

広島大学学術情報リポジトリ
Hiroshima University Institutional Repository

Title	三波川結晶片岩帯の基本構造について
Author(s)	小島, 丈児
Citation	広島大学地学研究報告, 12 : 173 - 182
Issue Date	1963-03-30
DOI	
Self DOI	10.15027/52527
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052527
Right	
Relation	



三波川結晶片岩帯の基本構造について

小 島 丈 児

On the Fundamental Structure of the Sambagawa Crystalline Schist Zone

By
George KOJIMA

ABSTRACT: On the basis of geological and structural data obtained in recent years by the author and his collaborators, the main part of the Sambagawa Crystalline Schist Zone in Shikoku was divided into three structural units with different structural features, namely, 1) the zone of anticlinorium, 2) the zone of synclinorium, and 3) the zone of flexure between them. The tectonic movement essentially responsible for the formation of the crystalline schist was the downward one located within the zone of synclinorium. Zones of flexure characterized by the features of bedding slide were formed by the movement on the border of the terrain of the downward movement. The terrains outside the zones of flexure, which had not been affected by the movement, were later folded, accompanied with the cleavage of the type of wide spacing. The downward movement was believed to have been set in during the sedimentation of the original geosyncline, probably at the phase of extrusion and intrusion of ophiolitic rocks.

三波川結晶片岩帯として一般に認められている地帯は、西は佐賀ノ関半島から東は関東山地にわたるが、とくに四国中央部は幅がもっとも広く、しかも断層による地塊化の程度も弱く、層序、地質構造の研究にはもっとも適しているといえることができる。小川琢治 (1902) が60年前に公表した20万分の1高知図幅の層序と地質構造が、基本的には今日でも正しいとされるのは、小川の著眼の優れていたことを示すものではあるが、この地域がこうした研究に適しているためでもある。小川は、四国中央部三波川系の基本的地質構造として、吉野川横谷にあらわれる背斜構造をあげ、さらに紅簾片岩層を鍵層として追跡すると、背斜軸をまたいでS字状分布を示すことに注意した (1906)。しかし、小川の記述を読んでみると、この背斜軸の位置は明確を欠いており、小崩壊 (小歩危) を通るようにも読めるのである。小川はこの小崩壊背斜のほかに、第二の大背斜として、別子南方吉野川右岸の背斜 (小島, 1951, の能谷山中七番背斜) を認めたが、位置その他の内容はいっそう明確でない。

小川の報告ののち20余年後に、小沢儀明 (1926) は四国中央部のルート調査を行ない (吉野川横谷は歩いていない)、結晶片岩系の層位と構造を論じた。小沢は大歩危片麻岩 (片状砂岩) を小崩壊背斜の南翼とみなし、その北翼延長部は仙野 (三細南方) につづくとして、付図 (第8図版) では背斜軸を小歩危付近に通している。

小川、小沢らによって、四国中央部の結晶片岩系にはかなり大規模な背斜構造があることが認められたが、その後の調査研究でもその規模や様式は明確にされないまま戦後に及んだ。戦後まもなく、筆者は光野千春博士その他とともに、まず吉野川横谷を中心とする地帯

の地質調査を行なった。その結果、小川、小沢の小崩壊背斜が単純な背斜構造をもつものでなく、吉野川横谷地帯では川口付近を軸とするドーム状背斜と大歩危堂床谷付近を軸とする大歩危背斜にわかれ、小歩危は小向斜部に相当することがわかった(小島, 1951)

地塊化の程度の弱い地域であるにもかかわらず、背斜構造の決定がおくれたということとは、非変成岩層の研究者にとっては奇異に感じられるかもしれない。しかしじっさい、その後吉野川横谷地帯を離れ、秀敬博士その他と協力して広く四国三波川帯を踏査するにつれて、同じような問題が他の背斜にもつきまとうことをみいだしたのである。

筆者らは四国三波川帯で三つの大きな背斜を認めた(小島・秀・吉野 1956, 第3図, 小島 1958, p. 96 f.)。前記の小崩壊背斜は、筆者らはその主要な背斜軸の位置から大歩危背斜と名付け、佐々連付近から徳島付近まで 90km にわたって追跡した¹⁾。大歩危背斜に雁行した形でその西南に能谷山(中七番)背斜がある。この背斜は本山町付近から西にのび、中央構造線の桜樹屈曲部で断たれるまで、70km に及ぶ、第三の背斜は肱川背斜で、松山市南方から佐田岬をへて佐賀ノ関半島まで、100 km にわたってたどることができる。これら3つの背斜はいずれも延長 100 km 前後またはそれ以上に及ぶもので、規模がよく似ているが、その他のいろいろな点で、平面的にも立体的にも、また小構造の点でも類似性が強い。このことは、おのおの背斜がそれぞれまったく別個の条件で形成されたものではないということの意味しており、したがって、これらの背斜に共通な形態、構造上の特徴を検討することによって、少なくとも四国三波川帯を通じての背斜部の出来方を知ることができるわけである。これらの背斜部はまた、結晶片岩帯の大半を占めるいわゆる無点紋片岩帯に相当するので、背斜の検討ということから三波川帯の基本構造についての重要な手がかりをつかむことができるはずである。

まず巨視的にみればあい(20万分の1程度以下の小縮尺で)、共通したいちじるしい特徴は、背斜帯のある部分でドーム状の穹窿部または盛り上り(axial culmination)が存在することで、褶曲軸はその部分で水平となり、それからはずれるとドームの反対方向に落すようになる。このような盛り上り部にあたるのは、大歩危背斜帯では大歩危で、軸部は大歩危層からなり、その北方の川口ドームは軸部が川口層で、したがって盛り上りの量は前者より小さく、吉野川横谷部でみるかぎりでは、副背斜と考えられる。能谷山背斜帯では別子南方中七番付近に、また、肱川背斜帯では肱川流域に、それぞれ盛り上り部があり、小歩危層の層準近くの岩層が軸部にあらわれている。各背斜帯とも盛り上り部付近で幅が最大になる傾向があるのは、波高が高くなるのであるから当然ということもできるが、背斜帯内の個々の背斜軸の位置を詳細にたどってみると、これらの背斜帯盛り上り部に共通した奇妙な事実が気がつくのである。それは、主要背斜軸の連続が盛り上り部で不明確となり、盛り上り部を通過して強いて主要背斜軸を図上に引くと、盛り上り部に妙な屈曲があらわれる、という点である。そのもっとも顕著な例は、能谷山背斜帯でみられる。この背斜帯の東部から主要背斜軸を追うと中七番から笹ヶ峰の北にたどられるが、西方から追うと、約 4 km 南にずれた基安^{もとやす}鉦山付近に追いかまれ、両者を強いてつなぐと、それまで東西性であった褶曲軸方向が、笹ヶ峰—寒風山の

1) 岩橋勉氏の多年の調査によると、和歌山県の三波川帯にも点紋帯の南に沿って背斜が認められる。これを大歩危背斜の延長とみなすと、この背斜の総延長はさらに 90 km ほどのびることになる。

線で南北に急転しなければならない。吉野言生(吉野・小島 1953, 第4図, p. 429 f.)が黒森山—笹ヶ峰—寒風山の南北尾根を縦走して調査した結果をみると、東方からくる背斜軸は笹ヶ峰三角点(1859m)のすぐ北のあたりを通ると考えられるが、笹ヶ峰—寒風山の尾根筋では、ほぼ東西方向の軸をもった小褶曲がいちじるしく、南北方向には褶曲していない。筆者はこの付近の地質構造を予土路線(西条—伊野線)の調査の際にも検討を加えてみたが(小島・吉田・甲藤・市川・石井 1956, p. 322 f.), 笹ヶ峰付近の背斜軸の西方延長にあたる川来須付近では岩層は北西に単斜し、背斜軸の延長はみとめられず、基安付近の背斜軸についても同じくその東方延長部は認められなかった。ということは、東方から続いてきた褶曲の盛上り部(笹ヶ峰付近)と西方からの褶曲の盛上り部(寒風山付近)とは、笹ヶ峰—寒風山の南北線で合体するが、この南北方向の小褶曲は伴わなかったことになる。ただし、三層層主部緑色片岩層の下底の高度をたどると、笹ヶ峰の付近では1600m等高線に近く位置するが、基安付近では1000mくらいにまで下り、したがって笹ヶ峰—寒風山間では南傾斜の岩層が卓越するので、盛上りの程度は寒風山から笹ヶ峰に向かって大きくなるわけである。ここで問題になることは、巨視的な背斜構造はある特定の層準の岩層の高度分布できめられるはずであるが、そうしてきめた背斜構造と、露頭の規模でみとめられる小褶曲やその他の線構造要素とどのような関係にあるか、という点である。しかしこの問題にはいる前に、他の背斜帯のようすをしらべてみよう。

大歩危背斜帯では、上にのべたように、吉野川横谷地帯では、小歩危付近の向斜によって狭義の大歩危背斜と川口背斜がへだてられている。しかし、この背斜帯の東西延長をみると、西方ではこの帯中に土井正民(1959)が佐々連鉦山付近の調査で明らかにした薬師背斜がただ一つ存在するだけであり、また東方では、筆者が中川正男氏と調査した結果では、野々脇鉦山付近を通る一背斜をみるのみである。薬師背斜と野々脇背斜が吉野川横谷の大歩危背斜と川口背斜のいずれに連続するかは明らかにされていないが、いずれにせよこの場合にも、背斜帯の盛上り部をたどった巨視的な背斜構造は、盛上り部付近で小褶曲構造と不調和な屈曲を示しているのである。肱川背斜帯の場合も同様で、肱川東方の主背斜軸はドームの所で西方延長が不明確になり、肱川ドームの西方ではドームからいくつかの背斜が平行に発し、そのうち最南部の背斜が佐田岬から佐賀ノ関半島につづくものようである(愛媛県地質図, 1962, 参照)。この場合にも強いて主背斜軸を連ねると、ドーム部で妙な屈曲を示すことになる。

このようにみえてくると、各背斜帯とも盛上り部付近で幅が広がる理由の一つに、ドームと東西主背斜軸との接合点が南北にずれたり、ドーム部が異常に南北方向に広がっていることがあげられる。この事実は何を意味しているのであろうか。それには、巨視的な背斜構造と小構造との関係を検討してみる必要がある。

結晶片岩には各種の岩石構造がみられるが、それらが総合的に検討されるようになったのは、ここ数年のことである。線構造のあるものは戦前から注目されていたが、結晶片岩にみられる線構造には、その特性も形成時期もいろいろあって、各種面構造との間の幾何学的関係を正しく解析しなければ、その構造上の意義を理解することはできない。筆者は主要な面構造として3種の面を区別してきた。それを生成の順で挙げれば、層面片理面、粗劈開

面、細密劈開面である¹⁾。層面片理面は層理に沿った滑り運動に伴ってできたもので、主要な鉱物配列（鉄苦土鉱物の Formregelung）の面となっている。鉱物の線方向配列もこの面内にある。粗劈開面はとくに黒色片岩に顕著で、小褶曲構造に伴い、裂け劈開の性格が濃いものである。細密劈開は平行度の高い滑り劈開で、劈開褶曲を伴うことがある。それぞれ、形成時の物質の力学的性質、場の物理条件、応力のちがいを反映しているわけである。これらの面が交われば、種々の性格と方向をもった線構造があらわれるわけである²⁾。

ところで、上にのべてきた背斜帯の巨視的褶曲構造は、じっさいに露頭で直接にその断面を観察するわけにはいかないのであって、鋸層の追跡をもとにした地質図作製の結果、その断面や軸の位置、方向などを推定できるにすぎない。非変成岩地域では、地質図学の教科書で説くように、ルートでの走向傾斜の変化から軸位置を確定できるが、三波川帯の背斜帯では軸部ほど小褶曲がいちじるしく、この方法はふつう使えないのである³⁾。したがって、われわれが直接に測れるのは、露頭における小褶曲軸、線構造、面構造の方向で、それが巨視的褶曲の構造方向とどのような関係になっているかを検討することは、なかなかたいへんな仕事なのである。筆者は鈴木堯士博士と（1958）吉野川流域の清水構造帯近傍^{きよみず}で面線構造の幾何学的関係を検討したが、層面片理面の投影から推定した巨視的褶曲軸（ β 軸）と、層面片理面に粗劈開面が交わってあらわれる線構造の方向とが一致し、また、粗劈開面を投影するとそれが β 軸を極とする大円上にのることを確かめた（同論文 Figs. 3, 4, 5, および共観図 Fig. 8）⁴⁾。すなわち、少なくともこのばあい問題にしている程度の規模の褶曲（波長数 100 m ないし 1~2 km）についてみると、粗劈開面は褶曲軸と同軸で同じ対称性を示し、もしこの場合の一致が偶然だという議論がなされないならば、褶曲と粗劈開形成とは同時期とみなすことができるわけである。したがって、層面（片理面）に粗劈開面が交わってできた線構造は、原面が平面とみなしてさしつかえない場合には、今問題にしている程度の褶曲の軸方向に一致するはずである（上掲論文 Fig. 6 および共観図 Fig. 8）。露頭面で観察される程度の小褶曲軸も線方向に、したがってこの場合の巨視的褶曲軸（ β 軸）に一致するのがふつうである。

これと同じような検討は、中川正男によって大歩危地区、野々脇地区で行なわれたが、上と同じ結論がえられている⁵⁾。けっきょく、層面、小褶曲軸、粗劈開線構造の測定値を用いて検討を加えたかぎりでは、 β 軸が小褶曲軸と粗劈開線構造の方向（統計的 B 軸）と一致

- 1) ここでは岩石構造のくわしい説明を省く。小島・鈴木 1958, 小島・秀 1958, とくに、小島 1962, p. 30 f. をみていただきたい。
- 2) これらの線構造、面構造の三次元的関係を解析するのが構造幾何学 (structural geometry) である。本論の以下の記述は構造幾何学の理解を前提にしている。小島・鈴木 1958, 小島・秀 1958, Weiss 1959 を参照されたい。
- 3) 厚い砂岩片岩層は軸部でも小褶曲があまりいちじるしくないで、この方法で比較的正確に軸部の位置を決めることができるが、これは例外的である。（例：堂床谷付近の大歩危背斜、中七番の能谷山背斜）
- 4) ただしこの場合には、細密劈開は褶曲軸と同軸でない（同論文 Fig. 7 および共観図 Fig. 8）。すなわち、細密劈開時期の応力配置は粗劈開褶曲時期と異なったとしなければならない。しかし、このずれは今の場合の議論には関係がない。
- 5) 中川正男氏が広島大学大学院で行なったもので、未公表である。同氏の御好意によって引用させていただいた。その他、学部学生の卒業論文として新宮鉱山地区で検討したことがあるが、これも同じ結果であった。

しない例はみいだされなかったということになる。ただし、この際考慮しなければならないことは、このような構造要素の多数の測定値を用いて、 β -, π -, B -ダイアグラムなどを作り、構造要素間の幾何学的関係を検討するばあい、地域をいくつかの小構造区に区分し、各構造区内ではこれらのダイアグラムにあらわれる円帯 (girdle) や極大点が有意なものであるようにしてあるという点である。すなわち、変形が均質である地区内で検討しているのである。したがって、層面を統計的に処理してえられた巨視的褶曲軸 (β 軸) というものは、小構造区の規模について成立つのである。それでは、このような規模の褶曲と、これまで問題にしてきたさらに大きな規模の褶曲とはどのような関係になっているのであろうか¹⁾。

上にのべたように、巨視的な大背斜構造軸はとくに盛り部を中心として異常な屈曲を示す。ところが粗劈開形成に関係した線構造や小褶曲軸の方向をみると、背斜帯全体を通じて比較的一様で、三波川帯の一般方向に準平行とみなされる。このことは粗劈開線方向と同軸の小構造区規模の褶曲の軸も同じく一様な方向をもつことを意味している。したがって、大背斜構造軸が三波川帯の一般方向に対していちじるしい斜交性を示す部分では、大背斜構造軸と中小褶曲の軸との斜交性も顕著になるわけで、たとえば前出の能谷山背斜における笹ヶ峰—寒風山屈曲部では、大背斜の方向が南北であるにもかかわらず小褶曲軸と線構造は東西性で、四国三波川帯の一般方向と変わらない。

このような大背斜帯構造軸と中小褶曲の軸の斜交性を確認することはなかなか困難なことである。とくに背斜帯構造軸が盛り部を離れて三波川帯の一般方向に近くなると、かりに斜交しているとしても斜交角が小さいので、その斜交性を確定することが困難である。しかし、秀敬²⁾によると、能谷山背斜については吉野川上流の小北川 (中七番南東) 付近で明らか斜交が認められるということであり、また、大歩危背斜帯で、川口、大歩危の両背斜が東西で合体するにもかかわらず粗劈開線構造ないし小褶曲の方向が一様であるということも、大背斜構造軸と中小褶曲の軸の斜交性を前提にしなければ説明することができない。

このようにみえてくると、現在の大背斜帯の立面形、平面形ともに、小構造区規模の中規模褶曲構造の単純な積分では説明しきれないのである。いいかえれば、大背斜帯と中小規模褶曲とが同時に形成されたもので、ただ考察規模がちがうにすぎない、という考え方は成り立たないということである。そうすれば、このばあい、次の二つの解釈しか可能でないことになる。第一は、粗劈開形成を伴った中小規模褶曲で大背斜帯の原形がまず作られ、その後、

1) 本文で前出の能谷山背斜における笹ヶ峰—寒風山屈曲のような場合には、背斜構造が存在する以上は、理論上は β -ダイアグラムにその背斜軸方向を示す極大点があられるはずである。しかし実際問題としては、小褶曲による層面走向傾斜の変化量が大きいので、この小褶曲の軸方向の極大点がいちじるしく表現され、 π -または β -ダイアグラムの方法で、規模の大きな構造軸方向を明らかにすることは不可能なのである。ただ、あとでのべるように、このような大規模な褶曲構造の上に、 β -ダイアグラムで軸方向の決定できる程度の規模の褶曲が後に重なったものであるならば、各小構造区毎の β 軸の方向から大規模褶曲構造を復元できるわけである。たとえば、ごく単純な場合を考えて、原褶曲構造が一定の軸方向をもった円筒状褶曲で、それに一定軸面方向の粗劈開褶曲が重なった場合であれば、後者の褶曲軸方向は原面と粗劈開面との交線であるから、場所場所で異なるわけである。しかし、このような場合に、各小構造区毎の β 軸は異なっているとしても、それぞれの地区における原面の平均の方向と β 軸は平行で、 β 軸の配置から原面の方向を推定することができるわけである。この方法を代表的背斜帯で実施してみる必要があるとおもう。

2) 秀敬博士の御好意により未発表事実を引用させていただく。

大規模な曲隆 (upwarping) あるいは撓曲 (flexure) がおり、現在の大背斜帯の形態ができあがった、という考え方である。これに対して第二の考え方は、中小規模褶曲前にはほぼ現在の形に近い大背斜帯が作られており、その後におこった中小規模褶曲はそれを局部的に修飾したにすぎない、という考えである。このいずれがより蓋然的かということ、さらに別の事実から検討してみよう。

これまで論じてきたことは、おもに構造軸方向に関係した問題であるが、背斜帯を構造軸に直交して胴切りした場合の断面について考察してみよう。胴切断面のもっともいちじるしい特徴は非対称性である。その特徴は、たとえば、秀・吉野・小島 (1956, Fig. 4) が作成した別子点紋片岩帯の断面図からもうかがうことができる (そのほか、20万分の1 高知県地質鉱産図, 1960, の白滝南北線断面図も参照されたい)。すなわち、能谷山背斜帯でいえば、主部は全体的には水平に近いが、中小規模ではいちじるしい褶曲 (粗劈開を伴う) をしている。ところがこの複背斜帯の北縁部は急に $40\sim 50^\circ$ の北傾斜となって、岩層 (三縄層下部層および同主部緑色片岩層) は別子点紋片岩帯の下底に深く沈んでいく。この地帯には背斜帯の主部に全面的に発達するような直立に近い粗劈開面の卓越する中小規模の褶曲はきわめてまれで、わずかに局部的に水平に近い粗劈開面を伴う小褶曲がみられるだけである (白滝付近では早天山石英片岩にみられる)。こうしてみると、能谷山背斜帯といっているものは、複背斜帯中この北縁単斜帯に最も近い背斜をとりあげて名付けたものといえる。いわば、この複背斜帯はその北縁がいちじるしい撓曲帯になっているのである。これが複背斜帯の非対称性の本質なのであって、したがって、能谷山背斜帯といった名称でこれらの質的に異なった構造を一括することは適当ではないのである。

背斜帯のこのような非対称性はその他の背斜帯にも例外なくみることができる。大歩危背斜帯ではその北縁が撓曲帯になっているが、西部から中部にかけては南縁にも撓曲帯 (佐々連一大歩危) が存在する。肱川背斜帯では北部が中央構造線に切られているが、北縁にそって北傾斜の単斜層の地帯が連続している。これらの撓曲帯の形成が中小規模褶曲以前であることは、複背斜帯のいちじるしい粗劈開褶曲が撓曲帯に残留していない点から、疑う余地がない。むしろ、この撓曲帯は三波川帯の基本構造を解く鍵になるものというべきである。

点紋帯と無点紋帯とで岩石構造、地質構造ともにいちじるしく特徴がちがっていることは、筆者らがいろいろな機会にのべてきた (秀・吉野・小島 1956, 小島・秀 1958)。撓曲帯はそのおもな部分が点紋帯と無点紋帯との境界帯にあたっている。これら両帯の岩石構造や地質構造の大部分はこの撓曲帯形成後の変形によるものであるが、撓曲帯は三波川帯の発達史の初期に形成されながら、後々まで、これによって壊された両側の地帯のそれぞれ独自の変成変形の歴史を規定してきたとみなされるのである。

さきに筆者は、三波川結晶片岩 (とくに無点紋の場合) の主要な面構造として、層面片理面、粗劈開面、細密劈開面をあげ、その形成時期もこの順であることをのべた。粗劈開面は前述のとおり中小規模褶曲時期の岩石構造である。それでは、層面片理面およびその形成に付随する岩石構造はどのような巨視的地質構造に対応する岩石構造であろうか。

層面片理面とは層面に平行ないし準平行な片理面 (鉱物配列の面) であるが、この面は片理面であるというだけでなく、この面を構造面とした種々の様式の構造様式が伴っている。層面片理面の方向を軸面とした折畳み褶曲は、注意すれば三波川帯の到るところで観察され

る。ときには折畳み褶曲の頂部だけが引きちぎられて独立にみいだされることがあり、翼部はいちじるしい滑り運動ですりへったか、あるいは頂部だけ切り離されたものと考えられる (transposition structure)。また、層面片理面に準平行な面での滑りによる楔構造 (wedge st.) や、そのための層の重なり合い効果 (telescoping) も普遍的である¹⁾。これらの構造は層面片理面に沿っていちじるしい剪断運動が行なわれたことを物語るものである。最近、E. Cloos (1961) は欧米各地の例で、このような層面滑りによる重なり合い効果が岩層の褶曲から計算される量を越えていること、また、褶曲形から期待される向き (sense) とは反対の滑りもみられることに注意し、この運動が褶曲以前の広域的要因によるものであり、gravity gliding によるのではないかと述べている。三波川帯では、残念なことに、折畳み褶曲や楔構造を系統的に調べる仕事が行なわれていないが、それが粗劈開を伴う中小規模褶曲以前であることは疑いがなく、その顕著な例は基安鈹山付近の緑色片岩と鈹体の変形様式で、ここでは南北方向を軸とする折畳み褶曲がさらに東西方向の劈開褶曲で変形している²⁾。Cloos は層面滑りを重力による滑りではないかと述べているが、彼のあげた例はすべて非変成岩層の場合で、三波川帯ではこの運動に伴って主要な変成再結晶作用が行なわれ、大部分の鉄苦土鈹物の定方向配列はこの運動の時期の応力下で完成しているのである。しかもその配列方向がかなりの範囲の地域を通じて一様であり、不連続的变化はみとめられない。このような事実は堆積時期の表層付近の gravity gliding で説明することはきわめて困難である。やはりこの場合には、かなりの厚さの堆積層群の内部で層面に沿う滑りを起こすような造構運動を考えなければならない。それは三波川帯では撓曲帯の形成にしか求められない。

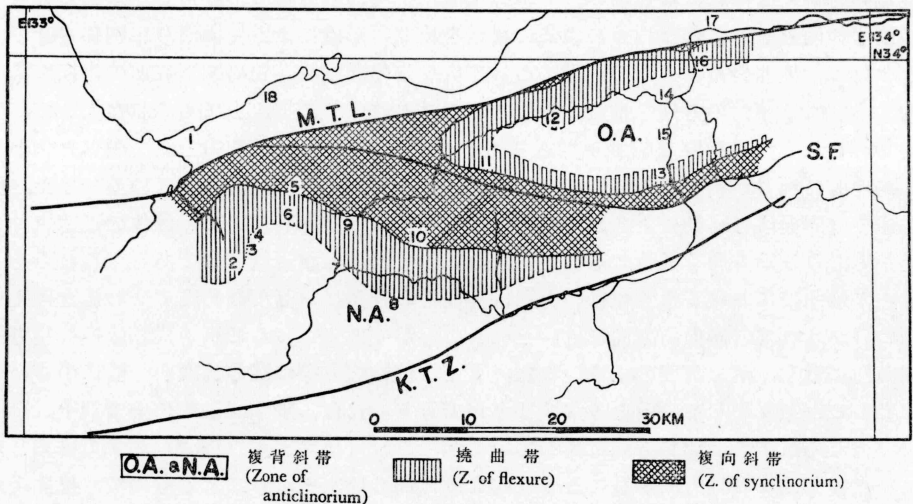
層面片理面とそれに伴う種々の様式の構造を撓曲帯形成による層面滑りに関係させて考えるとすれば、撓曲帯およびその付近における折畳み褶曲軸や、粗劈開形成前の古期線構造の方向から、滑り運動の方向を推論することができるはずである。上にもふれたように、現在のところこれらの構造要素を粗劈開線構造と区別して広域的にその分布を調べた例がないが、局部的に両者が斜交する場合には、古期構造方向の存在が注意されている。また、別子式鈹床では層面滑り運動による鈹体の肥大化と伸長が期待されるので、鈹体の形態 (伸長方向) から滑り運動方向を推論することも、暫定的ではあるが可能なのである。これらを考慮すると、撓曲帯における滑り運動の方向は撓曲帯の延長に対して高角度で交わると考えられる。いいかえれば岩層傾斜方向に近いといえることができる。多くの別子式鈹床の伸長方向が走向方向に近く、落とし角度の小さいこと、また、鈹物線方向の落とし角度が一般に小さいことは、このことを反映しているとみなすことができる。ただ、別子式鈹床の中で別子、余慶、および佐々連鈹床群は傾斜方向に落しているが、これは小島・秀 (1958) がすでに論じたように、点紋変成部の軸方向伸長によって起こった局地的水平滑りによるもので、撓曲帯形成期よりはおくれた時期の運動で、局地的なものと考えられる³⁾。

1) 別子式含銅硫化鉄鈹床の肥大部の形成には、折畳み褶曲及び楔構造により重なり合い効果が重要な役割を演じたと考えている。この点については、近く秀敏氏と共同で報告するつもりである。

2) 由井俊三も同様の事実を確認している (地質雑, 66, (778), p. 447 講演要旨)

3) 別子、佐々連鈹床群の鈹体の褶曲形態は、秀 (1962)、土井 (1959, 1962)、堀越 (1958) その他によって明らかにされたが、褶曲軸面が層面に準平行で折畳み褶曲形式である点は撓曲帯形成に伴う変形に似ている。しかし、軸面や軸方向の一様性が後者の場合にくらべてはるかに劣っていて、運動量が場所毎に異なり一様性を欠いていることを示している。両者は混同すべきではない。

撓曲帯における運動方向が傾斜方向であるということは、それによって境される複背斜帯と複向斜帯とが相対的に相反する鉛直方向の運動を行なったことを意味している。しかし、この相對運動の本質が複背斜帯の上昇運動か、あるいは複向斜帯の下降運動か、という点についてはさらに別の観点から判断しなければならない。こうした判断の資料の一つは、複背斜帯と複向斜帯とでその地質構造にどのような差異があるかということである。さきにのべたように、複背斜帯の地質構造は、粗劈開を伴う中小規模褶曲構造をとり去ってみると、ほとんど平坦に近い単純な構造である。このことは、20万分の1程度の小縮尺地質図におけるほとんど水平な岩層分布をみれば明らかである（たとえば、高知県地質鉞差図；小島，1951，Fig. 2）。これに対して、複向斜帯の地質構造はいちじるしく複雑である。複向斜帯でこれまでもっともよく調べられているのは、別子、白滝、佐々連の地帯である（秀・吉野・小島1956，土井1961）。この地帯（秀らのいわゆる別子点紋片岩帯）は大構造の上では、大歩危複背斜帯南縁撓曲帯（佐々連鉞床群を含む）と、能谷山複背斜帯北縁撓曲帯（別子、筏津、縦ノ木などの鉞床を含む）との間にはさまれた複向斜帯で、基部（西部）では、大歩危複背斜帯北縁撓曲帯の北側の中央構造線に沿う複向斜帯に合体し、東部ではしだいに幅と深さを減じながら大歩危背斜の南縁に沿って祖谷川流域に及んでいる。この複向斜帯における主要な向斜は、能谷山北縁撓曲帯のすぐ北側の白滝—東平向斜と、大歩危南縁撓曲帯のすぐ南側の津根山向斜で、両向斜の間には、一部（白滝付近）に横臥褶曲構造がみとめられる背斜状のリッジが存在する。この背斜状リッジを強調すると、この複向斜帯は一見背斜のような印象



第1図 四国中央部三波川結晶片岩帯の構造区分
(Tectonic division of the Sambagawa Crystalline Schist Zone of Central Shikoku)

- | | | | | | |
|-------------------------------------|---------------------------------------|--------------|---------|----------|---------|
| M.T.L. 中央構造線 (Median Tectonic Line) | K.T.Z. 清水構造帯 (Kiyomizu Tectonic Zone) | | | | |
| S.F. 下名—津根山断層 (Shimomyō Fault) | O.A. 大歩危複背斜帯 | N.A. 能谷山複背斜帯 | | | |
| 1 西条 | 2 基安鉞山 | 3 寒風山 | 4 笹ヶ峰 | 5 東平(別子) | 6 中七番 |
| 7 小北川 | 8 能谷山 | 9 筏津鉞山 | 10 白滝鉞山 | 11 佐々連鉞山 | 12 新宮鉞山 |
| 13 大歩危 | 14 川口 | 15 小歩危 | 16 三繩 | 17 池田 | 18 新居浜 |

注：本図の清書の労をとられた濡木輝一氏に深謝する。

をうけるが、リッジ部の岩層は層序的には南北複背斜帯の岩層よりはるか上位のものとなされるので、地帯全体としては複向斜帯としなければならない。また、このことは、白滝—東平向斜と津根山向斜とにおける岩層の下降量の大きさを物語っている。じっさい、たとえば別子鉱床の開発によって明らかにされた場合には、別子鉱床の上部、海拔約 1300 m 付近では撓曲帯の傾斜は北方へ 45° であるが、下部へ下るほど急になり、15L 付近では 75° を示し、28L 付近からはやや角度は減小するが、いぜん急角度で北に傾斜することが海面下 800m 以上までたどられている(土井, 1962)。この間高度差で 2100m 以上に及ぶが、撓曲帯付近の層序から判断すると、この東平向斜における下降量はその倍以上に達するものと考えられる。津根山向斜ではこのような資料はないが、向斜部に最上部層の大生院層(土井の富郷層)が厚くあらわれている点からみて、同様な規模の下降量をもつものと考えられる¹⁾。

この例で示されるように、複向斜帯の地質構造はきわめて複雑で、とくに撓曲帯に接するいちじるしい下降構造の存在は、撓曲帯形成にとって重要な意味をもつものである。複背斜帯と複向斜帯とで地質構造にこのようないちじるしいがちいが存在することは、複背斜帯が撓曲帯形成の運動に対して受動的な地域に属しており、複向斜帯はそれに対して運動そのものの行なわれた地域に相当することを示すものと解される。いいかえれば、撓曲帯が形成されたのは複向斜帯中で行なわれたいちじるしい下降運動によるといわなければならない。この運動は、撓曲帯に接して存在する溝状の下降構造にもっともよく表現されているように、いわば“引きずり込み”の様式さえ示しているのである。

このような下降運動が造山帯の長い歴史の中のどの時期に起こったかという問題はきわめて重要な問題である。四国三波川帯の場合には、これまでのべてきたように、撓曲帯を伴った複向斜帯の形成は変成変形の最初の時期の現象であると同時に、後の構造発達史の方向まで支配しているのである。これは結晶片岩の構造解析の結論なのであるが、結晶片岩系の原岩層群の層厚、層相にもこの運動の反映がみられることは重要である。たとえば、三縄層上部層は能谷山背斜帯中では石英片岩や薄い緑色片岩で特徴づけられる互層であるが、撓曲帯から複向斜帯にかけていちじるしく厚く、緑色片岩の厚層を含むようになる。三縄層上部層は複向斜帯内でひょと厚い。三縄層中の砂岩層は撓曲帯をはなれるといちじるしく薄くなる²⁾。複向斜帯には厚い砂岩泥岩互層源の大生院層があらわれる。これらの例は、この向斜構造を形成した下降運動がすでに地向斜堆積時期からはじまっていたことを示すものである。三縄層を頂点とする地向斜海底火山活動もその活動の中心は撓曲帯付近の張力の卓越した部分にあったものと考えられる。別子式鉱床のうち規模の大きいものが撓曲帯から複向斜帯にかけてみいだされるのも、その部分が火山作用の中心であり、堆積の主要な場であったからと判断される。

1) 三波川帯の複向斜帯の地質構造は、そのほかの地方ではよくわかっていない。和歌山県飯盛山^{いもり}地帯の向斜構造は“舟底形”として知られているが、最近、古河鉱業株式会社神山貞二氏ほかの地質技術者と広島大学、九州大学、大阪市立大学、東京大学、千葉大学などの研究者との合同調査が進行中で、この向斜が単純な舟底形でなく、いちじるしい下降部をもつ複雑な形態のものであることが判明しつつある。詳細はいずれ公表されるはずである。

2) 筆者が光野春春氏と共同で作製した 5 万分の 1 地質図幅「川口」によく表現されている。地質調査所から出版の予定。

以上のべたことを総括すれば、三波川帯の基本構造は複向斜帯とそれによる撓曲帯の形成ということになる。この運動はすでに地向斜海底火山活動期にはじまり、地向斜時期全体にわたって造構作用の様式と場所を規定してきたのである。したがって、三波川帯の造構運動は地史の中のある時点で極限して考えてはならないのである。正地向斜の発展期から上昇に転換するまでの長い期間にわたって、結晶片岩のもつ複雑な地質岩石構造が形成されたと考えるべきである。
(1962. 9. 17)

引 用 文 献

- CLOOS, E. (1961) : Bedding slips, wedges, and folding in layered sequences. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, (196), 105-122.
- 土井正民 (1959) : 佐々連鉱山附近の地質と佐々連鉱床群について. *鉱山地質*, **9**, (35), 137-149.
- 土井正民 (1961, 1962) : 別子付近の三波川変成帯とこれに伴う含銅硫化鉄鉱床. *鉱山地質*, **11**, (50), 610-626; **12**, (51), 1-15.
- 愛媛県 (1962) : 愛媛県地質図.
- 秀 敬・吉野言生・小島丈児 (1956) : 別子点紋片岩帯の地質構造——序説. *地質雑*, **62**, (733), 574-584.
- 秀 敬 (1962) : 別子白滝地方三波川結晶片岩の地質構造と変成作用. *広大地研報*, (9), 1-82.
- 堀越 叙 (1958) : 佐々連鉱山の線構造と鉱床の形態. *鉱山地質*, **8**, (27), 33-40.
- 高知県 (1961) : 高知県地質産図.
- 小島丈児 (1951) : 四国中央部結晶片岩地域の層序と構造. *地質雑*, **57**, (668), 177-190.
- 小島丈児・秀 敬・吉野言生 (1956) : 四国三波川帯におけるキースラーガーの層序学的位置. *地質雑*, **62**, (724), 30-45.
- 小島丈児・吉田博直・甲藤次郎・市川浩一郎・石井健一 (1956) : 四国西条—上八川間路線に沿う三波川帯の地質. *地質雑*, **62**, (729), 317-326.
- 小島丈児 (1958) : 三波川帯. *鈴木教授還暦記念論文集*, 88-100.
- KOJIMA, G. and HIDE, K. (1958) : Kinematic interpretation of the quartz fabric of triclinic tectonites from Besshi. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **2**, (3), 195-226.
- KOJIMA, G. and SUZUKI, T. (1958) : Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone: the Kiyomizu Tectonic Zone. *ibid.*, **2**, (3), 173-193.
- 小島丈児 (1962) : 構造岩石学の地質学における活用. *地質学の諸問題 第2集* (日本地質学会), 29-35.
- 小川琢治 (1902) : 高知図幅, 同説明書.
- 小川琢治 (1906) : 西南日本地質構造概観. *地質要報*, **39**, (1).
- 小沢儀明 (1926) : 四国の結晶片岩系の層位と構造. *地質雑*, **33**, (394), 1-8; (395), 1-38.
- WEISS, L. E. (1959) : Geometry of superposed folding. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **70**, 91-106.
- 吉野言生・小島丈児 (1953) : 愛媛県新居郡愛媛鉱床付近の地質構造. *地質雑*, **59**, (696), 424-434.