

関東山地三波川変成域の地質構造の新しいモデル

橋本光男¹⁾

はしがき

1958年に関陽太郎氏が関東山地の三波川変成域の鉱物分帯に成功したことは、四国と青海における坂野昇平氏の同様な仕事とともに、世界の変成岩石学史上画期的なことであった(Seki, 1958; Banno, 1958; Miyashiro & Banno, 1958).

P. Eskola は Die Entstehung der Gesteine (1939) 中の変成岩編の鉱物相に関する部分で、藍閃石を含む岩石は、いわゆる正規変成作用よりも高圧の条件下で生成するであろうと述べた。しかし、その変成作用が実際はどのように生起するのかは、地域岩石学的研究によって具体的に示されなければならない。関、坂野両氏の仕事はそれを遂行し、成功を取めたものであった。これによって高圧変成作用の生起が実証され、ひいては変成域および変成作用の圧力型分類(Miyashiro, 1961)が、確かな根拠を与えられたのであった。ちなみに、Eskola の鉱物相の議論は、個々の岩石の鉱物組合せの変化に力点がおかれ、変成分帯や相系列などの地質学的観点はどちらかという希薄である。

さて、関東山地における関氏の結果以来の最大の成果は、児玉町地域に黒雲母帯が発見されたことであろう。黒雲母帯の研究は田中・福田(1974)、酒井(1980)、徳田(1986)などの諸氏によって行なわれたが、結果は互いにかなり違っていて、実態がいまひとつはっきりしないうらみがあった。1982年に国立科学博物館から茨城大学に移った私は、1986年から卒業論文の課題として関東山地の三波川変成域をとりあげることにした。それには上記のことばかりでなく、私自身60才に達していたし、女子学生もいるというようなわけで、水戸から比較的近いとか、山があまり深くないというような低次元のことも理由となった。関東山地でも三波川帯のところは地形が緩やかで、よい露出状態を期待して

いなかったが、実際に調査に入ってみると露出は予想外に良好で、小さな沢でも長距離にわたって露頭が続くのであった。それは詳細な調査と多数の試料の採集とを可能とした。そして私が退職した1991年春までに、9人(男子5人、女子4人)の学生と院生が研究に参加し、田切美智雄氏と私を入れて総勢11人の研究班となった。その結果、関東山地の三波川変成域の地質構造について、今までとはまったく違う新しいモデルを考えるにいたった。とりまとめた論文は地質学雑誌(橋本ほか, 1992)と岩鉱(橋本・舟越, 1991)に発表したの、ここでは研究の背景などを含めて、やや自由な形で述べてみたい。

地質と変成分帯

打ち明けたところを言うと、私はたいした見通しをもってこの仕事を始めたわけではなかった。実態がはっきりしないのでやり直してはみるが、誰かの結果と同じになればそれはそれでいいと思っていた。そこで、学生には型通りに地質調査から始めてもらった。

野外での露頭の観察によれば、結晶片岩の劈開面は異なる岩石の境界面と平行である。たとえば、塩基性片岩と泥質片岩それぞれの劈開面は両者の境界面と平行である。そこで、この境界面を野外で追跡することによって塩基性片岩の形が描きだされる。同じことは石英片岩にも適用できる。その結果、この地域の塩基性片岩と石英片岩はいずれもほぼ水平な層状の岩体になっていることが分かる。しかし、地質の主体をなす泥質・砂質片岩については個々の層を追跡することはきわめてむずかしく、事実上できないが、露頭での砂質片岩の状態などからみれば、同じように水平に近い層状体なのだろうと推測できる。ほとんどの岩石は強い変形と剪断を受けて

1) 元茨城大学理学部：〒176 東京都練馬区桜台6-6-3

キーワード：関東山地、三波川変成分帯、変成分帯、石墨化度、構造的累積、野外調査

いて、原岩の堆積構造は残っていないから、地層の上下のような層序学的判断はできない。このようなわけで、この地域で各種岩石のほぼ水平な層の重なりと見えるものが、堆積学的・層序学的な地層の累重であるかどうかはきわめて疑わしい。すくなくとも地層の累重と考える積極的な根拠は得られない。したがって、描かれる“地質図”は、通常の意味の層序学的地質図ではなく、字義どおりの“岩相分布図”でしかない。しかも、分布が追跡されているのは塩基性片岩と石英片岩とであって、泥質・砂質片岩に塗色されている部分の地質学的内容はよくは分からず、これらも同じく層状体の累積なのであろうと推定するほかはない。

しかし、いずれにせよ岩相分布図ができたので、同じ型通りに鉱物組合せによる変成分帯を試みることにした。三波川変成帯の主要岩石種はいうまでもなく泥質片岩、砂質片岩、塩基性片岩、石英片岩、であり、なかでも前2者が圧倒的に多いから、どの地域でもそれらの鉱物組合せの変化に基づいて分帯が行なわれている。私たちもそれにならったが、泥質・砂質片岩を石墨を含むものと定義して扱った。この種の岩石の代表的な鉱物組合せは周知のように、i) 白雲母+緑泥石+曹長石+石英、ii) 白雲母+緑泥石+ざくろ石+曹長石+石英、iii) 白雲母+緑泥石+ざくろ石+黒雲母+曹長石+石英、とiv) 白雲母+緑泥石+黒雲母+曹長石+石英である。私たちが収集し薄片観察した岩石試料は、約65 km²の地域から総計ざっと3,000個で、そのうち泥質・砂質片岩は約2,000である。それらのデータを地図上におとし、組合せの変化による変成分帯を試みようとする、たとえば黒雲母アイソグラッドは、非常に複雑で現実味のない線として引かねばならなくなるばかりか無数の引き方ができて、どのように引くかは恣意的にならざるをえない。データが多すぎて立往生してしまった。

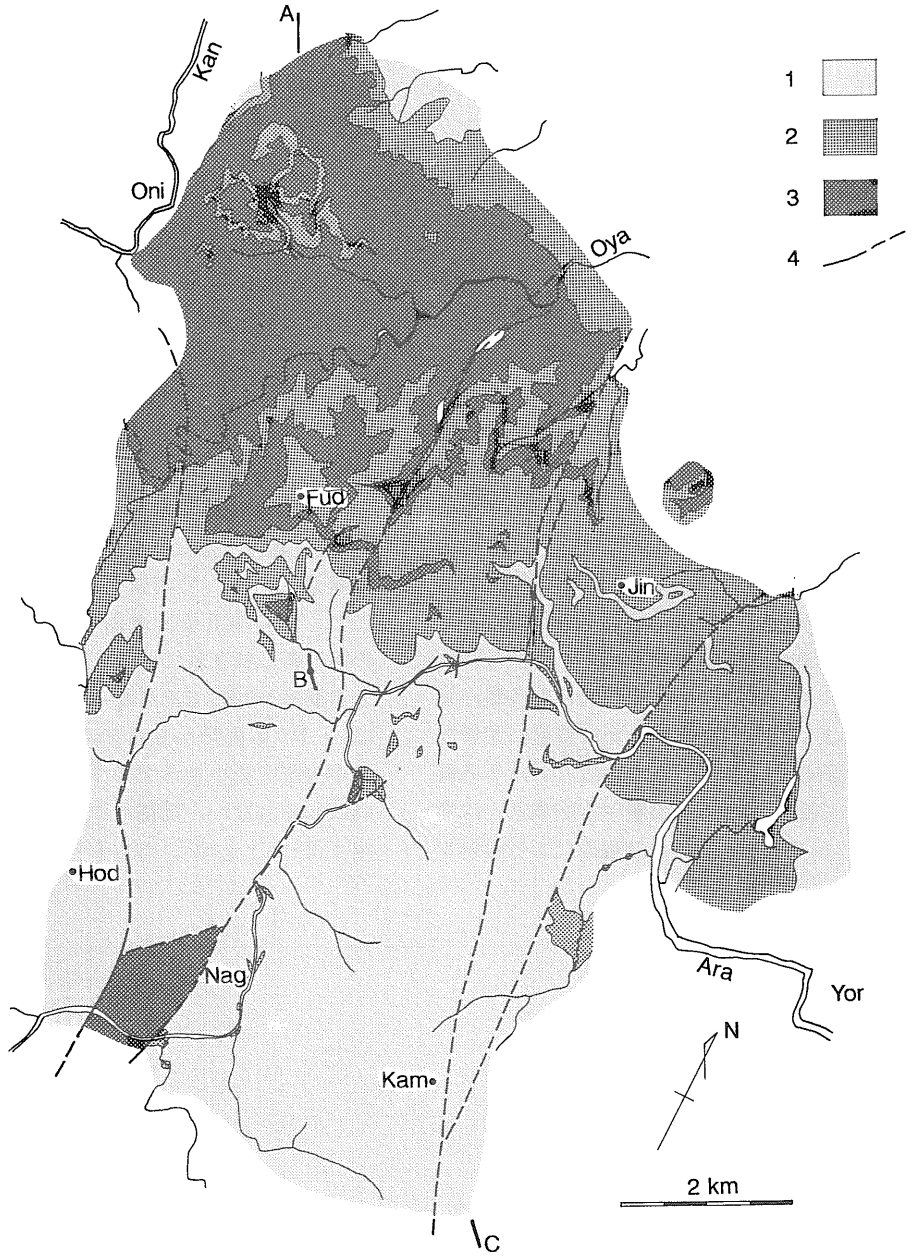
上述のように、これらの岩石はすべて石墨を含む。そこで、田辺氏の発案で、同氏がかねてから研究していた炭質物の石墨化度(Tagiri, 1981)をすべての泥質・砂質片岩について測定し、それを鉱物組合せに加味して考え直すことにした。この2種のデータを地図上におとしたものは上記の論文(橋本ほか, 1992)に添えてある(全部は描き込みきれないが)。こうしてみると、たとえば黒雲母を含む組

合せが広く分布する区域のなかに含まない組合せがいくつか見られるとき、含まない組合せの石墨化度が一樣に低い場合がみいだせる。田切氏の研究によれば、石墨化度は温度の関数である。したがって、このような場合、低い石墨化度は低い温度を示し、黒雲母が出現しないことは温度がその生成に至らなかったことを示すものである。言い換えれば高温の変成岩の中に低温のものが挟まっていることになる。反対に、黒雲母を含まない組合せが広く分布する区域内にそれを含む組合せが若干見いだされるとき、それらの試料が高い石墨化度を示す場合は、低温の岩石の分布域に高温のものが挟在するのである。このようにしてみると鉱物組合せと石墨化度との間には調和的な関係があることが分かるので、両者を組み合わせた分帯基準を第1図のように決め、第I帯、第II帯、第III帯を区分した。なお、これらの帯は三波川変成帯で広く使われている緑泥石帯、ざくろ石帯、黒雲母帯にそれぞれ相当するが、どちらかという、鉱物組合せよりも石墨化度のほうに力点がおかれているので、同じ名前を使わなかったわけである。

ところで、三波川変成帯の諸研究は変成分帯と地質構造とが調和的だということを示していた(Seki, 1958; Iwasaki, 1963; Banno, 1964; Hada, 1967; Kanehira, 1967など)。そこで、私たちも上記のような異常分布を地質構造に調和的なものとして解釈することとした。つまり、たとえば第III帯のなかに第II帯の層状体の挟みがあると考えることにしたのである。そのようにして描かれたのが第2図の分

	Zone I	Zone II	Zone III
Biotite		
Garnet		
Chlorite			
Muscovite			
Albite porphyroblast		
Graphitizing-Degree	— 27	28 — 35	36 —

第1図 関東山地三波川変成域の変成分帯の基準。それぞれの帯の低温境界は、石墨化度との関係で鉱物の出現が急増するところとして求められている。曹長石斑状変晶については本稿では述べない。



第2図 変成分帯図. 1: 第I帯, 2: 第II帯, 3: 第III帯, 4: 断層.

Ara: 荒川, Fud: 不動山, Hod: 宝登山, Jin: 陣見山, Kam: 釜伏山, Kan: 神流川, Nag: 長瀬, Oni: 鬼石, Oya: 小山川, Yor: 寄居.

A-B-C 断面図は省略した.

それぞれの帯の領域にいくつかの他の帯の層状体が挟在している.

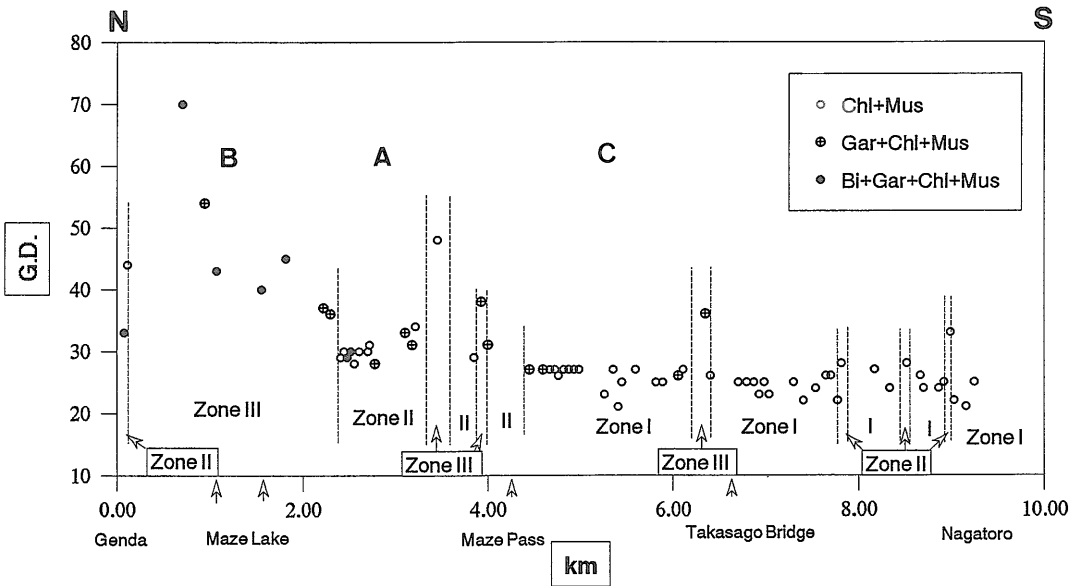
帯図である。なお後述のように、この分帯図は泥質・砂質片岩だけのものであり、塩基性片岩や石英片岩には適用されないものであることをご注意ください。

地質構造の解釈

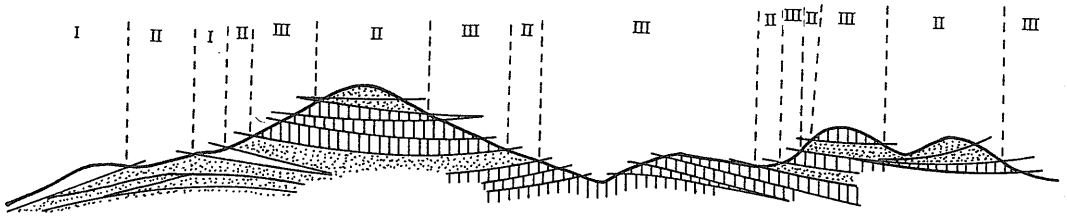
ある帯の中に別の帯の挟みがあり、そのため前者が繰返すという現象は四国中央部でもっと大規模な形でみだされておられ、それは大きな横臥褶曲の結果として解釈され(Banno et al., 1978; Banno and Sakai, 1989),あるいはナップ構造で解釈されてきた(原ほか, 1977)。われわれのフィールドでも褶曲による解釈が可能であろうか? 学生たちは褶曲で解釈しようと、いろいろな断面図を描くことに苦労したが、納得のいくものはなかなか得られない。まず第一に、描かれる褶曲はいずれも紙を折畳んだようなものとなり、物理的にきわめて不自然な像になってしまう。そればかりか、この場合も多数の答えができてしまい、1つを選ぶことは恣意にすぎない。そのうえ前述のように、この地域における各種岩石の層状体の重なりは地層の層序学的累重とは考え難いのである。そこで私たちは褶曲による解釈を

捨て、挟みに見えるものは構造的な挟みなのであり、その上下の面は断層(スラスト)だと考えることにした。たとえば、第Ⅲ帯中にある第Ⅱ帯の挟みは褶曲でたたみこまれたものではなく、スラストによって挟まれているのだと考えることにしたのである。

つぎに、第3図は南北のルートに沿って距離と石墨化度との関係を示したものである。この図は四国中央部で距離と分配係数との関係が描かれたもの(東野, 1990など)と類似の意味をもつ。この図には分帯図に示されている帯の境界がたくさん書込まれているが、それらの境界のところでの石墨化度の変化は不連続であることが多い。そしてたとえば、Aで示された第Ⅱ帯をみると、その中での石墨化度は左(北で、重なりのおうえでは下位)に隣接する第Ⅲ帯Bにむかって増加するどころか減少していく。また、Aの第Ⅱ帯は両側(つまり上下)をより高温の第Ⅲ帯に挟まれているので、もしもそれが褶曲による構造(向斜)であるならば、温度を表す石墨化度は両側の第Ⅲ帯からなめらかに減少してきて、Aの中央部で極小を示すはずであるが、そのような傾向は見られない。同様なことは高温の帯に挟まれる第Ⅰ帯(たとえばC)にもみられるし、ときには第Ⅲ



第3図 元田(Oyaのあたり)―間瀬湖―間瀬峠―高砂橋―長瀬(Nag)のほぼ南北の路線にそった石墨化度(G.D.)の変化。変成鉱物組合せもあわせて示した。この図は各帯内の石墨化度、ひいては温度の変化を示すものである。



第4図 地質構造の新しい解釈.

関東山地の三波川変成域は多数の層状体の構造的累積からなる。この累積は全く不規則に起っているものではなく、それぞれの帯に属する層状体は互いに集まる傾向がある。みかけの変成分帯が可能なのはこのためである。しかし、なかにはある帯の累積中に他の帯の層状体が挟み込まれることもあり、たとえば、第Ⅲ帯の累積の中に第Ⅱ帯の層状体が挟在したり、第Ⅱ帯の累積中に第Ⅲ帯の層状体が挟在する。

帯と第Ⅰ帯とが直接接していることもある(Cの右端)。この図はしたがって、分帯図に描かれた帯境界は一般に不連続であって、帯の繰返しも褶曲によって形成されたのではないことを示すものと解釈できる。つまり挟みはすべて構造的な挟みである。さらに、やや厚みのある帯をみると、その中での石墨化度の変化はなめらかでなく、しばしば不規則であるから、そのような厚みのある帯もいくつかに切断されているのではないだろうか。このように考えると、この地域の三波川変成域は、第1図で定義された温度条件の下で変成再結晶した岩石の層状体の構造的累積から成るもので、各帯の境界はすべて不連続であるばかりか、1つの帯に見える部分も多数に切断されているものと推定できる。第4図はこの推定に基づいた私たちの新しいモデルである。

若干の考察—あとがきにかえて—

a) 前に述べたように、三波川変成帯の研究では変成分帯と地質構造とは調和的であろうとする結論が一般的であった。しかし、地質構造を形成する地層の累積や変形と変形作用における温度構造の変化とは互いに異なった原理に支配される現象なのだから、誰がどこで調べてもこれらが調和的になるということは、考えれば不思議なことである。私自身も調和的と論じたことがあるから他人のことは言えないが、そのことに三波川帯研究者の多くが疑いをもたなかったことも、また不思議なことだ。私たちの新しいモデルによれば、関東山地の三波川変成域は変成論上いくつかの帯に分けられるが、それらの帯は地質学的に連続でない。この変成域は第Ⅰ帯から第Ⅲ帯までのそれぞれの帯の岩石学的性質をもった

片岩の層状体の構造的累積からなり、層状体の境界では変成温度は不連続であって、変成作用のときの1次的な温度構造は保存されていない。それは四国で推定されているように、保存されたまま褶曲によって変形したというものでさえない。したがって、ある鉱物の出現線(実際は面)と見えるものは変成論上のアイソグラッドではなく、いずれも1種の断層(スラスト)である。したがって、描きだされる変成分帯は見かけのものであり、それが地質構造と調和的であることはすこしも不思議ではない。

変成分帯はもともと連続的な温度構造を区分することである。私たちの場合、それは多数の試料の岩石学的性質の研究によって行なわれ、その結果が第1図である。これは地殻内で変成作用が生じたときの1次的な温度構造に対応している。しかし、その分帯基準を地域地質の現在の状態に適用すれば、ここに得られたモデルのような層状体の構造的累積が描きだされるということである。

b) ここに得られた結論はすべて石墨を含む泥質・砂質片岩の研究に基づくもので、岩相分布図を描くのに役立つ塩基性片岩や石英片岩については話は全く別である。この地域の地質がここに推定したようなものであるとすれば、これらの岩石もそれぞれ構造的層状体をなしているに違いない。しかし、われわれは現在、泥質・砂質片岩、塩基性片岩、石英片岩などの岩石に共通な温度目盛をもっていないのだから、たとえば第Ⅲ帯の層状体累積中に塩基性片岩層があったとしても、それが泥質・砂質片岩における第Ⅲ帯の示す変成条件下にあった、つまり第Ⅲ帯と同じ温度の変成岩であるという保証はない。言い換えると、従来のように「第Ⅲ帯の塩基

性片岩」として取扱うわけにはいかない。厳密には「泥質・砂質片岩の第Ⅲ帯累積中に挟在する塩基性岩層」と言わなければならないし、変成作用の温度条件も別途に考えなければならないのである。実は、私たちの論文でも、煩雑をさけるため略した言い方をした結果、その点で徹底を欠いている点がある。この場所をかりてお断わりとお詫びを申し上げたい。

角閃石の組成変化の研究によれば(橋本・舟越, 1991), この地域の塩基性片岩についても累進変成作用を認めることができ、それは泥質・砂質片岩のそれと並行していると見える。たとえば、泥質・砂質片岩の第Ⅲ帯累積中に挟まれている塩基性片岩は、第Ⅱ帯や第Ⅰ帯の区域のものよりも高温で変成したものである。しかしそれでも、泥質・砂質片岩による第Ⅲ帯の累積中に、もっと低い温度で変成されたと思われる塩基性片岩層が挟在することなどがあって、塩基性片岩も構造的累積に参加していることが分かる。

なお、石英片岩については、造岩鉱物の組合せや組成の変化にもとづく累進変成作用の研究そのものがまだ十分でないから、なんともいえない。

c) 私は以前、日本の藍閃変成帯には2つの型があると論じた(Hashimoto, 1978; 橋本, 1985)。そして、黒瀬川帯などの蛇紋岩メランジュで代表される第2の型に対し、三波川変成帯によって代表される第1の型は地質構造の解析可能なコヒーレントな地質体であると述べた。しかし、私たちの研究結果は、第1の型の変成帯も構造的には多数の層状体に寸断されていて、決してコヒーレントなものではないことを示した。私はまた、第1の型では1つの変成相系列を求めることができることも指摘した。今回の私たちの結果でも変成相系列は1つにみえる。黒瀬川帯のようにいろいろな変成相系列のものが混在しているとは思えない。したがって、第1の型と第2の型とは地質的なコヒーレンシの上では本質的に同じといえるかもしれないが、変成論上はやはり区別できるのではないだろうか。

d) 今回の研究では、このほかにもいろいろなことが分かってきた。1例を挙げれば、黒雲母の生成している泥質・砂質片岩の石墨化度の最低値は29であり、黒雲母の急増する第Ⅲ帯の下限では36である。ところが、田切氏の研究(Tagiri, 1985)によ

れば、四国中央部の三波川変成域では、黒雲母帯下限の石墨化度はほぼ50であって、両者には明らかな違いがある。また、ざくろ石の組成にも両地域で系統的な違いがあり、第Ⅲ帯(黒雲母帯)のざくろ石についていえば、関東山地のほうがMnに富む。これら2つの結果は互いに調和的で、同じ変成帯内でも黒雲母の生成の温度が地域によって違っており、関東山地のほうが四国中央部に比べてより低いことを示すものである。同じ変成帯内で黒雲母の生成反応の温度(黒雲母アイソグラッドの温度)に地域的な違いがあることが示唆されたことは、非常に興味のあることだ。このことについては機会を改めて論ずることにしたい。

e) この研究では、なんらかの新しい研究方法は開発もされていないし、採用もされていない。学部卒論では、山を歩き、地質を調査し、岩石を収集し、薄片をつくって観察し、炭質物を抽出し、X線粉末回折法で石墨化度を求め、というようなすでに知られた方法しか用いられていない。修士課程では、鉱物の組成の分析にXMAを使ったが、それもいまでは新しい方法とはいえない。私たちはただ、以上の方法を詳しく、そして沢山の試料について適用したのである。そのためにはかなり多くの労力がかけられた。私たちの学生は学部3年生の夏から卒論の野外調査を始め、さらに3年と4年の間の3月にも調査に行く。1人が担当する地域はあまり広くとらず、平均15 km²としたが、こうして野外調査にかける日数は、少ないもので実働(旅行日数ではなく、実際に山を歩く日数)ざっと30日、多いものになると60~70日に及ぶ。そして収集する岩石試料も、少ないもので約300、多いものでは600に達する。処理すべき試料が多いため、4年の夏はむしろ野外調査をあまりやらない。(関東山地ではないが、天竜地域の三波川変成域で現在研究中の1人は、卒論で、1,000個を超える試料を収集し、薄片観察をし、卒論を書いた) 修士課程に進む学生は、さらに多くの日数をかけ、多くの試料を処理する。以上の日数や試料数は、いろいろな大学の岩石学の卒論のものに比してかなり多いのではないか。その結果、自然が少し見えてきたというべきなのかもしれない。

ある大学の地質学の教師は、近ごろの学生は野外調査をやりたいと嘆いた。しかし、私の体験

ではそんなことはない。この研究に参加した学生諸君は、はじめから自発的かつ積極的で、野外調査に多くの日数をかけ、たくさんの試料を収集し、それらをすべて処理、研究した。その点では男女の区別も全くなかった。こうして学生たちは野外で、室内で惜しみなく体を使い、頭を使ったのだった。今回の結果はそれが実を結んだのである。つまり、この研究の主人公は学生と院生であった。三波川研究班だけでなく、阿武隈変成帯でも日高変成帯でも、私たちの学生はみんな同じように自発的で積極的だった。野外調査ををいやがるのは学生ではなくて、教師のほうではないのか！

私はここに、研究に従事した学生・院生諸君の名前をかかげ、彼らの努力と協力に心からの敬意と謝意とを表し、本稿の筆を擱くことにしたい。それは卒業年次と五十音順に、増田一稔、宮本大幸、日下部和宏、酒田靖子、舟越理恵、浅川健一、大久保美樹、菊池敦子、矢野徳也の諸君である。そしてなお何人もの学生諸君がフィールドで汗を流している。

謝辞：本稿は地質調査所の佐藤興平氏の懇意によって執筆の機会が与えられたものである。茨城大学の田切美智雄氏はきわめて親密な研究共同をしてくださった。とくに私が役職にあった最後の2年間は、学生の指導はもっぱら田切氏が受持ってくださるなど、この研究はむしろ氏の仕事であるといってもいいほどの協力をいただいた。埼玉大学の矢島敏彦氏は毎年の三波川巡検に同行され、現地でも多くの有益な教示を与えられた。学生たちも矢島先生にはとくに親しみを覚えていたと思う。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

文 献

- Banno, S. (1958): Glauco-phane schists and associated rocks in the Omi district, Niigata Prefecture, Japan. *Japan. J. Geol. Geogr.*, **29**, 29-44.
- Banno, S. (1964): Petrological studies on the Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Ino district, central Sikoku, Japan. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, II*, **15**, 203-319.
- Banno, S., Higashino, T., Otsuki, M., Itaya, T. and Nakajima, T. (1978): Thermal structure of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku. *J. Phys. Earth.*, **26**, 345-356.
- Banno, S. and Sakai, C. (1989): Geology and metamorphic evolution of the Sanbagawa belt, Japan. In *Evolution of Metamorphic Belts*, Daly, J. S. et al., eds.: Geol. Soc., Spec. Publ., London, No. 43, 519-532.
- Eskola, P. (1939): Die metamorphen Gesteine. In *Die Entstehung der Gesteine* (Tom. F. Barth, C. W. Correns und P. Eskola), 263-407, Berlin.
- Hada, S. (1967): Geology of the middle Aritagawa district, Wakayama Prefecture, with special reference to the relationship between the Chichibu belt and the Sambagawa belt. *Bull. Osaka Mus. Natur. Hist.*, **20**, 39-60.
- 原 郁夫・秀 敬・武田賢治・高木 清・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男(1977): 三波川帯の造構運動. 秀 敬編「三波川帯」, 307-390, 広島大学出版会.
- Hashimoto, M. (1978): Two kinds of glaucophanite terranes in Japan and the environs. *Bull. Natn. Sci. Mus., Ser. C (Geol.)*, **4**, 157-164.
- 橋本光男(1985): 日本の藍閃変成帯の2つの型. 岩鉱, **80**, 113-117.
- 橋本光男・舟越理恵(1991): 関東山地児玉・長瀬地域の三波川塩基性片岩の角閃石. 岩鉱, **86**, 497-506.
- 橋本光男・田切美智雄・日下部和宏・増田一稔・矢野徳也(1992): 関東山地児玉一長瀬町三波川変成域における層状体の構造的累積による地質構造. 地質雑, **98**, 953-965.
- 東野外志男(1990): 四国中央部三波川変成帯の変成分帯. 地質雑, **96**, 703-718.
- Iwasaki, M. (1963): Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan area, eastern Sikoku. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, II*, **15**, 1-90.
- Kanehira, K. (1967): Sanbagawa crystalline schists in the Imori district, Kii peninsula. *Japan. J. Geol. Geogr.*, **38**, 101-115.
- Miyashiro, A. (1961): Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, **2**, 277-311.
- Miyashiro, A. and Banno, S. (1958): Nature of glaucophanitic metamorphism. *Amer. J. Sci.*, **256**, 97-110.
- 酒井千尋(1980): 関東山地鬼石町東方の三波川変成帯の黒雲母帯. 地質雑, **86**, 517-524.
- Seki, Y. (1958): Glauco-phanic regional metamorphism in the Kanto mountains, Japan. *Japan. J. Geol. Geogr.*, **29**, 233-258.
- Tagiri, M. (1981): A measurement of the graphitizing-degree by the X-ray powder diffractometer. *J. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, **76**, 345-352.
- Tagiri, M. (1985): A comparison of graphitizing-degree and metamorphic zones of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku. *J. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, **80**, 503-506.
- 田中耕平・福田正光(1974): 関東山地の三波川変成帯北縁の地質構造と変成分帯—とくに黒雲母の出現について—. 岩鉱, **69**, 313-323.
- 徳田 満(1986): 関東山地三波川変成帯・秩父帯の地質構造の研究. 広島大学地学研究報告, **26**, 195-260.

HASHIMOTO Mitsuo (1992): A new model of geologic structure of the Sanbagawa metamorphic terrain, Kanto mountains.

〈受付：1992年10月8日〉