

愛媛県西予市付近の地質概要と課題

小 出 良 幸

要 旨

愛媛県西予市には、海洋プレート層序がジュラ紀に付加して形成された秩父帯が分布する。秩父帯は北帯と南帯に区分されているが、その境界や区分についてはいくつかの課題が残されている。秩父帯の中には、古生代の大陸の岩石や浅海や陸棚の堆積岩を伴う異質な地質体である黒瀬川構造帯（黒瀬川帯の一部）が、断続的だが西南日本外帯に広く見られる。黒瀬川構造帯は日本の地質構造発達史上で重要な存在だが、マイクロコンチネント説、横ずれ断層説、クリッペ説などあるが、その起源は未解決である。

キーワード：西予、城川、秩父帯、黒瀬川構造帯、オフィオライト、海洋プレート層序、付加体、メランジェ

I はじめに

四国の愛媛県西予市城川町には、日本列島において特異な地質体である「黒瀬川構造帯」が分布していることで古くから知られている。「黒瀬川構造帯」は、周辺の地質とは岩石構成や形成時代などが大きく異なり、日本列島の生い立ちを復元する上で地質学的重要性のあることも認識されてきた。特異性を説明する考え方（モデル、テクトニクス、説）も、地質学の進展に伴って変化してきたが、「黒瀬川構造帯」の重要性は現在においても低下することがない。しかし、現在にいたってもその形成モデルは定まっていない。本論文では、現在の日本列島の地質を理解する上で必要な基本概念をまとめ、西予市に分布する「黒瀬川構造帯」とその周辺の地質の概要を整理しながら、課題をまとめていく。

なお本稿でいう「地質体」とは、一連の分布や連続して一かたまりとみなせる地質学的に区分できる単元を意味する。地質図で示せる大きな規模のものを指し、その成因や構成、規模を配慮したものではない。明確に定義しているものではなく、本稿の記述上の便宜として呼ぶものである。

著者は市町村合併以前の1991年から城川町との研究交流を続けてきた。城川町が1991年に特異な地質体を紹介するために地質館を設立（1993年完成）することにした。その設立に協力したことから交流がはじまった。城川町は日本列島でも特異な黒瀬川構造帯の模式地であるため、地質

学的にも興味深い地であることから、交流を現在も継続している。1965年の時限立法「合併特例法」、いわゆる「平成の市町村合併」によって、2004年4月1日に5町（明浜町、三瓶町、宇和町、野村町、城川町）が合併して西予市が生まれた。地質館の所属が城川町から西予市に変わった後も、20年以上に及ぶ交流を継続している。

札幌学院大学の国内留学制度を利用して2010年4月1日から2011年3月31日まで、愛媛県西予市に滞在した。本論文はその間に得た成果の一部をまとめたものである。このような機会を与えてくださった大学関係者、ならびに受け入れをしていただいた西予市の関係者、受け入れ側の責任者となっていたいただいた西予市立地質館学芸員（西予市役所と兼務されている）の高橋司氏に感謝申し上げる。

Ⅱ 西予の地質学的位置づけ

西予市は、四国愛媛県の南西部に位置する。東西に伸びた市域をもっている。西予市は単に広だけでなく、西端は豊後水道に面するリアス式海岸、中西部は肱川の源流部に当たる宇和盆地、中部から東部にかけては四国山地に連なる山間になり、東端は四国カルストに位置する。海拔0mから2000mに達する地理的にも多様性に富む。そのような地理的多様性は、生物多様性や生態的多様性をもたらしめているのであろう。地理的多様性は地質学的多様性に由来している。

四国の地質は、東西に延びる地質体が並列している。各地質体は構造線（同じ方向に形成された巨大断層群）によって区分されている。なかでも中央構造線は、東海から近畿、四国、九州まで西日本全域に達するもので、地形にもよく現れた大断層となっている。中央構造線は、日本列島の地質の大区分になるような日本では一級の構造線となっている。中央構造線より北側（大陸側）を西南日本内帯と呼び、南側（太平洋側）を西南日本外帯と呼んでいる。

四国に分布する西南日本内帯は、北から領家帯、その南に和泉層群が並ぶ。西南日本外帯は、北から、三波川変成帯、御荷鉾構造帯（御荷鉾緑色岩類や御荷鉾帯とも呼ばれる）、秩父帯、四万十帯という順に並列する。三波川変成帯と秩父帯の境界には、御荷鉾構造帯がある。秩父帯と四万十帯の境界は明瞭な大断層で仏像構造線と呼ばれている。

西予市は、西南日本外帯の中程に位置し、主として秩父帯が分布している。秩父帯の中には異質な地質体となる黒瀬川帯がある。市の北部には御荷鉾構造帯が、南縁には仏像構造線を境界にして四万十帯が少しだけ分布する。西予市には、黒瀬川構造帯が点々と分布していることは、古くから知られ、研究もなされてきた。黒瀬川構造帯は、日本列島の地質発達史を考える上で重要な地質体であり、日本の地質学史上の重要性もある。

Ⅲ 日本列島の地質の考え方

日本列島の地質を考える時、地質分帯に基づいて記述されることが多い。地質分帯は時代と共

に変化してきた。地質分帯には、地質学的な概念（モデル、テクニクス、説）が反映されているためである。地質体の分帯は変わらなくても、その名称や考えは大きく変更されていることもある。以下では、地質分帯について述べ、分帯を考える上に重要な概念となるオフィオライト、海洋プレート層序、付加体、メランジェについてまとめていく。

1 地質体の区分

日本列島に分布している岩石には、その場で形成された岩石（現地性という）と、形成後にプレート運動などによって別の場所に移動した岩石（異地性）がある。起源の違う岩石が、混在している場合、現地性と異地性の岩石を見分けなければならない。異地性の岩石は、もともととはどのような場で形成され、どのようなメカニズムで運ばれ、どのような仕組みで現在の位置にもたらされた（定置）のかを復元する必要がある。そのときの手がかりになるのが、形成年代や構造的な関係、または火成岩であれば岩石の化学組成、堆積岩であれば岩石種や化石などが重要になってくる。

日本列島の主要な地質は、「付加体」（後述）と呼ばれる地質体で構成されることがわかってきた。プレートの沈み込みが継続すると、海溝近くに新しい付加体がつけ加わっていくため、海溝から離れるにしたがって、付加体の形成年代は古くなっていく。付加体も、構造線や構造帯に基づいて、形成時代や属性（変成作用、火成作用など）の違いによって、大きく区分されている。新しい地質観の導入に基づいた分帯がなされても、古くからある地質区分も使用され、分帯の名称が残存し混乱している場合もある。以下ではそれらを整理する。

分帯の基準となるのは「構造線」である。大きく時代の違う地質体や性質の全く違う地質体が接する場合、一連の大規模な断層群によって接することになる。その断層群による境界線が「構造線」である。中央構造線や仏像構造線が代表的なものである。

「御荷鉾構造帯」や「黒瀬川構造帯」などと「構造帯」とよばれるものは、構造線上、あるいは構造線内に特徴的に存在する地質体のことで、まわりの地質体とは性格を異にするものが線状に配列して形成されているものをいう。時には構造線が不明瞭になっており、岩石の分布だけで構造帯が認識されていることもある。構造線が不明瞭なのは、過去の構造線が削剥されていたり、地質体の定置時に特別な構造作用が働いたりなどの原因が考えられるが、成因を問わず構造帯という術語は用いられる。本稿でも、「御荷鉾構造帯」と「黒瀬川構造帯」は、地質学的には構造線内で形成されている地質体の可能性が高いので、そのままの名称を使うことにする。

地質の区分において、帯状に分布する「帯」と呼ばれる地質体が分布する。帯は堆積岩を主体とする付加体からなることが多いため、「秩父累帯」や「四万十累帯」などと呼ばれることもある。「国際層序ガイド」（日本地質学会訳編, 2001）によれば、地質の単位に対して名称をつけるとき、堆積岩の区分においては、単層から、部層、層、層群、超層群として階層化するように指示されている。過去の区分では層群の上の区分は累層群であった。そもそも「累」とは「重ねる」とい

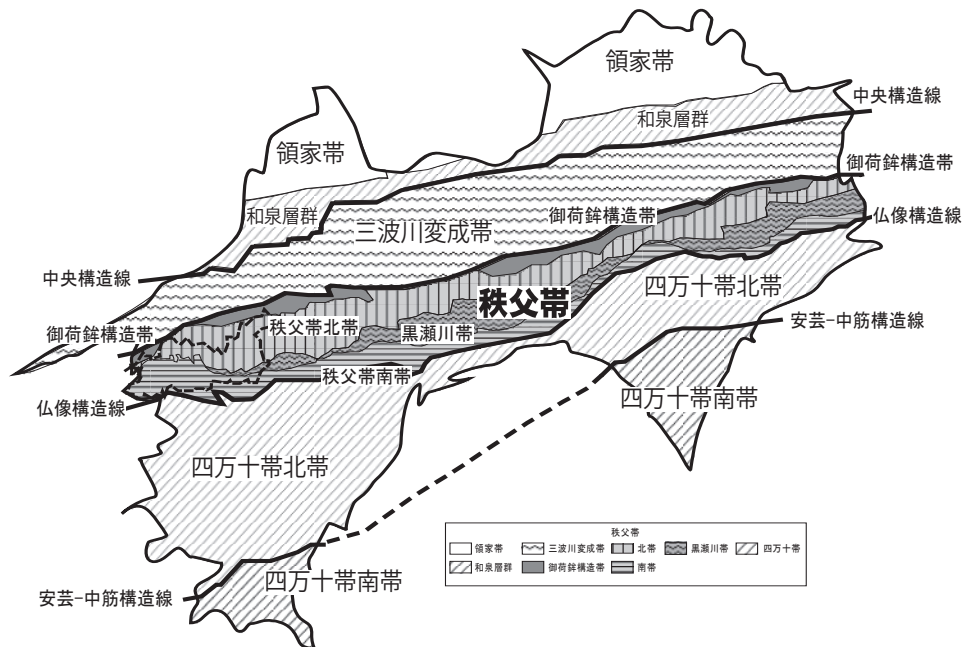


図1 四国の地質分帯

四国の地質分帯を示した。北から地質体と構造線は、領家帯、和泉層群、中央構造線、三波川変成帯、御荷鉾構造帯、秩父北帯、黒瀬川帯、秩父南帯、仏像構造線、四万十帯北帯、安芸-中筋構造線、四万十帯南帯となる。構造線は太い実線で、西予市の市境界を破線で示した。区分については本文を参照。

う意味だが、層群が集まったものを累層群と呼ぶので、その「累」を分帯に導入して累帯が使われている。「国際層序ガイド」に従えば、超層群や「超帯」と呼ばれるべきものだが、現状では使われてはいない。さらに、累層群や超層群にしても、整然と堆積した地層（整然層や正常堆積層と呼ばれる）に対する名称であるため、付加体で形成されたものへの適用はできない。

本稿では単純に「秩父帯」や「四万十帯」を用いて、それらの細分であっても「秩父帯北帯」「秩父帯南帯」「四万十帯北帯」「四万十帯南帯」などと帯を重複させて表記する。

黒瀬川構造帯は、より多様な地質体を含む「黒瀬川帯」の一つの構成物として位置づけることにする（四国地方土木地質図編纂委員会、1998）。また、三波川帯については、変成作用を受けた付加体という特徴があるため、従来から使用されている「三波川変成帯」と呼ぶことにする。

上述の定義に従って、四国の地質を分帯すると、西南日本外帯（中央構造線より南側）の分帯は、北側から三波川変成帯、御荷鉾構造帯、秩父北帯、黒瀬川帯（黒瀬川構造帯を含む）、秩父南帯、四万十帯北帯、四万十帯南帯となる。それぞれの帯は、断層（構造線）によって区分される（図1）。

西予市に分布する代表的地質体は、大部分が秩父帯で、北部に御荷鉾構造帯、南部に四万十帯北帯が少しだけ分布する。秩父帯は北帯と南帯に区分され、その間に黒瀬川帯があり、さらに黒瀬川構造帯が断続的に分布する。

2 オフィオライトと海洋プレート層序

日本列島には緑色を呈する火山岩類がよく分布しており「緑色岩類」と呼ばれている。「緑色岩類」は、玄武岩や玄武岩質碎屑岩類が、緑色片岩相の変成作用や変質作用によって緑色を呈することが多いため、フィールドネームとして用いられていたものが、そのまま専門語としても使われている。起源は考慮されていない術語である。

日本列島で見られる緑色岩類の多くは、オフィオライト（ophiolite）と呼ばれる海洋プレートの上部にあたる海洋地殻およびその下のマンツルの岩石に由来するものであると考えられている。ただし、オフィオライトは、陸上に分布する一連の岩石群に対して用いられる名称であるので、海洋底の岩石だけでなく海山や海洋島も構成した岩石も含んでいることもある。オフィオライトの構成は、現世の海洋地殻の類似性から、上から堆積岩、玄武岩、斑レイ岩、カンラン岩（蛇紋岩となっていることも多い）の順に形成されていることが典型的な層序であると考えられている（図2）。

堆積岩は、深海底に堆積したチャート（放散虫や海綿動物などの生物起源）、深海底粘土（赤色頁岩）や深海性石灰岩（孔虫類、石灰藻類、紡錘虫などの生物起源）からなる。チャートは層

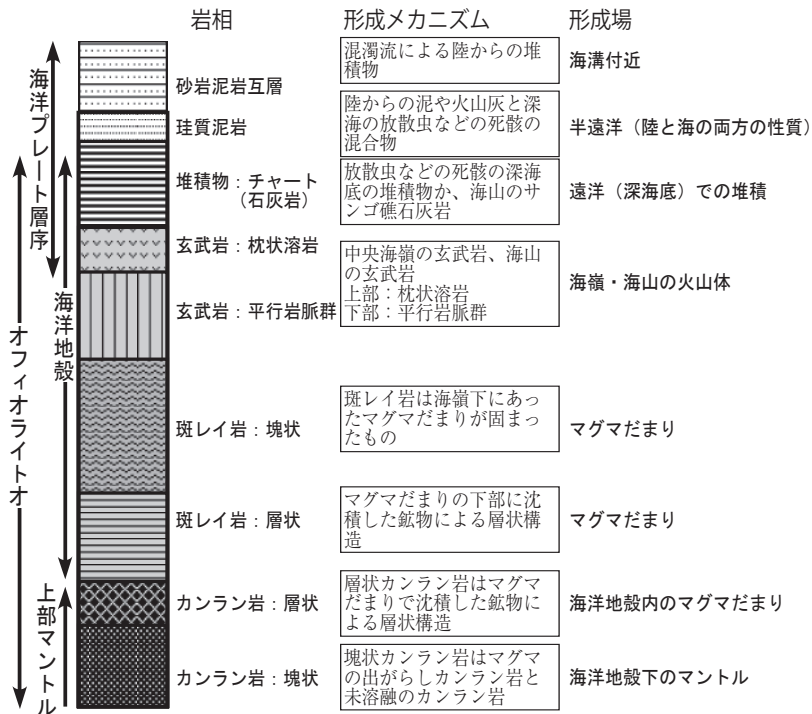


図2 オフィオライトと海洋プレート層序

海洋プレートは、上部マンツルと海洋地殻（数km程度）からなる。海洋地殻あるいは海洋プレートの上部は、その地質学的意義によって、オフィオライトや海洋プレート層序などと呼ばれることがある。

状になっていることが多く、層は薄い粘土層を挟在することによって形成されている。現在の深海底堆積物はチャートが多いが、石灰岩を伴うこともある。また、オフィオライトには、深海底堆積物以外にも、海洋島などで見られる礁性の石灰岩もよく伴われる。

玄武岩は、マグマが水中で噴出するため枕状を呈することが多く、枕状溶岩となっている。玄武岩が水中で破碎した碎屑物 (pillow breccia, hyaloclastite などとよばれている)、あるいはそれらの玄武岩質碎屑物が再堆積物 (reworked hyaloclastite) も含まれている。枕状溶岩の中にはマグマの通り道 (火道, vent) が岩脈として見られる。オフィオライトの下位になるほど岩脈が増加してくる。やがて岩脈だけが並ぶ平行岩脈群へと遷移していく。岩脈の中でゆっくり冷えたマグマは、ドレライト (dolerite) と呼ばれる岩石になっている。岩脈群の下位には構造をもたない塊状の斑レイ岩があり、マグマだまりが固まったと考えられる。塊状の斑レイ岩の下には、重い鉱物が沈殿していた層状構造をもつ斑レイ岩やカンラン岩がある。

さらに下には、マントルのカンラン岩がある。玄武岩を供給したカンラン岩の部分 (harzburgite と呼ばれる) があり、更に下にはマグマを出したことのないマントルのカンラン岩 (lherzovite と呼ばれる) がある。陸地に上がったカンラン岩は変質作用を受けて蛇紋岩となっていることが多い。

オフィオライトの典型的な層序の成因は、海洋プレートを想定して考えられているが、その検証は必ずしも充分でない。

実際に見られるオフィオライトは、このような層序を保存しているものはほとんどなく、ばらばらになっていたり、一部しか残存しなかったりするものが多い (dismembered ophiolite と呼ばれている)。海洋島起源の石灰岩、玄武岩およびその碎屑岩が多いこと、海洋島起源を示す玄武岩もあることなど、典型的な海洋プレートとはいえない特性も見られる。

海嶺で形成された玄武岩は、MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalt) と呼ばれるソレライト・マグマ系列に属するもので、いつの時代のどの海嶺でも、長年にわたって均質な化学組成をもっているという特徴がある。ところが、緑色岩の中には、MORB 以外に海山や海洋島を構成していたと考えられる玄武岩も認められる。海山や海洋島の玄武岩は、ソレライト・マグマ系列もみられるが、アルカリ・マグマ系列の玄武岩を含むことが特徴となる。アルカリ玄武岩があれば、海山もしくは海洋島の特徴を持っているとみなされている。

オフィオライトには、海洋地殻が陸上への定置プロセスで破損しただけでなく、海洋島や海山などの場や特殊な構造場 (石渡, 1989) で形成されたものも含まれているかもしれない。

オフィオライトは陸地で見られる岩石群に対して用いられる名称であるが、オフィオライトに密接に伴われる堆積物に注目して扱われることもある。オフィオライトに伴われる堆積岩類は、海洋プレート層序 (Oceanic plate stratigraphy) をもっていた (Isozaki *et al.*, 1990; Matsuda and Isozaki, 1991) と考えられている。海洋プレート層序とは、海洋地殻とその上部に堆積したものが、付加する直前にもっていたはずの層序のことである。下位の海洋プレート構成要素 (海

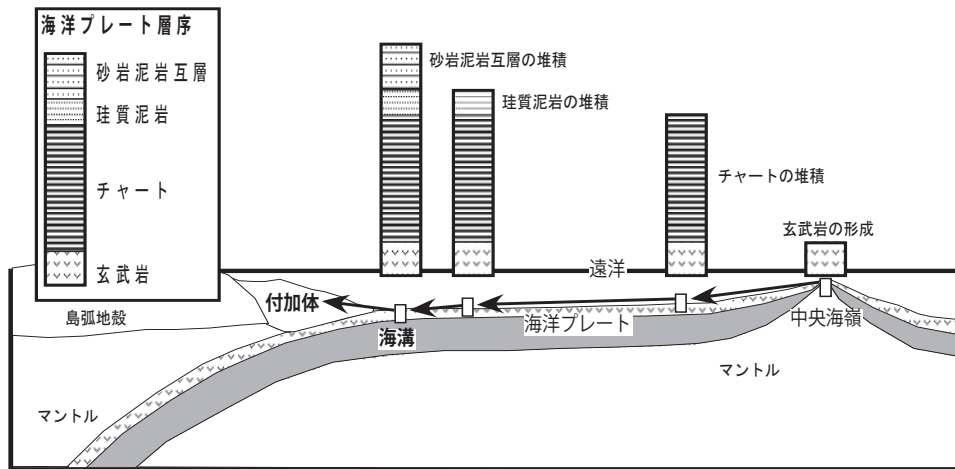


図3 海洋プレート層序の形成

中央海嶺で形成された玄武岩溶岩の上に、深海堆積物として形成された層状チャート（深海底粘土を挟む）が重なり、海溝に近づくとき大陸由来の堆積物が増えていき珪質泥岩が形成され、海溝では陸源の砂岩が何度も供給され砂岩泥岩互層が重なる。

洋地殻と深海底堆積物から由来）と大陸構成要素（大陸や島弧から由来）に大別される。

海洋プレート構成要素とは、オフィオライトのことである。プレートの移動と共に、玄武岩類の上に、深海堆積物が形成される。深海堆積物の厚さは、プレートの移動時間や堆積条件によって変動する。海洋プレートが陸に近づいて（海溝付近）くると、陸から由来した物質（大陸構成要素、陸源物質）の混入が起こり、珪質泥岩（砥石型珪質頁岩と呼ばれる）が堆積する。深海底堆積物と陸源堆積物が混じってきたものを半遠洋性堆積物と呼ぶことがある。さらに近づくとき、陸源物質が多くなり、砂岩や泥岩などが堆積する。主には海溝充填堆積岩相とよばれる海溝で形成される堆積物である。海溝軸から離れているときは泥岩主体の堆積岩であるが、海溝に近づくにつれて粗粒の砂岩も加わっていき砂岩泥岩互層になっていく。

3 付加体とメランジェ

初率的には海洋プレート層序をもった海洋プレートが沈み込みこむことによって、特徴的な地質構造をもった地質体が陸に付加する。そのような特徴を持った地質体を付加体と呼ぶ。

海洋プレート層序が、沈み込み帯で海洋プレートが剥ぎ取られて陸側プレートに付加していくとき、もともとの層序は乱され、付加体特有の構造をもつものに再構成されていく。付加体は沈み込みに伴って、数mから数十mの厚さの地層にほぼ平行な滑り面（断層）の集りとなる。断層によって海洋プレート層序が側方に短縮でいき、断層によって層序の重複が起こる（図4）。

小川・久田（2005）は付加体として、多数の特徴を挙げているが、中でも以下が基本的で重要とした。陸側に若くなるという個々のシート内の層序（もともとの層序）が、堆積岩のスラスト（衝

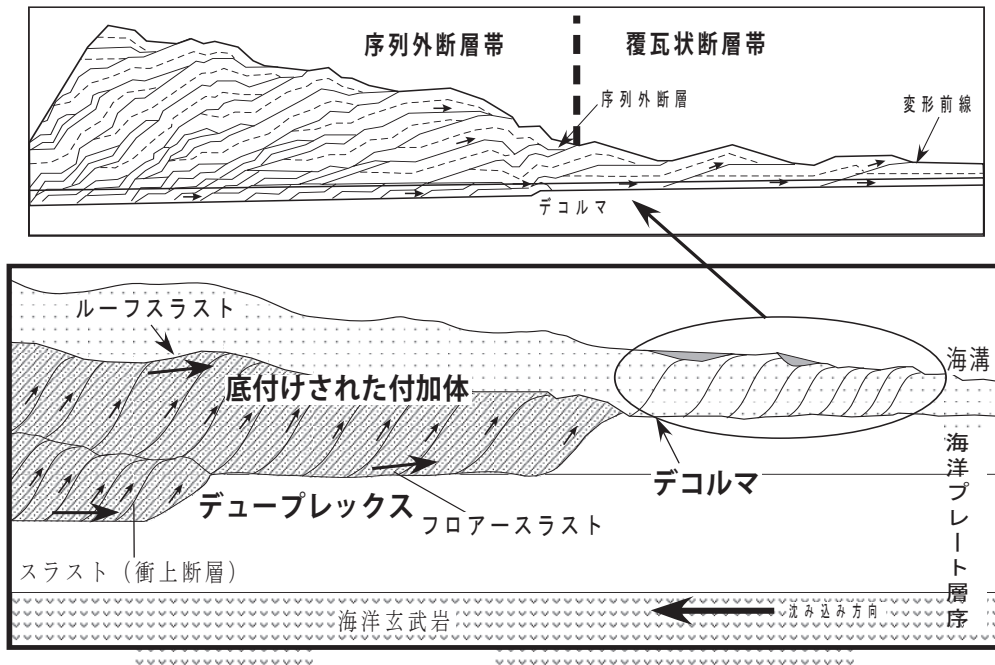


図4 付加体の構造

沈み込み帯では、付加体の固有の構造が形成される。付加体は圧縮場であるので多数の逆断層であるスラストが特徴的に発達し、覆瓦状断層や序列外断層が形成される。下盤側にはデコルマ、上盤側にはルーフスラスト付加体が、層底付け構造を持って付加していく。このような付加体の重複構造であるデュプレックスなどが見られる。

上断層)に境されたシート (はぎとされた堆積物)の積み重なりができ、海側に若いシートとなる。もともとあった地質体の下側に底付けされていく。底付けは低角度の逆断層となる。したがって海洋プレートと大陸プレートの境界は、低角度の逆断層になる。このような断層帯をデコルマ・ゾーン (decollement zone) と呼ぶ。地層が繰り返しの構造を取ることからデュプレックス付加 (duplex accretion) とも呼ばれる。

付加体は、構成要素と付加機構の両者によって定義付けられるものとなるが、複雑ではあるが規則的な構造をもつ地質体となる。ただし付加体の認定には、詳細な地質構造の解明と、化石による年代決定が重要になる。日本において、詳細な地質調査や微化石による年代決定によって、そのメカニズムがかなり解明されつつあり、列島形成の主要メカニズムとして、地質学的重要性が認識されてきた。付加体に関しては、別稿にてまとめる予定である。

付加体の中では、断層の繰り返しによる地層が整然と並ぶわけではなく、中には擾乱が激しく起こることもある。

擾乱には、海溝付近に起こる海底地すべりなども含まれることがある。堆積作用の擾乱によるものをオリストストローム (olistostrome) と呼ぶ。一般的には、未固結の泥質の基質 (matrix) に、堆積岩以外の起源の岩石も含むさまざまな岩石 (オリストリス olistolith と呼ばれる) が取り

込まれた産状を示す。オリストストロームは堆積性の擾乱物に対しての用語であるが、そのサイズは規定されていない。

また、擾乱帯の分布が大規模に認められる場合、メラランジェ（混在岩、Mélange、メランジ、メラランジュとも表記されることがある）とよばれるものがある。メラランジェとは、日本名の混在岩が示すとおり、起源の違っている岩石（異質岩塊、外来岩塊、異地性岩塊などと呼ばれる）が、混じり合っている産状をもつ。主に泥岩の基質中に、数cmから数kmに及ぶサイズの異質岩塊が含まれている。異質岩塊の起源は、堆積岩、変成岩、火成岩などさまざまである。メラランジェの規模は、露頭レベルから数10km以上まで多様であるが、地質図で示されるサイズのものがメラランジェと呼ばれる。その成因には、いくつかのモデルがあるが、メラランジェの定義には成因が含まれず、産状に基づいた名称となっている。

岩相や構造からみるとオリストストロームとメラランジェは似ている。その区分は不明瞭で、混乱して使用されている。例えば、同じ地質体に対して、研究者によってメラランジェやオリストストロームが使われたり、成因を限定しないはずなのに堆積性メラランジェ（地すべりなどの堆積作用で形成されたと判明しているもの）と呼ばれることもあり混乱している。オリストストロームが、本当に海底地すべりによる堆積性なのか、それとも付加作用によるものかは判定が難しい。

付加体の上には、大陸斜面で堆積する地層が形成される。その中には海底地すべりの堆積物も含まれる。付加体との関係は不整合となるが、堆積物は正常堆積物で整然層となることが多い。

IV 西予の地質

以下から、西予市に分布する地質体の地層区分ごとにまとめる。

西予市には秩父帯が主として分布する。秩父帯の中に黒瀬川帯が分布する。両帯についての研究史、現状での概略、地質学的課題について概観していく。表 1は、西予市とその周辺にみられる地層区分をまとめたものである。

1 研究史

秩父帯の研究は、日本の地質学の黎明期からはじまっている。Harada (1890) は高知県領石、蔵法院、佐川の周辺の化石について言及し、Yokoyama (1891) は徳島県勝浦川盆地の白亜紀化石の記載している。地質調査所から四国最初の20万分の1地質図幅が出版され、1910年に四国の20万分の1図幅が完成している（井上, 1902; 野田・神津, 1910; 小川, 1902; 山上, 1899など）。

1920年代になると、地域毎の調査が進められ、Yehara (1924, 1926, 1927) によって、勝浦川盆地、物部川盆地、佐川盆地で一連の研究がなされた。その後、Yabe (1927) は日本の白亜紀を総括した。

1930年代になると、小林 (1930, 1931a, 1931b, 1932) やKobayashi (1931c) は、佐川盆地で中・古生界がナップ構造をしていることを提唱した。さらにKobayashi (1941) は、日本列島の構造

表 1 西予市周辺の地質区分

地質区分（断層）		内容		
領家帯		ジュラ紀の変成作用を受けた堆積岩と白亜紀の花崗岩類		
【中央構造線】				
三波川変成帯		三畳紀～ジュラ紀の付加体が、白亜紀前期の低温高压変成作用を受けたもの。三波川変成岩（白亜紀最前期の付加体が白亜紀中期に変成）と四万十変成岩（白亜紀中期の付加体が白亜紀末に変成）に区分されてきた。		↑北
【御荷鉾構造帯】				
秩父帯北帯		石炭紀～三畳紀の岩石を含むジュラ紀の付加体		
黒瀬川帯	黒瀬川構造帯	三滝火成岩	4億5000万年前頃（オルドビス紀）の大陸基盤	（西予に分布）
		寺野変成岩	4億年前頃（デボン紀）の大陸基盤	
		岡成層群	シルル紀～デボン紀に赤道付近で堆積した石灰岩や陸の酸性火山活動に由来する岩石	
	ペルム紀付加体	ペルム紀の付加した岩石（長崎層群，野村層群相当層，窪川累層）		
	陸棚堆積層	ジュラ紀の陸棚層（宮成層群，土居層群，河内ヶ谷層群，嘉喜尾層群，成穂層）		
秩父帯南帯		ペルム紀～三畳紀石の岩石を含むジュラ紀と白亜紀前期の付加体		
【仏像構造線】				
四万十帯北帯		白亜紀後期に形成された付加体で，南ほど新しい付加体になる		
【安芸-中筋構造線】				
四万十帯南帯		古第三紀に形成された付加体で，南ほど新しい付加体になる		南↓

西予市が属する四国西部の地質区分とその境界になっている構造線や構造帯，各地質体の内容を示した。アミかけの部分は西予市で見られるもの。

発達史を佐川造山輪廻説としてまとめた。

1940年代は，Kobayashi *et al.* (1945) の物部川流域，山下 (1946) の徳島勝浦町・谷のシルル系の化石発見があるが，戦争の影響で成果は少ない。しかし，終戦後すぐに地質調査が再開され，精力的に研究が進められた。

1950年代から1960年代になると，坂州不整合（市川ほか，1953），徳島県加茂谷付近（須鎗，1954，1958），黒瀬川構造帯（市川ほか，1956），佐川盆地の再検討（甲藤ほか，1956），物部川盆地（甲藤・須鎗，1956），黒瀬川地域（中川ほか，1959）など研究は進展した。7万5000分の1図幅（平山ほか，1956；山下ほか，1958）や山下ほか（1954）によって，四国を基準に秩父帯が北帯，中帯，南帯に区分された。Suyari (1961，1962) は，これらの研究をまとめ，四国の秩父帯を総括した。ここまでの研究は，堆積岩中の浅海性の大型化石や石灰岩中の化石（フズリナ・サンゴなど）を

もとに、層序や地史の研究がなされてきた。

1970年代になると、チャートや石灰岩中の微化石のコノドント化石による研究によって、古生界とされていた地層が中生界であることがわかってきた。その後、放散虫の微化石層序により各地の地層の時代が明らかになってきた。

1980年代以降には、詳細な野外調査と微化石の生層序による年代決定で、石灰岩やチャートがメランジェやオリストストローム中の異質岩塊として、新しい時代の基質に取り組みられていることが実証されてきた（磯崎, 2010）。それまでの石灰岩にみられる大型化石は正常堆積物としての形成年代を示すものではなく、メランジェやオリストストローム中の異質岩塊中のものであることが判明した。異常堆積層における定置（付加）年代は、基質の年代によって求めなければならないことがわかってきた。

このような研究過程は、付加体における堆積メカニズムの確立を意味し、付加体の概念の認識過程でもある。付加体という概念の導入によって、今までの層序の再検討（付加体かどうか）と、地質構造発達史（付加体を加味した発達史）の書き直しが必要になってきた。その作業は現在も継続中で、データ不足の地域も多く、本地域もその一つといえる。

西予市の黒瀬川帯に関する研究は、城川町田穂から上部～下部三畳紀の7属18種のアンモナイトが発見された（清水・神保真, 1933）ことから始まる。その後、城川町岡成からシルル紀の三葉虫が発見された（石井, 1952）。市川ほか（1956）によって「西南日本外帯の中部に、当時の基盤にまで達する不連続帯が東西に延長して形成されたが、その形成のとき、深部より三滝火成岩類が上昇し、同時に当時の基盤に当たる寺野変成岩類（先シルリア紀）、岡成層群（シルリア紀）も上昇し、また周縁に準片岩が形成された。このような運動の起こった場を黒瀬川構造帯」と定義された。市川ほか（1956）からの一連の研究（石井, 1956a; 1956bなど）によって、城川地域の黒瀬川帯の研究が充実したが、その後、岩石学的研究、年代測定、化石の報告など散発的な研究は報告されているが、西予市の黒瀬川帯の広域的研究はほとんどなされていない。

2 西予の地質区分

本稿では従来の秩父帯の北帯と南帯の区分を踏襲する。秩父帯は、ジュラ紀の付加体で形成されたと考えられている。

地理的に北（陸側）に分布するものを北帯とよび、南側（海側）に分布するものとして南帯が区分している。陸側の北帯は付加時代が古く、南帯が新しくなるはずであるが、必ずしも有意な差はみられない。北帯の北限は御荷鉾構造帯によって三波川変成帯と区分されているが、三波川変成作用が北帯の一部に及んでいる。そのため、化石の産出が少なく、年代決定が充分できない場合があり、判断が難しくしている。化石の抽出や同定には手間のかかる作業でもあり、年代データが得にくい困難さがある。また、三波川変成帯は、2つの付加体に区分されるという見解（青木ほか, 2010）が示されている。それは徳島県大歩危付近での結果であるが、三波川全体に敷衍

できるのか、今後の検討がまたれる。

秩父帯は、かつて正常堆積物として岩相や層序によって地層区分がなされてきた。当時は大型化石による年代が重要な情報となった。付加体の概念が導入され、秩父帯も付加体であることが認識されてくるようになって、大型化石はすべてオリストストロームやメランジェ中の異質岩塊の石灰岩などに産出するものであったため、その年代は異質岩塊の形成年代であった。また微化石による年代であっても、チャートなどの深海底堆積物も異質岩塊となるため、付加した年代を意味するものではない。海洋プレート層序の珪質泥岩や泥岩砂岩互層、あるいはメランジェやオリストストロームの基質の泥岩は、海溝付近に堆積したものであるので、付加の上限年代（最も新しい年代）、もしくは直前の年代を示すと考えられ、付加年代に近似されている。

付加体には多数の断層が存在する。付加体を区分するためには、付加したメカニズムの違い(例えば沈み込むプレートの違い、沈み込み帯の海側へのジャンプなど)、もしくは付加年代の大きなギャップ、異質岩塊の年代や岩相が異なる、大きな構造線の存在など、地質学的重要性のある断層があれば、それを付加体の境界とすることに意味を持つ。そのような判断ができるまでは、いろいろな境界が試行錯誤段階として提唱されることになる。現在も、その境界や定義については諸説ある(後述)。

かつて秩父帯は、北帯と南帯の間に中帯が区分されていた。本稿では中帯とは定義の違う黒瀬川帯に区分する。本稿で用いる黒瀬川帯は、四国地方土木地質図(1998)に基づくものである。黒瀬川帯には、古生代初期の黒瀬川構造帯、ペルム紀末～中生代初頭の付加体、浅海成の大陸棚堆積岩(三畳紀, ジュラ紀, 白亜紀)が含まれている。東西性の断層によって南北に秩父帯と境界があり、東西に伸びたレンズ状になっている。また、最大幅は5kmになることもあるが、尖滅している地域もあり、北帯と南帯が直接接するところもある。その起源や定置プロセスはまだ不明であるため、分帯も確立されていない。

図5には、西予市周辺の地質図(地質調査所, 1992, 四国地方土木地質図編纂委員会, 1998)をまとめたものを示した。秩父帯北帯と南帯の宇和盆地付近での境界は、地質調査所(同上)の見解に従った。

3 西予の秩父帯北帯

秩父帯北帯の北縁は、御荷鉾構造帯が三波川変成帯との境界となるが、北帯の付加体にも異質岩塊として玄武岩類が含まれているため、その区分は明瞭でない。また、北帯の北縁部は三波川変成作用を受けているところもあるため、三波川変成帯との境界は不明瞭になっている。

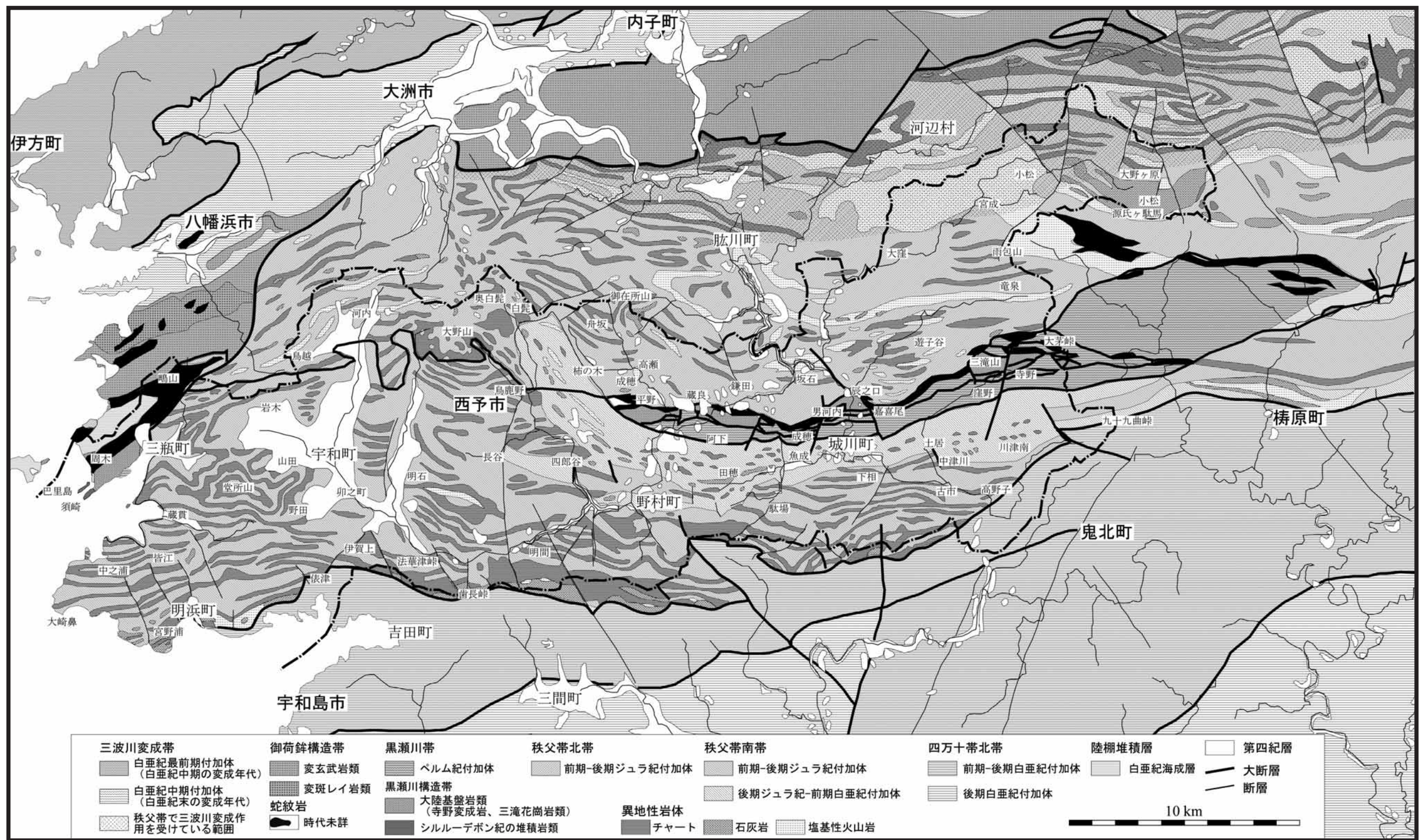


図5 西予市周辺の地質図

西予市周辺の地質を100万分の1日本地質図第3版（地質調査所, 1992）と四国地方土木地質図（四国地方土木地質図編纂委員会, 1998）を基にしてまとめたものである。三波川変成帯は2つの付加体に区分されるという見解（磯崎ほか, 2010）と、秩父帯北帯と南帯の宇和盆地付近での境界は地質調査所（同上）の見解に従った。

秩父帯北帯の南縁は黒瀬川帯で、徳島県では、槍戸川断層および高ノ瀬断層（石田, 1985b）、高知県では上倉スラスト（Isozaki, 1987）、愛媛県では釜ノ川スラスト（池辺, 1936）が境界となる。西予市西部では黒瀬川帯の古生代の付加体が存在しないことから、釜ノ川スラスト（城川スラスト）の西方延長が秩父帯の南限となるが、後述のように議論のあるところでもある。

秩父帯北帯は、主として前期～中期ジュラ紀（後期三畳紀からの可能性もある）の基質の年代をもつ付加体である。付加体は、メランジェ（玄武岩類、チャート、石灰岩など）と砂岩の多い整合層からなる（四国地方土木地質図編纂委員会, 1998）。

現在えられている異質岩塊の年代は、中期～後期石炭紀、前期～後期ペルム紀、前期～後期三畳紀、中期ジュラ紀の時代である。基質の泥岩類が示す年代も中期～後期ジュラ紀なので、異質岩塊の示す年代と矛盾はなく、この時期に形成された付加体だと考えられる。

4 西予の黒瀬川帯

黒瀬川帯には、黒瀬川構造帯（4億年前の大陸の基盤岩類やペルム紀堆積岩）、ペルム紀末～中生代初頭の付加体（本稿ではペルム紀付加体と呼ぶ）、大陸棚堆積岩（浅海成三畳系、浅海成ジュラ系、浅海成白亜系）が含まれている。黒瀬川帯は、周辺の秩父帯とは明らかに異なった地質体で、なおかつ時代も構成岩石も複雑である。

黒瀬川構造帯

黒瀬川構造帯は、古生代初期から中期の火成岩類（三滝火成岩類）と変成岩類（寺野変成岩類）で代表される大陸の基盤岩類、および非～弱変成のシルル～デボン紀の岩石類（岡成層群と呼ばれる）からなる。図 6 に黒瀬川構造帯の四国の分布を示した。

黒瀬川構造帯は、蛇紋岩をともなうレンズ状の岩体（レンズ状部とも呼ばれる）として、東西方向に複列をなして点在している。愛媛県では、東西方向に三滝山－辰ノ口－岡成まで分布しているが、野村から三瓶の海岸で約25kmにわたって黒瀬川帯を特徴付ける岩石が途切れる。三瓶町周木で出現し、豊後水道に消える。

市川ほか（1956）が城川と野村地域の黒瀬川構造帯を模式地として記載した。黒瀬川構造帯は、西予市では、城川町寺野～三滝山周辺に三滝山レンズ状部が、城川町辰ノ口に辰ノ口レンズ状部（東西0.6km南北1.5km）が、野村町岡成に岡成・手都合レンズ状部（東西6.5km南北0.8km）が、八幡浜市－三瓶町に周木レンズ状部が分布している（四国地方土木地質図編纂委員会, 1998）。

三滝火成岩類

三滝火成岩類は、花崗閃緑岩ないし石英閃緑岩類からなり、斑レイ岩類を含む。特徴的に赤色のカリ長石を含む狭義の花崗岩～アダメロ岩で、寺野変成岩類の黒雲母片麻岩と漸移しザクロ石の組成が類似する。三滝火成岩類の年代は、精度が良くないが⁴⁰430Ma（Maとは100万年前を意味

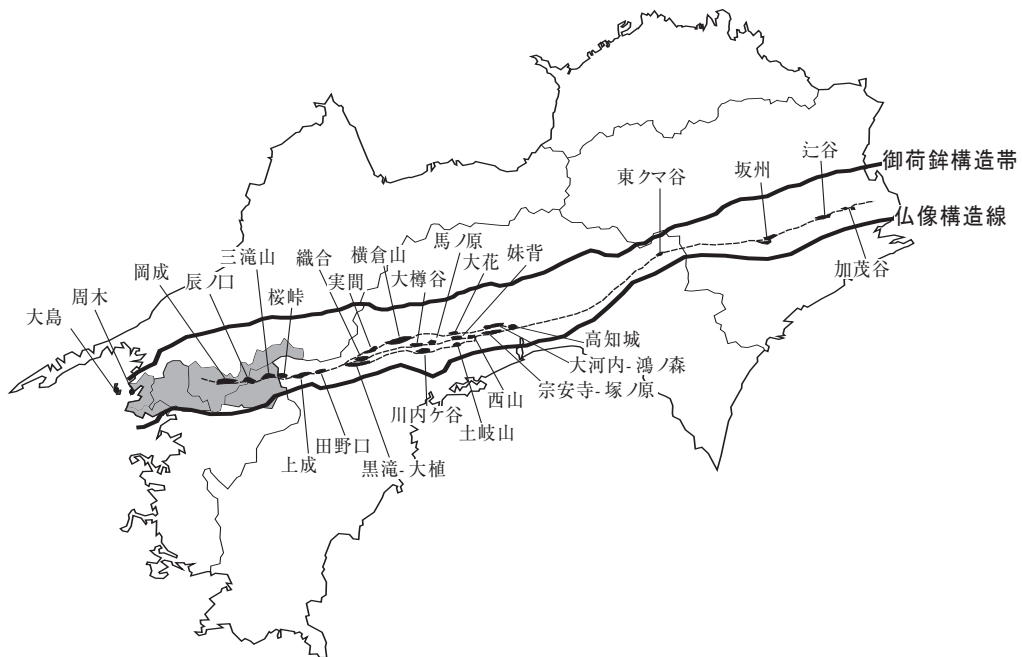


図6 四国の黒瀬川構造帯の分布

四国における黒瀬川構造帯とその分布、および岩体名（もしくは地域名）をまとめたものである。アミかけの地域は、西予市の範囲である。西予市には三滝山、辰ノ口、岡成、周木に黒瀬川構造帯の岩体が分布する。太い実線は御荷鉾構造帯と仏像構造線を、細い破線は黒瀬川構造帯の推定断層となる。

する年代値）と419Ma（早瀬・石坂, 1967）、 337 ± 20 Ma（石坂, 1972）などが報告されたが、精度のよいジルコンのU-Pb年代として 448.9 ± 6.4 Ma（後期オルドビス紀）が三滝山レンズ状部の花崗岩からが得られている（Aitchison *et al.*, 1996）。古生代前期の大陸を構成していた火成岩類に相当する。

寺野変成岩類

寺野変成岩類は、ザクロ石黒雲母片麻岩、角閃岩、ザクロ石単斜輝石角閃岩などを主とし、一部珪質片岩があり、まれに石灰片岩のレンズを含む変成岩類である。寺野変成岩類の原岩は、塩基性岩で、泥岩、砂岩、石灰岩片岩を伴うものと考えられる。高压型や高温高压型などの高度変成作用（藍閃石相や角閃岩相、グラニュライト相）をうけた岩石からなると考えられる。西予市城川町寺野の黒雲母片麻岩の黒雲母のRb-Sr年代が402Ma（Hayase and Nohda, 1969, シルル紀）が得られている。古生代中期の大陸の基盤岩に相当する。

岡成層群

西予市城川町岡成の岡成層群（石井, 1956a, 1956b）は、四国東部の三谷層群や四国中部の横

倉山層群に対比されている。石灰岩や酸性火山岩および凝灰質泥岩、酸性火砕岩などからなる。酸性火山岩は、流紋岩質である（橋本ほか、1976）。中期～新期シルル紀の三葉虫、デボン紀後期のサンゴ化石が産する。大陸の火山活動が活発な場に位置していた暖かい浅海の海での堆積場が想定される。

ペルム紀付加体

黒瀬川帯の付加体は、黒瀬川構造帯の北縁に小規模な帯状構造をなす長崎層群、野村層群相当層、窪川累層（中川ほか、1959）がこれにあたる（四国地方土木地質図編纂委員会、1998）。泥岩を主とし、砂岩や緑色岩や石灰岩を含むペルム紀末～中生代初頭の付加体やメランジェで特徴付けられる。周囲の秩父帯（ジュラ紀の付加体）とは時代が違い、岡成層群（シルル～デボン紀）とは、時代も生成機構も違っている。

陸棚堆積層

黒瀬川帯の陸棚堆積層は、薄衣式礫岩層で代表されるような粗粒碎屑岩を含む珪長質凝灰岩を頻繁に挟在する岩相で、成層した陸源堆積物である。周囲は断層で東西に細長い帯状あるいはレンズ状の分布をする。宮成層群（Hada, 1974）、土居層群（市川ほか、1956）、川内ヶ谷層群、嘉喜尾層群（中川ほか、1959）、成穂層などで、砂岩および砂岩泥岩互層を主とし、礫岩や珪長質凝灰岩や珪質泥岩を伴う。礫岩は層間礫岩で、花崗岩質岩、珪長質火砕岩類、石英斑岩、ヒン岩、砂岩のよく円磨された大礫よりなる。中期～後期ペルム紀、最後期三畳紀～初期ジュラ紀、中期ジュラ紀の化石を産する。

5 西予の秩父帯南帯

秩父帯南帯は、黒瀬川帯が北限となり、その境界は徳島県では十二社衝上、高知県では仁淀スラスト（衝上断層のこと）、愛媛県では城川スラストで区分される。西予市西部では、北帯と境界は釜ノ川スラストとなる。南帯の北限は、仏像構造線（高知県高岡郡土佐市西方仏像という地名より由来）によって四万十帯と接する。

南帯は、三宝山帯（高知県香我美町の三宝山が模式地）とも呼ばれることがあるが、本稿では南帯とする。初期～中期ジュラ紀の基質年代を持つ付加体である。付加体の上位に重なる浅海性の整然層（後期ジュラ～白亜紀）からなる。四国東部の那賀川層群（石田、1977）や三宝山層群では、付加体堆積物で北から南に中期ジュラ紀から前期白亜紀で付加年代が若くなることがわかっている。

西予市野村付近では、野村層群（池辺、1936）、高川層群、古市累層、今井谷層群、菊野谷累層に区分した（中川、1959）が、すべて初期～中期ジュラ紀の付加体と考えられている（日本の地質「四国地方」編集委員会、1991）。宇和－三瓶地域では、板ヶ谷層、三島層、田之浜層など

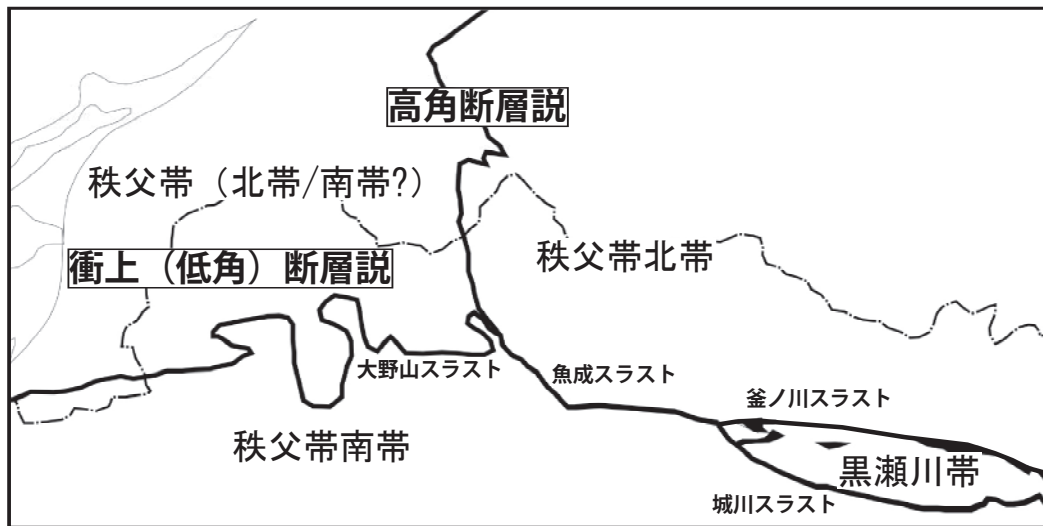


図7 宇和付近の秩父帯の境界

西予市宇和盆地付近で黒瀬川帯がなくなるため、秩父帯の北帯と南帯の境界が不明瞭になる。北帯と南帯の境界がどこで、どのような断層であるかは、日本列島構造発達史において重要な課題となっている。

に細分されているが、ジュラ紀の付加体と考えられている（日本の地質「四国地方」編集委員会，1991）。

V 西予の地質学的課題

西予市に分布する地質に関する重要な課題をみていく。多数の課題があるであろうが、以下では、宇和地域の秩父帯の北帯南帯の境界，黒瀬川構造帯に起源についての現状をまとめる。

1 宇和地域の秩父帯

西予市西部から大洲市にかけての秩父帯の北帯と南帯の境界はどこなのかということである（図7）。

宇和地域全域を秩父帯南帯と考える説がある。鹿島（1967）やKashima（1969）では、魚成スラストは野村以西では北西に向きを変え、御荷鉾緑色岩類分布地域まで続くと考えた。そして、北から古生代の久米層で三波川変成作用を受けていて、南ほど変成度は低く、田之筋層と俵津層に区分した。その考えは、20万分の1愛媛県地質図（桃井ほか，1991）や松岡（1998）に引き継がれている。

次に、宇和地域で秩父帯の北帯と南帯に区分という考えがある。平山・神戸（1956）では、双岩層・石城層を秩父帯北帯の主体部として、東西性の地藏屋敷断層で区切られるとしている。Murata（1982）は、四国西端部は南から仏像、魚成、大野山、北只スラストの4つの北傾斜スラストで境

された地質体（デッケ）と考えた。魚成スラストは大野山スラストに北西延長が断たれ、宇和では大野山スラストで北部秩父帯と南部秩父帯が接する。地質調査所（1992）の「100万分の1地質図」や「四国地方」（日本の地質「四国地方」編集委員会, 1991）でもこの見解をとっている。

この問題は、西予市中部でなぜ黒瀬川帯が途切れるのか、秩父帯北帯の構造が背斜・向斜の繰り返しなのか、北傾斜の構造なのかなどの問題、魚成スラスト（黒瀬川帯と秩父南帯の境界）の西延長、あるいは北西延長はどこを通るのかという問題、秩父帯北帯への三波川変成作用の影響はどこまでなのかという問題にも派生していく。

2 黒瀬川構造帯の起源

黒瀬川構造帯の岩石は、付加体（秩父帯）の中に、取り込まれているように見える。しかし、付加体中に古い（古生代）形成年代の大陸要素が入るメカニズムはまだ解明されていない。黒瀬川構造帯の分布も、西南日本外帯で断続的に見られることも、特異だが、地質構造発達史における重要性が示唆される。

市川ほか（1956）は、地向斜造山運動の考えにしたがってシルル～デボン系は古生代末の変動によって、三滝火成岩とより深部の寺野変成岩類が地向斜内に上昇してきたと考えた。プレートテクトニクスの考えが定着してからも、テクトニックブロックで島弧基盤（鈴木, 1977）、蛇紋岩メランジェ帯など多種多様な説が唱えられた。

近年、考えられているモデルとしては、マイクロコンチネント説、横ずれ断層説、クリッペ説が主流である。以下では、各モデルを概観する（図 8）。

マイクロコンチネント説

赤道付近の低緯度にあった黒瀬川陸塊（三滝火成岩類と寺野変成岩類をもたらした小大陸もしくは島弧、パシフィカやコンドワナ破片とも）にシルル～デボン紀の岡成層群が堆積し、ジュラ紀ころアジア大陸の東縁に衝突し、移動して現在の位置に定置したとする説である（図 8A）。黒瀬川構造帯をジュラ紀付加体（秩父帯）中の巨大な異地性ブロックととらえている。勘米良ほか編（1980）、Saito and Hashimoto（1982）、市川（1987）、Taira（1985）、Taira and Tashiro（1987）、Ichikawa（1990）、Yoshikura *et al.*（1990）、Kawamura *et al.*（1990）、Otsuki（1992）、Faure and Natal'in（1992）、Ehiro and Kanisawa（1999）、Ehiro（2001）などが支持している。

この説の問題点として、大陸片を証明する大陸性基盤（先カンブリア紀の花崗岩、片麻岩類）がないこと、地質体としての量（体積）が小さすぎる点、南部北上帯、飛騨外縁帯の黒瀬川帯の中古生層の層序の類似性が説明できないことなどが指摘されている（田沢, 2004）。

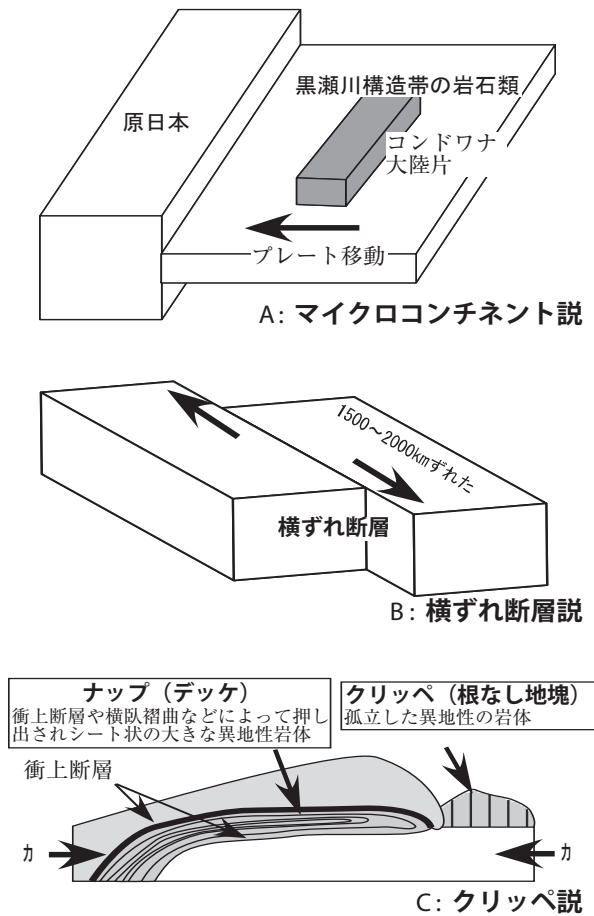


図8 黒瀬川構造帯の成因に関する3つの説

黒瀬川構造帯の岩石は、周辺の付加体の岩石とは全く違う起源と時代をもつ。そのため成因については古くから議論されてきたが、その決着はまだ見ていない。現在、有力なマイクロコンチネント説 (A)、横ずれ断層説 (B)、クリッペ説 (C) を図示した。

横ずれ断層説

南部北上帯、飛騨外縁帯、黒瀬川帯の先白亜系は、本来ひとつの地質体であったものが、移動して現在の位置に定置したとする説である (図 8B)。後期ペルム紀～ジュラ紀にアジア大陸東縁で起きた横ずれ運動で北中国東縁から南方に移動し、後期ジュラ紀までに北中国－南中国衝突帯とともに南中国東縁まで南下した。ジュラ紀末期から白亜紀初期の衝上運動により、分離し、ジュラ紀付加体とともに、前期白亜紀～古第三紀の横ずれ断層によって北へ移動して現在の位置に定置した。その横ずれ断層の移動距離は1500～2000kmになると見積もられている。Taira *et al.* (1983), 田代 (1996), 田沢 (1993, 2000a, 2000b), Tazawa (2001a, 2003) などが、支持し

ているモデルである。

衝上断層や横ずれ断層のメカニズムが不明（田沢，2004）である点が問題となる。秩父帯北帯と南帯は，本質的に異なる地域で形成された付加体が接していることになり，黒瀬川構造体は巨大な左横ずれ断層で構造は深部に及ぶ可能性があることになる。

クリッペ説

ジュラ紀付加体の上に重なる西南日本内帯にある地質体が，巨大なナップとなり，根元が削剥されてクリッペとなったと考えるモデルである（図 8C）。磯崎・丸山（1991），磯崎・板谷（1991），Isozaki（1996，1997a，b），Maruyama（1997），Maruyama *et al.*（1997），磯崎（1998）などが支持している。磯崎（2011）では，日本列島の構造発達史全体を，底角のナップ群によって特徴付けられるとしてまとめられた。

問題点として，オルドビス紀～ペルム紀の古生界の岩相の違い，後期古生代の腕足類化石群集の違い，後期ジュラ紀～前期白亜紀の陸上植物化石群集の違いが指摘されている（田沢，2004）。

もし，黒瀬川構造帯がクリッペであれば，下側には秩父帯の付加体が存在することになり，北帯と南帯の秩父帯は一連の付加体で区分は重要でないことになる。

Ⅵ まとめ

西予市は，西南日本外帯の中核となる秩父帯が広く分布する地域である。そして秩父帯の中に，黒瀬川構造帯がある。黒瀬川構造帯は，古生代初期に大陸で形成された基盤岩類や古生代の大陸縁に付加した付加体やその上部の浅海堆積物など，古生代の大陸要素が見られる。黒瀬川構造帯は，西南日本外帯に断続的ではあるが連続する。西予市分布する黒瀬川帯，中でも黒瀬川構造帯は，日本の地質構造発達史を考える上で，非常に重要な役割を果たす。

現在，日本列島全体での各種の地質体における分布，構成岩石，年代，形成場，他の地質体との関連なども，かなり明らかにされてきた。しかし，1950年代から1960年代に精力的な野外調査がなされた西予市城川町の黒瀬川構造帯も，近年では調査研究が低調である。付加体のメカニズム，日本列島全体の地質情報が増加し，周辺の地質も明らかになり，年代測定技術や適応範囲が広がったことから，黒瀬川構造帯の岩石類も再検討が必要になってきた。

今後，黒瀬川構造体の模式地でもある西予市城川町は，地質調査の対象として非常に重要になってくるであろう。かつては幹線道路から離れ，交通の便もよくなかったが，現在では便も良くなり，アプローチもしやすくなった。また，西予市城川町には地質館もあり，情報の発信もおこなわれ，地質案内などの充実もおこなわれている。今後の調査研究に期待したい。

文 献

- Aitchison J. C, Hada S., Ireland T. and Yoshikura S., 1996. Ages of Silurian radiolarians from the Kurosegawa terrane, southwest Japan constrained by U/Pb SHRIMP data. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 14, 1, 53-70p.
- 青木一勝・大藤茂・柳井修一・丸山茂徳, 2010. 「三波川変成帯中の新たな独立した広域変成帯の存在 - 白亜紀から第三紀の日本における造山運動 - 」『地学雑誌』192, 2, 313-332.
- 地質調査所, 1992. 『100万分の1日本地質図第3版』<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/maps.html> (2011年11月13日閲覧).
- Ehiro, M., 2001. Origins and drift histories of some microcontinents distributed in the eastern margin of Asian Continent, *Earth Sci.*, 55, 71-81.
- Ehiro, M., Kanisawa, S., 1999. Origin and evolution of the South Kitakami Microcontinent during the Early-Middle Palaeozoic. In Metacald L, ed., *Gondwana dispersion and Asian accretion*, IGCP 321 Final Result Volume, Balkeman A. A., Rotterdam, 283-295.
- Faure M., Natal'in B., 1992. The geodynamics evolution of the eastern Eurasian margin in Mesozoic times. *Tectonophysics*, 208, 397-411.
- Hada S., 1974. Construction and evolution of the intrageosynclinal tectonic lands in the Chichibu belt of western Shikoku, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 17, 1-52.
- Harada T., 1890. Die Japanischen Inseln, eine topographisch-geologische Übersicht. Kais., Japan. Geol. Reichsanstalt, Tokyo, 126p.
- 橋本光男・鹿島愛彦・加藤昭・甲藤次郎・桑野幸夫・松原聡・斉藤精二・須鎗和巳, 1976. 「四国黒瀬川構造帯の岡成層群酸性火山岩」『国立科博専報』9, 9-16.
- 早瀬一・石坂恭一, 1967. 「Rb-Srによる地質年齢(I), 西日本」『岩鉱』58, 6, 201-212.
- Hayase, I., Nohda, S., 1969. Geochronology on the "Oldest Rock" of Japan. *Geochem. Jour.*, 3, 45-52.
- 平山健・神戸信和, 1956. 『5万分の1地質図幅「八幡浜・伊予高山」および説明書』地質調査所, 33p.
- 平山健・山下昇・須鎗和巳・中川衷三, 1956. 『7万5千分の1剣山図幅および説明書』地質調査所, 44p.
- 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下昇, 1953. 「坂州不整合について」『徳島大学学芸紀要(自然科学)』3, 61-74.
- 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下昇, 1956. 「黒瀬川構造帯」(四国秩父累帯の研究III)『地質学雑誌』62, 82-103.
- Ichikawa, K., 1990. Geochemistry of the Median Tectonic Line of southwest Japan. *Mem. Geo. Soc. Japan*, 18, 187-212.
- 池辺展生, 1936. 「魚成衝上に就いて」『地球』25, 399-408.
- 井上禧之助, 1902. 『20万分の1地質図幅「宇和島」および説明書, 地質図』地質調査所.
- 石井健一, 1952. 「愛媛県よりゴトランド紀三葉虫の発見」『地質学雑誌』58, 386.
- 石井健一, 1956a. 「黒瀬川構造帯(四国秩父累帯の研究 そのIII)」『地質学雑誌』62, 725, 82-103.
- 石井健一, 1956b. 「四国西部の板取川層群 - 上部石炭系中部統にかんする問題について - (四国秩父累帯の研究 そのV)」『地質学雑誌』62, 724, 20-29.
- 石田啓祐, 1977. 「四国東部の秩父累帯南帯・古世界層序のコノドンと紡錘虫による再検討」『地質学雑誌』83, 4, 227-240.
- 石田啓祐, 1985b. 「徳島県秩父累帯南帯南部の先白亜系」『地質学雑誌』91, 8, 553-567.
- 石渡明, 1989. 「日本のオフィオライト」『地学雑誌』98, 290-303.
- Isozaki Y., 1987. End-Permian convergent zone along the northern margin of Kurosegawa Landmass and its products in central Shikoku, Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 30, 51-131.
- Isozaki Y., 1996. Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Islands. *The Island Arc*, 5, 289-320.

- Isozaki Y., 1997a. Contrasting two types of orogen in Permo-Triassic Japan: accretionary versus collisional. *The Island Arc*, 6, 2-24.
- Isozaki Y., 1997b. Jurassic accretion tectonics in Japan. *The Island Arc*, 6, 25-51.
- 磯崎行雄, 1998. 「日本列島の起源と付加型造山帯の成長: リフト帯での誕生から都城型造山運動へ」『地質学論集』50, 89-106.
- 磯崎行雄・板谷徹丸, 1991. 「四国中西部秩父累帯北帯の先ジュラ系クリッペ-黒瀬川内帯起源説の提唱」『地質学雑誌』97, 431-450.
- Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F., 1990. Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, 181, 179-205.
- 磯崎行雄・丸山成徳, 1991. 「日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分」『地学雑誌』100, 697-761.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・青木一勝・中間隆晃・宮下敦・大藤茂, 2010. 「日本列島の地体構造区分再訪 —太平洋型(都城型)造山帯構成单元および境界の分類・定義—」『地学雑誌』119, 6, 999-1053.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・中間隆晃・山本伸次・柳井修一, 2011. 「活動的大陸縁の肥大と縮小の歴史 —日本列島形成史アップデート—」『地学雑誌』120, 1, 65-99.
- 石坂恭一, 1972. 「黒瀬川構造帯の火成岩・変成岩のPb-Sr年代」『地質学雑誌』78, 11, 569-575.
- 勘米良亀齡・橋下光男・松田時彦編, 1980. 『岩波講座地球科学 15 日本の地質』岩波書店, 387p.
- 鹿島愛彦, 1967. 「四国西部秩父累帯の地層配列-四国西部秩父累帯の研究 5」『地質学雑誌』73, 6, 281-289.
- Kashima N., 1969. Stratigraphical Studies of the Chichibu Belt in Western Shikoku, *Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University, Series D Geology*, 19, 3, 387-436.
- Kawamura M., Kato M., Kitakami Paleozoic Research Group, 1990. Southern Kitakami Terrane. In Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Hada S., Yao A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publication of IGCP 224, Nippon Insatsu Shuppan, Osaka, 1249-266.
- 小林禎一, 1930. 「土佐国佐川三疊紀層の層序と構造とに就いて」『地質学雑誌』37, 330-333.
- 小林禎一, 1931a. 「土佐国佐川の三疊紀層と上部古生界の横移岩塊(其一)」『地質学雑誌』38, 223-246.
- 小林禎一, 1931b. 「土佐国佐川の三疊紀層と上部古生界の横移岩塊(其二)」『地質学雑誌』38, 361-380.
- Kobayashi T., 1931c. Note on a New Occurrence of Ladinian-Carnian Limestone at Sambousan, Tosa Province, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 8, 251.
- 小林禎一, 1932. 「佐川盆地の鳥巢領石物部川緒統の層序学的研究」『地質学雑誌』39, 1-25.
- Kobayashi T., 1941. The Sagawa orogenic cycle and its bearing on the Japanese Island. *Jour. Fac. Soc. Univ. Tokyo*, sec. 2, 5, 219-578.
- Kobayashi T., Hushita A., Kimura K., 1945. On the Geology of the Central Part of Southern Shikoku. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 20, 19-45.
- 甲藤次郎・須鎗和巳, 1956. 「物部川盆地の再検討」『高知大学学術研究報告』5, 23, 1-11.
- Maruyama S., 1997. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed. *The Island arc* 6, 1, 91-120.
- Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M., 1997. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to present. *The Island Arc*, 6, 121-142.
- Matsuda T., Isozaki Y., 1991. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic cherts in Japan: from remote ocean to subduction zone. *Tectonics*, 10, 475-499.
- 松岡篤, 1998. 「四国西端部秩父累帯の地体構造区分」『地質学雑誌』104, 9, 565-577.
- 桃井齋・鹿島愛彦・高橋治郎, 1991. 『愛媛県の地質 第4版20万分の1地質図説明書』86p
- Murata A. 1982. Large decke structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Samborsan Terrains, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, ser. 2, 383-434.
- 中川衷三・須鎗和巳・市川浩一郎・石井健一・山下昇, 1959. 「黒瀬川構造帯周辺の地質(四国秩父累帯の研究 そのIV)」『徳島大学学芸紀要(自然科学)』9, 33-58.
- 甲藤次郎・須鎗和巳・石井健一・市川浩一郎, 1956. 「佐川盆地北縁の地質の再検討」『地球科学』26・27, 1-9.

- 日本の地質「四国地方」編集委員会, 1991. 『日本の地質8 四国地方』共立出版, 266p.
- 野田勢次郎・神津俣祐, 1910. 『20万分の1地質図幅「松山」および説明書』地質調査所.
- 小川琢治, 1902. 『20万分の1地質図幅「高知」および説明書』地質調査所.
- 小川勇二郎・久田健一郎, 2005. 『フィールドジオロジー5 付加体地質学』共立出版, 160p.
- Otsuki K., 1992. Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: Their implications on the Cretaceous tectonics of Japan. *Island Arc*, 1, 51-63.
- Saito Y. Hashimoto M., 1982. South Kitakami region: An allochthonous terrane in Japan. *Jour. Geophys. Res.*, 87, 3691-3696.
- 四国地方土木地質図編纂委員会, 1998. 『四国地方土木地質図同解説書』国土開発技術研究センター, 859p.
- 清水三郎・神保真, 1933. 「愛媛県東宇和郡魚成村田穂上組下部三畳紀アンモナイトに就いて」『地球』19, 1, 10-31.
- 須鎗和巳, 1954. 「徳島県加茂谷付近の地質(そのI)」『徳島大学学芸紀要(自然科学)』5, 94-101.
- 須鎗和巳, 1958. 「徳島県加茂谷付近の地質(そのII)」『徳島大学学芸紀要(自然科学)』7, 47-57.
- Suyari K., 1961. Geological and Paleontological Studies in Central and Eastern Shikoku, Japan -Part 1. Geology. *Jour. Gakugei, Tokushima Univ. Nat. Sci.*, 11, 11-76.
- Suyari K., 1962. Geological and Paleontological Studies in Central and Eastern Shikoku, Japan -Part 1. Paleontology. *Jour. Gakugei, Tokushima Univ. Nat. Sci.*, 12, 1-64.
- 鈴木堯士, 1977. 「四国における黒瀬川構造帯と秩父帯」原敬編『三波川帯』153-164.
- Taira A., Saito Y., Hashimoto M., 1983. The role of oblique subduction and strike-slip tectonics in the evolution of Japan. *Geodynamics of the western Pacific-Indonesian region*, 303-316.
- 田代正之, 1996. 「本邦白亜紀二枚貝群集の地理的分布とそのテクトニズム」『月刊地球』18, 748-754.
- 田沢純一, 1993. 「古生物地理からみた日本列島の先新第三紀テクトニクス」『地質学雑誌』99, 7, 525-543.
- 田沢純一, 2000a. 「西南日本内帯のペルム紀腕足類フォーナと先新第三紀テクトニクス」『地団研専報』49, 5-22.
- Tazawa J., 2001a. A Permian Boreal brachiopod fauna from Okutadami, central Japan, and its tectonic implication. *Brachiopods past and present*, 373-383.
- 田沢純一, 2000b. 「飛騨外縁帯・南部北上帯・黒瀬川帯の古生界：対比と造構史(古領家帯と黒瀬川帯の構成要素と改変過程)」『地質学論集』56, 39-52.
- Tazawa J., 2003. Permian brachiopod faunas of Japan and their significance for understanding the Palaeozoic-Mesozoic tectonics of the Japanese Islands. *Abstr. 15th Internat. Congr. Carbon. Perm. Stratigr., Utrecht, 2003*, 532-534.
- 田沢純一, 2004. 「横ずれ説：日本列島の起源と形成についての考察」『地学雑誌』110, 9, 503-517.
- Yabe H., 1927. Cretaceous Stratigraphy of the Japanese Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, Ser. 2, 11, 1, 27-100.
- 山上万次郎, 1899. 『20万分の1地質図幅「丸亀」および説明書』地質調査所
- 山下昇, 1946. 「徳島県に於ける後鳥紀層の発見」『地質学雑誌』52, 17.
- 山下昇・須鎗和巳・中川衷三・平山健, 1958. 『7万5千分の1富岡・日和佐図幅および同説明書』徳島県, 24p.
- 山下昇・志井田巧・田中啓策・山際延夫・吉田省三・中川衷三・須鎗和巳・石井健一・甲藤次郎・市川浩一郎, 1954. 「四国・畿南の外帯中生界」『地質学雑誌』60, 282.
- Yehara S., 1924. On the Izumi-Sandstone Group in the Onogawa-Basin (Prov. Bungo) and the same group in the Uwajima (prov. Iyo), Japan. *J. Geol. Geogr.*, 3, 27-39.
- Yehara S., 1926. On the Monobegawa and Shimantogawa Series in Southern Shikoku. *Jour. Geogr. Soc. Tokyo*, 38, 443, 1-20.
- Yehara S., 1927. Faunal and Stratigraphical study of the Sakawa Basin, Shikoku. Japan. *J. Geol. Geogr.*, 5, 1-2, 1-4.
- Yokoyama M., 1981. On Some Cretaceous Fossils from Shikoku. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, 4, 357-366.
- Yoshikura S., Hada S., Isozaki Y., 1990. Kurosegawa Terrane. In Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Hada, S., Yao A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publication of IGCP 224, Nippon Insatsu Shuppan, Osaka, 185-201.

Geological outline and problems around Seiyo, Ehime

KOIDE Yoshiyuki

Abstract

The Chichibu belt, which is a Jurassic accretionary complex, is distributed around Seiyo city, Ehime. The belt was formed by accreted exotic blocks from oceanic plate stratigraphy. Though the Chichibu belt is divided into the north and south belts, their boundary and categorization are unsolved. The Kurosegawa tectonic belt, which is a part of the Kurosegawa belt, occurs inner the Chichibu belt. The tectonic belt consists of the Paleozoic heterogeneous geological units which are continental basement rocks, shallow sea, and continental shelf sedimentary rocks. The Kurosegawa tectonic belt is sporadically and widely distributed in the outer zone of the southwest Japan. The Kurosegawa tectonic belt is an important role at considering the geological development of Japan. There are some hypotheses of a microcontinent, a transcurrent fault, klippe etc, however, the origin is unknown.

Keywords: Seiyo, Shirokawa, Chichibu belt, Kurosegawa tectonic belt, Ophiolite, Oceanic plate succession, Accretionary complex, Mélange

(こいで よしゆき 札幌学院大学人文学部教授 こども発達学科)