

赤石山地の四万十帯, とくに赤石中軸帯

—赤石山地北部の地質(その3)—

山田哲雄*・河内洋佑**・渡辺暉夫***・横田勇治****・菅家延征*

(1968年4月3日, 日本地質学会75周年記念討論会講演)

まえがき

赤石山地の主稜部を構成する四万十帯の時代未詳層群の地質構造は, ほぼ南北にのびる帯状構造によって特徴づけられ, それぞれ西側の地塊が東側の地塊の上へ衝上し, また, 西から東へ順に上位の地層群が配列し, 全体として単斜構造をもっていると考えられていた(赤石グループ, 1958, 1961). しかし, 1964年以後の私たちの調査研究の結果, 北岳～塩見岳～荒川東岳の山頂付近に背斜の頂部がとおる大きな複背斜構造のあることがわかった. さらに, この背斜の軸部に, 層序的に最下位の地層群が分布し, その部分で変形作用と再結晶作用がもっともいちぢるしいので, 赤石中軸帯と命名した(河内ほか, 1965). また, 赤石山地北部の地質図を完成するまで調査が進行していないが, 四万十帯についての概略をのべて, 御批判を得たい.

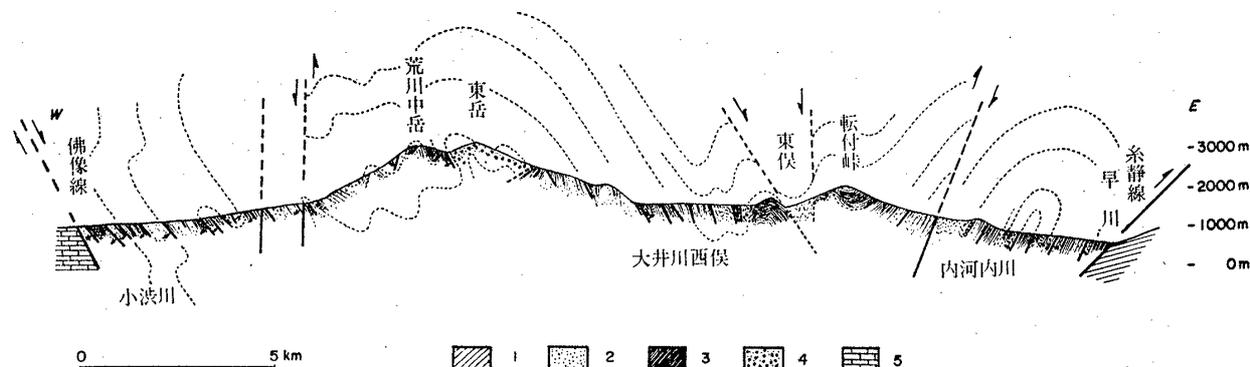
1 大 構 造

赤石山地北部の四万十帯の時代未詳中生層群は, 砂質岩, 泥質岩, およびそれらの互層を主とし, 少量の塩基

性溶岩, 凝灰岩, 酸性凝灰岩, チャート, 石灰岩, および礫岩からなる. 一般に, 砂質岩層は厚さ数cm～数m, まれに100m以上に達し, 泥質岩層の厚さも変化にとむ. 塩基性火山岩, 石灰岩, 赤色チャートは, 赤石山地の主稜付近に集中的に分布し, その他の地域ではほとんどみられない. 岩石は一般的に片状化し, 小褶曲をくりかえし, いろいろのタイプの変形がみとめられるが, みかけ上NNE～SSW性の走向で東に単斜している.

変形のよわいところでは, 砂質岩, 泥質岩の整然とした互層がみられ, 級化層理によって上下の判定が可能であるし, またひきずり褶曲によって上下の判定ができる場合もある. 主稜の西側では, 地層の上下の判定のできる限りでは, ほとんど西が上位, つまり逆転をしめし, 一方, 東側では, 東が上位で正序である. したがって, 軸面が東へ急斜した, NNE～SSWの軸をもち, 頂部が北岳～塩見岳～荒川東岳付近を通る同斜状複背斜があることになる(山田ほか, 1967).

第1図は, 小波川～荒川東岳～大井川～早川を通る東西の横断面の概略である. ここでは, 複背斜軸部で, ややひらいた褶曲がみられるが, 西翼では, 小さな同斜褶



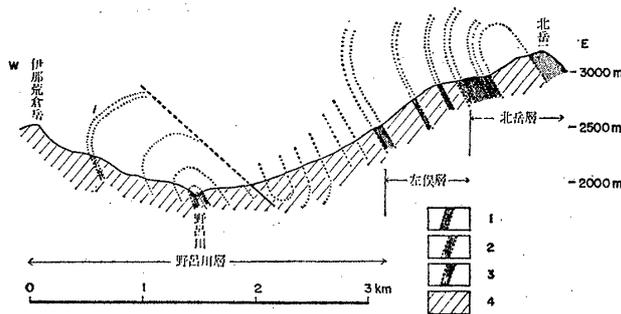
第1図 赤石山地中央部の四万十帯地質横断面略図(小波川～大井川～早川)

1: 櫛形山層(中新統), 2: 砂岩, 3: 泥岩, 4: 塩基性火山岩, 5: 石灰岩(秩父帯)

* 信州大学理学部地質学教室
 ** 地質調査所地質部
 *** 北海道大学理学部地質学鉱物学教室
 **** 広島大学理学部地質学鉱物学教室

曲によるくり返して一部に層序的に正序をしめす部分があるだけで, ほとんど逆転している. 一方, 東翼は, 大井川西俣流域では, 一般に東へ単斜しているが, 一部で

波長 300~500 m のひらいた褶曲がみられ、その東の大井川東俣~^{でんつく} 転付峠付近には複向斜がある。糸魚川~静岡線に近いところの小河内川流域では、西傾斜の単斜構造がめだつたが、その下流部では逆転して、軸面が西に急斜した同斜褶曲がある。赤石中軸帯の複背斜は、荒川岳付近にみられるように、ややひらいたものばかりでなく、たとえば、第2図にしめすように、北岳付近の野呂川流域では、整然とした同斜褶曲である。



第2図 赤石山地北部、野呂川流域の地質横断面

- 1: 酸性凝灰岩, 2: 塩基性火山岩, 3: チャート
4: 砂岩・泥岩互層

第1図の断面でも、たとえば、小渋川上流 広河原付近、大井川小西俣付近、東俣 および内河内川上流に、NNE~SSW 性あるいはNNW~SSE性の断層があって、これらの断層の両側で、岩相がちがったり地層の擾乱の程度がちがう。従来の、赤石帯、白根帯、大井川帯というような帯状構造がある（たとえば、赤石グループ、1958）と誤認したのは、このような事情によるものと思われる。

大ざっぱに言えば、複背斜の西側では砂質岩が優勢であり、東側では泥質岩が優勢であるが、良好な鍵層を欠くため、西翼のどの部分が、東翼のどの層準にあたるのかを決めることはむづかしい。

2 小 構 造

メソスコピックな規模の地層の擾乱は、褶曲の軸部でもっともいちぢるしい。軸部から西あるいは東へはずれると擾乱の程度は弱くなり、スレートへき開がめだつただけで、岩層がちぎれるようなことは少ない。擾乱のはげしい部分では、いちぢるしく片状化した泥質岩中に、砂質岩が wedging したり、boudin をつくったり、ちぎれた岩層が回転して構造包有岩塊となって散在するなどの transposition 構造が顕著である。

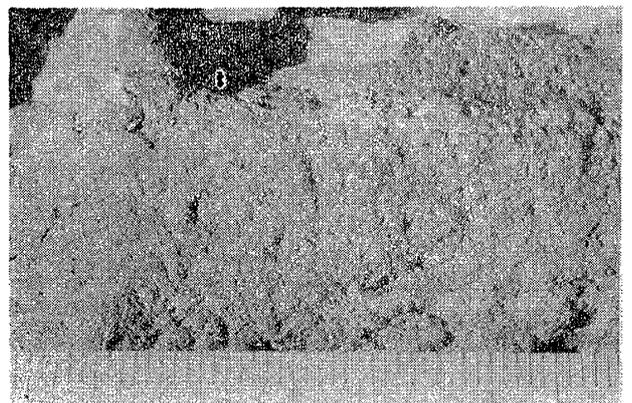
全体を通じてみられる面構造には、次にのべる4種類が区別される。

S_1 (compositional banding) あまり変形をうけていないところでみられる岩層面そのものであり、野外で、再結晶鉱物の平行配列などとは無関係に定義している。

S_2 (fracture cleavage) S_1 を切るへき開面で、泥質岩中にとくに発達し、砂質岩中では弱く、粗くみとめられる。また泥質岩中にみられるへき開と S_1 面とのなす角度は、砂質岩中の場合よりも小さいことが多い。面間隔は一般に cm~mm 単位である。microlithons の幅は、 S_1 の微褶曲の波長に一致する。内河内川沿いにみられる厚い泥質岩中に発達する葉片状片理は、いわゆる断裂へき開か、スレートへき開か区別できないが、いまのところ一括して S_2 として扱っている。

S_{1-2} (unnamed surface) compositional banding の面が S_2 と平行に配列しているもので、 S_1 と S_2 が過褶曲のため一致して、折たたみ褶曲の軸面へき開となったものである。擾乱帯でみとめられる compositional banding は、このような意味での S_{1-2} であることが多い。 S_1 から S_{1-2} へ移行する中間型のものとして、砂質岩層の disjunctive 褶曲がみられるし、互いに近接して S_1 と S_{1-2} がみいだされることもめずらしくない。

S_3 (axial-plane cleavage) 大井川西俣や、転付峠~内河内川上流部で典型的にみられる S_{1-2} に高角度で斜交する細密へき開(第3図)である。面間隔は mm 単位ある



第3図 大井川西俣でみられる細密へき開横にみえる縞は S_{1-2} である。 S_{1-2} は cm 単位であるが、それに斜交する細かいへき開が S_3 である。下のスケールは、1目盛が 1mm。

いはそれ以下で、泥質岩中でとくに細かい。これは、 S_{1-2} の包らく面が、波長 300~500m のひらいた褶曲をする軸部で、その軸面へき開としてみいだされる。

第1図の断面に沿って測定された S_1 、 S_2 、 S_{1-2} を、それぞれ複背斜の西翼部、軸部(擾乱帯)、東翼部に分けて、シュミット ネットに投影すると、それぞれの地区

で, 3つの面はほぼ同じ位置に集中する. このことから, S_1 , S_2 , および S_{1-2} は, それぞれの地区ではほぼ平行で, S_1 が同斜褶曲をすることがわかる. また, S_2 としているものが, 断裂へき開とスレートへき開とに区別すべきものを含んでいるとしても, 同一の変形作用に原因するものと考えることができる. それに対して, S_3 を生ずるような S_{1-2} の再褶曲は, 褶曲のパターンが異なるし, 別の変形作用によるものであることがわかる.

一方, 線構造としては, 微褶曲軸のほか, 3種のちりめんじわ線構造が区別される. S_1 と S_2 の交線 (L_{1-2}) は, 北あるいは南へゆるくプランジしていて, 微褶曲軸の同様の傾向とあわせて, 全体的に褶曲軸がゆるくうねっていることがわかる. S_{1-2} と S_3 の交線 (L_{1-3}) は, S_{1-2} の再褶曲の軸に一致するが, L_{1-2} にくらべてやや落し角が大きい. これらのほか, 対応する面構造の不明なちりめんじわが片理面上にみとめられるが, このうちの一部は S_3 がはっきりしないところでの L_{1-3} に相当するらしい.

3 再結晶作用

すでに, 河内・水野(1965)は, 瀬戸川層群中の玄武岩から pumpellyite を報告し, 松田・栗谷川(1965)は, 赤石山地東部の四万十累層群から中新世の富士川統におよぶ, 変成作用の場の移動をともなう一連の変成作用を明らかにした. この中で, 松田らは, 赤石山地主稜の四万十累層群は, green schist facies の変成作用を受けたと考えたが, 荒川東岳の火山岩中には pumpellyite を含むものがあることを報告した. わたくしたちの変成作用に関する研究は, まだ不十分であるが, 以下に中軸帯の塩基性火山岩の検鏡の結果を記述する. 塩基性岩の鉱物組合せは次のとおりで, 1)から順に番号の多いほど頻度が少くなる.

これらの鉱物組み合わせを, 地質図上で分帯できる傾向はない. pumpellyite と actinolite, epidote が共存する例はまれであるが, augiteの残晶をもち, pumpellyite

を含む岩石では, 残晶のまわりにわずかに actinolite が生じていることがある. これらとよく似た鉱物組合せは, 赤石山地の秩父帯で仏像線近くの最低変成度の部分にみられる(橋本, 1960, 横田・河内, 1967, 渡辺, 1967).

これらの変成岩類には, 一般に残晶鉱物が多く残っていて, また原岩の組織がほとんどこわされていないものがある. 斜長石は, 曹長石化されているが, かなりの部分が残されていて細粒の絹雲母が点在するものも多い. とくに枕状溶岩を含む玄武岩, 塩基性安山岩には, 原岩の組織がはっきりして, actinolite の配列にも方向性のまったくないものがある. 凝灰岩では, 残晶もすくなく, 再結晶作用は溶岩類にくらべていちぢるしく進んでいる. したがって, 変成作用の進行にあたって, 再結晶の程度は, 原岩の差異に左右されている.

中軸帯の他の岩石では, たとえば酸性凝灰岩では, chlorite-carbonate-sericite-quartz, あるいは, quartz-sericite の組合せ, 泥質岩では, carbonate-epidote-sericite, sericite-chlorite の組合せで, 絹雲母千枚岩とよばれるにふさわしい岩石となる.

一方, 中軸帯から東へ10kmはずれる内河内川田代発電所付近の塩基性火山岩は, 一般に carbonate-chlorite-actinolite の組合せで, 金色の stilpnomelane も多い. 変成鉱物の粒度も, 中軸帯のものにくらべて大きく, 剥離性もいちぢるしい. 中軸帯の actinolite はほとんど無色であるのに, 田代発電所付近のものは淡緑色の多色性をしめす. このようなことだけからは, 西方の中軸帯の緑色岩と一連の変成作用で, 東に位置する田代発電所付近のものの方が変成度が低いということは云えそうにない. むしろ, いくぶん変成温度が高いかもしれない.

赤石中軸帯の北の端に近い北岳付近では, 黒雲母が再結晶しているが, これは鳳凰花崗岩による接触変成作用によるものである.

- 1) chlorite-carbonate-epidote-(sericite)
- 2) chlorite-carbonate-actinolite-(sericite)
- 3) chlorite-carbonate-actinolite
- 4) chlorite-epidote-actinolite
- 5) pumpellyite-carbonate-chlorite-(sericite)
- 6) pumpellyite-carbonate-chlorite-(epidote)
- 7) chlorite-sericite-stilpnomelane-(carbonate)
- 8) pumpellyite-carbonate-chlorite-(epidote)-(sericite)
- 9) pumpellyite-carbonate-(actinolite)

+ quartz, albite, sphene

()は少量,

4 考 察

1) 赤石山地北部の時代未詳中生層群の構造は、すくなくとも小渋川以北* では、軸面を東に急斜した同斜褶曲で特徴づけられ、このことと、この地域の仏像線がみかけ上正断層で東傾斜していることと調和している。しかし、このような傾向は、西南日本外帯を通じて、赤石山地北部だけの特徴である。このことがもつ意味は、今後の課題として残る問題である。

また、仏像線の西側に接する三波川帯・秩父帯の構造は、中央構造線に近い方が下位で、東へ順に上位の地層が重なる平均傾斜 40° ぐらいの単斜構造で特徴づけられ、大小の波状褶曲はしているが、四万十帯にみられるような大規模な同斜褶曲構造はないし(横田, 1965, 河内ほか1967), 個々の褶曲のパターンもことなる。

2) 仏像線から5~8km東へずれて、ほぼ赤石山地の主稜に沿って複背斜の軸が通り、この軸部に塩基性火山岩層で特徴づけられる最下位の地層群** が分布するが、この軸部で変形作用と低度の変成作用がもっともいちぢるしい。変形作用は、すくなくとも2回以上あったことはあきらかたで、kink band を形成するような変形は、さらに後の変形作用によるものである。

3) 四万十帯の変成作用は、主として塩基性火山岩について検討したのみで、それらの岩石の分布が、複背斜の軸部に限られるので、砂質岩についての細かな検討をしてからでないと、どのような変成分帯ができるかは言えない。しかし、先述のように、この複背斜の軸部で、変形作用はもっとも強く、再結晶作用もはっきりみとめられ、さらにこの軸部の北方延長上に変形作用にひき続いて鳳凰花崗岩が進入していること(藤本ほか, 1965)と併せて、赤石中軸帯とよぶことは妥当であろう。

4) 赤石中軸帯の変成作用は、塩基性岩についてみれば、原岩のちがいが、再結晶作用の程度にはっきりあらわれていて、とくに溶岩類では残存組織や残晶によってほとんど完全に原岩を判別できる。なお、変成相としては、zeolite, glaucophane, prehnite などがみつからないところから、pumpellyite-actinolite-schist facies (橋本, 1966) に相当すると思われる。なお、鏡下の観察からは、変成史の大きなギャップをしめすような変成鉱物同志の関係はみとめられない。

5) 3)でのべたことは、関ら(1964)が紀伊半島中央部

で、三波川変成作用が、古生層と中生層の境(仏像線)をこえて、南側の日高累帯までおよんでいると報告し、加納(1964)との間に討論のあったことに関連する。今までの段階で、中軸帯と、西側の秩父帯の最低変成度の部分とで、鉱物組合せはよくにているが、それらの間で変成度が一たん下るかどうかを確かめ得るデータはない。紀伊半島の中生層の部分にみられる変成鉱物の組合せ(関らのZone I)に比較して、赤石中軸帯ではまだprehnite がみつつかつていなくて、代りにactinoliteをとともなう点がちがいが、むしろ、秩父帯の大部分を占める彼らのZone IIの組合せと同じである。もっとも、このことは、関ら(1964)も指摘しているように、紀伊半島の三波川帯プロパーが glaucophanitic regional metamorphism の特徴を欠いていることと関係があるのかもしれない。

6) 一方、松田ら(1965)の赤石山地東部一フォツサ・マグナ地域の変成分帯では、この地域は、彼らのZone IIIにあたるが、かならずしも pumpellyite は消えるわけではない。また中軸帯から東へはずれ、糸魚川一静岡線に近い田代発電所付近の緑色岩が、中軸帯のものと一緒にの変成作用で、東の方へむかって変成度が低くなるということもいえそうにない。

参 考 文 献

- 赤石グループ(1958): 赤石山地の中生界。総研「日本の後期中生界の研究」連絡紙, 7号, p. 79~89.
- 赤石山地地質研究グループ(1961): 赤石山地東麓における糸魚川一静岡構造線について(予報), 地球科学, no. 54, p. 40~44.
- 藤本丑雄ほか(1965): 赤石山地北部の花崗岩類と糸魚川一静岡構造線。赤石山地北部の地質, その2. 地球科学, no. 76, p. 15~24.
- 橋本光男(1960): 長野県上伊那郡長谷村地方の変成岩, 科博研報, no. 47, p. 104~115.
- (1966): プドウ石パンペリー石変グレイワッケ相, 地質雑, vol. 72, p. 253~265.
- 亀井節夫ほか(1962): 国土開発縦貫自動車道地質調査報告, 中部第2地区の地形・地質, 土木研報, 別刷1号, p. 59~67.
- 加納 博(1964): 四万十川変成帯—「紀伊半島中央部の三波川変成作用」(関陽太郎ほか)によせて, 岩鉱, vol. 52, p. 222~224.
- 河内洋佑・水野篤行(1965): 瀬戸川層群中のパンペリー石, 地球科学, no. 76, p. 38~40.
- 河内洋佑ほか(1965): 赤石山地北部の野呂川上流の時代

* 南の遠山川流域では、みかけ上北西に傾斜する単斜構造が報告されている(亀井ほか, 1962)ので、同斜しう曲があつてもその軸面が西傾斜するものと思われる。

** サンゴや奇形二枚貝などをまれに産し、上部ジュラ系~下部白亜系と考えられる(大久保ほか, 1958, 1959)

- 未詳層群(予報), (演旨), 地質雑, vol. 71, p. 375.
 ——(1967): 赤石山地中央部を横断する路線の地質(1),
 三波川帯(演旨), 地質雑, vol. 73, p. 109.
 松田時彦・栗谷川幸子(1965): 赤石山地東部の変成作用,
 震研彙報, vol. 43, p. 209~235.
 大久保雅弘ほか(1958): 赤石山地より六射珊瑚の発見,
 地質雑, vol. 64, p. 346.
 ——(1959): 赤石山地の厚歯二枚介, 地球科学, 42号,
 1~4, 関陽太郎ほか(1964): 紀伊半島中央部の三波川
 変成作用, 岩鉱, vol. 52, p. 73~89.
 渡辺暉夫(1967): 長野県下伊那郡鹿塩付近の地質および
 岩石, 北大理卒論(手記).
 山田哲雄ほか(1967): 赤石山地中央部を横断する路線の
 地質(II), 四万十帯(演旨), 地質雑, vol. 73, p. 126.
 横田勇治(1965): 長野県市の瀬地域の三波川結晶片岩類
 および秩父古生層の層序と構造, 信大文理卒論(手記).
 横田勇治・河内洋佑(1967): 長野県市野瀬付近の三波川
 帯の構造(演旨), 地質雑, vol. 73, p. 109.

討 論

加納 博(秋田大) まえに関が紀伊半島の研究で, 三波川変成作用が仏像線を越えて四万十帯にも及んでいるといったが, 赤石山地ではこの点はどうか? 鉱物分帯ではわからないかもしれないが, 変形のほうでは赤石中軸帯に一つの axis があるようにおもえる.

山田哲雄(信州大) この問題については私たちも意識して検討してきた. 変形が中軸部で著しくて西に向って弱くなることは確かである. しかし西にいくと粗粒岩相が多くなることもあって定量的にいえるかどうか若干の懸念がある. いっぽう変成作用が三波川帯に向って高くなっているかどうかについては, 中軸帯と三波川帯との間に苦鉄質火砕岩層のはさみがないので, 今のところこの間で変成度がどうなるかについてははっきり言える資料がない.

.....

**The Shimanto Belt of the Northern Akaishi Mountainlands,
 Central Japan. —The Akaishi Central Zone.**

—Geology of the Northern Akaishi Massif, Part 3—

Tetsuo YAMADA, Yosuke KAWACHI, Teruo WATANABE, Yuji YOKOTA
 and Ensei KWANKE

(Abstract)

The undivided Mesozoic Group of the Shimanto belt of the northern Akaishi mountainlands is composed mainly of pelitic and psammitic rocks accompanied by a little chert, limestone, and basic volcanics including pillow lava. Deformation of these sediments is complete and the rocks are characterized generally by phyllitic texture and various folds.

Major structure of the Shimanto belt of this district is characterized by the isoclinal folds of which the axial planes are steeply inclined to east or west as shown in Figs. 1 and 2. The axes of the major anticlinorium lie along the highest range of the northern Akaishi mountains, lying 5~8km eastward from the Butsuzo Line, Distri-

bution of basic volcanics, limestone, and red chert is conspicuous along the axial part of the anticlinorium, because these rocks are associated mostly with the oldest formations (maybe Lower Cretaceous) in this region. In the western wing of the major anticlinorium, most beds are overturned and psammitic sediments are predominant. On the other hand, most beds are in the normal order and pelitic sediments are predominant in the eastern wing.

In the axial part of the anticlinorium, deformation of sediments is striking and various transposition structure are observed. Through mesoscopic structural analyses, at least two main stages of deformation can be recognized in this district,

Recrystallization of basic rocks is also marked in this zone. There are some low grade crystalline schists in which chlorite, pumpellyite, stilpnomelane, epidote, carbonate, and sericite are formed, but zeolite, prehnite, and glaucophane

are not found. So, the grade of metamorphism is corresponded to the pumpellyite-actinolite schist facies (HASHIMOTO, 1966). Furthermore, there occurs post-kinematic granitic intrusives in the northern extension of this zone.