

岐阜県北部, 横山衝上断層模式露頭の断層岩類 : 記載と形成時期の議論

Fault rocks at the type locality of the Yokoyama thrust fault, northern Gifu Prefecture,
central Japan : description and discussion of the timing of faulting

大藤 茂*・佐々木みぎわ*・ハスバートル*・安部美佐*・杉山茂久**

Shigeru Otoh*, Migiwa Sasaki*, Hasbaator*, Misa Abe* and Shigehisa Sugiyama**

Abstract : We examined the meso- and microstructural characteristics of the fault rocks of the Yokoyama thrust fault in the Hida Belt at its type locality, northern Gifu Prefecture, central Japan. We find a remarkable contrast between the deformation styles of the Funatsu granitoid, the hangingwall, and the sedimentary rocks of the Tedor Group, the footwall. The fault rocks in the hangingwall of the thrust fault are originated mostly from the Funatsu granitoid, and are composed of white protocataclasite, "ultracataclasite", and black "cataclasite" with fragments of pseudotachylite, galena-bearing limestone and the white protocataclasite. The pebbly sandstone of the Tedor Group in the footwall, on the other hand, shows little evidence for cataclasis, but shows evidence for liquefaction. Moreover the pebbly sandstone has been injected into the cracks in the fault rocks along the thrust surface. From the above observation, we assume that the fault rocks of the Yokoyama thrust fault were formed at the depth of some 5 km or deeper and were uplifted near the Earth's surface in Early Cretaceous time, when the sedimentary rocks of the Tedor Group was not yet consolidated. We further infer from map reading that the horizontal component of the thrust fault displacement after the deposition of the Tedor Group is in the order of 1 km.

Key words : *Hida Belt, Yokoyama thrust fault, cataclasite, pseudotachylite, liquefaction, Cretaceous*

はじめに

横山衝上断層(大石, 1933)は, 富山県南部から岐阜県北部にかけての飛騨帯に見られる衝上断層で, 飛騨片麻岩類または広義の船津花崗岩類を上部ジュラ～下部白亜系手取層群に衝上させる断層とされる(大石, 1933; 河合・野沢, 1958; 宇井・古谷, 1990). 本衝上断層は, 岐阜県吉城郡神岡町の神通川にかかる千貫橋上流右岸の露頭(第1, 2図)で最もよく露出し, 本露頭は天然記念物にも指定されている. 横山衝上断層という名称も, 本露頭が位置する旧横山村の名称に

ちなむことから, 本論ではこの千貫橋上流の露頭を横山衝上断層の模式露頭と呼ぶこととする. 横山衝上断層は, 飛騨山地での後期中生代の地殻変動を示唆する断層とされる(Ozawa, 1925; 河合, 1961; Kawai, 1961)が, 断層破碎帯の記載や断層運動時期の考察は十分とはいえない. そこで小論では, 横山衝上断層模式露頭の断層岩類を記載し, 模式露頭の観察を通して横山衝上断層の形成時期を議論する.

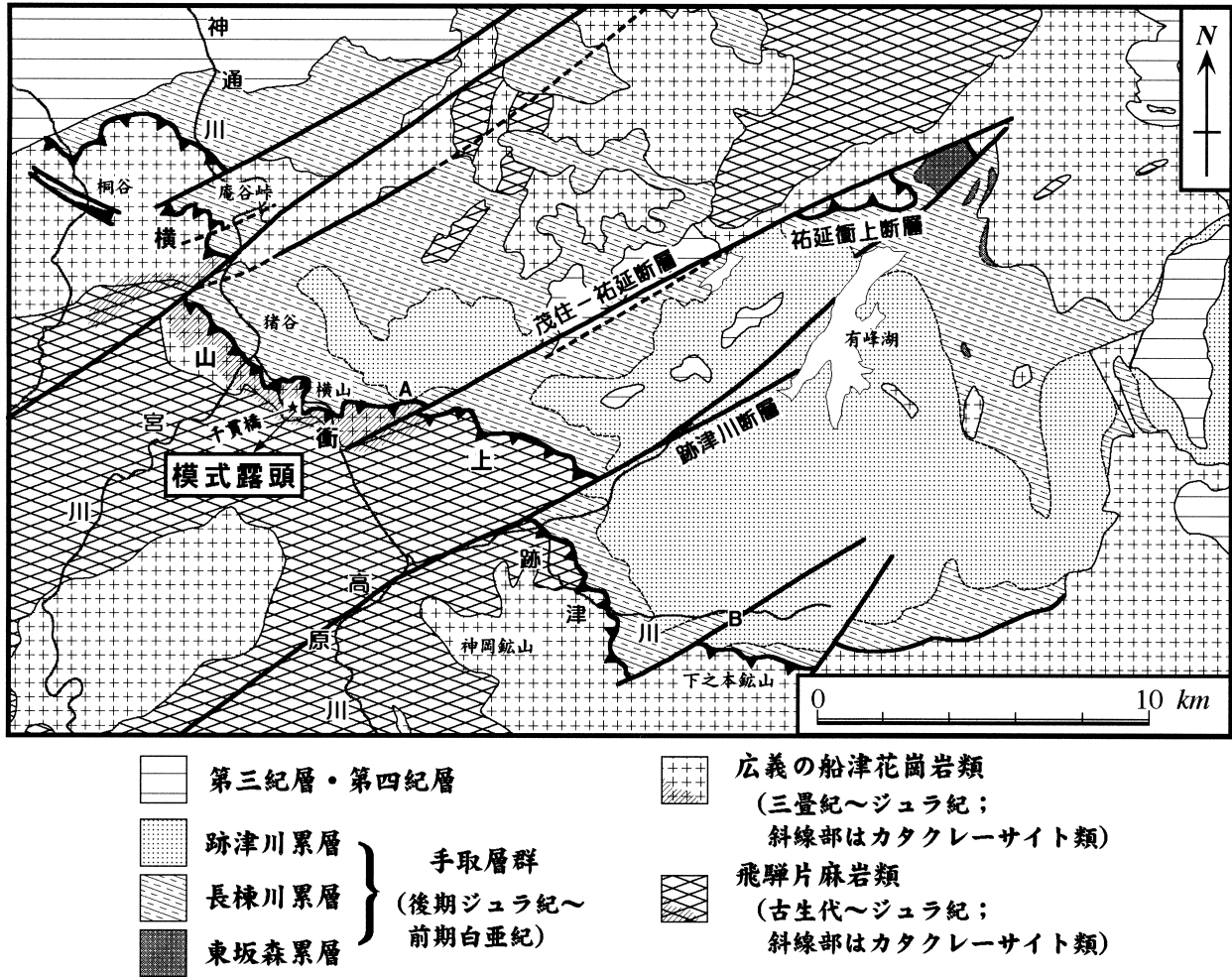
地質概説

横山衝上断層は, 模式露頭の北西約10 kmの富山県婦負郡八尾町桐谷付近から, 模式露頭の南東約14 kmの岐阜県吉城郡上宝村下之本鉾山付近まで連続が確認される(例えば, 河合・野沢, 1958; 第1図). 衝上断層の地表トレースは, 桐谷から婦負郡細入村庵谷峠を経てほぼ神通川沿いに茂住付近まで追跡され, 一旦東

2001年10月9日受付. 2002年2月16日受理.

* 富山大学理学部地球科学教室
Department of Earth Sciences, Faculty of Science,
Toyama University, Toyama 930-8555, Japan

** センチュリーコンサルタンツ株式会社
Century Consultants Co., Ltd., Yasuzumi-cho 3-1, Toyama
930-0094, Japan



第1図 横山衝上断層模式露頭付近の地質概略図(河合・野沢, 1958; 山田ほか, 1989 を改変)と横山衝上断層模式露頭の位置. A, B は, 横山衝上断層のトレースが, 手取層群の内部構造と斜交する地点.

方の山中に張り出した後、跡津川の上流部にほぼ沿って下之本鉱山付近へ至る。衝上断層面は走向が北西ないし東西で、場所によって様々な角度で南西ないし南に傾斜する。衝上断層の上盤は飛驒片麻岩類および広義の船津花崗岩類からなり、断層の下盤は上部ジュラ～下部白亜系の手取層群堆積岩類である。断層の活動時期は、一般に後期中生代と考えられている(Ozawa, 1925; 河合, 1961)。しかし一方で、松田ほか(1996)は、横山衝上断層の破碎帯の岩石から 39.9 ± 3.4 Ma および 40.0 ± 2.7 Ma というフィッシュントラック年代を得て、衝上断層の活動が 40 Ma 頃まで続いた可能性を示唆した。以下に、横山衝上断層模式露頭周辺の岩石・地層について概説する。

飛驒片麻岩類は、横山衝上断層の地表トレースの南西側に主に分布する。岩質は、砂質ないし泥質片麻岩、苦鉄質片麻岩および石灰質片麻岩を主体とする。石灰質片麻岩の一部は、神岡スカルン鉱床群の母岩となり、交代作用により種々のスカルン鉱物を生じている。スカルン鉱床生成の時代については、白亜紀末の

濃飛流紋岩類や石英斑岩の貫入に前後するという説(Seki, 1972)と、中生代前半の船津花崗岩類貫入時(加納・堀, 1982)またはそれ以前(秋山, 1980, 1981)と考える説とがある。最近では、船津期またはそれ以前の鉱化作用を考える説が有力である(加納, 1986)。

広義の船津花崗岩類は、横山衝上断層の地表トレースの南西側に主に分布するが、トレースの北東側、手取層群分布域内にも手取層群の基盤として点在する。模式露頭付近には黒雲母花崗閃緑岩が多いが、下之本鉱山付近には黒雲母角閃石花崗閃緑岩が多い。広義の船津花崗岩類に関しては、三畳紀からジュラ紀に相当する様々な放射年代値が得られている(例えば加納, 1990)。模式露頭周辺の花崗閃緑岩は、幅 1 km 強でカタクレサイト化する。このカタクレサイトは、河合・野沢(1958)および野沢ほか(1981)がミロナイトとした岩石である。このカタクレサイトは、分布が横山衝上断層沿いに限られるわけではない(第1図)ため、横山衝上断層の断層岩と断定することはできない。本論では、このカタクレサイトを、横山衝

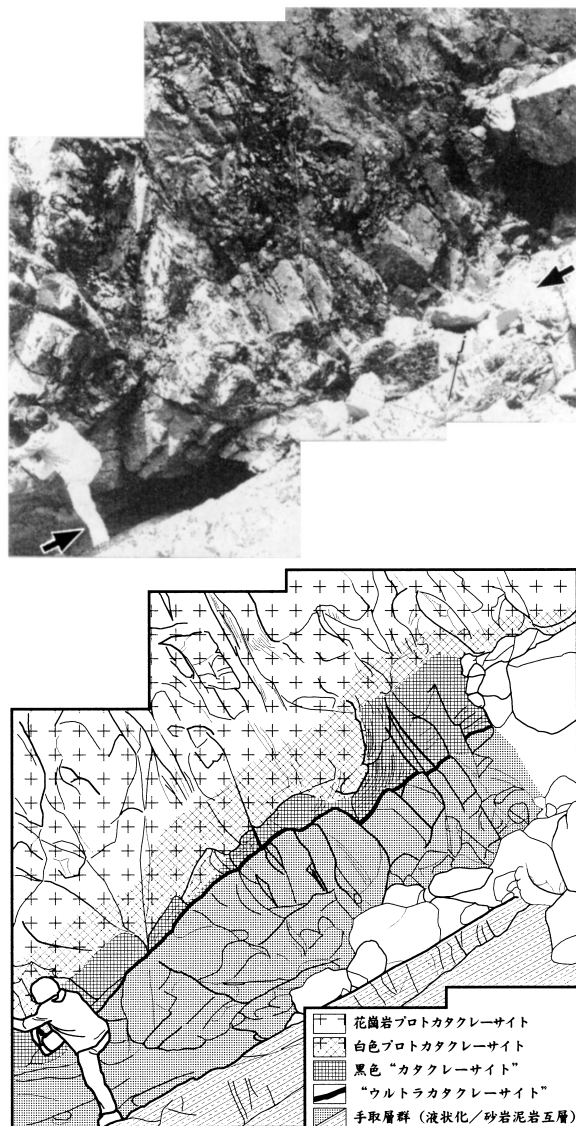


第2図 横山衝上断層（白線）模式露頭の遠望写真とそのスケッチ。スケッチには、第3～5図の位置を示した。

上断層の断層岩の母岩の一つととらえる（宇井・古谷，1990）。

手取層群は、横山衝上断層の地表トレースの北東側に、有峰湖を取り巻いて分布する。分布北限の手取層群は、一般に広義の船津花崗岩類を不整合で覆うが、一部では広義の船津花崗岩類と北傾斜の祐延衝上断層や跡津川断層系の高角断層で画される（第1図）。模式露頭付近の手取層群は、下部より東坂森累層、長棟川累層および跡津川累層に区分され、それぞれ手取層群模式地の九頭竜亜層群上部、石徹白亜層群および赤岩亜層群に対比される（山田，1988）。東坂森累層は、有峰湖北東方および桐谷付近に小規模に分布する（第1図）。本累層は礫岩および頁岩からなり、後期ジュラ紀のアンモナイトや二枚貝の化石を産する（前田・武南，1957；河合・野沢，1958など）。長棟川累層は、横山衝上断層沿いを初めとして手取層群分布域を縁取って分布する（第1図）。本累層は礫岩および砂岩泥岩互層からなり、植物化石を多産する（山田，1988）。跡津川累層は、手取層群分布域の中央部に分布する、礫岩および砂岩泥岩互層からなる地層である。

上記の様な分布様式から、手取層群は大局的には飛騨片麻岩類や広義の船津花崗岩類を覆って、盆地状構造をなすと判断される。実際、調査地域の手取層群は、大局的には向斜をなすとされる（河合・野沢，1958）。



第3図 横山衝上断層模式露頭南側下部の写真およびスケッチ。矢印は、液状化礫質砂岩下底部の小断層の位置。記号jは、第6図jの撮影地点。

また横山衝上断層がある一方で、船津花崗岩類と手取層群との不整合関係も、古くから多く報告されている（大石，1933；河合・野沢，1958；河合，1961）。

横山衝上断層模式露頭の記載

横山衝上断層の模式露頭には、見かけの上位より 1) 花崗岩プロトカタクレーサイト、2) “破碎帯”の岩石、および 3) 手取層群堆積岩類が分布する（第2～4図）。以下に、それぞれの岩質と産状を記載する。

1. 花崗岩プロトカタクレーサイト

模式露頭における横山衝上断層の上盤は、先に述べたカタクレーサイト化した広義の船津花崗岩類である。従来の研究（河合・野沢，1958；野沢ほか，1981）では、この岩石を「ミロナイト化した船津花崗岩類」

と呼んでいた。しかし、少なくとも模式露頭のこの岩石は、鏡下観察では脆性変形の卓越する強く固結した岩石であり（第7図a；加納・堀，1982の写真Ⅲ-8からも見て取れる），後述の様に破碎岩片と細粒基質部とからなる。そのうち、肉眼で識別できる破碎岩片の量比が50%以上であることから，ここでは高木・小林（1996）の定義により，本岩石をプロトカタクレーサイトと呼ぶ。

この花崗岩プロトカタクレーサイトは淡緑色で，非変形の花崗岩と同程度に固結しており，連続性の悪い弱い面構造を有する。ルーペでは結晶粒界が不明瞭で，透明度の低い曇った見かけを呈する。ルーペおよび鏡下での観察では，花崗岩質岩とわかる径数mm～数cmの角張った粒子を取り巻いて，幅1～5mmの脈状の細粒基質部が見られる（第7図a）。この細粒基質部は，主に径0.1～1mmの円磨度の悪い長石，石英粒子からなる。花崗岩質岩の粒子は，その構成鉱物や組織から黒雲母花崗岩の粒子と考えられるが，黒雲母の一部は緑泥石に置換されている。また，細粒基質部の粒子の間をしばしば緑泥石が埋める。

2. “破碎帯”の岩石

模式露頭における横山衝上断層の“破碎帯”の岩石は，更に(1)白色プロトカタクレーサイト，(2)黒色“カタクレーサイト”，および(3)“ウルトラカタクレーサイト”に3分される。これは，“破碎帯”の岩石を，肉眼で識別できる破碎粒子と細粒基質との量比に基づき区分（高木・小林，1996）した上で，色調により細分したものである。このうち，白色プロトカタクレーサイトは，変形度が花崗岩プロトカタクレーサイトから漸移するため，花崗岩プロトカタクレーサイトに対して原地性の断層岩であると考えられる。一方，黒色“カタクレーサイト”および“ウルトラカタクレーサイト”とした岩石の一部は，白色プロトカタクレーサイトに注入しており，厳密には断層運動によりこの場で形成された断層岩か否かすら不明である。しかし，上記の“ウルトラカタクレーサイト”や黒色“カタクレーサイト”は，横山衝上断層沿いにしか見られない岩石であるため，本論では記載の便宜上，上記(2)，(3)の岩石を“断層岩”とし，それらが分布する帯を“破碎帯”とする。“破碎帯”の岩石の厚さは変化に富み，露頭の南側下部の河床付近では上から白色プロトカタクレーサイト（厚さ65cm），黒色“カタクレーサイト”（厚さ50cm）および“ウルトラカタクレーサイト”（厚さ1cm）からなる厚さ約1.2mの帯をなす（第3図）が，露頭北側上部で“破碎帯”は幅を増し，約3.7mとなる。露頭北側上部の“破碎帯”では，黒色“カタクレーサイト”が2帯に分かれ，あいだに厚さ最大2mの白色プロトカタクレーサイトを挟在する（第4図）。2帯の黒色“カタクレーサイト”のうち見かけの上位のものは，露頭の北側最上部で尖滅する（第4

図）。

以上は，“破碎帯”の岩石分布の全体像である。次に，3種の“破碎帯”の岩石を記載する。

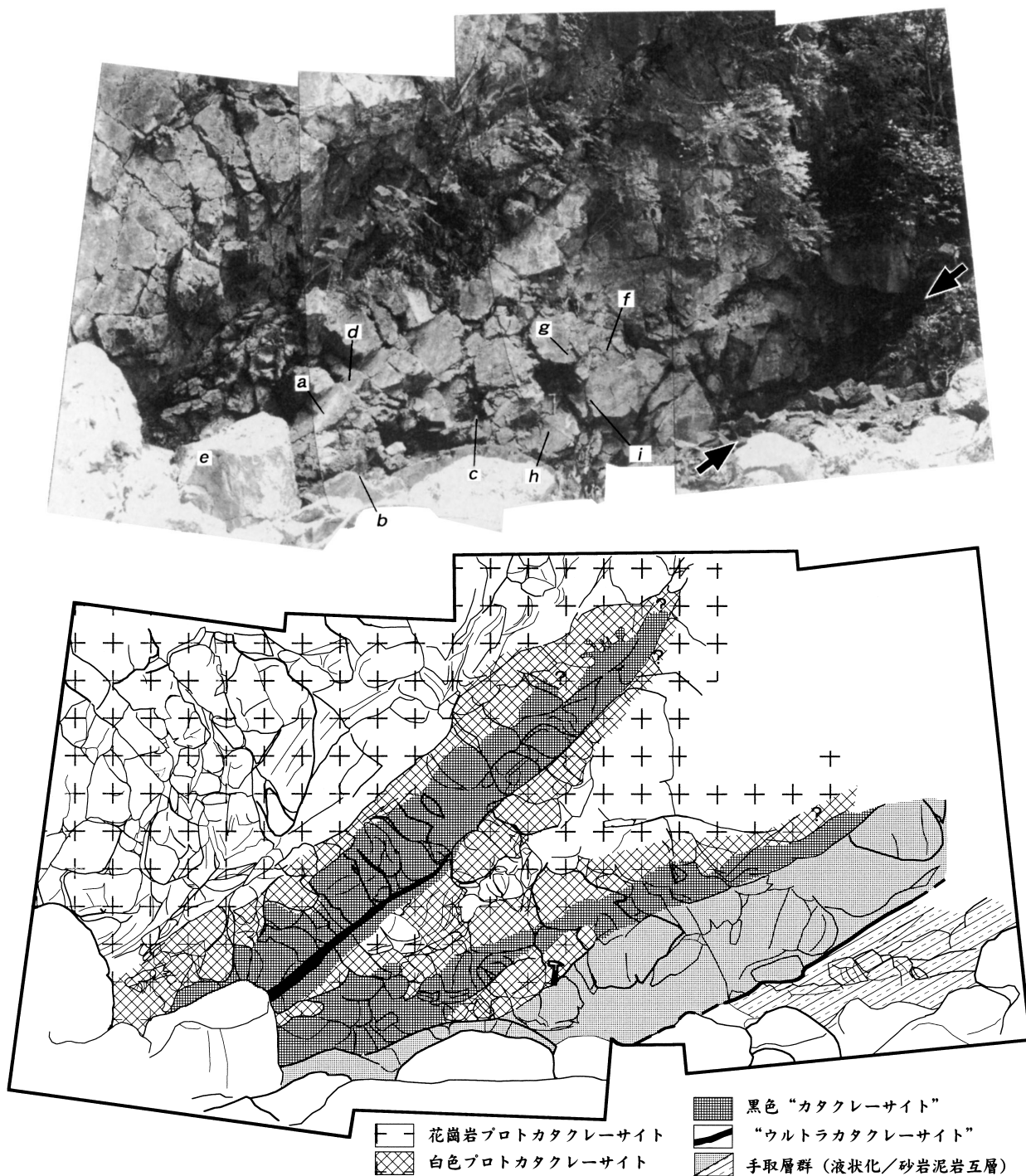
(1) 白色プロトカタクレーサイト

この岩石は，前述の花崗岩プロトカタクレーサイトを原岩とするカタクレーサイトで，一般には花崗岩プロトカタクレーサイトに隣接して，厚さ1m程の帯をなして分布する。しかし露頭全般において，黒色“カタクレーサイト”中に径1～10cmほどの包有物として含まれ（第6図d, g），また露頭北側上部では，黒色“カタクレーサイト”や“ウルトラカタクレーサイト”に挟まれ，それらの注入を受ける（第4図，第6図a）。白色プロトカタクレーサイトは，“破碎帯”の他の断層岩より明色を呈する。この岩石は，径0.5～5mmの破碎岩片の間を方解石脈が埋めた岩石で，風化によって方解石が溶出した部分は，白くざらついた見かけで極端に脆い。この岩石には，厚さ0.5mm～1cmで褐色細粒部と白色の粗粒部からなる面構造が，部分的に発達する（第7図b）。面構造の姿勢は，概ね横山衝上断層の断層面と平行だが，断層面よりも南西に傾いた面構造が徐々に断層面と平行な面構造に収斂したり，断層面とほぼ平行な面構造が断層面より低角なシアバンドに切られたりすることがある（第6図e）。これらの構造は，面構造が衝上センスの断層運動により形成されたことを示す。鏡下観察によると，白色プロトカタクレーサイトの破碎岩片は，等粒状の石英および長石の集合体で，花崗岩起源の岩片と推定される。また方解石脈はよく発達し，最大で1枚の薄片の面積の60%を占める。

(2) 黒色“カタクレーサイト”

この岩石は，黒色細粒基質中に，径数mm～数十cmの白色プロトカタクレーサイトおよび石灰岩のクラストを含む断層岩である。一般に強く固結した岩石だが，湧水の周辺などでは部分的に断層ガウジの様に軟かい。石灰岩クラストの一部は，神岡鉱山の飛驒片麻岩類の石灰岩と同様に，方鉛鉱や閃亜鉛鉱を有する。黒色細粒基質は，周囲の花崗岩プロトカタクレーサイトや白色プロトカタクレーサイトに不規則に注入する（第6図a）。黒色“カタクレーサイト”の細粒基質中には，大局的にN30°～40°W・40°～50°Sの姿勢をもつ面構造が見られる。細かく見ると，面構造は不規則にうねって礫を取り巻いており，礫の周辺には逆断層センスを示す非対称な尾が見られる（第6図d）。

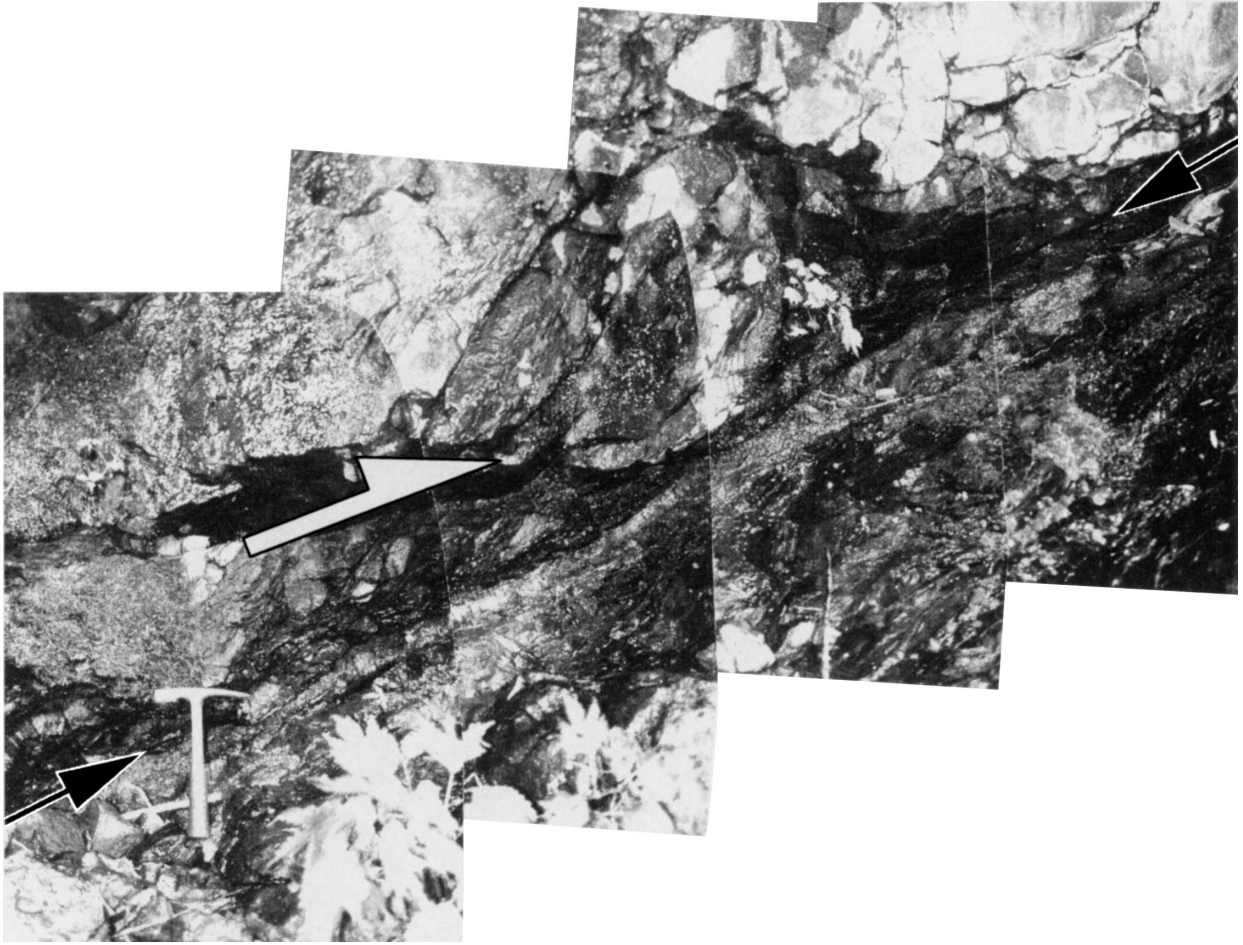
鏡下観察によると，この黒色“カタクレーサイト”の基質は様々な粒径の粒子からなり，淘汰が悪い。第8図は，黒色“カタクレーサイト”と“ウルトラカタクレーサイト”の，ある粒径以上の構成粒子の累積個数を両対数グラフ上に示した粒径分布図である。粒径dは，薄片写真上で測定した粒子の長軸Aおよび短軸Bの相乗平均として定義した。第8図を見ると，黒色



第4図 横山衝上断層模式露頭北側上部の写真およびスケッチ。矢印は、第5図に示した液状化礫質砂岩下底部の小断層の位置。記号a-iは、それぞれ第6図a-iの撮影地点。

“カタクレースイト”の粒径 d は、 $10\mu\text{m}$ から $100\mu\text{m}$ の範囲で傾き -1.5 の直線上にのる。黒色“カタクレースイト”の基質を構成する粒子の円磨度や種類は、粒径により若干異なる。すなわち、粒径 $10\mu\text{m}$ 程度の粒子は石英および炭酸塩鉱物からなり、粒径 $10\sim 100\mu\text{m}$ の粒子は非常に円磨度のよい多結晶石英岩片と炭酸塩岩片を主とする。また、粒径 $0.1\sim 1\text{mm}$ の粒子

は、一般に円磨度が悪いが粒子の一部分のみが円磨されるという形態の特徴をもつ。すなわち、粒径 $0.1\sim 1\text{mm}$ の粒子には、四角形の隣り合う2頂点を丸めた様な、扇形に近い形態をもつ粒子が比較的多い。その粒子の種類は、不純物を含まない石英粒子を主体として円磨度の悪い淡褐色のガラス片を少量含む(第7図c)。



第5図 横山衝上断層模式露頭北側上部の、液状化礫質砂岩下底部の小断層（黒矢印）。一般には、この小断層を横山衝上断層と呼ぶ。白矢印下方の角礫の配列から、衝上センスが読み取れる。

黒色“カタクレサイト”の構成粒子の起源は、以下の様に推定される。まず、石灰岩や炭酸塩鉱物は、一部で方鉛鉱や閃亜鉛鉱を有することから、神岡鉱山と同様な鉱化作用を受けた、飛驒片麻岩類中の石灰岩起源と考えられる。多結晶石英岩片は、径数 μm の石英の集合体で、石英の粒界は一般に不明瞭で入り組んだ形態をとる。この特徴から、多結晶石英岩片は、塑性変形を受けた船津花崗岩類または飛驒片麻岩類に由来する可能性が大きい。ただし、この多結晶石英岩片が、船津花崗岩類または飛驒片麻岩類の破碎により黒色“カタクレサイト”中に直接もたらされたのか、あるいは一度手取層群中に碎屑粒子として取り込まれた後に断層運動で黒色“カタクレサイト”中にもたらされたのかは不明である。単結晶石英粒子の起源は、船津花崗岩類、飛驒片麻岩類および手取層群堆積岩類など、複数の可能性があり一つに特定できない。淡褐色ガラス片の起源としては、火山ガラスとシュードタキライトが考え得る。ただし、黒色“カタクレサイト”中には他の火山岩片が含まれないため、筆者らはこのガラス片をシュードタキライト起源の破碎岩片と解釈している。

(3) “ウルトラカタクレサイト”

この岩石は、黒色珪質緻密で鈍いガラス光沢を持つ微粒基質中に、径0.5mm未満の斑状粒子が点在する岩石である。“ウルトラカタクレサイト”は、模式露頭の中央部で最も厚く、厚さ8cm程の板状の岩体として産する。岩体は、白色プロトカタクレサイトの内部構造を切り、上下を凹凸の少ない平面で画された産状を呈する。岩体内には、その平面とほぼ平行な色の濃淡が見られる（第6図a, f）。平面の姿勢は、 $N30^{\circ}\sim 40^{\circ}W \cdot 40^{\circ}\sim 50^{\circ}S$ である。また岩体の下底面には $35^{\circ}\sim 40^{\circ} \cdot S20^{\circ}\sim 25^{\circ}W$ の条線が見られ、下底面上の微細なステップは条線に沿った逆断層センスの運動を示唆する。露頭の北側上部で、この“ウルトラカタクレサイト”は、厚さ3~5cmの岩体として露頭の北側上端部まで連続する（第4図）。一方、露頭の南側下部へ向かって、“ウルトラカタクレサイト”はその厚さを減じ、露頭南側下端部では厚さ1cm弱になる。黒色“カタクレサイト”と“ウルトラカタクレサイト”は、比較的平面的な境界面で接することが多いが、一部で両者は漸移する。

鏡下観察によると、この“ウルトラカタクレサイ

ト”の黒色珪質緻密な基質は、主に隠微晶質（粒径数 μm 以下）の石英および少量の炭酸塩鉱物からなる。また斑状粒子は径 $0.1\sim 1\text{ mm}$ 程の石英および少量のカリ長石の結晶と岩片とからなり、 $8\sim 20\mu\text{m}$ 程度の粒径の粒子はほとんど見られない（第7図d, 第8図）。第8図には、黒色“カタクレサイト”の粒径分布とともに、“ウルトラカタクレサイト”の粒径分布も示した。それによると、 d が $30\mu\text{m}$ 強から $200\mu\text{m}$ 強の範囲で粒径分布は直線上にのるが、その直線の傾きは -2.8 で、一般的な断層岩の粒径分布がもつ傾き $-1\sim -2$ （Matsushita, 1985; Shimamoto and Nagahama, 1992）より有意に小さい。一方、 $8\sim 20\mu\text{m}$ 程度の粒径の粒子は乏しく、微粒のため粒径測定ができなかったが粒径数 μm 以下の粒子は、1枚の薄片の10%以上を占め、個数としては非常に多い。また、黒色“カタクレサイト”の基質と比較すると、“ウルトラカタクレサイト”の基質は粒径 $100\mu\text{m}$ 前後の粒子と粒径 $5\mu\text{m}$ 以下の粒子の個数に富む。

肉眼で見える“ウルトラカタクレサイト”の色の濃淡は、含まれる斑状粒子の量比を反映しており、斑状粒子の量比が多い部分ほど淡い色調を呈する。含まれる斑状粒子には、炭酸塩鉱物をほとんど含まない泥質砂岩～粗粒泥岩サイズの暗色細粒岩片、炭酸塩岩片、多結晶石英岩片と、単結晶石英粒子とが見られる。これらの斑状粒子は、黒色“カタクレサイト”基質の構成粒子と同様な形態をとる。単結晶石英粒子は、包有物を含まず波動消光も呈さないものがほとんどだが、粗粒な石英からなる多結晶石英岩片には、石英結晶に顕著な波動消光が見られる。以上の様に、“ウルトラカタクレサイト”の構成粒子は、暗色細粒岩片を含む点およびガラス片を欠く点を除くと、黒色“カタクレサイト”の構成粒子とほぼ同じである。暗色細粒岩片の起源は、手取層群の泥岩かカタクレサイト類と考えられるが、特定できない。

3. 手取層群堆積岩類

模式露頭における手取層群堆積岩類は、未固結ないし半固結状態で変形を受けたと判断される。また、手取層群固結後に生じたと思われる、層理面に平行な小断層も見られる（第5図）。ここでは、(1)液状化礫質砂岩、(2)碎屑岩脈、(3)小断層、および(4)非変形の手取層群堆積岩類について記載する。

(1) 液状化礫質砂岩

後述の様に、一般の手取層群の砂岩は、構成粒子どうしが互いに接した粒子支持組織をもつ淘汰のよい砂岩である。しかし、断層岩類の下限から下位 1.3 m 程の間の礫質砂岩は、径 1 mm を超える砂粒や礫が、より細粒な基質中に散在する組織をもつ（第7図e）。後述の様に、この礫質砂岩は当地域の手取層群としては例外的に層理、葉理等の内部構造をもたず、この礫質砂岩を根とする碎屑岩脈や碎屑岩ピラーが見られる。

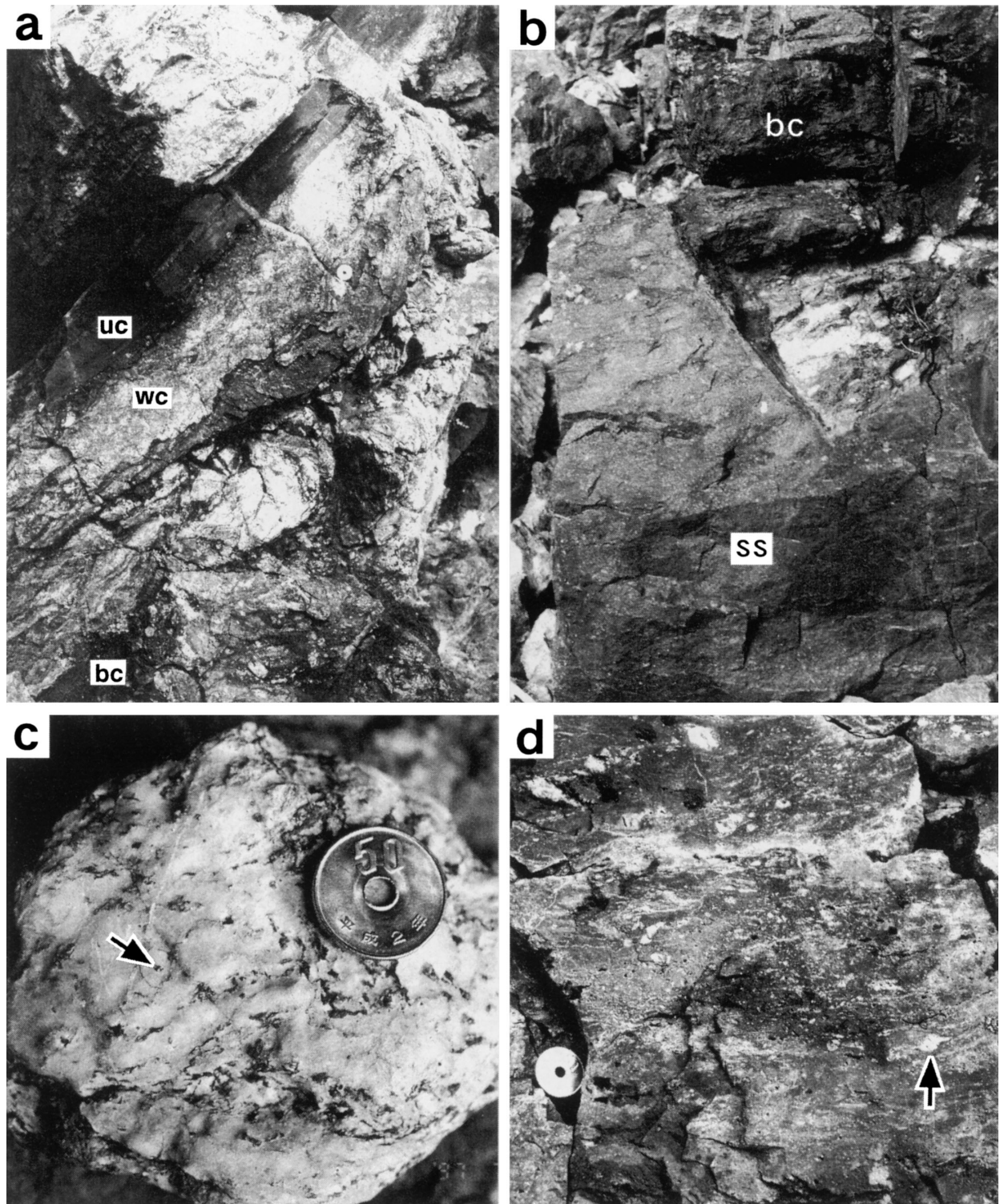
以上の特徴から、本論ではこの厚さ 1.3 m の礫質砂岩層を液状化礫質砂岩と仮称する。礫質砂岩の構成粒子は、単結晶石英、多結晶石英および長石を主体とする径 $0.05\sim 1.5\text{ mm}$ の垂角ないし垂円粒子と、花崗岩質岩、珪長質火山岩、およびオーソコーツァイトなどの径 $2\sim 20\text{ mm}$ の白色円礫とである。また、その礫質砂岩層の中には、泥質基質の多い細粒～中粒砂岩よりなる幅 $1\sim 5\text{ mm}$ 程の脈状部が頻繁に見られる。この脈状部は、長さ数十 cm 、変位量数 cm 程の複数の小断層に切られる（第6図h）。なお、河合・野沢（1958）は本岩石をミロナイトとしているが、本岩石には塑性剪断変形の痕跡が一切見られないため、それは誤認と判断される。

(2) 碎屑岩脈類

上述の液状化礫質砂岩から、見かけの上位の“破碎帯”中に貫入する、多数の碎屑岩脈および碎屑岩ピラーが見られる（第6図i）。碎屑岩脈類は、“破碎帯”を構成する白色プロトカタクレサイト、“ウルトラカタクレサイト”と、黒色“カタクレサイト”およびその面構造とを貫く（第6図b, g, i）。これらの碎屑岩脈類は、ほとんどが北東傾斜である。すなわち、模式露頭を北西方に見て、碎屑岩脈類は断層面の平均的姿勢に対して時計回りに $30^\circ\sim 90^\circ$ 回転した姿勢をとる。しかし例外として、“ウルトラカタクレサイト”にぶつかった碎屑岩脈類の方位は、断層面とほぼ平行に急変する。すなわち、“ウルトラカタクレサイト”中の碎屑岩脈類は、“ウルトラカタクレサイト”脈とほぼ平行である（第6図a, f）。碎屑岩脈は、一般に“破碎帯”のカタクレサイト類と平面的で明瞭な境界で接する（第6図e）が、黒色“カタクレサイト”および“ウルトラカタクレサイト”とは、平面性が悪くうねった境界で接することもある（第6図f, g）。第6図eの場合は、“ウルトラカタクレサイト”の下底面にぶつかった碎屑岩脈が、“ウルトラカタクレサイト”を下底面とほぼ平行な楔状に割って貫入している。一方、碎屑岩脈類と液状化礫質砂岩との境界は不明瞭なことが多い（第6図i）。ただし、例外的に液状化礫質砂岩を明瞭な境界をもって貫く碎屑岩脈も存在する（第6図h）。碎屑岩脈類の岩質は、場所によって基質量の多少があるが、一般に液状化礫質砂岩によく似る。すなわち、粗粒砂岩サイズの石英、長石の比較的角張った粒子と、珪長質火山岩やオーソコーツァイトの円磨された小礫からなる。液状化礫質砂岩と碎屑岩脈類との相違点は、碎屑岩脈類には、“ウルトラカタクレサイト”や黒色“カタクレサイト”に由来する黒色の角礫が含まれる点である（第7図d）。

(3) 小断層

模式露頭の北側では、液状化礫質砂岩と非変形の手取層群堆積岩類との間に小断層が見られる（第5図）。小断層面の姿勢は、非変形の手取層群とほぼ同じで、



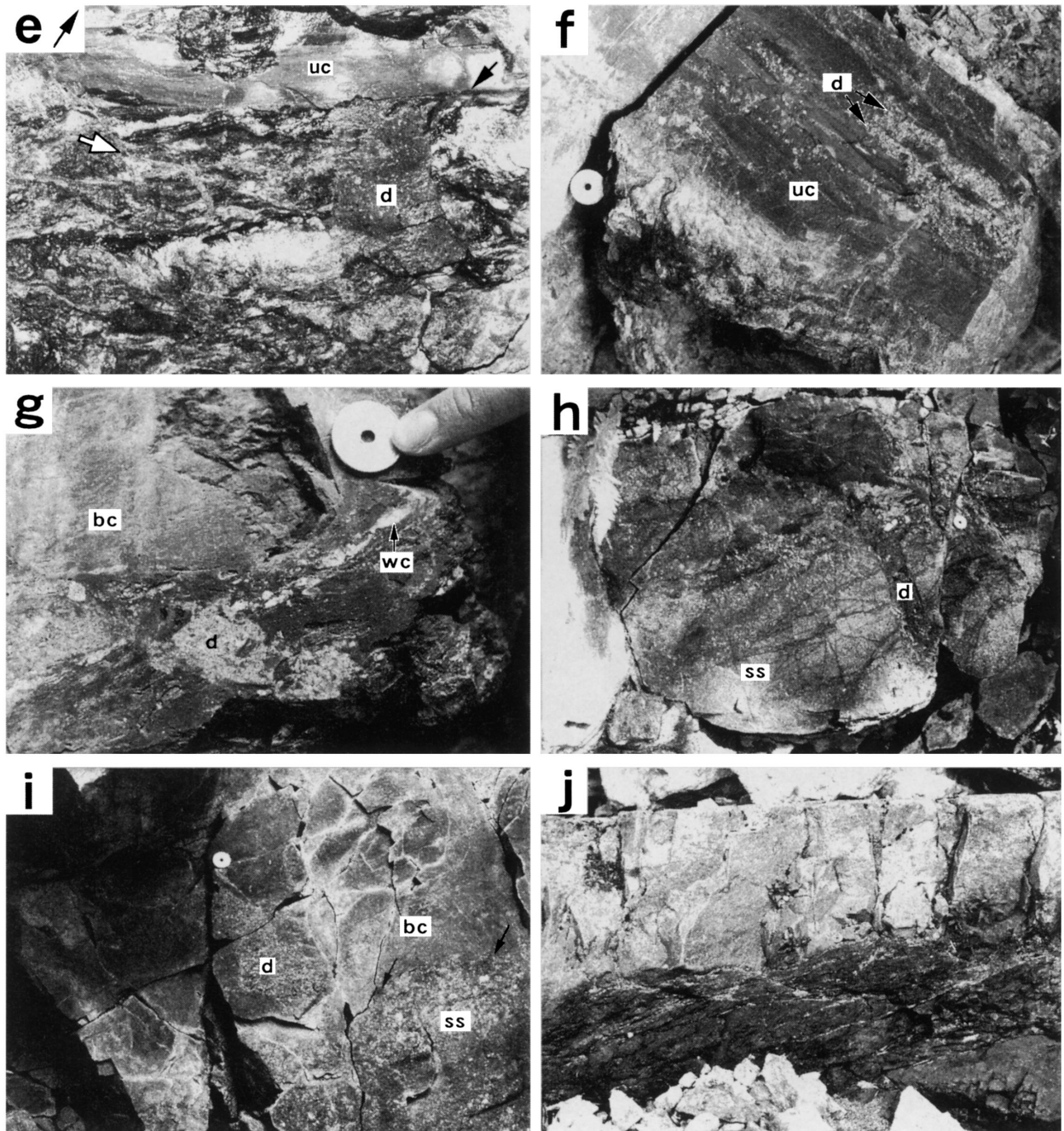
第6図 横山衝上断層模式露頭の断層岩類. 写真の方位は, cを除いては右側が北東.
(a-d)

(a) “破碎帯” 構成岩類の産状. 黒色“カタクレーサイト” (bc) は, 白色プロトカタクレーサイト (wc) に注入したり, wcを礫として含む. “ウルトラカタクレーサイト” (uc) は, 平面的な境界をもって wcと接する.

(b) 黒色“カタクレーサイト” (bc) に注入する碎屑岩脈 (ss).

(c) 方鉛鉱 (矢印) などのスカルン鉱物を含む, 黒色“カタクレーサイト” 中の石灰岩礫.

(d) 黒色“カタクレーサイト” 中の面構造と, 衝上センスを示す非対称変形構造 (矢印). 点在する白色部分は, 白色プロトカタクレーサイトの岩片.



(e-j)

(e) 白色プロトカタクレーサイト中の、上盤北東変位センスを示すシアバンド。シアバンドと“ウルトラカタクレーサイト”(uc)を切る碎屑岩脈(d)も見られる。dは、矢印の個所で、ucに平行注入している。記号eの右側の矢印は、露頭の上方を指示する。

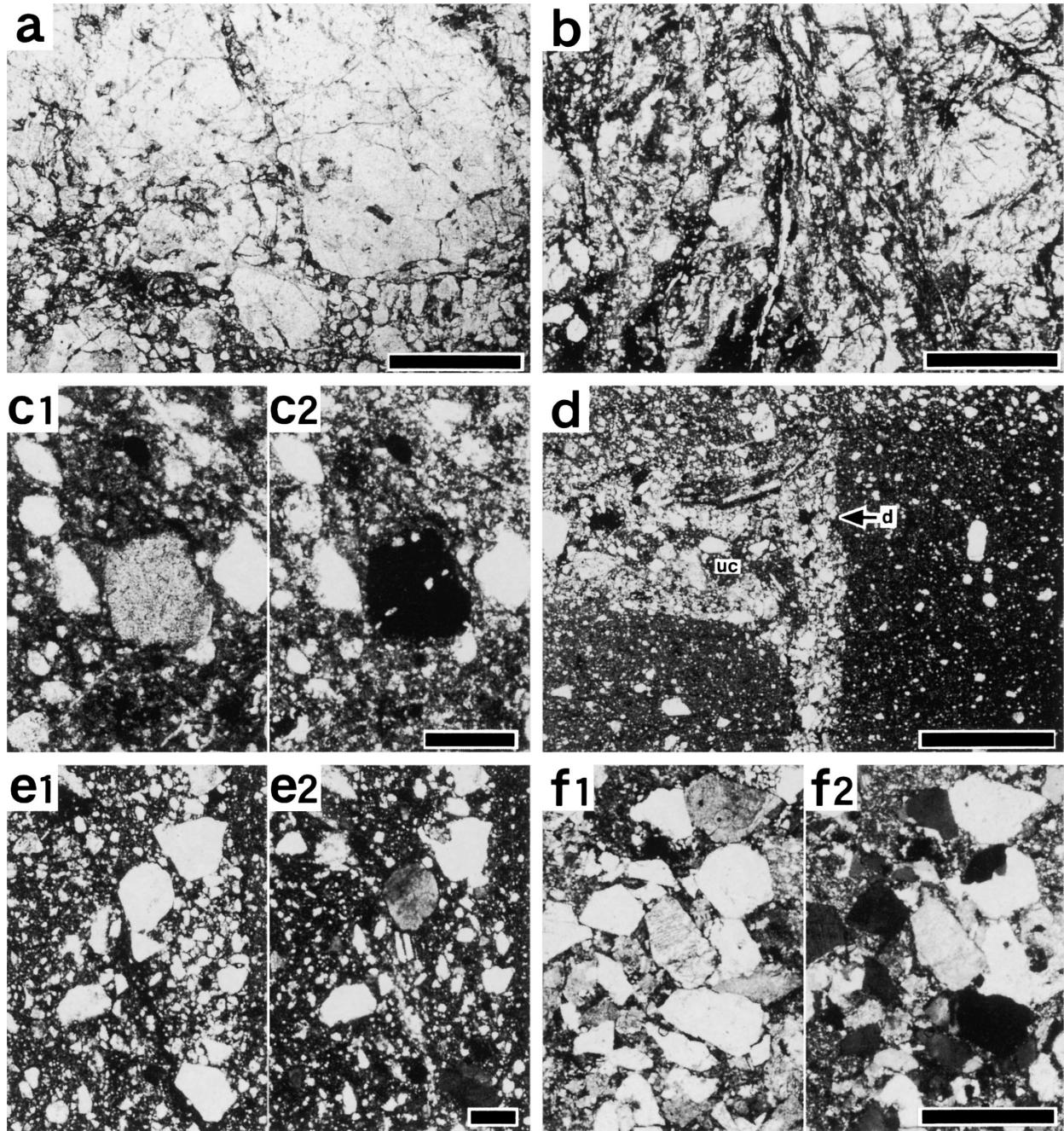
(f) “ウルトラカタクレーサイト”(uc)に注入する碎屑岩脈(d)の矢印。

(g) 白色プロトカタクレーサイトの礫(wc)を含む黒色“カタクレーサイト”(bc)と、それらに注入する碎屑岩脈(d)。

(h) 液状化礫質砂岩(ss)に注入する碎屑岩脈(d)。

(i) 黒色“カタクレーサイト”(bc)と液状化礫質砂岩(ss)との境界部(2本の黒矢印の先端を連ねた付近)と、bcの面構造を切ってssから注入する碎屑岩脈(d)。

(j) 非変形手取層群の砂岩泥岩互層。泥岩中には、層理面に平行な弱い面構造が見られる。



第7図 横山衝上断層模式露頭の断層岩類の薄片写真。スケールバーは、cが0.1mm，その他は1mm。

- (a) 花崗岩プロトカタクレサイト。単ニコル。
 (b) 白色プロトカタクレサイトの面構造をもつ部分。単ニコル。
 (c) 黒色“カタクレサイト”中のガラス片。c1：単ニコル，c2：直交ニコル。
 (d) “ウルトラカタクレサイト”に注入する砕屑岩脈 (d)。砕屑岩脈中には，“ウルトラカタクレサイト”の岩片 (uc) が含まれる。単ニコル。
 (e) 液状化礫質砂岩の細粒部。e1：単ニコル，e2：直交ニコル。
 (f) 非変形の手取層群砂岩。f1：単ニコル，f2：直交ニコル。

N50°W・25°Sである。液状化礫質砂岩下底の断層面には、わずかながら鏡肌が見られる。その下位の厚さ20 cm は一部角礫化・粘土化して湿潤した帯をなし、この帯の中には、帯と平行で厚さ5 cm 程の石英脈が見られる。角礫の一部は北東に倒れかかった覆瓦状構造をなし、これは逆断層センスの非対称構造と判断さ

れる (第5図)。

(4) 非変形の手取層群堆積岩類

模式露頭最下部の手取層群堆積岩類は、長棟川累層の猪谷互層 (河合・野沢, 1958) に属する砂岩泥岩互層である。本互層は、厚さ20~50 cm の中~粗粒石英長石質砂岩と厚さ5~20 cm の黒色シルト岩との互層

で、多くの植物化石片を含む。砂岩の一部は礫質で、花崗岩類や珪長質火山岩類の円磨された小礫を含む。液状化手取層群と異なり、一般の手取層群の砂岩は、淘汰がよく基質の少ない、粒子支持組織をもつ砂岩である(第7図f)。砂岩の構成粒子は、単結晶石英、多結晶石英、長石、黒雲母および火山岩片などである。手取層群は一般に非変形であるが、見かけ最上部付近の黒色シルト岩の一部は、変形により層理面に平行な弱い面構造を有することがある(第6図j)。模式露頭付近の手取層群の層理面は、 $N40^{\circ}\sim 60^{\circ}W \cdot 10^{\circ}\sim 30^{\circ}S$ で、模式露頭の対岸では、砂岩層の級化層理や斜交葉理から本層は逆転していないことがわかる。

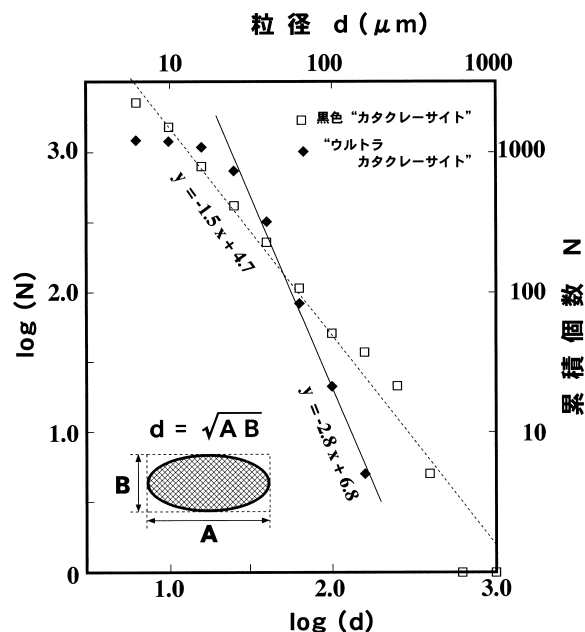
考 察

1. 各断層岩類の成因と形成場

本論の記載より、横山衝上断層の模式露頭に見られる断層岩類および付随する岩石について、その成因と形成場を考察する。

まず、花崗岩プロトカタクレサイトは、(1)破断間隙の幅が1~5 mmと非常に狭いこと、(2)その破断間隙も細粒な粒子で埋め尽くされ固結していること、および(3)隣り合う粒子がもともとつながり合っていた証拠がなく破断面に沿った変位が推定されることから、カタクラスティック流動をしたものと推定される。もともと空隙率の低い花崗岩のような岩石のカタクラスティック流動は、比較的高い圧力で広範囲に分布した微小な割れ目が安定化して起こるとされている(例えば Paterson, 1978)。例えば参考までに、Hadizadeh and Tullis (1992)の室内実験は、無水の斜長岩が $200^{\circ}\sim 300^{\circ}C$, ≥ 500 MPa(深さ ≥ 15 kmに相当)の条件で局在化したカタクラスティック流動をすることを示している。ただし、本論の花崗岩プロトカタクレサイトには、黒雲母の緑泥石化が見られるため、含水条件下で変形した可能性も十分考えられる。含水条件下では、地下 5 ± 2 kmでプロトカタクレサイトが形成された例も知られている(Tanaka et al., 2001)。筆者らは、花崗岩プロトカタクレサイトの形成物理条件を直接指示する情報を持ち合わせていないが、以上の事例を参考に、花崗岩プロトカタクレサイトは深さ数 km 以深の場所で形成されたと解釈する。

白色プロトカタクレサイトは、変形度が花崗岩プロトカタクレサイトから漸移するため、花崗岩プロトカタクレサイトに対して原地性の断層岩である。白色プロトカタクレサイトも破断間隙が細粒破碎物質で充填され、マイロナイトに類似した変形非対称構造を有するため、花崗岩プロトカタクレサイトと同様にカタクラスティック流動したものと考えられる。ただし、白色プロトカタクレサイトは、方解石脈の

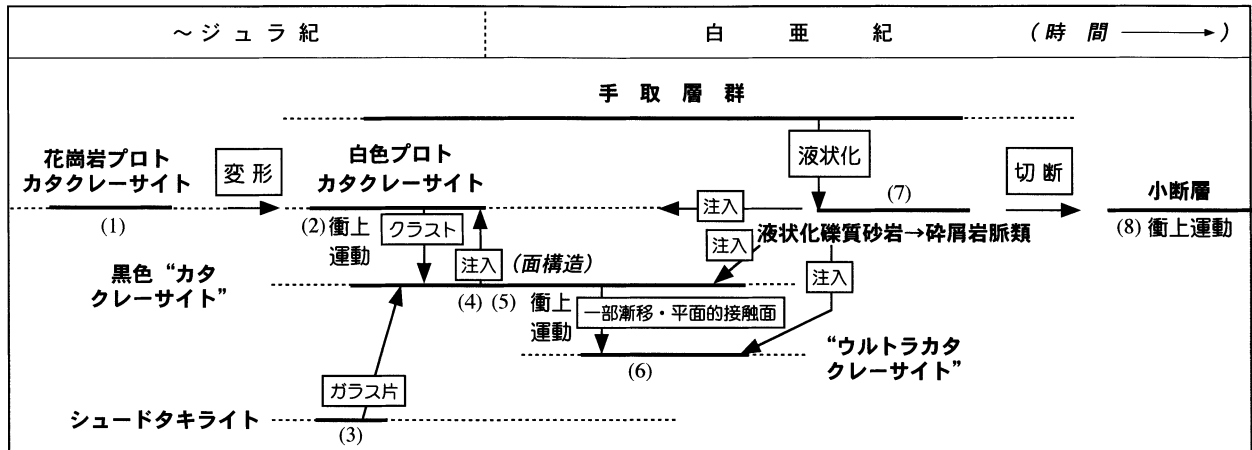


第8図 黒色“カタクレサイト”と“ウルトラカタクレサイト”の破碎岩片の粒径分布。A, Bは、それぞれ破碎岩片の長軸と短軸。粒径dは、ABの相乗平均。

注入を多く受けた部分があるため、高間隙水圧条件下で形成された可能性がある。以上のことから、筆者らは、白色プロトカタクレサイトが花崗岩プロトカタクレサイトと同等またはやや浅い地下で形成された岩石と解釈する。

黒色“カタクレサイト”は、石灰岩、珪長質な飛驒片麻岩類、船津花崗岩類など3種以上の岩石に由来する粒子を含むことから、複数の異なる組合せの母岩の間で形成されたカタクレサイトが、混合し一部母岩に注入したものと考えられる。また、黒色“カタクレサイト”の一部は、うねった形状の碎屑岩脈に貫かれることから、碎屑岩脈注入時にも十分固結していなかった可能性がある。この岩石で注目すべきは、ガラス片を含有する点である。前述のように、黒色“カタクレサイト”中には火山岩片が含まれないため、ガラス片が火山ガラス起源とは考えにくい。現在の我々の知識で、地下深くにあるガラスとして考え得るのは、摩擦熔融メルト起源のシュードタキライトである。シュードタキライトは、岩石中に比較的大きな弾性歪の蓄積する地下数 km 以深から、岩石の塑性変形が始まる深さで形成されたとされる(例えば Scholz, 1988)。上記のガラス片がシュードタキライトに由来するならば、横山衝上断層の黒色“カタクレサイト”は、地下数 km 以深の断層岩を取り込んでいると解釈される。

模式露頭での“ウルトラカタクレサイト”は、微粒で鈍いガラス光沢をもち、肉眼的にシュードタキライトに似るが、以下の理由より粉碎起源の断層岩と考えられる。すなわち、(1)岩石にガラス光沢が乏しく、



第9図 横山衝上断層の模式露頭から読み取れる、各断層岩類および小断層の形成順序。(1)～(8)は、本文中の項目番号に対応する。

ガラス、球顆状の針状結晶、急冷周縁相など、熔融メルトが存在した積極的証拠が見られないこと、(2)粗粒粒子が3種以上の岩石に由来することは摩擦熔融説では説明しづらいこと、および(3)粒子組成が黒色“カタクレースサイト”に近く周囲の黒色“カタクレースサイト”に漸移する場合があること、などがその理由である。一方、“ウルトラカタクレースサイト”の粒径分布は、一般的な原地性脆性断層岩の粒径分布と大きく異なる。筆者らは今のところ、複数回の断層運動で形成された断層破碎・粉碎物質のうち、細粒なものが選択的に破碎岩脈として母岩に注入して、本露頭の“ウルトラカタクレースサイト”となったものと解釈している。“ウルトラカタクレースサイト”の一部も、うねった形状の碎屑岩脈に貫かれており、碎屑岩脈注入時にも十分固結していなかった可能性がある。

以上の断層岩類とは対照的に、手取層群堆積岩類の液状化礫質砂岩や碎屑岩脈類の形成は、堆積岩類固結前に多量の間隙水の存在下で起こったできごとと考えられる。近年の断層研究によると、断層沿いの地下数kmのところでも断層破碎物質の大規模な液状化が起こることが知られている (Chester et al., 1993; Lin, 1997; Tanaka et al., 2001 など)。しかし、手取層群液状化礫質砂岩は、明らかに堆積岩類起源と判断できる粒子を一切含まないため、堆積岩類の破碎によってできた破碎物質を起源とする岩石とは考えにくい。また、液状化礫質砂岩は、基質量の多い点が非変形の手取層群堆積岩類と異なるものの、主要構成粒子の種類や円磨度が手取層群堆積岩類と類似すること (第7図) から、非変形の手取層群堆積岩類に起源をもつものと考えられる。堆積物の液状化を含む脱水過程や、碎屑岩脈類を含む脱水構造は、粒子間間隙が大きく間隙が多量の水に満たされた未固結堆積物中で見られるとされる (例えば Lowe, 1975) ことから、筆者らは、手取層群堆積岩類が未固結時に液状化して、液状化礫質砂岩や碎屑岩脈を形成したものと判断する。また、

手取層群碎屑岩脈類は、一般に、カタクレースサイト類とシャープな境界で接する。このことは、碎屑岩脈類貫入時に、碎屑岩脈類とカタクレースサイト類との固結度が異なっていたことを意味する。以上より、筆者らは、手取層群堆積岩類の液状化が、カタクレースサイト類の形成・固結後に、カタクレースサイト類の形成場よりは浅所で起きたと推定している。また、手取層群堆積岩類の固結度が一部の断層岩類より低いこと、手取層群堆積岩類中には脆性破壊や延性流動の痕跡がほとんど見られないこと、手取層群に変成鉱物が見られないことなどは、いずれも手取層群が地下深所に長期間埋没しなかったことを示唆する。

液状化礫質砂岩の下限をなす小断層 (第5図) 沿いには、角礫化・粘土化を主体とする変形しか見られない。このことから、本小断層も、“破碎帯”のカタクレースサイト類より浅所で形成されたものと推定される。

2. 各断層岩類の形成順序

小文でのここまでの記載と議論より、横山衝上断層での断層岩類や変形構造の形成順序は、以下の様になると考えられる (第9図)。

- (1) 花崗岩プロトカタクレースサイトの形成。
- (2) 花崗岩プロトカタクレースサイトを母岩とする白色プロトカタクレースサイトの形成。非対称変形構造 (第6図e) より、白色プロトカタクレースサイトは、衝上断層運動により形成されたと判断される。
- (3) (4)に先立ち、黒色“カタクレースサイト”中にガラス片として含まれる、シュードタキライトの形成。
- (4) (2)の白色プロトカタクレースサイトを貫き、(3)のシュードタキライトの破片を含む黒色“カタクレースサイト”の形成・注入。
- (5) 黒色“カタクレースサイト”の形成・注入と同時期またはそれ以降に、黒色“カタクレースサイト”中の面構造の形成。面構造に伴う非対称変形構造 (第6図d) より、この面構造も衝上断層運動により形成され

たと考えられる。

(6) (5)の面構造を有する黒色“カタクレサイト”と一部で漸移し、白色プロトカタクレサイトの内部構造を切る“ウルトラカタクレサイト”の形成。

(7) 手取層群堆積岩類の液状化。この液状化に伴い、(1)の白色プロトカタクレサイト、(5)の黒色“カタクレサイト”の面構造および(6)の“ウルトラカタクレサイト”を貫く碎屑岩脈類の形成。

(8) 液状化礫質砂岩の下底部に見られる小断層（第5図）の形成。非対称変形構造より、この小断層も衝上断層運動により形成されたと考えられる。

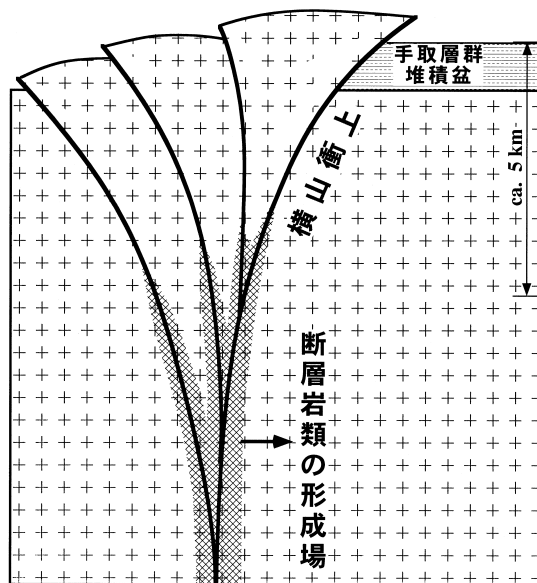
3. “破碎帯”の岩石の形成時期

従来、横山衝上断層は、後期中生代、おそらく白亜紀末期に形成されたとされてきた（例えば河合・野沢, 1958）。しかし、本論での記載と議論は、横山衝上断層模式露頭の“破碎帯”の岩石が、手取層群堆積岩類固結前の白亜紀前期にはすでに形成されており、手取層群堆積岩類の固結後には顕著な断層破碎がなかったことを示唆する。

手取層群の液状化や碎屑岩脈類の形成は、前節で考察したように手取層群堆積岩類未固結時のできごとと考えられる。手取層群の堆積は、植物化石による不確定性の大きなデータだが、どこでも白亜紀前期には終わっていたものと考えられている。手取層群堆積岩類中に再蝕礫が含まれていること（河合・野沢, 1958）を考え合わせると、白亜紀前期のある時期に手取層群は堆積物中の間隙水の多い環境から脱して、圧密・続成を受けていたものと推定される。従って、手取層群堆積岩類の液状化や碎屑岩脈類の形成は、地質学的には堆積直後の白亜紀前期に起こったものとするのが妥当である。

手取層群堆積岩類の液状化や碎屑岩脈類の形成が白亜紀前期のできごとと考えると、碎屑岩脈類の貫入を受ける横山衝上断層の“破碎帯”の岩石は、当然白亜紀前期ないしはそれより前に形成されていなければならない。特に、“破碎帯”の岩石の一部は地下数 km 以深で形成されたと考えられるため、手取層群の固結前に、地下数 km 以深で、広義の船津花崗岩類および飛驒片麻岩類がカタクレサイト類となるような断層運動が起こっていたと推定される。

松田ほか（1996）は、横山衝上断層の破碎帯の岩石から 39.9 ± 3.4 Ma および 40.0 ± 2.7 Ma というフィッシュントラック年代を報告した。前段落までの議論から、40 Ma 頃に横山衝上断層が活動した可能性を完全に否定することはできない。しかし、40 Ma は中部地方の白亜紀～古第三紀火成活動の第IV期（45 Ma～35 Ma）にあたり、飛驒帯で火成活動が活発だった時期である（原山ほか, 1985）。このことから、筆者らは、松田ほか（1996）のフィッシュントラック年代は、火成活動の熱の影響をとらえたものと解釈している。



第10図 本論で提示した、横山衝上断層形成モデルの模式図。横山衝上断層は、有峰堆積盆（調査地域の手取層群堆積盆地の仮称）形成時に盆地南西縁を限った境界断層であり、横山衝上断層模式露頭の断層岩類は、基本的に地下深所で形成され横山衝上断層沿いに地表付近にもたらされたとする。

また、神岡鉍床の生成年代も、筆者らの推論の反証となる可能性がある。本論での観察によると、手取層群の堆積に前後してできたと考えられる横山衝上断層の黒色“カタクレサイト”中には、スカルン鉍物を含む石灰岩礫と含まない石灰岩礫との両者が含まれる。従って、横山衝上断層の黒色“カタクレサイト”は、神岡鉍山の鉍化作用の後に形成されたと推定される。一方、神岡鉍山の鉍化作用に関しては、白亜紀後期、 89 ± 5 Ma の石英斑岩の貫入に前後するという説（Seki, 1972）と、船津期（170–180 Ma）の火成作用（加納・堀, 1982）または更に古い 192 ± 6 Ma（加納ほか, 1989）の伊西岩や閃緑岩類の活動（秋山, 1980, 1981）に関連するという説とがある。最近では、船津期またはそれ以前の鉍化作用を考える説が有力（加納, 1986）とはいえ、今後は横山衝上断層の年代論と神岡鉍山の鉍化作用の年代論とを、関連させて考察する必要がある。

4. 横山衝上断層の地質学的意義

従来横山衝上断層は、広義の船津花崗岩類または飛驒片麻岩類を、手取層群に衝上させる断層として位置づけられてきた。しかし、本論での観察と考察は、横山衝上断層の断層岩類が手取層群の固結前に形成されていたことを示唆する一方で、手取層群固結後の断層運動を積極的に支持する証拠が十分にはないことを示した。

神岡鉍山の坑道などのデータ（例えば新田ほか, 1971）には、飛驒片麻岩類や広義の船津花崗岩類が手取層群の見かけの上位に分布する事実が実際多く示さ

れている。また、模式露頭付近でも同様の関係が見られる上に、見かけの下位の手取層群が逆転していないという事実があるため、手取層群堆積後にその上位に船津花崗岩類を衝上させる事件があったことは間違いない。しかし、手取層群には地表近くで生じたと推定される未固結時の変形が卓越し、その一部は碎屑岩脈類として断層岩類に貫入する。手取層群固結後の破碎は、模式露頭北側での小断層で見られるのみである。模式露頭以外の、例えば、河合・野沢（1958）のソノボ谷入口の横山衝上断層露頭の記載でも、「断層角礫も断層粘土も認められない」とされている。

これらの事実は、以下に示すような2通りの解釈が可能である。もちろん、(1)、(2)の解釈が双方成立する可能性もある。

(1) 飛驒片麻岩類や広義の船津花崗岩類が大規模な水平変位を伴う衝上断層ではなく、地塊の傾動や、それに伴う崩落や地滑り程度の変位で、手取層群の見かけの上位に位置するようになったとする解釈。

(2) 手取層群堆積後も横山衝上断層は大きく変位したが、液状化した手取層群が潤滑剤のはたらきをしたため手取層群堆積岩類は破碎しなかったとする解釈。

ここで、地質図の読図から、手取層群堆積後の横山衝上断層の変位量を見積もる。横山衝上断層がある一方で、船津花崗岩類と手取層群との不整合関係も、古くから多く報告されている（大石，1933；河合・野沢，1958；河合，1961）。第1図の範囲の地層の大局的分布を見ると、手取層群分布域を縁取って、広義の船津花崗岩類や飛驒片麻岩類分布域の近くに中部の長棟川累層が分布し、分布域の中央部に上部の跡津川累層が分布する。横山衝上断層沿いで、長棟川累層および跡津川累層の分布が、手取層群と飛驒片麻岩類および船津花崗岩類との境界と斜交することは少ない（第1図）。わずかな斜交は、横山東方2kmの地点A（第1図）および下之本鉱山北方の地点B（第1図）で読み取れる。この2地点では、船津花崗岩類の分布が跡津川累層分布域まで張り出している。これらのことは、手取層群が大局的に盆地状構造をなして飛驒片麻岩類や広義の船津花崗岩類を覆っており、その構造を切って基盤岩類を手取層群に大規模に衝上させる断層は存在しないことを示唆する。地点AおよびBにおける分布の斜交の原因を、横山衝上断層の水平変位に帰すると、手取層群堆積後の横山衝上断層の水平総変位量は、最大1km強と読み取れる。

一方、手取層群堆積岩類の固結前に横山衝上断層の“破碎帯”の岩石が形成されたという推論、および横山衝上断層が手取層群分布域の南西縁部を限っているという事実は、横山衝上断層が手取層群堆積盆の形成に関わって、基盤の飛驒片麻岩類や広義の船津花崗岩類中で形成を始めた断層であることを示唆する。横山衝上断層“破碎帯”の岩石の形成条件の議論より、横山

衝上断層は、地下数km以深まで延長する断層であったと推定される。模式露頭の“破碎帯”で今日観察されるのは、横山衝上断層の運動に伴い上昇した基盤岩類を母岩とする断層岩が、未固結の手取層群堆積岩類に根ざした碎屑岩脈に貫かれたものであると解釈される（第10図）。

ま と め

岐阜県北部、吉城郡神岡町の横山衝上断層模式露頭の観察を通じて、以下の様な新知見と考察結果とを得た。

1. 横山衝上断層上盤は、船津花崗岩類起源のプロトカタクレサイトである。ただし、このプロトカタクレサイトは、分布が横山衝上断層沿いに限定されないため、横山衝上断層の断層運動に伴う断層岩ではないと解釈した。
2. 横山衝上断層の“破碎帯”の岩石には、花崗岩起源の白色プロトカタクレサイト、粉碎起源と考えられる“ウルトラカタクレサイト”，および黒色“カタクレサイト”が見られた。黒色“カタクレサイト”には、シュードタキライトに由来すると考えられるガラス片が含まれている。
3. 一方、手取層群には液状化、碎屑岩脈類等、未固結～半固結堆積物の変形構造が頻繁に見られる。碎屑岩脈類は横山衝上断層の“破碎帯”の岩石を貫入している。手取層群を切る断層はいずれも連続性が悪く、断層沿いでのカタクレサイト化は一切見られない。
4. 以上より、横山衝上断層の“破碎帯”の岩石は、手取層群の堆積と前後して、白亜紀前期に形成されたと推論した。さらにその“破碎帯”の岩石は、手取層群堆積盆の形成に関わる断層運動に伴って形成されたと考察した。
5. また、上記の観察および大局的地質構造より、手取層群堆積後は、1km以上の水平変位を伴う衝上断層運動はなかったものと推論した。

謝 辞

本研究にあたっては、富山大学理学部の堀越 叡名誉教授に、神岡鉱床の生成年代論ほか、種々御教示いただいた。また、同学部の氏家 治教授および清水正明教授には、種々御議論・御教示いただいた。中央工学校土木工学科の柳井修一博士と株式会社サワソフサイエンスの澤田臣啓社長には、野外で種々御教示・御議論いただいた。東京大学大学院の田中秀実助教授および匿名査読者の方には、原稿を査読していただき、貴重な数多くの御意見をいただいた。以上の方々に、厚く御礼申し上げます。

文 献

- 秋山伸一, 1980, 飛驒帯の地質構造と神岡型鉾床群の鉾化について—神岡鉾山の地質鉾床に関する広域的研究 (その1)—. 鉾山地質, **30**, 345-362.
- 秋山伸一, 1981, 神岡地域の鉾化に関する最近の知見—神岡鉾山の地質鉾床に関する広域的研究 (その2)—. 鉾山地質, **31**, 157-168.
- Chester, F.M., Evans, J.P. and Biegel, R.L., 1993, Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas fault. *J. Geophys. Res.*, **98**, 771-786.
- Hadizadeh, J. and Tullis, J., 1992, Cataclastic flow and semi-brittle deformation of anorthosite. *Jour. Struct. Geol.*, **14**, 57-63.
- 原山 智・小井土由光・石沢一吉・仲井 豊・沓掛俊夫, 1985, 中部地方における白亜紀〜古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, **39**, 345-357.
- 加納 隆, 1986, 10.2 金属鉾床. 日本の地質『中部地方Ⅱ』編集委員会編, 日本の地質5 中部地方Ⅱ, 共立出版, 220-225.
- 加納 隆, 1990, 飛驒帯の花崗岩質岩類. 鉾山地質, **40**, 397-413.
- 加納 隆・堀 敬史, 1982, 神岡鉾床周辺の岩脈類, 特にいわゆる花崗斑岩について—神岡鉾床の時代論に関連して—. 鉾山地質, **32**, 417-432.
- 加納 隆・柴田 賢・寺山 知, 1989, 神岡鉾山柄洞鉾床付近の閃緑岩質岩 (いわゆるメタペーサイト) の角閃岩の K-Ar 年代. 鉾山地質, **39**, 283-288.
- 河合正虎, 1961, 飛驒高原東部における後期中生代の地殻変動—越中・飛驒山地の地質学的研究—. 地調月報, **12**, 903-920.
- Kawai, M., 1961, Late Mesozoic crustal movements in the Hida Plateau, Central Honshu, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, **11**, 347-380.
- 河合正虎・野沢 保, 1958, 5 萬分の 1 地質図幅説明書「東茂住」. 地質調査所, 76 p.
- Lin, A., 1997, Fluidization and rapid injection of crushed fine-grained materials in fault zones during episodes of seismic faulting. *Proc. 30th Intn'l. Geol. Congr.*, **14**, 27-40.
- Lowe, D.R., 1975, Water-escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157-204.
- 前田四郎・武南 馨, 1957, 富山県南部の手取層の層序と構造. 地質雑, **63**, 273-283.
- 松田高明・後藤 篤・森永速男・加納 隆, 1996, 飛驒帯南東部の白亜紀以降の上昇様式—ジュラ紀花崗岩類のアパタイト・フィッシュン・トラック年代—. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 640.
- Matsushita, M., 1985, Fractal viewpoint of fracture and accretion. *Jour. Phys. Soc. Japan*, **54**, 857-860.
- 新田富也・深堀康昌・三島 敏, 1971, 神岡鉾山茂住坑下部探査の成果について (その2)—主として地質構造と鉾化作用の解明について—. 鉾山地質, **21**, 84-96.
- 野沢 保・坂本 亨・加納 隆・稲月恒夫, 1981, 白木峰地域の地質. 地域地質研究報告 (5 萬分の 1 図幅), 地質調査所, 85 p.
- 大石三郎, 1933, 手取統, 特にその化石帯に就いて (2). 地質雑, **40**, 669-699.
- Ozawa, Y., 1925, The post-Palaeozoic and late-Mesozoic Earth-movements in the inner zone of Japan. *J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. 2*, **1**, 91-104.
- Paterson, M.S., 1978, Experimental rock deformation—the brittle field. Springer-Verlag, Berlin, 254 p.
- Scholz, C.H., 1988, The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rundsch.*, **77**, 319-328.
- Seki, T., 1972, A Rb-Sr geochronological study of porphyries in the Kamioka mining district, central Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **67**, 410-417.
- Shimamoto, T. and Nagahama, H., 1992, An argument against the crush origin of pseudotachylites based on the analysis of clast-size distribution. *Jour. Struct. Geol.*, **14**, 999-1006.
- 高木秀雄・小林健太, 1996, 断層ガウジとマイクロナイトの複合面構造—その比較組織学—. 地質雑, **102**, 170-179.
- Tanaka, H., Fujimoto, K., Ohtani, T. and Ito, H., 2001, Structural and chemical characterization of shear zones in the freshly activated Nojima fault, Awaji Island, southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, **106**, 8789-8810.
- 宇井啓高・古谷 裕, 1990, 神通川沿いの地質と福地の化石. 日本地質学会第 97 年学術大会見学旅行案内書. 日本地質学会第 97 年総会・年会準備委員会, 富山, 145-170.
- 山田一雄, 1988, (2) 手取層群. 日本の地質『中部地方Ⅱ』編集委員会編, 日本の地質5 中部地方Ⅱ. 共立出版株式会社, 東京, 26-37.
- 山田直利・野沢 保・原山 智・滝沢文教・加藤碩一・広島俊男・駒沢正夫, 1989, 1 : 200,000 地質図「高山」. 地質調査所.