

四国中西部，秩父帯北帯の名野川衝上断層

村田 明広*・前川寛和**

*徳島大学総合科学部自然システム学科，〒770-8502 徳島市南常三島町 1-1

E-mail: murata@ias.tokushima-u.ac.jp

**大阪府立大学大学院理学系研究科物理科学専攻 〒599-8531 堺市学園町 1-1

Nanokawa thrust of the Northern Chichibu Terrain in Middle West Shikoku

Akihiro MURATA* and Hirokazu MAEKAWA**

*Geology Department, Faculty of Integrated Arts and Sciences,
University of Tokushima, Tokushima 770-8502, Japan.

**Department of Physical Science, Graduate School of Science,
Osaka Prefectural University, Sakai 599-8531, Japan.

Abstract

In the Northern Chichibu Terrain in Middle West Shikoku, the Nanokawa thrust occurs in the Jurassic accretionary complexes. Along the Nanokawa thrust, greenstones and pelitic semi-schists of the Nakatsuyama Unit are thrust over chaotic formations, sandstones and greenstones of the Niyodogawa Unit. The strata of the Nakatsuyama Unit dip gently and are slightly folded, whereas those of the Niyodogawa Unit dip steeply to the north. Metamorphic minerals of the greenstones of the hanging wall and footwall of the Nanokawa thrust are examined. The greenstones of the hanging wall contain alkali amphibole, alkali pyroxene, stilpnomelane and pumpellyite, and have undergone the pumpellyite-actinolite facies metamorphism. On the other hand, those of the footwall contain prehnite and pumpellyite, and have undergone the prehnite-pumpellyite facies metamorphism. The Nanokawa thrust is a large overthrust, which has a different metamorphic grades between the hanging wall and footwall. The Nanokawa thrust extends toward west to the north of the Torigatayama limestones. The thrust does not extend to the Kurofujigawa thrust, which occurs near the Mikabu greenstones.

Key Words: Nanokawa thrust, geological structures, Sambagawa metamorphism, pumpellyite-actinolite facies, alkali amphibole, Shikoku, Northern Chichibu Terrain

はじめに

四国中西部、仁淀川町名野川周辺の秩父帯北帯には、名野川衝上断層 (Kimura & Horikoshi, 1959) が存在し、変成した低角の千枚岩優勢層が高角の“非変成”の地層の上に衝上している (Murata, 1982)。名野川衝上断層は、ジュラ紀付加堆積物分布域に位置しているため、最近の論文ではさほど重要視されていないように見受けられる。ジュラ紀付加堆積物とペルム紀付加堆積物の境界である上倉衝上断層 (磯崎・板谷, 1990) が地体構造の議論で重要なことは言うまでもないが、秩父帯の地質構造を考える上で、ジュラ紀・ペルム紀付加堆積物の両方に影響のある衝上断層については十分考慮する必要がある。

四国西部の秩父帯北帯では、梅木・榊原 (1998) によって、緑色岩類の変成度が検討され、御荷鉾緑色岩類のやや南方に位置する大洲-河辺川断層を境として変成度のギャップが認められた。名野川衝上断層上盤の緑色岩類については、饗場 (1982) による詳しい検討がなされているが、下盤に関しては名野川西方など一部でしか言及されていない。今回、名野川衝上断層の上盤・下盤での緑色岩類の変成鉱物について検討したところ、上盤の緑色岩類は、アルカリ角閃石・スチルプノメレーン等の変成鉱物を頻繁に産出することが明らかになった。一方、下盤の緑色岩類はブドウ石を多産し、ブドウ石とパンペリー石の共生で特徴づけられることから、名野川衝上断層を境として変成度が異なることが明らかになった。さらに、これを利用して名野川衝上断層の西方延長、東方延長に関して最近の考えとは異なる知見を得たので、ここに報告する。

地質概説

四国中西部、仁淀川町周辺の秩父帯北帯には、名野川衝上断層が存在し、変成した低角の千枚

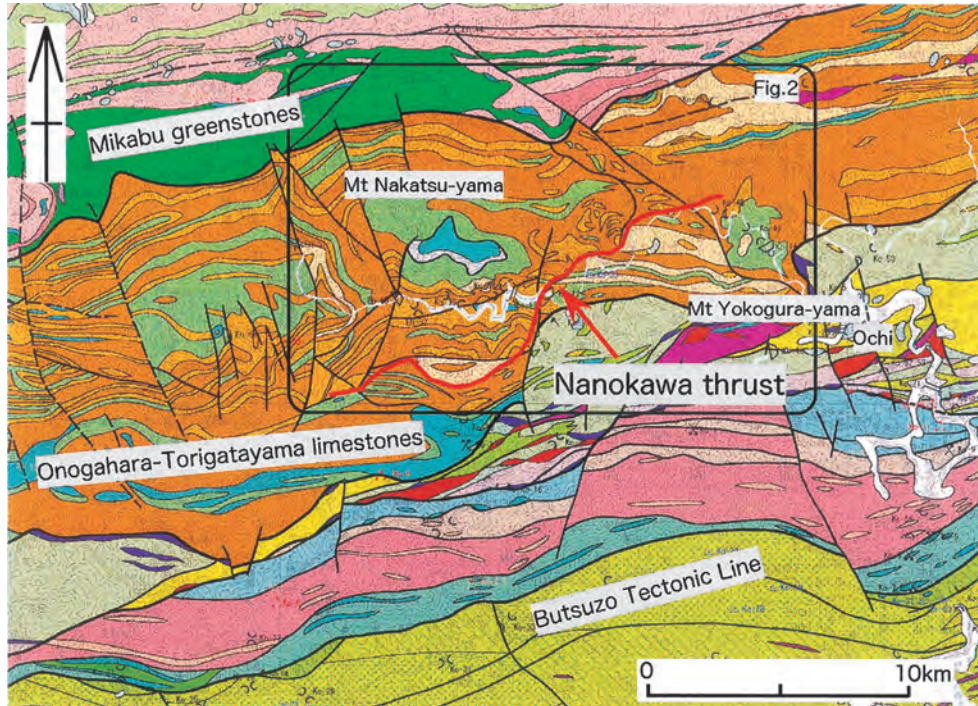
岩優勢層が高角の“非変成”の地層の上に衝上している (Kimura & Horikoshi, 1959; Murata, 1982) (第1図)。名野川衝上断層の上盤には中津山ユニットと呼ばれるジュラ紀付加堆積物が分布し、下盤には仁淀川ユニットと呼ばれる三畳紀-ジュラ紀付加堆積物が分布する (Hada & Kurimoto, 1990; 磯崎・板谷, 1991)。

饗場 (1982) は、名野川衝上断層上盤の緑色岩類の変成鉱物を検討し、上盤の大部分はパンペリー石-アクチノ閃石相低温部 (Lower Pumpellyite-Actinolite Facies) の変成作用を受けているが、上盤最上位の石灰岩を主とする地層はそれより高いパンペリー石-アクチノ閃石相中温部 (Middle Pumpellyite-Actinolite facies) の変成を受けていることを明らかにした。そして変成度の高い最上位の地層は、それより下位の地層 (名野川衝上断層の上盤) の上に中津衝上断層を境としてのり、同程度の変成作用を受けている御荷鉾緑色岩類分布域からのナップ (クリッペ) であると考えられた。Murata (1982) も同様の考えで最上位の石灰岩を主とする地層を、御荷鉾緑色岩類に伴って分布する石灰岩に対比した。一方、Hada & Kurimoto (1990) は、この最上位の石灰岩を、その南方に位置する大規模な鳥形山石灰岩 (大野ヶ原-鳥形山石灰岩) に対比した。

磯崎・板谷 (1991) は、饗場 (1982) が変成度が高いとした最上位の地層の変成年代が 179-233Ma であることを明らかにし、それより下位のジュラ紀付加堆積物 (中津山ナップ) よりも明らかに古いため、ペルム紀付加堆積物に変成したものとして吾川ユニットとして分離した。そして吾川ユニットを黒瀬川帯の構成メンバーと考えて、黒瀬川地帯の構成メンバーがジュラ紀付加堆積物の上の黒瀬川クリッペ説の重要な根拠の一つとした。

名野川地域の地質構造

ここでは、名野川衝上断層の上盤の地質構造、



第1図 四国中西部の秩父帯. 四国地方土木地質図編纂委員会 (1998) による.

下盤の地質構造，御荷鉢緑色岩類周辺の地質構造について説明する．なお，名野川衝上断層上盤の地層や，御荷鉢緑色岩類などは，変成・変形作用のため千枚岩あるいは准片岩から片岩と呼べるものになっているが，すべて原岩の名称を用いて記載する．

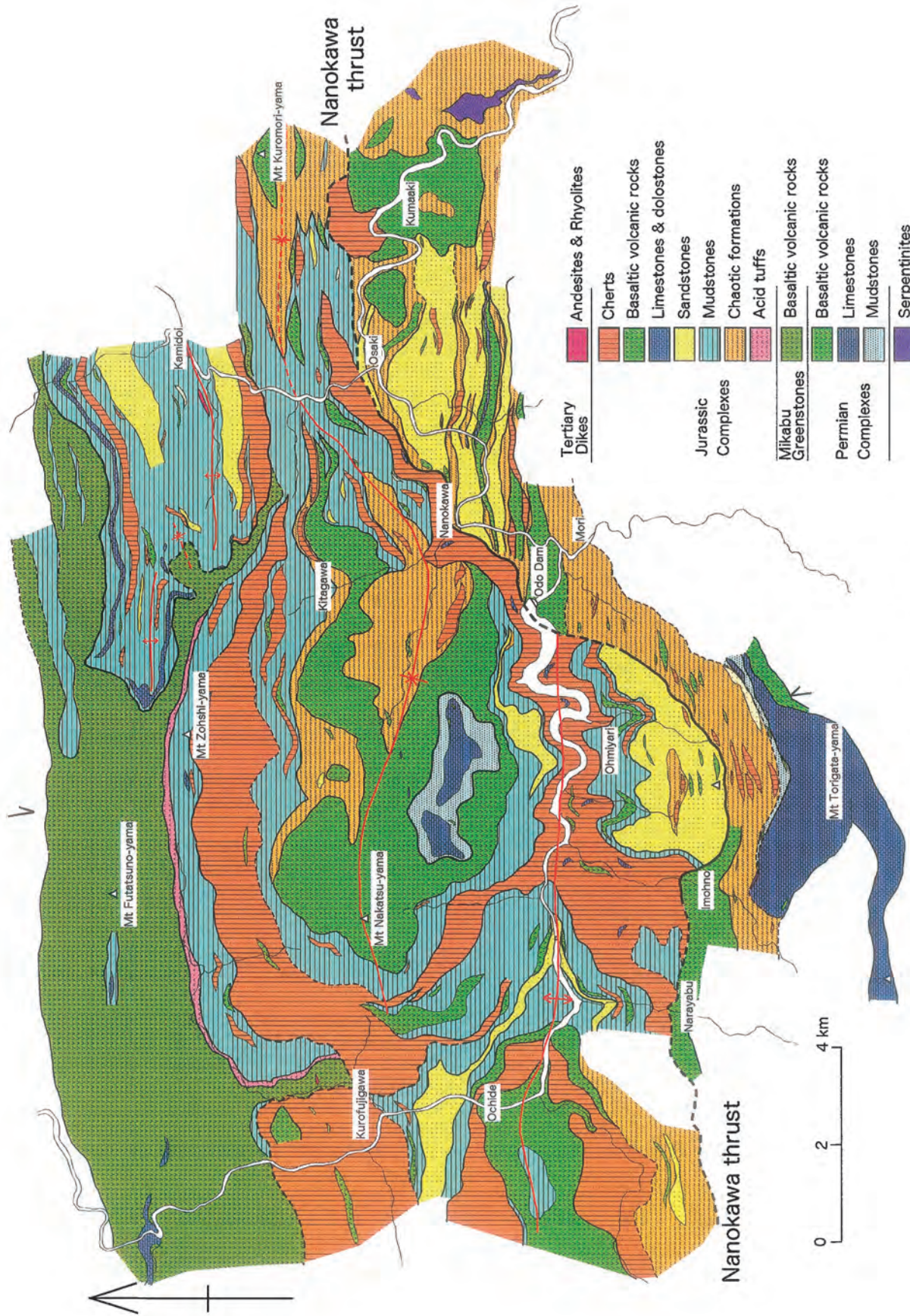
上盤の地質構造 名野川衝上断層は，大渡ダム西方から，名野川，大崎西方にかけて，北東走向で北西に 20° ～ 40° 傾斜している(第2，3図)．現在までのところ，断層露頭を確認していないので，傾斜についてはその通過位置をもとに図学的に求めた．大渡ダム西方から大崎西方にかけての名野川衝上断層の位置は，Kimura & Horikoshi (1959)が示したもので，その後，多くの研究者に支持されている．

この付近の名野川衝上断層の上盤は，下位から，(1)ドロストーン・緑色岩類を伴うチャート層，(2)砂岩および千枚岩層，(3)厚い緑色岩類層，(4)泥質片岩層，(5)厚い石灰岩層が低角に重なる(第2図)．このうち(1)～(3)はジュラ紀の中津山ユニットとされており，(4)，(5)は饗場(1982)がナップとしたもので磯崎・板

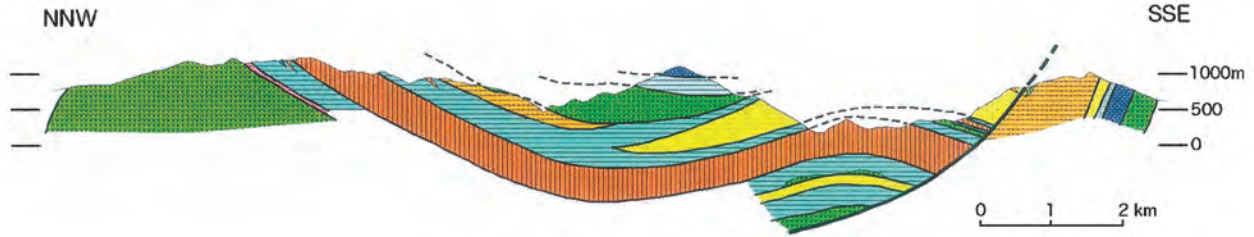
谷(1991)のペルム紀の吾川ユニットである．地域西部の落出付近では，(1)の下位に，砂岩及び泥岩を主とする地層，さらにその下位に緑色岩類及びチャートを主とする地層が分布する(第2図)．

中津山ユニットおよび吾川ユニットは基本的に低角で，中津山から名野川北方を通るシンフォームと落出南方から大渡ダム西方にかけてのアンチフォームにより緩く褶曲している(第2，3図)．吾川ユニットもこれらの褶曲構造に参加していると思われる．これらアンチフォーム・シンフォームの褶曲軸は，地域中央部の名野川付近から東方では，水平に近いと思われるが，地域西部の落出周辺では東方へプランジしている．そのため，基本的に下位の地層がより西方に露出している．アンチフォームは名野川衝上断層に切られるため東方へは延長しないが，シンフォームは大崎北方からさらに東方へ黒森山付近まで延長するよう見える(第2図)．

地域南部の大見槍南方には砂岩がまとまって分布している．この砂岩は，(1)のチャート



第2図 名野川地域の秩父帯の地質図.



第3図 名野川地域の秩父帯の断面図。

凡例は地質図と同じ。断面線の位置は第2図の片矢印。

の見かけ上，上位に全体として低角に重なっており，落出南方から大渡ダム西方にかけてのアンチフォームの南翼に位置する（第2，3図）。

下盤の地質構造 名野川衝上断層下盤の仁淀川ユニットは，基本的に東西走向で北に急傾斜であることが多い（第2図）。名野川から熊秋西方にかけては，砂岩が卓越する地層が分布している。その南側には，緑色岩類・チャート・石灰岩の比較的連続性のよいブロックを含む乱雑層が北に急傾斜して分布している（第2図）。さらにその南には連続性の悪いチャート・緑色岩類のブロックを含む乱雑層が分布している。熊秋周辺には緑色岩類の大規模な岩体が分布しており，その下底は低角な衝上断層である可能性が大きい（佃ほか，1981）。これらのジュラ紀付加コンプレックスの南側には，鳥形山石灰岩やその周辺のペルム紀付加堆積物が分布しており，その境界は上倉衝上断層とされている（Hada & Kurimoto, 1990）。下盤の地質構造に関しては，基本的にHada & Kurimoto (1990) のものと変わらないと考えている。上述のように名野川衝上断層の上盤の地層が低角度であるのとは大きく異なり，下盤の地層は一部を除いて高角であり，衝上断層を境に地質構造のギャップが認められる（第2図）。

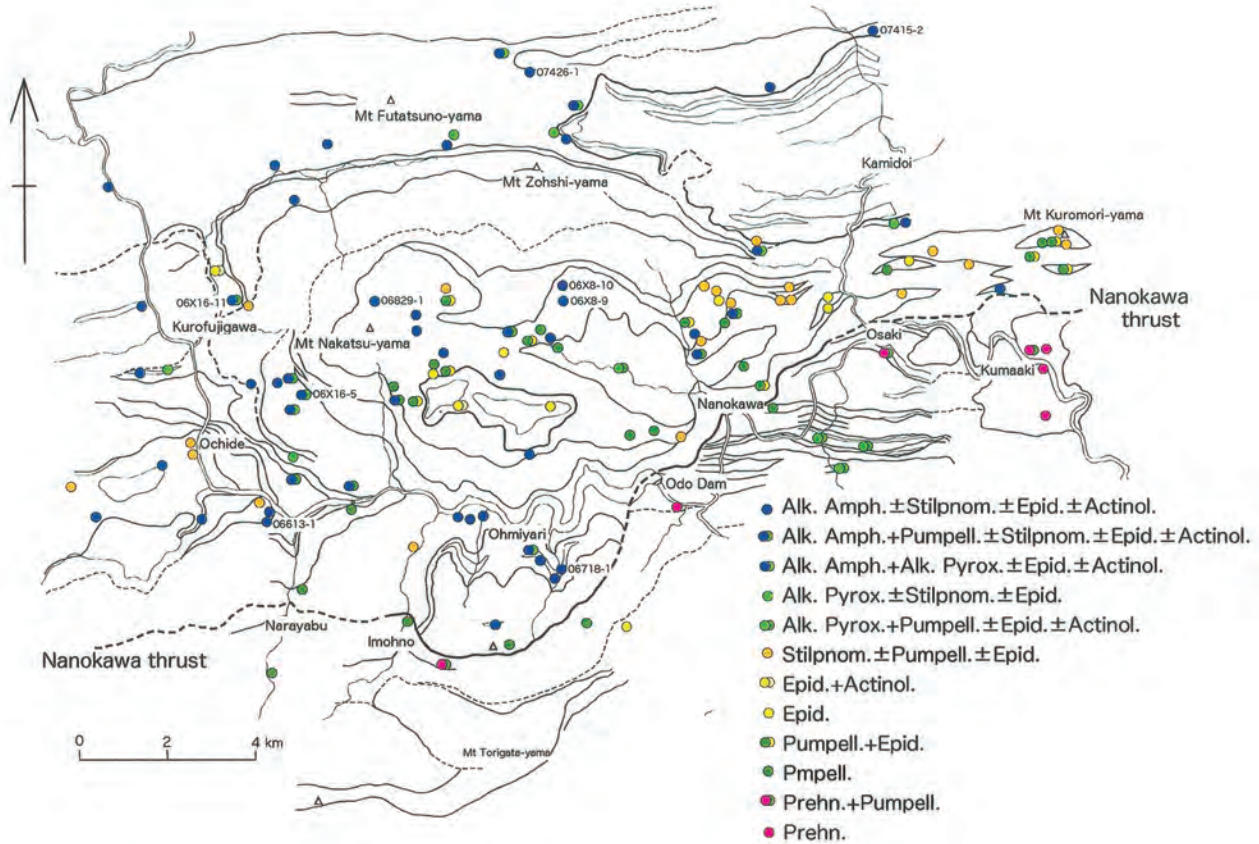
御荷鉾緑色岩類周辺の地質構造 御荷鉾緑色岩類は，中津山付近のシンフォームの北翼にある(1)のチャート層の下位に位置する。御荷鉾緑色岩類の直上には，酸性凝灰岩が南傾斜で重なり，その上位に泥質岩がのる（第2図）。なお，佃ほか（1981）は，御荷鉾緑色岩類の南

側に南傾斜の黒藤川衝上断層の存在を認め，北部秩父帯のユニットが御荷鉾緑色岩類の上に重なることを示している。また，佃ほか（1981），Hada & Kurimoto (1990)は名野川衝上断層は黒藤川衝上断層につながると考えた。黒藤川衝上断層に関しては，位置に関してはやや異なるが，黒藤川付近まで張り出してきた御荷鉾緑色岩類の南限を，南傾斜のチャートが切るように見えることから，何らかの断層によるギャップが存在すると思われる。しかしながら，後述のように（名野川衝上断層の東方延長の項），名野川衝上断層が直接，黒藤川衝上断層につながるかどうかは不明である。

地域北東部の雑誌山北方の御荷鉾緑色岩類は，南東方向へ上土居南西まで連続するように見え，御荷鉾緑色岩類がアンチフォーム状に褶曲していると考えられる（第2図）。このアンチフォームは，佃ほか（1981），Hada & Kurimoto (1990)の地質図にも示されているものである。まだ調査中であるが，上土居付近のアンチフォーム北翼に位置する御荷鉾緑色岩類と，アンチフォーム内部に位置するチャート，石灰岩，砂岩を伴う泥岩との境界が，Hada & Kurimoto (1990)によって池川衝上断層とされたものにあたる可能性がある。

名野川衝上断層上盤・下盤の緑色岩類中の 変成鉱物

大渡ダム西方から大崎西方までの名野川衝上断層の位置は，いずれの研究者によってもほ



第4図 緑色岩類中の変成鉱物分布図.

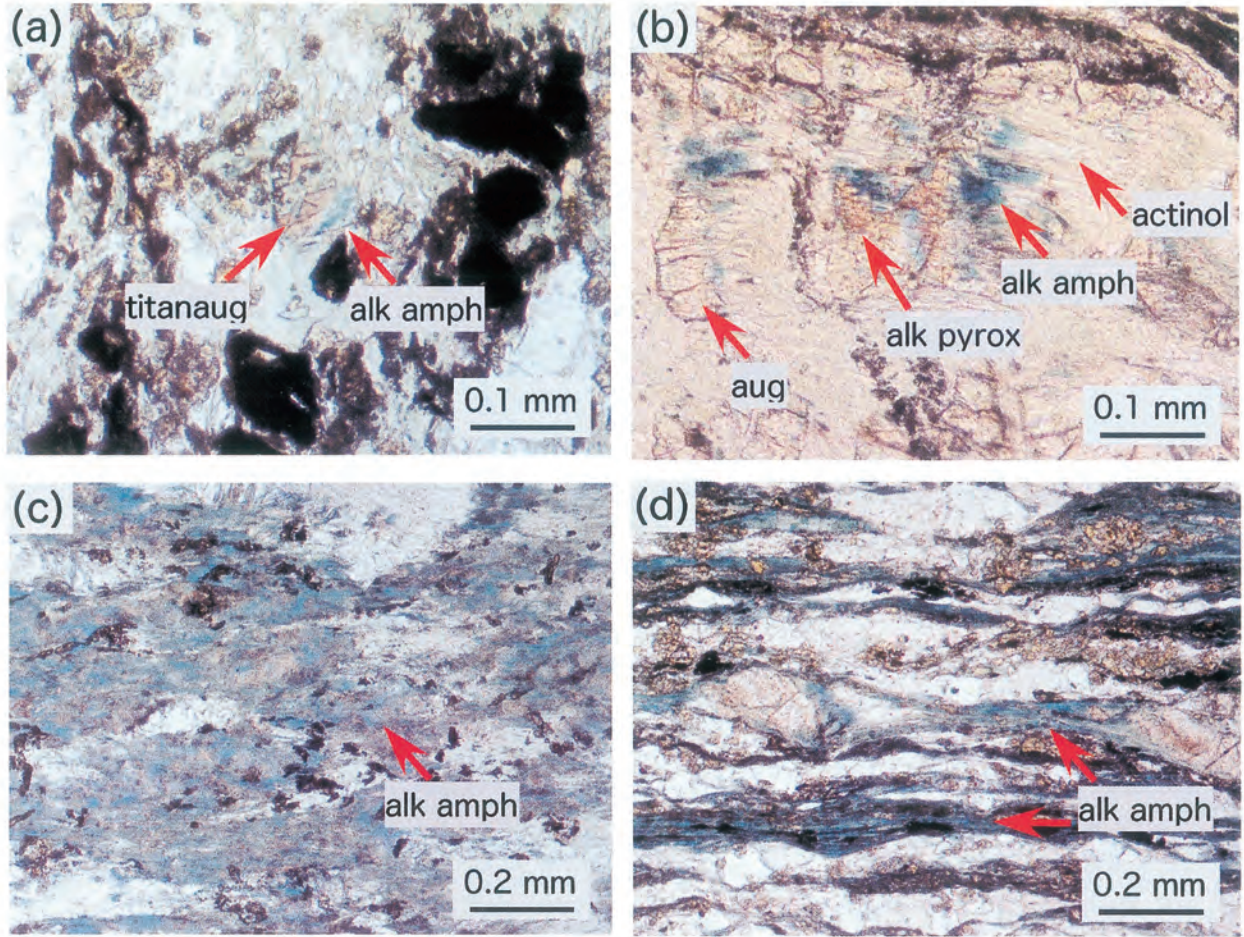
ぼ同じである。まずこの範囲で、名野川衝上断層の上盤と下盤とで、緑色岩類の変成鉱物を検討した。また、さらに西方あるいは東方の緑色岩類中の変成鉱物についても検討した。それらは第4図に示されている。なお、第4図では、アルカリ角閃石、アルカリ輝石、スチルプノメレンなどの変成度が高いことを示す変成鉱物の産出分布が、視覚的に理解しやすいよう表示しており、一般的な変成鉱物分布図とは異なっている。

名野川衝上断層上盤の中津山周辺の緑色岩類(中津岩体)や、その見かけ上、下位にあたる大渡ダム南西の緑色岩類、中津山南西の緑色岩類、御荷鋳緑色岩類は、アルカリ角閃石を頻繁に産出する(第4図)。アルカリ角閃石は、中津岩体では残留単斜輝石の縁に見られることが多いが、大見槍から落出にかけての地域の緑色岩類では、片理を形成するほどに多く認められる(第5図)。分析の結果、名野川衝上断

層上盤の中津岩体、あるいはその下位の緑色岩類、北方の御荷鋳緑色岩類中のアルカリ角閃石は、いずれも基本的にマグネシオリーベック閃石であると考えられる(第6図)。なお、中津岩体の06X8-10はケルスート閃石の縁部に生じている。今回、アルカリ角閃石が頻繁に認められた中津岩体は、饗場(1982)がパンペリー石-アクチノ閃石相低温部(Lower Pumpellyite-Actinolite Facies)とし、ウィンチ閃石のみ報告されている地域である。

緑色岩類中には、他に、アルカリ輝石、スチルプノメレン、アクチノ閃石などの産出が認められる。なお、饗場(1982)によると、中津岩体ではスチルプノメレンの産出が多く、アクチノ閃石の産出は少ないとされている。

一方、名野川衝上断層の下盤には、ブドウ石、パンペリー石が産出し、上盤のアルカリ角閃石よりは明らかに変成度が低いと思われる(第4図)。特に、名野川東方や大崎付近では、ブド



第5図 緑色岩類中の変成鉱物の薄片写真。位置は第4図参照。

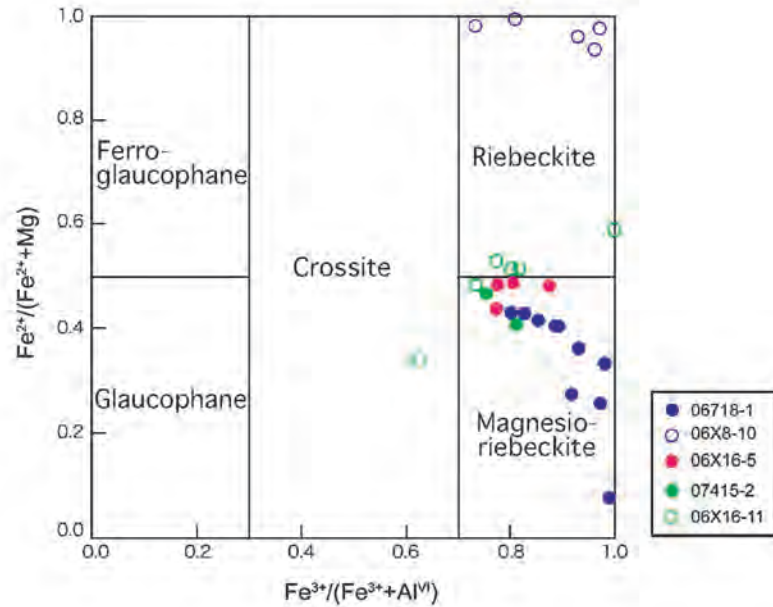
(a) 中津岩体，中津山東方 06X8-9. チタンオーゾイトの縁にアルカリ角閃石が生じている。(b) 中津岩体の下位の緑色岩，落出北東 06X16-5. オーゾイトの一部がアルカリ輝石に変わり，その縁にアルカリ輝石とアクチノ閃石が生じている。(c) 中津岩体の下位の緑色岩，落出南東 06613-1. アルカリ角閃石が片理を形成している。(d) 御荷鉾緑色岩類，雑誌山北方 07426-1. アルカリ角閃石が片理を形成している。

ウ石とパンペリー石が一つの薄片内に共存し，ブドウ石-パンペリー石相の変成作用を受けていることが分かる。名野川南東の一部の緑色岩類にはアルカリ輝石が認められるが、アルカリ輝石がブドウ石、パンペリー石と同一薄片上で認められることはなく、現段階では、これらの鉱物間の関係は不明である。下盤の緑色岩類が受けた変成作用がアルカリ輝石が安定な温度圧力条件をもっていた、あるいは、アルカリ輝石を含む緑色岩類が、周囲の乱雑層ブロックとして取り込まれた、等の可能性が考えられる。また、さらに南方には、伊野層相当層の変成岩

類が分布しており、予察的にアルカリ角閃石を含む緑色岩類が分布することが明らかになっている。いずれにせよ、アルカリ角閃石やスチルプノメレンは、名野川衝上断層の上盤にしか産出せず、ブドウ石も下盤にしか産出しないため、変成度が異なると思われる。

名野川衝上断層の延長

上述した緑色岩類の変成度の違いと、地質構造の把握から、名野川衝上断層の西方延長・東方延長について検討した。



第6図 アルカリ角閃石の化学組成。位置は第4図参照。

06X8-10 は中津岩体。06X16-5, 06718-1 は中津岩体の下位の岩体。06X16-11, 07415-2 は御荷鉾緑色岩類。

西方延長 大渡ダムから南西方には厚い砂岩 Murata(1982)はこの砂岩層の北側を名野川衝上断層が通ると考えたが, Hada & Kurimoto (1990) は砂岩層の東側を南下し鳥形山石灰岩の東に達すると考えた。すでに述べたように, この砂岩層は全体として低角であること, その下位にある緑色岩類や上位と思われる緑色岩類の小岩体がアルカリ角閃石を産する。また, 砂岩層とその南方の鳥形山石灰岩体との間に分布する緑色岩類は, ブドウ石, パンペリー石を産する (第4図)。これらの変成鉱物の違いから, 名野川衝上断層は砂岩層の南限を通る可能性が大きい (第2図)。なお, この位置は, 松岡ほか (1998) の柏木ユニット・上吉田ユニットとされたものと, その南側に分布する住居附ユニットとされたものの境界に近い。

東方延長 大崎から東方にかけては, Murata(1982)が名野川衝上断層は黒森山南方まで達するとしたのに対し, 佃ほか (1981)・Hada & Kurimoto (1990)は, 大崎西方で南北走向になりさらに西方に向かって, 御荷鉾緑色岩類のすぐ南側に位置する黒藤川衝上断層へ連

層が分布し, Kimura & Horikoshi (1959), 続すると考えた。大崎北方から黒森山南西方にかけての地域は, 仁淀川ユニットに属すると考えられているが, 黒森山南西の緑色岩類が1カ所であるがアルカリ角閃石を産出し, 名野川衝上断層上盤で多く認められたスチルプノメンが, 大崎北方から黒森山にかけて多く産出する (第4図)。一方, 熊秋付近の緑色岩類は, ブドウ石, パンペリー石を含む。また, 中津山ナップで見られたシンフォームが黒森山付近まで連続するように見えることから, Murata(1982)が指摘したように, 名野川衝上断層は大崎から東方の黒森山南方へ連続する可能性が大きい (第2図)。なお, 松岡ほか (1998) によると, 大崎北方から黒森山にかけては上吉田ユニットとされており, 変成度は中津山付近の柏木ユニットとされたものと同程度とされている。

変成年代

磯崎・板谷 (1991) によると, 名野川衝上

Sample	06X8-10		06718-1		06X16-11	07415-2
SiO ₂	50.54	50.88	55.36	54.71	53.74	55.57
TiO ₂	0.07	0.07	0.40	0.12	0.00	0.17
Al ₂ O ₃	0.44	0.30	1.00	1.32	1.28	2.01
Fe ₂ O ₃	12.56	12.54	14.13	17.91	11.60	11.98
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
FeO	25.13	25.43	10.62	8.62	13.77	12.35
MnO	0.50	0.67	0.05	0.21	0.28	0.12
MgO	0.32	0.35	8.43	8.52	7.29	7.97
CaO	2.79	2.88	0.35	0.88	2.07	0.80
Na ₂ O	4.75	4.85	6.68	5.94	5.71	6.72
K ₂ O	0.44	0.45	0.03	0.23	0.00	0.00
Total	97.58	98.42	97.07	98.46	95.74	97.69
Oxygen=23						
Si	7.963	7.962	8.088	7.910	8.068	8.082
Ti	0.008	0.008	0.044	0.013	0.000	0.019
Al	0.082	0.055	0.172	0.225	0.226	0.344
Fe ³⁺	1.489	1.477	1.554	1.948	1.311	1.311
Cr	0.005	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	3.311	3.327	1.298	1.042	1.729	1.502
Mn	0.067	0.089	0.006	0.026	0.036	0.015
Mg	0.075	0.082	1.836	1.836	1.631	1.728
Ca	0.471	0.483	0.055	0.136	0.333	0.125
Na	1.451	1.471	1.892	1.665	1.662	1.895
K	0.088	0.090	0.006	0.042	0.000	0.000
Total	15.010	15.044	14.953	14.843	14.996	15.021

第1表 アルカリ角閃石の代表的な分析値.

Fe³⁺は、O=23, Si+Al+Ti+Fe³⁺+Cr+Fe²⁺+Mg+Mn=13 として見積もった.

断層上盤の中津山ユニットの放射年代は、117～134Ma (白色雲母, K-Ar 年代) とされている. 磯崎・板谷 (1991) は, 原岩の化石年代や岩相組み合わせから中津山ユニットを三波川変成岩類の一部とすることは難しいと判断し, 中津山ユニットのみが北帯に共通の広域変成作用のほかに, 後生的な熱の影響で若返った可能性を指摘した. 一方, 四国中央部の秩父帯北帯で, 御荷鉾緑色岩類と一連とされた赤良木ユニッ

トは, 藍閃石片岩相からパンペリー石-アクチノ閃石相の変成作用を受けているとされており, 105～124Ma (白色雲母, K-Ar 年代) の年代が報告されている (河戸ほか, 1991). 中津山ユニットの年代は, 赤良木ユニットの年代よりもやや古い, その範囲は一部で重なっている. 名野川衝上断層の上盤の中津山ユニットは, パンペリー石-アクチノ閃石相の変成作用を受けており, アルカリ角閃石やアルカリ輝石を産出

し、変成作用は御荷銓緑色岩類と一連と思われるので、三波川変成作用を受けていると考えたほうがよい。なお、衝上断層の形成は、三波川変成作用（ここでは117-134Ma）が終了し、吾川ユニットが中津山ユニットの上に衝上した後である。

四国西部の秩父帯北帯では、榊原ほか(1998)によって、チャート優勢層の南縁に大洲-河辺川断層が認定されており、断層の北側はアルカリ輝石相でアルカリ角閃石が多く産出し、南側はブドウ石相であり、断層の両側で変成度のギャップが存在することが報告されている。大洲-河辺川断層の南北両側の変成度の違いと、名野川衝上断層の上盤・下盤での変成度の違いは同様の関係であると思われる。名野川衝上断層が、大洲-河辺川断層へ直接連続するのか、あるいは別の断層であるのかは、今後の課題である。なお、大洲-河辺川断層の北側の肱川ユニット、南側の鹿野川ユニットの放射年代は、それぞれ98-109Ma, 89-105Maと報告されており(榊原ほか, 1998), 名野川衝上断層上盤の中津山ユニットや、四国中央部の赤良木ユニットよりはやや若い値となっている。

まとめ

- (1) 四国中西部の秩父帯北帯には、名野川衝上断層が存在し、上盤は低角でゆるやかに褶曲しているのに対し、下盤は高角に北傾斜であり、地質構造のギャップが認められる。
- (2) 名野川衝上断層の上盤の緑色岩類には、変成鉱物としてアルカリ角閃石が頻繁に含まれ、アルカリ輝石、スチルプノメレン、パンペリー石などが伴われる。一方、下盤の緑色岩類は、ブドウ石とパンペリー石の共生で特徴づけられ、一部にアルカリ輝石が含まれるものの、名野川衝上断層を境として明瞭に変成度が異なる。
- (3) 名野川衝上断層は、鳥形山石灰岩の北側を、西方へ延びる可能性が大きい。東方へは、

熊秋緑色岩体の北側を東方へ延び、そのトレースが黒藤川衝上断層へ連続することはなさそうである。

文 献

- 饗場清文, 1982, 四国中西部秩父累帯北帯, 中津・名野川地域の三波川変成作用. 地質雑, 88, 875-885.
- Hada, S. & Kurimoto, C., 1990, Northern Chichibu Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Nippon Insatsu, Osaka, 165-183.
- 磯崎行雄・板谷徹丸, 1990, 四国中央部および紀伊半島西部黒瀬川地帯北縁の弱変成岩類のK-Ar年代 -西南日本における黒瀬川地帯の広がりについて-. 地質雑, 96, 623-639.
- 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-. 地質雑, 97, 431-450.
- 河戸克志・磯崎行雄・板谷徹丸, 1991, 四国中央部における三波川帯・秩父累帯間の地体構造境界. 地質雑, 97, 959-975.
- Kimura, T. & Horikoshi, E., 1959, On the geologic structure of the Chichibu Terrain in Western Central Shikoku. *Sci. Pap., Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, 9, 329-342.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎, 1998, 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質学雑誌, 104, 634-653.
- Murata, A., 1982, Large Decke structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan Terrains, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, 20, 383-424.

榑原正幸・大山ゆかり・梅木美紗・榑原 光・
正野英憲・後藤真一，1998，四国西部にお
ける北部秩父帯の地体構造区分と広域変
成作用．地質学雑誌，104，604-622.

四国地方土木地質図編纂委員会，1998，四国地
方土木地質図および解説書．国土開発技
術研究センター，859p.

佃 栄吉・原 郁夫・富永良三・徳田 満・宮
本隆実，1981，四国中西部の秩父帯の地質
構造．中生代造構作用の研究，No. 3，49-59.

梅木美紗・榑原正幸，1998，四国西部肱川地域
の北部秩父帯の地体構造区分と広域変成
作用．地質学雑誌，104，590-60.