

四国中央部別子地域の三波川変成帯中の東平緑れん石角閃岩体に見られる変成履歴の異なる2つの岩相について

森山 浩*

Two metamorphic paths in the Tonaru epidote amphibolite mass within the Sambagawa belt, Besshi district, central Shikoku

Hiroshi MORIYAMA*

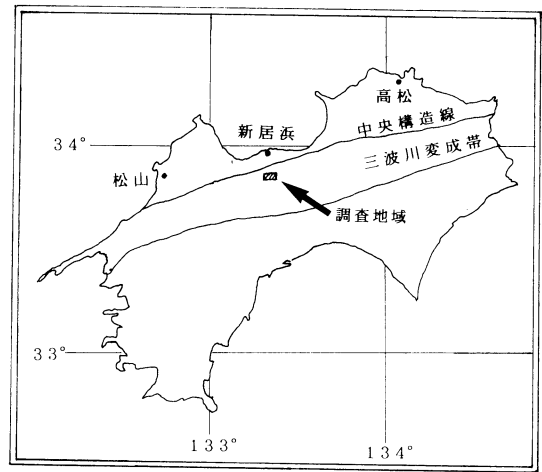
1. はじめに

三波川変成帯は、高圧中間群の広域変成作用を受けた変成帯である。四国中央部・別子地域（第1図）は、三波川変成帯のなかでも緑れん石角閃岩相の高変成度の変成岩が広く分布しており、また、粗粒で周囲の変成岩とは異質な東赤石かんらん岩体・五良津岩体・東平岩体・瀬場谷岩体などとよばれている超塩基性岩体・塩基性岩体が分布している（第2図）。

近年、この地域においてこれらの塩基性岩体・超塩基性岩体の岩石学的研究が進み、各岩体の成因や変成履歴に多様性があることが明らかになってきた。そして、これらの岩体は、テクトニック・メランジ帯中の巨大なブロックであると考えられるようになった（TAKASU, 1984, 1989; 梶座, 1984; KUNUGIZA *et al.*, 1986）。

東平岩体は上記のテクトニック・ブロックの一つであり、現在は岩体の大部分は緑れん石角閃岩相の鉱物組合せになっているが、岩体の一部にエクロジャイトが存在することが報告されている（上阪・鳥海, 1984）。一方、岩体中のかんらん岩は蛇紋岩が累進変成作用を受けて形成されたものであることが明らかにされた（梶座, 1984）。高須（1988）は、東平岩体は変成履歴が異なる二つの岩体が合体した複合岩体である可能性を予察的に述べた。すなわち、エクロジャイトが後退変成作用を受けて形成された緑れん石角閃岩と梶座（1984）の累進変成作用を受けたSタイプ超塩基性岩と密接に産する緑れん石角閃岩という二つの岩体である。

今回、東平岩体の地質調査と、記載岩石学的研究から東平岩体は二つの岩相にタイプ区分が出来ることが



第1図：調査地域位置図

明らかになったので報告する。

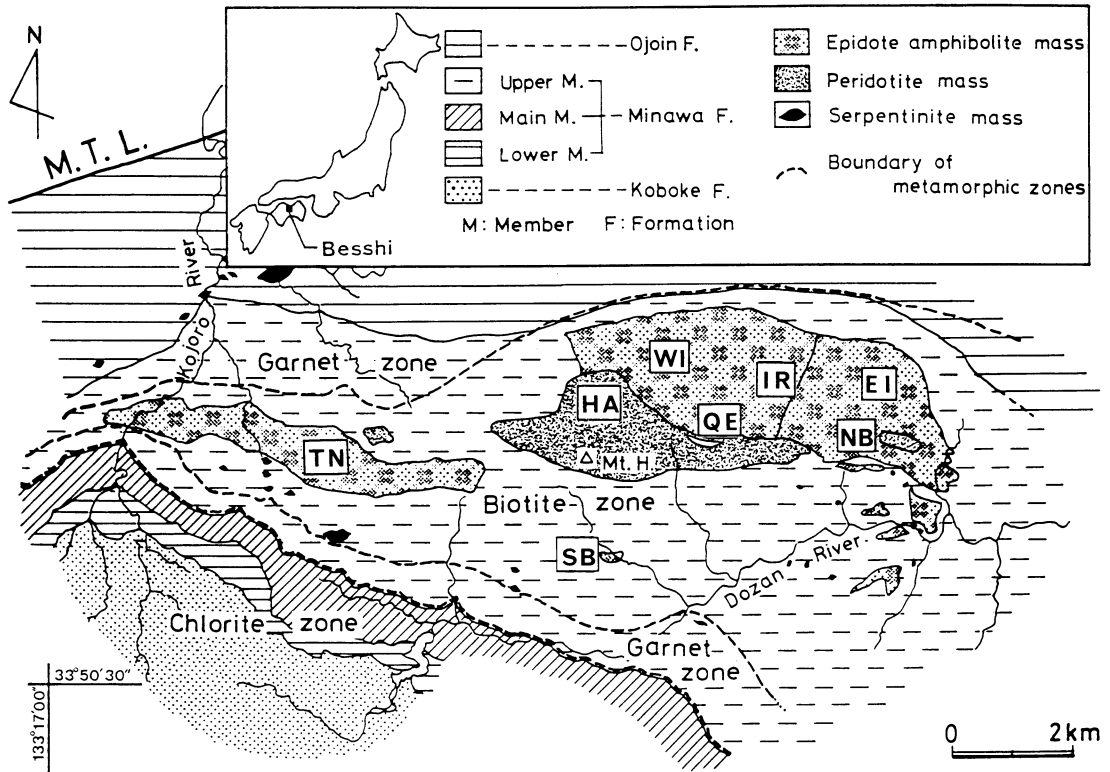
この小論を書くにあたり、島根大学理学部地質学教室の高須 晃先生には終始有益な討論と激励をしていただいた。野外調査に際しては住友林業別子山村事務所の方々、銅山峰ヒュッテの伊藤玉男氏には種々の便宜をはかっていただいた。以上の方々には厚くお礼を申し上げる。

II. 地 質

1. 三波川結晶片岩

調査地域の三波川変成帯はすでに高須・牧野（1980）によって詳しく記載されている。それによると東平岩体のある層準は三縄層上部層で泥質片岩層、塩基性片岩層、珪質片岩層の互層よりなる。変成度では東平岩体及びその近傍では、オリゴクレス黒雲母帯が、そしてその外側には曹長石黒雲母帯が分布して

* 小野田セメント株式会社鉱床部



第2図：四国中央部別子地域地質図及び変成分帯図。TAKASU (1989) より引用。

TN, IR, SB : 東平, 五良津, 瀬湯谷緑れん石角閃岩体； NA, HA, NB, IM, FW, SR : 西赤石, 東赤石, 肉淵, 芋野, 藤原, 白髪山超塩基性岩体； M. T. L. : 中央構造線。

いる(榎並, 1982)。泥質片岩は、東平岩体周辺に広く分布し、片理が顕著で曹長石の斑状変晶がある。東平岩体に近づくにつれ、より粗粒になりオリゴクレスの斑状変晶は径5mm以上になる場合もある。塩基性片岩は直径1~2mmの曹長石斑状変晶が点紋をなし、一般に片理が顕著に発達している。

2. 東平岩体

東平岩体は、須領付近より東へ東平・西赤石南方を経て物任谷上流に至る東西6km南北1kmの岩床状の形態をした岩体である(第3図)。岩体は現在大部分が緑れん石角閃岩相の鉱物組合せからなっているが、岩体内部には斑れい岩様の組織が残存していることがある。また、もともと輝石と斜長石によると考えられる白黒のリズミックな縞状構造が発達しており、原岩は層状斑れい岩体と考えられてきた(坂野ほか, 1976; 高須・牧野, 1980)。また、岩体内部には、周囲の結晶

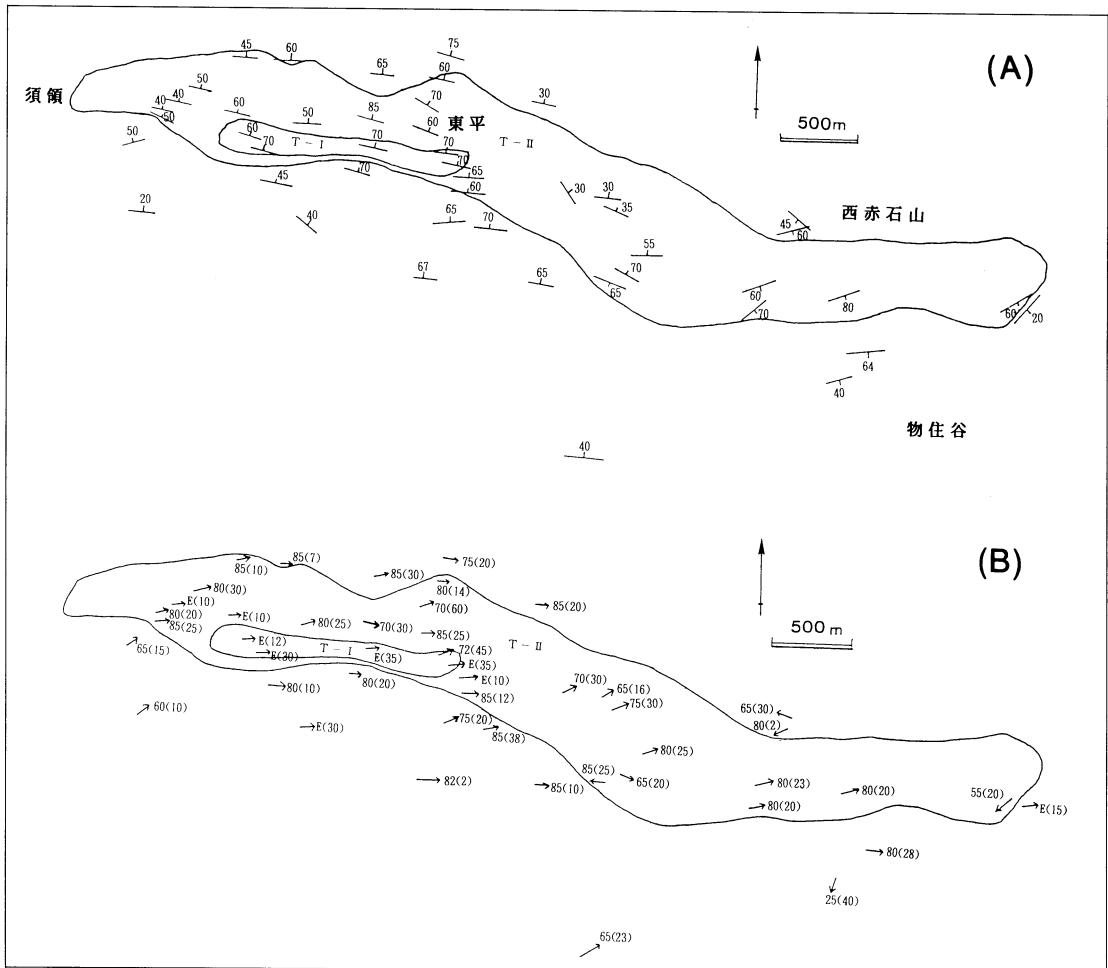
片岩に比べると発達度は弱い、片理や線構造も見られる(第3図)。

i. 東平岩体の岩相区分

東平岩体は下に述べるようにT-IタイプとT-IIタイプの二つの岩相に区分できる。T-Iタイプはかつて高須(1979)が行なった東平岩体の岩相区分のうちType Iに相当する。また、T-IIタイプはType II~Vに相当する。

(1) T-Iタイプ

全体的に優黒色であり、しばしば縞状構造が発達している。縞状構造は、ホルンブレンドに富む黒色の層と単斜輝石に富む淡緑色の層が2~20cmごとに互層している。また、黒色の縞の部分には最大10cm×7cmにも達するホルンブレンドの巨晶からなる岩相が存在する。蛇紋岩を層状、あるいはレンズ状にはさんでいることがある。T-Iタイプの分布はT-IIタイプに完全にとり囲まれて東平岩体内部に存在する。東平河



第3図A：東平岩体及び周囲変成岩の片理構造図，B：東平岩体及び周囲変成岩の線構造図

床，一の森西方において典型的に発達する。

(2) T-IIタイプ

優白色の層と優黒色の層の互層する縞状構造が発達した岩相で，優白色の層は，斜うれん石・斜長石に富み，優黒色の層は，ホルンブレンドに富む。両層とも径5～15mmのざくろ石の斑状変晶を伴う。優白色の層と優黒色の層の互層の仕方は様々で3～50cmごとに繰り返したり，優白色の層がかなり優勢で3～100cm，優黒色の層は3～10cmで互層したりと，変化に富む。また，露頭規模で優白色質，優黒色質で，縞状構造があまり発達しない岩相も分布するが，岩体全体の規模からすれば，これらも大きな縞状構造の一部であるといえる。また，岩体東部において上阪・鳥海（1984）によって見いだされたエクロジヤイトはT-IIタイプ

に含まれる。エクロジヤイトは片理は弱く，塊状であり，周囲のオンファス輝石を含まない角閃岩に漸移する。T-IIタイプは，T-Iタイプの分布域を除く東平岩体全域に広く分布する。本岩相中に幅数10cmから100cmの大理石脈が縞状構造と平行又は斜交して入っていることがある。

ii. T-IタイプとT-IIタイプとの関係

T-IタイプとT-IIタイプとの接触関係は，東平河床でよく観察される。

T-Iタイプの北縁の境界では，T-Iタイプ側で一部露頭が欠如しているが，幅約1mの固結した破碎帯が存在する。破碎帯の方向はN75°E，70°Nである。T-Iタイプの岩体中に見られる縞状構造の方向は，N80°W，70°N，T-IIタイプのそれはN70°W，60°N

で、両者はよく似た方向を示すが、破碎帯の方向は両タイプの縞状構造と明瞭に斜交している。

T-Iタイプの南縁においても幅約1mの固結した破碎帯が存在する。T-Iタイプの縞状構造の方向は $N80^{\circ}W, 70^{\circ}N$ 、T-IIタイプのそれは $N85^{\circ}W, 65^{\circ}N$ でよく似ているが、破碎帯の方向は $N45^{\circ}E, 70^{\circ}N$ で両タイプの縞状構造の方向を切って存在する。破碎帯の部分は中粒から細粒の固結した岩石であり、鉱物組合せは緑れん石角閃岩相を示す。

iii. 東平岩体と泥質片岩層の関係

東平岩体と周囲の泥質片岩との関係についても東平の河床で観察される。東平岩体の北縁では緑れん石角閃岩と泥質片岩の間に約30cmの固結した破碎帯が存在する。この破碎帯から北側の泥質片岩層中には、約8mの範囲で東平岩体と同質の緑れん石角閃岩の大小のブロック(最大 3×4 m)がもみ込まれている。東平岩体の縞状構造及び泥質片岩の片理面と破碎帯の方向はほぼ一致している。

また、東平岩体南縁の角閃岩と泥質片岩の間は、最大10cm幅の固結した破碎帯をはさんで緑れん石角閃岩と泥質片岩が接していて、両者の縞状構造は平行である。片理面の走向・傾斜は角閃岩で $N60^{\circ}W, 70^{\circ}N$ 、泥質片岩では $N70^{\circ}W, 68^{\circ}N$ である。またこれらは破碎帯の方向($N75^{\circ}W, 70^{\circ}N$)とほぼ一致している。

III. 岩相記載

1. T-Iタイプ

T-Iタイプの角閃岩の縞状構造は、単斜輝石に富む淡緑色の層とホルンブレンドに富む黒色の層の互層からなる。淡緑色の層は主に単斜輝石、ホルンブレンドからなり、緑れん石、黒雲母、白雲母、スフェン、方解石、鉄鉱を含んでいる。黒色の層は主にホルンブレンドからなり、他に緑れん石、単斜輝石、黒雲母、白雲母、スフェン、方解石、りん灰石、ルチル、鉄鉱を含んでいる。単斜輝石は径が $1 \sim 5$ mmの他形から半自形の短柱状結晶で、縁部や劈開にそって種々の程度にホルンブレンドに置換されている。ホルンブレンドは長径が $0.5 \sim 5$ mmの半自形から他形の長柱状で斜ゆうれん石、スフェン、方解石、りん灰石、鉄鉱を包有している。T-Iタイプの岩相中にはさまれて産する蛇紋岩はほとんど蛇紋石のみからなり、一部に鉄鉱、緑泥石、かんらん石、角閃石、単斜輝石が存在する。

2. T-IIタイプ

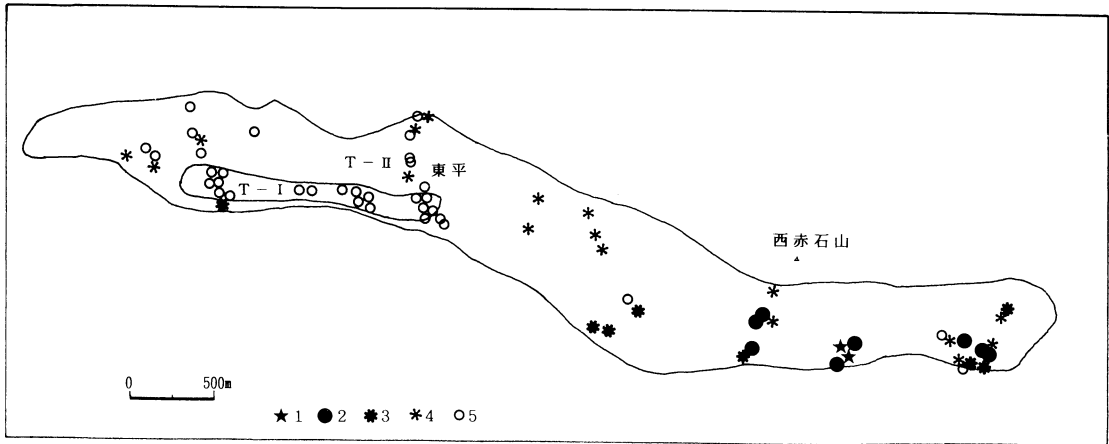
T-IIタイプ角閃岩は、優白色の層と優黒色の層の縞状構造で特徴づけられるが、優白色の層は主に緑れん石、ホルンブレンド、斜長石からなり、白雲母、緑泥石、石英、スフェン、りん灰石、ルチル、鉄鉱を伴い、緑れん石、ざくろ石、藍晶石を含むことがある。優白色の層と優黒色の層ともにホルンブレンドは長径 $0.5 \sim 2$ mmの自形～半自形の長柱状結晶で、緑色から青緑色を呈する。最大長径は4 mmのものもある。緑れん石は長径 $0.5 \sim 2$ mmの自形～半自形の柱状結晶でしばしば累帯構造を示す。ざくろ石は径 $1 \sim 10$ mmの斑状変晶で、最大径は25 mmに及ぶ。半自形から他形粒状で東平付近では自形結晶のものも見られる。薄いピンク色を呈し、スフェン、りん灰石、斜長石、鉄鉱を包有することがある。割れ目にそって、ホルンブレンド、緑れん石、斜長石、白雲母が置換している。斜長石は $1 \sim 3$ mmほどの他形粒状でホルンブレンド、白雲母、緑れん石を包有しているものがある。

3. エクロジャイト

ざくろ石、オンファス輝石、ホルンブレンド、緑れん石、斜長石を主とし、白雲母、黒雲母、石英、スフェン、りん灰石、方解石、鉄鉱を伴う。ざくろ石は、直径 $2 \sim 5$ mmの半自形から他形粒状で薄いピンク色を呈し、スフェン、鉄鉱を包有し、割れ目にそってホルンブレンド、斜長石、斜ゆうれん石、白雲母が置換している。ホルンブレンドは長径 $0.5 \sim 3$ mmの半自形から自形で青緑色を呈し、スフェンを包有する。斜ゆうれん石は長径 $1 \sim 2$ mmの半自形から自形で累帯構造を示すことが多い。ホルンブレンド、緑れん石などの柱状鉱物が弱い定向配列を示すことがある。また、オンファス輝石の周囲に斜長石とホルンブレンド(あるいは斜長石、ホルンブレンド、単斜輝石)のシンプレクタイトが発達することがある。

IV. 考察

東平岩体の角閃岩は、T-IタイプとT-IIタイプの二つの岩相からなる。T-Iタイプは、単斜輝石に富む層とホルンブレンドに富む層が互層した縞状構造が発達し、蛇紋岩の薄層又はレンズ状岩体をしばしばはさんでいる。T-Iタイプは、緑れん石と斜長石に富む優白色の層とホルンブレンドに富む優黒色の層が種々の厚さで互層した縞状構造が発達している。T-



第4図：エクロジャイトとシンプレクタイトの分布図

- 1：エクロジャイト（ざくろ石+オンファス輝石）.
- 2：オンファス輝石+シンプレクタイトが認められる.
- 3：シンプレクタイトのみが認められる.
- 4：単独ホルンブレンド中にシンプレクタイトの組織が認められる.
- 5：シンプレクタイトの組織は認められない.

IタイプとT-IIタイプは断層で境されており、両者の岩相は野外で明瞭に区分できる。

T-Iタイプの角閃岩にはさまれている層状あるいはレンズ状の蛇紋岩は、梶座（1984）によれば、かんらん岩が一度蛇紋岩化し、その後三波川変成作用で再びかんらん岩に再結晶したものである（梶座のSタイプ超塩基性岩）。

T-Iタイプの角閃岩は、このSタイプの蛇紋岩と密接に産することから考えて、蛇紋岩と同じ変成履歴を経てきた可能性が強い。すなわち、角閃岩が一度地下浅所にまで上昇し後退変成作用を受け（かんらん岩が蛇紋岩化する程度に）、その後、緑れん石角閃岩相にまで達する三波川変成作用を受けたと考えられる。

一方、T-IIタイプの角閃岩中には、オンファス輝石とざくろ石の組合せを持つエクロジャイトが存在する。また、オンファス輝石の分解によって形成されたと考えられるシンプレクタイト（ホルンブレンド+斜長石または、ホルンブレンド+単斜輝石+斜長石）が発達している。シンプレクタイトの組織に関連して東平岩体中の岩相は以下の5つに区分できる（図版1参照）。①エクロジャイト（シンプレクタイトはほとんど発達しない）②オンファス輝石の周囲にシンプレクタイトが発達する③オンファス輝石は存在せずシンプレクタイトのみが認められる④比較的粗粒で単独のホルンブレンド中にホルンブレンド+斜長石のシンプレ

クタイトの組織が認められる⑤シンプレクタイトの組織は全く認められない、である。①～⑤の組織を示す岩相の分布を第4図に示した。これらの組織は、①→⑤の順でエクロジャイトから緑れん石角閃岩への移り変りを示している。この結果から、エクロジャイト及びエクロジャイトの緑れん石角閃岩化のあまり進行していない岩相は岩体の東部に分布し、岩体西部では緑れん石角閃岩化が強く進行している傾向はあるが、T-IIタイプの角閃岩中には、オンファス輝石由来するシンプレクタイトが岩体全体に広く存在していることがわかる。このことは、緑れん石角閃岩相のステージ以前にオンファス輝石とざくろ石の組合せのエクロジャイトのステージがT-IIタイプの岩相にはあった可能性の強いことを示している。なお、T-Iタイプの岩相には①～④のエクロジャイトあるいはシンプレクタイトを含む岩相は全く存在しない。したがって、T-IIタイプの岩相は、原岩は層状斑れい岩であり、その後一度エクロジャイト相の変成作用を受けたのち、緑れん石角閃岩相の変成作用（三波川変成）を受けたと考えられる。

このように、東平岩体は、T-IタイプとT-IIタイプという、変成履歴の異なる二つの岩相からなる複合岩体であるといえる。さらに、東平岩体のT-I及びT-IIの両岩相と岩体周囲の三波川変成岩はいずれも緑れん石角閃岩相の最終的な変成作用を受けており、

かつ、これらの緑れん石角閃岩相を示す鉱物は共通の方向を持つ片理と線構造を作る定向配列をしている。これらのことは、東平岩体中のT-I及びT-IIの両岩相は、三波川変成作用のピーク時前後に合体し、同じ構造運動場においてともに緑れん石角閃岩相の変成作用を受けたと考えられる。

文 献

- 坂野昇平・横山一巳・岩田 修・寺島進世意, 1976: 四国中央部三波川変成帯の緑簾石角閃岩体の成因。地質雑, 82, 199-210.
- 榎並正樹, 1982: 四国中央別子地域・三波川変成帯の灰曹長石-黒雲母帯。地質雑, 88, 887-900.
- 上阪佳史・鳥海光弘, 1984: 東平角閃岩体の変形と再結晶。地質学会91年学術大会講演要旨, 456.
- 們座圭太郎, 1984: 四国中央部三波川変成帯の超塩基性岩体の変成作用と起源。岩鉱, 79, 20-32.
- KUNUGIZA, K., TAKASU, A., BANNO, S., 1986: The origin and metamorphic history of the ultramafic and metagabbro bodies in the Sanbagawa metamorphic belt. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 164, 375-385.
- 高須 晃, 1979: 四国別子地域三波川帯の塩基性侵入岩体と変成作用。MAGMA, No.56, 8-14.
- TAKASU, A., 1984: Prograde and Retrograde Eclogitise in the Sambagawa Metamorphic Belt, Besshi-district, Japan. *Jour. Petrol.* 25, 619-643.
- 高須 晃, 1988: 三波川変成帯の巨大テクトニック・ブロック岩体の起源。月刊地球, 10, 402-406.
- TAKASU, A., 1989: P-T histories of peridotite and amphibolite tectonic blocks in the Sanbagawa metamorphic belt, Japan. *Geol. Soc. Spec. Pub.* 43, 553-538.
- 高須 晃・牧野州明, 1980: 四国・別子地域の三波川変成帯の層序と構造-とくに横臥褶曲構造の再検討-。地球科学, 34, 16-26.

図 版 説 明

- I. T-II タイプ緑れん石角閃岩中のホルンブレンド+斜長石±単斜輝石のシンプレクタイト及び緑れん石角閃岩の偏光顕微鏡下写真 (全てオープンニコル)
1. オンファス輝石とその周囲にシンプレクタイト (ホルンブレンド+斜長石+単斜輝石) が存在する。
 2. ホルンブレンドと斜長石のシンプレクタイト。スケールは1と同じ (以下同様)。
 3. ホルンブレンド中にシンプレクタイトの組織が残っている。
 4. 緑れん石角閃岩 (T-I タイプ)。
- S: ホルンブレンド+斜長石±単斜輝石のシンプレクタイト O: オンファス輝石
H: ホルンブレンド C: 斜ゆうれん石

四国中央部別子地域の三波川変成帯中の東平緑れん石角閃岩体に見られる変成履歴の異なる2つの岩相について

