

蒜山原層中に発達する断裂の解析

北川 博也*・小室 裕明*

Faults and stresses in the Hiruzenbara Formation

Hiroya Kitagawa and Hiroaki Komuro

Abstract

Normal faults predominant in the Hiruzenbara Formation of Pleistocene diatomite indicate extensional stress condition. Many sand veins filling between planes of these faults and some diapirs of massive sandy-diatomite are observed at the central part of a large dome. Stress orientations described by the analyses of conjugate faults are good agreement with structural geometry of this dome. Accordingly, the diapiric doming induced the faulting. This doming may be due to fluidization of sandy diatomite, because flow marks are observed along the diapir margin. Walls of the diapir are also delaminated probably by fluidized sandy diatomite. Moreover, median diameters of the sandy diatomite indicate very fluidizable property.

Key words : Stress analysis, conjugate faults, diapiric doming, fluidization

はじめに

中国山地中央部、岡山県真庭郡八束村と川上村にまたがる蒜山高原(第1図)には、第四紀洪積世の湖成珪藻土層を主体とした蒜山原層(佐藤ほか, 1962)が分布する。蒜山原層は、松下(1935)によって岩相、地質構造、および珪藻の概略がはじめて報告され、洪積統とされた。その後、今村・中野(1950)、佐藤ほか(1962)、太田(1962)、山田(1963)、蒜山原研究グループ(1973, 1975a, 1975b)などによって層序と層相が明らかにされてきた。

蒜山原層は、自然露頭に乏しく、とくに下部の珪藻土層は、花園の昭和化学工業株式会社の露天掘り採掘場でなければ十分に観察することができない(第1図)。採掘場内には、高さ4~5mの連続露頭が数段つくられているので、珪藻土層の層相やさまざまな構造を観察することができる(第2, 3図)。

珪藻土層は、全体としてほぼ水平の構造を示すが、多数の小断層と碎屑岩脈が発達し、また部分的にブロック化している。珪藻土中にみられる断裂系のうちの低角スラストの成因について、山内・杉浦(1974)は、次のような解釈をした。蒜山原層とその上位の堆積物について、花園付近とその西方とをくらべると、花園より2km

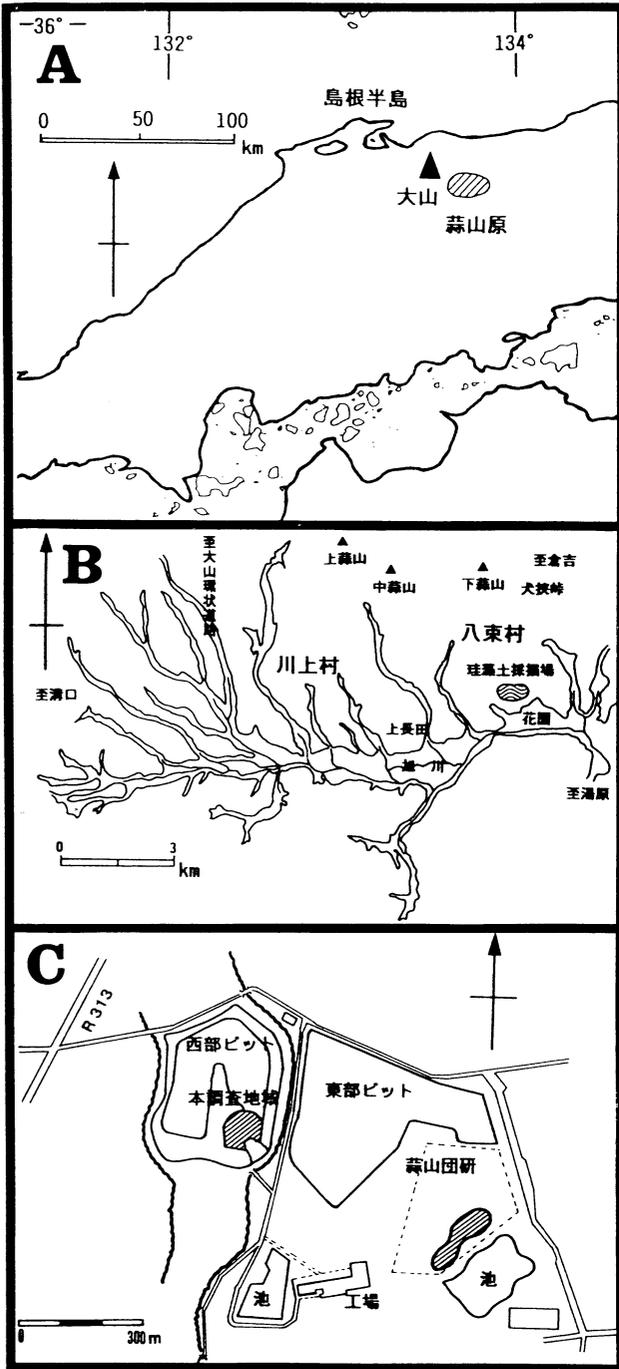
西方の上長田では、花園でみられるよりも上位の地層が厚さ40~50mにわたって残されている。花園にくらべて上長田では、この厚さの堆積物の重量だけ大きな上位荷重が働くので、この上位荷重の差によってスラストが形成されると考えられた。これは、重力テクトニクスの一つである gravity spreading (Bucher, 1956) の考え方である。ただし、山内・杉浦が調査した場所は、現在、埋め戻されていて観察することができない。

筆者らは、蒜山原研究グループ(1975a, b)や山内・杉浦(1974)の調査範囲の西側に新たに掘られたピットを調査した。ここは、山内・杉浦の調査ピットに隣接するにもかかわらず、観察される断層の大部分が正断層であり、逆断層や低角スラストはほとんど見られない。本論では、これらの断層の記載とその成因の考察をする。

地質概説

この地域の基盤岩類は、三郡変成岩・花こう岩類および第三系酸性火山岩類であり、蒜山原周辺に露出している。蒜山原層の地下の基盤深度は、既存の試錐資料と重力探査から検討された(蒜山原研究グループ, 1975)。それによれば、盆地の南部では、標高400m前後の位置でところどころに花崗岩類が存在していることが明らかにされた。また、第四系の基底面は、深く刻みこまれた谷地形ではなくて、比較的凹凸の少ない盆地状地形を呈していたものとされている。

* 島根大学理学部地質学教室
Geol. Dept. of Shimane Univ., Matsue 690, Japan



第1図 調査位置図

第四系は、下位より蒜山原層、大山起源の凝灰角礫岩層、火山灰層および段丘礫層に大別される。蒜山原研究グループ(1975a)は、蒜山原層を上部と下部の二部層に分けた。下部層は、層厚約60mで、珪藻土を主体とする。珪藻土層と基盤の花崗岩類との関係は、直接には観察できない。上部層は、層厚30~50mで、火山円礫と基盤岩の砂礫を主とする。年代については、中期洪積世のギュンツ-ミンデル間氷期以降とされる。蒜山原層の構造は一般に水平に近いが、部分的に褶曲構造や断層が認められる。本層の分布を大き

くみると、西方にむかって次第に上位層があらわれるので、全体としては緩く西方に傾斜していると推定されている(蒜山原研究グループ, 1975a)。花園付近の珪藻土層は、低位段丘堆積物に不整合におおわれている。

記 載

昭和化学工業株式会社花園採掘場では、現在、工場社屋の北側の東部と西部の二ヶ所のピットで珪藻土を採掘している。調査は、西部ピット南半部の東・西・南露頭で、1/100縮尺のスケッチをとりながら行った。(第6~8図)

1. 珪藻土層

珪藻土層には、厚さ1~2mmの平行葉理が発達する。蒜山原研究グループ(1975)は、濃緑色と淡緑色の葉理を一对とし、前者を下位、後者を上位としている。

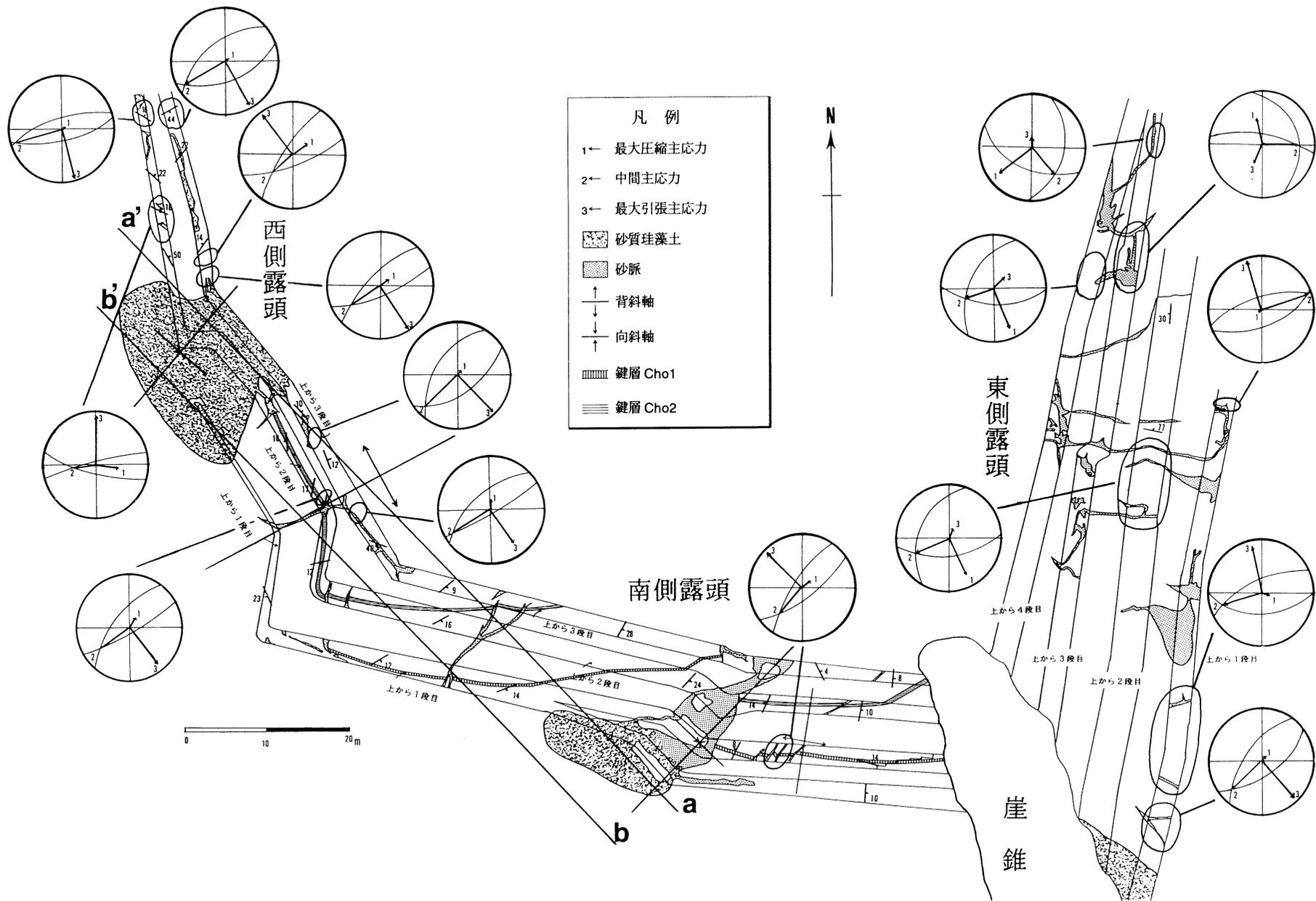
この珪藻土は、指で押すとへこむほど軟らかい。珪藻土層には、チョコレート色、ないし桃色をした粘土の薄層(厚さ0.1~15cm)が多く挟在されている。これらの薄層は、いくつかの層準に密集して発達しており、連続性が良く鍵層として利用できる(第2図のChol~Cho2)。しかし、全露頭を通して全体の層序を対比できるようなものは存在せず、部分的なつながりを判別するにとどまった。

2. 砂質珪藻土

珪藻土には、現場で「目なし」と呼ばれているものがある。これは、葉理が見られず、塊状をなしており、鏡下では、かなりの割合で砂を含んでいることが認められるので、ここでは砂質珪藻土と呼ぶ。砂質珪藻土は、堆積時の状態の地層として見られることはなく、碎屑岩脈として、葉理の発達する珪藻土層に貫入している。後述する砂の脈と違って、砂質珪藻土の脈は、一般に幅数m~数十mの巨大なものが多い。その形態は、キノコ状あるいは不規則な境界を示す岩株状である。また、珪藻土層の大小のブロックを多数取り込んでいる。

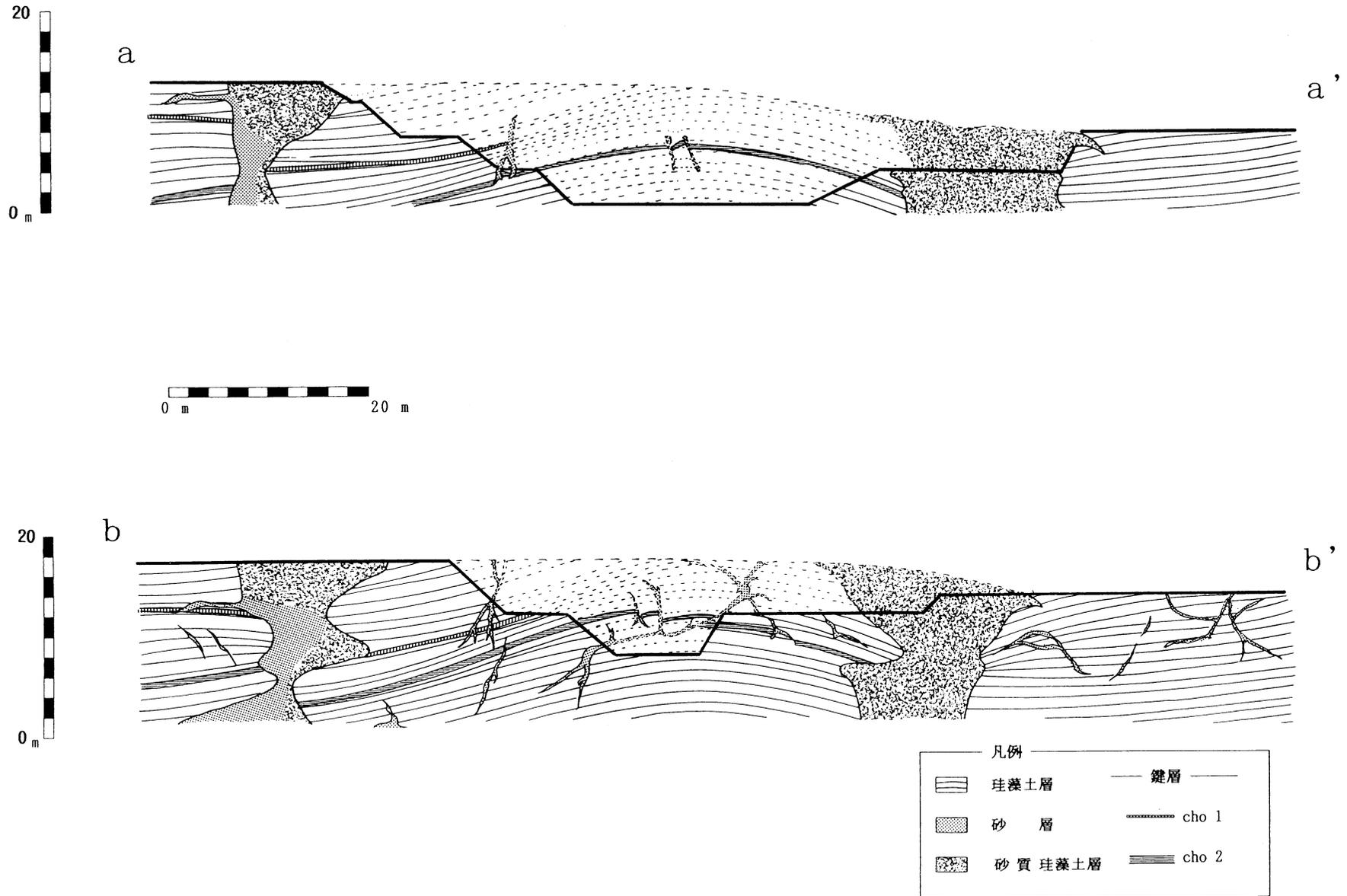
3. 砂層

西側露頭の上から2段目の南端と南側露頭の上から1段目中心付近には、砂のチャンネルがみられる(第6, 7図)。西側露頭のチャンネル構造は、幅約160cmで高さ約80cmの逆三角形であり、南側露頭のチャンネル構造は、幅約3m40cm、高さ40cmである。いずれも上面は珪藻土の層理面と調和的で、側面は珪藻土層の層理面を切っていることから、珪藻土の堆積中に、河川等から流れこんできた砂によって形成されたチャンネルであると思われる。チャンネル内部の堆積構造は、あまり明瞭ではない。珪藻土中には、砂層および砂礫層が、レンズ状および脈状に挟在する(第6図、西側露頭2段目)。この砂層・砂礫層に含まれる礫は、石英安山岩の角礫および垂角礫からなり、その礫径は0.5~1cmのものが主であるが、15cmをこえるものも含まれる。これらの砂層・砂



第2図 調査ピット南部の地質平面図

ステレオ投影は、下半球に主応力を投影したもの。大円が断層面の平均。a-a' と b-b' は、第3図の断面図位置。



第3図 地質断面図
断面位置と凡例は第2図参照.

礫層は、珪藻土層の構造に調和的に挟在する場合と、碎屑岩脈となっている場合とがある。

脈状の砂層・砂礫層は、幅数cm～数十cmで、シャープな面で珪藻土層と接し、しかも両側の珪藻土層がずれていることが多い。したがって、これらは、断層に沿って貫入した碎屑岩脈である。珪藻土層の構造と調和的なレンズ状に挟在する砂層・砂礫層も、末端部が砂の脈として珪藻土層の構造を切る場合がしばしば観察されるので、その多くは、砂・砂礫が岩床状に碎屑脈として貫入したものと判断される。

4. 地質構造

全域に多数の小断層が発達する。その多くは正断層であり、低角のスラストは発見されなかった。断層面の性質には二種類あり、面の開離したものと、面の完全に癒着したいわゆる面なし断層（井尻ほか、1950）とが認められる。面なし断層は変位量が小さく、おそらく珪藻土の堆積時に形成されたものであろう。面の開離した断層は、しばしば砂の脈に移行する。また、断層の傾斜が高角から低角へと連続的に変化し、層理面に平行になることさえある。これらは、珪藻土の堆積後に、後述する砂の流動化によって珪藻土層がブロック化し、変位するのにもなって形成されたのであろう。

東側露頭では、珪藻土層は著しくブロック化している。ブロックは、大きいもので15m程度、小さいものでは10cm以下のものまでさまざまである。各ブロックの境目には、必ず砂または礫の充填物をはさむ。露頭中央部には、1段目から4段目までを縦に切る大きな珪藻土のブロックがみとめられる。長方形のこのブロックは、幅約3.5m長さ約15mで、ブロック内の層理面は鉛直方向である。また、西側露頭の上から2段目の砂質珪藻土脈には、二つの珪藻土層のブロックが取り込まれており、これらは、鍵層の対比から、脈に隣接する壁面の珪藻土層が上下反転して砂質珪藻土脈中に取り込まれたことが明らかである。西側露頭、上から3段目の南側と北側には、層理面と調和的な砂の碎屑岩脈がみられ、南側の脈には、最大約40cmの紡錘形の珪藻土のブロックが数個取り込まれている。北側の脈は、層厚約10cmで内部に級化がみられる。

南露頭と西露頭を通じて、北東-南西方向の緩傾斜の背斜軸および向斜軸が認められる。向斜軸は、南露頭の東翼および西露頭の北翼にある大きな砂質珪藻土脈に一致する。鍵層（Chol, Cho2）の追跡により、南露頭の砂質珪藻土脈を境に西翼が5m落ち込んでいる（第3図）。

応力解析

西部ピット全域には、多くの断裂が発達し、そのほとんどが正断層系である。その中に何組かの共役な断層系がみ

られたので、下半球ステレオ投影による応力解析を行なった。投影には、N88BASIC プログラム〔小断層解析法〕（岩松 暉, 1988）を用いた。

共役断層の認定には、次の判定基準を用いた（垣見, 1968）。①対をなす断層のスリップのセンスが互いに逆であり、断層のなす鋭角の方向に短縮の、また鈍角の方向に伸長の変位が認められること。②対をなす断層群が互いに切りつ切られつ関係にあること。③断層面の性質が互いに類似していること。

西側及び南側露頭については、上記の3つの条件をすべて満たす断層系を用いたが、東側露頭では3つの条件をすべて満たすものがないため、判定基準を緩和して小断層解析を行った。その結果、東側露頭では、多少バラつきがでたが、全体としては以下のような傾向が得られた（第2図）。

ほとんどの場合、 σ_1 （最大圧縮主応力）は鉛直に近い。小断層の大部分が正断層なので、これは当然の結果である。 σ_2 （中間主応力）は、西側ではENE-WSW方向を示し、東側に行くにしたがってE-W方向に変化する。 σ_3 （最大引張主応力）も、西から東へ向かって、NW-SEからNNW-SSE方向に変化する（第4図）

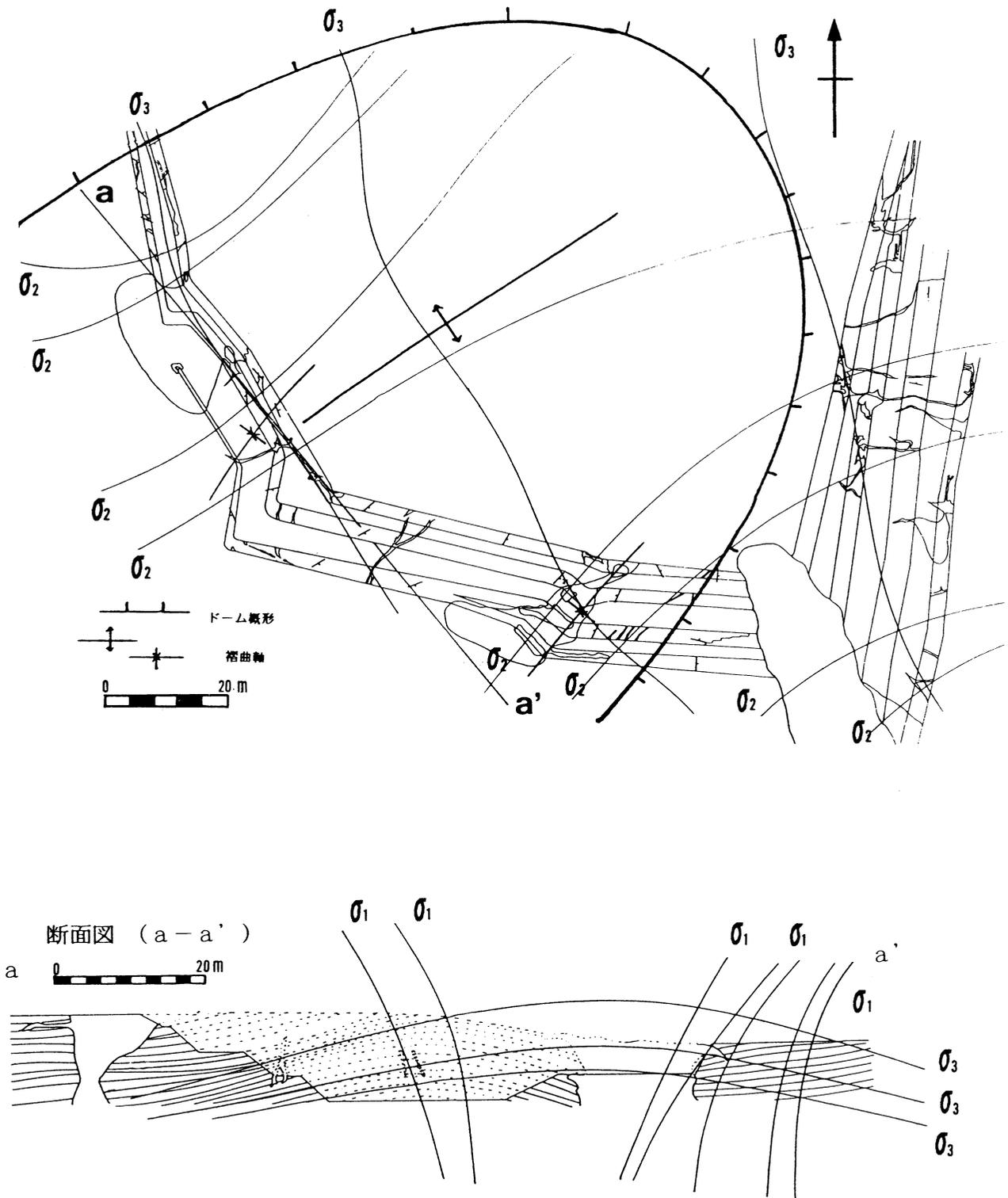
砂および砂質珪藻土の粒度分析

珪藻土層に貫入する砂および砂質珪藻土の脈の粒度分析を7ポイントで行なった（第5図）。比較のために、珪藻土層の粒度分析も行なった。珪藻土の粒度分析はSKレーザ粒度分析機により、砂と砂質珪藻土についてはエメリー管式自動粒度分析機を使用した。

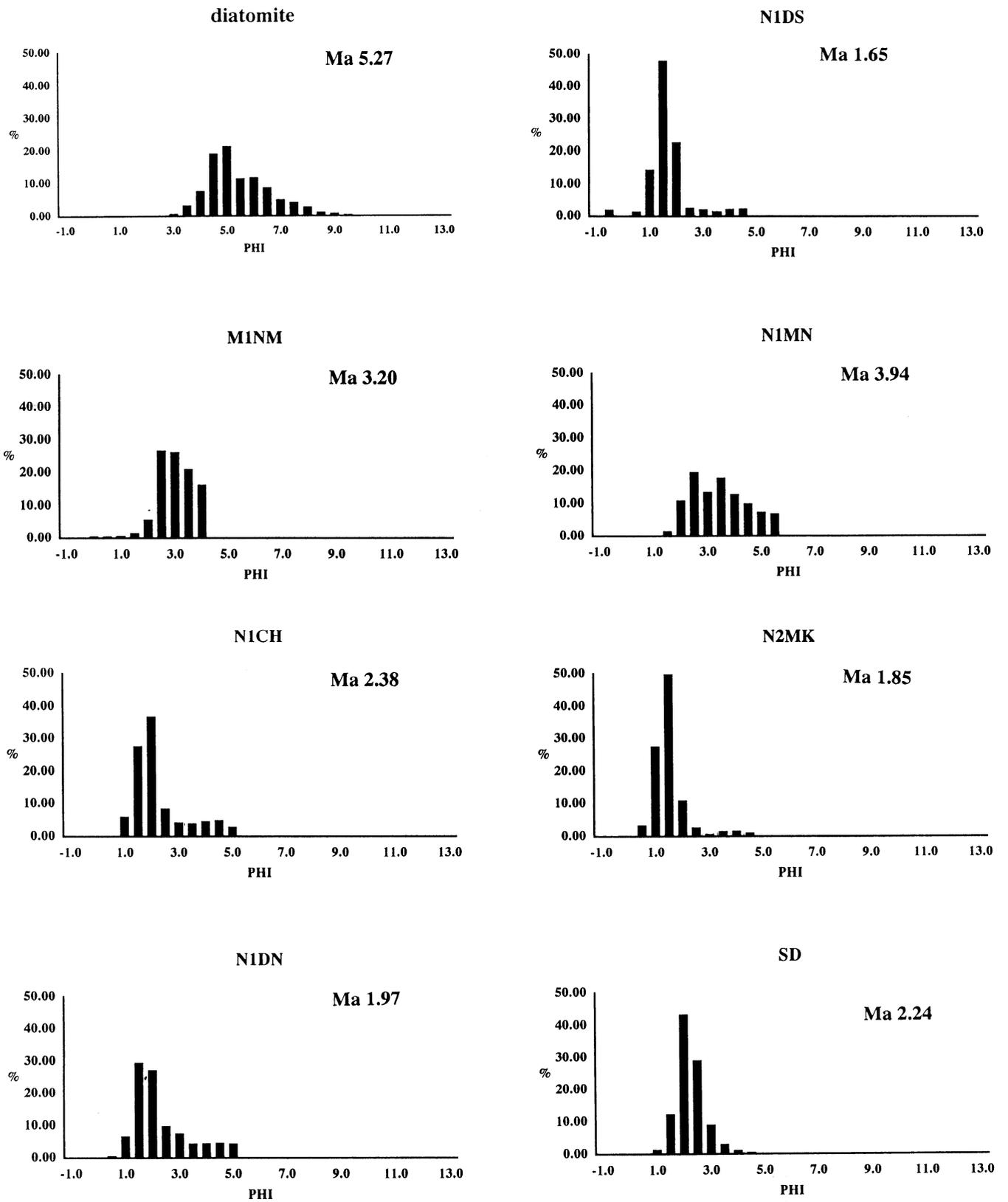
珪藻土は、4.5～5.0 ϕ にピークがみられる。これは、粒度としてはシルトのサイズである。砂質珪藻土の粒度組成は、バイモーダルを示すことがある。たとえば、西側露頭のN1MNでは、2.5 ϕ と3.5 ϕ にピークがある。前者が砂であり、後者が珪藻土のピークであろう。南側露頭のM1NMは、バイモーダルではないが、2.5～4.0 ϕ の広い範囲が高い割合を示し、これには2.5 ϕ の砂のピークと3.0 ϕ 以上の珪藻土が含まれているものと考えられる。これら二つの結果から、砂質珪藻土には、3：7の割合で珪藻土の方が多く含まれていると判断される。

西側露頭のチャンネル（N1CH）と西側露頭の断層を充填する砂の脈（N1DN）は、1.5 ϕ と2.0 ϕ の粒度をピークとする砂により充填されている。これらのサンプルは、肉眼では砂だけで構成されているように見えるが、分析によれば砂と珪藻土は、ほぼ7：3の割合で含まれていることになる。

西側2段目の砂質珪藻土脈の先端（N1DS）では、-0.5 ϕ の粗粒砂も含まれる。砂の粒度のピークは1.5 ϕ で、N1CHとN1DNに比較すると珪藻土の量がさらに少なく、砂と珪藻土の比は、約9：1である。砂質珪藻土脈の先端



第4図 主応力軌跡の推定ドーム



第5図 粒度分析結果のヒストグラム
略号は第6～8図の中に示したサンプリングポイント、Ma：中央粒径値。

部分の珪藻土含有量が、チャンネルや断層充填砂脈に比べて特に少ないことは、砂質珪藻土脈の成因を考える上で注目すべきことである。西側露頭3段目の砂の脈(N2MK)は、上記5ポイントを含む採取ポイントの中で最も珪藻土の含有量が少なく、砂に対して珪藻土の占める割合は5%程度にすぎない。

なお、比較のために採掘場の排水溝から採取した砂(SD)には、珪藻土がほとんどふくまれない。珪藻土を含む細粒分が水流によって流されてしまったと考えられる。

中央粒径値は、砂質珪藻土で3.0~4.0φの値を示す。この値は、もっとも液状化しやすい粒度であるといわれている(吉見, 1980)。

考 察

1. ドーム・ベーズン構造

藤田ほか(1965)は、主応力軌跡の分布から、小断層群を生成した変形像を明らかにした。これは、一組の共役断層だけで判断するのではなく、ある地域で何組もの共役系を解析し、三軸の主応力を系統的に復元することによって始めて、造構力の真の方向を推定できるとしたものである。この方法にしたがって、本調査地域の平面図に σ_2 軸と σ_3 軸の走向を投影すると、 σ_2 がNE-SW方向に開いた軌跡を描き、 σ_3 がそれとほぼ直交する。このような応力軌跡は、Withjack & Scheiner (1982)が模型実験で示した楕円形のドーム隆起部に生じる応力パターンと相似である。このことから、ここでは、NE-SW方向に伸びた楕円形の半ドーム隆起によってこの応力配置が生じたと解釈した。この長軸の方向は背斜軸の方向と一致している。また、a-a'断面における応力軌跡では、 σ_3 が、西側露頭北側の砂質珪藻土脈よりもやや背斜軸寄りに中心をもつドーム状を呈し、 σ_1 は、この軸を中心にして上方に放射状に開いた軌跡を描く(第4図)。このような応力軌跡は、明らかに下からのドーム状ないし背斜状の突き上げによって生じたものである。

これらの応力軌跡は、珪藻土層の走向・傾斜から求めた背斜構造と調和的である。このことは、背斜構造を形成した珪藻土層の変形に伴って小断層群が生じたことを意味している。したがって、この背斜構造も、ドーム状変形の一断面を見ている可能性が高い。

2. ドーム構造と断裂の成因

断面図にみられる応力分布は、ドームがその下部からの突き上げによって形成されたことを示している。また、南側の砂質珪藻土脈に沿って、北側が5m落ちている。北西側の砂質珪藻土脈では、鍵層が対比できないため落差が求められないが、形態の対称性からみて南落ちと考えられる。したがって、ドーム中央部は、砂質珪藻土脈に沿って5m程度陥没していると解釈される。このことから、砂質珪藻

土脈の貫入とドーム中央の陥没の関連性が示唆される。

砂質珪藻土は、碎屑岩脈としてのみ観察され、堆積時の状態をしめすものはみられない。また、断裂を充填している砂の脈にくらべて規模の大きい碎屑岩脈をなしており、上部の膨らんだダイヤピル状を呈するものもある。また、砂質珪藻土のなかにブロック状の珪藻土が取り込まれていることはしばしば観察され、大きなブロック全体が逆転している場合すらある。しかし、その逆に、砂質珪藻土がブロック化していることはない。これらのことは、主として砂質珪藻土が流動したことを示している。また、西側露頭の上から2段目の北側に、砂質珪藻土脈のダイヤピル状の貫入がみられ、その先端の珪藻土ブロックは、上下反転して取り込まれている。これは、砂質珪藻土脈が下から上方へ吹きあげたために、珪藻土層の一部がめくられて反転したことを示している。

つまり、砂質珪藻土は、砂が大規模に液状化して珪藻土層中に脈として貫入する際に、脈の壁を剝離させながら大小のブロックとして取り込み、あるいは珪藻土の粒子サイズにまで粉碎・混濁しつつ、より上位の層準へとダイヤピル状に貫入したものであると考えられる。そして、大規模な流動によって、上位の珪藻土層にドーム構造などの変形を与えたと思われる。これにくらべて、小規模な砂の脈は、やはり砂の液状化によるものであるとしても、ドーム状の変形によって形成された断裂に受動的に貫入したものであろう。これらの砂の脈は、周囲の珪藻土層をほとんど変形させていない。

吉見(1980)によれば、砂が液状化するには、次の条件が満たされなければならない。①砂が未固結であること。②1回あるいは繰り返し剪断(振動)が作用すること。③非排水であること。それぞれの条件が本地域で成立するかを検討してみる。まず、①は、蒜山原層の堆積年代などからみて問題ない。②の条件は、大山火山の活動期であることから満足されるであろう。③については、珪藻土は乾燥状態では著しい吸水性を示すが、ある程度水を含むと保水性を示す。したがって、このような珪藻土中に挟まれた砂層は、非排水条件下にあると推定できる。

また、過去の地震災害で液状化した砂の粒度分析が多くの研究者によって行われ、液状化しやすい砂の粒度及び、中央粒径値が算出されている。1964年の新潟沖地震の時に液状化した砂については、粒度が0.05~2.00mm(およそ1.0~4.5φ)の間で液状化が起こる可能性が高く、中央粒径値0.10mm前後(3.0φ)のとき、最も液状化しやすいことが室内実験によっても実証されている(吉見, 1980)。本地域では、砂質珪藻土が最もその値に近いので、これが砂の液状化による産物である可能性が高い。

以上のことから、本地域の構造は、主として、液状化した

砂質珩藻土のダイヤピル状貫入によって形成されたものあり、ドーム隆起部に正断層系が形成されたものと結論できる。

3. 低角スラストの問題

山内・杉浦(1974)は、本地域の東に隣接したピットを調査し、花園より西方の地域との堆積物の上位荷重差によって珩藻土が東側に押し出され、スラストが形成されている。山内・杉浦の結論にしたがえば、当ピットにも西方から水平圧縮が働いて逆断層系が発達するはずであるが、実際には、逆断層系はほとんどみられない。したがって、スラストの成因は、盆地全体に作用する堆積物の上位荷重差というよりは、珩藻土層内に局部的に存在する水平圧縮力と考える方が合理的であろう。

Withjack & Scheiner (1982) や小室・福代(1989)によれば、ドーム隆起の頂部には、鉛直の σ_1 が卓越し、その外側に σ_2 の鉛直な領域が生じ、ドームの裾に σ_3 が鉛直で σ_1 が放射状に配列する領域が形成される。つまり、ドームの中心に正断層領域、その外周に横ずれ断層領域が発達し、ドームの裾部には水平圧縮力によるスラストが形成されることになる。ただし、ドームの裾は、ドームの中心部分に比べてひずみが $10^{-2} \sim 10^{-3}$ 程度低いので(小室・福代, 1989)、変位量の大きいスラストは形成されない。

山内・杉浦(1974)の報告したスラストは、層位学的隔離が11mとされており、ドーム裾部の応力によるとするには変位量が大きすぎて説明が難しい。このスラストが今回の調査ピットの東に隣接していることを考慮すると、当ピット内で観察されたドーム隆起に伴う地すべり性の重力滑動(Rayer, 1888)によるスラストの可能性もある。

ま と め

1. 珩藻土層中に発達する正断層は、珩藻土層のドーム構造に伴って形成された。
2. ドーム構造及び断裂の成因は、蒜山原層珩藻土層中に堆積する砂の液状化に起因する可能性が高い。
3. 砂質珩藻土脈は、珩藻土層中に挟在する砂層が液状化して流動化したとき、まわりの珩藻土を取り込み、混濁して、ダイヤピル状に珩藻土層に貫入したものと考えられる。

謝 辞

本研究をまとめるにあたって、島根大学理学部地質教室の山内靖喜氏と中山勝博氏にご助言いただいた。粒度分析に関しては、中山勝博氏と大学院生の田村嘉之氏にご指導いただいた。図表作成に関して、大学院生の守岡康一氏に

ご助言いただいた。昭和化学工業株式会社岡山工場の皆様には、野外調査にあたって社宅を提供していただいたのをはじめ、さまざまな便宜をうけた。以上の方々に深く御礼申し上げます。

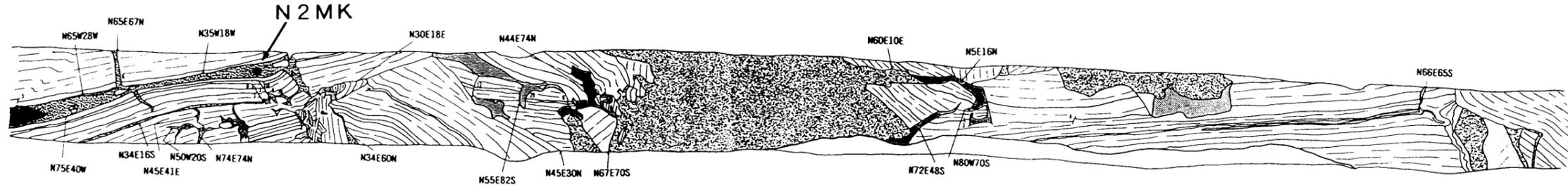
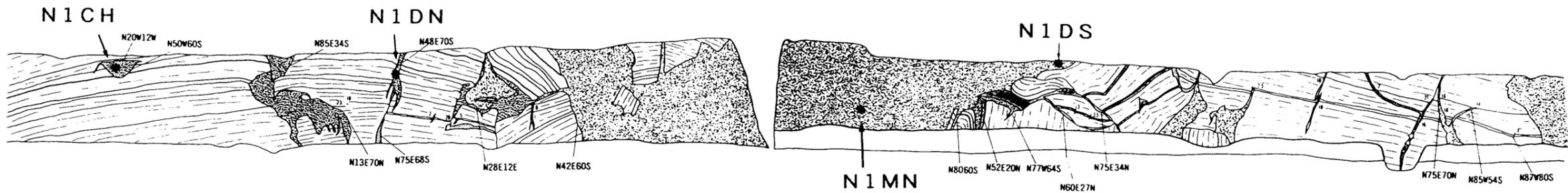
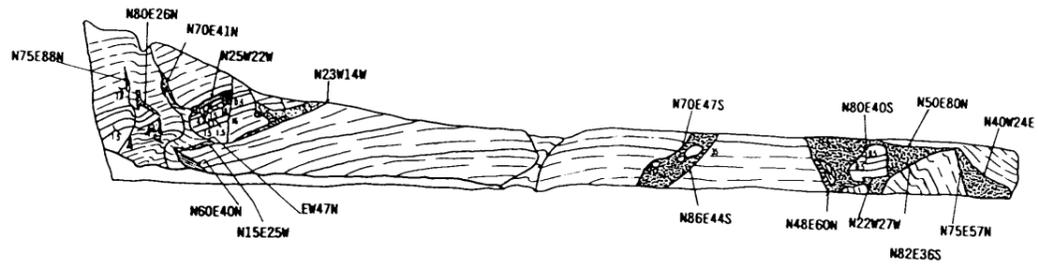
引 用 文 献

- Anderson, E. M., 1951. *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain*. Oliver and Boyd Ltd., 206p. Edinburgh.
- Bucher, W. H., 1956. The role of gravity in orogenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67, 1295-1318.
- 藤田至則・沓沢 新・三梨 昂, 1965. 堆積盆地の境界部に発達する断層の研究(1). 地球科学, 76, 1-15.
- 蒜山原団体研究グループ, 1973. 岡山県北部・蒜山原における泥炭層の年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代(87)—. 地球科学, 27, 210-211.
- , 1975a. 岡山県蒜山原の第四系(1). 地球科学, 29, 153-160.
- , 1975b. 岡山県蒜山原の第四系(1). 地球科学, 29, 227-237.
- 井尻正二・藤田至則・陶山国男, 1950. 面なし断層. 地球科学, 24, 12-19.
- 今村外治・中野光雄, 1950. 真庭郡北部地区珩藻土を主とする地下資源調査報告. 岡山県地下資源調査報告書, 89-103.
- 垣見俊弘, 1968. 小断層解析について. 地熱, 17, 5-13.
- 小室裕明・福代秀洋, 1989. 三次元有限要素法によるドーム隆起の応力解析. 地団研専報, 36, 209-219.
- 松下 進, 1935. 岡山県真庭郡川上村及八束村における珩藻土の産状. 地球, 24, 59-65.
- 太田良平, 1962. 5万分の1地質図幅「湯本」および同説明書, 地質調査所.
- Rayer, E., 1888. *Theoretische geologie*. 868p., Stuttgart.
- 佐藤良昭ほか, 1962. 岡山県真庭郡八束村付近の地質および放射能強度, 地調月報, 13, 39-46.
- Withjack, M. O. & Scheiner, C., 1982. Fault patterns associated with domes—an experimental and analytical study. *Amer. Assoc. Petr. Geol.*, 66, 302-316.
- 吉見吉昭, 1980. 砂地盤の液状化. 技報堂, 156p., 東京
- 山内靖喜・杉浦明永, 1974. 第四紀珩藻土にみられるスラスト. 島根大文理紀要, 理学科篇, 7, 117-130.
- 山田正春, 1963. 岡山県真庭郡蒜山原地区の珩藻土鉱床, 中国地方の工業用鉱物資源第2編, 中国地方工業用鉱物開発調査委員会, 116-140.

西側露頭

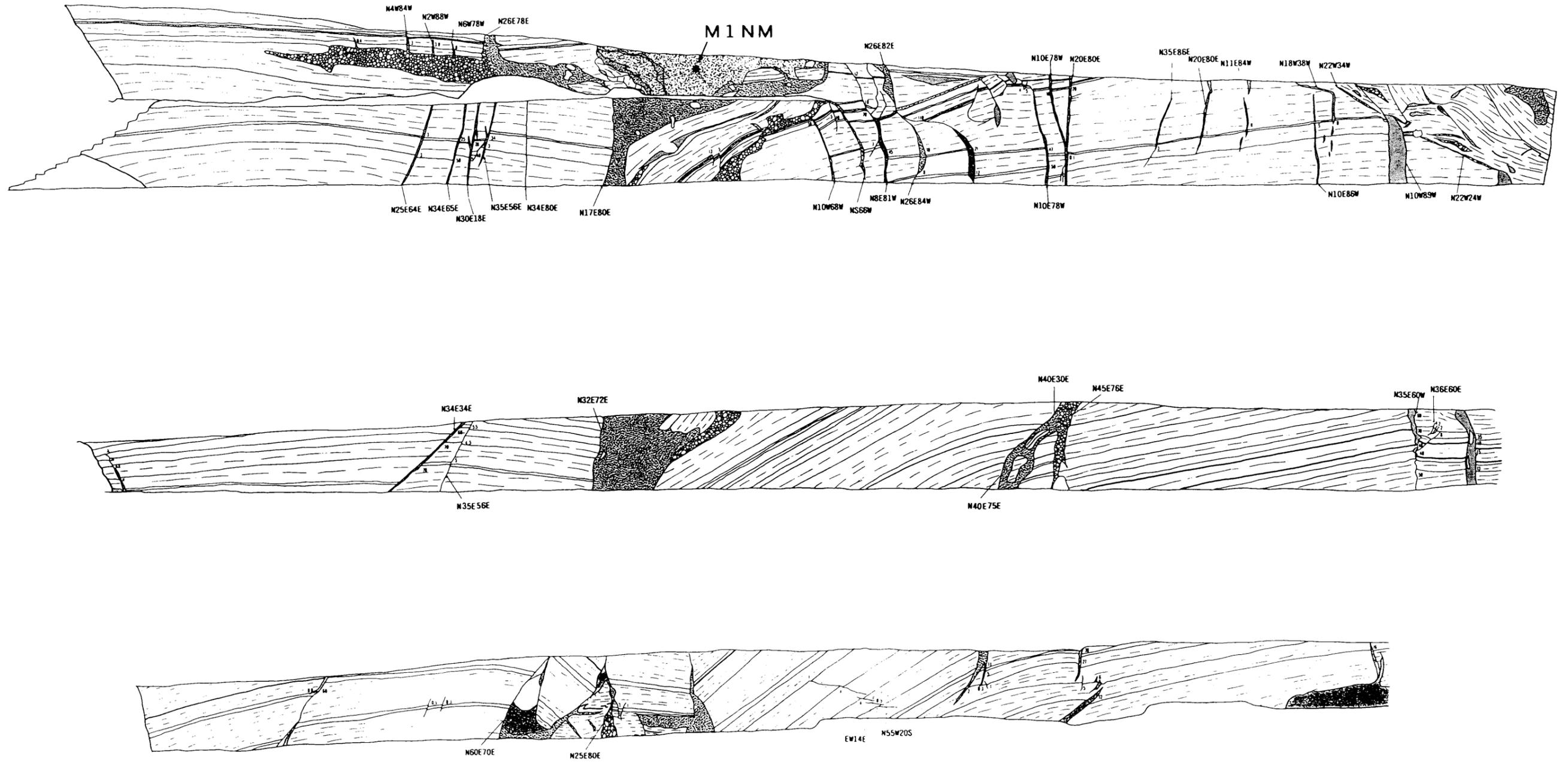


凡例			
	細粒～極細粒砂		珪藻土ラミナ
	中粒砂		礫
	粗粒砂～細礫		巨礫
	砂質珪藻土		崩土



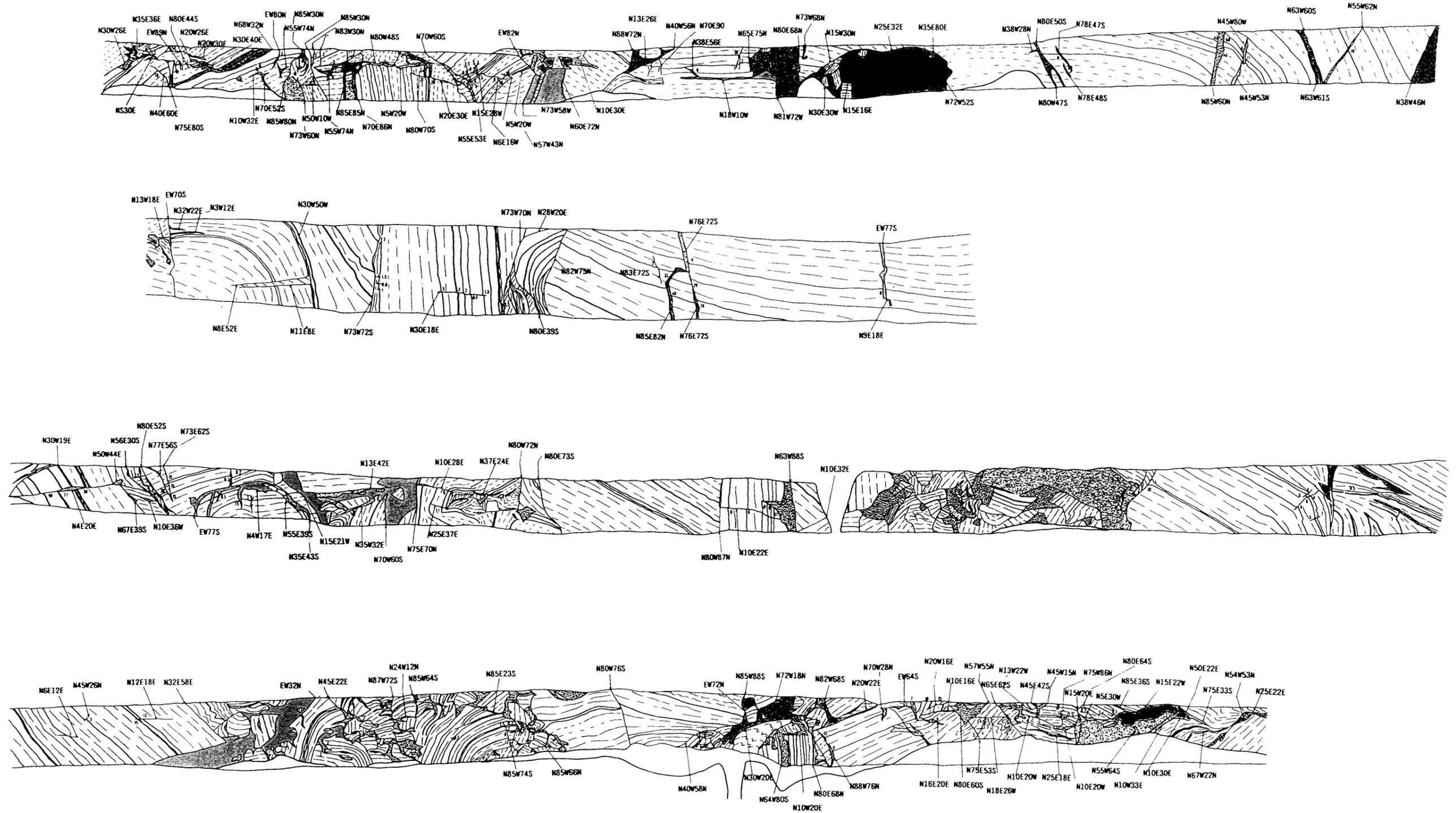
第6図 西側露頭スケッチ

南側露頭



第7図 南側露頭スケッチ
凡例は第6図参照.

東側露頭



第8図 東側露頭スケッチ
凡例は第6図参照。