日高変成帯南端，豊似岳周辺のミグマタイトの構造

第2部 構造運動と変成作用の関連について

春 日 井 昭*

(1957 年 2 月 13 日受理)

Tektonische Untersuchungen der Toyonidake-Migmatitdom und seines
Umkreises, im Südende der Hidaka-Metamorphischenzone, Hokkaidô
Teil 2. Zusammenhänge zwischen der Tektogenese und dem Metamorphismus

Akira KASUGAI

(Zusammenfassung)

Aus den beobachteten Gefügeverhältnissen lässt es sich verstehen, dass in der Schieferhornfelszone, nicht nur der Gneis (I) selbst, sondern die grossen Plagioklaskristalle im Migmatit sich unter der Tektogenese gebildet haben, aber Quarz, Biotit und Cordierit des Migmatits in der Schlussperiod dieser Tektogenese kristallisiert sind. Diese Bewegung entspricht hier notwendig der b-Striemung I.

In der Domzone anderseits, sind sowohl die Hornblenden [001] als die Plagioklase [100] parallel mit b-Striemung II. Und das Quarzgefüge zeigt, wie stark und lang die Tektogenese, welche diese Gefügeregelung bildete, bis zur der Quarzbildungsperiode nach forgenden Zeit fortgewirkt hatte.

Dies alles in Betracht ziehend, können wir diese orogenetische Entwicklung in die folgenden Zeitabschnitten teilen.

- (1) geosynklinale Sedimentation (meistens im Mesozoikum)
- (2) Hornfelsbildung
- (3) Tektogenese, die der b-Striemung I entspricht: (Domzone), (Schieferhornfelszone) Schieferigwerden des Hornfelsen, Gneis(I)-, Cordieritmigmatitbildung: (Hornfelszone) Schieferigwerden in einem Teil: (ganzes Gebiet der Hidaka-Metamorphischenzone) Migmatitbildung nach Nord-Süden Richtung
- (4) Tektogenese, die der b-Striemung II entspricht: (Domzone) Vergrossung der Migmatisierung, Gestaltung des domartigen Baus, Aufsteigerung der Domzone selbst, Umbildung des Gneises (II): (Schieferhornfelszone) Schieferigwerden, Zertrümmerungsbewegung: (Hornfelszone) Zerbrechen: (Süd-Hidaka-Bezirk) Gestaltung der einigen Dombaue
- (5) Bröckebewegung, Verwerfungsbewegung (z. T. im Neogen)

Von den Beziehungen zwischen jeder Striemung aus, glauben wir, die Intrusion des Tonalits in die Schieferhornfelszone zwischen (3) und (4) entstanden ist.

- ま え が き
- I. 源 岩 について
 - II. 黒雲母ホルンフェルス
 - III. 片状ホルンフェルス
 - IV. 黒雲母片麻岩

角閃石の平行配列と b-線構造について
石英の配列型と運動量について

- 石英の特殊な波動消光について
斜長石の平行配列と双晶について
斜長石・黒雲母の粗粒化の初期の段階と構造動運

V. 堇青石ミグマタイト

VI. 英雲閃緑岩

ま と め
今 後 の 問 題

* 北海道学芸大学札幌分校

地質学雑誌 第 63 巻 第 744 号 1957 年 9 月

ま え が き

第1部で、筆者はおもに構造要素から、構造運動を時間的に分類し、そのおのおののあいだの関連についてのべた。この第2部では、各種の変成作用・ミグマタイト化の過程をあきらかにし、これらと構造運動とがどのように相互に関連しあうものであるかについてのべる。また英雲閃緑岩の進入と構造運動の関係についても、最後にふれることにする。

なお、組織解析を併用した理由とその方法は、第1部の『研究の目的と方法』の項ですでにのべた。

I. 源 岩* に つ い て

ホルンフェルス化の程度の低い部分では、源岩の性質をひじょうによく残している。一般に斜長石の残晶の粒度は平均が1~2mmのあいだにある。ドームの東側の黒雲母ホルンフェルスには、細粒砂岩源と思われるものが多い。石灰質団球²⁴⁾の多い部分に、幾分石灰質の岩相があるが、一般に各岩石種とも珪ばん質の堆積岩を源岩とするものである。

II. 黒雲母ホルンフェルス

ドームの東側の黒雲母ホルンフェルス中、再結晶が完全で、典型的なホルンフェルスの組織を示すものは、30~50%の斜長石(An 30~37: 単晶が80%以上)と黒雲母(X=淡褐, Y=Z=褐; Nz=1.638~1.644)と石英(量比不同, 平行配列はみとめられない)からなる。柎榴石・堇青石を含む岩相は少い。電気石は、とくに炭質物の多い部分に密集している。粗粒な黒雲母の点紋状の集合をすどく切つて、石英の細脈(巾1~2mm)が網目状に入る。この石英脈は、緑泥石化を伴わない。

造山帯の深部で、広範にミグマタイト化が進んでいた時期には、その上部を占めていたこのホルンフェルス域は、すでに片麻岩形成期に造られた弱い片理に沿つて、黒雲母の点紋**状の集合(斑状変晶)を造り、局部的に粗粒化が進み、弱い破碎に伴われて、この網目状の石英脈が造られたものと考えられる。

第12図 片状ホルンフェルス中の優白質細脈(中央)

1. 黒雲母, 2. 白雲母, 3. 堇青石, 4. 石英, 5. 斜長石 (矢印はその結晶軸aの方向を示し, その長さは, 薄片(a, c面)と結晶軸aとの交角(数値)を3段階に示す.)

III. 片状ホルンフェルス

ドームの南側の片状ホルンフェルスでは、石英の平行配列と、伸長のみられない部分(層)と、そのわずかにみとめられる部分(層)とがほそい(5~15mm)縞(片理)をつくっている。この縞の中で、滑動の量

* いわゆる日高地向斜の堆積岩には、ジュラ紀のものも少なくないと考えられている⁷⁾。また、最近湊ら¹⁴⁾は、従来、日高層群といわれてきた粘板岩から、白亜紀と考えられる化石を報告している。

** この点紋は幾分伸びたレンズ状(1~2mm)のもので、その伸びの方向は、b-線構造(I)に平行なものが多い。

第 13 図

第 14 図

第 15 図

第 16 図

第 17 図

第 18 図

第 19 図

第 13, 14, 15 図 片状ホルンフェルス(第 12 図)の斜長石の [100], (010), (001), 50個, (2—4—6—8—10—12%, 以下同じ)

第 16 図 同斜長石の [100], 円印は比較的大きい結晶, 黒点は小さい結晶, 50 個

第 17 図 同石英の [0001], 100 個

第 18, 19 図 同優白質脈と優黒質部の黒雲母の (001), とともに 100 個

のより大きい部分(層)の石英が平行配列と伸長をより強く示すものと考えられる。この運動量のより大きい部分(層)に沿って, おもに石英が増加し(片麻岩に近づくにしたがい斜長石も増加し), 白黒の縞をつくるようになる*(第 12 図)。この縞の白い部分の石英は, とくに破碎・粒状化がけんちよである。またこのような岩相では, 石英が少い。しかし他の構成鉱物は, い然としてホルンフェルスのそれとほとんど変らない光学性を示している**。

* これは, 片麻岩に縞が造られて行く初期の状態を示すものと考えられる。

** 片状ホルンフェルスは, 他の岩石種に較べて SiO_2 がかなり少い⁹⁾。これは, 一連の片状化の初期には, 石英のみが粒状化し, 移動しやすい状態に達し, 排出されたためと考えられる。石英脈や, 石英のレンズ状集合のいちじるしい成長が, すでにこの時期におこなわれている。

第 20 図

第 21 図

第 22 図

第 23 図

第 24 図

第 20, 21, 22 図 黒雲母片麻岩 (II) の斜長石の [001], (010), (001), 100 個

第 23 図 同石英の [0001], 波動消光を示す, 43 個

第 24 図 同黒雲母の (001), 100 個 (2—4—6—8—10—12%)

一般に片理の強い部分は、線構造もけんちよで、その方向は、次にのべる黒雲母片麻岩 (I) のそれと全く一致する。ホルンフェルス化の後に、黒雲母片麻岩 (I) の形成期の運動 (b-線構造 (I) に対応される) の影響の強かった部分が、選択的に片状ホルンフェルスになったものと考えられる。なお剪断帯の前後が片状化していることがあり、片麻岩 (I) 形成期の運動と、剪断運動とが重複している部分もある。

IV. 黒雲母片麻岩*

黒雲母片麻岩には、ドームの南縁に細長く分布するものと、片状ホルンフェルス帯に分布するものとがあつて、この両者は、地質構造上の位置も、また岩石の性質もいちじるしく異なるものである。前者を黒雲母片麻岩 (II)，後者を黒雲母片麻岩 (I) として分けて記載する。

i) 黒雲母片麻岩 (I)

第 12 図の片状ホルンフェルスのように白黒の縞の優白質の部分に、粗粒な石英の極端に多い片麻岩もあり、このようなものでは優黒質の部分に依然としてホルンフェルスの組織を残している。黒雲母片麻岩 (II) ととくに異なる点は、縞 (片理) の不鮮明な部分が多いこと、石英の平行配列が弱く、その極大域の型のちがうこと (後述) および斜長石 (An 24~32) により双晶の少いこと (第 49 図) などである。黒雲母はとくに濃色で、X=褐, Y=Z=赤褐, Nz=1.635~1.639 である。

ii) 黒雲母片麻岩 (II)

白黒の縞が鮮明で、その間かくも一定 (5~10 mm) である。この縞のいずれをとわず、斜長石の

* これは前に縞状片麻岩として報告した⁸⁾ものをも含む。

第 25 図

第 26 図

第 27 図

第 28 図

第 25, 26, 27 図 角閃岩中の斜長石の [100], (010), (001), 100 個

第 28 図 同角閃石の [001]—(円印と) (110), 63 個
(2—4—6—8—10—12%)

量比はほとんど変わらない。石英は黒雲母片麻岩(I)よりもさらに少い(第 48 図)。黒雲母は粗粒な部分でも赤味が強く, $X=$ 褐, $Y=Z=$ 赤褐, $N_z=1.634\sim1.636$ である。この種の片麻岩中には, その片理に平行に細長い(巾 10 m 前後)の角閃岩がみられる。この角閃石($X=$ 褐, $Y=$ 淡褐, $Z=$ 淡褐緑, $c^\wedge Z < 18^\circ$, $N_z < 1.685$)も斜長石($An\ 25\sim54$, $A=$ 双晶⁹⁾が多い)も片麻岩の斜長石($An\ 22\sim41$, $A=$ 双晶が 50~75% を占める—第 49 図)と同様, けんちよな平行配列を示す(第 25, 26, 27 図)。とくに石英の伸長と平行配列(後述)が強く, さらに特徴的な波動消光を示す。

黒雲母片麻岩(I)がつくられた一連の変成期の末期——その位置ではわずかに石英のみが再形成できるような条件にあった時期——には, この片麻岩(I)中の石英の性質から, 構造運動(b-線構造(I)に対応する)は, ほとんど終つていたと考えられる。その直後, この片麻岩(I)をも

まきこんで, 片麻岩(II)がいちじるしい構造運動*(b-線構造(II)に対応される)にともなわれてかたちづくられたと考えられる(前述)。片麻岩(II)の石英のけんちよな伸長と平行配列, およびその特異な波動消光は, この片麻岩が, ドーム形成の運動の影響をも引きつづき受けていたことを示すものである。

角閃石の平行配列と b-線構造について

火山岩などでは条件が全く異なるが, 変成岩では, 角閃石の c 軸の平行配列がけんちよな線構造をつくり, またそれが b-線構造であることも, WENK²⁶⁾, DODGE³⁾, SCHWARTZ²²⁾ などによつてとくに強調されている。一方, E. CLOOS⁴⁾ は, 褶曲軸に垂直な面での歪が強い場合は, その強い方向に線構造が現れ, 褶曲軸に平行な鉱物の伸長があり得ないことを示している。しかし当地域の黒雲母片麻岩(II)では, 石英のみではなく石灰質団球が組織軸 a 方向にいちじるしく伸長している部分でも, 角閃石の c 軸は, 組織軸 b 方向にけんちよな平行配列を示す(第 28 図)。変動岩での角閃石の配列方向は, 組織軸 b を軸とする廻転のけんちよな場合は, その (110) の滑動と, [001] を軸とする廻転にも支配されるものと考えられる。とくに角閃石の (110) の極大域の分布(第 28 図)は, この機構を裏書きしている。

* この運動がその変成作用に強く表現されているのは, 現在その大部分が堇青石ミグマタイトで占められている, ドーム構造を示す地域である。

石英の配列型と運動量について

変動岩の石英の配列型の解釈には、大別すると SCHMIDT¹⁹⁾, SANDER¹⁸⁾, FAIRBAIRN⁶⁾ などの仮説のほか、最近これらに対立する ANDERSON¹⁾ などの見解がある。ANDERSON は、おもに SCHMIDT の Leoben 地方などの研究の論拠と、対称の理論を批判して、従来の石英の帯円の方向と運動方向との関係に対する見解を否定している。

筆者は混乱をさけるために、野外の資料から十分に証明された b-線構造を基準にし、それに垂直な帯円について吟味する。たとえば第 38 図のように、SANDER と GRIGGS & BELL による synoptic diagram の IV と V の附近にのみ極大域をもつものは、黒雲母片麻岩 (I) に多い*。この種の石英は、いずれの方向にも、けんちよな伸長はみとめられない。これに対し、第 23 図の石英や第 40 図の片麻岩組織中の石英 (これらは、synoptic diagram の I に極大域を示す) は、a 方向にけんちよな伸長を示す。これは石英形成期の末期にいたるまで、その運動量が十分に大きい場合にのみ、石英は [0001] に平行に破碎し、その面に沿って滑動がおこなわれ、それらが再結晶をして、伸長した結晶をつくるためと結論される**。

このように I に極大域を有するものは、黒雲母片麻岩 (II) に多い。またこの種の石英と共生する斜長石が、とくにけんちよな平行配列を示すことも注目にあたいする。

石英の特殊な波動消光について

ドームの南縁の黒雲母片麻岩 (II) や、斜長石斑状変晶質の片麻岩の石英には、第 29 図に示すような特徴的な波動消光がみられる。これは結晶内のほぼ平行な面をさかいにして鋭くその消光位がず

第 29 図 石英の特殊な波動消光

点線は消光位が鋭くずれる境界、長い矢印：
石英の c 軸の方向 (薄片面との交角 $42^\circ \sim 50^\circ$),
短い矢印: 同上 (交角 $32^\circ \sim 40^\circ$)

れて行く型のもので、この境界面は、その部分の石英の c 軸に平行である。すなわち、この同消光位の部分 (細片) は、c 軸の方向に長い長板状のものである。この境界面で lamellae*** が少しずつずれている。またこのような波動消光は、石英の平行配列のほとんどみられない部分でも、破碎のけんちよな層に沿ってみられることが多い。

この波動消光は、石英の最終の再結晶****以後も構造運動が続行したことを示すものであり、また、石英の c 軸に平行な破碎と滑動が実際にあり得ることを証明するものでもある。

斜長石の平行配列と双晶について

結晶片岩の組織解析は、従来石英を中心に進められてきた。しかし片麻岩や花崗岩質岩では、斜長石の解析が重要であり、石英はおうおうにしてその変成の末期の運動を反映するに過ぎない場合が少なくない。斜長石の本格的な組織解析は従来少く、わずかに SCHMIDT²⁰⁾, WENK²⁶⁾, FAIRBAIRN⁶⁾ などの報告があるに過ぎない。

筆者は、まず当地域のいろいろの型の斜長石の配列の傾向と双晶型との間に、つぎのような関係のあることを知った。

* 石英の配列型には、このほか 3 つの型が観察されたが、これらは、2 つの構造運動の複合と考えられるものなので別にのべる。

** これとはほぼ同様の事実は、中山¹⁵⁾もみとめている。

*** 石英の lamellae の成因については定説がないが、この地域のすぐ北の音調津ドームの石英について木崎¹³⁾の詳細な報告があるので省略する。

**** 多くの変成岩では、その変成の先駆に石英の歪と再結晶がみられ、破碎と再結晶の繰返しを経て、最後に現在見られるような形になったものと考えられる。

(a) 斜長石はその (010) のへき開面のほか、(001) のへき開面が主片理面に平行なことが多い。したがって一般に斜長石の **b** 軸よりも、**a** 軸の方向の濃集がけんちよである。この極大域は **b**-線構造の方向に多い。

(b) 1つの岩石種についても、**albite** 双晶は比較的粗粒な結晶に多く、細粒な結晶ほど単晶の数比が高い。

(c) (010) 面が主片理面にほぼ平行な斜長石に **albite** 双晶が多いのに対し、(001) 面が主片理面に平行な斜長石には、**pericline** 双晶または **albite-pericline** 双晶が多い。(たとえば第 36 図に黒点で示した斜長石の約 90% 以上が **albite** 双晶であり、逆に第 22・27 図のような配列を示すものでは、 $Ab : Pe : Ab-Pe = 39 : 55 : 6$ (平均) である*。)

(d) 斜長石の平行配列の強いものほど、一般に単晶に対する **A**-双晶⁹⁾の比が高い。すなわち、ホルンフェルス——片状ホルンフェルス——片麻岩 (I)——片麻岩 (II) の順に **A**-双晶が増加する (第 49 図)。

(e) **C**-双晶⁹⁾は堇青石みグマタイトになつてはじめてみとめられるようになる。

この斜長石のけんちよな平行配列、とくにその [100] の方向の濃集は、その形成期ないしその直後の構造運動が強かつたことを示すものである。黒雲母片麻岩 (II) や堇青石みグマタイトの粗粒な斜長石は、とくにこのような条件下で急激に成長したことを示している。上記 (b), (c), (d) の事実は、この粗粒な斜長石がこの運動の影響をより強く受け、その配列の方向に応じて、それぞれ **albite**, **pericline** 双晶をつくつたものと考えられる。このような強い構造運動のもとでは、その大部分が単晶としては存在できず、また **C**-双晶はつくられないもののようなものである**。

しかし当地域での斜長石の組織解析のおもな目的は、各岩石種ごとの斜長石と他の鉱物との共生関係——前後関係を知ること

と、いろいろの型の斜長石と、各時期の構造運動・変成作用との対比である。これらについて、つぎに 2, 3 の事実をのべる。

斜長石・黒雲母の粗粒化の初期の段階と構造運動

ドームの南側の片状ホルンフェルスないしは黒雲母片麻岩 (I) 中にみられる粗粒化の過程を追跡して行くと、少数の斜長石や一部の黒雲母の飛躍的な粗粒化が、先駆的に進められたことが知られる。一般に、片状ホルンフェルスの細粒斜長石は、全体としては平行配

第 30 図 片状ホルンフェルスの優白質細脈中の粗粒な斜長石

黒色：不透明鉱物，白い丸い物は石英，長い矢印：斜長石の **c** 軸（薄片面との交角 $32^\circ \sim 33^\circ$ ），短い矢印：同上（交角 $48^\circ \sim 50^\circ$ ），上部の細い線は **albite** 双晶を示し，数字はその部分の **An** 成分を示す。

第 31 図 斜長石斑状変晶質黒雲母片麻岩（細粒相）斜長石と石英の粗粒結晶と，等間かくに抽出測定した細粒斜長石のみを示す。記号は第 12 図に同じ。石英中の点線は消光位がするどくずれる境界

* 結晶の **a** 軸が薄片面に直角に近いものをより多く測定する傾向がある。それで等間かくの線上の全斜長石を測定した（長径 0.1 mm 以下は除外）。

** 火成岩と考えられる深成岩に異状に **A**-双晶が多いこともある。

第 32 図

第 33 図

第 34 図

第 35 図

第 36 図

第 37 図

第 38 図

第 39 図

第 32, 33, 34 図 斜長石斑状変晶質
黒雲母片麻岩 (第 31 図) の細粒
斜長石の [100], (010), (001),
100 個

第 35, 36, 37 図 同斜長石斑状変晶
の [100], (010), (001), 黒点は
片理面と (010) との交角 $< 45^\circ$
円印は同交角 $> 45^\circ$ の結晶を示
す。

第 38 図 同石英の [0001], 波動消
光を示す, 72 個

第 39 図 同黒雲母の (001), 100 個
(2—4—6—8—10—12%)

列を示さない場合でも、そのいくつかの隣合っている斜長石同志の各結晶軸が、ほとんど同じ方向をむく部分が少くない (第 12 図)。(この細粒斜長石は、あきらかにホルンフェルスの組織を示すもので、粗粒な斜長石が逆に破碎し粒状化したものではない。) またこのような岩相では、第 30 図のような粗粒な斜長石が必ずみとめられる。これは累帯構造を示さず、その成分も周囲の細粒なものとはほとんど違わない*。この種の変動岩の中での結晶の飛躍的な粗粒化の過程には、このような隣接する同種の結晶相互の成分の均一化とともに局所的な平行配列が、その 1 つの要因になるものと考えられる。

* 一般に片状ホルンフェルスなどの白黒の縞のいずれでも、斜長石の An 成分の母平均には、ほとんど差がみとめられない。

第 40 図 堇青石ミグマタイトと黒雲母片麻岩の残存組織

記号は第 12 図に同じ。斜長石と石英は等間かくに測定したもののみを图示。とくに堇青石中、黒点を多くつけた部分は、単褐～褐色で、黒雲母に漸移するかのように見える。

しかしここで依然として残る問題は、極端に粗粒な結晶と細粒結晶とが共存することである。ところが細粒結晶が一ような平行配列は示さない場合でも、粗粒結晶が(斜長石では [100] が、黒雲母では (001) が)、片理面に平行に配列する傾向がある。この粗粒な斜長石は、片理に沿って珠数状にならび、その周縁の細粒斜長石は、この斑状変晶のみられない部分にくらべて、圧碎組織も強く、平行配列もけんちよである(第 31 図)。この平行配列と圧碎組織をもたらした運動と粒状化は、逆に、成分移動と再結晶をうながし、これが、各種の斑状変晶の成長——ひいては全般的な粗粒化の好条件ともなったものと考えられる。またこの粒状化した部分が斑状変晶の内部に比し極度に滑動し易いことも、この粒度の格差の原因である。一方斑状変晶は、へき開面(滑動面)に沿う滑動と双晶化などにより、破碎をまぬかれ、周囲の平行に配列した細粒結晶を包み、その大部分を消化して*、急激に成長したものと考えられる。

V. 堇青石ミグマタイト

黒雲母片麻岩が 2 つにわけられるように、堇青石ミグマタイトも、地質構造上からも、また岩質からも次の 2 つに大別される。

その 1 つは、ドームの南側の片状ホルンフェルス帯に——おもに黒雲母片麻岩 (I) の中にみられ

* 斜長石の斑状変晶のなかに、成分のわずかに異なる斜長石の微晶がみとめられることがあるが、両者の結晶軸の方向がいちじるしく異なっている。

第 41 図

第 42 図

第 43 図

第 44 図

第 45 図

第 46 図

第 47 図

第 41, 42, 43 図 堇青石ミグマタイト (第 40 図) の斜長石の [100], (010), (001), 50 個

第 44, 45, 46 図 同上, 円印は比較的大きい結晶, 黒点は小さい結晶

第 47 図 同石英の [0001], とくに黒点は片麻岩の残存組織中のもの, 76 個 (2—4—6—8—10—12%)

るものである。当地域の南東部のルーランの海岸では、ホルンフェルスからミグマタイトにいたるまで、その移りかわりの様子を連続的によく観察することができる (第 10 図)。この堇青石ミグマタイト中には、黒雲母片麻岩の残存組織が多いが、その間に粗粒な (時には 2 mm 以上の) 斜長石 (An 15~31) がみられる。

この粗粒な斜長石には A-双晶が多く (70% 以上)、細粒な斜長石に比し、その結晶の a 軸が片理面に平行なものが多く、さらに b-線構造の方向にその濃集がみられる (第 40・44 図)。これに対し、石英と黒雲母 (X=淡褐, Y=Z=赤褐; Nz=1.644~1.647) の粗粒な結晶には、ほとんど平行配列がみとめられない。この事実は、黒雲母片麻岩 (I) をもたらした一連の構造運動 (b-線構造 (I) に対応される) の末期には、堇青石ミグマタイトの斜長石の粗粒化が行われ、その大部分の黒雲母と石英の成長の時期には、この構造運動がほとんど終つていたことを示すものである。

またとくにこの黒雲母片麻岩の残存組織のまわりには、多量の堇青石 ($2V = (-) 46^\circ \sim 44^\circ$, Nz <

1.558) と少量の柘榴石がみられる (第 40 図)。この堇青石は，粗粒な黒雲母* や白雲母** と密接に共生し，石英を包んでいるが，斜長石を包むことは稀である。またこの黒雲母中には，とくに多量の鉄鋳が包まれている。さらにこの堇青石の周辺には正長石が多い。これに対し，黒雲母片麻岩の残存組織の中には，極度に黒雲母 (X=褐，Y=Z=赤褐；Nz=1.634~1.637) が多く，石英が少い。これらの事実は，この堇青石の多くが，Al に富む黒雲母や白雲母および一部の斜長石の成分を消化し，成長したものであることを示している***。

この堇青石ミグマタイトの線構造・横断節理ともに，黒雲母片麻岩 (I) のそれに一致する。またこの横断節理群とこの堇青石ミグマタイト自体が，黒雲母片麻岩 (II) の片理にまきこまれ，また切られている。したがって黒雲母片麻岩 (II) の形成の末期には，この片状ホルンフェルス帯の堇青石ミグマタイトはすでに形づくられていたことはあきらかである。

堇青石ミグマタイトのもう 1 つの種類は，ドームの中核部に広く分布するものである。前述の堇青石ミグマタイトといちじるしく異なる点は，破砕片 (前述) の散乱する部分が多いこと，片麻岩の組織を残す部分が少いこと，斜長石 (An 21~35) (A-双晶 60~70%) の平行配列が概して弱いのにに対し，とくにドームの南半部では，石英の ac-帯円をつくる配列と波動消光がけんちよであることなどである。この石英の性質と配列方向は，この堇青石ミグマタイト化の末期に，現在みられるドーム構造をつくる運動が，この地域にも働いていたことを示すものである。このドームの北側には，堇青石・珪線石の巨晶の多い片麻状ミグマタイト****が分布する。

第 48 図 主な構成鉱物の量比

Mf: 有色鉱物 (ほとんどが黒雲母), P1: 斜長石, Q: 石英, ×: 片状ホルンフェルス (縞の優白質脈と優黒質部), ⊗: 黒雲母片麻岩 (I) (同上), ●: 黒雲母片麻岩 (I) (同上) 以上おのおの 5 個の平均, ⊙: 片状ホルンフェルス帯の堇青石の多いミグマタイト, ⊖: ドームの北部の堇青石の多いミグマタイト (4 個の平均), ○: 堇青石ミグマタイト (堇青石 1% 以下), ■: 斜長石斑状変晶質黒雲母片麻岩, ●: 英雲閃緑岩

第 49 図 斜長石の単晶(U), A 双晶および C 双晶の数比

×: 片状ホルンフェルス, +: 同優黒質部, ⊙: 堇青石ミグマタイト中の片麻岩残存組織, □: 斜長石斑状変晶質黒雲母片麻岩 (斑状変晶のみ) (以上 4 個の平均), △: 輝緑岩 (ほかの記号は第 48 図に同じ)

* 黒雲母の一部が徐々に単褐色になり，堇青石に漸移するかのように見える部分がいたるところにある。これは淡色の黒雲母が，楔状に堇青石のなかに入っているためである。

** このほかに，堇青石がピナイト化している部分もある。

*** この場合 Al とくに Mg の濃集は 堇青石の成長を促進させるであろうが，この成分の濃集のみでは，堇青石ととくに黒雲母との密接な共生は説明できない。なおこの場合，雲母中にあつた K は Si の増加とあいまって，一部の正長石の成長をうながしたと考えられる。なお浅井²⁾は幌満地方で黒雲母の濃集と斜長石の圧砕による堇青石の形成を報告している。

**** これらについては外崎²³⁾の詳細な報告があるので省略する。

VI. 英雲閃緑岩¹²⁾

ルーランの海岸およびアーツ川支流(第2図)の黒雲母片麻岩中には、その片理にほぼ平行に巾 25 m 以内の英雲閃緑岩の岩床が数本みられる。周囲の変成岩に普遍的にみられる断横節理を、この境界面がすどく切り、岩床の内側には英雲閃緑岩特有の節理が発達し(第5・10図)、また線構造はみとめられない。

斜長石は 5~0.5 mm 程度の長柱状で、いちじるしく灰長石成分にとみ (An 40~57), C-双晶の多いのが特徴である(第49図)。このほか、角閃石 (X=淡緑, Y=淡褐緑, Z=輝褐緑; $c^\wedge Z < 20^\circ$, $Nz < 1.670$), 黒雲母 (X=淡黄褐, Y=Z=赤褐; $Nz = 1.641 \sim 1.644$) が主で、石英は少い。堇青石や捕かく岩はまったくみられない。

この英雲閃緑岩は、アーツ川では前述の剪断帯に切られている。この進入の時期は、片状ホルンフェルス域の堇青石ミグマタイト化以後で、剪断運動以前である。この種の岩石は、他の地域にも 2, 3 知られており、ミグマタイト化と火成活動の対比のための直接の手がかりとなるものである。

ま と め

(1) 当地域は、(a) ホルンフェルス域、(b) ドーム域、(c) 片状ホルンフェルス帯の 3 構造単位に大別される。造山運動の初期には、(a), (c) 域は(b)域にくらべ、地殻のより浅い部分を占めていたことが知られる。これら 3 地域は、各時期の構造運動・変成作用をそれぞれ異なつた形で反映している。

(2) 線構造中主要なものは、b-線構造 (I) (おもに (c) 域) と b-線構造 (II) ((b) 域) である。両者はそれぞれ異なつた時期の構造運動・変成作用に対応するものである。

(3) b-線構造 (I) は、おもに黒雲母片麻岩 (I) の形成をもたらした構造運動に対応する。この片麻岩に附随する堇青石ミグマタイト中の粗粒斜長石の大部分は、この運動の制約下で成長し、その石英・黒雲母・堇青石などは、この運動の終結直後に成長したことを示している。この運動は、現在日高山脈に沿つて分布する各種の変成岩やミグマタイトの南北の配列⁷⁾を決定した構造運動に属する。

(4) b-線構造 (II) は、黒雲母片麻岩 (II) 形成ないしドーム構造形成をもたらした運動に対応する。この構造運動は、前記 (3) の運動と変成作用にひきつづいて、b-線構造 (I) に対応する地質構造をもまきこんで、特異なドーム構造をつくる。これは南日高特有の運動に属するものであろう。この黒雲母片麻岩 (II) を中心にしてつぎの事実が知られた。

i) 角閃石の c 軸が、この b-線構造 (II) に平行に配列する。これはとくに (110) に沿う滑動と [001] を軸とする廻転に支配される性質のものである。

ii) 斜長石の配列は、その外形よりも結晶内部の構造に支配される。斜長石の (010) もしくは (001) が主片理に平行なものが多く、[100] がこの線構造 (II) の方向にけんちよな極大域をつくる。

iii) 石英は、とくにドーム域の南半で、伸長と特徴的な波動消光がけんちよで、このような石英は、synoptic diagram I に極大域を示す。

このドーム構造をつくる運動は、ドームの中核部で石英が再結晶し得る条件にあつた時期およびそれ以後にまで継続したことを示している。これに対し、片状ホルンフェルス帯では、この運動に対応する石英の再配列すらほとんどみられず、わずかに剪断運動としてこれを反映するに過ぎない。

(5) ホルンフェルス化→片麻岩化→ミグマタイト化の過程の中から、つぎの事実がみとめられる。

i) ホルンフェルスの片状化にともない、その差別運動の大きい面に沿って、石英細脈ができる。この脈は片麻岩の縞の先駆的な状態を示す。

ii) 片状ホルンフェルス化における SiO_2 の減少は、一連の片状岩化の初期に、石英の成分のみが移動しやすい状態に達し、その排出と部分的な濃集によるものと考えられる事実がある。

iii) 変動岩では、隣接しあう細粒斜長石が、局部的に平行に配列する。これはその成分の均質化とともにその飛躍的な粗粒化の原因の1つである。

iv) 線構造のけんちよな変動岩では、斜長石の (010) が主片理に平行なものに albite 双晶が多いのに対し、(001) が主片理に平行なものに pericline 双晶が多い。A-双晶は構造運動の反映であり、構造運動下では C-双晶はつくられない。

v) 構造運動が成分の移動をもたらすこと、および斜長石の斑状変晶の内部よりも、基質の方が滑動しやすいことが、その斑状変晶の成長をうながしたと考えられる。

vi) 屈折率の高い堇青石には、Alにとむ黒雲母・白雲母および一部の斜長石の成分を消費して成長したと考えられるものがある。このような堇青石の周囲には正長石が多い。

(6) 英雲閃緑岩は、b-線構造 (I) に対比される構造運動以後、ドーム構造をつくる運動以前に進入している。

今 後 の 問 題

ANDERSON・KVALE などの研究と、その反論にみられるような、構造地質学の根本的な混乱の主要な原因の1つは、野外調査の不徹底と、その資料の扱いかたの吟味の不十分なことにあって考えられる。ことに、いくつかの構造運動が重複していると考えられる地域では、とくに野外調査にさらにこの点の考慮が望まれる。また今後組織解析を用いるにあたっても、岩石の伸長方向・鉱物の配列方向および構造運動の方向の3者のあいだの、理論的な関連についてもあきらかにして行きたい。

また、片麻岩と、片状組織のまったくみられない堇青石ミグマタイト・花崗岩質ミグマタイトとの成因の本質的なちがいは何であるか？ この課題は、地殻の深部の性質を知るためにも、またその成因をつかむ手がかりとしても、今後の重要な問題として残されている。

日高帯全般の課題としては、構造運動・変成作用・深成活動の3者のあいだの具体的な対比を、今後進めて行かなければならないと考えている。

引 用 文 献

- 1) ANDERSON, E. M. (1948): On Lineation and petrofabric structure and the shearing movement by which they have been produced. *Q. J. G. S.*, 104.
- 2) 浅井 宏 (1956): 日高国幌満川中流に見られる二、三の含堇青石片麻岩 (要旨), 地質雑, 62, 730.
- 3) DODGE, T. A. (1942): Amphibolites of the Lead area, northern Black Hills, south Dakota. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 53.
- 4) CLOOS, E. (1946): Lineation. *Mem. Geol. Soc. Am.*, V. 18.
- 5) ESKOLA, P. (1948): The Problem of Mantled Gneiss Domes. *Q. J. G. S.*, 104.
- 6) FAIRBAIRN, H. W. & CHAYES, F. (1949): Structural Petrology of deformed Rocks. Cambridge.
- 7) 舟橋三男・橋本誠二 (1951): 日高帯の地質, 地団研専報, 6.

- 8) 舟橋三男・橋本誠二・浅井 宏・猪木幸男・外崎与之・木崎甲子郎・宏田正一・春日井昭 (1956): 日高帯南端部の変成岩類について, 地質雑, **62**, 731, 732, 733.
- 9) 牛来 正夫 (1950): 斜長石の C-双晶 A-双晶を偏光顕微鏡の普通観測で識別する方法, 地質雑, **56**,
- 10) HALLER, J. (1956): Probleme der Tiefentektonik. Bauform im Migmatitstockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden. *Geol. Rundsch.*, **45**, Heft 2.
- 11) 日高研究グループ (1953~56): 研究連絡紙『ひだか』.
- 12) 春日井 昭 (1953): 日高地方庶野ルーラン岩礁の岩石 (要旨), 地質雑, **59**, 694.
- 13) 木崎甲子郎 (1956): 日高変成帯南部, 音調津山地のミグマタイトの構造について, 地質雑, **62**, 731.
- 14) 湊 正雄・沢 俊明・武田裕幸 (1954): 日高層群より発見されたイノセラムス, 北海道地質要報, **27**.
- 15) 中山 勇 (1949): 動力変成岩に於ける石英の配列機構に関する 1 考察, 地質雑, **55**, 641.
- 16) 大平 安 (1926): 日高東南端海岸の火成岩, 地質雑, **33**, 395.
- 16') 大平 安 (1928): 日高国幌泉地方の地質学的並びに岩石学的研究-(I), (II), 地質雑, **35**, 413, 417.
- 17) SANDER, B. (1926): Zur petrographisch-tektonischen Analyse III. *Jahrb d. B. geol. A.* **76**.
- 18) SANDER, B. (1930): Gefügekunde der Gesteine, Wien.
- 19) SCHMIDT, W. (1927): Zur Quarzgefügeregel. *Fort. der Min. Krist. und Pet.*, **11**.
- 20) SCHMIDT, W. (1928): Zur Regelung zweiachsiger Mineralien in kristallinen Schiefern. *Neues Jahrb. für Min.* Beil. Bd. Abt. A, **57-I**.
- 21) SCHMIDT, W. (1932): Tektonik und Verformungslehre. Berlin.
- 22) SCHWARTZ, G. M. (1942): Correlation and metamorphism of the Thomson formation, Minnesota. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **53**.
- 23) 外崎 与之 (1956): ひだか猿留川流域の珪線石・堇青石の斑状変晶をふくむ片麻岩質ミグマタイト, 地質雑, **62**, 725.
- 24) SUZUKI, J. (1934): Metamorphosed Calcareous Concretions in the Hornfels at the Southern Coast of Tokati Province, Hokkaidô. *Jour. Fac. Sci., Hokkaidô Imp. Univ.* ser. IV. **2**.
- 25) 竹内 嘉助 (1937): 北海道有用鉱物調査報文, 浦河支庁管内幌泉郡及び様似郡, 北土試報, **67**.
- 26) WENK, E. (1937): Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud. *Bull. Geol. Inst. Upsala*, **26**.
- 27) 山根新次 (1911): 日高国南部及十勝国広尾郡調査報告, 鉱調, **4**