

中部地方中央構造線に伴う断層破碎岩類の 変形・変質様式と断層活動史

Mode of cataclastic deformation and hydrothermal alteration of the fault rocks and history of fault activity along the Median Tectonic Line, central Japan

田中秀実*・高木秀雄**・井上 良***
Hidemi Tanaka*, Hideo Takagi** and Makoto Inoue***

Abstract: This paper describes mode of deformation and hydrothermal alteration of brittle fault rocks (fault gouge and cataclasite) distributed along the NS trending Median Tectonic Line (MTL) in the Kashio area, central Japan and discusses the sequence of deformation and hydrothermal alteration. Following four stages of MTL fault activities are recognized.

(1) At first stage (Akaishi Phase: 27~15Ma), MTL was overprinted by a brittle left-lateral fault movement of the N-S trending Akaishi Tectonic Line, branching southward from the MTL.

(2) At second stage around 12Ma, hydrothermal alteration along the fault took place accompanying by an extensional fault activity together with intrusions of felsite dykes. XRD and acid dissolution analysis reveal that the hydrothermal minerals in the fault gouges are composed mainly of I/S mixed-layer (R_3 and R_1) minerals and kaolinite, indicating that the alteration had been taken place under low temperature at about 100 to 150°C and weakly acidic conditions.

(3) The third stage of deformation was characterized by conjugate shear fractures formed under E-W compression perpendicular to the steeply dipping foliation of fault rocks.

(4) Evidence of the fourth stage of deformation comes from the field observation. The whole fault zone, including cataclasite zone (10~300m in width) and fault gouge zone (5m ±), is cut by minor reverse faults trending NE-SW and dipping south.

Key words: Median Tectonic Line, fault rocks, fault gouge, conjugate faults, hydrothermal alteration, Kashio area

1996年1月11日受付。1996年2月9日受理。

*愛媛大学理学部生物地球圏科学科

Department of Bios and Geospheric Sciences, Faculty of Science, Ehime University, Matsuyama 790, Japan

**早稲田大学教育学部地学教室

Institute of Earth Science, School of Education, Waseda University, Shinjuku, Tokyo 169-50, Japan

***大林組(株) Obayashi Co., Hongo 2-2-9, Bunkyo-ku, Tokyo 113, Japan

はじめに

近年、断層破碎岩類に含まれる熱水性鉱物の同位体年代から断層活動の年代を解析する方法が各地の大断層に適用されるようになり、断層運動のステージ区分が精密化されるとともに、各運動ステージに年代値を対応させることが可能となってきた(Lyons & Snellenburg, 1971; Kralik et al., 1987; 柴田・高木, 1988; 高木ほか, 1991; 田中・原, 1990; 田中ほか, 1992; Tanaka et al., 1995). これとほぼ時期を同じくして、断層破碎岩類(カタクレサイトおよび断層ガウジ)の微小変形、変質組織を解析する手法も次第に確立され、各ステージの変形および変質様式を検討できるようになりつつある(たとえばChester & Logan, 1987; Tanaka, 1992; 小林, 1994, 1995; Kobayashi, 1996; 高木・小林, 1996). 中央構造線は、西南日本を内帯と外帯に分ける大断層であり、日本列島の構造発達史を考える上で最も重要な構造線の1つであることから、Naumann(1887)以後、数多くの研究者によって、その活動史の研究がなされている。それらをまとめた小林(1950)による中央構造線の4つの運動時階(鹿塩時階、市ノ川時階、砥部時階、および菖蒲谷時階)は基本的には現在でも使われている。近年の断層内物質の同位体年代測定により、各時階に年代値が与えられ、さらに中部地方において赤石裂線の活動が重複した赤石時階(高木・柴田, 1992命名, 27~15Ma; Tanaka et al., 1995のデータも追加)、および断層面への火成岩脈の貫入を伴った石槌時階(須槍・阿子島, 1973命名, 14~10Ma)、の2時階が追加されている(高木・柴田, 1992).

中部地方の中央構造線は、中央構造線の断層面およびその両側に連なる破碎帯の露出が良好な地点が多数存在する。これらのうち、北方の高遠町板山露頭から北川露頭にかけての南北約22kmの範囲に点在する6露頭において断層ガウジのK-Ar年代値が報告されている(柴田・高木, 1988; 高木ほか, 1991). このため、当地域は断層破碎岩類の変形・変質様式、および

それと年代値との対応を検討するのにきわめて好都合なフィールドとなっている。この論文では、中央構造線北川露頭および安康露頭における断層破碎岩類の変形および変質様式の解析結果を報告し、予察的に中部地方の中央構造線の活動史について考察する。

中央構造線に沿った地質および破碎帯の概略

中央構造線は中部地方において北方に大きく湾曲してほぼ南北に走っており(Fig.1a)、姿勢がほぼ垂直であるためその通過位置は地形的に直線的な縦谷として明瞭に表れている。この地方においては中央構造線を境として西側には領家帯の変成岩類および花崗岩類が、東側には三波川帯の結晶片岩類が、それぞれ分布している。中央構造線の西側(領家帯側)の幅1km前後の狭長な範囲にはマイロナイトが分布し、鹿塩マイロナイトと呼ばれている。また中央構造線の両側の幅数10~300mの範囲にはカタクレサイトが、断層面のごく近傍の幅数mの範囲には断層ガウジが、それぞれ帯状に分布している。マイロナイト、カタクレサイト、断層ガウジの各断層岩は、その変形の重複関係から、上昇・削剝の過程でこの順序で形成されたものであると考えられる(e.g.高木, 1983). 領家帯鹿塩マイロナイトの形成年代(鹿塩時階)は、花崗岩類の貫入・冷却年代、および地質学的な諸事実から、ほぼ90~70Maの間であると考えられている(柴田・高木, 1988). また、断層ガウジの形成年代は、熱水性雲母粘土鉱物のK-Ar年代値から、20Ma前後、および12Ma前後の2回であると考えられている。前者は、赤石裂線の断層活動の重複(赤石時階)に、後者は、断層面に沿った珪長質岩脈の貫入に伴う若返り(石槌時階)にそれぞれ対応している(高木・柴田1992).

長野県下伊那郡大鹿村-上村にかけての地域では、谷や尾根の屈曲から10~90mの右横ずれ活断層変位地形が報告されており(坂本, 1977), この地域においては第四紀においても断層運動があったものと考えられている(Fig.1a).

断層破碎岩類の産状

1. 北川露頭

北川露頭および安康露頭については、高木ほか(1993)および松島(1994)によってその露頭状況が紹介されている。北川露頭は分杭峠の南方約3 kmの鹿塩川左岸に露出する中央構造線破碎帯の露頭である。この露頭では、中央構造線およびその両側の破碎帯が幅約10mにわたって露出している(Fig. 1b)。この露頭における中央構造線の姿勢はN2°E84°Eである。ただし、中央構造線は、NNE 走向で、東傾斜中角度の姿勢を示す複数の小規模な逆断層によって、数cm～数10cm 変位している。中央構造線の西側(領家帯側)には、マイロナイト化した石英閃緑岩および領家帯変成岩を原岩とするカタクレーサイトが、東側には三波川結晶片岩起源のカタクレーサイトおよび断層ガウジがそれぞれ分布する。

領家帯側に分布するカタクレーサイトは、暗

灰色および淡緑灰色を呈する幅5 cm 以下の薄層からなる縞状組織に特徴付けられる。縞状組織の姿勢は断層面とほぼ平行である。

三波川帯側では、断層面から約50cm までの範囲が断層ガウジとなっている。断層ガウジは未固結で、暗灰色を呈し、母岩のクラストをほとんど含まない。一部で灰白色ガウジと幅約2 cm 以下の互層状組織を示している。断層ガウジの面構造は断層面にはほぼ平行の姿勢を示す。断層ガウジ帯の東側約5 m の範囲にカタクレーサイトが分布している。カタクレーサイトには方解石の裂罅充填脈が発達し、結晶片岩の原岩組織が寸断されている部分が一部に認められるほかは原岩の組織をよく保存している。

三波川帯側の断層ガウジ帯中には、直線的な見かけを呈する南北走向で高角度の断層面が認められる。この断層面は、上記の小断層群に切断されていない。したがって、松島(1994)も述べているように、この断層面が北川露頭内では最も新しい活動を示している。

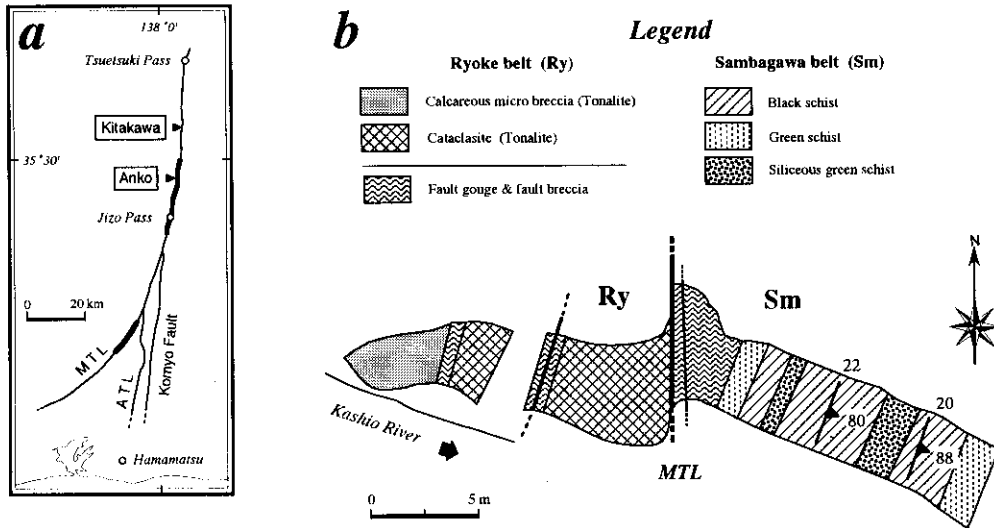


Fig.1 a. 調査露頭位置図(Kitakawa, Anko)。MTLに沿った太線部分では活断層地形が報告されている(坂本, 1977; 活断層研究会, 1980)。MTL: 中央構造線, ATL: 赤石裂線。b. 北川露頭のルートマップ。説明は本文参照。

2. 安康露頭

地蔵峠の北方約500mの青木川兩岸および青木川支流の安康沢において、約50mにわたって中央構造線およびそれに伴う断層破碎帯が露出している(Fig.2)。中央構造線の断層面はN27°E 81°Wの姿勢を示す。断層の北西側には領家帯の変成岩、花崗岩類、またはそれらのマイロナイトを原岩とするカタクレーサイトおよび断層ガウジが30m以上の幅をもって分布し、南東側には三波川帯の泥質片岩および塩基性片岩およびそれらを原岩とするカタクレーサイトおよび

断層ガウジが5m前後の幅で分布している。

領家帯側の破碎帯は、2条の暗灰色を呈する未固結ガウジ帯と、その間に挟まれる淡緑色の固結ガウジ帯からなる。物質境界としての中央構造線はFig.3aの幅30~50cmの暗灰色ガウジ帯と考えられるが、破碎が著しいためガウジの原岩の帰属は不明であり、領家-三波川両帯が混在している可能性もある(Fig.3a)。もう1つの暗灰色ガウジ帯は中央構造線のガウジ帯から約20m隔たった領家帯内部に存在し、その幅は約1mである。これらの暗灰色未固結ガウジ帯

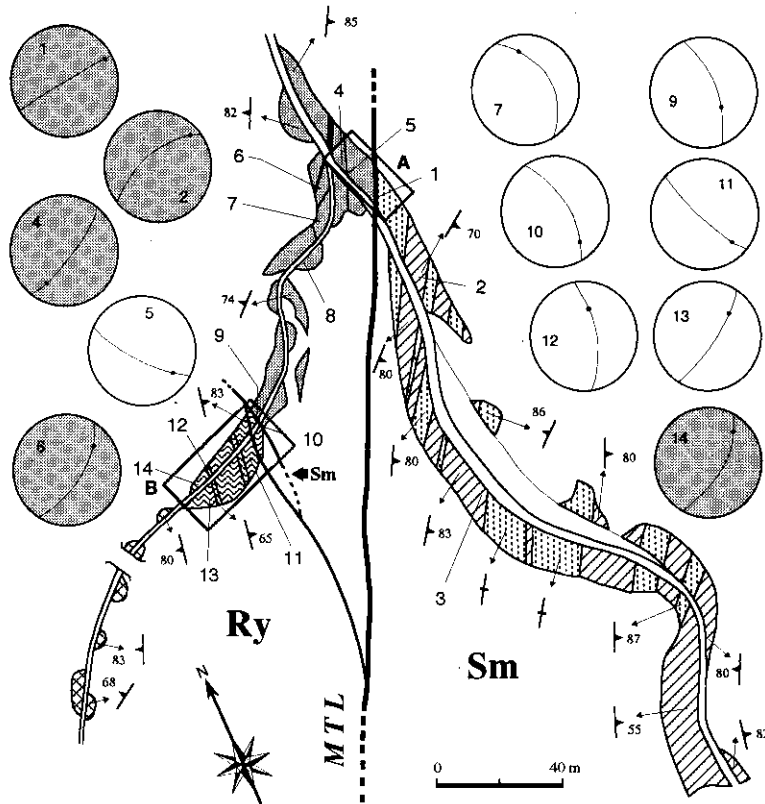


Fig.2 安康露頭のルートマップと断層破碎岩類の運動センス解析データ(ウルフネット下半球投影)。マップ上とネット内の数字はTable 1の試料名の番号部分に対応。ネット内の大円は面構造の、大円上の点は線構造の姿勢を、それぞれ示す。また右横ずれを示した試料のネットは網掛模様で、左横ずれを示した試料は白抜きで、それぞれ示してある。A内の露頭写真はFig.3a。Ry, SmについてはFig.1のLegendを参照。

はNNEの走向でほぼ垂直な姿勢を示す。その内部の断層ガウジの面構造はガウジ帯の姿勢に平行である。淡緑色固結ガウジ中には石英および方解石粒子からなる丸みを帯びたクラスト(平均径約5mm)が含まれており、それらの周囲に流動構造が普遍的に認められる。暗灰色未固結ガウジ帯および淡緑色固結ガウジ帯はいずれもNNE走向で低角度東傾斜を示す複数の逆断層に切断され、5~30cm程度変位させられている(Figs.3a,b)。

中央構造線に接する三波川帯側の幅5mの部分には、青緑色を呈し、面構造の明瞭な固結断層ガウジが分布している。面構造はNEの走向で南に急傾斜する姿勢を示している。方解石および石英の丸みを帯びたクラスト(平均5mm)を豊富に含み、それらの周囲には流動構造が表れている。

三波川帯側のカタクレーサイトでは、裂罅のほとんどはドロマイトあるいは方解石に充填されおり、また一部の裂罅および剪断面に沿って粘土鉱物が形成されている。三波川帯側では、破砕および変質の影響が領家側よりも小さく、断層面からほぼ5m付近を境界としてそれより遠い部分では、ほぼ原岩の組織が保存されている。

領家帯側には安康沢に沿って露出する別系統の未固結断層ガウジ帯がある(Fig.2B)。このガウジ帯はNS走向でほぼ垂直な姿勢を示し、上記のガウジ帯と低角度で斜交している。このガウジには白色と灰色の縞模様が特徴的に認められる(Fig.3c)。またこのガウジ帯の内部に、片状組織と鉱物組成(緑泥石+菱鉄鉱+ドロマイト+曹長石)から緑色片岩が原岩であると判断される幅約1mの緑色片状ガウジが存在する。緑色片状ガウジは両側を走向NSでほぼ垂直な断層に境され、上記の縞模様ガウジ帯中に挟まれている(Fig.2B)。この産状から、緑色片状ガウジは、三波川帯の緑色片岩が領家帯中にexotic duplex (Woodcock & Fischer, 1986)として取り込まれたものであると考えられる。

北川露頭で見られた、すべての構造を切断する南北性高角度断層は、安康露頭では確認され

なかった。

断層破砕岩類の変形組織

北川露頭から3試料、安康露頭から28試料の断層破砕岩の定方位試料をそれぞれ採取した。これらのXZ研磨片およびXZ薄片を作成し、非対称小構造に基づいて剪断センスを検討した。合計31試料のうち、剪断センスが決定できた試料は17試料であった。それらの結果をTable 1に示す。

北川露頭からは三波川帯の泥質片岩を原岩とする断層ガウジを2試料および領家帯のマイロナイト化した石英閃緑岩を原岩とするカタクレーサイトを1試料採取した。泥質片岩を原岩とする断層ガウジはともに南に緩傾斜する断層条線が認められたので、それと平行かつ面構造と垂直に切断、研磨を行いXZ面として観察した。XZ面では、暗灰色を呈する基質中に、2~10mmの丸みを帯びた石英および方解石からなるクラストが散在している。その含有率は10%程度である。基質中には、厚さ1cm以下の薄い層状をなす暗灰色のバンドが挟まれている。バンドは、全体の面構造から時計回りに数度程度に斜交した方向に配列している(P面)。このバンドはリーデル剪断面のP面であると考えられる。それらをP面と鏡面对称の位置に杉型の雁行状に配列する剪断面(R₁面)が切断している。以上の組織から、泥質片岩を原岩とする断層ガウジ2試料はR₁面とP面からなる左横ずれの複合面構造(composite planar fabric)を示しているものと考えられる。

領家帯側から採取したカタクレーサイトには線構造が認められなかったので、走向に平行で面構造に直交する方向に切断、研磨した。この面上には、左横ずれと右横ずれを示す剪断面がともに認められ(Fig.3d)、両者は互いに切断関係にあることが確認された。右横ずれと左横ずれの断層面の交叉角度は約110°である。

安康露頭では、三波川帯側の4試料、および領家帯側の10試料のXZ研磨片上で剪断に伴う複合面構造が確認された。ただし、北川露頭と

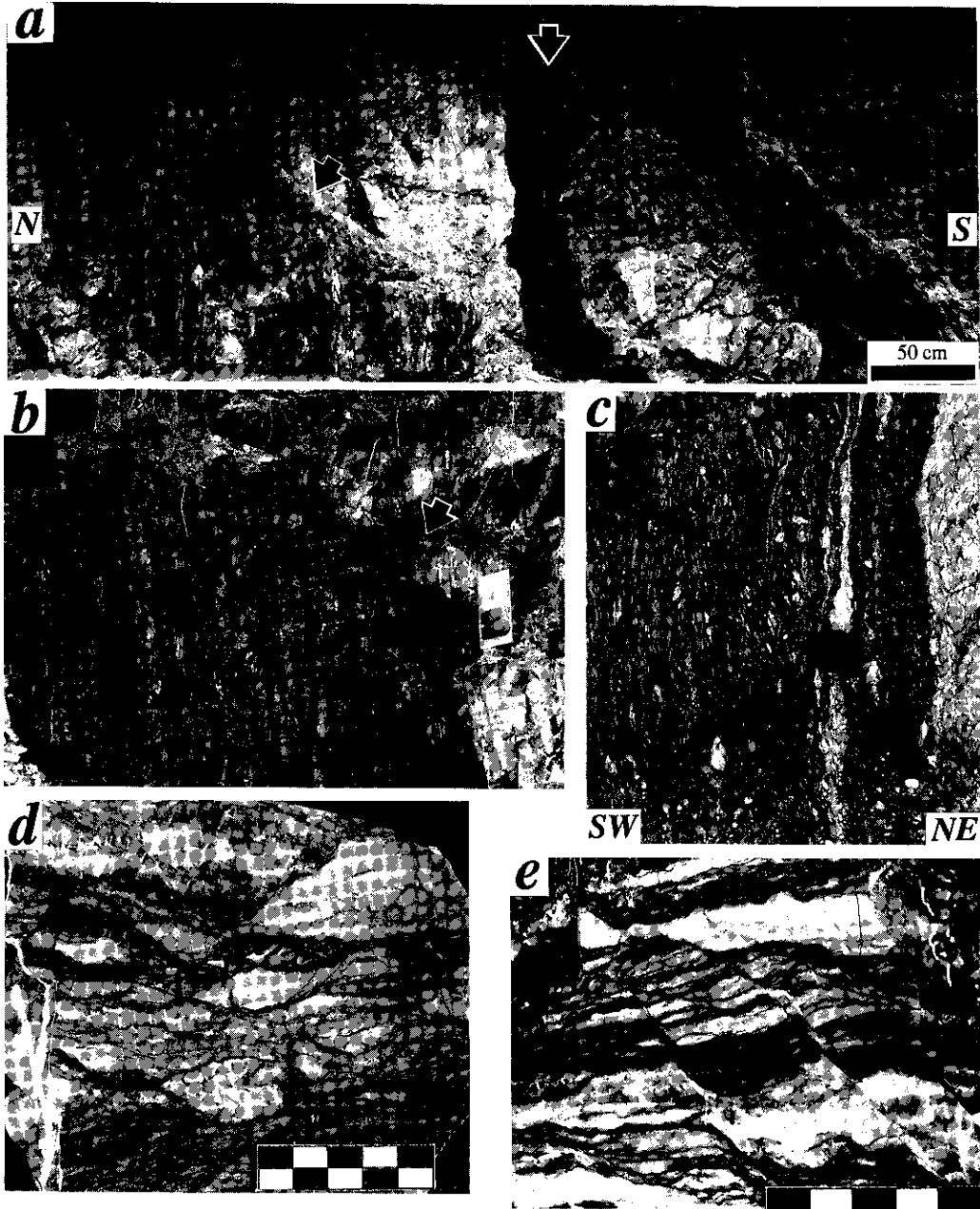


Fig.3 a. 安康露頭 Fig.2A 部分の露頭写真, 上側の矢印の示す面を中央構造線とみなす. 左側の矢印は破碎帯を切断する逆断層を示している. b. aの上側矢印付近, 暗灰色の断層ガウジ帯は小規模な逆断層に切断されている. c. Fig.2Bの南端部に露出する縞状組織を呈する未固結断層ガウジ. d. 北川露頭から採取した試料(Kita-3)の研磨片写真, 角度の大きく開いた(約 110°)共役断層が表れている. 共役断層の認定については本文参照. e. 安康露頭から採取した試料(Ank-1)の研磨片写真, 右横ずれに伴う非対称剪断構造が表れている. d, eのスケールはcm.

Table 1 北川露頭と安康露頭における断層破碎岩類の剪断センス解析結果. 共役断層が研磨面上で確認された試料については, センスの項目に共役と記載してある. ただし ANK-3試料は, 研磨面ではなく鏡下で共役断層が確認されている.

露頭	試料名	地質帯	面構造	線構造	センス
北川	Kita-1	三波川	N2°E84°SE	S2°W48°	左横ずれ
	Kita-2	三波川	N2°E90°	S2°W38°	左横ずれ
	Kita-3	領家	N16°E55°NW	—	共役
安康	Ank-1	三波川	N60°E87°NW	N58°W6°	右横ずれ
	Ank-2	三波川	N52°E59°NW	N44°E8°	右横ずれ
	Ank-3	三波川	N27°E90°	N27°E2°	共役(鏡下)
	Ank-4	領家	N38°E75°SE	N28°E25°	右横ずれ
	Ank-5	領家	N63°W69°SW	S55°E18°	左横ずれ
	Ank-6	領家	N32°E60°SE	N48°E21°	右横ずれ
	Ank-7	領家	N31°W37°NE	N9°W17°	左横ずれ
	Ank-8	領家	N32°E75°SE	—	共役
	Ank-9	三波川	N21°W60°NE	S48°E46°	左横ずれ
	Ank-10	領家	N30°W59°NE	S44°E23°	左横ずれ
	Ank-11	領家	N47°W78°SW	S40°W19°	左横ずれ
	Ank-12	領家	N7°W63°NE	N12°E32°	左横ずれ
	Ank-13	領家	N33°E69°SE	N45°E32°	左横ずれ
	Ank-14	領家	N30°E58°SE	N40°E15°	右横ずれ

は異なり, 安康露頭では左横ずれを示す7試料とともに, 右横ずれセンスを示す試料が5試料認められた(Table 1, Fig. 3e). 右横ずれのセンスを示す試料と左横ずれを示す試料の面構造の姿勢は系統的に異なっている. すなわち, 前者の走向はN20°E~N60°E, 後者はNS~N40°Wとなっている(Fig. 2). また, 同一試料内に右ずれと左ずれの剪断面が共存し両者が互いに切断関係となっている試料が領家帯側から1試料認められた(Table 1, Ank-8). さらに, 三波川帯側から採取した1試料では, 研磨片上では確認されなかったが, 鏡下において上記のAnk-8と同様の変形組織が認められた(Table 1, Ank-3, Fig. 4a). この試料では, 原岩の組織(珪質層および泥質層からなる薄い互層)は, 右ずれと左ずれの剪断面および裂罅に切断され, また一部方解石に交代されているものの, 比較的よく保存されている.

断層破碎岩類の変質組織

安康露頭から採取した試料のうち暗灰色未固結断層ガウジおよび淡緑色固結断層ガウジそれぞれの試料(Table 1: Ank-1, Ank-6)においてXZ薄片を作成し変質組織と変形組織の関係を鏡下で観察した.

1. 暗灰色未固結断層ガウジ

暗灰色固結ガウジは, 主にI/S混合層鉱物, カオリナイト, ドロマイトからなり, 分結脈として方解石を伴う. 原岩から由来する鉱物および組織は全く認められない. I/S混合層鉱物は, 針状の形態(<10 μ m)を呈し, 板状カオリナイト(<50 μ m)の周囲を網目状に取り巻いている(Fig. 4c). いずれも形態定向性を示さず, 流動構造も認められない. 微粒(<5 μ m)のドロマイトが, 上記の2鉱物からなる基質中に不規則

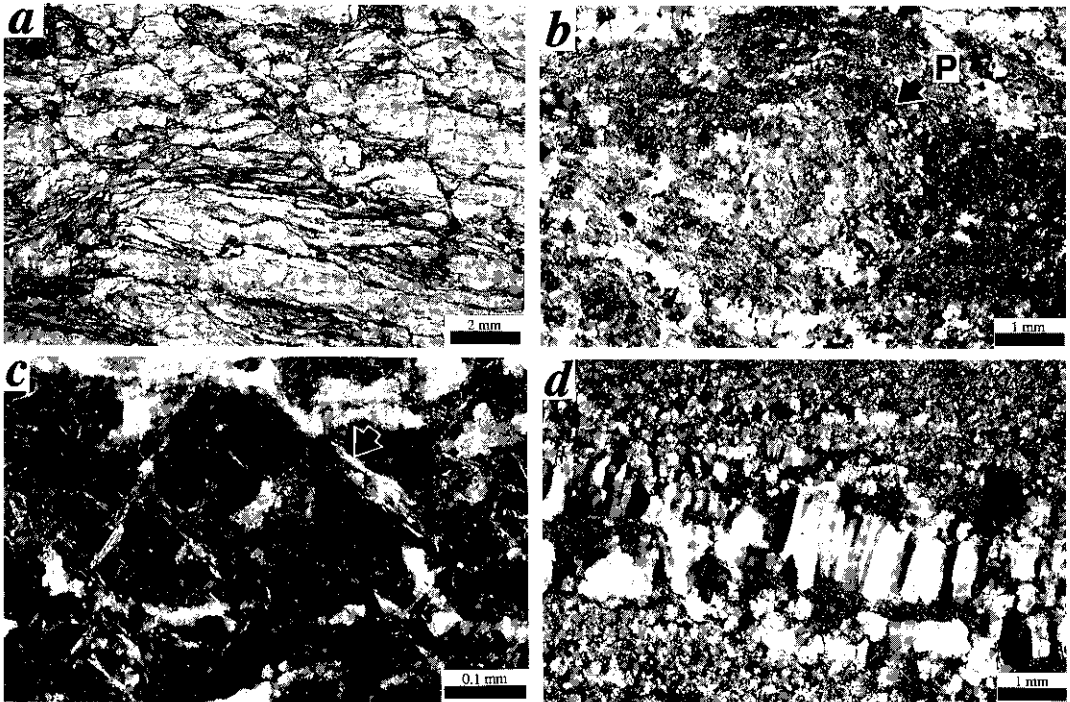


Fig.4 a. 安康露頭の三波川泥質片岩起源カクレーサイト試料(Ank-3)中の右横ずれと左横ずれの共存. 両者を共役と見なした場合の共役角は約100°. 共役の認定については考察を参照. b. 安康露頭の淡緑色固結ガウジ(Ank-6)中に表れているマイロナイトの残存組織. ポーフロクラストおよびその周囲の再結晶粒子からなる流動構造の骨格のみが残っている. c. 安康露頭の暗灰色未固結ガウジ(Ank-1)中の変質組織. 針状のI/S混合層鉱物(矢印)が板状のカオリナイト(暗黒の結晶)を取り巻いて網目状に配列している. d. 淡緑色固結ガウジ(Ank-6)中の方解石脈. 脈の伸びと直交する方向に方解石結晶が定向配列している.

に散在している. この組織は研磨片で確認された右ずれの剪断面および方解石に充填された分結脈によって切断されている. 右ずれを示す剪断面の間隔は2 mm 前後である.

2. 淡緑色固結ガウジ

淡緑色固結ガウジは, 主に微粒($< 5 \mu\text{m}$)の石英集合体, I/S混合層鉱物からなり, ドロマイト, 方解石および褐鉄鉱をともなう. 原岩から由来する鉱物は全く認められない. マイロナイトのポーフロクラストと流動組織が石英とドロマイトに交代されて, その骨格のみが残存している部分がある(Fig.4b). I/S混合層鉱物

は, 一般に非常に微粒($< 2 \mu\text{m}$)で針状の形態を示し, 微粒石英集合体の粒間を網目状に充填している. ドロマイト($< 5 \mu\text{m}$)は, 微粒石英集合体およびI/S混合層鉱物から成る基質中に不規則に散在する. 方解石は裂罅を充填しており, 裂罅の延びに直交する方向に方解石結晶の形態定向性が認められる(Fig.4d). また一部の裂罅には褐鉄鉱が沈積している. 微粒の石英集合体および, I/S混合層鉱物からなる基質鉱物は, いずれも結晶の定向性を示さず, 流動組織も確認されなかった.

断層破碎岩類中の変質鉱物の性質

考察

北川露頭および安康露頭の中央構造線の断層面から0～5 cmの範囲で断層ガウジをそれぞれ1試料ずつ採取した(Kita-1とAnk-3の採取位置付近)。北川露頭の試料は三波川帯泥質片岩を原岩とする断層ガウジであり、安康露頭の試料は領家帯側の暗灰色未固結断層ガウジである。それらの細粒フラクシオン($<1.33\mu\text{m}$)を遠心水簸によって回収した後、変質鉱物の組み合わせおよび各鉱物の性質をXRDの回折データから検討した。これとあわせて、安康露頭の暗灰色未固結断層ガウジについては、酸反応速度分析を実施し、膨潤層に含まれている K^+ を定量した。試料準備および測定方法は、XRDについてはTanaka et al.(1995)に、酸反応速度分析についてはThompson(1973)に、それぞれ従った。

北川露頭、および安康露頭の断層ガウジのXRD測定結果をFig.5に示す。北川露頭試料の細粒フラクシオンは、おもにI/S混合層鉱物とスメクタイトからなり、少量のカオリナイトおよび石英を伴う。I/S混合層鉱物は9%の膨潤層を含み、積層様式はライヒバイテ3(R_3)である(Moore & Reynolds, 1989)。このI/S混合層鉱物のK-Ar年代値として12.4Maが報告されている(高木ほか, 1991)。

安康露頭試料細粒フラクシオンは、主にI/S混合層鉱物およびカオリナイトからなり、少量の石英をとまう。I/S混合層鉱物は20%の膨潤層を含み R_1 の積層を示す。この混合層鉱物について K^+ 酸反応速度分析を行なった結果、Kが、3つのイオンサイト(Site 1, 2, 3)に別れて分布していることが確認された。そのうち膨潤層中のKは約4%を占めている(Fig.6, Site 3, Thompson, 1973)。XRDの解析結果から、この試料中のI/S混合層鉱物は20%の膨潤層を含んでいることが明らかなので、膨潤層の15%は水かオキソニウムイオン(H_3O^+)からなる。

1. 断層破碎岩類の示す破碎帯の運動センス

北川露頭の試料では、左横ずれの剪断センスを示す試料、および右横ずれと左横ずれの共存が確認できる試料が、また安康露頭の試料では、右横ずれの剪断センスを示す試料と左横ずれを示す試料がともに認められ、また両者が同一試料内に確認できる試料が2試料認められている。

両露頭に認められた右横ずれと左横ずれが共存する試料では、両剪断面が互いに切断関係にあることから、共役断層をなしているものと考えられる。この場合、 σ_1 は、ほぼ断層ガウジの層状構造に垂直な方向(EW方向)を示す。また、共役をなすと考えた場合、剪断面の交叉角度は $110^\circ\sim 130^\circ$ と大きく開いていることになるが、これは共役断層形成の後に、断層ガウジの層状構造に対して垂直な方向からの圧縮にともなって、大量に水を含んだ柔らかい断層破碎岩類が短縮し、右横ずれ系は反時計回りに、左横ずれ系は時計回りに回転したものであると考えられる(Fig.7)。共役系の交叉角度から短縮量を計算すると、現在の破碎帯の幅は共役系形成以前の約60%となっていることになる。

一方、右横ずれだけが認められる試料の剪断面は $\text{N}20^\circ\text{E}\sim\text{N}60^\circ\text{E}$ の走向を、左ずれだけが認められる試料では $\text{NS}\sim\text{N}40^\circ\text{W}$ を、それぞれ示している。両者を共役であると考えた場合の σ_1 は共役関係が確認できる試料と同様に層状構造と垂直な方向を示す。以上から、右横ずれのみまたは左横ずれのみを示す試料は、破碎帯の面構造に垂直な σ_1 によって形成された共役系の片側だけが表れているものと判断される。このような、共役断層の交叉角が短縮に伴って開くという例は、トルコの共役断層(Freund, 1970)で知られており、また塑性変形を伴う粘土の変形実験(Freund, 1974)でもその過程が確認されている。また、開いた角をなす共役関係を示す延性剪断帯として、スイス・アルプスのAar岩体における例が知られている(Choukroune & Gapais, 1983)。

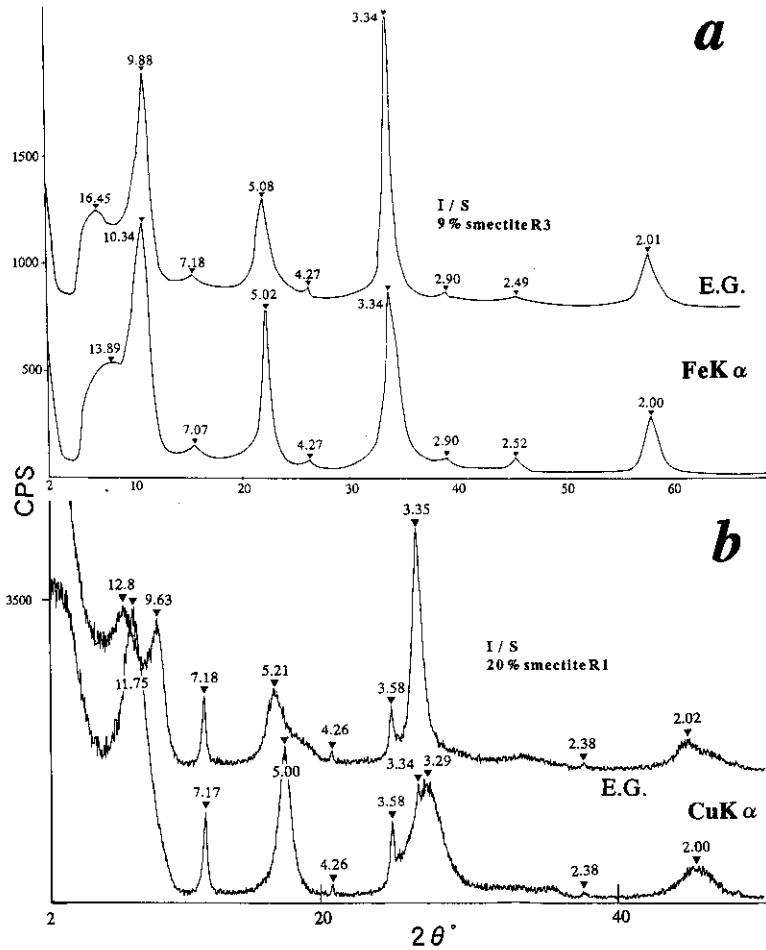


Fig.5 北川露頭、および安康露頭のMTLに接して分布する断層ガウジの細粒部分における定方位試料のXRD解析結果。ピーク上の数字の単位はÅ。a. 北川露頭の断層ガウジ。エチレングリコール処理(図中のE.G.)による雲母粘土鉱物の底面反射の移動(10.34→9.88Å, 5.02→5.08Å)から、9%の膨潤層を含むR₃I/S混合層鉱物であることがわかる。またスメクタイト、カオリナイトおよび石英がそれぞれ少量含まれている。b. 安康露頭の断層ガウジ。20%の膨潤層を含むR₁I/S混合層鉱物。カオリナイトと石英をそれぞれ少量含む。

2. 断層破碎岩の変質様式と変形の関係

安康露頭における2試料の断層ガウジの鏡下観察結果から次の事実が明かとなった。

(1) 断層ガウジに含まれる粘土鉱物はI/S混合層鉱物+カオリナイトであり、I/S混合層鉱物は、針状の形態(<10μm)を呈し、板状カオリナイト(<50μm)、または微粒石英集合体の周

囲を網目状に取り巻いている。いずれの鉱物も形態定向性を示さず、流動構造も認められない。(2) (1)の組織は、研磨片で確認された右横ずれの剪断面によって切断されている。

また、北川露頭および安康露頭のXRDおよび酸反応速度解析結果から次の事実が明かとなった。

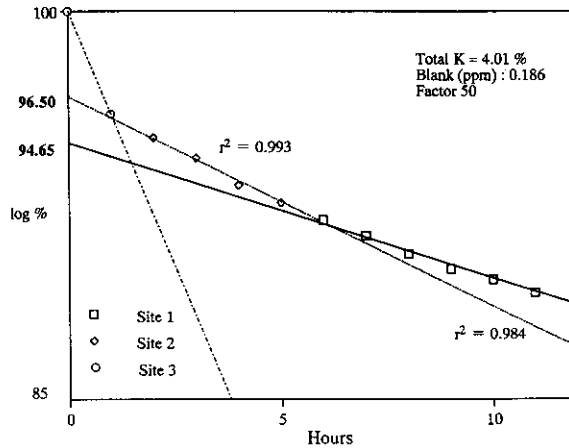


Fig.6 安康露头の断層ガウジの酸反応速度分析結果. First order reactionにおける傾きの異なる3本の回帰直線から3つのKイオンサイトが確認される. 詳細はThompson(1973)参照.

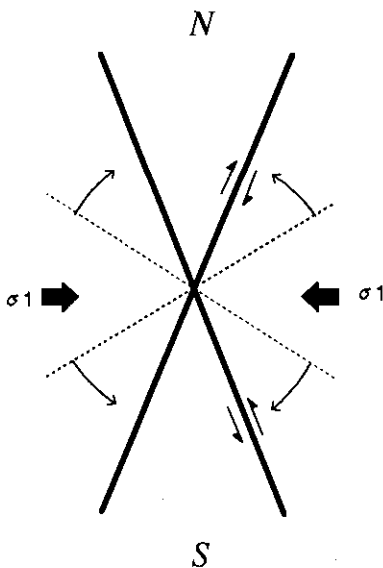


Fig.7 角度の開いた共役断層の形成過程.

- (3) 北川露头の断層ガウジに含まれる粘土鉱物は、I/S混合層鉱物(膨潤層9%, R_3)+スメクタイト+カオリナイトからなる.
- (4) 安康露头の断層ガウジに含まれる粘土鉱物は、I/S混合層鉱物(膨潤層20%, R_1)+カオリナイトである. I/S混合層鉱物の膨潤層のうち、

約4%を K^+ が占めており、残りは水またはオキソニウムイオンからなる.

(3)および(4)の鉱物組み合わせは、酸性~中性のK系中温帯(歌田ほか, 1983)に相当し、I/S混合層鉱物が低温下(100~150°, Yoder & Eugster, 1955)で、アルカリ金属元素を一部溶脱させる程度の酸性の流体との反応によって形成されたことを示している. また、(1)および(2)に示される事実は、熱水変質の終了後に変形を受けたことを示している. したがって、高木ほか(1991)が報告した12.4Maの年代は断層帯に沿った熱水変質の年代であると考えられ、東西方向からの圧縮変形はこの年代以後に起こったものと考えられる.

3. 中央構造線断層破碎帯の活動史

これまでの結果および考察から、北川露头から読み取れる中央構造線断層破碎帯の最も古い活動は、中央構造線沿いで12Ma前後に発生した低温の中~酸性熱水変質作用であると考えられる. 安康露头に関しては、まだ年代データがないので厳密な議論はできないが、熱水変質の特徴は北川露头と良く似ているので、12Ma前後の断層活動が記録されている可能性が高い. それ以前の活動史は、熱水変質作用による岩石

組織の改変により消去され、読み取ることは困難である。しかしながら、冒頭でも述べたように、高遠町板山露頭や北川露頭南方500mの露頭(柴田・高木, 1988:現在は埋没している)における断層ガウジのK-Ar年代(高木ほか, 1991)や、赤石裂線の断層ガウジのK-Ar年代(田中ほか, 1992; Tanaka et al., 1995)から、赤石時階(27~15Ma)が設定されており、この活動は中部地方の広範囲に及んでいる可能性がある。したがって、断層破碎帯の脆性変形の最初のステージ(第1ステージ)は、すくなくとも赤石時階から始まっている可能性が高い。

高木ほか(1991)は、中央構造線溝口露頭(北川露頭の北方約14km)において、断層に接して貫入した幅約2mのフェルサイト岩脈の年代値(15.5Maと12.4Ma)を報告し、また溝口露頭を含んだ南非持~北川までの範囲に露出する破碎帯の断層ガウジの年代(11~14Ma)が、岩脈の年代値に近いことから、岩脈が露出していない破碎帯でも、貫入に伴う熱水変質作用を受けているものと解釈している。以上から、12Ma前後における中央構造線は、断層の姿勢に直交する方向(EW方向)の伸張場にあったことが推定される。ただし、この伸張場が、横ずれ運動に伴ったもの(transtension)か、南北圧縮に伴ったものか、あるいは東西引張応力場に伴ったものかについては、不明である。この結果、断層面に平行に酸性火成岩脈が貫入するとともに、断層破碎帯に熱水変質をもたらしたものであろう。このステージを、第2ステージとする。

安康露頭から採取した断層ガウジの鏡下観察で確認されたように、上記の熱水変質作用により形成された組織は、共役をなす剪断面によって切断されている。共役系から、 σ_1 の方向は断層面に垂直なEW方向で、 σ_2 がほぼ鉛直であることが確実である。共役系をなす左横ずれ、右横ずれの断層面の交叉角度が大きく開いていること(110~130°)を考えると、このステージ(第3ステージ)では、前のステージとは一転して、中央構造線の断層破碎帯はEW方向に最大圧縮主応力軸を持つ圧縮場におかれ、共役断層を形成しながら著しい短縮を起こし、共役断

層を開く方向に回転させたものと考えられる。このステージを第3ステージとする。

露頭観察の結果、これらの構造はNNE走向で低~中角度東傾斜の逆断層系に切断されていることが判明した。松島(1994)はこの逆断層系は、赤石山地全般に広く認められる断層系であると述べている。このステージ(第4ステージ)における σ_1 は、第3ステージとほぼ同じで東西方向であるが、 σ_2 がほぼ南北方向で水平となっており、第3ステージに対して約90°回転している。第3ステージから削剝が進行し、垂直応力が小さくなった結果、地表面に垂直な方向の変形が可能になったのかもしれない。

安康露頭は、坂本(1977)が示した中央構造線の右ずれ断層変位地形が認められる領域に含まれている。しかし本露頭の破碎帯が露出している範囲においては、(1)破碎帯上に水平に重なっている段丘礫層に変位の形跡がないこと、および断層ガウジ主体(暗灰色未固結ガウジ帯)は小規模な逆断層系に切断されていること、の2点が今回の観察で確認された。したがって、中央構造線の活断層部分が安康露頭の破碎帯を通過しているとは考えにくい。本露頭より南方約10kmの上村地域では明瞭な断層地形が認められることから、活断層部分は上村より北方に延長しないかまたは安康露頭の東側または西側を並走しているものと考えられる。北川露頭においては、すべての構造に切断されていない南北性の高角度断層が、活断層である可能性もあるが、この断層も段丘礫層を変位させていない。今後さらに詳細な検討を加え、中央構造線の活動のステージ区分をより明確にしたい。

謝 辞

伊那谷自然友の会の松島信幸氏には、安康および北川露頭に関する資料を提供して下さった。下條中学校の坂本正夫氏には、活断層地形が明瞭な上村地域を案内していただいた。中央構造線博物館の河本和朗氏には、断層ガウジの試料の一部を採取していただいた。早稲田大学技術職員の力田正一氏には、脆弱試料の固定・

研磨法を御指導いただいた。これらの方々に記して感謝の意を表する。

文 献

- Chester, F. M and Logan, J., 1987, Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *Jour. Struct. Geol.*, **9**, 691-634.
- Choukroune, P. and Gapais, D., 1983, Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *Jour. Struct. Geol.*, **5**, 411-418.
- Freund, R., 1970, Rotation of strike slip faults in Sistan, southeast Iran. *Jour. Geol.*, **78**, 188-200.
- Freund, R., 1974, Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, **21**, 93-134.
- 井上 良・田中秀実・高木秀雄, 1993, 断層ガウジの非対称構造組織からみた中央構造線の運動像。日本地質学会第100年学術大会演旨, 450.
- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層—分布図と資料。東京大学出版会。
- 小林健太, 1994, 跡倉ナップ内部の展張型覆瓦構造。構造地質, **40**, 71-83.
- 小林健太, 1995, 関東山地北縁部の中央構造線。地質雑., **101**, 729-738.
- Kobayashi, K., 1996, Rotation of slip direction of the Atokura Nappe viewed from microstructural analyses of brittle shear zones in the Sambagawa belt, Southwest Japan. *Jour. Struct. Geol.*, (in press)
- 小林貞一, 1950, 日本地方地質史「四国地方」。朝倉書店, 1-23.
- Kralik, M., Klima, K. and Riedmuller, G., 1987, Dating fault gouges. *Nature*, **327**, 315-317.
- Lyons, J. and Snellenburg, J., 1971, Dating faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 1749-1752.
- 松島信幸 1994, 赤石山地の中央構造線に対する新しい見方。飯田市美術博物館研究紀要 **4**, 113-124.
- Moore, D. M. and Reynolds, R. C., 1989, *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press.
- Naumann, E., 1887, Die Japanische Inselwelt. *Mitth. d. geogr. Gesellschaft in Wien*, **3**, 1129-1138.
- 坂本正夫, 1977, 赤石山地の中央構造線に沿う変位地形。MTL(中央構造線), **2**, 103-115.
- 柴田 賢・高木秀雄, 1988, 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代。—長野県分杭峠地域の例—。地質雑., **94**, 35-50.
- 須槍一巳・阿子島功, 1973, 四国島の中央構造線の新期の活動様式。杉山隆二編「中央構造線」, 東海大出版会, 179-189.
- 高木秀雄, 1983, 中央構造線沿いの圧砕岩類に認められるカタクラスティックな重複変形—長野県上伊那地方の例。早稲田大学学術研究(生物・地学編), **32**, 47-60.
- 高木秀雄・小林健太, 1996, 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造—その比較組織学。地質雑, 印刷中。
- 高木秀雄・松島信幸・河本和朗, 1993, 長野県の中央構造線の露頭と中央構造線博物館。地質雑, **99**, 口絵27-28.
- 高木秀雄・柴田 賢, 1992, 断層ガウジのK-Ar年代測定—中央構造線における例—。地質学論集, no.40, 31-38.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂, 1991, 中部地方における中央構造線の断層ガウジとフェルサイト岩脈のK-Ar年代。地質雑., **97**, 377-384.
- 田中秀実, 1991, カタクラサイトの分類案。日本地質学会第98年学術大会演旨, 316.
- Tanaka, H., 1992, Cataclastic Lineations. *Jour. Struct. Geol.*, **14**, 1239-1252.
- 田中秀実・原 崇, 1990, 中央構造線の中新世初期以前の右横ずれ運動—断層破碎岩の検討から—。地質雑, **4**, 331-334.

- 田中秀実・坂 幸恭・阿部 武・小浜俊介・板谷徹丸, 1992, 赤石裂線の断層ガウジとそのK-Ar年代. *地質雑.*, **98**, 39-48.
- Tanaka, H., Uehara, N. and Itaya, T., 1995, Timing of the cataclastic deformation along the Akaishi Tectonic Line, central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **120**, 15-158.
- Thompson, G. R., 1973, An explanation for low radiometric ages from glauconite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 1473-1491.
- 歌田 実・飯島 東・松本 良, 1983, 続成作用と熱水変質作用の重複の問題. 総研(A)「堆積岩の続成作用に関する研究」, 187-196.
- Woodcock, N. H. and Fischer, M., 1986, Strike-slip duplexes. *Jour. Struct. Geol.*, **9**, 353-363.
- Yoder, H. S. and Eugster, H. P., 1955 Synthetic and natural muscovites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **8**, 225-280.