先安倍族造山期西堂平変成岩類の研究

——その 2 Petrofabric patterns の解析——

渡 辺 順*・嶋 岡 博*

On the “Nishidohira metamorphics” of the Pre-Abean stage in central Japan—2. Petrofabric deportments elaborated in the Pre-Abean metamorphism.

Jun WATANABE* and Hiroshi SHIMAOKA*

Abstract All the fabric patterns of the Nishidohira metamorphic tectonites which consist mainly of schists and gneisses, are essentially characteristic of *double cone-shaped arrangement (duplicate spheroidal symmetry)* of quartz c-axes, where the cone-axes never coincide with ‘b’ of the fabric coordinates. According to the result of analyses, along with statistical treatment on them, these patterns cannot be interpreted as deformation-patterns elucidated by the “*fracture hypothesis*” of SANDER, FAIRBAIRN and others, but as growth-ones by the “*intergranular-coordination relation*” theory based on Japanese-law twinning relation of quartz triplet and/or quadruplet aggregations.

The Nishidohira metamorphic massif, originally pelitic sediments accompanied with a small amount of intercalating leptitic and metabasitic tuffs, seems to have suffered mono-metamorphism of the Pre-Abean period, presumably in Precambrian time. In the surroundings of the schists-formation, hereby, typical double-circle patterns of quartz c-axes were made up on the hanging-wall side of the massif. And then, the concentrated patterns which were formed in the subsequent gneisses-formation stage, inherited the duplicate spheroidal symmetry from the schists-formation stage.

An investigation of all the analysed patterns and field evidences leads to the conclusion that such a petrofabric deportment caused by the Japanese-law twinning relation, with the *Estérel-law twinning one*, a minor role of playing was elaborated in the Pre-Abean metamorphism.

I. は し が き

阿武隈変成帯の形成史の上で重要な地質学的位置を占める“西堂平変成岩類”の岩質とその分布状態については先に詳述した(嶋岡・渡辺, 1976). その中で筆者らは, 西堂平変成岩体が日立古生層に対して基盤岩体としての役割を果たしていることをいくつかの例証によって示し, 阿武隈変成帯の形成史の中で当該変成岩類のもつ地質学的意義を, 他の多くの研究者の成果の紹介をあわせ, 論述した. しかしながら, そこでは構造岩石学的な面からの問題提起はなされていない.

したがって, この論文ではその続編として, 筆者らの行った構造岩石学的手法によって得られた petrofabric patterns について, その特徴と解析結果についてのべ, それにもとづいて考えられる当該変成岩類の形成の過程を, すでにのべた第 1 報の結論とあわせ総括的に論及してみたいと思う.

II. 地 質 概 要

西堂平変成岩体は, 阿武隈山地の南西端に位置する. これはすでにのべたように, 片岩類と片麻岩類から構成され, 前者は地質構造的に上盤より下盤側(東方より西方)に向かって, 角閃石片岩・珪質片岩・黒雲母片岩・含アルミノ珪酸塩鉱物黒雲母片岩・含不透明鉱物黒雲母

1976 年 11 月 22 日 受理

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室, Department of Geology and Mineralogy, Hokkaido University, Sapporo, 060 Japan.

Fig. 1 Structural map of the Nishidohira metamorphic complex.

1; schistosity and gneissosity, 2; lineation, 3; thrust zone, 4; shear zone, 5; Nishidohira metamorphic complex, 6; Tertiary, 7; Hitachi metamorphic complex, 8; ultrabasics, 9; cortlandite, 10; aplite dykes. A-J; specimens localities (cfr. Table 1).

表 1. 試 料 の 記 載

岩相とファブリックパターン		産 状 (野外)	構成鉱物と量比 (%)	石英の産状 (鏡下)
片 岩 類	角閃石片岩 (パターンA)	暗緑色緻密で細粒の角閃石と無色鉱物(石英、斜長石)とが弱い片理構造を形成する。	石 英(28.7) 斜長石(19.8) 角閃石(48.0) 不透明鉱物(3.5)	片理を形成する優白部に連続的に配位されている。全体の組織は nematoblastic(Fig.6 A)
	珪質片岩 (パターンB)	黒雲母片岩と角閃石片岩の互層部に白色のバンド層として挟在。電気石の定向配列優勢。	石 英(48.0) 斜長石(49.0) ザクロ石(2.5) 電気石(0.5)	等粒状石英 斜長石、ザクロ石との granoblastic 組織
	珪質片岩 (パターンC)	Bと同様であるが、白雲母の定向並列優勢。	石 英(57.0) 斜長石(38.0) 白雲母(3.5) ザクロ石(1.5)	Bと同様。
	黒雲母片岩 (パターンD)	片理の発達した板状の岩石で、黒雲母の定向並列が顕著。	石 英(33.2) 斜長石(15.9) 黒雲母(47.9) 燐灰石(0.1) 不透明鉱物(3.0)	片理を形成する優白部に連続的に配位されている。layerによって多少粒度に差異がある。
	黒雲母片岩 (パターンE)	アルミノ珪酸塩鉱物を含有し、片理の発達顕著な岩石、肉眼的に突起状スポットが観察される。	石 英(25.8) 藍晶石(0.5) 斜長石(28.6) 珪線石(0.1) 黒雲母(35.8) 不透明 白雲母(0.9) 鉱物(4.8) ザクロ石(0.4) 燐灰石(0.1) 電気石(0.3)	片理を形成する優白部に連続的に配位されるものと、黒雲母、斜長石等を主とする優黒部に散在するものとがある。
片 麻 岩 類	斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩 (パターンF)	黒雲母片岩と縞状黒雲母片麻岩との移行帯に産する。片理ないし縞状構造が明瞭で白雲母の大型鱗片の多産が特徴的。	石 英(30.3) 燐灰石(0.1) 斜長石(20.7) 電気石(0.3) 黒雲母(39.0) 不透明 白雲母(6.7) 鉱物(2.0) ザクロ石(0.9)	斜長石の斑状変晶ないしは聚斑状部の粒間を充填。
	斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩 (パターンG)	Fと同様。	石 英(28.8) 燐灰石(0.2) 斜長石(19.0) 不透明 黒雲母(42.0) 鉱物(1.7) 白雲母(9.2) 電気石(0.1)	Fと同様であるが弱い領域組織(domain texture)が認められる。(Fig.6 G)
	縞状黒雲母片麻岩 (パターンH)	石英、斜長石からなる優白部と、黒雲母を主とする優黒部の顕著な縞状構造が特徴的。片理面での剥離性にとむ。	石 英(42.2) 不透明 斜長石(17.8) 鉱物(0.2) 黒雲母(37.0) 白雲母(2.5) 燐灰石(0.3)	粗粒な石英が縞状の領域組織を形成している。(Fig.6 H)
	縞状黒雲母片麻岩 (パターンI)	Hと同様。	石 英(39.7) 燐灰石(0.2) 斜長石(21.0) 不透明 黒雲母(35.7) 鉱物(0.1) 白雲母(3.3)	縞状組織の発達顕著。優白部を構成する。
	縞状黒雲母片麻岩 (パターンJ)	Hと同様。褶曲構造が局部的に発達。	石 英(44.9) 燐灰石(0.2) 斜長石(30.6) 不透明 黒雲母(22.7) 鉱物(0.1) 白雲母(0.2) カリ長石(0.8)	縞状組織の発達顕著。優白部を構成する。

Fig. 2 Fabric patterns of the Nishidohira metamorphic rocks.

Contours; 0.5—1.0—1.5—2.0—2.5—3.0—3.5—5.0%.

- A; Amphibole schist (520 grains of quartz). Max. 7.9%.
 B; Siliceous schist (1092 "). Max. 4.4%.
 C; ditto (500 "). Max. 4.0%.
 D; Biotite schist (500 "). Max. 3.6%.
 E; ditto (1088 "). Max. 3.2%.
 F; Plagioclase porphyroblastic gneiss (824 grains of quartz). Max. 5.0%.
 G; ditto (501 grains of quartz). Max. 5.2%.
 H; Banded gneiss (520 "). Max. 5.9%.
 I; ditto (800 "). Max. 6.5%.
 J; ditto (502 "). Max. 10.0%.

a-, b- and c-axes; fabric coordinates. b is limited by Sander to parallelism with fold axes, a direction almost always associated with lineation. a-axis (generally perpendicular to b) is the critical one denoting the direction of movement, or transport. c is used to denote the normal to the plane formed by a- and b-axes. F; foliation (synonymous with s-surface used commonly as ab-planar element).

片岩の 5 岩相に，後者は斜長石斑状変晶片麻岩・縞状黒雲母片麻岩・カリ長石斑状変晶片麻岩・花崗岩質岩（ミグマタイト質岩）の 4 岩相に類別される．これらの片岩類・片麻岩類は NNW—SSE の一般的走向を示し， 30° E の緩い傾斜をもって帯状配列している．

岩体の東縁部は低角度の断層帯，衝上断層によって，あるいはまた，挟在する蛇紋岩体によって，一般的走向 NE—SW，急傾斜の日立変成岩体と構造的に境されている．Fig. 1 に西堂平岩体の巨視的構造を示す．

III. Fabric patterns の特徴と変成過程に伴う patterns の変化傾向

上述した岩相のそれぞれについて，その産状の相互関係にもとづいた petrofabric 解析を行った．それらの代表的な patterns を Fig. 2 A—J に示し，対応する解析試料の諸性質を Table 1 にあげた．また，参考までにすでに解析された渡辺 (1969)，WATANABE (1971) の結果を Fig. 3 に示した．

(i) Fabric patterns の特徴

片岩類で得られた patterns を Fig. 2 A—E に示す．これらに共通する最も著しい特徴は，そのいずれもが典型的な二重サークル (duplicate spheroidal symmetry by FAIRBAIRN (1949), double cone-shaped orientation of

c-axes by ROWLAND (1946) and FAIRBAIRN (1949)) pattern を示していることである．このことは，当該変成岩体の黒雲母片岩，黒雲母片麻岩相で試行的に確認されていた渡辺 (1969)，WATANABE (1971) の結果とよく一致している (Fig. 3)．しかしながら，A—E を通覧すると，そのいずれもが二重サークル patterns を示しているにもかかわらず，石英 c 軸の定方位性にもとづく最大集中域 (極大域) の分布には，patterns ごと (岩相ごと) に多少の差異が認められる．すなわち，A 図 (角閃石片岩) および B 図 (珪質片岩) では，pattern の内側サークル (inner circle : I. C. と略称．以下同様) に 4—8% 程度の極大域をもち，外側サークル (outer circle : O. C. と略称．以下同様) にやや連続性を欠く集中域が分布している．これに対して，C 図 (珪質片岩；B 図のものに比べ白雲母の定向配列が著しい) および D 図 (黒雲母片岩) では I. C. と O. C. のいずれにも 4% 程度の極大域が比較的連続性のある分布をみせている．これらに対して，E 図 (黒雲母片岩；アルミ，珪酸塩鉱物の突起状スポットの発達が著しい) では I. C. よりも O. C. に，より強い極大域が示され，しかも連続性のある duplicate spheroidal symmetry を示している，ということである．

もう一つの特徴としてあげられるのは，組織軸 a, b および c 軸 (fabric coordinates : 黒雲母や角閃石の定向並列による方位を b 軸とし，片理面内で b 軸に直交する方位を a 軸，さらに b および a 軸に直交し，なおかつ片理面に直交する方位を c 軸とする従来の構造岩石学の規定に準拠) のいずれの軸も，上記 A—E 図に見られた二重サークルの対称性に一致していない (symmetry の中心にない) ということである．このことも WATANABE (1971) によって指摘されていたことであるが，この不一致の理由については後章の“討論とまとめ”の項で，石英の intergranular coordination (舟橋, 1961 ; WENK, H. R. & TROMMSDORFF, 1965 ; HUNAHASHI, 1973), neighbour-grain coordination (HOE & OHTA, 1975), または石英の日本式双晶形成にもとづく growth pattern (渡辺, 1969 ; WATANABE, 1971) の観点から詳論してみるつもりである．

次に，片麻岩類の patterns を Fig. 2 F—J に示す．F および G 図 (いずれも斜長石斑状変晶片麻岩) では不完全ではあるが二重サークルが示されている．これらの patterns は片岩類に共通してみられた典型的な duplicate spheroidal symmetry patterns と，次にのべる一重サークル (cone-shaped arrangement by SANDER, 1930,

Fig. 3 A typical pattern showing a double cone-shaped orientation of c-axes of 3485 quartz grains not enclosing 'b', in biotite schist of the Nishidohira metamorphics (WATANABE, 1971).

1950, 1970; clefted ac-girdle by FAIRBAIRN, 1949; INGERSON, 1951; Ho, 1946) または集中型 patterns との中間的性格を示しているものともみなされよう。集中極大域も F および G 図では, I. C. または O. C. の一定の位置に 5% 程度のものが示されている (G 図では O. C. のみに示される)。これらに対して, H~J 図 (いずれも縞状黒雲母片麻岩) では, 二重サークルの徴候は明らかでなく, 一重 (O. C. のみ) サークルまたは O. C. 上に局在化された集中型 (6~10% 程度の集中極大値をもつ) patterns を示しているのが最も著しい特徴とされよう。また, もう一つの特徴としては, F および G 図の不完全二重サークル, あるいは H~J 図の集中型 patterns のいずれも, 組織軸 a, b および c 軸のいずれもが patterns の対称性に全く一致していないことである。この不一致性は, すでにのべたように片岩類にも共通してみられたことである。

以上の特徴を要約してみると, 片岩類では典型的な二重サークルが形成され, 縞状黒雲母片麻岩類では集中型 patterns を示していること, また斜長石斑状変晶片麻岩では不完全な二重サークルあるいは片岩類と縞状黒雲母片麻岩それぞれの fabric pattern の要素を兼備した中間型, いいかえれば, 片岩類の patterns の特徴を継承しながら片麻岩化した性格を帯びている (その形成の地質環境をよく反映した pattern) といった点である。

以上のべてきた事柄を, 各岩相の空間的配置あるいは変成時相からみた patterns の変化傾向, いいかえれば, 変成様式に伴われた patterns の変化の観点から, 次に詳しくみることにする。

(ii) 変成過程に伴われた patterns の変化傾向

西堂平変成岩体が単一変成作用による産物であるのか, あるいは複変成作用によって形成されたものであるのかといった問題は極めて重大な地質学的意義をもつものであって, この点については多くの研究者の成果の紹介もあわせ, すでに第 1 報で論じた。その中で筆者らは, それに先立って構造岩石学的手法によって得られた WATANABE (1971) の結論とあわせ, ①当該岩体は日立古生層 (日立変成岩体) から完全に独立した一つの構造单元をなすものであること, ②単一の造山・変成作用 (先安倍族造山運動) によって形成されたこと (すなわち安倍族造山運動をこうむっていない), ③当該岩体を構成する岩相 (5 片岩相および 4 片麻岩相) は, 原岩の違い, 形成された空間的位置 (現在示される上盤・下盤側といった違い) の差異を反映しながらも, 単一変成作用内でのいくつかの stage の違い, すなわち片岩形成

と片麻岩形成とが stage by stage に, 累進的に行われた結果成立したものであること, などをのべた。

以上の結論を導くにいたった地質学的事実, とりわけ, 片岩類と片麻岩類との相互関係については第 1 報でのべた通りであるが, 討論の必要上, 再度要約してみると, ①各岩相の片理構造・線構造は全域を通じほとんど一定で, 変化がない, ②片岩類 (角閃石片岩・珪質片岩・黒雲母片岩) 各相の関係は頻繁にくり返す互層・指交関係を示す。このような関係は, 原岩における塩基性岩・砂質岩・泥質岩の互層にもとづく, ③含アルミノ珪酸塩鉱物黒雲母片岩・含不透明鉱物片岩は珪質片岩の西側 (下盤) に数層帯状の分布をみる, ④縞状黒雲母片麻岩と黒雲母片岩との関係は, 斜長石斑状変晶を特徴とする岩相をへて, あるいは, 構成鉱物の粒度の増大をへて黒雲母片岩より黒雲母片麻岩へと移化する。一部, 縞状黒雲母片麻岩中に黒雲母片岩が palaeosome としてみられる。斜長石の組成変化に注目すれば, 黒雲母片岩類では An 30 付近に極値, 縞状黒雲母片麻岩類では An 23 付近に極値をもつ。また, 斜長石斑状変晶岩では An 25 付近に極値をもっている, ⑤カリ長石斑状変晶片麻岩と縞状黒雲母片麻岩との構造, 分布上の関係は調和的, カリ長石斑状変晶岩と花崗岩質岩 (ミグマタイト質岩) との関係は漸移的である, といった諸点があげられる。

以上にのべた地質学的背景をふまえて patterns の変化傾向をみることにする。

岩体の上盤側に位置する片岩類はすでにのべた通り典型的な二重サークル patterns を示している (Fig. 4—(1))。これら片岩相内での patterns の変化を詳細にみれば, 最も上盤側の細粒角閃石片岩相 (Fig. 2A) では不完全な二重サークルで, しかも極大域は I. C. 上に 8% 程度のものを成立させているが, O. C. 上にはやや連続性を欠く極大~副極大域が分布している。これに対して, より下盤側に位置する珪質片岩 (Figs. 2B, 2C) および黒雲母片岩 (Fig. 2D) にいたれば, 完全な二重サークルを形成させ, I. C. および O. C. のいずれでも 4% 程度の極大域の比較的連続性のあるものが示されている。なお B および C 図の珪質片岩はレプタイト起源のもので, しかも含不透明鉱物黒雲母片岩の形成に関与した微弱な珪化作用をこうむっている。また D 図の黒雲母片岩は泥質岩起源である。より下盤側の黒雲母片岩 (Fig. 2E) にいたれば, B, C および D 図でみられた完全な二重サークル性はやや弱まるものの, より強い極大域が I. C. から O. C. に移化している。この岩相は珪線石, 紅柱石や藍晶石 (稀に十字石) の突起状スポットの発達

Fig. 4-(1) Combined diagram of schist fabric patterns shown in Fig. 2A-E.

Contours; 1.5—2.5—3.5. 3700 grains of quartz.

が顕著で、しかも不透明鉱物の多い岩相である。これら A～E 図で示される岩相間の野外関係をみると、すでにのべたように、それらの間には stage by stage の累進的変成作用の微候も、あるいは断層などの structural disturbance もみられない。より上盤側、より下盤側に分布するといった空間的配置の差異が示されるのみである。得られた Fig. 2A～E 図の patterns 間の微妙な変化（不完全→完全二重サークルおよび極大域 I. C.→O. C. への移化）について、もし厳密な議論が許されるならば、このような微妙な変化をもたらした要因は各岩相間の累進的な変成過程にもとづくものではなく、おそらくは原岩の差異を反映しながらも、それぞれの置かれた空間的配置（上盤とより下盤側）にもとづくものと考えられる。この意味では片岩類は変成作用の同一時相の、しかも異なる空間的場での産物と云えるのではなかろうか。

次に、片岩類より更に下盤側に分布する片麻岩類について検討してみたい。

黒雲母片岩と縞状黒雲母片麻岩との関係は、すでにのべたように、斜長石斑状変晶片麻岩をへて、あるいは構成鉱物の粒度の増大をみせながら、前者から後者へ移化している。一部に前者の palaeosome が縞状黒雲母片麻岩中に認められることもある。これに伴って斜長石の An 成分の低下が認められる。これらの事実は片岩類、とくに黒雲母片岩から縞状黒雲母片麻岩あるいは斜長石斑状変晶片麻岩相への step by step の、累進的進行を

Fig. 4-(2) Combined diagram of gneiss fabric patterns shown in Fig. 2F-J.

Contours; same as in Fig. 4-(1). 3149 grains of quartz.

示しているものと判断される。さらに、片岩類と片麻岩類との空間的相互関係をみると、黒雲母片岩相の下盤側に直接する縞状黒雲母片麻岩を局所的に交代し斜長石斑状変晶の形成をみせる岩相（斜長石斑状変晶片麻岩）、さらにより下盤側に縞状黒雲母片麻岩、カリ長石斑状変晶片麻岩、花崗岩質岩へと漸移配列している。上述した野外での産状から、これら片麻岩類は片岩類から縞状黒雲母片麻岩（斜長石斑状変晶化も局所的に行われた）、さらにカリ長石斑状変晶片麻岩をへて花崗岩質岩（ミグマタイト質）を形成せしめた、stage by stage の累進的変成過程をたどったものであると判断できるかも知れない。すでにのべた通り、この変成過程に対応して、斜長石斑状変晶片麻岩では不完全な二重サークルまたは中間型、縞状黒雲母片麻岩では、黒雲母片岩に近接した部分のものでは不完全な二重サークルを、片岩から距離的に隔った縞状構造の著しい粗粒な岩相のものでは、O. C. に極めて強い集中型（6～10% 程度の極大値をもつ）patterns を示している（Fig. 4—(2)）。

(iii) Fabric patterns の解析

組織軸 a, b および c と石英 c 軸集中域との概念的な相互関係を、Fig. 5 (synoptic diagrams) に示した（Fig. 2A～J の概念化）。得られた角度は Table 2 に表示した。なお、diagrams の中心点と I. C. の maxima points とのなす角度 ($\theta/2$: small-circle の半径角度にほぼ相当する) も表示した。

Fig. 6 に、石英の産状と patterns 上における石英 c

Table 2. Geometrical data between fabric axes and central point of significant maxima analysed from synoptic diagrams in Fig. 5A-J.

Diagram A: $\theta/2=20-30$

$M_1^{\wedge}b = 55-65$	$M_1^{\wedge}a = 30-40$	$M_1^{\wedge}M_2 = 55-65$	$M_1^{\wedge}M_3 = 30-40$
$M_2^{\wedge}b = 75-85$	$M_2^{\wedge}a = 40-50$	$M_1^{\wedge}M_4 = 60-70$	$M_2^{\wedge}M_3 = 25-35$
$M_3^{\wedge}b = 80-90$	$M_3^{\wedge}a = 10-20$	$M_2^{\wedge}M_4 = 55-65$	$M_3^{\wedge}M_4 = 80-90$
$M_4^{\wedge}b = 65-75$	$M_4^{\wedge}a = 75-85$		

Diagram B: $\theta/2=20-25$

$M^{\wedge}b = 45-55$	$M^{\wedge}a = 35-45$
-----------------------	-----------------------

Diagram C: $\theta/2=20-30$

$M_1^{\wedge}b = 45-55$	$M_1^{\wedge}a = 40-50$	$M_1^{\wedge}M_2 = 20-30$	$M_1^{\wedge}M_3 = 80-90$
$M_2^{\wedge}b = 45-55$	$M_2^{\wedge}a = 40-50$	$M_1^{\wedge}M_4 = 15-25$	$M_1^{\wedge}M_5 = 40-50$
$M_3^{\wedge}b = 35-45$	$M_3^{\wedge}a = 60-70$	$M_1^{\wedge}M_6 = 55-65$	$M_2^{\wedge}M_3 = 70-80$
$M_4^{\wedge}b = 35-45$	$M_4^{\wedge}a = 60-70$	$M_2^{\wedge}M_4 = 35-45$	$M_2^{\wedge}M_5 = 20-30$
$M_5^{\wedge}b = 35-45$	$M_5^{\wedge}a = 60-70$	$M_2^{\wedge}M_6 = 70-80$	$M_3^{\wedge}M_4 = 75-85$
$M_6^{\wedge}b = 55-65$	$M_6^{\wedge}a = 80-90$	$M_3^{\wedge}M_5 = 50-60$	$M_3^{\wedge}M_6 = 85-90$
		$M_4^{\wedge}M_5 = 45-55$	$M_4^{\wedge}M_6 = 40-50$
		$M_5^{\wedge}M_6 = 85-90$	

Diagram D: $\theta/2=30-35$

$M_1^{\wedge}b = 45-55$	$M_1^{\wedge}a = 35-45$	$M_1^{\wedge}M_2 = 35-45$	$M_1^{\wedge}M_3 = 35-45$
$M_2^{\wedge}b = 70-80$	$M_2^{\wedge}a = 30-40$	$M_1^{\wedge}M_4 = 25-35$	$M_2^{\wedge}M_3 = 65-75$
$M_3^{\wedge}b = 70-80$	$M_3^{\wedge}a = 40-50$	$M_2^{\wedge}M_4 = 40-50$	$M_3^{\wedge}M_4 = 20-30$
$M_4^{\wedge}b = 70-80$	$M_4^{\wedge}a = 15-25$		

Diagram E: $\theta/2=25-35$

$M_1^{\wedge}b = 85-90$	$M_1^{\wedge}a = 50-60$	$M_1^{\wedge}M_2 = 50-60$	$M_1^{\wedge}M_3 = 85-90$
$M_2^{\wedge}b = 85-90$	$M_2^{\wedge}a = 0-5$	$M_2^{\wedge}M_3 = 70-80$	
$M_3^{\wedge}b = 15-25$	$M_3^{\wedge}a = 65-75$		

Diagram F: $\theta/2=30$

$M_1^{\wedge}b = 75-85$	$M_1^{\wedge}a = 5-15$	$M_1^{\wedge}M_2 = 25-35$	$M_1^{\wedge}M_3 = 30-40$
$M_2^{\wedge}b = 65-75$	$M_2^{\wedge}a = 15-25$	$M_2^{\wedge}M_3 = 20-30$	
$M_3^{\wedge}b = 70-80$	$M_3^{\wedge}a = 20-30$		

Diagram G:

$M_1^{\wedge}b = 65-75$	$M_1^{\wedge}a = 20-30$	$M_1^{\wedge}M_2 = 45-55$
$M_2^{\wedge}b = 55-65$	$M_2^{\wedge}a = 25-35$	

Diagram H:

$M_1^{\wedge}b = 70-80$	$M_1^{\wedge}a = 10-20$	$M_1^{\wedge}M_2 = 50-60$	$M_1^{\wedge}M_3 = 75-85$
$M_2^{\wedge}b = 75-85$	$M_2^{\wedge}a = 45-55$	$M_2^{\wedge}M_3 = 20-30$	
$M_3^{\wedge}b = 70-80$	$M_3^{\wedge}a = 75-85$		

Diagrams I and J are of intensively concentrated type.

Underlined letters denote the maxima belonging to the I.C.
 $\theta/2$ shows the angle between central point of diagram and point of significant maxima on small-circle.

軸の空間的配置との関係 (Distributional map) を Fig. 2 の代表的なものについて図示した (各図の記号は共通)。これによると, ① I. C. に属する石英が互に近接した部位に分布をみせるタイプ (Fig. 2 の A, B, D, E, F, G, H), ② I. C. と O. C. に分離不可分であるがまとまった集中域にプロットされるタイプ (Fig. 2 の I, J), ③ 明瞭な関係の示されない散在タイプ (Fig. 2 の C) の 3 つの型のあることがわかる。このうち①は数ヶ以上の石英がほぼ共通する結晶方位をもった方位領域 (preferred orientation domain) を形成しているのが一般的である。A. V. A. contour map (Axis distribution analytical contour map (Achsenverteilungsanalyse: A. V. A.)) を作成してみると, このような微視的な方位領域 (fine domain showing preferred orientation) の分

Fig. 6. Distributional map of quartz grains in a thin section, related to fabric patterns of Fig. 2.

A; Amphibole schist (520 grains of quartz). G; Plagioclase porphyroblastic gneiss (501 grains of quartz). H; Banded gneiss (520 grains of quartz). (A, G, H; same as in Table 1).

Dotted area shows the quartz grains belonging to inner circle; non-dotted area otherwise signifies those plotted on outer circle.

Fig. 7. Peak girdle of 530 pairs of c-axis angles of the adjoining quartz grains (500 grains) of biotite schist corresponding to Fig. 2D. 84° peak girdles based on Japanese-law twinning occupy 73 pairs (13.8%) within these pairs.

布の状態が一層明瞭に示される (WATANABE, 1971, 1974). これに対し, 上述の②および③にはこのような方位領域は示されていない。

Fig. 7 は, 隣接する石英 (c 軸) の粒間配位角度の大円面を, Fig. 2D を例にとってそのすべてを投影したものである (粒間配位角度はタイ・ラインによって示される). タイ・ラインの重複密集した部分は, Fig. 2 のそれぞれの patterns に対照してみると, patterns の O. C. 上の極大域によく一致していることが読みとれる. この関係をより判りやすく示したのが Fig. 8 の π -pole diagrams である. すなわち, 投影した大円面の極 (π -pole) によって示される濃集極大域は組織軸 b によく一致していることを, 粒間配位角度 84° の π -pole diagrams から読みとることができよう (隣接する石英粒間角度頻度曲線で特徴のあるモード* のうち 84° と 60° のもののみ図示した). 図にみられる通り, 84° π -pole diagrams では, やや散在した girdle を示すものの組織軸 b によく一致した 7~15% 程度の高濃集極大域を示しているのに対し, 60° π -pole diagrams では組織軸 b に必ずしも一致した濃集域を示さず, むしろ無傾向ともいい得るかも知れない. 以上のことは, O. C. に沿って 84° の粒間配位角度のもの ($C \wedge C = 84^\circ$ のものは, 日本式双晶関

係にある 2 ケの石英の粒間配位角度を意味する. 後述) が比較的多く並列しており (もし図中に日本式双晶面 ($11\bar{2}2$) を投影するならば, それらの面は diagram の基円 ((perimeter) に垂直に, O. C. 上に図示される), 一方, 60° の粒間配位角度をもつものは O. C. 上に並列する傾向が顕著ではないことを意味している。

IV. 討論とまとめ

SANDER (1930, 1950, 1970) が組織軸 b を対称軸とした石英 c 軸の cone-shaped arrangement を Saxony (GDR) の Ore Mountains の tectonite ではじめて記載して以来, “B clefted ac-girdle”, “Cleft girdle” あるいは “Double cone-shaped orientation”, “Duplicate spheroidal symmetry” といった名称で, 二重サークルをもつ pattern が多くの研究者, 例えば FAIRBAIRN (1939, 1949), INGERSON (1951), Ho (1946) や ROWLAND (1946) などによって各種の tectonites について記載されてきた. 今まで世界各地で知られてきたものを, HOFMANN (1973b) によってリストアップされたものにその後のデータを加えて Table 3 に示す. 表にみられる通り, 試料は high grade tectonites (diopside-quartz gneiss, pyroxene-quartz gneiss, granulite, migmatite, anatexite, pencil gneiss, quartz bearing marble), low grade tectonites (quartzitic phyllite, mica schist), metamorphic quartzites, mylonitic rocks (Precambrian granodiorite-mylonite, Carboniferous sandstone-mylonite), altered rocks (sericite-quartz-pyrite rock, anthophyllite-cordierite rock), intrusive quartz bearing magmatites (syn- および latesynkinematic) など, 広範囲の tectonites および magmatites (HOFMANN, 1973b) にわたっている. HOFMANN によると, single あるいは double small-circle orientation は, 通例, 著しく強く sheared, microfolded あるいは faulted の高~低変成の tectonic metamorphites (緑色片岩相, アルマンディン角閃岩および白粒岩相の blastomylonitic rock, mylonite あるいは断層面での変形石英脈など) に認められ, そこでは組織軸 b に極端に伸長した石英あるいはその集合体が見られるという. いいかえれば, 組織軸 b を対称軸とした small-circle orientation は著しく強い cataclastic deformation をこうむった tectonites に共通して認められる特徴であるとしている. 事実, これら patterns 形成の機構について, Table 3 にあげた著者らを含めて多くの研究者は Fracture hypothesis (SCHMIDT, W. 1928 ; SANDER, 1930 ; SCHMIDT, K. 1932, 1957 ;

* 84° , 77° , 60° , 38° および 5° が特徴あるモード. WATANABE (1971) によれば, 84° , 77° , 60° , 51° , 33° , 9° (または 4°) が知られている.

Fig. 8. π -pole diagrams of 84° peak girdle.

D; Biotite schist (73/530 pairs). Contours 1—2—3—4—5%. Max. 9.0%

E; Biotite schist (136/1004 pairs). Contours; 1—2—3—4—5%. Max. 14.0%

F; Plagioclase porphyroblastic gneiss (46/494 pairs). Contours; 1—2—3—4—5%. Max. 7.0%

I; Banded biotite gneiss (80/1058 pairs). Contours; 1—2—3—4—5%. Max. 15.0%

D, E, F, H, I; same as in Table 1.

π -pole diagrams of 60° peak girdle.

E; Biotite schist (121/1004 pairs).

Contours; 1—2—3—5%. Max. 8.9%

H; Plagioclase porphyroblastic gneiss (79/700 pairs). Contours; 1—2—3—5%. Max. 10.8%

GRIGGS & BELL, 1938; FAIRBAIRN, 1939, 1949; KOARK, 1956; GREEN *et al.*, 1970; PAULITSCH, ed., 1970; SUZUKI, 1970; HOFMANN, 1973a & b, 1975) によって説明している。

しかしながら、西堂平変成岩体で得られた patterns (Fig. 2A~J およびそれらの合成図 Fig. 4-(1), -(2)) のいずれも、組織軸 *b* を二重サークルの対称の中心にもっ

ていない。すなわち small-circle の半径角度 ($\theta/2$) の中心点は組織軸 *b* ではない。このことは、組織軸 *b* が黒雲母または角閃石の定向並列方位を示すものと規定しているので、伸長した石英 *c* 軸方位が本質的に組織軸 *b* 方位に並列配位されたものではないことを示している。

SANDER (1930) によつてのべられ、後に GRIGGS & BELL (1938) の実験で展開された fracture hypothesis によれば、変形初期に石英粒は系統的な裂動をこうむり、その結晶軸 (crystal axes) に平行な針状片となり、偏圧運動方向 *a* に平行に、剪断面 (shearing plane) に回転配位される。その結果、次の3つの仮定すなわち、① needles of quartz are oriented with their axes parallel to *a* of the fabric, ② one of the bounding planes of each needle lies in the *ab* plane, ③ bounding surfaces are almost commonly rhombohedrons を設定することによって、quartz needle maxima I~VIII の理想的位置が規定されるという。しかしながら、西堂平変成岩体の patterns の特徴は、fracture hypothesis にもとづく “deformation” patterns として説明し難いものを示している。

これに代わる説明として、著者の一人は西堂平変成岩

Table 3. Single and double small circle orientation of quartz in tectonites—a brief review of recent publications.

<u>High Grade Tectonites</u>		
Diopside-quartz gneisses	Forno regions, Alps/Italy	Drescher-Kaden(1969)
Pyroxene-quartz gneisses with blastomylonitic fabric	Shear zone between Pre-cambrian belomoridic and caleridic zone, Carelian SSR/USSR	Puskarev & Surkin(1967) Hofmann(1973a)
Granulite, Migmatite & Anatexite	Saxony	Behr(1961,1967) Seng(1931), Behr(1964)
Pencil gneisses	Ore Mountains/GDR, shear zone of syn-tectonic origin	Sander(1965), Behr(1964)
Pencil gneisses	Doubravcany, Bohemian massif/Czechoslovakia	Nemec(1965), Hofmann(1973a)
Quartz bearing marbles, folded	Mama region, Siberia/USSR	Kazakov(1967)
<u>Low Grade Tectonites</u>		
Folded quartzitic phyllites and sericite gneisses	Ore Mountains/GDR	Lehmann(1967)
Quartzitic phyllites, micro-folded & sheared	Ore Mountains/GDR	Petschat(1967)
Mica schists, R-tectonic	Ore Mountains	Hofmann(1973b)
Mica schists	Abukuma Mountains, Japan	Watanabe(1971)
<u>Metamorphic Quartzites</u>		
Metaquartzite	Singhhum shear zone, India	Banerji(1962) Sarkar(1966)
Metaquartzite	Palnad region/India	Rao(1953)
Metaquartzite, folded	Ore Mountains/GDR	Hofmann(1973b)
<u>Mylonitic Rocks</u>		
Mylonites in Precambrian granodioritic rocks	Fault zone of Kirovograd, Kazanskij et al.(1970)	
Mylonites in Carboniferous sandstones	Ukrainian SSR/USSR	
	Fault zones of the Niki-tovka Ore field, Ukrainian SSR/USSR	Hofmann & Korcemagin (1973)
<u>Magmatites</u>		
Magmatite, quartz bearing, syn-kinematic and late-synkinematic		Behr(1961,1967)
<u>Altered Rocks</u>		
Sericite-quartz-pyrite rock, anthophyllite-cordierite rock	Hitachi Copper Mine, Japan	Watanabe(1974,1975)

体の patterns を石英粒集合体の 日本式双晶成立に起因した “growth” patterns であると結論したことがある(渡辺, 1969; WATANABE, 1971, 1974). 予察的測定によって得られた patterns の性格を検討したのち, 厳選された薄片試料数枚について, 各 3000~4000 ケの石英粒 c 軸方位の全面測定をおこない, 構成する石英集合体の配位関係 (neighbour-grain coordination) と pattern 成立の因果関係を検討した結果を次に要約してみたい(典型的な pattern を Fig. 3 に示す. Fig. 9 は Fig. 3 に

対応した解析 diagram を示す). (i) 典型的な double cone-shaped pattern を示すが組織軸 b はその対称の中心から偏在する. 5% 程度の極大域は O. C. に属する. (ii) Axis distribution analytical contour map を作成してみると, I. C. および O. C. に属する石英粒個々の薄片試料内における配置は, I. C. および O. C. それぞれ異った微視的な方位領域 (fine domain showing preferred orientation) を形成している. (iii) 微視的方位領域を構成している, 互に隣接する石英粒の粒間配位角

Fig. 9. Theoretical projection of quartz triplet aggregation forming intergranular coordination after Japanese-law twinning relation. Dotted-lines show the practically obtained growth-pattern corresponded to Fig. 2. Solid circles: Disposition of each grain in triplet relation combined with solid line denoting the projection on inner-circle side, in case grains A, B and C have two Japanese-law twinning relation ($A \wedge B = 84^\circ$, $B \wedge C = 84^\circ$, $A \wedge C = 60^\circ$). Open circles: Disposition of each grain in triplet relation combined with broken line denoting the projection on outer-circle side, in case grains A, B and C have two Japanese-law twinning relation. Solid triangle: Intersection disposition of two Japanese-law twin-planes ($11\bar{2}2$) formed on the coordination of grains A, B and C. Duplicate solid triangle: Intersection disposition of two Japanese-law twin-planes in triple relation on the foliation plane (F). If the coordination relation for triplet is rotated to shift to adjoining disposition as shown in the figure, quartz grains in triplet aggregations have two rotational paths; the double cone-shaped girdle. Hereby, both of inner- and outer-circles are respectively made up regardless of the spatial disposition of the fabric coordinate 'b'.

度の頻度曲線を作成してみると、その中心モード値は、 84° , 77° , 60° , 49° (51°), 33° , 9° である (モード・レンジは $\pm 5^\circ$)。計測された全てのペアの $3/4$ はこれらモードのいずれかに属している (これら $3/4$ のペアを

coordination 関係にあると称した)。(iv) 隣接する石英 c 軸間で形成される粒間配位角度の大円面を投影してみると、その大部分は O. C. に沿ってその特定部位に濃集する。その部位は Fig. 3 で示される極大域に完全に一致している。一方、I. C. に投影される石英粒は必ず O. C. に属するものとの間に、いわゆる“橋 (bridge relation)”をもっている。このことは、 84° の“peak girdle”を作成してみると一層明瞭となる。以上の事柄を最も合理的に説明するものとして、石英の日本式双晶 (GOLDSCHMIDT, 1897, 1923; KOZU, 1952) 形成にもとづく配位によるとする考え方、すなわち石英粒の三つ組 (triplet) または四つ組 (quadruplet) が 1 集合単位となり、その中で個々の石英は ($11\bar{2}2$) を双晶面とした日本式双晶関係に配位・生長することによって 84° 、さらに第 3 または第 4 の石英粒との間に 84° , 60° , 51° (測定にもとづく統計値では 49°), 33° , 4° (同様に 9°) の粒間配位角度が形成されることを結晶学的に考察し、得られた pattern の説明をしたことがある。この説明は Fig. 8 の π -pole diagram によって推察される事柄、すなわち、O. C. 上に一对の日本式双晶関係が確立されている可能性、さらに第 3 の石英粒は I. C. 上にあり、これら triplet による粒間配位角度の特徴のあるモード 84° , 84° , 60° …… が形成されているのではないかといった予想を裏付けるものかも知れない。前論文 (1971) では、さらに、 77° の粒間配位については、これが gliding nature (deformation) をもつ石英粒間に多産することから、隣接する石英粒が互いの r ($10\bar{1}1$) を共有すること (r -coordination と称した: Estérel-law twin) によって 77° の粒間配位角度は成立し得ること、さらに日本式双晶から Estérel 式双晶に転位している例を示し、その転位角度は $23^\circ 24'$ であることをのべた。以上の考察は薄片下での石英集合の状態をよく説明できるものをもっている。このようにみてくると、西堂平変成岩体の各岩相から得られた patterns は、いわゆる“fracture hypothesis”で解明できるものではなく、むしろ日本式双晶成立を基幹 (coordination 関係にあるものの 90% 前後を占める) とした粒間配位 (intergranular coordination) によって確立された二重サークル patterns として説明するのが妥当であろう (coordination 関係にあるペアのうち $9\sim 10\%$ は r -coordination で占められる)。双晶形成にもとづく粒間配位によって確立されたものを“growth pattern”と称することができるとすれば、この論文で筆者等の示したもの (Fig. 2A~G) はその典型的なものと理解される (Fig. 2H~J は不明瞭で、こ

の説明は現在のところ困難である。しかしながら、それらに対応する Fig. 4-(2) では二重サークル性は概括的にうかがい知れよう。

Growth pattern の観点から石英の fabric 解析を試みた例としては、舟橋 (1961), TROMMSDORFF & WENK, E. (1963), WENK, H. R. & TROMMSDORFF (1965), 渡辺 (1969), WATANABE (1971, 1974), OHTA (1972), HUNAHASHI (1973), HOE & OHTA (1975) がある。その他、斜長石や他の珪酸塩鉱物、硫化鉱物の結晶粒間の fabric または mechanical twinning をとり扱ったものに、KLASSEN-NEKLYUDVA (1964), HUNAHASHI & HOE (1973), WATANABE & SUGIYAMA (1975) がある。

以上にのべてきた fabric patterns の特徴、変成過程に伴われた patterns の変化傾向、その解析の結果などに、第1報ですでにのべた討論を加え、現在、筆者らが考えている西堂平変成岩体の地質学的位置づけを次にとりまとめてみたい。

1) 西堂平変成岩体は単一の変成作用によって形成された。これは stage の違い、すなわち、片岩形成と片麻岩形成とが stage by stage に、いいかえれば累進的に行われたものであるとの結論は、fabric の解析結果からも裏付けられよう。当該岩体が複変成作用をこうむった可能性もあるとの見解もあるが (たとえば加納・黒田, 1968; 総研阿武隈グループ, 1969; 黒田・加納, 1970), その根拠としたアルミノ珪酸塩鉱物の共生産出状態は、筆者らの検討では片岩類形成時に含アルミノ珪酸塩鉱物黒雲母片岩、含不透明鉱物黒雲母片岩および珪質 (レプタイト) 片岩 (すなわち片岩類の下盤側) 中に斑状変晶として形成されたもので、これが次に引き継ぐ片麻岩形成の末期に、上述片岩類の岩石組織の変化を伴わずに (すなわち石英 fabric の改変を伴わずに)、鉱物共生の改変すなわちアルミノ珪酸塩鉱物の一部が白雲母によって置換されたものであることを示している。

2) ただし、当該岩体の北部延長にありながらも、西堂平変成岩体と同様に独立した一つの構造単元を形づくっている、いわゆる“玉簾角閃岩体”は西堂平変成岩体と同一時相の変成作用によって形成されたものであるが、日立変成岩類 (いわゆる“日立古生層”の下部層群を構成する^{たいへいだ}太平田層・^{かみね}神峰層・^{おおかどや}大角矢層をその原岩とする) が形成された安倍族造山・変成作用をこうむっている。すなわち複変成産物であることが報告されている (WATANABE, 1971)*。

3) 西堂平変成岩体の変成時代は先安倍族造山期 (先

下部デボン紀) としかわかっていない。おそらくは先カンブリア紀とする傍証をすでに第1報でのべたが、K-Ar dating では 98 m. y., 101~118 m. y. の値しか知られていない。他の方法による絶対年代の決定は将来の問題であらう。

4) 西堂平変成岩体の fabric patterns は組織軸 b をその対称の中心としない “double cone-shaped orientation (duplicate spheroidal symmetry)” を特徴とし、石英の日本式双晶配位をその起因とした growth pattern で説明される。これら patterns の変成過程に伴われる変化傾向は、岩体を構成する各岩相の変成過程やそれらの空間的配置といった野外事実とよく調和している。しかしながら、片岩類から片麻岩類へと累進的変成過程をたどる場合、典型的な二重サークル性から、集中型 patterns に転化していくのは何故か、いかなる要因によるのかといった点は今回は明らかにされなかった。これは今後の課題であるが、あわせて日本式双晶配位に起因する growth pattern がいかなる要因・条件で形成されるものか、また、fracture hypothesis で説明可能な tectonites が一般的だとされる中で、growth pattern を示す tectonites がはたして普遍的に形成されているものかどうか、今後の課題は多としなければならない。

謝辞 舟橋三男・湊正雄両先生には現地に幾度となく御来駕いただき御指導を賜った。また、室内にあっては両先生・土屋肇・許成基・太田昌秀・内山幸二・井口隆・高畑裕之の各氏には有益な討論と指導を賜った。日本鉱業株式会社ならびに日立鉱山株式会社には多くの便宜をいただいた。このことを銘記し上記の方々に厚くお礼申し上げるものである。

文 献

- BANERJI, A. K., 1962: Cross-folding, migmatization and ore localization along the Singbhum-Shear-Zone south of Tatanagar, Bihar, India. *Econ. Geol.*, **57**, 50—71.
- BEHR, H. J., 1961: Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des sachsichen Granulitgebirges. *Freib. Forsch.-H.*, [C], **119**, Berlin, 1—118.
- 1964: Korngefügefazies der Zweigturtektonite im Kristallinen Grundgebirge Sachsens. *Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Huttenwesen u. Montangeologie*, **1**.
- , 1967: Zur tektonischen Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkörngefüges (1). *Freib. Forsch.-H.*, [C], **215**, Leipzig, 9—59. (II), *Freib. Forsch.-H.*, [C], **219**, Leipzig, 33—98, 1968.

* 別の機会に、嶋岡が詳述する予定。

- DRESCHER-KADEN, F. K., 1969: *Granitprobleme*. Akademie-Verlag, Berlin.
- FAIRBAIRN, H., 1939: Hypotheses of quartz orientation in tectonites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **50**.
- , 1949: *Structural petrology of deformed rock*. Cambridge.
- GOLDSCHMIDT, V., 1897: *Kristallographische Winkeltabelle*. 432p. Berlin.
- , 1923: *Atlas der Kristallformen*, "Quarz", **8**. Heidelberg.
- GREEN, H. W., GRIGGS, D. T. and CHRISTIE, J. M., 1970: Syntectonic and annealing recrystallisation of fine-grained quartz aggregates. In PAULITSCH, ed.: *Experimental and natural rock deformation*, 275—335. Springer-Verlag.
- GRIGGS, D. and BELL, J. F., 1938: Experiments bearing on the orientation of quartz. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **49**.
- HO, T. L., 1964: Petrofabric analysis of some Mutai schist. *Amer. Miner.*, **20**, 109.
- HOE, S. G. and OHTA, Y., 1975: Neighbour-grain co-ordination of feldspar and quartz in porphyroblastic domain. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **81**, 671—682.
- HOFMANN, J., 1973a: Das Quarzgefüge metamorpher Gesteine am Beispiel des Ostererzgebirges/DDR. *Freib. Forsch.-H.*, [C], **291**, Leipzig.
- , 1973b: Small-circle orientation of quartz in tectonites — Tectonic signification and interpretation. *Recent Researches in Geology, Univ. of Delhi (in a collection of papers in the honour of Prof. A. G. Jhingran on his sixty-fifth birthday)*, 296—310.
- and KORCEMAGIN, V. A., 1973: c-Achsenorientierung von Quarz in kataklastisch deformierten Sandsteinen und in Quarzharnischen der Lagerstätte Nikitowka/Donetsk-Becken (UdSSR). *Z. geol. Wiss. Berlin*, **1**, 683—701.
- , 1975: Betrachtungen zur Typisierung von Regelungsbildern des Quarzteilgefüges (c-Achsenorientierung) von Metamophiten s. str., Migmatiten und Anatexiten des Saxothuringikums (DDR) und Berücksichtigung rheologischer Aspekte. *Ibid.*, **3**, 333—361.
- 舟橋三男, 1961: 千才鉾山含金石英脈のゲヒューゲ解析. 鉾山地質 10 周年記念特別号, 41—46.
- HUNAHASHI, M., 1973: Quartz fabrics in an epithermal ore vein. *Contr. Miner. Petr.*, **39**, 157—170.
- and HOE, S. G., 1973: Plagioclase fabrics in some metablastic rocks. *Ibid.*, **41**, 119—129.
- INGERSON, E., 1951: Fabric criteria for ripple mark etc. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **51**, 724.
- 加納 博・黒田吉益, 1968: 阿武隈高原の変成作用. とくに紅柱石・藍晶石・珪線石の共存に関して. 変成帯, no. 5, 12—16.
- KAZANSKIJ, V. J., KUZNECOV, A. V. and PROCHOROV, K. V., 1970: Drevnie tektonity Kirovogradskoj zony razlomov. *Izv. Akad. Nauk SSSR*, Moskva, **12**, 3—14.
- KAZAKOV, A. N., 1967: Mikrostrukturnaja orientirovka kvarca v skladke. *Trudy Laboratorii geologii dokembrija, Akad. Nauk SSSR, Leningrad*, 38—43.
- KLASSEN-NEKLYUDVA, M. V., 1964: *Mechanical twinning of crystals*. 213p. Consultants Bureau, N. Y. (Transl. of *Mekhanicheskoe dboinikobanie kristallov*, 1960).
- KOARK, H. J., 1956: Gefügeregel und Gefügegenität in einem Quarz in Quarz-B-tektonit. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, **37**, 43—78.
- KOZU, S., 1952: Japanese twin of quartz. *Amer. Jour. Sci.*, *Bowen Volume*, 281—292.
- 黒田吉益・加納 博, 1970: 天然における紅柱石—藍晶石—珪線石の平衡関係について. 鉱物雑, **9**, 497—406.
- LEHMANN, A., 1967: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Nossen-Wildsuffer Schiefergebirge. *Diploma thesis, Libr. Sect. of Geosciences, Freiberg Mining Academy, Freiberg*.
- NEMEC, D., 1965: Quarzgefügeuntersuchung in Stengelgneisen von Doubravcaný (Zentralböhmen). *Zschr. Geologie, Berlin*, **14**, 814—828.
- OHTA, Y., 1972: Plagioclase porphyroblasts from an amphibolite paleosome. *Lithos*, **5**, 73—88.
- PAULITSCH, P., ed., 1970: *Experimental and natural rock deformation*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg—New York.
- PETSCHAT, U., 1967: Strukturelle Untersuchung des Nordwest-Teils der Lagerstätte Niederschlema-Alberoda auf den tieferen Sohlen des Grubenfeldes. *Diploma thesis, Libr. Sect. of Geosciences, Freiberg Mining Academy, Freiberg*.
- PUSKAREV, Ju. D. and SURKIN, K. A., 1967: Osobennosti stroenija zony soclenenija belomorid i karelid i morfologiceskie tipy blastomilonitov. *Akad. Nauk SSSR, Trudy Laboratorii geologii dokembrija, Leningrad*, 74.
- RAO, M. S., 1953: Structural petrology of some quartzites of Falnad. *Proc. Nat. Inst. Sci. India*, **19**, 281—289.
- ROWLAND, R. A., 1946: Grain shape fabrics of elastic quartz. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **57**, 547.
- SANDER, B., 1930: *Gefügekunde der Gesteine*. Springer-Verlag, Wien.
- , 1950: *Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper II*. Springer-Verlag, Wien (*An introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies*, 641p., 1970, Pergamon Press, Oxford).
- SARKAR, S. C., 1966: Structures and their control of the ore mineralization in the Moinajharia-Mosaboni-Surda section of the Singhbhum Copper Belt, Bihar.

- Contributions to the Geology of Singhbhum, Jadavpur Univ., Calcutta*, 75—83.
- SCHMIDT, K., 1932: *Tektonik und Verformungslehre*. Berlin.
- , 1957: Petrotektonische Studien im Gebiete des Sonnblickkerns. *Tsch. Min. Petr. Mitt.*, **6**, 188—205.
- SCHMIDT, W., 1928: Zur Regelung zweiachsiger Mineralien in kristallinen Schiefen. *N. Jb. f. Miner., Abh.*, **57**, 203—222.
- SENG, H., 1931: *Gefügeeigenschaften von Granuliten*. Berlin.
- 嶋岡 博・渡辺 順, 1976: 先安倍族造山期西堂平変成岩類の研究。—その 1, 岩質とその分布状態—。地質雑, **82**, 531—542.
- 総研阿武隈グループ, 1969: 阿武隈高原の複変成作用—とくに十字石と藍晶石の発見について。地質学論集, no. 4, 83—98.
- SUZUKI, T., 1970: Röntgenographische Gefügeanalyse mit dem Zählrohr-Texturgoniometer von Quarzschiefern aus zentral Shikoku, Japan. In PAULITSCH, ed.: *Experimental and natural rock deformation*, 1—18. Springer-Verlag.
- TROMMSDORFF, V. und WENK, E., 1963: Diskussion eines Zwillingsgefüges durch Achsenverteilungsanalyse an Quarz eines Tessinergneisses. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **43**, 687—698.
- 渡辺 順, 1969: 先 Abean 系のゲヒューゲ解析—とくに polymetamorphism の影響—, ペトロロジスト, 構造岩石学特集号—とくに鉱物の優位配列について, 1—16.
- WATANABE, J., 1971: Petrofabric analysis on the basement complex of the southern Abukuma Plateau, Japan. *Pacific Geology*, **3**, 67—93.
- , 1974: Quartz fabrics in alteration zones surrounding the Hitachi copper deposits, Abukuma Plateau, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, [IV], **16**, 145—192.
- and SUGIYAMA, S., 1975: Lattice fitness of neighbouring pyrite grains in pyrite porphyroblastic domains in certain ores. *Ibid.*, **17**, 73—88.
- WENK, H. R. und TROMMSDORFF, V., 1965: Koordinationstransformation, mittelbare Orientierung, Nachbarwinkelstatistik. *Beitr. Miner. Petr.*, **11**, 559—585.