

原著論文

方解石変形双晶からみた“跡倉層”の変形温度と差応力 —岳山クリッペ形成過程の一考察—*

The deformation temperature and the differential stress inferred from
deformation twins of calcite in the “Atokura Formation”
—A consideration on the nappe-forming process of the Takeyama Klippe—

近重史朗**・小坂和夫***

Shirou Chikashige** and Kazuo Kosaka***

Abstract : Deformation twins develop remarkably in calcite veins in sandstone blocks of the mélange-like “Atokura Formation”, a constituent of the Takeyama Klippe, in Minano-town of Saitama Prefecture in the northeastern Kanto Mountains. Their morphological features in thin section suggest the deformation temperature of 200~300°C and the twin densities (number of twins/mm) suggest differential stress of 210~285 MPa. The “Atokura Formation” of this area has experienced metamorphism of the prehnite-pumpellyite facies, as suggested by the deformation temperature. The “Atokura Formation” deformed under the maximum shear stress of 105~143 MPa.

This Formation can be considered to have undergone metamorphism of the prehnite-pumpellyite facies on the burial level of several km during sedimentation in the forearc basin covering the accretionary complex or in the trench landward slope. This Formation of the Takeyama Klippe, directly contacting with the Chichibu belt and the underlying Mikabu greenstones, is considered to have emplaced onto the Mikabu greenstones from the northern Chichibu belt, considering the top-to-the-northeast sense of shear in the basal fault of the “Atokura Formation” in the Yorii-Ogawa area near the study area.

The deformation twins in calcite veins are inferred to have formed during/after metamorphism of the prehnite-pumpellyite facies and before/during northward movement.

Key words : Takeyama Klippe, “Atokura Formation”, deformation twins, deformation temperature, differential stress, maximum shear stress, northern Chichibu belt

はじめに

関東山地北縁～北東部にかけて三波川帯御荷鉢緑色

2003年12月26日受付、2004年5月10日受理

* 日本地質学会第110年学術大会(静岡)にて一部発表
** 日本大学文理学部自然科学研究科

Institute of Natural Sciences, College of Humanities and Sciences, Nihon University. 3-25-40 Sakurajosui, Setagaya-ku, Tokyo 156-8550, Japan

*** 日本大学文理学部地球システム科学科
Department of Geosystem Sciences, College of Humanities and Sciences, Nihon University. 3-25-40 Sakurajosui, Setagaya-ku, Tokyo 156-8550, Japan

岩類の構造的上位に跡倉クリッペ群が点在する(藤本ほか, 1953; 高木・藤森, 1989; 牧本・竹内, 1992; 埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会, 1995)。この跡倉クリッペ群の一つ、埼玉県皆野町に分布する岳山クリッペ(藤本ほか, 1953)を構成する“跡倉層”的変形・破壊の著しい礫岩泥岩互層・砂岩泥岩互層起源のメランジュ様泥質岩には方解石脈が発達し、変形双晶が普遍的に観察できる。

本報告では、この変形双晶の産状を記載し、スイス西部 Helvetic Nappeなどの変形双晶に関する1980年代以降の知見をもとに(Pfiffner, 1982; Rowe and Rutter, 1990; Burkhard, 1993など)、岳山クリッペ中

の方解石脈に発達する変形双晶の形成条件を推定し、岳山クリッペの形成過程に関与する条件を考察する。

地質概要

関東山地北縁～北東部の群馬県下仁田地域、埼玉県金沢地域、および埼玉県寄居-小川地域には、起源と年代を異にする二疊紀から古第三紀の異地性の地質体が三波川帯御荷鉢緑色岩類の構造的上位に定置し、それらは「跡倉ナップ」と総称されている（牧本・竹内、1992；埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会、1995）(Fig. 1)。

岳山クリッペが分布する金沢地域は、北東側から御荷鉢緑色岩類、跡倉層、緑色岩メランジュが北西-南東方向の帶状に分布し、南西側の秩父帯と断層で接する(Fig. 2)。跡倉層の中には、ホルンフェルスを伴った金勝山石英閃綠岩が島状に孤立して存在し、南西側の中新統に接する断層に沿って角閃岩類の小分布がある(Fig. 2)。

金沢地域の地質概要を主に牧本・竹内（1992）にしたがって述べる。跡倉層は藤本ほか（1953）により下仁田地域との対比から中生界とされ、「跡倉押し被せ」による異地性岩体とされた。北東側の出牛-更木地区には礫岩・砂岩が分布し、その上位に砂岩泥岩互層が重なり砂岩優勢な互層から上位に向かって泥岩優勢になり、更木-浦山地区にかけては砂岩優勢な砂岩泥岩互層が主体である（牧本・竹内、1992）。礫岩はアル

コース質の細礫-粗粒砂の基質からなり花崗岩質深成岩礫が多く、金勝山石英閃綠岩に似た礫、そのほか溶結凝灰岩・チャート・凝灰岩・アプライト・斑れい岩・石灰岩・砂岩・泥岩の礫であるが、三波川帯起源の礫は含まれていない（牧本・竹内、1992）。礫径はほとんどが10 cm以下、ときに40 cm程度に及ぶ（牧本・竹内、1992）。当地域では地質年代を示す化石の産出は報告されていないが、岩相から下仁田地域の跡倉層上部（新井ほか、1963）に対比され、白亜紀後期と考えられている（飯島、1964）。

当地域の金勝山石英閃綠岩は、跡倉層と低角断層で接し下盤側の跡倉層に対して南西方向に移動している（高木・藤森、1989；新井ほか、2000）。本岩体の放射年代は角閃石のK-Ar年代263 Maが得られている（高木ほか、1989）。ホルンフェルスは金勝山石英閃綠岩の構造的下位を占め跡倉層と断層で接する（高木・藤森、1989）。

角閃岩類は小分布であるが、出牛-黒谷断層と東縁を接する山形岩体と西縁が跡倉層と断層で接する金山岩体があり、放射年代は前者が112 Ma（高木ほか、1989）、後者が105 Ma（小野、1985）の角閃石K-Ar年代が得られている。

緑色岩メランジュは更木西方、浦山地区の跡倉層の南側に狭長に分布し、南側の秩父帯と接する（牧本・竹内、1992）。アクチノ閃石岩が主体で跡倉層と接する部分に蛇紋岩化した超苦鉄質岩が狭く分布する（牧本・竹内、1992）。跡倉層の構造的下位に分布すると推

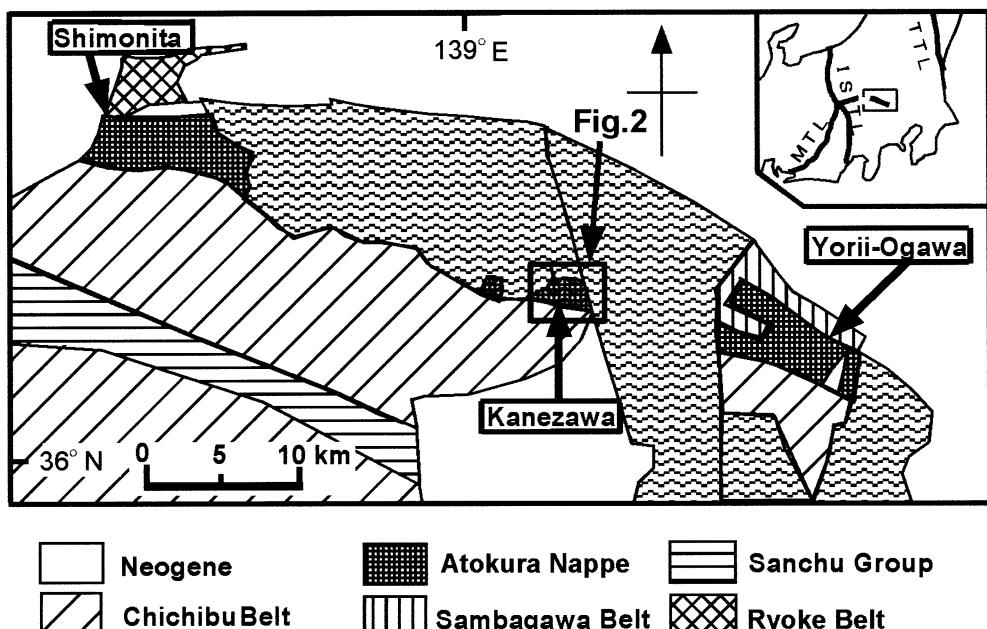


Fig. 1 Geological sketch map of the northeastern Kanto Mountains. Simplified from the Geological Sheet Map 1:200,000 "Nagano" (Nakano et al., 1998) and "Utsunomiya" (Sudo et al., 1990) of the Geological Survey of Japan.

MTL : Median Tectonic Line, ISTL : Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, TTL : Tanagura Tectonic Line.

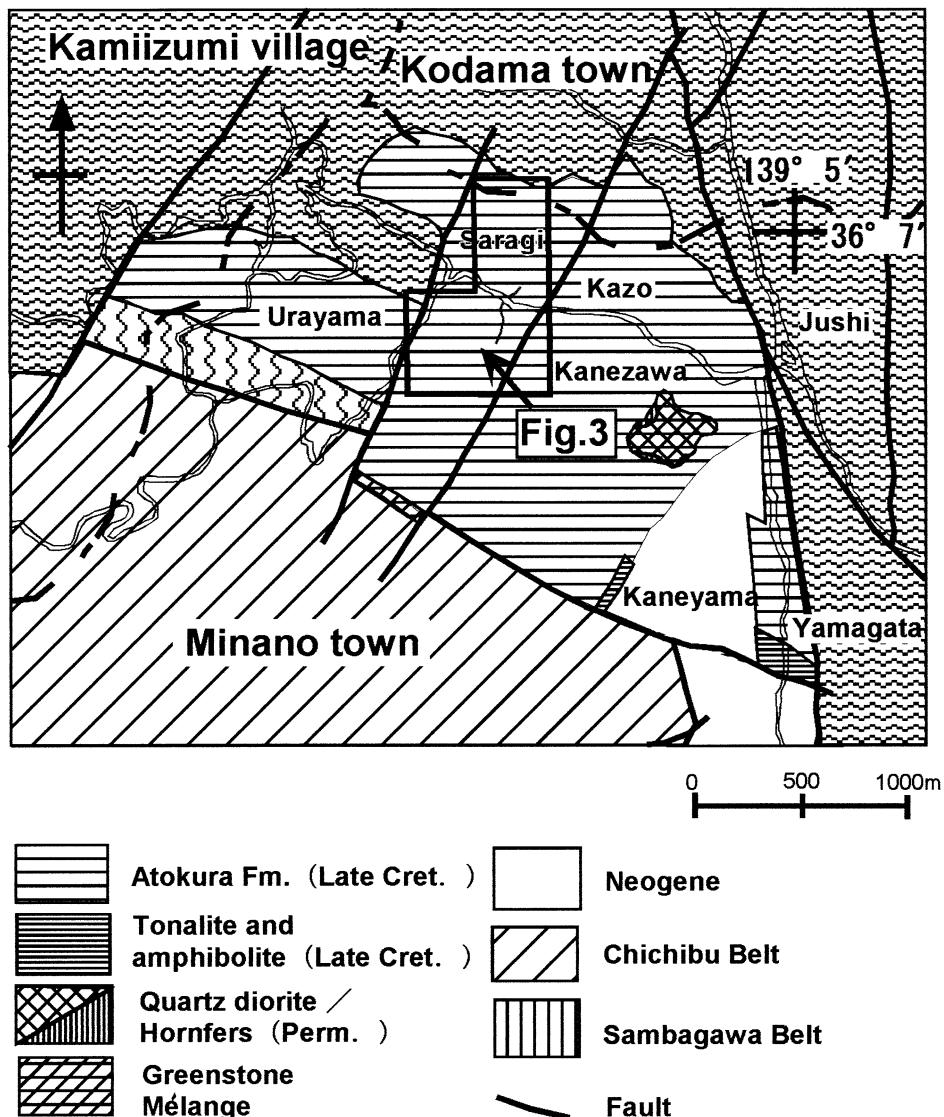


Fig. 2 Geological outline of the Takeyama Klippe in the Kanezawa area, the northeastern Kanto Mountains. Based on Makimoto and Takeuchi(1992).

定される御荷鉢緑色岩類は、玄武岩溶岩や火山性碎屑岩からなり泥質片岩・石灰質片岩をはさみ、南側に分布する秩父帯の地層は、緑色岩・チャート・石灰岩を含むジュラ紀の泥質混在岩からなる（牧本・竹内, 1992）。

調査地域の地質

方解石脈の変形双晶は、小山川に沿う林道更木線の南北に位置し南東側および北西側は断層で画される区域内において稼動中の碎石場内 (Fig. 3) の“跡倉層”にみられる。主としてメランジュ様泥質岩および熱水変質の産状を呈する砂岩に発達する。なお、地質・地質構造の記載は、方解石脈の変形双晶の産状を記述するため必要な範囲にとどめる。

岩相構成：本層の岩相については、Raymond (1984) のメランジュの分類を参考にして砂岩泥岩互層の破壊の程度を「coherent」、「broken」、「dismembered」に分類して評価した小林・大塚 (2002) の例を参考にし、当碎石場内の“跡倉層”を露頭規模では地層の構造がほぼ完全に保持されている整然層 (coherent formation)、分断されているものの地層の連続性は完全には失われていない破壊層 (broken formation)、地層の連続性は完全に断たれ砂岩が泥質岩中にブロックとして混在する混在層 (dismembered formation) (以降、記載用語として泥質混在岩を使用する) の三つに分けることとする (Fig. 4)。整然層は 100 m 程度、混在層は 10 m 規模、この二者を除く破壊層は 100 m 規模であるが量的には最も多く、付加体における層序単元の認定の分類基準に用

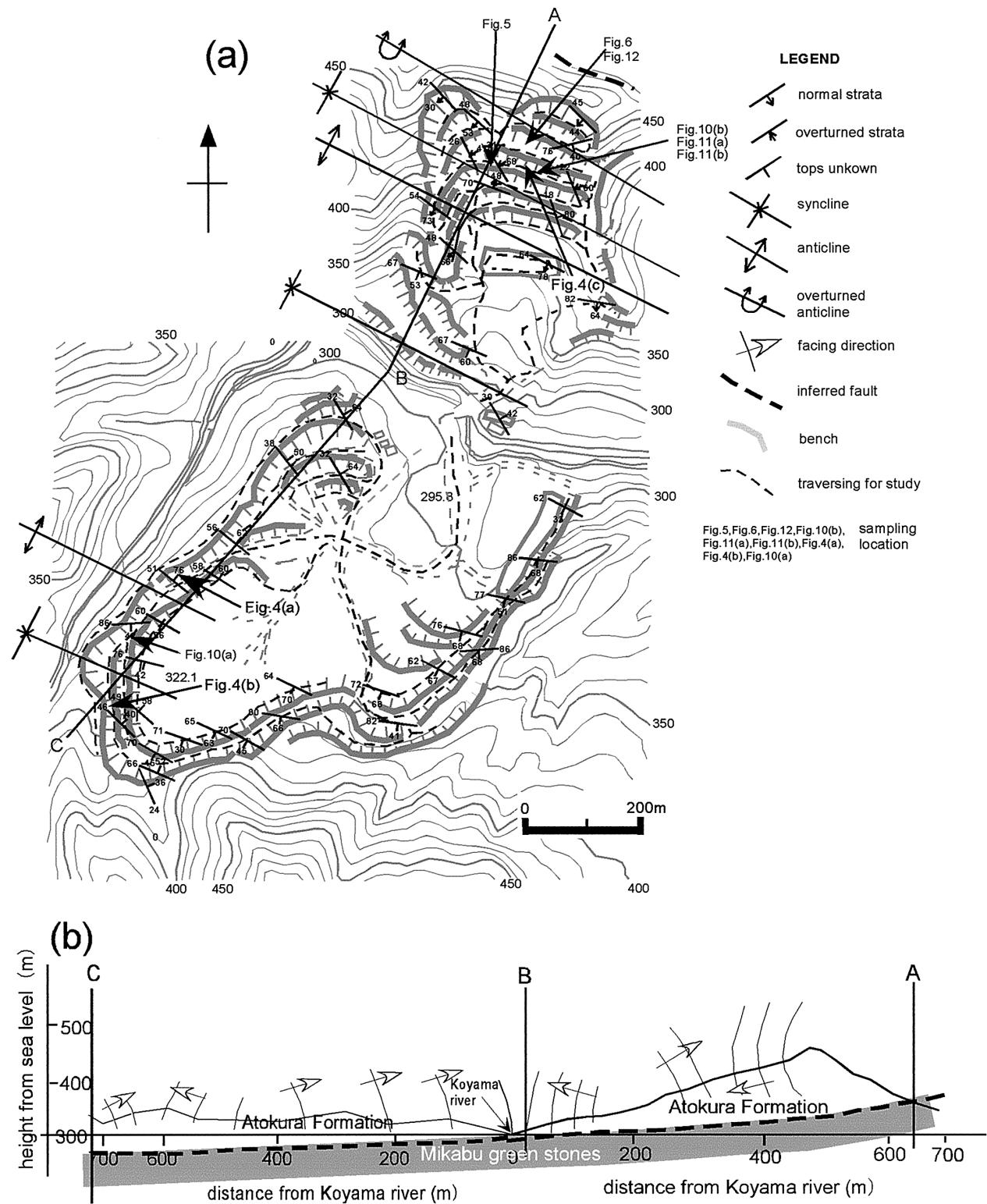


Fig. 3 Sampling locations of deformation twins in the north area of the quarry. (a) Structural data map. (b) Cross section along the A-B-C section.

いられる縮尺 1/50,000 の地質図において認識可能かどうかを考慮すると（中江, 2000），当碎石場内の“跡倉層”は全体としては破断層と記述するのが妥当と考えられる。

方解石脈変形双晶の発達する混在層をはさむ破断層は調査地域碎石場を貫く林道更木線の北部側に分布するので，主として北部側の岩相を記載する。また，方解石脈の変形双晶の観察される混在層の岩相の例を

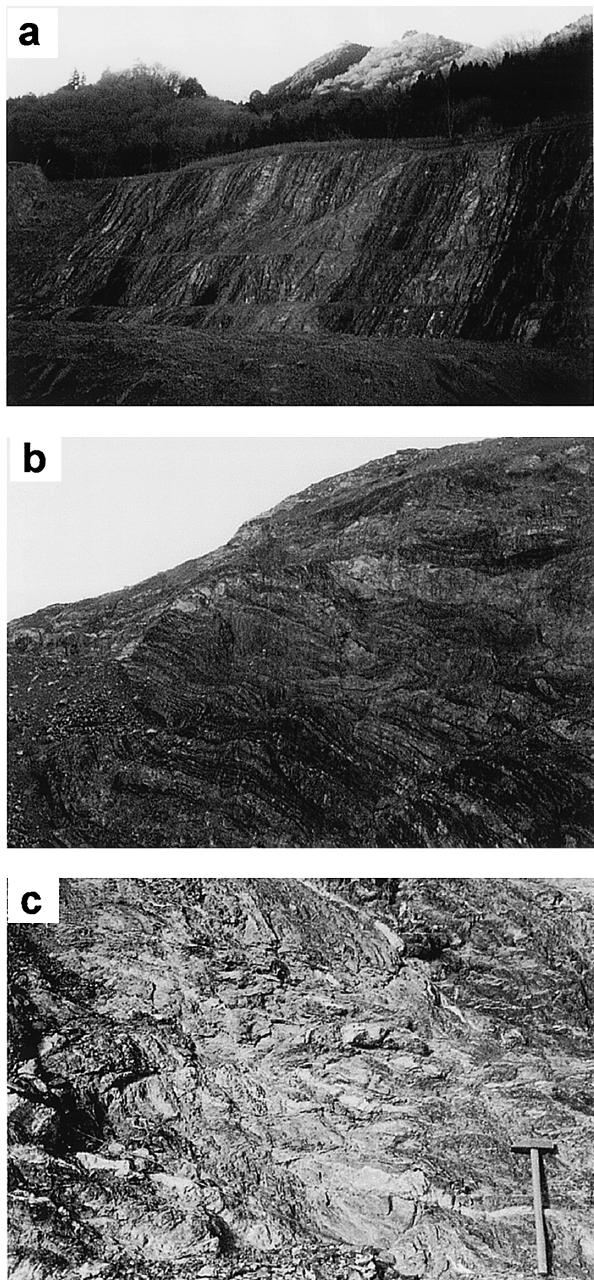


Fig. 4 Classification of rock facies in the “Atokura-Formation” of the Takeyama Klippe. (a) Coherent formation. (b) Broken formation. (c) Dismembered formation.

Fig. 4 c に示す。

概して，調査地域の“跡倉層”は級化成層をなすタービダイツ起源の含礫砂岩泥岩互層 (alternation of pebbly sandstone and mudstone) であるが，破壊の程度によって整然層 (Fig. 4 a) から滑り面で分断された破断層 (Fig. 4 b)，さらに砂岩岩片が分散する泥質混在岩からなる混在層 (Fig. 4 c) と泥質混在岩を伴う滑り面 (Fig. 5) からなる。前述したように整然層は連続せず混在層も分布域は狭い。互層が挟む泥岩は，剝離性に富む頁岩である。厚い泥岩層は稀であり，碎石場北部側の含礫砂岩泥岩互層分布域の上位の層厚約 3 m の泥岩層が存在する程度である。また，礫と礫が密着する礫岩の産状はみられない。

含礫砂岩の礫種は石英閃綠岩，花崗岩が多く，そのほか石灰岩，溶結凝灰岩，チャート，凝灰岩，砂岩，泥岩よりなる。礫径はほとんどが 40 cm 以下である。砂岩優勢含礫砂岩泥岩互層は下位の厚い含礫砂岩泥岩互層の含礫砂岩単層で 4 m～10 cm，泥岩単層で 20 cm～5 mm，含礫砂岩泥岩の厚さの比が 5 : 1 以上の含礫砂岩優勢である。上位の含礫砂岩泥岩互層の含礫砂岩単層で 1 m～10 cm，泥岩単層で 10～1 cm，含礫砂岩

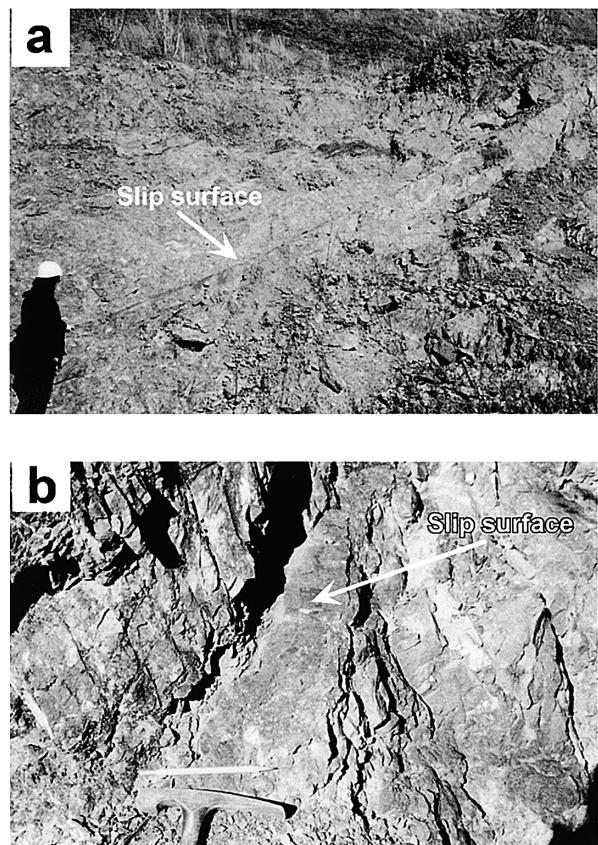


Fig. 5 Slip surface in the dismembered formation of the “Atokura Formation”. (a) Whole view of the slip surface. (b) Close up view of the slip surface.

泥岩の厚さの比が2:1以上の含礫砂岩優勢である。

碎石場北部側の転倒背斜、正立背斜部分に下位の厚い含礫砂岩（厚さ約4m～10cm）泥岩（厚さ約20cm～5mm）互層が分布し、南側の正立背斜部分にも下位の厚い含礫砂岩泥岩互層が分布するが、碎石場南部側は正立向斜部分には露出する上位の層厚幅1m以下の含礫砂岩と幅10cm以下の泥岩の互層であり、碎石場北部側の転倒背斜をなす部分と碎石場南部側の正立向斜をなす部分とでは含礫砂岩と泥岩の厚さに差がある。

碎石場北部側の北側の転倒背斜と整然層の傾斜から算定した見かけの層厚は、下位の含礫砂岩泥岩互層が約300m、上位の含礫砂岩泥岩互層を約450mと見積もることができる。

混在層には砂岩ブロックが変形し、露頭規模の小構造として引きずり褶曲、膨縮構造、スランプ褶曲などの未～固結以前の変形組織がみられる（近重・小坂、2002）。これらの変形は調査地域全体に存在する。これらの変形構造については、別途報告する予定であり、ここでは省略する。

褶曲：碎石場の林道更木線北側の鉱区内には北側に北傾斜・南上位の逆転層の南側に北傾斜・北上位の正常層があり、この逆転層と正常層の境界から北側に南フェルゲンツの転倒背斜が存在する（Fig. 3）。さらに転倒背斜から南約200mに正立背斜、その南約250mに正立向斜がある（Fig. 3）。碎石場の林道更木線南側の鉱区内には北側の鉱区内南端の正立向斜からその南約500mに正立背斜、さらに南約130mに正立向斜が存在する（Fig. 3）。当碎石場南部・北部の鉱区内を通して1転倒背斜・2正立背斜・3正立向斜（3背斜、3向斜）を形成している（Fig. 3）。

すべり面：褶曲軸に平行な層理面が露出する調査地北部側の露頭には、破断層内部および整然層と破断層の境界に上盤がtop-to-the-southwestの移動を示す未固結時の低角すべり面がいくつかみられる。すべり面は密着し、断層角礫や断層ガウジのような脆性破壊の産状はみられず、境界面には流動化した細礫が泥質岩に混在した粥状泥質混在岩を伴い、すべり面にはスリッケンラインのような引きずり痕が見られる（Fig. 5b）。すべり面の多くは熱水変質を受けている。

“跡倉層”と御荷鉢緑色岩類の境界断層：当地域内には“跡倉層”・御荷鉢緑色岩類の明瞭な境界断層は露出していないが、採石場北方の山腹北側斜面に位置する児玉町横畠地区と西南地区の境の林道を西方約500m地点から踏み跡をたどり南西に約270mに入った標高約250～300m地点で、転石から判断して岩相が三波川帯御荷鉢緑色岩類から“跡倉層”含礫砂岩に変わることから、この近辺が境界断層、あるいはすべり面が推定され、少なくともこの境界の上位に“跡倉層”含礫砂岩、下位に御荷鉢緑色岩類が存在すること

は確かである。

熱水変質：“跡倉層”には、整然層、破断層、泥質岩基質に取り込まれた含礫砂岩、および泥質岩自体にも厚さ1mm以下の細い白色の鉱物脈を伴い、泥質岩基質に取り込まれた含礫砂岩のブロックには厚さ数mm以上の鉱物脈、破断層には部分的にパッチ状の変質が観察され（Fig. 6）、これらの産状から熱水変質作用の存在が明らかになっている（近重・小坂、2002）。熱水変質作用は、調査地の北部側、南部側いずれにも

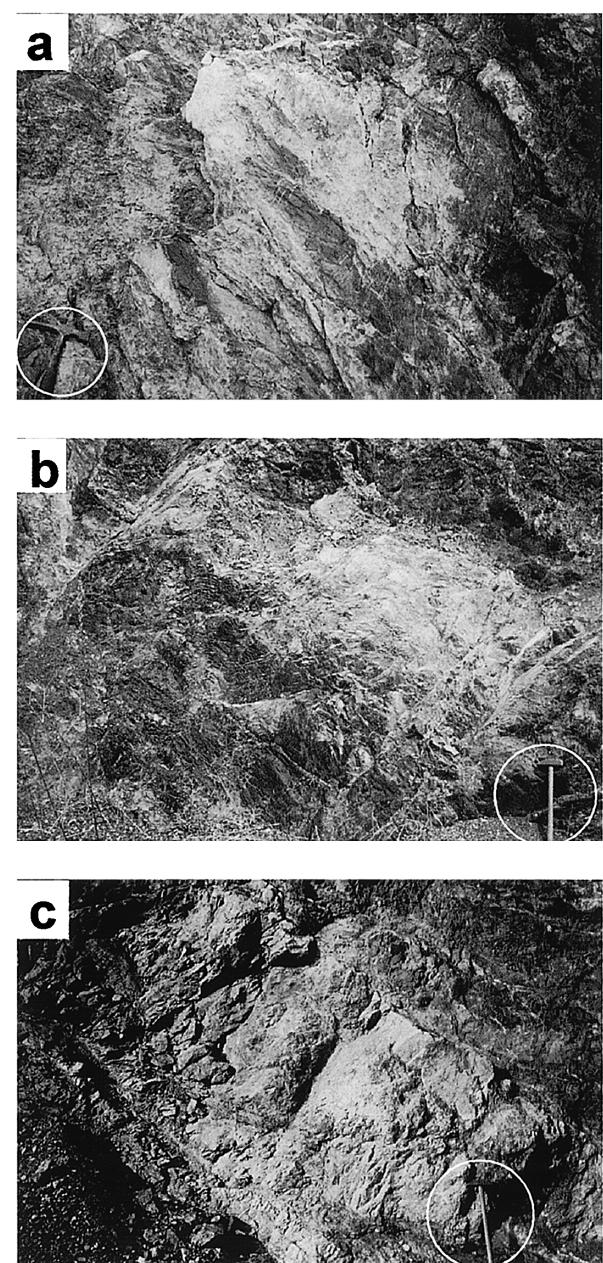


Fig. 6 Occurrence of hydrothermally altered pebbly sandstones and mudstone matrix of dismembered rocks.
(a) Hydrothermally altered pebbly sandstones.
(b), (c) Mudstone matrix of dismembered rocks.

みられる。

これらの鉱物脈は、露頭規模では幅数 mm 以上の比較的厚い方解石脈と幅 1 mm 程度以下の薄い石英脈および方解石脈を形成している (Fig. 6 b). また、鏡下では幅 0.1 mm 程度の薄い石英脈が泥質岩中に取り込まれた泥岩岩片に観察され、一方幅 0.1~0.5 mm の方解石脈は泥質岩基質およびこれに取り込まれた泥岩岩片とともに石英脈を切る産状を呈する (Fig. 7).

方解石脈の産状と変形双晶

混在層では泥質岩基質に接する砂岩ブロック内において、砂岩ブロックの長軸に高角に斜交する（ほぼ直交する）小断裂に方解石脈が充填し、砂岩ブロックが変質する産状を示す (Fig. 6 b). 混在層およびそれと接する破断層の間では、破断層の砂岩中方解石脈は砂岩中にとどまり (Fig. 8 a), 混在層にも脈状、あるいは細い網目状の方解石脈が存在するが、破断層の砂岩には達していない (Fig. 8 b).

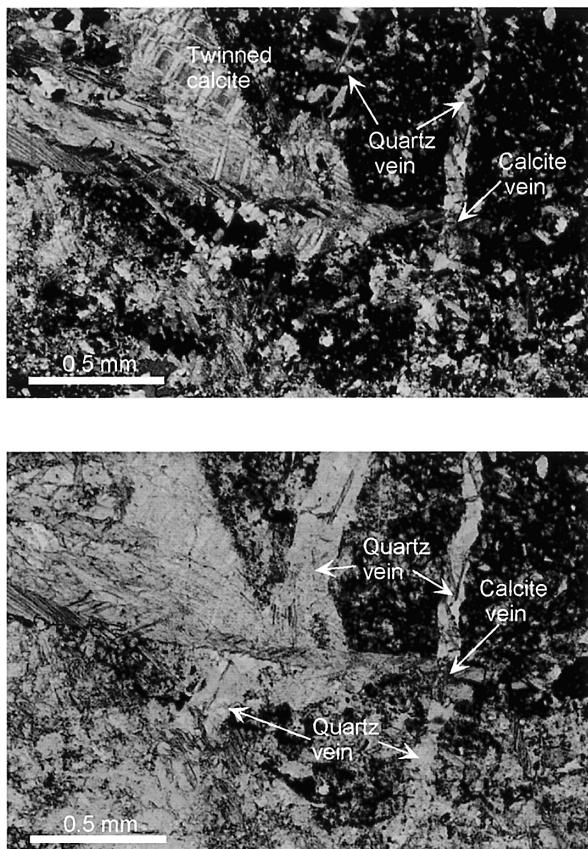


Fig. 7 Photomicrographs showing the relation between quartz veins and calcite veins in the sample Ta-6. Earlier-formed quartz veins are cut by later-formed calcite veins in the muddy matrix of the dismembered rocks. Upper (Crossed nicols), lower (Plane-polarized light).

破断層の熱水変質を受けている砂岩および混在層の泥質岩基質と砂岩岩片には、微細粒子状方解石と変形双晶を伴う短冊～針状の方解石粒子が共存し、このほかに交差する 2 方向の双晶からなる変形双晶を伴う方解石脈の発達が顕著である。以下に、その産状を述べる。

(1) 微細粒子状方解石と変形双晶を伴う短冊～針状の方解石粒子

破断層の熱水変質を受けている砂岩には、鏡下では比較的細粒の石英粒子とともに長さ $10\text{ }\mu\text{m}$ 以下の微細粒子状方解石が基質中に分散し、 $20\text{ }\mu\text{m} \times 200\text{ }\mu\text{m}$ 以下の変形双晶を伴う短冊～針状の方解石粒子と共に存する産状を示す (Fig. 9, Ta-2).

(2) 方解石脈の変形双晶

前述したように、方解石は露頭規模では幅数 mm 以上の比較的厚い方解石脈と幅 1 mm 程度以下の薄い方解石脈を形成している (Fig. 6). これらの方解石脈は普遍的に変形双晶を伴っている。

(2-1) 典型的な熱水変質の産状を示す砂岩にみられる変形双晶 (Fig. 10 a)

0.5 mm 程度の厚さの 2 種類の交差する双晶が発達し、Burkhard (1993) による変形双晶の形態から厚さ $\gg 1\text{ }\mu\text{m}$ の type II, あるいは湾曲する双晶を考慮すると type III に相当し、温度は $150\sim 300^\circ\text{C}$, あるいは $>200^\circ\text{C}$, 2 種類の双晶の平均 twin density は $63/\text{mm}$ である。

(2-2) 泥質混在岩の砂岩ブロックにみられるキンクを伴う厚い変形双晶 (Fig. 10 b)

$800\text{ }\mu\text{m}$ 程度の厚い方解石脈に 2 種類の交差する双晶が発達し、その一方はキンクを伴っている。Burkhard (1993) による変形双晶の形態から厚さ $>5\text{ }\mu\text{m}$ の type III に相当し、温度は $>200^\circ\text{C}$, 2 種類の双晶の平均 twin density は $77/\text{mm}$ である。石英粒子には波動消光、変形ラメラ、亜粒がみられる。

(2-3) 質混在岩泥質基質中の多角形の方解石結晶

($800\text{ }\mu\text{m} \times 500\text{ }\mu\text{m}$) からなる $1,000\text{ }\mu\text{m}$ を超える厚い方解石脈 (Fig. 11 a) には 2 種類の交差する、厚さ $>5\text{ }\mu\text{m}$ の type II の変形双晶が発達し、泥質基質中の石英粒子には波動消光、変形ラメラがみられる。

(2-4) 質混在岩中の砂岩ブロックに $500\text{ }\mu\text{m}$ 程度の厚い方解石脈 (Fig. 11 b)

厚さ $>5\text{ }\mu\text{m}$ のやや湾曲する双晶とこれに交差する双晶からなる type III の変形双晶が形成され、温度は $>200^\circ\text{C}$, 2 種類の双晶の平均 twin density は $67/\text{mm}$ である。石英粒子には波動消光、変形ラメラ、亜粒がみられる。

(2-5) 泥質混在岩泥質基質中に帯状の波動消光を示す石英粒子を切る厚さ $15\text{ }\mu\text{m}$ 程度の方解石脈 (Fig. 12)

2 種類の交差する双晶が発達し厚さ $>5\text{ }\mu\text{m}$ の type II の変形双晶が発達し、温度は $150\sim 300^\circ\text{C}$, 2 種類の

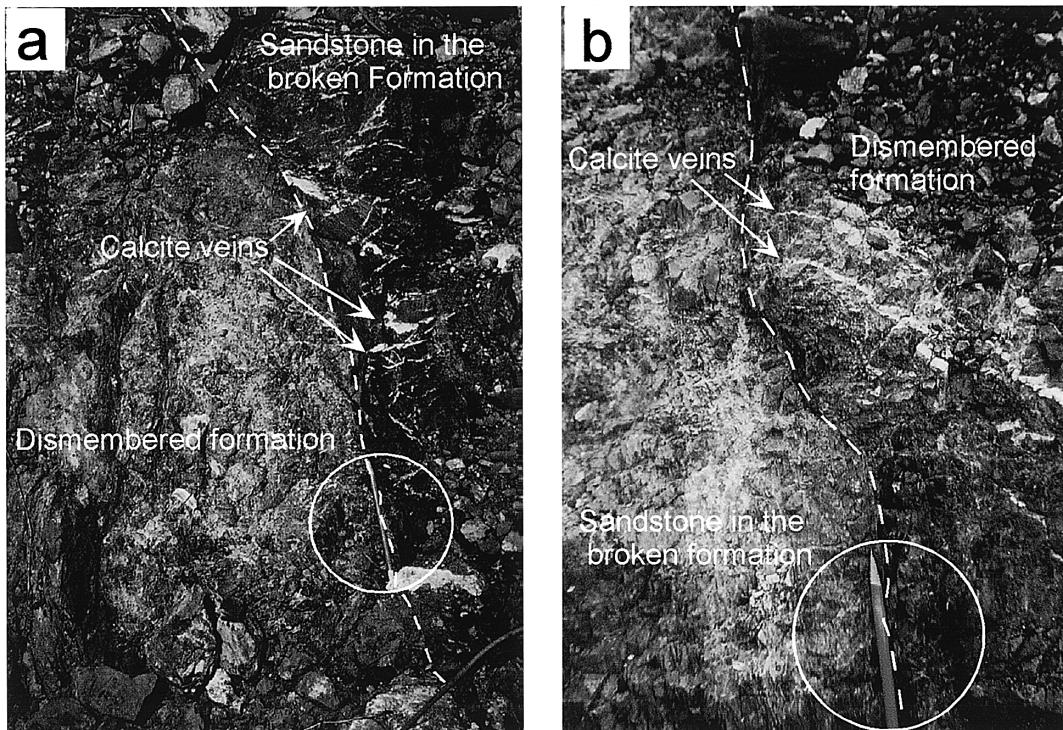
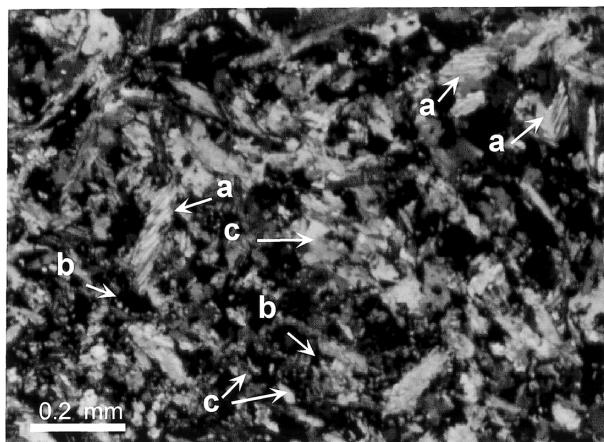


Fig. 8 Occurrence of calcite veins developed in the "Atokura Formation". (a) Calcite veins cut sandstone in the broken formation and are limited within sandstone. (b) Calcite veins cut the dismembered formation and are limited within the dismembered formation. Pencil in circle for scale (white dot lines indicate the boundary between the broken formation and the dismembered formation).



a : Twinned calcite grain
 b : Small size calcite grains
 c : Quartz grains

Fig. 9 Calcite grains in the hydrothermally altered sandstone in the broken formation of the "Atokura Formation". Crossed nicols.

双晶の平均 twin density は 66/mm である。泥質基質中の石英粒子には波動消光、変形ラメラがみられる (Fig. 12)。混在岩中の砂岩ブロックの石英粒子には、帯状の波動消光が顕著で変形ラメラ、亜粒がみられる。

変形双晶とその変形温度および形成時の差応力

方解石の変形双晶は、c 軸と斜交する三つの [e] 面に沿って約 10 MPa の臨界せん断応力の下で起こる結晶内変形機構によるもので、変形双晶の形・幅などの幾何学的形態が変形温度の指標になることが知られている (Ferrill, 1991; Burkhard, 1993 など)。また、Rowe and Rutter (1990) によって方解石の変形双晶の双晶数/mm、双晶の%体積と変形双晶の形成に関する差応力の関係が天然の石灰岩について実験的に較正され、方解石の変形双晶に基づく差応力計が提起されている。Rowe and Rutter (1990) によって見込まれている ±43 MPa の誤差（標準偏差）を考慮する必要があるが、変形温度 200~300°C で中程度に変形した方解石について変形に関与した差応力の指標になることが知られている (Burkhard, 1993)。

以上の知見を基に、当地域の“跡倉層”に産出する方解石脈中の変形双晶の変形温度と変形をもたらした差応力のおおよその値を見積もることが可能と考えられる。そこで、差応力に関係するパラメータとして Rowe and Rutter (1990) に従って Twin density として No. of twins/mm をとり、No. of twins/mm の測定は Ferrill (1991) の例にならい薄片における交差

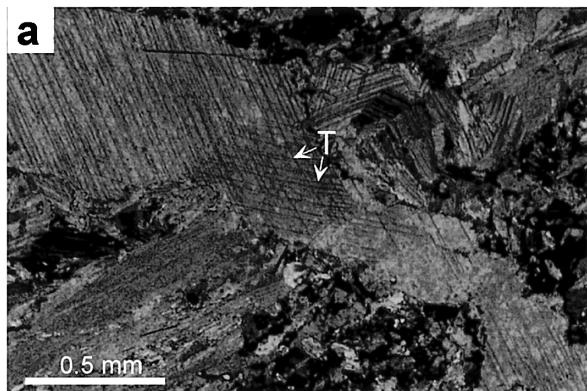


Fig. 10 Photomicrographs of calcite twinned twins (1) (mechanical e-twinning of calcite, dark lines indicated by arrows labeled T). (a) Twinned twins in the sample Ta-2 showing the twin density 63/mm. (b) Twinned twins in the sample Ta-3 showing the twin density 77/mm. Upper (Crossed nicols), lower (Crossed nicols).

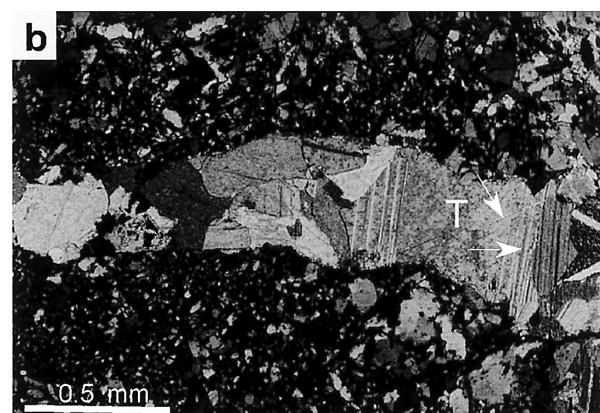
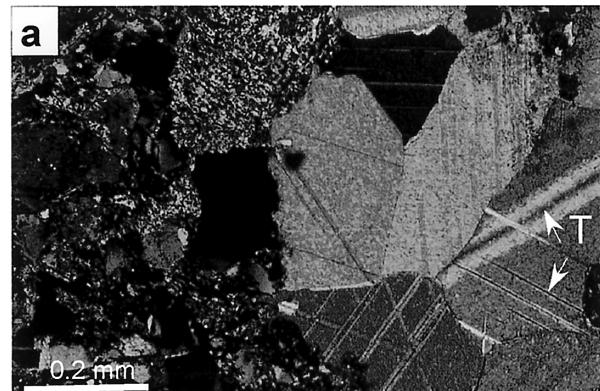


Fig. 11 Photomicrographs of calcite twinned twins (2) (mechanical e-twinning of calcite, dark lines indicated by arrows labeled T). (a) Twinned twins in the sample Ta-4 showing the twin density 70/mm. (b) Twinned twins in the sample Ta-5 showing the twin density 67/mm. Upper (Crossed nicols), lower (Crossed nicols).

する2種類の双晶の平均をとった。その一つの例をFig. 10 a, 10 bに示す。なお、測定は、まず薄片における見掛けの双晶数/mmを求め、次にステージの上下微動距離と双晶面の水平移動距離との関係に基づいて薄片上面と双晶面との角度を求めて、眞の双晶面に直交する双晶数/mmに換算した。薄片上面と双晶面との角度は、78°から最小でも65°程度であった。

Table 1に6個所の試料採取場所から得た岩石薄片で測定した Twin density (No. of twins/mm) と Burkhard (1993) による変形双晶の形態に対応する温度 (°C)，およびRowe and Rutter (1990) によって得られた Twin density と差応力の関係を示した図 (Rowe and Rutter (1990) の Fig. 9) に示された実験式から得た差応力を示す。

Table 1から、変形温度は150～300°C，あるいは200°C以上、推定される差応力は210～285 MPa (± 43 MPa) が得られ、天然の変形した石灰岩の差応力に対応する範囲に含まれている。

なお、変形温度としてはBurkhard (1993) による変形双晶の形態から type II・type IIIの共通範囲をとって200°C～300°C程度とすることができる。

考 察

(1) 変形双晶の産状からみた変形温度と変形時差応力

Burkhard (1993) による変形双晶の形態に対応する形成温度 (°C)，およびRowe and Rutter (1990) によって得られた Twin density と差応力の関係を示す実験式から、変形温度は200～300°C，差応力は210～285 MPa (± 43 MPa) と推定されたが、これらは天然の変形した石灰岩に対する結果を適用したものであるので、これを泥質混在岩中に形成された方解石脈に適用することの妥当性を検討する。

変形岩には変形時の局所的な割目・開口に周囲と同一，または異なる鉱物が析出してファイバー状結晶や等粒状結晶の集合体が形成され壁岩との鉱物構成に

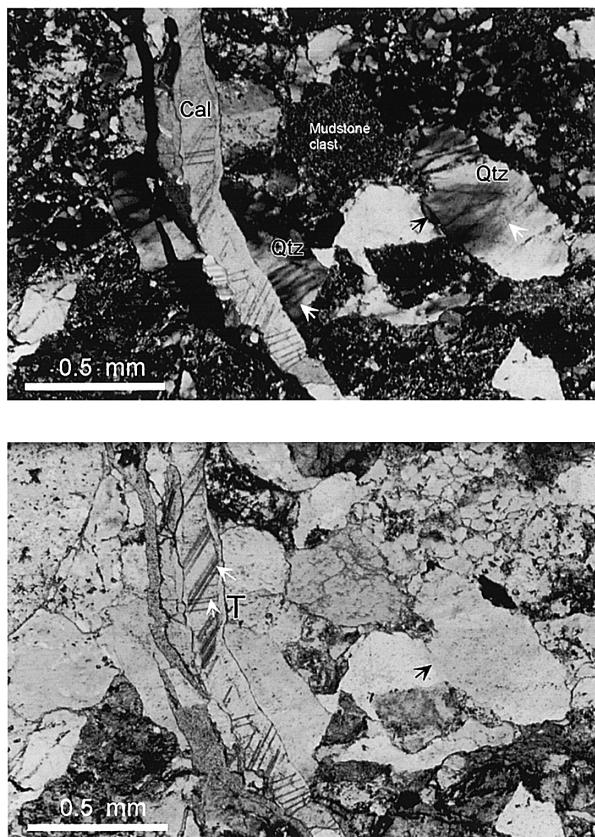


Fig. 12 Photomicrographs of calcite veins with twinned twins in the sample Ta-6. Band-like undulatory extinction (indicated by white arrows), sub-grains (indicated by black arrows) in quartz grains and twinned twins (dark lines indicated by arrows labeled T) in calcite veins are observed. Upper (Crossed nicols), lower (Plane-polarized light).

よってシントキシャル脈、アンチタキシャル脈が形成されることはよく知られている (Ramsay and Huber, 1983). Burkhard (1993) の示す天然の石灰岩における変形双晶の薄片写真 (Burkhard (1993) における Fig. 7 b, 7 c および Fig. 9 b) から、これらの方解石脈は微小質石灰岩中の開口に析出したアンチタキシャル脈に形成されたものもあることが分かる。一方、当地域の“跡倉層”の泥質混在岩中に形成された方解石脈はアンチタキシャル脈である。

当地域の方解石脈変形双晶の変形温度 200~300°C はブドウ石-パンペリー石相（以下 P-P 相）の温度に対応し (Liou et al., 1987 など), 寄居-小川地域の跡倉層相当層板谷層ではブドウ石、パンペリー石が存在し P-P 相の変成作用を受けていることから (平島, 1984), 当地域の“跡倉層”的方解石脈も P-P 相の変成を受けていると考えられる。

Rowe and Rutter (1990) の差応力計は、中程度に変形を被ったブドウ石-パンペリー石相のアンキ帯 (200~300°C) の石灰岩に適用するのが適当とされていることや変形双晶の形態がスイス西部の Helvetic nappes の変形双晶の観察に基づいていることを勘案すると (Burkhard, 1993), ブドウ石-パンペリー石相の変成作用を受けている可能性が高く同じような温度・圧力条件下にあったと推定される当地域の“跡倉層”的泥質混在岩の方解石変形双晶については、少なくとも変形温度・変形をもたらした差応力の見積もりに Rowe and Rutter (1990) の差応力計を適用するこ

Table 1 Measurements of twin density (No. of twins/mm) and the differential stress values estimated based on the results of Rowe and Rutter (1990).

Sample No.	Types of twins	Deformation temperature (°C)	No. of twins/mm	$\log_{10}(\text{No. of twins/mm})$	Estimated differential stress(MPa)* ⁽¹⁾
Ta-1-1	Type II	150~300	64	1.81	260
Ta-1-2	"	"	45	1.65	230
Ta-2-1	Type II	150~300	63	1.80	256
Ta-2-2	"	"	49	1.70	239
Ta-3-1	Type III	200~	57	1.76	249
Ta-3-2	"	"	91	1.96	285
Ta-3-3	"	"	90	1.95	282
Ta-3-4	"	"	77	1.89	271
Ta-4-1	Type II	150~300	70	1.85	260
Ta-4-2	"	"	80	1.90	280
Ta-5-1	Type III	200~	67	1.83	260
Ta-5-2	"	"	36	1.56	210
Ta-6-1	Type II	150~300	66	1.82	259

$$*(1) \sigma = -52.0 + 117.1 \log_{10} D \ (\pm 43) \text{ MPa} \ (\text{Rowe and Rutter, 1990})$$

, where $D = \text{No. of twins/mm}$

$\sigma = \text{Estimated differential stress (MPa)}$

とには意味があると考えられる。

スペイン北部の前縁褶曲・衝上断層帯・Cantabrian thrust 帯の Somiedo Nappe, Esla Nappe の変形双晶の 23~79 twins/mm に対する差応力の範囲はおよそ 180~275 MPa (Rowe and Rutter, 1990), 東部スイス Helvetic 帯の Helvetic Nappe の差応力は 190~400 MPa (Pfiffner, 1982), 当地域の“跡倉層”的泥質混在岩における方解石変形双晶の範囲 (210~285 MPa) はこれらのナップの受けた差応力に匹敵する。

したがって、岳山クリッペの“跡倉層”には最大 105~143 MPa 程度のせん断応力が作用したことは確かであると考えられる。

下仁田地域の跡倉層において石英の共役雁行脈の解析から求められている正立褶曲群形成後期にあったと推定される古応力軸方向（最大主応力軸が北西-南東～北北東-南南西方向でほぼ水平）(新井, 2002)との関係を含めて、当地域における古応力場の復元は今後の課題である。

(2) 当地域“跡倉層”的受けた変成作用からみた変成場

寄居-小川地域の跡倉層相当層・栃谷層では P-P 相の変成作用を受けていること (平島, 1984), および P-P 相の温度・圧力は 200~320°C・130~210 MPa 程度であり (Liou et al., 1987 など), 変形双晶の形態から推定した変形温度はこの範囲に重なることから、当地域の“跡倉層”も P-P 相の変成を受けていると考えられる。

当地域の“跡倉層”は、上盤が top-to-the-southwest の移動方向を示す低角すべり面を伴う海底地すべり堆積物と考えられ (近重・小坂, 2002), 海底地すべり堆積物が続成から弱変成の過程で P-P 相の変成を受けたとするのが妥当である。

堆積岩では 24.4 MPa/km の自荷重压を考慮すると、P-P 相の変成を受ける埋没深度は 5.3~8.6 km 程度と考えられる。岳山クリッペ“跡倉層”は現在御荷鉢緑色岩類の構造的上位に 100 m 程度の厚さ、幅 5 km 以下、側方に 10 km 程度のクリッペが残存するのみであるが、変成を受けた時期には厚さが数 1,000 m、側方に数 10 km にも及ぶ巨大な地質体であったと考えられ、既に付加された部分を覆う前弧海盆、あるいは海溝陸側斜面での堆積体が想定される。ただし、この巨大な地質体は“跡倉層”単独ではなく、金勝山石英閃緑岩が南北方向に移動し“跡倉層”的上位に定置したこと (高木・藤森, 1989; 新井ほか, 2000) を勘案すると、“跡倉層”に金勝山石英閃緑岩が重なった地質体であった可能性もある。

なお、当地域の東方に位置する跡倉層相当層・栃谷層の上盤が top-to-the-northeast に向かう基底断層の

運動センス (近重, 2000) を考慮して、同様の移動方向を想定すると、海底地すべり堆積体は現在地の南西方の秩父帶北帶で再堆積してそこで P-P 相の変成を受けその後に基底断層の活動によって北東方向に移動し御荷鉢緑色岩類の上位に定置したと考えられる。

また、方解石脈中の変形双晶は、変形温度と同時に大きな差応力を受ける必要のあることを勘案すると、上盤が top-to-the-southwest の移動方向を示す海底地すべり堆積物の段階では P-P 相の温度条件下にあることは考えにくいので、海底地すべり堆積物の再堆積後 P-P 相の温度条件下で大きな差応力を受けて形成されたと考えられ、その形成には基底断層の活動に関連した可能性がある。

ま と め

(1) 岳山クリッペを構成する“跡倉層”的メランジュ様泥質混在岩中方解石脈に発達する変形双晶の形態から、その形成温度は 200°C~300°C 程度と推定される。寄居-小川地域の“跡倉層”が P-P 相の変成を受けていることから、当地域の“跡倉層”も P-P 相の変成を受けていると考えられる。

(2) 方解石変形双晶の Twin density と差応力の関係を示す実験式 (Rowe and Rutter, 1990) から推定される差応力は 210~285 MPa (± 43 MPa) であることから、岳山ナップの形成過程で最大 105~143 MPa 程度のせん断応力が作用し“跡倉層”を変形させたと考えられる。この値は Helvetic Nappe その他で推定されている値に匹敵する。

(3) 当地域の“跡倉層”は、海底地すべり堆積物が続成から弱変成の過程で、埋没深度数 km における埋没変成作用によって P-P 相の変成を受けたと考えられ、その変成場は、秩父帶北帶を覆う前弧海盆、あるいは海溝陸側斜面での堆積体が想定される。当地域でも当地域の東方に近接する跡倉層相当層・栃谷層の上盤 top-to-the-northeast に向かう基底断層の運動センスを想定すると、海底地すべり堆積体は現在地の南方の秩父帶北帶で再堆積してそこで P-P 相の変成を受け、その後に基底断層の活動によって北東方に移動し御荷鉢緑色岩類の上位に定置したこと示唆している。

(4) 方解石脈中の変形双晶の形成には変形温度と同時に大きな差応力を受ける必要のあることを勘案すると、P-P 相の温度条件下で大きな差応力を受けたと考えられ、基底断層の活動に関連した可能性がある。

謝 辞

本研究を進めるに当たり上武産業(株)の関係者の方々には同社碎石場内の調査にご理解・ご協力をいただいた。新潟大学大学院自然科学研究科小林健太博士

には査読を通して原稿の改善に有益なご教示、ご意見をいただいた。以上の方々に深く感謝の意を表する。本研究の費用の一部は、平成14・15年度日本大学文理学部個人研究費によった。

文 献

- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細矢 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・金 今照・高橋 利・高橋武夫・武井覗朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一, 1963, 群馬県下仁田町の跡倉礫岩を中心とする地質学的研究. 地球科学, no. 64, 18-31.
- 新井宏嘉, 2002, 雁行脈を用いた関東山地跡倉層中の古応力場解析. 地質雑, **108**, 575-590.
- 新井宏嘉・小林健太・淡路動太・高木秀雄, 2000, 跡倉ナップに累重する金勝山ナップの運動像. 日本地質学会第107年学術大会演旨, 119.
- Burkhard, M., 1993, Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime : a review, Jour. Struct. Geol., **15**, 351-368.
- 近重史朗, 2000, 関東山地北東縁部上部白亜系栎谷層の褶曲構造と基底断層. 構造地質, No. 44, 33-45.
- 近重史朗・小坂和夫, 2002, 関東山地北東部岳山クリッペを構成する“跡倉層”の未固結時変形と熱水変質, 日本地質学会第109年学術大会演旨, 236.
- Ferrill, D.A., 1991, Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. Jour. Struct. Geol., **13**, 667-676.
- 藤本治義・渡部景隆・沢 秀生, 1953, 関東山地北部の推し被せ構造. 秩父自然科博研報, no. 4, 1-41.
- 平島崇男, 1984, 関東山地北東部, 寄居地域の緑色岩 メランジュ. 地質雑, **90**, 629-642.
- 飯島治男, 1964, 女岳・男岳付近のいわゆる跡倉層について(第1報). 秩父自然科博研報, No. 12, 29-35.
- 小林祐哉・大塚 勉, 2002, 変形構造とイライト結晶度からみた美濃帯左門岳ユニットの形成過程. 地質雑, **108**, 59-73.
- Liou, J.G., Maruyama, S. and Cho, M., 1987, Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies. In Frey, M. eds., *Low Temperature Metamorphism*. Blackie, 59-113.
- 牧本 博・竹内圭史, 1992, 寄居地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136 p.
- 中江 訓, 2000, 付加複合体の区分法と付加体地質学における構造層序概念の有効性. 地質学論集, no. 55, 1-15.
- 中野 俊・竹内圭史・加藤碩一・酒井 彰・濱崎聰志・広島俊男・駒澤正夫, 1998, 20万分の1地質図幅「長野」. 地質調査所.
- 小野 晃, 1985, 関東山地皆野町の角閃岩相の变成岩類とK-Ar年代. 地質雑, **91**, 19-25.
- Pfiffner, O. A., 1982, Determination mechanisms and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps. Jour. Struct. Geol., **4**, 429-442.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1983, The techniques of modern structural geology, volume 1 : strain analysis. Academic Press, London, 307 p.
- Raymond, L.A., 1984, Classification of mélange. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., no. 198, 7-20.
- Rowe, K.J. and Rutter, E.H., 1990, Paleostress estimation using calcite twinning : experimental calibration and application to nature. Jour. Struct. Geol., **12**, 1-18.
- 埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会, 1995, 関東山地の中・古生界研究の現状と課題. 地球科学, **49**, 271-291.
- 須藤定久・牧本 博・秦 光男・宇野沢 昭・滝沢文教・坂本 亨・駒澤正夫・広島俊男, 1990, 20万分の1地質図幅「宇都宮」. 地質調査所.
- 高木秀雄・藤森秀彦, 1989, 関東山地北縁部の異地性花崗岩体. 地質雑, **95**, 663-685.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂・藤森秀彦, 1989, 関東山地北縁部の花崗岩類のK-Ar年代. 地質雑, **95**, 369-380.