

# 日本地質学会

関西支部会報 No.125 (合併号)  
西日本支部会報 No.113

JOINT ISSUE  
PROCEEDINGS No.125 OF THE KANSAI BRANCH  
AND  
PROCEEDINGS No.113 OF THE NISHINIHON BRANCH  
GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN



1999年1月

---

日本地質学会関西支部・西日本支部合同四国例会

講演要旨・学会記事

1998年11月21・22日 愛媛大学理学部

---

## 日本地質学会関西支部・西日本支部合同支部例会の報告

1998年11月21日(土)に、愛媛大学理学部を会場に合同例会が開催された。また、22日(日)には松山市近傍の活断層と中央構造線をめぐる巡検がもたれた。例会は午前9時、鹿島愛彦会員のご退官(2000年3月末)を記念する意味の講演から始まった。約1時間の講演では、「すねぐろのルート・マップ」と題して、同会員の40年におよぶご研究の足跡が語られた。ライフワークの仏像構造線研究に始まり、石灰岩塩酸不溶性残渣の研究、愛媛県を中心とした秩父・御荷鉾・三波川・四万十・領家各帯や、国営農業用水隧道やダムに関連した調査・研究の経緯、さらに近年の環境地質学分野でのお仕事など多岐にわたる内容で、参加者に深い感銘を与えた。

つづいてシンポジウム「断層帯の挙動と物質」に移り、次の5題の研究発表をめぐって活発な討議がなされた。

1. 田中秀実：四国中央構造線断層破砕帯から得られたクリープ性断層岩組織
2. 榊原正幸・池田倫治・梅木美妙：付加体地質学から見た沈み込み帯における巨大地震の要因
3. 尾上謙介・細 善信・藤田安良・土居 光・平野和朗・田中寅夫：中央構造線における光波測定の結果について
4. 岡田篤正：中央構造線活断層系の活動区の区分と活動履歴
5. 小松正幸：延性-脆性境界におけるシュードタキライトの形成

午後には次の17の個人講演が行われた。

1. 永井慈史・加藤祐三：火山豆石構成粒子の粒度分布
2. 妹尾 護：佐賀県中央部、多久市付近に分布する古銅輝石デイサイト中の硫化鉱物
3. 徳岡隆夫・山内靖喜：宍道断層と島根原発・中海干拓事業-地質学の問われている役割
4. 浦田健作：孤立カルスト台地の地形と水文地質-福岡県平尾台、愛媛県城川、沖縄県知念台地の例
5. 平野昌繁：1927年北丹後地震による変位場の再検討
6. 森野道夫・能見忠歳・竹野恵美・池田小織：中央構造線活断層系鳴門断層近傍の沖積扇状地堆積物・土器包含層にみられる粘土脈を伴うクラック
7. 原 郁夫・塩田次男：愛媛県丹原町湯谷口の中央構造線における破砕岩の挙動
8. 坂口有人：付加体深部の流体移動解明における鉱物脈研究の有用性
9. 石田啓祐：中生界礫岩から産する放散虫と先白亜紀付加体の削剥
10. 酒井 彰：四国西端部の秩父累帯の砂岩組成
11. 梅田真樹・栗原敏之：高知県、伊野層の層状チャートからの中生代放散虫化石
12. 波田重熙：四国から見た西南日本外帯の構造の特徴
13. 高見美智夫・竹村理左・西村祐二郎・小島央彦：中琉球弧、沖縄諸島北東部のジュラ紀付加コンプレックスにおける海洋プレート層序の復元
14. 小島央彦・西村祐二郎・高見美智夫・板谷徹丸：沖縄諸島、名護層の変成作用とK-Ar年代
15. 山北 聡・小嶋 智・大藤 茂・伊藤谷生・S. V. Kovalenko・A. I. Obzhurov：シホテアリン南部のジュラプレカ帯
16. 松岡 篤・楊 群・小林健太・長橋 徹・曾 慶高・王 玉浄：チベットシャーレー地域におけるジュラ-白亜系珪質堆積層の地質構造と放散虫化石
17. 佐藤信次・猪俣道也・金 容義：近年の北朝鮮における地質学の発達

なお、例会参加者は69人であった。

懇親会は午後6時30分より、会場を愛媛大学厚生会館に移して開かれた。岩崎正夫会員の発声による乾杯に始まり、午後8時半頃まで親睦を深めた。参加者は45名。

翌22(日)は、鹿島愛彦会員、高橋治郎会員、田中秀実会員をリーダーとして、活断層や中央構造線の巡検が行われ

た。

温泉郡川内町では衝上断層とみられる露頭において、川上断層を示すものか地すべり性のものかに論議が集まった。また同町内の2地点に於いて、北方断層の北側上がりの断層崖を観察した。

松山市高井町では、愛媛県の活断層調査として進行中の、重信断層のトレンチを見学する機会が得られた。説明に当たられた現地技術員に感謝したい。

伊予郡砥部町では中央構造線砥部時階の模式地を見学した。ここでは、北側の和泉層群と南側の久万層群明神層を画する中央構造線とフィロナイト様岩石をつぶさに観察し、変形の特徴や岩質についての論議が交わされ、さらに明神層の堆積過程にも関心が寄せられた。

最後の観察地点、伊予郡双海町高野川では、小沢に露出している活断層露頭に於いて、前日のシンポジウムでの討論につづいてクリープ性の断層運動に論議が集中した。

肌寒い天候ではあったが、良く準備された資料に基づくリーダーの熱心な解説に触発されて活発な論議が展開され、参加者20名一同、有意義な一日を過ごすことができた。

今回の合同例会にあたり、準備や運営に尽力された愛媛大学の関係者各位に心から感謝申し上げたい。

井本伸広（関西支部支部長）・大塚裕之（西日本支部支部長）

## 記念講演

### すねぐるのルート・マップ

鹿島 愛彦（愛媛大学・農）

Route Map SUNEGURO  
Naruhiko Kashima

#### 1. 佛像構造線の旅

1956年に愛媛大学教育学部の永井浩三先生より与えられた卒業研究のテーマは、「佛像構造線付近の地質」で、「法華津衝上」付近の地質調査を実施した。その後、県内の佛像構造線付近を調査しその活動に法華津衝上・高川断層・黒井地断層の各時階の認められることを報告した。

次いで九州島の調査・研究を行い、大分県佐伯市・南海部郡地域、宮崎県西臼杵郡日ノ影町地域、熊本県球磨村地域、鹿児島県阿久根市・川内市・日置郡久多島・川辺郡野間岬地域および沖縄県沖縄本島北端部を調査し、津井-夏木山構造線・木浦衝上・見立衝上・大阪間構造線・牛の浜構造線および辺土衝上について検討した。そして九州島の佛像構造線に木浦衝上・津井断層（見立衝上）・新木浦衝上の3時期の活動の認められることを報告し、四国西部の3時階に対比した。

更に琉球列島の島々に佛像構造線を追跡し、奄美大島・加計呂麻島の地質と佛像構造線の奄美の屈曲、慶良間列島の地質と佛像構造線の慶良間の屈曲、沖縄島中部の本部半島の地質と名護断層について検討した。

一方四国西部において、佛像構造線南縁の四万十帯の地層が、三宝山帯に由来するチャート・石灰岩・塩基性火山岩類などのオリストリスより構成される巨礫岩相を伴うことを報告したが、同様の巨礫岩相が琉球列島（奄美大島・加計呂麻島・沖縄島）の佛像構造線に接する四万十帯の地層に認められることを明らかにした。そして佛像構造線に接する四万十帯の巨礫岩相は、三宝山帯の四万十帯への衝上時にその堆積場に供給された三宝山層群起源のオリストリスに由来するものであり、この構造運動が佛像構造線の初源的活動である可能性を指摘した。

最近、佛像構造線断層帯が活断層であるか否かの論議やその確認のための電気探査・ボーリング調査の行われた所もあるが、四国西部においては肱川流域の第四系の調査結果から、佛像構造線の一部が活断層である可能性を指摘した。

#### 2. 塩酸あそび（石灰岩不溶性残渣）

四国西部に分布する石灰岩には化石を含むものが少なく、当地域に分布する地層群の地質時代を決めることが困難でそれらの対比の出来ない状態にあった。1964年、乏しい研究費で可能な、石灰岩を塩酸で溶解しその残渣を検討することを思いつき、四国西部を始め西南日本各地の化石層序の明らかな試料について検討した。

石灰岩不溶性残渣中の粘土鉱物種は堆積環境によって初生的に支配されていること、残渣中の重鉱物種の新たな出現および消滅は石灰岩の岩相変化や不整合面を境界として認められること、石灰岩堆積地域と碎屑物堆積地域との地文関係とその変化を知る指標となり得ることなどを明らかにした。現時点で、石灰岩溶解時に発生するガスの組成・不溶性残渣中の有機物の検討が、地球環境問題とからんで重要課題と思われ、当時に比して計測機器の飛躍的に進歩している現在では容易に解析できるのではないかと考えている。

#### 3. 郷土の地質

1964年愛媛大学助手文理学部に採用となり、四国西部秩父帯の地質調査を本格的に始めることとした。この調査の中で、四国西部においては秩父帯の地層配列は帯状構造をとらず、魚成衝上の北西方向への屈曲と共に秩父帯南帯

(三宝山帯)が広く北西方向に分布し御荷鉾帯に接することを報告した。

1968年度文部省内地研究員として九州大学理学部地質学教室の松本達郎先生・勘米良亀齡先生を始めとする諸先生のご指導を得て「Stratigraphical Studies of the Chichibu Belt in Western Shikoku」をまとめることができた。

その後、秩父帯からの御荷鉾帯・三波川帯・四万十帯・領家帯へと調査範囲を広げ現在にいたっている。1957年に調査研究を始めた大野ヶ原を含む四国カルストから小田町-肱川町にかけての地域のこれまでの地質調査の結果を総括して、1998年「大野ヶ原地域の地質、とくに浮穴メランジについて」として講演発表した。

#### 4. 国営南予用水農業水利事業の隧道・ダムその他の地質調査

1967年の愛媛県南予地方の大旱魃を契機に、国営南予用水水利事業が事業化された。肱川上流部に築造された野村ダムから用水を取水し、南予地方海岸部2市7町(宇和島市・八幡浜市・吉田町・明浜町・三瓶町・保内町・伊方町・瀬戸町・三崎町)の蜜柑園に灌漑用水を送ると共に、2市8町(先に三間町を加えた)に水道用水を供給する目的で施工され、1996年に完工している。

1976年から1996年までの21年間、中国四国農政局南予農業水利事業所よりの受託研究として、吉田導水路を始めとする南・北両幹線水路の隧道及び地表調査、布喜川調整池・伊方調整池・東蓮寺ダムなどの岩盤地質調査を行った。地質調査に当たっては、愛媛大学教育学部高橋治郎教授を始めとして、理学部地球科学科・教育学部地学教室の多数の学生さん達のご協力を得たことを明記してお礼を申し上げる。

#### 5. 環境地質学的研究への道

愛媛大学教養部の改組問題が浮上し、総合情報科学部などの新学部構想が検討された中で、地球環境問題が身近な問題として多方面に取り上げられる現今の社会的基盤を反映して、環境問題がらみの新学部を模索する動きもあった。教養部が廃止されるにせよ、新学部が創設されるにせよ、今後の地質学的研究は環境問題がらみの分野を志向する必要があると考え、研究路線を環境地質学にシフトさせるよう試みて来た。

1980年頃から、松山平野付近の環境地質学的研究、佐田岬半島・肱川流域・南予地域・東予地域など県下に分布する第四系の研究を行ってきた。

1992年頃からは、日本におけるカルスト研究の一環として、四国島における、石灰岩片を用いての溶食量の実測と溶食にかかわる降水量・土壌中の二酸化炭素濃度の観測を担当しており、IGCP379と関連して、カルスト化過程(溶食モデル)の体系化を目的の一つとしている。

学生時代から趣味として始めた洞穴探検は、石灰洞の地質学鉱物学的諸研究・火山洞穴の鉱物研究に進み、UIS 洞穴鉱物委員会のC. A. Hill 女史との交流に進展している。

地下空間の形成過程及びその内部に形成された鍾乳石・堆積物類は、過去の地表環境を反映する各種の情報を保存しており、環境地質学的視点からの解明が期待されているところである。

---

 シンポジウム
 

---

## 四国中央構造線断層破碎帯から得られたクリープ性断層岩組織

田中秀実<sup>\*1</sup>・檜 晋一郎<sup>\*1</sup>・青山善行<sup>\*2</sup>・徳永賢一<sup>\*2</sup>

\* 1 愛媛大学理学部生物地球圏科学科

\* 2 愛媛大学工学部機械工学科

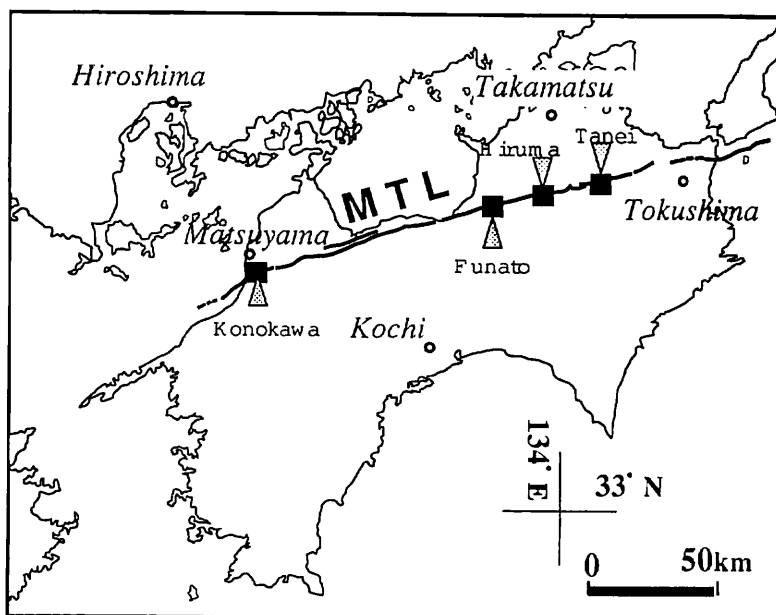
Creep motion of active trace of M. T. L. deduced from flow texture in the fault gouge

Tanaka H., Hinoki S., Aoyama Y., and Tokunaga K.

はじめに

四国地方における中央構造線は、内帯に和泉層群の堆積岩類、外帯に三波川結晶片岩類が接触し、地質境界をなす。その地質境界付近では、中央構造線活断層(岡田1992)が平行および雁行に配列する。これらの活断層はいくつかのセグメントに分類されており、活動度も多様である。

近年、国土地理院の長年にわたる光波測定の結果より、跡津川断層系が非常に低速度(1~2 mm/year)ながらもクリープ変形を起こしている可能性が指摘された。また地震フロンティア計画による、跡津川断層系、茂住-祐延断層の断層調査トンネルに見られる断層岩中の流動組織より、上記のクリープ変形が断層



第1図

破碎帯の流動によってもたらされている可能性が指摘された(田中1998)。四国中央構造線においても、京都大学防災研究所によって長年に渡る光波測量がなされ、その結果、この断層系も跡津川断層系と同様の速度のクリープ変形を起こしていることが推定されている(尾上ほか1998, 尾上ほか, 本シンポジウム)。

我々は、四国地方中央構造線活断層系の断層露頭から断層岩を採取し、定方位研磨標本を作成し、組織の観察を行っている。調査対象とした断層露頭は、愛媛県伊予市高野川(伊予断層)、徳島県池田町舟戸(池田断層)、徳島県池田町昼間(池田断層)、徳島県脇町(田上断層)である。

### 断層岩の組織と流動の法則

いずれの露頭から採取した試料にも、明瞭な流動組織が発達している。流動組織は次のような特徴を示している。

- (1)断層ガウジに発達する剪断面(複合面構造)の発達は著しく弱い。
- (2)白色~青灰色、および青灰色~茶褐色を呈する粘土鉱物からなり、約5 mm~5 cmの幅を示す組成縞が発達している。

(3)青灰色を呈する断層ガウジ中には、角がとれて丸みを帯びた石英クラストが基質をなす粘土鉱物中に散在し、その周囲の基質粘土鉱物は、クラストの両側に伸長して面構造をなす(第2図)。

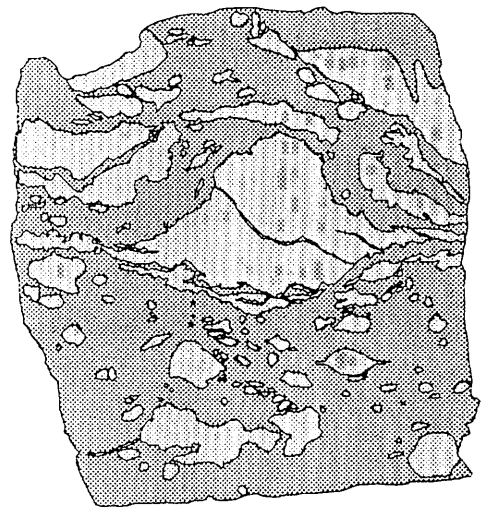
このような流動組織の形成過程は、流体力学の領域ですでによく知られており、ストークスの流れとして記述されている。またレイノルズの法則により、レイノルズ数(R)が等しい流れは、その流動パターンが相似になることが知られている。レイノルズ数は次式によって表される。

$$R = \rho L U / \eta = L U / \nu$$

ここで、 $\rho$ は密度、Lは流れの中にある物体の代表的な長さ、Uは流れの速度、 $\eta$ は粘性率、 $\nu$ は動粘性率であり、 $\nu = \eta / \rho$ で定義される。中央構造線の断層岩に見られる流動組織のRを見積もるため、次のパラメータを用いて計算を行った。L=0.01m, U=6.4×10<sup>-9</sup>m/s,  $\nu = 7.25 \times 10^{-4} \text{m}^2/\text{s}$  (oil) および  $1 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$  (水)。この結果、R=8.76×10<sup>-10</sup> (oil), 6.35×10<sup>-7</sup> (水)を得た。粘土鉱物は水やオイルよりもより小さい粘性を持つと考えられるので、Rはより小さくなるだろう。すなわち、断層ガウジに見られる流動構造はストークス近似が成立する領域(R<1)の流動組織であり、極低速のクリープ運動によって形成されたことを示している。

### 断層岩の組織のシミュレーション

流体力学の計算シミュレーションを行ない断層岩の組織との近似性を検討した。用いたソフトウェアはUnix上のfidapでパラメータはR=0.001, 剪断に伴うクエット流を仮定した。また、中心の円柱には断層岩に認められたクラストの回転を加えた。その結果、第3図に示されるように第2図の組織と非常の類似した組織が計算された。このことは、断層ガウジに記録された流動組織がクリープに伴う極低速流動によって形成されたことを裏付けている。

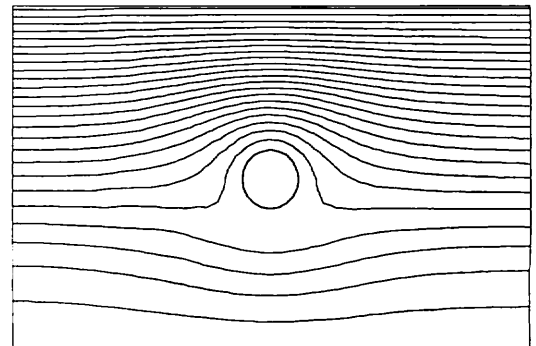


第2図

### まとめと活断層トレンチ調査の注意点

以上の検討結果から次のことが言える。

- (1)光波測定の結果が正しいものとする活断層はクリープ運動を起こしている。活断層破碎帯の断層岩の流動組織の解析結果は光波測定の結果を支持する。
- (2)断層岩流動組織の流体力学的な解析の結果、光波測定による断層のクリープ変位は非常に狭い破碎帯(morder)の中ですべて消費することができる。このことは、断層破碎帯の外側の地殻は剛体として挙動している可能性を示している。
- (3)一般にA級の活断層の活動度は1~10m/1000年とされている。A級活断層で断層破碎帯内部にクリープが起こっているとするとほぼ1~2m/1000年の変位量に達するであろう。したがって、活断層の変位量がただちに地震性的変位を表していない場合があるものと考えられる。そして、この速度はほぼ地表の侵食営力に等しいので、地形に全く現われない可能性もある。



第3図

四国の中央構造線活断層系は有史以来の地震の記録がきわめて少ないことが知られている。四国の中央構造線(特に西半部)の主要な運動がクリープ性であると考えると合理的なのかもしれない。

## 付加体地質学から見た沈み込み帯における巨大地震の要因

榊原正幸 (愛媛大・理)・池田倫治 (四国総研)・梅木美妙

Cause of Giant Earthquakes in subduction zone from a view point of accretionary tectonics  
Masayuki Sakakibara, Michiharu Ikeda and Misa Umeki

## 1. はじめに

沈み込むプレート境界は、地震学的に①updip decoupled aseismic zone, ②seismogenic zone および③deeper downdip aseismic zone の3つの領域に区分される (Shimamoto et al. 1993 ; Hyndman & Wann, 1993など)。①では沈み込むプレートに伴われる水で、③では熱でdecoupleしていると考えられている。②の領域の温度条件はほぼ150–350°Cである (Hyndman et al., 1997)。一方、近年、それぞれの沈み込み帯の②の領域でのプレート境界型大地震の起こり方の違いは、地震結合度 (サイスミックカップリング) の違いによると考えられている。そして、海底地震計を利用した精密な地下構造の解析の結果、地震結合度の違いの要因として堆積層およびそれとともに沈み込む水が重要な役割を果たしていることが明らかになりつつある (島村, 1995)。

さて、沈み込んだ堆積物は、プレート沈み込み境界の陸側に、スラストシートとして積み重ねられ、特異な地質体である付加体を形成する。そして、付加体はその深部において低温高圧型変成作用を受けるが、その場合は上述の②の領域の浅部に相当する。本発表では、過去の日本列島周辺の沈み込み帯深部で形成された弱変成付加体を材料に、seismogenic zone における付加体の形成過程および水の挙動と役割を'その場観察'し、プレート間大地震の要因について考察する。なお、今回、検討した弱変成付加体は白亜紀に低温高圧型変成作用を受けた四国中西部の北部秩父帯と北海道中央部の神居古潭コンプレックスである。

## 2. 弱変成付加体の地質構成および変成作用

四国西部の北部秩父帯のうち大洲市東方の肱川ユニットは、主としてチャート、塩基性準片岩および砂岩泥岩互層起源の準片岩によって構成される。特に、同ユニットはその南部に分布するより低変成度 (ブドウ石–パンペリー石相) の鹿野川ユニットと比較して、全体にコヒーレントな岩相が卓越する。ただし、肱川町赤岩から下敷水地域にかけて、主に泥質岩を基質としたメラランジュが最大幅1 kmで東西4 kmにわたって広く分布する。また、局所的に緑色岩および砂泥質岩を主とする混在岩が見い出される。肱川ユニットの変成圧力条件は4–5 kb, 200–280°Cである (榊原ほか, 1998)。

神居古潭コンプレックスの主要な構成岩石は塩基性岩、砂泥質岩、蛇紋岩および珪質岩 (チャート) で、構造的上位の塩基性岩ユニットと下位の砂泥質岩ユニットに大きく分けられる。両ユニットはコヒーレントな地質体であり、メラランジュ状混在岩は両ユニットの境界付近にのみ分布する (川村ほか, 1998)。神居古潭コンプレックスの構成岩石は北部の神居古潭峡谷地域から幌加内地域にかけては結晶片岩化しているが、それより南側の美瑛地域および三石–静内地域では、あまり再結晶が進行しておらず、構成岩石は原岩の構造および組織をよく保存している。神居古潭コンプレックスの変成条件は3–9.5 kb, 200–300°Cである。

岩石化学的検討に基づくと、両地質体に含まれる緑色岩はすべて海山もしくは海台起源で、海洋地殻は含まれない。

## 3. 混在岩の産状

四国西部、北部秩父帯の肱川ユニットや北海道中央部美瑛地域の神居古潭コンプレックスでは、特定の領域において緑色岩が砂泥質岩とともにメラランジュもしくは混在岩を形成している。混在岩は、緑色岩と砂泥質岩との接触関係に基づくと、泥質岩メラランジュ状混在岩、緑色岩メラランジュ状混在岩や墨流し状混在岩に区分される。これらの混在岩は同一露頭中に共存する。緑色岩メラランジュ状混在岩は葉状構造の発達した緑色岩中に石灰岩、チャートや泥質岩のブロックが含まれる block-in-matrix の構造によって特徴づけられる (梅木・榊原, 1998)。墨流し状混在岩は、



川村ほか(1998)によって、美瑛地域の神居古潭コンプレックスにおいて詳細に記載・検討されている。墨流し状構造は、緑色岩と泥質岩の数メートルから顕微鏡スケールで、密着した薄層状の緑色岩と泥質岩が繰り返す葉状混在相であり、全体に流動変形が著しい。時にチャートのブロックもふくまれる。また、緑色岩と砂泥質岩の間には、メソスコピック～顕微鏡オーダーでの注入構造が観察される。その注入関係は緑色岩中に砂泥質岩が注入する場合もあれば、その逆の場合もある。

#### 4. メランジュの酸素同位体変質

四国西部北部秩父帯の泥質岩、塩基性岩および石英・方解石脈の酸素同位体比について検討した。特に、肱川ユニット中のメランジュ帯における泥質岩中の石英脈および塩基性岩は、同ユニット中のものと比較して、 $\delta^{18}O$ の値がやや高い。特に肱川ユニットの塩基性岩は鹿野川ユニットのそれと比較して、著しく高い酸素同位体比を示す。これらの同位体変質はメランジュ中を酸素同位体の異なる大量の $H_2O$ を主とする流体が通過することによって引き起こされたと考えられる。

#### 5. 付加体とプレート境界型地震

今回、沈み込み帯の seismogenic zone において形成された付加体を「その場観察」することによって、その領域においてアンダープレートした付加体の特徴が明らかになった。特に、北部秩父帯肱川ユニットおよび神居古潭コンプレックスで共通しているのは、堆積物の未固結変形によるメランジュがほとんど見いだされず、延性剪断作用を受けた緑色岩によって特徴づけられるメランジュもしくはメランジュ状混在岩の存在である。これらは、付加体地質学の観点から見て、沈み込んだ海洋プレートが付加体の下部にアンダープレートされてゆく際に構造的に形成されたと考えられる。その形成プロセスは以下のように考えられる。千島海溝などで知られている含水率の高い堆積物の沈み込みは、大量の水をプレート境界へ運び込む。それは沈み込む海山・海台玄武岩に吸水反応を引き起こし、緑色岩化(主に緑泥石化)させる。緑泥石は、すべりやすい結晶面をもっているために、粒状鉱物では準脆性領域で起こりはじめる塑性変形を脆性領域から起こしはじめている可能性が大きい。すなわち、海山・海台玄武岩は、200-300℃という条件下でアンダープレートする際に、初期に脆性破壊を受け、その結果として巨大地震が起こる。そして、デコルマを通して上昇してきた水によって緑泥石化した玄武岩は、引き続き延性的剪断変形を受けて、緑色岩を主とするメランジュやメランジュ状混在岩を形成する(図1)。これらのメランジュもしくは混在岩が、seismogenic zoneのプレート間サイスミックカップリングを小さくし、通常は脆性破壊地震の起こる深さで塑性破壊地震を引き起こすと考えられる。そして、この時、それらのメランジュは大量の流体と反応することによって、著しい酸素同位体変質作用を受けると考えられる。

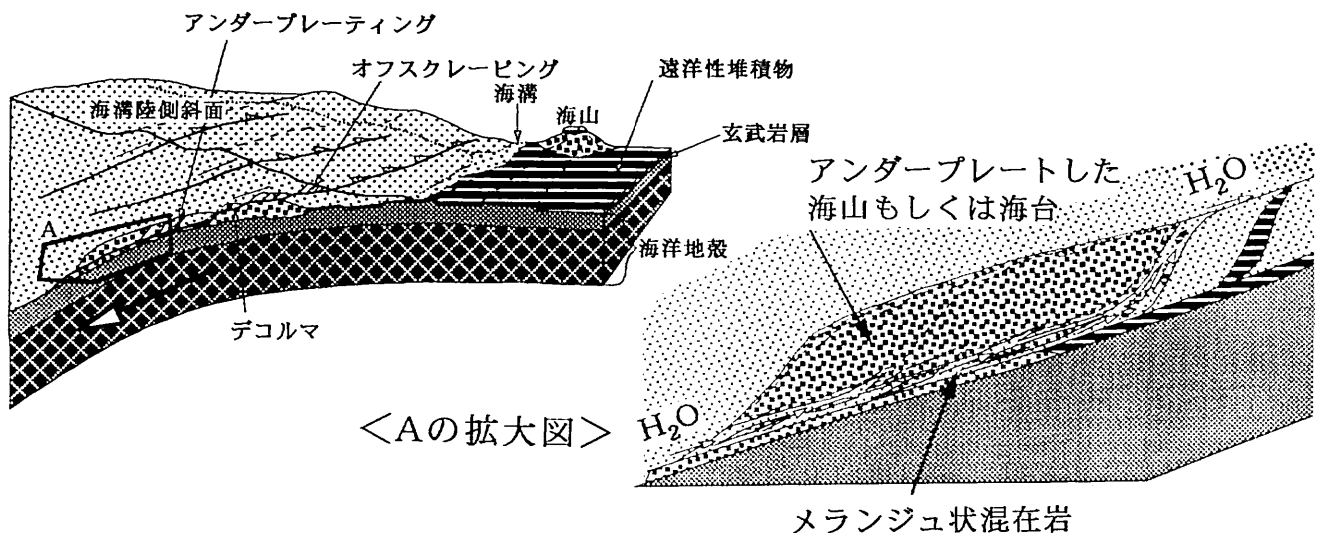


図1 沈み込み帯における海山もしくは海台の付加過程と構造的メランジュの形成

## 中央構造線における光波測量の結果について

尾上謙介(1)・細 善信(1)・藤田安良(1)・土居 光(1)  
 平原和朗(2)・田中寅夫(1)

(1) 京都大学防災研究所, (2) 名古屋大学理学研究科

On the Result of EDM on Median Tectonic Line  
 Kensuke Onoue, Yoshinobu Hosono, Yasuyoshi Fujita, Hikaru Doi,  
 Kazuro Hirahara and Torao Tanaka

## 要 旨

光波測量 (EDM) は比較的簡単に行える距離測量の一つであり, 地殻変動の観測にもよく用いられてきた。われわれはわが国最大の活断層で構成されている近畿地方南部および四国北部を横断している中央構造線において, 断層運動を調べるために, 四国に二箇所 (川之江および阿波池田), 和歌山県に一箇所 (粉河) と奈良県に一箇所 (五条) の計 4 箇所に基線網を設定して, 光波測量を実施してきた。四国の二箇所の地域はもっとも断層変位地形の明瞭なところである。奈良県の子条地域は活断層が東西方向から北方へその方向を転じるところに位置している。

## 1. 川之江地域

川之江地域の基線網を fig. 1 に示す。断層群を挟んで南方の具定展望台 (GJT) に測距儀を設置する基点を定め, 断層の北側の西方に天満土居 (TMD), 上市 (KMI), 東方に池の奥 (IKO), 恋ヶ池 (KGI) の反射点の基点を設定した。測量結果を fig. 2 に示す。具定展望台と西方の天満土居, 上市測線のトレンドは“縮み”傾向を, 東方の池の奥測線はわずかながら“伸び”傾向を示す。期間は短いが恋ヶ池測線も“伸び”を示す。

fig. 1

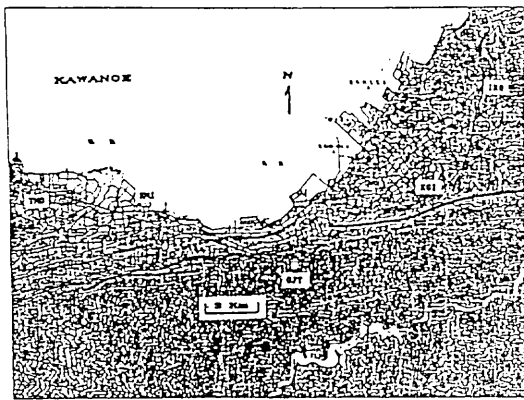
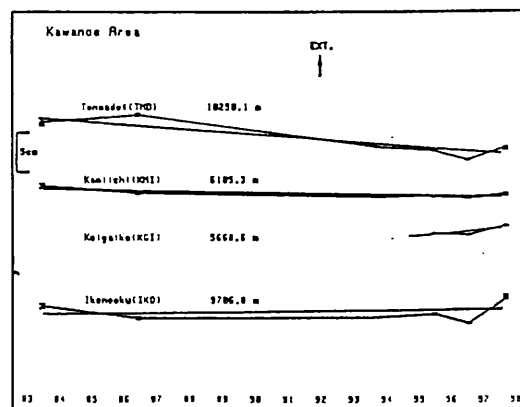


fig. 2



## 2. 阿波池田地域

fig. 3 に示すように断層を挟み北部の船原 (FHR) をベースにして, 南部西方に聖郷神社 (HGJ), 東方に里川東 (SGH) と榎山 (KSY) に反射点を設定した。1973年からの測量結果を fig. 4 に示す。西方の聖郷神社測線のトレンドは“伸び”を, 東方の里川東と榎山測線は“縮み”を示す。

## 3. 粉河地域

基線網を fig. 5 に示す。断層の北側の中津川 (NTG) にベースを設定し, 南側の西方に古和田 (FWD), 岡田 (OKD), 新田広芝 (SHB) と南大池 (MOK) を東方に背ノ山 (SYM), 東浜田 (HST) と名山 (NYM) の反射点を設定した。基点が破壊されたり (東浜田), 測線上に障害物が出来て (古和田, 新田広芝), これまで三箇所の測線が不

fig. 3

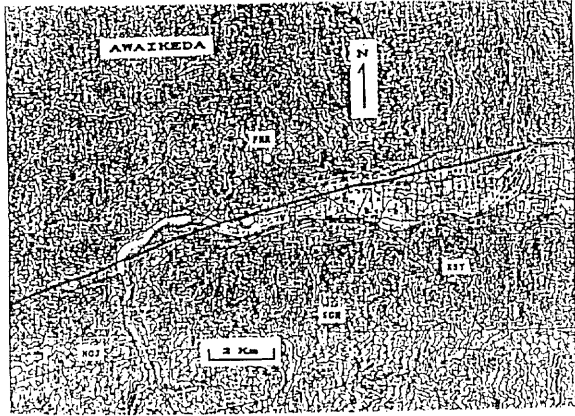
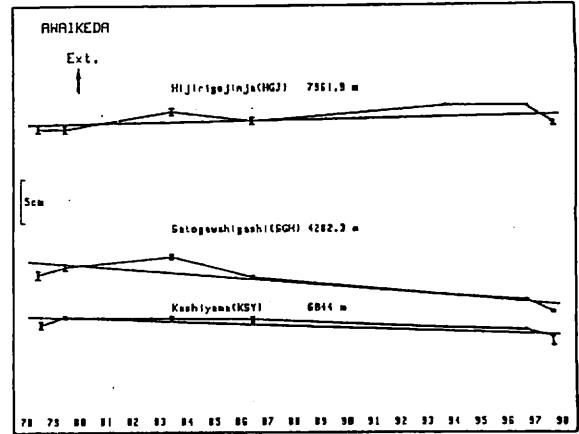


fig. 4



能になった。測量結果をfig. 6に示す。全ての測線のトレンドにわずかな“伸び”の傾向が見られる程度で、ほとんど変化を示さない。

fig. 5

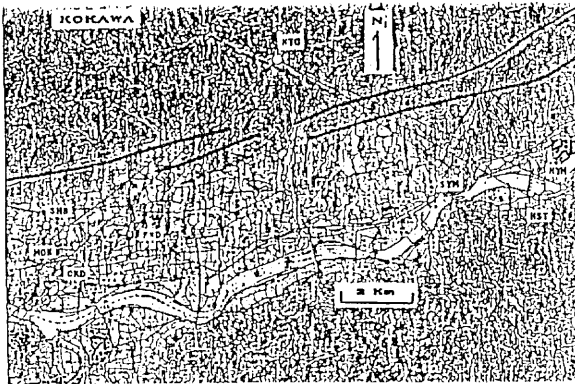
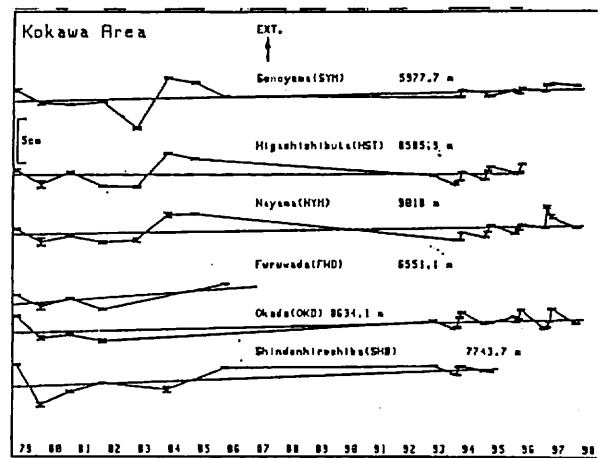


fig. 6



#### 4. 五条地域

断層の南東側の小島 (KGM) にベースを設置し、西方から北西側に山内 (YUC), 西谷 (NTN), 久留野 (KRN) と西佐味 (NSM) の反射点を設定した (fig. 7)。測量を始めたのは1994年からでその結果をfig. 8に示す。全測線のトレンドは“縮み”の傾向を示す。

fig. 7

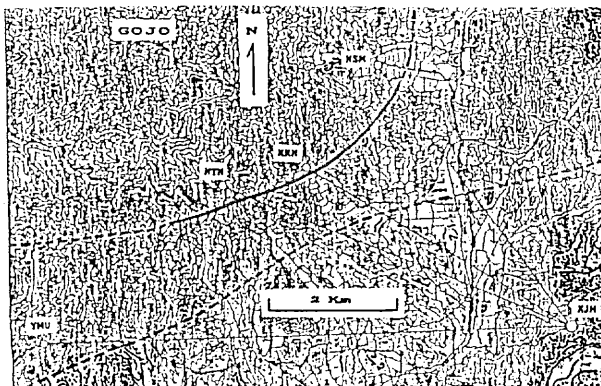
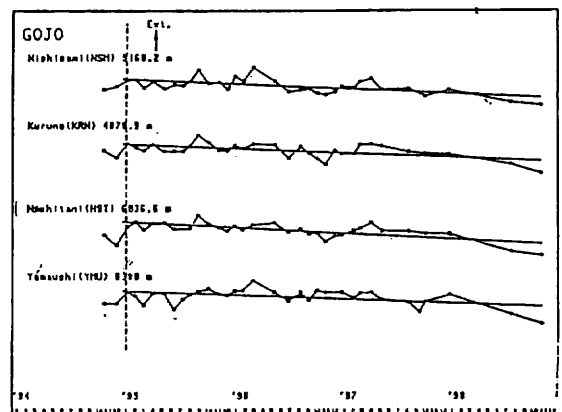


fig. 8



各地域の測量結果から得られたトレンドの0.5~3 mm/yearで、一様なひずみ場を想定すると0.1 $\mu$ ストレイン/year オーダーのひずみ変化になり、日本の断層構造をもたない地域のひずみ変化と同程度である。現在のところ弾性変形による変動としても光波測量結果を説明することができるが、一方では四国地域の測量結果に見られる変動は、地質構造や断層調査から中央構造線を構成する断層群が右横ずれ断層であるといわれている断層運動と調和しており、一部で定常的な変動の存在の可能性も考えられる。

## 中央構造線活断層系の活動区の区分と活動履歴

岡田篤正（京都大学理学研究科地球物理学教室）

Segmentation and Holocene activity of the Median Tectonic Line active fault system.  
Okada Atsumasa

中央構造線は西南日本のほぼ中央部を千km以上にわたって縦走する大地質構造線であるが、その中央部は第四紀にも活動を繰り返している活断層であり、この部分は中央構造線活断層系とよばれる（活断層研究会、1991；岡田、1992；水野ほか、1993；図-1）。活断層系として典型的な部分は、和泉山脈南麓から四国にかけての地域であるが、中部日本や九州中部でも部分的に活断層の性質をもつ。紀伊半島西部から四国にかけての地形的にもっとも明瞭な中央構造線活断層系だけで約300kmに及ぶ。

この主な動きは右横ずれであり、四国中～東部では千年につき7m程度の平均変位速度をもつが、紀伊半島や四国の西部などでは、その数分の1以下となる（岡田、1993）。これに伴われた上下ずれは場所によって向きがまったく異なり、その平均変位速度も右横ずれの10分の1程度以下である。

1984年以来中央構造線沿いでトレンチ掘削調査が行われ、過去1万数千年程度の活動史が明らかにされてきたが、兵庫県南部地震以来、愛媛県・徳島県・和歌山県など各県の活断層調査委員会や地質調査所による詳細調査でさらに多くの事例や成果が得られてきた。また、活断層の詳しい位置は1/25,000都市圏活断層図（岡田ほか、1998；後藤ほか、1998；中田ほか、1998；堤ほか、1998など）で示され、最新の活動時期や履歴と共にこの活断層系の諸性質が解明されてきた。こうして、従来の諸説とは異なる新しい成果も得られ、MTL活断層系の地区毎の性質や活動履歴なども現在詳しく再検討されている。

活断層線を追跡すると、所どころに屈曲部や他の断層へ乗り換える場所（ステップ）がみられる。これらは地震の発生や断層破壊の停止に大きな役割を果たしているらしく、破壊が屈曲部で停止すると、新しい破壊がそこからまた生成すると考えられる。こうした活断層線の屈曲ないし分岐やステップ幅の大きいところで、活動区（セグメント）境界が認定される。とくに、断層線の走向の変化・活断層と活断層の間のステップの状況・平均変位速度の吟味・分岐断層ないし逆断層への移行状態などに注目して、中央構造線の活動区が提案されてきた（岡田、1992；Tsutsumi & Okada, 1996）。

今までに行われてきたMTL活断層系のトレンチ調査では、次のような事柄が判明してきた。1）いずれのトレンチ断面でも、断層はきわめて明瞭であり、耕土層を除く最上部の地層まで切断している。断層面はどこでも高角度であり、ほぼ垂直のことが多い。断層は1面（枚）ではなく、数面が幅数m以内にほぼ平行に発達しており、断層帯を形成していることが多い。2）断層線は大きくみると、N70°E方向へ直線状に延びるが、多少の彎曲を伴っている場合もある。そのS字状の彎曲部には、局所的な膨れ上がりを示す地層の変形やV字状に落ち込む構造がみられたが、これらは横ずれに伴う現象として理解される。3）過去数回の断層活動（＝地震）が地層の変形や年代測定・土器鑑定などから求められてきたが、各場所で相互に異なる活動履歴が得られる。4）断層の両側での地層はいちじるしく層相が異なり、それは下方へ向かってより顕著となる。1）や2）の現象と考え合わせると、これは横ずれによる水平移動の累積とみなされる。5）断層両側の地層の対応から、最新活動時に5.7mの右ずれが推定された場所もあり、その地震規模はM7.5を越すような大地震として動いたと推定された（岡田、1992、1993）。

徳島県市場町上喜来でのトレンチ調査では、弥生時代以降に少なくとも2回の断層活動があり、その最新の動きは中世以後である（岡田・堤、1997）。最新の活動は1596年の慶長地震である可能性が大きい。また、東方の沖積面上では断層線の位置で旧流路（旧河道）や田の区画に右ずれ（最短で約6m）が認められた（岡田・堤、1997）。

近畿地方を襲った慶長地震が中央構造線によって引き起こされた可能性については、石橋（1989）が最初に指摘したが、その根拠とされた史料の諸点について、山本（1991）は時代認定の信頼性に欠けると述べ、鳴門や淡路島での地変や大規模な地震災害を慶長地震によるとする説に対して疑問を出している。しかし、トレンチは土成町熊谷寺南方でも行われ、4つの法面に中世以後の新しい動きが確認された。徳島県活断層調査委員会でも、最新の活動時期を再確認すべく、詳しい各種の調査が行われている。これらの事例のように、歴史資料とは別の方法で調べられたトレ

ンチ調査で、中世以後に中央構造線の中央部が動いたという事実が判明してきた。一方、和泉山脈南麓の主要な活断層である根来断層では、この断層を横切る遺跡調査が和歌山県埋蔵文化財センターにより行われたが、慶長地震の直前に消失した根来寺跡は上下にも水平方向にも動いた形跡を示していない(岡田, 1992)。

今まで述べてきたように、慶長地震時に少なくとも讃岐山脈南麓東部のMTL活断層系(Va)が1596年慶長地震時に活動したようである(図1)。これはセグメントの最小範囲であるが、これに淡路島南側(IV)や讃岐山脈南麓西部(Vb)も動いたのかを判定する材料は今のところ多くない。さらに、有馬-高槻構造線・東浦断層・六甲山脈南縁の活断層系なども地質調査所によるトレンチ調査で連動したことが明らかにされてきた。

中央構造線活断層系では歴史時代に活動したセグメントもあれば、まだ動いていないセグメントもあり、こうした区分や範囲の認定は地震予知や防災対策の上できわめて重要である。歴史時代に動いておらず、完新世に活動的な部分は将来の地震発生の可能性の高いところであるので、とくに注意を必要とする。こうした活断層としての調査・研究は現在各県の調査委員会による多くの資料や発掘成果をもって解明されていくことが今後も要請される。なお、本要旨は岡田(1992, 1993)やTsutsumi&Okada(1996)に基づいて短縮したり修正したりしたものであり、詳しくはそれらを参考にされたい。

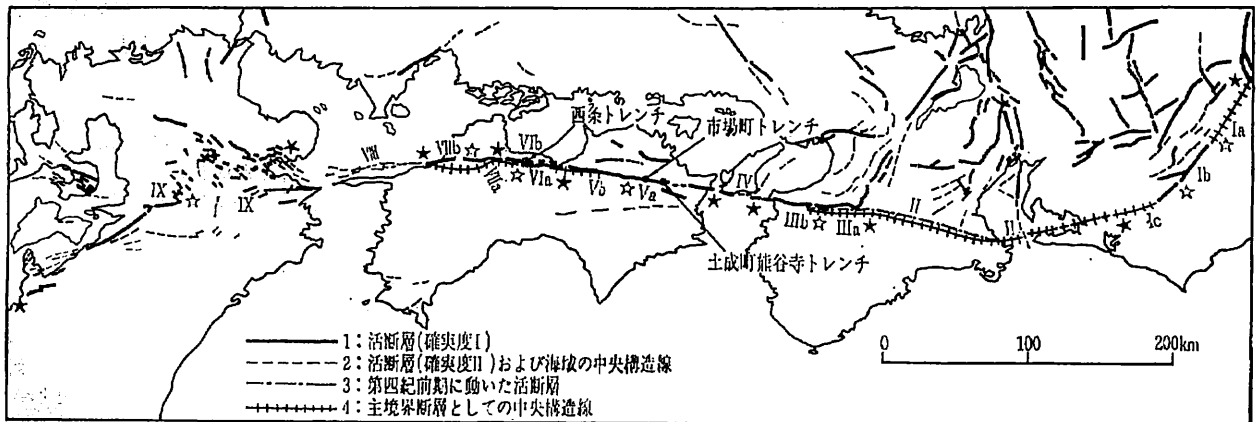


図1 西南日本の活断層図(活断層研究会, 1991の図を簡略化し細部を修正した岡田, 1993の図)。

黒星は大区分の、白星は小区分のセグメント境界を示す。凡例、1: 活断層(確実度I)、2: 活断層(確実度II)および海域の中央構造線、3: 第四紀前期に動いた活断層、4: 主境界断層としての中央構造線。

#### 参考文献

- 後藤秀昭・丹羽俊二・中田 高・岡田篤正・堤 浩之(1998): 1:25,000都市圏活断層図, 松山, 国土地理院。
- 石橋克彦(1989): 1596年慶長近畿大地震で中央構造線が活動した可能性と1605年南海トラフ津波地震への影響, 地震学会予稿集, No. 1, p. 62。
- 活断層研究会(1991): 新編 日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, 437頁。
- 水野清秀・岡田篤正・寒川旭・清水文健(1993): 中央構造線活断層系(四国地域)ストリップマップ(縮尺1:25,000, 地質図2), 及び説明書。構造図8, 地質調査所, 63p。
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二(1998): 1:25,000都市圏活断層図, 西条, 国土地理院。
- 岡田篤正(1992): 中央構造線活断層系の活動区の分割試案。地質学論集, 40, 15-30。
- 岡田篤正(1993): 中央構造線活断層系の分割と古地震活動—日本の活断層の代表例として—。土と基礎, 41(3), 7-12。口絵写真1-3。
- 岡田篤正・堤 浩之(1997): 中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層活動—徳島県市場町でのトレンチ調査—。地学雑誌, 106, 644-659及び口絵I。
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二(1998): 1:25,000都市圏活断層図, 郡中, 国土地理院。
- Tsutsumi, H. and Okada, A. (1996): Segmentation and Holocene surface faulting on the Median Tectonic Line, southwest Japan. Journal of Geophysical Research, 101, 5855-5871.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二(1998): 1:25,000都市圏活断層図, 新居浜, 国土地理院。
- 宇佐美龍夫(1987): 新編被害地震総覧, 東京大学出版会, 435頁。
- 山本武夫(1991): 慶長元年閏七月十三日地震と鳴門—誤読と信頼性, 地震ジャーナル, 11, 26-31。

## 延性—脆性境界におけるシュードタキライトの形成 —震源域の地質学的イメージング

小松正幸 (愛媛大学理学部)

Genesis of pseudotachylite in the ductile-brittle transition  
-geological imaging of seismic zone  
Masayuki Komatsu

深部地殻衝上体の剪断帯を対象として、岩石構造や変形—変成条件、剪断面の形態とキネマティクスなど、地質学的に地震発生域を理解するには、どの断層が震源断層かを判定する必要があるが、一般的には震源断層の認定は極めて困難であるので、まず、シュードタキライトを伴う断層を調べることから出発する。本報告では四国西部八幡浜大島のシュードタキライト断層について、つぎの点に考慮して考察を行う。

(1) 剪断変形作用の重複。深部地殻衝上体は上昇過程において、i) 高温型変成—変形作用、ii) 高温延性剪断変形、iii) 低温延性剪断変形、iv) 半延性剪断変形、v) 脆性剪断変形が重複し、剪断変形は底面衝上断層 (Sole thrust) と、それから派生する衝上断層に集中する。したがって、シュードタキライトを伴う断層がどの剪断変形の後で、どれが重複しているかを見分ける必要がある。

(2) 延性—脆性剪断変形の繰り返し。半延性領域においてはシュードタキライトの形成を伴う脆性破壊と、ウルトラマイロナイトの形成を伴う延性剪断が交互に起こることがある。

(3) 既存片理面 (岩石の非等方性) と新しい剪断面の関係。一般に、衝上運動の方向が同じ場合には、最大短縮方向と剪断面のなす角は延性剪断帯より脆性剪断帯のほうが小さい (Ramsay, 1980)。しかし、片麻面、剪断面など既存の片理面に対して延性剪断面とがなす角度と、脆性剪断面とがなす角度が異なる場合、i) 運動方向が変化したのか、ii) 母岩の非等方性 (不均質性) に対するそれぞれの条件での振舞が異なるためか、が問題となる (Passchier, 1983)。

### 大島変成岩の重複変形作用

八幡浜大島の片麻岩 (大島変成岩) 層は三波川帯 (もしくは三波川南縁帯) に衝上する深部地殻断片で、シート状火成岩 (はんれい岩、閃緑岩、花崗閃緑岩、花崗岩) 起源の片麻岩層を主体とし、これらの間に挟まれ互層をなす角閃岩、石灰質片麻岩、砂泥質片麻岩から成る。初生的変成条件は上部角閃岩相である。大島変成岩層はつぎのような重複剪断変形作用を受けている。

(1) 初生的変成作用期 組成境界面に平行な片理面 (片麻面 S1)、N20~30W 方向のホルンブレンド線構造を形成する top to the SE の剪断作用。Intrafolial fold を伴う。

(2) マイロナイト化作用—I 片麻面に平行な剪断面 (S2)、N30~40W 方向の鉱物 (Hb) および石英 rodding の線構造の形成を伴う top to the SE の広範な剪断作用。変閃緑岩および変花崗閃緑岩におけるアウゲンマイロナイトの形成、準片麻岩の非対象褶曲の形成を特徴とする。

(3) マイロナイト化作用—II S1 および S2 に低角斜交する 1~2 m 以下の剪断帯の形成。剪断面 (S3) の走向は N60~80° W、傾斜は北落ち 10~40° のものと、南落ち 30~70° の両方がある。両者とも top to the W の成分と正断層成分をもつ。線構造は N60~70W 方向。

(4) マイロナイト化作用—III マイロナイト化作用—II の剪断帯を高角で切断するフラクチャーに花崗岩脈 (数 cm~50 cm) がしみ込み、このほとんどの脈がマイロナイト化している (S4 面の形成)。剪断方向とセンスはマイロナイト化—II と同じ。花崗岩はアウゲンマイロナイト化しているが、変成条件は II より低い。

(5) シュードタキライトを伴う断層帯の形成 シュードタキライト剪断面の形成は 2 つのステージがあり (S5-1, S5-2)、この間に塑性変形が認められる。S5-1 は S2 に 30~40° の角度で斜交するが、S5-2 は S2 に対し 10° 以内の角度である。それぞれに R1, Y 面が伴われる。露頭では識別できないが、薄片ではシュードタキライト

剪断面は数mmのカタクラサイトバンドを切断し、シュードタキライトを伴わない剪断面によって切られたり、石英脈に貫かれる。

(6) マイロナイト化作用-Ⅳ 三波川帯との接触部における剪断作用によって、シュードタキライトがマイロナイト化し、母岩の閃緑岩～はんれい岩マイロナイトが重複マイロナイト化を受け、片状化している。再平行条件は緑色片岩相で、石英は動的再結晶組織を示し、シュードタキライト中のクラストは紡錘形ないし扁平楕円形を示す。線構造はN60~70E, top to the Wの剪断センス。

(7) ガウジを伴う剪断面の形成 マイロナイト-ⅡによるS2にはほぼ平行で、極めてシャープな断層面。数mm以下のガウジが伴われる。S2 (=S1) は一般に極めて低角であるので、この断層面も低角。ガウジが薄いので、しばしば追跡が困難。顕著なR1, P剪断面が見られる。移動方向はtop to S20~30E。この断層形成のステージは、(5)の後かもしれない。

#### シュードタキライト断層の面構造

シュードタキライト断層面の集中帯は3帯あり、これらを南から順に1, 2, 3帯と呼んでいる。このうち第2帯はさらに3つ(2-1, 2, 3)に分けられる。第3帯は三波川帯との接触部、すなわち、大島変成岩層の基底にあり、ステージ(6)の剪断変形の重複が最も強い。第2帯のうち、2-2, 2-3帯も重複変形が部分的に強く及んでおり、比較的初生的面構造を残しているのは第1帯と第2-1帯である。

第1帯 はんれい岩マイロナイトと花崗閃緑岩起源の片麻岩マイロナイトが接する領域に存在し、マイロナイト化作用-Ⅱのラテラルランブーフラット構造のフラット面にはほぼ平行に主剪断面Yが発達する。Y面から派生するR1面、およびP面が明瞭に認定できる。シュードタキライトは主としてY面とR1面に伴われ、さらに、これらの面に対し高角の割れ目に注入している。Y面に平行な露頭面ではこれらの注入脈(最大長さ30cm, 幅3cm)の方向は部分的にはランダムであるが、長軸が卓越する方向があり、ローズダイアグラムではN70E方向に集中する。この方向はシュードタキライトを形成した断層面のすべりの方向に直交すると考えられ、断層面の上下の岩相のずれと合わせると、すべり方向は上盤N20Eである。

第2-2帯 シュードタキライトを伴う断層面のセットは2組(A, B)ある。A組は第1帯のセットと同じオリエンテーションであるが、このY面はB組セットのY面を切断し50cm~1.5mずらしているので、Aセットに先行してBセットが形成されたと判断できる。BセットのY面には石英脈(最大厚さ5cm)が充填し、この石英脈の周辺がリボン状に変形している。したがって、Bセットの脆性破壊のあと、塑性変形があり、再びAセットの脆性破壊があったことが分かる。

#### まとめ

- 1) 深部地殻衝上体では初期変成作用時から剪断変形作用が卓越し、条件の変化(上昇による温度低下)にしたがって剪断面のオリエンテーションや性格、剪断変形の及ぶ範囲が変化する。大島変成岩層では高温の塑性変形ほど剪断帯(マイロナイト帯)の幅は広く、脆性剪断面(シュードタキライトを伴う断層面や薄いガウジを伴う断層面)はシャープなナイフカット面となっている。
- 2) 後期の脆性断層面ほどそのオリエンテーションは既存の面構造に支配される。
- 3) 上昇過程において運動方向(主圧縮応力の方向)、すなわちKinematic frameは一定ではなく、いくつかのステージでは領家帯の運動史と異なる。
- 4) 大島シュードタキライト断層は、塑性-脆性剪断変形がくり返される領域、すなわち、塑性-脆性遷移帯で形成された。

---

一般講演

---

## 火山豆石構成粒子の粒度分布

永井 慈史・加藤 祐三 (琉球大 理学部)

Grain size distribution of constituent particles of accretionary lapilli

Yoshifumi Nagai and Yuzo Kato

加藤 (1986, 1988) は数多くの火山豆石の観察をもとに、内部構造が同心円構造の発達したもの (以下, concentric の略から CONC) と、不規則なもの (以下, random の略から RAND) の 2 つに分類した。これを噴出形態との関連から注目すると、CONC は火砕流堆積物と一部の降下火砕堆積物に、RAND は降下火砕堆積物とベースサージ中に産出する。これらのことと、粒径・歪度・密度等の測定から、CONC は火山雹として氷を膠着剤にして高い噴煙柱内で形成され、RAND は氷を膠着剤として比較的低位で形成されたと結論づけた。

これらのことを踏まえて、今回、火山豆石とそれを含む基質火山灰の粒度分布を測定した。サンプルは噴出形態の分かっている国内外 17カ所の産地のものをを用いた。その結果、以下のことが分かった。火山豆石を構成する粒子はいずれも基質火山灰よりも細粒である。構成粒子の比は、基質部では噴出形態による違いは見られないが、火山豆石には噴出形態や内部構造によって異なる。すなわち火山豆石中の微細粒子 (62.5  $\mu\text{m}$  以下) を比較すると CONC では 90% 以上を占めるのに対し、RAND では 95~40% と低い。ベースサージでは、ほとんどが 65% 以下となる。降下火砕堆積物中においては、CONC の方が RAND より高い。

Schumacher and Schmincke (1991) の行った Laacher See Volcano 起源の火山豆石構成粒子の粒度分析結果は、降下火砕物中に産出した火山豆石の方が、火砕流堆積物中の火山豆石より微細粒子の割合が高く、今回の結果と異なる。しかし、ベースサージ中の火山豆石は粒度分布の範囲が幅広く、粒子が大きい点は一致している。

同一産地の火山豆石は、粒度分布がほぼ同じであるが、例外的に新島のベースサージ中の火山豆石は粒度分布が多様である。これは新島の火山豆石が様々な大きさの軽石の核を有する場合があるためである。鏡下観察の結果では、最大 5.8mm の核が認められ、この様な大きな核は、他の産地の火山豆石では確認されていない。このことから、新島の火山豆石は他と比較して低位で形成されたと推測される。

CONC が RAND よりも微細粒子の割合が高いのは、CONC が RAND よりも高い噴煙柱で形成された結果であると考えられ、CONC が高い噴煙柱内で氷を膠着材として形成されたとする上記の考えと矛盾しない。



## 2. 佐賀県中央部, 多久市付近に分布する古銅輝石デイサイト中の硫化鉱物

妹尾 護 (倉敷芸術科学大・教養)

Sulfide minerals in bronzite dacite near Taku City, Saga Prefecture, Kyushu, Japan  
Mamoru Seno

佐賀県中央部, 多久市付近には古第三系の堆積岩類を被覆して, 後期中新世の古銅輝石デイサイトの溶岩流や溶岩ドームが分布する。全岩化学組成は  $\text{SiO}_2$ : 65–72wt%とやや広い組成範囲を示し, 一部には流紋岩質の岩石も存在する。古銅輝石デイサイトは斑晶として古銅輝石のみで構成されるが, それら斑晶中には硫化鉱物が特徴的に包有されている。また, 黒色ガラス質の岩石では, 斑晶のみならず石基中にも硫化鉱物が認められる。本研究では, これら硫化鉱物の化学組成を明らかにすると共に古銅輝石デイサイトとの成因的關係についても検討を行った。その結果, 以下のことが明らかになった。

1. 斑晶および石基中の硫化鉱物は球形～楕円形の形態を示す。
2. 斑晶中では,  $\text{Mss} + \text{Iss}$ ,  $\text{Mss} (\text{Po})$ , また石基中では  $\text{Iss} + \text{Mss} (\text{Po}) + \text{Pn}$  の組み合わせが確認された。
3. 斑晶中に包有される硫化鉱物の全体の化学組成 (推定値), また  $\text{Mss} (\text{Po})$  の化学組成は, いずれもコアからリムへと  $\text{Ni} / (\text{Cu} + \text{Ni})$  比が減少する。
4.  $\text{Cu}-\text{Fe}-\text{S}$  系,  $\text{Fe}-\text{Ni}-\text{S}$  系の相平衡図上では,  $\text{Iss}$  と  $\text{Mss}$  の化学組成はいずれも高温の安定領域内 ( $\sim 600^\circ\text{C}$ ) にプロットされる。
5. 硫化鉱物の形態, 化学組成, および相平衡図による検討から, これら硫化鉱物は不混和液としてマグマから分離したものであると考えられる。
6. 硫化鉱物が本来の化学組成を凍結していたものと仮定して, 硫化物溶融体とマグマとの  $\text{Ni}$  および  $\text{Ni}/\text{Fe}$  分配値からマグマ中の  $\text{Ni}$  含有量等を推定した。その結果, 硫化物溶融体と平衡であったマグマは100ppm以上の高  $\text{Ni}$  含有量持っていたものと思われる。古銅輝石斑晶の存在等から判断して, このマグマは高マグネシア安山岩に近い化学組成を有していた可能性が大きい。
7. 古銅輝石デイサイトは岩石学的特徴から, 安山岩質マグマと流紋岩質マグマとの混合の産物とみなされることから, 斑晶および石基中に存在する硫化鉱物は, 古銅輝石斑晶と共にマグマ混合時に硫黄に飽和した  $\text{MgO}$  に富む安山岩質マグマからもたらされたものと考えられる。

## 宍道断層と島根原発・中海干拓事業－地質学の問われている役割－

徳岡隆夫・山内靖喜（島根大学総合理工学部地球質源環境学教室）

Shinji Fault, and its bearings on the Shimane Atomic Power  
Station and Lake Nakaumi Reclamation Project  
Takao Tokuoka and Seiki Yamauchi

島根半島の南縁にそって走る宍道断層は地形的に明瞭な断層で、その分布は陸上では長さ22kmに及ぶ。その一部は活断層であることが地質調査所の橋本ほか（1980）および活断層研究会（1980）によって地形解析から指摘され、それ以降いくつかの詳しい地質・地形の調査がなされている。活断層研究会（1991）は宍道断層のいくつかの部分を実度Ⅰ～Ⅲに区分して記述している。中国電力株式会社は1997年より島根原子力発電所3号機増設に伴う宍道断層周辺の活断層調査を行い、その結果を公表した。それによると、島根原発の近くには考慮すべき活断層は存在しないとす以前の主張をとりさげ、「南講武で見つかった活断層は原子力発電所の耐震設計に考慮すべき活断層」であることを認め、「この活断層の長さは8kmであると判断した」と述べている。中国電力が宍道断層の発掘調査を行って一部が活断層であることを確認したことは評価できるが、公表された調査内容と報告のみでは、調査が不十分であると言わざるを得ない。航空写真上で変位地形は15km追跡できるとする意見などもあり、地震防災の立場からは、断層系全体についてあと数ヶ所の発掘調査が必要であると考えられる。いっぽう、宍道断層は中海干拓事業による干拓予定地の本庄工区（現在は水域）の沖積層（軟弱地盤）の分布域にも延長していて、そこでは音波探査資料から宍道断層が活断層である可能性が指摘されたが、中国電力は調査を行って、そうではないと主張している。活断層かどうかは別にしても、干拓堤防は軟弱地盤の上に築かれており、宍道断層の上に位置している。干拓堤防の地震に対する脆弱さは1983年の日本海中部地震で八郎潟干拓堤防が壊滅的な被害を受けたことから実証済みであり、1988年から凍結中の中海干拓事業にあっては、現時点で考慮すべき問題と考える。

本講演においては宍道断層にかかわるいくつかの地質学的な問題点を指摘した。国あるいは地方自治体が推進したいと願う公共事業であっても、その前提として安全性や環境への配慮が重要であることは明らかで、そうでなければ将来に禍根を残す。その基礎として調査データがすべて公表され、科学的な検討が公開でなされることが必要である。

# 1927年北丹後地震による変位場の再検討

平野昌繁 (大阪市立大学文学部)

Re-examination of displacement field associated with 1927 Kita-tango earthquake  
Masashige Hirano

地震に伴う地表面の変位・変動は、変動地形や地質構造の発達過程を理解するための貴重なデータのひとつである。とくに1927年に発生した北丹後地震は、広域にわたる三角点の詳しい水平変位が求められている直下型地震の代表例で、震源断層については、水平変位から求めた震源要素は、長さ30km、幅15km、変位量3m、波動から求めた結果は、長さ35km、幅13km、変位量3m、地震モーメントは $4.6 \times 10^{26}$  dyne・cm、の垂直な左横ずれ断層である。

1995年に発生した兵庫県南部地震も、横ずれ型発震機構をもつ直下型地震であり、右横ずれ断層が地表に生じたが、地震によって生じた変位場の特性は、基準点のGPS測量で明らかにされている。その分析によると、震源断層(起震断層)と地表面に生じた断層(表面断層)を区別できる可能性がある。このような兵庫県南部地震による地殻変動の特性を理解する上でも、北丹後地震との比較が重要だと判断されたので、北丹後地震による水平変位場の再検討を行った。

北丹後地震によって、地表には郷村断層(左横ずれ)と山田断層(右横ずれ)という共役断層が生じた。郷村断層は左ステップ雁行配列を示すが、それに対して山田断層とその延長(ほぼ江尻と出石を連ねる線)より北の部分について、郷村断層からの距離と断層の走向方向の変位量の関係を求めた結果を図1に示す。図1において各点はばらついてはいるが、3次元的な問題を2次元の解で近似するので、各点の分布の上限に接するような理論曲線を求め、断層面の上限 $w$ 、下限 $W$ 、変位量 $D$ を決めると、 $D=3.5\text{m}$ と $w=0$ は共通だが、東側では $W=16\text{km}$ 、西側では $W=5\text{km}$ となる。変位量の減少傾向は、断層の西側と東側で全く違うので、座標軸の単なる移動では説明できない。図1に $W=16\text{km}$ 、 $w=5\text{km}$ に対応する変位量の分布を記入すると、断層の東側において、全域にわたって変位量はこの曲線をほぼ下限とする範囲に分布している。

そこで、深さ5~16kmにある断層面による変位量を求め、それを断層東側における変位量から差し引いたものを図示すると図2が得られる。これに対しては、断層東側においても $W=5\text{km}$ がよい近似となり、かつ変位量は断層の両側でほぼ対称的な分布を示す。したがって、郷村断層の西側では地下5kmより浅い部分だけが変位したのに対し、東側では地下5~16kmにある断層面の変位に対応して地下5kmより浅い部分も一体となって変位し、両者が重なった結果だと考えることが可能である。

このように、北丹後地震においても2種類の断層が認められ、境界は深さ約5kmにある。近畿北西部ではこの深さは、弾性波速度が5.5km/sec以下の層(第1層)の下限に一致し、深さ約15kmはその下の弾性波速度が6.1km/secの第2層の下限に対応する。余震の分布から見ると、一般に第2層が震源域である。

兵庫県南部地震でも抽出された2つの断層タイプは、最大歪においてもかなりの差を生じている。震源域である第2層におけるズレ破壊と地表で見られる断層変位の関係を理解する上でも、この2つの断層(表面断層と起震断層)の持つ意味について、今後さらに多くの事例について検討する必要がある。

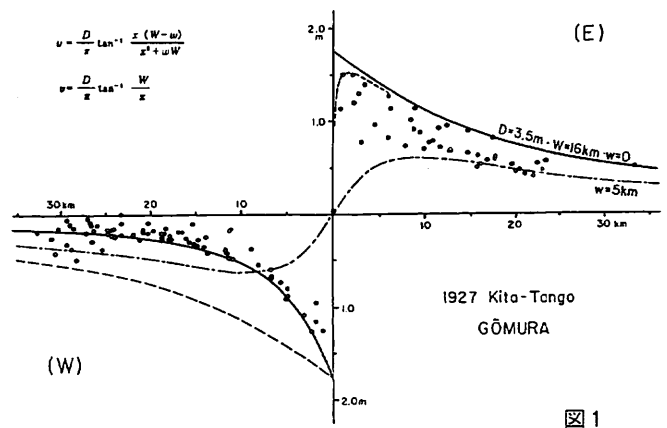


図1

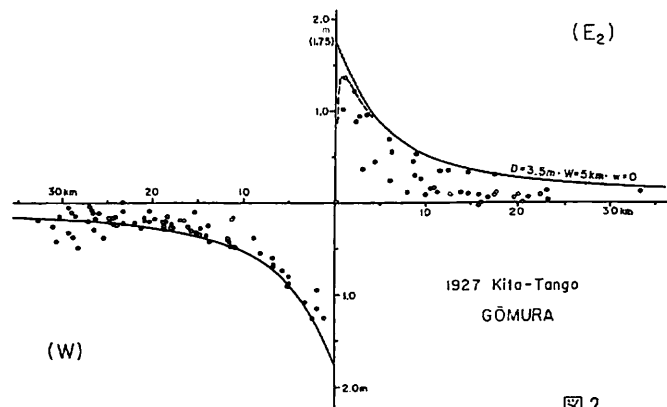


図2

## 中央構造線活断層系鳴門断層近傍の沖積扇状地堆積物・土器包含層 にみられる粘土脈を伴うクラック

森野道夫・能見忠歳・竹野恵美・池田小織（応用地質）

Clay veins in pottery fragments – bearing deposits and alluvial fan deposits  
along the Naruto fault of the Median Tectonic Line System as an active fault  
Michio Morino, Tadatomi Noumi, Emi Takeno and Saori Ikeda

### 1. はじめに

吉野川下流域北岸の徳島県板野町で中央構造線活断層系鳴門断層を対象としてトレンチを掘削した。このトレンチでは沖積扇状地堆積物で液状化がみられた。また、液状化でシルト層に貫入したプラグ状の含礫層の上端から派生する粘土脈を伴うクラックは耕作土直下の土器包含層に達している。砂礫層や土器包含層の<sup>14</sup>C年代測定から、約1,000y. B. P. 以降に液状化を伴う地震が発生したことが推定される。液状化や粘土脈を伴うクラックは活断層の活動履歴を把握するうえで重要であり、トレンチ壁面での観察結果を報告する。

### 2. トレンチ壁面にみられる液状化

トレンチは小河川出口の沖積扇状地で行っている。地質構成は上部から耕作土、土器包含層、上部砂礫層、上部シルト層、下部砂層ないし砂礫層、下部シルト層、和泉層群（基盤）である。液状化は上部シルト層と和泉層群に挟まれた下部砂層ないし砂礫層で発生している。ここでは、液状化により変形した堆積構造を記載する。

含礫プラグは断面で見ると、下方で幅狭く上端で最大幅をもち、上端面がほぼ水平であるような形態を示す。プラグの上部はほぼ全体として数cmサイズの礫を含む。ここで、プラグ壁面近くの礫はその長軸が壁面に沿って配列する傾向を示している。プラグのこれより下位の部分では、シルト～礫の含有量に関して不均質な砂礫層が堆積構造を切断するように鉛直に近い構造を形成している。ここでは基盤と被覆層の境界は鉛直に近く、プラグはこの境界に沿うように上昇し、上部シルト層に貫入している。

含礫プラグの上端面は水平に近く、比較的平坦な形態をなす。この上端面から、上位の上部シルト層へ多数の粘土細脈が派生している。ここから派生する粘土細脈の多くは、中程度の角度で北へ傾斜する配置を示す。粘土細脈は周辺のシルト層に広く多数発達するものであるが、含礫プラグの上端面から派生する脈がとくに幅広く連続性もよく顕著である。

### 3. 粘土脈

これまで粘土脈として記載してきた細脈の一般的特徴について述べる。細脈の多くは深度によるゾーニングと断面で見られるゾーニングを示す。即ち、脈は下部では周縁が砂、中央に1～2mmの粘土帯をもつというゾーニングを示し、上部では全体が粘土質である。粘土脈の幅はシルト層で薄く、砂礫層で幅広くなっている。粘土脈は砂礫層中では上方に向かって拡散消滅する傾向を示す。これらの粘土脈は地震時に発生した間隙水圧の上昇を反映した水圧破砕を示すと考えられる。含礫プラグ上端の派生脈の形成には、プラグ上端に発生する引張作用もかかわっているであろう。

### 4. 液状化の発生時期

粘土脈は上部砂礫層だけでなく土器包含層にも達している。上部砂礫層と土器包含層に含まれる炭化物は $850 \pm 50 \sim 1,240 \pm 60$ y. B. P. の<sup>14</sup>C年代を示しており、液状化を伴う地震は約1,000年前以降に発生したものと推定される。

## 愛媛県丹原町湯谷口の中央構造線における破碎岩の挙動

原 郁夫 (応用地質)・塩田次男 (徳島大)

Deformational behaviour of rocks along the Median  
Tectonic Line of Yuyaguchi, Ehime Prefecture  
Ikuo Hara and Tsugio Shiota

(1) 地質学的関係 湯谷口の中央構造線 (MTL) は, 中山川両岸の露頭において, 和泉層群と三波川帯大生院メランジュの黒雲母帯の変成岩の接合する破碎帯として観察される。この破碎帯に沿って21Maの放射年代を示す安山岩岩脈が貫入するが (田崎ほか, 1990), この安山岩岩脈も破碎を受けている (砥部時階の変形: 岸ほか, 1996)。安山岩岩脈の上位に発達する破碎岩については60Maという放射年代の報告がある (柴田ほか, 1989)。これは, この60Maの破碎帯が, 市ノ川時階のMTL (MTL-1) の事象の痕跡であることを示す。滑川の上流, MTLから4kmほどのところにも, 湯谷口の破碎帯と同じような特徴をもち石鎚山の第三系で被覆された破碎帯が発達している (Hara et al., 1992)。これは, いま一つの市ノ川時階の断層 (MTL-2) と見做される。このような断層群は三波川変成岩中のより下位の層準にも発達する (塩田・原, 1997)。

(2) 市ノ川時階のMTL-1のdamage zoneの構造 帯は, 概略的には, 3つの構造単元に区分される: 混在帯=和泉層群と三波川帯の岩石が破碎され混在する領域 (断層の中心)。破碎片と再結晶イライトの配列によるへき開を形成。破碎-圧砕岩帯=混在帯の直下に数10cmの幅で発達し三波川変成岩が破碎-圧砕-圧力溶解によって変形する帯。破碎片と再結晶イライトは片理を形成, 褶曲する。従属断層群の発達する周縁帯=数cm以下の幅の断層群が, R1, Y, Pに相当するような配置で発達する帯。従属断層群のスペイングは断層の中心から離れるにつれて広がる。従属断層では石英の破碎とともに石英の圧力溶解が認められる。3つの帯において脆性的破碎と延性的変形が認められる。

(3) カーボネイト脈の形成を伴う変形 混在帯の岩石, 破碎-圧砕岩帯の岩石, 従属断層には, 帯に平行に近い方位をもつ膨大な量の微細カーボネイト脈が発達する。脈の形成には, 多量の炭酸ガスを含む水による, 水圧破碎が関わっているものと考えられる。

(4) 市ノ川時階最前期の剪断変形 片理にほぼ平行な延性的剪断帯の形成。剪断帯に沿って多量のカーボネイトが晶出し, 剪断帯は, 赤みを帯びたオレンジ色の帯として, 周縁帯の各所で認められる。幅は数cmから数10cmで, ほぼ東西のトレンドをもつ, 左横ずれセンスの剪断帯。剪断帯は多量の炭酸ガスを含む水の移動する場であった。剪断帯の形成は, 左横ずれセンスの非対称褶曲作用を経て, 市ノ川時階の断層運動へ移行する。

(5) 砥部時階の変形 この時階の岩石の変形特性は, 安山岩脈の変形との関連で見ることによって捉えられる。安山岩脈の変形は, 脈の下部に集中する。破碎岩片は, 破碎に続く塑性的流動を反映して, 断層のトレンドに沿って配列し, 片状構造を示す。安山岩脈の直下には, 黒色緻密な岩石が数cmの幅で発達する。この黒色緻密な岩石は, 直下の混在帯および上位の安山岩の破碎開口部にも脈状に認められる。破碎安山岩中の角張ったギザギザの壁をもつ狭い破壊開口部に貫入する黒色緻密な岩石には, 極めて微細なカオリナイトの平行配列が認められるもの, 多量の微細なカーボネイト粒が散点する無構造なもの, 鏡下で鉱物種が識別され得ない超緻密なものなど多様なものがある。その形成には岩石の粉碎と多量の炭酸ガスを含む水が関与したのであろう。破碎安山岩・黒色緻密岩には脈状, 粒状の多量のカーボネイトが認められる。市ノ川時階最前期から砥部時階までの変形で形成されたカーボネイトはドロマイト, Mgに富むシデライトである。

(6) 変形特性 各変形時階において, 脆性的破壊の時期と延性的変形の時期が識別され, すべてを通して多量の炭酸ガスを含む水の関与があったことが認められる。

## 付加体深部の流体移動解明における鉱物脈研究の有用性

坂口有人（高知大学自然環境科学科）

The vein mineral: utility for the fluid flow analysis in the accretionary prism  
Arito Sakaguchi

### はじめに

付加体中の間隙水圧の増減が地質体の変形や断層運動に大きく影響し、流体移動が付加体中の物質移動に重要な役割を果たしているであろうことは多くの研究者によって指摘されているが、流体の起源や温度圧力条件それに排水状況等はほとんどわからなかった。四万十帯に多く産する鉱物脈は流体が岩石のクラックを移動して形成されたものであり、そこから当時の流体移動の状態を読み取ることができる。

### 手 法

鉱物脈には流体包有物が多く含まれており、加熱実験による気液2相包有物の均質化温度測定から流体の密度を知ることができる。流体の密度は流体の組成と、結晶中への流体捕獲時の温度圧力条件によって決定される。そのため同一結晶中に異なる種類の流体が捕獲されている場合には、流体包有物のみから流体の温度圧力条件が決定できる。また、そうでなくとも他の地質温度計が併用できれば流体の圧力条件を決定することができるし、流体と周囲の地質体との熱平衡状態もわかる。鉱物脈の生成温度と酸素同位体組成から流体の起源も推定できる。流体中で結晶が成長する場合、その生成温度によって酸素同位体組成が変化する。しかしその温度に対する同位対比の変化率は流体の起源によって異なる。例えば海水起源の流体から石英が晶出する場合と、続成反応起源の流体から石英が晶出する場合では、後者の方が温度に対する変化率が遥かに小さい。この温度に対する変化率を用いて流体の起源を推定することができる。

### 結 果

四国四万十帯においてビトリナイト反射率と流体包有物の手法による熱構造と温度圧力条件解析の結果次のことがわかった。四万十帯は少なくとも2種類の流体が各々異なる温度圧力条件下で流れていた。まずメタンに富む流体が低地温環境下で、そして水に富む流体が高地温環境下で。特に2回目のイベントは四万十帯全域におよぶ熱的オーバープリントをひき起こし、地質構造と一致しない熱構造を形成した。この熱的イベントは始新世の若いプレートの沈み込みによってひき起こされたものと解釈される。本研究により求められた2つの時期の古地殻熱流量、 $53\text{mW}/\text{m}^2$ と $95-120\text{mW}/\text{m}^2$ は、各時期に沈み込んでいたスラブの熱流量に等しい。これは付加体の変成作用にとって海洋プレートの熱的条件が重要であることを示す。

また酸素同位体組成の検討の結果、メタンに富む流体は海水や有機物の熱分解それに続成反応による流体の混合、そして高地温環境下で存在していた水に富む流体は続成反応によって生じた流体ではないかと推測された。

### まとめ

以上のように鉱物脈の流体含有物、酸素同位体組成それにビトリナイト反射率を組み合わせた本手法は、付加体の温度圧力経路の解析ばかりでなく、付加体中の流体の生成から排出といった流体移動全般を扱うのに極めて有用な手法であるといえる。

## 中生界礫岩から産する放散虫と先白亜紀付加体の削剥

石田 啓祐 (徳島大・総合科学)

Radiolarians from Mesozoic conglomerates with respect to erosional events of pre-Cretaceous accretionary complexes

Keisuke Ishida

放散虫・コノドントなどの微化石は、大きさが $10^{-1}$ mmオーダーで、細礫や砂サイズの碎屑粒子にも十分に含まれ、碎屑粒子と共に移動・再堆積することが知られており、堆積物の削剥リサイクル過程のトレーサーとして有効である。礫岩の岩質と含まれる微化石とを解析することは、堆積盆の後背地や堆積基盤とその削剥過程を解明する上で多くの情報を提供する。単源的な礫岩であれば、礫の岩質と微化石年代から後背地地質体の海洋プレート層序 (OPS) が復元可能であり、礫岩や陸源碎屑物がもたらされた後背地の推定が可能である。

放散虫化石をトレーサーとした削剥イベントの研究の現状とその有用性に関しては、とくにジュラ紀付加体の上昇・削剥過程についての検討例を中心に、昨年の地質学会ジュラ紀付加体シンポで紹介した (石田, 1997)。

わが国をはじめ中国北東から沿海州にかけてのアジア東縁には、プレート沈み込みにともなう中生代の付加コンプレックス (AC) が分布する。一方、コリア半島にはジュラ紀ACは分布せず、大陸地殻型基盤とそれを覆う中生界の非海成層が分布する。

今回、ジュラ紀付加体の削剥に関して対象としたのは、黒瀬川帯北部に分布する領石・物部川層群 (勝浦川盆地) と、同帯南部の竹ヶ谷層 (森本, 1980MS)、ならびに大陸側のコリア半島西南部、Kyongsang Basin 中央部の下部白亜系陸成層 (Hayang 層群 Kumidong 層) の礫岩である。また黒瀬川帯の先ジュラ紀付加体の削剥に関して対象としたのは、上部トリアス系川内ヶ谷層群寒谷層の礫岩である。

領石・物部川層群、最上位層の凝灰質頁岩礫からジュラ紀前期の放散虫を得た。竹ヶ谷層では、陸源碎屑粒子の年代がジュラ紀前期から後期であり、チャート礫の年代がペルム紀後期からトリアス紀中期である。復元したOPSは、秩父北帯のOPSに一致する。Kumidong 層に挟在するチャート亜角礫岩から復元したOPSでは、チャート礫の年代がジュラ紀中期まで及ぶ。また礫の円磨の度合から、近縁にその後背地が求められ、相当する最寄りの地質体は美濃-丹波帯である。

黒瀬川帯北部、南部の礫岩の解析結果より、外帯で白亜紀前期にジュラ紀AC由来の礫が北側からもたらされたことは、ナップモデルによれば、黒瀬川帯下部白亜系堆積当時に、その背後で先ジュラ紀ACからなるナップの構造的な下位にあった前~中期ジュラ紀ACが“地窓”として地表に露出していた可能性を示している。現在、黒瀬川帯の北に隣接して秩父北帯のジュラ紀ACが分布している。

ジュラ紀ACの削剥過程について考察すると、Chang et al. (1990) は、Hayang 層群礫岩の後背地が、今回の解析と同様、ジュラ紀ACの地質体であると指摘し、古流向解析から、それらが北東側からもたらされたと推測している。以上から、日本海開口以前の白亜紀前期のアジア大陸東縁では、ジュラ紀ACからなる脊梁地帯を中軸として、海溝に至る外帯側と、大陸内陸側の双方へ、礫が供給されていたことが推測される。

## 四国西端部の秩父累帯の砂岩組成

酒井 彰 (地質調査所)

Modal composition of sandstones from the Chichibu terrane in the  
westernmost part of Shikoku, southwest Japan  
Akira Sakai

四国西端部の秩父累帯に分布する砂岩の組成を検討した。この地域の地質の詳細は松岡(1998)により公表されているので、それに従った。秩父累帯南帯に分布する地質体は斗賀野層群(ジュラ紀新世前期)、三島層、三宝山層群(ジュラ紀新世中-後期-白亜紀古世)、田之浜層からなり、黒瀬川帯の混在岩が調査地域東部にわずかに分布する。また、仏像構造線の南に接して分布する四万十累帯(九州東部の佐伯層群十根川層相当層)の砂岩組成も検討した。

検討した砂岩は黒瀬川帯(2個)、斗賀野層群(37個、うち主部33個、北部4個(斗賀野Bとしたもの))、三島層(2個)、三宝山層群(1個)、四万十累帯佐伯層群十根川層相当層(5個)の合計47個である。地窓状に分布する三宝山層群や斗賀野層群北縁部の砂岩は変形・変成が著しく、識別可能な砂岩粒子は石英と長石のみである。また、斗賀野Bとした砂岩が分布する北部では、砂岩中の斜長石・岩片が変質し、北方に向かって識別が次第に困難になる。すなわち、変形・変成は北方に向かって強くなる。

斗賀野層群の砂岩は、三角ダイアグラムで長石質砂岩の岩片の少ない領域に比較的良く集中してプロットされ、カリ長石がK/F比で平均0.40と多く、岩片が少ない特徴的な組成を示す。斗賀野Bとした砂岩は多少斜長石と岩片が多く石英が少ない傾向を示す。三島層の砂岩は、三角ダイアグラムで斗賀野層群の砂岩の領域中にプロットされる。三宝山層群の砂岩は他と比べて量的に少なく、また石英脈に貫かれていることが多いため、組成を検討できるものが少なく、今回は1個のみであるが、三角ダイアグラムでは、斗賀野層群の砂岩に比べ岩片側にプロットされ、他地域のものと同様の傾向を示す。

四万十累帯十根川層相当層の砂岩は、三角ダイアグラムにおいて斗賀野層群のものと同様に、明瞭に岩片が多く石英の少ない領域にプロットされる。また、火山岩片の中性火山岩片の占める量は、九州中・東部の砂岩と同じく、酸性火山岩片の1/3程度であり、四国東部において中性火山岩片が優勢であることと対照的で、後背地からの運搬経路を考える上で興味深い。



## 高知県伊野層の層状チャートからの中生代放散中化石

梅田真樹 (大阪市立大学理学研究科)・栗原敏之 (筑波大学地球科学研究科)

Mesozoic radiolarians from bedded cherts in the Ino Formation, Kochi Prefecture.  
Masaki Umeda and Toshiyuki Kurihara

四国中央部では、主に先ジュラ系からなる黒瀬川帯がジュラ紀付加体に挟まれて東西方向に帯状に分布する。高知県中央部の伊野町付近の黒瀬川帯には、蛇紋岩・花崗岩類・400Maグラニュライト・シルル～デボン系横倉山層群・ペルム系白木谷層群・三疊系川内ヶ谷層群及び伊野層など様々な年代の地層・岩体が含まれ、伊野層は黒瀬川帯の主要な構成要素の一つとみなされてきた (Maruyama, 1981)。伊野層は泥岩・緑色岩及びチャート・砂岩・石灰岩のブロックから構成され、高圧型変成岩類からなる部分とほとんど変成を受けていない部分が含まれる (Maruyama et al., 1984)。高圧型変成岩類には394–352Maの変成年代をもつ緑色岩や327–317Maの結晶片岩が含まれる (植田ほか, 1980)。一方、非変成の部分の石灰岩・チャートから石炭紀新世～ペルム紀古世を示すコノドント化石 (松田・佐藤, 1979)、泥質基質中のマール礫から三疊紀新世の放散虫化石が報告されている (足立, 1989)。今回、伊野層において放散虫化石の検討をおこなった結果、6地点のチャート及び1地点の泥岩から以下の化石が得られた。

IB-1 (赤色チャート) : *Triassocampe coronata* Bragin, *Cryptostephanidium* sp., IB-2 A (赤色チャート) : *Pseudostylosphaerajaponica* (Nakaseko and Nishimura), *Triassocampe* sp. cfr. *T. coronata* Bragin, *Eptingium* sp., IB-2 H (砂岩泥岩互層の泥質部) : *Noritius* sp., *Canoptum* sp., IB-3 (緑色チャート) : *Canoptum* sp., IB-4 (赤色チャート) : *Betraccium deweveri* Pessagno and Blome, IB-7 (赤色チャート) : *Japonocampe nova* (Yao), *Corum regium* Blome, *Xipha pessagnoii* (Nakaseko and Nishimura), *Sorla* sp. cfr. *S. vizcainoensis* Pessagno, *Capnodoce* sp., *Capnuchosphaera* sp., IB-8 (赤色チャート) : *Livarella valida* Yoshida, *Livarella* sp. cfr. *L. densiporata* Kozur and Mostler, *Capnodoce* sp., *Capnuchosphaera* sp., *Sorla* sp. IB-1及びIB-2 AはAnisian前期 (三疊紀中世) を示し, Sugiyama (1997) のTR 2 B帯に位置づけられる。IB-7はCarnian後期～Norian前期 (三疊紀新世), IB-4はNorian後期, IB-8は三疊紀新世, IB-3は三疊紀新世～ジュラ紀古世及びIB-2 Hはジュラ紀古世を示す。

伊野層の非変成の部分は付加体特有のメランジを伴っており、ブロックのチャートは石炭紀新世～三疊紀新世、堆積岩コンプレックスの形成年代に近似される泥岩はジュラ紀古世を示すことが明らかとなった。このことは伊野層と一括された地層の中にジュラ紀付加体が含まれることを示している。このジュラ紀付加体は、伊野層の高圧型変成岩類と年代・岩相的に区分され、少なくとも2×6kmの広がりを持ち、黒瀬川帯の先ジュラ系に囲まれて分布する。このことは四国中央部の地帯区分に改訂を迫るものである。ジュラ紀付加体を秩父帯・先ジュラ系を黒瀬川帯とする観点にたてば、伊野地域のジュラ紀付加体を秩父帯構成地質体とみなす解釈が可能である。

## 四国から見た西南日本外帯の構造の特徴

波田 重熙 (神戸大・大学教育研究センター)

Structural Features of the Outer Zone of Southwest Japan

Based on Field Evidence in Shikoku

Shigeki Hada

四国の秩父累帯は、起源を全く異にする3つの地帯によって構成される複合的な地帯で、北より秩父帯(狭義)(北部秩父帯)・黒瀬川帯・三宝山帯(南部秩父帯)に分けられる。秩父帯は、三波川帯の南縁に分布する御荷鉾ナップの南側の地帯で、それが存在しない四国中央部では清水構造帯が北限となる。また、南側は、釜ノ川スラスト(愛媛県)、上倉スラスト(高知県)、槍戸川・高ノ瀬断層(徳島県)によって画される。黒瀬川帯は、南限を城川スラスト(愛媛県)、仁淀スラスト(高知県)、十二社衝上線(徳島県)によって画される地帯で、小岩体や岩脈も伴われる。三宝山帯の南限は、仏像構造線である。なお、黒瀬川帯の分布が途切れる四国西部においては、後生変形によって3つの地帯の分布が複雑となる。

四国中央部では、秩父帯の付加体は、岩相・構造上の特徴によって2つのユニットに区分される。一つは、黒瀬川帯に接して中～急角度の構造をなして分布する地質体で(仁淀川層)、他の一つは、前者を低角の衝上断層(名野川スラスト・黒藤川スラスト)で構造的に被覆する地質体(中津山層及び吾川層など)である。後者は、秩父帯の北縁部では御荷鉾ナップをも構造的に被覆している。近年これらの弱変成地質体について白雲母 K-Ar 年代などが測定された結果(西村, 1990MS など)、ナップを形成する地質体はその下位の地質体よりも古い変成年代を有することが明らかとなってきた。また、中津山層の変成年代は、四国西部の御荷鉾緑色岩類の上位に位置する真穴ナップ(武田ほか, 1992)に伴われる低度変成岩(ジュラ紀付加体とされる)の年代(鹿野ほか, 1991)とも一致する。最近、かつて領家帯と三波川帯に挟まれて南部北上帯構成要素と阿武隈帯構成要素が西南日本にも存在し、そこから由来したナップが御荷鉾ナップと共に三波川変成岩類の上位に残存していることが明らかにされた(高木ほか, 1997)。真穴ナップもその一つで、そこにはジュラ紀付加体と推定される地質体が含まれる。これらの事実に基づいて、秩父帯の中津山層及び吾川層などからなるナップ(中津山、吾川及び鳥形山ナップ)も北側から移動してきて秩父帯に定置したという考え方を示した(波田, 1996など)。

一方、松岡を中心とするグループは、最近、黒瀬川帯が欠如する四国西部の地質を踏まえながら、各地の地層名を整理して秩父累帯全体に適用可能なユニット区分を行った画期的な論文を公表した(松岡ほか, 1998)。筆者等も「四国土木地質図(印刷中)」で同様の試みを行ったが、以下のように見解が異なる点がある。関東山地、紀伊半島、四国において、御荷鉾緑色岩類の上位(南側)に珪質岩を主体とする地質体が整合に累重することはすでに市川・波田(1968)が指摘したが、松岡ほか(1998)はそれを柏木ユニットとした。この名称を使用することには賛成であるが、筆者は柏木ユニットを三波川帯の上位にのる御荷鉾ナップの一部を構成する地質体とみなして、御荷鉾ナップは上吉田ユニット(松岡ほか, 1998; 仁淀川層もその一部)に衝上している。一方、前記したように、中津山ナップは両者のさらに上位に位置する秩父帯外に起源をもつ可能性のあるナップで、従って、松岡ほか(1998)が四国中央部で柏木ユニットに中津山ナップの部分を含めているのは正しくない。この点は、彼等が柏木ユニットを上吉田ユニットの構造的低位に位置する地質体と見なしている点からも矛盾を来している。外来の中津山層からなるナップに対しては、新たなユニット名を設定する必要があるであろう。次に、松岡ほかも大平山ユニットを三宝山帯(南部秩父帯)を構成する地質体と見なしているのであるから、黒瀬川帯と三宝山帯の境界を魚成スラストと総括するのは混乱を招くもとで、城川スラスト(波田ほか, 1992)がそれに相当する。一方、黒瀬川帯の欠如する四国西部については、筆者は中津山ナップに対応するナップの下底の断層として大野山スラスト(Murata, 1982)が存在するとみなしている。三宝山ユニット及び斗賀野ユニットはそれより南に分布することになる。特に三宝山ユニットの分布についてさらに検討する必要があるが、黒瀬川帯の分布様式の形成が、この地域で特異的に起こった三宝山帯付加体の上昇運動が関わっているという松岡ほかの見解には賛成である(佐藤, 1990MS)。

## 中琉球弧, 沖縄諸島北東部のジュラ紀付加コンプレックスにおける海洋プレート層序の復元

高見美智夫 (蒜山地質研)・竹村理佐 (北居設計)・西村祐二郎・小島央彦 (山口大・理)

Reconstruction of oceanic plate stratigraphies of Jurassic accretionary complexes in the northeastern Okinawa Islands, central Ryukyu Island Arc  
Michio Takami, Risa Takemura, Yujiro Nisimura and Teruhiko Kojima

中琉球弧, 沖縄諸島北東部のジュラ紀-白亜紀古世付加コンプレックスは, 西南日本外帯の秩父帯の南西延長にある。本研究では, 中琉球弧の中でも最もアジア大陸側に位置する伊平屋・伊是名島地域の付加コンプレックスを主対象として, 放散虫化石による原岩年代の検討を行った。また, その他の沖縄諸島北東部の広域的な地質調査を行うとともに, 既存の化石年代資料を再検討した。さらに, K-Ar白雲母年代の測定結果 (小島ほか, 1998本講演要旨集) に基づいて, 付加コンプレックスが受けた広域変成作用の年代を検討した。これらの成果に基づいて, 沖縄諸島北東部の秩父帯付加コンプレックスのユニット区分を行った。

### 1. 伊平屋・伊是名島の付加コンプレックスと海洋プレート層序

本地域の付加コンプレックスは緑色岩, チャート, 石灰岩, 砂岩および泥岩からなる混在岩相を呈する。本研究における放散虫化石に基づく原岩年代の検討結果およびこれまで報告された化石年代資料から, 伊平屋・伊是名島の付加コンプレックスには石炭紀新世〜トリアス紀中世の層状チャート, ペルム紀古世〜中世の石灰岩, およびジュラ紀古世〜中世の泥岩が含まれることが明らかになり, この順に若くなる海洋プレート層序が復元された。その層序の最も若い泥岩の堆積年代から判断して, 付加コンプレックスはジュラ紀中世後期に形成されたと推定される。

### 2. K-Ar 年代

沖縄本島の本部半島に分布する付加コンプレックス (与那嶺および湧川層: Fujita, 1989) を対象として, 泥質岩の K-Ar 白雲母年代を測定した。その結果, 与那嶺層からは 71~75Ma の年代値が, 湧川層からは 70~75Ma の年代値がそれぞれ得られた (小島ほか, 1998本講演要旨集)。これらの年代値は広域変成作用のピーク年代を示すと考えられ, 両層は同時期に変成作用を受けたとみなされる。

### 3. ユニット区分

以上のような検討結果および既存の研究成果に基づいて, 沖縄諸島北東部の秩父帯付加コンプレックスは形成過程の異なる三つの地質ユニットに区分されると考えられる。それらを北西から南東に向かって, 伊平屋ユニット, 伊江ユニット, 本部ユニットと呼ぶことにする。

伊平屋ユニットは伊平屋・伊是名島のほかに, 伊江島北部にも分布する。本ユニットはジュラ紀中世後期に形成された付加コンプレックスである。

伊江ユニットは伊江島東部 (城山層: Fujita, 1989) および本部半島北西端に分布し, 層状チャートから泥岩に漸移的に変化する層序をもったチャート-碎屑岩シーケンスが繰り返して累重する覆瓦状構造を呈すると考えられる。既存の化石年代資料に基づいて復元された海洋プレート層序から判断して, 伊江ユニットは白亜紀初頭に付加コンプレックスとして形成されたと推定される。

本部ユニットは本部半島北西端以外の本部半島全体や沖縄本島北西岸の一部に分布し, 従来の地層区分の今帰仁層, 与那嶺層, 本部層, 湧川層などを含む。本ユニットは泥岩基質とさまざまな大きさの緑色岩, 石灰岩, チャートおよび砂岩の岩体からなる混在岩相を呈する。既存の化石年代資料に基づいて復元された海洋プレート層序から判断して, 本部ユニットは白亜紀古世に付加コンプレックスとして形成されたと推定される。また K-Ar 年代測定の結果, 本ユニットは 70~75Ma (白亜紀新世) にピークをもつ広域変成作用を受けたと推定される。

以上のように, 沖縄諸島北東部の秩父帯付加コンプレックスは伊平屋, 伊江および本部ユニットに区分され, この順に付加年代が若くなる年代極性を示す。このようなユニット区分は, 西南日本外帯の南部秩父帯の広域的なユニット区分 (松岡ほか, 1998) にほぼ一致する。すなわち, 伊平屋ユニットは大平山ユニットに, 伊江ユニットは斗賀野ユニットに, 本部ユニットは三宝山ユニットに, それぞれ対比される。

## 沖縄諸島，名護層の変成作用とK-Ar年代

小島央彦・西村祐二郎（山口大・理）・高見美智夫（蒜山地質研）  
板谷徹丸（岡山理大・自然科学研）

Metamorphism and K-Ar ages of Nago Formation, Okinawa Islands  
Teruhiko Kojima, Yujiro Nishimura, Michio Takami and Tetsumaru Itaya

沖縄島中部には、西南日本外帯の南西延長とみなされる付加コンプレックスが帯状に露出し、その大部分は沈み込みに伴う弱い変成作用を受けている。これらは従来、本部層、今帰仁層、与那嶺層および湧川層からなる秩父帯、ならびに名護層と嘉陽層からなる四万十帯に区分され、両帯の境界に仏像構造線が想定されてきた。しかし、その地体構造論的解釈は研究者間で異なり、また変成岩岩石学的な視点からの研究はほとんどなされていない。本研究では、名護層を主対象に秩父帯とされてきた地層群の変成作用とK-Ar年代について検討し、地体構造の考察を行った。

本地域に広く産出する泥質岩は、緑泥石-白雲母-曹長石-石英-炭質物の共通的な鉱物組合せを示し、区分できない。鏡下の再結晶度や組織に基づけば、slate, phyllite および schist に区分される。全体的には slate が優勢ではあるが、名護層の見掛け上位部には schist と phyllite が広く産出し、与那嶺層および湧川層にも phyllite が出現することを確認した。局所的に産出する緑色岩の鉱物組合せは、今帰仁層がぶどう石-パンペリー石相~パンペリー石-アクチノ閃石相に、与那嶺層、湧川層および名護層がパンペリー石-アクチノ閃石相~緑色片岩相に相当することが判明した。名護層の見掛け上位に位置する schist~phyllite 地域は、緑色片岩相の鉱物組合せを示す。また、今帰仁層と与那嶺層の緑色岩は残留組織と残留鉱物をとどめている玄武岩質岩石だけが産出するが、湧川層と名護層には玄武岩質岩石だけでなく変斑れい岩が共産する。

泥質岩の炭質物  $d_{002}$  値を検討した結果、slate は 3.636~3.531, phyllite は 3.645~3.419, schist は 3.448~3.371 Å (1例 3.552 を除く) と計測され、一部重複するが相対的には岩型区分と炭化度はよく相関している。また、与那嶺層は 3.590~3.538 および湧川層は 3.531~3.427 Å を示し、三波川帯や周防帯のパンペリー石の出現領域の  $d$  値 (Itaya, 1981; 西村ほか, 1989) にほぼ相当する。名護層は 3.645~3.371 Å と計測され、三波川帯の低~中温部の  $d$  値 (Itaya, 1981) や周防帯の全領域の  $d$  値 (西村ほか, 1989) に対応する。なお、本部および今帰仁層には測定に適する泥質岩がなく、炭質物およびK-Ar年代は未測定である。

与那嶺層、湧川層および名護層について、各岩型および炭質物  $d$  値の全領域を網羅するように泥質岩41試料を選別し、再結晶白雲母のK-Ar年代を測定した。与那嶺層4試料は70.9~75.2Ma (白亜紀最古世) を、湧川層4試料は69.5~75.3Ma (白亜紀最古世) を示し、有意な相違は認められない。名護層33試料は37.1~77.0Ma (古第三紀~白亜紀最古世) と広い年代幅を示し、61.1~77.0Maの schist~phyllite の地域と37.1~54.7Maの slate~schist の地域とに二分される。前者は名護層の見掛け上位部に相当し、与那嶺層および湧川層の年代群とほぼ一致する。後者は名護層の見掛け下位部に相当する。

以上の検討結果から、従来の名護層は変成度 (緑色片岩相:  $d$  値=3.453~3.371) が高く61~77Maの変成年代を示す上位ユニットと、変成度 (パンペリー石-アクチノ閃石相~緑色片岩相:  $d$  値=3.645~3.382) が低く37~55Maの変成年代を示す下位ユニットとに区分され、その境界 (石灰岩および緑色岩の下底) にスラストが想定 (遅沢, 1997) される。また、名護層上位ユニットは従来秩父帯とみなされてきた与那嶺層および湧川層と変成作用および変成年代が類似し、同一の付加コンプレックスをなす可能性が指摘される。仏像構造線の再検討が必要である。

## シホテアリン南部のジュラブレフカ帯

山北 聡 (宮崎大・教育)・小嶋 智 (岐阜大・工)・大藤 茂 (富山大・理)・伊藤谷生 (千葉大・理)・S.V.KOVALENKO (ロシア, 沿海州地質局)・A.I.OBZHROV (ロシア, 太平洋海洋研究所)

Zhuravlevka Terrane in southern Sikhote-Alin  
Satoshi Yamakita, Satoru Kojima, Shigeru Otoh, Tanio Ito,  
Sergei V. Kovalenko and Anatory I. Obzhirov

シホテアリン南部の地体構造は、西側から、先カンブリア紀基盤をもつハンカ地塊、ジュラ紀付加コンプレックスとされているサマルカ帯、前期古生代以前の基盤とデボン紀以降の浅海層からなるセルゲエフカ帯、白亜紀前期のタービダイトからなるジュラブレフカ帯、ジュラ紀～白亜紀初頭の付加コンプレックスとされているタウハ帯に区分される。サマルカ帯およびセルゲエフカ帯とジュラブレフカ帯およびタウハ帯とは、白亜紀に左横すべりの活動をしたシホテアリン中央断層 (CSF) によって分かれる。サマルカ帯とセルゲエフカ帯とは、CSFの南西側への分岐断層であるパルチザンスク断層 (PF) によって境されている。セルゲエフカ帯は、両断層に挟まれて北へ向かって尖滅する楔状の分布をとり、両断層の合流点以北では、サマルカ帯とジュラブレフカ帯が直接する。またジュラブレフカ帯も南方へ向かって分布幅を狭め、シホテアリン南端部ではセルゲエフカ帯とタウハ帯がCSFを介して直接する。

中新世中期の日本海拡大前には、シホテアリンと日本列島とは直接連続していたと考えられる。演者らはこれまでに、地質体の連続を考慮した日本海拡大以前のシホテアリンと日本列島との接続状態の復元についてのモデルを提示してきた。Kojima (1989) は、サマルカ帯は美濃帯の延長であるとの考えを示した。山北 (1998)、山北ほか (1998) は、美濃帯とサマルカ帯の間に足尾帯を収めるとともに、タウハ帯をメガロドン石灰岩を含む点などから南部秩父帯・北部北上帯の延長、セルゲエフカ帯は南部北上帯および阿武隈帯の延長ととらえ、CSF-PFは、それぞれ畑川構造線・棚倉構造線を介して、中央構造線に連続するとした。このように、シホテアリンのかなりの部分が日本との関連をおさえられるようになったが、ジュラブレフカ帯については、対応するものを日本のなかで確定するには至っていない。演者らは、本年 (1998年) 10月、短期間ではあるが、ジュラブレフカ帯の調査を行ったので、その岩相・構造について紹介し、日本列島の地質体との関係について考察する。

ジュラブレフカ帯は、主に白亜紀前期 (Berriasian～Albian) のタービダイトシークウェンスからなるが、最下部 (Berriasian～Valanginian) には、石灰岩などの岩塊を含むメランジおよびチャート・枕状溶岩を伴う。チャートの時代は、ジュラ紀後期におよぶ。この海洋底物質を含む部分は、ジュラブレフカ帯分布域の東縁部、タウハ帯との境界付近に分布する。最上部の Upper Albian はジュラブレフカ帯の中央部に分布し、より下位の地層は、その東西両側へむかって順に古くなるよう、ほぼ対称的な分布を示す。このような分布から、一見すると向斜をなすように思われるが、東側では東傾斜で東上位、西側では西傾斜で西上位の構造が卓越しており、実際には背斜を構成している。すなわち現在見られるジュラブレフカ帯の各時代の地層は、下位ほど若くなる順番で構造的に累重していることになる。日本では、このような構造は付加体の作る構造として広く認識されているものである。しかしながら、このジュラブレフカ帯では、二枚貝・アンモナイトなどの大型化石を豊富に含むほか (Berriasian～Valanginian および Aptian～Albian の化石が報告されている)、植物片も大量に含んでおり、岩相的には浅海域の堆積物と考えられ、付加体のものとは思われない。浅海層において、いかにしてこのような下方若化の極性をもつラストパイルが形成されるのか興味深い。また、日本の「付加コンプレックス」中の同様の構造についても、付加体にユニークなものであるのかどうか再吟味の必要もあろう。なお、東側のタウハ帯も東傾斜・東上位の構造も基本としており、ジュラブレフカ帯はタウハ帯の構造的な下に位置することになる。

これまで、ジュラブレフカ帯については、日本の中の地質体との関係について言及されてこなかったが、強いて挙げれば、層序的には空知層群および下部・中部蝦夷層群と類似していると言え、位置的にも、日本海拡大前には北海道と近接していたと推定される。この対比が正しければ、ジュラブレフカ帯とタウハ帯の関係は、北海道では直接見ることのできない空知-蝦夷帯と渡島帯の関係と捉えることができ、後者が前者の上に広範囲にナップとして重なっていることになる。

## チベットシャルー地域におけるジュラ —白亜系珪質堆積層の地質構造と放散虫化石

松岡 篤<sup>1</sup>・楊 群<sup>2</sup>・小林健太<sup>3</sup>・長橋 徹<sup>3</sup>・曾 慶高<sup>4</sup>・王 玉淨<sup>2</sup>

(1. 新潟大・理, 2. 南京地質古生物研究所, 3. 新潟大・大学院自然科学, 4. 西藏地質科学研究所)

Geologic structure and radiolarians in Jurassic–Cretaceous siliceous  
sediments in the Xialu area, Xizang (Tibet), China

Matsuoka, A., Yang, Q., Kobayashi, K., Nagahashi, T., Zeng Q. and Wang, Y.

シャルー (Xialu) 地域には、ヤールンツァンポー縫合帯の南縁にそって見かけの層厚 1 Km 以上の珪質岩が東西に連続して分布する。今回、この珪質岩が露出する 2 つのセクション (Xialu–W, Xialu–E) について、地質構造を把握しつつ岩石試料を採取し、放散虫化石の検討を行った。それぞれのセクションについての検討結果を以下に示す。

### Xialu–W セクション

調査した約 200m の層序断面は、主として赤色チャートからなり、少量の珪質泥岩を伴う。地層の走向はほぼ東西で、北ないし南に急傾斜する同斜構造を呈する。本セクションには少なくとも 4 枚の断層が認められる。断層近傍の珪質泥岩にみられる複合面構造の非対称性は、北上がり成分を伴う左横ずれの運動センスを示す。

検討した 32 サンプルのうち、31 サンプルから放散虫化石が得られた。放散虫群集は年代的に 3 つに区分され、ジュラ紀中世前半、ジュラ紀中世後半～新世前半、ジュラ紀新世後半～白亜紀初頭に位置づけられる。放散虫化石の検討によって、本セクションには層序の繰り返しがあることが明らかになった。

### Xialu–E セクション

調査した約 45m の層序断面は、赤色チャートおよび灰緑色の珪質泥岩・泥岩からなる。地層の走向はほぼ東西で、北に急傾斜する同斜構造を呈する。本セクションには 4 枚の断層が認められる。断層内にみられるデュープレックス構造は、右横ずれの運動センスを示す。

検討した 22 サンプルのすべてから放散虫化石が得られた。放散虫群集は年代的に 2 つに区分される。ひとつはチャートから得られた放散虫群集でジュラ紀末ないし白亜紀初頭の年代に位置づけられる。もうひとつは珪質泥岩・泥岩から産出した群集で、白亜紀前期に位置づけられる。本セクションでは、層序の繰り返しは現在のところ認められていない。

今回の検討の結果、連続した層序断面のなかで地層の繰り返しがあることが判明した。露頭規模で顕著な褶曲構造がみられないことから、この繰り返しは断層によるものと推定される。また、断層の運動センスは 2 つのセクションではほぼ逆になっており、複数のステージの運動があったことを示している。これらの運動の前後関係や広域テクトニクスとの関連については、今後検討する必要がある。

## 近年の北朝鮮の地質学の発達と我々の考察

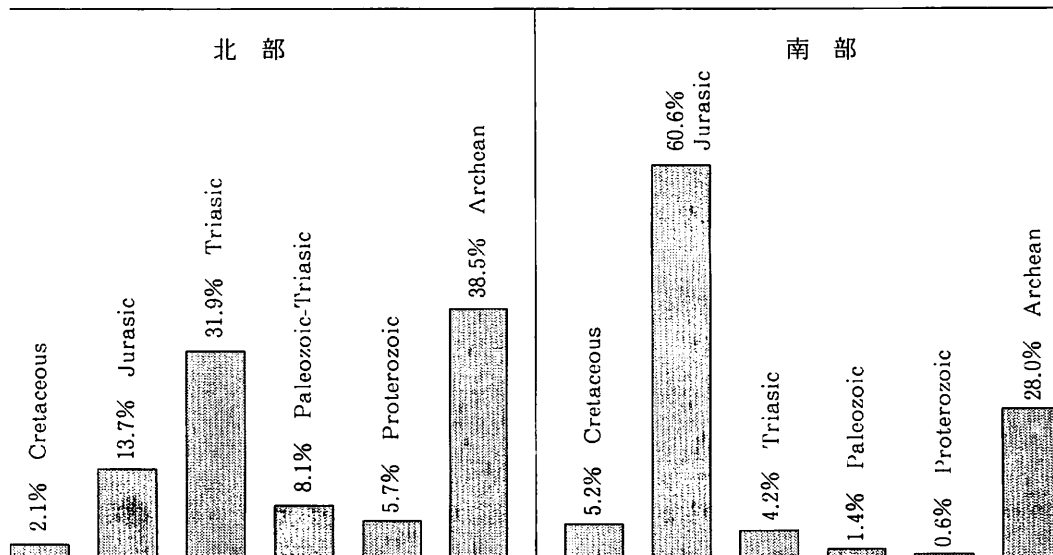
佐藤信次・猪俣道也（東京農大）・金 容義（東海大）

Recent Development of Geology in North Korea and our Consideration  
Shinji Sato, Michiya Inomata and Youngui Kim

(1)デボン、シルルの発見 前者は蓮川変成岩付近に広く発見され、Leptophloeum等の植物化石がふくまれる。この北の黄海道から、Favositesを含むシルル系も発見された。(2)コリア北部の花崗岩体を時代ごとに露出面積を計測し、%で示し、棒グラフで示した（以上、"Geology of Korea,Pyongyang,1996", 100万分の1地質図による）。(3)韓国出版の百万分の1地質図により、コリア南部の花崗岩体の面積を各時代ごとに計測し、棒グラフに示した。(4)下のグラフより、北では太古代とトリアス紀の花崗岩が多く、南ではジュラ紀と太古代の花崗岩が多い。(5)デボン紀のアジア古地理図（中国出版）では、細長い海が、沿海州からコリア中部に延び、秦嶺山脈に沿って延び、小林貞一（1930年代）の「ソウル 秦嶺ライン」が想起される。

（結論）南コリアは、南方から北へ移動し、北コリアと合体し、李竹南の「中部破碎帯」が形成された。南では3列の花崗岩帯びが北東に延びるが、北の花崗岩は方向性がなく塊状分布を示す。

コリア半島の花崗岩の露出面積比



## 例会参加者名簿

足立 宗久	池田 小織	池田 倫治	石田 啓祐	井内 美郎	井本 伸広
梅田 真樹	浦田 健作	大塚 裕之	大野 恭子	大野 裕記	大山ゆかり
岡田 篤正	尾上 謙介	鹿島 愛彦	加藤 祐三	川崎 智佑	河原田 肇
桑原 英了	小島 央彦	後藤 真一	小松 正幸	古茂田知子	酒井 彰
酒井 聡	榊原 正幸	坂口 有斗	佐藤 信次	佐藤 栄	沢井 長雄
塩田 次男	関 幸代	妹尾 護	高橋 治郎	高見美智夫	田口 幸洋
竹野 恵美	田中 里志	田中 秀実	田淵 典之	徳岡 隆夫	富田 直人
永井 慈史	中垣 幸恵	中谷 知秀	永峰 良則	西原ちさと	西村裕二郎
能見 忠歳	濡木 輝一	野田 雅之	長谷川修一	波田 重熙	原 郁夫
平岡 卓郎	平野 昌繁	平松 晋一	藤井 厚志	堀 利栄	松井 宏樹
松岡 篤	松岡 信	宮本 隆実	森川 倫人	森野 道夫	山北 聡
山崎 哲司	吉川 尚伸	竜 正二	渡部 伸二		



日本地質学会関西支部会報 No125

(合併号)

日本地質学会西日本支部会報 No113

1999年1月22日発行

発行 日本地質学会関西支部会報・西日本支部合同  
愛媛大会実行委員会

〒790-0286 松山市文京町2-5 (TEL089-927-9623)

愛媛大学理学部生物地球圏科学教室内

印刷 青葉図書

〒790-0036 松山市小栗6丁目3-23

TEL089-943-1165