

花崗岩体中の節理の終点と交差部について

藤井幸泰

深田地質研究所

Termination and intersection of joints in granite with a note on a new method of joint sampling with handy drill machine

FUJII Yukiyasu

Fukada Geological Institute

要旨：土岐花崗岩中に発達する節理の終点と交差部において、薄片による顕微鏡下の詳細な観察を行った。節理の終点には形態的な違いと充填鉱物の種類の違いで識別される2種類の終点が存在し、これは形成深度の違いを示していると考えられる。ここに紹介する新しい手法によって節理交差部の試料採取が可能になった。顕微鏡下の観察から交差した節理の形成順序が推定できそうである。

キーワード：節理，節理終点，節理交差部，充填物，花崗岩。

はじめに

節理は最も普遍的にみられる地質構造の一つである。堆積岩，火成岩，変成岩など様々な岩石にみられる構造である。

断層は「剪断帯」としてある程度の幅を持った構造が多く，スケールも節理に比べて大きい。また断層面の観察から応力場を推定できるため，そのメカニズムを解明しやすい。しかし節理は単純に開いただけの割れ目であり，野外での産状は露頭の上にトレースとして確認できるほどの幅しか認められない。そのため断層に比べて得られる情報量が格段に少ない。藤井（2000）はコアドリルを用いて節理を含んだ試料を採取し，鏡下の情報も含めて節理解析を行っている。藤井（2000）はシアノアクリレート系接着剤で節理の近傍を固めて，それをコア採取する方法をとった。しかしこの手法では後述するような欠点があり，コアの採取率はせいぜい50パーセント程度に止まるだけでなく，2本の節理が交差する部分での試料採取は不可能であるという難点がある。

この報文ではまず始めに実験的に行った節理入りコア試料の新しい採取方法の報告をする。次にこの手法で新たに採取した岐阜県東濃地域の土岐花崗岩試料の顕微鏡下での観察結果を述べる。また動力炉・核燃料開発事業団（現：核燃料サイク

ル開発機構）が掘削したAN-1孔から得られた土岐花崗岩試料についても鏡下での性質を記載する。

土岐花崗岩の地質概略

土岐花崗岩は白亜紀後期に美濃帯の中生界に貫入した岩体で，東西12km，南北14kmの広がりを持ち（図1），その大部分は細～粗粒で部分的に斑状を呈する黒雲母花崗岩で，一部に角閃石花崗閃緑岩を含む（石原・鈴木，1969）。Suzuki and Adachi（1998）は68.3±1.8MaのCHIME年代を報告している。美濃帯構成岩類と土岐花崗岩はどちらも中新統の瑞浪層群に不整合に覆われており，さらにその上を鮮新統の瀬戸層群が不整合に覆っている（糸魚川，1974など）。土岐花崗岩にはNWの走向をもつ幅数十mの石英斑岩の岩脈群が明瞭なチルドマージンを持って貫入している。この石英斑岩も瑞浪層群の基盤をなしているため（Uemura, 1961），土岐花崗岩貫入後，瑞浪層群堆積前に貫入したと考えられる。

地表での花崗岩の状態は，長石類が赤みがかったり白濁して風化しているものが多いが，断層および割れ目周辺部を除けば，肉眼および鏡下で観察される明瞭な変形構造はほとんど存在しない（藤井，2000）。地表の花崗岩中には節理が良く発達しており，藤井（2000）によると岩体全域に

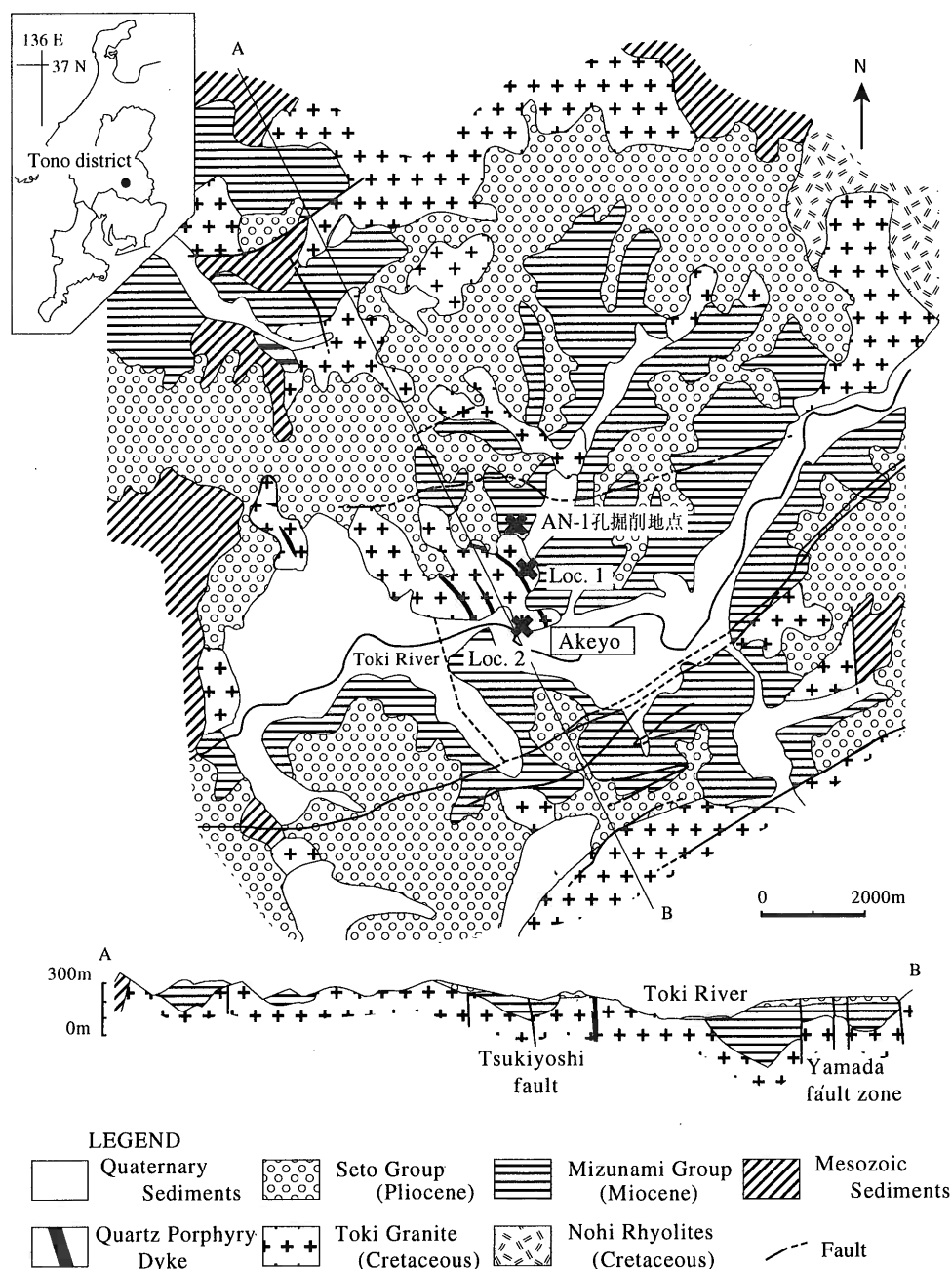


図1. 東濃地域地質図. 藤井 (2000) に加筆.

においてNS~NW走向で高角度な割れ目系と、NE~EW走向で高角度な割れ目系の卓越がみられ、岩体中心部には水平な割れ目系の卓越がみられる。

AN-1孔は動力炉・核燃料開発事業団が掘削した1,000mボーリングで、主に細~粗粒の角閃

石・黒雲母花崗閃緑岩からなる (吉田ほか, 1989)。ボーリング試料は新鮮で、断層および割れ目周辺部を除けば、肉眼および鏡下で観察される明瞭な変形構造はほとんど存在しない。

節理入りコア試料の採取方法

花崗岩体中の節理の終点と交差点

表 1. エポキシ系樹脂の表

接着剤名	記号	硬化時間	色	硬化前粘度	硬化後状態	コアの採取	
ボンドクイック5	a	15分	淡色透明	中	硬い	◎	
ボンドクイックメンダー	b	15分	灰色	高	ややゴム状	◎	
ボンドEセット	c	8時間	淡色透明	低	硬い	○	(液がたれてしまい、皮膜が薄くなった)
ボンドMOS7	d	24時間	淡色透明	低	ゴム状	○	(液がたれてしまい、皮膜が薄くなった)
インスタントセメント	e	30分	灰色	高	硬い	×	(粉碎)
		常温 (20℃)					

藤井 (2000) の方法はコア試料採取時に、まずシアノアクリレート系接着剤で節理の近傍を固める。シアノアクリレート系接着剤は一般に瞬間接着剤とよばれるもので、接着時間が短いのが野外での使用に適している。しかしこの接着剤は耐水性が低く、引っ張り強度の高さに比べて衝撃に非常に弱い (本山, 1984)。従って振動を伴い、水も使用するコア試料採取に有効といえない。

軟岩から直にコア試料を採取する際、軟岩の上にセメント層を作成し、セメント層ごとコア試料を採取する方法がとられている。これは軟岩の内部構造を乱さないための手法である。この手法をヒン

トに、エポキシ系樹脂を使用してコア試料の新しい採取法を試みた。これは節理のトレース近傍にエポキシ系樹脂の膜を作り、その膜ごと節理を採

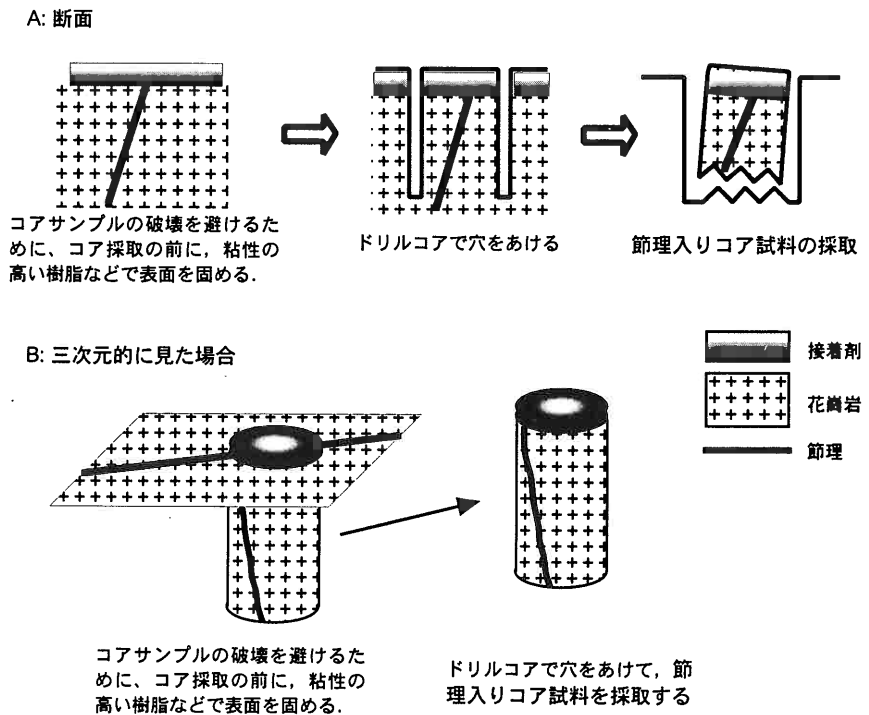


図 2. 節理の新しいコア試料採取法。A: 断面と B: 三次元的に見た場合の両方を示してある。

取する方法である (図2)。

岩石とエポキシ系樹脂が野外で本当に接着するのかを確認する意味も含め、粘度や硬化時間の異

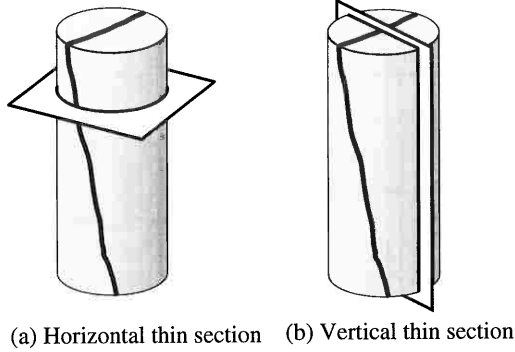


図3. 高角傾斜の節理を含んだコア試料の薄片作成方向.

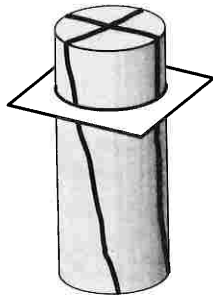


図4. 節理交差部を含んだコア試料の薄片作成方向.

なる4種類の接着剤(表1)を使用して上記の採取法を試みた。その結果15分程度で固まるエポキシ系樹脂(接着剤a, b)を用いても、十分な強度が得られることがわかった。粘性の低いエポキシ系樹脂(接着剤c, d)を使用すれば、節理に浸透してさらに強度が上がると思われたが、実際には節理中には十分浸透せず、粘性が

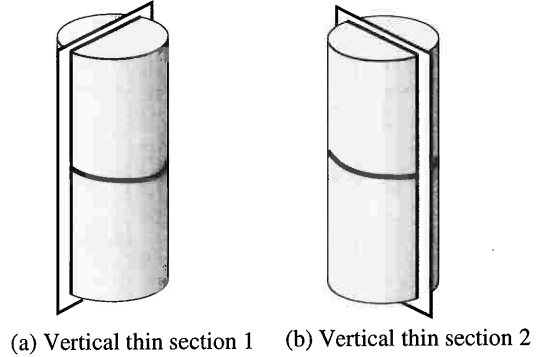


図5. 低角傾斜の節理を含んだコア試料の薄片作成方向.

低い上に硬化時間が長いために斜面の低い方にたれてしまい、皮膜が薄くなってしまった。またセメントを用いて同様な手法を試みたが、花崗岩とは十分な接着力が得られず、コア採取時にはがれて砕け散ってしまった。

接着剤aとbは共に硬化時間が短く粘度も高いことから野外での使用に大変適している。両者の大きな違いは硬化後の状態である。aは硬化後に大変硬くなるため、ドリルコアの回転の振動で樹脂にひび割れが入ることが多かった。bはややゴム状でドリルコアの回転の振動にも欠陥は生じなかった。以上のような結果から、bの方が花崗岩には適していると思われる。しかしこれは岩石と樹脂との接着の相性もあると考えられるので、花崗岩以外の岩石ではどうなるかわからない。今後他種の岩石に適用した場合についても試みてみたい。

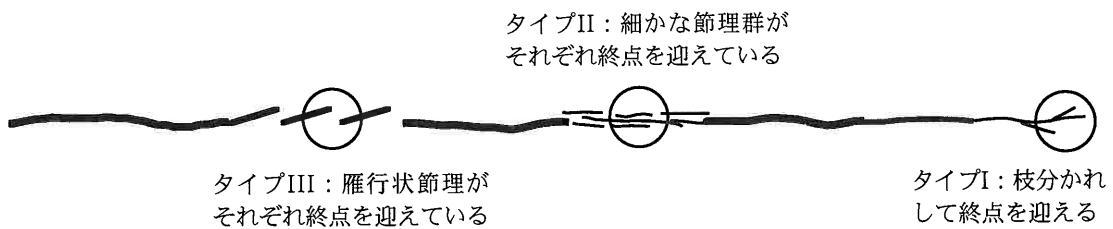


図6. メソスコピックな節理終点の模式的断面図と終点の種類。○は節理の終点を示す。

花崗岩体中の節理の終点と交差点

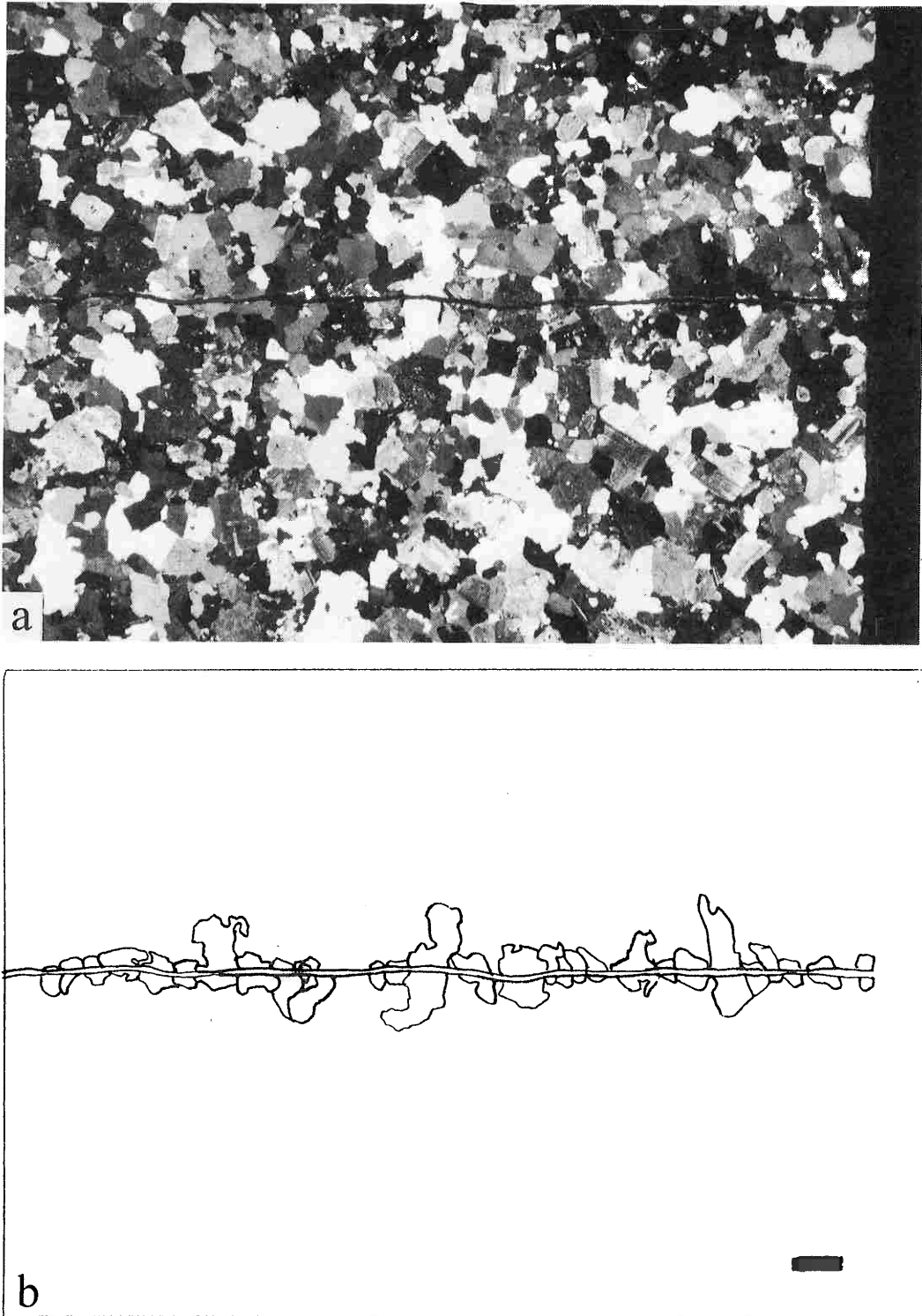


図7. 鏡下での節理の写真(a)とそのスケッチ(b). 節理は花崗岩粒子を切って発達している. 写真はクロスニコル. スケールは1 mm. (AN-1孔深度200m付近の試料)

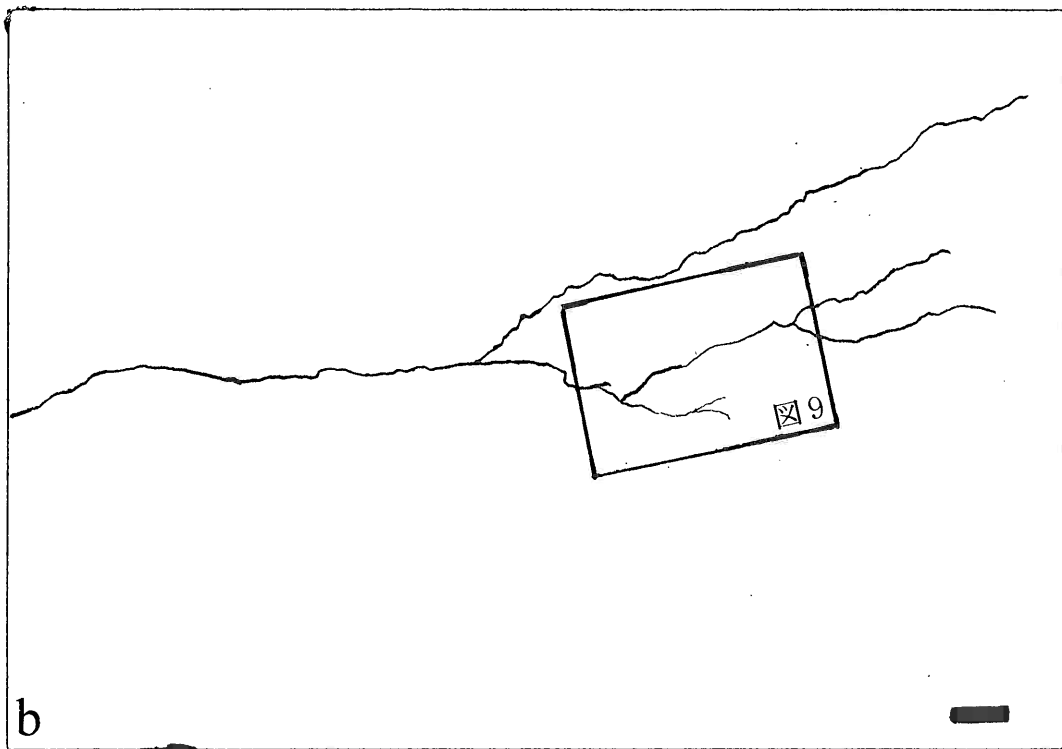
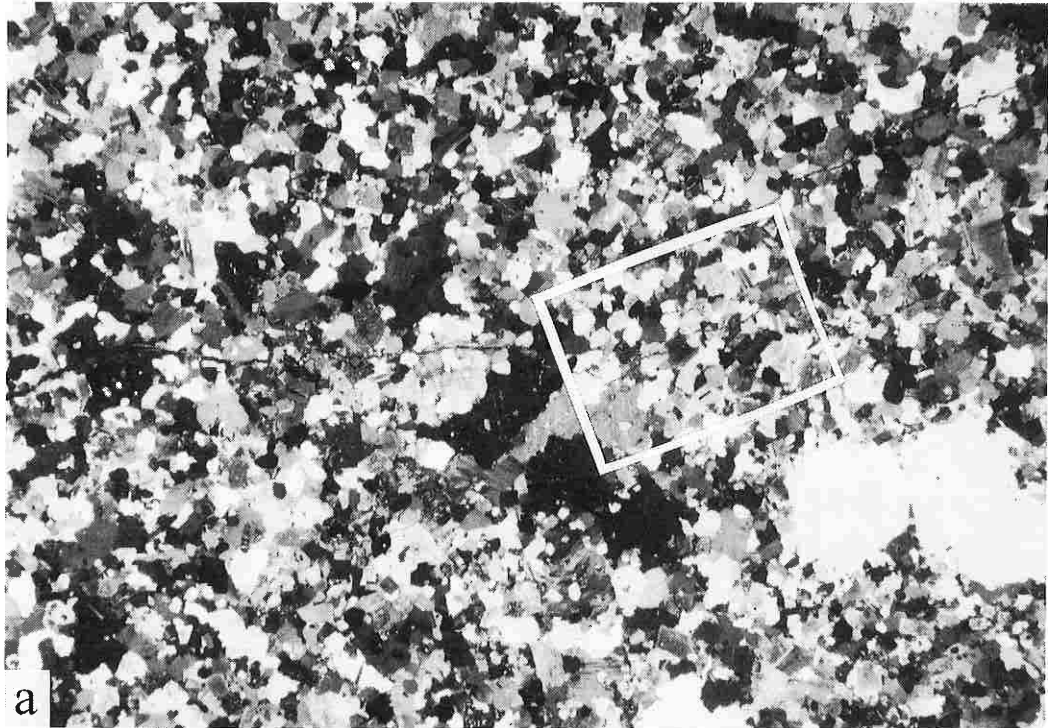


図8. 枝分かれして終点を迎える節理の写真(a)とそのスケッチ(b). 図6のタイプI. 写真はクロスニコル. スケールは1 mm. (AN-1孔震度981m付近の試料)

花崗岩体中の節理の終点と交差点



図9. 図8の中央やや右よりの拡大写真(a)とそのスケッチ(b). 枝分かれして幅の狭くなった節理は、粒子境界や粒子中のマイクロクラックを伝わりながら終点を迎える。右下の節理は長石と石英粒子の境界で終点を迎えており、その上の節理は長石中のマイクロクラックに収斂して終点を迎えている。写真はクロスニコル。スケールは1mm.

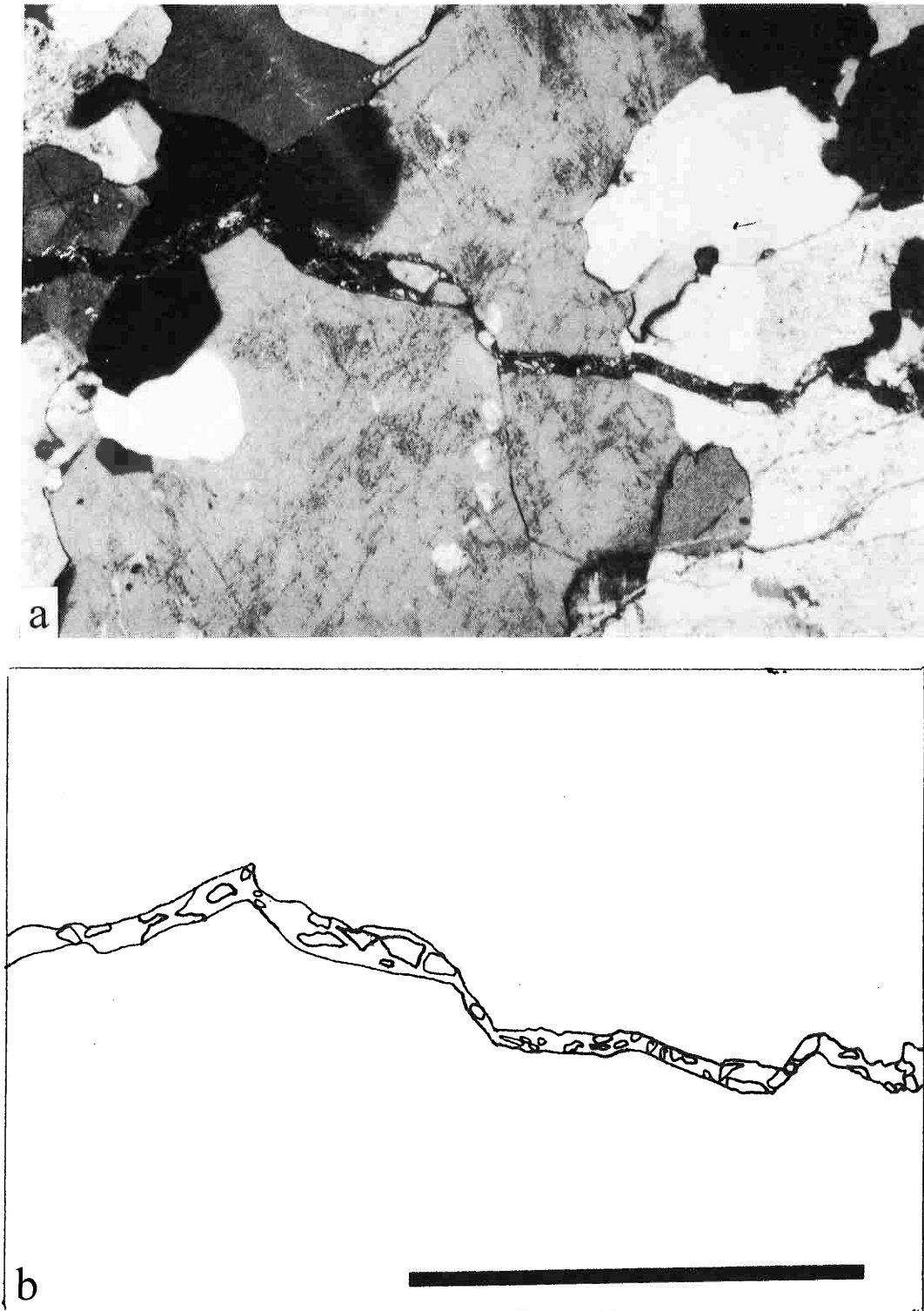


図10. 図8の中央部の拡大写真(a)とそのスケッチ(b). 節理で開口した部分にmicro-brecciaが充填している. 写真はクロスニコル. スケール1mm.

花崗岩体中の節理の終点と交差点

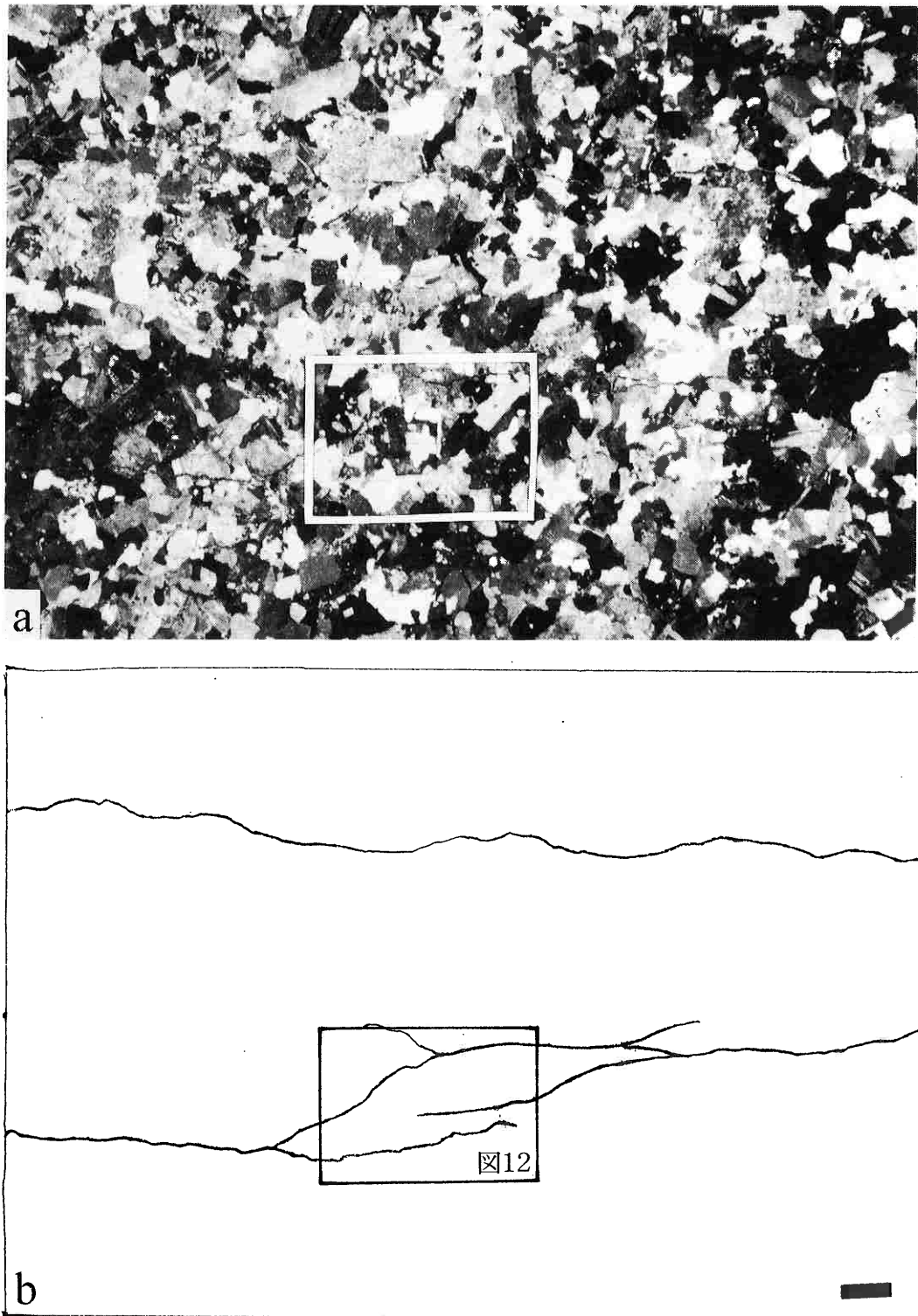


図11. 細かな節理群がそれぞれ終点を迎えている部分の写真(a)とそのスケッチ(b). 図6のタイプII. 写真はクロスニコル. スケールは1 mm. (AN-1孔震度217m付近の試料)

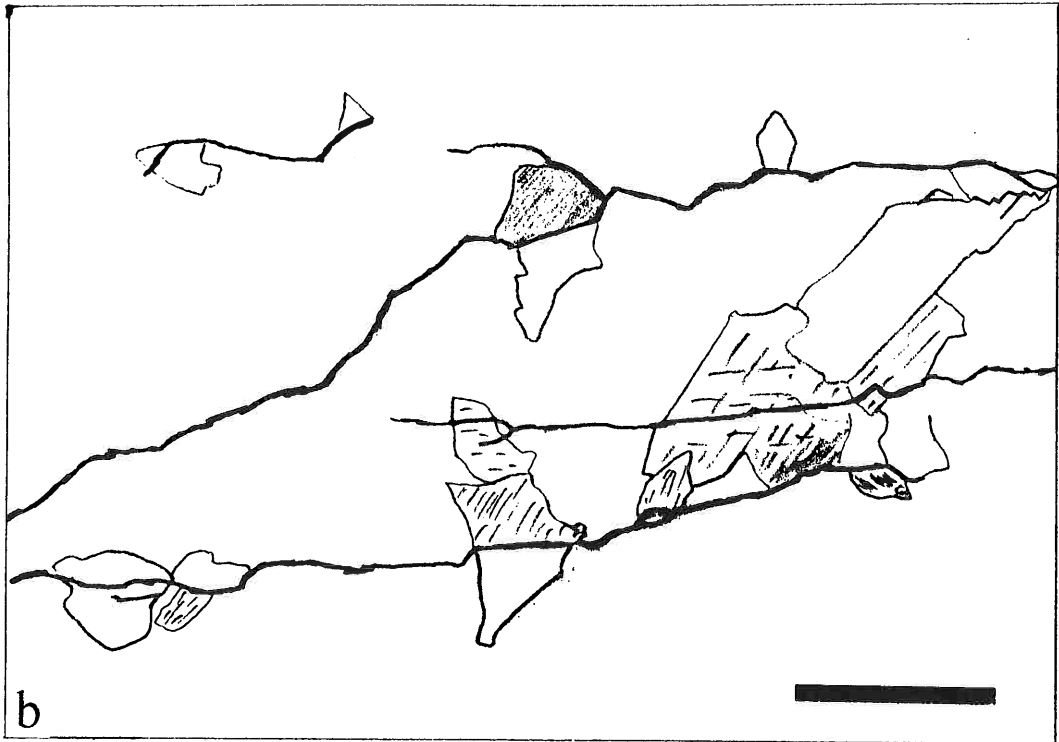
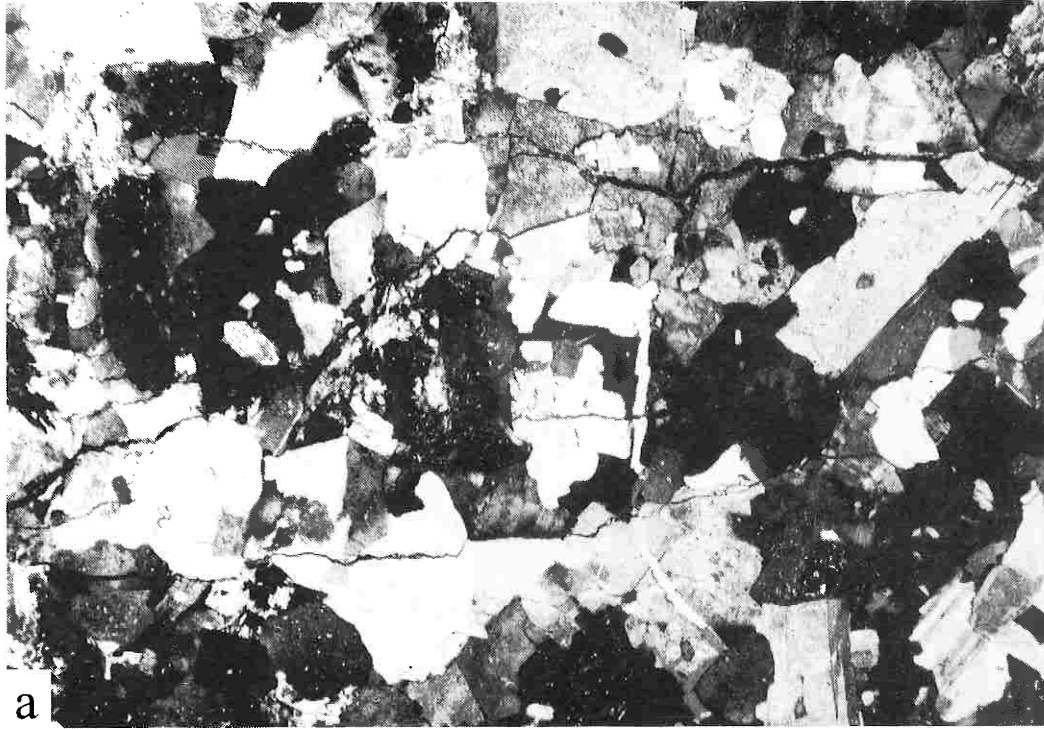


図12. 図11の中央下部の拡大写真(a)とそのスケッチ(b). それぞれの節理は幅が狭まると粒子境界や粒子中の弱面を使って発達することが多くなる. 写真はクロスニコル. スケールは1 mm.

花崗岩体中の節理の終点と交差点

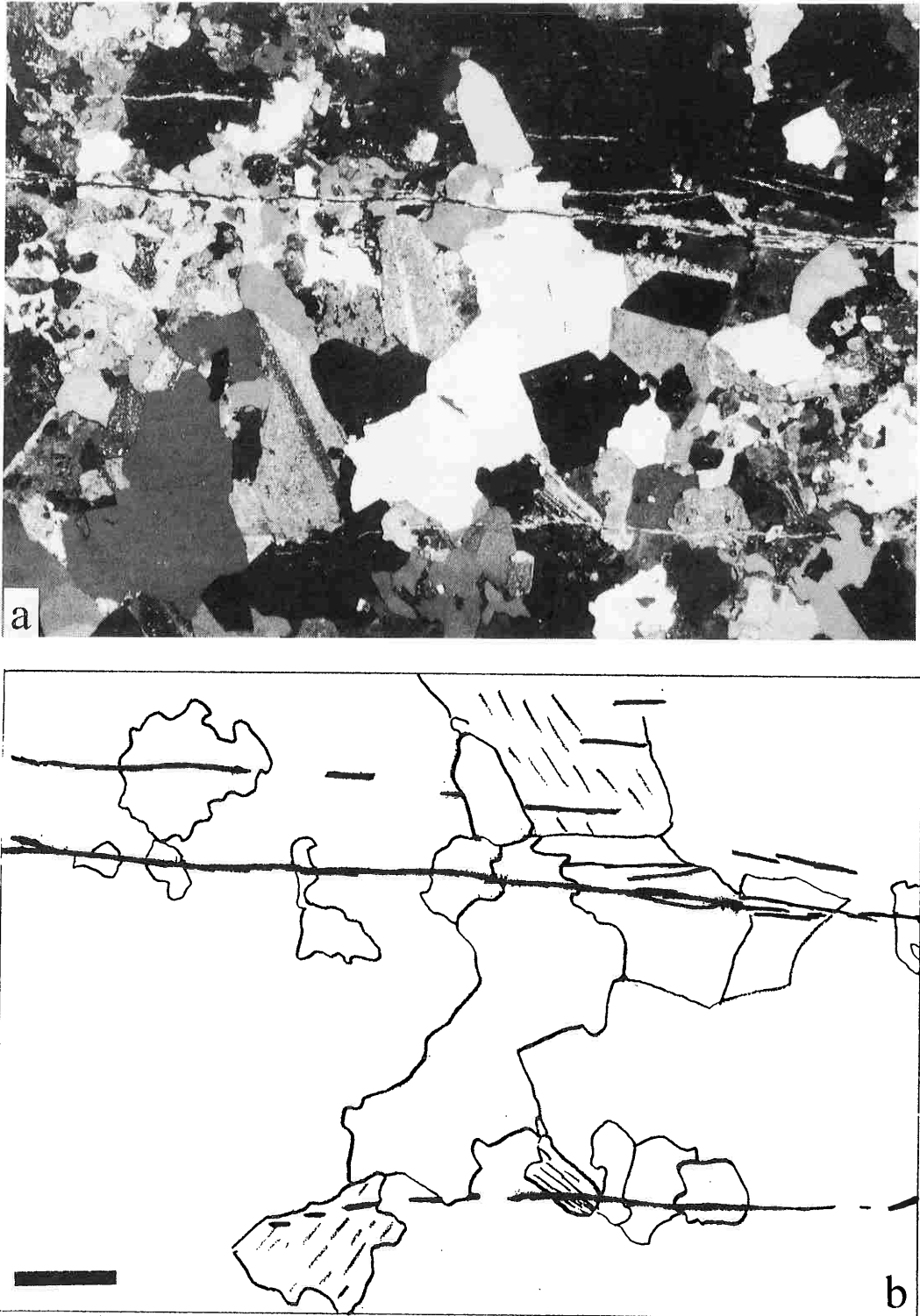


図13. 細かな節理群がそれぞれ終点を迎えている部分の写真(a)とそのスケッチ(b). 細粒なmuscoviteに充填された節理がまっすぐに終点を迎えている. 図6のタイプII. 写真はクロスニコル. スケールは1mm. (AN-1孔深度180m付近の試料)

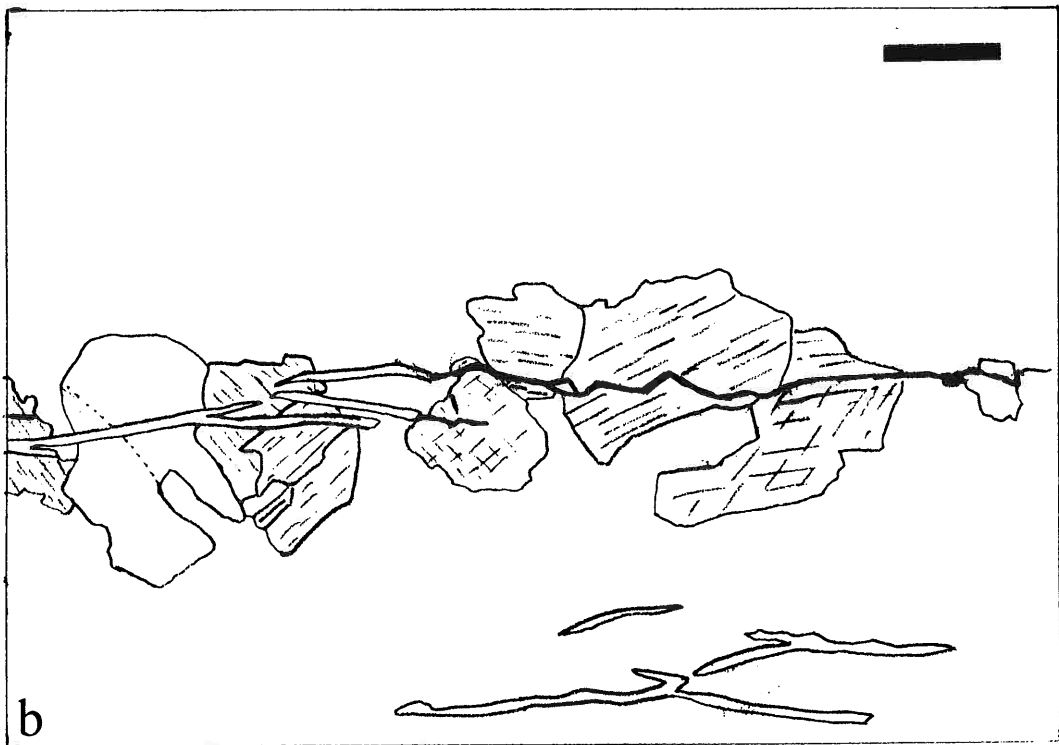


図14. 節理終点部の写真(a)とそのスケッチ(b). 細粒なmuscoviteに充填された節理が左からのびている. ところが写真中央部からはFe-oxideに充填された幅の狭い節理となり, 鉱物の弱面に支配されながら終点を迎えている. 写真はクロスニコル, スケールは1mm. (露頭で採取した試料)

花崗岩体中の節理の終点と交差点

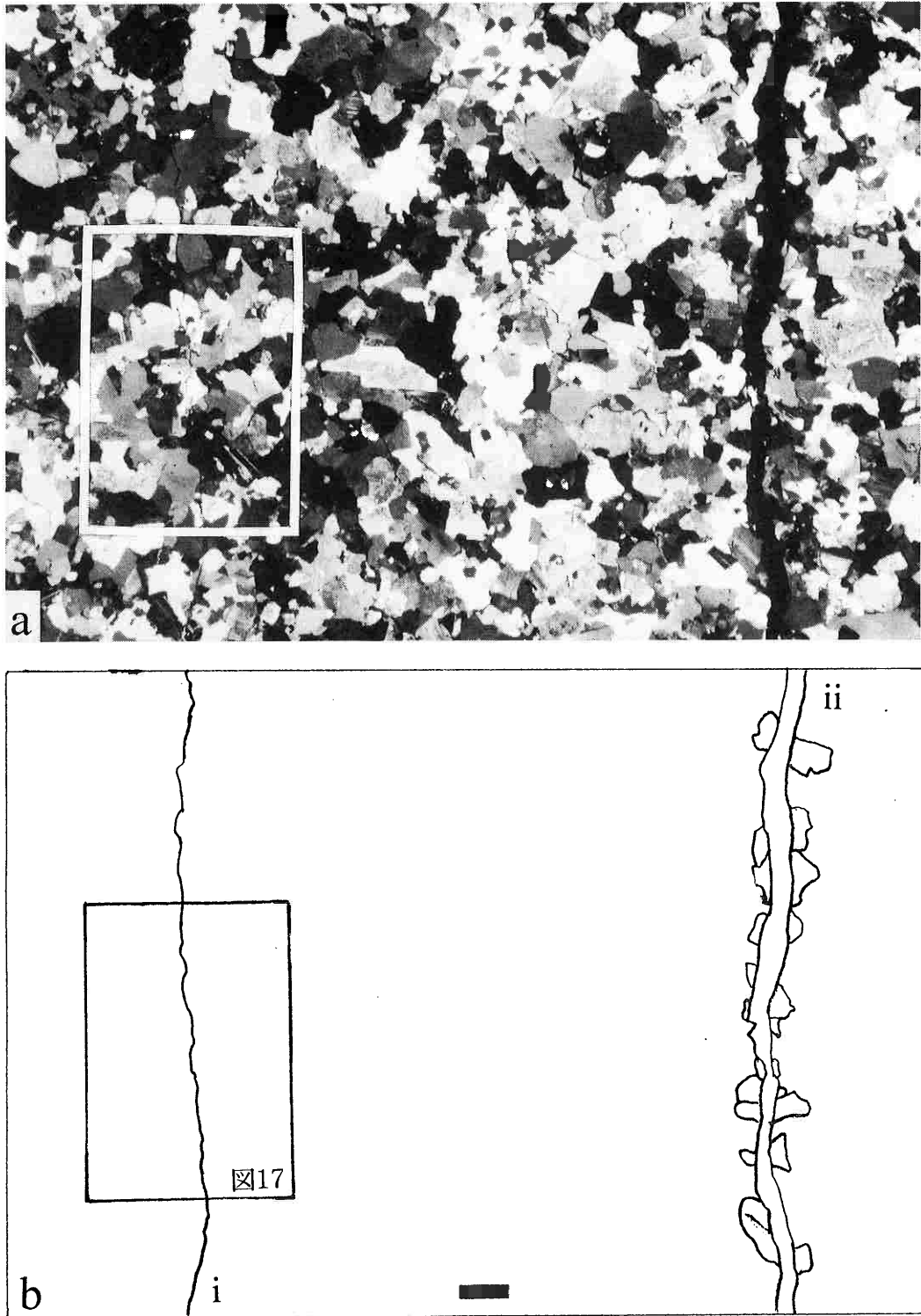


図15. 雁行状節理の終点の写真(a)とそのスケッチ(b). 左側の幅の狭い節理(i)が紙面に垂直方向に終点を迎えている(図16). 図6のタイプIII. 写真はクロスニコル. スケールは1mm. (AN-1孔深度591m付近の試料)

薄片の作成

前述の採取方法で野外から得た花崗岩試料については、節理に直交する2方向で薄片を作成した(図3)。節理の交差部で採取した試料については水平面の薄片だけを作成した(図4)。

またAN-1孔のボーリング試料のうち、節理が含まれている部分を選びだし、節理に直交する2方向で薄片を作成した。節理が高角度に傾斜している場合は図3と同じ方向で薄片を作成し、水平に近い場合は任意の直交する2方向で薄片を作成した(図5)。

このようにして得られた薄片試料のうち、節理の終点と交差部に注目して、その形態と充填鉱物を中心に観察をおこなった。なお今回の調査では薄片の作成方向による形態などの違いは認められないため、以下には両者をまとめて記載する。

節理が終点を迎えている試料の観察

節理面は一様に全部できるのではなく、始点に始まってある方向に伝播し終点で終わるとされている。節理の始点は、節理面上のハックルマークを原点にたどっていけばわかる。層理面構造をもった堆積岩の場合、節理は層理面から始まっていることが多く、大きな粒子や化石等が始点になっている(Helgeson and Aydin, 1991)。しかし等粒状組織の火成岩である花崗岩は初生構造をほとんど持っておらず、節理の始点を確認するのは大変難しい。これに比べて節理の終点を見つけるのはさほど難しくない。露頭で節理のトレースを追ってゆけば比較的容易にみつかる。メソスコピックな観察では次のような3タイプの節理の終点が識別される。雁行状に配列した節理群はそれぞれのセグメントが終点をもっている(図6のタイプIII)。また節理が枝分かれして終点を迎えるものも多い(図6のタイプI)。細かな平行節理群もそれぞれの節理が終点を迎えている(図6のタイプII)。節理はどのように終点を迎えるのか?という謎を解くため、これら節理の終点において鏡下で観察を行った。ほとんどの節理が粒子を切って発達している(図7)。粒子境界だけを

使って発達している節理は今回得られた試料中には全く認められなかった。このような節理が終点に近づいた場合を、上記のタイプI~IIIそれぞれについて鏡下での観察結果を記載する。

タイプI: 枝分かれして終点を迎えるタイプ(AN-1孔深度981m付近の試料)

図8に枝分かれして終点を迎える節理の偏光顕微鏡写真とそのスケッチを示す。左から伝播してきた節理が右に向って枝分かれして幅を狭めながら右隅で終点を迎える。また枝分かれした節理は写真中央部でも終点を迎えている。図9はその中央部の拡大写真で、左から伝播してきた節理が枝分かれして幅を狭め、鉱物粒子境界、石英のマイクロクラック、長石の壁開面を使って伝播している。3本に分かれた節理のうち一番下の節理は、写真中央やや右側の長石と石英の粒子境界で終点を迎えている。真ん中の節理は長石中のマイクロクラックに収斂して終点を迎える。一番上の節理はさらに右へと伝播を続けている。図8の写真中央左寄りのまだ枝分かれしていない部分では、節理中にmicro-brecciaの充填物がみられる(図10)。

タイプII-①: 細かな節理群がそれぞれ終点を迎えているタイプその①(AN-1孔深度217m付近の試料)

図11に細かな節理群が終点を迎える節理の例①を示す。写真には写っていないが、上下2本の節理も写真の外で終点を迎えている。写真中央下部には4つの終点がみられる。図12はその部分の拡大写

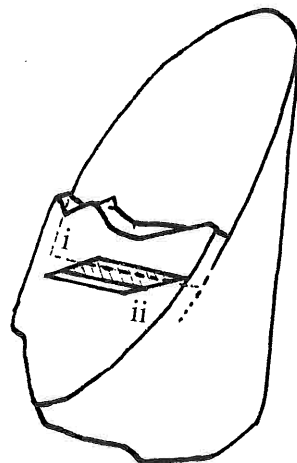


図16. 図15の薄片の採取位置。雁行状節理が重なる部分で薄片を作成した。一方の節理はある程度の幅(ii)を持っているが、もう一方は消えかかって終点を迎えている。写真中央下部には4つの終点がみられる。図12はその部分の拡大写真。ボーリングコア試料の口径は60mm。

花崗岩体中の節理の終点と交差点

真で、幅の狭くなった節理は粒子境界、長石中の壁開面・マイクロクラックを使って伝播するものが多くなり、やがて終点を迎える。一番下の節理は鉍物粒子の境界に収斂して終点を迎えている。左上の短い節理は、両端が粒子境界で終点を迎えている。

この節理は充填鉍物を伴わず、薄片作成時のエポキシ樹脂で充填されている。

タイプII-②：細かな節理群がそれぞれ終点を迎えているタイプその②（AN-1孔深度180m付近の試料）

図13に細かな節理群が終点を迎える節理の例②を示す。中央やや上に位置する節理は写真の右から左に一様に続いているが、その上下には途切れ途切れに終点を迎える節理群が観察できる。この

節理群は直線的に終点を迎えている。また長石粒子中を伝播して石英との粒子境界で終点を迎えているものが多い。

この節理群はすべて細粒なmuscoviteによって充填されている。

タイプII-③：細かな節理群がそれぞれ終点を迎えているタイプその③（露頭で採取した試料）

図14に細かな節理群が終点を迎える節理の例③を示す。写真下部にはタイプII-②と同じような、muscoviteに充填された節理が両端に終点をもっている。注目したいのは写真中央を左から伝播する節理である。細粒なmuscoviteに充填された節理が左から中央あたりまでのびている。そして中央部からはFe-oxideに充填された幅の狭い節理となり、この部分では長石の壁開面や双晶面を

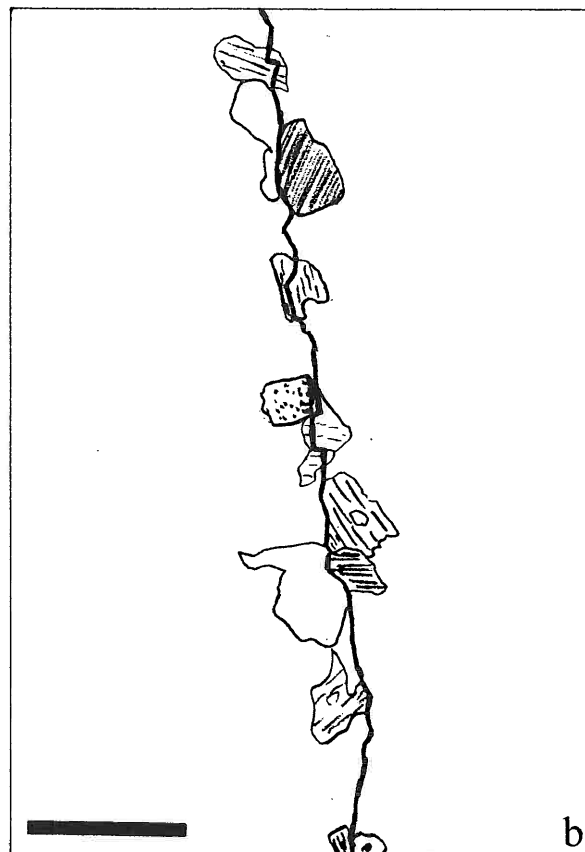


図17 図15の左側の節理 (i) の中央部の拡大写真 (a) とそのスケッチ (b)。節理は粒子境界や粒子中の弱面を使って伝播することが多い。写真はクロスニコル。スケールは1mm。

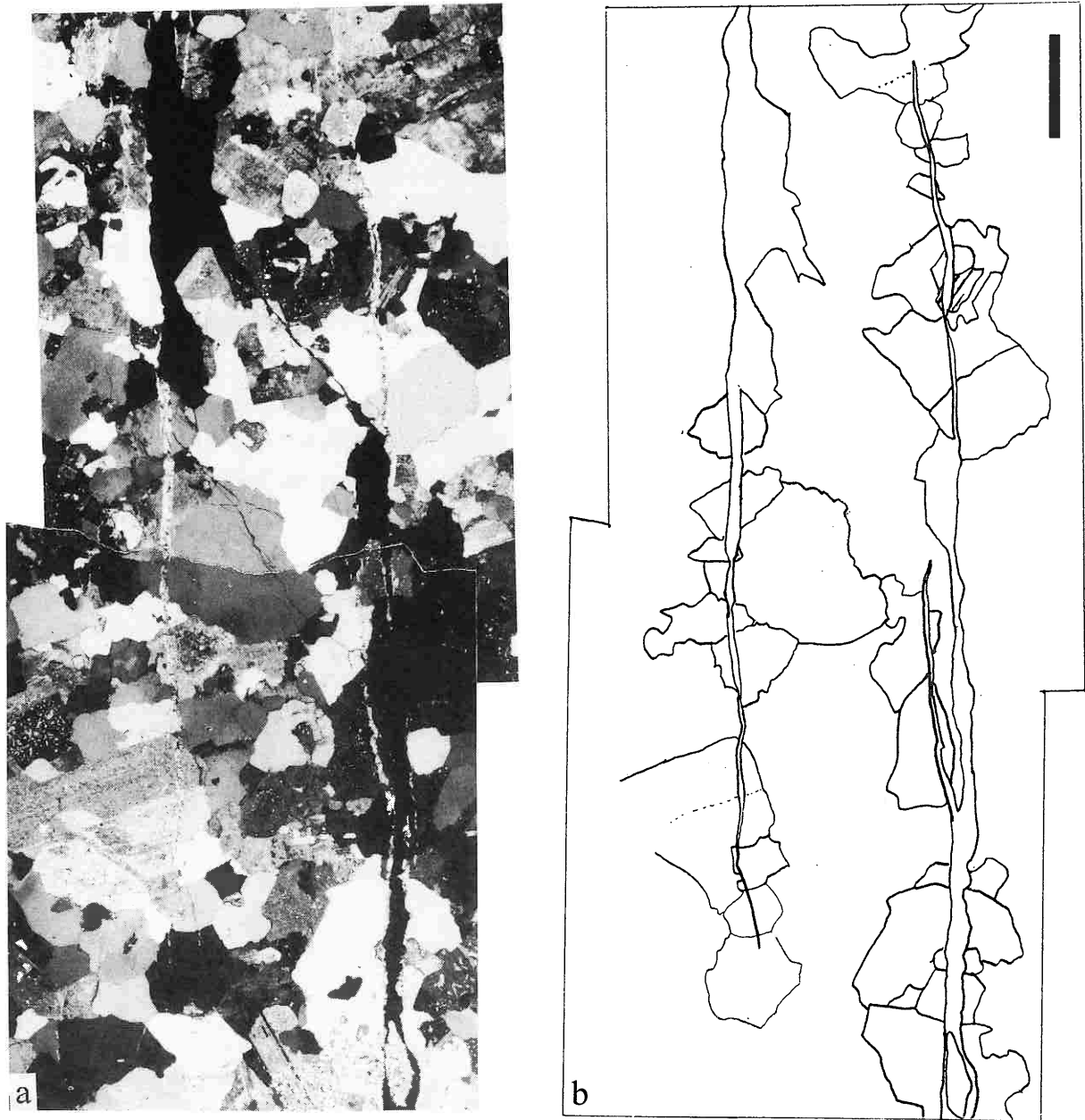


図18 雁行状節理の終点の写真 (a) とそのスケッチ (b) . calcite と epidote に充填された節理がそれぞれ終点を迎えている. 図6のタイプIII. スケールは1mm. (AN-1孔 深度817m付近の試料)

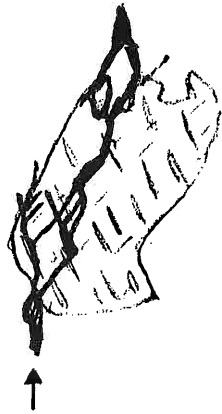


図19 長石中の2方向の壁開面を使って格子状に発達する節理のスケッチ. 粒子径はおよそ0.5mm. (AN-1孔 深度180m付近の試料)

図15に雁行状割れ目が終点を迎える例①を示す. これは写真左側の幅の狭い節理 (i) が紙面に垂直方向に終点を迎えてつある (図16). 左側の幅の狭い節理の中央部の拡大写真を図17に示す. 節理は鉱物粒子境界, 石英のマイクロクラック, 長石の壁開面を使って伝播している.

タイプIII-②: 雁行状割れ目が終点を迎えているタイプその② (AN-1孔 深度817m付近の試料)

図18に雁行状割れ目が終点を迎える例②を示す. 写真左側の節理は上から下に向って終点を迎えており, 右側の節理は写真下から上に向って終点を迎えている. それぞれの節理は幅が狭まり, 鉱物粒子境界などにほとんど左右されずに終点を迎えている. 左の節理は長石と石英の粒子境界で終点を迎え, 右の節理は長石粒子中で終点を迎えている.

この節理はcalcite, epidoteの充填を伴っている.

節理終点のまとめ

節理が終点に近づくと, 開口幅が狭くなると同時に鉱物粒子境界や, 粒子中の壁開面, 双晶面, マイクロクラックといった弱面を伝いながら終点を迎えるもの (タイプIとタイプII-①とタイプIII-①) と, 開口幅が狭くなってそのまま終点を迎えるもの (タイプII-②とタイプIII-②) の2種

使って伝播している部分が多い. 最後は長石粒子中で終点を迎えている.

タイプIII-①: 雁行状割れ目が終点を迎えているタイプその① (AN-1孔 深度591m付近の試料)

図15に雁行状割れ目が終点を迎える例①を示す. これは写真左側の幅の狭い節理 (i) が紙面に垂直方向に終点を迎

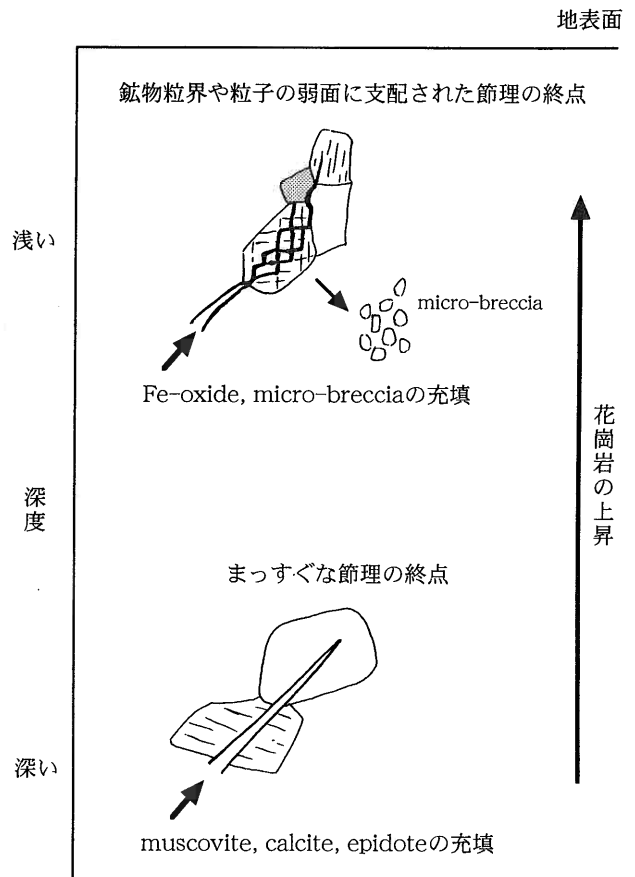


図20 節理の相対的形成深度と節理終点の特徴.

類が観察できた. このうち粒子境界や鉱物粒子中の弱面を伝いながら終点を迎えるもの (以下Aタイプ) はmicro-brecciaやFe-oxideを充填鉱物として伴っていることが多い. ただし充填鉱物を伴っていないもの (薄片作成時のエポキシ樹脂に充填されている) もある. また開口幅が狭くなってそのまま終点を迎えるもの (以下Bタイプ) はmuscovite, calcite, epidoteなどを充填物として伴っていることが多い. Bタイプの性質をもつ節理は枝分かれして終点を迎える節理 (タイプIの終点) にはみられなかった. ところでタイプII-③の終点は上記の両方の性質をもち, 最終的にAタイプの性質をもって終点を迎えている.

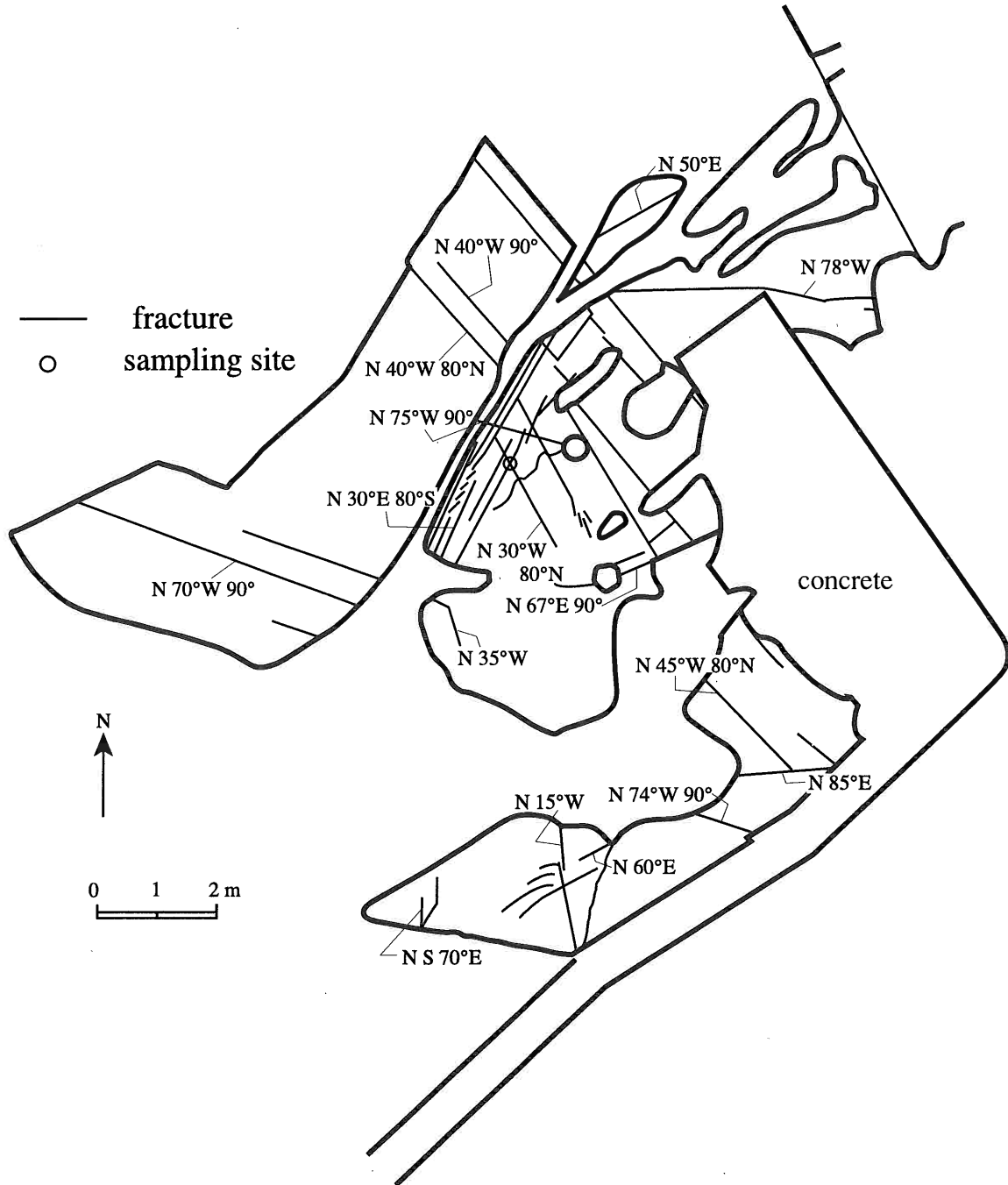


図21 明世地域のLoc. 1における花崗岩露頭の節理のトレースとドリルコア試料の採取場所 (藤井, 2000に加筆) .

花崗岩体中の節理の終点と交差点

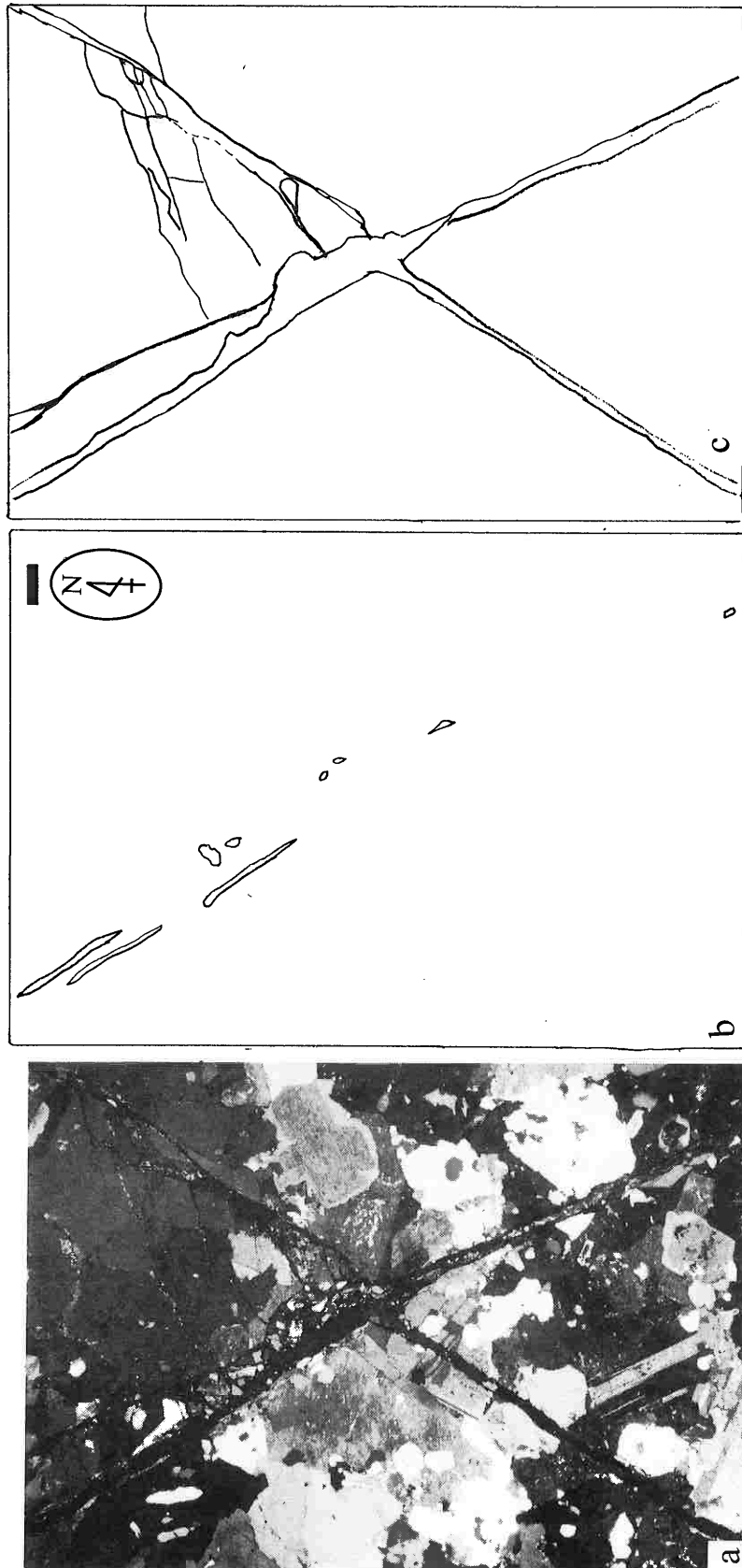


図22 花崗岩試料の節理交差部の顕微鏡写真 (a) と, epidote 充填物 (b) と Epoxy 樹脂の充填 (c) の分布. 写真左上から右下に続くのがN30° W-80° Nで, 右上から左下に続くのがN30° E-80° Sの走向傾斜をもつ節理である. 充填物の違いから節理の相対的形順序がN30° W-80° N→N30° E-80° S とわかる. 写真はクロスコニクル. スケールは1mm.

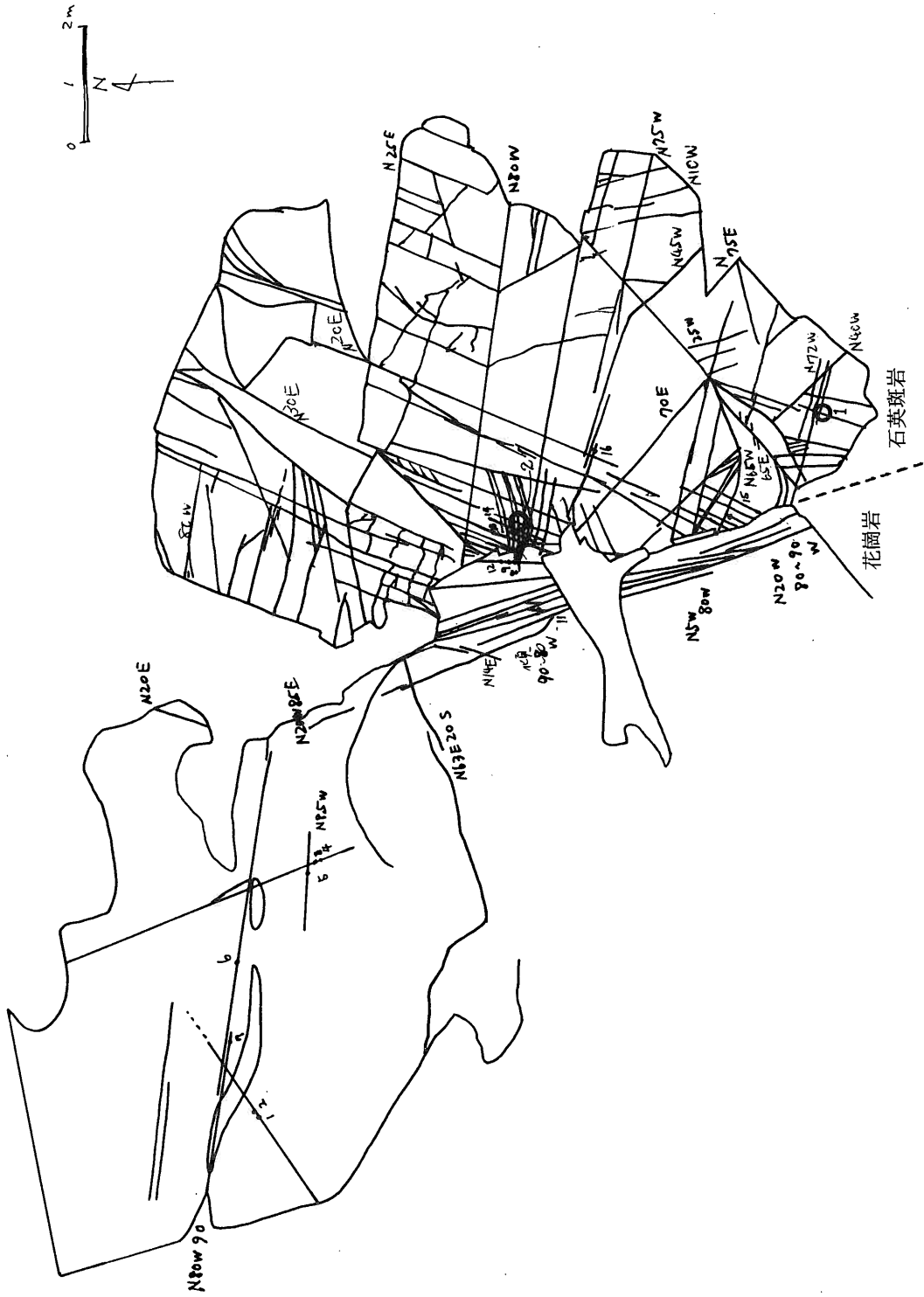


図23 明世地域のLoc. 2における花崗岩と石英斑岩岩脈の露頭の節理のトレースとドリルコア試料の採取場所. 説明は図21を参照.

花崗岩体中の節理の終点と交差点

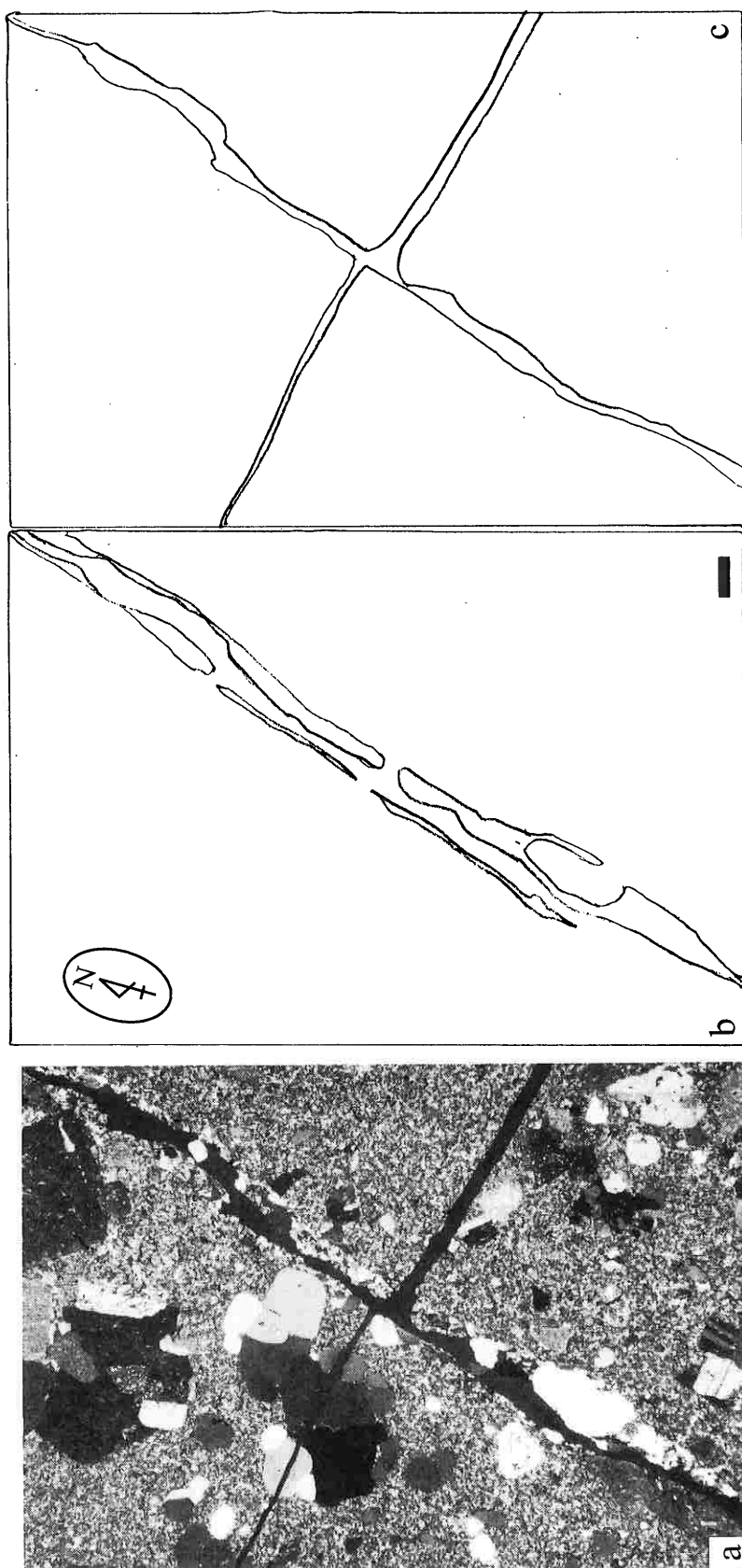


図24. 石英斑岩資料1の節理交差部の顕微鏡写真(a)と、epidote充填物(b)とエポキシ樹脂の充填(c)の分布. 写真左側から右側に傾いているのがN76° W-90°で、右上から左下に続くのがN23° E-77° Wの走向傾斜をもつ節理である. 充填物の違いから節理の相対的形成順序がN23° E-77° W→N76° W-90°と分かり、そして最後に再びN23° E-77° Wの節理が剪断を受けていることが形態から推定できる. 写真はクロスコリル. スケールは1mm.

節理終点の考察

少なくとも以上の試料においては、節理の終点に2種類存在することが明らかになった。これらは形態的な違いと充填鉱物の種類の違いによって識別される。Aタイプの節理はFe-oxideで充填されており、これは地表水の影響によって生成されると考えられる(岩月・吉田, 1997)。それに対してBタイプの節理はmuscovite, calcite, epidoteに充填されており、これらの鉱物はマグマからの晶出や熱水変質あるいは熱変成(主に低変成度)によって生成される(黒田・諏訪, 1983)。従ってBタイプの節理充填物はAタイプよりも高温の環境で生成されたといえる。形態的な違いからは、粒子境界や鉱物の弱面を使って走るAタイプの節理が、Bタイプより封圧の低い環境つまり浅部で形成されたと考えられる。またタイプII-③で示した図18の節理のように、Bタイプの特徴をもつ節理の終点からAタイプの特徴をもつ節理に変化して終点を迎えるものも存在するため、B→Aという形成順序が推定される。よってある程度の深度でより高温・高圧環境において節理が形成されるとBタイプの特徴を持った節理の終点が形成され、節理にはmuscovite, calcite, epidoteなどの鉱物が充填したと考えられる(図20)。封圧の小さい環境では、節理は

鉱物の弱面を伝いながら終点を迎える。このような環境下では地表水の影響を受けてFe-oxide鉱物ができると考えられる。鉱物の弱面を使って発達する節理は、鉱物を格子状に分離しているものも多い(図19)。これは節理の終点だけに限るものではない。このように粉碎された鉱物粒子が、micro-brecciaとして節理中に充填されていると考えれば、Aタイプの特徴を持つ割れ目にのみmicro-brecciaが充填していることも納得できる(図20)。

今回の観察だけではこのような封圧の関係を量的に見積もることは不可能である。図20のような節理終点の変化が地下何mくらいで起こっているのかを明らかにできれば、地質工学や地盤工学的にも大変意義のあることと思える。これについては今後考えていきたい。

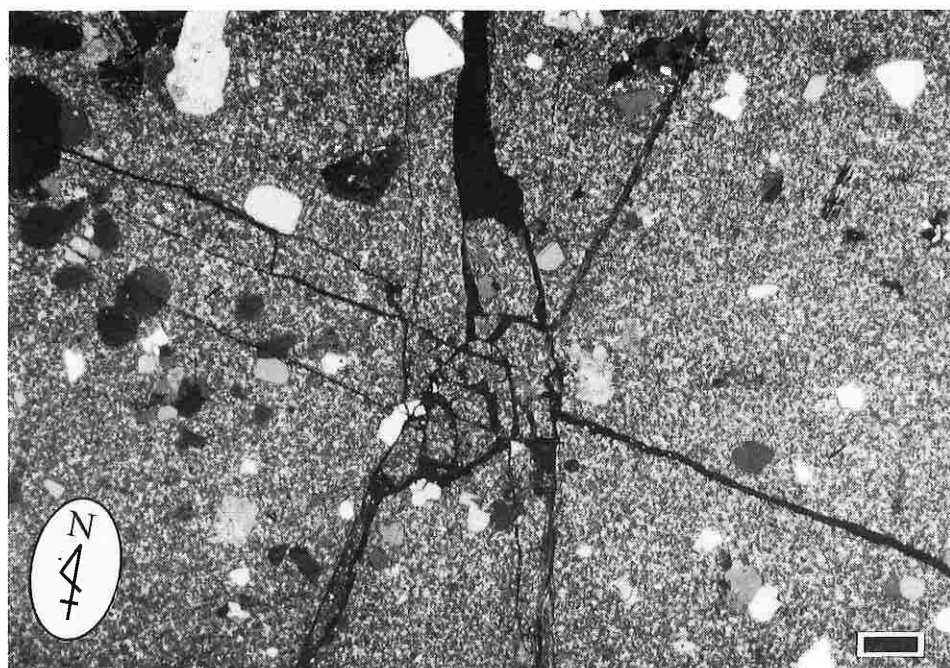


図25 石英斑岩試料2の節理交差部の顕微鏡写真。写真上から下にのびるのがN18° E-72° W, 左上から右下に続くのがN85° E-70° Nの走向傾斜を持つ節理である。どの節理もmicro-brecciaとFe-oxideに充填されており、充填物からも相対的生成順序が把握できない。写真はクロスニコル。スケールは1mm。

節理の交差部

新しい試料の採取方法により、これまでは不可能であった節理交差部での試料採取にも成功した。現在までに得られた試料は、花崗岩1サンプルと石英斑岩2サンプルとまだ僅かであるが、以下に鏡下での観察結果を速報として報告する。

花崗岩試料についての観察

図21は明世地域Loc.1 (図1)の花崗岩露頭の詳細な節理の状態である。図21中○の部分で、 $N30^{\circ} W-80^{\circ} N$ と $N30^{\circ} E-80^{\circ} S$ の走向傾斜をもつ節理の交差部をコア採取した。図22がその節理交差部の写真である。写真左上から右下に続くのが $N30^{\circ} W-80^{\circ} N$ で、右上から左下に続くのが $N30^{\circ} E-80^{\circ} S$ の走向傾斜をもつ節理である。節理は見かけ上交差しており、どちらの節理が先に形成されたか判断がつかない。またどちらの節理も樹脂とFe-oxideの充填を受けている(図22c)。しかし $N30^{\circ} W-80^{\circ} N$ の節理のみepidoteの充填も受けている(図22b)。この充填鉱物の違いから判断すると、節理系の形成順序は次のように推定される。まず始めに $N30^{\circ} W-80^{\circ} N$ の節理が形成されて、epidoteの充填を受ける。その後この $N30^{\circ} W-80^{\circ} N$ の節理は再び活動してFe-oxideが充填される。また同時に $N30^{\circ} E-80^{\circ} S$ の節理も形成されてFe-oxideの充填を受ける。そして最後にどちらの節理も再び開口したことになる。一番最初に形成されたのは $N30^{\circ} W-80^{\circ} N$ の節理であるが、その後の再活動期はそれぞれどちらの節理が先に開口したかは判断できない。

石英斑岩試料についての観察1

図23は明世地域Loc.2の露頭の詳細な節理の状態である。花崗岩に貫入した石英斑岩は数十mの幅を持った岩脈であり、チルドマーゲンも確認できる。岩脈の方向はおよそ $N20^{\circ} W$ で高角傾斜である。

図23中○の1が試料の採取位置で、 $N76^{\circ} W-90^{\circ}$ と $N23^{\circ} E-77^{\circ} W$ の走向傾斜を持つ節理の交差部である。図24がその節理交差部の写真で、

左側から右側に傾いているのが $N76^{\circ} W-90^{\circ}$ で、右上から左下に続くのが $N23^{\circ} E-77^{\circ} W$ の走向傾斜を持つ節理である。これらは形態からみると $N76^{\circ} W-90^{\circ}$ の節理が0.5mm程度ずらされており、こちらの節理の方が先にできたと考えてしまう。しかしepidoteの充填を被っているのは $N23^{\circ} E-77^{\circ} W$ の節理のみであり(図24b)、 $N76^{\circ} W-90^{\circ}$ の節理には何も充填鉱物が見当たらない。また $N23^{\circ} E-77^{\circ} W$ の割れ目の周りの鉱物はわずかであるが変形を受けており、図24には写っていない部分の鉱物粒子のズレから0.5~0.7mm程度の剪断を受けていることがわかる(あくまで薄片に平行な面でのズレの量)。つまり $N23^{\circ} E-77^{\circ} W$ の割れ目で切られた鉱物のズレの量と $N76^{\circ} W-90^{\circ}$ の節理のズレの量はほぼ同じといえる。したがってこの節理系の形成史はまず始めに $N23^{\circ} E-77^{\circ} W$ の節理が形成されてepidoteが充填し、相対的に遅れて $N76^{\circ} W-90^{\circ}$ の節理が形成され、最後に $N23^{\circ} E-77^{\circ} W$ の節理が剪断を受けて再び活動し、 $N76^{\circ} W-90^{\circ}$ の節理をずらしたと考えられる。

石英斑岩試料についての観察2

図23中○の2が試料の採取位置で、 $N85^{\circ} E-70^{\circ} N$ と $N18^{\circ} E-72^{\circ} W$ の走向傾斜を持つ節理系の交差部である。図25がその節理交差部の写真で、上から下にのびるのが $N18^{\circ} E-72^{\circ} W$ 、左上から右下に続くのが $N85^{\circ} E-70^{\circ} N$ の走向傾斜を持つ節理である。節理の形態は交差部分でいくつかのセットからなる割れ目をつくった破碎が起こっており、どちらの節理が先にできたか判定できない。また充填鉱物もmicro-brecciaとFe-oxideがどちらのセットにもみられ、相対的な形成時期を推定できる鉱物の違いがみられない。

節理交差部の考察

鏡下での観察において、形態だけから交差した割れ目の形成順序を決定するのは難しいようである。しかし充填鉱物といったそれぞれの割れ目の特徴も含めて鏡下で詳細な観察を行えば、割れ目

のできた順番をある程度推定できそうである。このような情報は露頭でのメソスコピックな観察では得られないものであり、大きな成果といえよう。これも今後研究を続けていきたい。

謝辞

深田地質研究所理事長の佐藤正博士には研究を進めるにあたり御助言頂き、粗稿も読んで頂いた。名古屋大学年代測定総合研究センター長の鈴木和博教授、株式会社ダイヤコンサルタントの宮脇昌弘氏と核燃料サイクル開発機構の島田顕臣氏にはAN-1孔の試料をお借りする際に大変お世話になった。薄片の作成には旭地検の岩田修一氏に無理を聞いて頂いた。ここに感謝の意を記す。

引用文献

- 藤井幸泰, 2000, 中部日本東濃地方, 土岐花崗岩中の割れ目解析. 地質雑, 106, 249-263.
- 本山卓彦, 1984, 新・接着の秘密ーやさしい“つける”科学ー. ダイヤモンド社, 248p.
- Helgeson, D. E., & Aydin, A., 1991, Characteristics of joint propagation across layer interfaces in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology*, 13, 897-911.
- 石原舜三・鈴木淑夫, 1969, 東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類. 地質調査所報告, no.232, 113-127.
- 糸魚川淳二, 1974, 瑞浪層群の地質. 瑞浪市化石博物館報告, 1, 9-42.
- 岩月輝希・吉田英一, 1997, 岐阜県東濃地域における深部結晶質岩の地質構造と地下水の地球化学特性. 地球惑星科学関連学会1997年合同大会予稿集, 601.
- 黒田吉益・諏訪兼位, 1983, 偏光顕微鏡と岩石鉱物〔第2版〕. 共立出版, 343p.
- 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. *Jour. Metamorphic Geol.*, 16, 23-37.
- Uemura, T., 1961, Tectonic development of the Miocene sedimentary basins of east Mino, central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 9, 394-417.
- 吉田英一・大沢英昭・柳澤孝一・山川 稔,

1989, 深部花崗岩中の割れ目解析 - 岐阜県東濃地域に分布する花崗岩類を例にして-
応用地質, 30, 131-142.