
舞鶴構造帯に沿う大規模横ずれテクトニクスの研究

課題番号： 17540436

平成 17 年度～平成 19 年度科学研究補助金
(基盤研究 (C)) 研究成果報告書



平成 20 年 3 月

研究代表者 早坂 康隆

広島大学大学院理学研究科助教

<はしがき>

平成 17~19 年度の三年間、日本学術振興会の科学研究補助金、基盤研究 (C) として「舞鶴構造帯に沿う大規模横ずれテクトニクスの研究」が採択された。三年を経過し、一定度の成果を残して終わることができたので、ここにその成果を報告して一つの区切りとしたい。

この研究を進めるにあたり、広島大学大学院理学研究科地球惑星システム学教室、とりわけ、地球造構学研究室のメンバーには日頃の討論と有益な助言をいただいた。SHRIMP の分析では当教室の日高洋教授と寺田健太郎準教授にお世話になった。EPMA の分析と岩石薄片の作製では、それぞれ、広島大学自然科学研究開発支援センターの柴田泰之氏と石佐古早実氏にお世話になった。以上の方々に厚く御礼申し上げる。最後に、本研究の意義を理解していただき援助していただいた日本学術振興会と煩雑な事務手続きをしていただいた広島大学事務部の方々に厚く御礼申し上げる。

平成 20 年 3 月 研究代表者 早坂康隆

研究組織

研究代表者：早坂康隆 (広島大学大学院理学研究科助教)

研究分担者：なし

交付決定額 (配分額)

(金額単位：円)

	直接経費	間接経費	合計
平成 17 年度	1,100,000	0	1,100,000
平成 18 年度	900,000	0	900,000
平成 19 年度	800,000	240,000	1,040,000
総計	2,800,000	240,000	3,040,000

研究発表

(1) 雑誌論文

藤井正博・早坂康隆・堀江憲路, 2008, 九州東部, 朝地変成岩地域の変成作用とナップ運動の時期, 地質学雑誌, 114, No. 3, (印刷中)

Ishiwatari, A., Ledneva G.V., Bazylev, B.A., Hayasaka, Y., Palandzhyan, S.A., Morozov, O.L., Koizumi, K., Stcherbakov, V.D., and Sokolov, S.D., 2007, metagabbro-ultramafic complexes in the Pekulney Range, northeast Russia *Island Arc*, 16, 1-3.

Kagami, H., Kawano, Y., Akiyama, M., Ikawa, T., Imaoka, T., Ishioka, J., Toyoshima, T., Hamamoto, T., Hayasaka, Y., Ikeda, Y., Yuhara, M. and Tainosho, Y., 2006, Provenance of Paleozoic-Mesozoic sedimentary rocks in the Inner Zone of Southwest Japan: An evaluation based on Nd model ages. *Gondwana Res.*, 9, 142-151.

Kawano, Y., Akiyama, M., Ikawa, T., Roser, B.P., Imaoka, T., Ishioka, J., Yuhara, M., Hamamoto, T., Hayasaka, Y., Kagami, H., 2006, Whole rock geochemistry and Sr isotopic compositions of Phanerozoic sedimentary rocks in the Inner Zone of the Southwest Japan Arc. *Gondwana Res.*, 9,

(2) 学会発表

- Fujii, M., Hayasaka, Y. and Terada, K., SHRIMP and EPMA geochronology for the granites in the Northern zone of Maizuru Terrane, Southwest Japan: Correlation with Paleozoic terranes in East Asia, *International Symposium on Gondwana to Asia and 2007 IAGR Annual Convention*, (Fukuoka, Japan, November 8-12, 2007)
- 早坂康隆・宮本隆実・藤井正博・勝部垂矢・保名七美, 舞鶴帯と秋吉帯の碎屑性ジルコン・モナザイトの EPMA 年代, 日本地質学会第 114 年学術大会 (札幌), 2007 年 9 月 9-12 日.
- 石原幸子・早坂康隆, 島根県大東地域に分布する片麻状花崗岩のジルコン・モナザイトの EPMA 年代と SHRIMP 年代, 日本地質学会第 114 年学術大会 (札幌), 2007 年 9 月 9-12 日.
- 伏木治・早坂康隆・藤井正博・寺田健太郎, 島根県江津地域先白亜系のテレーン解析, および 随伴オフィオライト質岩体の起源, 日本地質学会第 114 年学術大会 (札幌), 2007 年 9 月 9-12 日.
- 勝部垂矢・早坂康隆・寺田健太郎・M. Santosh, 中国東部 Sulu 超高压帯 Yangkou 地域変成岩類のジルコンの SHRIMP U-Pb 年代, 日本地質学会第 114 年学術大会 (札幌), 2007 年 9 月 9-12 日.
- Bazylev, B.A., Ishiwatari, A., Ledneva, G.V., Pertsev, A.N., Hayasaka, Y. and Sokolov, S.D. Ultramafic-mafic complex of the Pekulney range (NE Russia): Preliminary petrological results, *The Fifth International Conference on Arctic Margins* (at Radisson SAS Hotel Tromso, Norway), 3-7 Sep. 2007.
- Bazylev B.A., Ledneva G.V., Pertsev A.N., Ishiwatari, A., Hayasaka, Y., Crystallization conditions of the ultramafic-mafic complex of the Pekulney Range, Chukotka, NE Russia, *Tectonics and Metallogeny of the Circum-North Pacific and Eastern Asia, Leonid Parfenov Memorial Conference* (Khabarovsk, Russia, June 11-16, 2007)
- 石渡 明・早坂康隆・小泉一人・Ledneva, G.V., Bazylev, B.A., Palandzhan, S.A., Morozov, O.L. and Sokolov, S.D. ロシア極東ペクルニー山地のざくろ石変斑れい岩—超苦鉄質岩体: その年代と地質学的意義. 日本地球惑星科学連合 2007 年大会 (千葉県幕張メッセ), 2007 年 5 月 19 日.
- 藤井正博・早坂康隆・寺田健太郎, 舞鶴帯北帯の花崗岩類のジルコンおよびモナザイト年代: 東アジアの古生代テレーンとの対比およびその地質学的意義. 日本地球惑星科学連合 2007 年大会 (千葉県幕張メッセ), 2007 年 5 月 19 日.
- 早坂康隆・藤井正博 “Uraninite, Huttonite/Thorite, Baddeleyite の EPMA-Dating とその問題点および年代学的重要性”, 日本地質学会第 113 年学術大会 (高知), 2006 年 9 月 16-18 日.
- Hayasaka, Y. and Suda, Y., Petrogenesis and tectonics of an intra-oceanic island arc origin Yakuno ophiolite, Southwest Japan, *Japanese-Russian Ophiolite Symposium*, (Ocean Research Institute, the University of Tokyo, March 4, 2006
- 藤井正博・早坂康隆・堀江憲路, 朝地変成岩地域, 荷尾杵花崗岩のジルコンの SHRIMP U-Pb 年代と日方ナップの運動時機, 日本地質学会西日本支部第 152 回例会 (佐賀), 2006 年 2 月 11 日.
- 藤井正博・早坂康隆, 中国地方西部における舞鶴帯の横ずれ運動, 日本地質学会第 112 年学術大会 (京都), 2005 年 9 月.

目次

I 本研究の目的	1
II 成果の概要	3
III 成果の詳細	6
1. 広島大学における EPMA 年代測定法の確立	6
2. 中国地方西部, 吉和-匹見地域舞鶴帯における右横ずれ運動	12
3. 島根県江津地域先白亜系のテレーン解析, および随伴オフィオライト質岩の起源	25
4. 島根県江津地域先白亜系のテレーン解析, および随伴オフィオライト 質岩の起源 (講演要旨)	53
5. 舞鶴帯と秋吉帯の碎屑性ジルコン・モナザイトの EPMA 年代 (講演要旨)	54
6. 島根県大東地域に分布する片麻状花崗岩のジルコン・モナザイトの EPMA 年代と SHRIMP 年代 (講演要旨)	55
7. SHRIMP and EPMA dating of detrital zircons and monzaites from the Permian and Triassic formations in Southwest Japan (Abstract)	57
8. SHRIMP and EPMA geochronology for the granites in the Northern zone of Maizuru Terrane, Southwest Japan: Correlation with Paleozoic terranes in East Asia	59
9. SHRIMP zircon U-Pb ages of the metamorphic rocks from the Sulu ultrahigh-pressure zone in the Yangkou area, Eastern China (Abstract)	79
10. 九州東部, 朝地変成岩地域の変成作用とナップ運動の時期 (地質学雑誌投稿論文)	80

1 本研究の目的

西南日本内帯の舞鶴帯は、何とも言えず奇妙なたたずまいをみせている。1970年代までには、舞鶴構造帯と呼ばれていた。この呼称は、そこに伴われる「夜久野岩類」が、地向斜論的な「島弧基盤」と考えられ、その基盤岩ブロックが「地向斜堆積物」中に複雑に混ざり合うメランジ様の構造を呈していることと、この地体が「三郡変成帯」の南限を画す位置を占めているとの認識に基づいていた。やがて80年代になって付加体地質学が確立すると、メランジ様の構造は舞鶴帯に限らず周辺の先白亜紀諸地帯に共通する特徴であることが認識され、また、西方延長部では、今日の周防変成帯の北側を通ることも明らかにされると上記の特異性がとりたてて注目されることは少なくなった。こうして次第に舞鶴構造帯という呼称は遣われなくなっていった。代わりにテレーン解析の概念が普及すると、周辺緒地帯とは隔離した固有の地史を有する地体としての認識に基づいて、舞鶴テレーンと呼ばれるようになった。一方、舞鶴帯のメランジ様構造の成因については二つの異なる解釈が示された。すなわち、早坂ほか(1996)は衝突して崩壊した島弧-背弧盆系と考え、Osozawa et al., (2006)は、通常の沈み込み付加体であると考えた。

ところで、日本列島全体のスケールの中で舞鶴帯の分布を示すと、緩く湾曲した一本の細長いスジ状のものに過ぎないことがわかる。このことが、舞鶴帯を奇妙な存在たらしめている最大の特徴なのである。例えば、海洋内島弧として比肩すべき伊豆-マリアナ弧の島弧地殻の幅は200 km以上にも達するので、単純にこれが衝突付加しただけでは、舞鶴帯のような細長いスジ状のものにはならないであろう。通常の沈み込み付加体は、舞鶴帯の周辺にも秋吉帯や丹波-美濃-足尾帯として存在しているが、それらは低角パイルナップ構造に参加してクリッペやフェンスターを造り、複雑で幅広い分布を示している。つまり、その起原が衝突した島弧-背弧盆系であろうが通常の沈み込み付加体であろうが、形成後の大規模な二次的変形を考慮しない限り、現在の舞鶴帯の特異な分布を説明することは困難なのである。

後に再録する申請書の文章で明らかにしたように、本研究は、舞鶴帯のこの特異な細長いスジ状の分布は、この地体に沿った大規模な横ずれ変移によってもたらされたとの認識に立ってスタートしている。この前提はもちろん、様々な状況証拠にもとづいて一つの作業仮説として生み出されたものである。事前の予測に基づけば、横ずれ変移は数100 kmを超える規模に達する。その当否は、日本列島のみならず、アジア東縁の中・古生代テクトニクスに大きな影響を与える筈のものである。その学術的な意味・目標、射程については、2005年11月に提出した申請書に明らかにされているので、以下に再録する。

1) 大規模横ずれ剪断帯としての舞鶴構造帯の運動像とテクトニクスの解明

西南日本内帯の先白亜系テレーン単元としては、舞鶴帯のみがしばしば舞鶴構造帯と称される。一般に、「構造線」や「構造帯」の用語は、それ自身が連続の良い剪断帯であって、それによって隔てられた地体相互の地史に大きなギャップが認められる場合に用いられる。従って、「舞鶴帯」と「舞鶴構造帯」は、それぞれに、一つのテレーンを表す用語、および、大規模な変移を担った剪断帯を表す用語として区別して用いなければならない。実際に舞鶴帯は、先白亜紀付加体群の造る低角パイルナップ構造の中にあって、唯一連続の良い明瞭な带状の分布を示し、内帯高圧変成岩の分布の南限を画している。舞鶴帯は、そのメランジ様の内部構造から沈み込み付加体であるとする見解もあるが、多量の花こう岩ブロックを伴う点で通常の付加体とは著しく異なっている。近年のいくつかの研究によって、白亜紀中頃より以前に、舞鶴帯に沿った大規模な横ずれ運動が起こった可能性が高まってきた。本研究では、1) テレーン解析の手法によって舞鶴帯の広がりを確認し、2) 舞鶴帯内部のメラ

ンジュと周辺地体との境界部の大小様々なスケールの構造解析からその運動像を明らかにし、3) メランジュの形成と周辺地体に再編をもたらしたテクトニクスを解明することで、4) ユーラシア東縁の横ずれテクトニクスにおける舞鶴構造帯の役割を浮き彫りにすることを目的とする。

2) 衝突付加した島弧-背弧盆系地塊は地殻の大規模変形を担う弱線たり得るか？

西南日本を縦断する中央構造線は、白亜紀中頃の島弧火山フロント付近に発生したフィッチ型横ずれ断層として位置付けられる。島弧中軸部を縦断するこのような大規模横ずれ断層は、島弧火成活動による地殻アセノスフェアの形成によって力学強度が最も弱くなった部分で、プレートの斜め沈み込み場における歪みが海溝軸と平行な方位に分配された結果出現したものである。斜め沈み込みはごく一般的なもの、飛騨帯の船津剪断帯から韓国の湖南剪断帯へ続く右横ずれ剪断帯も、中央構造線より一世代前に活動した火成弧中軸断層帯と考えられている。一方、舞鶴帯は、飛騨大陸に衝突した島弧-背弧盆系である（早坂ほか、1996）。背弧盆中軸ではマントルアセノスフェアが浅所まで上昇して弱線となり、大陸に衝突した直後より変形集中が起こる可能性が高い。本研究では、衝突する島弧-背弧盆系の変形史の一つの典型例を明らかにし、その、大陸縁の構造発達における役割の一般則を導き出すことを射程に置いている。西南日本の地質構造発達史をリアルに描き出すことにより、近年注目されているロシア沿海州との対比も明確になり、ユーラシア東縁の大陸成長と再編の地史研究にとっても意義深いものとする。

3) 横ずれテクトニクスの解明を通じたナップテクトニクスの再構築へ向けて

早坂（1987）は内帯先白亜系が全体として低角パイルナップ構造を呈していることを提唱したが、このことは、Isozaki（1996）により内帯と外帯を繋ぐより大規模なナップ構造論として展開され、西南日本の地体構造論に一応の解答を与えたかに思われた。しかしながら、ナップ構造のみからは説明不能な現象の存在も当初より指摘されていた。低角ナップ群の造るクリッペやフェンスターなどの複雑な地理的分布の中にあって、何故舞鶴帯だけが連続の良い帯状の分布をなしているのか。このことに関わって田代（1996）は、西南日本の二枚貝フォナーの古生物地理区を整理し、白亜紀前期に舞鶴構造帯に沿った大規模な左横ずれ運動が起こった可能性を示唆した。また、早坂ほか（2000）は、福山市北部の矢川クリッペの再検討から、秋吉帯と舞鶴帯の関係をナップ構造とする従来の説の根拠を否定し、舞鶴帯中のジュラ紀花崗岩の存在から舞鶴帯自身が大きく横ずれ変移しているとした。今や、舞鶴帯自身の構造解析から、その運動像を明らかにすることは急務である。

ところで、北米コルディレラにおけるテレーン学派の衰退の原因は、彼らが横ずれテクトニクスを大陸の成長史にとって本質的なものと見なしたことの限界にあった。大陸の成長史という観点ではナップテクトニクスがより本質的であることは論を待たない。しかしながら、数百 km を越える横ずれ変移を無視して初生的な地体配列の復元なしに大陸の付加成長を論じるなら、例えば横ずれ変移してきた地塊を、その場に衝突・付加した「古陸」とするなどの誤りを生む。「フィクション」によって本質論を構築することはできない。付加体の実体解明は現状でなお極めて不十分である。

以上、申請書に明らかにしたように、この研究は、舞鶴構造帯に沿って大規模な横ずれ変移が起こったという前提のもとにスタートしている。実際、主に 1990 年代に行なわれた研究によって、舞鶴構造帯に沿う大規模横ずれ変移の存在は、少なくとも現象論レベルでは疑いようのない段階に達していた。そこで、本研究ではその実体解明をめざして、具体的に、どの部分が主要な変移を担ったのか、その運動像はどのようなものであったのか、主要な変移はいつの時代に生じたのか、変移量の規模はどの程度であったのか、この変移を生じたプレート運動論的背景はどのようなものであったのか、といった点を解明すべく計画された。

II 成果の概要

以下に、成果の概要を申請書に記した研究計画に即して述べる。

1. EPMA 年代測定法のシステム立ち上げ

本研究にとって、地質年代データは決定的に重要であり、そのため、課題の一つとして CHIME 法を含む EPMA 年代の測定システムの確立を掲げた。この課題そのものは、本研究開始に先立つ 2003 年時点において、大財健司の修士論文 (2004) の研究として開始されていたものである。当初は EPMA として JEOL JCMA-733II (JXA-8600 相当) を用いてスタートし、システムを立ち上げる上での具体的な課題を明らかにすることができた。この段階では天然のウラン・トリウム鉱物 (uraninite および monazite) をワーキングスタンダードとして用い、測定された年代が既知の年代と一致することを確認したが、必要な精度を確保できなかった。その後、広島大学自然科学研究開発支援センターに高感度分光チャンネルを備えた新型の EPMA, JEOL JXA-8200 が導入され、本研究において使用することとなった。また本研究の経費により専用の標準試料を購入し、最終的に、ジルコン、モナザイト、ウラニナイト、ハットナイト/トーライト、およびバデライトの測定において必要な精度を確保することができた。本研究において確立した測定システムには若干の独自性があるので、次章において詳述する。

2. 鍵となる地域の地質調査と構造解析

本研究の具体的な中心課題は、鍵となる地域の地質調査と構造解析を通して、舞鶴帯そのものの広がりやを確定すること、舞鶴構造帯の変形ステージと運動像を明らかにすることである。

1) 島根県益田市匹見町三葛—広島県廿日市市吉和地域

本地域の地質学的・岩石学的な研究は、山部照幸の卒業論文 (2001)、修理論文 (2003) の研究として取り組み、その後、藤井正博の博士論文研究 (2008 受理予定) の一部として引き継がれたものである。本地域には、舞鶴層群に相当する吉和層中に舞鶴帯の延長方向に平行に関門層群相当層と考えられる時代未詳八郎川層と帰属不明の結晶片岩からなる岩体が細長いレンズ状に挟み込まれている。また、吉和層の北側には断層で接してジュラ紀付加体が分布している。本研究において異地性レンズおよび吉和層の内部と境界断層の構造解析をおこなった結果、断層境界と内部の変形構造はいずれも右横ずれの剪断センスを示すものであった。また、本地域にはジュラ紀の石英閃緑岩が貫入しているとの報告があったが、SHRIMP を用いたジルコンの U-Pb 年代の測定によって、白亜紀後期のものであることが明らかになった。その他、従来知られていなかった圧碎花崗岩のジルコンの SHRIMP 年代が夜久野オフィオライトに伴われるものと同じく、約 280 Ma を示すことがわかった。これらの成果は、本研究にとって決定的に重要であり、次章において詳細を報告する。

2) 岡山県久米町地域

本地域の地質学的・岩石学的な研究は、松岡直子の卒業論文 (2002) として開始され、その後岩崎安典の卒業論文 (2003)、同修士論文 (2005) の研究として引き継がれ、さらに、本研究スタート後は、早坂の補足的な調査・研究が加えられた。これらの研究によって、従来、本地域には周防変成岩 (中期三郡変成岩) が分布するとされていたが、酸性凝灰岩起源の結晶片岩とされていたものが、実際には圧碎花崗岩であることが判明した。この圧碎花崗岩から分離したジルコンの CHIME 年代を測定した結果、約 300 Ma の年代を得た。また、この圧碎花崗岩に伴われて、泥質スレートと弱変成の緑色岩が分布している。このような岩

相構成は、舞鶴テレーンに特有のものであり、ここに従来知られていなかった舞鶴帯構成要素が存在していることが明らかとなった。この地域の舞鶴帯は、結晶片岩類の上に低角断層を介して重なるクリップとして存在する。このクリップを幻住寺山クリップと名付けた。

3) 京都府舞鶴市西部地域

本地域には舞鶴帯北帯が分布しており、その中の花崗岩類には 300~340Ma の石炭紀のものと 150~200Ma のジュラ紀のものが混在しているとされていた (池田・早坂, 1994)。このような年代分布は西南日本内帯においては大変ユニークで、本地域固有のものである。これらの年代は Rb-Sr 法によって決定されたものであるが、測定誤差が大きく、圧碎花崗岩の年代であることから出された年代の意味付けも困難であった。そこで、本研究において、これらの花崗岩の詳細な貫入年代を明らかにすべく SHRIMP および CHIME 法を用いてジルコン・モナザイトの年代測定がなされた。その結果、西部地域の圧碎花崗岩は約 420 Ma、東部地域の圧碎花崗岩は約 250 Ma の貫入年代を示すことがわかった。西部岩体の年代や周辺地帯との地質学的な関係を考慮すると、舞鶴帯北帯はロシア沿海州のハンカ地塊に対比可能であると結論された。また、舞鶴帯北帯と中帯のトリアス系志高層群・夜久野層群、ペルム系の舞鶴層群公庄層の砂岩からジルコンを分離して、EPMA 年代を測定した。その結果、これらの地層群の後背地として、舞鶴帯北帯が存在していたことが予想された。この点については、舞鶴帯の横ずれの規模を推定する上で重要であり、後に詳述する。

4) 広島県福山市北部地域

本地域には古くより舞鶴帯と秋吉帯の低角衝上断層が存在するとされ、“矢川クリップ”として知られてきた。一方、早坂ほか (2000) は、秋吉帯の石灰岩とされたものは、実際には関門層群の基底礫岩中の巨大な礫であることを明らかにし、矢川クリップの存在を否定した。基底礫岩中の石灰岩礫は直径数mにもおよぶ巨大なもので、全て秋吉帯由来のものであるが、舞鶴帯を覆う不整合であるのに舞鶴帯由来と考えられる礫は含まれていない。このような巨大な礫が多量にもたらされる原因と、それらの後背地が現在の地理的関係から離れていることを考え併せると、この「不整合面」は横ずれ堆積盆によって形成され、初生的な位置から大きく変移している可能性がある。本研究においてはさらに調査範囲を広げた結果、矢川クリップの西側の神石高原町三和地域および東側の井原市芳井地域にも、舞鶴帯と秋吉帯の境界に沿って関門層群と考えられる石灰岩礫を含む礫岩層が断続的に続いていることが確認された。

5) 島根県江津地域

本地域には、ジュラ紀の年代を示す結晶片岩類と接して、舞鶴帯の夜久野岩類に類似した変斑れい岩・圧碎花崗岩の複合岩体が分布している。本地域は、これまでに知られている舞鶴帯の帯状配列から北側に離れて、孤立して分布している唯一の地域である。これが実際に舞鶴帯の夜久野岩類と同じ起源のものであるかどうかは、舞鶴帯の分布、ひいてはその二次的改変のテクトニクスにとって大きな制約条件となる。本研究において、詳細な地質図作成と、岩石学的検討、年代測定などを実施した結果、本地域には、周防テレーンに属する高圧型変成岩からなる波積南層と高角断層で接して、舞鶴帯夜久野岩類に対比可能な変成オフィオライト岩体、およびこれと漸移的に接する弱変成古生層で、舞鶴層群に対比可能な田ノ原川層が分布していることがわかった。本地域に舞鶴帯が分布していることが判明したのは初めてのことであり、変成オフィオライト岩体中に貫入している圧碎花崗岩から分離したジルコンとモナザイトをそれぞれ、SHRIMP および EPMA を用いた CHIME 法により年代測定を実施した結果、どちらも約 250 Ma となった。この年代は、舞鶴帯夜久野岩類に伴われる圧碎花崗岩よりも、約 3,000 万年も若く、舞鶴帯夜久野岩類の圧碎花崗岩とは起源を異にしていると考えられる。その全岩化学組成は、後変動期の A タイプ花崗岩のものであった。近隣の東アジア地域で 250Ma の後変動期花崗岩は、中国北東部 Yanbian 地域のみに知られている。本成果

は、舞鶴帯の横ずれ運動の規模と、主要な変異を担った構造帯の位置を推定する上で重要であるので、後に詳述する。

6) 群馬県利根郡片品地域

本地域には上越帯の一つの亜帯である片品帯が分布している。片品帯は、弱変成の緑色岩を多量に伴うことから舞鶴帯に対比されるとされてきた(佐藤・小松, 1985)。しかしながら、全般に変成・変形組織が弱く、舞鶴帯プロパーのものと幾つかの点で異なっている。本研究においては片品帯の地質調査を実施し、多数のサンプルと収集したが、現在までに分析は終わることができなかった。

3. 関連する研究から

1) 島根県雲南市大東地域の片麻状花崗岩の年代と起原

島根県雲南市地域には、モリブデン鉱床が開発されて古くより地質学的な研究がなされ、ここに片麻状花崗岩の存在が知られていた。本地域の片麻状花崗岩は周辺地域の山陰型花崗岩類とは著しく岩相を異にし、飛騨-隠岐帯に属する可能性がある。飛騨-隠岐帯の南限を画する飛騨外縁帯とその西方延長地体は、舞鶴帯全体の変移を担った可能性のある構造帯として重要である。後に、本研究による検討結果をもとにした学会発表の要旨を掲載する。

2) 九州東部、朝地変成岩地域の変成作用とナップ運動の時期

本研究によって、九州東部において、白亜紀前期にナップ運動を伴う大規模な変位が起こったことが明らかになった。西南日本に起こった白亜紀前期のテクトニクスを解明する上で貴重な成果であり、舞鶴帯のテクトニクスとも深く関係するので、雑誌投稿論文を掲載する。

III 成果の詳細

広島大学における EPMA 年代測定法の確立

早坂康隆・大財健司

はじめに

本研究を遂行する上では、地質年代データの蓄積が決定的に重要な役割を果たすであろうことは、計画段階で明らかであった。この点、広島大学設置の高感度高分解能二次イオン質量分析計 (SHRIMP II) は強力なツールであり、本研究においても、重要な試料は基本的にはジルコンを分離して、SHRIMP を用いて U-Pb 年代を測定した。ところで SHRIMP によるジルコンの U-Pb 年代の測定においては、予め、EPMA に付属している機能を用いてジルコン結晶の後方散乱電子 (BSE) 像やカソード・ルミネッセンス (CL) 像を撮影して、結晶のゾーニングパターンやコア/リム構造を確認し、測定ポイントを決めたり、得られた年代の意味を吟味したりする。そこで、近年普及してきた EPMA-U-Th-Total Pb 年代測定が利用できれば、この段階で簡便に年代が得られ、より精確な SHRIMP 年代の測定ポイントを決めるのにも役立てることができる。また、SHRIMP では測定が困難な、ジルコン以外の鉱物の年代測定も可能になる。そこで、本研究では、まず EPMA 年代測定法の確立に取り組んだ。この研究そのものは、本稿の著者の一人である大財健司による、2002~2003 年度の修士論文研究として始められたが、最終的に完成されたのは本研究費の補助に負うところがおおきい。なお、EPMA 年代の測定システム全般については、最近では鈴木 (2005) による解説があるが、広島大学におけるシステムは、使用する EPMA の違いなどに起因して、鈴木のものとは異なる特徴があるので、ここにその概要を報告する次第である。

試料作製

CHIME 法や SHRIMP による年代測定はモナザイトやジルコンなどの U や Th を含む鉱物を使用する。そのため、花崗岩からモナザイトやジルコンを分離して測定試料を作成しなければならない。一般には椀掛け (panning)、電磁分離、重液分離の過程を経て、最終的にはハンドピックによって目的鉱物だけを取り出すということが行なわれている。しかし、この方法は、大変時間がかかり煩雑であるという以上に、試料を恣意的によりわけることからくる弊害もある。特に、碎屑性鉱物の年代分布を知りたい時などは、試料本来の碎屑粒子の年代頻度を損なう可能性があるため、ハンドピックによらずに対象鉱物を濃集させる必要がある。EPMA による測定においては、BSE 像の観察から容易に目的鉱物を識別することができるので、純度が悪くてもさほど問題にはならない。そこで、我々の研究室では、以下の方法によって測定試料を作製している。

まず、岩石試料をハンマーで 3~5 cm 角まで小さくしてよく洗浄し、乾燥させ、ジョークラッシャーで 5 mm 角以下に砕く。これをスタンプミルで 15~20 分程度砕き、#60 の篩にかけ 250 μ m 以下の粉末を回収する。次に、回収した粉末試料をガラスビーカーに入れ、そこに試料を攪拌させるように水道水を蛇口から勢い良く流し込む。その後 40 秒ほど放置し、上澄みを流し捨てる。これによって試料から軽くて微細な

粒子が取り除かれる。上澄みがにごらなくなるまでこれを繰り返したら、次は試料の上面から5 mmほどまで水をいれ、ピーカーを小刻みに揺らして流動化させ、ジルコンやモナザイトなどの重鉱物を底に沈ませて濃集させる。1, 2分ピーカーを揺らし続けた後、すばやく傾け、流動化した部分の上部にある軽い鉱物が濃集した部分を捨てる。再度水を加えてピーカーを揺らし、重鉱物を集める。これを何度か繰り返して試料が1 ml以下になったら時計皿に移し、小刻みに揺らしながら重鉱物を一方へ濃集させ、軽い鉱物が濃集した部分を使い捨てスポイドを使って捨てる。純水で洗浄した後、試料を乾燥させ、磁性鉱物を磁石で取り除く。

次に、スライドガラスの中央部1cm角の範囲にペトロポキシを薄く塗り、この部分に試料を振りまき固定させ、余分な試料は回収する。一旦ホットプレートで加熱して固化させた後、さらに上からペトロポキシを被せて固化させる。これをカーボランダム、ダイヤモンドペーストでモナザイトやジルコン粒子の中心付近が表面に出るように鏡面研磨する。SHRIMP用の試料は分離したジルコン粒子を標準試料と一緒にエポキシ樹脂に埋め込み、同様に粒子中心付近が表面に出るように鏡面研磨する。

測定条件等

Suzuki and Adachi (1991)によって開発されたCHIME法は、初期鉛量を推定して補正するよう工夫されていると主張されているが、実際には同位体を測定している訳ではないので、CHIME法のアイソクロンの縦軸切片が、測定ポイント群からなる系の初期鉛量を示すという理論的な保証はない。敢て言えば、CHIMEアイソクロンの縦軸切片は、初期鉛量がU、Th含有量と相関がないと仮定した時に、全測定ポイントの初期鉛量の平均値を示すということになる。そこで、通常は、初期鉛量が無視できるほど少ないことが経験的に知られている鉱物のみがこの測定に使用される。本研究においては、ジルコン、モナザイト、ウラニナイト、ハットナイト/トーライト、バデレアイトの測定システムを確立した。

測定元素と測定ライン：使用したEPMAは広島大学自然科学研究開発支援センター設置のJEOL JXA-8200である。EPMA年代の測定ではPbO、ThO₂、UO₂の定量値を精確に求める必要がある。そのためには、マトリクス補正のためにこの3元素以外の主要全元素を定量する必要がある。測定元素と測定ラインは鉱物毎に以下のように定めた。

ジルコン、バデレアイト：U-M β , Th-M α , Pb-M α , Si-K α , Zr-L α , Hf-M α , Ca-K α , Y-L α

モナザイト：U-M β , Th-M α , Pb-M β , Si-K α , P-K α , S-K α , Ca-K α , Y-L α , La-L α , Ce-L α , Pr-L β 1, Nd-L β 1, Sm-M β , Gd-M β

ウラニナイト：U-M β , Th-M α , Pb-M α , Si-K α , Y-L α , Ce-L α , Gd-M β , Dy-M α , Yb-M β

ハットナイト/トーライト：U-M β , Th-M α , Pb-M β , Si-K α , Al-K α , P-K α , S-K α , Ca-K α , Y-L α , Ce-L α , Nd-L β

岩石薄片をそのまま用いて測定する場合には、上記に加えてK-K α を測定する。これは、測定ポイント近傍にカリウムを含む鉱物が存在する場合、カリウムを二次的に励起して、そのK線がU-M β に干渉するからである。カリウムが検出された場合、そのデータは破棄することになっている。

測定条件と重なり補正：測定条件は、加速電圧15 kV、フィラメント電流200 nA。Pbの測定にはローランド円半径100 mmの高感度チャンネルでM β 線を用いておこなった。Uの測定線であるU-M β に対するTh-

M γ の重なり補正, Pb-M α に対するY-L γ の重なり補正はオンラインでおこなったが, Pb-M β に対するU-M ξ 2の重なりとPb-M α に対するTh-M ξ の重なりについては, バックグラウンドの測定位置を重なりの影響が相殺されるような位置に設定し, 特に補正はおこなっていない。また, 鈴木 (2005) では, ジルコンの測定においてはPb-M α にNb-L β 2,15, Nb-L β 3が干渉するので, Nb-L β 1を測定して補正する旨記されているが, これには大きな問題がある。なぜなら, Nb-L β 1の分光位置は, ほぼ完全にZr-L γ 5と重なっているからである。そこで, 様々な試料から分離された多数のジルコン結晶について, Nb-L α の測定からNbの有無をチェックしたところ, 全ての試料でNbは検出されなかった。にもかかわらずNb-L β 1の分光位置に常に明瞭なピークが現れるので, これは全てZr-L γ 5と判断される。従って, 我々の測定システムにおいてはNbの重なり補正は行なっていない。鈴木 of これまでのジルコンの測定データでは, Zr-L γ 5をNb-L β 1と誤認して不必要な重なり補正を行なっていたのではないかとの疑念が生じる。この場合, 個々のジルコンのみかけ年代は, 実際よりも若く算出されることになる。しかし, みかけのNb含有量がU, Th含有量と無関係なので, この重なり補正がCHIME法のアイソクロンの傾きに影響を与えることはなく, 結果的に CHIME年代への影響はない。

定量補正, 測定時間, 測定誤差: マトリクス補正はZAF法によりおこなった。Pbの測定時間は, ピークが440秒, バックグラウンドが高角, 低角側で各220秒とした。JXA-8200では, 各分光チャンネルが完全に独立駆動系となっているため, 一つのチャンネルで鉛を測定し続けている間も, 他のチャンネルでは他のいろいろな元素を分光位置を変えながら次々と測定することが可能である。そのため全体の測定時間は鉛だけの測定時間と同じで, 1ポイントあたり15分と短時間で終わることができる。Pbの測定誤差は, Pbの含有量が500ppm以下の時, Pb-M α を用いた場合で, ± 38 ppm (2σ)程度, Pb-M β を用いた場合で, ± 55 ppm (2σ)程度である。

CHIME 年代計算法

この研究においては, Suzuki and Adachi(1991)によって開発されたオリジナルのCHIME年代計算法とは若干異なっており, Cocherie et al. (2001)に従って最終的な年代を計算した。主な違いは次の3点である。第一点は, 酸化物のwt%の形式から単体元素のppm濃度の形式へ変換した後, 以後の計算処理をおこなう点, 第二点は, 試料に含まれるPbの平均原子量は定数ではなく年代とU/Th比の関数であることから, アイソクロン計算の前段階として濃度を原子量で除して原子数へ換算する際に, Pbの平均原子量を計算によって厳密に求めておこなった点, 第三点は, アイソクロンの計算において, York (1966)ではなく, York (1969)の方法に従った点である。前者は測定誤差を1%で与えて, 結果の年代は誤差が1 σ で与えられるのに対し, 後者では測定誤差を2 σ で与えて, 計算結果の年代も2 σ の誤差で与えられる。なお, York (1969)に基づくアイソクロンの計算は Ludwig (2003)により開発された Isoplot/Ex, version 3 (Microsoft Excel add-in program) を利用した。

まず, 測定した定量値から各測定ポイントの見かけの年代を求める。

$$Pb = \left\{ Th \times \left[\exp(\lambda_{232} t) - 1 \right] \times \frac{M_{208}}{M_{232}} \right\} + \left\{ U \times \left[\exp(\lambda_{238} t) - 1 \right] \times \frac{M_{206}}{M_{238}} \times 0.9928 \right\} + \left\{ U \times \left[\exp(\lambda_{235} t) - 1 \right] \times \frac{M_{207}}{M_{235}} \times 0.0072 \right\} \quad \dots(1)$$

Pb, Th, U : Pb, Th, U の濃度(ppm).

$M_{206}, M_{207}, M_{208}, M_{235}, M_{238}, M_{232}$: $^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th$ の原子量.

$$\lambda_{232} = 0.49475 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-4} \text{ Ma}^{-1}$$

$$\frac{{}^{238}U}{{}^{235}U + {}^{238}U} = 0.9928, \quad \frac{{}^{235}U}{{}^{235}U + {}^{238}U} = 0.0072$$

このとき Pb の平均原子量は,

$$M_{Pb} = \left[\begin{aligned} & \left[M_{206} \times \frac{M_{206}}{M_{238}} \times 0.9928 \times (\exp(\lambda_{238} t) - 1) \right] \times U \\ & + \left[M_{207} \times \frac{M_{207}}{M_{235}} \times 0.0072 \times (\exp(\lambda_{235} t) - 1) \right] \times U \\ & + \left[M_{208} \times \frac{M_{208}}{M_{232}} \times (\exp(\lambda_{232} t) - 1) \right] \times Th \end{aligned} \right] / Pb \quad \dots(2)$$

となる.

(1)式は代数的に解けないので, 定量値を代入した後に両辺が等しくなるような t を挟み撃ち法によって求める. また, この t の値は原点から各測定ポイントに引いた直線の傾きに対応している.

次に, (1)式から求めた t から Th に富む鉱物(モナザイト)なら(3)式を, U に富む鉱物(ジルコン)なら(4)式を用いてそれぞれ total Th (Th^*), total U (U^*)を求める.

$$Th^* = Th + \frac{M_{232} \times U}{(\exp(\lambda_{232} t) - 1)} \times \left\{ \frac{0.9928}{M_{238}} \times (\exp(\lambda_{238} t) - 1) + \frac{0.0072}{M_{235}} \times (\exp(\lambda_{235} t) - 1) \right\} \quad (3)$$

$$\frac{Th \times (\exp(\lambda_{232} t) - 1)}{M_{232}}$$

$$U^* = U + \frac{M_{232}}{\frac{a_{238} \times (\exp(\lambda_{238} t) - 1)}{M_{238}} + \frac{a_{235} \times (\exp(\lambda_{235} t) - 1)}{M_{235}}} \quad \dots(4)$$

これらの値から York(1969)に従ってアイソクロンを求め, その傾き m を ThO_2 に富む鉱物なら(5)式に, UO_2 に富む鉱物なら(6)式に代入することで年代 T を求める.

$$T = \frac{1}{\lambda_{232}} \ln \left\{ 1 + m \frac{M_{Th}}{M_{Pb}} \right\} \quad \dots(5)$$

$$\frac{mM_U}{M_{Pb}} = \frac{\exp(\lambda_{235} t) + 137.88 \exp(\lambda_{238} t)}{138.88} - 1 \quad \dots(6)$$

A ここでも(6)式は代数的に解けないので、m を代入した後、両辺が等しくなるようなT を挟み撃ち法で求める。求められたT を再び(3),(4)式に代入して以降の計算を繰り返すと、T が一定の値に収束する。最終的に収束したT がCHIME 年代となる。

チェック用試料 (Consistency Standard) の測定結果

EPMA 年代測定では、日々の標準試料強度の変動が何に起因して起こっているのかわからないことが多い。そのため、結果的に求められた年代の確からしさを保証する意味で、年代が既知の試料をシステムチェック用試料 (Consistency Standard) として、未知試料と同時に測定することが好ましい。本システムにおいては、北米 Duluth complex の斑れい岩、AS3 から分離された 1,099 Ma のジルコンとバデレアイト (Paces and Miller, 1993), および、ニューメキシコ Elk Mtn の 1,395 Ma のモナザイト (Mahan *et al.* 2006) を同時に測定するようにしている。最近の測定結果を図1に示す。

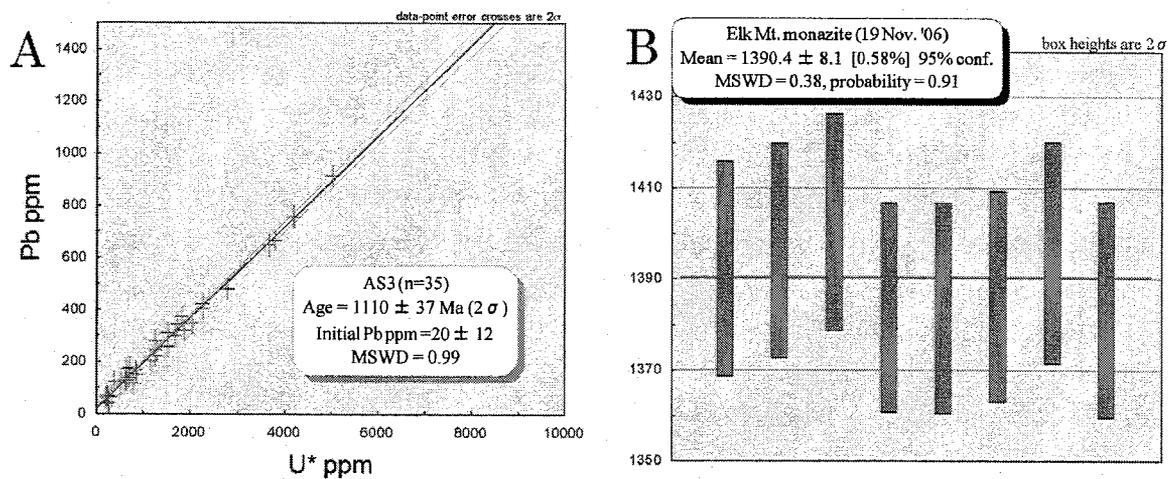


図1. ジルコン, モナザイトの Consistency Standard の測定結果.

- A) Duluth Complex, AS3 から分離されたジルコン (CHIME 法による)
 B) B) Newmexico Elk Mtn 産モナザイト (見かけ年代の重み付け平均)

引用文献

- Cocherie A., and Albarède F., 2001, An improved U-Th-Pb age calculation for electron-probe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **65**, 4509-4522.
- Ludwig K. R., 1999, Using Isoplot/Ex, Version2.01 : a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, No.1a, pp.47
- Ludwig K.R., 2003, User's Manual for Isoplot 3.00 (Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, 2003).
- MAHAN K. H., GONCALVES P., WILLIAMS M. L. & JERCINOVIC M. J. 2006. Dating metamorphic reactions and fluid flow: application to exhumation of high-P granulites in a crustal-scale shear zone, western Canadian Shield. *Journal of Metamorphic Geology* **24**, 193-217.
- PACES J. B. & MILLER J. D. 1993. Precise U-Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes

- associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research* 98, 13997–14013.
- 鈴木和博, 2005, 電子プローブマイクロアナライザを用いた CHIME 年代測定, 地質学雑誌, 111, 509–526.
- Suzuki, K. and Adachi, M., 1991, Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochemical Journal*, 25, 357 - 376.
- York, D., 1966, Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys. / Rev. can. phys.* 44, 1079-1086.
- York, D., 1969, Least-squares fitting of a straight line with correlated errors, *Earth and Planetary Science Letters.*, 5, 320-324.

中国地方西部，吉和－匹見地域舞鶴帯における右横ずれ運動

Dextral strike-slip movement along the Maizuru Terrane in the Yoshiwa- Hikimi area, Western Chugoku, Inner Zone of Southwest Japan

藤井正博*・早坂康隆*・寺田健太郎*・山部照幸**

Masahiro Fujii*, Yasutaka Hayasaka*, Kentaro Terada* and Teruyuki Yamabe**

* 広島大学大学院理学研究科地球惑星システム学専攻

Department of Earth and Planetary Systems Science, Graduate School of Science, Hiroshima University, Higashi-Hiroshima 739-8526, Japan

Keywords: Maizuru Terrane, Yoshiwa Formation, SHRIMP zircon U-Pb dating, dextral fault zone, exotic fragments

はじめに

西南日本内帯の中・古生界のすべてが分布する中国地方は，日本列島の地質構造や構造発達史を理解する上で重要な地域である。早坂（1987）は中国地方の大局的な地質構造は付加体群が低角度のナップで累重するパイルナップ構造で特徴づけられることを示した。この低角度のパイルナップ構造は日本列島のなす基本地体構造として広く受け入れられてきた（例えば，磯崎・丸山，1991；Isozaki，1996）。

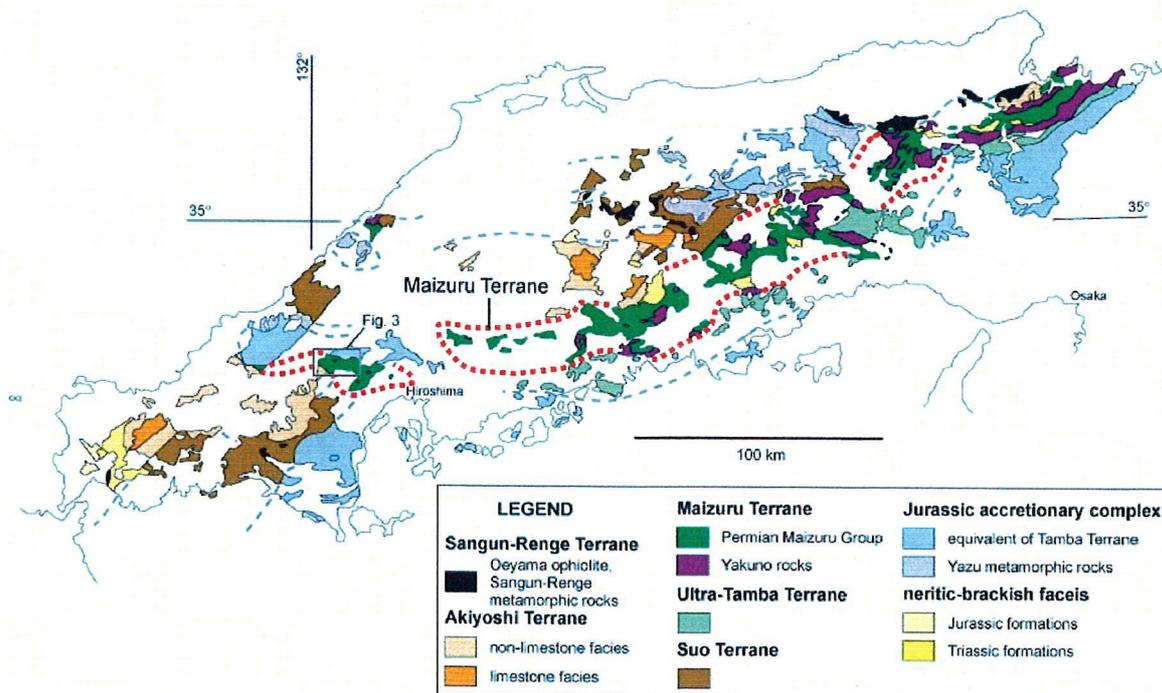


Fig.1 Geological map of pre-Cretaceous basement in Chugoku district.

一方、西南日本内帯の舞鶴帯の分布は、パイルナップ構造によって複雑な分布を示す周辺地帯に対し、直線的な際立った帯状配列を示すことなどから (Fig. 1), 舞鶴帯が横ずれ構造帯である可能性が指摘されている (早坂ほか, 2000). Fujii et al. (2008)は舞鶴帯北帯からシルル-デボン紀の年代を示す花崗岩類を報告した. また, これらがロシアの沿海州南部のハンカ地塊に由来し, トリアス紀-ジュラ紀に飛騨外縁帯で生じた右横ずれ断層運動に伴って定置した *exotic fragment* であると考えた. これらのことは, 西南日本内帯の地体構造の形成に, 低角度のナップ運動のみならず, 横ずれ運動が深く関連していることを示唆している.

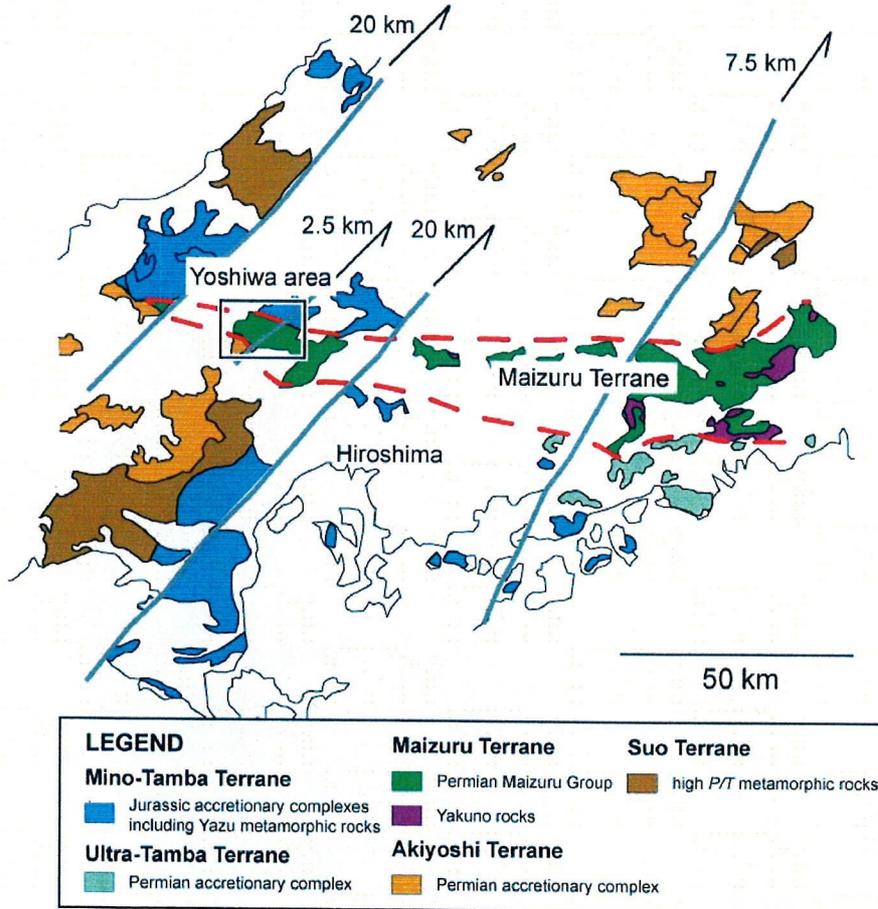
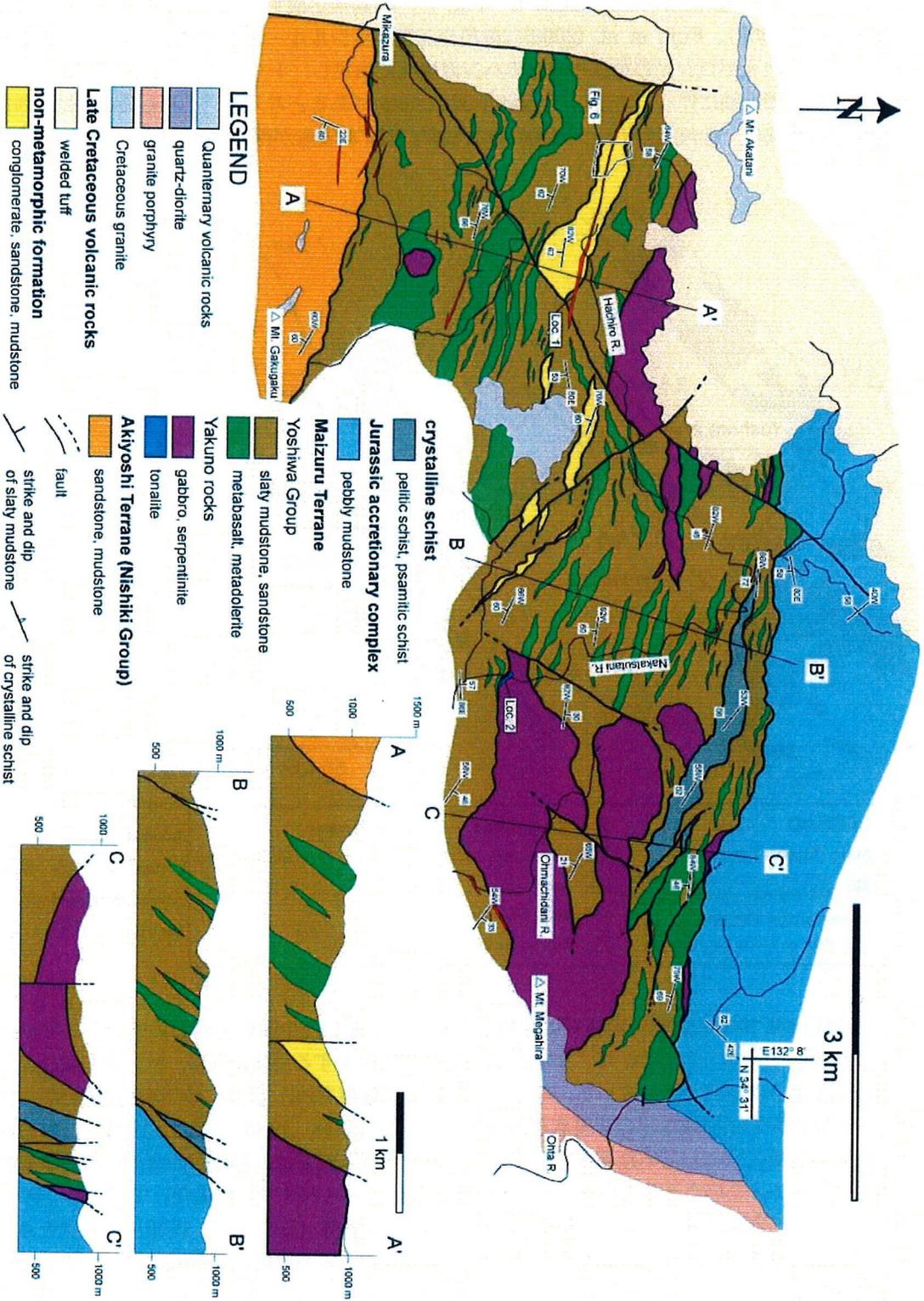


Fig.2 Terrane map in western Chugoku area after reconstruction of Late Cretaceous NE- SW fault system (modified after Nureki 1969).

Fig. 2 は白亜紀後期の北東-南西系の左横ずれ変位を復元した中国地方西部のテレーンマップ (濡木, 1969) である. この復元図において, 舞鶴帯は南北両側に分布する周防変成岩, 秋吉帯およびジュラ紀付加体を分断するように配列を示している. この地域では, 舞鶴帯を挟んで北と南の周防変成岩が, 変成岩の線構造方向や原岩の岩相構成などの相違点が指摘されている (早坂, 1985). また, 匹見-吉和地域以東では常に舞鶴帯の北側に分布していた秋吉帯が, 匹見-吉和地域以西では, 舞鶴帯の南側に高角断層で接して分布するようになる. このような先白亜系の分布様式は単純なパイルナップ構造だけでは説明できない.

以上をふまえ, 本論では, 匹見-吉和地域に分布する吉和層群 (高橋ほか, 1989) に焦点をあて, その産状や地質構造を報告する. また, これらに基づき西南日本内帯の地質構造の形成に関わったテクトニクスについて議論する.



地質概説

研究対象とした地域は島根県益田市匹見町三葛から広島県廿日市市吉和（以下匹見－吉和地域）にわたる西中国山地である（Fig. 1）。匹見－吉和地域の先白亜系は、北から玖珂層群相当層のジュラ紀付加体、舞鶴帯のペルム系吉和層群（高橋ほか，1989）、秋吉帯のペルム系錦層群（中ほか，1985，1986）からなり、それぞれ断層で接して分布する（Fig. 3）。これら先白亜系はデイサイト－流紋岩質溶結凝灰岩を主とする白亜紀後期匹見層群、および新第三系冠山火山岩類に覆われている（高橋ほか，1989）。また、東部の太田川沿いでは広島型花崗岩と石英閃緑岩が先白亜系に貫入している。石英閃緑岩は吉和石英閃緑岩と呼ばれ、ジュラ紀のRb-Sr および Sm-Nd アイソクロン年代が報告されていた（石岡・飯泉，1999）が、同石英閃緑岩のSHRIMP ジルコン年代は白亜紀後期を示す（Fujii et al., 2008）。

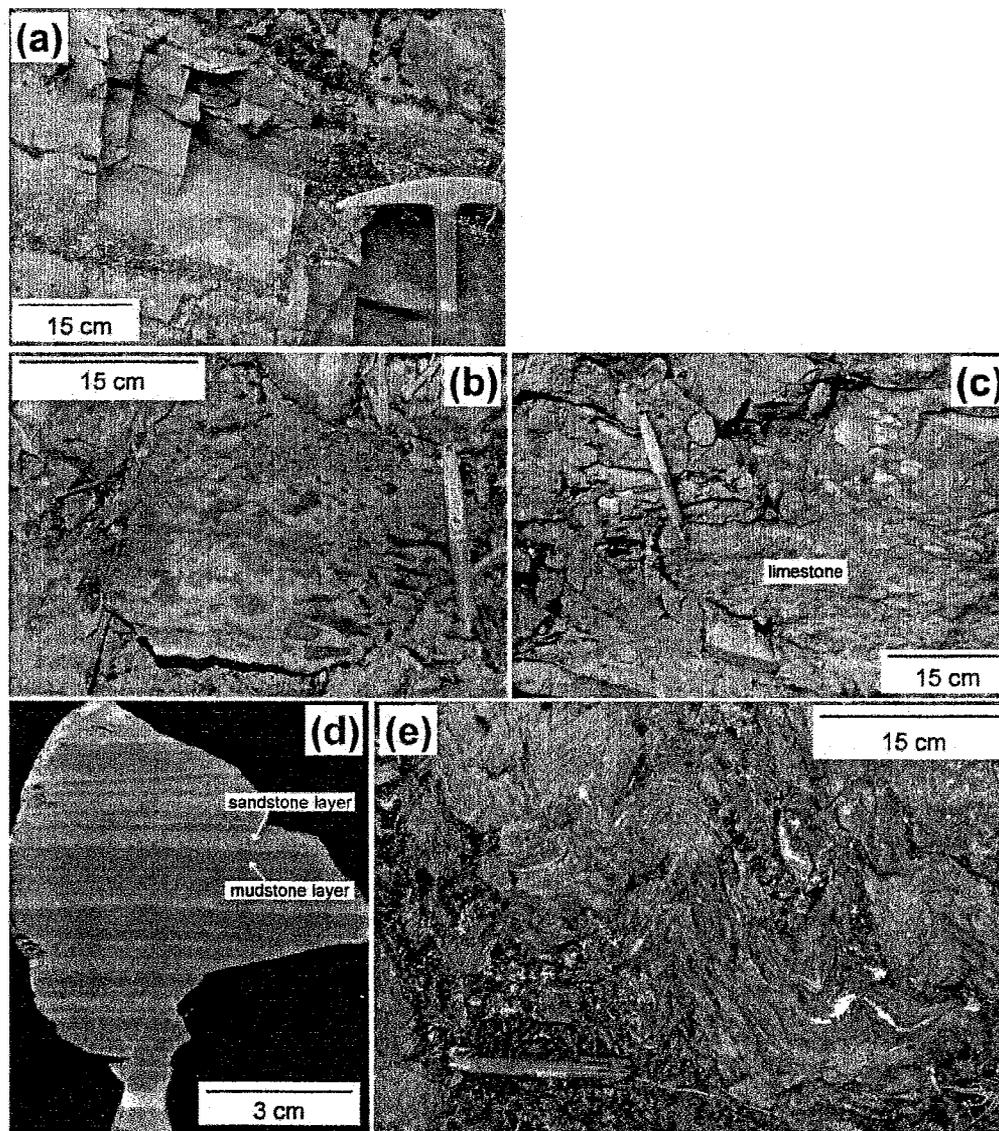


Fig.4 Modes of occurrence of the slaty mudstone in the Yoshiwa G. and the constituents rocks of exotic bodies. (a) A representative slaty mudstone in the Yoshiwa G., (b) Coarse sandstone containing mudstone patch in the Hachirogawa F., (c) Conglomerate in the Hachirogawa F. It characteristically contains a large amount of limestone clasts, (d) Polished slab of alternating bed of sandstone and mudstone in Hachirogawa F., (e) Folded pelitic schist in the crystalline schist body.

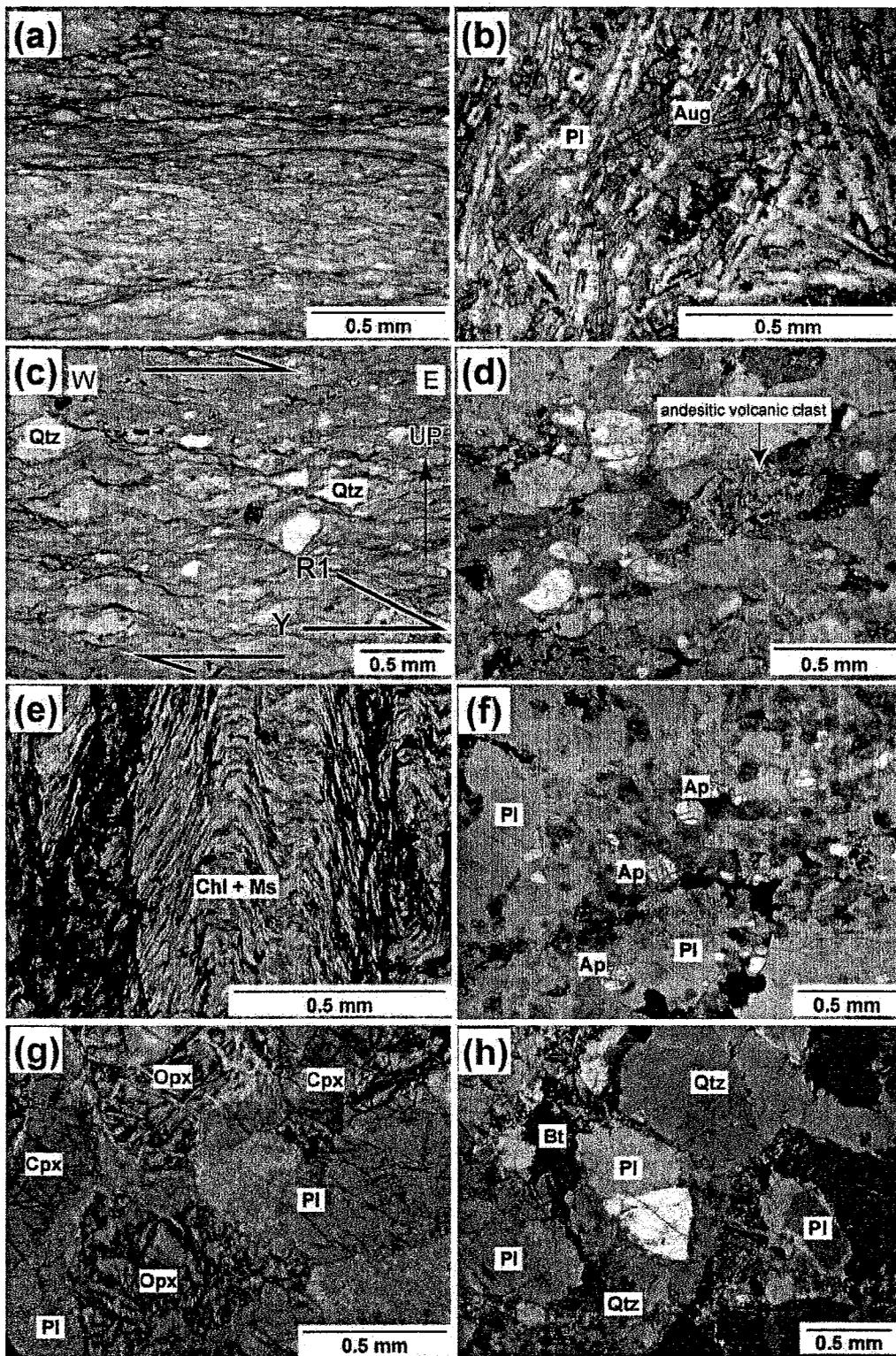


Fig. 5 Photomicrographs of the rocks distributed in the Hikimi-Yoshiwa area. (a) Slaty cleavage developed mudstone in the Yoshiwa G., (b) Ti-Augite-bearing metabasalt in the Yoshiwa G., (c) Deformed sandstone in the Yoshiwa G. showing dextral sense of shear, (d) Sandstone in the Hachirogawa F. containing volcanic rock fragments, (e) Pelitic schist in the crystalline schist body showing crenulation cleavage, (f) Apatite-bearing gabbro in the Yoshiwa G., (g) Non-deformed gabbro in the Yoshiwa G. not containing hornblende, (h) Tonalite weakly deformed by cataclasis and mylonitization.

舞鶴帯のペルム系舞鶴層群に対比される吉和層群（長谷，1964；早坂，1987；高橋ほか，1989）は，主に泥質岩，緑色岩類からなり，少量の砂岩，酸性凝灰岩，礫岩，チャートを伴う．泥質岩（Fig. 4a）はスレート劈開の発達により特徴付けられる（Fig. 5a）．一部には塊状無層理の黒色泥岩も見られる．珪質泥岩からはペルム紀中期－後期の放散虫が報告されている（高橋ほか，1989）．緑色岩類は変玄武岩，変ドレライト，変塩基性凝灰岩からなる．林道小川線や八郎川沿いには枕状玄武岩が見られる（高橋ほか，1989）．変玄武岩は，変成鉱物として緑泥石，緑簾石，プレーナイト，パンペリー石，アクチノ閃石を含み，プレーナイト－パンペリー石相から緑色片岩相程度の変成作用を受けている．また，斑晶鉱物として斜長石のほかにはチタンオーゾナイトを含むものもある（Fig. 5b）．

上記の構成岩類のほかに，吉和層群中には，夜久野岩類相当の超塩基性岩類と変斑れい岩（高橋ほか，1989），およびトータル岩が断層に挟まれたテクトニックブロックとして分布する．また，非変成整然層と結晶片岩類が西北西－東南東方向の断層群に挟まれて分布する（Fig. 3）．非変成整然層は調査地域北西部の八郎川周辺から中南部の中津谷川支流にかけて細長く分布する．この地層の存在は以前から知られていたが（今村ほか，1966；Toyohara，1977），石灰岩礫中の化石年代から舞鶴帯と同様の古生界として扱われてきた．一方，結晶片岩類は調査地域北部でジュラ紀付加体と吉和層群の境界部に分布するとされていたが（高橋ほか，1989），本研究によって，吉和層群中に取り込まれたレンズ状岩体であることが明らかとなった．これら両岩体の岩相構成，内部構造および変成作用の特徴は，吉和層群のその内容と全く異なっている．

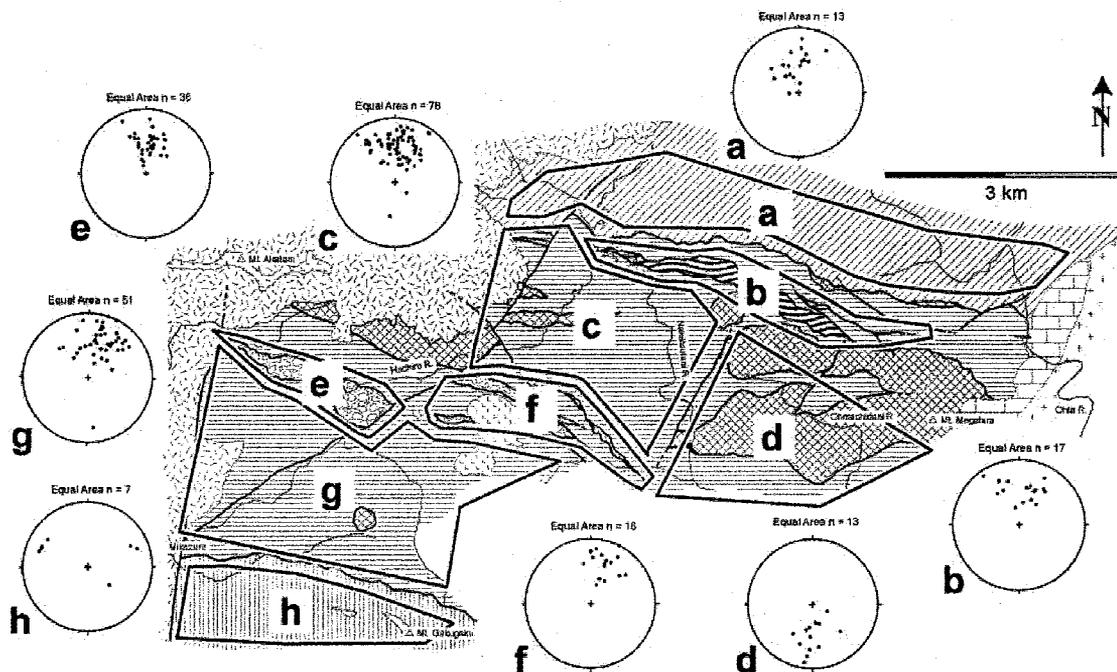


Fig. 6 Equal-area projections (lower hemisphere) of poles to foliation for each unit. (a) Foliation of Jurassic accretionary complex, (b) Foliation of crystalline schists, (c,d,g) Foliation of Yoshiwa Group, (e,f) Bedding plane of the Hachirogawa Formation, (h) Foliation of the Nishiki Group of the Akiyoshi Terrane.

吉和層群の構造は，大町谷川周辺から中津谷川以東の地域で北傾斜を示すものを除けば，西北西－東南東の走向と南に中－高角度の傾斜が卓越し，南部に向かって構造的上位を示す（Fig. 6）．西北西－東南東方向の吉和層群の構造は南側の秋吉帯および北側のジュラ紀付加体との境界断層方向とほぼ平行関係にある．高橋ほか（1989）は，吉和層群を緑色岩が卓越する下部層と泥質岩が卓越する上部層に区分したが，この区分は，本調査による構造的上下関係とは逆である．また，泥質岩と緑色岩は混在した分布をしているため，高

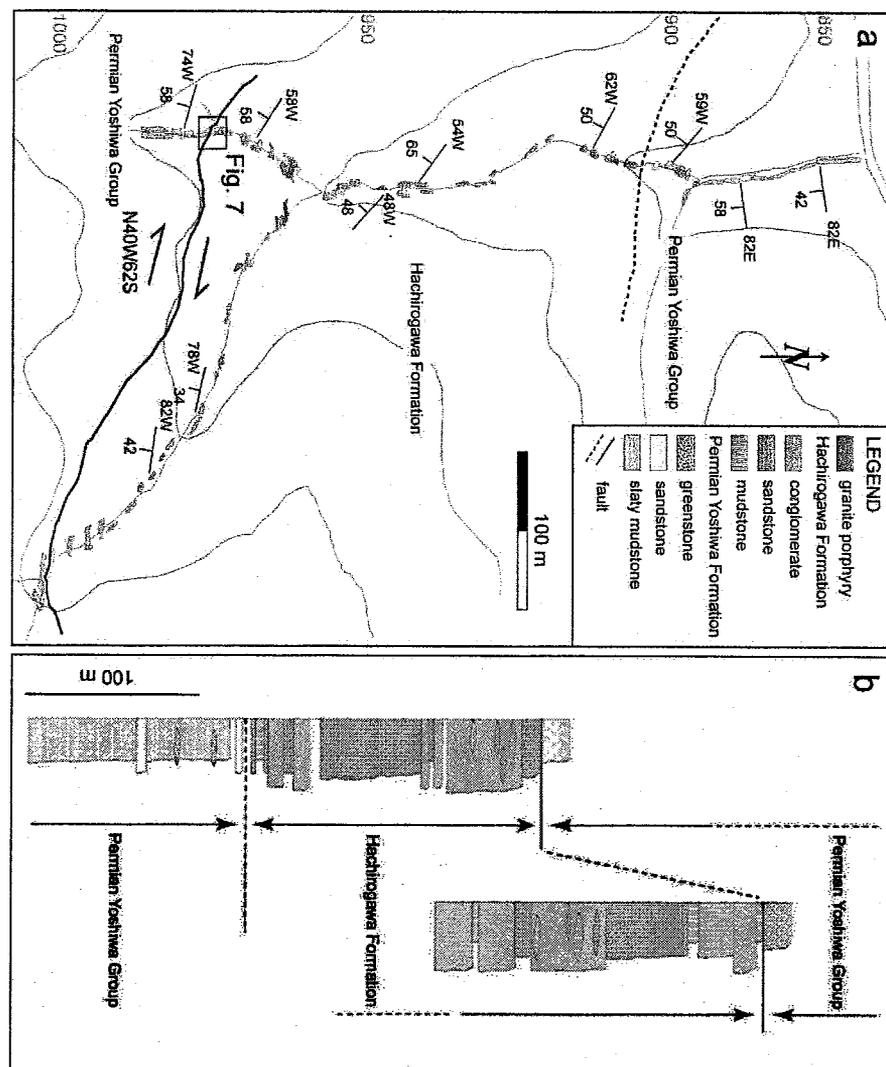
橋ほか (1989) による区分は用いない。

異地性岩体

1. 非変成整然層

非変成整然層は南北両側を西北西—東南東方向の南傾斜の断層で挟まれて、吉和層群と接している (Fig. 3)。層理面は西北西—東南東に優勢な走向と南に約 $40\sim 60^\circ$ の傾斜を示す (Figs. 3, 7a)。地層の層厚は、その上下を断層で切られているが、少なくとも 200 m に達する (Fig. 7b)。構成岩類は礫岩、砂岩、泥岩および砂岩泥岩互層である。礫岩の構成礫種は砂岩、泥岩の角礫・擬礫 (Fig. 4b)、石灰岩 (Fig. 4c)、石英斑岩、花崗斑岩、安山岩、チャート、花崗岩の円～垂円礫である。注目すべき構成礫種の特徴は、礫種として、周囲に近接して分布する舞鶴帯由来の礫 (緑色岩やハンレイ岩) を一切含まないことである。石灰岩礫は最大径で 1 m に達し、ペルム紀後期の紡錘虫化石を産する (今村ほか, 1966)。礫岩層には碎屑岩支持と基質支持の2種類が存在する。前者は平均礫径が約 5 cm で比較的淘汰が良い。一方、後者は 10 cm 以上の礫が多く見られ、淘汰が悪い。石灰岩巨礫を含む層は淘汰が非常に悪く基質支持である。

Fig. 7 Route map (a) and geological column (b) of the Hachirogawa Formation.



砂岩は灰色塊状で中～粗粒である。泥岩と互層するものは細粒である。鏡下では、火山岩片が多く見られ

る (Fig. 5d) が, 変成岩片は見られない. モード組成は石英, 長石の少ない石質アレンイト~石質ワッケである. 泥岩は単層として見られることはほとんどなく, 砂岩中の擬礫, 角礫 (Fig. 4b) もしくは砂岩泥岩互層として存在する. 鏡下では極細粒で炭質物を多く含んでいる. また, 吉和層群の泥質岩に見られるようなスレート劈開は発達していない. 砂岩泥岩互層は数 mm~数 cm の厚さで互層しており, その断面では平行ラミナが発達している (Fig. 4d). この砂岩泥岩互層の内部構造は上方粗粒化を示し, 正上位を示している.

上記の構成岩類は変成作用を受けた痕跡が全くない. また, 吉和層群との境界断層部を除いて, 変形作用は受けていない.

2. 結晶片岩類

岩相: 結晶片岩類は, 西北西-東南東方向の断層に挟まれて吉和層群中に分布し, その片理面は西北西-東南東走向, 南傾斜を示す (Figs. 3, 6). 構成岩類は泥質片岩, 砂質片岩を主とし, 少量の緑色片岩を含む. 泥質片岩と砂質片岩は数 m オーダーで互層する場合もあるが, 基本的には, 砂質片岩が泥質片岩中に走向方向に伸びたレンズ状の産状を示す. どちらも片理面および波長数 mm~数十 cm の顕著な褶曲構造が観察される (Fig. 4e).

泥質片岩は石英, 斜長石, カリ長石, 白雲母, 緑泥石, 緑簾石, カルサイトを含む. 白雲母と緑泥石は定向配列し, 顕著な片理面を形成する. また多くの場合, 褶曲した片理面と軸面劈開が観察できる (Fig. 5e). 砂質片岩の露頭における片理面や褶曲構造は泥質片岩に比べ, 弱い. しかし, 鏡下では泥質片岩と同様に, 白雲母や緑泥石の定向配列した片理面を形成している. 緑色片岩は凝灰岩質であり, 変成鉱物として緑泥石, 緑簾石, アクチノ閃石が生じている.

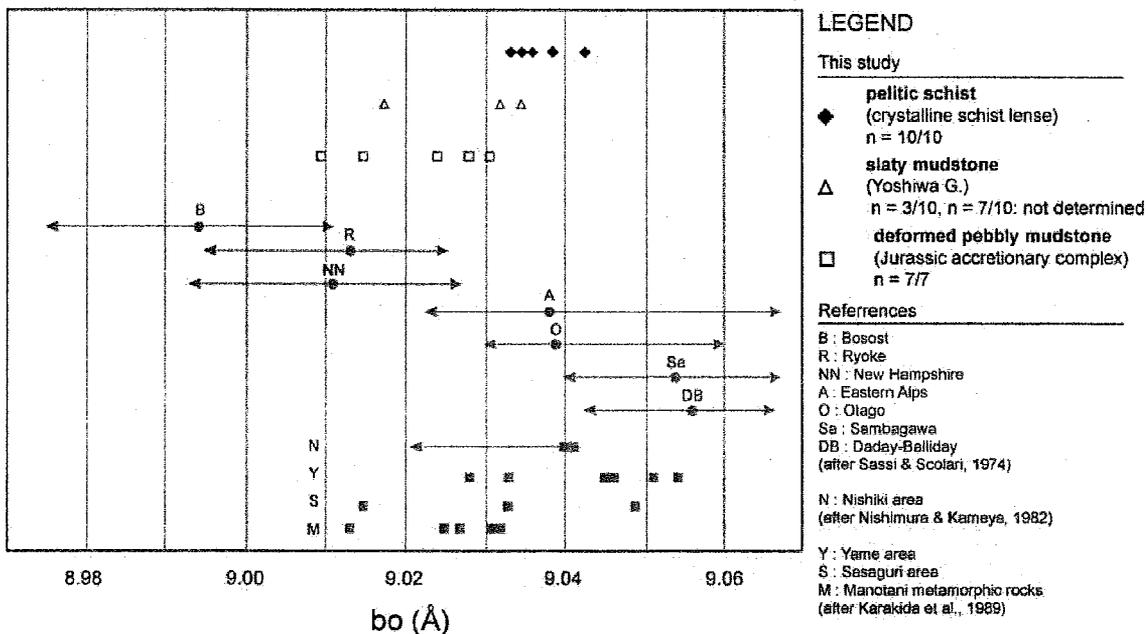


Fig. 8 The b_0 value of white micas in pelitic rocks from the Yoshiwa G., Jurassic accretionary complex and crystalline schists unit.

変成度: 結晶片岩類と吉和層群の相対的な変成圧力の違いを明らかにするために, 白雲母の b_0 値を XRD によって測定した. 白雲母の b_0 値は泥質変成岩の相対的な変成圧力を見積もるのに有効であることが知られている (Sassi and Scolari, 1974; Guidotti and Sassi, 1986). b_0 値は白雲母の(010)面間隔を指す. b_0 値の変化は, 変成圧力の上昇による Celadonite 成分の増加を反映しており, 圧力増大に伴い大きくなる. 測定試料には結晶片岩類の泥質片岩 (10 試料) と, 吉和層群の泥質スレート (10 試料) を用いた. 比較のため, ジュ

ラ紀付加体中の泥質片岩（7 試料）についても測定した。鏡下で、結晶片岩類とジュラ紀付加体の白雲母は定向配列した粗粒白雲母であるのに対し、吉和層群の白雲母は定向配列を示さず、極細粒なものが多い。測定を行った各地帯（結晶片岩類、吉和層群、ジュラ紀付加体）の緑色岩は、パンペリー石—緑泥石—パンペリー石—アクチノ閃石相の鉱物組み合わせを示し、変成温度に関して系統的な差は見られない。

分析結果を Fig. 8 に示す。結晶片岩類、吉和層群およびジュラ紀付加体の b_0 値はそれぞれ、9.033~9.043（平均値：9.036）、9.017~9.035（平均値：9.028）、9.010~9.31（平均値：9.022）となった。各地帯において変成温度に大差がないことを仮定すると、結晶片岩類が相対的に最も高い変成圧力を示す。結晶片岩類の b_0 値は三波川帯や周防帯などの高圧変成帯の領域にプロットされる。吉和層群の 10 試料中 7 試料は、白雲母のピーク強度が弱いため、有効な分析値を得ることができなかった。このことは、単純に白雲母の結晶度が悪いこと、つまり、結晶片岩類やジュラ紀付加体に比べ、変成度そのものが低いことを示している。吉和層群の b_0 値の一部は、結晶片岩類（低圧側）と同等の値を示した。この分析値は、結晶片岩類の南縁部に沿って分布する比較的変形の強い千枚岩の試料から得られたものである。

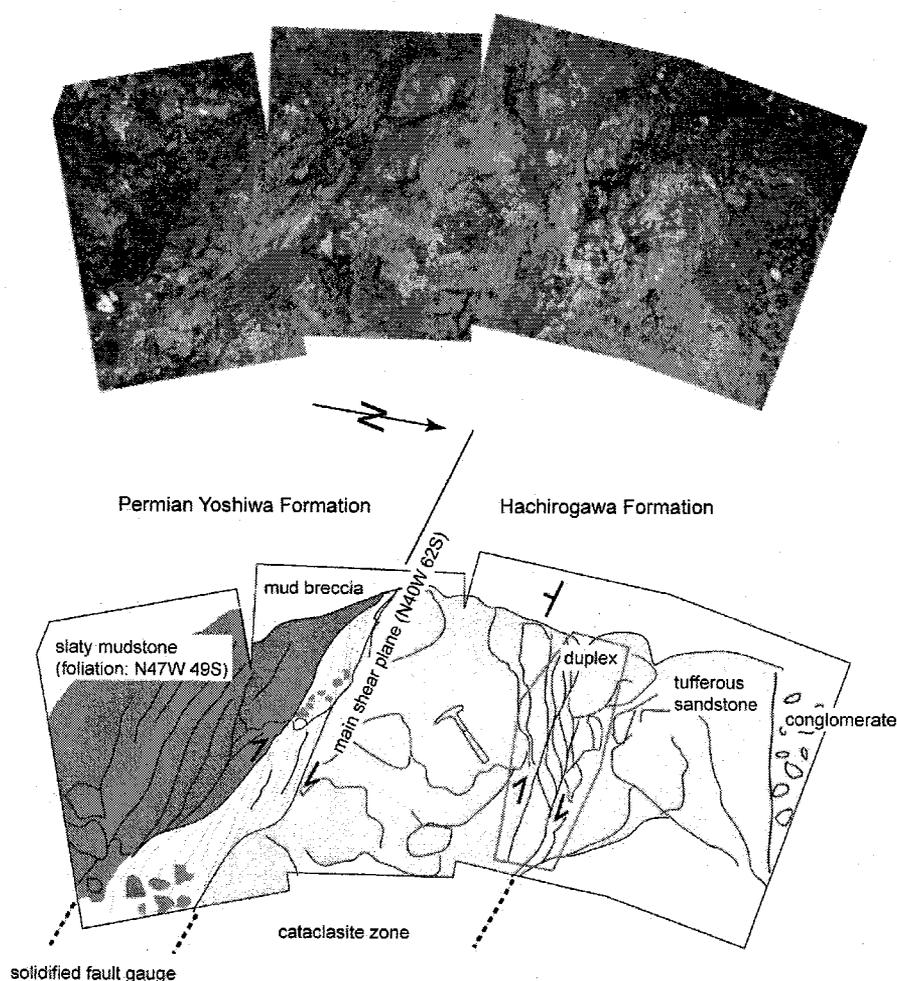


Fig. 9 Outcrop of the fault boundary between the Yoshiwa G. and Hachirogawa Formation

3. 夜久野岩類およびトータル岩

夜久野岩類相当の超塩基性岩類と変斑れい岩（高橋ほか，1989）は吉和層群と断層関係で接しており、テクトニックブロックの産状を示す。このため、本稿では、非変成整然層と結晶片岩類と共に異地性岩体として扱う。変斑れい岩の主な構成鉱物は斜長石、単斜輝石、斜方輝石、ホルンブレンド、不透明鉱物からなる。

なかには、アパタイトを多く含む変斑れい岩 (Fig. 5f) やホルンブレンドを全く含まないもの (Fig. 5g) も存在する。斜長石の大部分はソーシライト化し、曹長石、ゾイサイト、緑泥石の微細な集合体に置換されている。単斜輝石は残留結晶として残っているが、斜方輝石はすべてバスタイト化している (Fig. 5g)。トータル岩は中津谷川沿いの1地点のみに露出する (Loc. 2 in Fig. 3)。このトータル岩は変斑れい岩に貫入し、変斑れい岩と共にカタクラシスを受けている。変斑れい岩が常に吉和層群と断層で接していることや、トータル岩が吉和層群中には貫入していないことから、両岩体は、一つのテクトニックブロックとして吉和層群中に分布していると考えられる。

異地性岩体と吉和層群の地質学的関係

異地性岩体 (非変成整然層、結晶片岩類) と吉和層群は西北西—東南東の断層で接する。Fig. 9 に非変成整然層と吉和層群の境界断層露頭を示す。この露頭では、吉和層群の泥質スレートと非変成整然層の凝灰質砂岩が $N40^{\circ}W62S$ の主断層面をもって接している。境界部付近では固結した断層ガウジ中に、吉和層群の泥質スレートの角礫が見られる。また、吉和層群側には断層葉理が発達する。一方、非変成整然層側の凝灰質砂岩は2 m ほどの破碎帯とデュープレックス構造が形成されている。観察される断層葉理および、デュープレックス構造はいずれも右ずれの剪断センスを示す。結晶片岩類と吉和層群の明瞭な境界断層は見つけることはできなかった。境界付近では、両者の岩相が数十 cm 間隔で繰り返される複雑な構造を示す場合があり、一種の断層帯を形成していると考えられる。境界近傍の吉和層群の砂質岩から定方位サンプルを採取し、構造解析を行った。砂質片岩にはリーデル剪断面 R_1 が発達し、これらは右ずれの剪断センスを示す (Fig. 5c)。

花崗斑岩、トータル岩の SHRIMP ジルコン U-Pb 年代

1. 分析方法

ジルコンの U, Pb 同位体測定は広島大学設置の SHRIMP II を使用した。U-Pb 同位体測定方法は Compston et al. (1984), Stern (1998), Williams (1998), Hidaka et al. (2002) に従った。 $^{196}\text{Zr}_2\text{O}^+$, $^{204}\text{Pb}^+$, $^{206}\text{Pb}^+$, $^{207}\text{Pb}^+$, $^{208}\text{Pb}^+$, $^{238}\text{U}^+$, $^{248}\text{ThO}^+$, $^{254}\text{UO}^+$ のピークはおおよそ質量分解能 5800 (M/Δ at 1% of peak height) で測定した。同位体分析の前には、BSE 像から分析スポットを選定した。標準試料として用いたジルコンは AS3 (1099Ma : Paces and Miller, 1993) と SL13 ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.0928$; 572Ma, $\text{U} = 238\text{ppm}$) である。それぞれを用いて $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 同位体比と U 濃度の計算を行った。また、初生鉛は ^{204}Pb を測定し、Pb の the two-stage evolution model (Stacey and Kramers, 1975) から算出した。年代計算には Isoplot/Ex 3.0 (Ludwig, 2003) を使用した。

2. 分析結果

花崗斑岩：花崗斑岩は幅数 m の小規模貫入岩体であり、調査地全域に渡って広く分布する。年代測定を行った試料は非変成整然層と吉和層群に共通して貫入する (Loc. 1 in Fig. 3)。年代測定を行った花崗斑岩は主として石英、斜長石、カリ長石からなり、副成分鉱物として、ジルコン、アラナイトおよび不透明鉱物を含む。花崗斑岩から分離したジルコンの粒径はおおよそ 50~100 μm であり、ほとんどの粒子は長柱状で自形の形態を示す。BSE 像観察から、多くのジルコン粒子には、自形の輪郭と調和的な火成巣帯構造を示すリムと、不規則でまだらな像を示すコアからなる2つの領域が識別される (Fig. 10b-c)。しかし、年代測定結果はコアとリムにおいて、有意な $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ 年代差を示さず、測定値全体で $90 \pm 2.8 \text{ Ma}$ (2 σ) のコンコーディア年代が得られた (Fig. 11a, Table 1)。この $90 \pm 2.8 \text{ Ma}$ は花崗斑岩の貫入年代を示している。

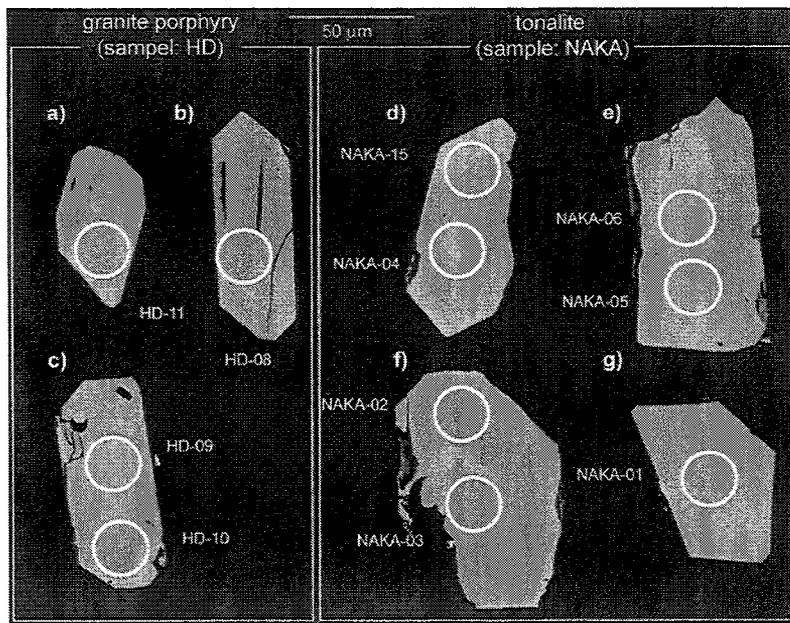


Fig. 10 Back-scattered electron images (BSE) of representative zircons from the granite porphyry (a-c) and tonalite (d-g) from the Yoshiwa Group of the Maizuru Terrane.

トータル岩

トータル岩は中津谷川沿いの1地点のみに露出する (Loc. 2 in Fig. 3). トータル岩の主要構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母 (緑泥石化) であり、緑簾石、ジルコン、モナザイトを含む。試料全体に強いカタクラサイト化を受けているが、塑性変形は弱く、石英のサブグレイン化と波動消光が認められる程度である (Fig. 5h)。トータル岩から分離したジルコンの粒径はおよそ 80~150 μm であり、長柱状で自形の形態を示す。BSE 像観察から、多くの粒子はコアからリムにかけて火成累帯構造を示すが (Fig. 10d)、明瞭な火成累帯構造を示さない粒子もある (Fig. 10e)。また、ジルコンの外形とコアの累帯構造の形が非調和に見える粒子もある (Fig. 10f)。分析結果を Table. 1 に示す。トータル岩のジルコン $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ 年代は 290 Ma と 300 Ma の2つの年代を示した (Fig. 11b)。

考察

1. 異地性岩体の対比

非変成整然層：非変成整然層の最大の特徴は礫岩層にある。淘汰不良の礫や、巨礫の存在、基質支持の産状 (Fig. 4b-c) は、一度に大量の碎屑物が堆積場に供給されるファンデルタ堆積物の特徴を示唆する。ファンデルタ堆積物は、碎屑物の供給地から堆積場までの地形的高低差が大きいことで発生する土石流により形成される。その地形的高低差は、一般に断層帯や火山帯高地といった場所で見られる。非変成整然層は横ずれ成分を持つ断層に挟まれて露出することから、この場合、横ずれ断層によって地形的高低差が生じたのであろう。一方、平行ラミナや上方粗粒化の特徴を示す砂岩泥岩互層は、比較的静穏な堆積環境で堆積したと考えられる。粗粒砂岩中に見られる泥岩の擬礫・角礫は礫岩層と砂岩泥岩互層の中間的な層相を表していると考えられる。ルート柱状図では、堆積環境の変化による層相の変化がみてとれる (Fig. 7b)。

非変成整然層に対比可能な地層には、白亜紀前期の関門層群が候補として挙げられる。関門層群は白亜紀前期に横ずれ堆積盆で形成された浅海—汽水層であるとされ (除ほか, 1992), 秋吉帯を不整合に覆っている。関門層群は下部の脇野亜層群と上部層の下関門層群に分けられる (長谷, 1958)。下関門層群は火山岩礫や石灰岩礫を多く含んでおり、この点で、非変成整然層と類似する。しかし、関門層群に特徴的な赤色頁岩はみられない。西南日本内帯には、関門層群のほかにも基盤の中・古生界を覆う浅海—汽水層が多く確認されており、これらは大陸縁辺で発達した構造性堆積盆で形成したと考えられているものもすくなくない (除

ほか, 1992; 太田・坂井, 1998; 早坂, 1998). 正確な対比は不明であるが, 非変成整然層もこうした構造性堆積盆起源の浅海—汽水層であると考えられる。

結晶片岩類: 従来, この結晶片岩類は舞鶴帯吉和層群に一括して取り扱われ, ジュラ紀付加体との境界部に分布するとされた (高橋ほか, 1989). ところが, 詳細な地質調査の結果, 結晶片岩類は西北西—東南東方向の断層に挟まれて, 吉和層群中にレンズ状に分布していることが明らかとなった (Fig. 3). また, 白雲母の結晶度から, 結晶片岩類は吉和層群よりも変成圧力が高く, 低温高压型変成岩であることが示唆される (Fig. 8). これらに加え, 岩相を考慮すると, 結晶片岩類は吉和層群中にとり込まれた異地性岩体であると考えられる。

匹見—吉和地域の結晶片岩類と類似する結晶片岩類は, 山口県津和野地域から報告されている。福富ほか (1988) は津和野地域の先白亜系を北からジュラ紀付加体 (鹿足層群), 舞鶴帯, 秋吉帯に区分した。これらに加えて, 結晶片岩類がジュラ紀付加体と舞鶴帯の境界に沿って分布していることを明らかにした。結晶片岩類は泥質片岩を主とし, 砂質片岩, 石英片岩, 変斑れい岩を伴い, これらはパンペリー石—アクチノ閃石相の変成作用を受けている (福富ほか, 1989). この結晶片岩類は, 岩相および泥質片岩の白雲母 K—Ar 年代 (180~175 Ma) から, ジュラ紀付加体を原岩とする智頭変成岩に対比されている (福富ほか, 1989).

匹見—吉和地域の結晶片岩類は, 岩相やパンペリー石—アクチノ閃石相程度の変成作用を受けた低温高压型の変成岩である点で, 津和野地域のもものと類似する。しかし, 津和野地域の結晶片岩類が変斑れい岩, 石英片岩を特徴的に含むことや, 舞鶴帯中ではなく, 舞鶴帯とジュラ紀付加体に挟まれて分布する点で異なっている。匹見—吉和地域の結晶片岩類については, 放射年代値の情報がないこともあって, 現段階では, 津和野地域の結晶片岩類と対比することは難しいと考えられる。

トータル岩: SHRIMP 年代測定の結果, ジルコンの $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代はおよそ 300 Ma と 290 Ma の 2 つのピークを示した (Fig. 11b). Fig. 10 の粒子(f)はコアでは 300 Ma, リムでは 290 Ma の年代を示す。また, コア部の累帯構造の輪郭は, ジルコン粒子の輪郭と不調和に見える。これらのことから, 粒子(f)は 300 Ma のコアに対して, 290 Ma のリムがオーバーグロースしたものと考えることができる。リムの示す 290 Ma の年代は, 火成累帯構造を示す粒子(d)の年代と一致することから, トータル岩の貫入年代を示すと考えられる。

このトータル岩と同世代の花崗岩類は, 舞鶴帯では唯一, 南帯の朝来地域から報告されており, 285—282 Ma のジルコン年代を示す (Herzig et al., 1997). 朝来地域の花崗岩類は夜久野オフィオライトを貫いており, その一部は, オフィオライトからなる下部地殻の部分熔融によって形成されたと考えられている (Suda, 2004). 匹見—吉和地域のトータル岩も夜久野岩類相当の変斑れい岩 (高橋ほか, 1989) に貫入しており, 朝来地域の花崗岩類と同様の産状を示す。以上の観点から, 吉和地域のトータル岩が示す 300 Ma のジルコン粒子は, トータル岩が貫入している変斑れい岩から取り込まれたものである可能性を指摘できる。

2. 右横ずれ断層複合帯としての舞鶴帯

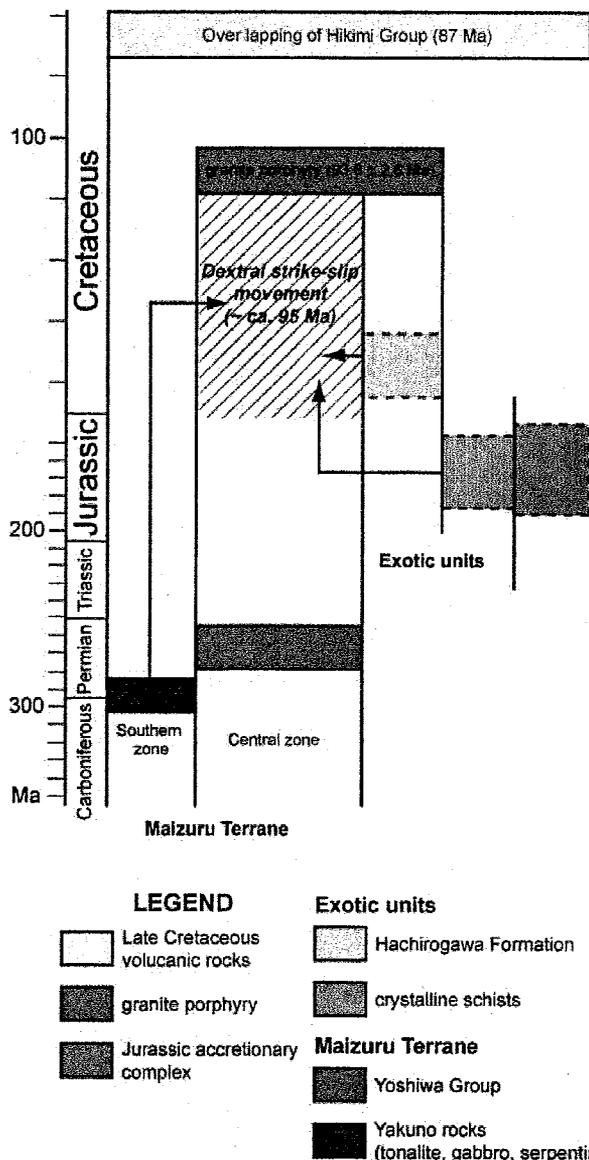
匹見—吉和地域の舞鶴帯では, これまで舞鶴帯構成要素としては知られていない非変成整然層や結晶片岩類の存在が明らかとなった。これら地質体は, 岩相構成や変成度の違いから, 異地性岩体であると結論される。この異地性岩体は吉和層群中に多く発達する西北西—東南東方向の断層系に沿って狭在する。構造解析の結果から, 境界断層および吉和層群の内部変形構造は, 右横ずれの剪断センスを示した (Figs. 5c, 9). また, このような吉和層群内部に発達する西北西—東南東方向の断層系は, 吉和層群とジュラ紀付加体, および秋吉帯の境界断層の方向とほぼ平行関係にある。以上のことから, 匹見—吉和地域では, 舞鶴帯自身が複数の右横ずれ断層系の発達によって特徴付けられる一つの構造帯を形成している可能性がある。同様の構造帯は中央構造線沿いの赤石構造帯からも報告されている (狩野ほか, 1993). ここでは, 四万十帯分布域に, 三波川変成岩や整然層などの異地性岩体を取り込まれている。狩野ほか (1993) はこのような異地性岩体を集積させる機構として, Woodcock & Fishcher (1989) の strike-slip duplex モデルを適用し, 赤石構造帯が横ずれ断層運動に伴う複合断層帯であるとした。横ずれ断層によって取り込まれた地質体は, 三波川変成岩のように, もともと別の場所で存在していた場合と断層活動にともなうプルアパート堆積盆に堆積した整然

層の場合がある。匹見—吉和地域においても、高圧型の結晶片岩類や断層運動に関連した構造性堆積盆起源と考えられる非変成整然層が吉和層群に取り込まれており、赤石構造帯の産状と酷似する。よって、舞鶴帯吉和層群は右横ずれ断層運動にともなう複合断層帯であると結論される。

吉和層群の右横ずれ運動の時期は以下のように推定される。横ずれ運動の終息年代は吉和層群と非変成整然層の境界を切って貫入する花崗斑岩の 93 Ma の SHRIMP ジルコン年代が示す (Fig. 11a)。異地性岩体である非変成整然層や結晶片岩類は、白亜紀後期の始め頃までには、吉和層群中に取り込まれていたのだろう (Fig. 12)。横ずれ運動の開始年代は定かではない。しかし、すでに述べたように、非変成整然層や結晶片岩類を挟み込む西北西—東南東方向の断層は、

吉和層群とジュラ紀付加体の境界断層と平行関係にある。このことは、少なくとも、横ずれ運動が吉和層群と接するジュラ紀付加体形成以降にも継続していたことを示す。

匹見—吉和地域と類似する舞鶴帯の内部構造は、広島県福山市北部に分布する舞鶴帯においてもみられる。ここでは、舞鶴帯層中に舞鶴帯の構造と平行な断層に挟まれて、花崗岩類がレンズ状に分布する。この花崗岩は周囲の地層に接触変成作用を与えておらず、テクトニックに取り込まれたと考えられている (早坂ほか, 2000)。匹見—吉和地域と同様に、右横ずれ断層運動にともなう複合断層帯がこの地域の構造を規制している可能性がある。



結論

(1) 中国地方西部に分布する舞鶴帯吉和層群中から、非変成整然層、結晶片岩類およびトータル岩を見いだした。これらは吉和層群中にテクトニックに挟み込まれた異地性岩体であり、以下のような特徴を示す。

非変成整然層：礫岩層は石灰岩巨礫を特徴的に含んでいるが、吉和層群由来とされる斑れい岩や変玄武岩の礫は含まない。堆積相の特徴から、構造性堆積盆起源の浅海—汽水層であると考えられる。

結晶片岩類：顕著な褶曲構造が発達する。白雲母の結晶度解析から、低温高圧型変成岩であること

が示唆される。

トータル岩：289 Ma の SHRIMP ジルコン年代を示す。放射年代および産状から、舞鶴帯朝来岩体の花崗岩類に対比される。

(2) 構造解析の結果、異地性岩体は吉和層群中に西北西—東南東方向の右横ずれ断層により挟み込まれている。また、吉和層群の内部構造は右ずれの剪断センスを示す。これらのことは、吉和地域の舞鶴帯が右横ずれ断層複合帯であることを示唆する。

(3) 右横ずれ断層運動は、少なくともジュラ紀付加体形成後には始まっており、花崗斑岩の SHRIMP ジルコン年代が示す 93 Ma には終息していた。

(文献省略)

島根県江津地域先白亜系のテレーン解析, および随伴オフィオライト質岩の起原

伏木 治・早坂康隆

1. はじめに

三郡 - 中国帯は西南日本内帯の全ての先白亜紀テレーンが分布しており, 中・古生代における日本列島のテクトニクスを考える上で重要な地域であると考えられる. 中国地方は主にペルム紀からジュラ紀にかけて形成された付加体が低角に重なり合うパイルナップ構造を形成することで初生的な構造を造り上げており(早坂, 1987 など), その後の褶曲や断層を伴った変形運動によってフェンスターやクリッペを作り, その分布は非常に複雑なものになっている(図.1). ところが, 舞鶴帯だけは福井県西部から中国地方を縦断し島根県西部にかけて, 東西に比較的連続した帯状配列を見せており, これはパイルナップ構造のみでは説明しがたいものである. 舞鶴帯を挟んで南北にジュラ紀付加体や高圧変成帯が分布するなど, 西南日本内帯の先白亜系テレーン分布には不明な点が多く, 舞鶴帯とその周辺地帯の構造を解明することが西南日本内帯の先白亜系のテクトニクスを解明する上で重要であると考えられる.

島根県江津市に分布する先白亜系の中には昔から変成オフィオライト岩体の存在が知られており, 脇坂・村上(1981)では舞鶴帯夜久野岩類に類似しているとされている. 江津地域に分布する変成オフィオライトが夜久野岩類と同じものであるなら, 東西に延びた舞鶴帯本体から北方に離れて孤立した地域にも舞鶴帯が存在することになる. このことは, 舞鶴帯に大きな変動があったことを示すもので, 江津地域は, 舞鶴帯のテクトニクスを考察する上で鍵となる重要なフィールドになると思われる.

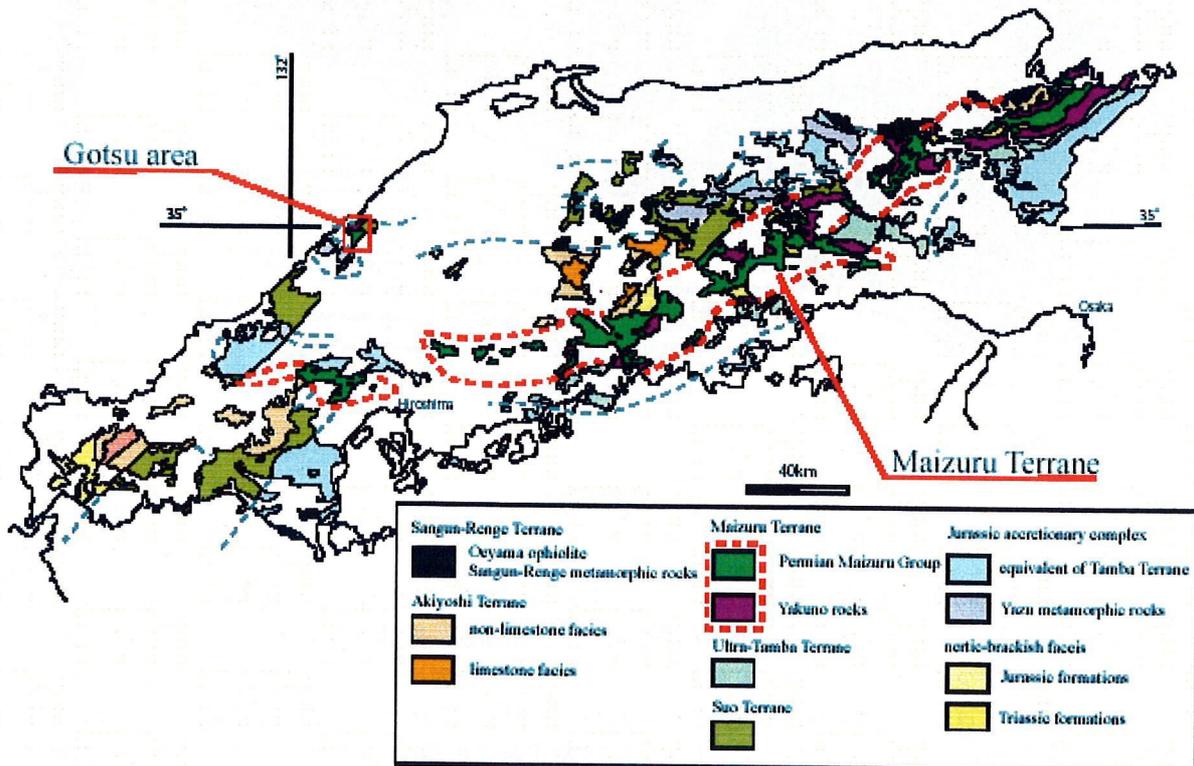


図1. 中国地方の先白亜系の地質図, 早坂ほか(2000)を一部改変.

江津地域の変成岩類は岩相の違いから小林(1979)によって命名された波積南層, 田ノ原川層, そして変成オフィオライト岩体の三ユニットに区分される(図2)。多くの論文ではともに周防帯に帰属するとされたが, 変成オフィオライト岩体は舞鶴帯の夜久野岩類に類似するとの見解(脇坂・村上, 1981)もあり, また, 田ノ原川層は丹波地方の緑簾石-アクチノ閃石帯の岩石に類似するとの見解(橋本, 1972)もある。波積南層については渡辺ほか(1989)などの研究によりその変成作用と構造が明らかになっているが, 変成オフィオライト岩体や田ノ原川層についてはその内部構造や周りの地質体との構造地質学的な関係などに不明なところが多い。本研究は, 江津地域の変成岩類, 特に変成オフィオライト岩体と田ノ原川層について, 詳細な地質図作成を基礎として, 岩相, 地質構造, 年代, 化学組成などからテレーン解析を行い, その帰属を明らかにして, 西南日本内帯の地体構造論と舞鶴帯のテクトニクス研究に寄与しようとするものである。

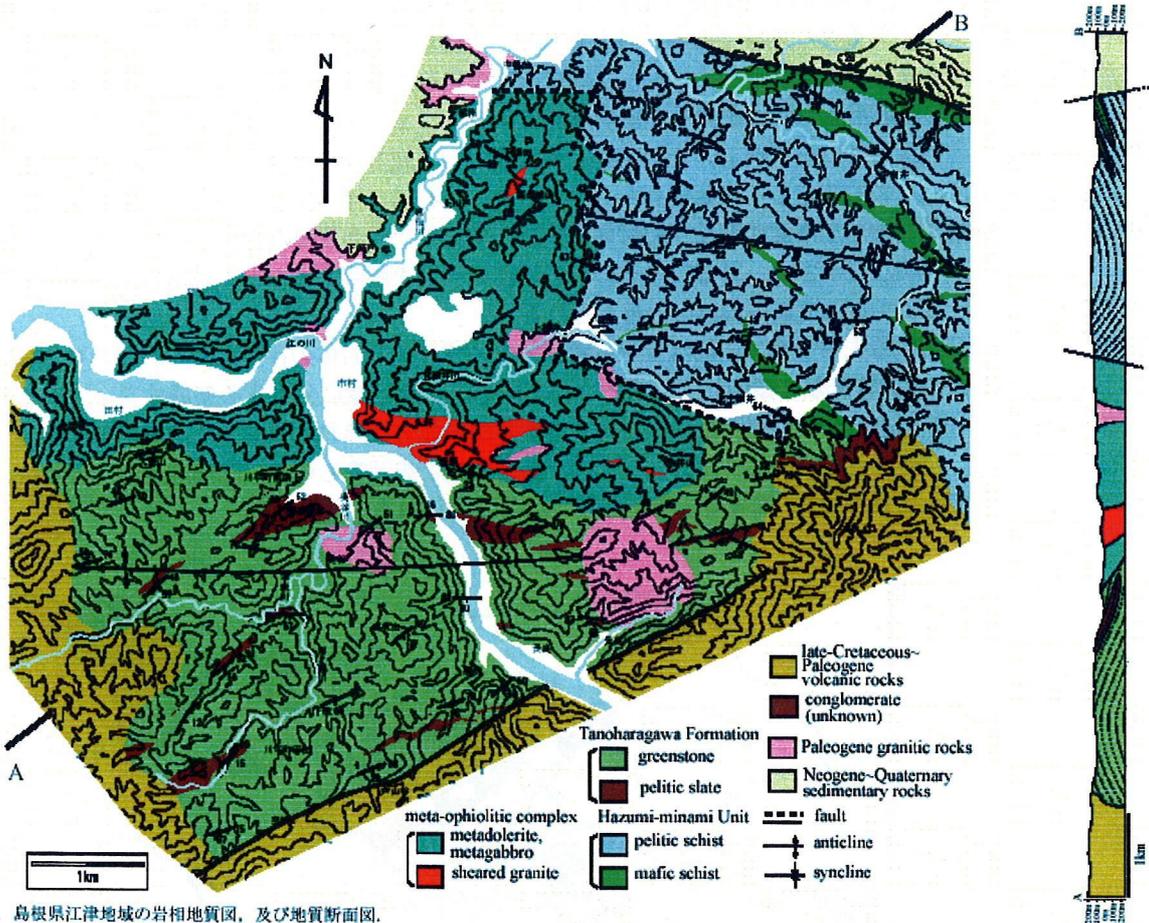


図2. 島根県江津地域の岩相地質図, 及び地質断面図。

II. 地質概説

江津地域の変成岩類は橋本(1972)によって初めて岩石学的な性質が報告され, その後岡村・岡屋(1975), 小林(1979)などの研究によって, この変成岩類が岩相によって波積南層, 変成オフィオライト, 田ノ原川層に分けられることがわかった。波積南層は主に泥質片岩からなり, 苦鉄質片岩, 砂質片岩, 超苦鉄質岩を伴う。苦鉄質片岩は藍閃石を含むものもあり, Watanabe et al.(1983)によってローソン石が発見された。その後千貫(1985)によって詳しい岩石記載がなされ, 周防帯変成岩の模式地である山口県錦町-徳山市地域の都濃層群に類似している(渡辺ほか, 1989)ことがわかっている。渡辺ほか(1989)は変成度の異なる岩石が複雑な分布を持つことから波積南層が異なる変成度の岩石が混在するテクトニック・メランジュユニットであることを示した。このため本論文では波積南ユニットと呼ぶこととする。変成年代は柴田・西村(1989)によると 191,

195Ma(K-Ar), 186Ma(Rb-Sr)である。変成オフィオライト岩体は変輝緑岩と変斑レイ岩からなり、圧碎花崗岩の貫入を受けている。小林(1979)によってロディンジャイトが発見された。田ノ原川層は、これまでは、主に緑色片岩からなり、その中に幾層かの泥質片岩をはさんでいるとされていたが、ともに片理が未発達で、それぞれ緑色岩、泥質スレートと呼ぶべきものである。橋本(1972)は、田ノ原川層が丹波帯の緑簾石 - アクチノ閃石帯の岩石に類似していると報告したが、竹下ほか(1987)によって泥質スレート中からペルム紀放射状化石が発見されており、丹波帯のジュラ紀付加体ではなくペルム紀の地層である。また、変成岩体の南部から東部にかけて取り巻くように白亜紀 - 古代三紀火山岩類が分布し、変成岩体中に所々古第三紀花崗岩類が貫入している。

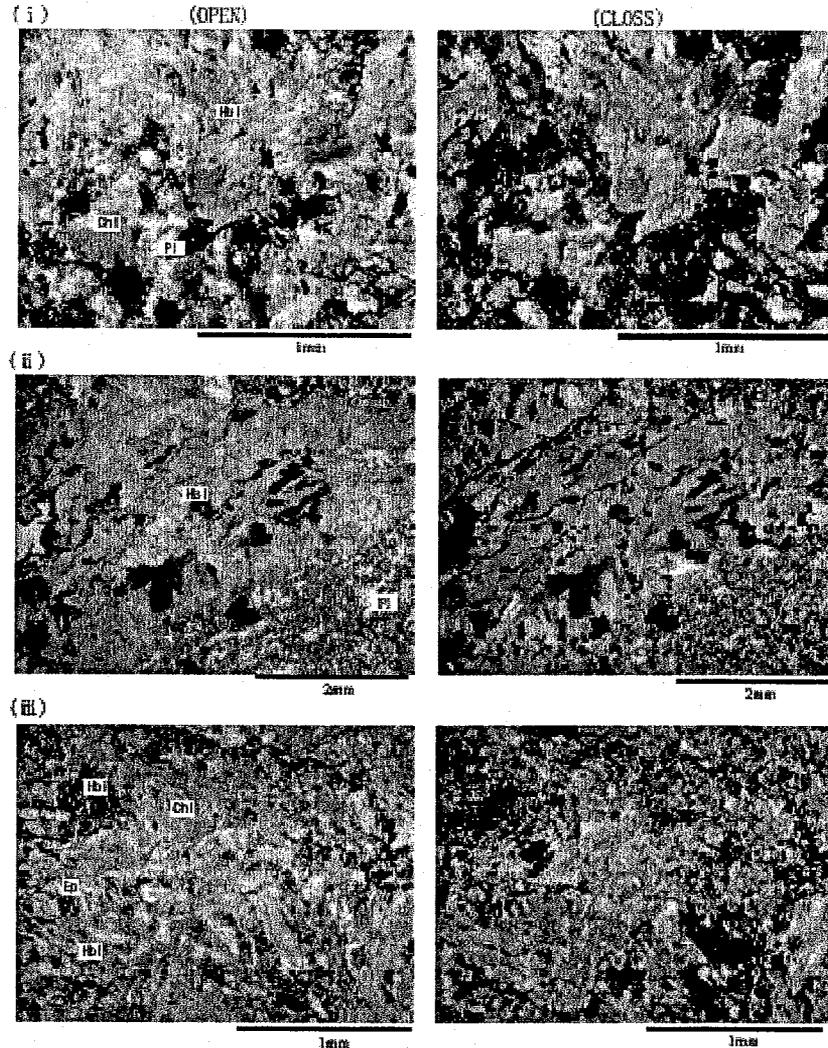


図3. 変成オフィオライト岩体中の変斑レイ岩(i),変斑レイ岩ペグマタイト(ii),及び変ドレライト(iii)の薄片写真。Hbl: hornblende, Pl: plagioclase, Chl: chlorite, Ep: epidote.

III. 地質各論

a. 変成オフィオライト岩体

変成オフィオライト岩体は主に変輝緑岩及び変斑レイ岩からなり(図3), 圧碎花崗岩類の貫入を受けている。変輝緑岩と変斑レイ岩の境界は不明瞭で、変斑レイ岩は変輝緑岩中に数m規模で存在する。圧碎花崗岩類は市村から上津井南部にかけて最も多く貫入しており、永井山南部、高畑城山西側にも見られる。

変輝緑岩

変輝緑岩は暗緑色の細粒な岩石で、産状は塊状_弱片状である。鉱物組み合わせは変斑レイ岩とほぼ変わりがなく、斜長石+ホルンブレンド+アクチノ閃石+緑簾石+緑泥石+石英である。変斑レイ岩と同様に、熱水変質によると思われる多量の緑簾石の形成もしばしば観察される。粒径は 0.5mm までで、0.2~0.3mm のものが多い。野外では田ノ原川層の緑色岩とよく似ており、判別が困難であるが、変成オフィオライト岩体の岩石のほうが暗色でより塊状に近い。

変斑レイ岩

変斑レイ岩は緑から暗緑色の中粒から粗粒の岩石で、弱い片麻状構造が認められる。鉱物組み合わせは斜長石+ホルンブレンド+アクチノ閃石+緑簾石+緑泥石+石英である。しばしば多量の緑簾石が斑レイ岩組織にオーバープリントして形成されており、熱水変質をうけたものと思われる。粒径は 0.2~2mm で 5mm の大きさのホルンブレンドを含む変斑レイ岩質ペグマタイトが久坪の道路沿いの露頭で見られた (図3)。

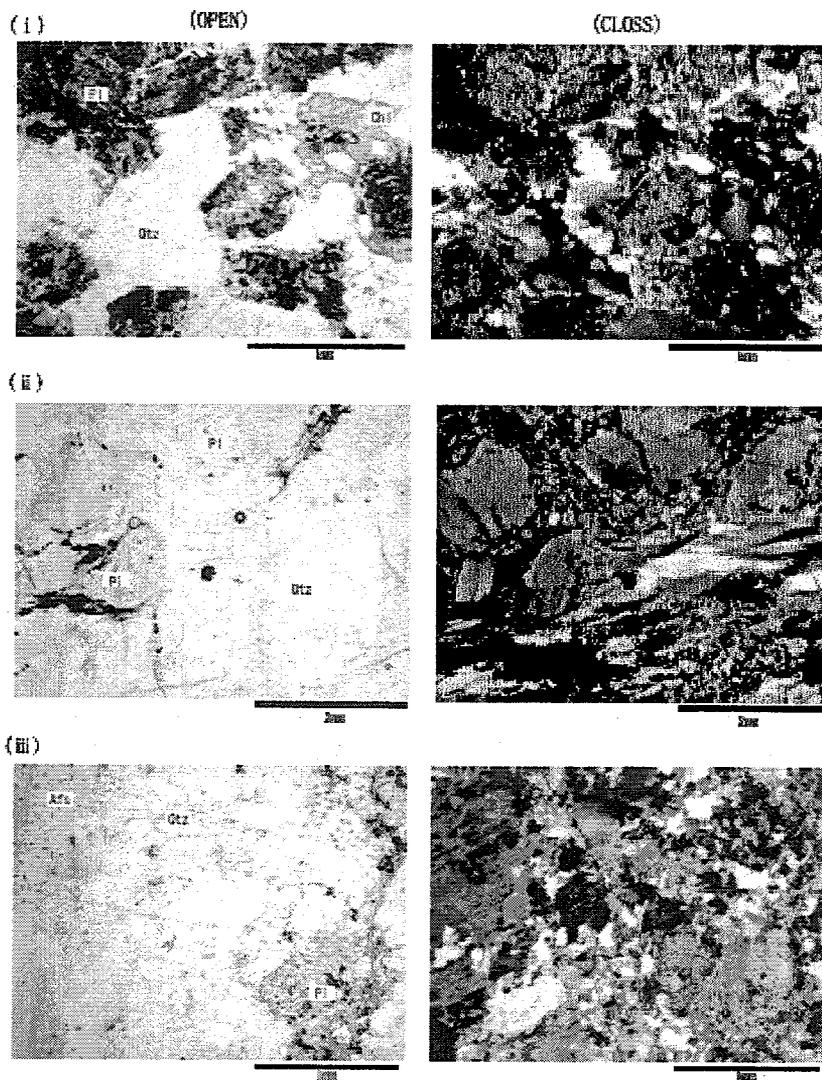


図4-1. 変成オフィオライト岩体中の圧砕花崗岩の薄片写真。トータル岩(i),(ii)と、花崗閃緑岩(iii)。Qtz: Quartz, Afs: alkali feldspar

圧碎花崗岩類

圧碎花崗岩類は主にカリ長石を含まないトータル岩で、一部、久坪の粗粒斑レイ岩が露出している露頭と、その南西の沢の下流の露頭でカリ長石を含む花崗閃緑岩が見つかった。変形作用によって弱くマイロナイト化しており、石英は細粒再結晶化し、波動消光する。トータル岩の初生的な有色鉱物は主として黒雲母、一部ホルンブレンドであったと考えられるが、ともに変質して緑泥石へ変わっている。現在の鉱物組み合わせは石英+斜長石+緑簾石+白雲母+緑泥石で、副成分鉱物としてジルコン、褐簾石、リン灰石を含む。花崗閃緑岩の鉱物組み合わせは石英+斜長石+カリ長石+緑簾石+白雲母+緑泥石で、ジルコン、褐簾石、リン灰石の他に少量のモナザイトを含む。斜長石はソーシュライト化しており、細粒の緑簾石などが斜長石中に再結晶している。また、苦鉄質岩同様、多量の緑簾石を含むものが認められる。

b. 田ノ原川層

田ノ原川層は変ドレライト-変玄武岩中に幾層かの泥質スレート及び少量の酸性凝灰岩の層をはさんでいる。大野山から平床川に流れる沢や平床川下流、瀬尻南部では緑色岩と数 m から数十 cm の泥質スレートが交互に分布しており、緑色岩と泥質スレートの混合相となっている。

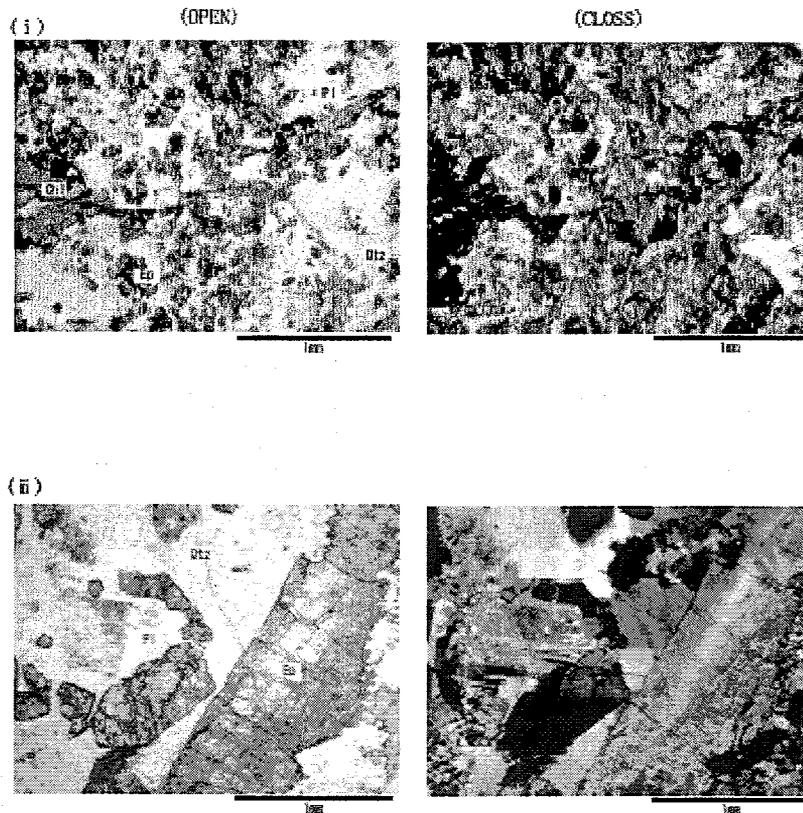


図4-2. 緑簾石を大量に含む花崗岩(i)と、古第三紀川本花崗閃緑岩の接触変成域に見られる巨大な緑簾石が生成した花崗岩(ii).

緑色岩

緑色岩は淡緑色から暗緑色の弱片状の岩石で、主に玄武岩起源と思われる細粒のものからなるが、まれにドレライトや斑レイ岩起源と思われる中粒なものも見られる。鍛冶屋谷や中長良の東、大矢などには変玄武岩や泥質スレート中に粗粒な変斑レイ岩が見られた。変成オフィオライト岩体との違いとしてホルンブレンドがほとんど見られず、代わりにアクチノ閃石が主体となっていることがあげられる。鉱物組み合わせは、アクチノ閃石+緑簾石+斜長石+緑泥石(±石英)で、少量のホルンブレンドが見られるものもあった。粒径は細粒なものは0.3mmまでで、0.1mm以下のものが多い。粗粒なものは0.5mm以上のものがあった。奥

谷と下城を結ぶ道路沿いの露頭で数十 cm の流紋岩質の片状岩が見られた。

泥質スレート

泥質スレートは黒色細粒で、弱い片理を持つ。片理はこの後述べる波積南層ほど顕著ではない。竹下ほか(1987)によって *Follicucullus(?) sp.*, *Pseudoalbaillella(?) sp.* のペルム紀中世後期～新世前期の放射虫化石の産出が報告されている。

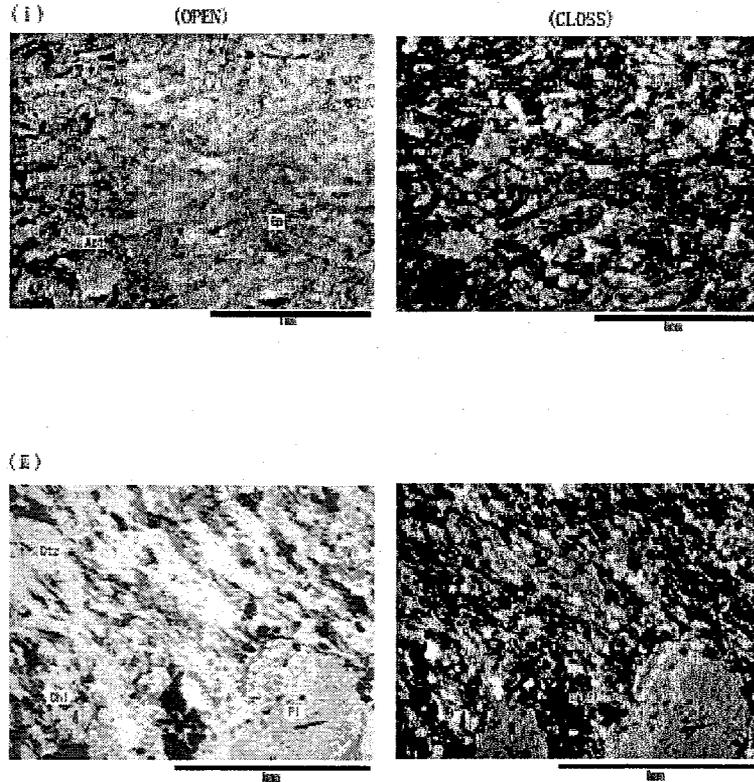


図5-1. 田ノ原川層緑色岩(i), 流紋岩質変成岩(ii)の薄片写真. Act: actinolite.

酸性凝灰岩

酸性凝灰岩は平床川下流やその枝沢、瀬尻南部などの緑色岩と泥質スレートの混合相中に見られた。優白質で、チャートのように見えるものもある。平床川下流に見られた酸性凝灰岩は約90%に達する大量のSiO₂が含まれていることから、初生的な酸性凝灰岩から珪化作用を受けていることがわかる。

c. 波積南ユニット

波積南ユニットは泥質片岩を主体とし、苦鉄質片岩、砂質片岩、超苦鉄質岩を伴う。

泥質片岩

泥質片岩は非常によく片理や線構造が発達しており、剥離性が強い。優白色の石英や斜長石からなる層と黒色の白雲母や炭質物などからなる層が細密に互層している。鉱物組み合わせは石英+斜長石+白雲母+緑泥石+リン灰石+炭質物などからなる。Watanabe et al.(1983)によって四熊の南北に走る沢からローソン石が発見され、千貫(1985)などではざくろ石、チタナイトなどの鉱物も報告されている。

苦鉄質片岩

苦鉄質片岩には藍閃石を含む青色片岩と含まない緑色片岩がある。緑色片岩は淡緑色から暗緑色で弱い片

状を示す。青色片岩は青緑色から青灰色を示す。青色片岩の鉱物組み合わせは、緑簾石+藍閃石+アクチノ閃石+緑泥石+斜長石+白雲母+燐灰石(±石英)で、緑色片岩は緑簾石+アクチノ閃石+緑泥石+斜長石+白雲母(±石英)である。

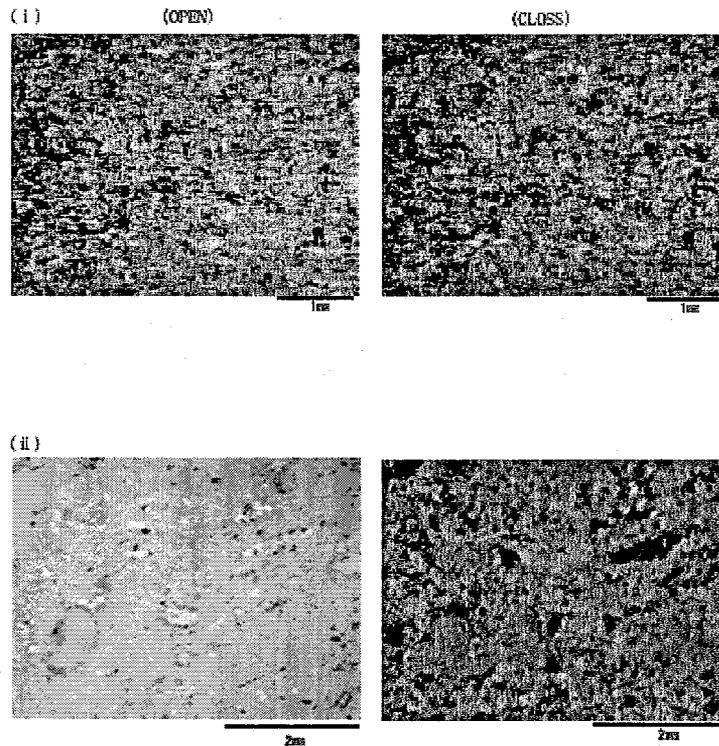


図5-2. 田ノ原川層泥質スレート(i). 酸性凝灰岩(ii)の薄片写真。

砂質片岩

砂質片岩は郷畑と上上津井を結ぶ道路沿いの露頭と中都治に見られた。主に石英+白雲母+斜長石+緑泥石+炭質物からなる。少量のジルコンを含む。泥質片岩ほどの剥理性は見られない。

超苦鉄質岩

超苦鉄質岩は高畑城山東側の山道沿いに露頭があり、変成オフィオライト岩体との境界に沿って分布する。暗緑色で鏡下ではほとんど蛇紋石化している。岡村・岡屋(1975)などによると、今回調査した範囲の東方にも蛇紋岩体の存在が報告されている。

d. 後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類

調査地域の西部に流紋岩質～安山岩質の火山岩、凝灰岩からなる後期白亜紀江津火山岩類が分布する。調査地域南東部には花崗斑岩、細粒～中粒花崗岩からなる石見花崗岩が分布する。鹿野ほか(2000)によると貫入したのは後期始新世から前期漸新世の間である。また、変成岩類の各地に川本花崗閃緑岩が貫入している。川本花崗閃緑岩は主に中粒の花崗岩閃緑岩からなり、花崗斑岩なども見られた。石英+斜長石+ホルンブレンド+カリ長石+黒雲母などからなる。貫入した時代は石見花崗岩とほぼ同時代であると考えられる(鹿野ほか, 2000)。

e. (時代未詳) 礫岩

石見花崗岩と変成岩類の境界に礫岩が分布している。礫の大きさは数 mm から 10cm 以上のものまであり、礫種は斑レイ岩、ドレライト、泥質片岩などである。

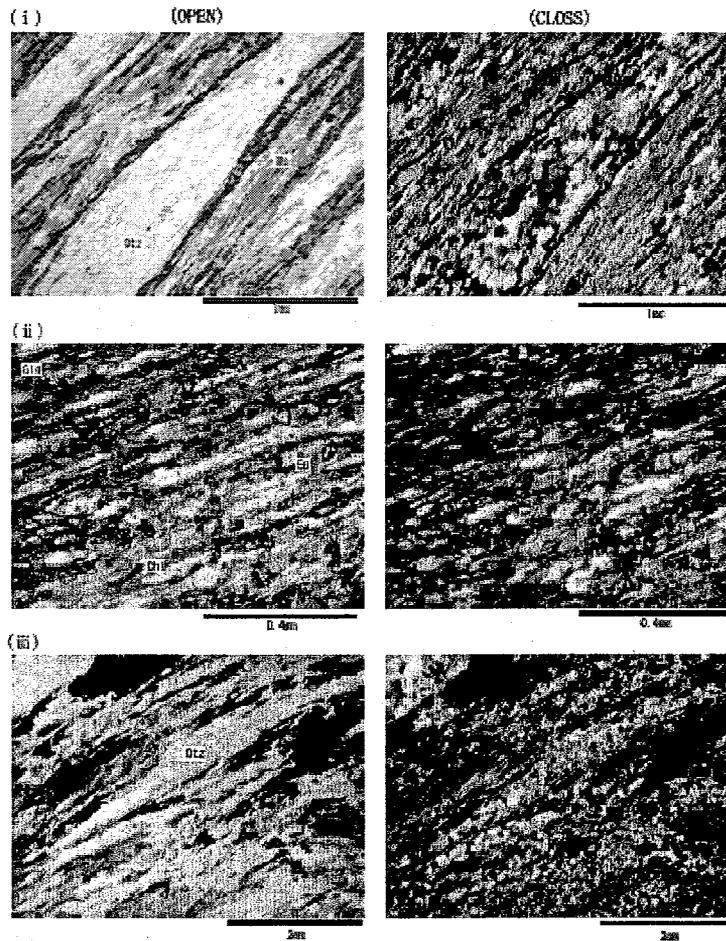


図6. 波積南ユニット泥質片岩(i), 青色片岩(ii), 砂質片岩(iii)の薄片写真. Gln:glaucoaphane

IV. 地質構造

田の原川層は主に E-W~NE-SW 系の走向を持ち、北部では北傾斜であるが、南部で南傾斜に変わっており、東西に延びた背斜構造をなしていることがわかる。変成オフィオライト岩体は変形構造が未発達なためにデータは少ないが、畑田周辺では E-W 系の線構造が見られた。波積南ユニットは NWW-SEE 系の走向で所によって NW-SE_EW まで変化し、N-S に近いものまでである。北部では南傾斜で南部の変成オフィオライト岩体との境界近くで北傾斜に変わる向斜構造が見られるが、走向・傾斜が一定でなく、南西部では南傾斜のままである。

田ノ原川層と変成オフィオライト岩体の間には明確な境界は見出せず、見た目の岩相と泥質岩の有無によって区別した。しかし、変成角閃石のアクチノ閃石からホルンブレンドへの変化が不規則であることや、田ノ原川層の泥質スレート中に変斑レイ岩ブロックが一緒に存在することから、両者を明確に区分することは難しい。波積南ユニットと変成オフィオライト岩体・田の原川層との境界は NWW-SEE, NNE-SSW 系の高角断層によって接していると推定される。

V. 鉱物組成

変成オフィオライト岩体と田ノ原川層の変苦鉄質岩に含まれる角閃石について EPMA (Electron Probe Micro Analyzer) を用いて化学分析し、変成作用の温度・圧力条件を見積った。分析には広島大学自然科学研究開発支援センター設置の JEOL JXA-8200 を使用した。測定条件は、加速電圧 15kV、フィラメント電流 15nA、ビーム径 3~10 μ m である。変成オフィオライト岩体から 19 個、田ノ原川層から 31 個の合計 50 個のサンプルを測定した。薄片中からそれぞれ約 10 ポイントずつ測定し、各岩石の最高変成度の条件を記録している測定値を選択した。いくつかのサンプルからパーガス閃石、エデン閃石、フェロチェルマーク閃石などが見つかったが、これは変成作用を受ける前の火成活動時に生成したものが残されていると考えられる。サンプルの採集地点は図9に示す。

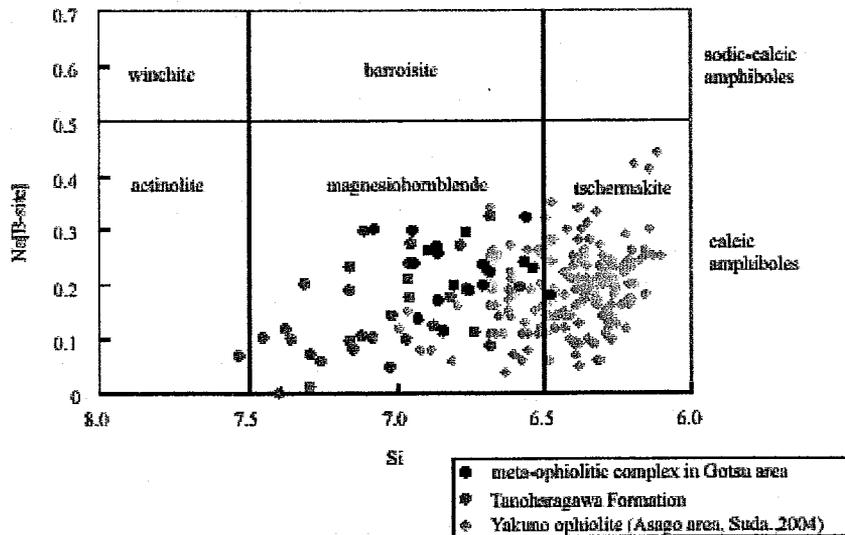


図7. 変成オフィオライト岩体及び田ノ原川層の苦鉄質岩中の角閃石の組成。(Si vs Na[B-site]判別図)

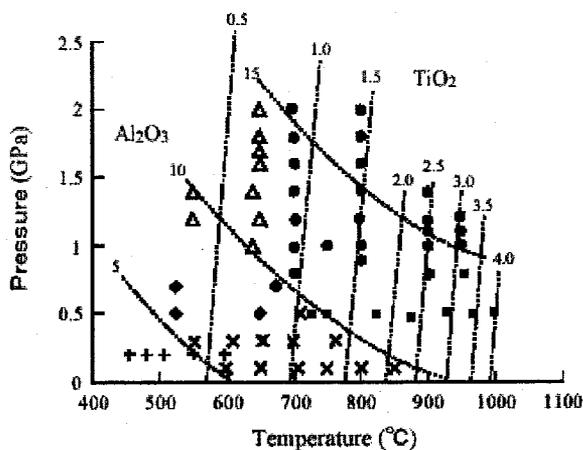


図8. Ernst and Liu (1998)による変成角閃石の地質温度・圧力計

角閃石の構造式は Stout (1972) によった。陽イオンはマイナス電荷が 46 (酸素原子 23 個) になるよう計算し、Si, Al, Ti, Ca, Fe, Mn, Mg の合計が 13 になるよう仮定した。Mg, Fe, Mn は B サイトには入らないが、一部のデータで A サイトの値がマイナスになるのを防ぐため Mn や Fe²⁺ を M4 サイトに入れている。測定結果を表.1 に示す。変成オフィオライト岩体は Si が 6.58~7.18pfu (per formula unite), Na[B-site]が 0.12~0.32pfu

で、田ノ原川層は Si が 6.69~7.64pfu, Na[B-site]が 0~0.32pfu で、両者ともすべて Na[B-site]が 0.5pfu 以下の calcic amphibole の領域に入る (図.7). 波積南ユニットに見られるような高圧型の角閃石は見られず、温度、圧力とも低い条件で生成したことがわかる。また、Suda, (2004)による兵庫県朝来地域の夜久野オフィオライト朝来岩体の角閃石の分析値と比較すると、変成オフィオライト岩体と田ノ原川層は Si が多く、朝来地域の角閃石の低変成度のものに類似している。変成オフィオライト岩体の角閃石は全て Mg ホルンブレンドで、田ノ原川層の角閃石はアクチノ閃石から Mg ホルンブレンドである。

角閃石の化学組成から変成温度・圧力の見積もりを行った。見積もりは次の手順で行った。

Schmidt (1992)の式(1)によって Al 含有量から圧力 P_S を求める。

$$P_S(\pm 0.6\text{kbar}) = -3.01 + 4.76Al^{\text{total}} \dots(1)$$

P_S と TiO_2 含有量から Ernst and Liu (1998)の図.8 を用いて温度 T_{PL} を見積もる。

さらに、その温度 T_{PL} と Al 含有量から Anderson and Smith (1995)の式(2)を用いて圧力 P_{AS} を計算する。

$$P_{AS}(\pm 0.6\text{kbar}) = 4.76Al^{\text{total}} - 3.01 - \{(T-675)/85\} \cdot \{0.530Al^{\text{total}} + 0.005294(T - 675)\} \dots(2)$$

以上のように求めた変成温度・圧力も表.1 に示した。

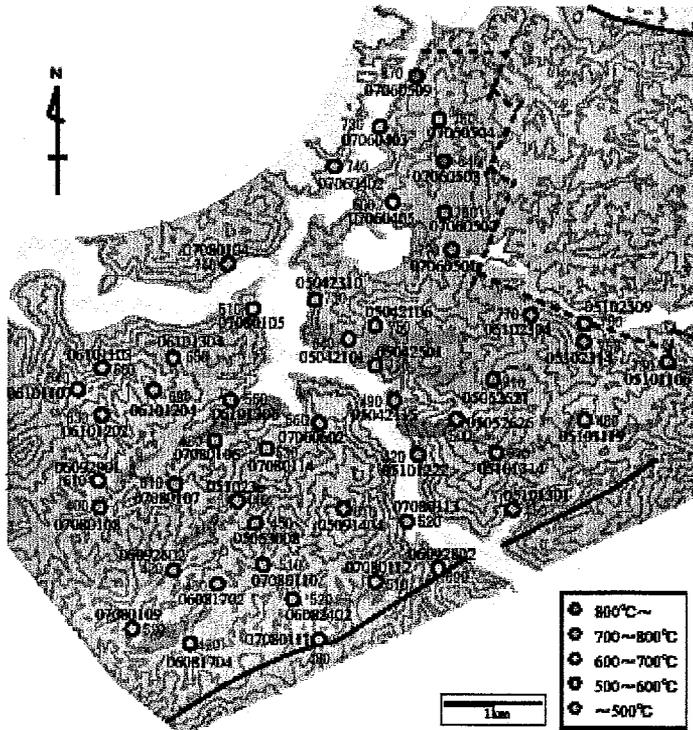


図9. 変成オフィオライト岩体・田ノ原川層の変苦鉄質岩中の変成角閃石の鉱物分析のサンプル採取地点、及び最高変成温度 (青文字, °C)。

求めた変成温度を地質図上に載せると、田ノ原川層の南部から変成オフィオライト岩体の北部にかけて連続的に変成温度が上昇していることがわかる。このことは変成オフィオライト岩体と田ノ原川層が田ノ原川層を上位とする一連の変成作用を受けたことを示している。

VI. 全岩化学組成

変成オフィオライト岩体の圧碎花崗岩類、変輝緑岩、田ノ原川層の緑色岩、泥質スレートについて蛍光 X 線分析装置(XRF)による全岩化学分析を行った。分析したのは主要酸化物(SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5)と微量元素(Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Yb, Hf, W, Pb, Th, U)で、圧碎花崗岩、変輝緑岩、緑色岩については上記以外の希土

野岩類の変玄武岩・変ドレライトの化学組成を示した。これらの比較から江津地域の変成オフィオライト岩体の変輝緑岩は夜久野岩類の緑色岩に非常に良く似た組成を持つことがわかる。

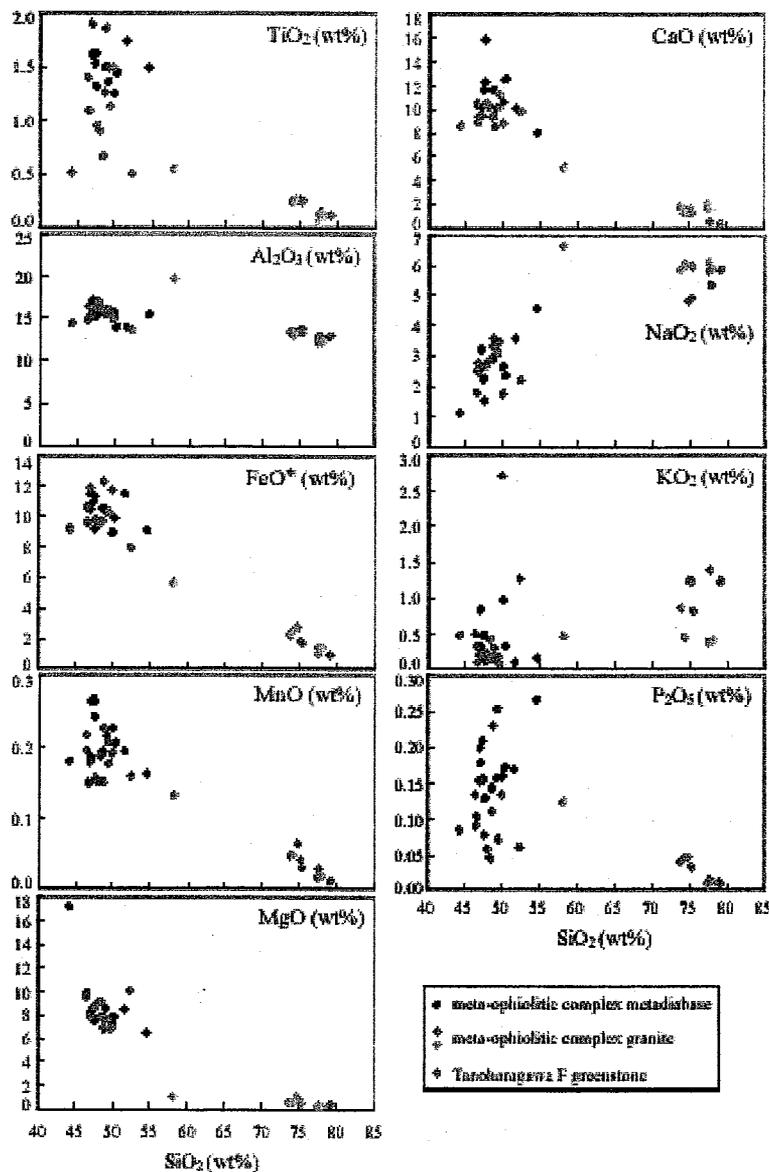


図11-1. 変成オフィオライト岩体変輝緑岩・圧碎花崗岩, 田ノ原川層緑色岩の主要酸化物のハーカー図。

圧碎花崗岩類

分析試料は 11 個で、このうち緑簾石が少なく、変質をあまり受けていないものは 5 個、緑簾石が多いものや風化を受けているものは 6 個である。変質をあまり受けていない試料と緑簾石が大量に生成している試料 1 個については ICP-MS の希土類元素分析も行った。採集地を図.10 に、分析値は表.3, 6 に示す。この結果を用いて各元素のハーカー図、Na₂O+K₂O-SiO₂, K₂O-SiO₂, Rb-Y+Nb, Nb-Y の判別図及びコンドライトで規格化した REE パターン図を作成した (図.11, 16, 17, 25)。Na₂O+K₂O-SiO₂ 図を見ると、Sub-alkaline or tholeiite series に分類されることがわかる。K₂O-SiO₂ 図では Low-K tholeiite series であることがわかる。Rb-Y+Nb, Nb-Y 図ではプレート内花崗岩の領域にプロットされる。変質を受けているものは火山弧花崗岩の組成を示す。比較として兵庫県朝来地域の夜久野オフィオライト中の花崗岩類の組成 (Suda, 2004) を用いた。朝来地域の花崗岩は Low-K から High-K まで幅広い組成を持ち、微量元素では全て火山弧花崗岩の領域にプロットされる。このことから江津地域の花崗岩は夜久野オフィオライト中の花崗岩とは異なる組成を持つことがわかる。希土類元素は、含有量に多いもので一桁近くの幅があり、軽希土類元素に富んだ左上がりのパターンを示す。

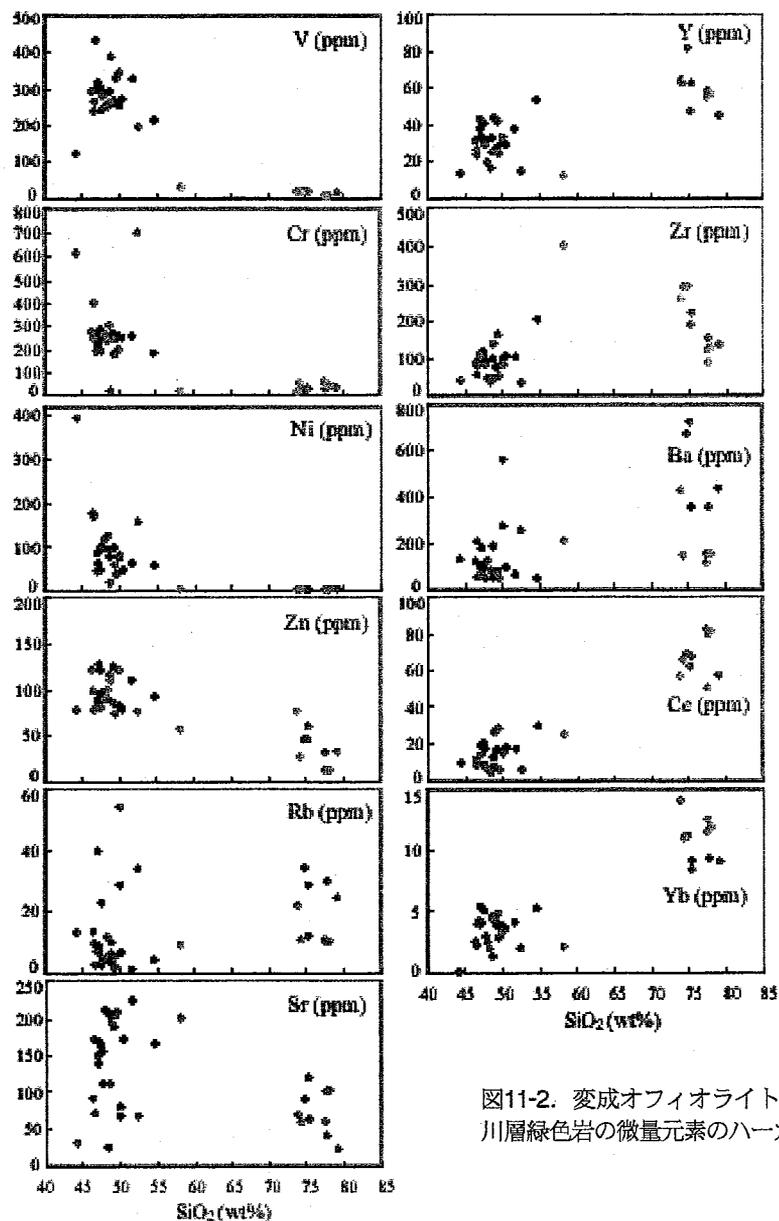


図11-2. 変成オフィオライト岩体変輝緑岩・圧砕花崗岩，田ノ原川層緑色岩の微量元素のハーカー図。

田ノ原川層緑色岩

分析試料は 16 個で，そのうちの 5 試料については ICP-MS による希土類元素分析を行った。採集地点を図.10 に，分析値を表 4, 6 に示す。この結果を用いて各元素のハーカー図、 $\text{SiO}_2\text{-FeO\#/MgO}$ 、 FeO\#-FeO\#/MgO 、 $\text{TiO}_2\text{-FeO\#/MgO}$ 、 Ti-Zr 、 Zr/Y-Zr 、 Ti-Cr 、 Cr-Y 、 V-Ti 、 $\text{FeO\#-MgO-Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2\text{-MnO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ 、 Ti-Zr-Y の判別図及びコンドライトで規格化した REE パターン図，始原マンテルで規格化した不適合元素のスパイダー図を作成した (図.11, 23~26)。これらを見ると，田ノ原川層の緑色片岩の組成は MORB 起源の岩石であることを示し，一部の判別図では Island arc tholeiite の組成を示すものも見られた。また，ペルム紀後期の緑色岩で中国地方に分布する秋吉帯と舞鶴帯舞鶴層群の緑色岩，またジュラ紀付加体である丹波帯の緑色岩との比較を行った。比較に用いたデータとして，秋吉帯緑色岩は広島県帝釈台地域と山口県秋吉台地域(Sano, 2000)，舞鶴層群の緑色岩は岡山県井原地域(Koide, 1986)，京都府大江地域(Ikeda, 1994, 石塚, 1997)，広島県北西部吉和地域吉和層，丹波帯は若狭から京都府中部地域 (佐野・田崎, 1989, 中江, 1991) の緑色岩である。吉和層のデータについては広島大学大学院の藤井正博氏に提供していただいた。秋吉帯緑色岩は TiO_2 や Zr に富んだプレ

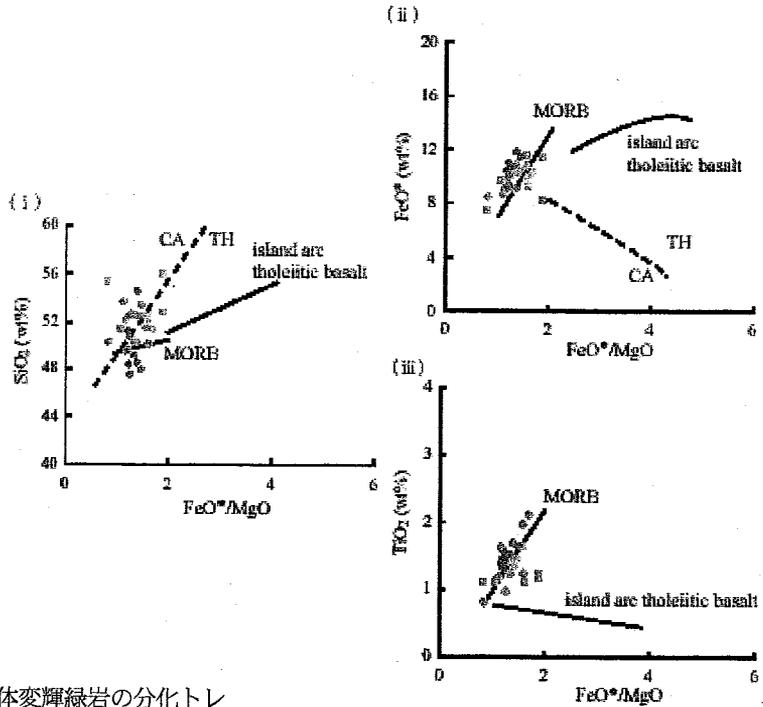


図12. 変成オフィオライト岩体変輝緑岩の分化トレンドを示す図. $\text{FeO}^*\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ (i), $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ (ii), $\text{TiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ (iii). 識別線は Miyashiro (1974)による.

● meta-ophiolitic complex in Gotsu area
○ Yakuno ophiolite
▲ Maizuru area (Koide et al., 1987)
□ Fukuchiyama area (Ichiyama and Ishiwatari, 2004)

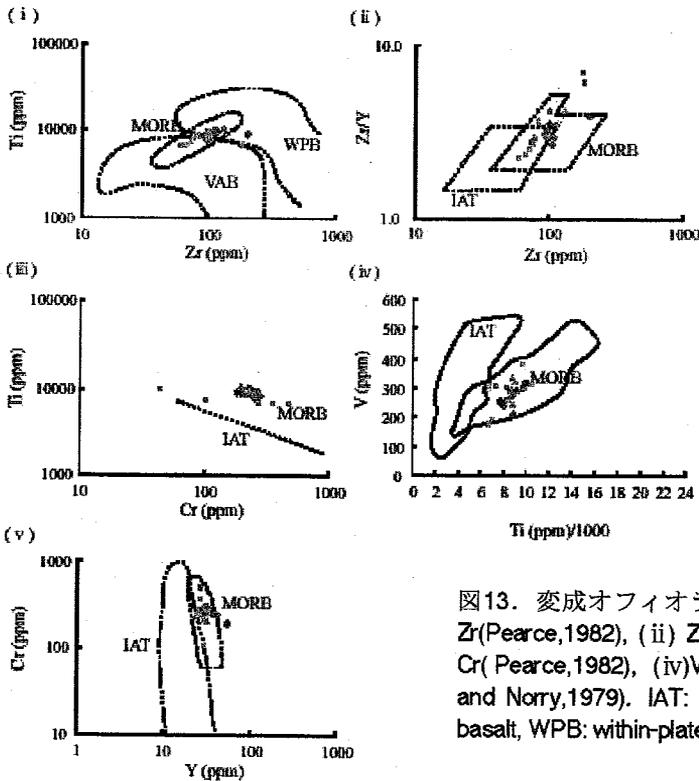


図13. 変成オフィオライト岩体変輝緑岩の判別図. (i) Ti-Zr (Pearce, 1982), (ii) Zr/Y-Zr (Pearce and Norry, 1979), (iii) Ti-Cr (Pearce, 1982), (iv) V-Ti (Shervais, 1982), (v) Cr-Y (Pearce and Norry, 1979). IAT: island arc tholeiite, VAB: volcanic arc basalt, WPB: within-plate basalt. 凡例は図12. と同じ.

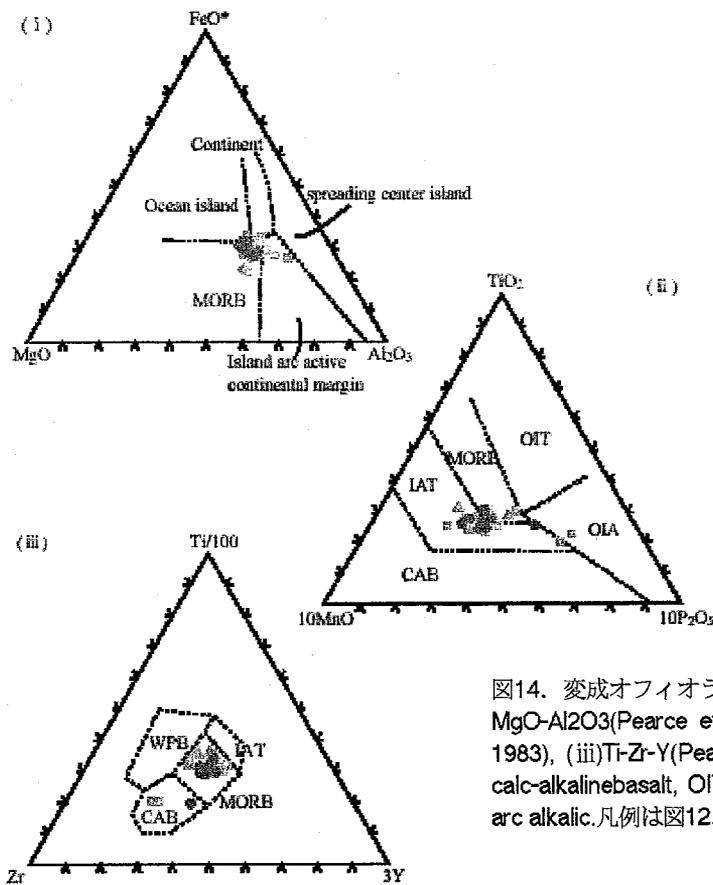


図14. 変成オフィオライト岩体変輝緑岩の判別図。(i) $FeO^*-MgO-Al_2O_3$ (Pearce et al., 1997), (ii) $TiO_2-MnO-P_2O_5$ (Mullen, 1983), (iii) $Ti-Zr-Y$ (Pearce and Cann, 1973). CAB: island arc calc-alkaline basalt, OIT: oceanic island tholeiite, OIA: oceanic arc alkalic. 凡例は図12. と同じ。

ート内玄武岩の組成を持つ。丹波帯緑色岩はプレート内玄武岩から MORB の組成を持つ。一方、舞鶴帯の緑色岩はさまざまな組成を取るが、田ノ原川層のような MORB または MORB と IAT の中間的な組成を取るものもあり、田ノ原川層の緑色岩は舞鶴帯の緑色岩の組成と類似していると言える。希土類元素は含有量に幅があり、変成オフィオライト岩体中の変輝緑岩と同様に水平な T-MORB に近い REE パターンを示した。不適合元素パターンでは、多くのサンプルにおいて Rb, Ba, K, Sr, Y, Th, U に富む組成を示し、ほとんどのサンプルにおいて Nb に負の異常が見られた。K や Rb に乏しく、Nb の負の異常が見られないものがあるが、これはアルカリ元素の溶脱により K や Rb が減少したためと考えられる。

田ノ原川層泥質スレート

分析試料は 12 個である。サンプルの採集地点を図.10 に、分析値を表.5 に示す。この結果から、早坂(1987)によって考案された $MnO/TiO_2-MnO/Al_2O_3$ 図を使って他の舞鶴帯の泥岩との比較を行った(図.27)。この図において大陸縁辺_島弧の火成岩あるいは海洋地域の火山岩の直接的な影響を受けた堆積物以外は $Al_2O_3/TiO_2=20\sim30$ の範囲に収まり、 MnO_2 の相対濃度が変化する。このことは Al_2O_3 と TiO_2 が根源的には火成岩に由来することを示し、含まれる碎屑物中の火成岩組成に影響される。一方、 MnO_2 は堆積場の酸化・還元によって変化する。したがって大陸棚など浅海で堆積したものは Al_2O_3/MnO_2 , TiO_2/MnO_2 値が小さくなり、遠洋深海で堆積したものは大きくなる。今回分析した田ノ原川層の泥岩は Al_2O_3/MnO_2 値が 0.002~0.004, TiO_2/MnO_2 値が 0.05~0.15 で、陸棚もしくはさらに左下にプロットされる。また、山部(2003)によって分析された舞鶴帯吉和層(島根県匹見町三葛地域~広島県吉和町北部)の泥岩と比較すると、ほぼ同じような組成であることがわかる。

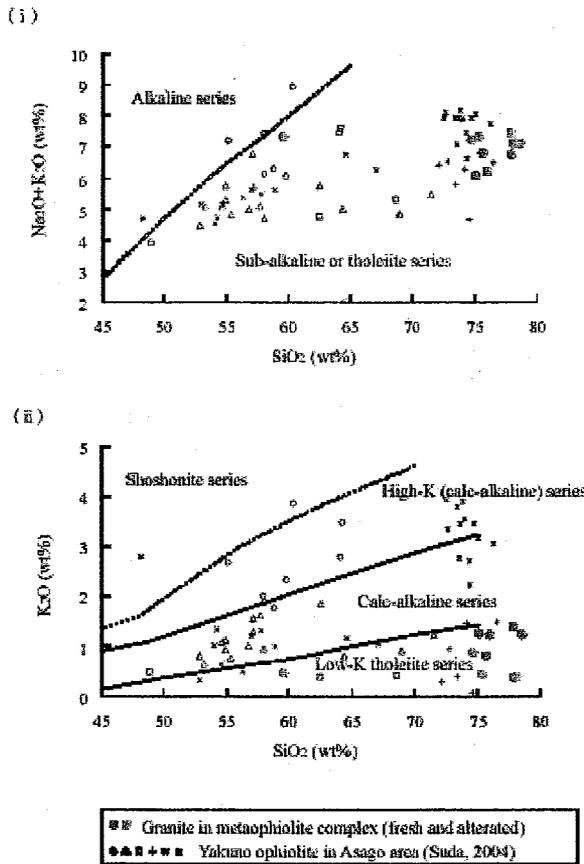


図15. 変成オフィオライト岩体中の圧砕花崗岩のシリカ-アルカリ図。境界線はRickwood(1989)による。

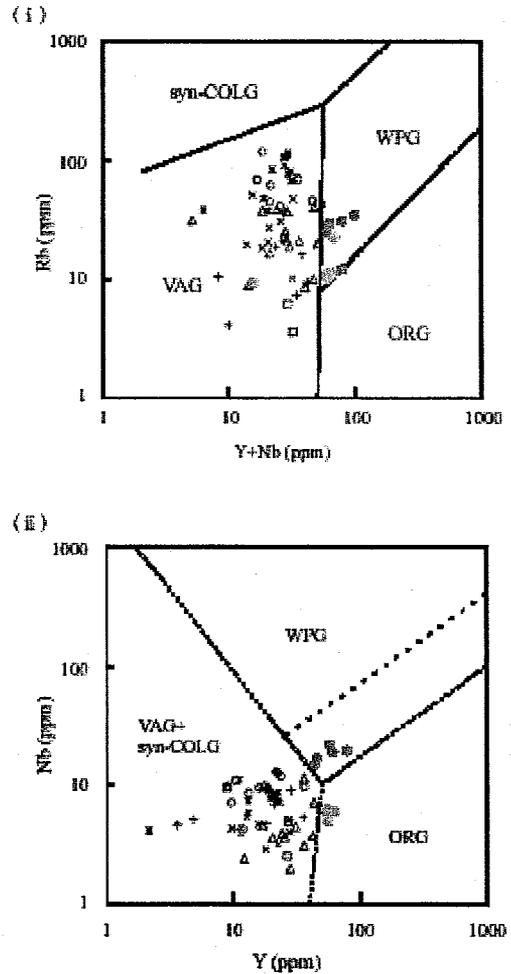


図16. 変成オフィオライト岩体中の圧砕花崗岩の Rb-Y+Nb, Nb-Y 判別図(Pearce et al., 1984). WPG: within-plate granite VAG: volcanic arc granite, syn - COLG: syn-collisional granite, ORG: ocean ridge granite. 凡例は図15. と同じ。

VII. 年代測定

変成オフィオライト岩体中の圧砕花崗岩の初生的な形成年代を明らかにするため、その中の花崗閃緑岩に含まれるモナザイトを用いて CHIME 法による年代測定と、同じくジルコンを用いて SHRIMP による U-Pb 同位体年代測定を行った。

a. モナザイトの CHIME 年代

サンプルは久坪の東から上津井川に流れ込む沢の入り口辺りの露頭から採取した(図.10)。カリ長石を含む花崗閃緑岩質のマイロナイトで、少量のジルコンとさらに少量のモナザイトを含む。モナザイトは反射電子像を見て数個見つかった。分析値を表7 に示す。このモナザイトから得られた年代は 249 ± 11 Ma である(図.28)。

b. ジルコン SHRIMP 年代

測定条件

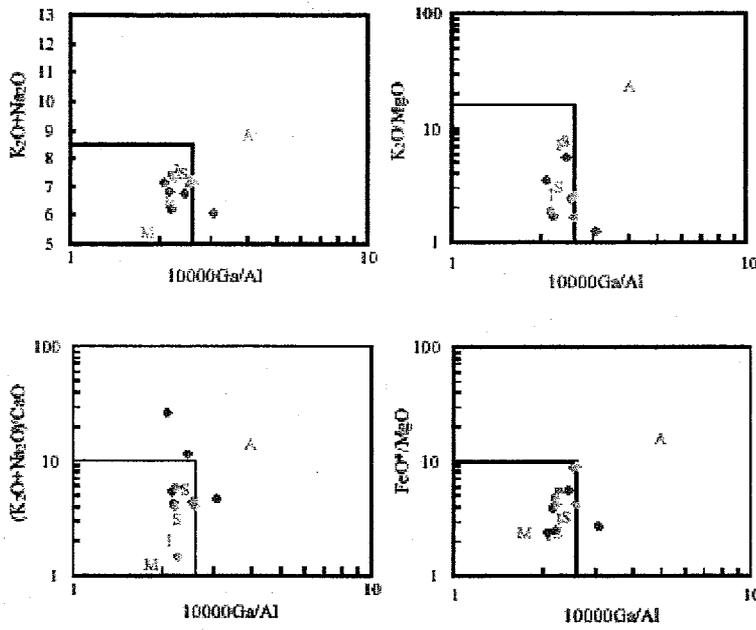


図17. 変成オフィオライト岩体中の花崗岩の K_2O+Na_2O vs $10000Ga/Al$, $(K_2O+Na_2O)/CaO$ vs $10000Ga/Al$, K_2O/MgO vs $10000Ga/Al$, FeO^*/MgO vs $10000Ga/Al$ 判別図 (Whalen et al.1987). 破線の左下が, S, M-type 花崗岩. 右上がA-type花崗岩. 灰色, S, M, 水色, SはI-type, S-type, M-type, felsic I-type, felsic S-typeの平均組成(Whalen et al. 1987). 凡例は図15. と同じ.

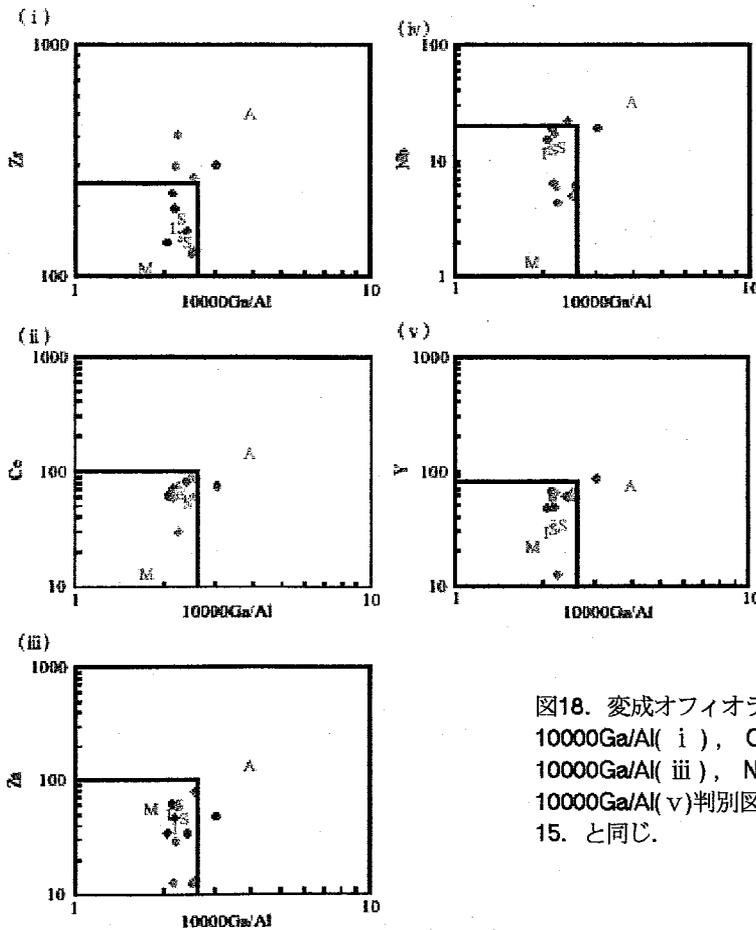


図18. 変成オフィオライト岩体中の圧碎花崗岩のZr vs $10000Ga/Al$ (i), Ce vs $10000Ga/Al$ (ii), Zn vs $10000Ga/Al$ (iii), Nb vs $10000Ga/Al$ (iv), Y vs $10000Ga/Al$ (v)判別図(Whalen et al. 1987). 凡例は図15. と同じ.

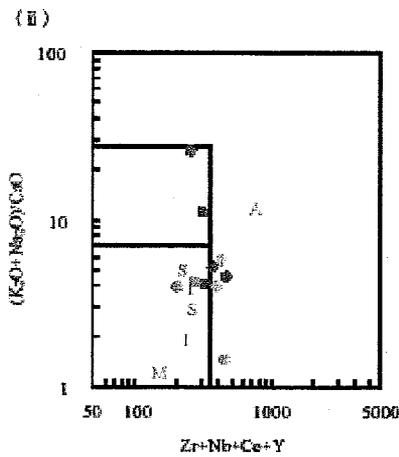
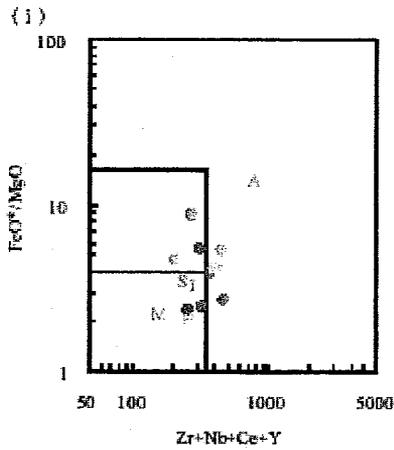


図19. 変成オフィオライト岩体中の圧砕花崗岩の FeO*/MgO vs Zr+Nb+Ce+Y (i), (Na₂O+K₂O)/CaO vs Zr+Nb+Ce+Y (ii) 判別図(Whalen et al. 1987). 凡例は図15. と同じ.

図21. 変成オフィオライト岩体中の花崗岩の Nb-Y-Ce (i), Nb-Y-3Ga (ii) 判別図 (Eby, 1992). A1: anorogenic A-type granite, A2: post-orogenic A-type granite. 凡例は図15. と同じ.

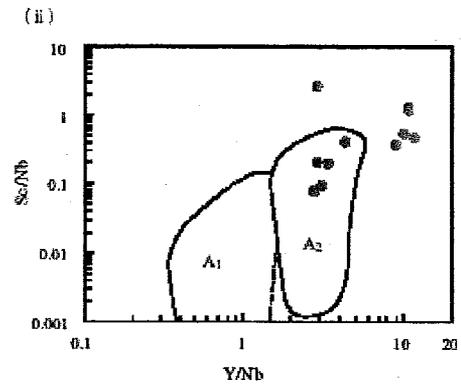
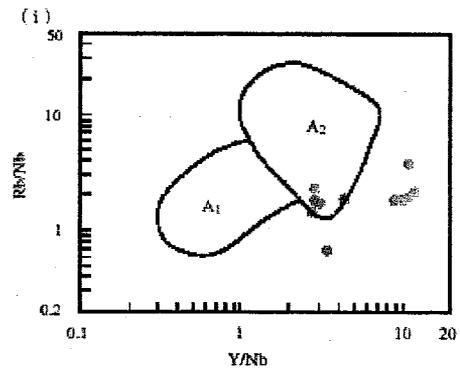
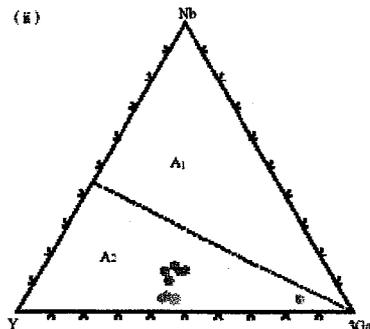
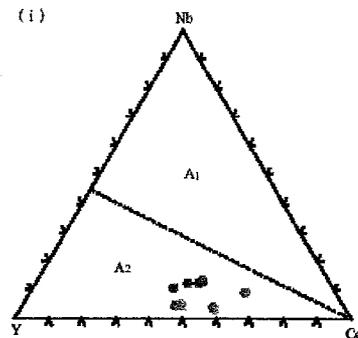


図20. 変成オフィオライト岩体中の花崗岩の Rb/Nb vs Y/Nb (i), Sc/Nb vs Y/Nb (ii) 判別図 (Eby, 1992). A1: anorogenic A-type granite, A2: post-orogenic A-type granite. 凡例は図15. と同じ.



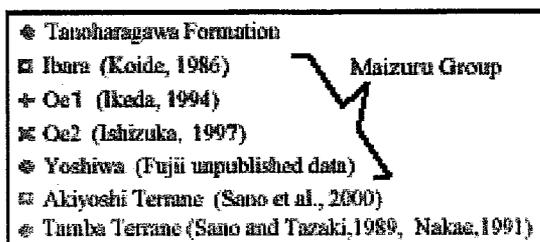
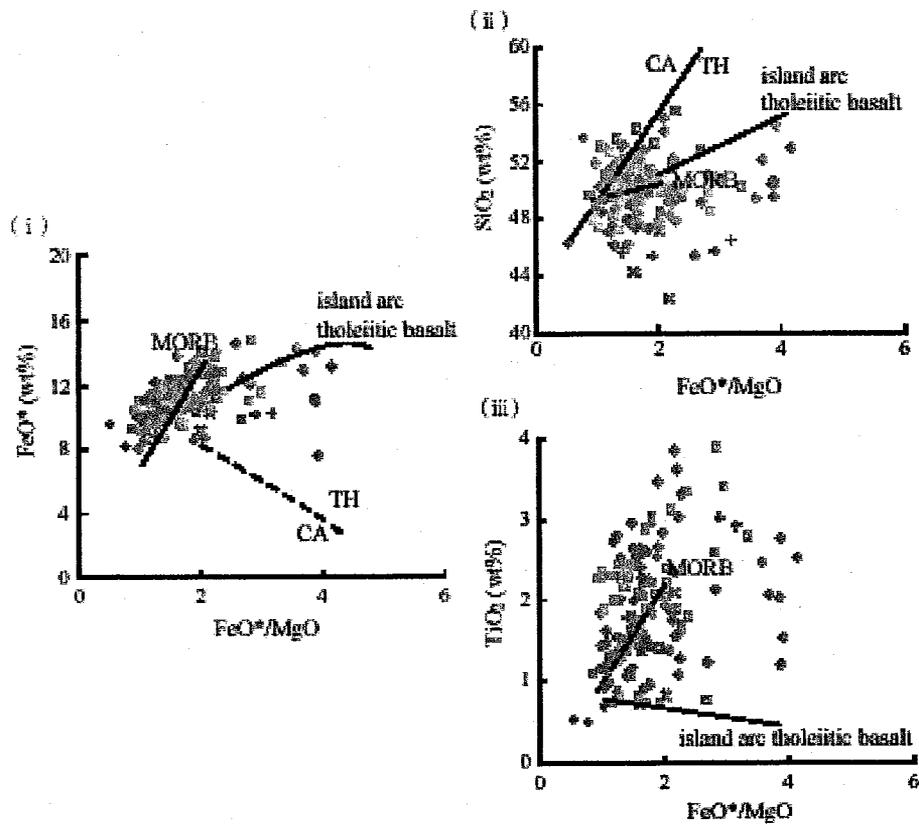


図22. 田ノ原川層緑色岩の分化トレンドを示す図. FeO*-FeO*/MgO (i), SiO₂-FeO*/MgO (ii), TiO₂-FeO*/MgO (iii). 識別線はMiyashiro (1974)による.

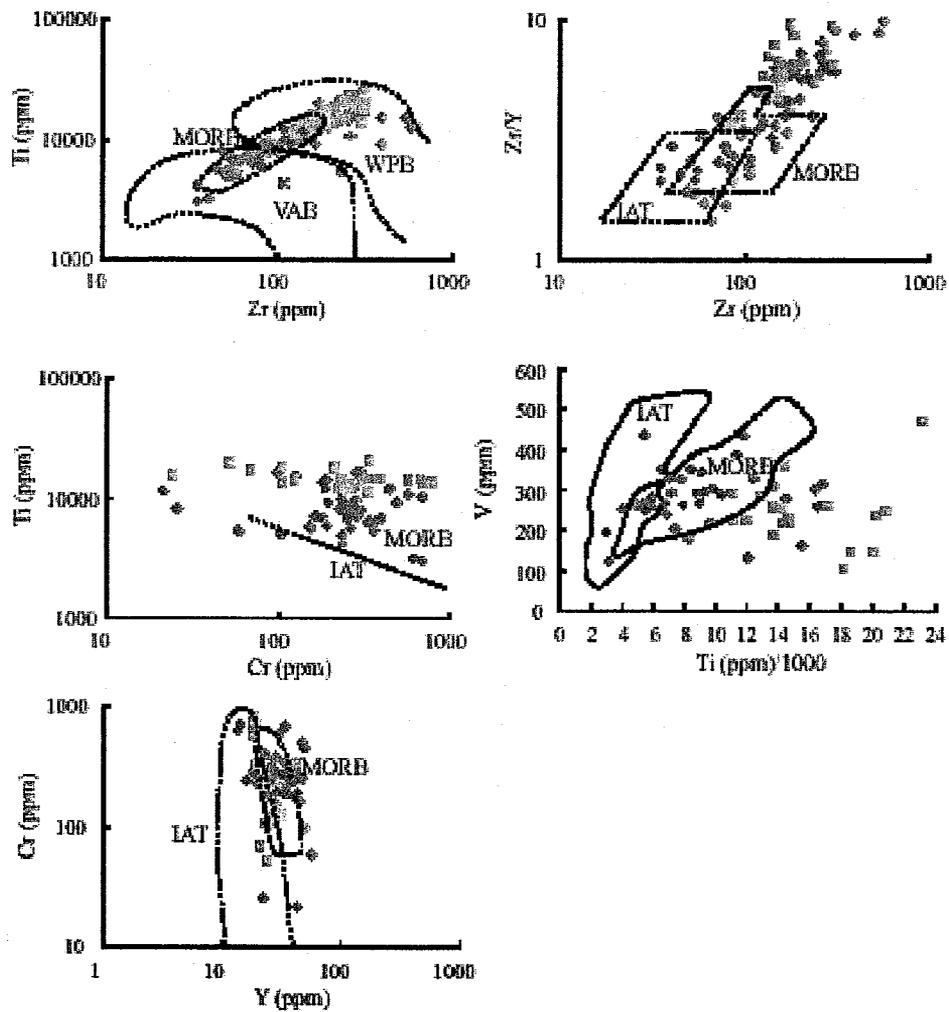


図23. 田ノ原川層緑色岩の判別図.(i)Ti-Zr(Pearce,1982), (ii) Zr/Y-Zr (Pearce andNorry,1979), (iii)Ti-Cr(Pearce,1982), (iv)V-Ti (Shervais,1982), (v)Cr-Y (Pearce andNorry,1979). IAT: island arc tholeiite, VAB: volcanic arc basalt, WPB: within-plate basalt. 凡例は図12. と同じ.

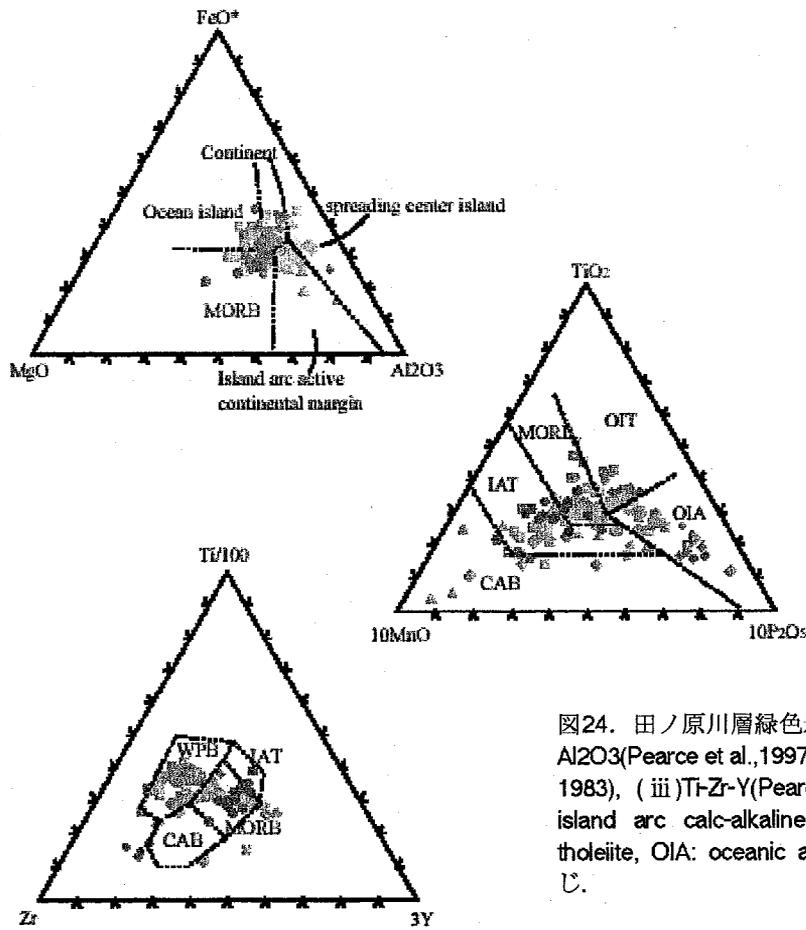


図24. 田ノ原川層緑色岩の判別図. (i) FeO*-MgO-Al₂O₃ (Pearce et al., 1997), (ii) TiO₂-MnO-P₂O₅ (Mullen, 1983), (iii) Ti-Zr-Y (Pearce and Cann, 1973). CAB: island arc calc-alkaline basalt, OIT: oceanic island tholeiite, OIA: oceanic arc alkalic. 凡例は図22. と同じ.

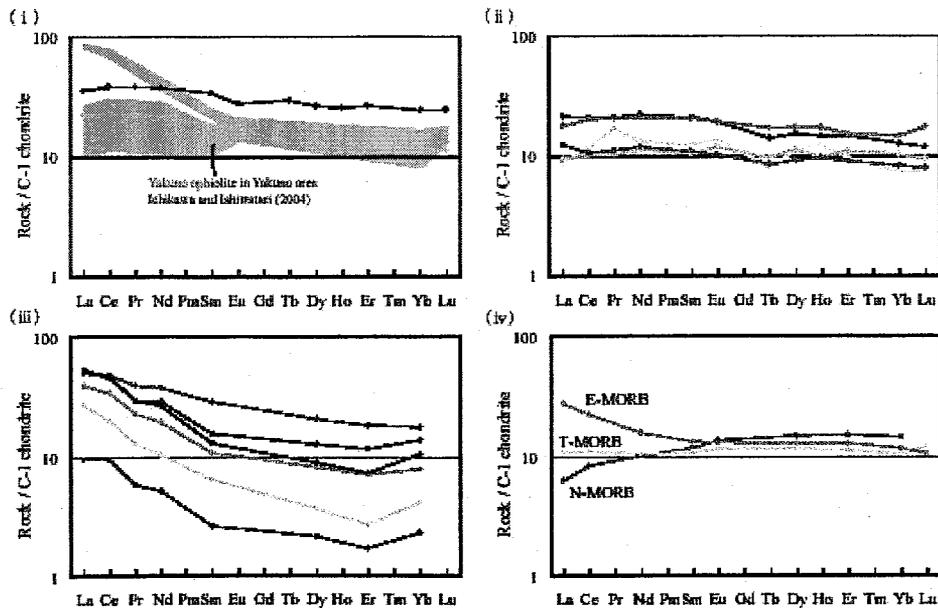


図25. 変成オフィオライト岩体変輝緑岩(i), 田ノ原川層緑色岩(ii), 変成オフィオライト岩体中の圧砕花崗岩(iii)のC-1コンドライトで規格化した希土類元素スパイダー図. (iv)はMORBのパターン. C-1コンドライト, MORBの分析値はそれぞれSun and McDonough(1989), Sun et al.(1979)による.

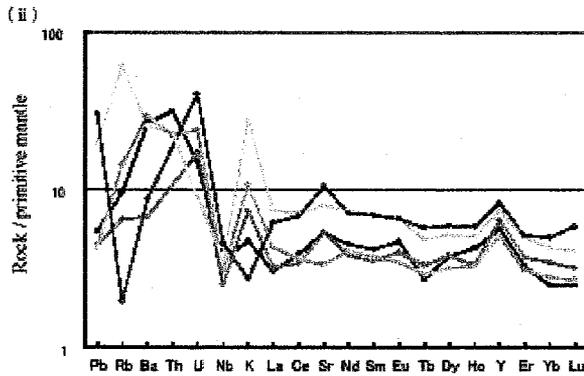
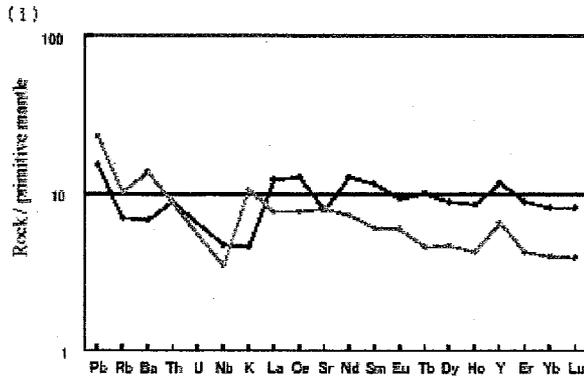


図26. 変成オフィオライト岩体変輝緑岩 (i), 田ノ原川層緑色岩 (ii)の初成マンテルで規格化した不適合元素のスパイダー図. 初成マンテルの分析値はSun and McDonough(1989)による.

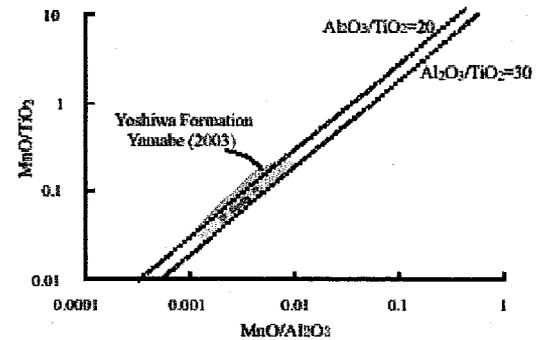
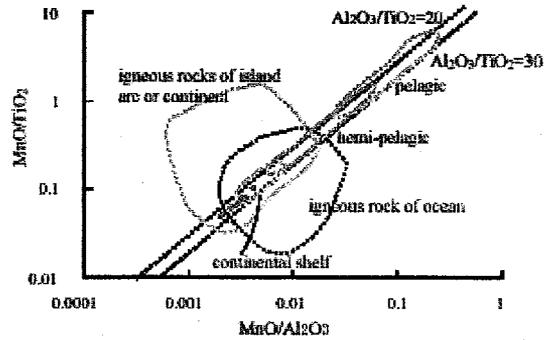


図27. 田ノ原川層泥質スレートのMnO/TiO₂-MnO/Al₂O₃判別図. 堆積環境は早坂 (1987)による.

SHRIMP 分析の前には, メタミクト部分や包有物, 組成累帯構造を把握するために, 偏光顕微鏡観察と EPMA による BSE 像の撮影を行ない, 分析スポットの選定を行った. ジルコンの U, Pb 同位体測定は広島大学設置の SHRIMP II を使用した. U-Pb 同位体測定方法は Compston et al. (1984), Stern (1998), Williams (1998), Hidaka et al. (2002)に従った. $^{196}\text{Zr}_2\text{O}^+$, $^{204}\text{Pb}^+$, $^{206}\text{Pb}^+$, $^{207}\text{Pb}^+$, $^{208}\text{Pb}^+$, $^{238}\text{U}^+$, $^{248}\text{ThO}^+$, $^{254}\text{UO}^+$ および, バックグラウンドのカウントは7回測定した. 質量分解能 5800 ($M/\Delta M$ at 1% of peak height)で測定した. 標準試料として用いたジルコンは AS3 (1099 Ma : Paces and Miller, 1993)と SL13 ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.0928$; 572Ma, U = 238 ppm)である. それぞれを用いて $^{208}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 同位体比と U 濃度の計算を行った. また, 初生鉛は ^{204}Pb を測定し, Pb の the two-stage evolution model (Stacey and Kramers, 1975)から算出した. 年代計算には Isoplot/Ex 3.0 (Ludwig, 2003)を使用した.

圧碎花崗岩の SHRIMP 年代

サンプルは久坪の道路沿いの露頭で採取した花崗閃緑岩から分離したジルコンである (図.10). ジルコンはオシラトリゾーニングを示すものと示さないものがあり (図.29- i ~v), 図.29- viのように拡散してウランの濃い流体が侵入したようにも見えるものも見られた. しかしジルコンの形態にかかわらず, すべて同じ年代に収束し, $251 \pm 10\text{Ma}$ という年代が得られた (図.30, 31).

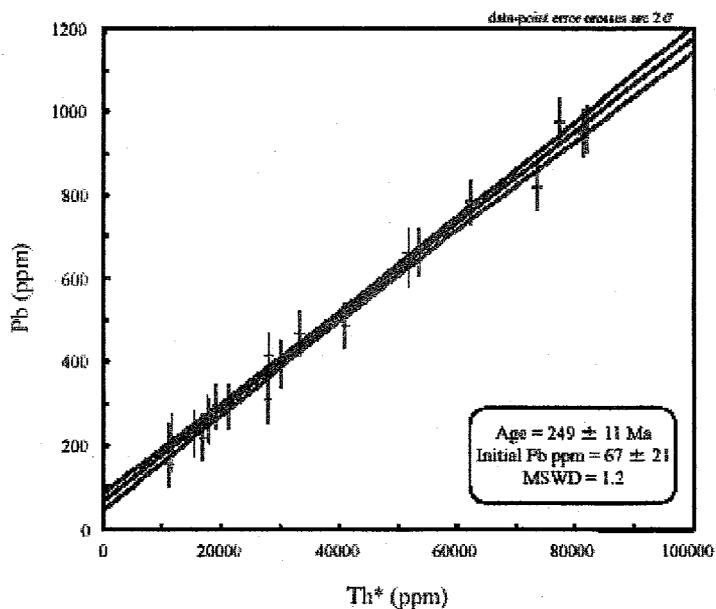


図28. 変成オフィオライト岩体中の花崗閃緑岩のモナザイトのCHIMEアイソクロン図。(エラーバーは 2σ)

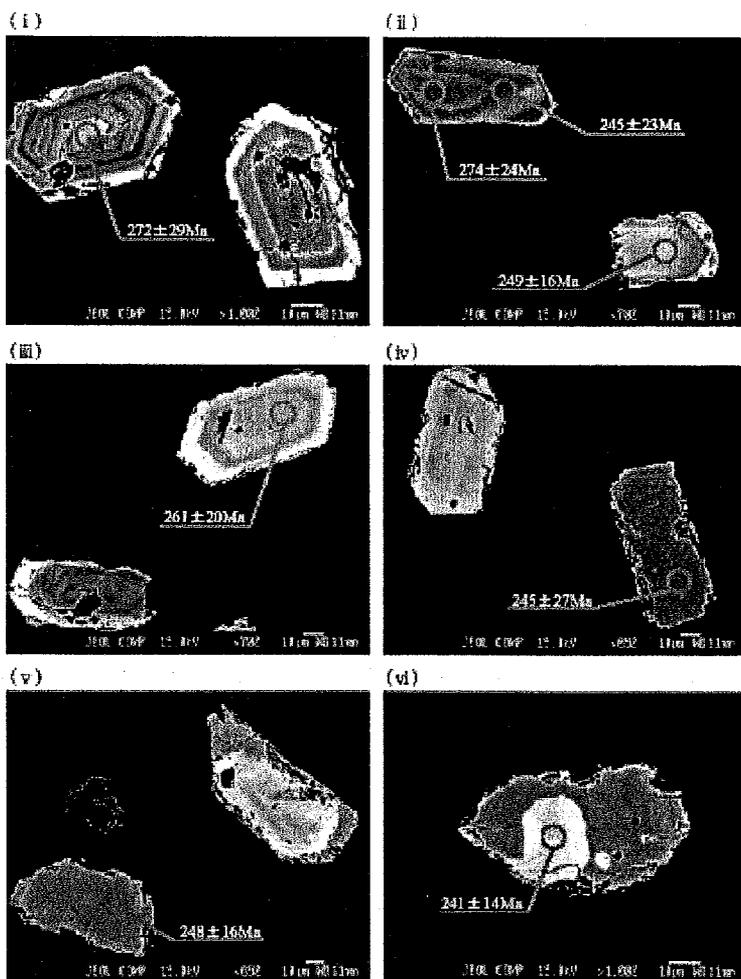


図29. 変成オフィオライト岩体中の花崗閃緑岩から分離したジルコンのBSE像。オシラトリリーゾーニングを示すもの(i, ii, iii)と示さないもの(iv, v), 拡散してウランの濃い流体が侵入したように見えるもの(vi)が見られる。

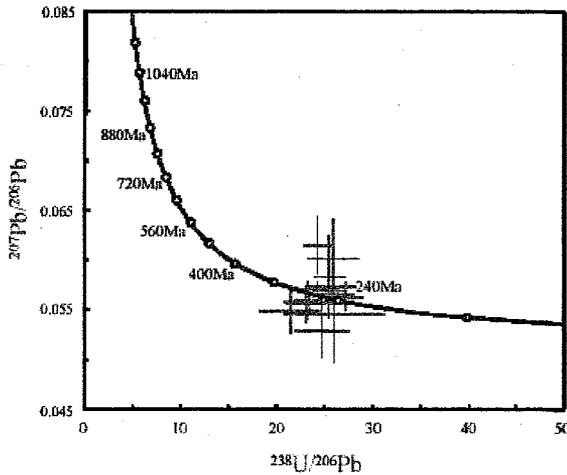


図30. 変成オフィオライト岩体中の花崗閃緑岩に含まれるジルコンのTera-wasserburgコンコードィア図.

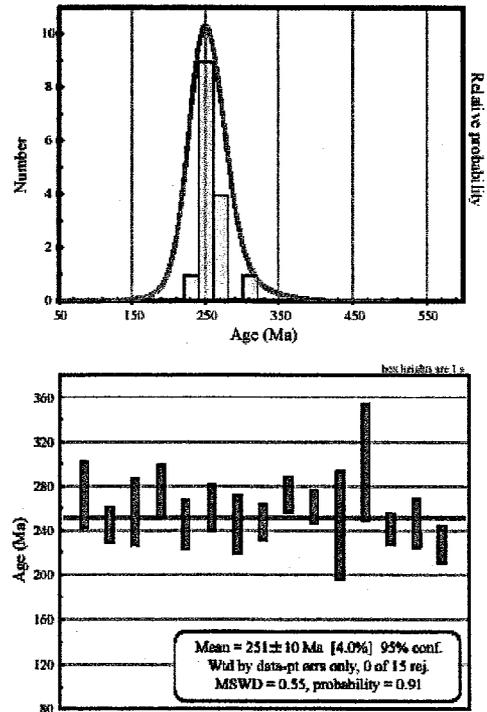


図31. 変成オフィオライト岩体中の花崗閃緑岩に含まれるジルコンのRelative probability plotと重み付け平均年代. box heights are 1σ

VIII. 考察

変成オフィオライト岩体及び田ノ原川層の帰属

田ノ原川層はペルム紀中世後期～新世前期放散虫化石の報告(竹下ほか, 1987)があることからペルム紀の地層であることがわかる. ペルム紀後期の緑色岩で中国地方に分布する秋吉帯と舞鶴帯舞鶴層群の緑色岩との比較を行った. 秋吉帯緑色岩は TiO_2 や Zr に富んだプレート内玄武岩の組成を持ち, 舞鶴帯の緑色岩は背弧盆玄武岩からなる. 田ノ原川層の緑色岩は MORB または MORB と IAT の中間的な組成を取り, T-MORB 組成を示す REE パターンと島弧玄武岩の特徴である Nb の過剰及び K, Rb, Ba, Sr の濃集 (Wilson, 1988) の両方の特徴を併せ持つことから (図25, 26), 舞鶴層群と同様の背弧盆玄武岩からなると考えられる. これらのことから田ノ原川層は舞鶴帯舞鶴層群下部層に対比される. 泥質スレートの化学組成の特徴や, 厚いチャート層を伴わない点も舞鶴層群と一致する.

変成オフィオライト岩体は舞鶴層群に付随するオフィオライト質岩体として夜久野岩類が考えられる. そこで変成オフィオライト岩体の変輝緑岩と夜久野岩類の変玄武岩・ドレライトの比較を行うと, 夜久野岩類の変玄武岩・変ドレライトは MORB の組成を持ち, 江津地域の変成オフィオライト岩体は夜久野岩類とほぼ同様の組成を持つといえる. また, REE パターンではやや E-MORB 成分に富んだ T-MORB の組成を持ち, 夜久野岩類と類似している (図25). 以上のことから, 変成オフィオライト岩体は夜久野岩類に対比できると考えられる. つまり, 舞鶴帯の帯状配列から北に離れて島根県江津地域に舞鶴帯の夜久野岩類と舞鶴層群が分布していることになり, 舞鶴帯本体と江津地域の岩体とを離れて存在させるに至ったテクトニクスを明らかにしていく必要がある.

圧砕花崗岩の起源

化学組成などによって夜久野岩類に帰属すると考えられる変成オフィオライト岩体の変苦鉄質岩に対して、その中に貫入する圧砕花崗岩類は、兵庫県朝来地域の夜久野オフィオライト中の花崗岩(Suda, 2004)が火山弧花崗岩の組成を持つものに対して、プレート内花崗岩の組成を持つ。また、年代についても Herzig et al.(1997)は兵庫県朝来地域の夜久野オフィオライト中の花崗岩類から $285 \pm 2\text{Ma}$, $282 \pm 2\text{Ma}$ の U-Pb 同位体年代を報告しており、江津地域の花崗岩類から得られた約 250Ma という年代はそれより 3000 万年以上若いものである。これらのことから江津地域の花崗岩は年代からも化学組成からも夜久野オフィオライト中の花崗岩とは異なる起源を持つと考えられる。

江津地域の花崗岩のようなプレート内花崗岩の組成を持つ花崗岩は日本列島においては非常に稀で、特に 250Ma のような古い年代のものは報告されていない。プレート内花崗岩の多くは A-type 花崗岩と呼ばれる化学的特徴を持ち、他の I, S, M-type の花崗岩とは異なる組成を持つ。A-type 花崗岩の特徴として SiO_2 , Na_2O , K_2O , Fe/Mg , F , Zr , Nb , Ga , Sr , Y 及び希土類元素に富み、 CaO , Ba , Sr に乏しい(Whalen et al. 1987)ことがあげられる。そこで $10000\text{Ga}/\text{Al}-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$, FeO/MgO , Zn , Y , Zr , Nb , Ce , $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}-\text{FeO}/\text{MgO}$, $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ の判別図を作成した(図.17~19)。江津地域の花崗岩は Ga/Al や $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ に富んだ A-type 花崗岩の領域に入るものもあり、A-type 花崗岩に近い組成を持つと言える。なお、本来 A-type 花崗岩は High-K の組成を持つが、江津地域のものは、カリウムなどのアルカリ元素については黒雲母の緑泥石化などによる変質によって溶脱されたと考えられる。

Eby(1992)は A-type 花崗岩が海洋島玄武岩に似た化学的特徴を持つグループ(A_1)と大陸地殻や島弧玄武岩に近い特徴を持つグループ(A_2)に分けた。 A_1 グループはプレート内リフティングに起因したもの(anorogenic type)で、 A_2 は大陸衝突後に生成する花崗岩(post-orogenic type)である。 $\text{Y}/\text{Nb}-\text{Rb}/\text{Nb}$, $\text{Y}/\text{Nb}-\text{Sc}/\text{Nb}$, $\text{Nb}-\text{Y}-\text{Ce}$, $\text{Nb}-\text{Y}-3\text{Ga}$ の判別図に江津地域の花崗岩の組成を乗せると江津地域の花崗岩は post-orogenic タイプの花崗岩であることがわかる(図.20, 21)。東アジア極東地域で 250Ma 前後の年代の post-orogenic A-type の花崗岩は、中国東北部で北朝鮮・ロシアとの国境付近の Yanbian 地域で報告されている。この地域は北中国地塊とハンカ地塊の衝突帯で、Dashanzui - Antu - Weizigou - Kaishantun 地域に連続してペルム紀から初期トリアス紀の衝突帯花崗岩や post-orogenic A-type 花崗岩が分布している(Dacheng et al., 2004)。Fujii et al. (2007)は、トリアス紀からジュラ紀後期にかけて舞鶴帯に沿う右横ずれ運動によって東アジア地域の地体構造の再配列が起こったと提案しており、江津地域の花崗岩は Dashanzui - Antu - Weizigou - Kaishantun 衝突帯の post-orogenic 花崗岩と関連を持つ可能性がある。

IX. まとめ

島根県江津地域の先白亜系は岩相、変成相の違いから波積南ユニット、変成オフィオライト岩体、田の原川層の三つに区分される。変成オフィオライト岩体と田ノ原川層は田ノ原川層の南部を上位とする一連の変成作用を受けていると考えられ、波積南ユニットとは断層によって接している。

ペルム系田ノ原川層の緑色岩は主に MORB または MORB と島弧ソレイトの中間的な組成を示し、舞鶴帯舞鶴層群下部層の緑色岩と類似している。また、田の原川層の泥岩は大陸に近い場所で堆積したもので、舞鶴帯吉和層のものとは一致する。このことから田ノ原川層は舞鶴帯舞鶴層群に対比できる。

変成オフィオライトの変輝緑岩は T-MORB の組成を示した。これは舞鶴層群相当層と共に存在する輝緑岩 - 斑レイ岩の岩体として、同じく T-MORB 組成の苦鉄質岩からなる舞鶴帯夜久野オフィオライトに対比できる。

変成オフィオライト岩体中の圧砕花崗岩類に含まれるモナザイトの CHIME 年代は $249 \pm 11\text{Ma}$ 、ジルコンの SHRIMP 年代は $251 \pm 10\text{Ma}$ となった。また全岩化学分析では post-orogenic A-type 花崗岩に近い組成を示した。これは朝来地域の夜久野オフィオライト中の圧砕花崗岩が 3000 万年以上も古い年代であり、火山弧花崗岩の組成を持つことから、夜久野岩類に見られる花崗岩とは異なる起源を持つ。

舞鶴帯本体の帯状配列から大きく北に離れて江津地域に舞鶴帯の岩石が露出しているということは、両者

を繋ぐために大規模な変移を想定しなければならない。中国東北部 Yanbian 地域に北中国地塊とハンカ地塊の衝突に伴うペルム紀からトリアス紀前期の衝突帯花崗岩や post-orogenic A-type 花崗岩が報告されており、江津地域の花崗岩と関連する可能性がある。

謝辞

本研究において地球造構学グループの嶋本利彦教授、安東淳一博士、片山郁夫博士には多くのご指導、ご助言をいただいた。同研究グループ博士課程後期在籍の藤井正博氏には分析方法をはじめ、多くのご指導をいただき、吉和層緑色岩の分析結果もいただいた。EPMA 分析においては柴田恭宏技官にお世話になった。SHRIMP 測定においては同位体地球惑星科学グループの寺田健太郎准教授にお世話になった。LA-ICP-MS 分析においては表層環境地球化学グループの高橋嘉夫准教授、森田康一氏にお世話になった。地球造構学グループのメンバーをはじめ、地球惑星システム学科の先生方、先輩方、ならびに同輩、後輩の皆様には研究及び学生生活において数多くのご助言、激励をいただいた。島根県江津市の旅館まこと屋の柳原フサ子氏ならびに上津井の皆様には野外調査においてさまざまな便宜をはかっていただいた。筆者が三年間研究を進め、ここに結果を報告できるのも以上の方々の御協力の御蔭であり、ここに記して感謝の意を申し上げる。

引用文献

- Anderson, J.L. and Schmidt, M.W., 1995, The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, **80**, 549-559.
- Claoué-Long J. C., Compston W., Roberts J. & Fanning C. M., 1995, Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, Society for Sedimentary Geology Special Publication, No. 4, 3-21.
- Compston, W., Williams, I.S., Meyer, C., 1984, U-Pb geochronology of zircons from linear breccia 73217 using a sensitive high-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research*, **89**: Supplement, B, 525-534.
- Dacheng, J., Ruizhong, H., Yan, L., Xuelin, Q., 2004, Collision belt between the Khanka block and the North China block in the Yanbian Region, Northeast China. *Journal of Asian Earth Sciences* **23**, 211-219.
- Eby, G.N., 1992, Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* **20**, 641-644.
- Ernst, W.G. and Liu, J., 1998, Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB -- A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, **83**, 952-969.
- Fujii, M., Hayasaka, Y., Terada, K., 2007, SHRIMP and EPMA geochronology for the granites in the northern zone of Maizuru Terrane, Southwest Japan: Correlation with Paleozoic Terranes in East Asia. *International Association for Gondwana Research Conference Series 4*, 36-37.
- 橋本光男, 1972. 中国地方の三郡変成岩の鉱物相概観. 国立科博研報, **15**, 767-775.
- 早坂康隆, 1987. 西南日本内帯西部地域における中・古生代構造作用の研究. 広島大地研報, **27**, 119-204.
- 早坂康隆・石岡純・池田圭一・隅田祥光, 2000. 舞鶴帯にまつわる 2, 3 の地質学的問題. 地団研専報, **49**, 81-91.
- Herzig, C.T., Kimbrough, D.L., and Hayasaka Y., 1997, Early Permian zircon uranium-read ages for plagiogranites in the Yakuno ophiolite, Asago district, Southwest Japan. *The island arc*, **6**, 396-403.
- Hidaka, H., Shimizu, H., Adachi, M., 2002, U-Pb geochronology and REE geochemistry of zircons from Paleoproterozoic paragneiss clasts in the Mesozoic Kamiaso conglomerate, central Japan: evidence for an Archean provenance. *Chemical Geology*, **187**, 279-293.
- Ichiyama, Y., Ishiwatari, A., 2004, Petrochemical evidence for off-ridge magmatism in a back-arc setting from the Yakuno ophiolite, Japan. *Island arc* **13**, 157-177.
- Ikedo, K., 1994. Origin of the Northern Yakuno Rocks of the Mazuru belt, Southwest Japan. *Master thesis, submitted to*

Hiroshima Univ.

- 石塚誠, 1996. 京都府大江町地域舞鶴北帯の地質学的・岩石学的研究. 広島大学卒業論文
- 小林英夫, 1979. 江津東北部の変成塩基性岩中の RODINGITE. 島根大学理学部紀要, **13**, 145-159
- Koide, Y., 1986, Origin of themetabasalts from the Maizuru tectonic belt, Southwest Japan. *Journal of the geological society of Japan*, **92**, 329-348
- Koide, Y., Sano, S., Ishiwatari, A., Kagami, H., 1987, Geochemistry of the Yakuno ophiolite in Southwest Japan. *Journal of Faculty of science, Hokkaido University, Series?*, **22**, 297-312.
- Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, **83**, 249-281.
- Mullen, E.D., 1983, MnO/TiO/P2O5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.
- 中江訓, 1991, 化学組成からみた丹波帯緑色岩の起源. *岩鉱*, **86**, 487-496.
- 岡村義彦・岡屋勉, 1975, 島根県江津地域の三郡変成岩類. 山口大教研論業, **25**, 39-45
- Pearce, J.A., 1975, Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**, 41-67.
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Thorpe, R.S. eds., *Andeste*, 525-548, John Wiley & Sons Ltd.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letter*, **19**, 290-300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **24**, 956-983.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **69**, 33-47.
- Paces J.B. and Miller J.D., 1993, Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research* **98**, 13997-14013.
- Rickwood, P.C., 1989, Boundary line within petologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, **21**, 825-828.
- 佐野栄・田崎耕市, 1989, 丹波帯の緑色岩. *地質学論集*, **33**, 53-67.
- Sano, S., Hayasaka, Y., Tazaki, K., 2000, Geochemical characteristics of Carboniferous greenstones in the Inner Zone of Southwest Japan. *The Island Arc*, **9**, 81-96.
- Schmidt, M.W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**, 304-310.
- 千貫浩, 1985, 江津市波積地域の三郡変成岩類(岩石記載). 島根大学地研報, **4**, 41-59.
- Shervais, J.W., 1982, Ti-V plots and the Petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letter*, **59**, 101-118.
- 柴田賢・西村裕二郎, 1989, 三郡結晶片岩の同位体年代. *地質学論集*, **33**, 317-341
- 鹿野和彦・宝田晋治・牧本博・土谷信之・豊遙秋, 2000, 温泉津及び江津地域の地質. *地域地質研究報告*
- Stacy, J.S., Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**, 207-221.
- Staiger, R.H., and Jager, E., 1977, Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Letters*, **36**, 359-362.
- Stern R.A., 1998, High-resolution SIMS determination of radiogenic tracer-isotope ratios in minerals. In *Modern Approaches to Ore and Environmental Mineralogy* (eds. L.J. Cabri and D.J. Vaughan) *Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, **27**, 241-268.
- Stout, J.H., 1972, Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. *Journal of Petrology*, **13**, 99-145.
- Suda, Y., 2004, Lower crustal anatexis and petrogenesis of arc granitoids in the paleo-intra-oceanic island arc, the Asago

- body of the yakuno ophiolite, Southwest Japan. Doctor thesis, submitted to Hiroshima Univ.
- Sun, S., McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors). *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London.* 313-345.
- Sun, S., Nesbitt, R. W., Sharaskin, A., 1979, Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **44**, 119-138.
- 竹下浩征・渡辺暉夫・石賀裕明, 1987, 島根県江津市田ノ原川層(三郡変成岩)からのペルム紀放射虫化石の発見. *地質学雑誌*, **93**, 435-438.
- Tanaka, K., Takahashi, Y., Shimizu, H., 2007, Determination of rare earth element in carbonate using laser-ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry: An examination of the influence of the matrix on laser-ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry analysis. *Analytica Chimica Acta*, **583**, 303-309.
- Tera, F., Wasserburg, G.J., 1972, U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **14**, 281-304.
- 山部照幸, 2003, 西中国山地の舞鶴帯周辺における地質構造からみた中生代テクトニクス. 広島大学大学院修士論文
- 山田康治郎・河野久征・白木敬一・永尾隆志・角縁進・大場司・川手新一・村田守, 1998, Rh/W デュアル X 線管を用いた低希釈率ガラスピード法による岩石中の主成分, 微量成分希土類の分析. *X 線分析の進歩*, 第 **29** 集, 47-70.
- 脇坂安彦・村上充英, 1981, 島根県江津市東部の夜久野型火成岩類. *日本地質学会第 88 年学術大会講演要旨*, 321
- Watanabe, T., Kobayashi, H., Sengan, H., 1983, Lawsonite from Quartzfeldspathic Shist in the Sangun Metamorphic Belt, Shikuma, Shimane Prefecture. *Mem. Fac., Shimane Univ.*, **17**, 81-86.
- 渡辺暉夫・千貫浩・小林英夫, 1989, 島根県江津市東部に分布する波積南テクトニック・メランジ - 地質・岩石・構造 -. *地質学論集*, **33**, 107-124
- 渡辺暉夫・竹下浩征・中沢雅之, 1986, パンペリー石_アクチノ閃石片岩相の高温限界に関する一考察 - 江津市, 田ノ原川層(三郡変成岩)中のパンペリー石 -. *山陰地域研究(自然環境)*, **2**, 105-110
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987, A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **95**, 407-419.
- Williams, I.S., 1998, U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology*, **7**, 1-35.

島根県江津地域先白亜系のテレーン解析, および随伴オフィオライト質岩体の起源

伏木治・早坂康隆・藤井正博・寺田健太郎 (広島大学)

Terrane analysis for the Pre-Cretaceous Formations and origin of associated ophiolitic rocks in the Gotsu area, Shimane Prefecture, Southwest Japan

Osamu FUSHIKI, Yasutaka HAYASAKA, Masahiro FUJII and Kentaro TERADA (Hiroshima Univ.)

島根県江津地域の先白亜系は、岩相から変オフィオライト質岩体、弱変成のペルム系田ノ原川層、結晶片岩からなる波積南層に分けられる(小林, 1979)。波積南層は周防帯に属するとされているが(Nishimura, 1998)、オフィオライト質岩体と田野原川層の帰属は未解決である。オフィオライト質岩体については舞鶴帯の夜久野岩類に類似するとの報告(脇坂・村上, 1981)があるが、舞鶴帯は京都府北部から岡山県、広島県を経て島根県西部の津和野地域まで帯状に分布し、江津地域はそこから大きく北に離れて孤立している。本研究では地質調査により岩相地質図を作成し、モナザイトのCHIME年齢とジルコンのSHRIMP年齢の測定、及びXRFによる全岩化学組成の分析などによって、この地域の先白亜系の帰属について検討した。

変オフィオライト質岩体：主に変ドレライトと変斑レイ岩からなり、圧碎花崗岩を伴う。変ドレライトの全岩組成は夜久野オフィオライトと同じくT-MORBへの類縁性を示す。圧碎花崗岩はその大部分がトータル岩で、一部は花崗閃緑岩である。花崗閃緑岩から分離したモナザイトのCHIME年齢は 249 ± 11 Ma、同じく花崗閃緑岩から分離したジルコンのSHRIMPによるU-Pb年齢は 251 ± 10 Maとなった。これらの年齢は、兵庫県朝来地域の夜久野オフィオライトの圧碎花崗岩から分離されたジルコンのTIMSによるU-Pb年齢(282 ± 2 Ma, 285 ± 2 Ma; Herzig et al., 1997)より約30Ma若い。また、夜久野オフィオライトの圧碎花崗岩が火山弧起源に判別されるのに対して、江津地域の圧碎花崗岩はLow-KソレアイトのみでHigh-Yのプレート内花崗岩の微量元素組成を示す。

田ノ原川層：主に変ドレライト、変玄武岩などの緑色岩からなり、泥質スレートと少量の酸性凝灰岩を伴う。泥質スレートからペルム紀中世後期～新世前期の放射虫化石が報告されている(竹下ほか, 1987)。変オフィオライト質岩中の変成角閃石はホルンブレンド主体で、田ノ原川層の緑色岩はアクチノ閃石が主体であるが、境界は漸移的であり、いずれにも高圧条件を示唆する変成鉱物はみられない。変オフィオライト質岩体と田ノ原川層の緑色岩は元来一続きのもので、田ノ原川層は、オフィオライト層序の最上部を示していると考えられる。変玄武岩はMORBに類似した全岩組成を示すものの、微量元素の一部にNbの潤濁など島弧ソレアイトの特徴も併せ持っている。この特徴は舞鶴層群下部層の変玄武岩と同様、背弧盆起源を示唆すると考えられる。泥質スレートのMn-Ti-Al含有量は陸に近い浅海での堆積を示し、これも舞鶴層群の泥岩の組成と一致する。

波積南層：主に泥質片岩からなり、塩基性片岩、砂質片岩、超苦鉄質岩を伴う。変オフィオライト質岩体、および田ノ原川層とは高角断層で接する。全体に良く再結晶し、片理も発達しているが、塩基性片岩はアクチノ閃石や緑泥石を主体とするものから藍閃石主体のものまでが不規則に出現し、テクトニック・メランジとなっている(渡辺ほか, 1989)。

対比：以上の結果から、田ノ原川層は、西南日本内帯の中では舞鶴層群に最も良く対比される。これが正しいとすると、変オフィオライト質岩体は夜久野オフィオライトに対比されるが、圧碎花崗岩だけは年代と微量元素組成が異なり、夜久野オフィオライト中のものとは起源を異にすると考えた方がよい。波積南層は、岩相と変成条件から周防帯に対比できる。江津地域に舞鶴帯が孤立して存在するようになるテクトニクスの解明が今後の課題である。

引用文献：

- Herzig, C. T., Kimbrough, D. L. and Hayasaka, Y., 1997. *Island Arc*, 6, 396-403
小林英夫, 1979. 島根大学理学部紀要, 13, 145-159
Nishimura Y., 1998. *J. metamorphic Geol.*, 16, 129-140
竹下浩征・渡辺暉夫・石賀裕明, 1987. 地質学雑誌, 93, 435-438.
脇坂安彦・村上充英, 1981. 日本地質学会第 88 年学術大会講演要旨, 321.
渡辺暉夫・千貫浩・小林英夫, 1989. 地質学論集, 33, 107-124

(講演要旨：日本地質学会第 114 年学術大会 (札幌), 2007 年 9 月)

舞鶴帯と秋吉帯の碎屑性ジルコン・モナザイトの EPMA 年代

早坂康隆・宮本隆実・藤井正博・勝部亜矢 (広島大・理), 保名七美 (愛媛大・理)

EPMA dating of detrital zircon and monazite from the Maizuru and Akiyoshi terranes,
Inner zone of Southwest Japan.

Yasutaka HAYASAKA, Takami MIYAMOTO, Masahiro FUJII, Aya
KATSUBE (Hiroshima Univ.) and Nanami YASUNA (Ehime Univ.)

舞鶴帯と秋吉帯のペルム系とトリアス系の砂岩から分離した碎屑性ジルコンとモナザイトの EPMA 年代を測定した。測定には JEOL JXA-8200 を用い、15kV-200nA, ビーム径 5 μ m で、Pb の測定はローランド円半径 100 mm の高感度分光器で、ジルコンでは M α 線を、モナザイトでは M β 線を用い、ピークの測定に 440 秒かけた。モナザイトは 1 粒子につき 1 ポイントを測定して見かけ年代を算出し、その粒子の年代とした。ジルコンでは 1 粒子につき 3 ポイントを測定して見かけ年代を算出し、その重み付け平均をその粒子の年代とした。測定した試料と測定結果を以下に示す。

1) 秋吉帯のペルム系大田層：山口県美祿郡秋芳町柵田 (おおごだ) から採集した中粒砂岩より重鉱物を分離したがモナザイトは含まれておらず、ジルコンのみを測定した。ジルコンは、角がやや丸みを帯びた自形に近いのものが多く、大部分は igneous zoning を示す。測定された年代は 250~320Ma の範囲にあり、その Relative Probability 曲線は 270Ma 付近に単一のピークを持ち、ほぼ対照的な形となった。

2) 秋吉帯中部トリアス系厚保層群：山口県美祿市厚保より採集した中粒砂岩からモナザイトとジルコンを分離し、モナザイトのみを測定した。算出された見かけ年代は大部分が 1800~1930 Ma の範囲にあり、ピークは 1840 Ma となった。

3) 秋吉帯上部トリアス系成羽層群：岡山県井原市芳井町上嶋から採集した中粒砂岩よりモナザイトとジルコンを分離して両者を測定した。モナザイトの年代は、1 粒子が 254 Ma と若い値を示した他は大部分が 1800~1900 Ma の範囲にあり、ピークは 1850 Ma となった。ジルコンはウラン・トリウム含有量が少ないものが多く、算出された年代の誤差は大きい。200~400 Ma の若い年代群 (ピークは 240 Ma) と、1600~2400 Ma の古い年代群 (ピークは 1850 Ma) に分かれた。若い年代のものは、ほぼ自形で明瞭な igneous zoning を示し、古い年代のものは歪円形で、丸みを帯びた同心円状の弱い累帯構造を示すものが多い。

4) 福山地域舞鶴帯の上部トリアス系：広島県福山市北部一帯には舞鶴層群に対比されるペルム系山野層群

が分布している。山野層群の分布域の北部に位置する神石高原町坂瀬川には成羽型植物化石を産する浅海—汽水相トリアス系の分布が古くより知られていた(西川, 1963)。この中粒砂岩よりモナザイトとジルコンを分離して両者を測定した。その結果, 230Ma 前後の2つの若い粒子の他は大部分が 1800~1900 Ma の範囲にあり, そのピークは 1850Ma となった。ジルコンについても上記の成羽層群とほぼ同様の結果となった。

5) 岡山市北方の舞鶴帯上部トリアス系金川層: 岡山市北部の御津地域に分布する金川層の中粒砂岩より重鉍物を分離したがモナザイトは含まれておらず, ジルコンのみを測定した。ジルコンには, 自形に近い形で明瞭な igneous zoning を示す無色のものと, 垂円形で丸みを帯びた同心円状の弱い累帯構造を示す淡褐色のものが認められる。前者は, 1粒子が 531 ± 46 Ma となった他は 220~320Ma の年代を示し, そのピークは 240 Ma 付近である。後者は 1720~2450 Ma の年代を示し, ピークは 1950 Ma 付近である。この試料については SHRIMP による測定を実施し, 上記とほぼ同じ結果を得た。また, 古い年代群を構成するものでは, コアが 2200~2400 Ma, リムが 1800~1900 Ma となっていることを確認した。

以上の他に, 舞鶴—大江地域の最上部ペルム系公庄層と下部トリアス系夜久野層群, 同志高層群からジルコンを分離して測定し, これらについては足立・鈴木(1992)とほぼ同様の結果を得た。以上のデータを併せ, それらの意味について発表を行う予定である。

文献: 西川 功, 1963, 地学研究, 14, no.5, 154.

足立 守, 鈴木和博, 1992, 地質学論集, no.38, 111-120.

(講演要旨: 日本地質学会第 114 年学術大会 (札幌), 2007 年 9 月)

島根県大東地域に分布する片麻状花崗岩のジルコン・モナザイトの EPMA 年代と SHRIMP 年代

石原幸子・早坂康隆 (広島大・理)

EPMA and SHRIMP dating of monazite and zircon from gneissose granites in the Daito area, Shimane Prefecture, Southwest Japan.

Sachiko ISHIIHARA, Yasutaka HAYASAKA (Hiroshima Univ.)

地質概説と岩石記載: 中国地方における飛騨・隠岐帯の分布を把握するために, 江尾構造帯(石賀ほか, 1991)の西方延長よりやや北方に位置する島根県雲南市大東地域の花崗岩類の研究を行った。大東地域にはモリブデン鉱床があって, 古くから研究が行われ, ここに片麻状花崗岩類の存在が知られていた(山本, 1954; 石原, 1966, 1971)からである。大東地域の花崗岩類の中で, 一般の山陰型花崗岩類とは異なる特徴を示すのは, 地域北西部に分布する蓮花寺花崗岩(黒雲母花崗岩)と, このさらに北西側を縁取るように分布する片麻状花崗岩である。片麻状花崗岩には, 露頭において明暗の縞状構造, および鉱物の形態定向配列によって示される foliation が顕著である。鏡下においてはプラストマイロニチック組織を呈し, 石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母の他に, 白雲母, ザクロ石, 紅柱石, 垂鉛スピネル, ピナイト化した堇青石などを伴い, 変成岩的である。このことから, 山本(1954)は, 泥質片麻岩が花崗岩化作用を受けたものと考えた。蓮花寺花崗岩は, 露頭において部分的にごく弱い片麻状構造を示し, 黒雲母がクロット状となっており, しばしば, 細粒化してやや暗色に見える輪郭不明瞭な部分が数十 cm~数 m の様々なスケールでシュリーレン状に認められる。この部分では黄鉄鉱粒子が面上に配列して観察されることから, 後の鉱化作用の時期に熱水変質を

受けたものと思われる。鏡下においては、ほとんどの石英が波動消光を示し、一部細粒再結晶化している。このことから、クロット状の黒雲母も、もとあった粗粒な黒雲母が細粒再結晶したものと判断される。

モナザイト・ジルコンの CHIME 年代：広島大学自然科学研究支援開発センター設置の EPMA (JEOL JXA-8200)を用いて、まず、蓮花寺花崗岩に含まれるモナザイトの CHIME 年代の測定を行った。その結果、 $55.2 \pm 6.8\text{Ma}$ という年代を得た。このモナザイトには SO_3 にして 0.4w%程度の多量の硫黄が含まれる。孫・鈴木 (2004) は、モナザイトに硫黄が含まれる場合、モナザイトの U-Th-Pb 系が後のイベントで一旦開放系となり、年代値が大きくばらつくことを報告した。今回の測定では、全ての分析ポイントで安定した硫黄の含有量を示し、それらが一つのアイソクロンを形成すること、母岩の一部に黄鉄鉱を多量に含む部分が認められること、この CHIME 年代が、この地域の鉍化作用の時期を示すモリブデナイトの Re-Os 年代 (Suzuki et al., 1995) に一致することなどから、鉍化作用に関係して若返った年代と判断した。次にジルコンの CHIME 年代の測定を試みた。その結果、 $90 \pm 19\text{Ma}$ という年代を得た。このジルコンのアイソクロン図上では、各測定点のばらつきが測定誤差を越えて異常に大きいことから、異なる形成年代のものが混在している事が予想される。ポイント毎の年代をヒストグラムにしてみると、134Ma と 200Ma にも弱いピークが見られたが、個々の測定誤差が大きく、明瞭ではない。

ジルコンの SHRIMP U-Pb 年代：広島大学設置の SHRIMP II を用いて、蓮花寺花崗岩と片麻状花崗岩、および、その他の花崗岩類の合計 6 試料から分離したジルコンの U-Pb 年代の測定を行った。データ解析は終わっていないが、現段階で分かることは次のとおりである。片麻状花崗岩の $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年齢は全て 59–88Ma の範囲にある。 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年齢は測定誤差が大きいが、一部で 200Ma を越える古いものがあり、inherited な年代を示すものが含まれる。蓮花寺花崗岩については、測定誤差の範囲でコンコールドなものほとんどで、その $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年齢は全て 53–82Ma の範囲にある。以上のように、大東地域の花崗岩が飛騨-隠岐帯のものであるという明瞭な証拠は現段階では得られていないが、その可能性はなお否定できない。

引用文献

- 石賀裕明ほか, 1991, 島根大学地質学研究報告, 10, 53–56.
山本豊穂, 1954, 広島大学地学研究報告, no.4, 1–15.
石原舜三, 1966, 地質学雑誌, 72, 553–572.
石原舜三, 1971, 地質調査所報告, no.239, 1–178.
孫 徳有, 鈴木和博, 2004, 名古屋大学博物館報告, no.20, 15–23.
Suzuki et al., 1996, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 3151–3159.

SHRIMP and EPMA dating of detrital zircons and monzaites from the Permian and Triassic formations in Southwest Japan

Yasutaka HAYASAKA¹, Takami MIYAMOTO¹, Masahiro FUJII¹,
Aya KATSUBE¹ and Kentaro TERADA¹

¹ *Department of Earth and Planetary Systems Science, Hiroshima University, Higashi-Hiroshima, 739-8526 Japan,
hayasaka@geol.sci.hiroshima-u.ac.jp*

Studying the age distribution of detrital grains can be a useful tool for determining the provenance of formations within sedimentary basins. We measured the SHRIMP U-Pb and EPMA U-Th-total Pb ages for detrital zircons and monazites separated from 9 samples of sandstone in the Permian and Triassic formations in Southwest Japan. This study aims to assess which hinterland the Paleozoic to Mesozoic sedimentary basins of Japan originated from, i.e. continents such as South China or North China. This is possible by checking for the existence or absence of detrital grains that have late Proterozoic (0.7-0.9 Ga) ages, which are commonly found in the South China Block [1] [2]. As shown in Fig. 1, the EPMA dating technique has sufficient accuracy to identify grains of this age range, despite a relatively larger estimation error. The data suggests that the tested grains show no significant correlations with a provenance related to the South China Block. We concluded that the North China Block could be a more suitable candidate for the hinterland of the Permian and Triassic basins of Akiyoshi Terrane as well as the western part of the Maizuru Terrane. The data from the eastern part of the Maizuru Terrane shows a possible association with the Khanka Massif.

Keywords: detrital zircon; monazite; SHRIMP; EPMA dating; Southwest Japan

References

- [1] J.C. Grimmer et al., *Chemical Geology*, **197**, 87-110 (2003).
- [2] A.L. Weislogel et al., *Geology*, **34**, 97-100 (2006)

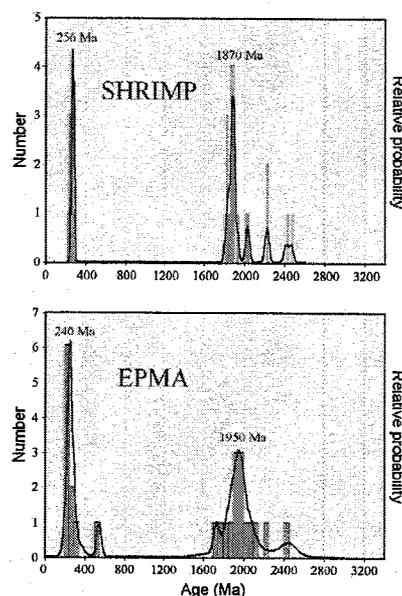


Fig. 1 SHRIMP vs EPMA ages of zircon from the Upper Triassic Kanagawa Formation of the Maizuru Terrane.

International Symposium on Gondwana to Asia and 2007 IAGR Annual Convention, (Fukuoka, Japan, November 8-12, 2007)

SHRIMP and EPMA geochronology for the granites in the Northern zone of Maizuru Terrane, Southwest Japan: Correlation with Paleozoic terranes in East Asia

Masahiro FUJII, Yasutaka HAYASAKA and Kentaro TERADA

*Department of Earth and Planetary Systems Science, Graduate School of Science,
Hiroshima University, Higashi-Hiroshima 739-8526, Japan.*

Geochronologic and petrologic data for granitic rocks would give some constraints on widespread geological correlation among discrete terranes, because the constituent rocks have a specific age component and petrologic characteristics in connection with geotectonic history of each terrane. We report new zircon-SHRIMP and monazite-

EPMA ages of granitic rocks from the Maizuru Terrane, Southwest Japan, and propose a possible correlation among the Paleozoic-Mesozoic terranes in Japan and adjacent continental area. The Maizuru Terrane in the Inner Zone of Southwest Japan, thought to have formed during late Paleozoic to early Mesozoic time (e.g. Ishiwatari, 1985; Hayasaka, 1990), is divided into three subzones based on their lithology; the Northern, Central and Southern zones. The Southern and Central zones have been considered to be a collided arc-back arc system, while the Northern zone consisting mainly of deformed granites, paragneiss and amphibolite is thought to be a fragment of matured continental crust (Ikeda and Hayasaka, 1994; Hayasaka et al., 1996). The Northern zone is further subdivided into two parts, the western and eastern bodies, bounded by high-angle fault with serpentinite.

We obtain the zircon SHRIMP U-Pb ages of 424 ± 16 Ma and 405 ± 10 Ma (Siluro - Devonian) for two samples of the granites from the western body. One of the above samples also has older inherited age clusters around 765 Ma and 580 Ma. U-Th-total Pb EPMA dating of the monazite from the above two samples shows 475 - 460 Ma. Two samples of tonalite from the eastern body show zircon SHRIMP ages of 249 ± 10 Ma and 243 ± 19 Ma (Permo - Triassic) respectively.

Similar types of deformed granites of Siluro-Devonian age have been well known as the Hikami granites in the South Kitakami Terrane, Northeast Japan. They show zircon SHRIMP ages of ca. 440 - 430 Ma (e.g. Watanabe et al., 1995) with inherited ages of 580 Ma and 750 Ma (Suzuki and Adachi, 1991). Furthermore, the Permian Maizuru Group in the Maizuru Terrane is well correlated with the Toyoma Formation in the South Kitakami Terrane based on their brachiopod fauna (Tazawa, 2000). Thus, we conclude that the Siluro-Devonian granites of the Northern zone can be correlated with the Hikami granites in the South Kitakami Terrane. In the neighborhood continental area, the Siluro-Devonian granites are only reported from the Khanka massif in the southern Primorye, Russia. Khanka massif is composed of Lower Cambrian sedimentary and igneous rocks, intruded by the Siluro-Devonian granites (e.g. Natal'in, 1993). On the east of the massif, the upper Paleozoic Kalinovska ophiolite, the Permian Sebuchar and Udeka formations and the Jurassic Samarka Terrane are structurally stacked by thrust faults in descending order (Kojima et al., 2000). Such geology corresponds to that of the upper Paleozoic Yakuno ophiolite, the Permian Ultra-Tamba Terrane and the Jurassic Mino-Tamba-Ashio Terrane in the Inner zone of Southwest Japan. We propose that the Triassic-Late Jurassic dextral strike-slip movement occurred in East Asia is involved with the emplacement mechanism of the Northern zone of the Maizuru Terrane. In relation to this, we tentatively correlate the Permo-Triassic granites of the eastern body with the granitic rocks of Hida Terrane, Southwest Japan. They might have amalgamated with the Siluro-Devonian granites of the Northern zone, separated from the Khanka massif, as they are split from the Hida Terrane by the dextral strike-slip fault. Such strike-slip movement is concerned with the structural rearrangement of the Pre-Cretaceous terranes in Far East Asia.

References:

- Hayasaka Y., 1990, *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, 81-95. Publication of IGCP Project 224, Osaka.
- Hayasaka, Y. et al., 1996, *Tectonics and Metamorphism (The Hara Volume)*, SOUBUN Co. Ltd., 134-44. (in Japanese with English abstract).
- Ikeda, K. and Hayasaka, Y., 1994, *Jour. Min. Pet. Econ. Geol.*, 89, 443-454. (in Japanese with English abstract).
- Ishiwatari, A., 1985, *Journal of Petrology*, 26, 1-30.
- Kojima, S. et al., 2000, *Geosciences Journal*, 4, 175-85.
- Natal'in, B., 1993, *The Island Arc*, 2, 15-34.
- Suzuki K. and Adachi M., 1991, *Geochemical Journal*, 25, 357-76.
- Watanabe, T. et al., 1995, *Geological Journal*, 30, 273-80