阿武隈変成帯東縁の“井出川構造帯”(新称)——^{い で が わ}

I. “構造帯”設定の根拠とその意義*

渡辺 順**・高畑裕之**・内山幸二**・土屋 篁**

A proposal of the newly-established “*Idegawa Structural Belt*” in the Abukuma Eastern Marginal Belt, Fukushima Prefecture—I. Geological bases for setting of the belt and its significance*

Jun WATANABE**, Hiroyuki TAKAHATA**, Koji UCHIYAMA** and Takamura TSUCHIYA**

Abstract The Idegawa Structural Belt developed with the complex and long-range geohistory has been newly established in this paper. Geological bases for setting of the belt are elucidated as follows:

(1) Swarms of “felsite” dykes are predominantly developed along a few sheared zones with a NE-SW to N-S trend between the Futaba Fault and the Hatagawa Fracture Zone.

(2) They are obviously intruded by the Cretaceous granite (Ohisagawa type: OHNO *et al.*, 1953) at the southern part of the geological map area (Fig. 1).

(3) The plutonic mass is unconformably overlain by the Futaba Group of the upper Cretaceous age at Yachi spa district located further south of the map area.

(4) Restricted only within the widely distributed diorite porphyry mass, there are occasionally some xenoblocks of intensely sheared granites and tourmaline-corundum-hercynite schists that seem to have once suffered very highly poly-deformed and/or -metamorphosed events during quite different orogeneses.

(5) The Kakkoyama Formation, which consists mainly of andesite, andesitic pyroclastics, plagioclase porphyry, quartz porphyry and minor amounts of slate, sandstone, cherty rock and conglomerate, is clearly intruded by the diorite porphyry mass. The formation is also highly metamorphosed—skarnized green phyllonite. The age of the formation is unknown but the metamorphic age is, at least, prior to the intrusion of the diorite porphyry, presumably in the latest Palaeozoic.

(6) Along the Futaba Fault, non-metamorphosed Palaeozoic formations consist chiefly of slate with partly phyllite, Permian limestone with *Pseudofusulina* (SUGAYA *et al.*, 1979) and conglomerate of unknown-age including granite(not the Usuginu-type), are distributed with several hundreds meters in width. Though outcrops are not yet found, it is remarkable that large amounts of boulders of the diaphthorite showing intensely poly-deformed appearance, presumably derived from Palaeozoic area, are found out in the upstream part of Seitanzawa River.

The geologic development of the *Idegawa Structural Belt* (abbrev. ISB) is compared to the *Koshidai-Takaboyama-Daioh-in Structural Belt* (abbrev. K—T—D SB; WATANABE *et al.*, 1978) and is summarized in Table 1.

1982 年 9 月 22 日受理

* 日本地質学会第 89 年学術大会(1982)で一部講演.

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

ま え が き

阿武隈高原東縁の、いわゆる双葉断層と畑川破碎帯とに挟まれた地域は“阿武隈東縁構造帯”(MINATO *et al.*,

1979)ともよばれ、複雑な構造発達史をたどった地質単位である。1980年、筆者らはこの構造帯南半部において従来まったく知られていなかった一つの重要な構造帯を見いだした。福島県双葉郡檜葉町井出川地域に標式的に発達していることから、これを“井出川構造帯”と新称し、ここに構造帯設定の根拠とその意義をのべることにする。この構造帯の解明は現在未だ不十分ではあるが、ここから得られた知見は阿武隈東縁構造帯のみならず、阿武隈変成帯全域の変成史・火成活動史・地質構造発達史を編む上できわめて重要なものとなるであろう。

阿武隈東縁構造帯の概略と研究史

新第三紀中新世最下部霊山層におおわれ、仙台市南方岩沼から福島県いわき市久之浜町までおよそ 100 km、走向 $N10^{\circ}W$ 、高角断層群で発達する双葉断層帯と、その西方 8~10 km をへだててそれと並走する畑川破碎帯

Fig. 1. Index map showing the surveyed area (shaded) including the Idegawa Structural Belt within the Abukuma Eastern Marginal Belt.

Sm: Soma City, Hr: Haranomachi City, Nm: Namie Town, Tm: Tomioka Town, Sj: Shajigami, Sk: Suketsune, Kb: Kurabeishi, Hg: Hatagawa, Kk: Kakkoyama, Yc: Yachi spa, Nk: Nekonakiyama, Yk: Yaguki mine, Tk: Takanokurayama, Nn: Nakane, Um: Umaaraito, ③: Shajigami mylonite zone, ⑩: Idegawa Structural Belt, 1: Uda River, 2: Mano River, 3: Nitta River, 4: Koito River, 5: Tomioka River, 6: Idegawa River, 7: Kido River, 8: Asami River, 9: Ohisa River.

Fig. 2a(upper). Geological map of the Idegawa Structural Belt.

A : Quaternary, B : Tertiary, C : Quartz porphyritic facies with flow structure in the Ohisagawa granodiorite, D : Ohisagawa granodiorite, E : Diorite, F : Felsite, G : Diorite porphyry with flow structure, H : Kakkoyama Formation (including strongly skarnized green phyllonite and weakly skarnized rock), I : Outcrops of sheared granite(G1, G2) and tourmaline schist (S1, S2), J : Palaeozoic formation, K : Septa of green schist(belonging to presumable Yaguki metamorphics), L : Serpentinite, M : Ore-mineralized zone, N : Sheared zones in the Idegawa Structural Belt.

Fig. 2b(down, left). Geological profiles of the Idegawa Structural Belt. Legend : same as Fig. 2a.

1. Ohisagawa granodiorite. 2. fossil weathering products.
3. basal conglomerate. } Ashizawa Formation.
4. arkose sandstone. }
Loc. Yachi spa, Iwaki City.

(SENDO, 1958) とによって画される地帯は、いわゆる“阿武隈東縁構造帯”(MINATO *et al.*, 1965, 1979) と呼称され、複雑な地史をたどった地質構造单元区とされている。その研究は 1920 年代、久之浜—岩沼変位線(現在の双葉断層)の設定(YABE *et al.*, 1924), 双葉中生層の発見(徳永, 1923)にはじまる。以来, 中生層(TOKUNAGA *et al.*, 1926; 清水, 1927; 徳永他, 1930; 大石, 1933, 1934; 大塚, 1934; ASANO, 1950; 正谷, 1950; 半沢, 1954), 古生層(岩井, 1932; 岡野, 1941; SATO, 1956; 佐藤, 1961; 小貫, 1966; YANAGISAWA, 1967; 菅谷他, 1979), 変成岩・変成作用(関, 1962; 原, 1974; 蟹沢, 1974; 黒田他, 1960; KURODA *et al.*, 1963; 黒田, 1963), 深成岩(渡辺他, 1950; 渡辺他, 1952, 1953; 大野他, 1953; 渡辺他, 1955; KAWANO *et al.*, 1956; 柴田, 1958; 牛来, 1958; SENDO, 1958), 金属鉱床(平山, 1959; SHIMAZAKI, 1969; 小川他, 1975), 地質図幅(岩生他, 1961; 鈴木, 1968), 構造地質(恒石, 1966; 山下, 1957; MINATO *et al.*, 1965, 1979), その他常磐炭田調査報告など多くの研究が公表され、阿武隈東縁構造帯の発達史の概要が浮き彫りにされてきた。

筆者らがここでのべようとする“井出川構造帯”との関連で、以上の諸研究を概括してみると、(1)東縁構造帯は白亜紀初期に発生し発達した地塁(horst)である(山下, 1957), (2)酸性深成活動の多様性(渡辺他, 1955; 牛来, 1958), (3)八重変成岩はダイアフライトの可能性(大野他, 1953), (4)複変成岩の存在の可能性(加納他, 1977; 梅村, 1977; 加納, 1980), (5)多重造山帯の可能性(MINATO *et al.*, 1979), 等の指摘はとりわけ重要である。これらのことはとりまおさず、阿武

Fig. 3. Sketch showing about relationship of the Ashizawa Formation in the Futaba Group upon the Ohisagawa granodiorite.

The granodiorite is overlain by basal conglomerate and thick layer of arkose sandstone named Ashizawa Formation (TOKUNAGA *et al.*, 1926; HANZAWA, 1954) intercalated with fossil weathering products of the granodiorite. The evidence signifies that the migration of the granodiorite mass and its exposure to the earth surface had accomplished prior to the deposition of the Ashizawa Formation (Senonian).

隈東縁構造帯全体の構造発達史がそのまま凝縮されて“井出川構造帯”の複雑な発達史にあらわれているからである。

井出川構造帯周縁の地質概略

Figs. 2a・2b に調査範囲*の地質図と地質断面図を示す。井出川を中心に北端は富岡川、南端は木戸川までを示している。東縁は双葉断層で境されその東側には第三紀層が分布している。白亜系双葉層群は本地域では欠如しているが、浅見川以南に分布し、大久川中流の谷地鉱泉付近で下位の久川花崗閃緑岩体**を不整合におおった大規模な露頭が観察できる(Fig. 3)。ジュラ系相馬層群も本地域では欠如しているが、原町市西方付近から以北に双葉断層に沿って狭長に分布している。以上のべた第三紀層・白亜紀層・ジュラ紀層はともに緩傾斜(5~15°E)を示しているが、双葉断層地域に近づくと次第に急立し、断層近傍ではほとんど垂直となり擾乱がいちじりしい。古生層は最大幅 500m の規模で、N10°E、ほぼ垂直の走向・傾斜をもって双葉断層(群)に挟在されて発達している。これは黒色粘板岩を主とし、レンズ状石灰岩***、輝緑凝灰岩、玢岩質凝灰岩、同質砂岩、酸性深成岩礫含有礫岩****からなり、蛇紋岩によって貫入されて

* 福島県双葉郡楡葉町・富岡町に属する。

** KAWANO *et al.* (1967)によると、101 m.y. の年代値が知られている。

*** 清太郎沢下流。菅谷他(1979)によれば、同沢の石灰岩礫から *Pseudofusulina* cfr. *japonica*, *Minojaponella elongata* FUJIMOTO *et* KAMUMA を産出。

**** 清太郎沢中流。円磨度のよい鶏卵大の花崗閃緑岩、閃緑岩、石英斑岩などよりなり、基質は石灰質砂岩。湊正雄博士(談話)によれば、時代未詳としながらも、周囲の地質構成物・岩質など総合的に判断すれば、下部石炭系の可能性があるという。

いる。なお、特筆すべきことは、清太郎沢の古生層分布地域内に、露頭は未だ確認されていないが、多重変成をこうむったと考えられる特異な岩石組織を示すテクトナイト(後述——ダイアフトライト)の転石が多数認められることである。

双葉断層(群)は、上述した古生層中に $N10^{\circ}W$ の走向で数条の大規模な破碎帯・剪断帯となっておりあらわれている。特にいちじるしいものは古生層を挟みその東端(中生層・第三紀層側)と西端のもの(後述の閃緑岩・閃緑斑岩・フェルサイト側)で幅数 10 m の擾乱帯をなしている。この擾乱帯の構造要素(slickenside・微褶曲軸(面)の発達規模・方位・ズレの定量化)の検討では、その造構運動は水平転位よりもむしろ垂直的転位量が多い。しかも東端よりも西端の古生層のものほど、その転位量は大きい(西側のものになるほど side by side のもみあげ(slice by slice up)量が多い)。このことは阿武隈東縁構造帯が双葉断層・畑川破碎帯に挟まれた地塁(horst)帯である、とする双葉断層側からの一つの根拠を示しているものであろう。この意味では双葉断層(群)は双葉構造線(Futaba tectonic line; 山下, 1957)あるいは双葉擾乱帯の性格をもつものと考えて良いのではなかろうか。

一方、双葉断層の西方 8 km にはそれとほぼ並走した畑川破碎帯が発達している。その形成史は基本的に双葉断層のそれと類似したものであろうが、異なる点是非変成古生層を欠如し、緑泥石片岩・含磁鉄鉱結晶片岩・レンズ状糖質石灰岩を帯中に挟在することである。このことから、南方の八茎変成岩やダイアフトライ様岩(大野他, 1953)との対応を考えなくてはならないだろう。最大幅 300 m, $N\sim N10^{\circ}W$ 性、ほぼ垂直のいちじるしい破碎・剪断帯である。

井出川構造帯の構造(発達史)の概要

構造帯を構成する岩石は次章でのべることにして、ここでは構造帯の構造・構造発達史の概要をのべることにする。

この構造帯は Fig. 2a に示すように、 $NE-SW\sim NNE-SSW$ 性の剪断帯およびそれらに貫入するフェルサイト岩脈群で特徴づけられる。すなわち、双葉断層・畑川破碎帯に区画され、しかも両者に切られた構造帯である。その北東延長では剪断帯および岩脈群は次第に $NNE-SSW$ 性に走向を変え、富岡川付近で密なまとまりをみせながら双葉断層に切断されている*。南西延長

では次第にばらけながら萩塚山付近で大久川花崗閃緑岩体の一亜相(大型の斑状石英が特徴)によって貫入をうけ、消滅している。現在、畑川破碎帯に切られるフェルサイトや剪断帯は見出しされていないが、少なくとも井出川構造帯は花崗閃緑岩体貫入以前には完成されていたと考えられる**。剪断帯およびフェルサイト岩脈群は閃緑斑岩や郭公山層中に限って発達している。しかも閃緑斑岩は郭公山層(そのスカルン化岩を含む)に対して貫入関係にある。さらにまた、スカルン化岩や閃緑斑岩体の中に、最古期と考えられる電気石—コランダム—ヘルシナイト片岩と圧碎性花崗岩(いずれも多重変形・変成をうけている)が発見された。

以上の事から、前に述べた双葉断層に沿う古生層(特にダイアフトライト)のデータを援用して総合的に判断すれば、井出川構造帯は、先大久川花崗岩期で、しかもかなり長いレンジにわたる、いくつかの地質学的事変(変成作用)をへながら発達してきた複雑な造構史をもった構造帯であろう。この地質構造発達史の概要を Table 1 に示した。

井出川構造帯を構成する岩石

構造帯を構成する岩石を形成時期の古いものから順に列記し、以下に記載を試みる。

(a) 電気石—コランダム—ヘルシナイト片岩類

閃緑斑岩やその中に発達する破碎帯($N10\sim 25^{\circ}E$, 垂直)や同走向の skarnized green phyllonite(含銅硫化鉄鉱床鉱徴が認められる)やフェルサイトの分布域(以上は井出川構造帯に属する事柄)が数条のいちじるしい破碎・剪断($N10\sim 20^{\circ}W$ 性、垂直)をくり返しながら(幅約 300 m)、その東側でこれと同走向・急立の黒色千枚岩層(古生層)に接している。この破碎・剪断帯中では井出川構造帯に属する岩石はすべていちじるしく破碎・変形をうけ、極端の場合にはこれら岩石の大きささまざまのブロック(破碎角礫)を含む粉状化帯となっている。ここには、網状・プール状に石英・曹長石・方解石脈が無数に鳥フン状に発達している。 $N10\sim 20^{\circ}W$ 走向の、この破碎・剪断帯は双葉断層(群)とみてよいであろう。以上の関係から、双葉断層(群)の形成は井出川構造帯に属する岩石や破碎帯より、“おくれたもの”と判断した。

** 畑川破碎帯に沿う地域の岩石は幅数 100 m にわたり破碎されていることが各地で知られている。(1)大久川花崗閃緑岩の一亜相(石英斑状花崗閃緑岩相: Fig. 2a の(c)岩相)は鬼太郎山の南方(乙次郎林道や木戸川本流)で閃緑斑岩と共に幅数 100 m にわたり破碎、また、その西側のピンク花崗閃緑岩も幅 400 m にわたり破碎されている。(2)富岡—川内街道の割山峠—五枚沢間では幅約 100 m の緑色片岩セプタ(調査地南方の猫鳴山から連続するもので、恐らく八茎変成岩の一部)を挟在して新期花崗岩(大野他, 1953)がその両側で各々 400~500 m 破碎。(3)閃緑斑岩は上記セプタ帯(畑川破碎帯)に切断され、その西側には出現しない。閃緑斑岩の流理構造はセプタ帯に斜交し、また、いちじるしく破碎をうけている。(4)畑川破碎帯にまたがってその東西両側に共通に分布する新期花崗岩(ピンク花崗閃緑岩)は、両側それぞれ幅数 100 m の破碎をこうむっている。以上(1)~(4)の事実は直接的証左でないとしても、畑川破碎帯の形成は新期花崗岩活動後まで継続したものであり、井出川構造帯およびそれを構成する岩石(特に閃緑斑岩)はそれ以前の形成に関わるものであることを示しているであろう。

* 富岡川南向支流や付近の林道・石切場でこの関係がよく観察され

Table 1. Geohistory of the Idegawa Structural Belt.

- (b) 圧砕性花崗岩
- (c) ダイアフトライト
- (d) 郭公山層(スカルン化岩・鉱床を含む)
- (e) トーナル岩
- (f) 閃緑斑岩
- (g) フェルサイト
- (h) 蛇紋岩

(a) 電気石—コランダム—ヘルシナイト片岩類

この片岩類は井出川支流小井出川の枝沢 (Fig. 2a 中の S1, S2 地点) に 700 m × 500 m の小範囲に露出するもので、後述する閃緑斑岩中に認められる。また、明瞭に捕獲岩様の産状を示すものは、数 cm から数 m のブロックとして閃緑斑岩およびトーナル岩中にアグマタイト状の形態を呈している (Fig. 4)。また、後述する郭公山層起源のスカルン化岩をとまなうこともある。片理構造は水平から緩い傾斜を示すが、アグマタイト様ブロックの

部分では多様で、急傾斜を示す部分 (Fig. 4) も認められる。これら片岩類は次の岩相を含んでいる。

A) 変成岩 I (Metamorphism I 期)*

- (i) hercynite—corundum spotted biotite schist 相
- (ii) hercynite spotted blue tourmaline—cordierite—opaque minerals schist 相

B) 変成岩 II (Metamorphism II 期)*

- (iii) garnet—biotite schist 相
- (iv) garnet—cordierite bearing biotite schist 相

いずれの岩相もトーナル岩や閃緑斑岩によるしみこみ、またはそれらによる捕獲状の産状を呈する。片岩類の 90% 以上は変成岩 II の (iii) および (iv) 岩相で占められ、変成岩 I の (i) および (ii) 岩相はその中にパッチ状に産出する。その一例として、Fig. 5a のスケッチは濃青色 (呈色はコランダムと青色電気石による) 片状の (ii) 岩相が縞状構造をもつ (iv) 岩相中にパッチ状に残存して

* 時期の対応については討論で述べる。

Fig. 4. Outcrop showing time-relationships of tourmaline schist, tonalite, diorite porphyry and Ohisagawa granodiorite. Loc. Mid-stream of Idegawa River (See S2 in Fig. 2a).

1: Ohisagawa granodiorite, 2: Microdioritic facies in diorite porphyry, 3: Diorite porphyry, 4: Quartz veinlet, 5: Tonalite, 6: Garnet biotite schist including tourmaline schist.

いる産状を示している。その鏡下スケッチを示したのが Fig. 5b で、微褶曲・波状褶曲組織・構造を示す(ii)岩相パッチがその組織・構造をそのまま残存しながら、組織・構造の全く異なる(iv)岩相に交代されている。

鏡下観察

(i) hercynite—corundum spotted biotite schist 相

優白(斜長石、石英にとむ)と優黒(褐色黒雲母にとむ)質部の互層縞状組織をもつ。斜長石、石英はモザイク状、黒雲母は定向性弱い。不透明鉱物(石墨)が多く、縞状組織に並行している。コランダムは一般にスポットの中核部を占め、0.1~0.5 mm 径の他形粒状であるが、一部黒雲母・磁硫鉄鉱を包有するポイキロブラストのこともある。スポットの外縁部は 0.05 mm 径のヘルシナイト・石墨集合体よりなる。

(ii) hercynite spotted blue tourmaline—cordierite—opaque minerals schist 相

微褶曲組織を呈する。青色電気石(Table 2)と不透明鉱物(反射顕微鏡による同定では磁鉄鉱・石墨と少量の磁硫鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱)による縞状組織(Fig. 5b), 白雲母リムをもち主地に堇青石($2V_x = 68^\circ - 96^\circ$, Table 2), 客地にヘルシナイト集合体をもつスポットで特徴づけられる。次にのべる岩相によって交代される(Fig. 5b)。

(iii) garnet—biotite schist 相

1~5 mm 径のザクロ石を多産。黒雲母は褐色~赤褐色で定向性は弱い。石英・斜長石はモザイク状。他にリンカイ石、褐色電気石を含む。縞状組織を示す。しばしば堇青石—石英—斜長石脈の発達をみる(Fig. 5b)。

(iv) garnet—cordierite—biotite schist 相

(iii)岩相に堇青石を産する岩相で、堇青石の産出に二種類がある。(イ)優黒縞部に黒雲母・斜長石・石英を包有するポイキロブラスト(Table 2-(2)), (ロ)優白縞部に 1~2 mm 径自形の六連双晶を示す斑状変晶(Table 2-(3))。粗粒緑褐色電気石が多い(Table 2-(7), (8))。粒状の不透明鉱物(磁鉄鉱・石墨・磁硫鉄鉱, 少量の黄銅鉱・閃亜鉛鉱)が多いのを特徴とする。

(b) 圧砕性花崗岩*

圧砕性花崗岩は、小井出川林道(Fig. 2a—G1)と柿平林道支線(同 G2)の2ヶ所に産し、強い圧砕組織を示す黒雲母花崗閃緑岩である(Plate 1—A)。

G1において、圧砕性花崗岩は約 30 m と 10 m のブロックとして産する。ここでは、圧砕性花崗岩は周縁急冷相をもつ閃緑斑岩によって侵入を受け、強いスカルン化を受けた郭公山層とは、大部分剪断で接しているが、一部では同じ変形・変成を受け、粉状化し漸移する(Fig. 6a; Plate 1—A)。圧砕の程度はブロックの中心部ではあまり強くなく、 $N45^\circ W, 60^\circ NE$ おとしの圧砕構造が発達し、源岩の初生的組織を良く残しているが、

* 圧砕性花崗岩、閃緑斑岩およびフェルサイト岩脈群の鏡下における岩石記載は、それらの成因関係から第2報“フェルサイト岩脈群の成因”で詳述するので、ここでは産状を中心にのべる。

Fig. 5a. Polished specimen of garnet biotite schist and tourmaline schist. The tourmaline schist remains as remnant patches in the garnet biotite schist. The more detailed sketch within a small squared part is shown in Fig. 5b. Loc. Upper course of the Koidegawa River. See S1 in Fig. 2a.

1: Garnet biotite schist, 2: Cordierite bearing quartzose layer, 3: Hercynite spotted tourmaline-cordierite-opaque minerals schist, 4: Garnet porphyroblast part.

Fig. 5b. Sketch under microscope showing clearly poly-metamorphosed appearance, in which hercynite spotted tourmaline-cordierite-opaque minerals schist is replaced by garnet biotite schist. A unique foliation with undulating or microfolding texture of the former is superimposed by a gentle gneissose texture of the latter and fades away around the frontal boundary of replacement.

1: Blue tourmaline and opaque minerals, 2: Host matrix consists of dense aggregations (approximately 80% in mode) of clots of cordierite, and guest pigments are opaque minerals, 3: Hercynite spot with muscovite rim, 4: Garnet biotite schist, 5: Cordierite bearing quartzose layer.

閃緑斑岩や郭公山層との接触部では無方向にいちじるしく粉状化が進み、圧砕度も強くなっている (Fig. 6b; Plate 1—A). この破碎組織は、これに進入している閃緑斑岩とその周縁急冷相には認められず、これらの岩石の進入以前の組織であることを示している。

G2 においては、10~30 cm の礫状に閃緑斑岩の捕獲岩として多産する。ここでの圧砕性花崗岩の岩相は、G1 ブロック中心部のあまり圧砕組織の強くない部分と同一

であり、粉状化部分は認められない。またこの柿平林道支線には、所々に非常に弱い圧砕を受けた花崗閃緑岩が数m巾で産する。この花崗閃緑岩は閃緑斑岩中に産するが、その接触部は不鮮明である。またこの岩石は、後に進入した大久川花崗閃緑岩とは角閃石を含まない点などで異なり、圧砕性花崗岩の非圧砕相の可能性がある。この他この林道には、G2 で示した地点以外で圧砕性花崗岩の転石がみつかり、周辺にはまだ多くの圧砕性

Table 2. Chemical data of cordierites, blue and brown tourmalines by EPMA.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
SiO ₂	49.54	50.22	50.50	41.99	37.65	38.16	37.21	37.00
TiO ₂	.05	.05	.00	.68	.45	.41	1.04	1.67
Al ₂ O ₃	30.32	31.94	32.04	30.04	31.08	32.58	31.82	30.76
Cr ₂ O ₃	.04	.01	.01	.06	.03	.07	.09	.37
FeO	10.70	11.06	9.97	1.42	6.90	9.18	10.93	8.71
MnO	.75	.90	1.00	.18	.05	.03	.03	.08
NiO	.07	.07	.00	.00	.00	.08	.00	.00
MgO	6.23	6.37	6.18	5.45	4.76	5.09	4.69	4.52
CaO	.09	.18	.10	1.29	.96	.84	1.31	1.76
Na ₂ O	.19	.15	.14	4.94	1.93	2.30	1.87	1.77
K ₂ O	.06	.07	.00	.03	.00	.00	.01	.01
Total	98.04	101.02	99.94	86.08	83.81	88.74	89.00	86.65

(1) : Cordierite in tourmaline schist.

(2) : ditto

(3) : ditto

(4) : Blue tourmaline in tourmaline schist.

(5) : ditto

(6) : ditto

(7) : Brown tourmaline in garnet biotite schist.

(8) : ditto

Analyst : Hiroyuki TAKAHATA

Cordierites and blue tourmalines are coexisting with hercynites and corundums in remnant patches (shown in Fig. 5b).

The rock of remnant patches has peculiar chemical composition, which is high amounts of Al₂O₃, FeO, MgO, B₂O₃, contrasting with very low of SiO₂.

Three types of cordierite are very similar composition.

Two kinds of tourmalines are found in garnet-biotite schist. One is blue in colour found in remnant patches and the other is brown in biotite schistose part. However, their chemical compositions, corresponding to schor-dravite series with a little amount of uvite molecule, are not so different except for (4), which takes more dravitic molecule.

花崗岩が分布すると思われる。

(c) ダイアフトライト

前にのべたように、この岩石は清太郎沢の古生層分布地域内に多数の転石として認められる。その岩質は多様であるが、一般的に次のような特異な岩石構造・組織を特徴的に呈する。i) 概して細粒の黒雲母片岩であるが、その中に大小さまざまな規模でブロック状、パッチ状、眼球状(augen), 扁桃状(mandelartig), 蠕虫状(wurmförmig)あるいは縞状に粗粒の優白質片麻岩相が普遍的に混在している, ii) この優白質片麻岩部分は各ブロックに共通する片麻岩構造を示さず、ブロック毎に任意の定向構造をもつ(転移している)。また、プチグマチック状の内部褶曲を普遍的に示す(Plate 2—A), iii) これら優白質ブロックを圍繞し、はるかに細粒の前述の片岩相が発達している。そのために片麻岩ブロックの多い部分では、網目状ブロックを圍繞する“うねり構造(wellenförmige Erhebung)”を呈する。優白質ブロックの少ない岩相では“うねり構造”を示さず、定向片状性が強い, iv) 片岩相に認められる定向構造は優白質ブロック内部の片麻岩構造の定向性と明らかに斜交し、あるいはその周縁で引きずり褶曲(drag folding)を示している。この事実は片岩構造を形成する運動が片麻岩形成の時期よりも後生的(epigenetic)であることを示している。この運動が優白質ブロックに示された場合には既存の片麻岩構造と複合されて、特異な構造・組織を呈している。これらの鏡下写真を Plate 2—B に示す。

鏡下では両岩相は組織・構成鉱物・粒度の上で格段の

差異が示される。

優白質片麻岩：一般にグラノプラスチック組織を示すが、1:2 程度に伸長した石英によるレンガ積み組織(brick-piled or -laying texture)*を示すこともある。きわめて粗粒(最大 1.5 mm, 普通 1 mm 程度)の石英が 80% 以上を占め、他に堇青石(0.5~1 mm, 双晶を示す), 黒雲母, ザクロ石, 少量のパーサイト, 斜長石, リンカイ石, 青色電気石**, チタン鉄鉱を随伴する。石英はしばしば波動消光を示し Böhm lamellae が発達する。微小なピグメントを無数包有し汚濁している。

細粒黒雲母片岩：一般にネマトプラスチック組織を示し定向性が強く線構造が発達する。モルタル状石英, 斜長石, 黒雲母(共に 0.1 mm 程度)を主とし、稀に堇青石, ザクロ石を随伴する。黒雲母の緑泥石化, 堇青石のピニ石化がいちじるしい。すでにのべたように片麻岩ブロックに重複した部分では、Plate 2—B にみるような特異な複合組織が認められる。

以上の岩石構造・組織・構成鉱物・粒度組成の観察から、二段階の変成史をもった岩石、すなわち、恐らくは珪質片麻岩のような既存の高度変成岩類が、いちじるしく圧砕されブロック化(回転転移)・粉状化し上述した複雑な組織を示す細粒優黒質(ネマトプラスチック組織)に改変された post-deformation crystallization (mimetic crystallization, READ, 1957) 岩相が混在したダイアフ

* 竹貫—花園地域の珪質片麻岩に全く酷似の組織が知られている(HUNAHASHI, 1979)ので、この起源を考える上で興味深い。

** 最大 0.5 mm, O(x)=青~青緑色, E(x)=淡緑~淡黄で前出の電気石片岩のものに酷似していることに注目したい。

Fig. 6a. Route map showing the occurrence of sheared granite, skarnized green phyllonite, diorite porphyry and felsite. The more detailed sketch within a small squared part is shown in Fig. 6b. Loc. Upper course of the Koidegawa River. See G2 in Fig. 2a.

1 : Debris, 2 : Felsite, 3 : Diorite porphyry, 4 : Skarnized green phyllonite, 5 : Sheared granite, 6 : Sheared parts, 7 : Schistosity, 8 : Fault.

Fig. 6b. Outcrop showing the occurrence of diorite porphyry and sheared granite. The diorite porphyry with some amount of chilled margin intruded into the sheared granite with intensely pulverized appearance. Loc. Upper course of the Koidegawa River. See G2 in Fig. 2a.

1 : Chilled margin of diorite porphyry, 2 : Diorite porphyry, 3 : Pulverized part of sheared granite, 4 : Sheared granite, 5 : Sheared part.

トライトと見てよいであろう。この意味では筆者らが、かつてのべたことのある(渡辺他, 1978)ダイアフトライトの定義の二つの側面, すなわち, (1) 造構的背景が岩石組織内に刻印されたテクトナイトで, しかも, (2) 高変成度岩から低変成度の鉱物組合わせを示す岩石(low grade mineral assemblage) に変成されたもの, に合致しているようである。

(d) 郭公山層(新称)

標式地を郭公山(標高 448 m)とする。主に, 安山岩溶岩, 同質火砕岩, 斜長石玢岩, 石英斑岩および少量の黒色粘板岩, 砂岩, チャート, 礫岩から構成される。層厚不詳であるが恐らく 1,000 m 以上と推定される。大久川花崗閃緑岩の貫入を受けているが, その接触部では 200 ~ 300 m にわたり熱変成をこうむっている。また, 後述

する閃緑斑岩・フェルサイト脈岩の貫入をうけているが接触変成はこうむっていない。標式地でのこれら火山岩類は一般に塊状無層理で相互の累重関係は不明である。また, 種々の程度のスカルン化* (アクチノ閃石, エビドート, ゾイサイト, 普通角閃石, 単斜輝石, ザクロ石) や黄鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 磁黄鉄鉱の鉱化変質** をこうむっている。スカルン化のいちじるしく強い地域*** は, 北方の井出川—富岡川間のフェルサイト活動帯にある。ここで

* 鎮下では前出の大久川花崗閃緑岩によるホルンフェルス化をうけた置換組織を示す。

** 郭公山北方の NW-SE 性の鉱微帯や, 後述する木戸川発電所近傍の NNW-SSE 性の鉱床(ともに Fig. 2a に図示)。

*** 以上の事実と考えあわせ, 総合的に判断すれば, これらスカルン化作用と鉱床形成の時期は大久川花崗閃緑岩の活動期とは全く無関係。酷似した地質環境にある八釜鉱床でも, スカルン化作用・鉱床の形成は大久川花崗閃緑岩活動期ではない(小川他, 1975)との結論は注目される。

Fig. 7. Outcrop showing ore-mineralization in the intensely mylonitized rock originated from sheared granite, in the vicinity of the Kidogawa power station.

1: Well-preserved parts of sheared granite in mylonitized zone, 2: Hornfelsic schistose part, 3: Silicification part in hornfelsic schistose part, 4: Garnet porphyroblast zone, 5: Pyrite mineralized zone with gossan, 6: Schistosity, 7: Fault, 8: Prospecting tunnel.

は Fig. 2a に示したように、NE—SW～NNE—SSW 性で発達する数条の剪断帯に沿って、閃緑斑岩中のセプタあるいは大小さまざまな捕獲岩体としてみられる。これらは剪断帯と同じ走向をもつ強い片理の発達した *skarnized green phyllonite**、あるいはスカルン鉱物が縞状に配列した結晶質縞状スカルンと称すべきもので、原岩

* このうち、富岡川支流にみられるものは、松ヶ平変成岩の一部や、高ノ倉変成岩に酷似した岩相を示している。

組織はほぼ完全に消失している。随所に黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・磁鉄鉱鉱染部がみられ、特に富岡川支流では小規模な含銅硫化鉄鉱床が胚胎している。一方、木戸川発電所ダム下流部には花崗岩ミローナイトを母岩とする黄鉄鉱鉱微地がみられる (Fig. 7)。図にみるように強く破碎された花崗岩質岩のブロックが多数残存し、その周辺は片理の強く発達した片状ホルンフェルス質岩となっている。程度の差はあるが鏡下ではブラストミローナイト組織を示している。片理構造に沿いあるいは網状に黄鉄鉱細脈が珪化帯をともなって形成されている。ザクロ石斑状変晶 (3～5 mm 大) が密集して、あるいは鉱染部分に認められる。この花崗岩ミローナイト帯と郭公山層との直接の関係はみられないが、郭公山層分布域に発達していることはたしかである。原岩である花崗岩質岩が前述した (b) 圧碎性花崗岩とほぼ同質のものであることは重要である。このミローナイト化帯は数 10 m はなれた部分で大久川花崗閃緑岩に貫入されている。

(e) トーナル岩

小井出川が井出川と合流する付近の小沢 (Fig. 2a の S1・S2 地点) に、閃緑斑岩岩体中の小規模な岩体として、(a) で述べた片岩類に伴って露出している。片岩類とは調和的な構造を示しているが、閃緑斑岩によって貫入をうけている。このことから、トーナル岩と片岩類は一つのブロックを形成し、閃緑斑岩は明らかにこれらより遅れて活動したものと結論され、一部では前 2 者が後者の外来捕獲岩様を呈するものも認められる。S2 の小沢では、三者の関係を示す露頭にこれらよりさらに遅れて大久川花崗閃緑岩の小岩脈が貫入しているのが観察される (Fig. 4)。

トーナル岩と片岩類の関係は複雑に入り組んでいるが、境界はいっばんに明瞭でアグマタイト状に片岩類をとりつつんでいることが多い。また、片岩の内部にネットワーク状に斜長石斑状変晶の形成が行われ、漸移的にトーナル岩に移化する部分も認められる。岩質は不均質で黒雲母の量比により暗灰色から灰白色の色調を呈する。色指数は 5～10 程度である。粒度も均質さを欠き、細粒ないし中粒。黒雲母の弱い定向配列がみられ、片岩類の片理とほぼ調和的である。とくにアグマタイト状の片岩ブロックに接する付近では、すみ流し状の黒雲母の濃集部が多くみられる。

鏡下では斑状の斜長石と、この粒間をうめるやや小形の石英・黒雲母を主構成鉱物とし、少量のカリ長石・ジルコン・リンカイ石・ザクロ石・磁鉄鉱を伴っている。斜長石は半自形、卵形ないし角のとれた短冊状、2～2.5 mm ×

1.2~1.7 mm 大のことが多い。累帯構造は明瞭。アルバイト式双晶・集片双晶は一般的。双晶面の曲がったものも多くみられる。内核部は $An_{26-35}\%$ 、外殻部は $An_{22-29}\%$ 。石英は斜長石の結晶間を充填。他形で 0.3 mm 大のことが多い。波動消光はつよい。黒雲母の小片を包有するポイキリティックなものもある。黒雲母は半自形ないし他形、石英とともに斜長石の結晶間をうめている。0.3~0.6 mm 大。暗緑褐色ないし緑褐色を呈す。湾曲しているものも多い。一部は緑泥石化している。

(f) 閃緑斑岩

閃緑斑岩は、この構造帯を構成する岩石の大半を占める*。この岩石は色指数 30 前後で、5~6 mm 程度の卓状ないし短柱状の斜長石の周囲を、やや細粒の角閃石・黒雲母がとりまく斑状組織を示す。有色鉱物は弱い定向配列を示し、流理構造を形成している。分布域を通じて色指数に多少の差はあるものの、上記の特徴は普遍的なものである。例外として、貝の坂西方の畑川破碎帯付近に分布するものは、非常に流理構造が強く、明瞭な斑状組織をもたない。また柿平南方や S1 付近では、より優黒質な斑状岩様の岩相が、basic inclusion 様の産状を示している。

閃緑斑岩の流理構造から、この岩体は半ドーム構造や半盆状構造を示す四つの单元から成っていることが明らかになった (Fig. 2a)。これらの单元の境界部には強い剪断帯が発達し、閃緑斑岩がカタクラスティックな変形や粘土化作用を被っている。この剪断帯に沿ってフェルサイトの岩脈群の進入が卓越し、またスカルン化した郭公山層がセブタ状に産する。このことから閃緑斑岩の進入運動とフェルサイトの活動には、密接な関係があると考えられる。

ところで閃緑斑岩のもう一つの特徴として、閃緑斑岩とスカルン化岩および圧砕性花崗岩との接触部に、巾 10 数 cm から 1 m ほどの周縁急冷相が発達することがあげられる。この周縁急冷相は有色鉱物をほとんど含まず、陶器状光沢を示す基質中に、閃緑斑岩中の斑状斜長石が点在する組織を示す。斜長石の斑晶の量は接触部で少なく、閃緑斑岩側で多くなる。斑晶の増加とともに有色鉱物の量も増え、周縁相は閃緑斑岩に漸移してゆく。またこの周縁急冷相は脈岩状にスカルン化岩、圧砕性花崗岩に進入している産状も示し、一部ではフェルサイトと区別しがたいものもある。

(g) フェルサイト

井出川構造帯を特徴づける主役の岩石の一つで、井出

川流域に標式的に発達する岩脈群としてあらわれている。前述のように NE—SW 性ないし NNE—SSW 性でほぼ垂直の走向、傾斜をもち、閃緑斑岩および郭公山層に貫入している。その貫入位置は (f) 閃緑斑岩の項でのべた通り、半ドーム構造や半盆状構造を示す四つの单元岩体をなす閃緑斑岩体の单元毎の境界域に、いちじるしく強い剪断帯が数条発達した帯である。その境界域の閃緑斑岩はカタクラスティックな変形や粘土化をこうむっている。また、郭公山層起源の skarnized green phyllonite 化のいちじるしい帯に頻繁に貫入している。岩脈幅は数 m~数 10 m で延長数 10 m~数 100 m のものが卓越し、これらが単位岩脈の群 (dyke swarm) をなして数条の貫入帯を形成している。単位岩脈間の被貫入岩体は前述の通り一般にいちじるしい剪断や粘土化をこうむっている。フェルサイトはおおむね塊状、半透明樹脂光沢を帯びた陶器状光沢、細粒緻密の有色鉱物をほとんど欠く優白岩で、数 cm 程度の板状節理 (写真参照) が細かに発達するほか、数 mm~数 cm 程度の微細クラック (hair crack) が卓越し脆弱である。単位脈内の岩質の変化 (たとえば周縁相など) は認められない。以上は一般的な肉眼上の外観である。岩脈毎の岩質を検鏡すれば、斜長石、石英およびカリ長石 (サニディン、正長石) からなる珪長質岩であることは共通しているが、多様な岩質のものが区別される。

(h) 蛇紋岩

双葉断層に沿い古生層東縁に局所的に分布する。古生層とは断層で接する。塊状蛇紋岩であるが、局所的に角礫化・片状化が強い。残晶はみられず透閃石によって置換された変成蛇紋岩である。

井出川構造帯設定の根拠とその意義

以上のべてきた事実と考察から、井出川構造帯を新たに提唱する地質学的根拠とその意義をのべる。

(1) 阿武隈東縁構造帯は構造地質学的に南北性で並走する二つの構造線 (双葉断層と畑川破碎帯) で特徴づけられるが、この地塁内にあってこれら構造線より以前の造構運動により形成された、一つの“構造帯”が見い出された。それは両構造線に斜交し、数条の大規模な剪断帯と無数のフェルサイト岩脈が延長 10 km にもわたり発達する帯であること、また、(2) 以下にのべるように、この帯の形成に関った構成岩石の中には重要な事実 (複変成作用、トータル岩・閃緑斑岩などの深成活動、圧砕性花崗岩の形成とフェルサイト岩脈の活動、スカルン化作用と金属鉱床形成など) を示すものがあること、した

* Fig. 2a 地質図範囲内で 31.0 km² を占める。

Fig. 8. Occurrence of felsite dyke in the Idegawa Structural Belt. See the fine and platy joint in the rock. Loc. 1 km east of Kakinokidaira district.

がって、時代論的にも、形成レンジの長い、しかもいくつかの地質学的事件(変成作用・深成作用・造構運動など)をへて形成された帯である、などの理由によって単なる“剪断帯”としてとり扱うのではなく、“構造帯”の性格を十分に有している。

(2) “構造帯”を特徴づけるフェルサイト岩脈群は明らかに白亜紀花崗岩類(大久川花崗閃緑岩体)の貫入を受けている。

(3) この花崗閃緑岩は上部白亜系(双葉層群)によって明瞭な不整合関係で被覆されている。

(4) 本地域に広く分布する閃緑斑岩の中に限定されて、圧砕性花崗岩、複変成岩(電気石—コランダム—ヘルシナイト片岩)が随所に認められる。この閃緑斑岩は前記の大久川花崗閃緑岩体に貫入されている。

(5) 郭公山層は前記の閃緑斑岩により貫入されている。また、程度の差はあれ、高度のスカルン化をうけ、“構造帯”に沿って出現するものは skarnized green phyllonite になっている。スカルン化に伴い多金属鉱床

鉱徴地をみる。

(6) 双葉断層に沿う非変成古生層は少なくとも二疊系中～下部を含むセプタであるが、多重変形を受けたテクトナイト(ダイアフトライト)を産することは重要である。双葉断層運動によって下部構造 (untergebirge) の高度変成岩およびそのダイアフトライト化岩が上部構造 (obergebirge) の古生層中にもみ上げられた、というストックベルク解析 (Stockwerkstektoniksanalysen; MURAWSKI, 1977) の考え方が適用できるかも知れない。

以上のべた直接的根拠に加え、周辺の地質学的状況などいくつかの傍証を援用しながら、一つの試案として本地域の造構史を概括したのが Table 1 である。以上のことから筆者らはこの構造帯に標式地の名を冠し、“井出川構造帯”をここに新たに提唱したい。

その意義は次の2点にまとめることができる。

(A) 井出川構造帯は三つの変動をへた、きわめてレンジの長い造構発達史をもっている。いわば三階建構造 (Dreistockwerk) である。すなわち、(1)断片的な証拠とは云え基盤岩 (metamorphism I の産物—Table 1 参照) とみなされる圧砕性花崗岩や高度変成岩類(電気石—コランダム—ヘルシナイト片岩を含む)が MINATO *et al.* (1979) による安倍族造山運動の subsequent stage の変動 (metamorphism III—渡辺他, 1978, 1979; HUNAHASHI *et al.*, 1979 の越代—高帽山—大雄院構造帯形成の変動に相応)をこうむり、その結果、花崗岩の再活動 (pulverization, mylonitization, フェルサイトの形成)、高度変成岩のダイアフトライト化が行われた。(2)郭公山層の堆積時代は不明ではあるが、そのスカルン化、skarnized green phyllonite 化は metamorphism I の変成程度・内容と全く異なっており、またその変成時代は metamorphism III の産物の形成以前であることは明らかであり、しかも metamorphism III の pulverization・mylonitization を複変成的にこうむっている。metamorphism I の産物が metamorphism II の作用をこうむっているかどうかは、現在得られているデータからは判断できない。

(B) 阿武隈東縁構造帯内^{しやじがみ}にあって、同様の構造帯として注目すべきものに、“社地神ミローナイト化帯”(準備中)がある。これは阿武隈東縁構造帯北部^{すけつね}にあり、新田川流域社地神一助常に模式的に発達するものである。いちじるしく強いミローナイト化帯で特徴づけられ、スカルン化岩、skarnized green phyllonite (高ノ倉変成岩)、圧砕性花崗岩の粉状化、フェルサイト岩脈群、金属鉱床(鉄山など)を伴う NE—SW 性の大規模な構造帯で、

時代未詳の石灰岩を伴なう。北東方向への延長はいわゆる山上型圧砕性花崗岩に達し、南西方向への延長は蛇紋岩貫入帯で特徴づけられ、畑川構造帯に併合しつつ消滅する(酒井, 1975)と云われている。さらにこの構造帯の南西延長方向の大滝根山付近には、“大滝根ダイアフトライト”と命名した岩石(準備中)が時代未詳の石灰岩を伴ない NE—SW 性で位置している。また、その延長 NE 8 km の馬洗戸^{うまあらいと}には、skarnized green phyllonite を伴なう変成蛇紋岩帯が同走向に発達している。筆者らは上記の変成岩類は、社地神ミローナイト化帯の南西延長に位置するものと考えたい。また、福島市の南東 16 km の川俣町地域に発達する NNE—SSW 性、skarn 化岩を伴なう縞状片麻岩体も社地神ミローナイト化帯形成の造構運動と密接に関係したもの、と考えたい。畑川破碎帯西方地域はいわゆる古期花崗岩(渡辺他, 1955)が広く分布する地域であるが、以上のことは、上述の大滝根・馬洗戸・川俣付近のダイアフトライト岩や片麻岩などを含む地質構造地域への造構造解析への手掛りを示唆していることにはならないであろうか。その意義は大きい。もしそうだとすれば、この延長方向である御齊所・竹貫変成岩地域の構造(NNW—SSE 性)との関連はどうなるのか、今後の課題は多ししなければならない。

ともあれ、阿武隈東縁構造帯は従来、南北性の構造帯として強調されてきたが、実は双葉・畑川両構造線形成以前に、それらと斜交しその枠をこえる構造帯が少なくとも二つ(井出川構造帯・社地神ミローナイト化帯)あることを強調したい。このことは、阿武隈東縁構造帯を造構造史の上でみると、双葉・畑川両構造線による地層化運動を後半(中生代以降)の変動とするならば、井出川構造帯形成史はその前半の変動によるもの、と結論づけられるであろう。

謝辞 舟橋三男・湊 正雄先生にはこの論文作成にあたり懇切なる御指導をいただいた。舟橋先生には現地調査にも参加いただき御指導いただいた。両先生に厚く感謝の意を表する次第である。

文 献

- ASANO, K., 1950 : Upper Cretaceous Foraminifera from Japan. *Pacif. Sci.*, 4, 2, 158—163.
- 牛来正夫, 1958 : 阿武隈高原の変成作用と深成作用。鈴木 醇教授還暦記念論文集, 74—87.
- 半沢正四郎, 1954 : 東北地方。日本地方地質誌, 344 頁, 朝倉書店。
- 原 郁夫, 1974 : 阿武隈帯・松ヶ平・母体帯・北上帯。地質学論集, no. 10, 25—27.
- 平山 昭, 1959 : 八茎鉾山の地質鉾床について。東北大学卒論。
- HUNAHASHI, M. and WATANABE, J., 1979 : Tectonics, metamorphism and plutonism in the subsequent stage of the Abean orogenic movements. In “*Variscan Geohistory of Northern Japan—The Abean Orogeny*”. by MINATO *et al.*, 1979, 323—363.
- , 1979 : Rock facies of the Takanuki-Hanazono zone, ditto. 299—308.
- 岩井淳一, 1932 : 福島県相馬地方の層序について。東北大学卒論。
- 岩生周一・松井 寛, 1961 : 「平・川前(付井出)」5 分の 1 地質図幅説明書。
- 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, no. 10, 5—19.
- 加納 博・黒田吉益・宇留野勝敏・瀧木輝一・原 郁夫・蟹沢聡史・丸山孝彦・梅村隼人, 1977 : 阿武隈変成帯形成史——複変成作用の立場から。三波川帯, 秀敬編, 289—296, 広島大学出版研究会。
- , 1980 : 阿武隈変成帯研究史——とくに複変成基盤論を中心として——岩鉾, 特別号 2, 375—383.
- KAWANO, Y. and UEDA, Y., 1967 : K-A dating on the igneous rocks in Japan (VI)—granitic rocks, summary—, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III, 10, 65—76.
- 黒田吉益・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。岩鉾, 44, 287—291.
- , 1963 : 東北日本の深成変成岩類の相互関係。地球科学, 67, 21—29.
- KURODA, Y. and OGURA, Y., 1963 : Epidote-amphibolite from the Northern Abukuma Plateau, Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Sec. C, 80, 246—268.
- 正谷 清, 1950 : 福島県相馬地方の侏羅系について。地質雑, 56, 499—505.
- MINATO, M., GORAI, M. and HUNAHASHI, M., 1965 : *Geologic Development of the Japanese Islands*. 442 p., Tsukiji Shokan.
- , HUNAHASHI, M., WATANABE, J. and KATO, M., 1979 : Abean metamorphics of the eastern marginal tectonic belt of the Abukuma Mountains. In “*Variscan Geohistory of Northern Japan—The Abean Orogeny*”. 427p., Tokai Univ. Press.
- MURAWSKI, H., 1977 : Geologisches Wörterbuch. DTV.
- 小川敬三・志田彰夫, 1975 : 八茎鉾山の深部タングステン鉾床について。鉾山地質, 25, 109—122.
- 大石三郎, 1933 : 福島県相馬地方の侏羅紀層。地質雑, 40, 684—687.
- , 1934 : 相馬中生植物化石層の時代について。地質雑, 41, 265—268.
- 岡野 寛, 1941 : 福島県相馬郡中村町西方の古生層について。東北大学卒論。
- 大野勝次・砥川隆二・渡辺岩井・柴田秀賢, 1953 : 北部阿武隈高原東南地域の地質——阿武隈高原の地質学的岩石学的研究(其の 5)——。東京文理大学研究報告, 第 2 号, 79—89.
- 小貫義男, 1966 : 阿武隈山地八茎・高倉山地方古生層の

- 層位および構造. 松下 進教授記念論文集, 41—52.
- 大塚弥之助, 1934: 相馬の中生代植物化石群に関する論議. 地質雑, **40**, 26—29.
- READ, H. H., 1957: *Granite Controversy*. Murby, London, 430p.
- 酒井文児, 1975: 福島県原町市西方太田川流域の地質. 北大卒論. no. 1137.
- SATO, T., 1956: On the Tateishi formation and its Carboniferous coral fauna, in the northwestern part of the Abukuma massif, Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, C. 36, 235—261.
- 佐藤敏彦, 1961: 相馬古生層(阿武隈高原)の層序と構造運動の概要. 地質雑, **67**, 406.
- 関陽太郎, 1962: 福島県八茎鉱山付近の結晶片岩. 岩鉱, **48**, 11—18.
- SENDO, T., 1958: On the granitic rocks of Mt. Otakine and its adjacent districts in the Abukuma massif, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, III, 6, 57—167.
- 柴田秀賢, 1958: 阿武隈山地の花崗岩類. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, 244—252.
- SHIMAZAKI, H., 1969: Pyrometasomatic copper and iron ore deposits of the Yaguki mine, Fukushima Prefecture, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, Sec. II, XVII, 317—350.
- 清水三郎, 1927: 相馬地方の鳥の巣石灰岩の地質時代. 地質雑, **37**, 409—416.
- 菅谷政司・根本修行・大原 隆, 1979: 阿武隈山地東縁部から産した紡錘虫化石. 平地学同好会会報(特別号), 42—46.
- 鈴木敬治, 1968: 20 万分の 1 福島県地質図および同説明書. 福島県.
- 徳永重康, 1923: 磐城炭田地方に発見せる中生層. 地質雑, **30**, 101—114.
- TOKUNAGA, S. and SHIMIZU, S., 1926: The Cretaceous formation of Futaba in Iwaki and its fossils. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, Sec. 2, 11, 181—212.
- 徳永重康・大塚弥之助, 1930: 相馬中生層に関する新事実について. 地質雑, **37**, 575—593.
- 恒石幸正, 1966: 阿武隈山地広野地域の地質構造. 地震研究所彙報, **44**, 749—764.
- 梅村隼夫, 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, 秀 敬編, 297—305.
- 渡辺岩井・牛来正夫・外崎与之, 1950: 北部阿武隈高原の花崗岩類. 地質雑, **56**, 264—265.
- 渡辺岩井(阿武隈団研グループ), 1952: 阿武隈高原の地質構造と火成史. 地質雑, **58**, 348—349.
- ・外崎与之・牛来正夫, 1953: 北部阿武隈高原東北地域の地質——阿武隈高原の地質学的岩石学的研究(其の 4)——. 東京文理大研究報告, 第 2 号, 69—78.
- ・牛来正夫・黒田吉益・大野勝次・砥川隆次, 1955: 阿武隈高原の火成活動—阿武隈高原の地質学的岩石学的研究(其の 9). 地球科学, **24**, 1—11.
- YABE, H. and AOKI, R., 1924: Mesozoic and Cenozoic history of the Abukuma Plateau and its forland along the Pacific coast. *Jap. Jour. Geol. Geog.* III, no. 3—4, 23—27.
- 山下 昇, 1957: 黒瀬川型の構造線と気仙沼型の構造線(日本列島の地質構造発達史の諸問題—1). 地球科学, **31**, 1—15.
- YANAGISAWA, I., 1967: Geology and paleontology of the Takakurayama-Yaguki Area, Yotsukura-cho, Fukushima Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser., 39, 63—112.
- 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, **32-1**, 15—28.
- ・高畑裕之・嶋岡 博・内山幸二・町田隆史・井口 隆, 1979: 阿武隈山地の“越代—高帽山—大雄院構造帯”の研究—その 2. 藍晶石・珪線石・紅柱石・コランダムとの共存斑状変晶を産するフレック片麻岩. 地球科学, **33-6**, 319—330.

Explanation of plate

Plate I-A

Polished specimen of sheared granite and skarnized green phyllonite. The sheared granite was suffered intense pulverization at the stage of metamorphism III (See Table 1) and dragged into the deformed green phyllonite which was skarnized to diopside-garnet assemblage. Loc. G2 point of Fig. 2a.

Plate I-B

Polished specimen showing agmatitic garnet biotite schist and tonalite. The former includes palaeosomes of hercynite spotted tourmaline-cordierite-opaque minerals schist (deeply dark spots of garnet biotite schist in the upper left part of the specimen). The tonalite invades among garnet biotite schist with net-work manner and shows heterogeneous appearance. Loc. S1 point of Fig. 2a.

Plate II-A

Polished specimen, boulder from Seitanzawa River, of diaphthorite. Intensely reformed folding structure, undulating white part of presumably quartzose gneiss and existence of some blotches of pre-existing cordierite gneiss seen as palaeosome in upper left part suggest the rock was formed as a fruitful product of polymetamorphism, strictly speaking, diaphthoresis as is stated in the petrographic description.

Plate II-B

Photomicrograph of diaphthorite. The picture shows a very peculiar texture suggesting two steps of deformation and mineralization—diaphthoresis. Open nicols. Sp. No. E-d. Loc. Seitanzawa River.

A

B