

愛知県豊田市旧下山村に分布する武節花崗岩の変形作用 Deformation of Busetsu granites in the Shimoyama area, Toyota city, central Japan

伊藤友規・三宅 明*
Yuuki Ito and Akira Miyake

key words : 延性剪断作用, 領家帯, 武節花崗岩

1. はじめに

愛知県豊田市旧下山村には領家変成岩類および領家花崗岩類が分布している。この地域で見られる領家花崗岩類は、神原トータル岩、伊奈川花崗岩、武節花崗岩であり、相互の貫入関係からこの順番で貫入したことが明らかにされている(領家変成帯グループ, 1972)。またその貫入順序に調和的な絶対年代(CHIME 年代)も報告されている(Suzuki and Adachi, 1998 など)。

これらの領家花崗岩のうち、神原トータル岩(CHIME 年代: 約 95Ma) は古期花崗岩類とされており、強い片状構造が特徴である。これは、神原トータル岩の貫入時あるいはそれ以降に起きた広域的な変形作用の結果生じたと考えられている(鈴木ほか, 2000)。一方、伊奈川花崗岩(CHIME 年代: 約 82Ma) と武節花崗岩(CHIME 年代: 約 77Ma) は新期花崗岩類であり、上述の広域変形作用終了後に貫入したため、片状構造は顕著ではないとされている(鈴木ほか, 2000)。

本論では、旧下山村地域でみられる領家花崗岩類のうち、最も新しい時代に貫入した武節花崗岩が経験した変形作用をとりあげる。武節花崗岩は、愛知県岡崎市周辺から長野県門島地域にかけて広く分布している(門島地域のものは、門島花崗岩と呼ばれている)が、通常の武節花崗岩は、塊状で方向性に乏しく、片状構造などの変形構造は顕著ではない(仲井, 1970)。武節花崗岩が強い変形を受けているのは、剪断帯の

ような局所的な地域に限られると考えられる。

領家帯における剪断帯として最も重要なのは領家帯南縁の延性剪断帯であり、中央構造線に沿って、中部地方では NE-SW 方向に連続して分布する(図 1)。ここの変形岩(マイロナイト)は、上盤(北西側)が南西方向にずれる変形作用によって形成されたと推定されている(たとえば, Michibayashi et al., 1997)。年代として、約 62~63Ma の黒雲母 Ar-Ar 年代(長野県大鹿村大河原, 大西山麓のマイロナイト)が報告されている(Dallmeyer and Takasu, 1991)。

一方、中央構造線から離れた位置の中部地方の剪断帯として、足助剪断帯(図 1)がある。足助剪断帯もまた、NE-SW 方向に伸長する剪断帯であるが、こちらは、基本的にはカタクレーサイトを主とする脆性剪断帯である。カタクレーサイトの組織の観察から、足助剪断帯の剪断方向は上盤が北西~西方向に移動するような正断層成分を含むものであり(高木, 2006)、中央構造線に沿う剪断帯とは明らかに運動方向が異なっている。年代として、約 53Ma のフィッシュントラック年代(シュードタキライト)が報告されている(Murakami et al., 2003)。

また、足助剪断帯の南側の伊奈川花崗岩は延性剪断作用を受けており、運動方向は、上盤が北西方向にずり落ちるような正断層的なものであった(吉川・三宅, 2010)。

以上のように、中部地方では、白亜紀末期~古第三紀初頭に発達した、NE-SW 方向に伸長し

*愛知教育大学理科教育講座地学領域

Department of Earth Sciences, Aichi University of Education, Kariya, Aichi 4 48-8542, Japan

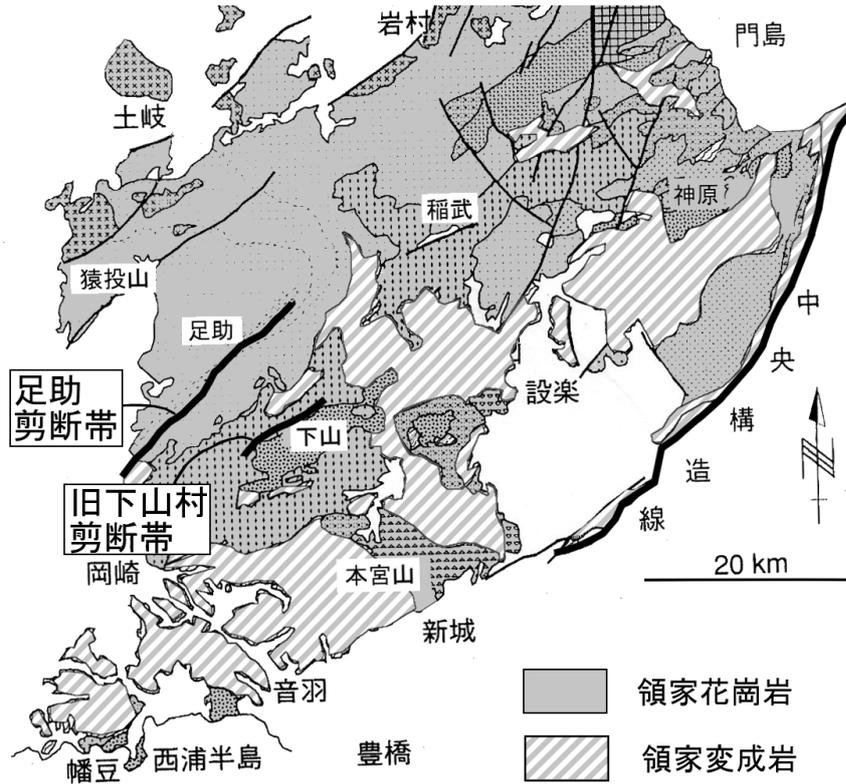


図 1. 三河地方領家帯の地質図と旧下山村の剪断帯の位置. 凡例では領家花崗岩を一括したが、地質図上では各花崗岩体は区別されている。このうち、伊奈川花崗岩は、足助や猿投山付近からその北東側に広く分布する。武節花崗岩は岡崎の北東側、稲武の南や東側にやはり広く分布する。

た剪断帯が何本か存在しているが、中央構造線に沿う領家帯南縁と、中央構造線から離れた領家帯内部では、剪断方向（ずりの方向）が異なっている可能性がある。こうした可能性をはっきりさせることは、この時代の中部地方におけるテクトニクスの解明に重要であると考えられる。

武節花崗岩分布地域においても、豊田市旧下山村で強く片状構造が発達する延性剪断帯が、やはり NE-SW 方向に 10 km 以上連続して分布する (図 1) ことが明らかになってきた (城森, 2009MS; 山下, 2010MS)。

そこで著者のひとりである伊藤は、2010 年度の愛知教育大学の卒業研究で、豊田市旧下山村の延性剪断帯の詳細を明らかにしつつ、変形の運動方向（剪断のセンス）についても調査を行った。小論ではその一部を報告する。

2. 地質構造

本研究では野外において、領家変成岩、神原トータル岩、伊奈川花崗岩、武節花崗岩の分布を調査しながら、特に武節花崗岩について詳し

い観察、片状構造や鉱物伸長線構造の測定、方位づけサンプリングを行った。

この地域の武節花崗岩の多くは白雲母を特徴的に含み、また神原トータル岩や伊奈川花崗岩より細粒であることから、容易に判別できる。

神原トータル岩との境界付近やその延長部分の武節花崗岩は片状構造の発達が特に顕著であり、その面上で鉱物伸長線構造を明確に観察できる。変形岩において、片状構造は変形の短縮方向と垂直に発達し、鉱物伸長線構造は伸長軸方向に形成される。これらの方向が露頭で認識できる場合は野外で測定し、露頭で判断できないものは、方位づけされたサンプルを実験室で水洗の後、片状構造の面の測定を行い、鉱物伸長線構造は、その面と平行にカッターで切断し、その面上で線方向を測定した。

図 2 に片状構造の面および伸長線構造の方向についての測定結果を示す。この地域の武節花崗岩の片状構造は、NE-SW 走向で SE 傾斜のものが多く、その傾斜角は一般に小さい。片状構造の走向は、神原トータル岩体と調和的であ

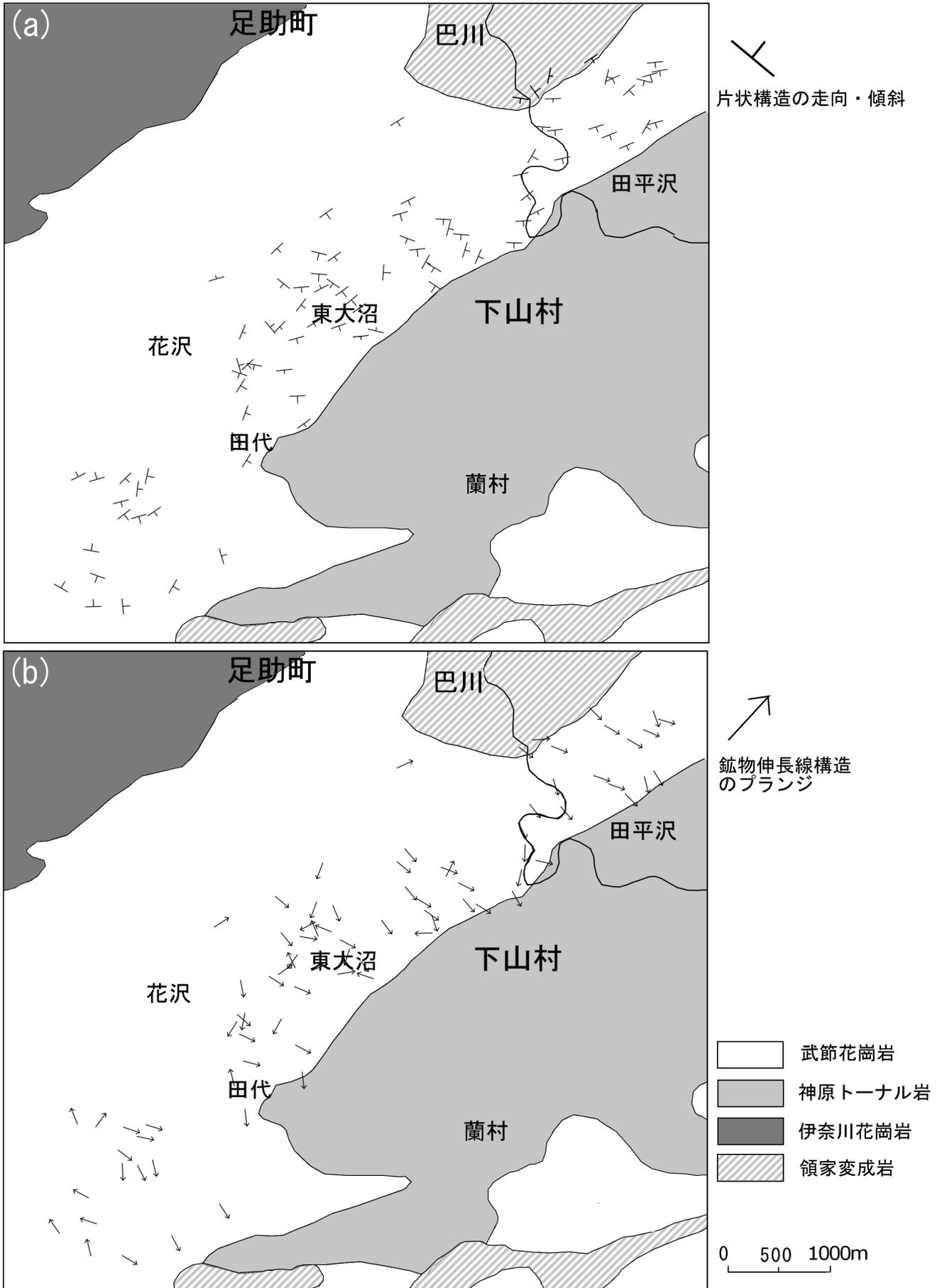


図 2. (a) 片状構造 と (b) 鉱物伸長線構造 の方向

るようにみえる。また鉱物伸長線構造は、SE 方向（傾斜方向）に低角度でプランジするものが多かった。片状構造、伸長線構造の方向は共に、北東側でよく揃う傾向がある。

サンプリングした岩石は、微細構造を観察・測定を行うために、片状構造に垂直な方向を Z 軸（短縮軸）、鉱物伸長線構造に平行な方向を X 軸（伸長軸）として、XZ 面に平行な岩石薄片を作成した。

3. 微細構造

一般に、花崗岩類が地下深部で延性的な変形作用を受けると、石英結晶粒は変形されながら再結晶作用がおり、細かい石英粒子の集合体に変化する。延性変形岩であるマイロナイトは、そのような細粒集合体（石英プール）を含んでいることが特徴であり、一般に変形の強度が強いほど、石英粒子が細くなる。一方、長石類は、延性変形に対して耐性があるため、細粒化を免れる傾向がある。細粒化を免れた斑状の結晶はポーフィロクラストと呼ばれており、ポーフィロクラストの周囲を細粒化した粒子集合が取り巻く組織は、マイロナイト組織のひとつの典型である。本地域の武節花崗岩においても、片状構造が発達したサンプルでは、顕微鏡下でそのような組織を観察できる（図3）。

変形作用の程度を定量的に表すために、岩石薄片上で石英粒子の平均粒径を測定した。平均粒径は、岩石薄片上に仮想的に引いた側線が切り取る石英粒子の長さを多数測定し、その相加平均として求めた。このような平均粒径をサンプルごとに求め、

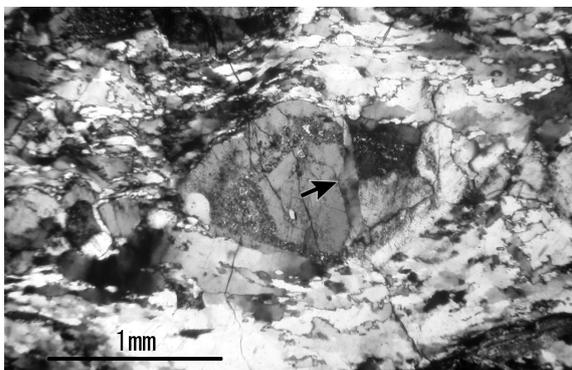


図3. 延性変形を受けた武節花崗岩（直交ポーラー）斜長石ポーフィロクラストの周囲を細粒の再結晶石英集合が取り巻いている。中央の斜長石結晶は矢印の位置で左右に割れ、そこに石英が充填されている。

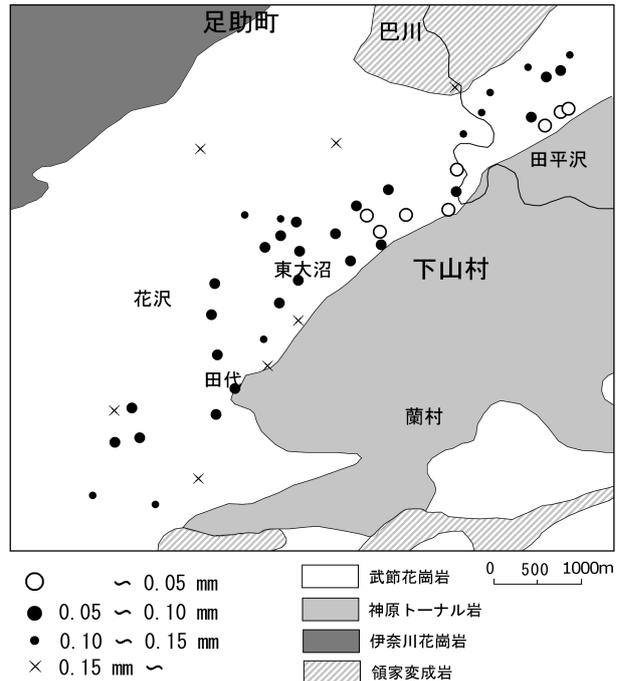


図4. 武節花崗岩中の石英粒子平均粒径の地域的分布

4つのサイズのグループに分けて地図上にプロットした（図4）。ここで石英の平均粒径が0.15mm以下になる地域を剪断帯とみなすことにすれば、この剪断帯は東大沼付近でやや屈曲し、北東部ではENE-WSW方向に、南西部ではNE-SW方向に連続することがわかる。剪断帯の厚さは1 km程度であるが、屈曲部付近で広く、両側に向かってせまくなる傾向がある。その中でも、最も細粒化が進んでいるのは、屈曲部の北東側のうち神原トータル岩体との境界付近である。ここでは岩石薄片全体の石英が細粒化しているため、平均粒径が小さな値になる。一方、屈曲部の南西側では岩石薄片1枚の中で、細粒化が著しい部分があっても、比較的粗粒な粒子も存在していることが多い。

一般に変形の進んだ岩石では、石英の細粒集合体（石英プール）もまた偏平／伸長化し、その配列が延性変形岩の片状構造や鉱物伸長線構造を形成する。

一方石英プールに含まれる、一粒一粒の石英粒子自身は、細長く伸長しているタイプのもので、あまり伸長していないタイプのものがある。あまり伸長していない石英粒子が主体となっている延性変形岩は、Pタイプ（図5a）と呼ばれ、一般に比較的高温の変形作用で形成されたと考えられている。逆によく伸長した石英粒子が主

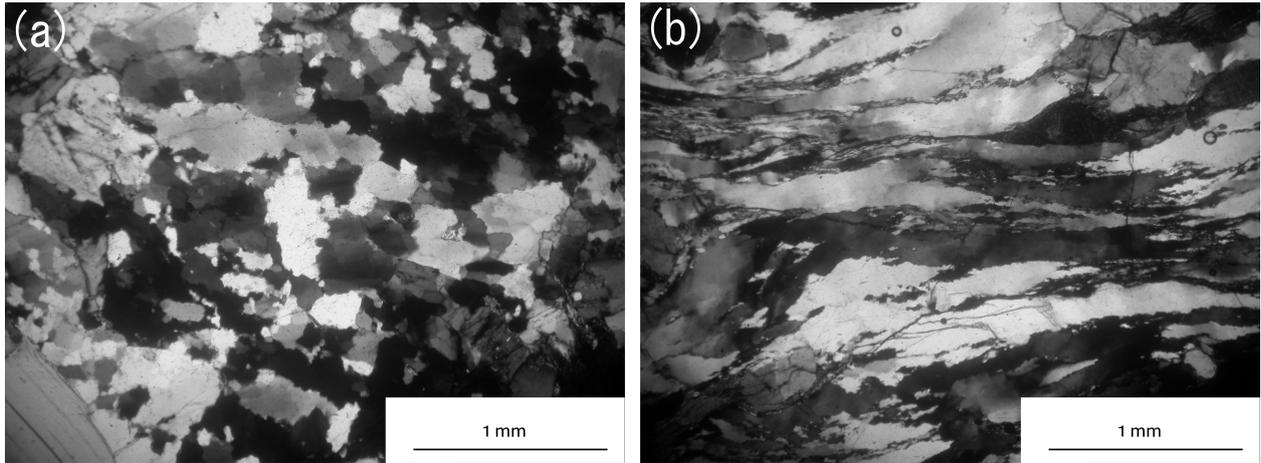


図 5. 本剪断帯で見られる 2 種類の再結晶石英粒子 (a) P タイプと (b) S タイプ (直交ポーラー)

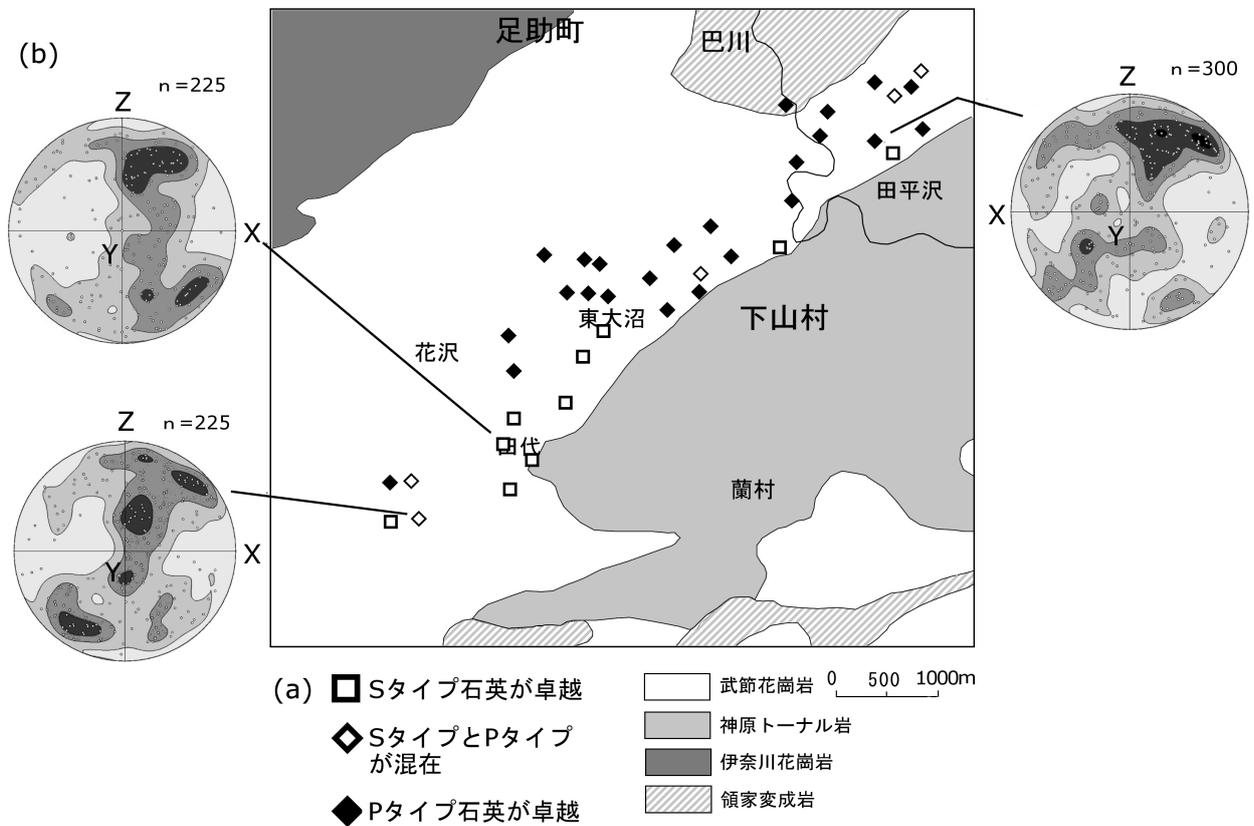


図 6. (a) P タイプと S タイプの地域的分布と (b) C 軸ファブリック

体となっている延性変形岩は、S タイプ (図 5b) と呼ばれ、比較的低温で変形作用を受けたと考えられている (Masuda and Fujimura, 1981)。本地域ではどちらのタイプの変形岩も観察できるが、屈曲部の北東部では P タイプが、南西部が S タイプのものが卓越する傾向がある (図 6a)。

4. 石英の C 軸ファブリック

変形作用の温度条件を推定するために、石英の C 軸ファブリックの測定を行った。

石英の C 軸ファブリックとは、石英粒子の C 軸方位の 3 次元分布を意味し、通常は等積投影図にステレオ投影して表現する。岩石が変形すると、そこに含まれる石英粒子内で、結晶内すべりが生じて、石英粒子は変形する。この時、石英の結晶軸である C 軸が回転することにより、C 軸は特定の方向に集中すると考えられている。温度によって、石英の結晶内すべりの方向は変化するので、C 軸が集中する分布も変化する。したがって、C 軸ファブリックの特徴から石英

粒子の変形時の温度条件をある程度推定できる。

測定方法として、三宅ほか (2002) のコノスコープ像を用いる方法を使い、一つのサンプルで約 200~300 個の石英粒子の C 軸を測定した。そして、求めた C 軸方位を等積投影図の下半球にプロットした。C 軸ファブリックのパターンを決定するため、修正 Kamb 法 (Vollmer, 1995) を用いて、C 軸方位の集中の程度をコンターで表現した (図 6b)。

その結果、屈曲部の北東側のサンプルはタイプ II クロスガードルのパターンを示しており 400~550 °C 程度の温度条件下で、南西側のサンプルはタイプ I クロスガードルのパターンを示しており、300~400 °C の温度条件下で石英の再結晶作用が生じたと推定できる。

4. シアバンド

変形作用の剪断 (ずり) の方向を推定するために、岩石薄片内のシアバンドを偏光顕微鏡で観察した (図 7)。

シアバンドは、延性変形岩の鉱物伸長線構造とやや斜交してみられる微小剪断帯であり、シアバンドにそってより細粒な石英や雲母等が配列する。前述したように本研究では、片状構造に垂直な Z 軸 (短縮軸) と、鉱物伸長線構造に平行な X 軸 (伸長軸) を含む XZ 面における薄片を観察したのであるが、シアバンドが薄片上の X 軸 (伸長軸) のどちら側に斜交しているかによって、変形時の剪断の方向を推定できる (図 7 を参照)。

観察の結果、上盤が NW 方向にずれる剪断を示すシアバンドが発達するサンプルと上盤が SE 方向にずれる剪断を示すサンプルの両方が存在していることが判明した (図 8)。剪断帯の屈曲部の北東側では、上盤が SE 方向にずれるセンスを示すものが卓越するのに対し、屈曲部の南西側では、屈曲部に近い部分で上盤が NW 方向にずれるものが多いが、南西側の端では再び上盤が SE 方向にずれるものが多くなる。

6. 考察とまとめ

愛知県豊田市旧下山村の武節花崗岩分布域には、北東-南西方向に伸長する幅が約 1 km 程度の延性剪断帯が存在する。この剪断帯は、東大

沼付近でやや屈曲し、北東側では ENE-WSW 方向に連続するのに対して、南西部では NE-SW 方向に連続する。この剪断帯内で武節花崗岩は延性変形し、石英粒子が細粒化するとともに、片状構造が発達する。その面構造は、剪断帯の方向に概ね調和的であり、一般に SE 側に浅く傾斜する。鉱物伸長線構造の方向はやはり SE 方向に低角度でプランジすることが多い。鉱物伸長線構造の方向より、この剪断帯は NW-SE 方向に伸長するような延性変形作用によって生じたことが示唆される。

変形した武節花崗岩は、再結晶石英粒子が伸長しているものが多いタイプ (S タイプ) と伸長していないものが多いタイプ (P タイプ) の両タイプが観察される。剪断帯の屈曲部より北東側では P タイプが卓越するのに対して、屈曲部の南西側では S タイプが卓越する。S タイプは P タイプに比べて低温の延性変形の結果生じると考えられる (Masuda and Fujimura, 1981) ので、南西側の方が北東側に比べて低温時の再結晶作用を記録していると解釈できる。北東側と南西側の武節花崗岩が同じ冷却史をたどり、冷却の過程でこの剪断帯が形成されたと仮定すれば、時間的には北東側の高温の変形作用の後に南西側の低温の変形作用が生じたことになる。

P タイプと S タイプの地域的分布とは独立に、再結晶石英の形成温度を調査するために、石英の C 軸ファブリックを測定した。南西側で 2 試料、北東側で 1 試料の石英 C 軸ファブリックを測定した結果、南西側ではタイプ I クロスガードルのパターンであったのに対して、北東側ではタイプ II クロスガードルのパターンを示した。このことは、北東側 (400~550 °C) の方が南西側 (300~400 °C) より高温で石英が再結晶したことを意味し、P タイプと S タイプの地域的分布と調和的な結果になった。

この剪断帯における剪断 (ずり) 方向を調べるため、本研究では、XZ 薄片においてシアバンドを顕微鏡観察した。その結果、剪断帯の屈曲部より北東側では上盤が SE 方向にずれるセンスを示す一方、南西側では、屈曲部に近い位置では上盤が NW 方向にずれるセンスを示すが、屈曲部から離れた位置では SE 方向にずれるセンスであった。このような複雑な剪断センスの

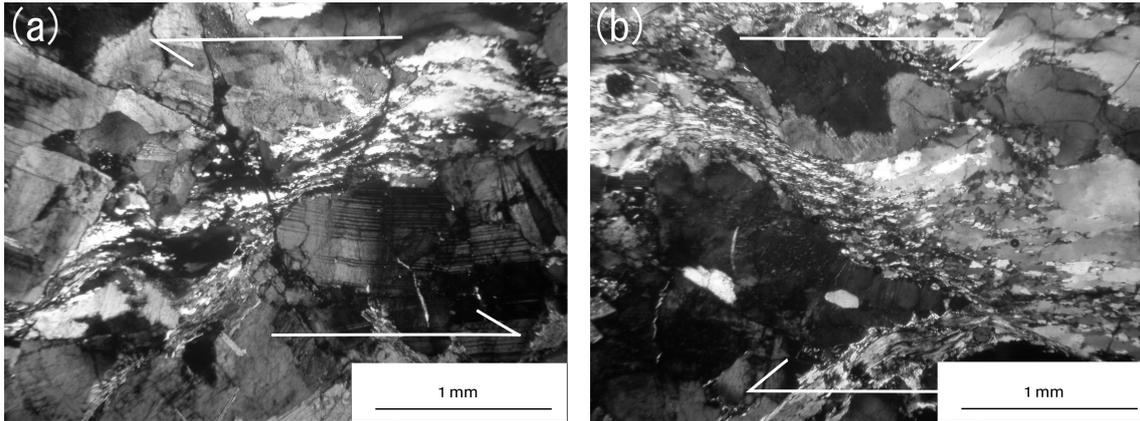


図 7. シアバンドの顕微鏡写真 (直交ポーラー). どちらも, 岩石全体では, 鉱物伸長線構造は写真の左右の方向にある。シアバンドは, (a) では右上-左下に発達し, (b) では左上-右下に発達している。このことから, (a) では見掛け上, 左横ずれ, (b) では見掛け上, 右横ずれ, と剪断のセンスが推定できる。

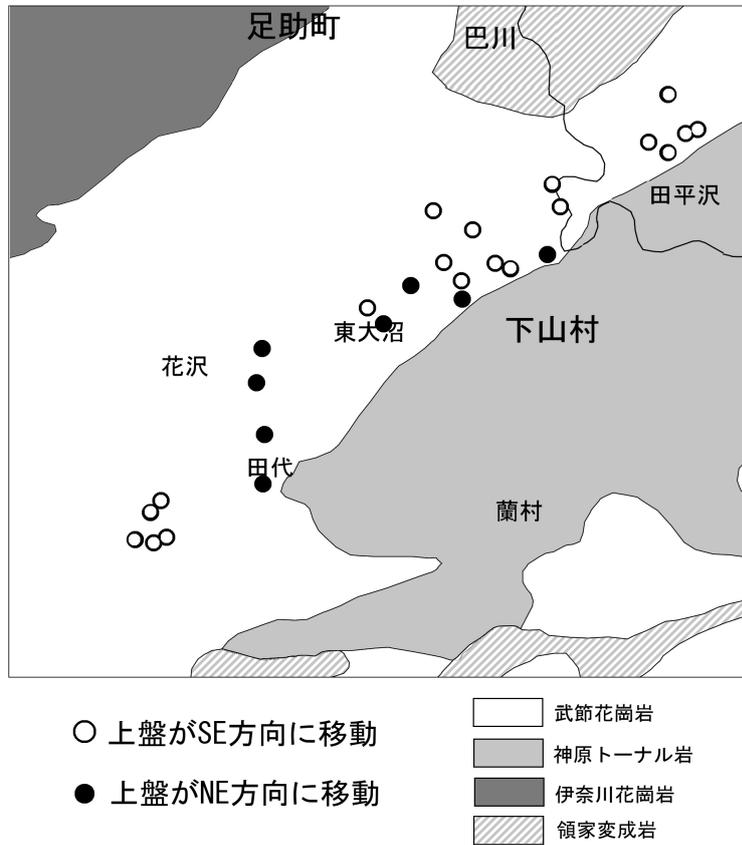


図 8. シアバンドの方向から推定した剪断のセンスの地域的分布

地域的分布の解釈として, 剪断方向が時間とともに変化したと考えるのがもっとも自然である。今回, 得られた断片的な知見をつなぎあわせると, (1) 武節岩体が 400~550 °C 程度の温度になったとき, 東大沼の北東側を中心に上盤が SE 方向にずれる延性剪断作用が起こり, (2) 南西側では 300~400 °C になって上盤が NW 方向にずれる延性剪断と SE 方向にずれる延性剪断の両方が起きた (前後関係は不明)。

剪断センスの逆転は, 必ずしもこの地域の広域応力の逆転を意味するものではない。本剪断帯において, どちらのセンスを示す岩石も鉱物伸長線構造も SE 側に浅くプランジしている。このことは, どちらの剪断センスの変形時においても, 最小主応力軸は基本的には NW-SE 方向であることを示している。剪断センスの逆転は, 最小主応力軸の傾きの角度がわずかに変化することによって説明可能である。

旧下山村の神原トータル岩の K-Ar 黒雲母年代として、約 67Ma の年代が得られている (河野ほか, 1966)。K-Ar 黒雲母年代は、閉鎖温度約 350°C 以下に冷却した時点の年代を意味する。本地域の武節花崗岩も神原トータル岩に隣接しているため、同様な冷却の歴史をたどったと仮定できる。黒雲母の閉鎖温度である約 350°C は、おおざっぱにみれば、屈曲部より南西側で石英が再結晶した温度に近い。このことから、約 67Ma 頃に本剪断帯の延性変形作用は終了したと考えられる。

本剪断帯の延性剪断岩とその約 8 km 北方の伊奈川花崗岩体の延性剪断岩 (吉川・三宅, 2010) およびさらにその北側の足助剪断帯の脆性剪断岩 (高木, 2006) は、変形温度は様々であり、変形が起きた時代にも幅があると考えられるが、鉱物伸長線構造の方向は基本的には NW-SE 方向に近い。この方向は、中央構造線に沿う領家帯南縁の延性剪断岩の、NE-SW 方向の線構造と大きく異なっている。近畿地方の領家帯でも、中央構造線に沿う領家帯南縁部と領家帯内部の剪断帯で、鉱物伸長線構造が同様な関係で異なっていることが報告されている (Sakakibara, 1995)。以上のことから、白亜紀末期～古第三紀初頭において、領家帯南縁部と領家帯内部では変形の方向が異なっていた、すなわち変形が分配されていた可能性が高い。

8. 参考文献

- 河野義礼・植田良夫, 1996, 本邦産火成岩の K-Ar dating (V) -西南日本の花崗岩類-, 岩鉱, **56**, 191-211.
- Sakakibara N, 1995, Structural evolution of multiple ductile shear zone system in the Ryoke belt, Kinki Province. Jour. Sci. Hiroshima Univ., serC, **10**, 267-332.
- Suzuki, K. and Adachi, M., 1998, Denudation history of the high *T/P* Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 23-37.
- 鈴木和博・三宅 明・寛 光喜・加藤丈典, 2000, CHIME 年代にもとづく三河地方領家帯変成岩と花崗岩類の熱史, 月刊地球/号外, **30**, 22-27.
- 城森由佳, 2009, 旧下山村北西部に分布する伊奈川花崗岩と武節花崗岩の変形史について, 愛知教育大学卒業論文.
- 高木秀雄, 2006, 足助剪断帯のシュードタキライト, 日本地質学会 (編), 日本地方地質誌 4 中部地方, 朝倉書店, p.436-437.
- Dallmeyer, R. D. and Takasu, A., 1991, Middle Paleocene tterane juxtaposition along the Median Tectonic Line, southwest Japan:evidence from Ar/Ar mineral ages., *Tectonophysics*, **200**, 281-297.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久, 2004, 20 万分の 1 地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Masuda, T. and Fujimura, A., 1981, Microstructural deveopement of fine-grained quartz agregates by syntectonic recrystallization. *Tectonophysics*, **72**, 105-128.
- Michibayashi, K., Makino, T. and Yoshida, S., 1997, "Xenolith windows": intensely deformed mylonites entrained in the Tenryukyo granite, the Ryoke belt, central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **103**, 1053-1064.
- 三宅 明・大西由夏・與語節生, 2002, コノスコープによる光軸的一軸性結晶 C 軸方位の新測定法, 地質学雑誌, **108**, 176-185.
- Murakami, M., Takagi, T and Takagi, H., 2003, Pseudotachylyte dating by zircon fission track hermochronology. *Goldschmidt Conference Abstracts*, A314.
- 領家研究グループ, 1972, 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係. 地球科学, **26**, 206-216.
- Vollmer, F. W., C program for automatic contouring of spherical orientation data using a modified Kamb method. *Computers & Geosciences*, **21**, 31-49.
- 山下晴久, 2010, 豊田市旧下山村北部における武節花崗岩の延性剪断帯について, 愛知教育大学卒業論文
- 吉川晴教・三宅 明, 2010, 豊田市北東部における伊奈川花崗岩の変形作用. 名古屋地学, **72**, 21-28.