

S 1 土地改変と人工地形

— 土地改変研究への環境地形学的アプローチ —

門村 浩 (北海道大学環境科研)

1. はじめに

私は1972年度のオロ紀学会シンポジウム「自然環境の変貌」において、都市化に伴う土地的環境の変化の問題を中心に、環境保全を志向したオロ紀研究のあり方に關して話題を提供したことがある(門村, 1972)。この時私は自然環境の人工改変をきっかけとして、土地自然が本来内在する災害のポテンシャルが増大し、要する外力が地域に入力した場合に災害を必須なるとしめ、かつ拡大する要因が地域の内部で準備される、という考え方を示した。また、都市化に伴う土地的環境の変化も、基本的には、気候—土地平衡系の破壊としてとらえられるとし、土地改変研究における気候地形学的アプローチの必要性を唱えた。その後、北海道から沖縄に至る全国各地ならびに熱帯アフリカやアメリカ合衆国における観察、文献研究から、環境の保全と管理のための地形学的研究(環境地形学と定義)において、こうした概念とアプローチが重要であることさうそう強く認識するようになった。しかし、考え方はまだ未熟であり、事象を整理体系化するデータも断片的である。ここでは、まず、私が過去数年間にかかわってきた土地改変研究の総括として整理された課題を提示し、本報告の位置づけを示したい。ついで、土地改変に基因する気候地形学的現象を例示し、環境の保全と管理にかかわる“気候土質”、“気候土木”の必要性を提唱する。おわりに、気候変動/食糧生産とグローバルスケールの土地改変問題など、今後取り組む必要のある新たな課題に言及することによ、て話題を提供したい。

2. 土地改変研究の課題

日本地理学会人工地形作業グループ(1980-83)の活動の総括として、諸外国における研究動向の評価も含めて、我々(門村・武内, 1983)は地形とそのプロセスの人為的改変ならびに環境変化の研究の推進をはかるために今後積極的な取り組みを必要とする課題を次のように整理している。

1) 地形改変とその制御にかかわる社会・経済的要因の検討 — 社会経済的条件, 土地開発施策, 土木技術, 技術基盤, 法的規制等に関する社会科学的考察など。

2) 人工地形の成因的・形態的分類体系の整備とそれに基づく詳細地形学図の作成 — 概念規定, 用語の統一, 地形改変の実態を克明に記録するための図

化システムの開発とその応用など。

3) 歴史的アプローチによる研究の強化・拡充 — 歴史時代の地形改変の復元と、その結果生じた地形変化過程の編年的追跡、それにかかわる諸条件の整理、長期的変化予測への適用の可能性の検討など。

4) 比較地理学的研究の推進 — 土地的条件、気候条件などの自然条件ならびに社会・経済的条件の異なる地域間の比較による地形改変と環境変化の共通性と地域性の把握、人爲の誘発による地形変化現象の気候地形学的研究など。

5) 実験・観測に基づく研究の推進 — 人工斜面における地形変化過程の観測、流出土砂量の測定など、現場観測に基づく定量的データの整備、プロセス・レスポンス・モデル化など。

6) 人工地形の変化予測、地形改変の環境影響評価に関する研究の推進 — 上記3, 4, 5の組み合わせによる短期的・長期的地形変化および環境影響の予測と評価の検討など。

7) 地形改変研究を核とする広義の土地改変研究の推進 — 土壌や生態系の改変をも含めた複合的な土地改変実態の把握とそれに基づく環境保全論・管理論の展開など。

3. 土地改変に起因する気候地形学的現象

上記の諸課題の中では、この問題は4)の一部として記されているに過ぎないが、実際には他の6つの項目とも密接なかわりがある。つまり、この問題は土地改変に伴う地形変化現象の整理体系化、予測ならびに制御の各側面において重要な地位を占めており、私のいう環境地形学的アプローチの中の自然的側面の核心部分をなしているのである。それは次のような理由による。

「裸地状態で新生した人工地形は、その置かれた環境の現在の気候条件下に特有の地形管力の強^カな支配を受け、雨による侵食、霜の作用等による急速な変化を蒙る」(門村, 1982, p. 104)。近代土木技術の粋を集めて造成された土地とはいえ、自然の地形形成作用の攻撃を免れることはできないのである。土壌侵食、土砂流出、水質汚濁など、多くの土地改変に起因する環境変化は、土地造成工事^中ないしは完工初期における地表被覆のまだ不十分な時期に生じている。切土や盛土によって造成される裸地では、強雨があれば著しい表面侵食とガリー侵食が生じ、荒涼たる景観を現出することしばしばある。そこで卓越する地形管力は、水による侵食だけに限定すれば、日本のような湿潤な地域において、半乾燥地域に卓越するものと同じである。周氷河環境下にある寒冷な地域においても、暖候期については、温暖半乾燥地域と同様の流水の作用

によりしばしばドラスティックな侵食現象を生ずる。このように、く爲に誘発されて生ずる加速的な侵食現象は、見掛上、超帯状的な性格を示している。

しかしながら、卓越する地形官力と地形変化過程は類似していても、く爲の侵食の速さとその持続性には、気候条件に由来する地域差が認められる。それは土壌の侵食性や侵食可能な風化物質等の蓄積量、岩石に固有の風化特性とともに、在気候の履歴に支配されるところが大きいからである。また、侵食危険降雨の頻度や量が現在の気候条件の地域特性と大きくかかわっているからである(表1)。沖縄島北部のパイソ洞における赤色土の加速的な侵食と流出の現象は、土地改変に伴う気候地形学的現象の代表例として評価される(門村・山本, 1978)。一方、北上山地の山頂部斜面の造成草地の風衝地における周氷河現象と暖候期の流水侵食による荒廃現象は、寒冷寡雪・強風環境地域の典型例を提供している。我が国に見られる人為に誘導された気候地形学的現象の代表例を、当面、表2のように整理しておきたい。また、土地改変により強化加速される地形現象の出現領域を図1に示した。さらに、地域地形官力パラメータとしては、降雨強度、凍結深、凍結・融解日数などが重要と考えられるが、図2にはこれらのうち最大日雨量と凍結・融解日数の分布図を掲げ、気候地形学的基盤に立った土地開発管理検討の1資料とした。土地的条件では、土壌や風化層、堆積物の侵食性指数の分布図などの準備が必要とされよう。

画一的な大規模土地改変を避け、地域の気候的・土地的条件の特性に対応した土地開発を期待するためには、立地選定、計画、施工、管理の各段階において、上の例示したような諸条件・因子の地域特性に立脚した柔軟な開発手法の検討が必要とされる。このための基礎として、気候地形学の原理を取り入れた“気候土質”と“気候土木”の分野が生まれることを期待したい。

4. 新たな課題

最近、アメリカ合衆国では、1930年代に匹敵する顕著な土壌侵食が生じている。これは1970年代初頭以来、異常気象のため穀物生産が減退したり連年穀物を大量にアメリカから買付けようになつて、急傾斜地等に農地が拡大したためといわれる。この例のように、我が国においても異常気象を引き金として土地利用、あるいは土地改変が強化される場合が、将来、あり得よう。異常低温や乾燥を契機とした土地利用と土地改変の管理に際しても、ここで提唱するような環境地形学的アプローチが適用されるべきであらう。「車粉公害」にっついても同じような考え方が適用されよう。北日本では異常降雨、西南日本では冬季の異常低温の出現に伴う人工改変地の管理の問題とならう。

表 1 降水強度の地域性

		10分開3mm以上*	1時間最大**	日最大**
旭川		6.8回/年	57.3mm	172.0mm
盛岡		9.9	62.7mm	127.0
広島		16.5	79.2	193.5
那覇		50.1	92.6	285.0

* -7 (1963), ** 気象庁 (198)

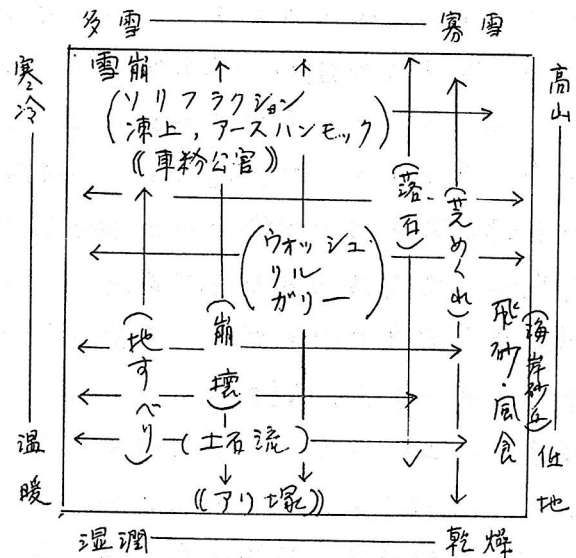


図 1 気候地形学的現象の出現領域

人工改変地では作用効率 (e.g. 侵食速度) が自然状態の場合より 2~4 桁上回る。

表 2 人為誘導気候地形学的環境変化の代表例

地 域	人為インパクト	強化される自然的作用	環境変化
寒 宗谷丘陵	火災 (山火事)	風・雪崩・周水河	ささ地, 森林回復不良
冷 夕来海岸	砂利採取?	風	飛砂・風食凹地
北上山地	草地造成	風・周水河・流水	裸地化, 石碑移動, 荒塚
足尾山地	煙害	流水・重力・周水河	崩壊, 土砂流出, 森林回復不良
高山地 南アルプス	道路建設	周水河・重力・流水	崩壊・土石流, 植生破壊
瀬内 児島半島	歴史的干渉	流水・日射	"はげ山" (風化花崗岩)
暖湿 沖縄島北部	パイン栽培	流水	"赤土" 流出, 海域汚染

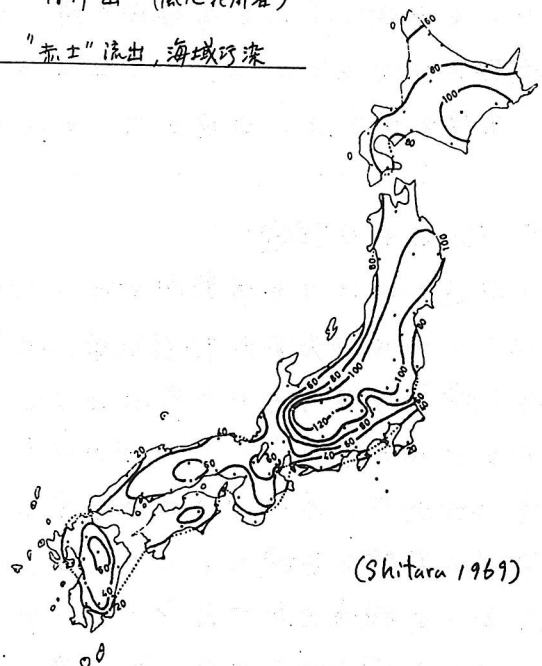
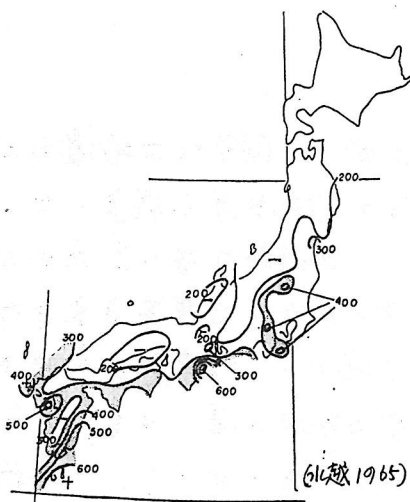


図 2 100年確率日最大降水量の分布 (左) と凍結・融解日数の分布 (右)

S1-1 山陰地方における鉄穴流しによる山地の地形改変と平野形成

貞方 昇(徳山大学)

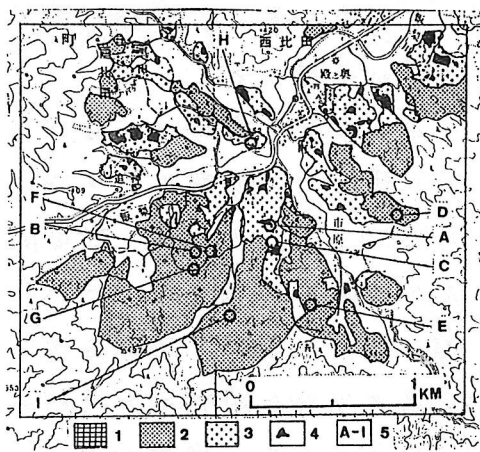
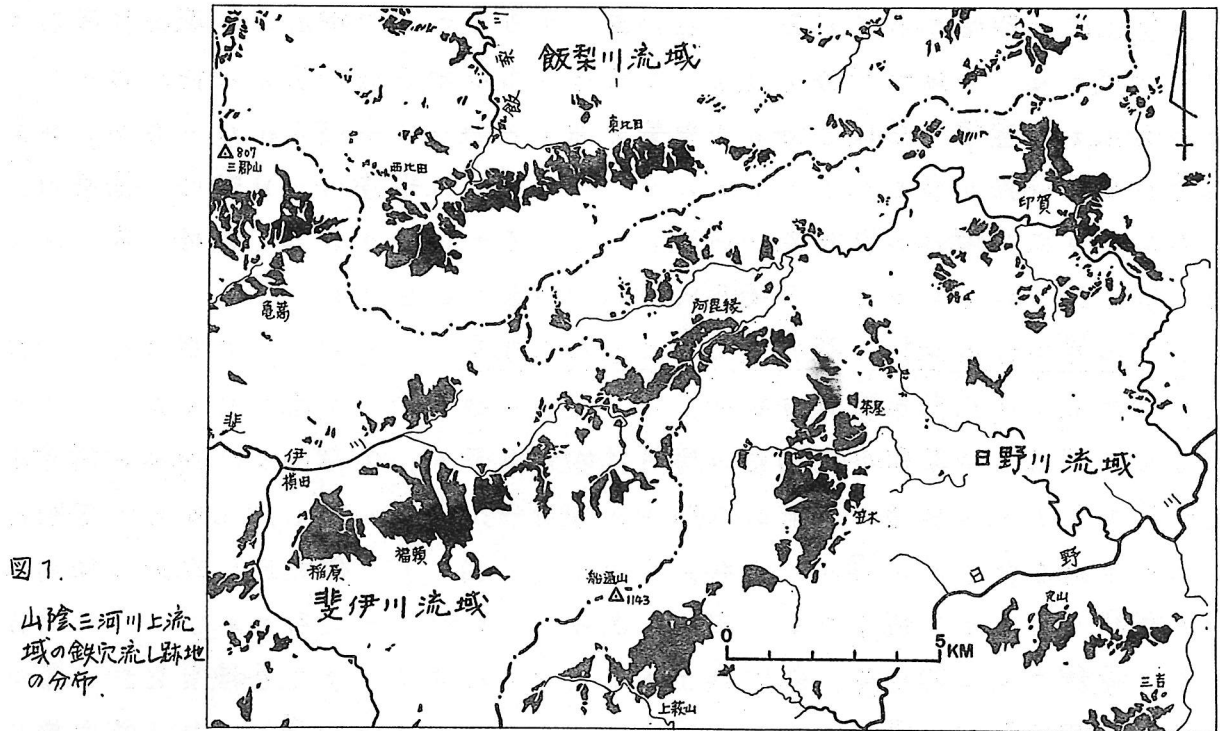
1. 歴史時代の大規模地形改変「鉄穴流し」 近世初頭に^{たたら}鑪吹きによる鉄の大量生産が開始されて以来、大正10年に至るまで、中国山地の風化花崗岩の分布地域では、各地で「鉄穴流し」と呼ばれる砂鉄採取が盛んに行なわれた。この方法では通常、採取土砂の1重量%以下の鉄分しか得られなため、莫大な量の土砂が掘り崩されることとなり、核心地域の斐伊川、日野川、高梁川上流などでは大規模な地形改変が行なわれた。そればかりでなく廢砂の多くが河川に流し込まれたために、下流平野の急速な拡大が生じた。

2. 山陰地方山地部の鉄穴流しによる地形改変 斐伊川、日野川および飯梨川の上流には花崗岩類の分布が広く、格好の鉄穴流しの場となった。とりわけ①花崗閃緑岩や黒雲母花崗岩の暗色鉱物含有帯で、②標高500~700mの侵食小起伏面また1000m前後の脊梁山地斜面の深層風化帯と一致し、しかも③掘削のための水路を引き易い場所に分布が集中した(図1)。鉄穴流し跡地は掘削当時の状態をそのまま残す所と、田畑に造成された所に二分別されるが、方向性のない稜線や人工的な崖、鉄穴残丘の存在などにより、また各種資料の裏付けにより相当詳細に復元できる(図2)。これらの分布面積と、崖や鉄穴残丘の比高から推定される掘削土厚を手懸りにして得られた廢砂量は、斐伊川流域では $1.5 \sim 2.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ にも及び、日野川ではそれ以上の量が予想されている。

3. 近世以後の山陰諸平野の拡大 鉄穴流しによる多量の廢砂は、各河川の比高2~3mに及ぶ天井川化を促し、内湾に面する斐伊川、飯梨川では河口州の形成による3km以上の平野面の拡大が見られた(図3)。その際、新田開発を目的とする河口の人為的付け替え(川遣)が大きな意味を持った。これらの河川の堆積物は、多い場合には重量の4%程の鑪より出た鉱滓と砂鉄を含んでいる(図4)。また外海に面する日野川下流では近世以後に砂州の加速的成長があり、その時期にいわゆる「外浜」の大部分が形成された。堆積物中には多くの石英砂が含まれているという(藤原1972)。

4. 自然環境変遷史の中での鉄穴流しによる地形改変の位置づけ 鑪という鉄の大量生産方式に呼応して採用された採鉄技術である鉄穴流しは、約300年間続き、それによって直接的に改変された山地、また間接的に形成された平野の規模は、現代の大規模土地改変に匹敵する程にきわめて大きなものであった。鉄穴流しの終焉した現在、それらの土地の多くは林地、農用地、集落ある

いは観光対象地として利用され、あたかもその土地基盤が純然たる自然環境の一部であるかの如くみなされている。しかしながら、そこでは人為である鉄穴流しによって現在の土地基盤を作ったのであり、この意味で、鉄穴流しによる地形改変は、人為的作用もまた「自然環境」を作りあげてゆく重要な営みとなり得たことを、最も直接的に示す好個の例を提供しているといえよう。



1. 明瞭な跡地 2. 植被に覆われた跡地 3. 鉄穴残丘と平坦地よりなる跡地 4. 鉄穴残丘 5. 明治期以後の耕作地

図3. 近世初頭以後における山陰三河川下流平野の開拓
(藤原1972, 頁1979, 林1983などより作成)

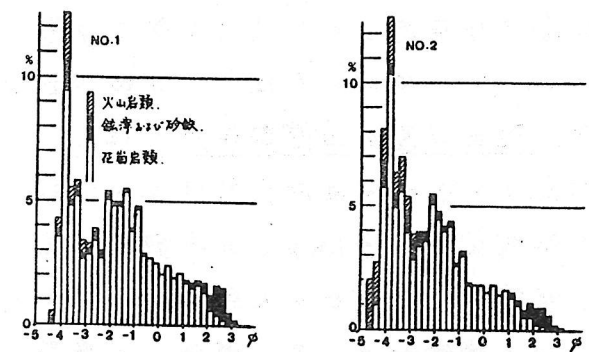
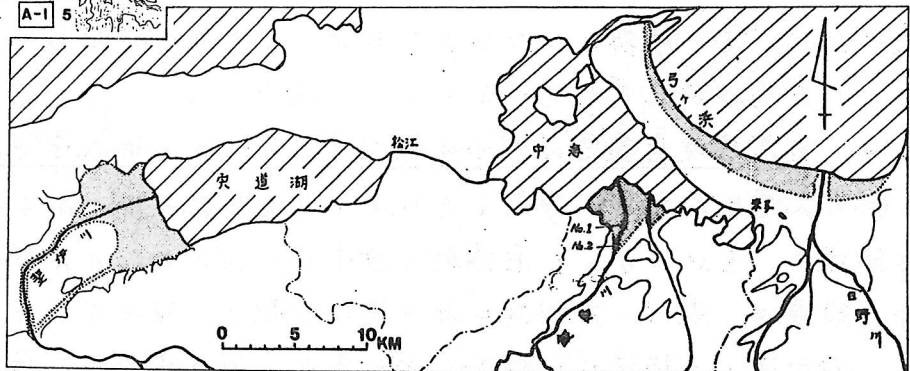


図4. 飯梨川下流河床砂礫の粒径別重量頻度分布 (頁1979より)
* No.1-2の地点は図3に図示

S2 土地改変と遺跡遺構

小林達雄（國學院大學考古学第一研）

1. はじめに

遺跡とは、過去に人間が展開したさまざまな行動の結果として大地に置かれた痕跡であり、一定の範囲を占め、その中に遺物・遺構などの分布を含む。こうした遺跡は、昭和35年から37年に実施された文化庁の調査によれば、約14万カ所が確認され、さらに約10年後の第2次全国遺跡分布調査の追加分を合計すると、大略概数40万カ所程度が見込まれている。日本国土の面積は約37万km²余であるが、人間が生活を営み、主として利用してきた平坦地や丘陵地は広く見積っても15万km²ほどである。従って、険しい山地や河川氾濫原などを除くと、ほぼ1km²あたり平均2~3カ所の遺跡が存在することになる。しかしながら、この他に潜在的な存在としての遺跡がある。そうした遺跡は、分布調査によって認知される場合をはじめ、偶然に発見される遺跡、あるいは関心の深化または拡大によって改めて遺跡とされたりする。例えば、山城や外観上の形態から居館跡などと判断される場合を除いて、中世以降の各種遺跡は殆んど遺跡として認知されしなかったが、最近では明治の建物跡や兵舎跡などが遺跡に登録されるようになっていく。このような事情からすれば、通常の生活区域には1km²あたり数カ所以上という遺跡数が推定されることとなる。

2. 土地改変と遺跡

遺跡は、歴史的内容を有する所謂文化財としての存在である以前に、社会的意味での土地そのものにはかならない。つまり、遺跡は文化財としての意味とは無関係の利用に供されている（「地目」）のである。換言すれば、その土地の利用目的は、しばしば遺跡の存続維持に反し、むしろ遺跡を破壊しないと、土地所有の目的を失ないかねない場合が多い。ここに土地と遺跡の深刻な関係がある。そして、土地改変は、当該土地の積極的な利用計画に由来することから、まさに遺跡の破壊に直接つながる結果となるのである。

①土地改変と遺跡のとり扱い；周知されている遺跡について、土木工事その他調査以外の目的で土地地形の変更等を行なおうとする場合、その60日前（昭和49年までは30日前）までに文化庁長官に届け出なければならないことになっている（文化財保護法第57条の2）。

②遺跡発掘届出件数の増加；研究者が自らの研究テーマの解明を目的として発掘を実施する件数は、年毎に増減があるが、平均200件前後である。ところ

が、土木工事にかかわる発掘届出件数は、文化財保護法発効の1951年以來、年を追って増加し、1963年に学術発掘の件数209をしのいで、227件と数えた。そして、高度経済成長策と呼応して、開発事業がさらに活発化するとともに、遺跡は過去に一度もなかった重大な局面を迎えるのである。つまり、1967年には500件を越え、その2年後に600件を越え、翌年にはもう700件台に入り、1971年には1,000件を突破、それ以降ウナギ上りで増え続け、1975年に2,000を大きく越えた。そして、1978年に5,500以上、翌1979年には7,000弱、1981年には19,000件という驚くべき大台に乗ったのである（埋蔵文化財発掘届出件数推移図、参照）。この発掘届出件数の増加は、そのまゝ土地改変の遺跡に対する干渉事例の増加を示すのである。

この動向は、高度経済成長策を土台にした大規模開発とそうした開発事業が誘発する関連事業等を背景とする。しかも、オイルショックによる経済景気の急激的な後退または景気低迷のムードの時期にあっても、土木工事等に伴う緊急発掘届出件数の上昇傾向は決してとどまることけなかった点に注目せねばならぬ。一つには、オイルショックは国内の土地改変の勢いをマイナスシーリングにまで抑さえこみはしなかったばかりか、かえって景気の低迷を回避する方策としての土木工事等の活性の維持が終始図られてきたことを示すのである。さらに、緊急発掘件数の増加に対する行政側の体制整備の進捗がもう一つの要因となろう。例えば、緊急発掘等に従事する文化財担当専門職員は、1972年に全国都道府県120名であったが、年毎に増員され、1972年には200名を越え、1975年240名、1977年に1,000名を越えて、1981年には2,000名台に、現在2,500名を軽く突破してしまつた。専門職員の増員は、緊急発掘件数の消化率を高めることとなったと同時に、結果的に土木工事等の実施における障害要素の一つを弱めることともなったのである。つまり、遺跡の破壊に対する文化財保護行政側の積極的な対応が、皮肉にも遺跡破壊の要因者の事業を推進する作用を果していることを知るのである。

土木工事等即ち土地改変に伴う事業数は、将来においても決して降限もなく増加し続けるということでもないうが、少なくとも減少傾向に転ずるような明らかな徴候を指摘することもできない。そして、土地改変の行爲に當つて、殆んど干渉すべき遺跡がなくなってしまうまで、遺跡破壊が続いてゆくのであろう。

③ 遺跡破壊の内容；人間の歴史は、環境に対する適応を通じて、多かれ少かれ土地改変に伴う行動を含むものであった。そうした事例は旧石器時代以來、連綿と続いている。概して、弥生時代よりも縄文時代、さらに旧石器時代では、

その程度も小さく、古墳時代は大きい。そして歴史時代も時代が下るにつれて規模が拡大してきた。この間、環濠集落や古墳築造、宮殿、官衙・寺院建築、山城、運河などの大規模な土地改変を示す種類もあるが、通常は先行の遺跡の上に生活が営まれるというような積み重ね型をとっていることがわかる。従って、旧石器時代から縄文時代、弥生時代、古墳時代そして歴史時代に至るまで多数の文化層を有する遺跡あるいは最上層部に江戸時代、明治時代、関東大震災から東京大空襲を示す層を見事に残す遺跡さえある。それまで幾度もその二地に働きかけてきたが、ついに先住者の遺跡に大きな影響を与えることなく、積み重ねを繰り返して来た例である。

ところが、昭和30年代以降の土木工事は、ブルドーザーやユンボなどの大型機械類の導入によって、それ以前とは大きく内容を変化させたのである。つまり、積み重ね型から天地返し型となって、土中に深く埋没していた遺跡などで甚大なる影響を容易に蒙ることとなった。従って、遺跡地に一度土木工事が実施されるとすれば、直ちにその遺跡は破壊の危機に瀕するに到るのである。

ところで、遺跡にはさまざまな種類があるが、とくに面積規模も大きく、遺構をはじめ土器・石炭などの遺物の種類や量の多く、あるいは情報量がとくに多いものがある。そうした遺跡は、丁度現在の市街地を囲む丘陵地帯などに立地するのである。一方、地上の土地改変を伴う土木工事など開発事業は、大張り市街地を中心とするスローロール化につれて、周辺の丘陵へと集中する傾向が強いのである。つまり、遺跡発掘物件数の中に、大規模かつ情報量の圧倒的に多い遺跡を多数含むものである点に注意しなければならない。そして、情報量を多く含む遺跡は、全体の遺跡数に対してせいぜい1割弱にすぎないにも拘らず、いずれもが土地改変に伴って影響を受け易い状況にあるのである。新聞・テレビで、しばしば考古学上の注目すべき新発見が報道されるのは、それだけ重要な遺跡が破壊され続けていることを表わすにほかならないのである。

3. 遺跡破壊の問題点

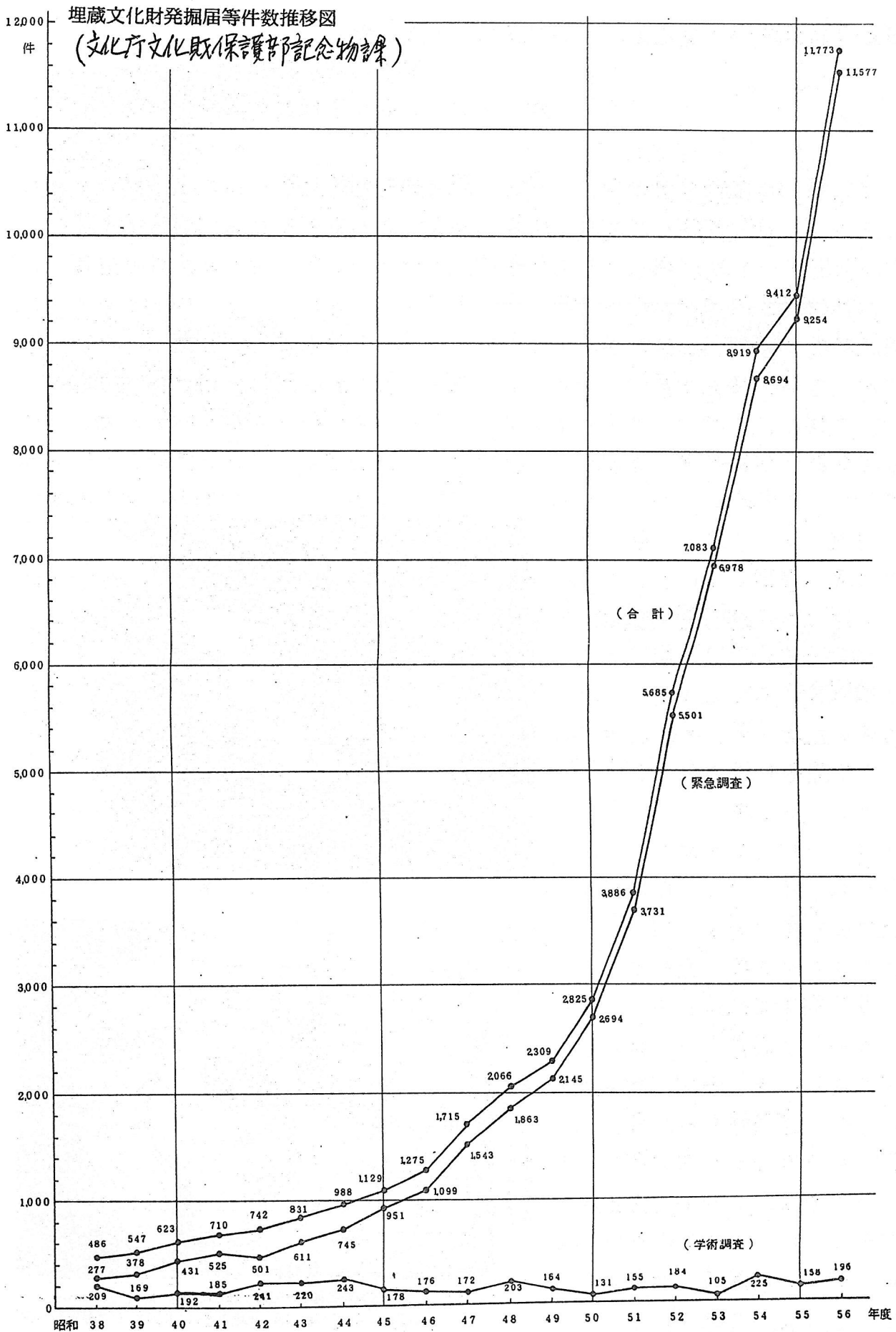
①遺跡の意味；遺跡は、所謂美術工芸品・歴史的建築物などと並んで文化財としての国民共有の財産であり、日本民族の遺産である、という認識がある。しかし、こうした評価の前提としての遺跡の本質について、改めて検討しておく必要がある。遺跡の学術的意味は人間の歴史に關わる情報を内包する点にある。しかも、それらの情報は、単に歴史を構成する要素あるいは過去の事件にのみ關わるものでなく、時空を超えた人類全体の認識にかかわる情報をも提供してくれるものである。そして、遺跡のもう一つの意味は、それが人間の生活環を形成する重要な要素である点である。

②遺跡の破壊と情報；大規模な土地改変の進展につれて、すでに遺跡発見数が増加しつつあることは、一つの効果である。ある地方に、特定の時代の遺跡が幾つ、どのように残されたか、ということは重要な情報である。例えば、東京都多摩ニュータウンは約3000haの規模であるが、昭和34年の分布調査で38ヶ所の遺跡が知られていた。しかし、建設計画の公表に伴って再び実施され昭和39年の分布調査で123ヶ所の遺跡が確認され、さらに翌40年の多摩ニュータウン遺跡調査会が調査で243ヶ所に増加した。その後、区域内の緊急調査の進行とともに新発見が追加され、また昭和47、51～53年の遺跡確認調査によって、現在では883ヶ所の遺跡を数えるにいたっている。当初の38ヶ所に較べて、殆んど該地域内に残された遺跡の実数に近づいているものと推定される。かくて、多摩ニュータウン区域内の遺跡のあり方分析によって、過去の各時代におけるスローデザインの実態を知り得るという極めて貴重なデータを得ることになったのである。

さらに、各地における発掘調査は、旧石器時代、縄文時代の情報量を膨大化せしめ、新事実が毎年続々と加えられてきている。あるいは、縄文時代から弥生時代、弥生時代から古墳時代への発展過程に関する具体的な情報を多数もたらしたのである。その他、近年の水田跡の検出や木簡あるいは漆紙文書類の相次ぐ発見など他に多数例がある。

しかしながら、遺跡の新発見の増加は、緊急発掘の好対象を増加させることであり、緊急発掘による新事実の追加は、一方では情報源としての遺跡を破壊することと意味する。確かに発掘によってデータは慎重に記録されてはいるものの、記録の不備を発掘後補うことは出来ないのである。発掘技術の拙劣さは論外として、実際に学問的レベル、仮説のたて方によって、遺跡の中における遺構や遺物のあり方の解釈が自ら決定され、その解釈によって記録されるのである。その時点で妥当と目された解釈は、正しいという保障はないのである。また、近年の自然科学的方法の考古学への応用は盛んになってきているが、その多くは開発金上であり、その間にも重要な情報の抽出ができないままに遺跡は消滅し続けているのである。

③遺跡の破壊と生活環境；土地改変のパターンが厚地形を大きく変貌させる方式で進められることによって、たとえ幸いにして遺跡の保存が図られた場合においても、その遺跡を囲む個性的な自然および雰囲気は失われることが殆んどである。そして、遺跡を含み、各々に由緒をもつ生活環境は、自然景観の破壊とともに歴史的由緒もない画一的な人工的景観とされ、かつて歴史上経験したことのない生活環境への適応を強いられようとしているのである。



S2-1 自然地形の变化と京大構内遺跡の形成過程

清水芳裕(京都大学埋蔵文化財研究センター)

京大構内は京都市東北部に位置し、縄文時代以降近世にいたる遺跡が多数存在する。これら遺跡の形成は、比叡山西麓に端を発する北白川扇状地の地形、弥生前期末～中期初頭にこの扇状地周辺を埋めつくした厚い黄砂層の堆積、および高野川の氾濫と砂礫の堆積など、自然の地形変化に大きく規制されている。縄文時代の北白川小倉町遺跡や北部構内遺跡が、扇状地上に立地してそれとよりかゝる低湿地を生業の一部としているのに対して、弥生中期以後の遺跡は、黄砂の堆積で平地化した扇状地の周辺に形成されている。図2-1/1地点では、弥生前期の水路や溝が黄砂によって埋められ、54地点では弥生中期の方形周溝墓が、この黄砂上に作られており、短期間に堆積したことが判る。109地点では直径2mにも達する礫を含む土石流も確認している。このようにして、黄砂によって埋められた扇状地周辺は、新たに弥生中期以後利用される場となり、古墳が造営され、中世以降田畑として開発が進められる。

ところが、構内のほぼ中央以西は、高野川の流路によって制約され、弥生時代、古墳時代の遺構は希薄である。図2-19地点では平安中期の造作とみられる護岸跡を検出しており(図8)、この時代に開発の手が加えられ、平安後期以後白河の市街地形成に伴なり遺構群や中世吉田社に関する遺跡などが残されている。

ここでは、こうした先史時代から近世にいたる時代の地形変化に対応した遺跡の形成過程について紹介していく。

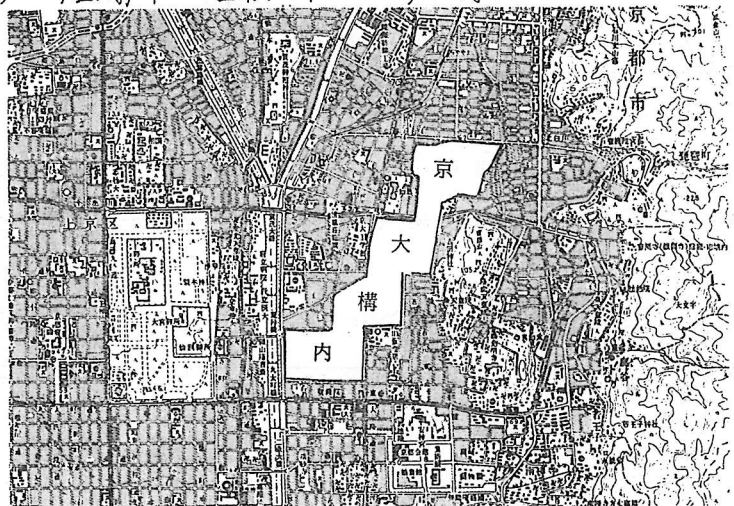


図1 京都大学構内の位置

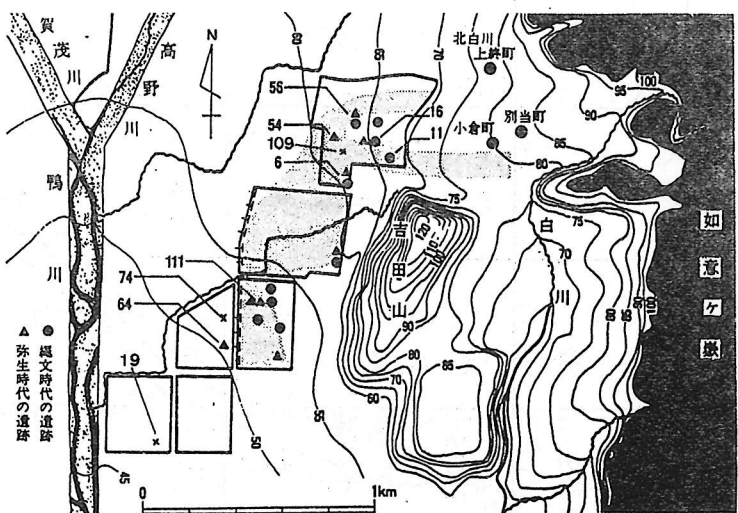


図2 北白川扇状地の縄文・弥生時代遺跡
樋口隆康・泉拓良「京都大学構内遺跡の概略」(『京都大学構内遺跡調査研究年報 昭和54年度』)より

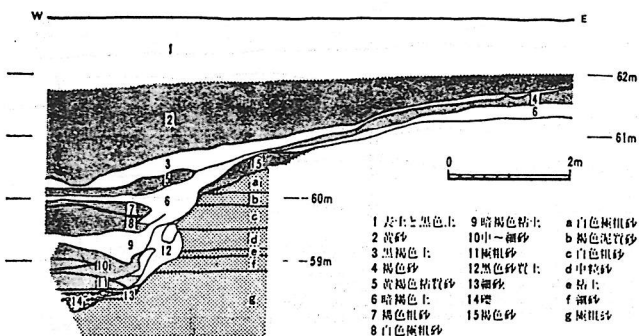


図4 河道と後背低地の関係を示す層位 (図3-A地契)

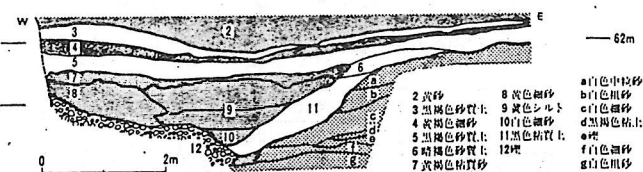


図5 縄文時代に埋没した河道 (図3-B地契)

泉拓良「京都市北部構内地形復原」(『京都市構内遺跡調査研究年報 昭和52年度』)

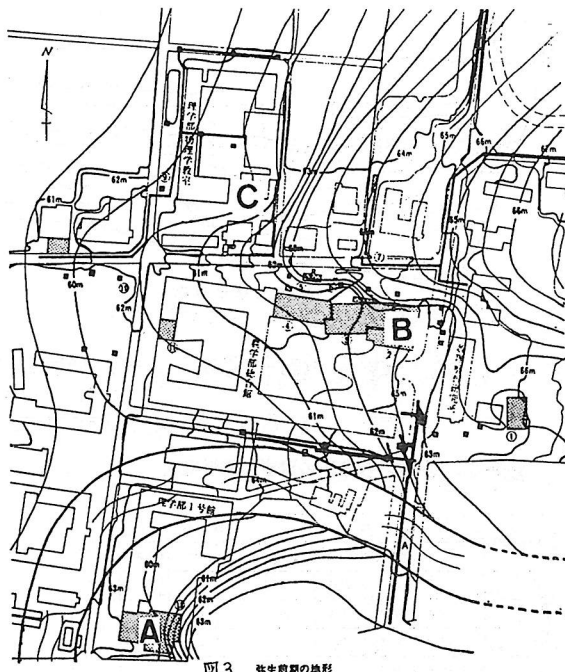


図3 弥生期の地形

京都市構内遺跡調査研究年報 昭和52年度 図版16

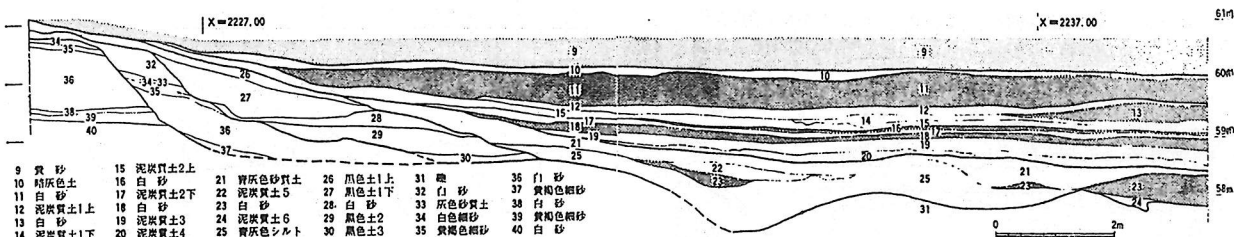


図6 中央下層群の層位 (図3-C地契)

泉拓良、宇野隆夫「京都市北部構内B931区発掘調査」(『京都市構内遺跡調査研究年報 昭和54年度』)

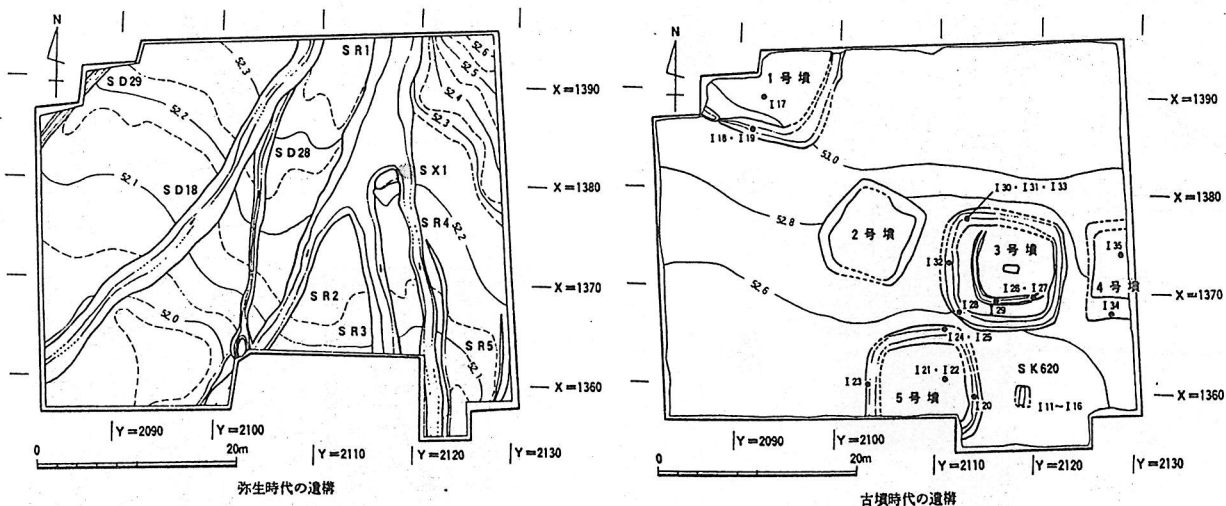


図7 図2-III地契の弥生時代、古墳時代の遺構と層位

五木川伸夫、飛野博之「京都市教養部構内AP22区発掘調査」(『京都市構内遺跡調査研究年報 昭和57年度』)

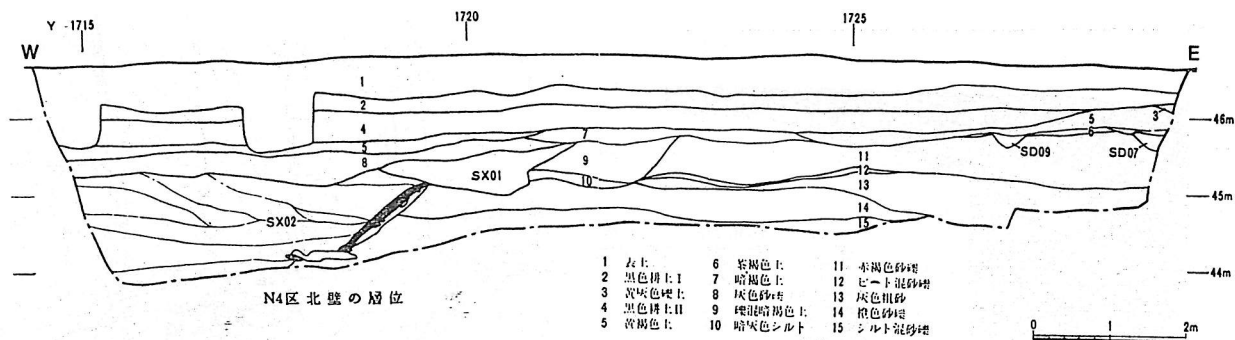


図 8

図2-19地実、護岸工事を施した川 SX02 横断の層位
岡田保良, 宇野隆夫「京大病院遺跡AF14区9発掘調査」(『京大構内遺跡調査研究年報
昭和52年度』)

表 1 同志社校地下の礫層の礫種組成

場所及び層位	礫 種 (%)						
	チャート	砂 岩	頁 岩	シャール スタイン	花崗岩	閃緑岩	人工物 (瓦)
同大新図書館 上 (-2m)	32.4	45.1	11.3	5.6			5.6
中 (-5m)	34.4	39.0	9.2	16.9		0.5	
下 (-8m)	33.0	42.5	15.5	9.0			
同女中 全 体	46.4	24.7	9.3	19.6			
上 (-15~25m)	54.4	10.3	11.8	23.5			
下 (-25~40m)	29.2	60.7	3.4	6.7			

表 2 現在の川原における礫種組成

河川名	礫 種 (%)						
	チャート	砂 岩	頁 岩	シャール スタイン	花崗岩	閃緑岩	石英岩・ 石英
高野橋上流	44.0	26.5	16.0		7.5	4.5	0.5
高野橋下流	48.5	25.5	14.5		8.0	0.5	2.0
川出町柳	43.5	26.1	16.1		13.0	0.9	0.4
加太路橋	34.0	45.5	12.0	8.5			
浅葉橋	29.5	51.0	10.5	9.0			
川出町柳	45.7	41.5	19.6	2.2			
荒神橋	51.4	21.8	15.5	3.2	3.2	1.4	3.5

表1・2: 藤岡謙一郎「北白川扇状地と京大構内遺跡」
(『京大構内遺跡調査研究年報 昭和52年度』)

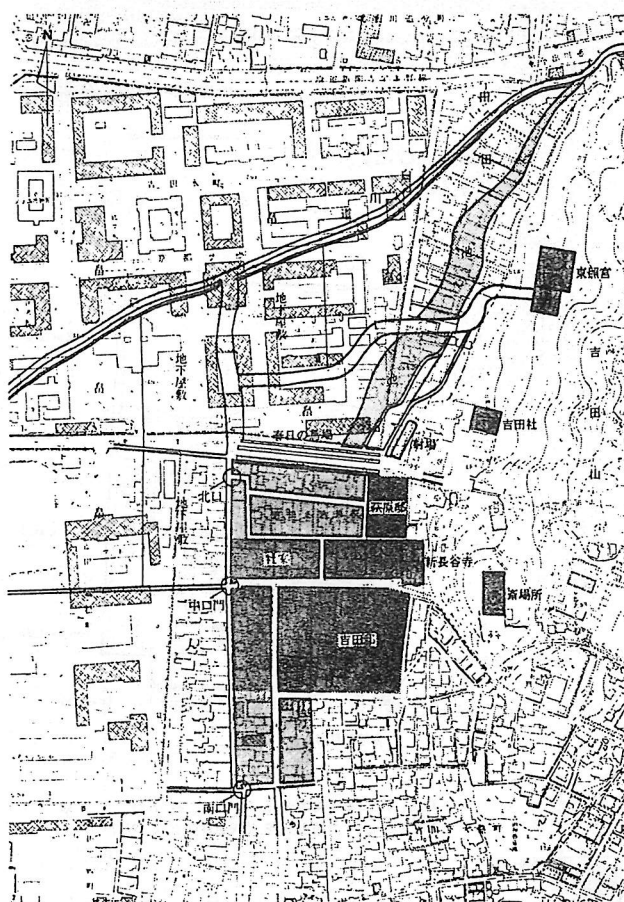


図 9 吉田村の復原図

矢崎一志「浄蓮華院と吉田村」(『京大構内遺跡調査研究年報
昭和56年度』)

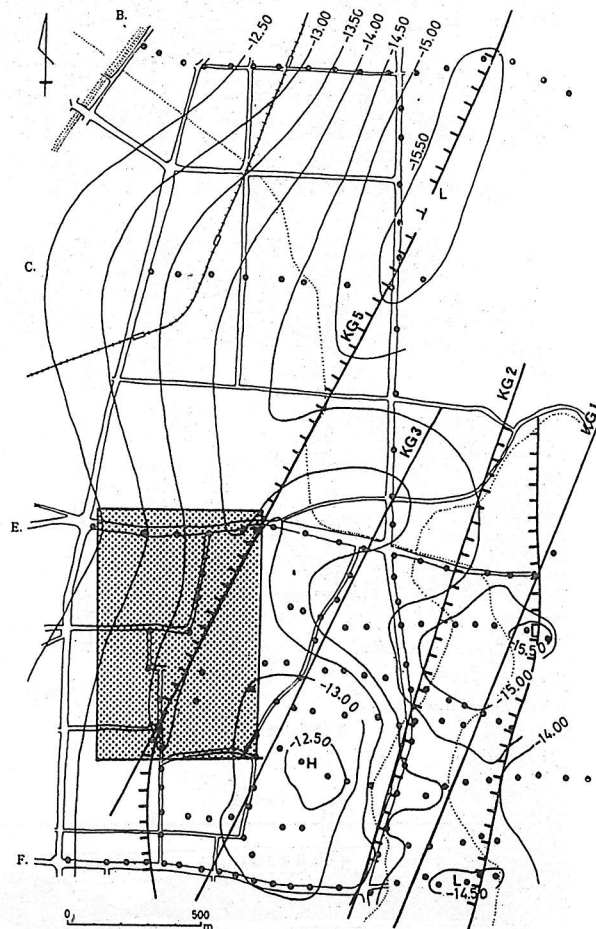


図 10 Bouguer anomaly in surveyed area (mgal). (H: High anomaly, L: Low anomaly)
面田潤一, 横山卓雄「京都府北東部 京大付近の重力測定結果
について」(『九十九地学』第17号, 1982年) より

S 3 土地改変と第四紀地質学

羽鳥謙三(神代高)

土地改変と新地質系統

戦後の国土開発はとくに表層地質の掘さく・加工によって、第四紀層の研究に大きな推進力を与えた。同時に第四紀研究がこの種の開発工事に寄与したことも事実である。両者は相互的に発展した、と一言いうる。

現在までに進行した土地改変量は田村俊和(1982)によれば、宅地関係で約900 Km²(1960年以降の分で、うち約4割が丘陵地)、以前からの宅地関係総面積が8500 Km²、国土総面積37万Km²のうち、山地を除く丘陵・台地・低地の面積13万Km²の中で、宅地等に開発された部分は7%をしめることになる。造成された宅地の中には、丘陵地の場合、盛土最大局厚が40mに達する例がある。これほどの最大局厚と分布から見ると、改変をうけた人工盛土地盤は、すでに一つの独立した地質系統というべきで、*Artificial stage, Artificial formation* (“人為層”)という名称を用いてもおかしくない。

それは自然の堆積層とは当然異なる性格を持ち、従来これを地質学の研究対象とすることは考えられもしなかった。しかし、現状はこれほどの発達をとがっている現実があって無視できない。“人為層”の変位・崩壊が工学的研究対象となるだけでなく、その地質学的性状、続成作用、水文地質学的性状等々、地質学的研究対象として見直す必要があると思われる。すなわち、地質学の立場としては、本来は土地の大規模改変に対して *adviser* の役割を持っていたし、今後も持ち続けるわけだが、それがすでに出来上ってしまったものに対しては、それが良かれ悪しかれ、その *maintenance* についても地質学は発言権を持つべきであろう。これも“人為層”を研究対象とする理由となる。

地形変化における人為と自然営力

人為的土地改変の主要例として宅地造成の様式をとり上げるならば、よく知られているように図-1のような諸形式がある。Aはひな段式で、とくに崩壊が目立つのは盛土の多いひな段Aである。1960年代の後半から造成工事は大規模化し、谷埋め平坦化のCが目立つ。

造成地を主とする地盤崩壊の各種様相を示したのが図-2である。地盤破断面、滑り面は何らかの地質学的な面であることが多いが、盛土の場合はいたる所が破断面になりうる。人工盛土地盤の変位・破壊を一つの谷埋め造成地の中に表現すれば、図-3のような各種様式のものが配置する。

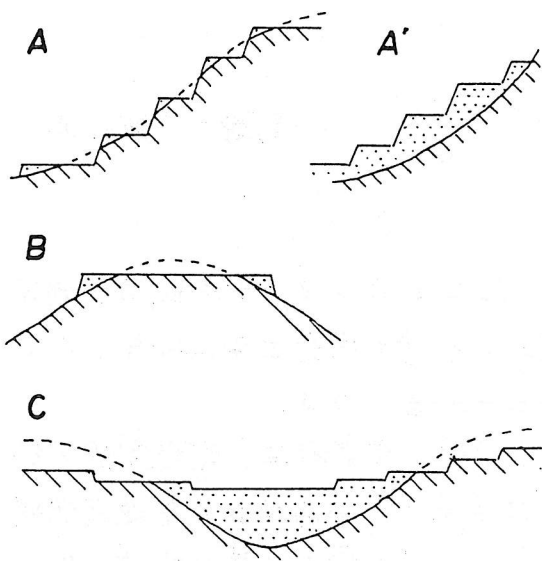


図-1 宅地造成の様式 (田村俊和による)

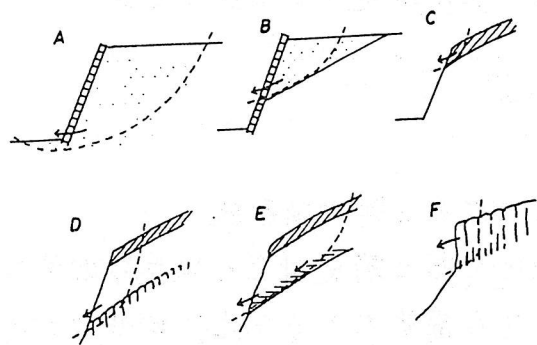


図-2 南関東住宅地域における崖の崩壊様式
(羽鳥謙三, 1983)

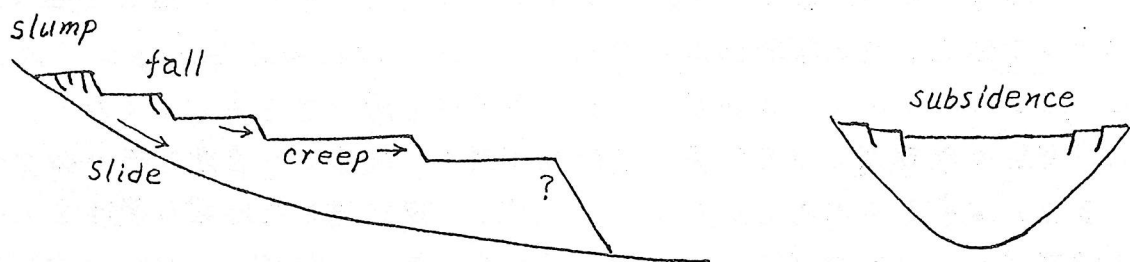


図-3 谷埋盛土の変位模式図

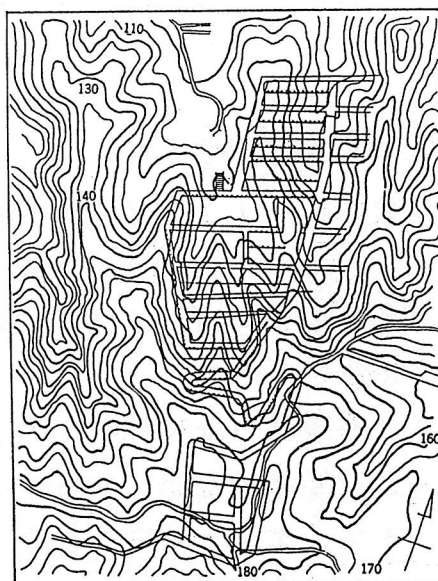
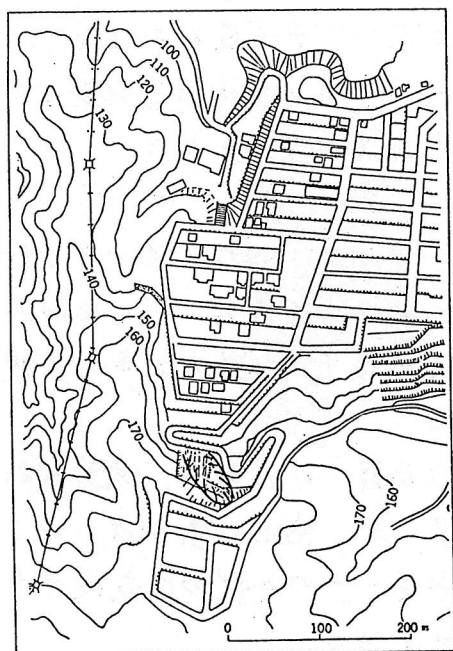


図-4
多摩丘陵長沼
造成地

右: 造成前
左: 造成後

(羽鳥謙三,
1971)

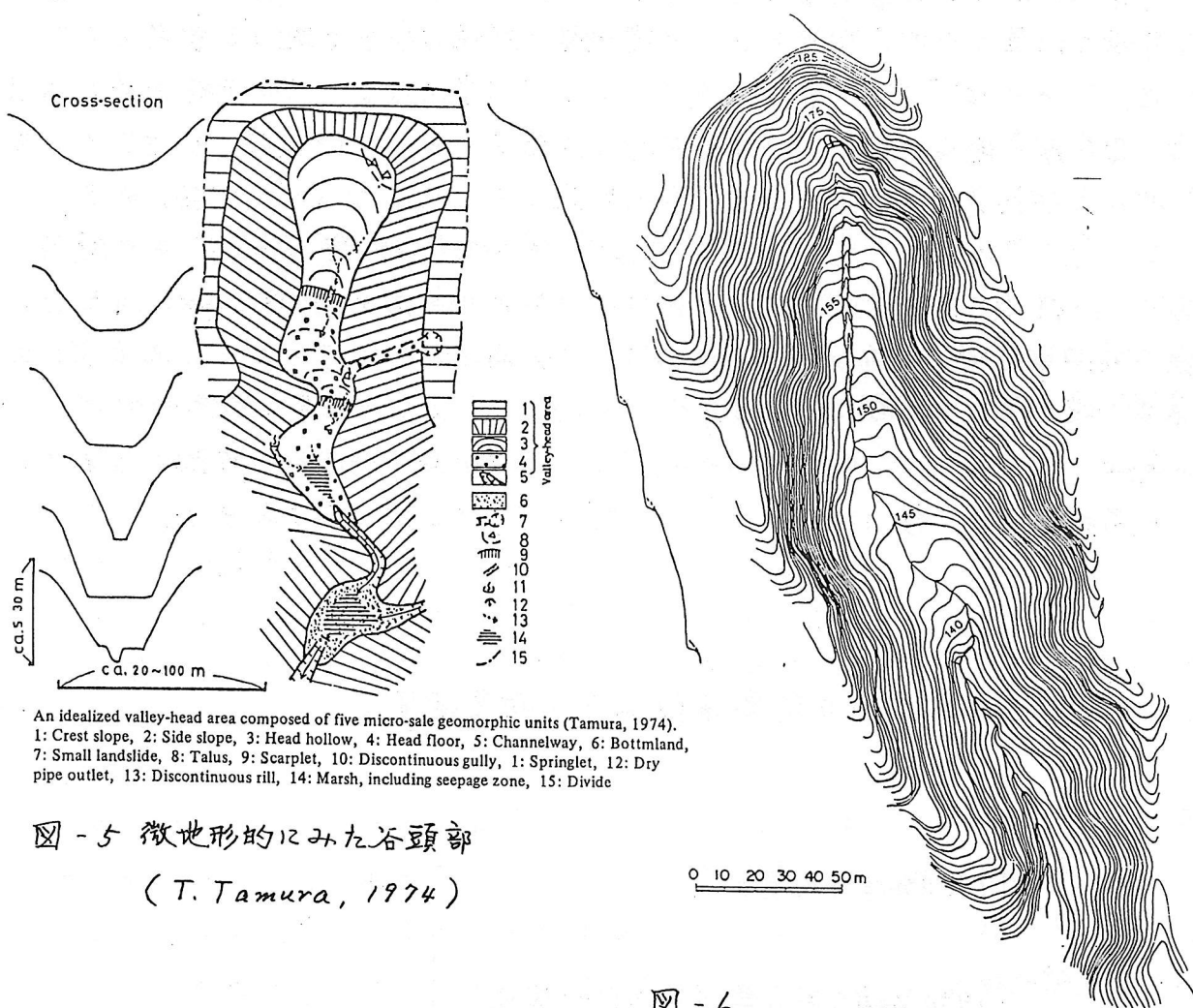


図-5 微地形的にみた谷頭部
(T. Tamura, 1974)

図-6 多摩丘陵における谷の発達
(新藤静夫, 1983) 八王子市 長沼

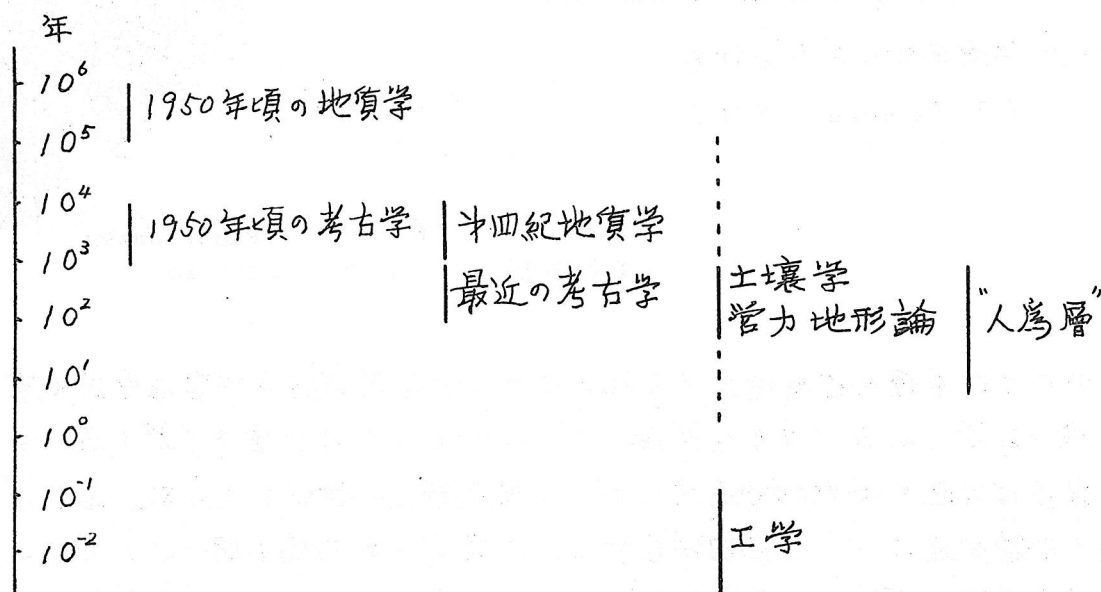
このような谷埋の造成地に見られるような変位崩壊様式は宮城県沖地震における緑ヶ丘等、あるいはまた豪雨においてもしばしば発生するが(図-4)、この様子は自然の谷地形発達史における崩壊現象と類似している。谷、とくに谷頭の形態発達については田村俊和による模式化的指摘(図-5)と、これを水文地質学的に実験している新藤静夫らの研究がある(図-6)。それらにおいて示される谷頭部の発達には、崩壊→安定化→崩壊→のサイクルでとらえられ、そのサイクルは 10^2 年あまりのオーダーであるように予想される。これは老朽した造成地の年数にも近い。谷の微地形の発達に大きく関与するのは地下水流通、つまりパイピング現象を含めた水理にあり、この点でも造成地と重なり合う問題である。それゆえ、このような地形発達史的研究もまた、人為の造成地のmaintenanceに重要なカギをもちと思われる。

現象の時間オーダーと第四紀地質学

沖積地における地震災害分布の中で、しばしば指摘される点として、近世の海岸線の位置との対応性がある。沖積地盤のN値分布を支配する要素として、近世、つまり $10^{2.5}$ 年より古いか新しいかが問題になる。近世干拓地や明治以降の海岸埋立地は、このような時間的な性格からその“堆積物”の性状が地質学的にも検討されるべきであり、造成地盛土もこれにつながる問題である。

この種の“人為局”をとらえる時間オーダーは、 10^1 年から 10^3 年の範囲にあって、従来の地質学が問題としたオーダーより一段と細かい。それは工学で扱う時間単位に一步近づくことになる。また同時にこのオーダーは考古学・土壌学・地形学が問題にされる単位でもある。したがって“Artificial stage”までとり入れた第四紀研究は、問題となる時間領域の面から見ても、一応総合領域・複合領域としての性格を強めることになるだろう。

問題にする時間単位または時間範囲



S3-1 土地改変における地質学的単元のとりかたと地史観の重要性

——第四紀地質学的観点から——

楠 井 久(千葉県公害研究所・地盤況下研)

人類にとって、土地改変行為が永続的に合理的であるかどうかは、その土地改変目的、土地改変をする場の単元のとりかたと、場の発展法則(広義の地質学的)の利用のしかたに大きく左右されると思われる。このコメントでは、以上のような観点の重要性を、サイスミック・ゾーネーションと都市化にともなう洪水発生急増といった例をもつて説明することにする。

〔サイスミック・ゾーネーションと地質単元の重要性〕

ソビエム地震帯は、海溝、島弧列や火山列と平行に調和して発達している。そして、ソビエム地震帯の上には、前面弧盆地が発達している。一方、巨視的に造山論的観点からみれば、現在の前面弧盆地の堆積盆地列は、優地向斜や劣地向斜の概念には該当せず、むしろ前面地向斜とでも呼ぶのが妥当と思われる。

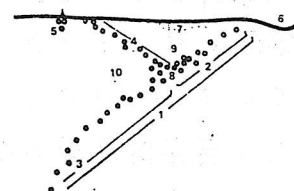
ちなみに、このような大地質単元について、地震対策と土地利用といった観点から述べるならば、前面弧盆地などは、地震多発地帯であることは、前述したソビエム地震地帯との関係からも理解できる(第1図)。同時に、前面弧盆地は、巨大地震の発生する地質単元でもある。さらに、関東前面弧盆地を例にして、相対的に揺れやすい地帯、すなわち異常震動帯と相対的に揺れない低震動帯についてみてみると、前者の異常震動帯は、関東前面弧盆地の西縁部を北上している。このことは、ソビエム地震帯におけるK・J・T地震帯の関東前面弧盆地における分布からも理解できる。一方、後者の低震動帯は、関東前面弧盆地の中心部付近に相当する。一般的に、前面弧盆地の中央部では、ソビエム地震帯の深部会合帯付近から地表までかなりの距離があると同時に、この間は低地震帯となっている。こういった現象が、関東前面弧盆地に低震動帯を存在させているのであろう。ちなみに、関東前面弧盆地では、さらに詳細な地質構造単元と異常震動帯の関係について研究が進められている(角田ら、1979・1981)。一方、地向斜に該当する前面弧盆地の地震から眼を転じて、造山帯の中心部が露出したと思われる地質単元、すなわち花崗岩地帯の地震についてみてみるならば、前述の前面弧盆地に比較して、地震活動が非常に低い地質単元である。また相対的に揺れにくい単元でもある。

〔地史的発展法則を無視した開発と都市型洪水〕

近年、都市化にともなう洪水が、関東平野の各地で認められている。この現象の拡大は、首都圏の膨張と相関性を示す。このことを更に詳細にみてみると水文地質学に基づいた地史的発展法則も無視した地域開発以外のなにものでもない。観点を換えれば、公害のカテゴリーにも入るようである。一般に、こういった都市型洪水の発生している地域は、台地間に発達する谷底平野である。一方、谷底平野前面には、縄文の海の後退と構造運動によって砂丘や砂堆が形成され洪水域の場として保証されるようになる。さらに、ローム台地に降る雨の一部は、関東ローム層から下位の洪積層へと浸透し、地下水を涵養する。一部は大気へも蒸発・発散し、残りの雨水は小川を流下する。ここで、地下水を涵養した降水の一部は、ローム台地からの局所的地下水流動系として、段丘崖下の谷に流出する。弥生時代以降から谷底平野を中心とした沖積地が、水田として多く利用されてきたのも、小川や湧水といった保証された水源が存在したためであろう。このような意味での谷底平野における水田利用は、基本的に現状も同じである。

しかし、戦後の経済発展にともなう首都圏の膨張効果によって、周辺の水文地質に基づいた地史的な法則をも無視した宅地の開発が、台地や谷底平野にまでおよんだ。水文地質環境までも急変させてしまったのである。すなわち、無原則な宅地開発は、豪雨時の地下水涵養効果を減少させると同時に、河川への流出量を増加させ、さらに流出時間を早める。一方、谷底平野を流れる各河川では、堤防の嵩上げや技術の発達によって、本来の河川敷や遊水地にまで宅地や工場敷地が進出してきたのである。すなわち、洪水時における実質的な川幅を狭めめる効果を生じてきたのである。このような人間の行為が、相乗作用をなし、潜在的排水効果を低くし、かつ宅地化された谷底平野は、短時間にして洪水に襲われることになった。

ここでは、自然改造や土地改変を行う場合における地質学的観点からの单元(階層)のとりえかたの重要性と地質学的歴史観を軽視した場合の開発結果について述べてみた。



第1図 Y ビーム地震帯の記載用箇所名

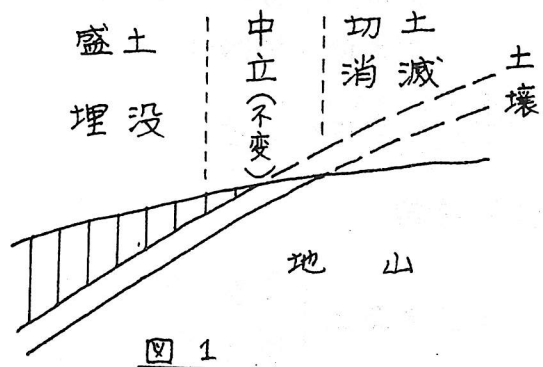
- 1: 和達・ベニオフ地震帯, 2: 上部和達・ベニオフ地震帯, 3: 下部和達・ベニオフ地震帯, 4: K・S・T地震帯, 5: 火山性地震帯, 6: 海溝, 7: Forearc basin, 8: 地震帯深部会合帯, 9: 低地震帯, 10: Aseismic front

S 4 土地改変と土壌

加藤 芳朗 (静岡大学農学部)

1. はじめに

土壌にとって大規模土地改変とは何か。はっきりした定義はないようなのでここでは、「土壌がその存在する位置で消滅(一部または全部)もしくは埋没してしまい、本来の機能(地表に露出し植物生産, 保水, 浄化などを営む)が失われた場合」を指すこととする(図1)。土壌とはA-B-Cの土層構成を有するもの(時にB層を欠く), 一部の消滅とはA, B層(B層のないときはA層だけ)のそれである。ここでは表土扱い(Aまたは作土層を予め除いておいて改変後に覆土する)の有無は問題としない。また, 土壌のその場で"の上下混和(混層耕など, 多くの場合1m以内の深さ)を含まないものとする。



2. 開発目的と土壌

改変後の土地利用を仮に下のように区分する。

- A. 農用地(農耕地, 草地, 樹園地), 緑地(公園他), 法面緑化など。
- B. 構築物用の敷地(道路, 鉄道, 建物など)。
- C. グランド, 未舗装路面など。

Aは植物生産, Bは支持基盤, Cは地表空間利用としての役割を, それぞれ改変後の新しい土壌に期待する。A, Cの場合は大気, 水, 温度変化にさらされるが, Bの場合は構築物下に埋没する。

3. 土地改変による土壌の変化

(1) 土壌物質の移動の面から次のように2分される。

- A. 垂直方向の混合 (上述のように, ここではこれを除外する)
- B. 水平方向の移動: 凸・高所での土壌の切取り(cut)と凹・低所での土壌物質の盛り上げ(fill)よりなる。両者間の距離はいろいろである。

(2) 土壌の生成経歴の面から

- A. 若返り : 土壌の切取りによって, 土壌化の弱い下位の母材・母岩 (C, D層) が露出する。時には異質母岩となることもある。
- B. 先祖返り : 上の場合に, 埋没土が地表に姿を現わす時である。
- C. 生まれかわり : 盛土により土壌は深く埋没するが, 地表には盛土を母材として新たに土壌が誕生する。盛土は埋没土と異質, 類質の2つのケースに分かれる。
- D. 死滅 : 建物・コンクリートなどの人工物によって被覆され, 土壌は地表から消滅する。

4. 土地改変後の土壌

(1) 分類

人工未熟土 { 受食(削剥)型 : 在来土壌のC層以下が地表に露出する。
盛土型 : 在来土壌物質が他から運ばれ, 攪乱・堆積する。
非土壌物質が他から運ばれ堆積する。

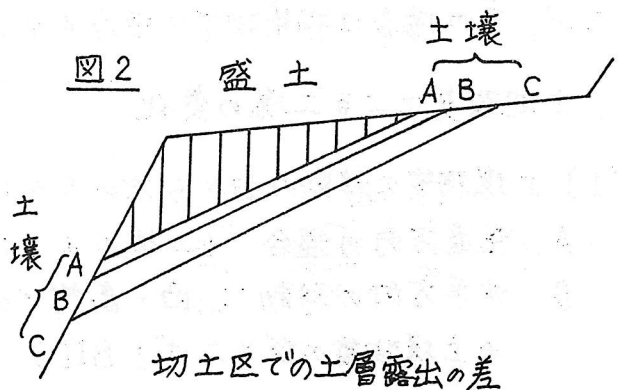
未熟土とは, 土壌化の弱い母材 (C層)・母岩を主とし, A, B層が十分に発達せず, わずかに弱いA層 (または作土層) が存在するタイプである。上の両型はこれに相当する。盛土が在来土壌のA, B層物質からなることもあるがそれらは土塊として混合している。

これらはさらに, 在来土壌のタイプ・母材, 非土壌物質の種類によって細分される。

(2) 空間分布 (図2, 3)

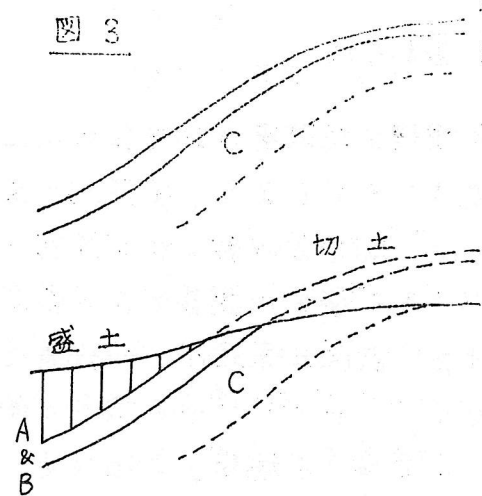
1つの造成面は, 切土区 (受食型土壌) と盛土区 (盛土型土壌) からなり, 土層構成は複雑化する。両区は工事前の地形, 工事の方式によって水平的分布を決定される。

改変後の地形は単純化されるが土壌の複雑さ, 不均一性は増大する傾向にある。



(3) 改変前の予測

上述2の開発目的と造成計画から、工事後の土壌の予測が必要とされる。農用地・緑地開発の場合には、どの深さまで切り盛りされるか。それによって生ずる新しい土壌はどのような性質・分布を示すか、どのような植栽・土壌管理方式をとるべきか。また、建物敷地開発では、切土・盛土の地耐力・安定性がどうか。などがそれぞれ問題となる。土壌と表層地質とを一体とした調査をしなければならない。



造成による土層構成の複雑化

農用地の場合は第四系～新第三系の未～半固結岩や深層風化・変質帯（マサ・オンジャク）が対象となることが多く、海成層の硫酸々性化、土壌侵食、土砂流出、法面崩壊などの災害発生にも注意が必要である。

(4) 評価

開発後の土地利用によって評価の内容が異なる。ここでは、農用地、緑地を対象とした試算を示す。第1段階は改変後の土壌の粉体的性格（保水性、通気性）につき評点を与える（A, B, Cの順で評点は低い）。

A₁* 在来土壌（埋没土を含む）の保存がよい。

A₂ 盛土型土壌

B* 未固結物質（未風化火山灰、砂、礫、粘土、砂礫質風化物など）

C* 半固結～固結岩

* 切土、受食型土壌

第2段階は母材料の内容（土壌のタイプ、酸性、有機物・粘土含量など）によって加減点を行う。例えば、盛土型土壌が砂礫だったり、人工廃棄物だったりしたら減点する。切土型土壌でも硫酸々性発生の可能性があれば減点する。これらの場合は表土扱いの必要が出てくる。

5. 改変後の土壌化の進行

改変の後一定期間以上にわたって土地利用の現況が維持されると、それに対応した土壌化が進行する。耕地ではAp（作土）層、樹園地・緑地ではA層、水田ではAp、スキドコ、鉄・マンガン集積層などが、それぞれ生成してくる。もっと年代が進めばB層の形成まで行くはずであるが、現状では、大規模土地

改変の歴史が浅いので（高度経済成長期以降）その例はほとんどない。

6. おわりに

大規模土地改変は地下数m以上にも及ぶので、土壤だけでなくその下の地質も巻きこんでしまう。必然的に土壤・地質を一体とした調査が要求される。現実には、開発前の数少ない露頭を巡ってそれらを推察しているにすぎない。ある深さまで簡単に調査できる器具の開発が望まれる。

また、計画立案段階での調査にはタッチするが、施工後の実態に触れる機会がなく、フィードバック機能が働かないのも悩みの1つである。

ここでは「大規模」土地改変に直接する土壤の変化をみてきたが、これは当然、小規模改変の場合のそれと連続する。従って、土壤の分類、評価、分布などはこれらを総合した立場で行うのが望ましい。

なお、やや性格を異にするが、水底を陸化する干拓地造成も大規模改変のジャンルに入られると思われるが今回は割愛する。あるいは浚渫・埋立て・養浜など水底の大規模改変として別に論じた方がよいかもしれない。

S4-1 土地改変と土壌

丘陵造成地における緑化樹木の生育からみた土壌の特質

奥水 肇(明治大学農学部)

1. 丘陵造成地における緑化樹木の生育不良

多摩ニュータウン(東京都八王子市)の諏訪・永山団地(多摩丘陵の東部～東端 1968.3～1970.2造成)の公園・園地の緑化樹木(1970～1974植栽)の活力度(8項目, 4段階評価)を調査した。(1977)調査総本数 1699 本の内, 不良, 極不良と判断されたものは 900 本(53.0%)あり, 通常の緑化工事の場合(10～15%)に比して極めて多かった。活力度は植栽地の気象・土壌条件, 植栽工事・植栽管理条件などの総合影響の結果であるが, ここでは環境耐性の高い樹種を除き, 植栽基盤(土壌)の構成要素の違いによって活力度に差があった。活力度の低い個体数の割合は, 礫土で 75%, 粘質火山灰土で 60%, 砂質土で 70%, 新期火山灰土で 50%, 表土(黒ボク土)で 5%以下であり, 土壌としての自然肥沃度はいずれも低レベルで差がないことから, 物理性不良に起因する生育阻害が考えられた。

2. 丘陵造成地土壌の特徴

緑化樹木の根系発達には水分挙動と孔隙量に規制される。過湿・過乾は土性よりも植栽土壌の締固め度合いによる透水係数の差, 不透水層の存在, 地表流・地中流の集散を決定する地盤形状などが関係していた。湿潤時の通気を保障する粗孔隙は全孔隙量に対し 10%以下であった。粗孔隙の割合, 有効水分量, 容積重, 土壌硬度, 透水係数などの基本物理量は固相率と相関が高かった。粗孔隙 10%以上, 硬度 23mm 以下, 透水係数 10^{-3} cm/sec 以上に対応する固相率は, 25, 38, 37%以下であるが, ここではいずれも 50%以上の値を示していた。固相率が高く液相率が低いのはここという砂質土で, 粘質火山灰土, 新期火山灰土, 礫土の順で液相率が多かった。造成地土壌の特徴は, 造成直後は特にこれらの物理量が不均一に現われること, 数年で変化することであるが, 大規模造成で地質改変を伴う場合は, 表層地質の内容容によって規制される。傾斜した地層が切土造成によって多種の植栽基盤(土壌)を提供した。

3. 地形・地質・土壌の秩序把握

緑化の観点からしても, 造成地の造成後の土壌調査がいかに詳密に行われても, 基盤整備(土壌改良)の手だてを提供するのみである。人工地形, 人工土壌の分類とその系統的把握が, 今後の緑地環境整備にと, ても必要である。

表-1 造成後の土壌条件の違いと樹木の生育状態(活力度)

	礫	土	粘質火山灰土	砂質土	新開火山灰土	表土、黒ボク
地表下10cm { pF 1.5 以下出現日数 の土壌水分 { pF 3.0 以上出現日数	19 20	102 24	22 17	59 2	13 9	
土壌間隙 { 大間隙0.1mm以上 中間隙0.1~0.002mm 小間隙0.002mm以下	9.0 12.0 24.0	0.8 13.9 40.2	2.0 19.0 25.3	3.2 19.5 35.7	13.4 26.6 35.0	
透水性 { 透水係数 cm/sec パーシクインテークレート mm/h	8.1×10^{-4} 1.4	2.0×10^{-4} 0.2	4.1×10^{-4} 0.5	2.0×10^{-4} 263.2	7.0×10^{-4} 347.2	
土壌条件の性質	固相率55%、締固めにより粗間隙は極めて少ない、有効水分の保持力は低い、透水性は悪い、土壌化以前。					固相率は50%以上、粗間隙は少ない、有効水分の保持力は低い、透水性は悪い、土壌化以前。
主枝枯損 1ナヨウ 25本 42.9%	枯枝 25.0%	2.00	2.1	—	2.0	—
葉量減少 78.6%	葉量 3.04	3.9	—	—	2.4	—
主枝枯損 コナラ 830本 31.3%	枯枝 71.8%	3.02	3.1	3.2	3.0	1.4
葉量減少 62.0%	葉量 2.75	2.9	3.6	3.0	2.7	1.5
主枝枯損 サクラ 288本 13.2%	枯枝 57.3%	2.65	3.3	—	2.7	—
葉量減少 46.2%	葉量 2.45	3.0	—	2.0	2.3	—
主枝枯損 ケヤキ 221本 23.1%	枯枝 38.9%	1.96	2.6	2.2	4.0	2.1
葉量減少 38.0%	葉量 2.13	2.8	2.8	3.0	2.1	1.0
主枝枯損 クロマツ 332本 30.4%	枯枝 12.7%	1.57	1.3	—	1.9	—
葉量減少 11.1%	葉量 1.55	1.6	—	1.7	1.5	—
計1,669本 900本	活力度3,4の割合 53.0%	クロマツ15% を除き 75%	60%	クロマツ13% を除き 70%	クロマツ10% を除き 50%	5%以下

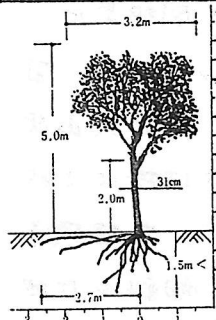
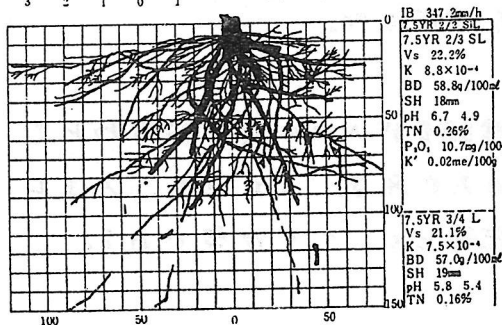


図-2 表土(黒ボク)



コナラ (生育不良)	(平均)
年輪 (mm/年)	2.0 (3.62)
移植後2年	0.6 (0.90)
以後2年	— (1.36)
新枝の伸び(cm)	2.5 (6.67)

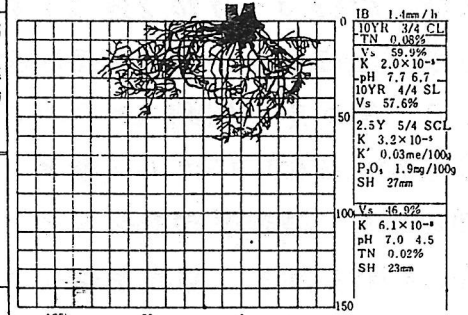
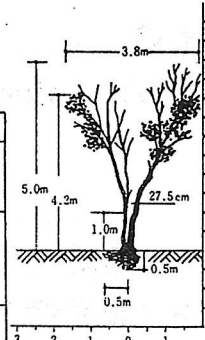


図-3 砂質土

コナラ (生育不良)	(平均)
年輪 (mm/年)	3.4 (3.62)
移植後2年	0.2 (0.90)
以後2年	0.2 (1.36)
新枝の伸び(cm)	3.5 (6.67)

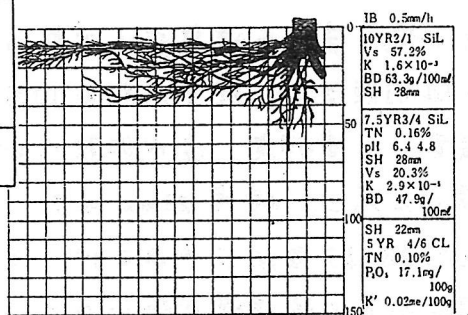
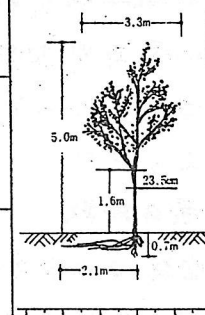


図-4 粘質火山灰土

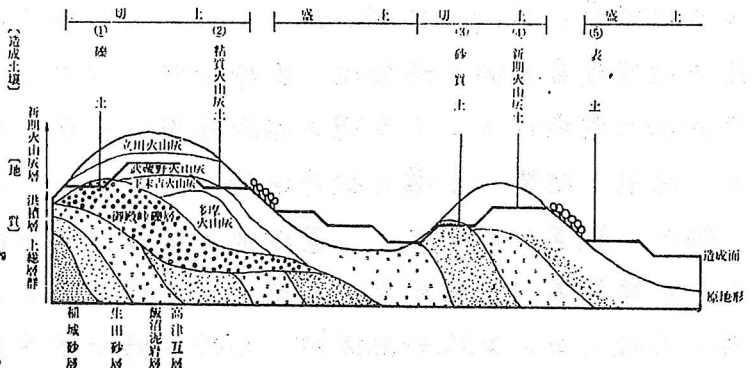


図-1 調査地の地質・土壌の断面模式(東-西)と造成後の基盤土壌

よく知られているように、現存する自然植生は、長い時間的背景に支えられている。そこに至る自動的あるいは他動的遷移の過程があるし、その間の無機的・有機的物質の蓄積、それに支えられた生物の蓄積を考慮しなければならないからである。人間による半自然的植生の利用、すなわち薪炭林や採草地のような形の利用はこの蓄積を背景に成り立っているし、その点は人工林も同様といえよう。植生の利用は植生の破壊とも言い換えることができるし、その頻度が高まれば、植生の変貌も食化ももたらす。しかし、生態系の諸機能の蓄積をもたらす“時間”を背景にした、あるいは背景にせずには成り立たない利用法である点は維持される。

この立場からみると、土地の改変とは、この時間をゼロにもどすことにあたり、その意味で、植生の破壊にとどまらず、生態系の消失ともなる。しかもこのとき土地の空間構造も変るから、生態系相互の関係も再編されることになる。大規模土地改変となれば、これによる植生、生態系への影響は重大である。土地の改変は、規模の大小はともかく古い時代からあり、東海地方の沖積地で、約500年の年月を経て極相のスタジイ林が成立したことも知られている(倉内 1953)。改変された土地は一般に継続して人間が利用するので、その終極的な植生は、自然植生とは別の特有のものになって安定するとの報告もある(飯泉)。時間をかければ植生の成立があるのは当然で、その時間の短縮のための技術の開発もあり得るであろう。しかし、生態系相互の関係の再編までせまられる大規模土地改変は、自然環境の変化として新しい経験であり、そのような変化が植生へ与える影響を予測する手法の開発に努力しなければならない。ここではそのための基礎として、微地形単位の空間的構成を骨格とした植生の空間的配置構造についてのべる。それはひいては生態系の空間構造につながり、大規模土地改変による生態系への影響を予測する上では基礎的情報となると考えられる。さらに自然保護の立場からは、開発時に考慮されるべき植生の保全に際し、配置構造をいまえた植生の多様性を維持することが望まれる。そのための基礎的情報ともなろう。

斜面の植生の空間的配置構造

1 事例として、仙台市近郊の丘陵地斜面における二次植生の配置構造につい

てのべる。

植生調査に際して、あらかじめ斜面を、頂部斜面、谷頭凹地（谷頭平底を含む）、上部谷壁斜面、下部谷壁斜面、丘脚先端斜面、麓部斜面、谷底面（高位水路底を含む）の微地形単位に区別し、その区域を代表するよう各々1個の植生調査区を設け、通常の植生調査を行った。得られた資料から、林分を種組成の類似度に従って直線座標上に配置した。両極に位置した林分は、一方が小さい谷の谷底面、他方は狭い頂部斜面上のものである。これらを含めて、微地形単位を頂部斜面—丘脚先端斜面—上部谷壁斜面—下部谷壁斜面—麓部斜面—谷頭凹地—谷底面の順に配列すると、林分の序列と微地形単位との間には一定の傾向があらわれる（図1）。それによると、頂部斜面、および丘脚先端斜面、

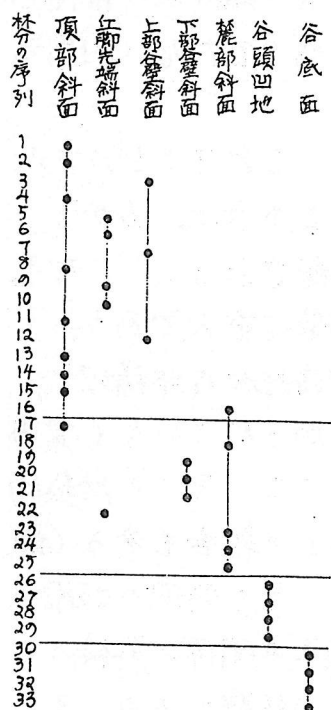


図1. 種組成の類似度による林分の序列と微地形。

上部谷壁斜面の3微地形単位（いずれも凸形斜面）は一方の極に一群をなしている、林分に対する立地としては互に重複している。次に配置される下部谷壁斜面と麓部斜面も（いずれも凹形斜面）1群をなす。次いで谷頭凹地がこれらとは異質の植物群落をもち、谷底面も立地として独立している。

林分の序列は現実の種の存否に依っていて、環境の特性は考慮されていない。それにもかかわらず微地形単位もこのように配置されることは、林分における種の存否の成立と立地としての地形との間には、一定の対応関係が存在することを示している。調査地域にはコナラ林が卓越するが、その林冠構成木は頂部斜面・丘脚先端斜面・上部谷壁斜面、および下部谷壁斜面・麓部斜面にわたって分布しているが、前者の微地形群では、コナラ林の中間層に亜高木、低木を豊富に含むのに対し、後者ではそれらのいくつかを欠いて中間層が単純となり、代って草本植物が豊富になる傾向がある。一方谷頭凹地には林冠が

欠けるが、下部谷壁斜面・麓部斜面のコナラ林の低木層、草本層に共通する種が生育する。谷底面（特に高位水路底）ではそれらの多くも欠ける一方、特有の別の種もあらわれる。

以上のように植生は4つの区別単位にまとめられ、それらに顕在化する立地としての微地形単位も、4群にまとめられる。現在までの調査では事例が不足しているが、今後事例を増やせば、植生—微地形の結びつきからとらえられる

少数の単位を要素にした丘陵地の植生の配置構造を把握することができるとの見通しを得ている。

同様の配置構造は、同じく丘陵地のモミ林でも認められ(図2)、亜高山帯の針葉樹林内でも認められている。

沖積地の植生の空間的配置構造

事例として、沖縄県西表島仲間川下流沖積平野の湿地林の空間構造についてのべる。

この沖積平野の植生は、大局的に、上流側から下流側に配列されたサガリバナ林、アダン林、マングローブ林に区分され、マングローブ林はさらにメヒルギ・オオバヒルギ・オヒルギによって構成されるものと、ヒルギタマシ・マヤプシギ・オオバヒルギ・オヒルギで構成されるものに分けられる。一方この沖積平野には、海進時および海進極相後現在に至る数千年間の地形の発達過程によって決定されているとみられる小地形スケールの地形の分化——氾濫原、海進時の河口湾堆積物による微高地、テルタ、河口湾——が認められる。これによってこの沖積平野は大地域的に四分され、上に述べた四群落がそれぞれに対応して卓越する(図4)。

一方それぞれの地域内に微地形スケールの地形的差異があり、これに対応した植生の配置構造が認められる。

サガリバナ林が卓越する氾濫原では、自然

堤防上にタブノキ・ウラジロアカナガシワ混交林が成立し、麓部斜面にはオキナワウラジロガシが生育する(図4)。

アダン林が卓越する河口湾堆積物上でも、流路にそって自然堤防が発達し、

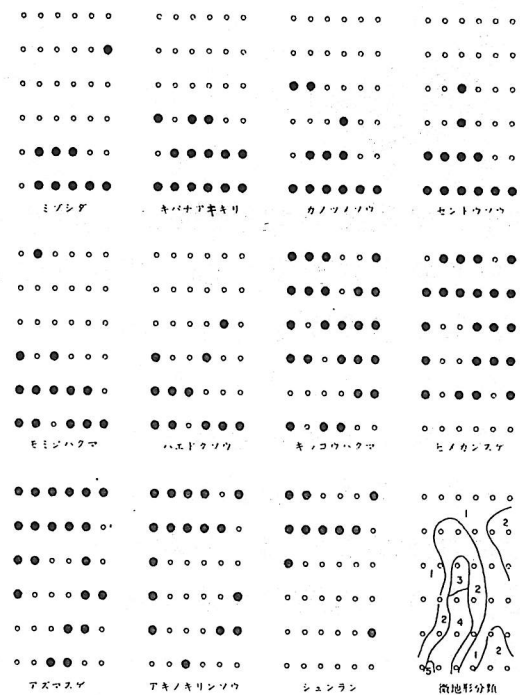


図2. モミ林内の草本植物の出現地点。1; 丘頂斜面, 2; 谷壁斜面, 3; 谷頭凹地, 4; 谷頭平底, 5; 水路。

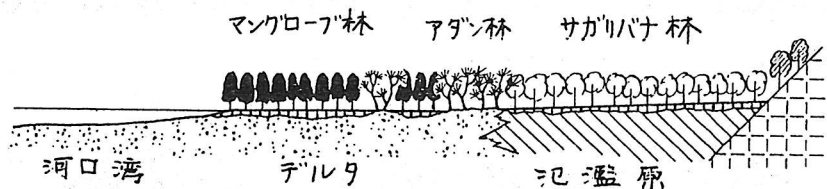


図3. 仲間川下流沖積平野の地形と植生の配置。河口湾岸のマングローブ林は示されていない。

ここにはタブノキ・ウラジロアカメガシワ混交林が存在する(図5)。

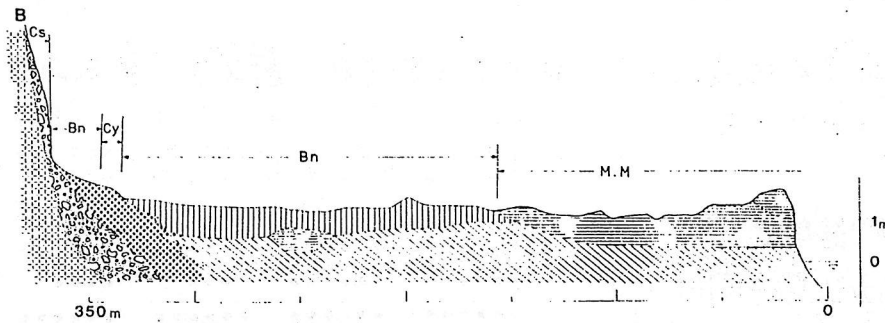


図4. 氾濫原の地形横断面と植生の配置。M.M.; タブノキ・ウラジロアカメガシワ, Bn; サガリバナ, Cy; オキナワウラジロガシ, Cs; スダジイ。

マングローブ林が成立するデルタ上でも、流路ぞいと流路間の地域とでは、分布する種、あるいは樹形が異なる(図6)。

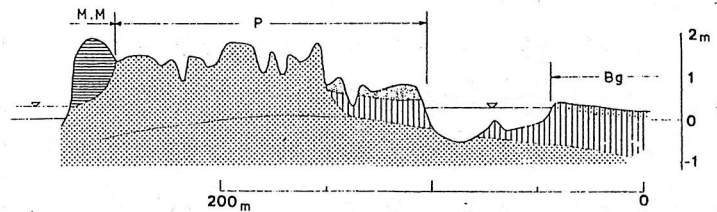


図5. 海進時堆積物のマウンド横断面と植生。Bg; オヒルギ, P; アダン。

同じくマングローブ林が成立する河口湾岸では、陸側に

向って認められる微少な比高の変化に応じて、種が交替する。

以上に述べたように微地形と植生の対応が、斜面でも、沖積地でも認められ、このような形で把握されたものは、土地的特性と結びついた植生の単位としては最小のものと考えている。さらに微少な植生の空間構造は、むしろ植物の生活史との関連で生じたものと考えられる。この地形-植生の単位が、植生型が違ってても一般性を持って把握される保証はないが、一地域の植生は、おそらく土地改変のスケールでも、必然的に多くの要素を含むものであることは理解できる。

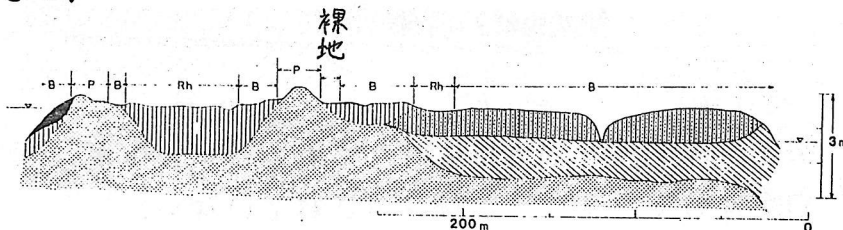


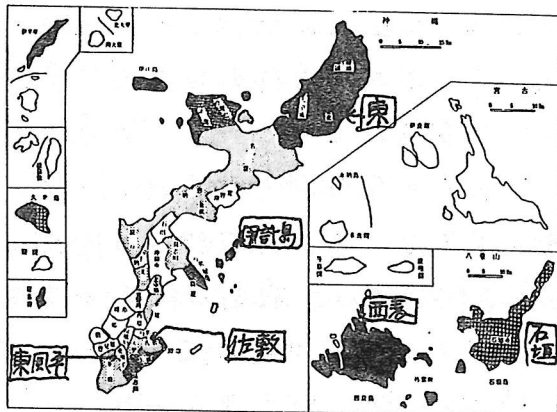
図6. デルタの地形断面と植生の配置。B; オヒルギ, Rh; オオバヒルギ, P; アダン。

S5-1 土地改変が動物の生活に及ぼす影響 — ハブとシロアリを例にとって —

安部琢哉 (京都大学理学部)

土地改変が動物の生活にどのような影響をもたらすかを、琉球列島に分布するハブとシロアリ類を例にとりて報告する。本研究のねらいは①同質の土地改変であっても、その場あるいは周辺の環境構造あるいは立地条件によって動物への影響は異なること、②土地改変に伴って一部の動物は害虫化するか、その過程の解明である。琉球列島は亜熱帯気候下であり、多くの「小さな」島々からなる。このような地域における土地改変は、温帯気候下において、かつ「大きな」島々からなる本土とはそこに生息する生物に違った影響を及ぼすだろう。本報告はこのような認識の下に、琉球大学の池原真雄氏 (現在名誉教授) も中心とする研究者によって進められてきた「琉球列島における人為的変更改が生物的自然に及ぼす影響」についての研究の一部である。

沖縄の各市町村におけるハブ咬傷の発生率 (図1) と農村度 (農業従事者が全



：2.00～、：1.00～2.00、：0.50～1.00
：0.25～0.50、：0～0.25

図1. 人口1000人当り年間ハブ咬傷者の分布 (1973-1976)

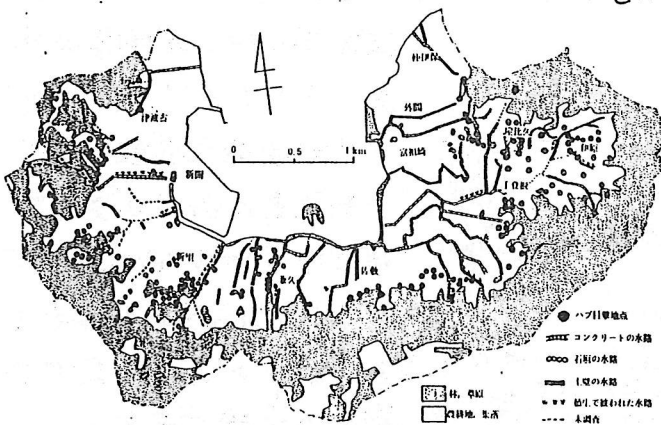


図2. 佐敷村におけるハブの目撃地
：密群地 (サトウキビ畑) 集落、：林草地

人口中に占める割合) から市町村を4つのタイプに分け、それぞれから1市町村を選び、聞きとり調査によってハブの分布についての情報を集めた。ハブは春に交尾し、7月下旬に林地・草地の地中に産卵し、8-9月に仔ハブが孵化する。1年後には80-90cm、2年後には100-120cmになる。

サトウキビ畑では12月-3月に収穫され、その際に見出されたハブは殺される。また4月-5月にはサトウキビ畑は裸地化し、直射日光と高温に弱りハブはこの時期に大部分死滅すると考えられる。その後、近くの草原・林地からハブは畑に侵入する。ハブの目撃地集の分布から1年間にハブが畑に移動・分散する距離は約150mと推定された (図2)。

サトウキビ畑は露出石灰岩が点在し

てみるとここに多く栽培されており、そこには樹木が残り、ハブの好適な生息地になってくる。この露出石灰岩間の距離は300m以内のことが多い、このような場合、ハブはどこでも見出されることになる。ところが大規模な土地改良事業を行なって露出石灰岩を取り除くと、林地や草地に接する地域以外ではハブは見られなくなる。但し、川沿いの地域は例外である(図2)。

沖縄本島北部では山林を伐採してパイナップルが栽培されている。この地域には河川の支流が網目の様に入り組んでくる。ハブの生息地である川沿いの林は赤土の流出防止の為に残される。川と川の距離は300m以内のことが多いので、川と川の間に作られた畑ではハブはいつでも見出されることになる。

西表島のイタジイ林を伐採して、焼畑実験区(0.16ha)とブルトナー造成区(0.1ha)を作り、そこにキャッサバを植え、土壌動物の組成・数の経時変化を1979-1981年に調べた。森林伐採と共に土壌動物は種数・数ともに著しく減少した。注目すべきことに森林内では生きていた植物は全く食べなかった2種のシロアリ、タイワンシロアリとイエシロアリが生きていたキャッサバを侵害し始めた。害虫化したのである。熱帯地域、例えばMalaysiaではシロアリはゴムノキ、干ヤなどの害虫として有名である。ところが原生林には極めて多数のシロアリが見出されるが、いずれも枯死材・落葉を餌としており、生木を攻撃することはほとんどない。興味あることにこれらの害虫はいずれも外国から持ち込まれたものである。森林がいつも青々としているのは大部分の動物が植物が枯死してから餌として食うということに他ならない。森林の樹木が各種の化学物質を作り、草食動物の摂食を免れようとしていることは広く知られている。動物の側から言えば“食えるように”、植物の側からは“食べられないように”進化し、その妥協点が現実の森林なのであろう。もしそうだとすれば植物と動物の関係は相互に関係を持ちながら形成されたはずであり、“見知らぬ”動植物間にはこの関係は成

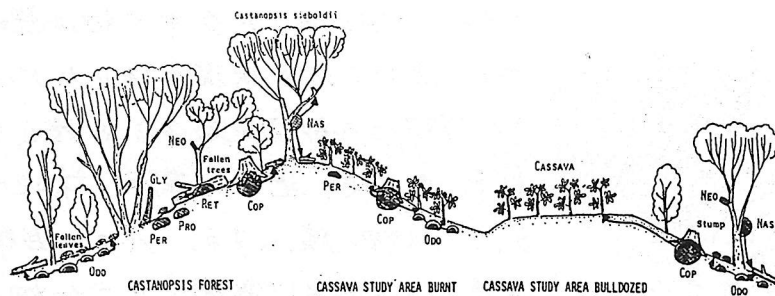


図3. イタジイ林、焼畑実験区、ブルトナー造成区におけるシロアリの巢の分布。矢印は食物関係を示す。記号 Neo: Neotermes koshunensis, Gly: Glyptotermes fuscus, Cop: Coptotermes formosanus, Ret: Reticulitermes speratus, Odo: Odontotermes formosanus, Per: Pericapritermes nitobei, Pro: Procapritermes sp. and Nas: Nasutitermes takasagoensis.

立しなっているのであろう。キャッサバは南米原産であり、西表島におけるシロアリとキャッサバはこのような関係にあると思われる。ヒトの目から見れば害虫の出現である。

S 6 第四紀学を応用した土地造成手法 —火山灰土の理工学性を中心に—

駒村正治 (東京農業大学農学部)

I. はじめに

わが国には火山灰起源の土壌(火山灰土)は、およそ600万haで全国の1/6に達し、北海道、東北、関東、九州の台地・丘陵地を中心に広く分布している。また全畑地面積の約40%(普通畑の56%)が火山灰土であり、土地利用上重要な位置を占めている。

近年では食糧の自給率向上のため、各地で大規模な農地(畑地)造成が実施されている。農地造成の対象地は、丘陵・台地が多く、火山灰土に対して土工する機会が増大している。とくに近年の農地造成が土の切盛量が多い改良山成畑工が主体であるため、その土工量が非常に多く、火山灰土の基本的性質や工学的性質についての解析は、きわめて重要なものとなっている。

ここでは、火山灰質粘性土として関東ロームを中心に、その工学的諸特性について農地造成上重要な事柄についてとりまとめた。また、火山灰土の表土である有機物を多量に含む有機質火山灰土(クロボク土)の特性にもふれ、話題提供としたい。

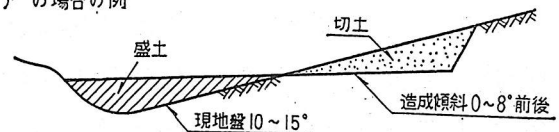
II. 農地(畑地)造成工法

造成した圃場の形態によって、山成畑工、改良山成畑工、斜面畑工、階段畑工の分類がある。このうち改良山成畑工は山成畑工と比較して、原地形や営農条件等の制約を受けず、階段畑工や斜面畑工よりも造成面積に対して作付面積の割合が大きく、効率的な圃場造成工法である。このため今後とも農地造成工法として、地形条件・圃場条件からこの方式の造成工が広く行われるであろう。

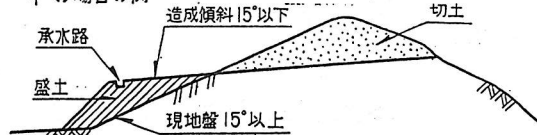
改良山成畑工は、現況の複雑な地形の傾斜地を切盛によって整形し、全体として緩傾斜の機械化営農に適するような大きい圃場を造成する工法である。畑面の造成勾配は、地形とくに原地形勾配、導入作物、営農計画等を考慮して決定するか、造成

(1) 傾斜緩和型

ア の場合の例



イ の場合の例



(2) しゅう曲修正型

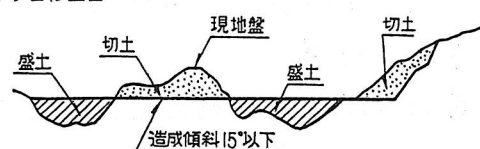


図1 改良山成畑工のタイプの例(土地改良事業計画設計標準)

勾配は7～8度を限度とすることが望ましい。造成面は均一勾配にする必要はないが、圃場全体としてみた場合、中だるみや水溜りができるようにする。一般に造成勾配は、農作業の能率から4～5度までとする事例が多い。

改良山成畑工のタイプを大別すると次のとおりである（図1参照）。

(1) 傾斜緩和型

アの場合：高度の機械化営農を可能にするために、山成畑工でも造成可能な10～15度の傾斜度のところを地形修正して、0～8度前後の緩傾斜にする。

イの場合：15度以上の急傾斜地で山成畑工により造成することができず、作物や営農計画に緩傾斜の山成畑同様の圃場とする。

(2) しゅう曲修正型

しゅう曲が激しく、山成畑・階段畑・斜面畑の不適地を開畑する場合。

改良山成畑工で問題となるのは、丘陵の頂部や斜面を切り崩し、谷部を埋めて地形修正するために大量の切盛土を伴うことである。畑面勾配を緩くすればするほど土工量も増大し、造成費は高くなる。地形によって大きな切盛土を行うので表土扱いが困難となる場合もあり、切り・盛りのり面ともに他工法よりも長く大きくなるので、工事施工中や完成後豪雨により水食、のり面崩壊が起こりやすい。造成された農地の災害ばかりでなく、土砂の流出によって下流にも災害を引き起こすこともあるので、土砂かん止林や防災施設を設けて水食防止のための対策をする必要がある。とくに火山灰土は土の切盛移動によって、著しく強度が低下（軟化）する場合が多く、また受食性土でもあるので十分な防災対策が必要である。

Ⅲ. 火山灰土の理工学性

わが国の土壌分類では、火山灰土の多くはクロボク土（土壌群）に包括されてあるが、ここでは火山灰土の理工学性の特徴に基づいて、次のように分類し、細粒火山灰土のうち火山灰質粘性土として南関東ロームを中心に、後半に有機質火山灰土の特徴について述べる。

火山灰土 { 細粒火山灰土 { 有機質火山灰土(クロボク土)
火山灰質粘性土(関東ローム下層土など)
粗粒火山灰土 { 粗粒質火山灰土
火山放出物未熟土

(1) 火山灰質粘性土（南関東ローム）

① 基本的性質

南関東ロームの主な粘土鉱物および基本的物理性は、表1、表2のとおりである。

表1 南関東ロームの
おもな粘土鉱物

層 序	おもな粘土鉱物
立 川 ローム	アロフェン
武蔵野 ローム	低結晶度の加水ハロイ サイトとアロフェンの 混合物あるいは加水ハ ロイサイト
下末吉 ローム	ハロイサイト鉱物の混 合型（海成の場合）、加 水ハロイサイト（陸成 の場合）
多 摩 ローム	ハロイサイト鉱物の混 合型（海成の場合）、結 晶度の高い加水ハロイ サイト（陸成の場合）

表2 関東ロームの基本的性質 (江平, 井上, 1971)

地域区分	地層区分	色調	自然含水 $W_n(\%)$	液性限界 $W_L(\%)$	塑性限界 $W_p(\%)$	塑性指数 I_p	乾燥密度	土粒子の 比重
多摩丘陵	立川ローム	茶 褐	80~140	160~180	95~100	60~80	0.6	2.9
"	武蔵野ローム	"	100~120	125	70~80	45~55	0.7	2.8~2.9
"	下末吉ローム	"	50~75	119	63	56	0.8	2.9
"	多摩ローム	"	75~110	116	47	69	0.95~1.0	2.9
下総台地	上部ローム(立川)	茶 褐	110~130	135~155	40~100	50~70	0.5~0.6	2.7~2.8
"	" (武蔵野)	"	100~120	110~150	50~90	40~80	0.55~0.65	"
"	中部ローム(下末吉)	乳灰色	50~90	100~150	40~45	60~120	—	2.6

一般に関東ロームの風化作用と粘土鉱物の間には、相関性が認められ、風化作用の高い多摩ロームは風化作用を比較的受けていない立川ロームよりも粘土化が進み、結晶度も高いとされている。関東ロームの色調は、赤褐色ないし褐色を呈し、いわゆる赤土と呼ばれている。多摩丘陵の一部に分布する下末吉ローム層は乳灰色を呈し、多摩ロームでは青灰色を呈するものもある。関東ローム層の年代別色調は、上部の層ほど褐色が強く、古い層(下層)になるにしたがって黄褐色ないし灰褐色に変化して赤味色が退化するようである。

含水比は一般に高含水比を示している。概して新しい層ほど含水比が多く、その範囲も大きく、古い層になるにしたがって含水比が少く、範囲も狭くなる傾向がある。乾燥密度(仮比重)は、非火山灰土が1以上であるの比べると非常に小さく、とくに上部層の立川ロームでは0.5~0.6%と極端に小さい。しかし、古い層ほど乾燥密度が大きくなる傾向がみられる。これは含水比の減少傾向と対応するものである。

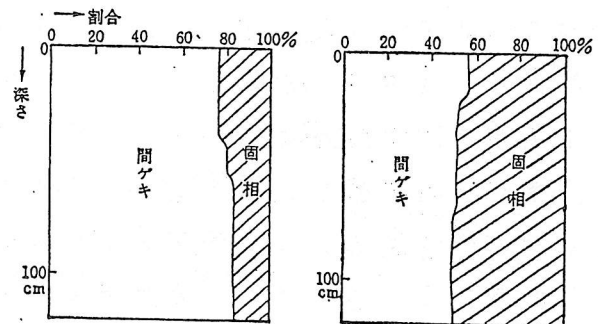


図2(1) 南関東ローム (農大) 図2(2) 駿田原洪積台地 (静大)

図2は固相と間隙割合であり、南関東ロームは非火山灰土(磐田原)と比べて固相率が非常に少く、間隙割合が多い特徴を示している(山崎ら, 1963)。

② 工学的性質

関東ロームの工学的性質として、ここでは突固め特性と突固め試料の透水性について述べる。突固め曲線は図3に示したとおり、非火山灰土では含水比を湿潤側から乾燥側に変化(乾燥過程)させると、一つの頂点のある山型曲線となる。含水比を乾燥側から湿潤側に変化(湿潤過程)させた場合も、ほぼ同様の傾向を示す。

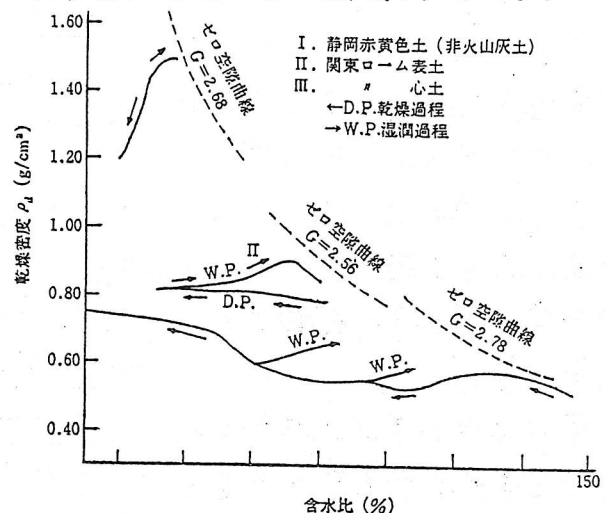


図3 突固め曲線の乾燥程度による相違 (多田敦, 1969)

関東ロームは、乾燥過程と湿潤過程では曲線に差がみられ、乾燥過程においては明瞭なピークがみられる。また突固め効果も顕著である。

突固め試料の透水性は、非火山灰土の風乾土では、乾燥密度が大きいほど透水性が小さい。関東ロームでも風乾土は、同様の傾向があるが、土壌構造の発達した火山灰土生土は、最大乾燥密度と最小透水係数となる含水比が一致せず、最適含水比より湿潤側にある。この含水比は、ほぼ圃場容水量付近である。

「岩土工法」と呼ばれる水田造成工法は、破砕転圧工法ともいい、透水性の良好（透水係数： $10^{-2} \sim 3$ のオーダー）な火山灰土の構造を破壊して、締固めて透水係数を自然状態の $1/1000$ にも低下させ $10^{-5} \sim 10^{-6} (\text{cm/s})$ 程度とし、水田の漏水を抑制する工法である。火山灰土の突固め特性は、改良山成畑工による盛土部では、透水係数が著しく小さくなり、排水対策上問題が発生する。

③ 強度低下（軟化）現象

関東ロームは高含水比、低乾燥密度であり、間隙率が大きいにもかかわらず、地山において数メートルの垂直な切取面でも十分安定である。しかし、農地造成等の土工によって強度が著しく低下し、盛土部において不安定な状態になりやすい。表3は地山とこねかえした状態での強度の概略値である。

関東ロームはこねかえしによって、土壌水分の一部が自由化して、同一含水比でも見かけ上湿潤化したかのようになる。

表3 関東ロームの強さの概略値（江平，井上）

	現 状 土 (地山)	こねかえした状態 (盛土)
コーン指数 q_c (kg/cm^2)	10~25	2~12
C B R (%)	5~15	1~4
一軸圧縮強さ q_u (kg/cm^2)	0.5~2.5	0.2~1.0
三軸圧縮強さ (UU) C_u (kg/cm^2) ϕ_u (度)	0.2~0.6 5~17	0.1~0.4 0~10
透水係数 (cm/sec)	$10^{-2} \sim 10^{-4}$	$10^{-4} \sim 10^{-7}$

関東ロームの含水比と工学的性質の関連、とくにこねかえしによる強度低下の一例を表4に示す。立川ロームは、自然含水比が高くても、大和や成田の例のように工学的性質が必ずしも悪くならない。

表4 関東ロームの含水比と工学的性質の関連（関東ロームの土工，1973）

層 名	w_n (%)	こね返し による強度 低下	q_u (kg/cm^2)	E (kg/cm^2)	q_c (kg/cm^2)	圧縮性	採取地区
立川ローム	90~130	著しい	0.2~0.4		2~7	大	多摩ニュータウン
	110~125	著しい	0.2~0.6	5~10	2~5	大	東名、多摩丘陵、 第三京浜
	130~145	ほとんど なし	≥ 1.0	≥ 40	≥ 10	大	東名、大和
	125~140	ややあり	0.65~0.8	15~23	6~10		成田
	150~200	著しい	0.2~0.6		2~5	きわめて大	愛鷹山麓
武蔵野ローム	90~100	著しい	0.2~0.4		2~5	大	多摩ニュータウン
	120~135	著しい	0.35~ 0.55	4~10	3~6		成田
	≈ 100	著しい			≈ 4		東名、大磯丘陵
	60~90	なし	1.2~1.5	≥ 80	≥ 15	小	東名、多摩丘陵、 栗野
多摩ローム	≈ 100	著しい			2~5		東名、多摩丘陵
灰 土	50~60	きわめて 著しい	0~0.6		0.2~5	比較的小	九州、熊本
鹿沼土	150~240	きわめて 著しい	(自立せず)	—	0~2	大	栃木、鹿沼

注) q_u , E , q_c は自然含水比の試料を突き固めて作製した供試体についての値。

武蔵野ロームについては、自然含水比の大小に比例して強度低下がみられるようである。自然含水比が高い場合は、下層に排水性の悪い粘土化の進んだ層があつて余剰の水分を含んでいると判断される場合が多い。

図4は自然含水比試料に対して突固めエネルギーを変えて行った試験結果である。

これによると、乾燥密度と飽和度は一定の突固め以上では一定の値に近づくが、強度（一軸圧縮強度）はある段階で最大となり、その後オーバーコンパクションの傾向を示している。

このため、関東ロームの締固めには、湿地アルドーナやタイヤローラのような転圧機によって施工しなければならない。

④ 軟化現象の試験例

軟化現象の試験に用いた供試土の採取場所と土層断面を図5に示した。供試土の基本的物理性は表5のとおりである。

ねりかえしによる強度低下（軟化）は表6のようであり、堆積年代が相対的に新しい立川ローム、武蔵野ロームは、ねりかえしによる強度低下が少く、年代の古い下末吉ロームは強度低下が著しい結果となった。

この現象と土壌水分状態（pF）との関連で、竹中・安富は表7のようにまとめた。

次に、ねりかえし時の含水比による強度低下の関連で試験を行った結果を表8に示す。試料が乾燥（-10%）している場合は、強度が相対的に強く、その低下量も少い。逆に湿潤試料（+10%）では、強度が弱く、軟化程度も大きい。

表5 供試土の基本的物理性

供試土名		自然含水比 Wn (%)	乾燥密度 γ_d (g/cm ³)	間ゲキ率 n (%)	真比重 Gs	透水係数 k (cm/sec)
南関東ローム	I BC(立川ローム)	142	0.45	84	2.78	3.9×10^{-3}
	II (BC) _s (武蔵野ローム)	118	0.55	80	2.87	2.3×10^{-3}
	II (BC) _s (下末吉ローム)	78	0.80	72	2.85	1.5×10^{-3}
	III BC(下末吉ローム)	48	1.11	61	2.82	2.8×10^{-6}

表6 ねり返しによる強度変化

供試土名	試料	粘着力(C) kg/cm ²	内部マサツ角(φ)
I BC	標準	0.62	9.0°
	ねり返し	0.60	6.0°
II (BC) _s	標準	0.87	8.5°
	ねり返し	0.63	8.5°
II (BC) _s	標準	0.28	3.5°
	ねり返し	0.15	1.5°

表8 含水比の差とねり返しによる強度変化

含水比	試料	粘着力(C) (g/cm ²)	内部マサツ角(φ) (°)
+10%	標準	0.53	3.5
	ねり返し	0.25	3.5
自然含水比	標準	0.66	12.0
	ねり返し	0.57	7.5
-10%	標準	1.04	13.5
	ねり返し	1.02	12.5

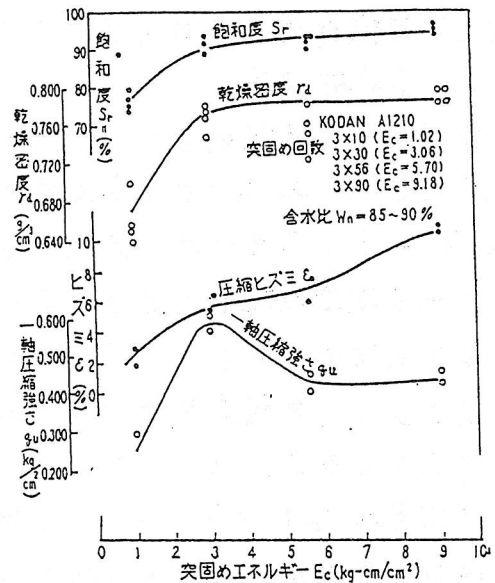


図4 関東ロームの突固め試験結果（自然含水比試料）（江平、井上、1971）

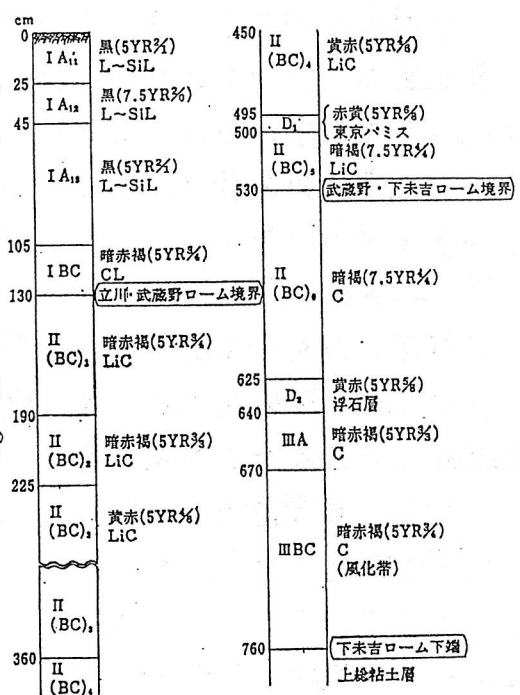


図5 土層断面図（千葉県市原市追分町）

表7 pF と軟化の関係

軟化 (pF の低下)	放置した場合の可逆性
1. 行動単位が外力によって接近する場合で接触部の土壌水の曲率に変化する。	おおむね非可逆
2. 行動単位内の水が間ゲキ内に押し出され、自由化する。	可逆
3. 構造的に捕捉された非自由水がその構造が破壊されることによって自由化する。	おおむね非可逆

(2) 有機質火山灰土（フロボク土）

① 基本的性質

乾燥密度（仮比重）は、未耕地の有機質火山灰土で $0.4 \sim 0.6 \text{ g/cm}^3$ と火山灰質粘性土の $0.5 \sim 1.0 \text{ g/cm}^3$ より小さいが、耕地では耕うんなどによって乾湿の繰返しをうけるため $0.6 \sim 0.9 \text{ g/cm}^3$ で未耕地のものより増大する。図6に示したように、腐植含有量の多い土ほど乾燥密度は小さくなる。

自然含水比は $100 \sim 200\%$ と非常に大きく、腐植含有量が増加すると増大する。これは、腐植が粘土腐植複合体の形で土中に存在し、その保水性が大きいためである。

真比重は $2.2 \sim 2.5$ と非火山灰土の $2.6 \sim 2.8$ に比べて小さい。腐植の比重が $1.4 \sim 1.8$ の範囲であり、腐植含有量が増大するほど真比重が低下する傾向がある。

② 工学的性質

有機質火山灰の突固め曲線は図3に示したように火山灰質粘性土と同様、乾燥過程と湿潤過程とでヒステリシスを示す。乾燥過程では明瞭な最大乾燥密度を示さない。しかし、湿潤過程では非火山灰土と同様に明瞭な最大乾燥密度を示す。

突固め試料の透水係数は、種々の水分範囲で突固めても高い値（ 10^{-4} cm/s ）を示すことがある。これは腐植の働によって団粒が発達し、団粒が突固め外力によって決定的な変形をうけるまま、粗間ケキを残したままであるため透水係数が減少しない。有機質火山灰土は火山灰質粘性土と異なり、鋭敏比がそれほど大きくないが、強度そのものは小さい。図7に示したように有機物含有量の多い土ほど強度が小さい傾向がある。これは有機物含有量の多い土ほど、団粒が発達するが、団粒相互間を結びつける力が低下するためといわれている。

IV 火山灰土の工学的性を考慮した農地造成上の対策

火山灰質粘性土は、軟化が著しく、このため造成地の盛土部は強度が低下し、また透水性も悪くなるので、この点に関する対応が必要である。たとえば盛土の施工管理に際しては、含水比管理や密度管理ではローム層によって異なるため強度管理とし pH 管理が望まれる。有機質土に対する配慮も必要である。

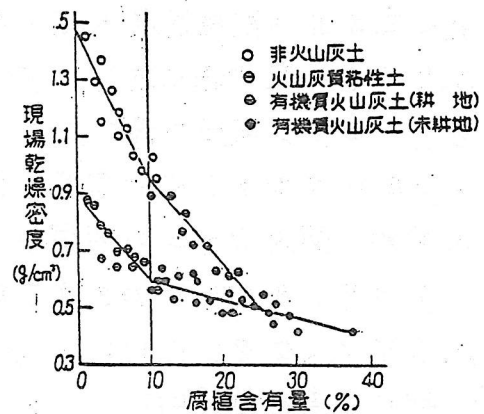


図6 腐植含有量と現場乾燥密度の関係 (前田ら)

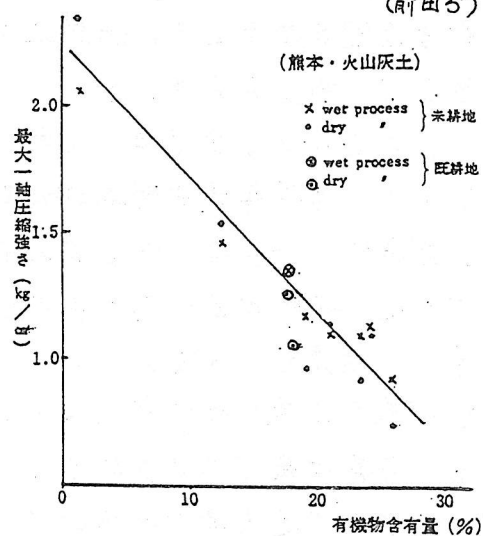


図7 有機物含有量と一軸圧縮強さの関係 (竹中ら)

S6-1 第四紀学を応用した土地造成法 — 公共土木工事に係わる土地改変

桑原啓三 (建設省土木研究所)

1. はじめに

今日、国および地方公共団体等において土木工事が多く行なわれ、大規模な土地改変が行なわれている。例えば、ダム建設における本体部分の掘削、材料山における原石の採取、道路建設における切土・盛土、その他河川、砂防、下水道、港湾工事等においても掘削、盛土、埋立等の土地改変が行なわれている。

ここでは、山地すなわち第四紀層以外の地質分布地域における大規模土地造成、すなわちダムの建設、高速道路のような高規格道路の建設と第四紀学との関連について述べる。

2. 山地における第四紀学と土地改変

山地を主に形成している第三系以前の地質、第四系の火山岩、熔結凝灰岩等はいわゆる硬岩である。硬岩は第四紀における地殻変動、変質作用、気候等によって、第四紀層のような軟弱な地質とは異なった問題を有している。それらの問題を列記すると、次のようなものがある。

- ① 第四紀の垂直変動に係わる不安定地形 (重力作用による不安定地形)
- ② 第四紀に活動した断層 (第四紀断層) と褶曲
- ③ 変質による岩盤の劣化
- ④ 岩盤の (深層) 風化による劣化
- ⑤ 浸食に伴う応力解放による岩盤のゆるみ
- ⑥ 気候変化に伴う浸食形態
- ⑦ 地下水による内部浸食

土木工事においては、これらの諸問題は斜面の形状と岩盤の強度との関係から主に斜面の安定性と地山の力学性の問題に集約されるが、土地改変で問題になるのは地すべり、斜面崩壊等のマスムーブメントである。マスムーブメント (図-1)

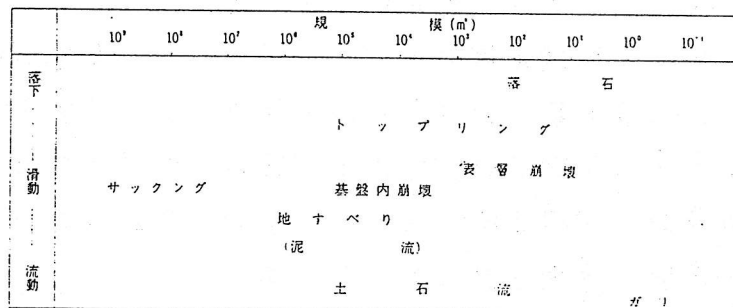


図-1. マスムーブメントの形態分類

は、起伏量すなわち第四紀における地盤上昇量と浸食量、および風化変質等を含めた地盤の脆弱性に起因されており、それらが降雨、地震等の天然作用と切土・盛土等の人為作用によって生じる。

土木工事による斜面災害には、現に移動しているものの切土・盛土等の土地改変・過去に移動したものの土地改変による再活動、土地改変により発生するものがある。土木工事においてはこれら全てを検討の対象としなければならない、特にダムの掘削斜面、高規格道路の切土・盛土では改変量が大きくなるために、その発生確率は高くなり、また発生した時の影響も甚大である。

3. 土木工事における調査と対応

土木工事においては、地すべり、斜面崩壊等の斜面災害を防止するために、図-2に示すような調査が行なわれる。すなわち、土木構造物の計画が立てられると、第1段階として文献資料、地形・地表踏査によって計画地のインフォメーションを行ない、第2段階として物理探査、ボーリング等によってインスペクションし、第3段階としてテストを行なって力字試験値を得、それらを解析して設計・施工を行なう。

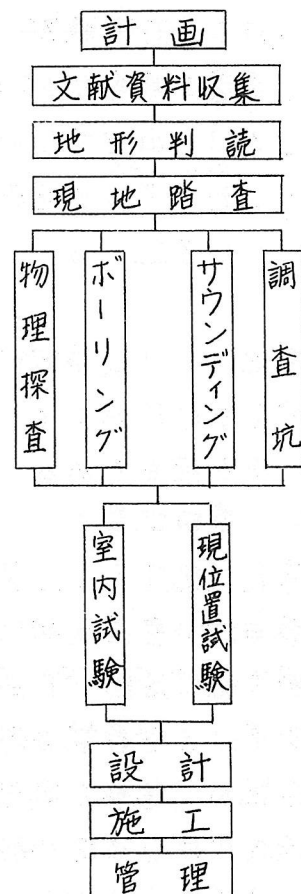


図-2. 調査のフロー

これらの調査は全て行なわれる訳ではなく、問題の大きさ、土地改変量の大きさによって変わり、問題のない所で小規模改変の場合は第1段階の調査のみで設計に進むこともある。問題箇所、大規模改変箇所では第3段階まで行なわれるのが常であり、問題の大きさによって調査量は変化する。

このような調査検討を行なっているにもかかわらず、土木工事において斜面災害を生じている。土木工事における斜面災害の発生タイプを分類すると、

- ① 事前に予測され、危険度が高いと判断されたもの。
- ② 事前に予測され、危険度が低いと判断されたもの。
- ③ 事前に予測されなかったもの

になる。①は十分な対策工を行なうためほとんど問題は生じていない。②は大規模土地改変では対策工が講じられることが多く、ない場合も影響は少ない。③は最も発生頻度が高いので、今後予測のための調査法の確立が必要である。

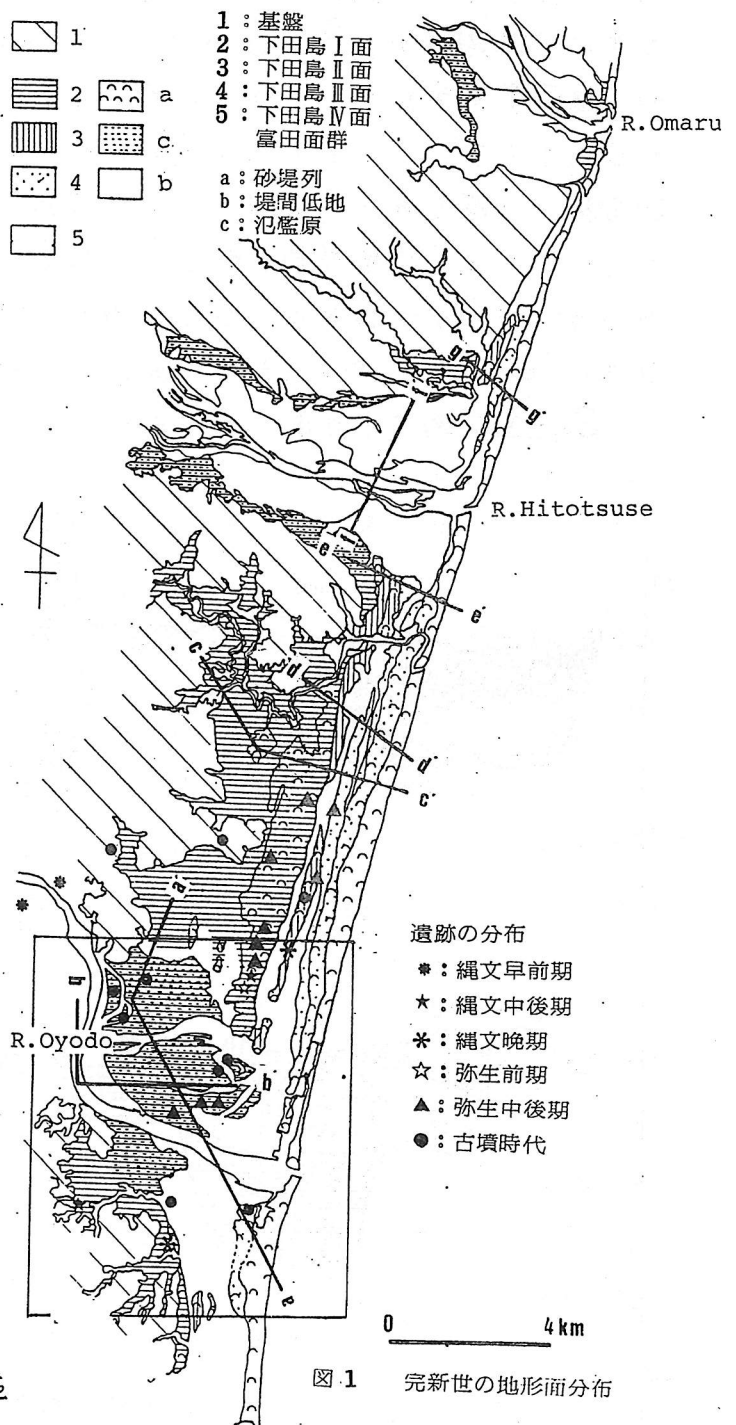
1 宮崎平野の完新世段丘について

長岡信治 (都立大・院)

宮崎平野には完新世段丘がよく発達しているが、その構造や発達史については十分に解明されているとはいえない。ここでは野外調査やボーリング資料に基づいて完新世段丘の構造を明らかにし、その発達史の考察を行う。

〔完新世段丘の区分〕 一ツ瀬川・大淀川下流には多段化した完新世段丘が発達している。段丘面は高位より、下田島面群($S_m I \sim IV$ 面)、富田面群($T_n I \sim IV$ 面)の2面群8面に区分される。 S_m 面群は海岸沿いの海成段丘面で、砂堤列と後背の堤間湿地の組合せからなる。発達により $S_m I$ 面は河川に沿って内陸へ入り組んでおり、河成面を伴う。 T_n 面群は河川に沿って分布する河成段丘面で、上流の面ほど新しい。その面上には旧河道や自然堤防等の微地形がみられる。

〔沖積層の構造〕 沖積層は岩相によつて、下位より層厚3~5mの基底礫層BG、最大層厚45m貝化石を含む下部シルト層Lc、層厚5~20m貝化石を含む上部砂層Us、シルト・砂・石礫の複雑な岩相を示す層厚5~25mの最上部層MUs_gからなる。BGは、上流の1.5~2万年前の围塩面群($K_n I, I', II$ 面)に連続する埋没河成段丘を構成し、最終氷期後半の低海水準に対応したものである。そのうちの最低位の $K_n II$ 面は最終氷期極相にあたる。 $Lc \cdot Us$ は三角州の底置層・前置層を構成しているが、 Us は Lc を



削り込んでおり、UsとLcの間には軽微な不整合が認められる。Usの堆積面は-10~0 mの埋没波食台に連続し、両者の形成が同時期であることを示す。UsとMUsgの間には層厚1~3 mのアカホヤ火山灰Ahが挟まれている。MUsgはSm・Tn面群と構成する三角州頂置層、氾濫原堆積物、海浜堆積物からなる。

[地形発達史と海面変化, Ah降灰] 最終氷期極相。BG堆積後海面上昇がはじまり、急速な海進によりLc・Usが堆積、三角州が各河口に形成された。しかし、その上昇は単調なものではなく Us・Lc 間の小不整合に示されるような小海退を伴った。海進は約6000年前に極相とみられ、波食台が形成された。Ahの降灰もまたに極相期である。SmI面は極相期の海面安定に対応して形成され、その旧河線高度から知られる当時の海面は+15 m、海成層直上のAhの高さをとると+10 mである。この値は他地域のものにくるべ大きな数字であるが、最終間氷期極相の三好原面がこの付近で+100 m以上の旧河線高度を持っていることを考え合わせると、隆起運動の影響が表現されているといえよう。SmI面以後、fluctuationしながら緩やかな海退に転じ、砂堤列の形成を伴ったSmII、III、IV面が次々と離れ、いた。こうした砂堤上の考古遺物から各砂堤の離水期を推定すると、SmI面が約5千年前、II面が約5千~3千年前、III面が約2千~1.5千年前、IV面はそれ以後である。形成時の河線高度はII面が+6 m、III面が+4 m、IV面が+3~+2 mである。Tn面群のうち高位のTnI面には中世の遺跡が埋没していることから、この頃にはTn面群の形成がはじまっていたらしい。

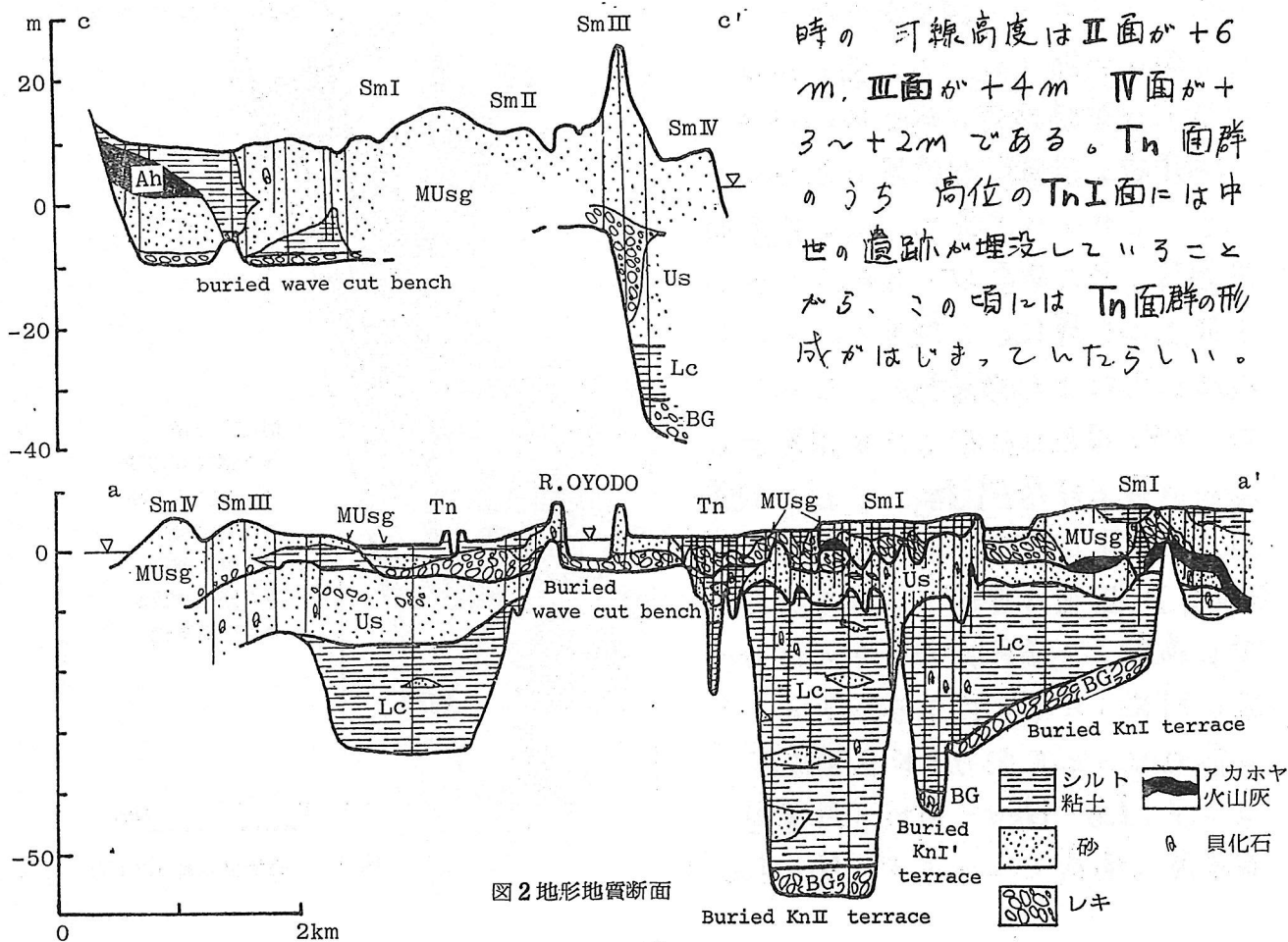


図2 地形地質断面

2 埋立地の“地層区分”とその物理的力学的性状

梅沢俊一（（株）山下地質コンサルタント）

埋立地は自然の営力によって生成した地盤と異なり、人間の手によって形成された地盤から構成されている。その特徴として①人工地盤②新しい（数百年～数年）③層相が複雑である、等があげられる。埋立地盤を地質学的・土質工学的に取りあげて研究したものとして東京港（清水・陶野 1973・1975・1983 など）の例がある。演者は埋立層を“地層区分”し、それぞれの物理的力学的性状についてその結果を報告するものである。

a) 埋立地の区分・対比

ここで取りあげる埋立地は造成後約2年経過しており、この時点でボーリング・土質試験をおこなった。埋立層は軟弱な沖積層の上に分布するもので、層厚は最大で30m内外となる。土質は粘土・シルト・レキ・土丹塊よりなり、最上部は残土型の埋立土で被覆されている（図-1）。埋立土は施工過程・埋立順序・層相・含有物の特徴により、表-1のように四区分する事ができ、又、表-2のように各区分に対応した地盤型（タイプ）となる。又、本埋立地の地盤は東京港（清水 1983）の複合型（Ⅲ）地盤に対比される。

Ⅱ) 埋立地の物理的力学的性状

埋立土A層とB層とでは造成時期・累重状態等により含水比・間隙比が異なる。即ち、より上位の埋立層程含水比・間隙比が大きい。一軸圧縮強度は深度方向に増加する傾向が認められる（図-2）。塑性指数（ IP ）ではA層とB層で $IP = 47 \sim 50$ とほぼ同様な値を示し、沖積粘土層と同一の値を示す。

N 値ではより下位に分布するもの程、大きい値を示す。即ち、A層では平均的に $N = 1$ 、B層で $N = 3$ 、C層で $N = 11$ である。湿潤密度（ ρ_t ）ではA・B層とも平均的に $\rho_t = 1.5 \text{ g/cm}^3$ を示し、沖積粘土層と同一の値を示す。

Ⅲ) まとめ

①埋立層は施工方法・埋立順序・層相等により廃油粘土型・軟泥型・残土型・捨石型に区分される。②海産粘土も浚渫して造成されたA層とB層はその施工方法の特徴から“断面図”作成が可能で、土質工学的研究が有効となる。③埋立2年経過した時点で堆積物の鎮成作用はある程度進行し、粘土は圧密され強度は増加している。埋立層の地質学的アプローチは堆積学および第四紀地質学にとって重要であり、その研究成果は埋立地の土地利用・地震災害・地盤沈下・地盤改良などの建設技術問題の解決に大きく貢献するものである。

表 1 埋立土区分基準表

項目 区分	土 質	色 調	N 値	臭いの有無	硬軟の程度	含 有 物	備 考
Bs-A	シルト質粘土 砂混り粘土 レキ混り粘土	黒 灰 鋤 黒	0~2	鼻をつく悪臭 (油臭)を発する。	非常に軟かい	貝ガラ破片 腐植物 木 片	油臭で特徴づけられる。全体に非常に不均質である。
Bs-B	砂混りシルト レキ混りシルト シルト質粘土	緑 灰 暗 灰	2~9	軽い油臭がする。	軟かい	コンクリート片 ガレキ 貝ガラ破片	全体に均質な粘性土である。
Bs-C	レキ混りシルト レキ混り砂質 シルト シルト混り 砂レキ	暗 灰 暗黄褐 暗青灰	2~50	なし	軟かい やや軟かい	ガレキ コンクリート片 アスファルト ゴ ミ ロ ム	レキ質土を主体とする。
Bs-D	シルト混り 土丹塊 土丹混りシルト	暗褐灰 暗青灰 暗 褐	4~26	なし	ゆるい やや締った	土丹塊 砂岩塊	護岸マウンド(捨石基礎)

表 2 地層区分とタイプ

区 分	タイプ	記 事
Bs-A	廃油粘土型	しゅんせつした海底ヘドロを船に送泥
Bs-B	軟 泥 型	比較的均質な軟弱粘土よりなる。しゅんせつ粘土である。
Bs-C	残 土 型	台地より発生した陸上残土である。
Bs-D	捨 石 型	ケーソン護岸マウンドの栗石よりなる。

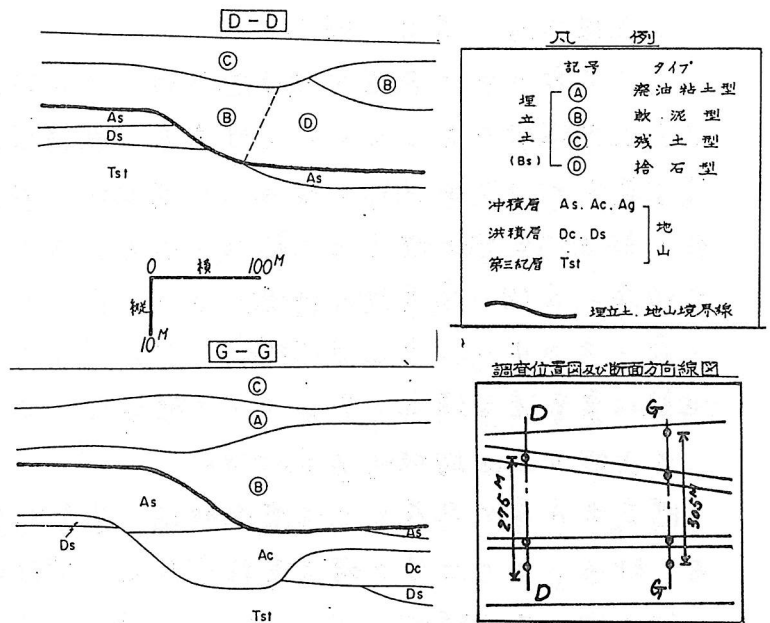


図 1 埋立土の分布状態及び累重状況

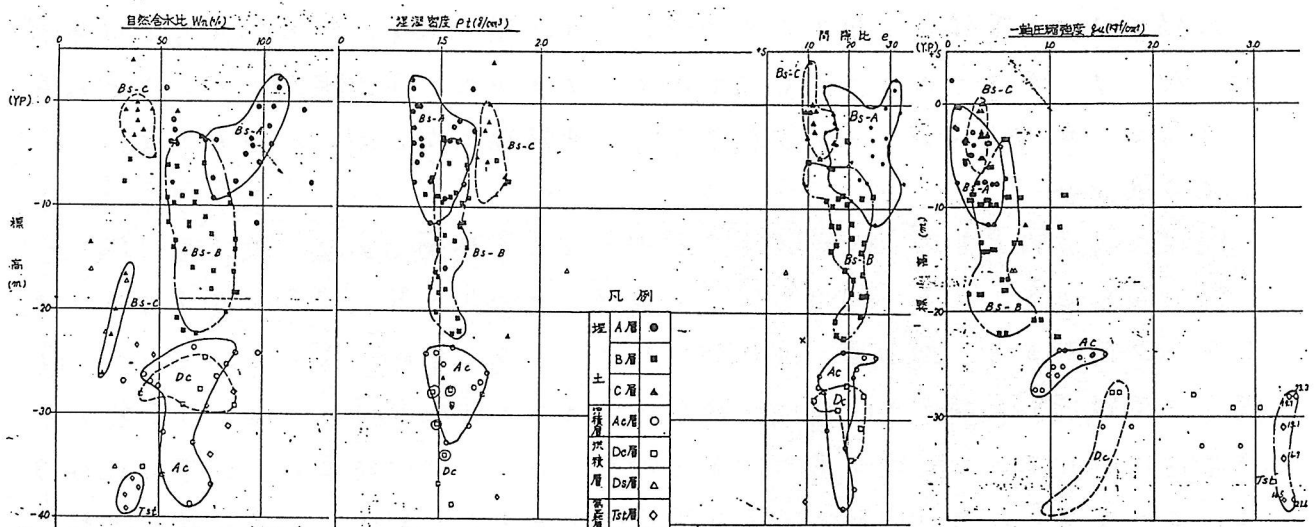


図 2 地層別深度と土質試験結果

3 琵琶湖底200mコアサンプルにおける粒度変動の周期性

山本淳之（大阪電通大）・柏谷健二（神戸大）・福山薫（京都大）

1 はじめに

琵琶湖は世界でも有数の古い湖であり、準閉そく湖で湖心部は堆積の最終域であると考えられている。ここでの厚い湖底堆積物は連続的に沈積されてきたものと推定され、堆積速度も大きいことから第四紀古環境の解析には絶好の対象と思われる。

琵琶湖湖心部のような最終堆積域における連続的堆積物試料には物理的諸条件の変遷を明示する貴重な記録が含まれている可能性があり、堆積学的な観点のみならず、気候学・地形学的観点からも極めて興味深い意義をもつものと考えられる。

1971年に京都大学の堀江によって琵琶湖湖心部水深65m地点で採取された長さ200mの堆積物コア試料は各種の分析がなされ、成果の総合も既に一応完了した段階である。しかしながら多くの問題点も残されている。例えば分析値から推定される気候変動がいかなるメカニズムによってもたらされたかという問題もその一つであろう。近年、HAYS ET AL. (1976) が南インド洋におけるボーリング試料の解析結果を公表して以来、気候変動の原因論としてMILANKOVITCH (1930) 説が再び有力な仮説として支持を得てきている。しかしながら地球の軌道要素の変動が気候にどの程度影響を及ぼすものかは現状では明らかではなく、MILANKOVITCH 説自体の最終的な当否は気候変動のメカニズムが明確にならない限り決着しがたい問題であろう。

本稿では気候変動のメカニズム論には立ち入らず、湖底堆積物の粒度の永年変化の周期性に着目して解析を行なった結果とMILANKOVITCH 説との対比・検討に議論を限定し考察を進める。

2 資料の分析および年代の決定

200mコア試料の分析は全層にわたり約25cm毎に5cm長の柱状堆積物を約780個取り出して実施し、粒径分布および粒子密度に関する資料を作成した。試料の年代決定には、コアに沿ったBulk Densityの鉛直分布の実測値を基に、堆積層の圧密過程を考慮して基準となる幾層かの絶対年代値を内挿（外挿）する原理を基礎として、3個の ^{14}C 年代値と6個のフィッション・トラック年代値を用いて全体的に適合するように補正した。後の解析は年代誤差が比較的小さいと思われる110mまでの試料を対象とする。

更に統計処理を実行するために、資料をこの年代尺度を用いて2000年毎に区切り、各区間の平均値を求め時系列資料を作成した。

3 解析結果

先ず、湖底堆積物の粒度変動のうち粗い粒子の混入によって生ずる細粒堆積物の粒度分布の変更を最も鋭敏に指示するとみられる二次歪度 $\chi^2\phi$ を取り上げてみた。この二次歪度の変動曲線を対象としてスペクトル解析を行なった結果はFIG. 1に示すが、41

ky. 22ky, 19kyという卓越周期が得られる。これらの周期は日射量の長期摂動をもたらす地球軌道要素の変動周期（地軸傾斜項の周期41ky, 歳差項の周期19kyおよび22~24ky）とほぼ一致している。また、これらの周期に近似した値は他の統計量からも得られており、20ky前後と約40kyを周期とするなんらかの作用が湖底堆積物に刻印されているという事実は明らかであろう。

また二次歪度の変動曲線（16ky以下をカットするローパス・フィルターをかけたもの）とMILANKOVITCHの日射量曲線（北半球平均）をFIG. 2に示すが、良い対応関係が読み取れ、今後の解析の深化が望まれる。

FIG. 1

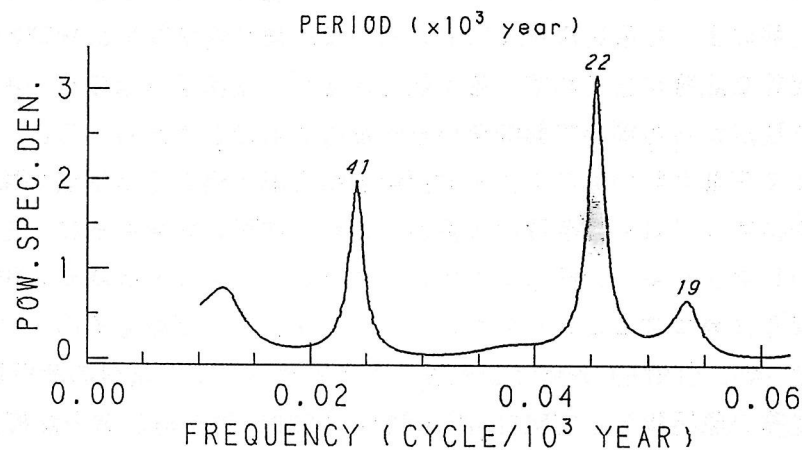
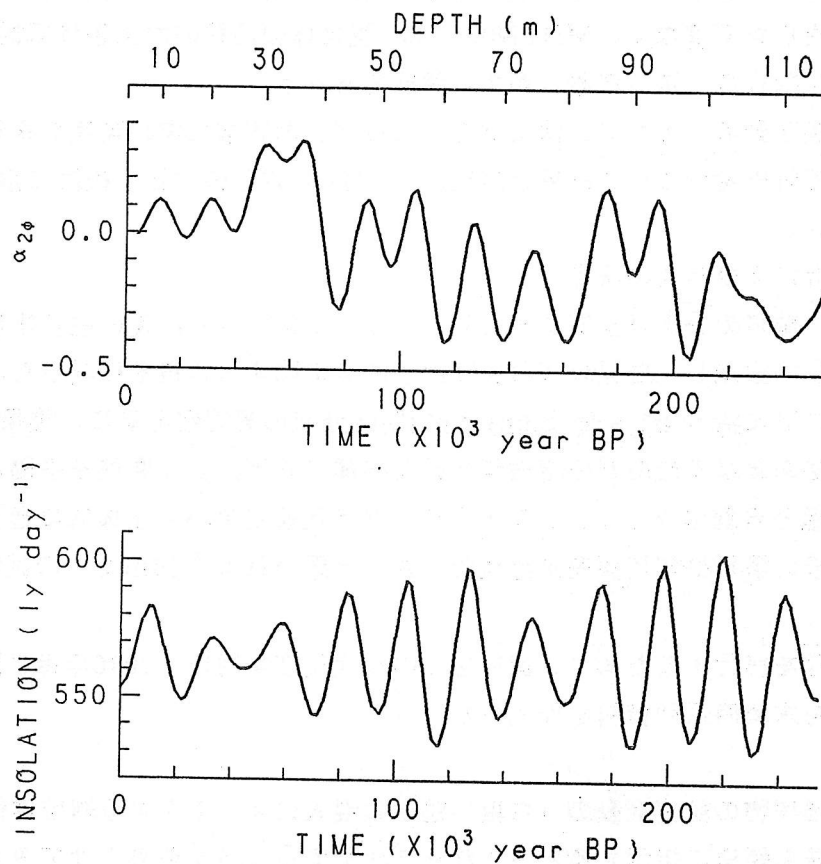


FIG. 2



4 風成環境における粒度組成の特徴(その2)

隅田まり・遠藤邦彦(日大文理・応用地学), 石田志朗(京大・理)

演者らは、オーストラリアの内陸・海岸、シリア砂漠、日本の海岸などを例として、風成営力が卓越する堆積環境における各種堆積物の粒度組成の特徴を検討してきた(Endo, 1973, 1978他)。また、これらに基き、風成環境における粒度型の形成過程についての試論を述べた(遠藤他, 1983)。これらに、最近詳細な古地磁気層序が明らかにされた(壺嶋・王, 1983)、中国陝西省洛川県の中国黄土層模式地のレス試料について、壺嶋博士の御好意により粒度分析を行う機会を得たので、レス堆積物を含めて、風成層や風成環境に関わる諸堆積物の粒度的特性について検討を行った。分析を行った中国のレス堆積物の年代は、Q1(Plio-Pleistocene boundary から松山・フルン又boundary), Q2(松山・フルン又boundaryから第2古土壌上面), Q3(第2古土壌上面から黒土壌下面)に分けられる(層序については、壺嶋他, 1983; 鳥居他, 1983; 壺嶋他, 1983などによる)。このうち馬蘭黄土はQ3の上半部にあたる。分析方法は、4.5φを境として、ふるい分け法と光透過式自動粒度分析法を併用した。中国のレス堆積物の代表的粒度型を図1に示す。また、図2, 3, 4には、Friedman法によって求められた、sorting ($\sigma\phi$), skewness ($\alpha\phi$)および中央粒径値($Md\phi$)の関係を示した。図2, 3は主として風成堆積物の比較、図4は、レスと様々な営力に基づく堆積物との比較を示す。図2に示すようにレスは内湾堆積物のような一般の泥質堆積物に比べて良くとうたされているといえる。一方、とうた作用を受ける前の原粒径や、粒径値そのものが著るしく異なるものを機械的に比較することはできないうが、他の営力の堆積物と一般傾向を比較すると、流水や波によって強くとうたされた堆積物

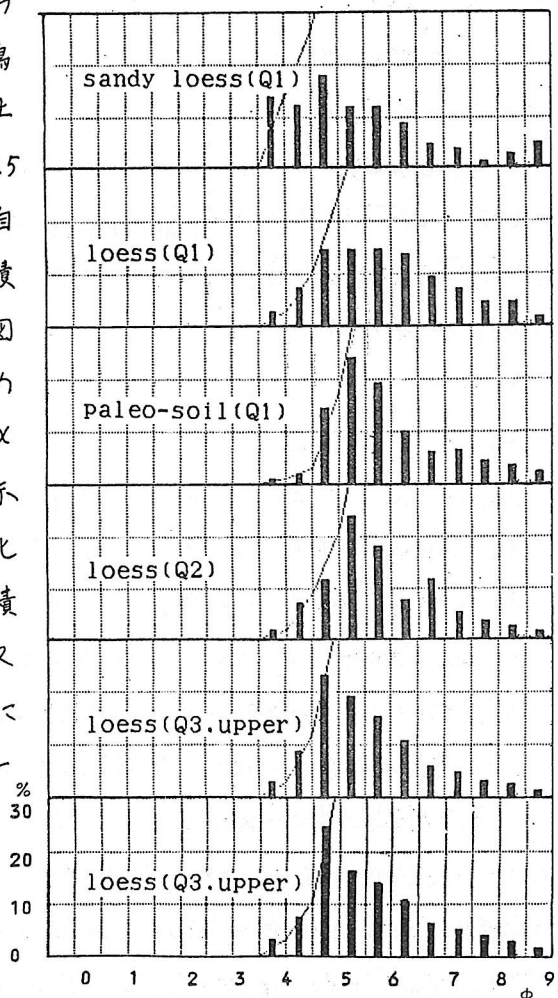


図1. 中国のレス堆積物の代表的粒度型

またそれらに由来する海岸砂丘などに比べ、レスやテフラはこうした程度が弱く、また、ハウス側に歪んでゐることが認められる。以上のような、レスをはじめ風成環境に発達する諸堆積物の粒度的特性の生じる要因について更に考察を加える。

—図の説明—

図2：風成堆積物および内湾堆積物の $\alpha\phi$ / $\sigma\phi$ / 中央粒径 ($Md\phi$) プロット。

図3：風成堆積物の $\alpha\phi$ / $\sigma\phi$ / 中央粒径 ($Md\phi$) プロット

※ 図2・3の領域

Japan Da: 日本の古砂丘. Japan Do: Dy: 日本の海岸の完新世砂丘. Pm-I: 降下軽石 (御岳第1軽石層).

Japan Inner bay dep.: 日本の内湾堆積物 (古奥隅湾有楽町相当層; 益永, 1983 MS)

Loess: 中国陝西省洛川県のレス堆積物 (含古土壤)

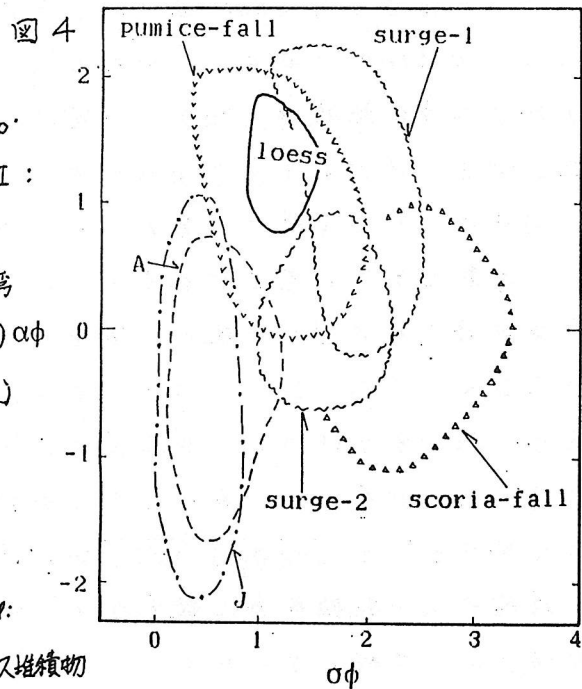
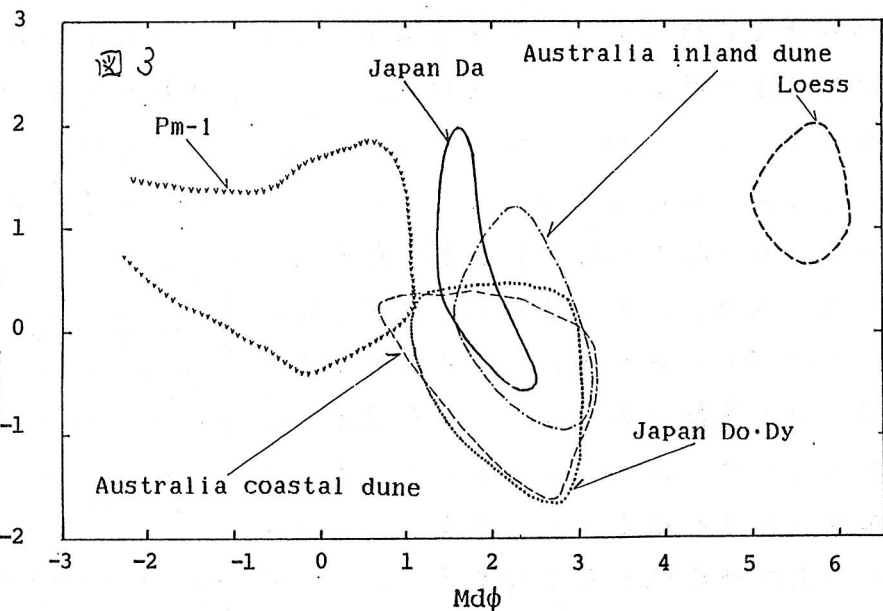
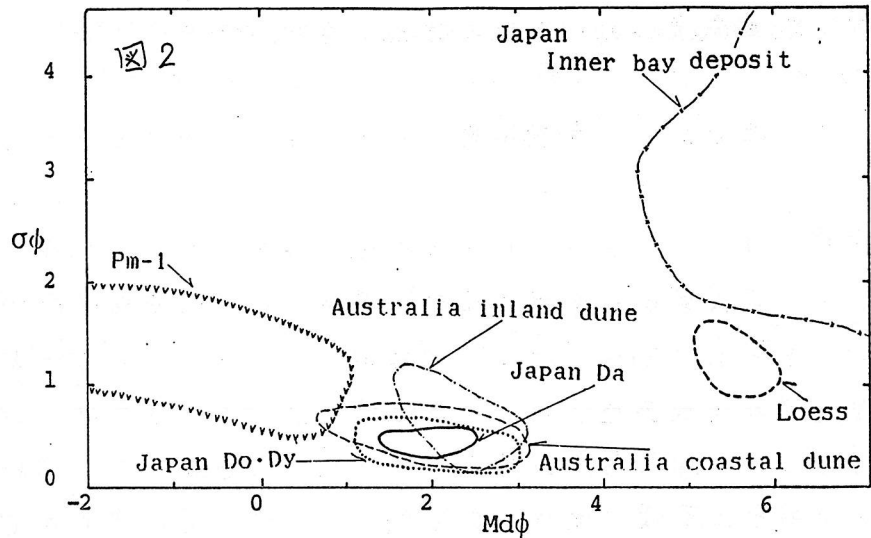
図4：様々な岩力に基づく堆積物の $\alpha\phi$ / $\sigma\phi$ プロット

領域 A: オーストラリアの海岸砂丘・内陸砂丘・海岸性堆積物・乾湖堆積物,

J: 日本の海岸砂丘・古砂丘・海岸性堆積物・河川堆積物, surge-1, -2:

-1, 1983三宅島サシ堆積物, -2, 新島サシ堆積物 (渡辺, 1981 MS). Pm-fall:

Pm-I, Sc-fall: 1983三宅島降下スコア, Loess: 中国陝西省洛川県レス堆積物



5 土質試験結果からみた後氷期以降の海面変動について

清水恵助(東京都港湾局)

従来の海面変動曲線図は、化石・テフラ・ ^{14}C による絶対年代測定結果などを総合することによって描かれてきた。テフラ・腐植物(ピート)・貝殻などの年代と埋積深度との関係づけによって検討されている。今回は、土質工学で使われる土質試験による主な指数によって、東京港地区における後氷期以降の海面変動を考察した。

海面変動を示す地質学的な資料としては、珪藻化石分析結果・浮遊性有孔虫含有率・ ^{14}C の年代測定結果などがあり、花粉化石分析も間接的な資料として上げられる。とくに、珪藻化石は、縄文海進における淡水→汽水→海水という一連の堆積環境の変遷が明確に読み取れる資料となっている。

一方、海面変動を示唆する土質工学的な資料としては、間隙比(e)・湿潤密度(ρ_t)・コンシステンシー指数などの各深度分布図があり、細粒分含有率(P_f)・間隙比・湿潤密度などの各指数断面図(Index Profile)なども有効な資料である。

土質工学的な指数より海面変動を考察するためには、次のような過程の前提が必要である。すなわち、海面変動→河口からの堆積物の運搬距離の変化→堆積物の層相の変化→土質工学的性質の変化という地質現象の過程である。この中で、層相の変化は粒度組成によって把握できるが、その背景には水の流速変化が前提とされており、水理学および堆積学からの吟味も可能である。しかし、多くの要因が複雑に作用しており、粒度組成から海面変動を解析した例は、これまでほとんどないといっている。

今回は、土質工学的な粒度試験の中で、粒径 0.074 mm 以下の細粒分含有率(P_f)によって検討した。その手順を以下に記す。

- 1) 同一区域の1本ごとのボーリングによる P_f 深度曲線に、 P_f の Peak (P_f が大の山) と Trough (P_f が小の谷) に1対の番号をつけ、それらの全体的な深度分布を図-1に示す。
- 2) 同番号の Peak と Trough について、深度の頻度分布図を作成し、その平均値を求める。それを図-2に示す。
- 3) 同様にして、Peak と Trough の P_f の頻度分布図を作成し、その平均値を求め、(2)の図と合成する。(図-3参照)
- 4) (2)・(3)で得られた点をなめらかな曲線で結び、 P_f 軸を拡大して

描き直し、 P_f - 深度相関図とする。(図-4参照)

5) (4)の図において、 P_f 軸を海面変動軸に、深度軸を年代軸にそれぞれ読みかえ、実測ないし定説となった年代と海水準を外挿し、目盛りをつける。この図を「 P_f 海面変動曲線図」と称し、図-4に示す。

以上で作成した海面変動曲線図は、他の従来の曲線に似ているが、検討を要する事項も多く、今後の課題としたい。

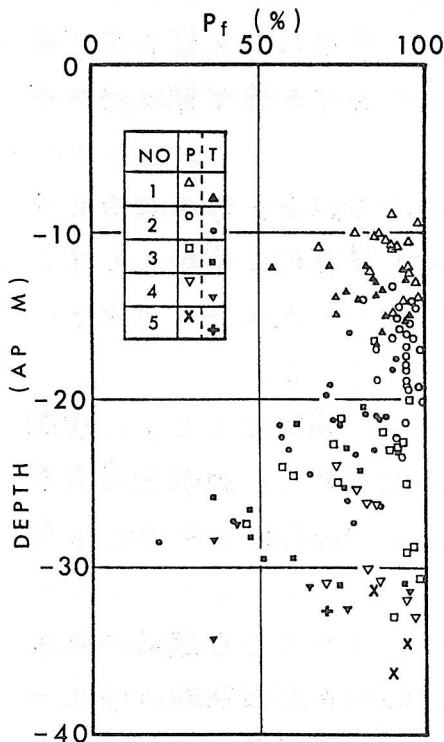


図-1

細粒分含有率(P_f)
のPeak・Troughの
深度分布図

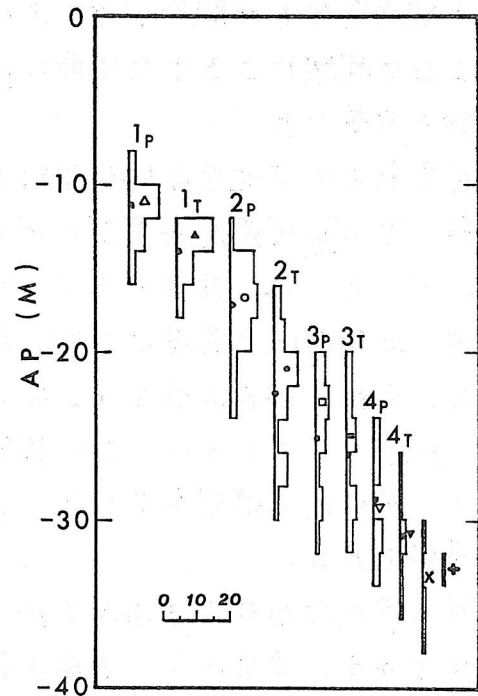


図-2

Peak・Troughの深度
の頻度分布図 (点は平均値)

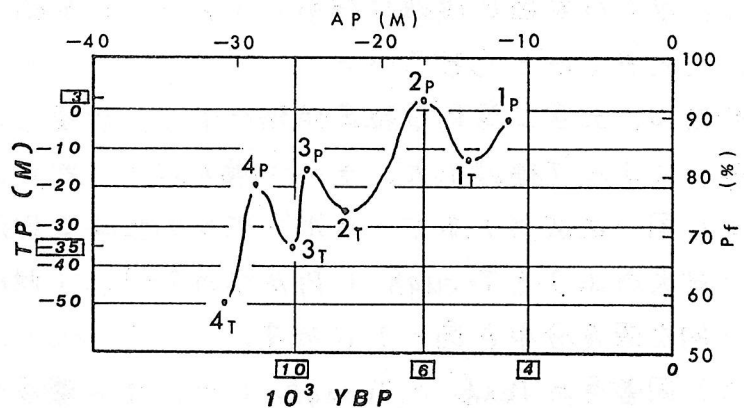
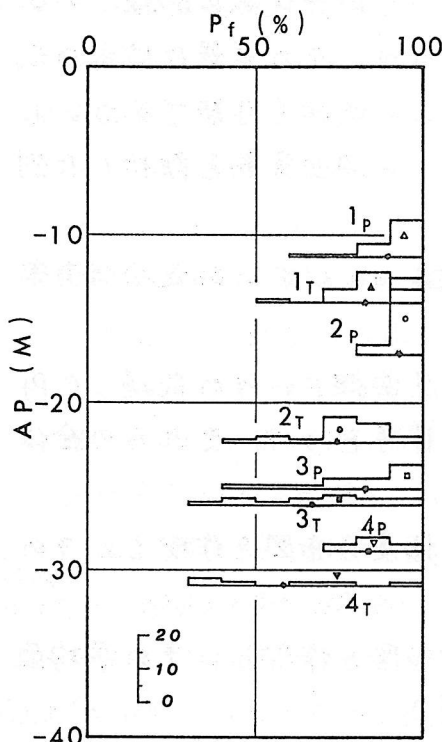


図-4

P_f -深度相関図および P_f 海面変動
曲線図 (□は実測値・定説値)

図-3

Peak・Troughの P_f の頻度分布図
(点は平均値)

6 手賀沼における湖底堆積物中の珪藻遺骸群集

鹿島 薫 (東京大・研)

〔研究の目的と方法〕

演者は、千葉県北部に位置する手賀沼において、湖底堆積物中の珪藻遺骸群集から、古環境変遷の推定を試みた。研究には、1982年に千葉県水質保全研究所において掘削した2本の湖底ボーリングコア試料を用いた。分析は、群集変化の頻繁なコア上部では10cm間隔で、中～下部では20～40cm間隔で行った。

〔コア試料中の珪藻遺骸群集〕

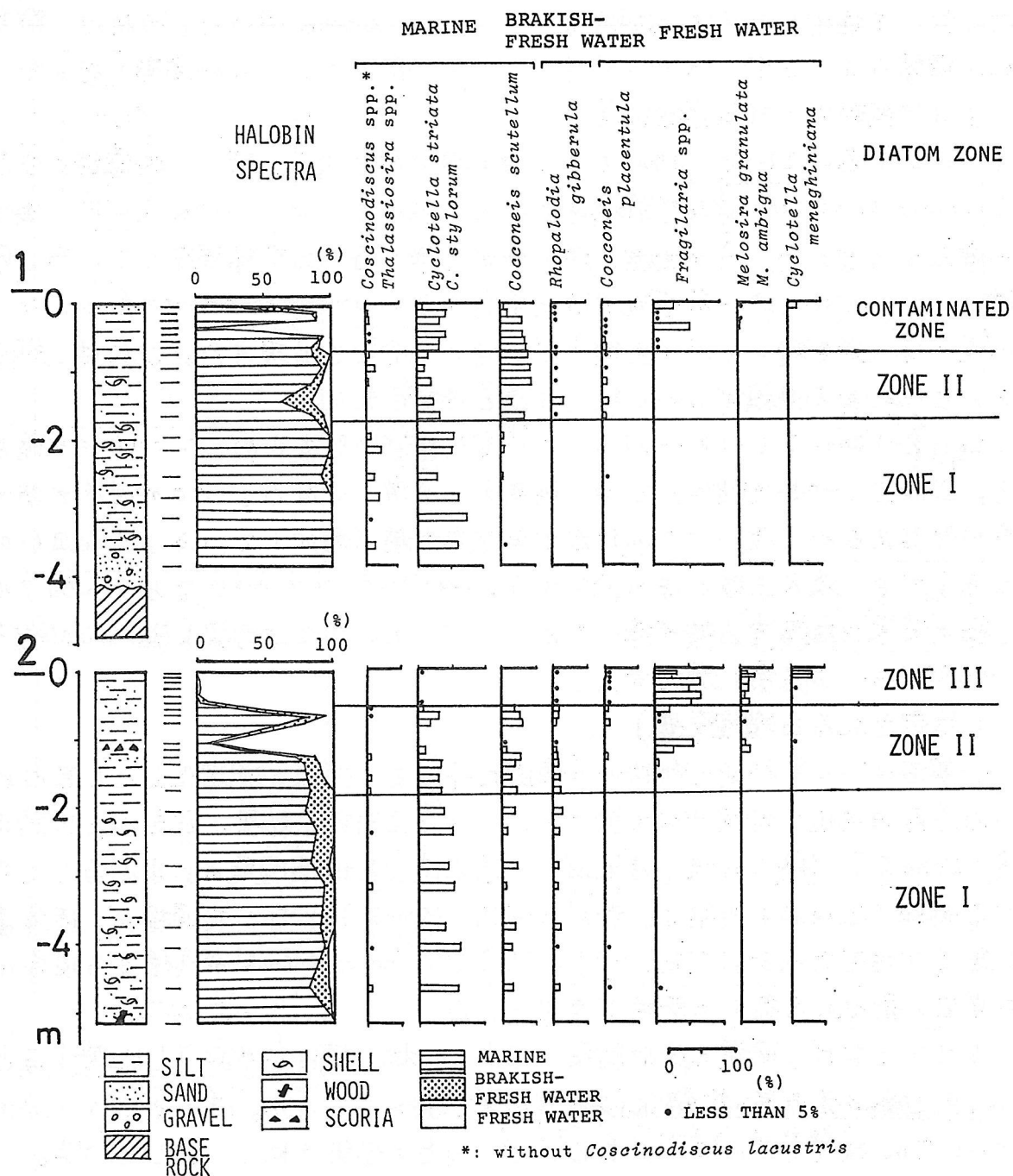
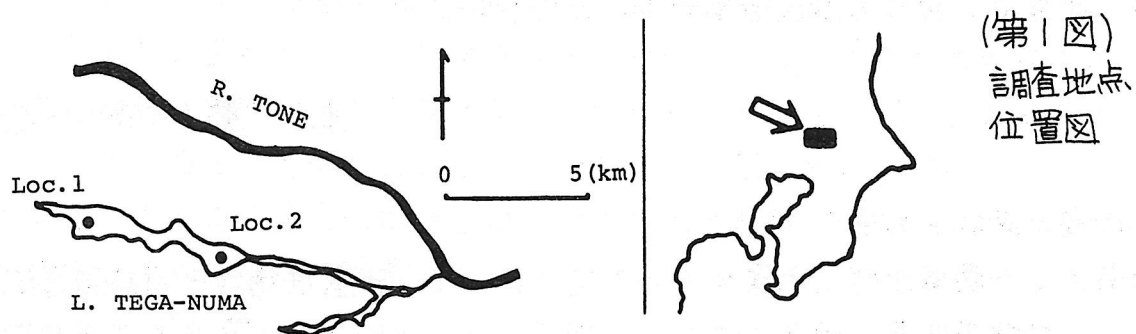
(Loc. 1) Zone I (-1.7～-3.9m)では、海生種が優占する。特に、内湾域に生息する *Cyclotella striata* が50%前後を占める。Zone II (-0.7～-1.7m)では、海生種が優占するものの、淡水生種・淡-汽水生種も各10%前後混在している。優占種は、*C. striata*、海～高鹹汽水域に生息する *Cocconeis scutellum* である。-0.7m以浅では、海生種から淡水生種までが混じり合って出現する。これは、湖底しゅんせつによる堆積物のかく乱によると推定された。

(Loc. 2) Zone I (-1.8～-5.2m)では海生種が90%を占め、*C. striata*が優占する。Zone II (-0.5～-1.8m)では、群集変化が激しくなる。-2.0m付近で淡水生種が90%を占めた後、-0.7m付近で再び海生種が増加している。Zone III (-0.5m以浅)では、淡水生種のみが出現する。*Fragilaria construens* など中～弱アルカリ性の沼沢に生息する種が優占するが、-0.1m以浅では汚染に強い *Cyclotella meneghiniana* が急激に増加する。

〔推定される古環境変遷〕

手賀沼は、江戸初期に利根川の東遷に伴って、淡水の湖沼化したと言われている(吉田東伍「利根川治水論考」ほか)。本研究の結果、安定した内湾的環境(Zone I)が続いた後、汽水域から淡水域へと堆積環境がめまぐるしく変化する時期(Zone II)を経て、淡水の湖沼(Zone III)となった過程が、珪藻遺骸群集より推定された。また、-0.1m以浅で *C. meneghiniana* が急増する現象は、手賀沼の最近の汚染との関係が考えられる。

本コアにおける硫黄の分析結果(根本, 小林, 楠田, 1984)と比較すると、Loc. 2で総イオウ量が-0.6m以浅で急激に低下している。珪藻からみた淡水層は-0.7m以浅(Zone III)であるので、両者の結果は良く一致している。



(第2図) 両コマ中の珪藻遺骸群集，左より地質柱状図，分析層準，群集別百分比，主要種の出現頻度グラフを並べた。

7 荒川流域の沖積層の層序と構造並びに化石珪藻による海面変動の考察

和田 信 (や田市立郷土博物館)

安藤一男 (埼玉県立豊岡高校)

荒川流域の沖積層については、近年、ボーリング資料の蓄積等により、多くの研究がなされつつあるが、漢者等はや田市を中心とした荒川低地の沖積層の層序・構造並びに化石珪藻の分析と基に海面変動等を研究し、当該地域の古環境の変遷史の解明を意図している (や田市史調査報告書第5集、や田の地質 I, 1980)。荒川流域の沖積層堆積盆の形成されたのは最終氷期の侵食最盛期であって、この河谷底がその後の海面上昇に伴い埋積され沖積層の下底となっている。それ故、本研究での沖積層は更新世の堆積物も含まれる。

沖積層の基盤となす地層は東京層に対比される地層と段丘堆積物である。漢者等の調査研究に基づく沖積層の層序及び構造は表 1. に示した。

1) 沖積層の基底礫層 (所謂 BG) 一下刻谷の中央部で 11 m の厚さを有するが、武蔵野台地及び大宮台地に近づくにつれ薄くなり消滅する。旧河道 (古期利根川) では侵食により薄くなる。この基底礫層は基盤となす洪積層と不整合に覆うもので、台地に連続する礫層とは混同しやすい。

表 1. 荒川低地沖積層層序

遠藤ほか 1981 1982			和田・安藤 1967, 1980, 1984		
有 楽 町 層	水 川 層	砂 泥 f	東京・板橋・船渡 有楽町層	戸田・本町 有楽町層	蕨・北町 有楽町層
	新 曾 層	砂 シルト m	上部 粘土泥炭シルト 砂・シルト (デルタ堆積物)	上部 粘土泥炭シルト 砂・シルト (デルタ堆積物)	上部 粘土泥炭シルト 砂・シルト (デルタ堆積物)
			下部 有楽町層 シルト 砂	下部 有楽町層 シルト 砂	上位段丘礫層 BATI (立川礫層 I)
七号 地 層	戸 田 層	泥 砂 m-f 礫 (BG)	七号地層 シルト 中位侵食段丘 (B.E.T. II) 基盤の地層 (東京層ほか)	七号地層 シルト 砂 シルト 砂 シルト 砂	上位段丘礫層 BATI (立川礫層 I)
		埋没段丘礫層 (立川 II 面)		低位段丘砂礫層 (B.A.T. IV) 基 底 礫 層	
		埋没段丘礫層 (立川 I 面)		基盤の地層 (東京層ほか)	

1967. 蕨市史自然編、1980 戸田の地質

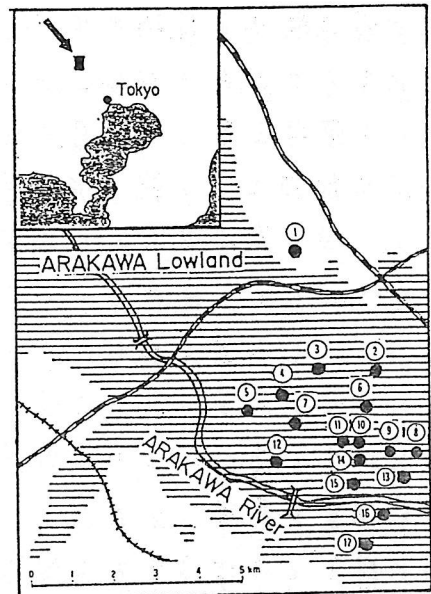


図 1. 調査位置と化石珪藻分析試錐コア地点

2) 低位段丘砂礫層 (B.A.T. IV) 一厚い所では 19 m の層厚を有する。下流部では侵食により河岸段丘となり、基底礫層及び基盤の洪積層と直接被覆する。

3) 七号地層 - 基底礫層並びに低位段丘砂礫層を剝削した谷を埋める砂とシルトの地層で、下部は一般に腐植物に富み、上部は粘土質になる。この地層は七号地層に対比される。

4) 下部有楽町層・一七号地層に局地的に侵食面を持って海成シルト層が堆積する。海生貝化石、有孔虫から海成堆積物で、有楽町層下部層に対比される。

5) 上部有楽町層・縄文の海の高退に伴う河川の延長を示す堆積物でデルタの前置層である。層厚は河道付近では9mの厚さを持つ。下部には角閃安山岩の礫及び浮石を含み、クロスタミナが発達した粗粒砂層の所もある。中田市文化会館建設工事現場の下部有楽町層(黒褐色粘土層)との非整合面から人頭骨の化石(C-14年代 5040 ± 100 Y.B.P)が発見されている。上部は黄褐色～黒灰色のシルト質粘土層で泥炭層を挟在する。岩質の均一性、広域分布から従来の自然堤防堆積物とする説には疑問がある。泥炭層の挟在からも滞水環境の堆積物である。漢者等は潟ないし湖沼の堆積物と考えている。

図1に示した試錐コアから抽出された、計251点の試料について珪藻分析を試みた。方法は各試料について、過酸化水素処理、酸処理を行った後、Pleurax封入のプレパラートを作製、含有珪藻の固定並びに計数を行い、各出現種の環境に対する適応性から古環境の復元を試みた。それらのうち、珪藻の塩分に対する性質を基準にした場合、巖手、中田市から和光市に至る位置で、荒川の流路に対してほぼ直交する地質断面においては、次の6分帯に大別される。

1). 海拔-41~-35m以深 海産種、汽水産種混合帯。

砂礫層の上部ないし、その直上の砂層で、珪藻量は少ない。

2). 海拔-41~-35mから-23~-16m, 淡水産珪藻帯。主として砂層ないしシルト層で、*Cymbella tugidula*, *Cocconeis placentula*, *Symedra ulna* がこの帯の代表種、珪藻量は少ない。

3). 海拔-23~-16mから-7~-2m, 海産珪藻帯。主としてシルト層で、*Melosira sulcata* がこの帯の代表種、珪藻量は豊富。

4). 海拔-7~-2mから-1~+1m, 淡水産種、汽水産種、海産種混合帯。主として砂層で、*Hantzschia amphioxys*, *Cyclotella striata* がこの帯の代表種で、珪藻量は地点によって相違する。

5). 海拔-1~+1mから+1.5~+3.3m, 汽水産、海産珪藻帯。主として粘土層で *Actinocyclus normanii* がこの帯の代表種、珪藻量は豊富。

6). 海拔+1.5~+3.3m以上, 淡水産珪藻帯。最上部の陸成層。

これらの分析結果に基づき、沖積層の岩相・層序・構造、C-14による年代測定結果等から、当地域一帯の海水面変動を考察する。今回の発表は予報の域を出ないが、詳細については逐次報告の予定である。(図版は別紙)

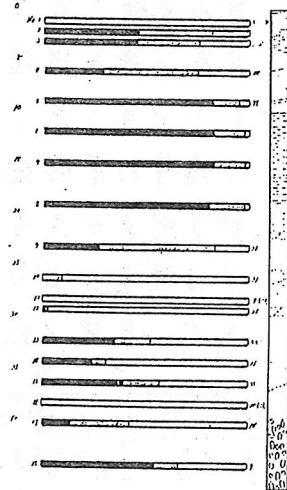


図2. 珪藻分析の例

8 現生珪藻の生死判別法の検討とその古生態学上の意義

小杉正人(日本大・院)

地層中の化石珪藻殻の解析を通じて古環境を復原する珪藻分析的研究にとって、現世環境において種の生態を正確に把握、指標となる群集を明らかにすることは重要である。ところが、通常の方法では弱酸で有機物の処理をした殻を検鏡し、種の同定を行なうため、異地性の遺骸を除去できず、正確な群集の区分がなされなかった。後藤(1979, 1983)は、酢酸カーミンやハマトキシリンにより殻内が染色された個体を採集地点での生体とする方法を考案した。しかし、こうした単染色法では原形質内の染め分けが難しく、染色像の細部は観察できない。Iskikawa(1969)の *Melosira* sp. の観察では、珪藻のクロロフィル粒の一部は、堆積物中に長期間保存されることが示唆された。この物質が染色されるとすれば、上記の単染色法による生死の判別は困難となる。

そこで、演者は二重染色法をとりあげ、珪藻細胞の染色像の状態から生死の判別を行なうことを考えた。今回は細胞内容物の観察に最も普及しているハマトキシリン・エオジン法(金子, 1978; 斎藤, 1984)を適用した。遠心分離・染色時間・便色時間・封入方法などを検討した結果、良好な染色像を得た。最も良いと思われる処理法を図-1に示す。

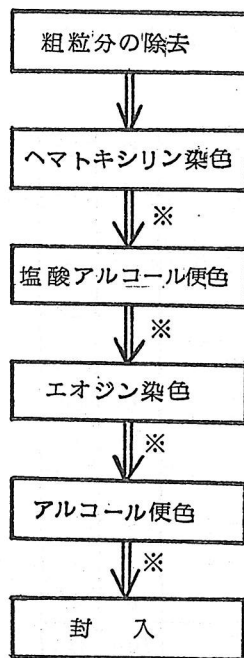


図-1 ケイソウの処理法

※は遠心分離。

この方法による珪藻細胞の染色は、核がハマトキシリンにより紫色に、細胞質の特定部分がエオジンによりオレンジ色に染色され、両者の染め分けは明瞭であった。また、透明感に秀れているため、種の同定に必要な殻上の模様も明瞭である。染色像は、細胞質の形態・核と細胞質の位置関係より、次の4つのタイプに大別できる(図-2)。すなわち、a)細胞質の像が小型で多数に分散したタイプ、b)細胞質の像が4~5個程度に分散したタイプ、c)細胞質の像が核を挟んで2つに分断されたタイプ、d)細胞質の像が大型で1つにまとまり、中心に核を取り込んでいるタイプ、である。中心型珪藻はa)、c)タイプ、羽状型珪藻はc)、d)タイプの染色像をもつことが多い。個体の生死判別は、個々の種が本来どのような染色像を持つのかを把握することにより可能である。

図-3, 4に上記の判別法の適用例を示す。適用試料は、

小櫃川河口域の各地点の表層堆積物を薄くはぎ取ったものである。図-3は染色プレパラート中の生体と遺骸の割合を示す。生体の出現率は前面干潟で高く、塩水湿地や河川域で低い傾向がある。図-4は生体出現率の比較的高かった塩水沼(図-3, ※)での生体と遺骸の群集を比較したものである。ここでは、遺骸だけに検出された種は少数ではあるが多様性に富む。これは、他水域起源の遺骸の流入が多くあることを示唆している。判別法により抽出された生体群は、採集地点での本来の群集をより正確に反映していると思われる。この

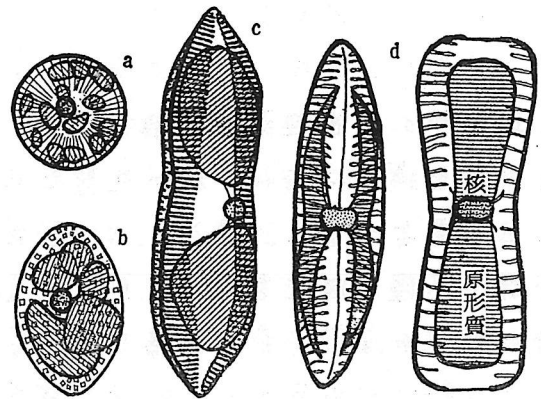


図-2 ケイソウの染色像

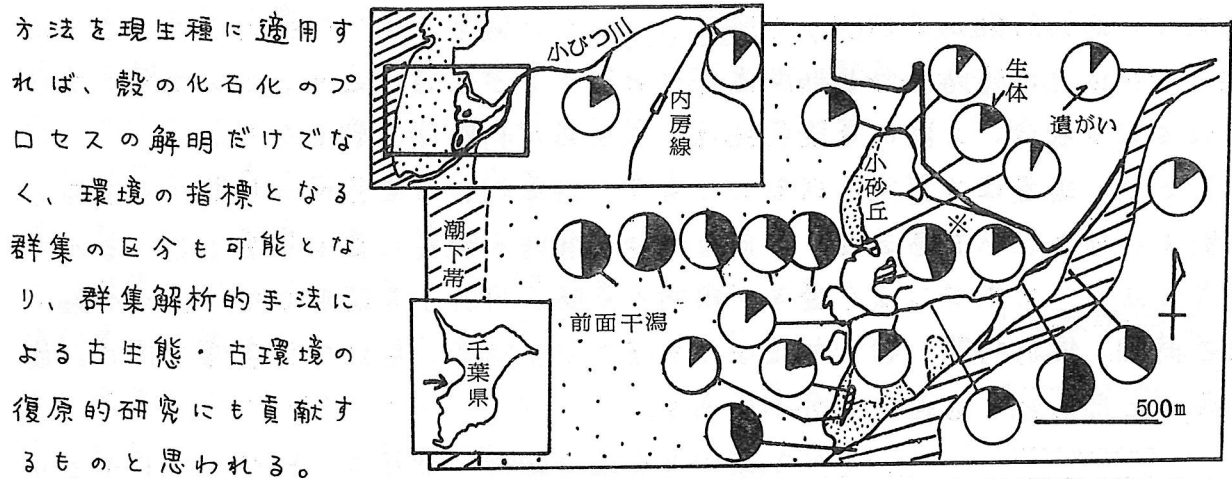


図-3 小びつ川河口干潟における表層中の生体ケイソウ出現率(%)
(注) 採集は昭和58年10月21日。

species	生	体	遺がい							
<i>Coscinodiscus</i> spp.	0	1		<i>Diploneis smithii</i>	0	3		<i>N. frustulum</i>	18	14
<i>N. italica</i>	1	1		<i>D. suborbicularis</i>	11	34		<i>N. granulata</i>	4	22
<i>N. nummuloides</i>	0	1		<i>D. spp.</i>	0			<i>N. paleacea</i>	0	1
<i>N. sp.-n</i>	0	15		<i>Rhoicosphenia abbreviata</i>	0	2		<i>N. tryblionella</i>	0	3
<i>Rhaphoneis surirella</i>	0	1		<i>Navicula capitata v. linearis</i>	132	43		<i>N. spp.</i>	5	13
<i>Pimerogramma</i> spp.	0	2		<i>N. clipeiformis</i>	0	1		<i>Amphora brevipes v. intermedia</i>	0	1
<i>Sunetra</i> spp.	0	2		<i>N. comoides</i>	0	1		<i>A. holsatica</i>	47	35
<i>Fragilaria construens</i>	0	1		<i>N. pseudodissipata</i>	1	1		<i>A. sp.-H</i>	14	14
<i>Cocconeis placentula v. cuatrecasas</i>	0	2		<i>N. spp.</i>	56	43		<i>A. spp.</i>	4	7
<i>C. scutellum</i>	0	5		<i>Caloneis</i> spp.	0	1		<i>Cymbella</i> spp.	0	1
<i>Achnanthes</i> spp.	0	2		<i>Bacillaria paradoxa</i>	4	3		<i>Surirella gemma</i>	3	4
<i>Galosigma poisonii</i>	1	2		<i>Nitzschia acuminata</i>	2	1		unknown	6	25
				<i>N. cocconeiformis</i>	0	1		total	309	311

図-4 塩水沼における生体群集と遺がい群集の比較

(注) 同一染色プレパラート内の生体と遺がいを各々約300個体カウントした。

9 渡島半島における中期更新世以降のグイマツの出現時代

矢野牧夫（北海道開拓記念館）

カラマツ属に所属するグイマツ（*Larix gmelini* GORDON）は、落葉性針葉樹で、現在、南千島（エトロフ、シコタン両島）、樺太、シベリア東部、カムチャツカ、沿海州、満州などの亜寒帯および寒帯に分布する（林、1969）。

この種は、かつて更新世には北海道の各地域に広く分布していたようであり、各地の更新統から特徴のある毬果、枝、葉などの遺体が産出し、植生の変遷をはじめ気候の変動を考えるうえで重要な資料となっている（MIKI, 1957, 矢野ほか 1968, 矢野 1969, 矢野ほか 1969, 矢野ほか 1978）。

演者は、1974年より北海道南部の渡島半島を調査地とし、とくに、更新統の植物遺体を調査してきたが、これまでのところ、中期更新世以降の特徴的なグイマツの出現期を明らかにすることができたので、ここに報告することとした。

1. 中期更新世のグイマツ

渡島半島北部の黒松内低地帯には、粘土、砂、礫からなる厚さ数十mの「蕨岱層」が分布する。この堆積物の2つの層準からグイマツが産出する。上位の層準は「蕨岱層」の最上部からであり、下位のものは、この堆積物の中部付近からである。これら2つの層準のほぼ中間部に厚さ40cmの降下軽石層がみられるが、フィッシュオントラック年代は、 0.4 ± 0.08 Maの値が出されている（矢野 1983）。

軽石層のほぼ直下には、スギ（*Cryptomeria japonica*）、サワラ（*Chamaecyparis pisifera*）などを中心とする特殊な組成を示す遺体が多数産出する層準があり、「蕨岱層」の2つの層準から産出するグイマツは、連続するものとは考えられない。

「蕨岱層」は、下部更新統および中部更新統の一部に対比されている「瀬棚層」を不整合におおい、また、「蕨岱層」の上位は、上部更新統に対比されている「知床川層」に不整合におおわれていることから、その堆積年代は、中期更新世の中・後期と考えられる。

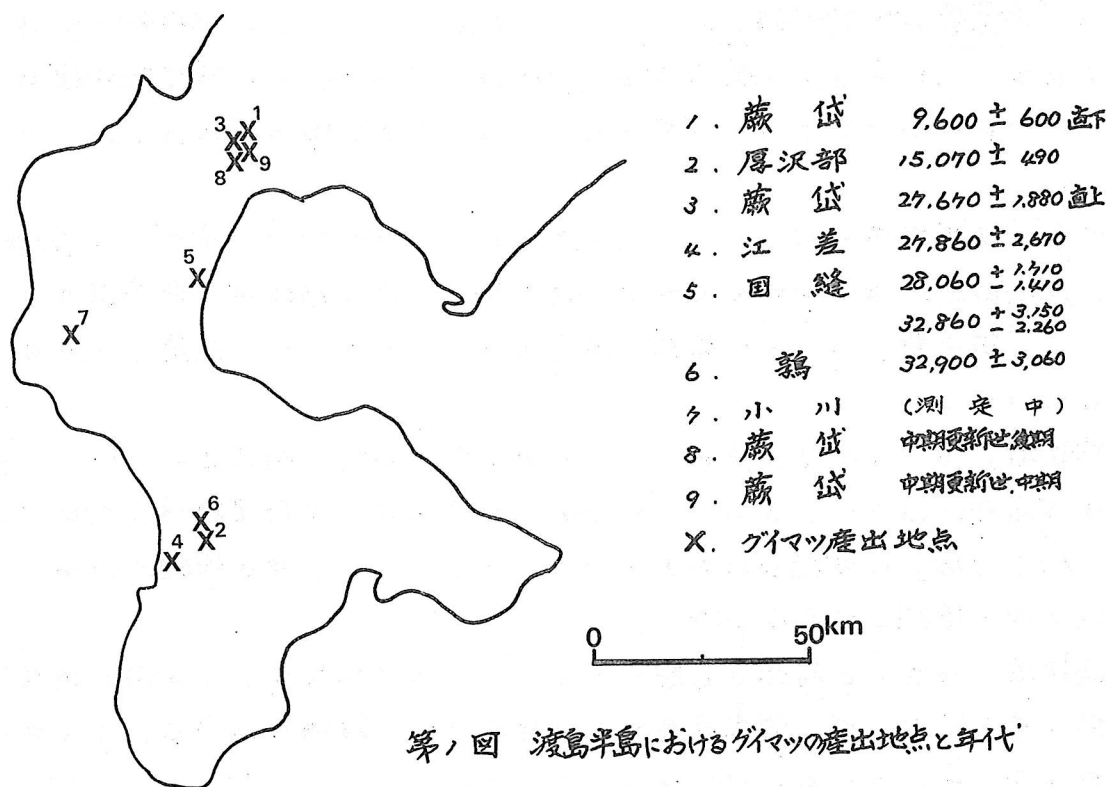
「蕨岱層」の2つの層準から産出するグイマツの存在は、この種の現在の分布状態を考えるならば、渡島半島の中期更新世中・後期における、2つの気候寒冷期を示しているものと思われる。

2. 後期更新世のグイマツ

渡島半島の太平洋沿岸および日本海沿岸には、幾段かの海岸段丘が発達し、段丘堆積物の上位には薄い泥炭層が分布することが多い。また、内陸部寄りの地域においても、河成段丘、小規模な崖盤状地形がみられるが、それらの堆積物中にも泥炭層がみられる。

渡島半島では、上部更新統に対比されるこれらの堆積物のなかから、これまでに7地点からグイマツの遺体が多数発見されている。それらの地点と年代は第1図に示すとおりである。

¹⁴C による絶対年代の数値によれば、33,000 年前頃からほぼ10,000 年前頃までにあたって渡島半島には、グイマツが広く分布していたものと思われる。現在までのところ、最終氷期において33,000 年よりもさらに古い層からはグイマツが発見されていない。最終氷期における最寒冷期は20,000 年前前後であることが知られているが、渡島半島の後期更新世のグイマツもこの気候寒冷期に関連するものであろう。



10 北海道長流川左岸に分布する湖成堆積物の花粉分析(予報)

星野フサ(札幌静修高校)・大室道夫(札幌石山小学校)

はじめに

鈴木守氏および松井公平氏は伊達町の地質(1970)の調査の折に、有珠郡壮瞥町の壮瞥橋附近に湖成堆積物が存在することを発見した。そして星野に花粉分析を依頼した。その分析結果は、ずいぶんノートの間にしまわれていたのであるが、今日の眼で見ると大層、後世に残すべき極めて重要な内容であることが明白であります。早速、鈴木氏らに公表・再調査の許可をいただき、この報告となりました。野外調査・花粉分析ともに途中ではありますが、ここに概要を報告し、諸賢の御助言を仰ぎたいと思います。なお、本調査は、黒松内低地帯から、石狩低地帯にかけての上部更新統の研究にとって、極めて重要な研究であり、テフクロロジーの研究者の方々の御指導を切に願っている次第である。

地質概略

鈴木氏らの依頼で花粉分析を行なった露頭は図1のX1である。長流川左岸には、海拔100m位の平坦面が北東～南東方向に約5kmにわたって広がっており、牧草地等として利用されている。

この平坦面の構成物は、下位より、長流川河床に露出する溶結凝灰岩、亜円～円礫からなる段丘堆積物、湖成堆積物および有珠山降下軽石堆積物等である。

花粉分析のための試料は、湖成堆積物および段丘堆積物にはさまれた砂層から採取された。湖成堆積物は確認された最大層厚は約5mである。黄褐色の粘土ないし、シルトからなり、特徴的な横縞状を呈する。また、この湖成堆積物は最大層厚を示すところ(X1地点)でのみ、下部が青灰色となり、この部分から花粉化石を抽出できた。段丘堆積物の間に挟まれた砂層は、暗灰色の砂ないし peaty clay で、炭質物を、ところどころに含んでいる(目下、分析中)。また

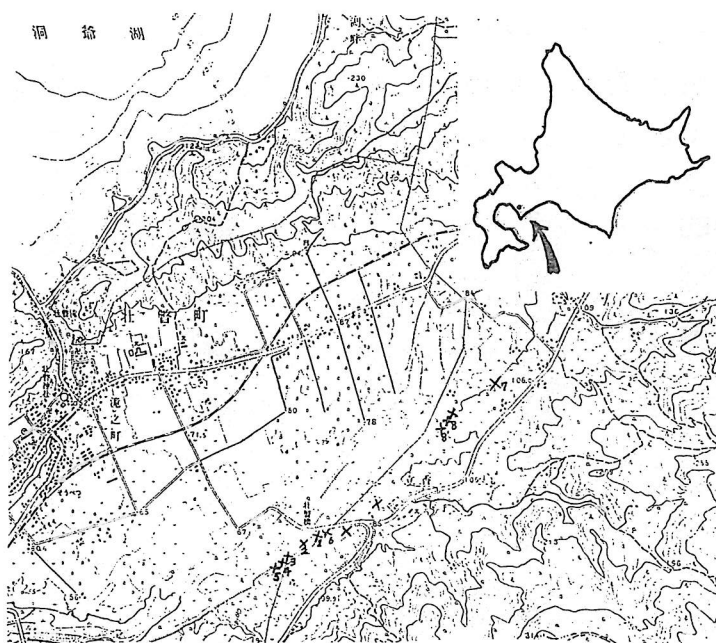
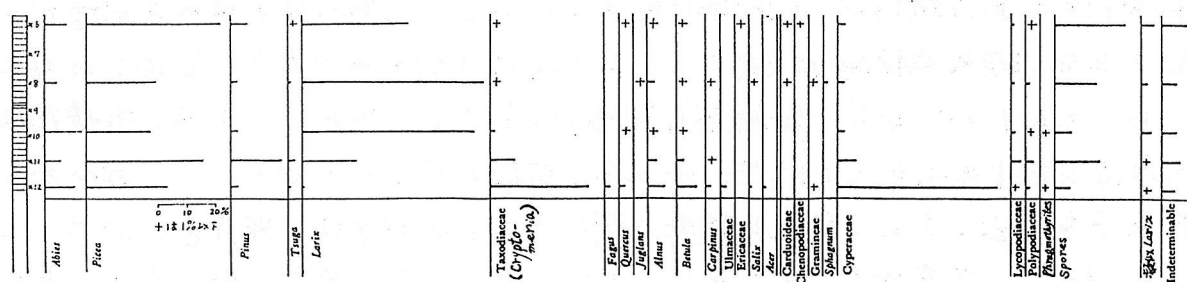


図1 調査地域

X印—露頭
X1—柱状採取地点

花粉分析

表 1



11 黒松内低地帯における中部更新統の花粉分析

神谷美由紀(札幌豊園小)・杉山多佳子(厚田望来小)

北村法子(北大環境科学・院)

黒松内低地帯は、冷温帯林と亜寒帯林の境界にあたり森林分布上、重要な地域である。この黒松内低地帯で花粉化石により更新世における植物群の変遷を調べることは、北海道における氷期、間氷期の堆積物を考える上からも、きわめて重要であると考えられる。

試料の採取地点は、長万部町蕨岱から双葉に至る地域に位置する。この地域の第4系は、山田他(1980)によれば、蕨岱層・知来川層及び蕨岱火山堆積物に分けられる。

演者らは、蕨岱層の花粉分析を行い興味ある結果を得たので報告する。この蕨岱層には、黄褐色のオガクズ状を呈する火山灰を夾在し、3つの露頭で追跡できた。これをFT法で測定した結果、 $0.40 \pm 0.08\text{Ma}$ という値が得られたので、蕨岱層の堆積年代を更新世中期とした。

大型遺体として下部よりグイマツ・オニグルミ・エゴノキ・スギ・サワラ・アスナロ・モミ属・トウヒ属続いてグイマツが産出する。

この3つの露頭での層相の比較、鍵層の火山灰での対比、大型植物遺体の産出状態、花粉組成の層位的変化を検討した結果、9つの花粉帯を設定した。

I *Pinus-Betula* 帯

マツ属、カバノキ属が優勢、カラマツ属を伴う。冷温帯広葉樹に乏しく、下草の種類が多い。陽樹が優占する森林形成初期段階と考えられ、現在の気候では、グイマツを伴う亜寒帯針葉樹林植生の、すなわち南カラフト中部あたりの気候と推定される。

II *Picea-Abies-Pinus* 帯

トウヒ属が優占、モミ属・マツ属が優勢、前時代と比べて下草の種類が少なくなる。上部に向けて、冷温帯性広葉樹、下草の種類が多くなる。エゾマツ・トドマツ林+アカエゾマツ湿原、すなわち針葉樹林時代である。現植生ではグイマツをほとんど伴わない、トウヒ属>モミ属の亜寒帯針葉樹林が想定され、南カラフト南部～北海道北部程度の気候と推定される。

III *Pterocarya-Fagus* 帯

サワグルミ属が優占、ブナ属、オニグルミ属が優勢、ハンノキ属、シダ類のウラボシ科と、湿原要素も優勢である。シダ型林床を伴う、スギを混えたブナ林、あるいは溪畔や水はけのよいサワグルミ-オニグルミ林が想定される。現

植生と比較すれば、東北地方日本海岸にみられるサワグルミー・ジュウモンジシダ群集に非常に近いといえる。気候的には北海道南西部～東北地方、更にスギを伴うことから青森以南と推定される。

IV *Cryptomeria-Fagus* 帯

スギ属が優占、ブナ属が優勢、ヒノキが混生し、下草は少なく湿地を好むハンノキ属も優勢である。現植生との比較をすると、木曾の御岳の植生と予想される。前の時代より温暖化が進むとともに、湿潤でもあった。

V *Picea-Abies-Cryptomeria* 帯

トウヒ属、モミ属、マツ属が優勢、スギ属を伴う。下草は少ない。ブナ・サワグルミなどの冷温帯性広葉樹が少ないことから、前時代の冷温帯林から亜寒帯林への移行期とし、発達した針葉樹林植生が推定される。現植生との比較をすると、エゾマツ、トドマツとスギの共存する植生はみられないが、スギの植林が充分育つ函館程度の気候であったと推定される。

VI *Picea-Polypodiaceae* 帯

トウヒ属が優占、モミ属が優勢、シダ類のウラボシ科が優占する。現植生との比較をすると、北海道、中部山岳地帯の亜高山帯植生であったと推定される。

VII *Betula* 帯

カバノキ属が優占し、針葉樹はま、たく見られなくなるのが特徴。この層準は、鍵層としての火山灰の直上に位置する。

VIII *Picea-Pinus-Larix-Betula* 帯

トウヒ属、マツ属、カラマツ属、カバノキ属が優勢で、下草ではカヤツリグサ科、ミズゴケ属が優勢である。高層湿原の発達が想定される。現植生との比較をすると、グイマツを伴うことから南カラフト中部程度と推定される。

IX *Picea-Abies-Alnus* 帯

トウヒ属、モミ属の針葉樹が優占し、ハンノキ属、ツツジ科などの湿原要素が優勢である。前時代の高層湿原から低層湿原に移行したと考えられる。

以上の9つの花粉帯から、炭床層において下部より上部に向けて、トウヒ属が優占し、グイマツを伴う亜寒帯植生から、スギが優占する冷温帯植生へ、さらに再び亜寒帯植生へと移行したことがわかった。そこで、この黒松内低地帯における更新世中期の古気候は寒冷→温暖→寒冷という気候変化を示したことが明らかになった。

また、花粉帯Vにおいて、現植生にない樹種の共存が見られたことについては、その解釈のひとつとして温暖な気候から寒冷な気候への移行期の植生としたが、今後、更に検討すべき課題のひとつである。

12 滋賀県曾根沼湿地の花粉分析

松下まり子(神戸大・養・生物)・前田保夫(神戸市教育研究所)

曾根沼は琵琶湖東岸，彦根市に位置し，宇曾川下流左岸の荒神山蔭にある内湖である(図1)。曾根沼の堆積物は大部分がPEATで、深度9mの年代が12,260±130年前と測定され、約12,000年前から現在にいたる情報が得られた。

主な木本花粉の出現状況から6つの花粉帯(a~f)に区別することができた(図2)。

a帯：マツ属，ツカ属，モミ属，コナラ亜属で特徴づけられる。マツ属には五葉松タイプが含まれ，トウヒ属も出現する。

b帯：コナラ亜属の急増，優占，カバノキ属の高率出現で特徴づけられる。他に，オニグルミ・サワグルミ属，シデ属，ブナ属等の落葉樹種が多い。

c帯：コナラ亜属の最盛期。カバノキ属の急減，トウヒ属の消滅，スギ属の出現が注目される。

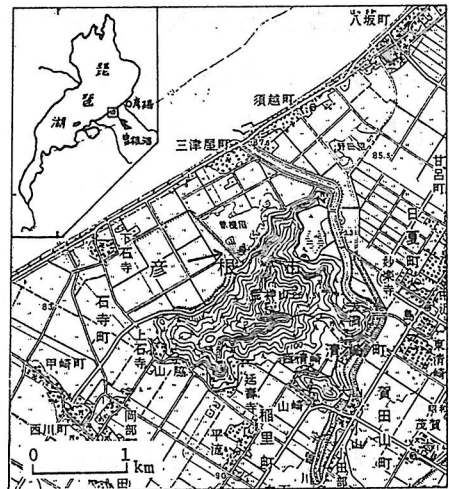


図1 調査位置図

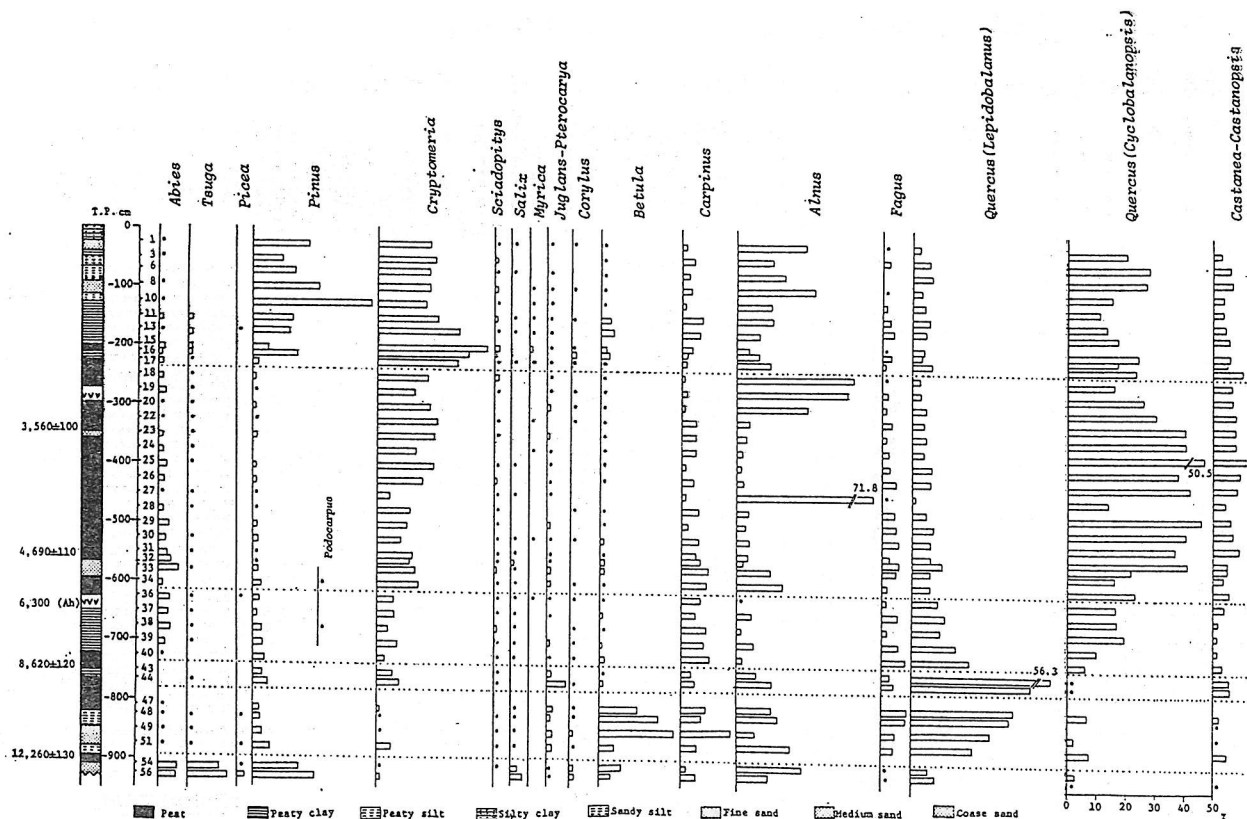


図2 滋賀県曾根沼の花粉タイフグラム (木本花粉，基数は木本花粉総数)

d帯：コナラ亜属とアカガシ亜属の交替期にあたり、その年代は6,300年前頃と予想される。これらと共にエノキ・ムクノキ属が高率で出現するのが特徴的である。この傾向は大阪平野、京都等でも認められる。草本花粉・シダ胞子の消長(図3)をみると、この帯でコウホネ属、ハス属、マルバオモゲカ属、ヒシ属等多くの水生植物が出現し、-5.50 mまで続く。沼地の拡大がみられ、一つの原因として湿潤化が考えられる。現存のエノキ・ムクノキ林は沖積低地や後背湿地など湿潤な立地にみられ、植生史上、単独の森林帯とみなせよう。

e帯：アカガシ亜属全盛期。これに、ミイークリ属、スギ属が高率で随伴し、ヤマモモ属が低率ながら出現してくる。最盛期は4,690±110～3,560±100 年前の間にあると予想される。

f帯：アカガシ亜属、ミイークリ属を基調に、マツ属、スギ属の急増で特徴づけられる。マツ属と共にイネ科(特に大粒径)の急増がみられるが、これは農耕地拡大による照葉樹林の減少と二次植生としてのアカマツの増加によるものであろう。ただ、f帯の分帯基準は、人為的な植生変化によらず、スギ属の増加時期におき、この時期については年代測定中である。スギ属の増加は湿潤化のためと考えられ、これは水生植物花粉が再び出現しはじめる-2.25 mの層準と一致する。

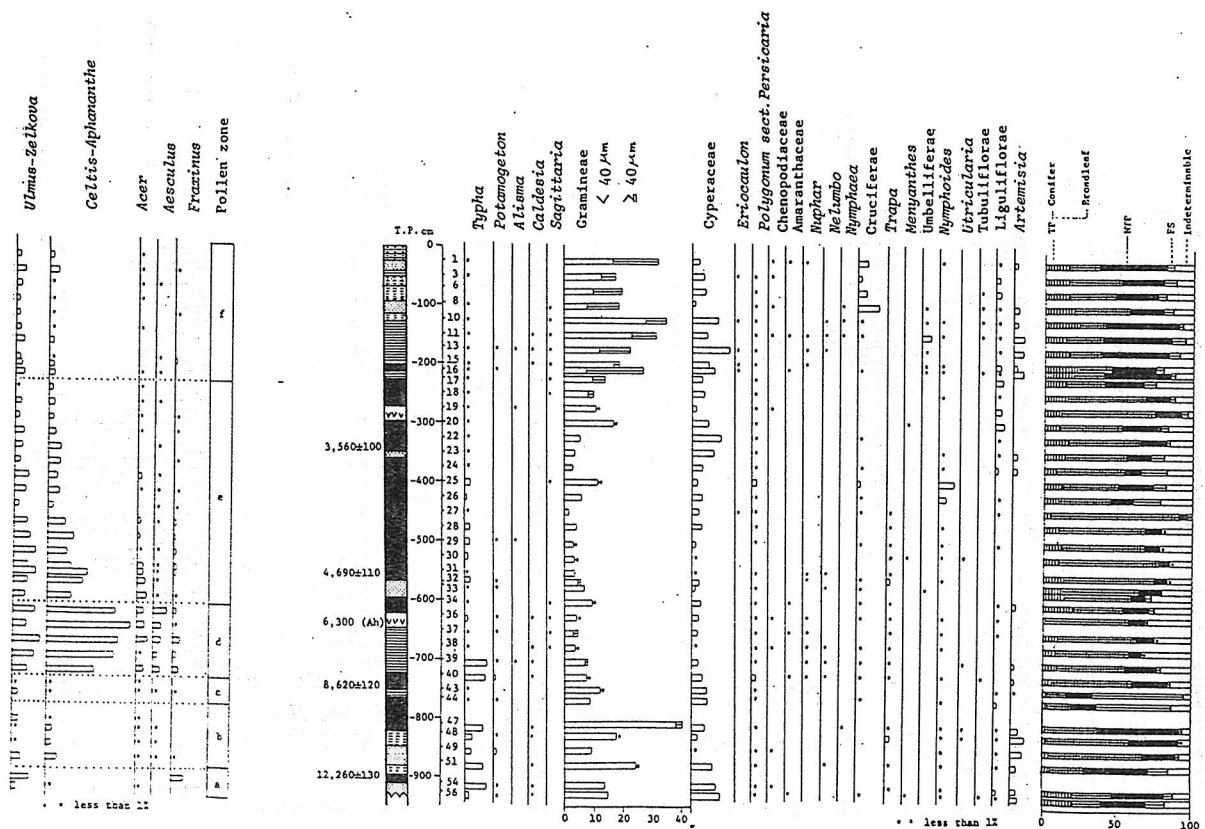


図3. 滋賀県 曾根沼の花輪ダイヤグラム (草本花粉・シダ胞子、基数は総花粉)

13 岩手山麓に分布するテフラの植物珪酸体分析

佐瀬 隆(盛岡四高)・近藤錬三(帯畜大)・井上克弘(岩手大)

岩手山麓に分布する最上位テフラ・分火山灰およびその直下の渋民火山灰最上部層の植物珪酸体分析を行った。分火山灰は秋田駒ヶ岳、東岩手山および秋田焼山起源のテフラからなり、下位の渋民火山灰を不整合に被っている。最下部の小岩井浮石(KP)の降下堆積年代は、 $16,300 \pm 550$ y. B. P. と推定されており晩氷期以後の古環境変遷を知る上に、本分析は重要な手がかりを与えるものと思われる。

分析試料は4地卓で採取した(図1)。分析の結果、上位からA~Fの6ブランドオパール帯に区分できた(図2)。各帯の特徴は次の通りである。

F帯, 渋民火山灰最上部層。ウシノケグサ亜科の割合の高い亜寒帯型イネ科植生が推定される。

E帯, KPと最下部埋没腐植層の間の褐色ローム層の層準。ササ属の優勢なイネ科植生が推定される。

D帯, HP直下の最下部埋没腐植層の層準。イネ科植生の優占種がササ属からキビ亜科、ヨシ類へ移行する時代。

C帯, HPおよび直上の埋没腐植層の層準。ヨシ類が著しく繁茂した湿潤な気候が推定される縄文海進期に当たるとと思われる時代である。岩手山南東麓の春子谷地の花粉分析(山中, 1972)で認められたハンノキ、ミズバショウ等の湿性植物花粉の急増する層準に対比できるであろう。

B帯, Iw-b直下の埋没腐植層の層準。キビ亜科、ヨシ類の優占するイネ科植生が成立していた時代。ササ属は著しく衰退し、場所によっては、ほとんど姿を消してしまった可能性がある。このようなササ属の衰退の原因として、気候の湿潤化の他に人間活動による植生破壊が考えられる。

A帯, Iw-bより上部の現表土も含む層準。ササ属の勢力回復がみられるが、E帯の様な圧倒的勢力を示すには至らない。B帯からひき続きキビ亜科優勢のイネ科植生が推定される。

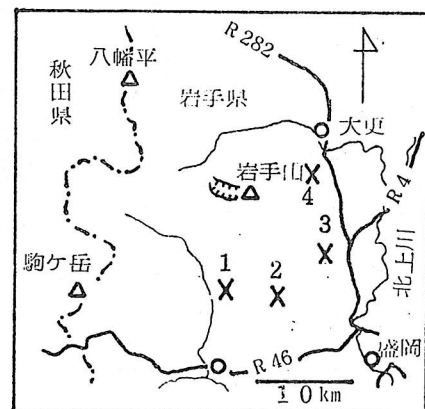


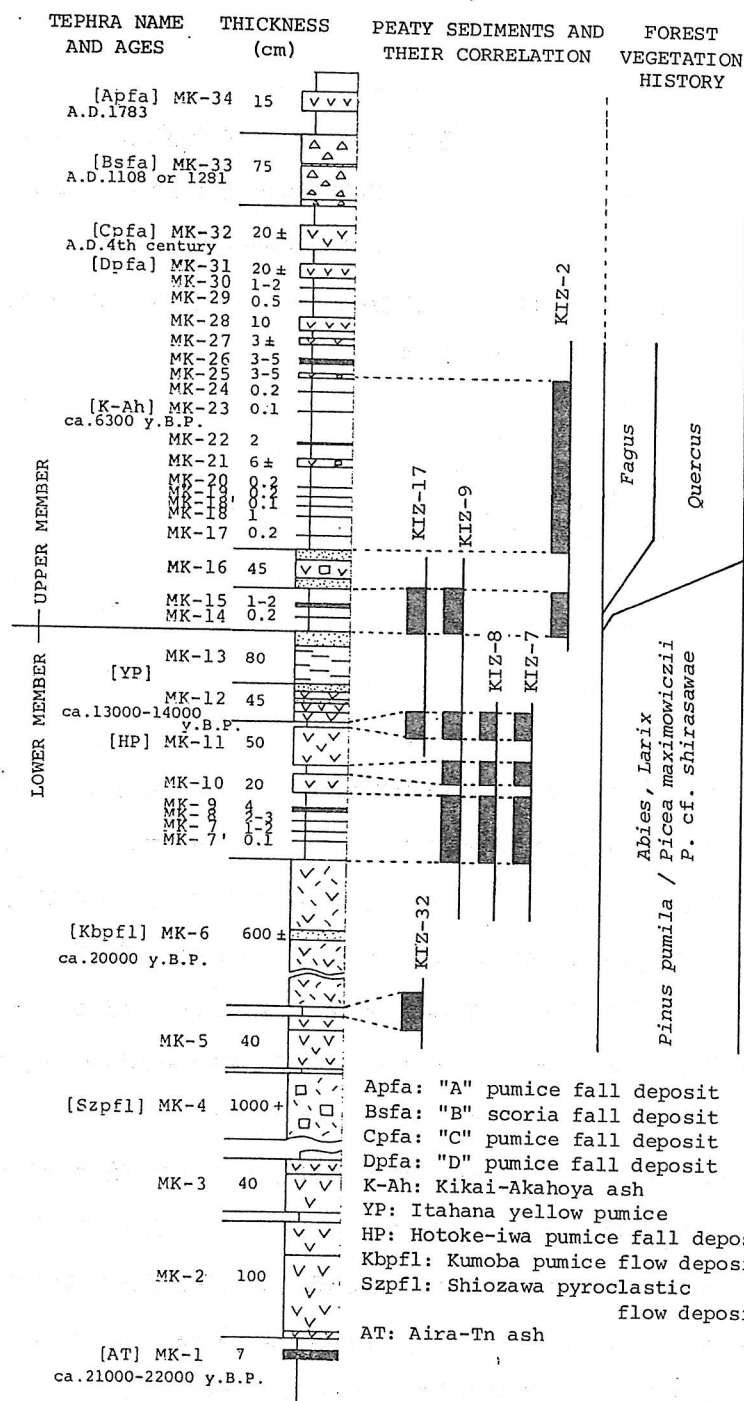
図1 試料採取地点

1: 早坂, 2: 小岩井農場
3: 湯舟沢, 4: 西根

14 浅間火山東麓における最終氷期以降の植物群と植生

辻 誠一郎・南木睦彦（大阪市大・理），能城修一（東京大学・農）

南軽井沢に分布する，主として浅間火山を起源とするテフラ岩体は南軽井沢テフラ累層として区分される（辻・宮地・新井）。この詳細なテフラ層序は，浅間火山東麓に分布する泥炭層の対比と編年に大いに役立つ（図1）。演者らは，このテフラ層序にとついて，約2万年前以降の植物群と植生を検討した。本



報告では，① YP（板鼻黄色浮石層）におおわれた森林，②約23～13年前の植生，③約13年前の植生の急変，の3点に重点をあてて述べる。

①南軽井沢地域や前橋にはYPの降灰によって埋没した森林が見出される。南軽井沢地域での森林は，バラモミ節，モミ属，カラマツ属に加え，相当量のハイマツととなう。場所によってバラモミ節のみの場合と，ハイマツが優占しバラモミ節などをととなう場合とがある。当時のハイマツ群落は，バラモミ節などからなる疎林の林床にあらわ

図1. 南軽井沢地域におけるテフラ層序（辻・宮地・新井），植物化石を含む泥炭堆積物の層位，および花粉化石群集，大型植物化石，材の産状にとづく森林植生史の概要。

Stratigraphy	KIZ-17	KIZ-32	KIZ-23	KIZ-22	KIZ-9	KIZ-8	KIZ-7	GM-10
MK-16	vv							
MK-13	vv							
MK-12	vv							
MK-11	vv							
MK-10	vv							
MK-6	vv							
MK-5	vv							

F: *Fagus* PcA: *Picea* sp.A PcB: *Picea* sp.B Ab: *Abies* La: *Larix* Pnp: *Pinus pumila*
PnH: *Pinus* subgen. *Haploxylon*

図2. 南軽井沢と前

橋における最終
氷期末(25~
15年前)の材
の樹種構成。前
橋(GM-10)は過
ほか(投稿中)を
31用。

Stratigraphy	KIZ-17	KIZ-22	KIZ-9	KIZ-19	KIZ-8	KIZ-7	GM-10
MK-16	vv						
MK-13	vv						
MK-12	vv						
MK-11	vv						
MK-10	vv						
MK-6	vv						

◆ *Picea* cf. *shirasawae*
◇ *Picea* sect. *Eupicea*
◆ *Picea* *maximowiczii*
▲ *Abies*
★ *Larix*
● *Pinus pumila*
① *Pinus koraiensis*
○ *Menyanthes trifolia*
◆ *Selaginella*
◇ *Potentilla palustris*

図3. 南軽井沢と前橋におけ

る最終氷期末(25~15年前)
の大型植物遺体の種構成。
前橋(GM-10)は過ほか(投稿中)
を31用。

れるが、あるいは湿原などの厳しい環境下では単独の群落をつくったとみられる。一方前橋では、バラモミ節は共通するが、ハイマツはなくチョウセンゴヨウが特徴的に存在する。この森林型は関東平野にふつうにみられたものである。

② YP直下にはたまたま保存のよい埋没林が認められたが、上述の性格を持つ森林は少量的変化をしながらと約25~15年前の間存続した。ほぼハイマツのみの埋没林が約25年前にと認められること(KIZ-32)、花粉化石群集に大きな変動が認められないことがこのことを示す。

③ 約15年前、それまで栄えた(卓越していた)針葉樹林はコナラ亜属の最優占する森林(当初は疎林であつた可能性が高い)に急変した。これに先立ってカバノキ属あるいはカラマツ属が一時急増するが、浅間火山軽石流期直後にあたること、斜交層準の直上にあたることなどから、斜面の不安定やこれに対応する岩屑の移動、さらには火成活動と密接に関係するとみられる。

15 浅間火山、黒斑～前掛期のテフラ層序

中沢英俊（浅科中）・新井房夫（群馬大）・遠藤邦彦（日大）

関東北西部地域の上部ローム層（新井，1962）には，板鼻褐色軽石（BP，As-BP），板鼻黄色軽石（YP，As-YP），孺恋降下軽石（浅間－草津黄色軽石，YPK，As-YPK）などの後期更新世テフラが採集され，第四紀編年や浅間火山活動史（Aramaki，1963）との関連のもとで，その層序の再検討が進められつつある（辻ほか，1984；竹本，1984；町田・新井ほか，1984など）。演者らは，これらのテフラ層序を浅間火山山麓まで追跡して詳細に検討し，特に黒斑期から軽石流期に至る層序，各火砕流堆積物と降下テフラとの層位関係，また主要テフラの層厚分布などを以下のように明らかにした（表1，図1，2）。

(1) 多数の降下単位からなるAs-BP（以下BPと略）を，BP-1～9に細分した。BP-1のsubunit，BP-1-Mの層厚分布は図2-cの通りである。白系火砕流はBP-7の下位に，塩沢火砕流はBP-7とBP-8の間に，雲場軽石流はBP-9とOkP-1（後述）との間に位置する。

表1
層序表

(2) 従来のBP最上部の降下軽石は，仏岩期の白系降下軽石（浅間－白系軽石，As-SP）および，軽石流期の大窪沢降下軽石（OkP-1および-2：新称）に相当する。As-SPは斑晶に乏しく，極少量の角閃石と少量の強磁性鉱物の含有により特徴づけられ，斜方輝石の晶癖や屈折率の特性（range，1.704～1.708）から，他のテフラと明瞭に区別される。従来，榛名火山北東方でYPとされたテフラは，As-SPであり，As-SPの分布軸は北東方に走る（図2-d）。大窪沢降下軽石も，岩相や屈折率の特性などから，他のテフラと識別される。その層厚分布を図2-cに示す。

(3) 軽石流期の層序は，OkP，YP，YPKとの関連のもとで，次のように

	降下火砕物	火砕流	辻ほか(1984)による	年代
前掛期	A	吾妻火砕流・鍾原火砕流	MK-34	→1783 A.D.
	A'			
	B	通分火砕流・臥子下流	MK-33	→[28] A.D. (荒牧1968)
	C		MK-32	
	D-1			
	D-2			
	E F G			
軽石流期	火山灰互層	Aspfl-5	MK-13	→第2軽石流 {10650±250 y.BP. {11300±400 y.BP. (小林1965)
	YPK			
	火山灰互層	Aspfl-4		
	YP-2	Aspfl-3	MK-12	
	YP-1	Aspfl-2		
	OkP-2	Aspfl-1	MK-11	→第1軽石流 {13600±500 y.BP. {13500±500 y.BP. (宮本1982)
	OkP-1		MK-10	
仏岩期	降下軽石・火山灰 As-SP (白系降下軽石)	雲場軽石流	MK-6	→20200±700 y.BP. (中野次・坂本1972)
黒斑期	BP-9			
	BP-8	通分火砕流	MK-5	
	BP-7	白系火砕流	MK-4	
	BP-6			
	BP-5			
	BP-4			
	BP-3			
	BP-2		MK-3	
	BP-1-U			
	BP-1-M		MK-2	
	BP-1-L			
	A T		MK-1 (AT)	→21000 y.BP.

(注)・前掛期の層序は，Aramaki (1963)による。
・OkP は，大窪沢降下軽石（新称）の略称である。

明らかとなった。火砕流堆積物は、As-pfl-1~5に区分される。第1軽石流に相当するAs-pfl-1,2は、OKP-1の上位にあり、OKP-2を挟み、YP-1におおわれる(図1)。第2軽石流に相当するAs-pfl-5は、YPKと上位の火山灰互層との間に挟まれる。YP, YPKの層厚分布を図2-a, bに示す。OKP-1は、仏岩期テフラ最上部の土壌化層準(軽微)をおおひ、更に上位に火砕流・降下軽石が連続的に累積することから、軽石流期の最初の噴出物であると考えられる。

図1 主要地点柱状図

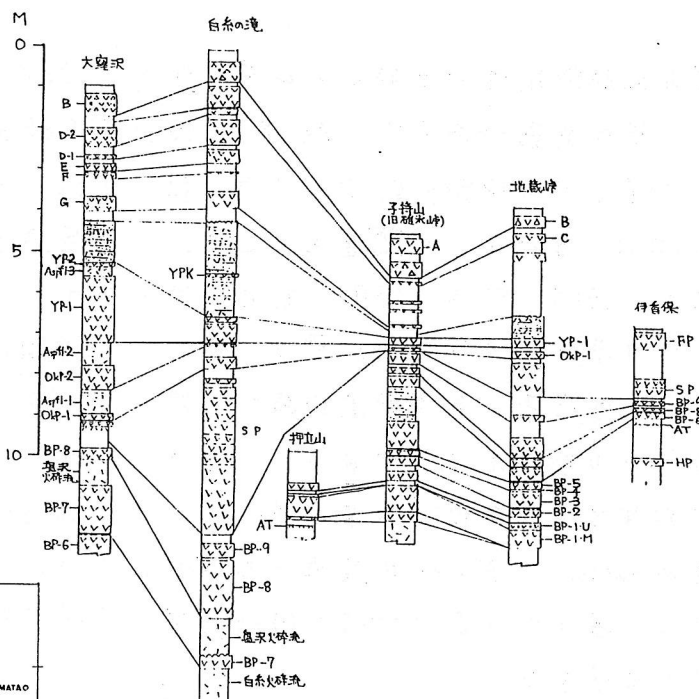
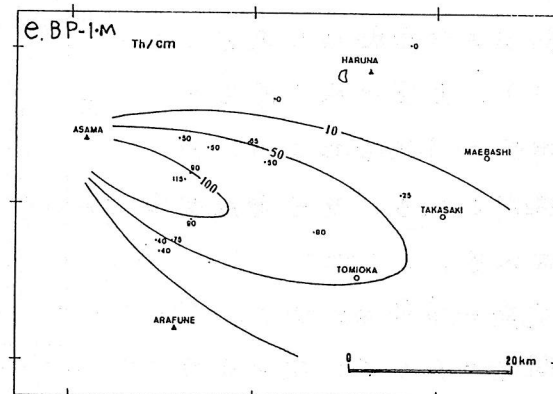
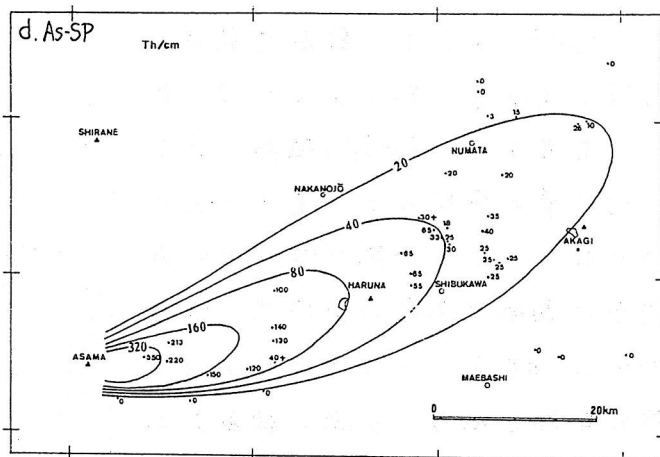
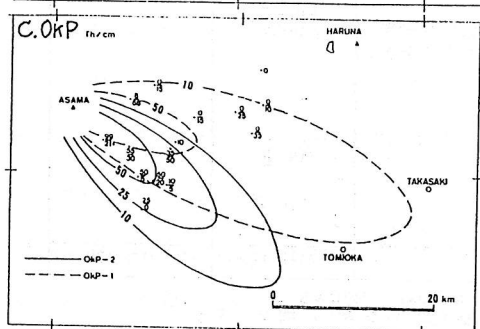
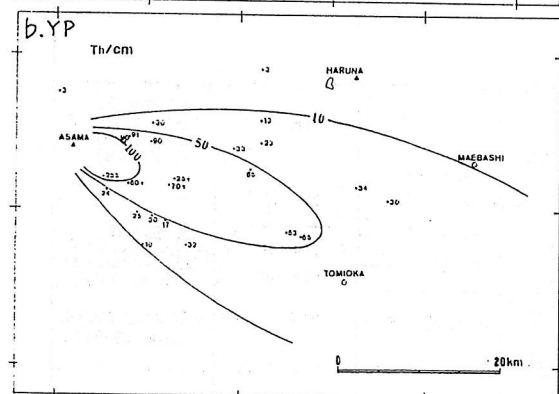
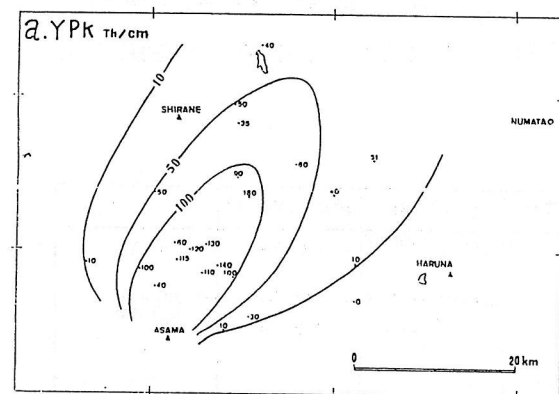


図2 主要テフラの等層厚線図



16 富士火山1707年降下火砕物層直下の埋設林についての 地質学的、古植物学的研究

能城修一(東大)・宮地直道(日大)・南木睦彦(大阪市大)

〔はじめに〕富士山南東斜面の幕岩付近には富士火山1707年降下火砕物層の直下に埋設林が認められる。この埋設林を作る埋設木材や大型植物遺体の産状、種類、分布等を調べ、噴火時の植物群落の復原を試みた。また現在の富士山の植生と復原した群落との比較を行ない、噴火時に比べ現在どの程度まで植生の回復が進んでいるかについて考察した。

〔調査結果〕

1) 幕岩付近の富士火山1707年降下火砕物層は下位の灰白色軽石層(Ho-Ia)と上位の黒灰色～褐灰色スコリア層(Ho-Ib)からなる(図-1)。軽石層には火山弾や粗粒軽石塊が多数含まれており、最大層厚は70cmである。埋設木材や大型植物遺体は軽石層の中および最下部より産出し、軽石層直下の土壤層に根を張る根株が多数認められる。

2) 埋設木材と大型植物遺体から噴火当時の幕岩付近(Mk-2, 4, 5)の植物群落を以下のように復原した。Mk-4(標高1745～1785m)ではシラベヤコメツガトウヒを主体とした亜高山帯針葉樹の林分や、カラマツ属を主体とした落葉針葉樹の林分、ダケカンバやハンノキ属を主体とした落葉広葉樹の小林分がパッチ状に配列しており(図-2)、現在の富士山南斜面の同標高の森林とほぼ同様の相観を示していた。Mk-2(標高1680m)ではコメツガやモミ属、トウヒを主体とし、ヤハズハンノキやオオウラジロノキ近似種、ナナカマド属、カエデ属をまじえる常緑針葉樹林が成立し、亜高山帯と山地帯の境であったと考えられる。Mk-5(標高1630m)ではトウヒ、ヒメバラモミ近似種、モミ属、カエデ属サワグルミ属、カラマツ属、トネリコ属などが存在し、山地帯の落葉樹の要素と常緑針葉樹が混交した森林が成立していたと考えられる。

3) 現在1707年降下火砕物に覆われ亜高山帯の欠落している富士山東～南東斜面にも、噴火前には亜高山針葉樹林が成立していたが、この火砕物の降下により破壊された。

4) 富士火山1707年降下火砕物堆積後、Mk-2, 5は地表面が安定化したため森林が回復したが、Mk-4は1707年降下火砕物が宝永山の斜面から雪崩などに伴ない下方の沢へ移動する流下経路に位置するため、地表面が不安定で現在も森林が回復していないと考えられる。

注) ここでいう「大型植物遺体」とは大型植物遺体のうち木材を除くもので、種実や針葉樹葉などである。

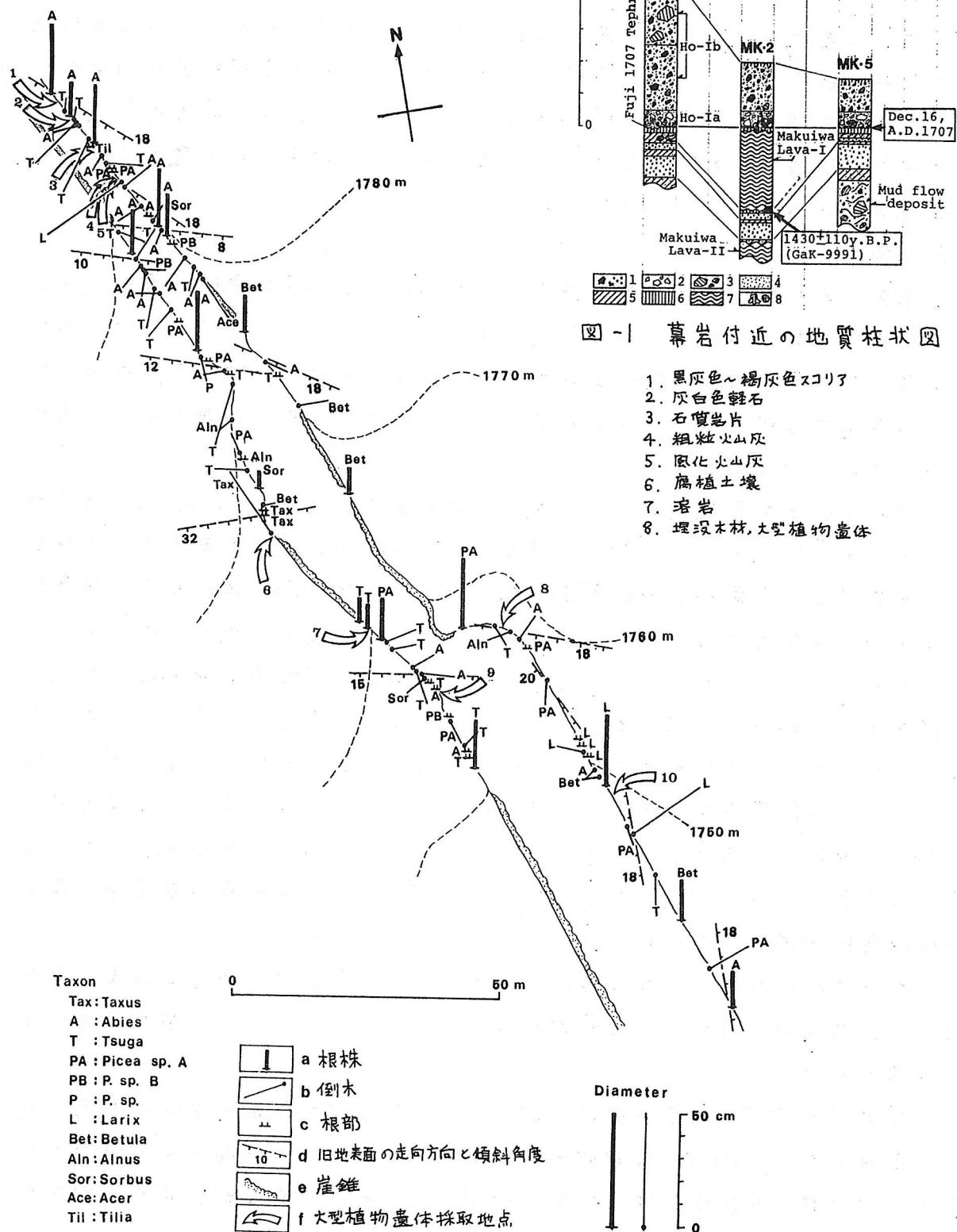


図-2 MK-4における埋設木材の分布と大型植物遺体の採取地点

17 南関東における青柳ローム層をめぐる諸問題

(第1報) 青柳ローム層について

竹迫 紘 (東京都農業試験場)・上條朝宏 (東京都埋蔵文化財センター)
坂上寛一・岡崎正規 (東京農工大学)・宇津川 徹 (日本学園高校)

青柳ローム層は、立川ローム層の最上部に位置し、立川段丘よりも低位の青柳段丘の礫層上にのり、粒径の大きな赤色スコリアの存在で特徴づけられる層位とされている。(羽鳥, 1962)

この層は、腐植質黒ボク土壌の下層土として、土壌学的には孔隙に富む、リン酸吸収力の強い土壌層位として注目される。地質学的には、立川ローム層の第1部層(青柳部層)として細区分(関東ローム研究グループ, 1965)され、単一層位として位置づけられている。この層準の編年に関しては、江古田V₃層に対比され、¹⁴C年代によって、 $11,840 \pm 300$ y.B.P. (木越, 1963) ~ $13,600 \pm 110$ y.B.P. (尾崎遺跡調査団, 1981) が示されており、更新世末期から完新世にかけて降下堆積した火山灰層である。そして、考古学的には、旧石器時代から縄文時代早期への変遷過程で、細石器や大形木葉形尖頭器を主体とする石器群が出土する文化層として、極めて重要な位置にある。

青柳ローム層は、このように重要な層位でありながら、多摩川北岸の武蔵野段丘の大部分や、立川段丘、名称の発祥地である青柳段丘面上においては、この層準は、「ソフトローム」と称せられるルーズな堆積状態を示し、下位の「ハードローム」との層界は波状を呈し、層位学的には対比が困難な層位である。

演者らは、浅川西岸の青柳段丘面に分布する黒ボク土壌の下層土に、赤色~赤橙色の多孔質スコリア密集層を見出し、これを「青柳スコリア」と命名した。このスコリア帯を青柳ローム層の「メルクマール」とすることによって、この層準の富士山東方から武蔵野までの追跡が可能となった。

富士山東方、静岡県小山町の露頭で、富士黒土層の下部に連続するローム層の直下に、大径の赤色スコリア層 (No.43) や、赤紫色スコリア層 (No.45) を見出し、この層準が青柳スコリアに対比でき、また、青柳ローム層は、Y138~Y141 (上杉ら, 1983) に対比できると判断した。秦野市では、この層準に2枚のスコリア帯が認められ、相模原市上溝では、深さ120 cmの位置に28 cmの厚さで赤色スコリア密集層が存在し、それぞれ、青柳スコリア、青柳ロームに相当し、東京都日野市の青柳段丘上の黒ボク土壌下層土の赤色スコリア密集層に連続することを確認した。(図1, 図2) 更に、演者らは、上下層を含めたスコリアの形態観察や、土壌の理化学分析によって、青柳スコリアの実態や、ソフトロームとの関係、土壌生成環境について言及していく予定である。

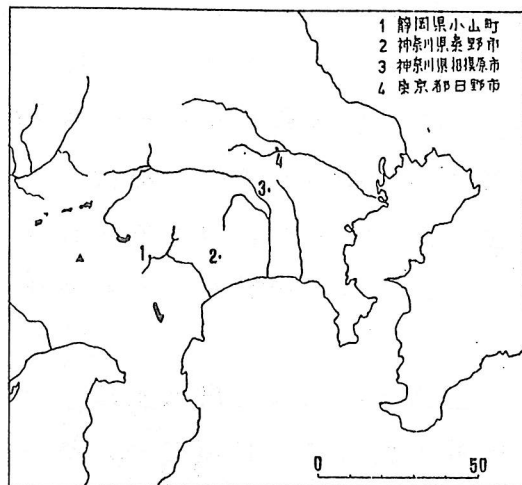


図1 調査地点位置図

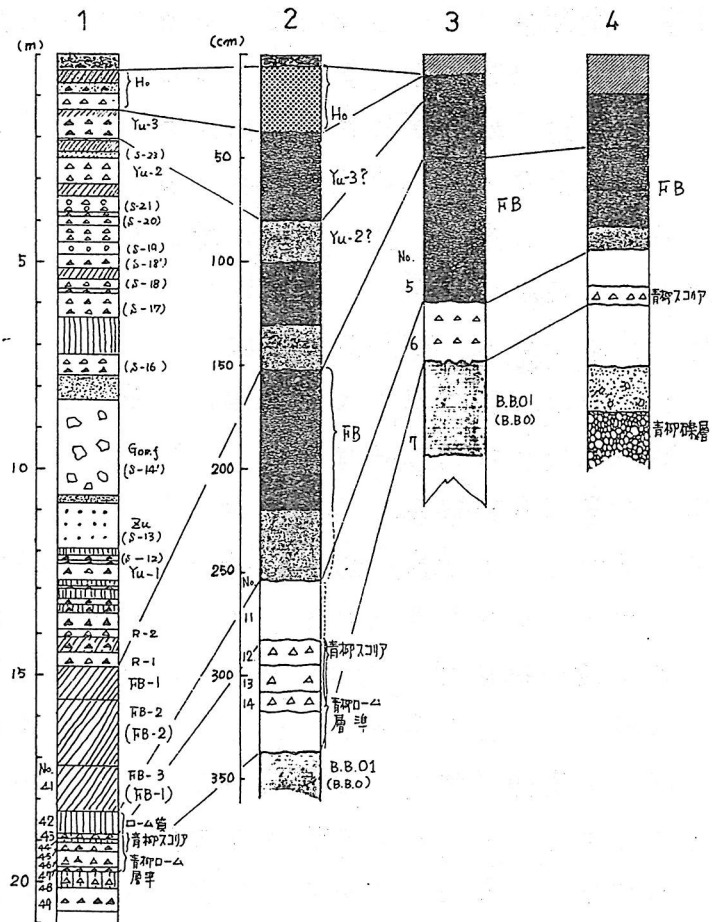


図2 柱状図

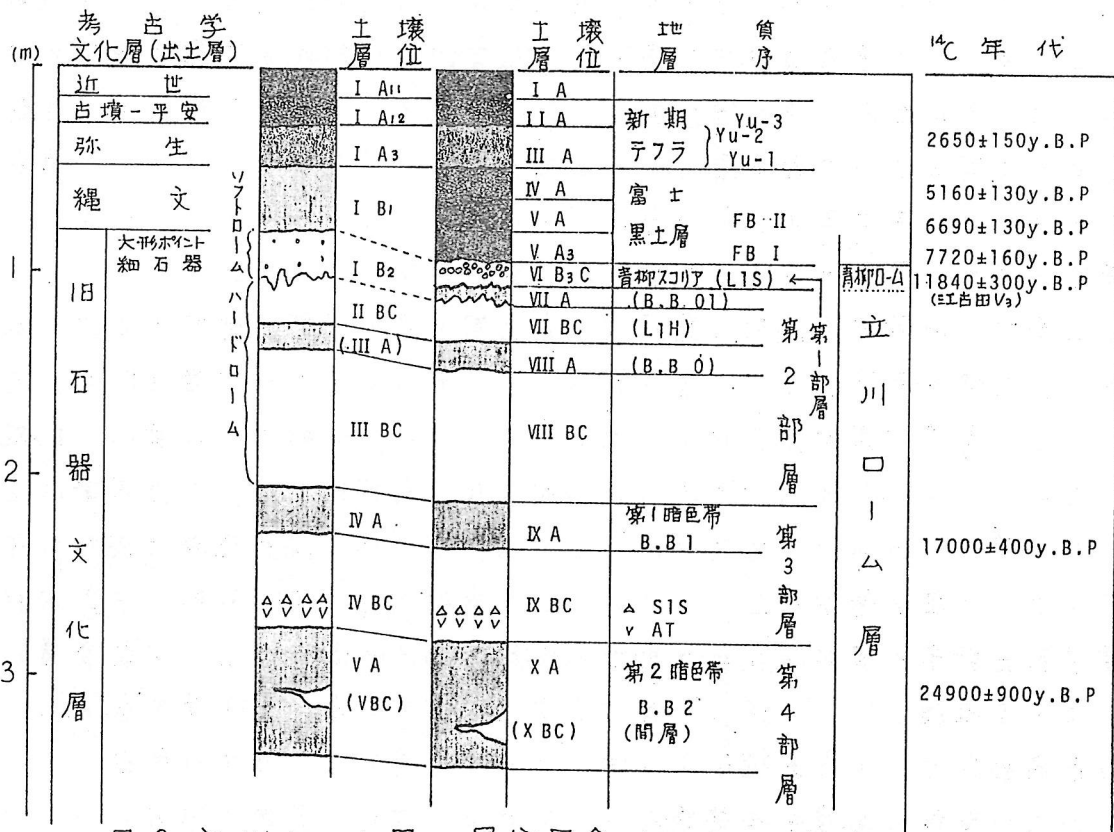


図3 立川ローム層の層位区分 (松井, 1984)に加筆, 修正

18 南関東における青柳ローム層をめぐる諸問題

(第2報) 青柳スコリアの形態と組成

宇津川 徹(日本学園高校)・岡崎正規・坂上寛一(東京農工大)

竹迫 紘(東京都農業試験場)・上條朝宏(東京都埋蔵文化財センター)

1.はじめに: 南関東の丘陵・台地に分布する青柳ローム層には、赤色・黒色のスコリア密集層準が認められた。密集層準は青柳ローム層の対比に「有効な鍵層」である。給源(富士山火口)から離れた地点で観察したスコリアの形態的特徴と化学的性質について分析した結果、一応の成果が得られたので報告する。

2.試料と分析方法: Fig. 1 に示した4地点で採取したスコリア16試料について実体鏡・走査電顕(SEM)観察、蛍光X線(XRS)分析をおこなった。

3.結果: Fig.1はスコリア密集層と富士黒色層の対比である。給源から東方へテフラの層厚が薄くなり、青柳スコリアの粒径も変化する。Tab. 1はスコリアの実体鏡観察とSEM写真からその特徴を示した。(色)赤橙色・赤褐色・赤紫色の赤色スコリアと灰褐色・黒色の黒色スコリアに大別された。(粒径)最大粒径は5~20mm。(発泡の状態)I~III型に区分された。スコリア密集層はI型(孔隙分布が均一)。(ガラスの形態)球状(中空の卵殻状)と網目状(隔壁が破れ円孔網目状)に区分された。(風化程度)堆積状況で異なり、全層準が風化を受けている。スコリアは採取地点における風化過程を反映して化学的性質に違いがみられた(Fig. 2

1.~6.)。風化の程度をCa/Ti比から求め、日野7U^Aを基準として風化度の指標(Tab. 1)を算出すると、この指標は上溝を除いて形態的風化程度とよい一致をみせた。(Fig. 2は、表面・内部の孔隙・風化の特徴を示した

4.まとめ: 青柳スコリア層準として、日野(7.A.B)・上溝(6.L1S)・秦野(12)・小山(43)の対比ができた。

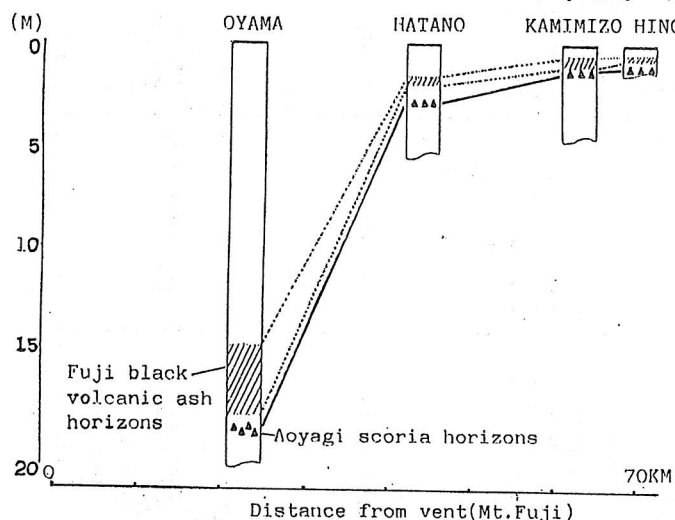


Fig.1 Columnar section of sampling location

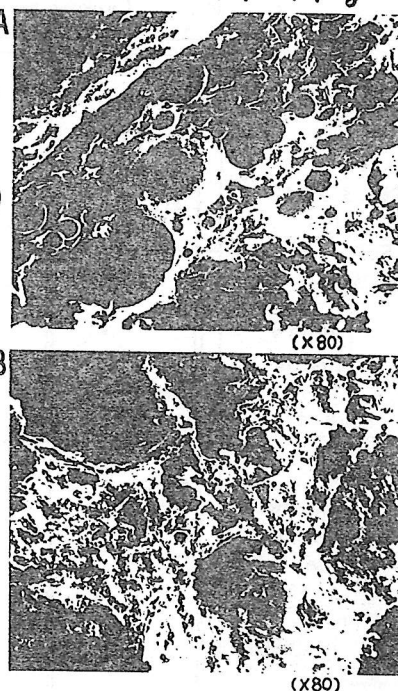
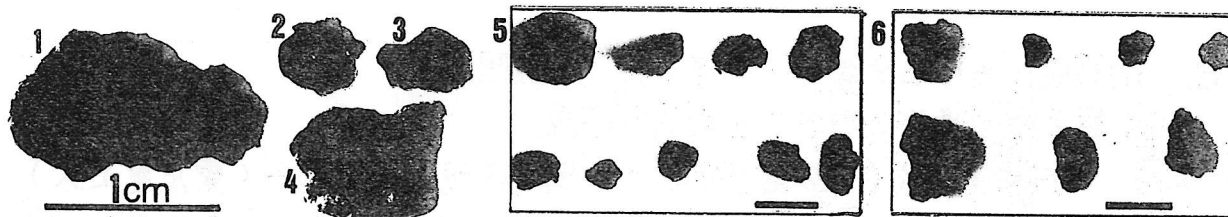


Fig. 2 SEM photomicrographs of I type (A: Egg-shell-shaped), and II-III Type (B: Mesh-shaped) pyroclasts (Aoyagi scoria). Light photomicrographs of pyroclasts (Aoyagi scoria) showing vesicular, irregular shapes with smooth, fluid-form surface (Right, 1-6).



Tab. 1 Morphological characters of Aoyagi scoria(Pyroclastic falls)depend on the naked eye.

Loc. /Samples	Color of surface	Color of interior	Grain size (maximum)	Vesicular character	Shape of glass	Degree of weathering	Weathering index*	Other character	
Hino	7U ★	10R3/6(RB)	Reddish brown	10 mm	I type	Egg-shell-shaped	+++	1.0	scoria bed
	7L ★	10R3/6(RB)	Reddish brown	10 mm	I type	Egg-shell	+++	0.9	scoria bed
Kami-mizo	6L ₁ S ★	2.5YR3/6(RB)	Greyish brown	10 mm	I type	Mesh-shaped	+	0.4	scoria bed
	7BBO	2.5YR-7.5YR 3/6(RB)	Blackish brown	10 mm	III type	Mesh	+	0.3	black scoria
		(Black)	Blackish brown	10 mm	III type	Mesh	+	0.3	black scoria
	8L ₁ H	(Black)	Blackish brown	12 mm	III type	Mesh	+++	0.5	black &reddish brown scoria
Hatano	12 ★	(GB)	Reddish brown	15 mm	III type	Mesh	+++	1.8	scoria bed
	13 ★	(RB)	Reddish brown	5 mm	I-III type	Egg &Mesh	+++	1.8	scoria bed
		(GB)	Reddish brown	15 mm	I type	Egg-shell	+	2.2	hard loam
	14	(RO)	GB / RO	5 mm	I type	Egg-shell	+	2.2	hard loam
		(GB)	GB / RO	15 mm	I type	Egg-shell	+	1.4	scoria bed
Oyama		(RO)	Reddish orange	5 mm	II-III type	Egg-&Mesh	+++	1.4	scoria bed
	43 ★	(RB)	Reddish brown	20 mm	I type	Egg-shell	+	4.7	scoria bed
	44	(RB)	Reddish brown	15 mm	I type	Egg-shell	+	2.0	loam horizon
	45	(Purple)	Blackish brown	20 mm	II-III type	Egg &Mesh	+	3.6	purple scoria
	45	(Black)	Black	20 mm	III type	Egg	+	3.6	
	45'	(Black)	Black	15 mm	III type	Egg	+	4.1	
	46	(RB)	Reddish brown	15 mm	III type	Egg &Mesh	+++	2.9	black &reddish scoria
		(BB)	Black	15 mm	III type	Mesh	+++	2.9	
	47	(Black)	Black	15 mm	III type	Mesh	+	5.2	black scoria
		(RB)	Reddish brown	15 mm	III type	Mesh	+	5.2	black scoria
	48	(RB)	Reddish brown	15 mm	III type	Mesh	+	0.8	hard loam
		(B)	Black	15 mm	III type	Mesh	+	0.8	hard loam
	49	(B)	Black	15 mm	III type	Mesh	+	4.1	black scoria
		(RB)	Reddish brown	15 mm	III type	Mesh	+	4.1	black scoria (grey-matrix)

Fig. 3 XRF

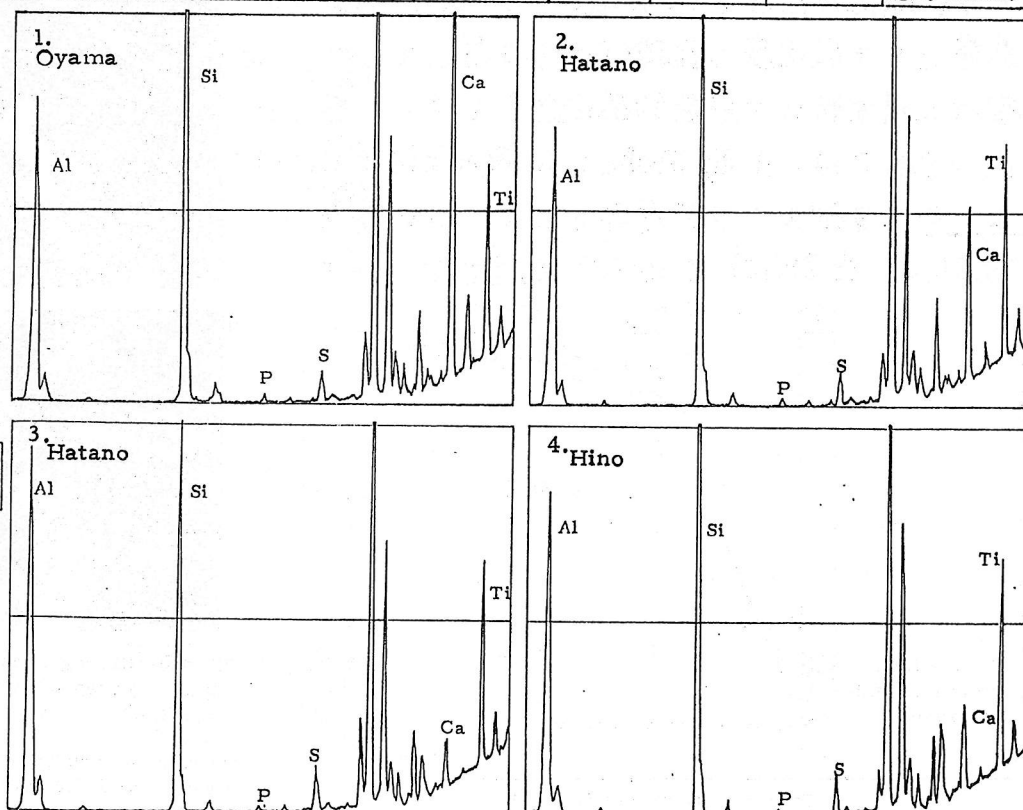
Soil 0.3g
Na₂B₄O₇ 4g

1200 °C
fusion

disk

Rigaku-denki
system3080

Rh tube
50mA, 55KV
8°/min
FS 10000cps
ABS 1
20mm/min



19 秦野盆地における立川ローム層内の地下水の流れ

— 地下水汚染の危険性 —

長瀬和雄 (神奈川県温泉地学研究所) 尾上洋一 (神奈川県衛生研究所)

秦野盆地は、十数メートルの茶褐色の新期ローム層によって覆われている。盆地内のボーリング資料を整理すると、地表から5-9mの不連続面（隣接する火成丘陵では丹沢パミスまでのテフラの厚さは、約7mと云われている）を境に、それ以後の上部新期ロームはN値が10以下で、素うかいのに、不連続面以深では、N値が15-30と固い。

秦野盆地に降った雨は、この上部新期ローム層に浸透し、固いローム層の上に溜まって地下水面を形成し、側方向に流れて、一部は河川へ流出するが、地下水かん養域では、さらに下方へ浸透して、盆地の地下に貯留（非常に緩慢な地下水の流れ）になる。秦野市では、この地下水を家庭用水や工業用水として使用している。盆地を覆うこの上部新期ロームは、非常に透水性が大きく、この中を地下水は、大きな流速で流れる（長瀬1984: 温泉地研報告）。

この上部新期ロームに掘られた手掘りの浅井戸（静水位3.2m、井戸の深さ6.3m）を排水し、井戸を空にし、井壁へ湧出する湧水のラドン濃度を調べ、水質分析を実施した。井戸の内壁を深さ方向では、25cmごと、250cmから600cmまで、側方向では、50cmごと、1から8まで、メッシュに区分

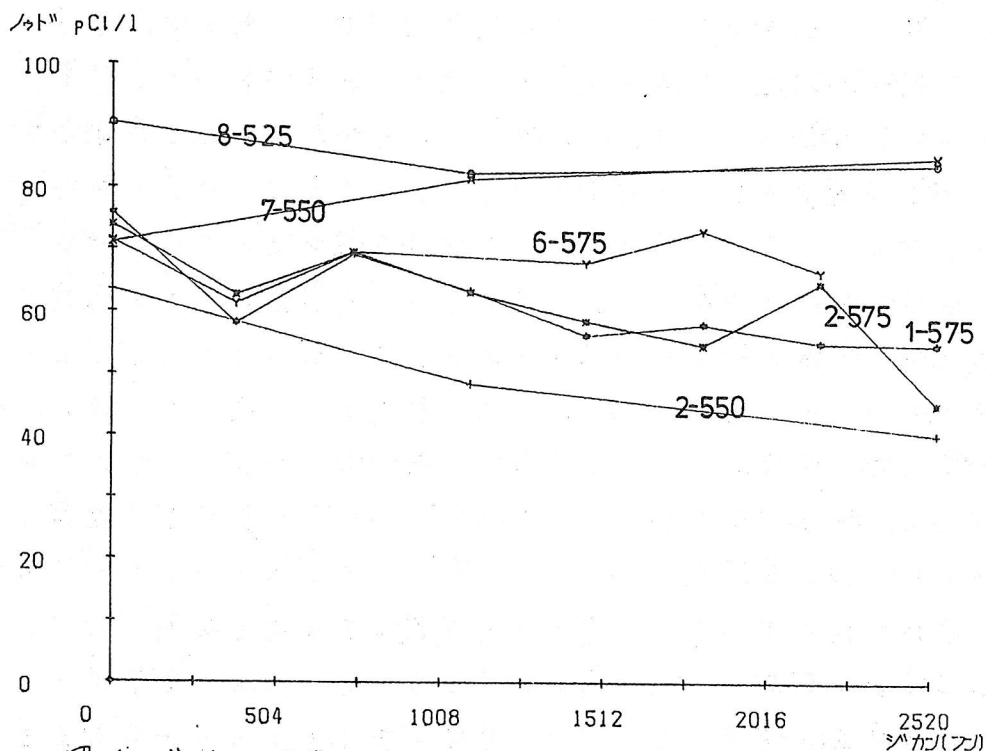


図1 “水みち” でのラドン濃度の経時変化

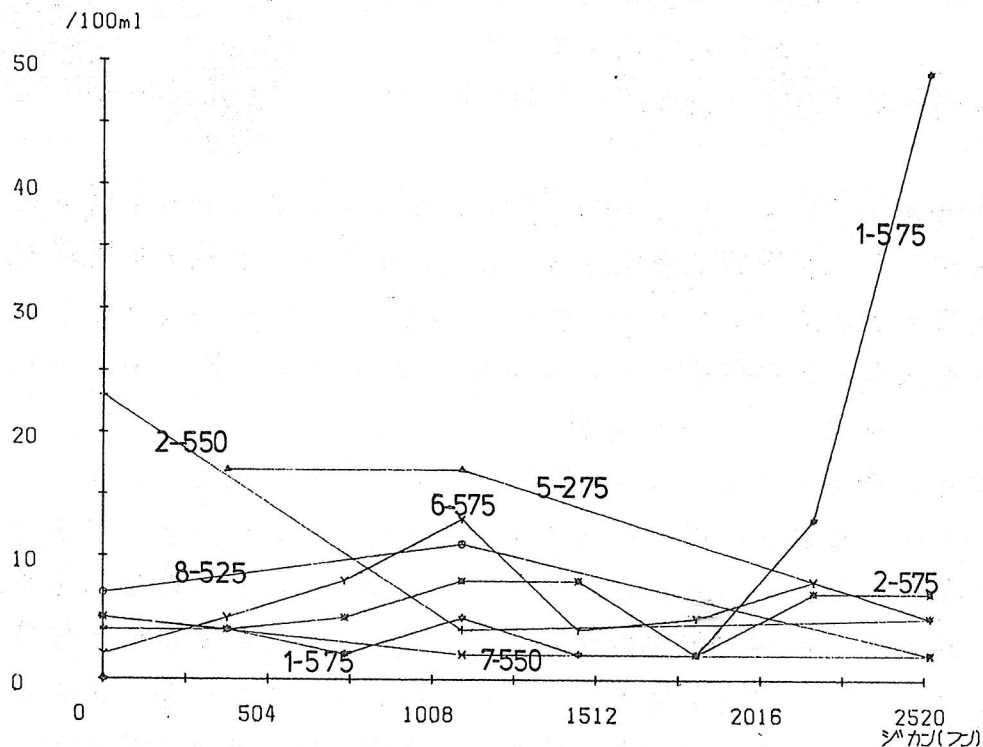


図2 “水みち” 井戸の大腸菌数の経時変化

し、それぞれに 1-250……8-575 と名付けた。排水は 3日間続け、初の 54ℓ/分(水温 16.7℃)であった排水量は、停止直前には 34.3ℓ/分(水温 15.9℃)に減少した。図1は、各測定の湧水のラドン濃度、図2は、大腸菌数を示している。ラドンは半減期が 3.8日の放射性元素で、雨水中には全く含まれていない。地下に浸透した後、地層から放出されるラドンガス(ラジウムの崩壊により発生)を溶かし、約 20 日間でその地層特有の値で放射平衡に達する。放射平衡に達するまでの地下水中のラドン濃度は、地下の滞留時間を知る手がかりとなる。また、大腸菌は、生物体を離れるとともはや増殖できず、その数は指数函数的に減少する。図2では、大腸菌が井戸の底付近の湧水からも検出され、汚染水が井戸底付近の湧水にまで混入していることを示す。

大量揚水による地下水位の低下は、地下深所までの地下水汚染を引き起こす。

最近、秦野盆地の深層地下水から有機塩素化合物(テトラクロルエチレン)が最高 28 μg/l 検出され(神奈川新聞 83' 11.21) 秦野市水道局は、現在約 10 本の井戸の揚水を停止している。テトラクロルエチレンは、石けんの溶剤として使用されるもので、一度地下へ浸透すると仲間分解しない。秦野盆地は透水性の良い新期ロームで覆われているため、工場や事業所での、これ等有機塩素系の薬品の使用、管理には、充分な注意を払う必要がある。

野村亮太郎・田中真吾（神戸大学・教養）

1. はじめに

演者等は1976年以来、兵庫県南半部において、山麓部にひろがる麓屑面堆積物が挟在させる火山灰をもちい、その地形面の形成年代・形成機構等について研究してきた。この数年間に観察したそのような露頭もかなりの数にのぼり、また、火山灰も各種のものが存在することがあきらかとなった。今回は、これらの火山灰の産状、年代、分布、地形面との関連について報告する。

2. 産状

兵庫県の流紋岩よりなる山地の山麓部にはゆるやかに傾き下がる山麓緩斜面が分布する。田中ほか（1982）はこれを麓屑面とし、堆積面であると考えている。この地形をつくる堆積物中にAT, Ah（町田, 1976・1978）などの九州起源の広域火山灰がみいだされていた（田中ほか, 1982）。そのごの調査により、これらの地域において、新たに大山起源の火山灰もいくつか発見された。大山は、更新世末期に幾度かの活動がしられ、その噴出物は大山下部・中部・上部に区分されている（佐治, 1975）。町田（1979）はこれを大山松江軽石一鏡が平軽石の12の火山噴出物に細分したが、これらのなかで広域に降下した可能性のある火山灰は、上部では鏡が平・弥山・オドリ・ホーキ、中部の大山倉吉軽石（DKP）、下部の大山生竹軽石（DNP）・大山蒜山軽石（DHP）などとされている。これらのなかで兵庫県以東においてすでに分布が確認されているものはホーキ（池田ほか, 1982）、DNP（町田, 1979、石田ほか, 1982）などがある。DKPは広範囲に分布が確認されているが、兵庫県の南半部には降下していないようである。

今回、兵庫県の南半部の各地において、これらの大山起源とみられる火山灰がみいだされた。たとえば、由良川の支流、竹田川の上流部においては、これらの大山起源の火山灰のうち、上部の2枚が、また、赤穂市では、上部、下部のそれぞれ1枚が発見された。竹田川の場合、新期の麓屑面の末端部に、泥炭層と粘土層が互層をなしている露頭があり、この互層中に大山起源の火山灰が確認された。その状況はfig. 1にしめす。それらの火山噴出物の上下の泥炭層・腐殖質粘土層の14C年代はfig. 1のとうりであった。これらの火山灰はATの上位にあって、14C年代は24,400—16,200 yBPをしめしている。角閃石の屈折率等の特色からみて、オドリかホーキの可能性がたかく、最上位のものは弥山軽石にあたるとみられる（町田、私信、1983）。ATより上位の大山起源の火山灰は篠山盆地においてもみられ、そこでは、その上にAhがある。

赤穂市のATをはさんでいる麓層面構成層の最上位にはミソ土状を呈した大山起源の火山灰がみられる。これは角閃石にとみ、しそ輝石をほとんどふくまない、特徴的な火山灰である。ATのうえにあり、こうした特徴をもつこの火山灰は鏡が平バミスとかんがえられる(町田、私信、1983)。また、これに酷似するバミス(赤穂下部火山灰(仮称))が見られる場合もある。これは、前者にくらべて固結がすすんでおり、それを挟在する角れき層の赤色化の著しいことからみて、ことなるバミスで、大山起源である可能性がたかい。

このほか、DNPは生野高原から東の地域で三地点で確認された。これもミソ土状をした黄桃色の軽石で、岩屑層の比較的下部にはさまれることがおおい。

AT、Ahの火山灰は岩屑層中にしばしばみられる。ATは前述の麓層面のII面構成層中に、Ahは扇状地れき層中にはさまれている。またAhは、赤穂市のボーリングコアのなかの、縄文海進にともなう粘土層中に存在する。

3. 各火山灰の地形編年に対する意義

上記の各火山灰は降下後に岩屑層に覆われたため、保存が比較的良好であり、岩屑層の堆積年代を解明できる。今回報告した諸火山灰は、オドリ(ori)ホーキは層厚が1mm程度なので岩屑のなかでは、識別がむずかしいのを除けば、それぞれが比較的層厚もあるため、岩屑層の堆積時代を知る有力な資料となる。

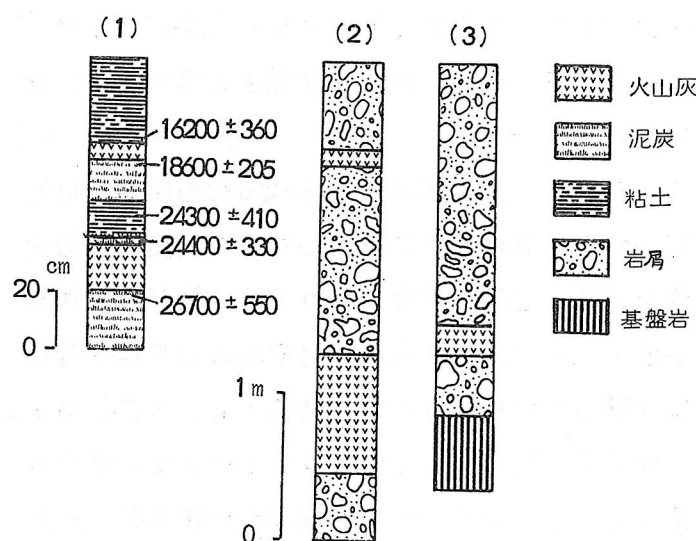


fig. 1 柱状図

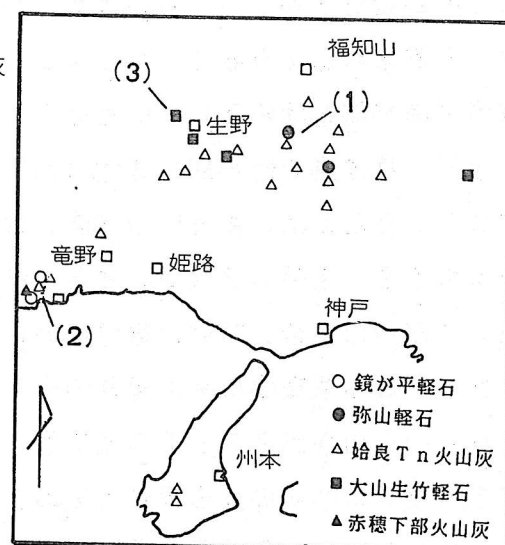


fig. 2 主要な露頭位置

21 北日本を広くおおう洞爺火山灰

町田 洋(都立大)・新井房夫(群馬大)・宮内崇裕(都立大院)

従来、北日本の各地からほぼ最終間氷期と目される層位に次のような名称の火山灰層が報告されていた。男鹿半島のピンクタフ、ハ戸周辺の白タフ(WT)、上北の黄色シルト質軽石(YP)、石狩低地南部の厚真第2降下火山灰(Aa2)など。これらはいずれも薄層で、細粒火山灰からなるが、それらの岩石記載的性質を調べてみると、下記のようにいずれもきわめて類似し、しかも北日本一帯によく連続して分布する(図1)ため、同一火山灰と認定することができ。火山ガラスや斑晶鉱物の特性および層厚と粒度の変化(図1)からみると、その給源は洞爺カルデラである。本火山灰は従来の洞爺火砕流堆積物を中心としたテフラにつづく。このため、本火山灰の統一名称として「洞爺火山灰」(Toya)を提案する。

岩石記載的性質 1) 細かく破砕された火山ガラス(軽石型が主でバブル型は稀)を主体とする。その屈折率は低く、 $1.494-1.498$ である。2) 本質斑晶鉱物は僅少であるが、もっとも特徴的なものに高屈折率($1.756-1.761$)の斜方輝石(ユーライト)を含む。3) 火山ガラスの主成分組成では、 SiO_2 に富み(73%), TiO_2 , FeO^* に乏しいこと(それぞれ0.05%と0.86-0.89), K_2O に対し Na_2O が多いことなどの特色がある。4) ガラスの軽希土類元素の組成では、La, Ceが低濃度で、コンドライト比のパターンが緩勾配をなす特色がある。これらの諸特色は日本の他の火山灰に類似するものがない。

噴火の性質 洞爺カルデラ周辺に分布する洞爺火砕流堆積物は従来いくつかに細分されたり、熱帯軽石流、留寿都層などとも呼ばれたが、鈴木(1970)の洞爺Vを除く部分は、本火山灰をもたらした噴火サイクルの産物である。これらは伊達町周辺では、多数ユニットの降下火山灰と火砕流堆積物に分けられる。このうち比較的下部にある成層した細粒火山灰は火山豆石を多く含み、多量の水の影響の下に降下堆積したと考えられるテフラであって、phreatoplinian噴火の産物の可能性がよい。北日本を広くおおうToyaもこの噴火の産物であろう。

層位・年代 Toyaを含む各地のテフラ柱状図(図2)によると、このテフラに関連する層序には次のような特色がある。1) 海成の高館段丘相当面をおおうテフラ群のうち、最下部に近い層準にある(図2の3, 5, 6, 8)。2) 著しい埋没土層(暗色帯やブラック帯)はToyaの下位で、高館段丘堆積物

と略同層位にみられ(図2の2, 3, 4), 間氷期の所産と考えられる。3) インボリューションの発達する層準は, Toyaとその直下を除く, 上・下位にみられる。4) 広域テフラのひとつ Aso-4 火山灰(約7万年前, Machida and Arai, 1983)は, Toyaの上位の風化土層中にある。

このような諸点は, Toyaの噴火が最終間氷期の最盛期(南関東の編年では下末吉期の約13万年前)のすぐあとに起こったことを示唆している。これまで洞爺火砕流堆積物の形成年代は若く考えられることが多かったが, それはおよそ11-12万年前のものと訂正される。なお, Toyaにはジルコンが含まれているので, 放射年代測定は年代決定にあたって参考となるにちがいない。

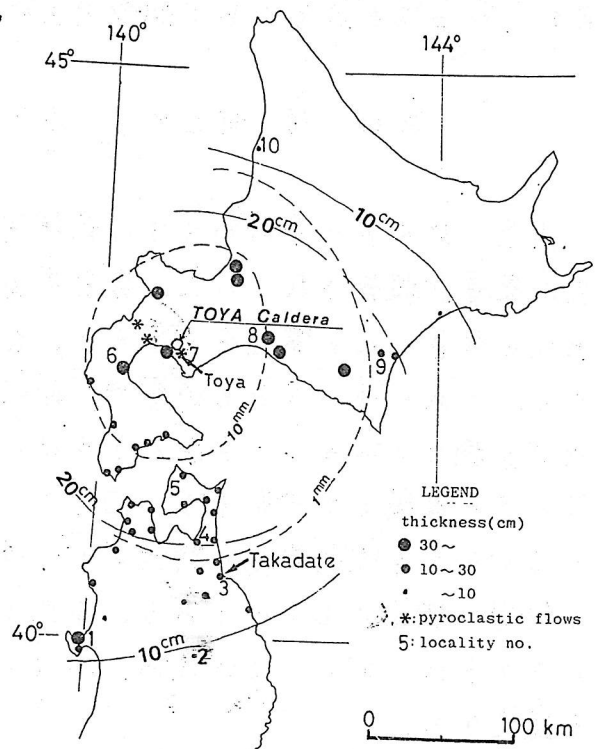


図1. 洞爺火山灰の分布と層厚

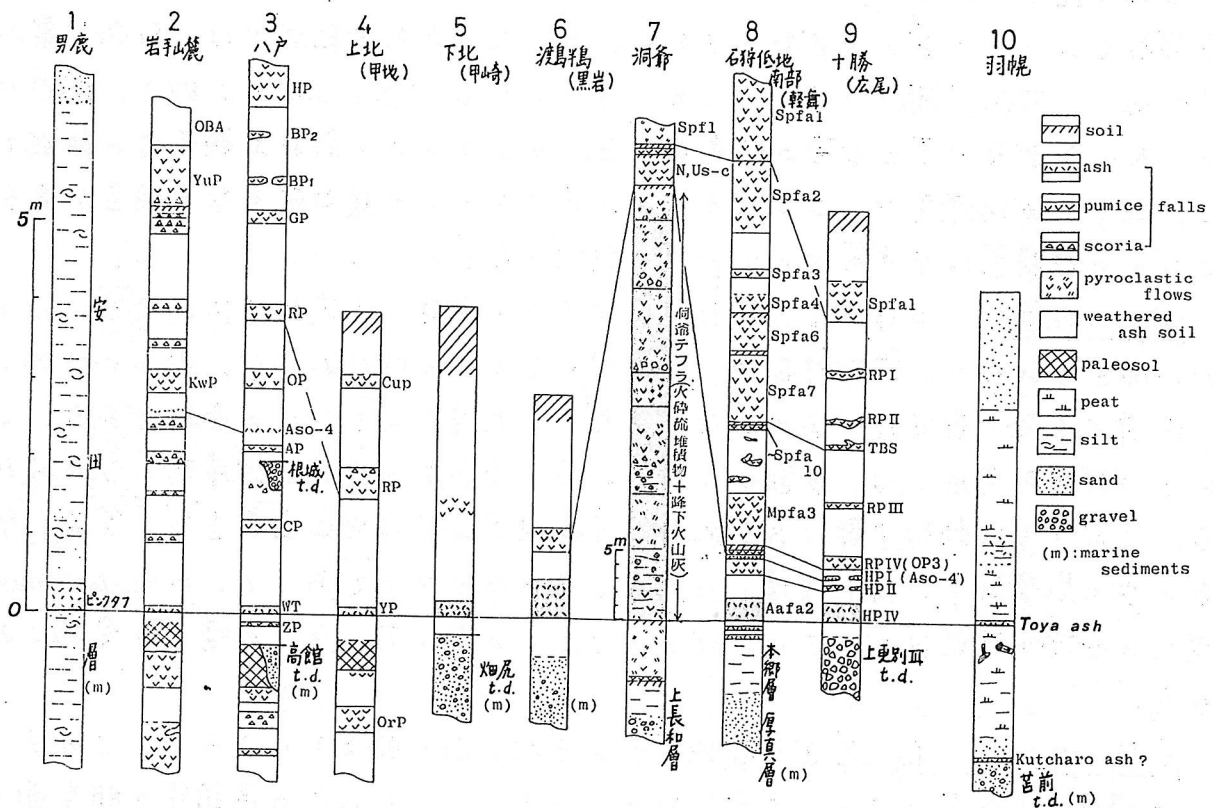


図2. 北日本各地のテフラ柱状図

22 洞爺火山灰による北日本の海成段丘の対比とその意義

宮内崇裕(都立大・院)・町田 洋(都立大)・新井房夫(群馬大)

北日本の沿岸には海成段丘がよく発達している。その中で最終間氷期(いわゆる下末吉期)の海成段丘の認定は、従来主に段丘面の開析度、高度、谷を埋めた海進堆積物などに基いて進められてきた(阪口, 1959; 太田・成瀬, 1977)。海成段丘は第四紀後期の編年や地殻変動・海面変化の研究を行なう際の基礎的資料であるので、いうまでもなく段丘の対比には確実性が要求される。そこで北日本に広く分布し、いわゆる下末吉海進の直後と考えられる時期に降下堆積した洞爺火山灰は、この時期の段丘を認定する上できわめて有用な示標テフラである。

洞爺火山灰による高館(下末吉)段丘の認定 ハ戸付近の高館段丘は従来最終間氷期の海成段丘と考えられていたが、町田・新井・宮内の報告でのべたようにテフラとの層位関係からこの点は強く支持される。ところで高館段丘上のToyaは、海拔高度40~45mの汀線付近では、海退後の乾陸に堆積したテフラであるが、ひとつづきの段丘面で海拔高度約25m以下では、浅海底堆積物中に混入するようになる(図1の縦断面1)。すなわち、Toyaは海進極相期より海面が15~20m低下した時期に降下堆積したといえる。このことから北日本の海成段丘のうち高館(下末吉)段丘を認定するには、Toyaがおおう何段かの段丘のうち最低位の段丘に注目すべきだと判断される。

高館(下末吉)段丘の認定結果 上記の認定法に基きToyaによって対比された北日本各地の最終間氷期海成段丘は表1に、また各地の段丘縦断面は図1に示される。従来の対比と異なる結果を得たのは男鹿・渡島・羽幌・日高・十勝においてである。

	段丘名あるいは地層名	Reference
ハ 戸	高館段丘	
男鹿半島	安田層(鴻西層の一部)	北里(1975), 白石ほか(1981)
津軽半島	VII 段丘	長谷(1963)
下北半島	第四(畑尻)段丘	大矢・市瀬(1957)
渡島半島(江)	陣屋面	大森(1975)
石狩低地(北・南)	高岡段丘	垣見(1958)
	厚真層	山田ほか(1981)
羽 幌	苫前段丘	阪口(1959)
日 高	小越層	多田ほか(1975)
十 勝	生花苗 IV 面	平川・小野(1974)

れた北日本各地の最終間氷期海成段丘は表1に、また各地の段丘縦断面は図1に示される。従来の対比と異なる結果を得たのは男鹿・渡島・羽幌・日高・十勝においてである。

高館(下末吉)段丘の汀線高度分布 Toyaによって対比された高館(下末吉)段丘の汀線高度分布(図1)をみると次のような特色がある。1) 東北日本太平洋側では40m前後でほぼ

一様な高度であるのに対し，日本海側では15m～120mと高度変化が大きく，とくに西津軽や男鹿で高い。2) 渡島半島では一般に40～80mの高度をもつが，噴火湾沿いの黒岩付近で著しく高く100mを越える。このように広域にわたり高精度で求められた下末吉期の旧汀線高度分布は，北日本の第四紀後期の地殻変動や日本海東縁のテクトニクスを吟味するために重要な情報源となるにちがいない。

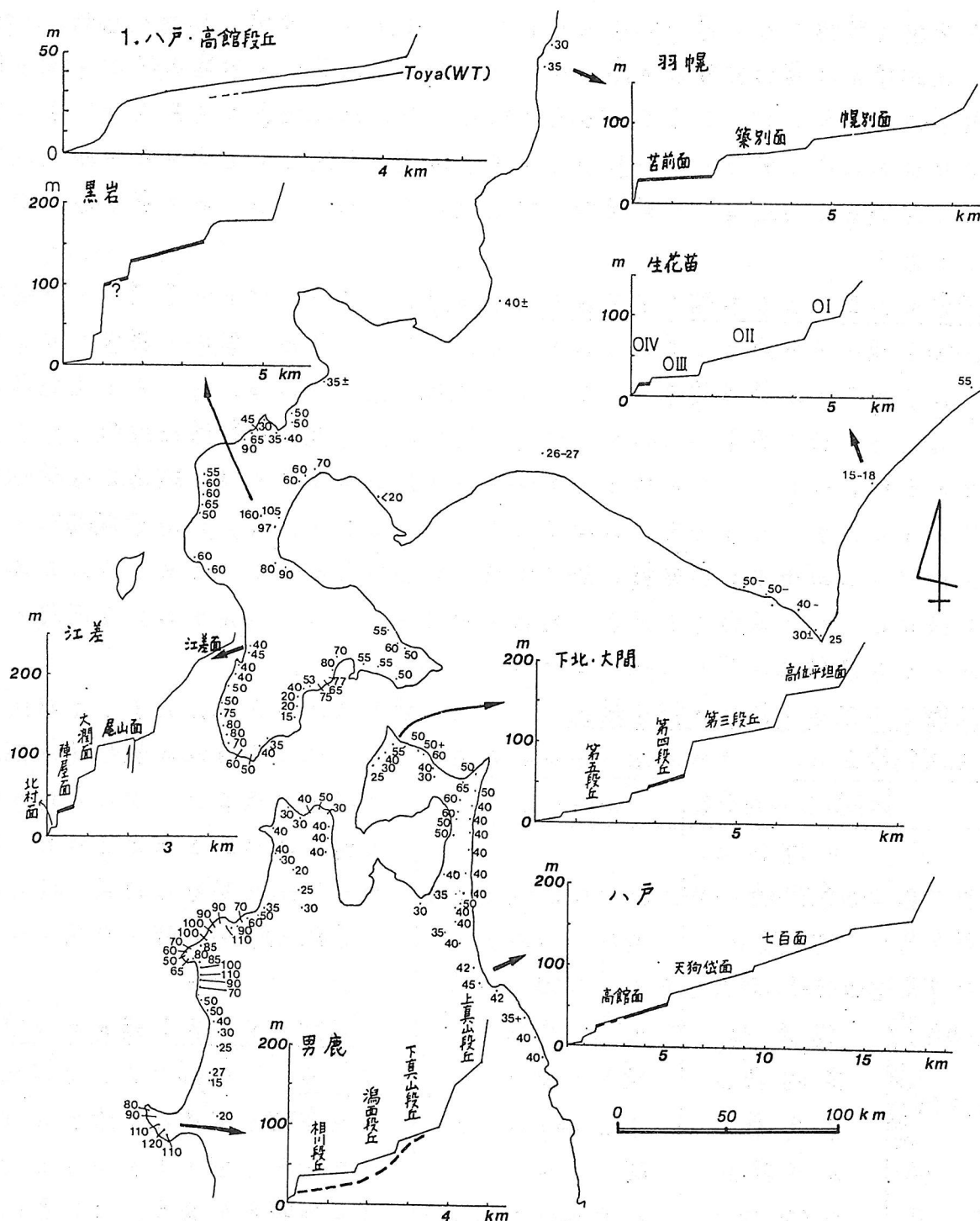


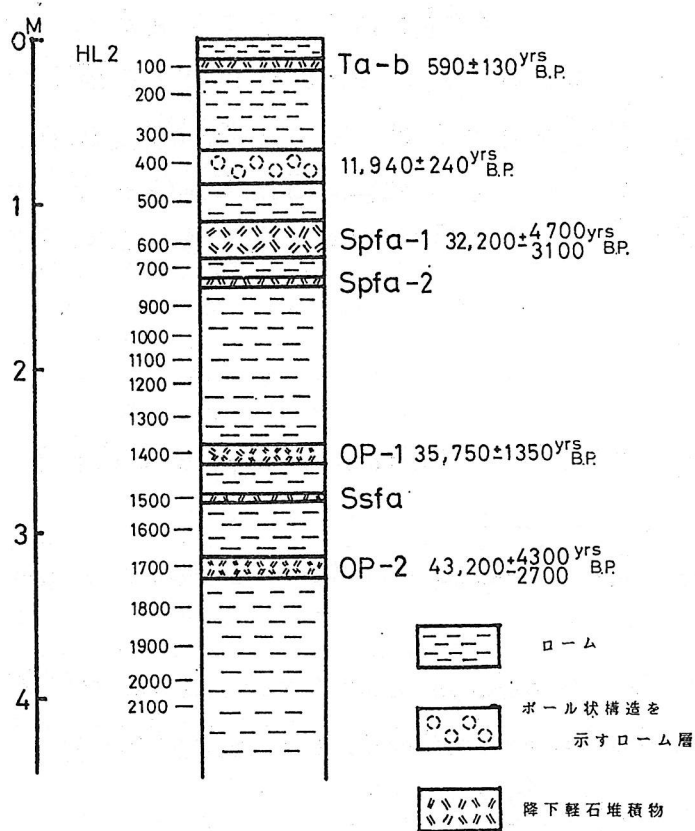
図1. 高館(下末吉)段丘の汀線高度分布と段丘縦断面

23 支笏降下軽石堆積物にみられる更新世後期の地磁気変動

広岡公文・石原昭史(富山大学理学部)

テフラの古地磁気測定は、大山・三類¹⁾、御岳^{2),3)}、ハヤ岳⁴⁾、立山等の火山が起源のものについて行われており、数万年前に連続して2度のエクスカージョンと呼ばれる地磁気大変動のあったことが報告されている。今回は、北海道十勝平野に分布する支笏カルデラ起源のテフラの古地磁気測定を行なった結果を報告する。

サンプリングは大樹町無願の坂の露頭で、厚さ約4mの部分から20層準について行った。この露頭では、中世に降下したとされる樽前B火山灰、支笏降下軽石1 (Spfa-1, 約3.2万年前)、支笏降下軽石2 (Spfa-2)、オレンジ軽石1 (Op-1, 約3.6万年前)、支笏降下スコリア (Ssfa)、オレンジ軽石2 (Op-2, 約4.3万年前)の顕著な6枚の軽石層が認められる。各層準から10~12個の試料を22mm×22mm×22mmのプラスチック・キューブを用いて採取した。サンプリング地点の模式柱状図と試料採取層準は第1に示されている。

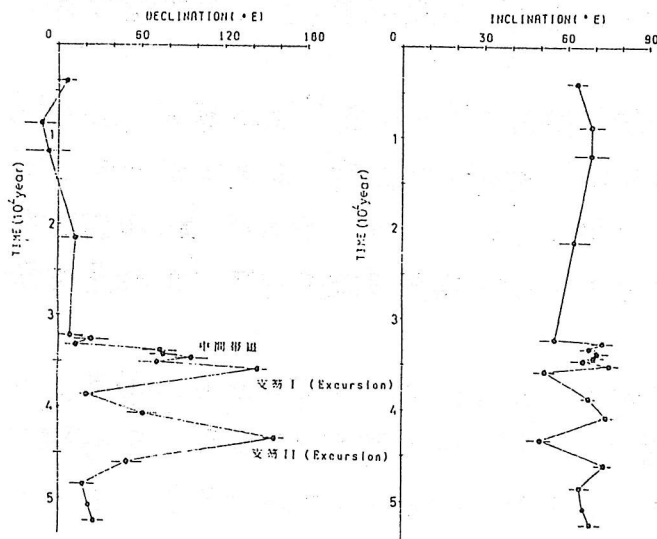


第1図 試料採取地点の模式柱状図と試料採取層準

いる。

今回の露頭には寒冷期の凍結によって地層が波打つインボリュージョンが一部の層準で見られるが、よこでの試料の磁化は、地層変形前の磁化方向を保っていることが判明し、古地磁気学的研究に充分耐え得る安定性を有するものであることが確かめられた。

各層準から数個の試料を選んで、12.5, 25, 50, 75, 100, 150, 200 Gの7段階で交流消磁を行なって残留磁化の不安定成分を消去し、磁化方向の最もよくまとまる段階を見い出して、それを古地磁気データとして採用した。その結



第2図 支笏降下軽石堆積物の古地磁気測定結果

果、第2図のように、Spfa-2より少し下の層準で2つのエクスカージョンが見つかり、先に報告されているエクスカージョンが北海道でも記録されていることが明らかとなった。他の地域のテフラの古地磁気測定から得られたエクスカージョンの層準は、今回発見されたものと、火山灰層序学的にもよく一致する。

地磁気が、双極子磁場のみから成ると仮定して、偏角・伏角から求める見かけの磁極 (Virtual Geomagnetic Pole, 略して V.G.P.) の軌跡もよく似ており、同一の地磁気エクスカージョンが日本各地で記録されていることを示してい

る。このエクスカージョンがグローバルなものであったかどうかは未だ明らかでないが、少なくとも日本全体を覆う規模のものであったことは確認された。

このような更新世後期の地磁気エクスカージョンが真に存在するならば、旧石器包含層の年代対比にも非常に良いタイムマーカーとして用いることができる。

引用文献

- 1) Hirooka, K., N. Nagai and T. Nakajima (1982) Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, *10*, 200~213.
- 2) Hirooka, K., C. Tobita, T. Yokoyama and S. Nakaya (1977) Rock Magnetism and Paleogeophysics, *4*, 81~87.
- 3) Hirooka, K., E. Hasegawa, T. Hirota, S. Nakaya and T. Yokoyama (1978) Paleolimnology of Lake Biwa and Japanese Pleistocene, *6*, 101~114.
- 4) 会田信行 (1978) 第四紀研究, *17*, 86~94.
- 5) Hirooka, K. (1980) Rock Magnetism and Paleogeophysics, *7*, 78~81.

24 下野火山灰下部層のフィッシュン・トラック年代とその地史的意義

小池一之（駒沢大学）・岩崎孝明（駒沢大学・院）
檀原 徹（京都フィッシュン・トラック）・百瀬 貢

北西-北関東には、那須、高原、女峰、男体、赤城、浅間などの諸火山が分布し、給源を異にする厚い火山灰が堆積している。小池(1977)は栃木県北東部に分布する喜連川丘陵を覆う厚さ40m以上の火山灰を5層に区分した。その後、さらに調査範囲を広げ、野外での層序と層相の記載や、含有鉱物の形態や組成から、白河、田島盆地まで10層以上の示標火山灰を対比し、AT, OKP, Aso-4などの広域火山灰の層序を確立することができた。この調査を進める過程で下野火山灰下部層から多量のジルコン・黒雲母を含む火山灰層を数枚発見したので、フィッシュン・トラック法(grain by grain 法、徳橋ほか(1983)とほぼ同一方法)による年代測定を試みた。測定に供したサンプルは大田原軽石層より下位の戸祭ローム層下部から3つ(上位よりNm-13, 14, 16)、境林礫層を覆う喜連川ローム層最下部より2つ(YG-10, YG-HtB, 法師峠含黒雲母火山灰)で、それらの層序関係、測定結果は図-1、表-1に示される。

YG-HtB 黒雲母の含有率がきわめて高い細粒火山灰でジルコンを少量含む。測定したジルコン粒子は良好な自形度と粗粒・長柱状のほぼ均質な晶癖をもつことから、形態上同一起源に属する可能性が高い。本試料は粒子当りの測定面積が広くみかけのウラン濃度(139ppm)もかなり高いことから、従来の固体識別法の適用が可能となる。したがって、測定全粒子34個の $\Sigma Ns / \Sigma Ni$ 比から年代 $T = 0.83 \pm 0.07$ Maを算出した。なお、いくつかの測定粒子中には、みかけ上自発トラック長が 4μ 以下の短縮トラックが観察されたので、本試料は mixed age試料である可能性を持つので、厳密には噴出年代は若干新しくなるとも考えられる。

YG-10 厚さ5cm 弱の極めて細粒の白色火山灰でジルコンを含む。測定粒子は良好な自形度とほぼ均一な晶癖を持つことから、形態上同一起源に属する可能性が高い。しかし、全粒子の平均Ns数は2.69であり、従来のGBG法では平均Ns数が少なすぎ粒子年代のばらつきが大きく、逆に個体識別Po法では平均Ns数が大きすぎるので、現状では有効な検討方法は見あたらない。異常に古い年代値($T = 5.80$)を持つ1粒子を除く残り35粒子は $T = 0 \sim 2.4$ Maの間に分布するので、これら35粒子の $\Sigma Ns / \Sigma Ni$ 比から算定される $T = 0.86 \pm 0.09$ MaをYG-10の年代値とする。

Nm-13, 14, 16 いずれも含黒雲母細粒火山灰でジルコンを含む。大田原軽石層よりやや下位の層準に位置し、それぞれ数10cmの火山灰をへだてて堆積している。厚さは5, 20, 5cmである。3試料とも測定粒子の自形度・晶癖の均一性が高いので、ほぼ同一起源を持つものと考えられる。また、平均Ns数が、それぞれ、1.14, 1.39, 0.83とかなり小さいので、個体識別Po検定法による信頼度の検定が可能である。Po検定結果の有意水準は、それぞれ、80~90%, 80~90%, 75~80%と非常に良好であるので、3試料とも全測定粒子の $\Sigma Ns / \Sigma Ni$ 比から、 $T = 0.50 \pm 0.08$ Ma(Nm-13), $T = 0.57 \pm 0.08$ Ma(Nm-14), $T = 0.50 \pm 0.09$ Ma(Nm-16)という年代値をえた。

これらの火山灰のフィッシュン・トラック年代は、従来、不明確な点が多かった関東構造盆地の北縁部における前~中期更新世時代の地形発達史を解く緒となるものと思われる。たとえば、鬼怒川地溝帯に分布する最古の堆積面である喜連川丘陵は境林礫層によって構成され、その離水期は0.85Ma前後となり、従来推定されていた形成年代に比べかなり古い。しかも喜連川丘陵は厚い火山灰に覆われかなり広範囲にわたって堆積頂面を残している。これらの事実は鬼怒川地溝帯が中期更新世以降きわめて安定していたことを示唆している。このようにきわめて古い堆積面が残存しているのは、境林礫層堆積期に北~北東から鬼怒川地溝内に流入し広大な扇状地群を形成していた諸河川の上流域が、ほぼ0.5Ma頃(高原火山起源の大田原軽石層の流下期前後)までに那珂川流域に編入されたことにもよると推定される。なお、境林礫層は、喜連川周辺で50mを超す厚さ(ボーリング結果では170m以上)の部分が地表に露出し、白河石英安山岩質熔結凝灰岩層に対比されると推定される2~3枚の凝灰岩層を挟んでいる。これらのうち最上位のものは、その鉱物組成などからみて、白河付近に分布する白河火砕流に対比される可能性が高い。白河火砕流の古地磁気は逆帯磁を示し、最近、そのフィッシュン・トラック年代は0.65~0.69Maと測定された(白尾、鈴木 1984, 火山学会口頭発表)。

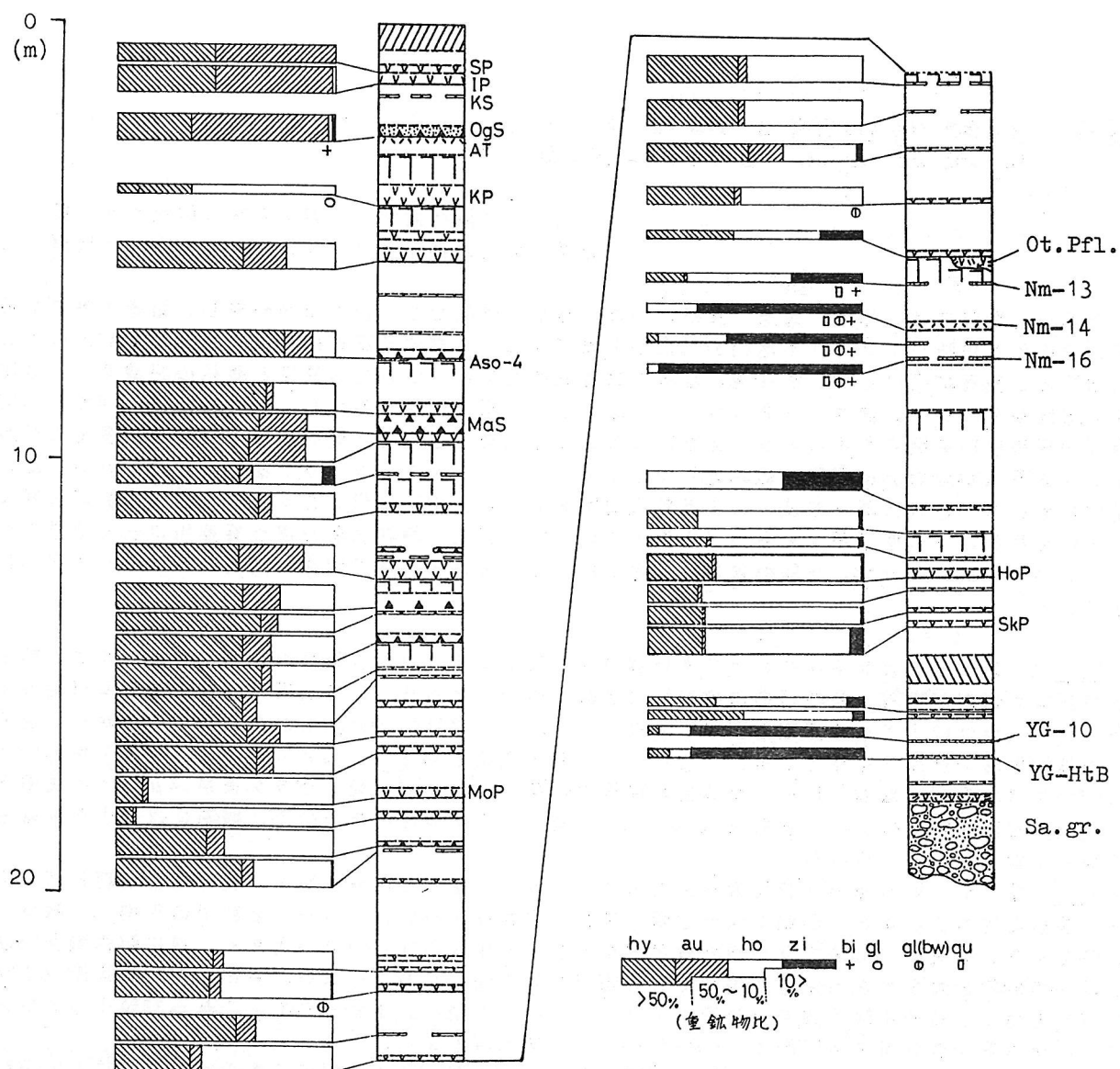


図-1 喜連川付近に分布する火山灰の層序と重鉱物組成

表-1 各試料ごとのフィッション・トラック年代値の一覧 ($\lambda f = 7.03 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$)

試料名	鉱物名	自発核分裂飛跡数 ΣN_s		誘導核分裂飛跡数 ΣN_i		フラックス Φ		年代値 T Ma	注2 誤差 $\pm \epsilon$ (%)	結晶数 n (個)	結晶積 ΣS (cm^2)	注3 ウラン濃度 U (ppm)
		飛跡数 $= \Sigma N_s$	$\rho s = \Sigma N_s / \Sigma S$	飛跡数 $= \Sigma N_i$	$\rho s = \Sigma N_i / \Sigma S$	中性子線量 $\Phi = n / \text{cm}^2$	飛跡数 $= \Sigma N \phi$					
YG-HtB	Zircon	143	3.32×10^5	5237	1.40×10^6	5.13×10^{14}	1220	0.83	0.07 8.9%	34	4.31×10^{-3}	136
YG-10 (No.10を除く)	Zircon	94	2.87×10^4	3388	1.03×10^6	5.19×10^{14}	1233	0.86	0.09 10.8%	35	3.28×10^{-3}	99
Nm-16	Zircon	30	1.38×10^4	1839	8.44×10^5	5.16×10^{14}	1226	0.50	0.09 18.6%	36	2.18×10^{-3}	82
Nm-14	Zircon	50	1.40×10^4	2725	7.63×10^5	5.21×10^{14}	1239	0.57	0.08 14.6%	36	3.57×10^{-3}	73
Nm-13	Zircon	41	1.21×10^4	2566	7.57×10^5	5.24×10^{14}	1246	0.50	0.08 16.0%	36	3.39×10^{-3}	72

注1. $T = 5.96 \times 10^{-8} \Phi \times \Sigma N_s / \Sigma N_i$

注3. $U = 5 \times 10^{10} \rho i / \Phi$ (但し、ジルコン結晶中でエッチングされる平均飛跡長を4 μm と仮定)

注2. $\epsilon = \{ (1/\sqrt{\Sigma N_s})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N_i})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N \phi})^2 \}^{1/2}$

上総層群黄和田層 Kd16 Tuff ジルコンのフィッシュントラック年代測定手法間比較の結果について

白尾元理・鈴木正男（立教大一般）・杉原重夫（明大文）

同一試料についてこれまでに報告されたフィッシュントラック年代には、表示された計数誤差（ $\pm 1\sigma$ または $\pm 2\sigma$ ）の範囲を超えた不一致を示す例が多かった。この原因として、使用された熱中性子線量測定用標準ガラスの種類とその値のちがい、2次的混入粒子の取り扱い方のちがい、さらに適用された手法のちがいなどが考えられ、いずれも慎重に検討されるべき重要な問題である。ここでは、手法間比較について述べる。

計数面の種類（A は有利な点を、D は不利な点を示す。）

自発トラック(S)計数

外部表面($2\pi ES$): A 小さな結晶にも適用できる A トラックが長く、トラックと格子転位のエッチ像との識別が比較的容易である A 4π ジオメトリー面の研磨・琢磨の必要がなく、その結果として研磨キズのエッチ像が出ない

A 比較的 Zoning の影響が少ない A 結晶の欠陥が少ない D トラック密度が低い D 表面状態の良好な結晶にしか適用できない D 外部効果の出る可能性がある

内部表面($4\pi IS$): A トラック密度が高い A 表面状態の不良な結晶にも適用できて、汎用性がある A 外部効果を考慮する必要がない D トラックが短かく識別に個人差が出やすい D 4π ジオメトリー面の切り出しを必要とし、研磨キズのエッチ像が出る D 内部構造がでやすい D Zoning が観察されることが多い D 小さな結晶の場合には、エッチングによって脱落が起こりやすい

誘発トラック(I)計数

外部表面($2\pi ES$): $S2\pi ES$ の特徴に加えて D 自発トラック密度の高いジルコンを Re-etch する場合には、2度のエッチングで表面が荒れて、計数が困難になる

内部表面($4\pi IS$): $S4\pi IS$ の特徴に加えて D ジオメトリーが 4π から 2π に変化するので Re-etch するのは好ましくない

外部検出材(2π ED): A エッチングが容易で汎用性がある D 結晶内トラックの異方性エッチングの検出ができず、とくに自発トラック密度の低いジルコンの場合に計数効率が異なる などである。

組み合わせとしての手法

S 2π ES-I 2π ES-ED

A トラック認定が相対的に確実にになるので、格子転位のエッチ像の誤計数が深刻な年代のズレをもたらす自発トラック密度の低い試料に適する A 相対的に少ない粒子数で測定できる A 自発・誘発トラックともにDouble Checkできて確実な計数ができる D 2度のエッチングによる汚れができる D 外部効果のでる可能性がある D エッチングによる面の移動の効果があるので可能性がある D 自発トラックの保存ができない D 自発トラック密度の高い試料に適用することには問題が多い

S 4π IS-I 2π ED

A 自発トラック密度がたかく、相対的に最少の粒子数で測定できる A 実験操作が比較的容易で汎用性がある D 自発トラックの異方性エッチングの認められる試料では、計数効率の補正が必要になる

Population(2π および 4π)

A 実験操作が最も容易である D A・C または B・D Aliquots 同のウラン濃度のちがいをチェックする必要がある D 2次的混入粒子を除去できない D 多くの数の粒子を必要とする

Conversion(2π および 4π : Population 法を改良したもの)

A トラックの認定・エッチング条件などを標準化することができて、最も確実な測定ができる A 他の手法の結果をチェックすることができる D 実験操作は簡単であるが、他の手法の約2倍の労力を必要とする

これらの手法の比較検討を行うにあたっては、A・B・C・D の 4 Aliquots が必要である(Suzuki, 1984)。これを前回報告した Kd16 および Am-68 (天津層) に適用した結果について報告する。また、An-1 (安野層) KY-23・KY-26 (清澄層) Am-40・Am-56・Am-78 (天津層) Kn-1 (神川層) の測定結果も合わせ報告する。

福岡 久(日大文理)・鈴木正男(立教大一般)・杉原重夫(明大文)

同一試料についてこれまでに報告されたフィッシュントラック年代には、表示された計数誤差($\pm 1\sigma$ または $\pm 2\sigma$)の範囲を超えた不一致を示す例が多かった。この原因として、使用された熱中性子線量測定用標準ガラスの種類とその ϵ 値のちがい、2次的混入粒子の取り扱い方のちがい、さらに適用された手法のちがいなどが考えられ、いずれも慎重に検討されるべき重要な問題である。ここでは、熱中性子線量測定用標準ガラスの ϵ 値を求める方法について述べる。

定数 ϵ について

フィッシュントラック年代を求める式は、 $A = \epsilon \cdot \rho_s \cdot \rho_i^{-1} \cdot \rho_D$ である。定数 ϵ は、 $\epsilon = \sigma \cdot B^{-1} \cdot \lambda_f^{-1} \cdot I^{-1}$ であたえられる。ここに、 σ は ^{235}U の核分裂断面積、 B はそれぞれの標準ガラスに固有の熱中性子線量を誘発トラック密度に変換する定数、 λ_f は ^{238}U の自発核分裂壊変定数、そして I は $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ の同位体比である。 λ_f には 7.03×10^{-17} と 8.42×10^{-17} との2つの値が用いられ、それぞれ互いに約20%の年代のちがいをもたらす。また、NBSの保証書には Au および Cu の放射化分析の値が併記されていて、その結果 B の値も、それぞれ互いに約10%の年代のちがいをもたらす。直接、計算から ϵ 値を求めようとする、その組合わせは 2×2 の都合4通りの値が得られることになる。こうした現状から、 ϵ 値を計算から求めるよりは、年代既知の標準年代試料の $\rho_s \cdot \rho_i^{-1}$ 比から ϵ の値を求める方がより实际的である。

実験操作

用いた標準年代試料は Fish Canyon Tuff (27.9 Ma) のジルコンである。また手法としてはもっとも問題の少ない 4π -Conversion 法を用いた。チェックした標準ガラスの種類は、ジルコンの年代測定に適したウラン濃度をもつ NBS SRM 961-962、Corning Glass 1-2 の都合4種である。

1 set の構成は FTC ジルコンをそれぞれ 25 粒子を含んだ B・D Aliquots

(Suzuki, 1984)とその外部検出材、4種の標準ガラスと一緒に包埋した樹脂およびその外部検出材の都合 6点である。Randomness を保証するため、30 sets 準備した。

最初に、D Aliquot と標準ガラス包埋樹脂とその外部検出材を、立教大学原子炉 TRIGA Mark II RSR #1 で 18分 (出力 100kw) 照射し、B-D Aliquots の 4 π -ジオメトリの切り出し後、エッチングし、Aliquots 間のウラン濃度のちがいをチェックするために B-D Aliquots に外部検出材を貼り付けて、2度目の照射を 18分行った。この実験操作は、現在計数作業を続行している。

こうして得られるそれぞれ 4種の標準ガラスの ϵ 値は、壊変定数と放射化分析モニター値の 4種の組合わせのうち、どの組合わせが最も妥当なものと考えられるかの解答を与えるものと期待される。

また同時に、得られた ϵ 値を用いた Ty-1 (豊里層) 0b-1・4a・5d・6a (小浜層) Kg-3 (春日層) Na-4・5 (名洗層) のフィッシュントラック年代測定結果を報告する。この中で 0b-1 は手法間比較を行っている。

27 浮遊性有孔虫の ESR による年代推定

佐藤高晴 (大阪大学基礎工学部)

深海底堆積物を用いた第四紀の研究において時間尺度は、主に古地磁気層序をもとにしたもので、30万年前より新しい堆積物には過剰 ^{230}Th を利用した絶対年代測定法も用いられている。しかし、それより古い堆積物については、K-Ar 法による絶対年代測定法も適用されているが、必要な鉱物の量の不足などのため、困難を伴う場合が多い。ここでは、鍾乳石 (Ikeya 1975) や貝化石 (Ikeya & Ohmura 1981) などについて試みられている、ESR 年代測定法を、浮遊性有孔虫化石に適用し、深海底堆積物の年代を推定する試みについて、今までに公表したものを含めて報告する。

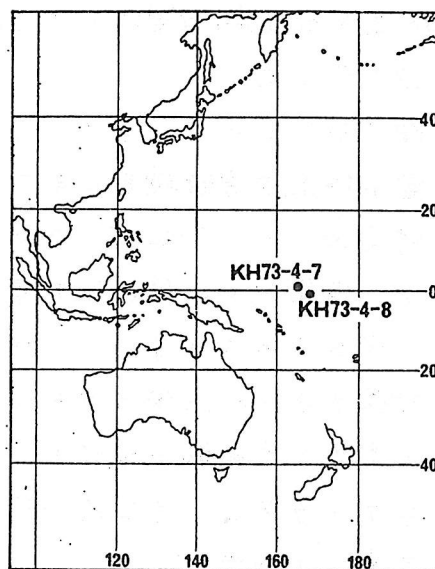


図1 柱状試料採取位置

今回の研究には、有孔虫や放散虫などによる生層位的な基準面の研究 (Takayanagi et al. 1979) や詳細な古地磁気研究によって、かなり年代がはっきり推定されている、西部赤道太平洋から採取された2本の深海底堆積物柱状試料、KH-73-4-7 ($2^{\circ}41'N$, $164^{\circ}50'E$) と KH-73-4-8 ($1^{\circ}33'S$, $167^{\circ}39'E$) を用いた。これ5の柱状試料から、粒径が、250 ~ 503 μm の浮遊性有孔虫化石 150 mg の ESR 測定用試料を、一層準 (厚さ約 8 cm) 当たり数個作製し、総被曝量 (TD) 測定用に用いた。

ESR 測定は、X バンド電子スピン共鳴装置 (JES-ME2X, 磁場変調 100 kHz) を用い、室温において、マイクロ波出力 0.1 mW, 変調幅 1 G で測定を行なった。γ線照射は大阪大学産業科学研究所で、 ^{60}Co により線量率 10^4 R/h で行なった。

浮遊性有孔虫の ESR スペクトルには、 Mn^{2+} の信号と、放射線損傷によると考えられる卓越した信号が見られる。後者の信号は、250 kR までの γ 線照射に対して直線的に増大している。この信号の γ 線照射に対する増大率を求め、今までの総被曝量を推定した。TD は、約 100 万



図2 浮遊性有孔虫の ESR スペクトル

年前まで、深さとともに単調増加し、それ以前の部分では飽和していると考えられる。このことから、約100万年前まで、ESRを用いて年代測定できる可能性を示した。

KH-73-4-7については、金沢大学の阪上正信教授等によって γ 線スペクトロスコーピーが測定され、堆積物中の放射性元素濃度が求められている。この測定結果を用いて、均一な放射性元素濃度の堆積物が堆積していくモデルを考え、年間線量率の経年変化を推定し、更に年代とTDの関係性を推定した。一方、

ESR測定で得られたTDについても、その年代を、古地磁気層序と、浅い部分については過剰 ^{230}Th と ^{232}Th との比の指数関数的減少から推定した。すると、過剰 ^{230}Th の影響の無視できる部分の年間線量率は、モデルにおいて γ 線の寄与を無視するとよく一致する。しかし、過剰 ^{230}Th によるTDへの影響は、モデルから予想される量の約半となっている。これについては、海底面付近における堆積物の含水率の変動と、 γ 線の透過性によって説明し得るが、池谷(1984)は、堆積物からの ^{222}Rn 損失を原因として指摘している。

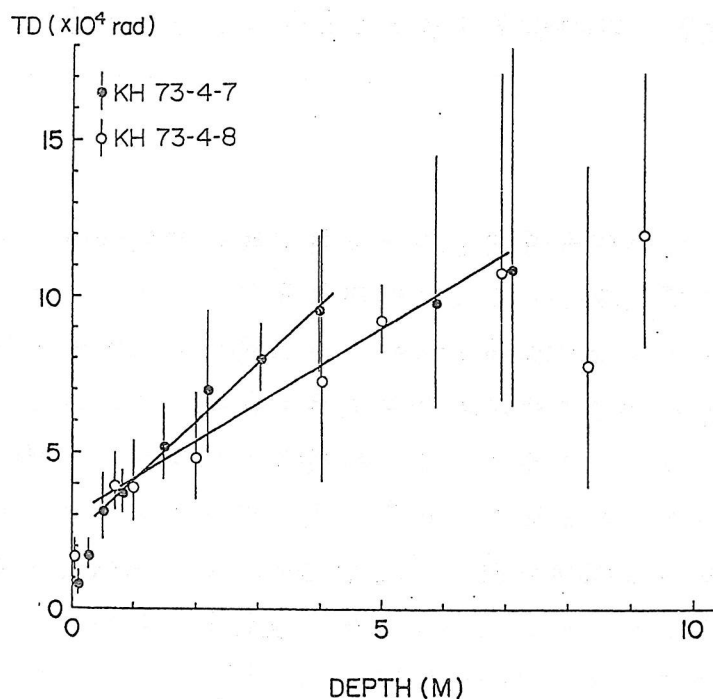


図3. 2本の柱状試料の深さに対する総被曝量(TD)の関係。細線は測定における90%の信頼区間を示す。

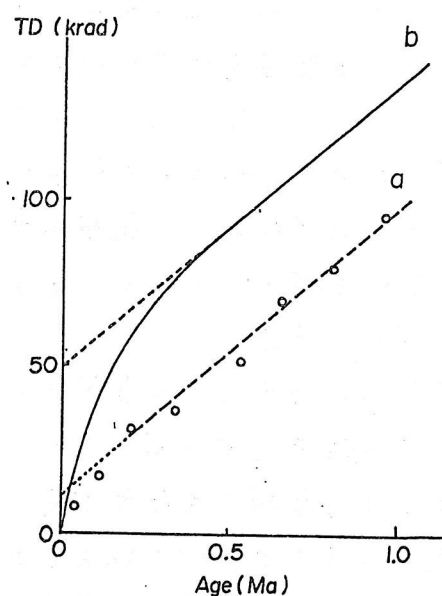


図4. 年代に対する総被曝量の推定値

a. ESR測定による推定

b. 放射性元素濃度測定値より推定

神奈川県相模原市橋本遺跡の黒曜石 の分析 — とくに神津島産とみられ る黒曜石について —

金山喜昭（野田市郷土博物館）・鈴木正男（立教大一般）

戸村健児（立教大原研）

神奈川県相模原市橋本遺跡から出土した98点の黒曜石について、熱中性子放射化分析・判別分析による産地推定と黒曜石水和層年代測定を行った。

標本抽出について

発掘の過程で認定された自然層ごとに、光沢・斑晶等の光学的特徴を基準に黒曜石を種別に類別し、それぞれの種別の一点を分析試料とした。

分析結果について

黒曜石産地の黒曜石水和層による年代的な変遷は、従来から周辺の遺跡群で知られていた様相と一致した。

今回の分析で新たに得られた知見は、

1. 箱根畑宿黒曜石(H-Hk)は、その点数・重量の垂直分布から、約16,000年B.P.のものと考えられるが、黒曜石水和層年代は13,100年B.P.となった。

この原因は、箱根畑宿黒曜石(H-Hk)は、長野県産の黒曜石と比較して、水和層の形成速度が遅く、形成される水和層が薄いため、読み取り誤差が出たためと考えられる。

2. 従来始良Tn火山灰層相当層に特徴的であるとされて来た石器群は、橋本遺跡ではそれより上位の層準で見られ、またその黒曜石水和層年代は、約18,600年B.P.であった。

3. 神津島産と見られる黒曜石がXIV/XV層、22,700年B.P.に検出された。

すでに、Suzuki(1973, 1974)にその可能性のある黒曜石が報告されているが、放射化分析によるU・Th・Sc・Fe・Laの含有量、水和層の発達程度、その出土状態等から見て確実なものと考えられる。今後、類例の増加を待つとともに、その先史学的意味を考えたい。

小野 昭（新潟大人文）・鈴木正男（立教大一般）

鶴丸俊明（日本女子大文）小田静夫（東京都教育庁）

戸村健児（立教大原研）

考古学に應用される自然科学の手法は、すでに多くのものが知られている。その成果の評価・利用の限界・方法の改善等の考古学での位置づけについての検討は、必ずしも充分ではなかった。黒曜石の分析もその一つである。この原因として、考古学を専門とする者と自然科学を専門にする者との間の対話の不足が挙げられる。

黒曜石の、産地推定と水和層年代測定の組み合わせによる時空的分析が、わが国で始められてから、10年以上を経過した。関東地方の約200遺跡・3,000点の分析例の中から、いくつかの事例を挙げて、評価・限界・改善等について考えてみたい。

1. 考古学では、石器・石片等遺物の水平・垂直方向の移動は、接合例によって確実に実証することができる。黒曜石の分析によっても、ある程度その推定は可能である（鈴木遺跡）。
2. 考古学では、石器の種類の組み合わせによって、文化層を認定していた。これを、自然層と黒曜石の分析を組み合わせる行うことによって、石器型式の変遷をより客観的に捉えることができる（鈴木遺跡）。
3. 多数（鈴木遺跡では178点）の試料を分析することによって、複合遺跡の内部構造を明らかにして、遺跡の“基本単位”を認定し、分期を明確にすることができる（鈴木遺跡・橋本遺跡）。
4. 石器型式の内容、出土層位、水和層年代、黒曜石の産地の時間的変遷を、周辺の遺跡群と比較することにより、対比が可能である。
5. さらに広域に比較検討することによって、“文化圏”の設定の一助とすることができる。
6. 海上運搬・交易を追跡することができる（橋本遺跡・湯浜遺跡）。

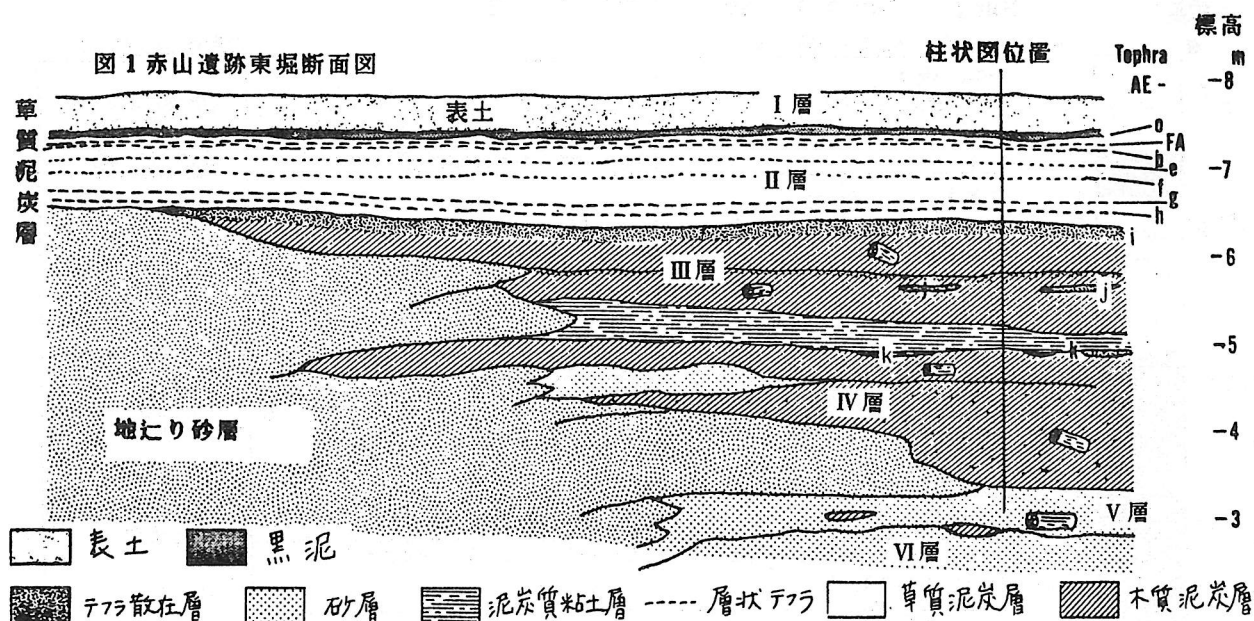
吉川純子(川口市遺跡調査会)

川口市遺跡調査会・考古班¹⁾・地質班²⁾・植物班³⁾

埼玉県南部、安行台地に位置する川口市赤山陣屋跡遺跡には台地内を開析する小支谷を埋める低地の泥炭層遺跡(東堀)が含まれる。この東堀泥炭地の58年度考古学自然科学調査の一部を予報として報告する。

〔層序〕地層は表土を含めⅠ～Ⅵ層に分けられる。(表1)層序の区分や対比の上で、挟在される10数枚の火山灰層が鍵層となる。泥炭は谷央部では整然と堆積しているが、台地寄りでは台地構成層に由来すると思われる地盛りブロック(砂層)が、数層準にわたり泥炭に挟まれているのが認められる。(図1)泥炭層はⅢ層以下の木質泥炭層とⅡ層の草質泥炭層とに大別され、両層の境界直下にはAE-火山灰層が散在する。木質泥炭層には砂泥が挟在し、火山灰はレンズ状あるいは散在している。草質泥炭層には保存の良い火山灰層が多層認められ、(AE-0nh)そのうち上位のものはFA(榛名火山ニッ岳起源;6C中~後期;新井,1979)に対比される。

〔遺物・植物化石群集〕Ⅲ層の泥層、砂層の上面からは縄文後、晩期の工器が出土するほか、Ⅱ層上面に溝状遺構が発見されている。泥炭層より産出された花粉、大型植物遺体、材、植物珪酸体についての概略は図2に示すとおりであり、



1) 金箱文夫・岡本康嗣 2) 遠藤邦彦・新井房夫・鈴木正章・宮地直道

3) 辻誠一郎・鈴木三男・藤原宏志・南木睦彦・橋屋光孝・能城修一・植田弥生

吉川純子・矢野祐子

る。木質泥炭層はコナラ・シデを中心に落葉広葉樹を多産、特にⅢ・Ⅳ層の境界付近ではクリを多産する。Ⅲ層より上では泥炭地が領域を拡大し、堆積物の変化とともに植物化石群集も急変する。花粉ではスギ属の増加が著しい。草質泥炭層上位の黒色泥炭層からはイネや水田雑草が出現する。

表1 赤山遺跡東堀泥炭地層序表

層位	テフラ	年代	堆積物	遺物
I			表土	溝状遺構
II	AE-o	6C. 中後期	黒泥	
	FA AE-b, c, d, e, f, f', g		未分解質草質泥炭 数枚のテフラを挟在・泥炭地拡大	
	AE-h		分解質草質泥炭	
III	AE-i		土すべり砂層 弱分解質木質泥炭	安行Ⅲa式 安行Ⅲb式 (縄文晩期) 堀之内Ⅰ式 (縄文後期)
	AE-j			
	AE-k			
IV			泥炭質粘土	
			弱分解質木質泥炭	
			砂質木質泥炭	
V				
VI			砂層	

標高

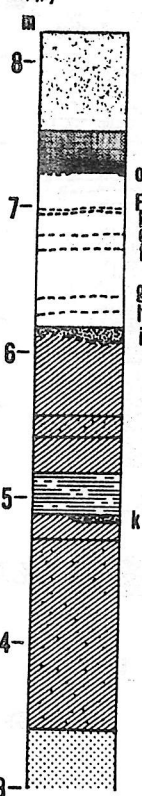


Plate 2 赤山遺跡東堀植物化石群集

花 米 分 胞 子		植物珪酸体	
T-C 増加 コナラ亜属減少		竹類増加 イネ出現	
スギ属, T-C 増加 マツ属, モミ属, ツガ属増加 ハンノキ属急減 クリ属減少		大型植物遺体 イネ・水田雑草	
スギ属, T-C 増加 マツ属, モミ属, ツガ属増加 ハンノキ属急減 クリ属減少		スギ・カヤツリグサ等 湿性草本種子	
ハンノキ属多い スギ属, ヨシ属増加 コナラ亜属, シデアザ属, クリ属 トネリコ属		ハンノキ・イヌシデ・アサダ・トチノキ オニグルミ・カヤ・エゴノキ・カエデ属 クリ・トネリコ属	
クリ属, コナラ亜属		遺体少ない	
ハンノキ属, クリ属増加 エノキ・ムクノキ属多い		エゴノキ・ムクノキ・アカメガシワ クサギ・カヤ	
コナラ亜属優先 エノキ属, シデアザ属 T-C 多い, エノキ・ムクノキ属 他 シラキ属, カシノ属, キナンド属等		コナラ・エノキ・ムクノキ クリ・フジ属, イヌシデ・アサダ ハクワンボク ヤマブナ	

* T-C は イチイ科 イヌヤナギ科 を含む

31 広島県帝釈峡遺跡群の後期更新世～完新世の小型哺乳動物化石

河村善也(愛知教育大)・木下由美(津賀田中)・

橘智美(佐布里小)・安藤洋子(名南中)・林陽子

広島県北東部の帝釈峡周辺には帝釈峡遺跡群と呼ばれる多数の洞窟・岩陰遺跡が分布している。これらの遺跡の発掘調査は、1961年以来広島大学文学部考古学研究室によって継続的に行なわれているが、発掘にともなって出土した膨大な量の脊椎動物化石は、すでに田中(1976)、石田(1978)、河村(1978, 1979, 1980, 1981, 1982, 1983)などによって研究されている。しかしながらそれらで検討された標本には小型脊椎動物化石が相対的に少なく、発掘に際してそれらの化石が十分に採集されなかったという問題点が含まれていた。そこで演者らは、それらの小型化石を残らず採集する目的で、1980年以降広島大学の全面的な協力を得て堆積物の精密水洗を実施してきた。0.5mm目の篩を用いて行なうこの精密水洗法は、現在までに帝釈観音堂洞窟遺跡、豊松堂面洞窟遺跡、帝釈穴神岩陰遺跡の各遺物包含層に適用され、すでに数万点にのぼる化石の採集に成功している。このようにして得られた化石の研究は、これらの遺跡の脊椎動物相の全貌を明らかにすることばかりではなく、後期更新世以降の日本列島におけるそれらの変遷史を解明する上できわめて重要な意味をもっている。ここでは精密水洗法によって得られた化石の大部分を占める小型哺乳動物化石について、これまでに得られた知見を報告することにしたい。

今回報告する小型哺乳動物化石は、上記の3遺跡から産出したものである。観音堂遺跡には後期更新世(?50000~40000 yr. B.P.以降)から弥生時代以降にわたる連続堆積物が存在し、堂面遺跡には主に縄文時代の堆積物、穴神遺跡には縄文時代以降の堆積物が存在する。下位の層準から順に化石群集の特徴をまとめると以下のようなになる。

?50000~25000 yr. B.P.の層準: 観音堂遺跡の26層、25一下層、25層の一部。食虫類では現在高山に孤立した分布域をもつトガリネズミヤヒメヒミズ、ミズラモグラがかなり産出している。絶滅種のニホンモグラジネズミもごくわずかに見られる。翼手類ではテングコウモリが優勢で、キクカシラコウモリは少ない。齧歯類ではハタネズミヤスミスネズミが多い反面、アカネズミヤヒメネズミは少ない。絶滅種のタイリクハタネズミもまだかなり産出している。このような動物群の特徴から、この時期は現在より寒冷でやや草原的な環境であったと推定される。

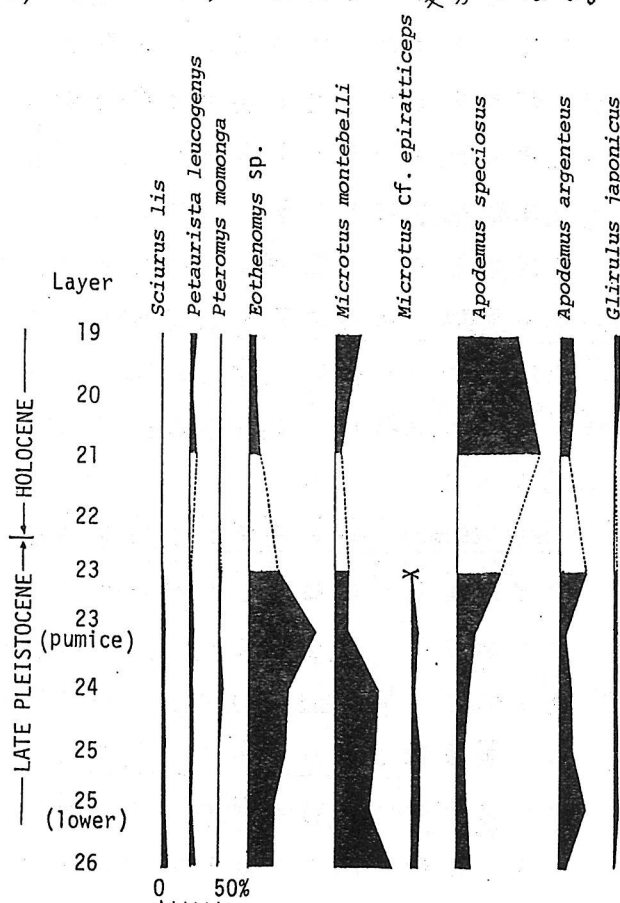
25000~15000 yr. B.P.の層準: 観音堂遺跡の25層の一部、24層、23パミス層。食虫

類では高山棲のトカリネズミ，ヒメヒミズが激増し，反対に平地棲のジネズミ，ヒミズが減少している。ニホンモグラジネズミはこの層準より上位では産出しない。翼手類ではテングコウモリが依然として優勢で，キクガシラコウモリは少ない。齧歯類ではハタネズミがやや減少し，スミスネズミが優勢になる。アカネズミ，ヒメネズミは下位の層準と同様に少ない。タイリクハタネズミはごくわずかに産出している。このようなことから気候は前の時期よりさらに寒冷になり，植生はやや森林的になったものと推定される。

15000~10000 yr. B.P. の層準：観音堂遺跡の23層。食虫類ではトカリネズミやヒメヒミズが減少して，ジネズミやヒミズが増加している。翼手類では下位の層準と同様にテングコウモリが優勢である。齧歯類ではハタネズミが少ないが，アカネズミやヒメネズミは下位の層準より増加している。タイリクハタネズミはもはやこの層準では産出しない。このような動物相の特徴から，この時期は前の時期より気候がかなり温暖になったものと推定される。

10000 yr. B.P. 以降の層準：観音堂遺跡の土器伴出層準，堂面遺跡，穴神遺跡。食虫類ではヒミズが優勢であるが，トカリネズミやヒメヒミズは産出しない。翼手類ではテングコウモリが減少して，キクガシラコウモリが優勢となる。齧歯類ではハタネズミが少ない反面，アカネズミがきわめて優勢である。このような動物相の特徴は，現在の中国地方のものとよく一致している。このようなことからこの時期には現在とほぼ同様の環境条件が存在したと推定できる。

他の化石産地の資料を考慮に入れると古い時期から日本に生息したニホンモグラジネズミは25000 yr. B.P. 前後に，タイリクハタネズミは15000 yr. B.P. 前後にそれぞれ絶滅したと考えることができる。後者の絶滅期はナウマンゾウなどの大型哺乳類の絶滅期とほぼ一致している。さらに現在と同様の動物相が成立した時期は10000 yr. B.P. 前後と見ることが出来る。



Stratigraphic distribution of rodent fossils in Taishaku KANNONDO Cave Site.

32 遺跡から出土するヒシ属, クリ, トチノキの種実の形態とその意義

南木睦彦・粉川昭平（大阪市立大学・理学部・生物）

文部省科研費による6年間にわたる考古學と自然科学の共同研究，さらにそれに続く文化財科学会の発足などを通し，遺跡から産する食用植物の知見はいちじろしく増加してきた。今回は，現生種と異なる形態を持つヒシ属とトナリキと，クリの堅果の大きさの変化について，従来の報告に新しい資料を加えて検討してみた。

ヒシ属の果実は図2~12のように、現在は存在しないものも含め多様な形態がみられる。これらのうちの多くは、更新統からも類似のものが産出しているので、中国などから移入したとか栽培していたと考える必要は必ずしもない。むしろ、このように多様な形態のものが時間的、空間的にどのように分布しており、どのようにして消滅するに至ったかを解明する事が大切である。

クリは図1のように、縄文前期から堅果の径3cm程度の大きいものが産出する。このような大きいものは縄文後期以降はふつうである。一方、炭化した子葉では径2cm前後を越えるものはない。これは炭化の過程で収縮したためかもしれない。

トチノキの幼果でうつ
の縫合線上に翼状の隆起
が発達するものが縄文や
弥生時代から産出する（
図22）。このようなもの
は現在ではきわめてわか
しかない。この意味はい
まのところわからない。

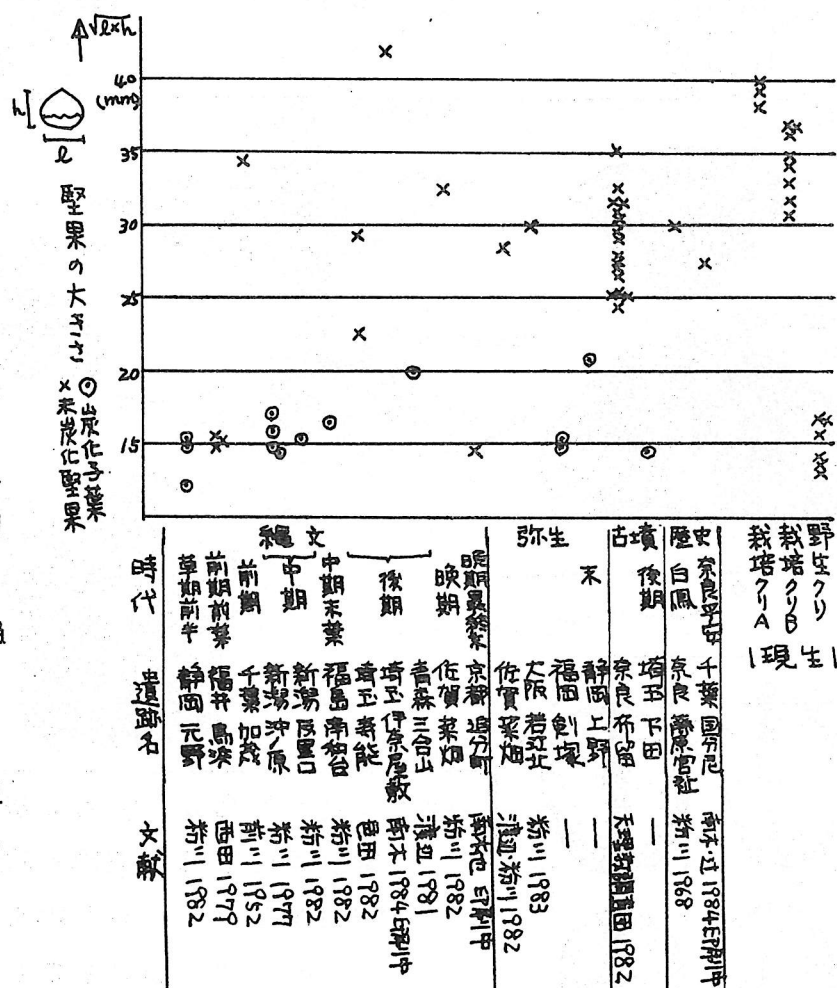


図1: クリ堅果の大きさの変化。1印は報告書の
ないもの。報告書の写真から計測したものもある。
さらなる資料の増加が望まれる。

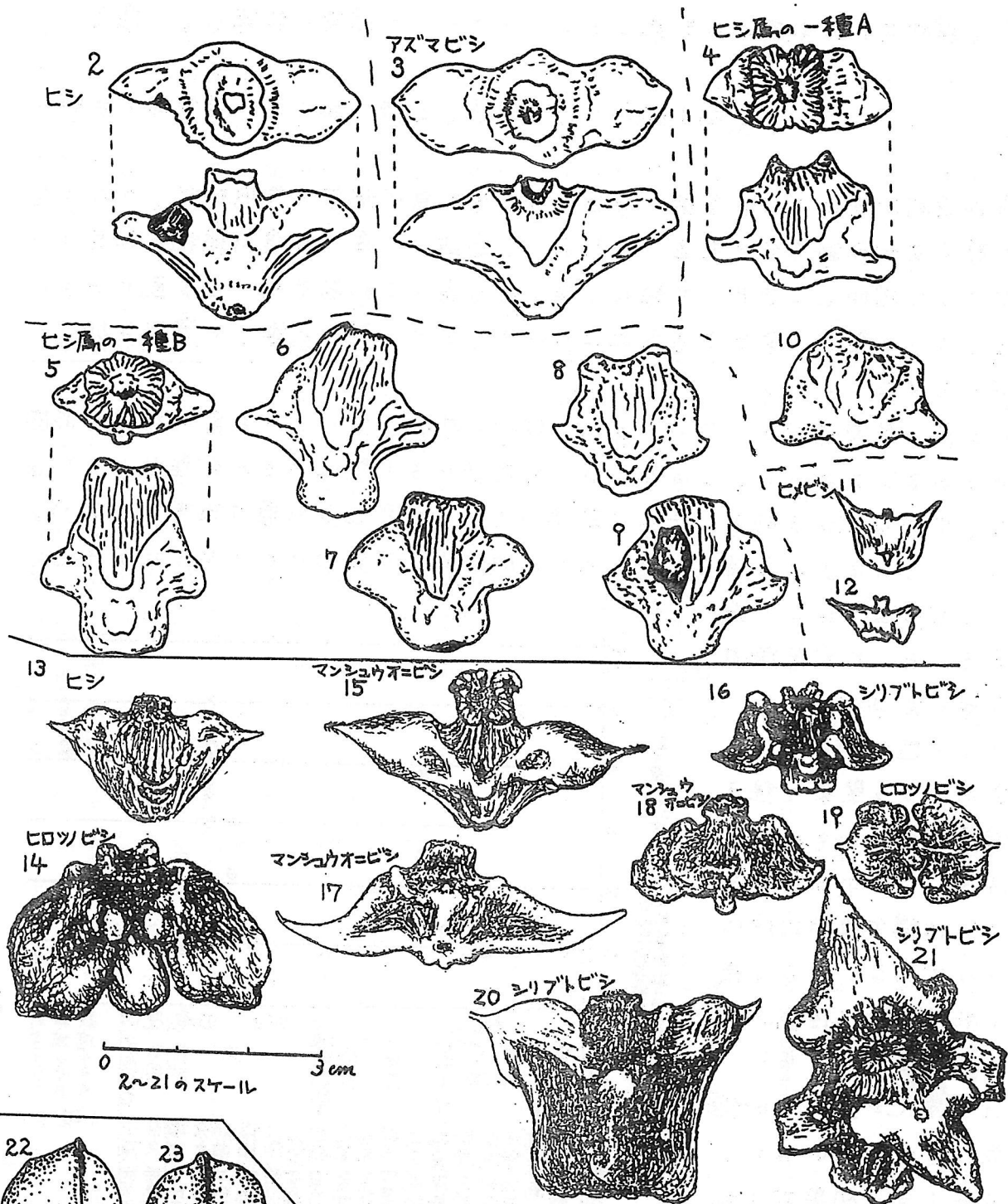


図 2～21：多様なヒシ属の果実の形態。2～12は埼玉県伊奈屋敷遺跡の縄文後期産出（南木1984印刷中）。13～16は現生種，17～21は更新統産のもの。13～21は三木（1952）より引用。

図 22，23：トチノキ幼果の通常の型（23）と翼を持つ型（22）。いずれも京都北白川追分町遺跡の縄文晩期産出（南木他印刷中）

33 浦和付近における沖積層の層序と堆積環境

～ケイソウ分析結果をもとにして～

高原 勇夫 (浦和三室中)・佐藤 英次 (埼玉大・研)

はじめに 浦和付近は東部に芝川、西部に鴻沼そして荒川低地などに沖積層が発達する。これらの沖積層については最近では遠藤他 (1982)、堀口 (1983) らによる層序区分および堆積環境についての研究がある。演者らはハンドオーガー、ボーリングコア、および荒川河川敷における表層地質の調査によって試料を収集し、層相変化とケイソウ分析の結果から本地域の沖積層の層序と堆積環境について再検討をした。

「荒川低地」本低地に発達する沖積層の層序区分を図1に示す。

※ 沖積基底礫層 深さ38m～40m古荒川埋没谷に沿って分布する。厚さ4m～5m、中礫～大礫が多く安山岩の礫も含まれる。

※ 下部砂泥層 主に砂、粘土、シルトの互層で所々腐植物、貝などを混入する。本層から出現したケイソウの90～100%は淡水産ケイソウで占められる。優占種として *Navicula* 属、*Cymbella* 属、*Pinnularia* 属、*Cocconeis placentula* などである。

※ 中部泥層 下限高度-15～-20m、上限高度-2m～-8mで上部砂層によって侵食される。厚さ10m前後の暗灰～暗青灰のシルト又は砂質シルトである。出現ケイソウの70～80%は汽水～海水産ケイソウで占められる。優占種として *Melosira sulcata* が20～30%を占める他 *Cyclotella stylorum*、*Coscinodiscus* 属などである。本層の上部から内湾性の貝化石が産出した。

※ 上部砂層 下位の中部泥層を局部的に侵食して発達する厚さ2～8mの青灰～黒灰色の砂層で中部で分級のよいクロスラミナの発達する砂であり基底に礫を伴う。出現ケイソウ淡水産が汽水産を上回る。優占種の主なものは *Navicula* 属である。

※ 最上部泥層 上部砂層に漸移して発達する腐植質のシルト、粘土で厚さ3～4mの地層である。本層の下部～中部層準における出現ケイソウは汽水～海水産種が70～80%を占める。優占種として沿岸浮性 *Melosira sulcata* と汽水種の *A-cetinecyclos normanii*、*Thalassiosira bramaptrae* などが出現した。

「芝川、鴻沼低地」大宮台地の南東部の開析谷である芝川低地及び鴻沼低地の沖積層は荒川低地の中部泥層に対比されられると思われる海成粘土層とその上に重なる泥炭層からなる。

図1 荒川低地ボーリング柱状図と層序区分

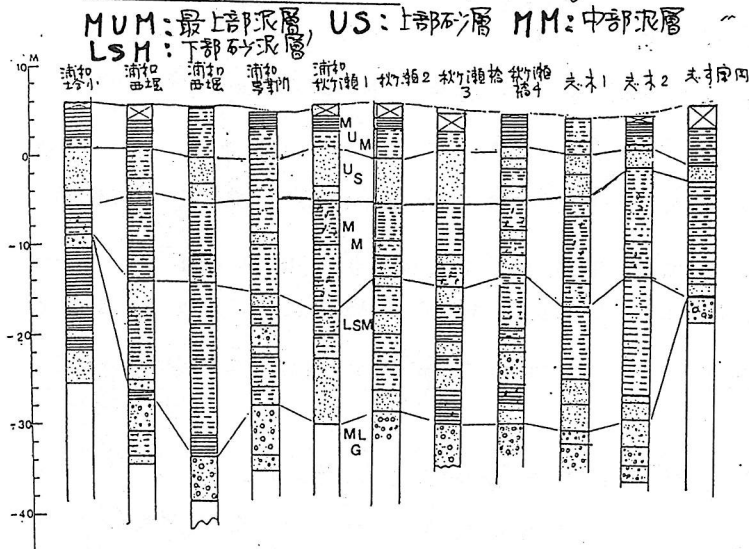


図2 最上部泥層のワイソウ分析 (浦和田島) 7原

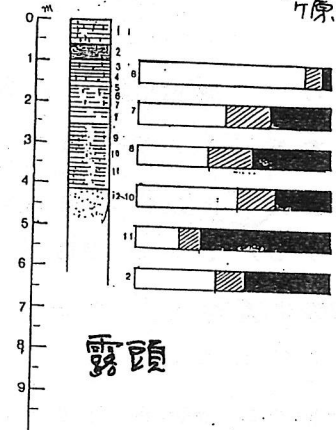


図3 戸田市ボーリングコアのワイソウ分析

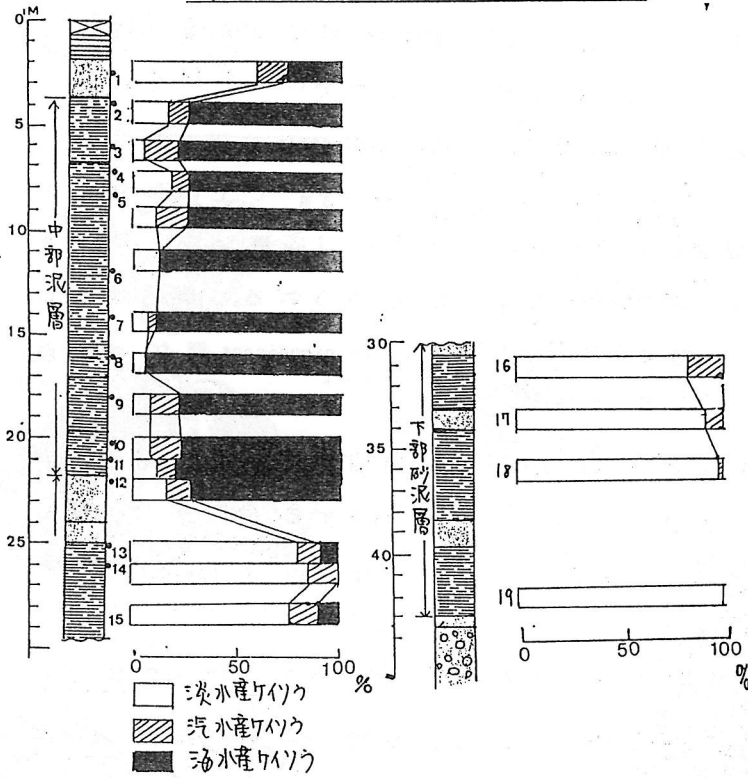


図5 与野島沼伯地地管断面図

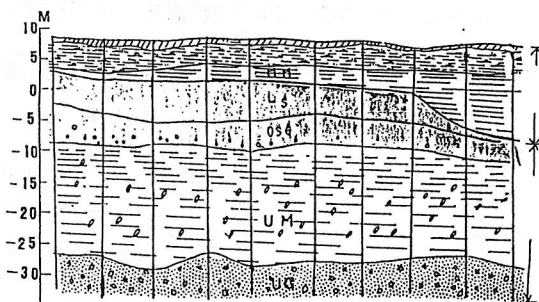


図4 荒川低地沖積層のワイソウ分析

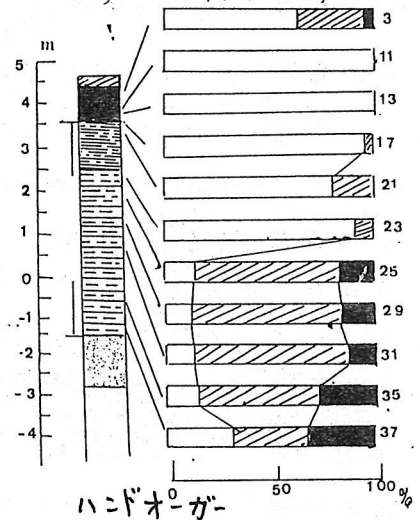
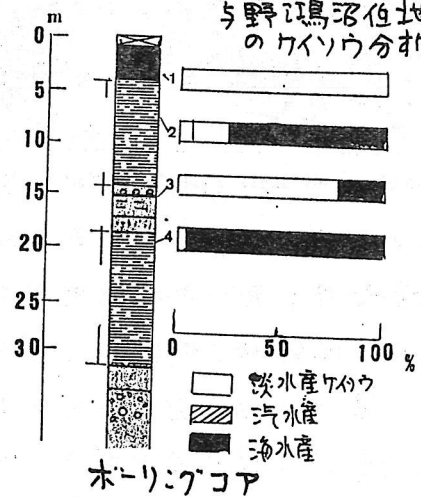


図6 与野島沼伯地のワイソウ分析



34 下総台地西部における木下層離水期の古地理の変遷

小山修司（基礎地盤コンサルタント（株））

木下層最上部の層相は、下総台地各地において変化に富む。これは、木下層離水期の地形的差異を表わしているものと考えられ、引きつづき堆積した常総粘土層の層相とも密接に関係している。また、この層相の変化は地形面の高度差とも関係が深い。木下層最上部の層相は、図-1に示すごとく 1. ヒメスナホリムシの生痕化石を産出する淘汰の良い砂層、2. 黒ウソモのめだつ細粒砂層、3. 貝化石を含む粗粒砂層、4. 茶褐色シルト層、5. ロームの偽礫を含む砂層（4.5は谷うめ状を示すことが多い）よりなり、それぞれがかなり明瞭な境界をもって分布する。また、ヒメスナホリムシの生痕化石より陸化方向を推定すると図-2に示すごとくなり、産出地点の北東限より東京湾側へ離水が進行したことがわかる。上位に重なる常総粘土層は、基本的には下位より火山灰質粘土層（Kp群軽石層を含む（杉原 1970））、粗粒砂層（竜ヶ崎砂層）、火山灰質粘土層（最下部に Pm.1 火山灰層を含む（杉原 1970））の順で重なる。層相は、上位の粘土層は類似するが、砂層は層厚の変化がはげしく、下位の火山灰質粘土層は、図-3に示すように、1. 下位に火山灰質中粒砂を伴い上位に粘土化した火山灰層（Kp群）、2. 粘土層が分布せず、白色～黄白色の軽石層と砂が互層状を示す、3. 暗青灰色の火山灰質シルト層、4. 暗黄色の砂質シルト層、5. 分布せず。の層相を示す。このように層相の分布は、木下層最上部の層相と密接に関係している。

以上の層相と産出化石などより陸化過程を推定すると以下のようなになる。

下末吉海進が海退に移る時期、海水面のゆっくりとした低下に伴い、千葉～松戸にかけての地域と印西町、小林付近が陸化した。千葉～松戸にかけての地域は東京湾側に向かい陸化が進んだ。引きつづき海面低下に伴い、ヒメスナホリムシ生痕化石の分布地域では、淡水湿地化し分布地域以外では、手賀沼付近の一部の地域をのぞき、海水の影響が極端に少なくなった。この後再び海水準の多少の上昇に伴い、地形的に低い地域を急速にうめたて平坦化された。その後、台地上は一部の微高地をのぞき全域にわたり淡水湿地化した。以上の経過をたどったものと考えられる。木下層堆積末期の地形の比高は常総粘土層の層厚から考え 10 m 以下と思われる。また木下層の古地形を形成した要因は、関東新生代構造研究グループ（1977）の指摘するように構造運動によるものと思われる。

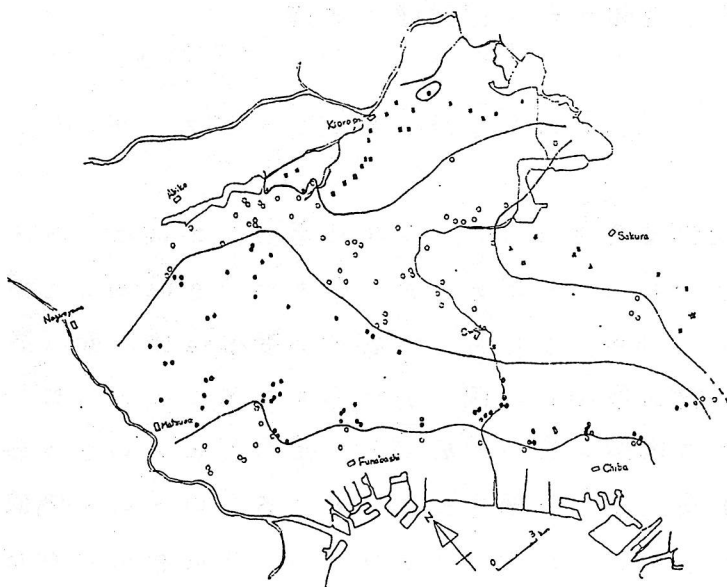


図-1 木下層最上部付近
の層相図

● : 1, ○ : 2, ■ : 3
▲ : 4, ☆ : 5
1~5の説明は文中参照.

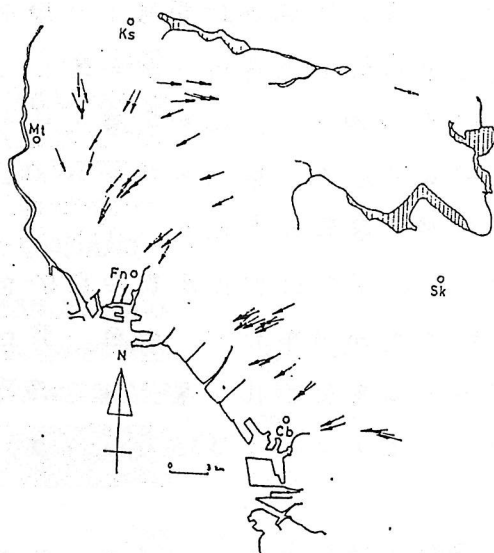


図-2 ヒメスナホリムシ
生痕化石の伸長方向から推
定した引き波の方向(海退
方向)

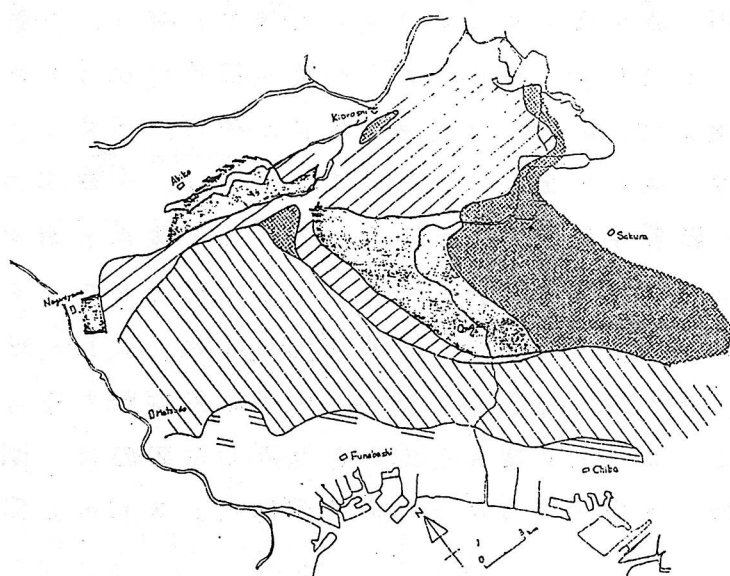


図-3 単統粘土層下部の
層相図

▨ : 1 ▨ : 2 ▨ : 3
▨ : 4 ▨ : 5

1~5の説明は文中参照

35 最終間氷期以降の古海面高度

菊地隆男 (東京都立大学理学部)

時代が異なる2つの段丘の高度の回帰式を求め、これによって地盤の変動様式を検討したり、段丘の年代推定に適用する試みがなされている(例えば太田ほか, 1968; 三好, 1983)。演者はこの回帰式の意味を再検討したところ、従来とは異なる見解を得、さらには回帰式から導かれた式に既存のデータを代入すると、段丘形成時の相対的古海面高度が得られることを見出した。

《2つの段丘面高度の回帰式》 同一の"地殻変動区"内における2つの段丘高度のセットを多数用意し、最小二乗法により回帰直線の式(1)を得る(図1)。ここに H_0 は基準とする段丘(基準段丘)の高度、 H_n は回帰を求めた段丘(比較段丘と仮称)の高度、 a_n , b_n は比較段丘に固有の定数である。

《回帰直線の勾配 a_n の意味》 いま基準段丘の形成期を T_0 、比較段丘の形成期を T_n とすれば、 a_n は、

- (i) $T_n = 0$ のとき $a_n = 0$ (ii) $0 < T_n < T_0$ のとき $0 < a_n < 1$
 (iii) $T_n = T_0$ のとき $a_n = 1$ (iv) $T_n > T_0$ のとき $a_n > 1$

の値をとる。ここで比較段丘は基準段丘形成後にできたものとし(上記(ii)の場合)、かつこの地域に等速度隆起が継続していたものとする、(2)式のような関係が成立し、グラフに示せば図2の①のようになる。

またある時期に全域にわたって隆起が加速した場合には②のような曲線となろう。つまり等速隆起が継続していれば期待される値より、 a_n が大きい、換言すれば基準段丘の H_0 に対して H_n が低くなっていない。これは基準段丘形成後のある時期に、隆起量が大きくなったことを示す。逆に隆起速度が減少した場合には、③のような曲線となる。 T_n と a_n の関係は、隆起運動の経過を知る上で示唆を与える。このグラフをT-a曲線とよぶこととする。

《回帰直線のY切片 b_n の意味》 (1)式より、 b_n は $a_n = 0$ または $H_0 = 0$ のときの比較段丘の高度に一致する。 $a_n = 0$ つまり $T_n = 0$ は考慮する必要がないので、 $H_0 = 0$ についてみると、図3より $L_0/T_0 = (L_n - b_n)/T_n$ 、従って(3)式が得られる。ここに L_0 は基準段丘形成時の古海面高度、 L_n は比較段丘形成時のそれである。T-a曲線よ

$$\begin{aligned} H_n &= a_n \cdot H_0 + b_n \quad (1) \\ a_n &= \frac{1}{T_0} \cdot T_n \quad (2) \\ L_n &= \frac{T_n}{T_0} \cdot L_0 + b_n \quad (3) \\ L_n &= a_n \cdot L_0 + b_n \quad (4) \end{aligned}$$

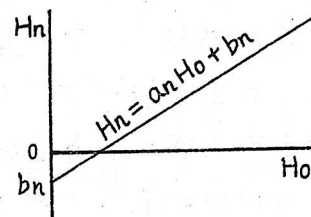


図1 回帰直線

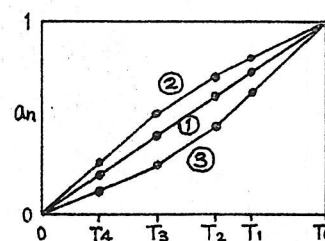


図2 T-a曲線

り、ある地域の変動が等速的に進行してきたことが知られている場合には(2)式が成立し、これを(3)式に代入すれば(4)式が得られる。この式の形は(1)式と同じなので、回帰式から a_n, b_n が得られ、かつ L_0 にある数値を与えれば、比較段丘形成時の古海面高度 L_n が得られることになる。

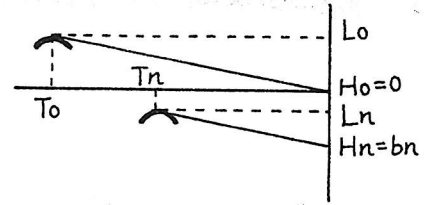


図3 古海面と変動曲線*
(* 変位方向を逆にしても式の形はかわらない)

〈モデルによる検討〉 上述の考察の妥当性につき、モデルによる検証を行なった。0面(基準段丘)からⅦ面まで6つの段丘につき、形成時代を120, 100, 80, 60, 40, 20 Ka, 古海面高度を5, 0, -5, -10, -15, -20mと仮定し、隆起速度を異にする複数の横断線を設定した上で段丘高度を求め、回帰式をつくった。さらに80ka, 90kaに隆起速度が変化した場合の回帰式を求め、これらのシミュレーションの結果得られたT-a曲線を、図4, 5に示した。なお図中のCは隆起速度の変化率を示す。また(4)式により古海面高度が得られることを確認した。

〈ニューギニア・フォン半島のデータによる古海面高度〉 Bloom et al. (1974)により、フォン半島のサンゴ礁段丘の年代、高度などのデータが示されている。これにもとづき、T-a曲線(図6)および各段丘面形成時の古海面高度(表1)を求めた。基準段丘の年代には124 Kaが得られているが、図6では120~130 Kaと巾をもたせ、等速隆起の結果期待されるT-a曲線と比較した。図に示すように、フォン半島は年代値や高度測定の誤差の範囲内で、ほぼ等速的に隆起してきたとみなしてさしつかえないことがわかった。ただし基準段丘の年代を120 Kaとすると、T-a曲線は下に凸となり、90 Ka頃に隆起速度が減少したことをうかがわせる(図5によると約0.75倍)。なお古海面高度は、等速隆起とみなした上で(4)式より求めた。この高度は124 kaの段丘形成期の古海面高度を、仮りに6 mとしたときの相対的高度である。

表1 フオン半島の段丘高度から得られた古海面高度

段丘	年代 Ka	a_n	b_n	相対的古海面高度m
VIIb	124	—	—	6
VI	103	0.773	-4.5	0
V	82	0.599	-10.0	-6
IV	60	0.458	-26.7	-24
III	40	0.317	-40.2	-38
II	28	0.198	-36.1	-35
I	7	0.03	0.1	0

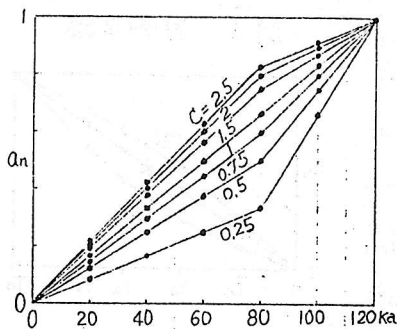


図4. 隆起速度が80kaに変化した場合

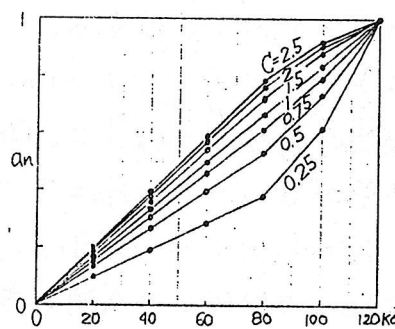


図5. 隆起速度が90kaに変化した場合

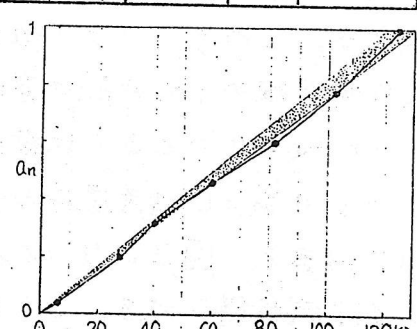


図6. フオン半島サンゴ礁段丘のT-a曲線

36 豊川流域の河成段丘について

水野秀明(駒沢大. 院)

(はじめに) 豊川の流域には、中・下流域を中心に河成段丘が広く発達している。これらの段丘地形については、町田・大倉(1960)、土(1960)以後多くの研究が行われてきた。しかし、段丘面の対比などで多くの問題点がみられる。今回は、これらの問題点に再検討を行ない、さらに段丘面の形成過程について考察を行なった。

(段丘面の概要) 豊川流域に発達する河成段丘は、高位段丘面群・足山田面・高師原面・新城面・小坂井面・石田面・低位段丘面群に区分される(図1参照)。高位段丘面群は2~3段に区分され、開析が進んでいる。構成層は4~15m以上の著しく風化した礫層よりなり、上部の約2mが赤色土化している。足山田面は開析扇状地の形態を示し、高位段丘面群と同様に表層部の1~2mが赤色土化している。高師原面は堆積段丘の形態を示し、下流側では海成の砂~シルト層を不整合に覆っている。小坂井面は河口付近で沖積面下に没し、-25mまで続く埋没段丘へ連続している。高師原面と小坂井面は上流に向かって収れんして新城面となる。新城面の構成層は、中流部では約15mの礫層がみられるが、上流部では5m以下と次第に薄くなって行く。石田面は侵食段丘で、構成層は5m以下の礫層である。また、石田面は下流部で沖積面下へ没して、沖積層の基底へ連続している。低位段丘面群は、2~3段に区分される完新世段丘である。

(段丘面の形成過程) 高位段丘面群および足山田面は共に赤色土の形成期以前に段丘化していたと考えられる。しかし、段丘面の開析度などから高位段丘面群の方がより早く段丘化したものと推定される。その後、高師原面および新城面を形成する礫層の堆積が始まったが、しばらくして高師原面の部分が段丘化した。高師原面が左岸にのみ分布する1つの理由として渥美曲隆運動の影響が考えられる。新城面は、その後小坂井面と共に段丘化するまで比較的安定した状態にあり、動的平衡状態が続いていたと考えられる。小坂井面の形成期には海水準は-25m以下に低下していたが、豊川は礫の堆積を続けていたと推定される。さらに海水準が低下した事により小坂井面と新城面が段丘化した。海水準が最も低下した時期に、新城面を侵食して石田面が形成された。その後海水準は上昇して行き、それに伴ない石田面が段丘化して行ったと考えられる。さらに河床が低下して現河床に至るまでに低位段丘面群が形成された。

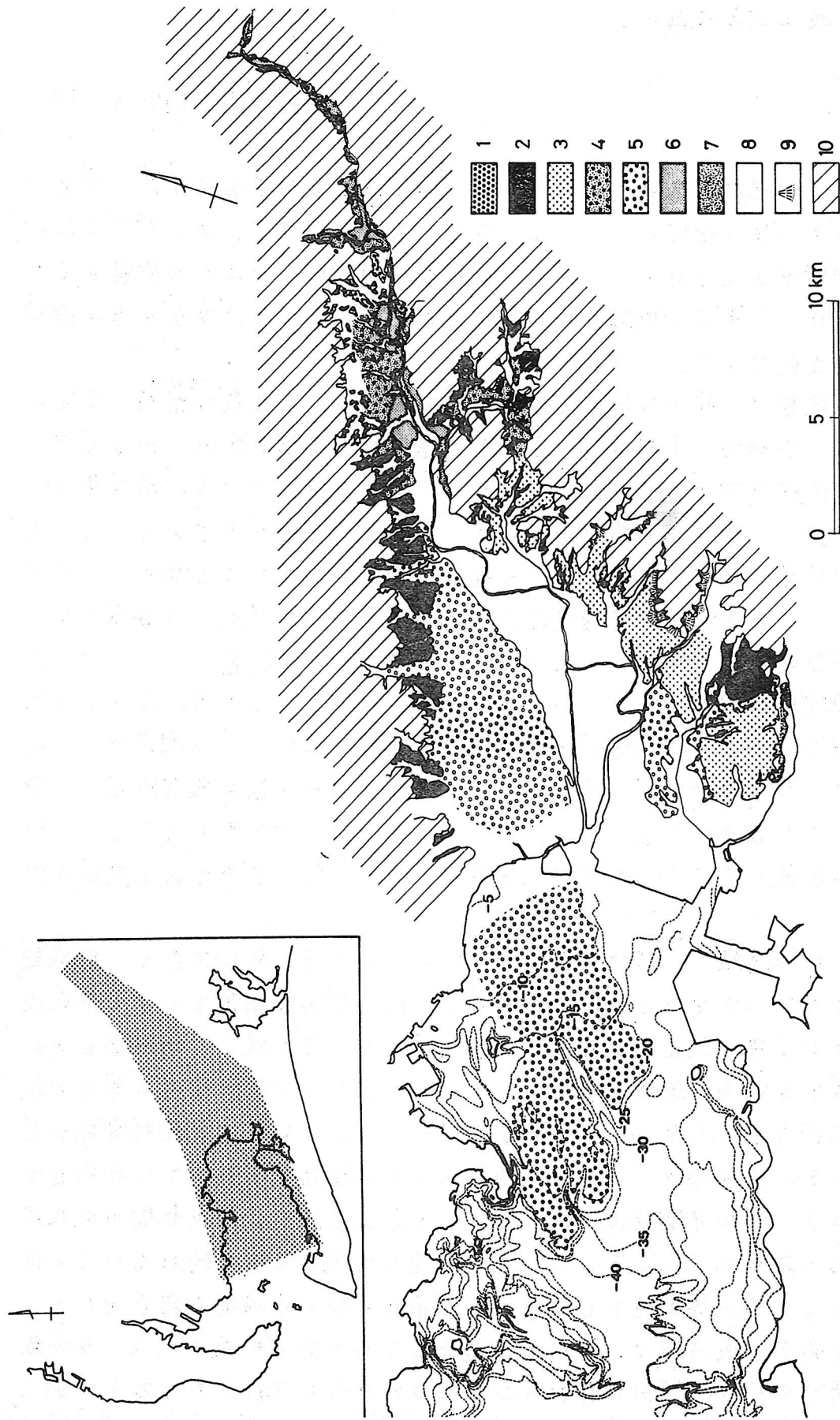


図1 地形分類図
 1. 高位段丘面群 2. 足山田面 3. 高師原面 4. 新城面 5. 小坂井面
 6. 石田面 7. 低位段丘面群 8. 沖積面 9. 沖積鉋・崖鉋 10. 山地
 (等深線は沿岸海域土地条件図の基盤等深線による)

37 岐阜県西部, 揖斐高原の地形と断裂系・岩脈系との関係

小坂和夫(日大・文理)

岐阜県西部の揖斐高原とその周辺(伊吹山地東部)には, 白亜紀後期に貫入した中～粗粒黒雲母カコウ岩が分布する。このカコウ岩には, 北西-東西走向(傾斜 $90^{\circ}\pm$)の破断(節理および破砕帯を伴わない小断層), 北東-東北東走向(傾斜 $90^{\circ}\pm$)の破断, および, 南北走向(傾斜 $90^{\circ}\pm$)の節理・岩脈, が形成されている。一方, 本地域には, 図1に示す様に, $N50^{\circ}-70^{\circ}E$ 方向と南北方向(北北西-北微東)との長さ1～数kmの直線状の谷が形成されている。野外調査により推定される, 断裂系・岩脈系と直線状の谷との関係は次の通りである。

A: $N60^{\circ}-70^{\circ}E$ 走向の高角右横すべり断層とそれに伴う羽毛状破断群とから成る断裂系に沿って谷がある場合—三田倉谷の支流(図2A),

B: 北西-西北西走向の破断群の雁行状配列から成る $N60^{\circ}E$ 方向の断裂帯に沿って谷がある場合—日坂川上流部(図2B), 『図1中のC),

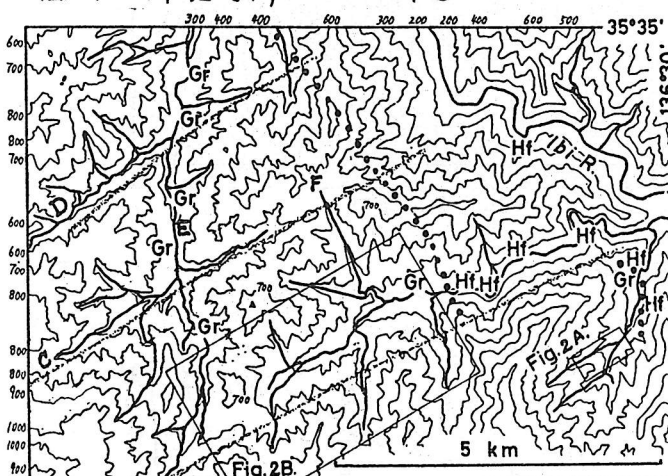
C: 観察できる露頭は少ないが, Bと同様であると推定される場合—新穂谷(

D: 北西-東西走向の破断群と北東-東北東走向の共役破断群とが谷に沿って顕著にある場合—殿又谷(図1中のD), 『図1中のE,

E: 南北方向の谷に沿って同方向の節理と岩脈とが顕著に形成されている場合
本地域には, 次の如く,

F: 対応する断裂系・岩脈系が全く見出されない場合—瀬戸谷(図1中のF),
がある。これは, 走向(北北西)および周囲の中石生層の構造に基づいて, か

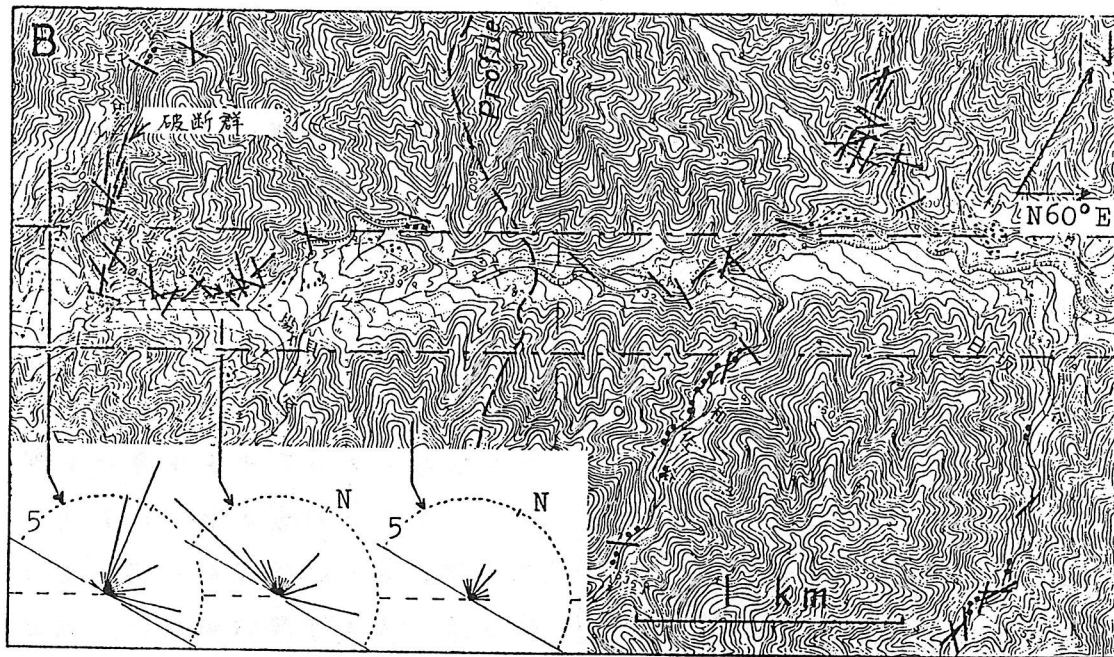
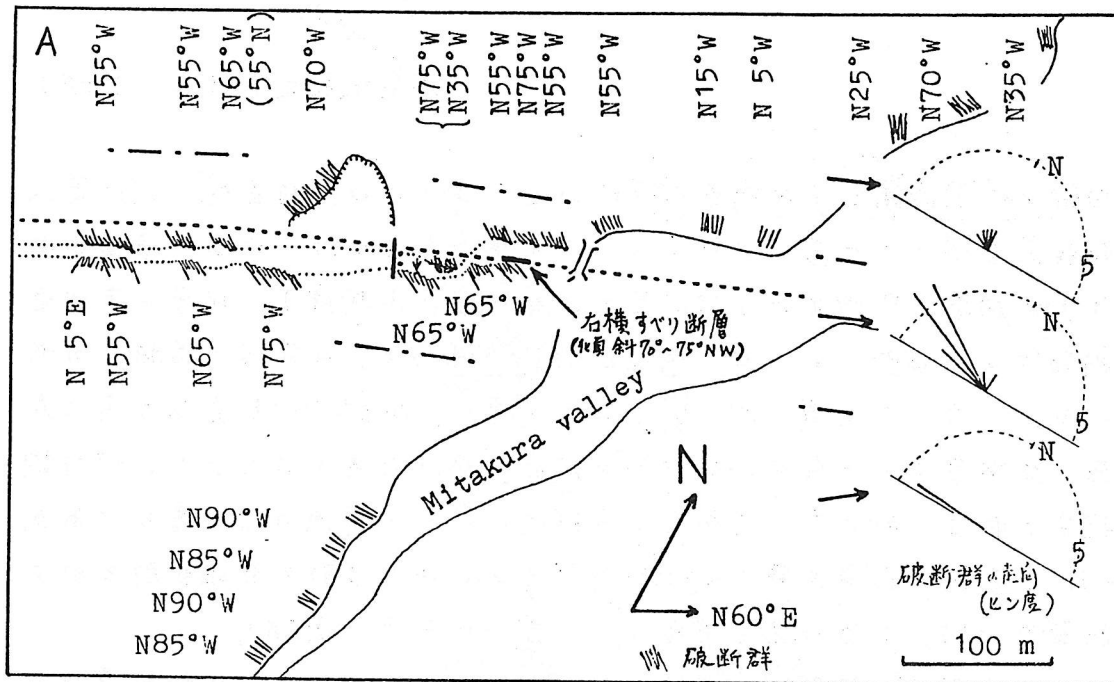
図1. 揖斐高原とその周辺



Hf: Outcrop of hornfelsic sandstone and mudstone.
Gr: Outcrop of granite.
◇: Area of continuous outcrop of granite.
---: Boundary between granite and hornfels.
---: Air photo linear image("lineament") possibly coinciding with active fault(after Res.Gr. Active Faults, 1980).

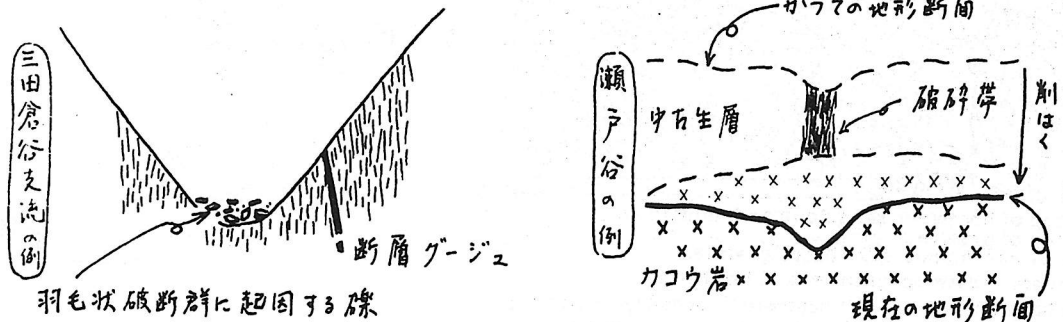
つて存在していた中石生層から成るルーフ中に形成されていた同方向の破砕帯に起因する一種の"先行性の谷"である可能性が高い。以上の諸特徴に基づき, 本地域の直線状の谷の形成過程について考察する(図3)。

図2. 破断群の測定例 (位置は図1参照)



・ 破断の白い露頭

図3. 谷と断裂系との関係を示す模式断面図



38 糸静線活断層系のトレンチ調査(富士見町若宮地区)

—— 活断層の変位様式を中心に ——

渡辺 満久(東大・院)・糸静線発掘調査研究グループ

1. はじめに 糸静線活断層系の変位様式・構造と最近の活動史と明らかにするため、長野県富士見市若宮地区(図1のA)と茅野市金沢地区(B)でトレンチ調査を実施した。トレンチは、地形学的に推定した活断層線と横切、て掘削され、いずれのトレンチにも断層露頭がみられた。以下に、若宮地区(Aトレンチ)の調査結果と、断層の構造・変位様式を中心に報告する。

ハレ岳南西麓には、バルジが北西-南東方向に並んでいる。Aトレンチは、このバルジの南西縁の活断層を横切って掘削された(図1)。

2. 層序

(図2)

3. 断層の構造と変位様式

トレンチ壁面にみられた断層のうち、F1(図3)の断層面の走向がバルジの方向と一致し、他の断層はこれと斜行する(図4)。

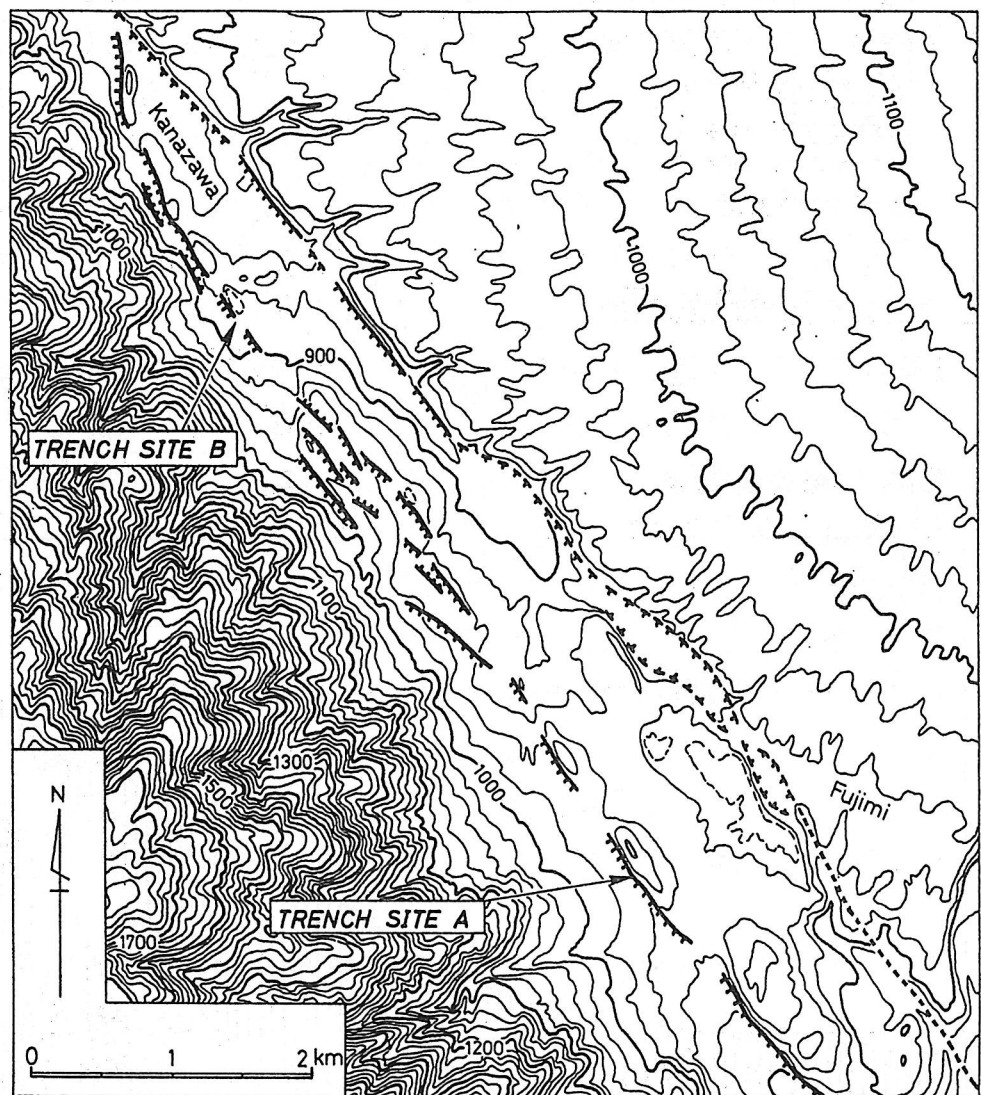


図1. トレンチの位置

F1~F4の間には、地層がスライスされて取り込まれており、F4の西では細砂~シルト層が複雑に変形している。また、F2の上端には open crack がみられた。

これらの断層は、以下に述べる英から推定される成分を持つ活断層であると考えられる：①、断層面が極めて高角である；②、主断層F1と斜行する断層が多数。

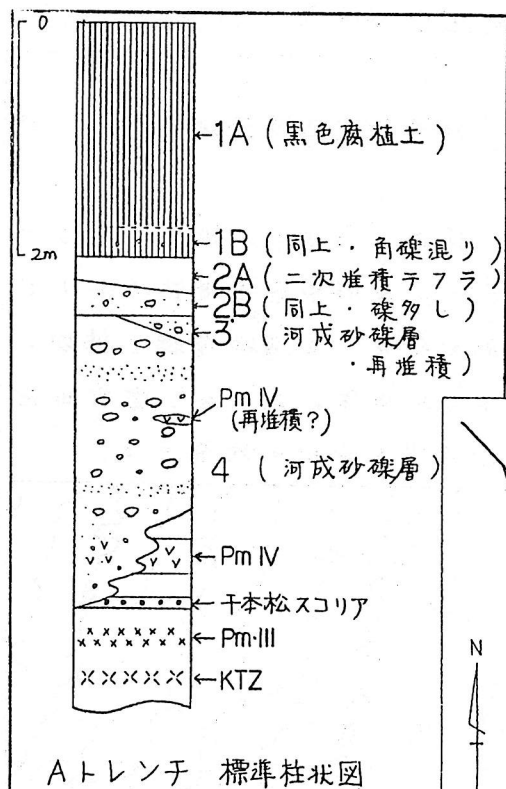
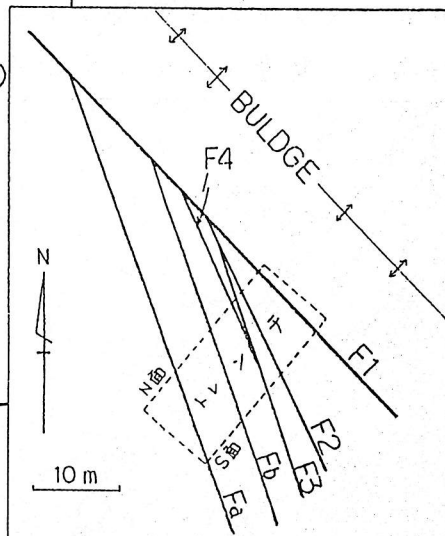


図2

図4

発達している；③，E面の断層間の巨礫層はPm IVを含むことから4層と対比できるが，両者の層相は全く異なり，巨礫層は他の場所から移動してきたと考えざるを得ない；④，4層下部の細砂ヘシルト層の褶曲軸が立っている；⑤，断層間のテフラなどのレンズが水平方向に引き延ばされている。



F1: N45W 89W	F4: N25W 85W
F2: 28 85W	Fa: 20 20E
F3: 20 59E	Fb: 20 42E

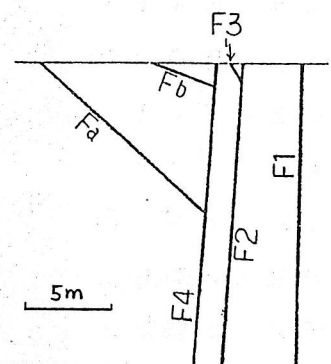
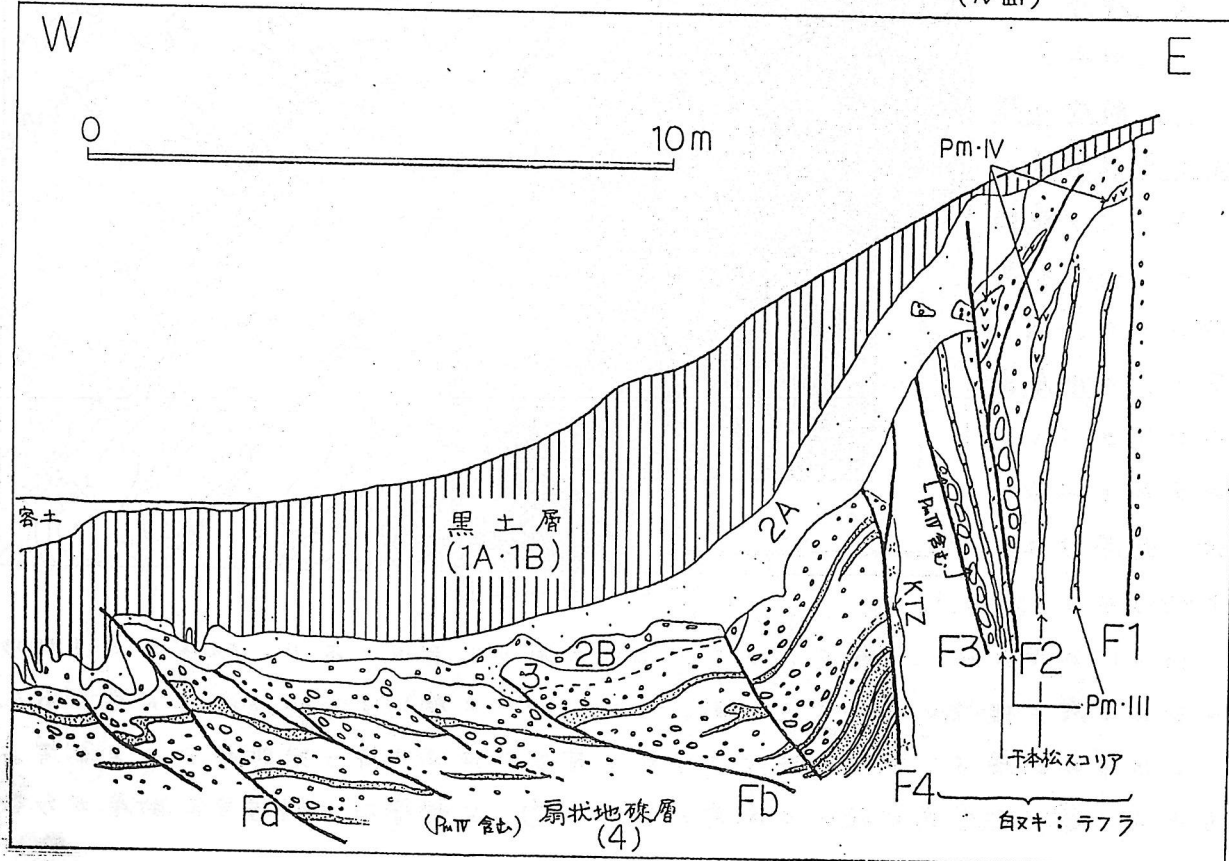


図3. 模式断面図

水平面上での断層トレース

垂直断面に投影した断層 (N面)



39 糸静線活断層系のトレンチ調査（茅野市金沢地区）—活断層の活動期を中心に—

三好真澄（横浜国大）・糸静線発掘調査研究グループ*

本地域にはP_mIVを載せる扇状地を変位させる逆向き低断層崖（図1①）とその扇状地との比高10m程のbulgeの南西斜面を限る逆向き断層崖（図1②）がある（図2）。本調査では、両断層崖の中間で地上に変位地形は見られないが、より若い扇状地性堆積物に新規の断層活動を記録していると予想される位置に長さ30m、幅10m、深さ3.2mの規模のトレンチを掘削した。その結果、トレンチ北壁と南壁の西端に北西-南東走向で、ほぼ垂直な断層が現われた。本断層は、その走向・連続性からみて、トレンチ北西方の②とつながるものと推定される。トレンチ南東方の①の延長と考えられる断層は見出されなかった。

地層区分：壁面に現われた地層は、ゆるやかに西へ傾斜した未固結なシルト、砂、礫層および腐植土層であるが、断層をはさんで、東側は粗粒な砂礫層、西側は細粒な砂層と厚い腐植土層からなる（図3）。断層東側の砂礫層の間には3枚の明瞭な腐植土層（上位よりB1~B3）があり、これを上限として3つの層群に分け、さらに層相の違いから6層（上位より1~6層）に細分した。それらのうち4、B3層は断層付近で西へたわみ下がり、礫も立っている。4層下限から8960±150y.B.P.の14C年代が得られている。一方、断層の西側では、2b層より下位の地層は、同東側と層相が非常に異なるため対比が難しいが、14C年代に基づいてX4層（8640±140y.B.P.）と4層が対応すると考えられる。X3、X4層中の腐植土層は断層付近で東へたわみ下がり、その背後で上流へ逆傾斜する。その低所を埋めるようにX2層が堆積している。以上の様な地層の堆積状態からみて、当断層は横ずれ変位の成分を持っているものと推測される。

Eventの認定：本トレンチでは以下の3回のeventが推定され、新しいものよりevent A~Cと呼ぶ。

event C：post 5a層, pre B3層；5a層堆積後に西向き断層崖が形成され、その斜面に沿ってB3層が堆積する。

event B：post 4層（8960y.）, pre 3層（1750y.）；4層を西へたわみ下げる様な相対的に東隆起の断層運動。その後4層前面に3層が堆積する。なお、X3層上部の腐植土層の逆傾斜を注目すると、post X3層（6470y.）, pre X2層（3550y.）の時期にもeventを推定できる可能性がある。

event A：post 3a層（1290y.）, pre 2b層（1130y.）；3層の西端を切る相対的に西上がりの断層運動。これは2b層には変位を与えておらず、当トレンチから読

みと氷る最新のeventである。

＊太田陽子・松田時彦・東郷正美・平川一臣・貝塚英平・
今泉俊文・宮内崇裕・長岡倉治・吉岡敏和・米倉伸之・
池田安隆・渡辺満久・鈴木康弘・高田将志・有山智雄・
岡田篤正・早川唯弘・平野信一・澤祥・中村一明・
村井勇

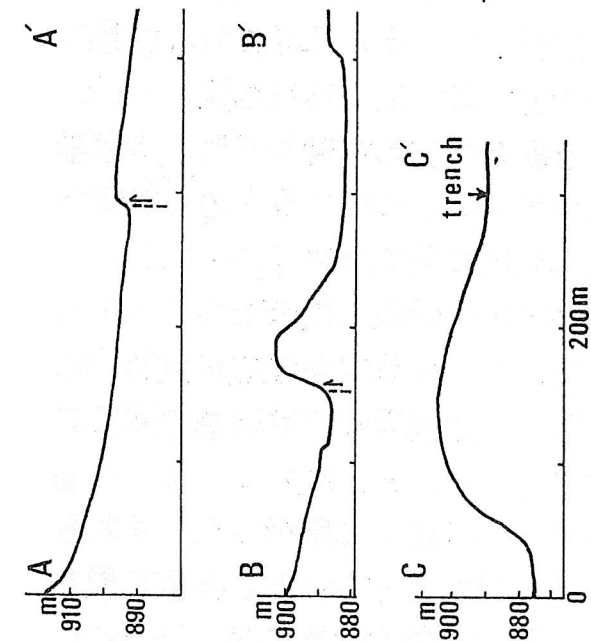
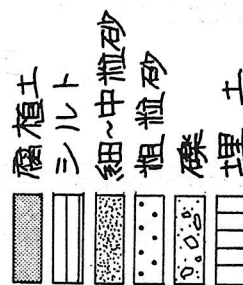


図2. 金沢地区の地形断面図

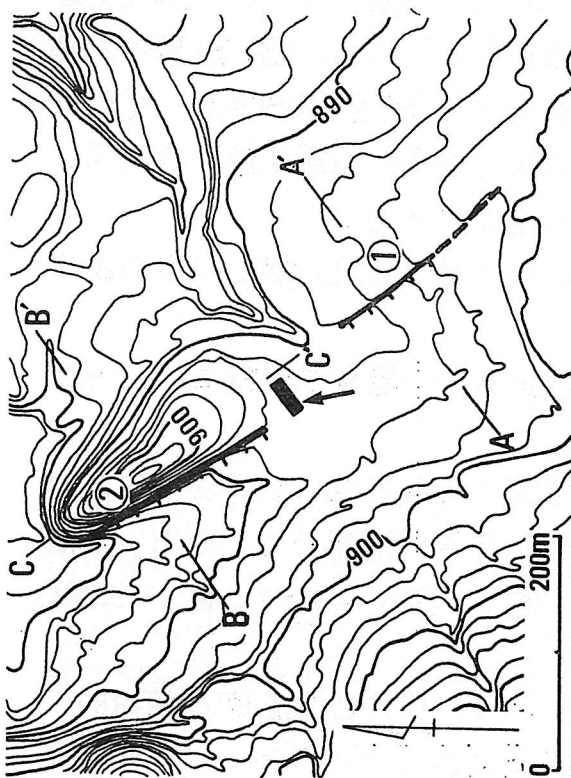
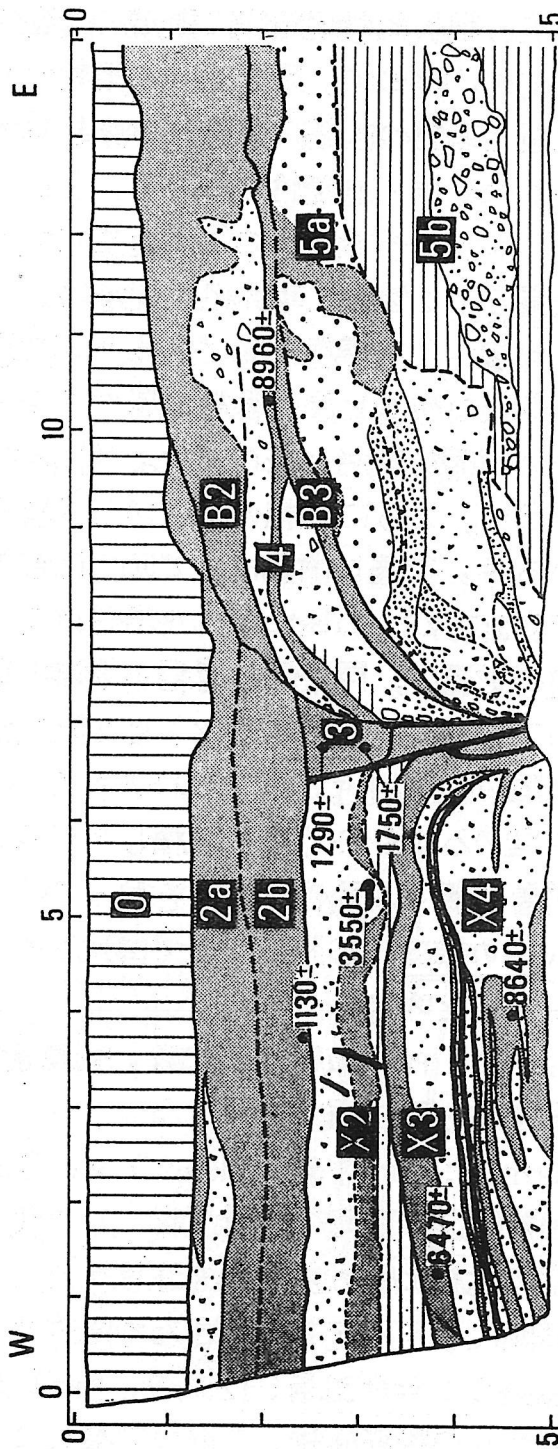


図1. 茅野市金沢地区の地形断面と等高線図

図3. 北壁面西端付近スグチヒ14C年代



40 釜無川中流・国界橋の活断層露頭について

東郷正美（法政大）・岡田篤正（愛知県大）
平川一臣（山梨大）・今泉俊文（都立大）

山梨・長野県境（国界橋）付近の釜無川河床は、1982年および1983年夏の異常増水によって著しく洗掘され、その結果、花崗岩類や教来石礫層とこれらを切断する顕著な断層の露頭が出現した。その後、露頭の自然・人工両面からの破壊が進行する中で、演者らは、系静線活断層系に関する調査研究の一環としてこの貴重な露頭を詳しく観察し記載しておく必要性を感じ、出現した谷中谷谷壁のスケッチを試みるとともに、周辺の地形・地質調査をおこなった。その結果、次のような諸事実が明らかとなった（図1参照）。

[1] GやIの付近には、閃緑岩類と教来石礫層を境する見事な逆断層帯(F₂)の露頭があらわれており、それより下流側に分布する教来石礫層中には、この断層活動にかがれって形成されたとみなせるドーム状構造やスランフ構造が認められる（図5、6）。[2] 図4はC-D断面であるが、ここでは、河床付近に教来石礫層が顔を出しており、ほぼ水平な断層面を介してその上に花崗岩体が重なっている。このことからF₂の断層面は、少なくともこの付近から下流側250m余の間では水平ないし東に緩傾斜しているが、G-I線付近で急に高角となり再び地表にあらわれるという特異な形状をなすものと推定される。[3] EからFに至る左岸谷壁下部では、図3のように、教来石礫層中へ下部を変位させるF₂断層構造を教来石礫層最上部およびその上位の垂崎泥流堆積物がおおっているとみなせることから、F₂は、教来石礫層最上部堆積期以降は活動していないと考えられる。[4] AからBに至る段丘崖の中ほど近くに顕著な高角の逆断層(F₁)が認められ、これは若い段丘堆積物を変位させている（図2）。この最近活動的なF₁断層は、これより南

では閃緑岩と花崗岩の分布境界にほぼ沿って図1のようにのびている。

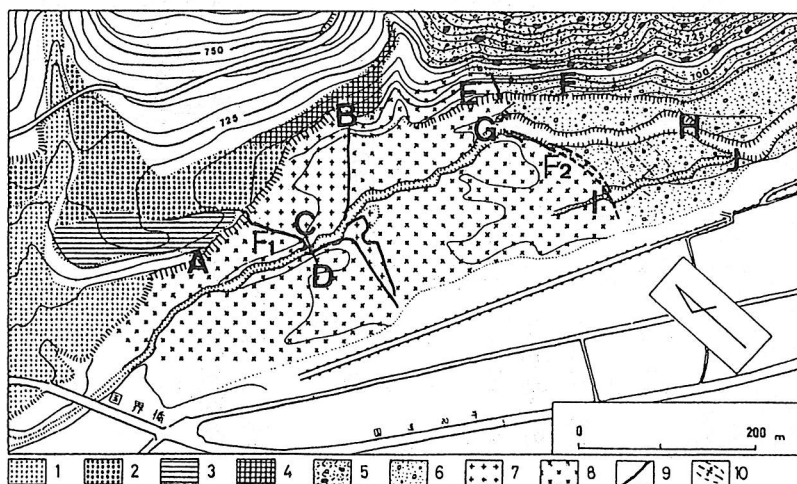


図1 国界橋付近の地質図

- 1～4：段丘堆積物
- 5：垂崎泥流堆積物
- 6：教来石礫層
- 7：花崗岩 8：閃緑岩
- 9：断層 10：教来石礫層の変形

図2(地) 左岸段丘崖(A-B)の
スケッチ

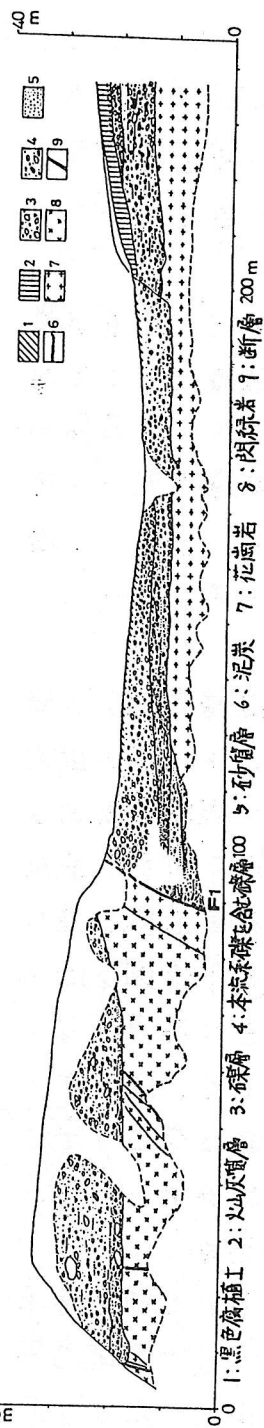


図3(地) 左岸谷壁斜面(E-F)
のスケッチ

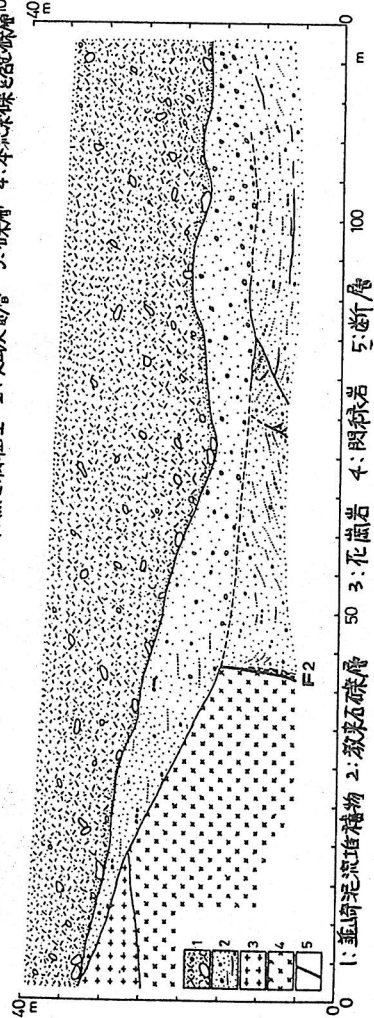


図4 C-D断
面

- 1: 旧河床堆積物
- 2: 旧河床堆積物
- 3: 礫石礫層
- 4: 花崗岩
- 5: 閃緑岩
- 6: 断層

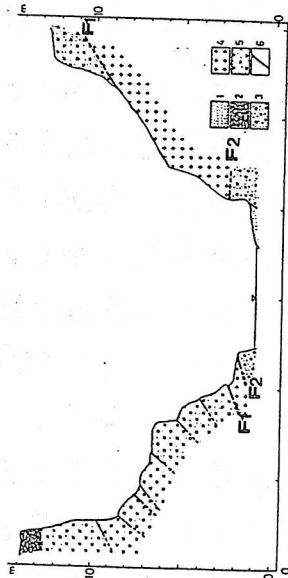


図5 G-H
左岸谷壁の
スケッチ

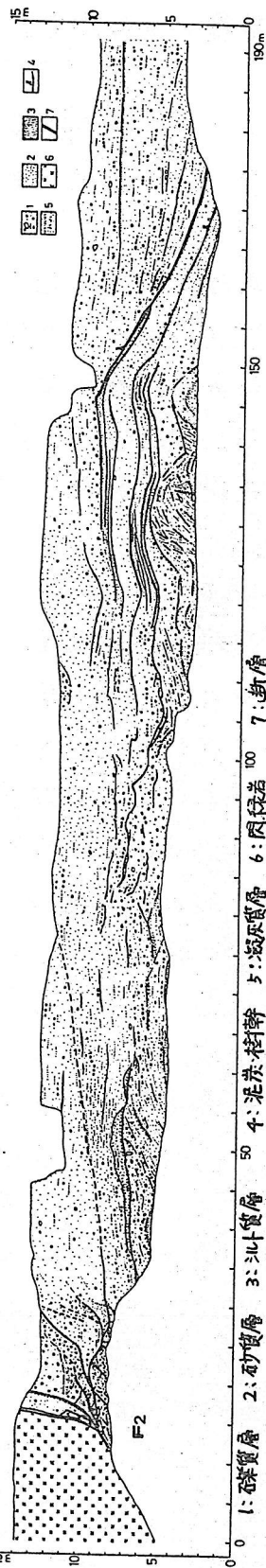
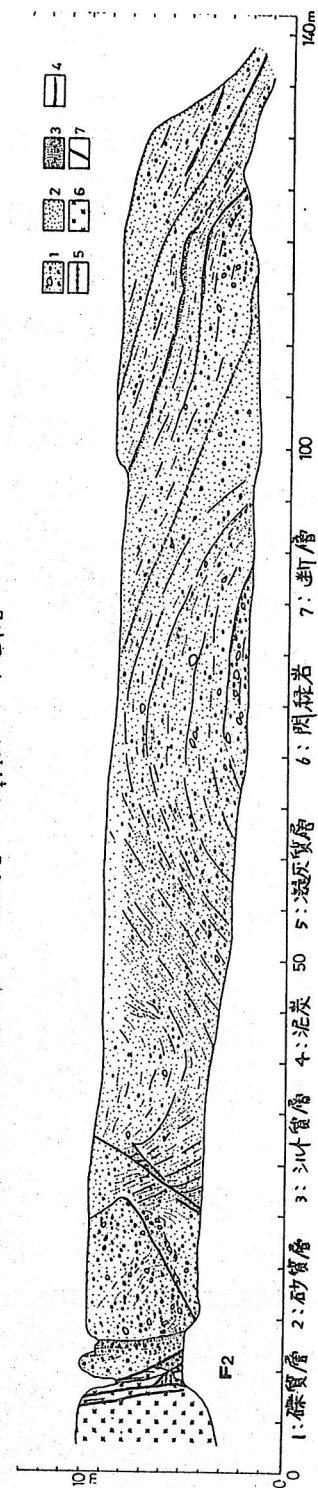


図6 I-J左岸
谷壁のスケッチ



4.1 駿河トラフの海底地形・地質 —「しんかい2000」による潜航調査—

山崎晴雄(地質調査所) 加藤茂(海上保安庁水路部)

1. はじめに

1984年2月、海洋科学技術センターの深海潜水調査船「しんかい2000」に搭乗して、駿河湾の海底地形・地質を調査する機会を得たので、その概要を報告する。この潜航調査は、駿河トラフのトラフ底や両翼斜面の地形・地質を実際に目視観察し、プレート沈み込みや海底活断層等に関する情報を得ることを目的として実施された。

「しんかい2000」は、長さ10m、重量24t、最大深度2000mまでの潜航が可能な有人潜水船である。3名の乗員(うち1名は観測者)は内径2.2mの耐压殻の中に入り、前方に設けられた二つの小窓から海底を観察できる。この船には観測装置として、高度・深度ソナー、STD装置、投光器、船外ビデオ、ステレオカメラが搭載され、また、マニピュレータで海底の試料を採取することができる。海底の視界は良好な場合でも5~10m程度である。

2. 駿河トラフの地形・地質

潜航調査地点は、駿河湾内の土肥沖13km、トラフ軸の真上にあたる海域である(第1図)。2月17日~24日に6回の潜航が行われ、水深1570m~1200mのトラフ底とトラフ両翼の斜面が観察された。それぞれの潜航で、最初に潜水船はトラフ底に着底し、そこから斜面沿いに上昇して微地形や露出する地層の観察、試料採取を行なった。

トラフ底： 泥に覆われた平坦面で、多数の底棲生物が見られた。トラフ底の西端には深さ2~3m、巾200m程の溝がある。ここでは北からの強い潮流が認められ、水の濁りのため視界が著しく悪い(1m以下)。

伊豆側斜面： 急傾斜斜面の連続である。小規模な急崖と緩斜面が交互に繰り返している。また、伊豆半島より西へ延びる多数の巾の狭い海底谷がこのトラフ斜面を刻み込み、地形を一層複雑にしている。岩石の露出は良好だが、岩が硬くマニピュレータでは採取できなかった。外観からは集塊岩状のものと、表面が平滑で一枚岩のように見える溶岩状の岩石が認められた。いずれも火山岩とみられ、伊豆半島を構成する湯ヶ島ないし白浜層群の一部であろう。

静岡側斜面： 伊豆側斜面と比べ緩傾斜である。しかも、比高50~100mの急崖と巾数100mの緩斜面が交互に現われ、顕著な階段状の地形が認められる。

ことが特徴である。全体に泥に覆われており、急斜面の基部を除いて地層が露出する場所は少ない。岩質は伊豆側と比べ軟質で、マニピュレータで叩くと傷がついたり、はさむとつぶれてしまうものもある。4回の潜航調査のうち3回試料を採取することができた。とくに、水深1490m付近ではやや硬い泥岩及び中粒砂岩のblockを得た。これらについては現在、微化石の分析中である。

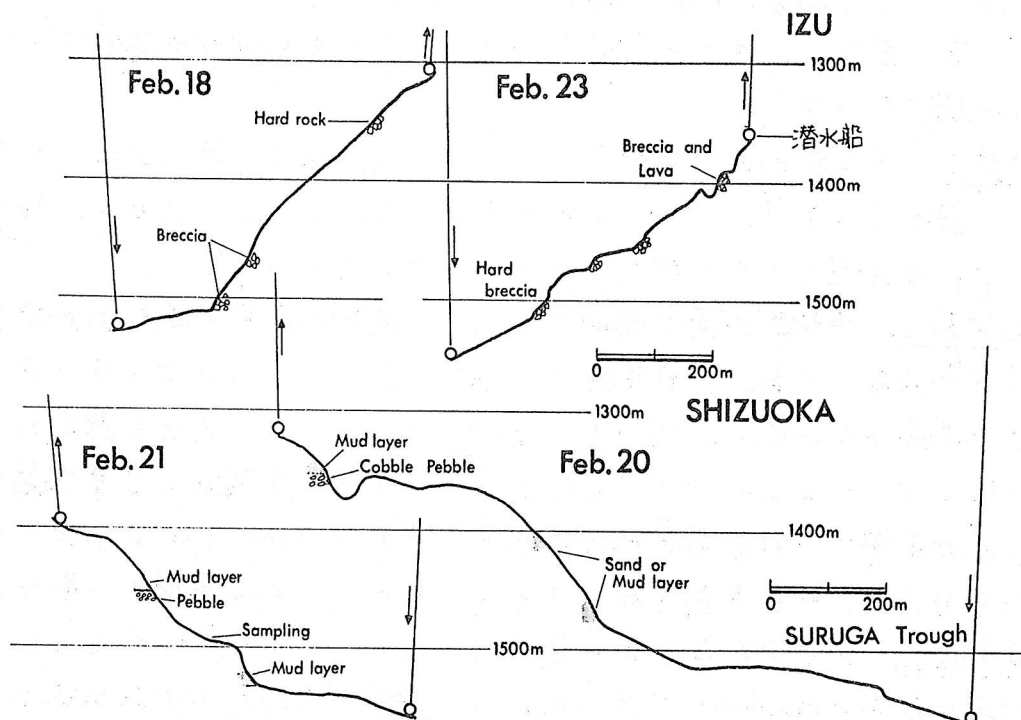
3. 考察

駿河トラフ両翼の斜面の地形・地質の観察から、伊豆側と静岡側とでは斜面地形の形態や構成する岩石などが大きく異なっていることがわかった。これと同様の地形的特徴は、水路部によって行なわれたマルチチャンネル反射法音波探査の結果から、プレートの沈み込みの明瞭な南海トラフや駿河トラフ南部のトラフ斜面に認められている。静岡側斜面の階段状地形は、規模がやや小さいもののプレートの沈み込みに伴ってトラフの陸側斜面に形成される付加プリズムを示す地形の一部と考えられる。また、この階段状地形はトラフに対する位置や地形が、駿河トラフの北方延長域に位置する丘陵群東縁の断層崖地形とも良く似ており、階段状地形の急崖下に活断層の存在が推定される。



第1図

第2図 駿河トラフの海底地形



42 関東Fore - arc Basinと異常震動帯

榎 井 久・楠 田 隆(千葉公害研)

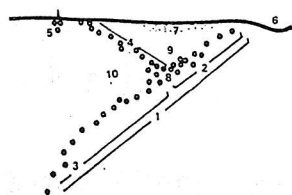
島弧と海溝の間の地下には、ソビーム地震帯(榎井, 1982)が発達する。そして、ソビーム地震帯の上には、前面弧盆地と呼ばれる堆積盆地が発達する。^(第1図)それが、海面下であれば、前弧海盆などとも呼ばれる場合がある。一方、関東構造盆地下にもソビーム地震帯が発達しており、関東構造盆地を、関東前面弧盆地あるいは関東化石前弧海盆と呼ぶことが可能である。

今年になつて、八丈島から鳥島にかけての伊豆諸島西方海域で、大きな地震が2つ発生している。1984年1月1日6時4分ごろ、御前崎南方約250 kmの海底下約350 kmで発生した地震(推定マグニチュード7.5)と1984年3月6日11時18分ごろ鳥島近海の海底下約400 kmで発生した地震(推定マグニチュード7.9)である。いずれの地震も本土をゆさぶり、気象庁の発表によるとこの2回の地震とも、東京などでは、いずれも震度4であった。そこで、この2つの震度をプラスすると東京での累計震度は8になる。このように、前述の2回の地震に関する気象庁発表の震度を各地ごとにプラスして、累計震度分布図を作成してみた。さらに、1972年以降の伊豆大島より南方の地震(マグニチュード6以上で本土で有感)に関する累計震度分布図も作成してみた(第2図)。

これらの図から、最も揺れやすい地帯、すなわち地震の異常震動帯が浮び上ってきた。この異常震動帯は、関東平野の西側を通過して北上している。

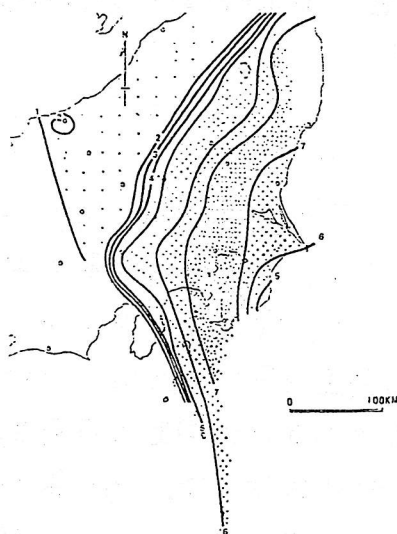
すなわち、深部(下部和達・ベニオフ地震帯(榎井, 1982))で発生する地震の場合、*Volcanic front*の外側で、かつ前面弧盆地の内縁付近でも、震度階の高い地域が認められる。そして、この震度階の最も高い値を示す地域とソビーム地震帯におけるK・S・T地震帯(榎井, 1982)の西縁部は一致する(第2図・第3図)。

こうした現象は、和達・ベニオフ地震帯付近のみならず、K・S・T地震帯付近も *High Q*・*High V*の性質であることを暗示するものであり、今後の地震対策をとるに都市計画にとって重要になってくると思われる。



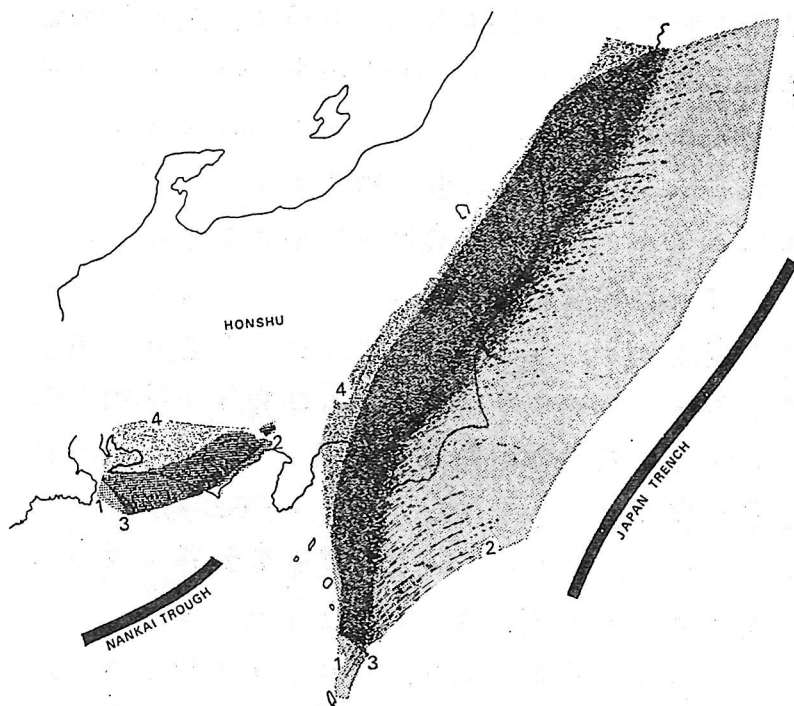
第1図 Yビーム地震帯の記載用箇所名

1: 和達・ベニオフ地震帯, 2: 上部和達・ベニオフ地震帯, 3: 下部和達・ベニオフ地震帯, 4: K・S・T地震帯, 5: 火山性地震帯, 6: 海溝, 7: Forearc basin, 8: 地震帯深部会合帯, 9: 低地震帯, 10: Aseismic front (吉井, 1975).



第2図の説明

1984年1月1日と1984年3月6日の両日に伊豆諸島(八丈島から鳥島にかけて)の西方海域の地下深部で発生した地震の各地における累計震度分布図



第3図 日本列島中央部にみられるYビーム地震帯の分布

1: 下部和達・ベニオフ地震帯(この地震帯は、右側のYビーム地震帯で、本来もっと深部にも認められるものであるが、ここでは省略してある), 2: 上部和達・ベニオフ地震帯, 3: 地震帯深部会合帯, 4: K・S・T地震帯.