O-1　大阪平野・濃尾平野の中部更新統～完新統地質・火山灰層序

宮川ちひろ（財団法人　大阪土質試験所）

Chihiro Miyakawa: Subsurface tephrostratigraphy of the Middle Pleistocene to Holocene in the Osaka and Nobi Plains, Central Japan

大阪平野および濃尾平野に堆積する第四系について，ボーリングコアを用いて層序学的および火山灰層序学的研究を行った．大阪ではポートアイランド，濃尾では愛知県の掘削した佐屋・十四山・弥富のボーリングコアを使用した．

地下の堆積物については，連続的に露頭観察することが出来ないため，火山灰の発見はまれである．従って，ボーリングコアから堆積物を一定間隔で連続的に採取して，洗浄・篩別し，検鏡によって火砕物粒子の含有量を調べる方法が非常に有効である．

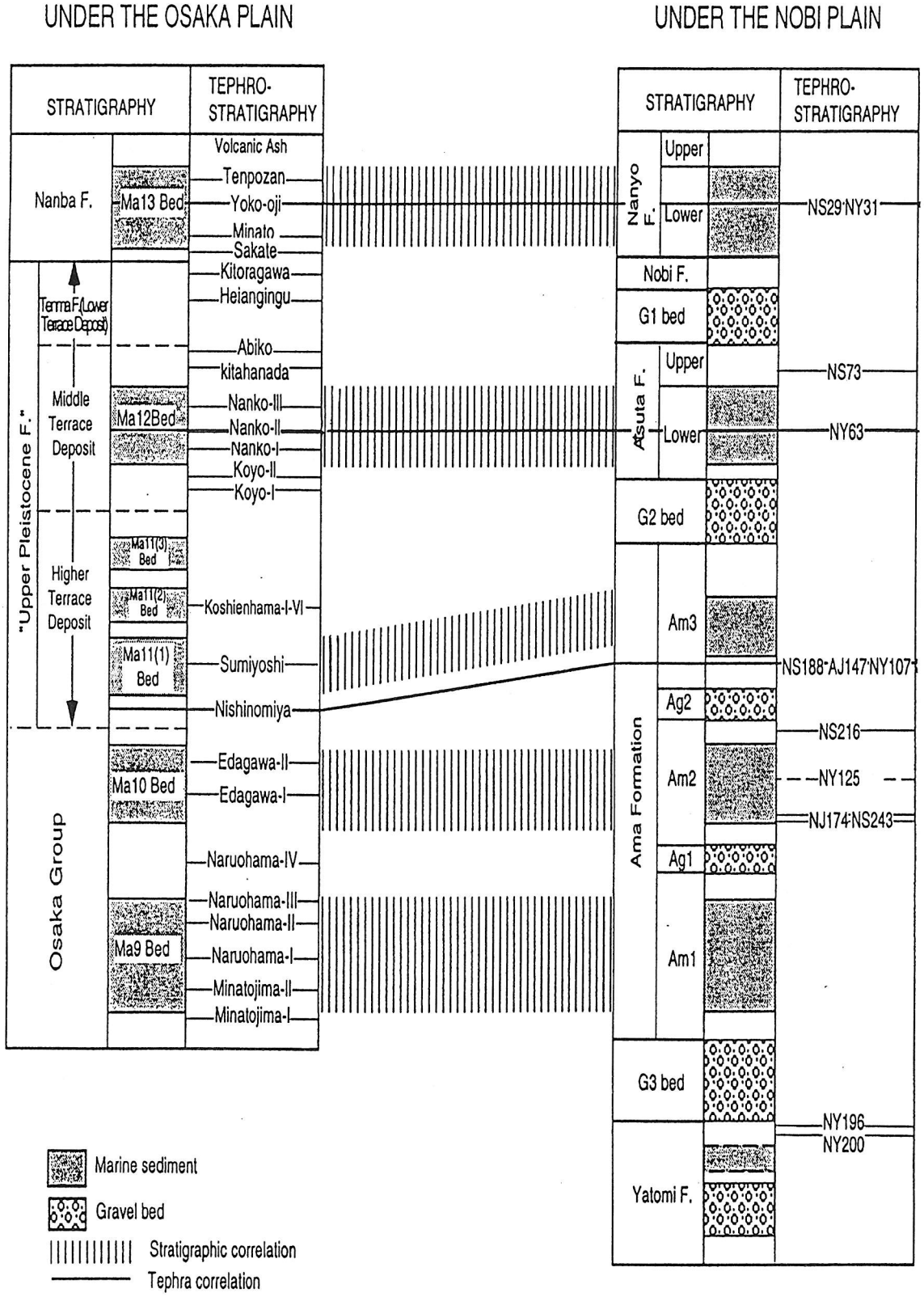
以上の方法による分析の結果，大阪では従来認識されているものに加えて新たに Ma9 層中に港島Ⅰ・Ⅱ層が見出され，合計 16 の火山灰層および降灰層準が見出された．また濃尾平野では従来認識されているものに加えて熱田層下部，海部２層，弥富層中に合わせて７層の降灰層準が見出され，合計 10 の火山灰層および降灰層準が見出された．

大阪平野・濃尾平野では横大路火山灰が NS29・NY31 火山灰に対比され，南港Ⅱ火山灰が NY63 火山灰に，西宮火山灰が NS188・NY107 火山灰に対比される．これらの火山灰はそれぞれ広域火山灰のアカホヤ火山灰，阿蘇-3 火山灰，阿多鳥浜火山灰に対比される．この結果および微化石分析結果などから考察すると，大阪平野および濃尾平野の中部更新統～完新統は第１図のように対比される．

大阪平野と濃尾平野の後期更新世の古環境には，多くの共通点がある．両方とも沖積層と最終間氷期の海進による海成層を挟在し，沖積層の海成層の中ほどにアカホヤ火山灰を挟む．また大阪平野の Ma12 層および熱田層の海成層の花粉分析からは，温暖気候の指標とされる *Cyclobalanopsis* が共通してみられる事も特徴となる．この *Cyclobalanopsis* は，海部１層および Ma9 層中にも同様に共通して見られる．

また Ma11(1)層直下の西宮火山灰層と海部３層の NS188 は，海成層～汽水成層直下の淡水成層中に挟在される．これらの事実は，両平野がこの時期似通った気候・環境下にあったことを示唆する．

両方の平野で上部更新統以上の地層深度を比較すると，大阪湾のほうが若干深く，古い地層ほど深度差が大きくなるように見える．



第1図　大阪平野・濃尾平野の地下層序および火山灰の対比

O-2 大阪層群海成粘土層 Ma9 で発見された地磁気エクスカーション

桐本尚志、兵頭政幸、D.K.Biswas、安藤健一、松島寛美（神戸大学）
加藤茂弘、佐藤裕司（兵庫県立人と自然の博物館）

Takashi Kirimoto, Masayuki Hyodo, Dipak K.Biswas, Ken-ichi Ando, Hiromi Matsushima, Shigehiro Katoh, Hiroshi Sato ; A geomagnetic excursion recorded in marine clay Ma9 of the Osaka Group, SW Japan.

神戸市灘区摩耶埠頭において深層ボーリング掘削が行われ、高い回収率で連続性の良い長さ 580m の堆積物コアが採取されている（竹村ほか、1996）。このボーリングコア試料に挟まれている大阪層群海成粘土層 Ma9 の古地磁気を測定した結果、厚さ 2m に及ぶ負の伏角ゾーンと多くのエクスカーション的磁場を見い出した。また、Ma9 に対比される神戸市垂水区高塚山部層の海成層の磁化測定を行った結果、逆極性の古地磁気を発見した。この両データを対比し、地磁気イベントについて考察する。

摩耶ボーリングコアの古地磁気試料は 7cm^3 のポリカーボネート製カプセルをコアに押し込み、押し込めない場合はコアから切り出して採取した。Ma9（深度 207~234m）から約 20cm 間隔で、地磁気の反転が発見された付近ではより密に（約 10cm 間隔）採取した。コアの切断面及び、コアが欠損している深度 211~214m からは採取できなかった。磁化測定は超伝導磁力計を用いて行った。全サンプルについて段階交流消磁を行い、特徴的残留磁化成分（ChRM）を抽出した。全部で 97 個のサンプルについて測定・分析を行い、そのうち 90 個から ChRM を得ることができた。

古地磁気変動は ChRM の伏角を用いた。伏角変化を図 1 に示す。ボーリングコアは、水平面内で方位づけされていないので偏角は使えなかった。

摩耶ボーリングコア Ma9 下部（深度 227.5~229.5m）に、厚さ 2m の負の伏角値-40~-60° をもつ地磁気エクスカーションゾーンが見つかった。このエクスカーションは、海成粘土層 Ma9 が酸素同位体ステージ 11 に対比できることから（Takatsugi and Hyodo, 1995）、約 0.4Ma に起こったと推定できる。

神戸市垂水区高塚山の高塚山部層中部から、鉛直方向に約 30cm 間隔で古地磁気試料を定方位で採取した。一層準あたり 4 個ずつ計 108 個の試料につき、段階熱消磁と段階交流消磁を行い ChRM を得た。その結果、高塚山火山灰層直下の淡水成層中に逆極性の古地磁気層準を見い出した（図 1）。高塚山火山灰層は 0.41±0.12Ma のフィッション・トラック年代を示し、Ma9 下部に狭在する港島（藍）火山灰層に対比される（加藤ほか、印刷中）ことから、この古地磁気層準は、摩耶ボーリングコア Ma9 下部のエクスカーションに対比できる可能性が高い。

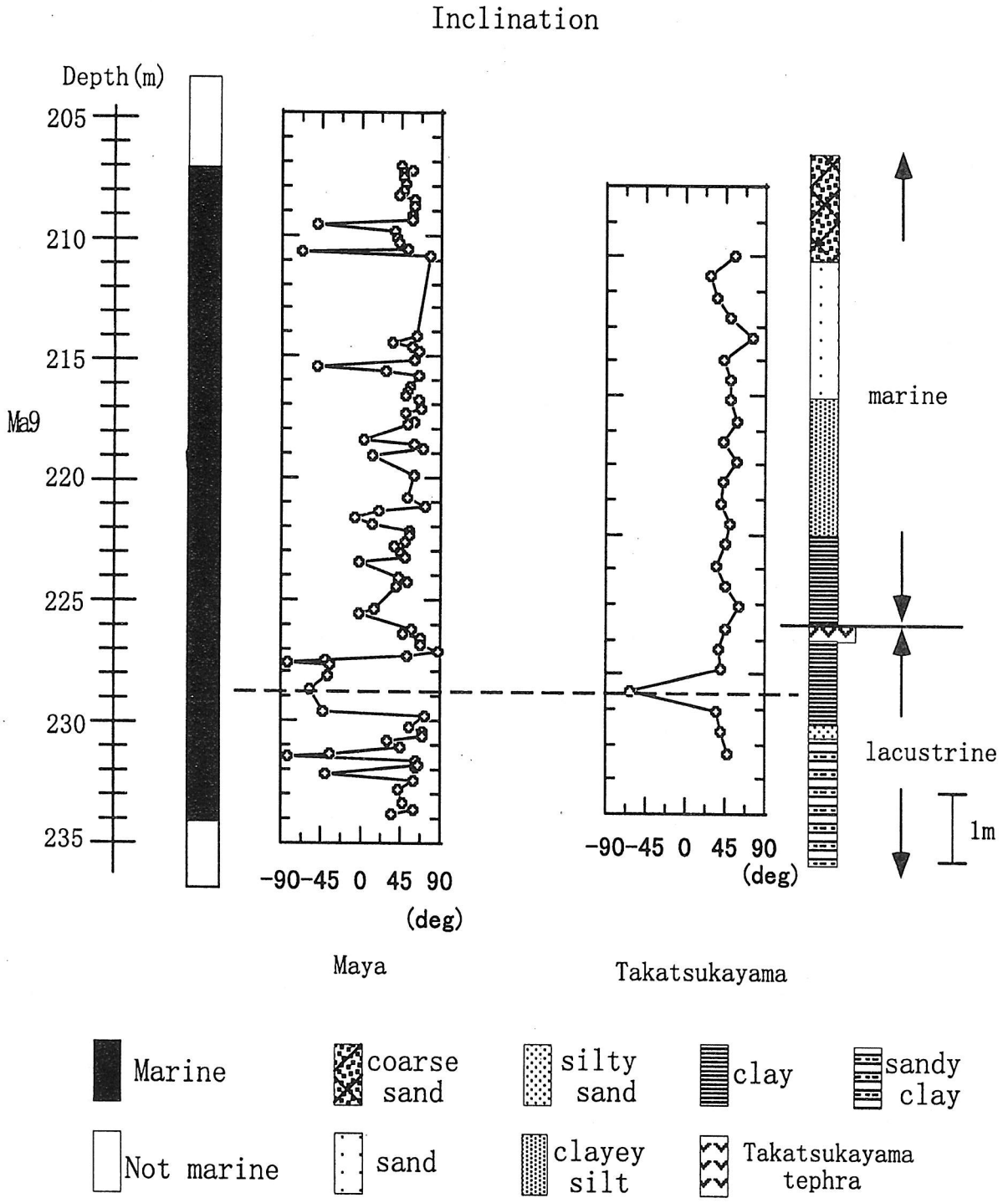


図1. 摩耶ボーリングコアMa9の古地磁気変動（左）と高塚山海成段丘堆積物の古地磁気変動（右）の対比

O-3　ローム層の磁化率測定に基づく段丘面の対比と編年
－信濃川中流域，小千谷市付近を事例に－

金　幸隆（京都大学大学院）・品川俊介（建設省土木研究所）

Haeng Yoong KIM and Shunsuke U. SHINAGAWA ; Correlation and chronology of fluvial terraces based on magnetic susceptibility measurment of loam along the middle reaches of Shinano river, central Japan.

はじめに

段丘面の対比および編年は，様々の方法を駆使してなされてきたが，依然として幾つかの解決すべき問題がある．例えば，

① 段丘面の連続性が悪い場合，形態から面を対比することが難しい（例えば，川の蛇行や地殻変動の影響を著しく受けている地域）．

② 明瞭な火山灰層が段丘礫層を覆っていないことがある．

③ 陸成層と水成層の境界を十分に検討していない場合がある．

④ 段丘の離水時期の気候環境は，これまで露頭レベルで十分に検討されてこなかった．

段丘面の対比を簡便でより正確に行うために，段丘礫層を覆うローム層の磁化率を測定し，それが段丘面の対比に有効かどうか検討した．

レスー古土壌シーケンスおよび関東ロームの磁化率変化の特徴

中国黄土高原のレスー古土壌シーケンスの磁化率変化は，グローバルな気候変動や降水量の変化に調和する（例えば，Zhou *et al.*, 1990; Heller *et al.*, 1991; 1993）．品川(1997)よると関東ロームにおいて，近傍の複数地点における磁化率変化のパターンは互いによく似る．また，磁化率変化はグローバルな気候変動とは無関係に見えるが，磁化率の周波数依存性はグローバルな気候変動に対応して変化する．

調査地域

調査を行った信濃川中流域の小千谷市付近に分布する段丘面は Ota(1969)，早津・新井(1982)によれば高位より A 面（S 面相当），B 面（M 面相当），C 面（Tc 面相当）に分けられる（図１）．段丘礫層を覆うローム層の厚さは，最大で約 2.2m であり，ローム層中に姶良 Tn 火山灰層，大山倉吉火山灰層，中子軽石層の３枚の指標テフラが介在する．

分析方法

試料の採取は，A ～ C 面の３露頭から，合計３セクションで，垂直方向に 5cm づつ，連続サンプリングの要領でなるべく植物根などによる攪乱部分を避けて行った．採取した試料をよくかき混ぜて平均化し，そこから 20g を量り取り乾燥させた．乾燥した試料を夏原技研製のプラスチック・キューブ(7cc)に 5g 秤量した．磁化率測定は，日本大学所有の Bartington 社製磁化率計 MS-2 および MS-2B によって行った．

ローム層の磁化率

A ～ C 面における磁化率変化曲線は，互いにそのパターンが似ている（図２）．また，磁化率の絶対値は，各露頭の同層準において近似している（図２）．これは，露頭間の磁化率変化が対比可能であることを示唆する．また，露頭に介在するテフラの噴出年代を考慮すると、磁化率変化は氷期－間氷期サイクルに対応しているように見える．

段丘面の離水時期

磁化率の変化曲線と氷期－間氷期サイクルとの比較により，段丘面の離水時期を検討した．その結果，従来最終間氷期に形成されたとされている（Ota, 1969; 早津・新井, 1982）A 面は，MIS6 の氷期から最終間氷期に向かう途中に離水した可能性がある．また B 面は最終間氷期から氷期に向かう途中に，C 面は氷期に離水したと考えられる．

結論

ローム層の磁化率は，グローバルな気候変動を記録しているように見え，段丘面の対比および編年に有効である．

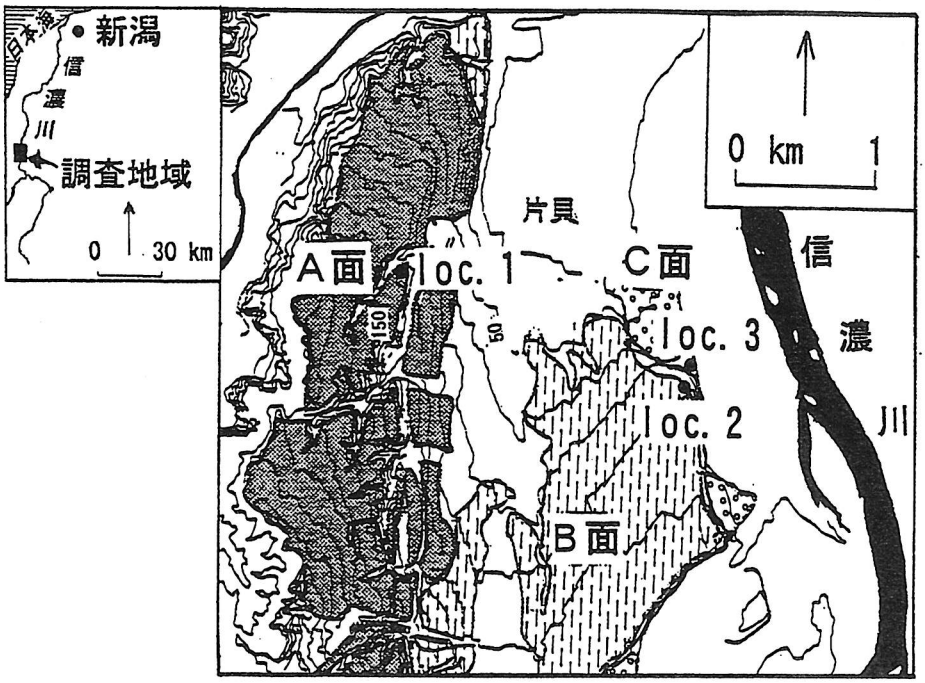


図１　調査地域の段丘面区分

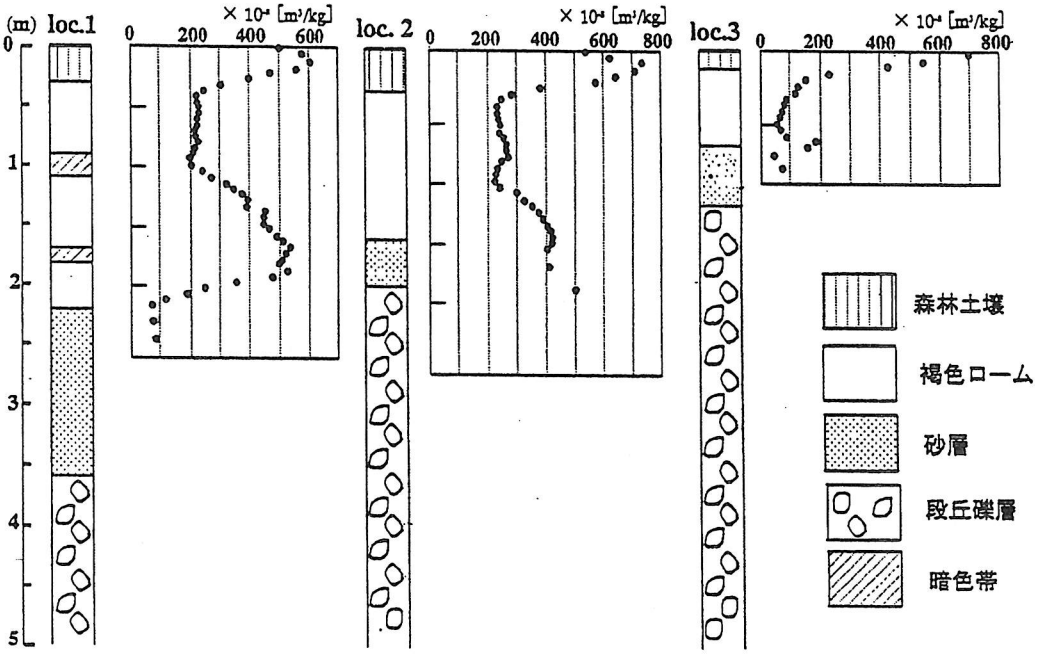


図２　段丘堆積物とそれを覆うローム層の柱状図および磁化率変化

O-4 能登半島珠洲，平床台地に発達する海成中位段丘の対比

嶋田一勝・立石雅昭（新潟大学）

Kazumasa SHIMADA and Masaaki TATEISHI; Comparison of Pleistocene Marine terraces in the Hiradoko upland, Noto peninsula, central Japan.

はじめに

能登半島に分布する海成段丘は 14 段に区分されている（太田・平川，1979）．そのうち中位段丘は平床台地において最も幅が広く分布している．豊倉ほか（1991）はこの平床台地の 3 地点から三瓶木次テフラ（SK）を見出した．今回改めて調査をした結果，新たに数地点で SK が見出された．また，SK の下位に，比較的連続性の良い未記載のテフラ（杉山テフラ，SY）が見出された．これらのテフラを用いて，この地域における中位段丘の対比を再検討した．

層序

平床台地に広がる海成段丘堆積物は最大層厚 10m の細粒～中粒砂層を主とする．この砂層は外浜ないし前浜から後浜にかけての堆積物である．宇治および平床では，この砂層の下位に谷埋め堆積物と考えられる軟体動物化石を多産する塊状泥岩が分布する．この堆積物は基盤と不整合で接する．一方岡田では，砂層の上位に黄褐色の塊状泥岩が堆積する．豊倉ほか（1991）はこの泥岩を陸成の堆積物とした．段丘堆積物の上部には最大層厚 1m の赤褐色火山灰土壌が堆積する．

三瓶木次テフラ（SK）は多くの地点において後浜砂層中に散在する．テフラは黄橙色を示す．宇治（標高 22m）では火山灰土壌下底から 10cm の後浜砂層中に最大 10cm の厚さで層状に分布する．宇治以外の地域では砂層の最上部（後浜砂層中）に直径 2～5cm の団子状に散在する．岡田（標高 60m）でも同様に火山灰土壌下底から 50cm 下位の後浜砂層中に散在するとともに，一部は泥層中に団子状に散在する．

今回新たに見出された杉山テフラ（SY）は，蛸島（標高 26m）で SK より 70cm 下位の前浜ないし上部外浜砂層中に挟まれる．色は白～桃白色である．砂質のテフラで，基盤の珪藻質泥岩の小礫を伴うこともある．産状からしてその多くは再堆積性のものと考えられる．一部では固結している．岡田では SK より 50cm 下位の前浜ないし上部外浜砂層中に挟まれる．テフラの 1 枚の厚さは 2～5cm である．同質のテフラが 3～4 枚認められる地域もある．

考察

これまでの研究では標高約 40～80m に分布する段丘面を「M1 面」，標高約 20～40m に分布する段丘面を「M2 面」と区分してきた（太田・平川，1979）．また，「M2 面」を構成する段丘堆積物中，および「M1 面」を構成する段丘堆積物の直上から SK が見出され，「M2 面」が形成しているとき（SK の降下・堆積時）には「M1 面」はすでに陸化していた（豊倉ほか，1991）とされてきた．しかし，SY と SK を挟む堆積物は一連の海退層

を示すことが明らかとなった．現在大きく高度を異にする「M1 面」と「M2 面」の段丘構成堆積物は SK の 100Ka という年代（木村ほか，1999）からして，ともに小原台期の堆積物と結論される．現在現れている高度差は岡田から寺家にかけて，北東から南西方向に延びる，推定される断層による影響だと考えられる．

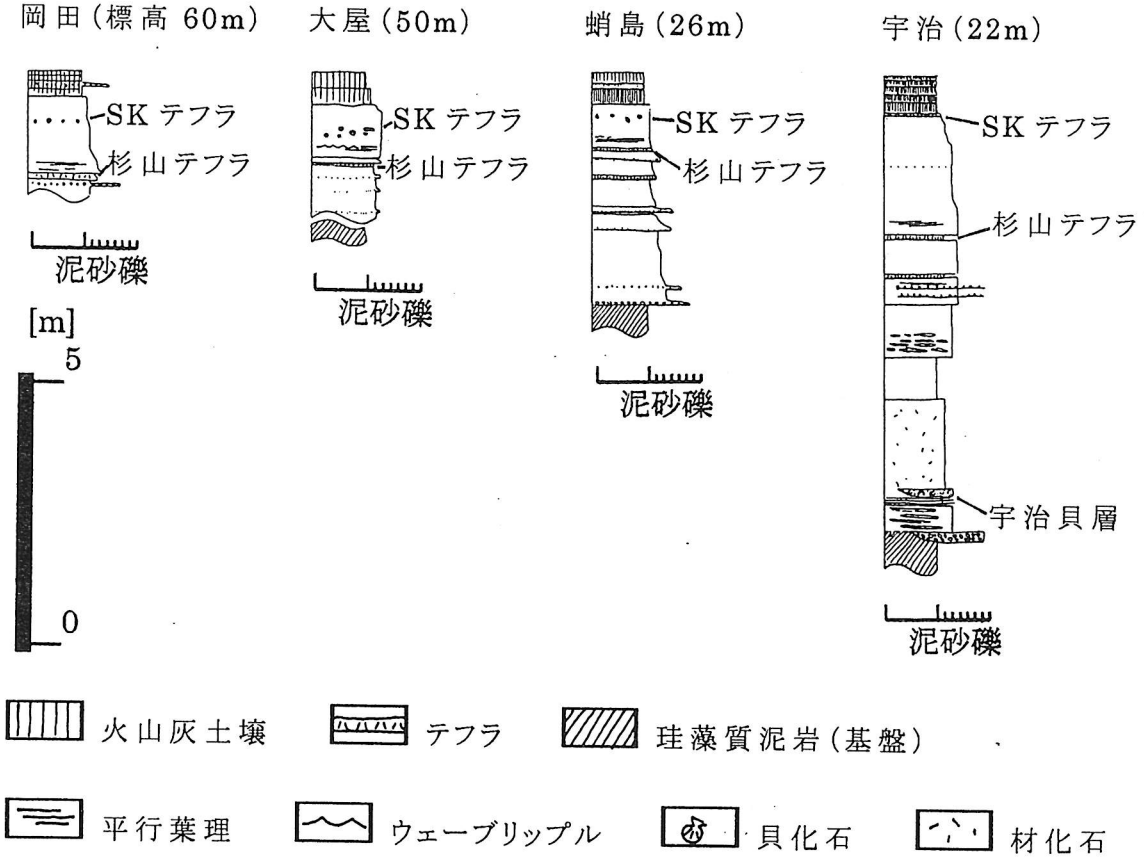
表．　三瓶木次テフラと杉山テフラの岩石記載的性質

テフラ名（採取地点）	斑　晶	火山ガラスの形状	火山ガラスの屈折率(n)
SK テフラ（宇治）	bi≫ho＞opx,qt	Ca＞Ha	1.495-1.498
杉山テフラ（岡田）	bi＞ho＞opx＞cpx,qt	Ca＞Ha	

・斑晶…qt:石英 bi:黒雲母，ho:普通角閃石，cpx :単斜輝石，opx:斜方輝石

・火山ガラスは SK テフラ，杉山テフラとも bubble-wall type である．その形状は吉川（1976）の分類にしたがい，扁平型，中間型，多孔質型に 3 区分する．〔Ha:扁平型，Ca:中間型〕

図．　平床台地における段丘堆積物の柱状図



O-5　下北半島，田名部低地帯の更新世海進・海退堆積物

桑原拓一郎・山崎晴雄(東京都立大学)
Takuichiro KUWABARA・Haruo Yamazaki; The Pleistocene marine deposits in the Tanabu Lowland, Shimokita Peninsula, Northeast Japan

田名部低地帯では田名部累層と呼ばれる更新世堆積物と海成面の発達が良く，古くより調査・研究がなされ(たとえば桑野，1956，57，58)，3 回の大規模海進の存在が指摘された(岩崎，1987)．しかし従来の研究はテフラ層と水成層の区分など堆積の環境，成因，過程に関する検討に不十分な点がある．演者らは構造運動，海水準変動を考察することを目的として更新世堆積物の層序の再検討を試みている．調査は完了していないが，現在の段階で 5 つの海進が示唆されている．

段丘面を低位なものから M-3～1，樺山(Kb)，出戸川-2～1(Dt-2～1)，東栄(Te)，蒲野沢(Gm)そして高位(H)面と区分した(図 1)．M-3，M-2.5，Dt-2～1 面は薄い河成砂礫層よりなる．他の段丘面は海成面と判断され，一般に層厚 5～8m 程度の玉砂利を含む細～粗粒砂で主に構成され，上方浅海化堆積相(外浜→海浜→湿地)を示す(図 2)．とくに Kb 面には谷埋堆積物が存在し(Loc. 9)，海進に伴って形成されたのかもしれない．なお Loc. 3 および 7 周辺では M-1 や Te 面構成層の可能性がある谷埋性の泥質堆積物が認められるが，これらについては現在検討中である．調査地域に分布するテフラ層は上位より大畑川(Oh)，洞爺火山灰(Toya；町田ほか，1987)，田名部-A～D(Tn-A～D)であり，M-2.5 面以上の段丘面に Toya が，Dt-2 以上に Tn-A が，Dt-1 以上に Tn-B が，Te 以上に Tn-C が被覆する．

Loc. 2 周辺では田名部累層は水平な不整合面を介して M-2 面構成層直下にあり，上位より稲崎(Iz)，汐崎(Sz)そして石持納屋(In)層に細分される．Iz と Sz 層は軽微な不整合を介して，Sz と In 層は整合に接する．Iz 層は玉砂利を多く含む谷埋状の細～粗粒砂よりなる海進堆積物で構成される．Sz 層は Tn-A～C を含む火山灰質土壌，泥炭，シルトよりなる陸成もしくは湿地成層である．In 層は層厚 6m 前後の玉砂利を含む細～粗粒砂で構成され，上方浅海化堆積相を示す．Iz 層は海進によって，Sz は低海面期に，In は海退にともなって形成され，テフラ層との層位関係や岩相より Iz および In 層はそれぞれ Kb，Te 面構成層に対比される可能性がある．その場合，各比高から両段丘面はそれぞれ大規模海進で形成されたことになる．

地形・地質学的特徴や Toya との層位関係から M-1，2 面の年代は酸素同位体比ステージ(=MIS)5e と判断される．Kb, Te 面は MIS5e 直前の 2 つの大規模海進(MIS7, 9)による可能性がある．Gm 面は谷埋堆積物の存在が指摘されており(岩崎，1987)，同様により一つ古い大規模海進(MIS11)に起因する可能性がある．Loc. 8 では Gm 面構成層の直下に水平な不整合を挟んで海成砂層がある．この堆積物と H 面については両者の関係は不明だが，Gm 面形成以前の海進の存在を示す．

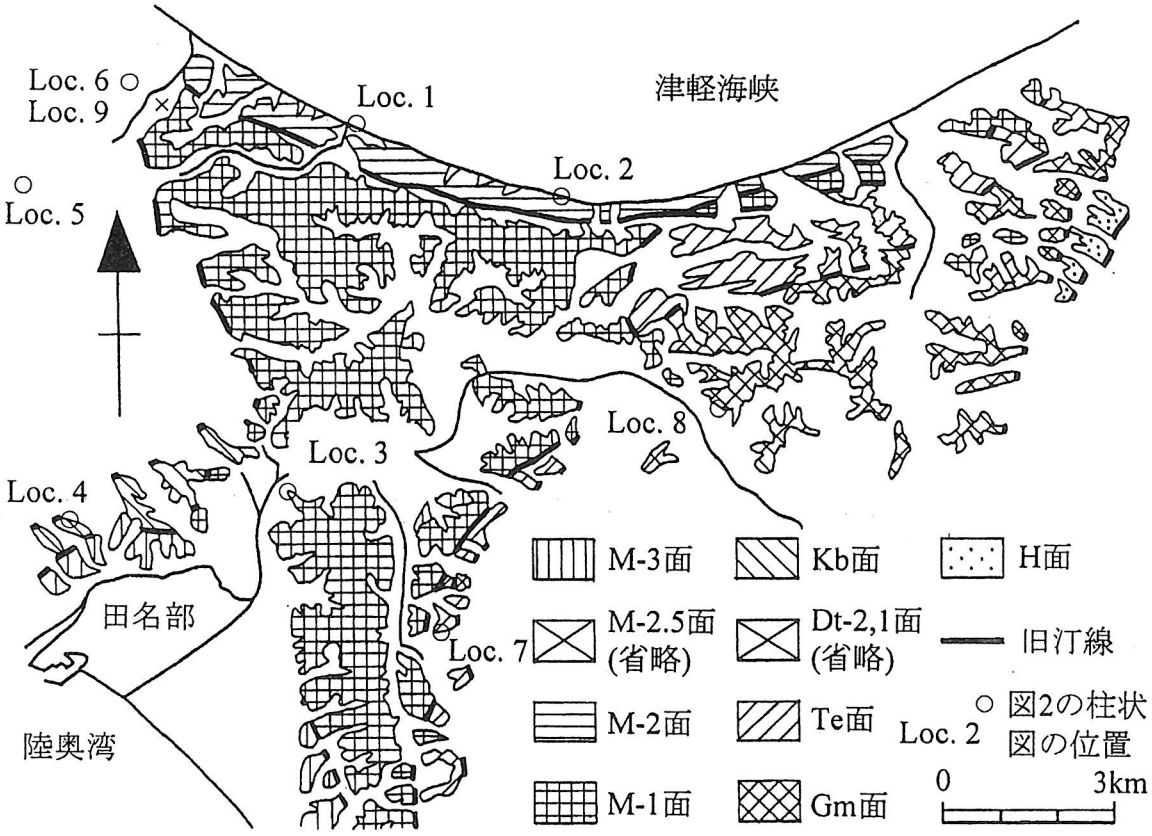


図1　段丘面分類図
M-2.5，Dt-2，1面は分布が局所的であるので省略した．

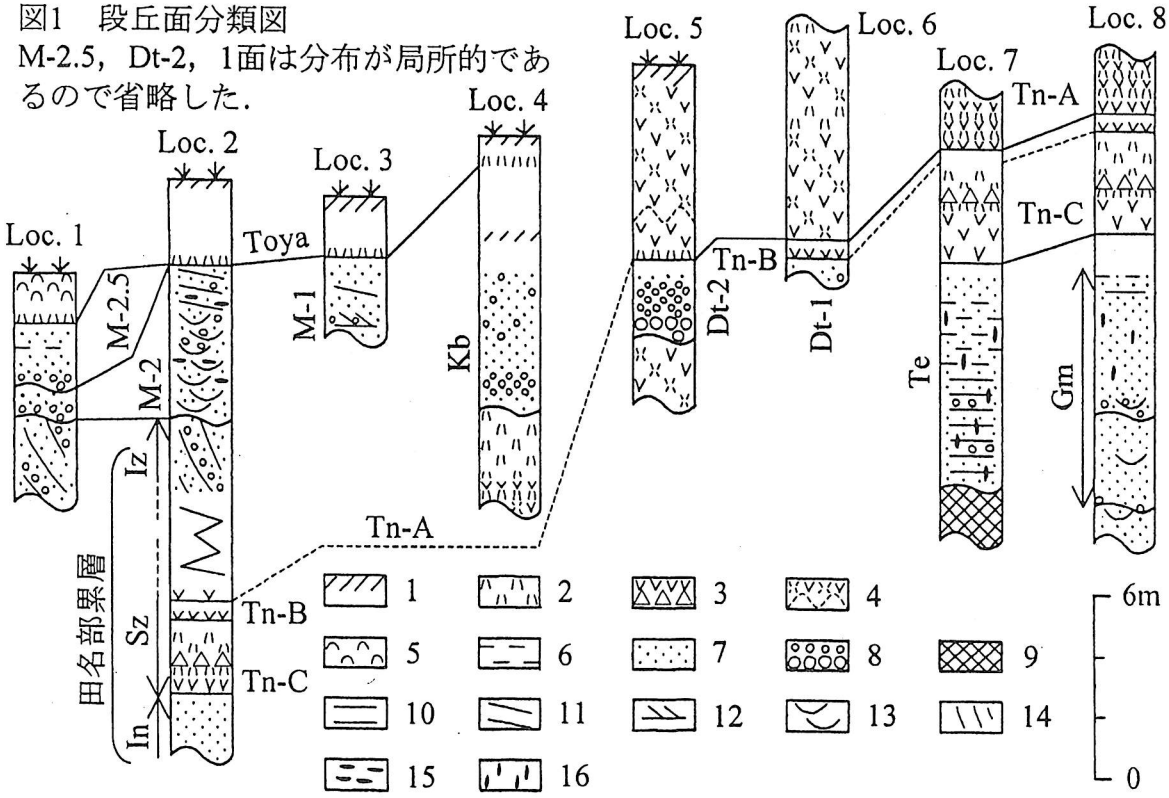


図2　主要露頭の柱状図　1:火山灰質土壌，2:火山灰，3:軽石と火山礫，4:軽石流とグラウンドサージ堆積物，5:砂丘砂，6:シルト，7:砂，8:礫，9:基盤，10～14:層理，15:ヒメスナホリムシの成痕，16:サンドパイプ(アナジャコ巣穴化石？).

O-6　東海層群Kpm火山灰層と古水系

松葉千年（桑名市）

Chitoshi Matsuba: Plio-drainage system in the Kpm-tephra stage,Tokai Group.

Kpm火山灰層とは嘉例川火山灰層（森忍,1971）パミス火山灰層(横山,1971) 川島２火山灰層(吉田,1984) 御幣川火山灰層(宮村他,1981)が　それぞれ上位にOZ-1,OZ-3等の大泉層火山灰層を伴い　同一の火山灰層と認められるので層序記号としてKpm火山灰層を用いることにした（松葉,1994;第四紀学会講演要旨集P.103)

東海層群には中部に層厚10m以上に達する三枚の基準火山灰層があり地層を区分するよい鍵層と認められる。 しかし北東方向から河川によって運搬され堆積する過程に河川によってしばしば流失し層序関係が混乱しているので　三枚の火山灰層を識別するため　火山ガラスの屈折率を0.002間隔の五段階にし　火山ガラスのindex patternを用いた柱状図を作成して層厚が変化しても識別できるようにした。 ＧＳ合掌園火山灰層・ＢＤ坂東火山灰層・Kpm火山灰層のうち　ＢＤ火山灰層のみが大部分n=1.503以上のpatternとなり視覚的に区別できるようになった。 しかしKpm火山灰層は桑名市付近と　藤原町付近では堆積過程において異なった上流域から供給されたとみられる事実が想定されるので報告する

ＡＢＣＤＥ地点　桑名市・多度町間を通り四日市市川島から　鈴鹿市伊船にいたる河川の流入により堆積したと推定されるテフラは上部要素のn=1.499ガラスが桑名市・多度町間で削られＤ・Ｅ地点では大部分上部要素のみ堆積している。 上部要素のガラス屈折率および斜方輝石を含む特性は　長橋1998,地質雑のデータに類似している。もし両堆積物が同一のものとすれば　長野県を上流とする　木曾川水系によって運ばれたことになる。

Ｆ地点　藤原町鼎の柱状図では上記の上部要素がみられない。 またＧ地点滋賀県貴生川の虫生野火山灰層の柱状図はＦ地点の柱状図に似ているが　下部のやや風化した部分のガラスはn=1.499を示す。 この柱状図からn=1.499ガラスは降下テフラの堆積層、中部以上は軽石堆積層であり　鎌掛団研グループ1972地質雑では径５～７cmの大型軽石を含むとされている。 大型軽石はかなりの期間浮流するので　河川により遠くまで運ばれる　その結果上部に堆積したのではないかと推定される。 軽石を運んできた河川は上記の木曾川水系より西の　長良川水系の可能性がある。

Kpmパミス火山灰層が　虫生野火山灰層に対比されるとすれば　東海層群暮明累層から大泉累層下部の時期に　古琵琶湖層群蒲生累層と堆積盆が連絡していた可能性がある。

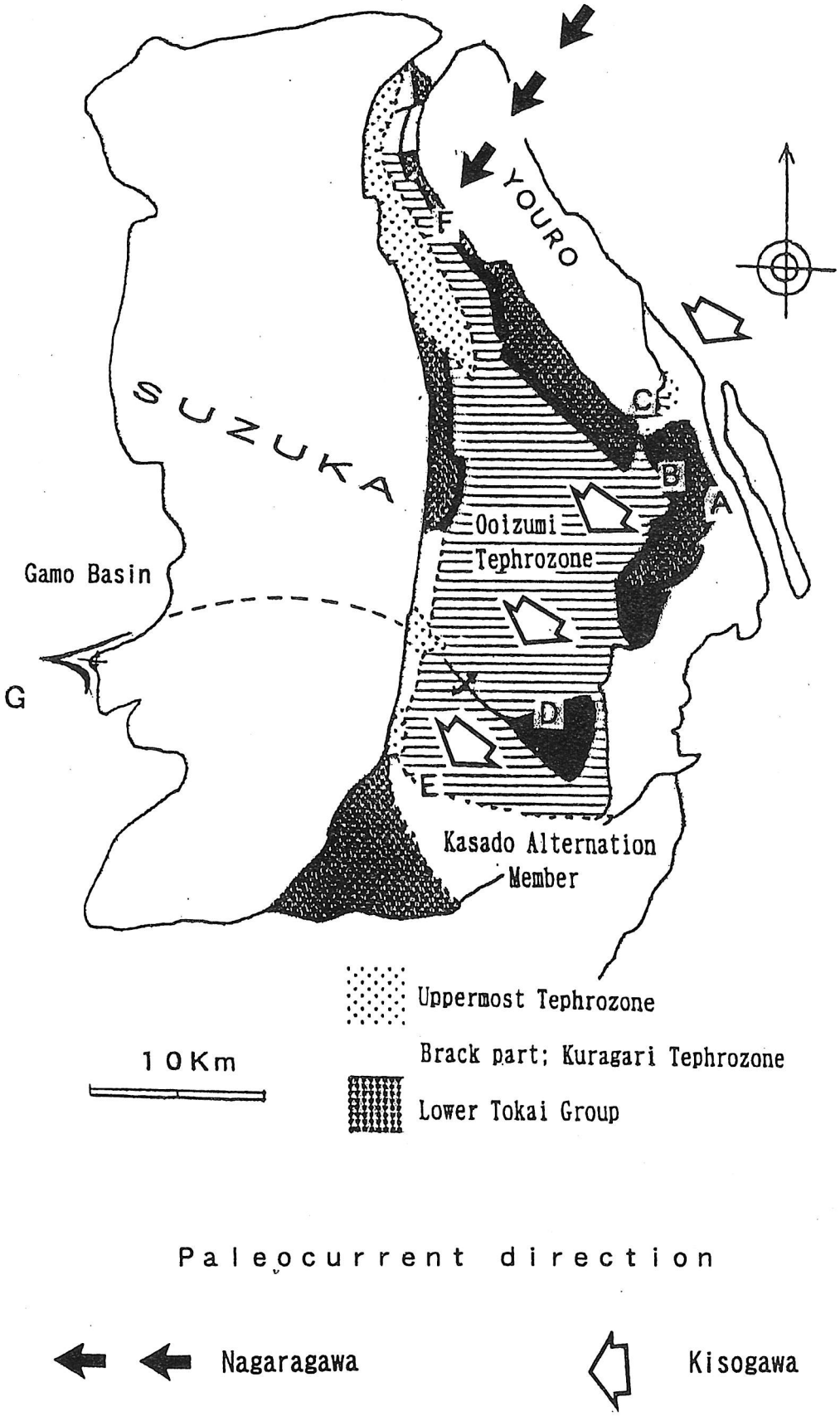
淡水魚ハリヨの分布・オサムシの分布など生物地理学的事実とも関連する可能性を予想させる問題である。

柱状図の地点　Ａ桑名市尾野神社北　　Ｂ桑名市・多度町ミゾノ間の崖

Ｃ多度町役場の工事前の露頭　　Ｄ四日市市川島小学校南の工事露頭

Ｅ鈴鹿市北畑、八島川東の砂採取場　　Ｆ藤原町鼎、農業倉庫西のカット

Ｇ滋賀県貴生川、虫生野



Paleocurrent direction

Nagaragawa

Kisogawa

O-7　日本海堆積物の放射性炭素年代からみた鬱陵ー大和火山灰の年代

池原　研・吉川清志（地質調査所）

Ken IKEHARA and Kiyoshi KIKKAWA: Age of Ulleung-Yamato ash based on ^{14}C age determinations of Japan Sea sediments

鬱陵ー大和火山灰（U-Ym）は鬱陵島を給源とする日本海西部～中部に広がる広域火山灰である．この火山灰の年代は，姶良ー丹沢火山灰（AT）及び阿蘇４火山灰（Aso-4）との間に存在し，層位的に前者に近いことから25,000～35,000年前と推定された（新井ほか，1981）が，このときにはATの年代を21,000～22,000年前，Aso-4の年代を50,000年前と考えている．最近の両者の年代に直して再計算すると，34,000～57,000年前となる．一方，中嶋ほか（1996）は日本海中部大和海盆の富山深海扇状地周辺から採取された複数のコアに挟在するやはりATとAso-4の間の堆積速度を一定と仮定して，暦年代で40,200年前という年代を出している．日本海では，ステージ5中期からステージ3にかけては数百～数千年オーダーの環境変動があり，岩相的には“暗色層”として顕著に認められる．この“暗色層”は，グリーンランド氷床コアの古気候変動に対比できることが報告されており，それぞれの“暗色層”のAT，Aso-4，^{14}C年代測定値に基づく年代値も提示されている（Tada et al.，1999）．これによれば，U-Ymの年代は，暦年代で37,000～38,000年前とされている．しかしこれらの年代推定では，最終氷期最盛期以降の海底堆積物中の有孔虫化石の保存状態が悪いため，年代軸としてはATとAso-4しか使用できないのが現状であった．したがって，両者のほぼ中間に位置するU-Ymの年代の解明は単に一つのテフラの年代を決定するということだけでなく，日本海古環境の変遷史，さらには世界規模での古気候変動にとっても意味を持つものである．

今回，中嶋ほか（1996）で対象とした試料の一部（２本）とその後の調査航海で採取された１本の試料の計３本の試料を用い，U-Ym近傍の層準に含まれる浮遊性有孔虫を用いた放射性炭素年代測定を行った．日本海中部ではU-Ymの上位に上から富山沖火山灰（To），山陰１火山灰（SAN1）と仮称される給源不明の２枚の火山灰が存在し，典型的にはU-Ymとともに３枚セットで産出する．これらの火山灰の同定は，火山ガラスの形態，屈折率測定とICP発光分析によるガラスの化学分析結果によって行なった．放射性炭素年代測定は浮遊性有孔虫を用いて行なった．この時期の日本海の堆積物中において炭酸塩が保存されている層準は極めて限られる．一般的には有機炭素に富み一部では平行葉理の発達する“暗色層”と呼ばれるものの一部にしか残されていない．上記の３枚の火山灰の近傍でも，いくつかの“暗色層”が存在するが，Toを挟在する層準が“暗色層”であり，浮遊性有孔虫が残されている．このため，上記の火山灰が残されていて層序関係が確かと考えられ，Toの層準の暗色層に浮遊性有孔虫が残されている２本の試料（GH89-2-25，GH89-2-27）を抽出して

検討用の試料とした．試料はいずれもToの直下の層準から採取した．また，GH90-511と言う試料については，SAN1とU-Ymの間の別の“暗色層”の層準から試料を採取した．採取された堆積物は63μmのふるい上で水洗された．残渣は超音波洗浄器で繰り返し洗浄して付着した堆積物を取り除いた．これらから浮遊性有孔虫のみが鏡下で拾い出され，年代測定用試料とされた．年代測定は地球科学研究所を通じて，Beta Analytic社において加速器質量分析法によって行われた．

測定結果は，δ^{13}C補正後の^{14}C年代値で，GH89-2-25の試料について46,280±1,700年前，GH89-2-27及びGH90-511の２つ試料について48,780年以上前，であった．２つの試料について，測定限界を超える年代値であるが，この結果はToの層準で46,000年前程度の年代であることを示している．Toより下位のSAN1及びU-Ymの年代は，この年代値とATあるいはその上位に挟在する大山草谷原軽石（DKdP；あるいは大山弥山火山灰，DMs；約18,000年前）の年代値からこの間の堆積速度を求め，外挿して年代を推定すると，それぞれ48,200～49,200年前，53,900～58,900年前となる．このU-Ymの年代値は，新井ほか（1981）の推定の再計算値の古い方とほぼ一致し，中嶋ほか（1996）やTada et al.（1999）の推定値よりも有意に古い．

この年代値を基に，中嶋ほか（1996）やTada et al.（1999）の“暗色層”と氷床コアの酸素同位体曲線との対比を見直してみると，Bondサイクルの一つ分の差が生じてしまう．原因として，１）今回の年代測定試料に古い炭素が混入していた，２）中嶋ほか（1996）及びTada et al.（1999）で用いた試料に堆積間隙（ハイエタス）が存在したあるいはAT－Aso-4間の堆積速度が一定でなかった，などが考えられる．２）については正確に評価できないが，多数の試料にわたっていることから可能性は低いと思われる．１）についてはその可能性を否定しきれないが，最終氷期最盛期の層準の同様の処理を施した試料について出された年代値は，大場ほか（1996）の年代値とほぼ一致しているという事実はある．なお，分析層準は“暗色層”にあたり，平行葉理が認められ，生物擾乱の影響は認められない．また，堆積物の粒度組成や構造からタービダイトなどによる平行葉理でもない．このような産状は，分析試料に生物活動や物理的堆積作用によって古い粒子が混入したのでないことを示している．したがって，古い炭素の混入があるとすれば，その起源は浮遊性有孔虫の殻の中の堆積物によるものと推定される．これについては，今後測定試料を吟味し，再測定を行うことで評価したい．

以上から，U-Ymの年代について，最近の推定値より古い可能性が指摘されたが，その詳細についてはさらに検討を要すると結論される．

O-8　鹿児島湾北西岸における阿多火砕流の堆積環境と海成段丘の編年

森脇　広 (鹿児島大学), 新井房夫,
John WESTGATE (トロント大学)

Hiroshi MORIWAKI, Fusao ARAI and John WESTGATE: **Sedimentary environment of Ata pyroclastic flow deposit and marine terrace chronology around the northwestern coast of Kagoshima Bay, south Japan**

鹿児島湾北西岸の鹿児島市周辺には，城山層・竜尾層とよばれる最終間氷期の海成層からなる海成段丘が分布している（大木・早坂，1970）．これらの海岸段丘は高度20m以上に及び，薩摩・大隅半島では最も高いことから，姶良カルデラなどの第四紀の火山活動にともなう地殻変動がかかわっていると推定される．このような変動を正確に求めるためには，これらの海成段丘を詳しく編年する必要がある．このことについて，鹿児島市の城山台地とその周辺において（図1），次のような知見を得た．海成段丘の直上にのる特異な堆積構造を持つ火砕流堆積物は阿多火砕流が水中に堆積したものであり，よって，ここの海成段丘は酸素同位体ステージ5cに対応する．

同定：ここの海成段丘は入戸火砕流を主体とする数層の厚い火砕流堆積物に覆われている．その厚さは30m以上に及ぶ．これらの火砕流堆積物の最下位にあって，次のように阿多火砕流堆積物に同定される火砕流堆積物が10m以上の厚さで城山層の直上にのっている（図2）．この火砕流堆積物（図1，図2，A地点）は表1に示したような鉱物組成と火山ガラスの屈折率を示し，これは阿多火砕流堆積物のそれ（町田・新井，1992）と矛盾しない．また，火山ガラスの主成分も，他で観察される一般的な阿多火砕流堆積物のそれと意味のある差は認められない（表2）．

堆積環境：こうして同定された海成段丘上の阿多火砕流堆積物は鹿児島市周辺で通常観察されるものとは堆積構造・層相に大きな違いがある（図2）．特に注目すべき点は，粗粒の軽石からなる団塊が多数含まれることである（図2写真）．団塊の直径は数10cmから1mに及ぶ．このような軽石団塊は，入戸火砕流の湖水中堆積物ー京町層ーに認められており(荒牧, 1968)，ここの阿多火砕流堆積物が水中堆積によるものであることを示す．その他特徴的な点は，細粒物が抜けた粗粒軽石からなる層がみられ，また，層理が顕著なところも認められる．厚さ1mほどの最下部は粗粒の鉱物粒を主体とする薄層理の堆積物からなる．

海成段丘の対比と海面の位置：阿多火砕流の層位は酸素同位体ステージ5c付近にある（大場, 1991; 町田・新井, 1992）．阿多火砕流堆積物と直下の城山層との間には，明らかに時間間隙を示すような土壌層や傾斜不整合などは認められず，両者は一見連続した堆積物のように見える．しかし，阿多火砕流堆積物の基底面は極めて平坦で，ここには細粒の円礫がみられるところもあることから，海食台との解釈も可能である．いずれにせよ，城山台地など鹿児島湾岸沿いの海成段丘面は酸素同位体ステージ5cの時期の形成であるといえよう．そして，阿多火砕流堆積時の海面は，異常堆積層の上部，すなわち，阿多火砕流堆積物基底面から10m以上の高さにあったと考えられる．

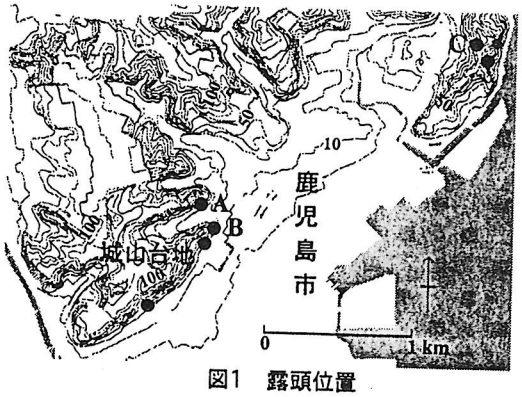


図1　露頭位置

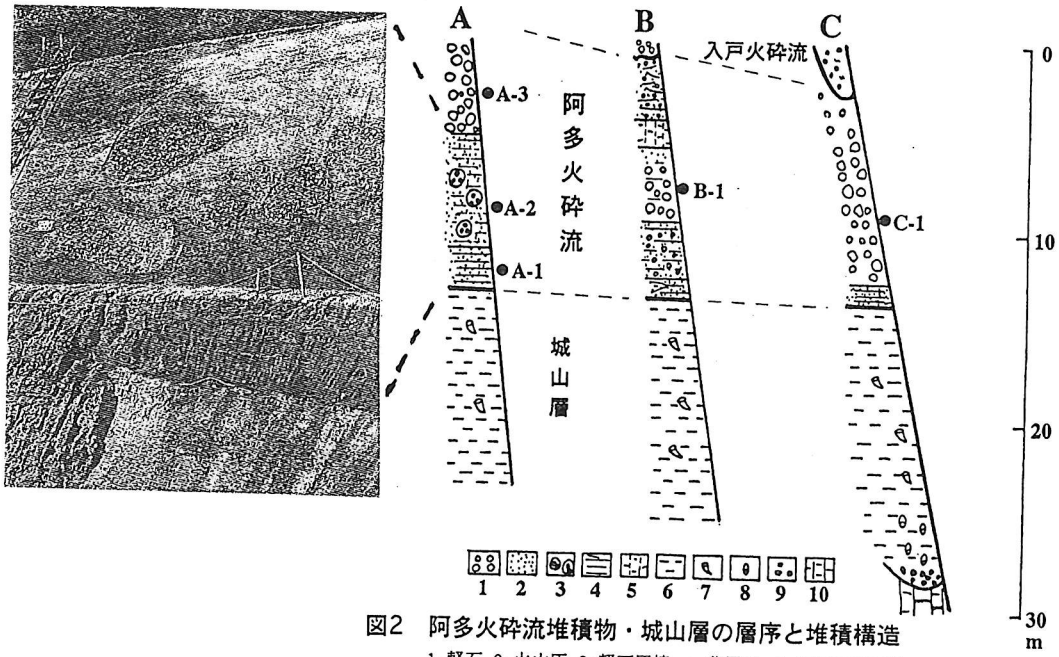


図2　阿多火砕流堆積物・城山層の層序と堆積構造

1: 軽石, 2: 火山灰, 3: 軽石団塊, 4: 薄層理, 5: 弱溶結凝灰岩
6: シルト, 7: パイプ状生痕, 8: 貝化石, 9: 礫, 10: 溶結凝灰岩

表 1　火砕流堆積物の鉱物組成と屈折率（A 地点）

	鉱物組成	屈折率 火山ガラス	屈折率 斜方輝石
A-3	opx ＞ cpx ＞ mt	gl: 1.510～1.512	opx: 1.705～1.707
A-2	opx ＞ cpx ＞ mt	gl: 1.511～1.513	opx: 1.706～1.708
A-1	opx ＞ cpx ＞ mt	gl: 1.511～1.513	opx: 1.708～1.708

表2 火山ガラスの化学組成

	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	water	n
A-1	74.23 (0.18)	13.21 (0.07)	0.46 (0.06)	2.26 (0.08)	0.11 (0.04)	0.43 (0.02)	2.00 (0.04)	4.45 (0.08)	2.83 (0.11)	3.89 (1.41)	15
B-1	73.60 (0.22)	13.46 (0.14)	0.52 (0.04)	2.38 (0.04)	0.12 (0.03)	0.43 (0.01)	2.09 (0.10)	4.50 (0.11)	2.91 (0.04)	8.12 (1.31)	7
C-1	73.82 (0.20)	13.48 (0.14)	0.51 (0.04)	2.29 (0.14)	0.12 (0.05)	0.44 (0.05)	2.10 (0.04)	4.32 (0.11)	2.92 (0.11)	9.13 (0.55)	5
Ⅰ	73.80 (0.25)	13.39 (0.13)	0.51 (0.04)	2.33 (0.04)	0.11 (0.04)	0.43 (0.03)	2.09 (0.03)	4.40 (0.09)	2.94 (0.09)	6.63 (0.34)	8
Ⅱ	73.85 (0.18)	13.45 (0.09)	0.50 (0.06)	2.39 (0.07)	0.08 (0.03)	0.43 (0.02)	1.99 (0.07)	4.15 (0.18)	3.16 (0.12)	6.74 (0.68)	11

Ⅰ:阿多 pfl(鹿児島市), Ⅱ: 阿多 pfl(岩戸)　　（トロント大学のEPMAにより測定）

O-9　飛騨高山地域で見出された広域テフラ

田村糸子(東京都立大学)・竹村　円リジア((株)ダイヤコンサルタント)

Itoko TAMURA and Lidia Madoca TAKEMURA : The Widespread Tephras Recognized in the Hida District, Central Japan

1．はじめに

中期更新世の広域テフラである Ng-1 火山灰層(Ng-1: 0.30Ma)が，飛騨地方に分布する高山軽石層(梶田・石原，1977:以下 Tky)と対比されることが明らかにされ(田村，1998；田村・鈴木，1999)，これにより上宝火砕流堆積物(Kmt: 0.65Ma)以降情報の乏しかった飛騨地域に貴重な時間軸が入ることとなった．今回この Tky に加え，さらに研究地域で幾つかの広域テフラを見出したのでその報告を行なう．

2．確認された広域テフラ

本地域で見出された広域テフラは以下のテフラである；高山軽石層(Tky＝Ng-1: 0.30Ma)，御岳第 1 軽石層(On-Pm1: 0.10Ma)，鬼界葛原火山灰(K-Tz: 75Ka)，阿蘇 4 火山灰層(Aso-4: 70Ka)，大山倉吉軽石層(DKP: 43Ka)，姶良 Tn 火山灰層(AT: 25Ka)．これらのテフラのうち，Ng-1・On-Pm1・K-Tz・Aso-4 の各テフラの報告は，飛騨地域では本発表が初めてである．図 1 に分布地点，図 2 に柱状図を示す．Tky・On-Pm1 は，以下の 3)，4) においてふれるので，ここでは K-Tz・Aso-4・DKP の産状を簡単に述べる．K-Tz は，Loc.16 久手において，平坦面を形成する礫層から 110cm のロームを隔てて，厚さ 6cm のオレンジ色の純層として認められる．又，Loc.11 美女高原において，Tky から 130cm 上方のローム中に厚さ 3 cm のオレンジ色の純層として挟まれる．さらに当地点では，K-Tz より上位に 20cm のロームを挟んで，厚さ 10cm ほどの栗色のローム層中に Aso-4 が挟在される．DKP は，Loc.7 細越から南東 2 km の町方において，町方段丘の構成礫層の頂面よりおよそ 50cm 上位のローム層中から検出された．また，Loc.17 高原川沿いの本郷段丘においても，段丘面を構成する焼岳起源と推定されている火山泥流の頂面から 100cm 上位に鮮やかな黄色のきな粉状細粒軽石として幅 10cm のパッチ状に認められた．

3．高山軽石層 Tky と細越段丘の形成年代

高山盆地東方の小八賀川流域には，細越段丘(現河床からの比高 30～40m)，町方段丘(比高 15～20m)，沖積段丘(比高 5～10m)など数段の河成段丘が発達している(斉藤ほか，1984)．Loc.7 細越において，細越段丘の段丘礫層の直上に広殿軽石層(梶田・石原，1977:以下 Hrd)，ロームを挟んでその上位 20cm に層厚 60cm の Tky が風成堆積している．Hrd の年代に関する具体的なデータは得られていないが，下畑(1988)は Tky との間隔から約 5 万年という時間間隙を想定している．Tky の年代 0.30Ma から推定すると，細越面は少なくとも 0.35Ma 以前，MIS11.3～10.2 に向かう頃離水

したと考えられる．しかし，細越段丘はこの離水年代から考えられないほど平坦面がよく残っており，段丘の形成史を考える上で，極めて興味深い．

4．御岳第１軽石層 On-Pm1 の分布域の拡大

On-Pm1 は，高山盆地南方の Loc.12 鈴蘭高原スキー場において，Tky の上位 140cm のローム中に幅 20cm ほどの厚さで挟まれる．高山盆地周辺における On-Pm1 の記載は本報告が初めてである．ここでの On-Pm1 は，風化が激しく緑灰色を呈するが，軽石の形状が残存しておりその直径は５cm 程度である．黒雲母を含むこと，軽石型の火山ガラス・斜方輝石・角閃石の屈折率から同定した．御岳から北西約 17km のこの地点で確認されたことにより，On-Pm1 の分布は従来の報告(竹本ほか，1987 など)と比べ北西方向に拡大されたことになる．

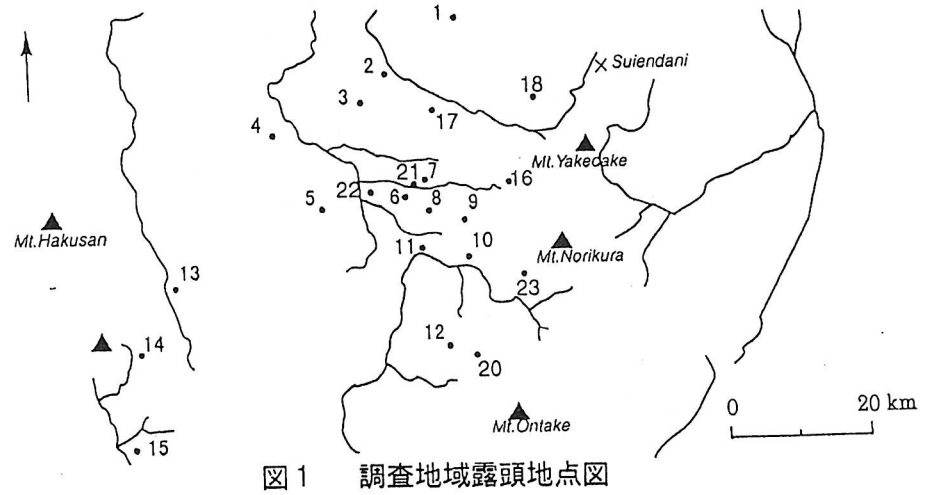


図１　調査地域露頭地点図

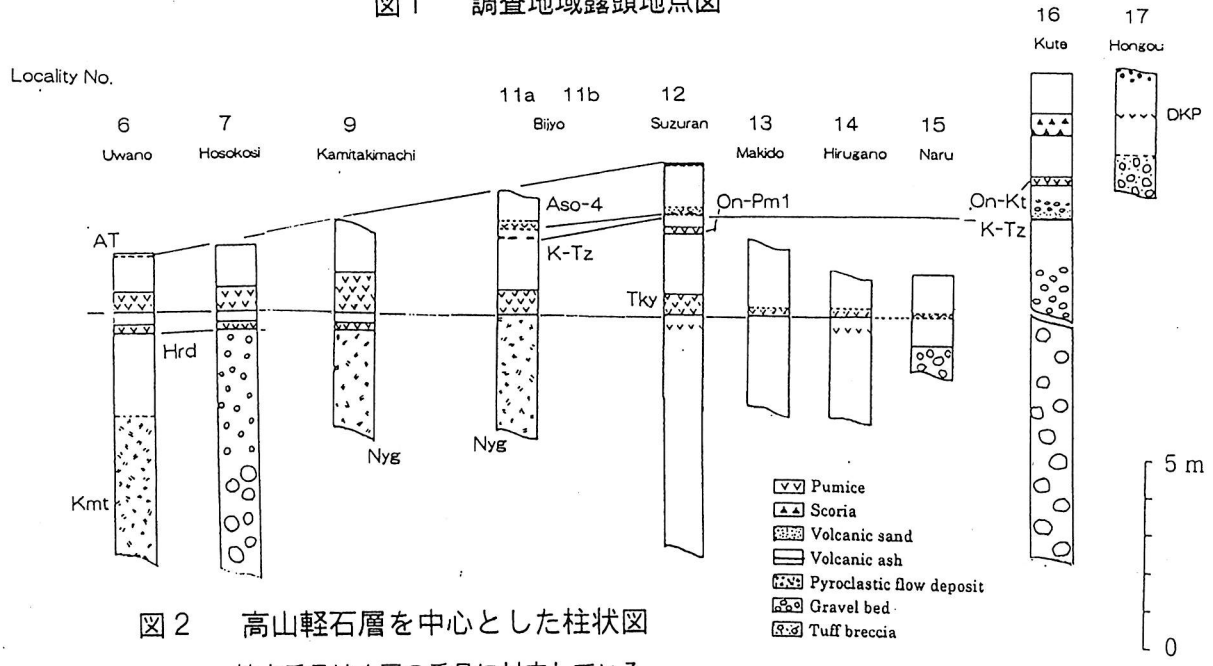


図２　高山軽石層を中心とした柱状図

地点番号は１図の番号に対応している

Tky:Takayama Pumice　Hrd:Hirondo Pumice　AT:Aira-Tn Ash　Aso-4:Aso-4 ash
K-Tz:Kikai Tozurahara Ash　On-Pm1:Ontake Dai 1 Pumice　OK:Ontake Katamati Pumice
Kmt:Kamitakara Pyrociastic Flow Deposit　Nyg:Nyugawa Pyroclastic Flow Deposit

O-10 ステージ5e海成層とAso-3テフラの層序関係について

下山正一（九州大）・小松貴史・宮田雄一郎（山口大）・竹村恵二（京都大）

Shoichi SHIMOYAMA, Takashi KOMATSU, Yuichiro MIYATA

and Keiji TAKEMURA:

Stratigraphic relationship between the marine formations of the Stage 5e and Aso-3 tephra

広域指標テフラであるAso-3の詳しい層序関係を明らかにすることは，日本の第四紀層序を正しく組み立てる上で重要である．町田・新井（1994）によれば，Aso-3テフラの層序的位置は酸素アイソトープステージ5dである．Aso-3テフラの層序をステージ5dとしている主な理由は，Aso-3テフラの既存の放射年代値（岡口，1978；長友，1990；松本ほか，1991）が10.3～12.3万年前を示していること，秋田県男鹿半島の鮪川層と宮崎県川南町通浜の通山浜層下部に介在するテフラ（通浜テフラ）（遠藤・鈴木，1986）をAso-3テフラに対比し，通山浜層下部をステージ5e（約12.5万年前）の海成層よりも上位の地層（ステージ5d）と考えたため（町田・新井，1994）である．

その後，男鹿半島の鮪川層に介在するテフラは，Aso-3テフラではなくAso-1テフラであることが判明している（白石・的場，1996）．

一方，宮崎平野では，町田・新井（1994）は通山浜層に介在する通浜テフラを岩石記載的特性の類似からAso-3テフラに対比し，通山浜層を三財面構成層（ステージ5e）より上位の地層（ステージ5d）の海進期谷埋堆積物と考えた．しかし，遠藤・鈴木（1986）や中尾（1993）の地層層序学的解釈では，通山浜層は三財原面構成層（ステージ5e）より下位の地層としている．さらに，遠藤・鈴木（1986）は，通浜テフラをAso-3テフラではなく，かなり古いテフラに対比している．演者らが行った地質調査結果でも，通山浜層上部・下部は三財原面構成層の下位にあり，しかも上位の三財原面構成層（ステージ5e）とは傾斜不整合で接していることが確認された．したがって，仮に通浜テフラがAso-3テフラだとしてもステージ5eよりも下位にあたる．これにより，宮崎平野の場合も，Aso-3の層序をステージ5dとする論拠に否定的である．

Aso-3テフラの既存の放射年代値10.3～12.3万年前は，Aso-4テフラの年代を約7万年前と考えた時代のものである．最近はAso-4テフラの年代を9万年前とし，それ以下のテフラの年代も古く見積もられる傾向にある．さらに，九州各地のステージ5の海成層を調査した結果，九州ではAso-3テフラ（火砕流堆積物）がステージ5eの海成層の下位に存在することが明らかになった（下山ほか，1999）．もし，これが正しければ，Aso-3テフラは約12.5万年前よりも古いことになる．

この見解が正しいかどうかの議論では，まず，ステージ5eとした海成層の時代の妥当性が問題となる．ステージ5eの定義は，「ステージ5における$\delta^{18}O$の最低値を示すピーク部分」である．この海洋地質学的な意味は「ステージ5eがステージ5

を通じての最高海面期ということ」である．ただし，ステージ5にはステージ5eのほか，ステージ5cと5aと呼ばれる2つの$\delta^{18}O$極小値が存在する．これはステージ5から次の大きな低海面期（ステージ4）に至る間の2つの小規模海面上昇期あるいは少なくとも海面停滞期を意味する．

ステージ5の海成層を対比する場合，もしステージ5cあるいは5aの海面高度が5eのそれに近ければ，これらを互いに混同する恐れがある．隆起地域ではステージ5に属する海成層が複数存在する場合，そのうち最高高度にある海成層をステージ5eと解釈することが出来る．一方，沈降地域では海成層の保存が隆起地域に比べて良好なので，最大海進期のステージ5eの海成層を見逃す可能性は低くなる．しかし，もしステージ5cあるいは5aの旧汀線高度が5eのそれに近ければ，変位の累積から考えて，年代が若いステージ5cあるいは5aの海成層がステージ5eの海成層のすぐ上位に存在することになる．

そこで，九州の沈降平野として筑紫平野と熊本平野を選び，ステージ5における海成層の同時間性を検討してみた．筑紫平野では下山ほか（1994，1995），熊本平野では石坂ほか（1995）がステージ5の海成層の発達状況を詳しく記述している．これらによると筑紫平野と熊本平野ではステージ5を通じて海成層がそれぞれ1枚しか存在しない．これらは高木瀬層および御幸層である．

仮に，高木瀬層および御幸層をステージ5cあるいは5aの海成層とすると，高木瀬層や御幸層からみてこれらのすぐ下位にある海成層がステージ5eの海成層ということになる．しかし，実際には，筑紫平野では高木瀬層のすぐ下位にある海成層（川副層）はAta-Thテフラ（22～25万年前）を含んでおり，熊本平野では御幸層の1つ下位にある海成層（笛田層）が砥川溶岩（14.5～22万年前）に覆われている．したがって，下位の海成層は明らかにステージ5eではなく，少なくともステージ7に相当する．この事実は，高木瀬層と御幸層はステージ5を通じて沈降平野に残された唯一の海成層であり，「ステージ5を通じての最高海面期の海成層」である．つまりこれらがステージ5eの海成層そのものということになる．

九州の状況は，ステージ5cと5aの旧汀線が，その当時，現在の陸域（少なくとも沈降地域）にかからないほど遠くかつ低い位置にあったことを強く示唆している．

こうした状況から，九州では隆起地域・沈降地域ともにステージ5の最高高度にある海成層をステージ5eの海成層に対比することができる．大分平野・八代平野でもステージ5eの海成層がAso-3とAso-4の2つの火砕流堆積物に挟まれる層序を示している．また，平野の地下ではAso-3火砕流堆積物の上限付近がしばしば土壌化しており，Aso-3火砕流堆積物そのものが欠けることから，不整合の存在を示唆している．このことから，Aso-3火砕流の噴出時期とその直上のステージ5eの海成層形成時期の間には時間間隙があると解釈できる．

以上をまとめると，Aso-3の層序的位置は，ステージ5dでなく，ステージ5eより下位でステージ7よりはるかに上位，とするのが合理的である．

O-11 肝属平野における完新世の海面変化

永迫俊郎（東京大・研）・森脇　広（鹿児島大）・松島義章（生命の星地球博）・
新井房夫（群馬大・名）・岩井雅夫（高知大）・町田　洋（都立大・名）・藤原　治（JNC）
Toshiro NAGASAKO, Hiroshi MORIWAKI, Yoshiaki MATSUSHIMA, Fusao ARAI, Masao IWAI, Hiroshi MACHIDA and Osamu FUJIWARA ;

Holocene Sea Level Change in the Kimotsuki Lowland, Southern Kyushu, Japan

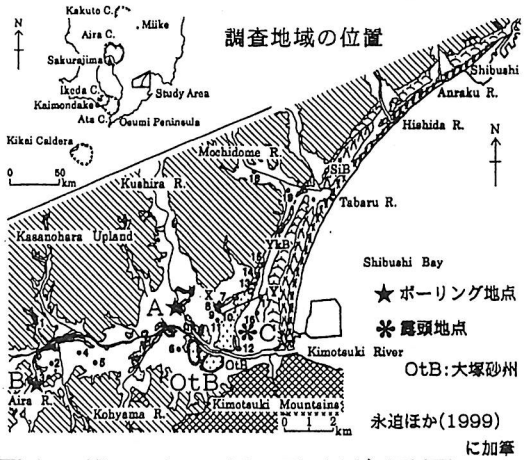


図1　ボーリング・露頭位置図

肝属平野は南九州志布志湾にそそぐ肝属川沿いにひろがる沖積平野である．低地の周辺には入戸火砕流（A-Ito）台地が広く分布する．低地の地形は最も内陸側の大塚砂州（OtB）を境にして，臨海部の砂州・砂丘列と OtB 背後の旧潟湖に大きく分けられる（図 1）．OtB の離水時期は，砂州堆積物上限に堆積する池田降下軽石（Ik-P）の噴出年代（5.5～5.7ka：奥野ほか，1996）とほぼ等しく，OtB は短期間のうちに陸化したと考えられている（永迫ほか，1999）．今回，旧潟湖に位置する 3 地点で機械式ボーリングおよびハンドボーリングにより採取した試料について，AMS^{14}C 年代測定・貝化石分析などを実施し，また OtB 前面の堤間湿地では排水路布設工事に伴う連続露頭において表層堆積物の観察を行った．これらの資料にもとづいて，本地域における完新世の海面変化について報告する．

既存のボーリング柱状図をもとに，機械式ボーリング地点として Loc.A, Loc.B（図 1）を選定した．Loc.A は本平野で最大の厚さで沖積層が確認されているところで，海進期の海面変化を捉えるのに，また Loc.B は縄文海進最盛期頃の海面位置を求めるのに適した場所である．Loc.A では沖積層基底礫層と考えられる層準の深度 56m まで，Loc.B では基盤の A-Ito を貫く深度 20m まで掘削を行い，オールコアを採取した（図 2）．Loc.A では，桜島高峠 3（Sz-Tk3；9.4ka：Okuno et al., 1997），鬼界幸屋降下軽石（K-KyP；6.5ka：Kitagawa et al., 1995），Ik-P，霧島御池（Kr-M；4.2ka：奥野，1996）の 4 枚のテフラが，Loc.B では Ik-P とこれと同一噴火サイクルに属する池田湖火山灰（Ik-ash）が認められる．Loc.A の海抜高度－50m～－24m には砂層とシルト層が交互に堆積しており，高度－47.4m の植物片，－38.7m の有機質シルト，－37.6m の Sz-Tk3 の 3 層準で年代が与えられている．Loc.A の高度－24m～－3.7m には貝化石を含む内湾性の堆積物が累積していて，高度－22.7m，－14.9m，－8.4m の貝化石と－14.0m の K-KyP で年代が示されている．この上位には，軽石混じり砂，Ik-P（高度－2.4m），Ik-P 二次堆積物を含む砂質シルト，シルト，Kr-M（高度 1.5m）と堆積する．なお，貝化石を試料とする ^{14}C 年代値は，リザーバー効果補正のため 400yr BP を差し引いた値を用いる．一方 Loc.B では，A-Ito と高度－2.7m で不整合をなし，砂やシルトの堆積が始まるが，高度 2.5m の植物片と 3.7m の Ik-P/ash により年代が与えられる．これら 2 地点における堆積環境の変遷は次のように推定される．Loc.A は，10ka から 8ka にかけてシルトと砂の堆積が繰り返される氾濫原的な環境にあったが，その後の海面上昇により海面下に没し，8ka 以降 6ka 頃まで内湾底環境が継続した．その後は潟湖―沼沢地―自然堤防と推移した．Loc.B は埋没谷の斜面上に位置しており，沖積層の堆積が開始したのは 6.5ka～6.3ka である．ここでの海成層は，高度 1.0m～2.2m のシルト層とその上位に堆積する砂層の一部までであり，Ik-P/ash の上下に位置する砂層は河成堆積物と考えられる．縄文海進が Loc.B に達したのは 6.2ka 頃であり，数 100 年間は内湾～海岸線付近の環境下にあったと考えられる．

鬼界アカホヤ（K-Ah；6.5ka）噴火当時の海面高度は，沖積層中で検出されたK-Ahの噴火層準をもとに推定できる．すなわち，6.5kaの海面高度は，陸成堆積と考えられるK-Ahの下限高度（0.7m）と海成堆積のK-Ahの上限高度（−5.8m）との間に少なくとも位置していたと判断される．また，OtBに見られる地形的な証拠およびLoc.Bで得られた縄文海進最盛期の年代と海成層上限高度から判断して，最高海面期は6.0kaないし5.8kaで，その高度は＋3.0m程度と考えられる．

5.6ka前後とされるOtB形成以降の海面変化は，OtB前面の堤間湿地で把握できる．ここに海岸線に平行な連続露頭（深さ1m未満）が概ね10mおきに約80本出現し，約800m四方にわたって連続性よく表層堆積物が観察された（Loc.C，図1）．この露頭では，Ik-P/ash，桜島高峠2（Sz-Tk2；4.5ka；Okuno et al., 1997），Kr-M，開聞岳9c（Km9c；2ka；藤野・小林，1997），開聞岳12a（Km12a；A.D.874；桑代，1967）が指標テフラとなる．これらのテフラと泥炭およびその直下の海成砂層との層位関係の変化を追跡し，高度は機器を使用した水準測量によって求めた．Ik-P/ashが認められるのは，OtBの海岸側の端から約15mの範囲に限られる．Ik-Pは砂州砂層上に堆積しており，出現高度は2.8m以上である．次に，OtBの端から海岸側へ300mほどの地点までは，有機物や軽石・礫を含む砂層上に泥炭質堆積物がのり，Sz-Tk2，Kr-M，Km9cが狭在している．Sz-Tk2が泥炭層中に認められるのは，OtB端から100mの範囲内で，Kr-Mは約300mの地点まで連続して確認される．そこから海岸側にかけての約500m間では，有機物や軽石を含む砂層（生痕化石あり）が高度1.5m以下に広く観察されるが，テフラは局所的な凹地にKm12aが認められるにすぎない．とくに，海成層と考えられる砂層の直上にのるKr-Mの高度が1.8mであることから，4.2kaの海面高度はおよそ＋1.8mと判断される．

また，OtB背後の後背湿地における泥炭層基底部の^{14}C年代値も，海面高度の上限を与える有効な資料である．今回，高度2.8mで5370±40yr BP（GX-25311）が得られたが，永迫ほか（1999）は高度2.9mで5580±80yr BP（NUTA-5589），2.8mで4930±70yr BP（NUTA-5789）を得ている．

以上の資料から，肝属平野における完新世の海面変化曲線を描くと図3のようになる．

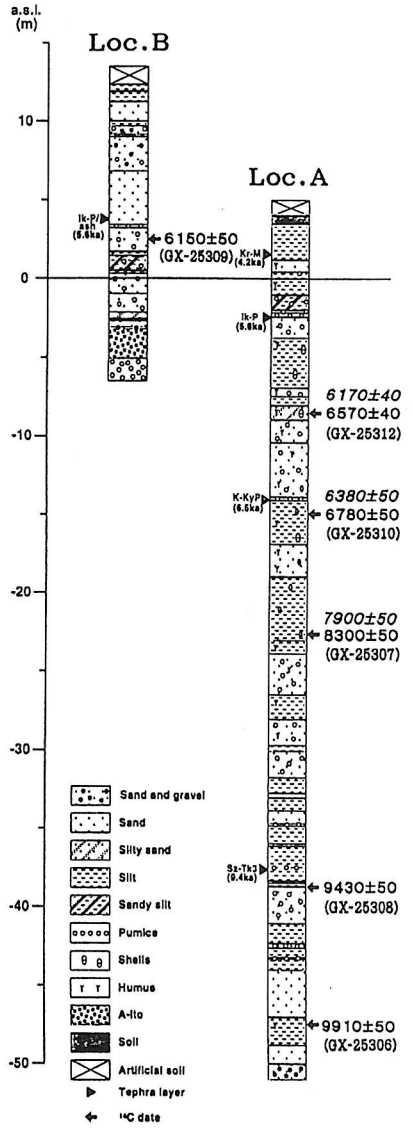


図2 ボーリング柱状図

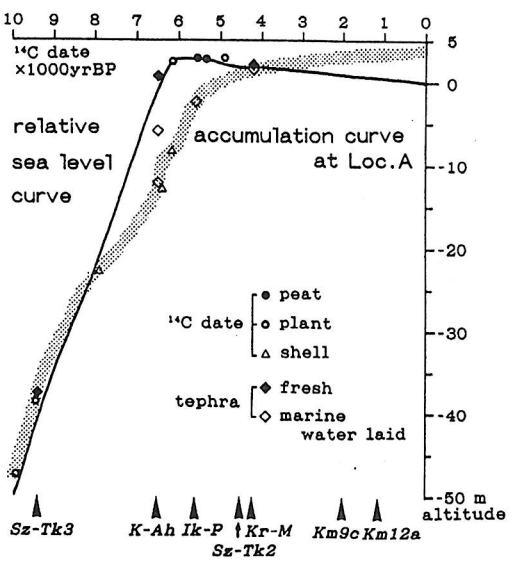


図3 相対的海面変化曲線

O-12 房総半島，大房岬の海成段丘からみた古海水準と酸素同位体比曲線から得た海水準曲線との比較

菊地隆男（東京都立大学大学院理学研究科）

Takao KIKUCHI : A comparison between the paleo-sea levels from marine terraces at Taibusa-misaki, Boso Peninsula, and oxygen isotopic sea level curve

(1) はじめに

演者は昨年の第四紀学会研究発表会で，房総半島南部，富浦町大房岬には同位体ステージ3から完新世に形成された，少なくとも7段の海成段丘が存在することを指摘した（菊地，1998）．このような多くの海成段丘の指摘は本邦では初めてである．その後この考えは基本的に変わらないが，ハンドオーガーによる掘削と野外調査により新資料を得たこと，また海成段丘の分布については一部訂正が必要と判断されたことなどから，ここに新たに段丘分布図を提示し，併せて，得られた古海水準高度とヒュオン半島のサンゴ礁段丘から得られている海水準曲線および酸素同位体比曲線から求められた海水準曲線との比較について述べる．

(2) 大房岬の海成段丘からみた古海水準

房総半島は第四紀の隆起運動が著しく，大房岬で確認された7面の第四紀後期の海成段丘は高位の面から富浦Ⅶ面（78-82m），富浦Ⅵ面（70-76m），富浦Ⅴ面（58-62m），富浦Ⅳ面（50-54m），富浦Ⅲ面（40-46m），富浦Ⅱ面（20-24m），富浦Ⅰ面（8-16m）と名付けられた（菊地，1998）．段丘面の分布については2,500分の1地形図を参考にしつつ現地で確認をしたものであったが，その後の検討により人工的に改変された疑いのあるものについては極力除いて，新たに分布図を作成した（図1）．

段丘の年代に関連して，高位の富浦Ⅶ面と富浦Ⅵ面は杉原ほか（1978）によりTPを含む風成のローム層に覆われることから一括して“三崎面”とされたが，富浦Ⅵ面に関しては平坦面の高度が富浦Ⅶ面より6mほど低いこと，TPが基盤の侵食面の直上に存在することから，TPの降灰年代に近い52ka頃と推定された．また富浦Ⅶ面の場合は，水成層とTPの間には0.5mほどの風成ローム層を挟むことから三崎面の可能性も否定できないが，模式地の三崎面の年代が80ka（町田・新井，1992）とされていることを考慮すると富浦Ⅵ面との間が開きすぎ，三崎面より1段低位の段丘，すなわち60ka頃の海成段丘である可能性（菊地，1998）は依然として残されている．

また，富浦Ⅳ面については，新たに2地点において海成面の証拠としての円礫層の存在を確認することができた．ここではATの下位にさらに2層準に埋没土層を挟む厚さ1m以上の風成ローム層が，厚さ1mの斜交葉理を伴う円礫層を覆うことが確認できたが，円礫層の年代を決定しうる証拠は得られていない．特に，ローム層が埋没土層を挟むことから削剥層準を挟んでいる可能性も考えられ，厚さだけから年代を導くことには問題がある．しかし，上位面との高度関係から推定して，40～45ka前後の年代に当る可能性はある．

富浦Ⅱ面においてはハンドオーガーにより地表から3.5m掘削したが，水成層には達しなかった．前回掘削のボーリングステッキの資料を併せ考えると，AT?の下位約0.5mで水成

層と思われる砂層に達することから，ほぼ30kaという推定は妥当であろう．

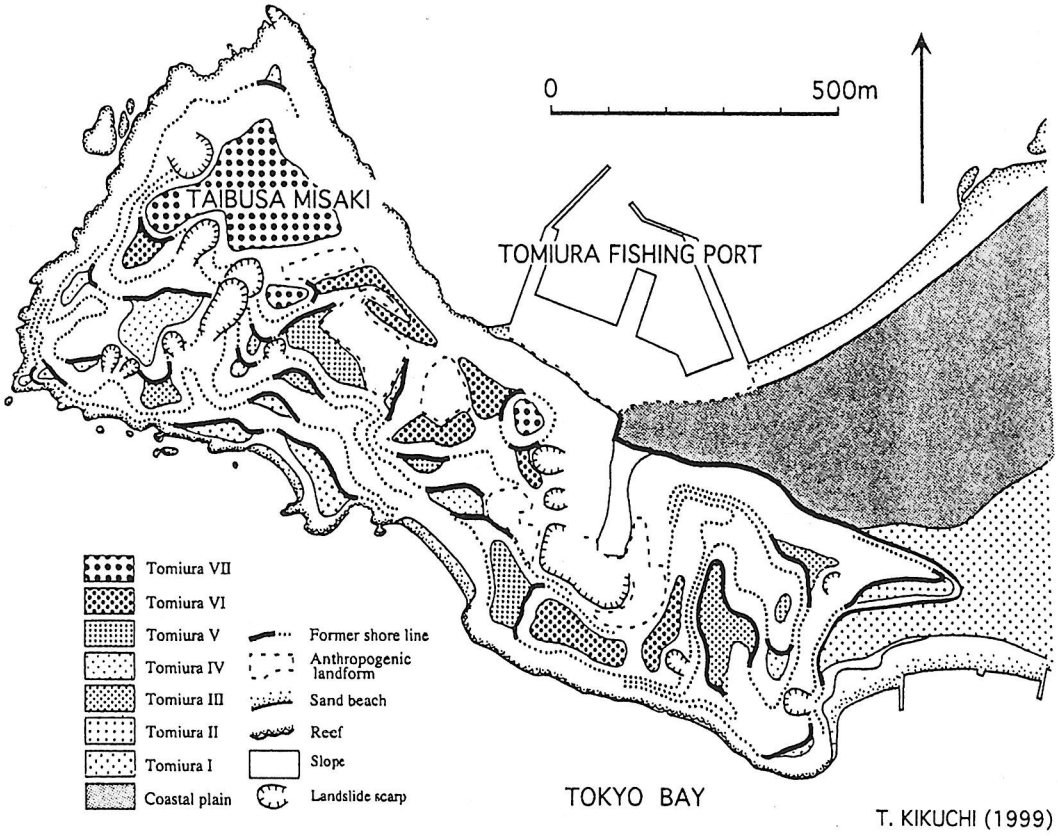
本地域の第四紀後期の隆起運動について，完新世段丘である富浦Ⅰ面の年代を 6ka，当時の海水準を+3mとして隆起速度を2.17m／kyを求め，一定の隆起速度を仮定し，風成層の厚さを除去すると，富浦Ⅵ面は－45m，富浦Ⅳ面は－44m±，富浦Ⅱ面は－44mなどの値が得られた．

(3) サンゴ礁段丘と酸素同位体比曲線から得た海水準変動

ところで，従来－80mから－150mまでの様々な数値が示され議論のあった最終氷期最盛期（LGM）の海水準は，最近では－120～－130m程度にあったとする意見が多い．しかし，ハイドロアイソスタシーの解釈では仮に－120mに最終氷期最盛期の旧汀線の証拠が存在したとすれば，その深度はグレーシャルユースタシーによる海水準低下に加えて，さらに後氷期の海水準上昇に伴うハイドロアイソスタシーが加わっているレベルと考えなくてはならない．すなわち，LGMの海水準は純粋にグレーシャルユースタシーのみを示すとすれば，－92m程度しかなかったことになる（菊地,1999）．

この観点から，Shackleton(1987)により示された深海底コアの有孔虫殻の酸素同位体比曲線から得られた海水準曲線は，改めて改訂する必要がある．こうして新たに求めた曲線に，大房岬の段丘群から推定される古海水準の高度を重ねると，比較的良い一致を見せた．

図1　LATE PLEISTOCENE MARINE TERRACES AT TAIBUSA-MISAKI, BOSO PENINSULA



O-13 喜界島における完新世サンゴ礁の離水過程と剥離侵食作用

佐々木圭一（金沢大学）

Keiichi SASAKI: Processes of coral reef emergence and "tear-off" erosion at Kikai Island

【はじめに】

サンゴ礁は地形的に礁原と礁斜面に大きく二分され，それぞれが礁嶺－礁池と縁脚－縁溝系というサンゴ礁特有の微地形によって特徴づけられる．これらの地形的特徴は，主に海進期から高海面期にかけて進む礁の成長によって形成される（米倉，1997など）．それに対して海退期には，砕屑性堆積物に比べると強固な構築物であるサンゴ礁が，地形的特徴を保存しながら離水すると考えられている．実際，パプアニューギニアのヒュオン半島や中部琉球喜界島に発達する完新世離水サンゴ礁では，礁嶺－礁池の地形が明瞭に保存され，その礁原が最も広い段丘面を構成している（Chappell *et al.*, 1996；太田ほか, 1978など）．しかし，礁斜面部は離水に伴い，侵食の影響を強く受ける．本来，海岸線と直交する方向に発達した櫛の歯状構造である縁脚－縁溝系が，波食などによりその特徴が消されて，海岸線と平行する段丘地形が明瞭になる．Chappell *et al.* (1996) は，ヒュオン半島の完新世サンゴ礁段丘に関して，礁原に相当するtransgressive terraceに対して，礁斜面部に発達する段丘をregressive terraceと呼び，段丘内縁部での波食と外縁部における成長という形成モデルを示した．しかし，サンゴ礁で一般的にみられる縁脚の成長など，具体的な過程に関する議論が不十分であった．そこで本研究では，喜界島の完新世離水サンゴ礁を対象に，礁斜面部における地形変化に注目して，礁の離水とそれに伴う段丘形成過程を明らかにした．そして，"剥離侵食"面が，古海水準の指標になる可能性を示す．

【剥離侵食】

喜界島の海岸部に発達する完新世サンゴ石灰岩には，平均高潮位付近の高度約１mにほぼ水平の亀裂が発達する．そして，その上位のブロック化した岩塊が，暴風時の波浪営力などによって剥離される侵食作用が観察される．この一連の浸食作用を"剥離侵食"と呼ぶ．岩塊は径が１m前後で厚さ数十cmの板状を示す場合が多い．剥離面は非常に平滑で，不規則な凸凹を示す初生的なサンゴ石灰岩表面とは容易に区別できる．この侵食作用を規定する水平の亀裂には，平均高潮位直上付近に発達する，石灰岩の組織に影響されず水平に発達する，そして，水捌の良い縁脚－縁溝系が発達した島北西海岸ではあまり観察されないという特徴がある．以上の特徴を踏まえて，日射によるサンゴ石灰岩の熱膨張・収縮によって，含水率が高い平均高潮位下の石灰岩との境界において熱疲労破壊を生じ，水平の亀裂が形成されたと考える．そして割れ目に浸透した海水あるいは淡水による化学的風化が，亀裂の拡大を促進している．

【現在の海岸地形】

調査地とした喜界島北東部の志戸桶海岸には，高潮位および低潮位面が存在する．高潮位面が剥離侵食によって形成されるのに対し，水深0.5～0.7mの低潮位面（Sugihara, 1997MS）は，縁脚成長の上限として形成された堆積面である．また潮間帯では，ウニによる穿孔が顕著である．この様な海岸地形は，１回の海面停滞に伴って，高度の異なる２種類の平坦面が形成されることを意味する．

【完新世サンゴ礁の離水過程】

志戸桶海岸には，典型的な礁嶺－礁池の発達した礁原が，最も広い段丘面（II面）を構成し，礁斜面部にそれより低位のIII，IV面が形成されている（中田ほか，1978; Sasaki, 1998）．IIIおよびIV段丘面は，内縁寄りの平滑部と外縁の凹凸部に区分できる．前者では，かつての縁溝が円摩度の高いサンゴ礫を中心とした生砕屑物で充填されることで，それらを切る平滑面が海岸線と平行の帯状分布を示す．表面形態が平滑であることからも，剥離侵食によって形成されたことがわかる．実際にIV面では，ペロイド状あるいはミクライト質の高マグネシウム方解石セメントによって固結した縁溝充填物が，縁脚を構成するサンゴ石灰岩と共に剥離された様子が観察される．また後者では，縁脚－縁溝地形が保存され，縁脚頂部が緩く海側に傾斜しながら段丘面を構成する．表面ではサンゴの群体形が保存され，不規則な凹凸が発達する．この部分は，低潮位面に相当すると考えられる．全体として，本来海側に連続する縁溝が，段丘内縁の平滑部によって各段丘に対応するように分割されている．

以上の観察結果から，礁斜面部における段丘面の形成過程が復元された；(1) 地震隆起などによる相対的海面低下によって，潮間帯付近でのサンゴ礫による縁溝の埋積が進む．(2) 埋積と同時に，海水の影響下で高マグネシウム方解石セメントが晶出し，生砕屑物が固結する．(3) 平均高潮位上で剥離侵食が起こり，海面下では縁脚が成長して低潮位面を形成する．(4) 更に離水が進むと，低潮位面として形成された縁脚－縁溝系が，再び埋積と剥離侵食を受けて，平滑部と凹凸部から成る段丘面が形成される．

それに対して島北西部の中熊海岸では，縁脚－縁溝系が顕著に発達する．すなわちIII，IV段丘面は一連の縁脚部に刻まれるのみで，縁溝部は埋積されず，現在の縁溝から連続的に陸側まで侵入している．ここでは，剥離侵食の影響が小さく，III，IV面共に堆積性の低潮位面に相当する．各面が全て堆積性であることは，年代学的にも支持される（小西ほか, 1983など）．

また，剥離侵食面から推定した古高潮位高度は，志戸桶北海岸において低潮位の指標である完新世サンゴ石灰岩の凹凸部と，更新世サンゴモ球石灰岩の波食面に基づいて復元した古海面高度（佐々木ほか, 1998）と調和的である．これは，剥離侵食面の海面指示者としての有用性を支持する結果である．

O-14 更新統浅海成炭酸塩堆積物（琉球層群）に保存された浮遊性有孔虫殻の”初生的”酸素・炭素安定同位体組成

坂井三郎（広島大学）・本山功（琉球大学）

Saburo SAKAI, Isao MOTOYAMA: Original oxygen isotopic composition of planktic foraminifers in diagenetically altered Pleistocene shallow-marine carbonates

●はじめに

浅海成炭酸塩堆積物は，海水準あるいは地殻変動によりしばしば地表に露出し，地表面に発達する土壌層および淡水からなる陸水による続成作用を被る．これに伴い，炭酸塩堆積物の酸素・炭素同位体組成は，続成変質を受け,堆積時の同位体記録を保存していない可能性が推定される．本研究では，鉱物学的に安定な低マグネシウム方解石の殻を持つ浮遊性有孔虫の酸素・炭素同位体組成が，初生値を保持している可能性がある（例えばMarshall, 1992）との予測のもとに，ボーリングコア試料（石油公団石油開発技術センター所蔵：CR-13ボーリングコア）の更新統琉球層群（図1）を題材として，浮遊性有孔虫殻（*Globorotalia inflata*）及び全岩試料の酸素・炭素同位体比の測定を行った．

●分析対象

ボーリングコア試料の堆積物は，下位より琉球層群の基盤である下部更新統島尻層群，更新統琉球層群および完新世堆積物から構成され，それぞれ不整合で接している．琉球層群の層厚は60.1mで，下位のサンゴ石灰岩が優勢な礁相（層厚30.1m）と，上位の石灰藻球石灰岩・砕屑性石灰岩が優勢な島棚相（層厚30.0m）に大別される．本研究では，浮遊性有孔虫が連続的に産出する上位の島棚相を分析対象とし，2cm厚の試料を密な間隔（約25cm間隔）で採取したものを測定用試料とした．

●結果と考察

分析の結果（図2），全岩試料の酸素・炭素同位体組成［以下，$\delta^{18}O$・$\delta^{13}C$］は，陸水性続成作用を特徴づける（Allan and Mattews, 1982）変動幅の狭い$\delta^{18}O$(約-2.8～-5.0‰)と，変動幅の広い$\delta^{13}C$（-1.2～-7.8‰)を示す．また全岩試料の$\delta^{18}O$は，コア深度に対してほぼ一定な値（約-4‰）を示し，海水に比較し軽い同位体組成を持つ淡水の影響を受けていることが示唆される．それに対して，浮遊性有孔虫殻の$\delta^{18}O$・$\delta^{13}C$は，全岩試料よりも重い$\delta^{18}O$（-1.2～0.1‰）・$\delta^{13}C$（-0.6～0.6‰）を示し，$\delta^{18}O$は最大約1.3‰の振幅で周期的に変動している．これらの結果は，低Mg方解石からなる浮遊性有孔虫殻が陸水性続成作用による同位体値の変質を被らずに，初生値を保持していることに起因していると考えられる．ただし，続成作用による膠結物が付着・充填している浮遊性有孔虫殻の同位体組成は，軽い方向へシフトすることが確認され，測定に際して二次的な膠結物を確実に取り除く必要がある．以上の結果から，本研究で得られた酸素同位体曲線は，石灰質ナンノ微化石年代（本田ほか, 1993)を用いて酸素同位体ステージに対比すると，中部更新世の氷期-間氷期ステージに対応する可能性がある．

●まとめ

全岩試料の$\delta^{18}O$・$\delta^{13}C$から琉球層群全体を通して陸水性続成作用を被っているが，浮遊性有孔虫殻の$\delta^{18}O$・$\delta^{13}C$は鉱物学的に安定である低マグネシウム方解石から構成されているため，続成作用をまぬがれ“初生値”を保持していることが判明した．また，本研究で琉球層群においても深海底コアと同様に，浮遊性有孔虫殻から酸素同位体曲線が得られるケースがあることが明らかとなった．

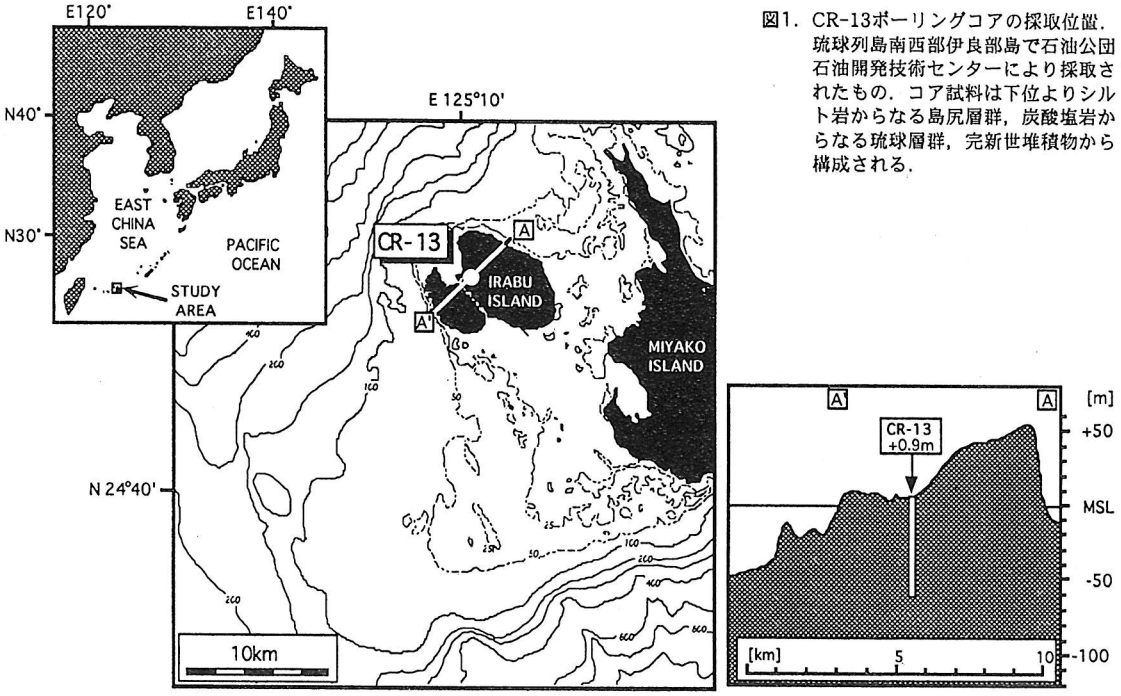


図1. CR-13ボーリングコアの採取位置．琉球列島南西部伊良部島で石油公団石油開発技術センターにより採取されたもの．コア試料は下位よりシルト岩からなる島尻層群，炭酸塩岩からなる琉球層群，完新世堆積物から構成される．

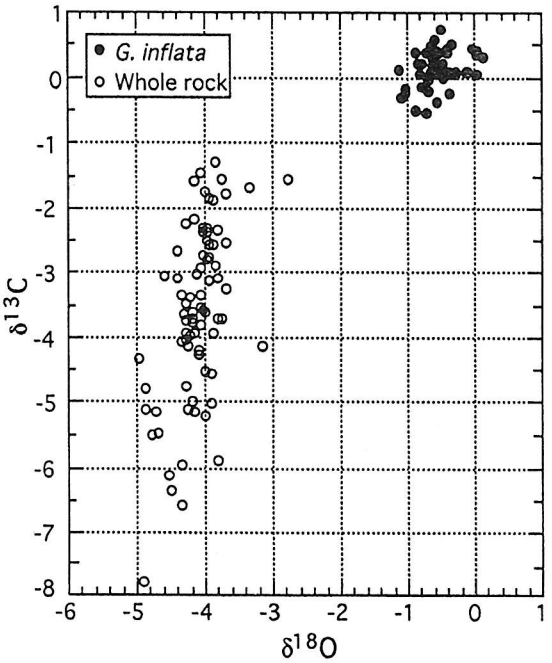


図2. CR-13ボーリングコアの琉球層群から得られた全岩試料と浮遊性有孔虫殻*G. inflata*の酸素・炭素同位体比．全岩試料は陸水性続成作用に特徴的なパターン（Allan and Matthews,1982）を示すの対して，*G. inflata*の値は全く異なる分布を示す．これは低マグネシウム方解石の殻を持つ*G. inflata* が初生値を保持していることによる．

O-15 フィリピン国パラワン島の中期完新世の海水準変動

前田保夫、フェルナンド・シリンガン、ミゲール・カノ（フィリピン大学）、
佐藤裕司（兵庫県人と自然博）、中村俊夫（名古屋大）、大村明雄（金沢大）
Yasuo MAEDA, Fernando P. SIRINGAN, Miguel C.CANO, Hiroshi SATO,
Toshio NAKAMURA, Akio OMURA

Mid-Holocene sea-level changes in Palawan, Philippines

パラワン島はフィリピン国のミンドロ島とマレーシア国のサバ州との間に位置する細長い島である。島の長さは北東ー南西方向に約５００ｋｍ、その幅は約５０ｋｍである。島の北半部はユーラシアプレートからなる大陸地殻の一部であり、南半部は海洋地殻から構成されている。現在活動中の火山はなく、この島を震源とする地震活動も最近数百年は知られていない。地殻変動の激しいフィリピン群島の中にあって、パラワン島は数少ない安定域のひとつに見られている。

パラワン島の海岸には完新世に離水したノッチやベンチがよく発達し、現在につながるこの時代の海水準や地殻変動を探るよい指標となる。

相対的海水準の変動は、島の北部の南シナ海に面したエルニド湾内の島々を構成する二畳紀の石灰岩に刻まれたノッチと、海岸低地で行ったボーリング調査に基づいて、その問題点を明らかにした。

エルニド（El Nido)湾内に点在する島々のうちLagen Is, Miniloc Is,などには２段のノッチが認められる。上位のノッチ（H1)のリトルトポイントの高さは約１．３ｍであるが、その奥行きは短く０．５ｍぐらいの小規模なものである。また、湾内には半沈水状態の石灰洞窟（鍾乳洞）が多数あり、その壁面にカキ化石の密集帯が認められる。それらの高度はH1ノッチに一致する。H1ノッチの年代は形態、高度、Ｈ２ノッチの放射年代などから約７千年前と推定している。この時期が中期完新世の高海面期である。Ｈ２ノッチは高さ０．３ｍで、Ｈ１との高度差はほぼ１ｍである。Ｈ２ノッチは約６千年ー４千年前に形成された。パラワン島エルニドの相対的海水準変動を図３に示す。パラワン島の広い範囲にわたって分布するＨ２ノッチの高度を見ると、北東部と南西部が低く、中央部は高い。Ｈ１ノッチの上位にある最終間氷期５ｅに形成れたノッチの高度分布にも同様の傾向が見られる。このように島の両端が低く、中央部が高く隆起する緩やかな地殻の傾動が少なくとも５ｅの頃から継続してきたのではなかろうか。

最近パラワン島周辺において石油開発に関連した地下深部の調査やＧＰＳによる地殻の水平変動量の測定など各種の調査が進められており、それらの結果をまってこの課題をさらに考察したい。

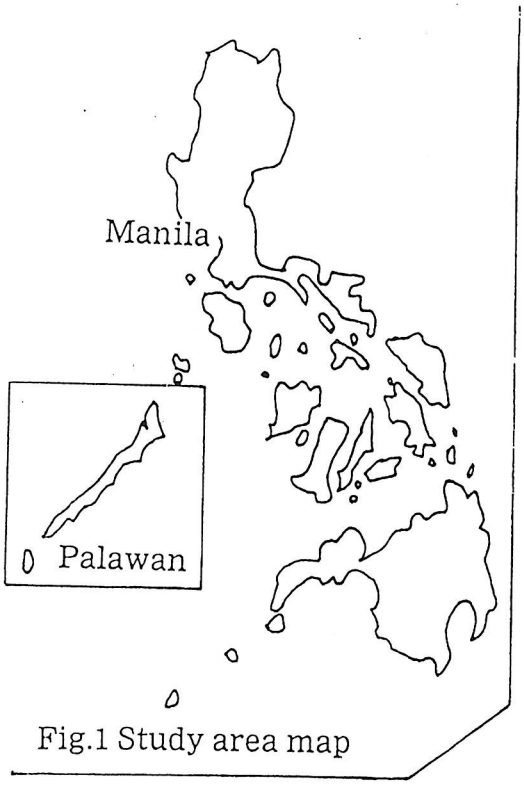


Fig.1 Study area map

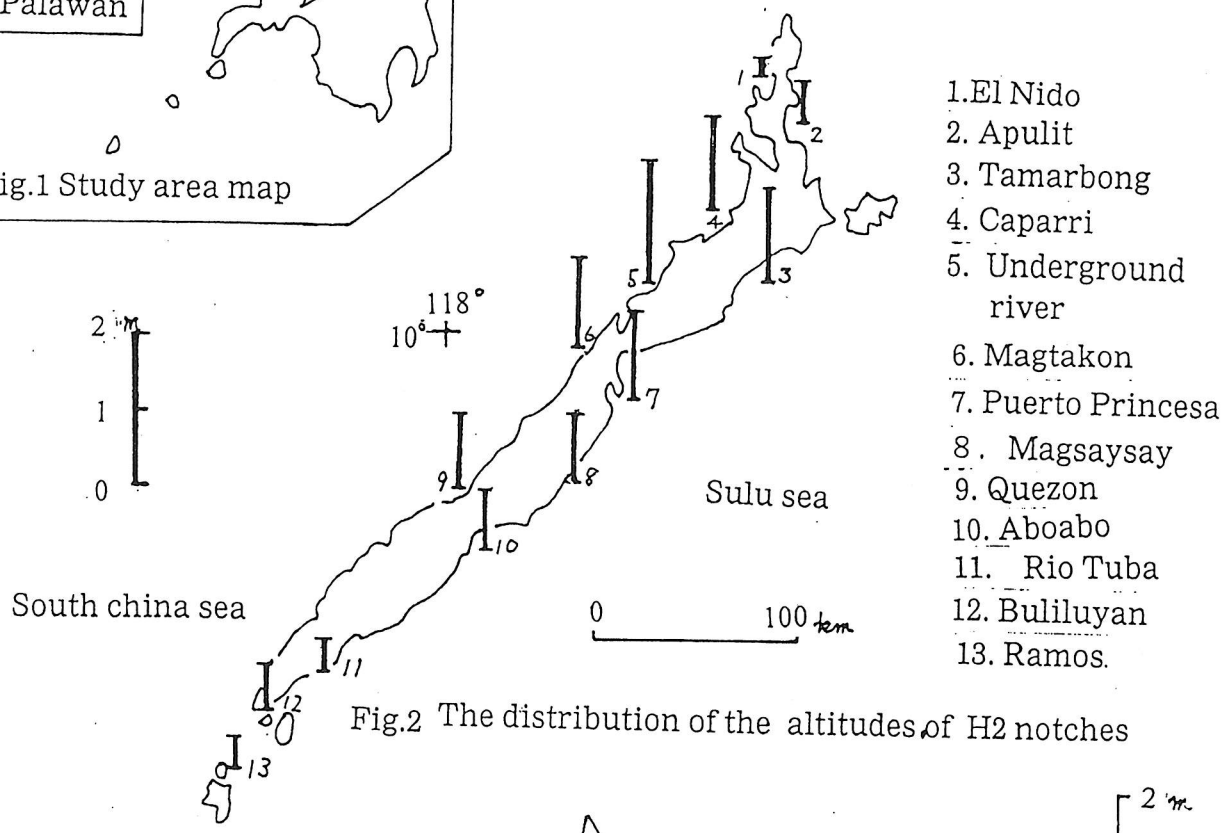


Fig.2 The distribution of the altitudes of H2 notches

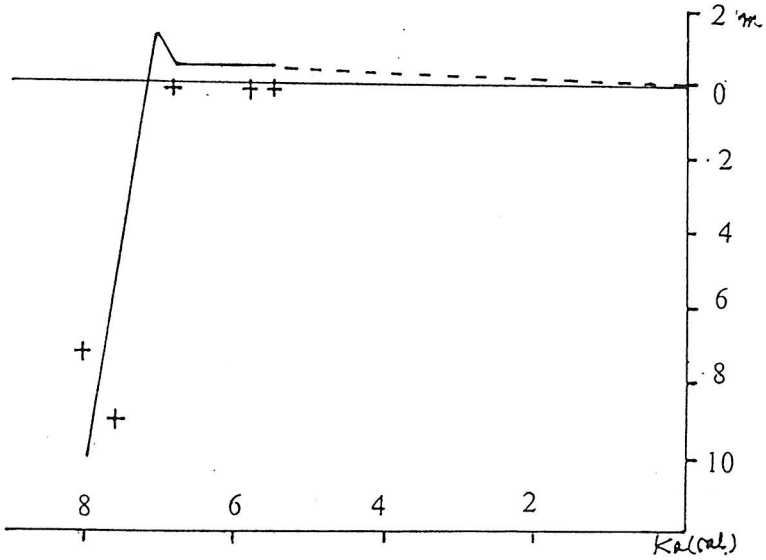


Fig.3 The relative sea level changes at El Nido in Palawan

O-16 フィリピン諸島パングラオ島産更新世サンゴの^{230}Th/^{234}U年代測定とその意義

大村明雄 (金沢大学)・河名俊男 (琉球大学)・前田保夫・Fernando P. Siringan (フィリピン大学) :
Akio OMURA, Toshio KAWANA, Yasuo MAEDA, and Fernando P. SIRINGAN ; ^{230}Th/^{234}U dating of Pleistocene corals from the Panglao Island, Philippine Islands, and its tectonic implications.

フィリピン諸島ボホール島の南西端に隣接する周囲約 46 km、面積約 92 km^2 のパングラオ島（9°36' N ; 123°45'E）は、北東部に最高高度 184 m の丘陵を有するものの、全島の 85 % 以上が高度 30 m 以下の平坦な島であり、その海岸線に沿って高度数 m ～ 10 数 m のサンゴ礁段丘が分布する。本研究では，島内 6 地域で採集した計 13 個の未変質造礁サンゴ化石から得た α スペクトル ^{230}Th/^{234}U 年代測定結果を、概報のボホール島とパラワン島およびマクタン島産試料の測定結果とともに報告する。

新たにパングラオ島から得た ^{230}Th/^{234}U 年代値は、103.9±1.6 ky，111.9±1.8～129.1±2.1 ky，> 204.7+6.5-6.2 ky のそれぞれ酸素同位体ステージ 5c・5e・7 相当の 3 グループに分けることができる。しかし、ステージ 7 相当の年代値が得られた試料中のウランおよびトリウム同位体組成、とくに初生 ^{234}U/^{238}U 放射能比［表 1 中の $(^{234}U/^{238}U)_0$ 値］が ^{230}Th/^{234}U 年代値の信頼性評価基準（大村ほか, 1995）の範囲外にあるため、信頼性が低いと言わざるを得ない。

本研究で得た年代測定結果を他の 3 島から得た ^{230}Th/^{234}U 年代値やステージ 5e に形成されたサンゴ礁段丘の分布高度などから、中部フィリピン諸島における過去 10 数万年間における垂直変位 (隆起) 量を推定することができる。パングラオ島の場合、図 1 に示すように、ステージ 5e 相当の段丘分布高度は、Tutolan 北部および Taiwala 東部で 12 ～13 m 以上、San Isidro 海岸では 7～8 m と、島内で地域差が認められる。いずれの地域でもステージ 5e 相当のサンゴ石灰岩は、おそらくステージ 7 のサンゴ石灰岩を不整合に覆っていると思われる。島の南東海岸中央部（San Isidro 海岸）に分布するステージ 5e 相当のサンゴ礁段丘は内縁高度約 7～8 m・最大幅 100 m 以下で連続性に乏しいが、その一部の外縁に小規模な平坦面（最大幅 10～20 m・高度約 5 m）が形成されている。表 1 中のステージ 5c を指示する ^{230}Th/^{234}U 年代値は、その平坦面上で採集したサンゴ試料から得られたものである。

したがって、ステージ 5e のユースタティックな海面高度を現在より 3～6 m 高かった (Stirling *et al.*, 1998) とすると、面積 100 m^2 に満たないパングラオ島とはいえ、ステージ 5e 以降の隆起量に 1～10 m の範囲内で地域差があると考えられる。また、San Isidro 海岸に分布するステージ 5c および 5e 相当のサンゴ礁段丘の高度差は、ステージ 5c におけるユースタティックな海面高度が現在とほぼ同じか、場合によっては、現在より最大 4 m 高かったことを示唆しているのかもしれない。

表1　フィリピン諸島産更新世サンゴのウランおよびトリウム同位体組成と $^{230}Th/^{234}U$ 年代

Locality	Sample (lab. no.)	Genus	U (ppm)	^{230}Th (dpm/g)	$^{234}U/^{238}U$	$^{230}Th/^{232}Th$	$^{230}Th/^{234}U$	$(^{234}U/^{238}U)_0$	Age (ky)
					(activity ratio)				
Bohol Is.									
	AO450	*Porites*	2.578 ±0.016	1.386 ±0.010	1.122 ±0.007	> 390	0.6420 ±0.0059	~~1.167 ±0.009~~	108.6 ±1.7
	AO413	*Porites*	2.612 ±0.021	1.559 ±0.013	1.112 ±0.007	> 190	0.7193 ±0.0083	~~1.165 ±0.013~~	133.7 ±3.0
Panglao Is.									
Doljo Point	AO449	*Goniastrea*	2.508 ±0.015	1.440 ±0.009	1.110 ±0.007	> 570	0.6934 ±0.0060	1.157 ±0.009	**124.5 ±2.0**
	AO448	*Porites*	2.592 ±0.017	1.507 ±0.010	1.109 ±0.007	> 450	0.7028 ±0.0064	1.157 ±0.010	**127.7 ±2.2**
San Isidro	AO462	*Porites*	2.448 ±0.015	1.330 ±0.009	1.115 ±0.007	> 290	0.6532 ±0.0060	1.158 ±0.009	**111.9 ±1.8**
	AO471	*Porites*	2.462 ±0.015	1.814 ±0.011	1.092 ±0.007	> 430	0.9046 ±0.0076	~~1.187 ±0.014~~	234.6 +6.8-6.4
	AO461	*Platygyra*	2.225 ±0.015	1.147 ±0.008	1.108 ±0.008	> 330	0.6243 ±0.0057	1.145 ±0.010	**103.9 ±1.6**
	AO447	*Porites*	2.489 ±0.015	1.816 ±0.011	1.101 ±0.007	> 680	0.8881 ±0.0074	~~1.196 ±0.013~~	219.8 +5.8-5.5
E. of Taiwala	AO464	*Porites*	2.589 ±0.015	1.478 ±0.009	1.119 ±0.007	> 250	0.6833 ±0.0057	~~1.170 ±0.009~~	121.0 ±1.8
	AO470	*Porites*	2.785 ±0.017	1.577 ±0.010	1.102 ±0.007	> 760	0.6885 ±0.0061	1.145 ±0.010	**123.1 ±2.0**
Biking	AO414	*Porites*	2.662 ±0.002	1.877 ±0.014	1.091 ±0.008	> 210	0.8661 ±0.0074	~~1.167 ±0.015~~	204.7 +6.5-6.2
Catarman	AO469	*Leptastrea*	2.601 ±0.016	1.902 ±0.012	1.092 ±0.007	> 480	0.8976 ±0.0078	~~1.184 ±0.013~~	228.7 +6.7-6.3
N. of Tutolan	AO466	*Pavona*	2.488 ±0.015	1.394 ±0.009	1.109 ±0.007	> 320	0.6777 ±0.0058	1.153 ±0.010	**119.5 ±1.9**
	AO468	*Porites*	2.432 ±0.014	1.875 ±0.011	1.109 ±0.007	> 560	0.9319 ±0.0075	~~1.246 ±0.015~~	257.6 +8.2-7.7
	AO465	*Acropora*	4.009 ±0.024	3.099 ±0.017	1.106 ±0.006	~~< 390~~	0.9369 ±0.0076	~~1.244 ±0.014~~	263.7 +8.8-8.2
N. of Tabalong	AO473	*Pavona*	4.372 ±0.027	2.547 ±0.016	1.105 ±0.006	> 480	0.7067 ±0.0062	1.152 ±0.009	**129.1 ±2.1**
Mactan Is.									
	AO467	*Cyphastrea*	2.188 ±0.014	1.338 ±0.009	1.104 ±0.007	> 290	0.7428 ±0.0067	1.157 ±0.011	**142.3 ±2.6**
Palawan Is.									
	AO452	*Acropora* *	~~0.354 ±0.004~~	0.1674 ±0.0031	1.097 ±0.017	> 60	0.5784 ±0.0125	~~1.126 ±0.022~~	92.1 ±3.1
	AO451	*Goniastrea*	3.217 ±0.021	1.851 ±0.012	1.104 ±0.006	> 480	0.6988 ±0.0062	1.149 ±0.009	**126.5 ±2.1**

*, recrystallized sample

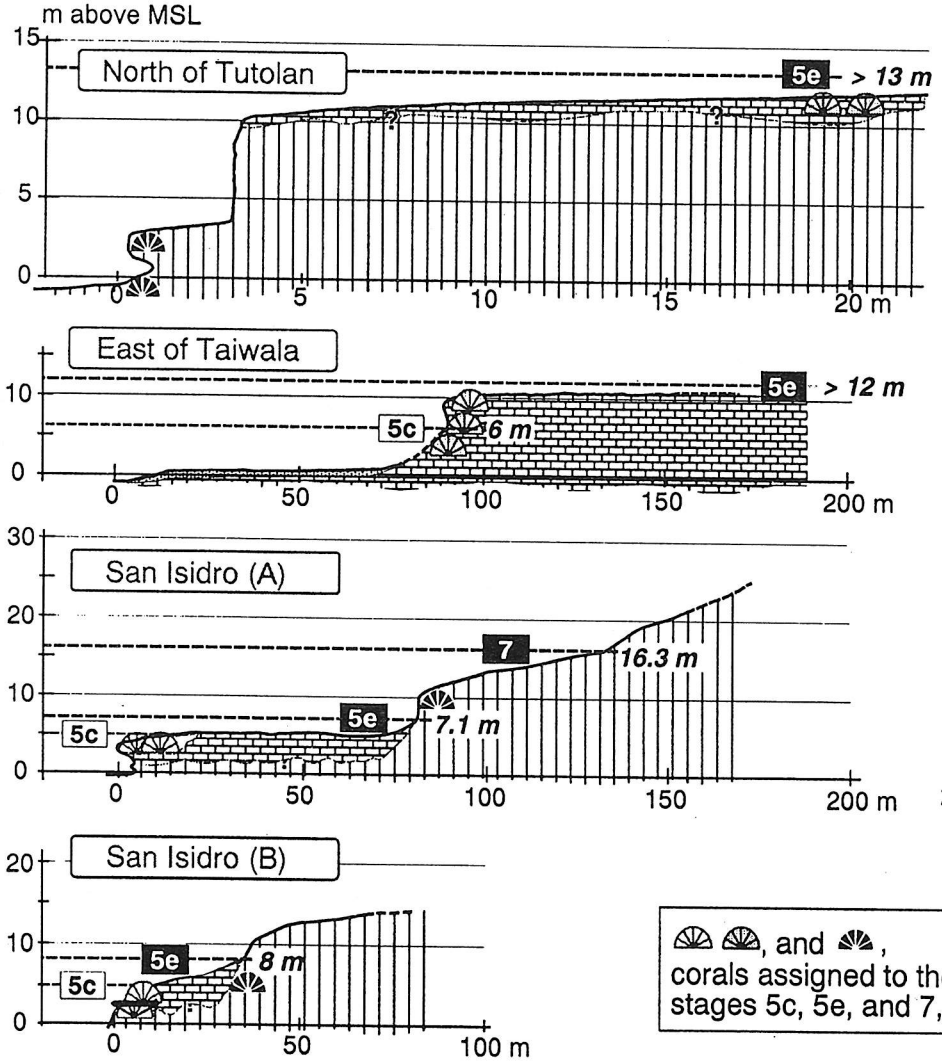


図1

フィリピン諸島パングラオ島海岸部における酸素同位体ステージ5および7相当のサンゴ礁段丘に関する地形・地質断面および年代測定結果

, and ,
corals assigned to the isotope stages 5c, 5e, and 7, respectively.

O-17　サハリン中部東海岸地域のレスのOSL・TL年代測定

植木　岳雪・塚本すみ子（都立大）・A., コズーリン・M., ストレリーツォフ（ロシア科学アカデミー）

Takeyuki UEKI, Sumiko TSUKAMOTO, A. I., KOZHURIN and M. I., STRELTSOV: Optically stimulated and thermoluminescence dating of loess from the eastern coast of central Sakhalin, Far East Russia

1. 研究の背景

本研究の目的は，サハリン中部の東海岸地域に分布する海成段丘および河成段丘の形成年代を決定することである．これらの段丘は，地形発達史に基づいてそれぞれ最終間氷期および最終氷期に形成されたと考えられる．サハリンは氷期に周氷河環境の下で植生が欠如していたために，一般に最終氷期の14C年代は期待できない．また，広域テフラも分布しておらず，サハリンの段丘面の形成年代を議論するための絶対年代資料は現在まで得られていない．本研究では，これらの段丘面を覆うレスのIRSL年代測定を行った．

2. 試料

北緯50°20´から51°にかけての東海岸に分布する段丘面上のレスを4地点で採取した（図1）．試料MT6・18，MT14は最終氷期に形成されたと考えられる河成のL1面，L2面を覆うレスである．試料MT22は最終間氷期に形成されたと考えられる海成のM面を覆うレスである．

3. 試料の処理と測定

4-11 μmのpolymineral grainを沈降法によって集め，0-808Gyのγ線を照射した付加線量法によってD_Eを求めた．160°Cで0-10時間の後に100°Cで3日間のpreheatを行った．各diskごとのIRSL強度は，0.5秒のshort shineによる強度によって補正した．

4. IRSL年代測定の結果

MT14を除く3試料は，γ線照射量が多くなるに従ってIRSL強度が大きくなる．shine plateau testでは，試料MT14以外はplateau領域（特に励起光を当て始めてから20-25秒の間）を持つ．したがって，試料MT6・18・22はIRSL測定に適した試料と考えられる．しかしながらpreheat plateau testでは，いずれの試料で

も明瞭な plateau 領域を持たない（図 2）．これらの IRSL 年代は，最終氷期後半（8～39Ka）を示す（表 1）．試料は 1 地点で 1 層準から採取しなかったために，古い段丘ほど古い年代を示す結果とはならなかったが，得られた IRSL 年代は地形発達史から推定された段丘の年代と調和的である．レスの OSL・TL 年代測定は，広域テフラが分布しない寒冷地域の地形面の年代の決定に有効であることが示唆される．

当日はこれらの試料の生長曲線法による IRSL 年代，および TL 年代について併せて発表する．

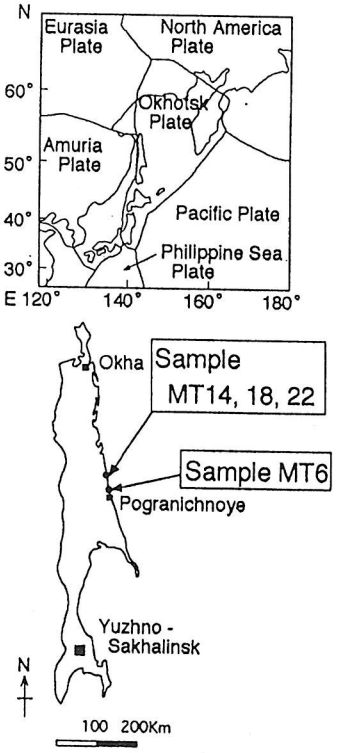


Fig. 1 Sampling sites

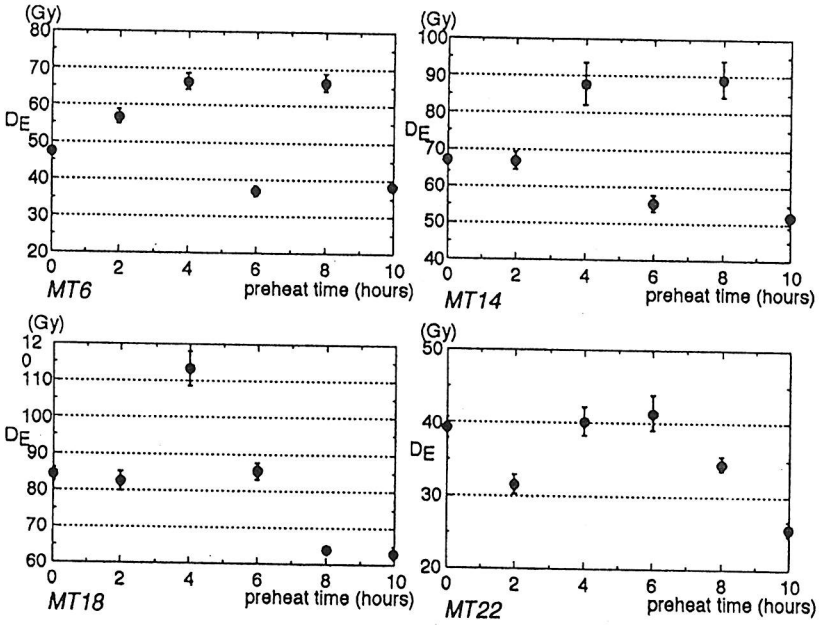


Fig. 2 Preheat plateau test

Table 1 Tentative IRSL ages

	D_E (Gy)	Annual dose of Sample MT18	Tentativeage(ka)
MT18	61.26-117.89	3.05 (mGy)	20.09-38.65
MT6	35.48-68.79		11.62-22.55
MT14	48.80-93.95		16.00-30.80
MT22	24.65-43.83		8.08-14.37

O-18　中国遼寧省におけるレス－古土壌堆積物に記録された過去５万年間のアジアモンスーン変動

山田　和芳・福沢　仁之（都立大）・尹　懐寧（遼寧師範大）

kazuyoshi YAMADA, Hitoshi FUKUSAWA and Huaining YIN ; Paleo Asian monsoon activities over the last 50 ka reconstructed by using a loess-paleosol sequence in Dalian, Liaoning, northeastern China.

１．はじめに

レス－古土壌堆積物は，中国大陸内部の黄土高原を中心とする内陸域に広く分布している．古土壌は，活発な夏季モンスーンによって降水量の多い時期に形成されるのに対して，レスは夏季モンスーンが不活発で降水量が少ない時期に形成されている．すなわち，レス－古土壌堆積物は過去から現在までの大陸内部の乾湿変動を精緻に表現しているものと考えられている（たとえばLiu, 1985）．現在まで黄土高原を中心として環境変動プロキシーが確立され，古アジアモンスーン変動が明らかにされている（たとえばLi *et al.*, 1995）．今回，このようなレス－古土壌堆積物が，中国北東部の遼寧省大連付近の露頭断面で観察することができた．中国北東部のレス－古土壌堆積物の研究報告はまだ少ないため，当該地域の気候変動だけでなく，アジアモンスーン変動の地域差を知る上で非常に有効な試料である．本発表では，堆積物の編年と堆積層序を報告して，そして堆積学的分析によって復元された最終氷期の急激な気候変動を報告する．

２．大連付近に認められたレス－古土壌堆積物の堆積相

中国遼寧省大連市は遼東半島の南端の北緯約39度，東経約121度40分に位置する．今回観察したレス－古土壌堆積物は大連市内中心部より北へ約30km離れた，大連市金州区七頂山付近の露頭である．現地の堆積断面の観察から，全長14.95mのレス－古土壌堆積物（DLC98-4）は最終間氷期から現在に至るまでに形成されたものと考えられる．堆積物試料を採取した層準の堆積相は以下の通りである．地表面（深度0m）より0.2mまでは現生土壌が堆積し，深度0.2～7.05mの層準は，淘汰のよい細粒な砂シルト質のレスが堆積している．また，深度7.05～9.45mは，平行葉理が認められる河成砂層が堆積し，深度9.45～14.95mは，赤色を帯びた古土壌が発達している．この古土壌層には赤色化を帯びていないレス層が2層準挟まれている．現地より分析試料の採取を行った．サンプル袋を用いて約5cm間隔で試料を採取し，その試料総数は222個である．

３．分析方法と分析結果

露頭断面より採取した試料は，室内に持ち帰り乾燥させた．その後キュービックに封入して帯磁率および帯磁率の周波数依存性を測定した．一方では試料を粉砕し粉末試料を作成した．この試料を使い，分光測色計による色相・色彩の測定，XRDによる鉱物組成の検討，および炭酸塩炭素量の測定を行なった．

【帯磁率・周波数依存性】　帯磁率は，深度9.45m以深の古土壌の層準で高く，レスの層準で低い値を示す．レス層準における帯磁率は急激な変動を示さない．また，深度7.05～9.45mの河成砂層の帯磁率は，レスと古土壌の中間の値を示す．一方，周波数依存性の値は帯磁率とくらべるとかなりの変動傾向を示している．周波数依存性の値が大きくなればなるほど，土壌化によって生成される超常磁性微粒子の量が定性的に多くなることを示す．レス層準では周波数依存性の値の変動傾向は大きく，かつ鋸歯状の変動パターンを示している．これに対し，河成砂層の周波数依存性の値は0を示す．

【色相・色調】　古土壌層準ではa*値，b*値とも高い値を示し，レス層準では低い値を示す．L*値は，レスと古土壌層準を比較しても明瞭な変化は認められなかった．

4．レス古土壌堆積物の編年

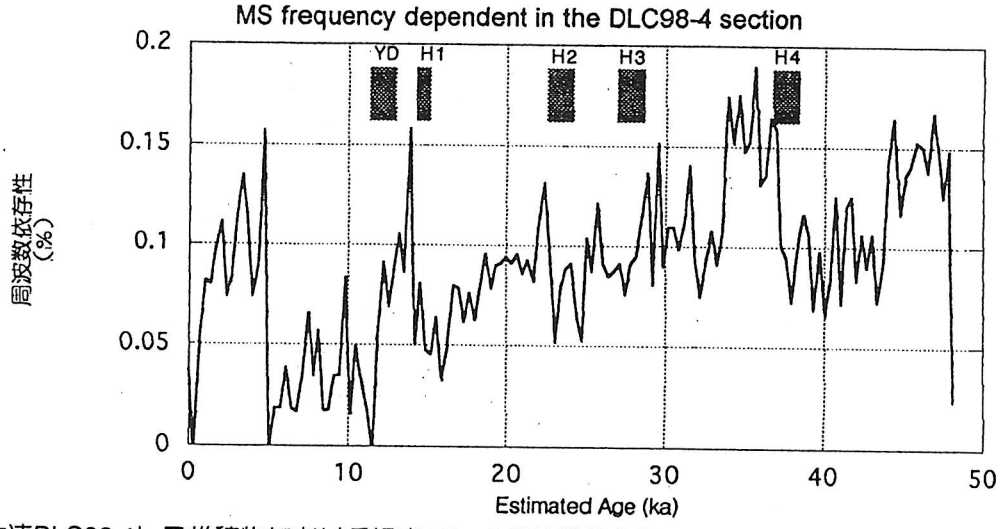
中国各地の最終氷期以降の帯磁率変動曲線は非常に似た傾向を示すことが知られている（Li *et al.*, 1995）．そこで今回測定したDLC98-4と黄土高原上の帯磁率変動曲線（Guo *et al.*, 1996）とを対比した．その結果，深度7.05m以浅の層準についてお互いに対比することができ，大連付近のレス堆積物は，過去47,500年間分の連続シーケンスであることが示された．今回見積もった堆積速度は，黄土高原中央部に分布する堆積物と同等もしくはそれ以上である．今回提示した年代の推定は不十分なものではあるが，以下の議論で便宜的に使用することにした．

5．過去50 kaのアジアモンスーン変動

帯磁率の周波数依存性は，土壌化とともに出現する超常磁性粒子の存在を定性的に示す指標である（鳥居・福間，1998）．過去50 kaにおいて帯磁率の周波数依存性の変動についてみると上方に向かうにしたがって次第に土壌化が弱まり，その上位で急激に土壌化が促進される鋸歯状の変動パターンが認められた．土壌化は降水量の増加による植生の出現に由来するため，降水量の増加を引き起こす夏季モンスーンの活動が，このような鋸歯状傾向をくり返したものと考えられる．また，この鋸歯状傾向が生じる直前の最寒冷期が，ハインリッヒイベントに相当していることも明らかになった（図）．明度や炭酸塩炭素量から復元される風成塵堆積量も同様な傾向を示している．これらより，大連付近に堆積しているレス－古土壌堆積物にも，アジアモンスーン変動が精緻に記録されていることが明らかになった．

6．まとめ

今回の分析により，中国遼寧省のレス－古土壌堆積物にも次第に寒冷・乾燥化して最後に急激に温暖・湿潤化する一連のシークエンスが一般的に認められると考えられる．これは，グリーンランド氷床コアに認められる次第に寒冷化して最後に急速に温暖化する傾向と一致しており，東アジアの大陸内部においてもモンスーン変動に代表される大気循環変動やそれにともなう乾湿変動が同様の傾向で生じたことを暗示する．



図：大連DLC98-4レス堆積物における過去50kaの周波数依存性の変化とグローバル寒冷期との関係

O-19 中国北部や韓国済州島のレス古土壌やマール堆積物に記録された過去5万年間のアジアモンスーン活動

福澤仁之・山田和芳・塚本すみ子・岩田修二（都立大）、藤原　治（核燃料サイクル）、松岡数充（長崎大）、竹村恵二（京都大）、北川浩之（名古屋大）、安田喜憲（日文研）

Hitoshi FUKUSAWA, Kazuyoshi YAMADA, Sumiko TSUKAMOTO, Shuji IWATA, Osamu FUJIWARA, Kazumi MATSUOKA, Keiji TAKEMURA, Hiroyuki KITAGAWA and Yoshinori YASUDA ; Asian monsoon activety over the last 50ka reconstructed by using loess-paleosols and maar sediments of northern China and the Chuji Island, Korea

［１．研究目的と研究材料］

われわれの研究グループでは、最終氷期以降のグローバルな環境変動のトリガーを明らかにするために、過去のアジアモンスーン活動の変遷をレスー古土壌、マール堆積物や湖沼年縞堆積物から高時間分解能で検出することを目的に、東アジア全域の試料採集を実施している．モンスーン活動の復元には従来からさまざまなＰＲＯＸＹを用いられているが、アジアモンスーン変動を夏季と冬季のモンスーン変動にわけて検出できるＰＲＯＸＹを見い出すことが課題としてあげられる．

このため、過去の降水量を復元するために、流入河川がない済州島西帰浦にあるドライアップしたマール堆積物と中国北部のレスー古土壌堆積物の採取・分析を行った．済州島のマール堆積物は夏季モンスーンによってもたらされる降水による水位変動を記録しており、夏季モンスーン変動を直接的に反映している．一方、中国チベット高原北東縁の甘粛省蘭州や臨夏のレスー古土壌堆積物の初磁化率（鳥居・福間、1998）、分光反射率（大井ほか、1997）や鉱物組成（炭酸塩鉱物量）（福沢・山田、1998；Yamada et al, 1999）は夏季モンスーンによる降水と冬季モンスーン？による西方の乾燥地域からの風成塵供給量を示している．また、われわれ研究グループが1998年９月に実施した中国大連市北方七頂山のレス古土壌堆積物調査の検討結果も含めて、最終氷期から完新世にかけての突然かつ急激な気候変動の実態についても明らかにする．

［２．検討結果ーまとめー］

①レス（黄土）と古土壌の周期的な互層から構成されるレスー古土壌堆積物は、アジアモンスーン変動が活発で降水量の多いときに古土壌が、モンスーン変動が不活発で降水量が少ないときにレスが堆積するように、大陸内の乾湿変動を精緻に表現する．とくに、レスー古土壌堆積物の認定には、古土壌中に形成される極細粒の磁化を帯びた鉄粒子の存在を示す初磁化率、と堆積物の明暗を示す分光反射率が有効である．

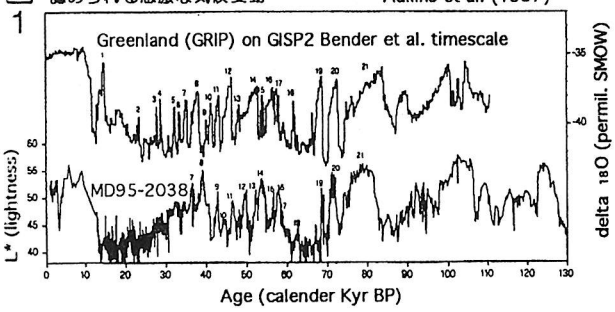
②信頼される年代測定データが得られている中国各地の初磁化率変動曲線（レスー古土壌シーケンスに相当）（Li et al., 1995; Chen et al., 1997）に基づいて対比して、標準的な編年を臨夏セクションを利用して提案した．その編年に基づく環境変動イベントはグリーンランド氷床コアやバミューダ沖深海コアの変動イベントと時期的に一致した（図１）．

③レスー古土壌に含まれる炭酸塩鉱物はチベット高原あるいはタクラマカン砂漠のような乾燥地域に由来する風成塵である．とくに、寒冷な時期にあたる３万年前、２万５千年前、２万１千年前、１万６千年前には、炭酸塩炭素量が急激に増大しており、しかもその変動は次第に増加して最後に急激に減少する鋸歯状傾向を示している．これはグリーンランド氷床コアや北大西洋の海底堆積物に認められる次第に寒冷化して最後に急速に温暖化する傾向の

くりかえし（ダンスガードーオシュガーサイクル）と一致しており、大陸内部においてもモンスーン変動に代表される大気循環変動やそれにともなう乾湿変動が同様の傾向で生じたことを暗示する（図２）.

④済州島のマール堆積物に認められる水位変動記録と大連・臨夏のレス古土壌の環境変動傾向を比較すると、臨夏にくらべて済州島や大連における湿潤化は時期的に先行する（図３）. これは最終氷期から完新世にかけての夏季モンスーンの活発化によるものと考えられ、朝鮮半島から日本列島にかけてヤンガードリアス期が明瞭でない原因の一つと示唆される.

図1 グリーンランド氷床コアとバミューダ沖海底堆積物に認められる急激な気候変動 Adkins et al. (1997)



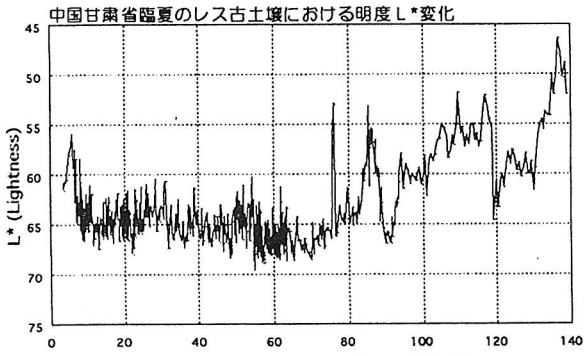
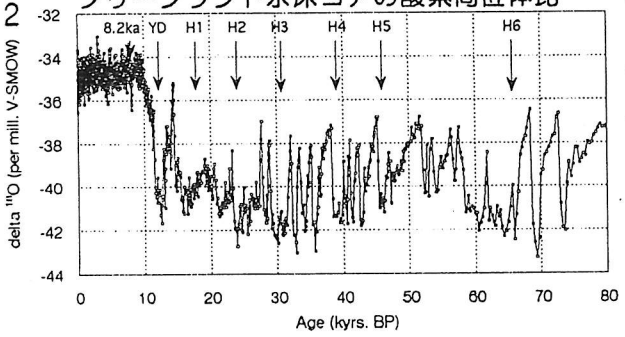


図2 グリーンランド氷床コアの酸素同位体比



中国甘粛省蘭州のレス古土壌中の炭酸塩炭素量

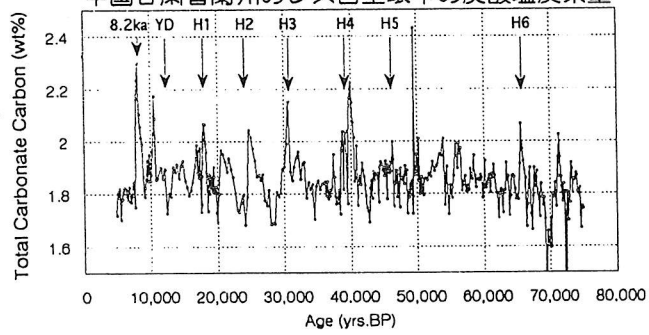
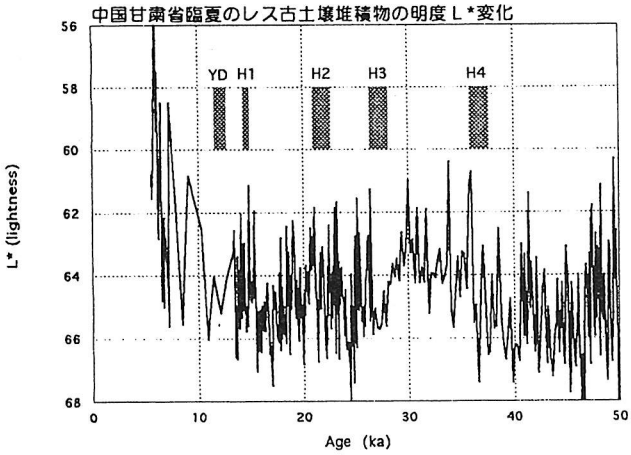
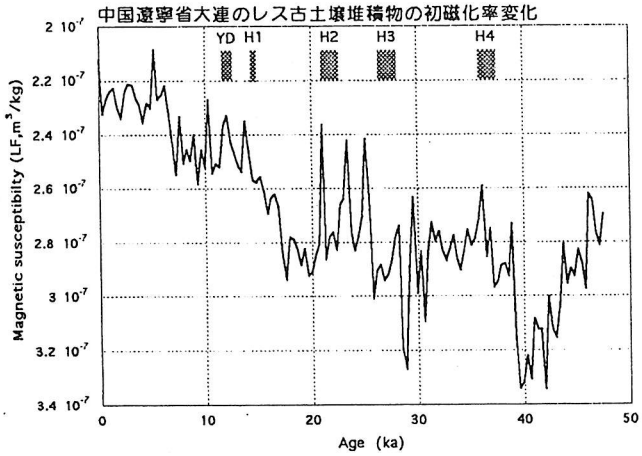


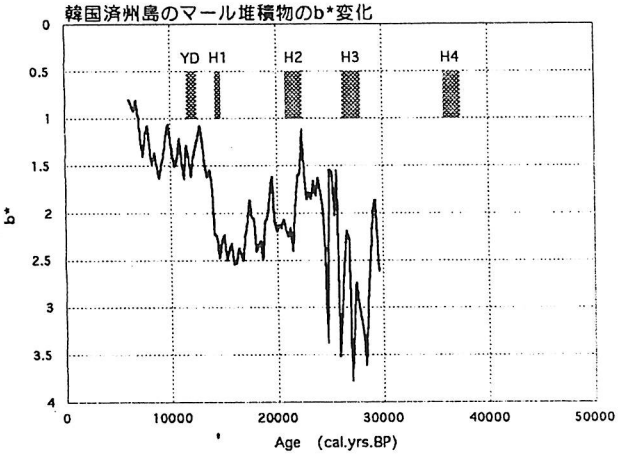
図3 中国甘粛省臨夏のレス古土壌堆積物の明度Ｌ*変化



中国遼寧省大連のレス古土壌堆積物の初磁化率変化



韓国済州島のマール堆積物のb*変化



O-20　黄河三角州と長江三角州の比較

斎藤文紀（地質調査所海洋地質部）

Yoshiki SAITO: Contrast between the Huanghe and Changjiang delta systems

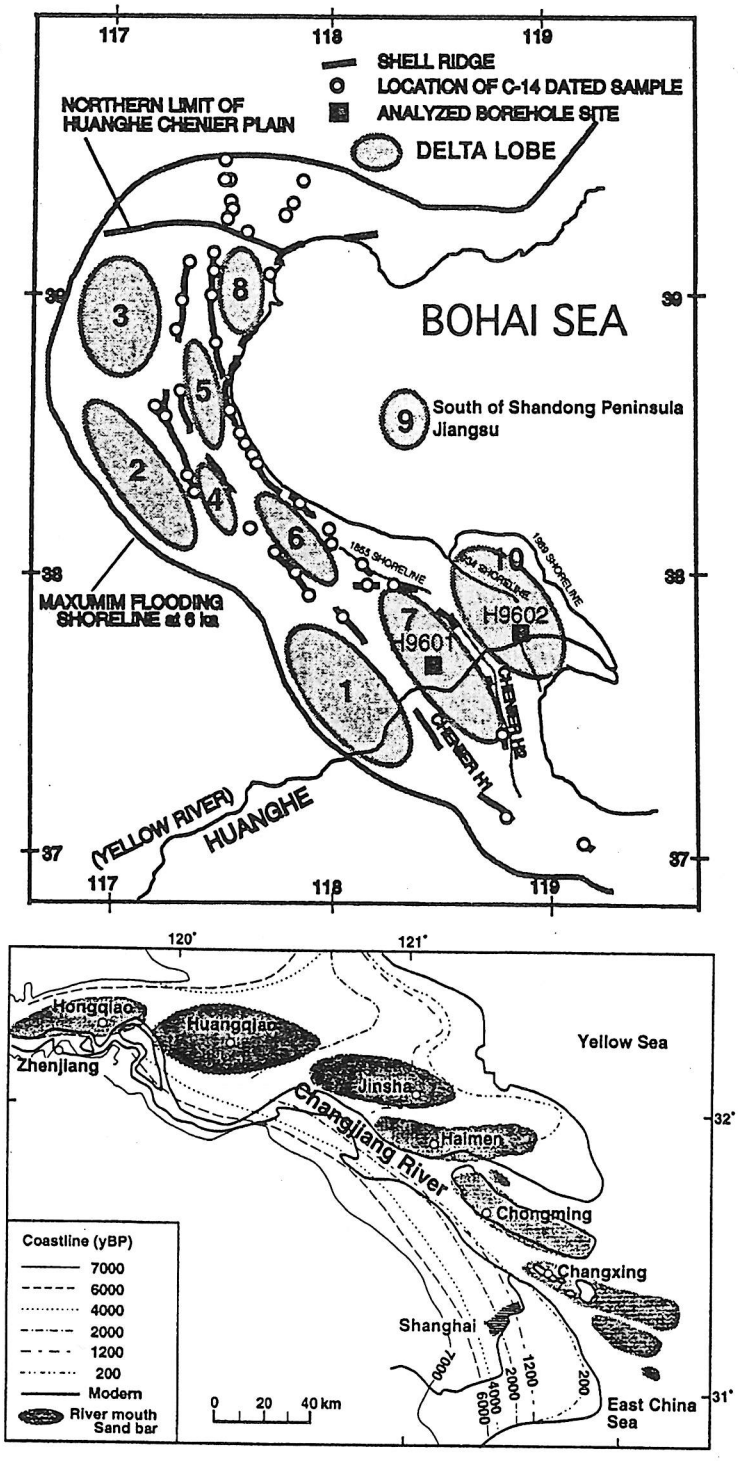
チベット高原に源をもち渤海と東シナ海に流入する黄河と長江は，世界を代表する大河であり，河口部には大規模な三角州が形成されている．またこれら河川流域は黄河文明・長江文明として，東アジアにおける重要な地域でもある．これら２つの大河川は，河川，三角州，沖積層において大きく異なった特徴を有している．これらの概要について報告する．

	長さ km	流域面積 10^3km2	年間堆積物運搬量10^6t	年間総水量 10^9m^3	含沙量 kg/m^3	自然落差 m
黄河	5464	752	1080	42-63	25.5	4830
	第６位		第２位		max 222	
長江	6380(6397)	1807	478	928-979	0.51	5400
	第３位	第９位	第４位	第５位	max 4.31	

	潮汐 平均潮差（最大潮差）	潮汐 最大流速(潮流)	波浪 有義波高	波浪 周期
黄河	河口沖：小潮差 0.6-1.7m(1.4-3.1m)	上げ潮：0.5-1.1m/s 下げ潮：0.5-1.1m/s	河口沖：1.2-2.5m	4.2-5.6s
長江	河口　：大(中)潮差 2.3-3.2m(3.5-6.0m)	上げ潮：2.0-2.4m/s 下げ潮：2.2-2.8m/s	河口：0.2-1.0m	2.4-3.6s
	河口沖：大(中)潮差 2.5-2.9m(4.5-4.9m)		河口沖：1.0m	5.4s

	潮汐の及ぶ最大距離	下流域勾配	河口水深	懸濁物粒径 D_{50}mm	三角州の形態
黄河	<50km	1.25-1.4/10000 25-70m/200-500km	ca. 1m	0.02-0.04	伸長状（現在）平滑/チェニアー
長江	600-650km	0.05-0.1/10000 1-5m/200-500km	5-8m	0.010-0.016	ロート状 放射状分流

	沖積層の最大層厚	海成層の下限の年代	沖積層の層厚分布の特徴	特徴的な堆積物	下流域の主たる堆積場
黄河	20-30m	8-9 ka	板状	河川卓越型三角州堆積物	河成平野
長江	70-80m	11-12 ka	谷埋型	潮汐堆積物	三角州



黄河・長江三角州の完新世における発達様式（上：黄河，下：長江）

O-21 音波探査による中国・太湖湖底に存在する埋没地形とその意義

清野裕丈・志賀研吾・小森次郎
（日本大学文理学部地球システム科学科）

Buried valley in Lake Tai-hu by acoustic survey

Hirotake Seino・Kengo Shiga・Jiro Komori
(Dep. of Geosystem Sciences, College of Humanities and Sciences, Nihon Univ.)

太湖およびその周辺域の環境変遷に関する調査は日本大学文理学部と中国華東師範大学との共同で，1994年より行われている．すでに各調査結果の一部が報告されているが，本報告ではこれまで音波探査によって行ってきた湖底調査の結果を述べる．

調査地および調査方法

太湖は上海市の西方約１００kmに位置する南北約７０km，東西約６０km，水深は約２mで平坦な湖底地形を有する淡水湖である．Zheng et al.，(1994)および本共同研究により太湖を含む周辺は更新世末期以前の主にレス堆積物から成る硬質シルト層（hard clay）と更新世末期以降の未固結層（いわゆる沖積層）で構成されることがわかっている． これまでの湖上においての調査範囲は，探査測線が２８本，全測線距離は約５００kmである．探査機は千本電機（株）社製SH-２０を使用した．高周波２００kHzによる測深と低周波感度７kHz前後を使用して湖底下部の探査を行い，探査位置はGPS単独測位により東西方向に設定した測線上をGPSデータと同期した時間で確定した．

音波探査によって沖積層と推定される地域では湖上コアリングにより長さ約２～４mの軟質シルト～粘土の柱状試料が採取され，更に表層サンプリングでも同質の試料が確認された．一方，湖底面で強い反射面を示す地域では，コアリングおよび表層サンプリングによりhard clayと呼ばれてきたレス堆積物であることを確認している．

調査結果

これまでに太湖の北部から南部にわたったほぼ全域の調査が終了し，レス堆積物および沖積層の分布状態が明らかとなった． 沖積層はレス堆積物を基底として堆積し，約２～１０m以上の厚さで認められ，埋没地形として確認できる．しかし，探査機の出力，感度の限界により，１０mを越す地域での基底の確定はできない． 全体の埋没地形（沖積層）分布は南北に約６０Km，幅約１０～２０Kmである（Fig.1）．

さらに、太湖より南部の低地においては本研究による柱状試料が採取され，沖積層の確認や年代測定も行われた．また，Yan et al.，(1987)などの既存資料とあわせて沖積層基底地形の復元結果（小森ほか，1999）が報告されており，湖底音波探査による沖積層の分布とあわせて検討した結果，陸上において確認された沖積層基底と湖底探査より確認された沖積層の分布状態には連続性があることが明らかとなった（Fig.1）．

当日は以上の内容に加え音波探査記録と柱状試料分析結果との対比結果についても報告する（Fig.2，Fig.3）．

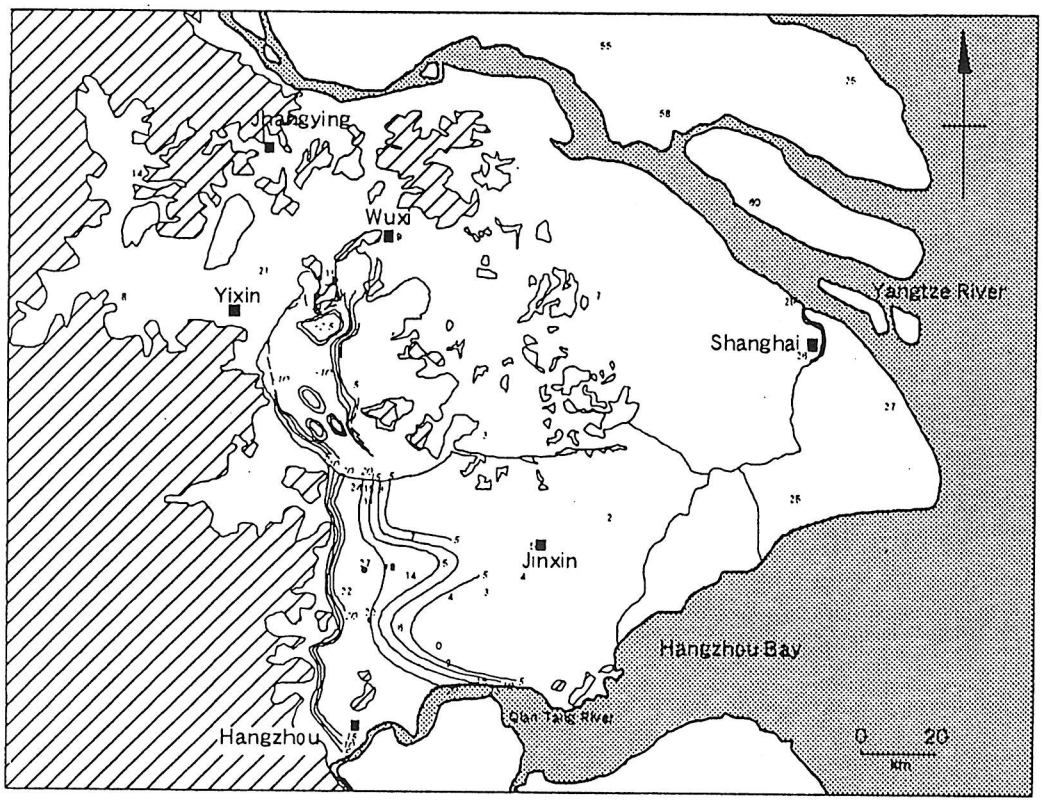


Fig.1 太湖周辺の埋没地形復元図

湖底探査記録による沖積層の分布と、陸上柱状試料から明らかになった沖積層基底面を表した図である。湖底と太湖南部の低地における埋没地形の分布は一致している。

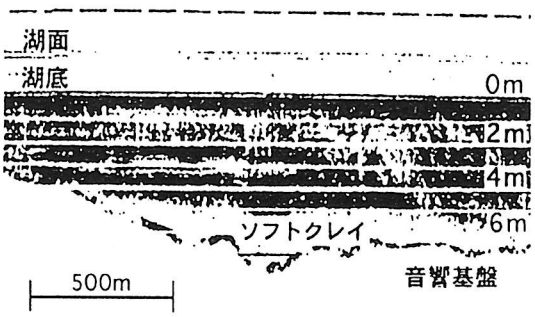


Fig.2 湖底探査記録

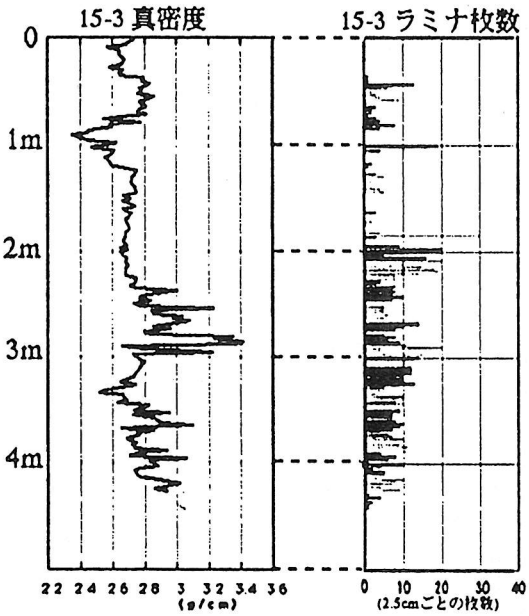


Fig.3 湖底ボーリング試料分析結果

Fig.2，Fig.3 音波探査記録と柱状試料分析結果との対比

真密度とラミナ枚数についておこなった柱状試料分析結果(コア 961015-3)と音波探査記録（測線 951030）の反射面に相関性がみられる。さらに反射面と堆積構造の関連性を検討する。

O-22 海成・湖成堆積物の溶出液の主要溶存成分と微化石分析による古環境データの対応性 － 中国太湖南岸ボーリング試料の例 －

小森 次郎(日大文理.地球)

Comparison of Ion-chromatography Analysis for Water Solution of Marine-Lacustrine Sediments with Paleoenvironmental Estimation from Microfossil Analysis -A case of boring core taken from the southern coast area of Tai-hu, China-

Jiro Komori(Nihon Univ. Geosystem Science)

【はじめに】 湖沼や海底の堆積物のコア試料を分析するにあたって，試料の洗浄や沈降法による粒子の分類など試料を水に溶いたいわゆる“溶出液”の状態にする過程は多い．本報告はその段階で生じる溶出液の主要溶存成分を測定し，微化石分析から得られた古環境データと比較することにより，溶出液の持つ性質と堆積時・堆積後の古環境との対応性の検討を行ったものである．

これまで湖底堆積物を用いた混濁水の分析では大阪層群の海成粘土や琵琶湖湖底コアを用いた堆積環境復元(横山,1987)や，沿岸の湖の堆積物に残された津波発生(海水の流入)記録の推定(Minoura et al.,1994 など)がある．今回長江デルタ南西部の“杭嘉湖平原(Hang-Jia-Hu Plain)”で得られたボーリングコアを用いて，溶出液のイオンクロマト分析，電気伝導度・水素イオン濃度(以下「IC 分析」「EC」「pH」とする)の測定を行なった．これらの結果と有孔虫・貝形虫結果の変動記録の比較を行うことにより，試料溶出液の化学的成分特性からの古環境復元へ可能性を検討した．

【調査地・試料】 試料は中国杭州杭嘉湖平原で採取したボーリングコアを用いた．コアは暗灰色の粘土～シルトからなり，堆積年代は隣接するコアで炭素 14 年代測定で約 8 千～2 千年である．

【分析方法】 有孔虫・貝形虫分析：試料は 60° の送風式乾燥機中で 48 時間乾燥し秤量後，数 cc 程度の純水でペースト状に溶き，湿式による篩い分けを行った．篩作業での純水も後の分析に用いるため，超音波洗浄機中で径 10cm のシャーレに収めた+4.0 φ の篩をセットし，出来るだけ少量の純水を用いて砂サイズとシルト・粘土サイズ粒子を分類した．その後，前述の条件で再乾燥させた砂サイズの試料を秤量後，殻数のカウントを行った．超音波洗浄は殻の破砕を防ぐために極力短時間(約 1 分以下)に抑えるように作業した．その後の分析で超音波洗浄による影響と見られる破砕された有孔虫殻(新しい破断面を持つ殻)は確認されないので，洗浄による殻数の変化は有孔虫については無いと考えられる．貝形虫は新鮮な破断面も確認されるために産出量に影響があった可能性も考えられる．

溶出液の測定：上記の作業で+4.0 φ の篩を通過したシルト～粘土サイズ粒子を，最終的には純水 100cc に溶かした状態の溶出液に調整した．殆どの試料がシルト～粘土を 99%以上占めるために(Fig.1)，砂サイズを除いた事による各測定値への影響は小さく無視できると判断した．測定は EC・pH の値が安定する段階の 10 日目の溶出液を IC 分析に供した．

【分析結果】 各種分析結果から共通するデータの変化する境界として，①-3.8m/-4.2m,②-7.8m/-8.2m，および③-13.2m/-14.2m の三ヶ所求められる．特に

①においては有孔虫・貝形虫が上位で急に見られなくなる深度と一致している．また，②の境界もその上位で貝形虫が確認できない部分に相当している(Fig.1)．その他，溶出液の色測定結果，初期磁化率および一部の含砂率とも EC,IC 測定結果の相関が見られる．Cl^--Na^+および $SO_4^{2-}-Ca^{2+}$の溶存比にも相関が見られ，Cl^--Na^+は NaCl として存在し，$SO_4^{2-}-Ca^{2+}$は $CaSO_4$を主体とした硫酸塩鉱物として存在することが推測される(Fig.2)．また Fig.2 からも 4m，8m，14m を挟んで堆積時の環境または地層中の条件に違いがあることが判断される．

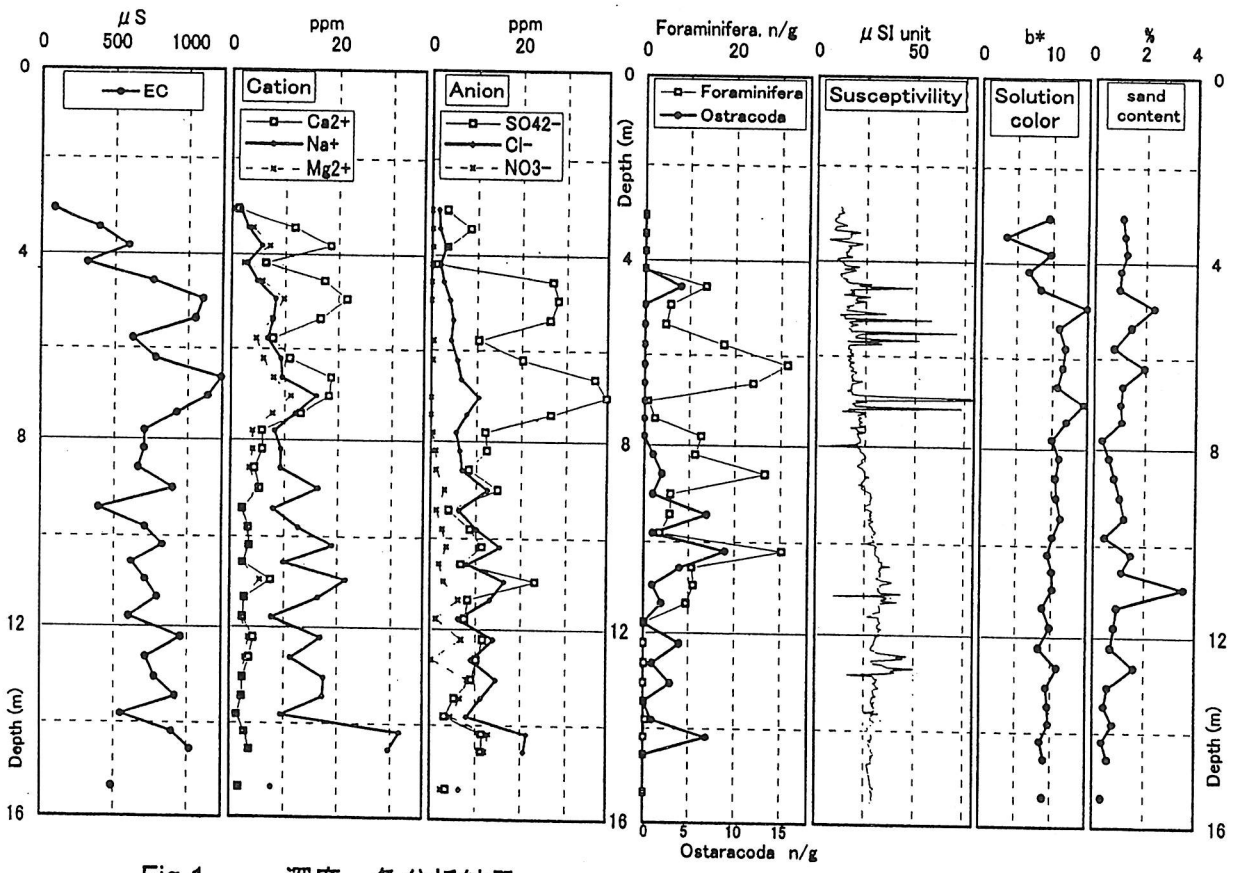


Fig.1　　深度―各分析結果．
左から電気伝導度,主要陽イオン・主要陰イオン,有孔虫・貝形虫産出数，帯磁率，溶液の色指数(黄色<―>青),含砂率．

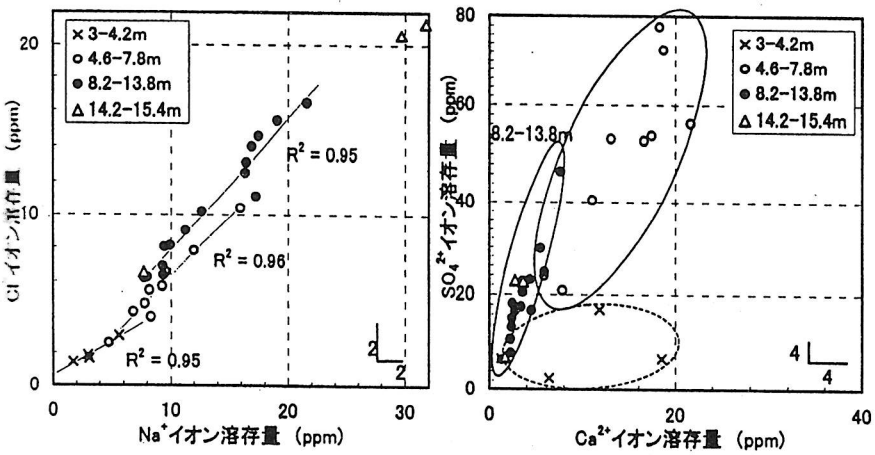


Fig.2　　イオンクロマト分析による主要溶存イオンの相関図
左：$Cl^- - Na^+$
右：$SO_4^{2-} - Ca^{2+}$

O-23 鹿児島県熊毛郡南種子町大浦マングロー沼沢地堆積物の有機地球化学的研究及び堆積物中の貝化石群について(2)

佐藤喜男・鈴木祐一郎・山本正伸・斎藤文紀(GSJ)

Yoshio SATO, Yuichirou SUZUKI, Masanobu YAMAMOTO and Yoshiki SAITO ;

Geochemical and Paleontological analysis of organic carbon and molluscan assemblages in the sediment of O-oura mangrove swamp, Minamitane town, Kagoshima Prefecture Southeast Japan (2)

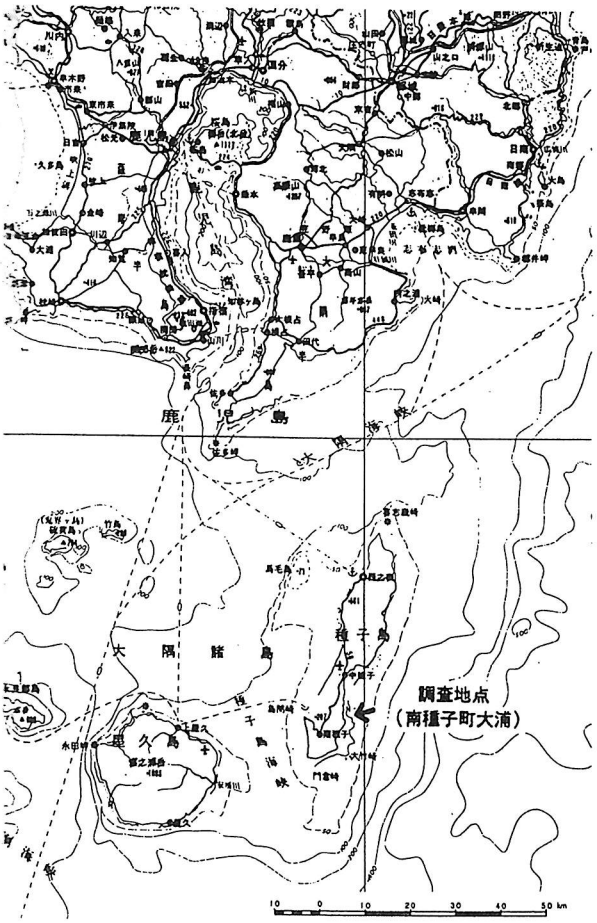
地球温暖化に伴う海面上昇影響評価の研究をタイ王国バンコク市内の完新統で行っている．特に過去1万年における自然の海面上昇速度を推定するためには精密な^{14}C年代値と貝化石群，珪藻化石群の解析による生息深度推定が必要である．また堆積物の中でマングローブ林起源の炭質堆積物の認定は極めて有効である．もし，炭質物の有機炭素分析からマングローブ林の帯状構造のどこに属していた植物かが解れば，さらに詳細な環境の推定が可能である．今回，炭質物の有機炭素の識別によるマングローブ林の植生を復元する手法の前段階としてパラオ，鹿児島県熊毛郡南種子町大浦マングローブ沼沢地で採取したヒルギ類の葉と堆積物中の有機炭素分析を行った．

南西諸島地域では現在，鹿児島県喜入町がマングローブ林自生の北限である．琉球列島から続くマングローブ林は主要構成種がメヒルギ（*Kandelia*）だけになるものの種子島まではマングローブ林を形成している．南種子町大浦地域のマングローブ林は大浦川の内湾～河口域に沿ってメヒルギを主体とするマングローブ林が発達している．マングローブ沼沢地堆積物の調査はバックホーンによる深度約5.5mまで掘削したトレンチ観察により行った．堆積物は表層から深さ10cmごとに，貝化石密集層はブロック採集を行った．貝化石密集層は深度2.5mの層準にあり25cmX25cmX20cmのブロックを水平に７ブロック切り取り，カリボール処理後1mmの篩で篩分し試料とした．

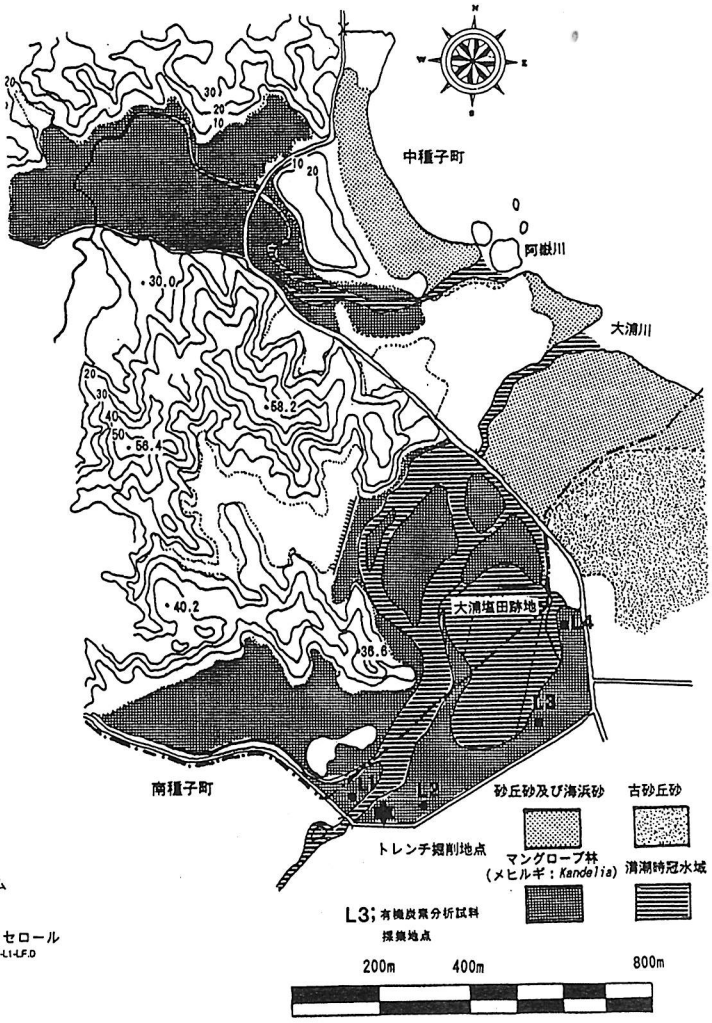
有機炭素の識別は熱分解ガスクロマトグラフィー質量検出器によって行った．パラオのヤエヤマヒルギ属(*Rhizophora*)，メヒルギの葉の上面には，これらの属にだけに含まれるTaraxerrol(タラクセロール：$C_{30}H_{50}O$)が直下の堆積物にも含有・保存されることが明らかとなった．

貝化石密集層の貝化石群は自生を示す二枚貝のシオヤガイ：*Anomalocardia* (*Anomalodiscus*)*squamos* (Linnaeus)，ウメノハナガイ：*Pillucinapisidum* (Dunker)の独占や，他性を示す*Crassostrea gigas*(Thunberg)，*Macoma tokyo-ensis* Makiyama,*Cyclina sinensis* (Gmelin)，Potamididaeの巻貝(*Certhideo-psilla cingulata* (Gmelin)，*C. djadjariensis* (Martin)，*Batillaria zona*

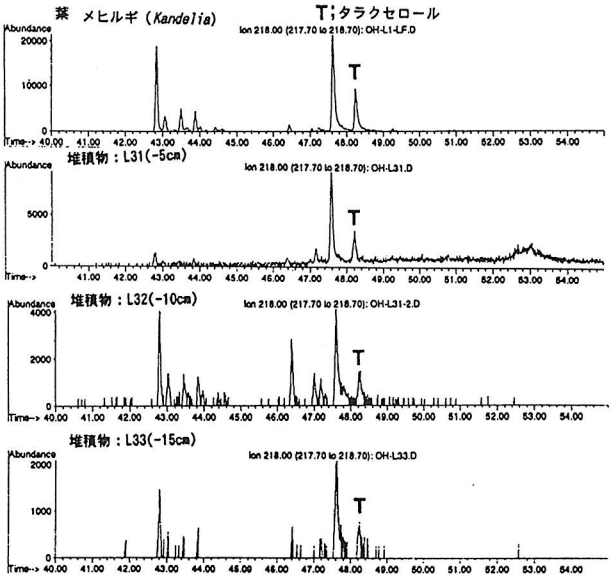
-*lis*(Bruguiere), *B. multiformis* (Lischke))の優占によって特徴づけられる．Potamididaeの巻貝は殻表面の摩滅が著しく，螺軸が観察できるものが多い．貝化石群全体は内湾奥の泥底潮間帯の貝化石群と外洋汽水域の砂泥～泥底潮間帯の貝化石群の海進による混合で特徴づけられる．



南種子町大浦マングローブ林分布図



マスフラグメントグラム



O-24

網走湖近2500年間の環境変遷
その1－網走湖の地質と底質－

許　成基（レアックス）・山邊希世（レアックス）・神保正義（北海道開発局）・
村山雅史（北大）・松岡裕美（高知大）・岡村 真（高知大）
HU Sung Gi ・ YAMANOBE Kiyo ・ JINPO Masayoshi ・
MURAYAMA Masafumi ・ MATSUOKA Hiromi ・ OKAMURA Makoto

Environmental Changes during last 2500 years of Lake Abashiri
Part 1 －Geology and Bottom Sediments－

まえがき

網走湖の形成史を明らかにするため 1997 年 9 月、湖上の 10 地点からピストンコアリングで平均 730cm／本の底質を採取し一定の結果を得たので報告する。

・網走湖と周辺の地形・地質の概要

網走湖は、網走川がオホーツク海に流出する約 7km 上流に位置する周囲 39km、面積 32km^2, 平均水深 6m（最大水深 16.8m）を有する海跡湖である。この湖は、富栄養湖で冬季間全面結氷する。

網走湖の東西両岸は平均 30m の高度を有する平坦面となっており、北岸は 40m 以高の解析された平坦面を形成している。これら平坦面の基盤は新第三系鮮新統堆積物と第四系更新統の屈斜路火砕流堆積物によって構成される。

・湖水

網走湖水（湖面標高約 0.3m）は、標高－7m の境界層（約 50cm 厚：1997 年 9 月 15 日測定時）を隔てて上位の汽（淡）水相と下位の塩水相に分けられる明瞭な二層構造をなしている。

上下両層の塩分量はそれぞれ 2～3 パーミルと 20 パーミルで、下位の塩水層は酸素負荷量が著しく高い無酸素層である。

・網走湖とその湖盆形状

網走湖には原網走川流入口の嘉多山湾、トマップ川流入口の女満別湾、女満別川流入口の川尻湾および呼人半島の突き出しによる呼人浦等がある。これらによって、網走湖は湖岸線の出入りの多い、変化に富む景観となっている。

網走湖の湖盆は、嘉多山湾、女満別湾、川尻湾等が作る浅深部から、湖央に向かって深度を増し中心部で最も深くなっている。また、東西両岸の浅部から深部への移り変わり（－10m 以深）は急激で崖状をなしている。

さらにこの湖盆は、流出口に向かって徐々に浅くなり、大曲では標高－1.5m で周辺はバンク状の高みをなしている。

湖底には最深部から流出口に向かって、明瞭な澪筋が形成される。

網走湖の塩淡二層構造が現在安定しているのは、この湖盆形態によるものであろう。

・底質

採取された 10 本の試料によると、採取地点によって若干様相を異にするものの、底質には凡そ以下のような共通の特徴が認められる。

・底質上層部（凡そ 0～50cm 深）は還元性の腐食泥で構成される。

・腐食泥の下位は 2, 3 の例外を除いて 1～3m 程度の褐色を呈するシルト質物（以下、無縞部とする）で構成される（部分的に縞状構造あり）。

・その下位にはすべてのコアーに共通して明瞭な縞状構造（数ペアー／cm）が発達する。

・多くの試料中には湖底地すべりに由来すると思われる縞状構造の乱れた部分が存在する。

・殆どすべてのコアーには樽前火山（Ta-a）と摩周火山（Ma-b）の二枚のテフラが含まれている。これらはそれぞれ 1739AD と 1000AD の噴火の産物である。

・採取された堆積物中には、いくつかの貝化石（ヤマトシジミ・ヌマコダキガイなど）が含まれ、さらに所々に未分解の腐食物が含まれている。これらの試料から炭素 14 年齢を測定し、テフラの噴出年齢と併せて堆積物の堆積速度を算出した。その結果、採取された試料は約 2500 年前から堆積を始めたものであり、平均 3mm/y の速度で堆積したことが判明した。

・偏光顕微鏡観察

縞状構造の卓越する部分の偏光顕微鏡観察によると、縞の境界は肉眼的にはシャープであるが顕微鏡下ではぼんやりと移り変わる様子を示している。これは、堆積作用に時間間隙が少ないかまたは殆ど無いことを意味している。

縞模様は肉眼的には、黒色・濃褐色・淡褐色・黄色・灰色・白或いはそれらの中間色を帯びている。これの鏡下観察によれば、黒色を呈するのは主に炭質物と鉄鉱物の多い部分であり、肉視で濃褐色～淡褐色を呈するのは雲母族の鉱物とスメクタイトの構成比によっている。肉眼的に黄色～白色系をなす部分はシリカゲル・オパール・珪藻が卓越している。さらに堆積物全体に白色の角張った珪藻や長石族、円粒をなす花粉の胞子や珪藻が散在し、しばしば黒色の円形～不規則形の黄鉄鉱が点在する。なお、観察した薄片の全域に亘って極微粒のスメクタイト・水酸化鉄・雲母族鉱物・シリカゲルが形成される。

この他 X 線分析によって蛇紋石族と沸石族の鉱物が検出された。

識別された二枚のテフラには、火山ガラス・軽石・単斜輝石・斜方輝石並びにわずかの磁鉄鉱（?）が認められた。

・底質から見た近 2500 年間の網走湖

底質分析と湖周辺踏査の結果、

① 湖環境（湖水を含む）が数回変わったこと

② 底質の縞状構造は 1 年に数ペアーのオーダーで形成されたこと

③ 生物群集の沈殿に周期性が認められること

④ 浮遊物（含懸濁物）沈降のメカニズム並びに堆積速度の概要が把握されたこと

等が判明した。

O-25　網走湖の過去２５００年間の環境変遷・その２
-珪藻および花粉化石群集に基づく古環境の復元 -

村田泰輔（北大・院・地球環境）・五十嵐八枝子（アースサイエンス）・村山雅史（北大）
中村俊夫（名大・年代測定セ）岡村真（高知大）・松岡裕美（高知大）
許成基（レアックス）・白河利夫（北海道開発局）

Environmental changes in lake Abashiri during last 2,500 years. - Part 2-
- Based on Diatom analysis and Pollen analysis -

MURATA, T., IGARASHI, Y., MURAYAMA, M., OKAMURA, M.,
MASTUOKA, H., HU, S. and SHIRAKAWA, T.

網走湖の形成史を明らかにするため，1997年に湖内計10地点からピストンコアによって試料が採取された。これらのコアについては現在も様々な分析がおこなわれているが，今回ABA97-9コアに珪藻分析，花粉分析，さらに14C年代分析を加えた結果について報告する。

試料採取地である網走湖は，網走川の河口から約７km上流に位置しており，現在も潮汐によって海水が遡上し湖内に流れ込んでいる（金高・馬場，1997）。この海水は淡水との密度差によって湖底部に溜まり，水深約7mを境に年間を通じて上層の汽（淡）水層と下層の塩水層に成層化している。また塩水層は酸素負荷量が著しく高い無酸素状態となっている。分析を加えたABA97-9コアは原網走川流入口に位置する嘉多山湾（図１）から採取された。コア長は738cm，層相はコアトップより0～5cmに黒色の腐食泥，50～319cmは褐色のほぼ均質なシルトからなり，一部に不明瞭ではあるがラミナが確認された。また深度94cmには層厚2mm程度の樽前ａテフラ（Ta-a）を挟在し，319～322cmには摩周ｂテフラ（Ma-b）が認められた。さらに322～738cmは明瞭なラミナ構造を示すシルト層からなり，深度516cm，642cmおよび710cmに植物遺体を含む。それらの植物遺体から14C年代分析によって1897±90yr.B.P.，2370±88yr.B.P.，さらに2553±78yr.B.P.の年代が得られた（図２左）。

このコア試料から計28試料を採取し，珪藻分析および花粉分析を加えた。珪藻分析の結果についてみると，化石群集の層位的変化から７つの化石分帯が設定された（図２）。Ⅰ帯からは*Aulacoseira* 属や*Navicula* 属，*Fragilaria* 属等の淡水生種が多産した。この群集は現在の網走湖にみられる群集に比較的類似したものであり，淡水湖沼環境を反映したものであると考えられる。Ⅱ帯では，淡水生種が産出する一方で，*Chaetoceros* 属，*Skeletonema costatum*, *Cyclotella caspia* 等の海生種・汽水生種の産出が急激に増加し，分帯上部に向かうに伴い淡水生種の産出が減少する傾向がみられた。これは海水がこの水域に進入し，時間が経つにしたがってその影響が強まったことを示唆している。しかしⅢ帯になると産出する化石殻数が急激に減少し，休眠胞子である*Pseudopodosira kosugii* が優占する。この種の多産は急激な塩分の低下や離水環境を反映しており，海水準変動におけるマリーンリミットを示唆する種（Sato *et al*, 1997）としても認識されている。Ⅳ帯からはⅠ帯に類似した淡水生種の優占する群集が産出した。Ⅴ帯になると再び海生種・汽水生種の多産し，淡水生種がほとんど産出しない群集が出現した。これは海水が急激に，また本格的にこの水域に進入してきたことを示唆している。樽前ａテフラ直下に当たるⅥ帯では，Ⅲ帯同様に化石殻数が急激に減少し*Pseudopodosira kosugii* が優占し，*Aulacoseira* 属等の淡水生種の産出が増加する。このことはこの水域に進入していた海水の影響が弱まり，急激に淡水化していったことを反映したと考えられる。層最上位にあたるⅦ帯からは現在の網走湖ときわめて類似する淡水生種の優占する群集が産出した。

花粉分析の結果についてみると，化石群集の層位的変化から４つの化石分帯が設定された（図２）。最下層１帯からはコナラ属の優勢な化石群集が産出し，冷温帯広葉樹林がこの地域に広がっていたと考えられる。この時期は弥生中期の温暖期（坂口，1984）にあたり，現在よりも温.

爰な気候であったと考えられる。２帯からはエゾマツ・アカエゾマツが混交するものの，コナラ属の優勢な群集が産出した。この群集は針広混交林の存在を示唆し，現在よりも温暖ではあるものの１帯に比べ徐々に寒冷化していることが示されている。３帯からはエゾマツ・アカエゾマツおよびトドマツの優勢する群集が産出し，エゾマツ・トドマツ優勢林の存在を示唆している。この時期は小氷期にあたり，現在よりも寒冷な気候であったと考えられる。４帯からはハンノキ属，コナラ属の優勢な化石群集が産出した。この時期になるとほぼ現在の気候に一致したと考えられる。

これらの結果から網走湖周辺域はおよそ2000年前から徐々に寒冷化し，小氷期を経た後，現在の気候に至っており，その間に網走湖は２度の海水の進入と２度の急激な淡水化を経験していることが明らかとなった。

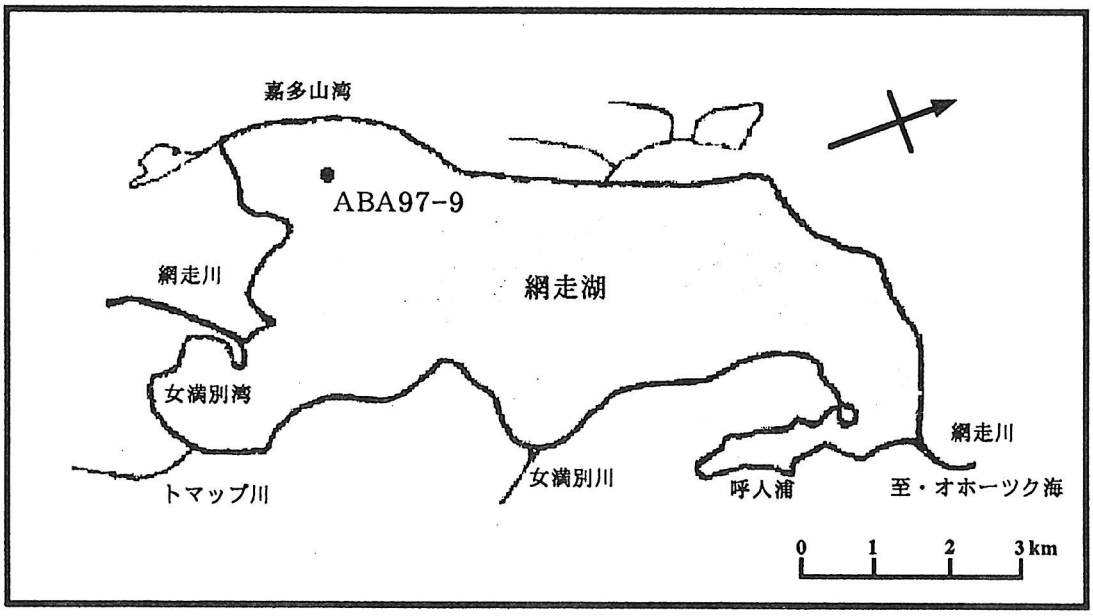
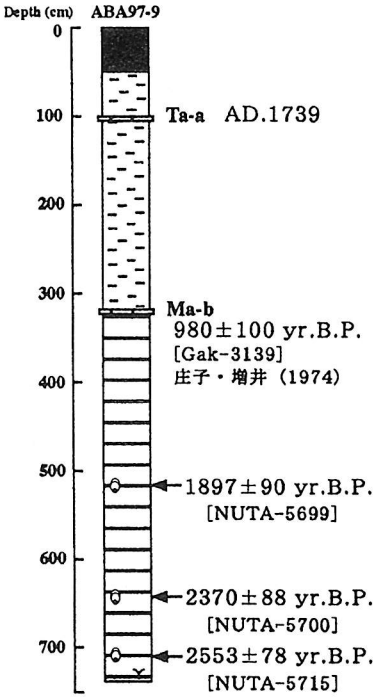


図１　試料採取地点



珪藻化石群集の変化		水域環境の変遷	古植生の変遷		古気候の変遷
Ⅶ	淡水生種優占	淡水湖沼 ただし海域とは繋がっており，現在の網走湖に類似	4	ハンノキ属， コナラ属　優勢	Present
Ⅵ	*Pseudopodosira kosugii* 多産	急激な塩分の低下	3	エゾマツ・ アカエゾマツ およびトドマツ 優勢	小氷期 Colder than Present
Ⅴ	内湾および海水～汽水泥質干潟指標種群優占	海水の進入			
Ⅳ	淡水生種優占	淡水湖沼 ただし海域とは繋がっており，現在の網走湖に類似	2	エゾマツ・アカエゾマツが混交するが コナラ属　優勢	Warmer than Present
Ⅲ	*Pseudopodosira kosugii* 多産	急激な塩分の低下			
Ⅱ	内湾指標種群優占 下部からは淡水生種も多産	海水の影響が強まる 海水の進入			
Ⅰ	淡水生種優占	淡水湖沼 ただし海域とは繋がっており，現在の網走湖に類似	1	コナラ属　優勢	弥生中期温暖期 （坂口，1984） Warmer than Present

図２　珪藻分析・花粉分析から明らかとなったABA97-9に記録された古環境変遷の模式図
環境指標種群は小杉（1989）に基づく

O-26 気候の急激な温暖化に対する植生の応答：北海道南西部における更新世/完新世境界

紀藤典夫（北教大函館）・新谷世生子

Norio KITO and Yoko SHINTANI; Vegetation response to rapid climatic warming : At Pleistocene/Holocene transition in southwestern Hokkaido

更新世末期（最終氷期）/完新世境界における気候変化は，グリーンランドにおいては50年以内に7℃も上昇する急激な温暖化が起こったことが知られている（Dansgaard *et al*, 1989）．本研究では，最終氷期から完新世にかけての急激な気候の温暖化に対して植物群がどのような応答をしたのかを短い時間分解能で詳しく解明することが目的である．

試料採取地点は，函館市北東部の山間地に位置する通称アヤメ谷地湿原（標高750m，41° 54'34"N，140° 50'02"E）である．湿原周辺には，ブナやダケカンバ・シラカンバ・シナノキなどが多く，イタヤカエデ・ミズナラ等を交え，これより低標高地にブナが優占する地域がある．この湿原においては，深度約440cmまで泥炭が連続し，駒ヶ岳a火山灰層（Ko-a；1929AD），駒ヶ岳d火山灰層（Ko-d；1640AD），恵山4火山灰（Es-4），白頭山苫小牧火山灰（B-Tm；約1000年前），駒ヶ岳f火山灰層（Ko-f；5.5ka）駒ヶ岳g火山灰層（Ko-g；5.8ka），恵山元浦火砕流（Es-MP）起源のテフラ？，および給源不明のテフラが3層挟在する．また，泥炭層の下位は，黒色の有機質粘土，灰色粘土，砂からなる．採取された4本のコアのうち，AY4コアについて7件のAMS^{14}C年代測定を行なった（図1）．得られた年代のうち，層序と調和的でない1件を除いて Stuiver *et al.* (1998) に基づき，δ^{13}Cの補正を加え，測定試料の堆積年数に相当する移動平均曲線から暦年に補正した．泥炭の堆積速度は，得られた歴年代間の堆積速度が一定と仮定して算出した．補正された年代値から判断すれば，泥炭層の最下部は約14,000 cal yr BPに達し，アレレード期以降の堆積物が連続していることになる．本稿では，このうち約8500 cal yr BP以前の堆積物の花粉分析を行ない，流入量ダイヤグラムを作成した．分析試料は，厚さ1cm前後に切断し，1試料が含む堆積年数は，約20年～70年である．

分析の結果，樹木花粉ではモミ属・トウヒ属・マツ属・カバノキ属・ハンノキ属・コナラ属・クルミ属-サワグルミ属・ニレ属が比較的多く産出した．また，草本・シダ胞子・コケ胞子では，カヤツリグサ科・イネ科・ヨモギ属・ワレモコウ属・ミズゴケ属などが比較的多く産出した．現在までのところ，全ての層準の分析を終えているわけではないが，樹木花粉流入量から見るかぎり，本地点においてヤンガードリアス期を示す明瞭な変化は認められない．一方，草本花粉では，12900～10900 cal yr BPに顕著なワレモコウ属の増加が認められ，この変化がヤンガードリアス期の寒冷化に関係している可能性がある．

樹木花粉では，約10900 cal yr BP（深度320cm）に針葉樹が急激に減少し，それ以降はわずかに産出するモミ属を除けばほとんど産出しなくなる（図2）．カバノキ属も同様に，10900 cal yr BP以降流入量が減少して安定する．コナラ属は，11200 cal yr BP以降，流入量が増加し始め，その後も緩やかな増加傾向を示す．ブナ属は，8500 cal yr BPまでは，流入量は10以下で極めてわずかである．コナラ属の増加は更新世から完新世の温暖化に対応していると考えられる．針葉樹の消滅は，コナラ属が増加を始めてから約300年後に起こる．

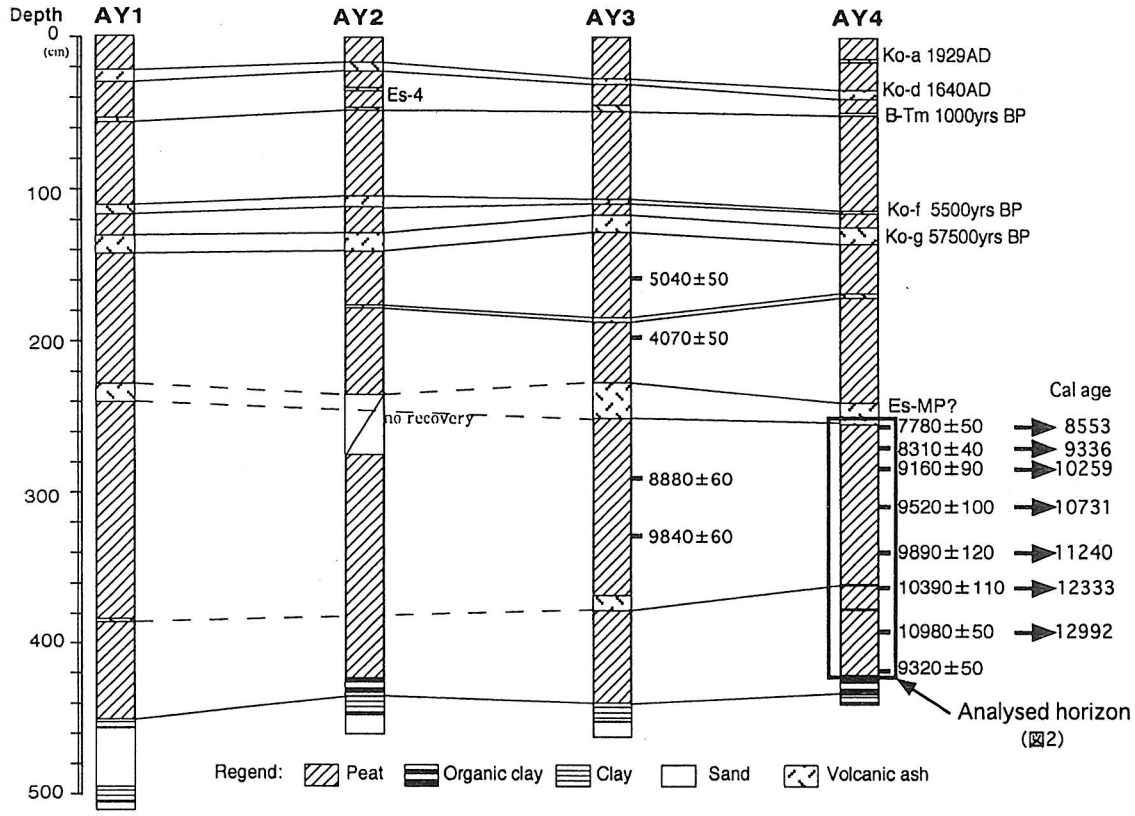


図1　アヤメ谷地湿原の柱状図．AY1コアは，トーマス型サンプラーによるもの．AY2～4は，シンウォール型サンプラーによる．年代測定値は，conventional ^{14}C 年代．暦年への補正は，Stuiver *et al.* (1998) に基づく．

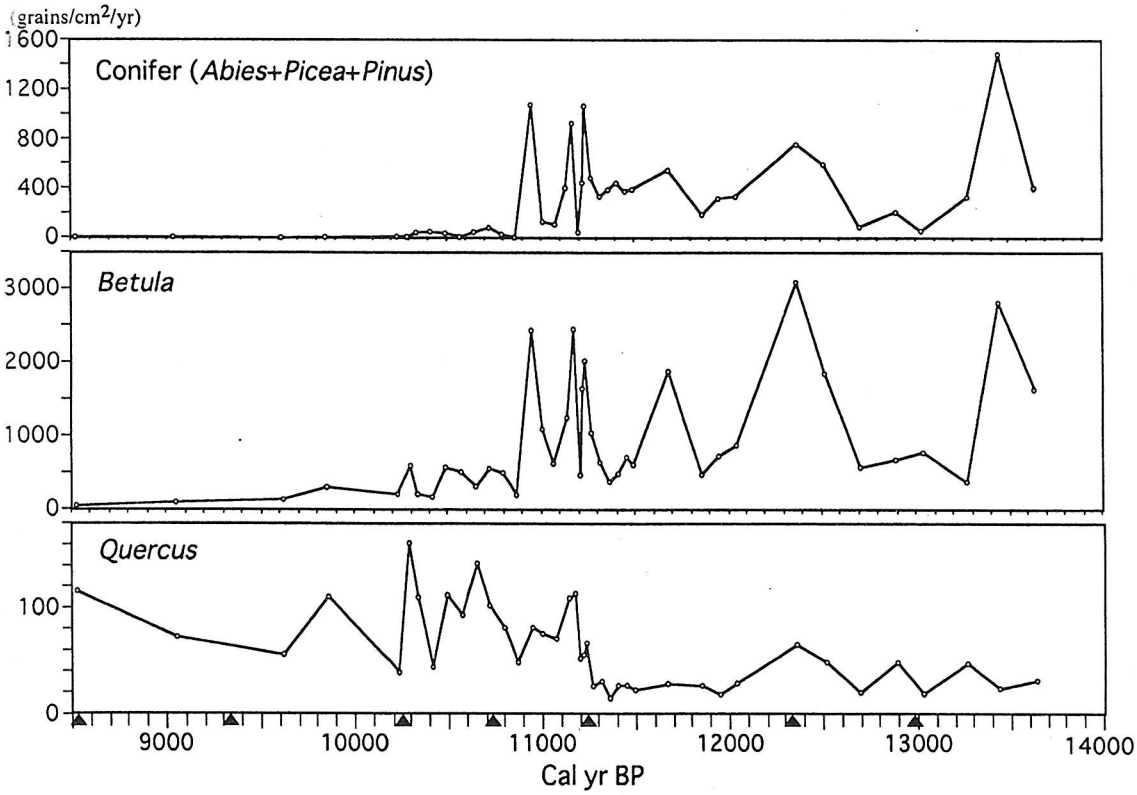


図2　花粉流入量ダイヤグラム．年代スケールの▲印は測定された年代値の位置を示す．

O-27 奥尻島稲穂において約2万年前に生育したグイマツを伴う北方針葉樹林 ― 花粉分析とAMS^{14}C年代 ―

星野フサ（札幌静修高）・中村俊夫（名古屋大）・瀬川秀良（元北海道教育大）

Fusa HOSHINO・Toshio NAKAMURA・Shuryo SEGAWA : Evidence for the presence of boreal coniferous forest with *Larix* existed at around 20,000 yr BP on the marine terrace at Inaho on Okushiri Island, Hokkaido, based on pollen anlysis and AMS^{14}C dating

奥尻島における花粉分析としては，泰他（1982），瀬川・吉川（1989），瀬川・星野（1990），星野・瀬川（1992）および瀬川ほか（1998）の報告がある．今回，稲穂でAMS^{14}C年代測定を実施し最終氷期の興味深い知見が得られたので報告する．

I. 第四系の地質概説

主なものは，全島に発達する11段の海岸段丘堆積物，河岸段丘堆積物，各河川流域と海岸地域には沖積層，南部に砂丘がある（泰ほか，1982）．

II. 調査地点と花粉分析

調査地点の稲穂（Fig 1）は泰ほか（1982）の寺屋敷段丘に該当し本露頭において花粉を含む泥炭および泥炭質粘土を50試料分析し（Fig 2）下位から上位にOk-1-A～Ok-1-Cの3帯を得た．Ok-1-A帯：単維管束亜属が優勢でモミ属とトウヒ属が多い．Ok-1-B帯：トウヒ属が優勢で，モミ属とカバノキ属がやや多い．Ok-1-C帯：グイマツの数％連続出現がありトウヒ属，モミ属，単維管束亜属，カバノキ属とハンノキ属がやや多い．

III. AMS^{14}C年代測定

グイマツ出現開始直後の試料番号43と44の間の泥炭質土壌は20790±180yrs BP (NUTA -4581) であり（瀬川ほか，1998），今回試料番号48と49の間の泥炭質土壌を測定し19830±170yrs BP (NUTA-6147)を得た．

IV. 考察

現在，ブナ-チシマザサ群落は島の中央山岳地帯，キタゴヨウ林は北西部に点在する（北海道自然保護協会，1988）．最終氷期に稲穂ではグイマツを伴う北方針葉樹林に覆われその年代はほぼ20790±180yrs BPから19830±170yrs BPまでであった．これは最終氷期後半の亜氷期の日本海の環境（小野，1985）に関連するかもしれない．

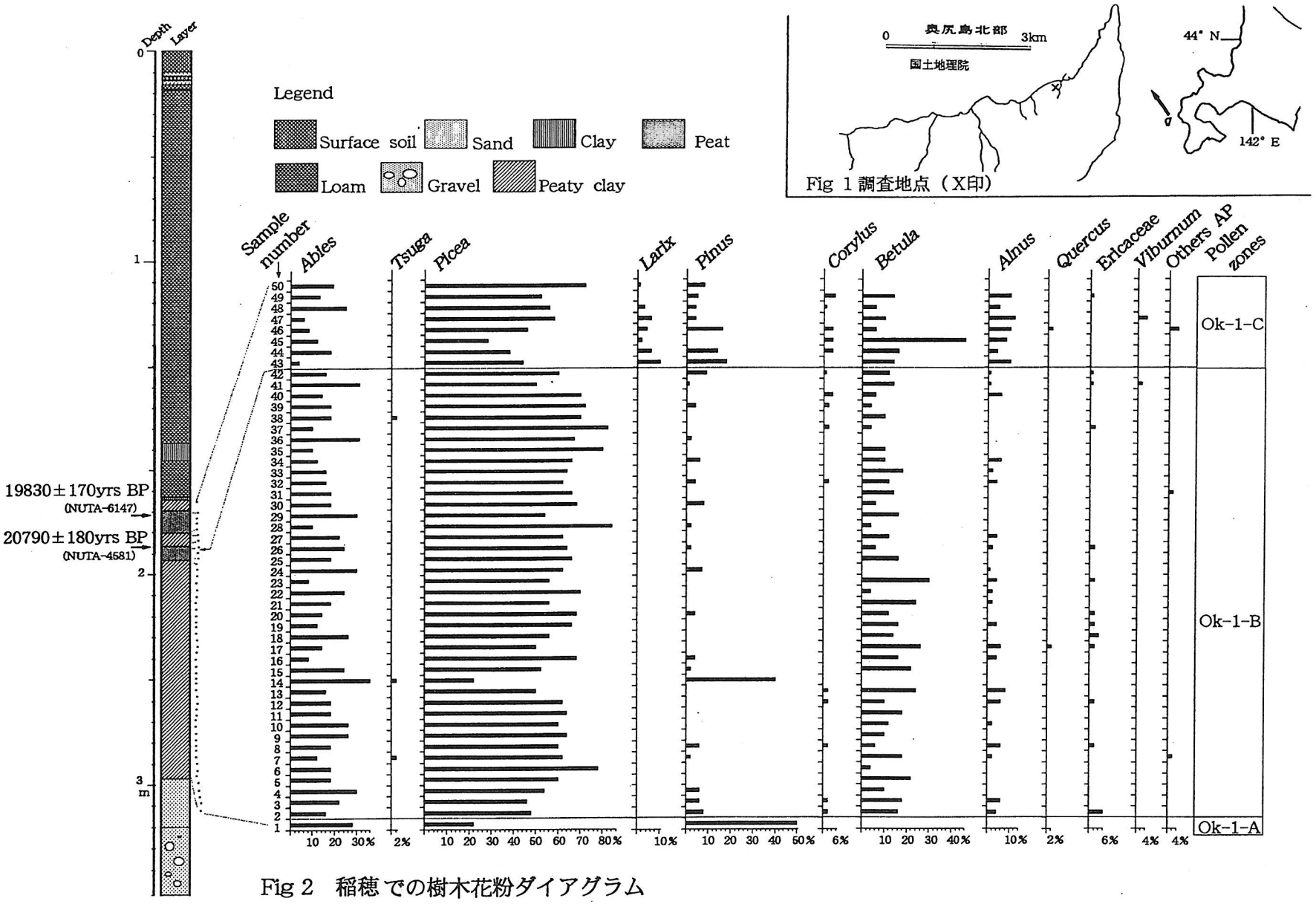


Fig 1 調査地点（X印）

Fig 2　稲穂での樹木花粉ダイアグラム

O-28 中部更新統田名部層汐崎部層の堆積相と花粉組成から見た環境変遷

鎌田耕太郎・皆川弥生　(弘前大学)

Kotaro KAMADA and Yayoi MINAGAWA ; Paleoenvironmental Changes of the Shiosaki Member in the Middle Pleistocene Tanabu Formation, Northern Honshu, Japan

本州北東端に位置する下北半島の田名部低地帯には、中部更新統と考えられる田名部層が分布する。田名部層は岩相層序から下部の汐崎部層と上部の石持納屋部層に区分されている(桑野,1957)。大型のクロスラミナの発達した単調な砂岩相からなる石持納屋部層に対して、汐崎部層は泥炭層を挟むシルト岩や砂岩、礫岩、凝灰岩からなり、側方への岩相変化が著しい。本研究では田名部低地帯北縁の、津軽海峡に面する海食崖に露出する汐崎部層について堆積相解析を行った。あわせて同部層に挟まれる泥炭について花粉分析を行い、汐崎部層堆積時の環境変化について検討した。

汐崎部層は露頭観察により以下のような10の堆積相が識別される。

堆積相Ａ：クロスラミナの発達した砂岩からなり、薄い礫岩を伴う。まれに二枚貝化石を含む。逆方向を示す古流向がみられる。

堆積相Ｂ：塊状粗粒砂岩からなり Ophiomorpha などの生痕に富む。

堆積相Ｃ：平行ラミナの発達した暗緑色粘土。植物痕を含む。

堆積相Ｄ：成層した砂質泥岩。淘汰不良で炭化した植物片を含む。

堆積相Ｅ：塊状灰色泥岩。泥炭質で炭化植物片に富む。

堆積相Ｆ：薄い砂岩やシルト岩を挟む泥炭。樹幹やミツガシワの種子を含む。ごくまれにサンドパイプがみられる。

堆積相Ｇ：基底に大きな浸食構造を持つ軽石凝灰岩。軽石の円礫を多く含み、樹幹や泥炭のブロックをも含む。

堆積相Ｈ：平行ラミナの発達した灰色粘土。炭化した植物片を含み、カキなどの二枚貝化石がレンズ状に密集する。

堆積相Ｉ：弱く成層した泥炭質灰色砂岩　礫を含む。炭化植物片を含む。

堆積相Ｊ：フォアセット層理の発達した粗粒砂岩。基底に大きな浸食構造が見られる。スランピングによる褶曲や断層が発達し変形している。

堆積相Ａは汐崎部層の下部を構成し、調査地のほぼ全域に分布する。堆積相の示す特徴から、潮汐作用の影響下にある河口に形成されたデルタ堆積物である。堆積相Ａの堆積後、二度にわたって開析谷がきざまれた。この谷地形を埋積している堆積相は、下位(前期)のものは B,C,D,E,F,G からなる堆積サクセッションで、上位(後期)のものは B,I,H,I サクセッションからなる。上位の谷埋め堆積相は堆積相 J に覆

われる。上述のように、それぞれの谷埋め堆積物の堆積相組み合わせは異なるが、両者の開析谷の形成直後には瀕海環境(堆積相B)が出現した。前期の開析谷はその後閉鎖水域となり、砕屑物の流入によって浅くなり、泥炭が形成される後背湿地環境となった。最後に火砕流堆積物の二次堆積により埋積された。その後全体に海進を受けた後に再び開析谷が形成された。後期の開析谷は瀕海環境から汽水環境へ変化し、火砕物を主体とした砕屑物からなるデルタ堆積物に覆われた。

また汐崎部層に挟まれる厚さ約 60cm の泥炭層(上位の谷埋め堆積相の上部に位置する)から採取した 16 試料について花粉分析を行った。この泥炭層は花粉の産出率の特徴から、下から上に向かって Ta-1,Ta-2,Ta-3 に区分される。

Ta-1 帯はモミ属、マツ属、ツガ属などで特徴づけられる。本帯下部にはミズゴケが卓越する。モミ属は花粉形態からエゾマツやトドマツ、ツガ属はコメツガと見られ、亜寒帯性が強いことを示唆している。上部に向かってミズゴケが急激に減少し、ツツジ科が増えるのは、高層湿原から森林への変化を示していると考えられる。

Ta-2 帯はカバノキ属やハシバミ属が急増する。またヒカゲノカズラ属の胞子が多い。Ta-1 帯の亜寒帯性針葉樹から落葉広葉樹が卓越するようになり、やや温暖となり冷温帯林が形成されていた。

Ta-3 帯はマツ属、スギ属が急増するが、他の針葉樹は減少傾向にある。カバノキがやや多い。ハンノキ属も多く。草本花粉・胞子ではイネ科が非常に多い。気候的には温暖帯から冷温帯で、現在より、やや温暖であったと考えられる。

以上のように、汐崎部層の堆積初期にはエスチュアリー環境が広く存在していたことがわかった。その後、二度にわたる開析谷の形成と、その埋積が見られるが、これは大規模な海面低下とそれに引き続く海進によるものである。開析谷埋積物を構成する泥炭層は、寒冷な気候から温暖化する過程で堆積したことを示しており、汐崎部層の堆積体には、比較的急激な海面低下と、それに引き続くゆっくりとした海面上昇のようすが繰り返し記録されていることになる。これは氷河性海水準変動に規制された堆積体の形成を意味しており、田名部層の堆積相と微化石を解析することにより環境変動を把握することは、東北日本の中期更新世の環境変化を考察する上できわめて重要である。

なお、本研究で検討できたのは津軽海峡に面する海食崖に露出する田名部層のうちの西半分であり、引き続き東半分についても調査を継続し、これまでに得られた結果と比較検討する予定である。

O-29　上越市高田市街地における地盤沈下の現状

陶野郁雄（環境庁　国立環境研究所）
関谷一義（新潟県保健環境科学研究所）

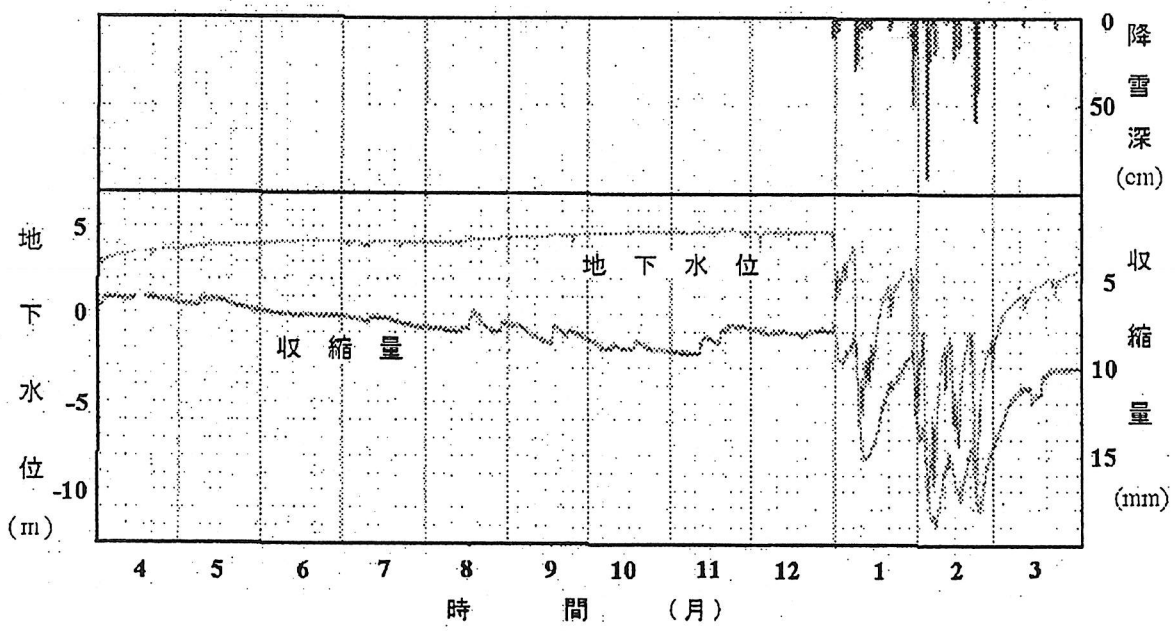
Ikuo TOHNO and Kazuyoshi SEKIYA : Present state of land subsidence at the urban Takada, Joetsu

1．はじめに

新潟県の上越市は日本有数の豪雪地域の一つとして知られている。冬期に激しい降雪に見舞われ、1日に50cm以上積もることもあり、年間の累積降雪量が 10m に達することもある。消雪用に用いられる地下水は水質が悪くても水温が確保されればよいことから、工業用や上水道用には利用されなかった浅層の地下水も揚水され、散水融雪に供されるようになった。当初は、幹線道路あるいは鉄道といった公共輸送機関を中心に用いられてきたものが、しだいに工場や事業所に加えて、一般家庭でも駐車場や屋根の消雪に地下水を利用するようになったため、掘削費も安価ですむ浅い帯水層からの揚水量が急激に増加するようになった。消雪用地下水揚水による地盤沈下は、井戸が集中する上越市の高田市街地など人口が密集している地区を中心に生じている。降雪とともに一斉に汲み上げが行われるという揚水の時期的な一致と市街地は井戸が多いことによる揚水の地域的な集中が重なり合うため、地盤沈下が著しく進行することになった。

2．高田市街地の地盤沈下

1970年代後半に消雪用地下水の揚水による地下水位の低下と地盤沈下が上越市の南部に位置する高田市街地で顕在化した。特に、59豪雪といわれた1984年には年間沈下量が10.1cmという全国第1位の年間沈下量を記録した。このことから、すぐに上越地域消雪用地下水削減対策要綱の制定、上越地域地盤沈下緊急対策や



地下水位による警報システムの導入を全国に先駆けてした。この要綱に沿って、節水対策の指導が強力に押し進められたこともあり、揚水量の削減についてかなりの成果が得られた。図は上越市大手町にある上越市立公民館高田地区館 52m観測井の平成10年度の結果である。12月１日を基準とすると、地下水位の最大低下量は15.02m、収縮量の最大値は11.1mmであった。また、年度当初と年度末を比べると、地下水位は0.50m の低下、地層は 3.5mmの収縮であった。1984年に年間 101mmもの沈下量を記録した上越市西城町の地盤沈下記録を見ると、最近は暖冬ということもあり、年間沈下量の平均は 2mmとなっている。1984年に比べて、地下水の年間揚水量が半分程度しか減っていないのに、沈下量は50分の１となっている。このことは、高田市街地は主に砂層からなっているためと考えられるので、乱さない砂質土の圧密試験を実施した。

３．乱さない砂質土の圧密試験

試験に供した試料は、高田地区館の敷地内でボーリングによって採取したものである。深度 17mの砂試料を用いた圧密試験によると、圧密が 90%終了する時間は約0.5秒である。その圧密係数は1.4×10^{5}cm/d、体積圧縮係数は1.1×10^{-2}cm^{2}/kgf である。また、深度 10.3mのシルト質砂試料を用いた圧密試験によると、一次圧密比が小さく、一次圧密量が24時間圧密量のほぼ半分となっていた。その二次圧密率は、2.6×10^{-3} であった。

砂質土は圧密終了時間が短く、しかも一次圧密比が小さいという性質を有しており、砂地盤においては二次圧密における沈下が無視できないことがわかった。このことを厚さ 10mの砂層に置き換えると、３日以内に一次圧密がほとんど完了し、その後は二次圧密による沈下が進行することとなる。砂質土は、透水係数が大きいため、本来圧密現象が起きないか、あるいは起きていても瞬時に終了するといわれており、これを裏付ける結果ともいえる。

深度 17mの繰返し圧密試験によると、繰り返すことによって圧密が進行していく様子が伺えた。このことは、何もこの砂質土に限った現象ではなく、今まで行ってきた同一、あるいは同一と思われる乱さない粘性土試料に対する、静的・繰返し圧密試験で、何サイクル目で繰返し圧密試験の沈下量がより大きくなるかを別にすれば、常にみられる現象である。このことから、静的な圧密試験を一年中揚水し地下水位が低下し続けている場合に、繰返し圧密試験を、周期的に地下水位が変動する場合に対応させて考えれば、最終的には周期的に地下水位が変動する方がより大きな累積沈下量を示すことがわかる。

４．あとがき

最近、揚水量に比べて沈下量が極端に少なくなっているのは、永年の地盤沈下によって地盤が過圧密になったことと砂層が多い地盤であることに起因していると考えられる。しかし、地下水位の変動によって地盤に加わる応力の繰返し効果で、一年中地下水を揚水し続ける場合よりも、大きな累積沈下量を示すことになる恐れが高いので、出来る限り地下水位の変動量を少なくする必要がある。

O-30 東京湾における沖積層層序と古環境変遷

増渕和夫(川崎市青少年科学館)・井上朋子(横河トレーデイング)・安間　恵(川崎地質)・関本勝久(地質科学リサーチ)・清水恵助(九州工業大学)・杉原重夫（明治大学）

Kazuo MASUBUCHI・Tomoko INOUE・Kei　ANMA・Katuhisa SEKIMOTO・Keisuke SIMIZU・Sigeo SUGIHARA;Latest plistocene-holocene depositional enviroments in Tokyo Bay

東京湾域で行われた地質調査ボーリング試料をもとに、東京湾域の沖積層層序と珪藻化石分析による古環境変遷を検討した。

中央防波堤外とその西域のボーリング試料を用いた。中央防波堤外ボーリング地点は、古東京川に位置し、埋没立川段丘を挟んでその西方のボーリング地点は古神田川谷に位置する。これらの地域においては、第四紀堆積物を変形させるまでの構造運動はみいだされておらず(東京都港湾局,1993)、調査域の沖積層は更新世後期から完新世にかけての海面変動に応じて堆積したと推定される。

中央防波堤外では、江戸川層を不整合に覆って、沖積層が堆積し、沖積層は遠藤ほか(1988)の七号地層と有楽町層に区分される。七号地層は層厚約 2m の BG を基底に、主に粘土混じりシルトからなり、層厚約 14m である。有楽町層は砂とシルト互層、均質なシルトからなり、層厚約 46m である。

中央防波堤外の西部域では、西側が層厚約 6m の BG を基底に、有機質粘土や礫混じり細砂、シルト質粘土からなる層厚約 20m の七号地層と、粘土質シルト、均質なシルトからなる層厚約 36m の有楽町層が堆積し、東側が層厚約 3m の BG を基底に、砂質粘土やシルト質粘土からなる層厚約 16m の七号地層と、層厚約６m の HBG を基底とする粘土質シルトからなる層厚約 24m の有楽町層が堆積している。^{14}C 年代測定(学習院大学年代測定室木越邦彦名誉教授)は七号地層下位が約 12,000yrs.BP.を示している。

珪藻化石分析(中央防波堤外他計 3 地点)によると、中央防波堤外とその西域付近は、約 12,000yrs.BP.前後の七号地層堆積期(海抜-68m)には淡水の支配的環境下にあり、約 11,000 yrs.BP.には海進により内湾環境となった。約 6,000 yrs.BP 頃に高海面期を迎えるが、その前に低海面期ないしは海進停滞期があったと推定される。また、約 3,500 yrs.BP 頃以降に高海面期があったとも推定される。

本報告のボーリング試料は、東京都港湾局よりご提供頂いた。

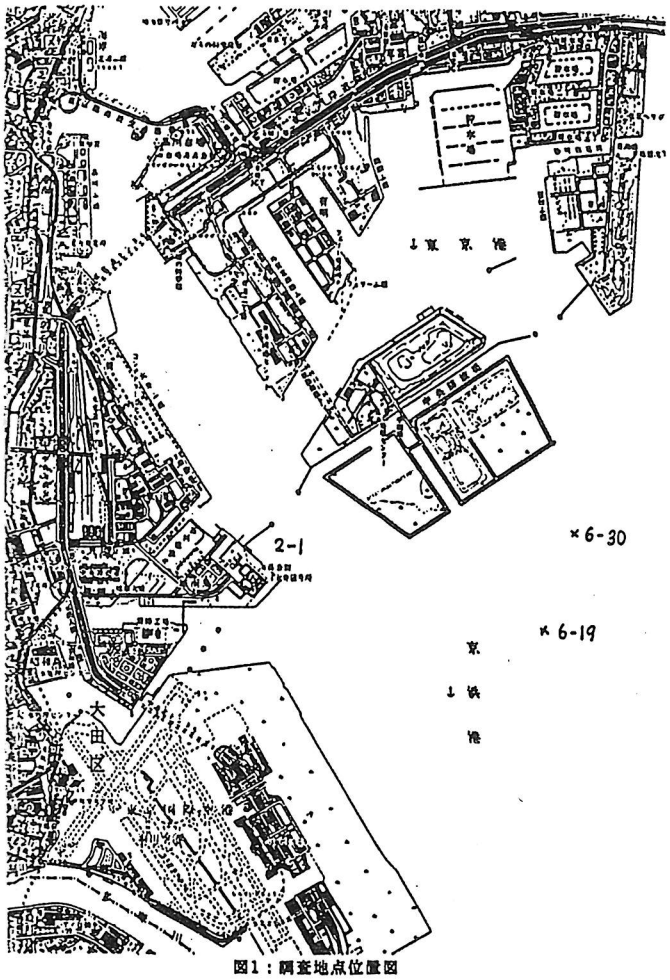
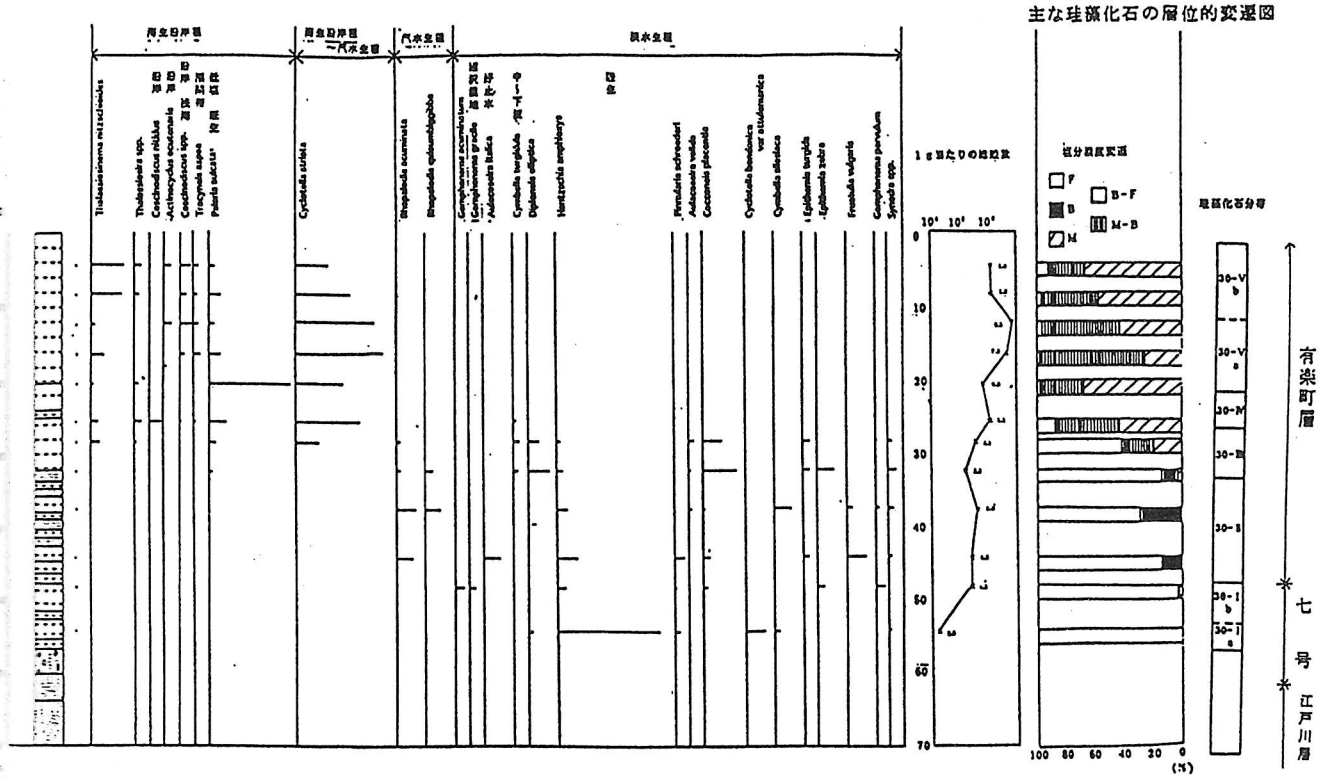


図1：調査地点位置図

図　：中央防波堤外6-30における
主な珪藻化石の層位的変遷図



O-31　三浦半島北西部池子谷における縄文海進期沿岸域の古環境復原

江口誠一（千葉県立中央博物館）・村田泰輔（北海道大学）

Sei-ichi EGUCHI・Taisuke MURATA ; Reconstruction of the coastal paleoenvironment in the Jomon transgressional stage at Ikego Valley, north-eastern part of Miura Peninsula, Japan

ある地域の古環境を高精度に復元するための視点として，時間と空間をより細かくとらえることがあげられる.近年このことに関する研究が盛んに行われるようになり，第四紀研究において新しい展開をみせている．本研究では，従来とらえられなかった小規模な環境変動を，過去の沿岸域において空間的に把握することを試みた．即ち，これまで行われてきた植物珪酸体分析および珪藻分析の結果の表現方法を改変して，縄文海進期の小規模な海岸線移動を明らかにした．

調査地域は，神奈川県逗子市池子遺跡内で，三浦半島北西部相模湾側の池子川沿い開析谷底域の低湿地に位置する．地質層序は，下位より上位に向かい，マガキ片を多量に含む青灰色泥（試料8），木材を含む灰色細砂と暗灰色泥の互層（試料7～5），有機質褐灰色泥（試料4，3），褐色泥（試料2，1）と区分される（図1）．^{14}C 年代値は，試料8と同層準のマガキ片が5400±120yr B.P.，試料7と同層準の木材が2800±110yr B.P.，試料3の有機物が2660±100yr B.P.であった．

図1は，各試料中の各珪酸体型の含有数によって，微地形区域における試料の堆積域を推定したものである．これは，堆積当時の珪酸体が空間的に母植物生育域から離れるに従い，その堆積物中含有数は減少することを利用したものである．そして，各珪酸体型の推定産出域が重複あるいは接近している区域を集中域として示した．集中域は，試料7が前浜・砂丘II～湿地III，試料6が砂丘I～III，試料5が湿地I～III，試料4が砂丘I～湿地III，試料3が砂丘I～湿地I，試料2・1が砂丘II～湿地IIIであった．

図2は，産出した珪藻化石環境指標種群とその完形殻率である．左側の各指標種群産出率は，層位的変化が小さいものがほとんどである．そこで，各指標種群ごとの完形殻率を層位的にあらわしたものが右側のダイヤグラムである．珪藻遺骸は運搬されていく過程で破損することから，この完形殻は現地生種のものと考えられる．産出した完形殻率は，試料8がB，試料7がB・E1，試料6がBからB～Gの間，試料5がBからHの間，試料4がB・LからLの間，試料3がB・GからLの間，試料2・1がBからHの間で高率であった．

上記の珪酸体推定産出集中域と珪藻完形殻率の層位変化は，堆積環境の変化を示しており，沿岸植生帯の移動を反映していると考えられる．試料8～4は堆積環境が内陸側へ移動しているが，試料3～1は逆に海側へ向かっている．これは縄文海進が海退に向かっている時期において，少なくとも約3000～2000年前の間に海岸線のゆらぎがあったことを示唆している．

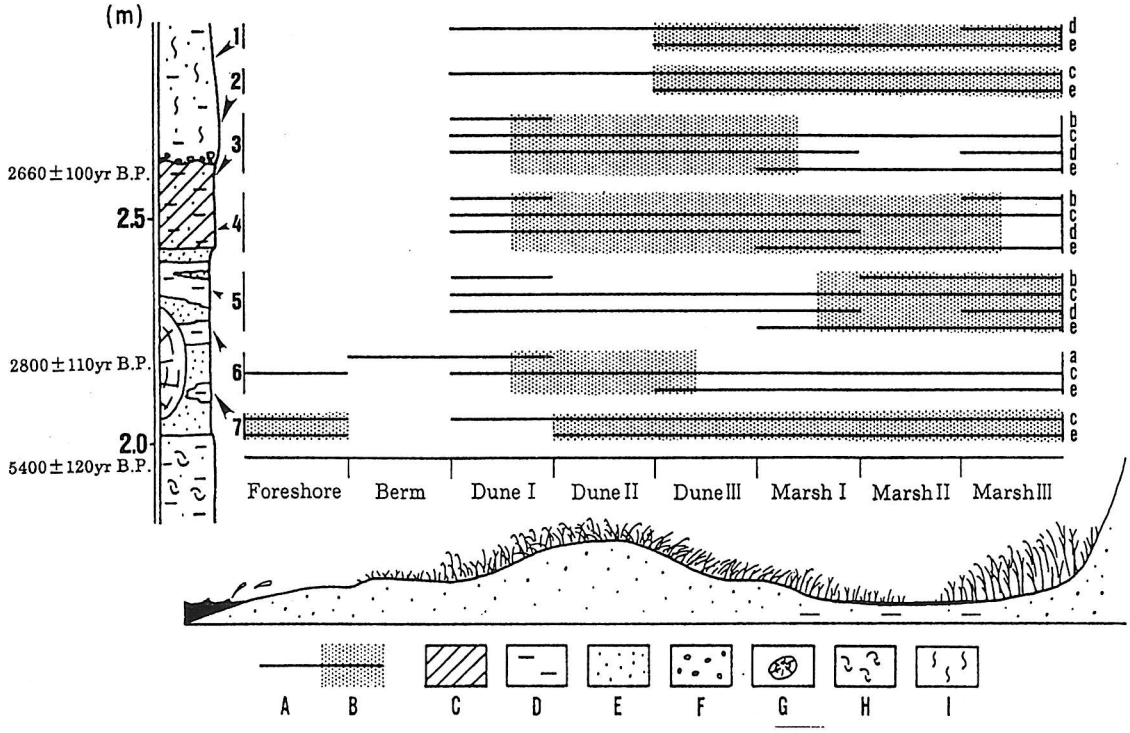


図1 海岸植物珪酸体化石群の含有数による推定産出域の層位変化

A：珪酸体含有数による推定産出域，B：推定産出集中域，C：有機質堆積物，D：シルト，E：砂，F：礫，G：木材，H，貝殻，I：高師小僧，a：コウボウシバ型，b：ケカモノハシ型，c：チガヤ型，d：ヤマアワ型，e：ヨシ型

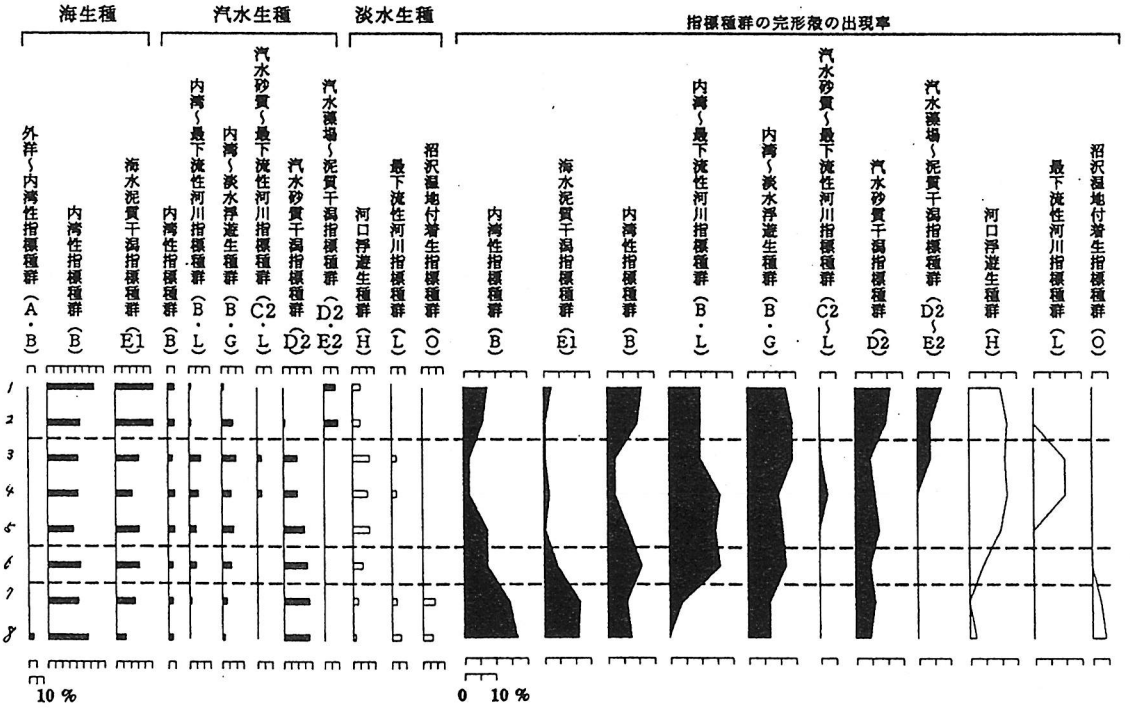


図2 産出した珪藻化石環境指標種群とその完形殻率

環境指標は小杉（1988），安藤（1990），村田（1998）による．

O-32　御蔵島，鈴原湿原堆積物の層序と花粉分析

関口千穂（明治大学大学院）・叶内敦子・杉原重夫（明治大学文学部）

Chiho SEKIGUCHI, Atsuko KANAUCHI, Shigeo SUGIHARA: Stratigraphy and pollen analysis of peaty clay deposits in SUZUHARA Bog, Mikurajima, Izu Islands.

1．はじめに

御蔵島は御山（標高850m）を山頂とする成層火山（御山火山と呼ぶ）で，玄武岩・安山岩の溶岩と火山砕屑物が累積されて山体が形成されている．御山火山の火口や山体斜面は著しく開析されていて，その噴火活動は縄文時代（約7000年前）には終了したとされている（一色，1980）．鈴原湿原は御山火山の標高720～730m付近の緩斜面にある湿原である．鈴原湿原の泥炭層については放射性炭素年代が測定され，約5,500年前頃から形成され始めたことが報告されている（山本，1981）．この鈴原湿原においてシンウォール式の手動ボーリングを行い，詳細な放射性炭素年代測定，示標テフラの同定，花粉分析から湿原の形成過程と植生変遷を明らかにした．

2．御蔵島の植生

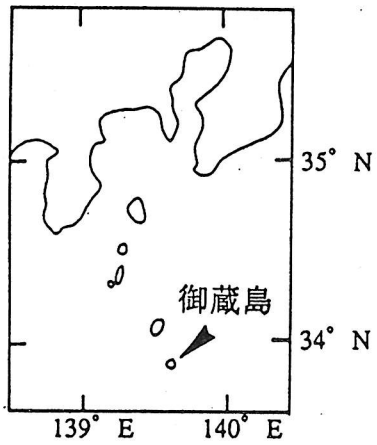
御蔵島は全島に常緑広葉樹林が発達し，伊豆諸島中でも最大規模であると考えられている．御蔵島の森林は，標高300m以下は，スダジイ，タブノキ，ホルトノキにイヌマキが混在する典型的な照葉樹林で，樹齢数百年を越えるスダジイの巨樹も知られている．御蔵島中央の御山では標高700m以上にヤマグルマ，ツゲ，カクレミノ，スダジイの常緑広葉樹林が分布し，標高500m以下ではスダジイが優占するようになる．御山の標高約600m付近では，ミヤマクマザサ（ミクラコザサ）のササ草原が緩傾斜地に広く分布する．このササ草原を含む低茎の風衝草原は，風衝地であるが雲霧により多量の水分が供給される立地にあり，空中湿度が極端に湿潤であることが指摘されている（宮脇編，1986）．鈴原湿原は高さ40～50cmのミヤマクマザサが密生する緩やかな凹地にあり，周囲は常緑広葉樹類の低木林が分布する．

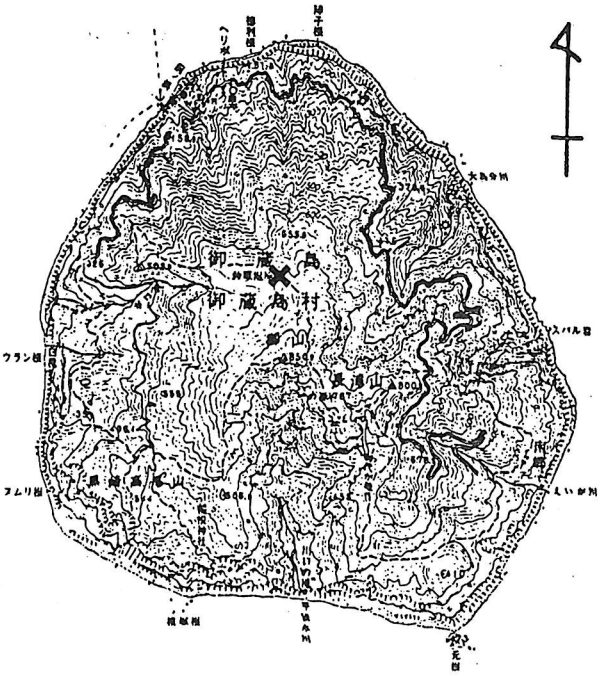
3．鈴原堆積物の層序と年代

湿原では4地点でボーリングを行った．堆積物は厚さ約60～70cmで，下位から基盤の火山灰の風化土壌，泥炭質粘土，腐植土からなる．堆積物中には，深度約15cmと深度約60cmにテフラが挟まる．テフラの鉱物組成と火山ガラスの屈折率から，上位のテフラ（Sz-2)は神津島天上山テフラ（Iz-Kt）に対比された．下位のテフラ(Sz-1)は，噴出口は不明であるが，御山火山の側火山を噴出源とする可能性が高い（表1）．堆積物の放射性炭素年代を，MS98-2コアで測定した（図2）．その結果，泥炭質粘土基底付近で3640±90yrs BPを得た．

4．花粉分析

分析方法は，泥炭質粘土コアから深度約5cmごとに約1～2ccを切り取って，KOH法-$ZnCl_2$比重分離法-アセトリシス法で処理し，グリセリンゼリーで封入した．花粉の計数は，木本花粉400個以上を同定して基数とした．分析の結果，堆積物下部ではイヌツゲ属，イヌマキ属など現在の常緑広葉樹林要素の花粉が主であるが，深度30cm付近ではハシバミ属，クマシデ属など落葉広葉樹類花粉も出現する．また，イネ科花粉が堆積物下部から連続して高率で出現することは，鈴原湿原周囲に形成初期から現在のようなミヤマクマザサが分布していたと考えられる．





5万分の1地形図
「御蔵島」

図1　調査地
×印；鈴原湿原ボーリング地点

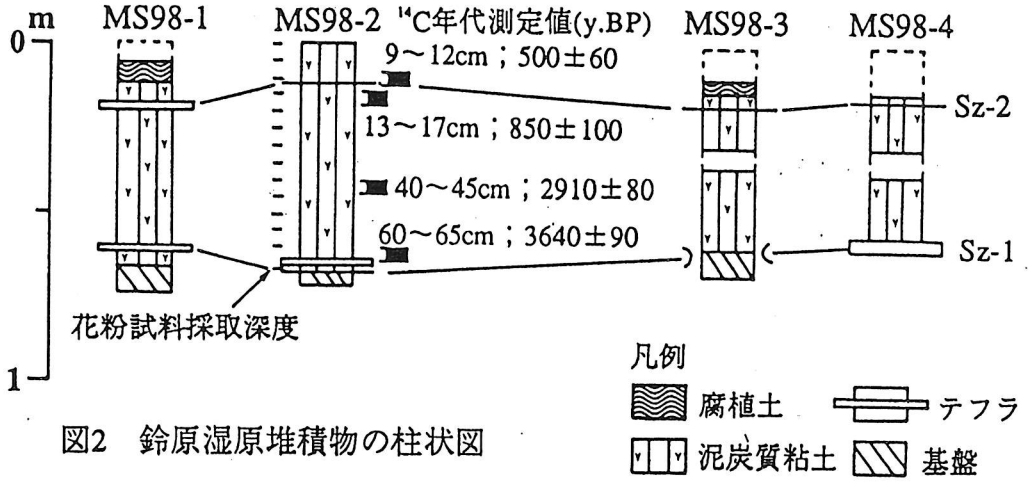


図2　鈴原湿原堆積物の柱状図

コア名	テフラ名称	深度(cm)	鉱物組成	ガラス	レーンジ
MS98-1	Sz-2	17～19	(opx,cpx)	pm+	gl:1.493～1.497
	Sz-1	59～62	opx,cpx		opx:1.710～1.714
MS98-2	Sz-2	12～13		pm+	gl:1.494～1.497
	Sz-1	63～65.5	opx>cpx		opx:1.709～1.714
	同上	67～68	opx>cpx(ho)		opx:1.709～1.714
MS98-3	Sz-2	18～19	(bi)	pm+	gl:1.493～1.497
MS98-4	Sz-2	16～17	(bi)	gl	gl:1.493～1.497
	Sz-1	57～60	opx>cpx		opx:1.709～1.714

測定は群馬大学名誉教授新井房夫氏による

表1　テフラの岩石記載的特性

O-33　神奈川県西部，極楽寺シラカシ林におけるシラカシ花粉粒生産量の推定

清永丈太（東京都・都市計画局）

Jota KIYONAGA; The Estimated Production Rate of *Quercus myrsinaefolia* Pollen Grains in a *Q. myrsinaefolia* Forest behind Gokuraku-ji Temple in Western Part of Kanagawa Prefecture

1. 目的

花粉粒生産量の分類群および樹齢等による相違は，花粉分析結果から過去の植生を復元するために必要な基礎的情報の一つである．コナラ属アカガシ亜属は南部～中部日本における沖積層の花粉分析で注目される分類群の一つであることから，アカガシ亜属に属するシラカシ（*Quercus myrsinaefolia*）の花粉粒生産量を，箱根火山北東麓に位置する南足柄市狩野の極楽寺境内のシラカシ優占林分で測定した．

2. 方法

1996～1998年の各年の5月上旬に，開葯直前の雄花序のついた枝をシラカシ試料木から採取し，葯1個あたりの花粉粒数，雄花1個あたりの葯数，苞1枚あたりの雄花数，雄花序1個あたりの苞数を数えた．

一方，極楽寺境内の北斜面において，高木層に胸高直径50cm程度のシラカシが優占する林分内に87m^{2}の調査区を設定した．このシラカシ林の林冠の高さは約18mである．この調査区内に，開口部の面積が0.5m^{2}のリタートラップ8個を，1996～1998年の各年の4月下旬～5月上旬に設置した．これを約1ヵ月半～2ヶ月間放置した後に回収し，その内部に落下したシラカシ雄花序の数を数えた．これから調査林分におけるシラカシ雄花序の生産量がわかる．

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

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

3. 結果

計数された葯1個あたりの花粉粒数（p），雄花1個あたりの葯数（a），苞1枚あたりの雄花数（f），雄花序1個あたりの苞数（b），およびそれらから計算された雄花序1個あたりの花粉粒数（P_c）を表1に，また，リタートラップ法で測定された雄花序生産量（M）およびこれとP_cから求められた花粉粒生産量（P）を表2に，それぞれ示した．アカガシ亜属の花粉粒生産量については，アカガシ壮齢林の測定例があるが，今回の結果（1.0×10^{13}no.ha^{-1}yr^{-1}）はそれに近い値である．

表1　シラカシ試料木における葯1個あたりの花粉粒数，雄花1個あたりの葯数，苞1枚あたりの雄花数，雄花序1個あたりの苞数の計数結果およびそれらから算出された雄花序1個あたりの花粉粒数

年	試料木	1葯あたりの花粉粒数 p	1雄花あたりの葯数 a	1苞あたりの雄花数 f	1雄花序あたりの苞数 b	1雄花序あたりの花粉粒数 $P_c = p \cdot a \cdot f \cdot b$
1996	試料木A	1927.1 (25, 703-2830, 652.4)	4.3 (36, 1-8, 1.8)	1.9 (55, 1-3, 0.9)	28.2 (23, 20-38, 5.5)	4.44×10^5
	試料木B	2919.5 (26, 1357-6040, 1098.9)	4.7 (17, 2-6, 1.6)	2.4 (20, 1-3, 0.8)	20.5 (29, 13-27, 4.1)	6.75×10^5
1997	試料木A	5867.9 (21, 4778-7658, 1058.9)	4.7(21, 1-8, 2.1)	2.3 (24, 1-3, 0.8)	26.1 (22, 13-37, 5.3)	16.56×10^5
	試料木B	2412.4 (20, 1064-4054, 830.2)	5.0(23, 2-7, 1.5)	2.6 (24, 1-3, 0.8)	21.7 (18, 11-27, 3.4)	6.81×10^5
1998	試料木B	6632.5 (24, 3683-9235, 1426.8)	4.4(29, 2-6, 1.7)	2.9 (28, 2-3, 0.3)	31.2 (11, 22-39, 4.7)	26.40×10^5

カッコ内の数字は，順に試料数，変異幅，標準偏差を示す．

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

年	1雄花序あたりの花粉粒数 P_c	雄花序生産量* [$\times 10^6$no.ha^{-1}yr^{-1}] M	花粉粒生産量 [$\times 10^{12}$no.ha^{-1}yr^{-1}] $P = P_c \cdot M$
1996	5.59×10^5	6.14 ± 3.56	3.4
1997	11.68×10^5	8.41 ± 4.36	9.8
1998	26.40×10^5	6.36 ± 2.88	16.8
平均	14.56×10^5	6.97	10.0

* 平均値 ± 標準偏差

O-34　飯綱火山南東麓の逆谷地泥炭層の層序

富樫　均（自然保護研）・酒井潤一・公文富士夫・小林舞子（信州大）
Hitoshi TOGASHI, Junichi SAKAI, Fujio KUMON, Maiko KOBAYASHI;
Stratigraphy of the Sakasayachi Peat Bed on the Southeastern Foot of Iizuna Volcano, Central Japan

逆谷地湿原は長野市北西の飯綱火山南東麓に位置し，海抜高度約 934 m，面積約 4 ヘクタールのミズゴケ湿原である．この湿原内において深さ 14 mのボーリング掘削を行い，湿原堆積物を採取した．湿原堆積物は約 20 万年前に堆積した飯綱火砕流堆積物を基盤として堆積し，全層厚は 13.04 mにおよぶ．層相は主に泥炭層からなり，この堆積物を逆谷地泥炭層と命名した（富樫ほか，1999）．逆谷地泥炭層は層厚約 80cm の礫混じり粘土層（中部粘土層）を境に，下部泥炭層と上部泥炭層に分けられる（図-1）．

下部泥炭層は深度 13.04～1.73 mに分布し，主に黒褐色泥炭層からなる．中部粘土層は深度 1.73～0.90 mにかけての礫混じり火山灰質シルト質粘土層である．上部泥炭層は，深度約 0.90～0.10 mにかけて分布する暗赤褐～黒色の泥炭層と，現生のミズゴケからなる．逆谷地泥炭層中には層厚数mm～23cm におよぶ細～粗粒火山灰層が 20 枚以上挟まれる．

年代測定の結果，上部泥炭層の下底で 0.7～0.8 万年前，471 火山灰層直下で約 5 万年前の年代値が得られた．一方火山灰では，下部泥炭層下部の 1104 火山灰について，ガラスの形態と屈折率から，これを阿蘇 4 火山灰（Aso-4，7～9 万年前；町田・新井，1992）に対比した．下部泥炭層中の 471 火山灰（黄ツブ）については岩相と特徴的な晶癖をもつ斜方輝石を含むこと，さらに直下の泥炭層の年代から，これを大山倉吉火山灰（DKP，4.3～5.5 万年前；町田・新井，1992）に対比した．また中部粘土層中の 119 火山灰（コヌカ）は主にバブルウォールタイプの火山ガラスからなり，1.499-1.501（1.500）の屈折率を示すことから姶良 Tn 火山灰（AT，2.2～2.5 万年前；町田・新井，1992）に対比される可能性がある．しかし前後の ^{14}C 年代が 1 万数千年を示すことや，中部粘土層内の広い層準で同様のガラスの混入が認められる事実から，AT であるとしても，再堆積によるものと考える．

以上の年代値と火山灰層の対比，および連続的な堆積状況から判断して，逆谷地泥炭層の堆積開始は約 10 万年前にさかのぼるものと考えられる．また，層序と泥炭層の分布から，約 5 万年前の DKP の堆積の後に最も湿原が拡大していたこと，約 3 万年前～1.7 万年前の堆積物は欠如している可能性があること，さらに約 1.7 万年前頃には湿原の広い範囲で湛水が起こり，粘土層の堆積があったこと，そしてその後，約 0.8～0.7 万年前になって湿原が蘇生し現在に至っていることが明らかとなった．

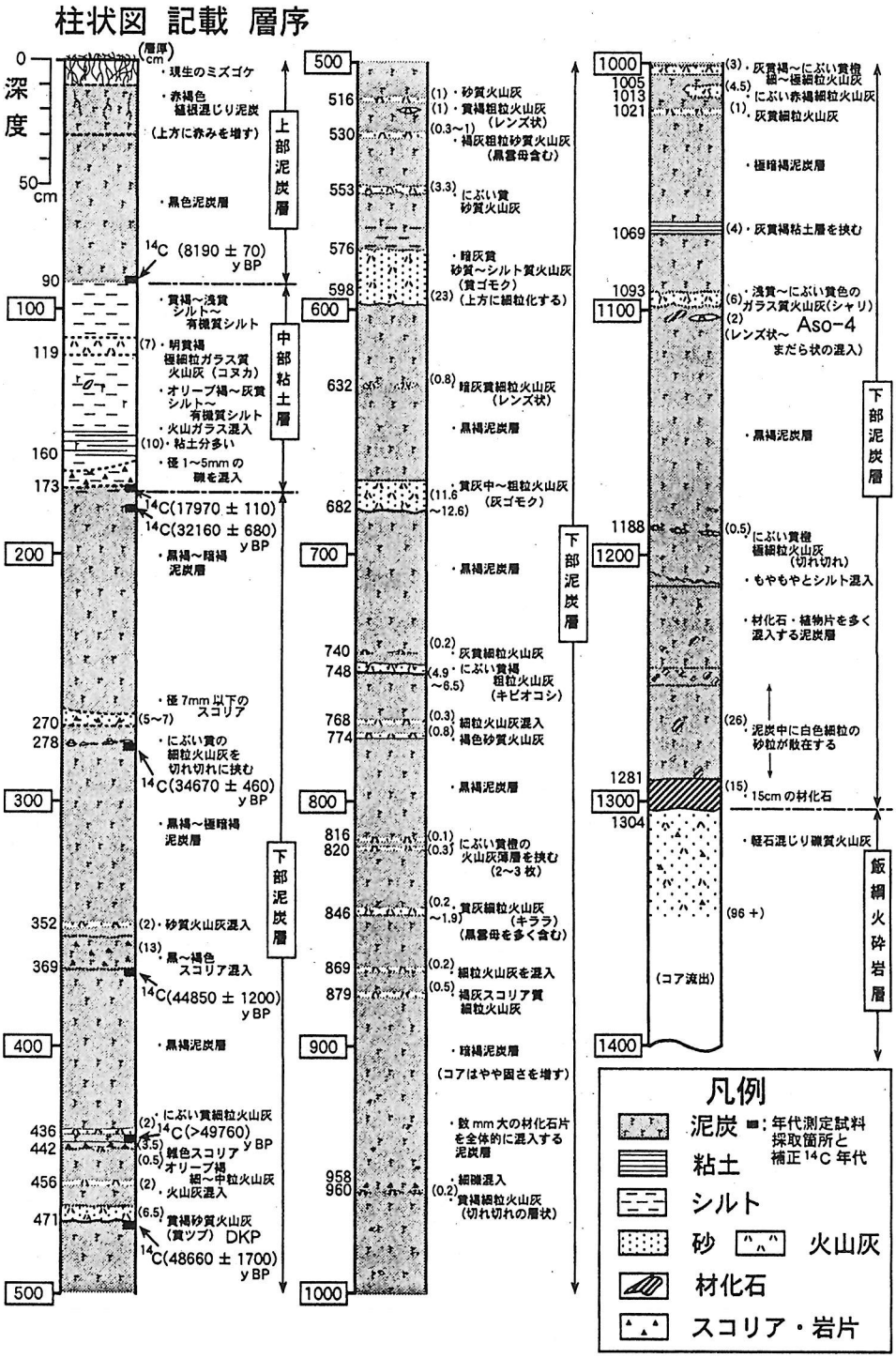


図-1　逆谷地泥炭層の地質柱状図（ボーリング No.1）

文献

富樫　均・酒井潤一・公文富士夫・小林舞子，1999，飯綱火山南東麓の逆谷地泥炭層，長野県自然保護研究所紀要，2，33 - 41.

O-35 逆谷地湿原堆積物の花粉化石からみた植生変遷

小林舞子（信州大学大学院）・酒井潤一（信州大学理学部）・
富樫均（長野県自然保護研究所）

Maiko KOBAYASHI, Junichi SAKAI, Hitoshi TOGASHI ; Pollen Analytical Studies of Sakasayachi Moor Sediments, Nagano Prefecture, Central Japan

長野県北西部の飯綱山南東麓に位置する逆谷地湿原（海抜 934m）でボーリング掘削を行い，13.04mに及ぶ湿原堆積物を採取した．約10万年の歴史をもつと考えられている（富樫ほか，1999）この堆積物を試料として，花粉分析を行った．分析結果から，飯綱山周辺における植生変遷の特徴について報告する．なおコアはすべて厚さ1cmに切り分けて分析試料としたが，今回は予察的な観点から10cmおきに分析を行った．分析の結果，深度 6.5m付近を境としてスギ属花粉の産出に著しい変化が認められた．また以下に述べる結果から，この堆積物が最終間氷期以降の一連の植生変化を記録している可能性が高いことが明らかになった深度と主要花粉出現率（図1）の対応は以下のとおりである．

a．深度 12.08～6.5m：層序的には最終間氷期に属し，このコアの中で唯一スギ属の花粉が多産するという特徴を有する．全体的に見てトウヒ属，ツガ属も高い出現率を示す．この中で，深度 11.3～8mまではブナ属，コナラ亜属、ニレ属ーケヤキ属を伴うことで特徴付けられる．

b．深度 6.5～5.3m：トウヒ属，モミ属，マツ属の花粉を多産する一方，スギ属，冷温帯要素の花粉はほとんど産出しないことから，最終氷期初頭の寒冷期の植生と推定される．

c．深度 5.3～4.2m：トウヒ属，モミ属，マツ属に，コナラ亜属，ニレ属ーケヤキ属の花粉を伴う．前の時期より少し温暖になったものと考えられる．

d．深度 4.2～2.8m：トウヒ属，モミ属が減少し，ブナ属，コナラ亜属，ニレ属ーケヤキ属の花粉が増加することから，さらに温暖化が進んだと推定される．

e．深度 2.8～1.3m：トウヒ属，ツガ属，マツ属の花粉を多産し，冷温帯要素の花粉が若干減少することから前の時期に比べ，やや寒冷な時期であったことを示す．

f．深度 1.3～1m：針葉樹花粉が急激に減少していく．

g．深度 0.5m以浅：冷温帯要素の花粉が高率となり，トウヒ属，モミ属の花粉はほとんど出現しなくなることから，後氷期の植生であると考えられる．

なお，分析結果からは最終氷期最寒冷期である酸素同位体ステージ2の花粉化石群集は明確に識別できず，この時期の堆積物は欠如している可能性が大きい．

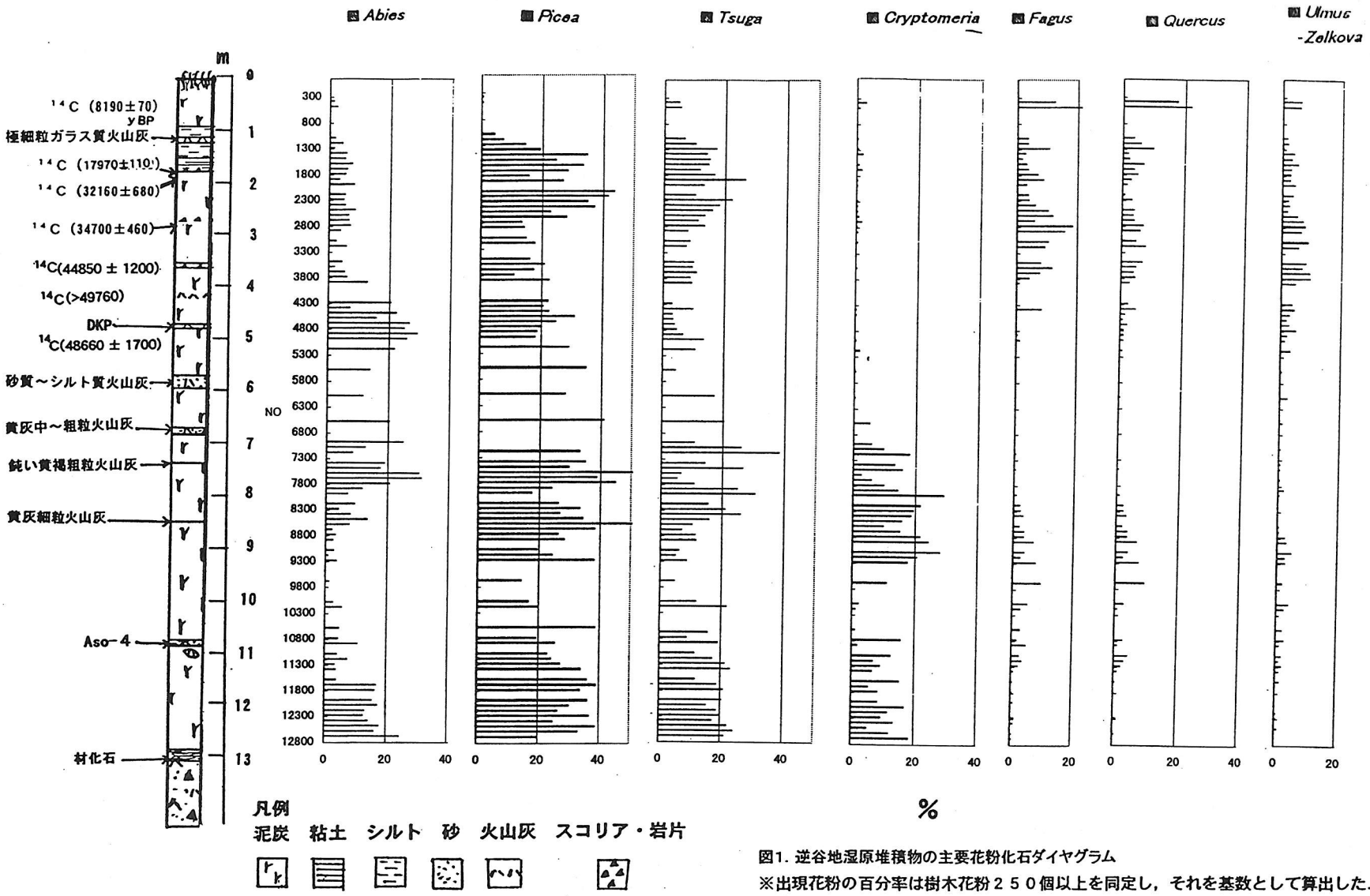


図1. 逆谷地湿原堆積物の主要花粉化石ダイヤグラム
※出現花粉の百分率は樹木花粉２５０個以上を同定し，それを基数として算出した.

O-36 ニュージーランド北東部Poukawa湖における過去約65,000年の絶対花粉量分析

奥田昌明 (千葉中央博)・J. Flenley (Massey Univ.)・J. Shulmeister (Victoria Univ.)

Masaaki OKUDA, John R. FLENLEY, James SHULMEISTER; Absolute pollen results of the last 65,000 years from Lake Poukawa, Northeast New Zealand.

南半球の中緯度地帯に位置する島国ニュージーランドは、太平洋プレートの沈み込みに起因する活発な造山活動と、暖温帯〜冷温帯の植生に特徴づけられ、日本とよく似た条件下にある。しかしながら最寄のオーストラリア大陸から 7,000 万年前に分離して以来周辺との交流がないために、独自の植生が発達している。その構成は我々の常識とはかけはなれたもので、海岸低地は針葉樹のマキ科（Podocarpaceae）に広葉樹が随伴する常緑林、山岳斜面は南極ブナ（*Nothofagus*）林である。我々が見慣れたブナ科、マツ科、カバノキ科などの樹木は自生していない。このニュージーランド島には、約千年前にポリネシア人が、そして約 200 年前にヨーロッパ人が入植してきた。よってその植生史研究は、後氷期の自然植生が人間活動によって攪乱されていく様子を復元することに重点がおかれ、更新世以前の花粉データは極めて少ない。南島内陸部では現在でさえ氷河が存在していることから、氷期には完全に無植生だったとされている。また北島最北端ではデータが乏しいものの、その温和な気候から氷期にも現在と同じようなマキ科-広葉樹の状緑林が存在していたのではないかと想像されている（McGlone, 1988)。 これにたいして北島南部は比較的花粉データが豊富で、最終氷期にはマキ科低木の *Halocarpus* ・*Phyllocladus*・アカネ科の *Coprosma* ・ ヤブコウジ科 の *Myrsine* ・ ゴマノハグサ科 の *Hebe*・エパクリス科 の *Dracophyllum*・キク科・イネ科などによる低木林が優先していたことが示されている（McLea, 1990 など）。

Poukawa 湖はこの北島の南東岸 Hawkes Bay 地域に位置する大きさ 1 km 程度の湖である（標高 27 m）。今回の試料は、この Poukawa 湖岸の湿地帯から採取された 198 m コアの上部 105 m で、その最上部 0-8 m が完新世の泥炭、主要部 8-98 m が最終氷期の石灰質粘土〜シルトで、最下部 98-105 m にふたたび泥炭・ユッチャからなる有機質層が現れる。ここからはウラン・トリウム（U/Th）年代および二点の Optically Stimulated Luminescence (OSL) 年代測定がそれぞれca. 54±4 ka・43±2 ka・65±5 ka の放射年代を与えており、この有機質層が Stage 3 の亜間氷期に対応することを示し

ている。この柱状試料はさらに北島内陸の火山地帯からとんできた多数の広域テフラをふくんでおり、周辺のデータとの対比が可能である。その中の顕著なものにたいしてはすでに放射年代値が得られており、本柱状試料の最上部 0.95 m に確認された Taupo 軽石層が 1.8 ka、18 m の深さに確認された Kawakawa 火山灰が 22.6 ka とされている。このようにこの試料では非常に良好な時間層序が確立しており、この 105 m が過去約 65,000 年間を表していることがわかっている。

演者らはこの試料に対して、相対花粉分析および絶対花粉量分析をおこなった。前者は伝統的な花粉分析で、どんな種類の花粉が何％の割合で含まれているかを復元するものである。これは算出法が簡単で、ニュージーランドにおける既存の花粉データはすべてこの形式で表されてきた。それにたいして後者の絶対花粉量分析とは、一定量の堆積物中に化石花粉が何粒含まれているか、という絶対量を復元するもので、算出法はやや複雑であるものの、化石花粉の含有濃度が低い氷期のサンプルに対して特にその必要性が認識されている。その結果はとくに氷期の部分について大きな食い違いをみせた。相対分析の結果が *Nothofagus*（南極ブナ）と *Cyathea*（ヘゴなどの木性シダ）を中心とした温帯林を復元したのにたいし、絶対分析の結果は植生密度が非常に低い低木林・草原を復元した。講演では、このような食い違いがなぜおこるに至ったかという考察と、Poukawa　湖周辺の氷期の復元植生としてはどちらがより妥当であるか、の議論を行う。

花粉の同定にあたっては Moar (1993) および Palmerston North 市の Massey 大学地理学教室に収蔵してある 3,000 あまりのニュージーランド産現生花粉標本を使用した。なおこの研究は Wellington の Victoria 大学が主催する共同研究の一環で、花粉分析と上記の年代測定のほかに、古地磁気分析・火山灰分析・珪藻分析・植物珪酸体分析など各種の分析が進行中である。

参考文献

McGlone, M.S. (1988). History of the New Zealand vegetation. In: Huntley, B. and Webb III, T. (eds.) *Vegetation history*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

McLea, W.L. (1990). Palynology of Pohehe Swamp, northwest Wairarapa, New Zealand: a study of climatic and vegetation changes during the last 41,000 years. *J. Roy. Soc. N. Z.*, **20**: 205-220.

Moar, N.T. (1993). *Pollen Grains of New Zealand Dicotyledonous Plants*. Manaaki Whenua Press, Canterbury, 200 pp.

O-37 第８回野尻湖陸上発掘における考古学的成果

市川桂子・野尻湖発掘調査団

Keiko ITIKAWA and Nojiri-ko Excavation Research Group ;
Archaeological Results of the 8 th Hill Site Excavation around the Lake Nojiri in 1998

第８回陸上発掘は，1998年８月３日から８月12日，８月18日から８月24日までの期間で，長野県信濃町の仲町遺跡で行われた（図1）．186名の参加者で3×3mのグリッドを５か所，合計45㎡を発掘した．今回の内容は発掘参加者全員によって得られた成果をもとに，野尻湖人類考古グループで検討した考古学的な成果の中間報告である．

発掘調査で得られた化石・遺物の総点数は1008点で，このうち考古関係の遺物は501点であった．出土層位は上部野尻湖層Ｉスコリア質砂礫層から柏原黒色火山灰層までである（図2）．これまで，野尻湖文化の遺物の出土するスコリア質砂礫層は約４万年前の中部野尻湖層に対比されてきたが，今回の調査で中部野尻湖層を削って堆積することが確認できたため，約3.3～3.9万年前の上部野尻湖層Ｉに対比された．

上部野尻湖層Ｉスコリア質砂礫層からは基部加工剥片，ナイフ形石器，スクレイパーなどが出土した。隣接する前回の陸上発掘グリッド（Ｐ-11）で見つかった野尻湖文化の遺物密集地の分布はさらにＯ-12，Ｐ-12へ広がることが分かった（図3）．前回の遺物を含めて60数点が集中し遺物に摩耗が少ない状況などから，ここが生活の場にかなり近い場所であると考えられる．また遺物密集地の中から黒曜石製の小形のナイフ形石器が出土し，フレイクやチップもまとまって出土した．これは日本で最も古い黒曜石の使用例であり，この地域での中期旧石器時代から後期旧石器時代への移行の状況を示すものと推定する．地質層序の変更と遺物の出土状況から本調査地区は野尻湖文化のなかでも最も新しい時期に位置づけられた．上部野尻湖層Ⅱ下半スナガラからはナイフ形石器，スクレイパー，ノッチなどの石器が出土した．上部野尻湖層Ⅱからは前回の調査でＡＴに対比されるヌカ-Ｉ火山灰層が検出されており，遺物の様相からも3～2.5万年前のものと思われ，後期旧石器時代の前半期に位置づけられる．上部野尻湖層Ⅱの上半とⅢからは1.5～1.3万年前のものと思われる二側縁調整のナイフ形石器や木葉形尖頭器が出土した．

柏原黒色火山灰層の下底付近からは縄文時代早期（約7000年前）の土器や磨石，礫石錘などがまとまって出土しこの時期の生活面を検出できた．

図１　仲町遺跡の位置

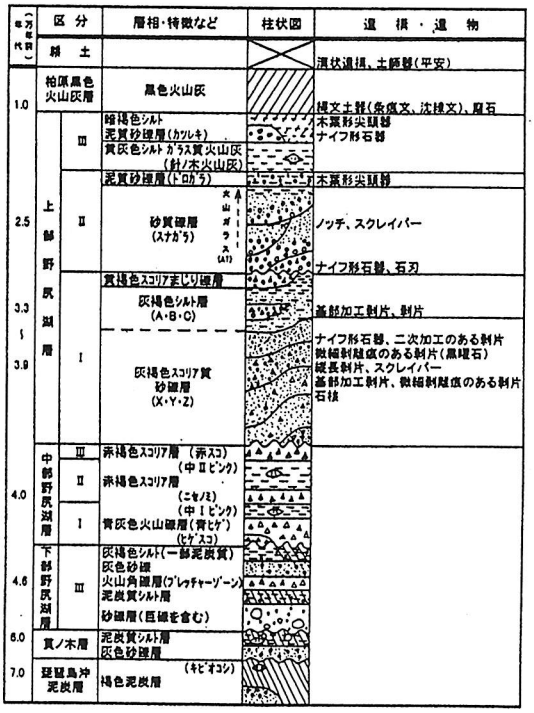


図２　発掘地の地質層序と主な出土遺物

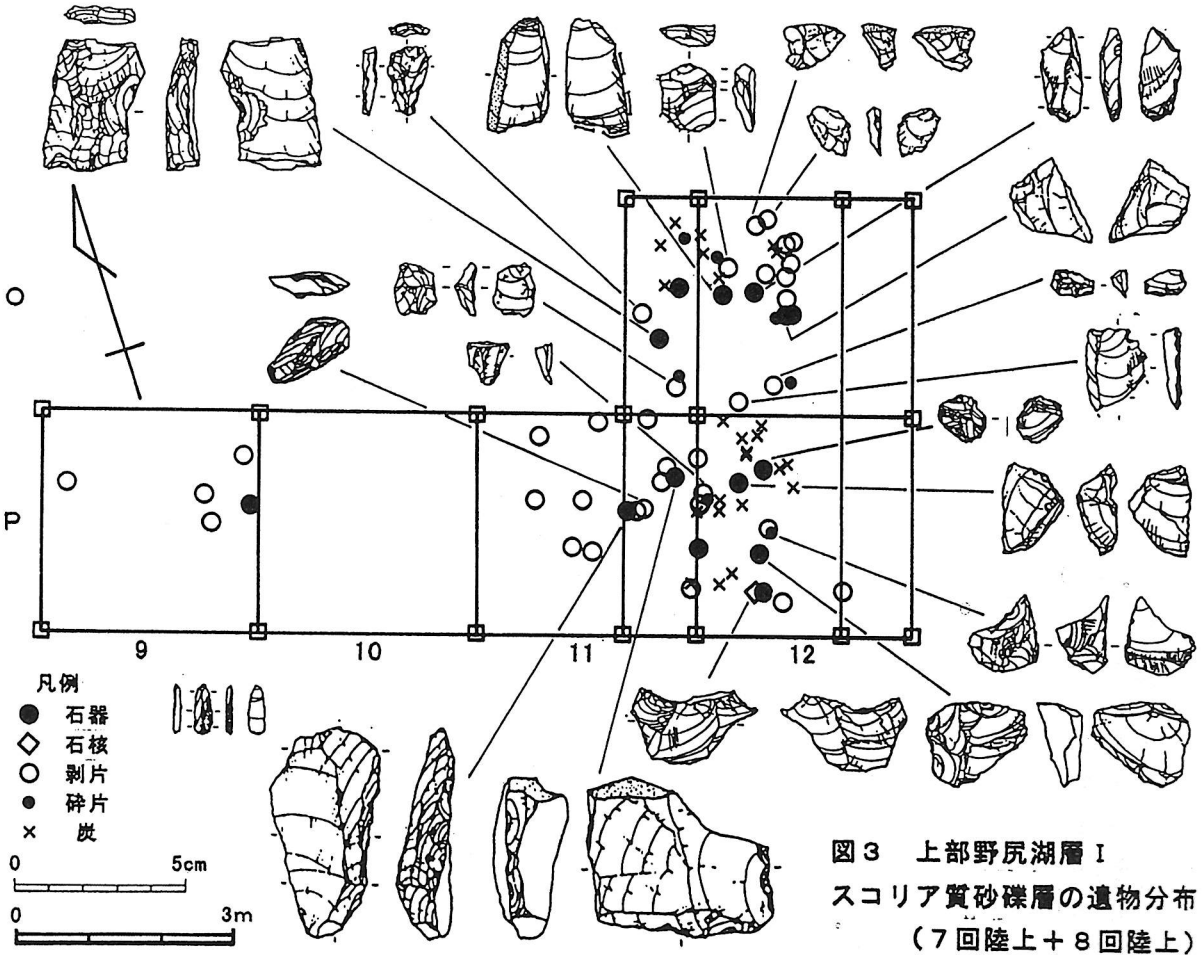


図３　上部野尻湖層Ⅰ
スコリア質砂礫層の遺物分布
（７回陸上＋８回陸上）

O-38 帯広市稲田１遺跡の細石刃石器群における掻器

高倉　純（北海道大学）

Jun TAKAKURA: End Scraper of Microblade Industries in Inada 1 site, Obihiro City.

北海道の細石刃石器群には定形的で多量の掻器が伴出する場合が多い。それらの掻器については、「常呂パターン」仮説を検証するために遺跡をのこした集団を同定するという目的から、加藤晋平他（1970）によって検討がくわえられている。本研究では、集団同定という目的ではなく、石器の「ライフヒストリー」の後半、すなわち石器の加工・使用・再加工、そして遺跡への放棄にいたる過程の復元を目的に分析を試みる。そうした過程の復元は、遺跡から検出される各器種の使用頻度・消耗性・遺失性・再生可能性の把握、ひいては遺跡でおこなわれていた活動復元に基礎的なデータを提供することになろう。

対象とする資料は、帯広市稲田１遺跡から出土した 78 点の掻器である。稲田１遺跡は、十勝川の支流、売買川の右岸段丘上に立地する遺跡で、1996 年に帯広市教育委員会によって発掘された。稲田１遺跡から出土した石器群は、細石刃核の出土はないものの、細石刃および共伴する掻器・彫器・削器・有茎尖頭器・尖頭器・石刃核の諸特徴からみて、忍路子型細石刃核によって細石刃が製作されている細石刃石器群と考えられる（山原 1997）。

分析で取り上げた属性は、①最大長、②最大幅、③最大厚、④刃部幅、⑤刃部厚、⑥刃部角、⑦刃部形態（収斂形か分散形か）、⑧刃部調整（階段状剥離の有無）、⑨傾斜角、⑩中心角、⑪刃部の位置（素材の打面側か端部側か）、⑫両縁形態（両側縁が並行か基部に収斂しているか）、⑬突線長、⑭素材（石刃か剥片か）、⑮石材である。他に折れ面や打面についても記載をおこなったが、ここでは取り上げない。属性の計測・分類方法は、築瀬祐一（1985）に従った。属性間の相関関係の摘出には x^2 検定を用い、属性間の関係を把握するために林の数量化３類によって多変量解析をおこなった。

分析結果は以下の通りである。

①刃部厚、刃部角、刃部形態、刃部調整、素材、両縁形態の間で有意な相関関係が認められたが、それには石刃と剥片という素材の差異が大きな影響をあたえていることが判明した。刃部の属性のなかで刃部再生の存在を示すような属性間の相関関係は認められなかった。

②接合資料には刃部付近を折ったのち再生しているものが認められる。この遺跡の掻器では、同一刃部に対する加工によって刃部再生がなされるのではなく、折ったのち再び刃部を作出することによって刃部再生がなされていた可能性が高い。

③稲田１遺跡の掻器は、刃部再生による消耗をうけることなく遺跡に放棄されたものと考えられる。

引用文献

加藤晋平・畑　宏明・鶴丸俊明　1970「エンド・スクレイパーについて」『考古学雑誌』第55巻第３号

築瀬祐一　1985「乱馬堂遺跡におけるエンド・スクレイパーの属性分析」『考古学研究』第31巻第４号

山原敏郎　1997『帯広・稲田１遺跡』帯広市教育委員会

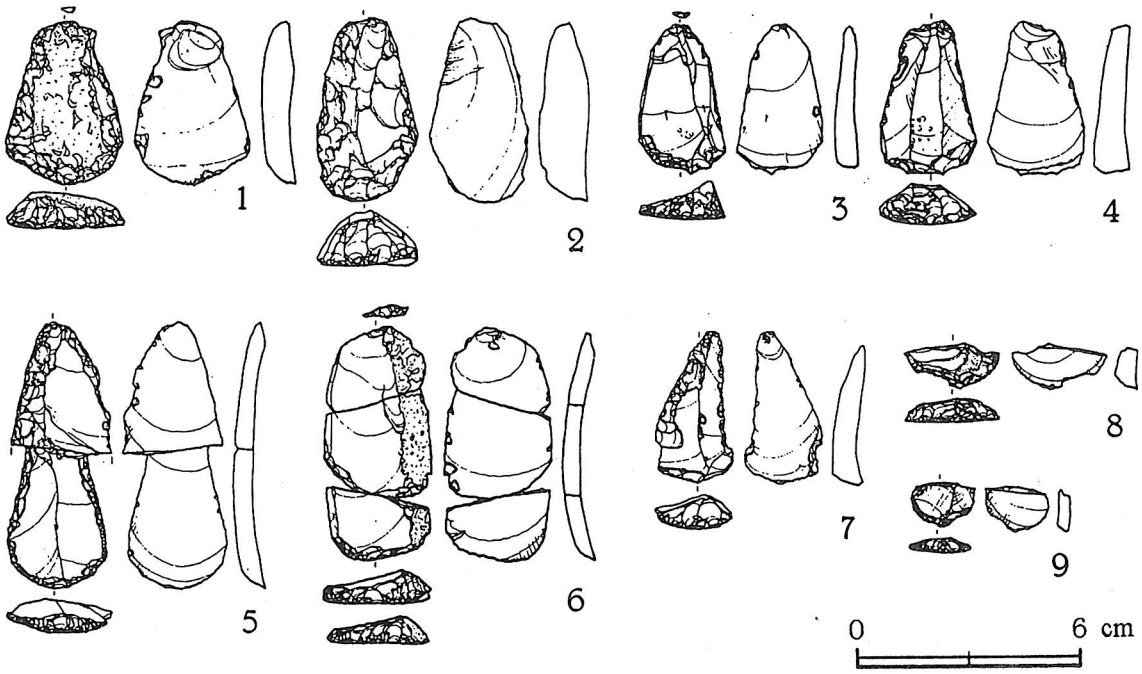


図１　稲田１遺跡出土の掻器

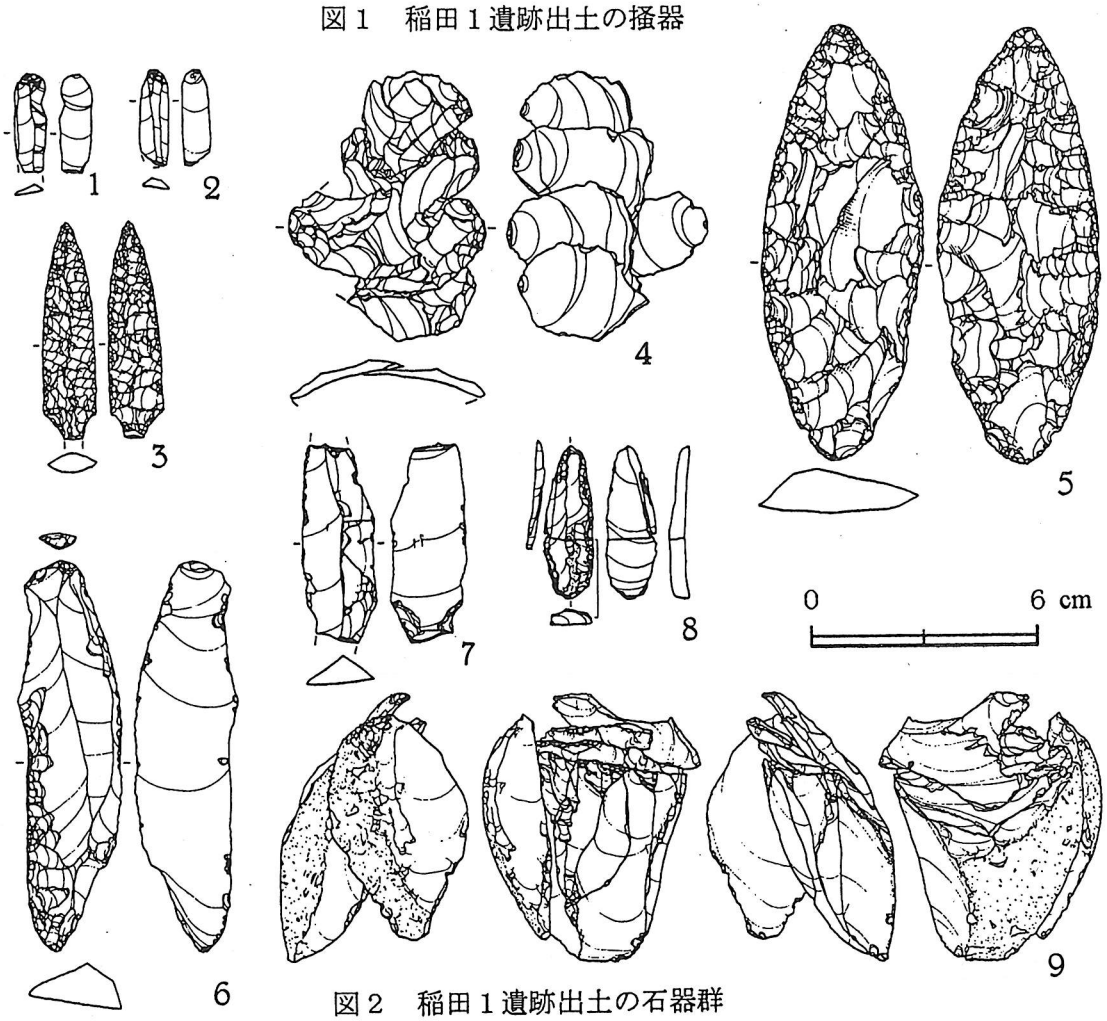


図２　稲田１遺跡出土の石器群

O-39　広島県帝釈峡遺跡群における後期更新世～完新世の中・大型哺乳類の大きさの変化(予報)

藤田正勝(大阪市大・理)・河村善也(愛知教育大・地学)

Masakatsu FUJITA and Yoshinari KAWAMURA : Preliminary report on the size changes in Late Pleistocene to Holocene larger mammals from the Taishaku-kyo sites, Hiroshima Prefecture, west Japan.

第四紀の哺乳類に見られる顕著な大きさの変化は，欧米など諸外国ではよく知られた現象である．特に，後期更新世から完新世にかけての時期には，種々の哺乳類で Postglacial dwarfing と言われる顕著な小型化があったとされる．しかし，わが国ではこの時期の哺乳類の大きさ変化の実体は，まだよくわかっていない．一方，広島県の帝釈峡遺跡群に属する多数の遺跡からは，厖大な量の哺乳類化石が産出しているが，それらには後期更新世から完新世にかけての各時期のものがあるので，それらの化石はわが国でこの時期の哺乳類の変化を追跡するのに非常によい材料となる．

そこで演者らは，この遺跡群に属する帝釈観音堂洞窟遺跡と豊松堂面洞窟遺跡の種々の層準から産出した４種類の中・大型哺乳類(タヌキ，テン，イノシシ，シカ属)について，その頬歯の大きさを計測し，その値を現生標本の計測値と比較して，後期更新世から現在にかけてのそれらの大きさ変化を調査した．調査の結果，明らかになったことをまとめると次のようになる．

(1) タヌキは縄文早・前期には現在よりやや大きく，前期から中期にかけてはさらに大型化したが，中期から高・晩期にかけてはやや小さくなり，その後さらに小型化して現在に至っていると推定される．

(2) テンは縄文早期から前期にかけて現在よりわずかに大きく，その後，縄文後・晩期にかけて次第に大きくなったが，晩期以後は逆に小さくなって現在に至っていると推定される．

(3) イノシシは先土器時代末から縄文早期までは現在よりやや大きく，縄文前期にはさらに大きくなったが，縄文中期以後は時代とともに小さくなって現在に至っていると推定される．

(4) シカ属は約５万年前には現在よりやや大きかったが，約５～２万年前にかけて次

第に小型化した後，約 1.5 万年前には逆にやや大きくなったと推定される．縄文早期から中期にかけては，それよりやや小さくなり，中期から晩期にかけては逆に大きくなったが，晩期以後は再び小さくなって現在に至っていると推定される．

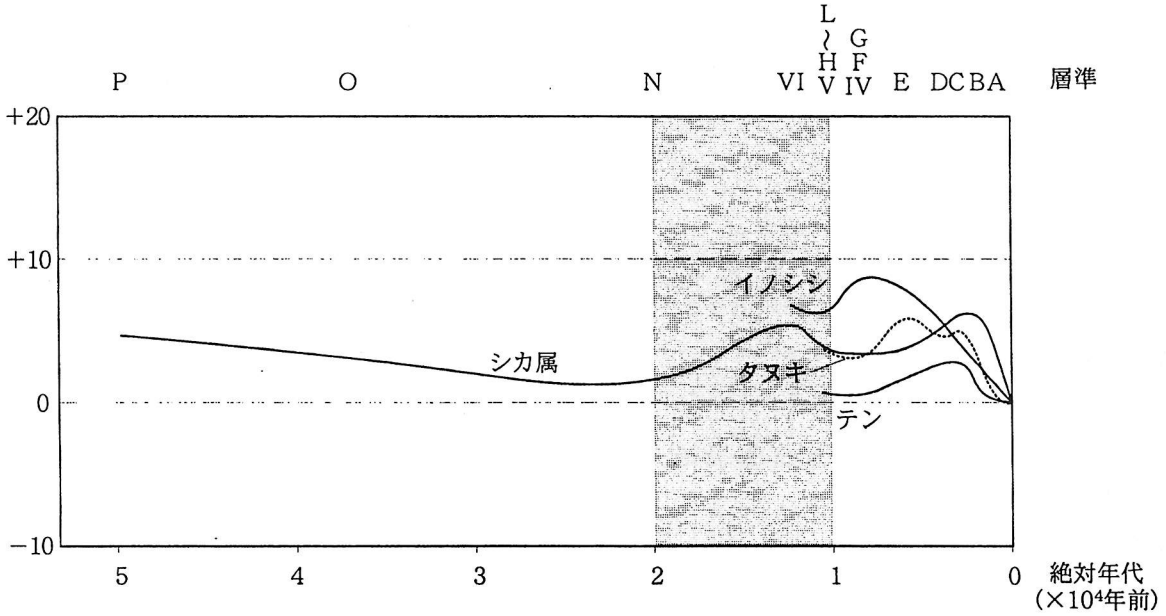
(5) これら 4 種類の大きさは後期更新世から縄文時代にかけて，常に現生のものより大きく，小型哺乳類のように現在より小型になった時期(藤田ほか，1997)があったと推定されるものはなかった．

(6) 大きさ変化の様子は種類によって異なっているが，縄文晩期以降は全体に小型化している．

(7) イノシシやシカ属の大きさ変化は，気温差に関係するクラインでは説明できない．

(8) シカ属の大きさについては，約 2 万年前から約 1 万年前にかけての動物相の変化や絶滅現象にはあまり影響を受けていないようである．

(9) 狩猟圧の増大や分布域の分断による島嶼化現象によってこれらの種類の小型化を説明するとすれば，そのような要因が作用したのはタヌキやテン，シカ属では小型化の見られる縄文晩期以降ということになる．イノシシでは縄文中期以降となるが，そのような要因で大きさ変化が説明できるかどうか，さらに多くのデータをもとに検討する必要がある．



中・大型哺乳類の頬歯の大きさの時間的な変化．大きさ変化の指数の代表値の時間的な変化を表す．

O-40 十勝平野に分布する活断層のセグメンテーションについて

越後智雄（千葉大学・院）

Tomoo ECHIGO : The Segmentation of Active Faults in the Tokachi Plain, Hokkaido,Japan

1．はじめに

北海道における第四紀後期の応力解放は，主に日高前縁部の石狩低地帯東縁ならびに背後側の十勝平野東縁で行われてきたとされている（KIMURA, 1996）．十勝平野での活断層の活動性については，活断層研究会(1980，1991)，東郷・小野(1994)らにより B～C 級であるとされている．活断層の地表トレースは，断続的ではあるが南北約 80km の長さを有している．作業は，写真判読で活断層を抽出し，水準測量とハンドオーガーによる掘削を現地で行い，垂直変位量を測定した．上記データをもとに，起震能力の高いと考えられる活断層群のセグメンテーションについて，以下のことが明らかとなった．

2．断層分布と変位地形

十勝平野東縁断層群の地表トレースは，北端の足寄町中芽登から，平野東縁の丘陵に沿って西に張り出した弓状の形状を示しながら南端の更別村弘和に至る（図 2）．平野北部では，一部で 2 本のトレースが平行するが，概ね 1 本の断層に集約されている．一方，中部の中士幌から更別にかけての大部分では，2 ないし 3 本の地表トレースが平行しており，広いところでは断層間隔が東西に約 10km にも拡がっている．更に南方の断層トレースは，平野西縁の大樹町光地園付近から，広尾町の楽古川左岸付近まで確認できる．変位形態については，東縁の断層の一部と光地園断層で断層崖が確認できる他は，その殆どが撓曲である．撓曲変形を伴う理由としては，第四紀の堆積物が厚いことに由来すると考えられる．

3．平均上下変位速度分布とセグメント

変位地形の実測結果と平川・小野(1974)の段丘編年を基に，平均上下変位速度を算出した．南北の投影軸上にプロットする際には，平行する地表トレースがある場合にはその合算値を，合算できない場合には最小値に矢印をつけて表記した．その結果，変位速度分布で極大を持つ 3 つの領域が存在する．北から‘十勝活断層群北部セグメント’，‘十勝活断層群中部セグメント’，‘十勝活断層群南部セグメント’である．（図 3）．平野東縁断層は‘北部’・‘中部’に，光地園断層が‘南部’にそれぞれ該当する．最大の変位速度は，‘中部セグメント’帯広市南部の以平付近で 0.45(mm/yr)であった．

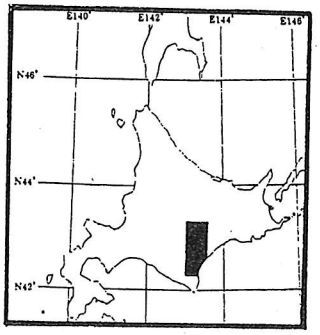


図 1　調査対象位置図

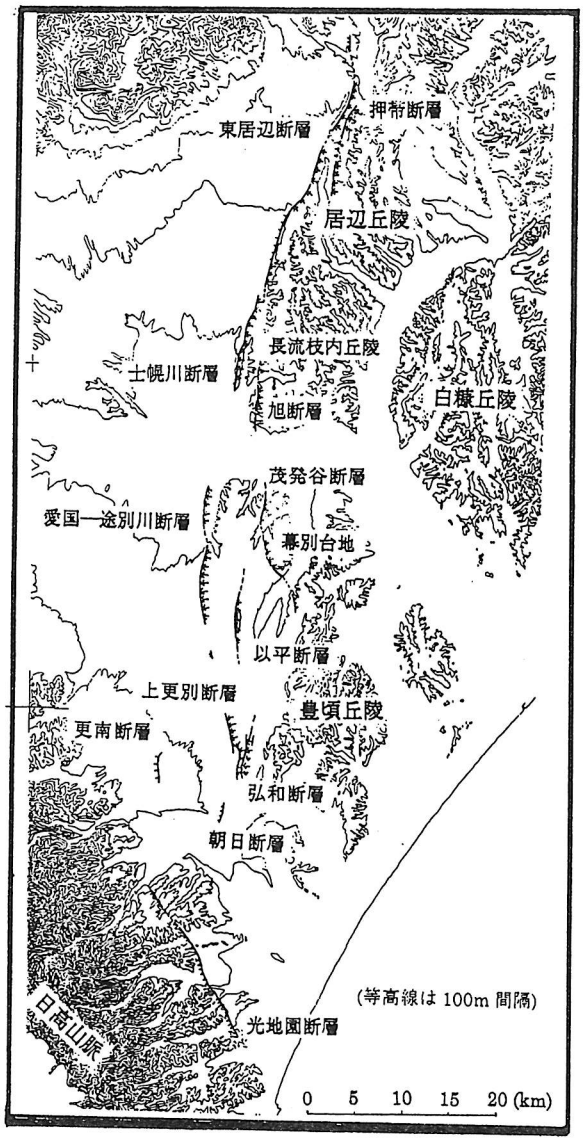


図 2 十勝平野の活断層分布図

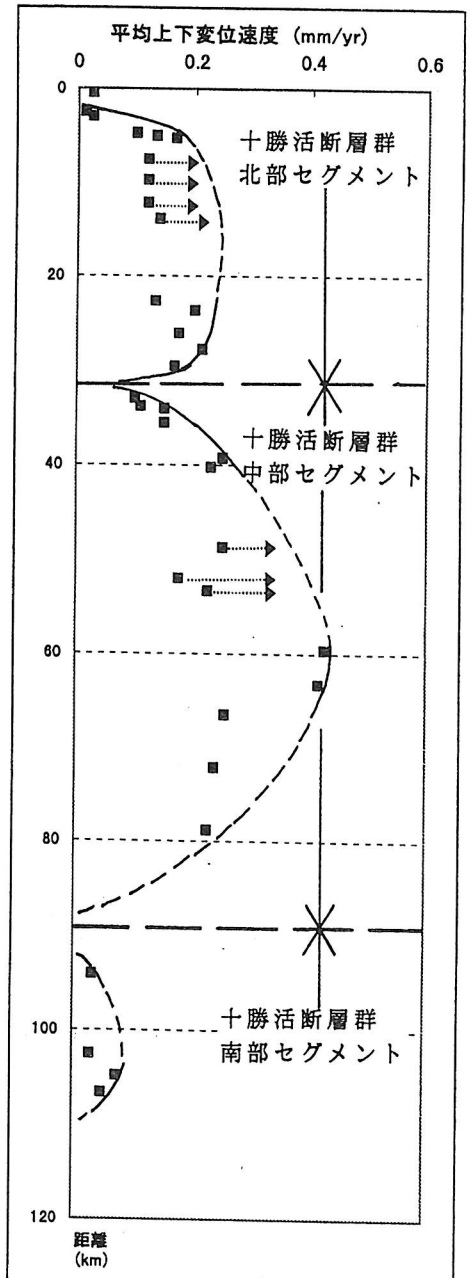


図3　十勝平野における
平均上下変位速度
南北投影図

O-41 養老断層の最新変位地形とその構造

東郷正美(法政大)・今泉俊文(山梨大)・佐藤比呂志(東大地震研)・岡田篤正・竹村恵二・石山達也・中西利典・大石　超・田中ゆかり(京都大)・中田　高(広島大)・宮内崇裕・宍倉正展(千葉大)・池田安隆　・田力正好・ 御竿健太郎(東大理)・平野信一(東北大)・澤　祥(鶴岡高専)・八木浩司(山形大)・水本匡起(法政大)・金田平太郎(四国電力㈱)・原口　強(復建調査設計㈱)

Masami TOGO, Toshifumi IMAIZUMI, Hiroshi SATO, Atsumasa OKADA, Keiji TAKEMURA, Tatsuya ISHIYAMA, Toshimichi NAKANISHI, Koeru OISHI, Yukari TANAKA, Takashi NAKATA, Takahiro MIYAUCHI, Masanobu SHISHIKURA, Yasutaka IKEDA, Masayoshi TAJIKARA, Kentaro MISAO, Shinichi HIRANO, Hiroshi SAWA, Koji YAGI, Tadaki MIZUMOTO, Heitaro KANEDA and Tsuyoshi HARAGUCHI:
Holocene activity of the Yoro fault, central Japan

養老断層は、800m以上の高度を有する養老山地と新第三系～第四系が最大2000mの層厚に発達する濃尾平野を境しており、日本最大級の縦ずれ活断層として知られる．そして、北の池田山断層、宮代断層から，南は桑名断層，四日市断層へと連続する東落ちの逆断層群が形成する長大な活断層系の核心部をなす存在でもあるが，その詳しい断層構造や発達史，最近の平均変位速度，活動履歴など本断層の活断層としての諸特性については，未だほとんど明らかになっていない．演者らは、活動度が高い故に変位地形が破壊・埋積され、ほとんど保存されていないとされてきた“養老断層崖”下で、詳細地形判読により、養老断層の最近の活動性を解明するうえで重要な手かがりとなる断層変位地形の存在を新たに確認し、ジオスライサーを用いてそれらの地質構造と形成年代を把握するための調査を実施した。

調査地は，養老断層のほぼ中央，南濃町志津菖蒲原で，ここでは沖積低地内に構造性の段丘が生じており，その沖積段丘の先端部には膨らみを伴った撓曲崖とみなせる変位地形の一部が保存されている．この撓曲崖地形の断面構造を明確にするため、崖部から前面の沖積低地部に至る約60mの区間においてによるジオスライサーによる地層抜取を行った．掘削深度は5～6mで，地層抜取地点は合計21地点になったが，その内の19は，崖の基部前後に集中しており，ここでは地層抜取地点間隔が2mもしくはそれ以下となっている(図１)

[調査結果]：

1)崖面は，撓曲した灰色～青灰色粘土層(Ⅲa-b)の堆積面そのものであることが明確となった．厚さ2.5m前後の植物遺体を多く含むこのⅢa-b層の下位には顕著な泥炭層(Ⅲc：厚さ0.5～0.8m)，腐植質シルトの薄層を挟む青灰色細砂層(Ⅲd：厚さ1.3～1.7m)，淘汰のよい青灰色中粒砂層(Ⅲe：厚さ1.5m以上)が存在する．

2)崖の前面に位置する沖積低地面は，上記のⅢa-b層とは明らかに層相を異にする一

部で砂層を交えた軟弱な青灰色シルト層(Ⅱ)からなる。その下位には，特徴的な泥炭層(Ⅲc)を伴ったⅢ層下部層(Ⅲc-e)が概ね水平に存在することから，Ⅱ層は撓曲崖形成後その前面の低所に堆積したものである。

3)撓曲崖から東方により離れた地点21、16でも、Ⅲc層の続きと見なされる泥炭層が認められる。その分布深度が、ここで再び東に向かって大きくなる傾向を示すことから、Ⅲc層は、津屋川付近で今一度東向きの撓曲変形を被っていると考えられ、その上下変位量は、撓曲崖部のものと合わせると少なくとも５m程度に達していると推定される。

4)^{14}C年代測定の結果、Ⅲc-d層が1220~1650yBP、Ⅱ層下部は960yBPの値を示し、地点16でⅢc層を覆う地層(Ⅰ)はほぼ現成の河成堆積物であることが明らかとなった。Ⅱ層からなる沖積低地面は、津屋川以東に広がる濃尾平野面より約２m高位にある。したがつて、津屋川付近で認められる上記3)の撓曲はより新期に形成された可能性があり、Ⅲc層のおおよそ５mに及ぶ上下変位は、約1200yBP以後に起こった養老断層の２度(1220～960yBPと960yBP以降)の活動で生じたものと推定される。

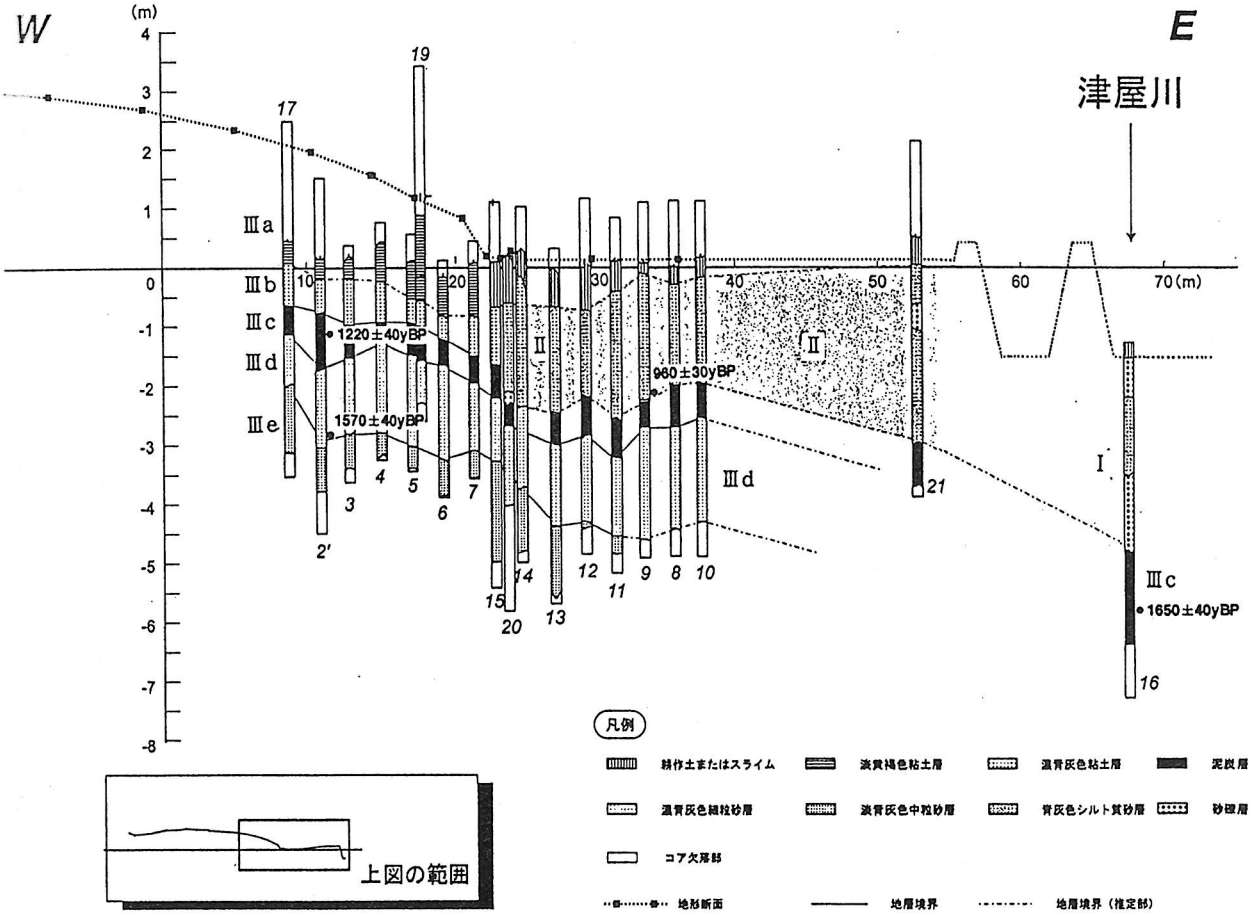


図1　調査結果

O-42　完新世における養老断層系の活動履歴
1586 年天正地震・745 年天平地震震源断層の可能性

須貝俊彦○(東大)・伏島祐一郎・粟田泰夫・吾妻　崇・苅谷愛彦（地質調査所）・
岩崎孝明（ｼﾞｵ・ｻｲｴﾝｽ）・小俣雅志（ｱｲ・ｴﾇ・ｴｰ）・中井信之・松山澄久
（地球科学研究所）・鈴木康弘（愛知県大）・中井正幸（大垣市教育委員会）
Toshihiko SUGAI (Univ.Tokyo), Yuichiro FUSEJIMA, Yasuo AWATA, Takashi AZUMA, Yoshihiko KARIYA (Geological Survey of Japan), Takaaki IWASAKI (Geoscience), Masashi OMATA (INA), Nobuyuki NAKAI, Sumihisa MATSUYAMA (GeoScience Lab.), Yasuhiro SUZUKI (Aichi Pref.Univ.), and Masayuki NAKAI (Education Board of Ogaki City),: Paleoseismicity of the Yoro fault system, Central Japan

1.はじめに

地質調査所では養老断層系（養老・桑名・四日市の各断層：Fig.1)の活動履歴調査を実施してきた．養老断層に関しては，最近百万年間の平均上下変位速度（約 2m/千年）[1,2] と最新活動時期（2～3 千年前以降）[3] を既に報告した．平成 10 年度に，養老断層の更に詳細な完新世活動履歴を解明する目的で岐阜県南濃町の羽沢地区と庭田地区において層序ピット・群列ボーリング調査を実施した結果，新知見を得たので報告する．

2.調査結果

羽沢地区：中部泥層（MM）堆積頂面（約 4ka）が 15m，上部砂層（US）堆積頂面（約 1.7ka）が 10m の上下変位を示す（Fig.2）．US 堆積中と US 堆積後に断層活動が認定される．
庭田地区：OFFLAP 構造をもつ撓曲が発達する（Fig.3）．U1（5.5～4ka；貝殻混じりシルト主体層）は MM に，U2（4～3ka；貝殻混じり細砂層），U3（3～2.5ka；細砂混じり有機質シルト層），U4a（2.5～1.7ka；4 世紀の土器片を多量に含む土石流堆積物と有機質シルト層）は US に対比される．U3，U4a，U4b（5～7 世紀のシルト～泥炭層）は約 6%，U5a（9～11 世紀のシルト層），U5b（12 世紀頃の洪水氾濫堆積物），U5c（14～15 世紀の泥炭～腐植質土）は約 3%で東へ傾下する．U6（16 世紀以新）/U5c，U5a/U4b，U2/U1 の間に西側隆起の増傾斜運動，すなわち，地下の断層活動に伴う撓曲崖の成長を認定しうる．
断層活動時期：以上から養老断層の最新活動時期は 14 世紀以降，一つ前の活動は 7～9 世紀の間と判断される（Fig.1）．また，約 4～3 千年前の間にも断層活動が推定される．

3.歴史地震との対比

養老断層は，14 世紀以降の活動が認められたことから，1586 年天正地震（M7.8）[4] の震源断層の一つである可能性がさらに高くなった．また，養老断層の一つ前の活動は 745 年天平地震（M7.9）[5] に対比できる．

4.断層変位量と破壊セグメント

養老断層の一度の活動による上下変位は約 5m（Fig.2 より 2 回で 10m，3 回で 15m）と推定され，桑名断層の最近 2 回の上下変位量（各々約 6m）[6] に匹敵する．養老断層と桑名断層は，上下変位量がほぼ等しいことや活動時期が重なること（Fig.1）から，単一の破壊セグメントを構成している可能性が高く，その全長は約 45km（宮代断層含む）に達する．さらに，同一セグメントに四日市断層（Fig.1；最近 2 千年間の上下変位量約 6m）[6] と池田山断層（岐阜県が調査中）が含まれる可能性もある．

文献 1) 須貝・杉山・横田 (1998) 地震学会予稿集 p121, 2) 須貝・杉山 (1998) 地質調査所速報 55-65, 3) 須貝・杉山ほか (1998) 地調速報 67-74, 4) 飯田 (1987) 天正地震誌 名大出版会, 5) 宇佐美 (1996) 新編日本被害地震総覧 東大出版会, 6) 須貝・粟田・下川 (1998) 地調速報 75-90, 7) 須貝・粟田ほか (1998) 地震学会予稿集 p122, 8) 活断層研究会(1991)新編日本の活断層，東大出版会

5.まとめ

養老断層は，確実度 II の B 級活断層とされていた[8]が，地質調査所の一連の調査[1,2,6~7]によって，(1)日本の内陸域では最大級の上下変位量（一回 5～6m）と断層破壊セグメント長（45km）を有する A 級活断層であること，(2)内陸直下地震としては最大規模とされる２つの歴史地震（1586 年天正地震と 745 年天平地震）の震源断層である可能性が高いこと，が判明した．今後の課題として，(1)養老断層の最新の活動間隔（841 年）が平均間隔（約 1500 年）より短いことの意味づけ，(2)天正地震の他の震源断層とされる阿寺断層や御母衣断層と養老断層の相互関係の検討，(3)養老断層の破壊セグメントの正確な評価があげられる．

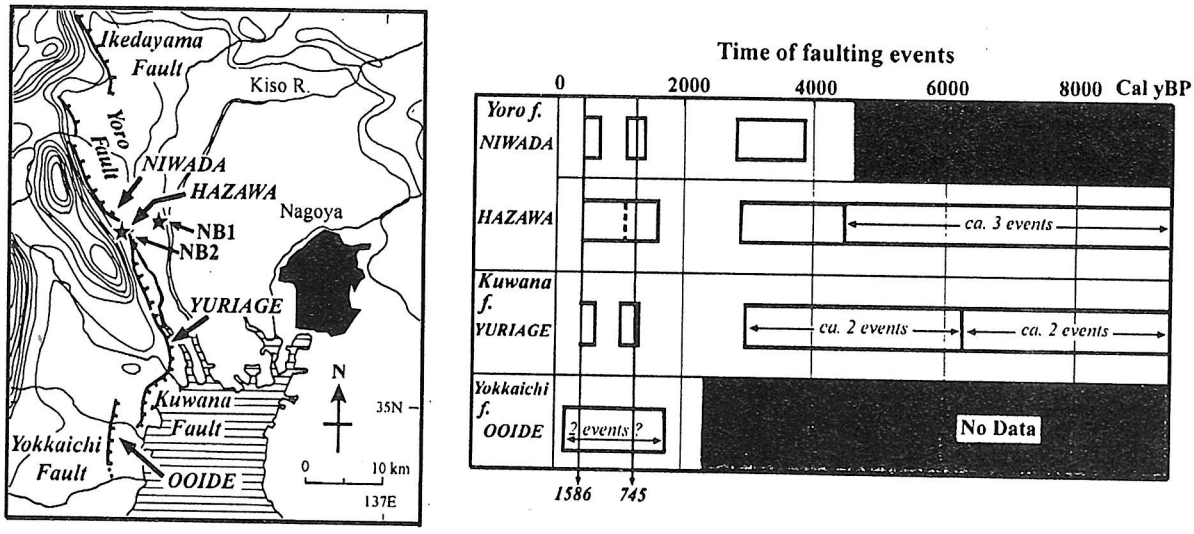


Fig. 1. Location of the Yoro fault system (left) and its Space-time diagram.

Fig. 2. Geologic cross-section at HAZAWA.

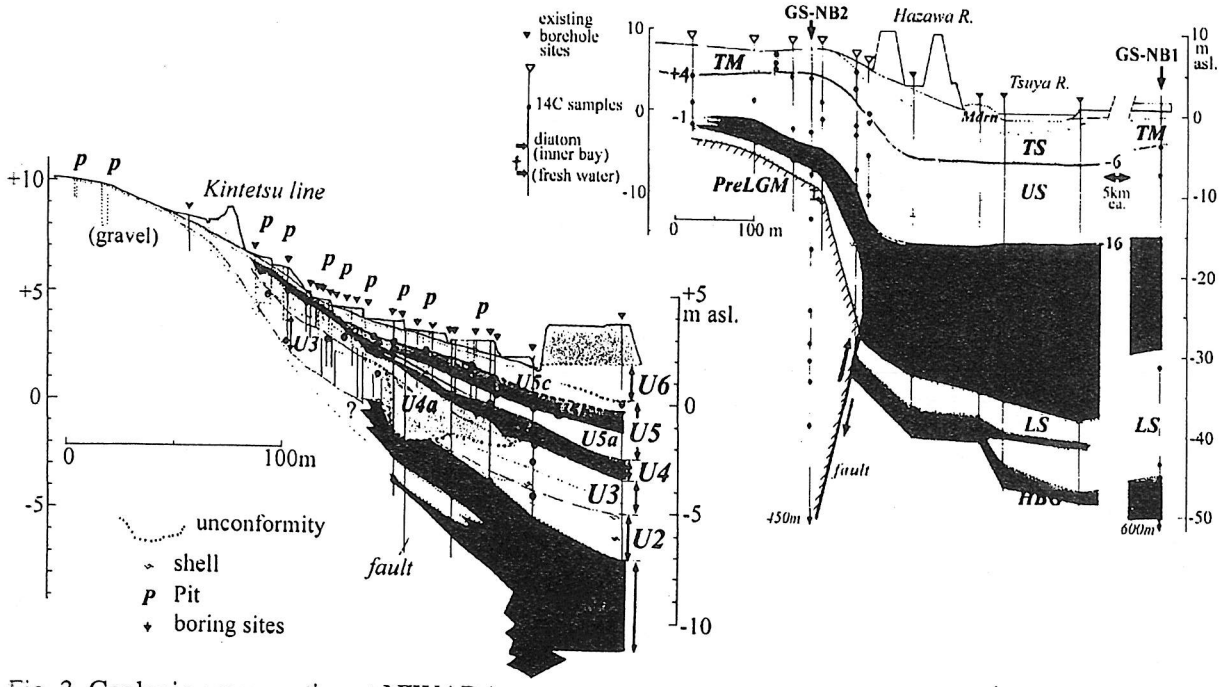


Fig. 3. Geologic cross-section at NIWADA.

O-43　隆起石灰質遺骸コアから推定される室戸岬の隆起様式

前杢　英明（山口大学教育学部）

MAEMOKU Hideaki; Late Holocene Uplift in Cape Muroto Deduced from Core Samples of Emerged Calcareous Remains

1．はじめに

室戸岬には，海面高度付近の岩場に密集して付着するさまざまな海棲生物が分布している．これらの生物のうち，環虫類のヤッコカンザシ（*Pomatoleios kraussii*）は，直径数ミリ，長さ数センチの細長い石灰質の棲管の中で生息している．潮間帯中部の岩場では棲管が密集して群体を形成し，その厚みが数十センチに達するものもある．

室戸岬は海成段丘が分布する第四紀後期の隆起地域であり，岬の隆起に伴って，このような生物（の棲管）も岩礁とともに隆起して化石化し，現在では標高約9m付近まで，岩場のさまざまな場所に付着している．

ヤッコカンザシの潮間帯中部に群棲する性質や，放射性炭素年代測定が可能な炭酸塩の殻をもつことから，ヤッコカンザシ群体の分布高度と形成年代を調べれば，室戸岬の最近数千年間の地殻変動史を詳細に復元できる可能性がある．

演者は，1988年に室戸岬において上記に関する調査を行い，後期完新世の相対的海水準変動曲線を描いた（図１）．図１から，間欠的な地震隆起によって岬が隆起してきたという結果を導き，従来の研究や測地データから計算される隆起様式とは異なるものとなった．従来は，南海地震時には急激に隆起するが，地震後数年間は速やかに沈降し，その後は緩やかに沈降を続けるといった上下運動をしており，約110（100～120）年の間隔で発生する地震時の隆起と地震間沈降量の差し引き分（約25cm）が残留し，隆起が累積すると言われていたからである．

演者が行った1988年の研究では，14C年代測定を，多量の試料を必要とするメタノール液体シンチレーション法で行ったため，厚さ数センチほどの試料の年代の平均値しか得られていない．地震発生時期について年代値をさらに厳密に知るためには，ごく少量の試料で測定できるAMS法による年代測定を行う必要がある．また，厚さ数十センチもある大きな化石群体は，それ自身の成長過程や成長期間が，陸地と海面の相対的位置関係の変化を示す重要な証拠になる可能性があるが，群体の一部のみを採取して年代測定を行ったため，成長史を検討するために十分なデータが得られていない．このようなことから，本研究は，ヤッコカンザシの年代値に関して精度の高い新たなデータを収集して，室戸岬の完新世隆起史について再検討することを目的としている．

2．データの採取と年代測定

ヤッコカンザシ化石は，室戸岬から北東側の岩礁性海岸によく見られる．特に岬先端部からビシャゴ岩までの約1.5kmの海岸部には，層の厚い大きな化石群体が多数分布している．それらのうち，典型的な場所を６ヶ所程度選定し，調査地が国定公園内であるため、関係諸機関や地権者の調査許可証を取得した後，化石群体より試料の採取を行った。試料の採取は、ジオアクト社製の小型エンジンドリルとダイヤモンドビット付き40cmシングルコアチューブを用いて、直径5cmの連続コアサンプリングを行った。試料は全部で15本採取し、コアの総延長は約385cmであった。採取したコアは，途中の空隙やドリルの振動で折れているため，繋ぎあわせるために石膏で固定し，岩石カッターで縦方向に切断し，光学スキャナで読取った画像をパソコン上で拡大して堆積構造の分析を行った。その結果、長さ数十cmのコアはさらに数センチ程度の堆積ユニットに区分できることが確認された。次に各ユニットの年代値を知るため，マイクログラインダーによって各ユニットから幅2～3mm程度で10点ほどサンプリングし，それぞれのユニットの年代値をAMS法によって測定した。その結果，各ユニットは100～200年くらい年代差で，表面から深部にいくほど古くなる傾向が見らた。微量の試料で測定できるAMS法によって測定したため、標高9mで採取したコア最深部から、これまで知られていた最も古い年代よりさらに500年程度古い年代値が得られた。

当日は，さらなる年代測定結果に基づいて，図１（1988）の改訂版を作成し，室戸岬の隆起史について最新のデータを提示する．

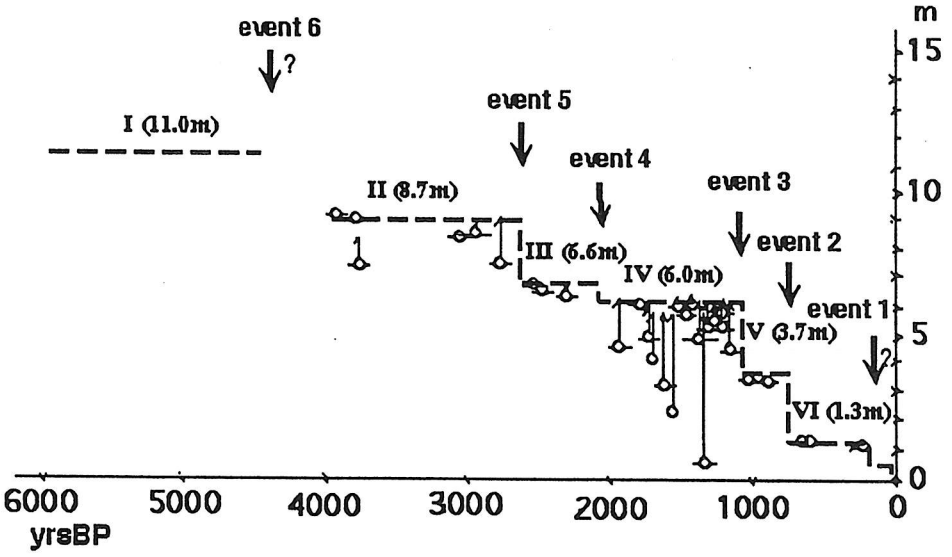


図１　室戸岬の後期完新世における隆起様式（前杢，1988を一部改定）

O-44　韓国南東部・蔚山断層の古地震活動
ー慶州市葛谷里における第2次トレンチ調査ー

鈴木康弘(愛知県立大)・渡辺満久(東洋大)・岡田篤正・竹村恵二(京都大)
・慶　在福(韓国教員大)・廣内大助(名古屋大)・金　幸隆・峯元　愛・大石　超・
中村洋介(京都大)・成瀬敏郎(兵庫教育大)
Yasuhiro SUZUKI, Mistuhisa WATANABE, Atsumasa OKADA, Keiji TAKEMURA, Jai-Bok KYUNG, Daisuke HIROUCHI, Haeng Yoong KIM, Ai MINEMOTO, Koeru Ooishi, Yohsuke NAKAMURA and Toshiro NARUSE: Paleoseismic activity on the Ulsan Fault ー Excatation study at Kalgok-ri, Kyongju City, southeast Korea in 1999ー

1.調査目的と調査地点の概要

従来，活断層の存在が確認されていなかった韓半島において，活断層の分布と活動度を明らかにする目的で，KOSEF(Korean Science and Engineering Foundation)による日韓合同調査が，1997 年から3ヶ年計画で組織された。この調査及びそれに先行する岡田ほか(1994：地学雑誌)などの調査によって，韓国南東部の梁山断層と蔚山断層の2条が活断層であることが確定している。

1999 年 5 月に，蔚山断層沿いの慶州市葛谷里においてトレンチ調査を実施した。この場所は 1998 年にトレンチ調査を実施した地点(Sトレンチ)，およびその約 300m北方(Nトレンチ)である。北側のトレンチ(Nトレンチ)については，当地域で変位の認められる最も低い段丘面上(最終氷期後期以降)で実施しており，最新活動時期および変位量の特定を主な目的としている(図2)。Sトレンチに関しては，1998 年のトレンチよりも掘削深度を約 1.5m 程度増やし，断層構造の把握に重点を置いた。

2.調査結果(速報)

Sトレンチにおいては，低角の逆断層面が確認され，この上盤側において，M1 面を構成する段丘礫層に，変位地形の特徴と調和的な著しい撓曲変形が確認された。1998 年のトレンチにおいては，やや高角の断層と低角断層の2条が確認され，その相互関係が不明瞭であったが，深度を増した今回のトレンチによって，低角の断層が主断層であり，高角の断層は比較的古い時期の断層面沿いに発生した副次的な断層であることがわかった。

Nトレンチにおいては，地層は8層に区分された。Ⅷ層～Ⅳ層までは，扇状地面を構成する粒径の異なる砂礫互層である。Ⅲ層はフラッドロームからなる古土壌。Ⅱ層は stageⅡのレス。Ⅰ層は表土である(図3)。Ⅲ層は土壌化が進み，クラックの中に上位のⅡ層が落ち込んでいる。このような特徴を持つⅢ層上部を斜めに剪断する断層面が確認された。この断層の上盤側ではⅣ層が衝上している。このことから断層活動が起きたのはⅡ層を挟在するⅢ層以降であるため，stageⅡのレスが堆積開始後に断層活動があったと判断される。

この時の明瞭な剪断すべり量は約 70cm である。これに対し，Ⅶ層における剪断変位量は 2m 近くあるため，変位の累積が確認される。なお，年代測定結果は未だ得られていないため，以上は現地における地層解釈に基づいたものである。

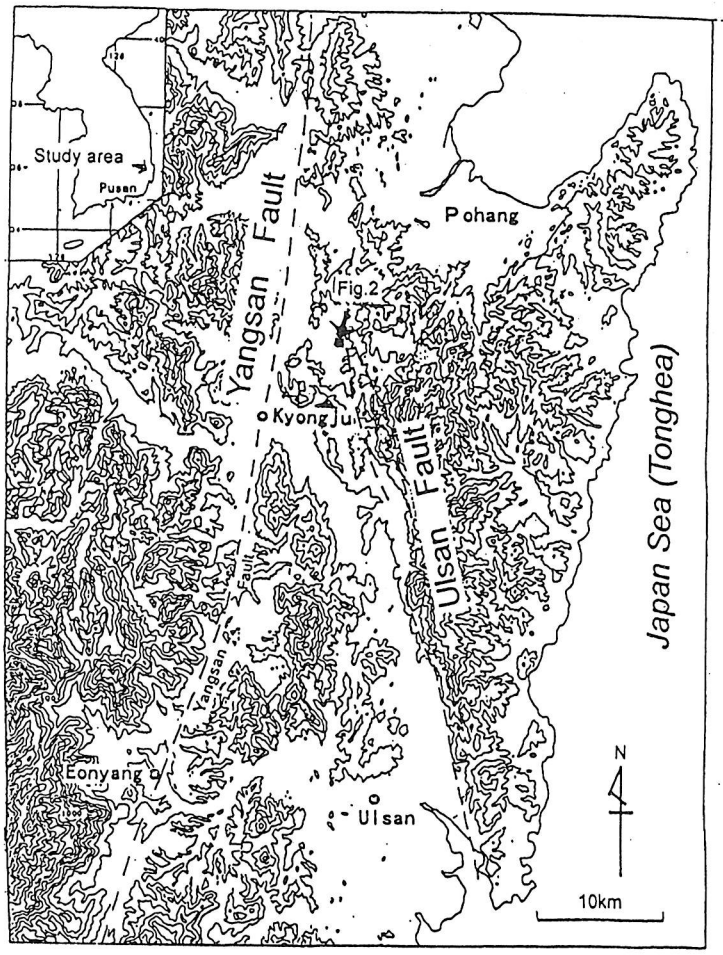


図1:韓国南東部の活断層と調査地点

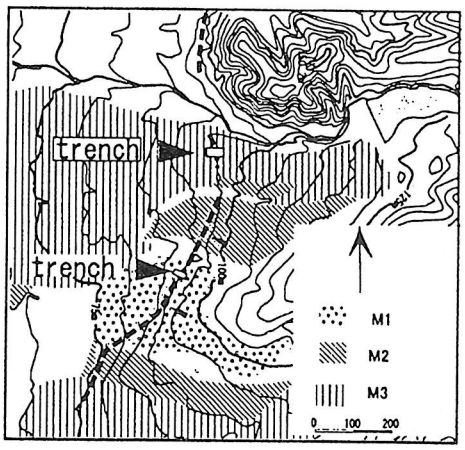


図2:調査地点周辺の地形面分類図

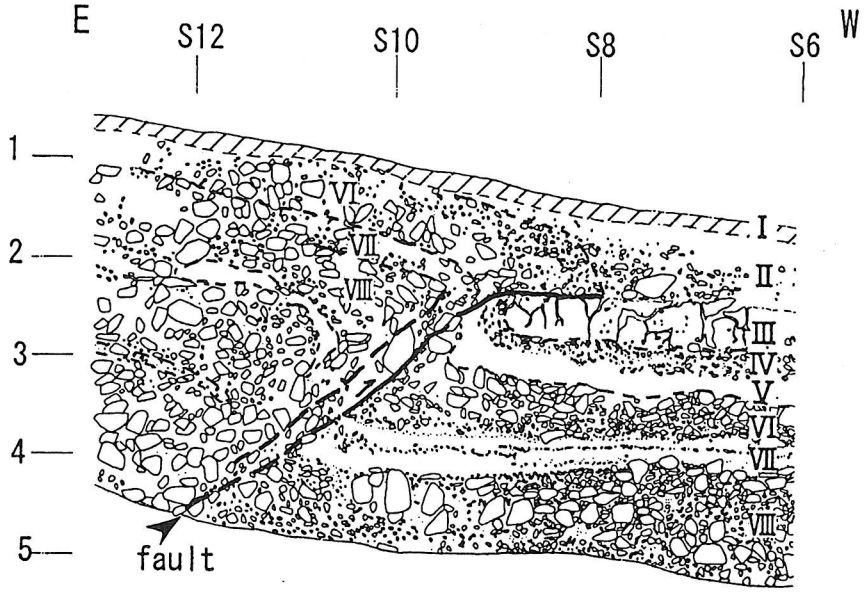


図3:Nトレンチ南面(断層近傍), Ⅰ～Ⅷは地層名

O-45　Western Australia, Hyden Faultのトレンチ発掘調査
－安定大陸地域の地震危険度評価－

A. J. Crone, M. N. Machette (U.S. Geological Survey, Denver), P. M. De Martini (Istituto Nazionale di Geofisica), 奥村晃史（広島大学), J. R. Prescott (University of Adelaide)

A. J. CRONE, M. N. MACHETTE, P. M. DE MARTINI, K. OKUMURA, and J. R. PRESCOTT: Trenching Study of the Hyden fault, Western Australia--towards the seismic hazard analysis in stable continental regions--

大陸内部の安定地塊で大地震が発生する頻度はプレート境界周辺に較べると著しく低い．しかし，ごくまれに発生する大地震は時として大きな被害を発生させる．それは，安定大陸地域では地震に対する備えがほとんど行われていないことや，プレート内部では地震波の減衰が小さいこと(Hanks and Johnston, 1992)に起因する．たとえば，1994年Killari（インド）地震（Mw 6.2）の被害は広い地域におよび11,000人もの犠牲者を数えた．また，1811年から1812年にかけて発生したNew Madrid (Missouri) 地震の規模はMs 8.5～8.75と推定され(Russ and Crone, 1989)，合衆国内陸で発生する地震としては最大級のものであった．人口や資本が集積している場所で，予期されなかった大地震が発生した場合の被害や社会的影響を考えると，安定大陸地域の活断層の活動様式と活動度を解明し，地震危険度を評価することの意義は小さくない．

典型的な安定大陸であるオーストラリアでは，1968年から1988年にかけて，地表断層を伴う地震が５回発生した．これまでTennant Creek (Crone et al., 1992), Marryat Creek (Machette et al. 1993)でトレンチ発掘調査が行われて，前回のイベントが５～10万年前にあったことが判明したが，複数のイベントから再来間隔を求めることはできなかった．筆者らは，1996年夏にオーストラリア南西部において歴史時代の断層運動が知られていない４つの断層（Fig. 2: Mt. Narryer, Hyden, Lort River, Roopena）を調査した．本発表では，Perth東方約300kmのHyden Faultの調査結果を中心に報告する．

Hyden Fault はWave Rockの北東約30kmの地点で害獣防除柵（Vermin Proof）をまたいで南北25kmにわたって延びる比高 2～3m の直線的な崖地形として認められる．断層の大部分が害獣防除柵の外にあったため，農耕による破壊を免れ，平坦な台地の中に明瞭な崖を認めることができる．

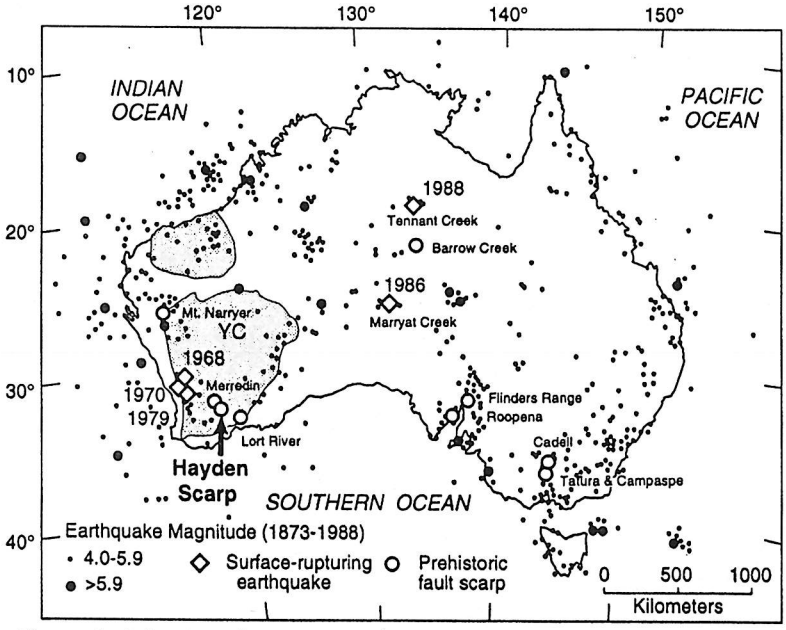


Figure 2. Seismicity (McCue, 1990) and active faults in Australia. Shaded areas are cratonic province in western Australia (YC: Yilgarn craton).

この低断層崖に深さ1.5～2m，長さ20mのトレンチを掘削した．断層崖斜面の上端付近に基盤岩とその風化殻，低下側の河成礫層，および断層運動に起因するとみられる崩積堆積物（slope colluvium）を切る高角な断層群が現れた．高角断層の存在は横ずれ成分の存在を示唆する．

Slope Colluvialおよび河成堆積物と断層の関係から２回のイベントが推定された．Adelaide大学で行われた河成堆積物（砂・シルト）のTL年代測定から，これらのイベントの発生時期はは約３万年前，約５万年前と推定された．

Table: Historic earthquakes with documented surface rupture in stable continental regions

Name and location	Date	Magnitudes	Style	L(km)	D (m)
1 Cutch, India	1819-06-16	Ms 7.25-8.25	Unknown	>90	7-9
2 Accra, Ghana	1939-06-22	M 6.5	Sinistral?	9-17	0.46
3 Central Sudan, Africa	1966-10-09	mb 5.1	Sinistral	6	0.0
4 Meckering, WA, Australia	1968-10-14	Ms 6.8; mb 6.0	Dextral>reverse	37	3.5
5 Calingiri, WA, Australia	1970-03-11	Ms 5.7; mb 5.7	Sinistral>reverse	3	<0.4
6 Cadoux, WA, Australia	1979-06-06	Ms 6.4; mb 6.3	Dextral>reverse	28	<1.4
7 Guinea, Africa	1983-12-22	Ms 6.2; mb 6.4	Dextral	9.4	0.13
8 Marryat Creek, SA, Australia	1986-03-30	Ms 5.8; mb 5.7	Reverse >dextral & sinistral	13	~0.9
9 Tennant Creek, NT Australia	1988-01-22	Ms 6.3, 6.4, 6.7; mb 6.1, 6.1, 6.5	Reverse	32	1.8
10 Ungava, Quebec, Canada	1989-12-25	Ms 6.3; mb 6.2	Reverse>sinistral	10	1.8
11 Killari (Latur), India	1993-09-29	Mw 6.2; mb 6.3	Reverse	0.5	0.8

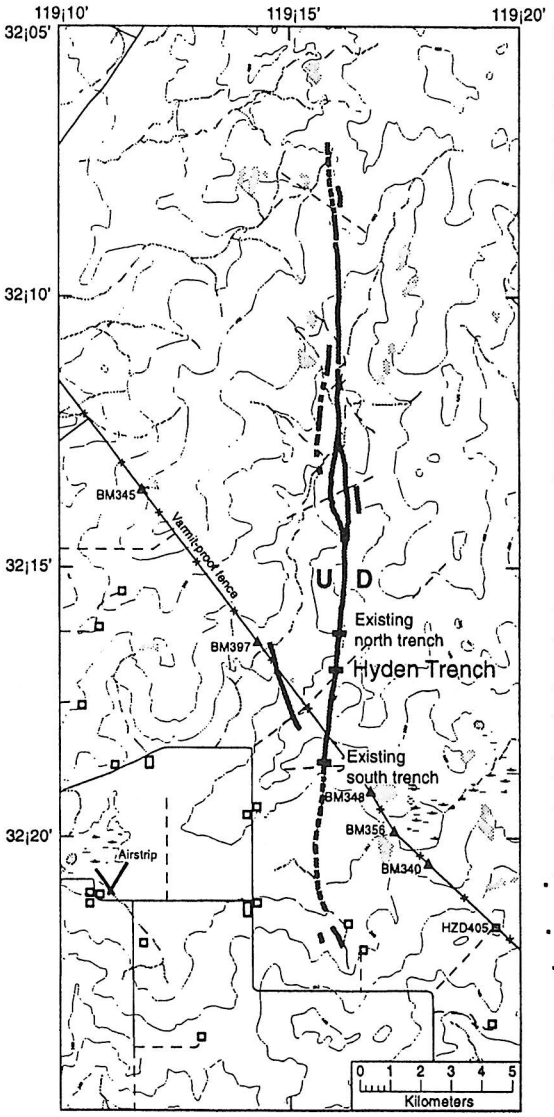


Figure 3. Map showing the Hyden fault scarp and tje trench sites.

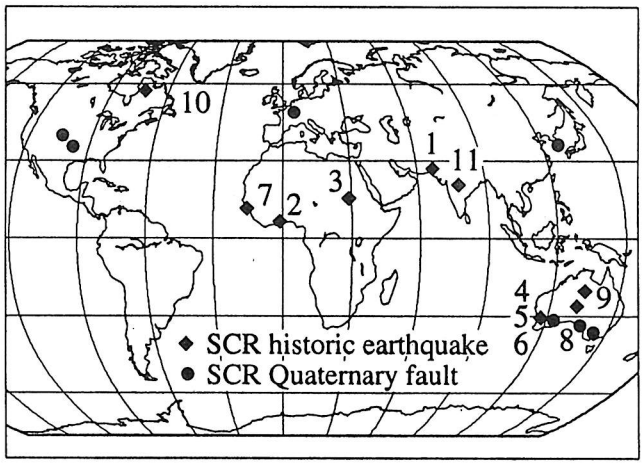


Figure 1. Distribution of SCR earthquakes and active faults

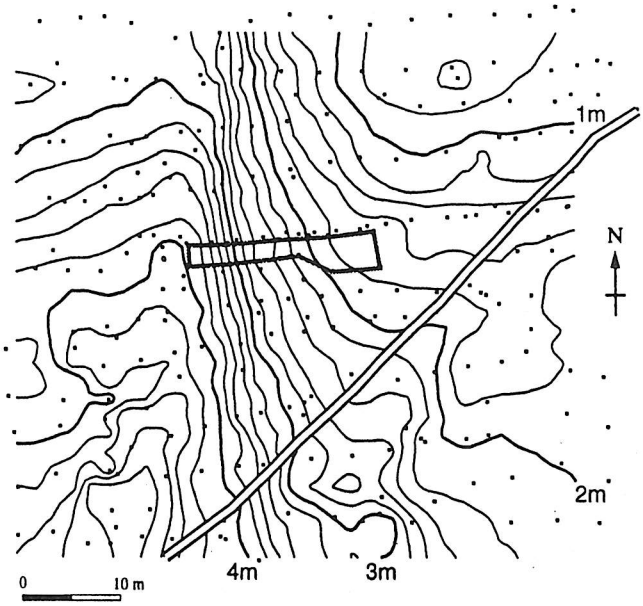


Figure 4. Detailed topographic map showing the Hyden fault scarp around the trench which is shown by gray line.

O-46 カトマンズ盆地南縁の活断層とその活動度

八木浩司（山形大学）・前杢英明（山口大学）・中田 高（広島大学）

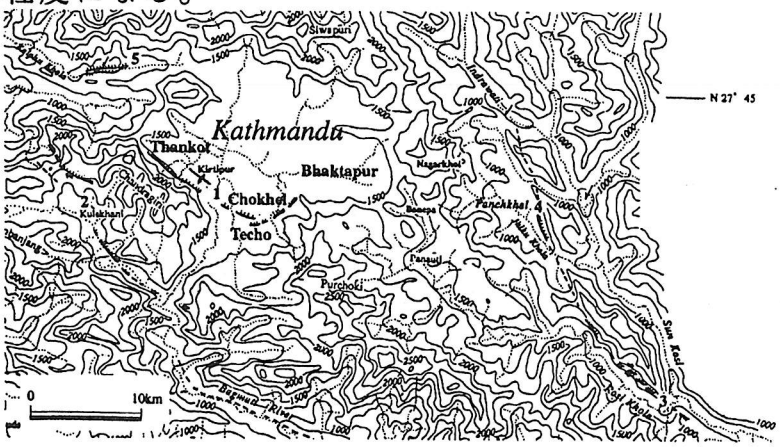
H.YAGI, H.MAEMOKU & T.NAKATA: Active fault system and its activity in the southern margin of Kathmandu Valley, Lower Nepal Himalayas

カトマンズ盆地は、ネパール低ヒマラヤ帯に位置し、カトマンズ・ナッペの形成に伴って発達した基盤の凹部が鮮新ー更新統で埋積されたと言われてきた。カトマンズ盆地内の活断層については、これまでカトマンズ南西部のキルティプール周辺の撓曲崖や活褶曲が部分的に明らかにされている（Saijo et al.,1995)。しかし、それらの盆地内での連続性や、断層系全体での変位分布等は従来報告がなかった。

カトマンズ盆地南縁に沿って最終氷期の扇状地を切る撓曲崖、構造性の凹地および段丘面のbuldge状の膨らみが、東西約20kmにわたって認められる。すなわちカトマンズ盆地西端のTankotから、Chandragiri山地の北麓を経てBagmati川を挟み、Chokhelに至る西北西-東南東走向の撓曲崖・buldge状の膨らみが認められる。Chokhelの南2.5kmのTechoから北東走向でBaktapur南西に至る小断層崖や撓曲崖が、山麓線から1～2km盆地側の位置に連続する（第1図)。

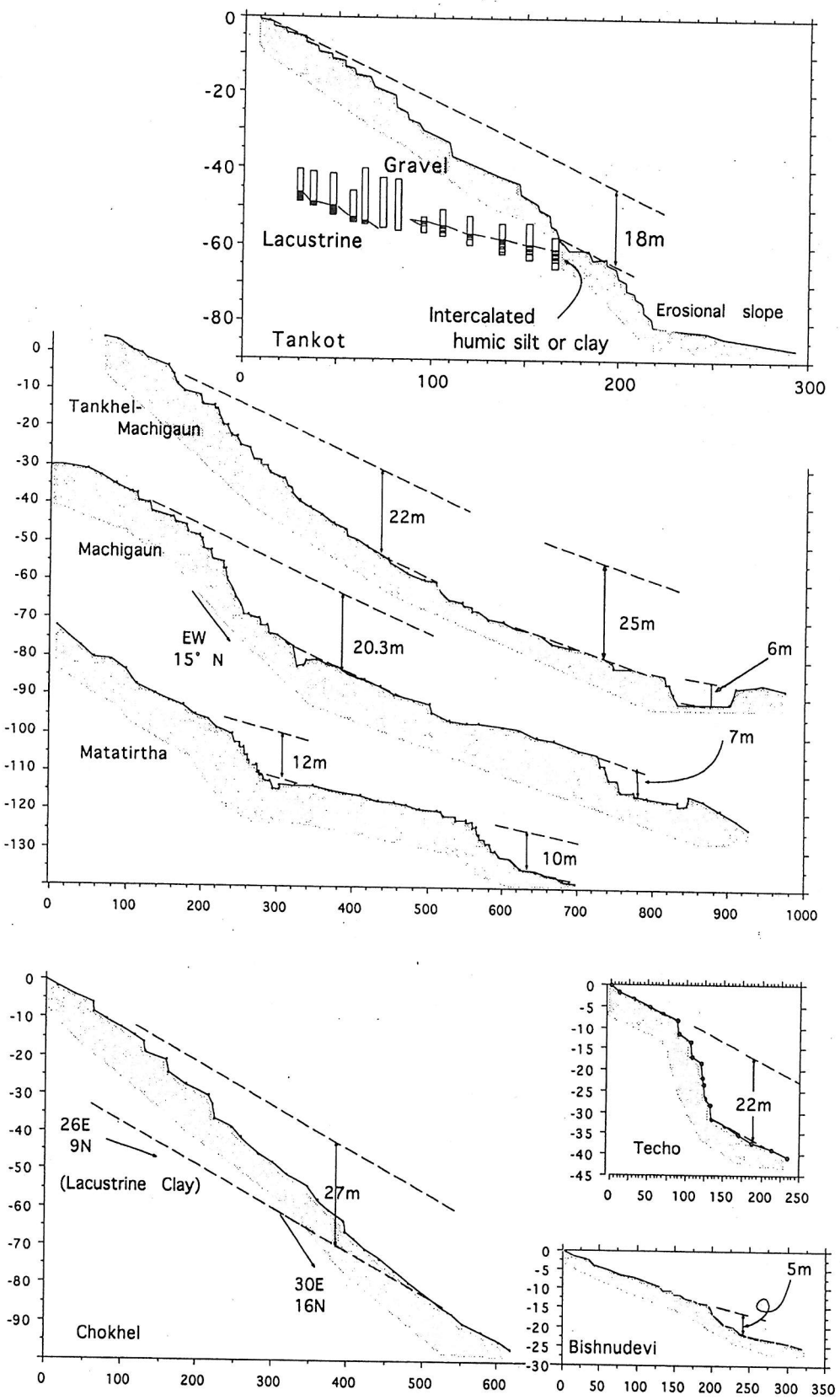
これらの断層変位地形の特徴は、特に前者が幅200-600mの広い撓曲帯を形成していることである。撓曲帯が2列並行することもあるので、地表近くで断層面は複数に分化していると考えられる。これらの撓曲帯に沿って湖成堆積物の緩やかな盆地方向への傾斜も認められる（第2図)。盆地南東部では、南西部に比べ撓曲帯の幅が狭く、小断層崖をなすこともある。

地形面の変位量は、Chandragiri山麓部では、いずれも18-28mの山地側の隆起を示している。扇状地礫層下部の挟みの腐植質堆積物の年代が約25,000yrBP(Saijo,1991)であることから、平均変位速度は、垂直成分で1mm/yr強である。水平成分は、断層面の傾斜を20-30度の低角　とすれば2mm/yr程度になる。



1 Kathmandu South Fault
2 Chitlang & Kulekhani Faults
3 Sun Koshi - Rosi Khola Fault
4 Jhiku Khola Fault
5 Kalphu Khola Fault

第1図
カトマンズおよびその周辺の活断層分布



第2図　カトマンズ南縁断層による地形面の変位

O-47 中央海嶺の活構造と熱水活動の構造規制そのー1低速拡大軸ー大西洋中央海嶺の熱水を例にー

藤岡換太郎（海洋科学技術センター）

Kantaro FUJIOKA: Active structures of the Mid Ocean Ridges and structural controle of the hydrothermal activity part-1 in case of slow spreading ridges- Examples of the hydrothermal chimneys from the Mid-Atlantic Ridge -

1970年代の終わりにガラパゴス拡大軸から熱水系が発見され現在世界中の背弧海盆を含む拡大系からたくさんの熱水系が知られている。拡大軸は低速拡大の大西洋中央海嶺と高速拡大の東太平洋海膨が良く知られている。この2つの海嶺は1994、1997、1998年に潜水調査船やSurface shipによって調査された。拡大速度によって地形やチムニーの形体は異なるが両者とも拡大に伴う活構造と熱水の形体には構造規制のあることがわかった。ここでは年間約3cmで拡大する低速拡大軸の冷として大西洋中央海嶺の2つの熱水系に着いて見ていく。大西洋中央海嶺には玄武岩を母岩とする熱水系TAG（北緯26度）と、超塩基性岩を母岩にするレインボウ（北緯36度）の熱水系が知られている。前者は拡大軸から1.4km東の水深3670mの海底に直径250m、高さ10mの2段の円錐台と中央に高さ20mもある巨大なブラックスモーカーを持つ世界最大級の熱水マウンドである。一方、レインボウ熱水サイトは南北に延びるレインボウ海嶺の西斜面に存在する250mx200mの範囲をカバーするチムニー群で顕著なマウンドは持たない。

TAGマウンドの活構造

ここでは拡大はほぼ東西に起こっている。海底にはN10Eの走向を持つ正断層が発達している。この断層に直行する方向の断層もいくつか知られている。TAGマウンドはこの断層系の交わる部分に形成されている。高温のブラックスモーカーは中央に位置し巨大な柱として成長している。すなわち断層の交点が地下から噴出する熱水の流通系としての役割をしている。94年には潜水調査船「しんかい6500」によりここで15回の潜航が行われマウンドに分布するチムニーや断層の分布、マウンドの地下構造が明らかにされた。98年には7回の潜航が行われ4年間の間に熱水の流通系が変化かしたことが明らかになった。

Rainbow熱水サイト

ここではRainbow Ridgeに平行な南北性の正断層が顕著に発達している。熱水はこの断層に沿う南北とこれに直行する東西の分布を示す。それ以外の方向性を持たない。また熱水の分布する範囲が250mx200mに限られており地下の構造に極めてよく支配されていることがわかった。

図1

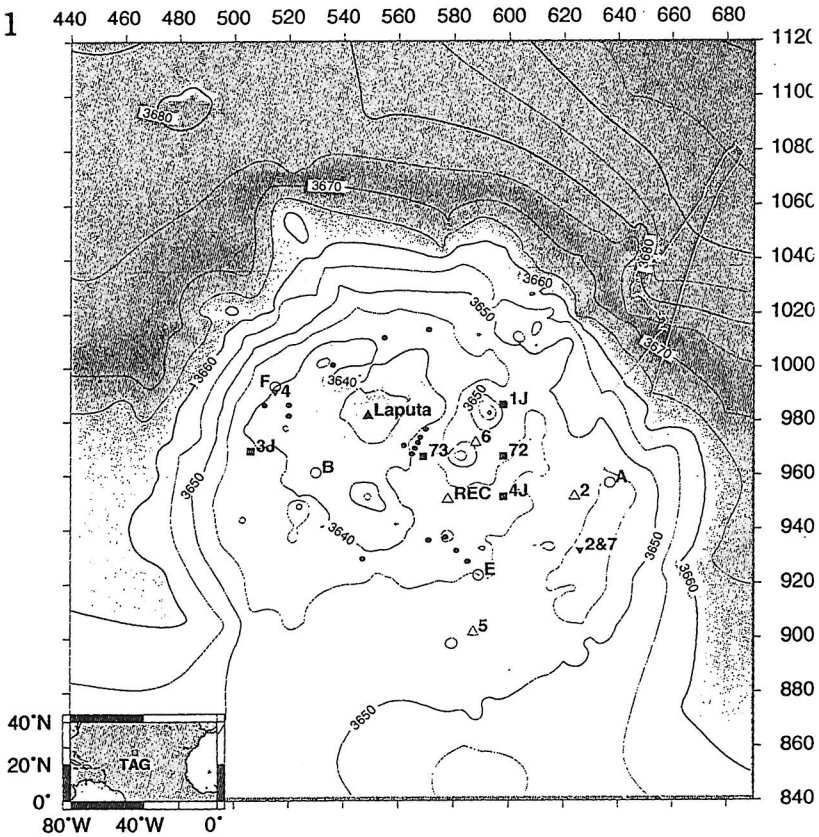
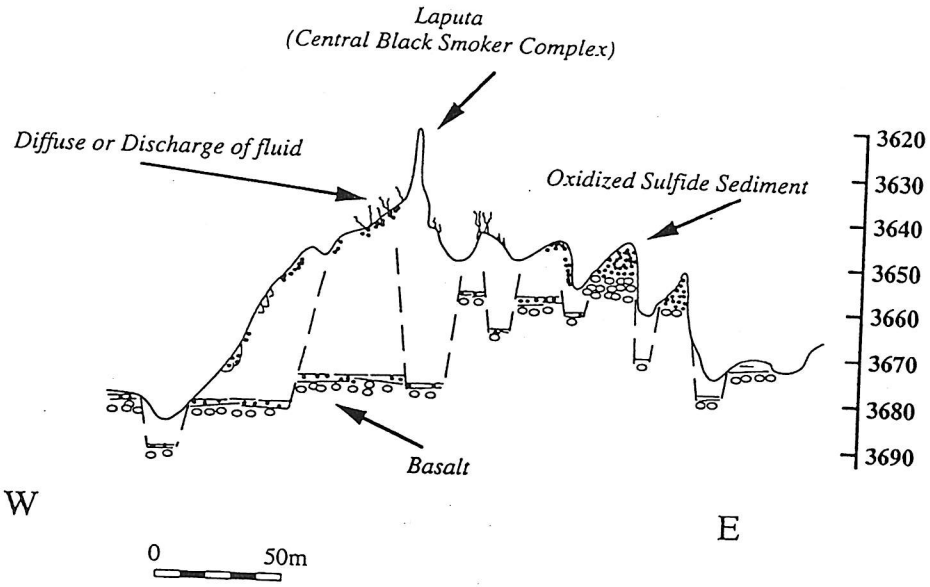


図2



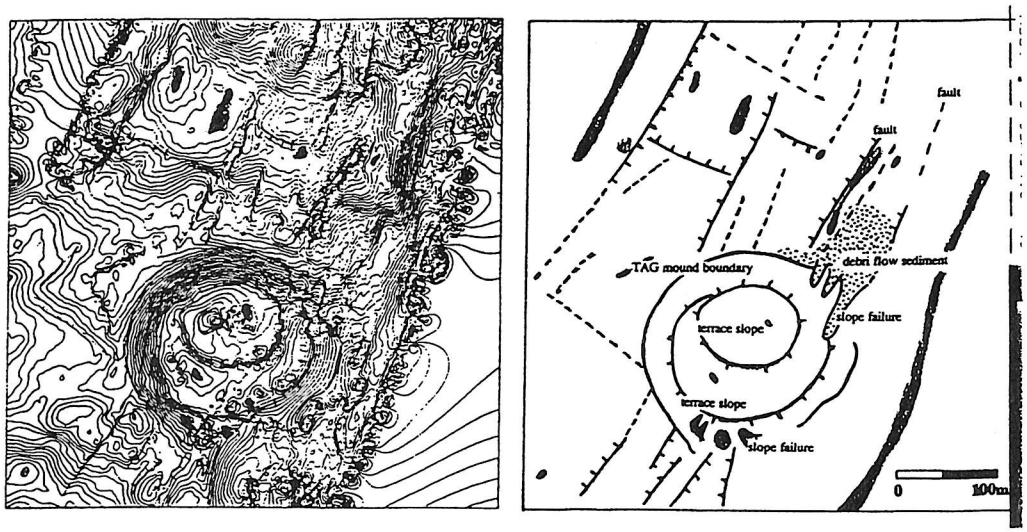


図3

図1　TAG モウンドの地形
図2　TAG マウンドの東西断面
図3　TAG マウンド周辺の断層系

P-1　北海道東部厚岸湿原における過去2000年間の湿原植生変遷
―相対的海水準の急激な変化に対する植物群の応答―

澤田寿子・沢井祐紀（九州大学・理）

Hisako SAWADA and Yuki SAWAI ; Reconstruction of vascular vegetation during the past 2000 years at Akkeshi wetland, eastern Hokkaido, northern Japan.

近年の研究成果から，北海道東部に点在する海岸湿地は後期完新世の海水準微変動の影響を受けて，その姿を変化させてきたことが明らかにされつつある（例えば大平ほか,1994；沢井・三塩,1998 など）．これらの湿地群は現在，その景観を保つため積極的に保護が進められているが，過去の小規模な環境変動に対し湿地群がどのような反応を示したのかということを知ることは，湿地の利用・保護両面から必要とされている．このような背景から本研究では，過去数千年間の厚岸地方における相対的海水準変動を詳細に復元するとともに，それに対して湿原植生がどのように応答してきたかを推定することを目的とした．

調査試料は手堀式ピートサンプラーを使用し合計 21 地点で採取した．得られたコア試料は層相変化を肉眼観察した後，5cm 間隔で切り出し珪藻分析用・花粉分析用試料とした．珪藻化石の抽出は過酸化水素水処理法で行い，それぞれの封入試料について 1000 倍の光学顕微鏡下で 200～300 個体の同定・計数を行った．花粉・胞子化石の抽出は KOH―$ZnCl_2$ 比重分離―アセトリシス法で行い，それぞれの封入試料について 200 倍あるいは 400 倍の光学顕微鏡下で，木本花粉 300 個，草本花粉・シダ植物胞子 200 個以上になるまで同定・計数を行った．

層相観察の結果，本地域の湿原堆積物は泥炭層，泥炭質粘土層，貝殻片を含んだ粘土層からなることが明らかにされた．また，駒ヶ岳，樽前山起源と推定される火山灰層も観察された．次に，これらの層相が大きく変化する層準付近を中心に珪藻分析を行った．

その結果，本地域の湿原堆積物は *Pseudopodosira kosugii* や *Diploneis smithii* などが多産する海成層と *Eunotia praerupta var. bidens* や *Hantzschia amphioxys* などが多産する陸成層の互層から構成されることが明らかにされた．さらに，海成層―陸成層境界を決定するのに有効とされる *Pseudopodosira kosugii* の産出頻度に注目し，産出頻度のピークを当時の海水準として認定し，その直下（または直上）の層準の堆積年代を ^{14}C年代測定値とテフラ噴出年代より推定した．これら珪藻分析・^{14}C年代測定の結果から，本地域における過去 2000 年間の相対的海水準変動曲線を描くことができた．それによれば，過去 2000 年間において少なくとも 3 回（約 2000 年前，約 1200 年前，約 500 年前）海水準が急激に低下する時期が認められた．この珪藻分析の結果をふまえ，海水準微変動に対して湿原植生がどのように変化したかを花粉分析結果から推定した．

花粉分析の結果から，花粉・胞子化石総数が泥炭質粘土層では非常に少なく，それを被覆する泥炭層では増加傾向となる繰り返しが見られた．これは珪藻分析が明らかにした海成層―陸成層の分布と良い相関を示した．この花粉・胞子化石数の増減パターンと，花粉・

胞子化石組成変化をもとに本地域の湿原堆積物を3つの古環境ステージ（(1)約 2000～1200 年前，(2)約 1200～500 年前，(3)約 500 年以降）に分けた．

(1)約 2000～1200 年前

本ステージでは，それ以前では花粉・胞子化石がほとんど産出しなかったのに対し，浮葉性植物である *Potamogeton*（ヒルムシロ科）花粉が高い産出数を示し，同時に水生植物である Gramineae（イネ科）・ Cyperaceae（カヤツリグサ科）花粉が急増し高い産出数を保つようになる．また，それに随伴して *Sanguisorba*（ワレモコウ属）・ Compositae（キク科）花粉が安定して産出することから，海水準の低下後，ある程度水位のある湿原が形成された場所では抽水植物が見られ，その周囲には湿生植物が繁茂していたと考えられる．さらに，*Alnus* 花粉が徐々に増加することから，草本植物を中心とした群落にハンノキが侵入し始めたと考えられる．その後，*Potamogeton* 花粉が産出しなくなると，乾燥した場所に見られる *Artemisia* 花粉が徐々に増加するのに対し Gramineae ・ Cyperaceae 花粉が徐々に減少することから，乾性な湿原に対応する植物群落が広がったと考えられる．

つまり，本ステージでは海水準低下後，抽水植物あるいは湿生植物が広がり，さらにハンノキが混生し始めたと考えられる．その後湿原の乾燥化が進み乾燥地生植物群落へと変化したと推定される．

(2)約 1200～500 年前

本ステージでは，海進時に花粉・胞子化石がほとんど産出しなかったのに対し，*Ainus*（ハンノキ属）花粉，Osmundacea（ゼンマイ科）胞子が増加し産出数を保つことから，ハンノキが分布を広げ湿生林を形成し，その林床にゼンマイ科に属するシダ類が広がっていたと考えられる．それにやや遅れて Gramineae ・ Cyperaceae 花粉や他の胞子が徐々に増加することから，湿生林の林床に湿生植物が広がり始めたと考えられる．

このことから，本ステージでは海水準低下後，ハンノキが湿生林を形成し，それに伴い，湿生植物が広がり始めたと推定される．

(3)約 500 年前以降

本ステージでは，海進時に花粉・胞子化石がほとんど産出しなかったのに対し，シダ・コケ胞子が増加し安定して産出する．一方，産出数は少ないが，Gramineae ・ Cyperaceae ・ *Sanguisorba* ・ Compositae ・ *Artemisia* 花粉などが断続的に出現する．また樽前 a テフラ(Ta-a, 1739 年)，駒ヶ岳 c2 テフラ（Ko-c2, 1694 年）降下後は，花粉・胞子化石数の急激な減少，その後のシダ・コケ胞子の増加，それに遅れて Gramineae ・ Cyperaceae ・ *Sanguisorba* ・ Compositae ・ *Artemisia* 花粉が僅かに産出することが特徴的である．

このことから，本ステージでは海水準低下後シダ・コケ植物が繁茂した推定される．また，火山灰降下後もシダ・コケ植物が再生し繁茂したと推定される．

以上のように，海進毎に湿原生植物群落はいったん断絶され，3 回の海退後はそれぞれ植生の構成種は異なるが，湿潤な湿原に対応する植生から乾燥した湿原に対応する植生へと変化していると推定される．

P-2　網走湖近２５００年間の環境変遷ーその３
縞状堆積物の新しい観察法

松岡裕美（高知大）・高橋幸一（北海道開発局）
許　成基（(株)レアックス）・岡村 真（高知大）・村山雅史（北大）
中村俊夫（名古屋大）・須井健次（基礎地盤コンサルタンツ(株)）
MATSUOKA Hiromi, TAKAHASHI Kouichi, HU Sung Gi, OKAMURA Makoto
MURAYAMA Masafumi, NAKAMURA Toshio, SUI Kenji; Palaeoenvironmental changes in Lake Abashiri during last 2500 years（III）. New methods for observations of laminated sediments.

網走湖の湖底からピストンコアリングによって非常に明瞭な縞状堆積物を採取した。この試料を用いて高分解能の古環境解析を行うため、正確かつ簡易に縞状堆積物の記載的特徴を記録することを試みた。

まず、はぎ取り法を用いてコア表面を整形し、写真撮影を行った。はぎ取り法は考古学や活断層の研究ではごく一般的な手法であるが（奈良国立文化財研究所埋蔵文化財センター、1980；池田、1987)、これをレプリカを作成する目的だけではなく、積極的に堆積物の表面を整形する目的で使用した。また、堆積物の色を記録するために試料を「かぶせ」と呼ばれる細い樋状のケースでサンプリングし、フラットヘッドスキャナーで直接読み込んだ。これらの作業により縞状堆積物の縞の位置と色を正確に記録することができる（図１、図２)。さらにより詳細な観察のために、この「かぶせ」に入った試料ではぎ取りを行い、はぎ取り試料はそのまま走査型電顕用の試料とし、残された堆積物試料はごく至近距離での接写を行った。この写真と電顕試料は鏡像であるが直接対比することができる。

以上の堆積物処理法により、縞一本一本ごとの同定と構成物の観察が比較的容易に可能になった。その結果、これらの縞は肉眼で確認できるよりさらに細かい数本の縞から構成されており、季節単位での環境変化を記録していることが明らかになった。明度の高い葉理層は主に砕屑物から、暗い緑色の葉理層は主に珪藻化石によって構成されている。さらに、珪藻化石は特徴的な群集変化をよく保存しており、*Skeletonema* や *Chaetoceros* などを中心とした何回ものブルーミングをそのまま観察することができた。

現在、より詳細な観察を積み重ねることにより、縞状堆積物の形成過程と古環境復元について興味深いデータが得られつつある。

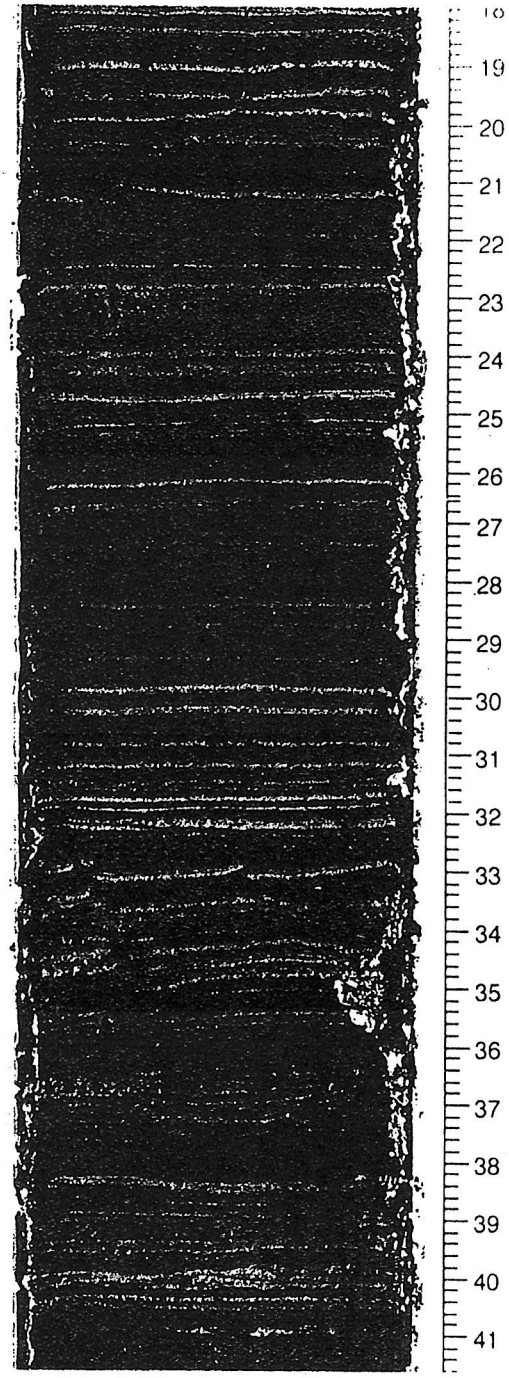


図１代表的な縞状堆積物写真

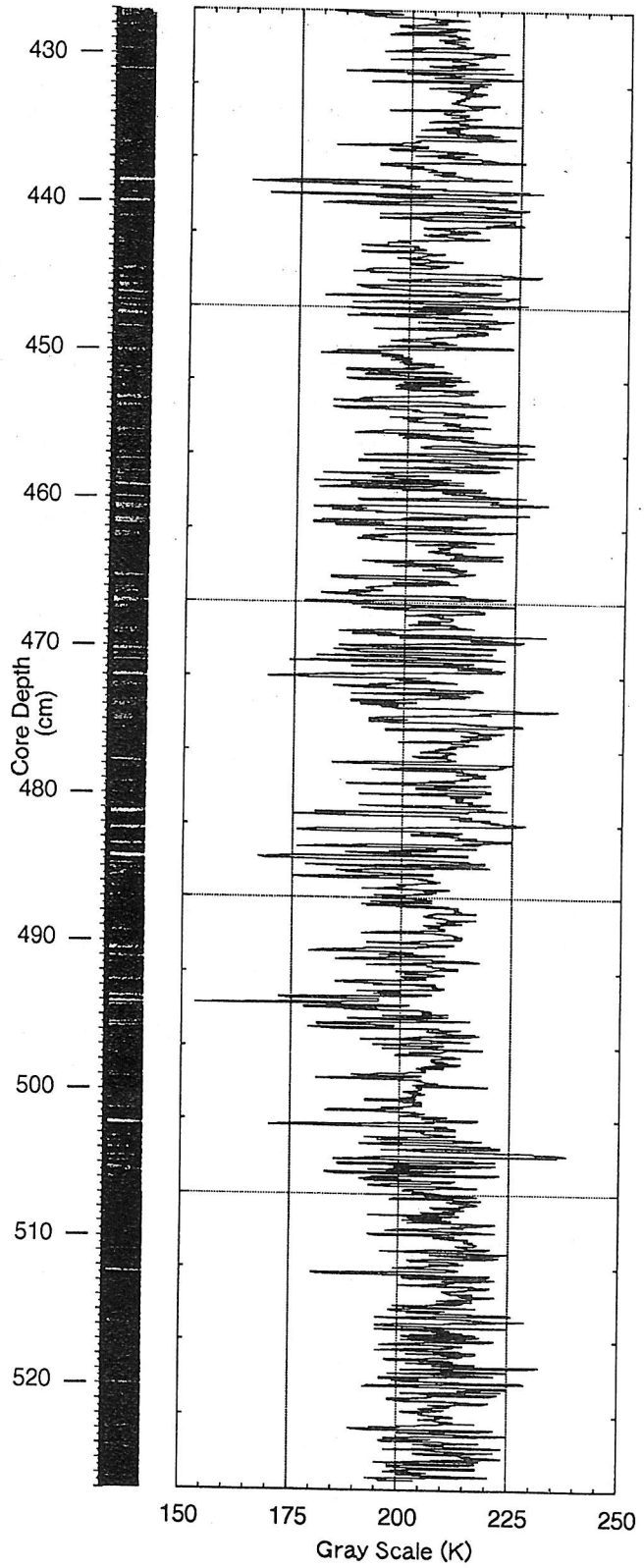


図２「かぶせ」試料の読み込み画像および明度の変化

P-3　北海道北部，クトネベツ川低地における完新世中期以降の古環境変遷

大平明夫（宮崎大・教育文化）

Akio OHIRA : Late Holocene palaeoenvironmental changes in the Kutonebetsu River Lowland, northern Hokkaido

オホーツク海沿岸の沖積低地には複数の地形面が認められ，完新世後半の海水準微変動がその形成に関わっていると推定されている．北海道北部，日本海側のクトネベツ川低地でも２段以上の沖積面が認められ，完新世後半に基準面の変動が起こったことが予測される．本研究では，地形面，堆積物の層序・^{14}C年代・堆積環境に基づき，クトネベツ川低地における完新世中期以降の古環境変遷を復元し，海水準変動との関連を検討した．

クトネベツ川低地は，稚内市の南西に位置する面積約7.2km^{2}の小規模な沖積低地である（図１）．低地は，主に新第三系堆積岩の声問層からなる標高100m以下の丘陵と緩斜面に囲まれている．海岸砂丘背後の沖積面は，標高約7～9mの上位沖積面と，上位沖積面を開析して発達した標高約5m程度の下位沖積面に大きく分かれる．クトネベツ川は下位沖積面をさらに下刻している．海岸砂丘は，大きく３列の砂丘列群からなり，砂丘2と砂丘3の間は幅約150m程度の堤間湿地となっている．海岸段丘は抜海付近にみられるが，人工改変のため地形面の区分は不明である．

合計22地点でハンドボーリング調査を実施するとともに地形測量を行い，地形地質断面図を作成した（図２）．沖積層は西側で厚く，基底深度は確認されていない．上位沖積面では，基盤を覆う下部の粘土層と上部の泥炭層がみられる．下部の粘土層は，均質で明灰色を呈し，わずかに植物片を含んでいる．泥炭層は主にヨシースゲ泥炭からなり，層厚2～3mをもつが，表層の人工土により圧縮されている．河道沿いの下位沖積面では泥炭層を欠き，均質な明茶灰色～灰色の粘土層が基盤まで続く．泥炭層基底のＡＭＳ^{14}C年代は，3940～2900 yrsBP（未補正）であった（図２）．一方，13地点における堤間湿地堆積物の下限は，540 yrsBPを示した．珪藻分析の結果，本地域の完新統には基盤岩に由来する化石珪藻殻が多数再堆積していたため，イオウ（FeS_2-S）含有量分析を行い，堆積環境を推定した．17地点と19地点の分析結果から，上位沖積面の粘土層の下部は淡水環境で，粘土層の上部（標高約3.0～4.5m）は汽水環境で，泥炭質層は淡水環境で堆積したと判断された．以上の資料から，海岸砂丘背後地域の古環境変遷は次のように復元される．淡水の沼沢地であった本地域に，約6000 yrsBP頃（17地点の^{14}C年代から外挿）に海水準上昇の影響が及び，汽水の沼沢地（浅い湖沼）の環境となった．約4000 yrsBP頃まで汽水の沼沢地の環境が続いた後に，湿原（泥炭地）が約4000 yrsBP以降に形成され始め，2900 yrsBP頃に急速に低地全体に拡大した．

稚内大沼周辺低地では，約3600～2600 yrsBPの間に約２m程度の相対的海水準低下が推定されており（大平・海津，投稿中），本地域の急速な湿原（泥炭地）化に影響したと考えられる．さらに，標高約3.0～4.5mに汽水成堆積物が存在すること，抜海では標高5m付近に離水海食洞（抜海遺跡）が認められることから，完新世中期の相対的海水準は3m以上にあると推定される．この高度は，氷床融解とハイドロアイソスタシーのモデリングから求めた稚内大沼の6000 yrsBPの理論的海水準-2.61m（前田ほか，1994）よりかなり高いことから，本地域の完新世の隆起傾向が推定される．

1. 丘陵（等高線50m，100m）
2. 緩斜面
3. 上位沖積面
4. 下位沖積面
5. 砂丘1
6. 砂丘2
7. 砂丘3
8. 堤間湿地
9. 現海浜
10. 湖沼
11. 人工平坦化地
12. ボーリング地点／海食洞

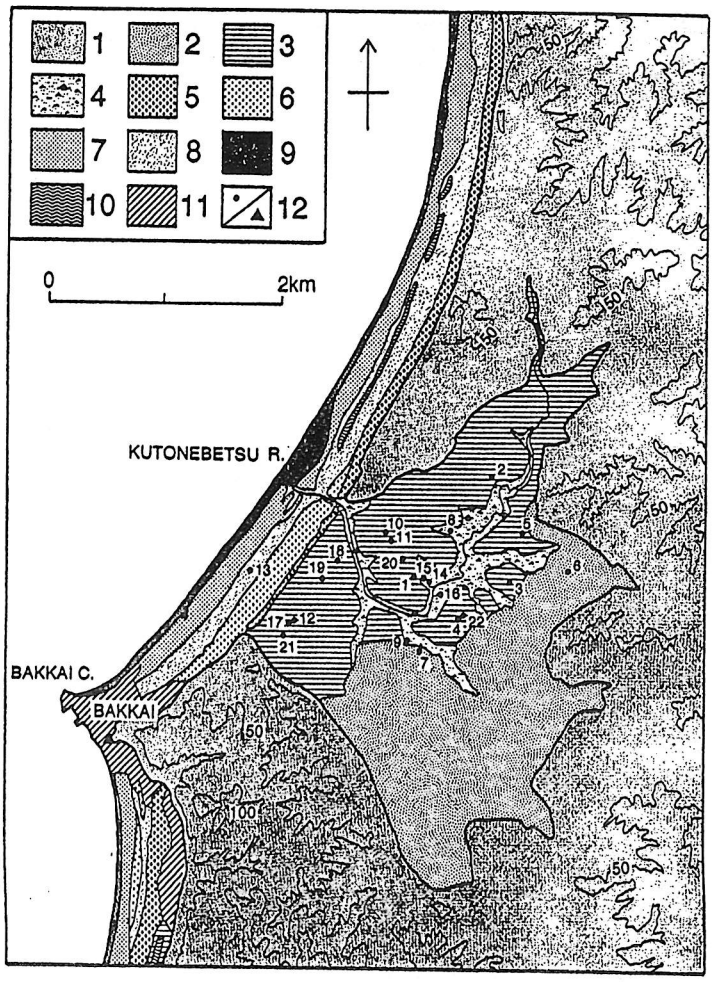


図1　クトネベツ川低地の地形分類図

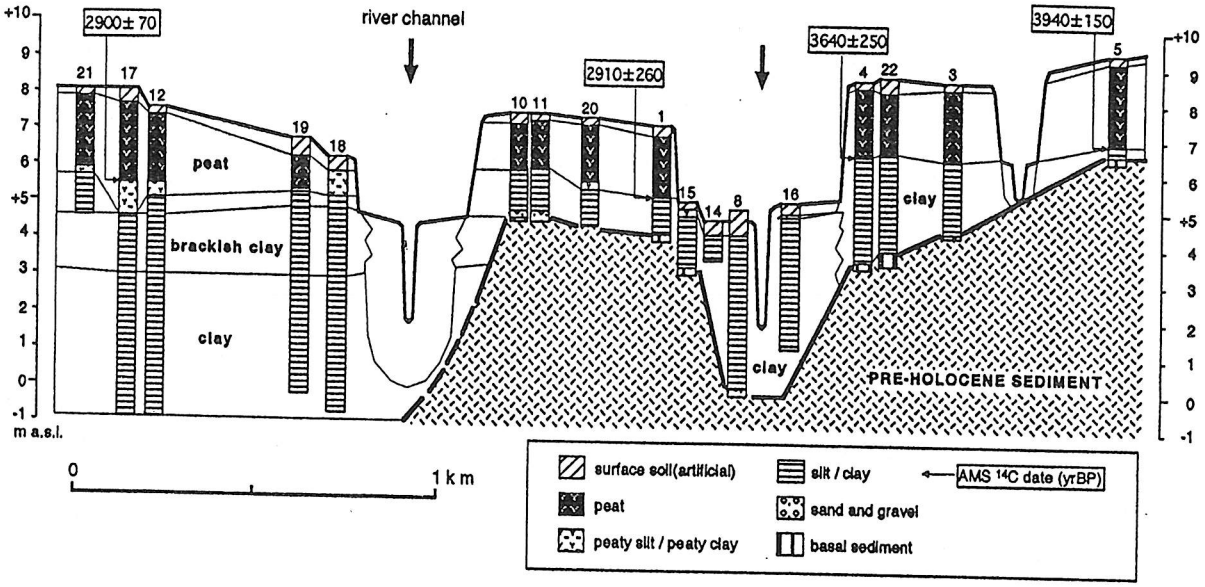


図2　地形地質断面図

P-4 黒曜石石器群における被熱痕跡の諸形態とその定量的把握

中沢祐一（北大・院・文）

Yuichi NAKAZAWA: Morphological Characteristics of Thermally Altered Obsidian Artifacts and their Quantitative Analysis in the Upper Palaeolithic Obsidian Assemblage

【はじめに】

遺跡より出土する被熱した黒曜石については、その認定基準をふくめて、遺跡および石器群への火の作用を論ずるための具体的データが不足していた。黒曜石の被熱の痕跡とされるひびは、多様な形態的特徴をもっている。作用した火の性質を推定するためには、それらの多様なひびの生成過程と生成要因を確定していかねばならない。それにむけた作業として、低倍率の実体顕微鏡によって特徴的なひびの形態を記述し、分類を試みた。また、それらの数量的構成と石器の種類ごとの被熱痕跡の量的比率を提示した。

対象は、黒曜石を主体とする北海道千歳市メボシ川２遺跡出土の後期旧石器時代の石器群である。石器群は、18kyrの恵庭ａ降下軽石層の上部に堆積するロームより出土しいる。包含層からは炭化材（160g回収）が検出されているが、焼け土はない（千歳市教育委員会、1983）。

【被熱痕跡の諸形態】

メボシ川２石器群の黒曜石石器を実体顕微鏡によって全点を観察した結果、クラックをふくめて、以下の６つの特徴的な形態を被熱痕跡として識別した。

1ａ　ヒビ（crazing like fingerprints）：表面にみられる曲線のひび。直線である４のクラックと異なる。

1ｂ　ヒビ（crazing like squamoid）：表面下に走る魚のウロコ状のひび。

2　発泡（vesiculation）：表面に大きな亀裂が入り、そのすき間からみえる黒曜石内部がスポンジ状を呈する形態。白色を示す。

3ａ　平坦な折れ面（flat breakage）：折れ面がバルブをもたない平坦面である。リングは不明瞭なものが多い。

3ｂ　凹凸のある折れ面（uneven breakage）：剥離面に接する折れ面が凹凸である。剥離面側から0.5～1mmの範囲に凹凸が認められる。１aおよび１bのひびと連続しており、凹凸部はそれらの深さを示していると考えられる。通常の折れ面によく認められるリップ、フィニュアルとは異なる。

4　クラック（tiny cracks）：微細な格子状のひび。１aと１bよりも分布密度が高い。

ひとつの石器にこれらの被熱の痕跡が組みあわさっている場合も少なくない。

3aと3bの折れ面は被熱していない石器に認められる通常の折れ面とは特徴が異なり、力の方向を示すリングも不明瞭である。また、1a、1b、4の形態のひびをともなうため、被熱の痕跡として認定した。4のクラックは実験によって生成可能であり、それゆえ被熱の認定基準となりえる（中沢、1998）。

【被熱率と被熱痕跡諸形態の構成】

遺物数5552点のうち、4963点（3510.8g）が黒曜石石器である。4963点のうち、45％の2251点の黒曜石に被熱の痕跡を確認した（Table.1）。半数近くの黒曜石石器が熱を受けていることは、当時の大規模な山火事の可能性、人為的な火にともなって偶発的に熱を受けた可能性は考え難い。火の利用と同時に黒曜石石器の製作／使用／廃棄行動がなされていたことが推測される。石器の種類ごとの被熱の割合をみると、細石刃や掻器といった「目的製作物」（tools）と石核や砕片といった「非目的製作物」（debitage）のあいだには有意な差を認めることができない（Table.1）。

一方、被熱黒曜石に対する被熱痕跡の個々の形態ごとの比率は1aが最も高く、51％（1524点）をしめるのに対し、2の発泡形態は3％（89点）にすぎない（Table.2）。この差は被熱条件である温度・被熱時間や火の内部での位置といった諸要因に起因すると考えられる。

	a 全点数	b 被熱点数	被熱率(b/a)
細石刃	340	147	0.43
掻器	104	50	0.48
二次加工石刃	10	5	0.5
二次加工剥片	19	10	0.53
削器	12	10	0.83
彫器	2	0	0
両面調整石器	1	0	0
尖頭器	1	1	1
Total of tools	489	223	0.46
細石刃核	16	12	0.75
細石刃核削片	3	2	0.67
彫器削片	15	10	0.67
石核	6	4	0.67
石刃	239	140	0.59
剥片	1030	634	0.62
砕片	3165	1226	0.39
Total of debitage	4474	2028	0.45
Total	4963	2251	0.45

Table 1. Frequency of thermally altered obsidian artifacts by lithic artifact classes in Meboshigawa 2 assemblage.

文献

千歳市教育委員会1983、メボシ川2遺跡における考古学的調査.

中沢祐一1998、黒曜石の被熱、北海道旧石器文化研究 3:1-12.

被熱痕跡	Count	Percentage
1a	1524	51
1b	97	3
2	89	3
3a	171	6
3b	81	3
4	1008	34

Table 2. Frequency of thermally altered obsidian by morphological characteristics identified in Meboshigawa 2 assemblage.

P-5　ジオスライサーによる海浜堆積物の定方位採取法

原口　強[1)]・藤原　治[2)]・村岡明子[3)]・高田圭太[4)]・宍倉正展[5)]
1）復建調査設計（株），2）核燃料サイクル開発機構東濃地科学センター，
3）（株）ダイヤコンサルタント，4）広島大・総合地誌研究資料センター，5）千葉大・院
Tsuyoshi HARAGUCHI, Osamu FUJIWARA, Akiko MURAOKA, Keita TAKADA, Masanobu SHISHIKURA

：Sequence-oriented sampling for beach deposits by Long Geo-Slicer

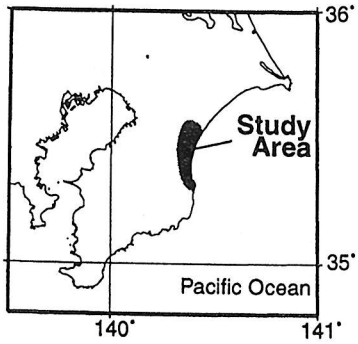
海浜堆積物の調査・研究においては，地下の堆積物を連続的に定方位でしかも面的に採取することが重要である．こうして採取した堆積物の構造，層相や化石などの分析からその地点の堆積環境の詳細を推定することができる．さらに例えばビーチを示す堆積物に含まれる貝化石を用いた放射性炭素年代値から，過去の海岸線の空間的な位置を特定することができる．

ジオスライサーを用いた地層採取法は，このような研究の前提となる未固結層の定方位サンプリングを可能とするもっとも有効な調査法の一つであると考えられる．

[調査の実例]

1）調査地点

日本の代表的砂浜海岸である房総半島九十九里浜において，ジオスライサーによる海浜堆積物の採取をおこなった（第１図）．調査測線は海岸線と直交して，海岸線から内陸側へ山麓線までの区間に設定した．測線は河川に沿う夷隅川測線（IS, F)と真亀川測線（M)，および河川の影響の少ない東金測線（T)と大原測線(OH)の合計４測線である．それぞれの測線では，ほぼ５００m間隔に採取地点を選定した．



第１図　研究対象地域

2）調査の方法と手順

地層の採取は，活断層調査用に開発されたジオスライサー（中田ほか，1997，原口ほか，1998）の手法を使った．各採取地点が南北約40km，東西約10kmと広範囲に点在したため，重機作業は建設現場で利用されている自走式油圧杭打ち機械(LHV0.4m^{3}タイプ）によって各地点間を移動しながら作業を進めた（写真１）．作業はジオスライサーを横にしたままのキャッチから鉛直打設，引き抜き，採取後の穴埋めまでシステマティックに行うことができた．１ヶ所あたりの作業時間は準備から撤収まで約１～1.5時間程度，移動時間を含めて２時間程度であった．使用したジオスライサーは長さ400cm，幅40cm，

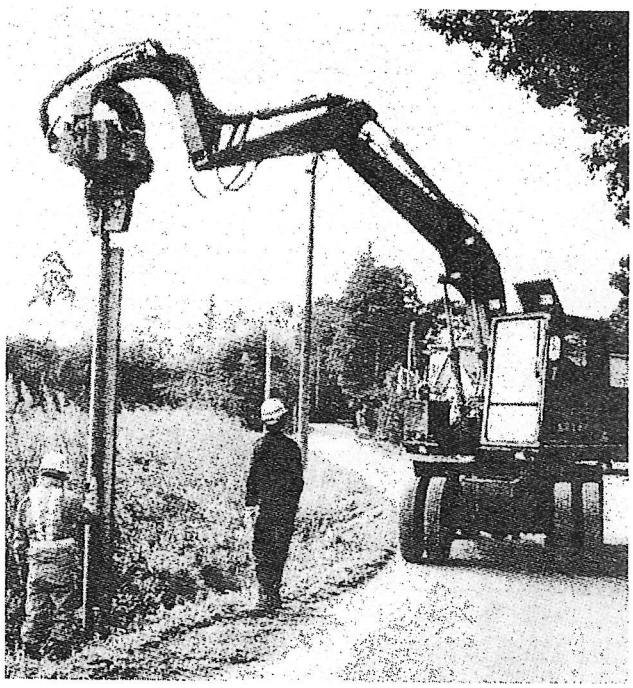


写真１　Long Geo-Slicerの鉛直打設作業

厚さ5cmの定方位試料が採取できる装置である．地下水位の高い地点では地層の抜け落ちが見られたため，先端部の断面をテーパー状に絞った改良装置を採用したところ，抜け落ちも殆どなく地層の採取率を高めることができた．採取した地層は直ちに整形後，写真撮影を行い，スプレー糊もしくは樹脂（OH-1:東邦化学製）によるはぎ取り保存処理を施した（写真2,左）．残試料を再度整形後，その後の解析に必要な部分を堆積構造を乱さないように専用ケース（ステンレス製50×20×4cm）に移し代えラップで密封保存した（写真2,右）．これらの試料は，ラミナの走向傾斜の測定，堆積物の詳細観察，構造記載および化学分析サンプリング用とした．

3）調査結果

採取された試料には，打設・引き抜きによる変形はほとんど認められず，堆積物の構造を深さ2～4mにわたり，非常に明瞭に観察することができた．東金測線では現在の海岸線より約8km内陸の地点でピート層の下位に生痕化石*Macaronichnus segregatis*（かつてのいわゆるヒメスナホリムシ）を含むラミナの明瞭な前浜堆積物が確認された．真亀川測線でも，いくつかの地点で同様の生痕や貝殻砕片のような粗粒物質からなるステップ堆積物を含むビーチの堆積物が採取され，エスケープストラクチャーも確認された．夷隅川測線のうち最も海寄りの地点（F-2）は浜堤背後のラグーンにあたり，干潮時に干上がった部分で地層を採取した．そこでは，現在と同様の堆積環境を示す有機質シルト層および明瞭なラミナをともなう砂層が採取された（写真3）．さらに大原測線では，泥岩とその上に直径10cm程度の円礫を含む礫層および砂層が採取され，埋没ベンチが確認された．なお，これらの詳細な解析結果は共同研究者により別途報告予定である．

文献：　中田　高・島崎邦彦(1997)：活断層研究のための地層抜き取り装置（Geo-slicer）．地学雑誌，vol. 106, pp59-69.
原口　強・中田　高・島崎邦彦・小島圭二・石丸恒存(1998)：未固結堆積物の定方位連続地層採取方法の開発とその応用．応用地質，vol.39, pp59-69.

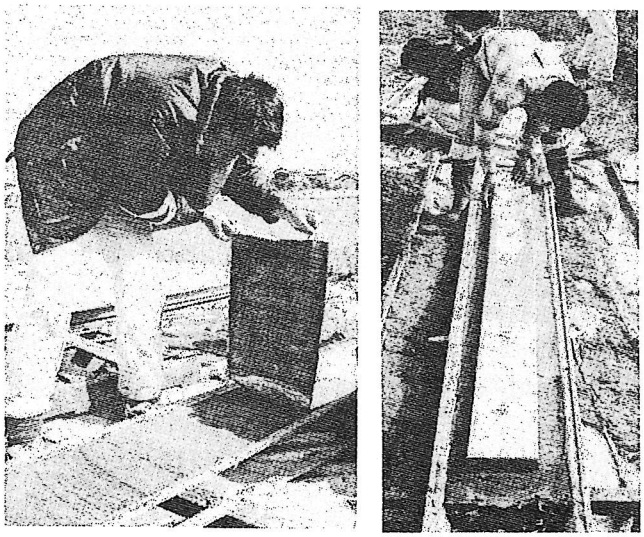


写真2　サンプルの処理作業，剥ぎ取り保存処理（左）と，専用ケースへの保存（右）

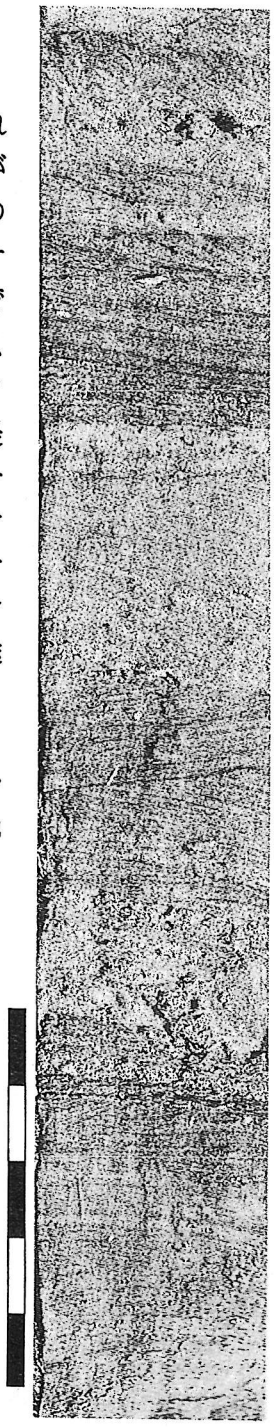


写真3　剥ぎ取り試料のサンプル（夷隅川測線；F-2）
写真はそのうちGL2.0～3.9m．スケールバーは10cm間隔

P-6　房総半島南部岩井低地における完新世浜堤群の離水・沈水過程
—ジオスライサーによる海浜堆積物調査—

宍倉正展（千葉大・院）・原口 強（復建調査設計㈱）・越後智雄（千葉大・院）・副田宜男（西日本技術開発㈱）・武田大典（㈱パスコ）・平柳幸彦（㈱富士通静岡エンジニアリング）

Masanobu SHISHIKURA, Tsuyoshi HARAGUCHI, Tomoo ECHIGO, Yoshio SOEDA, Daisuke TAKEDA, Yukihiko HIRAYANAGI; Emergent and submergent processes of Holocene beach ridges in the Iwai lowland, Boso Peninsula, detected by using Long Geo-Slicer.

房総半島南部西岸に位置する岩井低地は，沿岸長約 2km，奥行き約 1.5km の小低地である（図 1）．低地内は 10 列の浜堤群で特徴づけられ，これらを低地奥のものから岩井 I ～X と呼ぶ．最高位の岩井 I は標高 15 m に分布し，各浜堤はそこから海岸に向かって徐々に高度を減じて分布する（図 2）．一部不明瞭であるが，これらはそれぞれが 1～2 m程度の比高を持って段丘化している．我々は浜堤群の形成過程について明らかにするため，ジオスライサーによる海浜堆積物調査を行った（調査方法の詳細は原口ほかが本大会で発表）．

[調査結果]

今回の調査では，長さ 400cm，幅 40cm，厚さ 5cm のジオスライサーを用いて，計 5 地点（IW-1～IW-5）において試料を採取した．それぞれ深さ 330cm 前後までの地層を採取することができ，外浜から前浜の堆積相を示す海浜堆積物が観察された．

IW-1 は，最も海側の岩井X の後背地における試料である． 現地での聞き取り調査や明治時代の迅速図との対比に基づけば，岩井低地は大正関東地震（1923 年，M=7.9）による隆起によって海岸線が海側へ 100 m近く前進しており，岩井X の形成との関係が示唆される．しかし IW-1 では，汀線下の環境を示す海浜堆積物が標高 2.4 m まで観察され（図 3），この高度は大正関東地震時の隆起量（1.4 m）を差し引いてもなお現海水準より高い．つまり IW-1 の海浜堆積物は大正関東地震より前の隆起イベントによって離水したものである可能性が高い．房総半島南部では大正関東地震より前の隆起イベントとして，元禄関東地震（1703 年，M=8.2）が知られているが，このとき岩井低地はほとんど隆起しておらず（宇佐美ほか，1977），また，岩井低地はおもに大正型地震の隆起が過去から累積していると考えられている（宍倉，1998）．すなわち IW-1 の試料は，大正関東地震の一つ前の大正型地震を記録している可能性がある．

IW-2 は岩井Ⅸの後背地に位置する．ここでは下位より前浜の環境を示す砂層が地表面下 190cm 付近まで分布し，その上位に層厚 40cm の腐植土層が覆う（図 3）．さらに上位に岩井Ⅸの形成に関係すると思われる砂層が分布し，腐植土層を埋没させている．腐植土層の上部からは 1,055±55yrs BP，下位の砂層中の根茎から 1,380±50yrs BP の ^{14}C 年代が得られた．したがって下位の砂層は 1,380yrs BP 頃にはすでに離水しており，腐植土層が形成されるような比較的安定した環境であったと考えられる．そして 1,055yrs BP 頃以降に再び海浜堆積物が堆積する環境になっている．このような堆積環境の変化から，相対的な海水準上昇（沈水）が示唆される．

現在，^{14}C 年代測定中の試料もいくつかあり，発表では IW-3～IW-5 の結果もあわせ，岩井低地の形成過程と地震性地殻変動について議論していく予定である．

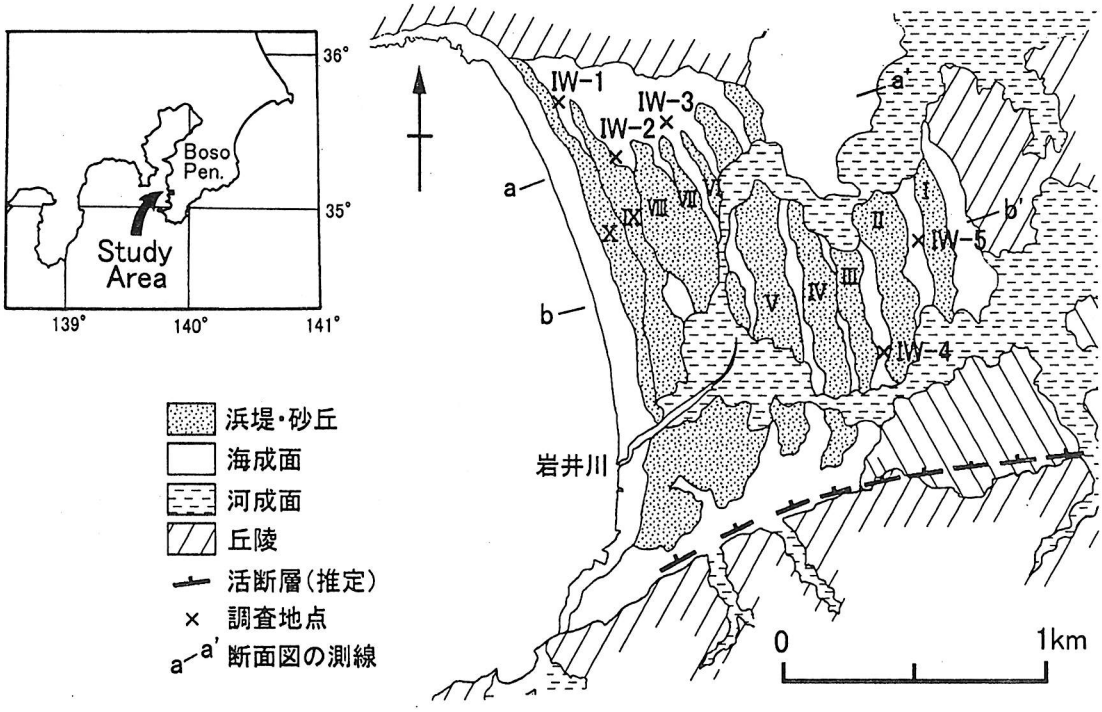


図 1　岩井低地の地形分類図

海成面，河成面とも細分化されるが，ここでは省略した
浜堤中のローマ数字は岩井Ⅰ～Ⅹに対応

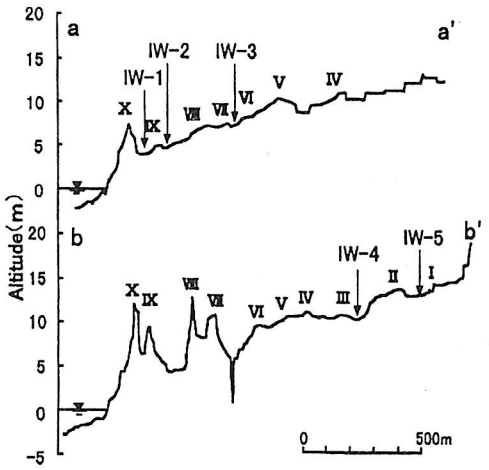


図2　実測地形断面図

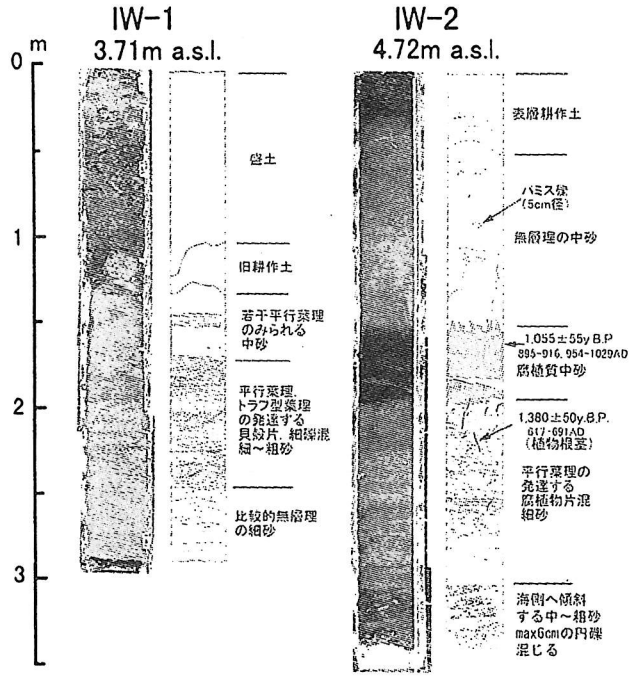


図 3　IW-1，IW-2地点のコアサンプル

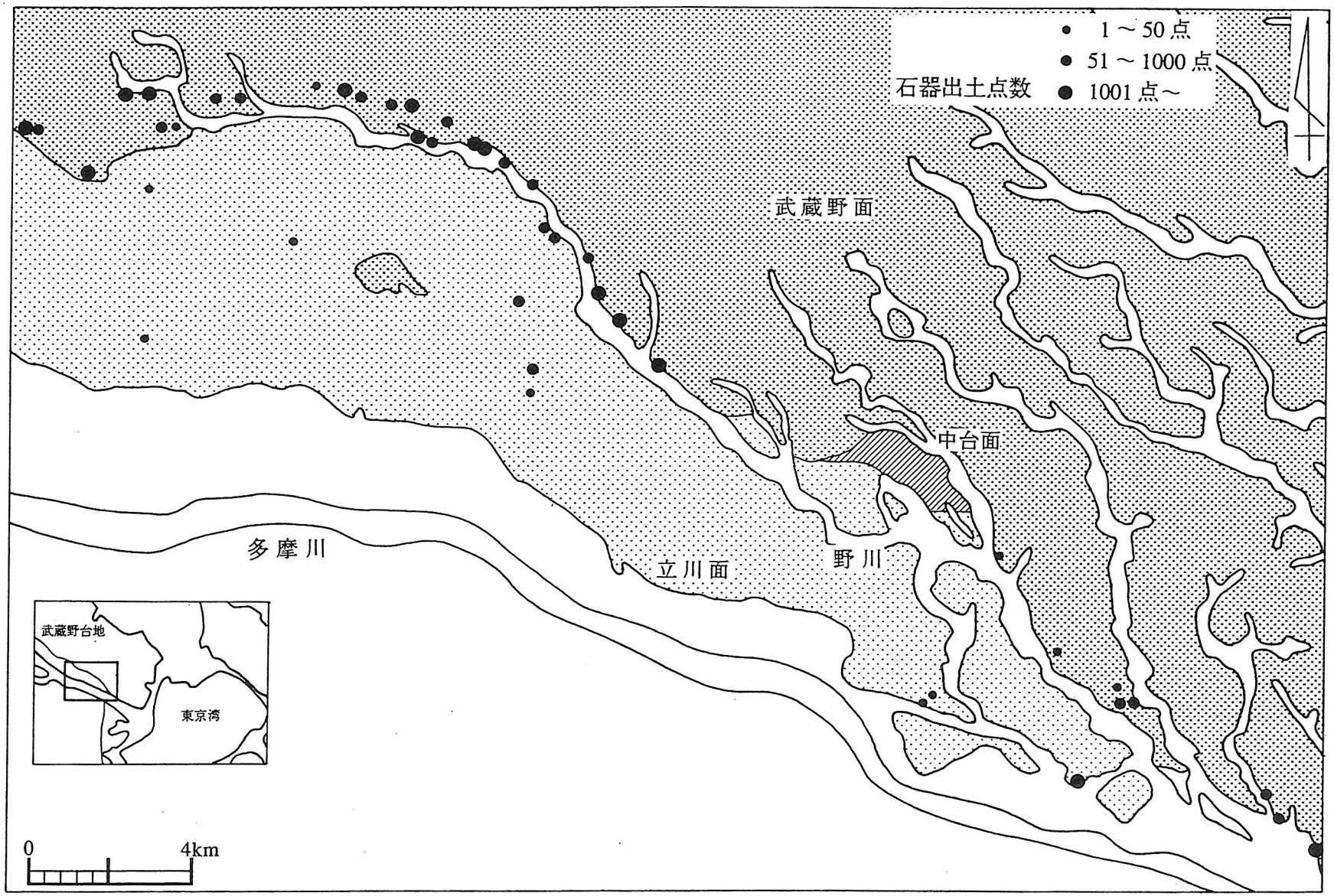
P-7　野川流域の遺跡と水環境

比田井民子（東京都埋蔵文化財センター）、松田隆夫（府中市役所）、
伊藤健（東京都埋蔵文化財センター）、西井幸雄（埼玉県埋蔵文化財
調査事業団）、向山崇久（狛江高等学校）、羽鳥謙三（前橋工科大学）
Tamiko HIDAI,et al.:The Archaeological Site of Nogawa Basin and Enviro--ment Study:Tokyo Metropolitan Archaeological Center

武蔵野台地西南部には考古学的遺跡が数多く残されていることが知られている。特に野川流域には旧石器時代から縄文時代の遺跡の多くが集中しており、考古学的にはこうした遺跡の分布や立地状況から集団の領域や交流などの研究を行う方法が普遍的に行われている。しかし、そうした研究の多くは、遺跡が残された時点から現在までの時間的経過の中での地形景観、自然環境の変化まで考慮されているものではない。時間経過の中で地形は変わり、土層、水環境、気候も変化している。遺跡立地を考える場合、現在の地形と諸環境をそのままあてはめることは適切ではなく当時の生活を復元していく上でも支障が多い。このために段丘地形を始めとし、地形・土壌などの自然科学諸分野における環境変化の考察を含めた遺跡立地の検討を試みた。現在では見えにくくなっている過去の地形や環境を考察し、改めて遺跡の立地を見直すことは、遺跡立地の実態を明らかにし、当時の集団の領域や交流の本来の姿を明らかにしえるものと考える。

図は野川流域の後期旧石器時代遺跡を遺物の出土量で分けて地形図におとしたものである。野川上流の遺跡の規模と数は南関東地方のなかでも特に大きい。こうして地形図上に表していくと、地域による遺跡の分布の差が顕著に認められ、地形、地質がその差に深く係わっていることが考えられる。遺跡の立地傾向であるが、野川の武蔵野段丘崖の上下に沿って遺跡は多く、野川南岸の立川面はそれより少なくさらに野川から離れる遺跡は少ない。そのほかの野川流域の特徴として、遺跡は上流に大規模遺跡が多いが、中流では遺跡がほとんどなくなり、下流では小規模遺跡が多くなる。中流の遺跡が少ない原因と考えられる一つにはその地域に砂を主体とした稲城層を基盤とする中台面があり、遺跡が形成される時期にそのほかの礫層を基盤とする地域より湧水環境に恵まれていなかったことが考えられる。上流、下流を問わず、古い時期の遺跡は小規模で数が少なく、新しい時期の遺跡は大規模で多い。遺跡の発達を時代別にみると野川流域の武蔵野面上では上下流を問わず古い時期の遺跡は小規模で数が少なく、新しい時期の遺跡は大規模で数が多い。立川面上の遺跡包含層の層位が異なるのは場所ごとの離水の時相差によるものと考えられる。また、野川から離れた立川面内にある遺跡に沿って浅い谷地形が存在するのは、立川面形成後も残存した流水環境を意味するものであろう。

以上のような関係から、少なくとも旧石器時代の野川流域では当時の地形、地質が遺跡の立地状況を大きく左右したものと思われる。



武蔵野台地野川流域の後期旧石器時代遺跡の立地

P-8　数値モデルによる完新世中期の東京湾の古潮汐推定

上原克人（九大・応力研）

Katsuto UEHARA; Tidal modeling of the mid-Holocene Tokyo Bay

はじめに

半閉鎖性内湾の潮汐は、主に外洋の潮汐エネルギーの流入により励起され、内部の振る舞いは湾の形状に大きく左右される。そのため湾長が現在の倍近くあったとされる縄文海進時の東京湾では潮汐の影響が今日とは異なっていた可能性が大きい。そこで本発表では、数値シミュレーションにより約５５００年前の東京湾の潮汐特性について調べた。

実験方法

数値実験は(1)現在の東京湾、(2)海水準だけを２ｍ上げた場合、(3)海岸線後退の影響を加味した場合の３例について行った（表１）。実験３の地形は、奥東京湾の部分は小杉(1989)に基づき、現湾域に関しては一律に昭和１１年発行の海図に示された水深から一律に９ｍ（堆積層７ｍ＋海水準２ｍ）低下させている。潮汐は湾口にて現在の主要四分潮の観測値を課すことにより駆動した。格子間隔は約１ｋｍ、計算には２次元潮流モデルを使用した。

結果

湾の一断面に沿った計算結果を図２に示す。広い干潟が存在する実験３の湾最奥部を除けば、いずれの実験でも湾口で励起された潮汐が湾奥へ進むにつれ、次第に増幅している。湾形状を変えずに海水準だけを２ｍ上昇させた場合（実験２）、湾奥での最大潮差は数ｃｍ減少した。さらに地形変化が加わると（実験３）、湾奥での大潮平均高潮面が現在の約１ｍから１．５ｍ以上に増大した（図２ａ）。潮差増加は大部分が半日周潮成分の増大によるもので（図２ｂ）、湾奥では現在より半日周潮的な性質がやや強い傾向を示した（図２ｃ）。また湾域の拡大、振幅の増大に伴って、浦賀水道付近に見られるＭ２潮流の最大値は現在の約２倍に達していた。

考察

各実験で使用した湾形状の固有周期を計算するとそれぞれ６時間、５．５時間、９時間であった。すなわち海水準の上昇自体は湾の固有周期をわずかではあるが潮汐周期（半日周潮で約１２時間）から遠ざけるため、潮差を減少させる方向に働く。しかし、湾域の拡大に伴って固有周期が半日周潮の周期に接近するため、結果として半日周潮が増大したと考えられる。

今回の実験・解析から、縄文海進時の東京湾では、半日周潮が最大５０％程度強かった可能性があり、この潮汐強化は湾の固有周期の変化により説明できることが明らかになった。

表１　実験条件

exps.	conditions
exp1	present configuration
exp2	present coastline, sea-level rise +2m
exp3	modified coastline/bathymetry, sea-level rise +2m

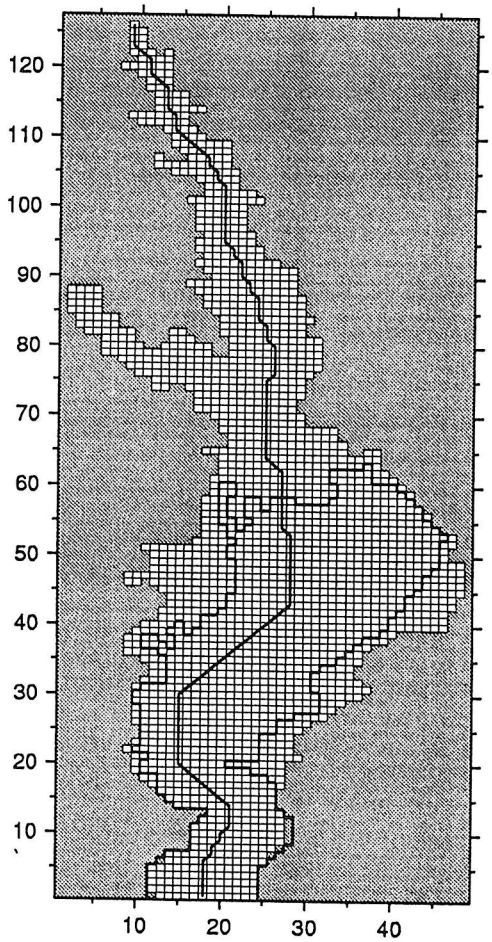


図１　計算に使用した差分格子。現在と５５００年前の東京湾の海岸線、図２の断面線を示す。

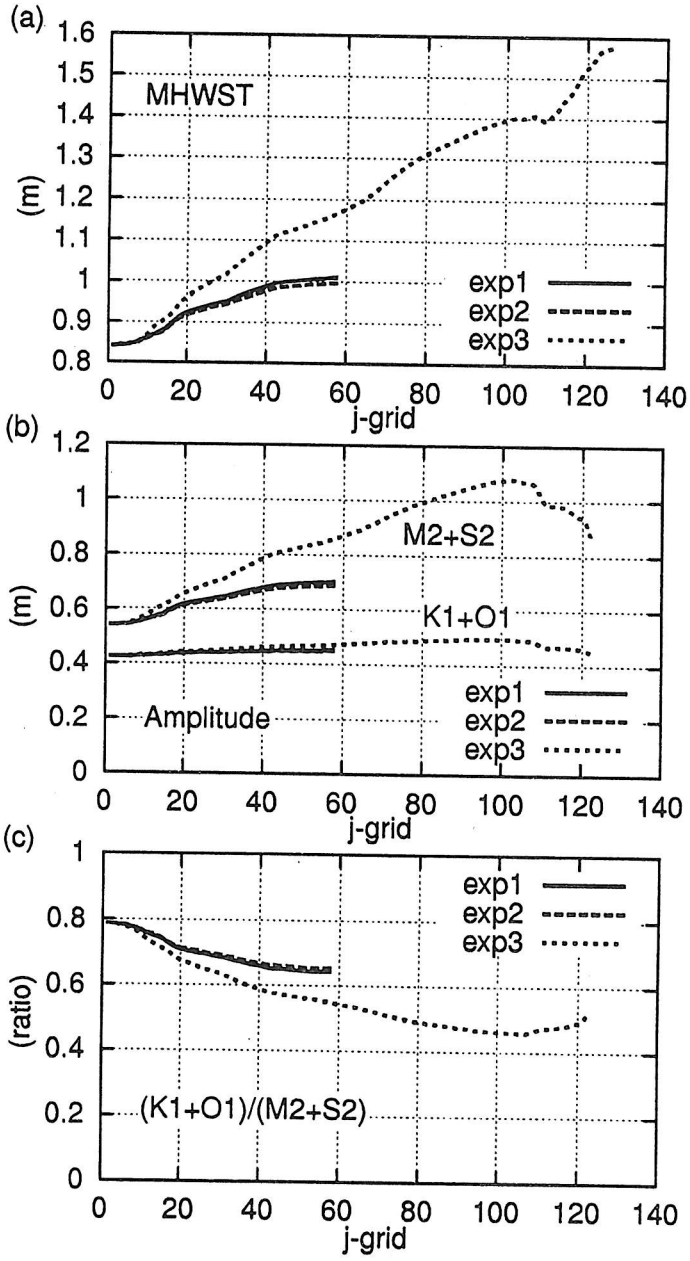


図２　潮汐の計算結果。(a) 大潮平均高潮面、(b) 半日周潮と日周潮の振幅、(c) 日周潮・半日周潮の振幅比。

P-9　塩山市一之瀬のホルンフェス分帯と飯能層ホルンフェルス礫との比較

加賀美英雄（城西大理）・谷口英嗣（駒沢大学高校）

Hideo Kagami and Hidetsugu Taniguchi: Zonation of Taba Hornfels at Ichinose, Enzan City and its comparison with hornfels gravels from the Hanno Formation.

関東盆地の縁辺部に分布する上総層群の基底礫岩層である飯能層中のホルンフェルス礫の起源を求めて関東山地を調査している。今回はその起源地域の一つであると考えられる多摩川上流河川のうち笠取山に端を発する一之瀬川に沿って，甲府花崗岩体によって熱変成作用を受けた，古第三紀四万十帯南帯に属する小仏層群丹波累層のホルンフェルスを分帯した。丹波累層は小仏層群を二分した下部の地層で，主として砂（一部礫）層から成る。

代表的構成鉱物のモード組成を図に示す。K６は丹波山村丹波で採取した砂岩試料で，非変成の源岩を代表する。源岩からK73（一之瀬林道入口近くの花魁淵）、K72，73（一之瀬林道）へと熱変成帯に入ると，chlorite(Ch)とalkali feldspar(K-fs)が減少し，biotite(Bt), muscovite(Ms), Quartz(Qz)が増加する鉱物変化が見られたので，biotite zoneへ変成したと考えられる。この反応を記述するには，スコットランドのBarrow型累進変成帯でみられた

$13Kfs+3Ch = 7Bt+6Ms+12Qz+5H_2O$

が適当と思われる。

一之瀬部落に入り花崗岩体に近づくK６８，６６，５６に見られる鉱物変化は、Ms, Qzが減少し，Bt, cordierite(Crd), garnet(Gar), K-fsが増加するもので，これはcordierite zoneへの変成と考えられる。この鉱物変化を記述するには

$6Ms+2Bt+15Qz = 3Crd+8K\text{-}fs+6.5H_2O$　　または

$Ch+Ms+Qz = Gar+Mg\text{-}rich\ Ch+Bt+H_2O$

が適当であると考えられる。

なお，biotiteに着目するとbiotite zoneではMgが2afu前後，Feが2.6afuであるのに対して，cordierite zoneではMgが1.5afu，Feが3afu前後と変化しており，Fe-Mg比に関して幅広い固溶体を形成していることを示す。すなわち，Mg-rich biotiteからFe-rich biotiteへの変化をとり，端山（1964）によって示された

$Mg\text{-}rich\ Bt+Ms+Qz = Fe\text{-}rich\ Bt+Crd+K\text{-}fs+H_2O$

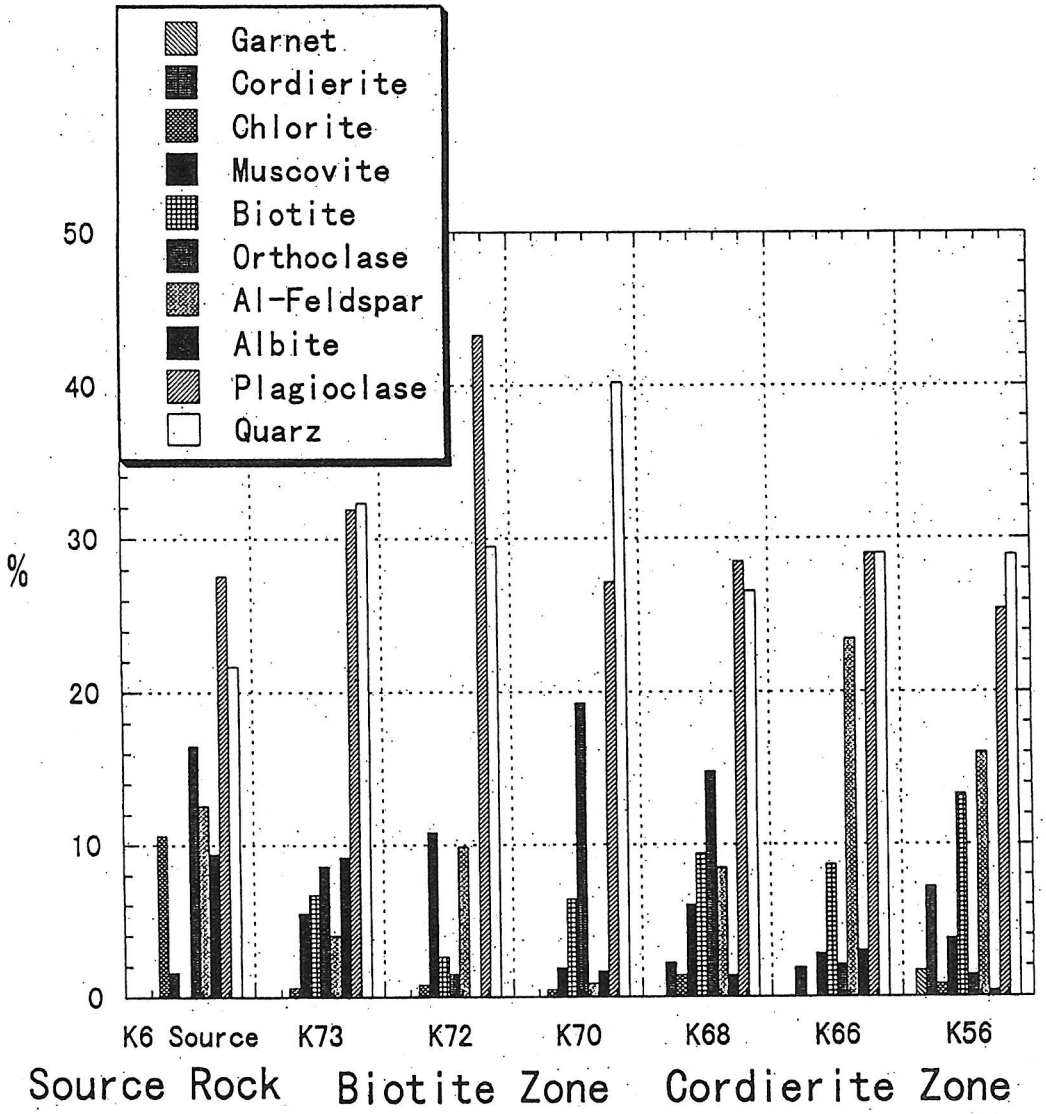
が本域にも当てはまると考えられる。

一方，muscoviteに着目するとbiotite zoneではMgが1.8～0.4afu，Feが2.6～0.6afuであるのに対して，cordierite zoneではMgが1.2～0.2afu，Feが0.7

～0.1afuと両成分は減少する。この減少分をAlが5～3afuから6afu前後へ増加するいわゆるツェルマック置換を行って，biotite zone での phengiteから，cordierite zone でのmuscoviteに達していることを示す。

以上のような知識を持って飯能層のホルンフェルス礫を検討すると，biotiteはMgが2.0afu（Mg-rich），Feが2.5afuであり，muscoviteはMgが1.8～0.4afu(Mg-rich)，Feが1.2～0.2afu，Alが3.5～6afuを示した．これらは，上述の分帯のcordierite zoneに属するが，phengite成分を相当量含む事を示しており，その起源がかなり限定されて来たことは明らかである。

次回においては、泥岩を主体とする小仏層群上部の小菅累層の分帯を行う予定である。



P-10

大阪湾の完新世海況変動：北津守コアと神戸沖コアの堆積相解析

宮原伐折羅，増田富士雄(京都大学)，入月俊明(愛知教育大学)，
吉川周作(大阪市立大学)，藤原治(東濃地科学センター)

Holocene variation of Osaka Bay environment : facies analysis applied for boring cores from Kitatumori and off Kobe

Basara MIYAHARA, Fujio MASUDA (Kyoto Univ.), Toshiaki IRIZUKI (Aichi Edu. Univ.),
Shusaku YOSHIKAWA(Osaka City Univ.), and Osamu FUJIWARA (Tono Geosci. Center)

大阪とその周辺の地下地質は，多くのボーリングコアを用いて，層序，古生物，古地磁気などについて研究されている．しかし，ボーリングコアでの観察から古環境を復元する精密な堆積相解析はあまり行われていない．ここでは淀川河口の大阪市西成区北津守のコアと神戸沖の海底コアを対象に，高密度の^{14}C年代値から地層の年代を求め，堆積物の観察結果に基づいて大阪湾の完新世の海況変動を復元した．

2本のコアの完新統の岩相の特徴について述べる．北津守のボーリングコアの最上部約16mは完新統で，海成粘土層(Ma13)の中央部に厚さ約7.5mの砂質シルト層が挟まる．最上部6mはこのコアでは採取されていないが，近くのデータから推定すると上方粗粒化する砂層である．また，神戸沖のコアでは，同様に約30mの厚さを持つ海成粘土層(Ma13)の中央に厚さ約14mの砂質シルト層が挟まり，深度11m付近では細粒砂が主体になる．このように大阪湾の完新統では海成粘土層から砂質化するイベントと，その砂質堆積物が再び海成粘土層に戻るイベントが見られる．

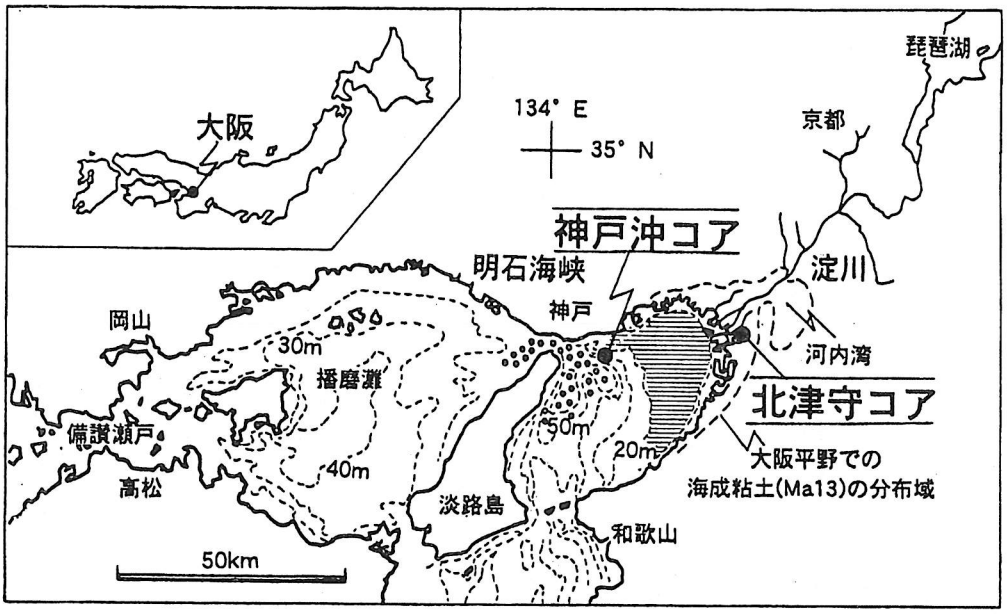


図1．ボーリングコアの掘削地点．斜線部は粘土の堆積域．白丸は粗粒堆積物．

砂質化するイベントについて考えてみる．現在の大阪湾に粗粒な粒子を供給するシステムは，淀川系の河川の流入と明石海峡からの潮流による運搬である．内湾であるため波浪は小さく，粗粒堆積物の運搬の原動力にはなりえない．粗粒な粒子の堆積は神戸沖では約9700年前，北津守では約8000年前に始まる．8000年前には大阪湾の東に河内湾が存在し，河川からの粗粒堆積物はトラップされるため大阪湾には届かなかった．また，明石海峡に近い神戸沖の方から粗粒堆積物が堆積し始めており，神戸沖の砂質シルト層の方がより粗い．北津守のコアの砂質シルト層は最も長距離運搬されやすい極細粒砂を主とする．これらの事は，完新統の中央部に存在する砂質堆積物が海水準上昇に伴う明石海峡の潮流発生によって湾底に分布したものであることを示している．

次に砂質堆積物の上位で再び海成粘土に変わるイベントについて考える．海成粘土は現在の堆積物の分布から主に淀川系の河川の洪水流起源とされている．そのイベントの年代は神戸沖では約1000年前，北津守では約1700年前である．淀川のデルタプレーンで掘削された北津守のコアに再び粘土が堆積し始めたのは，淀川が河内湾を埋積し大阪湾に到達したためである．北津守のコアの最上部は上位ほど浅い堆積物が重なる上方粗粒化のサクセションを構成する．それは淀川のデルタが前進して形成されたものである．その過程で前置面下部から底置面の泥質堆積物の堆積中心が北津守に到達して，厚い粘土が急速に堆積し始めた．さらにこの堆積中心は700年後に神戸沖に到達したことになる．

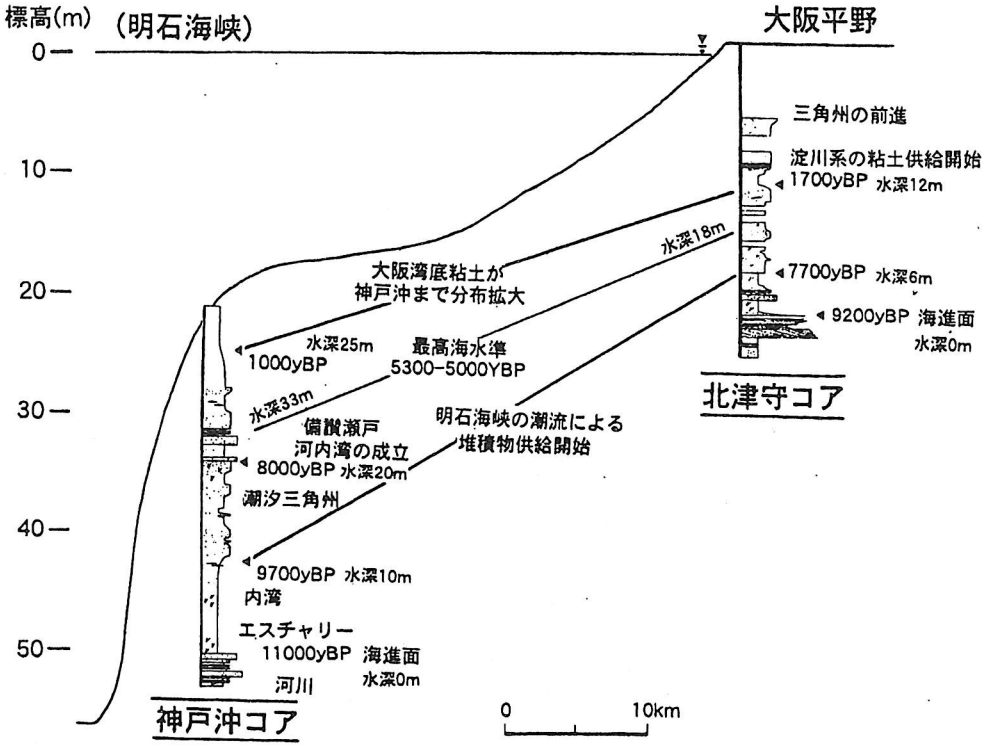


図2．大阪湾の完新世の海況変動（年代は暦年代）．

P-11 出雲平野の地形発達史(1)

-珪藻・イオウ分析による古環境復元-

沢井祐紀（九大院・理学研究科）・中村唯史（㈱日新技術コンサルタント）
渡辺正巳（文化財調査コンサルタント㈱）・内田律雄（島根県教育委員会）
Yuki SAWAI, Tadashi NAKAMURA, Masami WATANABE, Ritsuo UCHIDA;An environmental history derived from diatom, pollen and geochemical evidence at Izumo plain, Shimane prefecture, western Japan.

はじめに

汽水域の古環境復元を行う際によく用いられる手法が珪藻分析である．汽水域における珪藻分析の傾向の一つに，「主に浮遊生珪藻の種構成変化に基づいて古塩分濃度を復元し，汽水湖沼などの成因を考察する．」という流れがある．この種の研究については，Transfer Function Methodを用いた定量的な古塩分濃度復元（例えば鹿島，1997）が行われるなど，国内外の珪藻分析者の手によって発達してきた．

本研究では珪藻分析に加えイオウ分析を行い，分析結果の比較から古環境解析を試みた．

なお，本調査は島根県教育委員会による「止屋淵」伝承地調査の一環として行われたものである．

試料について

図1に示す、斐伊川左岸の後背湿地（北緯35° 47'5"東経132° 20'31"）でコア（OT-1）採取を行い，各種分析（珪藻，イオウ，花粉，^{14}C年代測定）を行った．

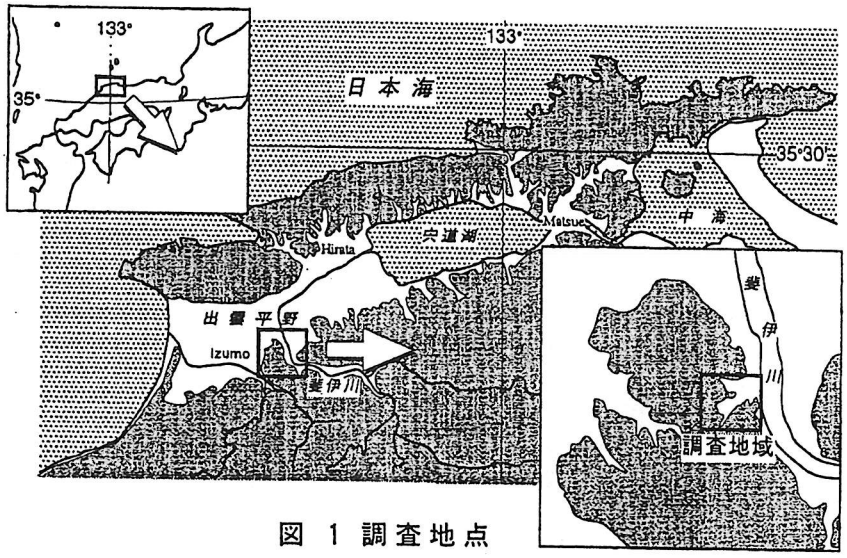


図 1 調査地点

今回掘削したOT-1コアは，標高11.5mの水田で掘削された全長28mのコアである．Gl±0～-5.4mは花崗岩質砂を主体とする斐伊川による河川堆積層，GL-5.4～11.4mは泥炭質泥と砂質泥が互層を呈す湿地堆積層，GL-11.4～27mは主に泥からなる湖沼堆積層と判断される．また，GL-11.4～27mの泥層中GL-19.9mにK-Ahが挟まれているほか，GL-22.1～22.3mには厚さ1～3mmの年縞状のラミナが認められる．

また泥層基底部は，^{14}C年代値から推定される泥層の平均堆積速度および大西ほか（1990）との花粉層序対比から，7.5千年前頃と見積ることができる．

珪藻化石群集とイオウ濃度

珪藻化石群集組成は次の5帯に区分できる．

1帯（GL-27～25.5m）：淡水浮遊生種*Aulacoseira ambigua*及び*A. granulata*が多産する．

2帯（GL-25.5m～23.5m）：汽水浮遊生珪藻*Cyclotella striata*が優占する．

3帯（GL-23.5m～13.5m）：淡水浮遊生種*Aulacoseira ambigua*及び*A. granulata*が優占する．

4帯（GL-13.5m～10.0m）：淡水付着生・底生種*Cocconeis placentula*, *Gomphonema acuminatum*などが多産する．

5帯（GL-10.0m～7.4m）：汽水付着生種の*Achanathes brevipes*が優占する．

湖沼堆積層にあたる1～3帯では底生・付着生珪藻はほとんど産出しない．

イオウ濃度は上記の2帯および3帯下部で2%を越える高い値を示す．その他の層準では，おおむね0.2%未満である．

古環境

本調査地には7.5千年前頃から4千年前頃にかけて湖沼が存在した．珪藻群集から水域環境は，淡水湖沼→汽水湖沼→淡水湖沼と変化していったことが推定され，汽水環境が推定される層準ではイオウ濃度も高い値を示す．しかし，珪藻群集から淡水環境が推定される層準では，イオウ濃度が高い値を示すことがあった．このことは，上層では淡水珪藻が多産する淡水環境が存在し，下層（低層）では貧酸素の海水が湖沼内に流入・滞留しイオウが固定されたためであると考えられる．このことは，同層準の堆積物中に色調の違いによるラミナ構造が見られることからも明らかである．

前述の様に，K-Ah層準の本調査地は淡水の湖沼であったことが明らかである．一方宍道低地帯の縄文海進極頂期はK-Ah降灰頃と考えられており（中村ほか，1996），矛盾する．斐伊川河口部では砕屑物供給量が多いために，見かけ上他地点より早く海退に転じ，本調査地が陸側に取り残されたためと考えられる．

P-12　東郷池年縞堆積物を構成する珪質微化石の群集組成変化

石原園子・加藤めぐみ（都立大），谷村好洋（科博），福沢仁之（都立大）

Sonoko ISHIHARA, Megumi KATO, Yoshihiro TANIMURA and Hitoshi FUKUSAWA : Sequential changes of siliceous microfossil assemblages in varved lake sediments of Lake Togo, western Japan.

1．はじめに

1992年に鳥取県中央部に位置する東郷池において掘削・採取された湖底堆積物には，明暗のラミナが連続的に認められ，この明暗のラミナの互層1セットが1年間に堆積した年縞堆積物である（加藤ほか，1998）．年縞堆積物には地球表層におけるグローバルな環境変化やローカルな環境変化が季節～1年単位で連続的に記録されており，年縞堆積物の分析から過去の環境変動が高精度時間分解能で検出できる可能性がある．

この研究発表では、年縞堆積物を含まれている珪質微化石の群集組成を明らかにして、その層位的変化から葉層シークエンス中における珪質微化石の季節的な群集変化を明らかにする．

2．東郷池で採取された年縞堆積物の特徴

採取された年縞堆積物コアの全長は40mであり，深度6.2mから24mの層準に年縞堆積物が認められている．年縞堆積物の光学顕微鏡観察によって，明色ラミナが珪藻遺骸の殻のみから構成されるのに対して，暗色ラミナは珪藻遺骸の他に粘土鉱物や石英などの砕屑鉱物や不透明粒子を多く含んで最上部に落ち葉などの植物破片を挟んでいることが確認されている．珪藻殻の種類が葉層シークエンスの中では層位的に変化し，ある層準では*Chaetoceros* spp.の休眠胞子が密集して堆積していることが報告されている．これらの堆積構造の特徴から，明色ラミナが冬季～春季，暗色ラミナが夏季～秋季に堆積した可能性が高いとされている（加藤ほか，1998）．

3．年縞における珪質微化石群集の層位的変化

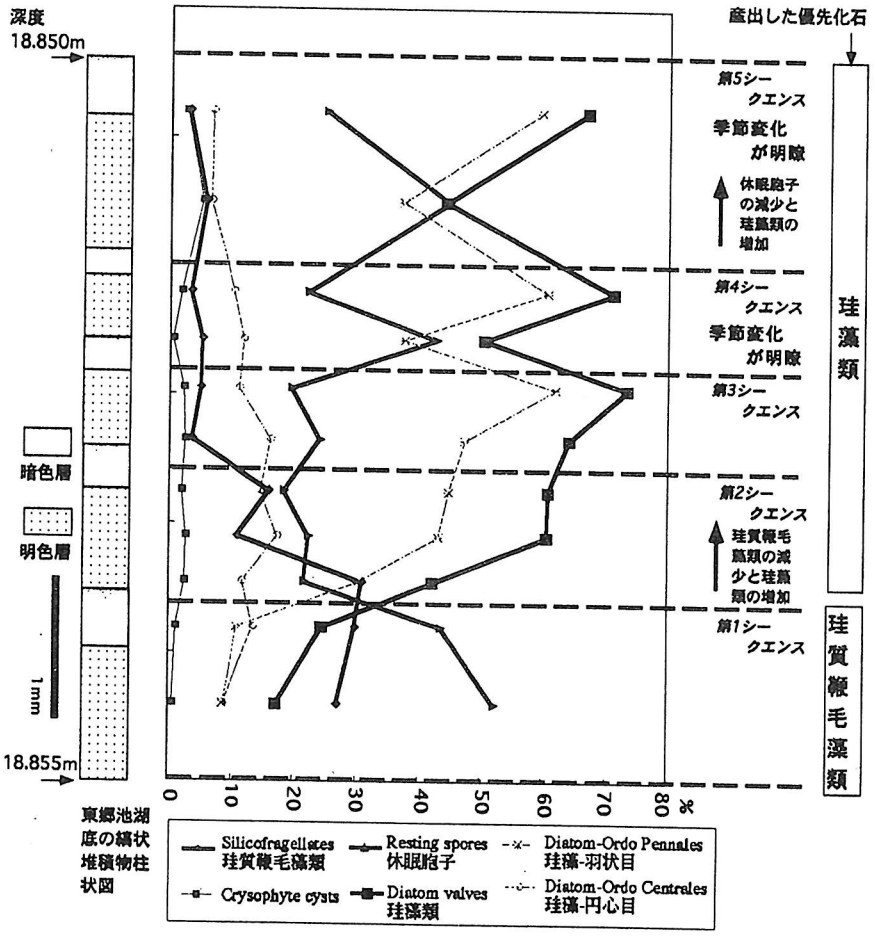
予察的な珪質微化石分析を東郷池年縞堆積物の深度18.850mから18.855m(層厚5mm)の層準で行った．暗色層の上限からその上位の暗色層までを１枚の葉層シークエンスとすると，この年縞堆積物の層準には５枚の葉層シークエンスが認められ，葉層ごとに珪質微化石試料を計11層準にわたって採取した．５枚の葉層シークエンスを，下位から上位に向かって，第１から第５シークエンスと名付けた．これらの年縞堆積物に含まれる珪質微化石は，珪藻類，珪藻類の休眠胞子，珪質鞭毛藻類（Silicofragellate），Chrysophyte cystsの化石群集から構成されていた（図）．第１シークエンスでは，珪質鞭毛藻類が優占し，第２シークエンスにおいて珪質鞭毛藻類と珪藻類の優占順位が入れ替わる．第３シークエンスから上位は，珪藻類が優占して産出した（図）．これは水塊のローカルな環境変化に対応した群集組成の変化をおそらく示しているものと考えられる．すなわち、第２シークエンスにおいて水温・栄養塩濃度等の何らかのインパクトが起こり，化石群集の優占順

位が交替したのではないかと考えられる．第１シークエンスで珪質鞭毛藻類が優占する理由は，栄養塩を珪質鞭毛藻類が優先して摂取してしまい珪藻が生息することが困難であった可能性がある．このことは，珪藻類の休眠胞子が非常に多産することからも指示される．また，１つのシークエンスの中で珪藻類の休眠胞子は明色層から暗色層にかけて減少するのに対して，成体の珪藻殻は逆に増加している（図）．こうした群集変化の傾向は、とくに第４，第５シークエンスで著しい．これらの事実は，明色ラミナが冬季～春季に，暗色ラミナが夏季～秋季にそれぞれ堆積した可能性が高いことを指示しており、加藤ほか（1998）の見解を支持する．

４．まとめ

これらの珪質微化石の分析によって次の３点が明らかになった．①化石群集組成の変化は，湖沼水塊の栄養塩類濃度などの季節変化あるいはローカルな環境変化に強い影響を受けている．② 化石群集組成中の休眠胞子と成体の珪藻殻の割合の変化は１つの葉層シークエンスが季節周期の変動を表現していることを指示する．③年縞堆積物と珪質微化石を用いれば、過去の環境が高時間分解能で復元できる可能性がある．

なお、本発表では年縞堆積物中に含まれる珪質微化石の群集組成が数年～数千年のタイムスケールでどのように変化するのかという解析を試みるつもりである．



全珪質微化石個体数における各微化石個体数の割合

P-13 香川県高松港からみつかった明治時代の氾濫堆積物

川村教一（高松高等学校）

Norihito KAWAMURA:Some flood deposits of the Meiji era from the sediments of the Takamatsu Port, Kagawa Pref.

香川県高松市の高松港の海底下より，完新世の氾濫堆積物が見つかった．これらの堆積物は，主にシルト質であり，陸域起源の植物遺体と人工的な遺物，および海棲貝類遺骸を多量に含むことがある．これは降雨強度が著しく強い台風接近時に，河川の外水氾濫などによる洪水流が港湾内に流入して形成された堆積物であろうと考えられる．堆積物内の遺物の時代などと古記録に記された災害記事との比較により，明治時代の台風がその候補として挙げられる．

なお，本研究を進めるにあたり，平成９年度福武学術文化振興財団による研究助成を受けた．

地形・地質概説

調査地である高松港（香川県高松市）は，讃岐平野の１つ高松平野の臨海部にある．高松平野は，平野の南部にある阿讃山脈より北流する河川により形成された沖積平野である．平野は，主に，香東川により形成された香東川扇状地からなり，臨海部には香東川により形成された三角州などがある．香東川三角州は扇状地堆積物などからなる洪積層を覆って，縄文時代前期～後期に形成された（川村，1999）．高松港はこの三角州に位置する．高松港は，明治 21 ～ 28 年の間に西防波堤が築かれ，さらに一部海域（調査地点付近）を埋め立て，また東防波堤を設置された．その後，明治 36 年までには宇高連絡船用の岸壁が完成した．

氾濫堆積物

氾濫堆積物は露頭Ａ，Ｂの２カ所で観察された．このうち露頭Ａの状況について以下に述べる．

氾濫堆積物Ａ：露頭Ａの深度３ｍ（海抜－１ｍ）付近に見られるシルトおよび礫混じり砂層．層厚約 50cm，色調は暗灰色である．下位の砂層の上にやや不規則な底面で重なり，上位は砂層により覆われる．本層は，細～中礫，時に大礫の亜円礫が混入し，淘汰が悪い．特に本層下半部は礫の含有量が多い．陸域に由来する多量の植物遺体細片が層内全体に散在しているが，海棲貝類遺骸は上部 20 ～ 30cm にだけ見られる．

生物遺体

氾濫堆積物Ａには陸上起源の枝，葉などの植物細片が著しく多い。これまでに同定された種は，ウマゴヤシ *Medicago polymorpha* L. の種子などである（川村，1998b）．ウマゴヤシは，江戸時代には各地に広がったといわれている（長田，1976）．また本層より採集された海棲貝類遺骸は，腹足類 21 種，二枚貝類 12 種である．優占種はヒメシラトリガイ *Macoma*（*M.*）*incongrua*（Martens）とアサリ *Ruditapes philippinarum*（Adams & Reeve）である．この貝類遺骸群集は，異地性の産状を示す内湾の潮間帯群集である（川村，1998b）．その他に，海綿骨針がパッチ状に高密度で密集することもある．

^{14}C 年代

地層の^{14}C 年代測定のために，氾濫堆積物Ａから貝化石（アサリ）を採集した．年代測定は液体シンチレーション法により行われた．測定の結果，^{14}C 年代 130 ± 50yBP，暦年代：AD1675 − 1945（２σ）が得られた（Beta − 129485）．

遺物とその年代

氾濫堆積物Ａより，石炭片，瓦片（江戸時代後期以降，幕末以前），皿（明治時代？）などを産する．

考察

氾濫堆積物Ａは，その層相，特に多量に含まれる陸生植物遺体，異地性の海棲貝類遺骸群集および遺物の存在より判断して，陸上，船溜まり海底の砕屑粒子が，多量の降雨により陸域で発生した洪水流により港湾内に流入，堆積したものであると考えられる．保存の良い陸生植物遺体が密集することがあるのは，多量の植物遺体が短時間に埋没させられたためではないかと考える．層序，遺物や^{14}C 年代，古地図より判断して，その形成年代は，高松港で防波堤建設が始まる明治 21 年以降，調査地点（露頭Ａ）が埋め立てられる明治 36 年までの間と推定される．高松地方の古記録に記されたこの間の最も大きな洪水災害としては，明治 29 年８月 30 日に香川県に接近した台風がある．この台風による最大風速は当時測候所があった多度津で 21.7m/s，日雨量は香東川流域で 250mm であった（多度津測候所，1992）．このとき高松平野を流れる香東川は，各所で外水氾濫を起こしていた（川村，1998a）．氾濫堆積物Ａは，この台風により形成された可能性がある．

本事例のように，防波堤を持つなどする港湾の海底において氾濫堆積物が形成されやすいとすれば，災害をもたらした気象現象と堆積物の年代対比の可能性が高まる．対比されれば，堆積物の形成と気象現象の種類や規模の関係を検討することもできる．

P-14 長崎県大村湾におけるセディメント・トラップ試料より得られた浮遊性珪藻の解析

－浮遊性珪藻の生態・堆積過程の検証が水成堆積物を用いた古環境復元に果たす役割－

加藤めぐみ（都立大）・谷村好洋（国立科学博物館）・松岡數充（長崎大）・福沢仁之（都立大）

Megumi KATO, Yoshihiro TANIMURA, Kazumi MATSUOKA and Hitoshi FUKUSAWA: Planktonic diatoms from sediment traps in Omura Bay : ecology and taphonomy of planktonic diatoms and implications for reconstructing paleoenvironments from lacustrine and marine sediments

珪藻は水域生態系の一次生産者として淡水から海水にわたるさまざまな環境に生活しておりその殻が珪酸体よりなるため水成の堆積物から化石として多産する．珪藻類のそれぞれの種が塩分濃度・栄養塩濃度・ pH ・水流・水温などの物理化学的要因に対して適応範囲をもって生息している．こうした特性から，堆積物中の珪藻化石は古環境復元の指標とされてきた． 湖沼・内湾において採取された堆積物には多くの場合珪藻化石が含まれており，珪藻化石は湖沼・内湾の古環境の指標として有効である．とくに生物起源の年縞堆積物のなかには，珪藻がブルームや休眠といった生活史をもち珪藻種の構成が季節変化によって変化することにによって形成されたものが多くある．年縞堆積物は貧酸素環境下で堆積した生物擾乱を受けていない堆積物であることから，高時間分解能で古環境を復元するための試料となる可能性をもつ点で非常に重要である．珪藻化石をふんだんに含む生物起源の年縞堆積物を用いて年単位もしくは季節単位で珪藻から古環境の情報を得ることができるのではないかと期待される．

しかしながら，珪藻化石を用いて高時間分解能で高精度に水域の環境復元を試みるための試料には恵まれているにもかかわらず，珪藻化石を環境指標として用いるうえで前提となる現生の生態とその堆積過程を明らかにする研究はこれまでほとんどなされてこなかった．小杉（1985）は，堆積物中の珪藻化石の解析により古環境を推定するためには現世環境において珪藻種の生態を正確にとらえておくことと生体群集が化石群集に変換していく過程を明らかにしていくことの２点が重要であるものの，珪藻についてはこれらの基礎的な研究が十分なされていないことを指摘している．そこで小杉（1988）は，珪藻遺骸の現地性・異地性を区分することに着目して珪藻群集の環境への適応を再検討したうえで底生珪藻を環境指標種群に区分し，それらの珪藻遺骸の運搬・堆積過程を考慮して古環境を復元することを試みた．ただし，小杉（1988）によって明らかにされたのは，おもに干潟における底生種の珪藻の環境への適応性とそれらの運搬・堆積の空間的な分布パターンにとどまっている．

水域の古環境を連続的にまた高時間分解能で解析するための堆積物試料として湖沼・内湾において採取された堆積物が非常に適している（福沢，1995）．このような試料は過去から現在まで堆積作用の卓越したところ，つまりある程度の水深を常に保っていたところで採取された堆積物であるため，その地点の水域環境を示す現地性の珪藻種はもっぱら浮遊性であり，底生種は水流などによって運ばれたり水中での再移動によってもたらされた異地性の珪藻群集であると解釈される．そのため，浮遊性種についての生態やそれらの遺骸の沈降・堆積過程を現生の試料で検証していく必要がある．

このような研究に対するアプローチとしてセディメント・トラップを利用して現生試料を採取し解析する方法がある．一定期間セディメント・トラップを水中に係留し，その中に沈降してきて蓄積されたプランクトンやそのほか陸源の砕屑鉱物や有機物遺体などの堆積物となる粒子の組成を定量的に明らかにすることができる．また，これを継続して行なうことで，プランクトンの生産量やプランクトン遺骸を含めた沈降粒子の季節変化や年々変化について定性的・定量的なデータを示すことができる．浮遊性珪藻種の生活史や環境への適応性，それらの遺骸の挙動と堆積過程を明らかにするためにセディメント・トラップを用いた試料の解析が有効である．ここから得られた現生のデータを堆積物中の珪藻化石と比較・検討したうえで，堆積物中の珪藻化石を環境指標として利用してより精度の高い古環境の復元をしていくことが必要であると考える．

以上のような問題意識にもとづき，長崎県大村湾にて採取されたセディメント・トラップ試料を解析した．大村湾は断層海湾でありリアス式の海岸線に囲まれ水深約 15～20m の海底が広がっている．大村湾に流入する大きな河川はなく，きわめて狭い瀬戸を通じて外洋とつながる袋状海湾である．そのため海水の交換率が小さく夏季には湾奥部で海底無酸素化が生じる．生物学的には渦鞭毛藻の赤潮が発生することで知られる（日本海洋学会沿岸海洋研究部会，1985）．セディメント・トラップは湾奥部に位置する長与浦の水深約 10m の地点の水深約 8m のところに係留されており，試料は 1998 年 6 月より 2 週間ごとに回収されている．これらの試料中の珪藻種の同定を行なったところ，大村湾の湾

奥部において少なくとも 27 属 90 種の浮遊性および付着性珪藻種の栄養細胞と光合成をほとんど行なわなず休眠期にある休眠胞子（少なくとも 6 種），いくつかの形態の異なる珪質鞭毛藻類が認められた．出現した珪藻類はおもに海生浮遊性種であった．また各試料中の珪藻類と珪質鞭毛藻類種ごとに定量して 1m^2 当たり 1 日に沈降する珪藻と珪質鞭毛藻の個体数を産出した．約 1 年分の試料から，珪藻類およびそれに附随して産出する珪質鞭毛藻類の沈降量の季節変化が明らかになり，季節ごとに生息するもしくは沈降する珪藻種が顕著に変化することが明らかになった．*Tharassiosira* 属，*Chaetoceros* 属，*Tharassionema* 属，*Skeltonema costatum*，*Proboscia alata* の栄養細胞と *Chaetoceros* 属の休眠胞子が多く出現し，それぞれが異なる季節に優占した．これらの結果と海況および水質の観測データから珪藻種の環境への適応性を探るとともに表層堆積物中の珪藻化石との比較からそれぞれの分類群がもつ環境指標としての役割を検討して発表する予定である．

海底表層堆積物の堆積構造とそこに含まれる珪藻化石をセディメント・トラップより得られた結果と比較して内湾において形成される生物源ラミナの堆積モデルを立証し，年縞堆積物の解析に有益な情報を提供していくこともセディメント・トラップ試料の解析における重要な課題である．現生試料より得られたデータにもとづいてより限定された水域環境を指し示す指標を得ること，それを応用して堆積物に季節の情報を盛り込んで水域環境に変化をもたらした環境変動要因を特定していくことことで，珪藻化石は古環境の復元にこれまで以上に貢献していくことができるはずである．

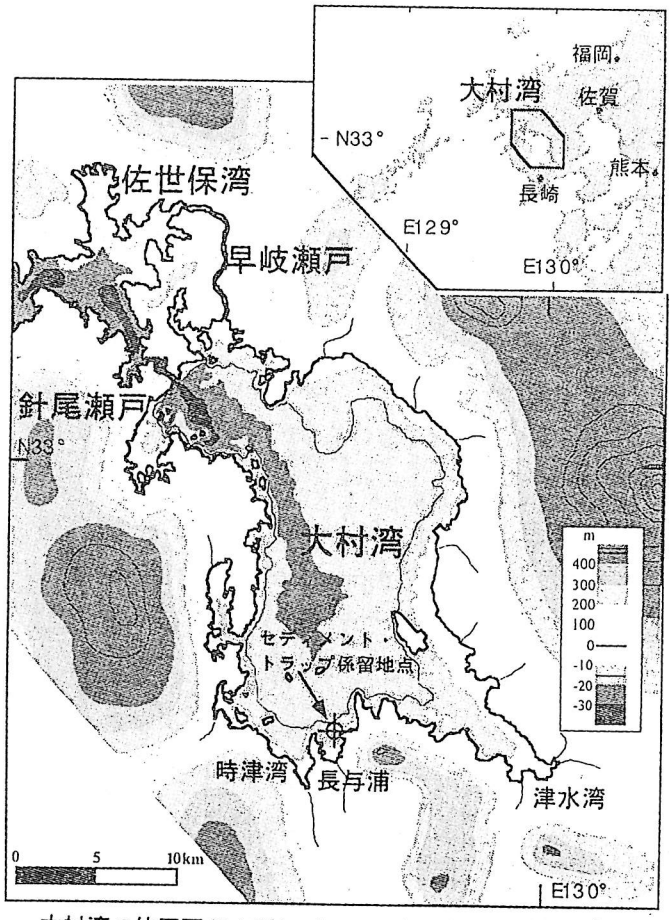
＜引用文献＞

福沢仁之（1995）：天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物．第四紀研究，**34**，135-149.

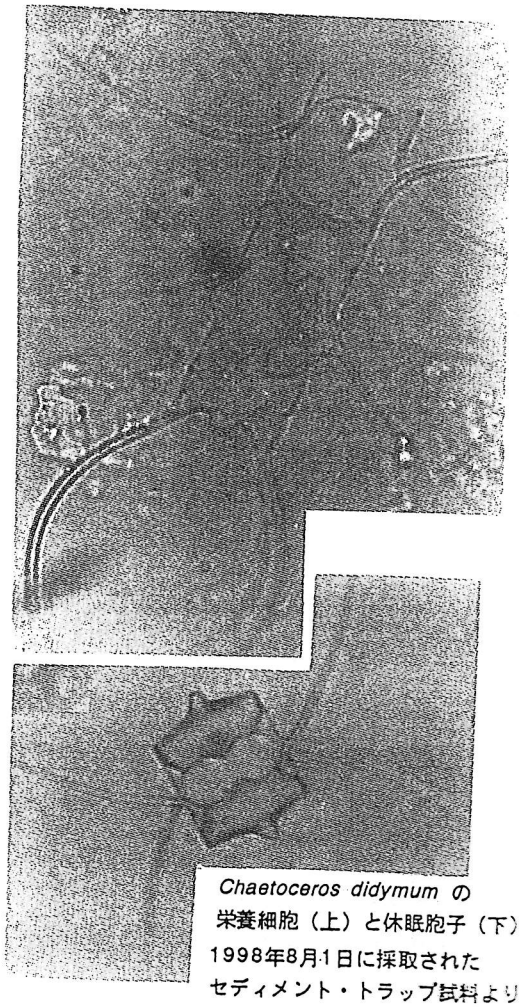
小杉正人（1985）：染色像による生体・遺骸の識別法とその意義．第四紀研究，**24**，139-147.

小杉正人（1988）：珪藻の環境指標種群の設定と古環境復原への応用．第四紀研究，**27**，1-20.

日本海洋学会沿岸海洋研究部会編（1985）：「日本全国沿岸海洋誌」東海大学出版会，879-900.



大村湾の位置図およびセディメント・トラップ係留地点



Chaetoceros didymum の栄養細胞（上）と休眠胞子（下）1998年8月1日に採取されたセディメント・トラップ試料より

P-15 大村湾表層堆積物中の渦鞭毛藻シスト群集組成変化に認められる富栄養化—（1980～1981年と1998年との比較）—

林　正男・松岡數充（長崎大学水産学部沿岸環境学研究室）

Masao Hayashi ・ Kazumi Matsuoka: Eutrophication recorded in difference of dinoflagellate cyst assemblages recovered from samples of 1980-1981 and 1998

渦鞭毛藻は植物プランクトンとしてハプト藻や珪藻とともに海水・淡水域で第一次生産者として食物連鎖上重要な位置を占め、その増殖には栄養塩が必要である。渦鞭毛藻は時に異常増殖を行い、赤潮を引き起こすことがある。増殖した渦鞭毛藻はやがて栄養塩の不足などによって海水中から消滅していくが、一部の種には有性生殖を行って休眠細胞（シスト）を形成し、不適切な環境期間を過ごすものがある。この渦鞭毛藻シストは2個体の配偶子接合によって形成された運動性接合子が鞭毛を失って浮遊能力を欠いた休眠細胞であり、また強い耐久性を備えているため数年以上休眠することができる。堆積物中に残存したシストは、赤潮発生時の“種（たね）”としても注目されている。

渦鞭毛藻群集の特徴は海水温、塩分、栄養塩濃度などの海域固有の水質とに関連が認められることから、海底堆積物中の渦鞭毛藻シスト分析が過去の堆積域の環境推定に適用可能であると示唆されており、とりわけこれまでにシスト群集と水質環境とが深く関わっていることが報告されてきた。本研究では大村湾堆積物中の渦鞭毛藻シストの分布調査を行った1980～1981年と1998年の結果と比較することによって、過去18年間で大村湾に生じた水質変化を明らかにすることを目的とした。

本研究では分析試料を1980～1981年と同じ20地点で、TFO式コアサンプラーを用いた同じ方法で採取した。採取後は表層部が乱れないように運搬・保存し、分析開始まで冷暗所に保存した。柱状試料の表面下2㎝までを粗試料として分取した。超音波照射の後、目合い125μm及び20μmの篩いにかけ、20μm上の残渣を集め、渦鞭毛藻シストを含む10㎖の濃縮試料をつくった。これを倒立顕微鏡下で0.1～0.4㎖に分取して観察し、計1㎖を検鏡した。

今回の調査で確認した渦鞭毛藻シストはGonyaulacoidグループで3属8種（優占種として、*Spiniferites mirabilis*, 以下同様）、Tuberculodinioidグループで1属1種（*Tuberculodinium vancampoae*）、Calciodineloidグループ1属2種（*Scrippsiella trochoidea*）、Gymnodinioidグループで1属1種（*Pheopolykrikos hartmannii*）、Protoperidinioidグループで8属14種（*Votadinium carvum*）、Diplopsallidグループで2属2種（*Dubridinium caperatum*）、Gymnodinioidグループで1属2種（*Polykrikos kofoidii*）、の計17属30種であった。各定点のシスト個体数は558～1495cells／㎤（平均値937cells／㎤）にあり，1980~1981年よりも増加していた。渦鞭毛藻シストの分布は湾口部と湾奥部で細胞数だけでなく群集組成上の差が確認された。シス

ト群集の変化は Protoperidinioid グループで顕著にみられ、今回の調査結果では湾奥部で高い出現率を示した。各地点で Protoperidinioid グループが占める割合は 1980～1981 年の試料では 10％～24％であったのに対し、今回は 17％～79％に増加した。また、湾口部の大串湾や湾中央部では 26％～30％でその増加は少なかったが、津水湾では 39％～79％にまで増加した。

渦鞭毛藻は栄養摂取様式によって独立栄養種と従属栄養種に区分される。本研究では Gonyaulacoid グループ, Tuberculodinioid グループ, Calciodineloid グループ, 一部の Gymnodinioid グループが独立栄養種群に、Protoperidinioid グループ, Diplopsallid グループ,一部の Gymnodinioid グループが従属栄養種群に区分された。特に従属栄養種群のうち Protoperidinioid グループについては被捕食者が珪藻（*Skeletonema costatum, Ditylum brightwellii, Thalassiosira angulata, Thalassiosira anguste-lineata, Thalassiosira nordenskioeldii, Coscinodiscus* sp.）などであることがこれまでの観察によって明らかにされている。このような生態学的特性から、Protoperidinioid グループや Diplopsallid グループが優占する渦鞭毛藻シスト群集は、珪藻類や他の小型植物プランクトンが多く増殖する環境を反映していると考えられる。

大村湾は強閉鎖的内湾であるためそれに見合う十分な海水交換は行われていない。湾最奥部に位置する津水湾では今村川、大東川、西大川、喜々津川の河川が流入している。河川水とよく混合した海水中にはケイ酸塩やチッ素、リンなどの栄養塩が多く含まれている。このような環境下ではケイ酸塩を摂取する珪藻類が増殖する。さらに珪藻などの植物プランクトン細胞から分泌される溶存有機物を利用してバクテリアが増殖し、ついで珪藻類やバクテリアなどを捕食する従属栄養型渦鞭毛藻が増殖するという食物連鎖網が想定される。湾奥部で Protoperidinioid グループが他の地点と比べて増加していたことは今回の調査で確認された特徴の 1 つであり、これは津水湾周辺の人口増加に伴う栄養塩の増加を反映しており、その海域での富栄養化の進行が考えられた。

P-16　ため池堆積物への環境磁気学的研究の試み

佐藤高晴・足立千枝（広島大学総合科学部）

Takaharu SATO and Chie ADACHI; An environmental magnetic study on sediments from irrigation ponds.

過去の堆積環境の違いを堆積物の岩石磁気学的性質から調べる環境磁気学は、堆積環境が酸化的であったか還元的であったか、また、その時間的変化を調べることができるだけではなく、流入堆積物や、生物生産性、風成塵の変化についての情報も得ることができる可能性があり、最近注目を浴びてきている分野である。しかし逆に、環境変動の何が磁気的性質に影響しているか推定が困難な場合がある。本研究では、ため池堆積物という短時間の堆積ではあるが比較的時間変化が少なく、容易に堆積当時の環境を推定できる現世の未固結堆積物を用いる。そして、異なった環境にある多くのため池堆積物を調べることにより、環境要素と磁気的性質の関係、走磁性バクテリアの有無と磁気的性質の関係を明らかにすることを目的とした。

走磁性バクテリアは、堆積物の中でそれぞれの種にとって最も適した環境を求めて移動する際に地磁気を用いて効率よく移動するために、体内に単磁区構造の磁性鉱物を合成する。1975年にカリフォルニア湾の浅海底堆積物で発見以来、世界各地の小川、湖沼、土壌で発見され、深海堆積物からも広い範囲で確認されており、かなり普遍的に見られる可能性が示されている。日本でも、東日本を中心にいくつかの湖で確認されているが、西南日本での報告例は少ない。本研究では、ため池堆積物から、走磁性バクテリアを確認し、バクテリアの生息環境と磁性鉱物の形の関係を調べ、さらに、湖底からの深さに伴う、磁気的性質や走磁性バクテリアの変化を調べることも目指した。

現在までに、東広島市内の９カ所のため池の湖底から表層の堆積物を採取し、ハンドマグネットによって集めた後、生物顕微鏡で走磁性バクテリアの有無を調べた。この内２カ所（奥田大池、苅又池）のため池堆積物で、多量の走磁性バクテリアを確認することができた。他の６カ所のため池堆積物では、確認することができなかった。同じ池内での分布を調べるために、走磁性バクテリアが観察できた奥田大池で４カ所から表層堆積物を採取し調べたが、泥質の違いに関わらずいずれも多量の走磁性バクテリアが観察された。一方、走磁性バクテリアが観察されなかった広島大学構内のぶどう池では、

３カ所の表層堆積物を調べているが何れも観察できなかった。このことから、ため池毎に、走磁性バクテリアの繁殖の適否を決める環境要因が存在する可能性が示された。採取した走磁性バクテリアは、さらに、透過型電子顕微鏡JEOL100Sで観察した（図１）。

湖底からの深さと年代の増加に伴う磁気的性質の変化を調べるために、２隻のゴムボートの上に板を渡し、夏原技研製押し込み式簡易採泥器PPC-1000で、１メートルまでの湖底堆積物柱状試料を採取する方法を考案した。この方法で、ぶどう池から30 cmから90 cmまでの柱状試料を採取した。それらの柱状試料には、いずれも、１mm以下から数 mmまでのラミナが含まれており、この方法で、あまり乱されずに湖底堆積物柱状試料を採取できることが確認できた。講演においては、これらの湖底堆積物柱状試料に対する岩石磁気学的な測定結果についても報告する。

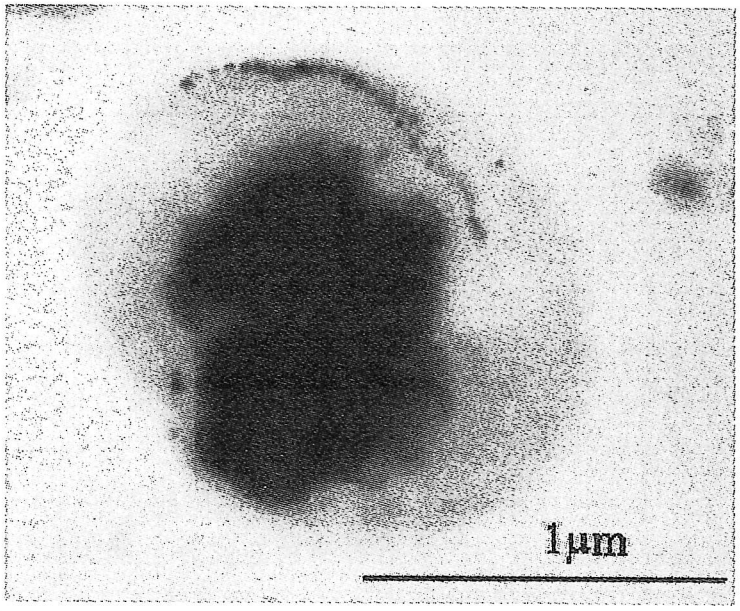


図１．奥田大池で採取された走磁性バクテリアの透過型電子顕微鏡像

P-17 琉球列島喜界島北東部における後期更新世サンゴ礁段丘の形成史

村上和男・佐々木圭一・大村明雄（金沢大学）

Kazuo MURAKAMI, Keiichi SASAKI, and Akio OMURA ; Growth history of Upper Pleistocene coral reef terraces on the northeasten Kikai Island, Central Ryukyus, Japan.

後期更新世のサンゴ礁段丘が発達する喜界島では，αスペクトル $^{230}Th/^{234}U$法やESR法を用いた多くの年代学的研究が行われてきた（例えば Konishi *et al.*, 1974 ; Koba *et al.*, 1985 ; 大村, 1988 など）．しかし放射年代の報告例が少なかったため，今までは年代空白部であった本島北東部において新たに採集した造礁サンゴ化石の $^{230}Th/^{234}U$ 年代測定を行った．本研究では，その結果を報告するとともに，野外調査および 1/20000 スケールのモノクロ空中写真を用いた地形判読結果に基づき，喜界島北東部の海成段丘の形成過程について考察する．

守田（1967）は，本調査域に5段の段丘面を認めたが，本研究では，急崖および傾斜変換点を境界として地形面区分を試みたところ，段丘面を上位からP1～P8 に細分することができた．各段丘面の分布高度は，P1, 75～50m ; P2, 55～45m ; P3, 50～40m ; P4, 45～20m ; P5, 30～20m ; P6, 25～20m ; P7, 20～15m ; P8, 20～10m である．内陸部の段丘面には，琉球層群の基盤を成す早町層が露出することが多い．段丘面の幅は，P4が最大4km，P5が最大2kmの幅を有するが，他の面は最大でも数百mしかない．

これらの段丘面を構成するサンゴ石灰岩を，Embly and Klovan (1972) の分類法に従って区分し，それらの層厚と層序関係および Nakamori (1986) のサンゴ群集解析法を採用したところ，以下の4タイプに分類することができた．それらのうちType1（層厚0.8～1.4m）は，bindstone で構成され，Nakamori (前出) の海面直下を指示する群集Bに類似する．下位層の砕屑性石灰岩を不整合に覆うが，不整合面直上に海浜堆積物とみられる造礁サンゴの円礫を含む厚さ数10cmの礫層を挟む．Type2（層厚2～3m）は， framestone で，構成サンゴ群集は，水深10～30mに生息するとされる群集Dに類似し，下位の砕屑性石灰岩と明瞭な不整合で接する．Type3（層厚5m）としたものは，基底部のサンゴ礫を含む floatstone/rudstone から漸移的に上位に向けて，framestone, bafflestone, bindstone, そして framestone へと変化する．すなわち，それぞれを構成するサンゴ群集は，下位からNakamori (前出) の群集D，水深0～15mの礁斜面に分布する群集C，群集B，そして群集Dへと変化する．このような Type3 にみられる岩相の垂直変化は上方浅海化を意味している．Type4（層厚4.5～3.5m）としたサンゴ石灰岩は，サンゴ礫を含む floatstone/rudstone から漸移的に塊状および被覆状サンゴが卓越する framestone へと上方へ漸移的に変化する．

年代測定に用いた試料は，段丘崖最上部で採集した現地性サンゴ化石と海浜堆積

物および前礁堆積物中から採集した異地性サンゴ化石をあわせた21試料である．それらの内，14試料から得た年代値がウランおよびトリウム同位体の分析結果に基づく信頼性検証基準（大村ほか，1995）を満たした（表1）．

高位の段丘崖最上部に分布するサンゴ化石の年代値と，それより低位の段丘崖下部のサンゴ化石の年代値は，統計誤差（2σ）を考えれば一致する（例えばP1の段丘崖上部の現地性試料が66.2±1.8 kyを，P5の段丘崖下部の異地性試料が67.3±1.8 kyおよび68.7±1.7 kyを示した）．このことは高位段丘の形成時，低位段丘面下の砕屑物が堆積していたことを示唆する．

表1 喜界島北東部産更新世サンゴ化石のウランおよびトリウム同位体組成と $^{230}Th/^{234}U$ 年代（誤差2σ）

Terrace no.	Sample no. (Lab no.)	Rock type of coral limestone	calcite (wt %)	U (ppm)	$^{230}Th/^{232}Th$	$^{234}U/^{238}U$	$^{230}Th/^{234}U$	$(^{234}U/^{238}U)_0$	$^{230}Th/^{234}U$ Date (ky)
					(activity ratio)				
8	DT-04	framestone	>5	4.71±0.03	>110	1.119±0.006	0.356±0.004	1.136±0.007	47.3±1.4
8	AO446	framestone	<3	3.13±0.03	-	1.123±0.007	0.367±0.004	1.141±0.008	**49.1±1.2**
8	DT-07	floatstone	3	3.22±0.03	>140	1.125±0.008	0.377±0.004	1.144±0.009	**50.8±1.5**
8	DT-05	floatstone	<3	2.85±0.02	>60	1.125±0.008	0.379±0.004	1.144±0.009	**51.0±1.4**
8	KM-20	framestone		4.35±0.03	-	1.124±0.006	0.380±0.004	1.143±0.007	51.3±1.2
8	KM-16	framestone	<3	4.03±0.03	>40	1.106±0.007	0.383±0.004	1.122±0.008	51.9±1.3
7	KM-17	bindstone	0	4.05±0.03	>20	1.122±0.007	0.397±0.004	1.142±0.008	**54.2±1.5**
6	KS-56	framestone		3.32±0.02	>630	1.128±0.008	0.386±0.005	1.149±0.009	**52.3±1.6**
6	KM-14	framestone	3	3.03±0.02	>80	1.132±0.008	0.407±0.005	1.154±0.010	**56.1±1.7**
6	KM-19	floatstone		2.81±0.02	-	1.111±0.006	0.438±0.008	1.132±0.008	**61.8±3.1**
5	KM-01	floatstone	<5	3.40±0.02	>220	1.123±0.006	0.435±0.004	1.147±0.007	**61.2±1.7**
5	KS-60	bafflestone		3.05±0.02	>740	1.115±0.007	0.436±0.004	1.137±0.008	**61.4±1.7**
5	KM-15	framestone	<5	3.10±0.02	>20	1.118±0.007	0.443±0.004	1.140±0.008	**62.7±1.6**
5	KM-05	floatstone	0	2.70±0.02	>100	1.124±0.007	0.467±0.005	1.150±0.008	**67.3±1.8**
5	KM-18	floatstone		3.12±0.02	>150	1.121±0.007	0.474±0.004	1.146±0.008	**68.7±1.7**
5	KM-02	floatstone	10	2.89±0.02	>120	1.112±0.007	0.479±0.005	1.136±0.008	69.8±1.8
4	KM-03	framestone	10	3.44±0.02	>150	1.11±0.007	0.443±0.005	1.131±0.008	62.7±1.8
4	KM-06	framestone	10	3.39±0.03	>120	1.119±0.009	0.460±0.005	1.143±0.010	66.0±2.0
1	KM-04	rudstone	3	2.91±0.02	>100	1.119±0.007	0.461±0.005	1.143±0.007	**66.2±1.8**
1	DT-06	framestone	>5	3.50±0.04	>200	1.111±0.010	0.467±0.006	1.125±0.009	67.3±2.5
1	KM-13	floatstone	0	2.81±0.02	>110	1.106±0.007	0.504±0.005	1.131±0.008	**74.9±1.9**

P-18　地質の違いによる地形特徴量の評価

川畑大作(京都大・院)

Daisaku KAWABATA : Geomorphological Parameters related Geological Information of Kinki Region Based on Geographic Information System

地形と地質の相関として浸食を例にすると，浸食速度の差は岩質に規制されていることが考えられる．しかし，単に浸食速度の違いといっても，岩質のみで規制されるものではない．岩質が同じでも，浸食速度の地域差があることは，これまで定性的には認められているが，定量的な解析は行われていない．これらを定量的に解析すると，浸食の概要は，現在の地形の起伏量や尾根，谷の分布密度，凹凸度などから把握することができる．次に，それが各地域の地質とどのような関連性があるかを集計をとることにより，岩質のみに規制されるのか，また，ほかの要素が考えられるのか検討することが可能である．このように，地形・地質の相関を定量的に示すことは，単に集計を行い傾向を示すだけでなく，地形プロセスの解明に大きく寄与する可能性もある．GIS は複数の情報をデータベースに登録し，それらから総合的に事象を解釈するのに適したシステムであり，この特性を利用すると，これまでは主に定性的な解釈が行われてきた地質と地形の相関を，定量的に評価する事が可能になる．なお，本論における地形・地質の相関とは，各地域でのそれぞれの地質と傾斜，曲率，標高の分布などの地形特徴量との関連性を指す．

定量的な評価を行う際には，信頼できるデータを利用しなければならず，地形や地質のデータを収集するのは，これまでは大変困難であった．しかし近年，国土地理院によって整備されている50mメッシュの標高データは全国を網羅している．また，この50mという精度は，勾配やラプラシアンを計算するに適していることを野上(1995)が報告しており，現在に至るまで，多くの研究者が地形特徴量の計算などに利用している．これに対し，同じく全国同じフォーマットで整備されている地質データとして，地質調査所が発行している 100 万分の 1 のデジタル地質データがある．しかし，国土地理院の標高データが 50m の解像度であるのに対し，地質調査所のデータは 250m メッシュの精度しか持たない．野上(1999)では，50m メッシュの標高データと 100 万分の 1 のデジタル地質データを利用して，高度，険しさ，平均勾配，凸斜面率のそれぞれの地質における統計値を報告しているが，地質の地域性は考慮していない．

そこで，本研究では現在発行されている地質調査所の 5 万分の 1 図幅をデジタイズしたものと，100 万分の1のデジタル地質データとで算出されるそれぞれの地形特徴量の比較を，ESRI 社の Arc View という GIS ソフトを利用し，活構造が多く分布している近畿地方において行い(図 1)，結果を報告する．

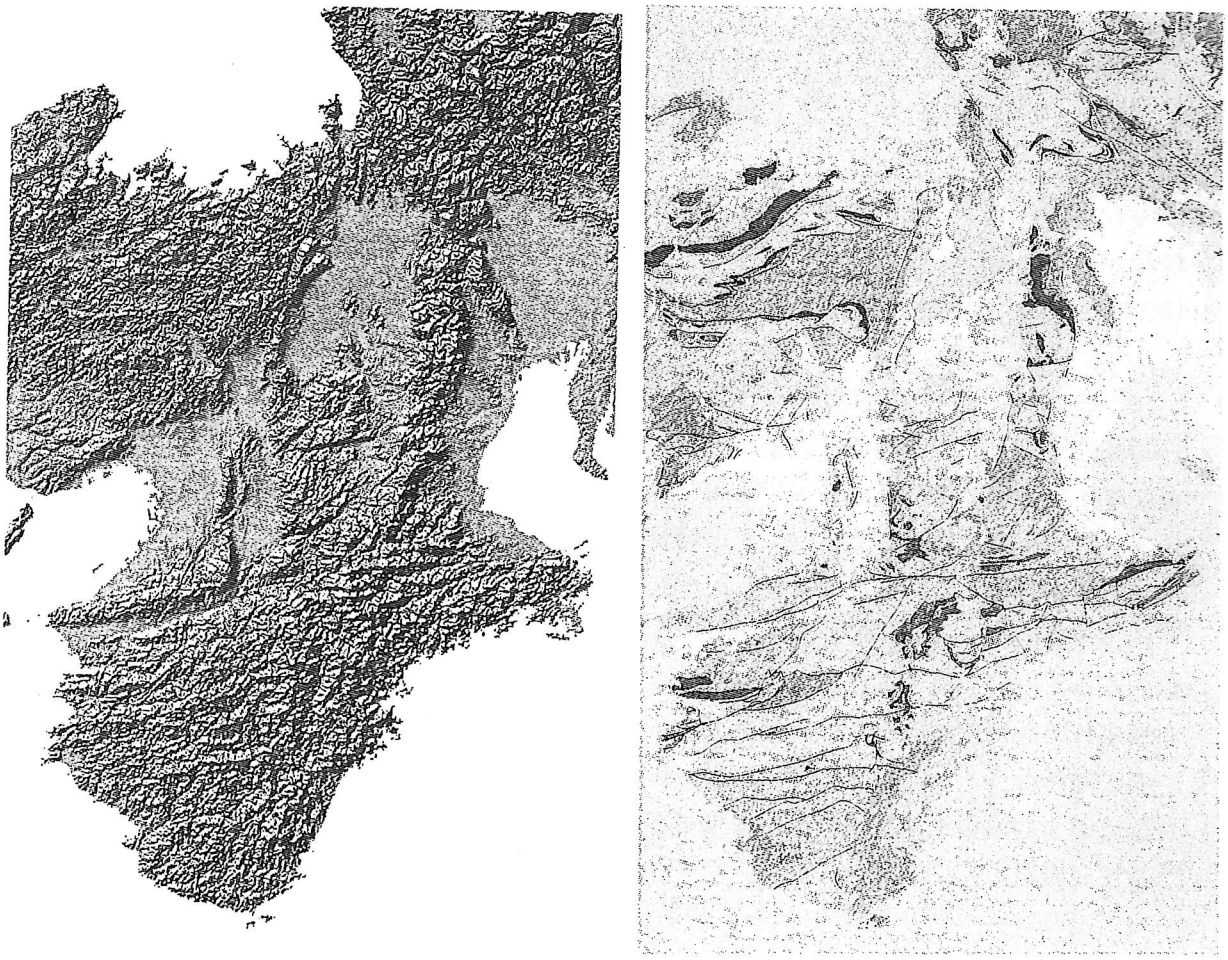


図1：近畿地方の陰影図（左）と地質調査所の100万分の1地質図（右）

図2：鈴鹿山脈東麓地域の5万分の1地質調査所図幅をデジタイズしたもの（概要）

P-19　韓国洛東江河口部（釜山）の沖積層について

北田奈緒子[*1]・斎藤礼子[*1]・宮川ちひろ[*1]・諏訪靖二[*1]・朴　性栽[*2]・鄭　京晥[*3]
（[*1]財団法人 大阪土質試験所，[*2]釜山大學，[*3]東亞地質(株)）

Naoko Kitada, Reiko Saito, Chihiro Miyakawa, Seiji Suwa, Park Sung-Zae, Jeong Gyeong-Hwan:

Geological Investigation of alluvial plain along Nagdong River (Pusan)

1998 年より，運輸省港湾技術研究所，釜山大學校，財）大阪土質試験所，株）東亞地質は日韓共同研究として，釜山（洛東江平野）の沖積層の地盤・地質調査を行っている．この調査は主に，世界の沖積低地における工学的性質の比較研究を目的として行っているものであるが，本研究では同調査ボーリングの地質学的な観察および分析を行い，地盤工学的な特徴と地質学的性質との関係を把握することを最終目標としている．

調査位置は韓国釜山西部を南北に流れる洛東江（Nagdong River）より約 25km 内陸にさかのぼった梁山（Yangsan）の南部（図１）である．この梁山は，韓国東部を南北に通過する右横ずれの梁山断層の南端部に位置し，断層と河川が交差するためこの地点で洛東江が大きく西に蛇行し，それに伴った沖積低地（後背湿地）が発達した場所である．周辺は白亜紀の花崗岩および安山岩が広く分布する地域で，この直上に不整合で沖積層が分布する（韓国エネルギー資源庁，1983）．

本ボーリング（孔口標高は+3.0m，掘進長 21.78m）の大部分は粘土層である．上部 5m 付近までは砂層であり，サンプリングは GL-5.10m から試料を１mおきに日本に持ち帰り，観察および微化石総合分析・炭素年代測定を行った．

＜観察結果＞

図２に観察結果柱状図を示す．下位より特徴を記載すると，GL-16.45～-21.78mはシルトの薄層を含むシルト混じりの粘土層で比較的有機質な粘土が多く，二枚貝や巻貝を含む．その上位，GL-7.19～-16.45m は，牡蠣類の貝殻片を含み，上部にはサンドパイプなど生物擾乱がみられた．また，この部分には，φ10～50mm 程度の礫を含む．礫種は角閃石などの微小鉱物を含む多孔質の軽石状の礫であり，粘土中にランダムに混入するが，GL-7.20m付近には比較的密集して産する．GL-5.43～-7.19mは，砂混じり，シルト混じりの粘土層で上位ほど粗粒になる．貝殻や材片を多く含み，上部 GL-5.43mでは貝殻が密集する．GL-5.10～-5.43mでは淘汰の良い中粒砂が堆積している．

地質観察および分析結果を合わせて考察を行う．GL-16.45m 以深では，海成を表す微化石（有孔虫、貝殻片、貝形虫、ウニ、ナンノ化石、海水性珪藻）が全くみられず，汽水（淡水）成の堆積物である． GL-7.42～-16.45mでは海生微化石がほぼ連続して産出しており，海成の堆積環境であったといえる．GL-5.20～-7.42mでは，海生微化石が少なく，雲母や植

物片などの砕屑性物質が多くなることから，内湾の干潟のような環境下で形成された汽水成堆積物と考えられる．海水域の最大深度は，ナンノ化石や有孔虫などの産出量から GL-14.41～-9.69m付近と推察できるが，ナンノ化石の産出量がさほど多くないことから約十数m程度と考えられる．火山ガラスの産出量は全体に少ないが，GL-9.43m以浅で有色ガラスが処々で認められている．この有色ガラスは，約 6,300 年前に降灰した鬼界ーアカホヤ火山灰層の特徴と同定される．

各年代測定結果より，堆積速度の見積を行うと，GL-12m 以浅では 3000mm/ka であり，GL-12 -～GL-25m では，13500mm/ka となり，非常に堆積速度は早かったと考えられる．発表では，同地域の堆積時の古環境の復元と工学的調査結果との比較検討も加えて発表を行う．

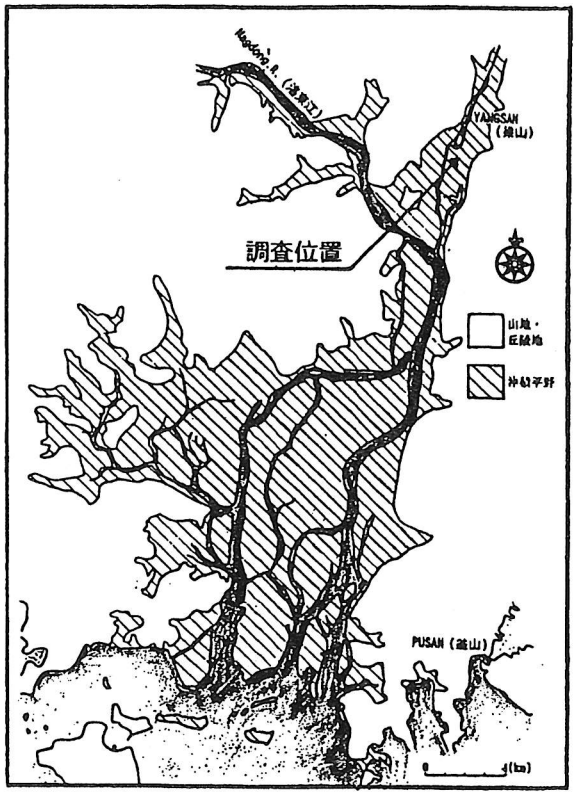


図１　調査位置図

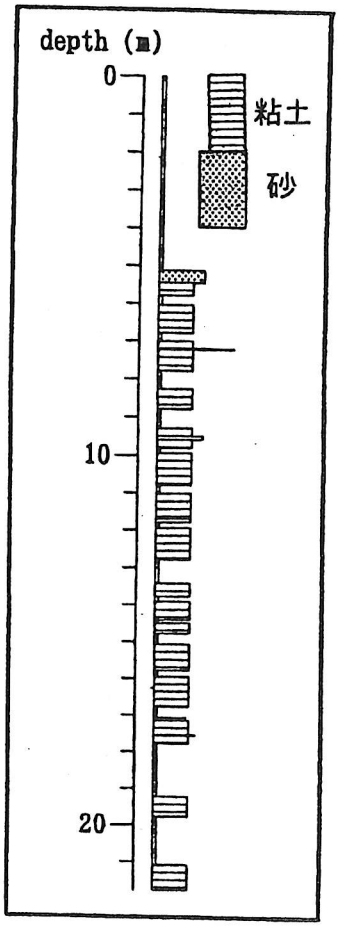


図２ボーリング柱状図

P-20 長江デルタ下の谷埋堆積物にみられる潮汐堆積物

堀和明（東大・院）・斎藤文紀（地調），趙泉鴻・成鑫栄・汪品先・李从先（同済大）
Kazuaki Hori, Yoshiki Saito, Quanhong Zhao, Xinrong Cheng, Pinxian Wang and Congxian Li;
Tidal deposits observed in the incised valley fill beneath the Changjiang River delta, China

1　はじめに

長江は世界第四位の浮遊土砂輸送量（年平均約 480x10^6 トン）をもつ大河川で，河口には過去 6 千年間に大規模なデルタ平野が形成されてきた．現在河口域は中潮差地域（平均潮差 2-4m）で，泥質干潟がデルタ前面に発達している．海水準上昇期の 15-6ka にかけては最終氷期に形成された開析谷に沿って急激な海進が生じ，エスチュアリーが形成されていた．ここでは海進期に開析谷を埋積した堆積物にみられる潮汐堆積物について述べる．

2　方法

試料として 1997 年に長江河口の崇明島から採取した約 70m 長のコア（CM-97）を用いた．コアは粒度，堆積構造，含有する化石などから大きく 9 つのユニット（下位よりユニット 1 から 9）に分けられ，多くのユニットで砂泥互層が認められた．このうち特徴的な砂泥互層がみられたユニット 2，3 及び 5 の一部について詳細な観察を行った．これらは AMS による ^{14}C 年代測定により，11-9ka の間に堆積したことが明らかになっている．

3　結果

ユニット 2 の 47.5-48.5m 付近では，砂泥互層の厚さがほぼ規則正しく変化し，砂層にみられる薄→厚→薄の層厚変化を 1 サイクルとすると，約 20cm の周期をもつサイクルが 1m 内に 4 つ認められる（図 1）．それぞれのサイクルは 35-40 枚程度の砂泥組層からなっており，1 組の砂泥層の厚さは大部分が数 mm～20mm 程度で，砂層では，1mm 以下～10mm 程度，泥層では 1mm 以下～6mm で変化し，砂層の層厚変化が顕著である．砂層は粗粒シルトから極細粒砂からなり，層厚は 1 枚毎に厚薄を繰り返すことが多く，厚い砂層ではリップル葉理がよく見られる．泥層も顕著ではないが砂層と同様な変化を示し，粒度はシルトで厚い砂層に挟在する部分では他と比べてやや粗粒である．各サイクルの上部の上方薄層化の部分では，下部で明瞭なリップル葉理を示す厚い砂層の間の薄い砂層に反対方向の流れを示すリップル葉理が認められ，層厚も厚くなり厚薄の砂の互層は不明瞭となる．この変化は一番下のサイクルで顕著に認めることができる．サイクル境界部の砂層が薄くなる部分では 1-3mm 大の砂で充填された生痕が認められる．**ユニット 3** 及び **5** の大部分は，レンズ状の砂層（シルト質砂～細砂，層厚<1~15mm）と泥層（シルト・粘土，層厚<10mm）の互層からなり，泥層が卓越する．砂泥互層の 1 組の厚さは 1mm～1cm 程度で，砂層がレンズ状に泥層に挟まれることから泥層は波状を示す場合が多い．泥層はユニット 2 よりも細粒である．またユニット 5 では砂と泥の境界が明瞭なことが多い．砂が厚い場合にはリップル葉理が認められることがあり，2 方向の古流向を示すものもある．ユニット 2 でみられたような砂泥互層の周期的な厚さの変化は認められない．

4　考察

今回コアで見られた砂泥互層は，相反する 2 方向の古流向を示すこと，またユニット 2 では砂層の発達に周期的な変化が認められることなどから，潮汐の影響を強く受けた堆積物といえる．つまり，潮流の上げ潮流と下げ潮流の 2 方向の流れによってリップル葉理を示す砂層が堆積し，干潮と満潮の停潮時に泥層（マッドドレイプ）が堆積したと考えられ

る．開析谷を充填する海進期の堆積相のほとんどがこのような層相からなることから，海進期のエスチュアリーでは潮流卓越型の沿岸環境であったと考えられる．

ユニット２で認められる砂泥互層では，特に砂層の層厚変化で明瞭な周期的変化を示している．各砂層の層厚は海底面におけるリップルの発達状況を示しており，厚い層厚はリップルを発達させるのに十分な流速と時間があったことを示している．潮汐に起因するこのような周期的な変化としては大潮小潮周期（14.7 日）がある．今回確認できた砂層の数は 35-40 枚程度であり，１日１回潮（日周潮型：diurnal）で形成される枚数よりも多いことから，１日２回潮（半日周潮型：semidiurnal-mixed）であったと予想される．

ユニット２でみられる砂泥互層を大潮小潮周期に合わせてみてみると，小潮時には砂層の発達は悪く生痕も認められることから，海底面における潮汐による営力は小さかったことが推定される．一部で泥層が厚くなっているが，砂層の確認ができず泥層が癒着している可能性が大きい．大潮に向かうにつれてリップル葉理の発達がよくなり，卓越流の流速や一定流速以上の時間が長くなってきていることが考えられる．大潮を過ぎると小潮に向かってリップル砂層の間の薄い砂層に反対の流れを示すリップル葉理が発達してくる．下部では卓越流と従属流に大きな違いがあったのに対し，上部では両者の違いが小さい．

これらの流れのどちらが上げ潮流かは，古地磁気分析による方位の結果を待たねば確実なことは言えないが，卓越流が上げ潮流であった可能性が大きい．泥層の厚さは，満潮時のほうが干潮時よりも厚いことが潮間帯堆積物から知られており(Dalrymple and Makino, 1989; Tessier and Gigot, 1989)，現在の長江河口の潮下帯では，垂直平均流や底層流においても上げ潮流の方が下げ潮流を上回っており（沈ほか 1988；潘・孫，1995)，また濁度分布も上げ潮時の方が下げ潮時よりも高濃度となっている報告がある（茅，1995)．さらに河口付近では上げ潮によって河口沖に棲む細粒な底生有孔虫が河口から約 100km 以上上流内陸側へ運搬されていることも（李ほか 1983)，上げ潮流が卓越流であったことを指示する．深度約 40m 以深の砂泥互層ではこのような細粒な底生有孔虫（40-60 μm）が産出しており，堆積環境は現在の河口下流域に近いエスチュアリーの環境であったと推定される．

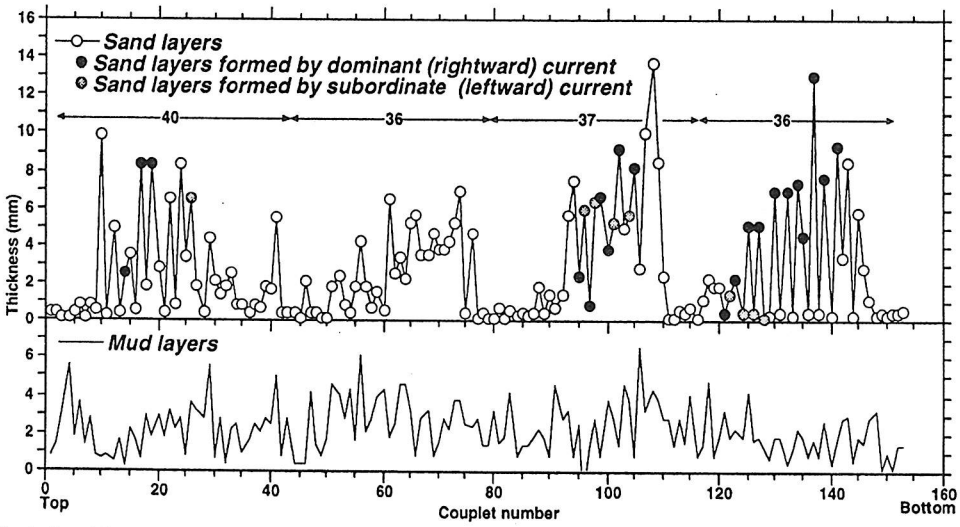


Fig.1 Sand layer and mud layer thickness as a function of sand-mud couplet number in a part of Unit 2

P-21 タイ東北部コラート高原におけるストーンラインと砂質被覆層の形成過程

吉木　岳哉　（京都大学）

Takeya YOSHIKI ; Genesis of Stone Lines and Sandy Cover in the Khorat Plateau, Northeastern Thailand.

インドシナ半島の中央部には、東西400km×南北400km、海抜120～250mの侵食平坦面があり、コラート高原と呼ばれる（図１）。コラート高原の地表は、低湿地を除き、赤色または鈍い黄褐色の無層理な砂質ローム層によって被覆される。従来の報告では、この砂質被覆層は最終氷期以降の風成堆積物とされてきた。また、侵食平坦面上の多くの地点において、砂質被覆層の下位に主にチャート礫からなるストーンラインが確認される。本発表では、コラート高原の砂質被覆層とその下位のストーンラインについて報告し、その形成過程を考察する。

［地形・地質概要］

コラート高原の基盤はコラート層群と呼ばれる中生界堆積岩である。コラート高原は中央を横切るプーパン山脈によって南北２つの盆地に分けられる。コラート層群は両盆地において同心円状の地質分布を示し、相対的に風化に強い岩石からなるコラート層群中部が両盆地外縁の山稜とプーパン山脈を、風化されやすい下部と上部がコラート高原外側の低地と高原内の侵食平坦面をそれぞれ構成する（図２）。侵食平坦面はコラート層群最上位のマハサラカン層とその下位のコックルアート層を切る。両層は主に砂岩からなり、シルト岩・泥岩と互層をなす。マハサラカン層の下部は岩塩層が卓越し、そこに数層の薄い礫岩層が挟まる。

［侵食平坦面の風化殻断面］

コラート高原の侵食平坦面で見られる風化殻断面は、大きく次の３種類に分けられる（図３）。

① 砂質ローム／著しく風化され粘土化した基盤岩／構造を残す風化基盤岩

② 砂質ローム／ストーンライン／著しく風化され粘土化した基盤岩／構造を残す風化基盤岩

③ 砂質ローム／密な円礫層／砂・シルト質層と互層をなす円礫層

砂質被覆層の砂粒子はほとんどが石英である。また、層厚はいずれのタイプの断面においても数十cmから数mであり、地点により大きく異なる。砂質被覆層の下位層にはラテライト皮殻が形成され、ラテライト皮殻の上限は両層の境界と一致する。②③のタイプの場合、この境界直上の砂質被覆層基底部にチャート質の極粗砂が混入する。一方、境界の下方約5cm以内のラテライト皮殻最上部からは、約70万年前に東南アジア一帯に降下したガラス状物質、「テクタイト」が産出する。礫とともに産出する場合でもテクタイトに摩耗の痕跡は見られない。

［ストーンラインと砂質被覆層の形成過程］

上述の観察事項、ならびに地質分布とストーンライン確認地点の分布に基づいて、コラート高原では次のようなプロセスによって風化殻断面が形成されてきたと考えられる。

基盤岩は地下で風化によって細粒化し、その上部はシロアリによって地表に運び上げられる。

地表ではウォッシュによって細粒物質が流亡するが、比較的粗粒な砂は残されやすいため、結果として風化に強い石英砂が選択的に表層に集積する。このようなプロセスによって地表面が低下していく過程で、粗粒かつ風化に強いチャート円礫やテクタイトは相対的に沈み、風化基盤岩と砂質被覆層の間に集積する。

砂質被覆層はウォッシュによる過度の表土流出を防ぐとともに、地下水の保持とそれによる深層風化プロセスを維持し、長期にわたる侵食平坦面形成を継続させてきたと考えられる。

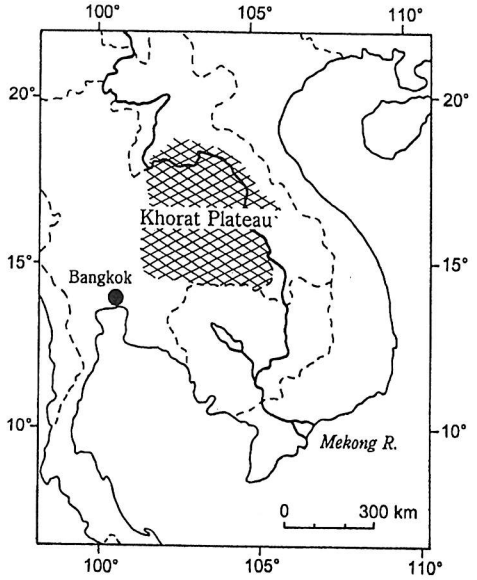


図１　コラート高原の位置

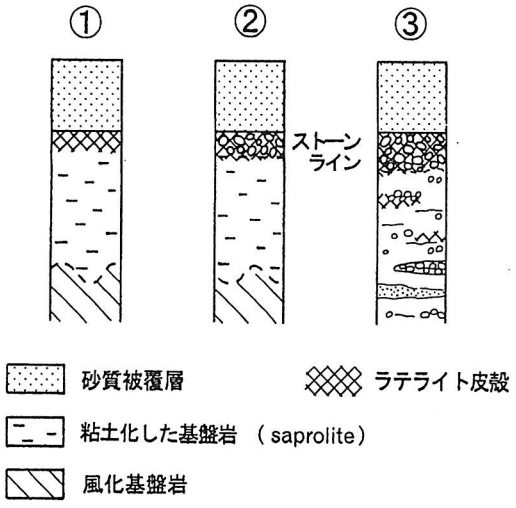


図３　模式風化殻断面
①～③は図２を参照。

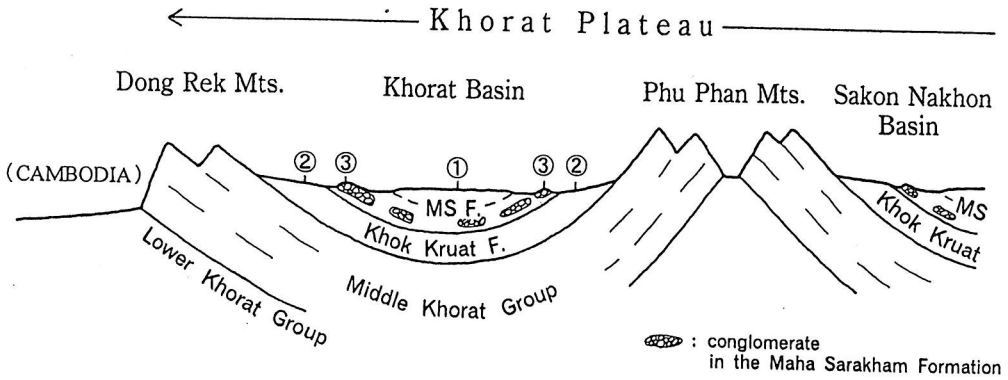


図２　コラート高原の地形・地質模式横断面
図の左を南、右を北として描いている。図中の①～③は図３に対応。

P-22　日本の海成段丘アトラスの作成

段丘アトラスワーキンググループ*

Quaternary Terrace Atlas Working Group**:　Construction of Quaternary Marine Terrace Atlas

1．新しい海成段丘アトラスの必要性

日本列島に分布する海成段丘の情報を収録したデータベースとしては，1987 年と 1992 年に太田ほかが刊行した「Middle Holocene shoreline map of Japan」や「Last interglacial shoreline map of Japan」がある。これらは最終間氷期最盛期と縄文海進期について，旧汀線の大まかな位置と高度などが 1/200 万地図などに記載され，対応する総括論文が付されており，日本列島の大まかな地殻変動の様相を概観出来る。しかし，地殻変動のさらなる研究には，地域間のデータのギャップを埋めるとともに，より長期にわたり（いろいろな時間枠について）詳しく海成段丘の分布を捉える必要があり，個々の海成段丘の形態や形成年代，そしてそれらに関する論文などを検索する必要がある。一方では段丘堆積物やテフラなどの年代測定データが急増した結果，段丘対比そのものに修正が求められるケースも生じており，データベースの新たな構築が急務と考えられる。

2．作成中の海成段丘アトラスの内容

この海成段丘アトラスは，ワーキンググループおよびその協力者が蓄積していた各地の海成段丘分布に関するデータを発展させたものであり，一部の島嶼を除いて日本列島全ての海成段丘を網羅して，各海成段丘の特徴を記載することを目標としている。作成中の海成段丘アトラスに収録した海成段丘は，1/2 万および 1/4 万空中写真判読と現地調査によってその分布を明らかにした。また，新たに得られた年代測定値などによって編年を修正した。作成した図幅や収録した主なデータ項目は以下のようである。1）1/5 万段丘分布図（約 560 図幅），2）段丘編年図（1～数図幅ごとに海成段丘の対比を整理），3）解説文（1～数図幅ごとに海成段丘の特徴等の解説と文献リストを Word で記載），4）1/20 万隆起量図（旧汀線高度から推定される隆起量を 1/20 万図幅ごとにコンターで表現：stage 1, 5e, 7, 9 についてそれぞれ作成：約 250 図幅），5）データシート（主な地点の旧汀線高度，年代測定値，隆起速度などを Excel で整理）。

作成に着手してから 3 年で大枠が完成した。今年は 1/20 万隆起量図を元に，全国の海岸部の隆起量分布をコンターで表現した 1/200 万隆起量図の編集などを（stage 5e, 7, 9）を計画している。

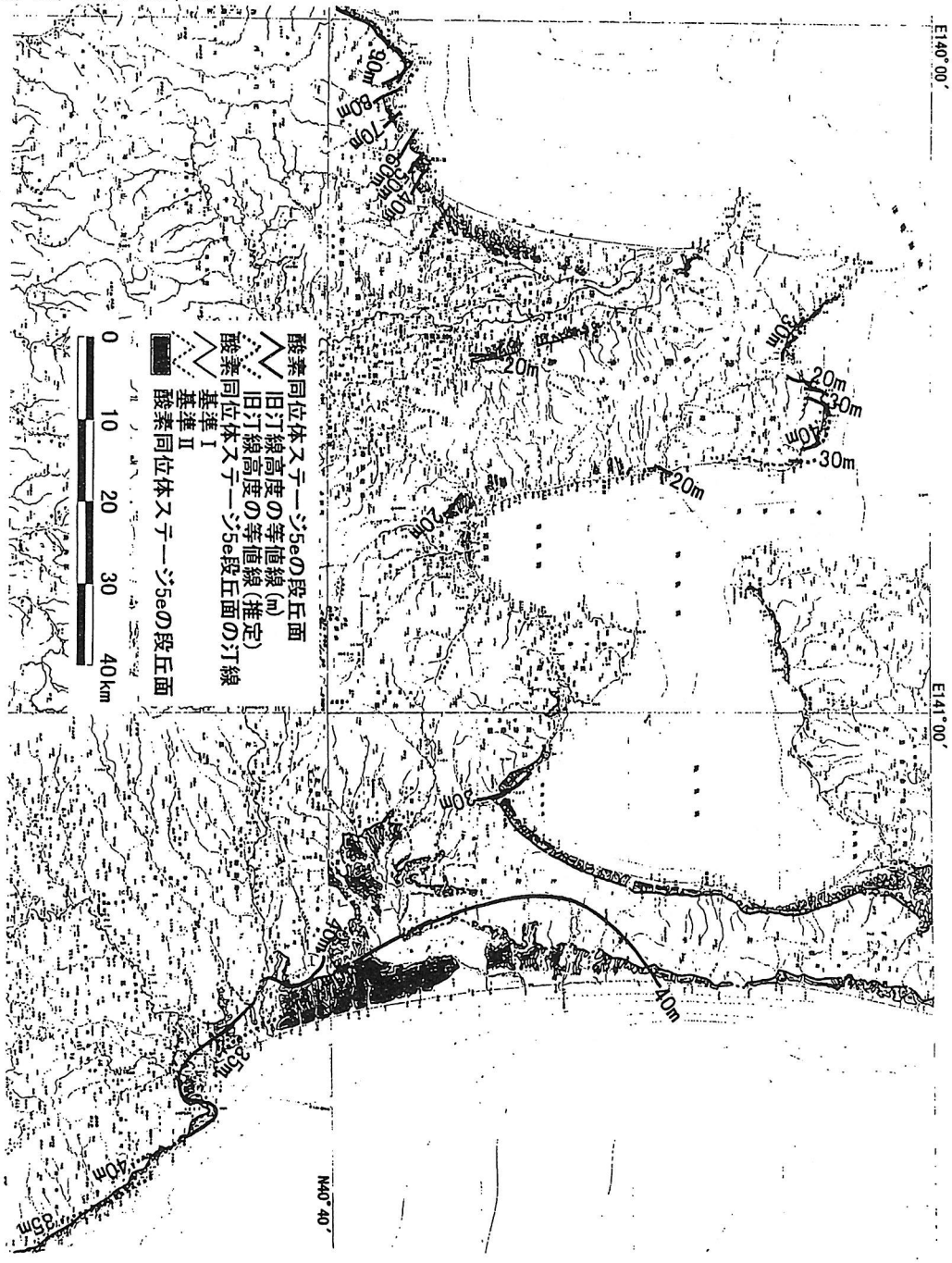
3．今後の計画

全てのデータを GIS 化しつつあり，数値地図，断層分布図，数値地質図，衛星画像などと重ね合わせ処理を行い，日本列島の海岸部の地殻変動を様々な視点で整理して明らかにしたいと考えている。また，海成段丘アトラスは CD-ROM に収録し，その解説書とともに 1 冊の書籍として 2000 年に出版を計画している。海成段丘アトラスや出版物を完成度の高いものにするためにも，我々は今回のポスター展示の機会に多くの方々の助言を得たいと望んでいる。

なお，このプロジェクトは，故貝塚爽平氏の助言に基づいてスタートさせたものであることを付記しておきたい。

*小池一之（駒沢大）・町田　洋（都立大名誉教授）・（貝塚爽平）・米倉伸之（東大）・山崎晴雄（都立大）・長岡信治（長崎大）・前杢英明（山口大）・八木浩司（山形大）・渡辺満久（東洋大）・鈴木毅彦（都立大）・宮内崇裕（千葉大）・太田陽子（専修大）・平川一臣（北大）・杉原重夫（明治大）・森山昭睦（愛知教育大）・森脇　広（鹿児島大）・吉山　昭（都立大）・吾妻　崇（横国大）・澤　祥（鶴岡高専）・奥村晃史（広島大），白神　宏（北九州高専）・山下佐祐美（都立大）・熊原康博（広島大）・藤原　治（サイクル機構）・布施圭介（（株）大和地質研究所）

**Koike, K., Machida, H., (Kaizuka, S.) Yonekura, N., Yamazaki, H., Nagaoka, S., Maemoku, H., Yagi, K., Watanabe, M., Suzuki, T., Miyauchi, T., Ota, Y., Hirakawa, K., Sugihara, S., Moriyama, A., Moriwaki, H., Yoshiyama, A., Azuma, T., Sawa, H., Okumura, K., Sirakami, H., Yamashita, S., Kumahara, Y., Fujiwara, O., and Fuse, K.



P-23　東北地方の主要活断層詳細図とその分布・変位速度からみた地震テクトニクス

宮内崇裕（千葉大）・今泉俊文（山梨大）・佐藤比呂志（地震研）・池田安隆（東京大）・東郷正美（法政大）・八木浩司（山形大）・渡辺　満久（東洋大）・平野信一(東北大)・澤　祥(鶴岡高専)・平柳幸彦（（株）富士通静岡エンジニアリング）

Takahiro MIYAUCHI, Toshifumi IMAIZUMI, Hiroshi SATOW, Yasutaka IKEDA, Masami TOGO, Hiroshi TOGO, Mitsuhisa WATANABE, Shin-ichi HIRANO, Hiroshi SAWA, Yukihiko HIRAYANGI : Precise strip maps of the major active faults and seismotectonics deduced from their distirbution and slip rates in Tohoku District, Northeast Japan

完新世活断層図作成プロジェクトチーム（代表者：池田安隆）は，1994年から大縮尺空中写真の詳細な判読に基づいた高精度のマッピング（縮尺1：25,000）を採用して，活断層研究会（1991）の示した「日本の活断層」のなかで活動度・確実度の高い主要な活断層帯の性状（詳細位置，長さ，変位速度，変位の累積性，完新世の活動の有無，断層形態など）を再評価し（第1表，第1図），それらの解析から地震テクトニクスの再検討を行ってきた。その結果，東北地方では以下のような新発見・新知見と今後の問題が明らかになった（関連学会のポスター等でそれぞれ発表済みなので，ユニークなもののみ紹介する予定）。

第1表　再編された東北地方の主要活断層帯の名称(数字は第1図の右図に対応)

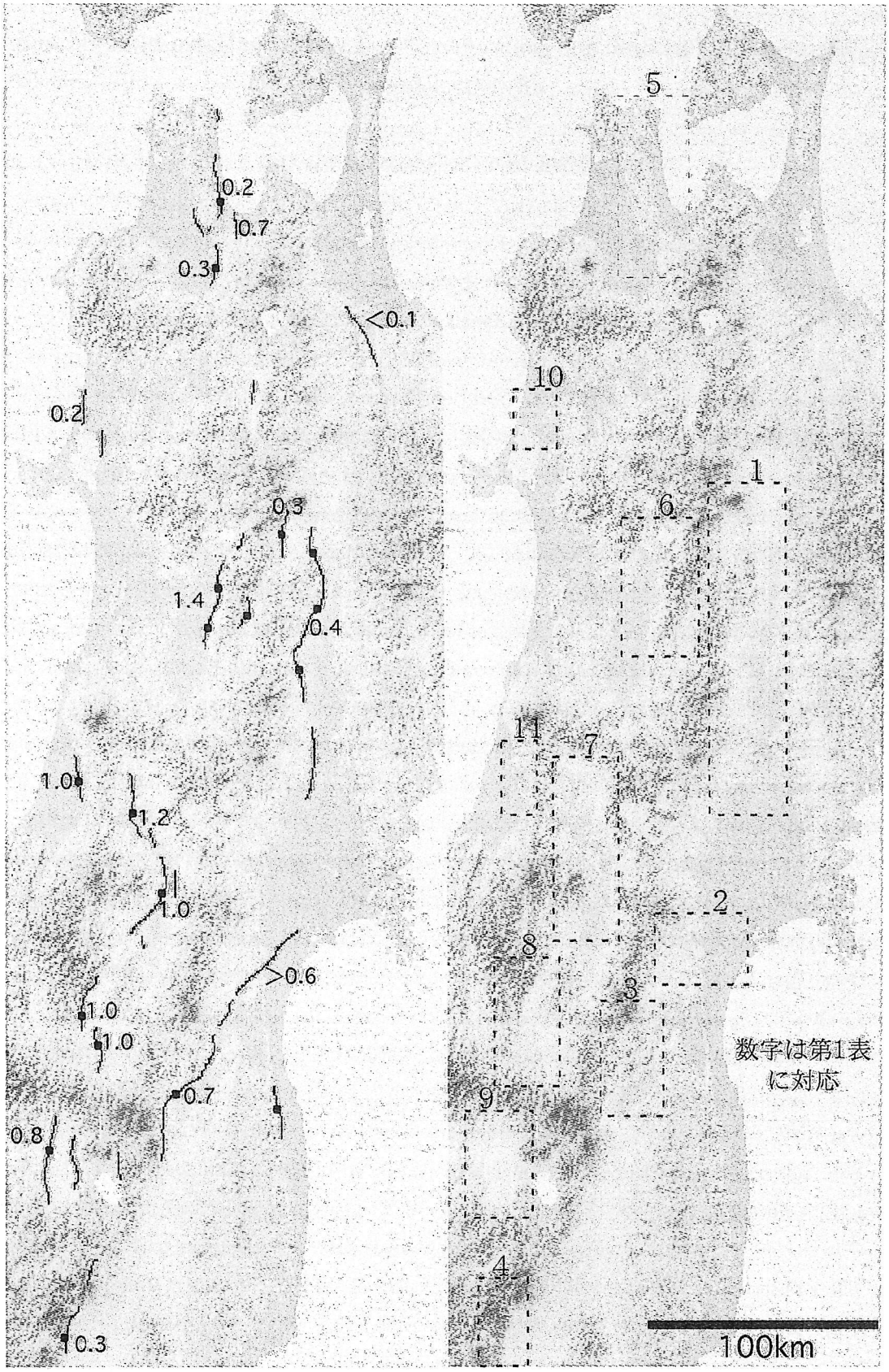
断層帯名		断層帯名		断層帯名
10.能代断層帯	出羽山地	5.津軽断層帯	奥羽脊梁山脈	1.北上低地西縁断層帯
		6.横手盆地東縁断層帯		2.仙台平野西縁断層帯
11.庄内平野東縁断層帯		7.新庄・山形盆地断層帯		
		8.長井・米沢盆地西縁断層帯		3.白石・福島平野西縁断層帯
		9.会津盆地断層帯		4.那須野が原西縁断層帯

1．主要活断層帯は基本的には南北走向の逆断層の集合体である。地質構造や重力資料を考慮すると，脊梁山脈東麓（北上・仙台など）や出羽丘陵沿い（庄内，山形，米沢など）の活断層帯に代表されるように，多くは新第三紀正断層が再活動したインバージョンである。新たに，会津盆地東縁や北上低地東縁の南方延長部に活断層が見い出された。

2．主要活断層帯はほぼ地形境界に位置し（平野側へのmigrationも含む），その長さは（湾曲・雁行配列を考慮して）およそ20～60kmである。

3．主要活断層の活動度（断層帯で積分した上下変位速度）は，脊梁山脈東麓から西麓さらに出羽山地へと東から西へ高くなる傾向がある。なかでも，内陸盆地両縁の断層帯（横手，新庄・山形，長井・米沢など）と庄内では1mm/年を越え最速である。また，変位速度の分布からひとつの断層帯は固有地震を起こすいくつかの単元（segmentation)から構成されていることも明らかとなった。しかし，活断層から知られる地殻短縮速度は測地学的なそれより1桁小さく，見落としている低速度・低確実度の活断層の再チェックや中波長規模の波状変形などの再評価が必要である。

4．ほとんどの主要活断層帯には完新世活動の痕跡が認められた。それらの場所では，人工改変が進む前に，変位基準の高精度年代決定，歴史地震の記録の追跡を踏まえた活動履歴の総合調査が急務あり，それに基づく断層活動の高分解能時空分布が地震の起こり方の将来予測を可能にしてくれるであろう。



第1図　東北日本の主要活断層分布図（▪は完新世活動）と上下変位速度（左図；mm/ 年），（ステレオ画像，垂直倍率約5倍）

P-24

On the West Sagami Bay fault and generation of seep related to Hatsushima community, off central Japan

Shiguo Wu, Izumi Sakamoto & Jiren Xu

Deep Sea Research Department, Japan Marine Science & Technology Center
Natsushima 2-15, Yokosuka 237-0061, Japan
Tel: +81-468-673955, Email: wushiguo@jamstec.go.jp

Since the seep community, dominated *Calyptogena Soyoae*, first reported in western Sagami Bay (Okutani and Egawa, 1985), some AOV Dorphin 3K and submersible dives have been deployed to confirm the distribution of the community in the last decade. It was named 'Hatsushima seep community' (Hashimoto et al., 1989). Cold seep communities were widely discovered in the world (Barry et al., 1996; Le Pichon et al., 1992, Cedic et al., 1992, and so on). Many cold seep communities appear to be associated with dynamic geological processes such as tectonically induced high fluid pressure in subduction zones (Le Pichon et al., 1992; Cadit et al., 1992), and transcurrent boundary (Barry et al., 1996; Greene et al., 1997). It was suggested that seep accompanied by active fault, which acted as a path for fluid flow. West Sagami Bay Fault (WSBF) was emphasized on generation of Hatsushima seep community. WSBF first proposed by Ishibashi (1981). Ishibashi (1985) suggested that fault was an incipient subduction zone with west dipping plane in consequence of the collision of Izu-Bonin arc against the central Honshu. Kong et al. (1984) considered it as boundary fault with steep angle and slight dip to east, which controlled the distribution of strata of central trough, based the Multi-channel seismic data. But Iwabuchi et al. (1991) thought that fault is west dipping with very steep dip angle also from new seismic data. Therefore it is still controversial about the fault features. Following we discuss the fault and its relation to the Hatsushima community, based on the Deep Tow Vedio camera, SeaBeam bathymetric data, seismic reflection profiles and released earthquake data.

There are some evidences to be showed existence of WSBF. The first, there exists steep topography on the slope of western Sagami Bay.The steep scarp extends to more than 16 km from SeaBeam bathymetric map during KY97-05 cruise. The very steep slope extends to 40 km with south-north trend in the west Sagami Bay. But height of the scarps is great with variation from northern and southern parts. There is over 1000 km in the northern, while only 500m in the southern. The basement uplift suggested that active fault existed. The second, Deep Tow surveys and submersible dives have been deployed in this area in the past decade. These observation data also provided some evidences of WSBF. The camera image data show that a lot of cliffs occurred on the base of the slope. Some of the cliffs arrive 500m height difference during Deep Tow survey. Talus is widely distributed along 1100-1300 m isobath. These are considered the neotectonics activity. Some fault planes and faulted breccias have been observed on the steep scarp by the

Deep Tow surveys and submersible dives. On the south flat base of the slope, we observed some broken rubble, which are considered the faulted breccia, and supported that fractured zone has existed. The third,the multi-channel seismic data are provided the important data for detecting features of the fault. There are some publication seismic data (Kong et al., 1984). From these data, we seem to assure some characteristic of the fault. Kong et al. (1984) thought this was east-dip fault with very steep angle. While Iwaguchi (1991) thought it was west-dip thrust dipped. They all sure this is a nearly vertical dip fault. But this is more likely transcurrent fault, because of vertical fault plane and narrow deformation zone.

And more, WSBF is considered a seismic fault. West Sagami Bay is seismically active zone. Many small to moderate magnitude earthquakes regularly occur on the slope area. In order to study the stress field, local mechanism solutions of some events from 1900 to 1998 were analyzed in detail. The regional stress field was obtained and its tectonic implications were discussed. The results show that maximum compression direction is northwest trend and minimum stress direction is southwest trend. The regional stress field suggests that this fault is most possibility strike-slip fault. GPS data show that Izu-Bonin Arc moved to northwest trend, while the west Izu block moved to nearly westward. Therefore, these two blocks have left-lateral strike slip and shortened displacement. It also means that WSBF existed. During the past decade, a burst of seismic activity and distribution of seismically faults happened in offshore Ito, Kozushima and Niijima area, which suggest that the fault system of WSBF can extend southward to fault system in the south of Izu and Zenisu Ridge. Off course it should be confirm if this faults are generated by seismically origin.

Distribution of the Hatsushima seep community is closely relation to WSGF. Hatsushima community is fed by seeps of sulfide-rich and methane enriched fluids from either a volcanic source at depth or from fresh water flow from Izu Peninsula. Seawater collected immediately above beds of densely concentrated clams are enriched in methane and carbon dioxide. Methane in bottom waters in Sagami Bay was also reported by Gamo et al. (1989). In addition, heat flow value took around Hatsushima community indicated these heat anomaly ranged in temperature from 2.9-3.6°C . All these evidences showed there were mixed deep material. Therefore, these communities appear to be associated with the faulted fronts of lower slope. Sulfide-rich fluids appear to seep up along the WSBF. The Hatsushima community has linear array of clams, small size and is fed by richer fluids originated from depth within the accretionary wedge. The eastern province communities are considered to be cold seepage related to lineament fault. Besides, the distribution of dead and living clams has confirmed at the northward of 34°57′N by the submersible dive and Deep Tow surveys. The living clams seem to distribute to more northward and deed clams can be found at southward. This spatial migration of community not only reflected the migration of active fault, but also reflected intensity of fault activity and related to close distance to subduction zone.

P-25　福井県若狭地方・三方断層のトレンチ調査

小松原琢・水野清秀・寒川　旭・山崎晴雄・金田平太郎・須藤宗孝・山根　博
T. KOMATSUBARA, K. MIZUNO, A. SANGAWA, H. YAMAZAKI, H. KANEDA, M. SUDO, H. YAMANE

Trenching Survey of the Mikata Fault, Fukui Prefecture

三方断層は，1662年の地震に伴って顕著な地殻変動を生じたとされる(岡田,1984；図1)．この断層でトレンチ調査を行った．

結果　久々子トレンチでは，完新世中期の地層を40cm変位させる断層が現れた(図2・表1)．この断層は地割れ状の構造をもち，AT降下後1回しか活動していないことから，副次的な構造と考えられる．**気山トレンチ**は，扇状地を累積変位させる断層崖(図3)近傍で掘削した．このトレンチでは，平安時代の遺物を含む土石流堆積物の基底を上下に約40cm変位させ，土石流堆積物中で不明瞭になる逆断層が現れた(図4)．これは，本断層が平安時代以降に活動したことを示す．**相田地区で**は，副断層崖を掘削したが断層は確認できなかった．

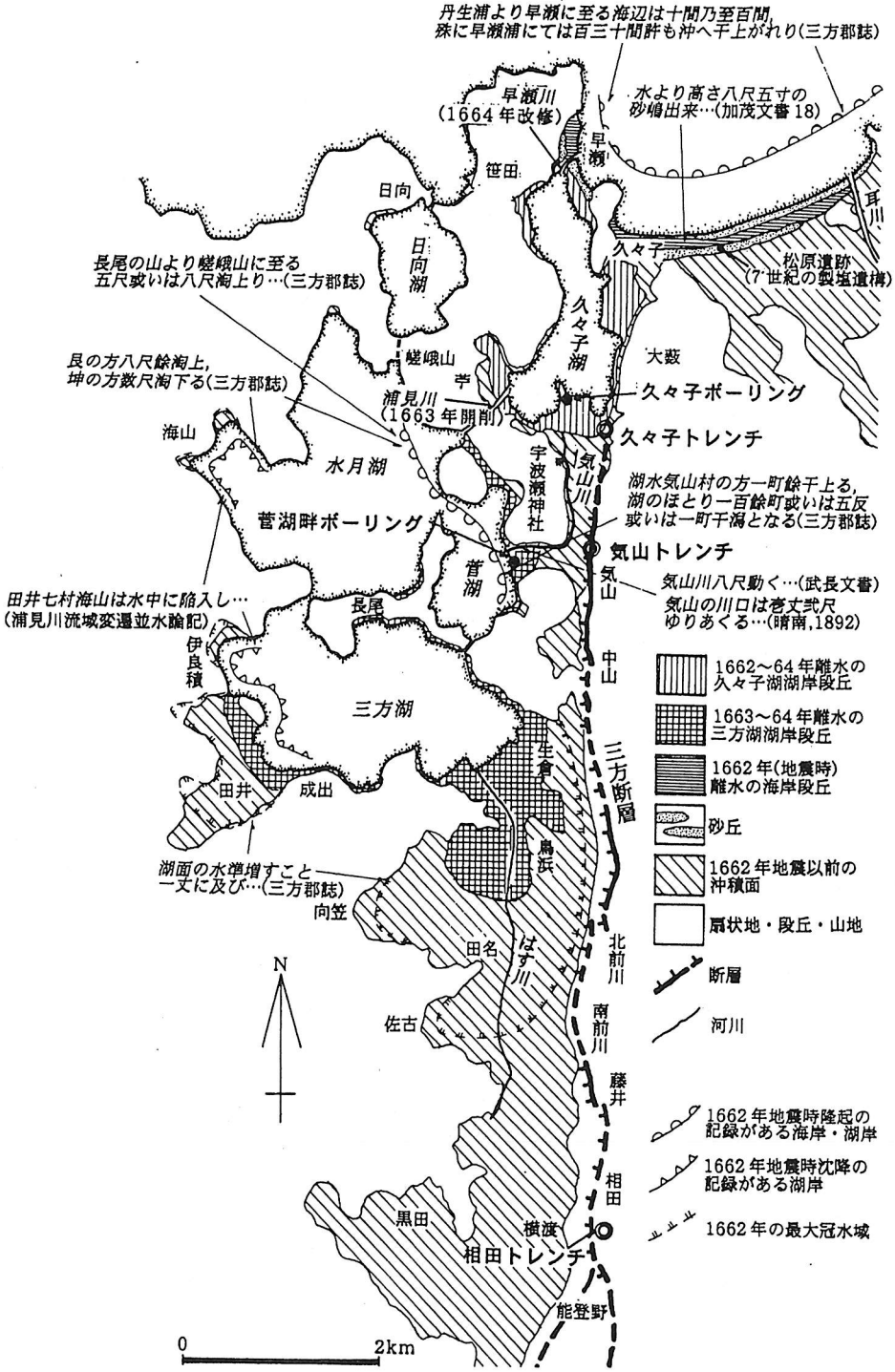


図1　三方断層と1662年地震時の地殻変動・環境変化

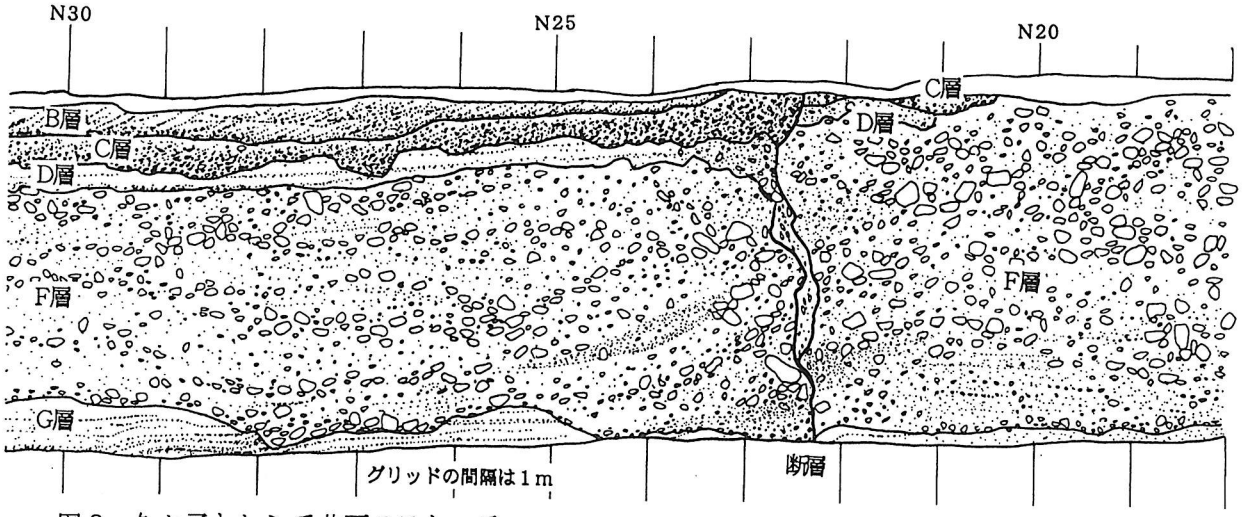


図2　久々子トレンチ北面のスケッチ

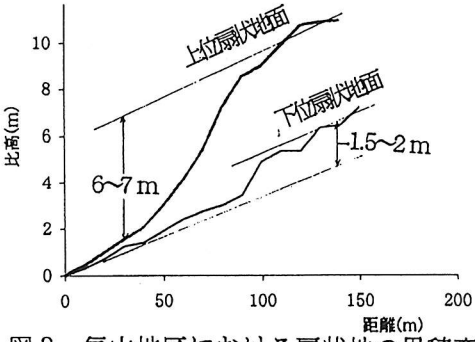


図3　気山地区における扇状地の累積変位
(崖は古い時代の人工改変を受けている)

表1　久々子トレンチの年代測定結果

層準	^{14}C年代・備考
A層	測定値なし
B層	4140±80，4200±70
C層	4310±70,5430±60,5720±90,5860±60
D層	3280±80(試料の信頼性低い)
E層	4860±90，21110±170，基底にAT挟有
F層	測定値なし
G層	＞50000

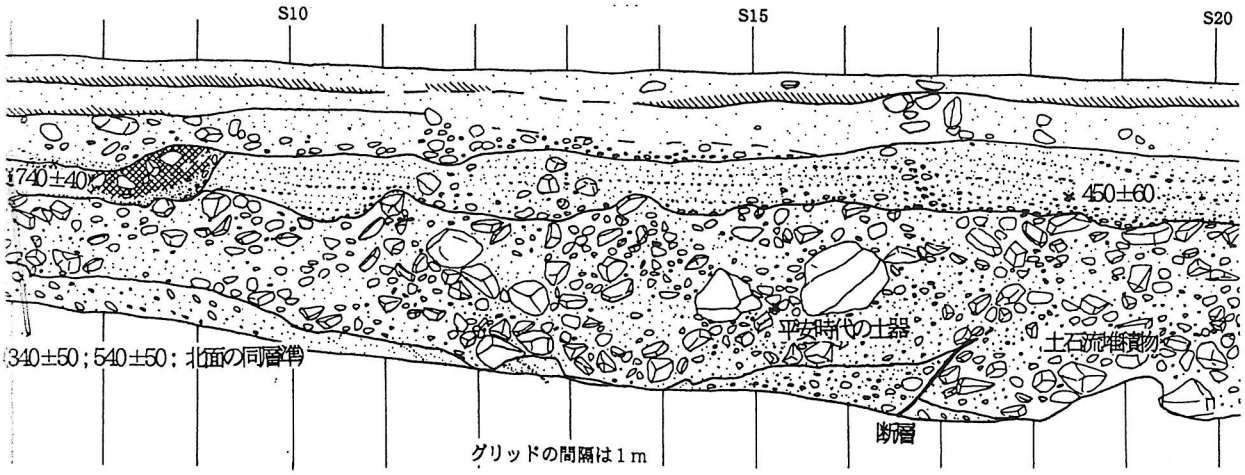


図4　気山トレンチ南面のスケッチ　(数字は^{14}C年代を示す)

問題点　気山トレンチの調査結果は，扇状地を累積変位させる断層(地形的に明瞭な三方断層)が1662年地震時に活動した可能性を示唆する．しかし，歴史史料によると1662年地震時にこの断層西側の幅数kmの地帯で数mの上下変動が生じたと考えられ(図1)，気山トレンチに現れた断層の変位量はこれより一桁小さい．このことは，1662年地震時に三方断層と共にその西方の断層が活動したことを示唆するが，詳細については今後さらに検討したい．

P-26　ボーリング調査と音波探査から推定される三方五湖低地帯の地下構造

水野清秀・小松原　琢(地質調査所)・山崎晴雄(東京都立大)・安間　恵(川崎地質)・須藤宗孝(ダイヤコンサルタント)・鈴木　茂・藤根　久(パレオ・ラボ)
K. MIZUNO, T. KOMATSUBARA, H. YAMAZAKI, K. ANMA, M. SUDO, S. SUZUKI and H. FUJINE : Geological structure of the Mikatagoko basin based on the boring and the sonic prospecting

福井県三方五湖低地帯においてこれまでに行ってきた湖底や湖岸のボーリング調査及び音波探査結果を報告し，地下構造を推定する．

トレンチ調査から 1662 年の地震で三方断層そのものが活動した可能性が指摘されている(小松原ほか,1999)が，その下盤側にあたる久々子湖や菅湖の東岸では地震時に隆起しており，より西側に別の断層が推定されている(金田ほか,1999)．菅湖底の音波探査では，既に植村(1992)が指摘しているように撓曲帯が見つかり，これが推定断層の一部に相当するとみられる．コアの年代測定や花粉分析の結果，菅湖底東部や東岸域には中位段丘相当層が表層近くに分布していて，この地域では最終氷期以降隆起傾向にあると推定された．一方久々子湖南岸では最終間氷期の海成層と考えられている気山層が標高 -25~-20m に分布していて，この地域は三方断層の活動に伴って沈降するとも考えられる．しかし，断層のトレンチ調査の結果からは，最近の断層の単位変位量や活動度は小さく(小松原ほか，1999)，断層活動の場がより西方に移る遷移期にあるともとれる．

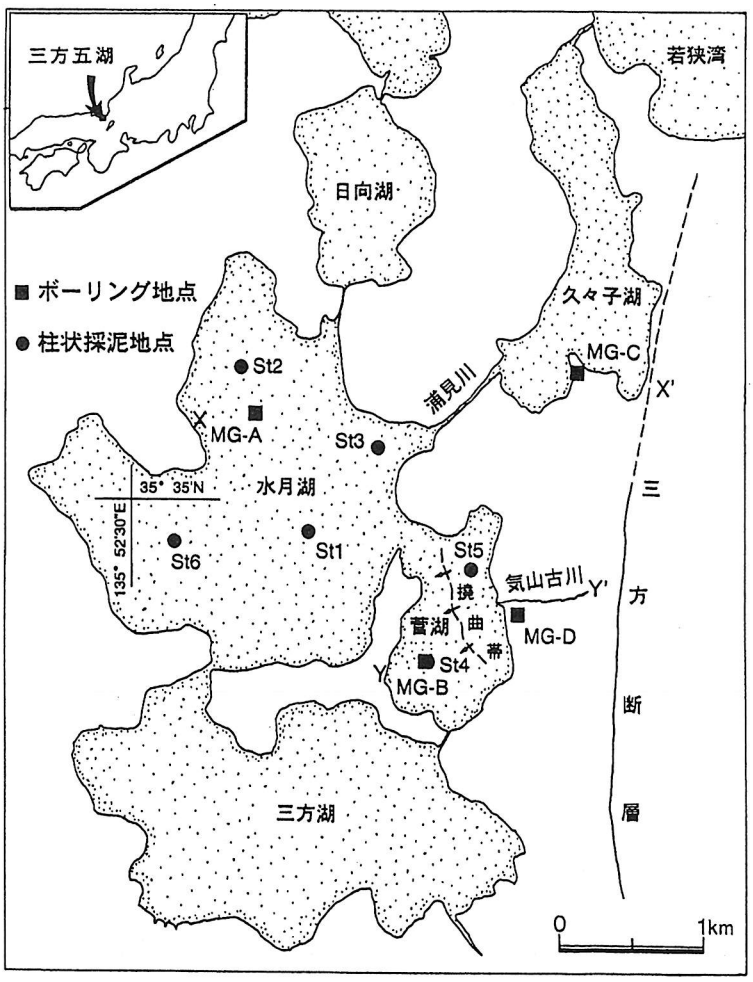


図1　調査位置

水月湖のボーリングによると，標高-86~-88m に，珪藻分析などから気山層に対比される海成層がある．その直下の地層は泥炭層や河川成の砂礫層であるので，海成層は

ほぼ汀線近くの深度で堆積したものと推定され，現在までに 90m 近く沈降したと考えられる．これより上位の地層は淡水成のシルトからなり，1664 年の浦見川開削以降の地層以外は海成層は認められていない．かつての水月湖及び菅湖の排水口は気山古川のみと考えられるので，縄文海進最高海面期にも気山古川河床の標高は海面高度よりも高かったと推定される．

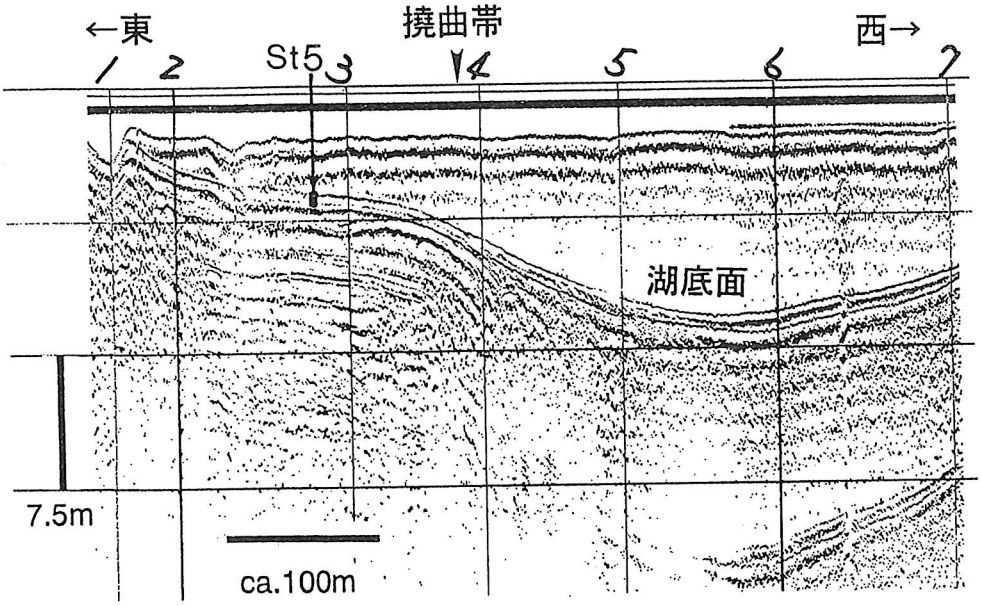


図2　ユニブームによる St5 をとおる菅湖底音波探査記録

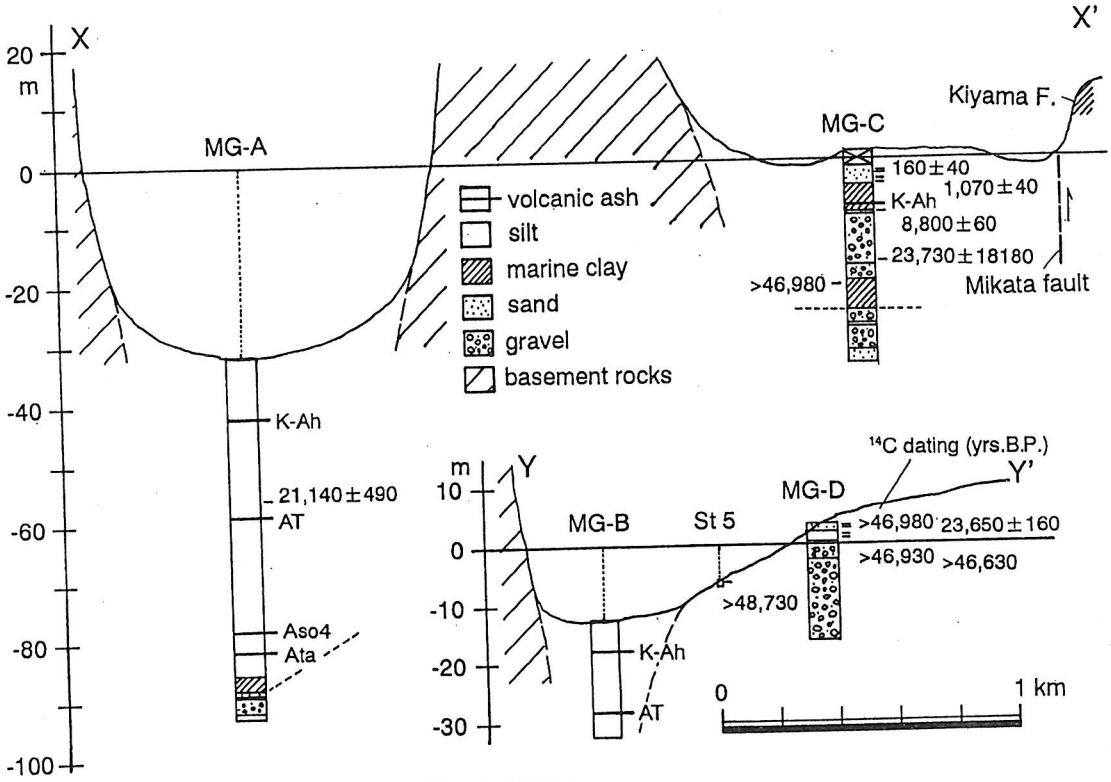


図3　主な地点のボーリング柱状図と断面図

P-27　大阪堆積盆地北部の三次元地下構造

井上直人・中川康一（大阪市大・理）

Naoto INOUE and Koichi NAKAGAWA ; Three dimensional model of underground structure in Osaka sedimentary basin

第四紀に沈降運動を主として生じ，第四系が広く分布する大阪平野および大阪湾を含めた堆積盆地は大阪堆積盆地と呼ばれる．大阪堆積盆地では地盤沈下対策用に実施されたODボーリング掘削や盆地全体を覆うような重力探査，多数の機関で行われてきた反射法地震探査等の結果から地下構造や層序が明らかにされてきた．本研究の目的は，これらの各種調査結果の統合による三次元地下構造モデルの構築である．

重力探査は測定方法が簡便なことから，広範囲にわたり測定データを得ることが可能である．データの解析より三次元地下構造モデルを求めることができるが，モデルに与える密度や地質構造などのパラメータは組み合わせが多く，一義的に決定することが難しい．一方，反射法地震探査からは測線に沿って信頼性の高い地下構造を視覚的に捉えることができる．そして，ボーリング調査など他の地質調査結果より測線上もしくは付近の層序が判明すれば，それぞれの反射面の層序が明らかとなる．反射法地震探査やボーリング調査から得られる層序や地下構造を，三次元的に拡張することはデータ数からいって一般に困難である．

そこで，大阪や神戸における深層ボーリングより得られた層序と反射断面との比較・検討を行い，Ma 6下面，Ma 3下面，Ma −1下面，基盤上面等を基準面として，各反射測線に追跡する作業を行った．次に，得られた基準面の構造を拘束条件とした重力解析を行い地下構造を推定した．以上の手続きより，現在までに蓄積された地質構造の情報を反映した地下構造モデルが構築された．図1は推定された基盤構造を示す．

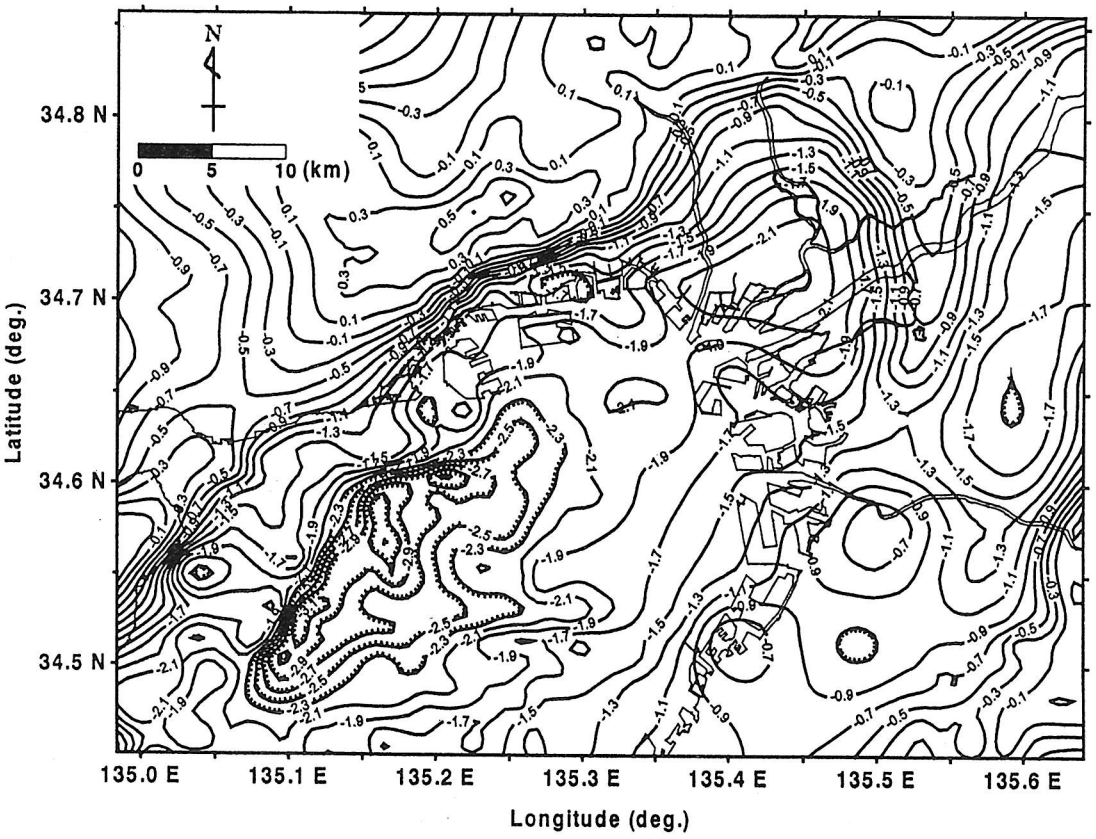


図1. 本研究で求めた基盤標高.

図中の数字は基盤標高（km）. コンター間隔は0.2 km. コンターのケバは値が低くなる方向を示す.

P-28　上町断層帯南部の活断層調査

斎藤礼子*・北田奈緒子*・大阪府地域活断層調査委員会（尾池和夫**・岡田篤正**・土岐憲三**・中川康一***・吉川周作***・寒川旭****・小畑秀夫*****）・内山一郎*****

*(財)大阪土質試験所，**京都大学，***大阪市立大学，****地質調査所，*****大阪府

Reiko SAITO , Naoko KITADA , Assessment Committee of Active Fault in Osaka Prefecture(Kazuo OIKE , Atsumasa OKADA , Kenzo TOKI , Koichi NAKAGAWA ,Syusaku YOSHIKAWA , Akira SANGAWA , Hideo OBATA) , Ichiro UCHIYAMA ; Active Fault Research in Southern Part of UEMACHI fault system.

<はじめに>

上町断層は上町台地の西縁部に位置し，西大阪平野を南北に走っている，西落ちの逆断層である。新編日本の活断層（活断層研究会，1991）によると，確実度Ⅰ，活動度 B，断層長 6.5km の断層と記載されていた。この断層は大阪の都心部直下を通過する断層であるため，兵庫県南部地震以前から注目・研究されていた断層であるが，地震以降は地質調査所，大阪市，大阪府が活断層調査を実施してきた。そして，北は豊中市の佛念寺山断層から南は岸和田市の久米田池断層（大阪府，1997）まで約 44km にわたって延びる断層群が一連の上町断層帯とみられることがわかった。本発表では，科学技術庁地震関係基礎調査交付金を受けて，大阪府地域活断層調査委員会が平成 8 年～平成 10 年に行った調査のうち，上町断層帯南部（坂本断層，久米田池断層）で行った調査結果について報告する。

<調査内容・結果>

平成 8 年度は，上町断層帯坂本断層の通過位置，活動性などの情報を得るため，和泉市芦部町，阪本町でトレンチ調査を行った。また，坂本断層と都市圏活断層図において坂本断層の南側にあるとされた活断層の地下構造を把握するために，東西に走る和泉中央線（府中町～いぶき野）で約 3km の反射法地震探査（P 波）を実施した（図 1）。トレンチ調査の結果では，明瞭な断層は認められなかったが，大阪層群海成粘土層が北西に向かって 30° ほど傾斜している撓曲の様子が確認された。トレンチ調査の位置は撓曲帯中であったため，断層の総変位量を把握することはできなかった。反射法地震探査では，この断面の東端で坂本断層が，西側では久米田池断層が基盤落差約 300m に及ぶことが確認された。

平成 9 年度は，上記の坂本断層トレンチ調査位置から約 30m ずつ離れた上盤と下盤の両側でボーリングを行い，断層の総変位量を求めようと試みた。前年同様，地層が約 30° 北西に傾く幅広い撓曲帯である事が判明した。

この年にはまた，久米田池断層中部の岸和田市岡山町で群列ボーリングを，断層南端の岸和田市尾生（おぶ）町でトレンチ調査を実施した。群列ボーリングの結果，空中写真判読で明瞭な段差が認められたにもかかわらず，地下では明瞭な地層を切る断層は確認されず，段丘堆積物の基底面も上盤と下盤では約 10° 程度の傾斜であった。トレンチ調査の結果では，地層はほぼ水平に堆積しており，深度約 20m に確認されたアズキ火山灰も，上下盤で落差はほとんどなかった。

平成 10 年度調査では，平成 8 年に実施した反射法地震探査測線上の断層の上盤と下盤で各 1 本ずつ長尺ボーリングを実施し，地層対比を行った。上盤のボーリング掘進長は 70m，下盤は

255m である。上盤では Ma 3～7 の大阪層群海成粘土層と 3 枚の火山灰層が，下盤では Ma 3～10 の海成粘土層と 6 枚の火山灰が確認された。火山灰のうち両方のボーリングで認められたものは八町池 I 火山灰（Ma 5 層中，約 70 万年前）のみであり，その比高は 51.27m である。

＜まとめ＞

坂本断層は，地表面付近では比較的緩やかで幅広い撓曲構造となっており，地層の食い違い（断層）などが地表面にまで達している可能性は非常に低い。反射法地震探査による結果から撓曲構造は幅数 100m 程度と考えられる。

久米田池断層は，反射法地震探査測線付近では基盤に 300m の上下変位があるものの，南部にいくにしたがって地表付近の変位は非常に緩やかになり，尾生町トレンチ付近で消滅するもとの考えられる。上町断層帯について他機関が実施した活断層調査からも，相対的に古い地層（Ma 1～Ma 7 層）の変位は確認されているが，沖積層中の活動の有無や最新活動時期が特定できていないのが現状である。

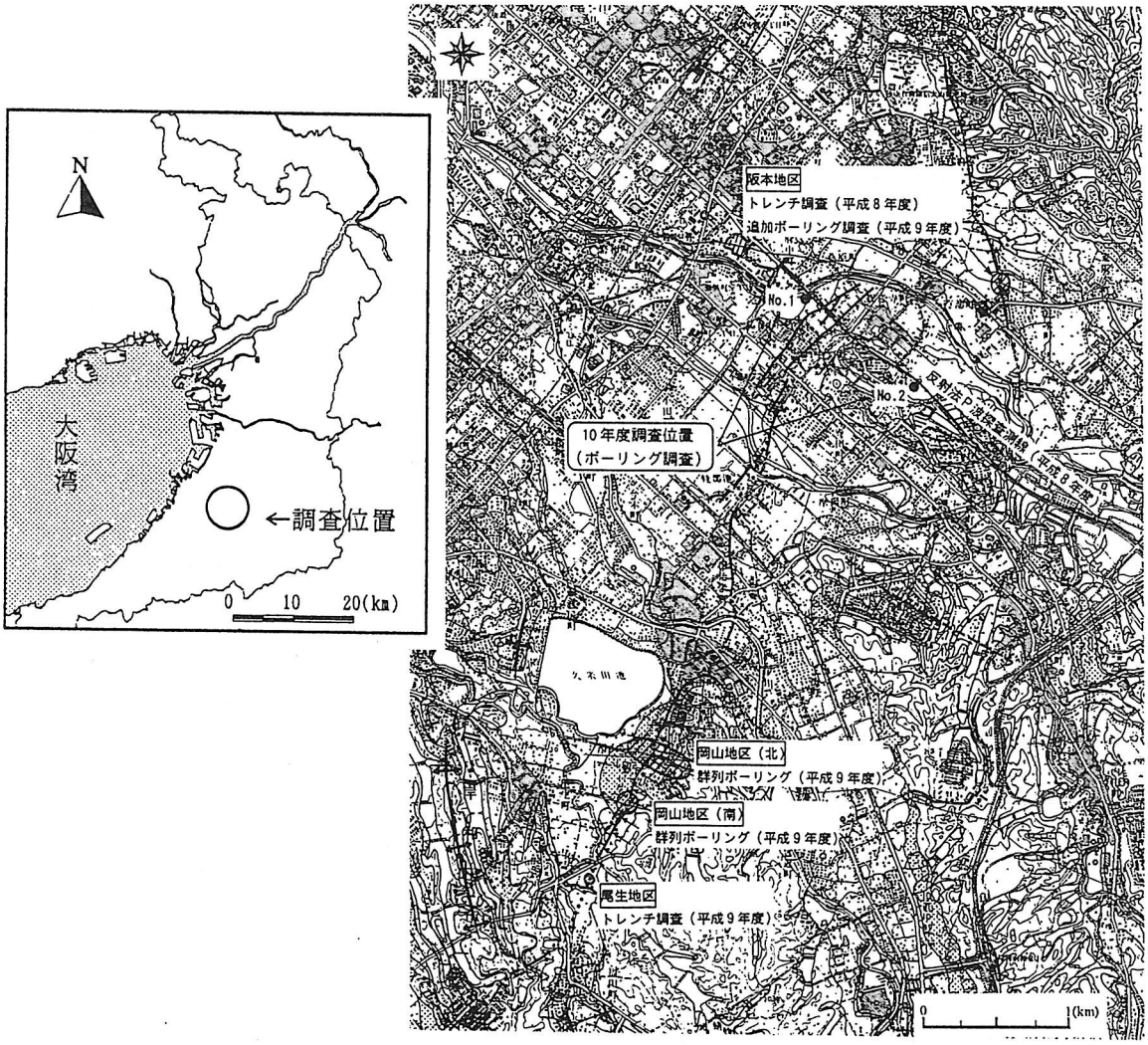


図 1　平成 8～10 年度大阪府地域活断層調査位置図

基図は都市圏活断層図（国土地理院，1996）を引用

P-29 神戸市多井畑断層の活断層調査

溝上寿子・北田奈緒子・斎藤礼子（大阪土質試験所）・岡田篤正（京都大学）

H.Mizokami,N.Kitada,R.Saito, A.Okada ; Active fault reseach of Tainohata Fault,Kobe City.

<はじめに>

多井畑断層は神戸市西区の多井畑地区に分布する断層であり，広義の六甲断層系に属する（図１）．本地域における第四紀後期の広域的な応力場はフィリピン海プレートの沈み込みにより，北西-南東方向あるいは東西方向の圧縮を強く受けており，東側の六甲山地はこの圧縮により押し上げられて形成されたものである．多井畑断層の性質については，いくつかの文献によりそれぞれの考え方が異なっている．たとえば活断層研究会（1991）では横尾山断層に含まれる活断層として，確実度Ｉ・活動度Ｂ・NNE 走向・35～50°ＳＥ傾斜・南側 300m隆起とされている．また，前田（1989）では南落ちの正断層と記載されている．しかし，詳細な断層形態や活動時期については現地調査に基くデータがなく，既存の文献においても見解が一致していなかった．

<調査内容>

今回，当断層を対象に，周辺の地質踏査，断層露頭での剥ぎ取り調査，断層通過推定位置でのトレンチ調査，ボーリング調査を実施した（図２）．調査地の多井畑地区の周辺には六甲花崗岩と神戸層群の多井畑累層と白川累層が分布する．

ボーリング調査は，断層通過位置と周辺地質構造の把握を目的に，10 箇所で行なった（うち 2 箇所は断層破砕帯確認のための斜めボーリング）．

断層露頭での剥ぎ取り調査は，調査地内の数地点で確認された露頭のうち顕著な 2 箇所で実施した．そのうち，調査地西端の断層露頭では不明瞭ながらも断層面が観察できたので，破砕帯部の岩石薄片を作成し，組織観察・X線回折による分析を行なった．さらに，この断層露頭付近でトレンチ調査を実施した．

<調査結果>

ボーリングデータをもとに地質断面図を作成した結果，断層を境にして神戸層群の南側が落ちた横ずれ断層であり，その断層面は，ほぼ直立していると考えられる．

破砕帯部の岩石の組織観察では，断層変位は横ずれ成分が卓越していることがわかった．

また，トレンチ調査では，明瞭な断層面は観察されなかったが，トレンチ両端で見られる神戸層群の風化岩盤に，せん断性節理が多くみられることから，断層の存在は確実である．しかし，上部の沖積層は下位の谷状地形を埋積しており，変位は観察されなかった．沖積層中の腐植質土の炭素 ^{14}C年代測定の結果は 3,954±58yBP であった．

<考察>

以上を検討した結果，次のことが明らかになった．

ボーリング調査結果と，岩石薄片の組織観察・X線回折分析結果によれば，多井畑断層は圧縮場における横ずれが卓越した南落ちの断層で，その断層面は直立している．同様の形態は東側の六甲山地北側を東西に通過する高取山断層にみられ，これと走向が同様であるので，多井畑断層はこれから派生した断層と考えられる．また，従来より知られている多井畑ポンプ場付近の断層露頭（前田,1989）は，本調査地域

の東にあたり，今回の調査で確認した断層と雁行すると考えられる．従って，本調査で把握された多井畑断層は，前田（1989）の断層露頭で確認された断層と平行（ENE-WSW）して延びる可能性がある．

活動性に関しては，トレンチ調査における炭素年代測定結果から，断層上面を覆う約 4,000 年前の地層が堆積した以後には，この断層は活動していないと考えられる．また，いずれの調査においても軟弱な破砕帯（特に断層粘土）が存在せず，最近の活動を示唆する結果が得られなかったことなどをあわせて考えると，多井畑断層は第四紀（後期）に活動している断層であると断定するべき証拠はないといえる．

<引用文献>

活断層研究会（1991）：新編日本の活断層－分布図と資料－．東京大学出版会，437p．

前田保夫（1989）：六甲山はどうしてできたか．神戸市立教育研究所，神戸自然誌出版会，101ｐ．

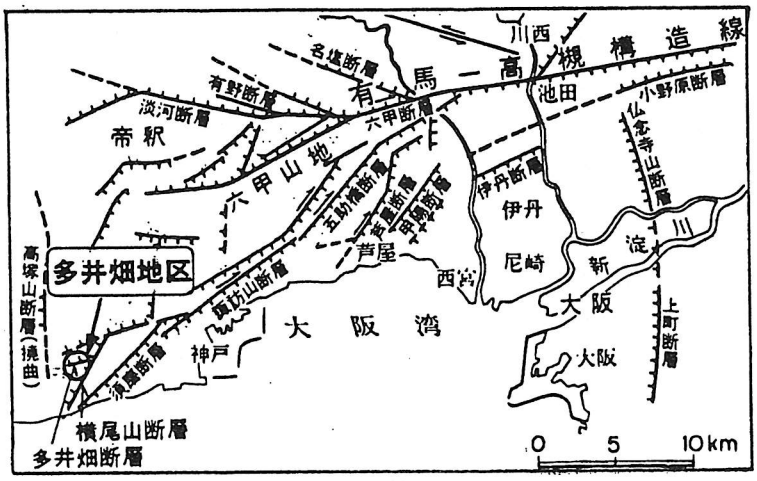


図１　広域位置図　藤田・前田(1984)を修正・加筆

図２　調査位置図

P-30 和歌山平野北東部における中央構造線断層帯の活動履歴

岡田篤正・堤　浩之（京都大）・池田安隆・中村正夫（東京大）・久富邦彦（和歌山大）・
水野清秀（地質調査所）・松井和夫・斎藤　勝・山根　博（ダイヤコンサルタント）
Atsumasa Okada, Hiroyuki Tsutsumi, Yasutaka Ikeda, Masao Nakamura, Kunihiko Hisatomi, Kiyohide Mizuno, Kazuo Matsui, Masaru Saito, and Hiroshi Yamane:
Paleoseismological study of the Median Tectonic Line in the northeastern part of the Wakayama Plain

はじめに

平成10年度の科学技術庁地震関係基礎調査交付金により，和歌山県では「中央構造線断層帯（和泉山脈南縁ー金剛山地東縁）に関する調査」を実施した．

紀伊半島西部の中央構造線断層帯（図1）のうち，和歌山平野に伏在する断層の活動について従来以下のような研究が行われてきた．佃（1997）は平野西端の河西公園地区におけるボーリング調査から，最新活動時期が約3,500～3,000年前，それに伴う上下変位量を約2mと推定した．その後，水野ほか(1998)は，同じ地域で追加ボーリングを行い，最新活動の時期を3,000～5,200yBPと推定し，さらに一つ前の断層活動が8,500～10,000yBPにあった可能性を指摘した．岡田ほか(1998)は，平野東部の大谷地区で行ったＳ波反射法探査等に基づいて，最新活動時期を約8,000yBP以降と推定した．このように紀淡海峡から和歌山平野における中央構造線断層帯の活動履歴は解明されつつあるが，未だに不明確な点も多い．そこで，平野に伏在する断層（和歌山北断層；岡田ほか，1998）について，平野北東部の第二阪和国道建設予定地内でＳ波反射法探査，群列ボーリング調査および共同溝での地層観察を行った（図2・3）．

調査結果

反射法地震探査とボーリング調査によって明らかとなった，和歌山北断層による地層の変形構造を図3・4に示す．北に40～50°で傾斜する断層によって，和泉層群（Ⅷ層）と中期～後期更新世の地層（Ⅹ層）が下方で接する．和泉層群を覆う砂礫層（Ⅶ層）から，上部の粘土～シルト層（Ⅲ層）までの地層は，幅数10mに及ぶ範囲で変位している．下位の地層ほど変形の規模が大きく，変位の累積性が認められる．また変形の規模の差異から，3回のイベントが推定される（図4）．断層はⅢ層以下の地層を変位させ，未変形のⅡ層に覆われることから，最新イベントはⅢ層堆積後でⅡ層堆積前の1,500～6,500yBPに起こったと推定される．ひとつ前のイベントは，断層の下盤側でⅣ層が厚く堆積していることから，Ⅳ層堆積中の約8,000yBPにあったと推定される．また上下の地層の変形の違いから，さらに古いイベントがⅥ層の堆積後，Ⅴ層の堆積前にあったと推定される．これらの結果は，和歌山北断層についての従来の調査結果と矛盾しない（図5）．

ボーリング測線から西へ約30m離れた地点で，共同溝工事のために長さ約30mにわたり，標高-2mの深さまで掘削した．法面に露出した地層は断層による変位を受けておらず，これらは断層の最新活動時期以降に堆積した地層であると判断される．法面最下部から採取された木片からは西暦9～10世紀という年代測定値が得られ，このデータはボーリングによる調査結果と調和的である．

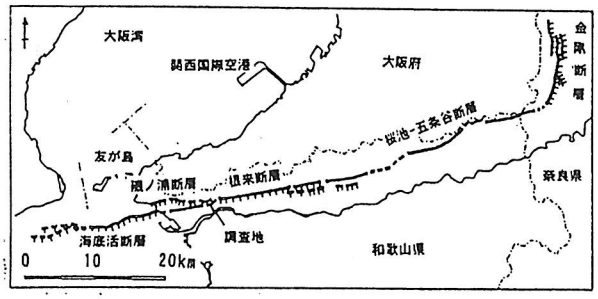


図1　紀伊半島の中央構造線断層帯

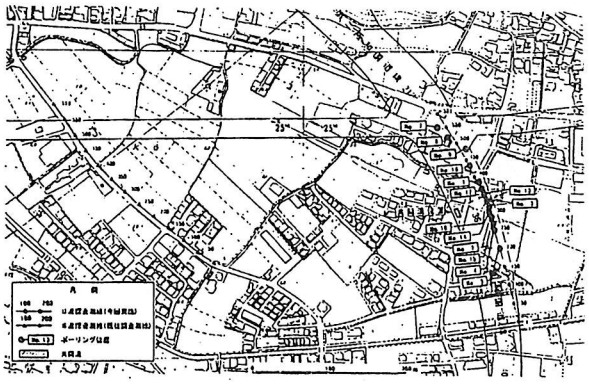


図2　調査位置図

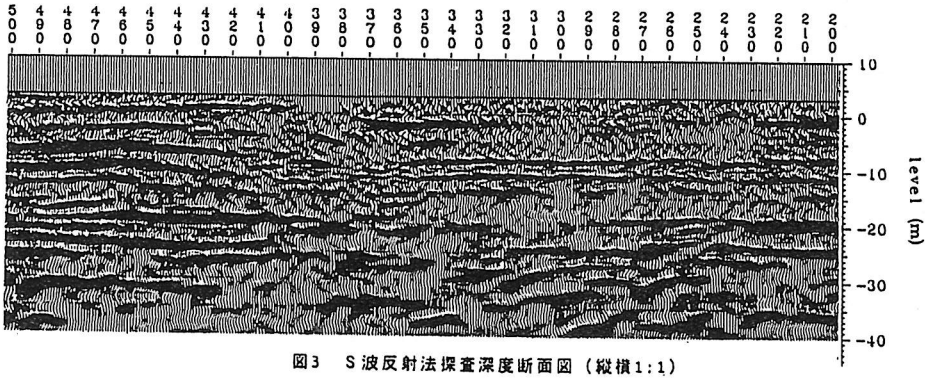
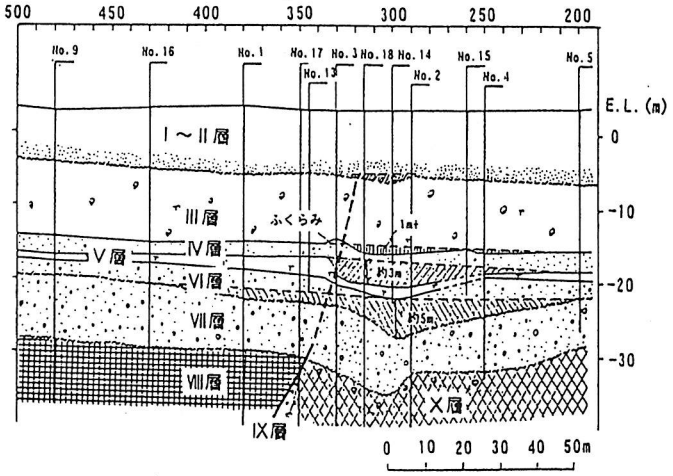


図3　S波反射法探査深度断面図（縦横1:1）



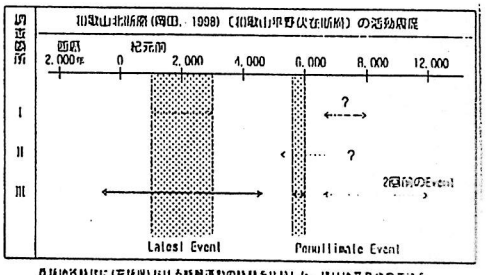
地層	年　代	変形の程度	層厚の変化	断層の活動
I層	950年前＞	変形していない	無	
II層	950～1,500年前	変形していない	無	
				イベント(最新活動時期)
III層	6,500～7,800年前	やや変形	無	
IV層	7,800～8,000年前	変形	有	イベント
V層	8,000～8,600年前	変形	無	
				イベントが推定される
VI層	8,600年前＜	強い変形	無	
VII層		強い変形	無	

図4　ボーリング調査からの地層の変形（縦横2:1）と一覧表

調査場所 ／ 活動時期 ／ 調査者	I 和歌山平野西端	II 和歌山平野	III 和歌山平野東端
	時枝・岡田 (1998)	岡田 (1998)	本調査 (1999)
断層の形状	全体として北側隆起の幅約35mの変形帯.	北側隆起の幅約20mの変形帯.	北側隆起の凹状変形帯. 下位ほど変形は大きく, 累積性がある.
最新活動時期	○ 約3,000～5,200年前.	● 8,000年以降に1m程度の北側隆起の活動.	○ 約1,500～6,500年前.
一つ前の活動時期	● 8,500～10,000年前.		○ 7,800～8,000年前.
二つ前の活動時期	不　明	不　明	● 8,600年前より古い時期で4層堆積以降と推定.

イベントの確実性　○確実　●不確実

図5　和歌山平野の中央構造線断層帯で認定された活動時期の比較



図中地名は北に(左端)行くほど断層運動の時期を比較した. 横は地震発生の年代を縦は調査場所で推定されたイベントを示す. 矢印(→)は年代幅を示す

P-31 中央構造線活断層系鳴門南断層の地下構造と完新世活動

岡田篤正（京都大）・中田　高（広島大）・松波孝治（京都大）
日下雅義（徳島文理大）・村田明広（徳島大）・許斐　直　（京都大）
水野清秀（地質調査所）・谷　寛文（徳島県）・森野道夫（応用地質）
Atsumasa OKADA ; Takashi NAKATA ; Takaharu MATSUNAMI ; Masayoshi KUSAKA ; Akihiro MURATA ; Tadashi KONOMI ; Kiyohide MIZUNO ; Hirofumi TANI ; Michio MORINO ; Subsurface structure and Holocene activity of the Naruto-South fault ,Median Tectonic Line active fault system in the eastern part of Shikoku,southwestern Japan

まえがき

鳴門市大麻町から東側では鳴門断層は和泉層群中を通る活断層であり,物質境界としての中央構造線は南側の平野部に伏在すると考えられていた（水野ほか,1993）.後藤（1998）は鳴門断層から南側の沖積低地に低断層崖を認め,この断層を鳴門南断層と呼んだ.さらに,高田ほか（1998）はその東方で微高地列を指摘し,その南縁に鳴門南断層を推定している.徳島県活断層調査委員会（委員長　岡田篤正）では,鳴門南断層を対象として段関・大代地区でボーリング調査やトレンチ調査を行い,その地下構造と活動履歴を検討した.

鳴門南断層の地下構造

第１図に地質断面図を示す.中部粘土層は ^{14} C年代で 6,800 ～ 8,200 年前の堆積物であり,縄文海進に伴う粘土層である.その上位に上部砂・シルト互層が分布しており,中部粘土層との境界付近に鬼界アカホヤ火山灰濃集層準が認められる.最上部粘土層は約 3,100 年前以降の新しい堆積物である.

ボーリング No. 2 では,深度 32.2 mまで完新統～上部更新統であり,その下位は和泉層群・結晶片岩の破砕帯からなる.さらに,深度 65.5 mで和泉層群・結晶片岩破砕帯から上部更新統に抜けており,その境界付近に鳴門南断層が推定される.No. 1 では下部砂層中に傾斜約 70 ° の断層が認められた.これらを結ぶと,鳴門南断層は約 65 ° ～ 75 ° 北側に傾斜している.和泉層群・結晶片岩破砕帯と上部更新統の境界にはせん断面が密集したゾーンがみられ,断層は逆断層成分が卓越した右横ずれのセンスを示す.最上部粘土層を対象として掘削したトレンチでは,断層ではなく撓曲がみられた.完新統の厚層化により,断層は地表に達しないで伏在化したものと考えられる.

トレンチ壁面の地質

トレンチ西側壁面のスケッチ図を第２図に示す.トレンチでは最上部粘土層をＡ層～Ｉ層に細区分している.^{14} C年代値によると,Ｉ層～Ｄ層は約 2,800 ～ 3,100 年前の 300 年間に急速に堆積している.Ｂ・Ｃ層とＤ層の間には約 2,000 年前～ 2,800 年前の地層が欠如しており,小規模な不整合が推定される.花粉分析ではアカガシ亜属が卓越した照葉樹林（Ｄ層,Ｇ層）からツガ属やマツ属の温帯針葉樹が分布を広げた時期（Ｃ層）にあたり,小規模な不整合は弥生の小海退に相当するものと考えられる.

堆積構造が明瞭なＧ層（赤色粘土層）とＩ層（砂・シルト互層）はＷ９～Ｗ 10 から北側で約 10 ° 南側に傾斜しており,その南側では水平になっている.また,Ｃ層とＤ層は高低差は 30 ～ 50cm と小さいが,Ｗ８～Ｗ 10 付近に撓みがみられる.これらの撓曲はボーリングから推定される断層の延長線上に位置している.

活動履歴

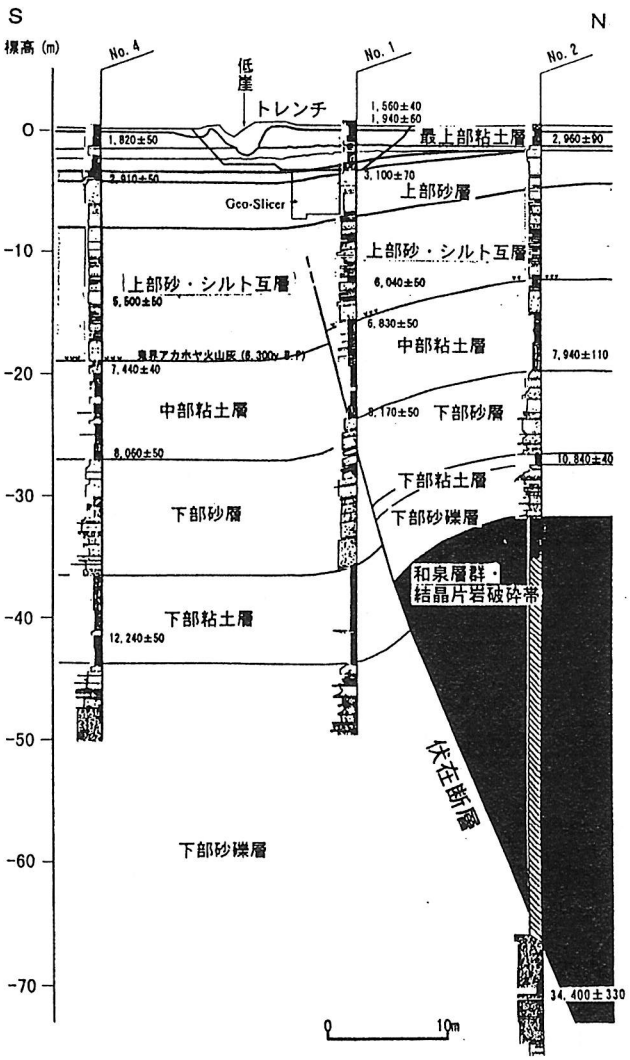
Ｃ層とＤ層は南北での高低差が小さいが,撓みがみられ,Ｃ層堆積以降に断層運動が推定される.Ｃ層の最も新しい ^{14} C年代値から,最新イベントは 1,690 ± 40 年前（250 ～ 435A.D.）以降と考えられる.なお,断層運動により微高地列が形成されたとすると,最新イベントはＡ層堆積以降となる.Ａ層の ^{14} C年代値は得られていないので,Ｂ層最上部の 1,560 ± 40 年前（420 ～ 605A.D.）以降となる.

Ｉ層～Ｄ層は短い期間に急速に堆積しているにもかかわらず,地層の傾斜が異なり,この間に傾斜不整合を形成した断層運動が推定される.傾斜不整合の層準を明確に読み取るのは難しいが,Ｅ・Ｆ層とＧ層の間,またはＤ・Ｅ層とＦ層の間に認められる.Ｈ層には地割れがみられ,これをＧ層が充填している.また,液状化による砂脈はＧ層の下部に達している.傾斜不整合の層準をＥ・Ｆ層とＧ層の間とすると,断層運動はＨ層堆積後からＧ層堆積中～Ｆ層堆積前であり,イベントの年代は 3,000 ～ 3,100 年前となる.傾斜不整合の層準をＤ・Ｅ層とＦ層の間としても,イベントの年代は 2,800 ～ 3,100 年前となる.

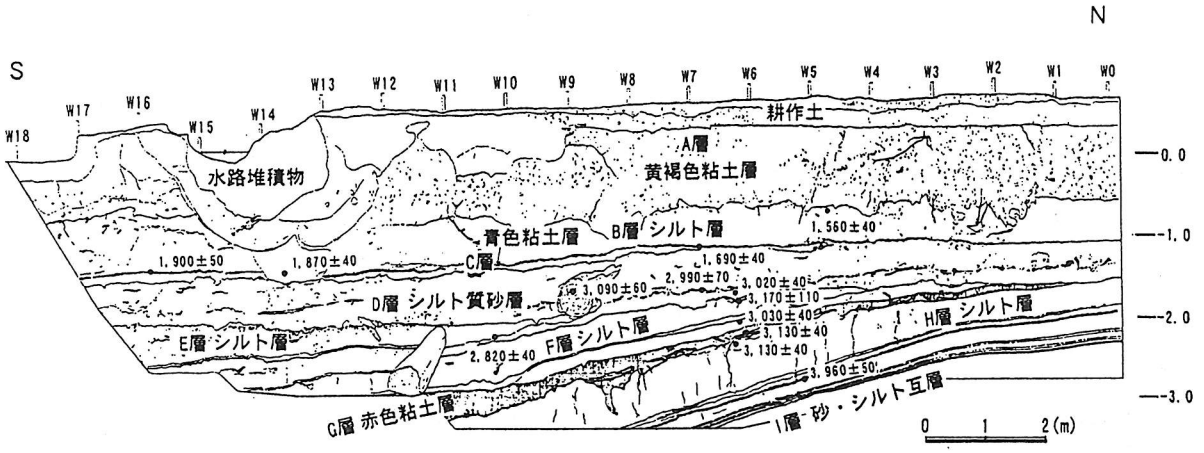
トレンチ下位の上部砂・シルト互層は断層から北側よりも南側で地層が厚くなっており,本層堆積中にイベントが推定される.

上下変位成分の平均変位速度

変位量は鬼界アカホヤ火山灰濃集層準で 7.3 m,中部粘土層下面で 7.6 m,下部粘土層上面で 10.3 mであり,平均変位速度は 0.9 ～ 1.2 m/千年である.また,トレンチ周辺では約 8,000 年前から 3,000 年前の間では堆積速度はほぼ一定であり,断層から北側で 3.3 m/千年で,南側で 4.4 m/千年である.堆積速度の差 1.1 m/千年が断層の平均変位速度と考えられ,断層の上下方向の平均変位速度は約１m/千年となる.



第１図　地質断面図



第２図　トレンチ西側壁面スケッチ図

P-32 日本海東部中ー上部更新統の広域テフラ

白井正明（電力中央研究所　地質部）・多田隆治（東大）・
藤岡換太郎（海洋科学技術センター）

Masaaki SHIRAI, Ryuji TADA and Kantaro FUJIOKA; Widespread tephras sampled from the middle-upper Pleistocene at eastern Japan Sea

はじめに　近年，日本列島の更新世中期の広域テフラ層序に対する理解は急速に深まっているが，更新世後期のそれに比べると，各テフラの分布・年代はまだ未知の点が多い．発表者は 1996 年より 3 年間で，ODP 日本海掘削にて得られた火山灰試料のうち，能登半島沖に位置し，更新世中期以降の年代が多田・入野（1996）等により詳細に推定されている 797 地点と男鹿半島沖の 794 地点の 2 地点にて採取・保管された更新世中期以降の火山灰試料に含まれる火山ガラスの主要元素組成を測定し，最終的に 794 地点において 25 層準，797 地点において 37 層準の，過去約 80 万年間にわたる火山灰試料の分析を行った．その結果，姶良丹沢（AT），大山倉吉（DKP），阿蘇 4（Aso-4），洞爺（Toya），阿蘇 3（Aso-3），阿多鳥浜（Ata-Th），阿蘇 1（Aso-1），小林笠森（Kb-Ks）の各テフラを同定し，また下部加久藤に対比されると思われる火山灰を見い出した．

AT，Aso-4，Toya，そして深海堆積物中より始めて発見された At-Th，Aso-1，Kb-Ks の各テフラの発見およびそれらの推定年代値については 1996 年本学会において，火山灰の分析手法については白井ほか（1997）において，既に発表させて頂いた．ここでは新たに見出だした DKP，Aso-3，下部加久藤？ の各テフラに対応する火山灰の同定根拠と，各テフラの示標テフラとしての有効性について述べる．

DKP　ODP 797 地点，サンプル番号 1H-3-17（44±5ka）中の火山ガラスは，主要元素組成を分析した結果 2 系統に分けられる．その一方は三浦・林（1991）における DKP 火山ガラスの主要元素分布パターンと一致する．一般に陸上で採取された DKP 中の火山ガラスは粘土化が著しく，従来の主要元素測定結果はばらつきが非常に大きいが，特に $K_2O>Na_2O>3$（wt%）を満たす点，年代が従来の見積もり（4.3±0.8ka；大村ほか，1988）と非常によく合致する点を考慮すると，この火山灰は DKP と考えられる．

Aso-3　ODP 797 地点，サンプル番号 2H-1-137（115±5ka）中の火山ガラスの主要元素組成は，Aso-4 とほぼ一致するが，Aso-4 の下位の別のテフラである．この時代には Aso-4 と同じ給源から，Aso-3 が噴出しているが（110±3ka；長友，1990，123±6ka；松本　など），この火山ガラスの主要元素組成を従来の Aso-3 の報告（町田・新井，1994）と比較すると，SiO_2 含有量がやや高く，FeO*，CaO 含有量がやや低い．従来の Aso-3 火山ガラスの主要元素組成は，全元素ともかなりのばらつき

を有し，火砕流堆積物の研究からは活動が進むにつれマグマが珪長質から苦鉄質へ変化した事が知られている．よって，この火山灰は活動初期のAso-3と考えられる．

下部加久藤?　ODP797地点，サンプル番号4H-6-135（650±30ka）中の火山ガラスの主要元素組成は，（上部）加久藤テフラ（Kkt）とよく一致する．しかしKktの噴出年代は約300ka（宮地，1987；町田・新井，1992）と考えられており，年代的に合致しない．ただし給源の加久藤火砕流はKktと下部加久藤とに分けられており（Miyachi，1971），下部加久藤火山灰の年代はKb-Ksより下位に位置するため（町田・新井，1992），660±180ka（鈴木ほか，1985）との見積もりが有力である．下部加久藤火砕流中の火山ガラスの主要元素組成は未公表であり（宮地，1987），今後の対比・検討が必要であるが，この火山灰は下部加久藤火山灰に対比される可能性が高い．

示標テフラとしての有効性　Aso-4，Aso-1，Kb-Ksの各テフラは全て九州起源であり，また794，797両地点にて発見されている．つまりこれらのテフラは，日本列島のほぼ全域に堆積した可能性が高い．実際に周知の通りAso-4は，日本全国で指標テフラとして利用されている．(同様に本州北端まで確認されているATが794地点で発見されなかったのは，試料採取時における表層堆積物の破壊の為と思われる．）従って，Aso-1およびKb-Ksは更新世中期の日本全域の指標テフラとして有効であるが，現在のところ陸上では，Aso-1は男鹿半島まで，Kb-Ksは房総半島までの分布が確認されている．従って，この二枚のテフラを北へ追跡する事が，中部更新統の編年に有益であろう．

DKP，Aso-3，At-Thは797地点のみで，Toyaは794地点のみで発見された．これは従来の分布予測（町田・新井，1992）と概ね一致している．東北日本に分布するToyaと西南日本に分布するAso-3の噴出年代はほとんど同時期であり，直接層位関係を対比できなかったが，従来の考え通りToyaがAso-3の上位に位置するとの結果が得られた．

また，白頭山周辺起源と推定される火山灰は794地点で12層準，797地点で5層準から，一方，鬱陵島周辺起源と推定される火山灰は794地点で2層準，797地点で16層準から見い出された．これらは給源と両地点の位置関係を反映している．白頭山・鬱陵島周辺起源のテフラはそれぞれ，火山ガラスの主要元素組成が似通っているため区別が難しいが，45万年前（白頭山－男鹿テフラ）および58万年前の白頭山周辺起源のテフラ，43万年前の鬱陵島周辺起源のテフラは両地点に存在しており，火山ガラスの主要元素組成の細かな特徴もそれぞれ一致するため，対比可能である．794，797両地点での発見は，これらの火山灰が一連の活動の中でも特に大規模な噴火の産物である可能性を示唆し，北陸地方から北海道において更新世中期の指標テフラとして有効と期待される．

P-33

北西太平洋で採取された海底コア中の第四紀中期・後期テフラ層序

青木 かおり（北大院地球環境）・山本 浩文（海洋科学技術センター）

AOKI Kaori and YAMAMOTO Hirofumi: Middle and late Quaternary tephrostratigraphy of marine cores collected from the north-west Pacific

目的

日本の第四紀テフラ研究は，これまで陸上におけるテフラ層序の記載や編年を中心に盛んに行われてきたが，海底堆積物中のテフラを対象とした研究例はあまり多くはない．特に北西太平洋については，Furuta *et al.*（1986）で最終間氷期以降の6枚の広域指標テフラ（B-Tm，K-Ah，U-Oki，AT，Aso-4，K-Tz）が同定されたが，まだ多くの未知のテフラ層が残されている．特に，東北日本弧・伊豆小笠原弧の火山起源のテフラはこれまで同定された例は極めて少ない．

本研究では，北西太平洋から採取されたピストン・コアに介在する多くのテフラ層について，火山ガラスや鉱物の屈折率とEPMAを用いた火山ガラスの主成分分析を行い同定を試みた．

研究方法

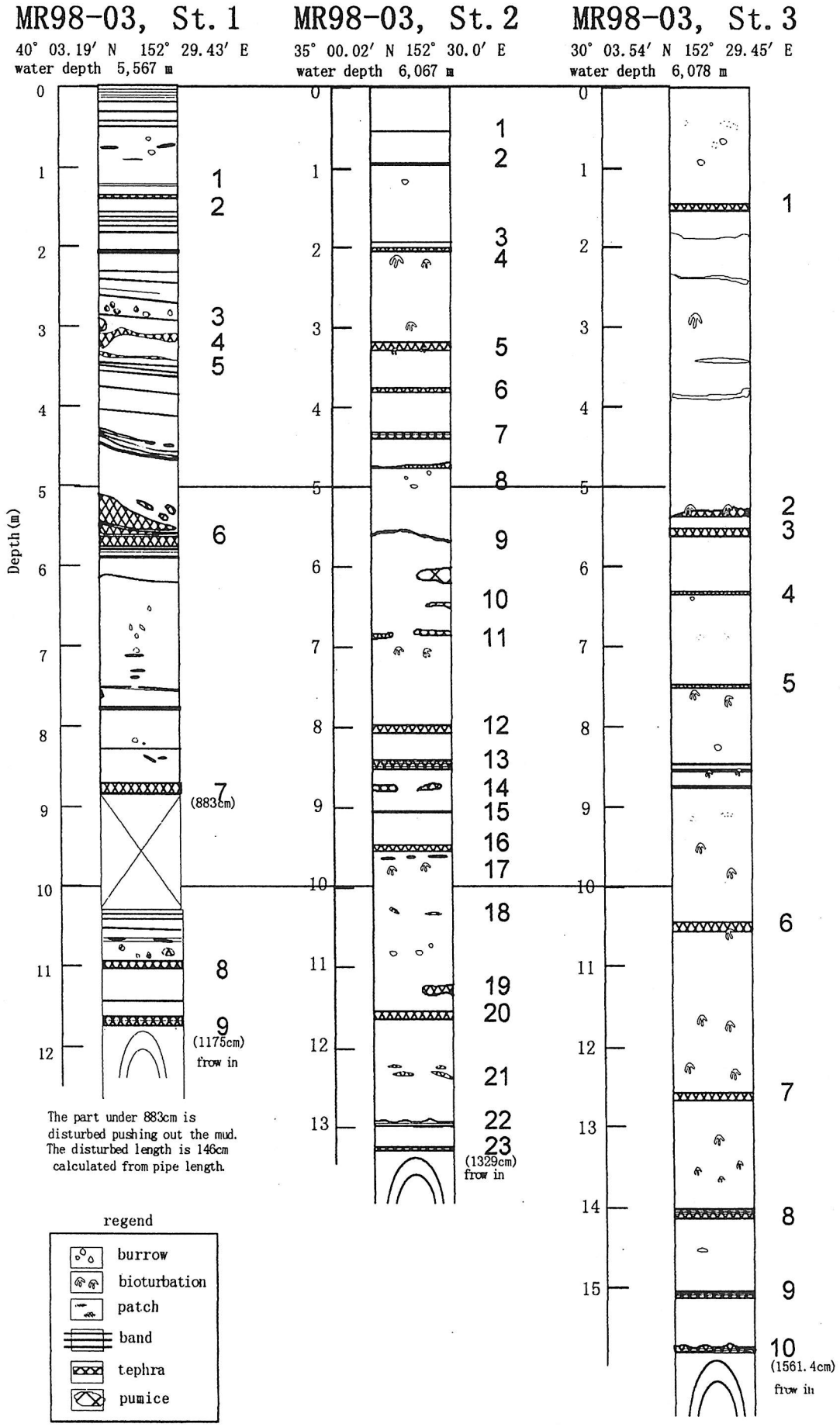
＊各コアのテフラの分析は，洗浄後実体顕微鏡下で観察し，火山ガラスの形態，鉱物構成を記載した．

＊火山ガラス・鉱物の屈折率の測定は RIMS86/87 (Refractive Indices Measurment Sysytem，京都フィッショントラック社製）を使用した．

＊火山ガラスの主成分組成は北海道大学工学部共同利用施設全自動微少部分析研究室のEPMA (Electron Probe X-ray Microanalyzer，JEOL社製 JXA-8900 M)を使用し，WDS法で分析した．

研究試料

本研究で使用したピストン・コアは1998年4月に海洋科学技術センターの海洋研究船「みらい」の慣熟航海において採取されたものである（MR98-03, St.1, St.2, St.3）．


MR98-03, St. 1
40° 03.19′ N 152° 29.43′ E
water depth 5,567 m
MR98-03, St. 2
35° 00.02′ N 152° 30.0′ E
water depth 6,067 m
MR98-03, St. 3
30° 03.54′ N 152° 29.45′ E
water depth 6,078 m
Depth (m)
(883cm)
(1175cm)
frow in
(1329cm)
frow in
(1561.4cm)
frow in
The part under 883cm is disturbed pushing out the mud. The disturbed length is 146cm calculated from pipe length.
regend
burrow
bioturbation
patch
band
tephra
pumice

P-34　完新世テフラガラスの屈折率と水和の影響を除去する方法

中村有吾（北海道大・院）・片山美紀（日製産業）・平川一臣（北海道大）

Yugo NAKAMURA, Yoshinori KATAYAMA, Kazuomi HIRAKAWA: Hydration and refractive index of Holocene tephra glass - Methods of removing the hydration influences

1. はじめに

火山ガラスの屈折率は，テフラを同定する有効な指標である。しかし，噴出年代が約2万年前以降の比較的新しいテフラガラスの場合，屈折率の測定値が著しくばらつく傾向にあり，テフラの同定が困難である。この原因は，新しいテフラガラスは水和が未完了のため，水和ガラスと未水和ガラスからなる二重構造が存在することによる（Steen-McIntyre, 1975；山下・檀原，1995）。本研究において，火山ガラスの水和の影響の問題を解決する方法は確立した。本発表では，①水和の未完了な火山ガラスから，水和ガラスを除去する方法，および水和ガラスを強制的に脱水する方法（図1）について報告する。また，②この試料処理方法をもちいて測定した，北海道の主要完新世テフラの屈折率（図2）について報告する。

2. 試料および分析方法

北海道樽前火山起源の3テフラ（Ta-a：AD1739, Ta-b：AD1667, Ta-c：3ka）それぞれ30試料をもちいて試料処理実験をおこなった。また、北海道の主要完新世テフラの同定基礎データを作成するために，北海道駒ケ岳起源の4テフラ(Ko-a：AD1929, Ko-c1：AD1856, Ko-c2：AD1694, Ko-d：AD1640)，および白頭山苫小牧テフラ（B-Tm：AD947）を採取した。

試料処理方法として，フッ化水素酸により水和ガラスを除去する方法，400℃の加熱（1時間および12時間）により水和ガラスを強制的に脱水させる方法を試みた。これらの処理試料および未処理試料について，屈折率を測定した。測定には，温度変化型屈折率測定装置(RIMS86)を使用し，1試料につき60粒子測定した。

3. 結果・考察

(1) 火山ガラスの屈折率は水和によって約0.015上昇する。

(2) フッ化水素酸処理によって，火山ガラス内部の未水和ガラスを取り出すことが可能である。また，400℃での熱処理を12時間おこなうことで，水和ガラスを強制的に脱水する（脱水ガラスを得る）ことが可能である。

(3) 400℃*12時間の熱処理により，北海道の主要完新世テフラを識別するための有効な屈折率データを得た。

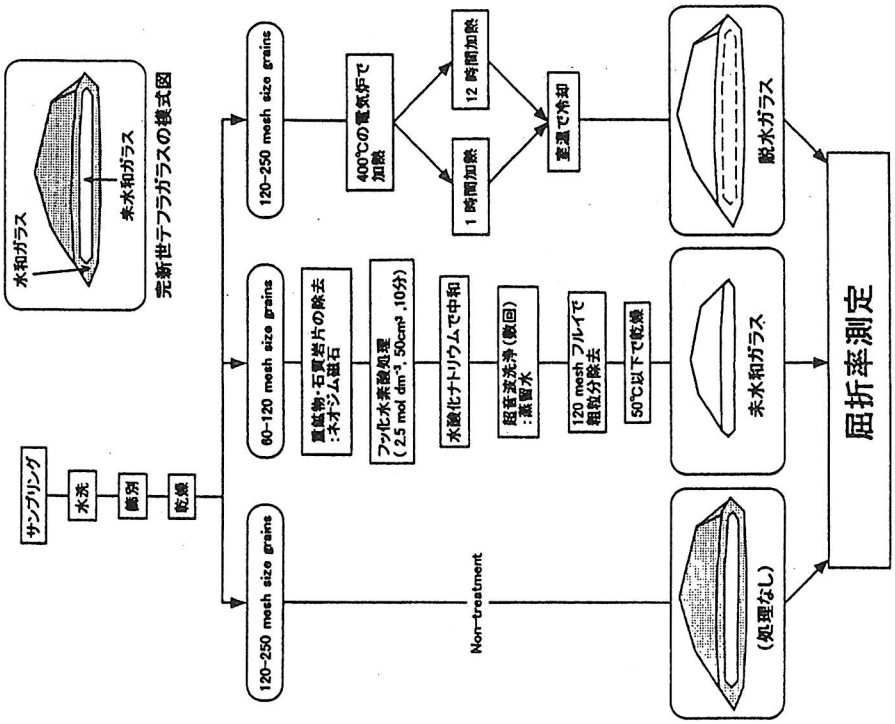


図１　試料処理方法

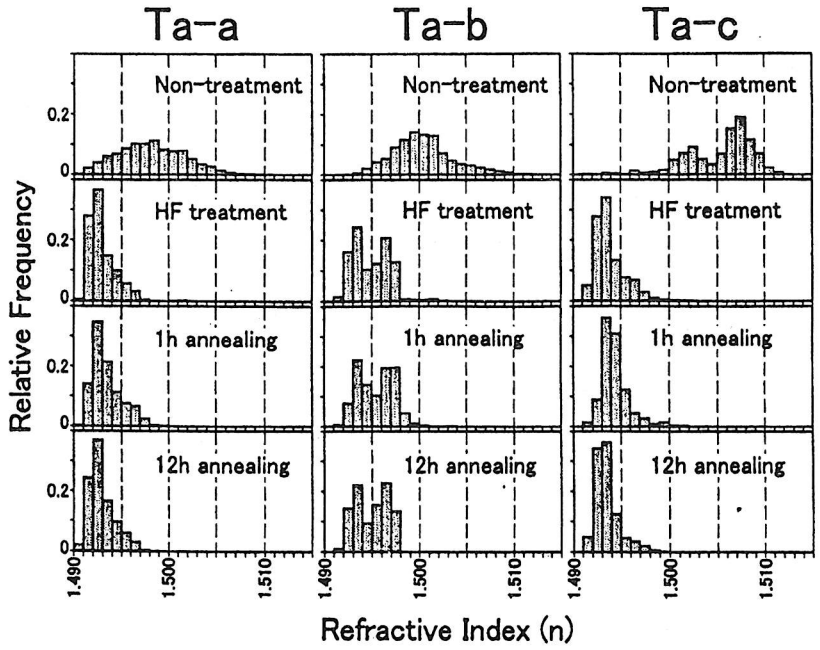


図２　各処理方法による屈折率測定結果

P-35 石英のＥＳＲによる上宝・大町Ａテフラの識別と年代測定

塚本すみ子・鈴木毅彦（東京都立大学）

Sumiko TSUKAMOTO and Takehiko SUZUKI: ESR dating of Omachi APm and Kamitakara tephras and their discrimination using ESR signals

中部・関東地方に分布する中期更新世の 2 種類のテフラについて，テフラ中の石英のＥＳＲをもとに識別できるかどうか調べた．テフラを岩石記載学的に認定する際には，重鉱物組成，火山ガラスの化学組成，ガラスや斑晶鉱物の屈折率等が用いられる．しかし，中期更新世のテフラは一般に風化が著しいため，これらの方法に代わる手段が求められているためである．

石英は SiO_2 からなるが，微量に Al, Ti, Ge などの不純物元素が含まれている．このような不純物元素は放射線をあびると Al 中心，Ti 中心，および Ge 中心となり，電子スピン共鳴（ＥＳＲ）で観測することができる．観測されるＥＳＲ信号の強度は石英中の Al, Ti, Ge の量を反映していると考えられる．すなわち，同一のテフラ起源の石英ならば，一定量の放射線をあびた場合の信号強度は同じと考えることができる．われわれはこのことを利用して，石英のＥＳＲ信号強度からテフラの対比が可能なのではないかと考えた．用いたテフラ試料は，中期更新世の代表的な以下の２つのテフラである．

1)上宝テフラ(KMT)

・上宝火砕流堆積物(KMT)，岐阜県高山市数河

・梨の木 C1(C1)，　長野県塩尻市洗馬

・狭山黒雲母濃集帯(SaBi)，埼玉県所沢市川辺

・笠森 22 テフラ(Ks22)，千葉県長南町千田

2)大町 APm テフラ群

・大町 A1Pm，A2Pm, A3Pm，長野県大岡村樺平

・大町 A1Pm，A2Pm, A3Pm，長野県大町市大町スキー場

・八王子黒雲母テフラ(HBP)，東京都町田市小山

これらのテフラ試料から石英粒子を取り出し，430℃で 15 分間加熱した後，2-8kGy のガンマ線を照射した場合の Al 中心，Ti 中心，Ge 中心のＥＳＲ信号強度を比較した（図 1）．

この結果，Al, Ti, Ge 中心の信号強度は，KMT>APm，また APm テフラ群の間では A1Pm≒A3Pm>A2Pm という傾向がみられたものの，採取場所の異なる同じテフラでも，信号強度に違いのあることがわかった．また，火砕流堆積物である KMT と，海成層中に堆積している Ks22 は風成陸上型の KMT とは異なる特徴を示した．

次に，石英の Al 中心を用いて KMT テフラから梨の木 C1，APm テフラ群から長野県大岡町樺平の A1Pm の２つのテフラのＥＳＲ年代測定を行った．試料に 17-800Gy のガンマ線を照射し，Al 中心の信号強度の成長曲線から蓄積線量(D_E)を求めた．今回は年間線量のデータがないため，C1 は下川ほか(1987)の KMT の値，A1Pm

は今井・下川(1990)の値を用い，石英粒子の粒径と含水量を考慮して補正し使用した．この結果，C1 は 570±50ka，A1Pm は 380±20ka というＥＳＲ年代が得られた．

最近の知見では，KMT は狭山丘陵や北関東の喜連川丘陵の扇状地面形成後すぐに堆積したと考えられ，上総層群の笠森層中の層位から MIS17.3～15.2（580-690ka）にあたると考えられている．今回得られた年代は MIS15 に近いが，誤差の範囲で一致する．一方，APm の降下年代については，APm が大磯丘陵や下総層群の地蔵堂層中の TE-5 と対比され（別途報告），その層位から MIS11 の温暖期後の 400ka 前後と考えられている．今回得られたＥＳＲ年代はこの考えときわめてよく一致している．

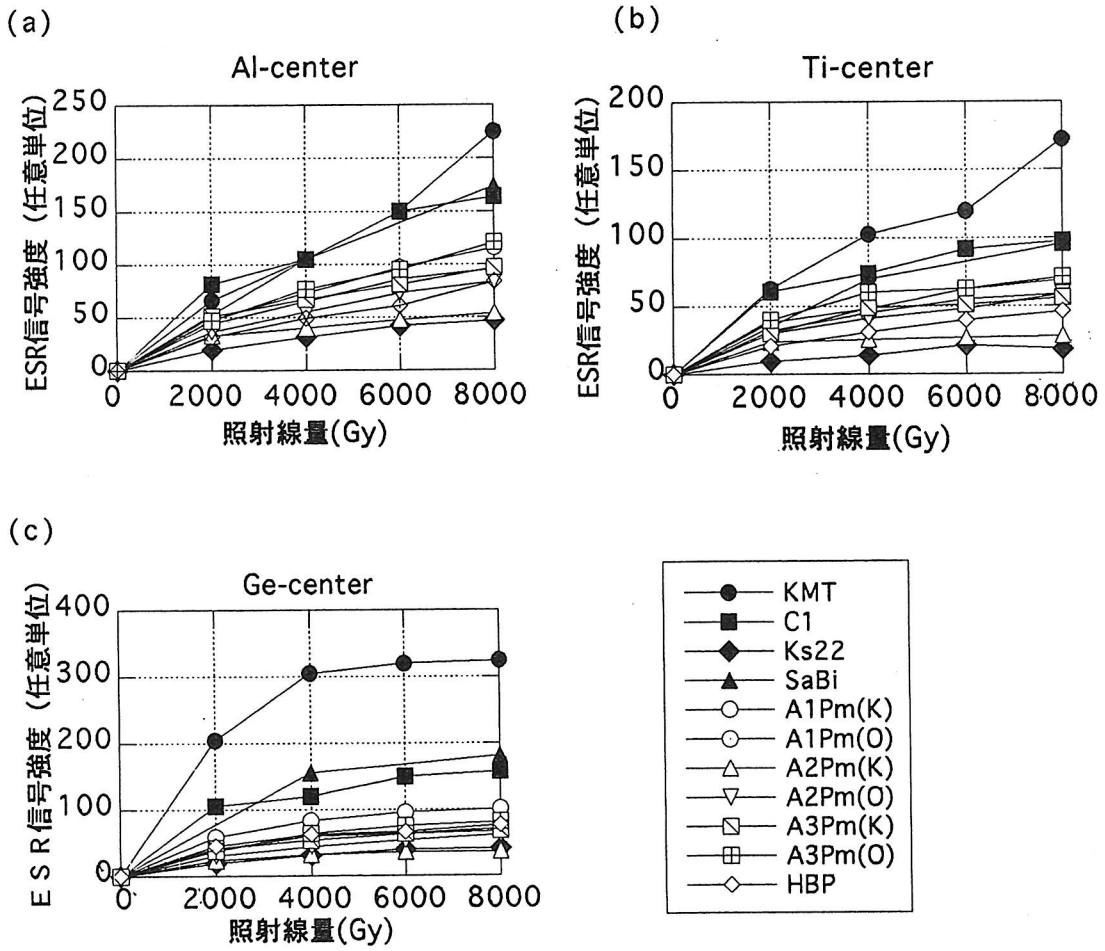


図１：テフラ中の石英を加熱後，ガンマ線照射した場合の
(a)Al中心，(b)Ti中心，(c)Ge中心のＥＳＲ信号強度

P-36 別府湾北岸地域における火砕流のフィッション・トラック年代

峯元　愛・竹村恵二（京都大学）
檀原　徹（㈱京都フィッション・トラック）

Ai MINEMOTO, Keiji TAKEMURA and Tohru DANHARA; Fission-track ages of two pyroclastic flows at the northern margin of Beppu Bay, Southwest Japan.

別府湾周辺地域は，西南日本最大の横ずれ断層である中央構造線の西端部にあたり，構造運動を議論する上で重要な地域である．これまでの研究からその別府湾は，中央構造線が九州地域にのりあがる際に形成されたプルアパート盆地であることが明らかにされている（Takemura *et al.*, 1994）．別府湾北岸地域は，プルアパート盆地を形成している別府湾横断断層の延長線上にあたるため，この地域の地質情報は別府湾周辺の構造運動を議論する際に，時間軸を設定する有益な情報である．このため筆者らは，別府湾北岸地域に分布する２枚の火砕流堆積物についてフィッションントラック年代を測定した．その結果を以下に報告する．

1.　地質概説

別府湾北岸周辺地域で最初に層序学的研究をおこなったのは日高(1978) である．日高(1978)は，この地域の地層を下位から大分層群日出層，大神層に区分し，別府湾周辺諸地域と対比させた．しかし椎原・長谷(1997)は，日高(1978)が同一物と分類していた火砕流堆積物が，重鉱物組成分析などの結果異なる成分をもち，二枚に分けられることを指摘し，そのうち一枚は，酒野凝灰岩（碩南層群東稙田層敷戸層に相当する）と対比される可能性を示唆した．そこで今回，この２枚の火砕流堆積物について年代測定を行った．

2.　測定試料および測定方法

測定試料は大分県速見郡日出町原南の海岸沿いに分布する火砕流堆積物(Kanuki)および大分県速見郡日出町糸ヶ浜に露出する火砕流堆積物(Itogahama)である．採取試料 2.00kg を水洗いし，直径が 4mm 以上の軽石のみをとりだし，乾燥重量 50g の試料を粉砕処理した後 250 個のジルコン粒子を得た．FT 法による年代測定は，IUGS（国際地学連合）の地質年代学サブコミッションから出されたフィッション・トラック年代測定の標準化に関する勧告(Hurford, 1990 a, b)に従い，測定は zeta 較正(Hurford and Green, 1983)による外部ディテクター法を用いた．

また，今回の測定試料のエッチング処理は，水酸化カリウムと水酸化ナトリウムの等モル溶液を用い，225℃で，48 時間行った．熱中性子照射は，立教大学原子力研究所の TRIGA MARKⅡ型原子炉の回転試料棚 RSR No.1(Bottom)で 15 分間おこなった．この照射位置での中性子束は，$4.73 \pm 0.06 \times 10^{11} ncm^{-2}s^{-1}$，Au に対するカドミウム比は 2.57±0.03 である(Suzuki and Tomura, 1990)．測定は，粒子 30 個について，固体識別により各粒子年代と，全粒子のトラック数による年代を算出した．

試料前処理段階における双眼実体顕微鏡による観察では，Kanuki，Itogahama ともに抽出ジルコン粒子は，すべて大きさが均質な自形結晶である．

3.　測定結果

ジルコン粒子は測定には十分な量であり，測定に用いたジルコン結晶の表面は平滑でトラック計数作業も容易であった．結晶表面には外部効果があったことを示唆する短いエッチピットは全く確認されなかった．測定結果については，年代値が若いため，粒子データにばらつきは見られるものの，χ^2 検定には合格する．このため測定 30 粒子を同一起源に属するものとみなしても統計学上特に問題はない．これらのことから Kanuki，Itogahama それぞれの火砕流堆積物の年代を 1.1±0.3，0.60±0.14Ma と算出した．

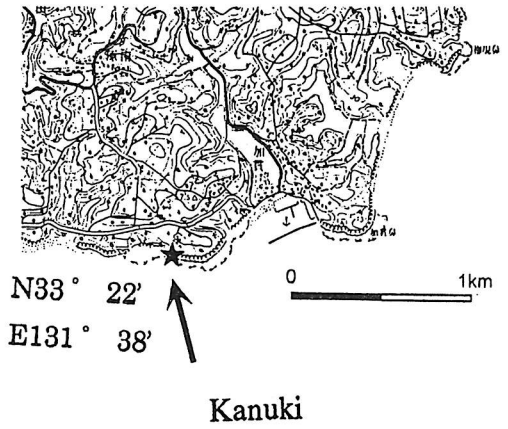
今回年代測定を行った火砕流堆積物中の軽石試料は，純度の高い FT 年代試料であり，測定結果も良好で得られた測定値も年代値としての信頼度は高いといえる．年代測定結果からも，椎原・長谷(1997)が指摘するように，碩南層群および大分層群中の火砕流堆積物に対比される．

表 1.　測定試料としての適格性

	岩質	含有結晶量	本質結晶含有率	測定粒子の均質性	計数の難易	表面結晶状態	外部効果	試料の再加熱歴
Kanuki	火砕流，可	250 個/50g，良	100%	優	良	良	—	—
Itogahama	火砕流，可	300 個/50g，良	100%	優	良	良	—	—

表 2.　フィッション・トラック年代測定結果

Sample code	No. of crystals	Sportaneous		Induced×10^{-5}		P(χ^2) (%)	Dosimeter		r	U-content (ppm)	Age (±1σ) (Ma)
		ρ_s(cm^{-2})	Ns	ρ_i(cm^{-2})	Ni		ρ_d(cm^{-2})	Nd			
Kanuki	30	3.81×10^5	17	1.03×10^6	459	72	7.970×10^4	2450	0.163	100	1.1±0.3
Itogahama	30	2.79×10^5	18	1.38×10^6	889	70	7.979×10^4	2451	0.382	140	0.60±0.14



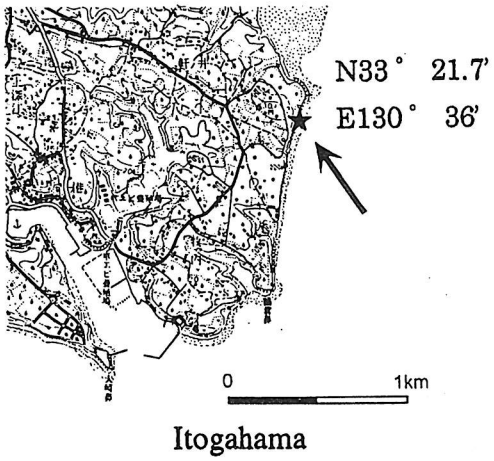


図.1　測定試料採取地点（国土地理院発行　1:25000 図幅「杵築」「住吉浜」使用）

P-37　北関東内陸域，那須野原において認定されたMIS7-6に形成された河成段丘群

鈴木毅彦（東京都立大学）

Takehiko SUZUKI ; Findings and significance of fluvial terraces formed from MIS 7 to 6 in Nasunohara, an inland lowland of Northeast Japan

はじめに

内陸地域における地形形成史，地殻変動を知る上で大河川の中・上流域に分布する河成段丘は重要な情報を与える．しかしながら中期更新世の河成段丘については確実な編年がなされている例は必ずしも多くない．北関東の那珂川中・上流部の那須野原では中期更新世の段丘地形の発達がよく，これらについて古くから多数の研究報告がある（阿久津，1962など）．また編年も試みられており，鈴木（1991）はこれらの段丘のうち中期更新世に形成された3段の河成面を上位から湯津上面，六町歩面，金丸面と呼んだ．そして被覆するテフラから六町歩面が海洋酸素同位体比ステージ（MIS）10に，金丸面がMIS8に形成されたと考えた．

その後，北関東内陸域に分布するテフラの年代観が大きく改訂された（鈴木ほか，1998など）．したがってこれらの河成面の年代についても再検討が必要である．新たな編年で見直すとMIS10に形成されたと考えた六町歩面はMIS7～6に形成され，その他の湯津上面，金丸面も同様にMIS7～6に形成されたと考えることができる．今回これら河成面の編年について述べる．

編年の根拠

鈴木（1991）が河成面の年代決定に用いたテフラ層序に対する年代コントロールは，御岳第1(100ka)，大町APmテフラ群（300-350ka）に対比したAPm-U，中央値で500-570kaのFT年代をもつテフラである．これらテフラの年代は一部改められ，御岳第1テフラ以前については全体的に従来の年代値の50～80%となるように若くなった．このように変更された理由はゼータ較正法をもちいたFT年代測定，他地域のテフラと本地域のテフラの新たな対比などによる．ここでは那須野原に分布する中期更新世段丘の編年に関わるテフラを示す．

<u>黒田原テフラKdP</u>：ゼータ較正法により200±30kaのFT年代値が得られている．

<u>APm-U</u>：かつて大町APmテフラ群に対比された（鈴木・早川，1990）テフラである．しかしゼータ較正法によるFT年代値が130±30kaを示すこと，ウラン濃度が大町APmテフラ群とは大きく異なること，那須野原周辺において本テフラ以外に同テフラ群への対比候補が見だされたこと，以上からAPm-Uは同テフラ群に対比されず，より年代の若いテフラと考えられる．

<u>那須野テフラNsP</u>：本テフラは那須野原を中心に分布する細粒降下軽石層である．斑晶鉱物としてホルンブレンドと扁平な形状を示す斜方輝石を含むため本地域の良好な指標テフラである．直接の放射年代値はないが前後のテフラとの関係から

みて降下年代は150ka頃と推定した．

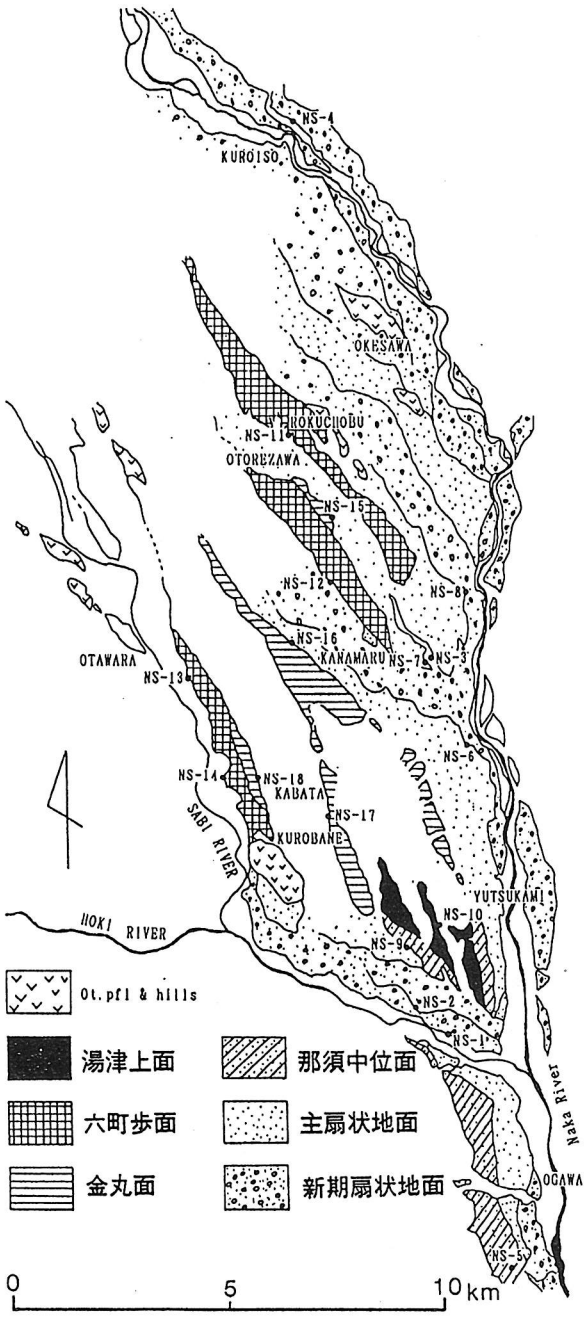
<u>田頭テフラTG</u>：ゼータ較正法により160±20kaのFT年代値が得られている．また，本テフラは福島県太平洋岸にてMIS6からMIS5eにかけての海進堆積物中に挟在する（鈴木，1999）．このような産出状況からその降下年代はFT年代値よりも若干若く，Martinson *et al.*（1987）の海洋酸素同位体編年からみて135～125kaと考えられる．なお，TGは那須野原には分布しないが層位的にNsPのやや上位に位置する．

テフラと段丘の関係

湯津上面は那須野原では平坦面を残す最古の河成面である．APm-U直下の高久テフラ（TkP）以上に覆われるが，KdPには覆われない．六町歩面は離水直後にTkPに覆われた河成面で那須野原東部に広く分布する．中期更新世河成面として最も年代の若い金丸面は離水直後にNsPに覆われた河成面で，APm-UやTkPには覆われない．

以上からこれら河成面の離水年代は200ka以降であり150ka以前，すなわちMIS7末期からMIS6にかけてとなる．このように間氷期末期から氷期にかけて段丘面が離水していくという地形発達過程は，那須野原では後期更新世後半でもみられる．

内陸部において，後期更新世で成り立つ氷期－間氷期サイクルと段丘形成過程の関係が中期更新世でも成り立つことが示された例は少ないが，本地域ではテフラによる年代根拠が確かである点を考慮すれば重要な事例と考えることができる．



那須野原の段丘区分図

P-38　東アジアから採取したレス堆積物のTL・OSL年代測定

綿貫拓野・塚本すみ子（都立大）

Takuya WATANUKI and Sumiko TSUKAMOTO: TL and OSL dating of loess deposits from the East Asia

1. はじめに

レスは，中国西部の乾燥地域などから飛来した風成塵が堆積したもであり，中国西部から東部，さらに日本海沿岸かけ，広く分布している．石英含有量や帯磁率の変化が，海洋底のコアや，グリーンランドの氷床コアの酸素同位体パターンと似ており，極域や赤道付近で検出されたような環境変化が，中緯度地域でもレスから得られると考えられている．環境変動を解析する際，時間軸を求めることは非常に重要な要素である．これまで，日本の風成堆積物の年代は，火山灰編年法や炭素同位体年代測定法などが，用いられてきた．本研究では，ルミネッセンス年代測定法を用い風成堆積物の堆積年代を求めることを試みた．

ルミネッセンス年代測定法には，TL(熱ルミネッセンス）法・OSL（光励起ルミネッセンス）法がある．OSL年代測定法の利点として，TLより短時間で，かつ完全に光によるリセットが行われることがあげられる．しかし，OSL法は研究の歴史が浅く未解決な部分も残っている．

本研究では，同一の試料に対し，TL・OSL法をそれぞれ行い，信頼性の高い年代を求めるための基礎研究を行った．また，テフロクロノロジーにより年代が既知の試料に対しルミネッセンス年代測定法を行い，クロスチェックをした．

2. 試料採取ポイント

中国新疆ウイグル自治区ウルムチ市郊外，江蘇省鎮江市郊外，佐賀県上峰町から採取した．ウルムチ郊外では約8m，鎮江市郊外では矢約20m，上峰町では約2mのレス露頭があり，それぞれ，9試料・15試料・2試料採取した．

3. ルミネッセンス年代測定法

TL年代測定法は鉱物を加熱により，またOSL法では赤外光などの光をあてることにより蛍光を発するという性質を用いる．この発光強度と放射能を受けた量（等価線量）とは相関関係があり，発光強度から堆積物が堆積してから自然界から受けた放射

線量を求め，その堆積物の自然界から受ける放射線量（年間線量）で割ることにより年代を決定する．つまり，

年代=等価線量/年間線量

という式であたえられる．

OSL 法には赤外光により励起を行う IRSL 法と青色光により励起を行う BLSL 法がある．

4. 実験

試料は，沈降法により 4-11 μm の微粒子を取り出し，酸処理により有機物と炭酸塩鉱物を除去し，長石，石英を含む polymineral 微粒子試料を得た．また，この polymineral 試料の一部を 9 日間ケイフッ化水素酸中におき，石英以外の鉱物（長石等）を溶かし，石英微粒子試料を抽出した．polymineral 微粒子試料については，TL 測定と IRSL 測定を行った．石英微粒子試料は，TL 測定と BLSL 測定を行った．OSL 法では 180～240℃で 10 秒間プレヒートを行いプラトー領域から等価線量を求めた．

5. 結果

年代が既知の試料を用いたクロスチェックの結果，TL 法は比較的調和的な年代が得られたが，OSL 法では，既知の年代に比べて若い値が得られ，原因を究明中である．

石英を用いた TL・BLSL 法では，共に数百 Gy 程度で飽和しているため，数万年より古い試料では難しい．それに対し，Polymineral 試料に対する IRSL 法は 1000Gy 以上照射しても飽和しておらず，より古い年代を求めるとが可能である．

表.1　佐賀県上峰町・鎮江市郊外・ウルムチ市郊外のレス堆積物の年間線量，等価線量，TL・OSL年代測定値

										total bleach method		regeneration method	
採取地	sample name	method	mineral	U (ppm)	Th (ppm)	K2O (%)	water (%)	α value	Dose -rate (Gy/ka)	DE (Gy)	age (ka)	DE (Gy)	age (ka)
佐賀県上峰町	Km-S	TL	Quartz	3.1	14	2.0	34.7	0.06-0.10	3.0 ± 0.11	62.4 ± 9.7	21 ± 4.1	-	-
	Km-S	IRSL	polymineral	3.1	14	2.0	34.7	0.06-0.10	3.0 ± 0.11	10 ～ 20	3.3 ～ 6.7	-	-
	Km-S	BLSL after IRSL	polymineral	3.1	14	2.0	34.7	0.06-0.10	3.0 ± 0.11	?	?	-	-
鎮江市郊外	1-1	TL	Quartz	2.9	15	1.9	9.75	0.06-0.10	3.8 ± 0.14	63.8 ± 2.5	17 ± 1.2	72.4 ± 1.7	19 ± 1.2
	1-1	BLSL	Quartz	2.9	15	1.9	9.75	0.06-0.10	3.8 ± 0.14	15 ～ 20	3.9 ～ 5.3	-	-
	1-1	IRSL	polymineral	2.9	15	1.9	9.75	0.06-0.10	3.8 ± 0.14	12 ～ 16	3.2 ～ 4.2	-	-
	1-1	BLSL after IRSL	polymineral	2.9	15	1.9	9.75	0.06-0.10	3.8 ± 0.14	10 ～ 13	2.6 ～ 3.4	-	-
	1-3	TL	Quartz	2.9	15	2.4	16.5	0.06-0.10	4.1 ± 0.13	saturated	-	263 ± 40	64 ± 15
	1-3	IRSL	polymineral	2.9	15	2.4	16.5	0.06-0.10	4.1 ± 0.13	no plateau	-	-	-
ウルムチ郊外	Ur-3	IRSL	polymineral	3.36	13.9	2.3	6.71	0.06-0.10	4.4 ± 0.16	35 ～ 50	8 ～ 11	-	-
	Ur-7	IRSL	polymineral	2.76	11.4	2	8.51	0.06-0.10	3.8 ± 0.12	90 ～ 105	24 ～ 28	-	-

P-39　蒲田川左俣谷における氷河底堆積物の光ルミネッセンス（OSL）年代測定

近藤玲介・塚本すみ子・綿貫拓野・岩田修二（東京都立大学）
Reisuke KONDO , Sumiko TSUKAMOTO , Takuya WATANUKI and Shuji IWATA :
Optically stimulated luminescence (OSL) dating of Hidarimata Valley , Gamata River

日本山岳地域における氷河地形の編年にあたっては，氷成堆積物（ティル）中や，地形として残存しているモレーン，またはそれに続く段丘において木片やテフラなどの年代試料を得ることが望ましい．しかし実際には，年代試料不足により，他地域の氷河地形との高度の対比や，モレーン構成礫の風化皮膜の厚さなどに頼る場合が多く，いずれの場所でも普遍的に得られる年代測定法が求められている．そこで，蒲田川左俣谷においてティルを採取し，近年堆積物への応用が進んでいる，光ルミネッセンス年代測定（OSL）法の応用を試みた．一般にOSL年代測定法では堆積物が光から遮断された時からの年代を求めるが，氷河底起源のティルは堆積前に十分に太陽光を浴び，光によるリセットがなされているとは考えにくい．リセットは摩擦や破砕によってもおきることが知られていることから，本研究では氷河底における摩擦・破砕効果によるリセットにが氷河底堆積物でおこっていたかを検討しOSL年代測定を試みた．ティルの採取は北アルプス南部，蒲田川左俣谷で行った．蒲田川左俣谷には多くの氷河地形・堆積物があり，長谷川（1996MS）によって，数回の氷河前進期が報告されている．上部層と下部層で層相が異なる露頭では，それぞれの層準で試料を採取した．

試料処理は以下の方法に従った．粒子の沈降速度の差から4～11 μmの微粒子を取りだした．これを H_2O_2（約4％）で有機物を除去し，HCl（約4％）で炭酸カルシウムをした．粗粒子法の場合は，ふるいを使用し63～125μmの粒子を取り出し，マグネティックセパレーターで磁選した後，H_2O_2，HClによる処理をおこない，HF処理により，石英のみを取り出した．そしてOSL測定用アルミディスクにそれぞれ一定量の試料を定着させた．

被爆線量の推定には，0～1280 Gyの8段階に分けてγ線を照射し，付加線量法により各サンプルの被爆線量を求めた．また摩擦・破砕によるリセットの検定のために，乳鉢で擦り，その後のOSL強度の変化を比較した．乳鉢で擦り磨いた時間は10分，1時間，2時間である．また擦り磨いた後，4-11μm，11-20μm，20-40μmの各大きさの粒子に分け，前述の方法によって処理をおこない，OSL測定をおこなった．擦り磨かないNaturalな試料も各粒度に分けて測定した．その結果10分

間擦り磨いた時点で，すべての粒度のOSL強度はNaturalより数十倍高くなることが明らかになった．その後，4-11μmの試料は微増しつづけた．11-20μmの試料は1時間後，強度は更に増すが，2時間後になると若干強度が弱くなっている．20-40μmの試料はは1時間後更に強度が倍近くになるが，2時間後では微増にとどまっている（図1）．

当日はこれらティルのOSL年代と摩擦・破砕がOSL信号強度に与える影響について考察する予定である．

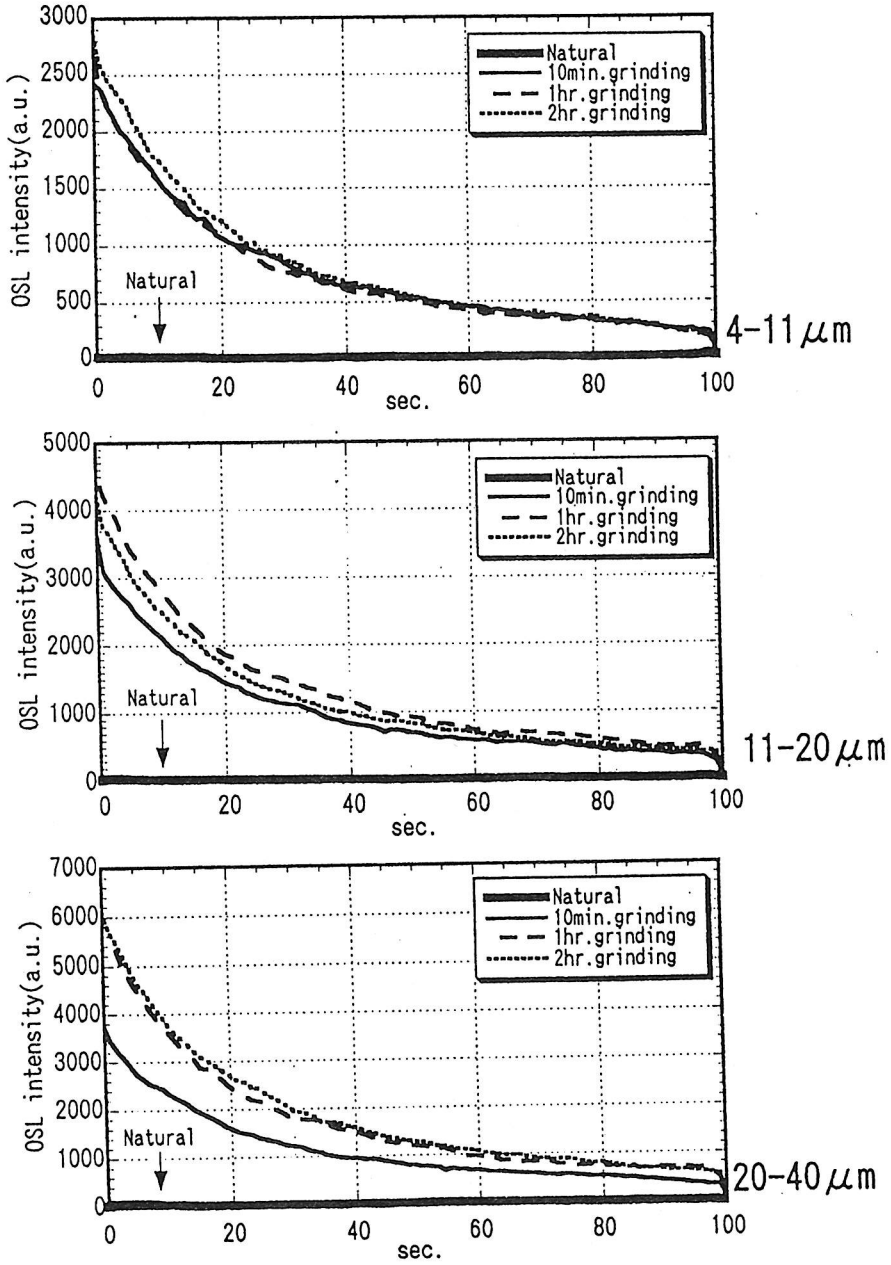


図1：摩擦・破砕とOSL信号強度の変化

P-40 南極氷床コア中のテフラ微粒子の化学分析

林伸幸（日大），福岡孝昭（立正大），河野美香，藤井理行（極地研），遠藤邦彦（日大）

Nobuyuki HAYASHI, Takaaki FUKUOKA, Mika KOHNO, Yoshiyuki FUJII, Kunihiko ENDO :

Recent fine tephras in Antarctic ice core, identified by chemical analysis.

1.はじめに

グリーンランドや南極の氷床コアを用いた$\delta^{18}O$に基づく地球の気候変化が議論されている．氷床コアには，大気中の火山性エアロゾル，海洋や人為起源の降下物が含まれるため，ECM（氷の電気伝導度），SO_4^{2-}，pH，HNO_3等を測定し，その変動からコアの年代推定や，気候変動の研究がおこなわれている．しかしこれらの研究には時間軸の設定が重要になる．この時間軸の設定に，火山シグナルが有効に用いられることも提唱されている．Hammer *et al.*,（1980）は，噴火による火山性エアロゾルは成層圏で硫酸液滴のエアロゾルを形成し，やがて氷河，氷床に堆積した際，高いECM値，化学成分（SO_4^{2-}等の存在）等がコア氷に記録され，火山シグナルとして検出されるとした．この火山シグナルに多数の噴火をあてはめた例が多く見られる（Hammer *et al.*,1980 ; Fujii.,1983）が，火山シグナルだけでは給源火山を特定することはできない．よって火山性エアロゾルによる火山シグナルだけでは氷床コアの年代を決める明確な示準層とはなりえないが，固体であるテフラ粒子がこの火山シグナル中に存在すれば，テフラ粒子の化学組成は各火山噴出物固有のマグマの性質を反映しているので，給源火山や個々の噴火を特定しうる．Angelis *et al.*(1985)やPalais *et al.*(1990)などの研究では，南極氷中から固体である火山起源微粒子（テフラ）が発見されているものの，火山シグナルとの対応やテフラ微粒子の給源火山を明確に特定した報告はない．本研究では，高いECM値，融氷水中のSO_4^{2-}といった火山シグナルとテフラ粒子の対応を明らかにすること，テフラ粒子が存在するならばその給源火山と噴出年代を求め，氷床コアの年代を決定すること，火山シグナルとそれをもたらした個々の火山活動との関係を明らかにすることを目的としている．

2.サンプルについて

南極H15コアは，1991年に昭和基地付近のH15サイト（標高1050m ; 69゜04'46"S，40゜46'54"E）において，第32次南極越冬隊により120.2mの深さまで採取された（Fujii *et al.*,1992）．ECMの測定は現地ですぐに測定され，２つの著しいピークが62～66m（コア深度）の間に見られたが，目視できるテフラ層は存在しない．Kohno *et al.*,（1996）は，化学成分の季節変化とECMピーク数の対比や雪の圧密モデルなどを用いて，この著しいピークの一つを1815年タンボラ火山噴火（インドネシア）によるものとした．この層準から固体テフラ粒子を発見し，固体粒子による対比が可能になれば，火山シグナルよりも確実に，火山噴火の痕跡を捉えることができる．ドームFuji浅層コアは，1993年にドームFuji基地（標高3810m ; 77゜19'01"S，39゜42'12"E）にて112.59mの深さまで採取された．H15コア同様にECMの測定は現地で測定され，60m付近に火山シグナルが検出された．

3.分析方法

氷床コアを7～8cmごとに切断，融解し，孔径0.2μmのフィルターにて吸引，ろ過された該当部分のフィルター上の粒子を，実体顕微鏡下で観察，サイズ別に計数した．その後，詳細な粒子形態を観察するため，走査型電子顕微鏡（SEM）による観察をおこなった．また，EPMAを用いて主要な粒子の主化学組成の分析をおこなった．さらに，H15コア中には，1815年タンボラ火山噴火による噴出物が含まれる可能性が高いため，比較のため1815年タンボラ火山噴火の噴出物（地質調査所，高田氏採取）の主化学組成を分析した．

4.結果

・**H15**コア：SEMによる詳細な観察の結果，Fig.1のようなバブルウォール型の火山ガラスとみられる

粒子が特徴的に見いだされた．この他，平板型で厚みのある粒子や，plagioclase とみられる粒子が見いだされた．これらの粒子の平均粒径は，5μm である．また，EPMA による主化学組成分析から，バブルウォール型の火山ガラス粒子は，SiO_2 が 53.6～65.3%，平均値 60.6%，Al_2O_3 が 13.8～27.4%，平均値 20.1%という値を得た．一方，給源火山として有力な候補である，タンボラ火山の 1815 年噴出物の火山ガラスは，SiO_2 が 56.1～61.6%，平均値が 58.8%，Al_2O_3 が 18.3～21.2%，平均値 20.0%という値を得た．

・ドーム Fuji 浅層コア：フィルター上の粒子をまず実体顕微鏡下で観察，計数した結果，固体粒子数のピークが火山シグナルのピークと対応した．SEM での観察では，バブルウォール型の火山ガラスとみられる粒子が確認された．このバブルウォール型火山ガラスと見られる粒子は SiO_2 が 63.9～67.4%，平均値 66.2%，Al_2O_3 が 14.1～15.5%，平均値 15.1%という値を示した．

5.考察

H15 コアのフィルター上の粒子について，Fig.1 のようなバブルウォール型火山ガラスや，自形の plagioclase の単結晶のような明らかに火山起源の粒子が見つかり，火山シグナルの存在する層準には，テフラ微粒子が多数含まれることが確認された．火山シグナルとされる層準ではテフラ微粒子数が増加し，ECM，SO_4^{2-}，pH 等の火山シグナルと相関することが認められた．これは火山シグナルが確かに火山活動と関連するものであることを裏付けるものである．一方，これらテフラ微粒子の給源について 1815 年タンボラ火山有力な候補とされているが，EPMA での分析の結果を Al_2O_3/SiO_2 プロットで見ると，ばらつきは大きいが比較的似た傾向をもつことがわかった（Fig.2）．しかし，このコアには 1809 年に巨大な unknown の火山噴火による火山シグナルがあるとされている（Kohno *et al.*,1996）．よって Fig.3 での分析値のばらつきは，1815 年タンボラ火山噴出物とそれ以外の給源火山を持つテフラ粒子の混入による可能性も考えられる．

ドーム Fuji 浅層コアのフィルター上の粒子について，バブルウォール型火山ガラスが見られた．またこれらの粒子の主化学組成分析の結果，Al_2O_3/SiO_2 プロットは 1883 年クラカタウ火山（インドネシア）の噴出物の分析値（Verbeek,1880 ; Stehn,1929）と非常に近い値に集中することがわかった（Fig.2）．

さらに Fig.2 では，日本の広域テフラである姶良 Tn（AT）火山灰，阿蘇（Aso-4）火山灰の分析値も併せて示したが，Al_2O_3/SiO_2 プロットでは主化学組成の違いが給源火山の違いを良く反映していることがわかる．

今後，主化学組成，微量元素組成ともに，定量分析をおこなうことで，より給源火山を特定することが可能になると考える．しかしこれらの粒子サイズが非常に小さいため，粒径が数μm の粒子でも定量分析ができる新しい分析手法を開発する必要がある．

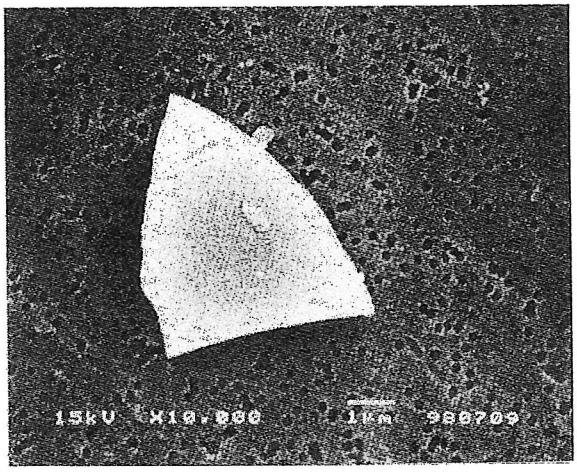


Fig.1　H15 コア中の固体微粒子の SEM 像

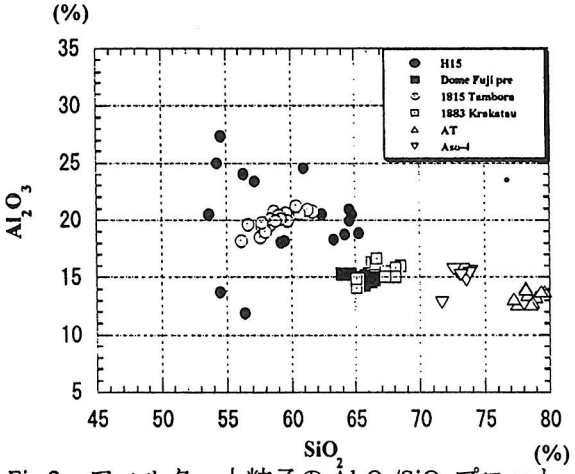


Fig.2　フィルター上粒子の Al_2O_3/SiO_2 プロット

S-1　近畿三角地帯における活断層調査
－主要活断層の地震危険度評価はどこまで進んだか－

杉山雄一・寒川　旭（地質調査所）

Yuichi Sugiyama and Akira Sangawa: Active fault research in the Kinki Triangle －progress in earthquake potential evaluation of major active faults

阪神大震災以降，全国の主要活断層の地震危険度評価を主な目的とする活断層調査が地質調査所，地震関係基礎調査交付金の交付を受けた地方自治体，さらには大学，民間等により推進されている．本講演では近畿三角地帯における活断層調査の実施状況と地質調査所の調査によって得られた成果を紹介すると共に，それに基づく地震危険度評価がどこまで進んでいるのか報告する．

1．近畿三角地帯における活断層調査の実施状況

地質調査所は震災後，京阪神～中京広域都市圏の地震発生危険度評価を目的として，近畿三角地帯の活断層調査を行っており，平成10年度までに図1に示す合計25の活断層/活断層系の調査を実施した．また図1の範囲内では，平成10年度までに，徳島県と和歌山県が中央構造線，兵庫県と神戸市が六甲断層帯，大阪府が上町断層系，京都府が亀岡断層等，京都市が樫原断層及び黄檗断層等，福井県が柳ヶ瀬断層北部～甲楽城断層，岐阜県が関ヶ原断層及び池田山断層，愛知県が岐阜－一宮線，加木屋断層等，名古屋市が天白河口断層，三重県が鈴鹿東縁断層系及び布引山地東縁断層系の調査を行っている．さらに大阪湾断層と伊勢湾断層については，海上保安庁水路部が平成7～8年度に調査を実施した．平成11年度には地質調査所が鈴鹿西縁断層系と頓宮断層の調査に着手し，近畿三角地帯では，地震調査研究推進本部が基盤的調査観測の対象活断層に選定した23断層/断層帯のすべてについて調査が始められている．

2．地質調査所の活断層調査の主な成果

（1）中央構造線及び金剛断層系

最新活動については鳴門海峡の断層: 約2.5～3.5千年前 (水野他, 1996), 紀淡海峡の断層: 約3千年前（七山他, 1999), その東方延長の和歌山平野下の断層: 約3～5.2千年前 (水野他, 1998), 根来断層: 約3.5千年前以降 (約1.9千年前以降の可能性あり; 佃他, 1998), 金剛断層系: 約1.6～2千年前 (佐竹他, 1999) のデータが得られた．少なくとも鳴門～和歌山平野と金剛断層で活動時期が千年程ずれている可能性が高い．

より古い活動に関しては，紀淡海峡の断層で約7～9千年前（七山他, 1999），根来断層で約7.9～9.5千年前（佃他, 1998）のデータが得られた．このうち，紀淡海峡のMTLについては，音波探査及びボーリングデータから上記の活動が一つ前の活動と考えられ，最新/一つ前間の再来間隔は4～6千年程度，1回の上下変位量は約4mと見積もられる（七山他, 1999）．

（2）淡路島の活断層

北淡断層系は兵庫県南部地震の前には西暦50年頃と紀元前3000～1900年頃に活動し，活動の間隔は2～3千年，東浦断層系の最新活動は1596年慶長伏見地震に対応し，その一つ前の活動は紀元前600～西暦200年，最新/一つ前間の再来間隔は1.4～2.2千年と求められた（粟田他, 1997）．

先山断層についても12世紀以降の活動が確認され，近くの遺跡における鎌倉～江戸時代中期の大規模な地震跡とあわせて，慶長伏見地震時に活動した可能性が高いことが判明した（吉岡他, 1997）．

志筑断層と湊－本庄断層は，北淡断層系や東浦断層系に比べて活動度がかなり低く，最新活動は各々少なくとも2万年以上前及び4千年以上前であることが判明した（粟田, 1996；水野他, 1996）．

（3）有馬－高槻構造線

川西，箕面及び茨木の3地区において，鎌倉・室町時代以降/江戸時代以前の最新活動を示すデータが得られ，地震史料，地震跡とあわせて1596年慶長伏見地震に対応すると考えられる（寒川他, 1996）．また，一つ前の活動は約2.8千年前に生じたことが判明し，最新/一つ前間の再来間隔は約2.5千年である．

（4）上町・生駒・奈良盆地東縁断層系

上町断層系は，仏念寺山断層から坂本断層南方まで全長40km以上に達することが判明した．断層系中

南部の住之江撓曲については地震探査と群列ボーリングの結果，後期更新世の平均上下変位速度が0.25m/千年と求められ，最新活動は1.3万年以上前に遡る可能性が高いことが分かった（七山他, 1998）．

生駒断層系については，南部の誉田断層が５世紀以降に1.2～1.8mの上下変位を伴う活動を行ったことが判明していたが（寒川, 1986），北部の四条畷でも2千年前以降/奈良時代より前の活動が確かめられた（下川他, 1997）．この結果，生駒断層系の最新活動は５～７世紀に限定される可能性が高い．

奈良盆地東縁断層系では断層活動場の盆地側への移動を示唆する反射断面が得られ，盆地下に伏在する帯解断層が発見された（奥村他, 1997）．天理撓曲については約1万年以降/奈良時代より前の活動を示す変形構造が確認されたが，帯解断層ではAT降下以降の活動を示すデータは得られていない（同上）．

（５）木津川断層系

断層系を構成する東西二つの断層のうち，東部断層については中世の遺物包含層を切り，近～現代の耕作土や盛土に覆われることが判明し，本断層系の最新活動と1854年安政伊賀上野地震の対応が明確になった（苅谷他, 1999）．また，東部断層の一つ前の活動は少なくとも1.2千年以上前であることが明らかになったが，西部断層の活動履歴についてはこれまでのところデータが得られていない．

（６）三峠－殿田断層系

三峠断層は少なくとも最近約1.7千年間は活動していないことが判明したが，詳しい最新活動時期は不明である（吉岡他, 1999）．殿田断層中部は２地点でのトレンチ調査の結果から，約3千年前以降は活動していないと考えられるが，最新活動時期は特定されていない（同上）．なお，殿田断層東部については水資源開発公団のトレンチ調査（植村他, 1997）によって，2千年前頃の最新活動が報告されている．

（７）花折断層及び三方断層

花折断層北部の最新活動は15～17世紀であることが判明し，1662年寛文地震に比定できると考えられる（吉岡他, 1998）．一方，花折断層南部は寛文地震時に活動した証拠は認められず，約1.3～2.5千年前に最新の活動，約7千年以上前に先行活動が生じたと考えられる（同上）．

三方断層は平安時代の遺物を含む土石流堆積物を変位させていることが判明し，断層周辺の地震史料を考慮すると，1662年寛文地震時に活動したと考えられる（小松原他, 1999）．また，金田他（1998）によると，三方断層北端の西方約5kmに分布する海底活断層も寛文地震の際に活動した可能性が高い．

（８）琵琶湖西岸断層系

この断層系は従来，1662年寛文地震時に活動した可能性が高いとされているが，昨年度までの調査では湖底断層も含めて，この時期の活動を明確に示すデータは得られていない．断層系南部は寛文地震時に活動した可能性が依然あるが，北部の饗庭野断層の最新活動は2.4～2.8千年前と考えられる（小松原他, 1999）．トレンチで確認された饗庭野断層の先行活動は7.6～9.2千年前であり，二つの活動の間隔は4.8～6.8千年となる（同上）．この間隔は最新活動に伴う上下変位量（3～5m）とAT降下以降の平均上下変位速度（約2m/千年）から推定される平均再来間隔（1.5～2.5千年）より有意に（約3倍）長い．

（９）野坂・敦賀・駄口断層

野坂断層は約2千年前以降に活動したことが確認され，特に15～17世紀の可能性が高い（杉山他, 1998）．また，トレンチ調査地点における最近2万年間の平均上下変位速度（約10cm/千年）と最新活動に伴う上下変位量（約50cm）から，平均再来間隔は5千年程度と推定される．

敦賀断層北部は最近の3万年間は活動していないのに対して，南部は6世紀後半以降に活動し，特に13世紀～15世紀初期に活動時期が限定される可能性がある．この最新活動に伴う上下変位量（1.5～2m）と最近約2万年間の平均変位速度（0.5～0.6m/千年）から，平均再来間隔は3千年程度と見積もられる．

駄口断層は15～17世紀に活動したことが明らかになった（藤田他, 1999）．また，トレンチ調査結果並びに最新活動に伴う上下変位量（約1～1.5m）と最近2万年間の平均上下変位速度（約0.2m/千年）から，平均再来間隔は5千年程度と推定される（杉山他, 1999）．

（10）柳ヶ瀬断層

本断層北部の栃ノ木峠北方では，福井県（1998）の調査により，最近の約10万年間は活動していない可能性が高いとされている．中部の椿坂峠北側では，アカホヤ火山灰降下直前の約7千年前に最新活

動が生じたと考えられる（吉岡他, 1998）．断層南部の椿坂集落南方では，13～15世紀に最新活動が生じた可能性が高い（杉山他, 1993）．これらの調査結果及び変位地形の特徴から，柳ヶ瀬断層は北部ほど活動性が低いと考えられるが，再来間隔に関するデータはこれまでのところ得られていない．

（11）養老断層及び桑名断層

養老断層と桑名断層の最新活動は13世紀以降，一つ前の活動は4～9世紀に生じたことが判明し，最新活動は1586年天正地震，一つ前の活動は745年天平地震に対応する可能性が高い（須貝他, 1999）．両断層の平均再来間隔は1～2千年，平均上下変位速度は養老～桑名断層北部では約2m/千年に達すると見積もられ，両断層は少なくとも完新世には一緒に活動していると考えられる（同上）．1回の上下変位量については養老断層で約4～5m，桑名断層では約6mの値が得られている（須貝他, 1998, 1999）．

（12）濃尾平野の伏在断層

試錐データから濃尾平野西部に伏在するとされる活断層（大薮－津島線及び大垣－今尾線）を横断して，地震探査を行ったところ，基盤岩と第三紀以降の被覆層のいずれにも断層や撓曲の存在を示す構造は認められなかった．この結果から，これらの推定断層は実在しないと考えられる（須貝他, 1998）．

3．地震危険度評価

上に略述した調査結果に基づく起震断層及び活動セグメント区分と各セグメントの地震危険度（暫定案）を表1に示す．花折，敦賀，柳ヶ瀬の各断層は活動履歴の違いから2つの活動セグメントに区分し，養老断層と桑名断層は活動履歴の一致及び変位量の連続性から，単一の活動セグメントと見なした．合計27の活動セグメントは，経過時間率の既知/未知とその値の大きさ等により，以下の4群に区分される．

（1）経過時間率が0.5 未満の活動セグメント

北淡セグメントのほか，最近の約700年間（鎌倉時代以降）に活動したと考えられる東浦，先山，高槻，木津川（東部），途中谷，三方，野坂，黒河川，駄口，余呉川及び養老－桑名の11セグメントが含まれる．5～7世紀に活動したと考えられる生駒セグメントも本群に入り，合計で13セグメント（全体の48%）に達する．これらのセグメントはいずれも今後100年以内の地震発生確率が0.2%以下と見積もられ（表1），相対的に地震危険度が低いグループと判断される．但し，養老－桑名セグメントは平均再来間隔が1～2千年と短いため，天正地震後500年の西暦2086年には経過時間率が最大で0.5，その時点から100年以内の地震発生確率は最大で約1%となる．

（2）経過時間率（又はその最大値）が0.5 以上の活動セグメント

紀淡海峡，金剛，北白川，饗庭野の4セグメントが含まれる．このうち，饗庭野セグメントは，最新活動に伴う上下変位量と平均上下変位速度から推定される平均再来間隔に依った場合，経過時間率は1以上，今後100年以内の地震発生確率は10%を超える（表1）．MTLの紀淡海峡セグメントも経過時間率は最大0.8，100年以内の地震発生確率は最大約3%に達する．金剛及び北白川の両セグメントについては，地震危険度をより正確に評価するため，再来間隔をさらに絞り込む必要がある．

（3）経過時間率は不明であるが，最新活動から7千年以上経過している活動セグメント

志筑，上町，笙の川，椿坂峠の4セグメントが含まれる．これらのセグメントは，再来間隔≧最新活動後の経過時間と見なした場合，今後100年以内の地震発生の確率が最大で2～6%程度となる（表1）．これらのセグメントの中では，長さ40km，平均変位速度が0.4m/千年に達する上町セグメントに特に注意を払うべきであると考える．同セグメントの地震危険度を正確に把握するため，今後も多くの地点で活動履歴データの取得を粘り強く進める必要がある．

（4）（3）以外の経過時間率が不明な活動セグメント

鳴門海峡，根来，湊－本庄，天理，三峠，殿田（中部）の6セグメントが含まれる．これらセグメントの定量的地震危険度評価は現時点では困難である．活動度の高い根来及び鳴門海峡セグメント，人口密集地に隣接する天理セグメントの調査を優先的に進める必要があろう．特に前2者のMTLセグメントについては，紀淡海峡セグメントと同様に地震危険度がかなり高い可能性がある．岡田他（1999）は，根来セグメントの最新活動時期を紀元前1730～紀元265年，再来間隔を2～3千年程度と推定している．三峠及び殿田断層については水資源開発公団による殿田断層東部のトレンチ調査の最終報告が待たれる．

図1　平成7～10年度に調査を行った近畿三角地帯の活断層/活断層系

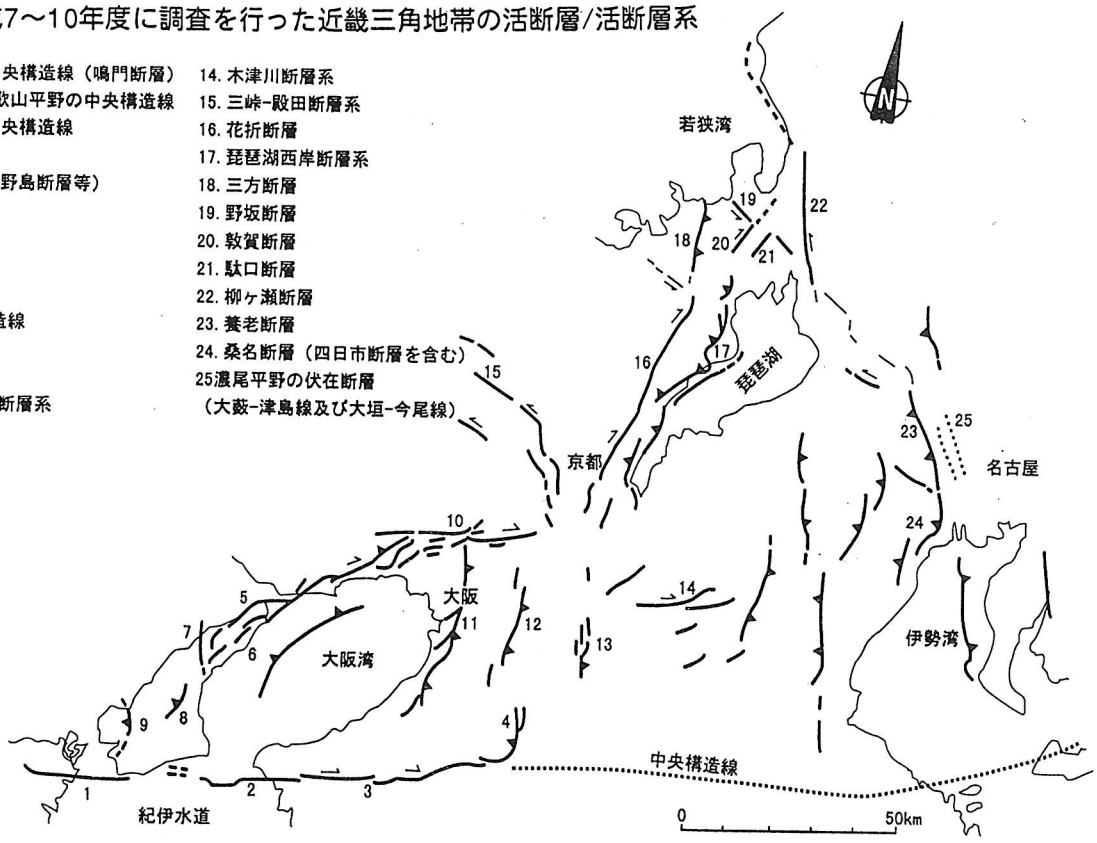


表1　近畿三角地帯の主要活断層の調査結果と地震危険度（暫定版）（地質調査所，1999）

主要断層（仮称）（松田,1990 を修正）	活動セグメント（仮称）	平均変位速度 (m/ky)	単位変位量 (m)	最新活動時期 (ka)	再来間隔 (ky)	経過時間率	今後100年以内の地震発生確率 (%)	主な文献・資料
MTL淡路島南	鳴門海峡			2.5-3.5				水野他（1996, H7概要報告）
〃	紀淡海峡	0.8 (V)	4 (V)	～3	4-6	0.5-0.8	0.1-3	七山他（1999, H10概要報告）
MTL和泉一金剛	根　来	1.2-5.0 (H)		≦3.5 (≦1.9?)				佃他（1998, H9概要報告）
〃	金　剛	0.1-0.6 (V)	1.5	1.6-2.0	2-12	0.1-1	～0-17	佐竹他（1999, 地震, 52-1）
淡路島西岸	北　淡	0.5-1.9	1.6	0.01	2-3	～0	～0	粟田他（1996, 地調O.F., 225）
淡路島東岸	東　浦	0.6-1.0	1.4	0.4*1	1.4-2.2	0.2-0.3	～0	粟田他（1996, 地調O.F., 229）
〃	先　山	0.1-0.2 (V)		0.4*1	[2]	[0.2]	[～0]	吉岡他（1997, 活断層研究, 16）
志　筑	志　筑	≦0.1 (V)		≧20	*≧20*		*≦4*	粟田（1996, 地調O.F., 232）
湊一本庄	湊一本庄	＜0.1 (V)		＞4				水野他（1996, 地調O.F., 234）
有馬一高槻	高　槻	≧1.5 (H)	5-6 (H)	0.4*1	2.5	0.2	～0	寒川他（1996, H7概要報告）
上　町	上　町	0.4 (V)		≧13	*≧13*		*≦6*	七山他（1998, H9概要報告）
生　駒	生　駒	0.2-0.4 (V)	1.5 (V)	1.3-1.6	4-8	0.2-0.4	～0	下川他（1997, H8概要報告）
奈良盆地東縁	天　理	≧0.2 (V)		1.3-10				奥村他（1997, H8概要報告）
木津川	木津川（東部）		2 (V)	0.15*2	＞1	＜0.2	～0	苅谷他（1999, H10概要報告）
三　峠	三　峠			＞1.7				吉岡他（1999, H10概要報告）
殿　田	殿田（中部）			＞3				同　上
花　折	途中谷		2-5 (H)	0.3*3	[2]	[0.2]	[～0]	吉岡他（1998, 地震, 51-1）
〃	北白川			1.3-2.5	≧4.5	≦0.6	≦0.3	同　上
琵琶湖西岸	饗庭野	2 (V)	3-5 (V)	2.4-2.8	1.5-2.5#1 (4.8-6.8#2)	1-1.9#1 (0.4-0.6#2)	12-38#1 (～0-0.5#2)	小松原他（1999, 地震, 51-4）
三　方	三　方	≧0.2 (V)		0.3*3	[2]	[0.2]	[～0]	小松原他（1999,H10概要報告）
野　坂	野　坂	0.1 (V) #3	0.5 (V) #3	＜2 (0.3*3)	5	＜0.4 (0.1)	～0	杉山他（1998, H9概要報告）
敦　賀	笙の川			≧30	*≧30*		*≦2*	同　上
〃	黒河川	0.5-0.6 (V)	1.5-2 (V)	＜1.5 (0.7*4)	3	＜0.5 (0.2)	＜0.2 (～0)	同　上
〃	駄　口	0.2 (V)	1-1.5 (V)	0.3-0.6	5	≦0.1	～0	杉山他（1999, H10概要報告）
柳ヶ瀬	椿坂峠			7-7.2	*≧7*		*≦5*	吉岡他（1998, 地震, 51-3）
〃	余呉川		1 (V)	0.7*4	[2]	[0.4]	[～0]	杉山他（1993, 活断層研究, 11）
養老一桑名	養老一桑名	2 (V)	4-6 (V)	0.4*5	1-2	0.2-0.4	～0-0.2	須貝他（1999, H10概要報告）

今後100年以内の地震発生確率は、地震の発生間隔（断層の活動間隔）の分布が対数正規分布に従い、σ=0.23と仮定した場合の値．先山，途中谷，三方，余呉川の4セグメントでは再来間隔は得られていないが，周辺の他セグメントのデータから少なくとも2千年以上と推定されるため，再来間隔を2千年とした場合の値を［ ］付きで示す．また，最新活動後の経過時間が7千年以上で，いずれも再来間隔が不明な志筑，上町，笙の川，椿坂峠の4セグメントについては，再来間隔≧経過時間と見なした場合の値を斜字体で示す．

(V)：上下成分，(H)：水平成分．#1：平均変位速度と単位変位量から推定される値，#2：トレンチ調査結果による値，#3：横ずれ変位が卓越する．

＊1：1596年慶長伏見地震，＊2：1854年安政伊賀上野地震，＊3：1662年寛文地震，＊4：1325年正中地震，＊5：1586年天正地震．

S-2　内湾の活構造ー大阪湾と伊勢湾ー

岩淵洋（海上保安庁水路部）

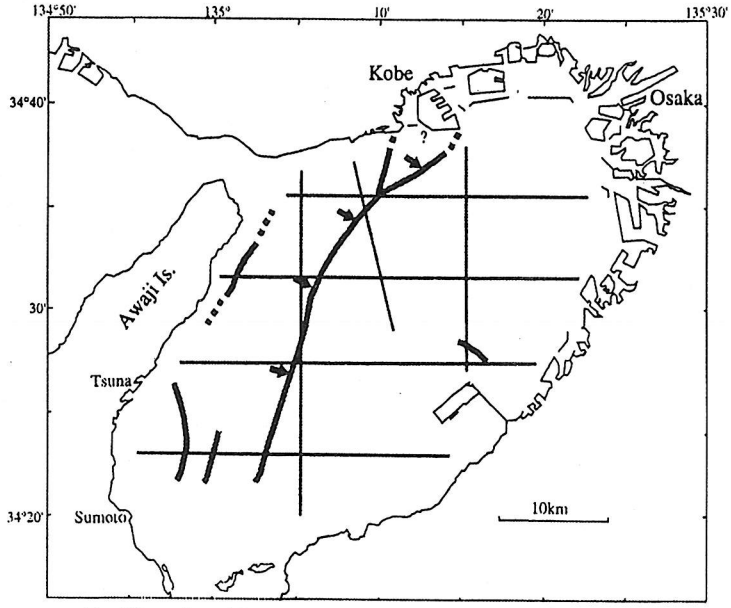
Yo IWABUCHI; Active Structure of the Osaka bay and the Ise bay.

新しい時代の堆積物に覆われる地域では，活構造の検出には一般的に用いられている地形学的手法ではなく，地球物理学的手法に頼らざるを得ない．このため，大阪や名古屋など，我が国有数の大都市圏の周辺と言えども，活断層の分布は十分に把握されているとは言いがたい状況にある．海上保安庁水路部では大阪湾や伊勢湾において，海域に潜在する活構造の検出を目的として反射法音波探査を実施したので，その結果について報告する．

大阪湾

大阪湾には鮮新統～更新統が厚く堆積している．一方，六甲山をはじめとして，大阪湾の周囲は第四紀に隆起を続けており，必然的に両者の間に断層が形成されている．沈降域である大阪湾の中には，基盤に垂直方向に約1kmも変位を及ぼしている大阪湾断層の存在が明らかにされている（岩崎ほか，1994）．

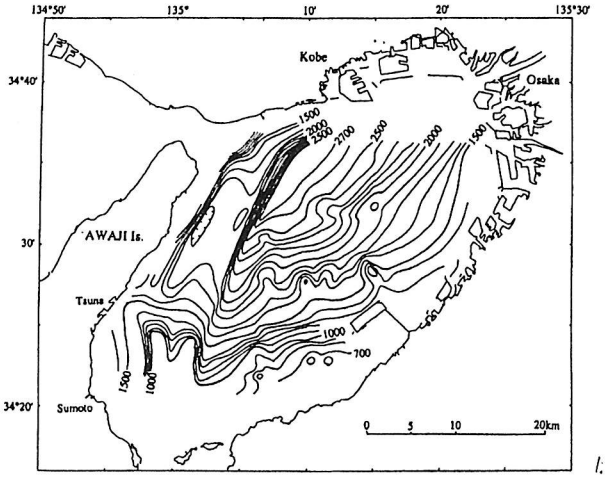
大阪湾に潜在する活構造を把握するため，900m間隔でスパーカー(1000J，発震間隔1秒）を音源とするシングルチャンネル反射法音波探査を実施し，既に得られているソノプローブによる音波探査記録（測線間隔500～750m，36J，発信間隔1/3秒）と合わせて解析を行った．この結果，大阪湾における主な構造として，淡路島の東岸を北東－南西に併走する淡路島東岸断層系と大阪湾断層系，南北ないしは北北西－南南東の走向をもつ津名沖断層等が認められた（第1図）．いずれの断層も変位の累積性を示し，更新統の上部にも変形が及んでいる．



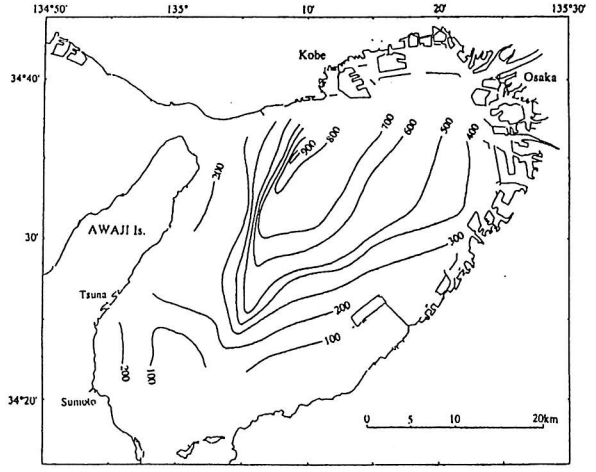
第1図　大阪湾に伏在する断層とマルチチャンネル反射法音波探査測線

基盤の構造を3次元的に把握するため，これまでになされた探査測線の間を埋めるかたちで7測線を設定し，エアガン(150c.i.G.I.ガン，Harmonic mode，空気圧力110kg/m³，水深5m，12.5m間隔で発振）を音源とするマルチチャンネル反射法音波探査（24ch×12.5m，最大オフセット距離440m)を実施した．なお，エアガンを音源とする反射法探査では，浅層部の構造がよく判らないことから，同一測線に

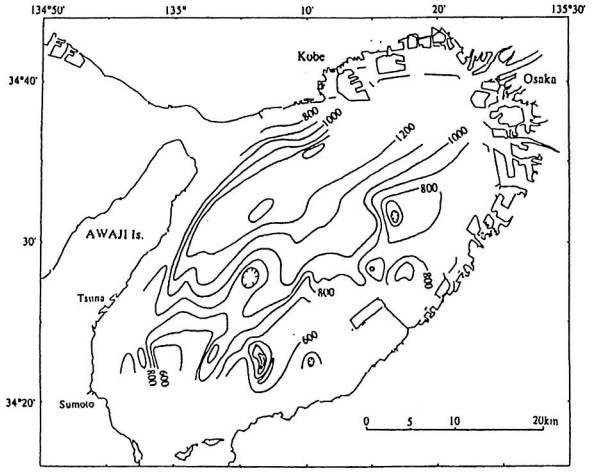
反射法音波探査測線



第2図　大阪湾の基盤．等深線間隔100m．



第3図　IV層の等層厚線．等値線間隔100m．



第4図　V層の等層厚線．等値線間隔100m．

おいてスパーカー（200J，100Hz～200Hz，1秒間隔）とソノプローブ(36J，3kHz～8kHz，1/3秒間隔）によるシングルチャンネル探査も実施している．

得られた音波探査断面に基づいて基盤の形状及び各層の層厚を求めた（第2図）．大阪湾の基盤は，南東に緩く北西に急な非対称な形状となっており，大阪湾の北西部にあたる神戸市須磨の南沖12km付近が最も基盤が深く，深度は2700mに達する．大阪層群中部亜層群に対比されるIV層の層厚分布は，基盤深度と同じパターンを示している（第3図）．堆積の中心は基盤が最も深い大阪湾断層の下盤側近傍に位置し，断層の上盤側では堆積はあまり進んでいない．この著しく非対称な層厚分布は，IV層堆積時には現在見られるような構造運動が既に生じていたことを示している．一方，大阪層群下部亜層群に対比されるV層の層厚分布（第4図）を見ると，堆積の中心は大阪湾断層付近に位置しているものの，層厚は大阪湾断層を夾んで比較的対称に分布する．これは，V層堆積時には，現在大阪湾断層が位置する場所付近を向斜軸として，大阪湾の基盤が緩やかに変形し，沈降していたことを示している．

音響層序と陸上層序とを対比し，大阪湾断層を夾んで各層の深度差を比較すると，Ⅱ層の基底深度は100mほど食い違っている．Ⅱ層を洪積層に対比し，その基底を中川・佐野（1996）に基づき200kyBPとすると，更新世後期

以降に0.50m/1000年の割合で垂直方向の食い違いを生じてきたことになる．同様にⅢ層を大阪層群上部亜層群に対比し，その基底を0.6Maとすると地層の食い違いを生じる割合は0.58m/1000年，Ⅳ層の基底を1.2Maと仮定して見積もると0.58m/1000年となる．

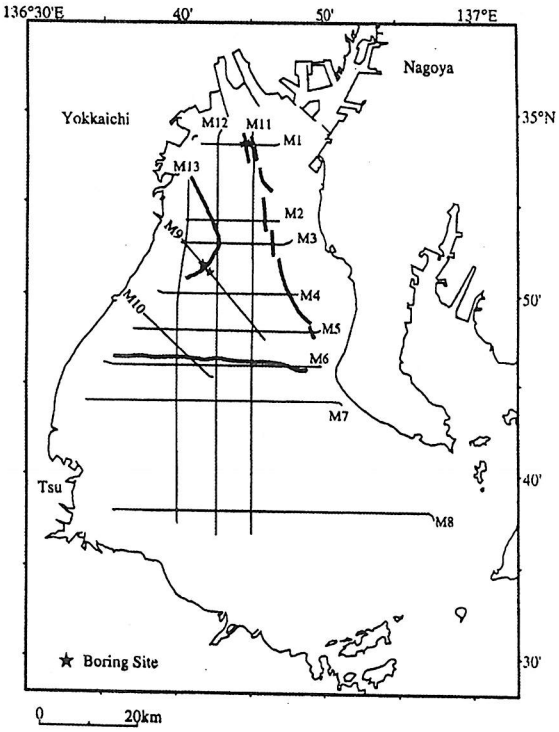
津名沖断層についても，断層を夾んで地層の深度差を比較した．Ⅱ層の基底を基準とし，その基底の時代を前述のように仮定すると0.45m/1000年，Ⅲ層の基底を基準とすると0.25m/1000年，Ⅳ層の基底を基準とすると0.21m/1000年の割合で食い違いを生じてきたと推定できる．

伊勢湾

本地域には鮮新～更新統が厚く堆積している．伊勢湾では1960年代に，地質調査所により重力調査（中条・須田，1971）がなされ，伊勢湾には伊勢湾断層や鈴鹿沖断層，白子ー野間断層などの伏在断層の存在が指摘された（桑原，1972）．しかし，各断層の詳しい位置，変位量等はよく判っていなかった．

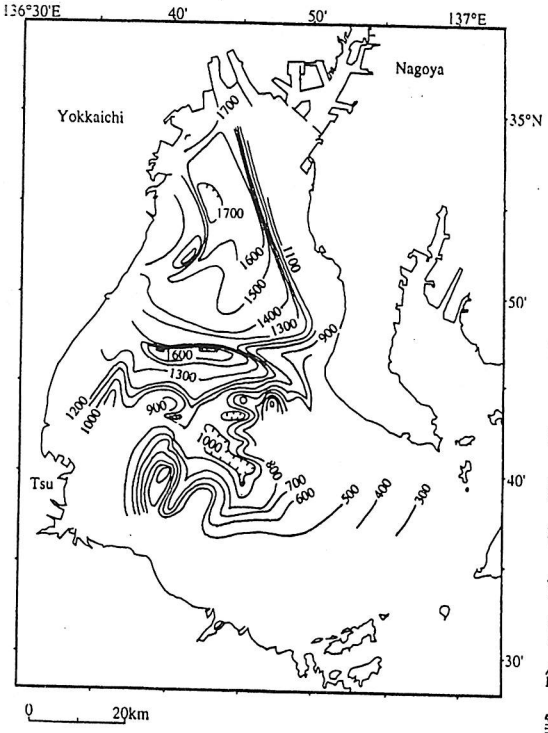
潜在する活構造を把握するため，900m間隔でスパーカー(1000J，発震間隔1秒）及びチャープソナー（100J，周波数3～8kHzチャープ波，発振間隔0.5秒）を実施した．この結果，伊勢湾では，既に指摘されている伊勢湾断層，鈴鹿沖断層及び白子ー野間断層以外には顕著な活構造は見いだせなかった（第5図）．

従来から存在が指摘されていた伊勢湾断層，鈴鹿沖断層，白子ー野間断層は何れも海底付近では撓曲，深部では逆断層となっている．調査した範囲では，これ以外の顕著な活構造は認められない．基盤を覆う堆積層に変位の累積性が認められ，第四系に対比される層も断層による変形を受けていることから活断層であると考えられる．



第5図　伊勢湾に伏在する断層とマルチチャンネル反射法音波探査測線．

基盤の形状等を三次元的に明らかにするため，13測線においてエアガンを音源とするマルチチャンネル反射法音波探査及びスパーカーとソノプローブによるシングルチャンネル探査も実施した．調査の諸元は大阪湾とほぼ同一である．マルチチャンネル反射法音波探査により明らかとなった伊勢湾における基盤の形状を第6図に示す．伊勢湾の先新第三系の基盤は，白子ー野間断層付近を境に大きく異



第6図　伊勢湾の基盤．等深線間隔100m．

なる．断層の南側は起伏が大きく比高数百nの高まりが散在しているのに対し，北側の基盤は伊勢湾断層と鈴鹿沖断層がなす急傾斜部を除けば，堆積盆は比較的平坦である．基盤の沈降の中心は，白子－野間断層の南側及び鈴鹿川河口東方にあり，堆積層の厚さは，前者では1600m，後者では1700mに達する．

中部空港調査会（1994）に基づき，音響層序と陸上地質との対比をもとに地層深度差の割合を求めた．伊勢湾断層では，断層を夾んで各層の基底面に深度差を生じる割合は，Ⅲ層を弥富累層及び海部累層に対比し、その基底を730kyBPとすると0.3m+/1000年（中部）～0.2m/1000年（南部），Ⅱ層を第二礫層に対比し，その基底を150kyBPとすると0.4m+/1000年（中部）～0.5m+/1000年（南部）となる．鈴鹿沖断層についても同様に求めると，Ⅲ層の基底を基準とすると0.23m/1000年，Ⅱ層の基底を基準とすると0.4m/1000年となる．また，白子－野間沖断層では，Ⅲ層の基底を基準とすると0.25m/1000年，Ⅱ層の基底を基準とすると0.53m/1000年の値が得られる．

文献

中部空港調査会，1994，中部新国際空港建設予定地における地象調査報告書．

中条純輔・須田芳朗，1971，伊勢湾北部の重力分布とその考察．地調月報，*22*，415-440．

岩崎好規ほか，1994，エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造，地震第2，*46*，395-403．

桑原徹ほか（1972）伊勢湾と周辺地域の第四系．地質学論集，*7*，61-76．

中川康一・佐野正人，1996，大阪盆地の地下構造と地盤特性，阪神・淡路大震災報告書(解説編)，84-99，地盤工学会阪神大震災調査委員会．

S-3　活断層調査の現状と課題

岡田篤正（京大・理・地物）

Atsumasa OKADA：Recent trend and problem of active fault studies since the 1995 Hyogoken-Nanbu Earthquake in Japan

1995 年兵庫県南部地震以後，直下型大地震の発生源となった活断層の分布や性質を解明して欲しいという社会的要請が高まり，国の研究機関や大学などで活断層調査が実施されてきた。本年度はその5年目にあたるので，こうした活断層調査の現状を振り返り，課題や問題点を考えてみたい。

1．国の研究機関による活断層調査

国の研究機関による活断層調査は，1)地質調査所，2)国土地理院，3)海上保安庁水路部などで実施されてきた。

地質調査所では，兵庫県南部地震前から指摘されていた要注意活断層（Matsuda,1981）や野島断層とその周辺の活断層から調査を始めて，近畿圏の主要活断層（9断層帯）の調査をほぼ終えた。未調査となっている全国の主要起震断層 98 本の調査へと現在では移っている。調査の要旨は概要報告書（4冊）や地震予知連絡会会報などで報告され，断層位置詳細図（Strip Map）や研究論文も少しずつ刊行されつつあるが，野外調査・ボーリング・反射法地震探査・トレンチなどの膨大な詳しい成果は大部分がまだ未公表である。

地方自治体では，地震災害想定の再検討，地震動の予測などを行っている。科学技術庁に設置された地震調査委員会では，主要起震断層の長期評価を行っているが，その基礎となった調査成果の詳細までは明らかにされていない。また，研究者もこうした成果を利用できない状態であり，速やかな成果の公表が要請される。

国土地理院では，都市圏活断層図（1/25,000）を刊行しており，大都市と周辺の活断層の詳細位置を明らかにしてきた。この調査は大学の研究者と国土地理院が協力してあたり，活断層の位置・動き方・分布状態だけでなく，地形面や大規模地すべりも付記され，地震災害予測の基礎図ともなっている。活断層や地形（面）の判読には，できるだけ古い大縮尺の空中写真（米軍1万）や古い地形図さらに詳細な地形図も使われた。新たに認定された活断層や，地図上から消えた断層もかなりあり，写真判読の重要性が再認識された。近畿圏を例にとれば，前者には元町撓曲・西宮撓曲・神戸市街地内の活撓曲・上町断層帯（上町断層南部，久米田池断層）などが，後者には芦屋断層・馬場断層などがあり，第四紀後期の活動性の有無を重視した場合に，分布状況や対象が従来の見解と異なることが判明してきた。

海上保安庁水路部では，日本列島の沖合域と沿岸域の活断層調査を行っており，兵庫県南部地震以後では東京湾・伊勢湾・大阪湾・伊予灘・廣島湾・博多湾などが調べられ，活断層の分布は海底地質構造図としてまとめられている。しかし，図の縮尺が小さく，認定の根拠となった地形・地質断面の記述が少ないため，分布の詳細や活動性を詳しく検討することができない。膨大な成果が盛り込まれた資料集の公表が早急に要請される。

2．交付金制度による地方自治体の活断層調査

科学技術庁の交付金制度によって，都道府県や制令指定都市による活断層調査が行われてきた。大都市の近傍で活断層の存否が危惧されて，調査されて調査された事例（横浜市：立川断層南延の有無，千葉県：東京湾北縁断層，愛知県：岐阜－－宮断層帯）もあるが，確実度 II

以上の活断層で，全国の主要起震断層 98 に属するものを優先的に調査する方針とされたので，調査の成果は大きかったと言える。これらは2回にわたる成果報告会で発表され，その予稿集も出されているので成果を引用できる。本報告書は地方自治体の担当部局や地震予知総合振興会で閲覧できるが，部数が少ないため，利用は制限されている。得られた全成果を公表印刷物として刊行したり，論文化を計り，普及・活用に向けて努めるべきであろう。こうした成果の公表の仕方・あり方，活用の仕方をさらに検討すべきである。

科学技術庁の交付金制度は堆積平野の地下構造を解明する調査にも向かっており，今後，活断層調査，地震の発生可能性の長期評価，強震動予測などを統合した地震動予測地図の作成に向けて始動してゆく予定である。

3. 長い活断層の調査と課題

中央構造線・糸静線・六甲－淡路島断層帯などのような長い活断層帯では，地質境界の断層だけでなく，これに併走したり，分岐したりする活断層も多く存在する。これらを含めた調査が重要であるという認識が普及してきた。これらの性質の解明を通して，活動区 (segment) や連動性 (grouping) が重要であることも判ってきた。各地域の，最新活動時期，その時の上下・水平変位量，上下・右横ずれ平均変位速度，再来間隔，累積変位量　などの究明を行い，活動区間毎の特徴を明らかにしていくことが大切である。

4. 活撓曲・伏在活断層の調査

第三紀以降の堆積物が厚く積もっている平野部では，活断層は撓曲や地下に伏在する断層になっていることが多い。こうした活撓曲は幅が数 100m と広く，断層が地表面まで伴われていることもあれば，単に地層の急傾斜部となっていることも多い。とくに，逆断層が低地に接している場所で数多く認められる。こうした低地には，都市が大部分のところで形成されているので，この活断層の性質を解明することはことに重要な意味がある。

しかしながら，逆断層の活動履歴調査は一般に難しい。トレンチ掘削をするにしても，断層位置の特定が容易でなく，多くは急斜面下であり，掘削面積や土量が多い。用地の選定が困難であるだけでなく，大規模な撓曲帯をなしているので，活動時期の判定も難しい。

琵琶湖西岸断層や上町断層などでは，沖積面や低位段丘面が幅広い撓曲帯を形成しており，掘削調査をかなりの場所で行ったが，それらを構成する地層が傾くだけであり，その活動時期の解明は十分になされたとは言い難い。

低地や海底の地下に伏在している活断層も，反射法地震探査・ボーリング・コアリングなどの最新調査手法が確率してきたので，詳細が各地でかなり解明されてきたと言える。しかし，こうした調査は費用がかかる上に，多くの人手が必要であり，調査用地の借用などの交渉にも時間が引き裂かれる。大学の限られた研究費では無理であり，交付金制度や国の研究機関などによって可能となる。共同プロジェクトが必要となろう。

5. 活断層の総合評価

活断層の調査研究は急速に進展してきたが，残された課題も数多い。今までに得られた成果をこの際に総点検して，今後の方針を検討してゆく時期にきている。具体的には，活断層帯毎により活動性の高い断層を選別した分布位置や分岐・屈曲・併走などの性質を示した詳細図を作成し，全体像を解明する中でその活断層の性質や地区毎の特徴を把握することが大切である。完新世活断層図（HAFM）の計画はこうした意図で行われている。発表者らは近畿圏の活断層を「九州の活構造」（九州活構造研究会，1989）のような形でまとめることを準備中である。こうして，活断層の総合的な評価を行うべき時期にきており，成果が期待される。

S-4　活断層の長期評価と問題点

松田時彦（西南学院大学）

Tokihiko MATSUDA : Evaluation of an active fault for long-term prediction of earthquakes and the problems

1．はじめに

阪神・淡路地域に顕著な活断層帯があり，それが地学的な意味で大地震を何時起こしてもおかしくない状態（数百年以内に発生するという程度？）にあることは，1995 年兵庫県南部地震以前に専門家の間では知られていたし，公表もされていた．

しかし，そのような情報は地元社会には届かず，届いていたとしても防災には役立たなかった．活断層という言葉さえ現地ではほとんど知られていなかったという．阪神淡路の大震災に直面して政府は，たとえその程度の大雑把な予測情報であってもそれを一般社会に伝達しておくべきであったと考えて，震災後急ぎ総理府に科学技術庁長官（当時田中真紀子氏）を長とする地震調査研究推進本部を設け，以後活断層調査をふくむ地震の調査の推進をはかるとともに，その成果を積極的に社会へ伝えようと努力している．

近年，政府は下記の三つの断層帯の長期地震予測を公表した．いずれも一部の研究者によって大地震発生の可能性のある要注意の断層として指摘されていたものであるが，研究者の研究成果の発表ではなく政府が地震の予測情報として公に社会に向かって発表した意義は大きい．しかし，その予測情報がどのように社会に受け入れられようとしているか，現状での予測情報は果たして防災問題に役立つものなのか，そこには様々な評価や問題点がある．この機会に，その長期地震予測の内容を紹介し，それに対する社会の反応や問題を述べる．

2．地震予測の最近の例

上記の地震調査研究推進本部の中に地震調査委員会がある．地震調査委員会は中部日本の３つの顕著な活断層，糸魚川ー静岡構造線活断層系，神縄・国府津ー松田断層帯及び富士川河口断層帯についてその調査結果を順次検討して，いずれの断層帯もマグニチュード８程度の大地震が今後数百年以内に発生する可能性がある（高い）と発表した（地震調査研究推進本部地震調査委員会,1997,1998,1999）．各発表の主な内容を表１に示す．表の最右欄の確率の試算値は参考資料（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会,1998）として提供されたものである．各活断層帯の検討は主に同委員会の長期評価部会に設けられた活断層分科会で行われた．

予測文の骨子は，いずれの断層帯についてもほぼ同型式で，それぞれつぎの２部分からなる．それらに関連する解説なども付されている．以下に例として神縄・国府津ー松田断層帯の場合を引用する．

＜過去の活動について＞　この断層帯の最新の活動は約３千年前で，おおよその活動間隔は３千年程度，一回の変位量は１０ｍ程度と推定される．その場合，地震規模はマグニチュード８程度，震源域はこの断層帯全体とその海域延長部に及んだと考えられる．

＜将来の活動について＞　この断層帯では現在をふくむ今後数百年以内に変位量１０ｍ程度，マグニチュード８程度の規模の地震が発生する可能性がある．震源域は断層帯全体とその海域延長部に及ぶと考えられる．

3．予測情報に対する反応

断層が活動する時間間隔は一般に無規則ではなくほぼ周期的であると考えられている（固有地震説）．その発生周期は内陸の活断層では活発なものでも千年あるいはそれ以上である．その発生周期の推定にも，また最も新しい活動の時期の決定にも不確かさがあるし，発生が周期的といっても元々ばらつきのある現象であるから，たとえ現在がその発生時期にめぐり会っている（いわば満期に達している）としても，実際の発生時期の推定には百年の桁の不確かさがある．そのため次の大地震の発生は内陸活断層の場合「今後数百年以内」という程度の大雑把な時期予測になる．

このように活断層からの地震予知は，地震発生の場所と規模についてはかなり詳しい予測ができるが，その時期予測はきわめて大雑把である．このような地震予測情報を受け取った地震防災対策関係者や一般市民の反応は様々であった．すくなくとも上記３断層帯に対する大地震予測が社会的な混乱を招いたことはなかったが，一部では「今後数百年以内」という時期予測の意味が適切に理解されず，時にはむしろ一種の安心の情報として，あるいはどのように対応してよいかわからない困惑する情報として受け取られたと思われる．さらに，このような予測情報の社会的意義はほとんどない，あるいはマイナスの影響が考えられるとする意見さえあった（たとえばゲラー，1998）．これらのことは，つぎのような「数百年以内予測」にたいする社会あるいは個人の反応から察することができる．

①「数百年以内！　なんと曖昧な！？」　この地震予測情報は数日以内に発生というような普通の意味での地震予知に比べると時期限定が大雑把である．しかし，この地震発生予測は曖昧ないしあやふやなものではない．地学的調査によってその断層帯から大地震がある規則をもって繰り返し発生していることがわかっているからである．現段階で確実な時期予測をするとすれば今後数百年以内という表現になるのであって，起こるかどうかが曖昧で，あやふやであるということではない．詳

いが不確かな情報もあるし，大雑把だが確実な情報もある．「詳しさ」と「確からしさ」は別ものである．内陸直下の大地震にたいして確かな時期予測を求めるなら「数百年以内」というのが残念ながら現在の地震予知のレベルである．

②「数百年以内！　それなら当分大丈夫だ」　これは今後数百年「以内」と数百年「先」とが混同されて受け取られた例である．両者の意味はほとんど相反するほど異なっている．

周期的な地震発生には当然ばらつきが伴うから，地震発生の可能性は周期に当たる時期を中心にして高くそれから離れると小さくなる．つまり，上記の３つの断層帯は，いずれもその平均的活動間隔年数と最新活動期以後に経過した年数とがほぼ同じ（満期に達している）と認定されたので，今後の数百年間のうちの現在に近い期間ほど，その期間（たとえば年）あたりの発生可能性が大きく，数百年先までそれが起こらない可能性は極小である．このように地学的にいえば，明日起こってもおかしくないと言うべき状態なのに，その逆の意味に受け取られるとすればそれは発表者の意図に全く反している．

このような誤解をすこしでも減らすために発表文では「現在を含む今後」数百年以内という日本語としてやや重複した表現が用いられたり，今後数百年「以内の比較的近い将来」という表現が用いられている（表１）．しかし，上述の誤解にみるように，このような表現上の配慮は誤解の解消にほとんど役立っていない．発生可能性の大小を後述のように発生確率で表現するなどさらに工夫を要する．

③「数百年以内！　では，対応のしようがない」．一般市民はもちろん地震防災関係者や建築設計者などにとっても，ややもするとこの予測は，仕事の上で考慮する期間に起こるかもしれないが起こらないかもしれないという程度の漠然とした情報にすぎない．百年以上先までの防災を考慮している為政者（たとえば首都機能移転問題を考える場合など）を別にすると，一般的には地元の関係者が，考慮すべき期間内に発生する可能性がこのように低い場合どのように対応すべきか，あるいは事実上無視するか，悩ましいことであろう．ある防災関係者は，一般に災害発生の可能性が１０％程度といわれれば対応を考慮するが，糸魚川ー静岡構造線活断層系の場合，数百年以内に発生する可能性が高いといわただけでは対応できないと述べておられた．前述のように数百年以内に発生することがほぼ確実（ほぼ１００％）なのであるから，単純に考えても今後数十年間に発生する可能性は十分に１０％をこえている可能性がある．したがって上記の発言内容は可能性が高いという予測文の表現が適切に伝わっていないことを示している．

大地震の発生時期にばらつきがあること考慮した場合，ある試算によると今後の３０年間に糸魚川ー静岡線中部から，予測されたマグニチュード８程度の大地震がおこる確率は１４％である（表２）．確率計算には多くの仮定が含まれているしそ

の確率値も誤まった印象を与えやすいが，現在，大地震の発生可能性の大小を確率値で表現する努力が行われている．

３．むすび

活断層からの大地震の予測は，その場所・規模については現在でも実用的な精度に達しているといえるが，その発生時期の予測は現状では「今後数百年以内」という程度である．そのためか国が発表してきた大地震予測情報が社会に十分受け入れられているとは言い難い．しかし，兵庫県南部地震以前にわかっていたこの程度の精度の大地震予測情報を社会が再び無視するならば，１９９５年の阪神・淡路大震災と同様の「予測しなかった」地震災害が再び日本で繰り返されることになる．兵庫県南部地震からの教訓を生かそうとする国の努力を本当に生かせるかどうかは，これからの私たちの努力次第でもある．

表1　地震予測の例(地震調査委員会による)

断層帯	マグニチュード	震源域	発生時期	発生可能性	30年確率 4)
糸魚川—静岡線 活断層系 1)	M8程度 (M7 1/2～ 8 1/2)	(牛伏寺断層を含むが) 「地震発生区間(場所)は どこまでかは判断できない」	現在を含めた 今後数百年以内	可能性が高い	14%
神縄・国府津— 松田断層帯 2)	M8程度 (8±0.5のこと)	「断層帯全体とその海域延長部に及ぶと考えられる」	現在を含む 今後数百年以内	可能性がある	3.5%
富士川河口断層帯 3)	M8程度 (8．0±0.5を 意味する)	「震源域は駿河湾内に及ぶと考えられる」	今後数百年以内の 比較的近い将来	可能性がある	4.3%

１） 地震調査研究推進本部地震調査委員会（1997），２）同(1998)，　３）同(1999)
４） 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1998），表２参照

表2　地震発生確率の試算

	活動間隔	経過年数	分布関数	標準偏差	30年確率	100年確率
糸魚川—静岡線	1000年	1200年	対数正規分布	0.23	14.0%	40.7%
神縄・国府津—松田	3000年	3000年	対数正規分布	0.23	3.5%	11.3%
富士川河口	1700年 (1500～1900)	1500年 (2100～1000)	対数正規分布	0.23	4.3% (11.2～0.1%)	14.6% (33.2～0.6%)

地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1998）

S-5　大阪～神戸地域の第四紀地盤の形成過程

三田村宗樹(大阪市立大・理)・竹村恵二(京都大学・理)

Muneki MITAMURA・Keiji TAKEMURA: Development of Quaternary strata in the Osaka - Kobe lowland area, southwest Japan.

はじめに

地震時の生じる地震動やそれによる震災の分布は，地下に厚く分布する第三紀-第四紀層の地震動特性やその地質構造が大きく関与していることが従来から指摘されている．1995年兵庫県南部地震による阪神間での地震被害についても，平野地下に埋没して存在する第四紀層を主とする地層との関連について注目された．しかし，それらの関心に答える資料が，この地震以前にはそろっていなかった．地震以降，これらの基礎資料を得る目的で，各関連機関が深層ボーリング，弾性波探査などの調査を実施してきた．また，これまでに蓄積されていた建設基礎調査のボーリング資料を集約したデータベースを用いて地下浅層部の再検討も進められてきた．これらの結果は，関西地盤情報活用協議会(1998)にその概要が取りまとめられて報告されている．ここでは，それをもとにして，神戸～大阪地域の地下地質について報告する．

深層ボーリングからみた地下地質

大阪平野で行われた OD ボーリングや震災後に実施された深層ボーリングのをもとに，大阪平野地下の岩相層序のとりまとめが行われている(吉川・三田村，1999)．岩相の特徴から，下半部が淡水成層からなる都島累層と，上半部が海成粘土層と淡水成層の互層からなる田中累層とに区分されいる．大阪平野地下第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比が行われ，各海成粘土層(Ma-1～Ma12)の形成時期は酸素同位体の奇数ステージ(37～5)に対比できることが示された．また，OD-1 ボーリングと他の大阪平野のボーリングに挟まれる海成粘土層の深度分布は顕著な相関関係がみられ(三田村・吉川，1999)，規則的な造構運動のもとに，海水準変化の影響を受けて地層形成がなされたことがうかがえる．

神戸地域で行われ基盤に達した深層ボーリングは，通産省が行った GS-K1 ボーリングである．このボーリングは，深度 1700m まで掘削され，深度 1545.7m で花崗閃緑岩に着岩している．その上位の堆積層は，粘土・シルト・砂・礫からなり，少なくとも 16 層の海成粘土層と 37 層の火山灰層・火山灰質シルト層を挟んでいる．これらの地層は，大阪層群相当層以上の地層とみられる．岩相の特徴から，淡水成のシルト・砂礫層からなる深度 1545.7m-691.8m までの K1-1 層と海成粘土層とシルト・砂礫層からなる深度 691.8-23.3m の K1-U 層の 2 つに大きく区分される．肉眼観察による特徴から，挟まれる火山灰層のうち深度 648m，565.55m，536.53m，443.85m，350.9m，245.32m，26.15m のものは，それぞれイエロー，ピンク，光明池Ⅲ，アズキ，八町池，カスリ，姶良-Tn 火山灰に対比されている(衣笠・水野，1996；関西地盤情報活用協議会，1998)．火山灰層・海成粘土層の対比から，GS-K1 ボーリングの K1-L 層・K1-U 層は，それぞれ大阪平野地下の都島累層・田中累層にほぼ相当する．神戸地域のボーリングコアの層序対比は，まだ予察的なものであるので今後の詳細な検討の必要性を残している．

これらのボーリングコアは，その上部で礫層を顕著に挟むようになるという共通した特徴がみられる．特に，基盤山地に近い地点ほど全体に粗粒層が多く，礫層が顕著になりはじめる層準は，より下位の層準に位置しているようにみえる．一方，石屋川南(GS-K3)ボーリングは，六甲山地南麓部の渦が森断層を挟んでその北側に露出する基盤岩露出地域から約 500m 南の地点に位置しているにもかかわらず，Ma7 層準まで海成粘土が挟まれるとみられるほか，その上位にも海成の砂層が挟まれていることは注目される(図１)．

対比がほぼ確実であると見られるアズキ火山灰層の深度分布は，旧海岸線付近に位置している OD-1，東灘(GS-K1)，摩耶埠頭(MY)の各ボーリングで深度 400-450m の類似した分布深度をもっていることがわかる．しかし，同様に海岸付近に位置する長田(GS-K4)ボーリングではアズキ火山灰の存在深度は，深度 260m となり上記の 3 地点と比べると浅くなる．これは，摩耶埠頭と長田ボーリングの地点間に和田岬断層，摩耶断層が介在している可能性があり，その断層運動にともなう上下変位を示唆するものと見られる．

浅層ボーリングデータベースからみた神戸－阪神間の表層部の地質

神戸－阪神間で建設基礎調査ボーリングが最も密に存在し，それに沿う断面が描けるのは国道 43 号に沿うものである(図２)．神戸－阪神間は全般的には，Ma12・Ma13 層の厚い海成粘土層としての分布は，自然海岸線付近より南側の海域部を主とする．一方，内陸低地部には，扇状地成の砂礫層が卓越している．しかし，内陸部にも，Ma12・Ma13 層が側方岩相変化した海浜砂と見られる分級の良い砂層が広がる地域がある．

この断面を基本断面として，表層部の岩相の特徴から，この地域を東から武庫川(Ma12・Ma13 層が内陸まで連続して確認される地区)・東灘(旧海浜部の砂堆と見られる砂層が住吉川を中心に東西に帯状に広がる地区)・中央(扇状地成の砂礫層が顕著に発達する地区)・長田～和田(Ma12・Ma13 層の分布が認められ，沿岸部の表層に礫層が発達する地区)の４地区に区別した．

大阪平野の沿岸部では，Ma12・Ma13 層が側方に良く連続し，岩相の多様性は比較的少ないのに対して，神戸－阪神間は，上記のように岩相変化が著しく，地下表層部の地層区分が難しい．これは，六甲山地南麓部の活断層による山地の隆起と盆地側の沈降が顕著なこと，それに伴う地形の影響，六甲山地周辺の岩質の違いによる土砂供給の差異などが大きく関わっている．

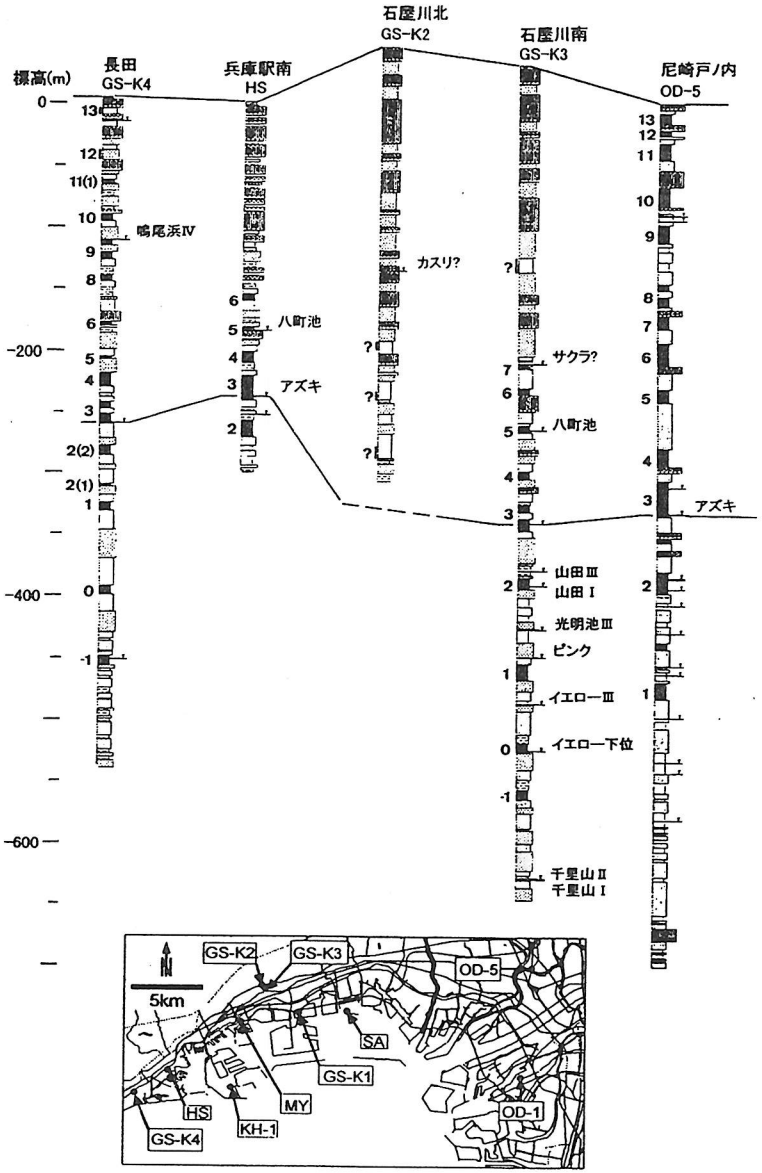
引用文献

関西地盤情報活用協議会 (1998)「新関西地盤 神戸および阪神間」，関西地盤活用協議会地盤研究委員会，270p.

衣笠・水野 (1996) 神戸地域の地下地質．兵庫県南部地震の地質学的背景，第 11 回地質調査所講演会資料，(財)日本産業技術振興協会，pp78-80.

三田村・吉川 (1999) 大阪平野第四系の海成粘土層基底深度分布の統計的検討．応用地質，40，3，(印刷中)

吉川・三田村 (1999) 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比．地質学雑誌，105，5，332-340.



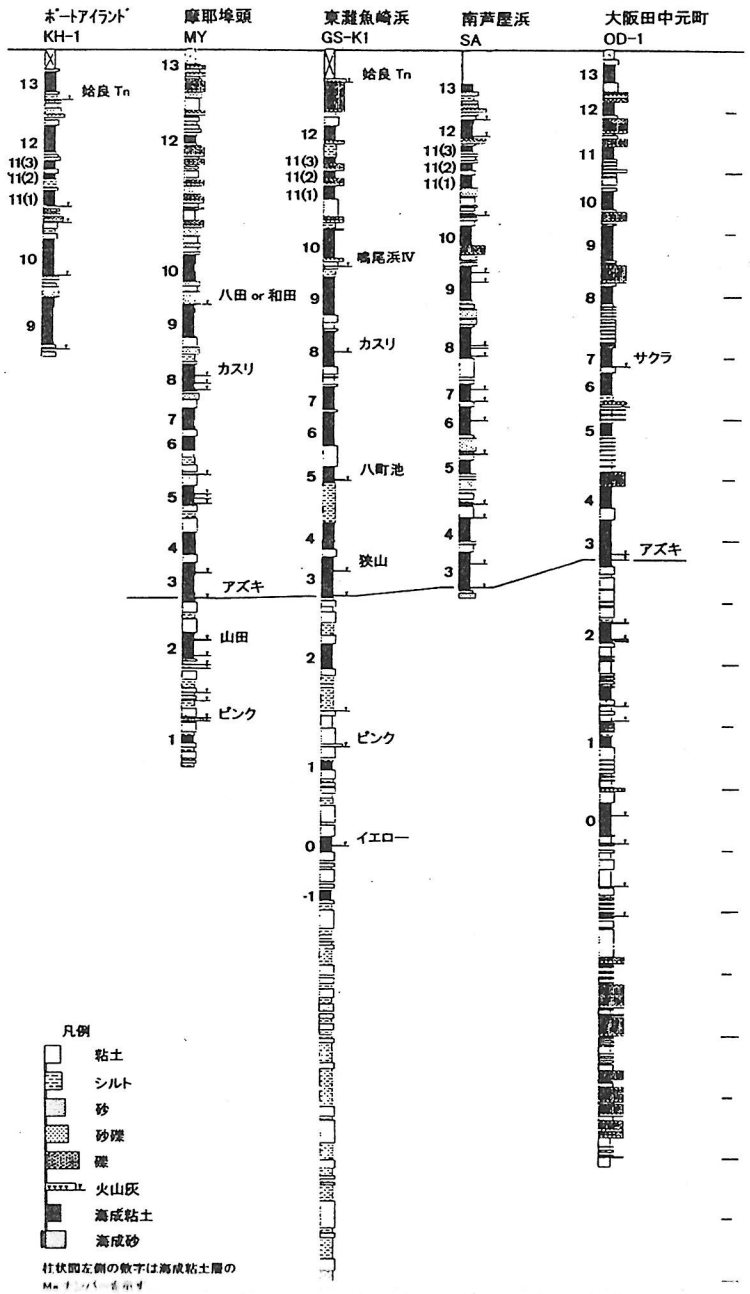


図1　神戸・阪神間の深層ボーリングの柱状図
（関西地盤情報活用協議会，1999）

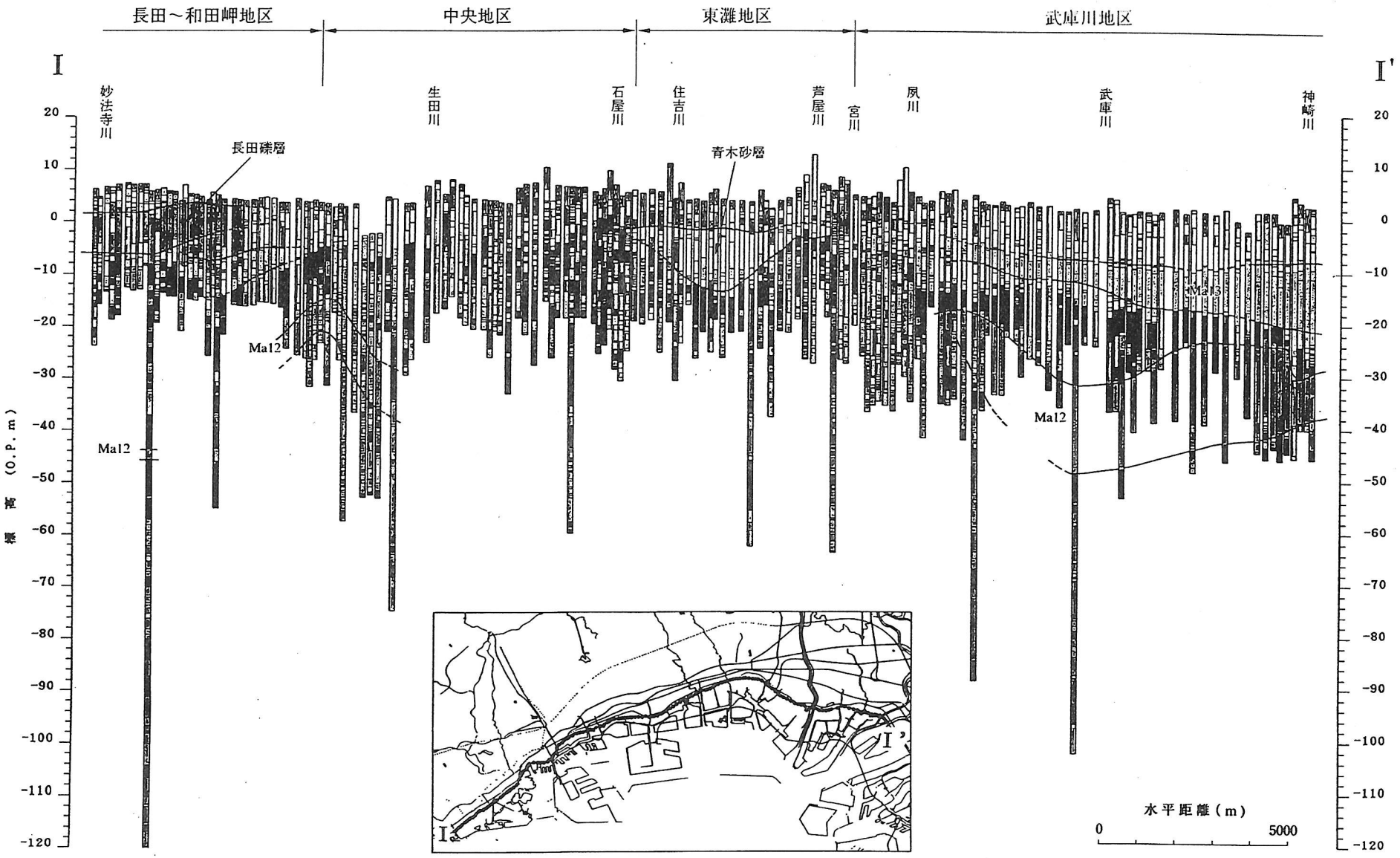


図2 国道43号沿いの東西断面（関西地盤情報活用協議会，1999）

S-6　重力調査・反射法地震探査から見た基盤構造

中川康一　（大阪市大・院・理）

Koichi NAKAGAWA; Basement Configuration Revealed from Gravity and Seismic Reflection Surveys

兵庫県南部地震を契機に，大規模な地質構造探査が実施された．中でも構造探査として実に有効な反射法地震探査はその測線合計が600kmを超えるという膨大なもので，信頼性の高い多くの情報を提供した．しかし，それでも大阪堆積盆地の全体像を捉えるには測線間隔は十分とは言えない．図1に主要な測線位置[1)]を示す．

やや広域の地下構造の概略を探る手段の一つに重力探査がある．これは地下の質量分布を反映した重力変化（重力異常）を計測するもので，地下構造が水平方向に均質である地域にはほとんど適用できない．しかし，古い岩石で構成される基盤の上面が上下方向にに大きく変位しているような地域では重力探査法は有効であり，大阪盆地のように基盤岩と被覆層の密度コントラストが大きく，かつ水平方向に地質構造が大きく変化している地域では，基盤の形状を推定するための手法としてかなり有効となる．地下構造の解析地域に対して，重力の計測域はこれよりかなり大きな範囲を必要とするため，大阪の陸域の構造解析であっても，海域のデータが必要となってくる．兵庫県南部地震発生以前には，神戸・阪神地域の重力測定データは極めて少なか

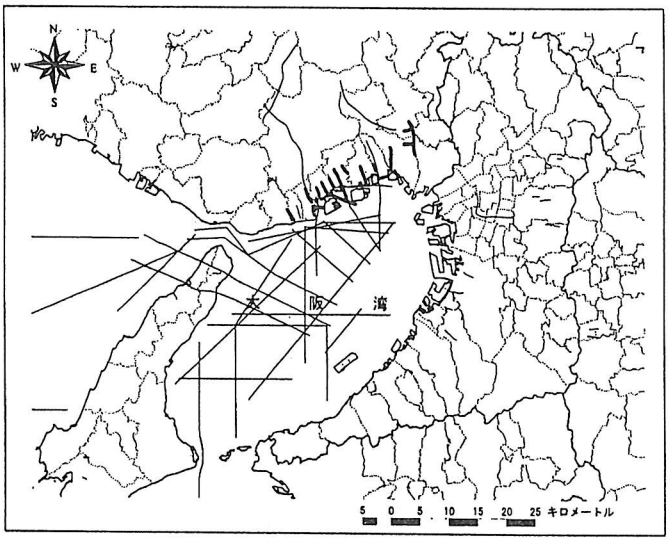


図１　大阪湾周辺における反射法地震探査測線[1)]

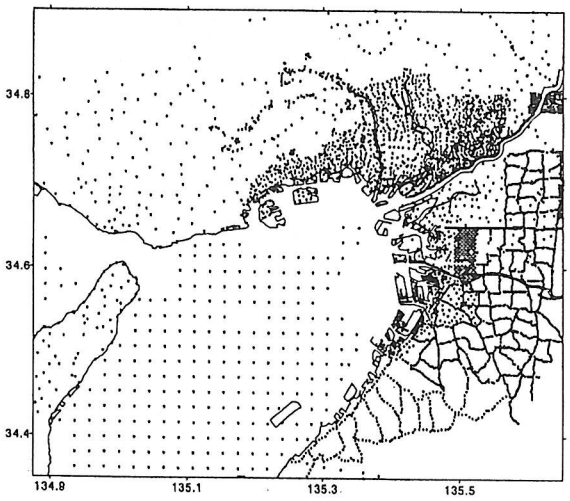


図２　重力の測定地点[2)，3)]

なかったが，地震を契機に，多くの機関によって精力的な測定が行われた．特に，大阪湾内での海底重力の測定により，重力解析結果に著しい信頼性の向上が期待される．大阪湾の重力探査[2]はほぼ 2km 間隔の格子点上，408 地点で実施された．航行上の問題から一部地域（明石海峡および神戸から大阪におよぶ港湾域）を除く大阪湾のほぼ全域と播磨灘の一部を覆っている．ここでは井上他[3]の陸域データに上記の大阪湾のデータを追加し，全域を編集した．これらの測定点の分布を図2に，ブーゲ異常図を図3に示す．ここで，大阪湾域の堆積物の密度を 2.0 g/cm^3 と仮定している．重力異常から地下構造を解析するとき，本質的な問題として，いくつかの拘束条件が必要となってくる．重力解析では，反射法地震探査のように地下構造がほぼ一義的に決定されるわけではないからである．大阪堆積盆地は先新第三系の基盤岩類とこれを覆う被覆層からなっているが，大局的にみると，基盤岩は大部分を花崗岩が占め，被覆層は主として大阪層群からなると考えられる．両者の密度コントラストは大変大きいので，近似的には二層構造モデルが適用可能であるとみられている[4]．

前述したように，神戸・阪神地域並びに大阪湾の地下構造に関する調査データは膨大であり，これらのデータは拘束条件として大変有効である．二層構造モデルで近似できるならば，深層ボーリングや反射法地震探査の結果から得られた基盤の深度と重力異常の間にはある程度単純な関係がみられるはずで，広域的な異常を考慮することによって両者の関係を比較することができる．多くのデータから，両者の関係と，浅部の地下構造にはよらない広域的な重力異常とを最小二乗法によって，同時に決定できるという利点がある．4次関数で近似できる広域的異常を控除して得られた両者の関係を図 3 に示す．基盤が露出しているような丘陵地あるいは山地では，両者の間に相関性の高い単純な比例関係がみられる．その勾配から基盤の密度と

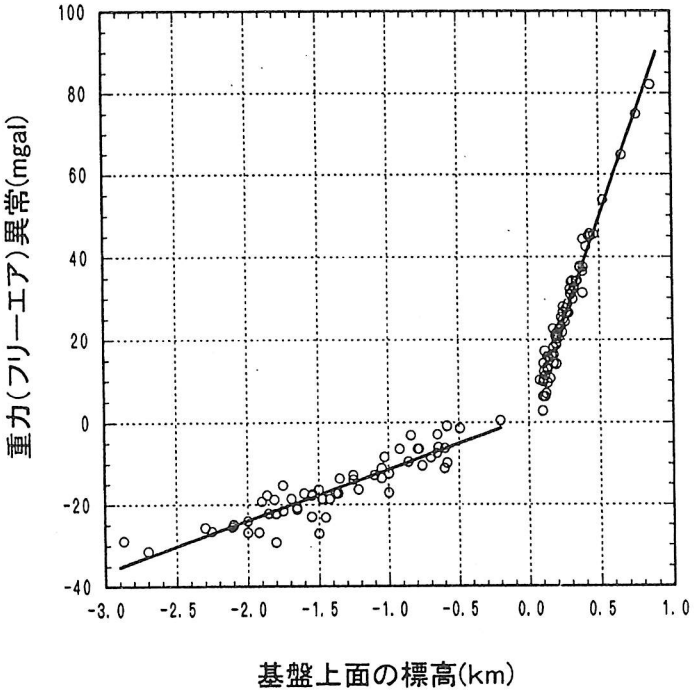


図 3　フリーエア異常と基盤深度の関係．広域異常を補正

して，2.65 g/cm^3 というもっともらしい値が得られる．また，大阪湾や低地など，基盤が深部に埋没している地域では，相関性がそれほど高くないが，やはり明瞭な比例関係が認められる．元来，これらの間に厳密な比例関係が成り立つとは限らず，ほかの種々の要因によってもばらつくことが予想される．図 3 に示されるように，基盤深度と重力異常との間にある関係が得られると，フリーエア異常あるいはブーゲ異常の値からその地域の基盤深度の概略を知ることができる．もちろん，精度よく地下構造を解析するためには，被覆層の密度分布特性を知り，これを境界条件として，広域の三次元地下構造の解析を行う必要がある．ここでは上の関係を用いて，図 4 に示されるような基盤深度分布図を得た．これは本来三次元重力解析の初期モデルとして用いられるべきものであるが，堆積盆地全体にわたる基盤形態の概略を知る上で有用であろう．

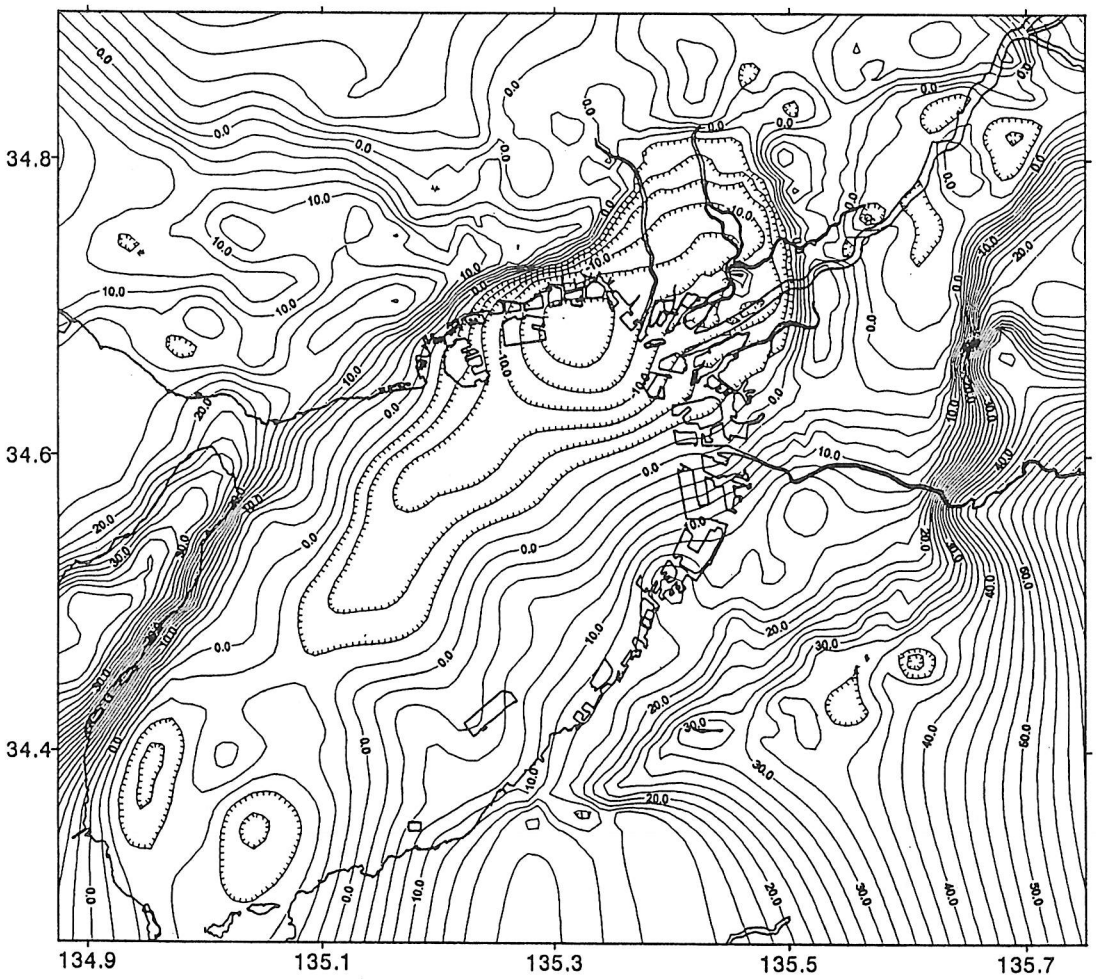


図 4　ブーゲ異常．駒沢他[1]および井上他[2]を編集（単位 mgal）．

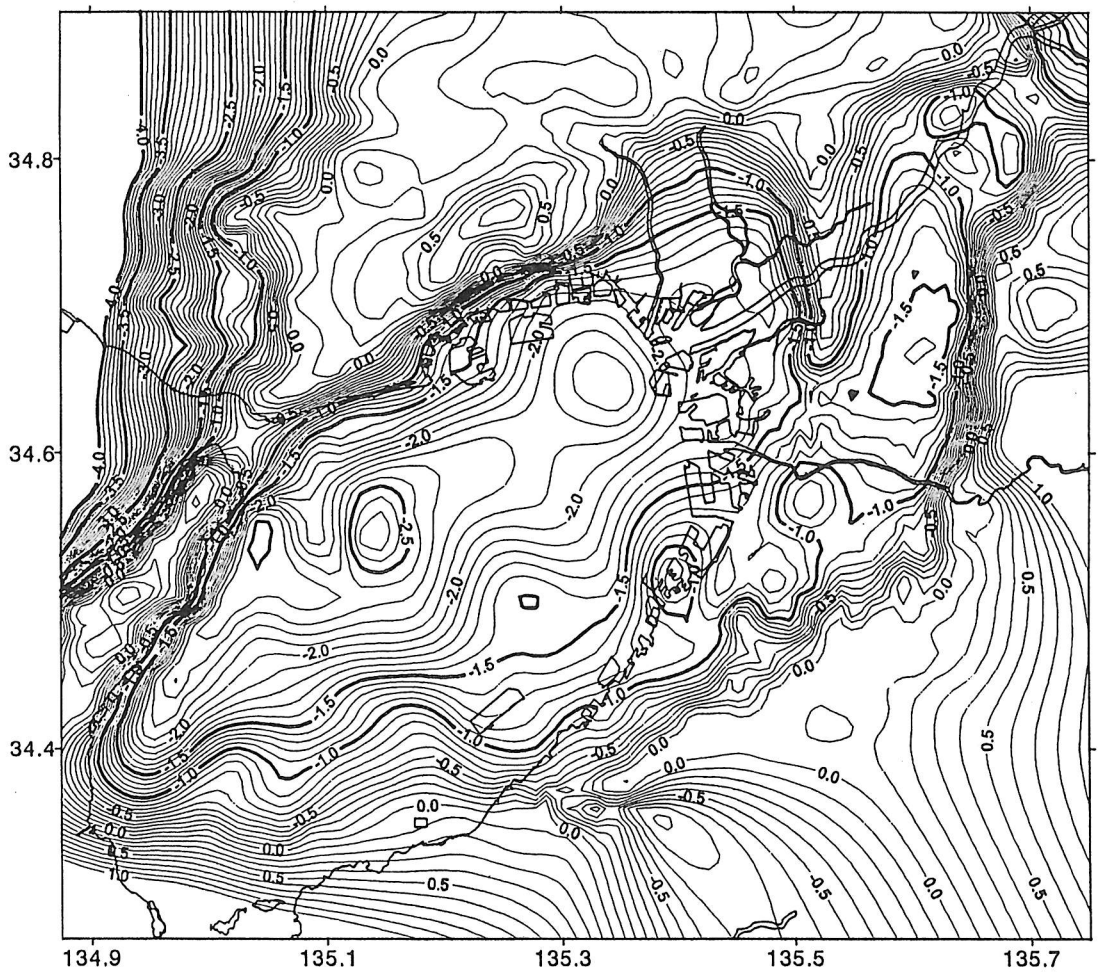


図 5　重力異常から求めた基盤深度分布（単位 km）.

引用文献

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

2) 駒沢正夫・太田陽一・渋谷昭栄・熊井　基・村上　稔 (1996):大阪湾の改訂重力調査とその構造, 物理探査, 第 49 巻, 6号, pp.459-473

3) 井上直人・中川康一・領木邦浩(1997):大阪平野の重力異常と基盤構造, 物理探査, 第 51 巻, 1 号, pp.1-16

4) Nakagawa K , Ryoki K., Muto N., Nishimura, S. and Ito K. (1991):Gravity anomaly map and inferred basement structure in Osaka Plain, Central Kinki, Southwest Japan., *Journal of Geosciences, Osaka City University,* 34, pp.103-117

S-7　堆積平野下の地盤構成と活構造

佐野正人（サンコーコンサルタント株式会社）

Masato SANO ; Subsurface geology and Active faults under the sedimentary basin in Kobe city and its surounding area

はじめに

兵庫県南部地震後，神戸の地下構造を明らかにすることを主な目的として，兵庫県，地質調査所，神戸市などの機関で，反射法地震探査や大深度ボーリングなど多くの調査が実施された。その結果，神戸・阪神地域の市街地の地下には，数 100～1000m 以上に及ぶ新第三紀後期以降の堆積層が潜在するとともに，数 100m の落差を持つ伏在活断層が存在することなども明らかになった。

堆積平野下の地下地質

図１は，基盤岩の分布深度を 100m 間隔のコンターで表した基盤岩等深線図であり，六甲山地では地表に露出する基盤岩（主に白亜紀の花崗岩類）が，六甲山麓付近で地下数m，海岸付近では地下 1000～1500m と，急速に深くなっている様子が表れている。そして，コンターの密集しているところに伏在活断層が位置している。

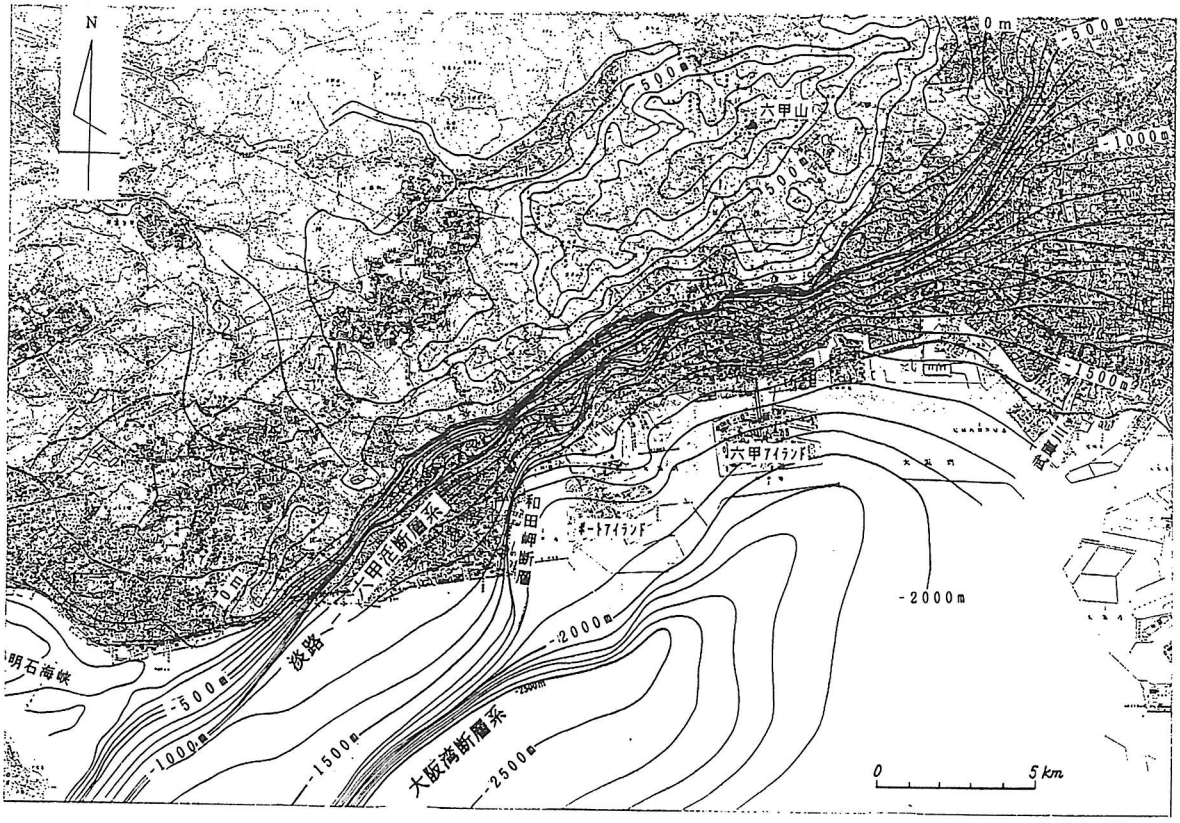


図１．基盤岩等深度線図（神戸市，1999）

一方，基盤を覆う堆積層は，神戸に隣接する大阪平野と同じく大阪層群に相当する地層が主体であり，下位から，大阪層群下部亜層群，大阪層群中部亜層群，大阪層群上部亜層群，段丘相当層，沖積層に区分されることも明らかになった。

伏在活断層

諏訪山断層や五助橋断層など陸上に表れている活断層は良く知られていたが，これらと同等あるいはそれ以上の規模の断層が，神戸市街地あるいは海域部に伏在していることがわかってきた。図２に示すように，幅２ｋｍ程度の狭い範囲に複数の活断層が存在し，それによって断面に表れている階段状の地下構造が形成されていることが読み取れる。

伏在活断層に着目すると，いくつかの重要な共通点が見えてくる。まず第１に，伏在活断層が地下の基盤レベルでは明らかに断層で食い違っているが，基盤上の厚い堆積層中に入ると撓曲構造へと変化している点が挙げられる。

第２は，堆積中に時間面をいれることができるため，断層変位の累積性が解り，断層の活動開始時期，平均上下変位速度，現在も活動的かどうかの判定などが比較的容易にできる点である。

第３は，断層～撓曲構造をとおし，断層のかたちが見て取れる点であり，これによって，一連の断層であっても場所によって断層の形態が変化し，断層が末端付近で分岐したり，不鮮明になってゆくようすも良くわかる。

第４は，伏在活断層のほとんどが，空中写真では判読できないにもかかわらず，地表の大きな地形区分や表層地盤と密接に関係し，これらの境界を規制している点であり，仮屋沖断層，大倉山断層，西宮断層の位置が，段丘地形（層）や大阪層群上部亜層群が分布する台地の縁に対応している点に表れている（図３）。

おわりに

阪神大震災の後，神戸・阪神地域では，市街地や海域に伏在している活断層を対象に，多額の調査費を投入した地震探査や大深度ボーリング調査が短期間に多数行なわれた。特に，兵庫県（1997）の調査は，伏在活断層を基盤構造から表層の地盤構造まで，地域的にも六甲山地から海域までを念頭においた総合的な調査として画期的なものであり，この調査により，神戸・阪神地域の地下構造のアウトラインが判明した。

兵庫県の調査事例は，今後の市街地などの地下構造調のモデルケースになると思われるが，調査を効率良く組み立て進めるためには，従来の活断層調査で行なわれていた地形面の区分や変位地形だけを読み取るのではなく，地形と地

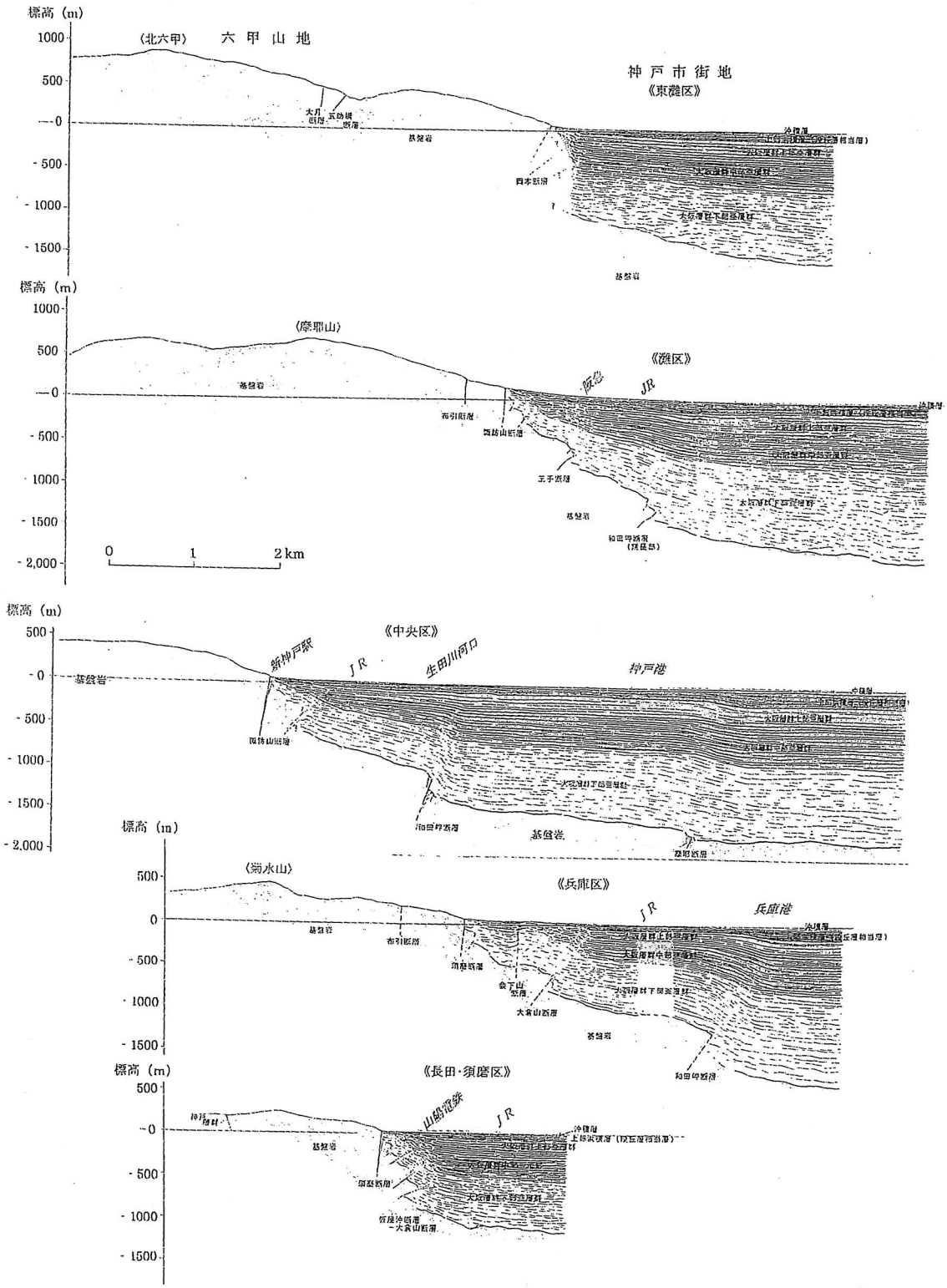


図２．神戸地域の地質断面（神戸市，1999）

質との関連性を考えること，地表に表れている地質情報（層序・構造），地下のボーリング情報なども活用することが必要である。

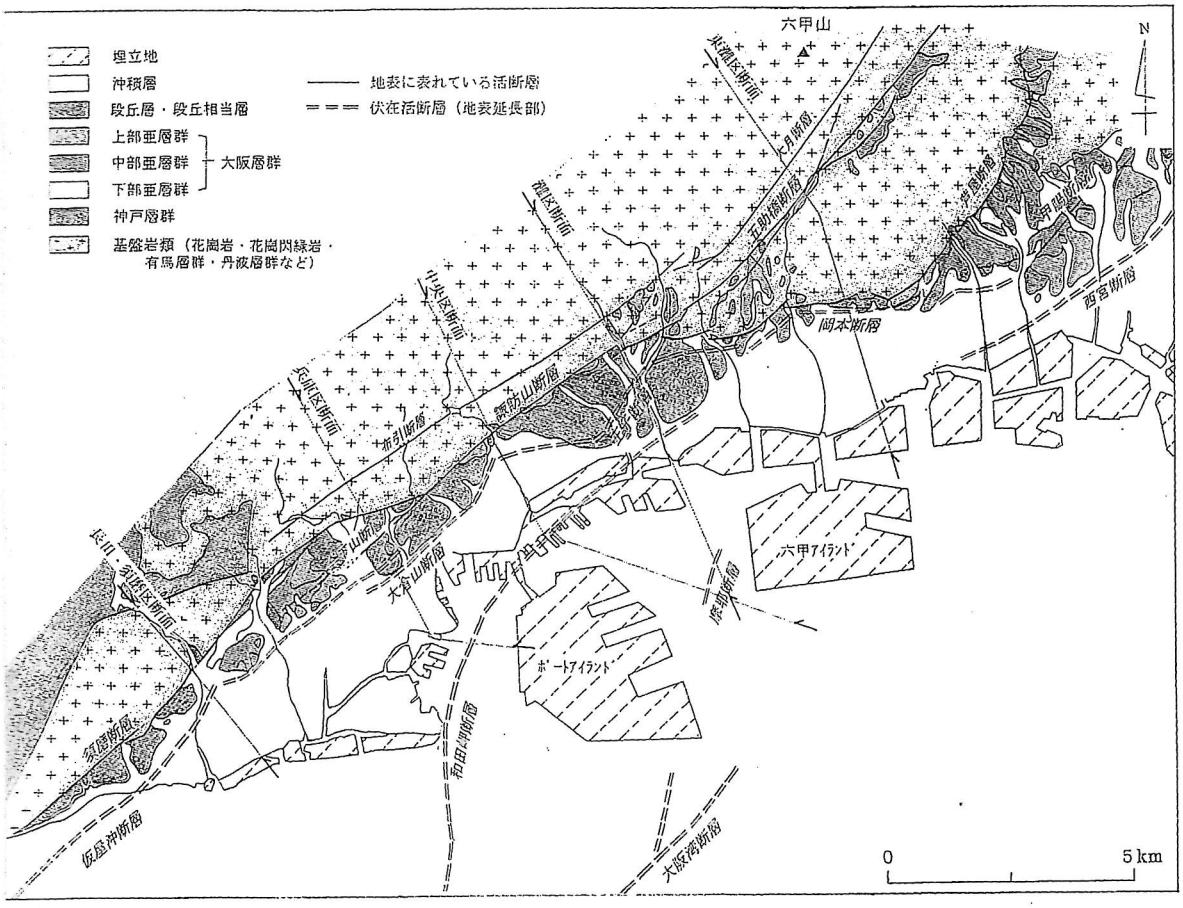


図３．神戸の地質・活断層概略図（神戸市，1999）

（参考文献）

兵庫県立人と自然の博物館（1997） 阪神・淡路大震災と六甲変動，兵庫県，106p.

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

神戸市（1999）阪神・淡路大震災と神戸の地盤，178p.

神戸市（1999）阪神・淡路大震災と神戸の活断層，55p.

S-8　沖積平野の地質構成とイベント堆積物

増田富士雄（京大・理）

Fujio MASUDA: Development of sequences under the alluvial plain and included event deposits

沖積平野地下の地層を対象に，（1）累重様式のモデル化，（2）地盤変動像の復元，（3）イベント堆積物の認定について述べる．

（1）更新・完新統の累重様式は氷河性海水準変動とテクトニックな変動とに支配されている．特に，平野地域では，連続する沈降運動と周期的な氷河性海水準変動が重なり合った相対的海水準変動に，地層の累重様式が影響される．この相対的海水準変動は，より大きな海進と小さな海退というパターンが特徴である．このパターンによってシステム毎の堆積様式が決まり，さらに大きな累重様式が決定されている．ここでは，大阪平野の地下地質を例にして，相対的海水準変動と堆積速度や堆積物の変化との関係を示し，海進・海退における典型的な累重様式をとる（図１）ことを述べる．

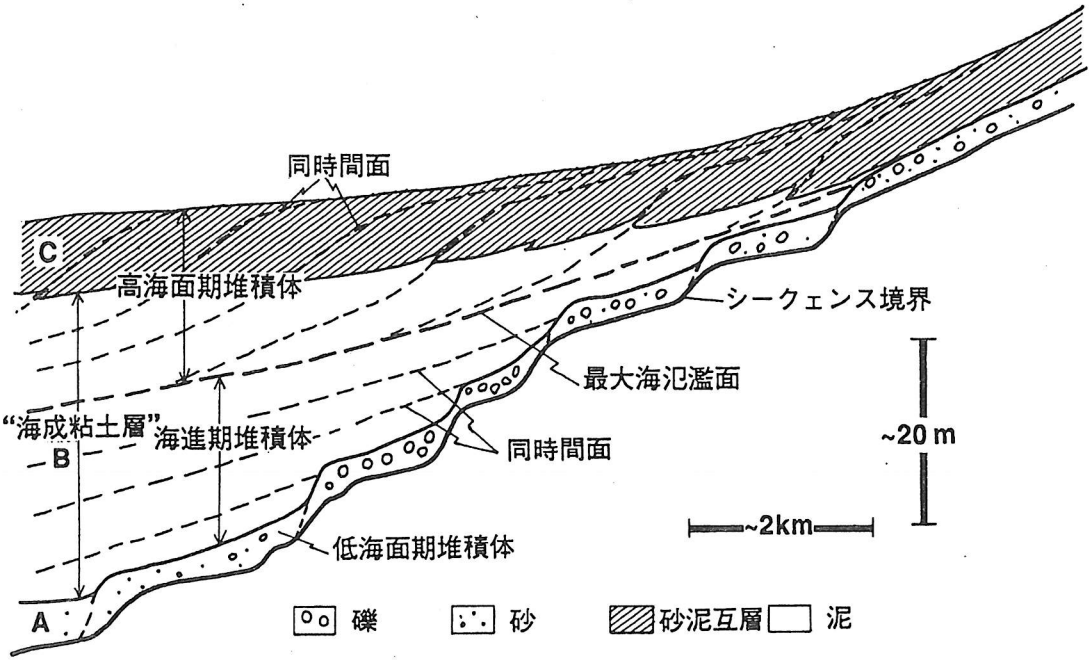


図１　大阪平野～大阪湾の更新・完新統の累重様式モデル

海進期と海退期では地層の発達様式に違いができる．

破線は同時間面を示す．A：砂礫層，B：海成粘土層，C：砂泥層．

(2) 相対的な海水準変動は地域毎に異なる．完新世の相対的海水準変動は，複数地点で採取された潮間帯種の化石殻の^{14}C年代値とその産出標高（深度）から復元する．１本のコアからでも貝形虫化石の群集解析によって古水深が推定できると，相対的海水準変動が復元できる．こうして求めた相対的海水準変動を，変動が小さい地域と変動が著しい地域との間で比較すると，テクトニックな地盤変動像を求めることができる．ここでは南関東の完新統を例に，三浦半島における地震隆起とその後の沈降という変動像を復元した結果（図２）を紹介する．

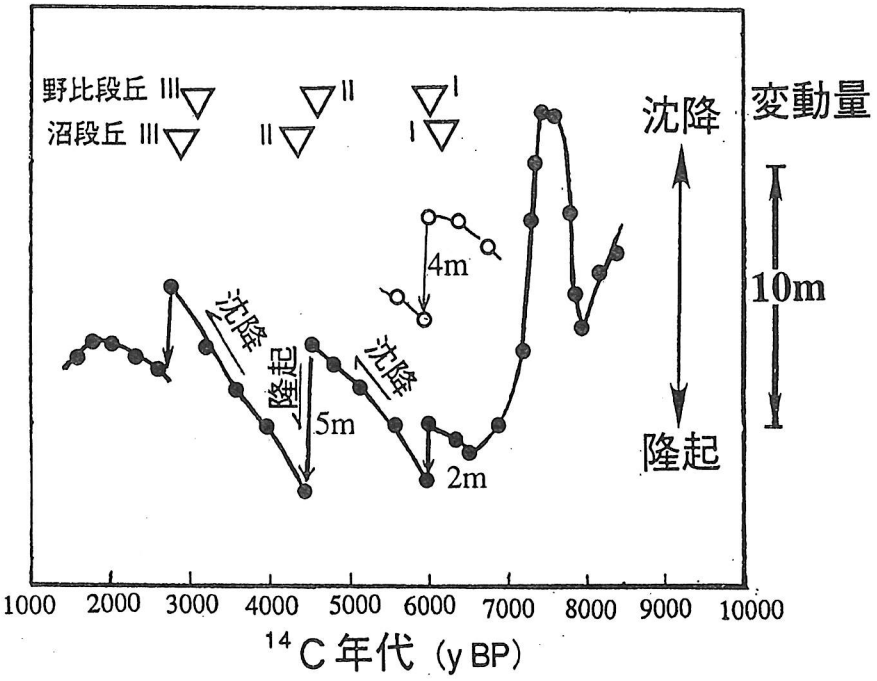


図２　三浦半島における過去8500年間の地盤変動

三浦半島と多摩川低地で得られた2本の相対的海水準変動曲線から求めた変動は，急激な２～５ｍの地震隆起とその後の５～８ｍに達するゆっくりした沈降を示している．7000～8000年前の変動については不明である．

(3) 平野地下の完新統には，非日常的なあるいは上下と大きく異なった特異な堆積物，いわゆる“イベント堆積物”が見いだされる．それらは相対的海水準変動に伴う海況の劇的な変化に伴うもの，相対的海水準変動による堆積システムの移動によるもの，突発的自然現象などによるものなどがある．ここでは房総半島南部と大阪湾底の完新統に挟まれる地震津波堆積物や，大阪地域の完新統に特徴的な明石海峡の成立というイベントがもたらした潮流堆積物などを，コアのマイクロ堆積相解析の結果から述べる．

S-9　反射法地震探査と地下構造解析の重要性と問題点

横田 裕（阪神コンサルタンツ）

Hiroshi YOKOTA: Hanshin Consultants Co., LTD.: Underground Structural Interpretations Using Seismic Reflection Survey for Earthquake Hazard Assessment

1．活構造調査における反射法地震探査の役割

都市の地震災害の評価・予測に関わる調査において、反射法探査の果たした役割のひとつは、地下に潜在する活構造を明らかにすることであった。我国における都市の多くは第四紀以降沈降場に位置し、比較的平坦な沖積平野が広がる地域である。ここでは活構造は地下に潜在しており地形・地質学的方法では把握することは難しい。反射法探査は、このような地域における活構造の位置・形態・活動性を解明する上で有効であった。なかでも撓曲・傾動などスケールとして大きな構造の活動歴は、ボーリングなど点の情報では捉え難く、反射法探査によってはじめて解明された構造も少なくない。図-1に、この例を示す。

100m以深を対象とする探査では通常P波が用いられているが、以浅を対象とする詳細構造探査の場合は、P波よりもS波を用いた探査が有効な場合が多い。P波速度が地表付近の含水率の影響を大きく受けるのに対し、S波は影響をほとんど受けないためである。図-2に、S波浅層反射法探査の例を示す。

2．地震動予測に関わる反射法地震探査

反射法地震探査のもうひとつの役割は、地震動予測において重要となる都市の深部地下の情報を把握することである。この際求められるものは、基盤岩上面の形状、その上の堆積層の物性値、および基盤岩の物性値である。

「震災の帯」と呼ばれる被災域の集中の原因として、断層構造などの基盤岩上面の形状の影響がそのひとつに挙げられている。この目的だけに限っても、反射法探査は地震動予測のうえで欠かせない調査である。

つぎにP波速度・S波速度および密度などの物性値の推定であるが、これらのなかで最も重要なものはS波速度である。この意味ではS波を震源とする反射法地震探査が理想的であるが、実施例はあるものの都市域での深部探査は計測上の問題点が多く、今後とも実施される機会は少ないと思われる。図-3に、S波大型バイブレータ2台を用いた探査例を示す。

実用的な観点から通常の探査ではP波が用いられ、堆積層のP波速度分布が得られる。このP波速度情報は、ボーリング孔を用いた速度検層などに比べて

二域かつ多量のデータであるため、他の物性値すなわちS波速度あるいは密度を推定する上で重要な手がかりとなる。文献-(2)ではこれを検討した。

なお、基盤岩の速度推定は基盤岩内に反射面が期待できないため、反射法地震探査では原理的に難しい。この目的では、最近大型バイブレーターを用いた屈折法探査が試みられており、ある程度成果が得られている。

3．反射法地震探査の展望

反射法探査は良く知られている様に、石油資源探査のために開発され発展した技術である。本稿で述べた目的で反射法探査が利用されることは、地震災害の多い我国の特殊事情によるもので、世界的に見ると比較的稀なことと思われる。ただ探査技術としては、石油では要求されない極浅層の探査を除くと、資源探査・地震防災と目的は異なっても技術内容に差異はない。従って、我国の反射法探査技術がやや海外の技術に遅れをとっている点を考えれば、逆に技術的な展望を描くことは容易である。

むしろ現実的な障害は経済的な面にある。この技術は測定に使用するやや高価な機材の質と量に依存する部分が多いが、現在の地震防災関連の需要を考えると、探査レベルの向上どころかいずれ維持も難しくなるのではないかとの懸念がある。地震防災の観点から、今後も必要な技術と認められるのであれば、何らかの対策が必要となるものと思われる。

参考文献

(1) 中川康一，三田村宗樹，原田俊之，白方邦博，横田裕(1993)：大阪平野におけるS波バイブロサイス地震探査，物理探査学会第88回学術講演会予稿集86

(2) 兵庫県立人と自然の博物館編(1997)：阪神淡路大震災と六甲変動－兵庫県南部地震域の活構造調査報告

(3) 松本正毅，小池章久，山田雅行，伊藤佳洋，岩崎好規，横田裕，伊藤信一(1998)：地下深部における大阪層群の動的特性，物理探査学会第98回(平成10年度春季)学術講演会予稿集12

(4) 佐々木良作，竹村恵二，井川猛，佐野正人，横田裕(1998)：大阪湾から六甲山にかけての反射法地震探査，物理探査学会第98回(平成10年度春季)学術講演会予稿集2

(5) 奥村晃士，須貝俊彦，千葉達郎，横田裕，伊藤信一，野田利一，香川敏幸(1998)：奈良盆地東縁断層系における地震探査，物理探査学会第98回(平成10年度春季)学術講演会予稿集1

(6) 関西地盤情報活用協議会(1998)：新関西地盤－神戸および阪神間－

(7) 応用地質学会(1998)：『都市の地震防災と深部地盤構造』に関するシンポジウム予稿集

(8) 岡田篤正，松井和夫，横田裕，斎藤勝，遠藤理，野田利一，香川敏行(1998)：和歌山平野北東部における中央構造線の地下構造，活断層研究No. 17

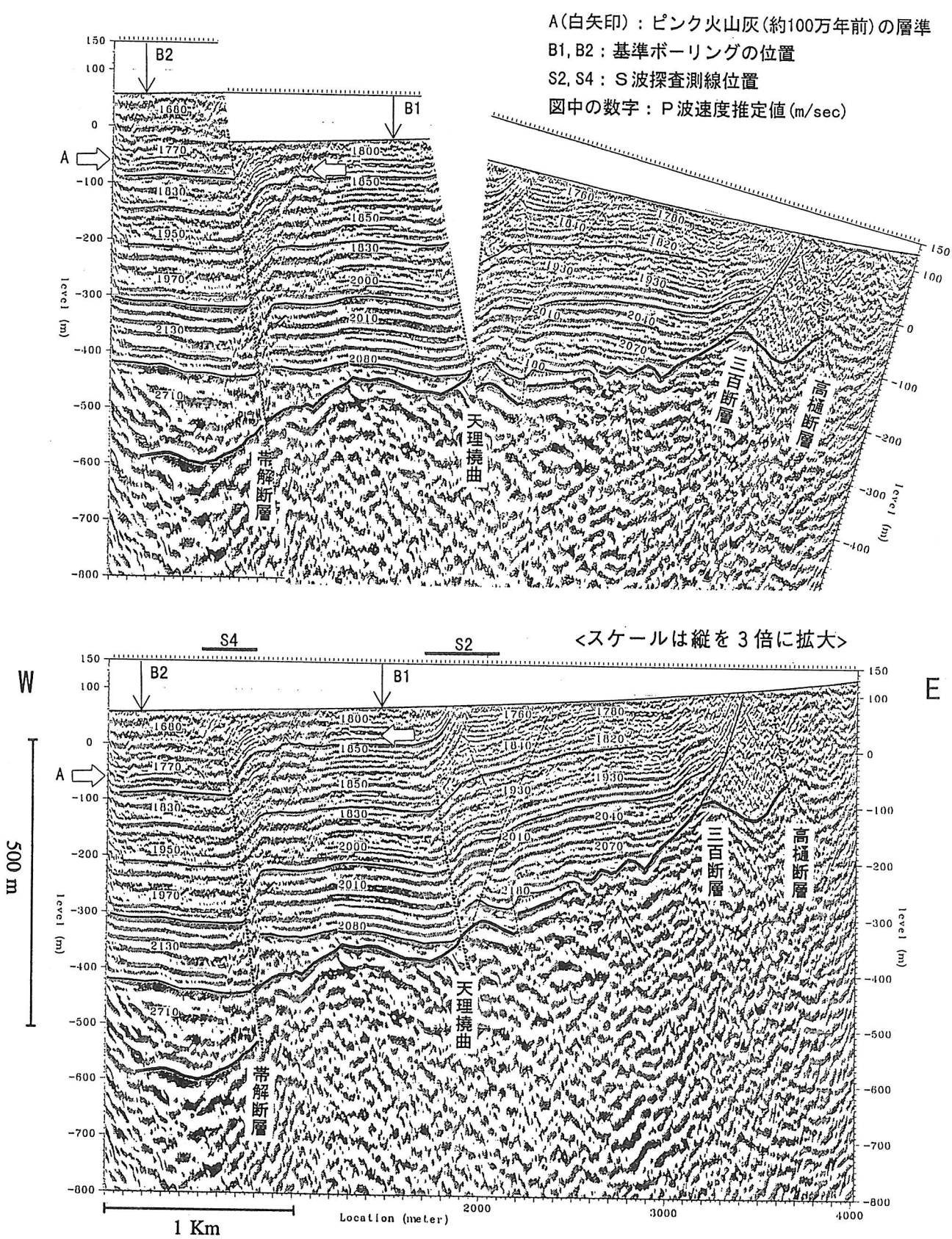


図-1 奈良盆地東縁活断層系における反射法地震探査記録（文献5）

油圧インパクターを用いた測線長4KmのP波探査結果である。帯解断層はこの探査ではじめて確認された。上図は、帯解断層および天理撓曲による変位を元に戻して、堆積面が水平になるように切り張りしたものである。2つの断層の活動様式が異なること、また断層両側の堆積構造に累積的な変位差が認められず、堆積後に活動が起こったことなどが分かる。

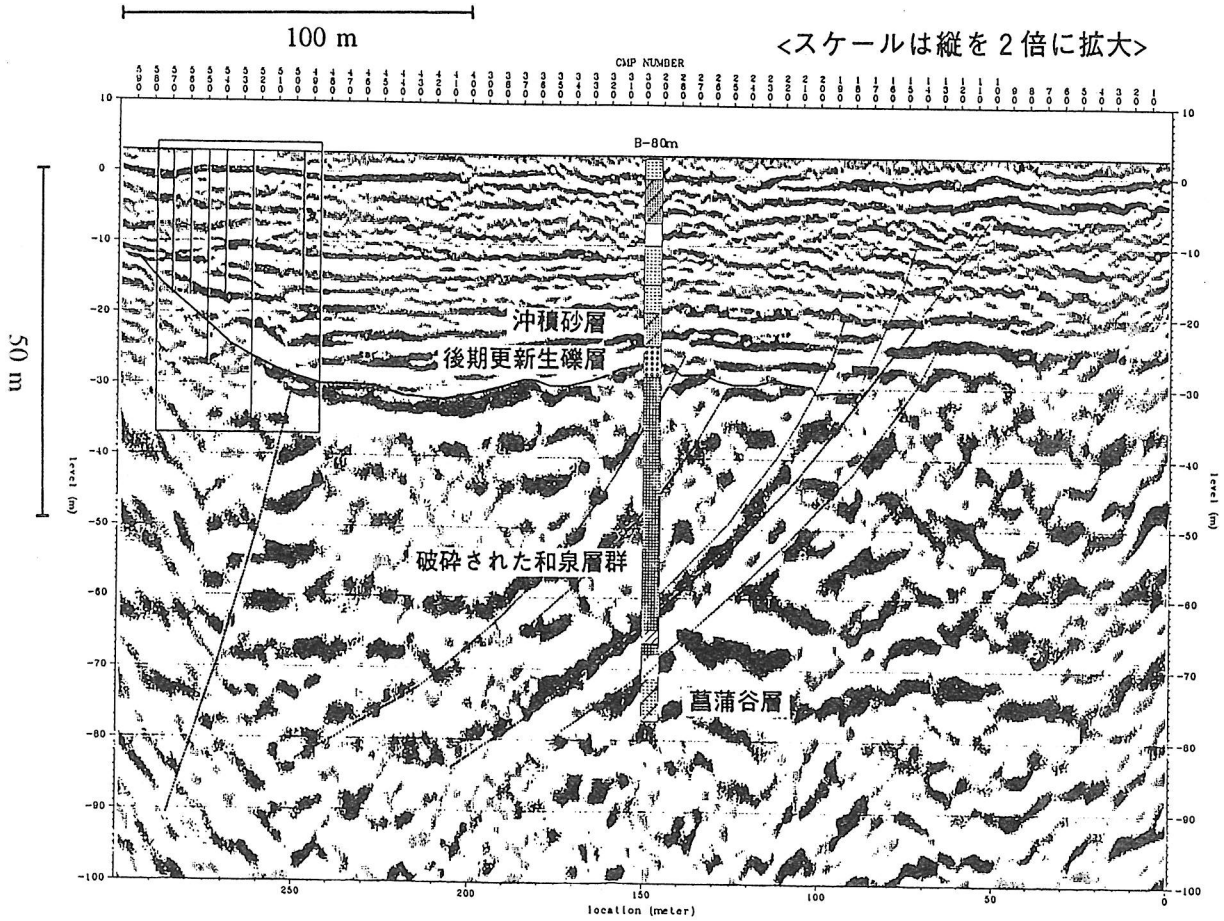


図-２　和歌山平野北東部中央構造線におけるＳ波浅層反射法探査（文献８）

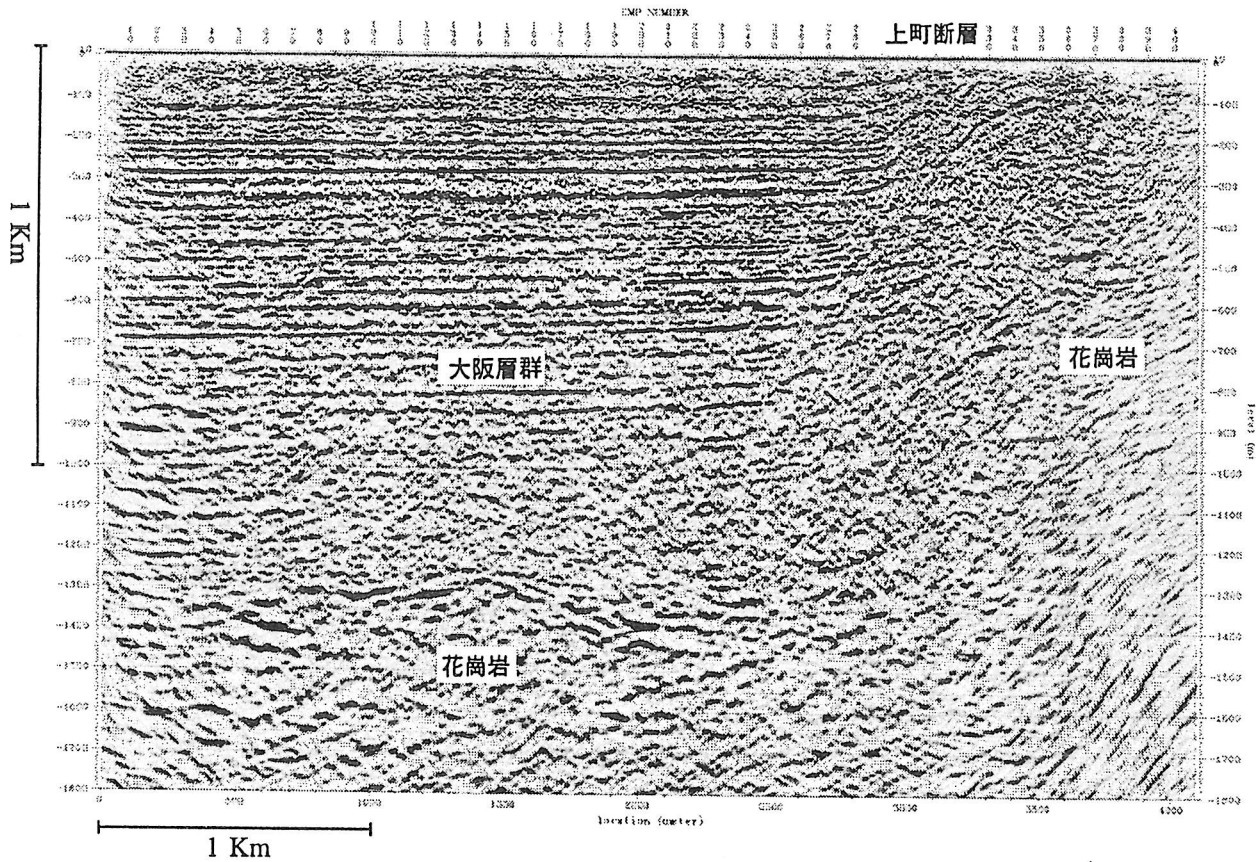


図-３　大阪新淀川河川敷におけるＳ波バイブロサイス地震探査（文献１）

S-10 強震動予測と災害

入倉孝次郎・岩田知孝(京都大学防災研究所)
Kojiro IRIKURA and Tomotaka IWATA: Strong Motion Prediction for Mitigating Earthquake Disaster

1. はじめに

1995 年兵庫県南部地震の後、全国の活断層の地震危険度の調査が進めらている。これらの調査を有効に地震災害の軽減対策に結びつけるためには、活断層の地震危険度の判定と同時に、近い将来活動の危険性ある断層については強震動の予測が必要である。ここでは活断層が動いたときの強震動の予測方法に関する問題点の議論と実用的な手法の提案を試みる。

2.阪神・淡路大震災から学んだこと

1995 年兵庫県南部地震のときは気象庁の海洋気象台をはじめとして JR 西日本、関西電力、大阪ガス、建設等の民間会社や任意団体の関震協の観測点(図 1)で貴重な記録が得られた。断層近傍でかつ被害地の周辺での強震動記録が得られたのは日本では今回がはじめてである。大きな破壊力を持っていたと考えられる震源近傍での強震動の速度波形が図 2 に示される。観測点 KBU は神戸大学キャンパスにある観測用のトンネル内の岩盤路頭に置かれていたため、伝播経路やサイト近傍の複雑な表層構造の影響の少なく、断層破壊により生じた地震動を正確に記録していると考えられる。TKT と FKA は先に述べた神戸市鷹取と葺合で、気象庁の発表した震度 7 の帯の中あるいはその帯の極近傍に位置している。MOT は東灘区の本山第 1 小学校で震源断層と震度 7 の帯の中間に位置している。ここでは観測記録が少ないのを補うため、岩盤上の観測点 KMC および震度 7 の帯の中に位置する FKI と ASY で余震記録を用いて合成された波形もあわせ図に示されている。どの観測点も断層直交方向の水平動の速度波形は 2 つの大振幅のパルス状の震動を示すが、断層に平行な水平動や上下動は相対的に小さくパルス状の波も顕著ではない。このような震動は断層面を破壊が進行するとき生じる“指向性効果(directivity effect)”により破壊進行の前方にあらわれ、これまでにもカルフォルニアの地震などで観測されている。震災の帯では地下構造の影響でパルス状の波はさらに増幅され大きな速度振幅になっている。このパルス波こそ、阪神地域に大被害を引き起こす、まさにキラーパルスとなったのではないかと思われる。

兵庫県南部地震の震源断層面でのすべり分布(図 3 下)と断層面近傍の地下構造(図 3 中)の両方を考慮して、3 次元差分法を用いてシミュレートされた地震動の最大速度分布から(図 4 上)に示される。振幅の大きい領域は神戸側では断層の南側、淡路側では断層の北側に帯状に連なっており、図 1 に示される被害の集中域の分布と良く対応しているようにみえる。すなわち、地震動のシミュレーション結果から、神戸地域の震度 7 の帯では、断層破壊の前方伝播効果(forward directivity effect) と盆地端部効果 (basin edge effect) の相乗作用によって大振幅のパルス波が形成され、そのパルス波が家屋や構造物に大被害を引き起こす源となったと考えらる。

3. 1948 年福井地震の強震動の再現

50 年前に福井市およびその周辺地域に大災害をもたらした 1948 年福井地震は福井市近郊

を走る活断層に起因する内陸地震で、いわゆる都市直下地震の１つであった。この地震の規模は気象庁マグニチュード(M_J)7.1 で、兵庫県南部地震(M_J 7.2)とほぼ同じであった。福井地震のとき被害(図 4)を引き起こした強震動がどのようなものであったかに関する研究は殆どなされていない。その理由は震源域近傍で地震動が全く記録されていないことにある。日本の多くの都市が福井市同様に活断層に囲まれていることを考えると福井地震の強震動の検討は重要である。

この地震の震源断層メカニズムに関しては菊地・他(1999)は近距離での低倍率地震計記録に基くによる西下がりの正断層モデル(走行方向Φs 170°、傾斜角δ 70°、すべり角 -10°)であるとした。地震モーメントは、これまでの解析結果で 1.8×10^{19} Nm から 3.3×10^{19} Nm に広がっている。ここでは、地震モーメントとしてそれらの値の中間に近い 2.6×10^{19} N·m を仮定する。Somerville et al.(1999)は震源インバージョン結果の解析により不均質断層モデルを地震モーメントとの自己相似な関係式から与える方法を提案している。それによると、全断層面積（S=908km^2)、最大アスペリティの面積（Sm=148km^2)、アスペリティーの数は２つでその面積総和(Sa=204km^2)などの震源パラメターが与えられる。断層面内での各アスペリティーの位置は菊地・他(1999)に対応させて、第２イベント(12×12 km^2)が福井地震でもっとも被害の集中した地域の直下(深さ 3-15km)、第１イベント(7×8 km^2)は北側の深いところ(深さ 7－15 km) にあるとし、破壊は北から南へ進行すると仮定。

この震源モデル 2 に対する合成速度波形の断層平行成分(図 5)は、断層面の上盤側に大きな速度振幅の震動が広がり、最大で約 227cm/s[座標点(9,4)]、岩盤上の地震動の最大速度はモデル 1 と同様約 35cm/s である。断層直交成分と断層平行成分のベクトル合成の最大値を最大速度値としてその空間分布が図 6(a)、計測震度が図 6(b)に示される。図 4 の全壊率 30%の領域は地震動の最大速度の 80-100 cm/s のコンターにほぼ対応し、計測震度としてはほぼ震度 6 強と評価された領域に対応する。

４．おわりに

想定された福井地震の震源モデルに対して推定された強震動の最大速度の大きい領域（例えば 80cm/s 以上）は福井平野のほぼ全域に広がっており、1995 年兵庫県南部地震のときにの「震災の帯」のような震源断層に平行した帯状の被害集中域は現れない。これは、福井地震の震源断層は厚い堆積層の下にあったため、非常に広い領域で振幅の大きい強震動が生成されたためと考えられる。このことは被害予測を行うためには震源のモデル化と同時に想定する震源断層を取り巻く堆積層の 3 次元構造の把握が重要なことを示している。

参考文献

Irikura, K., T. Iwata, H. Sekiguchi, A. Pitarka, and K. Kamae , 1996, Lesson from the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake: why were such destructive motions generated to buildings ?, Journal of Natural Disaster Science, 18-2, 99-127.

入倉孝次郎・釜江克宏，1999， 1948 年福井地震の強震動 - ハイブリッド法による高周波数帯域強震動の再現－，地震 2 (投稿中).

菊地正幸・中村 操・山田 真・伏見 実・巽 誉樹・吉川一光，1999， 1948 年福井地震の震源パラメタ - 1 倍強震計記録の解析，地震 2 (投稿中).

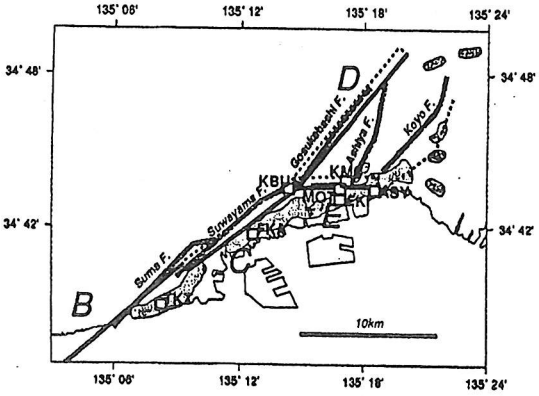


図 1．1995 年兵庫県南部地震の震源近傍域の強震動観測点(□)．気象庁震度 7 の領域が影部、A, B, C, D, E は波形インバージョンのためにモデル化された震源断層面のトレース。

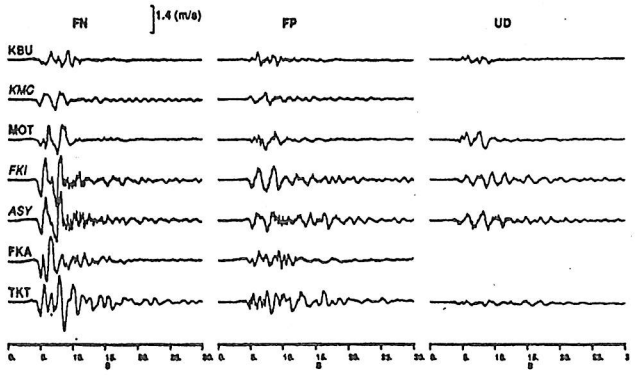


図 2．震源断層近傍における 3 成分速度記録。左と中は断層直交および平行な水平成分、右は上下動成分。KBU と KMC は岩盤上、TKT，FKA，FKI，ASY は震度 7 の帯の中、MOT は断層域と震度 7 の帯の中間に位置している。KBU，MOT，FKA，TKT は観測記録、KMC，FKI，ASY は余震記録からの再現。

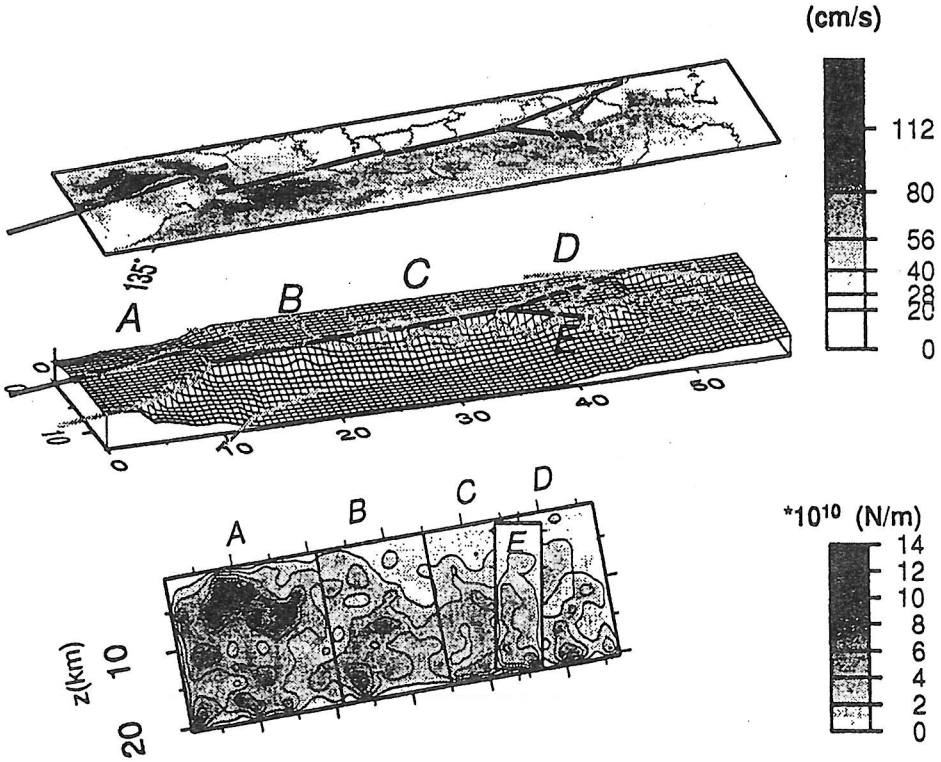


図 3．下：波形インバージョンにより求められた地震モーメント解放量の分布。中：反射波探査断面に基き推定された 3 次元地下構造。上：3 次元構造を仮定して F.D.M により計算された震源断層周辺の最大速度の分布。

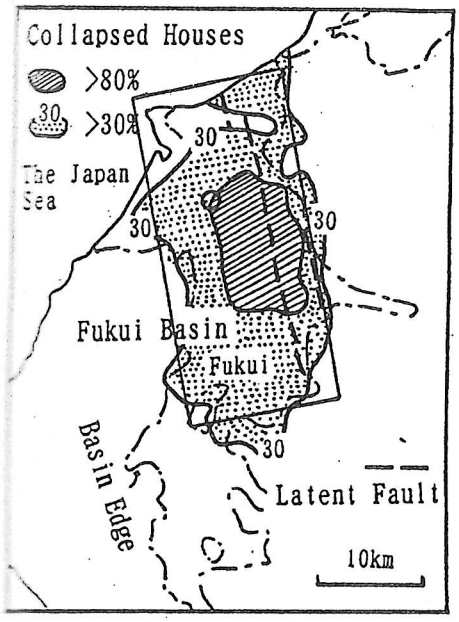


図 4．1948 年福井地震の木造家屋全壊率の分布[北陸震災調査特別委員会(1951)；武村(1998)]。破線は本震直後の地割れ分布などから推定された伏在断層位置。

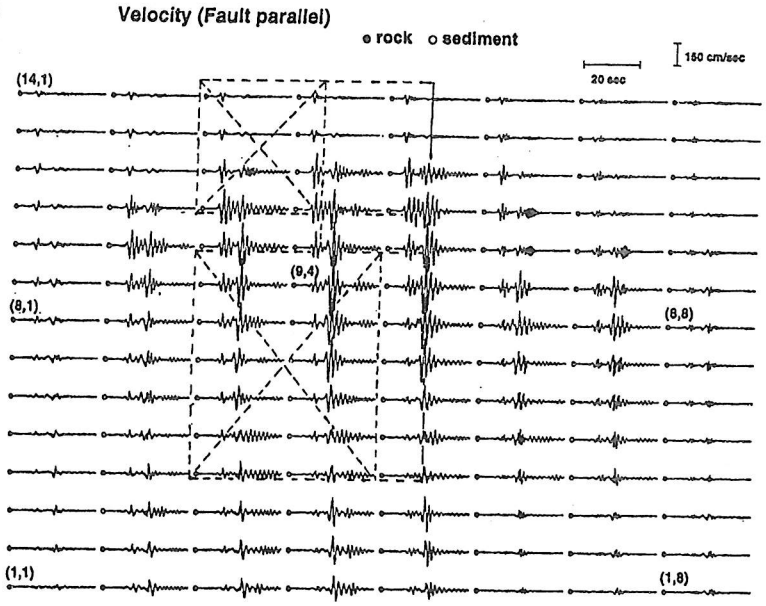


図 5．正断層震源解を基に推定された震源モデルに対して計算された 1948 年福井地震の強震動(断層平行成分)。図 4 で長方形の実線で囲まれた領域が(1,1)－(14,8)のグリッドに分けられた。●のグリッドは岩盤点、○のグリッドは堆積層上の点に対応。破線で X マークが付されたところが 2 つのアスペリティーの地表投影に対応。

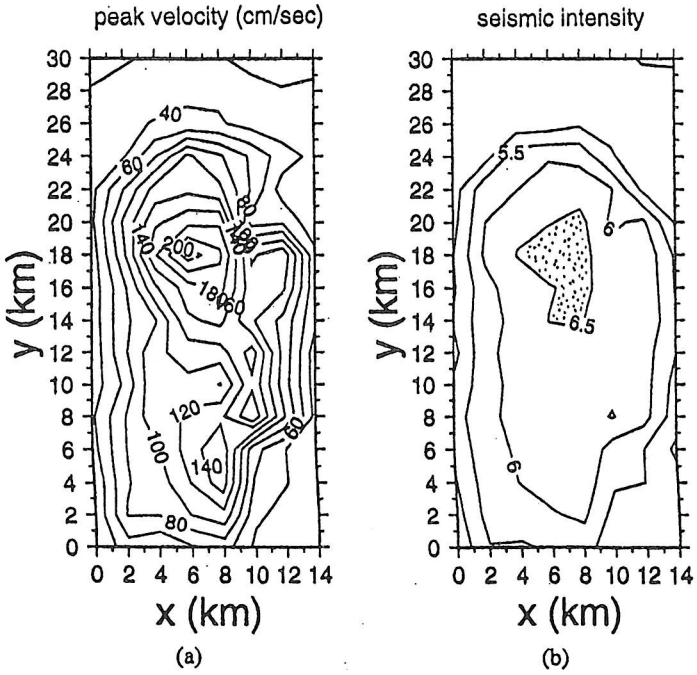


図 6．正断層震源モデルに対して計算された強震動の最大速度分布(a)および計測震度の分布。

S-11 液状化現象とその地質・地形条件

陶野　郁雄（国立環境研究所）

Ikuo TOHNO : Liquefaction potential based on geological and geographical conditions

1．はじめに

液状化に関する研究の歴史は浅い。1964年新潟地震の際に、砂地盤が液体状になることが認識されたのを契機として、主に地盤工学を専門とする内外の数多くの研究者により精力的に研究が行われてきた。それから35年しか経っていない。液状化発生機構や要因の研究、そして液状化予測方法および対策工法の開発が行われてきた。これらの研究成果は、建築物・橋梁などの構造物の設計に取り入れられており、液状化が生じても大きな損害を被るようなことはなくなっている。ただ、既存の構造物に液状化対策を施しにくいため、液状化対策が施されている構造物はそれ程多くはない。

液状化発生要因の研究によって、砂の密度、応力・ひずみ履歴、拘束圧などが重要であることが分ってきた。これを地質学的に見れば、密度や応力・ひずみ履歴の影響は微視的には砂の粒子構造に反映され、巨視的には砂層の堆積年代と堆積環境に影響を受け、拘束圧の影響は地下水位の影響を強く受けているともいえる。しかしながら、液状化を起す地層の粒子構造・堆積構造・堆積環境・堆積年代といった地質学的な研究は少なく、地盤工学的研究に比べ、かなり立ち遅れているのが現状である。

2．地震で現われる液状化現象

液状化は、地震によって砂地盤が泥水状態になる現象と考えればいいわけであるが、このために色々な構造物に被害を与えることになる。

液状化現象は、液状化限界距離内の全ての地域で発生するのではなく、緩い砂地盤が存在する地域にほぼ限られる。一般的に緩い砂地盤は、人工地盤や沖積砂層からなる地盤がそれに該当する。したがって、海岸や湖沼の埋立地、造成盛土地、河川の下流域から河口附近にかけての沖積低地、砂丘間低地の存在する所であれば液状化が発生する可能性が高くなる。

液状化した砂が地表に噴出してできた噴砂は、活火山のような形状をしていることが多い。時には陥没カルデラに似た直径が数mもある大きな噴砂孔が生じることもある。噴砂は、しばしば直線的に生じる。特に、平地にある河川堤防のように周囲より少し小高い丘がある場合、それと平行に何本か亀裂が走り、そこから噴砂が生じることが多い。しかしながら、斜面から噴砂が生じることはない。それは、斜面にはせん断力が働いているため、有効応力が0になる前に地盤が破壊してしまうためである。同様に、護岸や岸壁によりほぼ垂直の段差がある場合、高地部も低地部も比高差の半分以上離れないと、噴砂は生じないが、海に向かって膨み出したり、その背後にあるエプロン部が沈下する被害が生じる。

地表面が少し傾斜していたり、砂層が傾斜しているところでは、地盤全体が滑り出すことがある（永久変位ともいう）。その上に構造物があったり、地中埋設管があったりすると、尚一層被害が拡大する。

3．自然地盤の液状化発生条件

液状化は全ての自然地盤で発生するわけではない。液状化のメカニズムを考えると、概ね次の４つの条件がそろった時に発生するといえる。これは、文献1)に加筆したものである。

(1) 主に砂の粒子からなる地盤……粘土は粘着力があり、ばらばらになりにくいため、液状化しにくい。礫のように粒径が大きくなると、過剰な水圧がすぐに消散することと粒子自体が重くなるため、液状化は生じにくくなる。液状化砂の粒径を測定すると、その平均粒径は１～４φの範囲にほとんど入っている。

(2) 緩く堆積した地盤……河川の下流域から河口附近にかけての沖積低地、砂丘間低地などが該当する。堆積年代が古くなるにしたがって砂層が密になり、粒子のかみ合わせがはずれにくくなるため、液状化しにくくなる。しかし、上部層が人工的にはぎ取られて上載応力が著しく低下したり、ある期間地下水面より上になって顕著な風化作用を被った更新統の砂地盤では、液状化することがある。

(3) 地下水位が浅い地盤……外部からの圧力の関係から地下水位が浅い方が液状化し易くなる。液状化が発生した所のほとんどは、地下水位が3mより浅い所である。地下水位より浅い不飽和状態のところでは、砂粒子が水中に漂う状態にならないので、液状化しない。

(4) 地震動が大きい……砂の粒子のかみ合わせをはずすためには、ある程度大きな地震動が必要となる。大抵の場合、気象庁が発表する震度階でＶ（強）およびそれ以上の時に液状化が生じる。

国内で災害をもたらす大地震の震央は、海域にあることが多く、しばしば主要都市から 100km位の距離に位置している。気象庁発表のマグニチュードが７以上で、震度Ｖ以上の地点間の最大距離が 100km程度あることが広域に液状化が発生する目安となる。

4．埋立地の液状化

埋立地が大地震に襲われても被害が生じなかったという例は過去にはない。我が国で最近地震によって液状化災害が生じたところの殆どが人工改変地である。1983年日本海中部地震、1987年千葉県東方沖地震、1993年釧路沖地震、1993年北海道南西沖地震、1994年北海道東方沖地震、1994年三陸はるか沖地震、1995年兵庫県南部地震皆しかりである。その中でも、海岸付近の浅海を埋立てた所で、広範囲に液状化が発生している。ウォーター・フロント＝地震（液状化）災害地といわれないようにしなければならない。

埋立地の堆積速度は、自然に砂が堆積する速度よりも数十倍から数千倍早い。しかも、堆積後の経過時間も短く、続成作用を受けた時間も自然に堆積した砂層よりもかなり短い。これは、埋立地の多くが第二次世界大戦後に埋め立てられていることにもよる。時間がほとんど経過していないため、自然との調和がうまく

とれていないことや粒子配列の変化を伴う広義の圧密作用を含む続成作用の効果がほとんど発揮されていないためとも考えられる。従って自然地盤と比べると、同じ相対密度であってもかなり液状化しやすい。

造成方法により地盤の相対密度にかなりの差が生じている。特に、造成盛土地や埋戻し地は非常に緩く堆積していることが多い。その上、かなり不均質に堆積していることが多く、自然地盤と同様な傾向を示すものの、粘性土や礫質土の範疇に入る地盤でもしばしば液状化する。

また、海域のやや深いところで地震が発生すると、造成地や埋戻し地などの人工地盤では、液状化限界距離の２倍の距離まで液状化が生じることがある。

５．液状化発生を予測する方法

液状化を予測する方法は、国際土質基礎工学会でその方法が纏められ、マニュアル化された。表－１に示すようにグレード１から３までに分けられている。

表－１　液状化予測マニュアル[2]の概要[3]

	グレード１	グレード２	グレード３
液状化	大まかな微地形分類図や過去の液状化履歴地点試料から液状化しやすい地区を予測	空中写真判読や現地踏査を行い、詳細な微地形区分を行って液状化しやすい地区を予測	Ｎ値や粒度試験などの土質調査結果を用いて液状化しやすい地点を予測
予測図の縮尺	1:1,000,000～1:50,000	1:1000,000～1:10,000	1:25,000～1:5,000

液状化予測図の作成には簡易な予測方法で行われることが多い。簡易な予測方法では、ある地点における液状化発生の可能性のある地層を予測することはできるが、これだけではその地点における液状化の危険度を評価することはできない。それは、次の事柄を考慮する必要があるからである。先ず、液状化発生の激しさ、次に液状化による構造物の被害の受け易さである。特定の構造物も対象とするならば、後者を考慮しなければならないが、地域計画上、一般的な危険度を判断するだけでよいなら、前者だけを考慮して評価すれば、簡易な予測図を作成することが出来る。グレード１の概略的な液状化予測図でよいなら、地形・地質と液状化履歴を基にして作成できる。ただ、この方法では今のところ地震動の大きさを加味することができない。

筆者等が1986年に提案した堆積環境を考慮した液状化予測手法を簡潔に紹介する[4),5)]。砂層の堆積年代、堆積環境、地下水位と液状化が発生する地表面加速度の関係は、地質学的手法を考慮した液状化危険度予測手法を用いると、表－２のようになる。なお、風成砂は海成砂と同じかやや小さめの加速度で液状化する。

９．あとがき

筆者等が提案した液状化予測手法は、グレード２に類似した方法でグレード３の予測が出来、しかも経費を余り要しないで広範囲に予測できるという特徴を有

表－2　液状化が生じる地表面加速度

1）海成砂の場合（単位： gal）

堆積年代	地下水位 (m)					
(年)	0.5	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0
100	145	168	204	238	271	303
500	154	178	219	257	293	327
1 500	174	206	257	301	341	378
5 000	245	290	355	407	453	495
12 000	342	396	472	532	584	633
20 000	415	475	559	625	683	736

2）河成砂の場合（単位： gal）

堆積年代	地下水位 (m)					
(年)	0.5	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0
100	90	121	155	177	195	212
500	112	134	162	183	200	216
1 500	129	147	172	192	209	226
5 000	150	167	196	222	246	269
12 000	182	212	256	292	324	354
20 000	225	263	317	360	398	432

3）埋立砂の場合（単位： gal）

地下水位 (m)					
0.5	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0
113	128	149	165	179	191

している。これによると、埋立砂や旧河道のような堆積年代が極めて新しい河成砂では、地下水位が数mあっても液状化が生じる可能性が高いが、海成砂では地下水位が3m以深になると液状化が生じる可能性が低くなる。また、震度Ⅴ以上にならないと液状化が発生しないようである。さらに、堆積年代が２万年より古い海成砂は液状化することが少なくなる。これらのことは過去の液状化災害とも符合している。

参考文献

1.陶野郁雄(1989)：軟弱地盤・液状化現象，地学雑誌，Vol.98, No.6, pp.44-51.
2.TC4, ISSMFE(1992)：Manual for zonation on seismic geotechnical hazards.
3.陶野郁雄・安田　進(1995)：地震時の液状化による地盤災害，自然災害と防災，学振新書２１，日本学術振興会，pp.102-125.
4.陶野郁雄・社本康広(1986)：地質工学的手法による液状化災害予測図の作成方法，日本応用地質学会シンポジウム「地盤災害の予測と影響評価」，pp.17-22.
5.陶野郁雄編(1987)：液状化層の堆積構造に基づく液状化深度の推定に関する研究，文部省科学研究費補助金（自然災害特別研究(１)）研究成果報告書，179p.

S-12 GIS情報と地震災害

碓井照子（奈良大学）

Teruko USUI : Information on the G I S and Disaster of Earthquake

1、はじめに

阪神・淡路大震災では,GIS を利用した被災データベースや復興状況データベースが作成され、GIS をツールとした研究成果が多数報告されるようになった。本報告は,奈良大学防災調査団が作成した復興データベース、京都大学防災研究所総合防災部門亀田研究室と奈良大学碓井研究室が協同で作成した西宮市の地震被害データ、国土地理院が作成した地震防災土地条件図などの GIS で作成された被害や地盤・地形に関するデータベースを使用し,地震被害と地盤・地形条件との関係を分析するものである。また、GIS の分析機能であるｸﾞﾘｯﾄﾞ分析とｻｰﾌｪｽ分析、ｵｰﾊﾞｰﾚｲ分析の地形学分野への適用事例を示し,地形学研究における GIS 利用の将来性と問題点を考察してみる。

2、帯状の被害激甚地域の分布とその生因

奈良大学防災調査団が現地調査した復興データベース（瓦礫撤去がほぼ完了した震災後 2 年目の 2 年間に瓦礫が撤去された全場所）を国土地理院の数値地図 2500 の河川とｵｰﾊﾞｰﾚｲ表示し全壊家屋が撤去された場所を点で示すと 1 棟単位で被害状況がわかる。このデータベースと国土地理院が作成した 10000 分の 1 地震防災土地条件図をｵｰﾊﾞｰﾚｲ分析で重ね合わせ、地形単位毎の建物数を集計した。これによると、扇状地や台地・丘陵地、自然堤防などの比較的地盤の固いところに被害が集中しており,海岸部分での被害が少ない。また、この図に活断層と地震断層の分布を線情報で記入し,断層線から距離帯別にバッファ分析をおこなった。しかし,建物被害に関しては,地震動や地盤条件だけでなく、家屋の構造や建築年代の影響力が強く,帯状に集中した被害地域の要因を解析するためには,地震被害に影響を与える所与の条件（建物構造、建築年代）を除いて分析しなければならない。

帯状の被害集中地域に関する発生要因として、地震後の反射法探査などにより、深層の不整形地盤に起因する地震動の増幅作用が明らかにされてきた。(入倉、1996) また、不整形地盤の増幅作用については、①焦点効果、②エッジ効果,③directivity 効果などの仮説が提案されている。(篠崎,1998) 焦点効果とエッジ効果は,盆地端部における 2 次的な回析波／表面波と鉛直上昇する直達波の増幅的干渉により被害が増大したとするものであり堆積盆地端部の深層の不整形地盤にのみ起因するとするのに対し, ③directivity 効果は、深層における横ずれ断層の破壊伝播により、横ずれ断層直上の狭い領域に断層に直行する

地震動が生成され,それが堆積盆地端部の深層地盤構造により増幅されて被害集中地域を出現させたとするものである。現段階では,いずれの説が妥当なものであるかはわからないが,神戸市とは異なり,詳細な現地調査から西宮市においては、山麓部の推定断層が深部で横ずれをしたという報告もある。(平野、1995)　本研究では,アドレスポイント(住所代表点)データが整備され,被害家屋の位置と家屋台帳データがリンクされていた西宮市について、被害建物の詳細な GIS 分析から地震被害と地盤・地形条件との関係を多変量解析により数値化を試みた。深層地盤の構造は,地表面では,山麓部の扇状地群や天井川などの表層地形に現象化しているからであり,深層地盤構造は地表面の地形区分とも関係しているからである。

2、西宮図幅(1:10000)におけるメッシュ単位(100m)地震被害率の GIS 集計

西宮市の地理情報システムはアドレスマッチング(住所照合)を考慮したものであり、西宮市全域の住所表記に X、Y の絶対座標値(平面直角座標第 5 系,単位はm)が入力されていた。家屋台帳データと倒壊家屋データとのリンクが容易であり、建物倒壊度別(全壊,半壊,一部損壊)に建物構造,建築年代のクロ

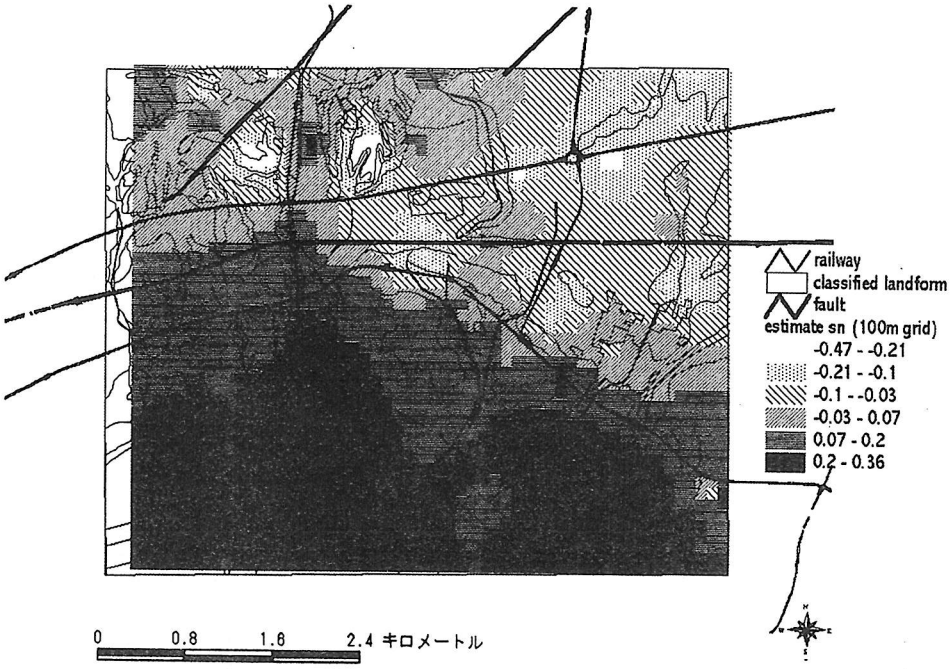


図1　ボーリング地点のSn値からｸﾞﾘｯﾄﾞ解析により生成した地盤の軟弱さの分布図

ス集計が可能である。西宮市の全壊建物(26761 棟)の内、22842 棟(85%)

は木造系建物であり，建物被害は木造系建物に集中している。又，木造系建物（67698 棟）の内、木造瓦葺構造は 52140 棟で 77%に達し，木造系建物の大半は在来工法の木造瓦葺であった。木造瓦葺住宅に関してのみその建築年代を考慮して、地盤の軟弱さ指数であるSn値（亀田）と地形区分が木造瓦葺家屋の全壊率にどれぐらい寄与するかを偏回帰係数で数値化した。従来より,建物被害は地盤の卓越周期と建物の固有周期の増幅干渉により,特に木造家屋は地盤の軟弱度合いに影響を受けるとされてきた。本研究では最も被害が多い木造瓦葺建物のみを抽出し、木造瓦葺建物被害分布図から 100m四方の格子(メッシュ)を作成した。その中に含まれる木造瓦葺建物に関する全壊率を GIS で計算した。次に各メッシュ内で全壊家屋が最も多く立地する地形単位（扇状地や自然堤防など）の抽出をおこない、各メッシュの代表地形を確定した。地形区分は,国土地理院が作成した地震防災土地条件（西宮図幅　10000 分の１）を利用した。地盤の軟弱さ指数は,西宮市の 767 本のボーリングデータ（146 地点）をもとに亀田の数式から計算した.（月岡・亀田他、1996）Sn値（地表 300 mの地盤の軟弱さを示す）のドットマップから GIS を利用して最近隣補間法によりｻｰﾌｪｽ分析でＳｎ値の等値線図を作成し,100mメッシュのｸﾞﾘｯﾄﾞ解析を行って、離散的なボーリングデータからSn値の各メッシュ毎の値を推計した。図１が、Sn分布図である。これらの Sn分布図と木造瓦葺建物全壊率図、代表地形との関係を GIS 上でｵｰﾊﾞｰﾚｲさせ、100mメッシュ単位毎の木造瓦葺全壊率に関する統計データを作成した。

西宮市の被害分析については、亀田らとの詳細な分析により地下埋設管被害や道路上の亀裂などの地盤変状は、建物の被害分布とは異なり地盤の軟弱さとの相関が高いと指摘されている。（亀田他、1996）道路上の亀裂箇所の分布から GIS でその長さを求め,国土地理院の数値地図 2500 の道路中心線の長さの各メッシュ当たりの総数から道路被害率を各メッシュ毎に計算した。さらに、道路被害が最も多い,各メッシュ当たりの代表地形を抽出し,前述した Sn分布図とｵｰﾊﾞｰﾚｲして、道路被害率に関する統計データを作成した。

3、重回帰分析による地形単位と地震被害の関係

前述した 2 種類の被害データの木造瓦葺建物全壊率と道路被害率をそれぞれ,目的変数として,2 種類の重回帰分析を行った。 計算に使用したデータは、代表地形単位を説明変数とした１と０値の２値データと点からｻｰﾌｪｽ分析でｸﾞﾘｯﾄﾞ化された Sn値の実数値を行列表現したものである。それぞれの解析結果については,有意差の検定を行い,表１の＊印は 5%有意,＊＊印は１％有意を示している。また、それぞれの説明変数の重みを表現する標準偏回帰係数をもとした。それぞれの重相関係数は,木造瓦葺全壊率（0.488）,道路被害率（0.433）

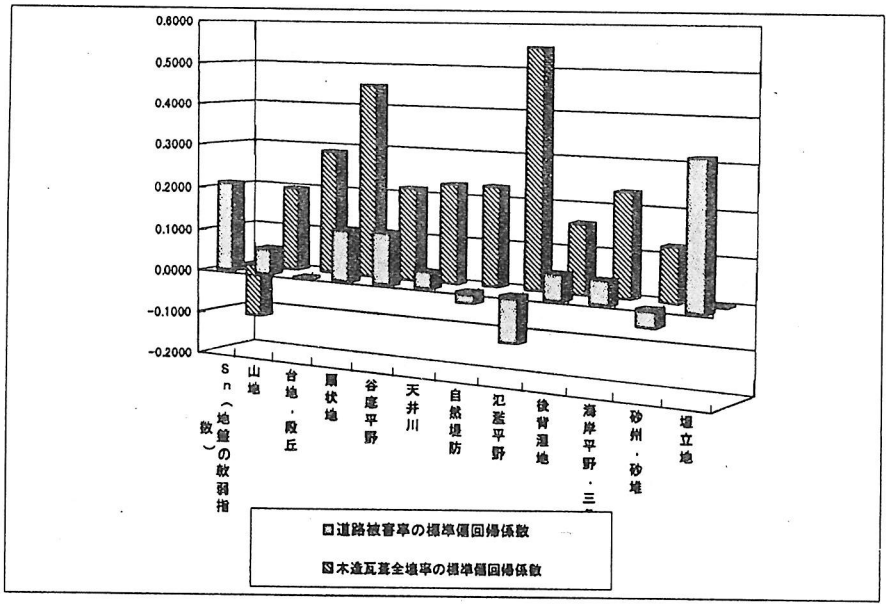


図２　地盤の軟弱さや地形の与える地震被害率への寄与（影響度）

で 0.5 未満であるが、分散分析の結果１％有意差であった。地震被害については直下型地震において地震動の大きさが重要であり、地盤の軟弱さや地形条件から 5 割弱程度の被害予測が可能であることを示している.しかし、この分析では,建物や道路被害率に影響をあたえる地形条件が標準偏回帰係数という数値化により,比較が可能であり,地形条件と地震被害の関係を客観的に評価できるメリットがある。

図２に示した標準偏相関係数によると、兵庫県南部地震の木造瓦葺全壊率には,地盤の軟弱さは全壊率を軽減する方向に作用し,最も被害率を増幅させた地形単位は,氾濫平野、扇状地であった。軟弱地盤の非線型性が今回の直下型地震では作用し,表層地盤の軟弱さは,むしろ家屋被害を低減させる方向に作用したことが数量化から明瞭になった。一方,道路被害は表層地盤の軟弱さの影響を強く受け、地盤的にも軟弱な埋立地や谷底平野で高い被害率が見られ,標準変相関係数からもこの傾向は数量化された。地震動の強さからかどちらのひがいにたいしても扇状地の寄与は高い。木造瓦葺全壊率は,西宮市の山麓部にそう扇状地、天井川,自然堤防、氾濫平野、台地・段丘で高い比率を示し,地形単位別の建物全壊率でも山麓部にそう直線状に高率の被害地域が集中していた。このことは、強烈な地震動が山麓部に発生し,山麓部の地形条件に現象化したものと考えられる。直下型地震などにおいて深層地盤構造が地震被害に影響を与えるような場合には,防災土地条件図などが有効であるとも言えよう.

S-13 地震被害と地形・地質・地盤条件
―“震災の帯”の中の被害差の要因について―

石川浩次、細谷卓志　(中央開発(株))

Koji ISHIKAWA: The effects of geographic, geologic and ground properties to damage distribution

1．はじめに　兵庫県南部地震で生じた所謂“震災の帯”の成因については多くの研究事例が報告され、深い地質構造の形状による表層への地震波動のエッジ効果或いはフォーカシング効果によることが定説となりつつある.但し、実際にはこの震災の帯の中で、震度Ⅴから建物倒壊率が50%以上(超震度Ⅶと表示)に及ぶ被害差が、町丁単位毎に複雑に変っている.本文では、この震災の帯の中の被害差に地形・地質と表層地盤特性が及ぼす要因について検討したものである.

2．地形・地質・地盤の概要　六甲山南山麓平地は、概ね後期更新統から完新統の粗粒の扇状地性(F－1、F－2、F－3 に分類)堆積物(砂、砂礫を主とし、N＝15～50 以上)から成る.西部域の一部では、海岸砂州の砂礫(Ag 層、N＝20～50 以上)と後背湿地性の粘性土(Ac 層、N＝3～6)から成る.(図－1)沖積層の厚さは、一般に 5～15 m程度と薄く、沖積谷の発達は乏しい.海成層(Ac 層(N＝1～4)、As 層(N＝5～15))は、海岸域のみに分布する。

3．被害と地形・地質・地盤条件　(1)地形条件との関係　神戸市中央部域の 324 町丁目の被害調査と地形分類との関係を表－1 に示す.これによると、傾斜2°以下の緩扇状地のF－2面(地質は Tls 層(N＝20～40))の分布域で、表層地盤(N＝50 以下)が厚く且つ凹地形構造を形成している区域では、その 60%以上が震度Ⅶ以上となっている.また、F－3面(地質は Alg 層(N＝20～50))でも表層の薄い(5 m以下)現生田川流域付近は、概ね震度Ⅵ以下となっている.また、県庁から元町駅付近は、表層(As、Tls 層(N＝5～20))の厚さが 5～15 m程度と薄く、震度Ⅵ以下である.但し地形分類と被害の一義的関係は不明瞭である.　(2)地盤条件との関係　神戸市西部域のボーリングデータと被害との関係を検討した.(図－2)これによると、JR 新長田駅を中心とした後背低地の N≦5 の粘性土分布域では、その 6 割以上が概ね震度Ⅵ～＞Ⅶであり、一方海岸寄りの砂州の N＞30 の砂礫分布域では、その 6 割以上が概ね震度Ⅵ以下であり、土質に関わり無く、N 値 20 前後付近で被害差が大きく異なっているように読取れるが、被害と地盤特性との一義的関係は明瞭でない.　(3)地盤特性値($Tg=\Sigma\ 4Hi/Vsi$)との関係　神戸市東部域のボーリングデータによる地盤の卓越周期を表す Tg(4H/Vs)と被害との関係を検討した.(図－3)これによると、表層地盤の卓越周期 Tg が4分の1の波長則に従うとすると、表層地盤の厚さHとS波速度 Vs との比から求められる。図-3 によると、JR 線南側の傾斜2°以下F－3面の細粒土(As 層、N≦20)卓越分布域の地盤特性値は 0.20～0.30 秒であり、倒壊率 50%以上(超震度Ⅶ)と最も大きく、一方住吉川の流心部で玉石混じり砂礫(Ab 層 N≧50)で、Tg=0.10 秒以下の区域では震度Ⅵとなっている.また、Tg=0.10～0.15 秒の砂礫(N≧30)分布域は、震度Ⅶとなる傾向にある.次に、強震記録観測点の地盤の表層地盤特性値 Tg と観測最大加速度 α max との関係を求め以下の式を得た.即ち $\alpha\ max=100\times Tg^{-B}$, $B=2.34+0.65\ln(Tg)$ となり、1/Tg=3～5Hz の周波数帯域で加速度が大となる傾

向を示した.また、被害調査による震度と同一地点の地盤特性値の関係を求めると、同様に1/Tg=4～6Hz 付近で震度の大きくなる傾向を示した.(図－4(a),(b)) (4)表層地盤の影響の検討 ー工学的基盤の入力加速度が東西方向に変らないとして、表層地盤特性の違いによる面的な応答分布特性を求めた.(図－5(a)(b))解析方法は歪依存性を考慮した1次元解析(SHAKE)によった.結果によると、推定加速度分布と被害分布の関係は調和的であると思われる.特に、東西方向の加速度推定結果の違いは、深部構造の影響ではなく、表層地盤のみの違いによるものであり、生田川付近と三宮駅付近の被害の差は、表層地盤特性の影響が主因と推定される. (5)建物の倒壊率と地盤特性値Tgの関係 表層地盤特性値Tgと観測値の関係から推定した最大加速度と倒壊率の関係を検討したが、地域別にみると、両者間に一義的な直線関係が認められた.(図-6)次に、倒壊率と特性値Tgの関係をみると(図－7)、倒壊率の大きくなるのは、Tg=0.12、0.24秒及び0.36秒前後に表れ、一方倒壊率の小さいのは、Tg=0.08、0.16秒及び0.30秒付近に数次モード的に表れ、建物と表層地盤の共振現象の可能性を示唆する.

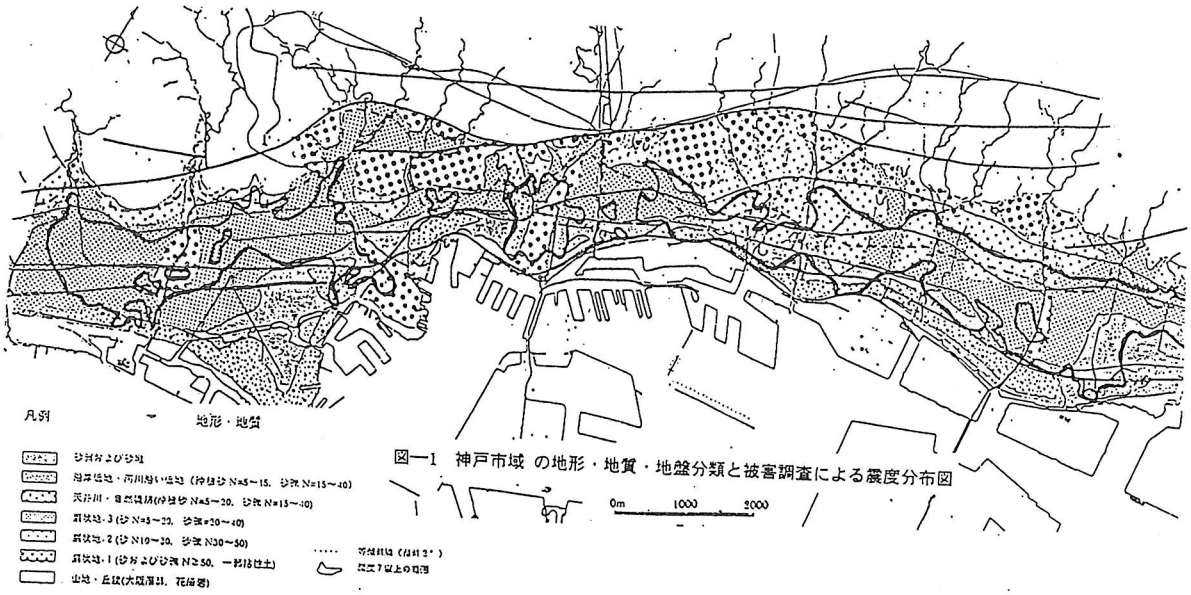
4 まとめ

地形・地質・地盤特性が震災の帯の中の被害の差に及ぼす影響について検討した。得られた知見は以下の通りである。①地盤の増幅が大きくなるとされるN値 50 以下の表層地盤は、後期更新世最終期の 低位段丘相当層砂層(Tls 層)以降の堆積物であり、その厚さは概ね5～20 m程度である.②被害差と地形・地質・地盤特性の関係は、一般には、緩扇状地ほど、地質の新しいほど、軟質地盤で厚さの厚いほど被害の大きくなる傾向が認められるが、個別の一義的関係は明らかでなく、各種の要因が複合的に関係していると考えられる.概略的には、扇状地F－2の緩扇状地の砂層(Tls 層)でN＜20 の地盤は、概ね震度Ⅶ以上であり、一方、F－3 面の沖積層でも砂礫質でN＞40～50 層厚 5 m以下の地盤は、震度は概ねⅥであった.また、中央部域の三宮駅付近のように、表層地盤が厚く、且つ凹地形構造を呈する区域は、震度Ⅶ以上となっている.要約すると表－3 のようにまとめられる.③強震動観測地点及び被害度と地盤特性値Tg(4H／Vs)との関係をみると、両者とも周波数帯域が 3～6Hz 付近でピーク値を示し、震災の帯の中の被害差は、一義的に地盤特性値依存性を示すものと推定される.④建物倒壊率と地盤特性値から推定した加速度との関係は、地域別にみると一義的な関係にあり、建物倒壊率は、間接的に地盤特性値と一義的関係にあることを示唆する.⑤建物倒壊率と地盤特性値の関係は、地域に関係無く、数次モード的に Tg＝0.12, 0.24 秒及び 0.36 秒付近で倒壊率がピークを示す傾向を示し、建物と地盤震動との共振現象が伴ったことを示唆する.⑥工学的基盤の入力加速度が東西方向に同一として解析した結果によると、被害差と推定加速度とは概ね調和的であり、被害差は表層地盤特性による増幅度差によるものと推定される.

総括すると、震災の帯の中で被害差が生じた主な原因は、地盤特性値の支配要因が大きいものと考えられる.

(参考文献)

1)石川浩次:震災の帯の中の被害差と表層地盤特性の影響に関する検討、土木学会ローカルサイト・エフェクト・シンポジウム論文集、pp153～158、1998

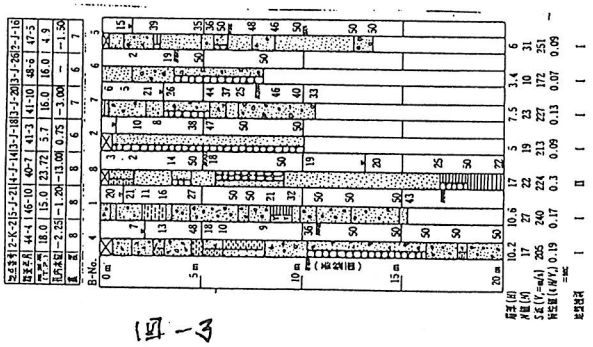


図―1 神戸市域 の地形・地質・地盤分類と被害調査による震度分布図

表―1 中央部域における地形分類と被害調査による街区別の震度との関係

地形分類＼震度		超震度Ⅶ	震度Ⅶ	震度Ⅵ	震度Ⅴ	資料数（調査街区）
・低 地		6.1(2)	30.3(10)	51.5(17)	12.1(4)	(33)
・自然堤防		10.0(2)	25.0(5)	60.0(12)	5.0(1)	(20)
・扇状地 3 (Al)		6.8(11)	20.4(33)	46.9(76)	25.9(42)	(162)
	①	0.0(0)	6.5(4)	41.0(25)	52.5(32)	(61)
	②	9.6(3)	25.3(21)	55.4(46)	9.6(3)	(83)
	③	22.2(4)	33.3(6)	33.3(6)	11.1(2)	(18)
・扇状地 2 (Tl)		31.7(19)	30.0(18)	20.0(12)	18.3(11)	(60)
	①	20.5(9)	31.3(14)	25.0(11)	22.7(10)	(44)
	②	52.5(10)	31.3(5)	6.3(1)	0.0(0)	(16)
	③	0.0(0)	0.0(0)	0.0(0)	0.0(0)	(0)
・扇状地 1 (Tm)		0.0(0)	4.4(2)	33.3(15)	62.2(28)	(45)
	①	0.0(0)	0.0(0)	22.2(8)	77.8(28)	(36)
	②	0.0(0)	22.2(2)	77.8(7)	0.0(0)	(9)
	③	0.0(0)	0.0(0)	0.0(0)	0.0(0)	(0)
丘 陵		0.0(0)	0.0(0)	0.0(0)	100.0(1)	(1)
山 地		0.0(0)	0.0(0)	0.0(0)	100.0(3)	(3)
＜総計＞		(34)	(68)	(132)	(90)	(324)

備考：① 扇状地の傾斜が2°以上の地域
② 扇状地の傾斜が2°以下で、かつ比高が5m以上の地域
③ 比高が5m以下の地域
最多値



図―3

表―2 西部域におけるボーリング孔（365孔）別の土質区分と被害度との関係

土 質		超震度Ⅶ	震度Ⅶ	震度Ⅵ	震度Ⅴ
粘 土	N≦5(2m)	15	17	13	7
	N≦5(4m)	1	3	8	3
	N＞5	15	25	12	14
計		＜31＞	＜45＞	＜35＞	＜24＞
砂質土	N＝0～10	7	13	15	11
	N＝11～20	9	10	20	10
	N＝21～30	0	0	2	6
	N＝31～40	0	0	0	6
	N＝41～50	0	0	1	0
	N＝51～	0	0	0	2
計		＜16＞	＜23＞	＜38＞	＜35＞
礫質土	N＝0～10	2	3	6	8
	N＝11～20	0	8	12	9
	N＝21～30	0	4	13	14
	N＝31～40	0	3	15	10
	N＝41～50	0	2	6	1
	N＝51～	0	0	2	2
計		＜ 2＞	＜20＞	＜54＞	＜42＞
総 計		＜49＞	＜88＞	＜127＞	＜101＞

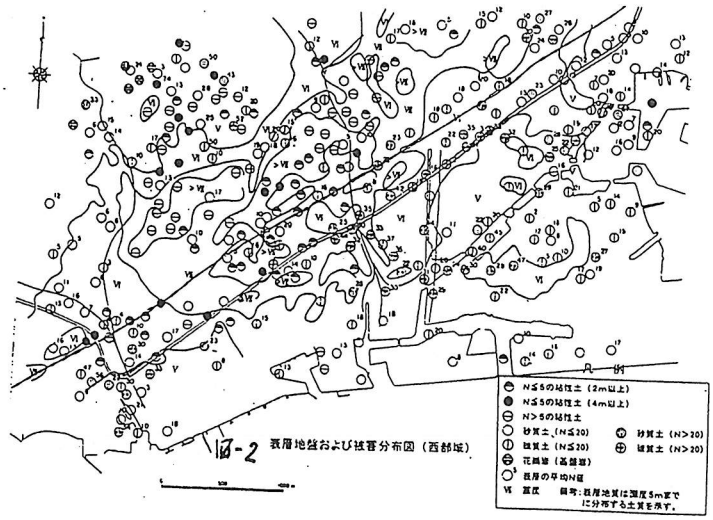


図-2 表層地盤および被害分布図（西部域）

表―3 震災の帯の中の地形・地質・地盤特性と被害度との関係

代表地点	標高(m)	震度	地形	表層地質（地盤特性）	段丘相当層地質	N＜50の表層地盤の厚さ(m)	表層地盤Vs(m/s)	TG(4H/Vs)(sec)	地盤種別
＜西部域＞									
JR新長田駅～鷹取	7～10	≧7	後背(低)湿地	粘性土(Ac)卓越 (N＝2～7)	Tlc, Tls (N＝10～30)	11～20	150	0.10～0.15, 0.26,	(Ⅱ)
妙法寺川流域	5～10	6～7	扇状地(F-3)	砂質土(As)卓越 (N＝5～20)	Tlg (N＝20～＞50)	5～10	180	0.16	(Ⅰ)
阪神高速道路	5～7	6	沿岸砂礫州	砂礫(Ag)卓越 (円礫)(N≧30)	Tlg (N≧50)	≦5	230	＜0.08	(Ⅰ)
＜中央部域＞									
旧生田川山手通り南 (三ノ宮駅～市役所)	7～12	≧7	河成低地, 扇状地 (F-2, F-3)	砂質土(As(, Ags))卓越 凹地形構造(N＝12～25)	Tls, (Tlgs) (N＝30～50)	≦15	170	0.35～0.20	(Ⅱ)
生田川ライン	5～25	6	扇状地	砂礫(Ag)卓越 (N＝30～＞40)	Tlg (N≧50)	5～8	270	0.07	(Ⅰ)
県庁～元町駅ライン	10～20	6	扇状地, 丘陵 (F-2, F-1)	砂, 砂礫(Ag, Tls)卓越 基盤(Tm層)浅い(N＝20～50)	Tlg, Tms (N＞50)	～10	230	0.17	(Ⅰ)
＜東部域, 住吉川流域＞									
天上川ライン (JR線南側)	12～20	＞7	扇状地(側扇部) (F-3)	砂質土(As(, Ags))卓越 (N＝5～12)	Tlg(50%) (N＝20～＞50)	10～15	180	0.10～0.15 0.33,	(Ⅱ)
石屋川ライン	12～20	＞7	扇状地(側扇部) (F-3)	砂質土(As(, Ags))卓越 (N＝10～20)	Tlg(75%) (N＝20～＞50)	～10	150	0.26	(Ⅱ)
住吉川ライン	5～40	7～6	(扇)扇状地 (F-3)	砂礫(大)(Ag, Ab)卓越 (N＝20～40)	Tlg(75%) (N≧50)	5～10	250～270	＜0.10	(Ⅰ)

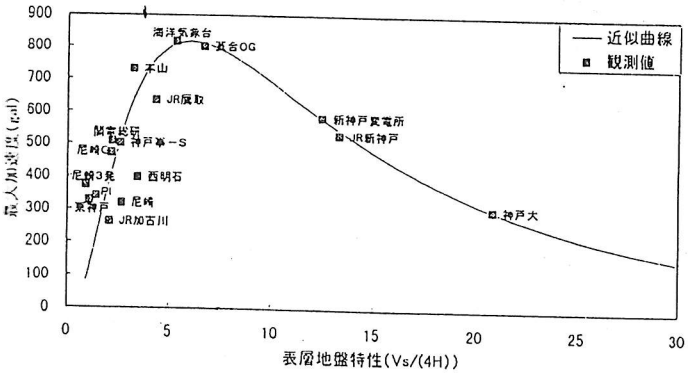
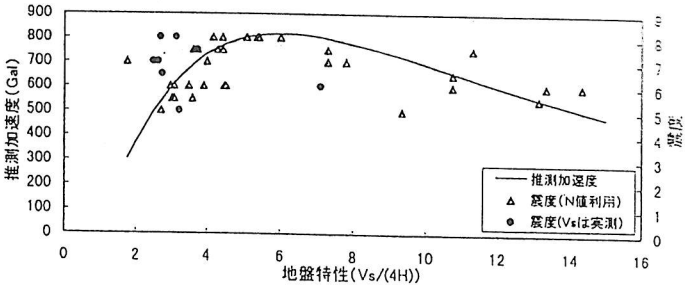


図-4(a)



震災調査による震度と推測最大加速度及び地盤特性の関係

図-4(b)

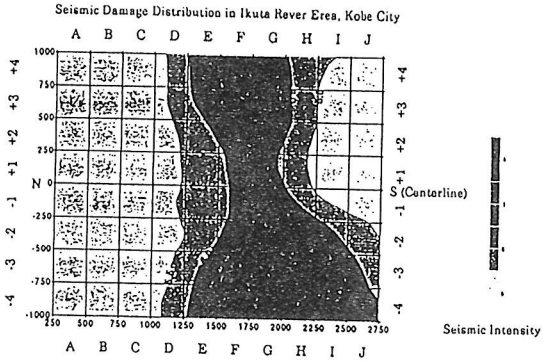


図4 震災調査による震度分布（生田川付近）

図-5(a)

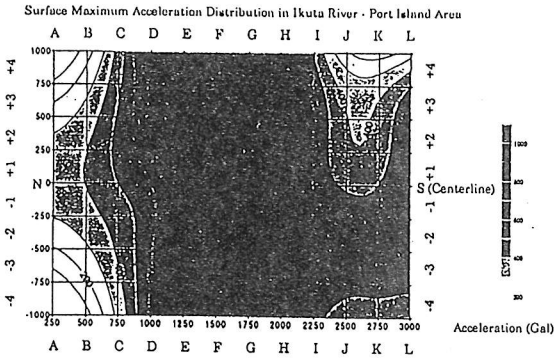


図3 動的解析による地表における最大加速度の分布（生田川付近）

図-5(b)

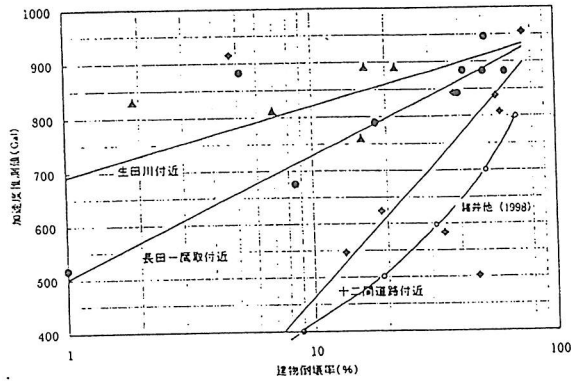


図-6

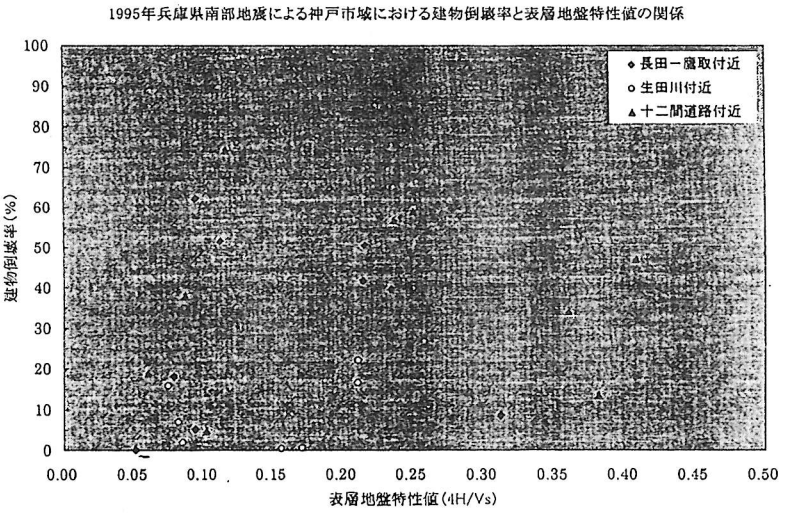


図-7

S-14 活断層の分布形態と破壊過程

中田　高（広島大学）・鈴木康弘（愛知県立大学）
Takashi NAKATA, Yasuhiro SUZUKI: Geometry of active faults and rupture process

はじめに

既存の活断層系や活断層群から発生する地震を予測する場合，断層破壊がどこから始まりどの方向に伝播し，停止するのかを具体的に予測する論理的なモデルを構築することが重要である．これは，地震時における断層の動的破壊過程が地震災害の主原因となる強振動特性と密接に関連し，一括して活動する範囲（セグメント）を区分することが地震規模を予測することになり，地震災害の軽減するために極めて重要だからである．比較的長い歴史記録のある日本でも，殆どの内陸活断層が数千年の長い活動周期を持つため，史料などに基づいて過去の地震に伴う断層破壊伝播の方向や範囲を特定することは困難である．そのため，古地震の発生時期と活動範囲を地質学的・考古学的手法によって求める試みが数多くなされてきたが，トレンチ壁面などから過去の地震の発生層準を正確に認定し，イベント年代をセグメント区分が可能となる精度で求めることは不可能に近い．

演者らは，大地震の発生源となる活断層の断層線の分岐形態から，断層の破壊伝播方向や破壊開始点を予測する単純明快な手法を考案した．また，横ずれ活断層に沿った垂直変位分布パターンに着目してセグメンテーション区分を行う新たな手法を提案する．

活断層の分岐形態と破壊伝播方向

破壊現象がどのように発生したかを示す最も重要な証拠物は「割れ目」（断層もこれと同義）であり，その形状から，（A）枝分かれしない割れ目と（B）枝分かれする割れ目に分けられる寺尾（1968）．（B）は割れ目の成長過程で爆発的に枝分かれを生じるもので，ガラスのようにもろい物質の中で割れ目が急速に形成される場合にみられる．このような割れ目は，破壊の開始点から割れ目が拡大していく過程で，破壊伝播の進行方向に向かって分岐し，伝播方向に向かってV字状あるいはY字状の分岐形状を示すことになる．

大地震が発生した場合，断層の破壊伝播がどの方向に進むかによって断層近傍地域の強振動特性（方向効果：directivity effect）が大きく変わり，その結果生じる地震被害の大きさに強く影響を与えることが知られている．しかしながら，断層破壊伝播方向は，これまで地震記録などから地震後に明らかにされることはあっても，地震前に推定されることはなかった．

過去の大地震に伴って地表に出現した地震断層には，上述の（B）のように断層の分岐方向と断層破壊の伝播方向が一致する事例が多いことに着目する．このような

破壊伝播過程において断層が分岐する現象は，理論的には地震エネルギーの効果的な散逸過程の一つであり，これによって破壊伝播が終息すると説明される．このため，断層分岐方向と断層破壊伝播過程には強い関連があると推定される．このような事例を，いくつかの活断層の分布形態の特徴に基づいて検討する．

活断層の分岐形態によるセグメント区分

日本では，活断層から将来発生するであろう地震の規模の推定には，歴史時代の大地震とそれに伴って地表に出現した地震断層の長さの関係を用いる方法（松田，1975）が広く用いられている．この手法には，一括して活動する活断層の長さが解明されていることが前提となる．

このような課題を解明するために，横ずれ断層の断層線分岐形態と垂直変位量分布パターンをもとに断層の破壊伝播方向とセグメントを推定する方法を提案する．活断層の形状と破壊伝播方向にみられる様々なパターンのうち，断層線が互いに遠ざかる方向へ分岐する場合は，破壊はそれぞれの分岐方向に向かって双方向に伝播し，破壊は断層の中央に位置する断層線の接合部から始まると予測され，断層は一つのセグメントを構成すると見ることが出来る．一方，断層が互いに近づく方向に向かって枝分かれして対置する場合は，破壊はそれぞれの断層線の分岐方向へ伝播し，断層はそれぞれの別々の破壊開始点を持つ独立した二つの起震断層であると予測されるため，この様な分岐形状の発達は，断層のセグメンテーション境界を推定する指標となろう．

横ずれ断層の垂直変位分布パターンによるセグメント区分

大規模な横ずれ地震断層では，垂直変位分布は地震断層線の中間を境にセンスが逆転する，いわゆる蝶番（ヒンジ）的な変位がしばしば認められる．東西走向の垂直変位を伴う右横ずれ断層を例に垂直変位の傾向をみれば，断層線の東半部では北上がり，西半部では南上がりになるような系統的な分布パターンが認められる．左横ずれ断層では垂直変位パターンはこれとは逆のパターンを示すことになる．この様な横ずれ変位に伴う垂直変位量分布パターンは，多くの顕著な横ずれ型活断層にも認められ，上述のような垂直変位パターンの組み合わせから，活断層が一括して活動する範囲（セグメント）を地震前に推定することが可能であると考える．

しかしながら，断層面がある方向のみに傾斜する場合は，垂直変位パターンが一方に偏るため，上述の地形配列や分岐形態などを合わせて総合的に判断することが必要と考える．

おわりに

本報では，断層の分布形態に基づいて断層破壊過程に関する新たな仮説を提示し，いくつかの地震断層や活断層を例にその有効性を検討した．空中写真による活断層判読の際に，このような形態的特徴に留意して認定作業を行えば，より多くの活断層や活断層系の破壊過程に関する資料が得られることが期待される．