

阿武隈変成帯，御齋所・日立・松ヶ平変成岩中の岩石劈開——特に
スレート劈開変形時相に関連して*——

梅村 隼夫・佐藤 幸信・戸田 文雄
(高知大学理学部地質学教室・筑波大学地球科学・地質計測株式会社)

Rock Cleavages in the Gosaisho, Hitachi and Matsugadaira
Metamorphic Rocks, Abukuma Plateau, Northeastern
Japan, With particular reference to the deformation
phase of slaty cleavage

Hayao UMEMURA * Koshin SATO ** and Fumio TODA ***

* Department of Geology, Faculty of Science, Kochi University

** Institute of Geoscience, The University of Tsukuba

*** Chishitsuokeisoku Corporation

Abstract: Deformation features of rock cleavage have been examined in the metasedimentary sequence of the Gosaisho, Hitachi and Matsugadaira districts, Abukuma plateau. Microstructural evidence indicates that tectonic event related to the formation of slaty cleavage is a characteristics common to three districts. In the Gosaisho metamorphic rocks, deformation phase of slaty cleavage and thrust movement seem to have occurred in the low-temperature condition before the uplift folding associated with the low-pressure metamorphism. In the Hitachi district, penetrative mechanical deformation and nappe movement seem to have occurred after the medium-pressure metamorphism. Subsequently, slaty cleavage and crenulation cleavage were developed at the uplift folding during the low-pressure metamorphism. Except some slight difference in deformation intensity, structural level during the uplift folding of the Gosaisho metamorphics is accurately correlated to that of the Hitachi metamorphics. In the Matsugadaira district, remarkable shearing along schistosity associated with the high-pressure metamorphism (pre-Devonian movement) had occurred before the deformation phase of slaty cleavage (Cretaceous movement). Finally, mutual relationship between the metamorphic and deformational history in three metamorphic rocks is discussed.

目 次

- I まえがき
- II 阿武隈変成帯の地質構造の概要
- III 御齋所・日立・松ヶ平変成岩中の岩石劈開およびその変形特性
- IV 御齋所・日立・松ヶ平変成岩中の岩石劈開の類似性——特にスレート劈開形成期の変成・変形作用について——
- V 岩石劈開から推定される阿武隈変成帯の造構運動
- VI まとめ
参考文献

* 日本地質学会第88年学術大会(1981年4月、於東京大学)にて一部を講演

I まえがき

阿武隈山地の大半は、各種の花崗岩質岩石を主とする深成岩類から構成され、それに貫かれている変成岩類や古生界は、わずかな地域に断片的に分布する(第1図)。その中で比較的広い範囲にまとまって分布するのは次の三地域である。(a) 松ヶ平(相馬)・八茎地方の古生層とその変成相(阿武隈東縁変成岩)、(b) 日立地方の古生層とその変成相(日立変成岩)、(c) いわき市西方から東白川郡古殿町、鮫川村にかけて分布する時代未詳の変成岩類(御斎所・竹貫変成岩)。

これらの三地域の変成岩類は、岩石学的、地質学的研究を中心にして枚挙できないほどの研究者により調査、研究が進められてきた。しかしながら、いずれの変成岩の源岩の時代、変成作用の時期もいま1つ判然とせず、いわんや、三者間の構造発達史の相互関係に関しては諸説が入り乱れている。具体的に言うと、阿武隈の中核を占める御斎所・竹貫変成岩が基盤岩(=複変成作用の産物)か否か、日立変成岩と御斎所変成岩が同一起源か否か、御斎所と東縁変成岩の変成履歴に共通性があるか否か、東縁変成岩の変成作用が先上部デボン紀か否かなど、変成帯の基本をなす事項が混然としたままである。

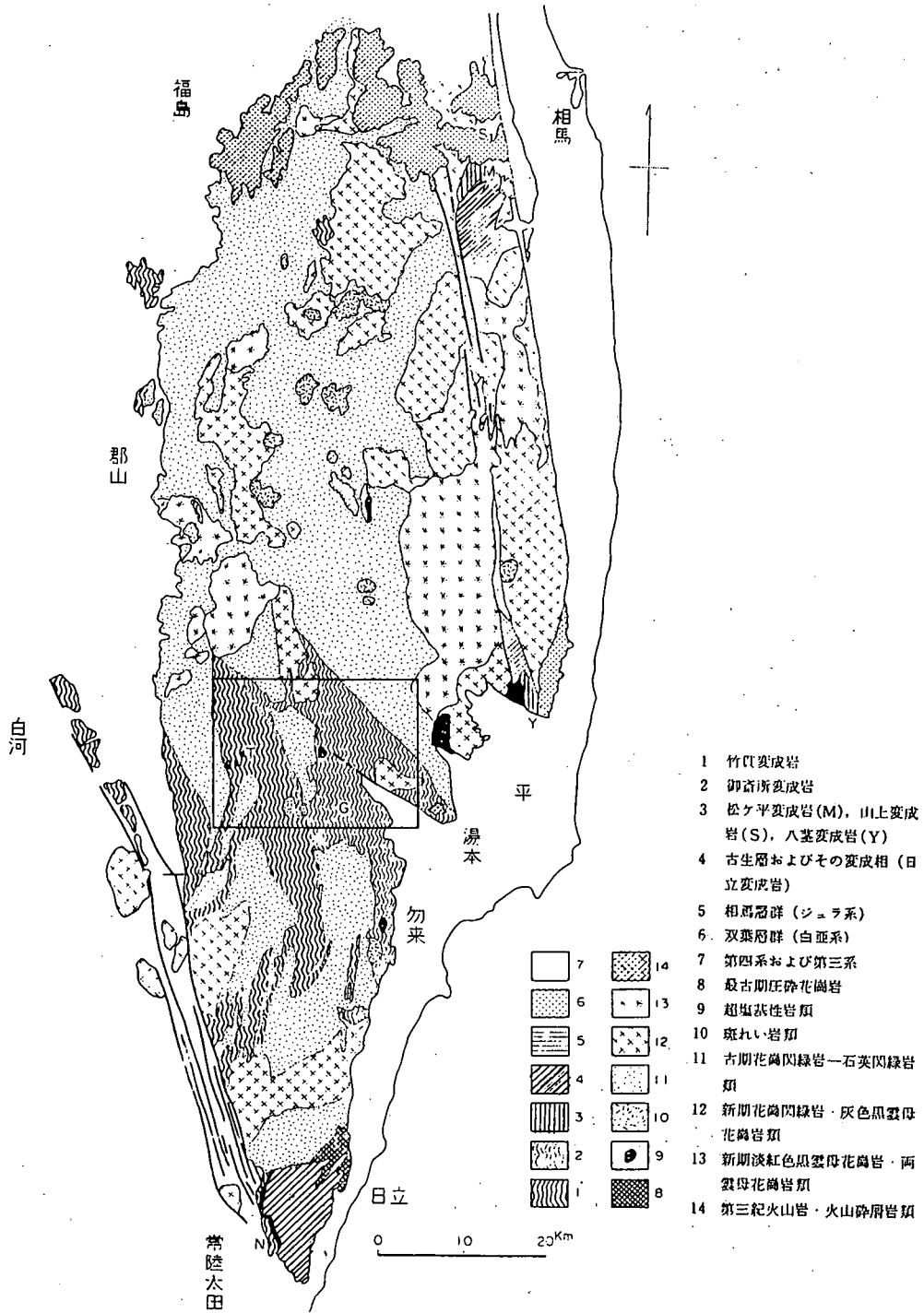
こうした阿武隈変成帯の未解決の事項に言及するために、筆者らは三つの地域で野外調査を進めるかたわら、主要な変形構造である岩石劈開の微小構造を鏡下、並びに走査電子顕微鏡(SEM)で検討した。岩石劈開に注目した理由は、変形・変成作用時の応力条件や温度・圧力条件の変遷が、劈開の特性としてなんらかのかたちで表現されるからである。

阿武隈帯の岩石劈開の先駆的研究は、松ヶ平地域において岩松(1971)によってなされた。彼は、松ヶ平変成岩および上部デボン紀～二疊紀の古生層が一連の褶曲運動を受けたとし、変成岩中の片理の細密褶曲劈開(crenulation cleavage)が古生層のスレート劈開に移化することを明らかにした。原ら(1972)は、松ヶ平地域での地質・岩石構造の解析から松ヶ平変成岩の起源を先上部デボン紀とし、ついで松ヶ平変成岩中で新、旧2つの褶曲時相を識別し、旧期の軸面と上部古生界のスレート劈開とは幾何学的に調和しないことを示した。

梅村(1970)は、御斎所・竹貫地域で主部阿武隈変成作用(紅柱石一珪線石型変成作用、以後主部変成作用と称する)に伴う直立型褶曲の軸面劈開が、軸面片理(axial plane schistosity)→軸面片理+細密褶曲劈開→細密褶曲劈開に変化することを示した。合わせて主部変成作用前に、すでに変形(片理の屈曲、微褶曲)が起きていることを示唆した。具足島(1980)は、日立地域においてスレート劈開と片理が移化することを示し、二つの劈開の境界がおおむね黒雲母のアイソグラッドに対応することを示した。

こうした劈開の研究の他に、御斎所、日立地域では、近年、主部変成作用に先だって形成された岩石劈開、片状構造、ナッペ、スラスト等が報告されている(梅村, 1979; 原・梅村, 1979; 津江ら, 1981; 梅村, 1981; HARA et al., 1981; 戸田・梅村, 1983)。こうした先主部変成作用の変形作用は、古く杉(1933)が Diaphthorite の根拠とした変形組織と密接な関わりがあるように思える。

上記のごとく、阿武隈帯での岩石構造・剪断構造に関する情報は増加しつつあるが、三つの地域の変成岩中の岩石劈開(歪み特性に関する情報を提供する変形組織である)の比較・考察、いわゆる比較構造解析は試みられていない。筆者らは三つの地域での岩石劈開の検討を進める中で、三つの帯の岩石劈開の構造階層や形成期にいくつかの共通性や類似性を見いだすことが出来た。その中でも、スレート劈開や細密褶曲劈開が、三つの地域の変形作用の時期や変形条件の対比をするうえで大きな手掛かりを与えてくれるように思える。



T 竹沢, G 御斎所山, N 西堂平

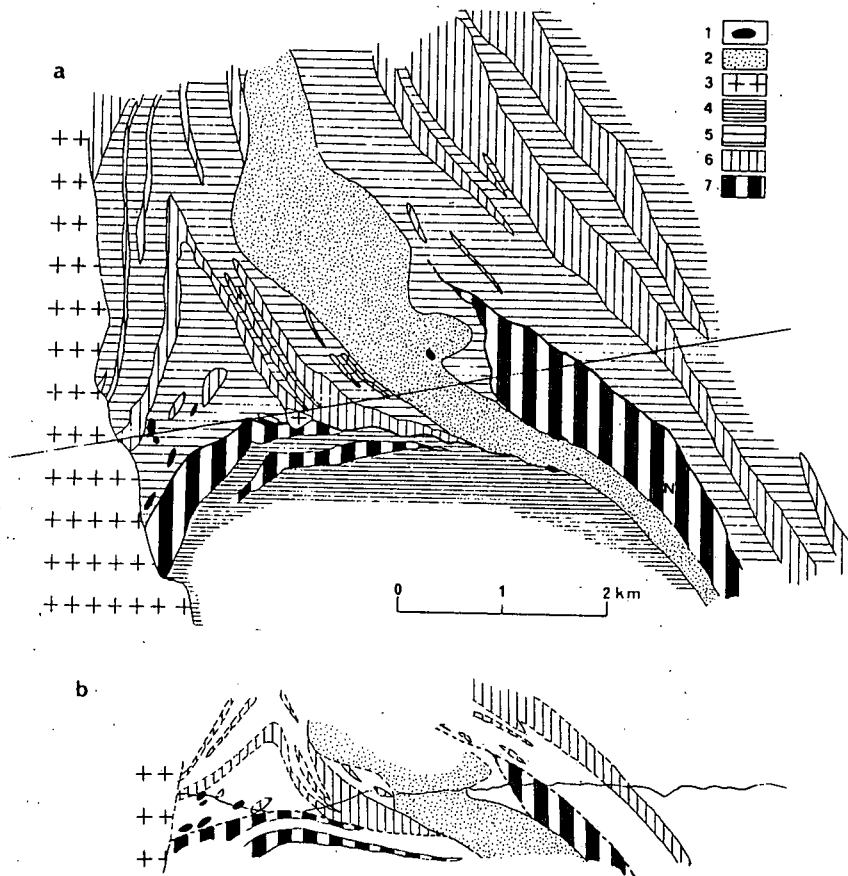
第1図 阿武隈山地の地質図(加納ほか, 1973)

本稿では、近年岩石劈開の研究で最も頻繁にとりあげられているスレート劈開に焦点をあて、御斎所・日立・松ヶ平変成岩中の劈開を記載し、ついで劈開から得られた情報をもとに三者の造構作用の相互関係を論じる。

ここに甲藤次郎先生の御退官を記念して、この小文を捧げ、祝賀の微意を表さんとするものである。

II 阿武隈変成帯の地質構造の概要

御斎所・日立・松ヶ平変成岩中に観察される種々の岩石劈開を記載するに先立って、これらのいずれかの劈開の形成と密接に関連して形成されたはずである三地域の変成岩の大構造を概観しておく。



御斎所変成岩類と竹貫変成岩類の構造的関係を示す古殿町北西部の地質図(a)と地質断面図(b).

N: 入道山, 1: 超苦鉄質岩類, 2: 十文字花崗岩, 3: 石川花崗岩,
4: 泥質片麻岩, 5: 泥質片岩, 6: 塩基性片麻岩, 7: 珪質片麻岩.

第2図 御斎所変成岩類と竹貫変成岩類の構造的関係を示す古殿町北西部の地質図(a)と地質断面図(b) N: 入道山, 1: 超苦鉄質岩類, 2: 十文字花崗閃緑岩, 3: 石川花崗岩体, 4: 泥質片麻岩, 5: 泥質片岩, 6: 塩基性片麻岩, 7: 珪質片麻岩.

(A. 御斎所変成岩)

阿武隈変成帯の中核を占める御斎所、竹貫変成岩は、一括して“御斎所・竹貫”の名称で有名であるが、両者の源岩、層序、構造には著しい対照性がある。すなわち、莫大な量の塩基性岩類、珪質泥岩を源岩とする御斎所変成岩の層序が全体的に不鮮明であるのに対し、チャート、珪質砂岩、泥岩を主源岩とし、稀に塩基性岩、石灰岩源の変成岩を含む竹貫変成岩の層序は克明に解析されている(加納ほか, 1973)。こうした対照性を裏書きするかのごとく、近年、御斎所変成岩が竹貫変成岩上に衝上、縫合していることが明らかになり、御斎所と竹貫は基本的に異なる地質単元で、両者は縫合前に固有の堆積、造構史を有するとみなされるようになった(梅村, 1979)。

御斎所・竹貫変成岩の地質大構造は、全体に直立型の褶曲構造で特徴づけられている(第2図)。第2図に示されるごとく、御斎所が全体的に竹貫側に衝上、縫合後、両者は一連の褶曲運動を受けているため、大構造は互いに調和的である。ただし、一大ドーム状背斜を呈する竹貫変成岩の層序が簡明であるのに対し、鋭角的な向斜、背斜を繰り返す御斎所変成岩の層序は、みかけ上竹貫の直上にくる層準を除いて不明といってよい。主要な褶曲軸の位置は確認できるものの、全体の褶曲の包絡面や、層厚は推測すらできない。このように御斎所の大構造が把握できない事実は、褶曲運動が著しく複雑な背斜・向斜が生じたためだけでなく、上記の衝上を含めて、御斎所変成岩が直立褶曲前に側方移動を伴う造構変形を受けたことによると思われる。

(B. 日立変成岩)

日立地域の変成岩、古生層は、層序的に下位より赤澤層(赤澤結晶片岩層)、大雄院層、鮎川層に区分される。赤澤層と大雄院層の間に不整合の可能性が指摘されたこともあるが(TAGIRI, 1971)、一般には三者は整合関係で、変成度も漸移するという見解が受けとめられている(KURODA, 1959; TAGIRI 1971)。

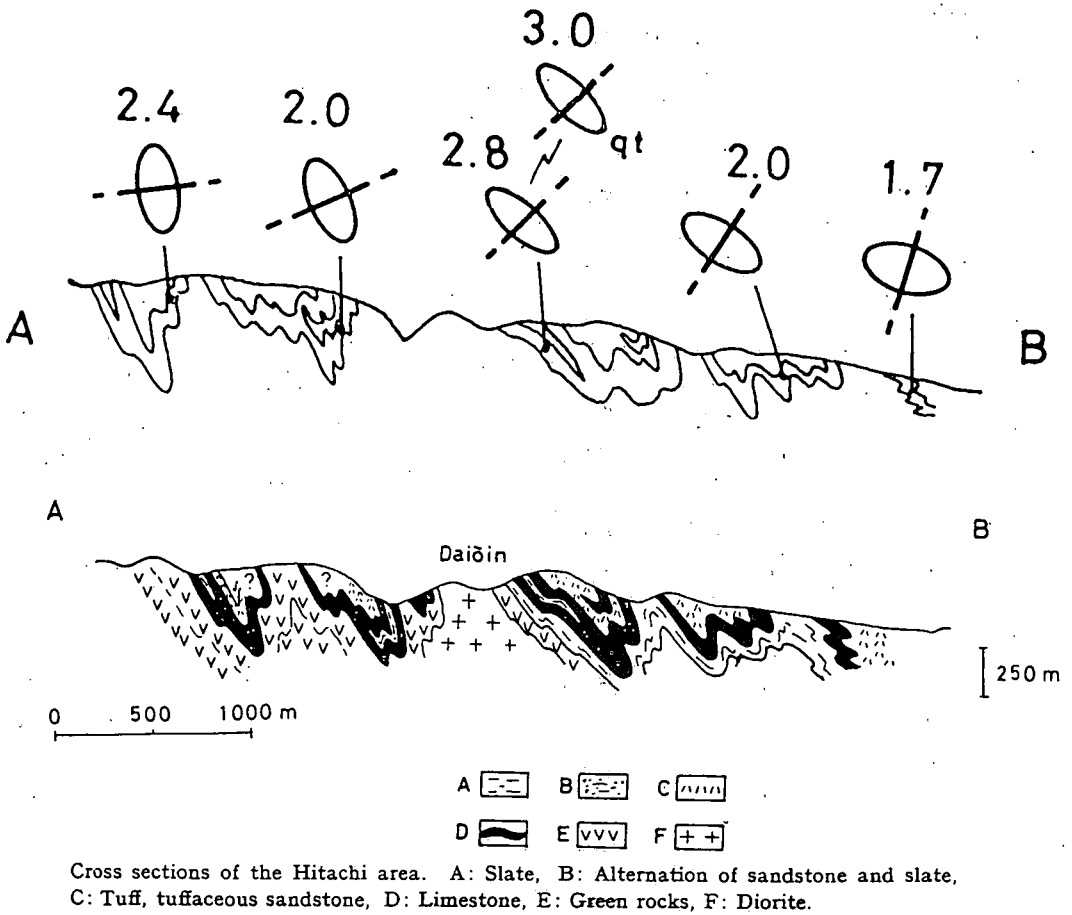
日立結晶片岩の地質構造は、大局的にみて、同斜状に近い直立型の背斜、向斜で支配されているようであるが(日立鉱山の資料, 毎熊, 1956; TAGIRI, 1971; GUSOKUJIMA, 1980)、地質図に示された背斜、向斜の規模は調査者によってまちまちで、変成岩全体の層序の判読は困難である。このように日立変成岩の地質構造の概要は、上記の御斎所変成岩のそれに酷似している。

近年、津江ら(1981)は、赤澤層およびより下位の層準とみなされる西堂平変成岩中に、超塩基性岩を滑剤に多数のナッペ運動が起こったことを報告した。彼等によると、ナッペの起源は先主部変成作用に求められることから、ナッペの介在が変成岩の層序の複雑さの要因になっていることは確実である。ナッペとスラストは同義語であることを考えると、御斎所と日立の大構造の実体は一段と類似したものに思える。

下部石炭系ヒゼー統の化石を産出する大雄院層の地質構造は、SEに約60°傾斜する同斜状褶曲で特徴づけられ、基本的には赤澤層のそれと同一と言える。軸面の傾斜が緩くなるにつれて、いくらか層序の読みとりが易くなるようである。

最上位の鮎川層の地質構造は、おおまかに言うと、走向N 50° ± E, 50° ± SE傾斜の単斜構造で特徴づけられている。部分的に、東に低角度で傾斜する(水平に近い)軸面をもつ同斜褶曲が存在するようであるが、層序の概要は把握できる。

以上のことから、日立地域の変成岩・古生界は、全体的に同斜状褶曲で特徴づけられ、その軸面は、層準の変化とともに(西部より東部に向かって)直立から水平に移化していると言える。GUSOKUJIMA(1980)は、結晶質石灰岩中の方解石の形態定向配列を解析し、広域な規模で歪み楕円体のXY面(おしつぶしの面)の軌跡が、下位の層準に向い水平より鉛直になることを明らかにし、上記の同斜状褶曲の軸面の変化を巧みに説明している。(第3図)。



第3図 日立変成岩の歪み像（最大圧縮歪みの軌跡）褶曲構造の概要（Gusokujima, 1980）

(C. 松ヶ平変成岩)

福島県相馬地域に分布する松ヶ平変成岩の地質構造は、直立型のひらいた舟底型の向斜で特徴づけられる（佐藤, 1956; IWAMATSU, 1975; 原ほか, 1972）。全体として南落としの軸をもつ向斜構造は、上位に重なる上部デボン系、下部石炭系の地質構造をも規定している。さらに上位の二疊系は、向斜構造と共軸的な波長数 $m \sim$ 数10mの褶曲を繰り返し、全体として水平に近い構造を示す。

岩松（1971; 1975）は、構造階層の概念を入れて変成岩—古生界の岩石構造の起源を考察し、単一の褶曲運動で松ヶ平地域全体の舟底向斜が形成され、上位の層準に向って、ちりめんじわ褶曲劈開（＝細密褶曲劈開）→細密褶曲劈開＋スレート劈開→スレート劈開が形成されたとした。これに対し、原ほかは、詳細な地質調査に基づき、変成岩の基本構造の形成（舟底構造の萌芽—後述する B_2 —褶曲）が上部デボン系の堆積に先行することを指摘した。原らの提示した地質図上の根拠は有力であるが、変成岩・古生界の一連の地質構造を形成した造構作用（後述の B_3 —褶曲）と B_2 —褶曲を識別することは、共軸に近いこともあって原らの指摘ほど容易でない。

問題の松ヶ平変成岩と上部デボン系の層位関係であるが、筆者らは後述する堆積学的データから不整合と判断している。よって、以下の論述はすべて不整合説（佐藤, 1956; 加納, 1975）に基づ

くこととする。勿論，オリジナルに不整合であっても，初期の両者の境界は，後期の剪断・転位により大きく改変されている。

松ヶ平変成岩と共に東縁変成岩の一翼をなす八茎変成岩は，御斎所地域の北東僅か20km付近に分布する。地理的に接近していること，岩相が類似していることから，八茎と御斎所はしばしば対比されてきた（黒田，1963；原，1974；加納ほか1977；梅村，1977）。東縁変成岩と御斎所変成岩の起源的關係については後に触れる。

Ⅲ 御斎所・日立・松ヶ平変成岩中の岩石劈開およびその変形特性

この章では，御斎所・日立・松ヶ平変成岩中に観察される岩石劈開（＝褶曲の軸面劈開），片状，転位，剪断，破壊組織をとりあげ，その変形特性・形成順序を記載・解析し，ついでそれらの形成条件の概要を列記する。

（A. 御斎所変成岩）

御斎所変成岩中で最も卓越する変形構造は片理（ S_1 ）である。これらの大部分は層面片理の性格を有し，少なくとも泥質岩起源の変成岩では低温部でも黒雲母の平行配列を伴っている。以後，片理の形成は地層の堆積，集積過程ですでに始まっており，ある温度の変成条件下で完了するという見解に立つこととするが，現在みられる御斎所変成岩中の片理の特性は，おおむね主部変成作用に由来すると考えている。

御斎所変成岩の地質大構造は，先述のごとく，主部変成作用と同時期の直立型褶曲運動（ B_1 —褶曲，梅村，1970）によって形成され，鋭角的な背斜，向斜で特徴づけられる。この大構造に調和的な微褶曲は御斎所変成岩全般に渡って観察されるが，黒雲母片の配列様式で決定されるそれらの軸面劈開の特性は，変成度とともに変化する。東部の低変成度域では軸面片理（図版 I—A）であるのに対し，西部の高変成度域では片理が細密褶曲劈開の様相を呈し，中間域では双方の特性を示す軸面劈開が観察される。この事実は，黒雲母の再結晶作用が主部変成作用条件下で起ったことを明確に示している。

直立型褶曲の軸面に平行に近い産状を呈す変形石英斑岩中の斑晶石英粒の形態定向配列の解析によると，直立褶曲運動時の歪みは，歪み楕円体のXY面が軸面に平行で，最大伸長方向（X軸）が褶曲軸に平行であり，側方圧縮による座屈褶曲が起ったことが明らかである（梅村，1975）。さらに，斑晶の変形特性から，東側ほど層理に平行な圧縮による押しつぶしが著しかったことが明白で，このことは，西方に向っての軸面劈開の規則的な変化と関連があるように思える。この直立型褶曲に伴う軸面劈開のタイプの変化については，日立変成岩の小構造を記載する際に再び言及する。

主部変成作用前に，御斎所変成岩がすでに変形（ B_2 —褶曲）を受けていることは，かなり以前より報告されている（杉，1933；梅村，1970）。そして，こうした変形構造は，主部変成作用に先立って，御斎所変成岩が古期の変成作用を受けたという解釈の根拠とされた。しかしながら，その後の調査，研究で， B_2 —褶曲とした構造の変形特性，起源を全面的に見直す必要が生じた（梅村，1981）。ちょうど，先主部変成作用期に御斎所が顕著なスラストを被っていることなどが明らかにされ，御斎所の地史を根本的に再検討する必要に迫られてきた折りでもある。

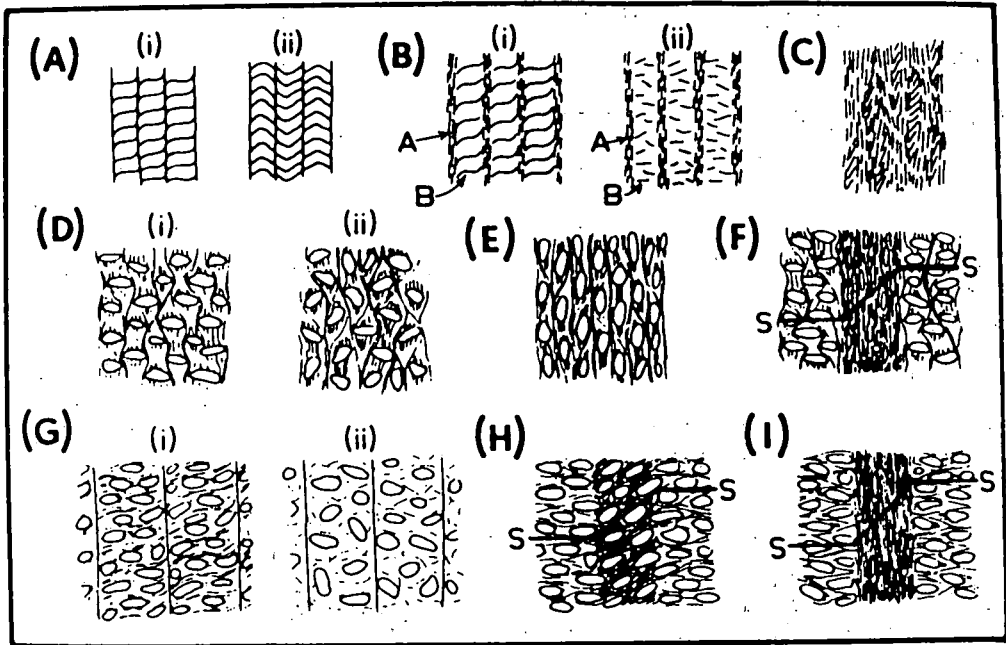
ここで，再び先変成作用起源とした変形構造を考察する。なお，主部変成作用起源の変形構造かどうかを認定する基準としては，黒雲母の再結晶との時間的關係が採用された。黒雲母の起源が主部変成作用であることは明白ゆえ，黒雲母の平行配列で特徴づけられる片理や軸面片理で斜断される構造を，古期の構造とみなすことは妥当と判断した。ただし，斜断，重複關係は，鏡下での判定であり完全とは言い難く，また，既存の片状構造は，しばしば後期の変形で転位したり，再結晶す

期の韌性的な変形によるかのような印象を与えるかもしれない。しかしながら、再結晶した一部の黒雲母の外形が明瞭に破断劈開に平行である事実一模写再結晶の根拠、主部変成作用時に褶曲した標本には破断劈開の重複は認められないこと、さらには、再結晶した黒雲母片が破断劈開に斜断・重複している事実より、少なくとも、黒雲母片の再結晶後に破断劈開が生じたとは考えられない。

c. 細密褶曲劈開: 白雲母+緑泥石の定向配列で定義される片理の微褶曲による劈開 (図版Ⅲ—F)。産出は、bの場合と同様、砂岩・泥岩の薄互層源の変成岩中に限られ、起源的にも、細密褶曲の形態特性、細密褶曲の軸面に平行に発達する破断劈開のさまざまな程度を考慮すると、破断劈開と漸移関係にあると判断できる (図版、IV—G, H)。

これら(1)、(2)双方の変形特性は、御斎所変成岩中に普遍的に発達する層面片理、および B_3 —褶曲の軸面劈開に機械的変形の痕跡が認められないことと極めて対照的である。また、低温条件下で形成された鉱物、組織、変形構造等は、後期に高温条件下に置かれると消去、改変されるという常識論に立つと、上述の先主部変成作用の根拠とみなしている劈開構造が、低変成度域に僅かしか残存しないことは極めて妥当と言える。

興味あることは、(2)で低変成度条件で形成された劈開構造として考察した三つの劈開、スレート劈開、細密褶曲劈開、破断劈開の三者が、岩石物性(=岩相)の違いにより、緑色片岩相以下の低変成度条件ではほぼ同時に形成されることが知られている。(第4図, WILLIAMS, 1972)。筆者らも、日



第4図 オーストラリア, Bermagui 地方の低変成度岩中に観察される種々の片状構造 (Williams, 1972 による)。

立地域でスレート劈開、細密褶曲劈開の双方が、鮎川層の上部 (緑色片岩相に達していない) に発達していることを確認している。これらの事実も、上記(2)の岩石劈開群を、先主部変成作用の残存構造とした判断を支持していると言えよう。

この章の最初に、主部変成作用に伴った直立型褶曲の軸面劈開の特性や、褶曲時の歪み特性の概

要を列記し、直立褶曲がいわゆる座屈流動褶曲*に近い機構であることを暗示した。従って、先変成作用の根跡がスレート劈開に近い条件を提示しているとすると、御斎所変成岩は、スレート劈開変形時相→座屈流動褶曲時相という変形条件の変遷を経たと推察できる。また、主部変成作用前に御斎所側が竹貫側へスラストしていることを考えると、(1)の転位構造の存在も重要なように思える。こうした先主部変成作用の変形構造の地質学的意味、それらから推定される御斎所変成岩の変形史については後に議論を加える。

最末期(第4期)の変形構造は、御斎所変成岩の比較的浅い層準に貫入している深成岩体(田人, 入遠野)の接触圏に観察される構造で、深成岩体の貫入時に生じる造構応力に起因する。貫入前にすでに急傾斜になっている片理が変形を受け、垂直に近い軸をもつ褶曲(B_H-褶曲)とともにブーディン、ロッド構造が形成されている。

(B. 日立変成岩)

日立地域における主要な変形構造は、層面片理(S₁)、およびスレート劈開・片理の褶曲に伴って形成される細密褶曲劈開(S₃)である。最下位の赤澤層では、源岩の組織がかなり認められる場合があるものの、顕著な層面片理が発達している。大雄院層では層面片理が依然として優勢であるが、東方の層準では、その発達がやや弱くなるとともに地層面に高角度に斜交して葉片状鉱物が再結晶し、スレート劈開の特性がうかがえるようになる(スレート劈開が模写再結晶により消去している現象かもしれない)。鮎川層では、スレート劈開の発達が著しく、層面片理の性格はないといっべてよいが、地層面に平行な葉片状鉱物のファブリックも僅かながら認められる。このように、変成度の上昇につれて、主要な面構造は規則的に変化する(第5図)。

地層名	鮎川層		大雄院層			赤沢層		
タイプ	I	II	III	IV	V	VI	VII	
shear	微弱	強	shearが消滅するようになり、shearに沿ってphylloniticが配列			ナシ	ナシ	ナシ
schistosity	/		微弱			弱	中	強
再結晶	ほとんどナシ	やや配列	IIより発達	IIIより発達	かなり再結晶	ほとんど再結晶	完全に再結晶	
鉱物の定向性	+ ナシ	強い	やや配列	かなり配列	ほとんどナシ	かなり強く配列	強い配列	
主な配列鉱物	/	quartz	white mica chlorite	white mica chlorite	/	muscovite biotite	biotite	
鉱物の伸長	ナシ	強い	やや伸長		弱	中	強	
伸長鉱物	/	quartz	chlorite, white mica		muscovite	muscovite biotite	biotite muscovite	
crenulation	鮎川層東部に発達(Zonal)	ナシ	ゆるやかに crenulate		ナシ	発達(zonal)	ナシ	
detrital 鉱物の破壊・改変	もとの形態をほとんど残している		かなり再結晶のため溶脱済み(quartz)		一部 micro boudinage	crenulate (quartz)	/	

第5図 日立変成岩; および、古生層中の岩石劈開の概要

前項で述べたごとく、日立変成岩の大構造は、御斎所の場合と同様に直立型の褶曲で特徴づけられ、その軸面劈開が細密褶曲劈開であり、軸方向に変成鉱物が平行配列している。また、スレート劈開が発達する地域では大規模な褶曲は認められないが(同斜状の大褶曲が存在する可能性はあ

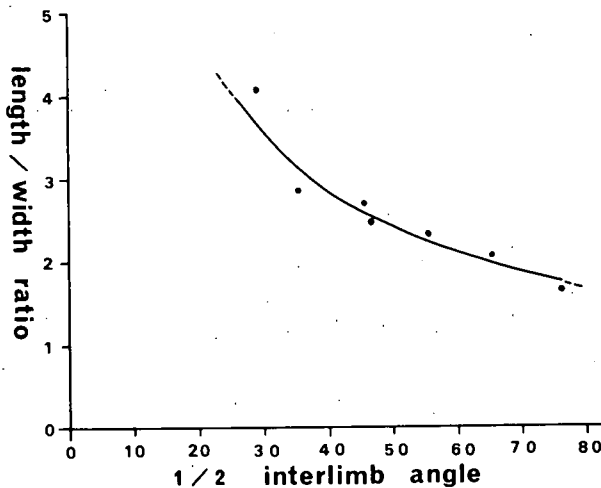
* flexural flow fold

る), スレート劈開と地層面の交線方向は, 変成度の高い地域の大, 小の褶曲軸に一致している。こうした事実から, 細密褶曲劈開, スレート劈開は, 阿武隈主部変成作用期に形成された岩石劈開と即断できよう。

次に, 片理と細密褶曲劈開とスレート劈開の起源的關係を, 各々の面構造の変形特性に基づいて考察する。第5図に模式的に示されるごとく, 上部の鮎川層では, 地層面にさまざまな角度で斜交するスレート劈開が下位の層準に向うに連れて著しくなり, 再結晶も進む。大雄院層に入ると, さらに再結晶が進み層理, 劈開に沿う剪断の根跡が消え, 層理面に平行な片理が明瞭になり, 変形構造として細密褶曲劈開が識別できるようになる。換言すると, 変成作用時あるレベルより深い層準では; 最も卓越した異方性を示す地層面に沿う再結晶が顕著で (片理の形成), 変形により片理が微褶曲を起こすのに対し, あるレベルより浅い層準では, 初期に地層面に沿うファブリックも形成されるが, 変形に伴ってスレート劈開が生じるとそれに沿う再結晶が著しくなる。以上のごとく, 主部変成作用の時相に, 日立地域では, スレート劈開→細密褶曲劈開の構造階層が形成された。

上述の御斎所地域の場合, 変成度からおおむね赤澤層に対応する層準—細密褶曲劈開のレベルより浅い層準で, 軸面片理が発達することを明らかにした。こうした特性をもつ軸面は, 日立地域では観察されないが, 日立変成岩中に大きな層序の欠落があるとは考えられないので, 御斎所と日立での変形条件の違いによるものであろう。おそらく, 微褶曲が全域的に観察される前者では圧縮変形が著しく, 再結晶した雲母類が褶曲の軸面へ配列, 回転したために軸面片理が形成されたのであろう。変形の強弱を除けば, 直立型褶曲時相に形成された軸面劈開は, 御斎所と日立で本質的な違いはないと断言できる。

以上のごとく, 主部変成作用起源の劈開の実体が明らかになったわけであるが, 再確認のため, 主要な変形構造の1つである細密褶曲劈開が, 間違いなく主部変成作用期であることを示す根拠をにかけておく。GRAY (1979) は微褶曲形成時, 軸面に沿って, SiO_2 などの成分が著しく移動するのに対し層状鉱物の形成に関与する成分が, 濃集することを明らかにし, 細密褶曲劈開の主要な形成機構が溶脱 (pressure solution) であることを示した。筆者らも, GRAY の方法を採用し, さまざまな翼間角をもつ, 細密褶曲劈開を伴う小褶曲の軸面沿いで, 石英粒の長軸の長さ (L) と短軸方向の長さ (W), および劈開の特性を検討した。その結果, 変形が進む (翼間角が小さくな

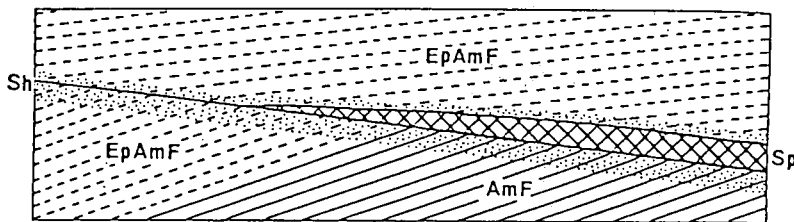


第6図 細密褶曲劈開を伴う微褶曲の翼間角と劈開に沿って配列する石英粒の形態 (L/w) の関係

る)につれて, GRAYが指摘したごとく, L/W 値が大きくなり(第6図), 劈開に沿って雲母鉱物が多くなっていることを確認した. こうした再結晶石英粒の形状の変化, 雲母鉱物の濃集をもたらした溶脱は, 間違いなく, 主部変成・変形作用期に起こったと言えよう.

杉(1933, 1935)の Diaphthorite の報告以来, 残晶状の藍晶石の発見を基礎に, 日立西縁の西堂平変成岩が, 複変成作用を受けたことが明らかにされたが(KANO・KURODA, 1968, 宇留野, 1968, ほか), 主部変成作用前に, 赤澤層がどのような変成, 変形作用を被っていたかについての研究は乏しい. ところが, 最近, 主部変成作用前の造構史を解明する手がかりとなる, いわゆる第2期(B_2 -褶曲)の変形構造に関心が向けられてきた.

津江ほか(1981)が西堂平変成岩や隣接する赤澤層中に見いだしたナッペ群, および, これに伴う破壊, 剪断組織はその1つである. 彼等によると, 超塩基性岩を滑剤とし東→西に移動するナッペ運動により集積した岩石は, すでに緑レン石一角閃岩相の変成作用を受けており, 後に全体として主部変成作用, 随伴する直立型の褶曲を受けたとしている(HARA et al., 1981. 第7図).



第7図 日立西縁西堂平地域に観察されるナッペ構造の模式図. AmF: 角閃岩相, EpAmF: 緑レン石一角閃岩相, Sp: 蛇紋岩, Sh: スラストに沿って圧砕されたゾーン

戸田・梅村(1983)は, 詳しい報告は別の機会にしたいが, 変成岩の源岩の残晶である角閃石, 輝石, 斜長石のさまざまな塑性, 機械的変形を記載・考察し(第8図はその一部), これらの変形特性は, 単一の直立型の褶曲運動では説明できないとしている.

また, 造岩鉱物を厳密に検討したわけではないが, 赤澤層では角閃岩相, 緑レン石一角閃岩相, 緑色片岩相に相当する岩石が, かなり不規則に分布しているようである. こうした様態は, 単一の変成作用で説明することは難しく, 上記の津江らの見解となんらかの因果関係があるように思える.

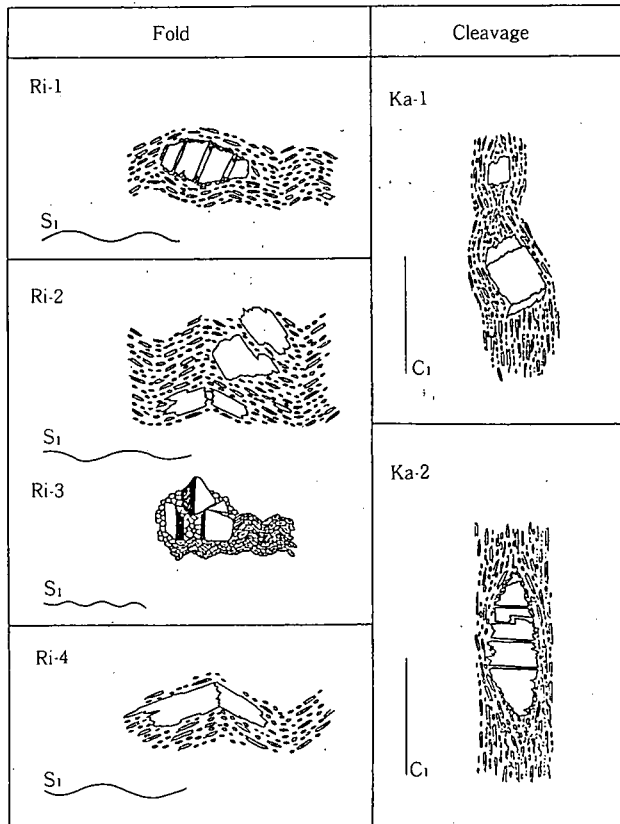
すでに, 渡辺ほか(1978)は, 越代-高帽山-大雄院構造線を指摘し, 阿武隈帯の地史の複雑さを記述しているが, ナッペ運動, 変成度の混在, 多様な残晶の変形特性の起源に, こうした構造線も一部に関わりあいがあるやもしれない.

このように, 先変成作用の根跡として示された事項には, その起源・地質学的意味に不明なものが多いが, 日立変成岩の構造発達史の全容を解明するためには, いずれも無視できない現象と言えよう.

第4期の変形構造は, 垂直に近い軸をもつ褶曲群で, 入四間花崗岩体の接触圏を中心に観察される. 日立鉱山の資料によると, 入四間岩体からかなり離れた鉱体の構造がこの褶曲で規定されている部分もあり, この期の変形がかなり顕著であったことがうかがえる.

(C. 松ヶ平変成岩)

松ヶ平変成岩中に最も卓越する変形構造は片理(S_1)である. これらの大部分は層面片理の性格を有し, 多くの場合, それに平行に剪断, 転位, 回転を伴っており, 石英, 長石といった碎屑性残晶鉱物はしばしば破壊されている. また, 剪断面は, 一般に湾曲したり, ずれたり, 不連続であ



第8図 日立変成岩中の残晶鉱物の二、三の変形特性，C₁：劈開，S₁：片理面

る場合が多く、これと対応するかのごとく、地層面は不規則で著しい膨縮構造（pinch-and-swell structure）やブーディ状の特性を呈する。このように、松ヶ平変成岩中にはペネトラティブに片理が発達しているものの、剪断、転位、破壊等の機械的変形が、地層面に平行に、かつ不均質な度合で起こっていることが大きな特徴である。

一方、上部古生界中の地層面は、直立型褶曲時相にスレート劈開の形成があったにもかかわらず、改変された根跡はほとんどなく、級化層理などが原形のまま保存されており、上記の変成岩の場合とは大きく異なっている。碎屑性の石英粒にも再結晶（サブグレイン化）や変形の根跡は乏しい。上部古生界の各層準の bedding fabric については、第9図を参照していただきたい。

先述のごとく、松ヶ平変成岩、およびこれを不整合関係で被覆する上部デボン紀以降の古生界は、一連の舟底型の向斜構造を呈している。第2期の変形作用（B₂-褶曲）は、変成岩だけがこうむった変形で、従って、デボン紀以後の堆積物の受け皿となった初期*の舟底構造を形成した褶曲運動である。今回、後述するごとく不整合の根拠はいくつか見いだしたが、この期の変形構造と、後期のB₃-褶曲時相に形成された構造とを明瞭に識別することはできなかった。この要因は、B₂-褶曲とB₃-褶曲が共軸に近く、きわだった重複構造が形成されなかったためと考えられる。

第3期の変形時相は直立型褶曲運動（B₃-褶曲）で、この時相に上部デボン～二疊系にスレー

* 原ほか（1972）第4図参照

ト劈開が、松ヶ平変成岩に片理の細密褶曲劈開が形成された。岩松（1971）は、この期の変形作用だけをとりあげ、スレート劈開から細密褶曲劈開にかけての小構造の変化を、構造階層の概念を入れて明快に説明した。しかし、不整合、不整合前の変成・変形作用についての考察が欠落している。

	弓折沢層		大芦層		上野層		合の沢・真野層		松ヶ平層		
	泥質片岩		砂質片岩		泥質片岩		砂質片岩		砂質片岩		
Shear planeの特性 a. 発達度合 b. 方向 c. 幅	a. 不連続的 b. 地層面に斜交 c. 微		a. 連続的 b. 地層面に斜交 c. 微		a. 連続的 b. 地層面に斜交 c. 微 (濃集)		a. 連続的 b. 地層面に斜交 c. 微 (消滅の痕跡)		shear planeなし 浪跡を残しているものあり		layer に平行な shear plane が発達
phyllosilicateの配列の度合	不動統的		不連続的だが部分的に濃集		濃集の度合が高まる		非常に強く連続的でその spacing も極めて狭い		強く連続的で crenulate している場合が多い		強く連続的
phyllosilicateの配列方向	2 方向 ① bedding 方向と平行 ② cleavage 方向と平行		cleavage 方向と平行 (bedding 方向については不明)		2 方向 ① bedding 方向と平行 ② cleavage 方向と平行		2 方向 ① bedding 方向と平行 ② cleavage 方向と平行		一方向で layer と平行に配列		
detrital Quartzの残存状態	泥質岩	初期の形態をほとんど保存		初期の形態をほとんど残しているが部分的に溶脱が起っている		形態の変化及び粒度の低下が生じており全体として細粒化している		detrital quartz は存在しない			
	砂質岩	初期の形態を完全に保存				pressure shadow が顕著にみられる				破壊・転位が著しく subgrain 化もかなり進行	
再結晶の度合	再結晶の痕跡なし				pressure shadow が顕著にみられる		著しい再結晶化		subgrain 化及びマトリックスの再結晶化		
detrital Quartzの長軸と cleavage planeとの角度	cleavage の発達と共に detrital Quartz の長軸は、cleavage の方向と平行に配列する (別表のグラフ C-I)						cleavage 方向への配列は、それは顕著でなく全体として random な配列を示す				
layerの破壊・膨縮の有無	layer の破壊・膨縮は存在しない								layer の破壊・膨縮の存在		

第9図 阿武隈東縁、松ヶ平変成岩、および、上部古生界中の岩石劈開の概要

上部デボン系から二疊系にかけて連続的に発達するスレート劈開の特性は、岩松（1971）に詳しく記載されているので重複はさけるが、おおむね第9図のごとく要約される。このうち、次の2項は、松ヶ平変成岩中では観察されない変形特性と言えよう。1. 地層面に斜交して発達するスレート劈開に沿い、顕著な剪断面が発達している。2. 下位の層準に向うにつれて、スレート劈開の間隔が密になり、剪断面が不鮮明になるにつれ、劈開に沿う葉片状鉱物の再結晶が著しくなっている。しかしながら、葉片状鉱物は極めて細粒で、鏡下ではそれらの(001)のトレースは判然としない。

かくして、不整合関係に加えて、松ヶ平変成岩と上部古生界で、直立褶曲変形時相に形成された変形構造にかなりの違いがあることが明らかになった。こうしたことは、本地域におけるスレート劈開と片理の起源的關係が、岩松の指摘したような単一の変形作用による漸移関係ではとうてい説明出来ないことを物語っている。筆者らは、問題のスレート劈開と片理の構造階層を、以下のごとく推察しておく。

日立地域の場合と違って、片理が観察される松ヶ平変成岩と、スレート劈開が発達する上部デボン紀層の境界は、数m~数10cmの距離を置いて、フィールドでははっきりと識別できる。また、先述のごとく、剪断面の方向、葉片状鉱物の配列方向、再結晶の度合等が、不整合面を境いに大きく異なっている。こうした変成・変形特性の違いは、変成岩と古生界の造構史が本質的に異なっていたために生じたと言える。具体的に言うと、スレート劈開変形時相、松ヶ平変成岩は後退変成作用を受け、このためすでに形成されていた片理沿いに模写再結晶作用が起こりつつ、褶曲（細密褶曲

劈開の形成)が進行した。片理・細密褶曲劈開とスレート劈開の関係については、IV章で再び考察する。

IV 御斎所・日立・松ヶ平変成岩中の岩石劈開の類似性——特にスレート劈開形成期の変成・変形作用について——

以上述べてきたことから、三地域の変成岩中に発達する岩石劈開の概要が明らかになったであろう。そして、三地域の共通点として、(1)大構造が直立型の褶曲で特徴づけられ、かつ褶曲に伴い形成された岩石劈開が変形深度とともに変化していること。(2)形成の時期は異なるものの、スレート劈開が三地域で観察されること。が指摘できよう。上記(1)は、他の地質学的条件も加味しての上であるが、共通の変形作用が三地域に、換言すると、阿武隈さらには北上山地にも及んでいることを想定せしめる。(2)の項は、三つの地域の造構史を同一の変形・変成史で説明することが不可能であることを明確に示している。つまり、変形時相と各変形時相に形成された岩石劈開の性質を考察することによって、阿武隈帯各地の固有の変形史の解明やそれらの対比が出来そうである。ここでは、三地域の共通項であるスレート劈開の形成の時期、およびスレート劈開を形成した変形時の変成条件を考察しつつ、東縁変成岩、日立、御斎所変成岩の造構作用の一端を解明したい。

最初に御斎所地域にみいだされたスレート劈開から考察を進める。上述のごとく、この地域では典型的なスレート劈開が観察されるわけではなく、残存組織としてスレート劈開に類似する剪断組織をもつ片状構造が見つかったにすぎない。しかし、これらの残存組織は、御斎所変成岩の造構史を解明する上で無視できないように思える。と申すのは、御斎所地域は紅柱石一珪線石型変成作用の模式地とされており(MIYASHIRO, 1961)、著しい再結晶作用を受け変成岩中には碎屑性鉱物、残晶は皆無に近く、主部変成作用前の変形・変成作用の状態を知るてだてが全くといってよいほどないからである。

スレート劈開は、言うまでもなく低変成作用条件下での圧縮変形に由来する岩石構造で、日本では北上山地の中・古生層、およびそれらに対比される地層や四万十帯の泥岩中にその発達が知られ

Process	Features
Diagenesis	1. Formation of primitive anisotropy by mechanical rotation of detrital micas; formation of silty dikes and mica-rich seams parallel to direction of cleavage
Diagenesis and metamorphism	2. Initiation of beardlike growth of chlorite, mica, and rutile on different host minerals
Metamorphism	3. Growth of chlorite-muscovite porphyroblasts; beardlike growth continued 4. Development of fractures and formation of films of layer-silicate minerals through neogenesis; continuation of beardlike growth 5. Solution of Quarts, feldspar, and calcite resulting in apparent flattening of these grains and closer spacing of layer-silicate films 6. Formation of Quartz-chlorite-calcite veins parallel to cleavage planes

第10図 Chronologic evolution of different features associated with slaty cleavage (Roy, 1978)

ている。従って、御斎所変成岩が形成されるような高温条件下では、スレート劈開の代りに、再結晶により片理が発達し、変形の進行とともに片理の褶曲や片理の方向の改変が進むはずである。

近年、Roy (1978) により、圧縮条件下での温度上昇に伴い、スレート劈開がどのような発達・進化(改変)をたどるかが詳しく解析されている(第10図)。図から明らかごとく、未固結状態から緑色片岩相までの温度条件の変遷の中で変形が進行し、さまざまの変形特性をもつスレート劈開が形成されることが理解できる。同時に興味を引く事実は、Roy の想定した緑色片岩相の範囲(温度、圧力の実祭の数値は明確でない)では、変形した碎屑性鉱物、堆積構造などの初期の変形の根跡が保存されていることである。都城によって克明に解析されているごとく、御斎所変成岩は大部分角閃岩相に属し、緑色片岩相の領域は東部に限られる。本稿で記載された標本が東部の比較的低変成度域に見いだされたことを考えると、御斎所の東部地域は、スレート劈開が消滅しない限界の変成条件におかれたということになる。このことを反映するかのごとく、筆者等が調査した限りでは、御斎所変成岩中では主部変成作用以前の低温条件下で形成された片状構造は極めて希にしか観察されなかった。このように問題のスレート劈開様の構造が御斎所変成岩の低変成度域にごくわずかししか見いだせないという事実は、御斎所変成岩中に卓越する直立型の微褶曲の軸面劈開が、黒雲母の定向配列による軸面片理(図版I-A)であることから、黒雲母の斜交配列によって重複される残存構造を、先変成作用とした判断が妥当であることを間接的に支持しているとも言えよう。

以上のことから、スレート劈開が先主部変成作用の産物であることが有力になったわけであるが、さらに興味深いことは、破断劈開・細密褶曲劈開に類似する構造、地層面の転位構造にも、黒雲母の定向配列で斜断されているものがある。

上記の変形構造群は、スレート劈開のごとく明確に形成条件が解析されていないが、御斎所変成岩にペネトレーティブな構造が片理の著しい褶曲であることを考えると、到底主部変成作用の産物とは見なせない。一般に、破断劈開(砂・泥互層の泥岩にスレート劈開が発達し、砂岩に破断劈開が発達することはしばしばである)は、ぜい性条件下で、葉片状鉱物に富んだ層の示す不完全な細密褶曲劈開は低変成条件下で発達するとされている。さらに、不規則な形状を示す地層面の乱れは、剪断・転位により生じたと想定できる。しかしながら、碎屑岩のぜい性挙動が主部変成作用条件下であったとは考えられず、また、剪断や転位が主部変成作用下で形成された直立褶曲の劈開に沿って起こっている事実も認められない。

それではこれらの先変成作用起源の変形構造は、どのような変形・変成条件下で形成されたのだろうか、推測を含めて考察しておこう。「スレート劈開」という言葉だけで、上述のごとく、ある程度変形・変成条件を察知できるので、残存スレート劈開の場合、スレート劈開より高温で形成される片理との起源的關係、つまり、片理が形成された時期とスレート劈開形成時相との時間的隔りが問題になるであろう。このスレート劈開と片理は従来より漸移する構造とみなされているので、上述の問題には著名な二つの変形構造の起源的相関關係を論議することが不可欠のように思われる。このスレート劈開と片理の問題は、これから述べる松ヶ平、日立地域に深い關係があるので、その際に改めて御斎所のスレート劈開に言及することにする。

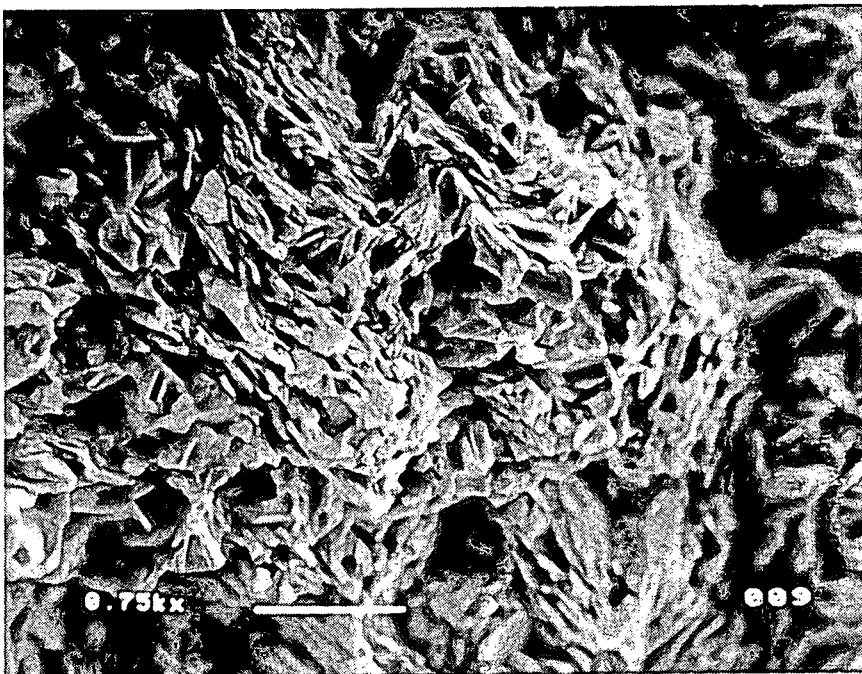
梅村(1979)、原・梅村(1979)等は、御斎所変成岩が西部の竹貫変成岩に超塩基性岩を滑剤に衝上し、その後衝上面が直立型の褶曲運動を受けていることを示した。今のところ、主部変成作用前の変形として識別されているのはこの変形作用だけである。このことに関連して重ねて筆記しておきたいことは、御斎所変成岩の層序の実体がほとんど不明なことである。この要因を、筆者らは現在では変成作用のため判別できなくなったが、地層面に平行に近い大小のスラストが多数介在したことに求めている。このスラストとは直接の關係はないかもしれないが、渡辺ほか(1978)は御斎所の高温部に構造線を設定し、それに沿って複変成岩が分布することを指摘している。筆者らは

構造線の真偽を確認していないが、渡辺らの構造線は、御斎所変成岩の変形史が複雑であることを主張する点において、残存する低変成時の変形構造と近似の意味をもつものかもしれない。いずれにせよ、先主部変成作用時に東方から西方にかけてのスラスト運動、さらにはスレート劈開が形成される変形条件を御斎所変成岩が体験したことは間違いないが、それらの実体には不明な点が多い。

御斎所の南部に分布する日立変成岩の変成度は、御斎所の場合と同様西側に向って、弱変成の鮎川層（二畳系）—緑色片岩相～緑レン石・角閃岩相の大雄院層（石炭紀ビゼー世の化石を産出）—緑色片岩相～角閃岩相の赤澤層へとほぼ連続的に上昇している。問題のスレート劈開は鮎川層に発達し、変成度の上昇と共に細密褶曲劈開に移化する。このスレート劈開の方位は、大構造の軸面との幾何学的関係において大雄院や赤澤層の細密褶曲劈開と同一である。御斎所変成岩の場合と同様、これらの連続的な劈開は、直立型褶曲の軸面に平行である。

このように、一連の変成・変形作用でスレート劈開と細密褶曲劈開が形成され、かつ、それぞれの発達している層準の地質時代、層序の概要がかなり正確に把握できている地域は希れである。従って、日立地域はスレート劈開と細密褶曲劈開（片理の微褶曲）の起源的關係を検討する上ですこぶ重要な地域と言える。

日立地域の場合、スレート劈開の起源にさしたる問題はないゆえ、解析に好都合の条件を備えたスレート劈開と片理・片理の細密褶曲劈開の漸移關係を考察してみる。スレート劈開の発達域は鮎川層が主体で、内部での発達段階はかなり不規則であるが、大雄院層に近づくにつれて著しくなる傾向が認められる。大雄院層以西になると、bedding fabric（片理）が目立つようになるとともにその微褶曲が認められる。先に、具足島（1980）は、低変成度で発達するスレート劈開が西方で黒雲母の配列による片理に移化していることを指摘し、その発達域をおおよそ黒雲母アイソグラッドの東側としている。筆者らの調査結果も具足島の見解と調和的である。



第11図 鮎川層のスレート劈開のSEM像、細密褶曲劈開の特性が識別できることに注意。（スケール、 $\times 750$, bar: 2.7μ ）

第5図に示された模式図を補足すると、主部変成作用条件下において、あるレベルより下位の層準では層理に沿う再結晶が著しく片理が発達したのに達し、あるレベルより上位の低温条件下では bedding に沿い葉片状鉱物の再結晶があったにしても (bedding fabric の形成) 片理の特性は岩石中に生じなかった。そして、圧縮条件が加わると、あるレベルより上位では bedding fabric を保ちつつスレート劈開が、下位では片理の微褶曲 (細密褶曲劈開) が形成されたのであろう。単一の変成・変形作用にしても、変成条件の多相性を考えると、スレート劈開と細密褶曲劈開、スレート劈開と片理の境界は複雑で、決して1本の線として図上に描かれるような性格を有さないであろう。

第11図は、鏡下の観察では典型的なスレート劈開の特徴を呈す泥岩のSEM像* である。図から明らかのごとく、剪断面の他に bedding fabric (層理に平行な葉片状鉱物の配列で規定されている) が細密褶曲を示し、スレート劈開、細密褶曲劈開の双方の特性が識別できる。スレート劈開と細密褶曲劈開の漸移関係を示す有力な証拠と言えよう。さらに、先に示した細密褶曲劈開の形成機構が主部変成作用時の溶脱であったことを思い起こしていただくなら、日立変成岩中のスレート劈開と細密褶曲劈開の起源を、誰しも主部変成作用期の変形の産物と判断するであろう。

先に、御斎所地域でスレート劈開形成時相が先変成作用にあったことを示したが、日立変成岩中にも、主部変成作用前の造構変形の根拠が多数見いだされている。スレート劈開のような低変成度下で形成された残存組織は見つかっていないが、古くは杉 (1935) の有名な Diaphthorite の主張の根拠になった残晶の変形や変成作用前の機械的組織の記載、最近では津江ほか (1981), HARA et. al., (1981), 戸田・梅村 (1983) 等の報告がある。これらの残存変形構造の地質学的意味については、次の章で述べる。

最後に、松ヶ平地域でのスレート劈開変形時相について考察する。松ヶ平変成岩および上部古生界に発達する岩石劈開については岩松 (1971) の詳細な研究がある。変形強度 (微小構造) の連続的变化、幾何学的方位の調和性に基づいて、岩松は、松ヶ平変成岩中の細密劈開が上部デボン～二畳系にかけて発達するスレート劈開に移化していることを示した。第9図で説明したごとく、主要な変形構造に関しては我々の観察結果は岩松のそれとほぼ同一で、上部古生界と松ヶ平変成岩が一連の変形をしているという彼の判断は正しいように思える。しかし、松ヶ平変成岩と上部古生界が、単一の変成・変形作用を受けたとする岩松の見解には異論がある。

整合関係にあるA、B二つの地質単元が同一の変成・変形を受ければ、AからBにかけて形成される小構造の特性が移化する可能性は十分にあるが、片理はAに、スレート劈開はBにといったごとく、極めて特徴的な二つの片状構造の発達域の境界がA、Bの境界に一致することは不自然のように思える。むしろ、変成岩に片理が、上部古生界にスレート劈開が観察される理由を、不整合のような不連続面があると、変形に伴いそれを境にして両者の変形履歴の違いのため変形様式にある程度の急変が起こるといふ、地質学的な常識に求める方が自然であろう。

不整合が確実視され、松ヶ平変成岩が上部デボン紀前に高圧型の変成作用を受けている事実を考慮すると、上記の岩松の示した岩石劈開の構造階層を一度の変形で説明することは困難と言える。従って、松ヶ平地域のスレート劈開変形時相 (=現在の舟底型の向斜の形成に関与した褶曲運動) では、上部デボン～二畳系にはスレート劈開が、下位の変成岩中には片理の微褶曲が生じたことになる。このスレート劈開変形時相は、岩松によると白亜紀の変動とされていることから、おおむね御斎所、日立地域の主部変成作用に対比できると思われる。

我々は不整合の根拠を示す岩石構造のデータを持ち合わせていないが、不整合である限り、古期

* 四国電力中央技術研究所のSEMを御使用させていただいた。関係各位の御厚情に感謝申し上げます。

変成作用時の変形の実体を知ったうえで上記の構造階層を吟味する必要がある。原ほか(1972)は、松ヶ平変成岩中で新、旧2つの褶曲時相(B₂-、B₃-褶曲)を識別し、先上部デボン紀の旧期の褶曲運動で、舟底型向斜の萌芽構造が形成されたとした。しかしながら、我々にとって不整合前の変形の根跡を見つける仕事は困難であったので、スレート劈開形成前の変形については次章で若干の推論をするにとどめる。

V 岩石劈開から推定される阿武隈変成帯の造構運動

三地域でのスレート劈開変形時相の時期、およびその際の変形・変成条件の考察から、三地域で形成の時期、発達場(深度)・度合、その地質学的意味等に大きな差異があることが判明したが、一方で三つの地域の変形作用の性質、時期に共通な点もいくつか明らかになった。ここでは、上記の相違点、共通点、およびスレート劈開以外の劈開や劈開以外の岩石構造から推定できる変形条件を考察して、御斎所・日立・松ヶ平変成岩の造構作用の相互関係を示し、阿武隈変成帯全体の構造発達史を解明する手掛かりとした。

最初に強調しておきたいことは、主部変成作用に先行して、少なくとも御斎所変成岩の一部は、スレート劈開が形成される変成・変形条件を経たことである。また、主部変成作用に先行して、御斎所の竹貫への衝上を促進させた一連の圧縮変形が生じたことも間違いない。筆者らは、先変成作用のスレート劈開時相とスラスト運動を結びつけて、変成作用前の御斎所変成岩の造構運動を下記のごとく解釈している。

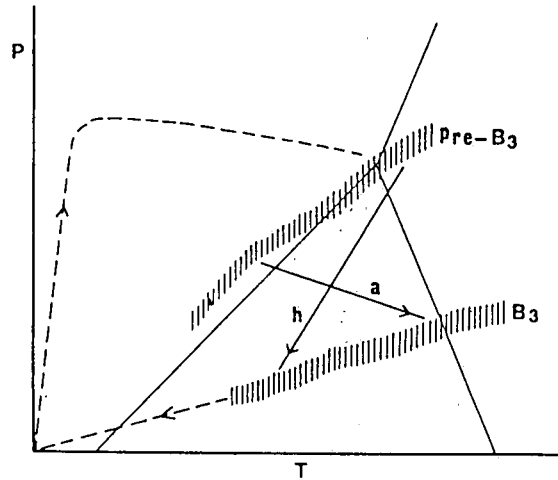
スラスト運動時、御斎所が西方に向かって転位したことは確実で、おそらく現在の御斎所の下位の層準から順次移動をはじめたであろう。側方移動を誘発した圧縮変形前、御斎所は少なくとも衝上面より深いレベル(3km±以下でスレート劈開の形成されるレベル)にあり、側方圧縮とともにそのレベルより浮き上がるような運動を伴いつつ西方に移動したのではあるまいか。要するに、御斎所の源岩は、おそらく東傾斜で集積、埋没した状態にあったが、先主部変成作用のある時期より浮き上がりつつ西方の竹貫側に衝上し始めた。衝上の継続につれて御斎所・竹貫変成岩の層厚*は増し、下位ではかなりの高圧条件が生じたであろう。

津江ほか(1981)は詳細な野外調査から、従来日立変成岩とは異質の地質体とみなされていた西堂平変成岩が日立と一連で、両変成岩中には多数のナッペが介在することを明らかにした。加えて、ナッペの周辺で破壊された角閃岩が緑色片岩相の後退変成作用を受けていることを示し(杉の Diaphthorite の根拠と同一視できる)、ナッペ運動前に日立変成岩がかなりの高温条件を体験し、ナッペ運動後**に直立型褶曲運動を伴う主部変成作用が起こったとした(HARA et al., 1981. 第12図)。これは、主部変成作用が後退変成の性格を有するという見解であり、ナッペ運動とともに、日立地域は隆起の場に転じ、温度・圧力の降下があったことを主張するものである。

御斎所地域においては、主部変成作用前の温度条件を推察する手がかりはないと言ってよい。ましてや、津江らが示したような高温条件の根拠は不明である。ただし、上記のようなスラスト運動が起こっている変動時は一般に地下上温率が低いものの、著しいスラストにより莫大な層厚の地質体が形成されるなら、下位では高圧条件とともに、ある程度の高温条件も生じるはずである。そこで、より後期に典型的な高温型の主部変成条件に移るなら、初期の高温条件下で形成された変成岩

* この段階(主部変成作用の萌芽段階)においても、いずれかの層準に、スレート劈開の形成条件が生じたことは間違いない。

** 筆者らは、種々の残晶の変形特性が、直立型の褶曲の歪み特性で説明できないことから、主部変成作用前になんらかの変形があったことを想定している(第8図)。



第12図 阿武隈高原中央部 (a), および, 日立地域 (h) における変成作用の変遷過程 (Hara, et al., 1981). Pre-B₃: 先 B₃ 褶曲時相の藍晶石型変成作用, B₃: B₃ 褶曲時相の紅桂石-珪線石型変成作用

は再び再結晶を受けるであろう。このような想定に立つなら, 先変成作用時における御斎所と日立の地質条件は近似しているといえよう。以上のことより, 筆者らは, 日立地域におけるナッベ運動と御斎所のスラスト運動の時期がきわめて符合している点を重ねて力説し, 主部変成作用前の両地域の造構運動は基本的に同一であると結論したい。

先に, 御斎所, 日立両変成岩中の主要な大, 小構造が, 共に主部変成作用に伴う直立型の褶曲運動で形成されたことを示すいくつかの根拠を提示した。これらは, 御斎所変成岩の起源と日立変成岩のそれを同一視する有力な根拠で, 古来両地域を調査した多くの地質家の直感的な判断の正しさを実証したものと見えよう。但し, この直立型褶曲運動に伴う軸面劈開の構造階層が, 日立地域ではスレート劈開→細密褶曲劈開であるのに対し, 御斎所地域では軸面片理→細密褶曲劈開へと変化することに触れねばなるまい。こうして劈開の型をあらためて表記すると, 両地域で変形特性にかなりの違いがあるように見えるが, 実察には重要な差異ではない。つまり, III章で明らかにしたごとく, 唯一の違いは御斎所東半部に軸面片理が観察されることで, この領域を除けば, 御斎所, 日立変成岩 (赤澤層および大雄院層) 中の軸面劈開はすべて細密褶曲劈開ということになる。両変成岩における劈開特性の若干の違いは, 直立褶曲時相の局地的な変形条件によるものと思える。

先にも述べたごとく, 御斎所変成岩中では微褶曲が著しく発達しているのに対し, 日立変成岩中では微褶曲が比較的乏しいことから, 御斎所変成岩が相対的に強い側方圧縮を受けたことは確実である。また, 御斎所地域内で比較すると, 褶曲時の歪み特性から判断して, 東側ほどおしつぶし変形が著しい。それゆえ, 御斎所東部の変成岩中では, 再結晶もしくは回転した黒雲母, 白雲母が軸面沿いに配列し, 軸面片理が発達したと思える (図版, I-A)。一方, こうした劈開の型の違いを, 直立褶曲時相の最盛期と黒雲母の再結晶作用の時間的關係が, 御斎所と日立で若干異なっていたことに求める解釈も成立するかもしれない。つまり, 褶曲前に黒雲母が形成されていたら褶曲運動により黒雲母に富む層は容易に微褶曲するし, 褶曲時に再結晶すれば, 軸面片理ができやすいからである。ただし, この解釈を拡大すると, 細密褶曲劈開が観察される変成岩中では, 主部変成作用時にすでに黒雲母が形成されていたというような誇大解釈にもなる (梅村, 1970)。しかしなが

ら、主部変成作用時相を通じて御斎所地域で黒雲母が再結晶しうる深度条件であったことを考えると、この時期の変形作用によって生じる黒雲母の変形特性を考えるのに、黒雲母の晶出の時期を問題にするのはあまりにも意図的である。VERNON・FLOOD(1979)が示しているように、複数の再結晶作用の時相が明瞭に識別できる場合、変形前にできたいわゆる残晶黒雲母は、その変形特性を変形前の(001)面の方位で規定される。また、変形と同時に再結晶した黒雲母と、残晶の黒雲母が共存する場合、両者の化学組成は同一にしても、両者の変形機構・特性には大きな違いがあることが知られている(MANCKTELOW, 1979)。こうした古期の黒雲母であると断定できるような変形特性は、いまだ見つかっていない。以上のことより、御斎所、日立両地域における劈開階層の違いは、主部変成作用時の造構条件の地域差を反映するものであって、両変成岩が一連の低圧・高温型変成作用・直立褶曲運動を被ったことを否定するものではない。ここで、先に明らかにされた主部変成作用前の造構運動の共通性を加味すると、御斎所と日立の造構作用史は、まさしく同一であると結論できよう。

蛇足ながら、今1つ御斎所と日立における造構作用の共通点を指摘しておこう。御斎所の田人岩体、日立の入四間岩体は、主部変成作用末期～後に貫入した一連の深成複合岩体であるが、両岩体の接触圏には垂直に近い軸をもつ微褶曲が観察される。この特殊な褶曲群は、御斎所の層準に貫入する深成岩体の接触圏に普遍的にみられる(梅村, 1970, 1972; 大平, 1972)。

次に、松ヶ平変成岩の造構史を、御斎所変成岩との起源的關係に焦点を置いて考察する。松ヶ平変成岩の問題を論じる場合、なによりも変成作用の時代が問題であるので、この点をはっきりさせて稿を進めたい。

先に岩石劈開の考察から、松ヶ平変成作用の時代に関して、先上部デボン紀説(SATO, 1956; 原ほか, 1972; 加納, 1975)を支持することを明記したが、実際は以下の二、三の有力な根拠をよりどころにしてのことである。詳細な記載は他の機会に譲るが、1つの根拠は、松ヶ平変成岩中に発達する細密褶曲劈開に酷似した特性を示す岩石片が、上部デボン紀の砂岩中に数片確認されたことである。いま1つはヘリサイト構造に類似した変形組織をもつ(曹長石)が、同じく上部デボン紀の砂岩中に見いだされたことである。阿武隈東縁地域では、黒田・小倉(1960)によって曹長石の点紋をもつ変成岩が発見されていることを考えると、すこぶる重要なデータになる可能性がある。ので組織、鉱物鑑定を急がねばならないと考えている。

著者の一人、佐藤は、TAGIRI(1981)の方法により、泥質変成岩、および上部デボン紀のスレート中の炭質物の石墨化度を測定し、変成岩—上部古生界の温度履歴を検討した。詳細な結果は割愛するが、結論として、松ヶ平変成岩中の炭質物は最終的な石墨に近い状態であるのに対し、上部デボン紀の炭質物はせいぜい炭素化過程の最終段階程度であり、メタ無煙炭を生成するような温度条件を示す相が欠落していることを指摘した。間隔の要因となるような層序的欠落は考えられないことから、両者の変成史は明らかに異なっていると言える。かくして、松ヶ平変成岩の起源が先上部デボン紀であることは疑いない。

不整合関係であると、上部古生界から変成岩にかけての小構造の変化—片理とスレート劈開の關係は、岩松(1971)の示した構造階層だけでは説明できないことになる。すなわち、松ヶ平地域全体の地質構造を規定した直立型褶曲運動前、松ヶ平変成岩中には、すでに片理が達達しており、原ほか指摘したように舟底型の向斜の萌芽的構造が形成されていた可能性が強い。従って、直立型褶曲運動は北上帯の白亜紀前半の地層にも及んでいるが(IWAMATSU, 1975)、いわゆる白亜紀を中心にした変成・変形作用で、松ヶ平変成岩中には片理の微褶曲が生じ、これを被覆する上部古生界ではスレート劈開が発達したものと思える。上述の佐藤の石墨化度の測定結果からも明らかなどく、この直立褶曲時における松ヶ平変成岩の温度条件は、古期の変成作用時のそれに到底及ばなかつ

た。

一般に、阿武隈主部変成作用には、 $100 \pm \text{m. y.}$ の年代が想定されていることから、ここで、東縁変成岩を含めて、阿武隈帯全体に及んだ直立褶曲時相の変形条件を要約しておこう。

まず、スレート劈開の発達した層準に関しては、東縁地域では上部デボン紀より上位に、日立地域では二疊系に、御斎所地域には認められないという地域差がある。勿論、変形の様式・発達する微構造のタイプは、近似の圧縮条件の場合、地質体のおかれた場(=深さ)、その地域に固有な地下増温率に最も左右される。従って、難れた場所の同じ時代の地層の変形を比較することより、同じ変形特性を示す層準を並列して、変形作用の議論、考察を始める方が有効と言えよう。上記の三地域でのスレート劈開の発達する層準、およびこれまでに述べた他の劈開の特性、変成度の変化状況等を考慮すると、主部変成作用時の造構場に関して、三者間で次のような対比が可能であろう。

主部変成作用の最盛期、御斎所変成岩は南部の日立変成岩(赤澤層)よりやや深いレベルにあった。そして、両地域では共に西側に温度構造の中心があったが、御斎所の方が変成帯の中核により近く、地下増温率も大きかった。この時、東縁地域は全体として浅いレベルにあり、松ヶ平変成岩は大雄院層より浅く、鮎川の最下部層と近似の変成・変形条件下に、上部デボン紀層が、鮎川の下部層くらいに対比される場であったらう。変成作用の最盛期後～末期にかけての深成岩体の貫入と共に、御斎所、日立は西側の高温域を中心に急速に上昇に転じたと想定できる。

最後に、主部変成作用前の御斎所変成岩と松ヶ平変成岩の相互関係を敢えて推察してみる。この問題を考える有力な手だてではないが、松ヶ平変成岩が、片理に沿う著しい剪断・転位、著しい膨縮構造、碎屑性鉱物の破壊といった強い機械的変形を受けていることに注目すべきだと考える。東縁変成帯が高圧の変成帯であることを考慮すると、上記の変形の根拠は、亀米良(1980)が示したごとく、西から東への沈み込みに伴う変形で生じた可能性が強い。さらに類推を広める材料として、こうした松ヶ平変成岩にみられる片理に沿う剪断変形は、八茎変成岩中でも起こっているようで、また、低温条件下で形成されたとみなされる御斎所変成岩中の転位、剪断変形にもかなり類似している。変形構造の類似性を、起源の同時性に結びつけることには慎重をきさねばならないが、次のような推察が可能であろう。

松ヶ平、八茎変成岩が、畑川、双葉両構造線にはさまれた上昇域に産出することを考えると、おおまかに言って、八茎が、より東側で、より古い時期に、より深く沈み込んだのに対し、御斎所は、後に相対的に上昇域にならない場でより新しい時期に、より浅く沈み込んだ地質体と考えられる。つまり、東縁変成作用が進行している時、松ヶ平、八茎がより東側でかなり深いレベルにあった時、現在の御斎所は、スレート劈開が発達するレベルより浅い場に置かれていたか、あるいは御斎所そのものがいまだ存在しなかったと想定できる。御斎所と東縁変成岩の起源の関係を含めて、阿武隈帯の正確な構造発達史を編むために、今後、さらに克明な地質、岩石構造の解明に努めたい。

VI まとめ

1. 御斎所変成岩中には、源岩の集積、付加時の剪断、変位によって形成されたと考えられる片状構造や、主部変成作用前の低変成条件下での圧縮に由来するスレート劈開、細密褶曲劈開、破断劈開などが残存する。

2. 御斎所変成岩と松ヶ平変成岩の源岩は一連で、おおむね近似の火山活動によると想定できる。西方より東方に向かって、より古期により深く沈み込んだ後者は、先上部デボン紀に高圧型の変成作用を受けたのに対し、前者はいまだ低変成条件下に置かれた。日立変成岩(赤澤結晶片岩)の源岩の集積は御斎所のそれと近似の時期に同様の過程を経て行なわれた。

3. 御斎所が竹貫変成岩に衝上した際の運動方向は, 源岩の集積時のそれとは逆で, この運動に伴って岩層の斜交や転位構造が形成された. この御斎所の竹貫への衝上は, 主部変成作用前, もしくはその早期の段階で起こり, 日立変成岩中でのナッペ群の形成に対応する.
4. 御斎所, 日立変成岩の地質大構造は, 主部変成作用に伴う同一の直立型褶曲で規定されている. この変形・変成作用により, 上記の低温時の変形構造, スラスト, ナッペは改変, 消去された.
5. 直立褶曲運動時, 日立変成岩～古生層中に形成された軸面劈開の様式は, 下位の層準に向けて, スレート劈開→片理の示す細密褶曲劈開へと連続的に変化する. 同じ時相に形成された御斎所変成岩中のそれは, 軸面片理→細密褶曲劈開へと連続的に変化する. この軸面劈開のタイプの違いは, 主部変成作用時の地下増温率が後者でわずかに大きかったことや, 東方からの圧縮変形が後者でより著しかったことに起因し, 両変成岩の被むった褶曲運動が基本的に同一であることを否定するものではない.
6. 阿武隈東縁地域は, 主部変成作用の時期相対的に低温下にあり, 全体としてスレート劈開形成条件下にあった. この条件下において, 松ヶ平変成岩の片理は微褶曲を生じた.
7. 御斎所, 竹貫変成岩の源岩はともに異地性であり, 縫合以前における両者の造構史は互いに異なっている. 両変成岩は, 縫合後に一連の多相的な変成作用 (中圧変成条件から主部変成条件への移化) を受けたと想定できる.

(謝辞) この拙論を報告するにあたり, 広島大学原 郁夫助教授, 高知大学鈴木堯士教授から種々の有益な御指導と御助言をいただいた. また, 秋田大学加納 博名誉教授, 信州大学黒田吉益教授を中心とする阿武隈グループの方々からは, 長年, 有意義な御討論や御教示をいただいた. さらに, 筑波大学具足島良英博士には未公表のデータを御提供いただいた. 筆者等は, 以上の方々には心より感謝を表する次第です.

参 考 文 献

- GRAY, D. R., (1979): Microstructure of crenulation cleavages: An indicator of cleavage origin. *Am. J. Sci.*, 209, p. 97-128.
- 具足島良英 (1980): 日立変成岩にみられる microstructure の地域的变化. 日本地質学会第87年学術大会 (要旨)
- GUSOKUJIMA, Y. (1980): Strain measurements from deformed calcite grains in the Hitachi metamorphic rocks. Professor Saburo Kanno Memorial volume. p. 465-477.
- . (1981): Microstructural analysis of the folded Hitachi metamorphics in the Southern Abukuma plateau. Dr. thesis. The University of Tsukuba.
- 原 郁夫・池田幸夫・梅村隼夫 (1972): 阿武隈山地東縁変成岩の研究—松ヶ平変成岩の時代論—. 基盤岩類, no. 3, p. 5-14
- 原 郁夫 (1974): 阿武隈帯, 松ヶ平・母体帯, 北上帯. 地質学論集, 第10号, p. 25-28
- 原 郁夫・梅村隼夫 (1979): 松ヶ平・母体変成岩類の時代論. 日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, p. 559-578.
- HARA, I., UMEMURA, H. and TSUE, A. (1981): Metamorphism and tectonism in the Abukuma belt, Northeast Japan. Tectonics of paired metamorphic belts. Symposium Hiroshima, p. 179-183.
- 岩松 暉 (1971): 北上・阿武隈山地のしゅう曲の構造階層. 地質雑, 77, p. 289-294.
- IWAMATSU, A. (1975): Folding-styles and their tectonic levels in the Kitakami and Abukuma mountainous lands, Northeast Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 19, p. 95-131.
- 蟹沢聡史 (1974): 火成活動および変成史よりみた東北日本. 地質学論集, 第10号, p. 5-19.
- 加納 博・黒田吉益 (1968): 阿武隈高原の変成作用—特に紅柱石; 藍晶石・珪線石の共存に関して. 総研連絡紙「変成帯」, no. 5, p. 12-16.

- 加納 博他11名 (1973): 5万分の1図幅「竹貫地域の地質」および同説明書, 地質調査所, 109 p.
- (1975): 礫からみた先シルル地向斜基盤. 地団研専報, 19, p. 115—130
- ・黒田吉益・宇留野勝敏・瀧木輝一・蟹沢聡史・丸山孝彦・梅村隼夫 (1977): 阿武隈変成帯形成史—複変成作用の立場から. 三波川帯, 広島大学出版研究会, p. 289—296
- (1982): 日本列島の基盤—序論. 地質学論集, 第21号, p. 1—8.
- 勸米良亀齡・橋本光男・松田時彦 (1980): 日本の地質. 岩波講座, 地球科学15.
- 黒田吉益 (1963): 東北日本の深成変成岩の相互関係. 地球科学, 67, p. 21—29.
- ・小倉義雄 (1960): 北部阿武隈山地における点紋片岩の発見とその意義. 岩鉱, 44, p. 287—291
- MANCKTELOW, N. S., (1979) The development of slaty cleavage, Fleurieu peninsula, South Australia. *Tectonophysics*, 58, p. 1—20.
- 毎熊 弘 (1956): 茨城県諏訪鉾床付近の変成岩類及び鉾床の研究. 広島大学理学部地質教室卒論 (手記).
- MIYASHIRO, A. (1961): Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrol.* 2, p. 277—311.
- 於保幸正 (1981): 南部北上山地杜鹿半島におけるスレート劈開組織. 地質雑 87, p. 657—673
- POWELL, C. M., (1979): A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58, p. 21—34.
- ROY, B. (1978): Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: A study from the Hunruckschiefer. *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 1775—1785.
- SATO, S. (1956): On the Tateishi formation and its Carboniferous coral fauna, in the northeastern part of the Abukuma massif, Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, C. 37, p. 235—261.
- 杉 健一 (1933): 阿武隈高原の変成岩. 日本変成岩総説, 岩波講座.
- SUGI, K. (1935): A preliminary study on the metamorphic rocks of southern Abukuma Plateau. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 12, p. 115—151.
- 田切美智雄 (1981): 石炭の結晶化過程. “岩石の微細組織とその生成のカイネティクス” p. 25—31
- TAGIRI, M., (1971): Metamorphic rocks of the Hitachi district in the Southern Abukuma plateau. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, 65, 3, p. 77—103.
- , (1981): A measurement of the graphitizing degree by the X-ray powder diffractometer. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, 76, p. 345—372.
- 戸田文雄・梅村隼夫 (1983): 日立変成岩中の残晶鉾物の変形組織. 日本地質学会, 西日本・関西両支部会報, (要旨)
- 津江明宏・原 郁夫・梅村隼夫 (1981): 西堂平—日立変成岩類の地質学的関係 (予察). 中生代造構作用の研究. no. 3, p. 255—259
- 梅村隼夫 (1970): 阿武隈高原中央部御斎所—竹貫変成岩類の構造. 高知大学学術研究報告. 19, p. 119—147.
- (1972): 南部阿武隈高原, 田入深成岩体の進入と褶曲運動の時間的關係. 高知大学学術研究報告, 21, p. 15—37.
- (1974): 阿武隈高原御斎所変成岩類中の変石英斑岩脈の変形. 高知大学学術研究報告, 23, p. 135—154
- (1976): 阿武隈, 御斎所・竹貫変成岩の構造階層. 小島文児先生還暦記念文集, p. 172—181.
- (1977): 東北日本, 阿武隈変成帯の構造発達史の一解釈. 「三波川帯」, 広島大学出版研究会, p. 297—306.
- (1979): 御斎所・竹貫地域の造構運動—特に御斎所・竹貫変成岩の構造的縫合について—日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, p. 491—511.
- (1981): 阿武隈高原, 御斎所変成岩中の最古期劈開構造. 総研B「下部古生界—上部原生界」研究報告, p. 55—57.
- (1981): 阿武隈帯, 御斎所・八基変成岩中の岩石劈開. 日本地質学会第88年学術大会 (要旨)
- VERNON, R. and FLOOD, R. (1979): Microstructural evidence of time-relationship between metamorphism and deformation in the metasedimentary sequence of the Northern hill and trough, New South Wales, Australia. *Tectonophysics*, 58, p. 127—137.
- 渡辺 順・嶋岡 博・内山幸二・杉山新平・井口 隆・高畑裕之・法山清久 (1978): 阿武隈山地の“越代—高帽山—大雄院構造帯”の研究, その1 “高帽山 Diaphthoritic Rocks”の地質学上の二三の問題. 地球科学, 32, p. 15—28.
- WILLIAMS, P. F., (1972): Development of metamorphic layering and cleavage in low-grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Am. J. sci.*, 272, p. 1—47.

WOODLAND, B. G. (1982): Gradational development of domainal slaty cleavage. Its origin and relation to chlorite porphyroblasts in the Martinsburg Formation, Eastern Pennsylvania. *Tectonophysics*. 82, p. 89-124.

吉田 尚 (1981): 東北日本の先新第三紀地体構造について. *構造地質研究誌*. 26, p. 3-29.

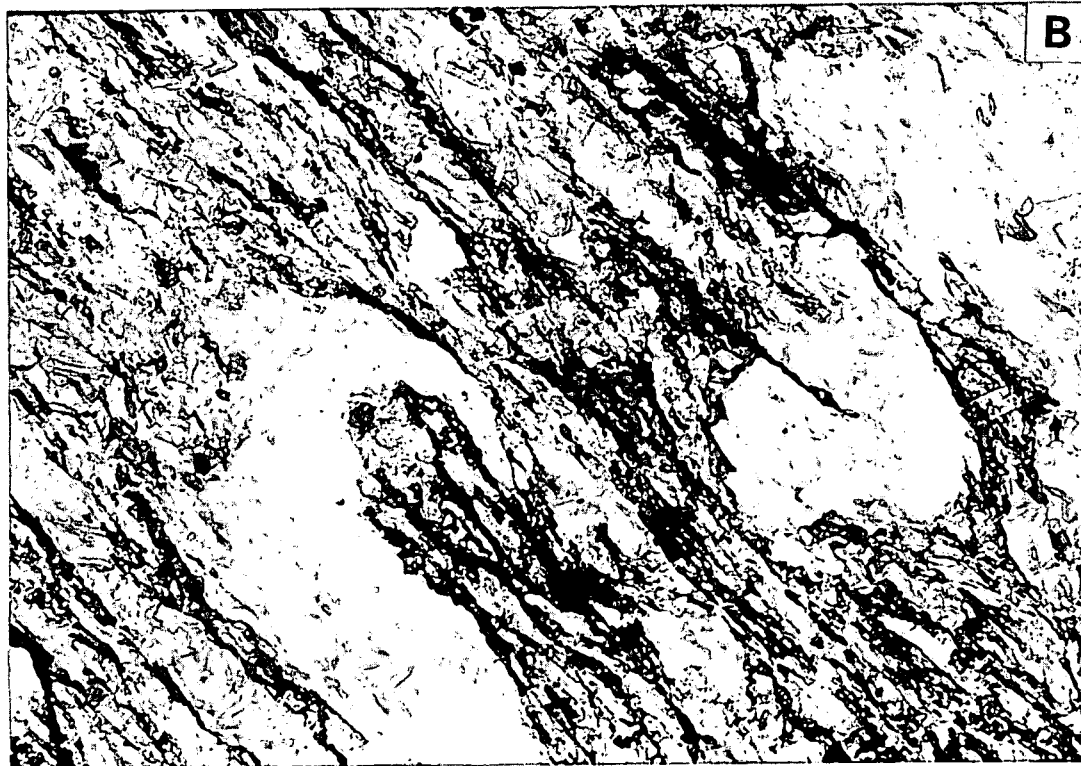
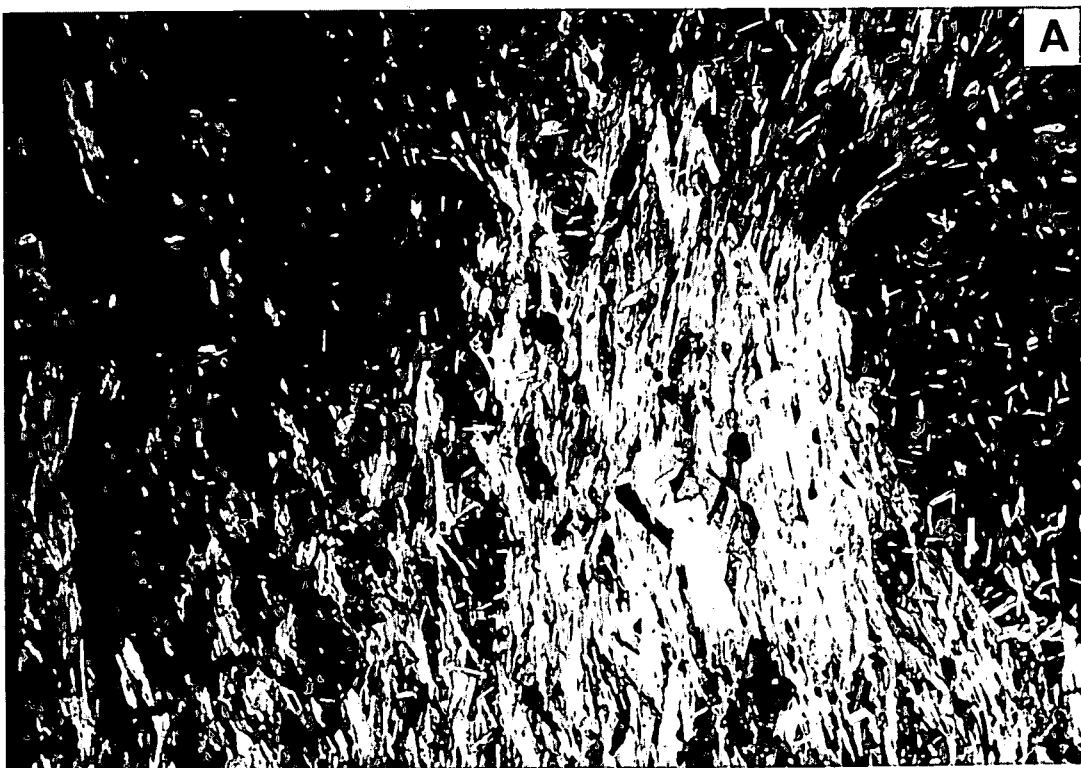
(昭和58年9月30日受理)

(昭和59年3月17日発行)

図版 I~IV

図版 I - A: 御斎所変成岩中に普遍的に観察される微褶曲 (B_3 -褶曲) の軸面劈開 (雲母類の平行配列による軸面片理の特性が明瞭である). スケール: 写真の横幅が約 0.9mm (以下の図版も同様).

図版 I - B: 御斎所東部の低変成度岩中に観察される剪断, 転位構造.

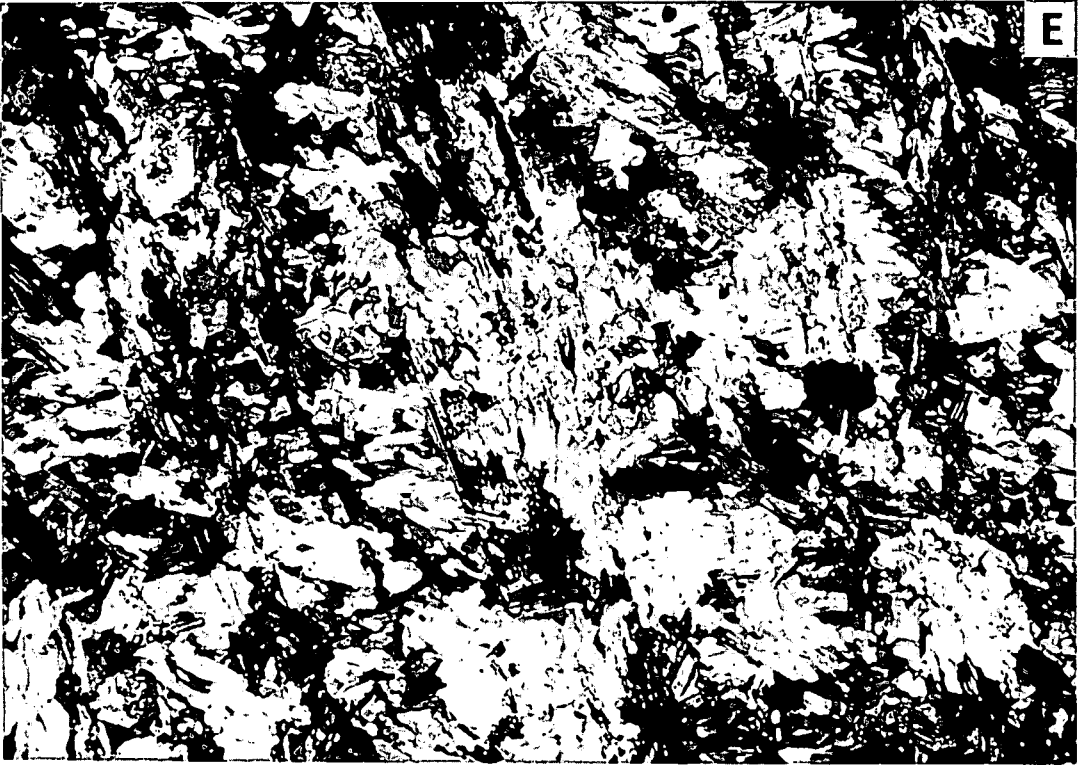


図版Ⅱ-C, D: 御齊所東部の低変成度岩中に観察されるスレート劈開様の構造, 黒雲母片(暗色部)の配列が劈開を斜断している



図版Ⅲ-E: 御斎所東部の低変成度岩中に観察される破断劈開.

図版Ⅲ-F: 御斎所東部の低変成度岩中に観察される細密褶曲劈開 (一部破断劈開を伴う).



図版IV—G, H: 上記の細密褶曲劈開, 破断劈開に重複する黒雲母の配列状
況, G: 直交ニコル, H: 平行ニコル.

