

講演要旨(第160回)*

特集 関東以西の“本州地向斜”—研究の現状と問題点

三畳紀・ジュラ紀放散虫化石とデッケ・オリストリス・オリストストローム

脇田 浩二

1. まえがき

1970年代の終り頃から“本州地向斜”の研究は、従来とは異なったスタイルを採り始めた。事の起こりは、上部古生界と考えられていた“本州地向斜”堆積物にジュラ紀放散虫化石が産出したことにある。ここでは、ジュラ紀および三畳紀放散虫化石と、最近“本州地向斜”堆積物の研究にしばしば適用されているデッケ・オリストリス・オリストストロームについて、研究の現状を解説する。

2. 三畳紀・ジュラ紀放散虫化石

1970年代後半から現在までに、三畳紀・ジュラ紀の放散虫化石に関する研究は、世界各地で急速に進展して来た。後期ジュラ紀以降の放散虫化石は、現在の海洋底の堆積物についての詳細な研究によって、その生層序についての多くのことが判明している。しかし、それ以前の時代については、陸上において共存する大型化石と対比しながら放散虫生層序が組み立てられて来た。北米やヨーロッパで進められたこのような研究を受けて、日本でも1970年代のおわり頃から各地で続々と三畳紀・ジュラ紀の放散虫が報告され、現在では三畳紀・ジュラ紀で11の化石帯が識別されている。

3. “本州地向斜”堆積物

“本州地向斜”堆積物中には、主に微化石の産出によって、石炭紀からジュラ紀の岩石の存在が明らかにされている。これらの岩石を調べてみると、石灰岩・緑色岩類は二畳紀、チャートは三畳紀、砂岩、泥岩・珪質頁岩はジュラ紀のものが多く、ある種の岩石は特定の時代に卓越している。

これらの岩石の配置を調べてみると、(1)地質時代も岩相も不規則に分布する場合と、(2)古い時代から新しい時代まで連続的に重なり岩相も規則正しく変化するユニットを形成する場合がある。

(1)の場合、中・後期ジュラ紀の砂岩・泥岩中に、前期ジュラ紀以前のチャート、石灰岩、緑色岩類などが孤立した岩体として不規則に点在しており、砂岩・泥岩には

しばしば海底地すべりによる変形がみられる。

(2)のユニットは、三畳紀のチャートとジュラ紀の砂岩・泥岩からなり、1つのユニットの中では、下位から上位へ連続的に新しい時代の化石を産する。

4. デッケ・オリストリス・オリストストローム

すでに形成されていた地層や岩石が海底地すべりによって再堆積してできた不均質な堆積物は、オリストストロームと呼ばれている。これに含まれる外来岩体が、オリストリスである。先に述べた(1)の場合のように海底地すべり堆積物中により古い時代の孤立岩体が不規則に点在する事実を説明するのに、このオリストリス、オリストストロームの概念が多くの研究者によって用いられている。

一方、(2)のように三畳紀・ジュラ紀層が規則正しく配列するユニットは、断層で何度も繰り返しており、1つ1つをデッケと解釈することができる。オリストストロームは、デッケの前進に先立つ地すべり堆積層とみなされる場合もあり、両者の成因的つながりが推測できる。

5. おわりに

以上に述べたように、微化石による地質時代の検討および堆積物の観察から、“本州地向斜”には、重力滑動で生じたデッケ・オリストリス・オリストストロームの存在が、近年数多く報告されている。

しかし、いずれも実証的研究に基づいたものではなく、いくつかの事実に基づきその存在が推定されているにすぎない。とくに、オリストストロームは本来1つの堆積体を示すのに対して、多くの場合複数の海底地すべりによって形成された堆積物をオリストストロームとしている。今後、詳細な観察—検討の末、海底地すべりによる堆積過程、その背後にある構造運動を明らかにしてゆく必要がある。(地質部)

関東山地の中・古生層—特に南部地域のものについて—

酒井 彰

関東山地には秩父帯・四万十帯に属する中・古生層が分布している。この地域の地質の大要は、藤本治義とその共同研究者の、1924年から1950年代にわたる一連の研究によって明らかにされた。その後、地質学・古生物学

* 昭和58年5月23日日本所において開催の研究発表会

的研究が数多くあるが、地質図としては藤本らのもの他に、秩父団体研究グループ(1961, 1963), 大久保・堀口(1969)以外にまとまったものはない。1970年代にはコノドント研究による層序の大幅な変更がなされ、更に最近では放散虫によるその再検討が始まっている。しかし、美濃帯や丹波帯の中・古生層に比べると、関東山地のものは研究が遅れている。

秩父帯の中・古生層は、東西方向で南傾斜の断層で北側の三波川帯の変成岩類と画され、南側の四万十帯中生層、すなわち小河内、大滝、小仏の各層群とは、東部では北西-南東、西部では東西方向で北方に傾斜した仏像構造線で境される。四万十帯中生層の南縁は、藤野木一相川構造線で画され、その南側には新第三系が分布する。小河内・大滝両層群と小仏層群は、ほぼ五日市一川上構造線で境される。

秩父帯は北・中・南の3帯に区分されるが、これらの境界は不明瞭である。北帯では地層の傾斜が緩くドーム・ベーズン構造をなすが、中・南帯ではほぼ北西-南東の一般走向で北に急斜した構造をなす。四万十帯の各層群は、東西ないし西北西-東南東走向で北に急斜した構造を呈し、いくつかの構造ブロックに分けられる。それぞれの構造ブロック内では、様々な規模の褶曲が見られるが、大局的には北上位の地層配列を示す。

関東山地の中・古生層については、猪郷ほか(1980)により、コノドント研究による大幅な層序の変更を加味したまとめがなされている。それによれば、秩父帯には石炭紀中期から白亜紀にわたる地層群が分布し、特に三疊系がよく発達するとされている。その後、久田(1982), 大和田・坂(1982), 指田ほか(1982, 1983), 三好ほか(1983), 高島(1983)によって、関東山地の各地からジュラ紀中-後期の放散虫が報告され、またオリストストロームの存在も指摘されており、中・古生層の層序や時代論は大幅な修正が必要になってきている。

関東山地南部の五日市図幅地域には、秩父帯の中・古生層と四万十帯の小河内・小仏両層群が分布している。秩父帯の中・古生層は、主として砂岩・チャートからなり、泥質岩・緑色岩類・石灰岩を伴う。従来石炭紀中期-ジュラ紀の化石が報告されているが、最近泥質岩からジュラ紀中-後期の放散虫が報告されている。四万十帯の小河内層群は主として泥質岩からなり、緑色岩類・チャート・鳥ノ巣石灰岩・砂岩を伴う地層と、砂岩・砂岩泥岩互層を主とし、泥岩・礫岩・緑色岩類等を伴う地層からなる。小仏層群は、泥質岩を主とし、緑色岩類・チャート・砂岩を伴う地層と、砂岩・砂岩泥岩互層を主とし、礫岩・泥岩・緑色岩類・酸性凝灰岩を伴う地層から

なる。

野外調査の結果から、秩父帯中・古生層の大半と小河内層群の一部は、海底地すべり堆積物であり、それには少なくとも2つの堆積タイプがあることがわかった。1つは、淘汰の悪い砂岩基質中に、細礫大から巨大ブロックまでの様々な大きさのチャート・石灰岩・緑色岩類等を含むタイプである。もう1つは、泥質岩中にシルト大から巨大ブロックまでの大きさのチャート・砂岩・砂岩泥岩互層・緑色岩類・石灰岩等を含むものである。

また、秩父帯の中・古生層と四万十帯の小河内層群、小仏層群の砂岩組成の予察的検討を行った。秩父帯の中・古生層及び小河内層群の一部の砂岩は、ほぼ同じ組成の長石質アレナイトである。これらにはチャート岩片がほとんどなく、変成岩片として片麻岩が認められる。一方、小河内層群の大部分と小仏層群の砂岩は、石質アレナイトから石質ワッケで、小仏層群のものがより石質であり、基質も多くなる。秩父帯のものとは比べ火山岩やチャートの岩片が多い。変成岩片としては片岩類が目立つ。秩父帯の砂岩とほぼ同じ組成をもつ小河内層群の砂岩は、海底地すべり堆積物中のもので、異地性岩塊と考えられる。

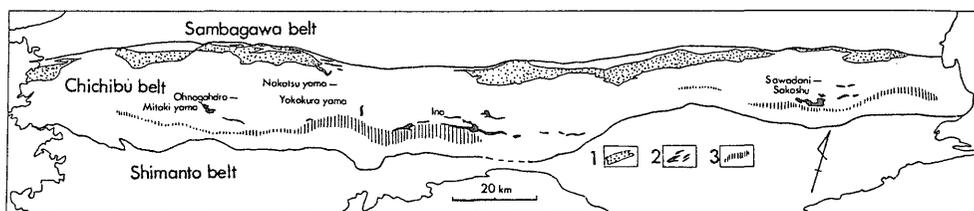
(地質部)

四国地方秩父帯の造構運動史

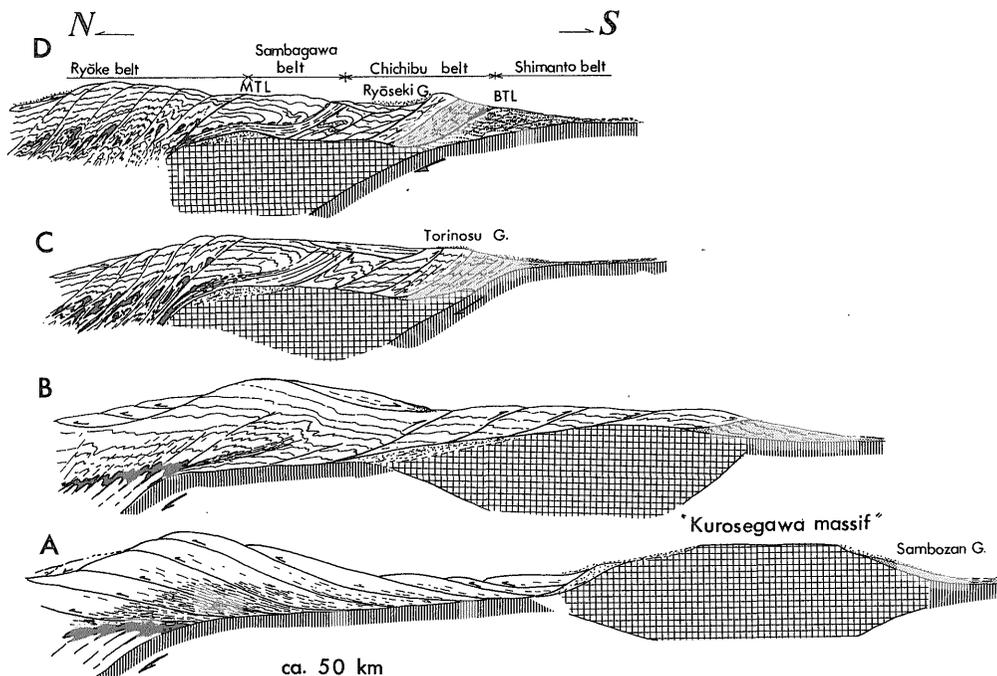
佃 栄吉

秩父帯の原構造を考える上で、『黒瀬川帯』の構造的な位置付けを明確にしておくことはきわめて重要である。そのため、近年演者及び協同研究者は四国各地の『黒瀬川帯』の主要な構成岩類の産状について調査し報告してきた。ここではこれらをまとめて、秩父帯の初生的構造状態について述べ、造構運動史のモデルを示したい。

『黒瀬川帯』は、ジュラ紀最末期と考えられる北方からの衝上運動による一連のナップ群の形成によって、少なからず乱されているが、その初期の構造についての情報は多くの地域で得ることができる。第1図は四国地方における巨大な蛇紋岩体の分布を示している。これにみられる特徴は、シルルーデボン系、三滝火成岩類、寺野変成岩類等の主要な分布領域と、巨大な蛇紋岩体の分布領域が明瞭に分かれていることである。すなわち、①後者が前者の北側に位置していること、②後者ときわめて密接に、三波川変成岩より年代の古い高圧タイプの変成岩類が分布していることは、黒瀬川帯に関する重要な事実である。



第1図 四国地方秩父帯における巨大な蛇紋岩体と黒瀬川古期岩体の分布
1: みかぶ緑色岩類, 2: 蛇紋岩, 3: 黒瀬川古期岩類(蛇紋岩および高压変成岩を除く)



第2図 四国地方外帯の造構運動モデル(ジュラ紀中期—白亜紀初期)
A: Early Middle Jurassic B: Late Middle Jurassic C: Late Jurassic D: Early Cretaceous
BTL: Butsuzō Tectonic Line MTL: Median Tectonic Line

秩父帯中に分布するこれらの巨大な蛇紋岩体は、一般に、横倉山北方、大野ヶ原南方、沢谷南方などのように秩父中・古生層の層状構造とコンコードントに分布し、ほぼ水平の根なし岩体である。一部に高角度断層に沿って発達するものもみられるが、それはジュラ期最末期以後の断層運動に伴う後生的な現象と考えられる。

高知県越知町西方の横倉山岩体は北接して蛇紋岩と結晶片岩を伴い、その内部構造は北側より、寺野変成岩類、三滝火成岩類、シルル—デボン系がやや岩体のトレンドに斜交して、北傾斜で重なっている。さらに南側には上部三疊系河内ヶ谷層群が分布している。横倉山岩体の南に位置する大樽谷岩体もほぼ同様の岩相分布・配列状態とみることができる。断層運動による岩体の回転を復元

すると、両岩体とも北部の岩相が岩体の下位を形成していることになり、これはそれぞれの厚さを別にすれば推定される層序構造と矛盾しない。

岩体と周囲の秩父帯の岩相分布との関係はほぼコンコードントであり、著しい斜交関係は認められない。これらの岩体は北側の“秩父オリストストローム堆積体”の上に重なり、とり込まれているようにみえる。両岩体とも産状からすると下層部から上昇したものではなく、巨大なオリストリスとみることができる。

富永ほか(1983)は徳島県木沢村坂州における黒瀬川古期岩類について報告し、礫サイズのものから地質図に表現しうる“巨大レンズ状岩体”とされるものまでが、桧曾根層群中に堆積的接触関係で産するオリストリスであ

ることを示した。

演者が出版準備中の「上土居」図幅地域内の越知町や吾川村の秩父帯地域には、数多くの径1 m内外の黒瀨川古期岩類同様のオリストリスが産する(佃, 1980)。また、この図幅地域内の秩父帯についていえば、著しく擾乱した砂泥岩層、現地性とは考えられない不自然な緑色岩体の分布、チャート層の年代の逆転などから、ほとんどすべてが海底地すべりによって集積した堆積物とみなすことができる。沢谷地区の海山の崩壊現(横山ほか, 1979)はそれを見事に示している。

現在得られる情報からすると、海底地すべりによる崩壊の運動方向は南から北であったと考えるのが妥当であろう。黒瀨川帯の巨大な古期岩体群もオリストリスとしてみると、黒瀨川帯は“構造帯”ではなく、1つのオリストストロームの層準としてとらえることができる。

現在、三波川帯及び秩父帯の下には、地震の少ない部分($V_p > 6$ km/sec)が存在する(岡野ほか, 1983)。演者はこれを黒瀨川オリストリスを供給したあとめぐり込んだ“黒瀨川古陸”本体と考え、秩父帯形成にまつわる造構運動のモデルを示した(第2図)。

(環境地質部)

藍閃変成帯の2つの型

橋本光男

変成作用の圧力条件の違いによって変成帯をいくつかの型に分類できることを、地域変成岩石学の成果にもとづいて具体的に示したことは、1950-1960年代における日本の岩石学の大きな功績の1つであった。

ところで、変成作用の物理条件のなかで、温度は、たとえば接触変成作用におけるごとく、局所的であり得るが、圧力は本来広域的なものである。圧力も局所的であり得るという主張もないではないが、岩石の強さは局所的な圧力を支えられるほど強くないらしく、変成作用の圧力は一般に静水圧として理解されている。したがって、高圧の変成作用を示す藍閃変成岩は、現在みられる分布に限られていても、その背後に広域変成帯の存在を暗示することになる。このことは逆に、広域変成帯、とくに高い圧力/温度の変成帯の定義をあいまいにさせることになった。極端に言えば、藍閃変成岩の小さな構造ブロックが変成帯を定義することになってしまい兼ねない。しかし、広域変成帯の地体構造論を論じようとするときには、この問題は看過できないものとなる。

日本および周辺地域に話を限ってみても、藍閃変成岩

の産出する地帯は、その地質学的性質を比較検討することによって、次の2つの型に分類される。第1の型は三波川変成帯で代表され、それは次のような特徴をもっている。

1. 規模が大きい。とくに長さに対して幅が比較的広い。
2. 解析可能な地質構造をもつ。
3. 変成岩に対して蛇紋岩の量が比較的少ない。
4. 地質学的に1つの相系列を求めることができる。
5. 放射年代がほぼ同じ値をとる。

これに対して、もう1つの型の藍閃変成帯は、上記のそれぞれについてことごとく反対の性質を示す。

- a. 長さに対して幅が狭い。
- b. 地質構造の解析がきわめて困難である。
- c. 変成岩に対して蛇紋岩の量が比較的多い。
- d. いろいろな変成度の岩石が不規則に出現して、地質学的に1つの相系列を求めることがむづかしい。
- e. 放射年代がいくつかの群をなし、単一の変成作用を示さない。

(最後のeから判断すると、bやdで「困難」とか「むづかしい」と言ったことは、可能だがむづかしいというよりは、原理的に出来ないということかも知れない)

この型の例は神居古潭変成帯である。

以上の2つの型の藍閃変成帯は、それらがもつ地体構造論上の意味合いが異なっているのではなからうか。第2の型はいわゆる構造メランジュの性質をもっている。それは構造発達史の互に異なった2つの地体の接合部(スーチュア)を示しているのかもしれない。その目でみると、たとえば飛騨外縁構造帯(最近、内外2つのメランジュ帯と呼ばれている地帯)は、この型の藍閃変成帯であろうし、黒瀨川構造帯もそうかもしれない。これらに対して、第1の型の三波川変成帯は変成帯としての性質、たとえば内部地質構造や変成論などの面では、かなりよく分かっている変成帯の1つであるが、地体構造論上の意義はまだよく分からない。この型のものは知られている例がきわめて少なく、その意味では大変ユニークな藍閃変成帯である。三群変成帯もこの第1の型のようにみえるが、第2の型と思われる面もあってどちらともきめ難い。

環太平洋の変動帯では、藍閃変成帯が圧力型の著しく違う低圧の紅柱石珪線石型変成帯と対をなして並走している例が多いといわれてきた。実際にも三波川変成帯は、典型的な低圧広域変成帯である領家帯と対をなしているように見える。しかし、日本付近の藍閃変成帯の多くは三波川帯とはちがって、ここで言う第2の型のものであ

り、それらは必ずしも低圧型変成帯と対をなしているとは限らない。たとえば、黒瀬川構造帯を第2の型の藍閃変成帯とみたときに、それに対応する低圧型変成帯は知られていない。

なお、藍閃変成帯をつくる高圧低温変成作用はプレートの沈みこみにともなって起こると考えられている。しかし、藍閃変成作用が起こることと藍閃変成帯が形成されることは、必然的に結びついているわけではない。藍閃変成帯の形成は高圧変成作用後のテクトニクスの結果であり、そのテクトニクスの違いによって、ここで言う2つの型の藍閃変成帯が形成されるのであろう。しかし、この問題はまだ解明されていない。

(茨城大学)

西南日本外帯の高圧型変成岩とその起源

中島 隆

西南日本外帯の中で、中央構造線に近い三波川帯、みかぶ帯(ある所では三波川南縁帯)及び秩父帯は三波川変成作用を受けている。従ってわれわれが三波川変成帯というとき、通常三波川帯から秩父帯までを含む。

三波川変成帯は、フォッサ・マグナから九州地方まで一つの連続した地質体として中央構造線にそってとぎれることなく分布する。原岩層層が比較的良好に保存されており、地層の連続がよく追跡できるのが特徴である。

三波川変成帯の温度構造はかなりよくわかっている。四国中央部では、変成鉱物の相平衡関係を解析した多くの研究により、最高温度軸が三波川帯中にあり、三波川南縁帯、秩父帯の順に変成温度が低下していくことが確認されている。(BANNO, 1964; 東野, 1975; BANNO *et al.*, 1978; 饗場, 1982; NAKAJIMA, 1982)。三波川帯の中では、温度構造は地質構造とほぼ平行に近い(BANNO *et al.*, 1978)。

西南日本におけるもう1つの高圧型変成帯は、黒瀬川帯の中に存在する。黒瀬川帯は、西南日本外帯の帯状構造の中にもわりこんだ形で存在する蛇紋岩メランジ帯である。メランジ帯の主要構成岩石類は、(1)蛇紋岩、(2)340-380 Maのパンペリ石-藍閃石型高圧変成岩、(3)400 Maの花崗岩類・片麻岩類・角閃岩類、(4)シルル紀-デボン紀の化石を含む堆積岩類、(5)石炭紀-二畳紀の化石を含む堆積岩類、(6)208-240 Maのヒスイ輝石-藍閃石型高圧変成岩、である。(市川ほか, 1956; 松本・勘米

良, 1964; MARUYAMA *et al.*, 1978; 中島ほか, 1978; 松田・佐藤, 1979; 植田ほか, 1980; BANNO *et al.*, 1981)。

(2)-(6)はいずれも蛇紋岩に包有されるブロックとしてあるいは蛇紋岩を伴う断層によって周囲を囲まれたブロックとして出現する(MARUYAMA, 1981)。これらのうち最大の露出面積をもつものは(2)であり、同種の鉱物組合わせをもつ変成岩は四国東部から九州西部まで断続的に認められる。すなわち、黒瀬川帯は三波川変成帯より古い時代の高圧型変成帯をその中軸にもつ。

(2)-(6)に示されるように、黒瀬川メランジ帯の構成岩種は、その形成条件及び年代についてきわめて多様であり、これらは単一の地質体ではなく、成熟した島弧または大陸縁の断片が集められたものと考えた方がよい。

文 献

- 饗場清文(1982) 地質雑, vol. 88, p. 875-885.
 BANNO, S. (1964) *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 15, p. 203-319.
 ———, HIGOSHINO, T., OTSUKI, M., ITAYA, T. and NAKAJIMA, T. (1978) *Jour. Phys. Earth*, vol. 26, Suppl., p. 345-356.
 ———, MARUYAMA, S., MATSUDA, T. and NAKAJIMA, T. (1981) *Abst. Oji International Seminar on Accretion Tectonics*, p. 15.
 東野外志男(1975) 地質雑, vol. 81, p. 653-670.
 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下昇(1956) 地質雑, vol. 62, p. 82-103.
 MARUYAMA, S. (1981) *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 87, p. 569-583.
 ———, UEDA, Y. and BANNO, S. (1978) *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 73, p. 300-310.
 松田哲夫・佐藤浩一(1979) 地質雑, vol. 85, p. 587-590.
 NAKAJIMA, T. (1982) *Lithos*, vol. 15, p. 267-280.
 中島 隆・丸山茂徳・松岡喜久次(1978) 地質雑, vol. 84, p. 729-737.
 植田良夫・中島 隆・松岡喜久次・丸山茂徳(1980) 岩鉱, vol. 75, p. 230-233. (技術部)

註) 第159回研究発表会は特集「宇宙物質の科学…46億年の昔 無重力下で生成した物質は?…」として行われました。