

Akira SANGAWA; Study of earthquake disaster based on the traces
of paleoearthquake

日本は世界有数の地震国である。私達の祖先は数限りない地震災害を蒙り、これを克服しながら現在に至っている。

幸いなことに、我が国では千数百年も前から地震災害に関する記録が残されており、この多くが「増訂・大日本地震史料」・「新収・日本地震史料」に時代順に収録されている。

また、地震の原因となる活断層の研究も進み「新編・日本の活断層（東京大学出版会）」や「五十万分の一活構造図（地質調査所）」に全国の活断層の分布や性格の概要が示されている。さらに、近年活発に行われている活断層のトレンチ調査によって、主だった活断層の活動履歴が地質学的に解明されつつある。

一方、日本は考古学の研究が高い水準にあり、毎年一万件近い発掘調査が行われている。この中には地震による様々な地変の痕跡も検出され、松島・伴（1979）・梅田他（1984）・堀口他（1985）・加藤（1987）に報告されている。

遺跡で地震の痕跡が見つかり、遺構・遺物との前後関係から地震の年代が限定できる。また、発掘現場で地震跡の形態をくわしく観察できる。また、能登（1991）などが注目しているように、地震災害の社会的な影響が明らかになる例もある。このような観点から、演者は、遺跡における古地震の痕跡を用いて地震の諸性質を考え地震災害の予測に役立てることを試みている。その成果の一端を紹介したい。

(1)巨大地震の痕跡

西日本の太平洋側海底のプレート境界（南海トラフ）では、南海地震と東海地震がくり返し発生している。そして、地震史料から1605年以降に両地震が100～150年の周期でほぼ同時に発生している事が判明している（図1）。ところが、それ以前は史料が乏しく、このような規則性の有無が不明であった。

演者は、巨大地震の影響が強く、他の内陸地震の影響が限られている地域の遺跡で地震跡を探すことによって、南海地震と東海地震発生の規則性を検討することを試みている。

1498年には東海地震（明応東海地震）が発生したことは確実であるが、これに対応する南海地震の存在は不明であった。しかし、高知県教育委員会が発掘した中村市のアゾノ遺跡、徳島県教育委員会が発掘した徳島県板野郡板野町の宮ノ前遺跡、徳島県埋蔵文化財センターによる同町の古城遺跡において明応東

宮ノ前遺跡、徳島県埋蔵文化財センターによる同町の古城遺跡において明応東海地震に対応する時期の顕著な液状化跡が検出され、南海地震の存在が推定された。

684年には、逆に、南海地震（白鳳南海地震）の存在が確実で東海地震については不明であった。静岡県埋蔵文化財調査研究所と袋井市教育委員会が発掘した、袋井市の坂尻遺跡では、7世紀中頃までの有力者の住居跡などを引き裂き、8世紀の郡衙跡などの遺構に覆われる数多くの砂脈が検出された。この結果、7世紀末頃この地域に激しい地震動をもたらせる大きな地震が生じたことが明らかになった。

今後このような事例をつみ重ねることによって図1における史料の空白期を埋め、両地震の規則性や被害について考えることが可能と考える。

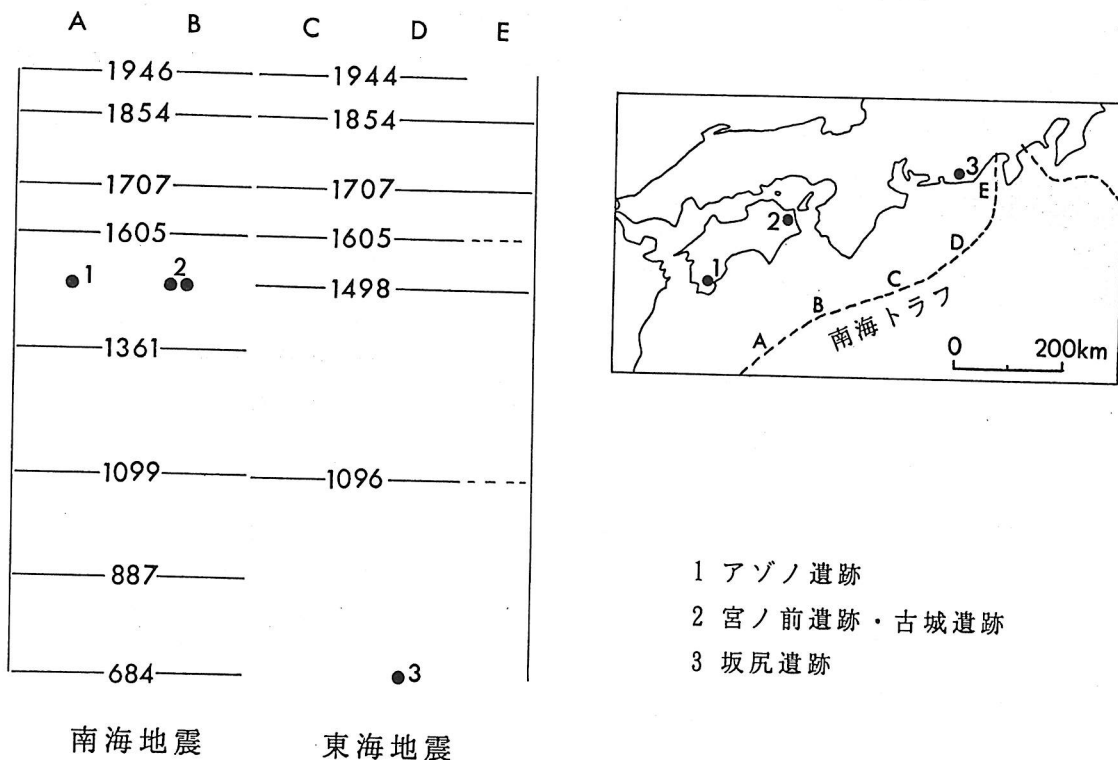


図1 地震史料から推定される巨大地震の発生時期（黒丸印は遺跡の地震跡）

(2) 内陸地震の痕跡

内陸の活断層の活動に伴うと考えられる地震の痕跡も多く認められている。

図2は琵琶湖周辺（陸域）の活断層と遺跡で発見された地震跡の分布を示したものである。地震跡については大きく3つの時期に区分できる。

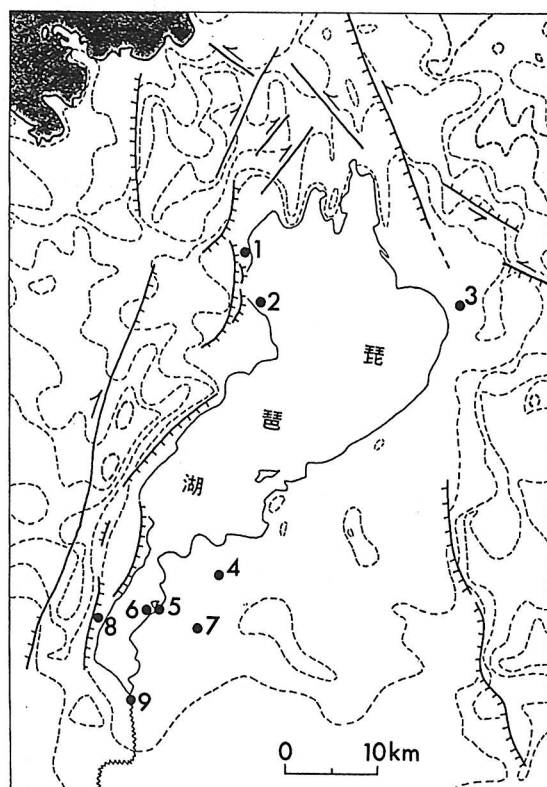
第一に、中世以降の地震の痕跡として、滋賀県文化財保護協会による螢谷遺跡（液状化跡）・穴太遺跡（地割れと液状化跡）・烏丸崎遺跡（逆断層跡）、栗東町教育委員会による野尻遺跡（地割れ・液状化跡）がある。これらは1662年の琵琶湖西岸地震による可能性が大である。

弥生時代中頃の液状化跡も、琵琶湖周辺のほぼ全域で検出されている。滋賀県文化財保護協会による針江浜遺跡では弥生時代Ⅱ期の生活面が沈水し面上に大量の噴砂が広がる状態が検出された。同協会による津田江湖底遺跡・湯ノ部遺跡、長浜市教育委員会による正言寺遺跡でも、概ね弥生時代Ⅲ期(BC1世紀)頃の液状化跡が検出された。この時期に、琵琶湖一帯に激しい地震動をもたらす大地震が発生したものと考えられる

今津町教育委員会が発掘した北仰西海道遺跡では、縄文時代晩期前半代中頃(約3000年前)の大規模な液状化跡が検出されている。

このように、琵琶湖周辺だけでも少なくとも3時期にわたる大地震の存在が遺跡から検出された。今後資料を充実させることによって、地震発生の周期性や沖積地盤の災害について言及できるであろう。

この他、1611年の会津地震、1799年の金沢地震、1596年に京阪神地域を襲った大地震(いわゆる伏見地震)、678年の筑紫地震をはじめ、各地の著名な大地震の痕跡も認められつつある。



- 1 北仰西海道遺跡
- 2 針江浜遺跡
- 3 正言寺遺跡
- 4 湯ノ部遺跡
- 5 烏丸崎遺跡
- 6 津田江湖底遺跡
- 7 野尻遺跡
- 8 穴太遺跡
- 9 螢谷遺跡

図2 琵琶湖周辺の活断層と遺跡の地震跡

(3)地震の痕跡の観察

地震の痕跡の形態を観察することによって明らかになることも多い。

図3は、大阪府門真・守口両市にまたがる西三荘・八雲東遺跡の液状化跡に関する断面図である。ここでは、Ⅱ層(淀川が運搬し堆積した砂礫層)が液状化し、Ⅰ層(15世紀～16世紀頃までに堆積した粘土～極細粒砂)を引き裂きながら噴砂が上昇している。

Ⅱ層の最上部では砂・水が激しく流動した痕跡が鮮明に残されており、コンボルト葉理・ピラー構造・皿状構造などの特徴的な構造がよく残っている。今後、多くの地震跡を調査することによって、液状化に伴う地震の流動の様子がより具体的に説明されるであろう。

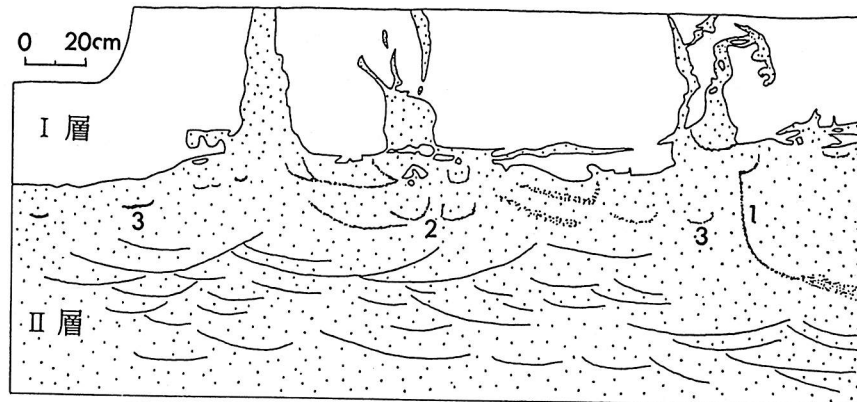


図3 西三荘・八雲東遺跡の液状化跡

1 コンボルト葉理 2 ピラー構造 3 皿状構造

図4は京都府八幡市の木津川河床遺跡で認められた液状化跡に関する粒径加積曲線である。これによると、液状化した地層に較べて砂脈の上部ほどより細粒な粒子が卓越する傾向がみられる。また、砂脈の最下部に特に粗粒な粒子が卓越する傾向が顕著である。これまで、地表に流出した噴砂と、液状化した本来の地層の粒度組成について、同一視されることが多かった。今後は、液状化した地層・砂脈内の粒子・地表に噴出した粒子について一連のシリーズとして研究する必要がある。

このように地震災害の研究において、遺跡での調査が非常に有用であることがわかる。

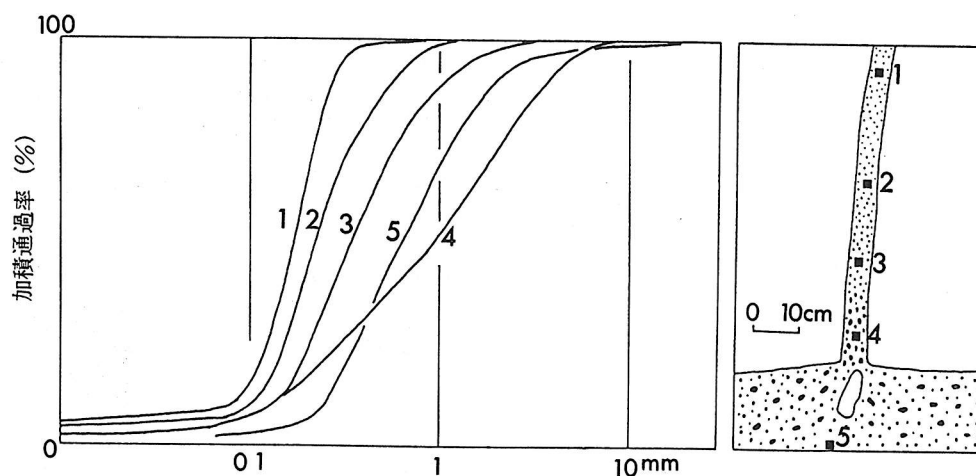


図4 木津川河床遺跡の液状化跡と粒径加積曲線

1. はじめに

1964年に新潟およびアラスカ地震で重大な災害が生じて以来、地震災害の問題のなかで液状化現象の解明と予測が重要な研究課題となった。このため地盤工学分野を中心に、液状化に対する研究が行われ、数多くの予測手法が提案されてきている。本報では、筆者の最近の研究を踏まえ、液状化現象の予測およびシミュレーションの手法を紹介する。

2. 液状化現象と数値モデル

液状化現象とは、地震によって生じた地盤内部の繰返しせん断変形に伴って間隙水圧が上昇し、次第にせん断変形が増大しついには崩壊に至る現象である。現在このような現象を土要素として再現する装置として、繰返し三軸試験や中空ねじり試験装置が開発されている。図1は中空ねじり試験装置を用いた液状化要素試験結果を示したもので、上からせん断ひずみ（変形量）、過剰間隙水圧、加えた繰返しせん断応力である。繰返しせん断が進行するにつれて徐々に間隙水圧が上昇し、間隙水圧比が100%に達したところで、せん断変形が急増することが分かる。

図2はせん断応力比とせん断ひずみの関係を示したものである。図のように応力とひずみの関係はかなり複雑であり、繰返しせん断が進行するにつれて変形が徐々に増大する。

現在では、このような液状化時の変形挙動を数値シミュレーションモデルで比較的明確に表現することが出来る¹⁾。図1、図2に、筆者が提案する有効応力モデルを用いて、要素試験をシミュレーションしたもの合わせて示すが、実験結果を良く表している。このモデルの特徴は、液状化が生じた後の応力-ひずみ関係も正しく追跡できることである。

図3は、東京湾岸の埋立地で観測された地震記録と、図2に示した有効応力モデルを用いた地震応答シミュレーション結果を比較したものである²⁾。対象とした地震は、千葉東方沖地震で、地表の最

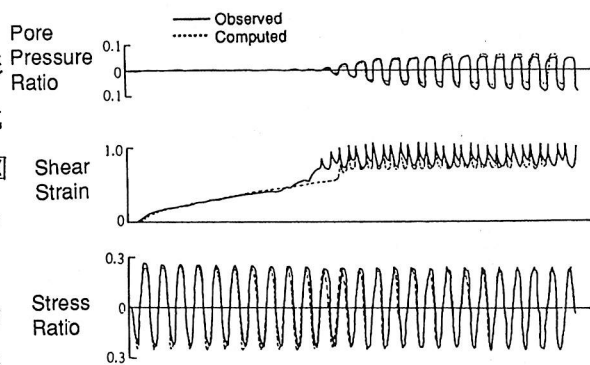


図1 中空ねじり試験装置による豊浦砂の液状化試験

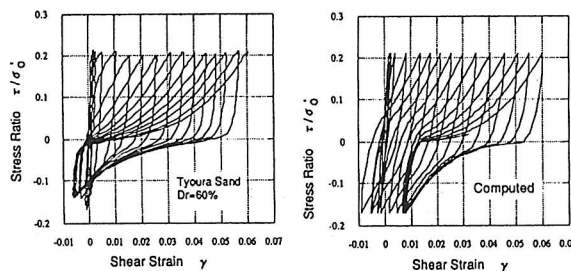


図2 液状化時の応力-ひずみ関係

大応答加速度は、127galである。またG.L.-5mに埋設した間隙水圧計によって、約25%の間隙水圧の上昇が見られた。

図3から明かなように、数値シミュレーション結果は、実地盤の地震時挙動を良く表現しており、このようなシミュレーション手法によって、液状化現象を表現出来ることがわかる。なお過剰間隙水圧の変化は、短周期の成分があるが、これは主に地震の鉛直動によるもので、間隙水圧が蓄積には影響が無いと考えられる成分で、シミュレーションでは考慮していない。

3. 実地盤の液状化現象

液状化現象の実態を調べるために、地震後に液状化の震害調査が良く行われる。従来の液状化災害調査は、表層に表れた噴砂の状態や液状化の範囲等に着眼しており、実際の地盤内部でどのような現象が生じたかを観察した例は殆どない。

図5は、日本海中部地震で生じた車力村富やちの大噴砂孔の発掘調査の概要をしめしたものである。表層地盤は難透水性のロームで被われ、噴砂孔はそれを突き破って出来たもので、朝顔状の断面形状をしている。またG.L.-2.3~-2.9mの深度で水平方向の広い範囲にわたって擾乱帯と呼ばれる砂丘の堆積構造が完全に乱された領域が存在する。擾乱帯の存在は1987年の千葉東方沖地震での掘削調査でも確認されており³⁾、液状化現象としては比較的一般的なものと考えられる。

擾乱帯の存在は、従来の地盤工学における液状化の概念の中にはなく、現象を

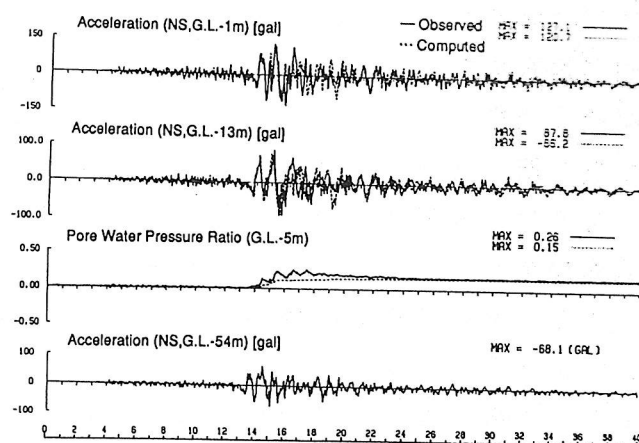


図3 数値シミュレーションと地震記録との比較

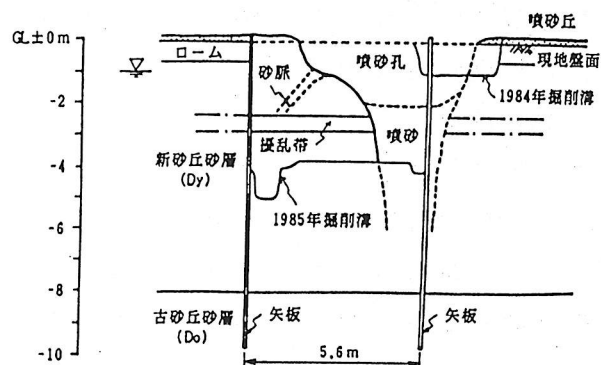


図4 車力村富やちでの発掘調査の概要

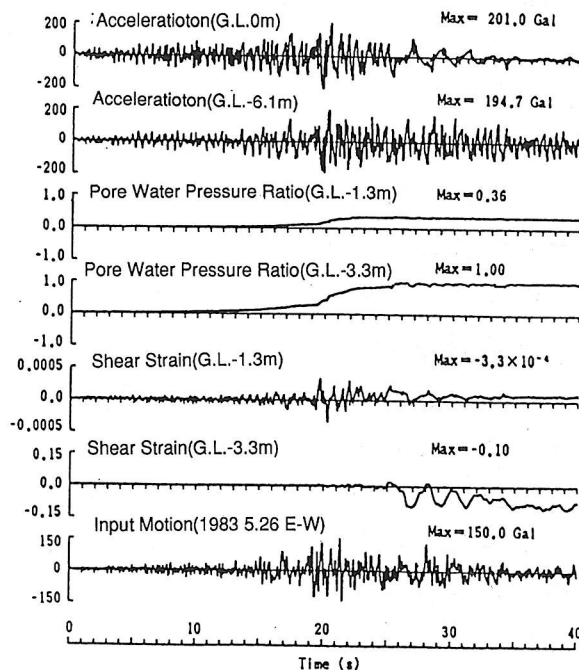


図5 日本海中部地震のシミュレーション解析結果

解明する必要がある。そこで擾乱帯の生成過程を明かにする目的で、2.で紹介した有効応力モデルを用いて当該地盤の液状化解析を行った。

図5は、解析より得られた加速度、過剰間隙水圧、せん断ひずみの時刻歴を示したものである。時刻25秒で、G.L.-3.3mの新砂丘層が完全に液状化しその後表層地盤の応答が長周期化している。G.L.-6.1mの新砂丘層は同じ堆積層であるにもかかわらず際だった長周期化の傾向は見られない。図6は加速度、せん断ひずみ、水圧上昇度の深度方向の最大値を示したものである。G.L.-3.3mの深度だけが、10%を越える大きなせん断ひずみであることが分かる。

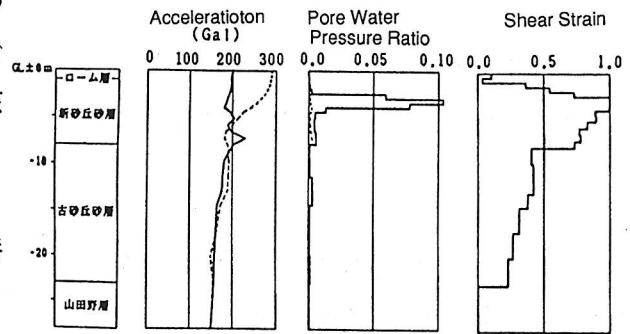


図6 最大応答値の分布図

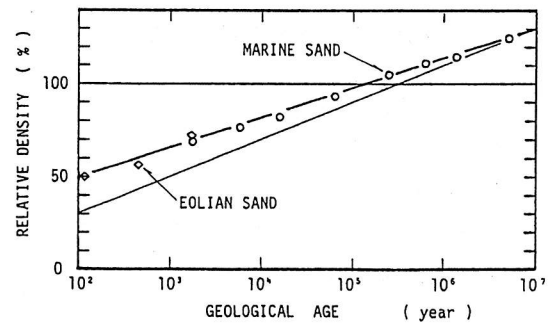


図7 堆積年と砂の相対密度の関係

以上のことから地震時の液状化現象について興味ある事実が明かになった。検討を加えた地盤の中で、新砂丘層はほぼ一様な地盤でサウンディング調査などもこれを裏付けている。従来このような地盤では、深度方向の比較的広い範囲に液状化が生ずると考えられてきた。しかし現実には、最も地震による応答が大きな部分で液状化が生ずると、その部分で大きなエネルギーの損失があるため、それより上部・下部の層で一種の免震効果があり、地震時の液状化現象を抑える効果がある。したがって、地震が継続している最中に液状化している地層は比較的薄く、その他の部分では、液状化が生ずるとしても、地震終了後に発生する上向きの浸透流による2次的なものであると考えられる。

4. 広域の液状化予測

2. 3. で示したように、現在では数値シミュレーションによって、かなり高い確度で液状化現象を予測することができる。しかしこの方法は、予測のためにある程度詳細な地盤情報が必要であり、市町村や県といった広範囲の液状化被害予測には適しない。そこで、堆積年と液状化強度の関係からマクロに液状化危険度を評価する手法を考えてみた⁴⁾。

液状化が生じた地盤は、沖積の地盤に限られるので、堆積年と液状化強度の間になんらかの相関があることは予想出来る。また堆積年の推定は、十分なボーリング調査データがなくとも、地形・地質条件と正しく判断することによって比較的良い精度で広範な地域を推定できるので、広範囲な地域の液状化災害の予測に適している。

図7は、上載荷重が 5tf/m^2 の地盤の相対密度と堆積年との関係を示したもので、海成砂と風成砂の場合は、堆積年と相対密度の間に一定の関係があることがわかる。河成砂は堆積年の明かな地盤データがないため推定が困難であるが、河川の中州等の現在堆積中の地盤の相対密度は30%であるので、図中の細線のように取り合えず仮定しておく。

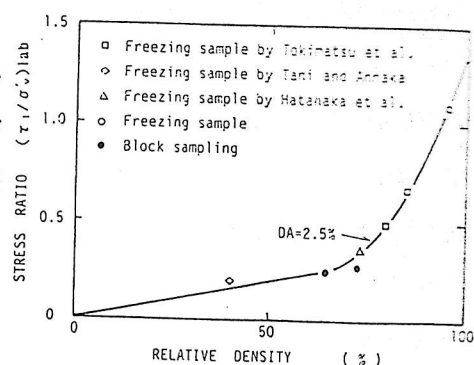


図8 乱さない砂の液状化強度と相対密度の関係

図8は相対密度と乱さない試料の液状化強度を示したもので、図7と図8から地盤の液状化強度を堆積年から推定することが出来る。図9は、上記の液状化強度の算定手法を用いた液状化危険度予測手法を用いて、1983年の日本海中部地震で液状化による被害のあった能代市の液状化が生じる最大加速度を推定したものである。震害調査によって求めた噴砂の発生点（図10参照）と比較すると旧河道や砂堆では200gal以下、砂丘および砂丘間低地では300gal以下の所に噴砂地点が集中している。地震時の推定加速度は、沖積低地で約200gal、砂丘帯で250galと推定されており、作成した災害予測図と良く対応している。

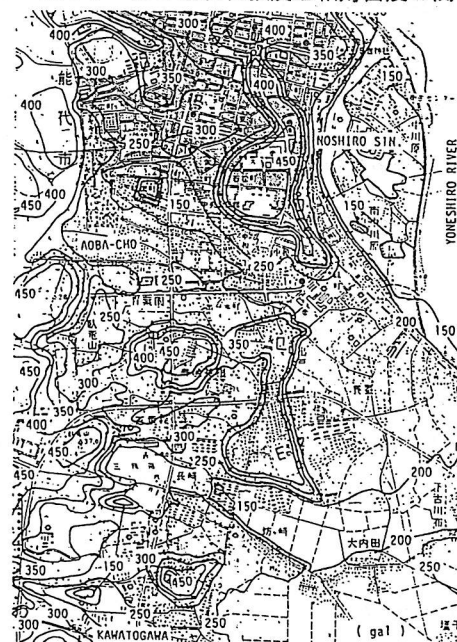


図9 能代市の液状化限界加速度分布

5. まとめ

液状化災害予測手法に関して、著者の最近の研究事例を紹介した。液状化現象を有効応力に基づいた数値シミュレーションで良く評価することができる。液状化地盤の発掘調査結果と比較検討することにより、液状化時に発生する擾乱帯の生成過程を明かにすることができた。また広域の液状化災害を評価する手法として、堆積年と液状化強度の関係を用いた手法を紹介した。

参考文献

- 1) 社本康広：サイクリックモビリティを考慮した砂の有効応力モデル、第1回地盤工学における数値解析シンポジウム、pp65-72、1986。
- 2) 社本康広、時松孝次、有泉浩蔵：位置次元有効応力解析の実地盤に対する適用性、日本建築学会構造系論文報告集、第433号、pp113-119、1992。
- 3) 清水勝美他：既往地震における液状化噴砂地点の調査および解析事例、第24回土質工学研究発表会、pp975-978、1989。
- 4) 陶野郁雄、社本康広：地形・地質分類に基づく液状化危険度予測、第7回日本地震工学シンポジウム講演集、pp103-108、1986。

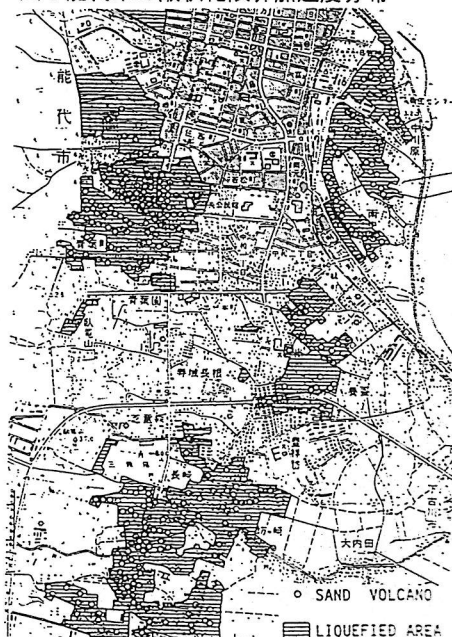


図10 能代市の噴砂および液状化地点

Yo UESUGI; Tephrostratigraphic eruption forecasts of Fuji Volcano.

はじめに

自然史研究者が将来を予測する際、しばしば、以下の2点を暗黙の前提とする。

①自然変動は、非可逆的ではあるが法則的な変動と様々な可逆的周期性変動の組合わせである。従って、将来予測は可能である。

②様々な自然現象は歴史の流れの中で、相互に深い連関の下に置かれており、ひとつとして無関係な事象はない。ある時期に連続して発生する各事変(例えば、巨大地震、噴火など)の前後関係を掘めれば、ある事変(例えば、火山噴火)について、既に起こり始めている他の事変をもとに、将来を予測しうる。

演者のデータは火山灰層序学的(自然史科学的)なもので、地球物理学的地球化学的(自然科学的・現在科学的)なものではない。降下火山碎屑物(テフラ)を用いた自然史復原の1目盛は $10^2 \sim 10^3$ 年刻みであり、 $10^0 \sim 10^1$ 年単位の細かい復原は不可能である。また、古い時代のものほどデータが不揃いかつ不正確となるため、 $10^4 \sim 10^5$ 年オーダの長周期変動も、読み取りがやや困難である。富士火山の様々な事変(例えば、地震活動・断層変位、気候変動、植生変化、火砕流・岩屑流・土石流・溶岩流の発生)、周辺地域の活断層・他火山の噴火などの諸事変の正確な層位は、僅かしか掘めておらず、体系的な将来像は示し難い。

I 284年間におよぶ降灰休止期は長すぎるか?

富士系テフラは古富士系テフラ(Y-1→Y-141: 約8→1.05万年前)、新富士系テフラ(S-0-1→S-25: 約1.05万年前→AD1707年)に区分される。1707年の宝永大噴火(S-25)以降は、1992年まで284年間、本格的降灰がない。南関東、主として大磯丘陵で約70万年間の降下火山碎屑物(富士系、箱根系、愛鷹系その他)を見て来たかぎりでは、一般に、噴火間隔が開くと、その次の噴火は大規模でやや珪長質になる傾向があった。実際、宝永噴火以前の大規模噴火は、西暦800~1083年間に起こり、次の1707年の宝永噴火まで、たいした噴火がなく、625年もの活動の衰弱期・休止期があった。そして、1707年の噴火は極めて規模の大きいもので初期は珪長質であった。そこで、宝永以来の284年間という降灰休止期が、富士山にとって異常に長いものかどうか、考えてみる。

①テフラ堆積間隔の変動から

山頂から東方に10~14kmの須走一帯で1層として識別可能な新富士系テフラの枚数は、厚いもので40枚、薄いものまで含めれば、概略60枚となる。ここで識別可能な平均噴火間隔は、大規模噴火で270年に1回、中小規模まで含めると180年に1回となる。従って、284年という活動静穏期・休止期は平均的な噴火間隔よりは長い。次期噴火は大規模になる可能性がある。

ところで、古富士火山の活動が終了し、新富士火山が活動を開始するまでには、ほぼ1000年近い活動静穏期・休止期があった(上杉・木越, 1986)。新富士火山の活動が始まった当初(10500~6400年前)は溶岩流出中心で、テフラが薄く、噴火間隔を掘みにくいが、330年に1回程度と長かったらしい。その後の噴

火間隔を山頂から12km余東方、箒坂峠一帯のテフラ堆積間隔で考えてみる。噴火間隔はS-1~9期(6400~3300年前)で270年に1回、S-10~14期(3300~2600年前)には100年に1回、縄文晩期に当たるS-15~21期(2600~2200年前)には遂に25年に1回という極めて短い噴火間隔となった。その後は、S-22~23期(2200~2000年前)で70年に1回、S-24-1~S-25[1707年、宝永の大噴火]までは170年に1回と再び平均間隔は長くなる傾向にあった(上杉, 1990)。同様な傾向が続いていると仮定するなら、宝永噴火以降の284年間という長い静穏期・休止期は富士山としては異常なものではない。

② 歴史時代の噴火推移から

歴史時代の富士山の諸活動については、都司・井田(1988)、都司(1992)に公文書ばかりではなく、和歌などからも読み取った詳細なデータが掲載されている。これと、上杉(1990)、上杉ほか(1987)、宮地(1988)などの火山灰層序学的データとを対照させて考えると、歴史時代に[a]噴火期→[b]噴煙期→[c]せいぜい熱気が感じられる程度の休止期というサイクルが大きく見て2回あったかに見える。即ち、最初のサイクルの場合では、[a]が西暦781年~1083年までの大噴火期[S-2 4-7, 8; 303年間]、[b]が1264年まで180年間、[c]が1265年から1498年(明応東海大地震)までのほとんど噴煙が見えない234年間である。2回目の場合は、[a]が1499年~1708年までの208年間で、最後に宝永の大噴火(S-25)があった。[b]が1816年までの108年間で、[c]が今日までの176年間である。後期のサイクルは前期に比べれば、期間が短縮されている。噴火期の長さは30%ほど短縮され、噴煙期+休止期もほぼ同程度、短縮されている。その意味では宝永噴火以降の284年という休止期は予定のリズムの延長線上にある。

II 宝永大噴火に似た噴火が過去になかったか?

南関東に堆積した数百枚70万年分のテフラのなかには、非常に良く似ており、かつ、その前後のテフラも比較的良く似ているという層位が幾つかあった。富士系テフラとほぼ確定しているもののなかにも、極めて良く似たものがある。そこで、富士山最後の噴火である宝永スコリア層と極めて良く似たものがないか探し、前後のテフラを比較してみる。このテフラにもっとも良く似ているのは、約2800年前、S-13期の砂沢スコリア層であろう。両者は規模は違うが、ともに最下部に薄い軽石質な部分があり、その上位に気孔が小さく、特異な青灰色~青黒色を呈するスコリア礫のフォールユニットが何枚も累重する。そもそも、両者の噴火口は山頂火口南南東1~2kmの位置にあり、ほとんど同じだったらしい(宮地, 1988)。砂沢スコリア層と宝永スコリア層の下位のテフラを比較すると、規模には大きな違いがあるが、ともに気孔が小さく硬く風化しにくいテフラが主であり、噴火位置の推移(山頂~やや東方→山頂~北北西方向)にも類似した特徴がある。そこで、S-25期以降の噴火がS-13期の次の噴火と類似した遷移を示す可能性があると推定し、S-14, 14' 期の噴火に注目してみる。

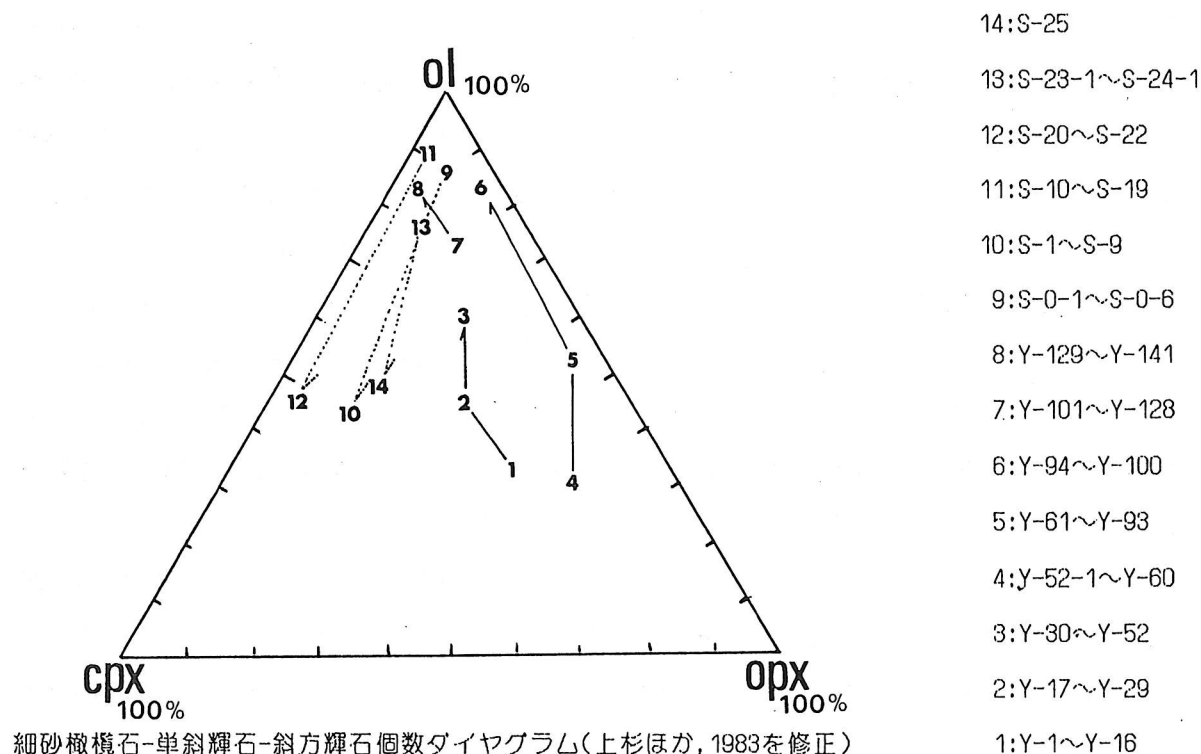
a) 恐らくは山頂火口から気孔の小さい硬いスコリア礫が最初に降下堆積し、次いで、スポンジ状気孔を持つ、より大きな赤紫色スコリア礫が降下堆積した。←S-14期

b) 山頂の南南東部分が崩れて御殿場岩屑流[Goda: 宮地, 1984]が発生し、東麓~北東麓を御殿場泥流[Gomf: 町田, 1964]が襲った。←S-14'期 a~bの間隔を、宮地(1988)は100年以内と見積もっている。

なお、8万年以上の寿命を持つ富士山が、2800年前になって、ようやく、軽石質テフラを噴出し、1707年の最後の噴火で、さらにはっきりした軽石質プリニアン噴火を開始したことは重要である。富士山は、安山岩質火山への非可逆的過程、“曲がり角”にあるのかもしれない。この場合は、上記の推定は大きく狂う。

Ⅲ 橄欂石-単斜輝石-斜方輝石ダイアグラム上の組成変動から

富士系テフラ中の細砂珎斑晶鉱物組成中の橄欂石、単斜輝石、斜方輝石の個数比を三角ダイアグラムにプロットし、その変動傾向を見ると、古富士系テフラは橄欂石-斜方輝石間で平均組成が変動する。約7～6.5万年前のY-52を境に、斜方輝石rich→橄欂石richという変動を2回繰り返す。これは、高橋ほか(1991)の古富士火山前期は、やや玄武岩質安山岩が多く、後期とは異なるとする化学組成からの推定と時期的には整合的である。新富士系テフラは、橄欂石-単斜輝石間で平均組成が変動する。橄欂石rich→単斜輝石richという変動を、やや詳しく見ると3回(S-0-1→S-9; S-10→S-22; S-23→S-25)繰り返している。最後の1707年宝永大噴火(S-25)は初期は軽石質であったが、その後、スコリア質噴火に戻ったため、S-25全体では、橄欂石49%, 単斜輝石30%, 斜方輝石16%となる。今後、橄欂石がさらに減少する方向に動くのか、そうでないのかは、よくわからない。さらに減少する場合は、次期噴火の初期のものは、宝永スコリア以上に軽石質になる可能性がある。なお、古富士系テフラの末期のもの(Y-129～141)は萌芽的に既に橄欂石rich→単斜輝石richという変動に移行しているかに見える。これは、古富士火山末期～新富士火山初期のテフラ・溶岩中の橄欂石斑晶のMg/Mg+Fe比がしばしばbimodalになる(上杉・津久井・由井, 未公表)ことと時期的には一致している。また、incompatible元素にやや富む新たなマグマの新火道による大規模噴出以前、即ち古富士火山末期に、既存の火道を用いて部分的に噴火を開始していたとする富樫ほか(1991)の推定とも時期的には整合的である。



Ⅳ 富士山の噴火と周辺地域の火山活動・地殻変動とは関係があるのか?

周辺地域の諸事変が富士系テフラのどの時期に正確に対応しているかについては、確実なデータが僅かしかない。特に古富士火山期に入るとデータが急減する。現時点で辛うじて言えそうな点は以下の通り。

①平山断層～北伊豆断層系との関係

伊豆半島中央を南北に分断する北伊豆断層系は箱根火山の古期カルデラを切り、中央火口丘群の下をぬけて、北側の平山断層に繋がるように見える。その平山断層の約2万年前以降の5回の活動期は富士火山の長期にわたる土壌生成期(テフラ降灰の衰弱期)の最初期、直前直後に集中していた。また、テフラ、火砕流・岩屑流・土石流、溶岩流のうち、後二者の規模が相対的に大きい時期前後に集中していた(上杉・米澤, 1987)。また、南半部、北伊豆断層系に起因するであろう841年(承和8年)のM7.0大地震(丹那断層発掘調査グループ, 1983)の23年後には、富士山北西麓で長尾山が噴火し、青木が原溶岩が流出している。

②箱根火山との関係

隣接する箱根火山は既に50万年を経た老火山であるが、その中央火口丘の活動期と富士火山の活動期とが、ほとんど一致している例がいくつかある。例えば、縄文後期後半から晩期前半の「天変地異期(上杉, 1992)」の中の、約3100～3000年前には、箱根火山側から変動が始まり、中央火口丘神山崩れ、芦ノ湖誕生、大湧谷火砕流発生→富士火山でS-10大噴火→天城山カワゴ平軽石噴出・丹那断層の変位・箱根火山各地で地割れ発生→富士火山でS-11大噴火(スコリア降下、火砕流～土石流)・古忍野湖再生→箱根火山神山周辺で土石流発生と変動が相次いだ。この間、ほとんど土壌生成がなかった(上杉, 1992; 丹那断層発掘調査グループ, 1983; 大木・袴田, 1975など)。富士山の方が噴火間隔が短い、富士山が大噴火する際には箱根火山中央火口丘群もほぼ同時に噴火する可能性がある。そのような仮説の下に、両火山を再調査する必要がある。

まとめ: 火山灰層序学的に読み取れる過去の富士火山・周辺地域の事変をもとに、次の噴火について、非常に大胆に述べた。データの薄さを感じざるをえない。なお、ここでは、噴火予測だけに限ったが、富士山の5合目から上方はもともと植被が薄く、近年の富士山一帯での排気ガス量の急増に伴う地表岩石の劣化→大地震・集中豪雨の際の岩屑流・土石流の発生確率の増大が心配される。どちらにしろ、環境アセスメント法等の制定・充実をもとにした第四紀学的共同研究の発展が望まれる。

文献: 町田 洋(1964)地学雑誌, 73, 293-308; 337-350. 宮地直道(1984)火山, 29, 145. 宮地直道(1988)地質学雑誌, 94, 433-452. 大木靖衛・袴田和夫(1975)国土と教育, 30, 2-9. 高橋正樹・長谷川有希絵・津久井雅志・根本靖彦(1991)火山, 36, 281-296. 丹那断層発掘調査グループ(1983)東京大学地震研究所彙報, 58, 79-7-830. 富樫茂子・宮地直道・山崎晴雄(1991), 火山, 36, 269-280. 都司嘉宣(1992)築地書館, 259p. 都司嘉宣・井田喜明(1988)歴史地震, No. 4, 63-119. 上杉 陽(1990)関東の四紀, No. 16, 3-28. 上杉 陽(1992)月刊地球, 号外No. 5, 102-106. 上杉 陽・堀内 真・宮地直道・古屋隆夫(1987)第四紀研究, 26, 59-68. 上杉 陽・木越邦彦(1986)火山, 31, 265-268. 上杉 陽・米澤 宏(1987)地震, 40, 122-124. 上杉 陽・米澤 宏・千葉達朗・森 慎一(1983)アーバンクボタ, No. 21, 2-17.

Toshitsugu FUJII; Recent Activity of Unzen Volcano

雲仙普賢岳では1990年11月17日の開始以来、現在もなお噴火が継続している。特に1991年5月19日に山頂部に溶岩が出現して以来、地下からのマグマ供給はほぼ一定のまま現在にいたり、溶岩流出とその崩壊・崩落を繰り返しつつ、山頂部に溶岩ロープをつぎつぎに形成し、溶岩ドームの成長がつづいている。噴火開始以来噴出した溶岩、火砕物の量はマグマ換算でおよそ0.1立方キロメートルに達している。5月末現在までに、溶岩ロープは exogeneous, endogeneous なものを含め、7個が識別されており、現在は第7ロープ(第7溶岩ドーム, exogeneous)への溶岩の供給と第5ロープ(endogeneous)の隆起が顕著である。exogeneousな溶岩ロープは先端部の崩落によって、その前面部に崖錐堆積物を形成し、その上をロープが前進することを繰り返して成長する。水平距離にして、2-300m成長した段階で、先端部の前進が停滞し、地震も多発してendogeneousなロープの隆起や新しい exogeneousなロープの形成がはじまるという経緯をたどる。

今回の噴火の特徴は、定常的なマグマの流出に加えて、ドーム溶岩の崩落、破碎による火砕流(block-and ash-flow)の頻発にある。なかでも6月3日、6月8日、9月15日の火砕流は到達距離、堆積物量ともに比較的大きく、43名の死者や家屋の破壊・焼失をもたらした。火砕流の流下方向は発生源の溶岩ロープの位置と谷地形との位置関係で決まる。初期(第1, 第2, 第3ロープの成長期)には水無川方向への流下が基本であったが、第3ロープの大規模崩壊時(9月15日)の前後には、より北側のおしが谷方向への流下が卓越した。9月15日に水無川を横断して大野木場に到達した火砕流は、おしが谷方向へ流走した後、水無川との合流地点で一部が直進したものである。なお、この時の火砕流の本体部分は合流後水無川に沿って流路を変化させている。その後、第6, 第7ロープの発達時には、水無川の南側の炭酸水谷、極楽谷方向、更には赤松谷川本流方向への流下が基本である。最近(5月末)では第5ロープの再成長により、おしが谷、水無川方向の流下も頻発するようになった。

6月8日火砕流は19時51分から20時16分までの長時間にわたって継続したとされているが、火砕流の流下に伴う振動波形の記録からすれば少なくとも3波の火砕流が連続したものである。この火砕流の発生にともなって山頂部での爆発的噴火が観測され、山頂の北東方向に軽石の放出が認められたが、これは上記の3波の火砕流のうち最後のものに伴うものである。これまでに発生した火砕流のうち、空振計によって爆発が確認された例はこの例が唯一である。しかし、山頂部での爆発が火砕流を起こしたのではなく、火砕流を発生させた山頂溶岩ドーム付近の崩落がこの爆発の引き金となったと考えられる。6月11日深夜にも、山頂部での爆発的噴火が発生し、軽石を北東方向に放出させ、この時の爆発規模は6月8日のものよりも大きかったと考えられるが、火砕流の発生は認められていない。このことは上の推測を支持する。このように、雲仙岳の火砕流の発生は山頂部の爆発によって引き起こされたと考えられるものではなく、基本的には、高温の溶岩ドームの一部崩壊、崩落によって発生しているものである。

今回、溶岩の流出に伴って火砕流が頻発していることの原因としては、ドームを形成する溶岩が地表に流出した際、比較的小さな衝撃によっても破碎され易い、きわめて脆弱な状態にあることと、この破碎によって生産された細粒の火山灰の存在が流動化に重要な役割をはたしていることが考えられる。このような脆弱な状態は、揮発性成分（主に H_2O ）の不完全分離（脱ガス）による微小な気泡の存在とその内に蓄えられた過剰圧によってもたらされたものであると考えることができる（佐藤ほか，1991）。気泡内の過剰圧が周囲のマトリクスに破壊の臨界状態近くのストレスを生じさせていると考えられる。この火砕流発生のメカニズムは、以下にあげるような、今回の噴火の特徴と整合的である。

1. 急崖を落下した火砕流では落下した岩石の破碎がおこり、細かい火山灰が生産された。
2. 火砕流堆積物による埋積がわずかで、まだV字谷が存在していた時期や流路が複雑で落差が大きい崖などが存在していた時期の火砕流は勢いが強く、到達距離も長かった：5月末－6月中旬の水無川、8月中旬－9月末のおしが谷など。
3. ドーム溶岩直下に崖錐堆積物によるスロープが発達すると、ドーム溶岩が崩落しても破碎がおこりにくく、火砕流の発生も少なくなり、到達距離も短くなった。
4. 規模の大きな火砕流は短時間に（連続して）、比較的多量のドーム溶岩および基盤岩が崩落した場合に生じた。
5. 非常に細粒な構成物を含む（ $\Phi 4$ 以下の粒度のものが多い）が、bubble wall をもつ glass shards はほとんど認められない：ガラス粒子の多くはサイコロ状あるいは不規則な形状で、平均10ミクロン程度の気泡を含む。
6. ドーム溶岩の石基のガラスは微小な気泡（1－100ミクロン）を多く含む。
7. 今回の溶岩が新焼溶岩（1792年噴火）よりも SiO_2 に乏しいにも関わらず、溶岩の粘性（bulk viscosity）は新焼溶岩のものよりも大きい。即ち、今回の溶岩には微小な気泡が多く含まれるため粘性が高まっている。
8. 石基鉱物として角閃石が存在し、石基鉱物形成時にマトリクスの水の分圧が高かったことを示している。即ち、気泡の過剰圧のためにマトリクス中には本来分離すべき H_2O が溶解していたことを示している。
9. 火砕流は爆発にともなう噴煙柱の崩壊やドーム溶岩の爆発的破壊によって発生したものではない：6月8日20時8分のもの以外は目視されなかった火砕流でも、空振計等の計器に爆発現象は捕えられていない。

このように、デイサイト質の高粘性のマグマが急峻な地形上に露出する場合には、マグマからの脱ガスプロセスの成否により脆弱な溶岩を地表にもたらし、爆発的噴火を伴うことなく、火砕流の頻発をおこすことがある。脱ガスが効果的に行なわれるかどうかは、マグマ中の揮発性成分量、揮発性成分の拡散速度、マグマの上昇速度と大きな関係があることが予測されるが、正確なプロセスは判明していない。今後、これらのプロセスを明らかにすることにより、火砕流発生の条件を判断できるようになるかも知れない。さらに、火砕流や土石流のような重力流の場合にはその流路は既存の地形に左右される。このため、この種の災害軽減のためには地形情報の把握が重要である。

S6 斜面災害

基礎地盤コンサルタンツ(株) 西垣 好彦

Yoshihiko NISHIGAKI, Disaster with Slope Failure

1. 斜面災害の特徴

斜面災害の中で最も良く知られているのが、がけ崩れであろう。今年の建設省の発表によると、がけ崩れの危険箇所は全国で81,850箇所におよぶとされている。この中には当然自然斜面も含まれているが、最近の傾向としては都市部への人口の集中による郊外の山間地にまで宅地開発が進んだことにより、5年前の調査結果に比べ4,600箇所も増加している。

斜面災害を誘因別に見ると、地震によるものと降雨によるものに分けられるが、後者が圧倒的に多い。地震による代表的なものとしては1984年の御岳崩れが挙げられるし、最近の例では1990年のフィリピン・ルソン島の地震による災害がある。降雨による例としては1990年越前海岸で起きた岩盤崩壊による例や、建設省が指摘するような各地の宅地開発で新たにできた切土斜面における降雨時の災害がその例である。前者は交通路を確保するために落石事故防止用に建設したロックシェッドに、予想以上の岩石崩壊が起こったことによるもので、自然のunstableな状態が引き起こしたものであるが、それに対し、各地の切土のり面の崩壊は、自然に人工を加えたことによりstableな状態からunstableに変化させたことによる。これらの開発行為は人口の増加と人間の利便性追求という行為によるものである。

このように見ると、日本においては沖積平野を除いた全ての地域で斜面災害の発生の可能性を秘めており、斜面災害の発生する箇所は時代と共に変化し、自然状態でunstableな箇所だけでなく、自然状態でstableであっても、人間の活動と集中とに関連してunstableにしていると言える。

2. 斜面災害と第四紀研究

地質学者にとっての第四紀は地球史の最後の一コマに過ぎないが、第四紀研究者にとってはそれが全てである。その第四紀の中でも地球はダイナミックな変遷をしており、藤田¹⁾は近畿地方の例として図1を示しており、50万年前から現在に至るまでの変化が激しく、これからしても日本列島の急峻な多くの斜面は第四紀後半になって急激に成長し、それと同時に第四紀後半の大きな気候変動とが関係して斜面の成長と斜面変動の発達があったと言える。第四紀研究ではこのような複合した自然システムのグローバルな変遷を解明し、精度の高い古地理図などを作成して行く学際的な研究分野である。

地質変動にしろ、気候変動にしろその変化に周期性のあることは知られて

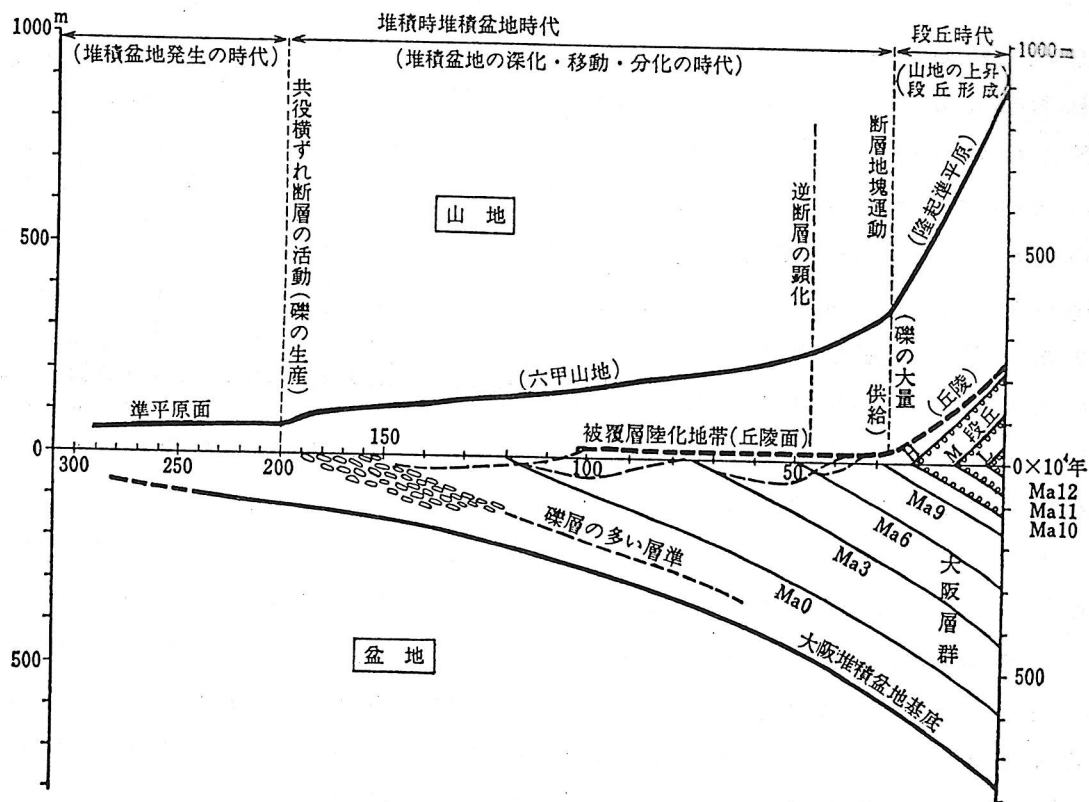


図1 六甲山地と周辺丘陵地および大阪堆積盆地の成長曲線
H: 高位段丘, M: 中位段丘, L: 低位段丘. Maは大阪層群中の海成粘土を示す.

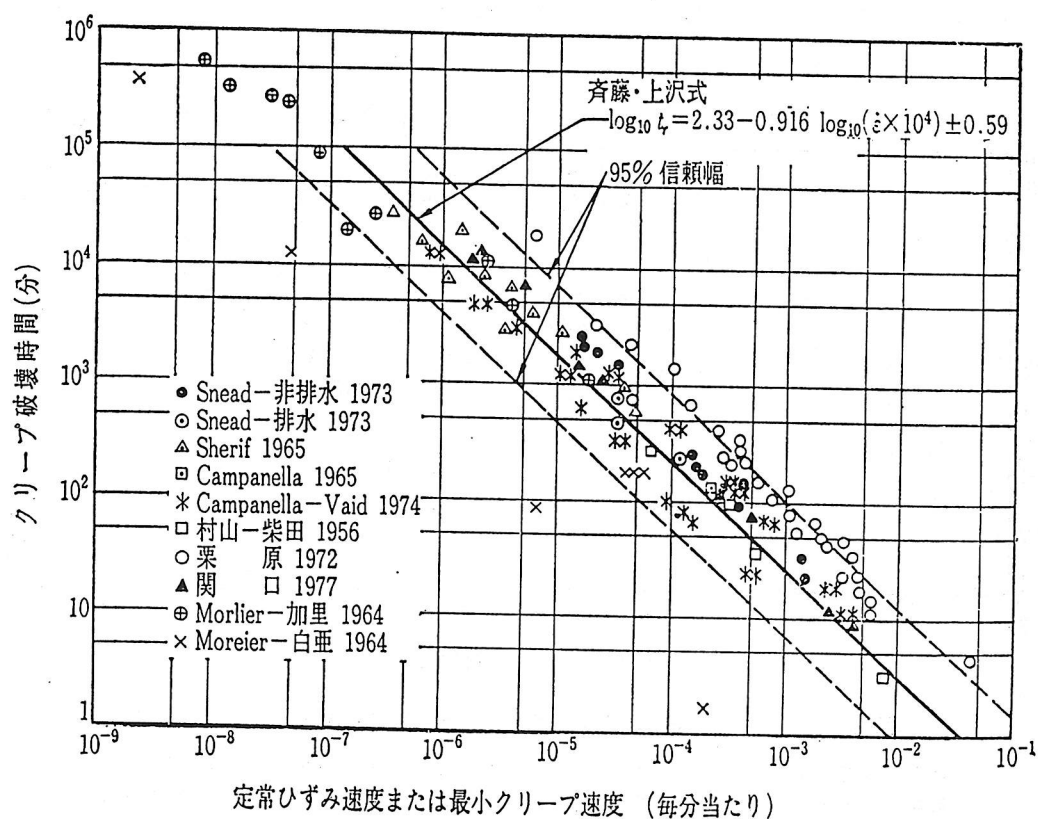


図3 第2次クリープ速度とクリープ破壊間の関係

いるが、斜面変動にも周期性があるのであろうか。斜面の成長とは自然の stable な状態が unstable な状態に変化すると同時に、stable な状態への変化の繰り返しでもあるから、図 2 のように周期性があるようにも思われる。図 2 の曲線の形は斜面を構成する物性により異なるが、次のような考

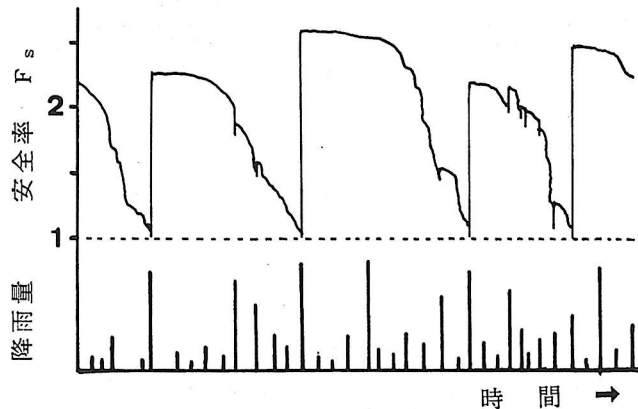


図 2 斜面災害の周期性

えのもとに描いてある。すなわち、斜面が stable な状態で集中豪雨にあっては崩壊しないが、年月をかけて徐々に風化し、かつ強度低下しつつある時にまれに見る豪雨に合えば崩壊するかもしれないし、崩壊しなければさらに風化が進行し、ついには豪雨でなくともある程度の降雨で崩壊することになり、崩壊後は再び stable な状態となる。これに関する研究は斜面変動に対する時間軸についての研究でもあるわけであるが、時間軸を考えた研究が必要であろう。時間軸を考えた研究で有名なものとしては図 3 に示した地すべりの崩壊時間に関する齊藤²⁾の研究がある。これと同じように斜面災害には地表面の風化とそれに伴う強度の低下など時間に関する項目があり、その予測に関

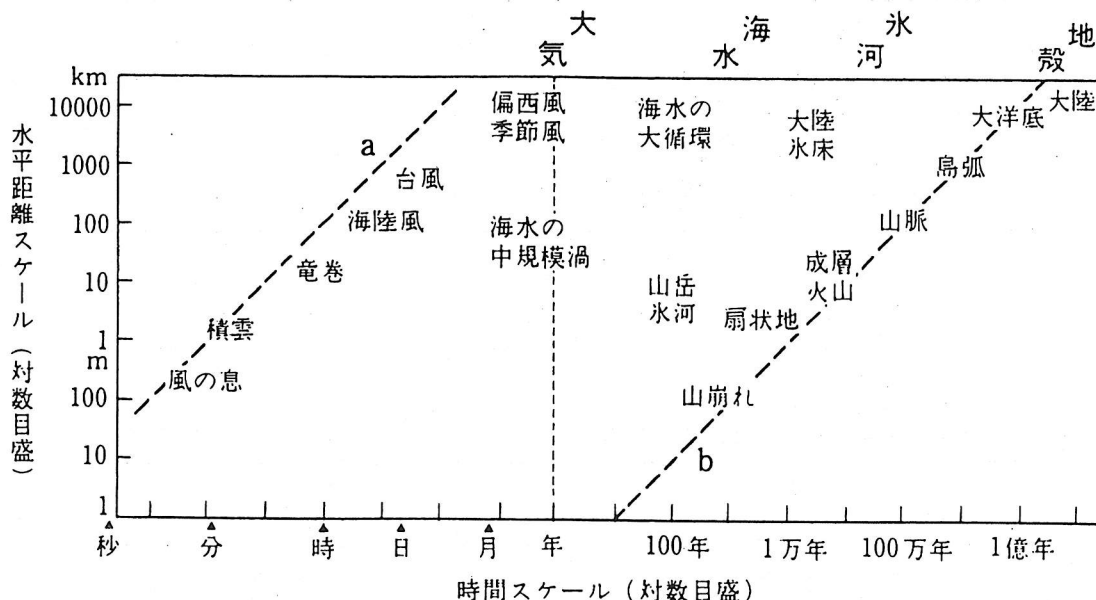


図 4 地球現象の空間規模と時間規模の関係

地殻・氷河・海水・大気と、変化（流動・拡散・生成）速度が早いほど左による。破線 a, b とそれらに平行な線上では変化の速度が等しく、a 線上では時速 100 km (年 100 万 km) ほど、b 線上では年 10 cm ほどだから、この間で変化の速さが 10 桁違う。

しては時間軸を考えた研究が必要である。その時、貝塚³⁾が指摘するように地球上で生じる自然現象には空間規模と時間規模の間に図4のような関係が見られると言う視点で見ることも大事なことであろう。

このように第四紀であつかうものはグローバルな性格を持つと同時に、ローカルな性格をも持っている。それは斜面の成長が進むと同時に地形の変化をもたらし、地形の変化と同時に気候についてもローカル化する。それと同時に人類が地球の表面で生活することにより、グローバルなルールを破り、ローカル化して行くことになる。ローカル化が激しくなると、一般則が当てはまらなくなり、斜面災害の予測が難しくなるわけであるが、それらを今後の研究で克服して行かねばならないと同時に、人類によるローカル化を如何に規制して行くかも今後の課題となる。

3. 今後の方向

前述したように斜面災害には時間と共に変化する要因が多いので、時間軸に関する研究が必要である。人間の手が加わらないときの斜面の挙動に関しては、グローバルな考えをもとに過去の変遷の研究と崩壊要因の分析、およびこれらをデータベース化し全国ネットで検討することにより、災害予測図を作成することも可能であろう。しかし、この予測図の利用に当たってはローカルなことを考えに取り入れねばならない。例えば、過疎地に関しても他の地域と同じように災害予想個所に対して何らかの対策工を行うのではなく、災害からの退避、すなわち、避難するためにどこを避難路とするかと言うようなことも検討されねばならない。

一方、人口の集中箇所については災害の発生しないように充分検討するのは当然ではあるが、人類の利便性の追求を現状のまま認めている限り、斜面災害の増加を招き、それに対する工事費は莫大なものとなるのは明かであるので、現在とは視点を変えた人類と自然との調和を計るような検討が必要と言える。

参考文献

- 1) 藤田和夫・太田陽子：第四紀地殻変動，日本の第四紀研究，東大出版会，pp.127-404, 1977.
- 2) 齊藤迪孝：斜面崩壊予測，講座 土質工学におけるレオロジー，土と基礎，Vol.29-5, pp.77-82, 1981.
- 3) 貝塚爽平：富士山はなぜそこにあるのか，丸善，p.153, 1990.

Shoji FUKUOKA; Present Status and Problems of Measures against River Disaster Mitigation

1 まえがき

わが国は、世界でも有数の多雨地帯に属し、台風時や梅雨時には、短時間の内に多量の降雨がもたらされる気象条件にあり、また河川は一般に急勾配で流路が短く、このため豪雨が生じると洪水を発生しやすい地形条件にある。人々はもともと、河川の氾濫によって形成された沖積平野に集落を形づくってきたが、この土地利用の姿勢は今日においても引き継がれている。このような地理的、社会的理由により、わが国は洪水災害に常に悩まされ、災害を防ぐための治水事業が古くから行われてきた。初期の治水方式は、不連続な尻無堤や輪中堤などを主体とした地先ごとの水害を防ぐというものだった。江戸時代に入り、人口の増大にともない農地の拡大が大規模に進行し、連続堤を持つ今日の河川の形が出来上がった。明治時代に入って、近代国家を形づくる上で治水の重要度が著しく増大し、明治29年には、旧河川法が制定され、主要な河川では、洪水防御のため河川改修が進められることとなった。第2次大戦後のわが国の経済発展、人口、資産の増大は著しく、また、頻発した大水害を受けて、河川の整備が進められ、治水事業5ヶ年計画の策定は第8次にもおよんでいる。こうした永年にわたる治水事業の着実な進展の一方で、河川をとりまく社会的環境も大きく変化し、現在、国土の10%の河川の氾濫区域の中に人口の約50%、資産の75%が集中し、土地利用の高度化も一層進んでいる。このような状況の中で、国土を保全し、国民の生命や財産を守る治水事業の役割は、従来にもましてきわめて大きくなっている。

2 わが国の河川改修計画における目標設定^{1) 2)}

洪水は降雨などによって生起する自然現象であり未知の要素を多く含むところから、その規模や作用力に際限がない。したがって、有限な機能をもつ治水施設の能力を超える規模の洪水が生起することがあり得る。

治水は、このような洪水を対象として、治水施設を整備し、水害を出来るだけ軽減し、より高い安全性を求めてゆく。このため、整備の目標となる洪水を設定し、この洪水に対して安全となるように治水施設の整備を進めてゆくことになる。具体的にはこの目標値に相当する工事実施基本計画を水系ごとに策定し、河川整備を進めてゆく。工事実施基本計画は、過去の洪水によって現有施設が受けた経験にもとづいて河川の将来あるべき姿を検討し、現状の治水施設を、より安全度の高いものに改修するように目標を定めている。

河川改修の目標設定は、基本となる洪水のハイドログラフ（基本高水）を定めることによって行われる。この基本高水は、その河川の既往洪水ハイドログラフ、当該河川の重要度や経済効果などを総合的に考慮して設定される。基本高水流量をダムなどの施設により調節された後の河道の最大流量を計画高水流量といい、河道の各地点では、この計画高水流量を処理するため必要な治水施設を計画する。工事実施基本計画は、河川の将来のあるべき姿を定めており、これは、現実の河川の実力とは、かなりの差がある。したがって、この目標より下に中間的な目標、すなわち、大河川では戦後最大洪水に、中小河川では時間雨量50mm対応の洪水に対処できるように目標を定めて改修を進めている。わが国の洪水の多くは、比較的短時間に集中する大雨によって生じており、各河川で被害を生じさせた洪水のほとんどは、短期集中型降雨が原因となっている。わが国の治水施設は、このような短期集中型の洪水を対象としており、短期集中型の洪水の大小は一般に、最大流量、最大水位で表される。堤防は、洪水の最大水位時に越流が生じないようにすることを整備の基本としている。洪水の特性を示す要素としては、最大流量、最大水位といったピーク量の他に継続時間、波形などもあり、これらに関係した外力作用として洗掘作用、浸透作用がある。しかし、治水事業の目標とする洪水被害の軽減という観点に立つと、過去の被害の多くが生じた短期集中型の洪水においては、堤防に対する洗掘・浸透作用は越流作用に比して2次的であると考えてよい。従って、洗掘、浸透作用に対しては、このような短期集中型の洪水に対して安全であるように施設の整備がなされる。

3 都市河川の水害と総合治水対策^{*)}

昭和30年代前半から経済の高度成長に伴う都市域の社会経済活動の活発化により、著しく流域開発が進み、元来雨水の保水機能を有していた上流の丘陵、台地および自然の遊水機能を有していた河川に沿う低平地に人口や資産の集中が行われるようになった。このような流域の急激な変貌による洪水流出量の増大に河川改修工事が追いつかなくなったため、昭和40年代には都市河川の水害が頻発するようになった。この状況を治水施設のみによって改善しようとしても、すでに河川周辺に家屋が密集しているため用地獲得と改修工事に膨大な資金と期日を要する。このため、昭和50年の半ばからこれまで以上に流域の治水施設の整備を積極的に進めながら、新たに流域の開発計画、土地利用計画との調整を図りながら、保水・遊水機能の維持・確保など総合的な治水対策を講じ、都市河川の水害の軽減を図ってきている。総合治水対策では、流域内公共団体等の合意に基づき河川、都市、住宅、土地担当部局からなる流域総合治水協議会を設置している。協議会は流域の特性に応じた具体的施策である「流域整備計画」を策定し、洪水を起こさないような流域、

あるいは洪水が起きても被害の少ない流域づくりを進めている。これは、都市化の進行によって崩壊したそれまでの治水秩序に代わる流域を含めた新しい治水秩序づくりである。総合治水対策が始まって10余年経過したが、流域対策と河川改修が一体となった施策が効果を上げ、都市河川の水害が次第に減少しつつある。

4 堤防の被災機構⁴⁾

堤防の決壊の原因には、2で述べたように洗掘作用、浸透作用、越流作用がある。洗掘作用は、おもに流速あるいは掃流力の大きさと、侵食を受ける部分の河岸材料、植生の繁茂状況など耐侵食力との大きさの関係で決まる。洗掘は、流水による河岸侵食強度が耐侵食強度を上回るときに起こる。河岸の構成材料は、場所的に変化し、また河道の法線形状も場所的に変化するため、洗掘現象は、きわめて局所的な現象である。洗掘現象は、種々の要因が重なりあって生ずるものであるが、その機構は、一般的には、河岸に接続する部分の河床がまず洗掘され、このため河岸斜面が安定を失い、河岸材料がかたまりとなって崩落する。このプロセスが繰り返されるにしたがって、侵食箇所の拡大が進む。侵食面積の増大は、流れの集中を引き起こし、河岸侵食速度を早める。この状態が進むと破堤に至ることがある。

浸透作用による被災の発生の機構は、降雨あるいは河川水、もしくはその両方の堤体内への浸透により、堤体の重量、堤体の飽和度が上昇し、堤体強度が低下して、堤体の崩落を起こすことによる。場合によっては、パイピングなどの現象が発生することもあると考えられる。これらの被災要因としては、降雨と河川水位、堤体の断面形状と土質、基礎地盤などの条件があげられる。この中でも、降雨については、累積降雨量と降雨強度が、河川水位については、水位の高さと高水位の継続時間が被災の有無及びその程度を左右する。堤体土については、透水係数が高く、粘着力が小さい砂質土が被災を受けやすいことがわかっている。

わが国の堤防の破堤の大部分は越水破堤である。土で作られた堤防の越水破堤の機構は、裏法侵食過程—天端崩壊過程の順に進む。裏法侵食の原因は裏法が侵食された後の堤体の不安定性にある。侵食が始まる場所は、堤体表面が侵食に対して強いほど、裏法面の下部に移る。これは裏法面に作用するせん断力が下部にゆくほど大きくなり、侵食はせん断力が土を侵食し得る大きさになったところから下部で生じるからである。堤体表面の植生は、侵食が始まる時期をかなり遅らせる効果をもつが、1箇所侵食を受けると、そこから欠壊が始まり、その後の耐侵食性は著しく弱くなる。

5 河岸の被災機構

大河川の河道は、一般的に低水路部分と高水敷部分から構成された複断面

形状をなしている。高水敷は、洪水によって運ばれた土砂の自然堆積によって形成されたところが多く、このため、低水路河岸は、土質構造が均質でなく、複雑な互層をなす自然堆積構造を持っている。

洪水流による河岸侵食は複雑であり、異なる過程が複合して生じている。河岸の被災形態の代表的なものには、(1)河岸の侵食に伴う崩落、円弧すべり崩壊、(2)水面下にある砂層の侵食に伴うそれより上層の土塊崩落、(3)浸透性の大きい層からのパイピングに伴う侵食崩落などがある。これらの侵食、崩落による河岸の被災は、土質の異なる層が互層をなし、その中に侵食抵抗の小さい砂層が挟まっていることに強く支配される。侵食の要因、侵食の機構については、現地調査によってある程度明らかにされてはきたが、裸岸の侵食の程度を予知して、それを河岸の設計に用いる段階には至っていない。すなわち、護岸をせずに裸岸のままで洪水時に災害に至らないような場と水理量の関係は明らかにされていず、河道設計のための工学的判断材料が不足している。この理由は、これまでの河道計画論は、洪水時に河岸侵食が生じることはある程度やむを得ないこととしてこれを容認し、計画高水流量が安全に流下できる河道の断面積を完成することを優先してきたためである。したがって、大きく河岸侵食を受けた場合には、計画断面形に整合するように護岸を施工することになる。しかし、近年河岸の侵食量が小さいところ等の河川の工事には、自然性を持つ工法を取り入れる気運が高まり、これは多自然型工法として注目されるようになってきた。多自然型工法は、河岸にある生きた構築材料等を用いるため、コンクリート等の土木材料を用いた護岸工法に比して強度・耐力の点で劣る。このため、強度・耐力はその背後にある裸岸の耐侵食力にも期待することになる。

このように河道計画の新しい流れによって、河岸植生等による侵食抵抗力の評価とともに⁵⁾、互層をなす自然裸岸の耐侵食力の評価が必要となった。これらの課題解明のためには、(1)河岸土質の水平、鉛直構造に起因する侵食機構、(2)互層をなす河岸の全体的な拡幅の速度、(3)高水敷幅との関係で侵食をある程度許容する裸岸の限界流速の見積り、(4)許容限界流速と土の特性との関連付け、の4点が検討されなければならない。

(参考文献)

- 1) 改訂建設省河川砂防技術基準(案), 調査編・計画編, 山海堂, 昭和52年.
- 2) 日本河川協会, 解説・河川管理施設構造令, 山海堂, 昭和60年.
- 3) 建設省編, 日本の河川, 建設広報協議会, 昭和53年.
- 4) 福岡捷二, 河川構造物, 構造物のライフタイムリスクの評価, 土木学会, 昭和63年.
- 5) 福岡捷二、佐藤健二、水工学論文集第36巻, 1992

S8 神奈川県自然災害回避地図

松島義章（神奈川県立博物館）・渋谷 孝（神奈川県環境部）

Yoshiaki MATSUSHIMA and Takashi SHIBUYA : Avoid map of Kanagawa Prefecture

神奈川県は関東平野の南西部に位置し、その面積が2,402km²にすぎず、全国では5番目に小さな県である。しかし地学的に眺めて見ると日本列島における大きな変換点である南部フォッサ・マグナの一部を占める。プレートテクトニクスの枠組みでは、伊豆半島、箱根火山があるフィリピン海プレートと、本州がのるプレートとの衝突境界部が、本県の西部地域、大磯丘陵西縁から丹沢山地南麓にかけて位置するという、世界的にみて稀で最も重要な地点にあり、しかも地質的に活発な場所でもある。そのため面積こそ小さいが、地形は起伏に富んでおり、山地、丘陵、台地、低地が複雑に配列して変化に富んだ大地をつくりだしている。

このような特徴は優れた自然環境を形成する反面で、大きな自然災害を生み出す要因にもなっている。例えば地震災害では大正12年(1923)の関東大地震、火山噴火では直接の被害は起きていないが昭和28年(1953)の箱根早雲山での地すべり災害、毎年のように被害を生じる風水害（河川氾濫、崖崩れや山崩れなどの崩壊、地滑り、土石流など）などが発生している。

一方、社会環境は昭和30年代から昭和40年代にかけての高度経済成長期において急激な人口増加と産業の集積により、高密度の都市化社会が形成されており、一旦自然災害が発生すると大きな被害を受けることとなった。

自然災害（図1）はその性質上、要因ともいえる自然の営力（地震、大雨、火山噴火など）を除去したり消滅させることが不可能である。その危険を未然に防止、回避し、被害を最小限に止めることが必要である。

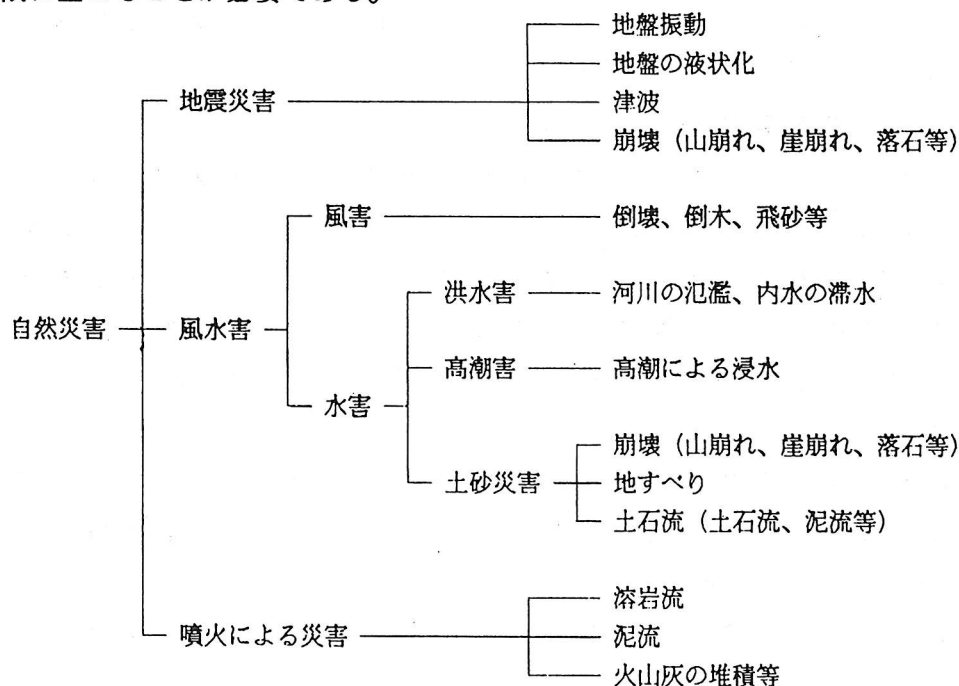


図1. 自然災害の体系図（神奈川県環境部, 1987）

1. 自然災害回避地図

神奈川県では、災害関連法令に基づく各種防災計画の作成、防災体制の確立に努めるとともに、治山、治水、急傾斜対策等の防災工事を進めているが、自然災害を根絶するまでには至っていない。

このようなことから神奈川県では、“自然災害を受けやすい土地”とは何かを広く県民が知ってもらうため、予め危険を回避し、安全な住環境の基礎作りのための資料として、昭和61年～平成元年にかけ自然災害回避地図（アボイドマップ）を作成した（神奈川県環境部, 1988, 89）。このアボイドマップは県下を横浜、川崎、横須賀・三浦、湘南、県中央、西湘、足柄上、津久井の8地区に分け、それぞれ1/10000の地形図上に、自然災害を受けやすい土地に関する情報を、①過去の被害区域、②法指定危険区域、③土砂災害予想危険箇所、④地震被害想定区域の4項目に分けて図示している（図3）。

なお、ここで表示してある情報は、災害記録が保存され復元できたもの、ある一定の採択条件に該当する危険区域、現在の科学技術レベルでの調査で被害の発生が想定される危険箇所など、限定された内容となっている。

2. アボイドマップの表示内容

①過去の被害区域

過去に自然災害が発生した場所は、災害が発生しやすい地形・地質条件を有していると考えられるので、再び同様な災害が発生する可能性が高い。(1) 洪水・浸水区域、(2) 山崩れ発生箇所、(3) 土石流被害区域の3項目を表示している。

②法指定危険区域

自然災害が発生する危険性のある土地を各種防災関連法律に基づき指定し、防災工事を実施するとともに、災害を誘発するような開発行為を規制している。(1) 急傾斜地崩壊危険区域、(2) 地すべり防止区域、(3) 砂防指定地、(4) 宅地造成工事規制区域の4項目を表示している。

③土砂災害予想危険箇所

法律で指定された危険区域の他にも、自然災害が発生するおそれのある場所がある。(1) 斜面崩壊危険箇所、(2) 地すべり危険箇所、(3) 土石流危険渓流の3項目を表示している。

④地震被害想定区域

大正12年の関東大地震の再来を想定した南関東大地震が発生した場合に、いろいろな災害の発生が想定されるが、その中から(1) 地盤の液状化の発生が想定される区域と、(2) 津波による浸水が想定される区域を表示している。液状化想定区域は、他の災害表示方法とは違って、1/10000の地形図上に500mメッシュ単位で表示しているため、地形図の縮尺とメッシュの大きさとのバランスが悪く、しかも地形・地質条件との対応が充分にとれず表示しているので、他の災害の作図とかなり異なり、その精度の確かさに欠ける。

3. 風水害の神奈川県下の主な発生地域

台風・低気圧・竜巻などがもたらす強風による被害と、台風・集中豪雨・融雪による水害とを合せて風水害とよぶ。このうち、水害は災害の形態により洪水害、高潮害、土砂災害に細分される。それぞれの災害の神奈川県下の主な発生地域は、図2にまとめられる。

災害の種類		特 性	神奈川県の主な発生地域	関係する主な気象現象
洪水害	外水氾濫	河道から水が堤内地へ流れ出し（溢水・破堤などにより）浸水する。	鶴見川・相模川・酒匂川などの河川の中・下流域の低地	台風・低気圧・前線
	内水氾濫	洪水時、本川の水位の上昇や流域内の多量の降雨等により堤内地の排水が困難となり浸水する。	鶴見川などの堤内地や低地あるいは開発が進んでいる丘陵や台地内の低地	台風・低気圧・前線
高潮害		強風による吹きよせと気圧低下による吸い上げで潮位が上昇して浸水する。	東京湾沿いの沿岸低地	台風
土砂災害	斜面崩壊	斜面を構成する物質が降雨等により安定を失い、突発的に崩落する。	多摩丘陵・三浦丘陵・丹沢山地の斜面	台風・低気圧・前線・雷雨
	地すべり	斜面崩壊よりも大規模・継続的で、徐々に斜面下方へ滑動する。	箱根・三浦山地	低気圧・前線
	土石流	水と土石（石・砂・泥）が一体となって高速で渓床を流下する。	丹沢山地の溪流	台風・低気圧・前線・雷雨
風害		強風による風圧で発生する。		台風・低気圧・前線・たつまき

図2. 風水害の種類と特性（神奈川県環境部, 1988）

4. 新アボイドマップ

新アボイドマップは、昭和63年からはじまった災害予測情報である。これまでに横須賀市・三浦市地区が作成されている（神奈川県環境部, 1990）。本図は自然災害発生の危険性のある土地について、その所在、危険内容、危険度を把握するため調査を行い、その結果をまとめている。表示している内容は、風水害に限定した情報で、①高潮予測区域、②洪水予測区域、③斜面崩壊予測箇所、④地すべり予測箇所、⑤土石流予測箇所 の5項目を表示している（図3）。

①高潮予測区域：大型の台風（伊勢湾台風規模）が伊豆半島東部を通過した場合（キティ台風コース）に、浸水が予測される区域。

②洪水予測区域：30年、50年、100年に一回程度の確率で発生する大雨により浸水が予測される区域。

③斜面崩壊予測箇所：高さ5m、傾斜30度以上の傾斜

④地すべり予測箇所：地すべりの発生が予測される箇所

⑤土石流予測箇所：土石流の発生が予測される箇所

項 目		表 示 内 容
過 去 の 被害区域	洪水・浸水区域 崖崩れ発生箇所 土石流被害区域	被害記録として残っていたもの (対象は、風水害)
法 指 定 危険区域	急傾斜地崩壊危険区域 地すべり防止区域 砂防指定地 宅地造成工事規制区域	各種防災関連法律によって指定 し、規制している区域
土砂災害 予 想 危険箇所	斜面崩壊危険箇所	高さ 5 m、傾斜度30度以上の崖 (<u>保全人家 5 戸以上</u>)
	地すべり危険箇所	地すべり発生の危険がある箇所 (<u>5 箇所以上</u>)
	土石流危険渓流	土石流発生の危険がある渓流 (<u>保全人家 5 戸以上</u>)
地震被害 想定区域	液状化想定区域 津波浸水想定区域	南関東地震(T12の関東大地震級 M=7.9)の発生を想定

図 3. アボイドマップの表示内容 (神奈川県環境部, 1990)

項 目	調 査 対 象	表 示 内 容
高 潮 予測区域	東京湾	過去最大級の台風を想定した 場合の浸水予測区域
洪 水 予測区域	県下の 1、2 級河川	30年、50年、100 年に一度の確 率で起こる降雨を想定した場合 の浸水予測区域
斜面崩壊 予測箇所	高さ 5 m、傾斜度30度 以上の崖 (<u>保全人家 5 戸未満も含む</u>)	予測危険箇所を危険度ランク別 に表示 (A、B、C の 3 ランク)
地すべり 予測箇所	地すべり発生の危険が ある箇所 (<u>5 箇所未満も含む</u>)	
土 石 流 予測箇所	土石流発生の危険があ る渓流 (<u>保全人家 5 戸 未満も含む</u>)	

図 4. 新アボイドマップの表示内容 (神奈川県環境部, 1990)

陶野 郁雄（国立環境研究所）

Ikuko TOHNO ; A study of the disaster by multiple origin and influence effect, and the all-round hazard map

1. はじめに

一 昨年（1990年）の11月、島原の大変以来約200年ぶりに雲仙普賢岳が噴火し、現在も引続いて活動している。火砕流や土石流などによる災害をもたらした。1年以上も避難生活をしている住民も数多くいる。今後も火砕流などの火山噴出物による直接的な災害、火山泥流などの二次的な災害あるいは眉山大崩壊のような災害が発生することが懸念される。

自然災害は規模が大きくなると複合的に生じることが多く、火山噴火と集中豪雨など二つの災害事象がほぼ同時に発生する場合もあるので、総合的に捉える必要がある。しかし、自然災害研究の最重要課題の一つである『災害予測図』に関する研究の大半は、一つの災害事象に関する予測図である。しかも、その進展状況は災害事象によって極端な違いがみられ、総合化しにくい状況にある。そこで、複合災害について事例を整理し、総合的な災害予測図のあり方についてその考えを述べることにする。なお、本文は陶野（1991）を参考にして記述した。

2. 複合災害

自然災害はその原因・被害の様相別によって便宜的に数種類に分類され、それぞれについて関連した学問分野からの研究が進められている。地盤沈下など単独で大災害となる可能性が少なく、他の災害事象（地震や豪雨など）と複合して起こることが多い災害、液状化など地震が発生しなければ、起こらない災害もある。一方、地震災害・火山災害などと単独で取り扱える災害でも、その規模が大きくなるに従って、一つの災害から他の災害へ波及あるいは一つの災害が別の災害の誘因となって拡大するため、個別の取り扱いでは不十分となり、自然災害を総合的に考えていく視点が必要となる。

そこで、『複合災害』という言葉を用いて考えてみた。ここでいう複合災害は、地震のような一つの災害事象から二次災害・三次災害へと発展する場合、一つの災害事象が別の災害事象の誘因となって災害が拡大していく場合、一次災害の拡大要因となる場合、複数の災害事象が同時に発生する場合などを指している。

2. 1 他の災害の発生誘因となる場合

(1) 火山活動に伴う地震と津波災害

発生する地震の規模は $M=7$ 程度と上限があり、火山性地震の発生による振動的な被害例は以外と少ないが、1914年の桜島噴火に伴った地震、1989年伊東市沖の海底噴火の前兆としての地震などがある。

山体崩壊により生じた泥流などが海や湖に流入し津波を発生させ、広域にしかも多数の犠牲者をだした例は、1792年雲仙岳眉山崩壊を始めとして数多くある。もし富士山が崩壊すれば、類似の現象が発生する可能性がある。

(2) 地震による地盤沈下

津軽平野では、1983年日本海中部地震の際にそれほど被害を被らなかった家屋が地震後に生じた不同沈下によって、大きな被害を被った。

(3) 誘発地震

人工的な原因によって発生する誘発地震として、インドのコイナダムの例がある。地震活動のなかった地域にダムの貯水後地震が頻発し、1967年12月に災害が発生した。また、地下への水（工場廃液）の注入による地震の発生がコロラド州デンバーで1962年に発生している。

(4) 海面上昇による相対的な地盤沈下

海面が上昇すると、相対的に陸地の標高が低くなるので、地球規模で地盤沈下が生じたことと同じになる。世界中の海岸平野が浸水し、海中に没してしまう危険性があるだけでなく、新たな侵食作用が生じ、斜面の崩壊・洪水などが多発する可能性を含んでおり、災害危険度が増大する。

2. 2 1次災害の拡大要因となる場合

(1) 降雨後の地震災害

豪雨によって地下水位が浅くなり地盤が緩んでいたところに、1968年十勝沖地震が発生し、斜面崩壊や液状化災害が発生した。

(2) 地震後の降雨による地盤災害

1978年1月伊豆大島近海地震で被害を受けた中伊豆地区が、6月の豪雨により多数の斜面崩壊をもたらした。1961年北米濃地震後にも度々の大雨で地盤が緩み、1965年に岐阜・福井県境で大土石流を生じた例もある。

(3) 地盤沈下地域の降雨・地震災害

地震や台風などの集中豪雨に見舞われると、地盤沈下地域が大災害となることがあり、しかも、地盤沈下を生じていない地域と被害の程度に著しい差が生じることが多い。1959年伊勢湾台風の濃尾平野、あるいは1934年室戸台風・1950年ジェーン台風・1961年第二室戸台風の大阪市の水害がよい例である。また、1983年宮城県沖地震では、著しい地盤沈下で問題となっていた仙台市苦竹地区で建築物の倒壊が集中し周辺地区と際立った違いをみせた。

(4) 地震や降雨による火山性堆積層の崩壊

1984年長野県西部地震では、急斜面を埋積して尾根を作っていた溶岩流、溶結火砕物などが大崩壊（御嶽崩壊）したほか、斜面に堆積していた火山噴出物が多く、多くの地点で崩壊した。2万数千年前には、岩屑流が水で飽和されて泥流と化し、木曾川を流れ下ったことがある。

雲仙普賢岳噴火（1990-現在）、有珠山噴火（1978-9年）では噴火の最中や、噴火後の降雨により泥流が多数発生している。長期的に火山灰を降下させている桜島火山では、地表を覆う火山灰が無植生域を増加させると共に降水の流出を早め、年に数十回も泥流・土石流を発生させている。

(5) 津波被害と流水

津波災害と流水が競合して被害を増大させた例が1952年十勝沖地震の際にみられた。津波の規模はあまり大きくなかったが、霧多布では、琵琶瀬湾の流水が割れて海岸に押し寄せ大きな被害が生じた。

(6) 火山活動による泥流災害

岩屑なだれや火砕流が、流下途中で河川水と混じりあったり、湖に流入して泥流と化したり、雪を頂く高山で起こった噴火が発生させた火砕流が雪や氷を溶かし、高速の泥流となって下流に大災害をもたらす。アルメロの町を壊滅させた1985年ネバドデルルイス火山噴火や1926年十勝岳噴火による泥流災害などの例がある。

(7) 湖岸・海岸・海底での噴火

陸上で発生した割れ目噴火が海岸などに波及し、マグマが海水・湖水・地下水と接触して爆発的なマグマ水蒸気爆発を引き起こす。このような現象は、1983年三宅島噴火の際にも発生した。

2. 3 2次災害・3次災害へ発展していく場合

(1) 地震火災

被害地震で火災を伴ったものは、1923年関東地震を始めとして数多くあるが、強風・異常乾燥など苛酷な気象条件のもとで発生したものは必ずしも多くない。複合災害の中では古くから取り挙げられている分野である。

(2) 地震水害

地震の発生と同時に海岸・河川堤防が被害を受け浸水する場合で、特にゼロメートル地帯においては問題となる。1948年福井地震後の大雨により福井市が浸水した例がある。地震に伴う山体崩壊によって河川が一時的に堰止められ、これが後に崩壊し、大水害を引き起こす。1847年善光寺地震がよい例であり、水害による被害が地震の直接被害を上回った。

(3) 火山噴出物の上層大気への注入

火山活動によって火山灰・火山ガスが、上層大気中に大量に放出されると、

硫黄分による大気汚染やエアロゾルによる日傘効果など長期にわたって地球環境に影響を及ぼし、間接的に大きな被害を及ぼす。

3. 総合的な災害予測図への取入れ方

災害予測図は種々の災害項目とそれらが複合した場合を考えると、条件が細かくなり、どうしても枚数が多くなる。このような予測図も防災対策に有効であるが、それよりもこれらを総合して少ない枚数の予測図に纏め上げていく方が重要である。そのためには、種々の災害に関するデータを統合していく手法を開発することが必要となる。

また、種々の災害予測の項目を相互に比較し、それらの類似性・非類似性を明らかにすることによって、災害に対する特性を明らかにすることも重要である。それは、一つの災害事象で危険な所は他の災害事象でも危険であるか、その逆の関係になっているのかを明らかにすることである。例えば、地盤沈下によって生じたゼロメートル地帯は災害に弱く、集中豪雨はもとより、台風による高潮、地震やそれによって生じる津波によっても、ゼロメートル地帯＝大災害地帯となる可能性が高いというようなことである。

4 おわりに

複合災害について過去の事例を整理した。最悪な条件が重なるという意味では、確率的には低い現象ともいえるので、具体的に明瞭な被害事例は少ない。しかし、防災という観点からは、常に最悪の場合を考えておくことが大切であり、これまで例をみなかった組合せも想定しておく必要がある。

海岸・湖沼などの埋立地や山岳地の斜面切土のような人工改変地は特に災害が発生し易い所である。土地利用上、このような所にも開発が進められている現在、将来の開発動向も重ね合わせておくことが大切である。人工的な社会環境が複雑化しているので、これらを介しての複合災害も十分考えられる。このことから、災害予測も一つの災害事象だけに限らず、種々の災害事象を加味して総合的に行う必要があると考える。

第四紀学は自然環境を中心に過去から未来にかけての長い時間空間を研究の対象としており、特に未来の自然を含む点に特色がある。自然災害予測は現在から過去にかけての自然現象に関する情報を基として将来を予測する必要がある、この分野の発展に第四紀学が多なる貢献をする必要がある。

参考文献

- 1) 陶野郁雄編(1991): 災害予測図作成手法に関する基礎的研究, 文部省科学研究費重点領域研究成果報告書, 126p..

Tokihiko MATSUDA; Earthquake Hazard and its Preestimation—Role of the Quaternary Research

1) 第四紀研究の貢献

地震は断層から発生する。そしてその断層は第四紀に繰り返し動いている。この2つのことによつて、断層の第四紀活動歴が地震予測への重要な資料となっている。そのような断層の過去の活動性の調査法には、層序学的方法と岩石学的方法とがあるが、第四紀に関するかぎり、層序学的方法の重要性はきわめて大きい。実際、層序学的方法によつて得られた知識が活断層に関するわれわれの知識の大部分をしめている。いうまでもなく層序学的方法の対象のなかには地形面とその構成層がふくまれている。

活断層研究とくにその活動性の定量的評価において日本が他国に先んじているところがあるとすれば、それは日本の第四紀年代層序学の高い水準に負っている。海外で活断層に接する度にその感を深くする。

大きな地震災害は震源の浅くて規模の大きな地震によつて発生する（通常、深さ $<20\text{km}$, $M>6.5$ ）。そして、そのような大被害地震は、その震源断層のすくなくとも一部が地表付近にまで達して、その地震の記録を地表の地形や地層などに残す。土地（地形・地層）の隆起・傾動・食違い（断層）などである。さらに、ときにはそれは樹木の年輪や礫の日焼けの程度にも反映している。そのような地殻変動による土地の変位以外にも、地震の振動による斜面崩壊の地形・地層、堆積構造の擾乱、液状化にともなう噴砂・岩脈などが地震動を記録しており、貴重な研究対象である。ときには地衣類の発達状況も用いられる。これらの過去の多様な地震活動の記録を読むために、第四紀研究が開拓してきたさまざまな手法が動員されている。

2) 活断層からの地震発生予測

地震の最も忠実な記録者は、地震の発生源に直結している断層である。したがって、近年活断層の研究が第四紀研究者によつて強力にすすめられてきた。その結果得られた予測のための基本的考えとその応用例は次のようである。文献および予測図（図1～7）はここでは省略。

1. (場所予測) 活断層は大被害地震の発生場所である。

予測例：被害地震は群馬県よりも神奈川県で多く発生する。

予測図：被害地震の発生可能性は、活断層地域（図1の黒色域、中部・近畿地域に多い）では、その他の地域よりも4倍ほど

大きい。ここでいう活断層地域とは5万分の1地形図幅内に長さ延べ10km以上の活断層がある地域（全国陸域面積の約1/3）である。

基礎資料：明治以降の陸域の主な被害地震の大部分（24例中16例）が、上記の活断層地域で発生している。

2。（規模予測） 長い断層は短い断層よりも大きな地震を発生し得る。

予測例：M8級の大直下地震は阿寺断層や中央構造線からおこるが、立川断層からは起らない。

予測図：将来の直下型地震の最大地震として、図2のように中部・近畿地方ではM8までがを起り得る。しかし、陸域太平洋側地域ではM7までを想定すれば十分である（図2）。

基礎資料：明治以後の内陸大地震の地震断層の長さがその地震のMとある比例関係にある（ $\log L = 0.6 M - 2.9$ ）。

3。（時期予測） a. 各断層はそれぞれ一定の活動間隔をもつ。

b. 近接した断層区間では活動に続発性がある。

予測例 a：立川断層・伊勢原断層は当分大地震を起こさない（安全活断層）が、国府津－松田断層についてはそうはいえない（要注意断層である）。

b：東南海地震がおこったから東海地震が近い。

予測図：全国の要注意活断層図（図3）

北由利断層系での地震空白区間図（秋田地区、図4）

南関東の安全断層・要注意断層分布図（図5）

基礎資料：a. 過去約千年の歴史記録と沖積層掘削結果に支持された固有地震規模説

b. 南海トラフ、アナトリア断層などプレート境界断層などでの歴史地震の起り方

3）活断層からの地震動の予測

強震動の頻度予測図：日本列島陸域の活断層によって任意の地点が震度5あるいは6の強振動をうける平均年間隔あるいは回数の分布図（図6、図7）。

基礎資料：活断層分布図、断層の長さ地震規模の関係式、断層の第四紀における平均変位速度値（またはモーメント放出率）と地震時のずれ量（または地震モーメント）など。

ボーリングデータベースによる大阪平野の歴史地震被害と地盤条件

岩崎好規, 諏訪靖二, 山本浩二 ((財) 大阪土質試験所)

Iwasaki, Y., Suwa, S. and Yamamoto K. (Geo-Research Inst.)

まえがき

大阪地域の歴史地震のなかで安政元年冬の地震による東大阪地区の被害の様子が古文書にみえる。本研究は、この被害の分布と地盤のデータベースを組み合わせることで地盤の特性と比較し、地震の被害の程度の大きさがこの地域に広がる鋭敏粘土と関係していることを明らかにしたものである。

安政の冬の地震

1854年12月23日安政東海地震($M=8.4$)と24日(安政南海地震($M=8.4$))に連続して襲われた大阪では、津波による被害は多くかわら版にもものっていて有名である。また建物の倒壊も相当数に上っているが、倒壊の率での表現は少ないため地域の差異をみることは困難である。東大阪市域の被害については、今西家文書「稀なる大地震筆記帳」として当時の村落毎の震害の記述があり被害を数段階に分けることが可能である。その中の20数ヶ村のうち、最大の被害は加納村(現; 東大阪市加納)で発生しており、30戸が倒れ村中8分通り半壊している。これらの被害の分布を4つに分けて図-1に示した。

地域地盤データベースによる検討

一方、大阪地域のデータベース化されているボーリングデータを用いて、A.沖積層厚、B.緩い砂層の厚さ、C.鋭敏粘土層厚を分類してプロットしたものが図-2-4である。

ここで、鋭敏粘土と称する粘土は沖積の粘土の中でも標準貫入試験の $N=0$ を示す層で東大阪の特徴ある粘土である。これらの被害の程度と各地層の層厚との関連を見るために図-5-7を示した。沖積層や緩い上部沖積砂層より、鋭敏粘土層厚が厚くなれば、被害が大きくなることが示されている。

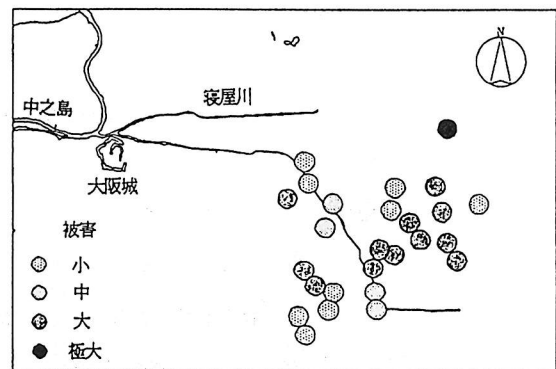


図-1 安政の冬の地震における被害分布

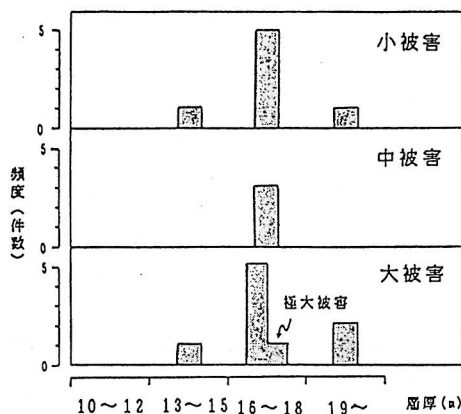


図-5 沖積層厚と地震被害の関係

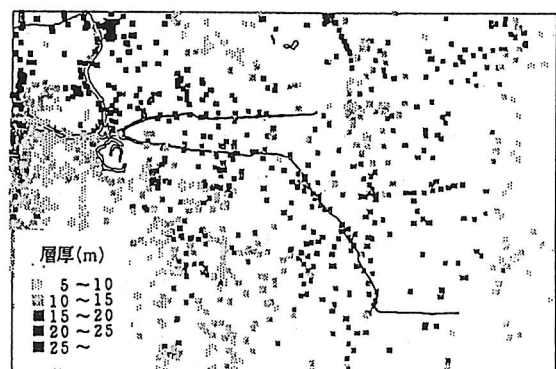


図-2 沖積層厚の分布

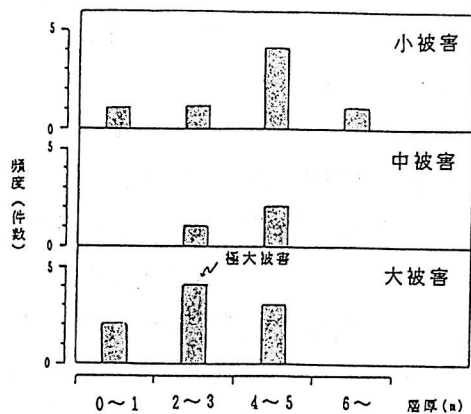


図-6 緩い砂層厚と地震被害の関係

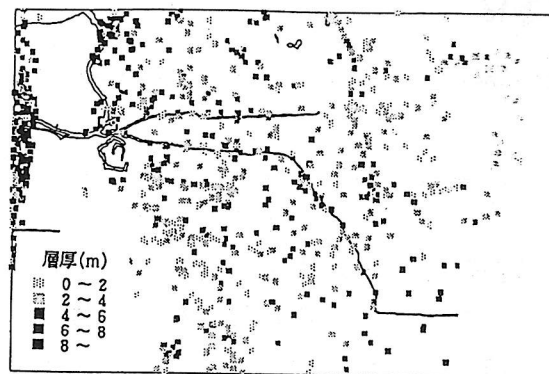


図-3 緩い砂層厚の分布

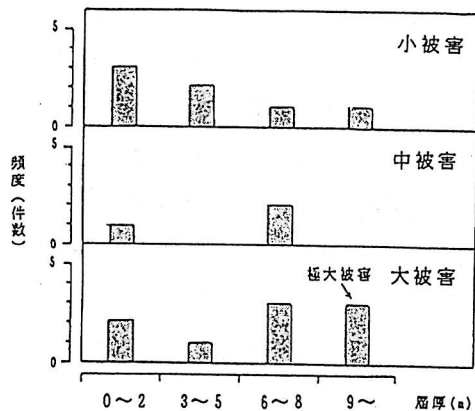


図-7 鋭敏粘土層厚と地震被害の関係

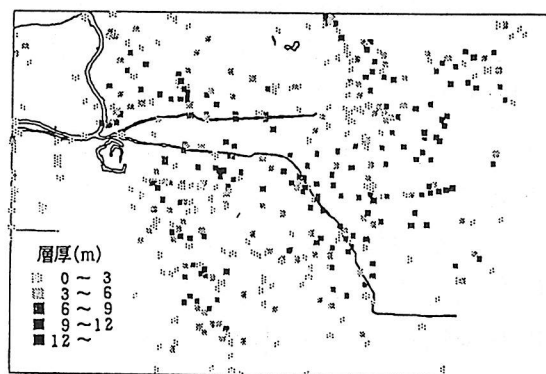


図-4 鋭敏粘土層厚の分布

結論

東大阪に偏在している鋭敏粘土は、地盤工事の際だけでなく、地震時にも問題の地盤であることが判明したが、この鋭敏粘土層の層厚の分布域を図-8に示した。

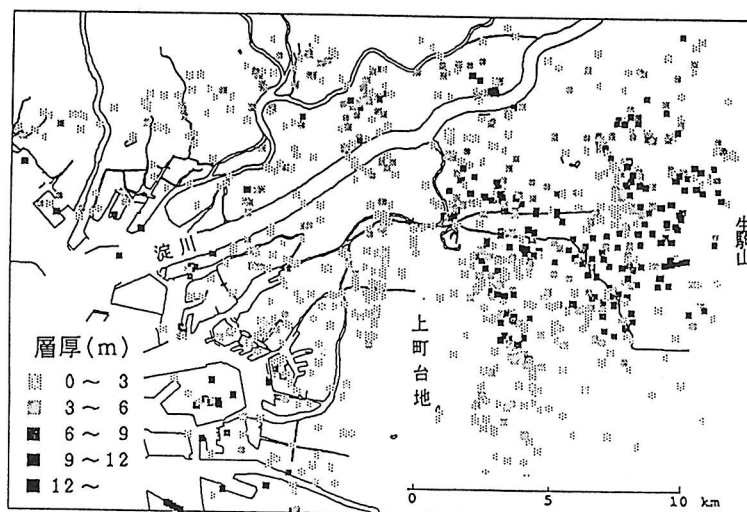


図-8 大阪地盤における鋭敏粘土の分布域

S12 大規模な爆発的噴火は自然と人間の歴史を変えたか？

町田 洋(都立大理地理)

Impact of large-scale explosive volcanism on natural and human history

H.Machida

大規模な爆発的噴火は、おそらく地上で起こる自然現象のうち最大のものの一つであろう。そのためそこで起こる地形や生態系の突発的な変化は極めて顕著で、大災害をもたらすことは明らかである。一方、長期的な視野からみると、こうした自然の猛威は豊かな土壌や新しい地形、生態系をもたらす”恵み”となったといえないこともない。この種の自然の猛威が個々に自然と人間にどのような影響を与えたかについては、第四紀学は、豊富な分析手法を持っており、研究成果が報告されつつある。

こうした現象は噴火の規模、自然と人間を含めた地域の性格、そして時代により特色のある突発的打撃を与えたことは確実であるが、長期的な自然や人間の歴史の形成にどんな役割を果たしたのかは、十分に理解されているとはいえない。もちろんこうした歴史の変遷にかかわる要素は多岐にわたり、複雑に絡み合うにちがいない。ことはすぐれて個別的である。第四紀学にはこうした問題に種々の側面から分析し、かつ総合する能力があるように思われる。現代では、災害があると”復旧”に意が注がれる。その作業は、単なる機械的な復旧（現状に戻す）ではなく、自然と人間社会の流れを見すえた展望の上になされねばならないであろう。

講演では歴史時代および完新世におけるいくつかの事例をとり上げる。

S13 火山災害とその予測へのコメント

初倉克幹（基礎地盤コンサルタンツ）

MOMIKURA Yoshimasa ; Some comments in assessing the Volcanic disasters

火山災害は、火山噴火にともなう溶岩、火砕物、熱風など火山噴出物の流出・降下、火山体の形成・崩壊などの火山からの外力と人間（生物）のかかわりとのあいだで生じるものである

したがって、火山噴火やこれに随伴もしくは関連した現象が起こっても、それが人っこひといいないところで生命や財産の損傷とまったく無関係に起こったのであれば、それは災害とはいわない。

一方、わが国のように人口密度がたかく、かつ国土が高度に利用されているところでは、火山が噴火したりこれに関連した現象が起これば、かならず何らかの災害が発生し、噴火とこれに関連した現象は無関係ではありえないとみられている。その意味では、火山噴火やこれに随伴もしくは関連した現象そのものを予測することは、火山災害の軽減に貢献していることにつながっているとみることもできる。

1990年11月、200年間の眠りから覚めて噴火を再開した雲仙普賢岳は、1991年5月20日以来ずっと溶岩を出し続けており、総噴出量は1億 m^3 を超えたと見積もられている。ドームの形成と火砕流の放出を繰り返してきており、いまだその活動は衰える気配をみせていない。噴火の開始時期や活動のタイプは予知されていたにもかかわらず43人もの命が火砕流によって奪われ、1万人以上の人びとが不便な避難生活を一年を超えて強いられている。

溶岩ドームができたところの大方の予想は「1年もすれば治まるだろう」という楽観的なものであったが、溶岩の噴出量は1792年のその5倍を超え、止まるところを知らない状態が続いている。このことを反映して火山災害からの復興への目途がまったく立っていない。

このような状況を目の当たりにすると、火山噴火やこれに随伴もしくは関連した現象そのもの（一連の活動がいつ終息するかを含めて）を予知の重要性和困難性を認識させられる。と同時に、予知が現段階程度の不十分さをともなっているも人命が奪われず災害をもっと軽減できる知識や技術があるのに、これらが結集され知恵として適時に機能しなかったことを大変残念におもう。

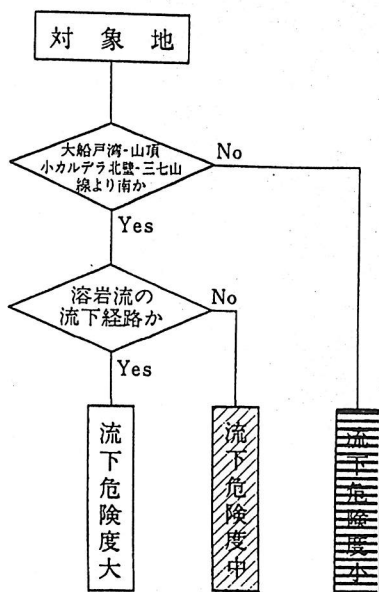
このシンポジウムでは、富士山（上杉 陽）と雲仙（藤井敏嗣）についてその噴火活動の動向とそのもたらす災害が話される。演者は、これらの発表を災害予測の側面からコメントする。

以下、火山災害を軽減することに大きく寄与しあるいは貢献が期待されているハザードマップもしくはこれに関連する図（国土庁土地局，1987：1/25000 三宅島土地保全図より）を参考のために掲載する。

山頂噴火による溶岩流の危険度

Danger Classification for lava flow of summit eruption

-  流下危険度大
more dangerous
-  流下危険度中
dangerous
-  流下危険度小
less dangerous



マグマ水蒸気爆発の危険度

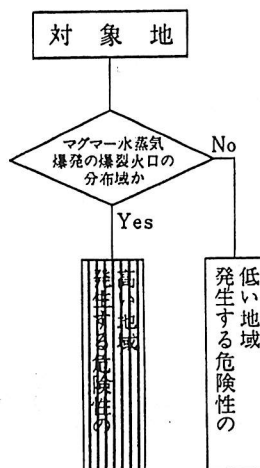
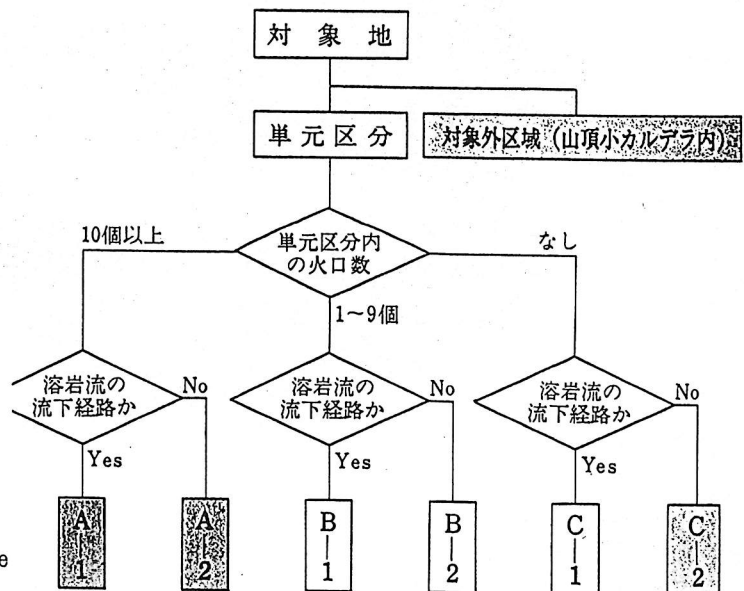
Danger Classification for magmatophreatic e

-  発生する危険性の高い地域
dangerous
-  発生する危険性の低い地域
less dangerous

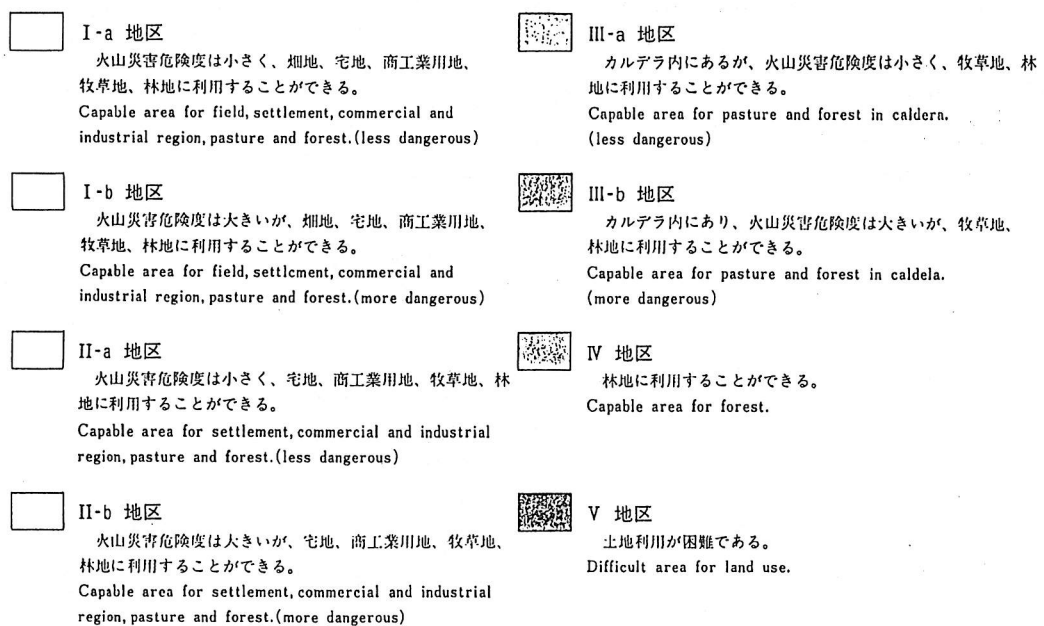
山腹噴火による溶岩流の危険度

Danger Classification for lava flow of flank eruptions

		溶岩流下の危険度	
		流下危険度大(1)	流下危険度小(2)
噴火の危険度	噴火危険度大(A) 火口数10個以上	A-1	A-2
	噴火危険度中(B) 火口数1～9個	B-1	B-2
	噴火危険度小(C) 火口数なし	C-1	C-2



Land use evaluation map



上富良野町の作成した住民啓発型の噴火災害危険区域予測図

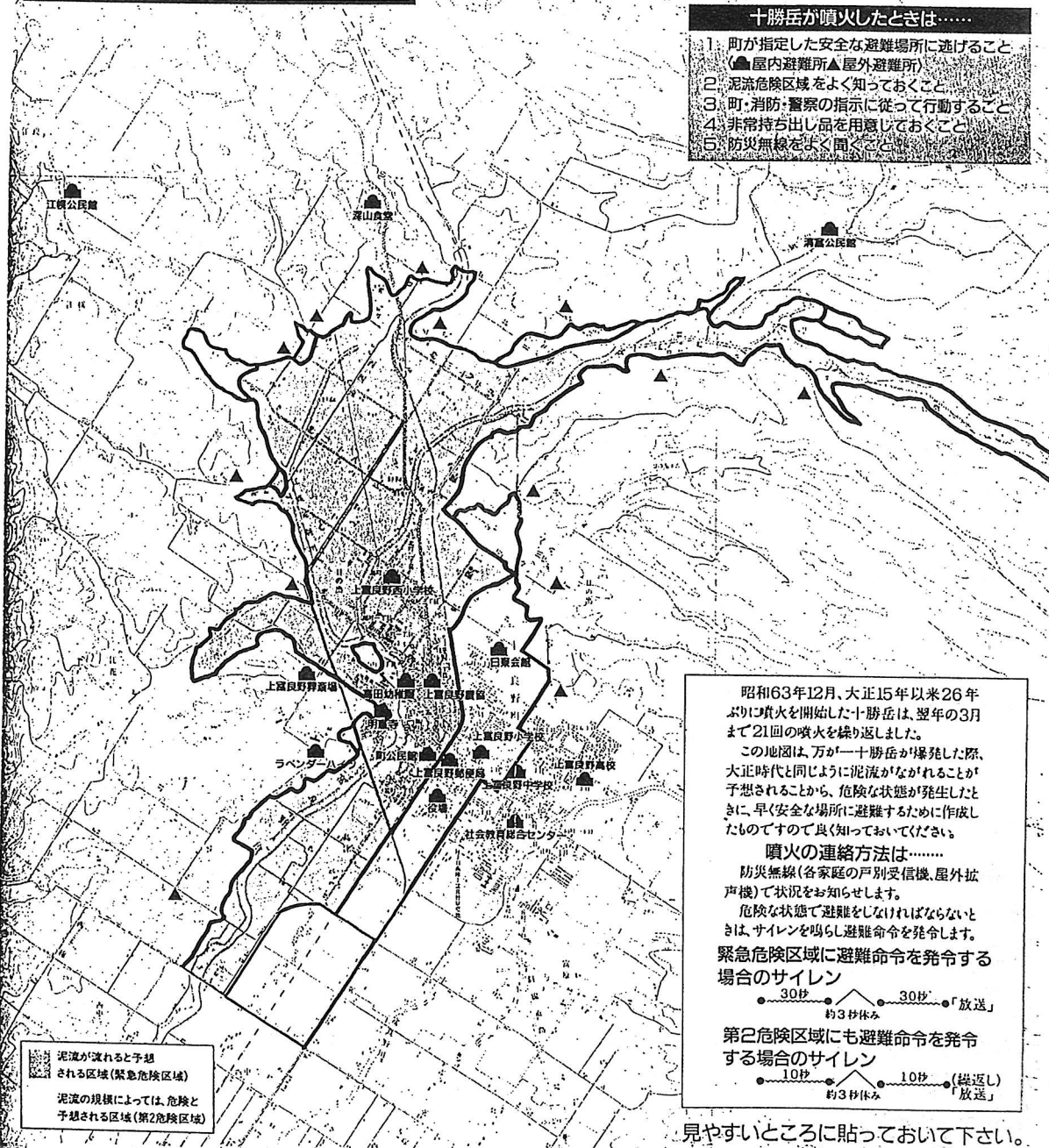
十勝岳噴火対策

緊急避難図

素早く、あわてず避難所へ

十勝岳が噴火したときは……

1. 町が指定した安全な避難場所へ逃げること
(▲屋内避難所 ▲屋外避難所)
2. 泥流危険区域をよく知っておくこと
3. 町・消防・警察の指示に従って行動すること
4. 非常持ち出し品を用意しておくこと
5. 防災無線をよく聞くこと



見やすいところに貼っておいて下さい。

1. まえがき－人工改変と災害－

筆者に与えられた標題の意味を、地盤と環境に関する災害として論を進めたい。しかし、地盤と環境といっても範囲が広過ぎるため、今回は、東京湾のような内湾の臨海部、しかも背後に大都市を控えた地域のいわゆる“ウォーターフロント”区域に絞ってコメントしたい。

災害の質・規模は、人間活動と密接に関連していることは周知のことである。人口の増加や産業経済の発展につれ、人間活動の場が、もともと災害を受けやすいゾーンにまで拡大してきたといっていよい。また、人類の歴史のなかで、これまで様々な自然への働きかけを行ってきたが、そのような人間の手によってなされた人工改変によっても災害が発生しやすいか、または災害の誘因となる場合が多くなっている。しかし、科学技術の進歩により、災害を極力抑制しようという努力によって、それなりの成果を上げてきたことも事実である。

一方で、災害には至らないような、地盤域や水域そして空域の各環境への影響も深刻になりつつある。この場合は、災害という範疇をどの範囲まで広くとるかが問題となろう。

臨海部は、陸域と水域の境界地帯にあり、環境の変化しやすさ、自然の猛威の受けやすさ、地盤工学的な不安定さなど、微妙なゾーンを形成している。日本における内湾の臨海部は、決まって軟弱地盤地帯に立地し、その上に広大な埋立地が分布している。このコメントでは、そのような臨海部の地盤・環境に関する災害の観点で論じてみたい。

2. 軟弱地盤地帯における地盤・環境災害

軟弱地盤とは、多分に地盤工学的な用語であるが、第四紀学的には、完新統と更新統最上部を含む“沖積層”が分布する地盤としてよい。東京付近の地層では、有楽町層と七号地層がこの軟弱地盤の構成層で、最大層厚約60mに達する。そのなかでも、有楽町層の下部と七号地層上部の両粘土層が、軟弱地盤の主要構成層となっている。さらに、この軟弱地盤の様相を複雑にしている要因として、“沖積層”下の埋没地形がある。平坦面・谷・斜面など複雑な埋没地形面を形成する。沖積粘土の物性は、N値0～10程度、含水比30～100%、湿潤密度1.6～1.7t/m³、一軸圧縮強度0.5～2.0kgf/cm²、S波速度130～210m/secなどとなっている。以上のような軟弱地盤の諸特徴からみた場合の災害について、次のように要約できる。

①臨海部であるため、台風時の高潮や高波の災害、場合によっては地震時の津浪による災害が懸念され、特に台風においては、これまでに多くの被害例があることは、いまさらいうまでもない。

②地震時の震動による建物などの被害および沖積砂層の液状化による災害などのほか、メキシコ地震やロマプリエタ地震などで話題になった「なぎさ」現象、狭隘な谷部の軟弱粘土地盤などで発生すると考えられる「定常波」など、地震動の異常増幅がある。

③沖積軟弱粘土は、地盤環境の変化に対して非常に感じやすいために、載荷重や深層地下水位の低下によって地盤沈下（圧密沈下）を引き起こす。また、埋没地形の急変地域では不同沈下、急激な盛土などによる側方流動といった現象もこの範疇に入る。

④埋立造成のための素材確保や航路の維持浚渫を目的とした、海底の沖積地盤の大規模掘削による凹地の出現と還元状態の水域部分巻き上げによる青潮の発生、それに、災害とはいえないが、掘削による応力解放に起因するリバウンドなどがある。

3. 埋立地盤における地盤・環境災害

埋立造成中と埋立地の出現による周辺環境の変化は、地盤域（地下）・水域・空域の各空間に及ぶ。地盤域では、盛土の載荷重による圧密沈下や側方流動などの地盤変形があり、水域では、水域面積・水深・沿岸流の変化による水質の悪化や生態系の変化などがある。また、空域では、陸域拡大による微気象の変化などが上げられる。

臨海部の埋立地盤においては、大規模な広域地盤沈下以外は、災害として意識されることは少ないかもしれない。埋立地造成の場合は、造成後放置して埋立土層の安定化が進み、圧密沈下もかなり沈静化してからの利用となるために、一層その傾向が強い。水域・空域における環境の変化は、急激に起こるものでないために、災害の範疇にはなじまないように思われるが、蓄積の弊害によってかえって深刻となろう。その極端な一例が、広域地盤沈下によって生じたいわゆるゼロメートル地帯である。

一方、埋立地盤そのものの地盤災害としては、沖積地盤以上に発生しやすい地震時の液状化現象が最も懸念される。地盤が形成されて20～30年しか経過していない埋立地が圧倒的に多く、埋立土層の密度が小さいこと、埋立素材として砂質土を選んで造成していること、地下水位が高くその砂質土が飽和していること、といった液状化発生条件がそろっているためである。

埋立地盤のなかで最近注目を集めているものに、廃棄物処分場がある。これは、ごみ問題として、現在の最もホットな緊急を要する問題であり、さらに、地球的規模の環境問題につながる重要な課題ともなっている。

1. はじめに

崩壊や地沁りなどのいわゆる斜面災害の発生因として、斜面地中水の役割が大きいことについては今更論を待つものではないが、実際に通常時、降雨時を含めて、これが斜面内でどのような挙動をしているのかについて細かく追究したものは意外に少ない。例えば同じような地形、地質条件のところであって、一方は崩れ、他方は崩れなかったというような例はよく見聞するところである。またさほど大降雨でもないのに大きな崩れが発生することもある。これらの現象の要因として、ここにとりあげている集中流の存在は極めて重要である、と筆者は考えている。

本文では始めに集中流の概念を述べ、ついでいくつかの事例を紹介する。またこれに関する実験を行なったのでそれについても紹介する。さらにこれが斜面発達のプロセスに果たす役割についても言及する。

2. 集中流の概念

ここでいう集中流とは斜面地中水が降雨時、無降雨時を含めて斜面の特定のゾーンに集中して流動する現象を指し、発生の様態あるいは機構からみて、さまざまな段階が考えられる。すなわち、いわゆるパイピング (piping) とかトンネリング (Tunnelling) と呼ばれているようなものは集中流現象の極端な場合として捉えられ、マトリクスフロー (Matrix flow) の形態であっても、それが特定の部分にまとまって流動していれば、それも集中流の他の一端と考えてよい。

さて、極めて一般的に言えば斜面を構成する表層土層から、地山地質までを含めたすべてが水理的に等方、かつ均質であるということは有り得ない。斜面地中水は通常はこのような場の特質に支配されて局所的に遍在し、挙動する。そしてこのような状態は特に大降雨時の浸透水によって誇張される。これが一般的にいう集中流である。これとは別に、通常では集中流を発生させる潜在性を有しているにとどまるが、その実態が降雨浸透水によって顕在化し、降水の規模と共に増大するといったケースも多い。これはいわば一時的集中流である。

ところで筆者はこれまでの集中流に関する観測とその解析結果から、この現象にかかわる要因として、①地形条件が主体的にかかわっている場合 (地形支配型集中流と呼ぶことにする)、②地質条件が主体的に関わっている場合 (地質支配型集中流と呼ぶことにする)、③両者の条件がともに影響している場合

(複合型集中流と呼ぶことにする)の3つのいずれかに分けて考えることが可能であると考えている。以下におのおのについて具体的な観測例をあげ、その機構を考察する。

3. 集中流の実際

(1) 地形支配型集中流

凹形斜面、特に谷頭部斜面に発生するものが最も典型的なものであり、かつ重要といえる。また傾斜遷急部、特に斜面末端部に発生するものもこの範疇に入る。まず前者の観測例から紹介する。図1は豪雨時の谷頭部における典型的な集中流の例で、多摩丘陵にある東京農工大学の試験流域で観測したものである。こ

の時(1982年9月12日)台風18号がもたらした雨量は321.5mm

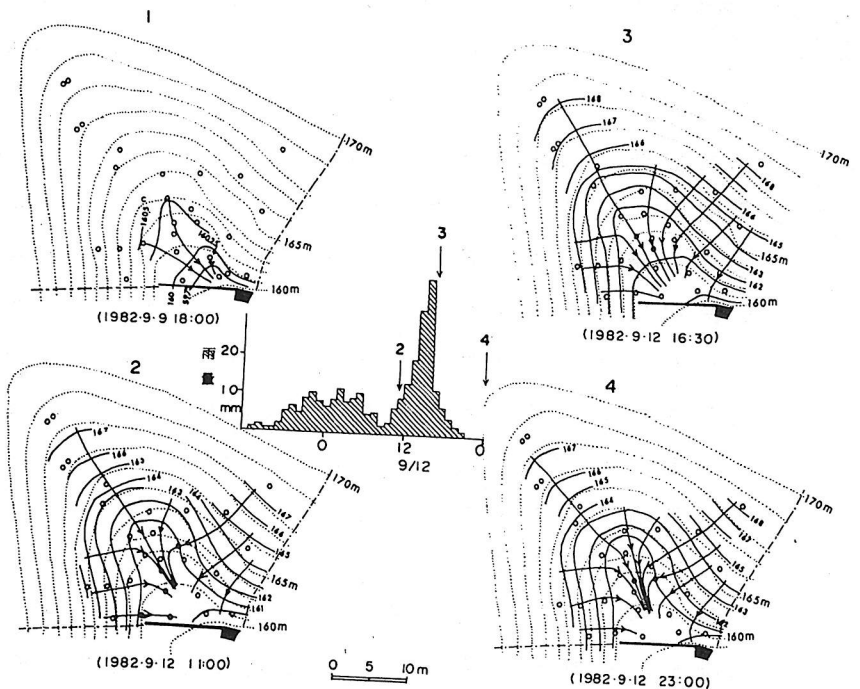


図1 谷頭部における集中流の発生

に達し、その降雨強度も最高41mm/hrと極めて大きなものであった。図1に明らかなように、降雨ピーク時には飽和帯は斜面のほぼ全域にわたって発達し、地下水面の形は地形のそれに近いものとなる。地下水の流線は谷の中央部に集まるかたちとなり、そこに集中流の発生していることが推定される。降雨開始後、地下水位の上昇はまず流域末端部で始まり、それとともに表面流が発生した。地下水位の上昇、拡大につれて地下水の地表への噴出箇所も多くなり、表面流の発生域も拡大した。最大降雨を記録した9月12日午後3時～4時ごろには表面流の発生域は谷の上・下流部の全域に及んだ。降雨終了後、表面流発生域は上流部から順次縮小し、半日以上経過して消滅した。

ここで注目される点を要約すると次のようである。

- ① 地表流の発生は地下水の噴き出し(Piping)と密接であり、それらの位置は谷の中心部に集中している。またパイプからの流出を主とする復帰流(Return flow)が地表流の主成分を構成している。
- ② その規模と、時間的応答は降雨履歴と降雨強度に依存している。すなわち、いわゆる先行降雨の効果が降雨応答の早さを、またそれに続く降雨強度の大きさが量的規模を支配している。
- ③ の事実は、地下の排水機能としての大間隙(Macro pore)、あるいは大管隙(Pipe)が谷の中心部という特定部分に集中して発達していることを示唆し、

②の事実は集中流の発生に、いわゆる先行の地中水分状態が大きな役割を演じていることを示唆している。

図1で最初に地表流が発生する部分は谷頭凹地(Head hollow)と呼ばれており、通常でも地中水分の多いところである。時に停滞性の地下水が存在することもある。

斜面末端部のように傾斜が急変するところでは、その部分で地中水が集中する傾向がある。図2はそのような集中流の例である。谷底部に顕著な上向きの流れが発生しているのが認められるが、この状態は谷底部付近の地下水の位置と密接である。斜面の脚部にはこの部分からの地中水の流れの方向を示唆するかたちにパイプが発達していて、降雨時にはこの部分からの地下水の噴出しが観察される。この部分の斜面が凸型の斜面形をなしているのは、このパイプの成長と、それに起因すると考えられる斜面脚部での崩れの繰り返しにより、斜面が後退するためと推定される。

(2) 地質支配型集中流

透水性が顕著に異なる地層の間などに発生するものである。風化土層と未風化部分との境界、異なる時期の崩積土や運積土の境界部分に発生するものもこの範疇にはいる。図3はその例で、降雨時における地中水の全水頭等値線図であるが、その形状から地下2ないし3m前後の所に地下水流動の顕著な部分、つまり集中流が発生しているのが推定される。この部分は基盤の地層を覆う崩土、あるいは運積土堆積物の下底部に相当する。

このような部分の土層の水理構造をさらに明確にする目的から、この谷に数多くの観測孔を設けて注入試験を行った。上流側の観測孔に注入した水による地下水位の上昇を順次下流側へ追跡した結果、著しい透水ゾーンの存在することが推定された。試験方法からみて、ここで求められた流速は真の地下水の流速という訳にはゆかないが、1~10m/hr、最大で39m/hrに達し、それらの値はダルシーの式から求めた流速に比べて102~107倍もの大きさである。これらのことはここに推定された透水ゾーンがパイプのような大管隙からなっていることを示唆している。

典型的な地質支配型の集中流は基盤岩中の亀裂、節理などの裂罅や断層破碎帯に発生するものであろう。その実態の観測例はないが、トンネル掘削時の湧水や崩壊斜面でしばしば認められる湧水などから、それらの様態を推定することは可能である。

(3) 複合型集中流

多摩丘陵のように複数の未固結堆積層が成層している山地斜面では、大降雨時に多層準に飽和帯が形成され成長する。難透水性の地層の上部は常時湿潤状態にあるので、大降雨時に斜面上部から表層土層中を飽和側方流として流下し

てきた地中水がこれと連絡し易くなり、比較的速やかに飽和帯が斜面表層部から内部へ向かって楔状に成長する。この種の飽和帯の発達プロセスについては、太田猛彦（1987）が詳しく報じている。また丸井敦尚（1986）も同様の現象を多摩丘陵で観測し、このような楔状の飽和帯が大規模に発達するのは年数回の大雨時に限られるとしている。飽和帯が地山内部に十分に成長し、高いポテンシャルに達した後は、地中水は斜面外部に向かって排出される方向に変わり、集中流として谷頭凹地斜面などで発生している飽和側方流に加わる。降雨時における谷頭部からの復帰流（Return flow）の比較的早い出現は山体内部でのこのような状態と密接である。このときの地中流は地質条件に地形の効果が加わったかたちになるので、これを複合型集中流と呼ぶことにしている。図4は太田（1987）が描いたこの種の集中機構の模式図である。

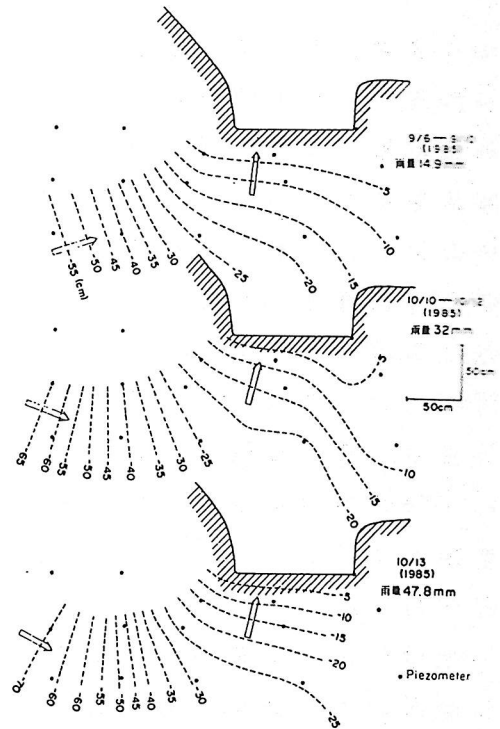


図2 斜面末端部での地中水の挙動

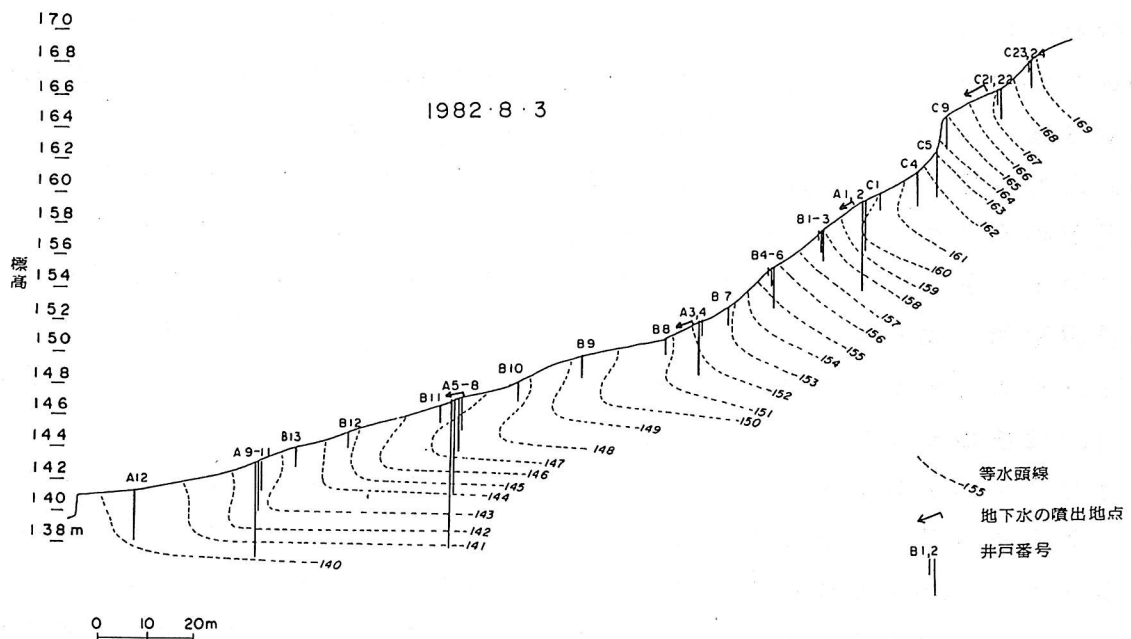


図3 降雨時における斜面地中水の等水頭線

4. 集中流の水文地形学的意義

前章では集中流の発生にかかわる地形・地質要因について、実例をあげながら述べてきた。その視点は地形・地質要因が集中流の機構を”支配する”というところに置いたが、一方、降雨イベントに対応して繰り返し発生する集中流は、このような発生場の条件を逆に変化させる要因となることにも注目する必要がある。

地中における集中流現象は、斜面内の水を効果的に斜面外に排出する機能として自然に成長する。集中流が作るもっとも効果的な排水機能はパイプである。

パイプの成長は透水性地山より、むしろ不透水性地山で顕著であるという傾向があり、ある意味ではこのような斜面の安定に寄与しているともいえる。しかし一方、排水とともに細粒物質も少しずつ運搬され、いわゆる地下侵食（Sub-surface erosion）が進行して斜面の抵抗力が減少し、劣化の方向に向かうことも事実である。

Cumberland (1944) が報告している、Subcutaneous tunnelling, Subcutaneous sheeterosion, Subcutaneous dimpling などはそのような地下侵食の諸形態を指したものである。Newman & Phillips (1957) の Tunnel gully erosion も同じ様な現象を指したものであろう。地下侵食が進行した結果、地下に空洞が形成され、ついにはそこが陥没するということは我が国でも多く報告されている。疑カルスト（Pseudo karst）と呼ばれているのがそれである。

乾湿の繰り返しによってできる土層中のクラックはパイプの成因の一つになるが、その発達を促すのも集中流である。さらに地中水による地質、土質の物理的、化学的变化もある。

さて、これらの要因は斜面の”不安定ポテンシャル”の増加に寄与する。崩壊はこれが一気に解放される現象であるが、それを支配しているのはそのポテンシャルのレベルと降雨などのインパクトの強度である。崩壊の発生によって出来上がった集水地形はさらに地中水の集中化を容易にさせ、斜面の劣化を一層助長させる。一方不安定ポテンシャルの解放が徐々に行われているような環境では、常時の侵食・運搬・堆積といった、いわゆる”地形の修形作用”とし

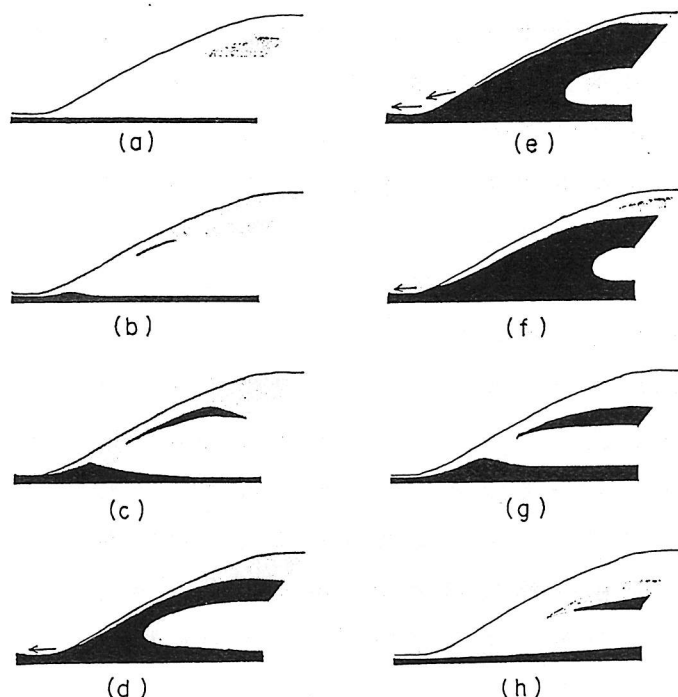


図4 斜面内における地下水体の消長
(太田、1987による)

て地形変化が徐々に進行することになる。このように主として地中水の集中流に起因する不安定ポテンシャルと、斜面プロセスの関係を明確にすることは崩壊発生の予知に対してのみならず、地形学上でも重要な意味がある。

図5は以上の関係を概念図として示したもので、ある一つの現象がこれを支配する要因と常に一対一に対応しているものではないこと、斜面プロセスが常に同じ過程をたどらずに、いわば加速化の方向に向かうものであることを意味している。

以下にこの点に関わ

る地形・地質・土壌（土層）条件について述べる。

(1) 地質条件

集中流の発生とその拡大にかかわる場の条件として、材料としての地質の性質と地質構造が重要である。この地質の性質については、透水性、コンシステンシー、侵食や溶解に対する抵抗性、置換性の塩基の含有量、膨張性の粘土の含有量、有機質土の含有量などがあげられる。（Perker, 1963, Fletcher, 1954, Parker & Jenne, 1967など）これらの性質の多くは斜面での水文学的プロセスによって大なり小なり変質あるいは変容し、集中流の発生場の質的变化、言い換えては集中流の様態変化をもたらすことに注目する必要がある。たとえば Jones (1975) のいう、Concentrate seepage → Conscentrate flow → True pipingといった変化はその例である。

集中流の極端な現象として捉えられるパイプ流を発生させる場の構造が実際にどのようなになっているのかは、水文地形学的に極めて興味深いものがあるばかりでなく、崩壊発生との関わりの上でも重要なことであるが、実際にこれを追究した研究は必ずしも多くない。地表でみる水系のように樹枝状をなしているものと思われるが、すべてが連続して一つのネットワークを完成させているわけではない。パイプ網が断続的で、明らかな水流を示すには至らない初期の段階、たとえば Jones (1971) のいう、疑パイプ (Pseudopipe) のようなものから、地表水系に近い形態のものまで、様々な形態が考えられる。

集中流の発生場としての地質構造、堆積構造の意味については先に述べたと

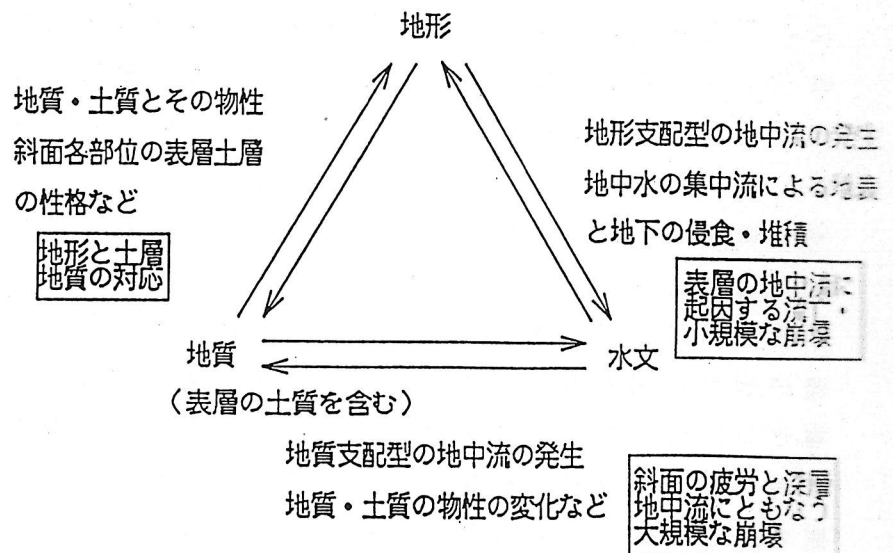


図5 斜面プロセスにおける地中流の位置づけ

おりである。それらの条件は人工的な改変が加えられない限り、地中水のあり方をほとんど一方的に規定しているといつてよい。すなわち、新第三系などの未固結岩石からなる透水性地山などにはその透水性、あるいは粒径の異なる層の成層構造に支配されて存在し、花崗岩山地などの岩盤地域においては表層土層から風化帯を経て、基盤岩にいたる間に土壌水帯 (Soilwater zone)、風化岩水帯 (Weathering water zone)、岩盤貯留水帯 (Rock reservoir zone) が平常時はそれぞれ分離したかたちで存在する。これらが降雨浸透水によって連絡し、集中流にいたることについては既に述べた通りである。

(2) 地形条件

斜面の遷急部、チャネル谷底部、谷頭凹地中央部などの地形ユニットが集中流の発生場となりやすい点については先に紹介した通りであるが、それらの場としての特質は単にそれに留まらず、これらの部位が集中流による細粒物質の洗いだしと排除、間隙の増大、さらには地下侵食が進行しやすいという点にある。これらはさらに集中流の発生を容易にする。このように集中流の発生と、地形条件の関係は地質条件以上に相互依存性が高いといえる。

これらの、いわば直接的な条件以外に周辺環境としての地域的な侵食基準面の変化や、地下水面の位置の変化は集中流発生場の状態に対する間接的な影響条件として重要である。例えば斜面末端部に続く谷底面の地下水位が継続的に低下した場合には斜面地中水も全体として鉛直下方流が卓越するようになり、集中流が発生し難くなる。同時に斜面の後退も行われ難くなり、上に凹形をした緩い斜面になる。

比較的平坦な地形の場合、透水ゾーンあるいはパイプ状の大管隙は地下水面付近に出来やすい傾向があるので、地下水面の位置の変化に応じて、このようなゾーンが何層にも出来ることになる。これらはカルスト地形によく見られる現象とよく似ている。

なお、集中流の発生場の形成、特にパイプのような極めて顕著な指向性のある構造が発達するための条件は高低差の大きい地点（あるいは地域）が地形的に相対峙し、これらが水理地質的に連続していることであろう。前者は高い水理水頭の発生のために必要な条件であり、後者はその伝達と地中水の流路形成の場としての条件になる。これらの背景のもとに先に述べた諸条件が集中流発生場の細部条件として関わってくるものと考えるのがよい。

5. 集中流の発生履歴といわゆる”斜面の疲労現象”

前節までに斜面集中流の発生場とその実態にはさまざまな形態、あるいは様態のあることを述べてきた。これらが斜面崩壊と結びつく場合、つぎの3点がポイントになるものと思われる。すなわち

① 繰り返し発生する集中流による、いわゆる”斜面の疲労”

② 山体の各部位に常在する（或は発達し得る）地下水体の、豪雨時の連結によって発生する高い水理水頭

③ パイプなどの大間隙の閉塞によって生じる間隙水圧の急上昇

① は集中流によって効果的に進行する地下侵食に起因するものである。地山材料の洗い出しや溶解によって、地山の排水機能が増大する一方では、斜面の“緩み”を来したり、時には地下侵食によって生じた空洞が陥没したりして、斜面の不安定ポテンシャルを高めていることも事実である。

②、③ は崩壊発生の直接要因となる。特に②は豪雨時に山体深部を經由する大規模な地下水流動系を形成し、山体の下端部が抉られるようにして発生する規模の大きい崩壊の引金になる可能性が大きい。さらにこれらの準備要因としての、①のもつ意味は大きいといえる。

これらのうち、①と②に関する基礎的な実験を行ったので以下に紹介する。

(1) 実験施設

実験は東京農工大学試験流域内の斜面を利用して実施した。実験斜面の末端部は高さ約2mの崩落崖となっており、ここに地山地質の露頭が見られる。表層部約1mは土層層と下位層の風化層からなり、（以下土層と略記する）その下位に上総層群に相当する連光寺互層（砂礫質層と泥質層の互層からなる）と平山砂層が存在する。（以下両者を合わせて基盤と略記する）土層部分と基盤との境界付近にはパイプ流出孔が数ヶ所にみられ、通常の降雨でもパイプ流出が観察されている。そこでこの境界部分から上をパイプ流が卓越する層位として下位層と分離し、ここに樋を設けた。下位の連光寺互層部分は粘土で膠結された礫からなり、明らかにマトリクス流が卓越するゾーンとして特徴づけられる。

この崩落崖の上の斜面上に、幅12m、奥行き10mの人工降雨装置を設けた。露頭部分では上述のように、土層部分と基盤部分の流出形態が異なっているためこれを分離し、別個に流出量を計測した。

(2) 実験結果

実験は降雨強度を変えて数回行った。それらのうち降雨強度を約65mm/hr、降雨継続時間を約2時間に統一して行った一連の実験結果を以下に記す。なおこれらの実験は土層中の水分状態がほぼ同一とみられる状況のもとで行われたものである。

図6は土層と基盤からの流出の時間経過を示したものである。流出発生直後の流出量は両者ともに少量であるが、そののち土層からのものは急激に増加する。これは土層中の飽和帯の拡張に伴う側方流によるものだけでは説明できない量なので、パイプを介しての流出がその多くを占めているためと解される。

次に図7は降雨開始後露頭からの流出が始まるまでの時間を示したものであ

る。どの実験でも土層部分からの流出が早く始まり、また実験の繰り返しとともに流出開始時間が早くなっているのが注目される。

図8は露頭からの流出量とその構成を示したものであるが、実験の繰り返しとともに流出量が大きくなっている。

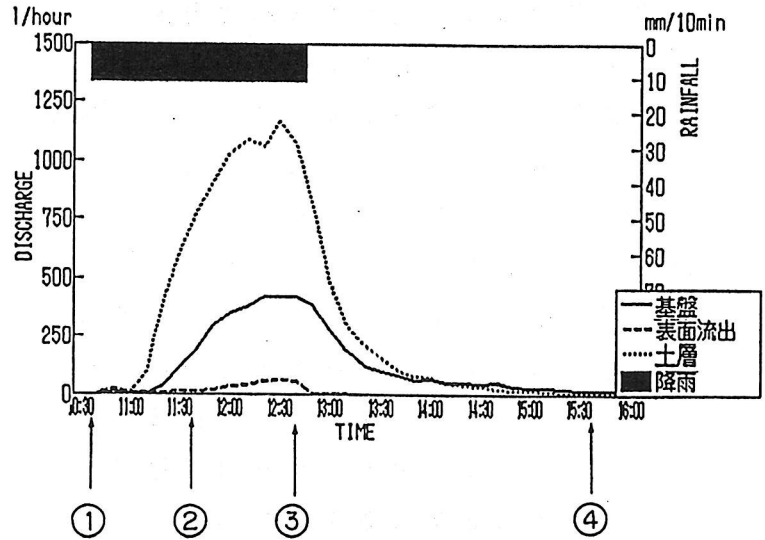


図6 実験斜面における流出記録

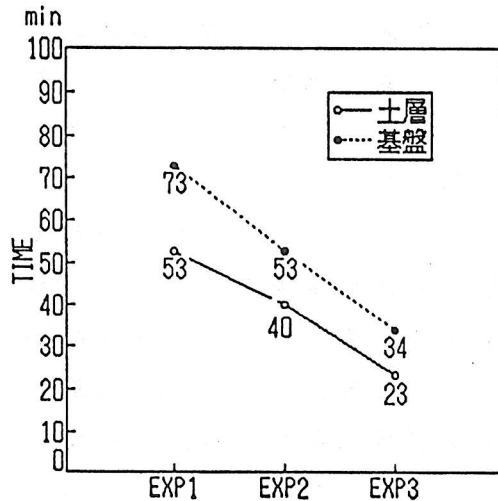


図7 実験開始から流出までの時間

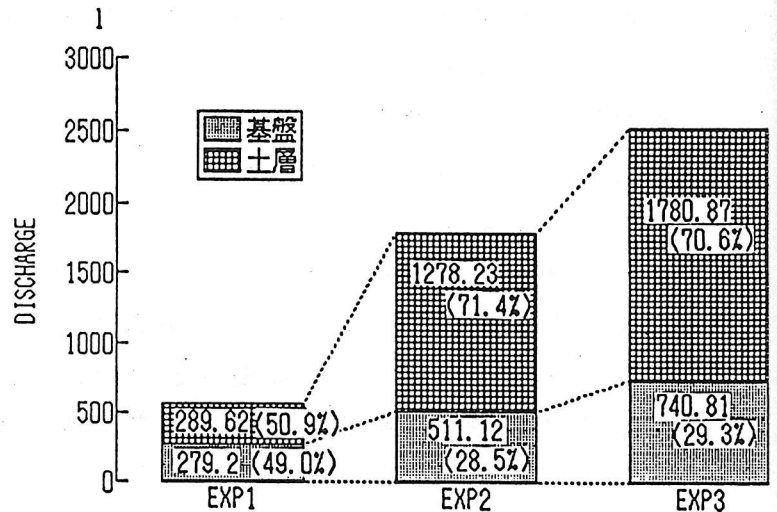


図8 流出成分の構成と推移

(3) 考察

降雨実験を繰り返した結果、露頭への流出に占める土層からの流出の割合が増加したが、これはパイプなどの排水網が発達した結果であることを示唆している。実験では自然現象をかなり強調したかたちとなっているが、実際には無降雨時に土層構造の再配列、パイプの埋没などが行われるため、一方的に排水網が拡張するわけではない。集中流の繰り返し発生によってもたらされる”斜面の疲労現象”は徐々に進行するものと思われる。例えば翌年の実験では露頭からの流出機構が前年度の実験の初期状態にほぼ戻っていることを確認している。しかし降雨履歴による土層からの流出量の増加割合、流出開始時間の短縮化は加速化の方向にあることも同時に認めている。

5. おわりに

地表と地中を含めた場での水の動きを捉える場合、これが一流域という大きなエリアを対象とする場合にあって、また一斜面という小さなエリアを対象とする場合にあって、“集中”という概念を理解しておくことは極めて重要なことである。このような観点から、このことについて流域水文学の立場から少し論じてみたい。

水循環の諸過程を水粒子の集合状態に注目して分類すると、水粒子の集中過程（あるいは収束過程）と発散過程に大別されるようである。例えば、水表面・裸地からの蒸発や、草地・林地からの蒸散は後者に属し、山腹に到達した雨水が河道を流れて海岸に達するまでの流出現象の大部分は前者に属するといえる。特に山腹斜面から河道へ流出するプロセスや、いくつかの支流が合流して大河となるプロセスは集中過程のよい例であろう。

いま乾燥した林地に降雨があったとする。よく知られているように、森林斜面ではHorton地表流は発生せず、雨水は土壌中をほぼ鉛直に浸透し、基盤上の難透水層に到達する。このような1次元鉛直浸透の過程においても水粒子の集中現象がみられる。すなわち、ぬれ前線の降下や、難透水層上での飽和帯の発生は先行する水粒子に後続の水粒子が追いつくといういわば移動速度の差（時間遅れ）に起因する集中現象といえる。

一方、通常、山腹斜面内の流れとしては不飽和、および飽和の側方流があげられる。さらに地表も含めると、飽和地表流（Dune type 地表流）Horton地表流、復帰流等があげられる。そしてこれらの流れの発生と発達も、水粒子の集合状態に着目すれば、山腹斜面における2次元的な集中のメカニズムであるとみなせる。さらに、Source area や河道網の概念も厳密には3次元の集中現象であるが、通常は平面的な集中過程として認識されている。

以上は水文学上の基本的な立場からみた集中流の概念であるが、治山・治水といった流域管理の立場からみても山腹凹斜面、あるいは0次谷斜面において降雨浸透水が集中する現象は水流の発生を中心とした斜面流出過程において重要な意味を有しているばかりでなく、さらに基盤岩の風化の進行、斜面崩壊をもたらす不安定ポテンシャルの増進、谷の侵食作用といった問題にもかかわる基本現象でもある。

このような事情にもかかわらず、斜面内部の集中流現象の細部についてはまだあまりよくわかっていない。しかし山腹斜面での土砂崩壊に関係するのは斜面内での飽和地中流であり、それは斜面内で3次元的な集中流となっているはずである。したがってその機構の解明なしには斜面崩壊の水文学的究明は成功しないであろう。このような観点からここでは斜面内地中流の集中機構をとりあげたわけである。

S16 伊那谷の土石流と満水

松島信幸・伊那谷自然友の会・飯田市美術博物館
Nobuyuki MATSUSHIMA; Debris flow and "Mansui" of the Ina Valley.

1. 伊那谷の三六災害は「満水」だった

1961年(S.36)6月、伊那谷を中心に梅雨前線集中豪雨が襲い、史上稀にみる大災害となった。ひとくちに「サブロクサイ」と呼んでいる。死者・行方不明130人、被害総額340億円である。中でも、大鹿村では中央構造線沿いの大西山が崩壊し、土砂32万³m³が崩れ、小渋川をせき止め、死者63人という大惨事をひき起こしている。

このときの降水量は飯田測候所で579mm(6月23日~7月1日までの計)となり、同所の年平均降水量1652mmの35%にあたる。とくに、6月27日の降水は325mmとなり、飯田測候所開所(明治31年)以来の最多日降水量となっている。

伊那谷では大洪水を「満水」と呼び恐れられている。満水とは天竜川沿いの沖積低地が泥水湖と化す上に、伊那谷特有の段丘崖沿いや、山麓部に並ぶ扇状地の一帯に崖崩れや土石流が多発し、盆地内の至るところに土砂と泥水があふれてくる様子をいいあらわした言葉である。三六災はまさに文字どおりの満水であった。

2. 三六災害30周年にあたり、伊那谷の土砂災害をみなおす

1991年は三六災害30周年にあたった。この機会に伊那谷特有の土砂災害とはどういうタイプの災害かをみなおし、広く郡市民への啓発、普及活動をおこなった。1は飯田市美術博物館での企画展「伊那谷の三六災害」であり、2はガイドブック「伊那谷の土石流と満水」の編集発行である。この事業は伊那谷自然友の会と飯田市美術博物館とが協力しておこない、三六災害の見なおしをとおして、伊那谷のもつ災害体質の理解・主たる災害現場への案内・今後身につけるべき自然への対処の基本を理解できるようなねらいをもった。

3. 三六災害は土石流災害であることの再認識

伊那谷中央部には天竜川が縦貫している。しかし、天竜川は排水路であって、盆地形成に対しては無能な河川である。盆地の中を埋積している厚い砂礫層は中・南アルプスから流れ下ってくる支流によってつくられた扇状地礫層である。とりわけ、盆地の西縁部から2km以上の標高差をもって隣り合

っている中央アルプス側からの扇状地の押し出しは激しく、おおくの場所で東縁部の伊那山脈側に天竜川をおしつけてしまっている。

これらの扇状地礫層の主体は巨礫を含む土石流堆積物からなり、土石流の積み重ねが盆地底をうめている。「満水」と呼ばれる大災害にあたっては、支流の土石流が天竜川の濁流をせき止めてしまうこともしばしばおこっている。地質調査によっても同様な事実が見出されている。

また、山麓部や、盆地中央部の急傾斜地においては、現在成長中の扇状地がおおく並列している。満水となれば、思いがけない所まで大小の土石流が多発し、至るところ土砂災害が発生する。三六災害時の多数の死者は鉄砲水と呼ばれるこうした土石流で押し流された人たちである。災害後、伊那谷のあちこちに一夜で出現した扇状地があらわれ、目を見張った。土石流の実体を見たり、扇状地の成長をまのあたりにすることができた。

4. 土石流を起こしやすい体質は活断層と密接に関係している。

伊那谷の盆地西縁部には活断層が集中しており、伊那谷西縁活断層群と呼ばれている。また、盆地中央部を縦貫して天竜川と並走する伊那谷中央活断層群があるのも他の内陸盆地では見られない特質である。これらの活断層運動によって中央アルプス山麓斜面や盆地中央部を走る大段丘崖が形成されている。起伏に富む伊那谷の地形が断層の産物であり、急傾斜の多い地形と、断層による基盤岩の弱화가災害に対して弱い体質をつくりあげてきている。

5. 災害・活断層図の作成

ガイドブック「伊那谷の土石流と満水」には5万分の1「災害・活断層図」がつけてある。活断層はこれまでの調査で明らかになってきた主要な27ヶ所の活断層群を中心に示してある。災害は三六災害で発生したものをすべて示した崖くずれ・支流のはんらん・天竜川と大支流のはんらんを区別して図示した。三六災害後、建設省をはじめいくつかの機関から報告書が出されているが、全域を網羅した図面はできていなかった。

6. 災害の予測への提示

伊那谷においても最近の都市化は著しい。三六災レベルのはんらんが発生したとして、天竜川・三峯川氾濫域内の世帯数は4558戸が数えられている。さらに、土石流危険区域の扇状地や、傾斜地への宅地化、道路開設などが著しい。これらの現状をふまえて関係機関や、関係する人たちへの働きかけを具体化し、進行中である。

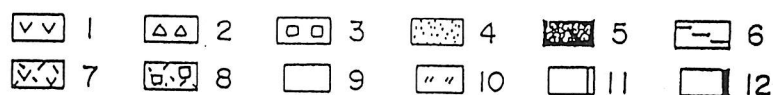
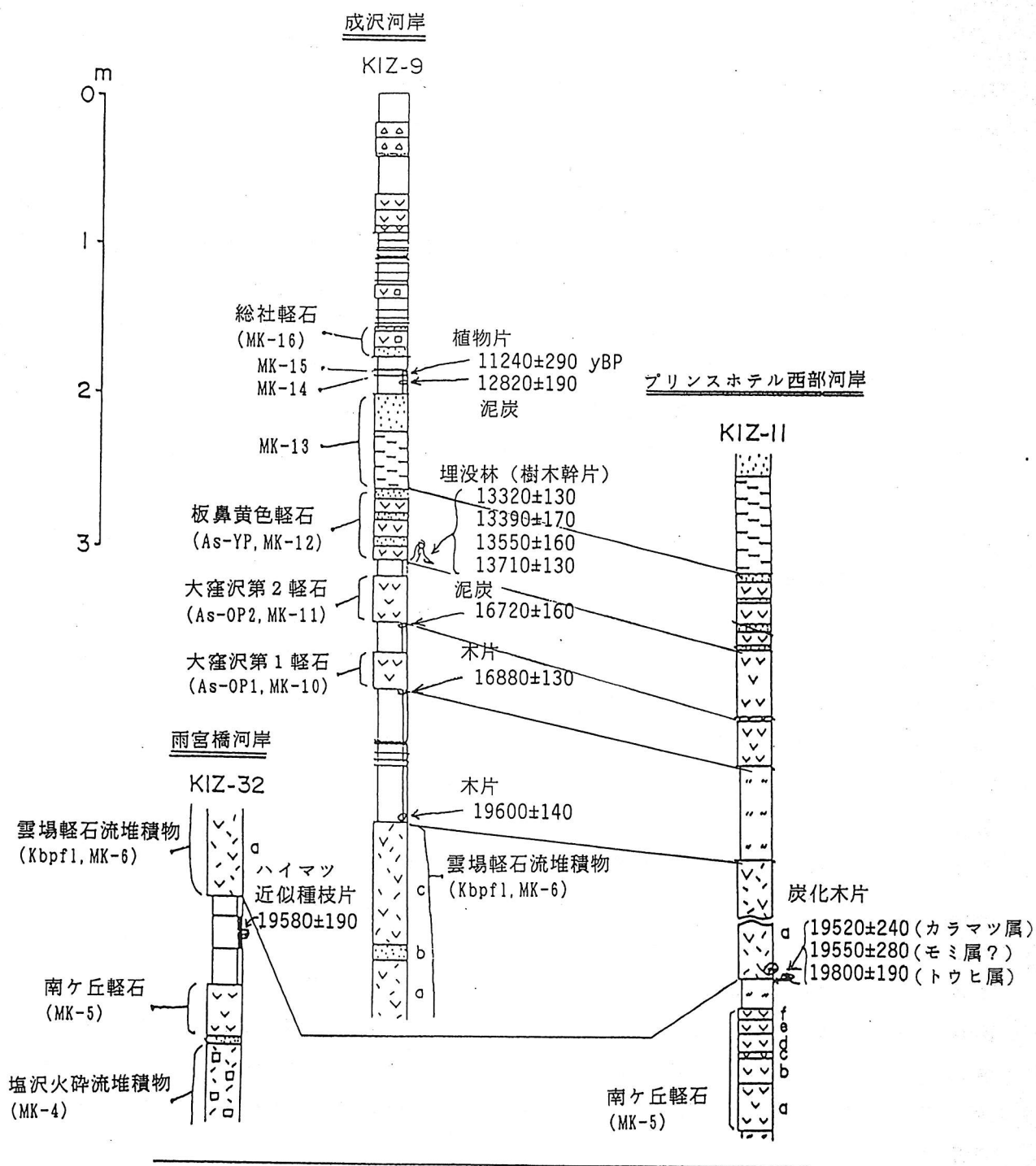
中村俊夫（名古屋大）・辻 誠一郎（大阪市大）・竹本弘幸（駒澤大）・
池田晃子（名古屋大）

Toshio NAKAMURA, Sei-ichiro TSUJI, Hiroyuki TAKEMOTO and Akiko IKEDA: ^{14}C Dating with Accelerator Mass Spectrometry of Tephra around Minami-Karuizawa, Nagano Prefecture.

1. はじめに 南軽井沢では、約2.5万年前以降現在にかけて堆積した地層の露頭がみられ、主として浅間火山を給源とするテフラ層が挟在している。これらの堆積物層は、最終氷期以降の植生史・環境変遷史の研究に役立てられている。南軽井沢で観察される火山灰層については、次表に示すように既にいくつかの年代測定が行なわれているが、1960-70年台に行なわれた研究では、テフラの層位区分が不確定な場合がある。今回、測定に必要な炭素試料の量が数ミリグラムと従来の約千分の一ですむタンデトロンの加速器質量分析計を用い、テフラ層序の詳細な編年を試みた。

2. 試料および ^{14}C 年代値 南軽井沢の成沢、雨宮橋、プリンスホテル西部の河岸の露頭から、雲場軽石流堆積物より上位の泥炭層や火山灰層から泥炭、植物片、炭化木片などの ^{14}C 年代測定用の試料を採取した。総社軽石（MK-16）以下の層からは、ほぼ良好な、年代測定に適した試料が得られたが、上位の層では、現生の植物によるヒゲ根が多数侵入しており、年代測定のための試料の採取は出来なかった。テフラ層序（辻・宮地・新井）、試料採取位置、年代測定結果を示す。今回の測定結果から以下のことが示される。①雲場軽石流の噴出年代は19520-19800 yBPとなる。②大窪沢第1軽石と大窪沢第2軽石の降下年代は、それぞれの直下の植物片から16880 yBPおよび16720 yBPと推定され、両者の時間間隔はかなり短いことが明かとなった。③板鼻黄色軽石におおわれる埋没林の ^{14}C 年代値は13320-13710 yBPで、表に示される富樫(1982)の結果とよく一致している。④MK-14の下泥炭は12820 yBP、MK-15の下泥炭からの植物片は11240 yBPの年代値を示した。これらの年代値は、総社軽石直下の年代値10090 yBP（辻ほか, 1985）、11170 yBP（前橋市埋文調査団, 1990）と矛盾しない。浅間山に関連する ^{14}C 、FT年代と層位（本研究以前の資料）

層名	年代 (y. B. P.)	文献
MK-16 (総社軽石)	10090 $\pm$ 210 (^{14}C) 11170 $\pm$ 190 (Gak)	辻ほか(1985) 前橋市埋文調査団(1990)
第2軽石流 (YP期)	10650 $\pm$ 250 (Gak) 11300 $\pm$ 400 (Gak)	小林(1964)
MK-12 (板鼻黄色軽石)	13500 $\pm$ 500 (JGS) 13600 $\pm$ 500 (JGS)	富樫(1982)
前橋泥炭層 (YP直下の木片)	13130 $\pm$ 230 (Gak)	新井(1964)
仏岩期	15900 $\pm$ 400 (Gak)	宇野沢・坂本(1972)
} 層位不確定	19400 $\pm$ 500 (Gak)	"
	17500 $\pm$ 6000 (FT)	鈴木(1970)
雲場軽石流中下部の木片	20200 $\pm$ 700 (Gak)	宇野沢・坂本(1972)
雲場軽石流直下のハイ松	>21000 (Gak)	



1: 軽石 2: スコリア 3: 岩片 4: 火山砂 5: 火山灰薄層 6: 火山灰互層
 7: 雲場軽石流 8: 塩沢火砕流 9: 黒土 10: 褐色ローム 11: 泥炭 12: 砂

2

那須・日光・赤城火山の噴火史とその比較

鈴木毅彦（都立大学・理）

Takehiko SUZUKI; Explosive eruption histories of Nasu, Nikko and Akagi Volcanoes and their comparison.

はじめに 成層火山の模式的な発達過程というものがあるのか、ある場合、個々の火山の発達過程と模式例の差異を導くものは何か、は重要な問題である。この点を考えるのに、多数の成層火山の発達史を編みそれらを比較することが必要である。一方火山活動様式の一つを選び、それについて相互比較することも問題解決に役立つであろう。テフクロノロジーは、数十万年間にわたり一定規模以上の爆発的噴火の頻度・規模の推移をモニターすることができる。そこで東北日本弧南端の火山フロント沿いにならぶ那須・高原・日光・赤城の各火山について同方法をもちいて数十万年間の爆発的噴火の歴史を明らかにし、この間起きた爆発的噴火の卓越期間・頻度・テフラ噴出率について比較する。

那須火山 350ka頃から200ka頃にかけて噴出量数 km^3 以下（降下軽石堆積物の体積）のプリニアン噴火を12回繰り返している。それ以前と以降は静穏である。55ka以降になると4回の小規模なプリニアン噴火が起きている。一方、最近10kaに山頂周辺で溶岩円頂丘、溶岩流、火砕丘形成、小規模な火砕流を伴う活動があったことも知られている（高橋・藤縄, 1989）。

高原火山 高原火山が給源である可能性のあるテフラは300-150kaの間に3枚見出されている。これらの総量は数 km^3 未満である。

日光火山群 350-80kaにかけて20回のプリニアン噴火を繰り返している。1回ごとの噴出量は1~5 km^3 の範囲で変動する。これらのテフラは、分布からみるとほとんどが女峰火山起源である可能性が高い。その後約20kaまで日光火山群はいずれの火山でも爆発的噴火が起きた形跡はない。20ka以降になると男体火山で爆発的噴火が起きるようになる。20-14kaの間に1 km^3 程度の小規模なサブプリニアン噴火が5回起き、14kaに2.5, 3.8 km^3 のやや規模の大きな噴火が起きている。

赤城火山 現在知られている赤城火山の最も古いプリニアン噴火は、300-400kaの間に起きており7.3 km^3 の軽石を噴出した。その後130kaまで数 km^3 以上の軽石を噴出した爆発的噴火の証拠はない。この時期は溶岩流出とストロンボリ式噴火の卓越期あるいは完全な静穏期であったとみられる。130kaから50kaにかけては1-5 km^3 程度のプリニアン噴火が0.15回/10³年の頻度で起きている。32kaに25 km^3 と今までで最大規模のプリニアン噴火が起きている。それ以降は溶岩円頂丘や火砕丘の形成があったがいずれも小規模である。

高原火山を除くといずれの火山にもプリニアン噴火を繰り返す時期が認められる。その継続期間、期間内でのプリニアン噴火の頻度・テフラの噴出率がどの様に火山ごと変わるか比較した。

継続期間

那須火山	約15万年間	(350~150ka)
女峰火山	約27万年間	(350~80ka)
男体火山	2万年間 + α	(20ka~)
赤城火山	13万年間 + α	(130~32ka~)

プリニアン噴火の頻度

那須火山	0.08回/10 ³ y
女峰火山	0.07回/10 ³ y
男体火山	0.25回/10 ³ y
赤城火山	0.12回/10 ³ y

テフラ噴出率

那須火山	0.05km ³ /10 ³ y
女峰火山	0.09km ³ /10 ³ y
男体火山	0.41km ³ /10 ³ y
赤城火山	0.37km ³ /10 ³ y

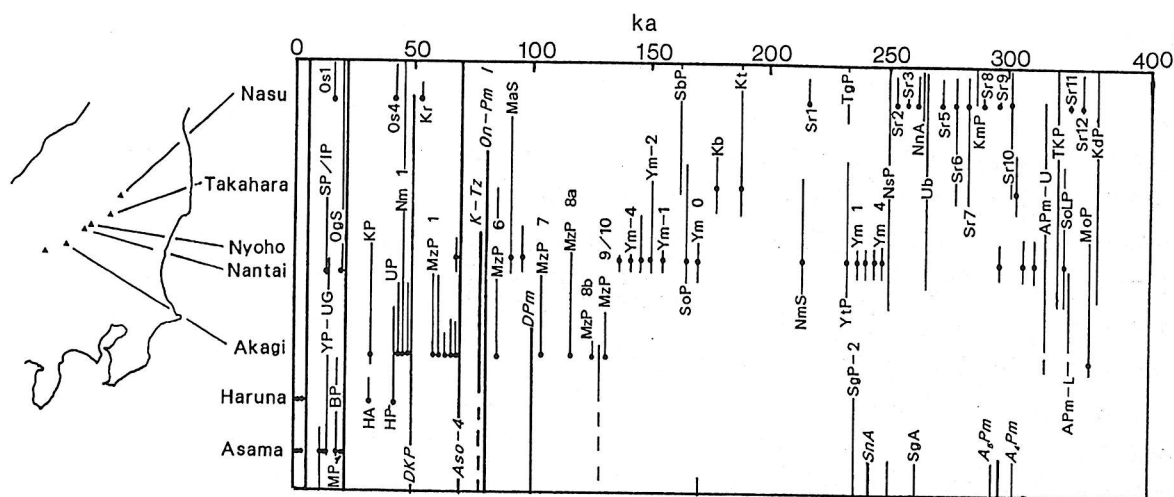


図 那須・高原・女峰・男体・赤城火山の噴火史

↑ はプリニアン 噴火を示す。縦線の長さはおよその分布を示す。

3

伊豆大島古期大島層群中のアカホヤ火山灰について

新川和範(日大文理)、上杉 陽(都留大文)、遠藤邦彦(日大文理)、
木越邦彦(学習院大)

Kazunori SHINKAWA, Yo UESUGI, Kunihiro ENDO and Kunihiro KIGOSHI:

Kikai-Akahoya volcanic ash in the Older Oshima Group, Izu-Oshima

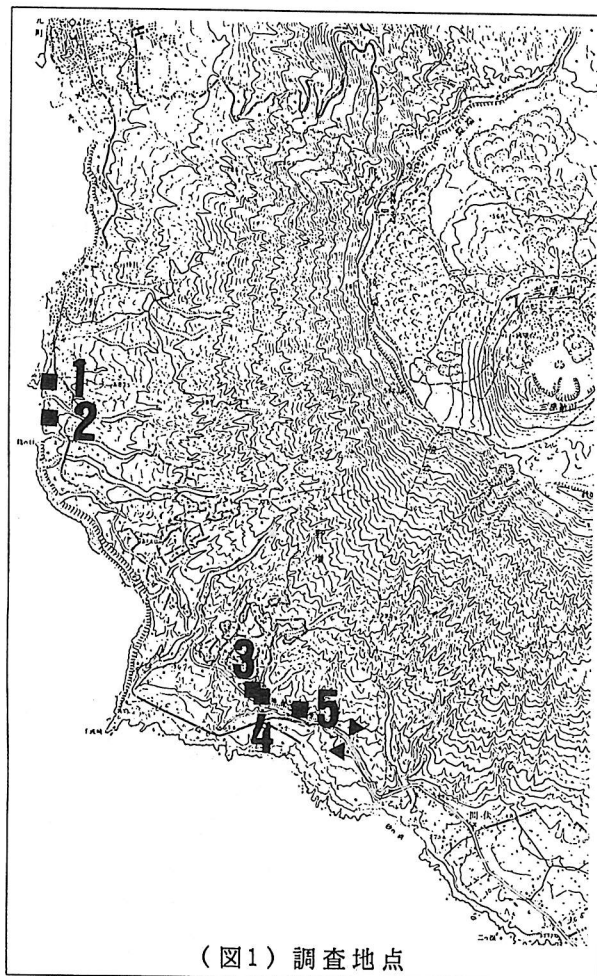
伊豆大島の降下火山碎屑物は、Nakamura (1964) により、上位より新期大島層群、古期大島層群、基盤火山岩類に区分された。このうち古期大島層群については、田沢 (1980) によって、千波崎を模式地とし、O 番号を用いて計42地点の露頭が記載された。新期大島層群は大島一周道路脇で連続的に追えるのに対し、古期大島層群は海食崖を除くと連続して追うことが難しいことや、田沢 (1980) では対比する手段に他火山起源の広域テフラなどを用いず、大島起源の良く似たスコリア質テフラのみによったため、全ての地域で対比することはできなかった。

アカホヤ火山灰は、広域テフラとして町田ほか (1978) によって明らかにされ、伊豆大島においても王の上 (図1の1) における産出が報告された。また杉原ほか (1983) は、龍の口 (図1の2) においてO₄₀にアカホヤ火山灰が存在することを述べた。しかし、模式地である千波崎地層切断面では、いまだにアカホヤ火山灰の産出層準が確認されていない。

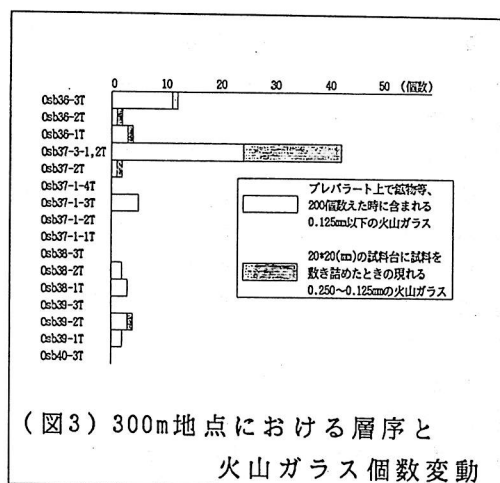
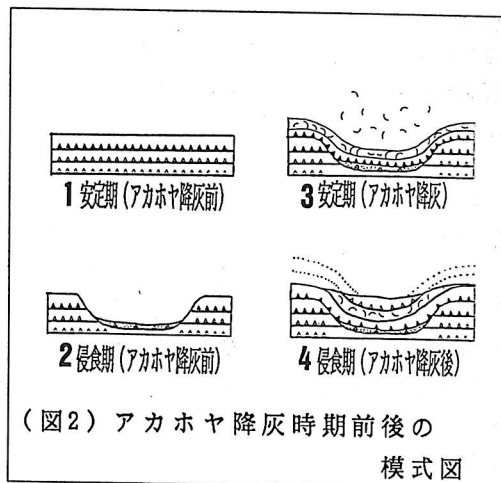
今回、千波崎地層切断面におけるアカホヤ火山灰の産出層準の確認と、大島南部でのテフラの対比を確認するための調査を行なった。また、町田ほか (1978) 及び杉原ほか (1983) のいうアカホヤ火山灰層準の再確認と、同火山灰の火山ガラス屈折率の測定をRIMS 86を用いて行なった。その結果を表1に示す。

王の浜・龍の口で確認されたアカホヤ火山灰層準を南方に追跡していくと、千波崎地層切断面では上杉ほか (投稿中) のOsb37-3-2及びOsb37-3-1の2層に相当することが確認できる。上杉ほか (投稿中) の露頭スケッチには、都道と砂の浜方面に下りる脇道との分岐点 (図1の▶◀印) を基点とし、元町に向かって720m地点までの範囲が記載されている。Osb37-3-2及びOsb37-3-1は、310m地点 (図1の5)、500m地点 (図1の4)、590m地点 (図1の3) に露出していた。このうち500m及び590m地点は、その当時の斜面にテフラが累重する。また310m地点では、当時の谷を埋没する形でテフラが累重する。Osb37-3-2及びOsb37-3-1は、3つのどの地点でも侵食期から安定斜面期へ転化した後に降下したテフラの間に位置する (図2)。またOsb40~Osb36-3の火山ガラスの有無を確認したところ、アカホヤ火山灰と考えられる火山ガラスはOsb37-3-2及びOsb37-3-1にピークを示し、その下位には見られないことから同火山灰層の産出層準が限定できる (図3)。これら3地点におけるアカホヤ火山灰の屈折率測定の結果を表1に示す。

なお、300m地点のOsb37-3-2は、 5910 ± 120 y.B.P. (GaK-15688) という¹⁴C年代値が得られており (上杉ほか, 投稿中)、また龍の口では 6330 ± 85 y.B.Pないし 6520 ± 85 y.B.P (N-4660) という年代値が得られている (杉原ほか, 1983)。

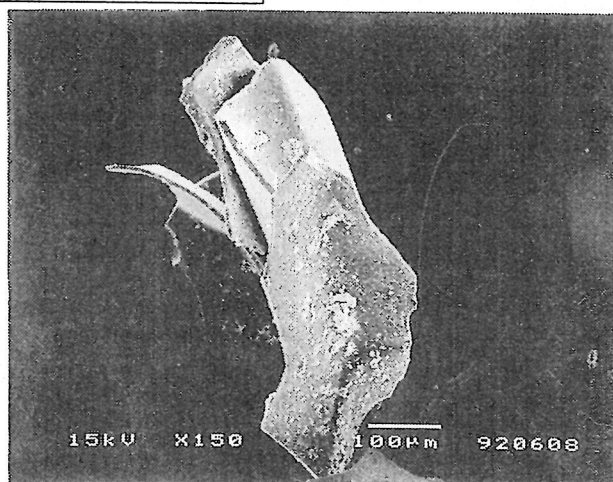


(図1) 調査地点



(表1) 各地点におけるアカホヤ火山灰の屈折率

地 点	無処置 (括弧内はmean)	110°Cで24時間乾燥
王の浜	1.5036~1.5140 (1.5113)	1.5069~1.5121 (1.5101)
龍の口	1.5099~1.5121 (1.5112)	1.5067~1.5117 (1.5096)
千波崎300m	1.5113~1.5145 (1.5121)	
千波崎500m	1.5112~1.5138 (1.5125)	
千波崎590m	1.5050~1.5135 (1.5115)	



(写真1) アカホヤ火山灰 (SEM像)

Hideki MIURA ; Rishiri-Wankonosawa Pumice Fall Deposits Erupted from a Submerged Vent off the coast of Oniwaki, Rishiri Island, Northern Hokkaido

I. はじめに

北海道北部の日本海側からオホーツク海側にかけての台地上には, 利尻-ワンコの沢降下軽石 (以下, $Rs-Wn$) と呼ばれるテフラが分布する (更別グループ, 1966; 重粘地グループ, 1967など)。このテフラの給源, 層位, 噴出年代については様々な議論があり, これまで十分には明らかにされていない。演者は, $Rs-Wn$ について調査を行ない, フォールユニットの区分, 給源および噴出年代についての再検討し, 北海道北部における最終氷期編年上の意義について考察したので報告する。

II. 利尻-ワンコの沢降下軽石 ($Rs-Wn$) の層相と鉱物組成

更別グループ (1966) によると, 北海道北部には $Rs-Wn$ とその上位の利尻-豊徳火山灰層があるが, 両者の区別はあいまいである。演者はこれらを層相から9つのフォールユニットに区分した (図1)。小林 (1987) の再定義にしたがって, 最下部の降下軽石層 (フォールユニット1~3) を $Rs-Wn$ とする。しかし, この上位にある軽石や成層したスコリア質火山灰と $Rs-Wn$ の間には顕著な時間間隙を示す証拠が見られないことから, 一輪廻の噴出物である可能性が高い (三浦, 1991)。フォールユニット1は細粒の黒色スコリア, 2は少量の岩片を含む灰白~白色軽石, 3は多量の類質の安山岩岩片を含む青灰色軽石からなり, いずれも発泡はあまり良くない。これらは検鏡下でいずれも火山ガラスの他に角閃石と斜方輝石が確認され, 1ではカンラン石も含有する。

III. 分布と給源火口の位置

給源火口を明らかにするために利尻島内の調査を行なったが, $Rs-Wn$ に相当するような厚い降下軽石堆積物は見られない。北海道本島に分布する $Rs-Wn$ の層厚 (図2) ならびに軽石・岩片の最大粒径値の変化から, $Rs-Wn$ の分布主軸はサロベツ原野の豊徳丘陵ワンコの沢と頓別平野の浅茅野を結ぶ線上と考えられる。この線を西方の利尻島方向に延長しても島内には直接つながらず, 島の南西から南の

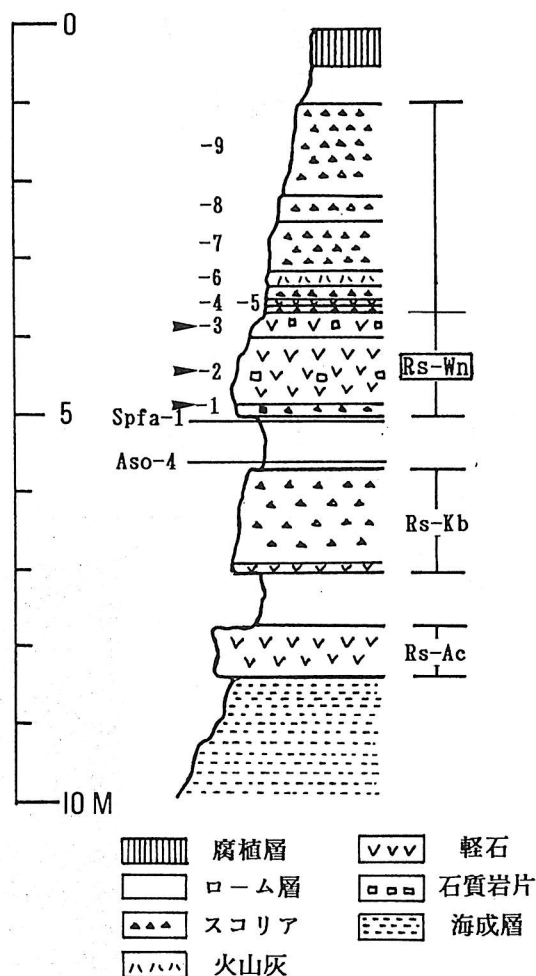


図1 $Rs-Wn$ の模式柱状図

沖合の海底付近に延びる。海底地形図（海上保安庁水路部，1991）によれば、この分布軸線上にあたる利尻島鬼脇の沖合南南東約5.5kmの利尻水道の海深30mには、直径約5kmの凹地が存在する（図3）。このことから、この凹地がRs-Wnの給源火口と推定される。この位置は利尻火山の側火山の配列方向である北北西-南南東方向の線上にもほぼ一致する。

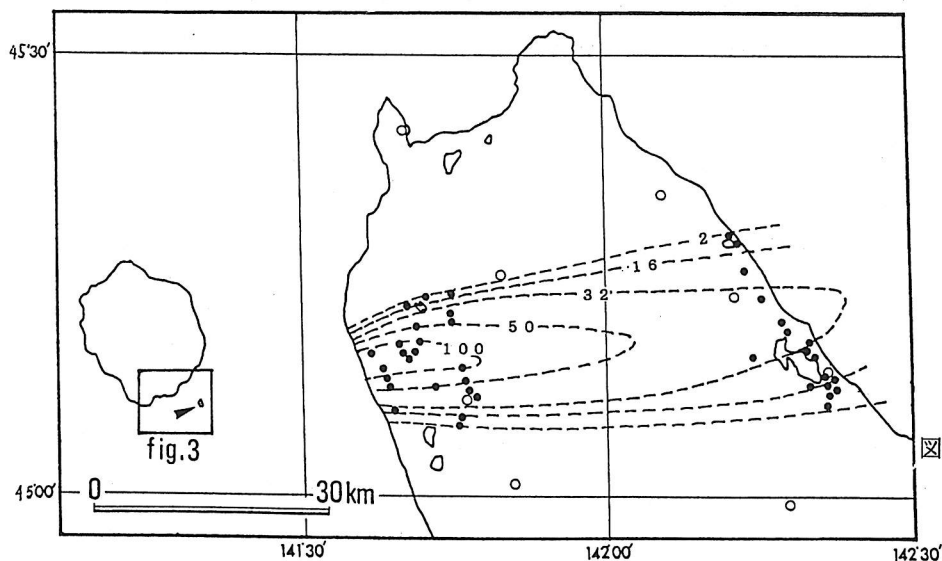


図2 Rs-Wn 1~3
の等層厚線図 (cm)

IV. 噴出年代と当時の海面の高さ

噴出年代については、これまでもいくつかの ^{14}C 年代測定が行われ、 5240 ± 100 年BP、 $14,800 \pm 1,000$ 年BP（佐々木ほか，1971）、 $> 48,000$ 年BP（柳田・清水，1992）などの値が報告されているが、それぞれ大きく異なる。三浦（1991）は、Rs-Wnが浜頓別市街の南方などで約32kaに噴出した支笏第1降下軽石（Spfa-1）の直上に見いだされることを示した。

Rs-Wnはマグマ-水蒸気噴火を示すような細粒で淘汰の悪い堆積物は含まないことから、噴火時にマグマと海水の接触は起こらなかったと考えられる。従って、噴火当時の海面は、現在の水深90mよりも低かったことが推定される。以上のことから、Rs-Wnの噴出年代は32ka以降の低海面期中にあると推定される。

V. Rs-Wnによる北海道北部の最終氷期の諸現象の編年

Rs-Wnは低海面期の最終氷期中に噴出したことから、①大規模クリオターベーションを含む化石周氷河現象や永久凍土環境の編年、②乾陸上からの風成塵の影響と「利尻ローム層」（重粘地グループ，1967）の起源の解明、④それらに関連する化石永久凍結土壌としての「重粘土」の層位学的研究など、北海道北部の最終氷期特有の諸現象を等時間面で考える上で重要な意義を持つ。

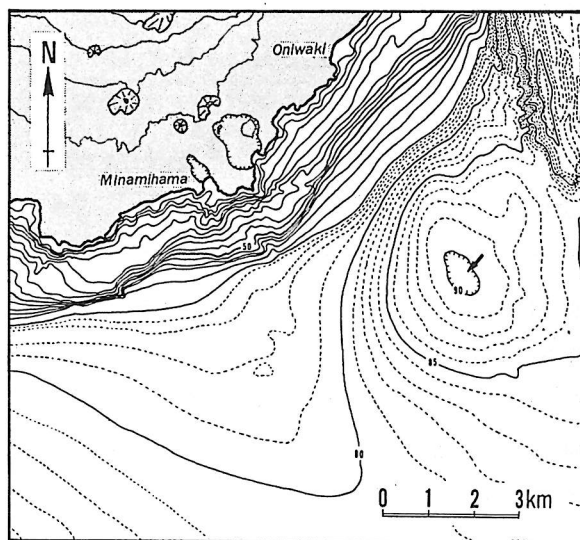


図3 利尻鬼脇沖の海底地形図 (m)

5 種子島に分布する後期更新世テフラ

奥野 充 (金沢大学文学部地理学教室) ・ 小林哲夫 (鹿児島大学理学部地学教室)

Mitsuru OKUNO, Tetsuo KOBAYASHI; Late Pleistocene Tephrochronology in Tane Island, Southern Kyushu, Japan

I. はじめに 種子島には7枚の後期更新世テフラが分布する(図1)。従来、西之表テフラとATテフラの間に3枚のテフラが知られていたが(長岡, 1988, 地学雑, 97, 156-169.), これらについての記述はほとんどなかった。演者らは, この層準に4枚のテフラ(Tane I ~ IV, 仮称, 表1)を認めた。この報告では, 種子島の後期更新世テフラの層序, Tane I ~ IVの特徴を示し, これらの噴出年代, 給源を検討する。

II. 種子島の後期更新世テフラの層序 最下位の阿多テフラ(Ata)は, 9.5 ~ 9.0万年前に阿多カルデラから噴出したもので, 火砕流堆積物と降下火山灰からなる。西之表テフラ(Ns)は, 約7.5万年前に鬼界カルデラから噴出したもので, 鬼界-葛原火山灰(K-Tz)に対比される。その上位にTane I ~ IVのテフラがある。Tane Iは橙色の細粒降下火山灰, Tane IIは淡黄褐色の降下軽石で, Tane IIIとTane IVは黄褐色~橙色の細粒降下火山灰である。ATテフラ(AT)は, 約2.2万年前に始良カルデラから噴出したもので, 大隅降下軽石と入戸火砕流のco-ignimbrite ashからなる。

III. Tane I ~ IVの特徴 ①層位: 種子島の西之表市(図1のLoc. ②)では, Tane Iが西之表テフラの上に約50cmのローム層を挟んで位置する。Tane IとTane IIの間は約10cmで腐植は認められない。その上に約30cmのローム層を挟んでTane IIIが位置する。Tane IIIとTane IVの間は約20cmで腐植が認められる。その上に約20cmのローム層を挟みATテフラが位置する。②分布(図2): Tane IIは種子島北部に分布する。Tane IIIとTane IVはほとんど層厚変化が認められない。③鉱物組成: Tane IとTane IIは斜方輝石(opx)が多く, 単斜輝石(cpx)を少量含む。Tane IIIとTane IVは斜方輝石が多く, 単斜輝石, 角閃石(ho), 石英(qt)を少量含み, バブルウォール型火山ガラス(bw)も認められる。

IV. Tane I ~ IVの噴出年代, 給源 ①噴出年代: 噴出年代がすでに明らかなテフラとの層位関係から推定した(表1)。Tane IとTane IIは, ほとんど同時の堆積物であり, Tane III, Tane IV, ATテフラは, 各々約8000年の時間間隙をおいて堆積したと考えられる。②給源: 長岡(1988)は, Tane IIが鬼界カルデラ付近から噴出したと考えたが, 層位, 分布, 鉱物組成から阿多カルデラ付近から噴出した唐山火山灰層(中村, 1980, 火山, 25, 195-205.)に対比できる。Tane IIIとTane IVは, 分布と火山ガラスの形態から比較的遠方の火山の火砕流噴火によるものと考えられる。

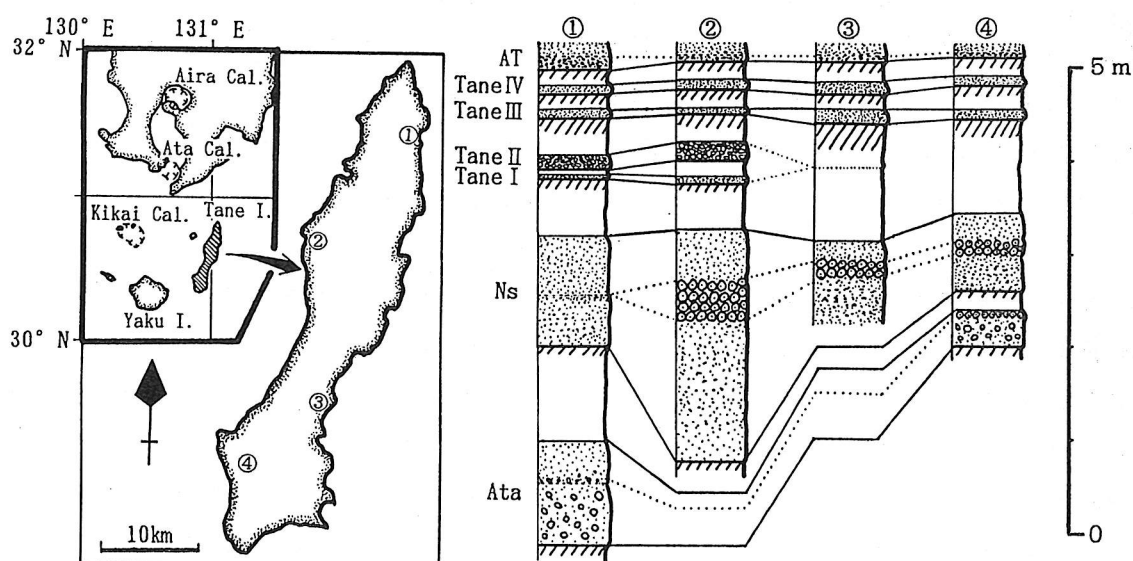


Fig. 1 Columnar sections of the Late Pleistocene tephra in Tane Island

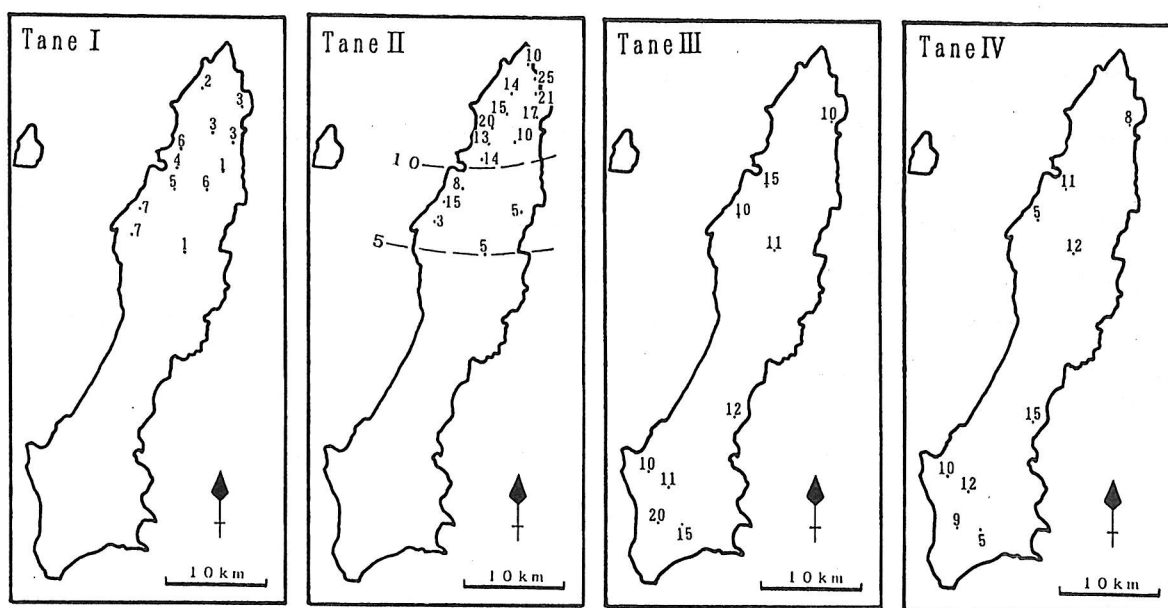


Fig. 2 Dispersal maps of the Tane I ~ IV tephras, in cm

Table 1 Characteristics of the Tane I ~ IV tephras				
Tephra	Mode of deposition	Characteristic mineral (glass)	Age	Remarks
Tane IV	Afa	opx, cpx, ho, qt, (bw)	30ka	
Tane III	Afa	opx, cpx, ho, qt, (bw)	38ka	
Tane II	Pfa	opx, cpx	50ka	Nagaoka (1988)
Tane I	Afa	opx, cpx	50ka	

6

雲仙普賢岳噴火噴出物の分布と堆積状況について

磯望(西南学院大)・陶野郁雄(国立環境研)・宮原智哉・遠藤邦彦・

大野希一(日大文理)・千葉達朗(アジア航測)

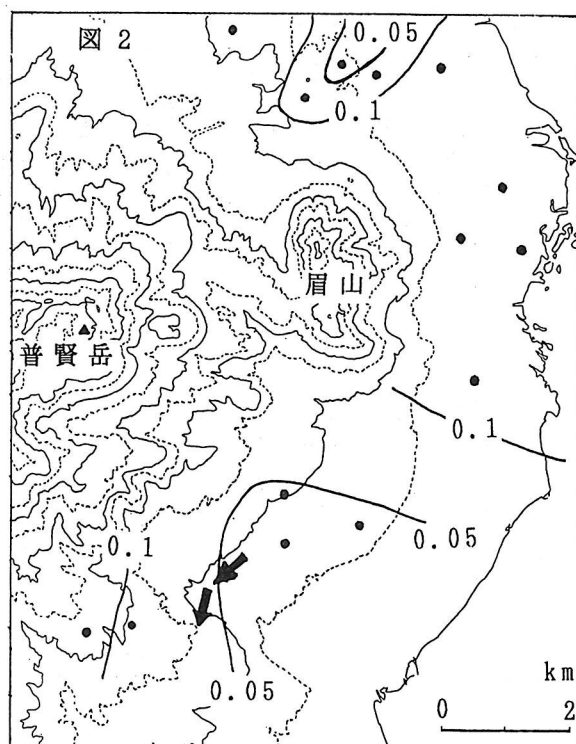
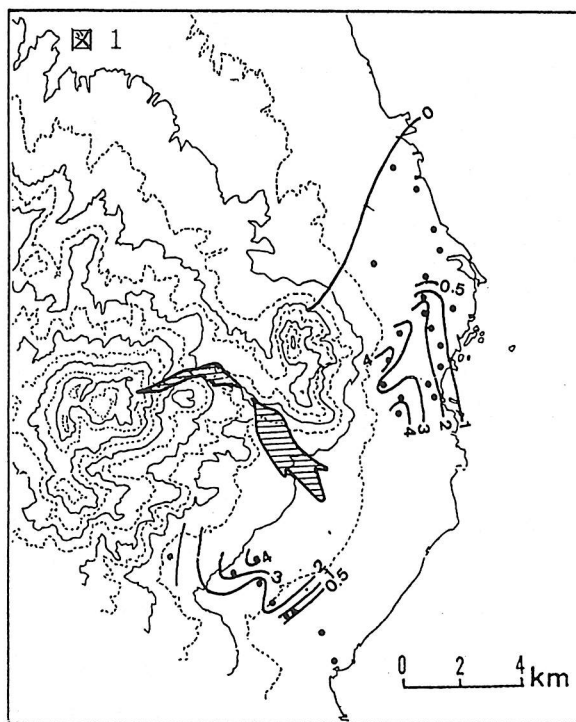
ISO, N., TOHNO, I., MIYAHARA, T., ENDO, K., OHNO, K. and CHIBA, T.;

Distribution of Eruptive Products of Unzen-Hugendake Eruption

雲仙普賢岳噴火による噴出物は、円頂丘を形成しつつある溶岩と、これから崩落によって生じる火砕流堆積物および火砕流から2次的に噴出する火山灰などからなる。ここでは火山灰と火砕流堆積物の分布の特徴などから、火砕流に伴うテフラの分散状況について報告・検討する。

1991年9月15日16:44に発生した大規模な火砕流のビデオ映像や写真を検討すると、停止域付近で3回黒灰色の噴煙柱を上昇させたのち、白色の噴煙からなるサージを生じたことがわかる。黒灰色の噴煙は停止域付近の3箇所の遷緩部の存在に対応し、火砕流により運搬されたマスの一部の停止によって、2次的な噴煙上昇を生じたものと推定された。サージは、火砕流が河床の水溜り部分を通る際に生じた可能性が高い。この日の降下火山灰の分布は、火砕流停止域の眉山南部付近を中心とし、普賢岳の火口位置とは無関係であることがわかる(図1)。

1992年3月14日から5月16日まで、火山灰をトラップし、日降灰量を調査した。降灰量は火砕流の規模の大きい時期に増加、眉山が降灰の有効な障壁となること、観測期間が長いと降灰主軸が不鮮明となることなどが判明した。



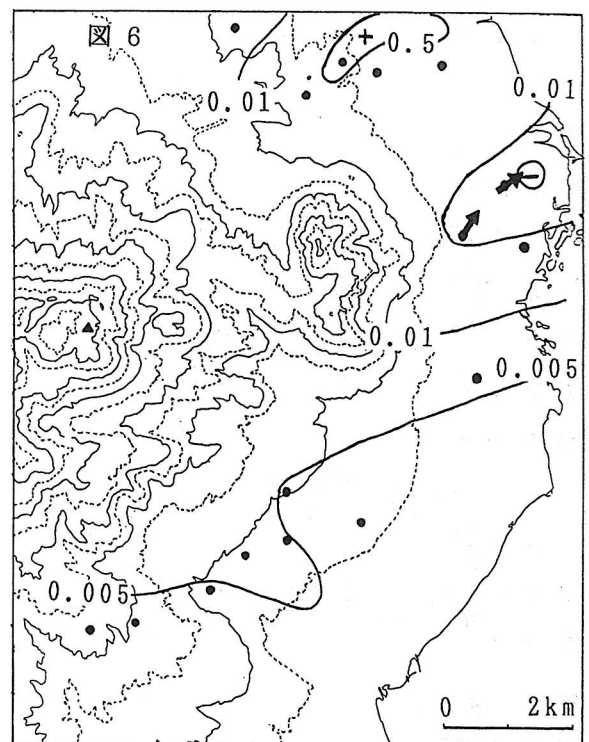
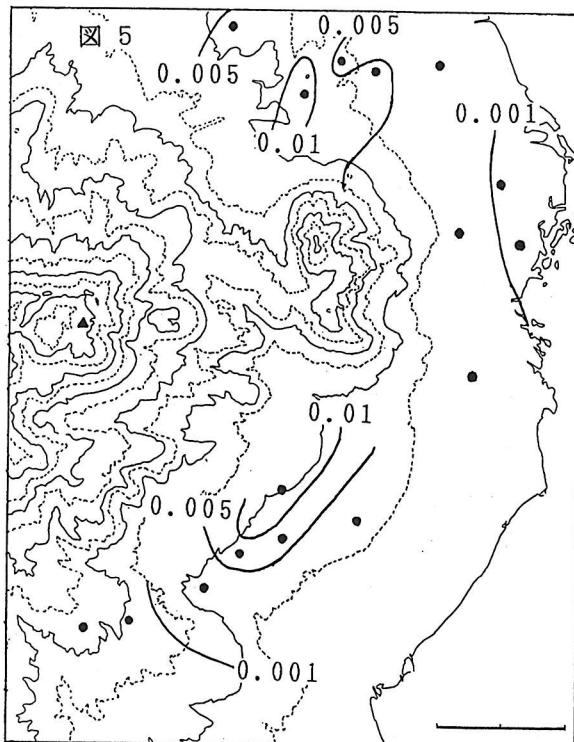
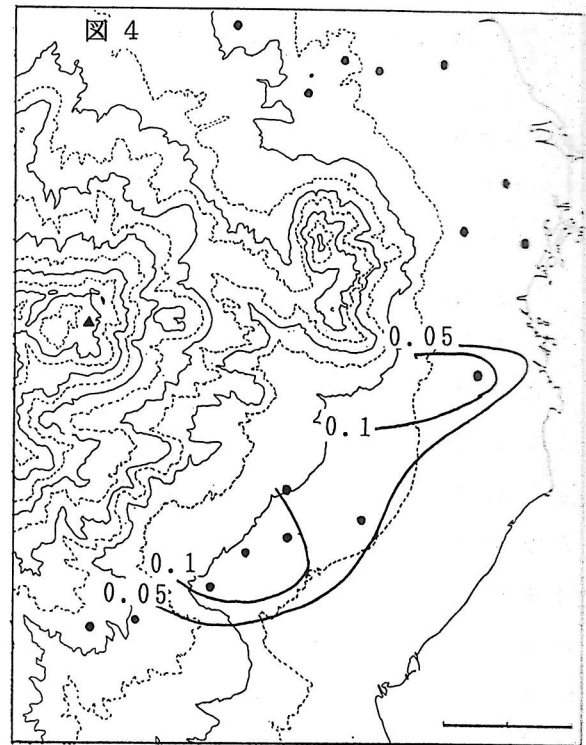
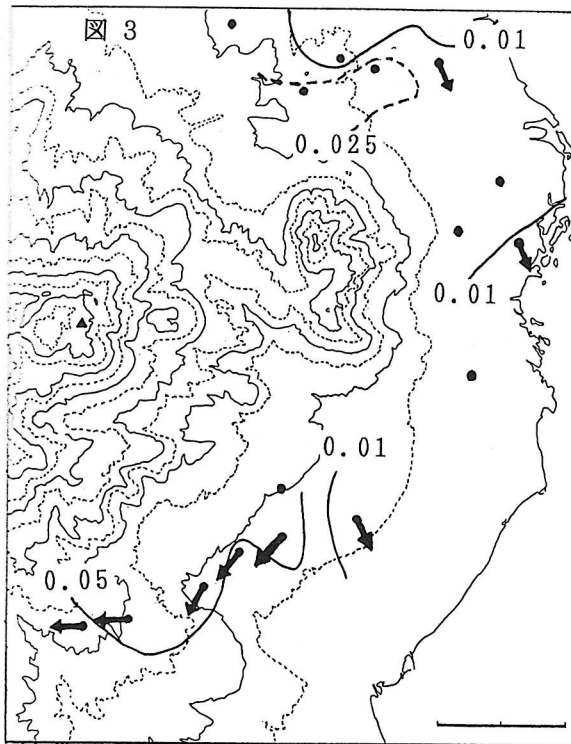


図 1 : 1991年9月15日の降灰量分布 (単位 ; kg/m^2) 図 2 : 1992年3月14日
 から3月26日までの日平均降灰量分布 (単位 ; $\text{kg}/\text{m}^2/\text{day}$) 図 3 : 同3.26～
 3.30 図 4 : 同3.30～4.28 図 5 : 同4.28～5.02 図 6 : 同5.02～5.16
 矢印は火山灰の付着から推定した降灰方向

7 画像処理による新富士テフラの形態と分類

吉川 昌伸 (パレオ・ラボ)

Masanobu YOSHIKAWA; Morphology and Classification of the Younger
Fuji Tephra by an Image Processing System

はじめに: 関東平野では、縄文時代以降の低地性堆積物中に富士山起源のスコリアが多く挟在し、これらテフラが給源地と対比できれば堆積物の編年や地域間の対比などが可能であり植生史研究や考古学などにおいて極めて有効である。しかし、スコリアの分析には発泡形態、鉱物組成や屈折率などが行われてきた(遠藤ほか, 1987; 小山ほか, 1991など)が、鉱物組成や屈折率では十分な区別ができないことから、大半は発泡形態と考古遺物や放射性炭素年代値などの年代層位学的資料に基づいて対比されている場合が多い。スコリアの発泡形態は、各テフラで異なることは周知の事実であるが、酷似したスコリアも少なくない。一方、同定は第三者には評価できない主観的な記載が行われてきた。もちろん、既存の発泡形態記載でも給源地付近では極めて有効で、層序関係などにより区別可能なことも事実である。しかし、遠方では細粒化し、一部のテフラしか存在しないことから給源地と同様な手法で対比することは極めて困難と言わざるを得ない。そこで演者は、画像処理装置を用いてスコリアの発泡形態を数値化し、スコリアの同定の可能性について検討を行っている。ここでは、画像処理によるスコリアの形態と分類について報告する。

方法: 試料は、 $-0.5 \sim -1.0 \phi$ ($1.4 \sim 2.0 \text{mm}$) の粒径のスコリアを用いた。つまり、粒径により気泡の大きさが異なることから基準を統一して計測する必要があること、あまり細かな粒径を用いると気泡数が少なくなり統計的信頼度が低下すること、関東平野は遠方に位置し粒径は細粒になるが $-0.5 \sim -1.0 \phi$ であれば大半のテフラに含まれていることによる。

スコリアは、スライドガラスにエポキシ樹脂系接着剤ではりつけ、精密岩石薄片作成機により平坦に研磨する。スコリアの原画像を実体顕微鏡によりビデオカメラで取り込み、画像処理装置(Personal Imageviser)により2値化、ノイズを除去後、特徴量(面積、周囲長、フェレ径 $x \cdot y$ 、重心 $x \cdot y$)を計測する。それら計測データを統計処理し、気泡の平均粒径、発泡率、 1mm^2 あたりの気泡数や平均円形度などを算出する。

スコリアの形態分類: 形態分類は、各テフラから代表的な形態を抽出し、113粒についてクラスター分析を行い分類した。その分類結果を主成分分析の結果ともあわせて検討し、A1, A2a, A2a', A3, A4a, A4b, A5, B1, B2, C, D, E, F, G, H1, H2a, H2b, H3, I, Jの20タイプに区分した。さらに、1000粒のスコリアに

形態分類の基準を適用し、分類の妥当性について検討を行った。

新富士火山のテフラ（特にS-2～S-25）について検討した結果、A2aやA4aなどの様に大半のテフラに含まれる形態と、D、F、H1などの一部のテフラにしか含まれない形態が判明した。現状では、すべてのテフラについて統計的に十分なデータを持ち得ていないが、発泡型の構成から、かなりテフラを区別できることが推定される。

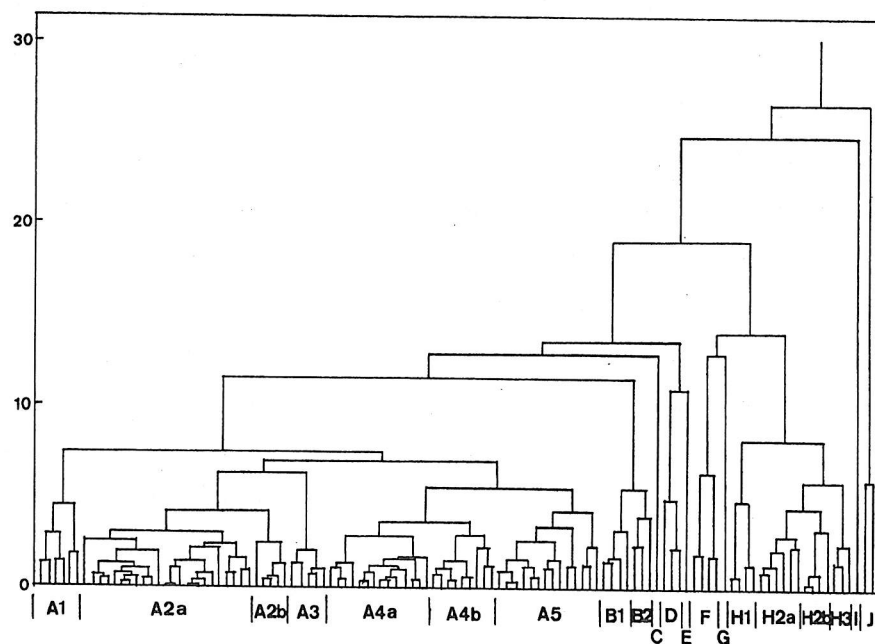


図1 クラスタ分析によるスコリアの分類結果

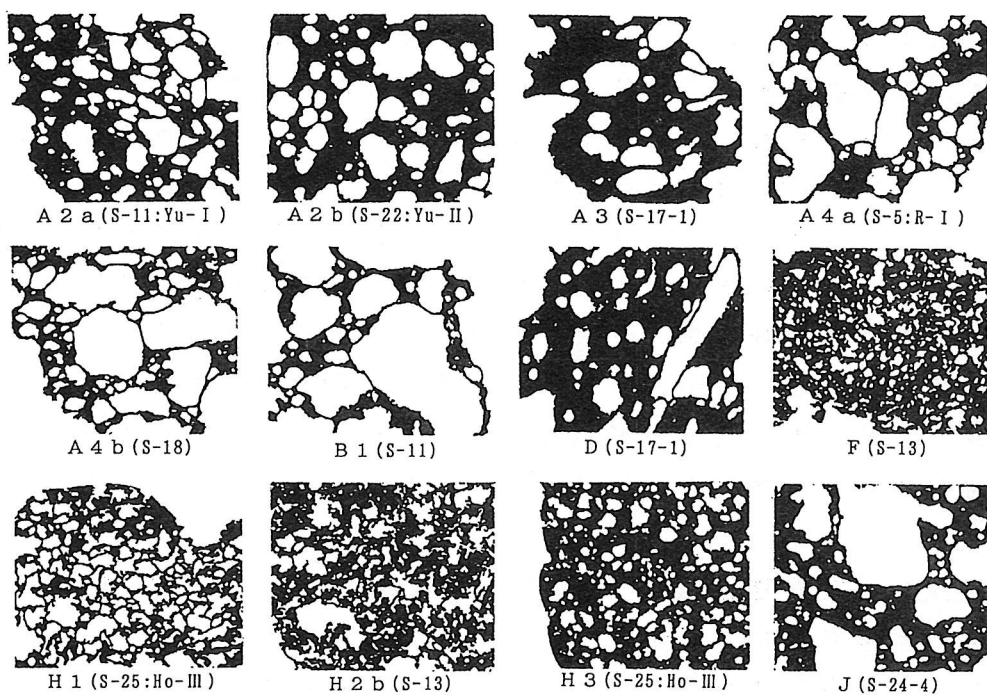


図2 各タイプのスコリアの2値化像（スケールは1mm）

8 火山ガラスの屈折率に与える水の影響 - 入戸火砕流及び雲仙の噴石を用いた実験例 -

奥井 真人 (日本工営 ㈱)

Masato OKUI; Effect of Water on Refractive Index of Volcanic Glass

- An Experiment using Ito Pyroclastic Flow and Unzen 1991 Pumice -

1. はじめに 火山ガラス屈折率は Gradstone and Dale 式に従って、火山ガラスの化学成分と密度によって決定されることが知られている。テフロンクロノロジーでは、この性質を火山灰の対比に利用してきた (新井, 1976, 新井・町田, 1980,)。火山ガラスの標準的な分析方法は新井 (1972)、横山ほか (1986)、吉川 (1978) などにより提案されている。檀原 (1991) は火山ガラス屈折率が風化の過程で水和化の影響を受けることを示唆した。火山ガラス中の水の量が、火山ガラス屈折率に対してどのような影響を与えるかを検討することは、火山ガラス屈折率を用いた火山灰の対比を行う側面からも極めて重要と思われる。本研究では火山ガラスを加熱した際にガラス屈折率がどのような変化を示すかを明かにし、あわせて、加熱した際のガラスの重量変化を示し、火山ガラス屈折率測定方法の標準化への足がかりとなる知見を提供することを目的とする。

2. 実験方法 本研究では電気オーブンの温度をそれぞれ 110℃、120℃、140℃ に一定に保ったなかに軽石の粉末の測定試料をいれ乾燥させた。測定試料には入戸火砕流中の軽石および雲仙普賢岳 1991 年 6 月 11 日噴石中の灰色軽石の火山ガラスを用いた。乾燥して行く過程で最長 1500 時間にわたり火山ガラス屈折率を測定することにより各測定試料の火山ガラス屈折率の変化の様子を観察した。また、あわせて、乾燥時間に対する火山ガラスの重量変化を測定し、屈折率の変化と比較した。火山ガラス屈折率測定には京都フィッシュントラック製の RIMS 86 温度変化型屈折率測定装置を利用した。

3. 結果 図 1 にそれぞれ 110℃、120℃、140℃ に乾燥温度を一定に保った場合の乾燥時間に対する入戸火砕流の火山ガラス屈折率の変化および、140℃ に乾燥温度を一定に保った場合の雲仙普賢岳 1991 年噴石中の灰色軽石の火山ガラス屈折率の乾燥時間に対する変化を示す。図 2 に入戸火砕流および雲仙普賢岳 1991 年噴石中の灰色降下軽石の乾燥時間に対する重量変化の割合を示す。

4. 考察および今後の課題 火山ガラス屈折率は、その乾燥温度を 110℃ ~ 140℃ のある温度に一定に保った場合、それぞれの温度に応じ、乾燥時間に対して指数関数的に低下する。この傾向は乾燥による火山ガラスの重量の減少の傾向とよく一致している。この火山ガラス屈折率の低下は火山ガラス中の成分が加熱によって分離したことによって生じたものと考えられる。屈

折率低下の変化が110~140℃と低い温度でも生じること及び重量の変化量から見積ると、この変化は水の分離によるものと思われる。今後の課題として火山ガラス中でのこれらの水の存在状態を明らかにしてゆくことが、挙げられる。

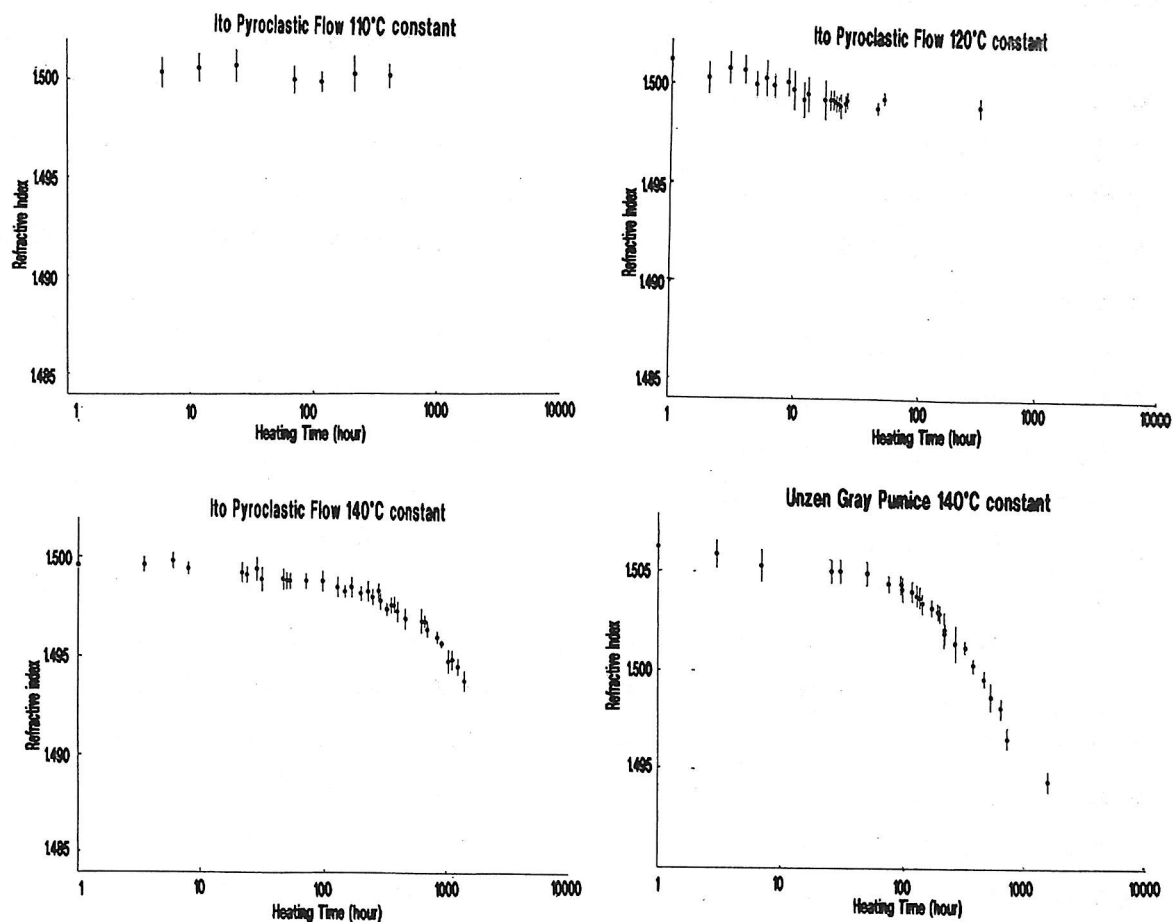


図 1 火山ガラス屈折率の乾燥時間に対する変化

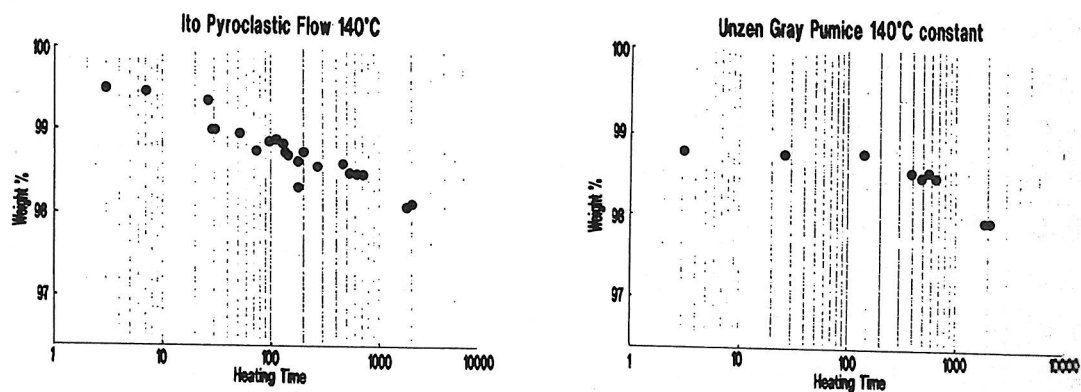


図 2 火山ガラスの乾燥時間に対する重量変化率

スコリア質母材における元素の溶解性

佐藤信彦・坂上寛一・浜田龍之介（東京農工大学・農学部）

Nobuhiko SATO, Kan-ichi SAKAGAMI and Ryunosuke HAMADA; Solubility

of elements of scoriaceous parent material.

1. はじめに スコリアは多孔質かつガラス質であるため、一次鉱物に比して著しく風化抵抗性は低いものと考えられる。スコリアの風化に伴う土壌液相への各種元素の放出は、土壌生成過程および土壌の理化学性に及ぼす影響は大きいと考えられる。さらにスコリアからの Al, Fe, Si の溶解放出は、ペドケミカルな二次鉱物の生成において重要な起源となる。

本報では、噴出年代の異なるスコリア質試料を用いて各種元素の水に対する溶解性の経時変化を分析したのでその結果を報告する。

2. 試料および分析方法 試料は、富士山頂から約15km東方に位置する静岡県小山町本村の切通しで採取した(図1, 2)。分析には、Ho直下の2層, Yu-2を含む3層およびY137-2~3に相当する4層を供した。

試料1gに対して20mlの脱イオン水を加え、1回/日振とうしながら25℃で恒温静置し、各時間経過後の上澄み液中の各元素を定量した。

3. 結果および考察 風化程度の一指標である粒径組成は、試料 A では土壌化の進行により他の試料に比してclay含量が高く、試料 C では試料 B に比してシルト含量が高く細粒化の傾向を示した。

水溶解性元素の経時変化の結果を図3に示した。塩基の溶解性は、Ca, Mgでは試料A > B > Cの傾向を示した。Ca, Mgは風化の初期に溶解性が高く、年代の経過とともに水溶性の存在形態から交換態へ変化すると考えられる。Feの溶解性は、試料Aでは痕跡量であり、試料B < Cと顕著な増大を示した。Siの溶解性は試料A < B < Cと増大した。Alにおいても同様に年代の古い試料で溶解性の顕著な増大を示した。

堆積後の年代経過が長い程、Fe, Al, Siの溶解性は高かった。また、溶液中のケイバン比が堆積年代の古い試料で著しく低下することから、堆積後初期の土壤溶液中ではSi過剰な状態であり、年代の経過とともにアルミノケイ酸塩を生成する方向に風化が進行していることが示唆された。

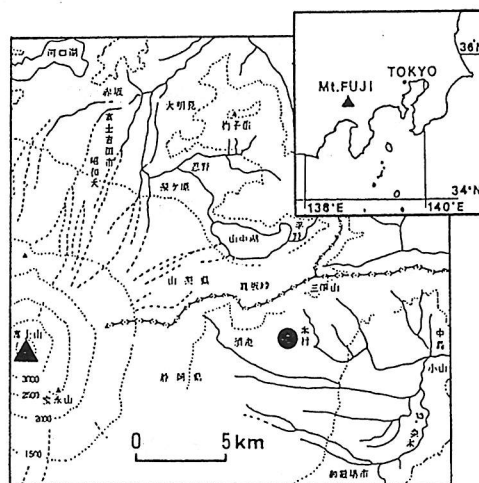


図1 試料採取地点位置図

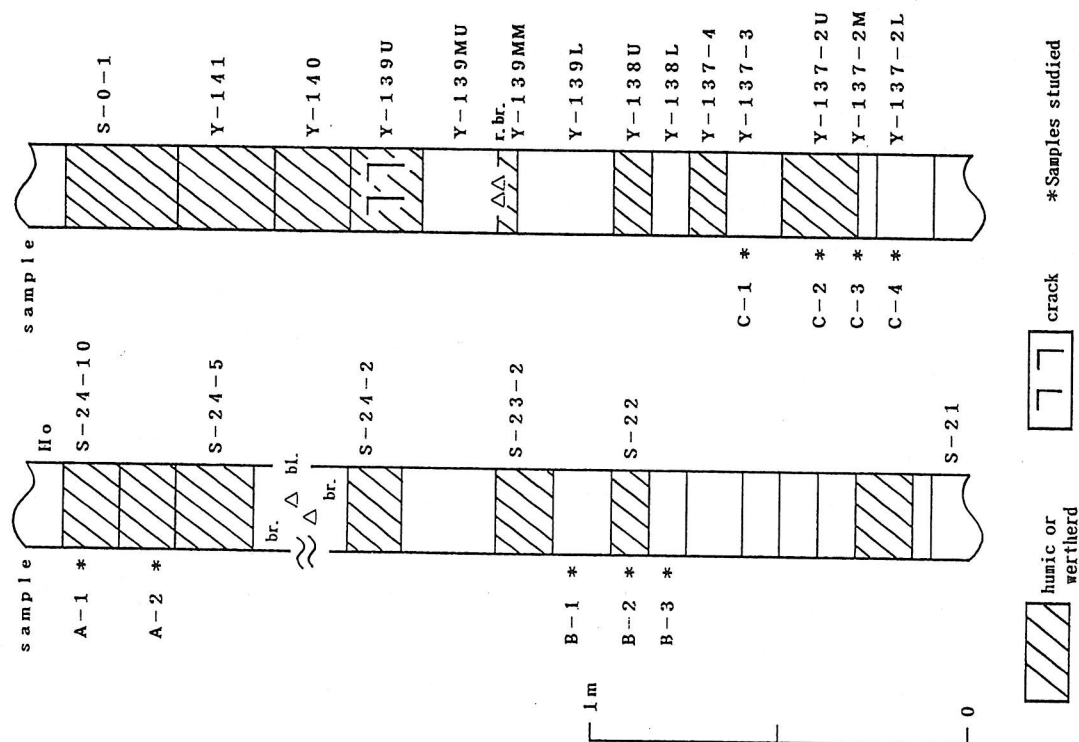


図2 模式柱状図と試料

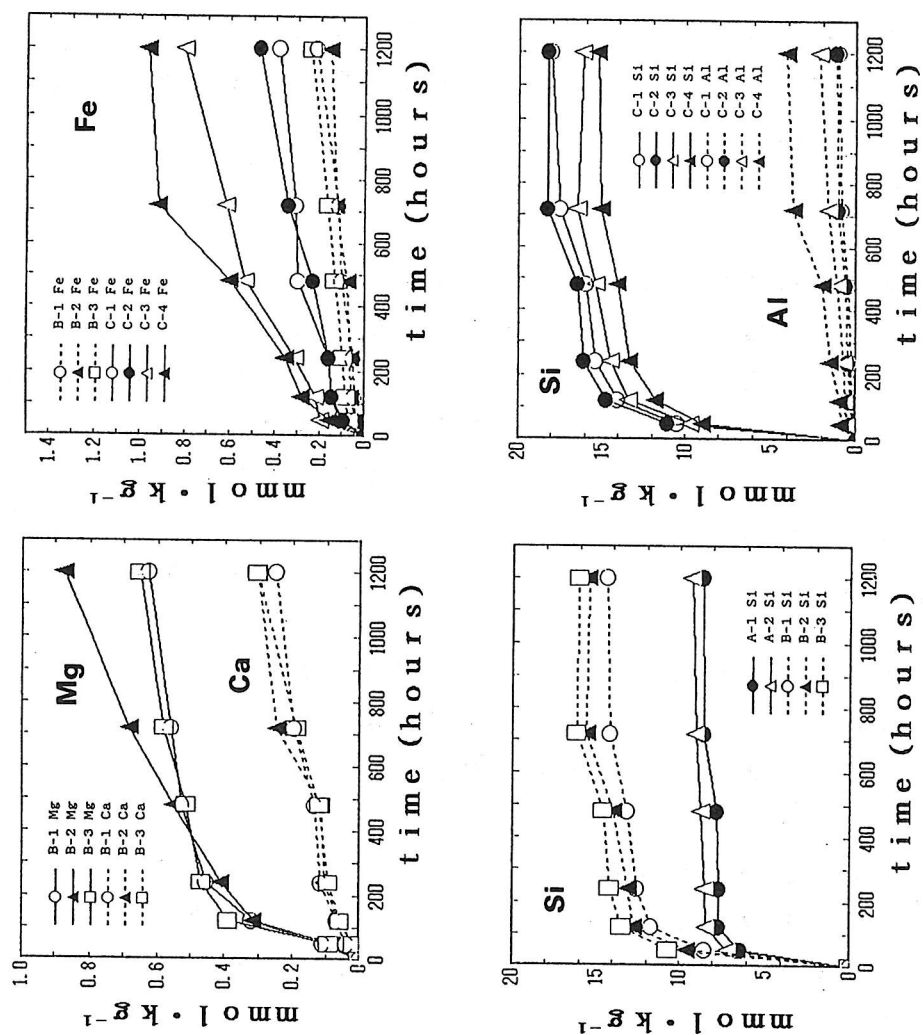


図3 水溶性元素の経時変化

10 琵琶湖高島沖ボーリング火山灰の降灰年代

吉川周作（大阪市大）・井内美郎（地質調査所）

Shusaku Yoshikawa and Yoshio Inouchi; Ages of Volcanic Ash Layers in the Takashima-oki Boring Core from Lake Biwa

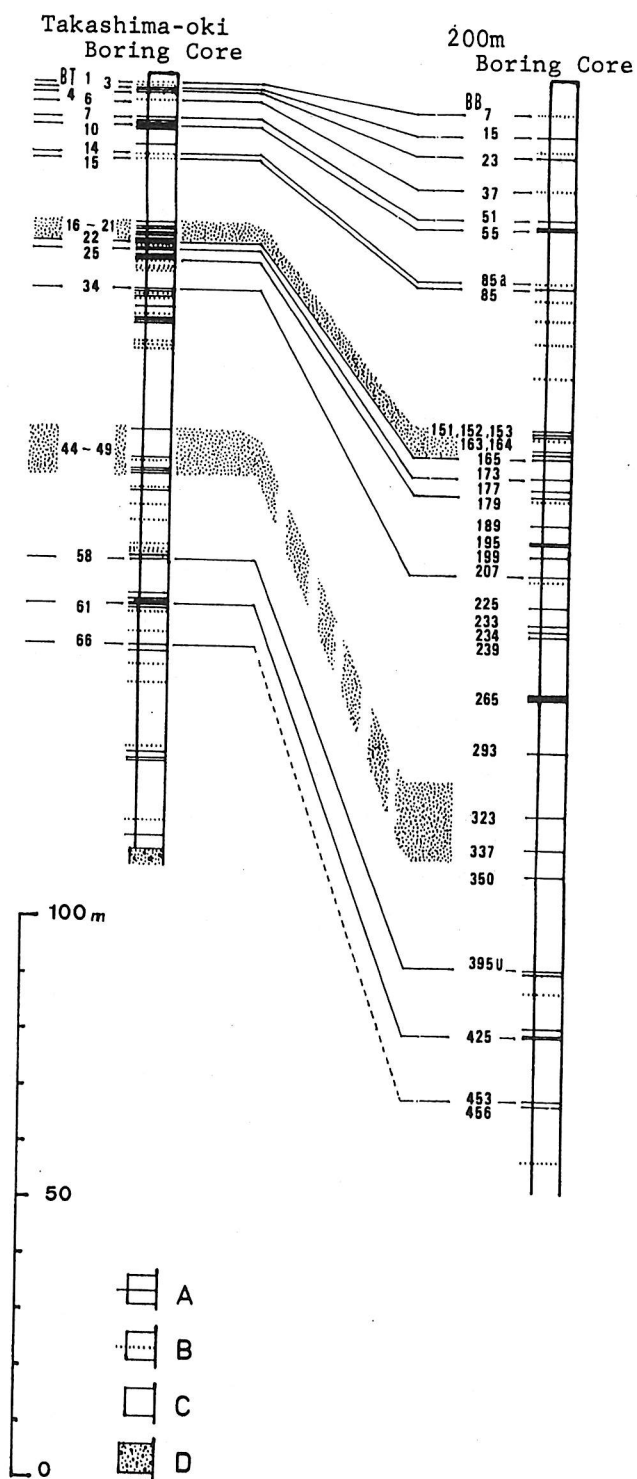
琵琶湖湖底下の堆積物は、1971年に琵琶湖で掘削された研究用200mボーリング、1982年にほぼ同じ地点で掘削された研究用1400mボーリングによって、地質学的に詳しく研究された。両ボーリングによって、湖底下には、200m以上の厚さにわたって細粒・均質な泥質堆積物が連続的に発達することが明らかになった。また、回収されたコアについては、岩相、火山灰、花粉・珪藻などの微化石、粒度分析、 $\delta^{13}\text{C}$ などの化学分析、古地磁気測定、フィッシュントラック（F.T.）年代測定など多様な総合的研究が実施され、多くの成果がすでに公表されている（Horie ed., 1984など）。これらの研究の結果、琵琶湖湖底下の泥質堆積物は、中・上部更新世から完新世の間断のない連続的な地史学的資料が保存されている極めて希な堆積物であることが明らかになり、同堆積物は第四紀後半の地史解明に非常に重要な役割を果たすと考えられるようになった。

第四紀後半の連続した自然史を良好に保存している琵琶湖湖底下の泥質堆積物は、また、非常に多くの火山灰を良好な状態で保存しており、琵琶湖及びその周辺に降灰した火山灰をほぼ完全な状態で記録している。

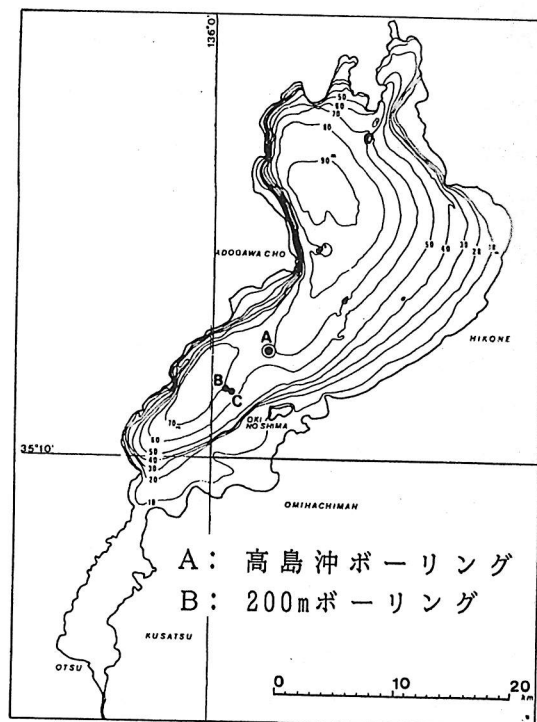
最近、琵琶湖の沖島と安曇川デルタの中間地点の高島沖で研究用の141mボーリングが掘削され（井内、1987）、湖底下137mまでの均質なシルト質粘土中に45の火山灰層と31の火山灰降灰層準が発見された（吉川・井内、1991）。この高島沖ボーリングは、従来の200mボーリング・1400mボーリングに比べ、より詳細な火山灰層序を提供することとなった。すでに、吉川・井内（1991）でも指摘されてるように、高島沖ボーリングで得られた火山灰層序は、西日本における中・上部更新世から完新世の標準火山灰層序となる。この高島沖ボーリングで発見された火山灰については、吉川・井内（1991）によって、その火山灰層序、すべての火山灰の岩相・岩石記載的性質が詳しく記載されている。

本報告では、高島沖ボーリングコアで見いだされた火山灰の岩相・岩石記載的性質及び火山灰層序（吉川・井内、1991）を基礎にして、琵琶湖200mボーリングの火山灰、さらに大阪平野の火山灰や広域火山灰との対比について検討する。そして、この火山灰の対比に基づいて従来の層序学的資料を検討し、高島沖ボーリングに挟まれる各火山灰の降灰年代を推定することにする。

第1表に高島沖ボーリングの主要な火山灰の降灰年代を示す。



第2図 高島沖ボーリングと
200mボーリング火山灰の対比図
(吉川・井内, 1991を一部修正)



第1図 位置図

第1表 高島沖ボーリングの
主要な火山灰の降灰年代

VOLCANIC ASH	AGE(ka)
BT10	25
BT15	43
BT16	79
BT22	87
BT25	91
BT28	96
BT34	114
BT41	129
BT44	185
BT49	210
BT51	215
BT58	250
BT61	280
BT66	300
BT72	360
BT76	400

Naoko Kitada, Kiyoshi Wadatsumi and Shinji Masumoto ; Fission-track Dating of the Tephra from the Osaka Group - ITP-FT Dating using hydrated glass shards -

大阪層群中のテフラの年代をその主要構成物である火山ガラス片を用いて測定した。一般にテフラ中のガラス片は生成後現在に至るまでの期間に水和(Hydration)をこうむっている。われわれはテフラの年代を測定するにあたり、この水和ガラス片を用いたフィッション・トラック年代測定法について取り組んでいる。この水和ガラス片を用いた年代測定法の一つにWestgate(1989)の isothermal plateau fission-track dating method (ITP-FT年代測定法)がある。これは自発トラックの消失(fading)による年代の若返り効果や熱履歴を一定の温度で熱処理補正して年代を算出する方法である。われわれは基本的にはこの方法にしたがいながら、熱処理時間の短縮を目的に処理温度をWestgate(1989)よりさらに15℃上げた165℃での処理を試みている。

試料を加熱するとアニーリング効果により自発トラック密度は緩やかに減少する。しかし誘発トラック密度は熱処理初期に急激に減少しやがて緩やかな減少へと移行する。補正年代はこの自発トラック密度と誘発トラック密度比が一定となるプラトー相中にて算出する。プラトー相の判定にはこの密度比の変化を観察することでわかるが、Westgate(1989)は照射・未照射サンプルの平均トラック口長径がほぼ一致する条件を、プラトー相到達の判定に使っている。この判定法を用いると、少量のサンプルでもトラック密度の変化を測定することなしに、平均トラック口長径の一致を確認するのみでプラトー相到達を判定することができる。

165℃の新しい熱処理条件を用いるためには、この条件でのトラック密度・トラック口長径の変化とプラトー相への到達時間の関係を確認する必要がある。Fleischer et al.(1969)の Arrhenius plotの図より Westgate(1989)の150℃30日加熱(1.50 ITP₅₀)は、165℃の条件では5日前後の加熱と同じであることが求められる。そこで照射・未照射の試料を分割して7つのセットを作り、個々に1日、3日、5日、7日、10日、28日間の熱処理を行った。これらのサンプルと未加熱のサンプルを用いてトラック密度とトラック口径の変化を観察した。熱中性子線の照射は京都大学原子炉実験所において行った。実験試料には第四紀のテフラで水和ガラス片を多量に含む大阪層群中のピンク火山灰(大阪府堺市別所)を用いた。サンプルは個々に樹脂に埋め込んだ

後、研磨をしてガラス面を出してから24%のフッ化水素（HF）を用いてエッチングをした。実験操作のフローチャートは図1に示す。

熱処理が進行するにつれ、誘発トラックは始めは大きく減少しながらやがて緩やかに減少して自発トラックとの密度比が一定になる。この変化と平行して照射サンプルの平均トラック口長径は減少しながら未照射サンプルの平均トラック口長径に近づき、ついには一致する。これより3日間加熱以降がトラック密度比とトラック口長径分布の両方を同時に満足するプラトー相であることがわかる。すなわち、トラック密度比より平均トラック長径の変化の方がより厳密なプラトー相を指示する（図2）。この結果より、十分にプラトー相である 165ITP_{10} （ 165°C 10日間）の熱処理を行い、照射サンプルと未照射サンプルの平均トラック口長径の一致を確認することで、Westgateと同様にプラトー相到達を認定してITP-FT年代を算出することが可能となる。

以上の結果より本実験では、実際に大阪層群中のテフラの水和ガラス片を 165ITP_{10} の条件で熱処理を行いプラトー相到達の判定を行って年代を算出した。さらに、年代標準試料を用いた算出年代の標準化を行い、この年代値を用いて議論をする。

測定にはWadatsumi and Masumoto (1989)の画像計測システムを用いた。さらに樹脂中に点在するガラスの計数面積の測定にpoint-counting法を用いたので、升本・弘原海(1990)の自動制御ステージを使用し、これらを組み込んだガラスフィッシュン・トラック年代測定用の独自のプログラムを用いて測定の高速度を試みた。

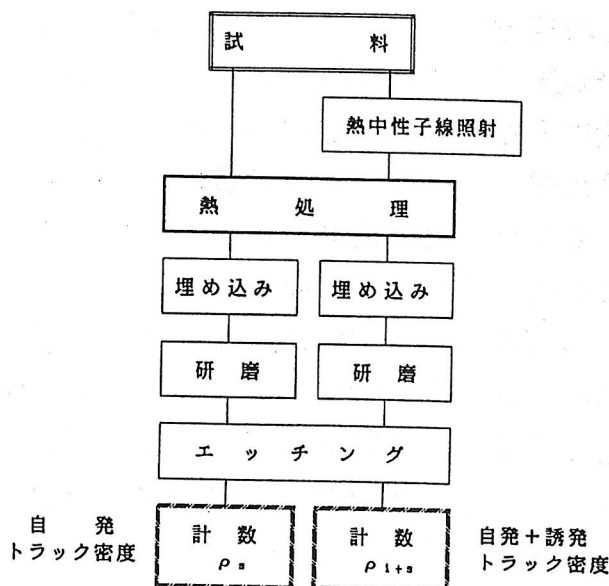


図1 実験のフローチャート

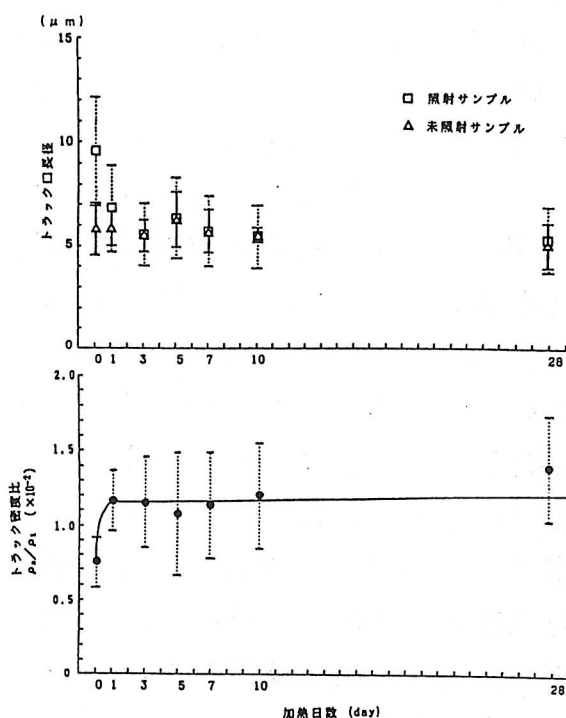


図2 トラック密度比
平均トラック口長径の変化

12 日本における更新世後期広域テフラと高海面期の編年の再検討

町田 洋 (都立大理地理)

A review on the age of some widespread marker-tephras and high sea level stages of Late Pleistocene in Japan

H.Machida(Tokyo Metropolitan Univ.)

日本における更新世後期の編年は、従来南関東における海成段丘とテフラとの層位関係およびテフラの放射年代測定を標準として行なわれてきた。その結果、最終間氷期にあたる下末吉段丘の年代は約13万年前、その後の亜間氷期にあたる引橋段丘約10万年、小原台段丘約8万年、三崎段丘約6万年前とそれぞれ推定された。その後最近の十数年間に、南関東のテフラ層序のなかに九州のカルデラ火山起源の数枚の広域テフラが組み込まれるようになった。このことはつぎの3つの面から上記の編年を改めて見直させる動機になる。それは、1) 広域テフラのくわしい放射年代測定、2) 深海底堆積物において見いだされたそれら広域指標テフラの有孔虫殻酸素同位体比層序上の位置、3) 海成段丘とテフラとの関係について日本の諸地域から得られた比較材料、などである。これらに基づき、従来の知見を再検討してみよう。

広域テフラのうち Aso-4, K-Tz, On-Pm1, Ata, Aso-3 の5層は、西日本から東日本にかけて、最終間氷期以降数万年間の相対的高海面期の時代決定にふかく関係するテフラである。これらの噴出年代は従来上記の南関東の編年から推定されたが、しだいに独立して噴出年代が報告されるようになった。とくに Aso-4 については、TL法、ESR法、U-series法などが試みられ71kaから84kaと従来より古い値が求められた(玉生, 1978; 沢田ほか, 1984; 長友, 1990など)。もしこれらを前提にすると、Aso-4 におおわれる小原台段丘は80kaよりも古い可能性が生じた。一方、これらのテフラが介在する太平洋の3本のピストンコアについて、大場(1991)は、有孔虫殻酸素同位体比層序のなかで、Aso-4 がステージ5.2とみられる層位に、また Ata はステージ5.3-5.4とみられる層位にある可能性を示唆した。Ata は、南関東で箱根起源の KmP-8 と KmP-9 の間に認められ、その噴出年代は85-90kaと考えられていたので、これもまた注目すべき知見である。

今後なお、より精度の高い年代測定、そしてよりよいコアについてのくわしい検討が必要であることはいうまでもないが、新しく得られたこれらの情報に基づくと、最終間氷期以後の各高海面期につくられた引橋、小原台、三崎の諸段丘は従来年代よりそれぞれ15-20kaほど古いという可能性が現われたといえよう。なお九州宮崎平野や種子島などからの海成段丘と広域テフラの関係についての情報も、上の推定と矛盾しない。またいわゆる引橋期は、下末吉期の一部に組み込まれそうである。

Koichi SHIMOKAWA, Eikichi TSUKUDA, Koji OKUMURA and Hideaki OHSHIMA;
Stratigraphy and tectonics of the Uma-oi Hills and the Yuni-Abira
Basin, Central Hokkaido.

北海道中央部には、地質構造を2分する石狩低地帯が、日本海側の石狩から太平洋側の苫小牧へかけて南北に伸びており、その東縁部の馬追丘陵は後期更新世の活発な構造運動を反映していると考えられる。我々は石狩低地帯東縁部に発達する断層群の活動性を明らかにするとともに、馬追丘陵及び由仁安平低地において構造帯内部の変形運動を詳細に解明することを目的として調査を行っている。今回、石狩低地東縁部（図1、測線Nn）で実施した反射法地震探査、夕張郡由仁町三川地区（図1、地点Yu）において行った深度50mの層序ボーリング調査、さらに馬追丘陵及び由仁三川低地内（図1、地点A～H）での露頭調査結果に基づき本地域の構造運動に関する考察を行った。

反射法地震探査の記録によると、測線の中央東寄りに地下約300mまでの地層を切る逆断層が推定される。その上部で地下約200mの連続した反射面は鮮新統～更新統の砂礫層下底面と考えられ、断層線付近より東側では約1/5の傾きで西傾斜している。これは断層運動に伴う上盤側の撓曲と考えられる。

由仁三川ボーリング調査では地下5.2m、6.5m及び19.6mからガラス質火山灰試料が得られ、顕微鏡観察、屈折率測定及びEPMA分析の結果、前2者はそれぞれAso-4、Toya火山灰に対比されることが明らかになった。またToya火山灰下位の地下7～8m付近の泥炭層の花粉化石群集解析の結果、上下の群集と比較してハンノキ属の比率が高くやや温暖であったと考えられ、馬追団体研究会(1987)による安平層Iに対比可能である。また、19.6m深度の火山灰は、見かけ、屈折率及び化学組成がK-Hb（奥村ほか、1985）に酷似しているが、層準等、対比についてはまだ問題点が残されている。

ボーリングコア及び露頭の柱状図を対比すると、図2のAではMpfa-3はSpfa-10の下位にあると考えられるので、BはMpfa-3堆積期（約4万年前）以降相対的に70m以上隆起したと考えられ、その変位速度は約2m/10³年に及ぶ。また、由仁安平低地は早来層堆積期以降急激に沈降したと考えられており、各柱状図での水中堆積火山灰の対比から、垂直変位量は約4万年前以降40mに及んでいることが明らかとなった。したがって、反射法地震探査結果と総合すると、馬追丘陵及び由仁三川低地は、早来層堆積後、石狩低地帯東縁部の断層運動に伴う断層上盤側の変形運動によって形成されたと考えられる。

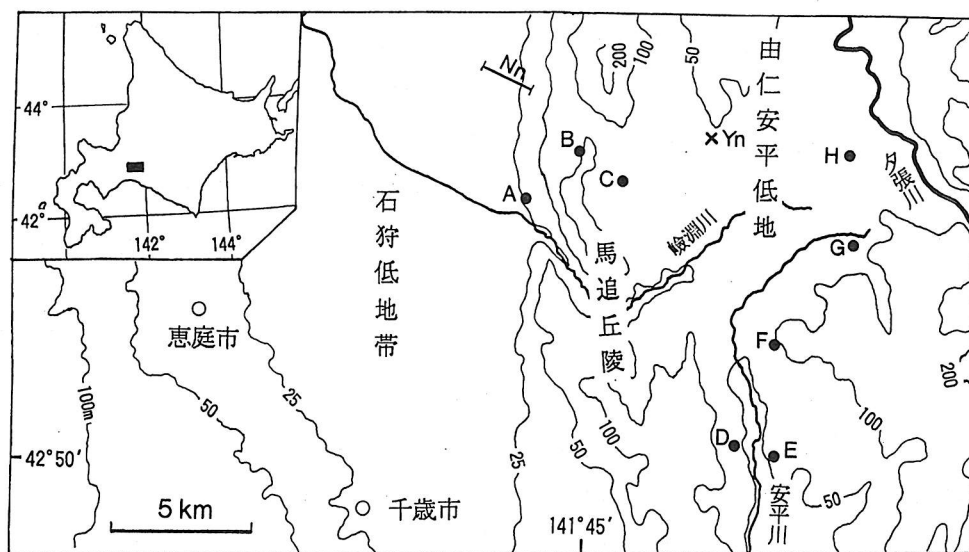


図1. 反射法地震探査(Nn), ボーリング(Yn), 及び露頭(A~H)位置図

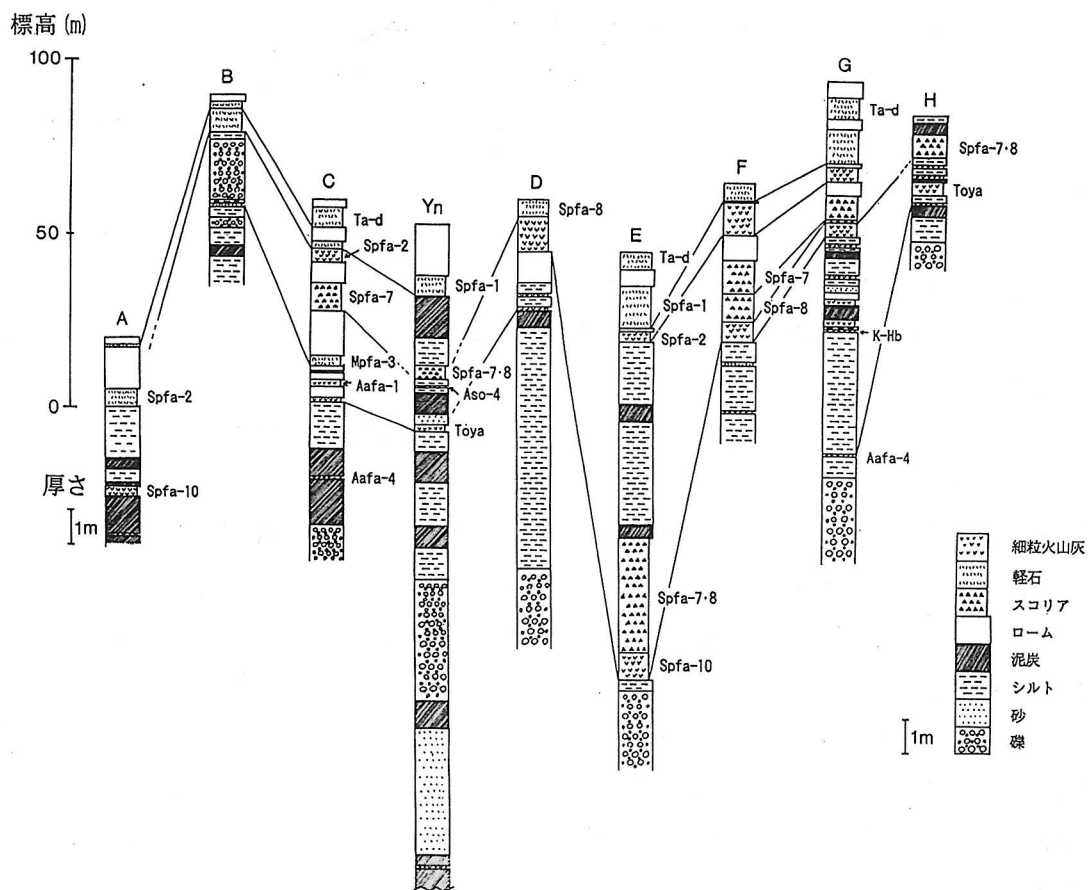


図2. 地質柱状対比図

各柱状図の上面の位置が標高を示す

14 静岡県蒲原丘陵付近に分布する古期第四系の年代と堆積場の変化

水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・奥村晃史（地質調査所）・

百原 新（千葉県立中央博物館）・福田美和（東海大学）

Kiyohide Mizuno, Haruo Yamazaki, Koichi Shimokawa, Koji Okumura, Arata Momohara and Miwa Fukuda; Age of the older Quaternary deposits in and around the Kanbara Hills near Mt. Fuji, Japan, with reference to transition of the sedimentary field.

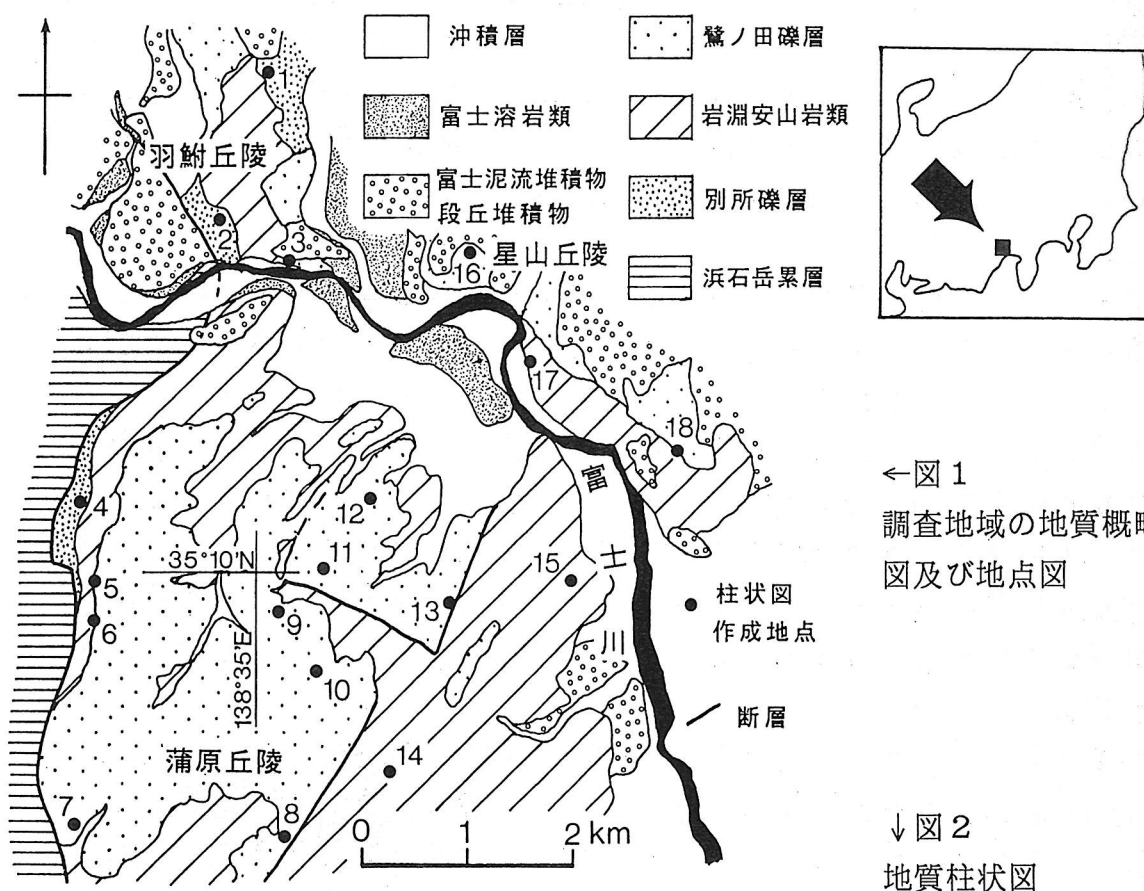
静岡県蒲原丘陵周辺は駿河トラフから延びるプレート境界域の一部に当たり、地殻変動が最も激しい地域のひとつである。演者らは、数10万年に及ぶ期間での地殻変動の場や速度の変化を明らかにする目的で、本地域の調査を進めている。ここでは富士川沿いの地域に分布する第四系の古地磁気測定及び挟在する火山灰層・植物化石の検討結果を報告し、地層の堆積年代と堆積場の変化について考察する。

調査地域の丘陵地を構成する古期第四系は、溶岩及び火山角礫岩からなる岩淵安山岩類とその下位の別所礫層（再定義）及び上位の鷺ノ田礫層で構成される。挟在するガラス質火山灰層のうちの主要なものを図2のように命名した。

地点3付近では岩淵安山岩類から鷺ノ田礫層までが整合的に堆積している。古地磁気は岩淵安山岩類の上部から上位が正帯磁、下位が逆帯磁を示す。鷺ノ田礫層中の40層準以上から植物化石を産出するが、その中にはメタセコイア等の前期更新世以前の時代を示す化石は含まれていない。また最上部及び沼久保火山灰層付近からナンキンハゼ等の温暖な気候を示す化石が、足ヶ久保火山灰層の少し上位及び最下部からヒメバラモミ等の比較的寒冷的な気候を示す化石が産出した。また足ヶ久保火山灰層は房総半島の笠森層中のKs18火山灰層（約0.6Ma）に対比される。これらの点から松山-ブリュンヌ境界が岩淵安山岩類上部の層準にあると推定される。この境界付近の層準と思われる海成粘土層が地点17、18付近にみられる。

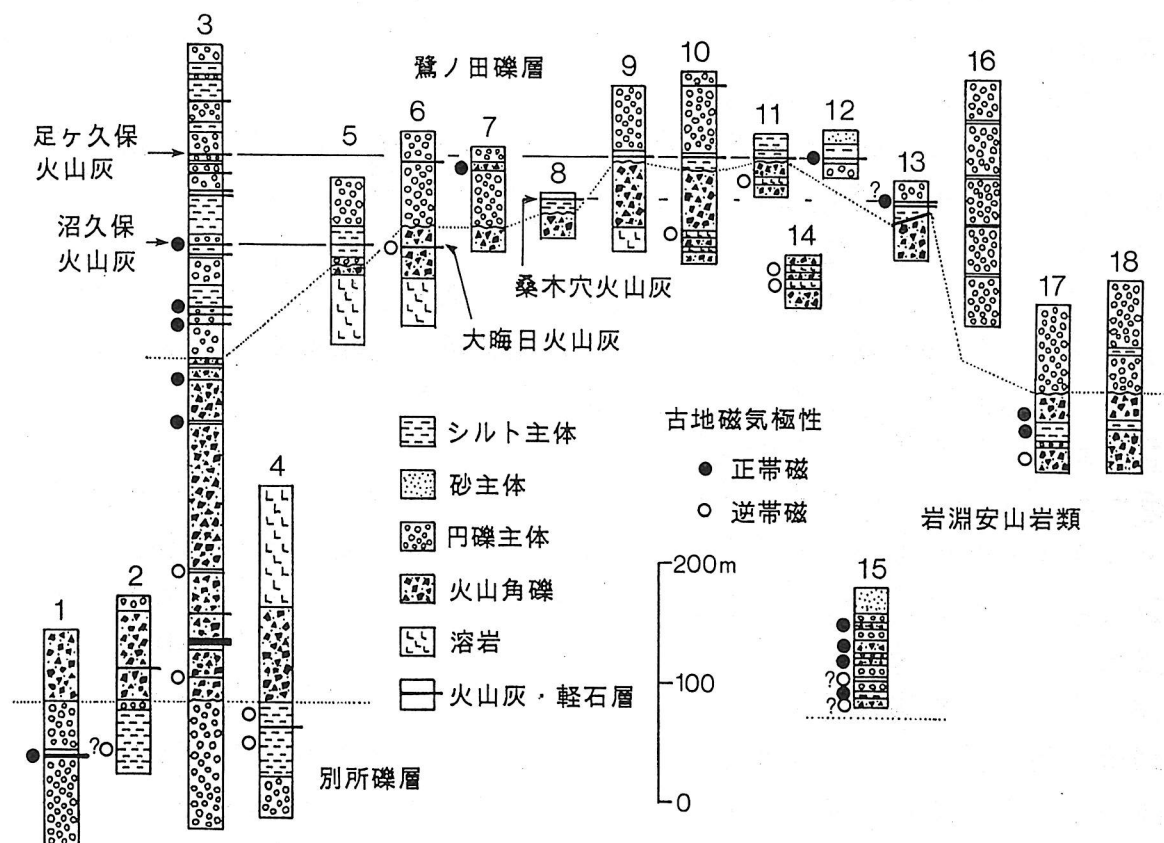
蒲原丘陵北西部では、沼久保火山灰層ないし足ヶ久保火山灰層付近から上位の鷺ノ田礫層が岩淵安山岩類を覆っている。この地域の安山岩類はすべて逆帯磁を示し、また挟在する大晦日^{おぼすもり}火山灰層は房総半島の国本層中のKu5A火山灰（約0.8Ma）に対比される可能性が高い。従って両層間には10万年程度の間隙があると考えられる。一方丘陵東部の地点15では岩淵安山岩類は礫層と互層をなす。その古地磁気は正帯磁が優勢で、層準的にハラミヨイイベントに相当する可能性がある。このゾーンは、羽鮒丘陵（地点1）では岩淵火山岩類の下位にある別所礫層中の正帯磁の層準に当たるかもしれない。

鷺ノ田礫層の層準で明らかに海成層と判断できる地層は、蒲原丘陵では地点11周辺だけにみられ、厚さも薄い。一方、星山丘陵では厚い海成礫層が分布している。羽鮒丘陵や蒲原丘陵に厚い礫層からなる別所礫層や同時期の堆積物とみなされる蒲原礫層が堆積していることを考えると、堆積場の中心はより東方へ移ったと考えられる。



←図1
調査地域の地質概略
図及び地点図

↓図2
地質柱状図



15 大井川下流域における中期更新世以後の古地理変遷

宮崎 隆 (県立伊東高)

Yu Ta Ka MIYAZAKI; Paleogeographic changes after Middle Pleistocene in the lower Drainage of the Oi River, Central Japan.

大井川は、本州中央部、赤石山脈中央より南部を南北方向に縦断し、山脈南端の栗ヶ岳(532m)東麓より東流し、広大な扇状地を発達させ駿河湾西岸へと流入する延長約160kmに及び東海地方有数の大河川の1つである。

下流域には、赤石山脈の急激な隆起を物語るように、大井川の運搬してきた中期更新世以降の厚い礫層より構成される丘陵、台地が分布している。

赤石山脈南部の本地域周辺では、堆積作用が活発に働いていると同時に地盤隆起も活発に進行してゐるため、古大井川が形成した河床面が隆起して台地や丘陵となり、侵食が進んでいるため、形成当時の古地理復元をすることが困難としてゐる。

接岸面図表という古地理復元図を作成すると、現在の大井川は駿河湾西岸に大規模な河口扇状地を発達させているが、過去の大井川が運搬してゐる礫層により構成される小笠山丘陵形成當時は、現在の菊川平野より遠州灘にかけての一带に、現在と同様の大規模な河口扇状地を発達させていたことが予測できる。このように、古大井川の砂礫により、中期更新世以後に形成されたことが推定されている地形に関して、

(1)、小笠山丘陵、(2)、坂部原丘陵、(3)、牧の原台地、(4)、現河口扇状地を取り上げ、各々の礫層堆積当時の古地理を復元してみよう。

(1)、小笠山レキ層堆積期

大井川は、栗ヶ岳(現標高532m)東麓より火剣山(現標高286m)西麓に存在していた谷部を南流して、菊川平野の南東部分に孤立する南山丘陵と西北部分より西南部分に広く分布してゐる小笠山丘陵とを結ぶ一带に、広く河口扇状地を発達させていたと推定される。

現大井川が流れる金谷町から島田市にかけての地域と、牧の原台地北西地域から南西地域にかけての一带には、当時、現在よりも高標高を有していた軟弱な新第三紀層より構成される山地帯が存在していたため、東流することを阻止していたと推定される。

(2)、坂部原レキ層堆積期

礫層堆積以前、大井川が東流するのを阻止していた高標高を有していた山地内に侵食が進み、特に、駿河湾方向より下刻をはじめた小河川(古坂口谷川、古勝間田川)河谷による頭部侵食が活発に進行したため、大井川河谷

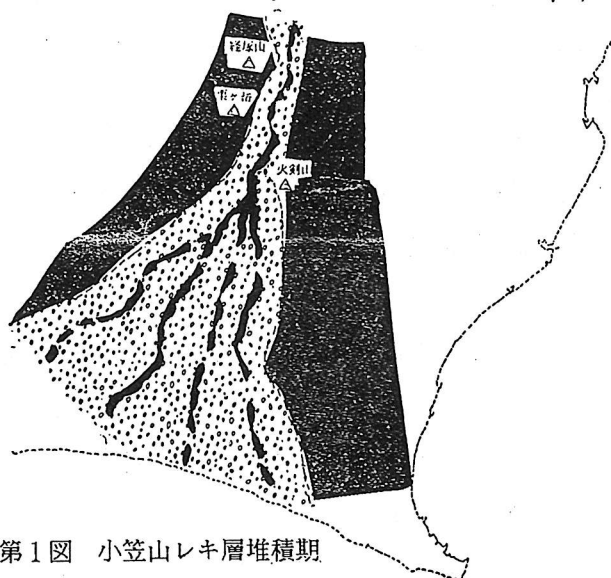
よりも低標高に切斷したため、当時は、遠州灘側に河口を形成していた大井川河道が、河川争奪され、駿河湾方向へと大きく流路変更したと推定される。

坂部原丘陵の分布が、北西-南東方向に延びる限られた帯状の地帯に限定されることから、河谷が保存され残った地形と推定される。

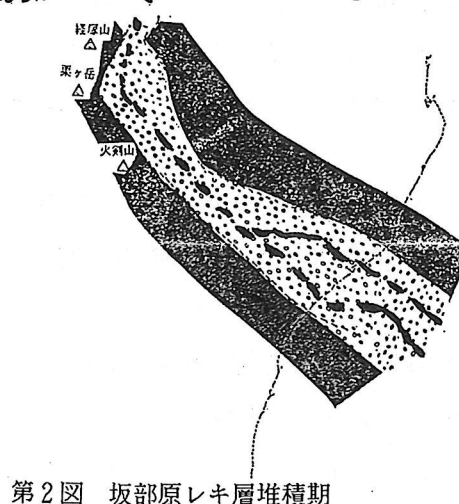
形成後、現在まで侵食が進み、平坦面の保存が悪いとはいえ、牧の原の地面分布高度よりも低標高で存在しており、仮に、礫層が、海水準低下期の産物であるとするならば、河口域は、現在の駿河湾下の海底に存在していたと推定される。

(3)、牧の原レキ層堆積期

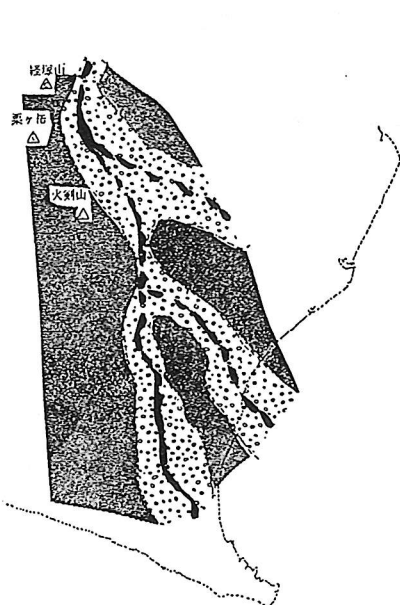
大井川は、現在の菊川平野北西域に存在していた新第三紀層山地(火剣山)により西流すること規制されていたため、駿河湾方向の山地低所を分流しながら流下していたと推定され、分地化が進行する過程において、西高東低の隆起傾向も加わり、流路を徐々に東方へと移動させていったと推定される。



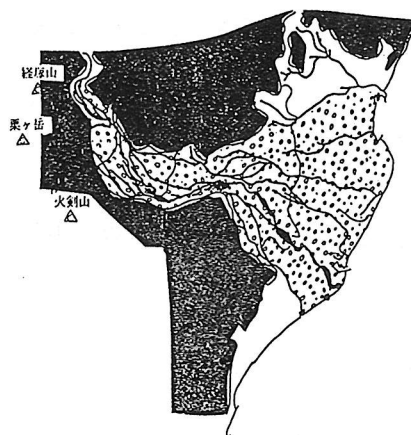
第1図 小笠山レキ層堆積期



第2図 坂部原レキ層堆積期



第3図 牧ノ原レキ層堆積期



第4図 現扇状地レキ層堆積期

Chitoshi Matsuba; The Middle Pleistocene series in Hokusei Cho area, MIE Prefecture.

東海湖消滅後 養老傾動地塊 鈴鹿山脈の隆起が顕在化して来る。両山地斜面の小河川はあつまって 員弁(いなべ)川水系を形成し、東海湖の堆積層を侵食して次第に 侵食扇状地性の段丘を形成して行った。

北勢町域は 養老、鈴鹿両山地にまたがり 段丘地形の発達が顕著である。

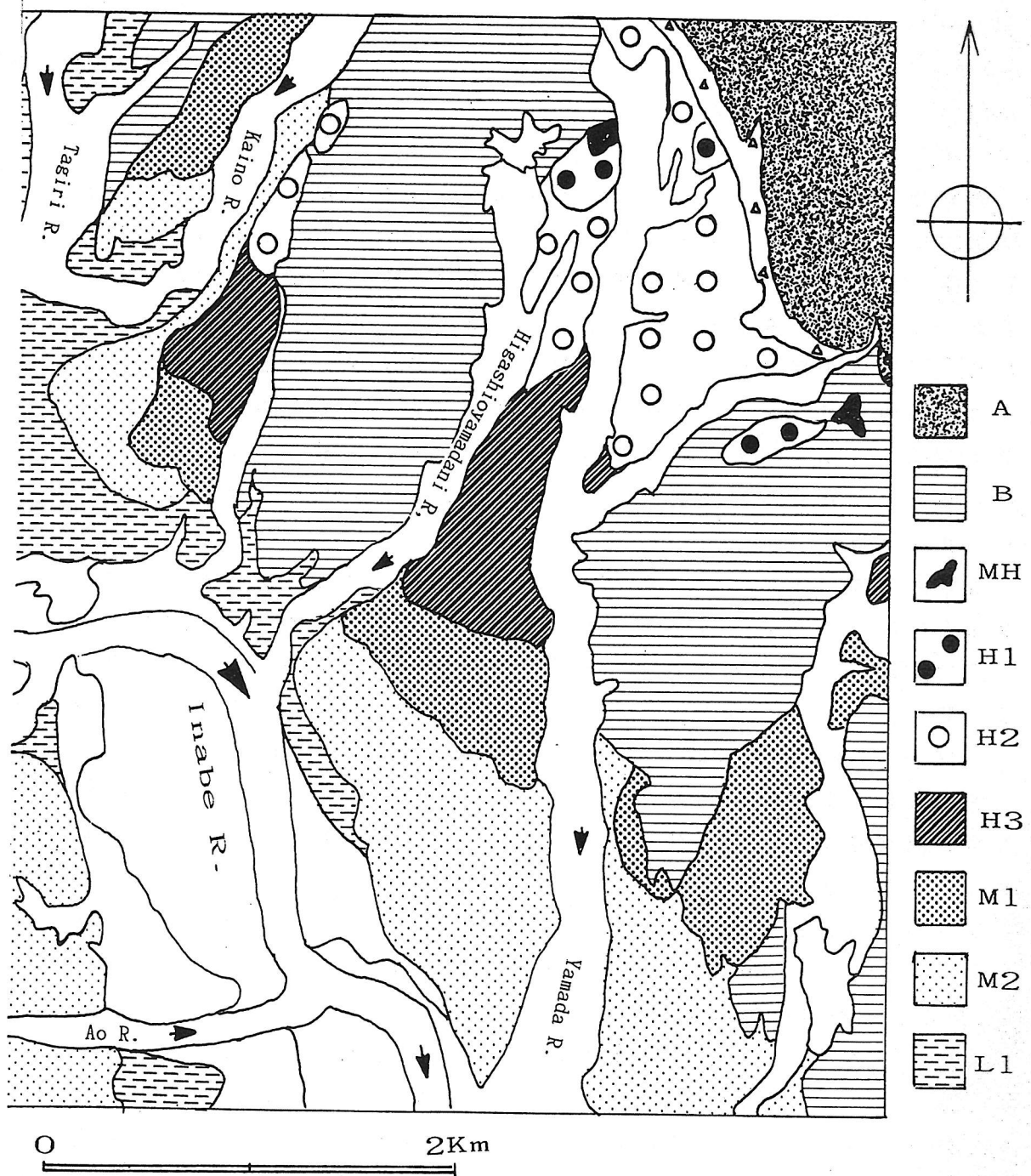
北勢町東部模式地 山田川 東小山谷川に はさまれた侵食扇状地性段丘を模式地として、H1面を平野(ひらの)神社面 H2面を 平野-中津原面 H3面を大辻新田面とする。 H1面の やや高位に 河床礫と考えられる 径30cm以上にもなる円磨された巨礫が散在していることがある。この巨礫の堆積年代はH1面形成以前と考え、MH最高位礫層とする。

北勢町北部地域には 川原段丘群 千司久連(せんじぐれ)段丘群 笹野台地段丘群があり、それぞれ MH, H1, H2, H3面が形成されている。

北勢町南部地域 鈴鹿山脈の急激な隆起時期の土石流を伴う堆積物と考えられる 東禅寺層がある。東禅寺層は堆積後、青川、多志田川によって侵食され、H1面、H2面、H3面を形成している。東禅寺層は 鈴鹿山脈基盤にアバットし 東海層群最上部の米野層には ほぼ整合に 重なっている。基底には鈴鹿山脈に由来する、石灰岩、砂岩、チャート、緑色岩類の巨礫を含み、東海層群 市之原下部礫層に含まれる湖東流紋岩礫もとりにこんでいる。

東禅寺層基底の巨礫層準は 養老山地の MH層準に対比される。また桑名市西方に分布する古期蓮花寺層(名古屋地学 第50号P29)と 礫種が一致し 東海層群大泉層 に不整合な点 等により 中期更新統と考えられる。

北勢町東部中期更新統模式地



- | | | |
|-----------------|----------------|-------------|
| A : ジュラ紀 砂岩・頁岩層 | B : 東海層群 | MH : 最高位礫層 |
| H1 : 平野神社面 | H2 : 平野・中津原面 | H3 : 大辻新田面 |
| M1 : 其原面 | M2 : 麻生田(おうだ)面 | L1 : 阿下喜下位面 |
| (大西神社面) | | |

Hiroshi YAGI and Tsutomu SODA ; Time and space distribution of emergence of middle Pleistocene gravel layer in Shinjo and Furukawa areas, Northeast Japan

I. はじめに

奥羽脊梁山脈の東西に位置する新庄及び古川地域は、ともに鮮新世以来の堆積盆地である。また両地域縁辺部には厚い礫層からなる丘陵が発達している(第1図)。それら丘陵を構成する礫層中や礫層を覆って向町、鬼首、鳴子などのカルデラを起源とすると見られるテフラが数多く認められる。演者らは、宮城県北部を中心として中期更新世以降のテフラ層序を明かにし、さらに一部のテフラについて西方の新庄盆地においてもその分布を明らかにした(早田・八木:1991)。本報告では、丘陵構成礫層とテフラ層との層序関係を報告し、さらに丘陵構成礫層の離水時期とその地域的ずれを考察する。

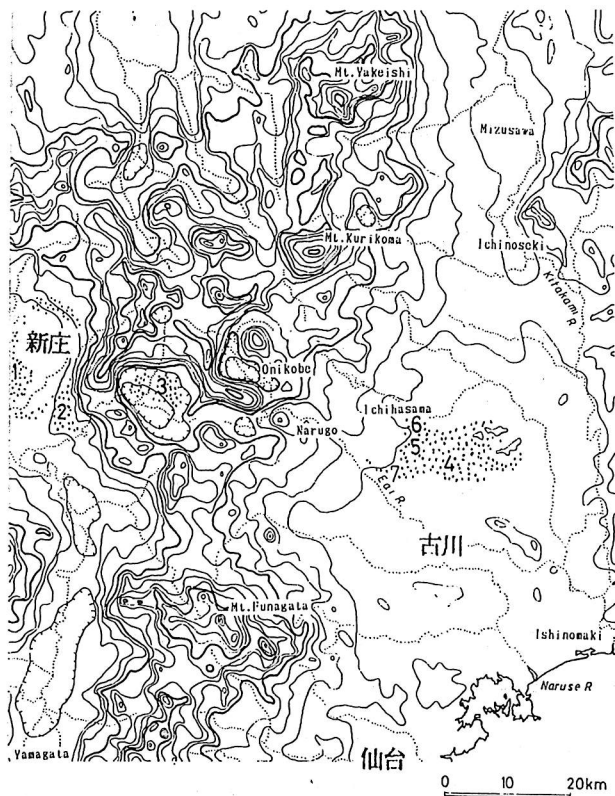
II. テフラ層序

宮城県北部においては中期更新世の示標テフラとして上部から岩出山軽石、曲坂火山灰、中里第1~3軽石、下山里テフラ層、平泉軽石、高清水軽石、池川テフラ層、古屋敷テフラ群、後沢テフラ群および高森テフラ群が認められる(第2図)。それらの一部についてはFTおよびTL年代が得られ、岩出山軽石が154~162ka(FT)・185~192ka(TL)、曲坂火山灰が219ka(TL)・220ka(FT)、

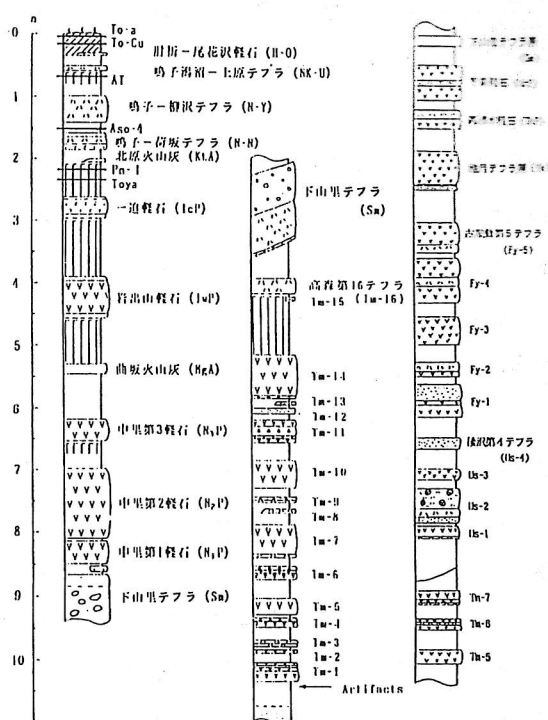
中里第3軽石が290ka(FT)とされている。さらに高森テフラ群の産出層準は、古地磁気測定から中期更新世と考えられている(広岡ほか, 1992)。新庄盆地においては上部から拓生テフラ層と東山テフラ層が認められる(第2図)。それらのうち池月テフラ層と東山テフラ層は火山ガラスの化学組成・屈折率およびOPXの屈折率から同一のテフラと同定できる。

III. 丘陵構成礫層の離水時期

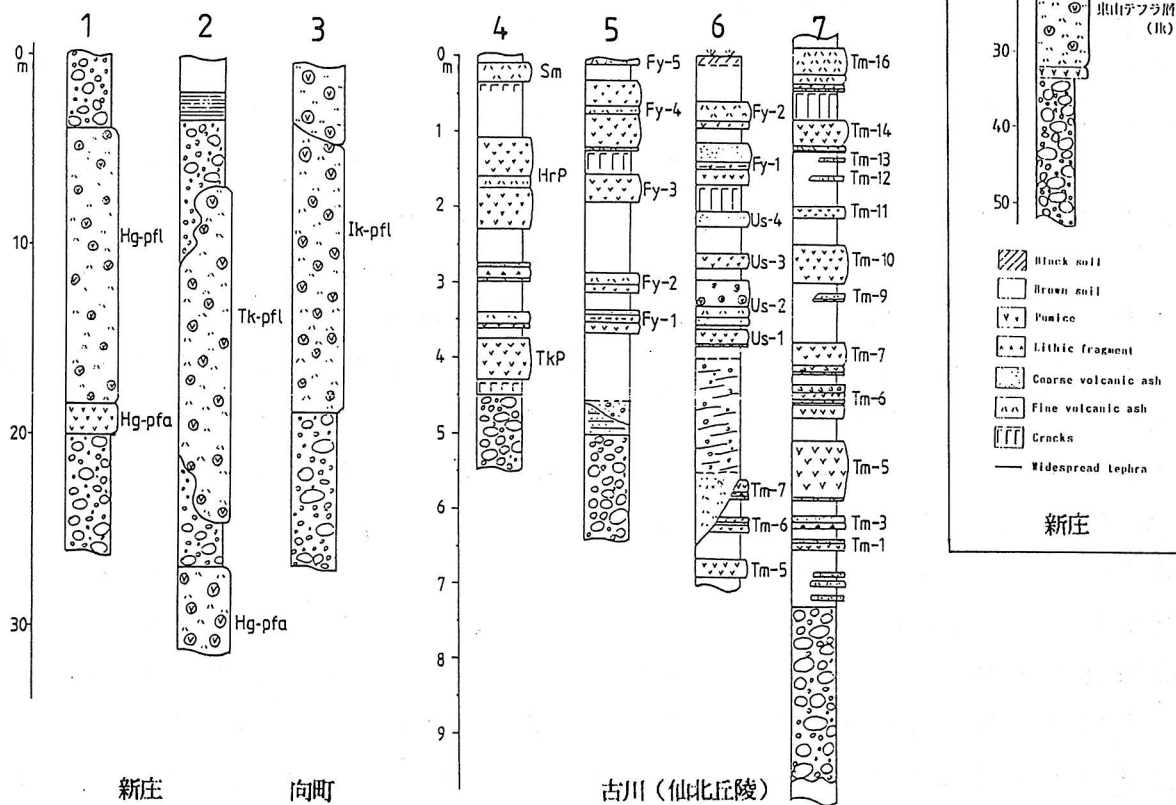
古川北部の仙北丘陵に分布する礫層は主として高清水礫層と呼ばれている(松野, 1967)。高清水礫層は地点によって異なるが、高清水軽石、古屋敷テフラ群あるいは高森テフラ群以上のテフラに覆われる(第3図)。高清水礫層に挟在する亜炭層の花粉分析結果は亜寒帯針葉樹が卓越することが報告されている(Ishida, 1981)。新庄盆地縁辺には山屋層と呼ばれる丘陵構成礫層が広く分布する。この山屋層中には東山テフラ層および拓生テフラ層が挟在する。テフラ層序や花粉分析結果から高清水礫層および山屋層は中部更新統である。しかし池月テフラ層が古川地域において高清水軽石と古屋敷テフラ群の間の層準にあることから、丘陵構成礫層の離水時期が脊梁山脈を挟んで東側の古川地域に較べ新庄地域で遅れたことがあきらかとなる。



第1図 調査地域の地形概観
アミ部：丘陵構成礫層の分布地域



古川（仙北丘陵）
第2図 新庄—古川地域の標準テフラ柱状図



第3図 各地点のテフラ柱状図

小泉明裕 (日大文理・聴)

Akihiro KOIZUMI; Occurrence of Freshwater fossils (Bivalves, Fishes, Pond turtles) and Accretionary lapilli from the late Middle Pleistocene deposits in Yokohama.

横浜市保土ヶ谷区, 国道工事露頭の海拔53m付近から, '92年5月に淡水生二枚貝類を主とし, 魚類, ヌマガメ類を伴う多数の化石が産出した。この下位にみられるスコリア質火山灰層中の一層準には, 火山豆石が見いだされる。これらの産出とその意義について概略を述べる。

貝化石等の産出層準(図3)の約3m上位には, 層厚約30cmのゴマシオ状軽石層がある。このテフラは下位より細かく成層するアズキ色火山灰, 青灰色ラピリ, 角閃石斑晶の優勢なゴマシオ状軽石の3 unitからなる。これに酷似するテフラが, 秦野市内の大磯丘陵においてTm-33(以下テフラ名は上杉(1976)及び遠藤・上杉(1972)による)とTm-31(カ・カ°ミヌ)の間(Tm-32の層準)に, 本地点と全く同じ産状でみられ, 両者は対比される。さらに上位には, 大磯丘陵の土屋ローム層下部～七国峠ローム層層準の鍵テフラTu-1, Tm-44(黒岩ハ°ミヌ)を挟在し, Tm-44より上位のローム層は風送陸上堆積である。また化石産出層は南西側に層厚を減じて下位の段丘礫層にアバットしている(図3)。この不整合面直上には, Tm-18(サヒ°イヌツハ°ミ), Tm-19(タマツ°サント°)が斜面堆積している。以上から淡水生化石群と火山豆石の産出層準は, 早田ローム層上部層準に相当する。

貝化石・骨化石(魚類, 亀類, その他)の保存は悪く, 脆弱である。とくに亀類の骨質は豆腐状で骨のみでは形を保てず, 乾燥と共に亀裂を生じ縮小変形が著しいため, 母岩(粘土)が乾燥によって変形する前に母岩の印象からレプリカを作成した。なおそれぞれの化石類の分類の詳細については検討中である。

淡水性二枚貝化石の産出は層厚2mにわたり, とくにこの上部30cmに多産する。殻皮が残っており, 石灰質の殻の保存されたものも一部みられる。大きさと形態から, 大型は *Cristaria plicata* (殻長4~21±cm) 及び *Anodonta* sp. (殻長9~12±cm), 中型は *Unio* sp. (殻長4~6cm), 小型は *Corbicula leana* (殻長2~3cm) にいまのところ同定している。亀類化石の産出した層厚20cm×2m四方の範囲では, 合弁個体は大型34, 中型23, 小型1個体産出した。合弁個体の中には後端を真上にした生息時の姿勢で産したものが全体の1割ほどあった。

魚類化石は, 頭部を含む前半部1点, 頭部の一部1点, 鱗1点が産出している。

ヌマガメ類化石は, 遊離した背甲が13点(右第1・2肋骨板, 右第3肋骨板, 右第8肋骨板, 椎骨板3点, その他), およそ1m四方で層厚20cmの範囲に散在して産出した。重複部位がないことから1個体に属するものとみなされる。

火山豆石は直径5~8mmの球形のものが主体で、層厚約70cmのスコリア質火山灰層の下部10cmより産出する。なお本地点(図2-①)のほかにも、本地点と同じ層準の露出する露頭(図2-②・③)の同一層準に火山豆石がみられた。これらは、相原(1989)が報告した大磯丘陵のものと同一(Tm-28)か近い層準のものと推定される。供給源を箱根火山と考えると、給源火山から産出地点までは50km強あり、最も遠距離での発見例のひとつである。近年注目されている火山豆石の運搬堆積機構や成因を考察する上でも、貴重な材料と思われる。

化石産出層は、テフラ層序からみて早田ローム層上部層準にあたる。早田ローム層中のテフラのFT年代値(鈴木, 1976)にもとずくと、産出層はおよそ20万年前と推定される。これはShackleton and Opdyke(1973)による $\delta^{18}O$ 変動曲線のステージ7の間氷期の後半部に相当すると考えられる。関東地方南部において、テフラで細かく位置づけられたこの年代の沼沢地の堆積物で、このような化石群の産出は極めて希であり、共産する多数の植物・昆虫化石をあわせてこの年代の動植物相を総合的に詳細に検討しうる点でも重要である。

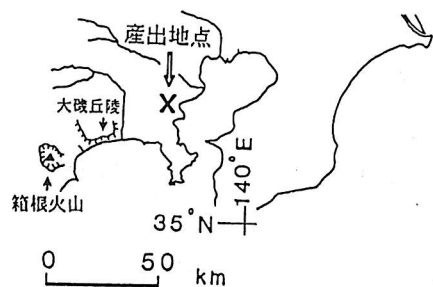


図1. 位置図

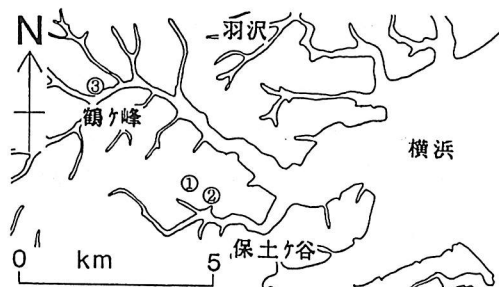


図2. 火山豆石の産出露頭(①~③)

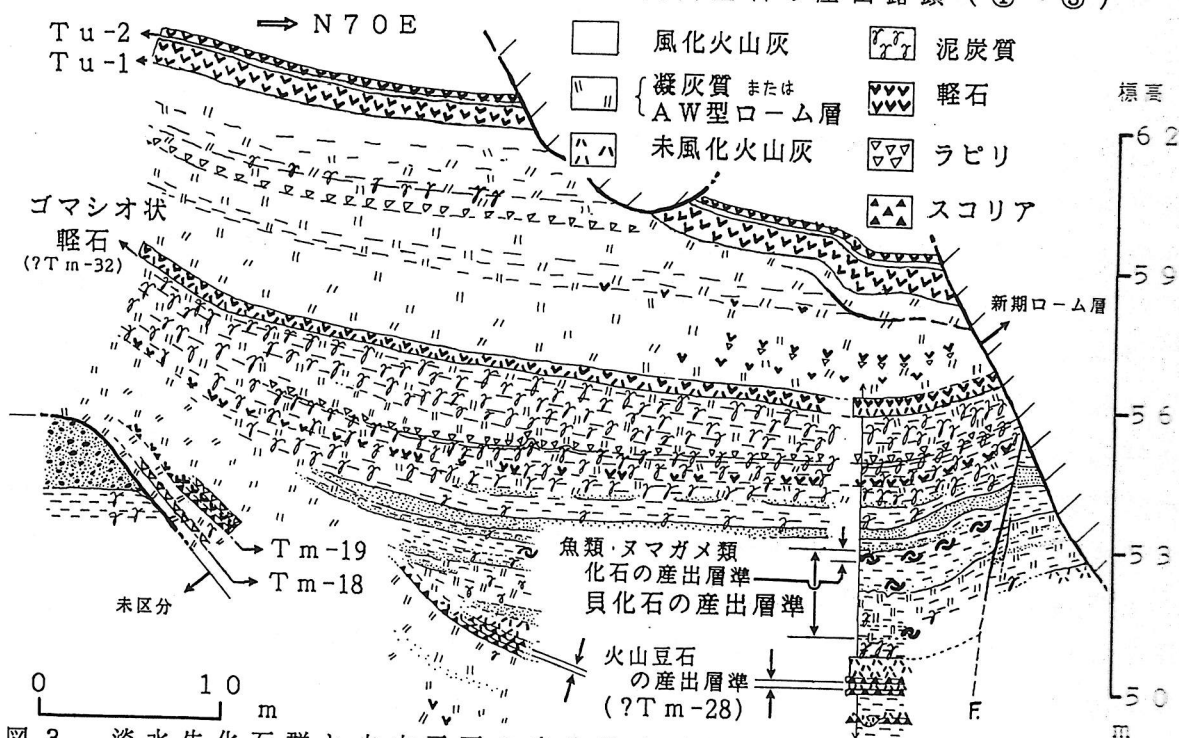


図3. 淡水生化石群と火山豆石の産出地点(図2の①)の地質断面図

多摩丘陵中北部、鶴見川開析谷における更新世末期および完新世の古環境

増渕和夫（川崎市教委）・大澤進（和光高校）・松田隆夫（府中市博）・上西登志子（日本花粉学会）・吉武佐季子（湘南短大）・高野繁昭（法政大）・森勇一（愛知県埋蔵文化財センター）

Kazuo Masubuchi, Susumu Osawa, Takao Matuda, Tosiko Kaminisi, Sakiko Yoshitake, Sigeaki Takano, Yuiti Mori; Palaeoenvironments of the latest Pleistocene and Holocene from Dissected Valley of River Turumi in Central-North Tama Hill

1. はじめに 演者らは川崎市下水処理施設・麻生環境センター第2次建設事に伴う沖積層（麻生沖積層と仮称する）の調査をする機会を得た。調査地は多摩丘陵中北部を流れる鶴見川水系の開析谷に位置し、鶴見川、真光寺川、片平川、麻生川などの中小河川の合流部にあたる。これら中小河川によって運搬された堆積物によって調査地周辺には海拔30～33mの沖積面が形成されている。演者らによる調査は、麻生沖積層の形成過程の解明と地質層序の解明および古環境復元を目的とするものである。
2. 地質 麻生沖積層は下部更新統上総層群柿生層を不整合に覆って堆積し、さらに麻生沖積層中には不整合が認められることから、不整合面を境にその下位を下部層、上位を上部層と呼ぶ。下部層は更新世末期、上部層は完新世の堆積物であることが、 ^{14}C 年代測定やテフラの対比により判明した。（図1）
3. テフラ 下部層中にはそれぞれ、火山ガラス濃集層が挟在している。下部b層中の火山ガラス濃集層は軽石型ガラス、下部a層中の火山ガラス濃集層は平板厚手型ガラスで特徴づけられる。これら火山ガラス濃集層は立川ローム最上部である青柳ローム中で検出される火山ガラス濃集層=UG（山崎・1978）に対比されると考えられ、下位よりUG1, UG2と仮称する。UG1, UG2の重鉱物組成は両輝石型であり、大里ローム（堀口ほか、1979）の重鉱物組成と同じ組成を示し、またその分布から北関東系の火山を給源とする可能性が強いと考えられる。
4. 古植生および古環境 更新世末期（ ^{14}C 年代で約16,000年前から11,000年前）の多摩丘陵中北部の古環境は、シラビソ、チョウセンゴヨウ、カラムツ属、トウヒ属などの針葉樹に、シラカバ、ハシバミ、ツノハシバミ、ハンノキ属などの落葉広葉樹を交える冷温帯から亜高山帯にかけて分布する針交混交林が形成されており、現在より寒冷的な気候下にあったと考えられる。縄文時代晩期（ ^{14}C 年代で約3,000年前から約2,300年前）の古植生は、本調査地の

北方に位置する多摩ニュータウン796 遺跡における縄文時代中期の古植生(辻ほか・1984)と極めて類似しており、温帯に普通な要素や暖温帯あるいは冷温帯の要素が混在する自然度の高い豊かな植生が、縄文時代中期から晩期にかけて多摩丘陵に成立していたと推定される。但し、縄文時代中期にくらべ晩期の古植生においては、常緑広葉樹の全体に占める割合は増加しており、後氷期における気候の温暖化に対応する照葉樹林の発達を示唆するとも考えられる。縄文時代晩期末葉、弥生時代初頭(^{14}C 年代で約2,300 年前)以降の堆積物は無機質細粒碎屑物からなるとともに、花粉分析は荒れ地の拡大とアカマツの二次林の形成を示唆しており、人為による自然への干渉が推定される。

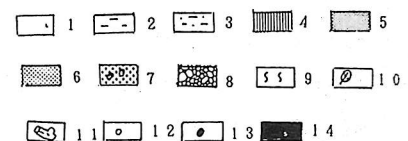
層序	岩相	堆積環境	古植生	^{14}C 年代	文化時代	地質時代
上部a層		(耕作土) 湿地的淡水域 アルカリ性淡水域 乾燥 浅い湿原 乾燥 湿地 乾燥 池沼 流水の影響のある池沼 軽微な谷の形成	マツの二次林(アカマツ林、コナラ林) ↑ 古植生不明、胞子のみ産出 荒れ地の拡大とマツの二次林 (アカガシ亜属、コナラ亜属優占の常緑・落葉広葉樹林) ↑ アカガシ亜属優占の常緑・落葉広葉樹林	2,300	弥生時代	完新世
上部b層		氾濫原(後背湿地) ↑ 流水域 浅い浸谷の形成	谷筋;トチノキ、カエデ属、オニグルミ、ヤマグルの優先する森林、谷筋から丘陵;コナラ、イヌシデ、アサダを主とし、ムクロジ、ミズキ、ムクノキ、ナラガシワ、ホオノキ、アカガシ亜属を伴う森林 森林の高木にはマタタビ、コウモリカズラなどのつる性植物が絡む。	3,000	縄文時代晩期	
下部a層	UG2 UG1	氾濫原(後背湿地) ↑ 強い営力のある流れ、洪水等	冷温帯から亜寒帯の針広混交林の継続? (マツ属単維新管束亜属、トウヒ属、ツガ属、モミ属、カバノキ属、ハンノキ属)	11,000	先土器時代	後期更新世・ウルム氷期末期
下部b層		アルカリ性の止水域、池沼 ↑ 流れの緩慢な流水域	シラビソ、チョウセンゴヨウ、カラマツ属、トウヒ属などの針葉樹にシラカバ、ハシバミ、ツノハシバミ、ハンノキ属などの落葉広葉樹を交える冷温帯から亜寒帯の針広混交林	14,000		
下部基底層		河道 ↑ 浸食谷の形成	冷温帯から亜寒帯の針広混交林? (ヒメコマツ)	15,000		
上総沖積層	黒川 クワ 	寒流、外洋の影響を受けた内湾 ↑ 暖流、内湾、浅海		16,000		前期更新世

図1 麻生沖積層の古環境変遷 yB. P.

- 1 : 粘土, 2 : シルト, 3 : 砂質シルト, 4 : トラフ型斜交ラミナの発達する砂層, 5 : 中粒砂層, 6 : 高角斜交ラミナの発達する細砂層, 7 : 礫交じり中粒砂層, 8 : 基底礫層, 9 : 管状斑紋, 10 : 有機質あるいは植物遺体, 11 : 木材遺体, 12 : 礫, 13 : 偽礫, 14 : ガラス質火山灰

表 絶対年代 ^{14}C 測定値

^{14}C 年代yB. P.	コードNo
2,270 ± 30	KSU-2121
2,480 ± 25	KSU-1176
2,690 ± 20	KSU-1175
3,000 ± 30	KSU-1177
14,000 ± 220	N-6096
14,200 ± 160	N-6095
15,680 ± 70	KSU-2052



20 五所川原層の上限及び下限深度

伊藤昭雄（青森県埋蔵文化財調査センター）

Akio Ito ; Upper and lower limited depth of the Goshogawara Formation

津軽平野下の沖積統基底礫層は、小貫ほか（1963）により「五所川原層」と定義されたが、その詳細については、ほとんど解明されないまま現在に至っている。そこで今回、五所川原層を貫通する、精度の高い試錐資料の収集に努め、その上限及び下限深度を明らかにした。

津軽平野での数十m級の試錐資料を整理したものが図1で、柱状図とN値折線を対応させている。点線内が五所川原層と推定され、各柱状図の数字の位置は図2に示す通りである。

岩井（1979）は、五所川原市内の第四系について、深度70mから20～30mまでを洪積統、20～30mより上を沖積統とみている。標高に直すと、沖積統の下限は、およそ-30～-40mということになる。

小貫ほか（1963）及び海津（1976）の研究によると、その上限深度は表1の通りである。今回得られた五所川原層の上限深度等を各試錐地点で平均したものが表2である。実際は、図2の各試錐地点には、数10m離れた数本の資料があり、若干異なるため平均する必要があった。

上限深度については、従来の研究と基本的には同じといえる。ただ、五所川原市内では、-26～-42m内外と16mの起伏がある。最も深い所は、市北部の幾世森で、ここは古岩木川の谷底付近に位置するのではないかと。

下限深度については、新第三系の上に直接のっている地点は、車力村下車力付近であり、標高-56.5mから下は浮石質凝灰岩と凝灰質砂岩で、平野東縁の中里町付近に分布する新第三系の層序等から、味噌ヶ沢層とする従来の見解よりも立山層と推定するのが自然であろう。五所川原市内では、標高-32～-47mと15mの幅がある。鶴田町鶴田では-30mが下限で、五所川原市内より若干浅くなる。これら数値は、井関（1975）の相関関係図より推定される上限深度-50mに比べても、かなり小さいことは注目される。

五所川原層の層厚は、2.5～9mで、岩木川下流地域ほど小さくなる傾向がある。

五所川原層の下位層については、五所川原市内では、前田野目層と推定できる。鶴田町鶴田での例外を除けば、N値が五所川原層上のものより大きくなり、いわゆるコンパクションを受けている。また、腐植物や有機物がよく認められることから、海成層とは考え憎く、洪積世に堆積した前田野目層と推定される。この地層は岩木山の下にある黄金山層や弘前湖盆層につながるものであろう。

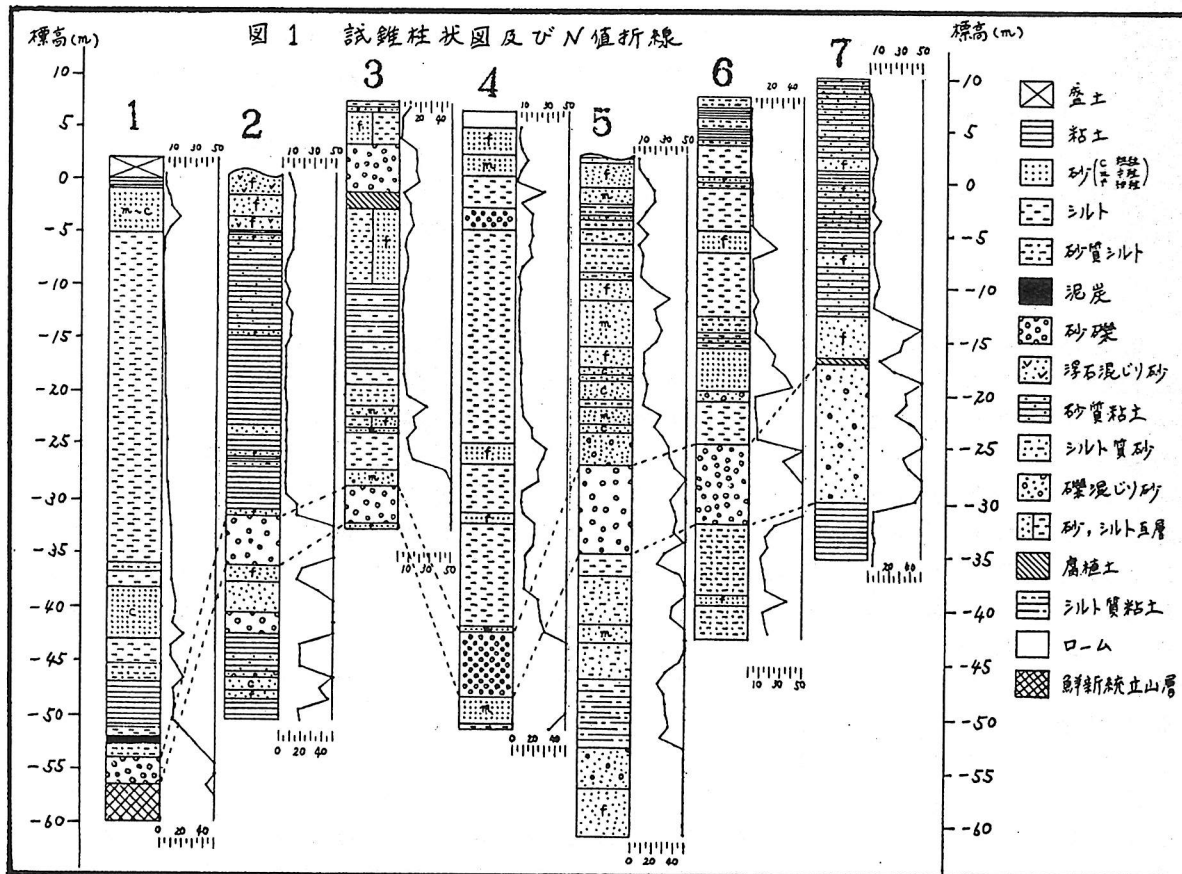


表 1-1 五所川原層の上限深度(小貫池, 1963による)

場 所	深度(鶴, m)
車力村富苑東方	-48
五所川原市市街	-40.5

表 1-2 五所川原層の上限深度(海津, 1976による)

場 所	位置	深度(鶴, m)
津軽大橋付近	8	-52~-53
車力村富苑	9	-51
中里町芦野	10	-42
五所川原市市街		-30
鶴田町		-18
板柳町		0~-5

表 2 五所川原層の平均上限及び下限深度(標高)

場 所	位置	上限深度(m)	下限深度(m)	層厚(m)
下車力排水機場	1	-54	-56.5	2.5
下中泊橋	2	-32.2	-35.9	3.7
五四中	3	-28.3	-31.8	3.5
五所川原市幾世森	4	-41.7	-46.9	5.2
五所川原大橋	5	-25.9	-33.8	7.9
富士見団地市営住宅	6	-27.6	-31.7	4.1
鶴田町大字鶴田	7	-21.1	-30.0	8.9

Mamoru KOARAI, Toshio NAKAYAMA, Yoshiaki HIRANO, Alluvium Resurch Group
Analysis of paleo-enviroments based on electric conductivity of the
STICS-water of the clay sample----On drill cores in Tokyo low-land.

1. はじめに

東京低地の沖積層の研究は過去から数多くなされ、最近でも年間2000～3000本のボーリングが実施されている。ただしこれらのボーリング調査は、浅い深度の建物の基礎ボーリングが主であり、細かい精度の記載やコア分析等の精査はほとんど行なわれていない。完新統・更新統の細かい生層序や堆積環境の解明が防災地質的にも重要であり、コア分析の結果を利用できれば精度高い地質断面図が得られる。このような現状のもと、官公庁やコンサルタントの応用地質技術者を中心に沖積層研究会を発足させ、東京都内で採取されたボーリング試料を集積し、それらの独自のコア分析を行ない、数多くのデータの集積を目指している。研究会では、コア鑑定やケイソウ・有孔虫等の微化石分析や火山灰分析と合わせて、pHや電気伝導度の測定（淡水～海水の判断材料）を行なっている。

2. 電気伝導度による古環境推定法

電気伝導度による堆積環境の推定（横山，佐藤；1987）は、測定項目が電気伝導度とpHという簡単に測定できるものであり、大阪層群のボーリングサンプルについて珪藻分析結果との対応がよいことが検証されており、珪藻分析より細かい精度で海進海退を記録していることが期待されている。また、小荒井ほか（1990）は茨城県筑波台地の更新統のボーリング試料についての電気伝導度を測定結果を報告し、ケイソウ分析とうまく組合せることにより、簡易に堆積環境の推定を行なうことが出来ると述べている。

3. 分析結果

日比谷公園のボーリングサンプルの分析結果を図-1に、江東区末広橋のボーリングサンプルの分析結果を図-2に示す。なお、ケイソウ分析は安藤一男氏（埼玉県立豊岡高校）が行なった。

pHと電気伝導度の関係をみると対応が良く逆相関の関係があるのがわかる。また、電気伝導度の数字はきわめて安定しており、1時間後と1ヵ月後の測定値にほとんど変化が見られない。電気伝導度の値は大きく200以下、500～800、900以上の3つのグループに大別できる。それぞれ淡水、汽水、海水の堆積環境を示すものと考えられる。図-1では電気伝導度の測定結果とケイソウ分析結果との対応は良く、標高0m付近での海棲種の減少に伴い電気伝導度も減少している。一方、図-2では、深度27～28m付近で電気伝導度が増大しているが、それに対応したケイソウ分析結果の変化は見られない。また、深度7～9m付近で汽水棲種のケイソウの割合が増大しているが、それに対応した電気伝導度の減少は見られない。これは、測定サンプルが砂であったため、電気伝導度の測定がうまくいかなかったのではないかと考えられる。

4. おわりに

今後も、pHと電気伝導度の測定数とケイソウ分析の結果との対比数を増やし、他の地点でのケイソウの未産出の箇所で電気伝導度の測定が代わりに使用できるか否かの検討を、引き続き行なっていきたい。

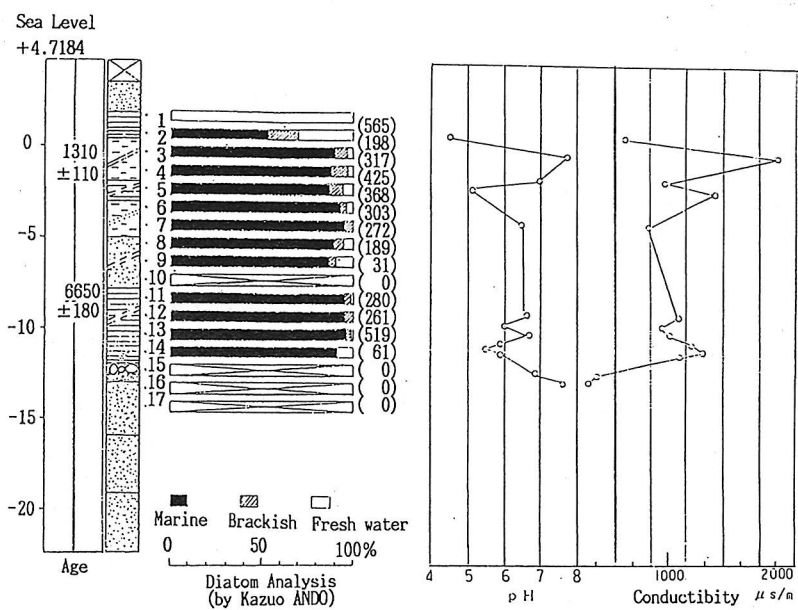


図-1 日比谷公園ボーリングコアの分析結果

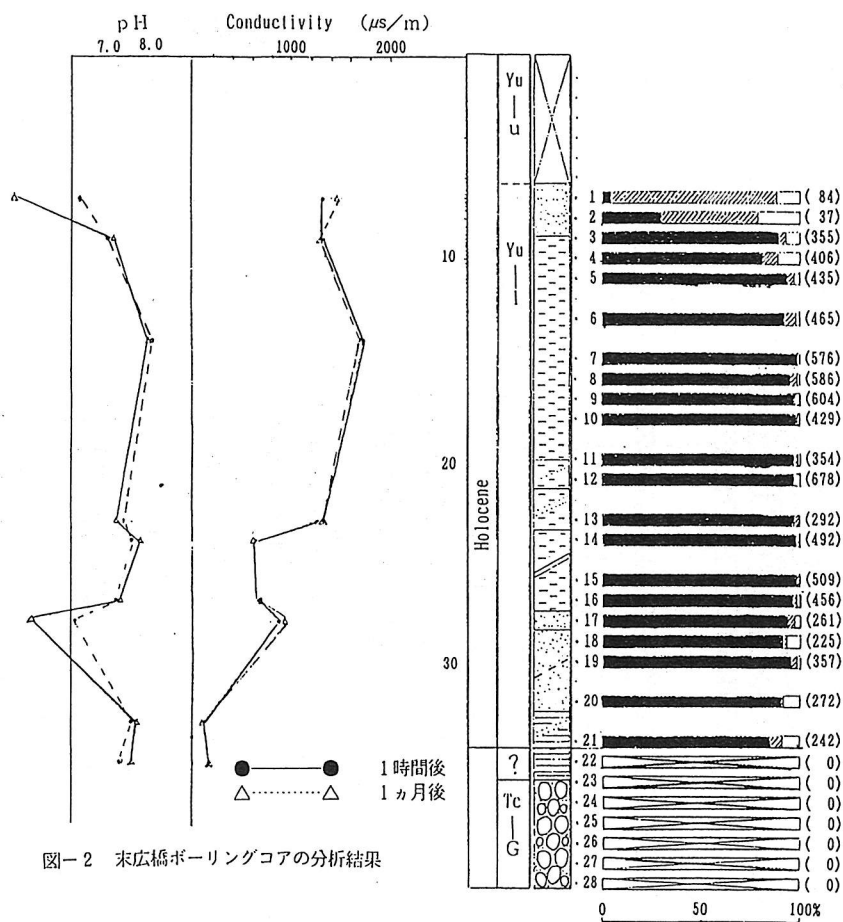


図-2 末広橋ボーリングコアの分析結果

安藤一男（埼玉県立豊岡高校）

Kazuo ANDO; Marine Silt~Clay Deposits on the US (Holocene Upper Sand Bed) in Nakagawa Lowland, Central Japan

筆者は、荒川低地中・下流域において、沖積上部砂層の上位で見られる海成粘土層の存在を明らかにするとともに、この粘土層の水平方向の分布ならびに垂直方向の広がり、堆積環境、堆積年代を明らかにした（安藤、1988）。また、この粘土層の形成原因として、利根川の河道変更を推定した。一方、中川低地ではこれまで、この海成粘土層に相当する層を確認できないでいた。この海成粘土層の存在は、縄文海進末期の海水準変動、あるいは利根川、荒川の河道変更の問題を考える際に重要な意味をもつ。

そこで今回は、中川低地ならびに元荒川、綾瀬川沿いの多くの地点で調査を行った（図1）。その結果、この地域でも沖積上部砂層の上位に海成のシルト～粘土層がみられることが明らかとなった（図1の黒丸印の地点、ばつ印はみられない地点、図3）。みられる地点（黒丸印の地点）の多くは埋没段丘上に位置するという特徴が認められた（図2）。また、元荒川沿いでは、比較的多くの地点でみられた（図1）。

この調査結果に基づいて、縄文海進末期における海水準上昇速度と埋積速度との関係、並びにこの海成層が形成され、浸食されずに残った地域の地下地質、地形条件、そして河川の影響について検討した結果を報告したい。

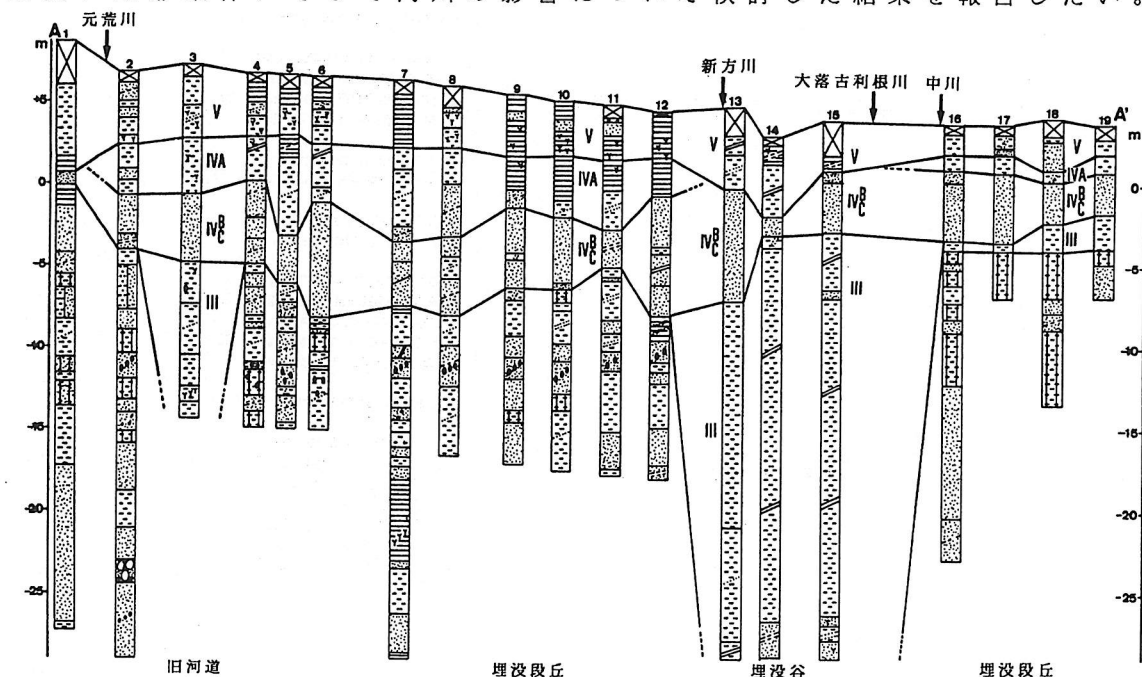


図2 A-A'に沿う地質断面と珪藻帯

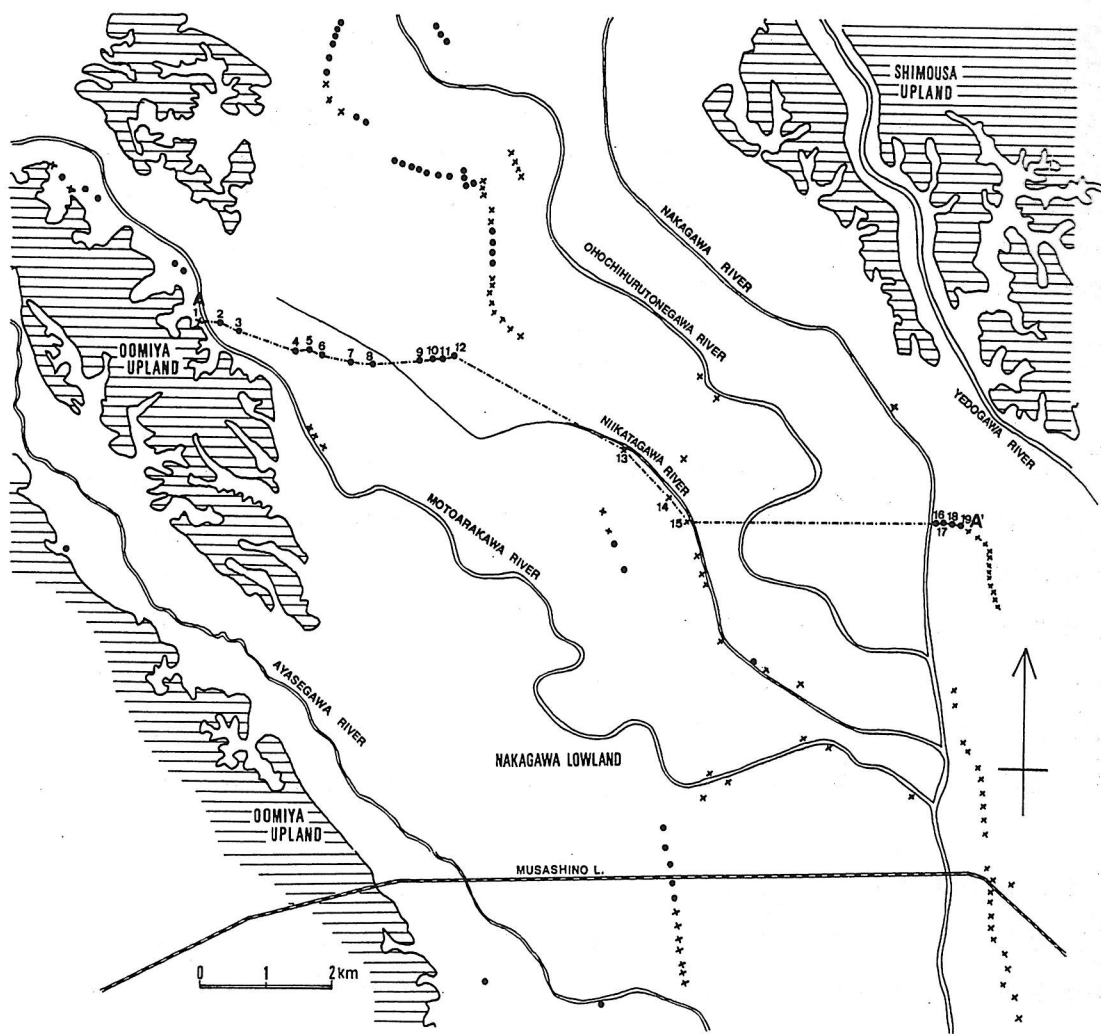


図 1 調査地域と調査地点

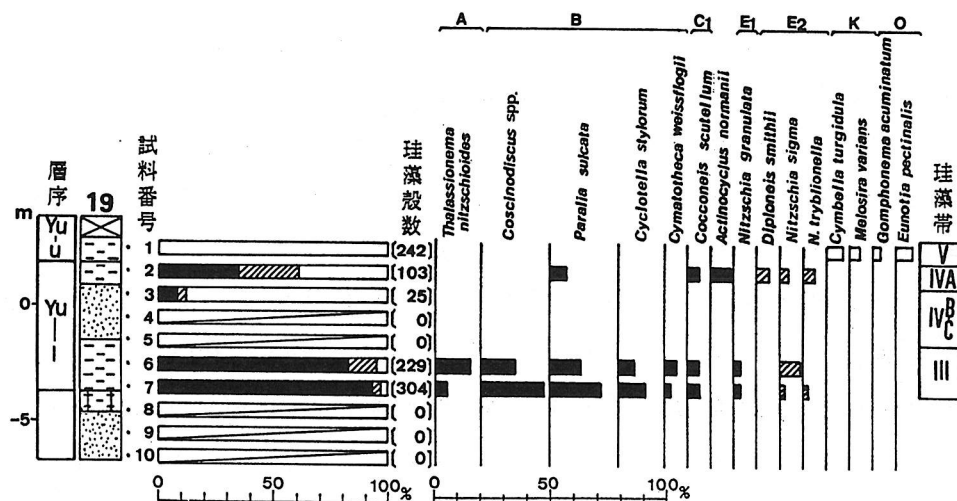


図 3 地点 19 の珪藻ダイアグラム Yu-u: 有楽町層上部層、Yu-l: 有楽町層下部層、A: 外洋、B: 内湾、C: 海水藻場、E₁: 海水泥質干潟、E₂: 汽水泥質干潟 (以上は小杉、1988)、K: 中～下流性河川、O: 沼——沼澤付着生、(以上は安藤、1990)、珪藻帯区分は安藤・藤本 (1990) に基づく。

23 中川低地沖積層における古環境と河成活動の推移

— 温帯における河成活動史との比較 —

遠藤邦彦・小杉正人・印牧もとこ・江口誠一（日大・文理）・

吉川昌伸・関本勝久・菱田 量（パレオラボ）

Kunihiko ENDO, Masato KOSUGI, Motoko Kanemaki, Sei'ichi EGUCHI,
Masanobu YOSHIKAWA, Katsuhisa SEKIMOTO and Ryo HISHIDA : Environ-
mental changes in "Chuseki-so" of Nakagawa Lowland in Kanto Plain
— in special relation to fluvial activity in Temperate Zone —

1. はじめに

筆者らは中川低地の沖積層について、ボーリング資料の解析、ボーリングコアや露頭試料の諸古環境解析、年代測定などの手法を用いて検討してきた。特に埼玉県南部三郷地区においてはオールコアボーリングによる沖積層の珪藻分析（図1）、花粉分析、プラントオパール分析、有孔虫分析、砂粒組成分析、 ^{14}C 年代測定などに基づく詳細な検討を行った（三郷市史自然編，1992）。この報告は、この三郷地区における結果をふまえて、中川低地の沖積層と古環境変遷の特徴を、特に河成活動の推移との関連で論じるものである。

2. 沖積層の形成と河成作用

遠藤他（1991）は先に、縄文海進の最盛期から同海進後に至る沖積層の形成のされ方について、縄文海進によって50Km以上も内陸に広まった奥東京湾が、5,300年前頃からの僅かな海水準の低下（+2.5mから+1.5mへ）に伴って一気に離水に転じ、広大な干潟が生じたことを河成活動との関連で以下のように考察した。すなわち、三郷市のMS-3コアの詳細な年代測定や、古環境解析結果に基づき、中川低地中・下流域の内湾は、6000年前頃の縄文海進の最盛期までは約25mの深さをもっていたが、5,500年前頃になると、この比較的深い内湾は陸源物質の供給量増大に基づくデルタ前縁の急速な前進により5,000年前にかけて一気に埋積されていった（図2）。

中川低地の沖積層において内湾の埋積が特定時期に加速的に進んだりなど、河成作用が活発化する現象は、他にも、13,000-11,500年前の七号地層上部、10,500-9,000年前のHBG層準（有楽町層基底礫層）、3,500-2,000年前の埋積浅谷形成期、また、小規模ながら7,500-8,000年前にも認められる。

3. 温帯地域の河成活動史との関連

温帯地域における過去2万～1.5万年間の河成活動の変遷をグローバルな環境変化の中に位置付けようとする試みが進んでいる（Starkel, 1989 な

ど)。特に最終氷期最寒冷期以降の融氷期における河成活動や湖水位変動の推移が注目されている。例えば、18,000-16,000, 14,000-13,000, 10,500-9,000 年前などの時代である。こうした時代は古気候変動曲線の上で、寒冷ピークから温暖へ急激に向かう時期にあたると考えられ、河成作用活発化、湖水位上昇などのデータが集積しつつある。

一方、5,000 年前、3,000-2,000 年前にも多くの地域で河成作用の活発化が認められる。これらは気候の湿潤化、寒冷・湿潤化と対応すると考えられている。中川低地の沖積層の形成に主要な役割を果たした、13,000-11,500, 10,500-9,000, 5,500-5,000, 3,500-2,000 年前などの河成活動も上記の現象と関連するものと考えられる。

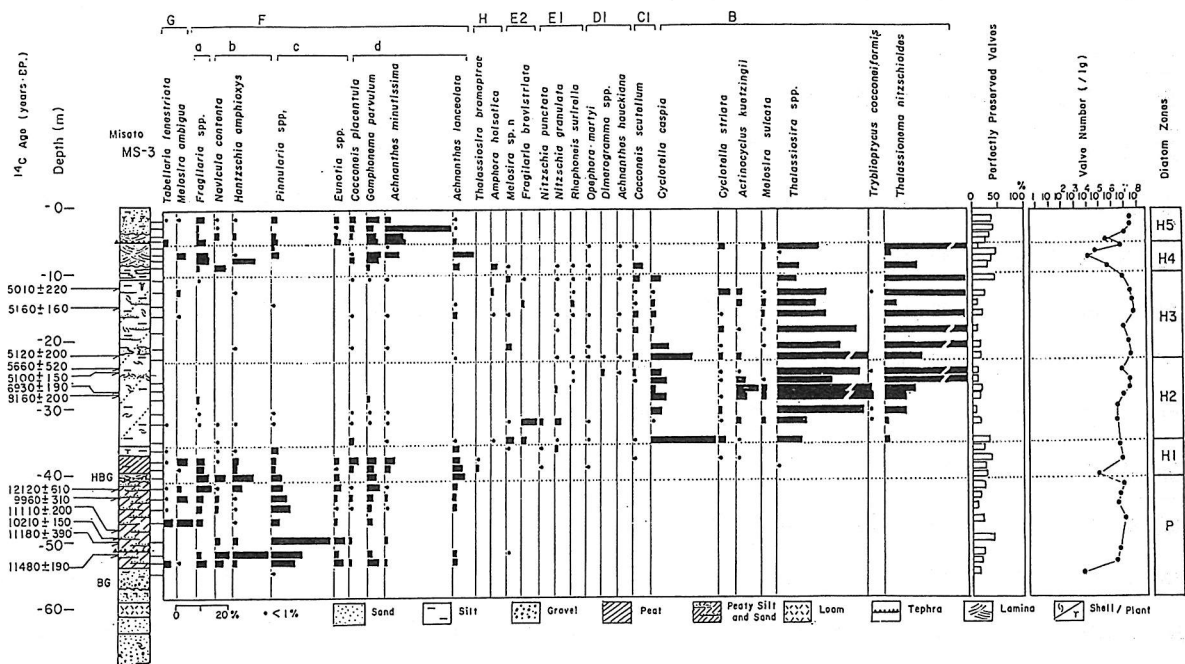


図1 埼玉県三郷市 MS-3 地点における最終氷期以降の珪藻化石群集の層位分布図 (小杉, 1992)
 [環境指標種群] G: 淡水浮遊性, F: 淡水底生 (a: 湿原, b: 陸生, c: 好酸性, d: 好流水性), H: 河口, E2: 汽水泥質干潟, E1: 海水泥質干潟, D1: 海水砂質干潟, C1: 海水藻場, B: 内湾浮遊性

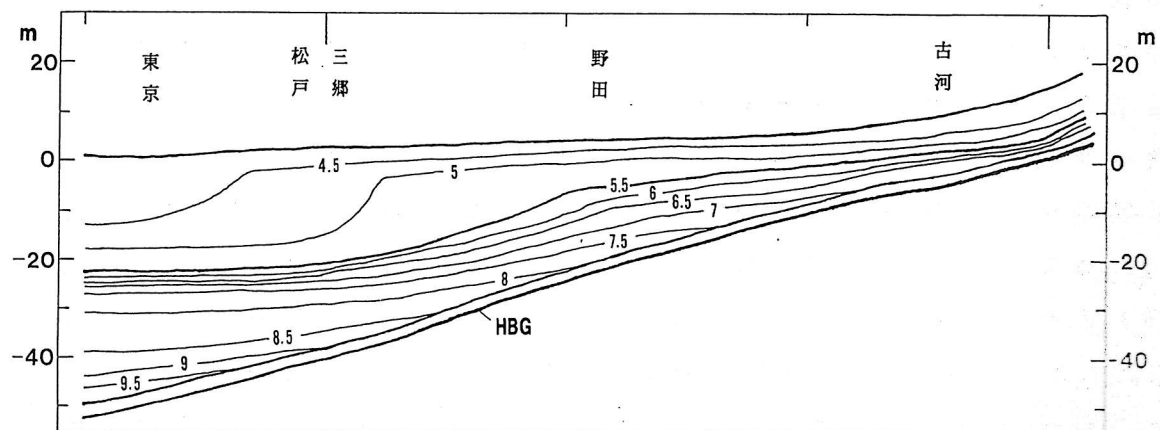


図2 中川低地沖積層におけるデルタ形成モデル (遠藤ほか, 1992)
 図中の数字は等時面 (x1000年)

Kiyoshi ICHIKAWA; ^{14}C Dating of Coral Samples from Elevated Reef on the Shiraho Coast, Ishigaki Island, Southern Ryukyus

【はじめに】

南西諸島に分布する現成サンゴ礁は、最終氷期以降の海水準上昇にともない上方成長 (keep-up) をはじめ、裾礁を形成している。ある程度の面積をもつ島の周囲に発達する現成サンゴ礁の礁嶺付近の形成年代は、海水準上昇にともなうhydro-isostasyの影響をうけた時期を示していると考えられる。

本研究では、石西礁湖を囲む一地塊である石垣島の東岸・白保海岸において、現成サンゴ礁形成以後に地震隆起した礁嶺の年代値と隆起年代について報告をおこなう。

【調査地域と調査方法】

調査地域 (図-1) は石垣島東岸・白保海岸南部の「ユリガハマ」とよばれる離水サンゴ礁と「タカピー」とよばれる隆起した礁嶺に設定し、礁縁と直交方向の断面測量およびサンプリングをおこなった。サンプリングは、礁岩の溶食凹地の壁および底から露出した化石サンゴを採集した。また、「タカピー」では小型ボーリング機により1.15mのコアを採集した。この採集したサンプルの年代測定は日本大学年代測定室に依頼した。

【結果および考察】

① 離水サンゴ礁から得られた隆起年代について

ユリガハマ (図-2) において、礁岩に付着した現地性サンゴ (*Favites*, sp.) から $1730 \pm 80 \text{ y. B. P.}$ (NU-394) の年代値が得られた。本地域では中田 (1990) により津波石および津波堆積物から 4400 y. B. P. をはじめ計7回の巨大海底地震が報告されているが、本年代に該当する年代はない。しかし、中田の報告に $1810 \pm 80 \text{ y. B. P.}$ の記載があることと離水サンゴ礁であること、サンプルが原地性であることから地震による隆起が妥当であると考えられる。

② 礁嶺から得られた年代値について

礁嶺 (図-3) では現地性サンゴ化石から計4地点の年代値を得られた。侵食凹地壁最上部から-13cmの年代値は $3050 \pm 90 \text{ y. B. P.}$ (NU-397) を示し、-26cmの地点で $3310 \pm 90 \text{ y. B. P.}$ (NU-395)、-34cmの地点で 3350 y. B. P. (NU-396) の年代値を示している。また、ボーリングコア (図-4) から $4370 \pm 120 \text{ y. B. P.}$ (NU-398、侵食凹地壁最上部から-41cm) の年代値が得られた。以上の年代値から、本地域の現成サンゴ礁は約 3000 y. B. P. まで上方成長を続け礁嶺を形成し、この時期にhydro-isostasy効果により島が隆起しはじめ、それ以降、地震による隆起も加わったものと推定される。

て
)
n

な
を
昇
。
い
て

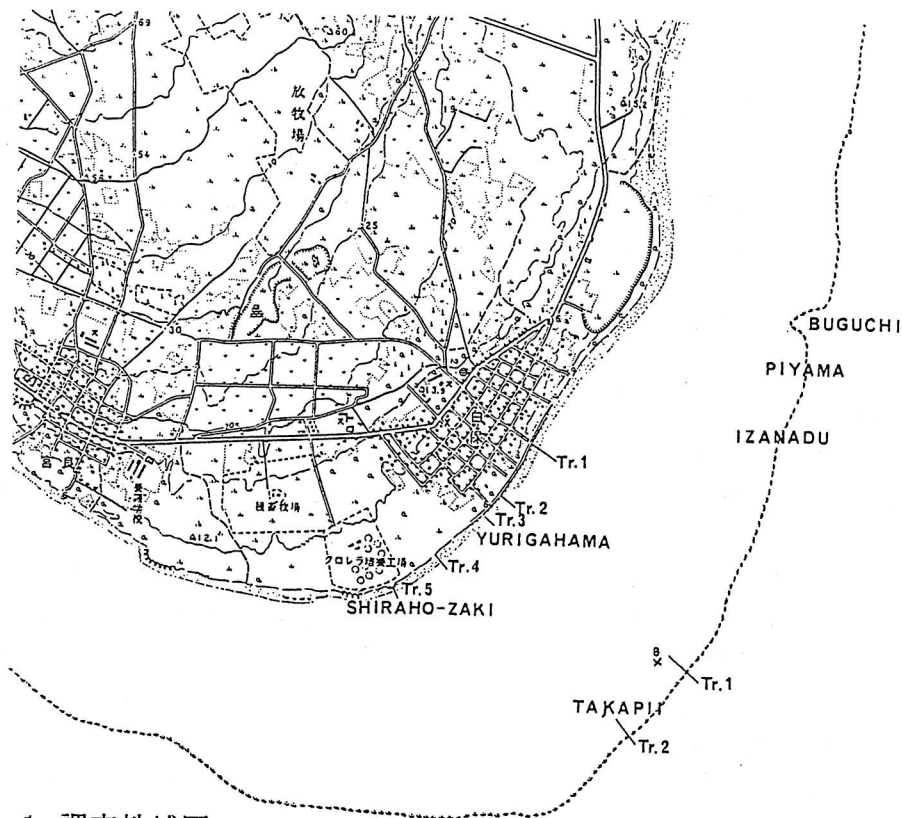


図-1 調査地域図
国土地理院発行 1/25000より作成

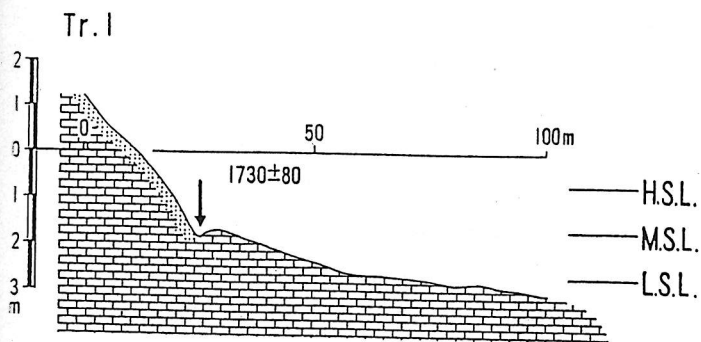


図-2 ユリガハマにおける離水サンゴ礁断面図
波線は侵食凹地壁の高さ、矢印はサンプル採集地点

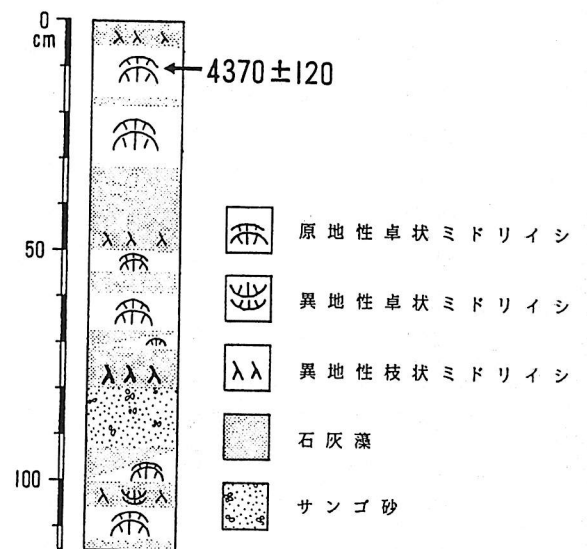


図-4 ボーリング柱状図

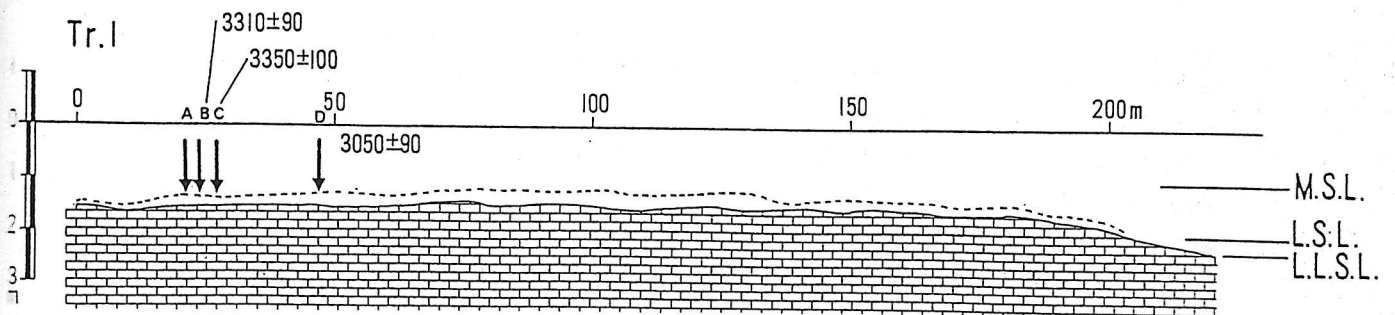


図-3 タカピー（礁嶺）における断面図
波線は侵食凹地壁の高さ、矢印はサンプル採集地点

25 南部クック諸島における現成サンゴ礁地形と完新世海面変化 (第3報)
米倉伸之 (東京大学・理・地理)・HIPACチーム
Nobuyuki YONEKURA and HIPAC Team: Modern fringing reef and Holocene
sea-level change in the Southern Cook Islands, South Pacific.

南太平洋、南部クック諸島ラロトンガ島、アイツタキ島及びマンガイア島において現成サンゴ礁地形の多孔浅層ボーリング (最大深度約6 m) を行なった。この浅層ボーリングにより得たサンゴ化石の放射性炭素年代により、現成サンゴ礁地形の形成過程を明らかにして、現成サンゴ礁地形の形成と完新世海面変化との関係について考察した。予備的な結果は日本第四紀学会 (米倉ほか、1983)、日本地理学会 (米倉ほか、1985) など報告し、マンガイア島についてはすでに詳しく報告した (Yonekura et al., 1988)。今回は主としてラロトンガ島とアイツタキ島のボーリング試料の年代測定結果に基づいて、これらの島における現成サンゴ礁地形の形成過程と完新世海面変化を比較検討する。ラロトンガ島では5箇所7孔の掘削 (そのうち年代測定したのは6孔の試料)、アイツタキ島では3箇所4孔の掘削 (そのうち年代測定したのは3孔の試料) を行ない、掘削孔の最大深度は約6 mで、試料の回収率は80~100%であった。

南部クック諸島は西経157度から160度、南緯19度から22度付近の海域に分布する8つの海洋島からなる。ラロトンガ島は第四紀火山活動の記録のある開析された火山島 (海拔653 m) で、島の周囲には現成裾礁が分布する。アイツタキ島は堡礁 (準環礁) で火山岩からなる中央島 (海拔59 m) には海岸段丘が分布する。マンガイア島は平頂化された火山性丘陵 (海拔169 m) の周囲に隆起サンゴ礁段丘 (海拔70 m以下) があり、幅狭い現成裾礁に取り囲まれている。

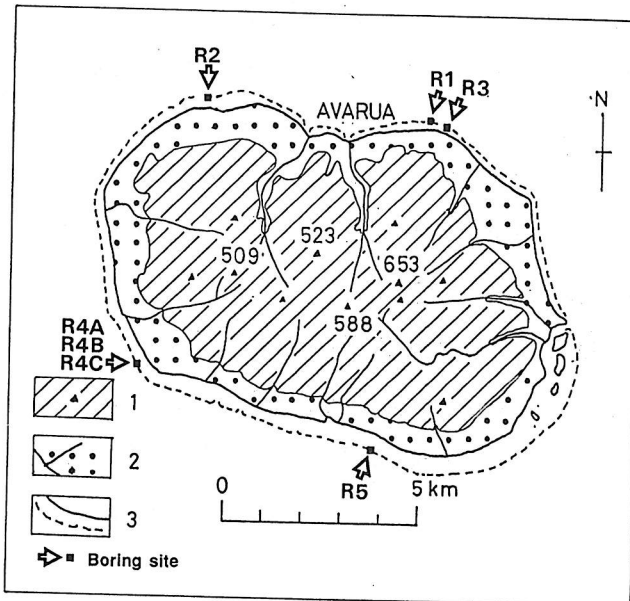
ラロトンガ島には幅700~1kmの現成裾礁が分布している。礁嶺付近でのボーリング調査の結果によれば、これらの現成サンゴ礁は約6780年前に深度-4.5m 付近から成長しはじめて、5730年前には-1.0m に達した。この間のサンゴ礁の上方成長速度は3.5m /1000年と大きかったが、その後の成長速度は大幅に緩やかになった。ラロトンガ島には主として異地性サンゴ砂礫 (アロア砂層) からなる完新世の海岸平野が分布しているが、完新世の高海面を示す離水サンゴ礁や離水ノッチなどは認められない。アロア砂層に含まれるサンゴ砂礫の放射性炭素年代は約3500年前より新しい。また現在の礁原上に散乱するサンゴ礫 (リーフブロック) の放射性炭素年代は1280~1410年前と250~300 年前の年代を示す。これらの年代からみて現成の礁原は約3500 年前には完成して、その後海面が安定して礁原から供給されたサンゴ砂礫層が汀線付近に堆積して完新世の海岸平野が形成されたと考えられる。

アイツタキ島の現成サンゴ礁は、約6130年前に深度-5.25m 付近から急速に (2.5m~3m /1000年) 上方成長して、4690年前には-0.7m に達した。アイツタキ島には高潮位上0.5mほどの高さに、サンゴ塊や同破片からなる固結したサンゴ砂礫層からなる礫原や礁島が分布する。これらの異地性堆積物は暴浪堆積物で、海面指示者としては適当でないを考える。これらの砂礫層の下位には原地性マイクロアトールが埋没されており、その放射性炭素年代は1530年前と測定された。現成マイクロアトールと年代測定された離水マイクロアトールとの比高から当時の古海面は現在より0.4~0.5m だけ高かったと推定される。

マンガイア島には幅狭い現成裾礁が分布するとともに、完新世の離水ノッチとベンチが分布する。離水したマイクロアトールと現成サンゴ礁のボーリング試料の放射性炭素

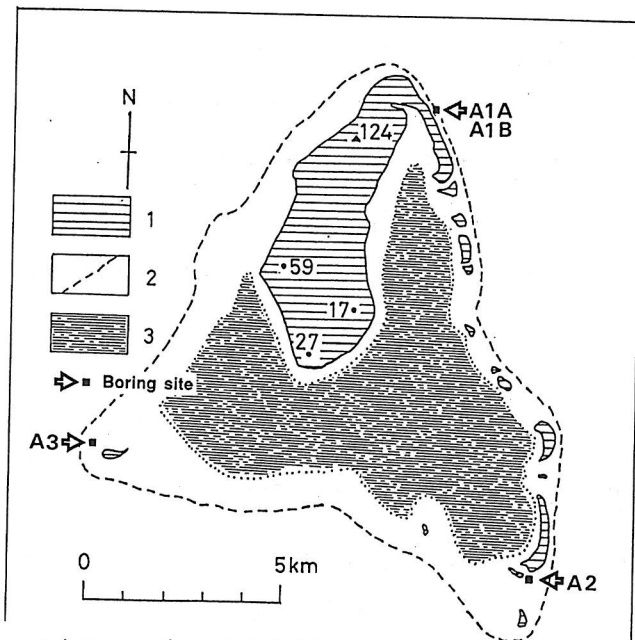
年代から、海面は約5000年前から3400年前にかけて現在より1.7mほど高くなり、3400年前から2900年前の間に急に離水したことを示す。その後離水した礁原の多くは侵食されるとともに現成サンゴ礁の礁縁が海側に拡大した（Yonekura et al, 1988）。

以上の結果により、南部クック諸島の現成サンゴ礁はおそくとも約7000年前には深度5m付近から上昇する海面に追い付くように上方へ成長し、6000年前（ラロトンガ島）から5000年前（アイツタキ島）には海面に追い付いた。完新世海面高度は3400年前には最高海面に達した。マンガイア島では完新世海面は5000年前には+1.0mに達しており、約3400年前と2900年前の間に1.7mだけ離水した。一方、ラロトンガ島はマンガイア島にくらべて、完新世中期の海面高度は低く、5000年前には-0.5m以浅となり、3500年前以降は現在の海面高度で安定している。



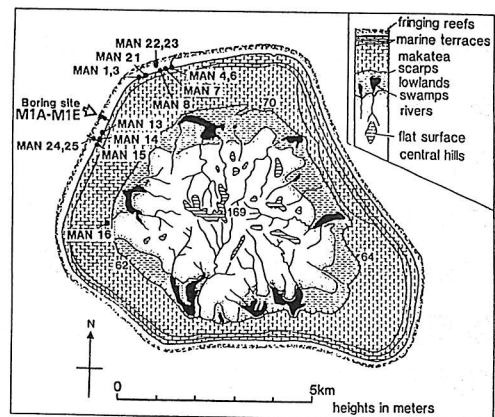
ラロトンガ島の地形と掘削地点

1：火山性山地、2：台地と低地、
3：現成裾礁、R1～R5：掘削地点



アイツタキ島の地形と掘削地点

1：火山性山地・台地、2：現成礁原、3：現成礁湖、A1～A3：掘削地点



マンガイア島の地形と掘削地点および
試料採取地点

M1A～M1E：掘削地点、
MAN1～MAN25：陸上の試料採取地点

26 北アナトリア断層帯西部, İznik-Mekece断層における歴史時代の地震活動

吉岡敏和(地質調査所)・İsmail KUŞÇU(MTA, Turkey)

Toshikazu YOSHIOKA and İsmail KUŞÇU; Prehistorical fault movement of the İznik-Mekece Fault in the western part of the North Anatolian Fault Zone, Turkey.

トルコ北部を東西に縦断する北アナトリア断層帯は、今世紀の半ばに震源の西方移動を伴う一連の大地震を引き起こしたことで知られている(Fig.1). しかし、このうち西部のİznik-Mekece断層上では、河谷の屈曲など明瞭な変位地形は認められるものの、少なくとも今世紀においては大地震の記録はなく、断層活動の空白域として注目されている。しかし、これまでには過去の断層活動を示す地質学的な証拠は認められておらず、断層の活動歴は明らかではなかった。演者らはこのİznik-Mekece断層の東部において、今回新たに歴史時代の活動を示す断層露頭を発見したので報告する。なお、これらの調査は国際協力事業団の専門家派遣の一環として行われたものである。

断層露頭はİznik-Mekece断層の東部, Geyveの南方で発見された。この地域では断層は東西に延びる構造的盆地の南縁を限っており、南側の山地から流出する扇状地を変位させている。露頭付近では扇状地上に約1kmにわたって比高0.5-1.5mの低断層崖が認められる(Fig.2).

断層露頭は低断層崖を横切る河谷の両岸に露出した(Fig.3,4)。このうち西側の壁面では、断層は扇状地成の礫層を切って認められ、このうち断層の低下側に分布する扇状地礫層の下位には土器片を多量に含む洪水堆積物が分布する。これに対し断層の上昇側に分布する扇状地礫層はより粗粒で、その上位には土器片を含む表土が分布する。一方東側の壁面では、断層は岩屑に隠れて確認されなかったが、断層沿いに土器片を多量に含む不淘汰な堆積物(崩積堆積物と考えられる)が分布し、下流に向かって洪水堆積物に漸移するのが認められた。またその下位の礫層からは土管がほぼ原形を保って出土した。

東側の壁面に見られる不淘汰な堆積物は、断層沿いのみに厚く分布する崩積堆積物であることから断層崖の崩壊に伴うプリズム層と考えられる。この堆積物に含まれる木炭から 2260 ± 80 年B.P.の ^{14}C 年代が得られた(I-16,928)。これらのことから、この断層は約2,000年前に1回、その後少なくとも上位の扇状地礫層堆積後に1回の活動があったものと考えられる。

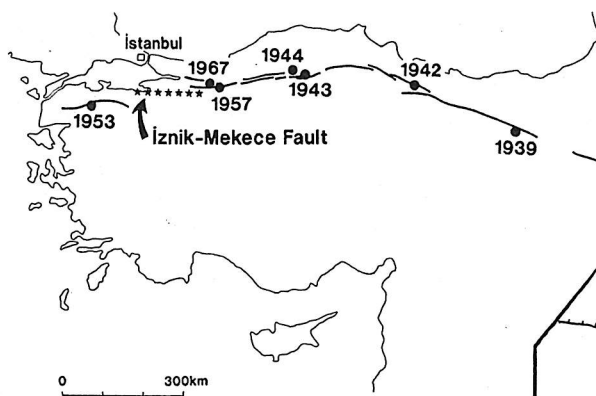


Fig.1 北アナトリア断層帯における
今世紀の地震活動

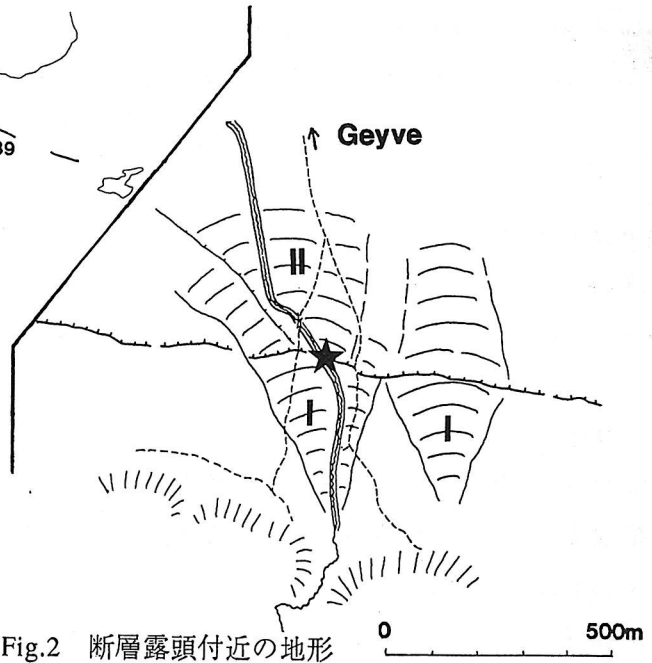


Fig.2 断層露頭付近の地形

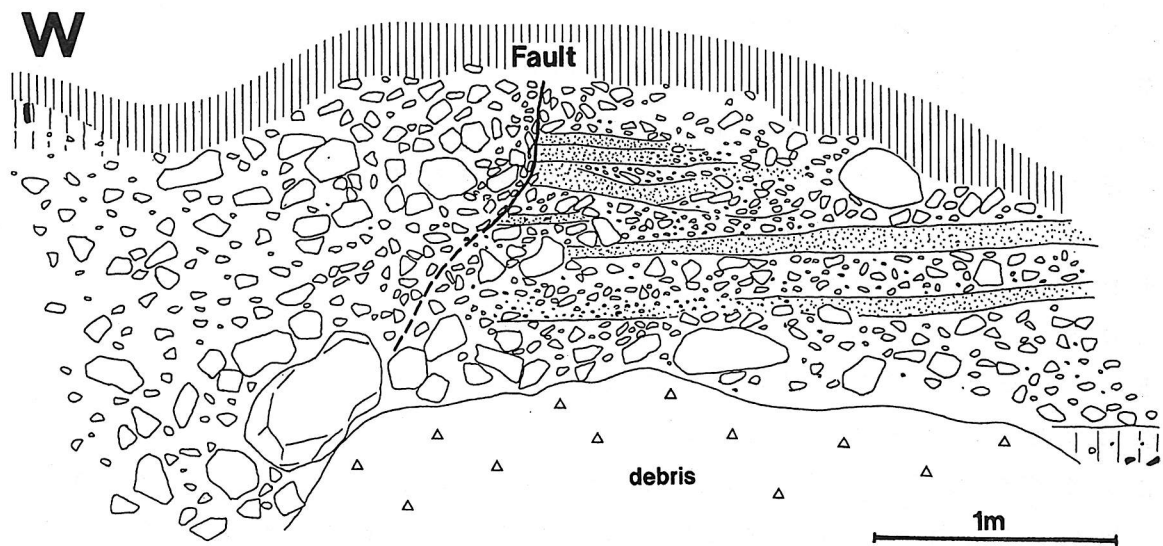


Fig.3 西側壁面の露頭

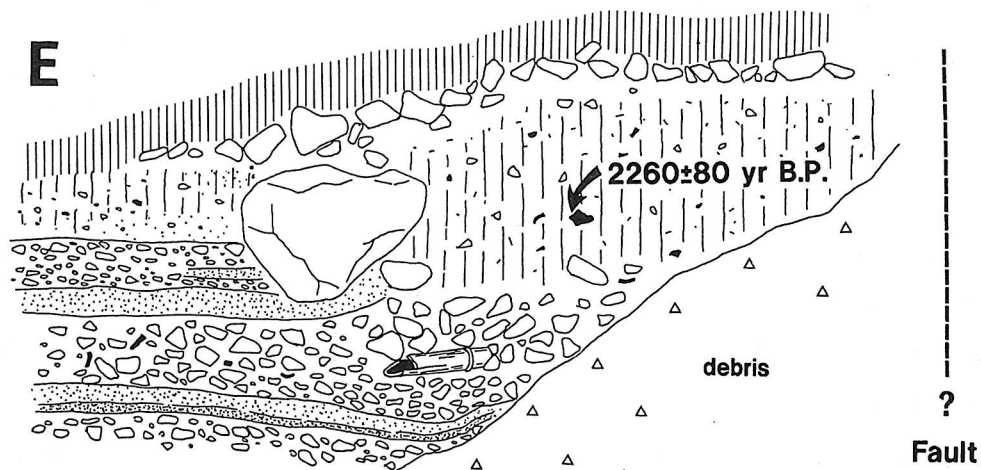


Fig.4 東側壁面の露頭 (西側壁面より約1m低いレベルに位置する)

27 ネパールヒマラヤMCT沿いで認められた新期断層活動

—— 東部ネパール、ジクコーラ断層の例 ——

西城 潔 (東北大) ・ 八木 浩司 (防衛大)

G.Dongol (Dept. Mines & Geology of Nepal)

Kiyoshi SAIJO, Hiroshi YAGI, and Gopal DONGOL; Recent Activity of an active fault along the Main Central Thrust in the Nepal Himalayas.

—— An instance of the Jhikhu Khola Fault, Eastern Nepal ——

1. はじめに

ネパールヒマラヤ周辺の活断層についてはNakata(1982)によってその分布や変位様式の概要が明らかにされ、変位速度に関する知見も蓄積されつつある(Nakata et al., 1984)。

本発表では、主中央活断層系(MCF; Nakata, 1982)において今回新たに発見した活断層(ジクコーラ断層)の新期断層活動について報告する。

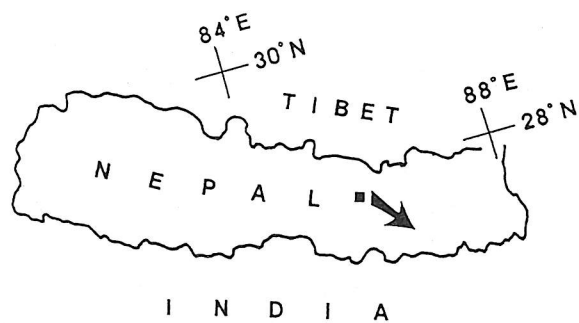
2. ジクコーラ断層の位置および断層変位地形

カトマンズ盆地東方に隣接する Panchkhal盆地東縁には、合流扇状地状の麓肩面が発達する。この麓肩面上には約 2.2kmにわたり、北北西-南南東走向に逆向き小崖・孤立丘・凹地列などが連続的に形成されている。これらの地形に沿う地点では、礫層の急斜体および礫層の断層変位が確認できる。またそれらは、高ヒマラヤ帯側から南方へ大きく張り出したカトマンズクリッペ(カトマンズ累層群)と、中間山地帯を構成するヌワコット累層群とを分ける主中央衝上断層系(MCT)にほぼ沿って分布している。

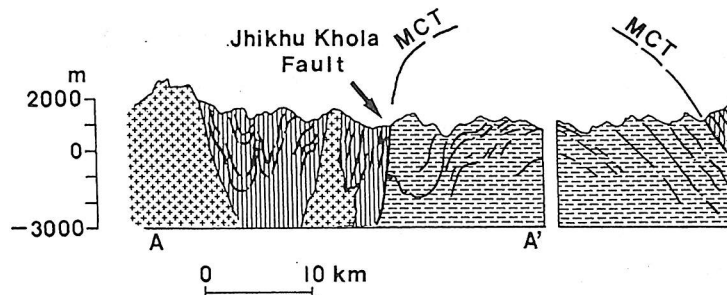
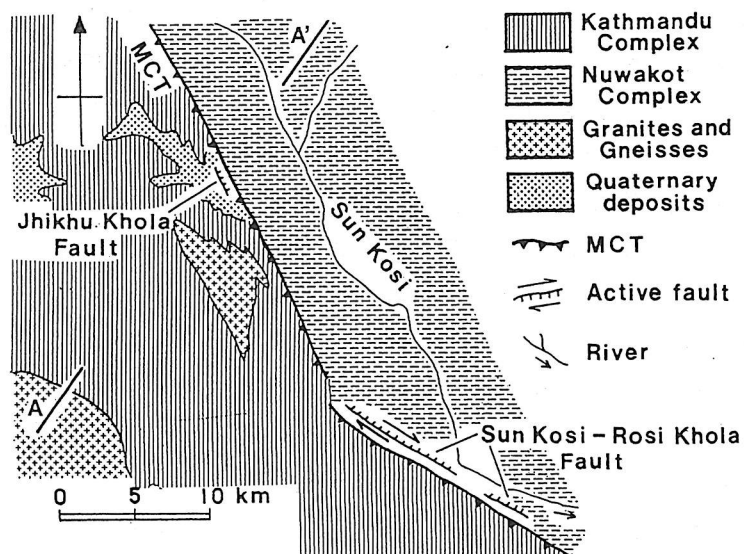
以上の特徴より演者らは麓肩面上にみられるそれらの地形が新期の断層活動による変位地形であると認定し、その活断層をジクコーラ断層と新称した。麓肩面は本断層により北東(山側)落ち4.5mの垂直変位を受けている。横ずれ変位は認められない。麓肩面を構成する堆積物の上部から得られた木片の ^{14}C 年代は、 9110 ± 170 y.B.P. (NU-359)であった。また本断層をMCTに沿って南東へ延長した方向にはスンコシーロシコーラ断層と呼ばれる北(山側)落ちの垂直変位を伴う右横ずれ活断層が存在する(Nakata, 1982)。

3. 考察

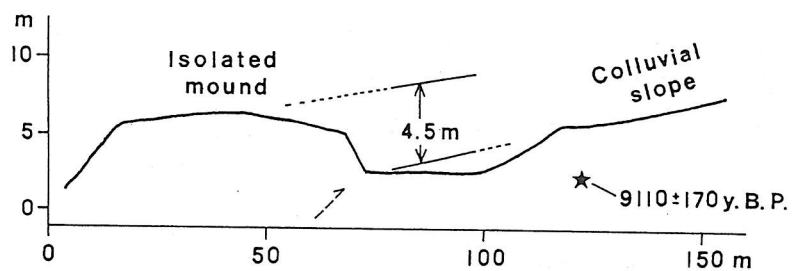
ジクコーラ断層はスンコシーロシコーラ断層同様、古い地質断層(MCT)に沿った位置に現われ、北(山側)落ちの垂直変位を示す。これは地質学的に知られるMCTとは逆の動きである。このことからジクコーラ断層は現在山地の起伏形成には関与していないと考えられる。またジクコーラ断層の平均変位速度は $0.5\text{m}/1000\text{yr}$ であり、ヒマラヤ前縁帯で報告されている $3\sim 4\text{m}/1000\text{yr}$ オーダーの平均変位速度に比べて1オーダー小さい。



第1図 調査地域



第2図 ジクコーラ断層周辺の地質



第3図 ジクコーラ断層による麓斜面の変位

Haruo YAMAZAKI, Yoshio INOUCHI, Koichi SHIMOKAWA and Kiyohide MIZUNO ; Lacustrine deposits in Lake Ashinoko and the seismic events in South Kanto.

湖底ボーリング：湖は過去の大地震の証拠を堆積物中にタービダイトや地層の擾乱として記録している場合が多く、長期にわたる巨大な地震計と言えよう。本研究では南関東・東海地域に発生する大地震の歴史を先史時代にまで遡って解明するため、箱根芦ノ湖の湖底堆積物の調査を行った。平成2年度の音波探査に引き続き、平成3年度はボーリングによる湖底堆積物の採取とそのコアの解析を実施した。ボーリングは芦ノ湖中央部箱根園北西方600～800mの水域で実施された。湖上に試錐機を載せた大型の台船を浮かべて掘削を行ない、2地点（A地点；深度32.5m、B地点；18.0m）で合計50mのコアを採取した（図1、図2）。このうちA地点は、百貫の鼻東方にある湖盆の最深部からはかなり北に外れている。これは、最深部付近には音波散乱層が存在するため、反射面と地層の関係がつかめないことを心配して、10m以上の明瞭な反射面が認められるA地点を第一候補地としたためである。その後、B、Cと南方へ掘削地点を移動させる予定であった。しかし、A地点は予想以上に堆積物が厚く、硬い地層に当たって掘進不能となった深度32.5mまで堆積物を採取できた。採取コアは分割し、層相観察の他軟X線写真撮影、見かけ比重測定、¹⁴C年代測定、火山灰分析、スコリア層の富士山麓のテフラとの対比等を行った。

コア解析結果：

1. A、B地点とも湖底堆積物は多数のスコリアおよび泥炭層を挟むシルト層で構成される。層相からは深度8～15m付近の泥炭・シルト互層を鍵として、上中下の3層準に区分される。上部層はスコリアに富むシルト層で、A地点では神山崩壊堆積物以上、B地点ではアカホヤ（Ah）火山灰を含む湖成層が泥炭を覆って分布する。中部層は厚さ20cm以下の泥炭薄層とシルト、スコリアの互層である。A地点の年代測定結果では1.8～1.2万年前の年代値を示し、湖水域が縮小し泥炭地が広がったと考えられる。下部層は泥炭や粗粒な崩壊性の堆積物をほとんど含まぬスコリア・シルトの互層である。

2. 全層準を通じて、タービダイトあるいは泥流と思われる礫、火山岩塊、木片、軽石などを含む無層理・不淘汰な砂礫層が1～数mの間隔で挟まれる。これらの中には神山崩壊に由来する火山性の堆積物もあるが、大部分は大木（1990）の指摘するような地震あるいは豪雨などによる湖岸からの地汙り性の堆積物と考えられる。地層の欠如等で両地点でのタービダイトの発生時期の異同は検討できないが、それぞれ神山崩壊以降4回のタービダイトの発生が認められる。しかも、最近1,000年以上はその発生が認められない。

3. 従来、芦ノ湖の形成は神山崩壊が原因と考えられてきた。しかし、今回の調査では湖盆の中心に近いB地点では6,300年前のAh降灰以前から既に湖水が存在し、それが現在まで継続していることがわかった。これから、芦ノ湖の形成史は、2万年前以前の大規模な湖水の広がり、およそ2～1万年前の湖水の縮小、沼沢地化、1万年前以降の湖水の拡大が読み取れる。しかし、A地点を含む北部ではその後火山性隆起など何らかの原因で陸化、削剥が起こったと推定される。さらに3,200年前以降神山崩壊で湖水域の急拡大が起きた。

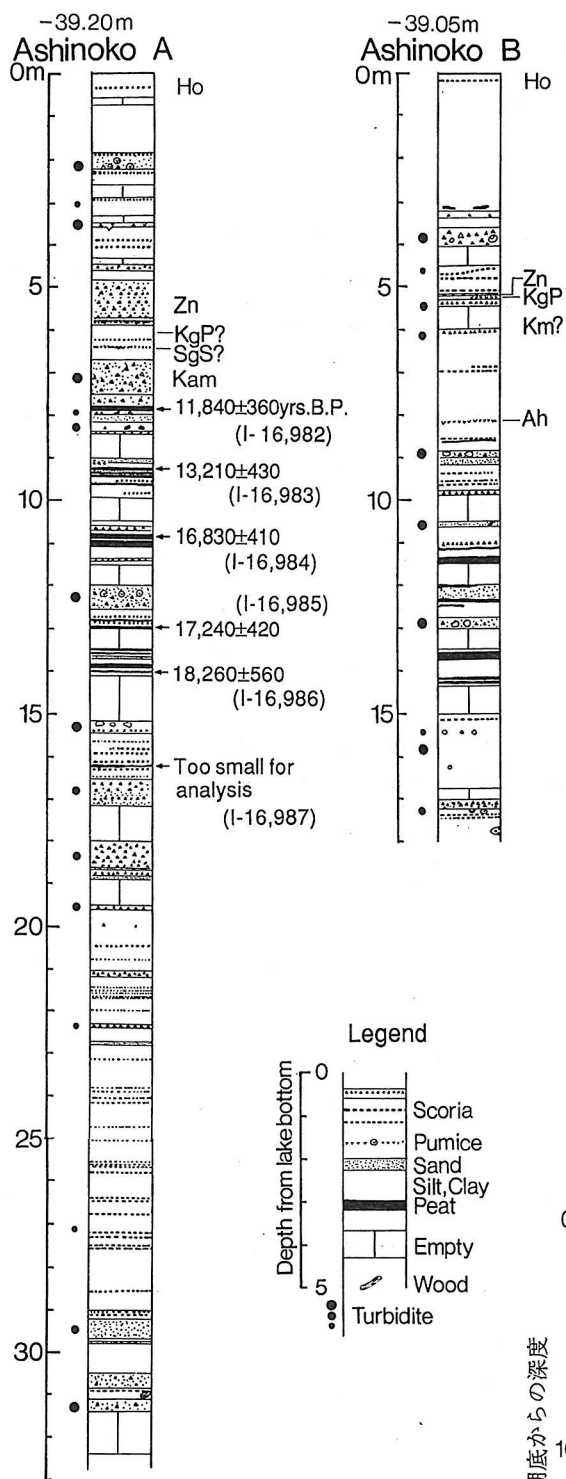


図2 芦ノ湖湖底ボーリング柱状図

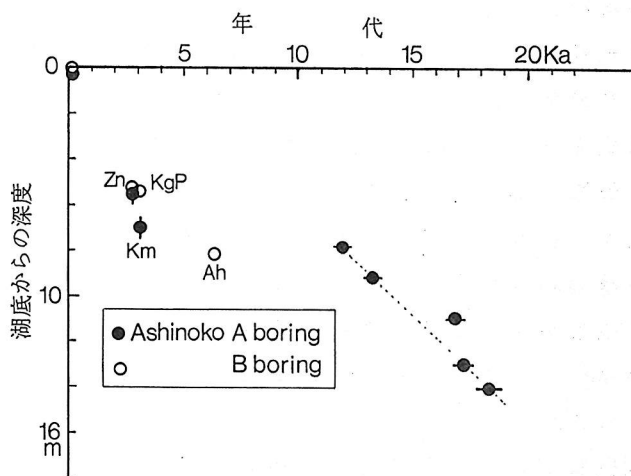
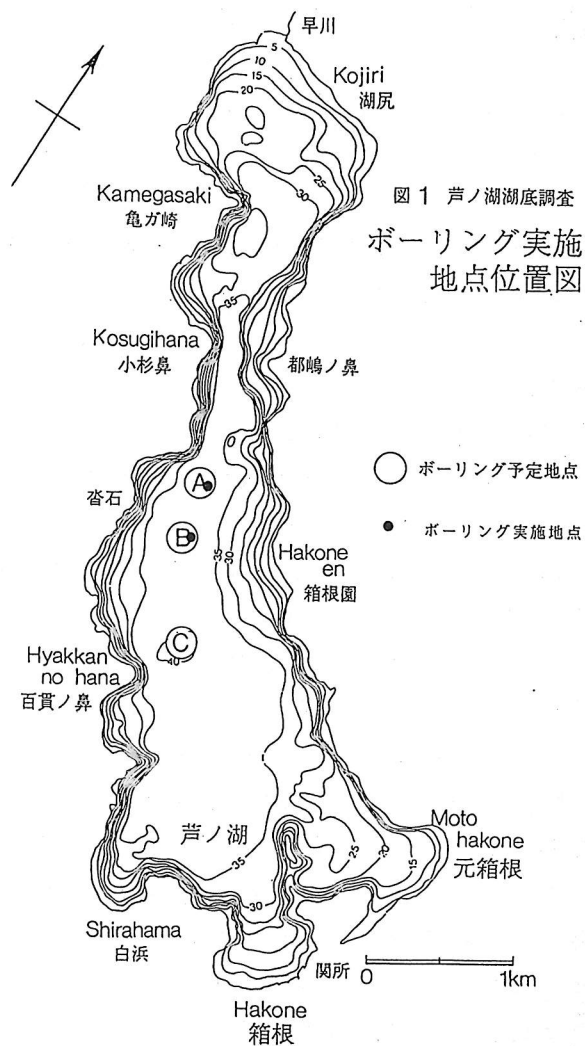


図3 堆積物の深度と年代の関係

兵頭政幸、高次かおり（神戸大・理・地球科学）

Masayuki Hyodo and Kaori Takatsugi; Rock magnetic properties of Pleistocene sediments of Osaka Group

大阪層群海成堆積物試料の段階交流磁場消磁・熱消磁実験、及び帯磁率測定を行った。その結果、1)試料採取後測定までの時間経過により安定磁化成分が崩壊する、2)特徴的磁化成分(Characteristic magnetization component)抽出の不可能な堆積物がある・・がわかった。

実験に使用した試料は、高槻市・奈佐原地域にある海成粘土・シルト層(Ma3、Ma4)、和泉市・下池田地域にある海成粘土層(Ma3)、そして両地域のアズキ火山灰層から採取した。野外では約 $10 \times 10 \times 10 \text{ cm}^3$ の定方位ブロック状試料を取り、実験室において約 $2.2 \times 2.2 \times 2.2 \text{ cm}^3$ の立方体試料を手作業で切り出しポリカーボネイト製カプセルに封入した。

図1に高槻の海成粘土層の同一層準から採取した二つの試料の段階交流消磁実験の結果を直交プロットで示した。(b)は試料採取後すぐに測定したものである。残留磁化は低保持力成分($<5\text{mT}$)と高保持力成分($>5\text{mT}$)の2つがはっきりと分離できる。前者はブリュンヌ期に獲得した二次的な粘性残留磁化(VRM)で、後者が松山期に獲得した初成磁化である。一方、(a)は試料を41日間無磁場中で保管後段階交流消磁実験を行った結果である。(b)の試料と同じ層準から採取した試料であるにもかかわらず、全く異なる消磁パターンを示している。このデータから主成分分析(Kirschvink, 1980)による磁化成分抽出は不可能である。この他異なる層準の24個の試料について長時間保管後測定したが、すべて同様の結果を得た。

採取後2-3日以内に707個の試料について段階交流消磁実験を行った結果、377個から安定した消磁曲線を得、特徴的磁化成分が抽出できた。377個のうち26個はアズキ火山灰底層部のこりはすべて細粒粘土であった。安定磁化が抽出できなかった330個の試料については、126個がアズキ火山灰中上層部(二次堆積物)、71個がシルトまたはシルト質粘土、残り133個は細粒粘土であった。

海成粘土にはCrackに沿って成長した褐色のLimoniteを含むものがある。これに沿って変色した部分の試料とそれと同一層準で変色部を全く含まない部分の試料の段階交流消磁実験結果を図2に示す。変色した試料(a)は正帯磁、変色していない試料(b)は逆帯磁を示した。同一層準の他の試料及びその上下の層準のすべての試料が逆帯磁していることから、(a)の正帯磁は、鉱物の変質によりブリュンヌ期に獲得された二次磁化によるものと思われる。上述の特徴的な磁化方向の取り出せなかったシルト質堆積物及び細粒粘土はこのような変質磁化成分が卓越していたのかも知れない。実際に粘土試料のいくつかは変色部を含むものがあつた。なお、これら残留磁化の特徴と帯磁率測定値との関連性を調べたが、見つからなかった。

試料採取後長期間経過して磁化が変化していたのは、磁性鉱物の変質のためか、乾燥による粒子の回転がおこったためであろう。いくつかの粘土試料について熱消磁実験を行った結果、ほとんどの試料が $250-300^\circ\text{C}$ でいったん磁化がなくなり、それ以上温度を上げると磁化が増えるという結果を示した。中には、 100°C で特徴的磁化成分が消えるものもあつた。これらのことから、残留磁化を担っている磁性鉱物は、Greigite(Fe_3S_4)、Goecite($\alpha\text{-Fe}$

00H)などが考えられる。最近Greigiteは2-3カ月大気中にさらすと変質すると報告されている(Tric et al., 1991)。磁化変質の起こり方からみて大阪層群海成堆積物の磁化を担っている主要な鉱物はGreigiteである可能性が高い。

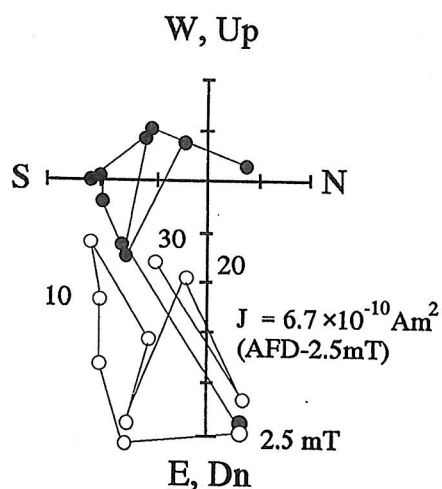
本研究の結果は、古地磁気データの精度を上げ磁気層序研究の信頼度を増すことに大いに貢献する。

[Reference]

Kirschvink, J.L., Geophys. J. R. astr. Soc., 62, 699-718, 1980.

Tric et al., Phys. Earth Planet. Sci., 65, 319-336, 1991.

(a) AM2-1B



(b) AM2-1A

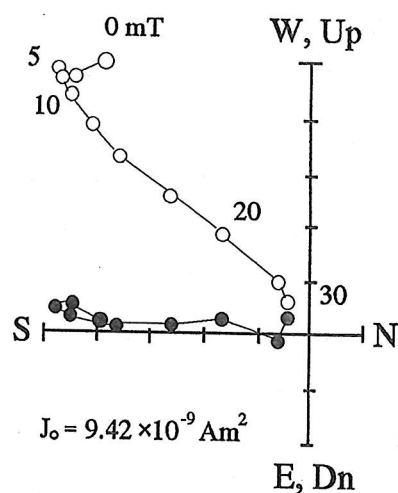
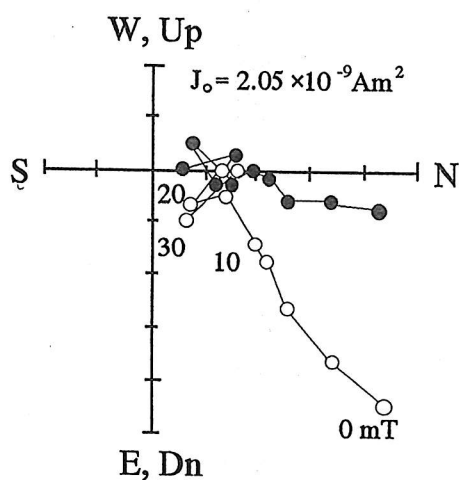


図1 試料採取後時間経過による磁化の消磁パターンの違いの例。大阪層群海成粘土層の同一層準から2個の試料を取り、41日後(a)と2日後(b)に段階交流消磁実験を行った結果。

(a) C251-1A



(b) C251-1C

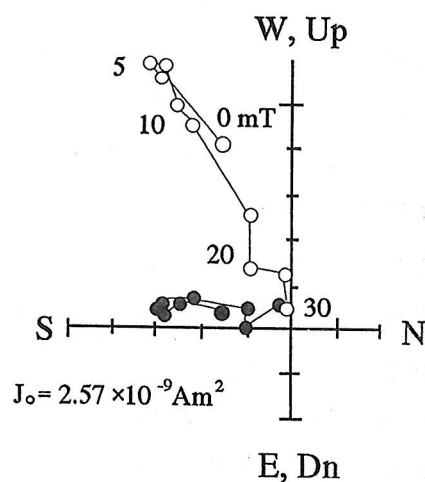


図2 大阪層群海成粘土層の(褐色に)変色した部分を含む試料(a)と、同じ層準で変色の見られない部分の試料(b)の段階交流磁場消磁実験の結果。

Chizu ITOTA, Masayuki HYODO, Akira HAYASHIDA, Hiroyuki KITAGAWA,
Yoshinori YASUDA; Paleoenvironmental Study of A Core from Lake
Suigetsu by Rock Magnetic and Paleomagnetic analyses

三方五湖のひとつである水月湖から長さ約4mの湖底堆積物柱状試料を採取し古地磁気測定を行った。復元した古地磁気方向変化は、日本の地磁気永年変化の曲線と過去3500年間に付いて対応づけられた。堆積速度は、深さ2.5m（1500年BP）までは0.6mm/yr、2.5mより浅い部分では1.6mm/yrと見積られた。堆積物の磁氣的性質から推測される磁性粒子の大きさは、深さ1.0m以下（560年BP以前）ではほぼ一様で、深さ0.5m以上（250年BP以後）では一定していない。1.0mから0.5mにかけては、上下の部分に較べて、一様に小さくなっていると考えられる。堆積物そのものの粒度組成が変化したことが原因であると考えられる。水月湖の堆積環境が過去3500年間に3度（1500年BP、560年BP、250年BP）変化したことが推測される。

福島県三方郡に位置する水月湖（35.55°N, 135.88°E）は周囲約10km、面積4.3km²、最大水深33.7mの汽水湖である。水月湖のほぼ中央から、空気圧入式ピストンコアラを用いて、直径7cm長さ4mの堆積物柱状試料を採取した。試料はビニールチューブに入ったままの形で実験室へ持ち帰った。柱状試料を実験室で半裁して、その両方の断面から連続的に古地磁気測定用試料（一辺2.2cmの立方体）を採取した。

10個につき1個の割合でとりだしたパイロット試料を使って、最大50mTの交流磁場による段階消磁実験を行った。試料の残留磁気は、ごく低い交流磁場（10mT以下）で消磁される成分を除いては、一方向を示す成分のみであった。このことは試料が二次磁化をほとんど獲得していないことを意味しており、残留磁気獲得時の古地磁気方位をそのまま保持していると考えられる。

全試料を10mTと20mTの交流磁場で消磁して、得られた残留磁気方向を試料毎に平均して安定成分の方向を得た。柱状試料の深さに対する残留磁気の二成分（偏角・伏角）の変動を、日本の堆積物の残留磁気記録から復元した500～11500年BPの古地磁気永年変化記録（Hyodo et. al, 1992）の偏角・伏角変動と比較した結果、今回の試料は過去約3500年間の古地磁気記録を保持していると結論した。

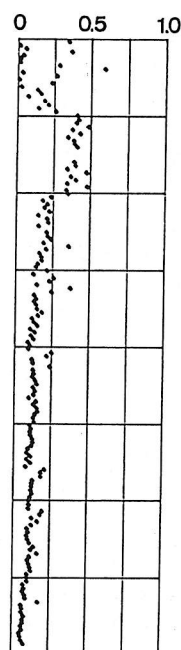
深さ2.5m付近の古地磁気記録は、1500年BP付近の記録と対応付けられる。

これより2.5m位浅の部分の平均堆積速度は、1.6mm/yrと見積られる。これは、同じ三方五湖の一つの三方湖の平均堆積速度0.4mm/yr（安田、1982）の四倍の速度である。2.5mから4.0mの部分では、平均堆積速度が0.6mm/yrで、三方湖の堆積速度と同程度である。

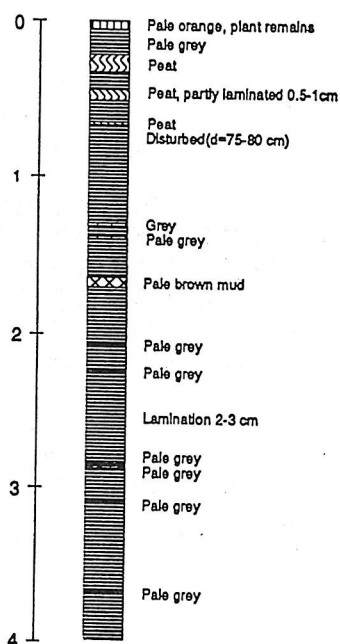
磁性粒子の大きさを推定するために、測定用試料の帯磁率と非履歴性残留磁化（ARM）強度の測定を行った。最大 8.0×10^{-2} Tの交流磁場中に、直流成分として実験室の磁場（ 3.4×10^{-7} T）を与えてARMを獲得させた。ARM強度を帯磁率で規格化した値を深さについてプロットすると、深さ1.0m付近（約560年BP）と0.5m付近（約250年BP）に急激な変化がみられる（図1）。1.0mより深い部分は一様な値を示している。パルス状に現れる変動は、堆積物の岩相変化と対応しており、火山灰を含んでいるためであると考えられる。1.0mから0.5mにかけては、磁性粒子の粒径が一様に小さくなっていると考えられる。堆積物の粒径そのものが小さくなった可能性が考えられる。0.5mより浅い部分は、一定した値を示さない。

水月湖は1662年の大地震に伴う地殻変動により流出経路をふさがれ、一時湖面が上昇した。その後、1664年に人工的に水路をひき、再び湖水面は低下した。また、1800年と1840年に日向湖との間の水路の建設が行われ、日本海の海水が流入し現在のような汽水湖となった。深さ0.5m（古地磁気年代測定により250年BP；1690年）より浅い部分の磁性粒子の粒度のばらつきは、地震－水路建設に始まる人工的な堆積環境の変化に対応していると思われる。

ARM/SUS. (10^{-3} T)



LITHOLOGY



参考文献

Hyodo, M., C. Itota and K. Yaskawa, (1992)

Submitted to J. Geomag. Geoelectr.

安田 (1982), 第四紀研究, 21, 255-271

図1 帯磁率で規格化したARM強度の深さに対する変化（左）と、柱状試料の岩相変化（右）。深さの単位はm。

31 佐渡島加茂湖湖底の表層部地下地質

鴨井幸彦(株式会社 興 和)・小林巖雄(新潟大・理・地鉱)

Yukihiko KAMOI・Iwao KOBAYASHI; Subsurface Geological Conditions of Kamo Lake, Sado Island, Central Honshu, Japan.

佐渡島の加茂湖底ならびに加茂湖周辺における既存のボーリング資料と、コーンペネトロメーターを使った簡易貫入試験結果に基づき、湖底を横断する地質断面図を作成した。作成にあたって直接使用したボーリングは27本で、そのうち最も深いものは56mである。

湖底堆積物の構成と各層ごとの特徴：上位から順に、以下の6層に区分される。各層の大まかな特徴は次の通りである。

- ①ヘドロ (Ac0) ……極軟質で流動性を帯びる。層厚 0.3~3.5mで、湖底全体を覆って分布する。N値0 (自重で沈下)、コーン貫入試験の貫入値も0である。
- ②極軟粘性土 (Ac1、上部粘性土層) ……有機質。ほぼ均質だが、湖岸に近いところでは砂質分を混入し、やや粗粒。N値は0 (自重で50cm以上沈下) だが、コーン貫入試験で貫入抵抗を示すことから、ヘドロとは明瞭に区別される。層厚は平均して15mと厚く、最深部では22mに達する。含水比130~150%、湿潤密度1.27~1.34。
- ③砂・砂礫 (As1; Ag1、上部砂・砂礫層) ……両津市街地北部の夷地区では砂礫層が、同じく南部の湊地区では砂層がそれぞれ卓越する。また、両津湾底では粒径の均一な細砂層が直接分布する。砂層中には砂礫層を介在することもある。砂層は粒径の均一な細砂を主体とし、N値はおおむね30以上で良く締まっている。砂礫層は、礫径や礫の混入率ともに不均一で、垂円礫~円礫が多い。層厚は15~20m以上。これらの砂層・砂礫層はともに、②極軟粘性土と同時異相の関係にあると考えられる。
- ④砂 (As2、砂層) ……次に説明する⑤粘性土と同時異相、もしくはこれにレンズ状に不規則に挟まれる。粒径はやや不均一。層厚2~7m、N値10~20。
- ⑤粘性土 (Ac2、下部粘性土層) ……②極軟粘性土の下に直接位置する軟質なシルト層で、砂質分をわずかに混入する。層厚：5~10m。N値2~7。含水比57~68%、湿潤密度1.54~1.66で、上位の粘性土とは物理的性質が異なる。
- ⑥砂・砂礫 (Ds; Dg、下部砂・砂礫層) ……砂、礫ともに粒径は不均一で、垂直・水平方向ともに岩相変化が激しい。所により、層厚2~6mでN値10前後のシルト層をレンズ状に挟む。砂層のN値は15~50以上、砂礫層のN値は40~50以上。砂層は細~中砂主体。砂礫層は礫径5~30mmの小礫を主体とし密。層厚20m以上(下限不明)。

地下構造：南北方向 (A-A'断面) では、粘性土層 (Ac1、Ac2) が湖の北部と中~南部において厚く堆積しているものの、中~北部地区ではほとんど分布していないことがまず注目される。ここでは粘性土に変わって厚い砂 (砂堆、As1) が広く分布する。今のところ、この広い砂層の分布を直接裏づけるようなボーリング資料はない。しかし、この砂層の存在は、コーン貫入試験によって、この付近でヘドロ層が共通して0.2~0.3mと極めて薄いことが確認されていること、さらに、ヘドロ層の直下でコーンの貫入値が急上昇することなどの事実から推定される。

一方、北部 (B-B'断面) の特徴は、高野川、貝喰川、長江川などの河川による搬入物の流入や砂洲の発達の影響を受けて、岩相の水平変化が極めて大きく、複雑な地質構成を示すことである。また、中~北部 (C-C'断面) では、A-A'断面からも予想されたとおり、粘性土の分布が西側に大きく偏り、東側には両津市原黒から北西に伸びる砂堆が広く水面下に潜在することが推定される。さらに、中央部のくびれ部分 (D-D'断面) では、谷が深く刻まれており、この谷を埋めて粘性土層が厚く堆積している様子が示される。

各層の堆積年代を示す新たな資料はないが、松木ほか (1987) は、湖底より約16m下で、4670±250y.B.P. という¹⁴C年代値を報告している。これは①極軟粘性土 (Ac1) の下部に相当する。また、下部粘性土層 (Ac2) と下部砂・砂礫層 (Ds, Dg) との境界が起伏に富むことから、この間に不整合が推定される。各ボーリング地点の最下位に位置するDs, Dgについては、全体を同一層として一括して良いのかどうか疑問も残るが、これらは最終氷期に刻まれた谷を最初に埋めた岩屑性の堆積物か、あるいは中部更新統“国仲層”以下の地層であろう。ここでは、とりあえずAc2以上の地層を後氷期の地層と見なしておく。

—富士五湖と中国タクラマカン砂漠東北部ボステン湖の比較—

小杉正人・遠藤邦彦・森 可奈子・田場 穰

(日本大学・文理・応用地学)

Masato KOSUGI, Kunihiko ENDO, Kanako MORI and Yutaka TABA :

History of Lake Level Changes in the World after the Last Glacier Age

1. 目 的

最終氷期から後氷期にいたる湖水位変動史の研究は、気候変遷とのかかわりの解明を目的として、ヨーロッパ、北アメリカ、アフリカ、中近東などを中心に古くから行われてきた (FLINT, 1970 ; DAWSON, 1992 など)。これらの研究では、湖岸段丘や氷河成堆積物の地形学的・古生物学的検討により、気候の乾湿変動の指標となる湖水位変動史の地域間比較が行われてきた。わが国を含むユーラシア大陸の東岸域については、湖水位変動のデータが少なく、最終氷期以降のグローバルな動気候学的モデルや大気循環モデルを構築する上で情報の収集が急がれている。本研究では、緯度的に近接し過去の動気候学的気団配置とその変化に関連性が高いと推定される、わが国の富士五湖と中国タクラマカン砂漠東北部ボステン湖の湖水位変動史の比較を試みた。本研究により、富士五湖と中国ボステン湖の湖水位変動には同時性があり、その上昇および低下の傾向にも関連性が高いことが明らかとなったので報告する。

2. 方法と結果

①ボステン湖 (図1) : ボステン湖は、天山山脈の麓に位置する氷河函養湖である。過去の湖水位の認定は、湖岸段丘 (旧湖棚 : I ~ III) の上限高度、旧・新砂丘 (D_0 , D_y) の下限高度から行った。最上位の湖岸段丘 I は旧砂丘 D_0 に、中位の湖岸段丘 II は新砂丘 D_y によってそれぞれ覆われる。旧期および新期クロスナ層 (H_0 , H_y) の発達は、それぞれ湖岸段丘 II と III の形成時期とほぼ同時である。湖岸段丘 II の離水時期は、この上に後漢の遺跡がのることから1800年前以前 (ただし旧期クロスナ層以後)、湖岸段丘 III の離水は記録から最近約30年前の現象である。以上から、湖水位の上昇期 (湿潤化) には、砂丘形成の停止 (クロスナ層の発達) と湖棚構成物の堆積がみられ、低下期 (乾燥化) には、砂丘の形成と湖棚の段丘化がみられたと考えられる。また、砂丘およびクロスナ層の形成時期は、わが国の海岸域における砂丘の編年 (ENDO, 1989) と同時である可能性が高い。

②山中湖 (図2) : 山中湖の湖水位変動の復元は、湖心部における湖底柱状試料の珪藻・花粉化石の分析結果と ^{14}C 年代・テフラ情報 (小杉ほか, 1992) を基に、これにタンク・モデルを適用して推定した。すなわち、降水量の指標性の高いスギ・コナラ属・マツ属の花粉の増減や、湖岸からの珪藻・花粉遺骸の供給量に基づき、降水量および湖域面積の変化傾向を推定し過去の湖水位の相対的高度を導いた。この結果、湖の成立は鷹丸尾溶岩流の堰止めによって約1850年前に一気に完了したこと、1000年前前後の数百年間に湖水位低下があったこと、AD.1707 年噴火の富士宝永火山灰前後に湖水位上昇があったこと、などの現象が推定された。

③河口湖 (図3) : 河口湖では、古文書の調査により過去 550年間の増水・渇水の状況を推定した (430~340 年前は記録を欠く)。この結果、510 年前、160 年前、90 年前をピークとする増水期と、470 年前、280 年前、20 年前の渇水期がみとめられた。このうち増水期は山中湖のそれと対応し、いわゆる「小氷期」の冷涼・湿潤気候に対比される。

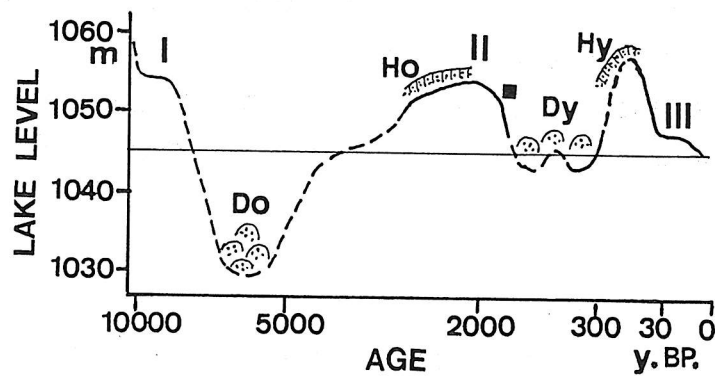


図1 ポستن湖における完新世の湖水位変動
I～III：湖岸段丘，Do，Dy：旧・新砂丘，Ho，Hy：旧・新期クロスナ層，■；後漢時代遺跡

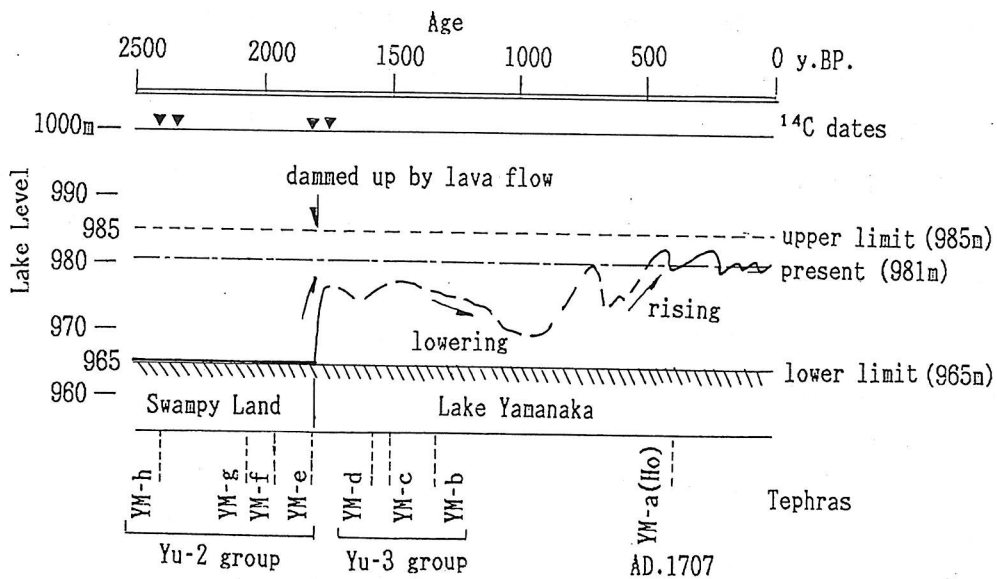


図2 山中湖における過去2500年間の湖水位変動
湖水位の上限高度は、鷹丸尾溶岩流の堰止め上限から、下限高度は旧河床からそれぞれ推定した。破線部は相対的高度を示す。

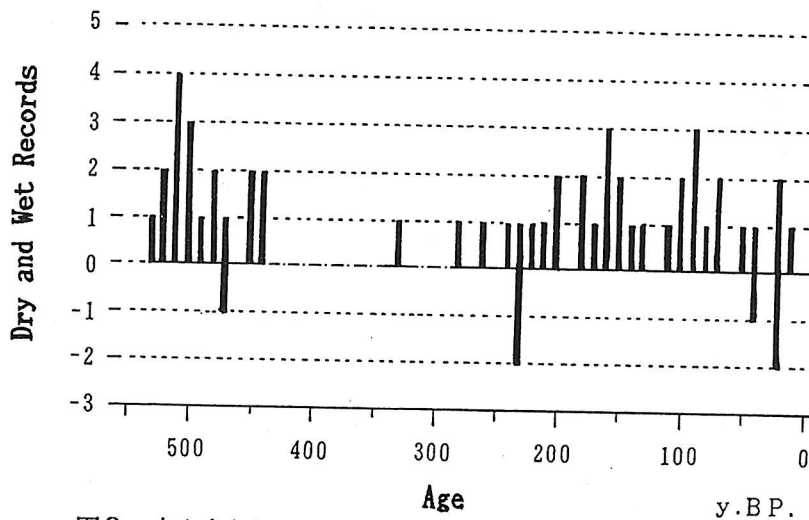


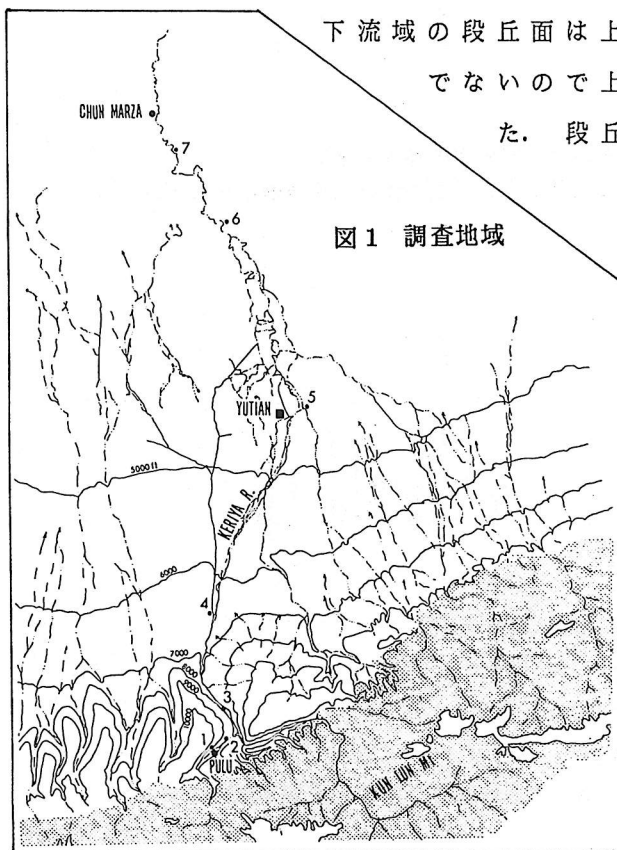
図3 古文書記録にみられる河口湖の増水および渇水を示す記事数

印牧もとこ・遠藤邦彦・浜田誠一（日大文理）・相馬秀広（奈良女大）
・渡辺満久（東洋大）・藤川格司（バスコ）・夏訓誠（蘭州沙漠研）
・曹瓊英（南京大）

Kanemaki, M., Endo, K., Hamada, S., Sohma, H., Watanabe, M.,
Fujikawa, K., Xia X. and Cao, Q.: TERRACE AND DUNE DEPOSITS ALONG MIDDLE TO LOWER REACHES OF KERIYA RIVER IN TAKLIMAKAN DESERT AND THEIR SIGNIFICANCE IN ENVIRONMENTAL CHANGES DURING LATEST QUATERNARY

崑崙山脈からタクラマカン砂漠に流下し同砂漠中で消失するケリヤ河流域は、山間部である上流域、扇状地の広がる中流域、そしてタクラマカン砂漠の砂丘地域を流れる下流域に分けられる（図1）。

上流域から中流域にかけては、5つの段丘面（下位より1～5面）が顕著で、いずれも厚い段丘礫層を伴っている。模式断面を図2に示す。この中で主に4面が広く分布し、扇状地面の主体をなす。5面は扇状地の縁辺部に分布し、3面より下位の段丘は、現流路沿いに細く分布する。4面、5面には厚いレスが覆っている。レス堆積物は扇状地帯にかけて粗粒化し、砂丘堆積物に移行する。2面と3面にも薄くレスが覆っている。5面の礫層中には2枚の玄武岩質熔岩が挟まれる。



下流域の段丘面は上流域のそれとは必ずしも連続が明瞭でない。上流域とは独立に区分し、名称を与えた。段丘構成層は河成砂ないし沼沢成シルトである。段丘面高度と段丘構成層を覆う砂丘堆積物の新旧から、

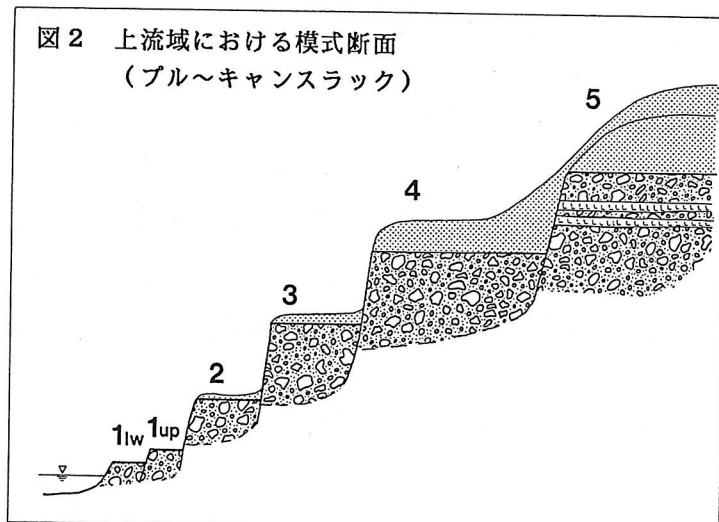
I面(lower, upper)・II面(lower, upper)・III'面・III面の6段に分類した。III面は古砂丘（最終氷期末期）に整合的に覆われる。II面は完新世砂丘に覆われ、タマリクス・コーン（紅柳包）が発達している。I面は砂丘堆積物がほとんど載っていない。以上の段丘堆積物や砂丘堆積物については、現在年代測定を行っているが、これまでに明らかにされた14C年代（曹他，1992）に基づく下流域の模式断面を図3に示す。

ケリヤ河右岸のⅢ面上には大砂丘列が北西－南東方向に伸び、その稜線部の間では北東から南西に向かって進行するバルハン砂丘群が見られる。バルハン砂丘群は主に現成砂丘で、その最前線“バルハン・フロント”は下流ほど下位の段丘面上に進出している。大砂丘稜線部の断面では、厚い古砂丘堆積物が見られ、現成砂丘はその上を薄く覆う。ヨーカントクラックにおける古砂丘堆積物は、湖成堆積物から整合的に発達しており、段丘面形成直後に風成作用が活発化したことを物語る。この砂丘堆積物は北西(N30W)から南東方向を示すforesetを形成しており、現成砂丘とは異なる風向を示す。

以上のように、ケリヤ河では段丘面形成に示される上流からの碎屑物の増大・流量の増加の時期と、それに引き続く下刻・侵食及び砂丘形成の時期とが更新世末期から完新世に繰り返された。この過程を、最終氷期以降のグローバルな環境変動との関連で考察すると、次のようなモデルが可能であろう。

Ⅲ・Ⅲ'・Ⅱup面形成期は、古気候カーブにおける寒冷ピーク(約18000, 15000, 11000y.B.P.)から温暖化への移行期にあたる。これらの時期には温暖化に向かって、氷河の融解、河川流量の増大が起こり、中・下流域に多量の碎屑物を供給、ケリヤ河はタリム河まで達した。

図2 上流域における模式断面
(ブル～キャンクラック)

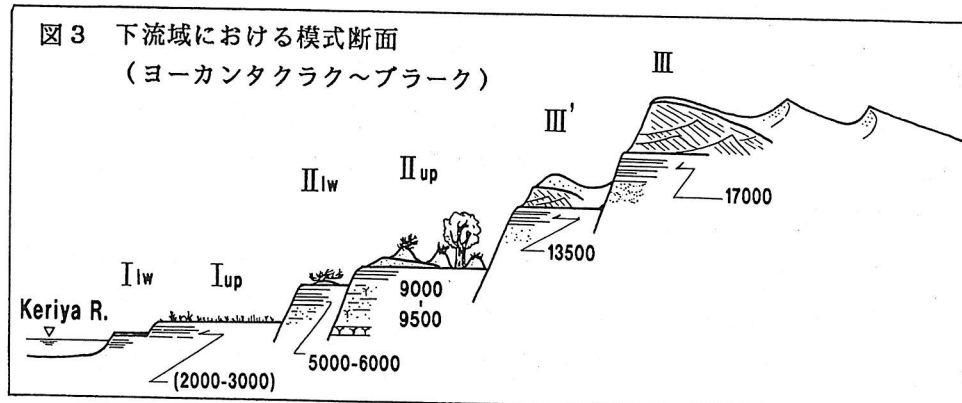


温暖期のピークに達すると乾燥化が進み、

1) 流量減少に伴い最下流域は乾陸化し、風食が進む。その結果、基準面が低下し下刻が進む。

2) 寒冷期に最下流域に湖沼が形成された場合、温暖化に伴い、河川流量の減少、湖水位の低下が起こる。その結果、基準面の低下を

図3 下流域における模式断面
(ヨーカントクラック～ブラーク)



招き、下刻作用が活発化する。

Nobuaki KUCHITSU and DUAN Xuye; Formation of evaporites in Dunhuang Mogao-grottoes, Gansu Province, China.

1. はじめに

砂漠地域で観察される地質現象の代表的なもののひとつとして、蒸発岩の形成があげられる。これは、水・岩石の相互作用によって溶け出した成分が、水分の蒸発にともなう塩類の形で地表に析出する現象である。筆者らは、人類共通の遺産である敦煌莫高窟の壁画保存のために日中共同研究を進めているが、ここでは、その敦煌莫高窟付近において観察された蒸発岩類について記載するとともに、その形成プロセスについて考察する。

2. 莫高窟周辺の地質概況

敦煌は、現在の中国甘粛省の北西部、タクラマカン砂漠の東の端に存在し、北緯40.1°、東経94.8°に位置する。莫高窟は、敦煌市街地の南東約25kmのところにある。敦煌の南側には、前震旦系の複合岩体とされる敦煌群が分布し、標高1600mから1700mに至る三危山や鳴沙山らの山々を形づくっている。この山々から北に向かって流れ出る「大泉河」という川によってつくられた古期扇状地堆積物を、新しい大泉河が侵食してできた崖の西側崖面に、高さ約40m、南北約2kmにわたって彫られているのが莫高窟である。現在の敦煌は砂漠気候に属し、年平均気温は9.4°C、平均年間降水量は32.9mm、年平均相対湿度は41%である。乾燥が厳しく、大泉河でも水流が観察されることは稀である。

3. 蒸発岩の状況

敦煌周辺では、主に岩塩（Halite—NaCl）からなる蒸発岩類が、大泉河の川原などの至るところで形成されているのが観察される。こうした蒸発岩の形成は、莫高窟自体でも観察されることがあり、洞窟の内部でも、岩体の隙間を埋めて塩類の晶出が見られるところがしばしばある。塩類の晶出は、時に壁面にまで及ぶこともあり、壁画の下地や顔料を剝落させる大きな要因の一つとなっているので深刻である。

大きく3層に分けられる洞窟群のうちの上層にある194窟では、露出する岩体において、粒子と粒子の間を埋めるようにして白色の塩類が晶出しているのが観察される。また壁面では、奥室側壁の上部において、塑土層と白土層との間に塩類が晶出し、壁画が至るところで斑状に見苦しく剝落している。

この窟の蒸発岩は、岩体のものも壁面のものも、いずれも岩塩であった。

一方、下層に存在する53窟では、洞内に露出する岩体は一般に多孔質で、蒸発岩が観察される箇所は特に見あたらない。壁面に塩類の晶出が見られる部分は、主に南東側に集中している。南側側壁及び東側側壁には1950年代に行われたという補修工事に伴うモルタルが幅広く塗られているが、その下位では、最大径が2 cmにも及ぶ白色の結晶が粒状に随所で析出し、壁画を剥落させる要因となっている。析出物は、一般には塑土層の表面に晶出する場合が多いが、時に塑土層の内側に晶出する部分も観察される。53窟壁面で観察された蒸発岩は、いずれも石膏 ($\text{Gypsum}-\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) であった。

4. 考察

以上から、敦煌莫高窟周辺で起きている蒸発岩の形成について考察する。まず194窟では、岩塩の晶出が壁画剥落の大きな要因となっている。これは、洞窟外で普通に観察される蒸発岩の形成と同様の現象が、洞窟内でも進行しているものだと考えられる。ただし194窟では、岩体自体に既に岩塩が含まれているため、直接的に雨水と岩体との相互作用によって蒸発岩の形成が起きているだけでなく、本来岩体に含まれていた岩塩が一旦雨水に溶かされて、壁面に再晶出している場合もあるものと思われる。いずれにしろ、敦煌のような乾燥地域でも、雨水が壁画の劣化に大きく関与していることが今回確認された。

一方の53窟では、岩塩ではなく石膏が晶出している。岩塩の晶出は、莫高窟が作られている岩体そのものでも普遍的に見られるものではないようなので、こうした蒸発岩は、層状に分布しているわけではなく、むしろ局部的にしか形成されていないのであろう。大泉河などの敦煌付近の河川水は、硫酸イオンに富むことが知られており、53窟における石膏の形成には、194窟の場合とは違ったメカニズム、例えば地下水などの関与を考える方が妥当かも知れない。

敦煌から更に西に行ったトルファン盆地で観察される蒸発岩は、地下深部で石膏が卓越し、地表付近で岩塩が卓越するという（岡田・矢吹，1991*）。これは両塩類の溶解度の違いに起因すると思われるが、莫高窟においても、上位の窟で岩塩が見られ、下位の窟で石膏が見られるという事実は注目される。今後、それぞれの高さに作られている洞窟を調べてプロファイルを作成することによって、蒸発岩形成のメカニズムについての新たな知見が得られるであろうと期待するものである。

（*：科学技術庁開発局 砂漠化機構の解明に関する国際共同研究
平成2年度成果報告書 p.114-130）

江口誠一（日本大・応用地学）

Sei'chi EGUCHI; Transportation, Sedimentation and Preservation
of Opal Phytoliths in Coastal Region

【はじめに】植物が枯死した後、その中に含まれているプラント・オパールが堆積物の一部となる過程で、あらゆる物理・化学・生物学的現象が遺骸に作用する。プラント・オパール分析のデータを解釈する上で、この複雑な過程の中における、運搬・堆積過程や保存性を明らかにすることは、正確な古環境復元を行う上で重要なことである。本研究では、沿岸地域における表層堆積物中のプラント・オパール群集の組成と現存植生の分布関係から、その運搬過程を堆積環境ごとに検証した。同様に、堆積物中の未分解の葉身の検出状況と植生分布の比較から、葉身の段階での運搬過程を明らかにした。また、その保存性と、堆積物の粒度に関しても考察した。

【方法】調査は、千葉県小櫃川河口域などで行った。小櫃川では、後浜の砂丘化したバームから塩水沼までの直線上の、地形や現存植生分布に対応するよう表層堆積物を採取した。その中に含まれるプラント・オパールを、現存植物起源ごとの機動細胞と短細胞に分類し、それらを植物名が同定可能なものの総数に対する割合で示した。出現状態では、植物遺体が分解される以前と同様に、細胞が分離していない場合も逐一カウントした。未分解の葉身は、地表を覆っている完形以外で、 -0.5ϕ メッシュのふるいで残った堆積物中のものを計数した。堆積物に関しては、粒度分析や水素イオン濃度の計測を行った。

【結果】運搬過程に関する分析結果を以下に示す（図1・図2）。コウボウシバが生息している試料1～9では、コウボウシバ型のプラント・オパールが他の試料と比較して顕著に検出され、試料5, 8では、細胞が未分離のものもみられた。ケカモノハシが生息する試料9では未分離のものもみられ、試料11と共にケカモノハシ型が顕著に検出された。ヤマアワも、主な生息域の試料16～25で同様の結果を得た。ヨシ型は、バームの高位で多少検出されたが、主な生息域である塩水沼の試料から多量にみられた。ヨシと生息域を共にするシオクグも、同様の出現傾向であり、試料25, 33, 36で未分離のものを確認した。また、葉身に関しては、コウボウシバ型、チガヤ型、ヤマアワ型、ヨシ型が、例外なく起源植物の生息域で検出された。以上のことから、沿岸地域の表層堆積物中のプラント・オパールの組成や検出状態は、現存植生の影響を大きく受けており、運搬される段階は葉身が分解した後の場合がほとんどであることが確認された。

堆積物に関する分析結果を以下に示す（図3・図4）。プラント・オパールの含有量を堆積物の粒度と比較すると、含有量が多い場合には、堆積物の平均粒径が小さく、淘汰がよい傾向がみられた。地形的には斜面下部で含有量が多かった。プラント・オパール的大型・小型の割合を現地性率や淘汰度と比較すると、小型が多い場合は、現地性率が高く、淘汰がわるい。これらから、プラント・オパールは細粒堆積物と挙動を共にし、おもに小型が運搬されることが確認された。

保存性に関しては、堆積物のpH値が高く、現地性率も高い場合は、プラント・オパールの風化が著しい傾向がみられた。よって、風化の要因としては、運搬や堆積物のpHが挙げられることが確認された。

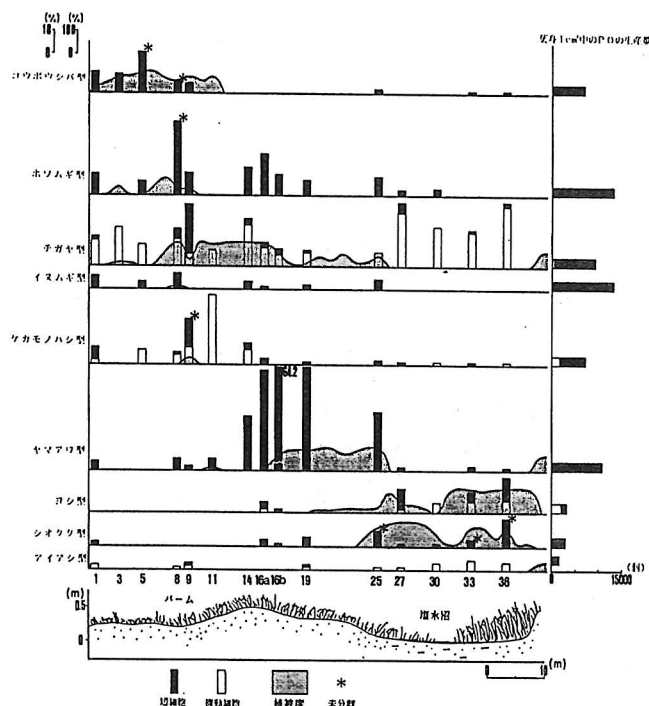


図1 表層堆積物中のプラント・オパールと植被度との関係

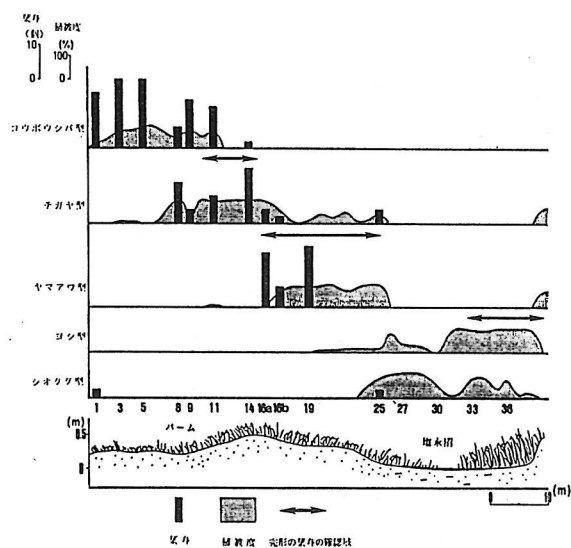


図2 表層堆積物中の葉身遺体の種組成と植被度との関係

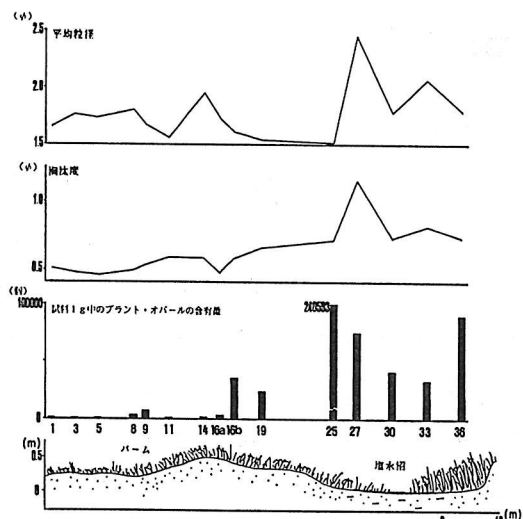


図3 プラント・オパールの大型・小型の割合と現地性率、堆積物の粒度との関係

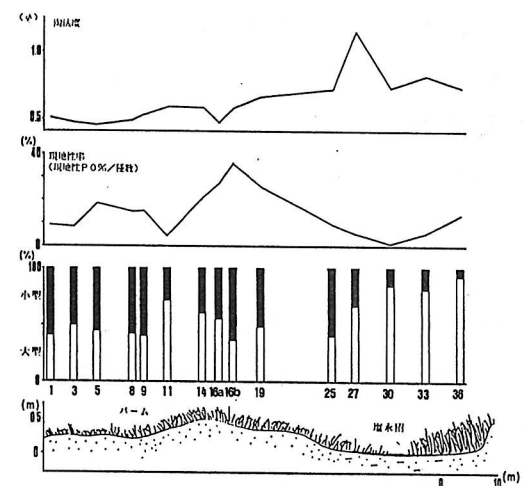


図4 プラント・オパールの含有量と堆積物の粒度との関係

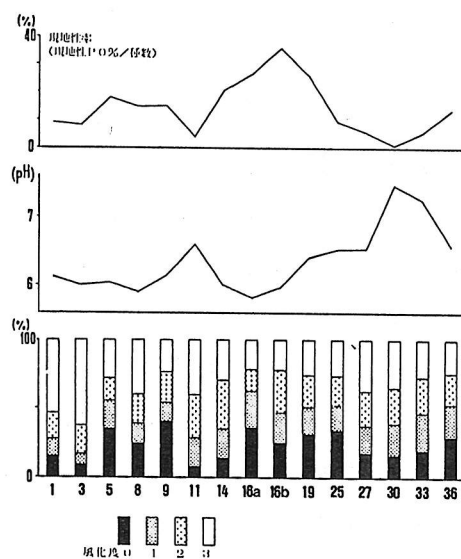


図5 プラント・オパールの風化度と現地性率、堆積物のpHとの関係

Yoshiro KATO: A pedological method to detect buried paddy soils of ground-water type at archeological remain sites

〔目的・方法〕肉眼でも明瞭な土層配列的特徴（鉄・マンガン斑集積層）のある埋没表面水型水田（乾田）に対して、表記の水田にはそのようなものがないので、決め手になる土壌学的検出法がなかった。演者は、土層中の植物根の跡や炭酸第一鉄＝菱鉄鉱の沈澱（以下それぞれ、縦根跡、炭酸鉄と呼ぶ）が同水田の作土、下層土の有力な指標になりうることに気付き、これらを中心に土壌学的検出法を案出しようとした。それに向けて、まず、遺構（畦畔、杭列など）によって確認された水田土層について縦根跡、炭酸鉄がどういう出現をするかを検討した。

〔結果〕①上の2つの指標に土層の攪乱も加えて、以下のように水田の存在確度の判定基準を設けた（右ページ補足1参照）。

土層が還元（グライ化）状態*にあり（発掘後の酸化に注意）、

イ．土層の攪乱がある（作土層を指示）

ロ．作土下に炭酸鉄（下層土を指示）

ハ．縦根跡の極大がこれらと一致する

田面は作土層の上面である

* 色（青～緑）、 α - α' ジピリジール試薬（無色）の赤変、炭酸鉄、藍鉄鉱（ビビアナイト、リン酸第一鉄）の存在などで分かる

存在確度は、イ～ハが揃えば強（P3）、どれか2つなら中（P2）、1つしかなければ弱（P1）、と判定する。

②この基準を発掘現場に適用した例を右ページ（補足2）に示す。遺構からの判定とかなり一致するが、外れることもある。プラントオパールによる推定に匹敵する判定成績である。

③現在の地下水型水田での検証が不十分だが、観察した限りでは、上のイ～ハが確認される。作土に斜め根（イネの根株）跡の見出される例があり、今後、作土検出の有望株として注目される。

④この法の長所は、判定が現場で即座にできる。特殊な器具がいらず、経費がほとんどかからない。作土と下層土とが同時に判別でき、田面の推定が実際に近くなる。

⑤水田形成後の地下水位の低下によって、グライ土層が酸化に転じた例もある。この時、縦根跡はその壁面に酸化鉄が沈澱して（糸根状斑鉄）発見し

やすくなるが、炭酸鉄は茶褐色の酸化鉄結核と化し、土色は灰色化して α - α' ジピリジールに反応しなくなり、判定に熟練を要する。発掘後の酸化もこれに準じた変化をもたらす。

⑥ 懸案だった埋没表面水型水田（乾田）作土の検出が、判定基準のイ、ハ（ハは糸根状斑鉄として）や斜め根跡によって容易になるであろう。

補足 1. 地下水型水田の存在確度判定のための指標

縦根跡 径 1~2 mmの円孔、上下に伸びることが多い。孔壁は、グライ層では無着色だが、同層の酸化によって酸化鉄の沈澱で着色する。作土、下層土上部に多く、下へ漸減する。土層ごとに相対量を見積もり（今の所は目視による）、上層より多いか、同等ならそこに縦根跡量の極大があるとする。親植物については未検討だが、イネのほかに水田雑草も考えられる。

炭酸鉄 白色、不定形の脈〜結核状。作土にはなく、その下の暗〜黒青色のグライ層中に出ることが圧倒的に多い。畦畔の下にもある。作土から出る場合は上位水田下層土との重複と疑った方がよい。

土層の攪乱 作土内に見られる耕起の徴候。親土層の中かなりの異質物（多くが下層土）の土塊が混在するのが目安となる。

斜め根跡 作土は膨軟で根張りが自由なので斜め根ができる。イネの根株が典型だが、同じ理由で雑草の斜め根もありうる。作土の指示者として威力を発揮するかは今後の検討待ちである。

補足 2. 地下水型水田の土壌学的判定法と他法との比較

A. 静岡県袋井市坂尻遺跡

土 層	遺構より判定された 水田と時代 ○あり	プラントオパール 含量 ◎大 ○小	土壌学的判定 (○あり -なし)			
			存在確度	土層攪乱	炭酸鉄	縦根跡*
(II a)		◎	P1	-	-	○
II b	● II a面の疑似畦畔?		P3	{ ○	-	{ ○
III a	○ 古墳 後期	○		{ -	○	{ ○
III b	" "			{ ○	-	{ ○
V	○ 古墳中期初〜前期		P3	{ -	○	{ ○
VI	○		P1	-	-	○
VII	○ 古墳 前期	○	P1	-	-	○
X	○ 弥生 後期	○				
XI						
XII	○ 弥生 後期	◎	P2	{ ○	-	{ ?
XIII		○		{ -	○	
XXI	○ 弥生 中期	◎				

B. 静岡市鷹ノ道遺跡第2次区

3	○ 近 代			P2	{ -	-	{ ○ ~ - }
4	○ I 近 世				{ -	○	{ ○
5上	○ II			P2	{ ○	-	{ ○
5下					{ ○	-	{ ○
6	○ III 平安 中期			P2	{ -	-	{ ○
7	(シルト・砂互層、須恵器出土)				{ -	○	{ -
8	○ IV 古墳 中期			P2	{ -	-	{ ○
9					{ -	○	{ -
10					{ -	-	{ -
11					{ -	-	{ -

* 含量の極大、 { } 内……上段：作土、下段：下層土

37 GC-MSによる土壌の脂質分析について

小池裕子（埼玉大学教養部）・久保正雄（埼玉大学分析センター）

小杉正人（日本大学文理学部）・坂上寛一（東京農工大学農学部）

Hiroko KOIKE, Masao KUBO, Masato KOSUGI & Kanichi SAKAGAMI

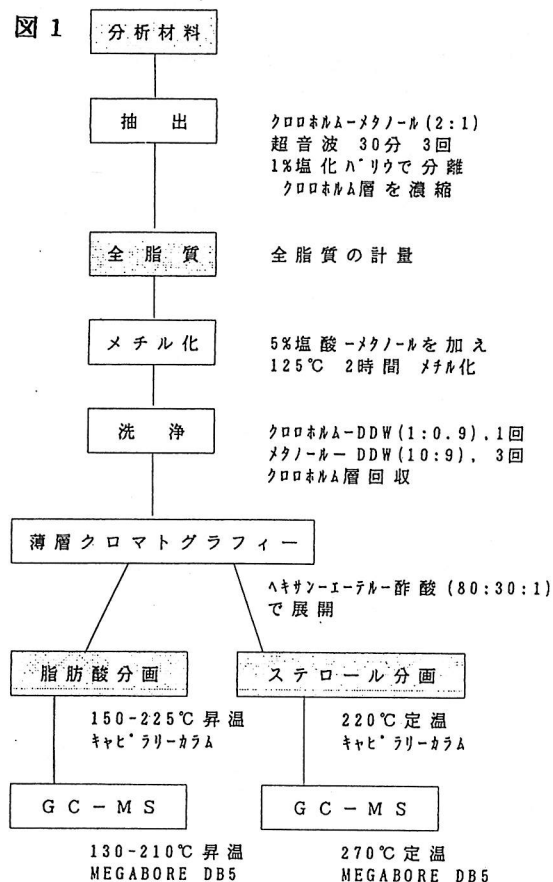
: Lipid Analysys of Soils by GC-MS

＜目的＞ 土壌に含まれる脂肪酸やステロールなどの脂質は、難溶性であるため比較的永く残存すると考えられているが、土壌中の菌類や酸化還元などによる変成をうけ次第に分解される。このような脂肪酸の分解過程は、還元土壌や酸化土壌など土壌の堆積環境によって異なると考えられることから、今回は褐色森林土、黒ぼく土、低地泥炭質土などの典型的な土壌を層位的に採取し、それらの脂質組成の特徴から脂質の変成を考察した。

＜調査地＞

- ・低地土壌：古河市坂間S-5地点における地表から-10.5mまでのボーリングコアサンプル。
- ・褐色森林土壌：長野県檜尾中央アルプス標高1410m、イヌナ主体の森林における地表から-90cmまでの土壌サンプル。
- ・黒ぼく土壌：神奈川県相模原市田名における地表から-165cmまでの土壌サンプル。
- ・水田土壌：群馬県勢多郡大胡町中宮関遺跡における古代水田址と現在の水田土壌
- ・台地遺跡内土壌：栃木県小山市東野田遺跡住居址内土壌ほか

図1



＜分析方法＞

試料からの脂質の抽出および同定は、図1に示した分析方法をもとに、土壌の場合には、いくつかの点を改良した。水分を多く含む土壌は脂質酸化を防ぐため乾燥せずに、予めメタノールで親水し抽出液の浸透をよくした。種々の動植物起源の脂肪酸やステロールあるいはそれらの分解産物を多数含む土壌の場合は、メチル化洗浄によって糖などをとりのぞき、また薄層による精製にはヘキサノン-エーテル-酢酸 (50:50:1) など極性を変えながら数回繰り返した。ガスクロマトグラフィーは動植物にはない多数の分解産物などが含まれ検出感度を上げるためキャピラリーカラムを用いた。脂肪酸に対しては150-225℃に昇温し中級脂肪酸から高級脂肪酸まで幅広く検出するよう設定した。ステロールに対しては、一般に含量が少なくGC-MS (ガスクロマトグラフィー-質量分析機 JEOL DX303型) による同定が必要であった。

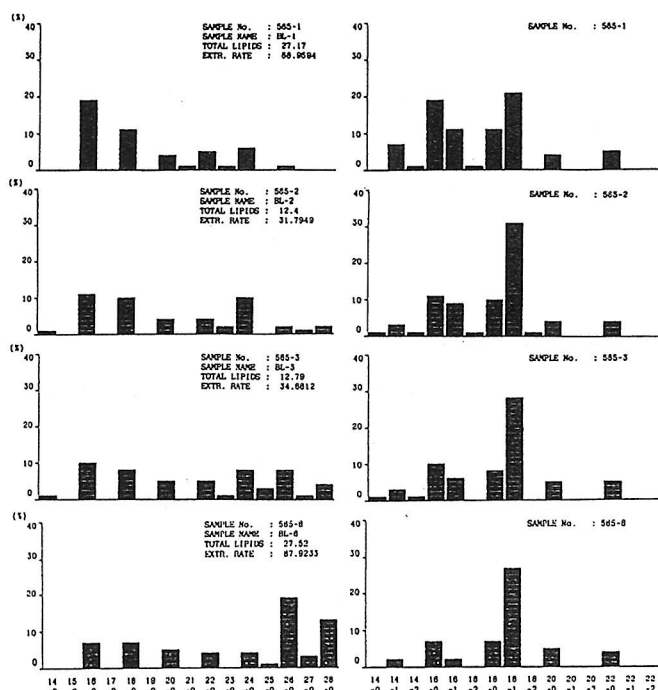


図2 相模原市田名の黒ボク土壌の脂肪酸組成
(右図は飽和脂肪酸、左図は中級脂肪酸)

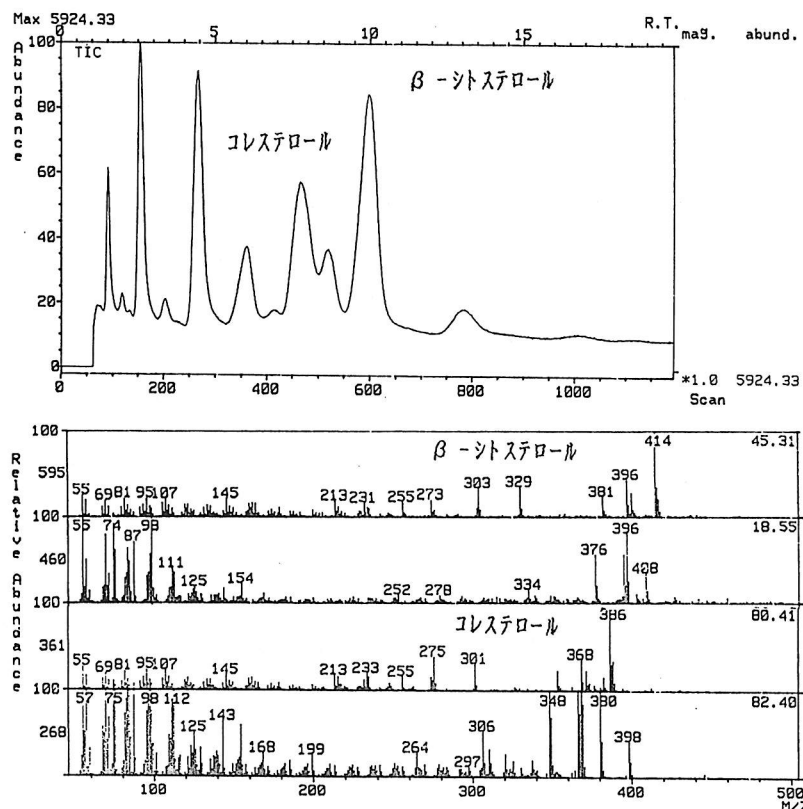


図3 現在の水田土壌のステロールのGC-MSスペクトラム

< 結果 >

土壌の脂肪酸組成は、図2に示した神奈川県相模原市田名の黒ボク土壌のように、地表の腐植土壌では植物の脂質組成に似たC16:0、C16:1、C18:0、C18:1などの中級脂肪酸が高頻度で出現した。IIA層～IIIA・IIIBでは、これらの中級脂肪酸は次第に分解され、C22:0以上の高級飽和脂肪酸の割合が増加し、同時に土壌菌による分解産物といわれている奇数の飽和脂肪酸が安定して検出されるようになった。

図3は群馬県大胡町中宮関遺跡付近の現在の水田土壌から抽出した脂質のステロール分画のGC-MSスペクトラムである。植物ステロールとして代表的なβ-シトステロールでは、分子量414を示すmolecular ionが255、231、213の特徴的なフラグメントが検出された。また肥料に起源すると思われるコレステロールが明瞭に検出された。このほか動植物には一般的ではないスペクトルが出現し、ステロールの分解過程の点からも今後検討が必要である。

Jota KIYONAGA; The Estimated Production Rate of *Quercus acuta* Pollen Grains in a *Quercus acuta* Forest

1. 目的 花粉分析結果における各分類群の出現率は過去の現実の植生における各分類群の相対優占度をそのまま示すものではなく、これを多かれ少なかれ過大あるいは過小に評価したものになる。その原因の一つに、種あるいは分類群によって花粉生産量が異なる可能性のあることがあげられるが、花粉の生産量に関するデータはまだ十分には蓄積されていない。そこで、照葉樹林構成要素であり、日本の第四紀層の花粉分析において注目される分類群の一つであるコナラ属アカガシ亜属に属するアカガシ (*Quercus acuta*) の優占する林分におけるアカガシ花粉の生産速度を推定した。

2. 方法 1988, 1989, 1991年のそれぞれ4月下旬～5月上旬に、開葯直前の雄花序のついた枝を何本かのアカガシ試料木から採取し、葯1個あたりの花粉粒数、雄花1個あたりの葯数、雄花序1個あたりの雄花数を数えた。一方、1988～1991年のそれぞれ4月下旬～5月上旬に、東京都目黒区内の神社の境内林を形成するアカガシの優占する小林分に設定した48m²の調査区に、開口部の面積が0.5m²のリタートラップ10個を設置した。これを1～2ヵ月放置した後に回収し、その内部に落下したアカガシ雄花序の数を数えた。これから調査林分におけるアカガシ雄花序の生産速度がわかる。これらの計数結果から、調査林分におけるアカガシ花粉の生産速度を求めた。なお、1990年における葯1個あたりの花粉粒数、雄花1個あたりの葯数、雄花序1個あたりの雄花数の計数は行なわなかったため、同年の花粉生産速度の推定には、1988, 1989, 1991年に数えて求めた雄花序1個あたりの花粉粒数の平均値を用いた。

3. 結果 計数された葯1個あたりの花粉粒数、雄花1個あたりの葯数、雄花序1個あたりの雄花数の年および試料木による変動をみると（表1）、雄花1個あたりの葯数は変動が小さいが、葯1個あたりの花粉粒数と雄花序1個あたりの雄花数は変動が大きい。しかし、それらの年年変動のパターンは試料木あるいは器官によってまちまちである。一方、調査林分におけるアカガシ雄花序の生産速度は年年変動が大きく（表2）、最大の年は最小の年の約2倍となっている。さらに、表1, 2より、調査林分におけるアカガシ花粉の生産速度を求めると（表3）、最大の年は最小の年の約2倍となる。この花粉生産速度の大小に最も影響するのは雄花序の生産速度の大小である。なお、1988～1991年の花粉生産速度の平均は 7.3×10^{12} 個/ha・年である。

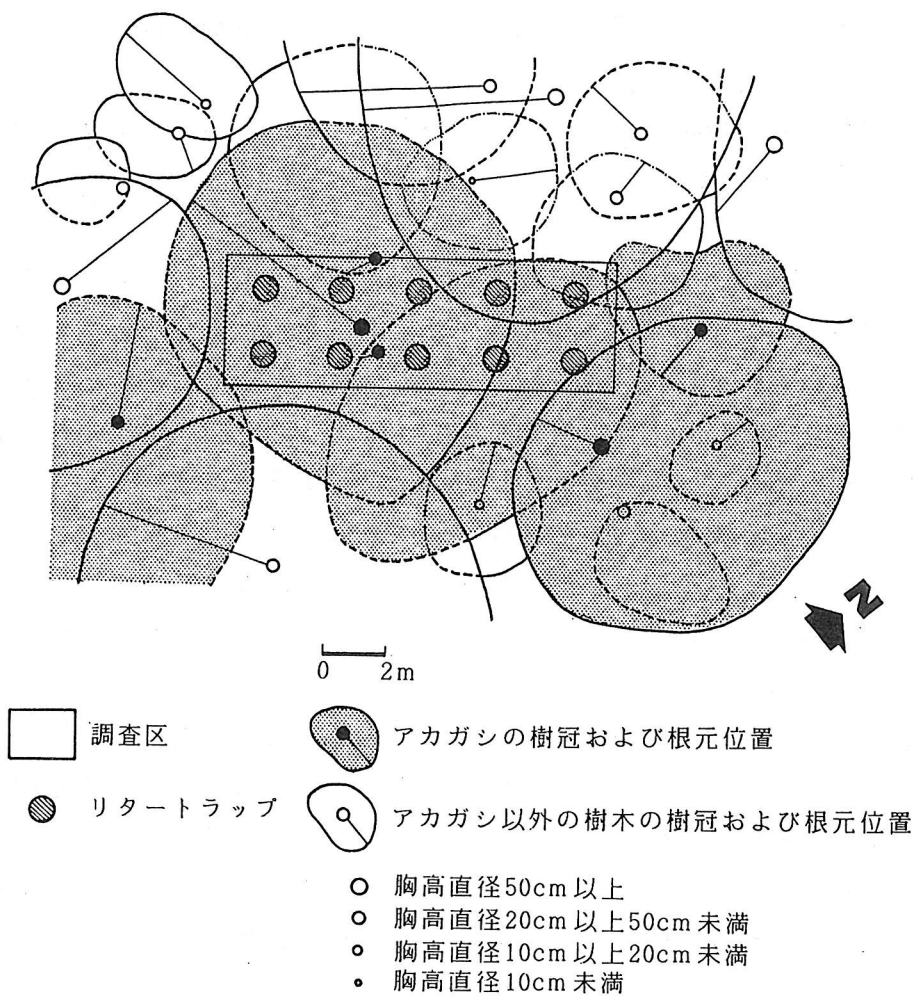


図1 アカガシ林調査区の樹冠投影図

表1 アカガシにおける葯あたりの花粉数、雄花あたりの葯数、雄花序あたりの雄花数の計数結果。

年	試料木	葯あたりの花粉数	雄花あたりの葯数	雄花序あたりの雄花数
1988	A	4499.1 (68, 397-6996, 1460.1)	12.9 (330, 2-28, 6.1)	25.4 (13, 13-37, 6.4)
	B	5011.2 (5, 3112-6996, 1553.8)	10.4 (261, 2-26, 4.8)	37.3 (7, 15-48, 11.0)
1989	A	2886.9 (130, 387-6773, 1124.9)	12.1 (266, 4-22, 4.5)	43.9 (31, 14-60, 9.0)
	B	5314.5 (20, 1109-8697, 2239.0)	13.1 (17, 5-18, 4.8)	27.9 (24, 14-41, 9.7)
1991	A	3743.2 (34, 648-5505, 846.8)	12.2 (31, 4-23, 5.0)	27.9 (12, 12-38, 8.5)

カッコ内の数字は、順に試料数、変異幅、標準偏差を示す。

表2 調査林分におけるアカガシ雄花序の生産速度

年	リタートラップ内に 落下した雄花序数	1m ² あたりの 雄花序生産速度 [no. m ⁻² y ⁻¹]	1haあたりの 雄花序生産速度 [no. ha ⁻¹ y ⁻¹]
1988	2850	570.0	5.700×10^4
1989	1424	284.8	2.848×10^4
1990	2197	439.4	4.394×10^4
1991	2885	577.0	5.770×10^4

表3 調査林分におけるアカガシの花粉生産速度の推定値

年	1m ² あたりの花粉生産速度 [no. m ⁻² y ⁻¹]	1haあたりの花粉生産速度 [no. ha ⁻¹ y ⁻¹]
1988	9.7×10^6	9.7×10^{12}
1989	5.0×10^6	5.0×10^{12}
1990	6.9×10^6	6.9×10^{12}
1991	7.4×10^6	7.4×10^{12}
平均	7.3×10^6	7.3×10^{12}

39 サハリン南部の湿原から採取した泥炭試料の花粉分析

矢野牧夫（北海道開拓記念館）・星野フサ（札幌修高）・萩原法子
（札幌第一高）

Makio YANO, Fusa HOSHINO, Noriko HAGIWARA; Palynological study on two
Bogs in south Sakhalin

サハリン南部の2つの湿原から若干の泥炭試料を採取し、それらの花粉分析をおこなったのでその概略を報告する。試料の採取地点はそれぞれサハリン南部のブッセ湖の北岸付近とサハリン南部のススヤ川河口付近である。

1. ブッセ湖北岸付近の試料（第1図）

花粉分析用試料はブッセ湖の北岸に近く低い平坦面を形成する湿原の中央部から採取した。この地点付近の植生は、木本類ではアカエゾマツ、グイマツ、ヤチヤナギ、イソツツジ、クロマメノキなどが、また、草本類ではイワノガリヤス、エゾムギ、ヨシ、ホロムイスゲ、マルバシモツケ、サワギキョウなどがみられる。

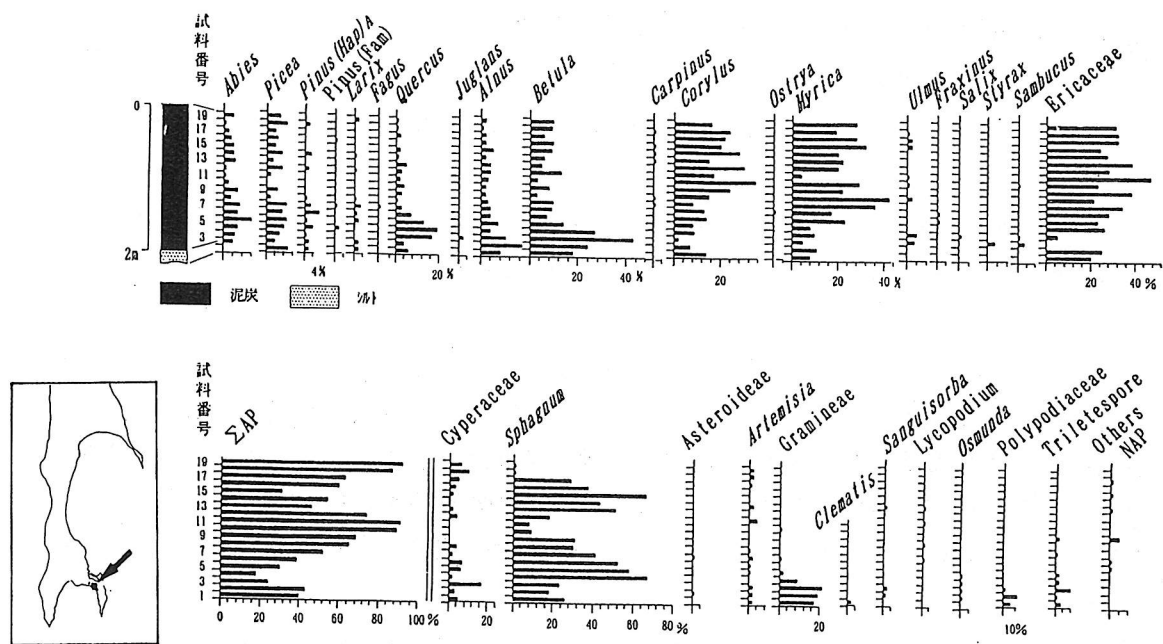
分析結果は樹木花粉は下部では少なく中部と最上部で増加する。針葉樹の *Abies*, や *Picea* は全体に安定して出現し *Pinus*, *Larix* は低率で断続的に出現する。落葉広葉樹の *Quercus*, *Alnus*, *Betula* は下部では高率の部分もあるが上部では減少する。*Corylus*, *Myrica*, *Ericaceae* などは中・上部で高率となる。非樹木花粉・孢子では *Sphagnum* の出現が顕著であるが他は痕跡的なものが多い。

2. ススヤ川河口付近の試料（第2図）

花粉分析試料はアニワ湾に面したススヤ川河口の北西方の湿原から採取した。付近には考古学上の遺跡が多く分布している。この地点付近の植生は木本類ではグイマツ、シラカバ、ハンノキ、などが、また草本類ではヨシ、スゲ類、タチギボウシ、ホソバトリカブト、ホザキシモツケ、ヒオウギアヤメ、ナガボノシロワレモコウ、オオハナウド、ヤマハハコ、シダ類のヒメシダなどがみられた。

花粉分析結果は樹木花粉は下部で多く上部ではしだいに減少する。針葉樹の *Abies*, *Picea* はやや安定した状態を示すが *Pinus* も低率ながら変化がない。*Larix* はごく僅かであるが最上部では若干増加する。落葉広葉樹では *Quercus*, *Alnus* が下部から中部へと増加し上部ではやや減少する。*Corylus* は上部と下部で多少出現する。*Betula* は下部から上部へしだいに高率となる。

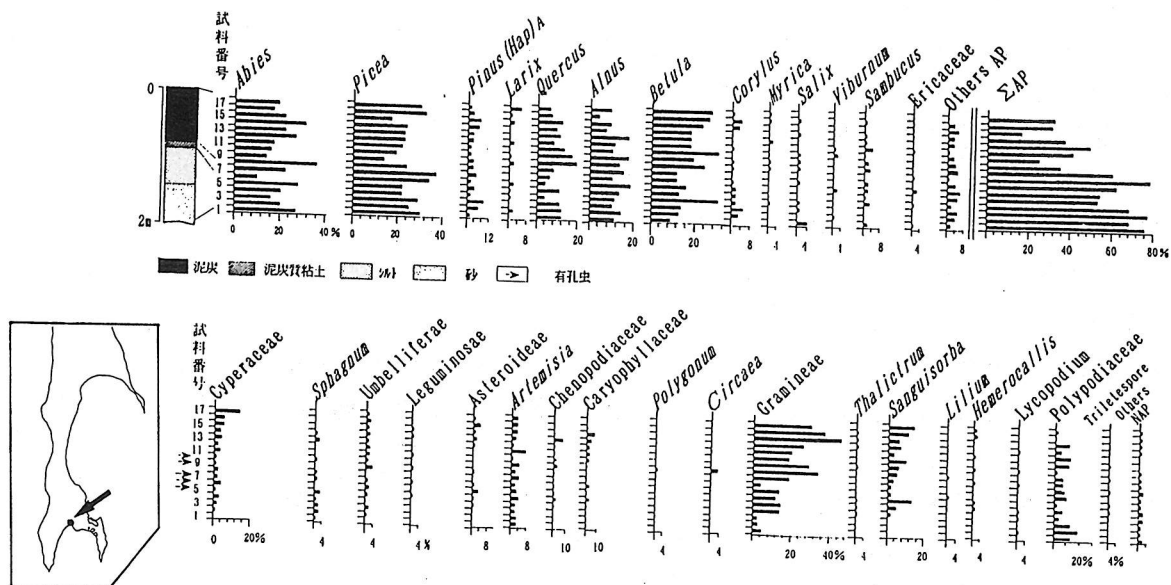
非樹木花粉・孢子では *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Gramineae*, *Sanguisolba*, *Polypodiaceae* などが僅かに出現する。*Gramineae* は下部では低率であるが上部



第1図 ブッセ湖北方の湿原から採取した試料の花粉分析ダイアグラム

で増加する。Cyperaceae, Sanguisorbaなども下部から上部へ漸増する。Artemisia は低率であるが下部から上部へ安定して出現している。

以上の分析結果をもとに報告では、主として、①2つの試料にみられる花粉組成の相違、②湿原の形成、③Abies, Picea, Larix の出現状態などについて述べる。



第2図 ススヤ川河口付近の湿原から採取した試料の花粉分析ダイアグラム

40 北海道の中山湿原における古植生変遷 — トウヒ属とコナラ亜属の移住 —

星野フサ（札幌静修高校）・笈田一子（水曜会）

Fusa Hoshino · Kazuko Oida ; Paracovegetation change NAKAYAMA Moor in
HOKKAIDO — Migrations of *Picea* and *Quercus* —

はじめに：中山峠は札幌市と北海道南部の諸都市を隔てる標高831mほどの峠である。この峠にはエゾマツやアカエゾマツなどの針葉樹とダケカンバなどが繁茂している。中山峠は札幌市周辺や北海道南部の諸地域の植生が落葉広葉樹林を主体にしているのに対し景観が著しく異なる。この峠から北北東に2.5kmほどの位置の標高870mの中山湿原のほぼ中央（図1の×印）で花粉分析を行った。その結果、興味ある内容が得られたので報告する。

現植生：エゾマツやアカエゾマツが多く、周辺にダケカンバがある。一部ハイマツが進入している。下草ではカヤツリグサ科が多い。峠から石山まで国道沿いに標高変化に伴って現植生がどのように変化するかを調べた。その結果を図2に示す。

試料の採取：表層よりヒーラー型ボーラーにて350cmまで156試料を採取した。156試料のうち31個について花粉分析をおこなった。

結果：試料採取地点の柱状図と花粉分析の結果を図3に示す。その要約は次の通りである。

- 1) エゾマツ、アカエゾマツは中央部で殆ど産出せず、上部と下部で多い。下部ではハンノキとミズバショウを伴う。
- 2) コナラ亜属は中央部で多い。
- 3) カバノキ属は中央部で少し減るものの上部、下部ともに多い。
- 4) *Ilex* (イヌツゲ) は中央部でやや多い。
- 5) 樹木花粉 (AP Total) が優勢である。

考察：A) これらの花粉分析の結果は次の様に解釈される。

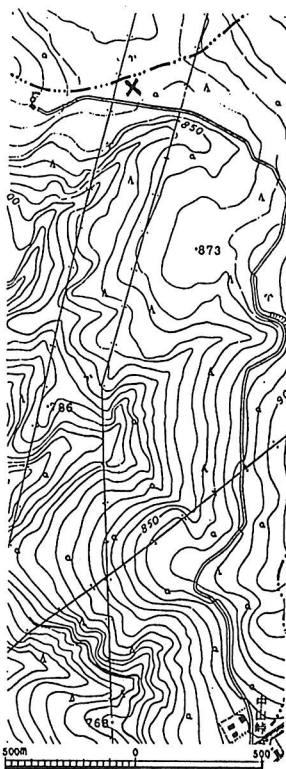
- 1) 現在みられる中山峠周辺のエゾマツ、アカエゾマツ、トドマツは最近進入してきたものである（進入年代について¹⁴C年代測定依頼中）。
- 2) コナラ亜属が多くみられる真中の部分の時代として縄文海進の時期を想定すべきであろう。コナラ亜属が最上部で約17%産出するのは、麓からの飛来である。下部でのコナラ亜属の急激な出現は特に注目される。
- 3) コナラ亜属が進入する前はエゾマツ、アカエゾマツとハンノキが優勢でミズバショウを伴うことから水分供給の高い環境が想定される。エゾマツ、アカエゾマツが衰退する時期については¹⁴C年代測定依頼中である。
- 4) 現在みられる中山峠周辺のダケカンバの仲間はずっと昔からあったものである。

B) 現植生（図2）と花粉分析結果（図3）を合わせて考えると次のことが明かとなる。

1) 恐らく晩氷期のころ、中山湿原全体はエゾマツ、アカエゾマツなどの針葉樹とハンノキにおおわれていた。

2) その後気候は温暖化しエゾマツ、アカエゾマツなどの針葉樹は、麓から勢力をあげて押し寄せてくるコナラ亜属などの落葉広葉樹のために、より標高の高い地域に後退させられた。

3) その後気温が低下するにつれて、再びエゾマツ、アカエゾマツなどの針葉樹はレフージュアから降りてきて中山湿原など周辺に分布を拡大した。エゾマツ、アカエゾマツなどの針葉樹とコナラ亜属などの落葉広葉樹との勢力争いのなまなましさを示しているのが図2とみることができる。



1:25,000 中山峠
国土地理院

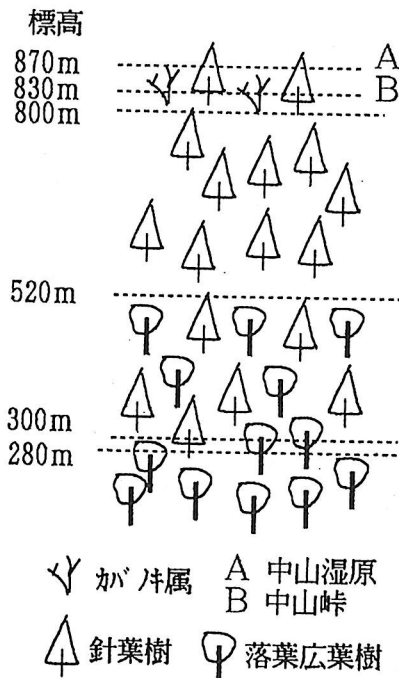


図1, 試料採取位置
(X印)

図2. 現植生

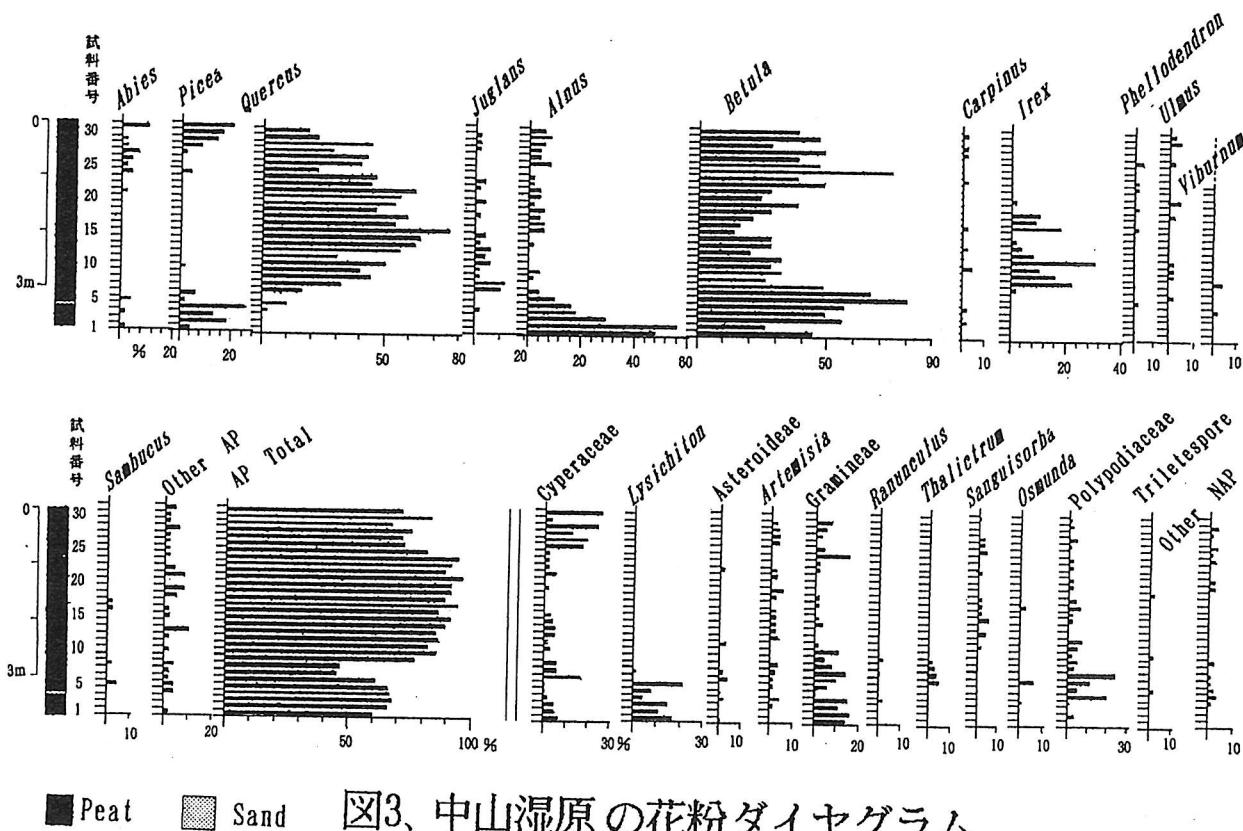


図3. 中山湿原の花粉ダイヤグラム