

つくば技術開発センター1350mボーリングコアの地質学

(1) 基盤岩類の地質概観

三本健四郎・山根 誠・吉田 浩・岡野 肇・妹尾洋一・原 郁夫

Geology of the 1350m Boring Cores from the OYO CORPORATION TSUKUBA TECHNICAL RESEARCH AND DEVELOPMENT CENTER

(1) Outline of Geology of the Basement Rocks

Kenshiro MIMOTO, Makoto YAMANE, Yutaka YOSHIDA,
Hajime OKANO, Youichi SEO and Ikuo HARA

Abstract

Rocks of the 1350m Boring cores from the OYO CORPORATION TSUKUBA TECHNICAL RESEARCH AND DEVELOPMENT CENTER, Tsukuba, Japan consist of three stratigraphic units, Ryoke metamorphic and granitic rocks (basement rocks), Kazusa Group and Shimousa Group in order of younging. The lithofacies characteristics and the results of petrological and structural geological investigation of the basement rocks are outlined in this paper.

The basement rocks consist mainly of migmatized gneisses associated with granitic layers of various scales. Their peak metamorphism occurs under a metamorphic condition of upward increase of temperature and sillimanite stability field, showing no partial melting. It is associated by shear deformation with the sense of top-to the southwest, which forms subordinately fractures injected by granitic magma, resulting in migmatization of gneisses. The shear deformation of the phase of peak metamorphism is followed by the formation of minor~micro-scale shear zones of four phases, shear zone-1 to shear zone-4, under temperature decrease.

The shear zone-1 is characterized by the formation of sillimanite folia. The shear zone-2 is the zones of mylonitization of migmatized gneisses, which forms fine-grained biotite schists. The shear zone-3 is the zones of strong development of muscovite-quartz symplectite and myrmekite and rarely of dynamic recrystallization of muscovite together with quartz and feldspars. The shear zone-4 is gneissosity (or schistosity)-parallel~subparallel segmented microfault traces. Fault segmentation appears as fault tips abut on quartz and feldspars as obstacles. The maximum compressive stress trajectory around the asperities of fault segments is commonly subparallel to their general trend, as read from orientation pattern of kink bands in mica flakes.

Under a tectonic stress field of horizontal extension after the formation of the shear zone-4 are produced normal faults in conjugate sets(= shear zone-5) during the earlier phase and extensional fractures during the later phase. The shear zone-5 is shear fractures rarely with extensional fractures, both cutting across quartz and feldspars. It is observed as segmented fault traces and fault-fracture meshes. The last phase deformation is characterized by the formation of faults with clay gouge of cm order width, which are mainly oriented at low angles and whose frequency is greatest at ca. 760m depth and diminishes away from this position gradually but rhythmically.

(要旨)

つくば技術開発センター1350mボーリングコアの構成岩類は、下位から上位へ領家変成岩類花崗岩類(基盤岩類) \ 上総層群 \ 下総層群という累重関係を示す3つの層序単元で構成されている。本報告では、基盤岩類の岩相特性と基盤岩類の岩石学的研究・構造地質学的研究の成果の概要を示す。

基盤岩類は多様なスケールの層状花崗岩を含むミグマタイト化した片麻岩である。そのピーク変成作用は、上位高温で珪線石安定の場で起こっているが、部分熔融を伴うものではない。この時相の変形作用はtop-to the southwestセンスの剪断変形であり、その過程に発生した破断面に沿って花崗岩マグマが注入し、片麻岩はミグマタイト化した。この変形作用は、温度が低下する条件の中で、剪断帯-1から剪断帯-4の形成へと継続した。

剪断帯-1はシリマナイト・フォリアの形成によって特徴づけられる。剪断帯-2はミグマタイト化した片麻岩の細粒黒雲母片岩への変化をもたらしたマイロナイト化の帯である。剪断帯-3は、白雲母-石英シンプレクタイトとミルメカイトの著しい発達を示す帯および白雲母・石英・長石の動的再結晶が見られる帯である。剪断帯-4は、片麻構造-片理に平行~垂平行な微小なsegmented fault tracesやfault-fracture meshesを形成する。断層のセグメント化は、断層成長の先端が石英・長石などの障害物に衝突した位置で起こっている。断層セグメントのアスペリティのまわりで最大圧縮応力の作用方向の軌跡は、雲母のキンクバンドの配置からは、セグメントの平均的トレンドにほぼ平行である。

剪断帯-4の変形作用の後に水平引っ張りの造構応力場で、早期に正断層として剪断帯-5、後期に引っ張り割れ目の形成があった。この時相において石英・長石・雲母は粒界横断割れ目を形成して変形する。正断層はsegmented fault tracesやfault-fracture meshesを形成する。最終時相の変形作用は粘土ガウジをもつ低角度配置のcmオーダー幅の狭い断層群の形成である。このような断層群は、約760m深度に最頻値をもち両側に向かって漸移的に、しかしリズムに頻度が減少するように分布する。

キーワード：領家変成岩類花崗岩類，変成様式，変形様式，深度変化，時間変化

1. つくばボーリングの概要

茨城県南部から千葉県北部に広がる常総台地に筑波研究学園都市があり、つくば技術開発センターはこの研究学園都市の中央部に建設された。このつくば技術開発センターは平成11年に開設されたもので、当時浦和市にあった計測技術研究所と探査工学研究所（前浦和研究所）がここに移設された。開設に先立って、計測機器の検査や研究開発を目的に、表-1に示すボーリングが実施された。これらのボーリングのうち、No.1ボーリングは、1350mに達するもので、物理検層とともにコア採集も行われた。このNo.1ボーリングは、表層の下総層群/上総層群ばかりでなく、その下位の基盤岩類を700mほど掘削するものであった。

つくば技術開発センター周辺では、国土地理院、筑波大学、防災科学技術研究所、地質調査所などが行った数孔の深層ボーリングがある。より広く常総台地周辺を通して見れば、図-1に示されたような位置で基盤岩類に達するボーリングが掘削されている。これらのボーリングからの資料とともに、No.1ボーリングからの資料は、常総台地のみならず広く関東平野の地質の理解にとって重要な情報を提供するものである。

No.1ボーリングコアのうち表層の下総層群/上総層群のコアの地質学的研究は福沢仁之東京都市大学大学院理学研究科教授を中心とする研究者、基盤岩類のコアの岩石学的研究は田切美智雄茨城大学理学部教授を中心とする研究者、構造地質学的研究は応用地質株式会社技術本部ダム地質部を中心とする社員が現在行っている。これらの研究成果の詳細は、研究の進展とともに逐次報告することになるが、本報告では、No.1ボーリングコアの基盤岩類について多様な地質学的情報により柱状図を描くことを課題とし、基盤岩類の原岩岩相特性、基盤岩類の岩石学的研究・構造地質学的研究の成果の概要を報告する。

表-1 つくば技術開発センターで実施されたボーリング

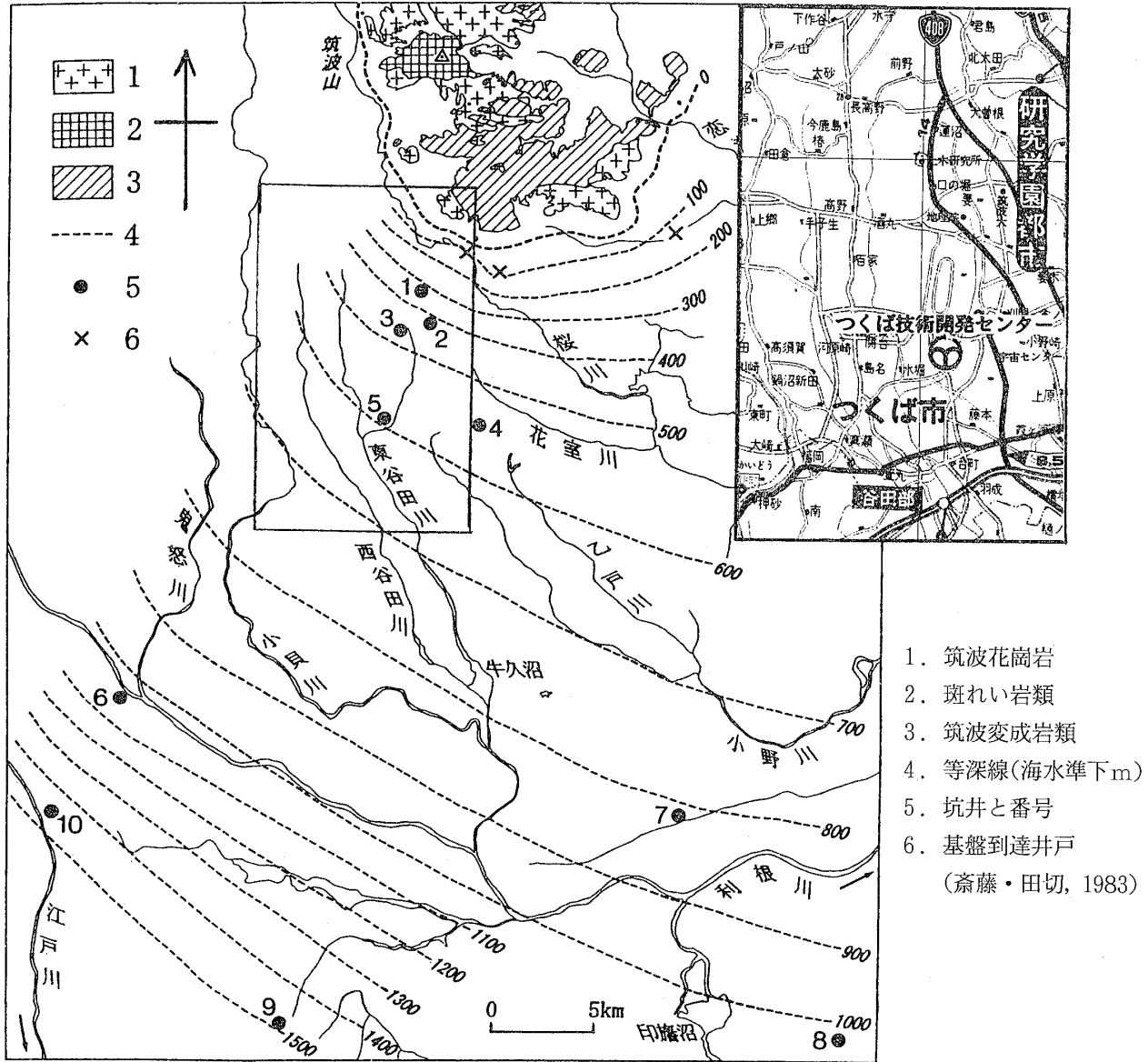
No.	孔名	深度(m)	コアリングの有無
No.1	1,350m孔(長尺検査孔)	1,350m	250mよりコアリング
No.2	傾斜150m孔(傾斜計検査孔)	150m	ノンコア
No.3	傾斜50m孔(傾斜計検査孔)	50m	ノンコア
No.4	水位50m孔(水位計検査孔)	50m	ノンコア
No.5	実験300mA孔(研究開発孔)	300m	孔底までコアリング
No.6	実験200mA孔(研究開発孔)	200m	ノンコア
No.7	実験150mB孔(研究開発孔)	150m	ノンコア

2. つくば周辺の地質概観

関東平野は広く厚い表層堆積体に覆われているため、基盤岩類の地体構造区分は、長く不明とされてきた問題であった。フォッサ・マグナ以西においては、内帯と外帯を画する中央構造線の位置と構造、領家帯、三波川帯、秩父帯-四万十帯の広がりや各帯の地質構造の基本特性は、構成岩類の露出により直接解明されてきたところであるが、関東山地以東で、それらの連続はどのようなか、西南日本と東北日本の地体構造論的境界はどこにあるかといった問題には、関東平野での研究の進展がまたれていた。このため、1968年、磯見・河田が、関東平野各地でなされた深層ボーリングからの資料を基礎に、領家帯、三波川帯、秩父帯-四万十帯の広がりを検討し、それらの連続性を太平洋岸近くまで辿り、概略ながらそれらの境界を推定し、西南日本と東北日本の地体構造論的境界が棚倉構造線であることを明らかにしたことは画期的なことであった。その後になされた地表踏査の結果とボーリングの資料により、基盤岩類の地体構造区分はより明確な形で描かれるようになってきている(e.g.大森ほか, 1986)。しかし、筑波山塊の南から、太平洋岸に近い陸域および海域では、物理探査の結果(e.g.長谷川・駒沢, 1990参照)などを含めて、なお資料は極めて乏しく確定した構造区分はない。例えば、ここでの中央構造線の位置については、大森ほか(1986の図-151)は海岸近くで北東へ屈折して棚倉構造線に切断されるとしているのに対して、新妻(2000)はほぼ東西のトレンドで日本海溝にまで達する図を描いている。

このようになお情報の不足による議論はあるが、つくば技術開発センターは、図-1に示されているようなボーリング資料により、筑波山塊から連続する領家帯変成岩類花崗岩類の分布する領家帯に位置することが明らかになっている。そして、中央構造線は、図-1の6番と7番のボーリングの間を通ることは確かである(鈴木, 1980)。即ち、つくば技術開発センターのNo.1ボーリングは、中央構造線から15kmほど離れた位置の領家帯内において掘削されたものである。

基盤岩類の露出する筑波山塊から南へ、基盤岩類を被覆する表層堆積体は、図-1に示されるように次第に厚くなるように発達する(磯部ほか, 1998)。つくば技術開発センターの近くで筑波大学と国土地理院が掘削した既往ボーリングによれば、基盤岩類直上の堆積体は上総層群に対比されるものであり、その上位に下総層群/上総層群が発達するとされている(佐藤ほか, 1980; 多田, 1983)。つくば技術開発センターのNo.1ボーリングに



1. 筑波花崗岩
2. 斑れい岩類
3. 筑波変成岩類
4. 等深線(海水準下m)
5. 坑井と番号
6. 基盤到達井戸
(斎藤・田切, 1983)

番号	坑井名	坑口標高* (m)	掘削深さ (m)	基盤深度**	基盤深度***	完成年	文献
1	防災科研実験井	27	600	-313	両雲母花崗岩	1983	多田(1983)
2	筑波大学第2号観測井	26	500	-409.1	花崗岩	1979	佐藤他(1980)
3	地理院観測井	26	815	-461	ホルンフェルス	1974	多田(1983)
4	つくば(地調新)観測井	24	751.5	-549	花崗岩	1998	本稿
5	応用地質No.1坑	25	1350	-596.5	ミグマタイト	1998	三本(1998)
6	野田R-1	7.5	1131	-1037	片麻岩質花崗岩 あるいは花崗閃緑岩	1958	鈴木(1980) 坂本ほか(1987)
7	新利根R-1	3	838.6	-810	黒色千枚岩	1957	鈴木(1980)
8	成田R-1	7	1053	-1018	緑色片岩	1957	鈴木(1980) 宇野沢ほか(1983)
9	下総観測井 流山NP-1			-1497	緑色片岩		宇野沢ほか(1983)
				-1479	砂質シルト岩		坂本ほか(1987)

* No.1~5は推定 ** マイナスは海水準以下 *** 先新第三系(含む風化岩体)

図-1 つくば1350mボアホール(No.5)とつくば周辺地域で掘削された他のボアホールの位置(図と表のNos.1~10)。(磯部ほか, 1998による)。

コンターライン: 新生代堆積体とその基盤岩類の境界深度(m)。

Fig.1 Locality of the Tsukuba 1350m Borehole(No.5), which is plotted as No.5, together with other boreholes, (Nos. 1~10 in the figure and table) on the geological map after Isobe et al. (1998), showing its situation in the Ryoko Belt. Contour lines in the map show the depths (in meter) of the boundary between the Cenozoic sediments and their basement rocks.

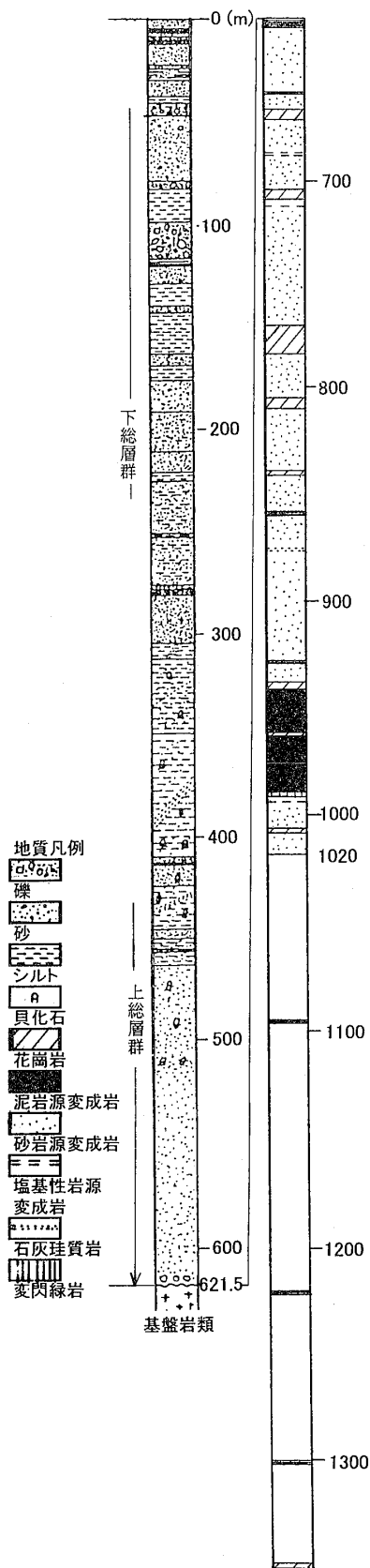


図-2 No.1ボーリングの地質柱状図
 Fig.2 Geological columnar section of No.1 boring.

おいても同じような関係が確認されている（福澤ほか，1998）。福澤ほかは，このNo.1ボーリングのコアを用いて現在研究を続行中であるが，図-2は，福澤ほか（1998）が公表した表層部堆積体の岩相層序である。基底部の上総層群は貝化石を含む海成の砂層が主体で，その上にわずかにタービダイトが認められる。それより上位では，最上部の数10mを除き，淡水成～浅海成の泥質堆積層と内湾浅海砂質～シルト層の周期的な繰り返しが認められる。

このような表層堆積体の岩相層序は，関東平野に見られる第四紀層序そのものであるが，下総層群／上総層群の詳細な堆積環境や両者の境界位置について，1本の連続的なコアを用いた研究，特につくば地域における研究はあまりなされていないようである。下総層群／上総層群の堆積環境の研究は更新世・鮮新世のグローバルな環境を理解していく上で，また，つくば地域での研究は，下総層群／上総層群の堆積盆の進展を考える上でも重要である。今回のボーリングコアは，このような研究の貴重な試料となるものである。

そこで，福澤ほか（1998）は，以下のような研究目的を設定し，現在研究を進めている。

「(1)堆積相や生物相の詳細な記載を行って，上総，下総層群の堆積シーケンス層序を明らかにして，海面変動学のモデルスタディを行う。(2)堆積物コアの物性記載などの能率的な記載分析方法を確立して，そのコアに記録されている環境変動指標（proxy）を検出して，古気候変動，海面変動などの様々な地球環境変動の実態を明らかにする。(3)鮮新世以降のグローバルな寒冷化に伴う海面変動，氷床変動，アジアモンスーン変動および生物群集の変動を検出して，それらの変動時期のタイムラグやその変動周期とともに，グローバルな環境変動のトリガーを解明する」。このような研究は始まったばかりであるので，成果の報告は次号以降において行われる予定である。

3. No.1ボーリングコアの基盤岩類の地質構成

No.1ボーリングコアにおいては，深度621.5mより下位は基盤岩類である（図-2）。ボーリングコアに見られる基盤岩類は，領家変成岩類・花崗岩質岩類であるが，変成岩類が主体である（図-2）。変成岩類の原岩は，砂岩，泥岩，塩基性岩，珪酸分に富む不純な石灰岩，閃緑岩である。柱状図-①（柱状図は巻末付図）には変成岩類の原岩による区分を示した。砂岩起源の変成岩類が主体である。泥岩起源の変成岩類は，約940mから約995m

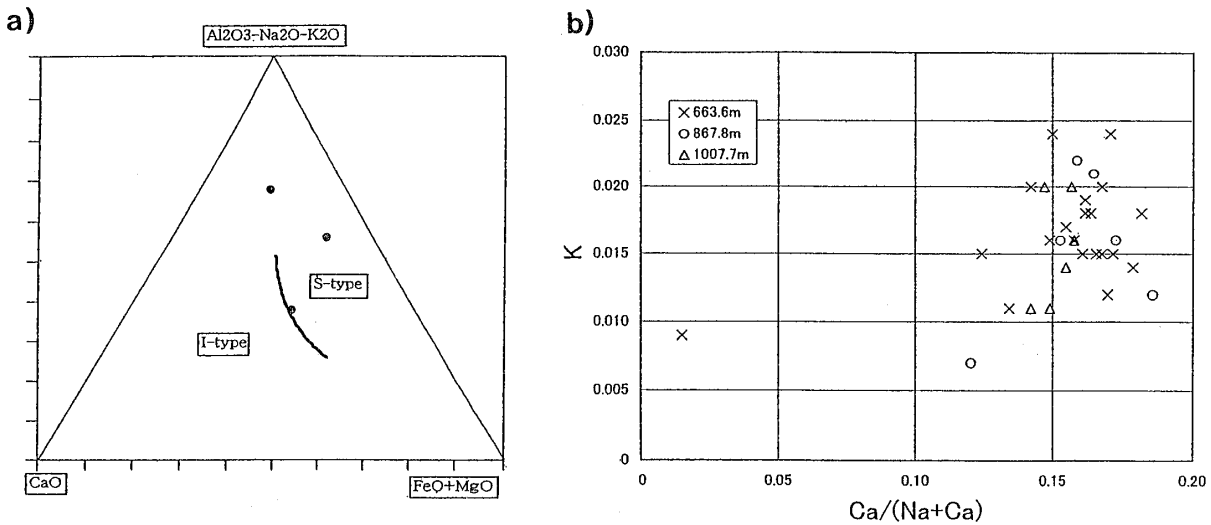


図-3 深度663.6m, 867.8m, 1007.7mで採集された堇青石と珪線石を含む花崗岩の岩石学的特徴 a) 花崗岩の全岩化学組成の特徴, b) 斜長石の化学組成の特徴.

Fig.3 Petrological characteristics of cordierite - sillimanite - bearing granitic rocks (specimens from 663.6m, 867.8m and 1007.7m depth). a) characteristics of bulk chemical composition of granitic rocks, b) chemical characteristics of plagioclase.

の深度で55m程度の範囲で認められるものを除いては、砂岩起源の変成岩類中にところどころで薄層として認められるにすぎない。塩基性岩、珪酸分に富む不純な石灰岩を起源とする変成岩類（＝角閃岩と石灰珪質片麻岩）、また閃緑岩起源の変成岩（＝変閃緑岩）は、ごく僅かに薄層として認められるにすぎない。

古くから知られているように領家変成岩類は丹波-美濃-足尾帯の構成岩類に連続すること（e.g. 市川ほか, 1970）から、今日ではその原岩の主体は丹波-美濃-足尾帯のジュラ紀付加体の相当岩類であると見なされている（e.g. Ichikawa, 1990）。チャート起源の変成岩類を欠き砂岩起源の変成岩類が卓越するという本ボーリングの変成岩類の構成は、足尾帯南東端部のジュラ紀付加体の岩相構成（大森ほか, 1986参照）に調和的なものであるといえよう。

柱状図-①に示したように、花崗岩質岩類は変成岩類中のところどころで細い岩脈として認められる。ボーリングコアで約5m幅が最大の岩脈である。花崗岩質岩類は肉眼的には両雲母花崗岩とペグマタイトに区分される。両雲母花崗岩は顕微鏡観察によれば、堇青石-珪線石含有両雲母花崗岩と堇青石・珪線石を含まない両雲母花崗岩に区分されるが、柱状図-①には、花崗岩質岩類は、両雲母花崗岩とペグマタイトに2分して示している。

堇青石-珪線石含有両雲母花崗岩は、田切・安（2000私信）、安（2000）によって詳細に解析記載されている。

それによれば、主な構成鉱物は、石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、白雲母、堇青石、珪線石である。珪線石はフィブロライトである。フィブロライトには石英、長石中に成長しているものがある。堇青石、珪線石を含む花崗岩類はSタイプ花崗岩に属するものであるが、化学組成の特徴（図-3a）もまたそのことを示している（White & Chappell, 1977参照）。

4. 基盤岩類の地質学

4-1. 変成様式

ボーリングコアで観察される変成岩類の主体は、片麻岩であり、深度に関係なくその多くはミグマタイト化を示している（柱状図-②）。ミグマタイト化した片麻岩の間に、帯状に、平滑で極めてシャープな片理を示す片岩が発達する（図-4a）。このシャープな片理は黒雲母片の形態格子定向配列によって規定される構造である（図-4b）。このため、この片岩を、ここでは黒雲母片岩と呼ぶことにする。片麻岩と黒雲母片岩との間には漸移的な変化が認められる（例、図-4a）。後頁で記載するように、黒雲母片岩は、高温条件での剪断変形により片麻岩から2次的改変により形成された岩石である。柱状図-⑤には、このような黒雲母片岩の形成を伴う高温剪断帯の発達位置を示している。この項では、片麻岩の

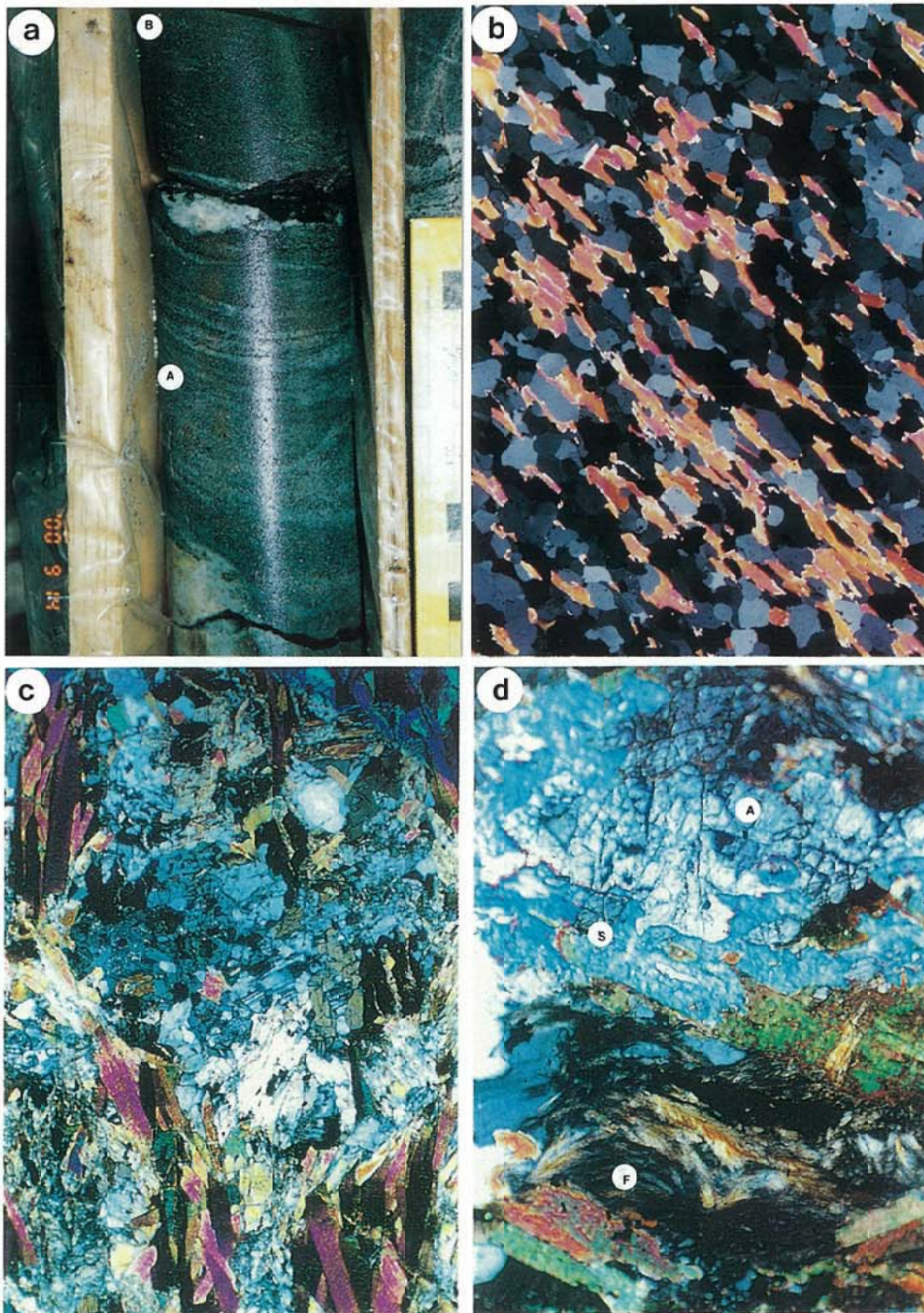
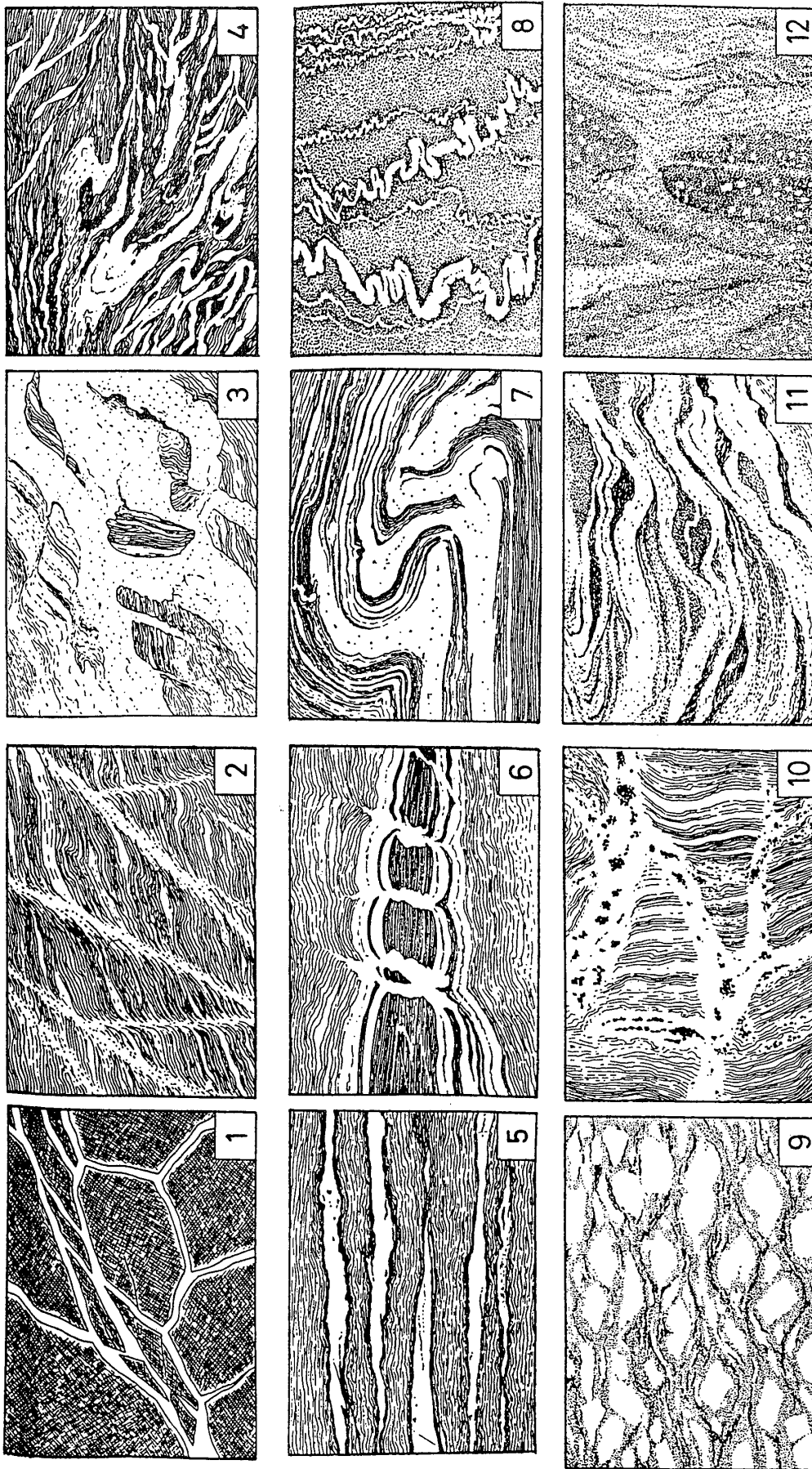


図-4 a)ミグマタイト化した片麻岩 (A付近) と黒雲母片岩 (B付近) の関係 (深度849.4mの試料), b) 点Bの黒雲母片岩の顕微鏡写真, c) 変閃緑岩の顕微鏡写真 (深度991.45mの試料) (田切・安, 2000私信), d) 紅柱石を含む片麻岩 (A=紅柱石, S=珪線石, F=フィブロライト) (深度352.6mの試料) (田切・安, 2000私信).

Fig.4 a) relationship between migmatitic gneiss (around the position A) and biotite schist (around the position B) (specimen from 849.4m depth), b) microphotograph of biotite schist from the position B, c) microphotograph of metadiorite (specimen from 991.45m depth) (from Tagiri & Yasu, 2000, personal communication), d) andalusite-bearing gneiss (A=andalusite, S=sillimanite, F=fibrolite) (specimen from 852.6m depth) (from Tagiri & Yasu, 2000, personal communication).



- 1. Agmatic (breccia) structure.
- 2. Diktyonitic structure.
- 3. Schollen (raft) structure.
- 4. Phlebitic (vein) structure.
- 5. Stromatic structure.
- 6. Surreitic (dilatation) structure.
- 7. Folded structure.
- 8. Ptygmatic structure.
- 9. Ophthalmitic (augen) structure.
- 10. Stictolithic (fleck) structure.
- 11. Schlieren structure.
- 12. Nebulitic structure.

図一5 Mehnert(1968)によるミグマタイトの分類
 Fig.5 Classification of migmatites after Mehnert(1968)

変成様式を記載する。黒雲母片麻岩については、変形構造の項で記載する。

4-1-1. ミグマタイトの型——柱状図-②

片麻岩の多くはミグマタイト化を示す。Mehnert (1968) はミグマタイト化の様式を図-5のように分類したが、田切・安 (2000私信), 安 (2000) は、ここでの分類記載に図-5を適用している。柱状図-②の資料は、田切・安の観察結果に著者らの観察結果を加えたものである。diktyonitic structure(2), phlebitic structure(4), stromatic structure(5), folded structure(7), ptygmatic structure(8), ophtalmitic structure(9), schlieren structure(11), nebulitic structure(12)に相当するミグマタイト構造が観察されている。但し、著者らはophtalmitic structure(9)は観察していない。田切・安が明らかにしたように、片麻岩は浅い位置で全体としてより優白質であり、schlieren structureとnebulitic structureが多く見られ、深い深度で片麻岩はむしろミグマタイト化の程度は弱くphlebitic structure, stromatic structureが多く見られる傾向がある(柱状図-②)。

4-1-2 変成鉱物——柱状図-⑩

泥質片麻岩, 砂質片麻岩, それら起源のミグマタイトは、基本的に同じ鉱物構成を示す。黒雲母に富むメラノゾームと優白質のリューコゾームが識別されるミグマタイトでは、メラノゾームとリューコゾームで鉱物組み合わせに違いはない。原岩と出現する鉱物の相関は、田切・安 (2000私信), 安 (2000) と著者らの観察によって、柱状図-⑩に示されているように解析された。図には、田切・安の資料によって、塩基性岩起源の変成岩 (=角閃岩), 不純石灰岩起源の石灰珪質片麻岩, 閃緑岩起源の変成岩 (=変閃緑岩) などに見られる鉱物も記載されている。

泥質片麻岩, 砂質片麻岩とそれら起源のミグマタイトにおける主要構成鉱物は、黒雲母, 白雲母, 斜長石, カリ長石, 石英であり、しばしば珪線石, 堇青石に伴われる。極めて稀にザクロ石と紅柱石が認められる。角閃岩にはザクロ石を含むものと含まないものがある。前者の構成鉱物は普通角閃石+斜長石+石英+ザクロ石であり、後者のそれは普通角閃石+斜長石+石英+黒雲母である。田切・安 (2000私信), 安 (2000) によれば、石灰珪質片麻岩の主要な構成鉱物は単斜輝石+角閃石+カルシウム斜長石+石英+方解石であり、更にザクロ石, 緑簾石, ベスブ石, スフェンを含むとされている。

変閃緑岩の構成鉱物は黒雲母+普通角閃石+斜長石+石英+カリ長石である。田切・安 (2000私信), 安 (2000) によれば、変成変形作用によって形成された黒雲

母, 普通角閃石の配列による片麻構造を取り込むように粗粒の斜長石斑状変晶が発達するが、この斜長石斑状変晶は、片麻構造形成過程に閃緑岩の粗粒火成岩斜長石のポーフィロクラスト化したものが変成再結晶作用でオーヴァーグロウズによって形成されたものである(図-4c)。このような古い火成岩活動を示唆する変閃緑岩の存在(深度991.45m)は、領家帯においては、古領家帯問題(e.g. 宮本ほか, 2000参照)との関係において注目されるべきもので、変閃緑岩の年代測定が期待される。

4-1-3. 変成条件——柱状図-②と柱状図-⑩

田切・安 (2000私信), 安 (2000) は、深度852.6mの1試料で、メラノゾームに紅柱石の斑状変晶を見出した(図-4d)。この紅柱石は他形であり、自形柱状の珪線石によって部分的に置換されている。この写真では、更に、これらの結晶をとりまく片麻構造を構成する黒雲母を置換してフィブロライトが発達するという温度増大の変成史——紅柱石の安定領域から珪線石安定領域への変化——が読み取れる。この事実および上記のような泥質片麻岩, 砂質片麻岩とそれら起源のミグマタイトにおける鉱物構成から、本ボーリングを構成する変成岩類の受けたピーク変成作用は、都城 (1965) のいう紅柱石-珪線石型 (=低圧高温型) に相当するものと考えられる(田切・安, 2000私信; 安, 2000)。泥岩起源の片麻岩の斜長石, カリ長石には、一般に、包有鉱物として多量のグラファイトが認められる。このことは変成作用が部分熔融のおこるほどには高温にならなかったことを示すものであろう(田切・安, 2000私信; 安, 2000)。

ボーリング深度による鉱物組み合わせの変化は認められない(柱状図-⑩)。しかし、田切・安 (2000私信), 安 (2000) は、ミグマタイト中の斜長石の化学組成から、このボーリングでは、ピーク変成時相の変成温度は上位高温であった可能性を指摘している。彼らの指摘の根拠を示そう: 663.6m, 867.8m, 1007.7mの3深度から、黒雲母+斜長石+石英+カリ長石+白雲母+珪線石+堇青石という鉱物組み合わせをもつミグマタイトを採集し、それらを構成する斜長石の化学組成を測定し、3試料において、Ca/(Na+Ca)とKの相関を検討した(図-3b)。Or成分の固溶は生成温度が高くなるほど高くなり、高温で結晶したものの組成範囲が広がる傾向がある(Seck, 1971)。したがって、図-3bから、663.6mのものが最も変成温度が高く、867.8m, 1007.7mと順に低くなっているものと判断される。田切・安 (2000私信), 安 (2000) は、ミグマタイトの型が、上位層準でschlieren structure, nebulitic structureが多くみられ、下位層準でphlebitic structure, stromatic structureが多く見られるのも

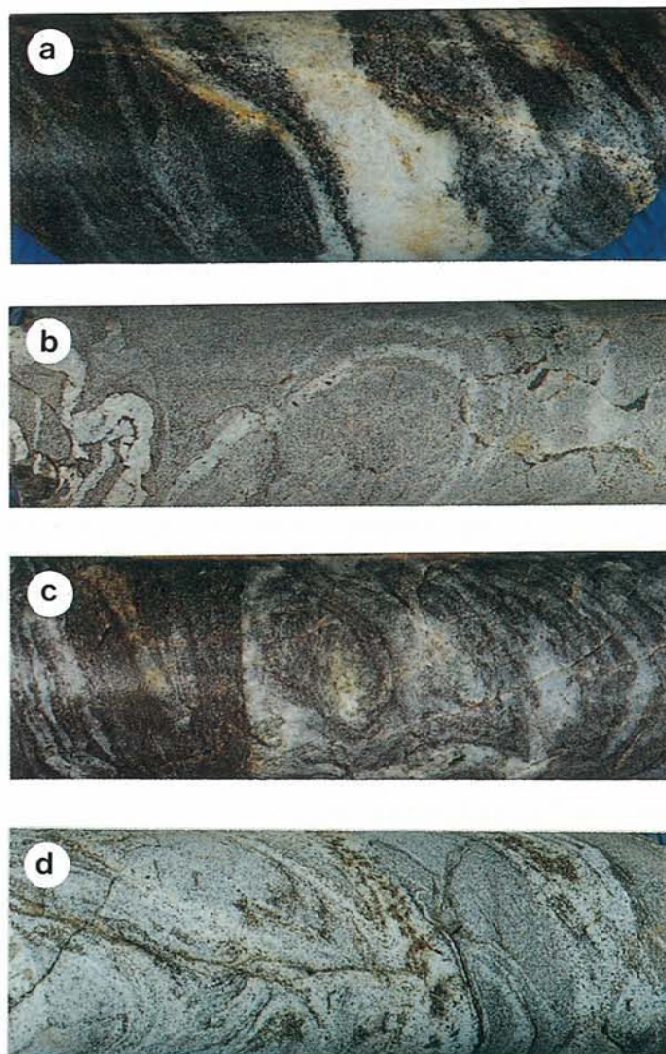


図-6 片麻岩～ミグマタイト中の花崗岩質脈。a)複数回の貫入を示す片麻構造に沿った花崗岩質脈（深度697.5mの試料），b)片麻構造に沿った花崗岩質脈の褶曲（深度898.9mの試料），c)片麻構造に平行な花崗岩質脈をもつ片麻岩の褶曲と軸面に沿うブロック化（深度905.5mの試料），d)褶曲するミグマタイト化した片麻岩の軸面に沿った断層と断層に沿う花崗岩質脈の貫入（深度626mの試料）。

Fig.6 Granitic layers in gneisses～migmatites. a) polyphase granitic layers injected along the gneissosity (specimen from 697.5m depth), b) folds of granitic layers injected along the gneissosity (specimen from 898.9m depth), c) folding of gneiss with gneissosity-parallel granitic layers and its faulting along the axial surface (specimen from 905.5m depth), d) faulting along the axial surface of folds of migmatitic gneiss, that is associated with injection of granitic magma, (specimen from 626m depth).

(柱状図-②)，このような逆転した温度構造と調和的な情報であると述べている。

本ボーリングの変成岩類において、ピーク変成作用時の温度構造が、上位高温という逆転した関係にあることの意味は何であろうか。ピーク変成作用後の変形作用によってもたらされた2次的な関係であろうか、それとも初生的な関係であろうか。低圧高温型変成作用に見られる異常に高い地下増温率の起源についての最近の研究成果は、竹下・

奥平（1995）によって総括されている。それによれば、高温変成帯での異常に高い地下増温率は、地殻上層部への火成岩の貫入によってもたらされた。厚い花崗岩シートが貫入するような場では、逆転した温度構造はピーク変成作用時に初生的関係として発生するものであると説明されている。Okudaira et al. (1993)，奥平ほか（1994）は、岩国-柳井地域において、領家帯の低圧高温型変成作用が厚い花崗岩シートの貫入によるものであり、ここではピー

ク変成作用時に逆転した温度構造が発生していたことを明らかにしている。本ボーリングに見られる逆転した温度構造は、岩国-柳井地域のそれに比較されるものである可能性があるが、この問題を1本のボーリング資料だけでこれ以上検討することは不可能である。ボーリングコアの砂岩～泥岩起源の片麻岩には、原岩のもつ級化層理が認められるが、整然層とは違って付加体においては付加の過程のテクトニクスがあるため、この級化層理から、逆転した温度構造の造構論的意味を読み取ることは出来ない。後頁で変形構造を解析するが、それらの中には、上位高温という温度構造に変形作用が関与したことを示唆する情報は無い。

4-2. 変形様式

本地域の片麻岩～ミグマタイトには、他の地域におけると同様に、白亜紀末から後の領家高温変成帯が上昇する過程における温度低下の中での多様な変形作用により、多様な岩石構造が形成されている。ここでは柱状図のどのような位置で、どのような変形構造が観察されるかを示すことが重要であるが、理解を容易にするため、それらの中の幾つかの主要な変形作用に限定して形成の順序にしたがって簡潔に記載し、それらが柱状図のどのような位置で現れるかを示すことにする。深度をおって各位置でどのような変形構造が現れるかを逐一記載していくことはしない。同一の場所では変形の重複があり、記載があまりにも煩雑になると考えられるからである。これはまた組織の顕微鏡観察のための薄片の作成に限りがあるためでもある。まずミグマタイトが形成されたピーク変成時相の変形構造を概観する。

4-2-1. ミグマタイトの花崗岩質脈の褶曲群と地質構造 —— 柱状図-③

先に述べたように、田切・安(2000私信)、安(2000)によれば、本地域の変成岩類のピーク変成作用時の温度は、部分溶融をもたらすところには達していない。これは、本地域の片麻岩のミグマタイト化と花崗岩質脈の形成には、外部からの花崗岩質物質の注入が深く関わっていることを示唆する情報である。このような花崗岩質脈は、片麻岩の中に発生した流体が集まり通る道(=割れ目)を刻印したものである。高温であっても僅かに流体を含む岩石の破断(fracturing～hydrofracturing)による変形はむしろ容易である(e.g. Paterson, 1978)。花崗岩質脈は片麻岩の中でどのように配置するのか。多くの花崗岩質脈は、片麻構造の面に平行～垂平行あるいは片麻構造の示す褶曲群の軸面に平行～垂平行に配置するように見える。そして花崗岩質脈の形成は変形史の中で何回にもわたって起こっているように見える：図-6aでは片麻構造に平行～垂平行な面に沿ってミグマタイト化した

層に僅かに斜交して新たに花崗岩質細脈が発達する。図-6bでは片麻構造に垂平行な花崗岩質脈のptygmatic 褶曲が発達する。図-6cではミグマタイト化した片麻構造の褶曲の軸面に沿って剪断面が発達する。図-6dでは異なる方位の片麻構造をもつ4つのミグマタイト・ブロックが花崗岩質細脈の貫入する小断層によって接合する。小断層は片麻構造の褶曲の軸面にほぼ平行である。

ボーリングコアで観察される片麻構造および花崗岩質脈の形成する褶曲群は、一般にスケールの小さなタイト(tight)～同斜状(isoclinal)の非対称褶曲である。褶曲が認められない位置で片麻構造は、低角度——コア軸に高角度——に配置する傾向を示す。小褶曲群はこのような配置の片麻構造のintrafolial foldsであるようにみえる。柱状図-③は、このような小褶曲群の軸面とコア軸に垂直な面——この面は、ボーリングが鉛直に掘削されているところでは水平配置であるが、このボーリングではゆるやかな孔曲がりがあり、深度とともに水平配置から変位する——とのなす角の位置的变化を解析した結果である。図から、小褶曲群の軸面は、低角配置であることが読み取れるが、詳細に見ると、深度の増大とともにコア軸に垂直な面とのなす角は小さくなっている。即ち、ボーリングの孔曲がりは、深度とともに小褶曲群の軸面に垂直となる方向へ向かって起こっているように見える。ポアホールカメラ画像がないため褶曲軸面の傾斜方位は残念ながら厳密には特定出来ていないが、深度による褶曲軸面とコア軸との間の角度変化(柱状図-③)とボーリングのゆるやかな孔曲がり(方向)との間のこのような相関は、小褶曲群の軸面が、本ボーリングを通してほぼ一様の地理学的方位をもって配置している時に成立するものである。小褶曲群の配置の広域的な一定性は、多くの変成帯でよく見られる構造特性である。intrafolial型の非対称褶曲群がこのような配置を示すことから、本ボーリングを構成する変成岩類は、全体として低角度配置の剪断帯を形成していたものと推定される。

剪断変形場で片状岩は、片状構造の形成→そのintrafolial型非対称褶曲群の形成→片状構造～褶曲軸面に沿った(=剪断面に低角度配置)破断面の形成→破断面への石英の充填(石英脈の形成)という変形を繰り返し繰り返して起こすことが知られている(e.g. Hara et al., 1993; 原ほか, 1988)。先に記載した図-6のミグマタイト構造は、破断面を花崗岩マグマが充填するが、変形の様式は、原ほかの記載例と同じである。それは、Hiraga & Shimamoto(1987)による岩塩の剪断変形実験、Bauer et al.(2000)による水を含むnorcampherの剪断変形実験によって示された現象と比較され

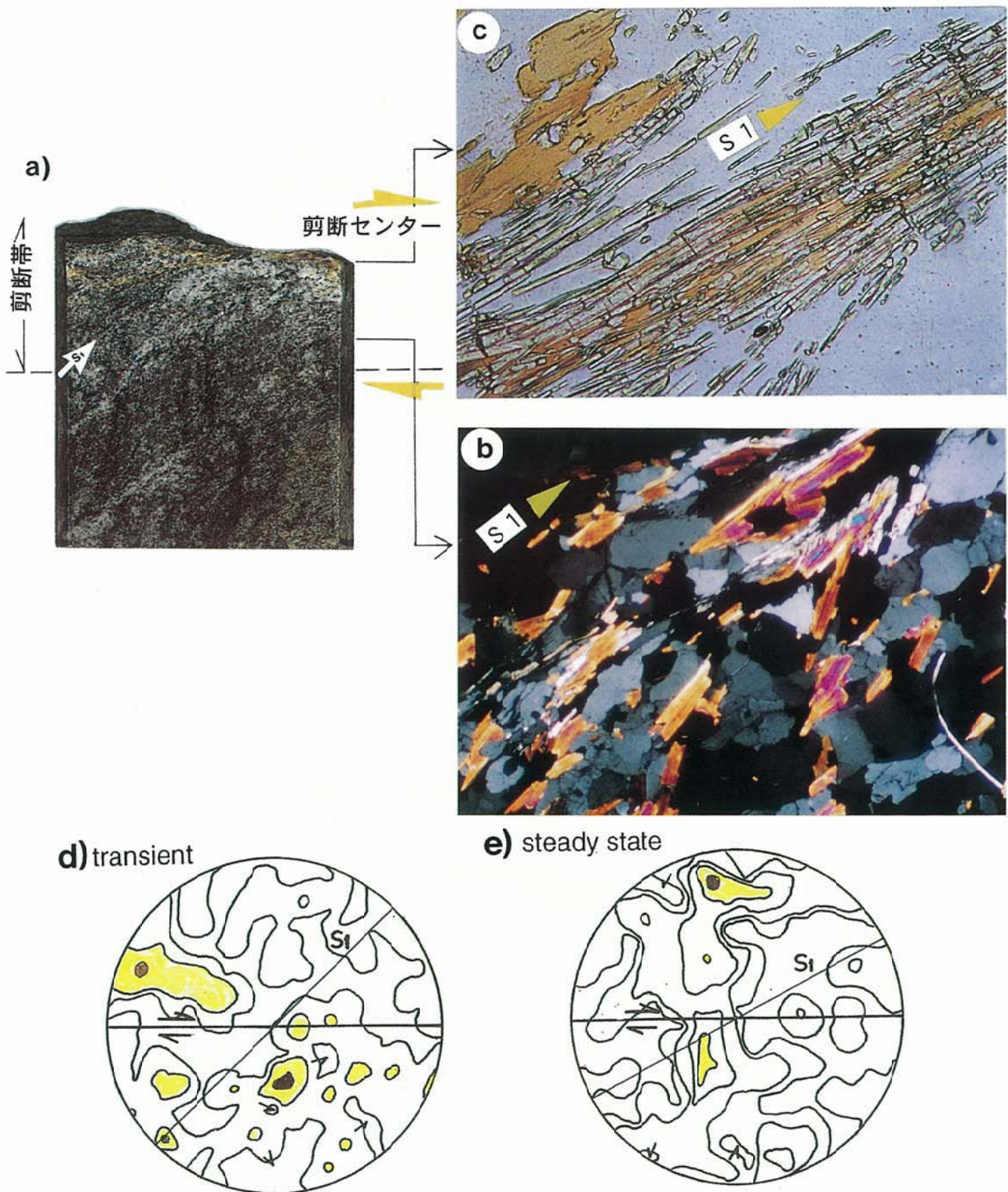


図-7 深度625.3mの剪断帯-1: a)剪断帯における片麻構造 (S1) の湾曲した配列, b) 剪断帯の周縁部の顕微鏡組織, c) 剪断センターにおけるS1を形成する黒雲母の珪線石への著しい変化, d) 剪断帯の周縁部の石英のc軸ファブリック (遷移パターン), e) 剪断センターの石英のc軸ファブリック (定常パターン).

Fig.7 Shear zone-1, an example from 625.3m depth: a) curved orientation pattern of gneissosity (S1) in shear zone, b) microphotograph of the marginal part of shear zone, c) sillimanite needles produced by decomposition of biotite flakes in the shear zone center, d) c-axis fabric of quartz in the marginal part of shear zone (transient pattern), e) c-axis fabric of quartz in the shear zone center (steadystate pattern).

るもので、巨大剪断変形に特徴的な現象のようである。

領家帯の変成岩類がピーク変成時相に、広域にわたって低角度配置の剪断帯を形成していたことは、既に岩国—柳井地域においてOkudaira et al. (1993), 近畿地方東部においてSakakibara(1995), 中部地方においてOhtomo(1993)によって明らかにされている。これらの地域では、この低角度配置の剪断帯における剪断運動のセンスはtop-to the south~southwestであるとされている。孔曲がりとの関係から本ボーリングを構成する変成岩類の非対称小褶曲群の軸面の傾斜方位から大胆に剪断運動のセンスを読み取るとすれば、top-to the southwestとなるが、この剪断運動のセンスは、岩国—柳井地域、近畿地方東部、中部地方のピーク変成時相の地質構造の示すそれと調和的である。岩国—柳井地域、近畿地方東部、中部地方でのOkudaira et al.(1993), Sakakibara(1995), Ohtomo(1995)による構造解析結果によれば、この剪断運動は、領家帯の変成岩類がナップ群を形成しながら南~西南西側 (=arc-trench gap側) へ上昇変位した現象を反映したものであるようである。内帯の白亜紀を特徴づけるしずく状形態の膨大な量の花崗岩類の貫入は、この後の現象である(宮本ほか, 2000)。

4-2-2. 剪断帯

4-2-2-1. 剪断帯-1 —— 柱状図-④

本地域の片麻岩~ミグマタイトが、最も高温な時相に受けた変形作用の1つに、中~低角度配置——コア軸に中~高角度配置——で数cm以下の幅の剪断帯の形成がある。このような剪断帯の代表例は、深度約625.3m, 906.5m, 964.7mで観察された。深度約625.3mで観察された剪断帯と深度約964.7mで観察された剪断帯は同じ特徴を示すもので、深度約906.5mで観察された剪断帯とは異なっている。まず前者から簡単に記載する。

図-7aが深度約625.3mで観察された砂質片麻岩中の剪断帯の剪断センターから片側半分の写真である。片麻構造 (=S1 = 歪みのXY面; 原, 1998参照) の配列方位は、剪断センターにおいて剪断帯のトレンドに平行に近くなるように、剪断帯周縁から剪断センターに向かってシグモイダルに変化する。これは、Ramsay & Graham(1970), Hara et al.(1973)によって記載された不均質剪断帯に比較される特徴である。図-7aの配置——これは地下における配置を意味しない——から見た時には、この剪断帯は右横ずれセンスである。

剪断センターを構成する鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、珪線石であり、白雲母は認められない。黒雲母の珪線石への変化 (Wintsch & Andrews,

1988参照) が認められる。片麻構造を形成する黒雲母の珪線石への変化は、剪断帯周縁ではほとんど認められないが(図-7b), 剪断センターにおいては黒雲母が消滅するほどまでに顕著である(図-7c)。深度約964.7mで観察された剪断帯でも同様の組織変化が認められる。剪断センターで観察される珪線石は、個々の粒形のトレイスも困難なようなフィプロライトではなく、粒形が明確で著しい伸長性をもった針状の形態を示すものである(図-7c)。剪断センターでは、このような黒雲母の珪線石への変化をもたらす変成反応の卓越的進行とともに、石英、長石も著しく伸長した形態へと変化している。しかし、剪断センターでは、黒雲母の珪線石への分解によって出現するFe, Mg, H₂Oなどの沈積を示す他の有色鉱物や磁鉄鉱などの形成は認められない。これは一般の不均質剪断帯内部で起こる剪断センターに向かったの歪み量の増大 (e.g. Ramsay & Graham, 1970参照) と水蒸気圧の減少と物質の移動を容易にする条件の出現 (e.g. Vernon, 1987; O' Hara, 1988; Dipple et al., 1990; Selverstone et al., 1991; Streit & Cox, 1992, 1998; Hippertt, 1994, 1998参照) と比較される現象が、ここでも起こっていることを示すものであろう。上記の剪断センターを構成する針状の珪線石の一部に、その形態だけを残して微細な白色葉片状鉱物への変化が認められるが、これは後退変成時相に、この珪線石濃集帯が微小剪断帯として活動したことを示すものである。これは後で記載される剪断帯-4に対比される現象であろう。

図-7d, eは、深度約625.3mの剪断帯での石英のc-軸ファブリックのパターンの剪断帯内部での変化を示している。定向配列は変形の増大によって定常パターンに到達するが (Hara, 1971; Lister & Williams, 1979; Lister & Hobbs, 1980; Law, 1986 参照), 剪断センターでは剪断場での定常パターン (Lister & Williams, 1979; Price, 1985参照) に比較される特徴を示している。これもまた、Hara et al. (1973) や Carreras et al. (1977) の解析例のような剪断センターに向かったの歪み量の増大を反映した現象である。

図-8aは深度906.5mで観察された2本の剪断帯の写真である。この剪断帯は、周囲の片麻岩の片麻構造の示す非対称褶曲の翼部にあたる位置に、褶曲の軸面に平行に発達する。肉眼的には剪断帯は母岩に比して黒色で片状である(図中のAとB)。片理は平滑であり、片理は剪断帯に平行に発達する。顕微鏡観察によれば、剪断帯が黒色で片状であるのは、ここでは黒雲母が濃集しており、それが顕著な形態定向配列を示しているためである(図-8b)。したがって、これは黒雲母片岩と呼ぶことの出来

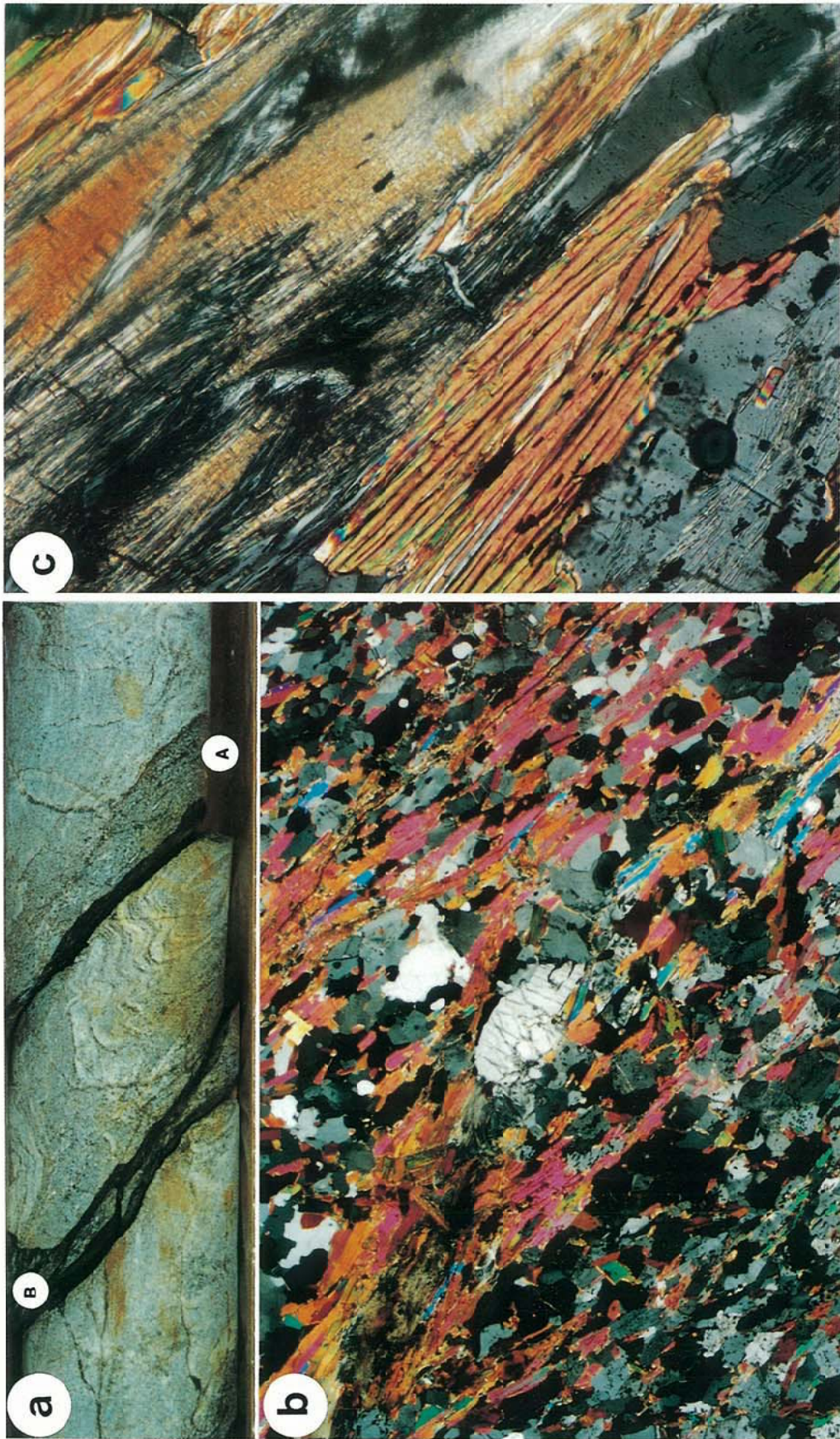


図-8 深度906.5mの剪断帯-1: a) AとBの黒色の部分が剪断帯-1, b) 黒色部Aの顕微鏡写真——黒色部の伸びの方向への定向配列を示す黒雲母片の濃集, c) 黒色部Aの黒雲母片におけるフィプロライト・フォリアの形成。

Fig. 8 Shear zone-1 (an example from 906.5m depth): a) black layers A and B are the shear zone-1, b) microphotograph of the black layer A showing layer-parallel orientation and concentration of fibrolite flakes, c) formation of fibrolite folia in biotite flakes of the black layer A.

る岩石である。黒雲母は母岩のものに比べて著しく粗粒である。これは、片麻構造の示す褶曲が、軸部を残して、翼部だけが黒雲母の濃集を伴いながら軸面片理を形成するように改変されたことを示す構造である。このような構造は、Hara et al. (1968), Williams(1972)以来、多様な変成度の変形変成岩で広く観察されてきた(Borradaile et al., 1979; Passchier & Trouw, 1996 参照)。このような構造は、一般に、褶曲の形成過程において、翼部における変形が、翼部から岩石を構成する石英、長石を消失せしめ——主として圧力溶解による——葉片状鉱物の濃集をもたらしたものと説明されている。ここでは、このような過程は、黒雲母の濃集と粗大化をもたらしたが、現象は更に特定の片麻構造に沿った黒雲母に集中するようにフィブロライト化が起きている(図-8c)。これはVernon(1987)のフィブロライト・フォリアに比較される組織の形成である。この剪断帯の形成の物理条件は、深度約625.3mと約964.7mで観察された剪断帯のそれに比較されるものであろう。

本ボーリングの片麻岩では、変成鉱物として珪線石が広く観察されるが(柱状図-⑫)、平行配列を示すフィブロライトが片麻構造に沿った極めて狭い帯に濃集して発達するVernon(1987)のフィブロライト・フォリアに比較される組織は、上記の例以外にも良く認められる。フィブロライト・フォリアの出現位置は柱状図-④に示してある。これらのフィブロライト・フォリアは、上記の深度約625.3mと964.7mで観察されたようなシグモイダルな片麻構造の発達する幅のある剪断帯——この剪断帯センターに見られるものは珪線石フォリアである——は形成しないが、雲母のフィブロライトへの著しい転換とフィブロライトの粒界に沿った容易な滑りが起こった一つの剪断帯である(Vernon, 1987参照)。フィブロライト・フォリアの多くは肉眼で識別できる組織ではないため、剪断帯-1としてのフィブロライト・フォリアは、柱状図-④に示した以上に、本ボーリングを通して広く発達しているものと考えられる。

この項で記載した高温剪断帯は、ポアホール画像がない——コア試料の定方位化ができない——ため、剪断センスの特定が出来ていないという限界はあるが、深度906.5mで観察された剪断帯-1の形成条件からすれば、4-2-1の項で記載したミグマタイトの花崗岩質脈の非対称褶曲群が示唆するミグマタイト形成時相の剪断帯とは、配置において調和的であるかに見える。

4-2-2-2. 剪断帯-2 —— 柱状図-⑤

ここで記載する剪断帯は、変成様式の項で黒雲母片岩と呼んだ岩石の発達する領域に相当する。この黒雲母片

岩は、極めて平滑でシャープな片理をもつ細粒で黒っぽい岩石であるが、一般に細粒な基質の中に片理に沿って著しく伸びた形態を示す大きな黒色の斑点が認められるものである(図-4)。細粒で黒っぽい基質は、一般に黒雲母、石英、斜長石、カリ長石で構成されており、黒雲母の形態定向配列は顕著であり、白雲母は極めて稀にのみ認められる(図-4b)。黒っぽく見えるのは黒雲母が多いためであるが、そのモード値は多様である。著しく伸びた形態を示す大きな黒色の斑点は、片理に沿って伸長する黒雲母片の集合体である。黒雲母片岩を構成する黒雲母、石英、斜長石、カリ長石は、周囲の片麻岩におけるよりは、全体として細粒である。粗粒な片麻岩から平滑でシャープな片理をもつ細粒な黒雲母片岩への動的再結晶による漸移的な変化は、マイロナイト化によって形成される不均質剪断帯に見られる一般的な組織変化である(e.g. Passchier & Trouw, 1996参照)。黒雲母片岩の領域は、1つの高温剪断帯(=剪断帯-2)であることは明らかである。

黒雲母片岩(=剪断帯-2)は、深度906.5mで観察された剪断帯-1に似てはいるが、黒雲母片岩を構成する黒雲母は、全体としてはむしろ細粒であり、斑点状集合体においても細粒である。また、剪断帯-2においては、珪線石は認められない。黒雲母や白雲母の珪線石への変化は認められない(図-4b)。したがって、深度906.5mで観察された剪断帯-1よりは、やや低温で形成されたものであろう。剪断帯-2の片理に沿って、後生的な薄い黒雲母-石英-斜長石-カリ長石脈、黒雲母-白雲母-石英-斜長石-カリ長石脈の形成が認められる(図-4)。黒雲母-白雲母-石英-斜長石-カリ長石脈のまわりでは、一般に黒雲母片岩中に定向配列を示さない粗粒な白雲母片の成長が認められる。

黒雲母片岩には、より低温な条件で剪断帯として再活動したことを示すものがある。ここでは構成鉱物は全体としてより細粒である。そして長石、石英、黒雲母、白雲母が著しい形態定向配列を示す。片理を構成する白雲母はかなりの量において認められる。長石の微細葉片状鉱物への変化が顕著である。この帯はまたところどころで平滑な片理を乱す剪断帯——黒雲母の細粒化とキンクバンドの形成顕著——となっている。これは片理を形成する延性的変形の不安定化を示す現象であろう(Hiraga & Shimamoto, 1987参照)。

柱状図-⑤には、ボーリングコア軸に垂直な面に対する剪断帯-2の傾斜角の位置的变化と剪断帯-2の深度分布が示されている。剪断帯-2の多くは低角度配置であるが、725mから825mの区間では高角度配置のものが

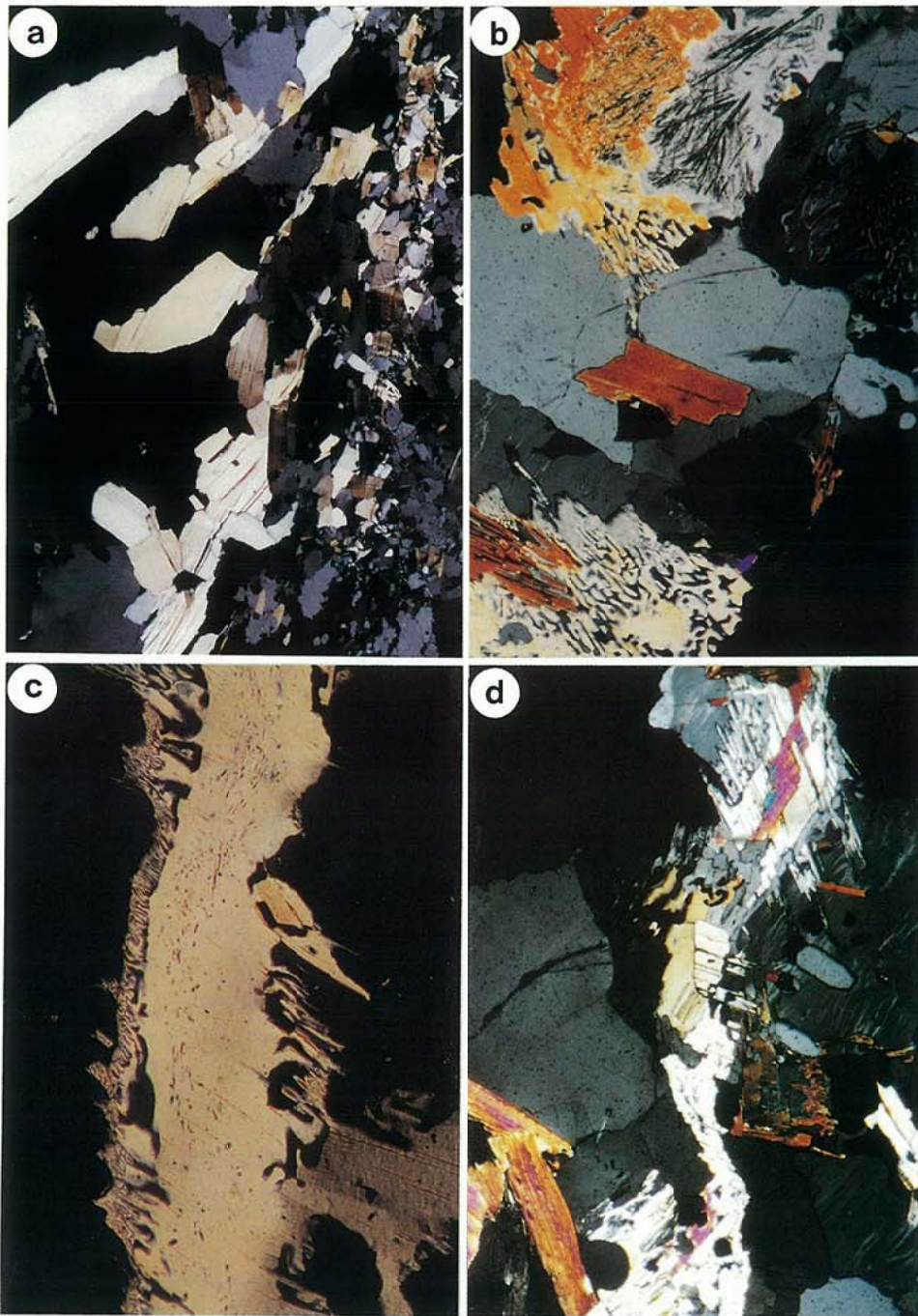


図-9 a) 白雲母・石英・長石の動的再結晶を示す剪断帯-3 (深度676.7m). b) 深度667.6mの両雲母花崗岩の斜長石ミルメカイトとフィブロライト化を示す白雲母の上にオーヴァーグロウスした白雲母-石英シンプレクタイト, cとd) 深度626.8mと深度667.6mの剪断帯-3の剪断帯に沿って長く伸長した白雲母片にオーヴァーグロウスした白雲母-石英シンプレクタイト. ヴァーミキュラー石英はパーサイトのアルバイト・ラメラにはほぼ直交方向への定向配列を示す.

Fig.9 a) microphotograph of the shear zone-3 of 667.8m depth whose center is characterized by dynamic recrystallization of constituent minerals such as muscovite, quartz and feldspars, giving rise to their considerable size reduction, b) two mica granite from 667.6m depth, which shows plagioclase myrmekite and overgrowth of muscovite-quartz symplectite on muscovite with fibrolite, c and d) muscovite-quartz symplectite and perthite in the shear zone-3 (specimens from 626.8m and 667.6m depth). Vermicular quartz in muscovite-quartz symplectite, which overgrew on muscovite flakes elongated along the shear zone, is preferably oriented at high angle to albite lamellae in perthite.

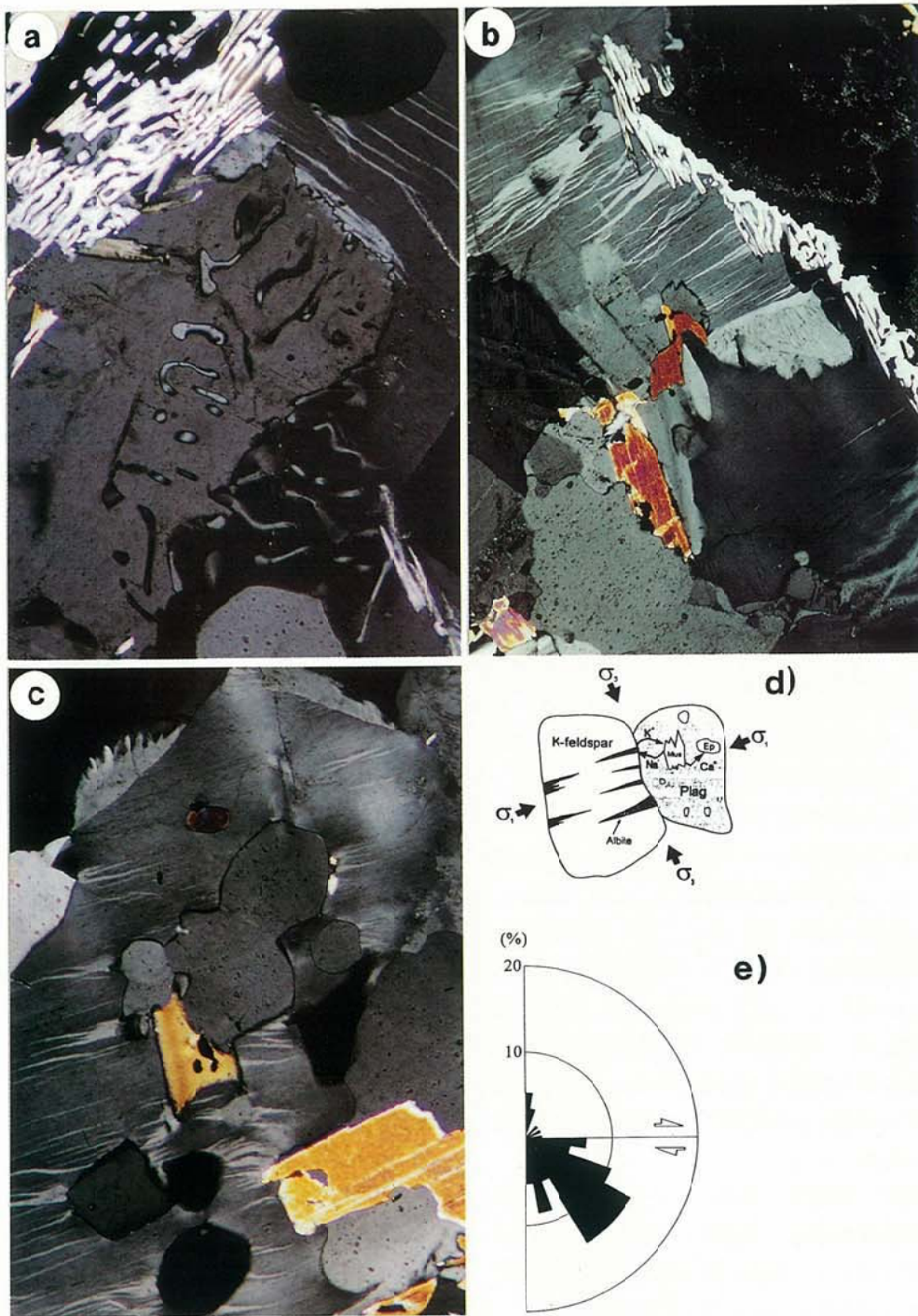


図-10 aとb) 白雲母-石英シンプレクタイトが形成される剪断帯-3: シンプレクタイトの石英の配列方位に対してパーサイトのアルバイト・ラメラはほぼ直交配置(深度825.4mの試料). c) 深度643.1mの泥質片麻岩のパーサイトのアルバイト・ラメラ, d) 非静水圧場でのパーサイトのアルバイト・ラメラの成長に関するPryer & Robin(1996)モデル($\sigma_1 > \sigma_3$), e) パーサイトのアルバイト・ラメラの配列パターン(深度643.1mの試料)。

Fig.10 a and b) muscovite-quartz symplectite in the shear zone-3 of 825.4m depth: Vermicular quartz in muscovite-quartz symplectite is preferably oriented at high angle to albite lamellae in perthite, c) perthite of pelitic gneiss of 643.1m depth, d) Pryer & Robin's (1996) model for growth of albite lamellae in perthite under non-hydrostatic condition ($\sigma_1 > \sigma_3$), d) rose diagram showing orientation pattern of albite lamellae in perthite (specimen from 643.1m depth).

多い。剪断帯-2は、深度による著しい偏りは見せず、本ボーリングの変成岩類を通して広く発達している。このような広範な発達は、剪断帯-2の形成に関わる低角度剪断運動が、領家帯における重要な造構運動のイベントであることを示すものと考えられる。Sakakibara (1995)とOhtomo(1993)は、近畿地方東部～中部地方において、温度低下の過程の中で領家帯の変成岩類が何回にもわたり低角度剪断帯を形成しながら南～西南西側(=arc-trench gap側)へ変位したことを明らかにしたが、剪断帯-1と剪断帯-2の形成もこのような造構イベントに相当する現象である可能性がある。しかし、ボアホールカメラ画像がないため、剪断帯-1と同様、剪断帯-2の定方位試料による運動像解析は出来ていない。

4-2-2-3. 剪断帯-3 —— 柱状図-⑥

剪断帯-1と剪断帯-2では、白雲母はほとんど認められないことから、それらの形成に関わる変形作用は白雲母が不安定な条件で起こっているように見える。これに対して、剪断帯-3では白雲母は安定に存在する。しかし、剪断帯-3の形成はどこでもそれほどシャープなものではない。白雲母片とその周辺の鉱物の組織から、ところどころで歪み量あまり大きくない剪断変形があったことが読み取れる程度のものである。そのような白雲母の組織の1つは、白雲母の動的再結晶とそのシグモイダルな形態定向配列である(図-9a)。図に見られるように、ここでは領家帯のマイロナイト剪断帯(e.g. 原ほか, 1977; Hara et al., 1980; 高木, 1984; Sakurai & Hara, 1989; 原, 1996参照)に特徴的な石英、長石の動的再結晶による細粒化も認められる。この剪断帯は、mmオーダーの幅の水平配置で、深度676.7mにおいて観察されたものである。

いま一つの型は、白雲母-石英シンプレクタイトが卓越的な発達を示す帯である。白雲母-石英シンプレクタイトは、フィブライトへの変化を示す白雲母の外側にオーヴァーグロウズするように形成されている(図-9b, c, d)。このような岩石では、図から、白雲母の形成→珪線石の形成→白雲母-石英シンプレクタイトという変成作用の歴史が読み取れる。白雲母-石英シンプレクタイトが見られるところで斜長石ミルメカイトの形成が特に顕著である。斜長石ミルメカイトの形成は、静的な条件で固結した花崗岩におけるよりもマイロナイト化(=延性的剪断変形)した花崗岩において顕著であるが、白雲母-石英シンプレクタイトが形成されるウェットな条件でマイロナイト化した花崗岩において特に顕著である。これはSakurai & Hara(1989)が内帯の白垂紀-

古第三紀花崗岩と領家帯の花崗岩マイロナイトで明らかにした現象である。このことから、白雲母-石英シンプレクタイトが卓越的な発達を示す帯は、1つの剪断帯であると推定される。このような推定は、次の記載事実からも支持されるように見える。

白雲母-石英シンプレクタイトの石英は不規則な配置でヴァーミキュラー形態を示すのが一般である(図-9b, c, d)。ヴァーミキュラー石英の白雲母中での配置には、結晶格子による特定方位への制御はない。しかし、白雲母-石英シンプレクタイトの発達が顕著な帯では、白雲母中の石英は針状で形態定向配列を示すように見える(図-10)。針状石英は、伸長した白雲母片の相対する2つのカーブする粒界にオーヴァーグロウズする白雲母-石英シンプレクタイトでも平行に成長している。図-10において注目すべきいま一つの組織は、カリ長石中のアルバイト・ラメラの配列方位が、一様に白雲母-石英シンプレクタイトの針状石英の配列方位に高角度であることである。Pryer & Robin(1996)は、造構応力場ではパーサイトのアルバイト・ラメラが圧縮応力の作用方向に沿って成長することを明らかにしている(図-10d)。Pryer & Robin (1996)の結果から判断すれば、白雲母-石英シンプレクタイトの針状石英の卓越配列方位は、歪みのXY面にほぼ比較されよう。そうであるとすれば、狭い帯における白雲母-石英シンプレクタイトの針状石英の特定方位への卓越配列は、このような帯が剪断帯であることを示唆する情報であると考えられる。

図-10cは、深度643.1mの砂岩起源片麻岩で観察されたカリ長石のパーサイト構造の顕微鏡写真である。アルバイト・ラメラは、包有鉱物の粒界から特定方位へ向かって成長していることがあきらかである。このようなアルバイト・ラメラは、この岩石の狭い帯の範囲内において、特定方位へ卓越的に配列するが、この方位は帯のトレンドに対して45°に近い(図-10e)。Pryer & Robin(1996)の結果から判断すれば、この帯は図-10eのような剪断帯であったと考えられる。この岩石中のカリ長石には、パーサイト構造を示すものと示さないものがある。これは、Pryer & Robin(1996)の結果からすれば、最大圧縮応力の作用方向に対してアルバイト・ラメラの成長が容易な格子方位をもつ粒と容易でない格子方位をもつ粒があったことを示すものと判断される。

4-2-2-4. 剪断帯-4 —— 柱状図-⑦

剪断帯-3は、カリ長石にパーサイトが形成され、石英、斜長石、カリ長石において結晶内滑りに伴う動的再結晶作用が起こる条件での剪断変形を反映した構造である。これに対して、剪断帯-4の形成においては、片麻

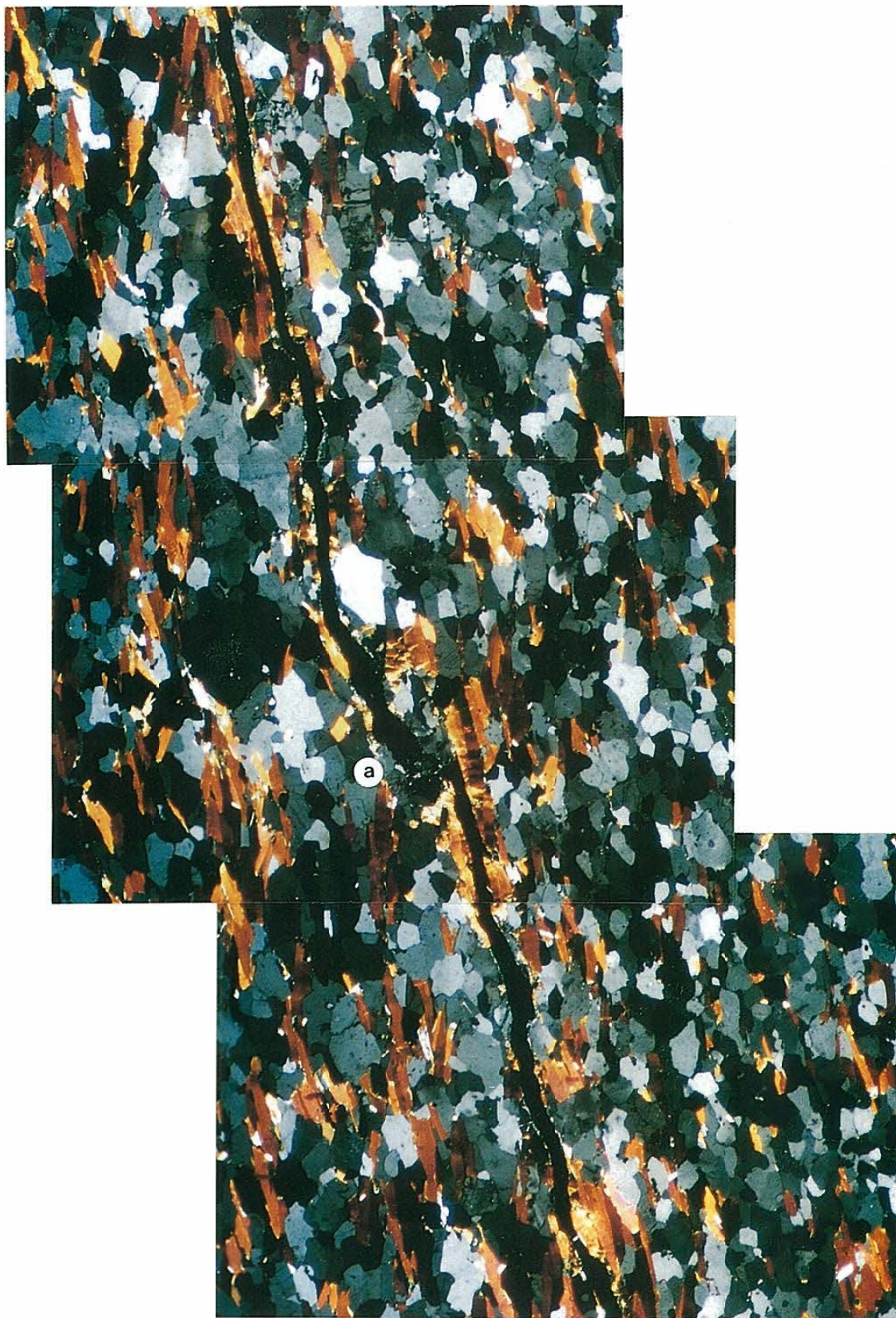


図-11 深度754.5mの片麻構造平行剪断帯-4の顕微鏡写真：点aにオフセット構造
Fig.11 Microphotograph of the gneissosity-parallel shear zone -4 of 754.5m depth: an offset structure in the position a.

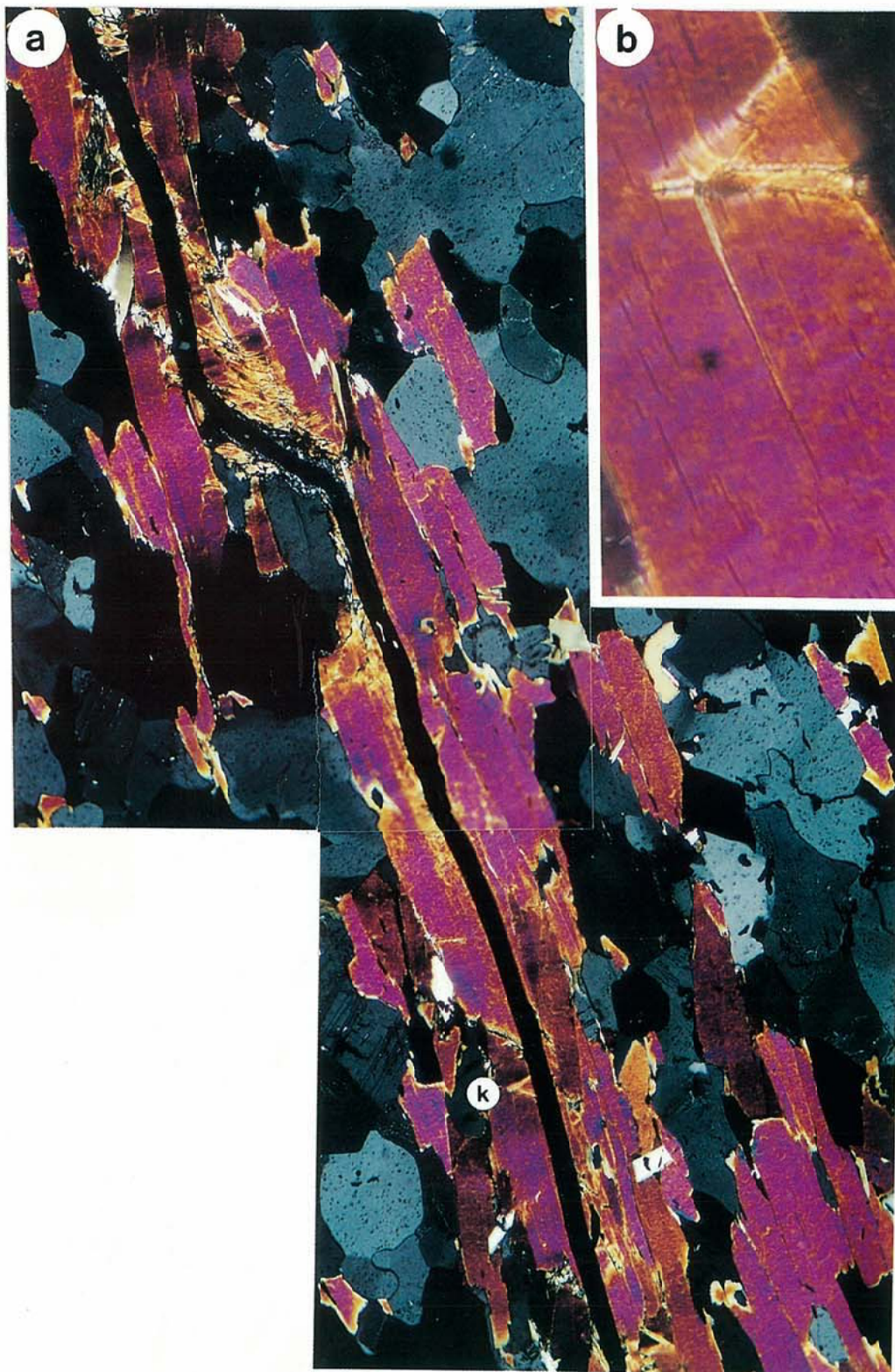


図-12 深度754.5mの剪断帯-4: a)黒雲母の(001)面に沿った平滑な断層セグメントとオフセット構造, b)平滑なセグメントにそって黒雲母片に稀に観察される共役キンクバンド(a図の点k).

Fig.12 Data for the shear zone-4 of 754.5m depth: a) planar fault segment, which runs along (001) plane of biotite flakes, and its associated offset, b) conjugate kink bands (position k in the microphotograph a), which are rarely observed in biotite flakes along planar fault segment.

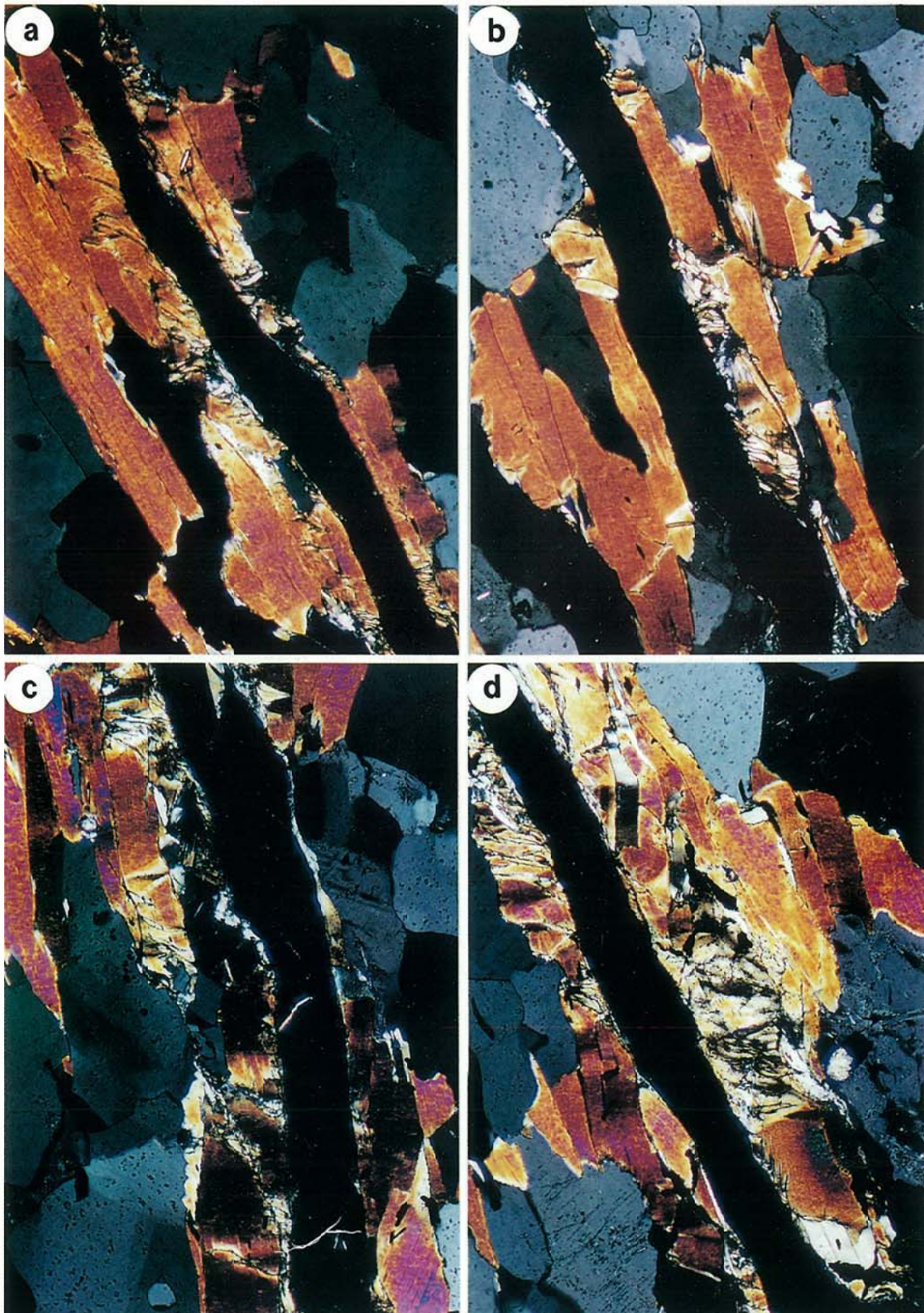


図-13 深度754.5mの剪断帯-4 : a~d) 断層セグメントの平滑でない部分における黒雲母の変形——1セットのキンクバンドの発達顕著。

Fig.13 Data for the shear zone-4 of 754.5m depth: a~d) deformation of biotite flakes along non-planar fault segments, showing strong development of kink bands in one set.

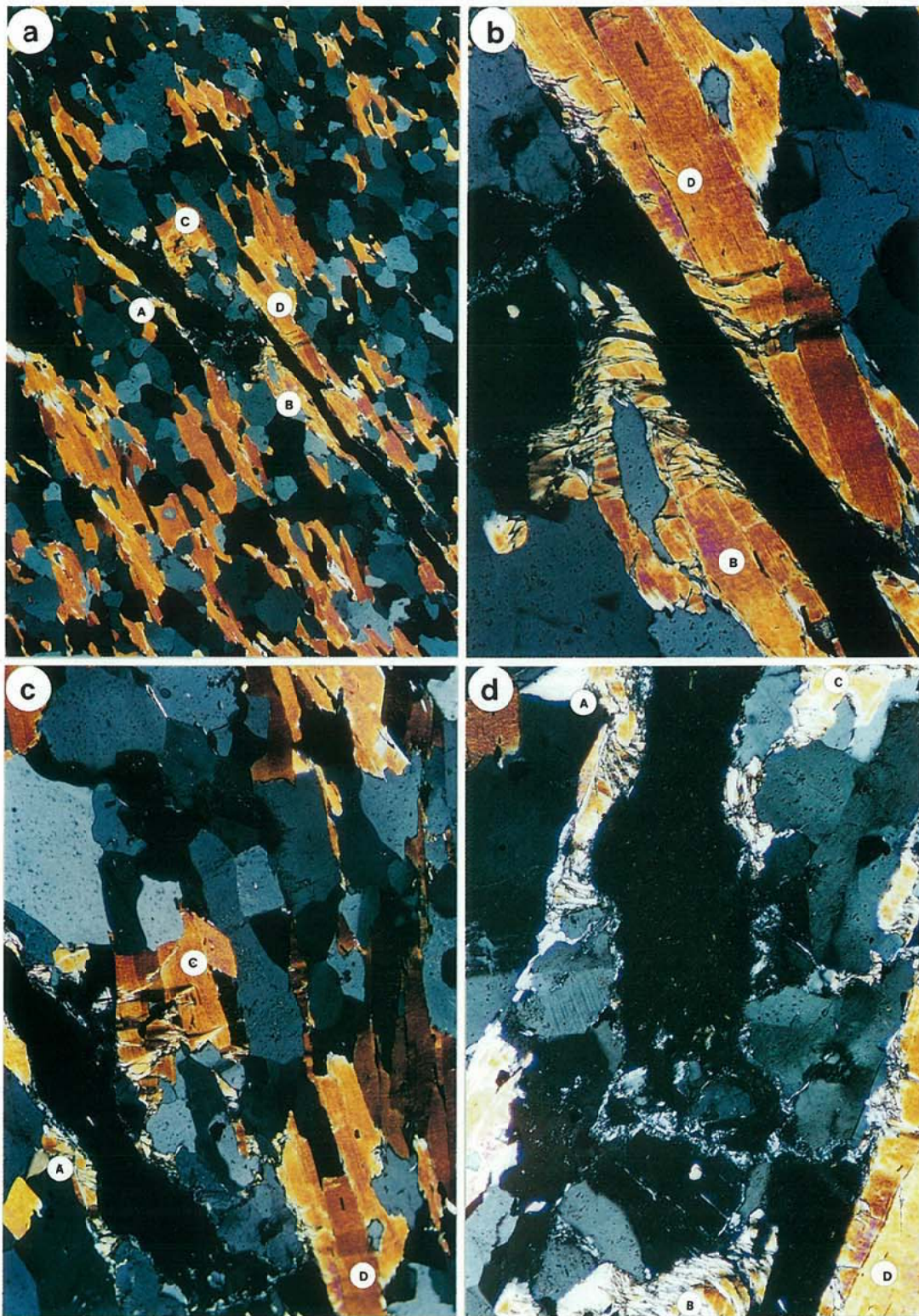


図-14 a)図-11の点aのオフセット構造の拡大写真, b)オフセットの黒雲母BとDのキンクバンド, c)オフセット近くの黒雲母CとAのキンクバンド, d)オフセット部の微細断層——微細な白色鉱物粒のフィルム。

Fig.14 a) enlarged microphotograph of a fault offset of the position a in Fig.11, b) kink bands of biotite B and biotite D in the fault offset, c) kink bands of biotite C and biotite A near the fault offset, d) microfaults along grain boundaries of constituent minerals in the fault offset, which are traced by films of white microflakes.

岩類の構成鉱物粒界に沿う滑りが主要な機構であるように見えるが、黒雲母ではキンクによる変形が顕著である。このような剪断帯は本ボーリングを通して広く観察される(柱状図-⑦)——顕微鏡観察によってのみ確認できる構造であるため、柱状図に出現位置を厳密に示すには限界がある。剪断帯-4と見なされる構造は、一般に片麻構造~片理に中角度~平行に配置しているように見える。ここでは、それらの中から黒雲母片岩で観察された2つの重要で単純な例を示し、剪断帯-4についての導入としよう。重要で単純などは、試料から変形の基本特性が巧く捉えられるということである。2つの例は、黒雲母片岩の片理に沿った微小剪断帯である。剪断帯に沿う変形が微小であるため、この試料で、変形の基本特性が巧く捉えられるように見える。初期構造が大きく破壊されていないからである。このため、記載例は、次に取り上げられる剪断帯-5とともに、今日おおくの研究者(e.g. Segall & Pollard, 1980; Wesnousky, 1988; Martel et al., 1988; Peacock & Sanderson, 1991, 1994; Anders & Schlische, 1994; Burgman & Pollard, 1994; Burgman et al., 1994; Cartwright et al., 1995; Childs et al., 1995, 1996; Dawers & Anders, 1995; Huggins et al., 1995; Nicol et al., 1995; McGrath & Davison, 1995; Sibson, 1996; Ohlmacher & Aydin, 1997; Watterson et al., 1998; Vermilye & Scholz, 1999)によって研究されてきている断層現象の諸問題、セグメント化の原因、セグメント近傍及びオフセットにおける応力像-歪み像、セグメントの結合-崩壊(linkage-coalescence)、交差部(intersection zone)の歪み像-運動像、fault-fracture meshes、の解明に対しても有効な情報であろう(原ほか, 2000)。

例-1——segmented fault traceとアスペリティの周りの歪み像-運動像

この例は深度754.55mで観察されたものである。この試料の黒雲母片岩では、平滑な片理を規定する黒雲母片の形態格子定向配列は極めて顕著である。片理に沿った黒雲母片に富む領域とやや黒雲母片に乏しい領域が識別出来、剪断帯は黒雲母片に富む領域に位置しているように見える(図-11)。剪断帯は片理に沿った微小断層として認められる。この微小断層は、断層面に沿ってところどころで極微細な白色葉片状鉱物が形成されていること、断層面に沿った極めて狭い限られた領域の黒雲母片にキンクバンドが形成されていることから確認される構造である(図-11, 12, 13, 14)。剪断面に沿う石英、長石、雲母に破碎は認められない。これは剪断帯-4に

共通した特徴である。この試料では、断層面から離れた位置の黒雲母片にはキンクバンドは認められない。

断層面に沿って開口しているため(図-11)、試料を切断し断層面上においてスリッケンサイド線構造を確認し、断層のクロスセクションが観察出来る薄片を作成し検討した。図-11と12に見られるように、断層は、同じセンスのオフセット構造により連結するsegmented fault trace (Childs et al., 1996)である。1つの薄片内(=約3cm)に4つのオフセット構造と5つの断層セグメントが認められる。

各断層セグメントにおいて、断層面は、平行な(001)面をもって接する黒雲母片の粒界を通過するところでは平滑である(図-12a)。しかし、黒雲母片と他種鉱物との粒界を通過するところ、(001)面が互いに斜交する関係にある黒雲母片の粒界を通過するところでは、断層面は平滑ではなく緩やかな揺らぎを示す(図-11~13)。断層面が緩やかな揺らぎを示すところでは、それを取り巻く黒雲母片に顕著なキンクバンドが発達するが、断層面が平滑なところでは、それを取り巻く黒雲母片にキンクバンドの形成はほとんど認められない。これは、断層面におけるアスペリティの有無を反映して、黒雲母片にキンクバンドが形成されたりされなかったりしていることを示すものである。断層面は結晶粒界滑りによって形成されている。

キンクバンドは、非回転変形場では、互いに異なる回転センスを示す共役セットとして形成される構造であり、これに対して、回転変形場では、場の回転センスと調和する回転センスを示すセットが卓越的に発達する構造である(e.g. Dewy, 1965; Paterson & Weiss, 1966; 原, 1998参照)。セグメントの断層面を取り巻く黒雲母片には、弱く共役セットが形成されているところもあるが(図-12b)、一般に同じ回転センスを示し互いに平行に配置する1つのセットのキンクバンドが卓越するように形成されている(図-13)。図の卓越キンクバンド・セットは、右横ずれセンスである。Dewy(1965)にしたがって、このようなキンクバンドから、断層運動の剪断センスは右横ずれであると読み取れる。また、キンクバンドの配置から、Dewy(1965)の解析を考慮して、アスペリティをもつ断層面の周りにおける応力の配置が読み取れる。図-11と12からすれば、アスペリティをもつ断層面の周りにおける最大圧縮応力の作用方向の軌跡は、断層面に低角度配置であることになる。

各セグメントにおける断層運動の剪断センスが右横ずれであることからすれば、このsegmented fault traceを形成するオフセット(図-12a, 14)は、contractional offsets (Childs et al., 1996参照)である。これらの

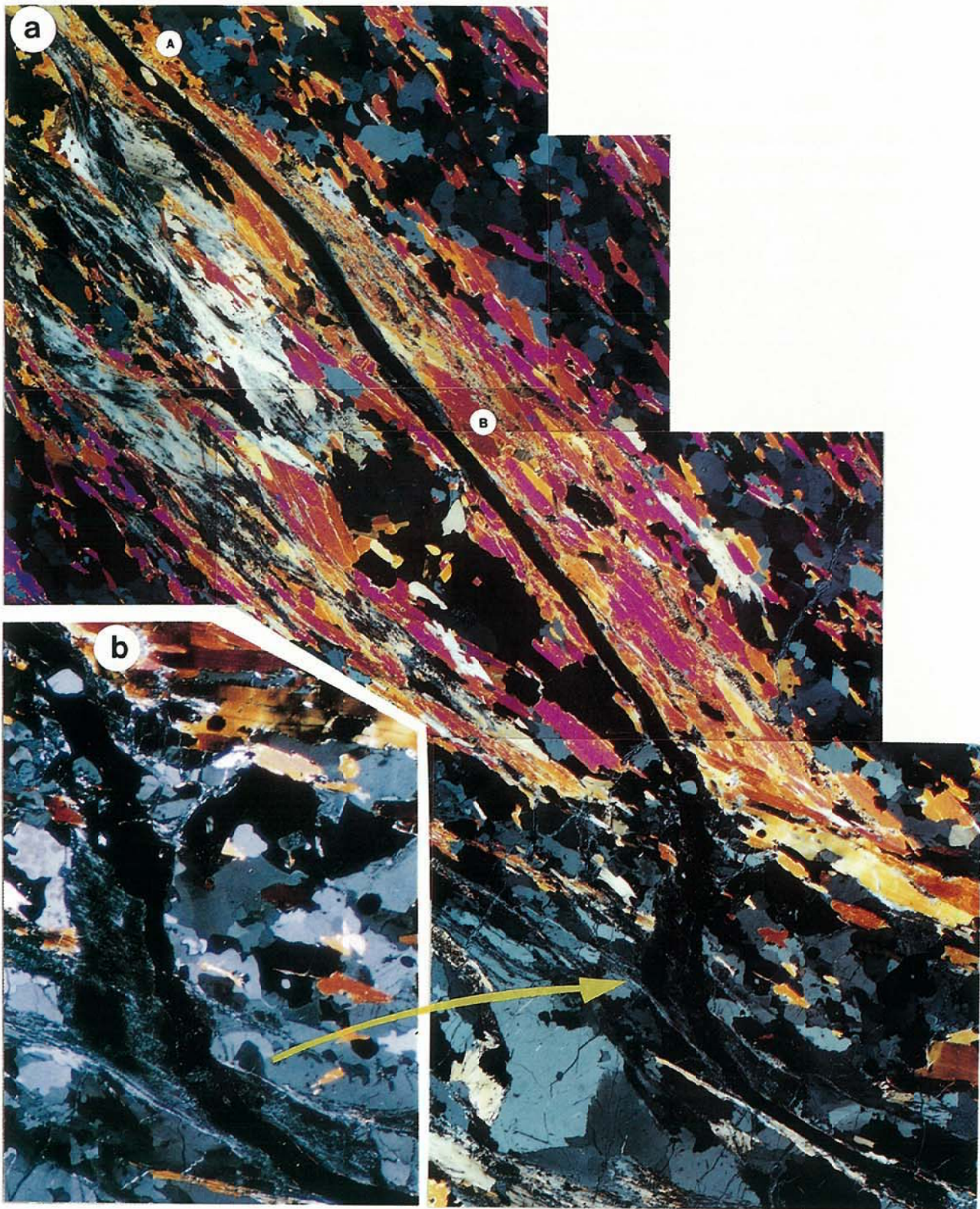


図-15 深度684.7mの剪断帯-4: extensional offsetをもつ片理平行断層. b)オフセット部の白色葉片状鉱物——断層セグメントのトレンドに平行に成長.

Fig.15 Data for the shear zone-4 of 684.7m depth: a) schistosity-parallel fault with extensional offset, b) white microflakes in extensional offset, which grow in a direction of the trend of the adjacent fault segments.

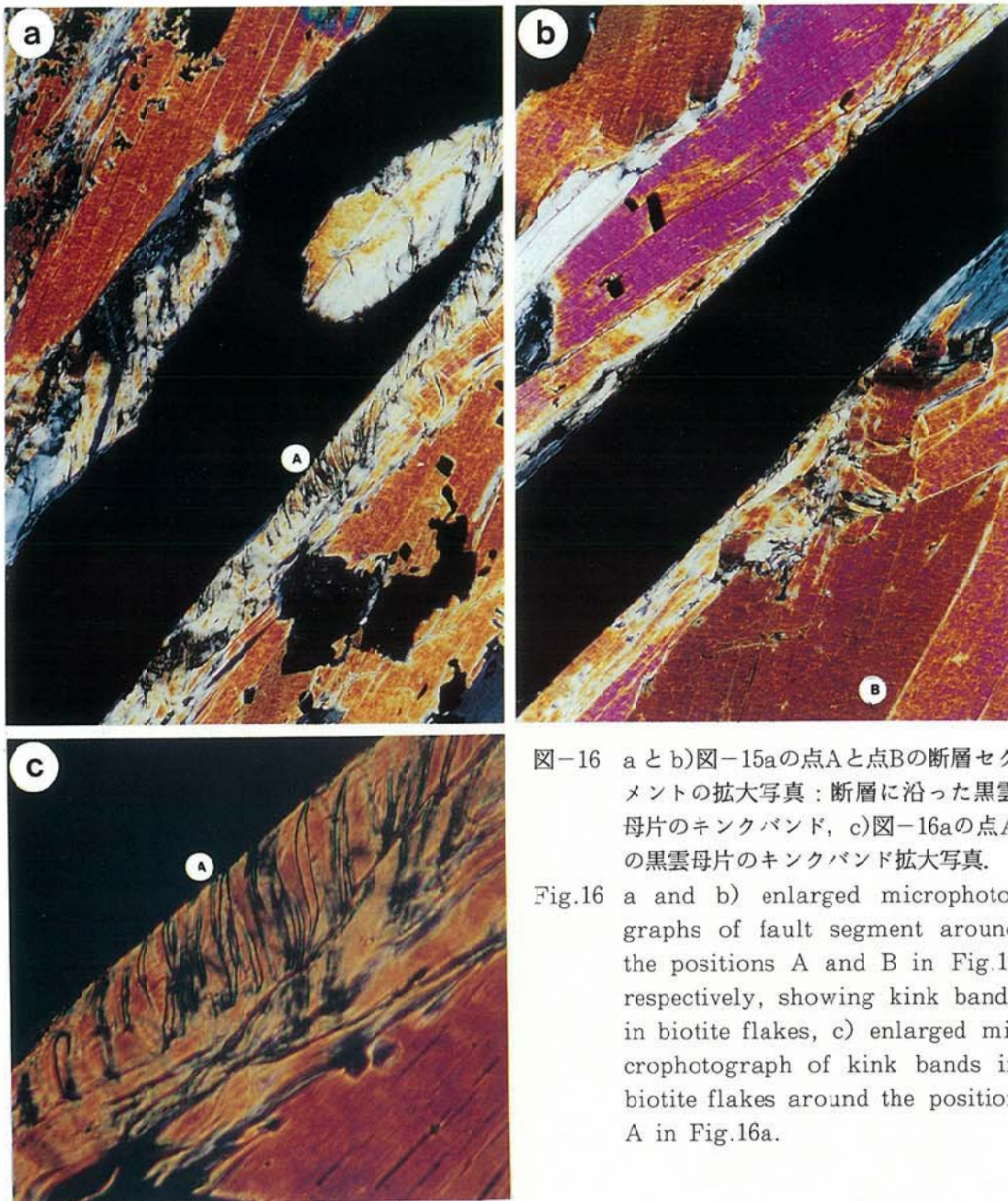


図-16 aとb)図-15aの点Aと点Bの断層セグメントの拡大写真：断層に沿った黒雲母片のキンクバンド、c)図-16aの点Aの黒雲母片のキンクバンド拡大写真。

Fig.16 a and b) enlarged microphotographs of fault segment around the positions A and B in Fig.15 respectively, showing kink bands in biotite flakes, c) enlarged microphotograph of kink bands in biotite flakes around the position A in Fig.16a.

オフセットは、セグメントを形成する断層面が、石英（あるいは長石）に衝突する位置で形成されている（図-12a, 14）。ここで、断層面は、衝突した石英（あるいは長石）の粒界をなぞるようにして、またオフセットに位置する石英、長石、黒雲母片の粒界をなぞるようにして屈折して隣のセグメントと接合するよう見える（図-12a, 14）。各セグメント内の断層面におけると同様に、ここでも滑り面となった粒界には極微細な白色葉片状鉱物が形成されている。隣り合うセグメントの間隔（offset separation; Childs et al., 1996参照）は小さいが、断層のセグメント化と隣り合うセグメントの結合

(linkage) は明瞭である。このように断層のセグメント化が、断層の成長過程に障害物と衝突した位置で起こることは、Vermilye & Scholz(1999)などによって既に指摘されていることである。

キンクバンドの形成は、オフセットに位置する黒雲母片において最も顕著である（図-12a, 14b）。図のようなキンクバンドの発達とその配列パターンは、このオフセットにおいて、断層面に沿うように最も強い圧縮歪みが発生したことを示している。これはcontractional offsetに特徴的な応力像－歪み像である（e.g. Ohlmacher & Aydin, 1997参照）。

例-2—interlinked shears and dilational jogs

この例は深度684.7mで観察されたものである。この試料の黒雲母片岩では、平滑な片理を規定する黒雲母片の形態格子定向配列は極めて顕著である。片理に沿った2つの断層セグメントがオフセット構造を形成している(図-15a)。このオフセットには断層セグメントのトレンドに平行に成長した極微細な白色葉片状鉱物が認められる(図-15b)。このような組織は、例えばDurney & Ramsay(1973)が指摘したように、断層運動の進行の過程に、オフセットにおける空隙の成長とともに白色葉片状鉱物が成長し続けたことを示すものである。このようなオフセットはextensional offsetである(Childs et al., 1996参照)。

図-15aはセグメント中央において断層面が黒雲母片の粒界に沿って走ることを示している。ここでも、断層面の両側の黒雲母片の(001)面が互いに平行でないところでは、黒雲母片に顕著なキンクバンドが形成されている(図-16)。キンクバンドの形成は断層近傍に限られている。例-1の場合と同様、セグメントの断層面を取り巻く黒雲母片に形成されているキンクバンドは、同じ回転センスを示し互いに平行に配置する1つのセットが卓越している。そして、図-16からすれば、アスペリティをもつ断層面の周りにおける最大圧縮応力の作用方向の軌跡は、断層面に低角度配置であることになる。オフセット構造から読み取れる断層の滑りセンスと、この卓越するキンクバンド・セットにおける回転センスは調和的である。

以上、例-1と同様例-2は、断層面近傍の応力像—歪み像の理解について重要な情報を与えるものであることは明らかである。断層面に沿った剪断センスから見ると、オフセットの割れ目は、最大圧縮応力の作用方向に沿った引っ張り割れ目に相当する方向に配置している(図-15)。引っ張り割れ目の形成を伴うこの断層系は、Sibson(1996)のいうinterlinked shears and dilational jogsに相当する構造である。

4-2-2-5. 剪断帯-5——柱状図-⑧

剪断帯-5において特徴的なことは、片麻岩類〜ミグマタイトと花崗岩類を構成する鉱物が、粒界を横断するマイクロクラックを形成して変形し、そのマイクロクラックを方解石、白色葉片状鉱物、グラファイトなどが充填—充填鉱物は場所によって変化—していることであり、剪断面に沿った黒雲母、白雲母にキンクバンドが形成されていることである。剪断帯-5の多くは片麻構造〜片理に高角度な配置をもって発達する微小共役正断層である。しかし、詳細な観察によれば、剪断帯-5の示

す組織の特徴は、試料によってはいまいし複雑であるように見える。それは、このような試料の剪断帯-5では、fault-fracture meshes (Hill, 1977; Sibson, 1996参照)を形成するように、滑りを示す割れ目(shear fracture=Mode II fracture)から滑りを示さない引っ張り割れ目(extensional fracture=Mode I fracture)への連続的变化が認められるように見えるからである。先に記載したextensional offsetをもつ断層もまた、一つのfault-fracture meshesである。このような剪断帯-5の出現位置を柱状図に示す前に、いくつかの例を記載する。

例-1—オフセット構造をもつ正断層

図-17aの試料(深度645.75m)において、片麻構造に高角度な微小断層は、粗粒石英(粒A)を切断する正断層センスのshear fractureとして発達する。この微小断層が片麻構造を形成する黒雲母片(B点の右隣の粒)を通過する時、黒雲母片には引きずり褶曲のセンスでキンクバンドが形成される(図-17b)。

図-17cの試料(深度710.05m)においては、微小断層は共役正断層(白い矢印)として発達する。変位量は微小ではあるが、断層面には極微細な白色葉片状鉱物が形成されている。これらの微小断層に沿う滑りは、片麻構造を形成する黒雲母片に引きずり褶曲に似たキンクバンドを形成するが、断層面は、ここで黒雲母片を切断せず、オフセット構造—extensional offsetであるが、ここではextensional fractureは形成されていない—を形成してセグメント化している。ここでは黒雲母片が断層の成長において障害物となっている。このような例は、本ボーリング内ではよく観察される。断層のセグメント化の起源の理解にとって重要な情報であろう。

例-2—断層—キンクバンド系

図-17dの試料(深度718.6m)においては、粗粒斜長石(粒D)—カリ長石を切断する正断層センスのshear fractureとして発達する微小断層(白い矢印)が、断層を横断し、その滑り方向に高角度に(001)面をもつ黒雲母片を通過する時、この断層はオフセットを形成せず、黒雲母片では断層面に沿う滑り変位はキンクバンドの形成となっており、断層はその下位のカリ長石に連続している。

図-18aの試料(深度669.55m)においても、長石を切断する断層(白い矢印)を横断し、その滑り方向に高角度に(001)面をもつ黒雲母片(粒B)は、キンクバンドを形成して変位量を賄っている(図-18c)。断層に接して、その滑り方向に平行な(001)面をもつ黒雲母片(図-18aの粒A)は、剪断場でよく見られる雁行褶

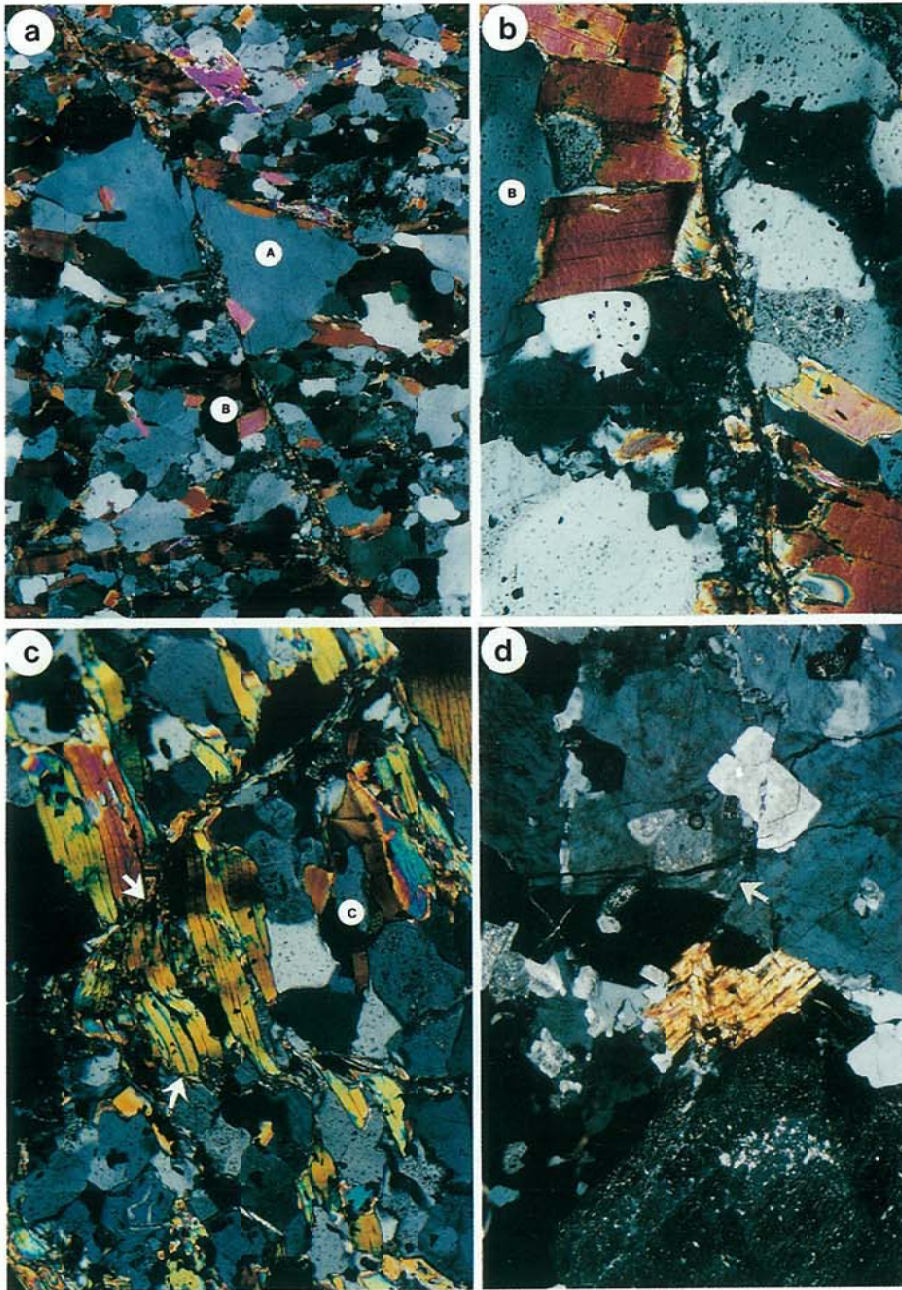


図-17 剪断帯-5の例：a)石英粒Aを切断する微小正断層（深度645.75mからの試料），b)正断層に接する黒雲母片（図-17aの点Bの近くの粒）のキックバンドを形成する変形，c) extensional offsetをもつ共役微小正断層（白い矢印；深度710.05mの試料）——断層近傍の黒雲母はキックバンドを形成して変形，点Cのまわりが圧縮側，d)斜長石とそのまわりの鉱物粒を切断する微小断層に沿う変位が黒雲母片にキックバンドの形成をもたらす（深度718.6mの試料）。

Fig.17 Examples of the shear zone-5 : a) normal microfault cutting across quartz grain A (specimen from 645.75m depth), b) deformation of biotite flakes just around the normal microfault (near the position B in the photograph a) which is characterized by the formation of kink bands, c) conjugate sets of normal microfault (white arrows) with extensional offset just around which biotite flakes are deformed forming kink bands, and whose compression side is placed around the position C (specimen from 710.05m depth), d) displacement along a discrete microfault (white arrow) cutting across plagioclase D and its surrounding grains, gives rise to kinking in biotite flake (specimen from 718.6m depth).

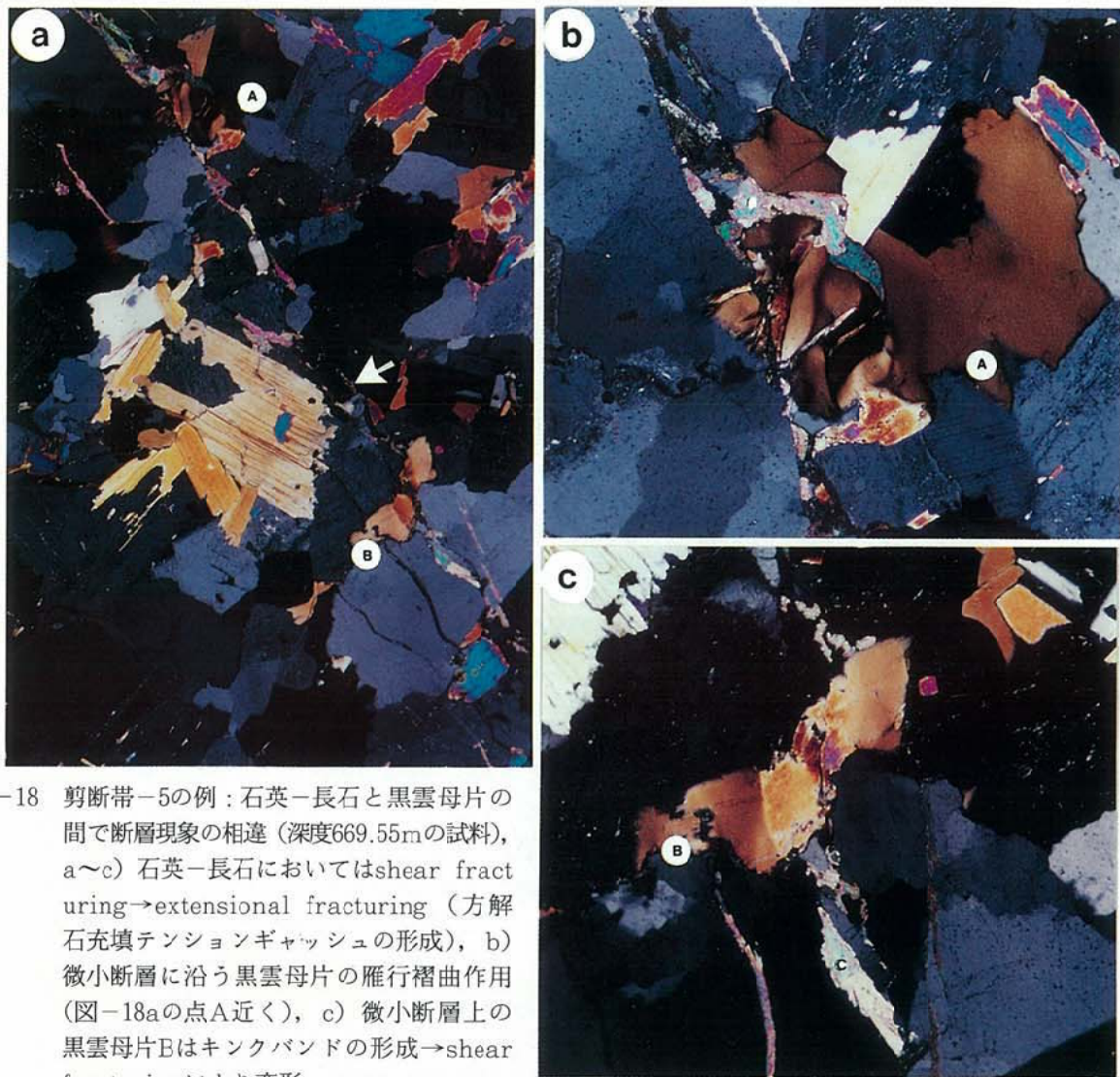


図-18 剪断帯-5の例：石英-長石と黒雲母片の間で断層現象の相違（深度669.55mの試料），a~c）石英-長石においてはshear fracturing→extensional fracturing（方解石充填テンションギャッシュの形成），b）微小断層に沿う黒雲母片の雁行褶曲作用（図-18aの点A近く），c）微小断層上の黒雲母片Bはキンクバンドの形成→shear fracturingにより変形。

Fig.18 Example of the shear zone-5: discrepancy in faulting style between quartz - feldspar aggregates and biotite flakes (specimen from 669.55m depth), a~c) shear fracturing→extensional fracturing (formation of calcite-filled tension gashes) in quartz, b) en echelon folding of biotite flake around the microfault (near the position A in the photograph a), c), kinking → shear fracturing of biotite flake B placed on the microfault (white arrow).

曲群を形成して変形している(図-18b) (原, 1998参照)。断層(白い矢印)を横断する粒Bにおけるキンクバンドの形成は、早期の幅広いバンドの形成からこのバンド内における2次バンドの形成、そしてバンド内における結晶内割れ目—shear fractureで断層面のトレイス上に発達—の形成へと3段階にわたって進行している。この変形過程の中で、石英と長石の変形は、shear fracturingから、新たなテンションギャッシュ(=extensional fracture)の形成と断層面(shear fracture)の開口へと変化している。図に見られるように、テンションギャッシュの形成と断層面の開口は、方解石

脈(粒C)の形成として刻印されている。鉱物種による変形の様式の相違が重要である。

黒雲母片内にキンクバンド→shear fractureが形成されている時、石英、長石にはextensional fractureが形成されている。これは、インコンピテント-コンピテント互層体に発達するHill型fault-fracture mesh (Sibson, 1996参照)に比較される構造であろう。

例-3— fault-fracture mesh

Hill型fault-fracture meshは、本ボーリング内では、正断層においてよく観察される構造である。片麻岩類〜ミグマタイトの雲母片に富む領域と石英+長石に富

む領域を通過する破断面は、しばしばHill型fault-fracture meshを形成する。例を示しておく。

図-19a (深度928.5mの試料)において、雲母片Aの(001)面に沿った滑りに対応して石英-長石-黒雲母を通過するextensional fracture (矢印)が発達する。割れ目内を充填する微細白色葉片状鉱物の壁面に高角度な平行配列の様式は、この割れ目が、脈の中央に成長点をもつextensional fractureであることを示している(Durney & Ramsay, 1973参照)。ここで見られる構造は、明らかに断層と引っ張り割れ目の連結構造である。これは図-15に比較される構造である。図-19bも同様の構造である。ここでは粒Aの黒雲母片のキンクバンドが断層現象のサインである。これに対して白い矢印の位置で、微細白色葉片状鉱物の充填部は、extensional fractureの特徴を示している。

図-19c (深度677.65mの試料)はグラファイトが充填する微細共役断層である。図中の点cが最大圧縮応力の作用方向である。図-19dは、この試料の一部の拡大写真である。黒雲母Aと黒雲母Bの間とその両側の領域で、グラファイトが充填する破断面の性格が異なっている: 図中の矢印の方位が最大圧縮応力の作用方向で、黒雲母Aと黒雲母Bとの間で破断面の主要部分はshear fracture=faultであり、その両側で発達する破断面はextensional fractureである。このextensional fractureは黒雲母の粒界を取り巻くようにして連続する。ここで見られる構造は、明らかに断層と引っ張り割れ目の連結構造であり、Hill型のfault-fracture meshesである。

例-4— intersection zoneの歪み像-運動像

共役断層が交差する位置(intersection zone)での変形がどのようなものであるかを明らかにすることは、断層現象の理解にとって重要である。変形量が小さい剪断帯-5の2つのセットが交差する位置での雲母片の組織は、このような問題の理解にとって有意な情報を提供するように見える。図-17c (深度710.05mの試料)において微小共役正断層の2つのセットが交差する位置での雲母片の組織を見ることが出来る。この試料では、交差部の圧縮側(compression side=点cを含む側)に位置する雲母片は、最大圧縮応力の作用方向(=2つのセットのなす角の2等分線)に平行な軸面をもつ褶曲を形成している。このことは、交差部の圧縮側では、最大圧縮応力の作用方向に垂直に(001)面をもって配置する雲母片は、最大圧縮応力の作用方向に垂直な方向からの圧縮歪みを示すということである。交差部の圧縮側における同様な歪み像は、深度718.6mの試料(図-20a)、

深度745.1mの試料(図-20b)において明瞭である。交差部の圧縮側(=点cを含む側)に発達する構造は、キンクバンドではなく褶曲である—キンクバンドと褶曲の区分については原・嶋本(1979), 原(1998)を参照。図-20aの交差部圧縮側の雲母片の褶曲の核における小褶曲群の形成は、この雲母片が、(001)面にそうflexural-slipではなく座屈に似た変形を受けたことを示しているように見える(原, 1998参照)。この交差部では、点cの近くの斜長石にも、雲母と調和する形で弱い褶曲が形成されている。図-19cのグラファイトの充填する共役破断面の交差部では、最大圧縮応力の作用方向に対して高角度に(001)面をもって配置する黒雲母片に(001)面に沿ったグラファイトの充填が認められる。点G付近では、石英中にわずかにではあるが、最大圧縮応力の作用方向に対して高角度にグラファイトの充填する微小割れ目が認められる。これらもまた交差部圧縮側の黒雲母や石英が系の最大圧縮応力の作用方向に垂直な方向からの圧縮歪みを受けて破断開口したことを示す組織であろう。

交差部の引っ張り側(extension side=図-20cとdの点Eを含む領域)においては、断層面の2等分線方向に沿うような方向をもったキンクバンド・セットが卓越するように形成されている。図-20cの試料は深度939.53mから、図-20dの試料は深度718.6mから採集されている。図において、断層面に沿った雲母片に卓越的に形成されているキンクバンドは、その断層の滑りセンスと調和する回転センスをもつキンクバンド・セットである。

上記の試料では、交差部の引っ張り側の歪み像-運動像は、交差部の圧縮側のそれらとは全く異なっている。また2等分線上における最大圧縮歪みの主軸の方位は両者の間で直交する。重要なことは、交差部の圧縮側での変形が、系の平均歪みとは全く調和しないことである。

Watterson et al. (1998)は、露頭観察により交差部の詳細な構造解析を行っている。そして、交差部は高い歪み量を示すこと、交差部に多くの付随断層群が発達すること、交差部での運動像(スリッペンサイド線構造方位)は系の平均歪みとは必ずしも対応しないことなどをあきらかにした。Watterson et al. (1998)が記載したような交差部の付随断層群は、深度745.1mの試料でも観察されている(図-21a)。この試料では点Cを含む側が交差部の圧縮側である。ここでは断層面に沿って方解石が充填している。

例-5— カタクレ-サイト~ウルトラカタクレ-サイト

剪断帯-5には極めて大きな変形量を示すものがある。

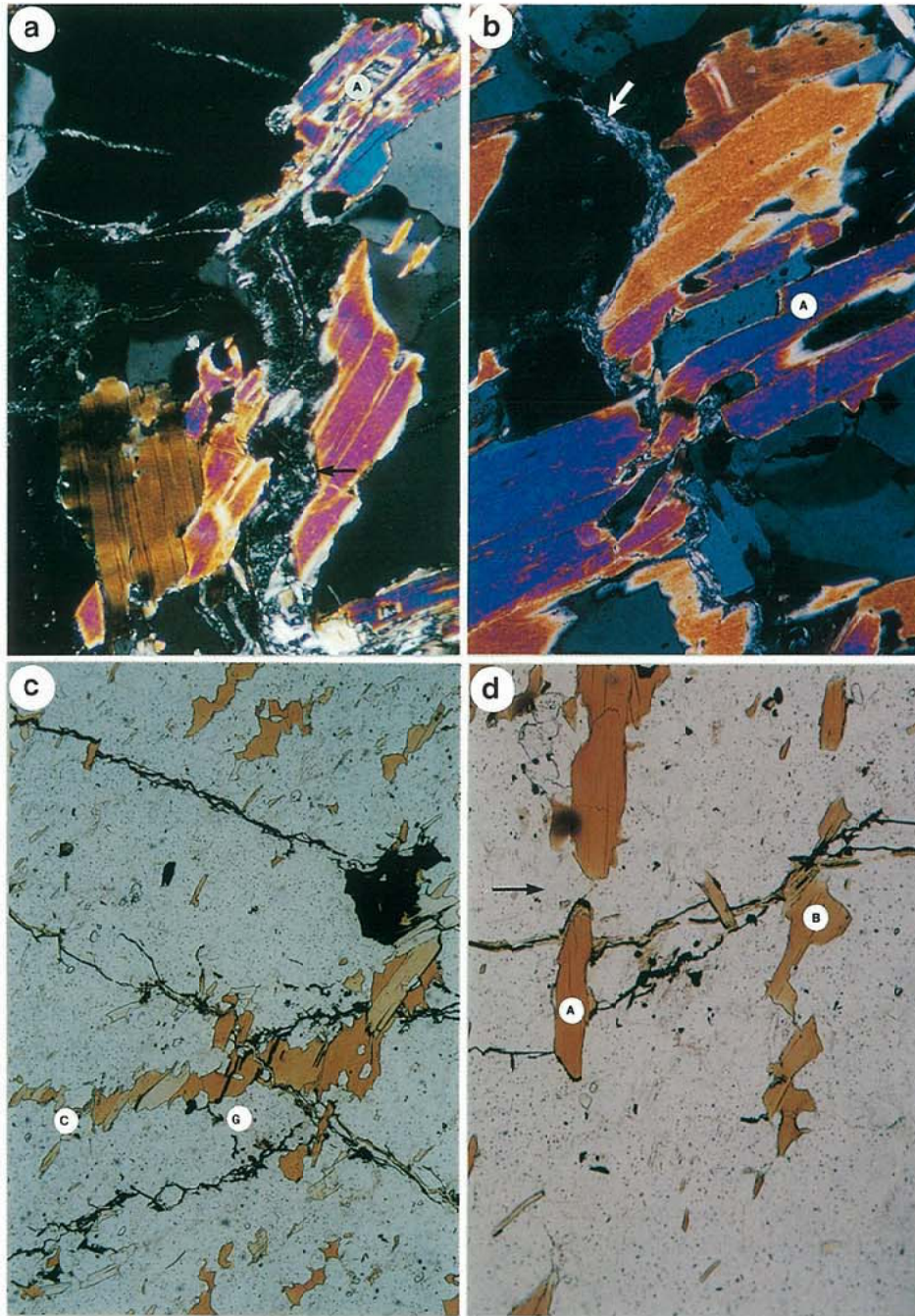


図-19 Fault-fracture meshesとしての剪断帯-5の例：黒雲母A中の断層と白色微細葉片状鉱物の充填する引っ張り割れ目の連結（深度928.5mの試料），b）石英粒に引っ張り割れ目（矢印）と黒雲母A—その周辺の黒雲母片のキンクバンド形成（剪断）からなる剪断帯-5，cとd）グラファイトで充填された剪断割れ目の共役セットとグラファイトで充填された引っ張り割れ目（深度677.65mの試料）。黒雲母AとBの間で剪断割れ目，その両側で引っ張り割れ目が発達（写真d：矢印が系の最大圧縮応力の作用方向）。

Fig.19 Examples of the shear zone-5 as fault-fracture meshes : a) fault in biotite A is linked with extensional fracture filled with white microflakes (specimen from 928.5m depth), b) shear zone-5 comprising extensional fracturing in quartz grains (arrows) and kinking (shearing) in biotite flake A and its surrounding flakes, c and d) graphite-filled shear fractures in conjugate sets and graphite-filled extensional fractures (specimen from 677.65m depth) : shear fracture in domain between biotite A and biotite B and extensional fractures in its both outsides (Arrow in the photograph d is a direction of the remote maximum compressive stress).

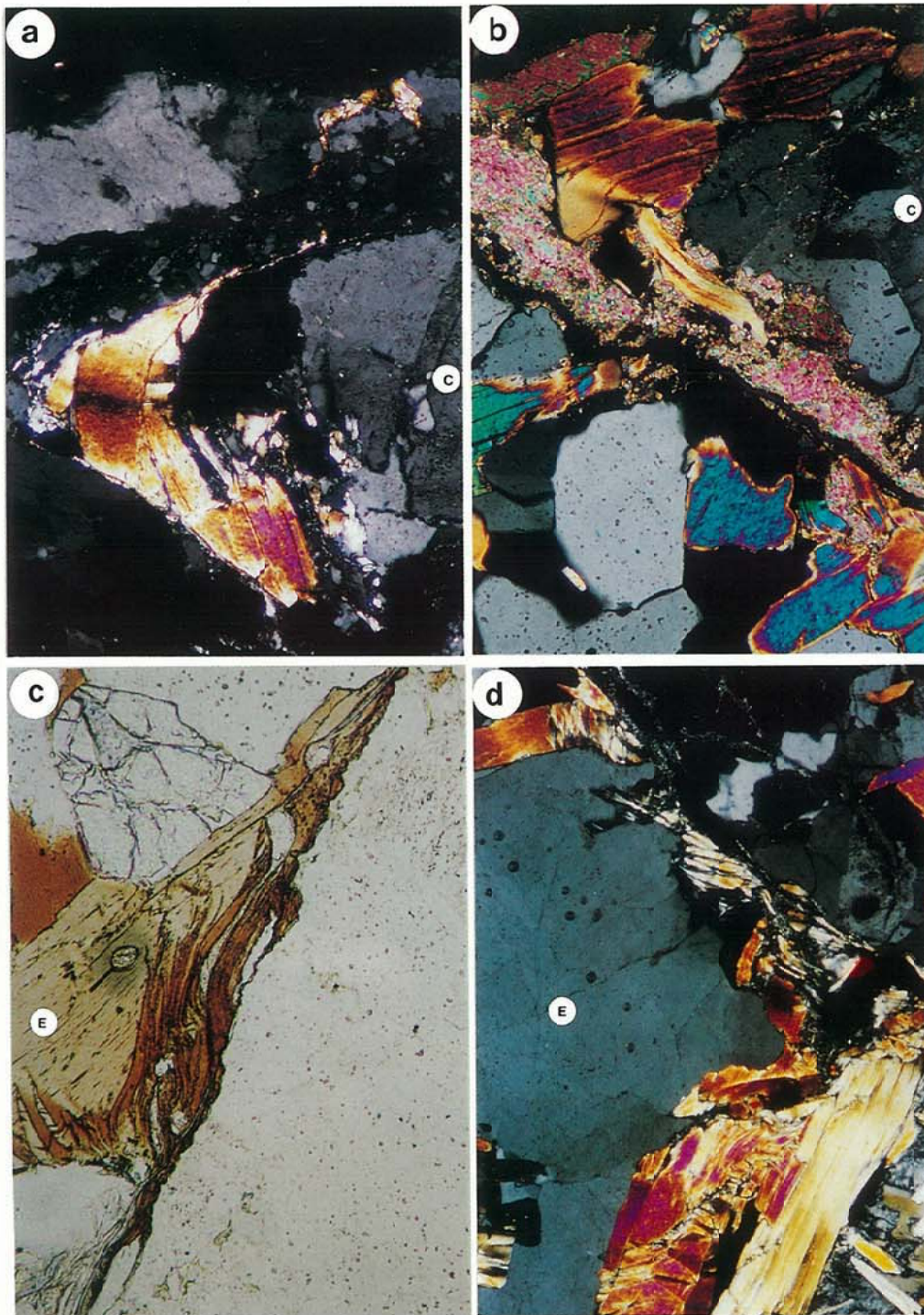


図-20 剪断帯-5の交差部の構造 : aとb) 正断層交差部圧縮側 (C) の黒雲母の変形 (a=深度718.8mの試料, d=深度745.1mの試料), cとd) 正断層交差部引張り側 (E) の黒雲母の変形 (c=深度939.53mの試料, d=深度718.6mの試料) .

Fig.20 Structures in intersection zones of the shear zone-5 : a and b) deformation of biotite flakes in the compression zone (c) of the intersection zone of normal fault (a = specimen from 718.6m depth , b = specimen from 745.1m depth), c and d) deformation of biotite flakes in the extension side (E) of the intersection zone of normal fault (c = specimen from 939.53m depth, d = specimen from 718.6m depth).

このような例では、断層に沿って石英、長石は強く破碎されており、断層はカタクレサイト帯という組織特性を示すようになる(図-21b~d)。破碎が著しく進行したウルトラカタクレサイト部では、カタクレサイト化の過程に結晶した白色葉片状鉱物の形態定向配列による片理が認められる(図-21d)。このような片理の発達、変形作用が進行する中で、脆性的変形によって出現した微細粒子から変成再結晶作用によって白色葉片状鉱物などを形成しながら延性的変形が起こるように、変形様式の脆性的変形から延性的変形への転換があったことを示すものである。

例-6—extensional fractures—柱状図-⑨

剪断帯-5と密接に伴って発達するが、その多くは、おそらく少し遅れて形成されたと見られる構造に、方解石、白色葉片状鉱物、グラファイト、石英、斜長石などが充填—充填鉱物種は場所によって変化—する微小なextensional fractureがある。このextensional fractureは、石英、長石ばかりでなく、雲母片も切断して発達する(図-22, 23)。先に記載した剪断帯-4, 剪断帯-5とは、extensional fractureが常に雲母片も切断して発達する点で異なっている。このextensional fractureは、コア軸に平行に近く、多くの場合片麻構造~片理に高角度配置であり、先に記載した剪断帯-5とはほぼ同じ応力場で形成されているように見える。

図-22aの試料は深度928.5m, 図-22bの試料は深度847.6m, 図-22cの試料は深度713.4m, 図-22dの試料は深度830.45m, 図-23a, bの試料は深度939.52m, 図-23cの試料は深度714.25m, 図-23dの試料は深度688.3mから採集されたものである。開口割れ目を充填する葉片状鉱物の配列様式は、extensional fractureに特徴的なものである(e.g. Durney & Ramsay, 1973; Ramsay & Huber, 1983参照)。これらの試料では、割れ目は雲母片に衝突した位置で複雑な挙動を示す。即ち、ここで、しばしば割れ目のオフセットが認められる。割れ目は雲母片の粒界を取り巻くようにしてほぼ直交するように屈折、割れ目は(001)面を開口して屈折、割れ目は(001)面が開口しないところでは(001)面に沿って飛び離れた位置に現れ連続する。このような開口割れ目を充填する葉片状鉱物の配列方位は、屈折した割れ目の方位に関係なくどこでも平行で平滑である。これは、割れ目が応力場の中でほとんど回転することなく開口を続けたこと、葉片状鉱物の配列方位に垂直に最大圧縮応力の作用方向が配置していたことを示すものである(e.g. Durney & Ramsay, 1973; Ramsay & Huber, 1983参照)。

図-22と23は、不均質な岩石では、extensional fractureが、統計的にのみ最大圧縮応力の作用方向に平行であることを示している。最大圧縮応力の作用方向に80°を超えるほどに高角度配置のものがある。これらの図に見られるオフセットは、必ずしも同じセンスのものではない。そして雲母の(001)面に沿って飛び離れた位置に現れ割れ目が連続していくように見える。このような微小割れ目の連続性が数cmにわたって保たれていることは、このようなextensional fractureの形成には、elastic proto-extensional fracture zoneのような帯の発生が関わっていることを示唆しているようにも見える。方解石で充填されるextensional fracturesが、1つのライン上に発達するが不連続である部分(= fractureの痕跡をもたない石英=粒Aと粒B)を含む図-23cのような例は、特にelastic proto-extensional fracture zoneの存在を想定することによって良く説明されるように見える。

柱状図-⑩とローズ図に配列方位が記録された破断面は、棒状コア部において肉眼で卓越的な破断面として観察されるものである(図-24)。剪断帯-5のセクションで記載した構造群は、このような高角度破断面に属するものである。

4-2-3. 未固結ガウジをもつ断層—柱状図-⑪

ここで記載するものは未固結ガウジをもつ断層である。このような断層の構造は、肉眼観察によれば、ほぼ3つの型に識別されるように見える。I型=ガウジとクラッキー部で構成されるもの(例, 図-25a, b—AとBの間の領域), II型=ガウジのまわりにクラッキー部を全く(または微弱にしか)伴わないように見えるもの(例, 図-25c—G=ガウジ), III型=ガウジと見られる部分の発達フィルム状に近く微弱であるが、クラッキー部における破碎は明瞭なものである(例, 図-25d—G=フィルム状ガウジ, Gより左側の領域=クラッキー部)。

I型においてガウジとクラッキー部の境界は一般にシャープである。ガウジは、構成鉱物粒~岩片の主体が、砂サイズ以下のものからなる部分である。これに対して、クラッキー部では、構成鉱物粒~岩片のほとんどがcmオーダーである(例, 図-25a)。ガウジとクラッキー部では組織にこのような大きな差があり、両者の間は漸移的であるよりは不連続的である。ここでは細粒化の程度は変形による破碎の程度の反映である。したがって、ガウジは変形集中帯であり、断層に沿う滑りのほとんどはガウジで賄われているものと判断される: ガウジはdisplacement zoneであり、クラッキー部はin situ brecciation zoneである。ガウジは断層の中央部にク

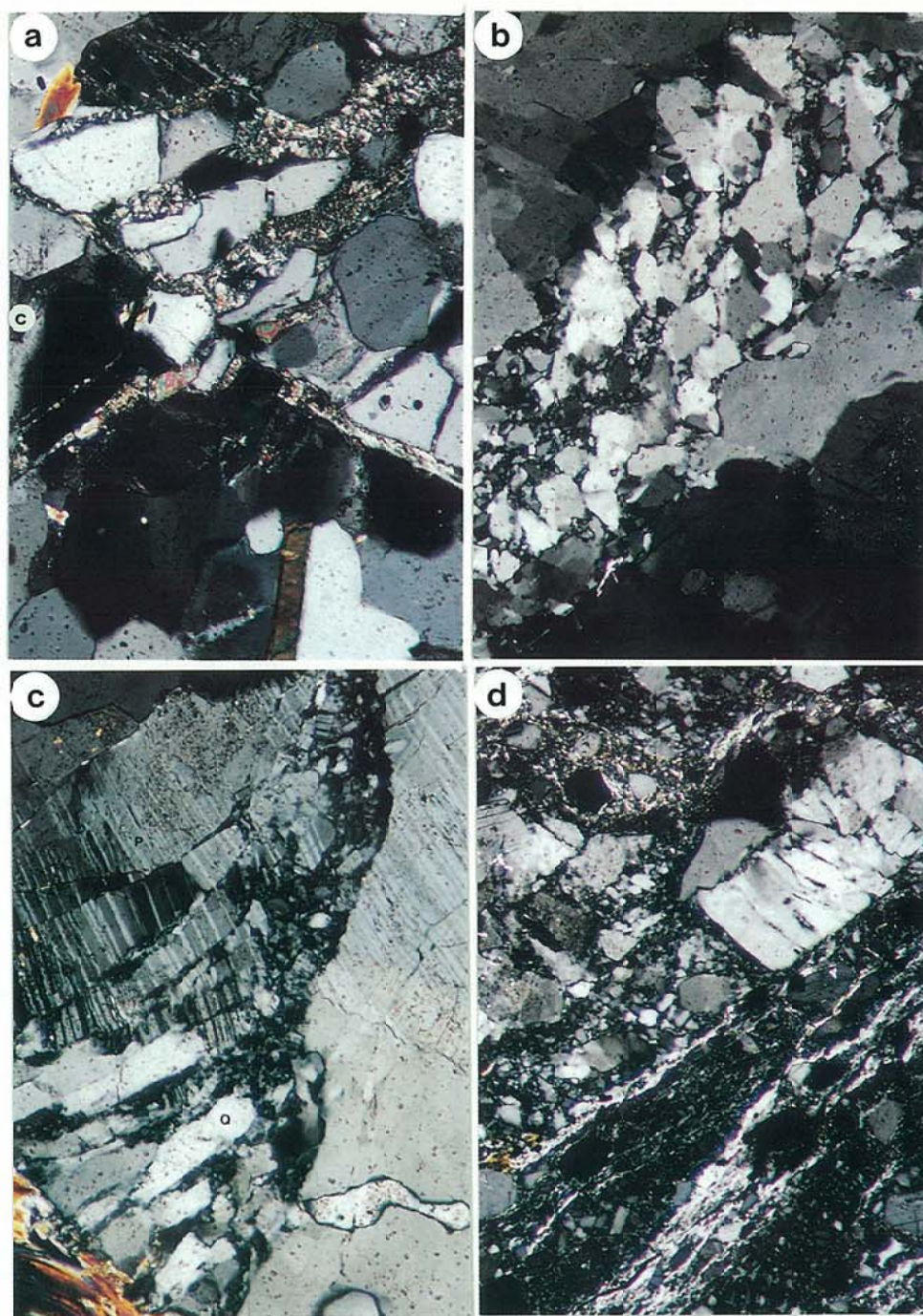


図-21 剪断帯-5に沿う大変形による構造 : a) 正断層交差部の方解石で充填された微小断層群 (C=圧縮側) (深度745.1mからの試料), b~d) 正断層に沿ったカタクレーサイト化 : b) 石英 (Q) のカタクレーシス (深度853.9mからの試料), c) 石英 (Q) と長石 (P) のカタクレーシス (深度768.6mからの試料), d) 構成鉱物の形態定向配列を示すウルトラカタクレーサイト帯 (深度768.6mからの試料) .

Fig.21 Microstructures produced by large deformation along the shear zone -5 : a) calcite - filled microfaults in the intersection zone of normal fault (C = compression side) (specimen from 745.1m depth), b~d) cataclasis along normal faults : b) cataclasis of quartz (Q) (specimen from 853.9m depth), c) cataclasis of quartz (Q) and plagioclase (P) (specimen from 768.6m depth) , d) ultracataclasite zone which shows preferred dimensional orientation of constituent minerals (specimen from 768.6m depth).

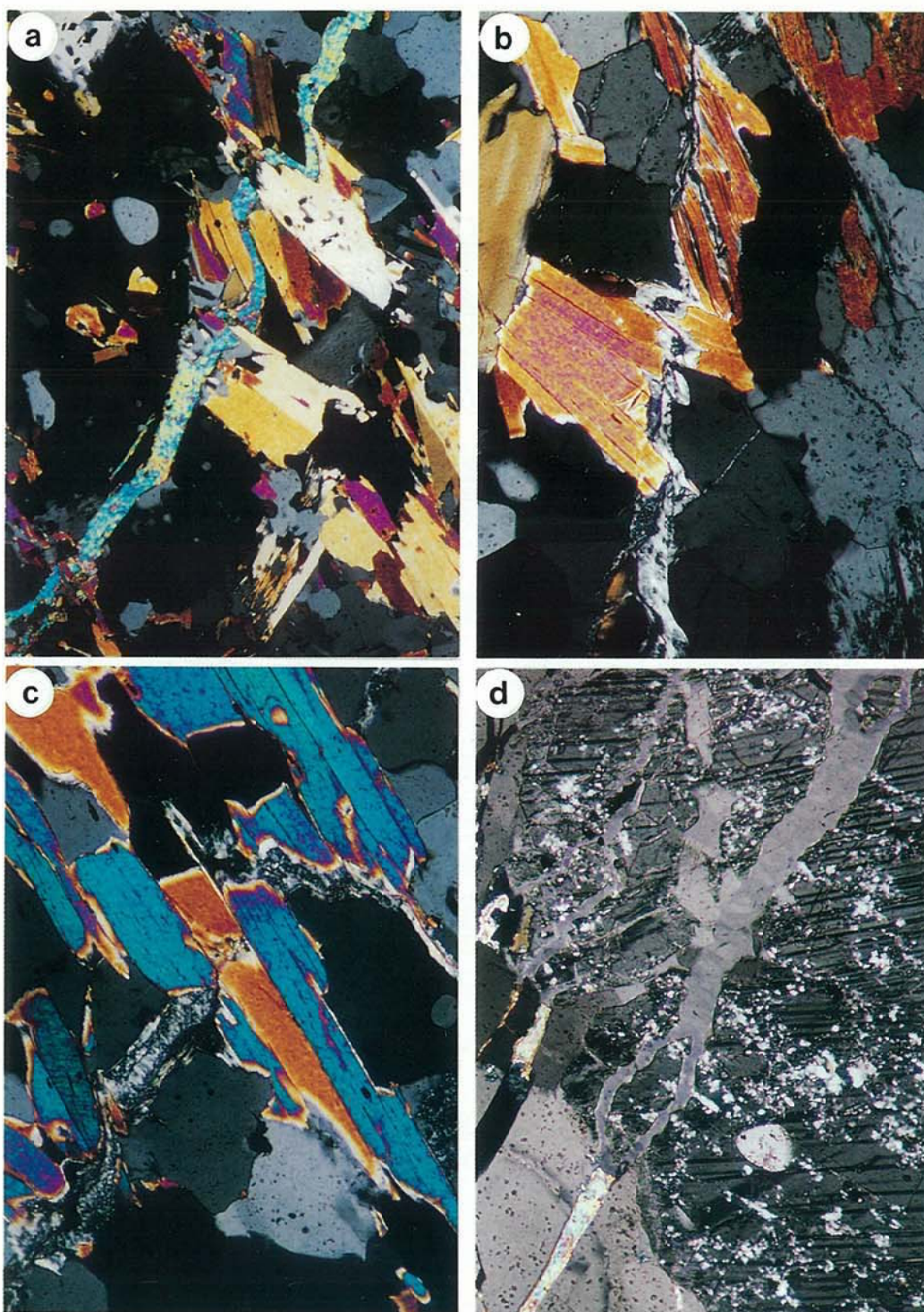


図-22 剪断帯-5に続いて形成される引っ張り割れ目：a) 方解石充填引っ張り割れ目（深度928.5mの試料），bとc) 白色微細葉片状鉱物充填引っ張り割れ目（深度847.6mの試料，深度713.4mの試料），d) 石英中では方解石，斜長石中では曹長石が充填する引っ張り割れ目（深度830.45mの試料）。

Fig.22 Extensional microfractures following the formation of the shear zone-5 : a) calcite-filled extensional fracture (specimen from 928.5m depth), b) white microflakes-filled extensional fracture (specimen from 847.6m depth), c) white microflakes-filled extensional fracture (specimen from 713.4m depth), d) extensional fractures filled with calcite in quartz and albite in plagioclase (specimen from 830.45m depth).

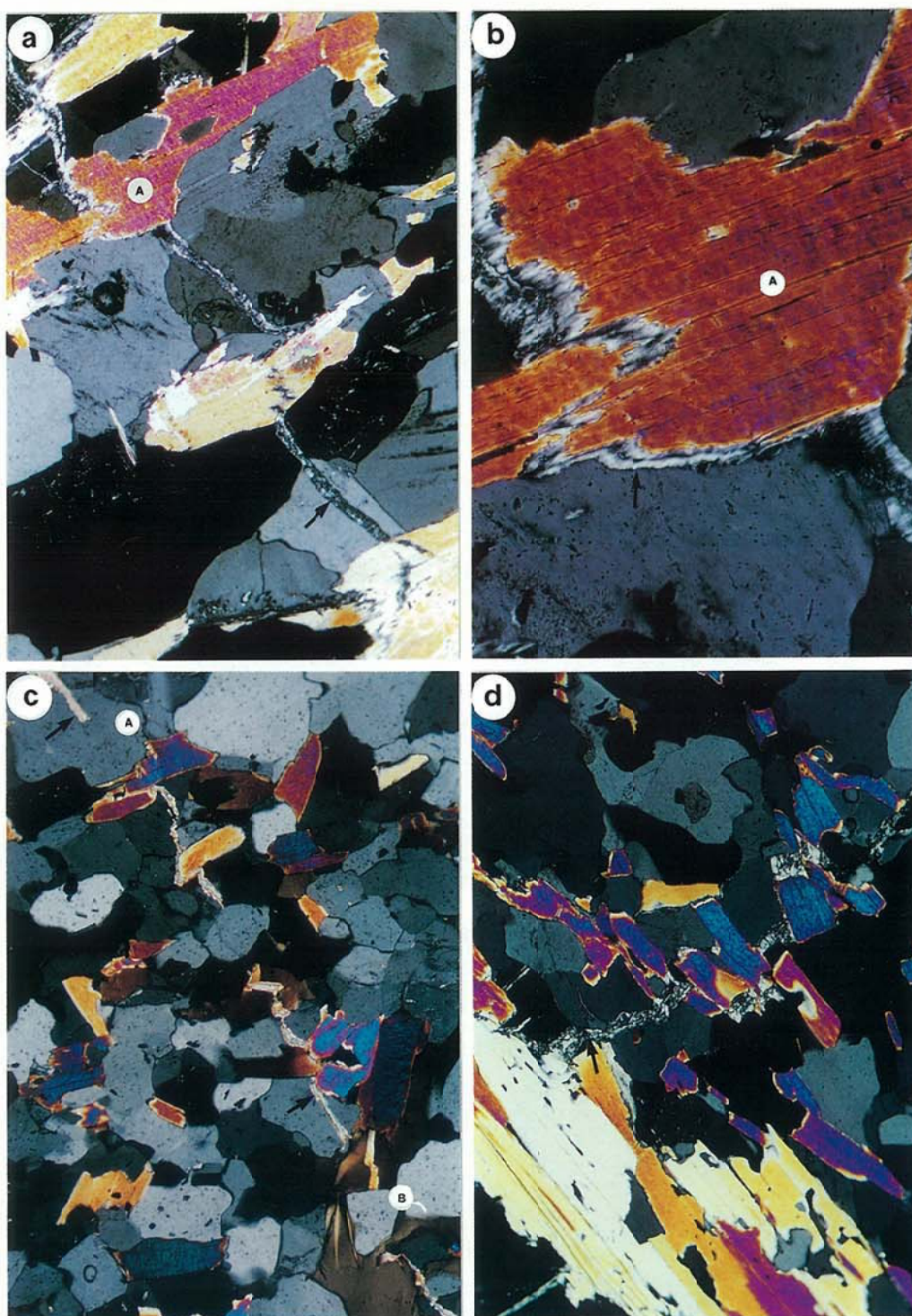


図-23 剪断帯-5に続いて形成される引っ張り割れ目：a) 白色微細葉片状鉱物充填引っ張り割れ目（深度939.52mの試料）、b) 写真aの黒雲母Aの粒界に沿った引っ張り割れ目の拡大写真、c) 方解石充填引っ張り割れ目（深度714.25mの試料）——石英Aと石英Bでは割れ目が認められない、d) 白色微細葉片状鉱物充填引っ張り割れ目（深度688.3mの試料）。

Fig.23 Extensional microfractures following the formation of the shear zone-5 : a) white microflakes-filled extensional fracture (specimen from 939.52m depth), b) enlarged microphotograph of extensional fracture along the boundary of biotite A in the photograph a, c) calcite-filled extensional fracture which can not be traced in quartz grains A and B, d) white microflakes-filled extensional fracture (specimen from 688.3m depth).

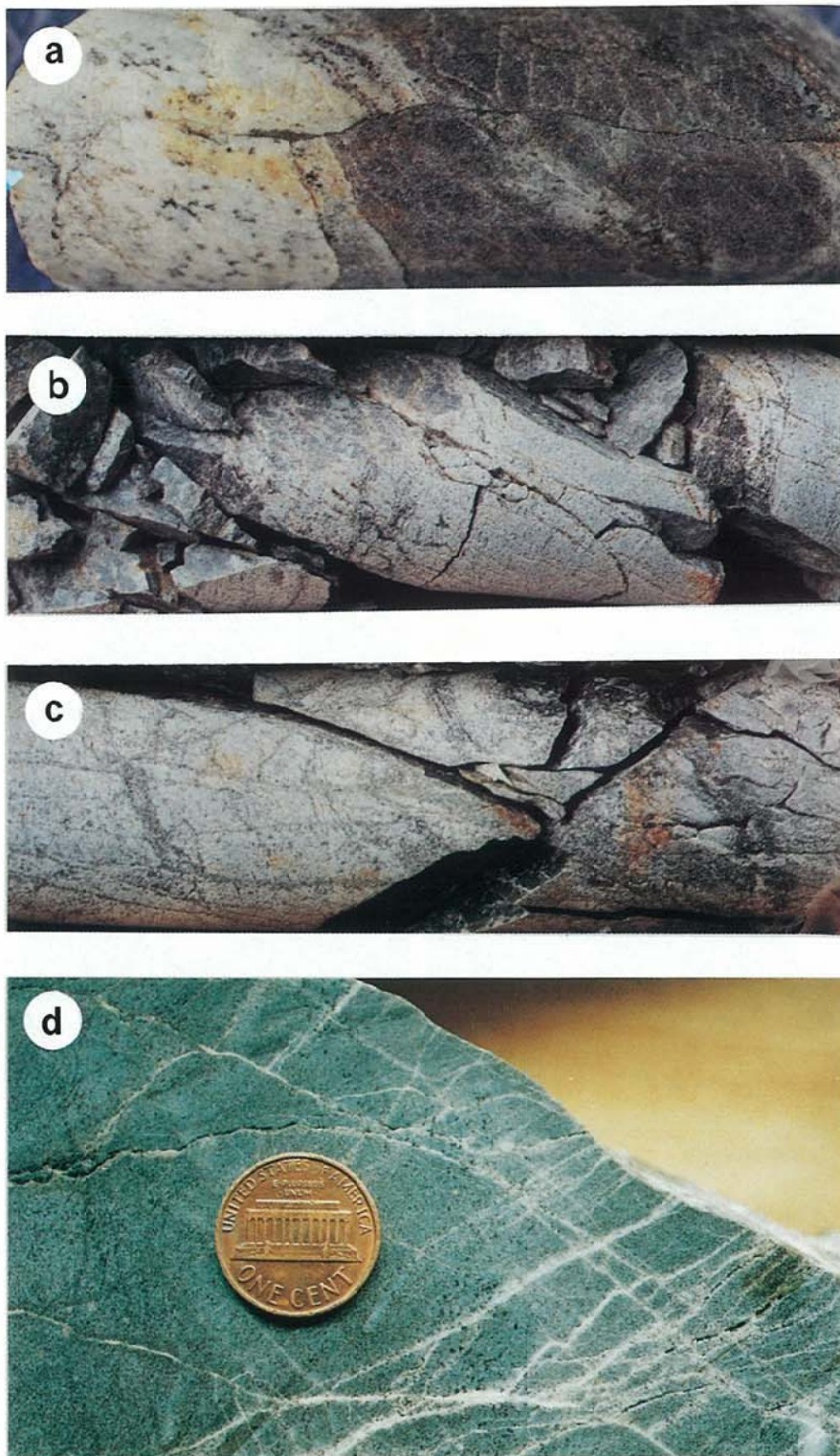


図-24 コアに肉眼でよく認められる割れ目 (a=深度782.5mの試料, b=深度918.3mの試料, c=深度913.9mの試料, d=深度815.5mの試料) .

Fig.24 Fractures commonly found in cores under naked eyes (a = specimen from 782.5m depth, b = specimen from 918.3m depth, c = specimen from 914.9m depth, d = specimen from 815.5m depth).

ラッキー部を両側にもつように発達するとは限らない。図-25aの例では、ガウジはクラッキー部の1つの縁—コンピテントな花崗岩との境界—に沿って発達している。

II型ではガウジは片麻構造に沿って発達している(例、図-25c)。II型は、1つの片麻構造面に沿った滑りが、その近傍だけを少しずつ変形させ次第にガウジの幅を増大させていったと見られるような断層である。図-25dはIII型の代表例であるが、ここでは、花崗岩に接した位置で黒雲母片岩の片理に沿ってフィルム状にガウジが発達し、黒雲母片岩のクラッキー部には片理に沿うように鱗片状に破断面が発達している。断層にそった長い距離にわたる観察が出来ないため、I型、II型、III型についてこれ以上考察する情報はない。

Anders & Wiltschko(1994)は、断層に向かってマイクロクラック密度が高くなることを明らかにした。図-25aと図-25dの花崗岩で見る時、マイクロクラック密度は、断層に接した位置で極めて高いが断層から数cm離れた位置で極めて低いものとなっている。このことは測定を待つまでもなく図-26aとbにおいて明瞭である。断層に接した位置では石英も長石も強く破碎され、カタクレサイト化している(図-26a)。これに対して断層から数cm離れた位置では、石英にも長石にも、雲母にもほとんど割れ目が認められない(図-26b)。1つの断層において、ガウジ+クラッキー部が、肉眼では断層形成のダメージ帯(e.g. Chester & Logan, 1986参照)と見なされる領域であるが、マイクロクラック密度分布からすれば、ダメージ帯は肉眼観察の領域を越えて広がることは明らかである。

ガウジ部を切断して観察したものが図-26cとdである。図-26dは顕微鏡写真である。粘土鉱物の集合するバンドと破碎した微小長石・石英粒を多く含むバンドの積層構造が明瞭である。粘土鉱物の集合するバンドでは、粘土鉱物の形態格子定向配列によるスレートへき開が形成されている。その構造は、大変形を示す剪断帯-5のウルトラカタクレサイト帯のそれ(図-21d)に良く似ている。この断層でも、断層運動の進行過程に、変形様式の脆性的変形から延性的変形への転換があったことは明らかである。

未固結ガウジをもつ断層の配置を、コア軸に垂直な面とのなす角として測定した。柱状図-⑩がその結果である。コアではコア軸に高角度配置のものがより高い頻度で測定されるという制約があるが、ローズ図から、本ボーリングでは、断層群は低角度配置のものと高角度配置のものの2系統が識別されるかもしれない。深度725mか

ら深度825mの間では高角度配置のものが卓越し、その他の深度ではむしろ低角度配置のものが卓越する。これら2つの系統の断層面の上及びクラッキー部の岩片上に観察されるスリッケンサイド線構造は極めて明瞭である。スリッケンサイド線構造のレイクは図-27に見られるように、断層面の傾斜角と関係なく大きく分散している。しかし、625~720m深度では、傾斜方向に近いものがやや多いように見える。720~825m深度ではこのような傾向は認められない。定方位試料でないためこのような分散の意味は明らかでない。

ポアホールカメラ画像がないため低角度配置と高角度配置の2系統の断層群の正確な配置関係を決定できていない。このため、これらの断層群が、2系統であるのかそれ以上の系統に区分されるものであるのかは不明である。しかし、異なる方位をもつ断層が、異なる断層システムを形成するものとは限らない。このことは、2つのセットからなる共役断層や、異なる配置のR, Y, P, Xといった断層群が1つの断層システムを形成することからも明らかである(e.g. Anderson, 1951; Price & Cosgrove, 1996; 原, 1998参照)。したがって、高角度配置の断層群は、低角度配置の断層群とともに1つの低角度配置の断層システムを形成している可能性もある。

本ボーリングの中で、未固結ガウジをもつ断層の出現頻度(=断層の数/20m)は、柱状図-⑩と図-28に読み取れるように、2つのオーダーの波長を形成するように分布する。すなわち大波形は小波長の包絡面として現れる。大波形は760m付近にモード値をもつ正規分布である。このような断層群分布は、Knott et al. (1996)などの記載例を参考にすれば、深度760m付近に位置する主断層とそれを取り巻く従属断層群の発達するダメージ帯という、全体が1つの断層システムを形成していることを示すようにも見える。小波長分布は、いくつかの従属断層が、それぞれが更に従属断層群をもつ形で発達することを示すのであろう。これは、マイクロクラック密度が主断層にではなく、1つ1つの従属断層に支配された分布をしめすのに(Anders & Wiltschko, 1994)似た現象である可能性があろう。図-27のスリッケンサイド線構造の分散とあわせ考えると、断層現象の理解にとって、極めて重要な情報であるように見える。

5. 検討結果のまとめと今後の課題

No.1 ボーリングに沿って発達する地質体の構成岩類の地質学的単元は、上位から下位へ、下総層群/上総層群/領家変成岩類花崗岩類=基盤岩類である。各単元の

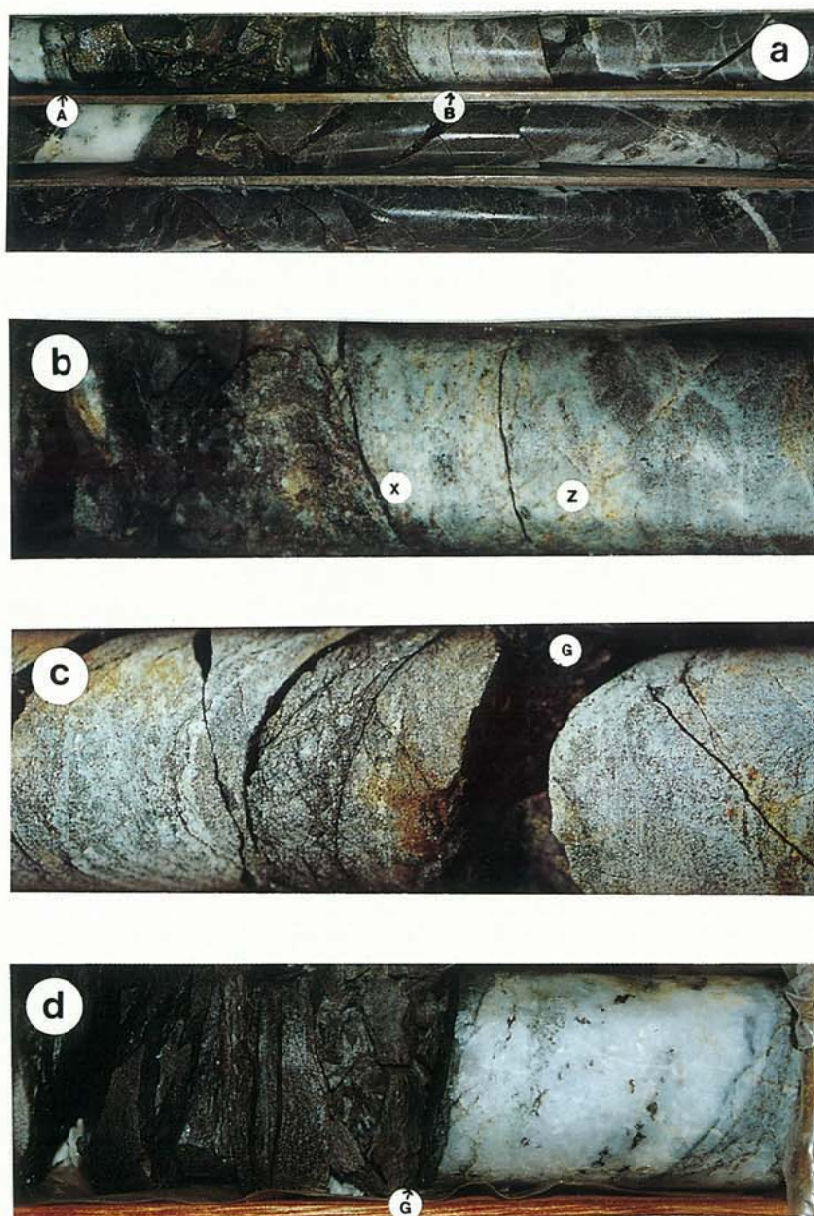


図-25 未固結ガウジをもつ断層の3つの型：aとb) I型断層=cmサイズ岩片からなるin situ brecciation zoneと砂〜クレイ・サイズの岩片〜鉱物からなるdisplacement zone (ガウジ) で構成される断層 (写真aでAとBの間, 写真aのBは写真bのXにはほぼ一致), 写真bのXとZは図-26aとbの顕微鏡写真の2つの岩石試料の採取位置に相当 (深度927.5mの試料), c) II型断層=ガウジ (G) の周りの岩石の変形はない (または微弱) (深度979.4mの試料), d) III型断層=幅広いクラッキー部 (Gの左側) と薄いフィルム状ガウジ (G) からなる断層 (深度945mの試料) .

Fig.25 Three types of fault with soft gouge: a and b) Type I fault (zone between A and B) which contains two zones, in situ brecciation zone consisting mainly of rock fragments of cm sizes and displacement zone (gouge) consisting mainly of rock fragments~minerals of sand~clay sizes. Position X in the photograph b corresponds approximately to the position B in the photograph a and the positions X and Z are the localities of two rock specimens for microphotographs of Fig. 26 a and b (specimen from 927.5m depth), c) Type II fault which consists of gouge zone (G) and non - brecciated (or only slightly brecciated) host zone (specimen from 979.4m depth), d) Type III fault which consists of wide brecciation zone and film-like gouge zone (G) (specimen from 945m depth).

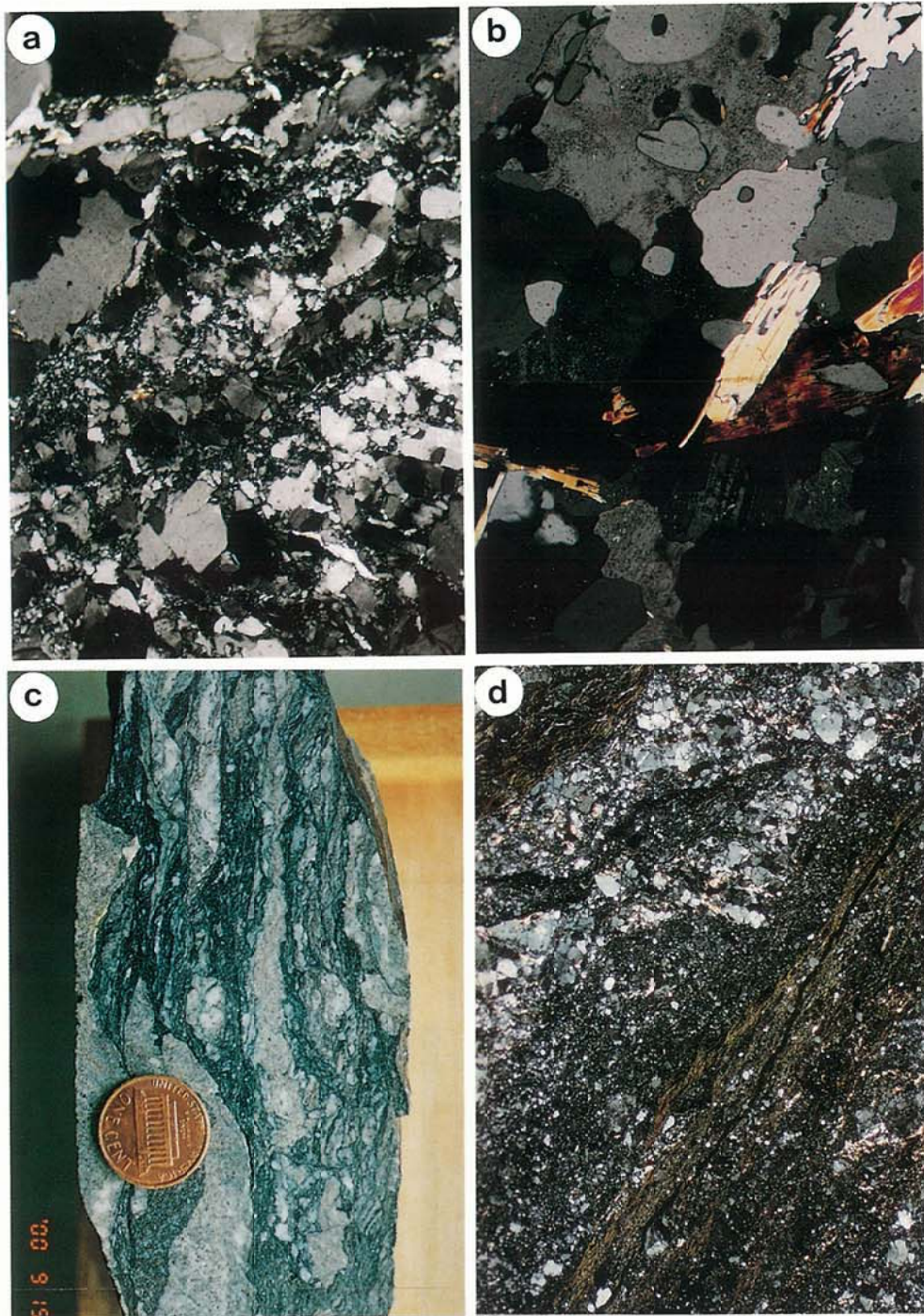


図-26 aとb) 深度927.5mのI型断層の母岩の破砕度の位置的变化：顕微鏡写真a = 図-25bの点X（断層ガウジのすぐ近く）からのもの、顕微鏡写真b = 図-25bの点Zからのもの、cとc) 深度769.21mのI型ガウジの構造——c) 研磨面の写真、d) 顕微鏡写真：黒色部では粘土鉱物の配列によるスレートへき開が明瞭。

Fig.26 a and b) spatial variation of cataclasis degrees of host granitic rocks of the Type I fault of 769.21m depth: microphotograph a from the position X in Fig.25b (just near fault gouge), and microphotograph b from the position Z in Fig.25b, c and d) microstructures of the Type I fault gouge of 769.21m depth——c = microphotograph of polished surface and d = microphotograph of thin section: distinct slaty cleavage defined by preferred orientation of clay minerals in black zone.

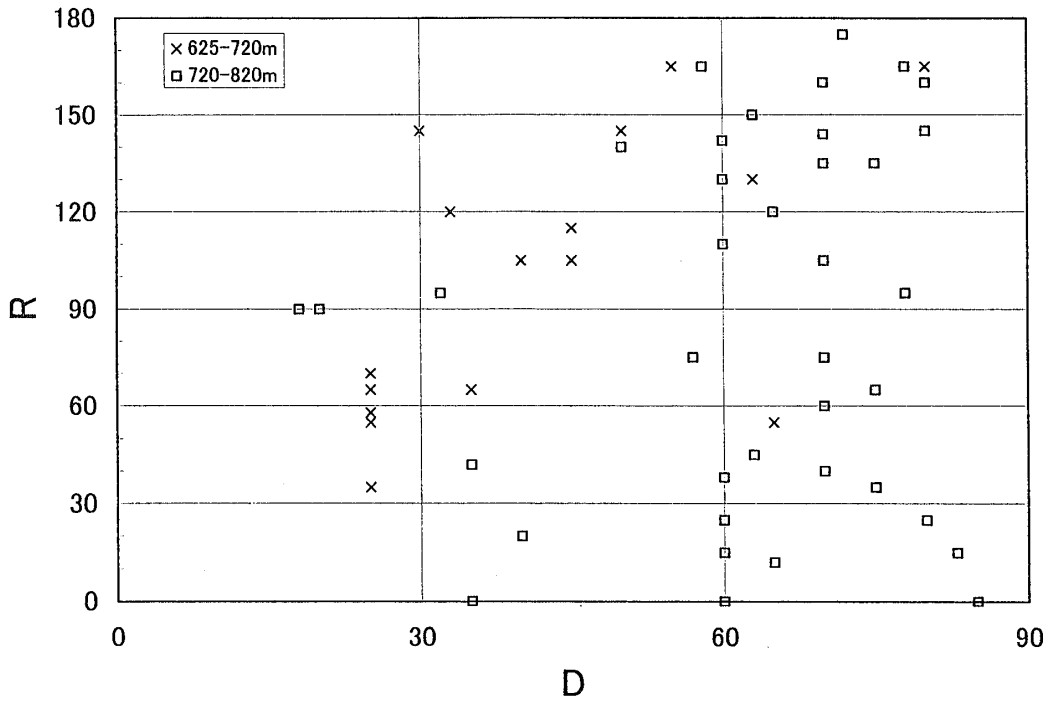


図-27 基盤岩類の断層 (I~III型) における傾斜角(D)と条線のレイク(R)との関係.

Fig.27 Relationship between rake angle of striation(R) and dip angle(D) for the faults of Type I, Type II and Type III in the basement rocks.

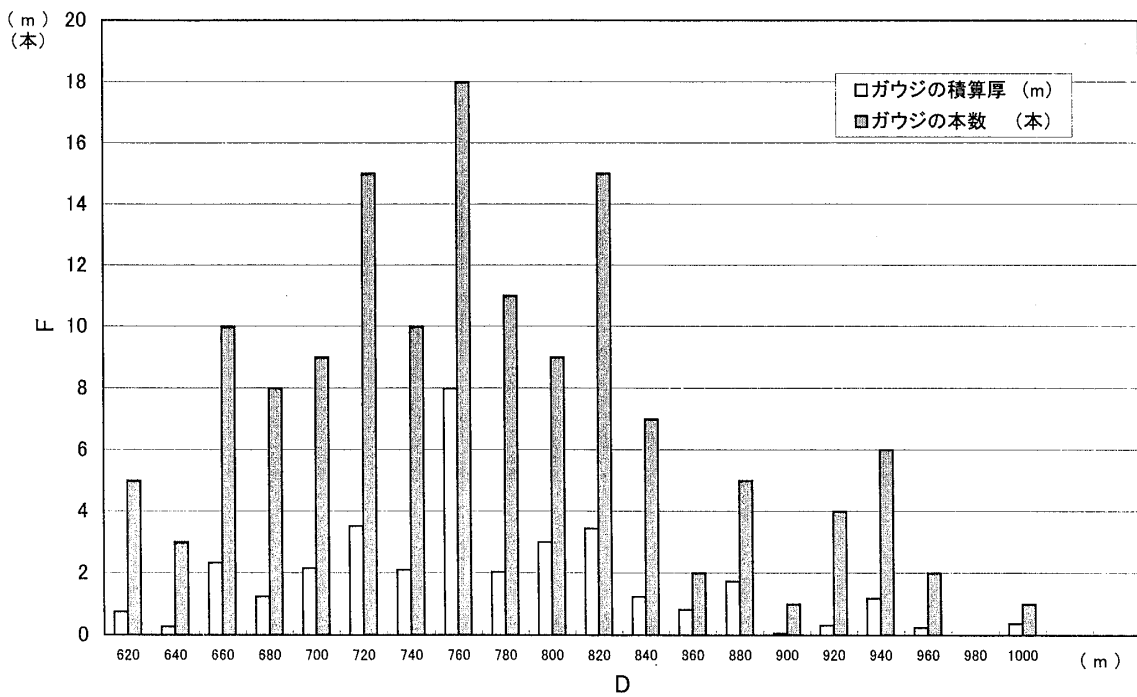


図-28 基盤岩類における断層 (I~III型) の分布 (F=20m間隔で測定される断層の数とガウジの幅の和, D=深度).

Fig.28 Distribution pattern of the faults of Type I, Type II and Type III in the basement rocks, F= sum of gouge width and numbers of faults observed in 20m interval, D = depth).

多様な地質学的研究は現在まだ始まったばかりである。表層の下総層群, 上総層群については, 先に記した福澤東京都立大学教授らによる研究計画に沿った研究の成果が, 今後逐次報告される予定である。研究計画に示された内容が今後の課題である。本報告では, 基盤岩類については, 岩相特性の解析結果に加えて, 岩石学的研究と構造地質学的研究の現時点の成果を示した。

No.1 ボーリングコアの基盤岩類を構成する領家岩類の主体はミグマタイト化した片麻岩である。その原岩の主体は砂岩である。片麻岩の受けたピーク変成作用は, 上位高温の場で起こっており, 珪線石安定領域であるが部分熔融温度には達していない。片麻岩がピーク変成時相に受けた変形作用は, top-to the southwestセンスの剪断変形であり, その過程に発生した破断面に沿って花崗岩マグマが注入し片麻岩はミグマタイト化したらしい。これ以降, 温度の低下する条件の中で片麻岩と花崗岩類は, 同じような剪断場で, 剪断帯-1から剪断帯-4までのような構造を形成し変形した。次の剪断帯-5の形成において, 造構応力場に大きな転換があったらしい。剪断帯-5は水平引っ張り場での共役微小断層-引っ張り割れ目の形成を特徴とし, 結晶内滑り-粒界滑りを主要機構とする剪断帯-4までとは違って, 主要構成鉱物は粒界横断破断により変形するようになっている。このあと未固結ガウジ+クラッキー部として認められる断層群の形成がある。この断層群の多くは低角度配置であり, 基盤内を通して深度760m付近にモード値をもつ正規分布を示すように発達するようである。事象の経過と発生深度は柱状図に示してある。

本報告において示したものは, 研究の途上にあって概略的なものでしかないが, No.1 ボーリングのコアについての今後の詳細な研究が, 特に断層現象を中心とした構造地質学上の諸問題について極めて有意な情報をもたらすものであることを示すものであった。構成岩類の多様な側面からの正確な記載と, 孔内で実施している種々の物理計測に対応出来る柱状図の作成が, コアに見られる断層現象を中心とした構造地質学的研究とともに, 今後の重要な課題である。

引用文献

- Anders, M.H. and Schlische, R. W. (1994): Overlapping faults, intrabasin highs and the growth of normal faults. *Jour. Geol.*, Vol. 102, pp. 165-180.
- Anders, M. H. and Wiltschko, D. V. (1994): Microfracturing, paleostress and the growth of faults. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 16, pp. 795-815.
- Anderson, E. M. (1951): The dynamics of faulting. Oliver & Boyd.
- Bauer, P., Palm, S. and Handy, M.R. (2000): Strain localization and fluid pathways in mylonite: inferences from in situ deformation of water-bearing quartz analogue (norcamphor). *Tectonophysics*, Vol.320, pp.141-165.
- Boraddaile, G. J., Bayly, M.B. and Powell, C. M. (1979): Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Springer.
- Burgman, J. R. and Pollard, D. D. (1994): Strain accommodation about strike-slip fault discontinuities in granitic rock under brittle- to- ductile condition. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 16, pp. 1655-1674.
- Burgman, J. R., Pollard, D.D. and Martel, S. J. (1994): Slip distributions on faults: effect of stress gradients, inelastic deformation, heterogeneous host-rock stiffness, and fault interaction. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 16, pp.1675-1690.
- Carreras, J., Estrada, A. and White, S. H. (1977): The effect of folding on c-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics*, Vol. 39, pp.3-24.
- Cartwright, J. A., Trudgill, B. and Mansfield, C. S. (1995): Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of S.E. Utah. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 17, pp.1319-1326.
- Chester, F. M. and Logan, J. M. (1986): Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone. *California. Pure Appl. Geophys.* Vol. 124, pp.77-106.
- Childs, C., Watterson, J. and Walsh, J. J. (1995): Fault overlap zones within developing normal fault system. *Jour. Geol. Soc. London*, Vol. 152, pp.535-549.
- Childs, C., Nicol, J.J., Walsh, J.J. and Watterson, J. (1996): Growth of vertically segmented normal faults. *Jour. Struc. Geol.*, Vol.18, pp.1389-1397.
- Dawers, N. H. and Anders, M. H. (1995): Displacement-length scaling and fault linkage.

- Jour. Struc. Geol., Vol.17, pp. 607-614.
- Dewy, J. F. (1965): Nature and origin of kink band. *Tectonophysics*, Vol.1, pp. 459-494.
- Dipple, G. M., Wintsch, R. P. and Andrews, M. S. (1990): Identification of the scales of differential element mobility in a ductile fault zone. *Jour. Metam. Geol.*, Vol. 8, pp. 645-661.
- Durney, D. W. and Ramsay, J. G. (1973): Incremental strains measured by syntectonic crystal growth. In de Jong, K. A. and Scholten, R. eds., *Gravity and tectonics*, Wiley & Sons. pp.67-96.
- 福澤仁之・三本健四郎・山根 誠・吉田浩・妹尾洋一・北村晃寿・林田 明 (1998) : つくば市付近の上総・下総層群の連続層序-コア試料による検討. 第四紀学会1998年大会講演要旨, pp.133-134.
- 蜂須紀夫・中村一夫・笠井勝美・松田和己・大和田透 (1977) : 茨城県の地形と地質. 茨城県 地学のガイド 茨城県の地質とそのおいたち 地学のガイドシリーズ 3. pp.1-15.
- Hara, I. (1971): An ultimate steady - state pattern of c-axis fabric of quartz in metamorphic tectonites. *Geol. Rundschau*, B. 60, pp.1142-1173.
- 原 郁夫 (1996) : 領家帯南縁剪断帯のマイロナイト—形成条件についての1つの情報. 嶋本利彦ほか編, 「テクトニクスと変成作用」, pp.202-210.
- 原 郁夫 (1998) : 褶曲の見方. *Fukadaken Library* 11.
- Hara, I., Uchibayashi, S., Yokota, Y., Umemura, H. and Oda, M. (1968): Geometry and internal structure of flexural-slip folds (1). *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C.*, Vol. 6, pp.51-113.
- Hara, I., Takeda, K., and Kimura, T. (1973): Preferred lattice orientation of quartz in shear deformation. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C.* Vol. 7, pp.1-10.
- 原 郁夫・山田哲雄・横山俊治・有田正志・平賀祐二 (1977) : 領家南剪断帯の研究—中央構造線発生時の運動像. *地球科学*, No.31, pp.204-217.
- 原 郁夫・嶋本利彦 (1979) : 褶曲と褶曲作用. 岩波講座「地球科学」9, pp.187-238.
- Hara, I., Shoji, K., Sakurai, Y. and Hide, K. (1980): Origin of the Median Tectonic Line and its initial shape. *Mem. Geol. Soc. Jap.*, No.18. 27-49.
- 原 郁夫・山根 誠・吉田 浩 (2000) : 雲母片の微細組織からみた微小断層にそう片状岩の変形様式 (特別講演), 構造地質研究会講演要旨集, pp.1-2.
- 長谷川 巧・駒沢正夫 (1990) : 関東平野の基盤. *地質ニュース*, pp.37-44.
- Hill, D. H. (1977): A model for earthquake swarms. *Jour. Geophys. Res.*, Vol. 82, pp. 347-352.
- Hippert, J. F. (1994): Grain boundary microstructures in micaceous quartzites: significance for fluid movement and deformation processes in low metamorphic grade shear zone. *Jour. Geol.*, Vol. 102, pp.331-348.
- Hippert, J. F. (1998): Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 20, pp.175-193.
- Huggins, P., Watterson, J. J., Walsh, J. J. and Childs, C. (1995): Relay zone geometry and displacement transfer between normal faults recorded in coal-mine plans. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 17, pp.1741-1755.
- 市川浩一郎・藤田至則・島津光男 (1970) : 日本列島地質構造発達史. 築地書館.
- Ichikawa, K. (1990): Pre-Cretaceous Terranes of Japan. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*. Pub. of IGCP 224, pp.1-12.
- 磯部一洋・中沢 努・高橋 誠 (1988) : 地質調査所構内新観測井による基盤情報. *筑波応用地質学会誌*, 10, pp.17-20.
- 磯見 博・河田清雄 (1968) : フォッサ・マグナ両側の基盤岩類の対比. 日本地質学会 第75回大会総合討論会資料「フォッサ・マグナ」. pp.4-12.
- Knott, D.S., Beach, A., Brockbank, P. J., Brown, J.A., McCallum, J. E. and Welbon, A.I. (1996): Spatial and mechanical controls on normal fault populations. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 18, pp.359-372.
- Law, R. D. (1986): Relationship between strain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Mourice quartzites of Plougastel, western Brittany. *Jour. Struc. Geol.*, Vol.8, pp.493-515.

- Lister, G. S. and Williams, P. F. (1979): Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 1, pp. 283–297.
- Lister, G. S. and Hobbs, B. E. (1980): The simulation fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 2, pp. 355–370.
- Martel, S. J., Pollard, D. D. and Segall, P. (1988): Development of simple strike-slip fault zones, Mount Abott Quadrangle, Sierra Nevada, California. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 100, pp. 1451–1465.
- McGrath, A. G. and Davison, I. (1995): Damage zone geometry around fault tips. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 17, pp.1011–1024.
- Mehnert, K. R. (1968): *Migmatites and the origin of granitic rocks.* Elsevier.
- 三本健四郎(1998): 「つくば技術開発センター」敷地におけるボーリング結果について(中間報告). 第128回 STスクエア資料.
- 宮木隆実・原 郁夫・山根 誠(2000): 黒瀬川—古領家—南部北上陸塊の構造的枠組みの復元. *地質学論集*, No.56, pp. 13–22.
- 都城秋穂(1965): *変成岩と変成帯.* 岩波書店.
- Nicol, A., Walsh, J. J., Watterson, J and Childs, C. (1995): Three-dimensional geometry and growth of conjugate normal faults. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 17, pp. 235–248.
- 新妻信明(2000): 関東プレートと中央構造線. *日本地質学会第107学術大会講演要旨*, p. 103.
- O'Hara, K. (1988): Fluid flow and volume loss during mylonitization, an origin of phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U.S.A. *Tectonophysics*, Vol. 156, pp. 21–36.
- Ohlmacher, G.C. and Aydin, A. (1997): Mechanics of vein, fault and solution surface formation in the Appalachian Valley and ridge, northeastern Tennessee, U. S. A.: Implications for fault friction, state of stress and fluid pressure. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 19. pp.927–944.
- Ohtomo, Y. (1993): Origin of the Median Tectonic Line. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, Vol. 9, pp. 611–669.
- Okudaira, T., Hara, I., Sakurai, Y. and Hayasaka, Y. (1993): Tectono-metamorphic processes of the Ryoke belt in the Iwakuni-Yanai district, southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Jap.*, No.42, pp.91–120.
- 奥平啓元・原 郁夫・竹下 徹(1994): 低温高压型変成作用の熱モデル. *月刊地球*, No. 16, pp. 486–489.
- 大森昌衛・端山好和・堀口万吉(1986): *日本の地質3「関東地方」.* 共立出版.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (1996): *Microtectonics.* Springer.
- Paterson, M. S. (1978): *Experimental rock deformation; The Brittle Field.* Springer.
- Paterson, M. S. and Weiss, L. (1966): Experimental deformation and folding in phyllite. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 77, pp.343–374.
- Peacock, D.C.P. and Sanderson, D. J. (1991): Displacement, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 78, pp.147–165.
- Price, G.P. (1985): Preferred orientation of quartzites. In Wenk, H.- R. ed., *Preferred orientation in deformed metals and rocks.* Academic Press. pp. 385–406.
- Price, N. J. and Cosgrove, J.W. (1996): *Analysis of geological structures.* Cambridge University Press.
- Pryer, L. L. and Robin, P. – Y. F. (1996): Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a paleostress-direction indicator. *Jour. Struc. Geol.*, Vol. 18, pp.1151–1166.
- Ramsay, J. G. and Graham, R. H. (1970): Strain variation in shear belts. *Canadian Jour. Earth Sci.* Vol. 7, pp.786–813.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. I. (1983): *The techniques of modern structural geology.* Vol.2. Academic Press.
- Sakakibara, N. (1995): Structural evolution of multiple ductile shear zone system in the Ryoke belt, Kinki Province. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, Vol.10, pp.267–332.
- 坂本 享・酒井 彰・秦 光男・宇野沢 昭・岡 重文(1987): 20万分の1地質図「東京」. 地質調査所.
- Sakurai, Y. and Hara, I. (1989): Deformation of

- granitic rocks in the Ryoke belt(2) Deformation styles of K-feldspar. DELP Pub., No.28, pp.52-57.
- 佐藤 正・新藤静夫・青木直昭・市川正巳・榎根 勇・田中 正・小沼直樹・蛭原 寛(1980): 筑波地区における深層地質および深層地下水の地球科学的研究, その2. 筑波環境研究5A, pp.1-8.
- Seck, H. A.(1971): Koexistierende Alkali - feldspate und Plagioklase im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - H_2O bei Temperaturen von 650°C bis 900°C . N. Jb. Miner. Abh., B. 115, pp. 375-395.
- Segall, P. and Pollard, D. D. (1980): Mechanics of discontinuous faults. Jour. Geophys. Res., Vol. 85, pp. 4337-4350.
- Selverstone, J., Martini, G. and Saudi, J. M. (1991): Fluid channeling during ductile shearing: transformation of grandiosity into aluminous schist in the Tavern Window, Eastern Alps. Jour. Metam. Geol., Vol. 9, pp. 419-431.
- Sibson, R.H. (1996): Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. Jour. Struc. Geol., Vol. 18, pp. 359-372.
- Streit, J. E. and Cox. S. F. (1998): Fluid infiltration and volume change during mid-crustal mylonitization of proterozoic granite, King Island, Tasmania. Jour. Metam. Geol., Vol. 16, pp. 197-212.
- 鈴木尉元(1980): 関東堆積盆地. アーバンクボタ, no.18, p.2-5.
- 多田 堯(1983): 筑波研究学園都市とその周辺地域の地下構造. 国土地理院時報, No. 58, pp. 29-36.
- 高木秀雄(1984): 長野県高遠一市ノ瀬地域における中央構造線沿いの圧砕岩. 地質誌, Vol.90, pp. 81-100.
- 竹下 徹・奥平啓元(1995): 低温高圧型変成岩のダイナミクスと熱源モデル. 地震, No. 47, pp. 453-467.
- 宇野沢 昭・岡 重文・坂本 享(1983): 20万分の1地質図「千葉」. 地質調査所.
- Vermilye, J. M and Scholz, C. H. (1999): Fault propagation and segmentation: insight from the microstructural examination of a small fault. Jour. Struc. Geol., Vol. 21, pp.1623-1636.
- Vernon, R.H. (1987): Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelites. Jour. Metam. Geol., Vol. 5, pp. 51-68.
- Watterson, J., Nicol. A. and Walsh, J. J. (1998): Strains at the intersections of synchronous conjugate normal faults. Jour. Struc. Geol., Vol. 20, pp.363-370.
- Wesnousky, S. G. (1988): Seismological and structural evolution of strike-slip faults. Nature, Vol. 335, pp.340-343.
- White, A. J. R. and Chapple, B.W. (1977): Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, Vol. 43, pp.7-22.
- Wintsch, R. P. and Andrews, M. S. (1987): Deformation induced growth of sillimanite: "stress" minerals revisited. Jour. Geol., Vol. 96, pp.143-161.
- 安 真理子(2000 MS.): 筑波西部工業団地における(株)応用地質によるボーリングコアの岩石記載. 茨城大学理学部卒業論文.