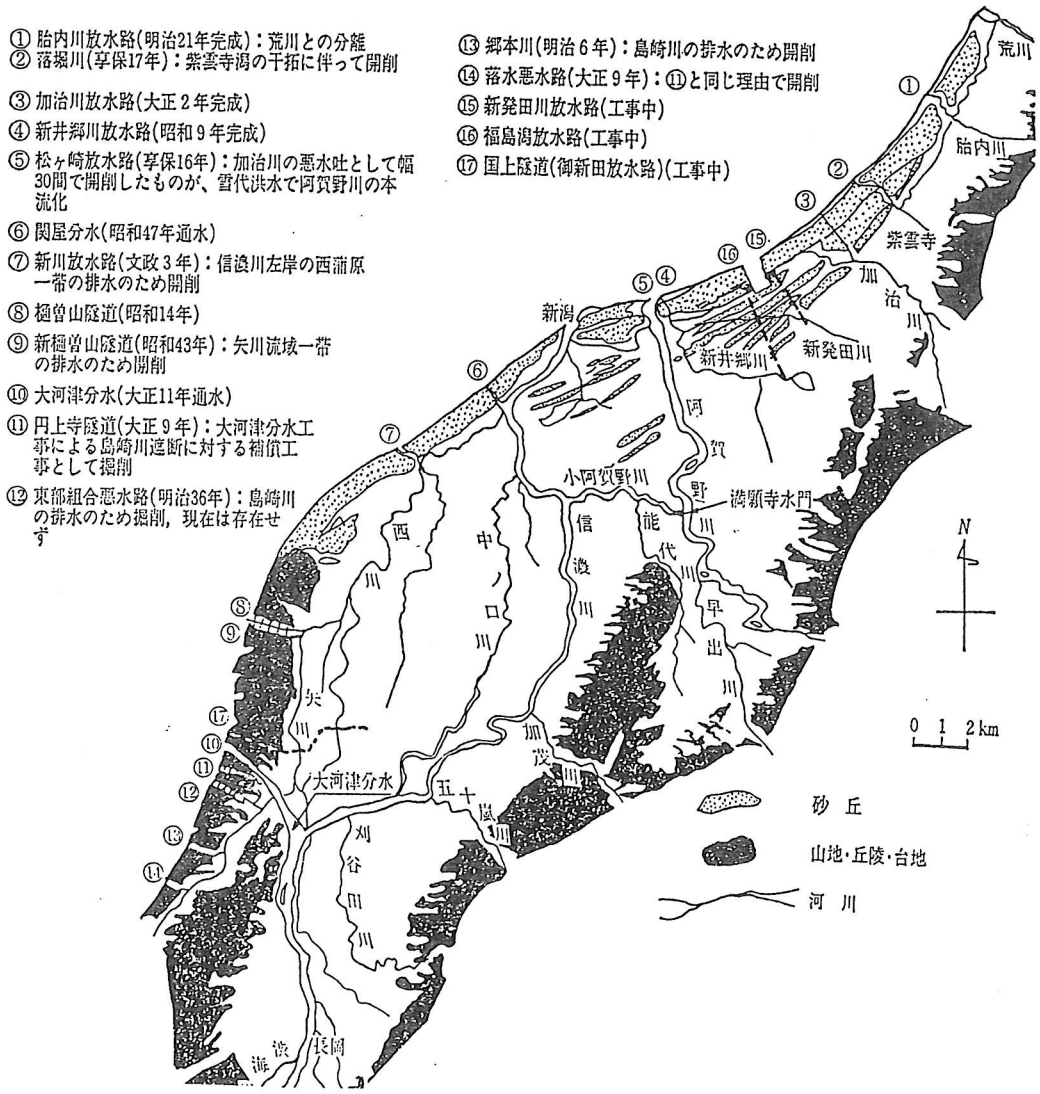
阿賀野川堀割は、新潟平野の放水路群の中で最初に掘られた放水路であり、徳川吉宗の新田開発政策の一環として実施された紫雲寺潟干拓に関連して開削されたものである。干拓のために、紫雲寺潟に流れこむ加治川の支流境川を締め切り、その結果水量の増える加治川の排水を図るため、加治川が注ぎこむ阿賀野川に堀割を開削することになったのである。だが、この堀割開削に、新潟湊の関係者は猛烈な反対運動を起こした。阿賀野川が直接海に流れこむようになれば、信濃川の河口が浅くなり新潟湊の死活問題になるという理由であった。

この矛盾を解決した技術が、堀割呑み口に設けられた堰である。その堰の構造は

蛇篭や杭で固めたものであった。これによって、平常時は阿賀野川の水を全量新潟河口に流し、洪水時は堰を越えて直接日本海に放流するという、流水のコントロールが可能になったのである。さらに、新潟湊の商権を害さないよう、堀割には湊を設けないという条件もつけられた。工事は幕府の監督の下に、新発田藩が実施し、１７３０年に開削された。堀割の全長は約６９０ｍ、平均幅約５４ｍであった。

しかし、この程度の堰構造では阿賀野川の大流量に抗し切れるはずはなかった。１７３１年の雪代洪水で堰は破壊され、幅が約２７０ｍに拡大、堀割が阿賀野川の本流と化したのである。これを再び元に戻すことは、阿賀野川の豊富な流量のため不可能であり、新潟湊はこれ以降土砂堆積による水深不足に悩むことになった。

だが、一方でこの堀割の本流化は、阿賀野川沿川地域の水害を減少させ、低湿地の干陸化をもたらした。例えば、福島潟周辺や島見潟が干し上がり、これ以後干拓が進められたのである。この水害の減少や低湿地の干陸化は、水腐地に悩む新潟平野の他地域に衝撃を与え、これ以後大河津分水や新川放水路等の計画が登場することになったのである。



図・越後平野の河川と放水路

３．新川放水路の開削

鎧潟・田潟・大潟周辺地域は、西川を通じて信濃川に排水されていたが、西川が天井川のため排水は困難を極めていた。それを直接海へ排水するために、西川の下を樋管でくぐり、内野の砂丘を掘割って造られた放水路が新川である。これは、阿賀野川堀割の本流化直後の１７３７年に、早くも掘割りの請願が出されている。たが、阿賀野川堀割の顛末を経験した新潟湊の反対は強く、また砂丘からの飛砂が水路を埋めてしまう問題があり、なかなか着工には至らなかった。新潟湊とは新川河口に湊を開かないことなどの条件をつけ、飛砂問題は松の植林により防ぎ、実際着工されたのは１８１８年の約８０年後のことであった。

この放水路の特徴は水路の立体交差にある。工法は、西川の流路を付け替え、地下水を排除し、底樋を伏せ込むもので、原理的には現在と変わるものではないが、地下水排除に多数の人力水車が使用されていた。この堀割は全長約５km、幅約１８mであり、１８２０年に完成した。明治初期に、ここを訪ねたオランダ人御雇工師Ｊ．Ａ．リンドウは、この立体交差の巧みさをヨーロッパでもみられない技術として絶賛している。

４．大河津分水と自在堰の陥没

大河津分水は、三島郡大河津村（現寺泊町）から寺泊町に至る約１０kmの信濃川の放水路で、１９０７～１９２７年の信濃川改良工事において完成された。

この大河津分水の構想も、阿賀野川堀割の本流化の直後に、寺泊の本間屋数右衛門と河合某によって幕府に開削が出願されたことに端を発するものであり、その完成までに約２００年という長い歳月を要した。この間には二代目本間屋数右衛門の尽力とその没落という悲話をはさみながら、各地からの開削要望のもとに、１８４２年の幕府による分水路線の測量や、１８７０年から１８７２年の工事着手など、実現への具体的な動きがみられた。この明治初期の工事は、朝廷御下賜金４０万両、全国国役金１５万両、地元負担金４５万両、計１００万両で着工された。しかし、妖怪丁場と呼ばれる地滑りや分水工事反対の一揆などのために工事困難となり、御雇工師のイギリス人Ｒ．Ｈ．ブラントンや前述のリンドウの分水反対意見によって、１８７５年正式に工事廃止命令が出された。その後も分水工事の請願がつづき、１８９６年、１８９７年の大水害により一層分水工事の必要性が再燃し、１９０７年帝国議会で議決され、１９０９年から着工の運びとなった。

この実現までの長い経緯は、分水にともなう地域間対立などの矛盾を止揚してきた歴史であり、分水実現への重要な前段階であったが、その矛盾の最終的な解決に主役を演じたのは、土工に関する大型機械力、大規模な堰・水門の構造物、ポンプの近代的技術手段であった。分水路開削工事の主体は第三紀層の丘陵開削にあり、３度の大地滑りで大きな手戻りもあったが、その掘削土量は約２８２０万㎥にのぼった。これは江戸時代からみれば天文学的数量であり、大型機械力なくして実現不可能であった。また、分水路分岐点には旧信濃川に洗堰と閘門、分水路には自在堰と固定堰が設けられ、平常時と洪水時に水を自由にコントロールすることを可能にした。工事は、１９２２年８月には通水し、１９２７年付帯工事を含め完成した。

ところが、この竣工の喜びも束の間、１９２７年６月２４日、自在堰の第６号か

ら第８号にかけてのピアーが陥没し、水量調節機能を失い、信濃川の全流量が分水路に流下し、洗堰から下流の信濃川への通水が途絶するという事件が発生した。このため、農業用水、水道用水は枯渇し、舟運も不能となり、被害は甚大なものとなった。大河津分水工事は、東洋一の大工事として当時の土木技術の粋を集めて建設しただけに、その破壊は深い衝撃を与えた。江戸時代の阿賀野川堀割本流化と同じ事件が発生してしまったのである。原因は、分水路に床固が設けられておらず、河床低下により自在堰上下流の水位差が極端になり、基礎の砂が吸い出されたことにあった。確かに、近代技術もこのようにいまだ未成熟であったが、いち早く応急工事を施し、１９３１年には現在の可動堰を含む補修工事を完成させた。破壊した信濃川を元に戻しうる技術の発展段階には達していたのである。仮に、江戸時代や明治初期に大河津分水路の開削に成功していたら、阿賀野川堀割と同じように本流をもとに戻すことができず、新潟平野は枯渇し、開発は停滞したものと考えられる。

５．おわりに

以上、簡単に新潟平野の放水路をみてきたわけであるが、阿賀野川堀割の本流化や大河津分水自在堰の陥没をみるにつけ、技術の発展段階に応じた開発の重要性を痛感する。

ところで最後に、今の新潟平野は完全に乾田化され、トラクターは沈むこともなく、農業用水と排水は分離され、完全に水を自由にコントロールできる段階に達している。これは、大河津分水という基盤整備があって初めて可能になったものであり、新潟平野を穀倉地帯に作り替えることは、新潟平野の農民のみならず日本国民の悲願であったといって良いであろう。

しかし、その新潟平野は今では、稲作単一機能の面白みのない平野になってしまったといって過言でない状況にある。たとえば、用水路も排水路もコンクリートの三面張りか鋼矢板護岸で生物の棲みようのない川となり、「小鮒釣りしかの川」と呼ばれた状況からは程遠い段階に来てしまった。また、圃場自体も大規模化し、稲の乾燥機の発達などにより、かつて新潟平野の風物詩といわれた稲を乾燥させる「はさ木」も、日陰になるということでほとんど切られてしまい、鳥が休むところさえないほど広い水田地帯となってしまった。それは稲の生産を飛躍的に増大させてきたが、一方で減反政策を行なわざるをえない矛盾にも陥っている。今では、地球環境の在り方から、身近な自然の在り方がまで再考される時代になっているが、稲の存在しか許さないような平野の在り方も再考されねばならないように思われる。

今後、大河津分水路のような治水上重要不可欠な水路を含め、平野内の河川、用排水路などを、再度生物が棲み得るように造りなおす必要があるのではないかと考えている。「川づくり」も時代とともに変化していくべきであろう。そして、「心やさしい文化」をもう一度新潟平野に再現したいものである。

S6 亀田郷－水への挑戦

五十嵐太郎（新潟大）

Taro IKARASHI; Kamedago－challenge to water

日本の穀倉地帯といわれている新潟平野の大部分は、沖積低湿地・氾濫原で占められ、かつては湿地帯であった。亀田郷はこの新潟平野のほぼ中央に位置し、その東西は阿賀野川と信濃川の両大河に、又、南北は小阿賀野川と日本海沿岸の砂丘列にそれぞれ接している面積約1.1万haの地域であり、治水と水利の地域単位である。亀田郷の地域的特徴は、a）数多くの横列砂丘が発達している，b）河道に沿って自然堤防が発達し、その背後は後背湿地によって占められ、かつては多くの潟・沼が存在していた，c）耕地面の標高は過半が0.5m以下であり、0～－0.25mの地帯も多く、全般に極めて低い，の3点である。従って、亀田郷は地形的に見れば、新潟平野の特徴を総て具備している地域であるといえよう。亀田郷は上述の立地条件から予測されるように、かつては信濃川・阿賀野川・小阿賀野川のいずれかが数年に一度氾濫するため、水害の常習地帯であった。又、低湿地帯の湛水排除は困難を極めたので、水田の多くは常時湛水状態にあり、「葦沼」とか「地図にない湖」とか称されていた。従って、ここでの水田の開拓と保守及び稲作などの作業は総て過酷な水との闘いであった。しかし、大河津分水路の開削（1927年）、阿賀野川河身の改修工事（1933年）などの治水事業により、洪水による被害から免れ、又、栗ノ木排水機の新設（1948年）と耕地整理の完了（1956年）により、統一的な地上水の排除が可能になり、近代農業の基礎が築かれた。ここでは先ず、低湿地帯即ち「葦沼」地帯での水田開拓と「葦沼水田」の実態、次いで内外の治水対策、最後に耕地整理（全郷の統一的地上水排除）とそれに伴う稲作技術の対応について紹介する。

1．「葦沼」地帯での水田開拓と「葦沼水田」の実態

亀田郷での水田開拓は、江戸時代（1600～1867年）に進み、この開拓の波は、河川自然堤防沿いの比較的高い地帯から始まり、ついには、「葦沼」地帯にまで及んだ。「葦沼」地帯の開拓は、この地帯の水田を多く抱えていた本所・岡山両村の石高数の増加状況からみて、18世紀後半以降であると推察される。なお、この地帯の開拓を可能にしたのは、紫雲寺潟の干拓（1723～1733年）に伴って1730年（享保15年）に開削された松崎放水路（現在の阿賀野川河口）が、その翌年洪水で、阿賀野川の本流化したことにより、その水位が低下し、郷内の排水が促進され、低湿地帯がなんとか開拓可能な谷地（葦などの生い茂った沼沢地）にまで干陸化されたことであると考えられる。従って、低湿地帯の開拓が本格的に進み、亀田郷の地に「葦沼水田」が出現したのは、主に18世

紀後半以降からであると判断される。「葦沼」地帯での水田開拓は、小堤を築き周囲に用水路を設け、外水を防ぎ内水の排除を計って進められた。ここでの開田は「ヤチ切鎌」と称される大鎌を用いて、生い茂る葦を刈り、ついで畦にするところを残して葦の上根を切り取り、さらに耕土を少しでも高めるため、排水路や、沼・潟などの泥土を田舟を用いて採取・運搬・客土して行われた。なお、上述の泥土の客土作業は、開田後も毎年続けられた。しかし、当時の堤防は弱小であったので、内外の治水は困難を極めた。又、干陸化途上の「葦沼」地帯を開拓して作られた水田は勿論常時湛水していたので、ここでの田打ち・田植え・除草・稲刈りなどの作業は総て腰や胸まで泥土と水に浸りながら行われた。特に稲刈りは力を要するため、竹を何本かそろいて編んだ長手の「カンジキ」をつける必要があった。又、刈り取られた稲は田舟で運ばれ、ハンの木などの「ハサギ」にかけられ自然乾燥された。このような過酷な農作業は、戦後栗ノ木排水機が完成・稼働し、全郷の統一的地上水排除が可能になるまで続けられた。しかし、当時では、これら地帯の水稲収量は年により大きく変動し、又、全般的に見て低かったことが、郷内最低部の一つに位置する石山村大字西山二つの1882年（明治15年）から小規模機械排水が開始される直前の1905年（明治38年）までの収量記録から伺われる。

2．外部・内部の治水対策

亀田郷での水害の歴史を文献上でみると、1653年（承応2年）を最古とし、以来1926年（大正15年）までの約270年間に、信濃川・阿賀野川・小阿賀野川などの洪水により、約40破堤年が記録されている。郷でのこのような水害の多発は、農民を著しく疲弊させたので、この地域での最優先課題は河川の破堤氾濫対策であった。しかし、江戸時代では郷内を含めて新潟平野は、いくつかの小藩により分立支配され、さらに領主の交代もしばしば行われたので、郷全体、又は水害を被る新潟平野の多くの地域が一体となった計画的な外部治水対策の実施は困難であり、亀田郷は長い間洪水による破堤水害の脅威にさらされていた。しかし、この水害は大河津分水路の開削（1927年）阿賀野川河身改修工事（1933年）により、完全に終息した。このため亀田郷では数百年に亘り苦しめられてきた破堤水害の恐怖から解放され、稲作収量安定の基礎条件が築かれ、又、土地改良事業展開の条件も整い始めた。

郷内「葦沼水田」地帯の内部治水についてみると、19世紀末頃まで、農民は多くの小団地「輪中」により治水を行ってきた。即ち、村単位或いはいくつかの村が共同して、水田地帯の周囲に小堤を築き、排水路を巡らし、これをよりどころに外部からの水を防ぎ、内部湛水の排除に努めてきた。郷内各「輪中」の排水は、いずれも基幹排水路である栗ノ木川と郷内の最低位部に位置し、栗ノ木川に通じる鳥屋野潟（郷内最大の潟で現面積は約180ha）に全面的に依

存していた。しかし、栗ノ木川の排水能力は著しく悪く、潮汐差が小さい日本海でも、満潮時には海水が栗ノ木川を逆流して鳥屋野潟まで達する程であったので、水田の湛水排除は困難を極めた。しかし、この地帯は前述のように小団地「輪中」が分立していたので、治水は不統一・非一貫性のものになり、村間での湛水排除を巡る対立・紛争が繰り返さるのみであった。時代が江戸から明治に移り、廃藩置県が1871年（明治4年）に断行され、治水面で利害をともにする町村共同の水利土功会の設立が1880年（明治13年）に認められて以来、新潟平野の治水はそれまでの「部落的治水形態」から組織化された大規模治水形態へと漸次改革されていった。亀田郷でも治水の全郷的取り組みの必要性が農民により提起され、栗ノ木川に排水を依存する81ヶ町村は共同で水利土功会を1886年（明治19年）に設立した。そして、同会は栗ノ木川の排水を促進するため、馬越地区から焼島潟に至る栗ノ木分水路（新栗ノ木川）を開削した（1895年）。他方、1906年（明治39年）石山村で小規模機械排水機が導入され、その絶大な排水効果が確認されると、小団地「輪中」的な色彩をもつ郷内各地の普通水利組合などにより排水機が続々と設置された。これらにより「葦沼水田」地帯の排水はかなり促進された。その後、亀田郷では全郷を統一した治水組織「亀田郷水害予防組合」が1913年（大正2年）に設立され、いくつかの内・外治水事業が実施されてきた。そして、前述の大河津分水路の開削と阿賀野川河身改修工事の完成により、破堤水害が終息すると、同組合が推進母体となった亀田郷大規模水利事業が開始され、当時東洋一といわれ、毎秒40トンの排水能力を誇る栗ノ木排水機が、6ヶ年の歳月をかけ1948年（昭和23年）に完成した。これにより鳥屋野潟の水位は約50cm低下し、郷内の「葦沼水田」はついに、その土面を見せることになった。

3．耕地整理とそれに伴う稲作技術の対応

栗ノ木排水機が完成し、稼働し始めると（1948年6月）、その能力が極めて高かったので、前述のように鳥屋野潟の水位は一挙に50cmも低下した。このため郷内各地の水田は用水不足になり、又水路も干上がり舟運搬が不可能になるなど、稲作と農作業に大きな障害が生じ、用排水路と農道の整備が緊急な問題として浮上して来た。そして、この問題解決には、全郷的な耕地整理を行い、水路と農道を確保する以外に途は無かった。このため、亀田郷耕地整理組合（1951年以降は亀田郷土地改良区）が1948年（昭和23年）12月に設立され、耕地整理事業は直ちに開始された。そして、この事業は全郷農民の熱意と戦後の食料不足解決という社会的要請を背景とした国・県の強力な援助により、新潟平野の他の地域ではみられない早さで進み、全水田約7000haの耕地整理（統一的地上水排除）が開始9年後の1956年（昭和31年）にはほぼ終了し、次いで暗渠排水（統一的地下水排除）段階、さらには圃場整備（統一的用排水

統御）段階へと進展していった。

ここでの耕地整理は自作農民の意向・主張が強く反映された形で計画され、その特徴は、当時としては一区画の水田面積を20aと大きくし、さらに、耕地面積の減少には意を介さず、多くの幅広い道路を作り、排水小溝を深くし、用水小溝を農道の両側に設置して、稲作作業の便利さと、労働生産性の向上を計ったことであり、これは新潟平野の郷周辺地域のものより著しく進んだ形のものであった。この耕地整理事業はa）詳細な施行計画が出来ていない、b）工事用資材は戦争直後で著しく乏しい、c）郷内中央から低位部地帯の土壌には厚い泥炭層があり地盤は極めて軟弱である、d）工事は水稲収穫後の秋から翌春作付け時までの気候条件の著しく悪い期間に実施する必要がある、e）事業資金は農民負担による部分が多いため乏しい、などの準備不足・悪条件の中で開始された。そして、この事業は計画通り1956年（昭和31年）度にはほぼ終了し、全郷の統一的地上水排除が可能になった。このため、「葦沼水田」と称された常時湛水田は郷内より姿を消し湿田・半湿田へと改善され、又、区画整然とした耕地に変身した。そして稲作作業は、人力・舟依存時代から畜力利用段階、さらに小型動力耕転機・自動三輪車使用段階（1955年以降）へと移行し、農民は過酷な農作業から解放された。

しかし、耕地整理直後、かつての「葦沼水田」地帯では水稲収量が低下し、土地改良が減収を招来したといわれ、大問題になり（1953年）、郷内は勿論、県・国をも動揺・混乱させ、又、「減産事件」として亀田郷を全国的に有名にした。そして、土地改良事業の実施に当たっては、それに伴う栽培技術の研究・指導が不可欠であることを関連機関の人々に強く認識させた。これを契機として、新潟県は1954年（昭和29年）亀田町に阿賀野川試験地を設け、上述の問題解決に当たり、減収の主要な原因が土地改良の急速な進展で、土壌の理化学性が顕著に変化したのに農民が対応できず、旧来の湛水水田稲作法の大部分が踏襲されていたことであると推定した。そして、それ以降試験地では、地上水が排除された湿田の乾田化を積極的に推進させ、これにより水稲収量の増大、土地の高度利用、機械化の推進など土地改良事業の効果を発揮させ得る技術の確立を目指した独創的で有益な試験・研究が行われた。他方、亀田郷では土地改良の効果を高めるため、1956年（昭和31年）農業経営審議会を設立し、この提言に従って農業経営の合理化促進に努力した。これらにより、亀田郷の農業は飛躍的に発展した。

S 7 新潟市周辺の地盤沈下の経緯について

百武松児

Matsuji MOMOTAKE: History of Land Subsidence in and around Niigata City

新潟市周辺の地盤沈下問題は，昭和31年（1956年）11～12月，新潟港（西港）西突堤の一部が冬期の波浪で決壊し，その臨港地帯が浸水する被害を受け，その地域の住民や港湾関係者が高潮の防御対策を国県に訴えたことに始まる．昭和32年9月11日，県，市など関連する当局が協議し，「新潟地区地盤沈下調査委員会」を発足させ，その対策事業を推進するために，「新潟地区地盤沈下対策促進協議会」を設置した．本邦の地盤沈下については，国の運輸技術研究所の資源調査会が大阪の地盤沈下を研究していたこともあり，同会は昭和25年頃より新潟市の天然ガス採取に注意を促していた．しかし，沈下量が少なかったので，地元は関心が薄かった．新潟平野の天然ガスは，蒲原地区において自家用燃料として昔から多数の井戸が掘削され，利用されてきた．天然ガスが工業用として利用されたのは，機械掘りによって掘削されるようになった，戦後の昭和23年頃からである．この開発のガス坑井は，ガス付随水の排水処理の関係上，信濃川河口付近に掘削された．当時，天然ガス業者側は，戦時中行われた海岸決壊の港湾施設工事は弱体であり，また蒲原平野そのものが軟弱地盤からなるので，地盤沈下による地上施設の被害は天然ガスの採取による影響ではないと主張した．

昭和34年6月，科学技術庁資源調査会は新潟地盤沈下特別委員会の会長安芸皎一氏より報告を受けて，地盤沈下の答申をだした．この特別委員会および新潟地区地盤沈下調査委員会の構成委員は運輸省技術研究所，天然ガス協会，東京大学理学部，新潟大学理学部，工業技術院地質調査所，第一港湾建設局，気象庁の方々からなる．これらの委員会において種々と討論した結論は，明治31年～昭和5年の32年間の一等水準点累年沈下量（図１～３）と昭和5年～昭和26年の21年間の平均一等水準点年沈下量を比較すると，後者が前者の2倍になり，天然ガス採取地区と一致している点から，地下水の揚水の影響を考えねばならないということになった．当時気象庁和達清夫氏による「新潟地盤沈下の原因は様々あるが，天然ガス採取に伴う地下水の急激なる過大な汲み揚げが主原因である」という意見が取り上げられた．これにより，天然ガスの採取規制が行われた．この規制は昭和32年より昭和36年までに4回行われた．昭和32年～昭和34年の地盤沈下の現況は図４，５の通りである．第１回目の規制は天然ガス業者の自粛規制であった．規制前は約480の坑井が存在していたが，規制後は約1/3の168坑井となった．一方，地盤沈下は蒲原平野にも起きており，田畑，農道，配水管，揚水施設に被害が発生していたので，新潟県の農地部も地盤沈下対策に加わった．農地での沈下は乾田化による地層の収縮と考えられ

ていたが，昭和35年6月に農林省新潟地盤沈下調査事務所が設置され，昭和33年に白根付近が10ケ月間で14cmの沈下量があった．観測井によると，深度135m以浅の地層の収縮が認められた．同地区には昔から自家用天然ガス井が存在していて，とくに地盤沈下が認められていなかったが，その対策が新たに考えられはじめた．昭和35年5月に工業技術院地質調査所，通産省，新潟県，新潟市の対策会議は，新潟の臨港地区で信濃川の水を浄化し，その川水をガス帯水層へ圧入する実験を行い，1日に最大1万2千m³を圧入した．これにより同地域で地下圧入の可能性がわかり，ガス坑井からガスを分離した「付随水」をガス層に還元圧入する方法で，層別バランスを行い地盤沈下を防止することを考えた．

昭和39年6月新潟地震が発生し，新潟市およびその周辺の地上施設はほとんど壊滅したが，それらは国，県，市の災害復興費により再建された．昭和40年に，新潟県と通産省は天然ガス業者の協力を得て，新潟市大形地区で水溶性天然ガスの地下分離とその付随水の還元圧入を行い，これに成功し，昭和46年西蒲原地区で第一次企業化実験に移ったのである．最近の地盤沈下は横ばいの状態が続いている．

（自宅：新潟市関屋浜松町237）

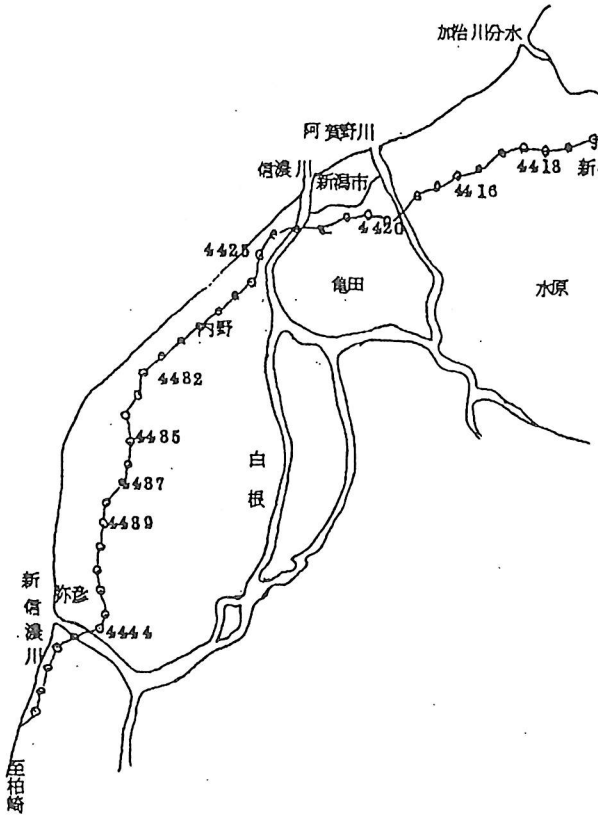


図1　新潟市周辺一等水準路線図

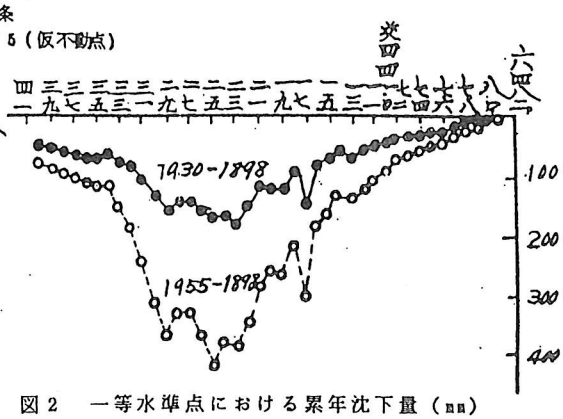


図2　一等水準点における累年沈下量（mm）
横軸は一等水準点

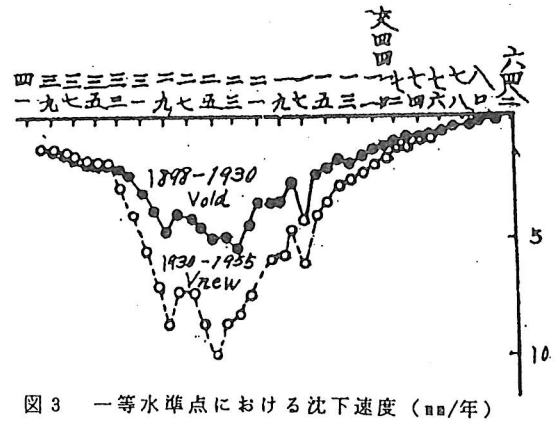


図3　一等水準点における沈下速度（mm/年）
横軸は一等水準点

図４　新潟市周辺沈下速度コンター図

自昭和32年8月至昭和33年2月　１日当たり沈下速度

～　沈下速度コンター数字単位はmm

◎　一等水準点

○　二等水準点

（数字は測点番号）

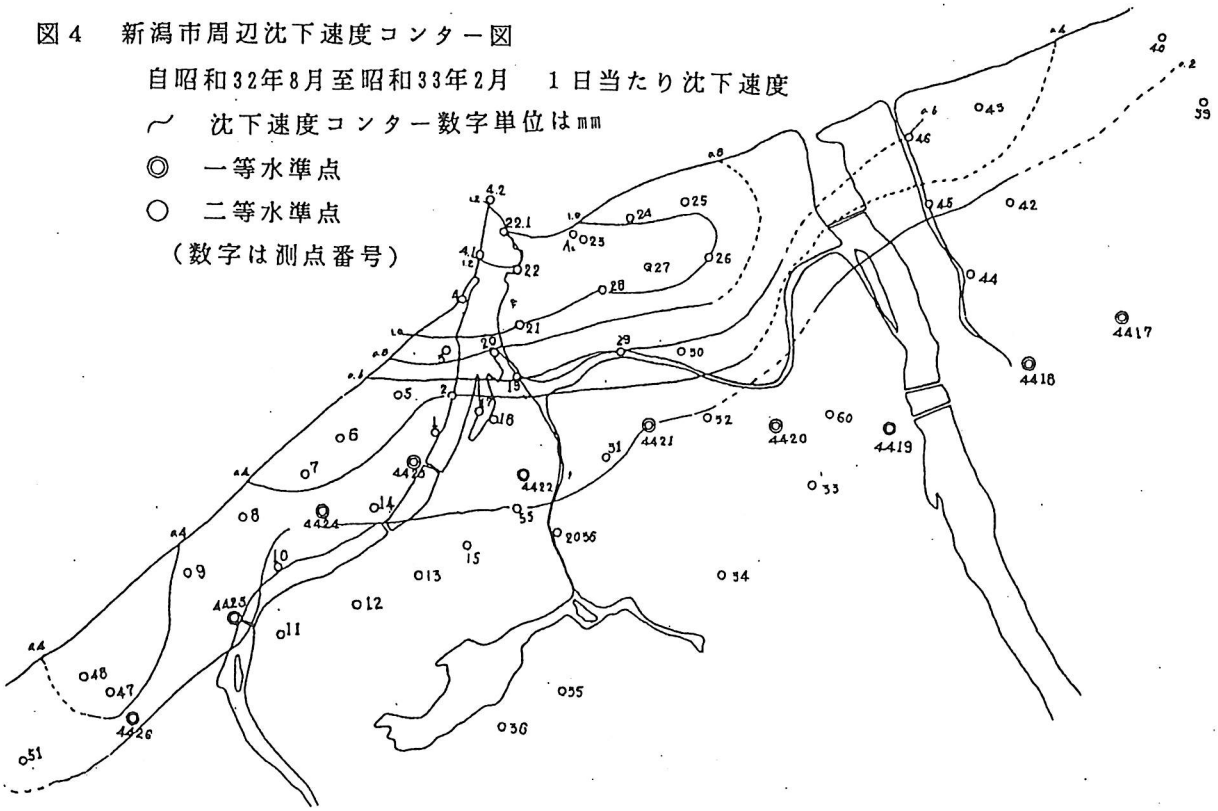


図５　新潟市周辺沈下変動図

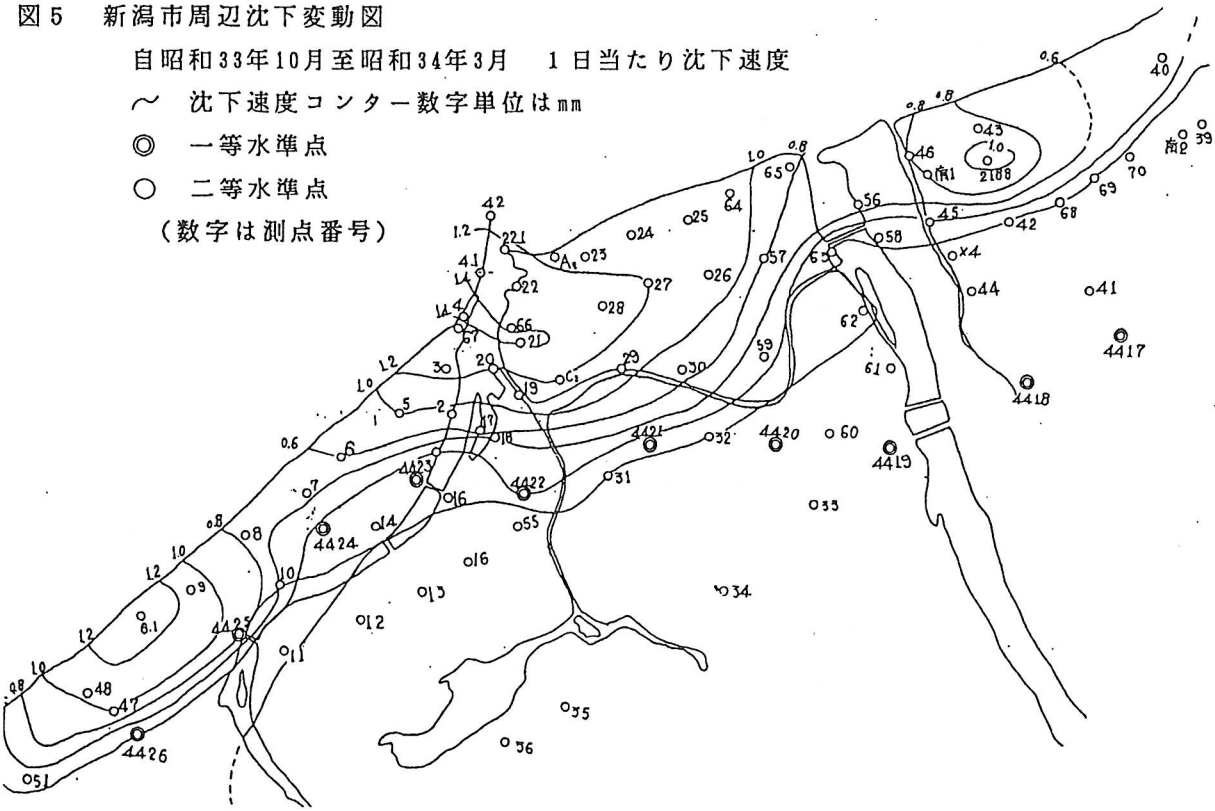
自昭和33年10月至昭和34年3月　１日当たり沈下速度

～　沈下速度コンター数字単位はmm

◎　一等水準点

○　二等水準点

（数字は測点番号）



S8 平野の自然・生活

青木　滋（新潟大学）

Shigeru AOKI ; Human Life and Nature of the Plain

1.　平野の自然災害と生活

2.　平野の環境と生活

3.　平野の将来

1　東シベリア，北極海周辺の永久凍土"エドマ"

長岡大輔（北大　院），西城潔（宮城教育大），福田正己（北大），中村俊夫（名大）
Daisuke NAGAOKA, Kiyoshi SAIJO, Masami FUKUDA, Tosio NAKAMURA; **Properties of "Edoma" in High Arctic Eastern Siberia**

1.はじめに

東シベリア，北極海沿岸地域は，標高数十メートルの平坦な地形面が広く分布する連続的永久凍土地帯である．この地域の河川あるいは海岸沿いの一部には，大きな氷塊と円柱状の凍土からなる断崖がみられる．この地下氷をともなう地層は，現地の言葉で"エドマ (edoma)"と呼ばれている．北極海周辺のエドマは，そのほとんどが膨大な地下氷から構成され，氷の間に円柱状の堆積物が林立するという特異な層相を示す．本発表では北極海周辺の3地点（図1）のエドマの堆積物の特徴および年代値について報告する．

2.エドマの概要

エドマの概念図を図2に示した．エドマ中の堆積物（凍土）は，直径数メートルの円柱状を呈し，途中にアイスレンズを狭在させる．堆積物の円柱状の形態は，周囲の氷（アイスウェッジアイス）の成長によって，堆積物を周囲から圧縮したためと考えられる．エドマの地下氷は，夏期に融解が進む．氷が融け出した後，堆積物は周囲の氷が無くなり，上部から徐々に崩れるが，完全に凍土が融解するまでは，その堆積物は円錐状に残される（バイジャリャーハと呼ぶ）．しかし，最終的には氷の融解と共に堆積物も流出し，毎年崖の後退が起っている．

3.各地点のエドマの特徴

1）Loc.1は，レナ川のデルタの最末端のブイコフスキー半島の北東岸に位置する．本地点のエドマは海面近くから崖の表面まで連続して露出するが，下部ではバイジャリャーハが潰れ，堆積物の調査ができなかった．エドマ堆積物の上部の層相は，暗灰色のシルト，シルトまじり細砂，細砂まじりシルトなどの細粒な物質の互層からなり，上方に向かい粗粒になる傾向がみられる．粒度分析の結果では，粒径加積曲線が各試料でばらつき，粒径分布，淘汰度ともに違いがみられた．

2）Loc.2は，..ﾎﾞｼﾋﾞﾙｽｷｰ諸島の南部の島，ﾎﾞﾙｼｮｲﾘｬﾎｽｷｰ島の南岸に位置する．本地点のエドマは，露頭の高さが約+30m，上部約15mはほぼ垂直な断崖となっており，それより下位はバイジャリャーハが海まで続く．エドマは露頭の表層から約+4mまでの間に分布し，その下位には地下氷の含有率の小さい暗青灰色のシルトが分布する．エドマの堆積物は茶褐色のシルトから構成され，粒度分析の結果から砂分をほとんど含まない比較的均一なシルトから成っていることが分かった．

3）Loc.3は，Loc.2の対岸にあたる大陸の北側の海岸に位置する．露頭の高さは最も高いところで約+38m，堆積物の調査ができたところのエドマの上面は約+35mであった．エドマは露頭の表層から約26mの厚さで分布し，下位には地下氷の含有率の小さい暗青灰色のシルトや有機物を多く含むシルトが連続する．層相は暗灰色～茶灰色のシルトであり，全体に有機物に富んでいる．粒度分析の結果では，Loc.2同様，

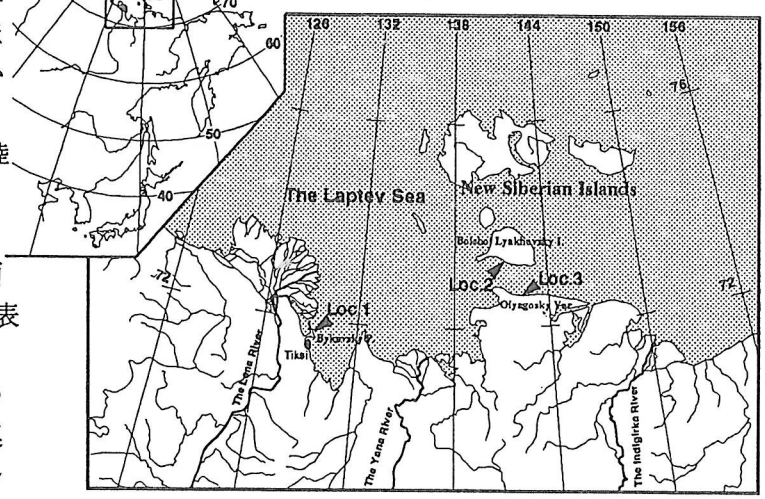


図1　調査位置図

砂分をほとんど含まない比較的均一なシルトから成っていることが分かった．

4.エドマの年代と形成環境　年代測定は，図4に示すようにエドマ堆積物に狭在する泥炭を対象に，3地点あわせ15試料で行なった．その結果から，エドマの形成は4万年以上前から始まり，およそ2万年前までにほぼ終了したと考えられる．また，地域による堆積速度の違いもみられた．Loc.1はレナ川の影響と思われる粗粒堆積物が多く含まれ，そのためエドマが厚く堆積速度も速い．Loc.2およびLoc.3は，エドマの層厚が25m程度と薄く，堆積速度も遅い．これは，これらの地域が大きな河川の影響受けない場所に位置し，堆積物の供給が少なかったからと考えられる．

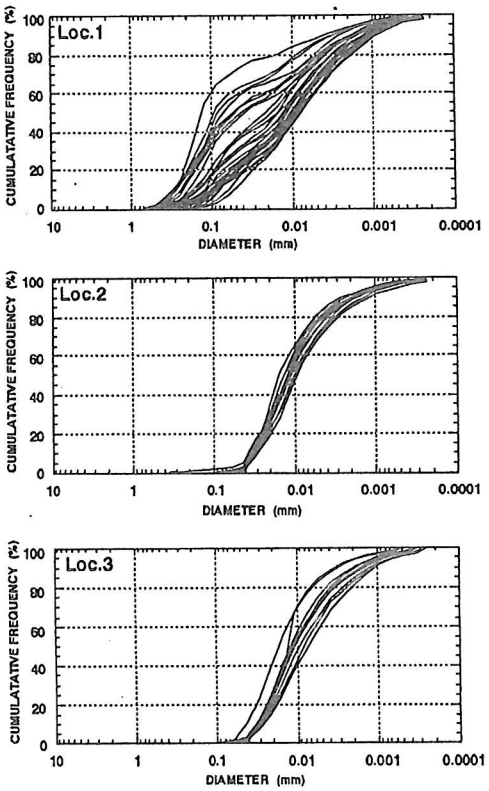


図3　粒径加積曲線重ね図

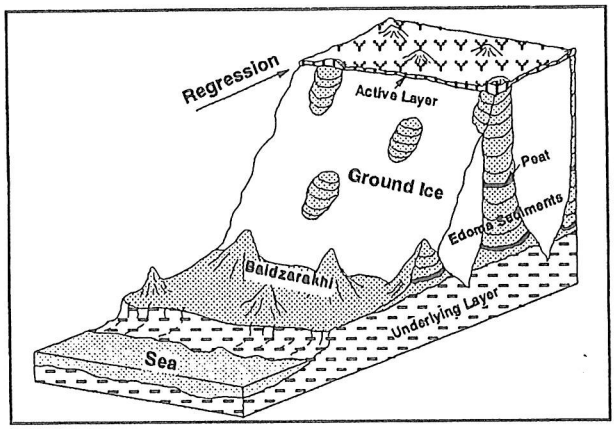


図2　エドマ概念図

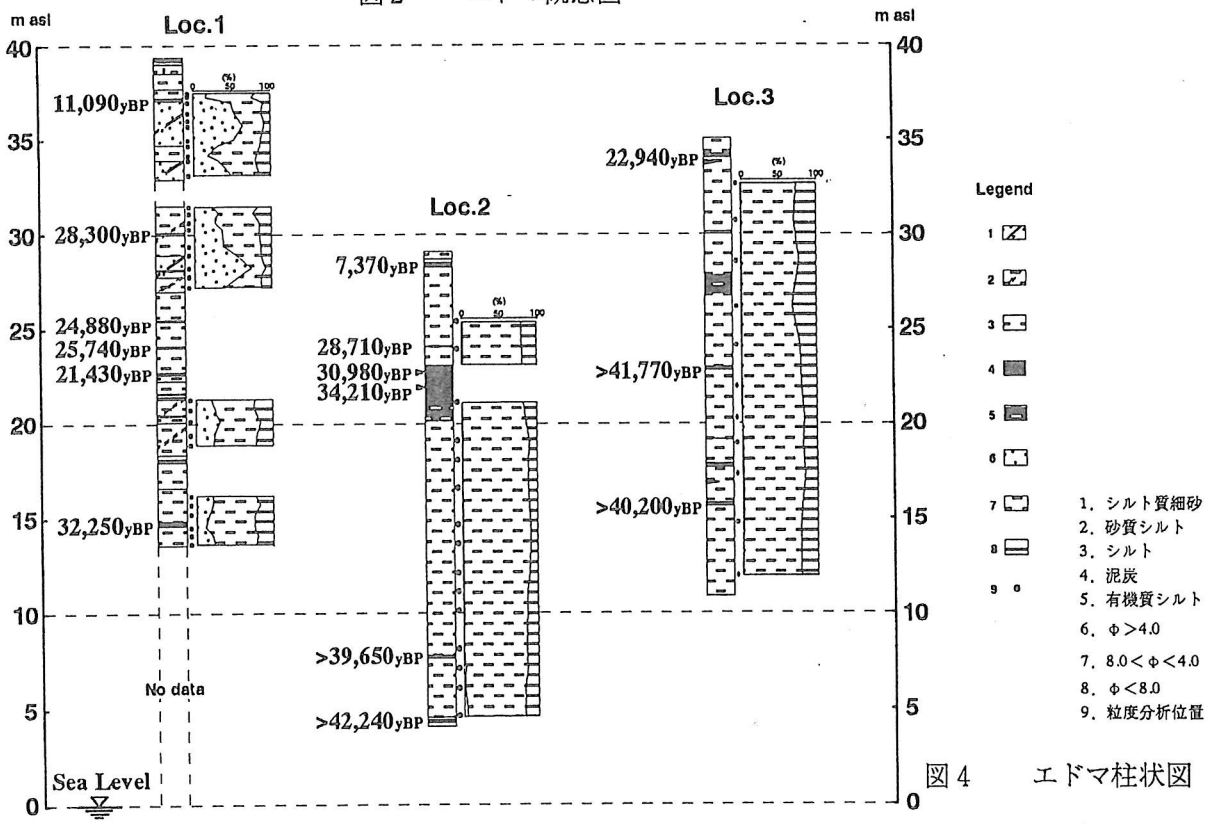


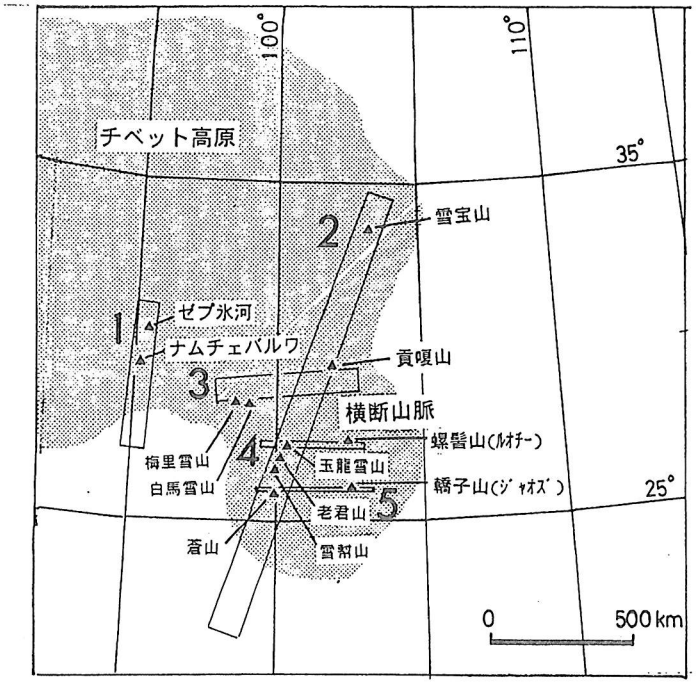
図4　エドマ柱状図

2　「東南チベット・雲南の最終氷期の氷河拡大範囲とELAs」

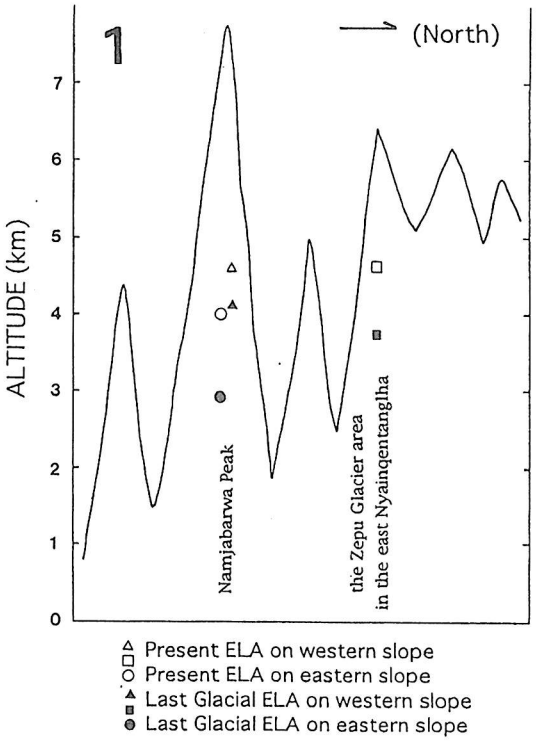
岩田修二（東京都立大学）

Shuji IWATA: Glacial extent and ELAs in the Last Glacial period in south-eastern Tibet and Yunnan

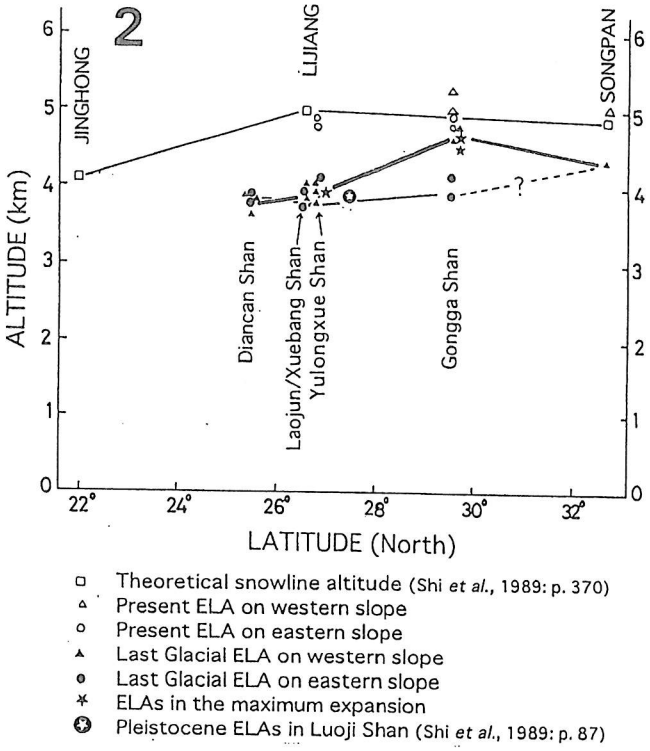
氷期のアジアモンスーンがどのようであったかは氷期のアジアの環境理解にとって重要な問題である．東南チベットと雲南省は，ベンガル湾からの南西モンスーンの東側の限界にあたり，最終氷期の南西モンスーンがどのようであったかを研究するのに都合がいい場所である．氷河地形から過去の氷河を復元し，ELAs（氷河平衡線高度）から当時の気候を復元することを試みた．調査した地域は，チベット自治区東南部と雲南省北西部で，現地調査と空中写真判読によって最終氷期の氷河地形のマッピングをおこなった．調査地域は 1)ナムチェバルワ地域：氷河が大屈曲点の上流でヤルンツァンポ河の主流に達していて，上流側に大きな氷河堰止め湖が形成されていた．2)東ニンチェンタングラ山脈の南面のゼプ氷河は最終氷期の後半には谷の下流に30km伸びていた．当時，東ニンチェンタングラ山脈の氷河は横断型谷氷河系を形づくっていたが，Kuhleが主張するような大規模な氷床は存在しなかった．3)メイリシュエシャン（梅里雪山）・バイマシュエシャン（白馬雪山）地域：チベット-雲南境界のメコン河上流部にあるこれら2つの山では，現在，氷河の発達が大きく異なっており，西側で氷河の発達がよい．しかし，最終氷期には両山地ともほぼ同じように氷河に覆われていた．4)ユロンシュエシャン（玉龍雪山）と，現在は氷河のないその南側の4000 mクラスの山（ラオチュンシャン老君山・シューバンシャン雪幇山・ツァンシャン蒼山）でも最終氷期には東西斜面ほぼおなじように氷河が拡大していた．これらの山やまに加えて，四川省のシューバオシャン（雪宝山）・コンカーシャン（貢嘎山）・ルオチーシャン（螺髻山）の情報および気象データから得られた現在の雪線を加えてチベット高原東縁の南北断面における現在と氷期のELAS（氷河平衡線高度）を比較した．現在と最終氷期のELAsの高度差はユロンシュエシャン付近で最大で1000m以上になる．現在の中央アジアの氷河EL付近での気温・降水の関係をあてはめると，1000mのEL低下は，降水量が現在と変わらないとすれば6℃の気温低下，気温低下量が4℃であれば降水量が1000m増加しなければならないことが分かった．最終氷期の雲南の気温低下量が少なかったという報告が多いことからすると，降水量が増加したことが推定できる．雲南省における東西方向の断面では，現在とは異なり最終氷期のELAsはほぼ水平であった．これらのことからは，最終氷期におけるチベット高原の乾燥化と，雲南での南西モンスーンの相対的な衰退もしくは前線性・低気圧性降雨の相対的な増加が推定される．



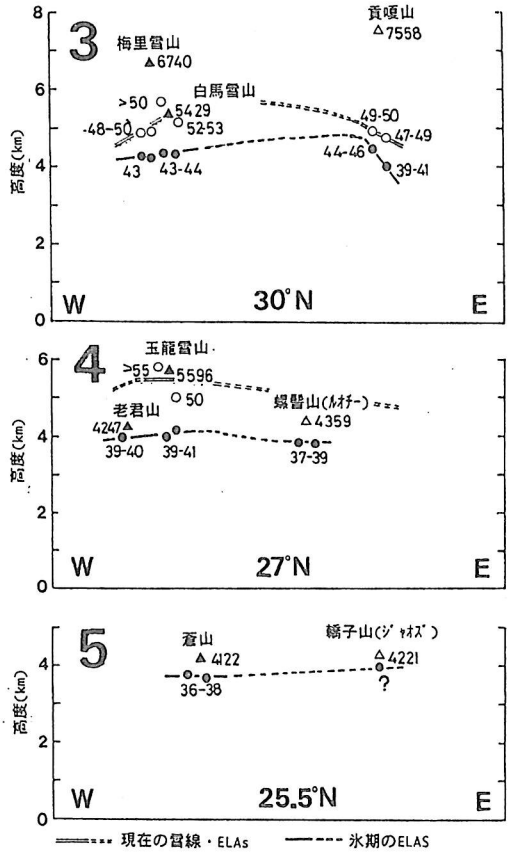
調査した山とELAの断面



ナムチェバルワ地域



チベット高原東縁の南北断面における
現在の雪線・ELAsと氷期のELAS



四川省・雲南省の東西断面における現在と最終氷期のELAs

3　狩場山東部のハイマツとブナの移住と中山峠に再びやって来たトウヒ属

星野フサ（札幌静修高校）・
中村俊夫（名古屋大学年代測定試料研究センター）

Fusa HOSHINO・Toshio NAKAMURA ; The migrations of *Pinus* and *Fagus* at the east part of Mt. Karibayama and the migration of Picea at Nakayama marsh in Hokkaido

札幌と渡島半島の都市を往来する時大抵通過する中山峠には、アカエゾマツやエゾマツ などの針葉樹があり、麓の景観とは全く異なる。この峠の北北西2.5kmの所に中山湿原（海抜870m）がある（図1の1）。ここでの花粉分析（星野・笈田，1992）のうち、トウヒ属の消滅（ミズナラ出現）は、6460±110y.B.P.(1σerror)(NUTA-3752)、再びトウヒ属が出現したのは、1840±70y.B.P.(1σerror)(NUTA-3747)である（図2）。渡島半島の最高峰狩場山（1520m）の東部（図1の2）のa地点（海抜305m）では、トウヒ属消滅後のおよそ350年間はカバノキ属が優勢で、その後ミズナラ優勢期をむかえる（星野ほか，1995）。中山湿原にもカバノキ属が優勢な時代は存在したが、短期間であった（図2）。

狩場山東部のd地点（海抜535m）の地表下3.2m以深にハイマツ優勢な時期がありこのハイマツは、11360±130y.B.P.(NUTA-3801)に消滅した（図3）。現在狩場山頂上付近には270mの幅でハイマツが存在する（沖津ほか1987）。狩場山のc地点（海抜1465m）でハイマツは、3240±125y.B.P.(JAS-105)より急増する（図3）。dとcの両地点を総合すると、平地のハイマツが山頂に移動したとわかる。これら狩場山東部地域にグイマツ花粉はなくグイマツ生存に不適な日本海-多分水分供給が豊富-の存在を示す。中山峠で晩氷期後存在したトウヒ属が消滅する以前より、狩場山東部地域にはブナの小集団が存在した。この古いブナは、f地点（海抜195m）の6590±100y.B.P.(NUTA-3455)以前で16％連続出現であった（図3）が、g地点（270m）でも6810±100y.B.P.(NUTA-3753)以前にブナの連続出現があり、古いブナの存在は確かである。a地点（海抜305m）の晩氷期以前の散点的ブナは氷期の生き残りかもしれない。40％をこえる新しいブナ連続出現は、a地点で1730±130y.B.P.(JAS-88)（北川氏測定）に始まりd地点（上）へ拡がりその後b地点（東）へ拡大したことはすでに星野ほか（1995）で報告した。今後、多くの地点で花粉分析を行ない年代を解明し、将来到来する地球温暖化対策の社会啓蒙に役立てたい。

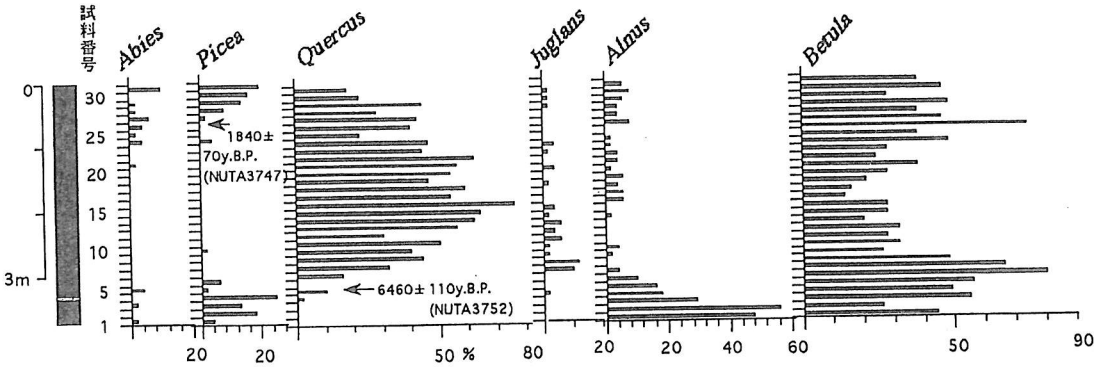
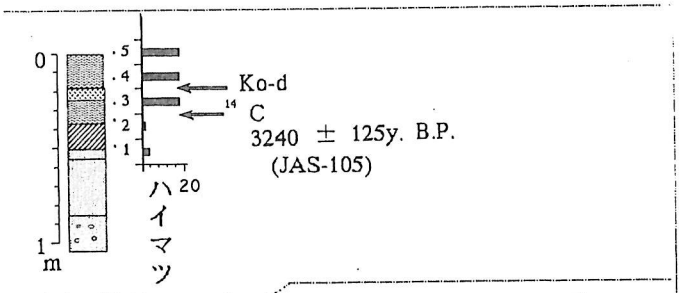


図2

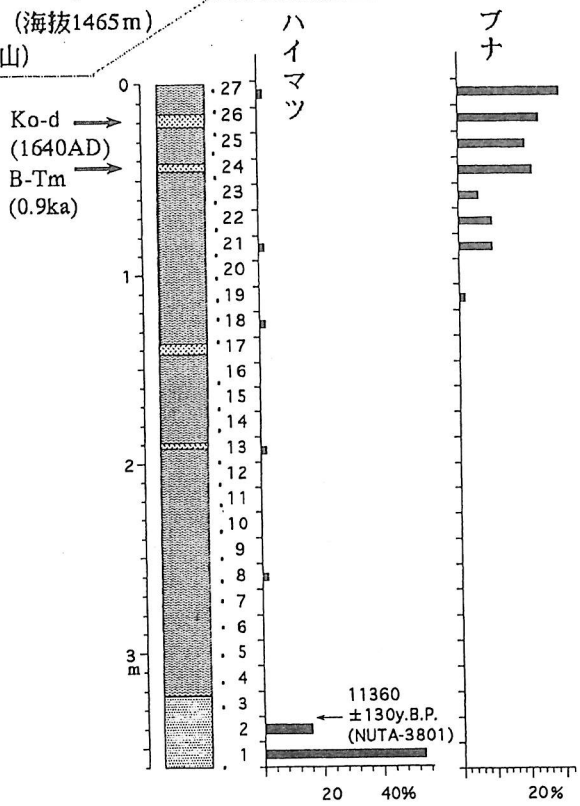
Peat　Sand

中山湿原 の花粉ダイヤグラム （星野　笈田，1992）
（海抜870m）
の一部に加筆

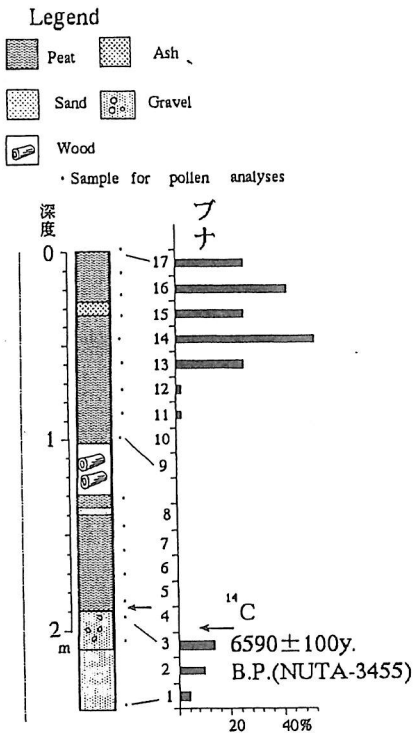


c 地点（海抜1465m）
（狩場山）

図1　調査地点



d 地点（海抜535m）



f 地点（海抜195m）

図3　狩場山東部のハイマツとブナ花粉変遷

火山灰同定は新井房夫氏
c 地点（海抜1465m）の年代測定は北川浩之氏

4　北海道南西部における後氷期の植生変遷

滝谷　美香（北海道立林業試験場）

Mika TAKIYA ; Vegetational History of Postglacial in Southwest Hokkaido, Japan.

最終氷期終了以降の北海道におけるブナの動向については，これまでにいくつかの研究がある．ブナが津軽海峡を渡った時期に関しては，五十嵐・安村（1989）が，函館市北方に位置する蓬揃山において，約5,300y.BPに函館付近にブナが存在したという結果を得ている．その後滝谷・萩原（1994）は，函館市北方の横津岳において，約10,000y.BPに，ブナが存在した可能性を示した．そして，現在の北限である黒松内低地帯に到達した年代は，Sakaguchi(1989) により，歌才で約680y.BPとされ，更にこの地点と約700-800ｍ離れた地点では，萩原・矢野（1994）により，約1,180y.BP という結果が得られている．五十嵐（1994）は，北桧山町のうぐい沼で約900y.BPとしており，これにより，北限地域への到達年代は約1,000y.BP前後であろうと思われる．

本研究においては，ブナの北海道への到達時期を明らかにするために，函館市において花粉分析を行い古植生を復元し，さらに横津岳山系の植生変遷について考察した．

今回調査を行ったのは，函館市の北方に位置する横津岳山系の中腹に位置する赤井川上流部に位置する，地滑り崩落地跡に発達した湿原で，ブナを中心とする冷温帯林中に位置する．標高約580ｍで北緯41°56’，東経140°46’41” である．湿原内には，ヤナギ属，ヤチダモ，ノリウツギ，ハリギリ，ツルアジサイ等の幼木が生育する．試料はトーマス型採泥器により採取し，480ｍの試料を得た．試料中にはKo-d（駒ヶ岳-d火山灰；1640AD），Ko-g（駒ヶ岳-g火山灰；5,000-6,000y.BP），Ng（濁川火山灰；12,000y.BP）の三枚の火山灰層を認めた．
これにより，この試料は12,000年よりも古い時代をカバーしていると思われる．

花粉分析結果（Fig. 1）より，AK-IからAK-Vの5つの花粉帯に区分し，AK-I 帯はa,b の二つの亜帯に細分した．この結果を前回分析した横津岳第二地点の結果（滝谷・萩原，1994）と対比させ，横津岳山系における植生変遷を復元した．Ⅰ帯は*Picea, Abies, Pinus*を主としており赤井川地点では*Pinus* が最優勢となっている．冷温帯性の樹種の花粉が低率であり，最終氷期末期と考えられる．この時期横津岳山系の中腹にあたる赤井川上流部では，周極要素である*Selaginella* を産することより，少なくとも標高580ｍでは，高木限界よりも高位に位置していたと思われる．そして山麓から低地にかけて亜寒帯林が成立していたのであろう．Ⅱ帯は，*Picea, Abies* が減少するとともに，*Fagus, Quercus* が増加している．更に*Betula* が急増している．こ

の時期は，ヨーロッパの晩氷期のアレレード期に対比される．この時期は，山頂付近で*Fagus, Quercus* が優勢となっているため，落葉広葉樹林は，標高580m以上の高標高に成立していたと思われる．Ⅲ帯では*Fagus, Quercus* が減少し，再び亜寒帯要素が増加しているので，新ドゥリアス期に対比される．山頂付近では*Pinus* も増加しているが，中腹ではほとんど増加しないため，ハイマツが中腹まで降下するには，十分な寒冷化ではなかったと思われる．そしてⅣ帯では落葉広葉樹林要素が増加していることより，氷期終了後であり，ヒプシサーマル期を含む時期である．この時期山頂では*Fagus, Quercus* ともにピークに達しているが，中腹では*Quercus* が最優勢となり，そのほかの要素が続いている．このことより，中腹付近で発達したミズナラを主体とする森林の上に，ブナを主体とする森林が成立していたと思われる．Ⅴ帯は，ヒプシサーマル期終了後の冷涼期と考えられる．この時期には，山頂で*Fagus* と*Querucs* の産出傾向が逆転し，中腹でも*Fagus* が最優勢となり，ブナを主体とする森林の下限が，中腹よりも低標高まで下降したと思われる．さらに，全時期を通して，横津岳山系に落葉広葉樹林要素と亜寒帯林要素が，ともに産出した時期はない．このことは，横津岳山系に氷期終了後針葉樹林帯が存在しなかったことを示している．

Fagus は，両地点においてNg層準から，少なくともブナがその調査地点に存在していたとされている5%の値よりも高率に産出している．このことは，ブナが約12,000y.BPには，北海道の南西部に到達していたことを示唆する．しかし，Ngと Ko-g 間が，圧縮されている可能性もあるので，より詳細な検討が必要であろう．

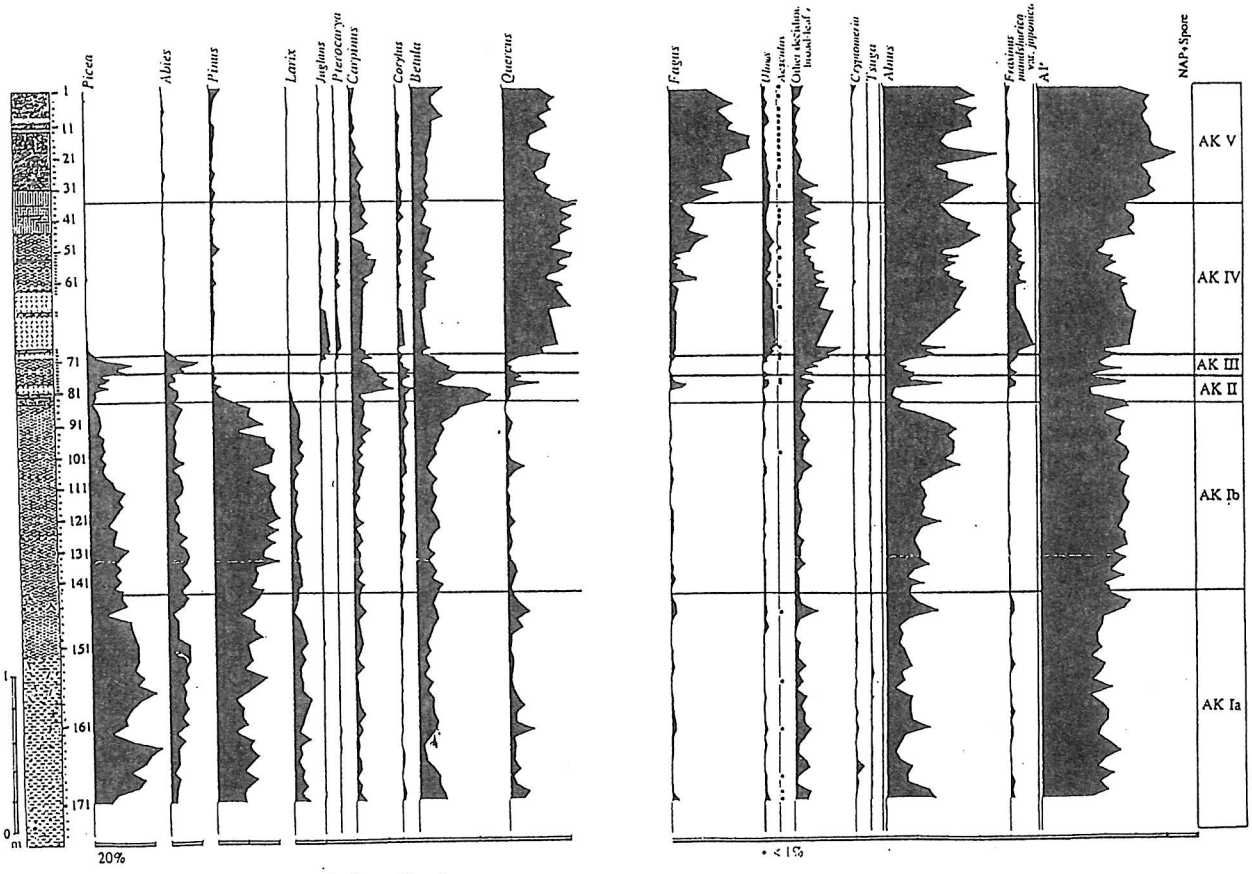


Fig. 1 AP pollen diagram of Aaigawa River site.

5　苗場山湿原の堆積物と花粉分析

関口千穂・嶋田　繁（明治大学・院）・
叶内敦子・杉原重夫（明治大学・文学部）

Deposits and pollen analysis on two bogs in Naeba-yama

Chiho Sekigichi, Shigeru Shimada,
Atsuko Kanauchi and Shigeo Sugihara

1.　調査地域

苗場山は、新潟県・長野県の県境に位置する標高2,145mの火山である（図１）。山体は標高1,400m付近まで分布する中新・鮮新統の基盤岩類に、４回の活動期に分けられる溶岩流が噴出して、平坦な成層火山が形成されたと考えられる（島津・五十嵐、1988）。このうち、山頂から標高1,800mにかけて分布する最上部溶岩の平坦面には苗場山山頂湿原が、北側斜面の標高1,500m付近に分布する上部溶岩の平坦面には小松原湿原が形成されている（図３、４）。演者らは、苗場山山頂湿原、小松原湿原それぞれで、シンウォール型サンプラーを使用してボーリング調査を行った。

2.　堆積物の層序と年代

苗場山山頂湿原では深度約0.5m、小松原湿原では深度1.2-2.4mのコアを採取した（図２）。

苗場山山頂湿原の堆積物は分解の良い暗褐色の泥炭層で、基盤は風化したローム（火山灰）である。苗場山山頂湿原の露頭では、５枚のテフラが認められる。いずれも妙高・焼山系と浅間山系の完新世のテフラである。山頂湿原堆積物にもこれらと給源火山が同じと考えられるテフラが挟まれている。小松原湿原の堆積物は深さ約1.6mまでは褐色の泥炭層で、それ以下は明茶色の風化したロームが見られる。放射性炭素年代試料は苗場山山頂湿原と小松原湿原においていずれも泥炭層の基底付近で採取した（測定依頼中）。

3.　花粉分析

花粉分析は、コアから10cmごとに試料を採取して行った。分析の結果、苗場山山頂湿原では、下部泥炭層から上部泥炭層に向かって*Pinus,Abies,Tsuga* など針葉樹林要素が増加する傾向にある。また、落葉広葉樹類である *Fagus, Betula, Quercus* は全体的に比率が高いが、表層ではいずれも比率が下がっている。３地点とも泥炭層最下部で、*Ilex* が高率で出現する。小松原湿原では深度0.5mより上層で針葉樹林要素が増加する。山頂湿原、小松原湿原とも花粉分析の結果明らかになった針葉樹類の花粉の増加は、苗場山の亜高山帯針葉樹林の形成開始を示すものと考えられる。

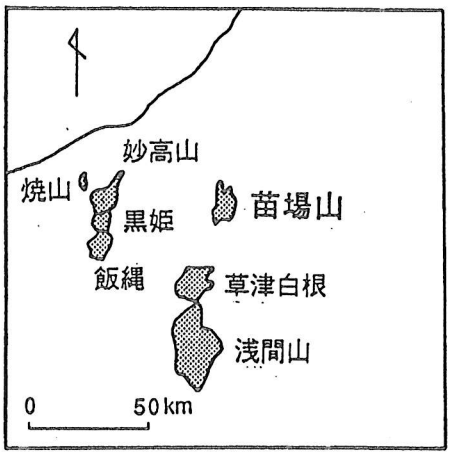


図 1 調査地域

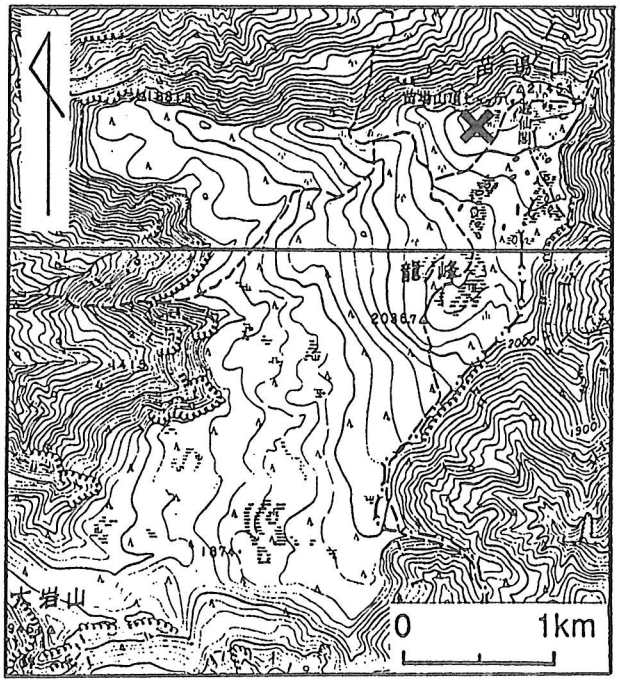


図 3 苗場山山頂湿原

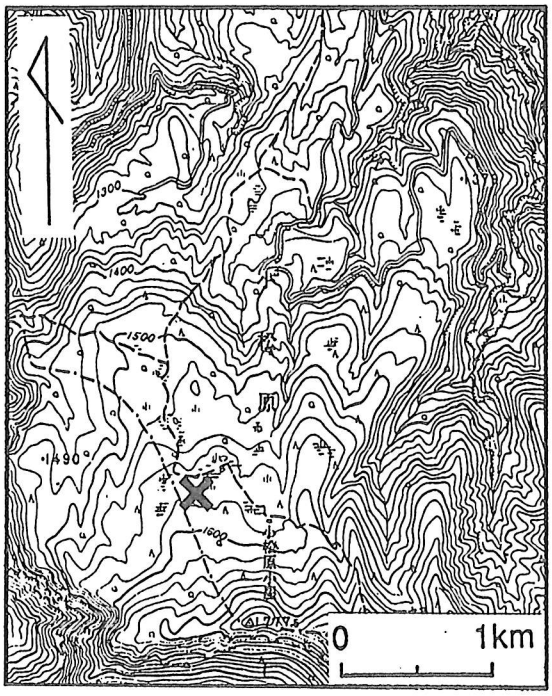


図 4 小松原湿原

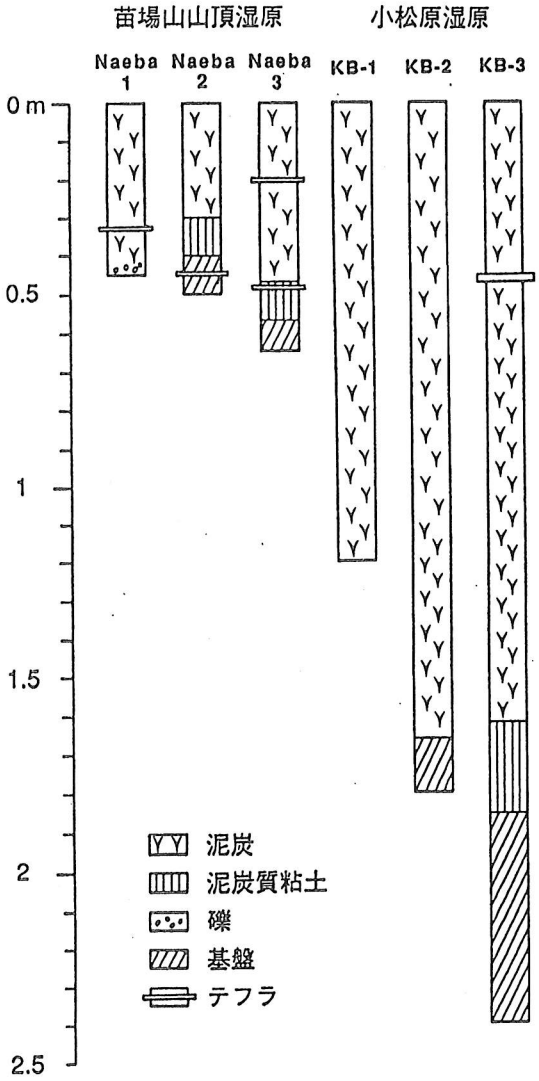


図 2 堆積物の柱状図

6　福井県，中池見（なかいけみ）湿原堆積物の花粉分析からみた最終間氷期以降の植生変遷

宮本真二（東京都立大・院）・安田喜憲・北川浩之（国際日本文化研究センター）
Shinji MIYAMOTO, Yoshinori YASUDA, Hiroyuki KITAGAWA;

Vegetation Succession since the Last Interglacial from the Naka-Ikemi Moor, Fukui Prefecture, Central Japan.

Ⅰ．はじめに

日本列島・日本海側，若狭湾沿岸地域の環境変動史を解明するため，福井県・敦賀市，中池見湿原（35° 39′ N., 136° 5′ E.）において重機掘削を行い，65ｍの堆積物試料を採取した．

Ⅱ．方法

採取された65 mの堆積物試料のうち42.7 mの泥炭質堆積物の花粉分析，灼熱消費量，容積比重，火山灰同定，^{14}C年代測定を行った．花粉分析では，詳細な植生変遷を解明するために絶対花粉流入量を求めた．

Ⅲ．結果および考察

主要な花粉化石の出現率の変遷から，下位から18の局地花粉帯を設定し，我が国の環境変動史において重要な問題点を考察した．

局地花粉帯，NKM-18（ca. 130-120 k yrsBP）：本帯は，アカガシ亜属やシイノキ属等の温帯常緑樹花粉の出現で特徴づけられる．本州には自生しないサルスベリ属が検出されたことからも，最終間氷期の温暖気候を示しているものと推定される．

局地花粉帯，NKM-17-13（ca. 120-65 k yrsBP）：スギ属やコウヤマキ属の高い出現率で特徴づけられ，最終氷期の初期氷期は，湿潤な環境下にあったものと推定される．

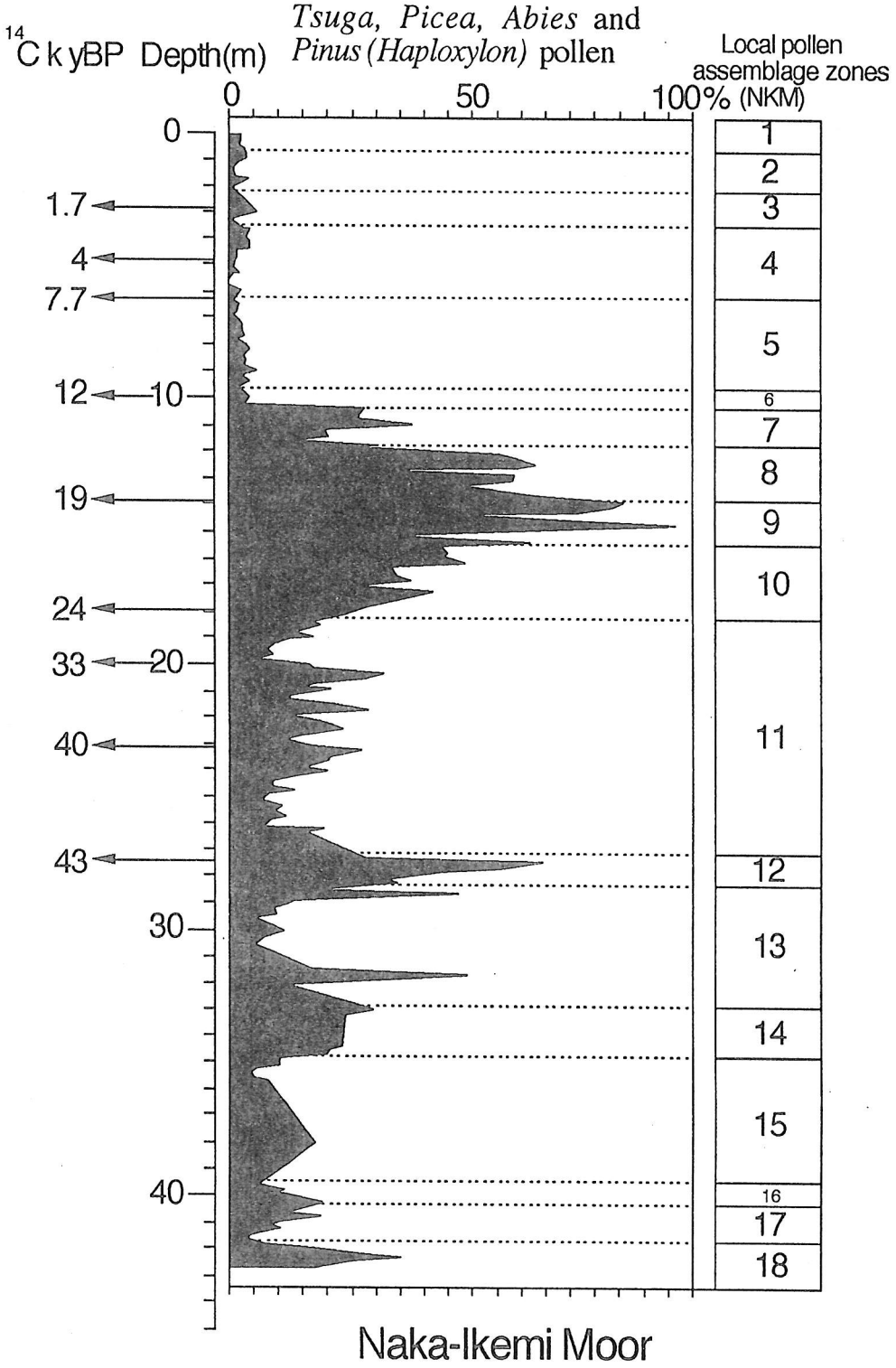
局地花粉帯，NKM-12（ca. 65-40 k yrsBP）：本帯は，亜寒帯性針葉樹花粉の出現率が増大することから，寒冷期と推定され，最終氷期中の亜氷期であると考えられる．

局地花粉帯，NKM-11（ca. 40-25 k yrsBP）：冷温帯性落葉広葉樹やスギ属の花粉出現率が高くなる．特に，ブナ属花粉の出現率が高いことから，冷涼で冬季に湿潤な環境下にあったものと推定される．

局地花粉帯，NKM-10-7（ca. 25-11 k yrsBP）：10帯は，亜寒帯性針葉樹花粉の出現率が全帯を通じて最も高いことから，最終氷期の最盛期の寒冷期に相当す

るものと考えられる．

局地花粉帯，NKM-6-1（ca. 11-present k yrsBP）：亜寒帯性針葉樹花粉の出現率が低下し，冷温帯性落葉広葉樹花粉，そして温帯性常緑樹花粉の出現率が増加することから，晩氷期から後氷期にかけての温暖化に起因しているものと推定される．



7　画像解析による炭素片分析法
－Macintosh用画像処理分析ソフトNIH *Image* を用いて－

高原　光（京都府立大学農学部）

Hikaru TAKAHARA ; Microscopic charcoal measurment by an image analysis system-using the NIH *image* for Macintosh-

堆積物中の炭素片（charcoal fragments）は過去に起こった火災を記録している。炭素片の分析により火災の歴史を明らかにすることは，植生変遷や気候変遷に関する研究にとって極めて有益である。さらに，人間活動と植生との関係を明らかにする上でも不可欠な情報である。植生変遷に対して火災が重要な役割を果たしている北米大陸では，堆積物中の炭素片の分析による火災の歴史と植生の関係が議論され，多くの研究が行われている（Swain, 1973, 1978;Patterson & Sassaman, 1988; MacDonald *et al.*, 1991など）。我が国では，Tsukada *et al.* (1986)や杉田・塚田（1983）などの研究があるものの，炭素片分析を用いた研究は少ない。

従来，炭素片分析は，顕微鏡下で炭素片の計数や面積の測定が行われてきたが，これには大変な労力と時間を要していた。しかし，近年，光学顕微鏡とパーソナルコンピューターを用いた濃度測定用のシステムが炭素片分析に利用されている（MacDonald *et al.*, 1991）。さらに，パーソナルコンピューターの性能向上と低価格下により，パーソナルコンピューター上で画像データを手軽に扱えるようになってきた。そこで，パーソナルコンピューターによる画像解析を用いた炭素片分析のためのシステムと炭素片の測定法を紹介する。ここに紹介する方法は，簡便で廉価であることに特徴がある。このような方法によって，我が国でも，炭素片分析が手軽に行われ，火災と植生変遷の関係に関する研究がさらに進むことを期待する。

炭素片分析の方法

堆積物から採取した試料の花粉分析と同時に炭素片分析を行う方法を次に示す。化石花粉と炭素片の絶対量を測定するため一定体積の試料に一定量のマーカー花粉または微粒子（microshere）を添加する。その後，通常の花粉分析の手順で試料を処理する。処理を終了した試料についてプレパラートを作成し，次に示すシステムを用いてで炭素片の面積を測定する。

炭素片の面積測定に用いたシステム構成図を図-1に示した。また，その仕様等の詳細は以下のとおりである。

・顕微鏡　オリンパスBH2　3眼鏡筒
　（撮影レンズ　NFK1.67×，対物レンズ　SPlan 20×）
・白黒ビデオカメラ　ソニーSSC-M370（1/2インチCCD　有効画素数768×494）
・顕微鏡用モニター　ソニーSSM-101（10インチ　水平解像度700本以上）
・コンピューター　Apple Macintosh PowerBook Duo 230,
　（CPU 68030, メモリー12M）
　Duo Dock 数値演算コプロセッサー付
・画像入力用キャプチャーボード　Scion LG-3
・画像解析ソフト　NIH *Image* Version 1.51
（U.S.National Institute of Health　Wayne Rasband氏作。Internetへzippy.nimh.nih.govにanonymouse ftpで入ることにより無償で入手できる。）

このシステムでは，画面上の各画素はグレースケールでしめされ，白から黒まで256段階の濃度で示される。炭素片は黒色であることから，ある濃度以上（たとえば200以上）の画素を検出し，この画素数を読みとることによって，炭素片の面積を測定することができる。この行程はNIH *Image*によって自動的に行うことができる。炭素片以外の黒色のものもあるので，形態によって確認しながら，目的のものだけを測定することができる。その手順を以下に示す。

測定手順

1．コンピューターを立ち上げて，NIH *Image*を起動する。
2．ビデオカメラをonにして，NIH *Image*に画像を入力する（Special-Caputuring)。
3．これにより，顕微鏡像がlive imageとしてコンピューターの画面上に表示される。
4．対物マイクロメーターを用いて，画面上の長さをμmに補正する（Analyse-Set scale)。
5．ある濃度以上の黒さの物体（赤色で示される）とそれ以外のものを区分するための設定を行う（Option-Density slice)。
6．目的の炭素片 をクリックすると，面積が測定される。
7．炭素片の面積の測定とマーカー花粉のカウントを同時に行い，マーカー花粉が一定量以上（100個）になるまで，プレパラート内で偏らないように，炭素片の面積測定を続ける。
8．測定結果を表計算ソフトなどで読み込み，必要な計算を行う。
（1から5は測定時の最初に行うだけでよい。）

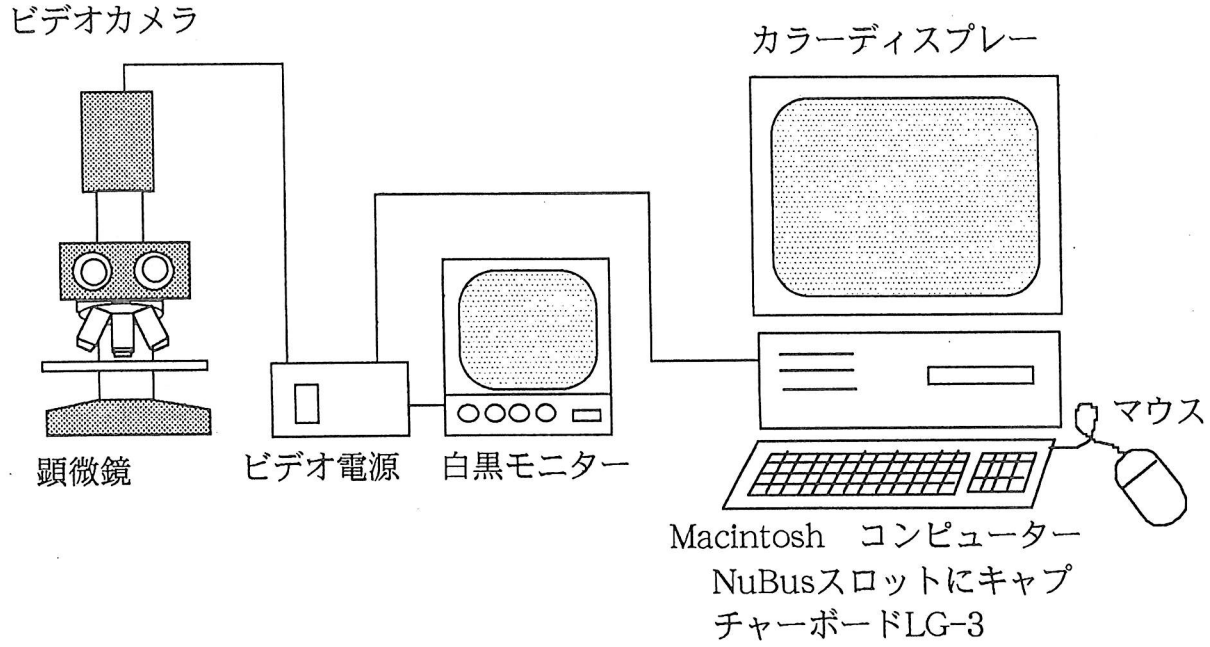


図-1　炭素片測定システム構成図

8　閉鎖系堆積物の定量的把握による最終氷期以降の乾湿変動の解明
―山形県，川樋盆地の例―

小岩直人（東北大・院）・宮城豊彦（東北学院大）
・竹中　純

Naoto KOIWA, Toyohiko MIYAGI and Jun TAKENAKA ; Late Quaternary paleohydrol-ogical fluctuation deduced from quantitative analysis of small basin deposits, Kawadoi, Northeast Japan

Ⅰ．はじめに

山形県南部に位置する川樋盆地は面積約4.5km²,集水面積約12km²，比高200～300mの山地に囲まれる，ほぼ閉塞した小盆地である．盆地は湿地性の堆積物（泥炭層からなる）に埋積されているが，この中には周囲の斜面から供給された堆積物が挟まれており，斜面からの土砂供給と植生変化との対応関係が検討されてきた（中山・宮城，1984）．本報告では，湿地性堆積物に挟在する，細粒の堆積物（山麓緩斜面や沖積錐からの洗脱物質：以後，無機質堆積物とする）の堆積当時の地形の復元，堆積量および粒度の空間的変化の定量的把握により，最終氷期後半以降の斜面プロセスの変化，ならびにそれをもたらした乾湿変動について考察する．

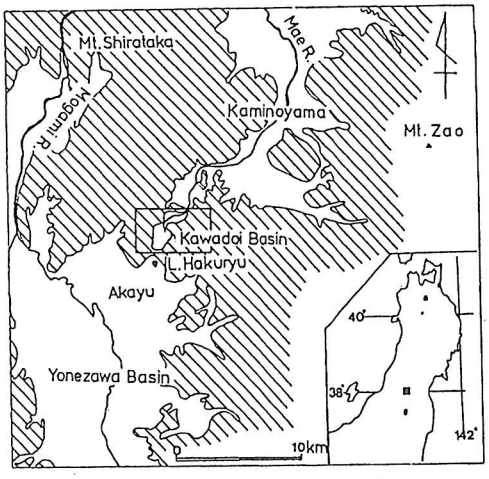
Ⅱ．調査方法

集水域全体の地形分類，ヒラー式花粉サンプラーを用いたボーリングによる堆積構造を明らかにし，典型的な無機質堆積物の分布地域を調査地域として設定し（第２図），地表面測量を行い，無機質堆積物の堆積上面および底面の地形図（等高線間隔50cm）を作成した．これらをもとに堆積土砂量を算出するとともに，無機質堆積物の粒度組成の空間分布を明らかにした．

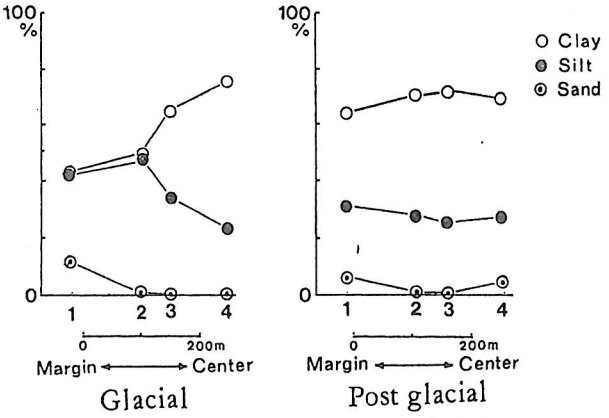
Ⅲ．分析結果

（１）調査地域の堆積物は周辺斜面から流入したことが明らかな，盆地中央部に向かって泥炭層中に徐々に尖滅する無機質堆積物が認められる．無機質堆積物は４層準識別される．C-14年代測定値およびATの挟在する位置から，上位の３層は約1.1万年前～現在までに堆積したものであり，下位の層は最終氷期後半に堆積したものと判断される．周辺斜面と盆地内の無機質堆積物は，後氷期のもの（勾配:1～10/1000）が沖積錐と，最終氷期後半のもの（勾配:10～15/1000）は山麓緩斜面とスムースに連続する．詳細な調査地域内の土砂堆積時期，堆積量は表-１に示した．後氷期の全期間と最終氷期後半（AT降下～約1.1万年前）の平均堆積量は，前者のほうが大きい値を示す．

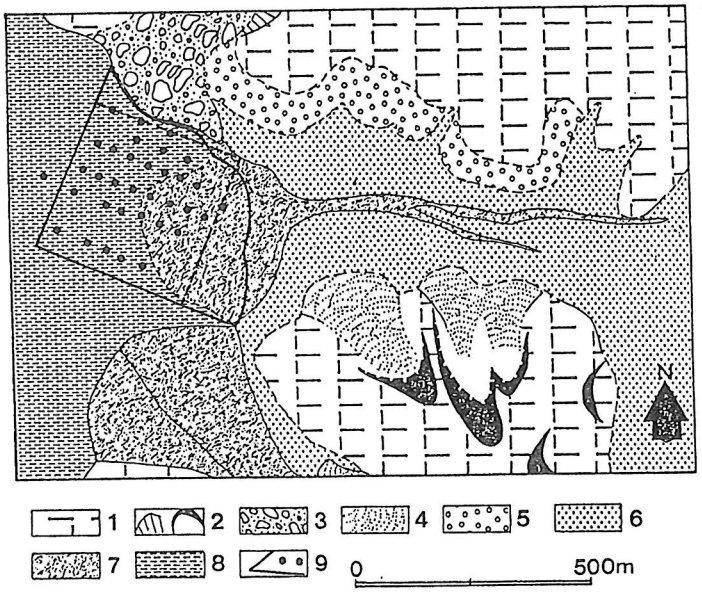
（２）最終氷期後半の無機質堆積物は，緩斜面側から盆地中央部に向かって，細砂が減少し粘土の比率が高くなり，細粒化する傾向が認められる（第３図）．これは山麓緩斜面からの洗脱物質が，流水とともに，移動距離の短い動きを繰り返して順次盆地底に張り出したものと推定される．また，約1.8万年前の最終氷期最寒冷期には無機質堆積物は盆地底には認められず，この時期には盆地底へ土砂をもたらすような流水が弱まったことを示すものと考えられる．一方，後氷期の無機質堆積物は，場所による粒度の変化は認められない．これは，後氷期の無機質堆積物が，最終氷期後半よりも流動的で大量の土砂が一気に拡散するような運搬堆積様式で堆積したことを示唆する．



第１図　川樋盆地位置図



第３図　最終氷期後半および後氷期の無機質堆積物の粒度組成



凡例　1.山地斜面 2.崩壊斜面
3.地すべり土塊 4.崖錐斜面 I
5.崖錐斜面 II 6.山麓緩斜面
7.沖積錐 8.泥炭地
9.ボーリング地点

第２図　調査地域の地形分類図

表-1　調査地域における無機質堆積物の堆積量

無機質堆積物	年代	堆積量（×10⁴m³）	平均堆積量(m³/yr.)
川樋-4	2,000yr.B.P	43	85 (Post Glacial)
川樋-3	5,500yr.B.P	28	
川樋-2	11,000yr.B.P	23	
川樋-1	25,000～ 23,000yr.B.P	66	47 (Last Glacial)

9　岐阜県揖斐郡谷汲村，最終氷期から現在までの湖沼性堆積物における珪藻分析――珪藻化石から見た，火山灰降下と古気候の変化が湿地・湖沼環境に及ぼす影響――

加　三千宣　（大阪市立大学）
後藤　敏一　（近畿大学）

Michinobu Kuwae,　Tosikazu Gotou ; Diatom assemblage of upper Pleistocene to Holocene marsh deposits in Tanigumi-mura, Gifu Prefecture

岐阜県揖斐郡谷汲村に約2km^{2}の小さな盆地がある．そこにはおよそ７万年前から現在までの連続的な湖沼性堆積物が存在し，その最大層厚は，約20mに達する．その盆地中心部で20mのボーリングが掘削され，このボーリングコアの上部13mについて珪藻分析を行った．本コア中にはＡＴ火山灰層，アカホヤ火山灰層が挟まれており，それによって上部13mのコアは約3万年以降の最終氷期から現在までの堆積物であることがわかる（里口ほか，1993）．

珪藻化石は水域の古環境を推定するための重要な手段であり，種の同定を行うことによって堆積当時のｐＨ，栄養性，水温の変化，水深の変化などの推定が可能である．そこで本論では火山灰降灰によって，また古気候の変化によって珪藻化石が示す湿地・湖沼のｐＨ，栄養性，水深がどのように変化していったのかを報告する．

― 火山灰降灰の湿地環境に及ぼす影響―

辻・小杉（1991）には，ＡＴ噴火が生態系に及ぼした影響として，降灰前後の花粉・珪藻化石群の変化から古環境の変化を論じている．特に珪藻化石群の変化から示唆された火山灰降灰による水域環境への影響について，好アルカリ性種の出現から推定される水のｐＨの上昇，浮遊性種の出現から推定される水位の上昇を挙げている．今回行った珪藻分析の結果には，ＡＴ火山灰の前後で酸性からアルカリ性へのｐＨの上昇と浮遊性種の個体数増加から推定される水位の上昇が見られ，同様な結果が得られた．またＡＴ火山灰だけでなく，アカホヤ火山灰についてもその前後での酸性から酸～中性へのｐＨの上昇と浮遊性種の個体数増加による水位の上昇の傾向が見られる．また分析結果は，湖沼の富栄養化をも示し，ＡＴ火山灰では貧栄養から富栄養に，アカホヤ火山灰降灰直後では貧栄養から貧～中栄養に変化している．さらにＡＴ火山灰前後とアカホヤ火山灰前後では環境変化の規模が異なっている．ｐＨ，栄養性，水深の変化についてはアカホヤ火山灰に比べてＡＴ火山灰前後の方が顕著である．またアカホヤ火山灰では降灰の後，比較的早く元の環境に回復しているのに対して，ＡＴ火山灰では降灰以降1万年以上もその変化した環境が回復していない．この要因の一つには，両火山灰の降灰規模の違いが考えられる．

—古気候の変化による湿地・湖沼環境の変化—

分析試料の珪藻化石群の中には，冷温種や，熱帯性種，熱帯—温帯性種が含まれているが，それらの各試料間の絶対量の変化によって古気候の変化を推定することができると考えられる．そこで，それらの絶対量の変化をグラフ化し，古気候の変化を推定した．ここで推定された古気候の変化は，最終氷期，後氷期，さらに最終氷期最寒冷期の年代とよく一致していることがわかった．これによると，Ⅰ期（3.0～2.9万年），Ⅱ期（2.9～2.6万年），Ⅲ期（2.6～2.5万年），Ⅳ期（2.5～1.3万年），Ⅴ期（1.3万年以降）に気候区分され，Ⅰ・Ⅲ期は，比較的温暖期，Ⅴ期は温暖期，Ⅱ・Ⅳ期は寒冷期を示している．この気候区分に基づいて古気候の変化による湿地・湖沼環境の変化を述べる．

ｐＨについてはⅡ・Ⅳ期の寒冷期はアルカリまたは中性で，Ⅲ・Ⅴ期の温暖期は酸性を示している．水深は，Ⅱ・Ⅳ期の寒冷期にはかなりの水深があったと思われるが，Ⅰ・Ⅲ・Ⅴ期の温暖期には比較的水深が浅かったものと思われる．栄養性についてはⅡ・Ⅳ期の寒冷期に富栄養性，Ⅲ・Ⅴ期の温暖期に貧栄養性となっているが，ただし，Ⅴ期の4千年前以降には富栄養性になっている．これらを総合すると，湿地・湖沼環境において，寒冷期から温暖期にかけてはｐＨはアルカリから酸性へ，水深は減少へ，栄養性は貧栄養性へと変化している．逆に温暖期から寒冷期はその逆の方向へ変化すると考えられる．

10 珪藻化石を用いた古環境の定量的解析の試み -- Diatom Based Transfer Function 法の紹介とその古塩分復元への応用 --

鹿島　薫（九州大学・理）

Kaoru KASHIMA; Quantitative paleoenvirnmental reconstruction using diatom fossils -- Introduction of the diatom based transfer function method and it's application for paleo-salinity estimation --

1　研究の目的

地層中に含まれる化石群集の変化から、古環境を定量的に復元することは、古環境研究の最終的な目標のひとつと言えよう。しかし、古環境復元の基礎となる現生群集と環境との対応が複雑なため、その定量化には多くの問題点が残されてきた。近年、国際珪藻学会などでTransfer Function 法による定量的な古環境復元に関する研究発表がなされるようになった。本項では、その概要を紹介するとともに、それを応用し、トルコ中西部の内陸湖沼群において、古塩分変動復元に用いた結果を報告する。

2　Diatom Based Transfer Function法の概要

カナダのQueens大学のSmolらのグループは、以下の方法により、湖沼のPh変動の復元をDiatom Based Transfer Function法によって行った（Dixit et al., 1992；他）。以下その概略をまとめる。

a）対象の湖沼群において、それぞれ、そのほぼ中央で湖底表層堆積物を不撹乱のまま採取する。そして、表層0.5～1 cmの試料を集め、この中に含まれる珪藻遺骸群集を明らかとする。この場合、この遺骸群集は最近2～3年に湖沼で発生した珪藻群集の平均を示しているものとする。また、あわせて水質の測定も行う。

b）産出した主要分類群ごとに、出現頻度加重平均法により、それぞれの平均Ph値と偏差を計算する。（式1）

c）次に、古環境を復元したい湖沼において、ボーリングコア試料を採取する。そして、コア試料中に含まれる化石珪藻群集の変化を明らかとする。

d）産出した主要分類群ごとに、その出現頻度とbで求めた平均Ph値を掛け合わせ、珪藻群集の構成から推定されるPhを計算する（式2）

上記の方法については、現生群集の代表として表層堆積物中の遺骸群集を用いていること、出現頻度加重平均法をもって平均を計算していること、サンプルのかたよりとその補正方法など、いくつかの疑問が出されているが、珪藻群集から計算された値と実測値との相関が極めてよいこと、ボーリングコア解析の結果、他の指標や過去の観測の結果と極めて調和的な、信頼性が高い結果が得られたことから、Ph以外の環境要素の復元にも用いられるようになった。

3　トルコ内陸湖沼群における古塩変動の定量的復元の試み

1991～1992年にかけて、トルコで行われた海外学術調査（代表　日文研・安田喜憲教授）において、トルコ中部～西部の淡水・塩性湖沼において珪藻試料のサンプリングを行った（図１、鹿島・松原1995ほか）。これで得られた現生珪藻群集構成と水質データから、塩分と珪藻群集に関するTransfer Functionを計算した。そして、それをトウズ湖で得られたボーリングコア試料の解析に応用し、古塩分の変動を復元した（図２）。基となる現生珪藻と水質に関するデータが少ないこと（68試料）など、まだ多くの問題点が残されているが、珪藻群集から求められた値と実測値との相関がよいこと（図３）など、今後、本方法を応用することについての可能性を示している。

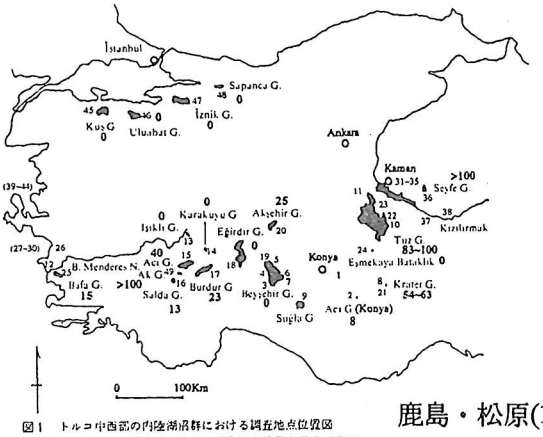


図１　トルコ中西部の内陸湖沼群における調査地点位置図
小さな数字　現生珪藻試料の採取地点番号を示す（表１）
大きな数字　各湖沼の塩分（実測値，単位パーミル）を示す

鹿島・松原(1995)

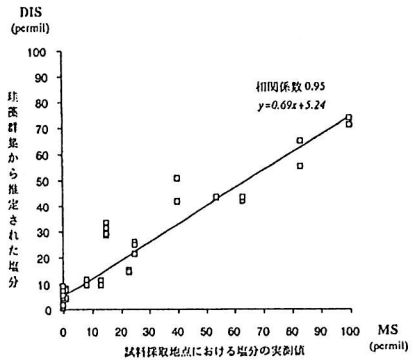


図３　現生珪藻試料採取地点における珪藻群集から推定された塩分 (DIS) と実際に計測された塩分 (MS) の相関関係

鹿島・松原(1995)

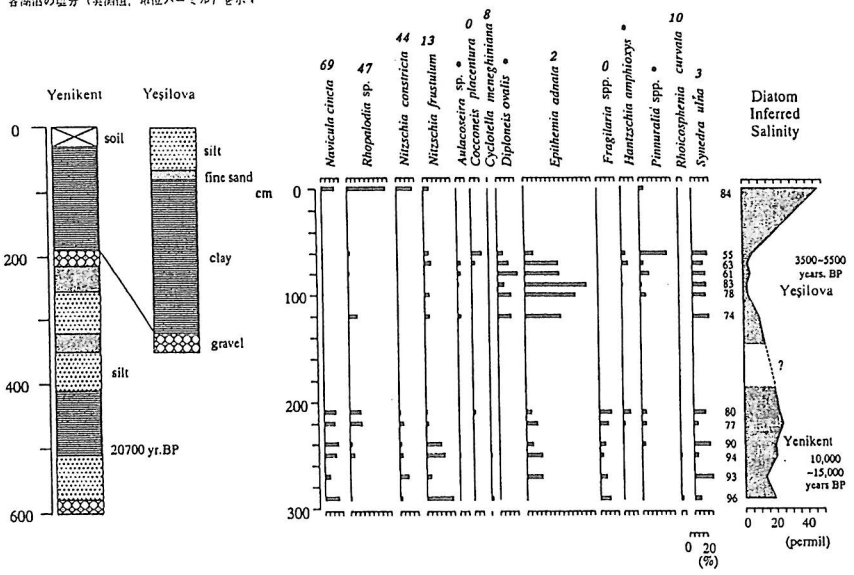


図２　トウズ湖南東湖岸におけるボーリングコア試料中の珪藻化石群集と古塩分 (DIS) の変動曲線

鹿島・松原(1995)

$$\hat{u}_k = \sum_{i=1}^{m} y_{ik} x_i \Big/ \sum_{i=1}^{n} y_{ik}$$

$$\hat{t}_k = \left[\sum_{i=1}^{n} y_{ik} (x_i - \hat{u}_k)^2 \Big/ \sum_{i=1}^{n} y_{ik} \right]^{1/2}$$

where y_{ik} is the abundance of taxon k in sample i; x_i is the observed value of the parameter of interest (e.g. salinity, total phosphorus, pH) in sample i; and $\hat{u}_k$, $\hat{t}_k$ are the optimum and tolerance of species k, respectively.

When the optima for a given parameter are known for a number of taxa, an estimate can then be made of the variable being modelled (WA calibration): the mean of the optima of all taxa present weighted by their abundance:

式１

$$\hat{x}_i = \sum_{k=1}^{m} y_{ik} \hat{u}_k \Big/ \sum_{k=1}^{m} y_{ik} \qquad \dot{\hat{x}}_i = a + b\hat{x}_i$$

where y_{ik} is the abundance of taxon k in sample i; $\hat{u}_k$ is the optimum of species k; $\dot{\hat{x}}_i$ is the final-inferred chemical variable; and a and b are the coefficients of the deshrinking regression, where the observed variable (x_i) is regressed on the initial-inferred value ($\hat{x}_i$).

式２

Transfer function の解説 (Anderson,1993)

11　千葉県野田市座生沼における完新世の古環境

増渕和夫・上西登志子（川崎市青少年科学館）・宮崎等（野田市役所）
杉原重夫（明治大学）

Kazuo Masubuchi, Toshiko Kaminishi, Hitoshi Miyazaki, Sigeo Sugihara; Holocene Environmental History in Zaonuma, Noda City, Central Kanto Plain

千葉県野田市座生沼は、縄文海進により形成された古奥東京湾湾央部の下総台地の開析谷に位置している。演者らは野田市市史編纂事業の一環として行われた座生沼の位置する開析谷開口部のオールコア機械ボーリングを調査する機会を得た。このオールコア機械ボーリングと既存のボーリング資料及び珪藻化石分析、花粉化石分析、^{14}C 絶対年代測定などをもとに、古奥東京湾湾央部の完新世の古環境変遷について報告する。

座生沼開析谷開口部の沖積層の基底は、標高(TP)-15m付近に存在する。沖積層は主に貝殻混じりのシルト層からなる下部層と、砂層、黒泥層、泥炭層、有機質シルト層、からなる上部層に区分される。下部層上部には砂層がレンズ状

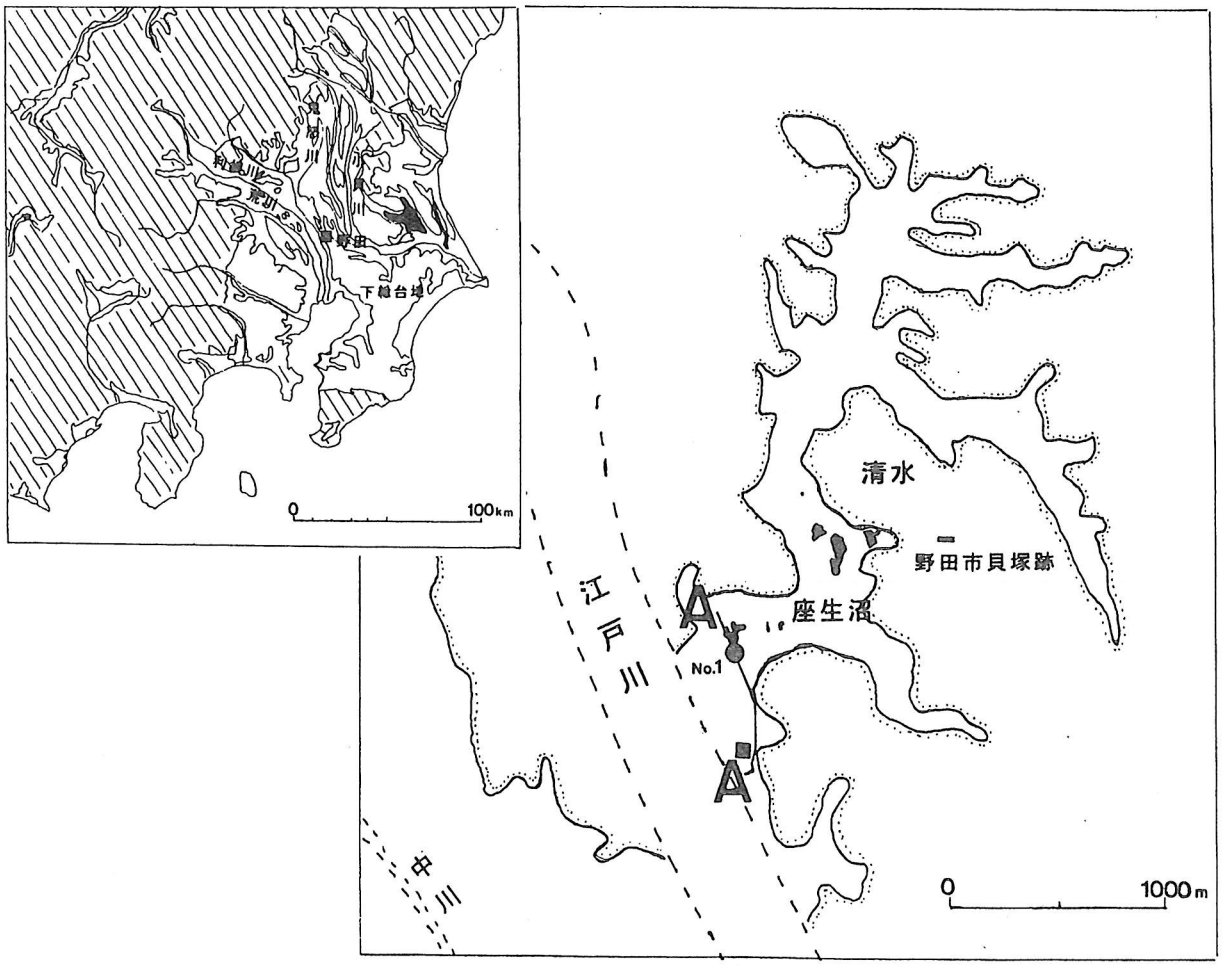


図1 オールコア機械ボーリング地点及び調査地域位置図

に挟在する。下部層は、海進期以降の海成層、上部層は海退期以降の淡水成層である。座生沼開析谷の古環境変遷は以下のⅠ～Ⅵ期と変遷したと推定される。Ⅰ．海水準上昇とともに内湾化、Ⅱ．引き続く海水準上昇の後、安定した内湾化、Ⅲ．海水準の急激にして僅かな低下、Ⅳ．海水準安定、Ⅴ．再び海水準低下、潮間帯域、Ⅵ，淡水沼沢湿地化。海成層の上限高度は、標高1.1mである。淡水沼沢湿地化はやや水深のある沼沢地→閉鎖的な湿地→湿地と水位の低下を伴いつつ進んだと推定される。また、この淡水沼沢湿地化の進展とともに、古植生は、常緑広葉樹林・落葉広葉樹林（アシ原、ハンノキ湿地林）→落葉広葉樹林（ハンノキ湿地林）→マツ林の拡大（ハンノキ湿地林）と変化したと考えられる。（括弧内は低地部の古植生）

沖積層上限の年代は不明であるが、^{14}C 絶対年代測定から、上記Ⅱ期は約8,8000年前以降、淡水化は約4,450 年前から約2,600 年前の間に起きたと考えられる。

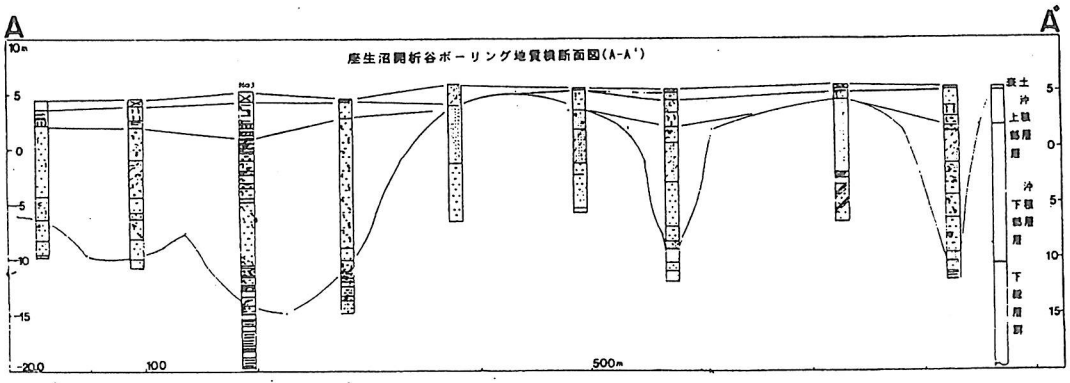


図2

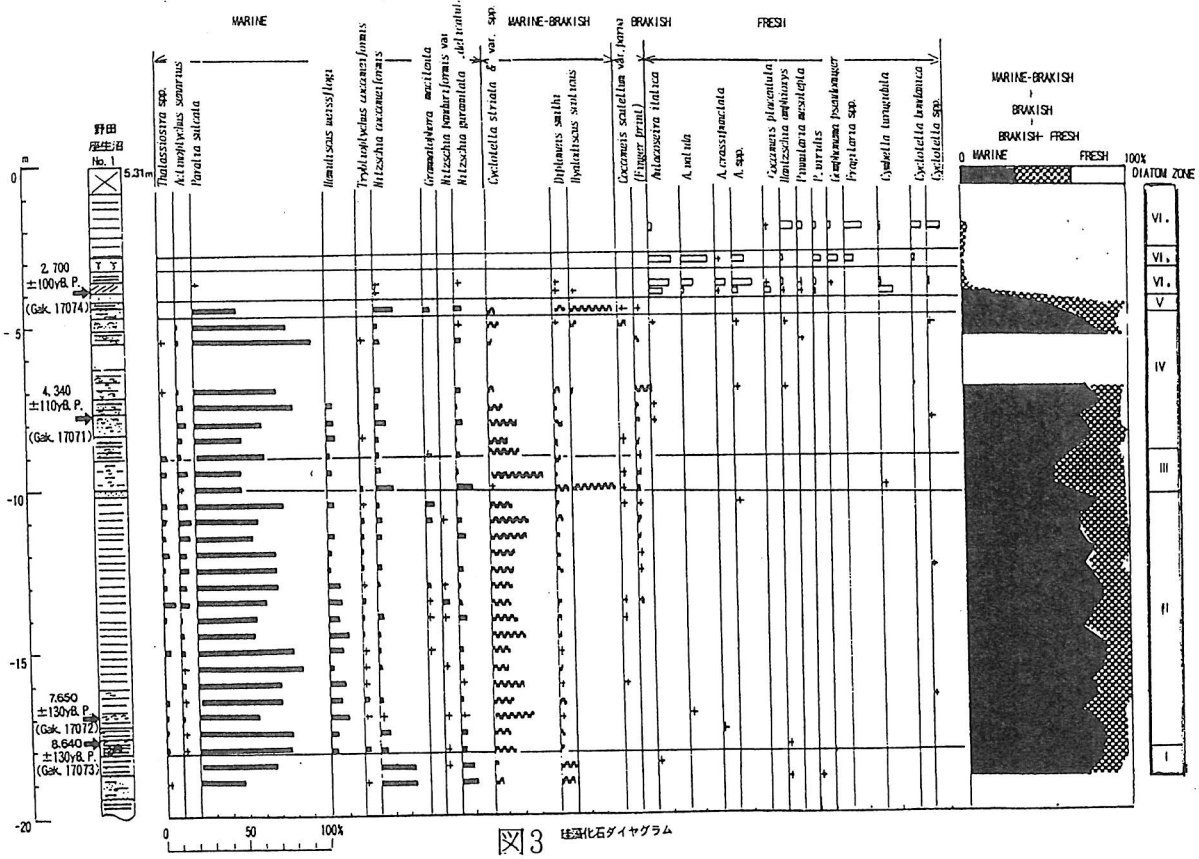


図3 珪藻化石ダイヤグラム

12　古代の池「惠曇陂」の発掘と自然環境の復元（予報）

高安克己・竹広文明・大西郁夫・立見博俊・梅木信宏・一原千恵（島根大）・松本岩雄・佐伯徳哉・野々村安浩（島根県古代文化センター）

Katsumi TAKAYASU, Fumiaki TAKEHIRO, Ikuo ONISHI, Hirotoshi TATSUMI, Nobuhiro UMEKI, Chie ICHIHARA, Iwao MATSUMOTO, Noriya SAEKI and Yasuhiro NONOMURA; Excavation of an ancient pond "Etomo-no-tsutsumi", Shimane Prefecture, and the reconstruction of natural environment (preliminary report)

西暦733年に完成した『出雲國風土記』には，当時の自然環境を推定する上で参考となる多くの記述がみられる．秋鹿（あいか）郡（現在の鹿島町と松江市の一部）の条にある「惠曇陂（えとものつつみ）」は周囲6里（約3.2km）の池で，周囲にはアシ，マコモ，スゲが生い茂り，底無し沼のような状況であったことなどが書かれており，また，大海（日本海）に面する「惠曇濱」は広さ2里1百80歩（約1.4km）であり，大風が吹くときは砂塵が舞い，桑や麻の畑をおおう状態であったという．

演者らは古代出雲の自然環境復元の一環として，『風土記』の記載が最も詳しいこの地域を選び，記事の検証も含めて次のような調査を行った．

・トレンチ調査；「惠曇陂」と思われる地域に深さ2.5～2.8mのトレンチを7箇所掘り，地層のはぎとり標本と花粉・珪藻分析用試料を採取した．

・ボーリング調査；「惠曇陂」と思われる地域で2箇所（A：25m，B：20m），周辺地域で2箇所（C：10m，D；15m）のシンウォール・コアサンプリングを行い，肉眼および軟X線観察を行った後，1cm毎に分割し，粒度・含水率・含砂率・花粉・珪藻・石灰質殻微化石・強熱減量・CN分析・イオウ分析などの分析用試料に分割した．

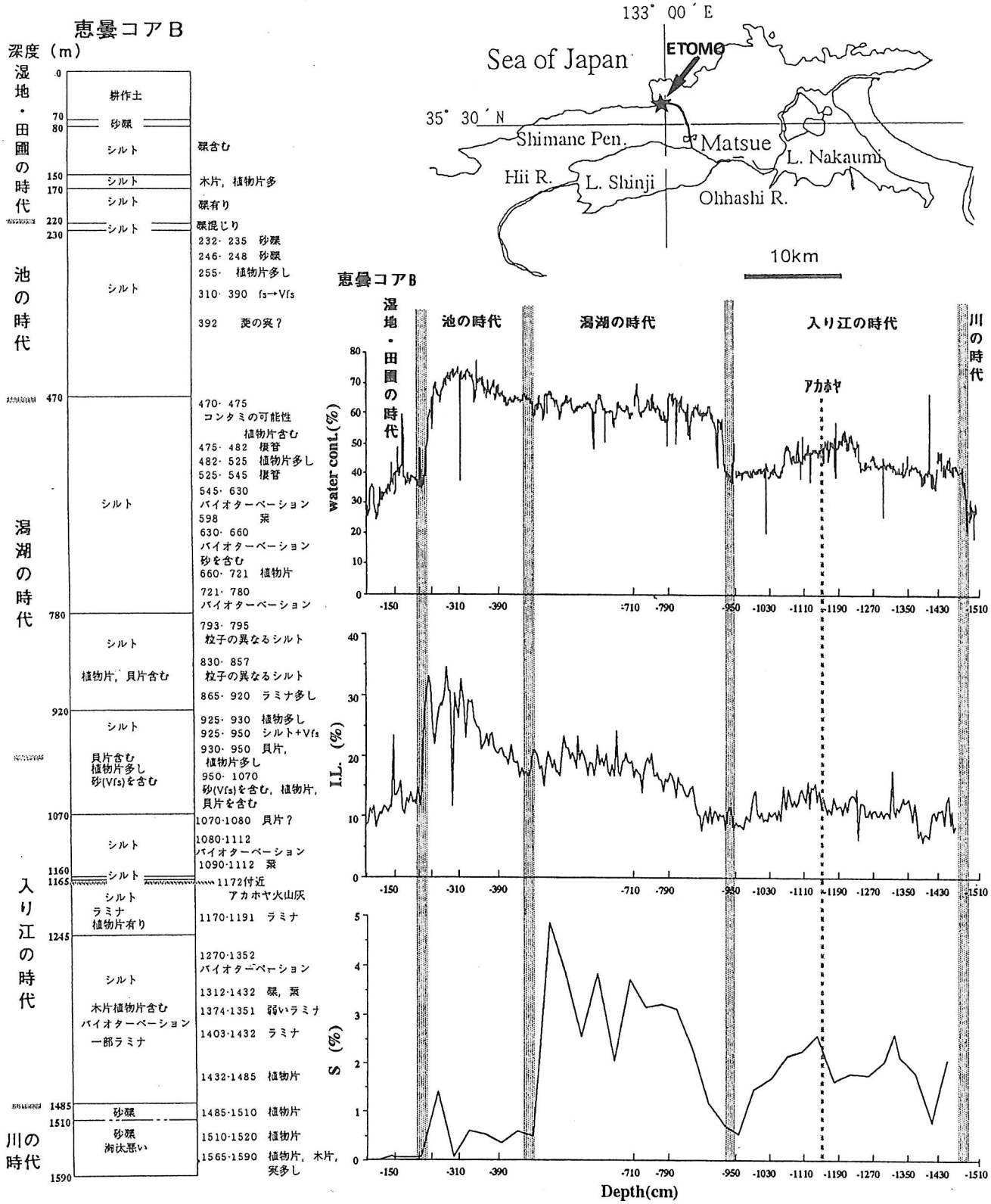
・電気探査；ボーリングコアに対応させて軟弱層の地下分布を推定するために，2箇所で高密度水平電気探査を行った（測線総延長；635m，シマダ技術コンサルタントによる）

現在各試料は分析中であるが，これまでの結果から，惠曇地域の環境変遷について，次のようなことが明らかになってきた．

1）ボーリングコアの分析結果から惠曇低地の古環境は①川の時代，②入り江の時代，③潟湖の時代，④池の時代，および⑤湿地・田圃の時代へと変遷してきた．このうち，②から③，および④から⑤への変化は短時間に急激に起こっている可能性がある．

2）アカホヤ火山灰が②入り江の時代の上半部に挟在する．その後，「惠曇濱」が砂州として形成される．

3）「恵曇陂」は④池の時代に対比される．トレンチ調査では，池の時代にヒシが優占する水域からヨシ原への変遷がみられ，同時間面を追跡することにより，当時の池の水深推定も可能であるとの見通しを得た．



13　狭山池の堆積物

吉川周作・三田村宗樹・里口保文・内山高・Edy Sunardi・槻木玲美（以上大阪市大）・中村俊夫（名大年代ｾﾝﾀｰ）・市川秀之（大阪狭山市教委）・橋本定樹（関大一高）・山本岩雄（穂高北小）・田中里志（京都教育大）・山崎博史（琵琶湖博）・佐藤隆春（三国丘高定）
Shusaku YOSHIKAWA et al.；　Sediments of Sayama-ike Reservior, Osaka Prefecture

日本最古の溜池である狭山池は，天野山から北流する天野川をせき止めて造られたものである．狭山池周辺地域には，鮮新～更新統の大阪層群や中・上部更新統の段丘堆積層，一部，領家花崗岩類が分布していて，これらの集水域から運搬された粘土・シルト・砂・砂礫は，狭山池を埋積している．このため，狭山池の池底下には，６世紀後半とされる狭山池築造時期以降の堆積物が厚く伏在している．この狭山池の堆積物は，およそ1400年の狭山池の変遷の歴史を保存するとともに，周辺の環境や地球環境変遷史を良好に記録している．現在，狭山池のダム化工事が行われていて，それに伴って100 本以上のボーリングが池で掘削されている．また，狭山池の堆積物が最も典型的に露出する池の北側において，掘削が行われ，連続的な断面が露出した．本報告では，狭山池のボーリング資料の解析結果と断面の観察結果を基にした，堆積物の層相と層序について述べることにする．そして，堆積物から読み取れる狭山池の歴史，堆積物中に保存されていた液状化の時期について報告する．

狭山池のダム化工事にともなって，大阪府により池の中で100 本以上のボーリングが掘削されている．これらのボーリング資料によると，狭山池堆積物は軟弱な粘土・シルト・砂・砂礫からなる．この堆積物の下位には，未固結の砂礫・砂・砂質シルト層からなる沖積層（主に完新世），未～半固結の砂礫・砂・粘土層からなる段丘堆積層（後期更新世），半固結の粘土と砂礫～砂の互層からなる大阪層群（前期～中期更新世）が分布している．狭山池堆積物は，池の南側で5m以下と薄く，砂礫主体の地層からなるが，北へ厚層化・細粒化し，池の北側では層厚8m以上の粘土主体の地層となる．池の堆積物が最も厚い地点は北堤の西にあり，厚さ約9mである．

狭山池の堆積物が最も典型的に露出する池の北側で大規模な掘削が行われ，北堤の約60m南に，堤体にほぼ並行に幅約200m，高さ約 9mの連続的な断面が露出した．この断面には狭山池築造前の河川成堆積物の上に，厚さ8.5～3m の狭山池の堆積物が観察できる．狭山池築造後に池に堆積した地層を狭山池累層と呼ぶことにする．狭山池累層は，最大層厚約8.5mで粘土・シルト・砂・砂礫からなり，河川成の砂～砂礫・有機質シルトからなる沖積層を不整合に覆ってい

る．本累層は，層相の違いによって，粘土・シルトと砂～砂礫の互層からなる下部層と粘土とシルト主体の上部層に区分できる．下部層は，層厚 6～4.5m，縞状構造を有する灰色粘土・暗灰色シルト層と砂～砂礫層の互層である．縞状構造を有する灰色粘土・暗灰色シルト層は，厚さ約10～100 cmで，水平的な層厚・層相の変化は顕著に認められない．灰色粘土・暗灰色シルト層には，多くの層準で乾痕や木・草の根が観察できる．また，暗灰色シルト層中には葉片や球果などの植物片が含まれている．一方，砂～砂礫層は厚さ数mmから80cmで，水平的な層厚・層相変化が激しい．この中に，比較的に連続成のよい砂～砂礫層が約12枚（下位より順に，S-2・S-3・・・・・S12と呼ぶ）存在する．これらの砂～砂礫層の多くには厚さの変化が顕著に認められ，1cm 以下から数10cmと変化している．構成物の粒度もこれにあわせて変化し，薄い部分では細粒砂～シルト，厚い部分では砂礫となっている．砂礫が厚く発達する部分ではしばしば下位層を侵食し，シルトや粘土のブロックを含む．このうち，連続性がよく，最も粗粒なS-12 層は最大層厚80cm で，下位の地層を1m前後も侵食している．なお，本層のS-5とS-4の間には，不淘汰な礫混じり有機質砂質シルト層が挟まれている．上部層は，層厚2.5m前後で，灰色・暗灰色粘土と暗灰色シルト層主体の堆積物からなる．本層下半部は縞状構造を有する灰色粘土と暗灰色シルトの互層からなり，厚さ約1cm あるいはそれ以下の連続性に乏しい砂層を数層挟む．縞状構造を有する灰色粘土・暗灰色シルト層は，厚さ約10～50cmで，数層準で乾痕や木・草の根が観察できる．また，暗灰色シルト層中には葉片や球果などの植物片を含む．本層上半部は層厚 80～100cm，黒色～暗灰色粘土からなる．この粘土は，極めて軟弱・ヘドロ状で，植物片や砂を不規則に含んでいる．

狭山池の堆積物中には，液状化現象にともなうと判断される砂脈，攪乱・陥没構造が多く見られる．それらは，狭山池累層下部層で比較的厚い砂層や砂礫層が発達する部分で認められる．砂脈の先端の層準および液状化現象にともなう陥没の層準より判断して，少なくとも３回の液状化現象を識別することが可能である．それらは，S-4 の層準，S-9 直下の層準，S-12 直下の層準である．なお，このうち２回は池の堤体の崩壊と関連している．

「狭山池改修誌」などの古文書や層相観察結果，^{14}C年代測定に基づくと，狭山池累層基底部の年代は約600 年，下部・上部層の境界年代は狭山池の大規模な改修が行われた1608 年（慶長13 年），また下部層のS-5 とS-4 の間の不淘汰な礫混じり有機質砂質シルト層は，決壊した堤防を大修理した762 年の盛り土と岩相が類似することから，同年の堆積物と考えられる．

また，これらのデータより，液状化現象の時期を推定するとS-4 の層準はおよそ 700 年，S-9直下の層準は1200～1300 年，S-12 直下は1500～1600 年となる．

１４ 大阪府南部，狭山池堆積物の珪藻群集
－鎌倉時代以降の狭山池の水域環境変遷－

槻木玲美（大阪市立大学大学院理学研究科）
後藤敏一（近畿大学医学部生物学研究室）

Narumi TSUGEKI ,Tosikazu GOTOH ;Diatom Assemblages of Sayama-ike Formation,Osaka Prefecture

狭山池は，日本最古の人工溜池と言われている．古文書にも数多くの記述が残されているほど，人間との関りが深い池である．また狭山池の池底には約１４００年以上かかって堆積した８ｍ以上の厚さの堆積物が存在し，これには築造後から現在までの周辺および池の環境変遷史が，明瞭に保存されていることが期待される．この堆積物は，人間を取り巻く水域環境の変化を考えていく上で，極めて重要な資料を提供する．このような点に注目し，狭山池の堆積物の珪藻分析をおこない，狭山池およびその周辺の水域環境の変遷を検討した.今回は，自然環境の変化が著しいと判断される鎌倉時代以降から現在までの約５００～６００年間の狭山池堆積物について珪藻分析を行い，水域環境の変遷を明らかにすることを目的とした．つまり，狭山池という閉鎖的な水域環境が人為的要因により，どのように変化しているのかという事を中心に研究を進めた．そして今回分析した結果，おそらく人為的作用の影響力が急増したことが原因だと推定される生物相の変化が得られた．すなわち，短期間のうちに珪藻の種類・その組成・殻含有量が著しく変化していることが明らかになったので，ここに報告する．分析地点の狭山池堆積物（狭山池累層）は，全体を通してシルト層主体であるが，層厚１～５ mm前後の砂層もしくはレンズ状の砂が挟まれている．分析用試料は，岩相の違いにより，下位よりＡ層，Ｂ層，Ｃ層に区分できる． Ａ層は，深度２．４～１．６ｍ，暗灰色～灰色砂質シルト層主体で， Ｂ層は，深度１．６～０．６ｍ，灰色シルト層主体， Ｃ層は深度０．６ｍ以浅暗灰色～灰色シルト層主体である．なおＣ層は軟弱なシルト層であるが，腐敗臭が漂ういわゆるヘドロである．

珪藻分析を行った結果，出現した種類は全体で３０属３００種以上，このうち主な出現種は約４０種である．試料を全体的に見ると， Ａ層・Ｂ層から採取した試料Ｎｏ．５～１６とＣ層から採取した試料Ｎｏ．１～４では出現種・その組成・殻含有量が大きく異なっていた．また今回の分析試料の中には，我が国で未記載の種類が，現時点で３種類発見されている．産出した珪藻遺骸のうち高率で出現する種類，すなわち優占種とその含有殻数の変化を基にして，下位よりＩ，Ⅱ帯に区分した．Ⅰ，Ⅱ帯の珪藻遺骸群集・層相とそれから推定される環境変遷を以下に示す．

Ⅰ帯；試料Ｎｏ．５～１６，採取層準：Ａ・ Ｂ層

含有殻数はⅡ帯に比べると非常に少ないが，試料による差が著しい．多数の種（*Cyclotella stelligera, Cyclotella radiosa, Pinnuralia schoenfelderi, Reimeria sinuata, Cymbella silesiaca* ，*Fragilaria ulna, Stauroneis obtusa, Hantzschia amphioxys, Nitzschia nana, Eunotia minor* など）が，低率で出現しており，Ⅰ帯全体にわたって高率で出現する種は認められない．また全般的に見て，殻の保存の悪さからおそらく二次化石であろうと考られる種類の割合がⅡ帯より多い．層相は，シルト層が優勢，その間に砂層が多数挟在している．砂層部分は，明らかにに二次化石の種と思われるものが見られ，保存があまり良くない．当時の水域環境は，様々な種が共に存在できた，つまり溶存成分のバランスのとれた，調和型の水域環境であったと推定される．また砂層部分は，短期間に周辺の集水域が侵食を受け，それが運搬され再堆積したものと推定される．

Ⅱ帯；試料Ｎｏ．１～４，地層区分：Ｃ層

含有殻数はⅠ帯に比べると非常に多い．しかも特定種（*Stephanodiscus vestibulis, Aulacoseira subarctica* forma *subborealis* や *Aulacoseira granulata, Stephanodiscus hantzschii* ，*Cyclotella meneghiniana* ，*Stauroneis phoenicenteron, Nitzschia amphibia* ）の割合が，非常に大きく，２～３種で全体の約４０～９０％を占めている点が共通している．しかしこの帯全体にわたって高率で出現する種は認められず，試料毎に出現する種が著しく変化している．またⅡ帯では，二次化石だろうと推定される種類の割合は非常に少ない．層相は腐敗臭の漂ういわゆるヘドロ，つまり連続したシルト層である．当時の水域環境は，特定種の大繁殖を生じる様な汚濁化の進んだ，つまり溶存成分のバランスのとれていない，非調和型の水域環境であったと推定される．つまり，これは１９６０年代後半の，狭山・金剛ニュータウンなどの完成に伴う人工増加による家庭排水などの影響により，急激に富栄養化された水域での無機環境の変化，それに伴う生物相や生物量の急変化を反映していると推定される．そして短期間に厚く堆積したいわゆるヘドロは，主として急速な住宅地開発などに伴い，周辺の丘陵地の侵食が急激に進み，堆積物の供給が急増した事と，さらに人為的な富栄養化に伴い，池底への生物遺骸の供給量が増加した事に由来すると思われる．

このⅠ帯からⅡ帯への珪藻遺骸群集の種類数（多数から小数へ）・珪藻の殻含有量（少量から多量へ）の変化は，人間活動の影響による環境変遷を明瞭に反映していると推定される．

なお，Ａ層・Ｂ層の境界年代は，吉川ほか（１９９５）によると１６０８年，Ｂ層・Ｃ層の境界年代は，西田ほか（１９９４）によると１９６０年代である．

15 関東平野中央部加須低地における完新世の地形発達

江口誠一（大阪市大）・村田泰輔（埼玉大）

Sei-ichi Eguchi and Taisuke Murata ; Geomorphic Development during Holocene in Kazo Lowland of Central Kanto Plain

［はじめに］

加須低地は関東造盆地運動の中心である関東平野中央部に位置し，北を館林台地，南を大宮台地と接する（図１）．地下には埋没した台地と開析谷が存在し，それは地盤の沈降と沖積層の堆積による．開析谷上には縄文海進最盛期湾奥部の海成層が堆積している．加須低地の完新世環境変遷史は相対的に多様であったと考えられ，関東平野全体を議論する上で重要となってくる．しかし従来の研究では微化石分析や堆積物の絶対年代データの不足から詳細な実証的報告には到っていない．本発表ではボーリングの層相観察や^{14}Ｃ年代測定，珪藻分析などの結果から加須低地の地形発達過程を明らかにする．

［方　法］

空中写真判読，土地条件図（国土地理院発行），約1100本のボーリングデータ，遺跡発掘調査報告書などから地形分類図，地質断面図，２ｍコンターの沖積層基底等高線図（図２）を作成した．６本のボーリングコアの層相観察の後，採取した試料に関して^{14}Ｃ年代測定，珪藻分析を行った．

［結　果］

沖積層基底面において東部には古東京川相当の谷，西部にはこれに不協和合流している谷，またこれらの間にはローム台地が存在する．古東京川の谷底にはＮ値30～50，礫径約２cmの砂礫層（ＢＧ層相当層）が２～６ｍ，その上部にＮ値15から３と漸減し貝殻片や有機物を混入する砂質シルト層（七号地層相当層）が堆積している．七号地層相当層の上位にはＮ値０～２で貝殻片や有機物を混入するシルト層（三郷部層相当層）があり，さらにその上位にＮ値０～20で有機物を混入するシルト～中粒砂（吉川部層相当層）が堆積している．これら三郷部層と吉川部層の相当層は西部の谷にも堆積しており，現地形は自然堤防となっている場合が多い．埋没したローム台地上にはＮ値３以下の有機質シルトを主体とする地層が堆積しており，現地形は後背湿地となっている場合が多い．

^{14}Ｃ年代測定結果を以下に示す（図３）．三郷部層相当層では最下部黒泥がＨＫ地点の29790±1010，6450±110yr B.P.，ＭＢ地点の7460±260，上部黒泥がＫＫ地点の5590±200，3140±90となった．吉川部層相当層では最下部黒泥がＫＫ地点で1900±80yr B.P.，1840±90，1450±90，ＭＢ地点の2080±120となった．埋没ローム台地直上の黒泥層上部はＭＹ地点で2050±100yr B.P.，ＫＭ地点で2240±70，ＫＧ地点で1690±90となった．

珪藻分析の結果では三郷部層堆積期における縄文時代の海進，海退の環境の変化が示された．とくに海退が段階的に起こったことが示唆された．

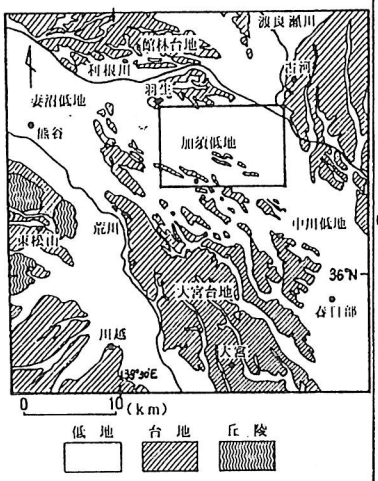


図１　調査地域位置図
（江口(1991)に加筆）

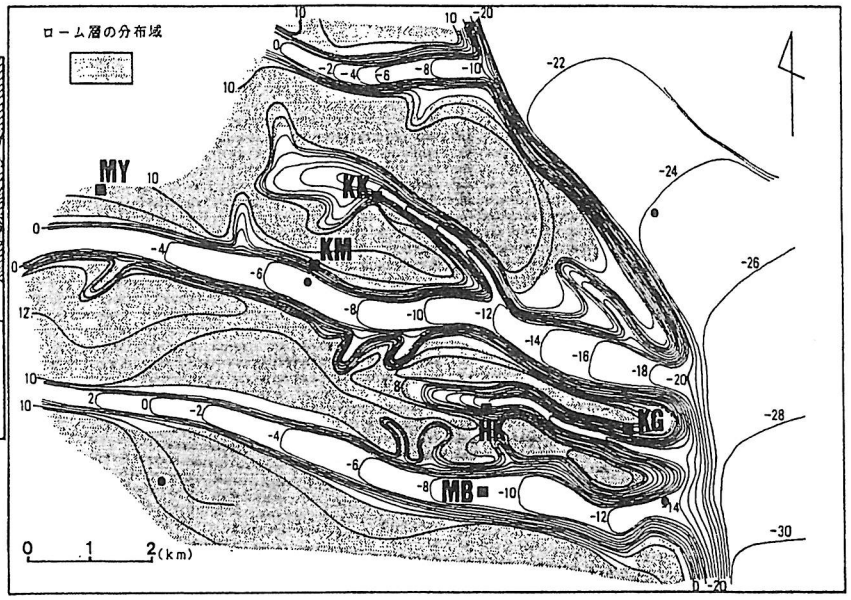


図２　沖積層基底の等高線とローム層分布域，
試料採取地点（江口(1991)に加筆）

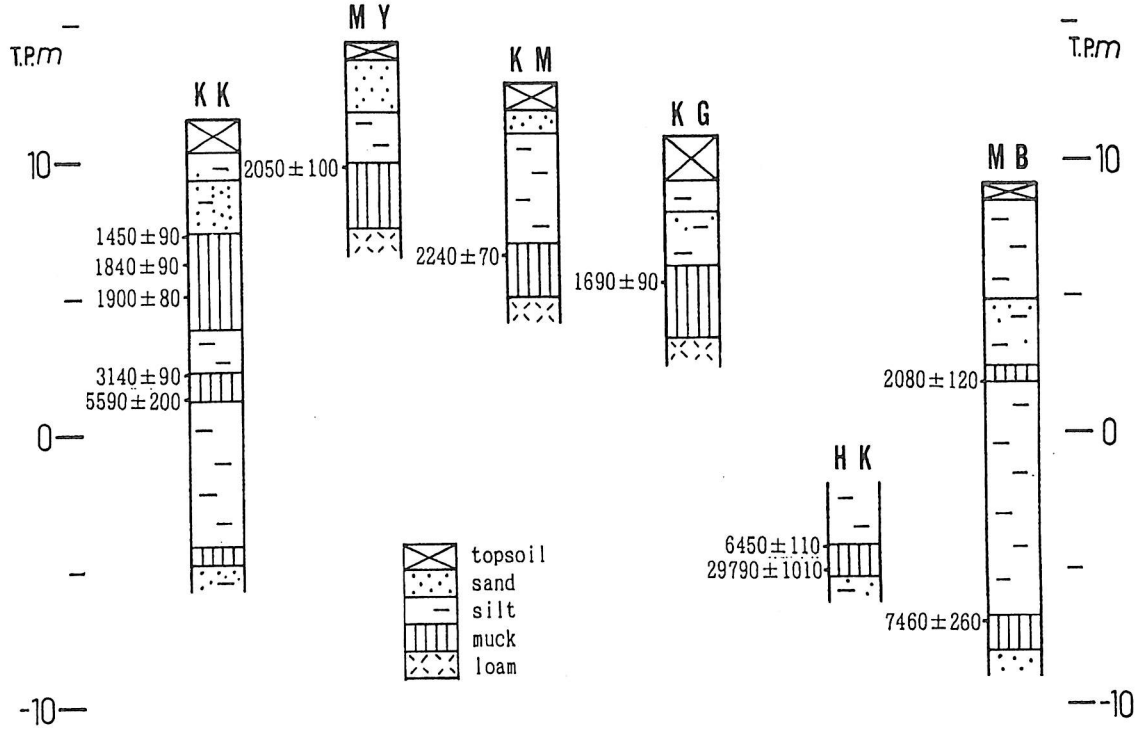


図３　地質柱状図と^{14}C年代測定結果

16 北海道北部，大沼周辺地域における完新世後半の沖積低地の形成

大平明夫・海津正倫（名古屋大・文・地理）

Akio OHIRA and Masatomo UMITSU ; Geomorphic development of the alluvial lowlands around Lake Ohnuma, northern Hokkaido, during the late Holocene

1．はじめに

北海道の臨海部に位置する沖積低地には，表層に層厚1～5m程度の泥炭層が発達しており，その形成・発達には完新世後半の様々な環境変化が記録されている．北海道北部，稚内市東部に位置する大沼に注ぐ声問川とサラキトマナイ川の沖積低地（泥炭地）は２段の沖積面に区分され，その形成に完新世後半の相対的な湖水準変動が影響していることが推定される．本研究では，ハンドボーラーによって合計31地点で表層堆積物を採取し，完新統の層序・層相を検討するとともに，泥炭層の基底（最下部）を中心に加速器質量分析法による^{14}C年代測定を行った．それらの結果に基づき，完新世後半の地形発達過程，とくに沖積段丘の形成過程について検討した．

2．沖積低地の地形

縮尺４万分の１（1947年撮影）の空中写真判読から，低地の地形分類図を作成した（図１）．大沼は，面積4.86km^{2}の淡水の潟湖であり，海岸側は３列に分かれる砂丘列（砂州列）が発達し，内陸側は声問川，サラキトマナイ川が形成した沖積低地となっている．沖積低地は，上位と下位の２段の沖積面（上位；沖積１面，下位；沖積２面）に大きく区分される．沖積１面の標高は+1～+7m，沖積２面の標高は0～+6mである．両地形面の比高は上流側では比較的明瞭であるが，下流側ほど不明瞭となり，両地形面はわずかな高さの違いに加えて空中写真の色調（植生・水文条件）の違いからも区別できる．また，海岸付近の声問付近でも丘陵沿いに発達する完新世海成段丘面が大きく２段に区分される．

3．完新統上部の層序と泥炭層の^{14}C年代

沖積低地の完新統上部は，小型のシジミガイを含むシルト層・砂質シルト層とそれを覆う泥炭層よりなる．下位のシルト層・砂質シルト層は*Thalassiosira bramaputrae*, *Aulacoseira* spp.といった汽水～淡水生の浮遊性珪藻が産出すること，シジミガイを含むことから，わずかに海水の流入する潟湖の堆積物と考えられる．それを覆う泥炭層の層厚は，沖積１面で2～4m，沖積２面で1～2mであるが，表層部には圃場整備に伴う客土が施されているため，圧密により1～2m程度圧縮されていると考えられる．声問川低地の泥炭層基底の標高は，上流側の沖積１面では+5～+4mで比較的よくそろっており，下流側の沖積２面では+4mから+1mまで低下する．また，泥炭層基底の^{14}C年代は，沖積１面で4,760±260～3,610±170 yrsBP，沖積２面で2,640±150～1,300±140 yrsBPを示す．

4．考察

沖積低地の地形から，沖積１面が形成されたのち，相対的な基準面の低下があり，沖積１面は開析され沖積２面が形成されたと判断される．この沖積面が段化した時期は，泥炭層基底の^{14}C年代から，3,610±170～2,640±150 yrsBPの間に

起こったと考えられる．次に，相対的な基準面の低下の原因を考えると，相対的な海面低下に伴う湖水準の低下，地震に伴う地盤隆起などが考えられる．従来の海面変化研究では，約3,000～2,000年前は相対的な海面低下期であったことが知られており，本地域においてもこの海面低下を反映した可能性がある．

ところで，海岸地域においては完新世海成段丘面の段化がみられ，さらに，予察的な空中写真判読では，宗谷湾沿岸から日本海側の夕来海岸にかけての地域においても完新世段丘面が認められる．よって，本地域の沖積面の段化は，海岸地域の広い範囲にみられ，地盤隆起に関しても考慮する必要があると思われる．

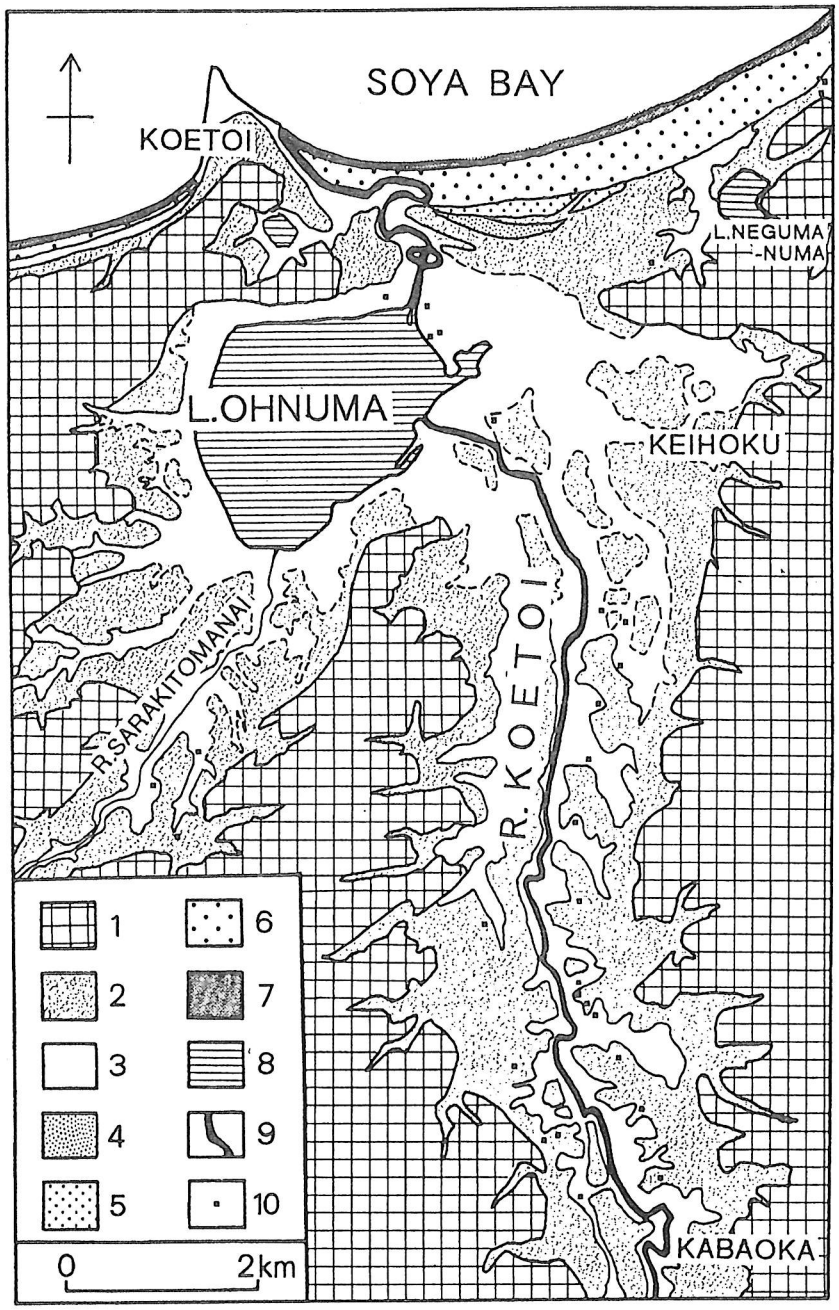


図1　地形分類図

1.丘陵・更新世段丘
2.沖積1面
3.沖積2面
4.砂丘列1
5.砂丘列2
6.砂丘列3
7.砂浜
8.湖沼
9.河川
10.ボーリング地点

17　いくつかの湖沼の過去1万年間の堆積速度の変遷について

伊藤久敏(電中研・地質地盤部)

Hisatoshi Ito; Change of sedimentation rate for the last 10,000 years in some lakes, Japan.

はじめに

近い将来の温暖化に起因する地球環境変化の予測に資するために，現在より2℃程度高温だったとされる約6000年前の温暖期を含む過去1万年間に堆積した湖沼の堆積物について調査を行っている．これまでに，有明海，中海，八郎潟，サロマ湖について，主として加速器質量分析法による詳細な^{14}C年代値が得られたので，その結果を中心に報告する．調査地点の位置を図1に示す．

各調査地点の概要

有明海では，平成4年5月，佐賀県杵島郡白石町遠の江地区でボーリングを行い，層厚17mの主として泥よりなる完新統の有明粘土層を採取した．この試料を用いて，10個の^{14}C年代測定と33個の花粉分析を実施した．

中海では，平成2年7月，飯梨川河口から約3km沖合いの地点でボーリングを行い，層厚20mの主として泥よりなる完新統の中海層を採取した．この試料を用いて，9個の^{14}C年代測定を行った．また，層厚2cmのアカホヤ火山灰を湖底下10.5mの位置で確認した．本層の特徴として，湖底下3.6～6.2mにコケムシの密集する層があり，約2000～4000年前のある時期にコケムシが繁殖した時期を確認した．

八郎潟では，平成5年5月，潟中央部のやや北よりでボーリングを行い，層厚40mの主として泥よりなる完新統の八郎潟層を採取した．この試料を用いて，17個の^{14}C年代測定と8個の花粉分析を実施した．本層の特徴として，地表下8m付近の約5000年前に堆積した地層中に幅2mmの縞模様(ラミナ)が発達し，これは年縞であると考えられた．また，約8000年前にハンノキ低湿地域からカキの生息する潮間帯へと環境の変化があった．このカキは層厚9mにわたって見られ，急激な海面上昇期に調査地点では常に潮間帯であったことがわかった．

サロマ湖では，平成6年10月，佐呂間別川河口でボーリングを行い，層厚30mの泥・砂・礫よりなる主として完新統の堆積物を採取した．この試料を用いて，現在までに9個の^{14}C年代測定を行った．本地点近くの常呂平野で阪口ほか(1985)は約4000年前に集中する^{14}C年代値を報告したが，本地点では，その傾向は見られなかった．

堆積速度の変遷

各地点の年代測定結果をもとに求めた堆積速度の変遷を図2に示す．この図から概ね，約10000～6000年前に堆積速度が3mm/年で，約6000年前～現在で堆積速度が1.5mm/年であることがわかった．すなわち，いわゆる縄文海進期に堆積速度が大きかった傾向がみられる．堆積速度と陸域からの砕屑物の供給量に正の相関があると仮定すると，縄文海進期の温暖化により陸域での地表の削剥作用が活発化したことが推定される．

図1　調査地点の位置

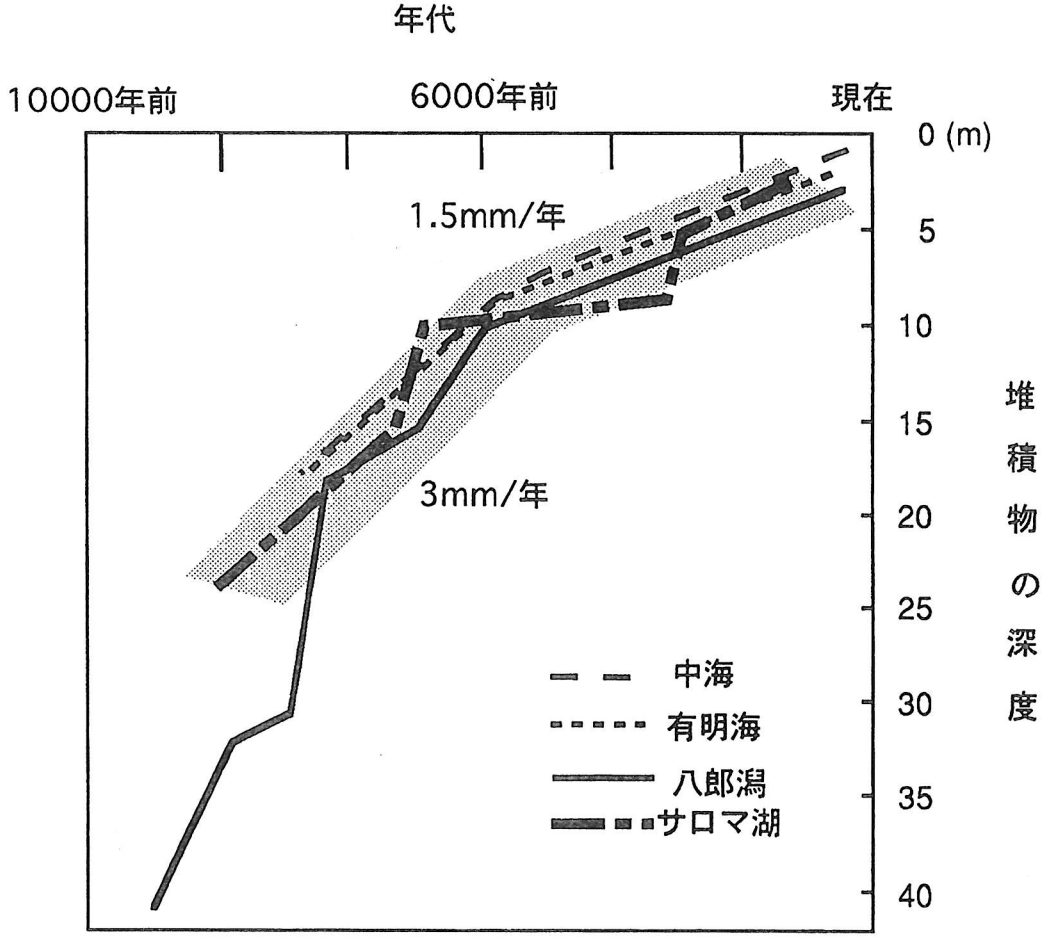


図2　堆積速度の変遷

18　東京湾東部沿岸地域の沖積層

石綿しげ子（基礎地盤コンサルタンツ）

Shigeko ISHIWATA ; Holocene and late pleistocene sedimentary enviroment at the east cast of Tokyo Bay, central Japan

1．はじめに

東京湾沿岸地域の沖積層については、遠藤ほかの一連の研究(1983,1984など)があり、東京臨海地域においては清水(1984,1990)、東京都港湾局(1993)より詳細な研究が行われている。今回は東京臨海部とその周辺地域を対象にして、これらの地盤情報のほかに周辺のボーリング柱状図を加え、石綿(1992)による珪藻分析や土質特性の性状などを考慮して、沖積層の層序、分布、層相などの再検討を行う機会が得られたので報告する。

2．方法と目的

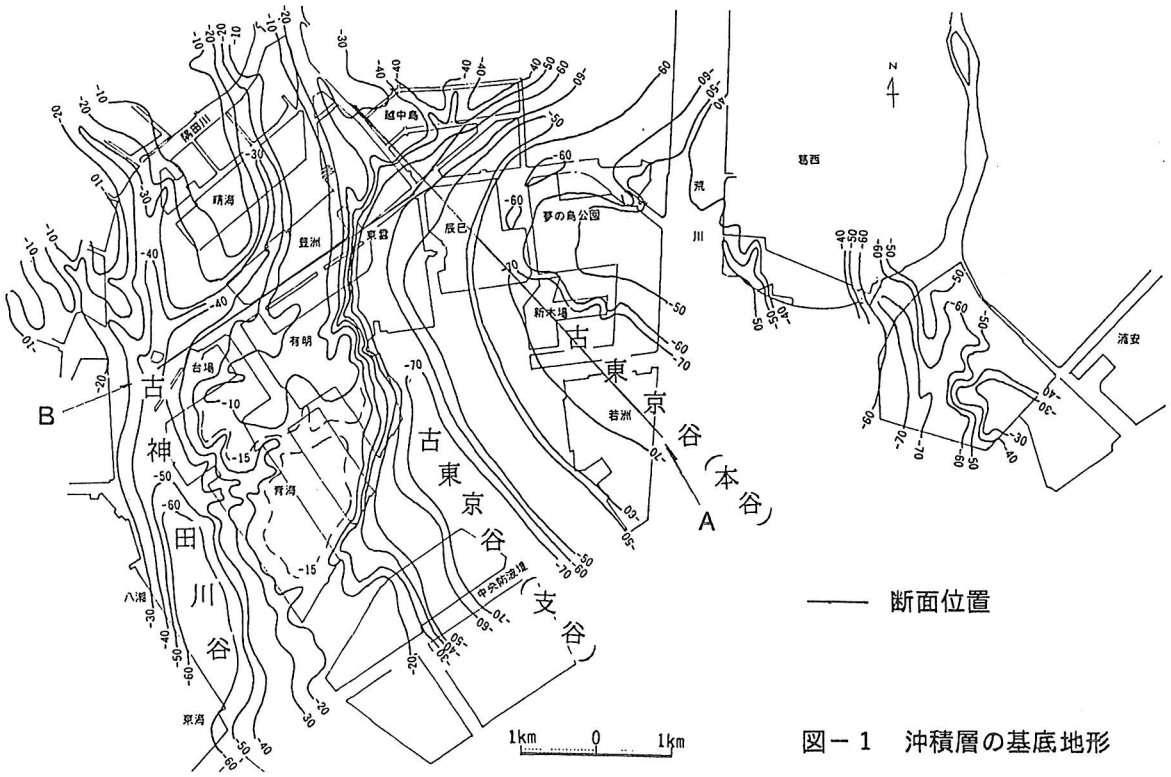
地盤情報としては約5000本余りのボーリング柱状図による30断面以上の地質縦横断面図の作成、既存^{14}C年代値による堆積環境の推定、珪藻化石が示す環境変化とさらに七号地層と有楽町層の対比、および土質工学的な特性などである。これらの資料に基づいて、沖積層の基底地形の様相をつかみ、層序区分を行って堆積過程と層相変化または土質特性などから、古環境の変遷の検討を行った。このうち、沖積層の基底地形に表れる古東京谷と古神田川谷の位置、七号地層と有楽町層に２分される沖積層の境界、七号地層の基底の基底礫層（BG層）と下位の地層と区別に注目して検討した。

3．結果と考察

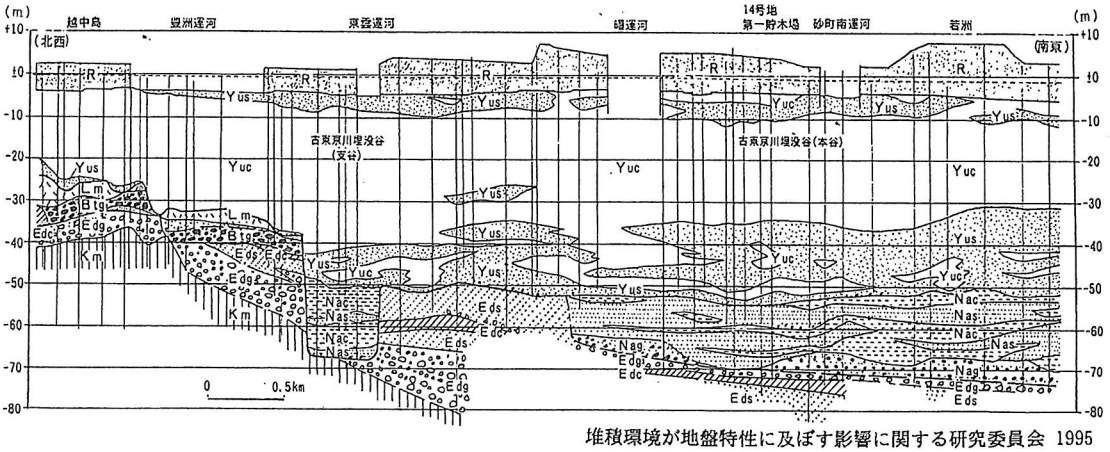
本地域の沖積層下の基底地形を図－１に、地域を代表する地質断面図を図－２に２断面示す（図－１に示す沖積層の基底深度は、七号地層と有楽町層の基底面の海抜高度を表す）。

(1) 沖積層の基底地形：晴海、有明、青海にかけて-10～-15ｍの平坦面をもつ埋没台地を挟んで、東側に古東京谷を西側に古神田川谷が分布する。このうち、古東京谷は-65～-70ｍに基底面があり、東側の本谷と、西側の支谷の２つの谷に分かれることが明らかになった。古東京谷沿いを上流へ向かって-40～-50ｍの平坦面が広がることから、有楽町層の基底面と推定した。古神田川谷は-65ｍ以浅に基底面があり、古東京谷より約10ｍ位浅く、-50～-60ｍに変換点が認められた。

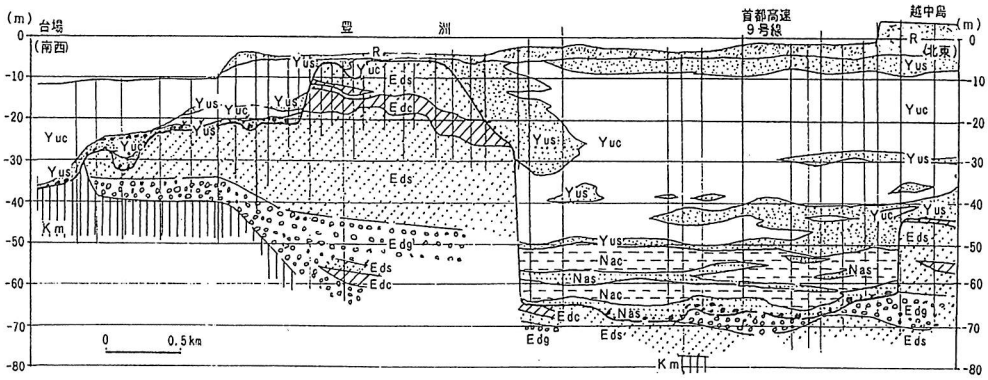
(2) 沖積層の構成層：特に古東京谷の基底礫層は本谷では厚さ 5ｍ位の礫層(BG層)からなり、支谷では礫混じり砂層となる。また、基底礫層は沖積層下位の中期更新統の東京層や江戸川層の礫層に直接重なる地域があり、層序対比の検討が必要とされる。古神田川谷では-50ｍ以深に七号地層が確認された。



図－1　沖積層の基底地形



堆積環境が地盤特性に及ぼす影響に関する研究委員会 1995



地質層序表

時代	地層名	土質	記号
完新統	表土，埋土	混合土層	R
	有楽町層	粘性土層	Yuc
		砂質土層	Yus
更新統	七号地層	粘性土層	Nac
		砂質土層	Nas
		砂礫層	Nag
	段丘堆積層	ローム層	Lm
		砂礫層	Btg
	京橋層	粘性土層	Toc
		砂質土層	Tos
		砂礫層	Tog
	江戸川層	粘性土層	Edc
		砂質土層	Eds
		砂礫層	Edg
	上総層群	泥岩	Km

図－2　地質断面図　A（北西－南東）　B（南西－北東）

19 房総半島南部の完新統のイベント堆積物と段丘形成との関係

藤原　治（動燃東濃地科学ｾﾝﾀｰ）・増田富士雄（阪大）・
酒井哲弥（阪大）・斉藤　晃（㈱大和地質研究所）

Osamu FUJIWARA・Fujio MASUDA・Tetsuya SAKAI ・Akira SAITO; Holocene crustal movements examined from sedimentary facies in the southern Boso Peninsula.

地層に保存されたｲﾍﾞﾝﾄ堆積物から、ｲﾍﾞﾝﾄの規模や年代などを知ることができる。房総半島南部館山地域の完新統から、規模の異なるｲﾍﾞﾝﾄによって形成されたｲﾍﾞﾝﾄ堆積物を識別し、その形成過程を推定した。また、ｲﾍﾞﾝﾄの年代との対応から、ｲﾍﾞﾝﾄ堆積物の形成と段丘形成事件との関係や、化石から求めた古水深の変遷から館山周辺の低地での地殻変動像を復元する。

〔調査内容〕

館山市北部の平久里川流域と、房総半島南端の巴川流域の完新統（沼層）を堆積相に基づいて区分した。沼層は、主に極細粒砂層からなり、上方細粒化を示す粗粒堆積物を繰り返し挟む。平久里川14層準、巴川５層準について合弁の二枚貝化石を用いて^{14}Ｃ年代測定を行い、ｲﾍﾞﾝﾄ堆積物の年代を推定した。

また、平久里川21層準、巴川６層準について、含まれる化石（貝化石、貝形虫化石、珪藻化石）の生息環境を調べた。

〔調査結果〕

極細粒砂層の堆積環境は内湾底で、化石から水深約10～20m と推定される。

ｲﾍﾞﾝﾄ堆積物は、その規模と含有する化石の示す生息環境とによって、２種類に分けられる。一つは岩礁から砂泥底（水深20m～60m 以深）までの種々の生息環境を示す化石の混在したｲﾍﾞﾝﾄ堆積物（堆積物Ａ）である。堆積物Ａは粒度や層厚が側方へ大きく変化し、舌状の分布形態を持つと考えられ、沖合の堆積物が沿岸へ運び込まれたと考えられる。このような営力としては、津波などのｲﾍﾞﾝﾄが考えられる。

もう一つは主に、水深10～20m の砂～砂泥底の生息環境を示す化石のみを含むｲﾍﾞﾝﾄ堆積物（堆積物Ｂ）である。堆積物Ｂは堆積物Ａに比べて化石の移動距離が小さく、営力のより小さいｲﾍﾞﾝﾄで形成されたと考えられる。このようなｲﾍﾞﾝﾄとしては小規模なｽﾄｰﾑなどが考えられる。

堆積物Ａは平久里川、巴川の両流域で認められ、その年代は約6,900 年前、5,900 年前、4,500 ～4,400 年前を示す。後２者は沼Ⅰ、Ⅱ段丘を離水させたｲﾍﾞﾝﾄにそれぞれ対応する。

堆積物Ｂは平久里川流域で認められ、約100 年に１回の割で形成された。

化石から推定した古水深の変遷からは、堆積物Ａの形成前には堆積場の隆起、形成後には沈降傾向が認められ、館山周辺の低地の地殻変動が周囲の段丘から求められた運動像と反対の傾向であった可能性を示している。

20 房総半島夷隅川下流域における Isotope Stage 3 の海成段丘

菊地隆男・桑原拓一郎・鈴木毅彦(都立大)・奥野　充・中村俊夫(名古屋大)

Takao KIKUCHI,Takuichiro KUWABARA, Takehiko SUZUKI, Mitsuru OKUNO and Toshio NAKAMURA : Marine terraces formed during Isotope stage 3 around the lower reach of Isumi River, Boso Peninsula, central Japan

第四紀の隆起が著しい海岸地域では，周期的な氷河性海面変動の結果，海面上昇期に海成段丘が形成される．例えばパプアニューギニアのヒュオン半島には，Isotope stage 5e以降12段の隆起珊瑚礁段丘が知られている(Chappell and Shackleton,1986)．しかし Isotope stage 3の海成段丘は形成当時の古海面高度は低く，ヒュオン半島で認められるほどの隆起量がなければ陸域で観察される例は少なかった．この時期の古海面高度については議論が多いが，具体的な資料に乏しいこともその一因であろう．

ところで，一般的に隆起傾向にある日本列島の中でも房総半島は第四紀の隆起運動が著しく，沿岸には10～30mにも達する完新世海成段丘が分布する．今回演者らは房総半島東部夷隅川流域において,Isotope stage 3以降の後期更新世に形成された，海成とみられる段丘を発見した．段丘形成期を確定するために，火山灰層位学的調査とともに，年代が30kaを遡ることが予想されることから,加速器質量分析法(AMS)による^{14}C年代測定を試みて，下記のような数値を得ることができた．かつて星埜(1971)や大森(1975)により,^{14}C年代測定の結果から本邦におけるいわゆる“3万年段丘”の存在が指摘されたが，その後の見直しの中でむしろ否定されている．今回の発見を機に，改めてIsotope stage 3の海成段丘について検討する必要があろう．

夷隅川中・下流域には9つの段丘面が確認される(図1)．このうち後期更新世に形成された海成またはその可能性がある段丘は,高位から大東崎・長坂・吉附・松丸の4段丘である．このうち標高約30mの吉附段丘の模式地での構成層は，基底の礫層の上位に淘汰のよい中粒砂層が重なり，潮間帯の指標であるヒメスナホリムシの化石生痕を含んでいた．さらに一宮町一ヶ谷の同段丘では,図2のような露頭が発見された．段丘構成層は層理のある砂・シルト・礫などからなり，確実な海成の証拠はないが，地形面としては模式地に連続することから，ほぼ海面に近い高度(多分潟湖のような環境)で形成されたものと判断される．また段丘構成層は3層準に泥炭層を挟み，このうち2層準について年代測定をおこなったところ,図2に示したように31,000～33,000年前の値が得られた．このほか本層下部には，細粒の軽石や泡壁状ガラス，角閃石，斜方輝石，β－石英などの結晶を含んでいた．これらのテフラ起源の粒子は純層をなさず，ガラスの屈折率からみると二次堆積を含む数層準のテフラからなる可能性がある．

なお，本地域は構造的に北西方向へ傾動していることが推定され，これらの現在の段丘高度を夷隅川河口における高度に補正すると,それぞれ70,50,30,18mとなる．これらの値に対し推定される隆起速度から古海面高度を復元し，ヒュオン半島で得られているそれと比較したところ，よい一致が見られた．

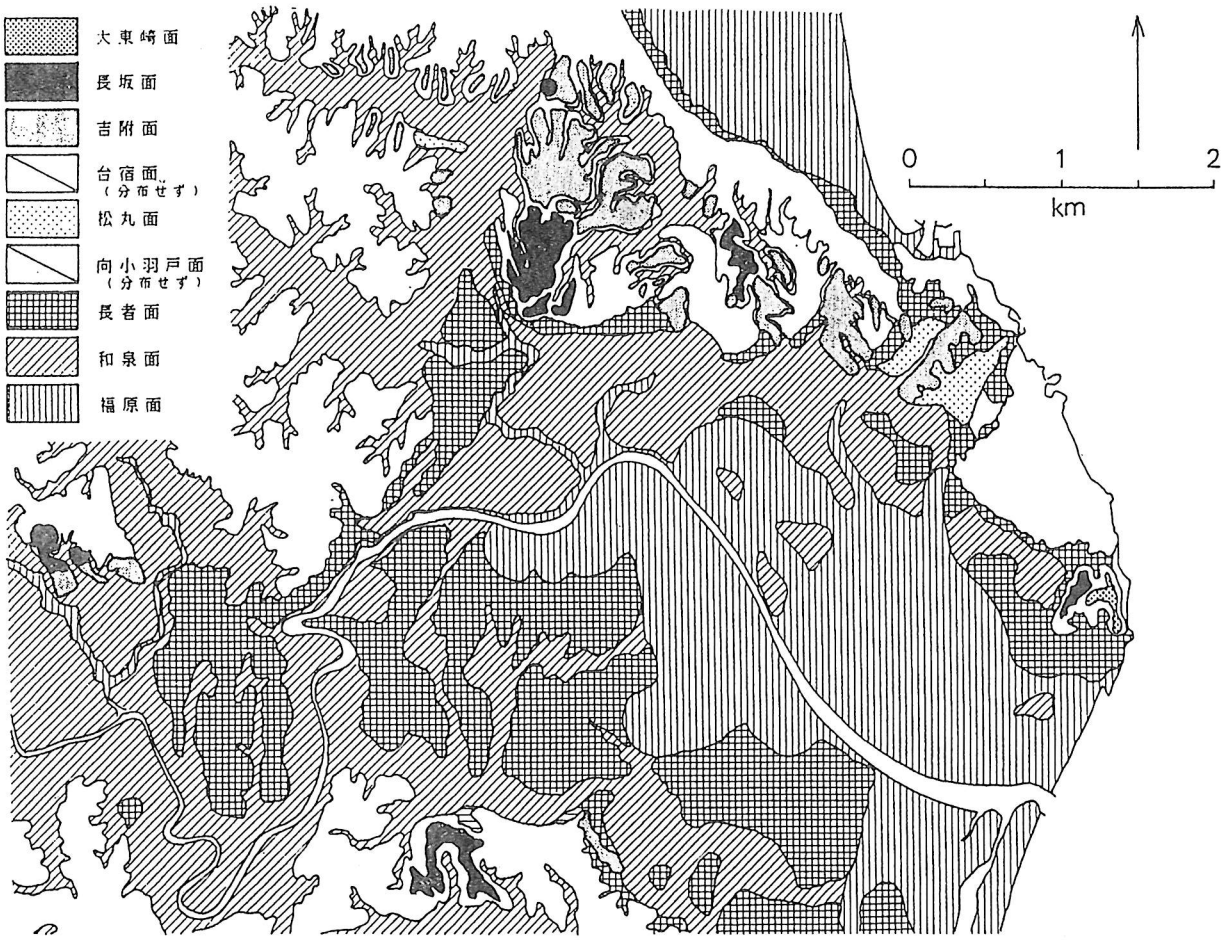


図1　房総半島　夷隅川下流地域の地形面分類図　　●印は図2の位置

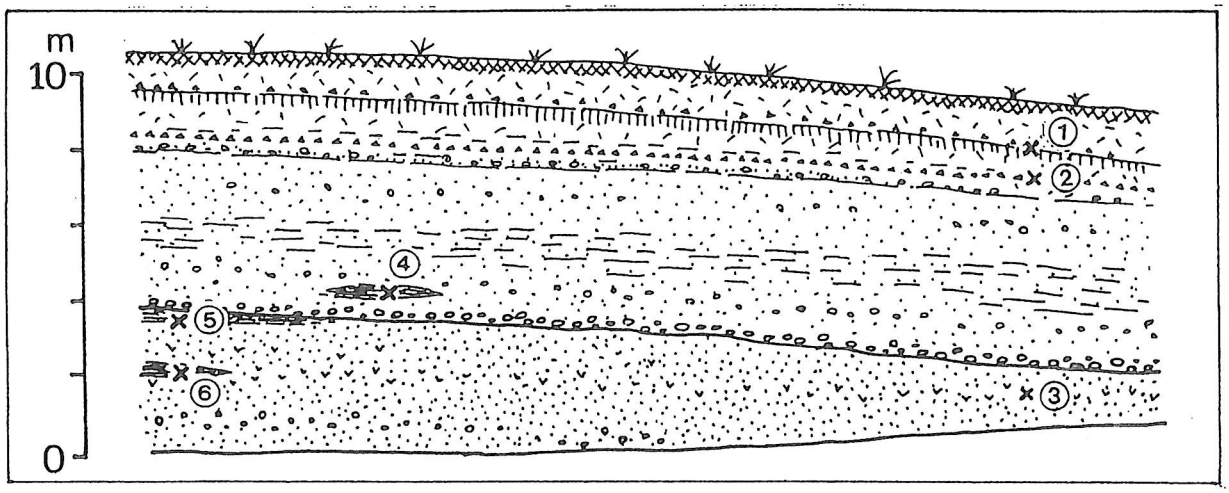


図2　一の宮町一ヶ谷における吉附面構成層の露頭　　×は分析試料採取層準

①　AT　gl(bw)：n_2=1.499-1.502

②　安房第3スコリア？

④　14-C年代値　31,100±190 years BP(NUTA-3892)

⑥-1　14-C年代値　33,300±230 years BP(NUTA-3893)

⑥-2　14-C年代値　32,510±330 years BP(NUTA-3894)

21　琉球列島，久米島における後期完新世の海面変動ー沖縄島との比較ー

河名俊男（琉球大）

Toshio KAWANA; Late Holocene sea-level changes in Kume Island, the Ryukyus, in comparison with those in Okinawa Island

1．はじめに

琉球列島中部の久米島には南東に傾く傾動運動がみられ、島の北部および西部に完新世離水サンゴ礁が発達している。これまでの研究によると、離水サンゴ礁の年代測定から、完新世の海水準は約5200年前頃に安定海面に達し、それ以降、海面は一定し、約2000年前頃に海面の相対的な低下が起きたと推定された（高橋・木庭（1982），高橋（1988）など）。一方、Pirazzoli and Delibrias (1983)は、海岸地形および海食洞に付着するフジツボ化石の年代などから、約4500年前頃からの緩やかな海面低下を推定した。演者は、完新世離水サンゴ礁の地形面を細分し、ノッチの後退点高度および各種堆積物の年代測定値（離水サンゴ礁を構成する原地性サンゴ化石：13件、海成層中の貝化石：1件、ビーチロック中のサンゴ化石：6件、浜堤中のサンゴ化石：５件、および後背湿地中の泥炭：1件、合計26件、図１参照）から、久米島北部における後期完新世の海面変動を明らかにする。さらに、久米島と沖縄島の離水サンゴ礁の出現時期（安定海面開始時期）および高度を比較することにより、久米島における後期完新世の海面変動に対する諸要因を考察する。

2.結果

久米島北部における完新世離水サンゴ礁の原地性サンゴ化石の年代、地形面、およびノッチの後退点高度などから、後期完新世の海面変動は図２に示される。そのほかの完新世堆積物の年代値も、図２の海面変動と調和的である。このうち約4000±200年前頃の相対的な海面低下は、隆起運動の激しい喜界島においても見られ（大田ほか，1978；中田ほか，1978）、琉球列島の活発な隆起地域において見い出されるユースタティックな海面変動の可能性がある。また、約2000年前には急激な離水現象が推定され、それらは約1m程度の地震性隆起運動によるものと推察される。

次に、久米島北部と沖縄島南部に発達する完新世離水サンゴ礁の比較を行う。両地域とも上記の地形が発達しているが、前者は後者に比べて高度が高いが、相対的な高海水準の安定開始時期は若い。その理由は、海水準の微変動を平滑化して考察すると、海水量の変化による世界的な規模での完新世海面変化（茅根・中田，1987）、島のサイズ効果によるhydro-isostaticな隆起運動の有無（茅根・中田；1987）、地震性隆起運動の有無、および等速隆起運動の大きさにより推察される（図３）。

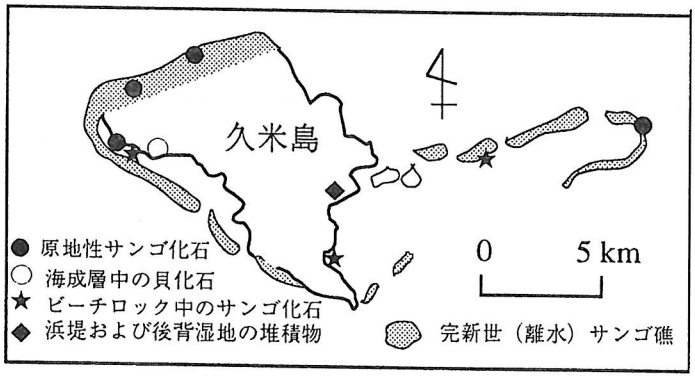


図１ 久米島における完新世堆積物の年代測定地点

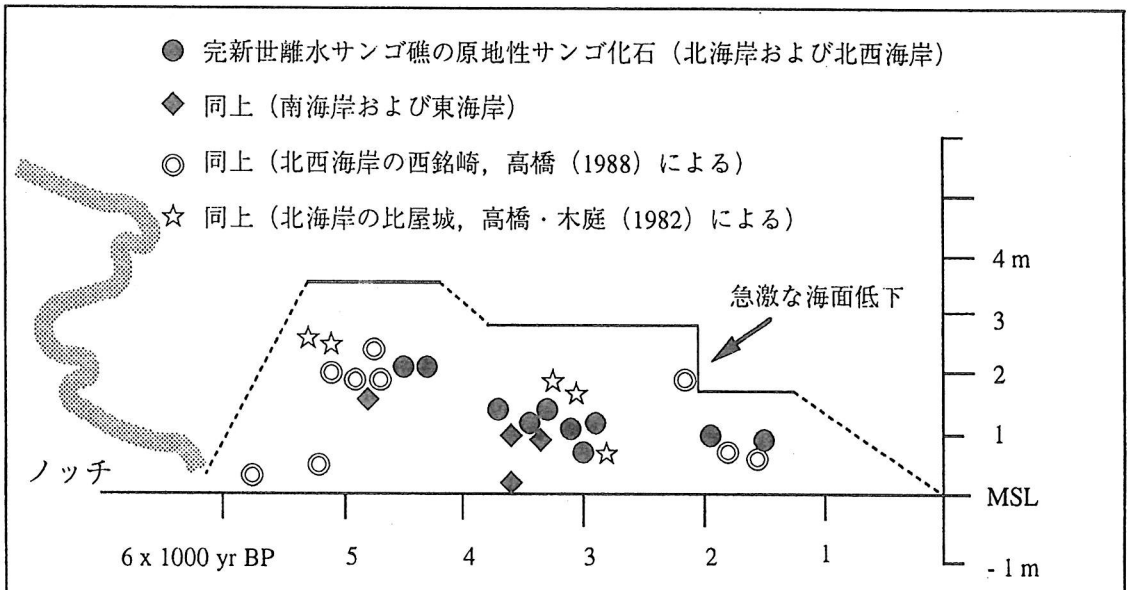


図２　久米島北部における後期完新世の海面変動

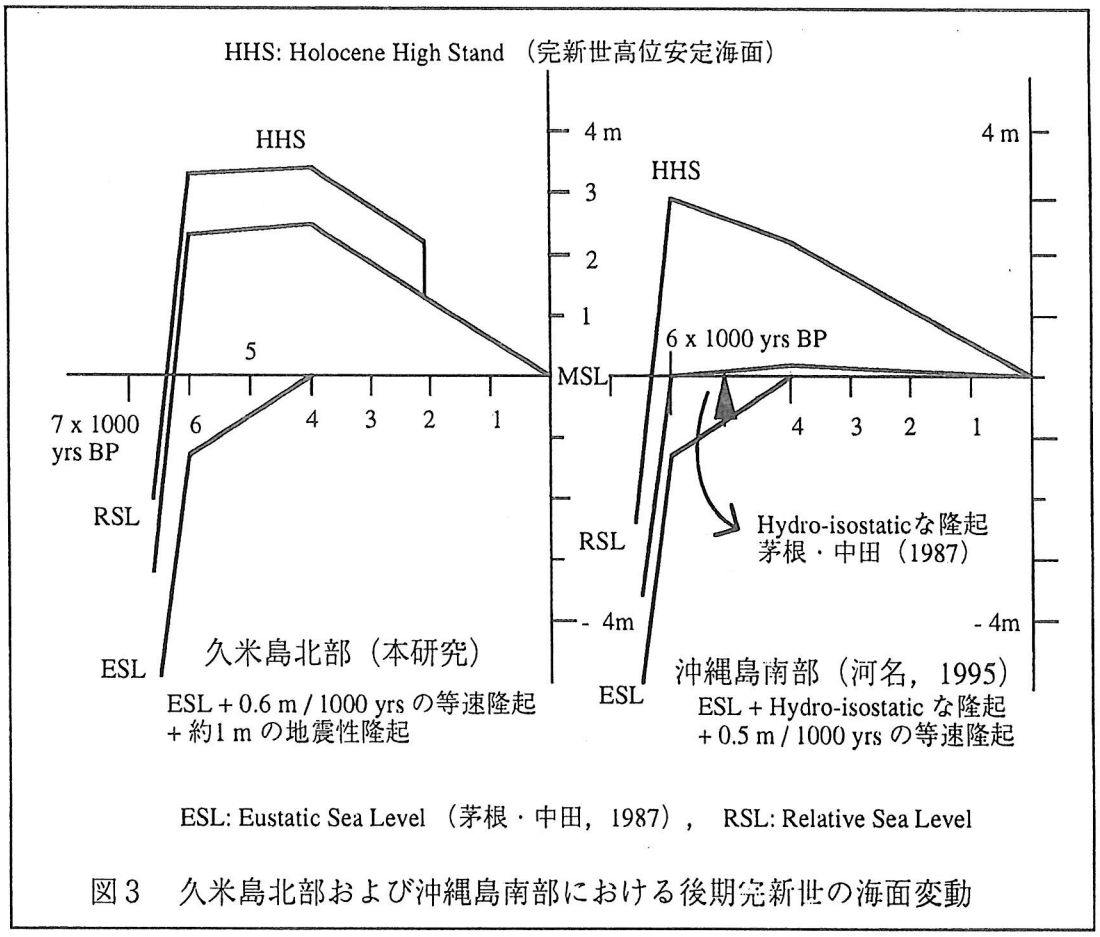


図３　久米島北部および沖縄島南部における後期完新世の海面変動

22　αスペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代測定法の喜界島産サンゴ試料への適用

宮森陽子・村瀬　隆・大村明雄・佐々木圭一（金沢大学）

Yoko MIYAMORI, Takashi MURASE, Akio OMURA and Keiichi SASAKI ; Age determination of Holocene corals from Kikai Island by the α-spectrometric $^{230}Th/^{234}U$ method.

$^{230}Th/^{234}U$ 法は，その適用有効年代域が，一般に 1 ～ 35 万年とされ，完新世試料の場合，^{234}U からの壊変起源 ^{230}Th を微量しか含まず，そのため高精度の年代値を得ることが難しいと考えられてきた．しかし，近年ウランおよびトリウムの同位体分析に熱イオン化質量分析計（TIMS）法が導入され，完新世試料についても，^{14}C 法と同じかあるいはそれ以上の高精度 $^{230}Th/^{234}U$ 年代値が得られるようになった（Edwards *et al.*, 1986；Bard *et al.*, 1990）．本研究では，高分解能検出器の使用と放射化学的処理法の改良を行い，完新世サンゴ試料への α スペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 法の適用を試みた．

奄美大島笠利半島東方 25 km に位置する喜界島には，上位からⅠ・Ⅱ・Ⅲ・Ⅳ計 4 面の完新世サンゴ礁段丘が発達する（太田ほか，1978）．年代測定には，島の東海岸中央部の嘉鈍および阿伝と北東海岸志戸桶の 3 地域で採集した *Acropora*・*Montipora*・*Goniastrea* の 3 属，合計 18 個の造礁性サンゴ化石を使用した．それらの内 8 試料については，すでに気体計数管法によって ^{14}C 年代が求められている．

本研究で得た α スペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代は 2,610±90 ～7,290±130 年で，年代値に付した統計誤差は 4～7（2σ）% である（Table 1）．これらは，従来の気体計数管法や液体シンチレーション法による測定精度にほぼ匹敵するといえる．しかし，18 試料の中には，二次的な方解石の晶出や骨格組織の変質は認められないものの，ウランおよびトリウム同位体組成からみて，2 試料が，大村ほか（1994）による $^{230}Th/^{234}U$ 年代値の信頼性を検証する 5 つの基準（下記；とくに $[^{234}U/^{238}U]_0$ に関する基準）を満たしていないことが明らかになった．すなわち，完新世サンゴ化石とはいえ，数千年間置かれた環境が，海水帯から混水帯・淡水帯を経て通気帯と変化する間に変質（具体的には，ウラン同位体の移動）されたと考えられる．それら試料の電子顕微鏡観察では，骨格組織の形態的な変化が認められなかった．したがって，ウラン同位体の移動や外界との交換が鉱物組成や組織の形態的変

$^{230}Th/^{234}U$ 年代値の信頼性検証基準

(1) 化石試料が本来の 100 % アラレ石から成り，二次的な方解石の晶出がない．
(2) 溶解やチョーク化のような，骨格組織の続成変質が認められない．
(3) ^{232}Th の存在で確認できる放射壊変起源以外の ^{230}Th が含まれない．
(4) ウラン含有量が同地域の現生サンゴ骨格中の値（おおよそ 2～4 ppm）と同じ．
(5) 試料中の $^{234}U/^{238}U$ および $^{230}Th/^{234}U$ 放射能比から推定される“初生 $^{234}U/^{238}U$ 放射能比，$[^{234}U/^{238}U]_0$”が，現在の海水中の 1.144±0.002（Chen *et al.*, 1986）と矛盾しない．

大村ほか（1994）

化以前に生じたと推論される．また，測定試料とした3属のサンゴ化石のうち，*Acropora* および *Montipora* 属試料の加重平均ウラン量が，それぞれ 3.84±0.08 および 3.82±0.10 ppm と計算され，*Goniastrea* のそれ（2.81±0.08 ppm）より 1 ppm も多い．このことから，先の $^{230}Th/^{234}U$ 年代値の信頼性検証項目のうち，ウラン量に関する評価基準を属レベルで設定することが必要かもしれない．

Table 1 Isotopic compositions and $^{230}Th/^{234}U$ dates of Holocene corals from Kikai Island

Sample (Lab. No.)	Genus*	Terrace	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	$^{234}U/^{238}U$ (activity ratio)	$^{230}Th/^{234}U$ (activity ratio)	$^{230}Th/^{234}U$ date(y)	$(^{234}U/^{238}U)_0$ (activity ratio)
Kadon								
YM-01	*M.*	IV	3.814±0.0382	< 0.02	1.126±0.0094	0.024±0.0008	2,610±90	1.127±0.009
YM-02	*A.*	IV	3.896±0.0307	< 0.02	1.133±0.0077	0.035±0.0008	3,810±100	1.134±0.008
YM-03	*M.*	III	3.639±0.0356	< 0.02	1.144±0.0097	0.037±0.0008	4,030±100	1.145±0.010
YM-04	*M.*	III	3.851±0.0281	< 0.02	1.148±0.0072	0.039±0.0008	4,280±90	1.150±0.007
Aden								
YM-05	*M.*	IV	3.858±0.0372	< 0.02	1.146±0.0095	0.025±0.0007	2,710±80	1.147±0.010
YM-07	*G.*	III	3.166±0.0258	< 0.02	1.163±0.0086	0.030±0.0009	3,240±80	1.165±0.009
YM-06	*M.*	IV	3.8830±.0402	< 0.02	1.141±0.0102	0.031±0.0007	3,390±90	1.142±0.010
YM-08	*M.*	III	3.701±0.0326	< 0.02	1.137±0.0087	0.030±0.0007	3,320±80	1.138±0.009
Sitooke								
TM-03	*A.*	IV	4.002±0.0280	< 0.02	1.145±0.0068	0.024±0.0006	2,620±60	1.146±0.007
AO418	*A.*	IV	3.836±0.0288	< 0.02	1.131±0.0068	0.026±0.0007	2,850±80	1.132±0.008
TM-02	*A.*	III	3.817±0.0274	< 0.02	1.143±0.0070	0.027±0.0006	2,920±70	1.145±0.007
TM-01	*G.*	IV	2.760±0.0204	< 0.02	1.140±0.0079	0.028±0.0007	3,130±80	1.141±0.008
TM-04	*A.*	III	3.741±0.0300	< 0.02	1.145±0.0079	0.036±0.0007	3,920±80	1.147±0.008
TM-07	*G.*	IV	2.769±0.0212	< 0.02	1.132±0.0080	0.037±0.0009	4,060±100	1.133±0.008
AO417	*G.*	III	2.764±0.0213	< 0.02	1.141±0.0080	0.050±0.0010	5,560±120	1.143±0.008
AO419	*G.*	II	3.032±0.0221	< 0.02	1.150±0.0073	0.058±0.0011	6,460±130	1.153±0.007
TM-05	*G.*	II	2.858±0.0213	< 0.02	1.131±0.0078	0.064±0.0011	7,190±130	1.133±0.008
TM-06	*G.*	III	2.593±0.0193	< 0.02	1.149±0.0062	0.065±0.0011	7,290±130	1.152±0.008

* *M., Montipora ; A., Acropora ; G., Goniastrea.*

23 礁性サンゴ化石の $^{230}Th/^{234}U$ 年代測定からみた酸素同位体ステージ5e 高海面期の継続期間について

大村明雄（金沢大学）

Akio OMURA ; Duration of the high sea level stand during the oxygen isotope stage 5e deduced from the distribution of $^{230}Th/^{234}U$ dates of hermatypic corals.

以前 Kaufman（1986）は，1983 年までに報告された礁性サンゴ化石の $^{230}Th/^{234}U$ 年代値をまとめ，最終間氷期最盛期（125,000 年前：酸素同位体ステージ 5e；Shackleton and Opdyke, 1973）における高海面期が 12,200 年以上継続しなかったと考えた．しかし，その後のウランおよびトリウム同位体分析への熱イオン化質量分析計（thermal ionization mass spectrometer；TIMS）技術の導入（Edwards *et al.*, 1986）が $^{230}Th/^{234}U$ 法に飛躍的な精密化をもたらし，それに刺激されるように，伝統的な α スペクトル法でも高精度の年代値を得る努力がなされ，最近 10 年間に新たな年代値が多数追加されるとともに，$^{230}Th/^{234}U$ 年代値の信頼性が再点検されている（Ku *et al.*, 1990；Hamelin *et al.*, 1991；大村ほか，1994）．

本研究では，筆者がこれまでに報告した南西諸島産礁性サンゴのステージ 5e に相当する α スペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代値（下表）のうち，波照間島からのもの（Omura, 1984）に新たに得た TIMS 年代値を加え，それらすべての信頼性を再評価して，Kaufman（1986）の例にならい，南西諸島におけるステージ 5e 期の高海面期継続期間を考える．

表1　南西諸島産試料から得たステージ 5e 相当の α スペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代値の総括

島	ステージ 5e 相当の年代値数	最も新しい年代値 (ka)	最も古い年代値 (ka)	加重平均年代値 (ka)
喜界島	7	115±7	138±5	129±2
波照間島	40*	110±3	158±5	125±4
与那国島	55	114±5	147±7	130±2
北大東島	21	110±5	133±6	121±1

* 未公表データを含む

波照間島からのステージ 5e に相当する年代値は，40 の α スペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代に，5 個の同一試料から計 10 の TIMS 年代を加え，総数 50 に達した．それらすべてに大村ほか（1994）の $^{230}Th/^{234}U$ 年代値の信頼性に関する 5 段階検証法を適用したところ，信頼できると判断されたのは，α スペクトル法による 19（表2）と TIMS 年代 8 の合計 27 年代値で，その中には 112±7 ka ～ 147.5±5.0 ka の値が含まれ，加重平均値は 129.4±4.0 ka と計算された．すべての年代値は，波照間島の段丘Ⅲを含めそれより下位面（Ota and Omura, 1992；大村・太田，1992）表層部を成すサンゴ石灰岩中のサンゴ試料から得たもので，各試料の産出高度と α スペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代の関係は図 1 の通りである．

以上の結果に基づき，ステージ 5e における最高海面高度を仮に現在より 6 m 高く（Chappell and Shackleton, 1986），その後の等速隆起運動を仮定すると，信頼できる年代値を示した造礁性サンゴ試料の生息水深はおおよそ 5 m ～ 30 m，また，ステージ 5e における高海面継続期間を，Kaufman（1986）の推定値より長く，少なくとも 20,000 年以上と見積もらなければならない．

表 2　波照間島から得られた信頼できるステージ 5e 相当の α スペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代値

Sample No. (Lab. No.)	U (ppm)	^{230}Th (dpm/g)	$^{234}U/^{238}U$ (activity ratio)	$^{230}Th/^{232}Th$ (activity ratio)	$^{230}Th/^{234}U$ (activity ratio)	Age (ka)	$(^{234}U/^{238}U)_0$ (activity ratio)
AO021	2.73 ± 0.05	1.47 ± 0.03	1.10 ± 0.02	> 220	0.656 ± 0.019	112 ± 7	1.14 ± 0.03
AO158	2.628±0.048	1.444±0.016	1.115±0.021	> 230	0.6604±0.0138	114.0 ± 4.0	1.159±0.029
AO135	2.326±0.028	1.281±0.016	1.101±0.013	> 290	0.6706±0.0113	117.5 ± 3.5	1.141±0.018
AO103	3.572±0.032	1.974±0.024	1.098±0.009	> 1000	0.6749±0.0102	118.5 ± 3.5	1.138±0.013
AO387*	2.478±0.023	1.392±0.013	1.093±0.010	> 210	0.6889±0.0089	124.6 ± 2.9	1.132±0.014
AO390*	2.832±0.028	1.611±0.016	1.100±0.010	> 180	0.6936±0.0097	124.9 ± 3.3	1.142±0.014
AO386*	2.897±0.027	1.670±0.016	1.104±0.010	> 190	0.7000±0.0092	126.9 ± 3.2	1.150±0.014
AO115	2.456±0.030	1.407±0.014	1.096±0.013	> 440	0.7010±0.0110	127.5 ± 4.0	1.138±0.019
AO399*	2.664±0.022	1.546±0.013	1.096±0.009	> 340	0.7094±0.0084	130.4 ± 2.9	1.140±0.012
AO389*	2.211±0.021	1.291±0.013	1.100±0.010	> 280	0.7119±0.0099	131.1 ± 3.5	1.145±0.015
AO394*	2.729±0.027	1.617±0.016	1.108±0.010	> 160	0.7167±0.0097	132.5 ± 3.5	1.158±0.015
AO098	2.724±0.027	1.613±0.019	1.100±0.011	> 410	0.7217±0.0112	134.5 ± 4.0	1.147±0.016
AO122	2.495±0.029	1.478±0.017	1.097±0.012	> 230	0.7240±0.0118	135.5 ± 4.5	1.143±0.018
AO070	2.80 ± 0.04	1.66 ± 0.02	1.10 ± 0.01	> 340	0.725 ± 0.019	136 ± 7	1.15 ± 0.02
AO026	2.69 ± 0.05	1.61 ± 0.04	1.10 ± 0.02	> 270	0.725 ± 0.023	136 ± 9	1.15 ± 0.03
AO164	2.603±0.030	1.539±0.023	1.091±0.012	> 220	0.7265±0.0133	136.5 ± 5.0	1.135±0.018
AO161	2.634±0.021	1.577±0.022	1.097±0.012	> 280	0.7317±0.0129	138.0 ± 5.0	1.144±0.018
AO068	2.76 ± 0.03	1.71 ± 0.03	1.10 ± 0.01	> 410	0.753 ± 0.015	147 ± 6	1.16 ± 0.03
AO117	2.451±0.021	1.520±0.016	1.100±0.013	> 300	0.7557±0.0117	147.5 ± 5.0	1.153±0.020

* new data from samples which were dated also by the TIMS $^{230}Th/^{234}U$ method.

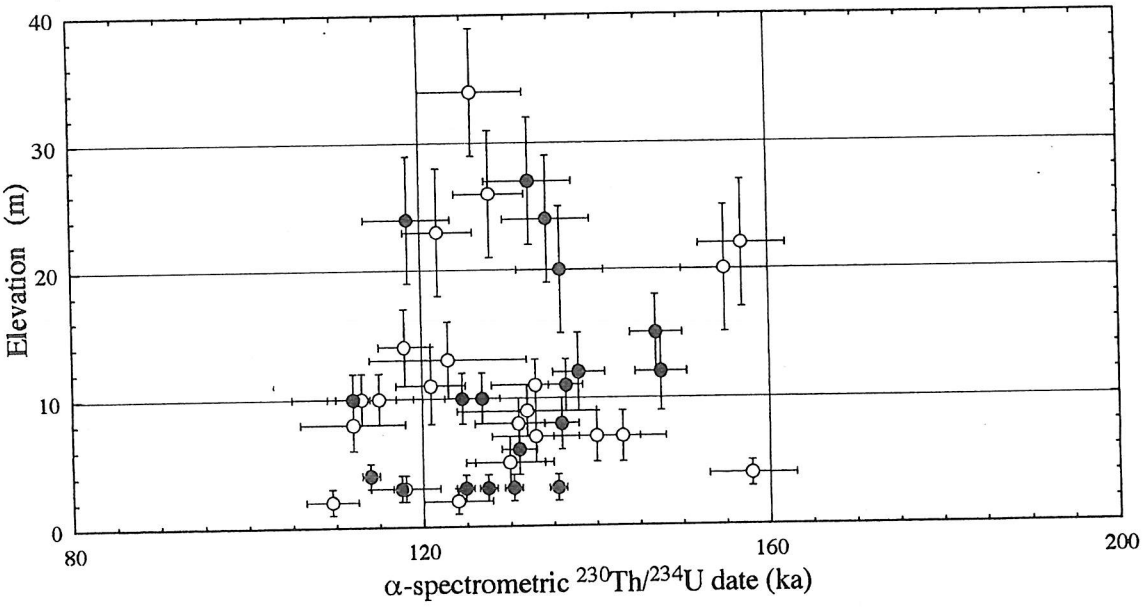


図 1　波照間島から得られたステージ 5e 相当の α スペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 年代と試料採集地点高度の関係　（白丸，信頼性の低い年代値；黒丸，信頼できる年代値）

24 黒姫火山岩類中の溶岩の磁化方位

北爪智啓（群馬県立自然史博物館(仮称)準備室）・野尻湖古地磁気グループ

Tomohiro KITAZUME・Paleomagunetic Research Group for Nojiri-ko Excavation;Paleomagunetism of some Lavas in the Kurohime Volcanic Rocks

1．はじめに

野尻湖古地磁気グループでは，野尻湖底ボーリングコアから，約５万年前と考えられる後期更新世の地磁気エクスカーションを見いだし『野尻湖Ｉ』と命名した(1993)．野尻湖西側に位置する黒姫山は，『野尻湖Ｉ』と同時期にも活動をしていたと考えられることから，黒姫山北東麓に分布する火山岩類の残留磁気の測定を行った．

その結果，『野尻湖Ｉ』との関係は不明だが，地磁気エクスカーションを示すと思われる溶岩の存在が明らかとなったので報告する．

2．採取試料と測定結果

黒姫山北東麓を調査した柿原ほか(1995)の層序に基づいて，黒姫山火山岩類から山桑山溶岩層，黒姫山火山岩類ＩＡから西沢溶岩，駒ヶ滝溶岩，牛臥山溶岩をそれぞれ定方位で１４地点，計５２個採取した（図１）．

図２に１５ｍＴでの交流消磁後の磁化方位を示す．

3．考察

今回の測定結果では，伏角が負を示す試料は得られなかったが，駒ヶ滝溶岩試料の伏角は＋９０°近くを示した．山体の隆起にともなう現象であることも否めないが，上下にくる溶岩にはその傾向は見られないので，その可能性少ない．磁化方位から仮想磁極（ＶＧＰ）を計算すると，日本付近に磁極が位置することになる（図３）．Barbeetti & McElhinny(1976) の地磁気エクスカーションの定義では，ＶＧＰが地理極から４０°以上離れて移動し，すぐにもとの地理極付近の位置に戻ることとされている．この定義によれば，駒ヶ滝溶岩試料は明らかに地磁気エクスカーションを示している．

湖底ボーリングで見つかった『野尻湖Ｉ』エクスカーションは，伏角のみの測定であるためＶＧＰの計算はできず，今回の測定結果とのはっきりとした関係はつかめないが，今後，火山噴出物との関係で層序を明らかにする必要がある．

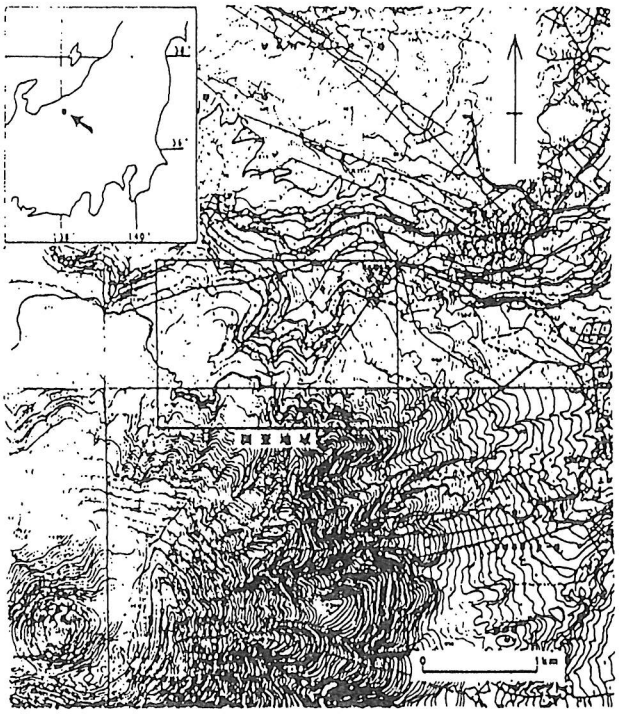

調査地域
0
1km

図 1

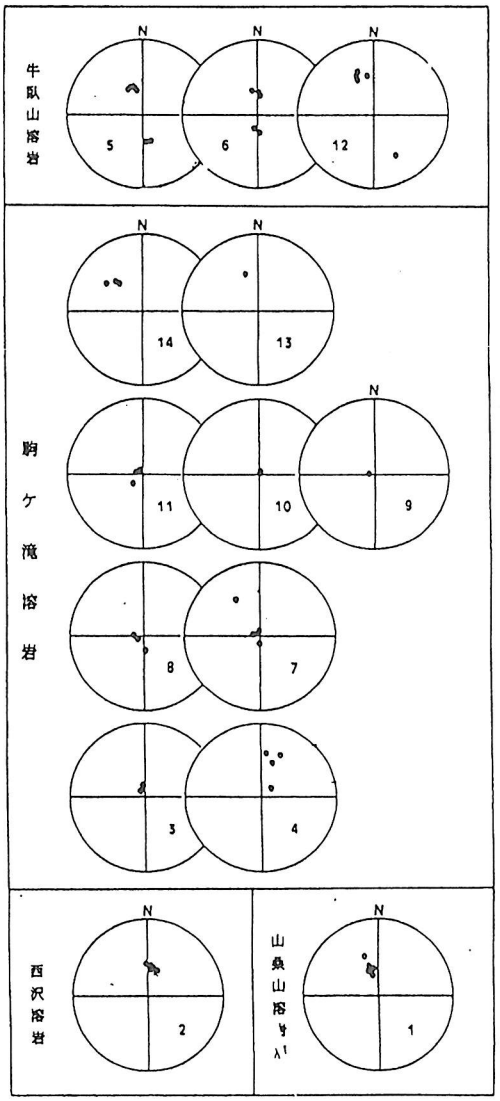

牛臥山溶岩
駒ケ滝溶岩
西沢溶岩
山桑山溶岩
N
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

図 2

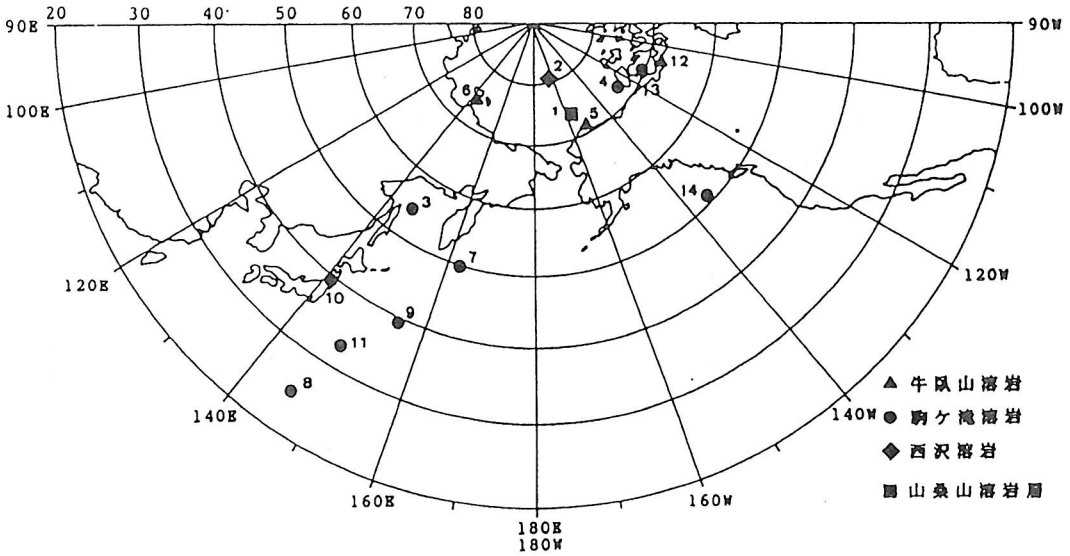

90E
100E
120E
140E
160E
180E
180W
160W
140W
120W
100W
90W
20
30
40
50
60
70
80
▲ 牛臥山溶岩
● 駒ケ滝溶岩
◆ 西沢溶岩
■ 山桑山溶岩層

図 3

２５ 縄文時代晩期末の愛知県伊川津貝塚出土人骨の形質について

藤田　尚（聖マリアンナ医大）・鈴木隆雄（東京都老人研）
史　常徳（東大）・西本豊弘（歴博）
Hisashi FUJITA, Takao SUZUKI, Chang De SHI
and Toyohiro NISHIMOTO ; Human Skeletal Remains of Ikawatsu Site
in the Latest Jomon Period, Aichi, Japan.

【はじめに】

愛知県伊川津貝塚は渥美半島の中央部に位置し、保美貝塚、吉胡貝塚などと並び、保存状態のよい人骨を多数出土し、日本の人類学や考古学に大きな貢献をなしてきた遺跡として知られる。同遺跡は、これまでの発掘調査において、縄文時代後期から晩期にかけての人骨１８０体あまりの出土をみたが、平成４年の調査で新たに数個体が出土した。この新たに出土した人骨は、その層序から、縄文時代晩期末に比定されるが、文化的には既に弥生時代の影響を受けていたとみられる。今回は、平成４年の出土人骨について、現在までに明らかにされた人骨の形質を中心に概報する。

【人骨と文化の特徴】

人骨は、乳児から熟年期にかけての８個体であり、そのうち１号人骨と４号人骨と命名された頭骨が比較的保存状態がよい。頭骨の形質は１）顔高が低い、２）眉弓がよく発達する、３）鼻稜は高く隆起する、４）眼窩高も低い、５）頬骨の張り出しが強いなど、いわゆる縄文人的な特徴を有する。また全体的な四肢骨の所見においても、大腿骨粗線の発達、脛骨の偏平性および上腕骨の三角筋粗面の発達などの特徴を認めた。

一方、文化的には縄文時代晩期末葉の五貫森式土器を伴出するが、人骨は伸展葬で葬られ（土器で一形式前は屈葬）、埋葬犬のうちの１頭は、前頭部にストップがみられ、吻部は短く、弥生犬と鑑定されるなど、弥生文化の明らかな影響がみられる。

【まとめと展望】

今回伊川津貝塚から出土した人骨は、人骨の形質は縄文時代人的でありながら、文化的にはすでに弥生時代の影響をかなり受けていたとみなされる。今後より詳細な検討を加えることによって、縄文時代から弥生時代への移行期の人骨の形質と、縄文系集団、弥生系集団それぞれの消長を知る有力な手掛かりが得られるものと思われる。

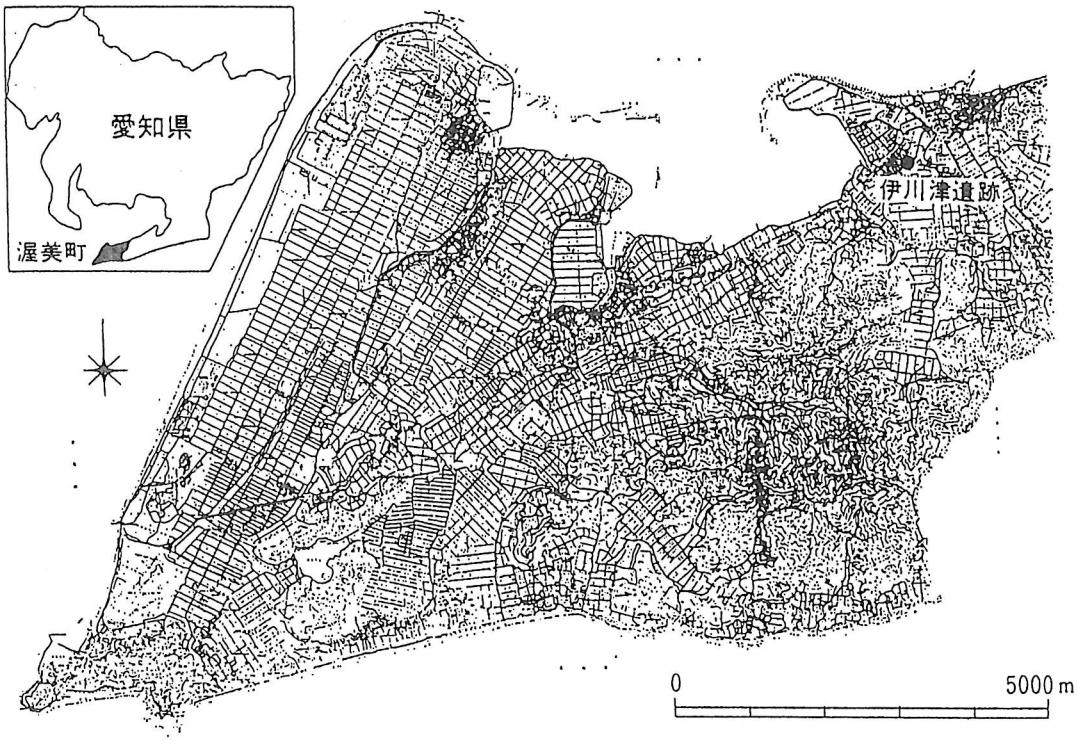


図1 遺跡の位置

26 新潟県津南地域における旧石器時代遺跡の立地条件

中村由克（野尻湖博物館）

Yoshikatsu Nakamura; Geological condition of Palaeolithic sites in the Tsunan area, Niigata Prefecture, Central Japan

旧石器時代の遺跡は、日本列島においては河川流域や湖沼にそって多くの遺跡が集中する遺跡群を形成していることが明らかになっている。とりわけ中部地方北部の信濃川－千曲川流域には著名な遺跡群がつらなり、国内でも有数の遺跡密集地帯となっている。

従来、これらの遺跡の石器群や個別の遺跡層位については多くの研究がされてきたが、遺跡群ごとの遺跡の地形・地質などの立地条件をトータルな形で取り扱った研究は、あまりなされていなかった。

新潟県津南町・中里村付近には、典型的な河岸段丘が発達しており、この段丘面上には多くの遺跡が分布しており、段丘と遺跡の関係に一定の傾向がみとめられる。

この地域で遺跡がのっている最高位の段丘である米原Ⅱ面には、前期旧石器時代に属すと考えられる米原遺跡、越渡遺跡、芋川原遺跡などが立地する。これらの遺跡から出土している石器群は、前期旧石器時代の新段階を特徴とする石器が含まれている。しかし、これらの遺跡の石器はいずれも表採や開田の際に発見されたもので、出土層位等は不明である。

朴ノ木坂面と貝坂面には、後期旧石器時代後半のナイフ形石器文化の遺跡が多く立地している。神山遺跡、貝坂遺跡、楢ノ木平遺跡などの杉久保系石器文化は、野尻湖遺跡群では約17、000～14、000前ごろのものと推定されている。朴ノ木坂面では、A-Tn火山灰が段丘堆積物の上の風成層中に確認されている。

正面面には、清津川と信濃川が合流する付近を中心に中林遺跡、田沢遺跡、壬遺跡、本ノ木遺跡などの多くの縄文時代草創期の遺跡が立地する。この段丘ではA-Tn火山灰が水成の段丘堆積物中に確認されており、段丘の離水直後に約13、000～12、000年前ごろの縄文時代草創期の遺跡となっている。

沖積面の中では一番上位の大割野Ⅰ面には、縄文時代草創期末・早期前半の卯ノ木遺跡、割野遺跡などが立地している。卯ノ木遺跡では、約10、000年前の押圧縄文と押型文土器が出土している。

このように津南地域の河岸段丘では、古い段丘ほどより古い遺跡が立地する傾向があるが、これはこの遺跡群が大河川と密接に関連して立地し、地形が変わり新しい地形面ができると人類は順に河川に一番近い場所に進出していったことを意味している。さらに他の遺跡群でも、水域との関連性の大きな地域では津南地域の段丘と同様の遺跡の立地条件がある可能性があり、遺跡の立地条件の検討は、遺跡群研究の重要な方法論となりうることを示している。

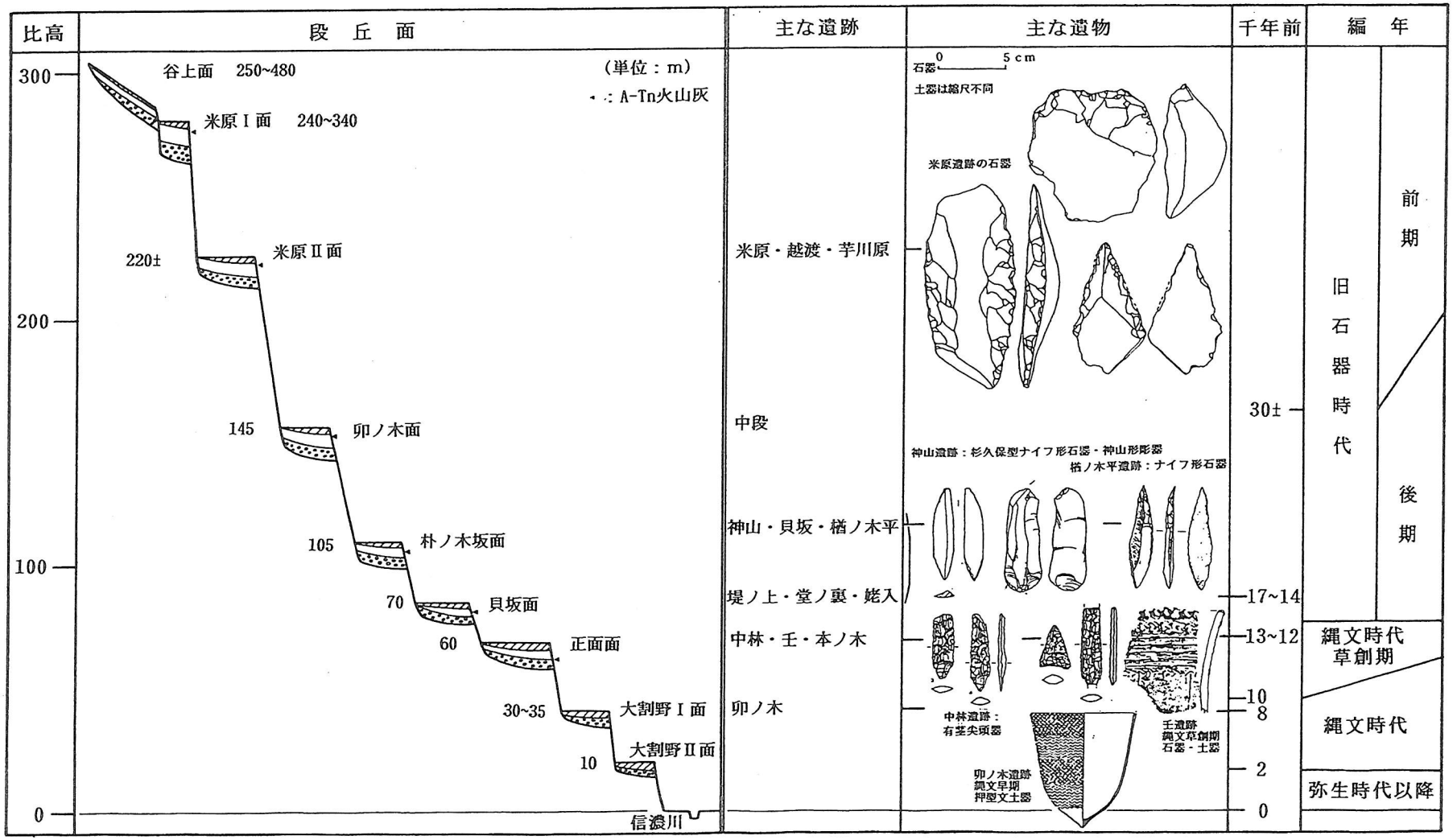


図１　信濃川中流域津南地域における段丘と遺跡

27　遺跡からみた濃尾平野の液状化履歴

服部俊之（愛知県埋蔵文化財センター）

Toshiyuki HATTORI ; Historic Liquefaction of the Nobi Plain at Archaeological Sites

1．はじめに　遺跡の発掘調査現場において歴史時代の地震の痕跡が発見されることはもはや常識であり、各地の歴史地震の発生時期推定に活用されつつある。それは、濃尾平野地域においても例外ではなく、東海北陸自動車道などの大規模事業の増加に伴い年間8万㎡にも及ぶ発掘調査現場からは、主に弥生時代以降の地震による液状化をはじめとした地震痕を確認している。ここでは、考古遺物と地震痕との関係により現在までに判明した濃尾平野地域の大規模な地震の発生時期・液状化の履歴について報告する。

2．遺跡の発掘調査で確認された地震痕　発掘調査において地震痕が確認された遺跡を第1図に示した。ここで観察される地震痕は主に基盤砂層の液状化による噴砂・砂脈、断層などの地層の変形である。地震痕と考古遺物との層位的関係から推定される大規模な地震の発生時期を第2図に示したが、その概要について以下に述べる。

①弥生時代前期　荒尾南遺跡（大垣市、第1図；20）では、貝殻山様式から西志賀様式（Ⅰ様式）に属する弥生時代前期の遺物包含層基底部から杭列が検出されている。この杭（全長60cm程度）の上半部が切断され北から南に水平移動している。直後に杭の打ち直しが認められることからこの時期の地震による地層の水平移動が想定される。

②古墳時代前期　門間沼遺跡（木曽川町、第1図；5）で検出された古墳時代前期の溝からは、廻間Ⅰ様式の遺物を含む埋土堆積面上に噴き出す噴砂が確認された。この噴砂は廻間Ⅲ様式の遺物包含層に覆われていることから4世紀初頭の地震発生が推定される。一色青海遺跡（稲沢市、第1図；11）の方形周溝墓周溝の埋土堆積面上に噴き出す噴砂も同時期の地震によるものと推定される。

③古墳時代後期　門間沼遺跡ではさらに、宇田型鍋包含層を引き裂き、土師器包含層に覆われる噴砂が確認されたことから5世紀末～6世紀にかけても大規模な地震の発生が推定される。同時期の地震痕として北道手遺跡（一宮市、第1図；1）の古墳時代前期の黒色土を変位させる断層が確認されている。

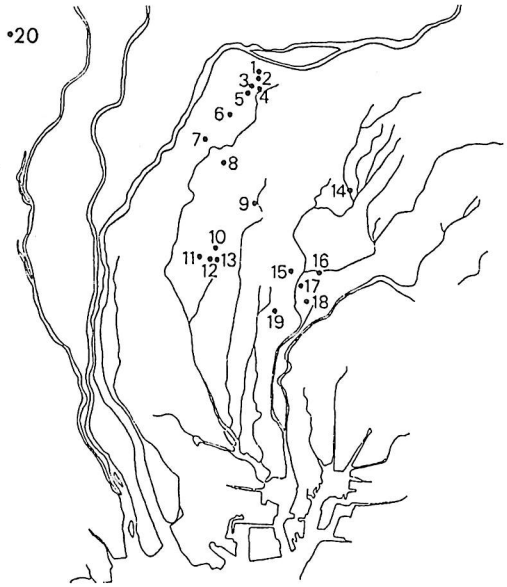
④白鳳南海地震（684年）に対応する地震　田所遺跡（一宮市、第1図；2）では、白鳳南海地震に対応すると考えられる噴砂（古墳時代後期の水田面を引き裂き、奈良・平安時代の住居跡に掘り込まれている）が確認されている（服部、1993）。

⑤奈良・平安時代の地震　地蔵越遺跡（稲沢市、第1図；15）では、平安時代前期の遺物包含層形成前後2時期の地震痕が観察された。旧期のものは奈良時代の遺物包含層を引き裂き、平安時代前期の遺構掘削により上端部を削られた噴砂で、新期のものは平安時代前期の遺物包含層上に噴き出した噴砂であった。これらはそれぞれ、745年の美濃国府を震源とする地震、887年の仁和南海地震に対応する地震の可能性がある。

⑥14世紀頃の地震　門間沼遺跡・大毛沖遺跡（一宮市、第１図；４）では、14世紀中頃の埋葬に用いられた土坑埋土堆積面に噴き出す噴砂が確認される。これらは1361年に発生している正平南海地震に対応する地震の存在を示す可能性が高い。

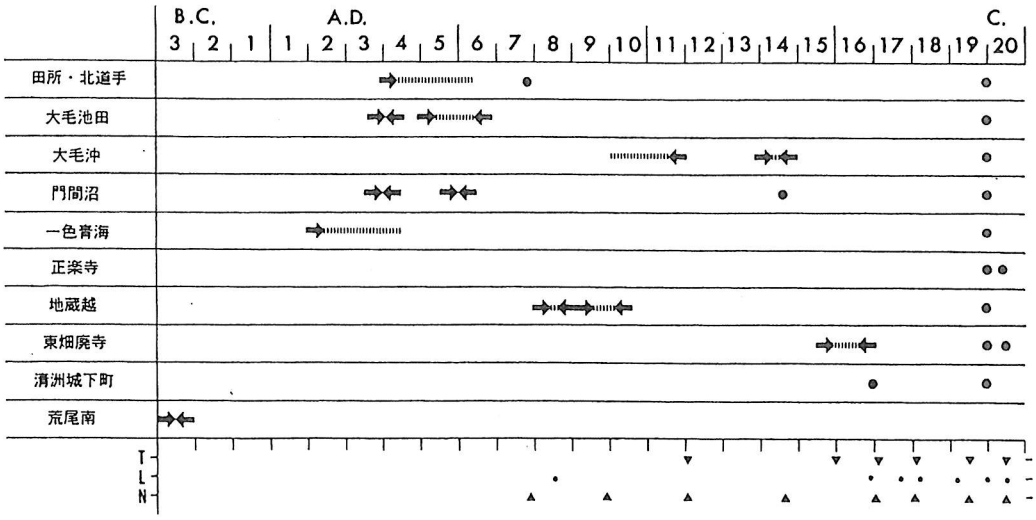
この他**天正地震（1586年）、濃尾地震（1891年）、東南海地震（1944年）**の地震痕が確認されている。

以上のように濃尾平野地域では歴史時代に少なくとも10回の液状化を伴う地震が発生していたことが遺跡の発掘調査から明らかにできた。



	遺跡名	所在地
1	北道手遺跡	一宮市
2	田所遺跡	一宮市
3	大毛池田遺跡	一宮市
4	大毛沖遺跡	一宮市
5	門間沼遺跡	木曽川町
6	西上免遺跡	一宮市
7	大平遺跡	尾西市
8	山中遺跡	一宮市
9	東畑廃寺跡	稲沢市
10	尾張国分寺跡	稲沢市
11	一色青海遺跡	稲沢市
12	正楽寺・儀長寺遺跡	稲沢市
13	堀之内花ノ木遺跡	稲沢市
14	岩倉城遺跡	岩倉市
15	地蔵越遺跡	稲沢市
16	朝日遺跡	清洲町
17	清洲城下町遺跡	清洲町
18	、外町遺跡	新川町
19	甚目寺観音境内遺跡	甚目寺町
20	荒尾南遺跡	大垣市

第１図　地震痕が観察された遺跡位置図



第２図　地震痕から推定される古地震発生時期

図中には、文献記録にあるT：東海地震、N：南海地震、L：内陸型地震が示してある。

28 1993年北海道南西沖地震による海底地殻変動

岡野肇（高知大学理学部）、藤岡換太郎（海洋科学技術センター深海研究部）、
平成5～6年北海道南西沖潜航調査及びDK94-06Leg1乗船研究者一同

OKANO Hajime , FUJIOKA Kantaro , 1993 & 1994 Hokkaido Nanseioki dive survey sientific party & DK94-06Leg1 scientific party; Sismo-induced Catastroph caused by The 1993 Hokkaido Nansei-oki Earthquake

本研究の目的は潜航調査及び深海曳航調査のビデオ画像記録による斜面崩壊のマッピングと堆積物サンプルによるイベント性堆積物の周期を求めて、この海域における地震による海底変動の時空間分布を解明することである。1993年の北海道南西沖地震直後、海洋科学技術センターは余震域の奥尻島西方沖で緊急調査を行い、深海曳航カメラ、無人探査機 ”ドルフィン3K”、有人潜水艇 ”しんかい2000”による海底環境変動調査によって、奥尻島西方沖の奥尻海嶺西側斜面のいたるところで斜面崩壊が発生していた事を明らかにした(藤岡他1994、田中他1994、岡野•藤岡他1995）。なお、これらの斜面崩壊によって、表層の未固結堆積物を切っている開口亀裂も数多く確認されている。さらに、土石流堆積物に巻き込まれたかたちで、サンゴ類（ヤギ目）やカニ等の死体が目視確認された。また、生物の死体は腐敗せずに土石流の下敷きになっていたので、この土石流堆積物は極く新しいものである。これらの事実から我々は、地震によって斜面崩壊が発生した結果、大規模な海底土石流が海底斜面上に生息していた生物を押し流したのではないかと解釈した。この事実は地震が海底の生態系に壊滅的影響を与えた現場を海底斜面上で目視確認した世界でも初めての例であることを意味する。この他、93年の潜航調査において我々は奥尻島西方沖の海底で数多くの開口割れ目を確認した。カメラの方位から開口割れ目の走向方向を求めた結果、N10-30WとN70-80Wの2つのピークが認められた。この海域では斜面の走向方向がおよそN20-40Wであり、開口割れ目の方向は斜面の方向と調和的である。さらに、海域によって噴砂、プレッシャーリッジ、斑点状の白色変色堆積物、バクテリアマットなどの微地形の分布は変化する。引き続き、海洋科学技術センターは1994年には潜航調査及び曳航調査に加えて、海底表層の土石流堆積物の採取を行った。我々はピストンコアラーによって表層堆積物を採取し、粘土層の間に狭在する複数の火山砕屑性タービダイト砂層を確認した。この砂層は地震等のイベント性堆積物の可能性が高く、第四紀の日本海東縁部におけるテクトニクス解明の重要な鍵を握っている。

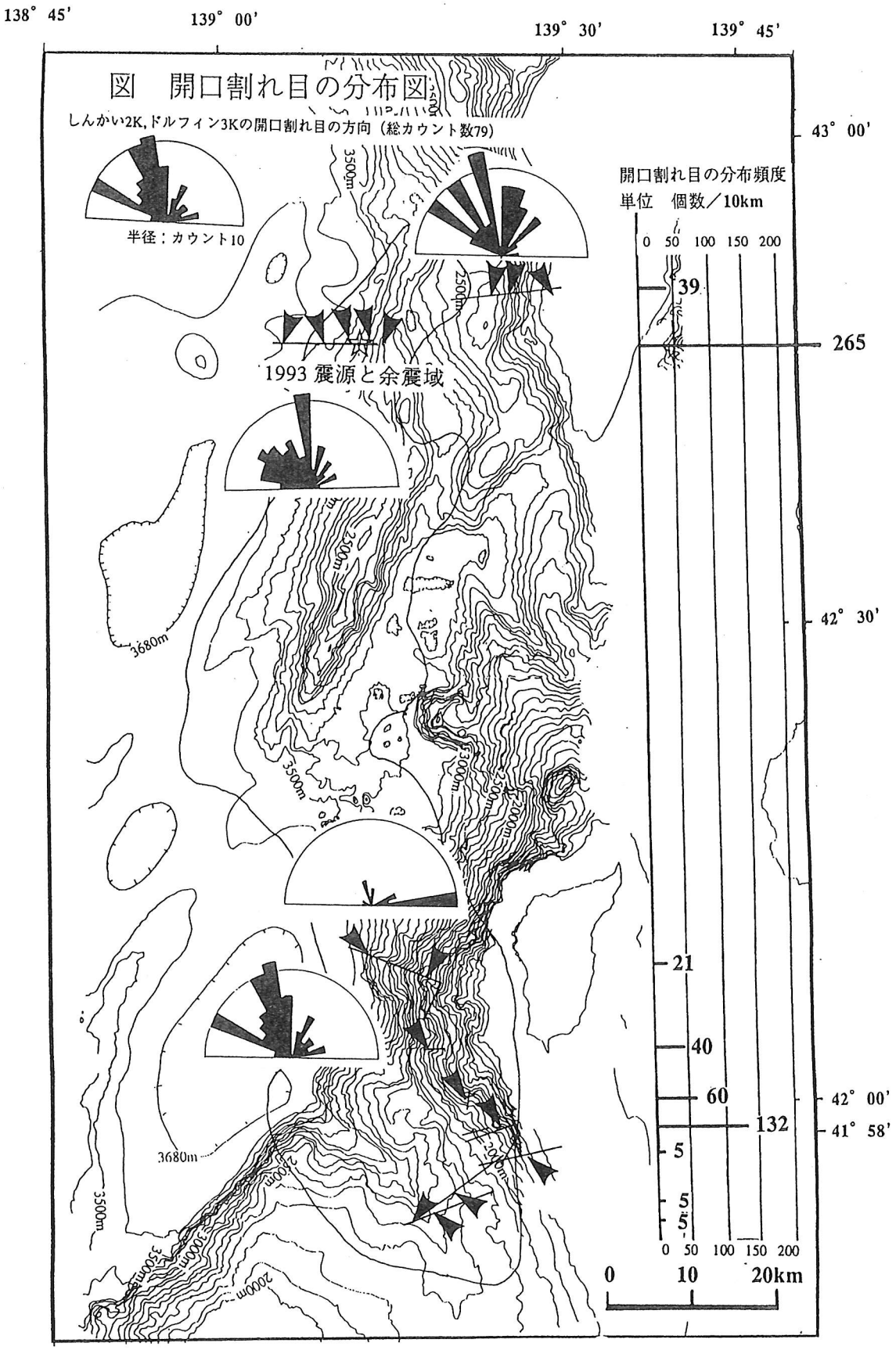

138° 45'
139° 00'
139° 30'
139° 45'
43° 00'
42° 30'
42° 00'
41° 58'
しんかい2K, ドルフィン3Kの開口割れ目の方向（総カウント数79）
半径：カウント10
開口割れ目の分布頻度
単位　個数／10km
0 50 100 150 200
39
265
1993 震源と余震域
21
40
60
132
5
5
5
0 10 20km
3500m
2500m
2300m
3680m
2000m

図　開口割れ目の分布図

29 兵庫県南部地震による地盤の液状化

陶野郁雄（国立環境研）・遠藤邦彦・寺井和雪・角田明郷（日大文理）

Tohno,I., Endo,K., Terai,K., and Kakuta,A. : Liquefaction phenomena occurred during the 1995 South Hyogo Prefecture Earthquake

1.はじめに

1995年 1月17日午前 5時46分に発生した兵庫県南部地震は，淡路島の北端付近を震源とするマグニチュード7.2 の直下型地震で，淡路島の一の宮町から神戸市，西宮市にかけた地域に，この地震動による構造物の倒壊など甚大な被害をもたらした．死者は5000人以上に達し，近来にない地震被害となった．

この地震によって発生した液状化現象の分布と特徴を明らかにするため，地震直後より淡路島北部及び神戸市から貝塚市にかけての沿岸部を中心に調査を行った．この調査結果と最近の液状化地震の発生状況について述べる．なお，液状化分布調査は基礎地盤 ｺﾝｻﾙﾀﾝﾂの森本　巌氏と共同で行った．

2.液状化地震

表１は明治以降の液状化発生件数を地方別にみたものである．この間58の液状化地震の発生がみられ，ほぼ２年に１回の割合いで日本のどこかで液状化が発生したことになる．近畿地方の発生件数は関東地方より多く，決して少ないとはいえない．ただし，最近40年間は北日本で多く，近畿地方では発生しなかった．

	1880		1900		1920		1940		1960		1980			合計
北海道									1	1	1	2	3	8
東北			2		1	1	2		1	5	2	1	2	17
関東			2			1	1					1		5
北信越		1	3			1	2	2	1	2			1	13
東海			1	1			2	2			1			7
近畿			1	1		2	1	2					1	8
中国	1							3						4
四国								1	1					2
九州		1	1			1		1		2				6
液状化発生地震数	1	2	8	1	1	6	8	6	4	8	4	3	6	58

表１　明治以降の地域別液状化発生件数
（陶野，1990に加筆）

3.液状化発生地域

演者らは，地震直後から淡路島北部，神戸市から貝塚市に至る沿岸部を中心として液状化調査を開始した．2月 8日までの調査で明らかになった液状化発生地点を図２に示す．神戸市から西宮市にかけての海岸埋立地は全面的に液状化し，特にポートアイランドでは著しい液状化被害が生じた．沿岸から少し内陸側に入った所でも，所々で液状化が発生したが，大きな被害にはならなかった．噴砂・噴水の吹き上がりは，ポートアイランドを除くと，確認できた殆どの液状化地点で地表から数10cm以下であった．活断層に伴う直下型地震のためか，地震規模のわりに大きな揺れを感じた時間がかなり短かったことが，過剰間隙水圧が余り高まらなかったことにつながったものと思われる．

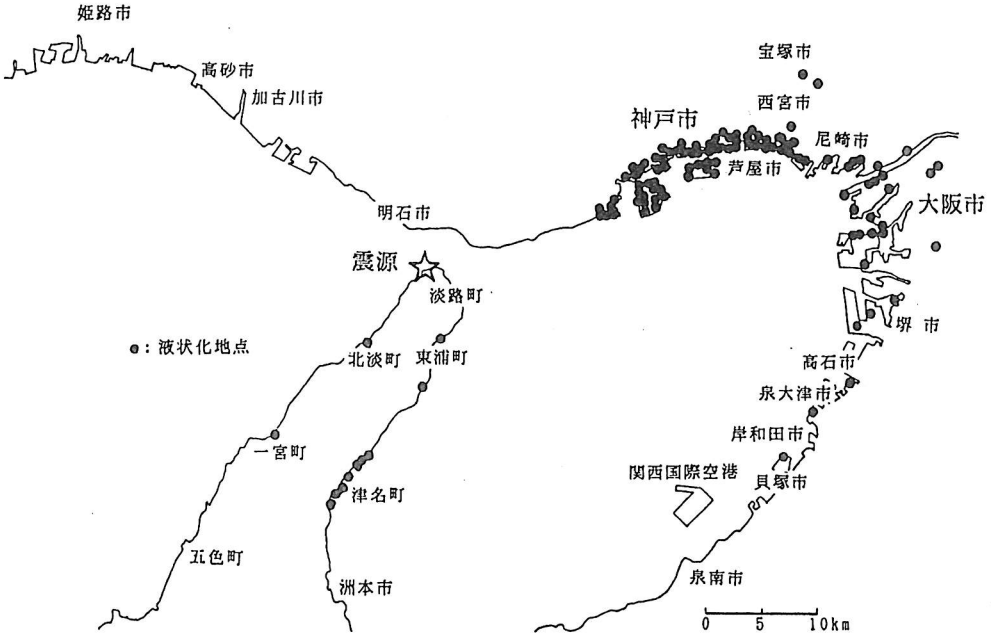


図２　兵庫県南部地震によって液状化を生じた地点の分布

なお，地震規模から推定すると，今回調査を行っていない神戸市以西，貝塚市以南，及び淡路島南部から四国にかけた地域などでも，液状化が発生した可能性がある．

4.兵庫県南部地震による液状化の特徴

調査地域で見られた液状化現象や噴砂の特徴は以下の通りである．

埋立て材料として用いられた粒度配合の良い（淘汰の悪い）まさ土が液状化したことは特徴の一つである．ポートアイランドでは，液状化によって大きな礫が噴出したが，逆にほとんど泥水が噴出した所もよく見られた．そのような場所の一つである港島中 8丁目で採取した噴砂の粒度試験結果は細粒分84％を示した．また，津名町の志筑新島で液状化して噴出した砂の上に地下水面上にあった乾燥した埋立て砂が吹き出したことも特徴の一つに挙げられる．

図３ａ，ｂは兵庫県南部地震によって液状化した噴砂の粒度特性を淘汰度(F&W)／中央粒径(Md)，淘汰度（F&W)／５％粒径値により表わしたものである．

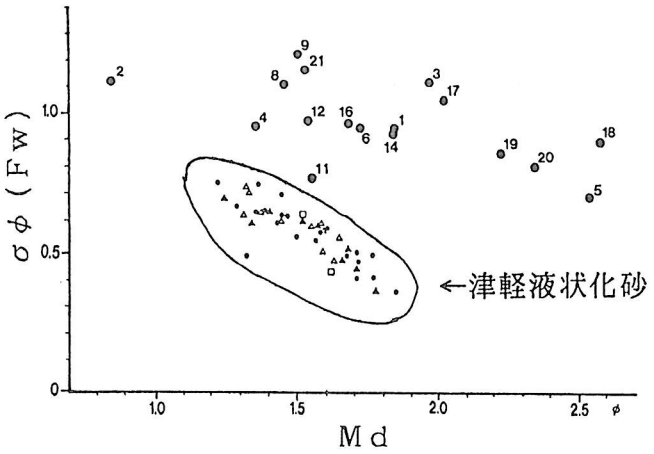


図３ａ　淘汰度(F&W)／中央粒径

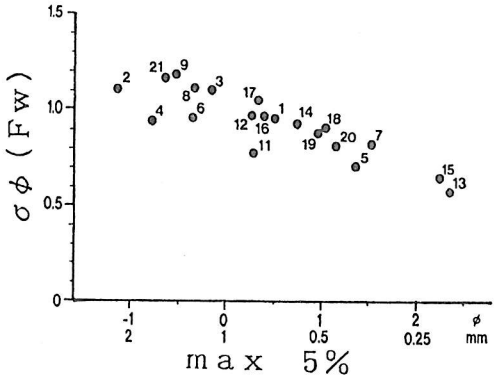


図３ｂ　淘汰度(F&W)／５％粒径値

30　1995年兵庫県南部地震による被害分布と地形地質環境

吉岡敏和・粟田泰夫・宮地良典・寒川　旭・水野清秀・下川浩一・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・佃　栄吉・木村克己（地質調査所）・松山紀香（大阪土質試験所）

Toshikazu Yoshioka, Yasuo Awata, Yoshinori Miyachi, Akira Sangawa, Kiyohide Mizuno, Koichi Shimokawa, Ryusuke Imura, Koji Okumura, Yuichi Sugiyama, Eikichi Tsukuda, Katsumi Kimura and Noriko Matsuyama;
Damages induced by the 1995 Hyogoken-nanbu earthquake and geological and geomorphological settings.

1995年兵庫県南部地震は，神戸市，芦屋市，西宮市等のいわゆる阪神地区と淡路島に甚大な被害をもたらした．

阪神地区において特に被害が大きかった地域は，山麓線と海岸線の間を帯状に延び，いわゆる“震災の帯”を形成する．この帯の位置は既知の活断層とは一致しない．震災の帯の中で，大多数を占める木造建造物の被害分布に着目すると，たとえば，東灘区本山中町および森南町の周辺や，ＪＲ六甲道駅から石屋川にかけての地域のように，特に被害が集中する地域が島状に分布する．一方，鉄筋建造物の被害は三宮駅や六甲道駅周辺などのビル街で，中間階の崩壊や建物全体の剪断破壊などの被害が顕著である．被害分布と地形を比較すると，被害分布と地形との間に何らかの関係が見られる．たとえば，中央区花隈町～神戸電鉄湊川駅にかけての地域で被害の帯状分布が見かけ上途切れるように見えるが，この地域は段丘が大きく張り出す地域と一致する．また，ＪＲ六甲道駅から石屋川にかけての地域は，最終氷期に形成された段丘化した扇状地を開析した浅い谷と，扇状地と石屋川の自然堤防および浜堤の間の後背湿地に概ね一致する．さらに，東灘区本山中町から森南町にかけての地域は，他の地域より氷期の扇状地の張り出しが小さく，扇状地上の開析谷や完新世扇状地に囲まれた低地が山麓に近いところに分布する．同様に，大きな被害を受けた長田区ＪＲ新長田駅周辺も，扇状地と浜堤に挟まれた低湿地にあたる．以上の例から，被害分布は地形（表層地質）に大きく規制されていると思われるが，被害分布が全体として帯状分布をとる点は，表層の地形の影響のみで説明することはできない．

一方，淡路島の被害分布を見ると，野島断層に近い北淡町の海岸沿いの地区に被害が集中したが，それ以外にも，一宮町郡家や，野島断層から10km以上離れた津名町志筑でも多くの建物が倒壊するなどの被害が出た．野島断層沿いでは，断層の直上において，断層の変位による建物のねじれ，引き裂かれによる建物の倒壊が見られるが，その近辺の基盤岩が分布する地域では，建物被害は概して小規模である．被害が集中するのは，断層の直上よりむしろ海岸沿いの低地で，地震断層の南西端からさらに南西方向に被害の大きな地域が延びる．また，海岸沿いのそれぞれの集落の中では，一般的に浜堤上は比較的被害が少なく，その後背湿地や小規模な埋積谷などで被害が大きくなる傾向が見られる．ただし，建物のほとんどが海岸沿いの低地に立地し，そのうちのかなりの家屋が老朽化していることや，それ以外の

地域では建物密度がきわめて低いため，被害の程度を単純に比較するには問題がある．

以上の被害分布からわかるように，建物被害の大半は地震の振動によるもので，断層の変位による直接の被害は，地震断層をまたいで建てられていた場合に限られる．淡路島において被害が集中した地域は海岸沿いの沖積低地にあたり，基盤岩が分布する地域では，地震断層の直上以外では比較的軽微な被害にとどまっている．また，先に述べたように，阪神地区においては，後背湿地や扇状地間の低地，開析谷などで被害が集中するなど，被害分布が地形（表層地質）の影響を受けていることは明らかである．これに対し，阪神地区の帯状の被害分布は微地形のみでは説明できず，むしろ山麓線といった比較的大きな地形に沿っているようである．しかし，近畿地方一円の被害分布のようなさらに広い範囲の分布を見ると，ほぼ震源断層の方向に延びる楕円形が描かれる．これらのことから，地震による被害の分布形態は，スケールによって異なった要因に規制されることが推定できる．

被害分布を各スケールごとに考えた場合，地表地震断層のずれによって生じる被害分布はmオーダーの現象として捉えることができる．また，たとえば沖積低地上の浜堤と後背湿地との違いなどの微地形はmから10mオーダー，段丘上と沖積低地との違いといった地形は10mから100mオーダーでの被害分布を規制する．さらに，震源断層の位置やその方向は，10kmオーダーの被害分布を規制する．これらの被害分布のスケールの違いは，それぞれの要因の深さに比例し，10kmオーダーの被害分布を規制する震源断層が数km以上の深さを有するのに対し，mから10mオーダーの被害分布を規制する沖積低地上の微地形は地下数mの深さの表層地質を示すにすぎない．このように考えると，たとえば阪神地区の帯状の被害分布といったkmオーダーの被害分布には，地下基盤地形のような数100mの深さの構造が影響を及ぼしている可能性が高い．以上のように，今回の地震の被害分布には，地質的な外的要因に限っても，さまざまな要因がそれぞれのスケールで影響しているものと思われ，単一のスケールのみの被害分布から短絡的に被害要因を決めることはできない．さらに，被害の分布には，建物の密集度やその中の老朽化した建物の割合，鉄筋建物と木造建物の比率など，内的要因も大きく関与しているものと考えられる．今後は，これらのことを踏まえて，都市型災害における地質環境の影響を考えていく必要があろう．

表　被害分布のスケールとその規制要因

被害分布の規制要因	その要因の及ぶ深さ	被害分布のスケール
震源断層	地下数km	10kmオーダー
地下基盤地形	地下数100m	kmオーダー
小地形（段丘，扇状地など）	地下数10m	10～100mオーダー
微地形（自然堤防，後背湿地など）	地下数m	m～10mオーダー
地表地震断層のずれ	地表	mオーダー

３１ 兵庫県南部地震による六甲山地東麓における断層の変位

波田重熙（神戸大学）・平野昌繁（大阪市大）

Shigeki HADA and Masashige HIRANO; Tectonic Deformation along faults in eastern part of the Rokko range associated with the 1995 Hyogoken-Nanbu earthquake.

平成７年兵庫県南部地震によって，震源に近い淡路島の「野島断層」が変位したことが早くも地震発生当日に報道された．これに対して，六甲山地周辺の既知の活断層は予想に反して動いていないという見解が続いて示され，現在もそのような見方が支配的である．しかし，断層が動いたか否かにかかわらず，市街地で何が起きたのかを記録することが，今後の都市防災を考慮する上で第一義的に重要であることは明かである．

そのような考え方に基づいて，われわれは，六甲山地南部の既知の断層の活動に伴う変状地の確認作業を行ない，広義の変位地形が確認された断層についてそれを平野部へ追跡してきた．詳細に調査してみると，六甲山地南部の北東－南西方向に延びる主要な断層に沿って，あるいは，その近傍で今回の地震によって右横ずれを伴う変位を生じていた．そして，その延長線上の市街地でも１０センチメートルのオーダーの横ずれを伴う変位部分が随所で認められ，それに沿って被害が集中していた．すなわち，笠間（1974）が推定したように六甲山地の断層は市街地の地下に延びていたのである．さらに，同系統であるが従来地質図に記載されていなかった断層が市街地に存在することや，それらと共役な北西－南東方向の左ずれを示す断層の存在が次々と明かになってきた．一方，既知の諏訪山断層や布引断層に沿っては顕著な変状地形は認められず，その直上の墓地の墓石の倒壊率も極めて低く，目下のところそれらが活動したという明瞭な証拠はない．

講演では，断層活動に伴う広義の変位地形と関連した変状地の確認作業を、六甲山地東麓の「甲陽断層（図１）」や「城山断層（新称）」を中心に述べる．市街地の断層の変位地形の認定は，（１）変状が横切る道路の一部でなく全体が系統的な一定の変位を示すこと，（２）そのような系統的な変状が断層の走向方向に数百メートルにわたって確認されること，（３）そのようなセグメントが同一線上で何ケ所か追跡可能なこと，（４）できうれば複数の専門家が判断することなどを主要な基準（藤田・平野・波田，1995）として行なってきた．

今回の調査によって得られた重要な知見の一つは，甲陽断層など既知の北東－南西の右ずれ断層が市街地へ延びていて，今回の断層運動による変位が地表に達していることである．もう一つは，それらと共役な北西－南東の左ずれ断層の存在が明かとなったことである．従来，活断層，地震の発震機構，測地学，地殻応力測定などの研究によって，六甲山地周辺が過去数十万年間東西に圧縮されるテクトニックな応力場にあったことが明かにされていた．今回の地震もその延長線上の出来事であることが明確になったといえよう．

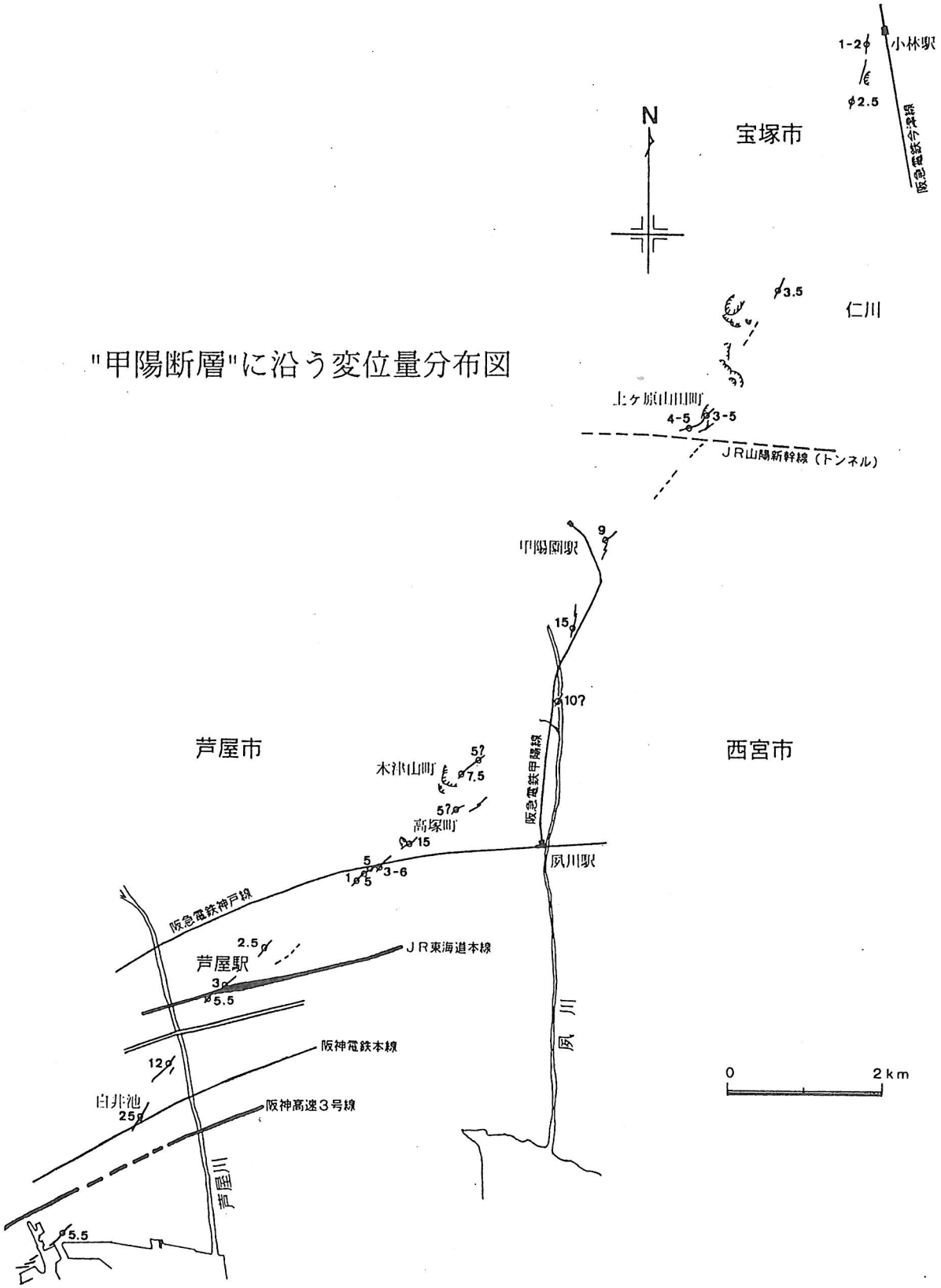


Fig. 1. Map showing observed localities for surface break along the Koyo Fault. Figures represent the amounts of lateral displacement (cm).

32 新潟県北部の地震の先行現象と月岡断層

河内一男（新潟県立教育センター）・中川正道（新潟地方気象台）・森田朗（豊栄地区理科教育センター）・芋川敏之（新津市立理科教育センター）

Kazuo KAWAUCHI, Masamichi NAKAGAWA, Akira MORITA, Toshiyuki IMOKAWA ; Precursor earthquakes of the Niigataken-Hokubu earthquake of April 1,1995 and the Tukioka fault

１．はじめに

新潟県北部で，筆者らの中の複数が微小地震に伴う「鳴動」を観測したのは本年２月３日が最初である。この鳴動は観測地によって多少異なるが，ドーンという爆発音のようであったり，ドンという軽い突き上げ感であったりして，単発の衝撃で終わる場合が多かった。筆者らは以後４月１日の本震に至るまでの間，これらの鳴動の聞き取りや震源データによる一連の微小地震活動（前震）の追跡を続ける（図１）と同時に，近傍の活断層の調査を進めてきた。その結果と余震分布による震源断層の解析から，今後の地震の予知について有効と考えられる知見を得たので報告する。

２．活断層と微小地震の震源分布の変化

月岡断層は古くから知られてきた活断層で，露頭での確認は十分でないが，地形上は極めて明瞭で新発田市松岡から安田町草水に至る低地帯の西縁を南北20kmにわたって追跡することができる。低地帯を横断する小河川がいずれも系統的な左方屈曲を示していること（図２），笹神丘陵や五頭山塊が西側緩傾斜で東側急傾斜の傾動地塊であることなどから，この断層は左横ずれ成分を含んだ西傾斜東落ちの逆断層とするのが最も合理的と思われる。

微小地震の震源分布は 2月上旬以降，約10日ごとに，国土地理院20万分の１地勢図にプロットして追跡を続けてきた。これをまとめると図３のようになる。この活動は時空間分布からＩ期（1995年１月以前），II期（２月）およびIII期（３月）の三つに区分できる。このうちＩ期は水原町の近辺の狭い範囲に集中し，II期は反対に北東及び南西方向に広がる傾向を見せ，III期になると震源は月岡断層の北東部に移動した。断面図で見るとＩ期の分布は走向がおよそN45Eで傾斜が60W の面上に載っている（図４）。筆者らは２月末の時点でこの面を将来の破断面と予測した。なお，この面は上述の月岡断層とおおむね調和的である。

３．新潟地震との比較

草野・浜田（1991）は1964年の新潟地震の先行地震活動が数年前からあったことを指摘している。一方，筆者らの聞き取り調査によれば，この頃に何回か「機雷の爆破に似た振動」が複数の人によって観測されているので，今回同様の鳴動が新潟地震でもあったようである。このほかに水準点の変動 ，新潟地震による傾動の方向と当地域の地塊の傾動方向などでも共通性を見いだすことができる。

４．４月１日の地震の震源断層

本震発生後72時間以内の余震分布により震源断層の解析を試みた。すなわち，12時間以内の余震分布はN40W－N140Eの断面（図５）で最も集中し，その後の分布はN85W－N95Eの断面（図６）で最も集中する。これから，走向がN50E（傾斜角は図から60W）と走向 N05E（同40E）の共役な二つの震源断層を得ることができるが，地震による被害の状況と12時間以内の分布がほとんど前者の方に集中していることから主断層は前者の方とするべきであろう。この震源断層面は前震から予想していた面と一致する。

５．おわりに

新潟県北部の地震（1995.4.1）については，数カ月前から続いていた単発的で特徴的な鳴動と，そのもとである微小地震の震源分布の解析結果，1964年新潟地震との比較，さらには近傍の活断層（月岡断層）との関連などを総合することによって事前に予測することができた。当地域周辺の内陸部に発生するであろう被害地震については，将来も同種の先行現象が十分に期待されるので，今後一層の観測網の充実が求められる。

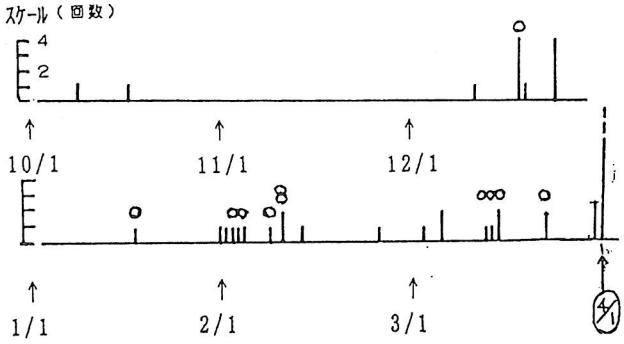


図１ 微小地震の時系列．白丸は「鳴動」が観測されたもの．

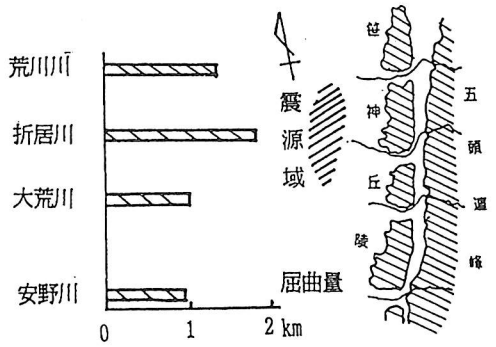


図２ 左横ずれ断層による河川のずれと前震の震源域．

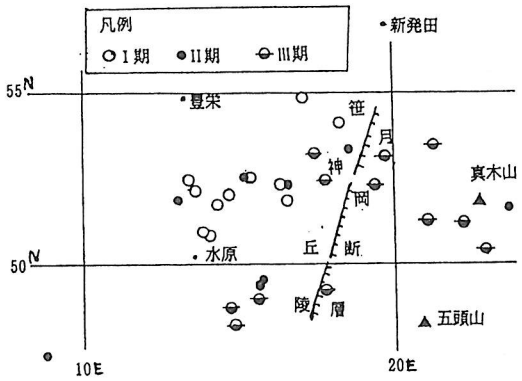


図３ 前震の震源の移動と月岡断層

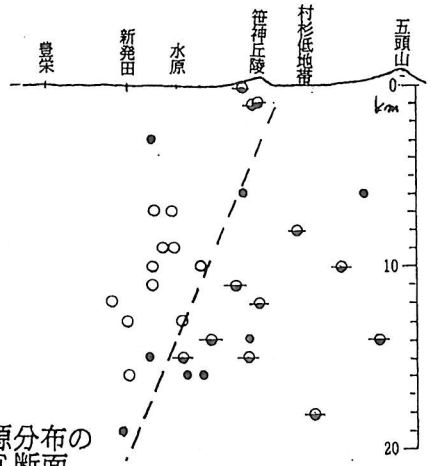


図４ 図３の震源分布のN45W－N135E断面．破線は想定された破断面

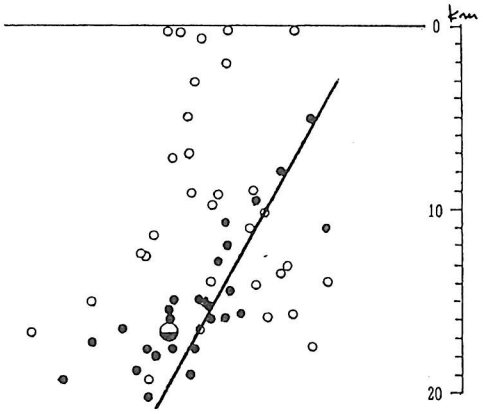


図５ 4/1の地震の余震．N40W－N140E方向の断面．黒丸：12時間以内，白丸：12時間以後48時間以内．○は本震

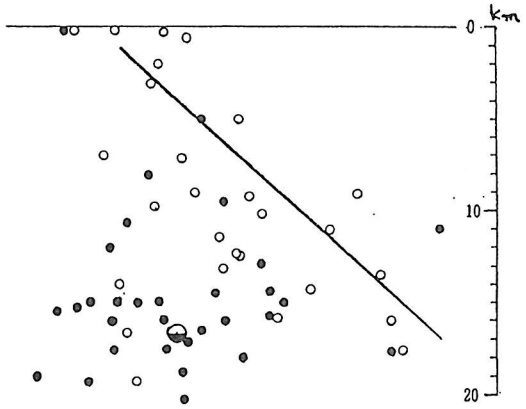


図６ 4/1の地震の余震．N85W－N95E方向の断面．凡例は図５に同じ

文　献

草野富二雄・浜田信生（1991）：1964年新潟地震の余震分布再調査結果について，地震2，44巻，306-313

3.3 東北日本弧内帯，出羽丘陵の形成過程

大月　義徳（東北大学理学部）

Yoshinori OTSUKI; Uplifting process of the Dewa Hills in the inner zone of the Northeast Japan Arc.

奥羽脊梁山脈の西側に位置する出羽丘陵は、島弧と平行に伸長する東北日本弧内帯陸域における隆起帯であり、新第三系～第四系の複背斜部に相当する。本発表では、出羽丘陵の発生時期や成長過程について、既存の成果を総括しながら検討する。

1．出羽丘陵の発生時期

出羽丘陵を形成した造構運動に関しては、大村(1936)による「出羽変動」の提唱以来、秋田油田地域を中心に多数の資料・研究が蓄積されたが、藤岡(1968)はこれらをとりまとめ「出羽変動」を再定義した。これに基けば、天徳寺層下部の異相であり乱堆積粗粒砕屑岩と細粒堆積岩との互層からなる桂根相は「出羽変動」主動期の動乱期堆積物と認定され、この時期に秋田油田を中心とする地域に南北性の断層・褶曲構造が発生したとされる。さらに天徳寺期後期以降も潟西期に至るまで同傾向の造構運動は継続したが、桂根相の堆積した主動期のそれと比較してはるかに軽微なものであったと、藤岡(1968)は結論づけた。

一方、それまでにも各地域毎に明らかにされていた出羽丘陵西縁部の大規模な衝上性断層は、大沢ほか(1984)により北由利衝上断層系として総括され、同断層系の活動が出羽丘陵の隆起に大きく関与するものと把握されている（大沢ほか，1989）。北由利衝上断層系を構成する諸断層群のうち、秋田県域における能代・北由利・仁賀保の各衝上断層群の活動開始期はいずれも天徳寺期初頭とされ（藤岡ほか，1976；大沢ほか，1982，1984）、これらは基本的に藤岡(1968)の考えを踏襲し、桂根相の存在を強く意識したものといえる。

桂根相については、秋田市西方の太平山南西部における同相の砂岩・礫岩が瀕海性貝化石を含み、下位の船川層を不整合に覆っている（藤岡ほか，1977）が、日本の地質『東北地方』編集委員会編(1989)はこれを、太平洋側における 5Ma頃の海水準変動に伴う浅海化・不整合と関連する可能性を指摘している。しかしながら掃部ほか(1992)は、日本海沿岸域における桂根相の堆積環境をその底生有孔虫化石から中部～上部漸深海と推定し、浅海種の混入が認められることや岩相・古流向などを考慮し、桂根相をトラフ充填型タービダイトを主体とする海底扇状地堆積物として捉えている。これを重視すると、桂根相全体の岩相の特異性を海水準変動のみから解釈するのは困難であり、桂根相は海水準変動の影響以上に構造運動を反映するものと推察される。掃部ほか(1992)は桂根相の基底年代について、浮遊性有孔虫・石灰質ナンノプランクトンそれぞれの化石基準面との関係（佐藤時幸ほか，1988a ，1988b ）から、（約 3.6Ma以前の）鮮新世～後期中新世としている。また現在までに公刊されている諸資料に基づけば、桂根相を含む天徳寺層下部の基底年代は、鮮新世初頭～前期鮮新世の約 4～ 5Ma前後と考えるのが妥当と思われる。

以上より、少なくとも桂根相の分布する能代・由利・仁賀保地域（掃部ほか，1992）、すなわち秋田県地域において、その堆積期には北由利衝上断層系が活動を開始し、その東

側の隆起帯である出羽丘陵は、約 4～ 5Maの時期に発生したと考えられる。

一方、庄内地域における酒田衝上断層群ないし青沢断層群の活動開始期は、佐藤比呂志(1986)・粟田(1988)によると約 2.4Ma頃とされ、上記の年代観とは若干異なる。この差異が有意なものであるのか、あるいは佐藤(1986)による野口～中渡時階（ 4～ 2.4Ma）における広域応力場復元結果が、データ数の面からやや不確定であることに起因するものか、現在のところ不明である。

２．出羽丘陵の成長過程

出羽丘陵発生後に堆積した天徳寺層から笹岡層にかけては、大局的に砕屑物が上方粗粒化し、かつ堆積環境も次第に浅海化しており、さらに一部地域を除き、これらがほぼ整合一連とされていることから、前期鮮新世以降の出羽丘陵地域では、北由利衝上断層系の活動に伴い広域的な隆起傾向が継続していたと判断される。

またその一方で、鷹巣・大野岱・和田・西目などの各堆積盆地が出羽丘陵地域内に発生し、それぞれが相対的沈降域を形成していたと考えられる。また、これらの堆積盆地と共に南北性の断層・褶曲構造が、ほぼこの時期に発生し、以後、継続的に成長したと推察される。上記諸盆地は中期更新世の半ば頃まで堆積盆地として成立していたことは、すでに発表者がこれまでに報告した通りである（大月，1991；1991・1993年日本第四紀学会，1995年日本地質学会）。よって、前期鮮新世から中期更新世半ばにかけての出羽丘陵は、隆起域と沈降域とが並存する状態にあったと判断され、ことに盆地周辺には顕著な低地域が形成されていたと考えられる。

中期更新世半ば頃、各盆地の埋積はほぼ完了し、堆積盆地としての機能は概ね停止した。また北由利衝上断層系を除き、出羽丘陵内に存在していた南北性の断層・褶曲構造の活動も、この時期にほぼ衰退・停止したと考えられ、このことは米代川・雄物川沿岸における中期更新世後半以降の河成段丘面分布からも支持される。一方、中期更新世後半以降における出羽丘陵の隆起量は、同丘陵の西部に向かうに従い顕著になり、北由利衝上断層系付近において極大に達すると判断される（1994年日本地理学会にて報告）。また西目盆地付近においては、中期更新世後半以降に仁賀保衝上断層群の少なくとも一部が活動していることが明らかにされている（大月・小松原，1994）。これらより出羽丘陵は、同丘陵内の堆積盆地の埋積が終了した中期更新世半ば以降、北由利衝上断層系付近を西限とするほぼ単一の隆起帯として成長し現在に至るものと考えられ、また同時期以降においても、北由利衝上断層系の活動は継続し、それが出羽丘陵と日本海沿岸低地帯との地形的分化に大きく寄与したと判断される。

以上をまとめると出羽丘陵は、前期鮮新世～中期更新世中盤の広域的隆起と相対的に短波長な隆起・沈降との合成、すなわち隆起部と沈降部の並存・発達、次いで中期更新世中盤以降の短波長変動の衰退に伴うより長波長の変動の卓越、すなわち単一な隆起帯としての成長、という過程を経たと解され、桂根相堆積に反映される主動期とそれ以後の後続的な造構運動という藤岡(1968)の「出羽変動」像とは差異が認められる。

34　ネパール亜ヒマラヤ、チトワン盆地北縁における段丘形成と地殻変動

木村和雄（東北大学・院）

Kazuo KIMURA; Terrace development and crustal movement in northern Chitwan Dun, Nepal Sub-Himalaya.

はじめに

亜ヒマラヤは、中新世～更新世初頭にかけてのヒマラヤの生長に伴うモラッセ相の堆積物、シワリク層群(Siwalik Group)から構成される。シワリク層群は第四紀も継続している短縮テクトニクスのもとで著しく変形し、新第三紀後半の前弧堆積盆は数列の丘陵性山地 (Siwalik Hills) とレンズ状の平面形を持つ縦谷 (現地でこの種の盆地はドゥン(dun)と呼ばれる) とに分化している。このような地域の地形発達を明らかにすることは、ヒマラヤの構造発達・地殻変動を論じる上で重要な意味を持つ。演者はこれまで調査報告のなかった地域において地形・地質調査を行い、ドゥンとその後背地の地形変化について知見を得たので報告する。

シワリク層群、ドゥン礫層および断層の構造

チトワン盆地は、中央ネパールに位置し東西約80km南北約30kmの広がりを持つ亜ヒマラヤ最大規模のドゥンであり、周囲を盆地床からの比高500m内外の丘陵性山地、チュリア山脈(Churia Range)によって囲まれる。調査地域はこの山間盆地の北西縁、約200km^{2}の範囲である。

チュリア山脈の北側には、ヒマラヤ基盤の変成岩類からなるマハバラート山脈(Mahabharat Range)があり、両者の間は主境界衝上(MBT)と呼ばれるEW走向の逆断層によって画される。MBTは基盤とシワリク層群との境界断層としては鮮明だが、地形的な変位は認められない。

調査地域西方において、シワリク層群は同一の堆積ユニットが南北方向に反復して露出することから南帯と北帯に分けられ、両者の間にはチュリア中央衝上(CCT)が発達する。シワリク南帯は下位より、頁岩・シルト岩からなるアルンコーラ層(Arung Khola F.)、砂岩を主とするビナイコーラ層(Binai Khola F.)、淘汰の良い砂礫互層からなるチトワン層(Chitwan F.)、不淘汰の巨礫が特徴的なデオラリ層(Deorali F.)が累重する。北帯は北方へ傾斜する同斜構造を持ったアルンコーラ層、ビナイコーラ層のみからなる。この地域におけるCCTのトレースは、チュリア山脈の山麓線と調和的である(Tokuoka et al., 1986)。しかしこれより東方において、CCTの位置は不確定である。

調査地域中央部の丘陵内にはMBTの南約2kmをほぼ並行するリニアメントが認められる。このリニアメント付近においてチュリア山脈の山頂高度が急変し、シワリク層中部に特徴的ないわゆるゴマ塩砂岩が破砕されていることから、これを断層と見なしバラコット断層(BF)と仮称する。

シワリク層群堆積後の盆地埋積層はドゥン礫層(Dun Gravel)と総称され(Sharma, 1990など)、両者は不整合関係にある。盆地床は広くナラヤニ河 (Narayani) の氾濫源で占められるが、その縁辺部においては、かつてのドゥン礫層堆積原面を示す段丘状の地形が残っている。これらは地形面の傾斜と構成層の層相から、本流性の河成段丘と土石流性の扇状地とに区分できる。

チトワン盆地北縁の地形構成

調査地域内では地形面・堆積物の年代を直接推定する試料は得られなかったため、地形面を覆う風化土層の土色と地形面の開析度を指標とした相対編年を用いた。その結果、チトワン盆地の段丘群は、厚い赤色風化殻を持つ開析された高位段丘(120-200ka; Iwata & Nakata, 1985に対比)、表層に薄い黄色土を発達させる低位段丘(16-26ka; Yamanaka & Yagi, 1984に対比）及び沖積段丘の3群に大別できた(右図)。

高位段丘は、丘陵地から盆地へと連続する土石流段丘バラコット面(Barakot Surface、凡例2)と盆地内の河成面であるベラニ面(Belani Surface、凡例3)とからなる。前者は河床からの最大比高400m程度で盆地内では下位の地形面に収斂し、後者のそれは40m程度である。高位段丘構成層は、共に地表から3m以上にわたって赤色化(10R-5YR)を受けている。

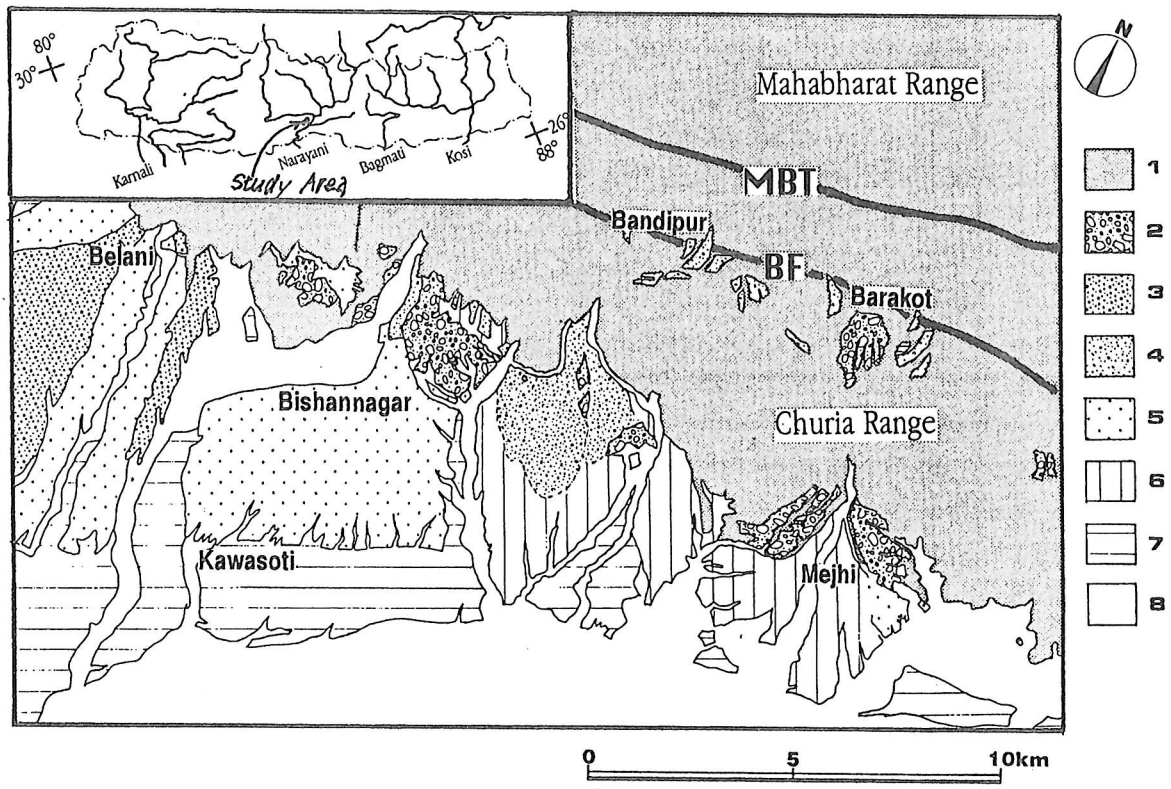
低位段丘は、やはり丘陵から盆地にかけて発達する土石流性扇状地のバンディプール面(Bandipur Surface、凡例4)と河成面のビシャンナガル面(Bishannagar Surface、凡例5)とからなる。河床からの比高はそれぞれ最大70m、20m程度で、前者は盆地内の地形面下に埋没する。表層には7.5YR-10YRの黄褐色土が発達している。

沖積段丘は、山麓扇状地のメジ面(Mejhi Surface、凡例6)とナラヤニ河左岸の平坦な河成段丘カワソティ面(Kawasoti Suraface、凡例7)とからなる。現河床からの比高は共に3-8mで、地形面構成層の土色は、現成のそれと同様の灰褐色 (10YR-2.5Y)を呈する。

地形発達と地殻変動

ドゥン盆地では一般に、赤色土からなる高位段丘群、橙色土を発達させる中位段丘群、黄色土ないしはほとんど風化していない表土をもつ低位段丘群が認められる (Nakata, 1972; Yamanaka & Yagi, 1984; Kimura, 1995 など)。しかし調査地域内では中位段丘相当の地形面は認められず、また現河床と各河成段丘群との比高も他のドゥンのそれと比べて小さい。調査地域東方のヘタウダ盆地が山間の堆積盆として機能したのは後期更新世の短期間に限られ(Kimura, 1995) 、同西方のダン盆地、デウクリ盆地では後期更新世以降、堆積盆の縮小が続いている(Yamanaka & Yagi, 1984; 木村、未発表) 。これに対してチトワン盆地は堆積盆としての性格がより強く、盆地を相対的に沈降させる増起伏運動は、後期更新世以降においても継続したと考えられる。

一方、構造発達をより直接的に示す指標として、バラコット断層とその下盤側に分布する土石流堆積物の存在が注目される。バラコット面構成層は、層相・層厚・礫種構成などの点において、CCT活動期の指標とされるシワリク層群最上部のデオラリ型礫岩(Tokuoka et al., 1986)に酷似する。バラコット面構成層は、堆積原面の保存状況から見てデオラリ層の同時層とは考えにくいものの、中期更新世後半までのバラコット断層の活動に伴う構造的隆起帯からもたらされたことは確実である。またバラコット面より規模は小さいが、バンディプール面も、分布位置や地形面構成層の層相から見て、相似の条件下で形成された解釈できる。従って、バラコット断層は、中期更新世以前から後期更新世にかけて、一種の境界断層として機能したと考えられる。



1: Mountain Slope　2: Barakot Surface　3: Belani Surface

4: Bandipur Surface　5: Bishannagar Suraface

6: Kawatsoti Surface　7: Mejhi Surface　8: Alluvial Plain

GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE STUDY AREA

35 タリム盆地における巨大砂丘（ｄｒａａ）の発達過程

印牧もとこ（日大文理）

Motoko KANEMAKI ; Formation process of the megadunes(draas) in Taklimakan desert.

砂丘規模が数kmに及ぶ巨大縦列砂丘は、アフリカ北部のサハラ砂漠、サウジアラビアのルブアルハリ砂漠、アフリカ西南部のナミブ砂漠などの広大な砂漠地域にしばしば発達している。またこれらの地域には半月型砂丘（crescent dune）でも、波長（crestからcrestの距離）と幅の大きい大規模なものが特徴的に見られる（Breed and Grow, 1979；Landsat画像などをもとにしたリモートセンシングによる砂丘地形とその分布に関する研究から）。中国西北部のタクラマカン砂漠では、波長が数kmに達する縦列型ドゥラが発達している。ドゥラの表面は、複合バルハン型の移動砂丘やピラミッド型砂丘が覆っている。タクラマカン砂漠ケリヤ河下流域のドゥラは、ドゥラ堆積物のＴＬ年代や基部にある河成段丘堆積物の^{14}Ｃ年代から、最終氷期末期から完新世初期にかけて形成されたもので、現在はこの地域がドゥラを形成するような環境にはなく、表層を覆うバルハン砂丘の移動を主体とした風成環境にあることが明らかになっている。では、ドゥラはどのような環境下で形成されるのだろうか。

ドゥラの発達過程に関しては、 Wilson(1972)、Lancaster(1988a)などで議論されているが、具体的な形成条件や形成過程はほとんど明らかになっていない。砂丘の形成過程に関する従来の研究では主に、現在動いている砂丘砂の運搬・堆積機構と現在の風速・風力・風向などの関係をもとに砂丘地形の形成過程が議論されている。しかし、砂丘規模が大きくなると、現在の風成環境で移動している砂は、表層の一部に過ぎないことが多く、表層の砂丘の観測事実だけでは、大規模砂丘の内部がどうなっているのか、どのように形成されたのかを解明するのは困難である。オーストラリアやオマーンの砂漠に発達する大規模縦列砂丘については、Bowler(1976)、Glennie(1970)などで現成ではなく後期更新世に形成された可能性が指摘されているが、その一方では、ドゥラの形成年代が特定できないために、現在形成されているような砂丘群によってもたらされる砂の集積がドゥラを形成するとする説（Lancaster,1988など）は少なくない。

タクラマカン砂漠南部のケリヤ河下流域では、河成段丘の段丘崖にドゥラの断面が露出している。ここでは、ドゥラの堆積構造と地形の関係や堆積物の層序と年代からドゥラがいつどのような環境下で発達したかを明らかにすることが可能である。そこで、

1.ドゥラおよびドゥラを覆う砂丘群の伸長方向や分布と現在の卓越風の関係

2.ドゥラ堆積物の層序と年代からドゥラが発達した時代の地質学的背景

3.ドゥラ堆積物と現成砂丘の粒度特性の比較から浮かび上がるドゥラ形成期堆積環境

の３つの角度からタクラマカン砂漠におけるドゥラの発達史を考察した。

多くのドゥラは表面を現成の移動砂丘群に覆われているが、Wilsonの仮説が正しければ、これらの砂丘群の集積過程ではドゥラは発達し得ない。

まず、タクラマカン砂漠のドゥラの地形的特徴をまとめると次のようになる。

1)東部、北東部では北東－南西方向に延びている。この地域では現在の卓越方向とドゥラの伸長方向はほぼ一致している。

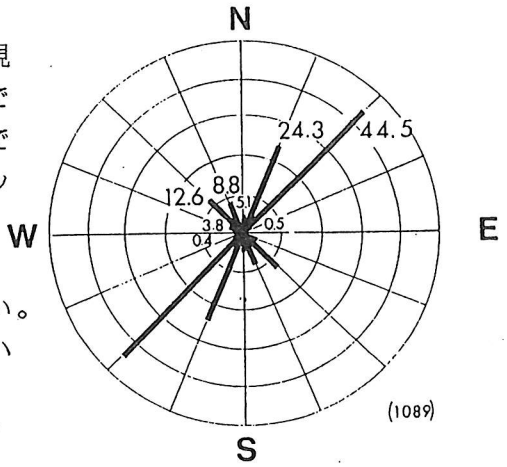
2)中・南部のケリヤ河下流域では、北西－南東方向に延びている。この地域では、現在の卓越風向とドゥラの伸長方向がほぼ直交している。

3)上述の２地域の境には２方向が共存する地域があり、それぞれの領域へと漸移的に変化する。

4)ドゥラの表層は移動砂丘で覆われ、移動砂丘は現在の卓越風により北東から南西に向かって進んでいる。ほとんどはバルハン～バルハノイド砂丘であるが、ドゥラの尾根部にはしばしば、ピラミッド型砂丘が発達している。

6)Ｆ段丘の上に発達している。

7)Ｅ段丘より下位の新しい段丘には発達していない。



タクラマカン砂漠中部における
ドゥラの伸長方向の分布（16方位）
数字は頻度（%）
（）内の数字は計測数

次に、タクラマカン砂漠のドゥラ及び現成バルハン砂丘堆積物の特徴について重要な点をあげると、

1)NW-SEに伸びるケリヤ河下流域のドゥラの堆積物は３つのユニットから構成される。

下部　下位の河成シルト互層を整合的に覆い南東傾斜のフォアセット・ラミナが発達する。

中部　南西傾斜のフォアセット・ラミナが発達する。最下部は下部ユニットのラミナを切って堆積し、不整合で覆っている。

上部　中～細粒砂。南東傾斜のフォアセット・ラミナが発達する。上部は現成砂丘の砂層が不整合に覆っている。

上記３ユニットの示す風向とドゥラの伸長方向から、このドゥラは縦列型であることが明かである。

2)ドゥラ堆積物と現成バルハン砂丘堆積物の粒度特性の比較から、

ドゥラ堆積物は現成砂丘堆積物よりも細粒で淘汰が悪い傾向にある。

ドゥラ堆積物最下部にはシルト偽礫が含まれる。

これらのことから、タクラマカン砂漠でドゥラが形成された環境条件を考察すると、次の点が重要である。

・堆積した時代は最終氷期末期～完新世初期であった。

周辺山岳域の融氷洪水に伴い、タリム盆地内に多量に供給された砕屑物が、流入河川の流域に広大なfloodplainを形成していた。

・河成堆積物が干上がると極めて乾燥化した。

シルト・粘土の層が風食を受けて、シルト偽礫として風成砂層中に堆積した。

・粗粒・細粒堆積物混在する淘汰の悪いが堆積する環境であった。

・現在と異なる風系が存在した。

砂漠東部・北東部では北東－南西方向の縦列型ドゥラが、砂漠中南部では北西－南東方向の縦列型ドゥラができるような卓越風の分布であった。

Wilson(1972)は、リップル、砂丘、ドゥラの波長分布の不連続性から、それぞれが独立した形成過程を経ていることを指摘したが、砂丘とドゥラが、海底におけるリップルとメガリップルのように異なる形成条件をもつ（リップルの集積でメガリップルが生じるとはないことはない）ならば、現成砂丘の形成条件とはまったく違ったドゥラの発達過程が考えられなければならない。

以上のことをふまえて、タリム盆地でのドゥラ形成のプロセスと環境条件を検討する。

36 パカヤ火山の最終ステージにおける噴火活動の年代（予報）

北村　繁（東北大・院）

Shigeru KITAMURA; Ages of eruptions in the latest stage of Pacaya Volcanic complex, Guatemala.

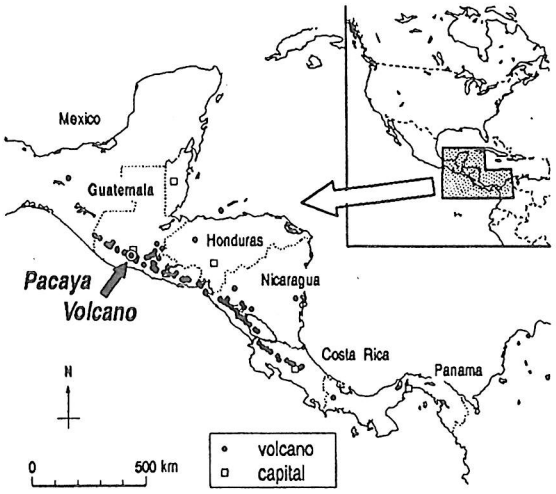


図1　中米における火山の分布

パカヤ火山は、中米グアテマラ共和国の首都グアテマラ市の約30km南に位置する活火山である（図1）。パカヤ火山の過去の噴火活動についての知識は、当地の防災計画にとって重要であるばかりでなく、マヤ南部地域の過去の環境復元や考古学上の編年のための資料ともなる。本発表では、たばこと塩の博物館主催のグァテマラ学術調査プロジェクトにおいて行われた火山灰の調査、および、そこから得られた年代のデータをもとに、パカヤ火山の最終ステージにおける噴火活動の年代について検討する。

パカヤ火山は、中米火山弧北部に位置するvolcanic complexである。現在活発な噴火活動がみられる火山体（Pacaya composite volcano; Conway et al., 1992）は、その西部を占める。パカヤ火山は、少なくとも16世紀以降には、活発な火山活動がみられ、活動が一旦静穏になる1888年までに、スコリアをともなう中規模の噴火（VEI=2～3）を複数回生じたことが知られている（Simkin et al.,1981）。1961年から現在に至るまで、活発な噴火活動を示すのは、馬蹄型カルデラの中に形成されたマッケニー・コーンであるが、カルデラ縁に位置するセロ・チノ火口も1775年に噴火の記録をもつ。

パカヤ火山の噴火活動は、Bテフラ（約23ka; Peterson & Rose,1984)より上位に見いだされるテフラ層および風化火山灰層の層序から、23ka以降のパカヤ火山の噴火史は3つのステージに分けられる（北村、1994a）。このうち、最も新しいステージには、少なくとも12回の噴火によって堆積したスコリア層が見出された（北村、1994b；図2）。

これらのうち、最も上位に見いだされるスコリア層（Pc-Pt12）は、セロ・チノ火口の近傍で、粒径・層厚が増大することから、セロ・チノ火口を給源とする1775年の噴火によりもたらされたものである（北村、1995）。風化火山灰層の厚さおよび噴火記録応からみて、Pc-Pt10スコリア層は1565年の噴火に対応する可能性が大きい。Pc-Pt12とPc-Pt10の間に堆積する風化火山灰の堆積速

度を採用して年代を求めると（図３）、パカヤ火山の最後の噴火活動のステージの噴火活動の期間は、概括的にみて2000年程度のオーダーではないかと推定される。発表当日は、現在測定中の年代試料のデータから、パカヤ火山の噴火の年代をさらに検討する予定である。

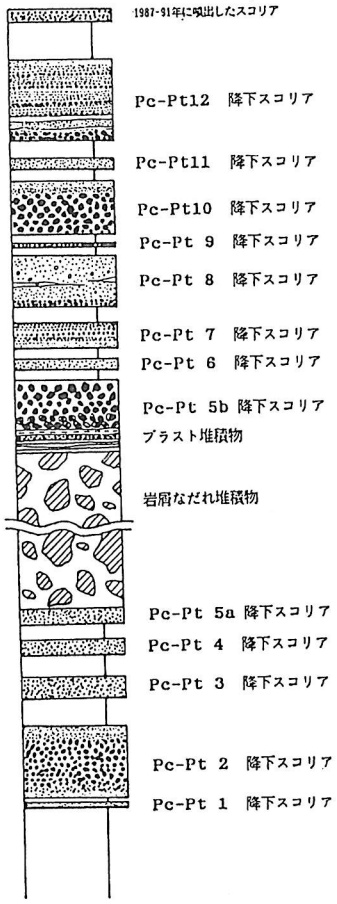


図２
パカヤ火山の最も新しい時期の噴出物の模式層序

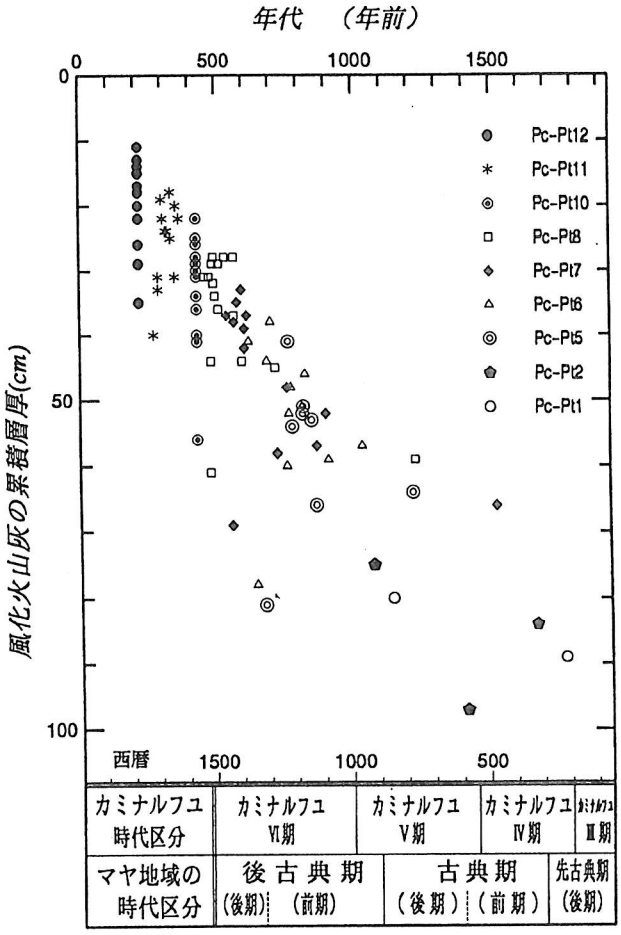


図３　風化火山灰の厚さから推定される
パカヤ火山のスコリアの降下年代

37　示標テフラの活用による黒ボク土の生成開始時期をさぐる
－日本とニュージランドの累積火山灰土壌の事例から－

細野　衛（東京自然史研究機構）・佐瀬　隆（岩手県立一戸高校）

Mamoru HOSONO and Takashi SASE ; Estimation of the basal age of Kuroboku Soils by useing time-maker tephras - at tephra profiles in the area of Towada, Taupo and Okataina volcanic ashes -

研究の視点　黒ボク土のA層は，テフラの累積と腐植の集積とが併行して生成したもので，この黒色モル状腐植質A層の腐植集積開始時期は約1万年前，すなわち完新世初頭と考えられる場合が多い．確かに各地の累積テフラ断面で，黒ボク土A層の下限から縄文早期の土器がしばしば発見されたり，1万年前前後の示標テフラが検出されており，上述した考えと符合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ともな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植生が必要とされる．このことは黒ボク土A層の腐植量が高く，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もつ場合のみ黒ボク土が生成していることなどにより裏づけられる．テフラを母材としても森林植生の場合は，褐色森林土が生成する．このように，黒ボク土の生成は植生条件に規定されるため，黒ボク土の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予想される．なぜなら，日本およびニュージランドの自然植生の極相は森林であり草原ではなく，森林植生から草原植生に改変され，継続されるためには採草や野火などの人為による働きかけが必要とされ，さらにその人為による植生の干渉は，地域により開始時期や発達規模そして地理的広がりが異なると推定されるからである．今回，十和田火山およびTaupo, Okataina両火山のテフラ分布域において，示標テフラを指示層として活用し，各地域の黒ボク土が1万年前より新しく生成し，また地点よりその生成時期が異なること事実を見い出した．さらに，この現象が植生条件に支配され，植生改変は人為の干渉と推定されたので報告する．

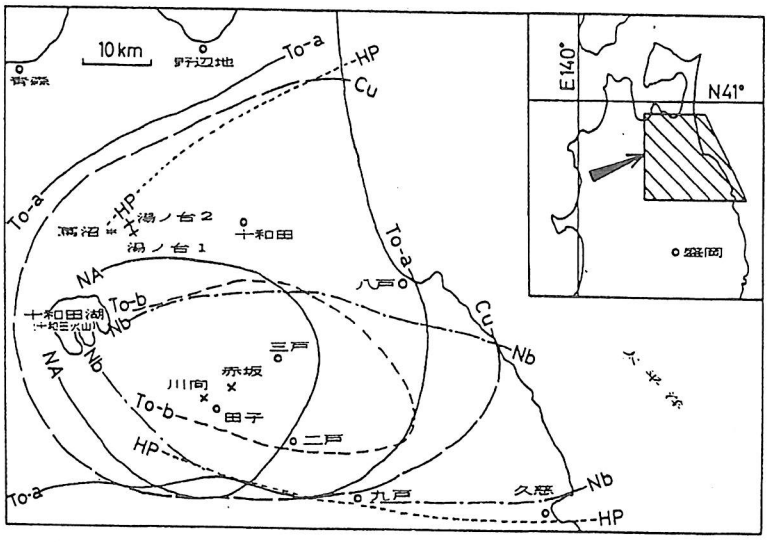


図1　十和田火山由来の示標テフラの分布と調査地点

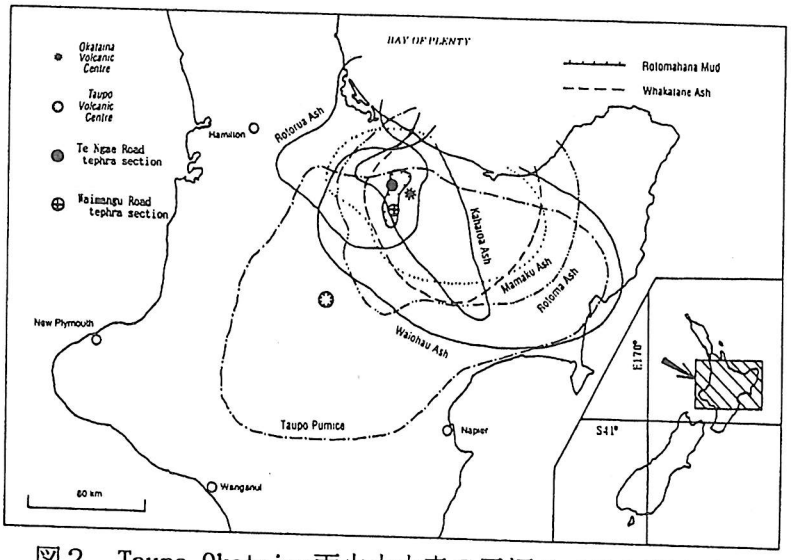


図2　Taupo, Okataina両火山由来の示標テフラと調査地点

黒ボク土の生成　1．褐色森林土は森林植生，黒ボク土は草原植生の履歴をもつ環境下で生成していた．黒ボク土の生成は植生履歴に強く支配され，植生変動に連動していた．2.黒ボク土が1万年前より新しく生成したり，また地点により生成時期が異なることを見い出した．3.完新世を通じて森林植生が継続したところでは，褐色森林土が継続した．4.間欠的にテフラを堆積する火山活動は植生の一時的なダメージを与えるだけで，植生を大幅に改変させ，遷移を抑制する決定的な干渉力になりえない．5.森林から草原への植生の改変は，人為による植被の干渉すなわち狩猟，農耕，茅場などのため「火入れをともなう森林改変」がもたらし，草原を継続させた．6.自然環境（気候・標高・地形など）

の条件が人間の活動しやすいところでは森林の改変が早く進行し，それにともない黒ボク土の生成時期が早まった．他方，人間の侵出に困難な環境下では，植被の干渉が遅くなり黒ボク土の開始時期が遅れた．
7.ニュージランドでも黒ボク土に相当する火山灰土壌が分布し，草原植生の履歴をもつ環境下で生成したことが認められた．黒ボク土の開始時は比較的新しく約1ka 年前以降に限られる．これはマウリの祖先にあたるポリシア人の大規模なニュージランドの移住と，それにともなう焼畑農耕のよる森林改変の開始時期とほぼ一致する．この事実は，黒ボク土の生成が人為による森林改変，草原の維持と深く結びついていることの有力な証拠と考えられる．

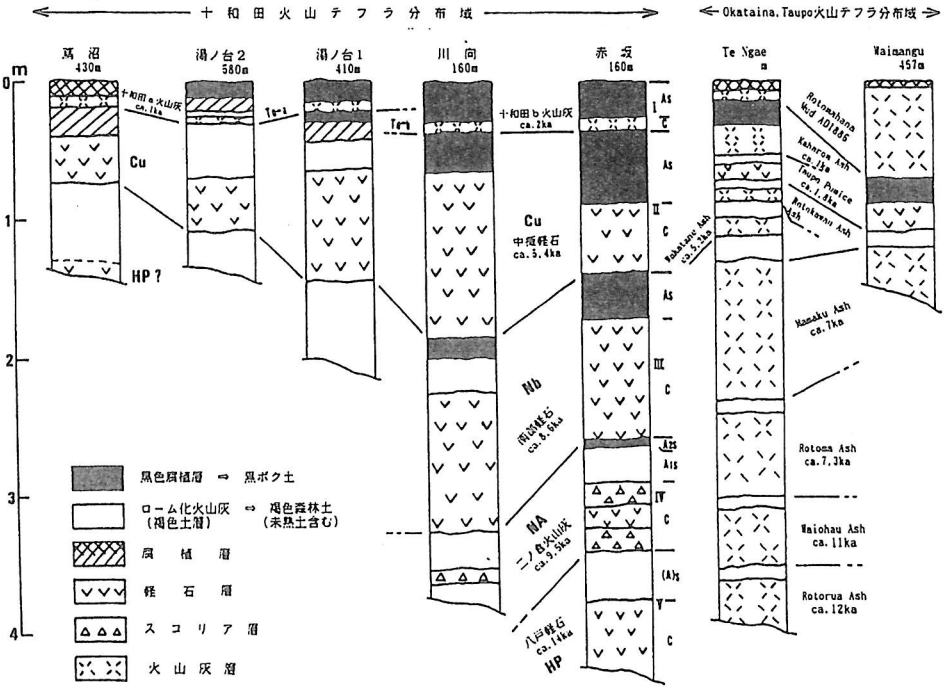


図３　日本とニュージランドの累積火山灰土壌断面

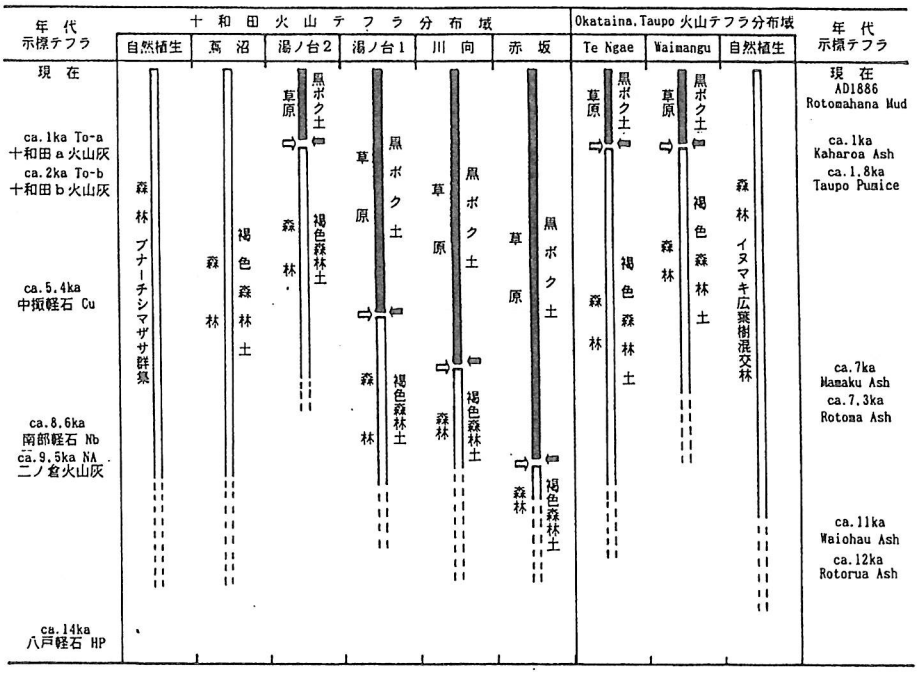


図４　黒ボク土生成開始時期と植生，植生への干渉との関係

38 栃木県喜連川丘陵のテフラ層序

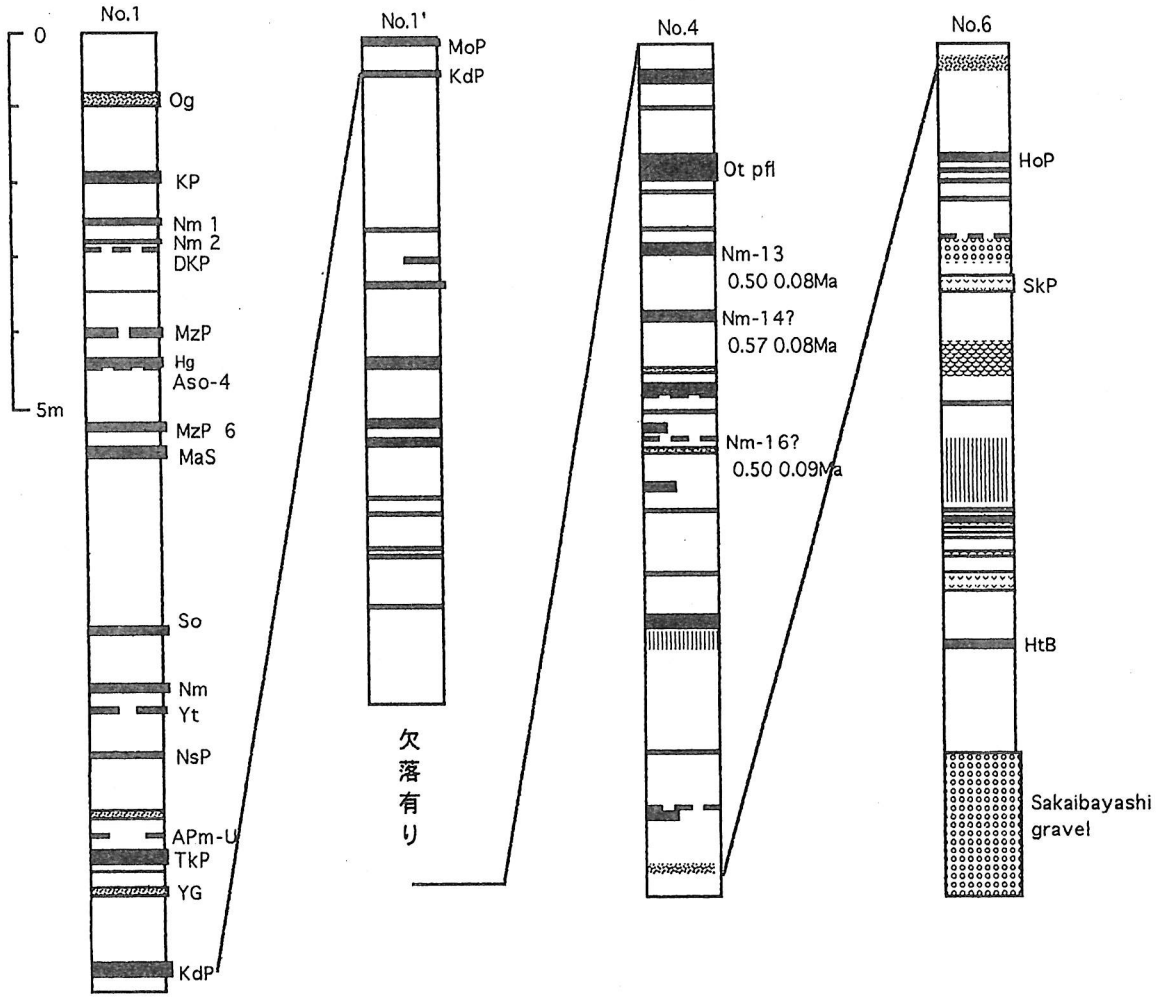
鈴木毅彦（都立大）・吉永秀一郎（森林総研）
木村純一・岩崎　誠・真鍋健一（福島大）
Takehiko SUZUKI, Shuichiro YOSHINAGA, Jun-ichi KIMURA, Makoto IWASAKI, and Ken-ichi MANABE; Tephrostratigraphy in the Kitsuregawa hills, Northeast Japan

栃木県東部から同東北部にかけて発達する喜連川丘陵は，境林礫層とよばれる扇状地性堆積物とそれを覆う厚い風成層からなる．風成層は厚さ40mにおよび，火山灰土(ローム)とそれに挟まれるテフラ層からなる．その概要は小池ほか(1985)により記述され，いくつかの放射年代値が報告されている．最近になり，同丘陵北東部小川町芳井にて風成層の大半を観察できる露頭が出現し，演者らはその露頭において，テフラ層序，火山灰土に含まれる微細石英の堆積量変動，帯磁率について調査をおこなってきた．本学会ではこれらについて報告をおこなうが，まずはじめにテフラ層序について述べる．

肉眼で観察できる主要な指標層は，上から今市七本桜テフラ(IS:13ka；以下テフラは略)，男体-小川(Og:20ka)，赤城-鹿沼(KP:32ka)，赤城-行川第1(Nm-1)，同第2(Nm-2)，大山倉吉(DKP:50ka)，Aso-4(87-90ka)，赤城-水沼第6(MzP-6)，日光-満美穴(MaS)，赤城-水沼第10(MzP-10)，日光-早乙女(SoP)，日光-行川(Nm)，日光-矢板(YtP)，那須野(NsP)，APm-U，高久(TkP)，真岡(MoP)，黒田原(KdP)，大田原火砕流堆積物(Ot.pfl)，Nm-14，16，星の宮(HoP)，佐久山(SkP)，法師峠黒雲母(HtB)で，北関東の火山に由来するテフラから広域テフラまで様々である．なお，法師峠黒雲母の下位150cm付近から境林礫層となる．

以上のようにAso-4より上位については数多くの年代既知テフラがある．また，御岳第一テフラ(100ka)は水沼第6の直上に位置すること，水沼第10は常磐海岸で箱根吉沢第7(130ka)と層位的に近接していることが知られている．これに対

し中期更新世テフラに関する年代資料は限られている．地表より約10mに位置するAPm-Uは300-350kaであること(鈴木・早川，1990)，露頭中ほどにあるNm-13，Nm-14，Nm-16はそれぞれ500±80，570±80，500±90kaのフィッショントラック年代値が得られている(小池ほか，1985)こと，また，露頭最下部にある法師峠黒雲母には830±70kaのフィッショントラック年代値が得られていることなどあげられるが，後期更新世に比較してそれら年代値のクロスチェックが進んでいない．なお，今ある放射年代値を採用すれば，本露頭では約80万年前から現在までほぼ連続して風成層が観察できるということになる．



39　関東ローム層中に含まれる微細石英の堆積量の変動
ー　北関東喜連川丘陵芳井の例　ー

吉永秀一郎（森林総研）・木村純一（福島大）・鈴木毅彦（都立大）・真鍋健一（福島大）
Shuichiro YOSHINAGA, Jun-ichi KIMURA, Takehiko SUZUKI, and Ken-ichi MANABE:
Fluctuation of tropospheric fine quartz content in "Kanto loam" at the Kitsuregawa Hills.

1．はじめに

「ローム層」の成因については，層序学的な検討ならびに土層中に含まれる外来物質起源の鉱物の存在などから，テフラの二次堆積物に広域風成塵が混入して継続的に堆積したものであることが明らかにされつつある．したがって，ローム層中に含まれる広域風成塵の堆積速度の変化を検討することにより，広域風成塵を運搬する北西季節風の強度の変動が明らかになる．発表者の吉永は昨年の本学会で喜連川丘陵の早乙女における約10万年間の微細石英の堆積速度の変動について報告した．本発表ではこの結果を踏まえ，より古い関東ローム層までの露出のよい小川町芳井において，広域風成塵起源の微細石英の堆積量の変動について検討する．

2．調査・分析手法

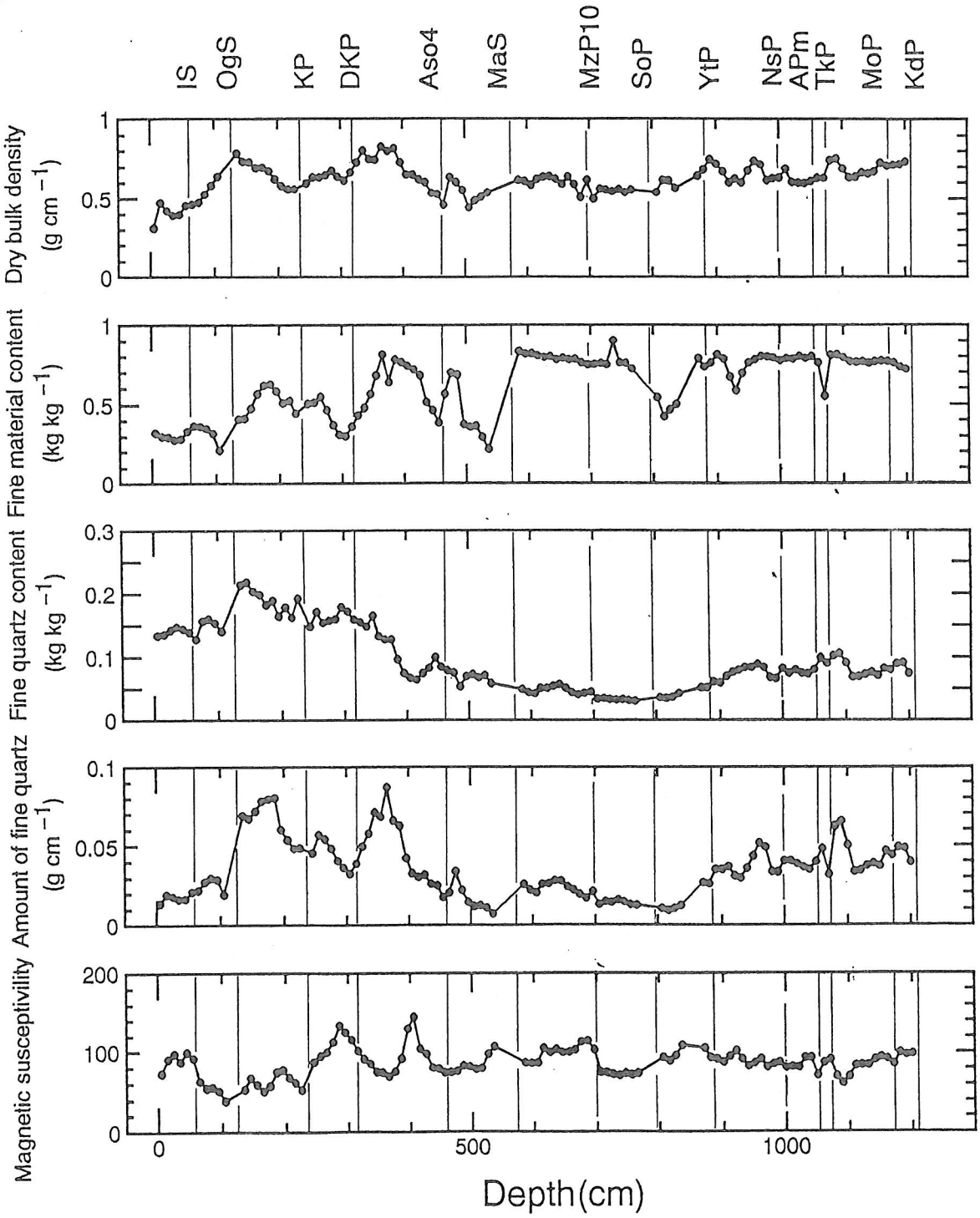
地表からKdP（鈴木，1993によれば，約350ka）までの指標テフラ層をのぞいた細粒なローム層について，10cm間隔で定容積の円筒試料と分析用攪乱試料を採取した．採取した円筒試料については絶乾後秤量し，乾燥密度を算出した．攪乱試料は風乾後，シュウ酸処理を行い，非晶質成分を溶解した後，0.044mm以下の細粒画分の含有量を求めた．さらに細粒画分中の石英含有量をX線回折により定量した．なお，0.044mm以下の画分の物質を「細粒物質」，細粒物質中に含まれる石英を「微細石英」と呼ぶ．また，攪乱試料についてはMS-2SによってMagnetic susceptibility（以下MSと呼ぶ）を測定した．結果は，試料の重量あたりの値にして表現した．

3．結果

乾燥密度はOgS～KPならびにDKPの下位の層準で高い値を示す．また，YtP～KdPではやや高い傾向を示した．細粒物質の含有率はOgS～KP，DKP～Aso4でやや高い値を示す．また，MaSより下位の層準では全体的に高い．細粒物質中の石英の含有率はOgS～DKPにかけて高い傾向を示す．これら３つの値を乗じて求めた単位体積あたりの微細石英の堆積量の変動はOgS～KP，DKP～Aso4で顕著な極大を示す．これらの時期は酸素同位体比曲線によるstage2，stage4にそれぞれ対比できる．またAso4直下の極大はstage5bに対比できると考えられる．鈴木(1993)によればMzP10付近の層準がstage5eに相当するとされている．微細石英の堆積量もMaS～MzP10では全体的に少なく，このことを支持する．なお，これらの層準のなかでもやや高い傾向が認められるのは，stage5dを示しているのかもしれない．MaS（約100ka）より上位の微細石英の堆積量の変動の傾向は，早乙女におけるそれとほとんど同じである．一方，MzP10より下位の微細石英の堆積量の変動はYtPより下位の層準で高くなる傾向が認められる．この高い層準が全体として一つの寒冷なstageを示すのか，またはNsP付近のやや低い層準を境にして２つのstageに分かれるのかについては不明である．

なお，MSの変化は寒冷なstageに低い値を，温暖なstageに高い値を示す傾向が認められ

る．この傾向はMzp10以上の層準で顕著であり，微細石英の堆積量の変化とほぼ逆の変動を示す．しかし，MzP10より下位の層準では，微細石英の堆積量の変動とは連動しない．ただし，MzP10～SoPでMSが低い値を示すのは，stage6を示している可能性がある．もしそうであれば，YtPより下位の層準の高い微細石英の堆積量はstage8，10を示しているのかもしれない．MSの値の変動に関する詳細な検討は木村ほかの発表で触れる予定である．



第１図　芳井におけるローム層の乾燥密度，細粒物質の含有率，微細石英の含有率・堆積量，MSの変化

40　ロームに残された気候変化の記録：帯磁率からの検討

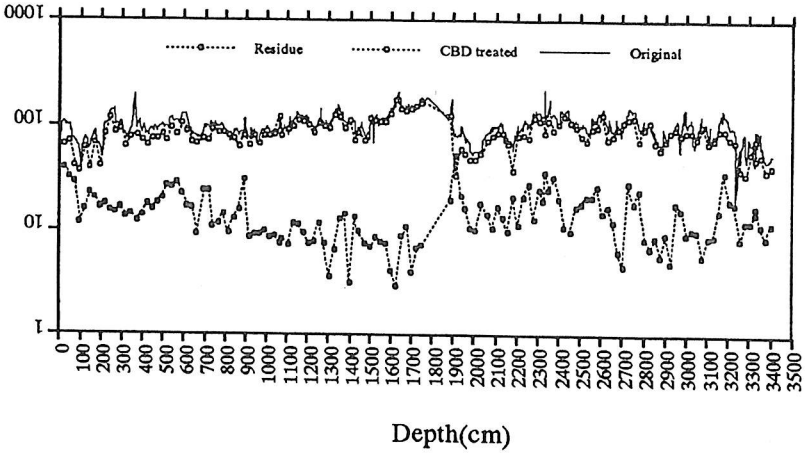
木村純一，岩崎　誠，真鍋健一（福島大），
吉永秀一郎（森林総研）鈴木毅彦（都立大）

Jun-ichi Kimura, Makoto Iwasaki, Ken-ichi Manabe, Shu-ichiro Yoshinaga, and Takehiko Suzuki;
Records of climatic changes in tephric-loess sequences:implications from magnetic susceptibility

1．はじめに　風成ローム中の暗色を呈する層準は，古土壌であるという見解が最も広く受け入れられているようである．本来ロームそのものがすべて土壌であるので，特徴的な土壌化作用が著しい層準と定義すれば良いだろう．暗色帯は広範に追跡できることから，層序区分の目安とされたこともある．はたして，ロームが塵埃の永年堆積で形成されるという見解が見直されている今日，暗色帯に着目して層序区分することにどのような意味があるだろうか．そしてロームの層序区分は何によってなされなくてはならないだろうか．本講演ではロームの堆積機構と層序学的定義を検討した結果を報告する．

2．帯磁率と黄土　すでに20年以上も前に，Kuklaらは黄土の帯磁率（以降MS）の測定結果が海洋底コアの酸素同位体層序と良く対応し，これが気候変化の記録であるとした．この説は，記録の獲得機構が解明されなかったため多くの反論を呼んだが，80年代にミランコビッチサイクルが再び見直されるとともに，市民権を得た．記録機構については，ごく最近になってようやく解明がなされた（Fin,Singer, Verosubら）．結局，温暖期に高いMSを示す原因は，高温湿潤環境によって生成した土壌の二次磁性鉱物が多いため，と彼らは結論した．

3．火山性レスの帯磁率　火山弧に分布する火山性レス（ローム）は結晶質基盤岩を母材とした大陸のレスに比べ，多量の火山成磁性鉱物を含む．火山活動は定常的に起こっているわけではないし，岩質によって磁性鉱物のMSが異なる．ちなみに，レス母材の平均はx=20程度で極めて一定だが，火砕物はx=150-200と高く広い変異を示す．この母材の影響を査証することなく測定した場合，Kuklaらの示したMSの変化とは明らかに異なった情報を読んでいることになる．演者らはFinらが行った二次磁性鉱物を化学的に除去する処理（CBD処理）を行うことによってローム母材のMSを実測し，未処理測定値から除算することにより二次磁性鉱物のMSを決定した．その結果，Kuklaらが報告したと同様のMS変化曲線を得た．なお，母材の測定値は黄土のそれよりはるかに高くて火砕物に近く，ロームの主たる母材は黄土ではない．MS値は暗色帯で高く，黄白色の粘土分に富むローム部で低い．ロームシークエンスは良く見るとこの繰り返しからなっている場合が多い．次に，広域テフラをつかって古気候変動の情報が得られている水成層とMS変化曲線の対応をみると，温暖期に高く寒冷期には低く，非常に良い対応を示す．つまり，火山性レスの中にも古気候変化シグナルが記録されていると見て良い．



4．ロームに記録された古気候変化　MS変化曲線は不整合を間に挟まない限り，海洋底コアの酸素同位体層序曲線と良く一致する．つまり，気候変動をほとんどもれなく記録している事になる．さらに，寒冷期と温暖期の年代をミランコビッチ時計に当てて供給-年代曲線をつくると，極めて良い一次相関を

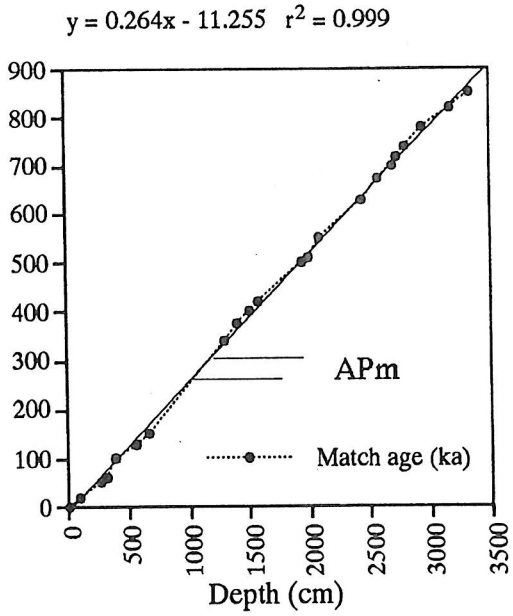
示す．すなわち，ロームは永年堆積していると考えて良い．これは，暗色帯中でも堆積速度は一定である事を示し，かつての地表が上位から土壌化して暗色になった事を示さない．ロームはそのものが土壌である．永年的に堆積する塵埃が，地表で土壌化を被りながら埋没し，その積分として地層になると考えるのが，最も単純で合理的である．気候変動は土壌化作用のマイグレーションをもたらし，ある地点に対して時代毎に異なった土壌化作用を加えたと見るのがよさそうである．

5．ロームの層序区分　暗色帯は一定の層相を示す堆積相で，しかも広範な広がりを持ってブロードな時間面を示す．一方，地層の区分は無堆積や削剥によって形成される非整合や不整合を境になされるべきとされている（ISSC-IUGS-ICS）．これにしたがえば暗色帯は地層区分の標識として不適当で，部層の定義をでない．かつて，暗色帯上面が広域な非整合面と対比されるという議論があった．これは海水準変動が古地形変化に直接影響する海岸平野に固有の現象で，温暖期には地形面が安定し寒冷期に破壊される地域性と，暗色帯の形成期がたまたま合致した場合にのみ当てはまると考えられる．内陸では構造運動の影響が卓越し，この例をはずれることはしばしば議論されてきた．

6．ローム堆積機構と厚さ　地域毎にローム層の厚さは異なる，がしかし，特定地点の堆積速度はほぼ一定である．この原因は何であろうか．ロームが永年堆積の産物であるとすると，それを堆積させる機構が問題になる．風成層である以上，その営力は大気である．この種の研究は気象物理学で取り扱われており，地表風によって運動エネルギーを与えられた粒子が，お互いに衝突する事によって地表から引きはがされるサルテーションと呼ばれる機構で浮遊し，やはり地表風によって運搬される．これらの粒子はストークスの法則にしたがって大気中を沈降し，やがて再び地表に定着する．地表がすべて裸地であれば，この現象は延々と続くが，草地や森林などに定着した粒子は，土壌の一部として捕獲される．

もう一つ，浮遊粒子を効果的に沈降させるのは降雨である．現代の塵埃を測定したデータが気象庁にある．これは公害華やかなりし頃に測定が義務づけられた降下煤塵量で，全国におよそ500を越える観測点がある．各地の最低降下煤塵量を見ると，内陸盆地や瀬戸内に少なく太平洋側と日本海側に多いことがわかる．これは年間平均降水量と正相関を示し，降雨が塵埃の定着に大きな役割を果たしている事を示している．ちなみに黄砂の到来する4-6月，晴れた日には大部分の黄砂が列島上空を通過し去って行くことがランドサット映像からも知られている．これらの現在のデータと各地のロームの厚さを定性的に比較すると，おおまかに対応する．つまり，ロームの厚さ（供給レート）は地域毎の降水量が決めている可能性が高い．

7．ローム堆積速度による年代決定の有効性　ロームの供給レートが一定であるならば，その厚さを測定して堆積レートを求め，遺跡やテフラの年代を決めることができる．これは，湖底や深海底で堆積速度一定と仮定して年代を求める手法となんらかわりない．連続して堆積している露頭を探す困難さはあるが，広い地形面の上である限りそう困難ではない．さらに，多数の年代既知の広域テフラを用いたり，MSの測定によって寒冷／温暖極相を年代のコントロールポイントとして当てることもできる．これらの方法によっていくつかの火山灰の年代を決定した．決定された年代の単純確率誤差は±5-10千年である．特に堆積速度を検討した各地点に出現するAPm群の年代を検討した結果，270-305kaという結果を得た（Kimura in press）．これは最近報告されたAPm上下にある溶岩の高精度K-Ar年代値（0.25-0.3Ma；早津ほか，1994）とよく一致している．



41 磐梯火山の地形発達史

小荒井衛（環境庁自然保護局；前建設省国土地理院）
Mamoru KOARAI; Geomorphological Development of Bandai Volcano

1．はじめに

磐梯火山の岩屑流（岩屑なだれ）の研究の大きな課題は、地形的には磐梯火山南山腹で少なくとも２回は発生したと考えられる岩屑流（三村：1988）について、その起源・発生時期・堆積範囲を明らかにすることである。これまでの磐梯火山の地形発達史に関する研究としては守屋（1988）等があるが、相対的な地形発達史は論じられているものの、時間軸のはいった議論は必ずしも十分になされているわけではない。そのため演者は、科学技術振興調整費「火山地域における土砂災害予測手法の開発に関する国際共同研究」において、山体崩壊堆積物とテフラとの層位関係を明らかにして、磐梯山の崩壊史に時間軸を与える事を目指してきた（小荒井ほか：1994）。また、崩壊源の違いを明らかにするため、茨城大学との共同研究で、流れ山に含まれる岩石と磐梯火山山体を構成する岩石とを岩石学的な視点から比較検討してきた（小荒井ほか：1995）。

2．地形発達史

以上の成果を総合的にとりまとめて、磐梯山の有史以前の崩壊史を中心に、磐梯山の地形発達史を表１の形でとりまとめた。磐梯火山は、山体の約１／３を消失させるような大規模な山体崩壊を、Ａｓｏ－４降下期以降に最低でも２回起こしている。１つは約40ka～50kaに発生したと考えられる翁島岩屑流で、もう１つは1888年に発生した小磐梯の崩壊である。この２つの大規模崩壊に着目すると、磐梯山の過去10万年間の地形発達史は、櫛ヶ峰・赤埴山等の古期磐梯火山を形成したＨＰ２噴出期までの「古期磐梯火山形成期」、ＨＰ２噴出期とＨＰ１噴出期の間の翁島岩屑流発生を中心とした「古期磐梯火山崩壊期」、ＨＰ１噴出期以降の天鏡台溶岩や押立溶岩を噴出して大磐梯を形成していった「新期磐梯火山形成期」、大磐梯形成以降の小磐梯崩壊を中心とした「新期磐梯火山崩壊期」の４つの時期に区分できる。また、今回の地形発達史で議論になる４つの山体崩壊堆積物について、テフラとの層序関係や含まれる岩石から推定される崩壊源について、過去の研究成果と比較してまとめたものを図１に示す。

3．まとめ

今回の一連の研究で得られた新たな知見は次のとおりである。

①翁島岩屑流の発生時期は、ＤＫＰ降下期以降、ＨＰ１噴出以前に特定できる。

②翁島岩屑流堆積物に含まれる岩石は、分析結果からは古期磐梯火山の岩石である。このことは、守屋（1988）が推定した桂沢－日向沢崩壊壁を同岩屑流の発生域とすることと調和的な結果である。

③空中写真判読により、翁島岩屑流堆積域内の谷底平野の出口を塞ぐような形で分布する流れ山地形を認定し、翁島岩屑流より新しい岩屑流（新期翁島岩屑流）堆積物の存在が、地形学的に明らかになった。

④磐梯火山南麓には、ＡＴより上位で黒ボク直下の層順に、猫魔火山起源の岩石を大量に含む泥流（長峯泥流）堆積物が存在する。

⑤磐梯火山北麓には、Ｎｍ－ＳＢより上位でＡｓｏ－４より下位の層順に、猫魔火山起源の岩屑流（雄子沢岩屑流）堆積物が存在する。

⑥AD 806年の活動は、上ノ湯付近の水蒸気爆発に伴う崩壊である可能性がある。

⑦磐梯火山は、山体の約１／３を消失させるような大規模な山体崩壊を、過去１０万年間に少なくとも２回は起こしている。

⑧磐梯山は成層火山形成後崩壊期に入り、約千数百年に１回の割合で水蒸気爆発を起こして小規模な崩壊を繰り返し、その後山体が不安定になり大規模崩壊を起こしている。

⑨山体崩壊の規模は、その引き金となる水蒸気爆発の規模よりも、山体にみられるリニアメントの方向と関係が深い可能性がある。

⑩猫魔火山起源の崩壊堆積物が磐梯火山山麓に認められることから、磐梯火山のハザードマップの作成にあたっては、猫魔火山まで視野に入れて作成する必要性がある。

表１　磐梯火山の地形発達史

年代	テフラ	磐梯火山の地形発達史		
			山体形成史	山体崩壊史
A.D.1954年 A.D.1888年		新期磐梯火山崩壊期		渇桁山の崩壊 小磐梯の崩壊－－－崩壊⑤ ＜新期磐梯火山体の大規模崩壊＞ 北麓（上ノ湯付近）の崩壊
A.D.806年? 約2.4ka? 5ka	沼沢－沼沢湖テフラ（Nm－NM）			琵琶沢崩壊－－－－崩壊④ 沼沢平崩壊－－－－崩壊③
13～14ka	浅間－二口テフラ（As－FtA）			長峯泥流堆積物（起源　小屋川）
25ka ＞24ka ＜27ka	姶良Tnテフラ（AT）	新期磐梯火山形成期	大磐梯の形成（ブルカノ式噴火） 新期大磐梯溶岩（押立溶岩）	大谷川段丘形成 新期翁島岩屑流堆積物－－－－－崩壊②
			古期大磐梯溶岩（天鏡台溶岩）	
30～46ka	＜葉山第１軽石（HP１）＞	古期磐梯火山崩壊期	HP１噴出（更科軽石流噴出）	更科軽石流堆積面形成 翁島岩屑流堆積物－－－－－－－崩壊① ＜古期磐梯火山体の大規模崩壊＞
50～52ka 50～55ka	大山倉吉テフラ（DKP） 沼沢－金山テフラ（Nm－KN）			
66～77ka	赤城－追貝テフラ（Ag－OK）			
72～83ka 74～86ka 86～90ka	＜葉山第２軽石（HP２）＞ 御岳奈川テフラ（On－NG） 阿蘇４テフラ（Aso4）	古期磐梯火山形成期	HP２噴出（日向沢軽石流噴出）	
				雄子沢岩屑流堆積物（起源　猫魔火山）
	沼沢－芝原テフラ（Nm－SB）		赤埴山・櫛ヶ峰等の形成（頭無溶岩）	

※　テフラの年代は、鈴木ほか（地学雑誌　投稿中）による

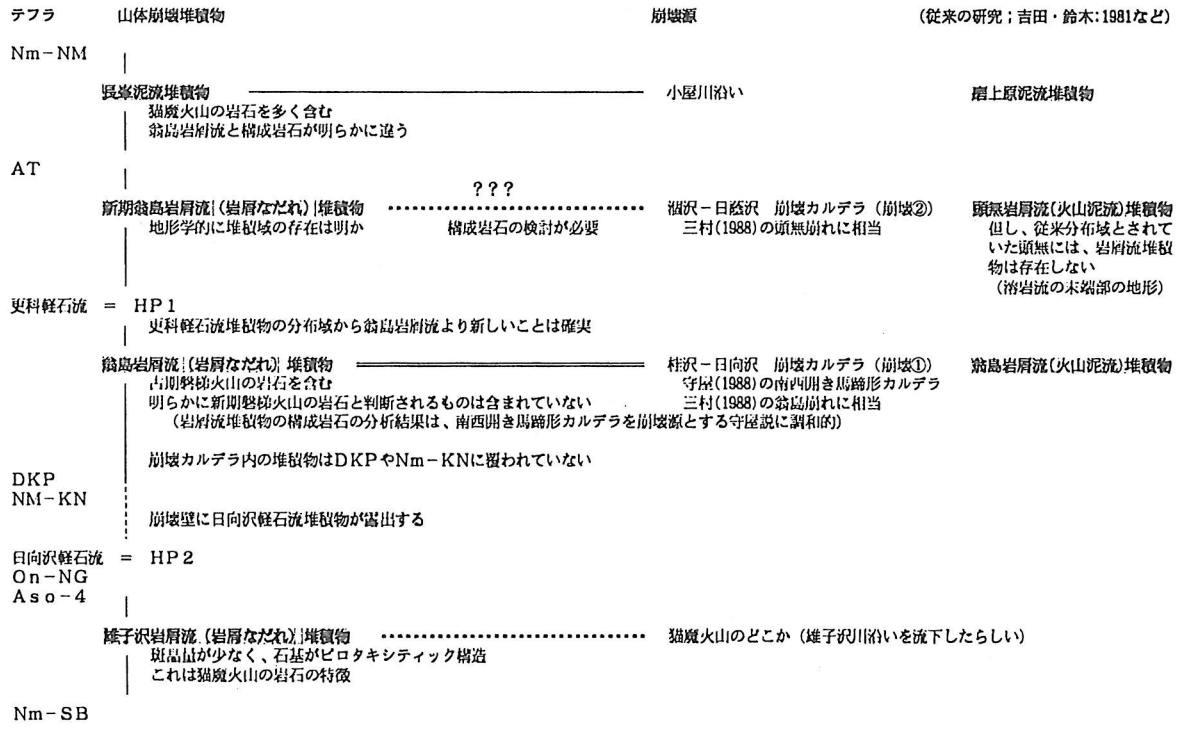


図１　テフラと山体崩壊堆積物との関係

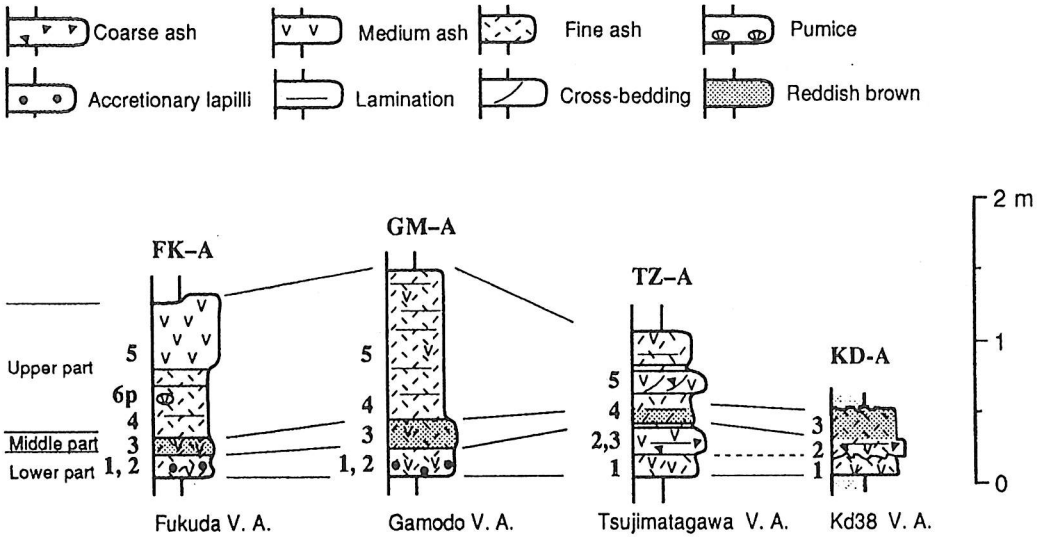
42 上総層群Kd38火山灰層について

里口保文・吉川周作・長橋良隆（大阪市大）

Yasufumi SATOGUCHI, Shusaku YOSHIKAWA and Yoshitaka NAGAHASHI; Kd38 volcanic ash layer in the Kazusa Group, Boso Peninsula

千葉県房総半島のほぼ中央部に分布する上総層群は，主に鮮新世～更新世の海成堆積物からなりその層厚は3000m以上になる．また，多くの火山灰層を挟み，三梨ほか（1959）等にみられるように，古くから火山灰層を鍵層とした詳しい層序学的研究が行われており，黒滝層，勝浦層，浪花層，大原層，黄和田層，大田代層，梅ケ瀬層，国本層，柿ノ木台層，長南層，万田野層，笠森層に累層区分されている．最近，里口（1994）はこれらの火山灰の記載岩石学的特徴を系統的に明らかにした．町田ほか（1980）は火山灰の岩相及び記載岩石学的特徴から上総層群のKu6c, Ks11火山灰層が大阪層群のアズキ，サクラ火山灰層にそれぞれ対比される可能性が高いことを示した．Kikkawa et.al.(1993)は，上総層群のO7火山灰層を大阪のピンク火山灰層に対比した．黒川ほか（1995）は，上総層群のKd38火山灰層を大阪層群の福田火山灰層や魚沼層群の辻又川火山灰層に対比した．

本報告では，Kd38火山灰層を多くの地点において岩相及び記載岩石学的性質の検討を行う．さらに，Kd38火山灰層，福田火山灰層や辻又川火山灰層の，各火山灰層内のユニットの検討を行う予定である．



Sampling Horizon	Sample No.	Mineral composition Gl.	Fl.	Qz.	Hm. (%)	Shape	Glass Refractive index (mode)	Heavy mineral composition (%) Bi.	Am.	Op.	Cp.	Zr.	Ap.	Oq.
FUKUDA VOLCANIC ASH														
upper part	FK-A6P	100	0	0	*		1.500-1.502	1	3	13	0	1	0	82
upper part	FK-A5	80	15	3	2	H,C	1.500-1.503	1	33	27	2	4	0	33
upper part	FK-A4	97	3	0	*	C,H	1.500-1.502	1	31	19	0	4	0	33
middle part	FK-A3	87	10	2	1	C,H	1.500-1.557(1.5010-1.5025)	2	53	23	1	3	0	18
lower part	FK-A2	98	2	0	*	H,C	1.500-1.503(1.5015-1.5025)	13	10	8	1	15	0	53
lower part	FK-A1	98	1	1	*	H,C	1.500-1.503(1.5010-1.5020)	6	4	5	2	13	0	70
FUGENJI VOLCANIC ASH														
upper part	FG-A3	99	1	0	*	C,H	1.499-1.503	0	21	2	0	9	0	68
middle part	FG-A2	89	8	0	1	C,H	1.501-1.552(1.5010-1.5025)	0	60	18	1	3	0	22
lower part	FG-A1	98	2	0	*	H,C	1.499-1.503(1.5015-1.5020)	1	15	8	1	12	0	63
ZENKAI VOLCANIC ASH														
upper part	ZK-A3	97	3	0	*	H,C	1.499-1.502	20	38	2	0	10	0	30
middle part	ZK-A2	92	7	*	*	C,H	1.501-1.555(1.5015-1.5025)	1	63	5	1	2	0	28
lower part	ZK-A1	96	4	0	*	H,C	1.498-1.502	17	12	11	1	5	0	54
GOKENJAYA VOLCANIC ASH														
upper part	GK-A5	100	0	0	*	C,H	1.499-1.502	67	18	1	0	4	0	10
upper part	GK-A4	99	1	0	*	C,H	1.500-1.502	19	25	3	0	0	0	53
middle part	GK-A3	94	5	0	1	C,H	1.500-1.557(1.5015-1.5025)	0	59	21	3	1	0	16
lower part	GK-A2	97	1	1	1	C,H	1.498-1.503(1.5003-1.5020)	1	6	49	5	1	0	38
lower part	GK-A1	98	2	0	*	H,C	1.499-1.503(1.5010-1.5020)	1	4	56	5	1	0	33
GAMODO VOLCANIC ASH														
upper part	GM-A5	100	0	0	*	C,H	1.499-1.502	25	11	6	0	14	0	44
upper part	GM-A4	99	1	0	*	C,H	1.500-1.502	11	14	1	0	5	0	69
middle part	GM-A3	94	5	0	1	C,H	1.500-1.556(1.501-1.5025)	1	76	0	0	1	0	22
lower part	GM-A2	96	3	1	*	C,H	1.499-1.503	2	21	1	1	4	0	71
lower part	GM-A1	98	2	0	*	H,C	1.500-1.502	5	6	1	0	9	0	79
KAREGAWA VOLCANIC ASH														
upper part	KR-A5P	99	1	0	*		1.499-1.502	1	9	38	1	1	0	50
upper part	KR-A4	82	16	1	1	C,H	1.498-1.503	0	49	15	2	2	0	32
upper part	KR-A3	100	*	0	*	H,C	1.500-1.502	0	16	3	1	1	0	82
middle part	KR-A2	92	5	0	3	C,H	1.501-1.552(1.5015-1.5025)	1	81	8	*	1	0	9
lower part	KR-A1	98	2	0	*	H,C	1.498-1.502(1.5000-1.5020)	5	15	27	1	4	0	48
TSUJIMATAGAWA VOLCANIC ASH														
upper part	TZ-A5	96	4	0	*	C,H	1.500-1.504(1.5010-1.5020)	3	32	40	4	1	0	21
middle part	TZ-A4	78	21	0	1	C,H	1.499-1.561(1.5015-1.5025)	1	59	19	4	0	0	17
lower part	TZ-A3	93	7	0	*	C,H	1.499-1.504(1.501-1.5020)	1	26	49	1	0	0	23
lower part	TZ-A2	96	4	0	0	H,C	1.499-1.503(1.5015-1.5020)	1	18	41	3	0	0	36
lower part	TZ-A1	98	2	0	0	H,C	1.498-1.503(1.5010-1.5020)	1	5	44	5	0	*	44
Kd38 VOLCANIC ASH														
middle part	KD-A3	95	5	0	*	C,T,H	1.499-1.531(1.4990-1.5025)	1	33	14	10	1	1	40
lower part	KD-A2	95	4	0	1	C,T,H	1.500-1.511(1.5000-1.5020)	2	7	40	23	*	1	27
lower part	KD-A1	96	4	0	*	C,T,H	1.501-1.503	1	2	42	4	1	*	50

Mineral conposition Gl:Glass Fl:Feldspar Qz:Quartz Hm:Heavy minerals *:1%>
Shape of glass H:H-type shards C:C-type shards T:T-type shards
Heavy mineral compx Bi:Biotite Am:Amphibole Op:Orthopyroxene Cp:Clynopyroxene
Zr:Zircon Ap:Apatite Oq:Opaque minerals

43　加治丘陵西部の飯能層と関東山地の接峰面について

加賀美英雄（城西大理）

Hideo KAGAMI; The Hanno Formation in the western part of Kaji Hills and the summit level map of Kanto Mountains.

はじめに：入間川南部に広がる加治丘陵東部には，層厚が200mを越す飯能層が分布し，かつ礫径も大礫を主とするチャンネル本流の堆積相である．その供給起源を求めて，多摩川に近い青梅市近郊の加治丘陵西部を調査し，また関東山地の接峰面図を作り検討した．

加治丘陵西部の飯能層：加治丘陵西部では，西縁の浄水場近くに3mの厚さの飯能層下部の矢颪凝灰岩層の存在が認められた．丘陵の山頂部には上部層の風化した円礫層が分布している．しかし，その礫径も中礫と大きくないのが特徴である．断面図を描いて検討すると，この地域の飯能層の層厚は約 60m となり，意外と薄いものであった．以上のデータは飯能礫層研究グループ（代表者：岡野裕一）としての調査結果である．

関東山地の接峰面：加治丘陵西部が上記のように飯能礫層の積極的な供給源を示さないとなると，加治丘陵東部の飯能礫層の主体はどこから供給されたのであろうか．このことを検討するために，国土地理院の20万分の1地勢図（東京・甲府・宇都宮・長野）を使って，北緯35°30'～36°10'，東経138°30'～139°30'の範囲を4km方眼に区分し，接峰面を作った．これには塩野ほか（1988）のプログラムを使用した．その図によれば，関東山地の東斜面は標高2000mの雲取山付近を扇の要にして東に向かって扇状に広がっているのが認められた．それはほぼ平滑な斜面を示しており，小起伏面の可能性がある．この東斜面の東端の標高200～400mには三ケ所（＋印）で秩父中古生層の赤色風化した露頭を発見した．そのうち入間川沿いの飯能市ビッグヒルでは赤色風化秩父帯は直接飯能層下部の泥層に覆われていることが観察された．したがって，この平滑な関東山地の東斜面は，飯能層堆積以前の準平原面を示しているものと解釈した．秩父盆地を流れる荒川は，この東斜面とは異なった構造性の河川の様に思われる．それに対して高麗川・入間川系や多摩川・秋川系の河川は準平原性の東斜面を流れたものと判断される．多摩川・秋川系の河川は三頭山の谷へ向かって切り込んでいる．この谷もかっては標高2000mの大菩薩嶺から東になだらかに発達する斜面上を流れていたものと推定されるが，岩質が四万十帯と柔らかかったり，構造的に破砕されたりしていたために大規模に浸食されたものと考えられ，現在では谷頭は関東山地深部の笠取山まで達している．多摩川系の営力の大きさを示す指標として200mコンターの大規模な西向きの湾入があげられる．高麗川・入間川系の河川はほぼ1000mの標高まで遡上して終わっている．秩父盆地との間には標高1000mに達する幅広い尾根が存在し，この地形配置から高麗川系がそれを越えて秩父盆地側に流通していた可能性はとうてい考えられない．この河川も多摩川系と同様に200mコンターの西向きの湾入を示しており，飯能層の堆積時に既に顕著な凹地（湾入）が存在したので，厚い地層の形成が可能であったと考える．

まとめ：（1）加治丘陵東部に存在する200mを越す厚い飯能層の供給起源を明らかにする目的で，加治丘陵西部の調査をした．加治丘陵西部の飯能層は層厚約60mと薄く，礫径も

中礫と比較的細かいことなどから，扇状地縁辺相といえる．多摩川により接近したのに層厚ならびに礫径が小さくなるということだけから見ると，多摩川系河川を主たる供給源とする仮説では矛盾することになる．

（２）接峰面図で関東山地の標高2000mの雲取山から200mコンターまでの間の東斜面は，地形的に平滑な小起伏面の可能性がある．また，三ケ所で発見された秩父中古生層の赤色風化帯の存在から，この東斜面は飯能層堆積前に形成されていた準平原面を象徴していると考える．

（３）接峰面図が示す東斜面の谷地形を勘案すると，浸食の規模と量において多摩川系が関東平野の堆積層に貢献した影響は著しいものと判断する．一方，高麗川・入間川系の谷地形の存在も明白で，このことが礫径と層厚の大きい加治丘陵東部の飯能層を堆積した可能性はあった．ただし，この河川系は秩父帯の岩石の硬いこと，集水面積の小さいことなどから，大規模な堆積物をもたらしたとは考えられない．

（４）接峰面図で高麗川・入間川系と秩父盆地との間には標高1000mに達する幅広い尾根が存在することから，これら河川がかって荒川上流の河川を争奪していたとはとうてい考えられない．以上の考察から，関東山地の花崗岩類が飯能層に到来するには，やはりその礫が関東山地の東斜面を流下するほかに道が無かったものと結論される．なお，加治丘陵東部に粗粒で厚い飯能礫層が堆積したのは，そこに堆積の場となる顕著な凹地（湾入）が存在していたからと考えることも可能である．

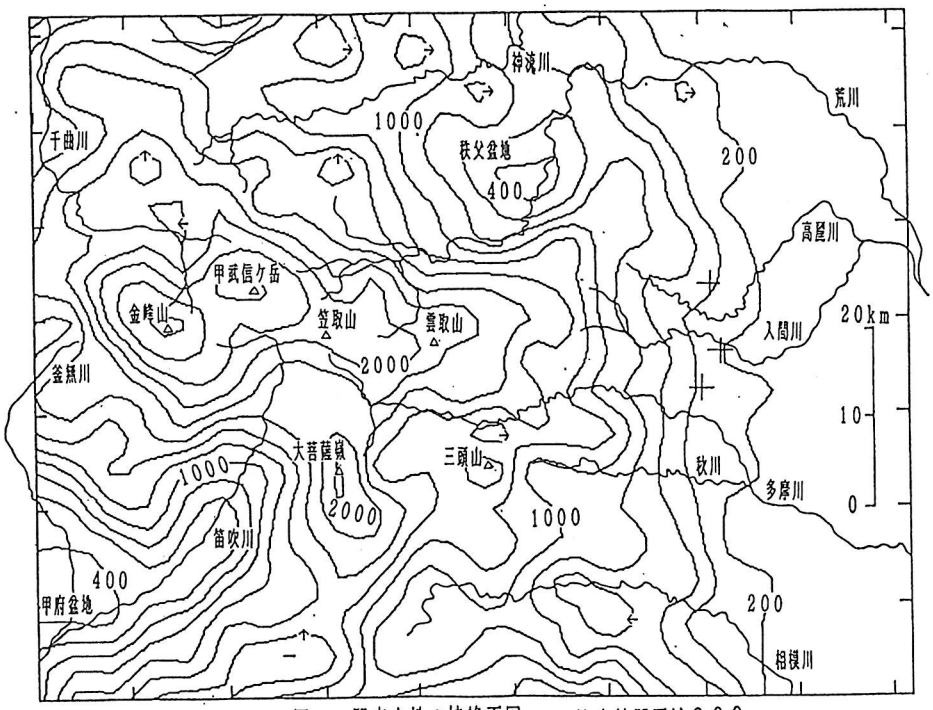


図　関東山地の接峰面図　　等高線間隔は２００ｍ

44　埼玉県入間川流域の下部更新統仏子層の昆虫化石群集と古環境

林　成多（新潟大・自然・院）

Masakazu Hyashi; Insect fossil assmblage and paleoenvironments from the Early Pleistocene Bushi Formation in Saitama Prefcture, Japan.

埼玉県西部の加治丘陵および入間川沿いには下部更新統である仏子層が分布する（竹越ほか，1986）．仏子層はおもにシルトからなり，亜炭や礫，火山灰を挟み（堀口ほか，1977），アケボノゾウや大型植物，花粉，珪藻，貝類，棲管などの化石を産出する（福田・高野，1951，Kimura *et al.* 1981，笹井化石林研究グループ，1984，坂本ほか，1988，小幡ほか，1991，楡井，1992）．

今回演者は仏子層から産出する昆虫化石について調査を行い，仏子層最下位のＡ部層と最上部のＥ部層の２つの層準から多くの化石を得ることができた．Ａ部層は亜炭層を数枚はさみ，入間川足跡化石発掘調査団（1992ほか）により長鼻類の足印化石の産出が報告されている．昆虫化石は亜炭層から多産した．Ｅ部層については，昆虫化石は化石林を含む亜炭層（笹井化石林）から多産した．これらの昆虫化石群集を詳しく検討した結果，仏子層堆積当時における湿地環境の様子を明らかにすることができた．

（１）仏子層Ａ部層から産出した昆虫化石と古環境

Ａ部層からは２目８科１９種の昆虫化石を確認した．主な種類としては，オオオサムシ亜属，ゴミムシ類，ミズスマシ属，セマルガムシ属，食糞性コガネムシ類，ネクイハムシ亜科，その他のハムシ類，ゾウムシ類などがあり，特にネクイハムシ類が多産した．これらの化石群集は現生昆虫の生態を参考にすると４つの群集に区分することができる．ａ：開水面を伴う浮葉植物群落の存在を示す群集．ｂ：スゲ類が卓越し，湿地林を伴う湿地の存在を示す群集．ｃ：森林の存在を示す群集．ｄ：ケモノの存在を示す群集．さらに，昆虫化石の産出層準からは大型植物化石などの産出が報告されている（倉川：入間川足跡化石発掘調査団，1993）．

昆虫化石とそのほかの化石から，湿地林を伴う湿原があり，湿地林にはメタセコイアやハンノキが生え，林床にはカヤツリグサ科やイネ科が茂っていて，湿地の水辺にはガマ属やイネ科，水域にはコウホネ属等が繁茂していた．湿地の周囲にはオオバラモミやオオバタグルミ，ブナ属などが生える森林の存在が推定される．また，食糞性コガネムシ類の産出はアケボノゾウなどのケモノが生息していたことを示す．

（２）仏子層Ｅ部層から産出した昆虫化石と古環境

Ｅ部層からは１目３科７種の昆虫化石を確認した．主な種類としては，カタビロオサムシ亜科，ゴミムシ類，ミズスマシ属，ネクイハムシ属，オオミズクサハムシ，その他のハムシ科などがあり，とくにネクイハムシ類が多産した．これらの化石群集は現生昆虫の生態を参考に２つの群集に区分することができる．ａ：開水面を伴う水域の存在を示す群集．ｂ：ヨシ，スゲ類を林床に伴う湿地林の存在を示す群集．さらに，昆虫化石の産出層準からは大型植物化石などの産出が報告されている（笹井化石林研究グループ，1984）．

昆虫化石とそのほかの化石から，メタセコイア，ハンノキからなる湿地林が成立しており，その林床にはイネ科やカヤツリグサ科が生え，亜炭層が堆積していた．また，その周囲には針葉樹と広葉樹が茂る森林があったという古環境が推定される．

仏子層A層から産出した昆虫化石

分類群	産出点数（総点数257点）	現生種から推定される生態
COLEOPTERA　鞘翅目		
Carabidae　オサムシ科		
・*Calosoma inquisitor* ?　アオカタビロオサムシ？	1点	樹上性・食肉性
・*Carabus* sp.　オサムシ属の1種	2点	林床性・食肉性
・*Carabus (Ohomopterus)* sp.　オオオサムシ亜属の1種	2点	林床性・食肉性
・Carabidae gen. et sp. indet.　ゴミムシ類の1種	22点	地表性・食肉性
Gyrinidae　ミズスマシ科		
・*Gyrinus* sp.　ミズスマシ属の1種	7点	水生・食肉性
Hydrophilidae　ガムシ科		
・*Coelostoma* sp.　セマルガムシ属の1種	13点	水生・食肉性
Staphylinidae　ハネカクシ科		
・Staphylinidae gen. et sp. indet.　ハネカクシ科の1種	1点	地表性・食肉性
Scarabaeidae　コガネムシ科		
・*Onthophagus* sp.　エンマコガネ属の1種	1点	食糞性
・*Geotrupes* sp.　センチコガネ属の1種	2点	食糞性
・*Aphodius* sp.　マグソコガネ属の1種	1点	食糞性
Elateridae　コメツキムシ科		
・Elateridae gen. et sp. indet.　コメツキムシ科の1種	1点	食植性
Chrysomelidae　ハムシ科		
・*Donacia (Cyphogaster)* sp.　イネネクイハムシ亜属の1種	4点	湿地性・食植性
・*Donacia* sp.　ネクイハムシ属の1種	2点	湿地性・食植性
・*Donacia* sp.　ネクイハムシ属の1種	13点	湿地性・食植性
・*Plateumaris* sp.　ミズクサハムシ属の1種	130点	湿地性・食植性
・*Linaeidea aenea* ?　ルリハムシ？	4点	食植性
・*Gastrolina peltoidea* ?　ミヤマヒラタハムシ？	1点	食植性
Curculionidae　ゾウムシ科		
・*Limnobaris* sp.　スゲヒメゾウムシ属の1種	1点	湿地性・食植性
・*Limnobaris* ?　スゲヒメゾウムシ属？	1点	食植性
LEPIDOPTERA　鱗翅目		
・Lepidoptera gen. et sp. indet.　鱗翅目の蛹	1点	食植性

仏子層E部層から産出した昆虫化石

分類群	産出点数（総点数75点）	現生種から推定される生態
COLEOPTERA　鞘翅目		
Carabidae　オサムシ科		
・Calosomina gen. et sp. indet.　カタビロオサムシ亜科の1種	1点	樹上性？・食肉性
・*Carabus* sp.　オサムシ属の1種	1点	林床性・食肉性
・Carabidae gen. et sp. indet.　ゴミムシ類の1種	7点	地表性・食肉性
Gyrinidae　ミズスマシ科		
・*Gyrinus* sp.　ミズスマシ属の1種	2点	水生・食肉性
Chrysomelidae　ハムシ科		
・*Donacia* sp.　ネクイハムシ属の1種	28点	湿地性・食植性
・*Plateumaris constricticollis*　オオミズクサハムシ	19点	湿地性・食植性
・Chrysomelidae gen. et sp. indet.　ハムシ科の1種	7点	食植性

４５　東海層群大泉湖の湖水域縮小期

松葉千年（桑名市在住）

Chitoshi Matsuba; The water area reduction stage of ancient Oizumi Lake ,Tokai Group.

桑名市星見が丘団地造成工事に際して　大泉層久米粘土層上部に夥しい樹木根痕跡が見られた。　層準はＯｚ－３ｃ火山灰層より上位、Ｏｚ－４（スシロ谷火山灰層相当）火山灰層の下位にあたる。　その上位には四日市市から桑名市にかけて連続して桜台砂層が卓越する。　また同層準に相当する岐阜県多良盆地南部では　Ｈｙ火山灰層（Ｏｚ－２相当）とスシロ谷火山灰層（Ｏｚ－４）の間に厚さ５ｍ以上の河床礫層と思われるスシロ谷礫層があり南へ連続して　藤原町米野付近では厚い砂層にかわる。この層準ではＯｚ－３火山灰層は流失して見ることはできない。

鈴鹿山麓の石ぐれ北山にはＯｚ－３火山灰層がみつかっているが青川南岸の採礫場のＯｚ－４（丹生川火山灰層）の上下には礫層が発達している。　このような堆積環境を綜合するとＯｚ－４火山灰層前後の時期には大泉湖の湖水域がかなり縮小し、周辺から河川による堆積物が流入していたと想像される。

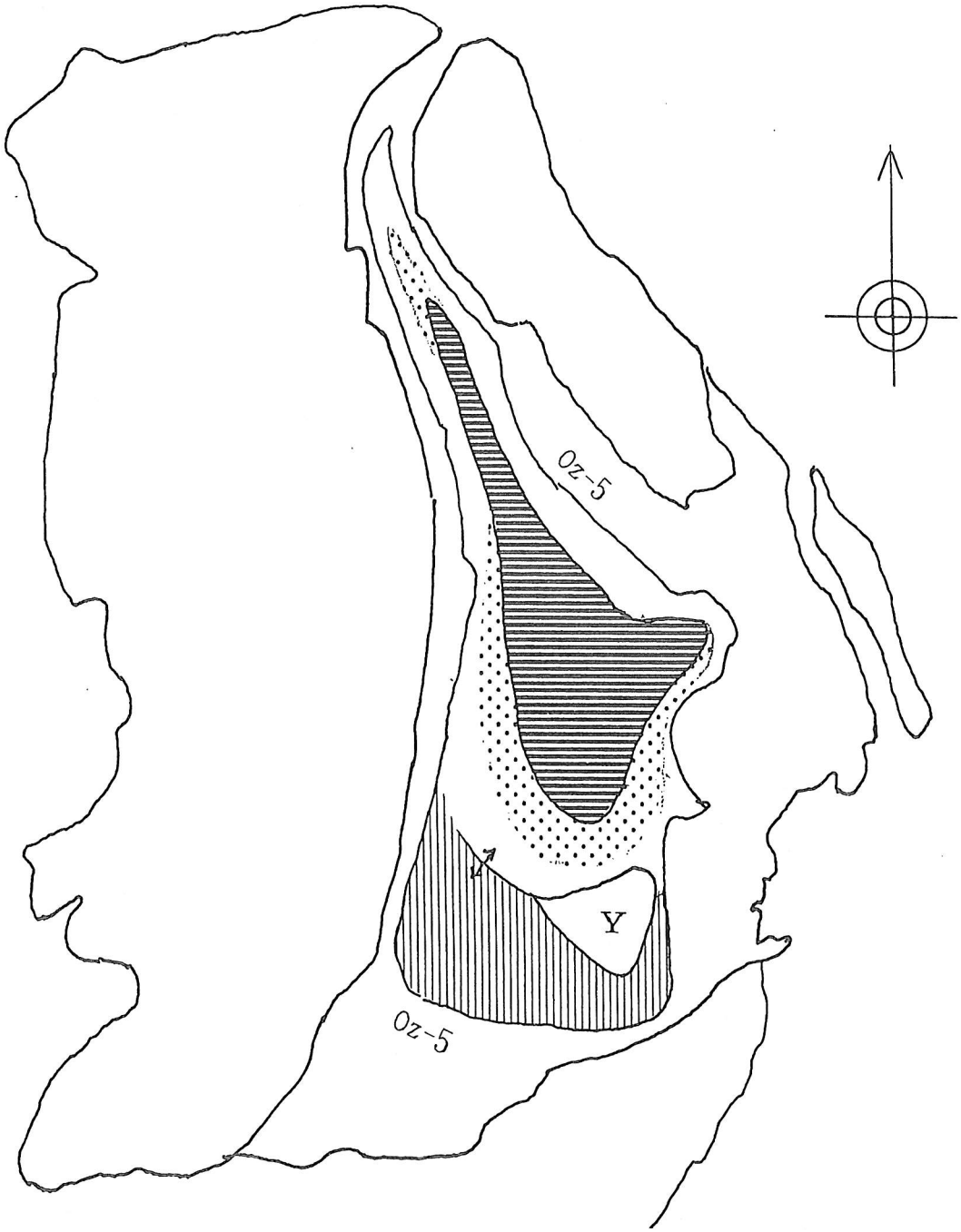
竹村（１９８４）Ishida et al(１９６９）によると　スシロ谷火山灰層の古地磁気の極性は正帯磁となっており　松山逆帯磁期のオルドバイ事件に対比されている。　湖水域の縮小期とオルドバイ事件の時期が一致したことになり　その原因が気候変動によるものか　またそのほかの原因によるものであるのか今後の課題と考えられる。

Ｏｚ－５火山灰層は多良盆地北部祢宜上から　四日市市泊が丘　菰野町宿野　鈴鹿市長沢・北畑間の峠とひろく分布し火山灰をはさむ共通湖底粘土層から　大泉湖の湖水域が再び拡大したことを示している。

その後Ｏｚ－７火山灰層を挟む最終湖底粘土層の分布により湖水域は多良盆地　藤原町米野・上相場付近　東員町中上　鈴鹿市小社付近と湖水域が分散して　上相場火山灰層の時期には東海湖は完全に消滅していたとかんがえられる。

東海層群の鮮新・更新統境界はＯｚ－４スシロ谷火山灰層直下ではないかと考える。

THE REDUCTION AREA OF OIZUMI LAKE



Y Yokkaichi dome structure

10Km

Missing area of Oz-2,3,4 Tuff

46 古琵琶湖層群高島累層白土谷層の層序学的再検討

山崎博史（琵琶湖博準備室）・吉川周作（大阪市大・理）
此松昌彦（大阪市大・理）・三矢信昭（朽木西小）

H. Yamasaki, S. Yoshikawa, M. Konomatsu and N. Mitsuya : Stratigraphical study of the Shiratsuchidani Member of the Takashima Formation in the Kobiwako Group on the northwest of Lake Biwa, central Japan.

三重県伊賀上野盆地から滋賀県近江盆地に広く分布する古琵琶湖層群の時代は，非海成層にもかかわらず，生層序，火山灰層序，古地磁気層序，および放射年代によって比較的よく明らかにされている．しかしながら，最上位に位置づけられた高島累層の直接的な年代データはこれまで得られていなかった．ここでは，高島累層のうち，再下位の白土谷層の花粉化石，火山灰層の層相・岩石記載的性質および火山灰層中のジルコンのフィッション・トラック年代測定結果を報告し，従来の時代論について検討を加える．

湖西北部の安曇川流域に分布する高島累層は，下位から炭質粘土層を主体とし角礫層を伴う白土谷層（層厚：20m，以下同じ），巨礫層からなる井ノ口礫層（約10m），砂ーシルト互層を主体として礫層や炭質粘土を挟む暁街道層（約50m），シルト～砂層を挟み大～中礫層からなる下古賀礫層（50～100m）の４層に細分されている（Yokoyama et al., 1979）．

滋賀県朽木村白土谷には，火山灰層を含む有機質な地層からなる白土谷層が比較的よく露出している．ここでの白土谷層は厚さ約11mで，下位から順に，角礫層，泥炭層，火山灰層（白土谷火山灰層），有機質シルト層および泥炭層に区分される．角礫層は，径２～３cm（最大７cm）のチャートと砂岩の角礫と砂質シルトの基質からなり，淘汰は悪い．泥炭は，茶褐色～暗褐色で，非常に生々しい材化石を多数含む．有機質シルト層は茶褐色を呈し，粗粒砂～中礫サイズのチャート，石英および花崗岩類の礫を含み，淘汰が悪い．

花粉分析試料は，白土谷火山灰層の上下に発達する炭質シルト層および泥炭層から採取された．結果は，トウヒ属とハンノキ属が高率で出現し，不明スギ属ーセコイア属，メタセコイア属ースイショウ属，スギ科の針葉樹やブナ属やコナラ亜属などの落葉広葉樹の花粉を伴っている．

白土谷火山灰層は層厚約2mのガラス質火山灰である．下位から，白～ピンク色の細粒部（シルト～極細粒砂サイズ），灰～ピンク色の細粒部（細粒砂サイズ），淡いピンク・オレンジ～白色で上方細粒化を示す粗粒部（中粒砂～細粒砂サイズ），白色の細粒部（シルト～極細粒砂サイズ），白～灰色の細粒部（極細粒砂サイズ），灰色の塊状粗粒部（中粒砂サイズ），白色で斜交葉理の発達した中粒部（細～中粒砂サイズ），白色で平行葉理の発達した細粒部（シルト～極細粒砂サイズ）および白～黄白色で斜交葉理の発達した細～中粒部（細～中粒砂サイズ）からなる．主に火山ガラスからなり，極微量の斜長石と重鉱物を伴う．ガラスは，無色透明で厚手の扁平型～中間型を主体とし，その屈折率は1.499～1.500（1.500）である．微量含まれる重鉱物は，主に緑褐色破片状の角閃石からなり，斜方輝石と不透明鉱物，微量のジルコン，燐灰石および単斜輝石を伴う．フィッション・トラック年代測定は，ジオクロノロジージャパン（株）に依頼し，ESED法（大四ほか，1986）により行われた．その結果，Price and Walker(1963)の算出式による年代値は1.07±0.17Maと算出された．

以上の結果と既存のデータ（Yokoyama et al., 1977）を合わせると，ブリュンヌ正磁極期の古琵琶湖層群最上部に位置づけられた高島累層のうち，最下部の白土谷層は，ハラミヨ・サブクロン(0.99-1.07 Ma ; Shackleton et al., 1990)に位置づけられる層準を含み，湖南地域の膳所累層下部に対比される．この時代論に基づいた上で，高島累層の各部層が整合一連の堆積物であるとする従来の考えに従えば，その上限は不明であるが，高島累層全体が従来推定されきた年代よりはるかに古くなる可能性が指摘される．この場合，暁街道層中の火山灰層と200mボーリングコア中の火山灰層との対比も再検討を要する．逆に，この火山灰層の対比案に従うと，白土谷火山灰層と暁火山灰層の間約80万年に40～50mの堆積物しか残されておらず，湖西北部地域では堆積速度が著しく遅かったか，あるいは，野外で直接確かめることのできない白土谷層と上位層との間に層序間隙が存在する可能性が指摘される．今後，高島累層中の火山灰層の再検討のほか，それぞれの部層に関する年代データの集積が必要である．

47 古琵琶湖層群堅田累層からのヒシ属化石の産出状況と古環境

此松昌彦（大阪市立大）・田中　淳（大阪工業大）・
田中里志（京都教育大）・山崎博史（琵琶湖博準備室）

Masahiko KONOMATSU, Jun TANAKA, Satoshi TANAKA, Hirofumi YAMASAKI: *Trapa* fossils from the Katata Formaton, Kobiwako Group, west bank of Lake Biwa

滋賀県琵琶湖西岸の堅田丘陵には中部更新統の古琵琶湖層群堅田累層が分布する．堅田累層は層厚380m以上で火山灰層を挟在する粘土，シルト，砂および礫から構成される．特に調査地域である雄琴川北方の造成地では，堅田累層の栗原互層，佐川粘土層，山下互層（龍華砂礫層）（林，1974）が分布しており，堆積相解析による堆積環境の復元が山崎ほか（1994）により試みられた．また堅田累層からは貝化石や植物化石が多産する．そこで佐川粘土層，山下互層のみに認められるヒシ属の果実化石について，それらの産出形態を明らかにし，堆積環境ならびに古植生を検討したので報告する．なお，この化石は三木（1952）のシリブトビシと同定された．

1．ヒシ属化石の産出形態

1)ヒシ属果実化石は地層の走向にたいして平行に並んで産出．産状が２通り観察される（第１図）

・化石の長軸方向（頂環ー果便の離面）を地層面と平行に産する．(第２図a.bの化石形態)

・長軸方向性をもたず，多くの化石が頂環を上に向ける．(第２図cの化石形態)

2)撹乱して化石が破片状に壊れて産出

・刺の部分は顎筒から分離していて，破片は散在し方向性をもたない．

2．ヒシ属化石含有層の堆積環境

ヒシ属化石は，佐川粘土層，山下互層からのみ認められる．それらを産出する単層は，層厚50～200cmで，比較的側方に安定して連続する，灰～暗灰色の不淘汰シルト:あるいはシルト質砂層である．また頻繁に生物撹乱構造も認められる．この堆積相を山崎ほか（1994）は，堆積相Ｊとして区分している．それによると堆積相Ｊは後背湿地堆積物および三日月湖の堆積物として推定されている．このことは現在のヒシが閉鎖的な湖沼環境に生育していることと調和的である．

3．堆積地周辺の古植生

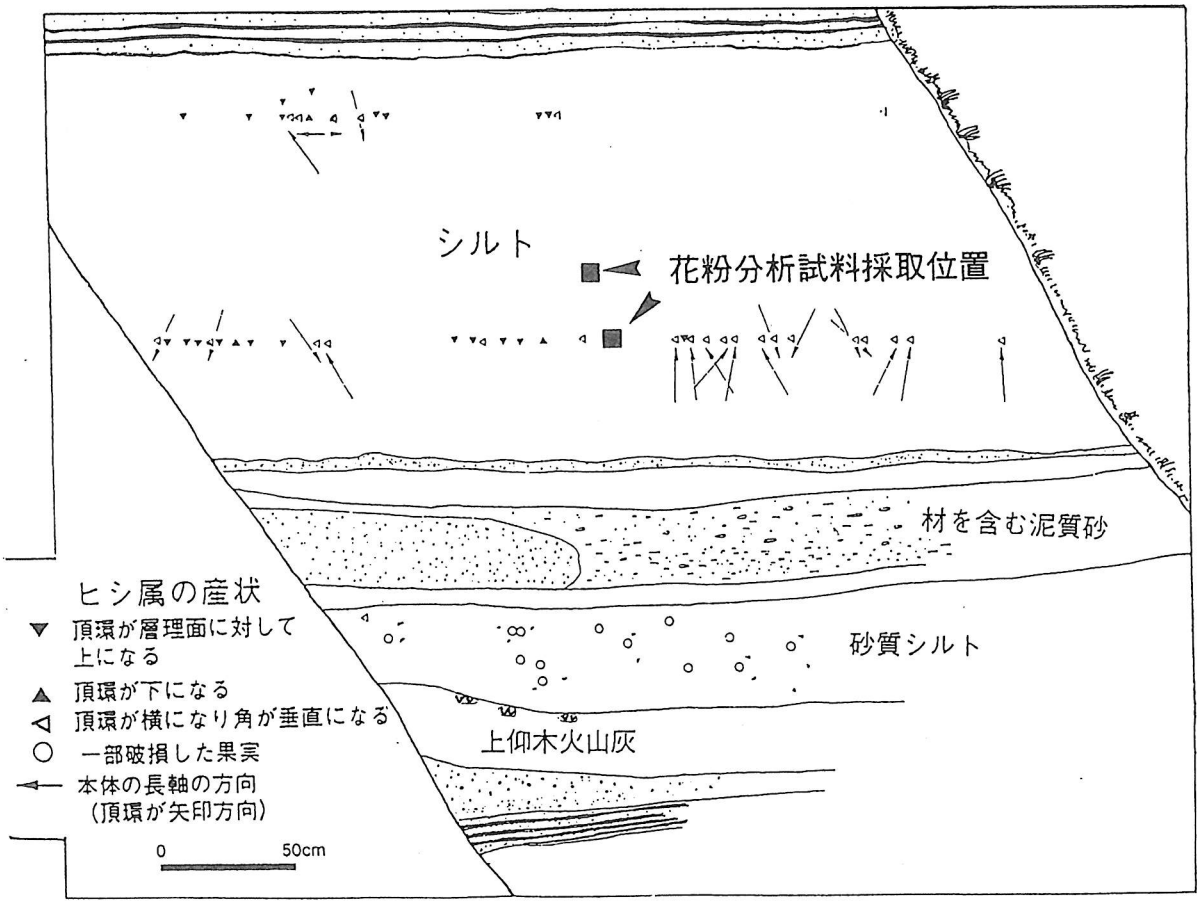
ヒシ属化石を含む層準（第１図）で花粉分析を行った．その結果，針葉樹では中間温帯～亜寒帯要素の*Tsuga*，温帯針葉樹の*Pinus*が高率で産出し，*Picea*，*Abies*，*Cryptomeria*を伴う．広葉樹では*Alnus*が約30％で産出し，中間温帯～冷温帯要素の*Fagus*も約20％でともに高率を示し，*Ulmus-Zelkova*を伴う．*Fagus*は針葉樹の花粉に比べ花粉生産量が少ないことより，堆積地周辺には湿地性のハンノキ林が繁茂し，さらにその周りには*Fagus*を主とした落葉広葉樹林が広がっていたと推定される．*Tsuga*は現在の植生において尾根筋や急斜面に多いことから，近くの山地などに広がっていた可能性がある．低率ながら暖温帯を主に分布する*Cyclobalanopsis*や*Ilex*が産出することから,現在の中間温帯および冷温帯南部のような古気候と推定される．草本植物では水辺植物のタデ属（*Persicaria-Echinocaulon*）が多く，Cyperaceaeを伴うことから水域周辺の草本植生を示していると考えられる．またヒシ属果実化石が産出しているのに，その花粉化石は木本花粉を約500個計数するのに産出しておらず，水草の花粉は花粉生産量の多い木本花粉に比べ相対的にかなり少ないと考えられる．

4．ヒシ属化石の堆積過程と形態的変化による分布の違い

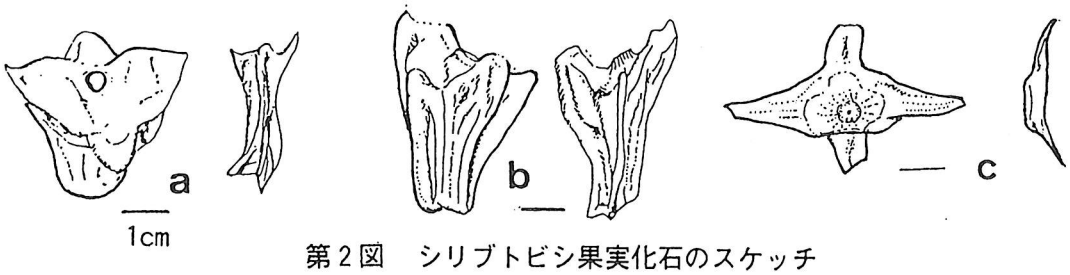
一般に現生のヒシ属の果実は，成熟した果実を水底下へ落し，水面に発芽すると共に不用となった果皮を放つという生態が知られている．本地域に認められるヒシ属化石が，発芽前の状態で埋もれた

堆積物であるか，あるいは発芽後の状態でのそれであるかを明らかにし，それらの堆積環境と共にヒシ属の化石化を考察する．結論から示すと，堅田累層のヒシ属化石は，ほとんどが発芽後の浮いた果実が再沈澱して化石化したものだと考えられる．仮に発芽前の状態での堆積物とするならば水底下に固着した直後に発芽を妨げる程の堆積速度で果実を埋もれさす急激なイベントを想定せざるを得ないのだが，単層内にはそのような証拠は残されていないことから推察した．

萼筒の長いシリブトビシ（第２図a，b）の多くは厚いシルト層で方向性をもち産出する．しかし萼筒が短く，４つの角が大きい化石（第２図c）の多くは約50cmの植物片を含む有機物の多い堆積物からけに産出する傾向をもつ．これは水辺のほうでは顎筒の小さい化石が沈み，大きい化石はさらに深いほうで沈んでいると推定される．顎筒の大きい方が浮き易かったのかもしれない．



第１図　ヒシ属化石産状図（矢印の方向は路頭の断面を水平線としたもので方角を考慮した図ではない）



第２図　シリブトビシ果実化石のスケッチ

P 1　新潟県下の阿蘇４層準の広域テフラ

渡辺秀男（長岡市立大島中）　卜部厚志（香川大）

Hideo Watanabe　Astushi Urabe ; Marker-tephras near Aso-4 ash horizon in Niigata Prefecture

1．火山灰の記載と対比

新潟県内には上部更新統の段丘が各地に発達し，その段丘面上には風成のローム層が堆積している．渡辺ほか（1994），新潟火山灰グループ（1994）は阿蘇４火山灰を新潟県内の各地のローム層中から見いだし，その岩石記載的な特徴を明らかした.阿蘇４火山灰は信濃川ローム層の模式地で火山灰鍵層のM6.5にあたる（新潟火山灰グループ，投稿中）．その特徴は褐色普通角閃石，ブロンザイトと屈折率が1.506～1.512の火山ガラスで，第１図に示すように阿蘇４以外の火山灰が混合している（第１表）．また，他地域のローム層中，および段丘堆積物中の阿蘇４層準もしくはその下位に，複数のガラスを含む火山灰が堆積している．

第１表　Ｍ６.５の岩石記載的な特徴

斑晶鉱物 *多い方	火山ガラス　*多い方
鉱物組成：opx>ho>bi>cpx opx：*γ=1.698～1.702 γ=1.709～1.717 褐色ho：n_2=1.685～1689	ﾊﾞﾌﾞﾙ型＞ﾊﾞﾐｽ型　*n=1.506～1.512 ﾊﾞﾐｽは繊維状　n=1.500～1.505 ﾊﾞﾌﾞﾙは褐色Ｙ字状　n=1.469～1.498

筆者らは新潟県内の阿蘇４火山灰層準，および下位のガラスを伴う火山灰について鉱物組成，普通角閃石・斜方輝石・火山ガラスの形態，屈折率と火山ガラスの化学組成の分析をし，併せて広域テフラ（町田・新井，1992）についても同様な分析を行い，それらの対比を試みた（第２表，第１図）．

第２表Ａｓｏ-４下位の火山灰の特徴　○:ローム層中，◎:段丘堆積物中

分析地点　火山灰名	岩石記載的な特徴	対比した火山灰
○中魚沼郡津南町美穂M6.5 ○中頸城郡中郷村日曹公園 ○柏崎市剣野 ○両津市吾潟	軽石型ガラス n＝1.502～1.505 ｶﾞﾗｽ付着した斜方輝石 γ=1.712～1.717	Pm-2B(木村ほか，1991)，御岳潟町(On-Kt)町田・新井(1992)
○中魚沼郡津南町美穂 ○中頸城郡中郷村日曹公園 ○柏崎市剣野○両津市吾潟	バブル型ガラス n＝1.496～1.498	鬼界葛原(K-Tz)(町田・新井,1992)
◎柏崎市藤橋 藤橋０２軽石質 火山灰	bi>ho.oxho.opx n=1.500～1.503 斜方輝石γ=1.708～1.714 普通角閃石n_2=1.684～1.688	Pm-1A (木村ほか,1991)
◎両津市潟端 潟端軽石質火山灰層	bi>>ho 石英が多い ﾊﾞﾌﾞﾙ型>ﾊﾞﾐｽ型 n=1.496～1.498	三瓶木次ﾃﾌﾗ(SK)(町田・新井,1992) 木次軽石層(岡田ほか,1987)

2．まとめ

・潟端軽石層（国中層団体研究グループ,未発表）はガラスの屈折率と，TiO_2，

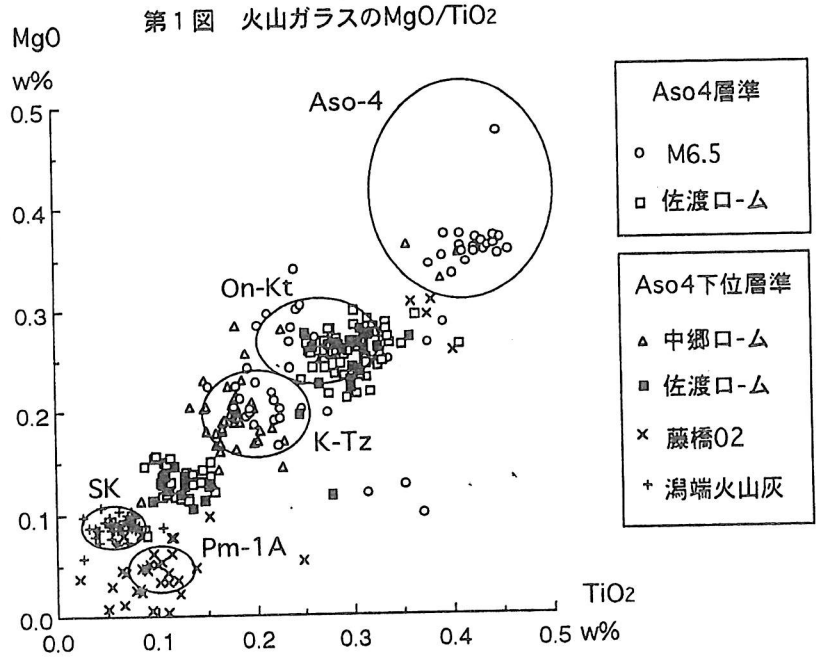
MgOの低含有で特徴づけられ，三瓶木次テフラ(SK)に対比される．この火山灰は佐渡地域のみで確認される．

・藤橋０２軽石質火山灰（荒浜団体研究グループ，未発表）は斜方輝石の屈折率，ガラスの屈折率と化学組成で特徴づけられ，Pm-1Aの一部に対比される．この火山灰は新潟県の南西部で確認される．

・鬼界葛原(K-Tz)に対比される火山灰はガラスの屈折率が1.496〜1.498のバブル型の火山灰で特徴づけられ，新潟県下に広く分布する．

・Pm-2Bに対比される火山灰は，斜方輝石とガラスの屈折率，化学組成で特徴づけられ新潟県下に広く分布する．この火山灰は早津・新井(1982)の潟町軽石層（On-Kt）に対比される．

第１図　火山ガラスのMgO/TiO2



４．引用文献

早津賢二・新井房夫　(1985)　妙高火山群テフラ地域のテフラ層．早津賢二著「妙高火山群－その地質と活動史－」，第一法規，253-305.

木村純一・竹村健一・松本盆地団研木曽谷グループ（1991）　木曽御岳火山周辺の後期更新世の降下火砕物－層序と岩石記載－．地球科学，45：415-435.

町田 洋・新井房夫　(1992)　火山灰アトラス．東京大学出版会

新潟火山灰グループ（1994）　新潟県糸魚川市地域と南蒲原郡下田村地域のローム層－広域火山灰層との対比について－．第四紀総合研究連絡紙，第四紀，26：39-43.

岡田昭明・赤木三郎・佐治孝弐（1987）　大山上部火山灰層．日本の地質「中国地方」編集委員会編，日本の地質7，共立出版，140-141.

渡辺秀男・荒川勝利・寺崎紘一・神蔵勝明・卜部厚志・立石雅昭（1994）新潟県佐渡島の褐色土中の降下火山灰．地球科学，48：51-56.

P 2 佐渡加茂湖周辺の上部更新統

国中層団体研究グループ

Kuninaka Formation Collaborative Research Group ; Upper Pleistocene series around the Lake Kamo, Sado Island.

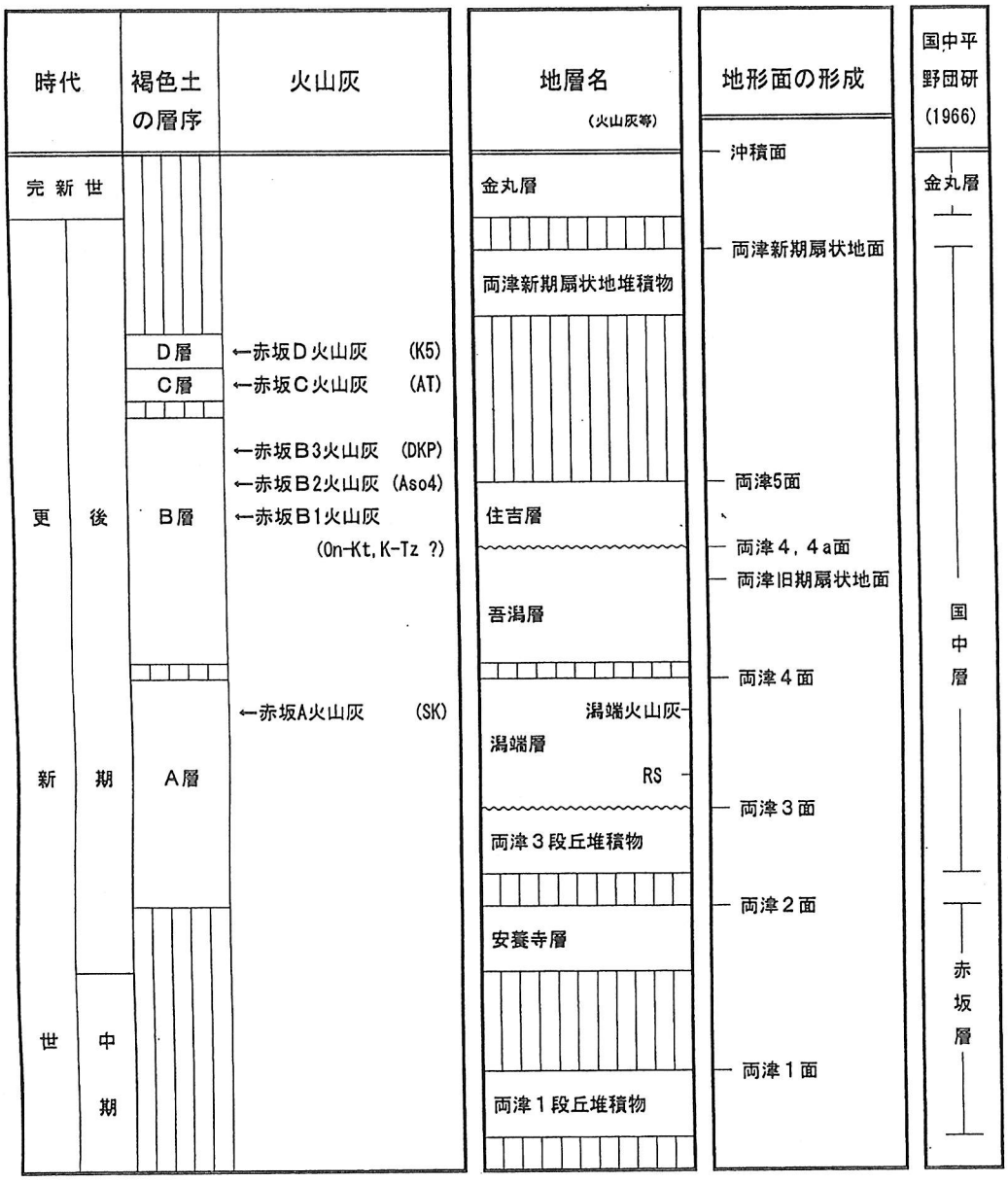
佐渡地域の上部更新統は赤坂(あかさか)層と国中(くになか)層（佐渡国中平野団体研究グループ、1966)と呼ばれ、それぞれ赤坂段丘と国中段丘の段丘堆積物とされてきた。いずれも、礫岩、砂岩、泥岩からなり岩相変化がはげしい地層である。そのため詳細な対比が困難で、その堆積環境や段丘の形成機構は十分に解明されているとはいい難い。また、段丘地形の研究も多くあるが、段丘面の対比、段丘形成時期については、広域テフラの確認などの直接的証拠がないため必ずしも一致せず、混乱している。国中層団体グループは1990年に発足し、堆積学的手法により堆積物の示す堆積相および堆積相の累重関係にもとづく詳細な地層対比と、段丘堆積物及び段丘堆積物上の褐色土に含まれる後期更新世の指標テフラによる時代決定をおこなってきた。その結果、赤坂層と国中層の詳細な層序、堆積時期および堆積環境を精度よく決定することができた。

調査地域は、新潟県佐渡島の加茂湖周辺地域で、東西10Km、南北10Kmである。調査地域の地形は、山地、両津(りょうつ)１段丘、両津２段丘、両津３段丘、両津旧期扇状地、両津４段丘、両津４a段丘、両津５段丘、両津新期扇状地、砂州・浜提、低地・旧河道に区分できる。従来の赤坂層は、中部更新統の両津１面堆積物、上部更新統の安養寺層に、従来の国中層は、下位から両津３面堆積物、潟端層、吾潟層、住吉層、両津新期扇状地堆積物に細分でき、これらの地層の関係は不整合である。潟端層の中には、潟端火山灰と漂着軽石が存在し、木次軽石層(山陰第４紀ｸﾞﾙｰﾌﾟ、1969)、三瓶木次テフラ（町田・新井、1992）に対比できる。段丘堆積物上の褐色土（渡辺ほか、1994）はＡ層、Ｂ層、Ｃ層、Ｄ層に区分され、上部更新統の風成層である。Ｂ層中に赤坂Ｂ２火山灰、赤坂Ｂ３火山灰を含み、町田・新井（1992）の阿蘇4火山灰、大山倉吉軽石層にそれぞれ対比できる。さらに、Ｃ層中に含まれる赤坂Ｃ火山灰は姶良Tn火山灰（町田・新井、1992）に対比でき、Ｄ層中に含まれる赤坂Ｄ火山灰は信濃川ローム層中の火山灰ｷｰ層Ｋ５（新潟火山灰ｸﾞﾙｰﾌﾟ、投稿中）に対比できる。

潟端層・吾潟層は、岩相・粒度・堆積構造などから以下の８つの堆積相に区分することができる。堆積相Ａ：下部外浜、堆積相Ｂ：上部外浜～砕波帯、堆積相Ｃ：前浜、堆積相Ｄ：後浜～潮汐低地、堆積相Ｅ：ラグーン、堆積相Ｆ：淡水性湿地～氾濫原、堆積相Ｇ：河川～DISTAL FAN、堆積相Ｈ：扇状地である。

潟端層の堆積相の累重形式は、下部外浜相に始まり上部外浜相、前浜相、後浜相の順にかさなり網状河川相・扇状地相に覆われている。典型的な上方粗粒化シーケンスを示し、ファンデルタシステムのプログラデーションによって形成されたと考えられる。

吾潟層の堆積相の累重形式は側方変化が激しくやや系統性に欠けるが、扇状地相～網状河川相や湿地性の泥層に始まり、ラグーン相もしくは潮汐低地相を経て前浜相に急変し、さらに後浜～潮汐低地相～ラグーン相とかわり、扇状地相～網状河川相で終わっている。これらは溺れ谷埋積システムとファンデルタシルテムで説明することができる。



第1図　加茂湖周辺の上部更新統の層序

P3 新潟平野北部地域の表層地質と古環境

鴨井幸彦（㈱興和）・小林嚴雄（新潟大・理）・Nguyen Lap Van（新潟大・自然科学研究科）・藤田英忠（敬和学園高校）・坂井陽一（小千谷高校）
Yukihiko KAMOI, Iwao KOBAYASHI , Nguyen Lap Van , Hidetada FUJITA, Youichi SAKAI ; Geology and paleoenvironment of the northern Niigata Plain, central Honshu, Japan

新潟平野はかつて広大な低湿地状をなし、そこに大小・多数の潟があった。このうち北部地区では、福島潟と紫雲寺潟とがとくに大きかった（図－１）。この新潟平野の成立に関しては、砂丘の果たした役割がきわめて大きいとされている。

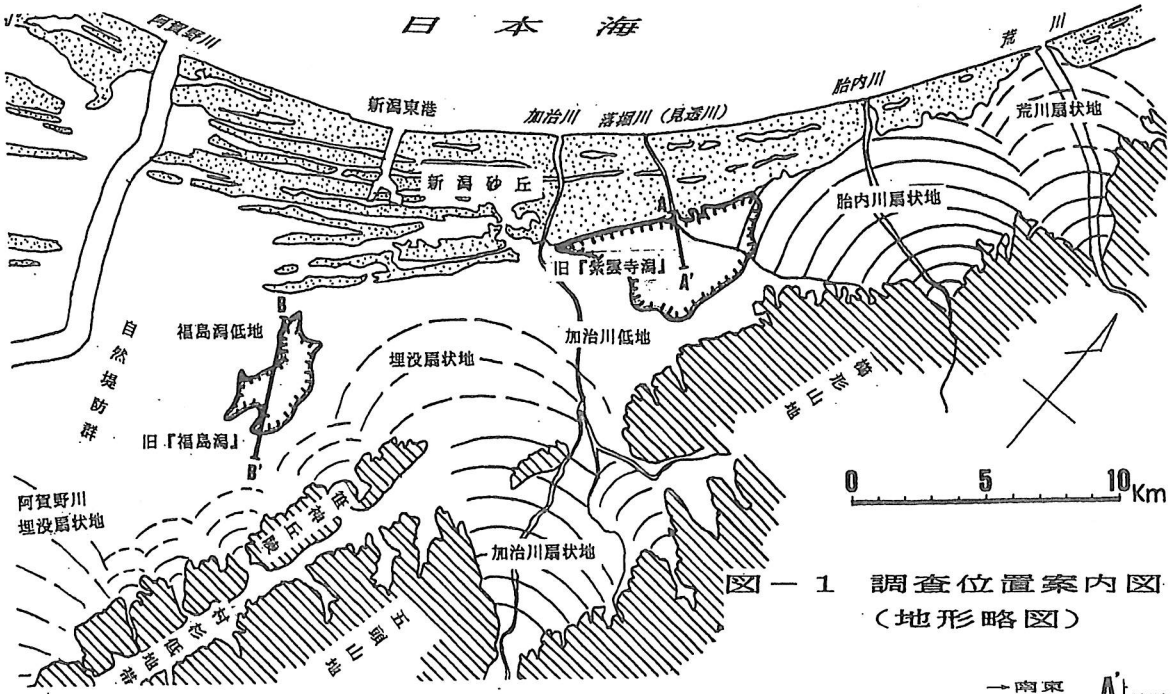
筆者らは、現在、新潟平野のうち、とくに福島潟を中心とした北部地域の形成過程と古環境変遷を明らかにする目的で、ボーリングコア試料の分析を進めている。花粉や珪藻などの微化石、および重鉱物の分析はまだ始めたばかりであるので、ここでは、地質を中心に報告をする。

ボーリング結果にもとづいて作成した表層地質断面図を図－２、３に、また、泥炭や木片および貝殻などから測定した^{14}Ｃ年代値を表－１にそれぞれ示す。これらの結果から、大略以下のような地史が考察される。

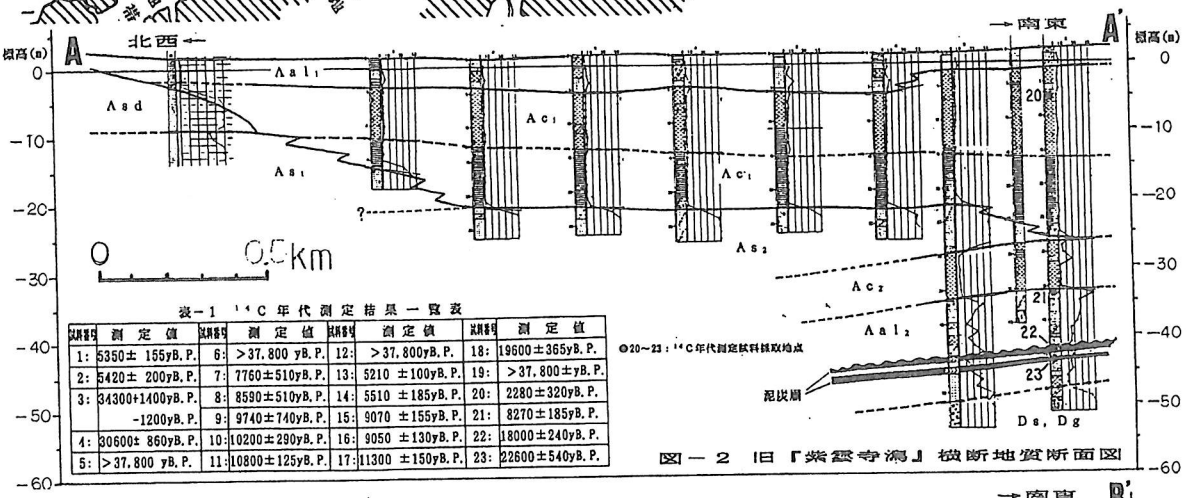
『福島潟』では、① 深度60～65m 付近にはさまれる泥炭層を境に、大きな時間的ギャップが認められる。この泥炭層の上に載る砂・シルト互層（Aal_2）は、ウルムの谷を埋めて堆積した“沖積層”と考えられる。② 深度30～33m から上の地層は、極軟質粘土（Ac_1）から構成されており、汽水および淡水棲のケイソウ化石が検出されている。これは、砂丘（砂堆）の形成を意味するものと考えられる（古福島潟の成立）。^{14}Ｃ年代測定結果から推定すると、この粘性土層の堆積は、 6,000～8,000 年前に始まったと推定される。③ 深度８～11m 付近にはさまれる砂層の形成年代は、約5,000 年前である。したがって、約5,000 年前以降の堆積物は約８m と比較的薄いことがわかる。

一方、『紫雲寺潟』でも、① 深度45m 付近に、最終氷期最盛期の年代（約20,000年前）を示す泥炭層が介在し、この泥炭層を境に岩相が変化している。この泥炭層の上位がやはり“沖積層”に相当すると考えられる。② 深度35.5m 付近にヤマトシジミが密集しており、その年代は 8,270年前である。その直上から軟質粘土層の堆積が始まっていることから、ここで古紫雲寺潟が形成されたと推定される。

福島潟と紫雲寺潟の後方には、ともに山地や丘陵が控えており、また、左右は扇状地や自然堤防群などの高まりによって境されている。このように、両潟とも、三方が地形的に高くなっていて、相対的に低くなったところに位置していたため、必然的にそこに水がたまりやすかったと考えられ、最後に前方を砂丘によって塞がれたことによって潟が成立したとみることができる。なお、荒川と胎内川の間は、比較的距離が近かったため、扇状地同志が接してしまい、大きな湖沼が形成される余地がなかったと考えられる。



図－1 調査位置案内図
（地形略図）

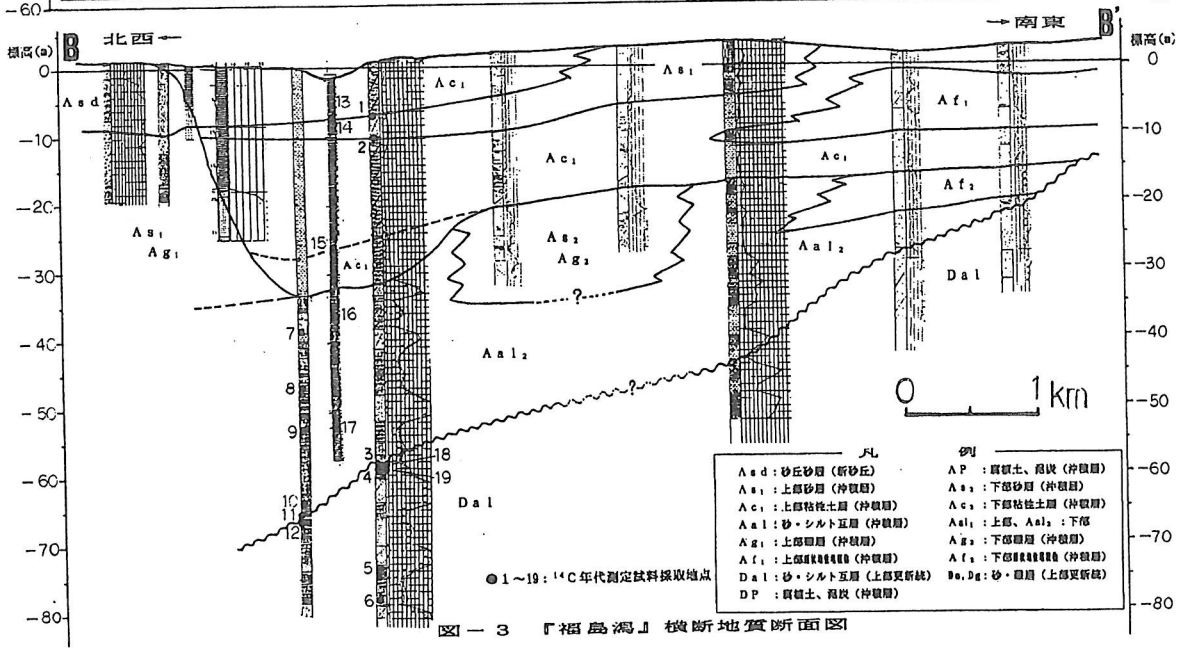


表－1 ¹⁴C 年代測定結果一覧表

試料番号	測定値	試料番号	測定値	試料番号	測定値	試料番号	測定値
1:	5350± 155yB.P.	6:	>37,800 yB.P.	12:	>37,800yB.P.	18:	19600±365yB.P.
2:	5420± 200yB.P.	7:	7760±510yB.P.	13:	5210 ±100yB.P.	19:	>37,800±yB.P.
3:	34300+1400yB.P. -1200yB.P.	8:	8590±510yB.P.	14:	5510 ±185yB.P.	20:	2280±320yB.P.
		9:	9740±740yB.P.	15:	9070 ±155yB.P.	21:	8270±185yB.P.
4:	30600± 860yB.P.	10:	10200±290yB.P.	16:	9050 ±130yB.P.	22:	18000±240yB.P.
5:	>37,800 yB.P.	11:	10800±125yB.P.	17:	11300 ±150yB.P.	23:	22600±540yB.P.

●20～23：¹⁴C年代測定試料採取地点

図－2 旧「紫雲寺潟」横断地質断面図



図－3 『福島潟』横断地質断面図

P4 新潟県三島郡越路町塚野山の魚沼層にみられる足跡化石とその古環境

渋海川足跡化石団体研究ｸﾞﾙｰﾌﾟ

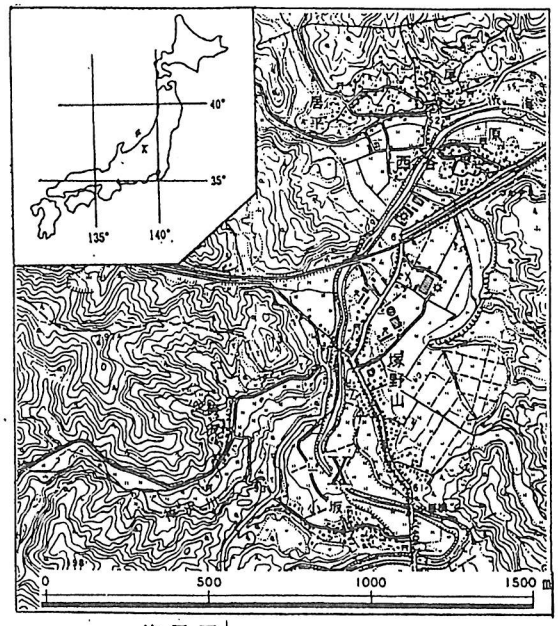
Shibumigawa Fossil Footprint Collaborate Research Group: Fossil footprints from the Uonuma Formation, Tsukanoyama, Koshiji, Niigata, and its palaeoenvironment.

新潟県越路町塚野山の渋海川河岸に分布する魚沼層から大型・中型ほ乳類の足印化石が多数みいだされる。渋海川足跡化石団体研究グループは1990年から93年にかけてこの足印化石およびその他の化石と周囲の地質について調査を行ったので、その結果を報告する。確認された足印は約 120個にのぼり、長鼻類型と偶蹄類型の二型が識別され、偶蹄類型はさらにｳｼ型とｼｶ型に区別される。足印化石が産出する層準周囲からは大型植物、花粉、珪藻、軟体動物、甲殻類の化石も産し、古環境を復元するうえで重要な資料となった。

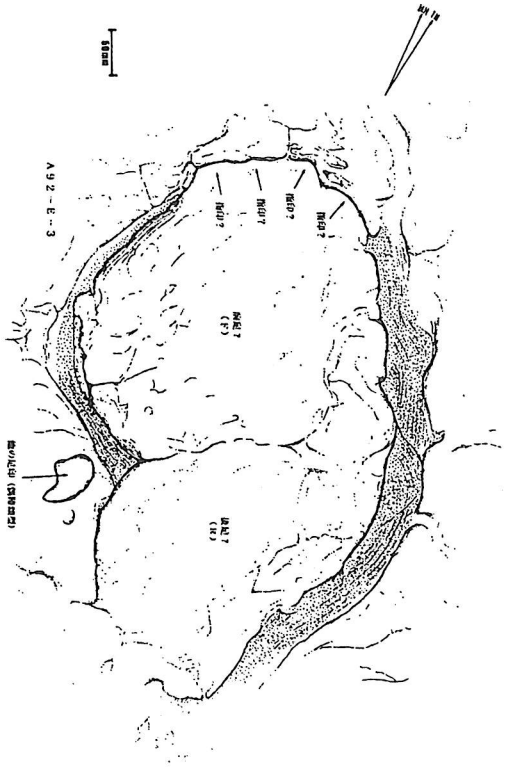
塚野山周辺の魚沼層は下部・中部・上部に区分される。下部は青灰色から黄褐色の粗ー細粒砂層を主体とし、礫層や砂ｼﾙﾄ互層を挟む。模式地の最下部層と下部層に対比され、上限はSK110のやや下位の軟体動物を多産する砂質ｼﾙﾄ層である。中部（中部層に対比）は中ー細粒砂層を主体とし、礫層やｼﾙﾄ層を挟む。上限はSK030のやや下位の淘汰の良い砂層である。上部（上部層に対比）は礫層・砂層・砂ｼﾙﾄ互層よりなり、上位ほど礫層が卓越する。

足印化石の産出層準は上部のSK030とSK020の間に位置し、二つの層準（地点AとB）が確認された。多数の足印化石が残されている地点AはSK030より約60m上位にあり、層厚2-5cmの砂泥細互層よりなる。この砂層中には斜交葉理が発達する。また、ﾊｽの葉やﾄﾞﾌﾞｶﾞｲ(?)の化石が産出する。地点BはSK030より約52m上位にあり、暗灰色の泥層である。ここは炭質物、材化石が含まれる。

足印化石の産出層準付近の堆積環境は、蛇行した河川や後背湿地が広がる海岸に近い低地と推定される。当時の森林植生は温帯ー冷温帯の広葉落葉樹を主体とし、それに暖温帯性樹種を加えるもので、現在よりやや温暖な気候であったと考えられる。火山灰鍵層（SK030,SK020）のﾌｨｯｼｮﾝﾄﾗｯｸ年代（村松、1983）から推定して、足印化石の産出層準は約100万年前（前期更新世）と考えられ、これは古地磁気層序学による結果とも矛盾しない。また、塚野山地域で最初に発見された足印化石の地層（中村ほか、1968）はほぼこの層準に相当する。

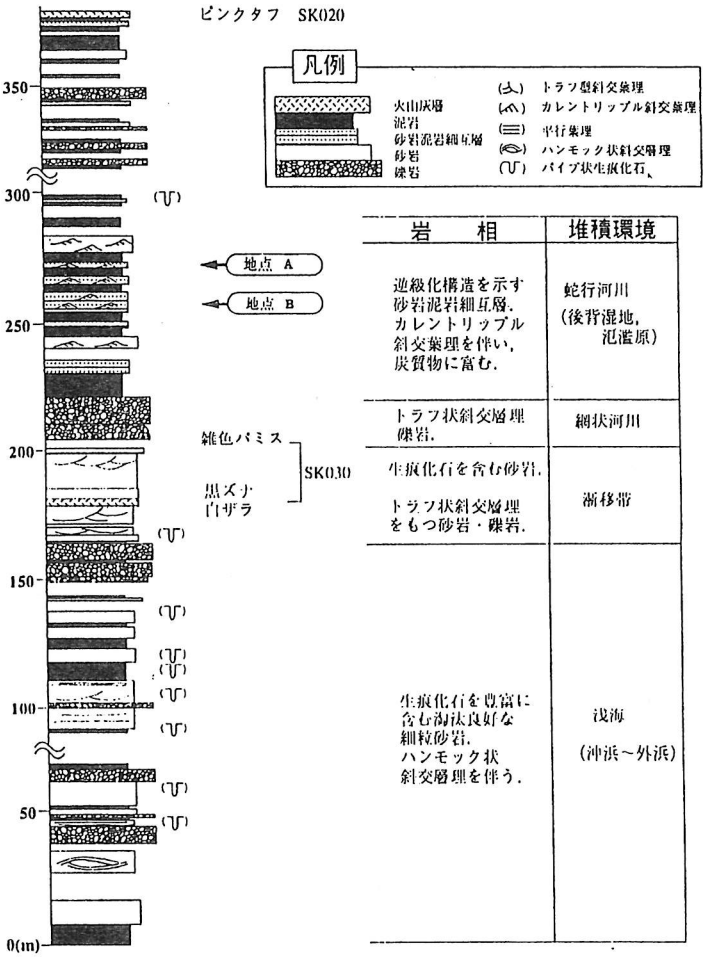


位置図



長鼻類型足印のスケッチ

A92・E・03F,R（E・50）



岩　相	堆積環境
逆級化構造を示す砂岩泥岩細互層．カレントリップル斜交葉理を伴い，炭質物に富む．	蛇行河川（後背湿地，氾濫原）
トラフ状斜交層理礫岩．	網状河川
生痕化石を含む砂岩． トラフ状斜交層理をもつ砂岩・礫岩．	漸移帯
生痕化石を豊富に含む淘汰良好な細粒砂岩．ハンモック状斜交層理を伴う．	浅海（沖浜～外浜）

堆積相とその堆積環境

P 5 新潟県長岡市西部の魚沼層に記録された前期更新世末の海水準変動

長岡ニュータウン魚沼層堆積環境研究グループ

Reseach Group for Depositional Environments of the Uonuma Group in Nagaoka New Town Area ; Latest Early Pleistocene Sea Level Change Recorded in the Uonuma Formation in the West Part of Nagaoka City, Niigata Prefecture

新潟県長岡市の西部地域では比較的規模の大きい宅地やテーマパークの造成が相次いでおり、それに伴って本地域に分布する更新統魚沼層の露頭が数多く出現している。今回はそれらのうち都市計画道路「長岡ニュータウン西線」沿いに見られる露頭について報告する。

ここには魚沼層のうちの最上部、すなわち火山灰鍵層SK020（0.81±0.12Ma）より上位と推定される地層が層厚65m以上にわたって連続的に露出していて、1サイクルをやや上回る海進・海退が記録されている。その層相は下位より以下のとおりである。

後浜堆積物　粗～中粒砂層、中～細粒砂層、シルト質極細粒砂層、シルト層などからなる有律性に乏しい互層。全層厚は15m以上である。全般的に植物遺体に富み、一部ではmオーダーの長さを持つ材化石が多産する。

河川成堆積物　トラフ型斜交葉理の見られる細粒砂層、軽石質火山灰と細粒砂の混交層、ガラス質火山灰層、シルト層などからなる。全層厚は2.5mである。

ラグーン堆積物　主として青灰色シルトからなり、極細粒砂からなるcmオーダーの薄層を何層か挟む。全層厚は5.5mである。

内湾堆積物　下部2mは極細粒～中粒砂層からなり、下底部には中礫やリップアップクラストが見られる。その上16mは灰色シルトで、ウミタケガイ、バカガイ科、ニッコウガイ科、ウニ、シャコ、鯨類の耳骨などを産し、特にウミタケガイが多産する。また、上部にはハンモック状斜交層理が散見される。その上8mはcm～10cmオーダーの厚さの極細粒～細粒砂層とシルト層との互層である。下位ほどシルトが優勢で、上位ほど砂が優勢となる傾向にある。砂層の一部にハンモック状斜交層理が見られる。また、オニグルミの核果が散見される。

上部外浜～前浜堆積物　分級の良い砂層で、砂礫層を交え、礫支持の中礫層を挟む。中～下部ではトラフ型斜交葉理が発達し、上部では平行葉理が見られる。全層厚は5mである。

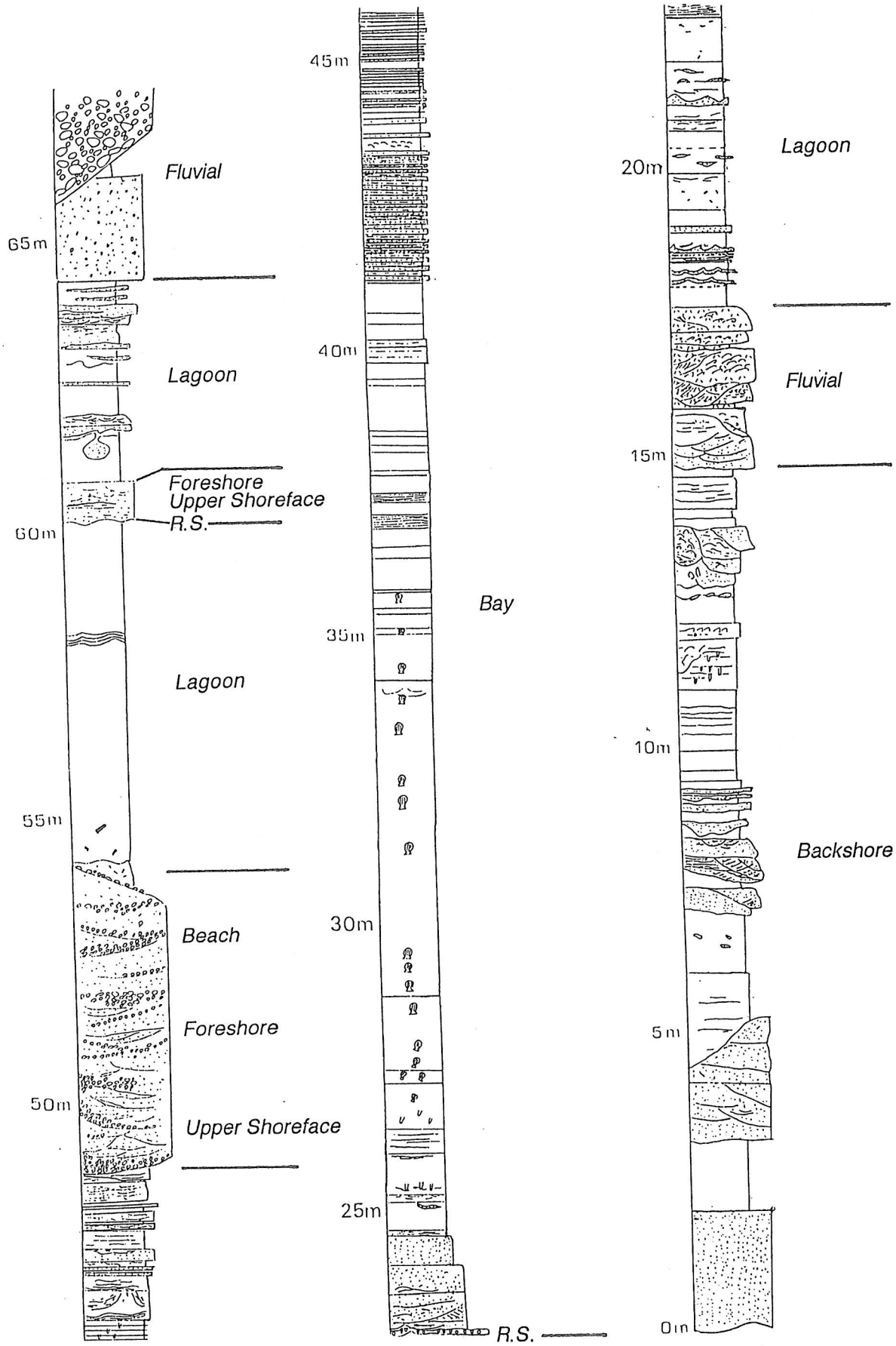
ラグーン堆積物　灰色～青灰色のシルト～粘土を主体とし、極細粒砂の薄層を挟む。材、シリブトビシの実、単子葉類の葉などの植物遺体を多産する。全層厚は6mである。

上部外浜～前浜堆積物　淘汰の良い中粒砂層で、厚さ2～5cmのシルト層を挟む。下半分にトラフ型斜交葉理が、また上半分には平行葉理が見られる。層厚は1mである。

ラグーン堆積物　白色シルト～粘土が主体で、これに層厚2～10cm程度の細粒ないし中粒砂層が挟在する。砂層の中にはトラフ型斜交葉理の見られるものやレンズ状の粘土層を挟むものもある。全層厚は3mである。

河川成堆積物　下位より層厚1.5～2.5mの細粒～極粗粒砂層、層厚20cmの白色シルト層、層厚10m以上の中礫層からなる。

以上のように、本地域の魚沼層の堆積相の変化は、内湾環境を主とする場での相対的海水準変動を反映している。


Fluvial
65m
Lagoon
Foreshore
Upper Shoreface
R.S.
60m
Lagoon
55m
Beach
Foreshore
50m
Upper Shoreface
45m
40m
Bay
35m
30m
25m
R.S.
Lagoon
20m
Fluvial
15m
10m
Backshore
5m
0m

P 6 新津丘陵西縁の層序と層相

新潟平野東縁団体研究グループ

Colaborative Reserch Group for Easten Marginal Hills of Niigata Plain ; Stratigraphy and sedimentary facies in the western part of the Niitu Hills

新潟平野東縁の丘陵には、下位の更新統を不整合に覆い、赤色土・くさり礫からなる段丘堆積物より古い地層が分布する。従来、これらの地層は矢代田層とよばれてきたが、分布や対比に混乱がありその実態が不明であった。

しかし、新潟平野の地史を解明するには、矢代田層の実態を解きあかす必要がある。本団研はこのことを目的として発足し、鮮新統から段丘堆積物まで分布する本地域の層序区分を行ってきた。

本地域に分布する地層は、下位から塊状泥岩から成る鮮新統の平層，浅海成の砂を主体とし礫・シルトを夾在する金山層（仮称），河川成の礫層および淘汰の悪い砂・シルトを夾在する天ケ沢層，段丘堆積物から成る蒲ケ沢層に区分した。

平層を不整合に覆う金山層および天ヶ沢層は、有効な鍵層および化石を含まないため同一時間面の認定が困難である。また、調査地域の南部矢代田地域は、金山層堆積時に東ないし東南東から流れる出る河川の河口付近に位置し、外海に面していた北部八幡山地域と堆積環境が極端に異なっている。

北部八幡山付近における金山層の岩相は、下位からビーチグラベルや大型トラフ（古流行NE-SW）の発達する砂層，材化石を含むシルト層，ヒメスナホリムシ生痕化石を含む砂層，生痕化石を多産する砂層，淘汰の悪いシルト層，生痕化石・シルトを夾在する砂層，アルコーズ質礫層，礫・砂・シルトの互層からなり、最上部に塊状砂層が重なる。堆積環境は、全体に深い海の堆積物はなく、波打ち際付近の堆積物から河川成の堆積物までであり、下部に前浜→ラグーンの変化が２回記録されている。相対的な海水面の上昇・低下を繰り返しながら、上部は河川成の堆積物へと変わっている。

矢代田地域の金山層は、堆積相の特徴から相対的に海水面が２回上昇および低下したことが認められる（図）。最初の海水面上昇により、基盤の平層を不整合で覆うフ

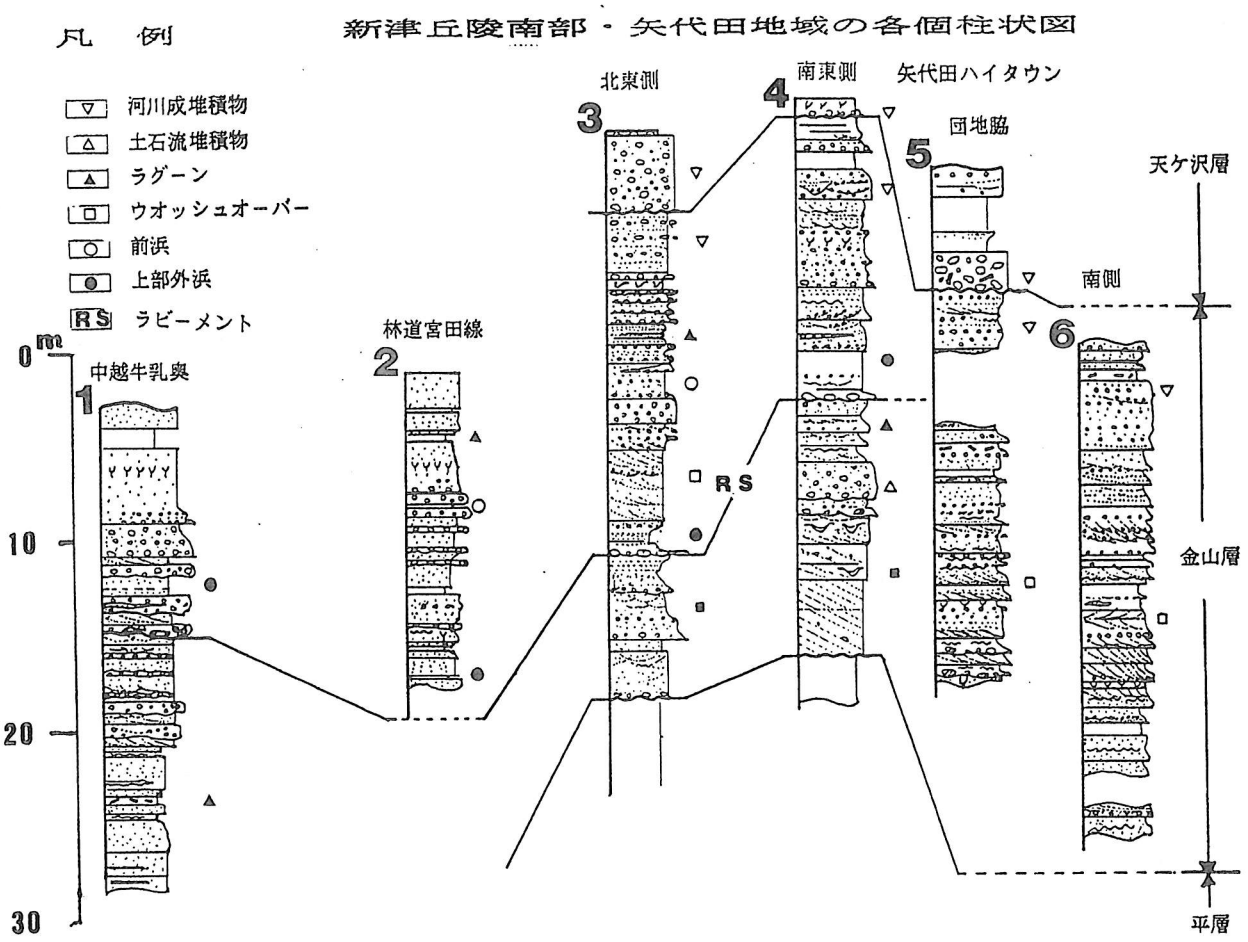
ォーセットの発達したファンデルタ堆積物（保柳．1992）が形成（図の④）されたが、デルタの形成されない地域は生痕化石を含む塊状細粒砂層が堆積した。次の海水面低下に伴い粗粒堆積物が増すとともに、部分的に不整合を形成した。デルタの表面には網状に流路が発達し、流路内堆積物が堆積した。流路が形成されなかったところでは、前浜・ラグーンの堆積物が堆積したが、図の③（保柳．19

92）・⑤にウオッシュオーバーが認められる。次の海水面上昇に伴い、削り込んだ谷は埋め立てられバリアー島ー潟システム（保柳，1992）を形成し、下部外浜程度（保柳，1992）の深さまで達した。その後、海水面は低下を示し、前浜→河川成の堆積物が堆積した。

金山層を傾斜不整合に覆う天ヶ沢層は、河川成の堆積物であり淘汰の悪い層相を示す。天ヶ沢層の岩相は、下位から礫層，泥炭質シルト層，砂・シルトの互層，生痕化石を多産するシルト層さらに砂層からなる。

八幡山地域と矢代田地域の金山層中には、共に２回の海水面の上昇・低下が認められるが、それを単純に対比して良いかどうか検討中である。

また、産出化石がきわめて少ないため堆積した時代の認定は出来ないが、作業仮説として岩相および堆積構造から、金山層の上部は加茂地域の赤谷層（＝魚沼層郡上部累相）に対比できるものと考えている。したがって、金山層を不整合に覆う天ヶ沢層は、魚沼層群堆積期と段丘形成期の間の矢代田期に形成された地層に相当し、“矢代田層”に相当すると考えられる。



P7 新潟県，青海カルストの第四紀地質学的重要性

長谷川美行・小林巖雄（新潟大学・理）

Yoshiyuki Hasegawa・Iwao KOBAYASHI: Quaternary Geological Importance of Omi Karst, Niigata Prefecture

新潟県西頸城地方の西部で，糸魚川・静岡構造線の西側には，新潟県内最大の青海石灰岩体が分布する（図１）．この石灰岩体はフズリナ・サンゴをはじめ各種無脊椎動物化石の産出によって下部石炭系上部統からペルム系上部統にわたるとされている．標高1,221.5mの黒姫山は石灰岩体のほぼ中央にそびえている．この山は信仰の山として崇拝され，その山頂には社が奉られている．

黒姫山山頂北側平坦面付近から田海川上流のマイコミ（舞込）平にかけて北西－南東方向に，ドリーネ，ポリエ，鍾乳洞などが発達するカルスト地形が広がっている（図２，３）．とくに，黒姫山周辺およびその南緩斜面には数多くの大型のドリーネ，田海川上流マイコミ平にはポリエ地形がそれぞれ特徴的に形成されている．前者を黒姫山ドリーネ地帯（小林，1982），後者をマイコミ平ポリエ地帯（長谷川，1981）と呼ぶことにする．青海カルストの第四紀地質学的重要性として，２つの点を最初にあげておきたい．すなわち，唯一ともいえる日本海側の石灰岩地帯に形成されたカルスト地形の存在，第二に高度差500m以上の縦穴型の鍾乳洞の存在から推論される第四紀後半の急激な隆起運動とである．

黒姫山ドリーネ地帯：黒姫山山頂からマイコミ平に向かう斜面には，幅約1km，長さ約3kmにわたって大小のドリーネが密集し分布する．ドリーネは直径約100m～10mの口径をもち，急な側壁からなる．高度的にみると，ドリーネは1100m～1000mと900m～800mにわかれて多く形成されている．前者を高位ドリーネ群，後者を低位ドリーネ群とする．

マイコミ平ポリエ地帯：マイコミ平には，ドリーネ，ポノール，縦穴などが形成され，大マイコミ，新マイコミなどの縦穴が田海川の地表水をほとんど吸い込んでいる．また，500m以上の深さを持つといわれる縦穴型鍾乳洞の白蓮洞，そして400m以上の青海千里洞などが標高約700mの田海川右岸の緩斜面に存在する．

このほか，マイコミ平の下流約1kmの左岸，現河床より約30m上に西姥ケ懐洞の口が標高約700mに開いているが，地下水の流出はなく，洞口付近はすでに堆積物で埋められている．さらに，田海川に沿う，標高180mに福来ケ口鍾乳洞が開口し，ここから多量の地下水が流出している．この地下水の大半はマイコミ平で地下に流入したものである．

深さ（高度差）500m以上の垂直洞をともなう青海カルストは，糸魚川・静岡構造線の西側にあたり，第四紀後半の隆起運動の記録を詳細にとどめる重要な自然の証拠である．この自然の証拠，遺産を破壊すること無く後世に残していくことは極めて大切なことである．

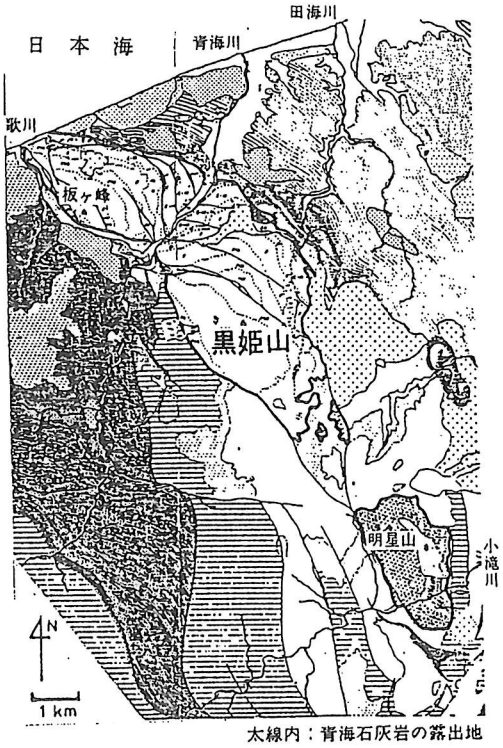


図１　位置図

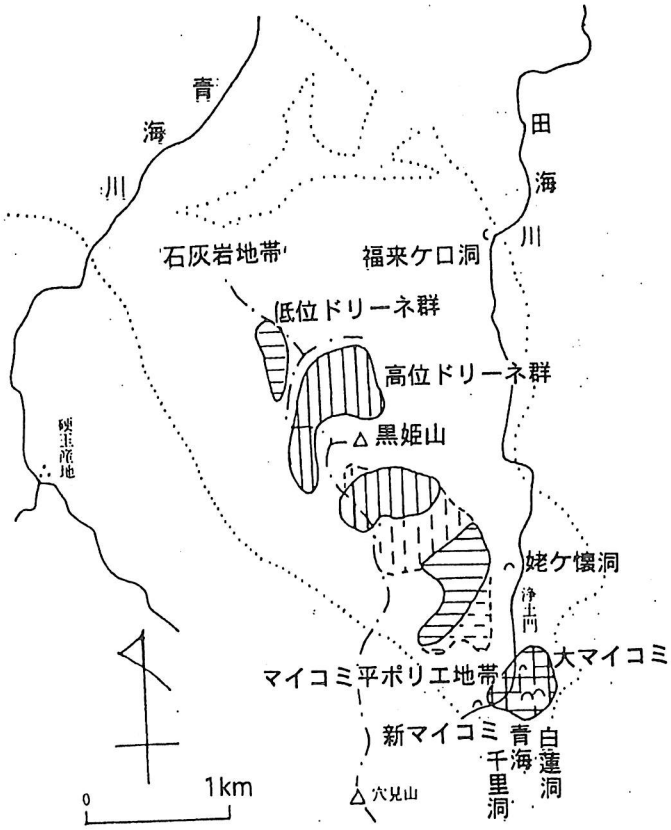


図２　青海カルストの地形区分

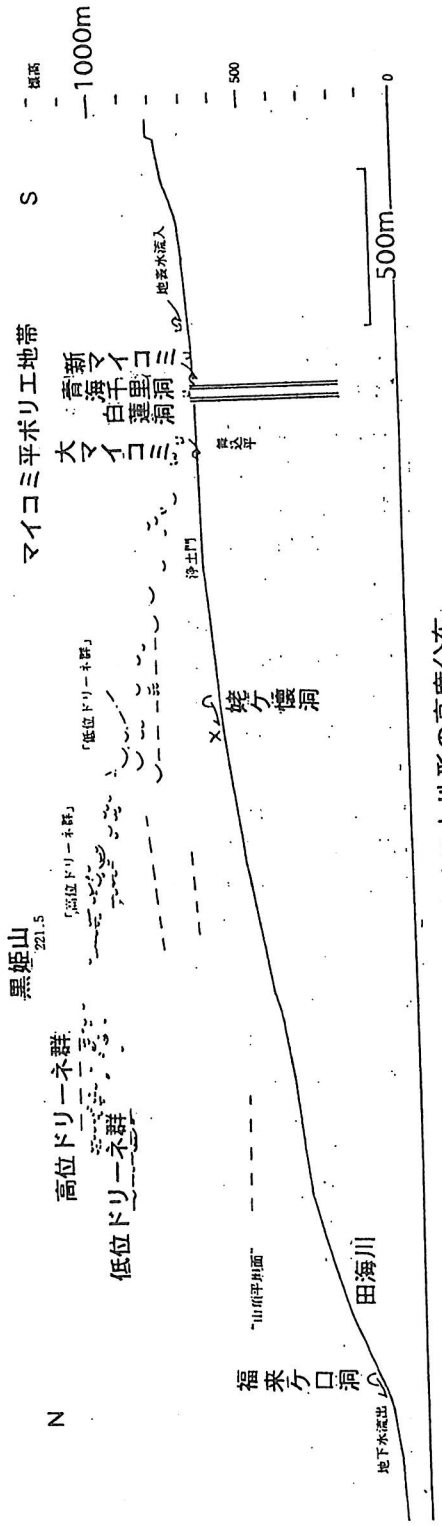


図３　カルスト地形の高度分布

P８　１９９５年兵庫県南部地震の地殻変動と断層モデル

多田　堯（国土地理院地殻調査部）

Takashi TADA; Crustal deformation and fault model of the 1995 Kobe earthquake

１．地殻水平変動

国土地理院は地震後直ちにＧＰＳ連続観測点のデータ解析が行い，水平変動を計算した．震源域に最も近い観測点箕面でも震源から数１０ｋｍ離れており,前兆的地殻変動は認められなかった.

地震後震源域と周辺部の三角点の変動をＧＰＳで測定した．神戸側の水平変動から,地震断層は地表に出現しなかったが，地下で六甲断層系が右横ずれ断層運動しいたことがわかった．神戸側と淡路島側の水平変動は野島断層が神戸側には延びていないことを示している.

なお現在工事中の明石海峡大橋の橋脚がこの地震で変位したと伝えられている．明石海峡に右横ずれ断層断層運動があったことが示唆される.

２．地殻上下変動

神戸地区においては一等水準路線が国道２号線に沿って一本あるだけである．従って面的な上下変動は把握できていない．水準測量によると須磨断層を挟んで上下変動に不連続が見られるので,地震断層は野島断層の北東延長上でなく,須磨断層が神戸側では震源断層であることがわかる．神戸市街地に入ってからは水準路線が六甲断層系と並走するので大きな変動は見られない．路線は甲陽断層を横切るが，上下変動に不連続は見られない.

３．断層モデル

上述した地殻変動に基づいて暫定的な断層モデルを求めた．地殻変動からは１個の断層でなく複数の断層が同時に運動したことが示唆される.

断層パラメータは将来変更される可能性が強いのでここでは詳述しない.

淡路島の断層は東側（大阪湾側）に傾き下がる高角断層で，地表に達している．断層面のおよその変位量は２ｍである．神戸側の断層は全て西に傾き下がる高角の断層で,上端部の深さが２－３ｋｍで，地表には顔を出していない．断層面での変位量は各断層によって異なるが，５０－１５０ｃｍである．いずれの断層も若干の逆断層成分を含んでいる.

１９９５年兵庫県南部地震はいわば地殻の複雑骨折現象といえる.

P9　1995年兵庫県南部地震による地盤の揺れと地変

菊山浩喜・横山俊治（川崎地質）

Hiroki Kikuyama and Shunji Yokoyama ; Ground mortion and ground deformation caused by the 1995 Southern Hyogo Prefecture earthquake

灯籠や墓石は構造や形態が単純で比較的分布密度も高いため，広域の地盤の揺れの方向を統一した尺度で推定するためのセンサーとして優れている．灯籠・墓石の転倒方向は，その地点の地震動の主要動方向を表すと考えられる．我々は淡路島北部・兵庫県明石市～西宮市と，宝塚市～茨木市の有馬・高槻構造線沿いの寺院・神社・墓地・民家等の灯籠・墓石の転倒方向を調査した．灯籠・墓石の転倒方向は，ほとんどの場合，地点毎に複数または単一の一定方位に集中することが多い．震度の比較的小さな地域では相対する２方向に均等に，震度の大きな地域では片側一方向に転倒する傾向がみられる．従って震度の大きな地域では，ほとんどの灯籠・墓石が同時に転倒したと考えられるが，それが初動時とは必ずしも言えない．震度の小さい地域では，個々の灯籠・墓石で転倒時間は異なり，転倒はある時間幅の中で起きたと考えられる．転倒方向は，全域にわたり北西－南東方向の転倒が卓越している．この方位は主要な断層系と直交する方向であり，震源位置と地震波の伝播方向を考えた際，比較的単純に説明できる方向と言える．また，いくつかの地域では，断層のごく近傍で転倒方向が変換する地域が見られる．

地震時に墓石や灯籠は地盤の揺れに取り残され，慣性力によって地盤の揺れの方向と反対の方向に移動あるいは飛ばされることによって転倒したと考えられる．塀のような板状のものはいずれの方向を向いていても転倒し易いが，それでも墓石や灯籠から求めた地盤の揺れの方向に直交した塀の方が平行な塀より転倒率が高くなっている．塀の転倒も地震動に伴う慣性力によるものである．擁壁の傾動や転倒も塀の場合と同様に慣性力によると考えられるが，擁壁は片側が拘束されているため，傾動や転倒は斜面前方に向かって起こる．護岸の整形された花崗岩ブロックを積んだ空石積み擁壁では，斜面中段より上の部分の石積みがはらみ出し，石積みだけが崩れ落ちる．家の垣根の整形されていない空石積みでは石の飛び出しが大きく道路に散乱する．地表面においても歩道や公園に敷き詰められた煉瓦や石畳が跳ね上がり散乱しているところがある．これらの現象も慣性力によるものと考えられる．

同様の現象は自然地盤でも観察される．六甲山系の山麓の段丘礫層には花崗岩巨礫が多数含まれているが，今回の地震では花崗岩礫が河床や道路に飛び出しているのが観察された．飛び出した礫は比較的大きなものが多く，マトリックスの

土砂や小礫の崩落は少ないのが特徴である.

入射した地震波の加速度が同じであっても，質量の大きなものほど慣性力が大きくなる．一般に土構造物はルーズで見かけの質量が小さいため，慣性力は小さい．また土粒子の粒界で歪みを解消しマス（塊）として挙動するため，段丘礫層のマトリックスの土砂や擁壁背後の盛土は崩れにくい.

六甲山系は花崗岩が広く分布しており，豪雨時にはこれまでにも幾度か大きな災害を出してきた．豪雨時の災害は風化花崗岩－マサ－の発達する地域で発生頻度が高く，地下水が集中する0次谷で表層崩壊が多発し，多量の水と共に流下したマサ土が河床部の土砂を巻き込んで土石流を発生させた．ところが，今回の地震では，豪雨時には崩れそうにない比較的新鮮な岩盤の露出する尾根や，巨大な未風化核岩の岩峰の分布域で崩壊が起こり，風化花崗岩や風化変質した断層破砕帯はむしろ安定であった．崩壊は新鮮な花崗岩ブロックが傾動，転倒を起こし，径1mを越えるブロックが谷底まで落下した．樹木に刻まれたブロックの衝突による傷は，ブロックが真下に転倒・落下してから転がり落ちたのではなく，はじめから真横に飛んだことを示している．ブロックの転倒の難易がブロックの形状（卓越する節理の方向）と地盤の揺れの方向に支配されているのは間違いないが，地形の影響についての評価は難しい．すなわち，もし地盤の揺れの方向が地形の起伏の大きいところでは局所的な地形に強く影響されるのであれば，一義的に広域的な地震動の方向と節理の発達様式（ブロック形状）とを結び付けて議論するのは難しいかもしれない．それはともかく，花崗岩において，地震災害と豪雨災害との違いは歴然としている.

今回の地震では，人工地盤を中心に多数の割れ目が発生した．成因の異なる割れ目が含まれているが，地盤の揺れによる割れ目が少なくない．地盤の揺れによる割れ目の多くは開口を伴う引張割れ目であるが，しばしば開口割れ目が再び閉塞・衝突して形成された圧縮割れ目と共存している．この特徴は地盤の揺れによる引張りと圧縮を現しており，地震動による割れ目の証拠と考えられる．このタイプの割れ目は構造物と地盤の相互作用がきわめて大きいのが特徴である．例えば，耐震設計された高層ビル周囲や擁壁の背後や前面で，マンホールや埋設管，カルバート，電柱などのように地盤より堅硬な構造物の周りで，割れ目は構造物から放射状に派生したり，構造物を取り囲むように発達する．ただし，構造物を取り巻く割れ目のように近傍の構造物の揺れに割れ目の方向を強く支配されたものを除くと，比較的連続性の良い割れ目では方向の卓越性が認められる．その方向は墓石や灯籠の転倒方向に高角度のものが多く，地割れは地盤の揺れの方向に支配されていることが解る．なお傾斜地では重力の影響で，割れ目形成が斜面変動の初期現象に移行して行く場合もある.

P10 淡路島・野島断層地表変位のディジタルマッピング

奥村晃史（地質調査所）・John Hamilton (U.S. Geological Survey)

Koji OKUMURA and John Hamilton: Digital mapping of the surface ruptures along the Nojima fault accompanied by the 17 Jan. 1995 Kobe earthquake

兵庫県南部地震に伴って発生した野島断層の地表変位を精密に記録するために，トータルステーションを用いた変位地形のディジタルマッピングを行った．トータルステーションはレーザーを用いて，測定すべき地物の上におかれた反射鏡の位置を数秒で計測する測量機器である．測定対象とする地物（開口割れ目，畦，水田面など）ごとに順次測量してグルーピングすることによって，必要な要素ごとの図化出力と，すべての測点を用いた等高線地図の作成，鳥瞰図の作成を行うことができる．一日最大1200点程度の計測が可能で，測定結果はメモリーモジュールを介してノートパソコンに移され，測点の位置を確認することができる．図化はUSGSで行った．

調査地点と結果：Loc 1. 江崎灯台［836点］－平板測量では困難な階段の正確な測量を行って変位量を推定した（Fig. 2）．Loc 2. 野島江崎［3010点］－四段に分かれた棚田の変形状況を詳細に記録した．Fig. 3 からは，水田 3 が明瞭な右横ずれ（＋東側隆起）をを示す狭い剪断帯で切られている一方，水田 1 では雁行する割れ目帯と幅20m以上の波状変形だけが認められる．水田 2 は両者の中間的な変形を示す．Loc 3. 野島平林－更新世河岸段丘の累積変位と今回の地震による変位［1114点］．Loc 4. 折ヶ谷池北方－主断層と東側の分岐断層をまたいでの変形状況［421点］．

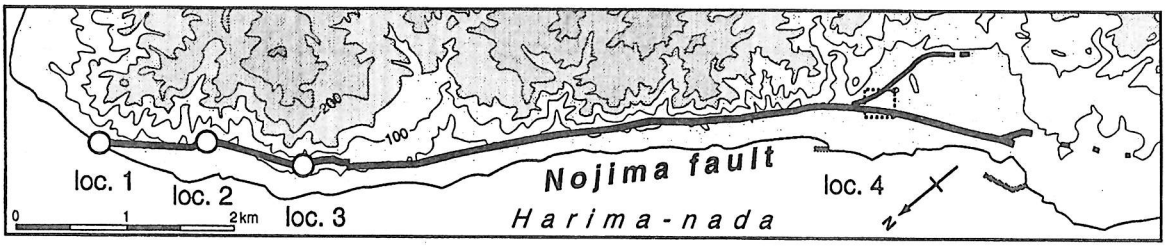


Fig. 1 Nojima fault on Awaji Island and surveyed locality.

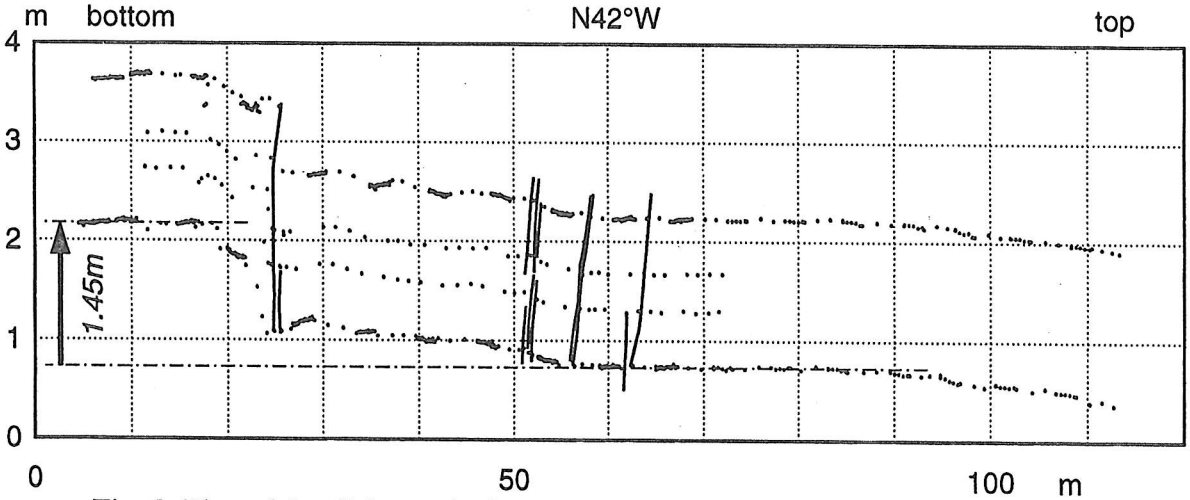
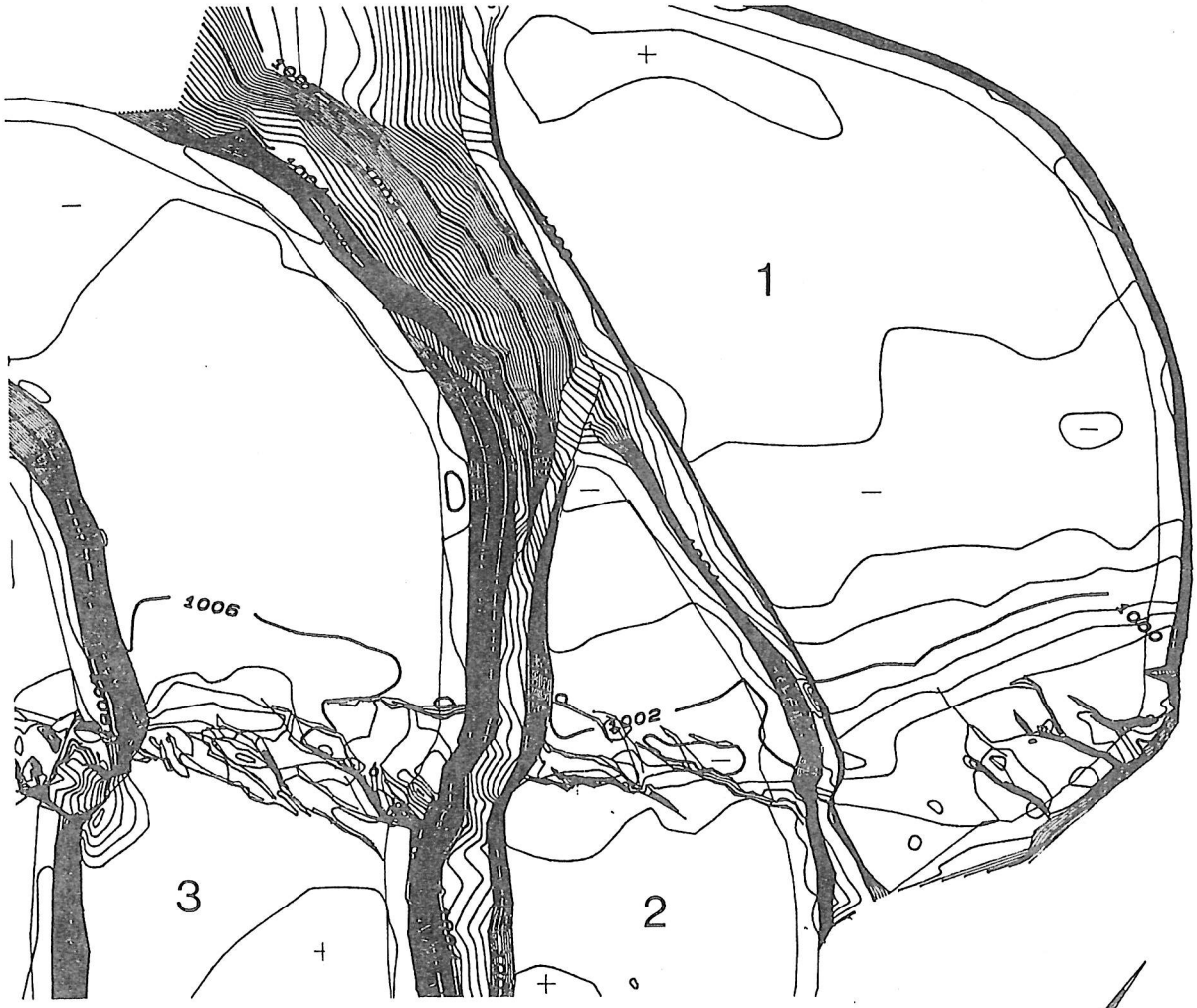


Fig. 2 Plan of the dislocated stiarcase at the Ezaki lighthouse [loc. 1]



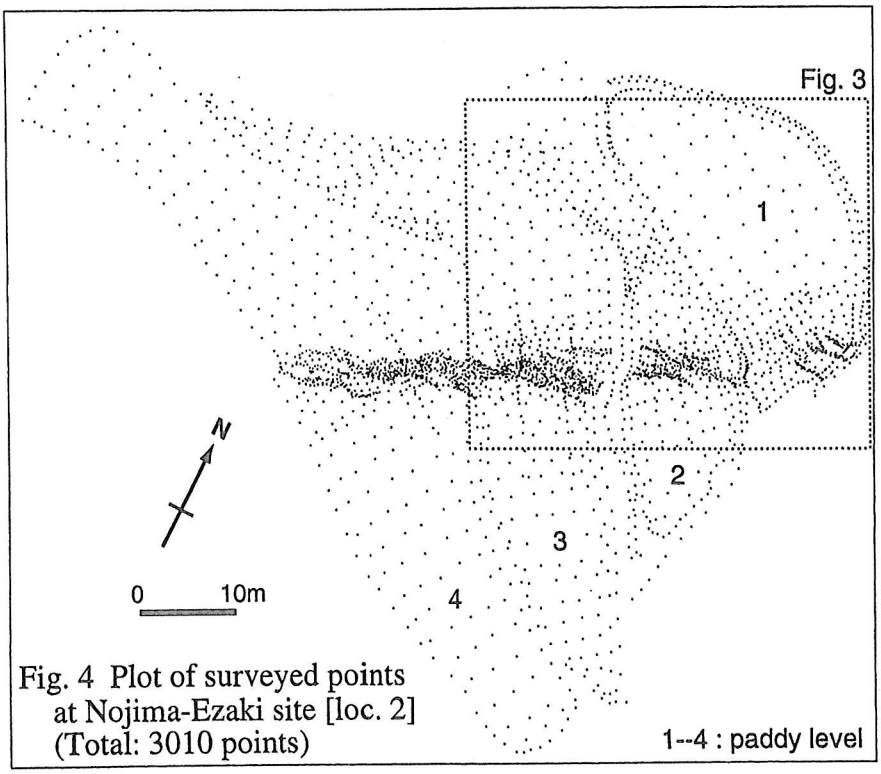


Fig. 4 Plot of surveyed points at Nojima-Ezaki site [loc. 2] (Total: 3010 points)

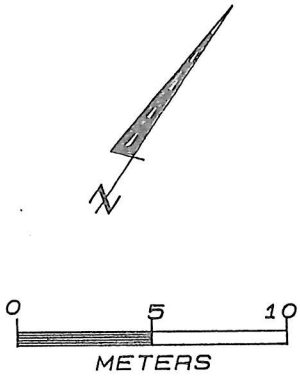


Fig. 3 (above) Deformation of paddy field surface at Nojima-Ezaki [loc.2] Counter interval is 10 centimeters. Altitude is relative to the aribitrary height of 1000 meters.

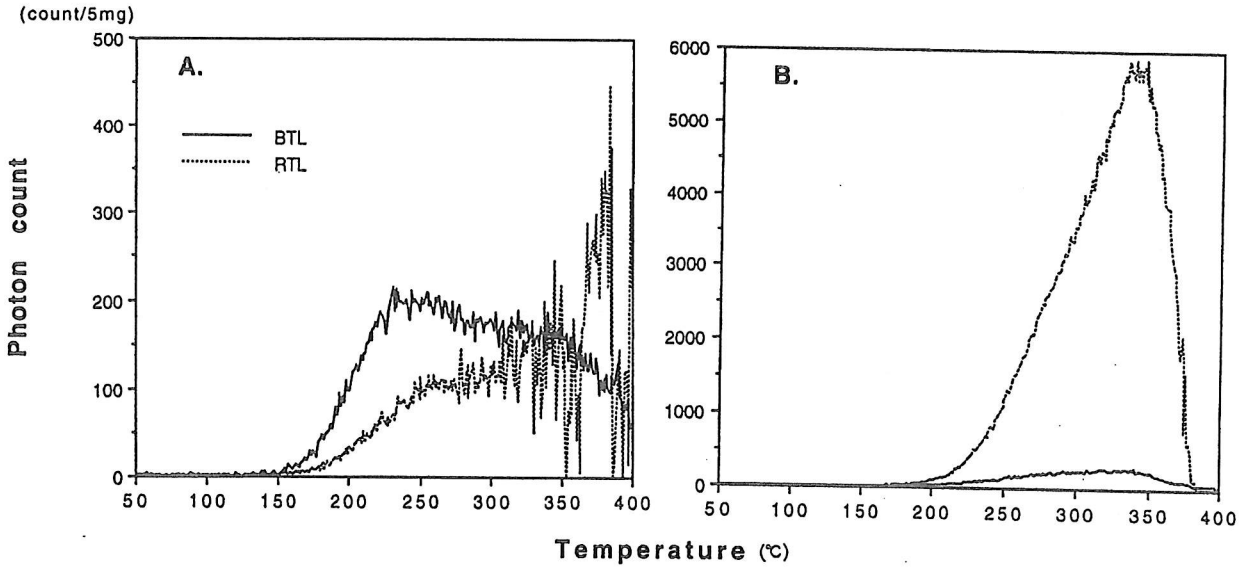
P 11 自然熱蛍光を利用した風成塵堆積物の石英の識別方法

鴈澤好博・渡辺友東子・伴かおり（北教大函館）・橋本哲夫（新潟大理）
Yoshihiro GANZAWA, Yukiko WATANABE, Kaori BAN, Tetsuo HASHIMOTO;
Identification method of quartz separated from eolian deposits using the natural thermoluminescence.

風成塵堆積物と火山灰層を識別する方法として，それらに含まれる石英の自然熱蛍光（TL）の特性を利用する方法を提案する．TLの基本的特性を比較するために，①中国大陸の砂漠の砂丘砂およびレス，②東北地方青森県乙供に分布するテフラ，③北海道オホーツク沿岸に分布する粘土層から分離した石英を用いた．なお，③に含まれる細粒石英(1～10μm)の$\delta^{18}O$値は，+16.1～+17.4‰の狭い範囲に集中し，風成塵起源と推定されている(Mizota et al.,1992).

実験はヒーター上に分離した石英5mgをのせ，50℃から400℃まで連続加熱し，その際に放出する石英の自然TLを光電子増倍管で検出した．赤色蛍光(RTL)の計測には浜松ホトニクス社製のR-649，青色蛍光(BTL)の計測にはR-585を使用した．天然石英は620nmと470nm付近の波長域にそれぞれRTLとBTLのピークを有するので，波長域に応じた色ガラスフィルターを選択した．石英の天然TL発光は非常に微弱であるので，1試料についてRTL，BTLともに3回の測定し，発光量としてその平均値を採用した．

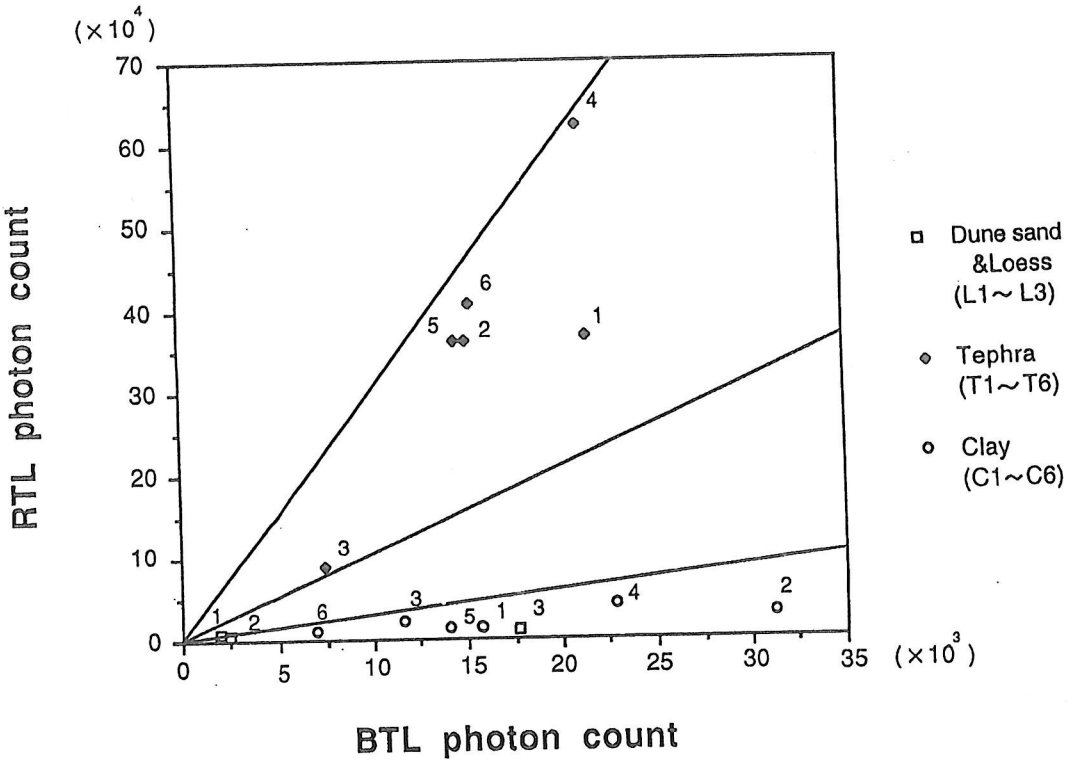
図-1に，実験で得られた典型的な中国レスと東北地方のテフラ起源の石英のRTLとBTL曲線を示した．両者は明らかに発光総数やRTL,BTLの強度が異なってお



図－1 石英の自然ＴＬの比較（Ａ．中国大陸レス；Ｂ．東北地方のテフラ）

り，TL特性に顕著な差異が認められる．また，TL特性の定量的な違いを比較する止めに、RTL-BTL比の比較を行った．石英の粒径サイズは粘土から細粒砂サイズまで幅広いので，RTL-BTL比は粒子の表面積に依存しない特徴がある．また，TLカウント総数はTL信号が安定している250℃～350℃の温度領域で設定した．その結果，RTL-BTL比をぞれの値は①0.69～3.65，②12.10～29.30，③0.89～2.00の範囲をとった（図－２）．①と③はよく一致した低い値をとるが，これらに対し②は平均で10倍程度高い値を示している．この原因は，中国大陸の石英は低温型に属するものが多いため（おそらく安定大陸を構成する深成岩・変成岩類起源）相対的にBTLがより発光し，一方，日本のような火山地帯のテフラ起源の石英は高温型に属するので，強いRTLを発光するためと考えられる．

現在はまだTL基本特性を検証している段階であるが，データが一層蓄積されれば，TL法は石英の起源の識別について有力な方法の一つとなるであろう．



図－２　中国大陸の砂漠の砂丘砂およびレス，東北地方に分布するテフラ，北海道に分布する粘土層から分離した石英のRTL/BTLの比較

P１２北海道南部に分布する火山灰土の鉱物組成

山縣　耕太郎（上越教育大学）

Kotaro Yamagata; Mineralogical characteristics of volcanic ash soils in southern Hokkaido

1.はじめに

北海道南部には，後期更新世以降の活発な噴火活動によって多数のテフラ層が堆積していて，その間には火山灰土が顕著に認められる（図1，2）．これらの火山灰土の成因については，微細石英や結晶性の粘土鉱物の存在から，風成塵起源と考えられている（岡田，1979；近堂ほか，1978；Yoshinaga, 1993）．しかし，構成粒子の給源については充分に明らかにされていない．本研究では，日高山脈を挟んで東西に位置する石狩平野と十勝平野に分布する火山灰土の鉱物組成を詳細に明らかにし，それぞれの地域の火山灰土構成粒子の給源について検討をおこなった．

2.方法

風成粒子は，運搬の過程でふるい分けが行われ，給源からの距離とともに淘汰が良くなり，細粒になると考えられる．しかし火山灰土は，風成堆積物としては，淘汰が悪いことから，粒径が異なる複数の給源からの粒子から構成されていると考えられる（山縣，1993）．そこで，1～2ϕ，2～3ϕ，3～4ϕおよび粘土画分の4つの粒度階について鉱物組成を明らかにした．4ϕ以上の粒子については，篩別後，顕微鏡下で鉱物組成を明らかにした．粘土については，あらかじめシュウ酸を用いて非晶質粘土鉱物の選択溶解処理を行った後，沈定法によって分離し，定位法によってX線回折分析をおこなった．

3.結果と考察

羊蹄火山は，Mpfa-1を噴出した噴火以降，約1万年前まで小規模噴火を頻繁に行っていて，周辺に成層した火山砂を堆積させている．この成層した火山砂は，羊蹄火山から離れるに従って成層構造が不明瞭になり，無層理で淘汰の悪い褐色火山灰土へと変化する（図２）．石狩平野の火山灰土中にも小規模噴火起源と考えられる岩片が多く認められることから，このような小規模噴火の一次的なテフラが火山灰土の生成に寄与していると考えられる．

火山灰土の一次鉱物組成には，テフラとは異なる以下のような特徴が認められる：1）鉱物種が多い，2）粒度によって鉱物組み合わせが変化する，3）粒度による鉱物組成の変化が大きい，4）普通輝石と黒雲母が共存するという北海道南西部のテフラには認められない鉱物組成を持つ．このような特徴は，テフラ以外の物質の混入を示す．特に十勝平野では石英，雲母，不透明鉱物の含有量が多く，この傾向が顕著である．石狩平野の火山灰土の一次鉱物組成は下位のテフラ層と似る．

両平野に分布する火山灰土中には，火山ガラスの風化によって生成する非晶質の粘土鉱物やハロイサイトのほかに，スメクタイト，イライト，クロライトなどの結晶性の粘土鉱物および，石英，長石が顕著に認められる（図３）．これらの鉱物は，黄砂中に含まれている鉱物と一致し，広域風成塵がこの地域の火山灰土の生成にも寄与していることが推定される．しかし，黄砂中に最も多く含まれるイライトの存在を示す10Å付近のピークの強度が，石英や長石に比べて小さいことから，周辺の基盤岩から供給された鉱物の割合の方がむしろ多いと考えられる．石狩平野と十勝平野を比較すると，鉱物の存在を示すピークの強度は，少数の例外を除いて十勝平野の方が大きい．これは，石狩平野の火山灰土の粘土画分の中に火山ガラスが多く含まれていることを示す．

このように，粒度による鉱物組成の変化から，火山灰土は，一次的なテフラ，テフラ層の二次堆積物，周辺の裸地からの風成粒子，広域風成塵など複数の給源からもたらされた粒子で構成されていると考えられる．石狩平野と十勝平野を比較すると石狩平野の火山灰土は，テフラ起源の粒子のしめる割合が大きく，十勝平野では，高山域の裸地や河川の氾濫源から供給されたと考えられる風成粒子の占める割合が相対的に大きい．

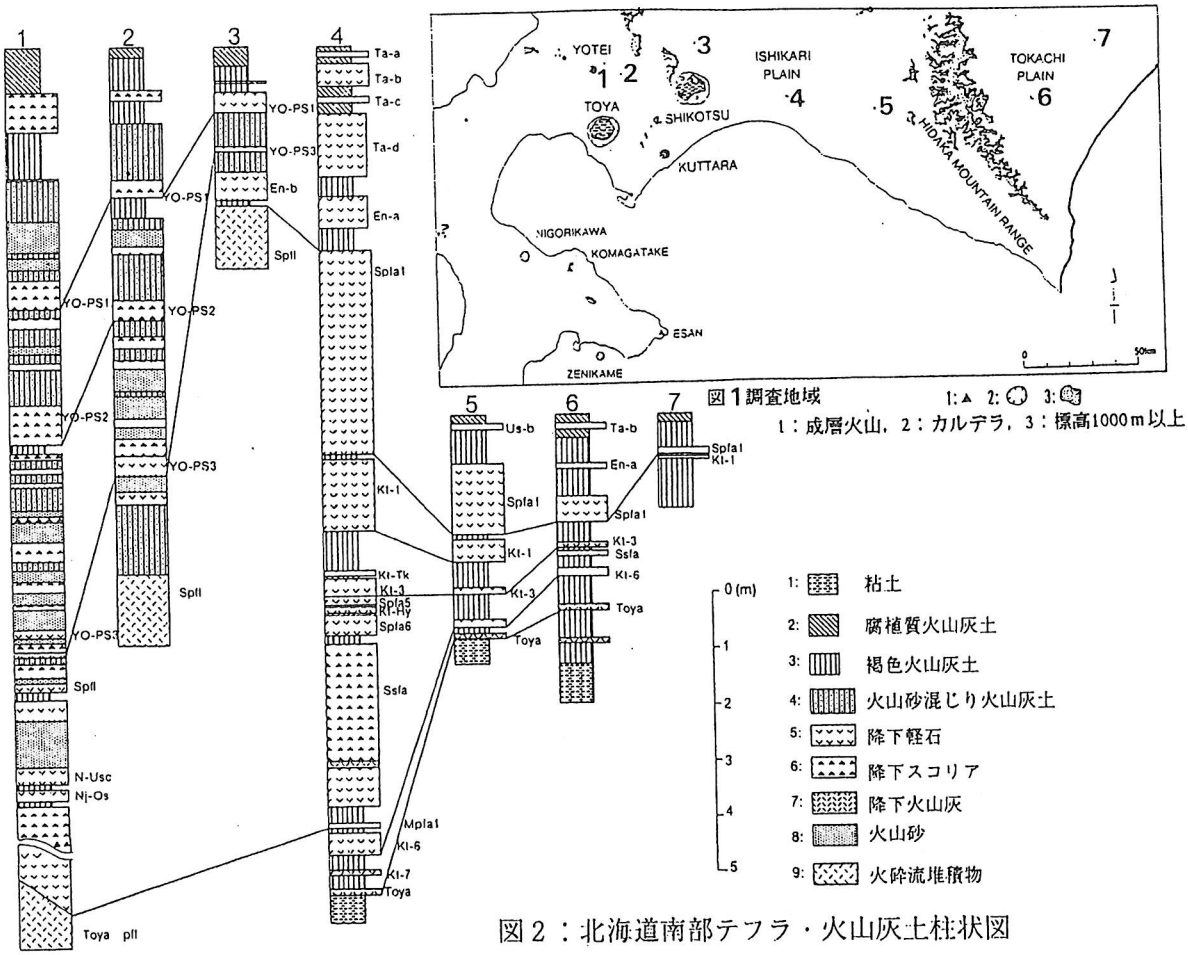


図2：北海道南部テフラ・火山灰土柱状図

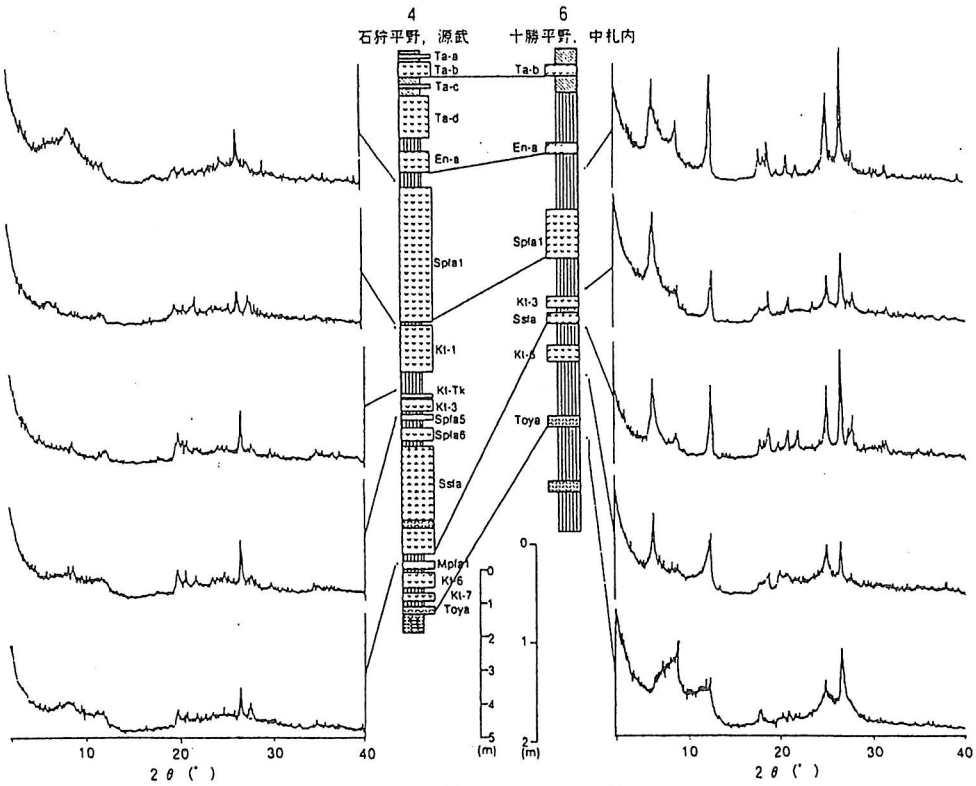


図3：火山灰土粘土画分のX線回折パターン

P 13 奥羽山地笊森山の雪田土壌からみた中世温暖期の気候環境

大丸裕武・池田重人（森林総合研究所）

Hiromu DAIMARU and Shigeto IKEDA; Climatic Environment of Medieval Warm Period Estimated by Meadow Soil Stratigraphy on Mt.Zarumori in Ou Mountains.

筆者らは先に奥羽山地笊森山の雪田でTo-a(AD 915)を含む埋没高山湿性地土を報告し，中世温暖期における消雪の早まりを指摘した（図１，２）。本報では，融雪過程の知見を加えて，埋没高山湿草地土の形成を可能にした，中世温暖期の気候環境について論じる。

一般に融雪量は積算気温の一次式を用いて推定することが出来る（デグリーデー法）。1993年６・７月について，－３℃以上の日平均気温に３℃を加えた値を有効気温とし，その積算値と実測した融雪量（積雪の深さ）の関係を示したのが図３である。この結果得られた融雪係数（9.6mm/℃day）を用い，1979年～1994年の平均気温を基準に，気温が変化した場合の融雪速度の変化を図４に示した。図４からは。積雪深を一定と仮定すると，２℃程度の気温の変化でも，５～６日程度しか消雪時期が変動しないことがわかる。

これに対し，雪田内の積雪深は雪庇の先端の位置により，一部では毎年４ｍ程度の規模で劇的に変化する。図４から４ｍの積雪深の増大は，20日程度の大幅な消雪の遅れをもたらすことがわかる。実際に，1993年は平年よりも２℃程度低温な著しい冷夏であったが，降雪量が少なかったために雪渓は小規模で，雪渓前縁の遷急線付近では，酷暑であった1994年よりも早く消雪した（図５）。表層に泥炭質土（高山湿草地土）が分布するのは，おおむね７月中旬頃までに消雪する場所に限られる（図５）。したがって，この雪田では，高山湿草地土の分布に影響を与える，７月中旬頃の雪線は夏の気温よりもむしろ，毎年の降雪量の変動に影響されていると考えられる。

1994年の調査では，５月頃の雪渓の遷急線に相当する位置に，リター堆積量の急激な低下が認められた。これまで述べたような，積雪深の急激な変化が，植物の生育可能期間をとおして植物の生長量に影響をおよぼし，極端な土壌のコントラストをもたらしたと考えることが出来る。

これまでの研究では，中世温暖期の気温上昇は，比較的小規模であったとする報告が多いことを考慮すると，奥羽山地北部における中世温暖期は著しい降雪量の減少を伴っていたと推定される。

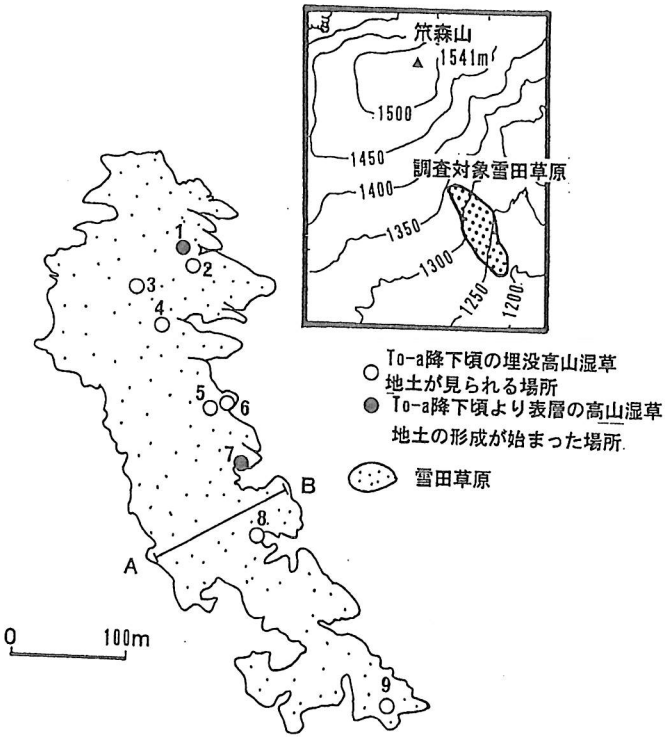


図１　調査研究地域

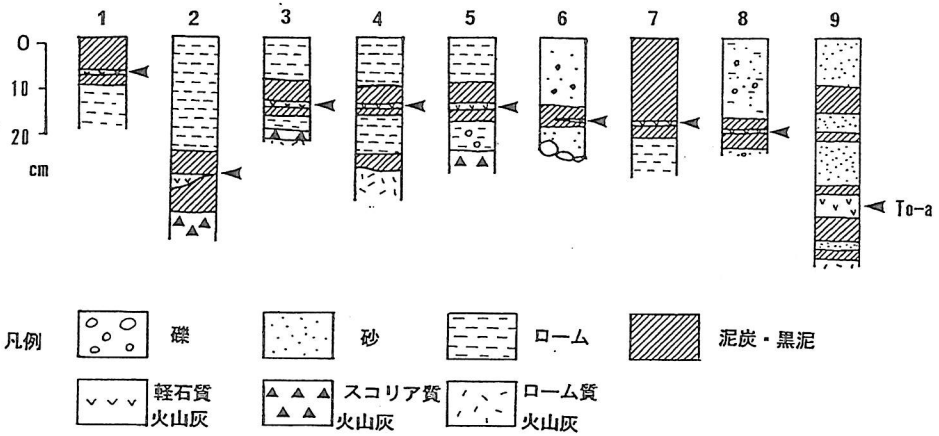


図２　埋没高山湿草地土の例（柱状位置は図１に示した）

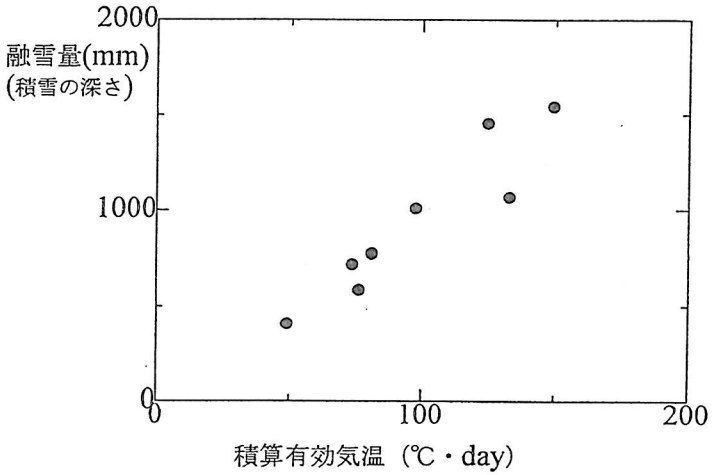


図３　積算有効気温と融雪量の関係

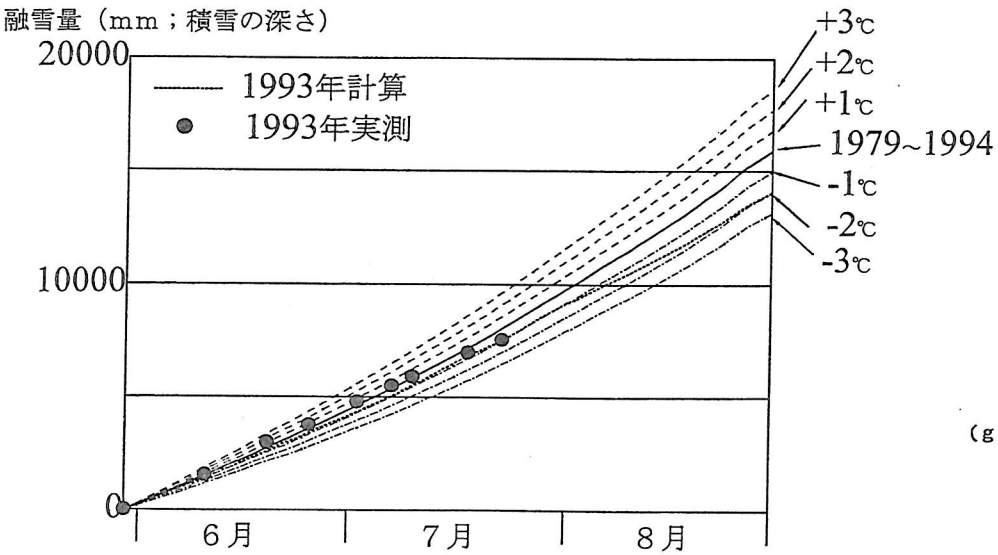


図４　気温の変化による融雪速度の変動
（計算開始は５月 29 日，気温は田沢湖の気温から推定した）

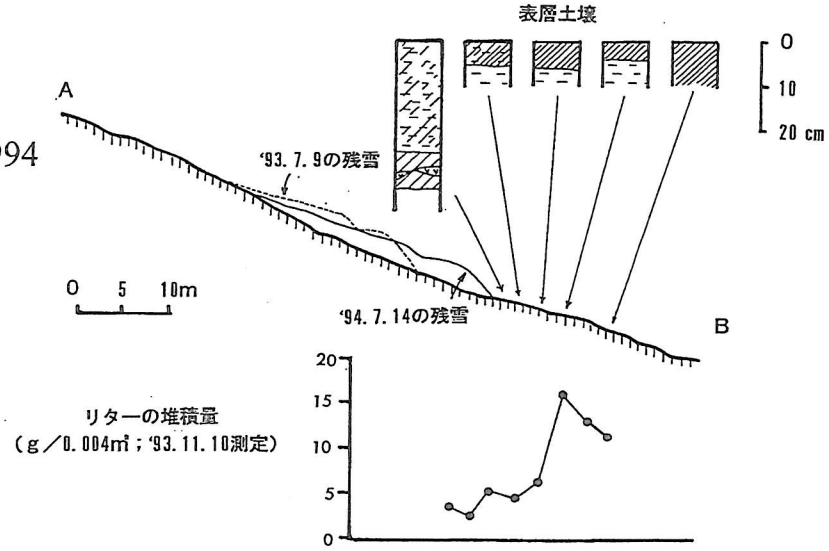


図５　'93 と'94 の７月の残雪，及び表層土壌とリター堆積量

Ｐ１４　東京低地東部の3000m級反射断面

杉山雄一・遠藤秀典（地質調査所）

Yuichi Sugiyama & Hidenori Endo; 3000m-deep seismic reflection profile of the eastern Tokyo metropolitan area

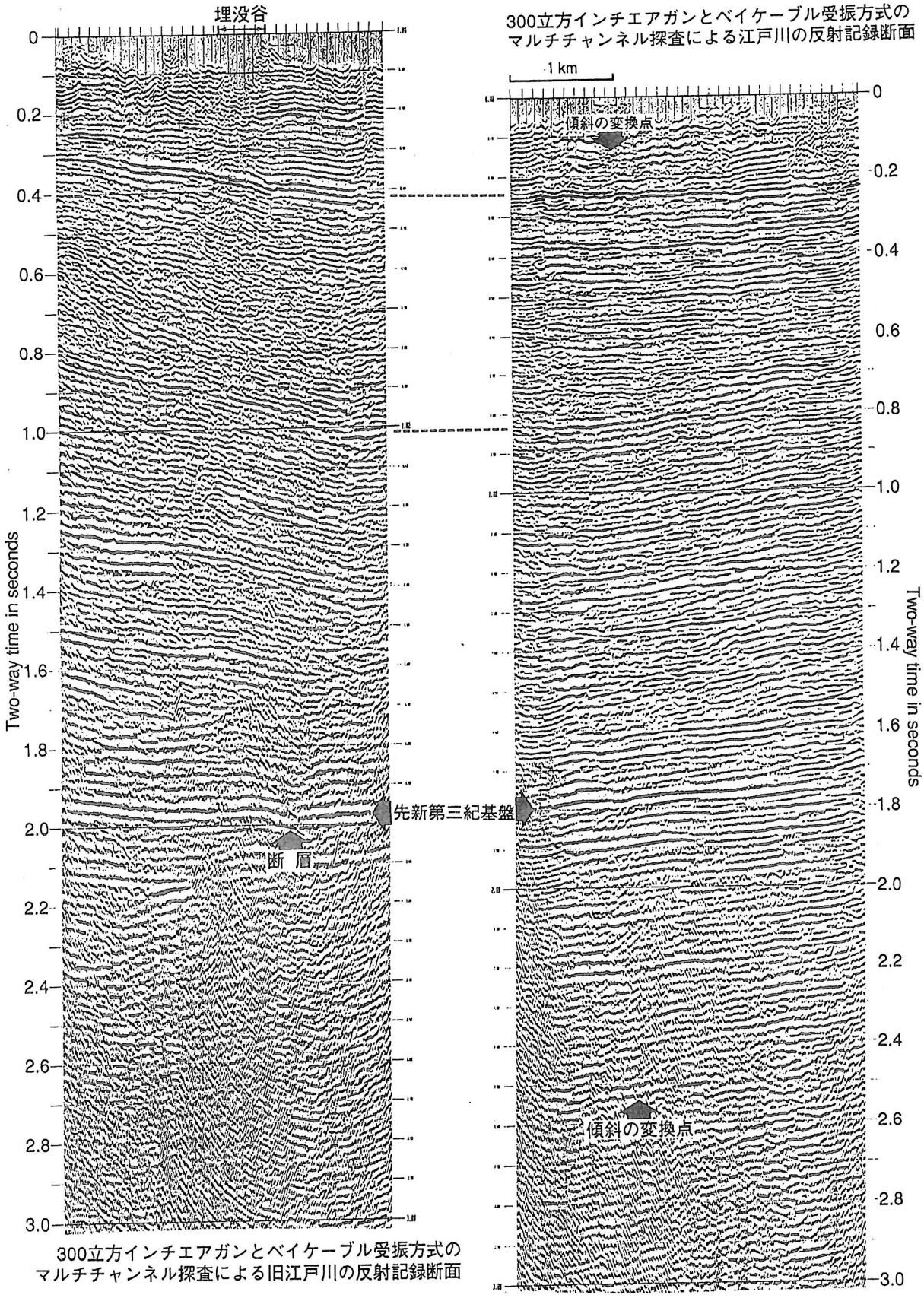
地質調査所ではこの１月に，旧江戸川と江戸川で空気室容量300立方インチのエアガンとベイケーブルを用いた音波探査を実施した．大容量エアガンの使用は，小容量エアガンでは透過することができなかった音波散乱層を貫くことと先新第三紀基盤までの反射記録を得ることを目的とする．また，ベイケーブルの採用は，Ｓ／Ｎ比の向上を図り，可探深度の増大と反射記録の明晰性向上を狙ったものである．探査測線は江戸川水門南側の旧江戸川上流部(長さ3000m)と国府台付近の江戸川(長さ3000m)に設定した．旧江戸川測線は直下に下流側上がりの潜在活断層を伴う埋没谷を横断しており，江戸川測線は“東京湾北縁断層”の北方延長を横断している．探査は発振間隔10m，受振点間隔10m，48チャンネル，記録長５秒の仕様で実施した．

その結果，図に示すように，両河川において2.5秒+(約3000m+)までの反射記録が得られた．また，江戸川の音波散乱層を透過することができた．旧江戸川では往復走時約２秒(深度約2200m)，江戸川では1.7～1.8秒(約1900～2000m)に新第三系と先新第三紀基盤（恐らく，秩父帯か三波川帯の中生界）に対応すると考えられる強い反射面が確認された．この深度は，江東観測井の先新第三紀基盤深度2579m(鈴木,1993)，船橋地盤沈下観測井の同2139m(楡井ほか,1972)と良い一致を示す．

強い反射面の分布深度と音響層理の特徴から，旧江戸川断面右端の0.4秒付近と１秒付近の強い反射面は，それぞれ江戸川断面左端の0.25秒付近と0.85秒付近の強い反射面に対比されると考えられる．また，東京湾北部の反射断面(加藤,1988)との比較から，江戸川測線の0.85秒付近の強い反射面は，東京湾北部のW層準（鮮新―更新世境界付近，上総層群中部相当とされている）に対比される可能性が高い．

旧江戸川の埋没谷北端の約200m北側地点で，先新第三紀基盤に約25ミリ秒(P波速度を3km/秒とすると約36m)の鉛直変位(下流側隆起)を示す断層が認められた．反射面は断層の隆起側で背斜状に盛り上がっており，断層が逆断層成分を持つことを示唆する．その上方延長は撓曲，向斜状構造及び傾斜の急変点として河床直下の中部更新統にまで変形を与えており，第四紀に繰り返し活動している活断層と判断される．

江戸川の国府台付近には，先新第三紀基盤から河床直下に達する傾斜変化構造が存在することが確められた．この構造は下総台地南縁沿いに推定されている“東京湾北縁断層”の西方延長上に位置する．0.8秒付近までは変位の累積が認められのに対して，0.8秒以深では変位の累積が明瞭でなくなることから，本構造も第四紀初頭頃から活動を開始したか，変位速度が急激に大きくなった可能性が高い．



300立方インチエアガンとベイケーブル受振方式の
マルチチャンネル探査による旧江戸川の反射記録断面

P 15 三重県北部の鮮新ー更新統奄芸層群の堆積環境

上田哲郎（新潟大）・多度団体研究グループ

Tetsuro UEDA and Tado Collaborate Research Group : Paleoenvironment of the Plio-Pleistocene Age Group in northern part of Mie Prefecture

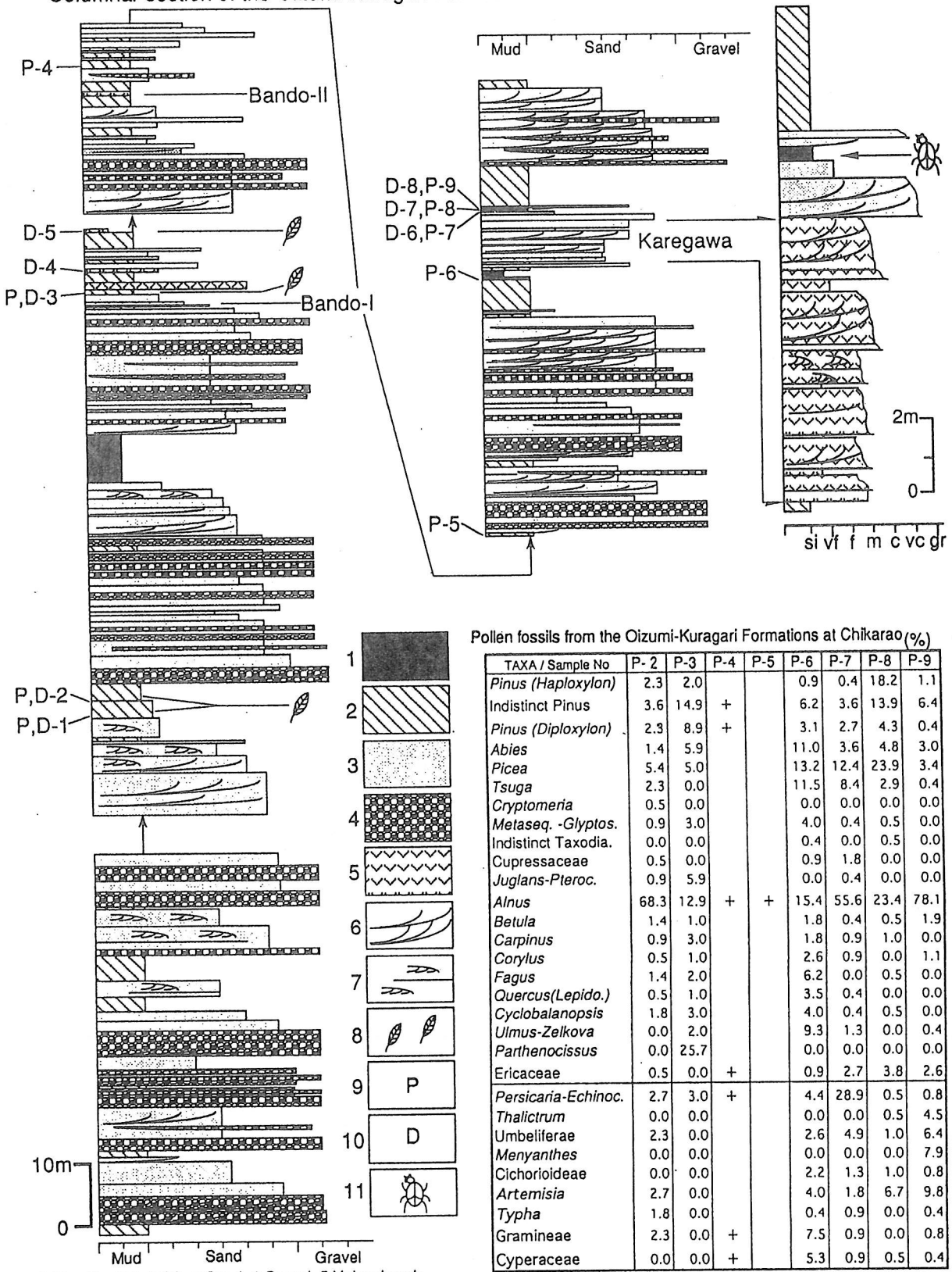
養老山地と鈴鹿山脈に挟まれた地域には鮮新ー更新統の奄芸層群が広く分布している．演者らはこれまで，養老山地の隆起と鮮新ー更新世の古環境の復元を目的として調査・研究を行ってきた．今回，多度町力尾において嘉例川火山灰付近の堆積相，花粉，珪藻，昆虫化石の検討を行い，鮮新世ー更新世境界付近での堆積環境の変遷が明らかとなったので報告する．

堆積相解析を行い，暮明累層から大泉累層に至るおよそ280mの堆積柱状図を作成した．調査地域に認められる堆積相は，侵食基底面とそれらを充填する礫（粗粒砂）層にはじまり，中礫まじり砂層，シルト層あるいは粘土層へと漸移的に変化する10～20mオーダーの上方細粒化シークエンスの繰り返しで特徴付けられる．礫層には，トラフあるいはプラナー型クロスラミナが発達し，単層内で中礫から中礫混じりの粗粒砂へと数mオーダーでの変化を繰り返す多層累重構造が認められる．それらの礫の上方にはリップルクロスラミナが発達したシルトと極細粒砂の薄互層が重なり，さらに上方のシルトあるいは粘土へと粒径を減じ，一つの上方細粒化シークエンスを形成している．上方のシルトや粘土は層厚が厚く，炭質物や植物片，また根痕などを伴い不淘汰である．堆積相解析の結果から，暮明累層から大泉累層堆積期の養老山地南部には礫質のバーを発達させた礫質蛇行河川の環境が広く発達していたものと推定される．また，不淘汰のシルトや粘土が発達することから，扇状地上で発達したものではなく，後背湿地（後背低地）ならびに湖沼（三日月湖）などを伴う，おそらく扇端付近の扇状地から外れた場所に礫質蛇行河川が発達していたと考えられ，底生，付着性の珪藻化石が卓越することと調和的である．

花粉分析結果から奄芸層群堆積期の後背地の古植生を推定すると，全体的に*Alnus*が卓越する．このほかP-2には冷温帯～亜寒帯要素の*Picea*，中間温帯～亜寒帯要素の*Abies*，*Tsuga*，暖温帯～亜寒帯要素の*Pinus*が多く含まれる．また，中間温帯～冷温帯要素の*Fagus*や暖温帯系の*Cyclobalanopsis*を伴うことから，広葉樹を伴う針葉樹林が推定され，古気候は冷涼と考えられる．P-6の層準では*Fagus*や*Ulmus-Zelkova*などの冷温帯落葉広葉樹が増加していることから，針広混交林が推定できる．古気候はやや冷涼程度と考えられる．

嘉例川火山灰層直上の亜炭層には，ヒメゲンゴロウ亜科Colymetinae，クロヒメゲンゴロウ属*Ilybius* sp.，マメゲンゴロウ属*Agabus* sp.，ミズクサハムシ属*Plateumaris* sp.などの湿地や池沼・水たまりなどの止水域に生息する水生昆虫，ヒラタゴミムシ族Platinini，ツヤヒラタゴミムシ属*Synuchus* sp.，ミズギワゴミムシ属*Bembidion* sp.などの湿地や湿潤地表面を特徴付ける地表性走行虫，ハムシ科Chrysomelidae，ゾウムシ科Curculinonidae，コメツキムシ科Elateridaeなど，ほぼすべてが草本類を食害する食植性昆虫が含まれる．昆虫化石の種構成を考慮すると，礫質蛇行河川の周辺にはハンノキ林やミツガシワ，スゲ類が繁茂していたものと思われる．また，後背地にはマツ属，トウヒ属などが主となる針葉樹林が推定され，古気候は下部に比べ寒冷になったものと推定される．そのほか現生種に同定できないものの，クロヒメゲンゴロウの一種（*Ilybius* sp.）やオオヒラタシデムシ近似種（*Eusilpha* cf. *japonica*）など，東北地方や北海道，およびそれよりさらに北方のシベリア・サハリン・中国東北部など冷温帯から亜寒帯に分布の中心を有する種群を含み，花粉の分析結果からも支持される．

Columnar section of the Oizumi-Kuragari Formations at Chikarao



1:Clay (lignite), 2:Silt, 3:Sand, 4:Gravel, 5:Volcanic ash, 6:Trough (Planar) cross laminae, 7:Ripple cross laminae, 8:Leaf fossils(*Metasequoia* etc.), 9:Sample points for Pollen fossils, 10:Sample points for Diatom fossills, 11:Insect fossils

Pollen fossils from the Oizumi-Kuragari Formations at Chikarao (%)

TAXA / Sample No	P-2	P-3	P-4	P-5	P-6	P-7	P-8	P-9
Pinus (Haploxylon)	2.3	2.0			0.9	0.4	18.2	1.1
Indistinct Pinus	3.6	14.9	+		6.2	3.6	13.9	6.4
Pinus (Diploxylon)	2.3	8.9	+		3.1	2.7	4.3	0.4
Abies	1.4	5.9			11.0	3.6	4.8	3.0
Picea	5.4	5.0			13.2	12.4	23.9	3.4
Tsuga	2.3	0.0			11.5	8.4	2.9	0.4
Cryptomeria	0.5	0.0			0.0	0.0	0.0	0.0
Metaseq. -Glyptos.	0.9	3.0			4.0	0.4	0.5	0.0
Indistinct Taxodia.	0.0	0.0			0.4	0.0	0.5	0.0
Cupressaceae	0.5	0.0			0.9	1.8	0.0	0.0
Juglans-Pteroc.	0.9	5.9			0.0	0.4	0.0	0.0
Alnus	68.3	12.9	+	+	15.4	55.6	23.4	78.1
Betula	1.4	1.0			1.8	0.4	0.5	1.9
Carpinus	0.9	3.0			1.8	0.9	1.0	0.0
Corylus	0.5	1.0			2.6	0.9	0.0	1.1
Fagus	1.4	2.0			6.2	0.0	0.5	0.0
Quercus(Lepido.)	0.5	1.0			3.5	0.4	0.0	0.0
Cyclobalanopsis	1.8	3.0			4.0	0.4	0.5	0.0
Ulmus-Zelkova	0.0	2.0			9.3	1.3	0.0	0.4
Parthenocissus	0.0	25.7			0.0	0.0	0.0	0.0
Ericaceae	0.5	0.0	+		0.9	2.7	3.8	2.6
Persicaria-Echinoc.	2.7	3.0	+		4.4	28.9	0.5	0.8
Thalictrum	0.0	0.0			0.0	0.0	0.5	4.5
Umbeliferae	2.3	0.0			2.6	4.9	1.0	6.4
Menyanthes	0.0	0.0			0.0	0.0	0.0	7.9
Cichorioideae	0.0	0.0			2.2	1.3	1.0	0.8
Artemisia	2.7	0.0			4.0	1.8	6.7	9.8
Typha	1.8	0.0			0.4	0.9	0.0	0.4
Gramineae	2.3	0.0	+		7.5	0.9	0.0	0.8
Cyperaceae	0.0	0.0	+		5.3	0.9	0.5	0.4

(+ appearance of pollen fossils)

P16　島根県東部の完新世環境変遷と低湿地遺跡

中村唯史・徳岡隆夫・大西郁夫・三瓶良和（島根大・理）
高安克巳・竹広文明（島根大・汽水域研究センター）
会下和宏（島根大・埋文センター）
西尾克己（島根県埋文センター）
渡辺正巳（川崎地質）

Tadashi NAKAMURA, Takao TOKUOKA, Ikuo ONISHI, Yoshikazu SAMPEI
Katsumi TAKAYASU, Fumiaki TAKEHIRO, Kazuhiro EGE, Katsumi NISHIO
Masami WATANABE ;

Holocene Environmental Changes and the Archaeology of Brackish Lake Shore Sites from Eastern Shimane Prefecture

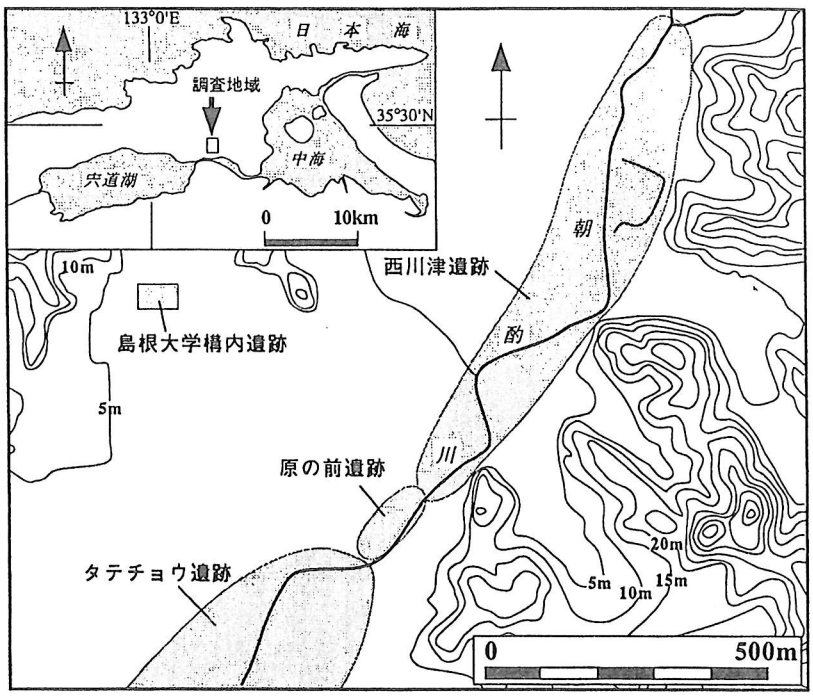


図1　調査地域

沿岸域に分布する低湿地や汽水湖は海面変動によって環境が大きく変化する場所である．過去の海面変化とそれにともなう環境変化の復元は，気候の温暖化予測とあわせて，将来の環境を予測するうえで重要な課題の一つとなっている．島根県東部には中海・宍道湖の二つの汽水湖が存在し，その周辺には多くの人類遺跡が存在する（図1）．幸いこの地域では近年の開発による人工改変が少なく，とくに完新世における環境変化と人類の関わりを復元するための条件に恵まれているといえる．今回おもに宍道湖東岸の松江平野に存在する低湿地遺跡において，堆積層序，地球化学，火山灰層の同定などの地質学的検討と，考古遺物についての考古学的検討を行

い，この地域における過去数千年間の環境変化について検討した．松江平野を流れる朝酌川の流域には西川津遺跡，原の前遺跡，タテチョウ遺跡と称される一連の低湿地遺跡群（朝酌川遺跡群）が存在する．これらの遺跡では6,300y.B.Pに降下した鬼界アカホヤ火山灰層を挟む泥層に削り面を界して重なる河川成堆積物中に，弥生時代以降を中心とする各時代の遺物が含まれる．堆積物に含まれる遺物の考古学的検討と層序の検討によって，堆積時期を50年程度のオーダーで決定することができる．朝酌川から西へ約300mの島根大学構内遺跡では，アカホヤを挟んで下位から縄文時代早期，上位から縄文時代前期の遺物が発見され，縄文時代前期の遺物にともなって，丸木舟とみられる大型の材が発見された．これらの遺跡について検討した結果，以下のことが明らかになった．アカホヤの降下した6,300y.B.Pには宍道湖は外海に通じた内湾の状態にあり，現在の松江平野は湾の一部であった．そのときの海面の高さは標高-0.5m付近にあり，縄文時代前期初頭以降に海面は現在より高くなり，少なくとも標高+0.7mに達した（図2-Ⅱ）．その後は潟湖縁辺湿地になり，次第に陸化した．弥生時代前期には平野上を朝酌川が流れはじめた．朝酌川の河川成堆積物は弥生時代以降，常に海水の影響を受ける環境で堆積しており，川の水面と海面の比高差は小さいとみられ，川の水面の変化は海面の変化に対応すると考えられる．川の水面を示す遺構と下刻深度の変化から，1,700年前（古墳時代）（図2-Ⅳ）から1,200年前（奈良時代）頃まで海面が若干低く，1,000年前（平安時代）（図2-Ⅴ）頃に海面が上昇したとみられる．1,000年前の海面上昇量は0.5m程度で，海面の高さは現在と同じか，ごくわずかに現在より高くなった程度とみられる．1,200年前頃から朝酌川周辺に条里制が敷かれ，耕地整備が行われ始める．朝酌川の河道の変化量は900～800年前以降は小さくなり，治水の影響が考えられる．

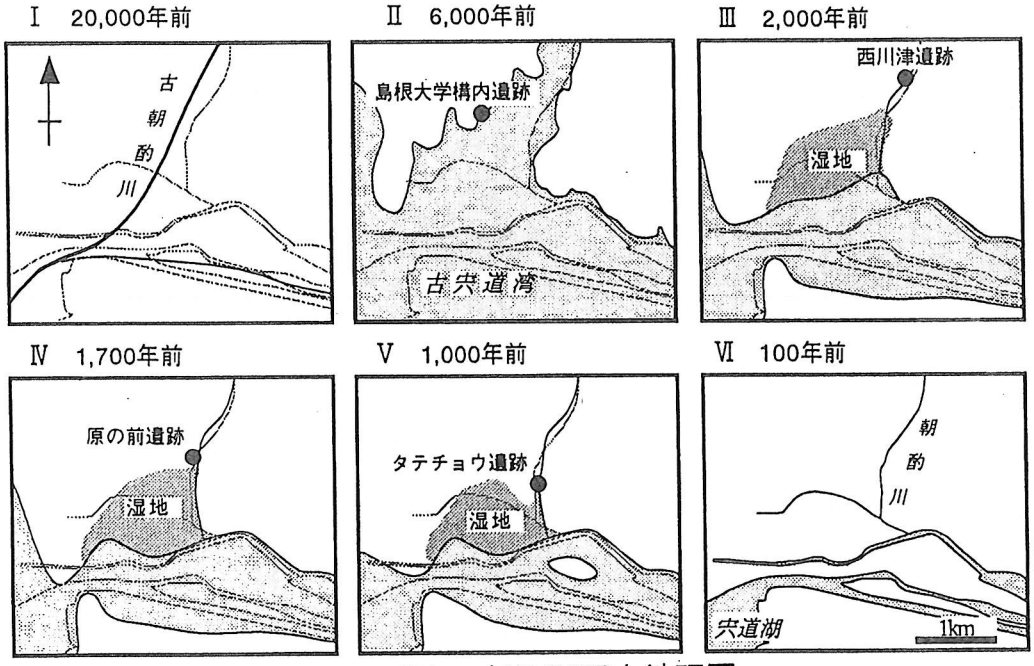


図2　松江平野古地理図

P17 雲仙普賢岳噴火に伴う火山灰堆積物の特性

磯望(西南大)・遠藤邦彦(日大)・陶野郁雄(環境研)・酒井宗寿・林伸幸・掛川奈央子(日大)・神村郁子(大阪土質)・佐伯陽子・天本悟・赤木純子・藤井理恵(西南大)
N.ISO, K.ENDO, I.TOHNO, M.SAKAI, N.HAYASHI, N.KAKEGAWA, F.KAMIMURA, Y.SAEKI, S.AMAMOTO, J.AKAGI and R.FUJII; Some Characters of Tephra Deposits derived from Unzen-Fugendake Eruption.

1.はじめに：雲仙普賢岳は，1990年11月に噴火活動を開始したが，翌91年2月にマグマ水蒸気性の噴火活動に移行してからは，島原半島の広い範囲に降灰が観察されるようになり，さらに同年5月に溶岩の崩落に伴う火砕流が発生して以来，火砕流に伴う大量の降灰が広域にわたって観察されるようになった．とりわけ，91年の6月と9月および93年6月には，大規模な火砕流が相次いで発生し大量の降灰をもたらした．この噴火活動に伴う火山灰の層相・粒度組成・日平均降灰量などの特性については，火山灰トラップ調査や堆積物調査を中心に一部を既に報告している．噴火活動は，95年3月以降からは溶岩の供給や火砕流の発生は認められず，ほぼ終息したものと判断されている．ここでは，95年3月末までの雲仙普賢岳噴火によって島原半島にもたらされた，一輪廻に相当する噴火活動によって形成された火山灰堆積物（火山灰層）の特性について明らかにし，火山灰層の堆積と噴火活動との関係について検討する予定である．

2.火山灰堆積物調査：雲仙普賢岳周辺では，噴火直前の地表面と降下堆積した火山灰層を肉眼で容易に観察できる．火山灰堆積物の広域調査は95年3月30日から実施し，ほぼ一輪廻の噴火に伴う火山灰層序を詳細に検討することができた．しかし，避難勧告地域の畑や人家の周辺では，避難直前まで降下した火山灰は，天地返しや掃除によって失われ，避難後に堆積した火山灰層のみが保存されていることが多く，その対比には注意を要した．

3.火山灰層の対比：火山灰堆積物は，そのほとんどが火砕流に伴う噴煙に由来する．大規模な火砕流の通過した地域の周辺では，火砕サージ堆積物（粗砂～細砂以上の粒径の岩片から構成され，マトリックスを欠く特異な層相を示す）とその直上に見られるshower-beddingを示す火山灰層（vesicular tuffや火山豆石を含む）の組み合わせが認められ，降灰した日時を特定できる層準を確認できることがある．また，林地内に堆積した火山灰層は，冬季の落葉層を含んでおり，これによっても，火山灰の降灰年代をほぼ確定できる（図1）．

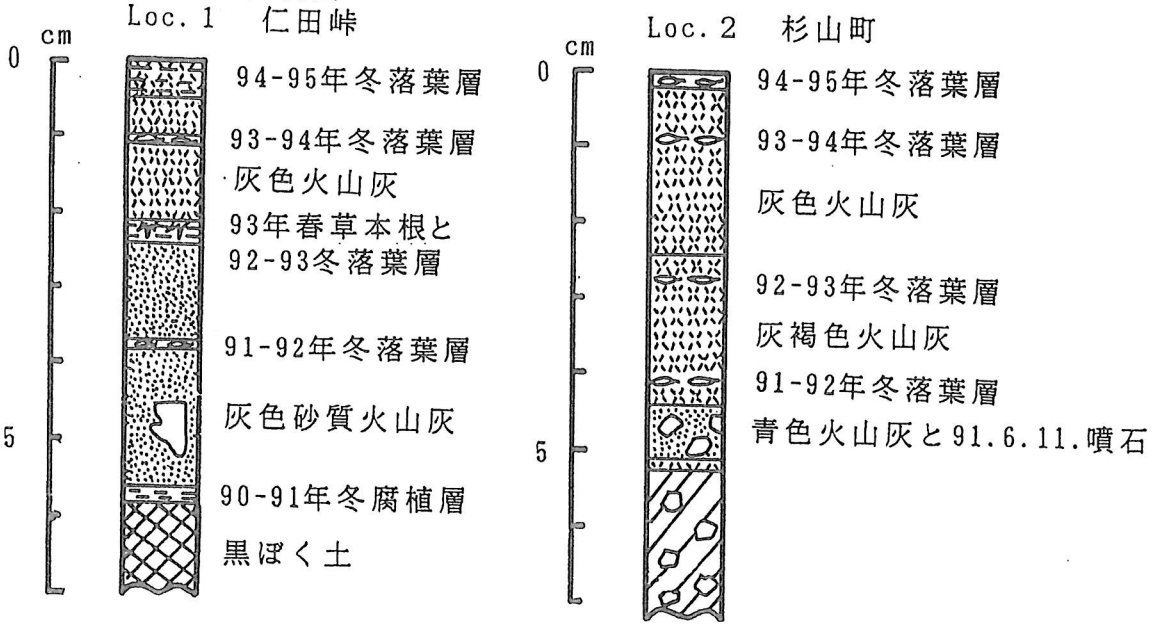
4.火山灰層の層厚分布：火山灰の層厚は，火砕サージの通過地域の周辺では，火砕サージ堆積物と火山灰層を含むテフラの層厚は10cm以上のオーダーを示したが，そのほかの地域では数cm程度である．分布中心は，普賢岳の東側にあり，大規模な火砕流の流下した南東（赤松谷）方向，北東（おしが谷・千本木）方

向，東（水無川）方向を軸にほぼ南北に広がっている（図２）．この分布パターンは，火山灰トラップ調査によって得られた日平均降灰量分布傾向（図３）と調和的である．なお，堆積した火山灰層の乾燥重量容積比は，0.55～0.65g/cm³となった．この結果と既に実施した降灰量調査から，火山灰の降灰量と，地表に保存される火山灰層との関係について検討する予定である．

5.火山灰層の土壌化：火山灰層の中に，落葉層などの腐植が相当程度含まれる．特にススキ草原では，密生した茎の間に火山灰が詰めるように堆積し，火山灰に大量の腐植が初めから取り込まれることがわかる．火山灰層の土壌化と植生との関係についても報告する予定である．

（なお，本研究は，鹿島学術振興財団の助成を受けた）

図１　火山灰層柱状図



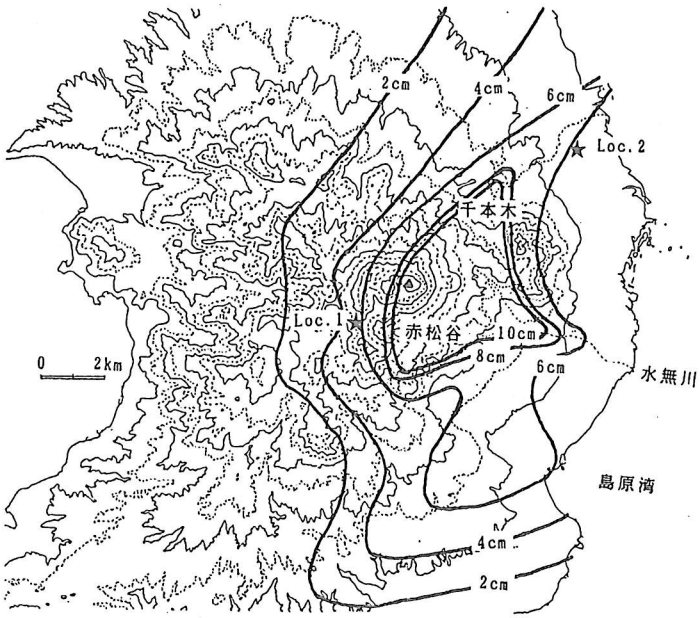


図２　火山灰等層厚線図

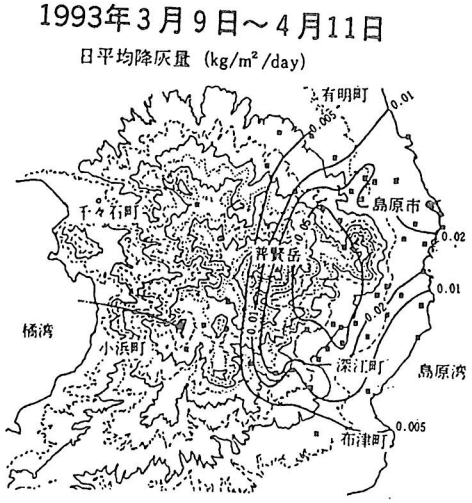


図３　日平均降灰量分布図

P18 サンギラン出土ジャワ原人下顎骨の年代学的研究とその意義

近藤 恵（東京大·理·人類），松浦秀治（お茶大·生活科学·人間科学），
F.アジズ（バンドン地質研究開発センター・第四紀地質研究所）

Megumi KONDO, Shuji MATSU'URA & Fachroel AZIZ ;
A chronological framework of hominid mandibular remains from Sangiran and some palaeoanthropological implications

数百万年前にアフリカで誕生したと考えられる人類は，いつ頃からユーラシアへと進出したのか．また，それら分布を広げていった人類集団の進化の様相はどのようであったのか．この問題を考察する上で，現在のところアジア最古の人類化石を含むインドネシア・ジャワ島の原人資料はその要として重要視され，注目されている．特に，中部ジャワのサンギラン地域は，その中心的な化石産出地であり，当地域の地質·古生物·年代学的調査も進んでいる（Watanabe & Kadar, 1985; Indonesia-Japan Joint Study Team, 1989; Itihara *et al.*, 1994; Hyodo *et al.*, 1993; de Vos *et al.*, 1994）．しかしながら，サンギラン地域出土の化石人類資料群については，進化系統論あるいは分類に関してだけでなく，それらの年代についても従来から様々な議論が繰り返され，最近でも大きな話題となっている（de Vos & Sondaar, 1994; Swisher, 1994）．

現在のところ，ジャワ原人の関与する時代の骨に直接適用可能な放射年代測定法はなく，火山灰層などの年代測定結果から間接的に化石の古さが推定されているが，これに関わる一番大きな問題は，サンギラン地域の人類化石のほとんど全てが発掘調査によるものではなく，その出土地層や採集場所が分明である資料が少ないことである．ジャワの古人類の編年に関する議論がなかなか決着を見ないのもここに一因がある．こうした問題を解決する一助として，発表者らは（Matsu'ura, 1982, 1985; Matsu'ura *et al.*, 1992; Kondo *et al.*, 1993），サンギラン地域の化石の出土層準を判定する手法として，骨が化石化する過程で骨中に蓄積されていく元素であるフッ素を指標とする相対年代判定法を用い，原人化石の編年を進めてきた．しかし，フッ素だけでは，ある程度の幅で産出層を判定することは可能であるが，更に細かく出土層準を特定するまでに至らないこともある．そこで，フッ素以外の骨中少量・微量成分も含めて，地球化学・年代学的に意味のある元素について骨の分析を行い，それらの多元素データを化石骨の年代学的指標とする新たな相対年代判定法を発展させ，この課題を解決しよう試みた結果，現在いくつかの有望な成果が得られている（Kondo *et al.*, 1995, in preparation; Matsu'ura *et al.*, 1995; Fujimori *et al.*, in preparation）．

本発表は，サンギラン人類の下顎骨化石の編年とその古人類学的意義について述べるものである．サンギラン地域出土の下顎骨資料は，PithecanthropusとMeganthropusの分類および人類進化史におけるそれらの位置などを含めて以前から多様な議論を生んできた．そうした議論のほとんどは，サンギラン人類の下顎骨標本の歯あるいは顎の大きさが示す変異をどう解釈するかに関与している．すなわち，ある研究者は，例えば臼歯のサイズにみられるばらつき（下表参照）を *Homo erectus* 一種の変異として矛盾がないとし，ある研究者は一種の変異幅を超えると評価するのである．これに関して，今回の年代学的研究成果を基に考察を行ったところ，こうした歯の大きさの違いは，系統差というよりは年代差，すなわちジャワ原人の進化傾向とみなすのが最も無理がないと示唆された．

Table　Reported measurements of mandibular molars of geochemically-assisted provenienced* hominid fossils from Sangiran (in mm)†.

Hominid Specimen‡	M1		M2		M3	
	M-D	B-L	M-D	B-L	M-D	B-L
S1b (Pithecanthropus B) right						
Tobias & von Koenigwwald (1964)	12.8	13.0	13.5	13.4	14.6	12.5
Rightmire (1990)	12.9	12.9	13.2	13.4	14.4	12.5
S5 (*Pithecanthropus dubius*) right						
Weidenreich (1945)	13.0	13.0	14.1	14.3		
S6 (*Meganthropus*, holotype) right						
Weidenreich (1945)	15.0	13.5				
Tobias & von Koenigwwald (1964)	14.8	13.6				
Bk7905 right						
Aziz(1983)	±12.5	±11.4	15.0	13.4		
Sb8103 right						
Aziz (1981)	12.1	11.7	12.8	11.7	11.1	11.1
Baba *et al.* (1992)	12.3		12.6		11.6	
Ng8503 right						
Aziz *et al.* (1994)	12.6	11.7	13.7	12.2		
Bk8606 right						
Aziz *et al.* (1994)	±15		±15		±15	

* Sb8103 and Ng8503 are probably from between the Middle and the Lower Tuff of the Kabuh Formation; S1b, S6, Bk7905 and Bk8606 probably from Grenzbank, the basal layer of the Kabuh; and S5 from Grenzbank or the upper part of the Pucangan Formation.

† M-D=mesio-distal, B-L=bucco-lingual.

‡ S=Sangiran

P19 炉跡土壌の特徴

渡辺栄次（国立名工研）

Eiji WATANABE;Properties of the soil at fireplaces

旧石器時代のような古い遺跡においては、当時の生活を再現する上で、煮炊きをした竈（炉）跡の位置を確認することが必要とされる。炉跡の調査は配石、礫群、石器群、木炭群の位置関係などから行うが、明瞭な痕跡を認めることは非常に困難な場合が多い。そこで、探査に新たな別の方法が求められている。前回は集石遺構について炉跡地の探査法を検討した結果を報告した。本報告では、炉跡である可能性のある配石遺構を中心に、炉跡地土壌の特徴を調べ、焼土の確認をするための探査法の検討を行った結果を述べる。

（実験）　調査地は縄文後期の住居遺跡で、中央に囲み式の炉ではないが、煮炊きしたと考えられる土器の底部が残り、それを中心として周辺に赤く変色した跡が残っているもの（A）。囲み式の配石ではあるが、焼土様の変色した跡は残っていない縄文草創期のもの（B）および古墳時代の住居址で、同様に囲み式の炉があるが、焼土の確認ができていないもの（C）の3遺構である。それぞれ各遺構中の当時の地表面土壌及び同地域の人的影響がほとんどないと思われる地点の自然土壌（標準地）を採取した。土壌試料の調整は前回と同様である。

検討した方法は、X線回折による鉱物組成分析、蛍光X線による無機成分の組成、CHNコーダーによる有機元素組成、試料の熱的変化特性を調べるための示差熱ー熱重量ー示差熱重量分析などの機器分析及び一定温度で加熱した場合の試料の重量減少量を指標とした加熱重量減少量分析である。

（結果及び考察）　要旨ではB遺跡を中心に述べる。Bの粘土質土壌中で発見された竈様の配石遺構では、焼土様の赤く変色した土壌は認められなかった。配石遺構内の土壌試料のX線回折パターンを標準地の土壌に比べると、石英のピークはほぼ同じであるのに対し、0.7nのカオリナイトのピークが低く、ややブロードであることが認められた。また、0.47nのギブサイトのピークも小さいことが分かった。このことから、配石遺構では、標準地土壌に含まれる物質の中で、易熱分解性物質が減少していると考えられる。前回の報告と同様にX線回折法によって土壌中の鉱物の同定を行い、自然土壌と調査遺構中の土壌との間で易熱分解性物質の変化を検討することにより、土壌の受熱の有無を確認できることが分かった。

次に、示差熱及び熱重量ー示差熱重量変化測定などの機器分析を用いた定性的な探査法及び量的把握による探査法を検討した。この方法から、上記Bの調査地の自然土壌中には低温領域で熱的変化をする物質が比較的少ないことが分

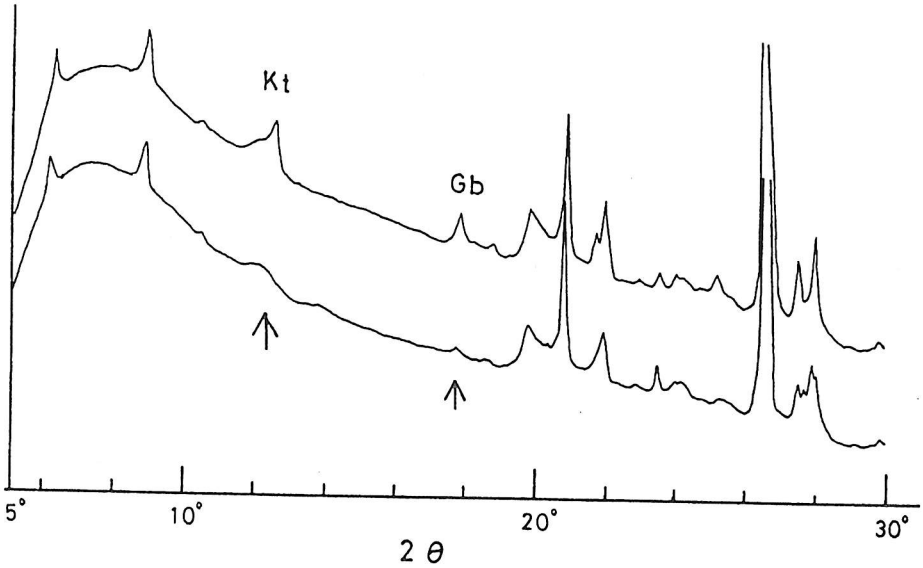
かった。こうした条件下においても、３００℃付近の吸熱ピークとそれに伴う重量減少量及び５２０℃付近の吸熱ピークと重量減少量からは自然土壌と調査遺構の土壌との間には、有意の差が認められた。前者はギブサイトやゲータイトのような水酸化化合物の分解に伴うものである。後者はカオリナイトのような粘土鉱物の分解により生じる。この結果、熱特性曲線の上からも焼土の可能性が示唆された。

また、１０５℃から６００℃の間の加熱重量減少量に基づく焼土の簡便な探査法を検討した。この方法では、加熱を受けていない自然土壌の加熱重量減少量を標準値として、調査地の土壌の加熱重量減少量との比較検討を行った。

配石遺構中の土壌の加熱重量減少量の値は標準地の土壌の値に比べると、すべて20％から30％程度も低い値であった。重量減少量が小さいほど、新たに熱分解される物質が少ないことを示している。自然条件下では、両地点は均一な土壌であったと考えられるので、調査土壌中では何らかの原因で、元々あった物質が失われていたことを示唆する。すなわち、自然土壌と比較して、減少量が少ないほど焼土の可能性が高いことが分かった。この簡便な量的比較法は、土壌が熱を受けたかどうかの判定として有効な手段となると考えられる。

Ｂ調査地の配石遺構土壌試料において、Ｘ線回折パターンや加熱重量減少量変化などから、土壌が熱を受け、これらの物質が分解したことが示唆された。本遺構のような赤く変色した様子のない土壌において、炉跡であると確認された。

配石遺構付近に点在する焼けた礫からなる集石（礫群）遺構及びその周辺において、同様の手法による調査を行った。集石遺構の内部及びその周辺においては、上記のような特徴は認められず、標準地の自然土壌をほぼ同じ傾向を示した。焼土の存在は確認されなかった。従って、集石遺構の周辺では炉は造られなかったものと考えられる。



Ｘ線回折分析パターン（無方位土壌粉末試料）