

# 長野県天然記念物, 中央構造線安康露頭における原岩の判定と地質境界断層の決定 — 偏光顕微鏡観察と全岩化学分析による解析 —

河本和朗<sup>\*1</sup>・石川剛志<sup>\*2</sup>・松多範子<sup>\*3</sup>・廣野哲朗<sup>\*3</sup>

Determination of the MTL geo-boundary fault and estimation of the protolith at the Anko Outcrop of the Median Tectonic Line, a Natural Monument of Nagano Prefecture, on the basis of petrography and bulk chemical analysis.

Kazurou KAWAMOTO<sup>\*1</sup>, Tsuyoshi ISHIKAWA<sup>\*2</sup>, Noriko MATSUTA<sup>\*3</sup>, Teturo HIRONO<sup>\*3</sup>

<sup>\*1</sup>, Oshika Geological Museum of Japan Median Tectonic Line., <sup>\*2</sup>, Kochi institute for Core Sample Research, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), <sup>\*3</sup> Department of Earth and Space Science, Graduate School of Science Osaka University.

<sup>\*1</sup>〒399-3502 長野県下伊那郡大鹿村大河原988 大鹿村中央構造線博物館

<sup>\*2</sup>〒783-8502 高知県南国市物部乙200 海洋研究開発機構高知コア研究所

<sup>\*3</sup>〒560-0043 大阪府豊中市待兼町1-1 大阪大学大学院理学研究科宇宙地球科学専攻

中央構造線は8000万年以上の活動史を持つ。現在の地表で見られる剪断帯の岩石は、深部から上昇を繰り返しながら、異なる深度で繰り返し剪断変形と変質を受けてきた。それらの断層岩の原岩と剪断変形・変質の履歴は活動史の解明の基礎的な情報になる。しかし剪断変形・変質した岩石は原岩と見かけが大きく異なり、薄片の偏光顕微鏡観察によっても原岩の判定が困難なものがある。今回、安康露頭内で見かけが類似する領域ごとに試料を採取して全岩化学分析を行った。薄片観察の結果と化学分析の結果を対比したところ、薄片観察で原岩を推定できた領域については両者の結果はよく一致した。また、強く変質して薄片観察では原岩を特定できなかった淡緑色の変質部は、全岩化学分析で領家帯の斑れい岩質組成であることが明らかになった。ただし薄片観察で淡緑色変質部東縁付近に三波川変成帯の石英片岩が確認され、その東側には断層を介して領家花崗岩類由来のマイロナイトが確認された。さらに東側には別の断層を介して三波川変成帯の泥質片岩が接している。ただしマイロナイトを含むブロックの両側の断層は露頭下部で収れんし、下部では緑色変質部と泥質片岩が接している。そこで緑色変質部東縁でスポット的に見つかった三波川石英片岩の分布と、化学分析で明らかになった領家斑れい岩質組成の部分との境界を明らかにすることが今後の課題である。

キーワード 中央構造線 安康露頭 地質境界 断層岩 主成分元素 微量元素 ストロンチウム同位体比

## 1. はじめに

中央構造線は、西南日本を関東から九州へ縦断し、日本海側の内帯と太平洋側の外帯の境界になっている大断層である。中央構造線は異なるステージ（時階）の活動をくりかえし、新しいステージの断層が古いステージの断層に重複している。それらの断層群のうち、内帯の岩石と外帯の岩石が接している断層を、現在の地質境界としての中央構造線という。

なお、内帯の岩石と外帯の岩石の境界をなす断層に

については、両帯が接合した時の断層をそのまま保持している場合もあれば、再活動によって何度も動いた場合もあり、さらには新しい断層でもともとあった地質境界断層を切った結果、その部分が新たな地質境界断層となっている場合もある。

赤石山地には、現在の地質境界としての中央構造線の複数の露頭が見られる。ただし強い剪断変形と変質を受けた岩石は原岩の判定が困難で、露頭観察だけでは露頭面内の地質境界の位置までは決められないこと

が多い。そのため著者の1人である河本は、おもな露頭について、薄片観察により露頭内の原岩分布の判定を行ってきた(河本ほか, 2006)。

大鹿村の北川露頭と安康(あんこう)露頭は2005年9月26日に長野県天然記念物に指定されている。しかし安康露頭では、露頭中心部に原岩を特定できない領域が広く残っていた。既存の研究においても露頭内の異なる位置に地質境界が提案されていた(松島・岡田, 1993, 高木ほか, 1993, 田中ほか, 1996.)。

今回、長野県教育委員会から安康露頭の「現状変更等(岩石試料の採取)」(指令23教文14-11号)の許可をいただき、新試料を採取し、薄片観察および化学分析による主要元素組成と微量元素組成の解析を行った。薄片観察の試料採取と観察は河本が行い、化学分析試料の採取と処理は廣野と松多, 化学分析と解釈は石川が行った。安康露頭の今までの薄片観察結果と合わせて報告する。

## 2. 安康露頭の概要と、露頭面の領域区分

安康露頭は、長野県下伊那郡大鹿村大河原安康(北緯35度29分22秒, 東経138度0分56秒)の、北北西へ流れる青木川の右岸に位置する(図1)。1961年(昭和36年)の大規模な出水により、河床が下刻されて現れた露頭である。

2006年7月の出水で両岸の段丘面上まで土石流が流れ、それまで高さ4m程度露出していた露頭面の下半

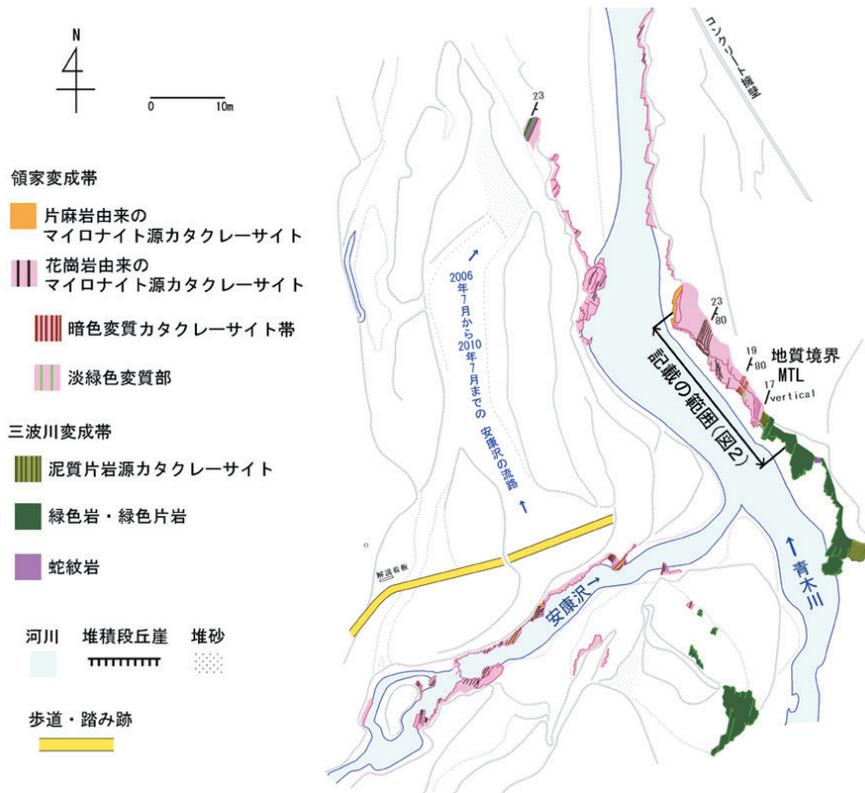


図1 安康露頭ルートマップ

が埋没した。4年後の2010年6月の出水で河床礫が洗掘され、2012年現在では高さ3m程度の露頭面が露出している。

本研究の記載の範囲(図1)では、露頭面は30mにわたり連続して露出している。露頭面はおおむね北北西-南南東走向で、北北東-南南西走向の中央構造線に対し約60度反時計回りに斜交している。なお、図1では本研究により決定した位置に地質境界断層を示している。

記載範囲の露頭面を、見かけにより①~⑩の領域に区分した(図2)。

領域①は暗褐色カタクレーサイト(破碎されているが固結が保たれている断層岩)である。両側の淡褐色カタクレーサイトとの境界はモザイク状である。

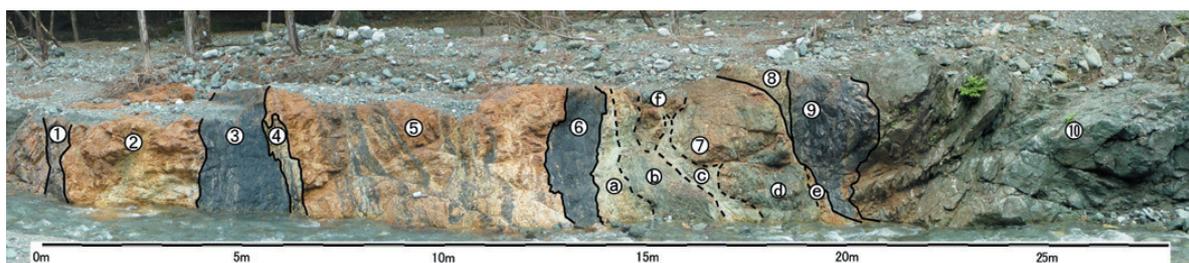


図2 記載範囲の露頭面と、見かけによる露頭面の領域区分

領域②は淡褐色カタクレサイトである。

領域③は幅約 2mの暗灰色の変質帯で片状を呈する。この領域を田中ほか (1996) は“暗灰色未固結断層ガウジ”としたが、領域全体として未固結とは言い難く、垂直方向の面構造が認められることから“暗灰色変質片状カタクレサイト帯”と呼ぶことにする。変質帯全体の姿勢は、偏角を 7° 西偏として補正後に約 N23° E, 80° Eである。剪断面で両側を限られた幅数mm~数cmの淡色部分が挟在する。東側の境界は次の領域④の内部に幅数cm~20cmの幅狭い帯状にくりかえし現れて移行している。

領域④は、鮮やかな淡緑色に変質した領域である。

領域⑤は、領域②と同様の淡褐色カタクレサイトである。一部は赤褐色に変質している。領域①の岩石に類似する暗褐色部が、幅数cm~30cmの縞状に挟在している。

領域⑥は、領域③と同じ暗灰色変質片状カタクレサイト帯である。西側の境界は領域⑤に不規則に入り込んでいる。変質帯全体の姿勢は約 N19° E, 80° W である。

これらの③~⑥の領域を、見かけ上低角な共役逆断層群が切っている。

領域⑦は、強く変質した領域である。いくつかの見かけが異なる領域に分かれるが、境界は一部を除き漸移的である。暫定的に破線の位置でサブ領域に分け、図 2 に a~f の記号で示した。

⑦ a は、灰褐色~淡緑色に強く変質した領域である。

⑦ b は暗緑色の強片状カタクレサイトで、多数の平行する方解石脈が片状構造にやや斜交して発達している。

⑦ c は、鮮やかな淡緑色変質帯で、田中ほか (1996) は“青緑色固結断層ガウジ”と呼び、石英および方解石粒子からなる丸みを帯びたクラスト(平均粒径 5mm)を含み、それらの周囲に流動構造が普遍的に見られるとしている。松島・岡田 (1993) は、ここにこの露頭における“一番新しい断層”があるとした。

⑦ d は不均一な塊状カタクレサイトで、褐色と緑色の変質部が混在する。白色の鉱物脈が発達する部分や、やや片状の部分もある。さらに細分が必要かもしれない。

⑦ e は、⑦領域東縁の幅数10cm以下の淡褐色カタクレサイトである。⑦ d とは、遠目ではほぼ垂直で直線的な境界で接している。

⑦ f は赤褐色カタクレサイトである。

領域⑧は領域⑦の東側上部に N13° E の断層で接する淡褐色~淡緑色カタクレサイトである。

領域⑨は、領域⑦および⑧と N17° E の断層で接する、暗灰色のカタクラスティックな片状岩である。石英脈を含む、三波川変成帯の泥質片岩(黒色片岩)と考えられる。片理面に鏡肌が見られる。

領域⑩は塊状の緑色岩である。鏡肌が見られる。

### 3. 薄片観察の結果と考察

露頭観察により区分した領域ごとに 1~数個の試料を採取し、薄片の偏光顕微鏡観察を行った。試料採取位置を図 3 に ■ 記号で示し、試料番号を SEC (Thin section=薄片) を付けた番号で表す。可能なかぎり剪断面や片理面の面構造に垂直で線構造に平行な薄片を作成した。薄片の作成と撮影は、大鹿村中央構造線博物館の設備を用いた。

薄片の記載を領域順に記す。各領域の目視による特徴を、領域番号に続くカッコ内に記す。

#### 領域① (暗褐色カタクレサイト領域)

SEC01 この薄片は淡褐色部分と暗褐色部分を含んでいる。暗褐色部分では破碎岩片どうしの境界部が不透明な炭質物を含む粉砕物で充填されている。

顕微鏡下で破碎岩片がマイロナイトの岩片であることを確認できる(図 4)。マイロナイトとは、剪断帯深部の地温が高い場所で剪断を受けて、主要構成鉱物の少なくとも 1 種以上が再結晶多結晶化をともないながら延びるように変形した岩石である(高木・小林, 1996)。

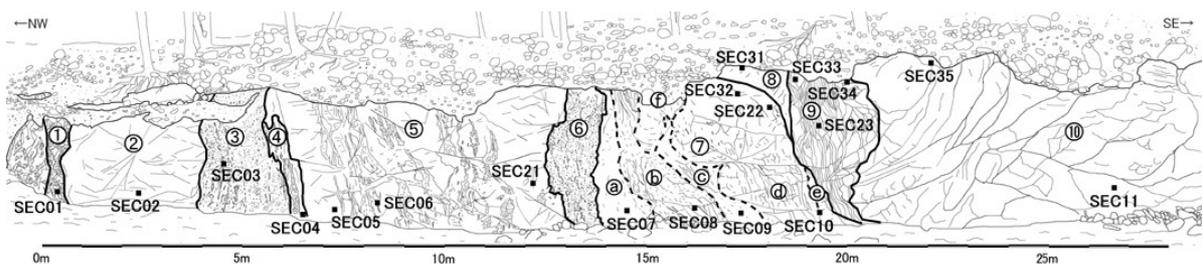


図 3 薄片観察試料採取位置

かつて地温が高い剪断帯の深部に位置していた領家変成岩や花崗岩類は幅広くマイロナイトになった。さらに浅部の低温域の脆性剪断域に上昇後、マイロナイト帯よりも幅狭い脆性剪断帯に位置していたマイロナイトは、機械的破碎を重複して受けてカタクレーサイトになった(高木, 1983, 河本, 2005)。この試料では、暗褐色部分も淡褐色部分も、破碎岩片のマイロナイトの大部分は細粒基質を構成する石英が細粒で伸長比が大きく、多量の白雲母を含む。ポーフィロクラストは少なく、わずかに粒径0.1mm程度の斜長石ポーフィロクラストと、紡錘形の白雲母ポーフィロクラストが見られる。これらは石英に富む堆積岩起源の変成岩由来のマイロナイトに見られる特徴である(高木, 1984)。砂質片麻岩由来のマイロナイトを原岩とするカタクレー

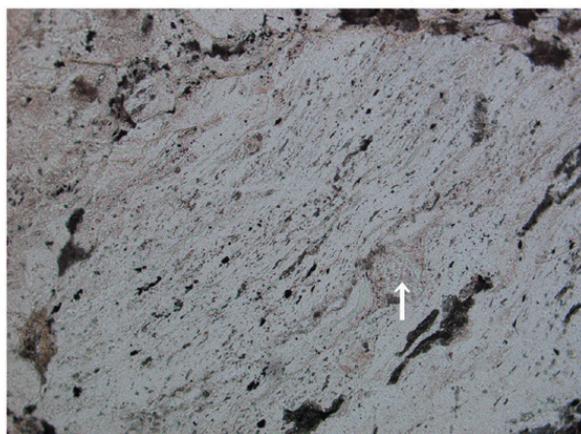
サイトと考えられる。

#### 領域② (淡褐色カタクレーサイト領域)

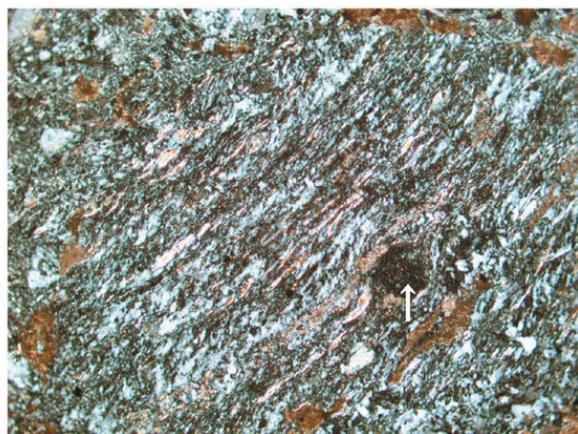
SEC02 淡褐色塊状の試料である。かなり変質し炭酸塩鉱物が生成しているが、破碎岩片中に粒径が大きな斜長石ポーフィロクラストが良く残っている(図5)。粒径が大きなポーフィロクラストは原岩が粒径が大きな鉱物から構成されていたことを示す。細粒基質中の石英はポリゴナル(多角形状)である。これらの特徴は、花崗岩類由来のマイロナイトであることを示す。したがってこの試料は花崗岩類由来のマイロナイトを原岩とするカタクレーサイトである。

#### 領域③ (暗灰色変質片状カタクレーサイト帯領域)

SEC03 強い剪断と変質を受けているが、幅7mm×長



SEC01 単ポーラー画像 0.5mm

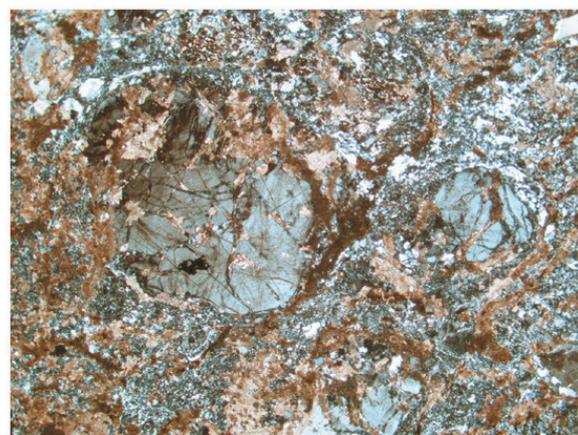


SEC01 直交ポーラー画像 0.5mm

図4 SEC01の偏光顕微鏡画像、矢印：斜長石ポーフィロクラスト



SEC02 単ポーラー画像 1mm



SEC02 直交ポーラー画像 1mm

図5 SEC02の偏光顕微鏡画像

さ20mmの紡錘形に引き伸ばされた原岩の岩片を含む試料である(図6)。この画像では、下部を横断する小剪断帯に原岩が切られている。画像中央付近の岩片には原岩のマイロナイトの細粒基質が残っている。ポーフィロクラストは失われている。細粒基質の石英はポリゴナルであり、おそらく花崗岩類由来のマイロナイトを原岩とするカタクレーサイトの岩片である。

**領域④ (淡緑色強変質部領域)**

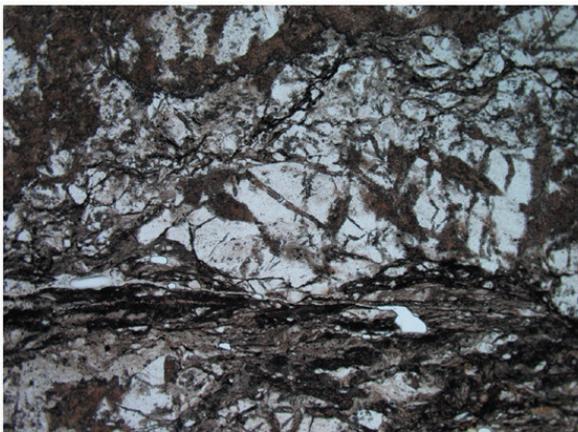
**SEC04** 淡緑色で緻密な試料で、薄片内では数本の幅1mm程度の淡灰色のドロマイトまたは方解石の鉱物脈が見られる。鉱物脈の内部では、脈の延びに直交方向に結晶が成長している(図7)。脈間にも同じ鉱物が粒状に成長している。淡緑色部は、きわめて細粒の無色鉱物が基質をつくり、長径0.05mm以下の短冊状の淡緑

色鉱物(おそらく緑泥石)がまんべんなく分布している。

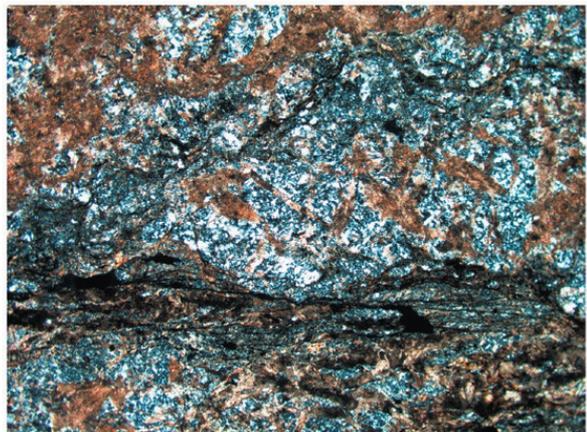
**領域⑤ (淡褐色～赤褐色カタクレーサイト領域)**

**SEC05** 破碎岩片の内部にマイロナイトの組織が完全に残っている。粒径0.5mm程度の多数の斜長石ポーフィロクラストが点在し、細粒基質には剪断方向を読み取れる流動組織も残っている。花崗岩類由来のマイロナイトを原岩とするカタクレーサイトである。

**SEC06** 領域⑤の中の暗褐色縞状部から採取した試料である。薄片では暗褐色部と淡褐色部がモザイク状に混在しているが、細粒基質の石英はすべて伸長している(図8)。長径0.5mm程度の白雲母ポーフィロクラストが薄片中に散在している。砂質片麻岩由来のマイロナイトを原岩とするカタクレーサイトである。



SEC03 単ポーラー画像 1mm

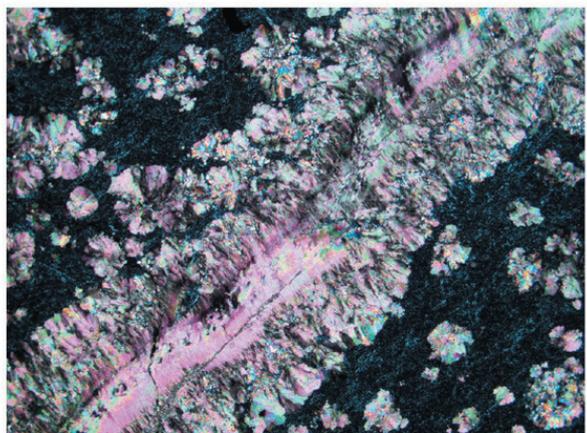


SEC03 直交ポーラー画像 1mm

図6 SEC03の偏光顕微鏡画像

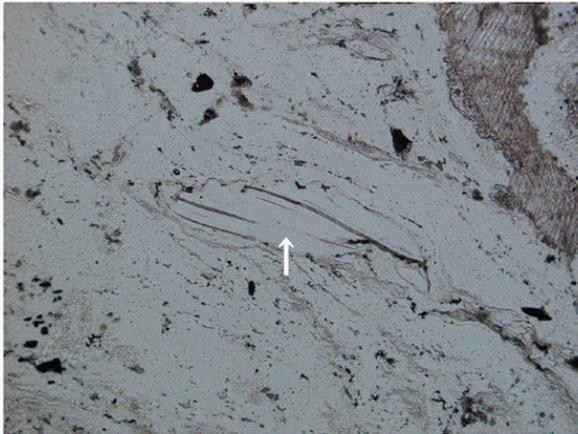


SEC04 単ポーラー画像 1mm



SEC04 直交ポーラー画像 1mm

図7 SEC04の偏光顕微鏡画像



SEC 06 単ポーラー画像 0.5mm

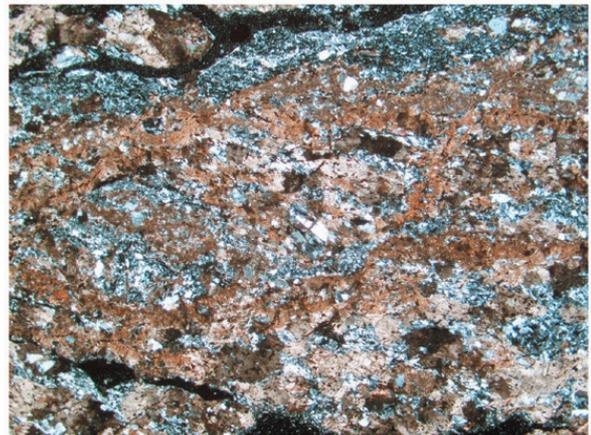


SEC 06 直交ポーラー画像 0.5mm

図8 SEC06の偏光顕微鏡画像 矢印：白雲母ポーフィロクラスト



SEC 07 単ポーラー画像 1mm

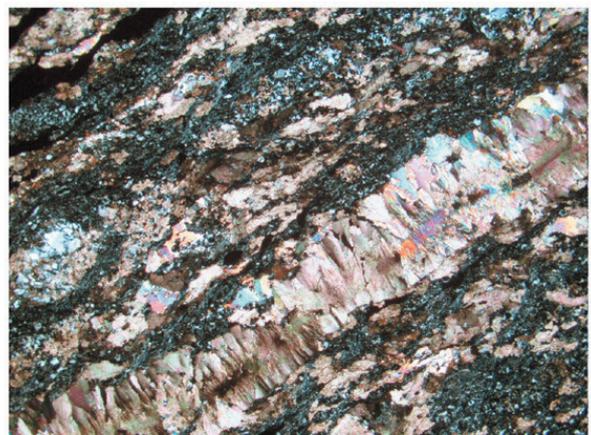


SEC 07 直交ポーラー画像 1mm

図9 SEC07の偏光顕微鏡画像



SEC 08 単ポーラー画像 1mm



SEC 08 直交ポーラー画像 1mm

図10 SEC08の偏光顕微鏡画像

領域⑦ (淡緑色～濃緑色強変質部領域)

サブ領域別に試料を採取したのでその順に記す。

⑦a (灰褐色～淡緑色変質帯)

SEC07 薄片試料は幅1mm～数mmの細互層からなる変質片状カタクレーサイトである。さらにそれらと平行および直交する方解石脈が発達している。褐色の変質鉱物は田中ほか(1996)に記されているシデライト(鉄炭酸塩鉱物)かもしれない(図9)。細粒無色鉱物の配列と褐色変質鉱物脈の延びの方向は斜交しているように見える。細粒無色鉱物の部分に原岩の組織が残っている可能性があるが、この薄片では特定できなかった。

⑦b (暗緑色変質強片状カタクレーサイト領域)

SEC08 強片状の試料である。変質鉱物脈が層状に配列している(図10)。方解石脈が数mm間隔で並走している。画像では分からないが、方解石脈は、他の変質

鉱物脈の延びの方向にやや斜交している。

⑦c (淡緑色変質帯領域)

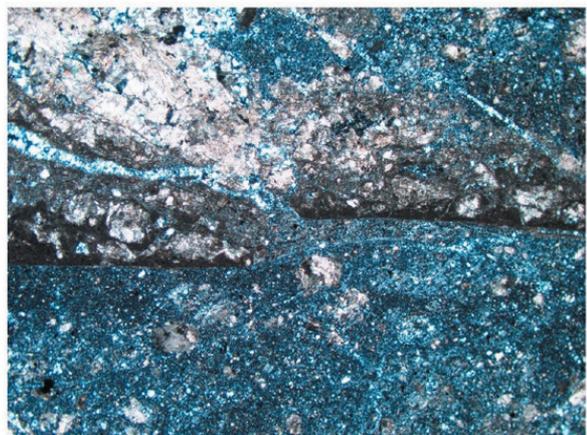
SEC09 脆い変質帯の中で、並走する方解石脈に挟まれた比較的固い緑色の岩片の試料である。鏡下での構成鉱物や組織はSEC04(図7)とまったく同じである。緑色部はごく細粒の無色鉱物中に長径0.05mm以下の短冊状淡緑色鉱物が網目状にまんべんなく分布している。方解石脈では方解石の結晶が脈の延びに直交方向に成長している。

⑦dとeの境界 (緑色変質部と淡褐色変質部の境界)

SEC10 この境界は、遠目には明瞭で直線的に見える。至近で見ると、幅数mmの褐色の鉱物で充填された数本の脈が境界になっている。その境界を含む薄片を作成した(図11)。薄片は水平断面で、画像の左が北である。東側(画像では上)の淡褐色変質部側の境界が明瞭である。



SEC10 単ポーラー画像 1mm



SEC10 直交ポーラー画像 1mm

図11 SEC10の偏光顕微鏡画像

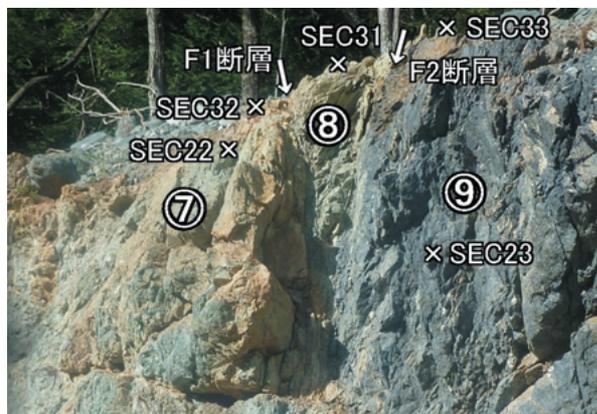


図12 露頭東部の2本の断層と試料採取位置

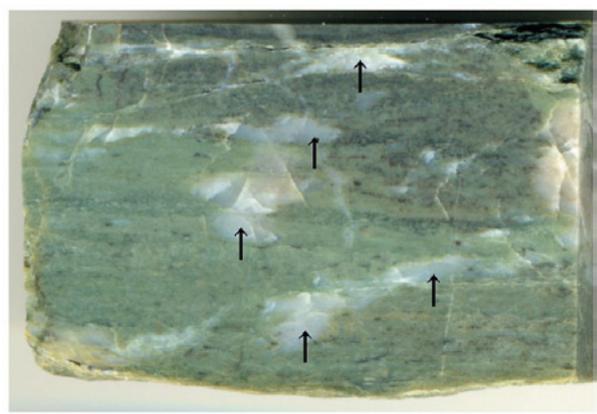


図13 SEC22の研磨片, 矢印: 未変質部分

#### 領域⑦dと領域⑧の境界付近（緑色変質部東縁）

領域⑦の下部では変質が激しく原岩を特定できる試料は得られなかった。一方、東側上部の領域⑧との境界断層(図12のF 1断層)付近で採取したSEC22とSEC32については、その変質をまぬがれた部分から原岩が判明した。

SEC32 領域⑧との境界断層から西側へ0.4mの位置から採取した、全体に淡緑色に変質した試料である(図13)。図13に矢印で示した長径5mm程度の石英質の部分が原岩である。

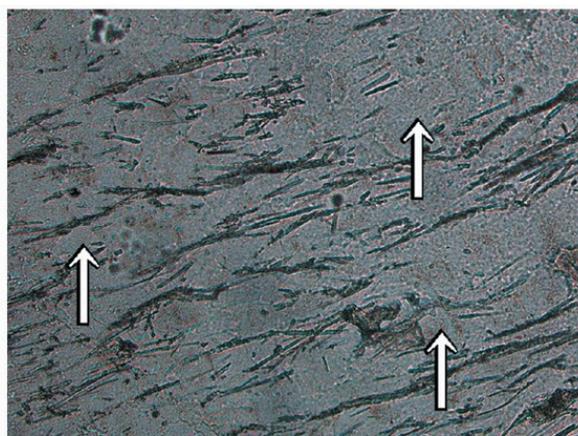
構成鉱物のほとんどは石英である。少量の白雲母と曹長石を含む(図14)。変成岩中の斜長石は、高い変成温度で生じた領家変成岩のものは灰長石成分に富み( $An/Ab+An=3\sim 24\%$ )、低い変成温度で生じた三波川変成岩のものは曹長石成分に富み( $An/Ab+An=1$

$\sim 3\%$ )、両者は漸移せず突然変化するので、中央構造線近傍の両帯の変成岩の判別に有用である(増田ほか, 1990)。曹長石の屈折率は石英より低く、屈折率が異なる鉱物の境界に光学的に現れるベッケ線を観察することにより鏡下で識別できる。

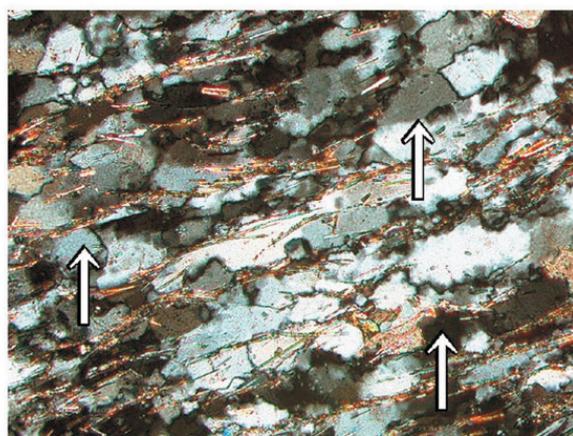
この試料はマイロナイト化が見られず、曹長石を含むことから、三波川変成帯の石英片岩であることが確実である。SEC32は変質をまぬがれた部分はさらにわずかであるが、同じ手法で三波川変成帯の石英片岩であることが確認された。

#### 領域⑧（淡褐色～淡緑色カタクレーサイト領域）

石英片岩が分布する領域から断層(図12のF 1断層)を介して東側に接する領域⑧のSEC31の原岩は領家花崗岩類である。

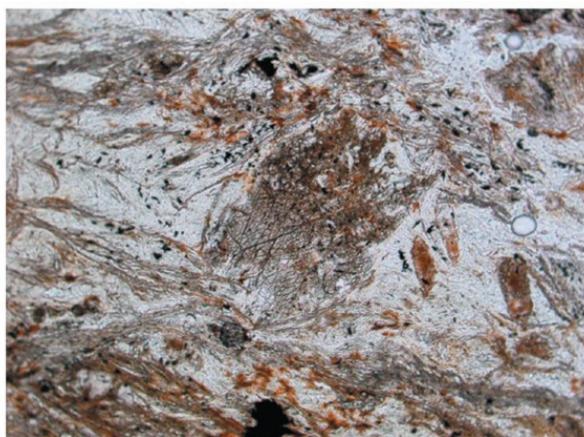


SEC22 単ポーラー画像 0.2mm

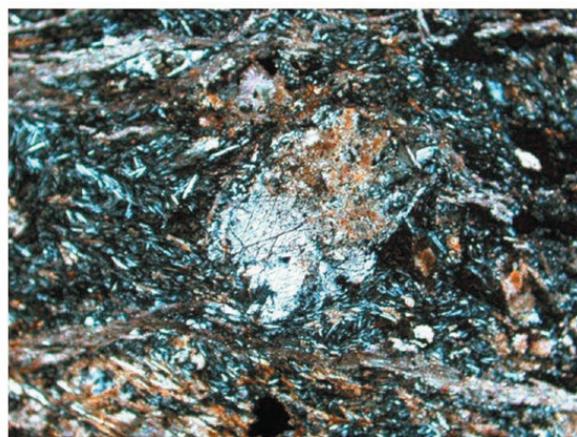


SEC22 直交ポーラー画像 0.2mm

図14 SEC22の偏光顕微鏡画像、矢印：曹長石成分に富む斜長石



SEC31 単ポーラー画像 0.5mm



SEC31 直交ポーラー画像 0.5mm

図15 SEC31の偏光顕微鏡画像

SEC31 褐色と緑色に不均一に強く変質しているが、原岩の組織がよく残っている (図15)。画像中央の長径約0.6mmの粒子は、鉱物は置き換わっているが角閃石結晶の120度に交わるへき開の形が残り、もとは角閃石ポーフィロクラストだったことが分かる。多数の斜長石ポーフィロクラストの痕跡や、非持トータル岩によく見られる褐簾石も見られ、おそらくトータル岩由来のマイロナイトを原岩とするカタクレーサイトである。

領域⑧は東側も断層で限られる (図12のF2断層)。領域の幅は露頭上部では約1mあるが、露頭下部では両側の断層が収れんし、楔状に消滅する。

領域⑨ (暗灰色片状カタクレーサイト領域)

断層 (図12のF2断層) を介して、露頭上部では⑧領域の東、下部では⑦e領域の東に、暗灰色の片状岩が最大幅2.3mの帯状に分布している。

SEC33 F2断層から東へ0.3mの位置で採取した (図

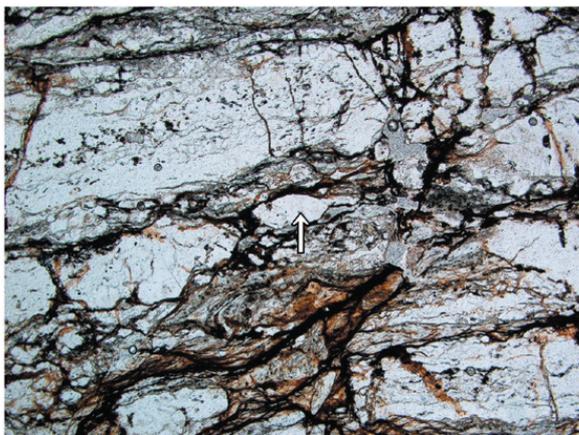
12)。おもに石英と曹長石からなる無色鉱物からなる層と、白雲母と炭質物からなる暗色の層が互層する (図16)。細粒の曹長石を多量に含むが、とくに大きく成長した曹長石斑状変晶を図16に矢印で示す。三波川変成帯の曹長石斑状変晶 (点紋) を含む泥質片岩源カタクレーサイトである。片理面に斜交および片理面に平行にカタクラスティックなすべり面が見られる。

領域⑩ (塊状緑色岩領域)

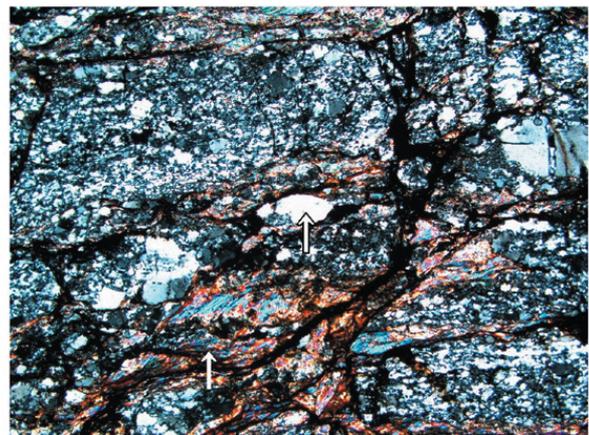
SEC11 薄片でも片理面は見られない。変質鉱物の緑簾石が生じている。

薄片観察による原岩分布図 試料の採取位置と原岩判定結果を図17に示す。

原岩の記号はR: 領家花崗岩類, Rm: 領家変成岩類, Sc: 三波川変成岩 (石英片岩), Sm: 三波川変成岩 (泥質片岩), Sg: 緑色岩, 「?」は不明, 記号に添えた? は不確実を表す。

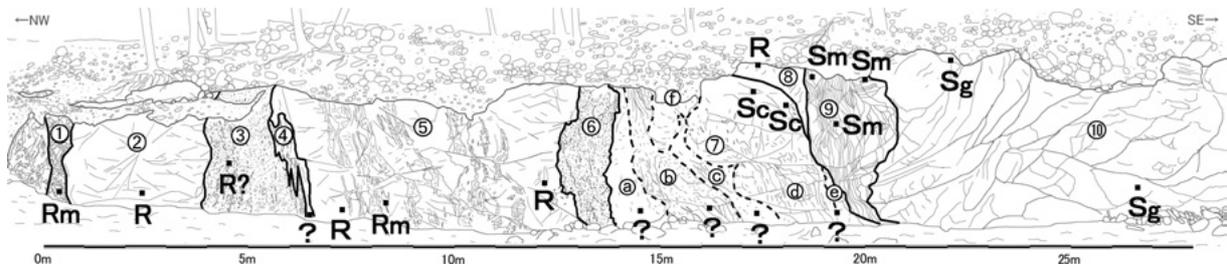


SEC33単ポーラー画像 1mm



SEC33直交ポーラー画像 1mm

図16 SEC33の偏光顕微鏡画像 矢印: 曹長石斑状変晶



R: 領家花崗岩類, Rm: 領家変成岩類, Sc: 三波川変成岩 (石英片岩), Sm: 三波川変成岩 (泥質片岩), Sg: 緑色岩, 「?」: 不明または不確実。

図17 薄片観察試料による原岩の推定

## 4. 化学分析の結果と考察

### (1) 化学分析

化学分析試料の採取位置を図18に○印で示し、試料番号は、岩石試料にはAN (Anko), 断層ガウジ (断層内の未固結粉砕物質) にはBG (Black Gouge) を付けた番号で表す。合わせて18試料を採取した。

化学分析はすべて海洋研究開発機構高知コアセンターの機器を用いて行った。主成分元素濃度について、950°Cで焼均した試料粉末0.5gと四ホウ酸リチウム 5gを混合してガラスビードを作成し、蛍光X線分析法(XRF)で測定した。微量元素濃度については、試料粉末約0.01gをフッ化水素酸・硝酸混合物で分解したのち、硝酸に溶解して希釈し、誘導結合プラズマ質量分析法(ICP-MS)で測定した。Sr同位体比については、ICP-MS用の試料溶液からSrをイオン交換樹脂(Srレジン)を用いて化学分離したのち、表面電離質量分析法(TIMMS)で測定した。

露頭から採取した18試料の主成分元素組成(無水組成に換算)を表1に、微量元素組成・ストロンチウム同位体比( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )を表2に示す。表1には主成分元素組成から計算されたC.I.P.W.ノルムを、表2には安康試料と同時に分析した標準岩石試料JB-3の値とJB-3の推奨値・参考値(Imai et al, 1995)を併せて示してある。

分析結果に基づき作成した、安康露頭試料の、不適合微量元素(incompatible trace elements)の始原マントル規格化図および、不適合微量元素のうち希土類元素のコンドライト規格化図を図19に示す。

不適合元素とは、苦鉄質火成岩を構成する鉱物中のイオンサイトに入りにくいいため、岩石の部分融解作用によるマグマの発生やマグマの分別結晶作用の際に造岩鉱物(固相)に入りにくく、マグマ(液相)に濃集する元素のことである。

規格化図とは、試料中の元素濃度を、始原マントルやコンドライト隕石の組成に対する量比で示したもの

である。始原マントルは地球誕生時のマントル、コンドライト隕石は太陽系の始原物質の組成を代表し、規格化図はそれらの組成からの隔たりの程度を表している。

なお、図19に示した元素はRb, Baを除き、比較的変成・変形・変質作用の影響を受けにくいことが知られている。

図20には、Rb/Sr比とSr同位体比の関係を示す。 $^{87}\text{Rb}$ の放射壊変で生じる $^{87}\text{Sr}$ が時間とともに付け加わるので試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は一定ではなく、Rb/Sr比と年代によって変化する。Rbに乏しいマントル物質やマントル起源の火成岩は一般にSr同位体比が低く、Rbに富む大陸地殻物質は一般にSr同位体比が高い。

### (2) 分析結果の区分と考察

安康露頭の岩石は、主成分元素組成、微量元素パターン、Sr同位体比の特徴に基づき、次の3つのグループに区分できる。

組成の特徴によるグループ区分は採取位置とは無関係に、組成データだけに基づいて行ったものであるが、以下の報告には試料番号に続くカッコ内に採取位置の領域区分を付け加えた。

#### グループ1 (花崗岩質組成タイプ)

AN01 (領域①). AN02, AN03 (領域②). BG01, BG02, BG03 (領域③). AN05, BG04, AN06, AN07 (領域⑤). BG05 (領域⑥). BG06 (領域⑨).

これらの試料は、始原マントル規格化図上でTh・U・Laに比べてNb・Taが少ない島弧・大陸地殻型の微量元素パターンを示す(図19a)。また、Pr・Ndに対してSrが、Sm・Gdに対してTi・Euがそれぞれ少ない負の異常を示すものが多い(図19a,b)。

これらは、花崗岩類およびそれらを起源とする堆積岩・変成岩に広く見られる特徴であり、Sr・EuおよびTiの負の異常は一般にマグマからの斜長石および磁鉄鉱・チタン鉄鉱の分別を反映する。

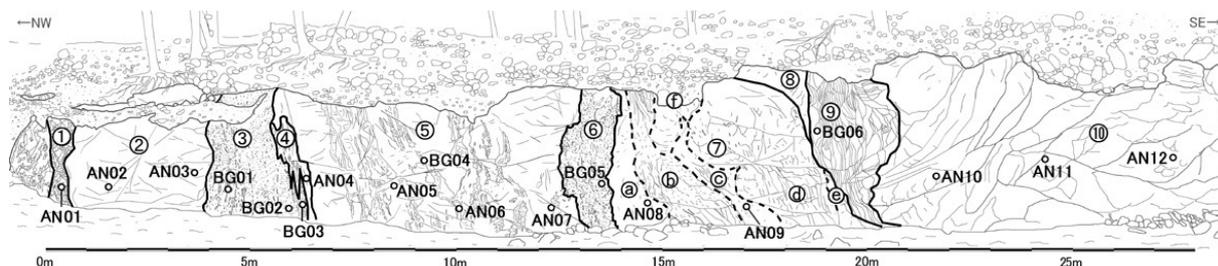


図18 化学分析試料採取位置

表 1 安康露頭の岩石の主成分元素組成とノルム組成

	AN01	AN02	AN03	BG01	BG02	BG03	AN04	AN05	BG04	AN06	AN07	BG05	AN08	AN09	BG06	AN10	AN11	AN12	
wt. %																			
SiO <sub>2</sub>	73.03	65.15	63.61	64.18	64.14	67.90	58.70	66.57	75.60	66.55	69.04	56.42	48.31	48.91	69.12	41.73	46.55	40.47	
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.51	1.05	0.71	0.82	0.67	0.64	0.89	0.69	0.67	0.23	1.02	1.02	1.04	0.60	3.74	2.82	4.66	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.90	15.74	17.31	14.91	15.55	13.28	15.18	15.52	11.54	16.30	14.34	16.69	12.40	13.43	15.94	12.56	14.36	15.89	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.83	4.77	4.88	6.91	6.41	4.92	7.47	5.65	4.29	6.28	3.17	7.22	13.92	13.88	4.17	16.35	14.29	17.11	
MnO	0.10	0.10	0.07	0.13	0.10	0.06	0.11	0.11	0.09	0.13	0.06	0.16	0.15	0.18	0.08	0.19	0.20	0.20	
MgO	1.64	1.89	2.21	6.20	6.71	5.20	9.29	2.47	1.96	2.53	2.49	6.28	17.22	14.91	2.48	14.50	5.71	8.11	
CaO	2.50	4.06	4.11	3.61	2.82	5.19	7.32	3.37	2.67	2.92	6.03	8.45	5.43	6.00	1.05	8.83	12.37	10.63	
Na <sub>2</sub> O	0.05	4.29	4.52	0.56	0.23	0.15	0.05	3.08	0.97	2.14	2.88	0.17	0.68	0.93	2.41	1.41	2.95	1.93	
K <sub>2</sub> O	1.32	3.28	1.89	2.63	3.08	2.48	1.21	2.14	2.08	2.35	1.64	3.40	0.79	0.63	4.04	0.10	0.45	0.47	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.21	0.35	0.14	0.14	0.14	0.03	0.20	0.11	0.19	0.12	0.20	0.07	0.08	0.11	0.58	0.32	0.54	
<i>CIPW norm (wt. %)</i>																			
Quartz	59.10	16.15	17.72	31.92	33.40	37.59	21.76	28.50	52.57	33.53	30.23	14.50		1.12	32.74				
Corundum	11.16		1.18	4.91	7.07	1.25	0.56	2.51	3.15	5.41			0.72	0.51	5.96				
Orthoclase	7.80	19.44	11.23	15.66	18.26	14.71	7.15	12.71	12.29	13.95	9.75	20.21	4.73	3.78	23.93	0.59	2.72	2.78	
Albite	0.42	36.39	38.42	4.82	1.95	1.27	0.42	26.15	8.21	18.19	24.45	1.44	5.84	7.95	20.48	12.02	24.24	16.50	
Anorthite	11.67	14.07	18.15	17.09	13.17	24.93	36.32	15.46	12.51	13.29	21.36	34.89	26.73	29.49	4.54	27.98	24.86	33.73	
Nepheline																	0.53		
Diopside		3.90									6.34	4.74				10.02	28.52	12.93	
Hypersthene	6.92	6.52	8.35	20.89	21.45	16.50	29.22	10.05	7.80	11.26	5.77	18.65	51.41	48.85	9.13	15.43		0.10	
Olivine													2.34			18.23	6.72	16.21	
Magnetite	1.67	2.09	2.13	3.02	2.80	2.15	3.26	2.46	1.87	2.74	1.38	3.16	6.12	6.10	1.81	7.19	6.28	7.53	
Ilmenite	0.97	0.97	2.01	1.37	1.58	1.27	1.23	1.71	1.33	1.20	0.44	1.94	1.96	1.99	1.14	7.20	5.41	8.95	
Apatite	0.28	0.49	0.81	0.32	0.32	0.32	0.07	0.46	0.28	0.44	0.28	0.46	0.16	0.19	0.25	1.34	0.74	1.27	

表 2 安康露頭の岩石の微量元素組成と Sr 同位体比

	AN01	AN02	AN03	BG01	BG02	BG03	AN04	AN05	BG04	AN06	AN07	BG05	AN08	AN09	BG06	AN10	AN11	AN12	JB-3	JB-3 (R.V.)
ppm																				
Li	53.0	29.7	23.1	88.4	36.4	77.0	43.3	29.2	22.2	22.7	27.4	15.8	12.7	37.6	11.9	20.2	4.09	10.6	6.76	7.21
Be	0.640	2.19	1.52	1.27	1.09	1.07	0.431	1.52	1.05	1.40	0.962	1.53	0.193	0.128	1.75	1.05	1.10	1.31	0.649	0.81
V	62.1	78.4	73.9	93.1	103	85.3	131	95.7	92.9	90.0	24.1	115	175	230	78.8	274	388	382	390	372
Cr	38.1	23.5	13.0	44.7	30.6	38.6	60.4	17.5	57.1	21.9	6.40	292	87.4	66.2	48.2	63.5	44.6	278	61.3	58.1
Co	7.01	9.28	6.99	22.2	27.0	28.8	32.5	10.9	14.3	9.93	2.09	24.1	77.5	70.7	10.0	72.6	74.3	49.6	33.5	34.3
Ni	21.3	6.31	3.59	208	260	335	266	7.82	31.9	14.3	3.78	18.4	89.7	50.4	35.7	37.5	66.4	12.7	37.9	36.2
Cu	27.6	6.93	15.8	38.1	37.9	33.0	92.6	9.89	42.0	23.3	2.15	39.1	98.1	91.7	21.5	96.4	83.4	71.0	189	194
Zn	66.7	56.5	72.8	52.0	78.4	71.9	37.1	76.8	135	68.6	34.3	102	66.2	85.6	64.7	117	141	157	108	100
Rb	33.3	80.7	44.7	53.1	60.5	45.9	20.4	57.1	57.1	46.6	32.8	75.3	17.8	20.1	132	2.33	8.95	6.45	13.9	15.1
Sr	405	335	461	347	433	449	188	341	219	258	298	516	127	108	77.2	91.1	771	816	392	403
Y	9.56	16.7	8.81	14.9	14.8	12.2	4.00	10.2	13.2	10.2	8.99	16.8	10.9	4.67	19.4	21.3	24.4	29.9	23.2	26.9
Nb	12.5	18.5	14.3	8.85	10.4	8.41	0.566	10.3	13.4	11.8	5.64	11.6	2.81	1.32	11.4	39.7	20.5	26.3	1.81	2.47
Mo	2.14	0.00	0.136	0.575	1.27	0.506	0.064	0.203	3.53	2.08	0.325	0.611	0.219	0.146	0.827	0.308	0.931	0.641	1.04	1.09
Ca	1.59	5.50	4.14	5.70	6.62	5.32	2.72	8.03	4.80	3.78	2.27	9.63	6.30	8.87	12.67	0.604	1.08	0.262	0.894	0.94
Ba	194	613	326	496	527	548	102	405	260	576	322	451	146	185	587	25.9	147	98.3	217	245
La	82.4	44.1	10.8	18.5	21.3	17.3	0.410	17.7	30.4	21.2	7.08	24.2	1.57	0.562	34.3	28.5	18.1	25.1	7.88	8.81
Ce	159.8	83.2	23.5	40.9	46.0	37.9	1.18	36.8	64.3	43.0	14.0	50.8	4.33	1.50	70.3	62.0	42.6	60.8	19.7	21.5
Pr	16.6	8.26	2.99	4.33	5.19	4.28	0.184	4.34	6.73	4.52	1.62	5.55	0.715	0.250	7.64	7.78	5.70	8.50	2.99	3.11
Nd	58.7	30.0	13.6	17.6	20.0	16.6	0.895	17.7	25.3	16.8	6.49	22.5	3.57	1.58	27.9	33.2	25.8	38.9	15.4	15.6
Sm	8.10	5.29	3.24	3.35	3.95	3.25	0.296	3.31	5.00	2.84	1.49	4.42	1.40	0.562	5.60	6.96	6.19	9.43	4.12	4.27
Eu	1.18	1.09	0.992	0.813	0.937	0.784	0.159	0.918	0.957	0.980	0.493	1.08	0.580	0.232	1.11	2.08	2.16	3.03	1.28	1.32
Gd	4.77	4.14	2.53	3.16	3.50	2.70	0.548	3.04	3.68	2.47	1.46	3.88	1.98	0.757	4.51	6.23	6.12	9.24	4.51	4.67
Tb	0.469	0.508	0.333	0.466	0.524	0.403	0.113	0.390	0.503	0.325	0.244	0.529	0.337	0.128	0.641	0.870	0.895	1.26	0.661	0.73
Dy	2.16	3.19	1.80	2.85	2.89	2.57	0.810	2.00	2.79	1.95	1.59	3.36	2.32	0.937	3.94	4.85	5.31	7.49	4.43	4.54
Ho	0.393	0.577	0.345	0.560	0.556	0.479	0.169	0.413	0.515	0.374	0.316	0.664	0.469	0.187	0.739	0.859	0.999	1.23	0.868	0.8
Er	1.05	1.65	0.827	1.53	1.64	1.38	0.612	0.958	1.46	1.19	0.882	1.98	1.33	0.556	2.21	2.09	2.62	2.86	2.44	2.49
Tm	0.155	0.223	0.106	0.212	0.217	0.200	0.088	0.132	0.200	0.176	0.147	0.245	0.166	0.080	0.272	0.232	0.346	0.342	0.350	0.42
Yb	1.03	1.45	0.745	1.52	1.53	1.27	0.580	0.809	1.28	1.21	0.920	1.78	1.06	0.589	1.77	1.44	1.82	1.68	2.44	2.55
Lu	0.156	0.225	0.102	0.218	0.209	0.201	0.079	0.146	0.200	0.169	0.147	0.238	0.132	0.079	0.238	0.177	0.234	0.174	0.343	0.39
Ta	0.593	1.33	1.04	0.628	0.703	0.563	0.032	0.585	0.751	0.629	0.589	0.752	0.183	0.080	0.858	2.51	1.33	1.70	0.130	0.15
W	0.890	0.582	1.12	2.39	2.31	2.07	0.697	1.62	1.14	0.637	0.268	1.97	0.200	0.172	0.731	0.367	0.553	0.527	1.49	1.06
Pb	31.0	14.1	7.59	8.59	10.2	9.55	0.933	9.92	18.7	8.44	11.1	10.9	0.289	0.465	12.87	0.881	3.38	2.14	4.85	5.58
Th	32.7	18.3	0.660	8.00	7.60	6.13	0.146	2.38	11.3	4.47	2.04	7.16	0.222	0.109	12.2	3.12	1.29	1.85	1.27	1.27
U	0.604	1.90	0.589	1.56	1.33	1.11	0.073	0.699	2.32	0.743	3.12	1.27	0.042	0.028	2.07	0.623	0.314	0.654	0.486	0.48

<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 0.707523 0.707115 0.706710 0.707857 0.707715 0.707689 0.707259 0.706914 0.708272 0.707590 0.706930 0.707495 0.707288 0.707366 0.712210 0.704952 0.703175 0.703853 0.703424

JB-3の推定値(R.V.)はImai et al. (1995)による。

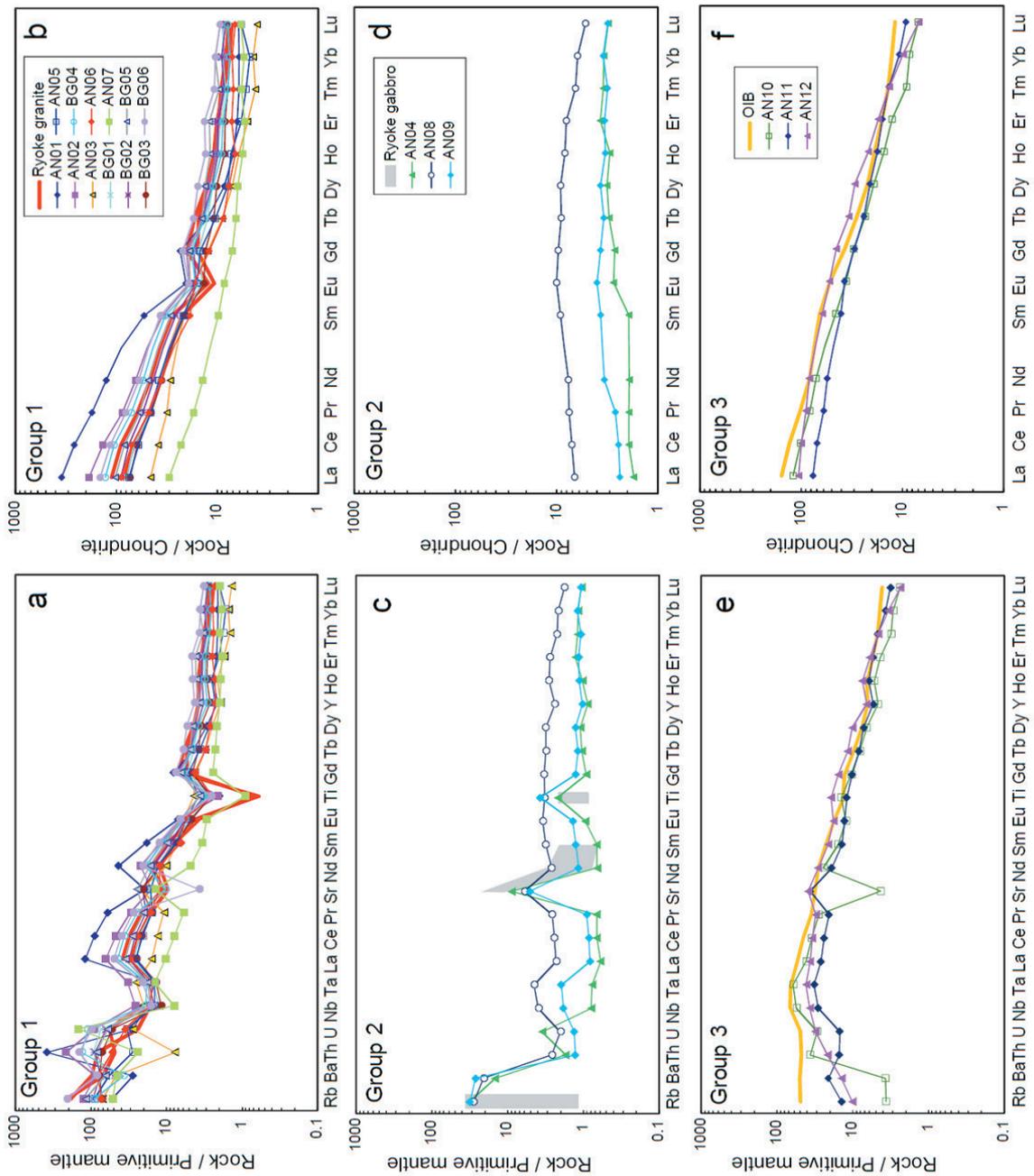


図19 安慮露頭の各試料の、不適合微量元素の始原マントル規格化図と、不適合微量元素のうち希土類元素のコンドライト規格化図

主成分元素組成からみてもこれらの試料は  $\text{SiO}_2 = 56 \sim 73\%$ ,  $\text{MgO} = 1.6 \sim 6.7\%$ , ノルム石英が  $15 \sim 59\%$  で、閃緑岩質～花崗岩質の組成である。

花崗岩質組成タイプは、さらに4グループに分けられる。

#### (1-1) 武節花崗岩と類似した微量元素組成を持つグループ

図19a, bには領家帯の花崗岩類の例として、武節花崗岩の微量元素組成(図中の"Ryoke granite": Ishihara and Chappell, 2007)を示してある。

AN02 (領域②), AN05, BG04, AN06 (領域⑤): 淡灰色カタクレサイト領域からの試料と, BG01, BG02, BG03 (領域③), BG05 (領域⑥): 暗灰色変質片状カタクレサイト帯からの試料。

これらの試料の微量元素組成は武節花崗岩のものによく類似していることが分かる。

また, Sr 同位体比の値もこれまで報告されている領家花崗岩類・斑れい岩類の範囲(Kagami et al., 1985; Morioka et al., 2000; Okano et al., 2000; 柚原・加々美, 2008)に入る(図20)。したがって, これらは領家帯の花崗岩類を原岩とすると考えられる。

これらの試料は, カタクレサイトもそれらがガウジ化した部分も基本的には同じ組成で, 変形・変質による組成変化の影響は小さいと考えられる。ガウジ化したBG01, BG02, BG03 (領域③), BG04 (領域⑤の暗灰色縞状部), BG05 (領域⑥)が領家帯の花崗岩起源であることは確実である。

#### (1-2) 軽希土に富みLa/Yb比が著しく高い試料

##### AN01 (領域①)

露頭左端の暗褐色の領域①から採取されたAN01は, Sr 同位体比は淡褐色カタクレサイトと同様の値を示すが, 微量元素組成は他の試料に比べLaなどの軽希土に富む強い左上がりの希土類元素パターンを示し(図19b), La/Yb比が80と, 他のもの(8~30)に比べて著しく高い。これは原岩が他のものと異なり堆積岩源変成岩で, 碎屑物の供給源の組成を反映している可能性がある。

#### (1-3) 斜長石の集積を伴った原岩か, 斜長石の濃集を伴う変形・変成作用が考えられる試料

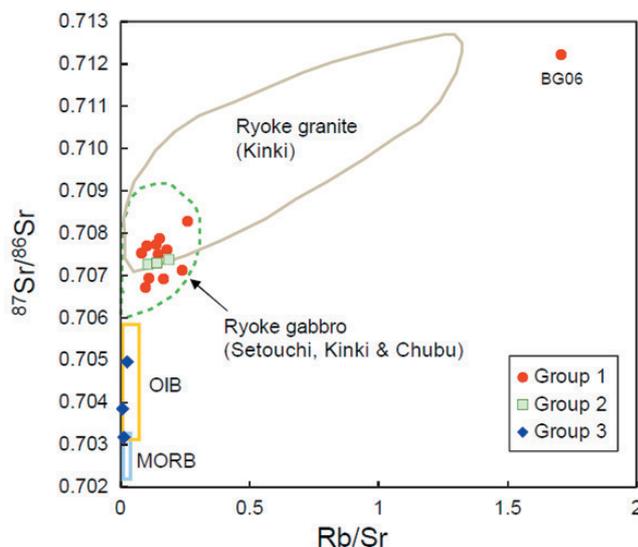


図20 安康露頭の各試料のRb/Sr比とSr同位体比の関係

近畿地方の領家花崗岩類の値はMorioka et al. (2000), 瀬戸内・近畿・中部地方の領家ハンレイ岩類の値はKagami et al. (1985), Okano et al. (2000), 柚原・加々美(2008)による。MORB, OIBのおおよその範囲はSun and McDonough (1989)による。

#### AN03 (領域②) 淡褐色カタクレサイトの一部, AN07 (領域⑤) 淡褐色カタクレサイトの一部

AN03, AN07は他のものより希土類元素濃度が低いが(図19b), 始原マンテル規格化図上でSrの正の異常が認められることから(図19a), 斜長石の集積を伴った原岩あるいは斜長石の濃集を伴う変形・変成作用を反映している可能性がある。これらの試料は上記の他の試料と同様のSr同位体比を示す。

#### (1-4) $\text{K}_2\text{O}$ に富み, Rb/Sr比とSr同位体比が他のものに比べて著しく高い試料

##### BG06 (領域⑥) 暗灰色片状カタクレサイト

露頭東側の暗灰色片状カタクレサイト領域から採取されたガウジの微量元素組成は, 他のグループ1の岩石とおおよそ同様の島弧・大陸地殻型の微量元素パターンを示す。しかしこの試料だけが $\text{K}_2\text{O}$ に富み, Rb/Sr比とSr同位体比が他のグループ1の岩石に比べて著しく高い(図19)。雲母に富む原岩であるため, カリウム含有率やRb/Sr比が高いと考えられる。

#### グループ2 (斑れい岩質組成タイプ)

AN04 (領域④), AN08, AN09 (領域⑦): 淡緑色強変質部からの試料。

東寄りの淡緑色強変質部の領域⑦から得られたAN08 (⑦a), AN09 (⑦c)はグループ1の岩石に比べて

低いSiO<sub>2</sub>含有率(それぞれ48.3%, 48.9%)および非常に高いMgO含有率(それぞれ17.2%, 14.9%), Cr含有率(それぞれ870ppm, 660ppm)を示し、明瞭な苦鉄質組成である。同じく中央付近の淡緑色強変質部の領域④から得られたAN04も同様に高いMgO含有率(9.3%), Cr含有率(600ppm)を示す。

これらの試料は始原マントル規格化図・コンドライト規格化図上でTh~Luの値が非常に低く、強いSrの正の異常を示すのが特徴である(図19c,d)。

このような主成分元素組成・微量元素組成を示す岩石としては斑れい岩類が挙げられる。領家帯には斑れい岩等の苦鉄質岩類が広く分布しており、MgO含有率が20%を超えるものも報告されている(たとえばOkano et al, 2000)。試みに瀬戸内地域の領家帯に産する斑れい岩類のうち、MgO > 9%である試料のRb, Sr, Nd, Sm, Ti濃度(Okano et al, 2000)を図3-17cにプロットすると、グループ2の試料の値におおよそ合致することが分かる。

また、グループ2の試料のSr同位体比はこれまで報告されている領家帯の斑れい岩類の範囲(Kagami et al, 1985; Okano et al, 2000; 柚原・加々美, 2008)に入り、またグループ1(BG06を除く)の値とも区別がつかない(図12)。これらのことから、グループ2の岩石は領家帯起源であると考えて矛盾はない。

**グループ3 (海洋島玄武岩質組成タイプ)**

AN10, AN11, AN12 (領域⑩緑色塊状岩)。

これらの試料は、SiO<sub>2</sub> = 40.5~46.6%, MgO = 5.7~14.5%で明瞭な苦鉄質組成である。これらはすべて

ノルム石英を欠き、ノルムかんらん石(7~18%)が算出されており、AN11に関してはノルムネフェリン(0.5%)も算出されている。変質の影響は否定できないものの、これらはかんらん石玄武岩~アルカリ玄武岩を原岩とすると考えて良い。

これらの試料は微量元素パターン、希土類元素パターンが滑らかに左上がりな海洋島玄武岩(OIB)特有の特徴を示しており(図19e,f), Sr同位体比もグループ1, グループ2とは異なりOIBの範囲に入る(図20)。したがって、これらは間違いなく付加した海山の玄武岩を原岩とすると考えられ、三波川変成帯の苦鉄質変成岩由来であると考えて良い。

**化学分析による原岩分布図**

試料の採取位置と原岩判定結果を図21に示す。

**G : 花崗岩質組成** : 花崗岩類およびそれらを起源とする堆積岩・変成岩に広く見られる、島弧・大陸地殻型組成のグループで、微量元素組成が領家帯の武節花崗岩と同じパターンを示すもの。

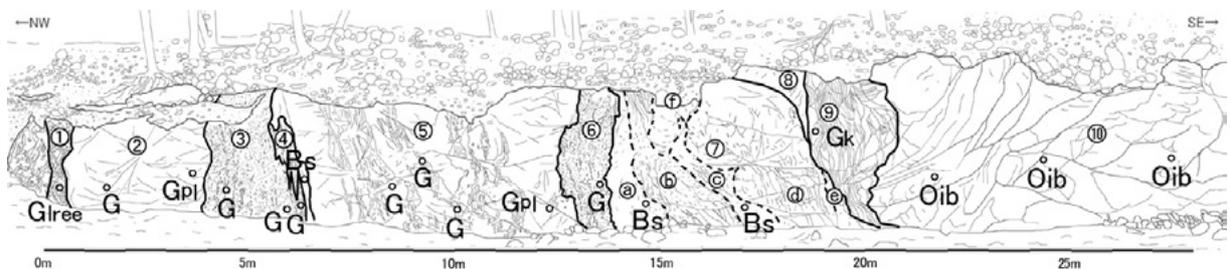
以下は島弧・大陸地殻型の閃緑岩質~花崗岩質組成だが一部のデータが異なるもの。

- (Gree) : 軽希土類(Light rare earth)が多い
- (Gpla) : 斜長石(Plagioclase)成分が濃集
- (Gk) : カリウム(Kalium)に富む

**Bs : 斑れい岩質組成**

主要元素組成はマグネシウムに富む苦鉄質組成だが、微量元素組成は領家帯のものと一致する。

**Oib : 海洋島玄武岩質組成。**



G : 花崗岩質組成。(G)基本的に島弧・大陸地殻型の閃緑岩質~花崗岩質組成だが組成の一部が異なるもの、(Gree) : 軽希土が多い、(Gpla) : 斜長石成分が濃集、(Gk) : カリウムに富む。Bs : 斑れい岩質組成。Oib : 海洋島玄武岩質組成

図21 化学分析試料の解析結果

## 5. 議論

### (1) 薄片観察と化学分析の対比による原岩の検討

#### 領域① (暗褐色カタクレサイト領域)

薄片観察では、砂質片麻岩由来のマイロナイトの破碎岩片が見られた。

化学分析で「花崗岩質組成」と呼んでいるのは、島弧・大陸地殻型の花崗岩～閃緑岩質組成の火成岩およびそれらを起源とする堆積岩・変成岩の組成である。

この試料は領家花崗岩のパターンと比べ、軽希土に富みLa/Yb比が著しく高い。これは原岩の花崗岩の組成的不均質性に由来する可能性もあるが、原岩が砂質片麻岩で碎屑物の組成に起因していると考えても矛盾はない。

#### 領域②, 領域⑤ (淡褐色カタクレサイト領域)

薄片観察では、破碎岩片内に花崗岩類由来のマイロナイトの組織が見られた。

化学分析でも、島弧・大陸地殻型の花崗岩～閃緑岩質組成と、領家帯の武節花崗岩と同じ微量元素パターンが得られた。

一部の斜長石成分の濃集を示す試料については、マイロナイトの原岩の非持トータル岩は不均一であり、その組成が現れていることが考えられる。あるいは苦鉄質包有物が関係した可能性があるかもしれない。

#### 領域③, 領域⑥ (暗灰色変質片状カタクレサイト帯)

薄片観察では不確実なデータしか得られなかった。

化学分析により、淡褐色の領域と同じ花崗岩～閃緑岩質組成と、武節花崗岩と同じ微量元素パターンが得られ、領家花崗岩類由来であることが確かめられた。

#### 領域④, 領域⑦a, ⑦c (鮮やかな淡緑色変質帯)

原岩のほぼすべての鉱物が失われ、薄片観察では原岩の判定ができなかった。

化学分析により、斑れい岩質組成と、領家花崗岩由来のグループと同じSr同位体比が得られた。変質の程度が他の部分に比べて大きいのは、原岩がCaに富んだ斜長石、苦鉄質鉱物などの変質しやすい鉱物で構成されていたこと、変質しにくい石英を含まないことを反映したものと考えられる。

ただし苦鉄質包有物を含めて領家帯の斑れい岩類は組成もサイズも多様で、どのような苦鉄質岩が原岩であったのかは、これから考えていかねばならない。

#### 領域⑦d東縁付近 (淡褐色変質部東縁付近)

薄片観察により、採取された変質岩の試料が三波川変成帯の石英片岩であることは確実である。

#### 領域⑧ (淡褐色～淡緑色カタクレサイト領域)

薄片観察により、採取されたカタクレサイトの試料が領家花崗岩類由来のマイロナイトが原岩であることは確実である。

#### 領域⑨ (暗灰色変質片状カタクレサイト領域)

薄片観察により三波川変成帯の泥質片岩である。

化学分析では、島弧・大陸地殻型の微量元素組成が得られたので花崗岩質組成のグループに含めたが、主要元素組成はこの試料だけがカリウムに富んでいる。またこの試料だけがSr同位体比が高い。そのため雲母に富む原岩が考えられた。これらの特徴は、泥質変成岩と矛盾しない。

この化学分析では、原岩の判定のために比較的変成・変形・変質作用の影響を受けにくい元素を選んで微量元素組成の解析を行っている。しかし、この泥質片岩が領家変成岩ではなく三波川変成岩であることは、変成温度を反映した斜長石の成分のちがいによる屈折率のちがいが薄片観察により確認され、確実である。

### (2) 現在の地質境界について

上記の領域⑨の三波川泥質片岩 (図17⑨Sm) は、その西縁の断層を境に、露頭上部では領家花崗岩類由来のマイロナイト (図17⑧R) が得られた領域⑧に接しており、そこが地質境界であることはまちがいない (図12)。

一方、領域⑧は西側の断層で、三波川石英片岩 (図17⑦d東縁付近のSc) を含む領域に接しており、ここでは東側に領家花崗岩類、西側に三波川変成岩が接する地質境界になっている可能性がある。

また、領域⑧の両側の断層は露頭下部で収れんし (図12)、その下方では領域⑧は消滅する。断層の下方の区間で三波川泥質片岩の西側に接する領域 (図17⑦e) の原岩は未解決であるので、明らかにしなければならない。

さらに、領家花崗岩類由来のマイロナイト (図17⑧R) の西側に位置する三波川石英片岩 (図17⑦d東縁付近のSc) の分布範囲を調べ、化学分析で明らかになった領家帯の斑れい岩質組成の領域 (図21⑦aと⑦cのBs) との境界を明らかにすることが、今後の課題である。

## 6. 謝辞

長野県指定天然記念物の調査に御許可いただいた長野県教育委員会の皆さまに感謝いたします。また国土交通省天竜川上流河川事務所小渋川砂防出張所の皆さまの調査への御理解に感謝いたします。

(株) マリン・ワーク・ジャパンの松岡淳氏、永石一弥氏には化学分析の補助をしていただきました。またこの研究の一部には、文部科学省・日本学術振興会の科学研究費を使用しました。

早稲田大学の高木秀雄教授には薄片を見ていただくなど、長年にわたりご指導いただいています。厚く感謝いたします。

最後に、くりかえし有用な示唆をくださいました査読者の皆さまに感謝いたします。

## 7. 参考文献

- Imai N., Terashima S., Itoh S. and Ando A., 1995, 1994 compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "Igneous rock series". *Geostandards Newsletter* 19, 135–213.
- Ishihara S. and Chappell B. W., 2007, Chemical compositions of the late Cretaceous Ryoke granitoids of the Chubu District, central Japan - Revisited. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, 58, 323–350.
- Kagami H., Tainosho Y., Iizumi S. and Hayama Y., 1985, High initial Sr-isotopic ratios of gabbro and metadiabase in the Ryoke Belt, Southwest Japan. *Geochemical Journal* 19, 237–243.
- 河本和朗, 2005, 長野県大鹿村高森山林道沿いの異なる原岩から形成されたマイロナイトの特徴, 伊那谷自然史論集, 6, 49–70.
- 河本和朗, 2006, 中央構造線北川露頭 - 西南日本内帯と外帯の地質境界断層, 日本地方地質誌中部地方, 430–431, 日本地質学会編, 朝倉書店.
- 河本和朗・安原健夫・高木秀雄, 2006, 長野県長谷～大鹿地域の4露頭における地質境界としての中央構造線の位置, 日本地質学会学術大会講演要旨, 113, 215.
- Masuda, T. and Fujimura, A., 1981, Microstructural development of fine-grained quartz aggregates by syntectonic recrystallization. *Tectonophysics* 72, 105–128.
- 増田俊明・山本啓司・道林克禎・伴 雅子, 1990, 静岡県北西部水窪地域での中央構造線の位置の再検討. 静岡大学地球科学研究報告, 16, 49–65.
- 牧野剛士・道林克禎, 1997, 中部地方中央構造線沿いに露出するマイロナイトの全岩主成分元素組成. 静岡大学地球科学研究報告, 24, 1–13.
- 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.
- 松島信幸・岡田篤正, 1993, 伊那谷構造盆地の活断層と南アルプスの中央構造線. 断層研究資料センター・伊那谷自然友の会・大鹿村中央構造線博物館.
- Morioka K., Tainosho Y. and Kagami H., 2000, Rb-Sr isochron ages of the Cretaceous granitoids in the Ryoke belt, Kinki district, Southwest Japan. *The Island Arc*, 9, 46–54.
- Okano O., Sato T. and Kagami H., 2000, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic studies of mafic igneous rocks from the Ryoke plutono-metamorphic belt in the Setouchi area, Southwest Japan: implications for the genesis and thermal history. *The Island Arc*, 9, 21–36.
- Sun S.-S. and McDonough W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins*. (eds. A. D. Saunders and M. J. Norry). *Geological Society Special Publication* No.42, London, 313–345.
- 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-長野県上伊那地域の例-. 早稲田大学教育学部学術研究 (生物学・地学編), 32, 47–60.
- 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, 地質学雑誌, 99, 口絵, xxvii–xxviii.
- 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, 地質学雑誌, 102, 170–179.
- 田中秀美・高木秀雄・井上 良, 1996, 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. 構造地質, 41, 31–44.
- 柚原雅樹・加々美寛雄, 2008, 伊那領家変成帯, 三穂地域の水晶山苦鉄質岩体の同位体年代. 福岡大学理学集報, 38, 75–88.