

四国古第三系四十萬帶室戸層の構造解析と古応力場解析

Structural and paleo-stress analyses of Muroto formation,
the Tertiary Shimanto Complex, Shikoku

南澤智美*・桑野一彦*・坂口有人**・橋本善孝*
Satomi Minamizawa*, Kazuhiko Kuwano*, Arito Sakaguchi**
and Yoshitaka Hashimoto*

Abstract : Structural and paleo-stress analyses were conducted on the Muroto formation, the Tertiary Shimanto Complex, Shikoku to understand the tectonics of coherent accretionary complex. The Muroto formation is the Tertiary accretionary complex composed mainly of sandstone and mudstone. The study area located at the Muroto Peninsula is composed of Coherent Zone and Deformation Zone. Coherent Zone represents homoclinic alternation of sandstone and mudstone. Deformation Zone shows strongly deformed structures such as tight folds and minor faults. Strikes and dips of bedding in Deformation Zone indicate that the Deformation Zone is folded with fold axis of S46°W, 15°. Meso-scale fold in Deformation Zone and cleavages pervasively observed in the study area are considered to be formed by NW-SE compression.

Paleo-stress analysis was conducted by multiple inverse method using micro faults in Deformation Zone. This result indicates wide variation in compressive stress direction from NW to NNE and stress ratio from 0 to 1.

Key words : accretionary complex, paleo-stress, multiple inverse method, Shimanto belt

はじめに

四十萬帶は西南日本外帯に属し、主に白亜系から古第三系の堆積岩で構成された地質帶で、砂岩泥岩互層主体のコヒーレント層と混在岩であるメランジュ層から構成されている (Taira et al., 1988)。四十萬帶は陸上に露出している過去の付加体であり、これまで堆積物の年代が世界で最も良く調べられている (例えば、Okamura and Taira, 1984; Taira et al., 1988)。また、構造地質学的研究や温度構造においても盛んに研究されており、付加体形成過程が詳細に分かってきた (例えば、Kimura and Mukai, 1991; Murata, 1991; Onishi and Kimura, 1995; Ohmori et al., 1997; Ujiie, 1997; Sakaguchi, A., 1999; Hashimoto and Kimura, 1999; Matsumura et al., 2003; Shibata

and Hashimoto, 2005)。さらに最近、四十萬帶はプレート境界で過去に発生した巨大地震の記録を保持していることが明らかになり (Ikesawa et al., 2003; Kitamura et al., 2005)，その構成物は沈み込みプレート境界地震発生帶のアナログ物質として注目されてきている。

付加作用は、浅部における引き剥がし付加作用と深部における底付け付加作用の二つに大別される。引き剥がし付加体は主に砂岩泥岩からなり、コヒーレント層に相当すると考えられる。底付け付加体は砂岩泥岩主体のメランジュを特徴的に含み、玄武岩、チャート、半遠洋性堆積物などが若干含まれる。特に底付け付加体については、岩相分布、堆積年代、変形構造、古応力場などの解析や温度圧力履歴の推定が精力的に行われてきた。一方、引き剥がし付加体においては、岩相分布や堆積年代については十分な研究がなされているが、構造地質学的研究は比較的少ない (DiTullio and Byrne, 1990; Ujiie, 1997; 2002; Yamamoto et al., 2000; Ujiie et al., 2000)。引き剥がし付加体の発達史を理解することは、付加体全体の発達史を理解する上で必要不可欠である。

2005年9月9日受付、2005年12月13日受理

* 高知大学理学部自然環境科学科

Department of Natural Environmental Science, Faculty of Science, Kochi University, Akebonocho 2-5-1, Kochi 780-8520, Japan

** 海洋研究開発機構地球内部変動研究センター

Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2-15 Natsushima-Cho, Yokosuka-city, Kanagawa 237-0061

小断層解析は古応力場を推定する手法として大きく発展してきた。山路（2001）に小断層解析の発展について詳しく述べられている。テクトニクスの動力学を構築しようとする場合に、変形や変形史の復元だけでは不十分であり、力の情報が必要である（山路、2001）。テクトニクスの理解に小断層解析は必要不可欠な要素であるといえる。本研究では、第三系四万十帯に属する室戸層に着目し、構造地質学的記載を行った後、多重逆解法による古応力場の解析を行い、対象地域のテクトニクスを動力学的に議論する。

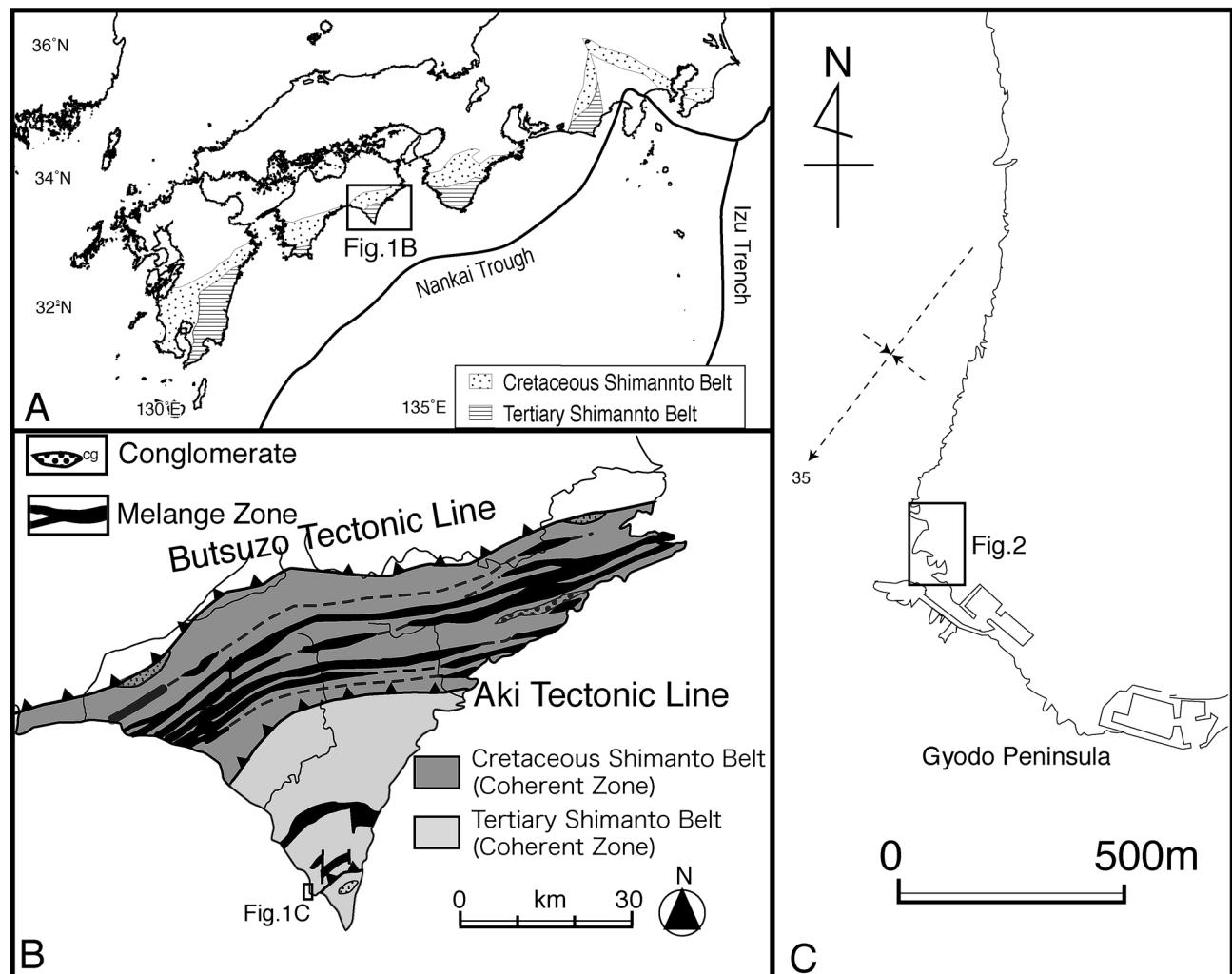
地質概説

四万十帯は、沖縄諸島から西南日本の太平洋側、走向方向に約1,300km、幅最大100kmにわたって分布する砂岩泥岩互層を主体とする地表に露出している付加体のひとつである（第1図A）。四万十帯は、大きく北帯と南帯に分けることができる（第1図A）。北帯

は白亜系からなり、南帯は第三系からなる（Taira et al., 1988）。より詳しく見ると、放散虫化石を主体とした化石層序により、北帯では北側に下部白亜系、南側に上部白亜系が分布し、南帯では北側に始新統、南側に漸新統-下部中新統が分布していることが明らかになっている。このように全体として南へ若くなる配列をしていることが特徴である（Taira et al., 1988）。

室戸半島周辺の四万十南帯は主に砂岩泥岩互層を主体とするコヒーレント層と、若干のメランジュ層から構成されており、それぞれの層は衝上断層によって境される（第1図B）（DiTullio and Byrne, 1990）。本研究地域の行当岬地域はコヒーレント層に相当する（第1図C）。本調査地域の北部にマップスケールの褶曲が確認されており（DiTullio and Byrne, 1990），褶曲軸の方向は約N45°Eで35°南西へプランジする（第1図C）。本研究地域はこのマップスケールの褶曲の南翼に位置する。

砂岩層は、タービダイトに特有な級化層理などの堆



第1図 A) 関東から九州地域にかけての四万十帯の分布。B) 南東四国における四万十帯の分布。Taira et al. (1988) を改変。C) 行当岬調査地域の位置。マップスケールの褶曲軸も図示されている。

積構造を示し、砂岩層の底面には生痕化石がしばしば認められる。場所によっては厚さ数十mを越す砂岩層が認められる(第2図)。また、砂岩層には、リップルマーク、斜交ラミナ等がよく観察される。年代は古第三紀の前期始新世から前期漸新世とされている(Okamura and Taira, 1984; Taira et al., 1988)。流体包有物によって推定された温度圧力は215~255°Cおよび76~108 MPaであり、古地温勾配は約70°C/kmに相当する(Lewis et al., 2000)。このような高い地温勾配は前弧火成活動のない白亜系最上部興津メランジュにおいても報告されており(Sakaguchi, 1999)，中期中新世の前弧火成活動によるものではなく、白亜紀末期から第三紀初期における若い海洋プレートの沈み込みによるものと解釈されている。温度については、同地域におけるイライト結晶度やビトリナイト反射率から推定された過去の最高被熱ともよく一致する(DiTullio et al., 1993; Laughland and Underwood, 1993)。

本研究地域は大きく見るとコヒーレント層に相当するとされているが(DiTullio and Byrne, 1990)，より詳細に見ると行当岬においては地層が激しく変形している部分とそうではない部分がある(第2図)。両者は断層によって接している。今回、議論を進める上で相対的に見て変形の激しい地域をDeformation Zone(第3図A)，そうでない地域をCoherent Zone(第3図B)と呼ぶこととする。Deformation ZoneはCoherent Zoneの層理面の走向とほぼ平行に露出している(第2図)。

Deformation ZoneもCoherent Zoneも砂岩泥岩互層によって構成されている。しかし、Coherent Zoneの砂岩泥岩互層における泥岩部の厚さは、10cm以上であるに対し、Deformation Zoneのそれは10cm以下である。

Deformation Zoneでは、断層や露頭スケールの閉じた褶曲が数多く発達するとともに(第3図A)，場所によっては泥岩基質中に砂岩ブロックを含むメランジュ様の産状も認められる複雑な構造を示す(第2図)。しかし、Deformation Zoneの層理面の極は、全体としてほぼ大円ガードル上に分布する(第3図C)。一方、Coherent Zoneの層理面の走向傾斜はおおよそN45°E, 80°Nでほぼ一定であり、整然とした構造を示す(第3図D)。Coherent Zoneでは、厚さ0.5~1mの砂岩岩脈や、数mに及ぶ砂岩シルがみられる(第2図)。

変形構造

(1) 小断層

小断層とは露頭で変位が認識できる小規模な断層のことと言う(山路, 2001)。本研究地域には、層理面に

ほぼ平行で変位が不明な断層が多いが、断層面上に擦痕が発達しステップを伴うものは、変位量が不明でも小断層に含めた。

小断層は特にDeformation Zoneに多くみられ、Coherent Zoneでは比較的少ない。さらにCoherent Zoneにおける小断層では擦痕が確認できないものが多く、データを多く取得することができなかったので、本節では特にDeformation Zoneの小断層に着目する。

Deformation Zoneにおける小断層は、層理面にはほぼ平行かやや斜交するものが多く、断層は破碎帶を伴わず断層面は密着しているものが多い(第4図A)。しかし、断層は鉱物脈を伴い断層面上に擦痕とステップが確認できる断層も多く、それらを用いて断層の運動方向と運動センスを推定した。鉱物脈を伴うステップであるため、付加ステップ(Norris and Barron, 1969)と判断し、運動センスは粗滑法則によって決定した。

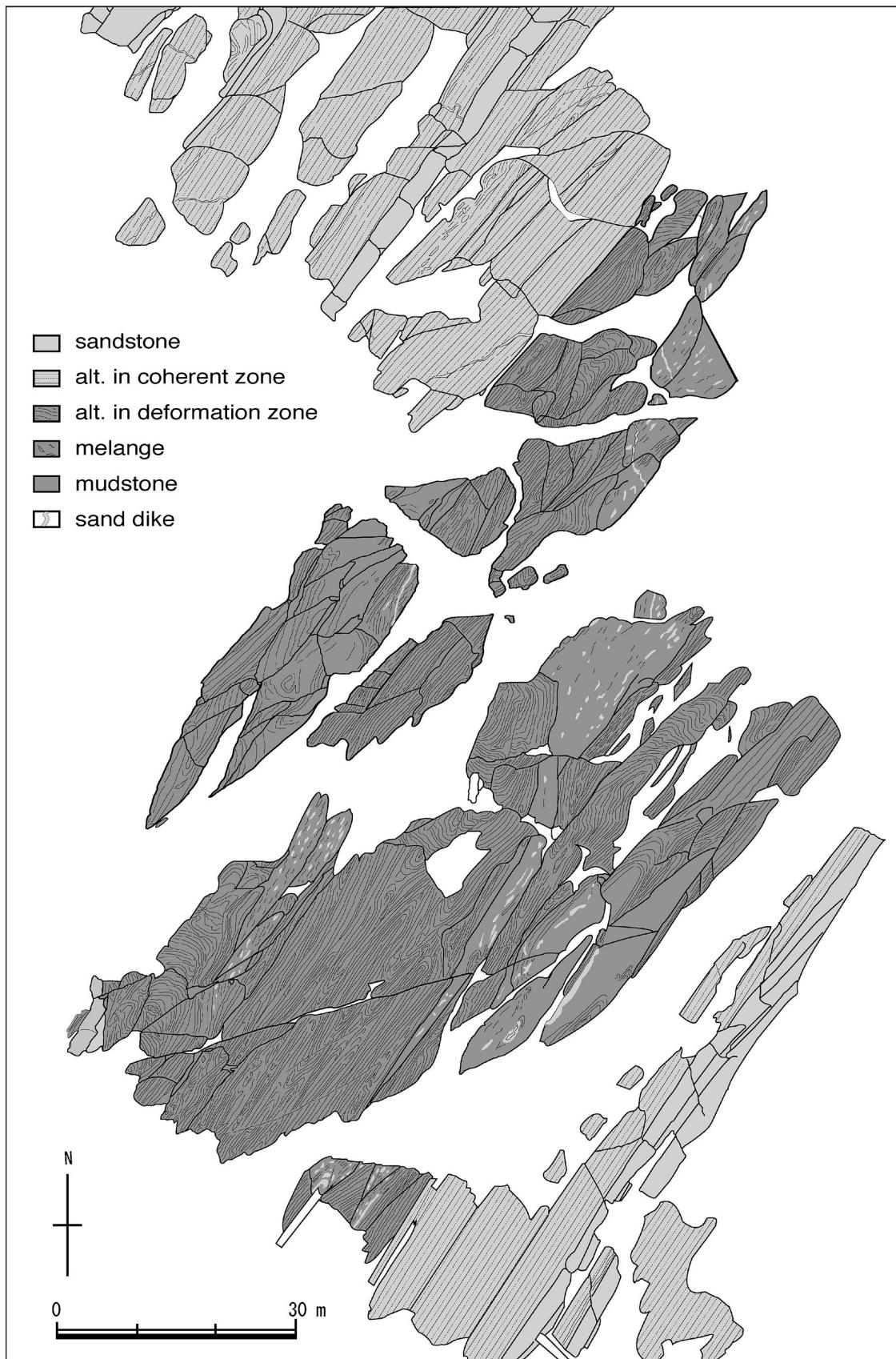
Deformation Zoneの小断層について、断層面と擦痕の姿勢を測定し、運動センスを推定した結果を第4図Bと表1に示す。断層面の姿勢は分散するもののNE-SWの走向で北に70~90°傾斜するものが比較的多い。運動センスは縦ずれ成分の卓越した逆断層が多く、横ずれ成分にとぼしい。

(2) 褶曲

前述の通り、本地域はマップスケールの大規模な褶曲の南翼にあたり(第1図C)、Coherent Zoneの層理面の走向傾斜をみる限りほぼ同斜構造の部分をみていくことになる。Deformation Zoneには、波長が数十cmから数mで翼間角がclosed~tightの閉じた褶曲が多く発達する(第5図A)。これらの褶曲は非常に複雑な形態をしており、断層などに切られていることもあるって層の連続性を追うことが困難な場合が多い。99地点において褶曲軸と褶曲軸面を測定した結果を第5図B, Cに示す。褶曲軸はNE-SWのトレンドで、プランジは北東または南西へ0°~30°と非常に低角である。卓越する褶曲軸の方向は層理面の方位分布から推定された方向(第3図C)とほぼ一致する。褶曲軸のプランジが露頭スケールで連続的に変化している場所が局所的に見られ、第5図Bに示される褶曲軸のプランジのばらつきも、このような連続的な変化を反映しているものと考えられる。褶曲軸面はNE-SWの走向を持ち、北西に約80°傾斜しているものが多い(第5図C)。

(3) 剥開

本研究地域ではDeformation ZoneにもCoherent Zoneにも泥質岩や砂岩中に剥開が観察される(第6図A)。泥質岩には強く発達しており、砂岩中にもやや弱いが場所によってはよく観察される。剥開の間隔は数mm程度で、顕微鏡下では圧力溶解の残渣と思



第2図 調査地域のルートマップ。alt.は砂岩泥岩互層を表す。濃い部分が Deformation Zone、薄い部分が Coherent Zone に対応する。

われる黒い筋として観察される（第6図B）。

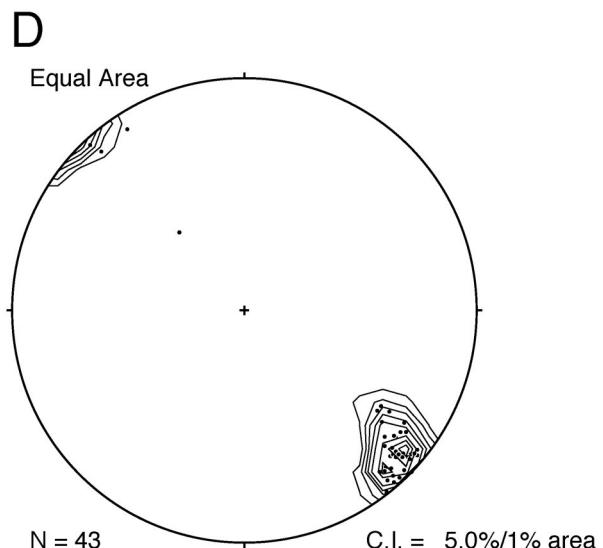
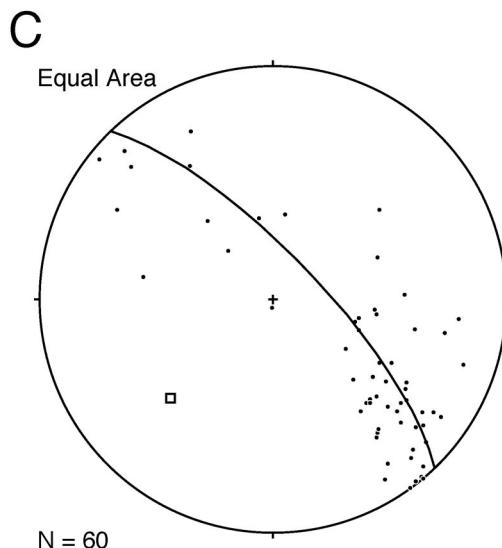
Deformation Zoneにおいて102地点、Coherent Zoneにおいて82地点で劈開の走向傾斜を測定した（第6図C,D）。両地域とも劈開の走向はN40°～60°E、傾斜は南に約60°～80°でかなりよく集中している。

多重逆解法による古応力場解析

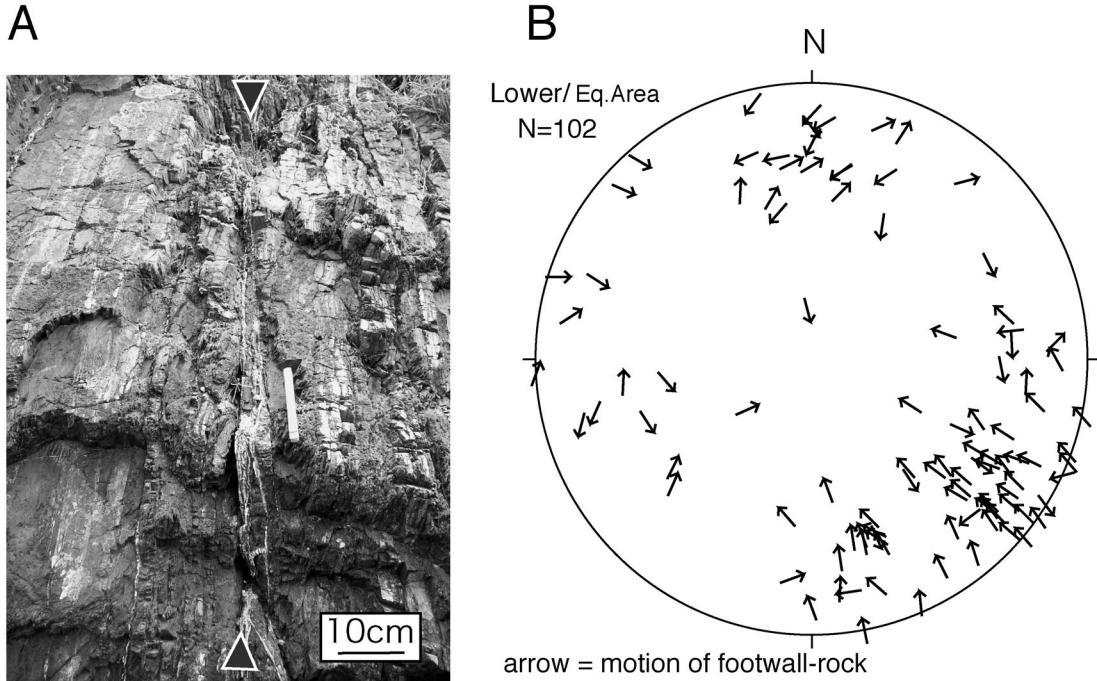
Deformation Zoneの小断層データを用いて、多重逆解法（Yamaji, 2000）による古応力場の推定を行った。多重逆解法は逆解法（Angelier, 1979）の発展形である。逆解法はすべての断層データに最もフィットする一応力を推定するのに対して、多重逆解法では断層データのうち、任意の個数のデータを取り出して、

フィットする応力を求める。すべての断層データから任意の個数のデータを取り出す場合の数だけ応力が解かれる。有意な応力が得られるならば、解かれた多くの応力はクラスターをなす。逆解法はすべての小断層が一つの応力で形成されたことを仮定しているのに対し、多重逆解法は複数の応力を分解する能力を理論的には持っているという利点がある（詳しくは山路（2001）などを参照）。四万十帯のような複雑なテクトニクスを経験したと考えられる地質体には、多重逆解法がより適当な手法と考えられる。本研究では多重逆解法ソフトウェアMIM5を用いて解析を行った。

第4図Bと表1に示したDeformation Zoneにおける小断層データについて、多重逆解法を行った結果を第7図に示す。このとき断層データに傾動補正は



第3図 A) Deformation Zone の広域写真（スケールは手前の幅で約5m）。B) Coherent zone の広域写真（スケールは手前の幅で約5m）。C) Deformation Zone の層理面の極の下半球投影シュミットネット。実線と四角は最もフィットする大円ガードルとその極(S46°W, 15°)を示す。D) Coherent Zone の層理面の極の下半球投影シュミットネット。5%/1% area は1% area 中のデータの密度を5%ごとの等密度線で表現していることを示している。



第4図 A) 層理面にはほぼ平行な小断層（三角）の露頭写真。スケールは10cm。B) 小断層データの下半球投影ウルフネット。矢印の中心が断層面の極の方向を表し、矢印の向きは対応する断層面における下盤の動きを示す。

行っていない。取り出す断層数 (k) は4とし、強調ファクターを11で表示している。全体的にみると、最大主応力軸はおおよそNW～NNEの方向で、伏角は約10°～50°である。また最小主応力軸はおおよそS10°Wで伏角は約40°～80°であった。応力比 Φ_B は0～1とすべての領域を網羅する。 $\Phi_B=0$ は軸性圧縮応力、 $\Phi_B=1$ は軸性伸張応力を示し、中間であれば三軸応力を示す。このような応力比別で結果を3つに分類すると、軸性圧縮応力場では最大主応力軸はおおよそN20°W, 50°、最小主応力軸はおおよそS5°W, 35°を(応力場 α)、三軸応力場では、最大主応力軸がおおよそN10°W, 30°最小主応力軸はS5°E, 60°を(応力場 β)、軸性伸張応力場では最大主応力軸がおおよそN15°E, 10°、最小主応力軸がおおよそS10°W, 80°を(応力場 γ)それぞれ示す(第7図)。

議論

Deformation Zoneに発達する褶曲の褶曲軸面はNE-SE走向で急傾斜し、褶曲軸はほぼ水平である(第5図B, C)。また小断層も褶曲軸面とほぼ平行な逆断層が卓越する(第4図B)。さらに、劈開面も褶曲軸面とほぼ平行である(第6図C, D)。したがって、本研究地域ではDeformation Zoneの褶曲や断層、より広域的な劈開のすべてがNW-SE方向の圧縮場で形成された可能性が高い。

一方、多重逆解法によって推定された古応力は最大

主応力軸の方向がN20°WからN15°Eと非常に広範囲にわたり、応力比も決定されなかった。応力比は方位に伴って連続的に変化し、前述のように応力比ごとに区切って α , β , γ の3つに応力を分類した(第7図)。これは、別のステージの断層群が多重逆解法によって分類されたためであろうか？そこで、逆に α , β , γ の応力と応力比を与え計算された方向と一致している断層群を調べることによって、応力比ごとに認定した応力が断層群を分解しているのかを検証した。第8図にその検証結果を示す。ヒストグラムは天然のデータと計算された運動との角度の差(ミスフィット)を示したものであり、数値が小さいほど計算値と天然の断層データがよく一致しているデータであることを示している。その結果、 α , β , γ すべての応力場において、ミスフィットが30°以下のものは同程度あり、解のもっともらしさはほぼ同程度であることが分かる。第8図上部に示された下半球投影ウルフネットは計算された運動方向と、天然のデータを同時に示しており、ミスフィットが30°以下のものを濃く示している。その結果は、 α , β , γ すべての応力場において、N45°Eの走向で傾斜が70°～80°Nの断層群が計算値とよく一致していることを示している。つまり、応力比の違いによって断層群が分類されたわけではなく、同一の断層群を用いて、同程度にもっともらしい応力場が広範囲に導かれ、一意に決められなかつたことを示している。

DiTullio and Byrne (1990)は、層理面の走向傾斜

第1表 小断層データ.

fault plane		slicken line		sense	fault plane		slicken line		sense
strike	dip	azimuth	plunge		strike	dip	azimuth	plunge	
166	62	230	40	d	110	79	160	72	r
76	78	350	40	s	180	83	263	45	r
74	82	346	33	s	299	77	5	60	r
170	73	260	0	s	304	81	304	81	r
174	71	258	20	d	312	82	15	74	r
310	82	16	82	r	310	90	40	80	r
301	73	269	69	r	295	82	315	80	r
301	81	11	74	r	295	43	304	43	r
296	79	268	79	r	180	80	102	51	r
305	90	35	69	r	270	83	357	26	s
310	79	302	71	r	69	65	154	10	r
202	83	257	77	d	83	69	356	8	r
309	79	330	76	r	344	81	266	55	r
52	65	8	51	r	183	81	268	31	r
52	33	69	26	r	340	63	296	54	r
344	67	327	67	d	167	87	255	38	r
197	83	283	43	d	353	51	330	48	r
175	20	165	20	r	189	69	260	41	r
295	62	296	62	n	9	60	300	32	r
309	63	337	60	r	310	80	6	72	r
281	79	357	52	r	202	71	268	50	r
299	73	301	73	r	311	87	317	87	r
180	76	246	59	r	242	72	332	2	d
5	77	90	23	r	276	76	6	2	s
167	57	240	33	r	180	70	258	31	d
157	67	210	59	n	336	88	60	70	r
340	67	271	40	r	81	56	152	26	r
311	71	312	71	r	349	90	339	90	r
100	83	17	43	r	302	72	322	69	n
351	81	261	0	d	266	83	185	51	s
306	83	351	81	r	266	72	176	0	r
87	90	357	21	r	262	72	267	72	s
290	65	350	47	r	282	90	12	50	s
273	69	357	15	n	320	85	40	65	r
189	69	263	35	r	221	81	297	56	d
353	80	39	75	r	257	71	336	31	s
352	72	351	73	r	302	90	32	70	d
340	69	328	69	n	290	89	18	60	s
344	69	352	69	r	299	68	302	68	r
328	83	17	80	s	315	78	226	5	d
360	84	286	69	d	259	52	302	43	r
48	68	354	56	d	306	87	19	79	r
291	73	324	70	r	321	59	330	59	n
320	77	12	70	r	313	71	277	67	r
108	88	24	70	r	308	69	314	69	r
319	55	323	55	r	162	75	252	2	r
208	57	176	52	r	132	85	56	70	r
139	87	59	69	r	190	63	245	48	n
312	62	298	61	r	339	71	316	70	r
292	90	22	60	r	340	69	275	48	r
295	90	205	50	r	347	67	354	67	r

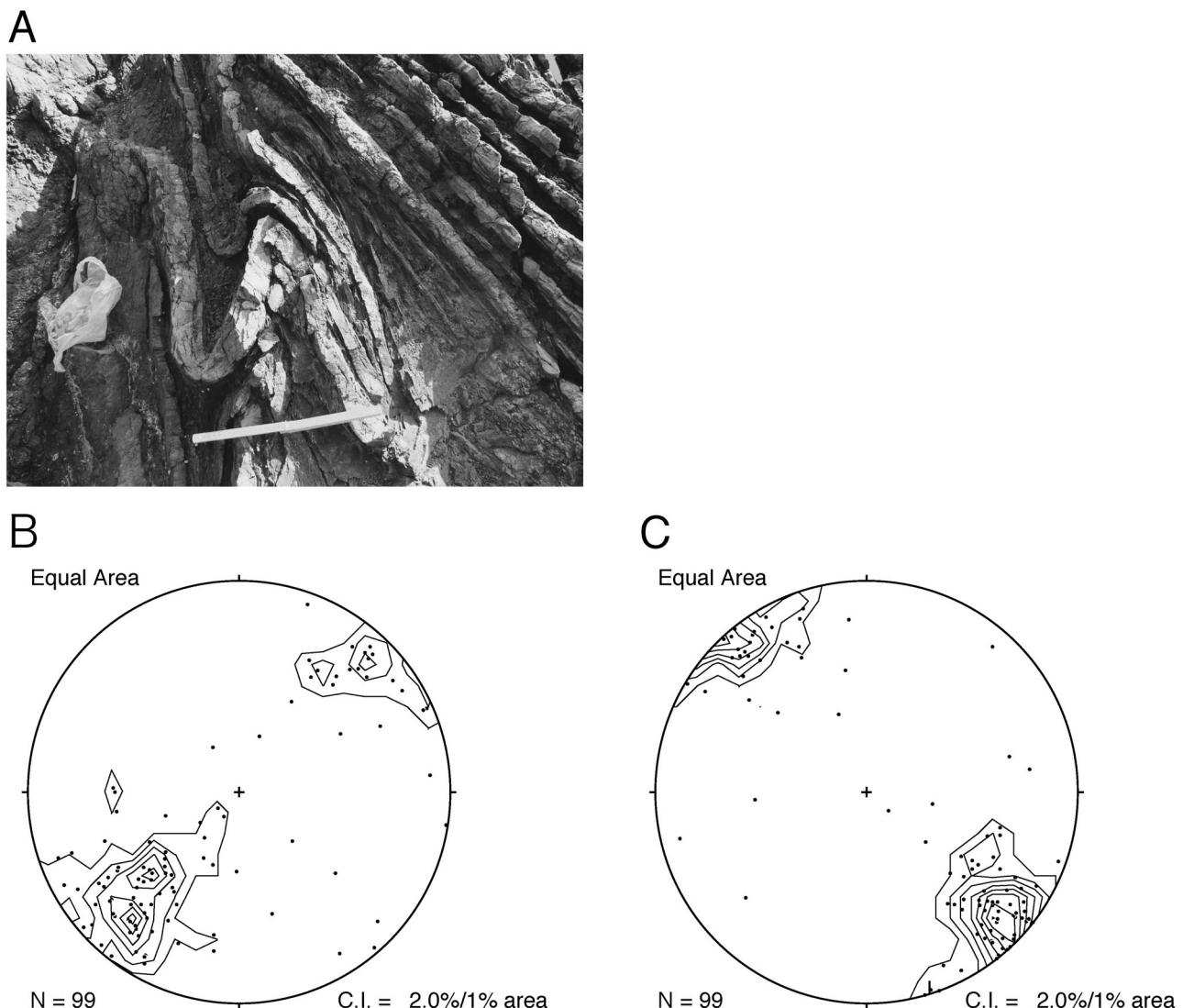
sense: d = dextral, s = sinistral, n = normal, r = reverse

が乱雑であることを根拠として、本地域の Deformation Zone をスランプ堆積物とした。しかし、彼らが示した乱雑なデータは本地域の Deformation Zone におけるものではなく、Deformation Zone と同一層とされた他地域のデータである。一方、本地域の Deformation Zone の地質構造は、かなり規則的である。すなわち、褶曲軸面と褶曲軸の方向分布はよく集中し(第5図)，層理面の極は、その褶曲軸と直交する大円ガードル上に分布する(第3図 D)。Deformation Zone 内に褶曲軸とほぼ平行な逆断層が数多く発達していることは、断層と褶曲が関連して形成されたことを示唆している。Deformation Zone がスランプ堆積物であるという解釈は、Deformation Zone が Coherent Zone と堆積関係で接していることと同義であるが、Lewis et al. (2000) は断層に密接に関わる鉱物脈

の流体包有物解析から約 70~100 MPa の圧力を推定しており、これらの断層や褶曲が表層で形成されたとは考えにくい。以上のことから、スランプではなくテクトニックな成因で Deformation Zone の変形構造が形成された可能性が高いと考える。

Deformation Zone 内部の変形と密接に関わる鉱物脈から約 70~100 MPa の流体圧力とともに 215~255°C という母岩の最高被熱温度とほぼ同じ流体温度が報告されている (Lewis et al., 2000) ことから、Deformation Zone の形成時期は本地域の地層群が過去の最大深度にあった時期と考えられる。この時期、本地域の地層群はデコルマに沿って水平な姿勢だったと考えられる。

そこで、Deformation Zone 形成時の応力場を推定するために層理面が水平になるように応力場を回転す

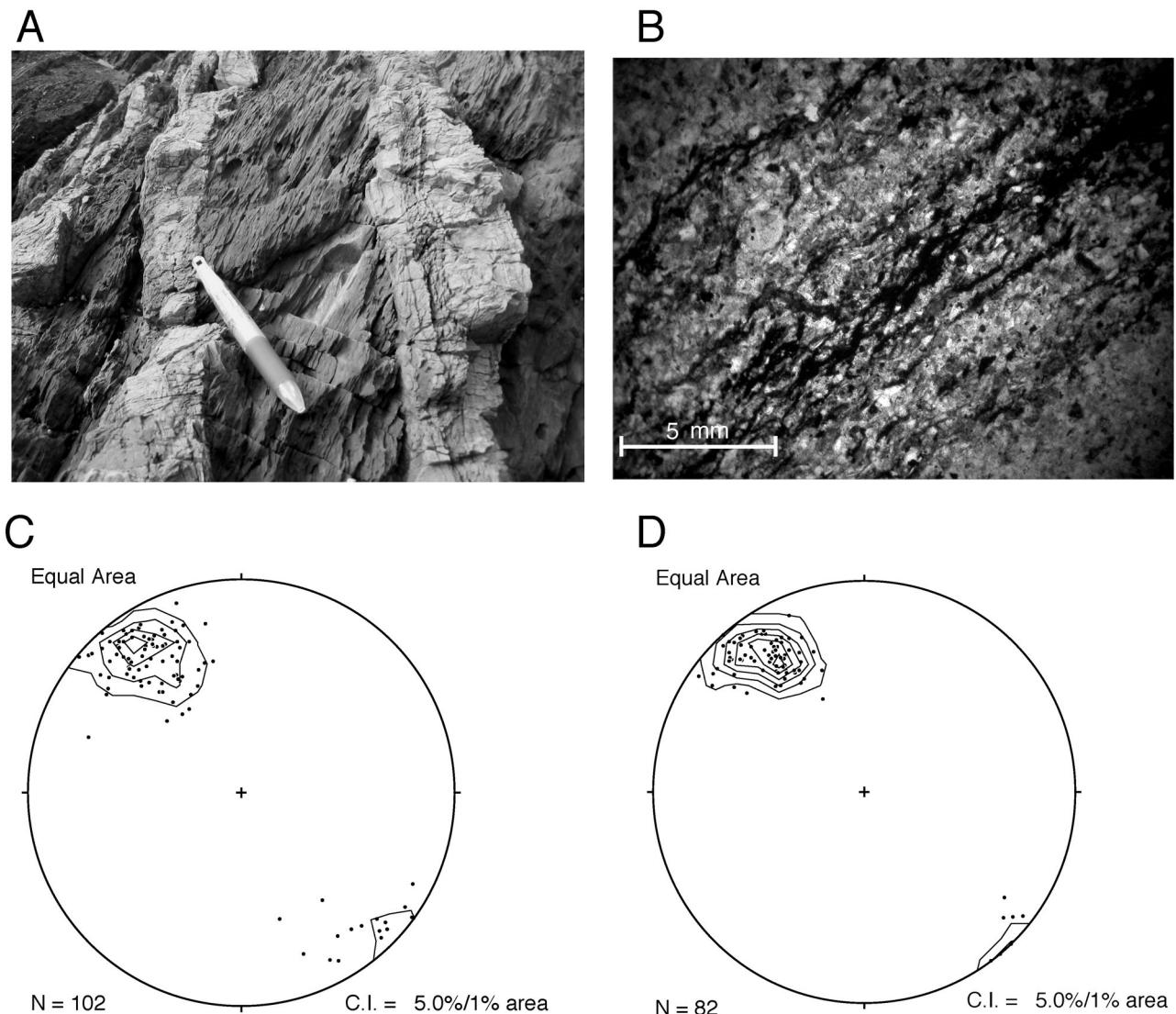


第5図 A) 褶曲の露頭写真。スケールは 20 cm。B) 褶曲軸の下半球投影シュミットネット。 $2\% / 1\%$ area は 1% area 中のデータの密度を 2% ごとの等密度線で表現していることを示している。C) 褶曲軸面の極の下半球投影シュミットネット。

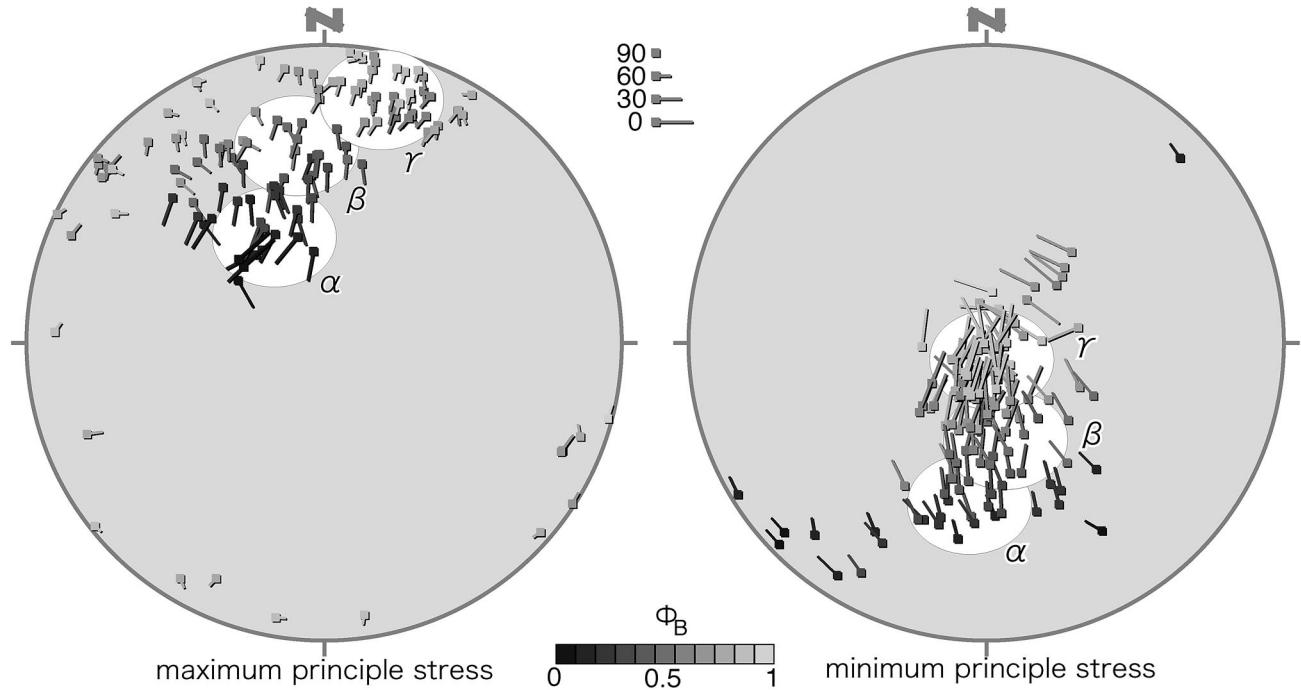
る。Deformation Zone と Coherent Zone はほぼ平行に露出しており、マップスケールの褶曲によって両者とも曲げられているように見られることから (DiTullio and Byrne, 1990), Deformation Zone が形成された後にマップスケールの褶曲が形成されたものと考えられる。よって層理面を水平に戻す回転にはマップスケールの褶曲の褶曲軸 ($S45^{\circ}W$, 35°) と, Coherent Zone の層理面 ($N45^{\circ}E$, $80^{\circ}N$) を用いた。すなわち、マップスケールの褶曲軸のプランジを水平に戻し、褶曲軸の方向を軸に層理面の傾斜を水平に戻す。すると応力場 α はおおよそ最大主応力軸が $S59^{\circ}E$, 26° , 最小主応力軸が $S46^{\circ}W$, 32° , 応力場 β は最大主応力軸が $S37^{\circ}E$, 35° , 最小主応力軸が $S75^{\circ}W$, 28° , 応力場 γ は最大主応力軸が $S5^{\circ}E$, 21° , 最小主応力軸が $N90^{\circ}W$, 13° となった。

謝 辞

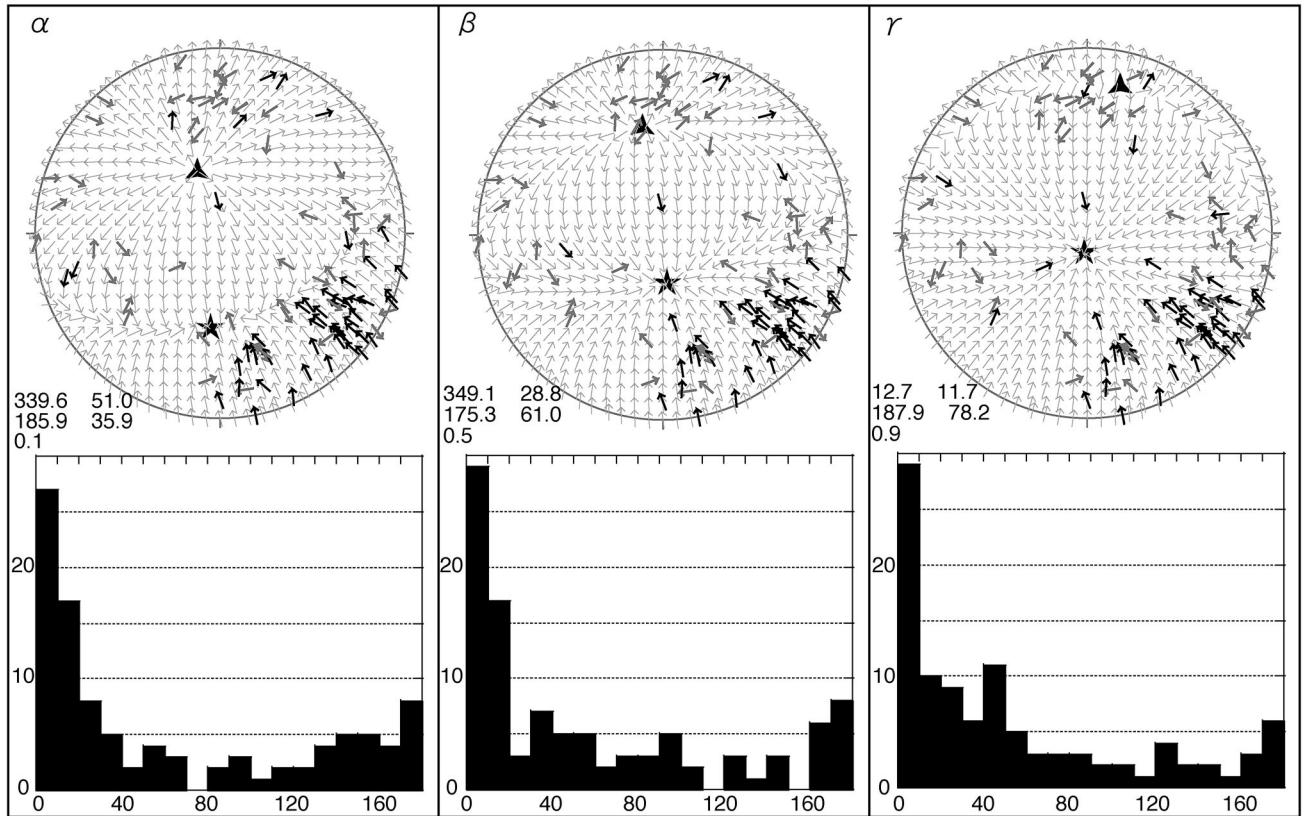
多重逆解法を行うにあたり、京都大学の山路敦助教授、佐藤活志氏、大坪誠氏、富田智氏らによる小断層解析ワークショップに参加させていただいた。非常に有意義なワークショップで、多くの助言をいただいた。その折に配布された小断層解析プログラムを使用させていただいた。また、小断層解析の結果を議論する上で、柴田伊尋氏には有意義な助言をいただいた。フィールド調査では室戸少年自然の家に宿泊させていただいた。本論文は匿名の査読者、村田明広教授（徳島大学）、石井和彦助教授（大阪府立大学）による建設的な議論により大きく改善された。これらの方々に感謝いたします。



第6図 A) 剥開の露頭写真。スケールは15 cm。B) 剥開の顕微鏡写真。C) Deformation Zone における剥開の下半球投影シュミットネット。5%/1% area は1% area 中のデータの密度を5%ごとの等密度線で表現していることを示している。D) Coherent Zone における剥開の下半球投影シュミットネット。



第7図 多重逆解法による結果。左が最大主応力の下半球投影シュミットネット、右が最小主応力の下半球投影シュミットネット。応力比は色の濃さで表現されている。ひげは対応する応力場の向きとプランジを表している。詳しくは山路(2001)を参照のこと。応力比によって連続的な変化が認められ、 α 、 β 、 γ の応力場を認定した。



第8図 得られた応力場の検証。 α 、 β 、 γ の応力場を与え、計算値と小断層データの一一致の程度を検討する。与えた応力場は下半球投影ウルフネットの左下にそれぞれ最大主応力軸、最小主応力軸、応力比が表示されている。下半球投影ウルフネットには、最大主応力軸を三角印、最小主応力軸を星印で示し、矢印は、その中心を極とする断層面にそった下盤の動きを示している。細い矢印は計算による運動方向、灰色の太い矢印は計算と合わない断層データ、濃い太い矢印は計算と合う断層データとして示されている。下のヒストグラムは横軸に計算値と断層データとの角度差を、縦軸に断層データの頻度を示している。

文 献

- Angelier, J., 1979, Determination of the mean principal direction of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, **56**, 17–26.
- DiTullio, L. and Byrne, T., 1990, Deformation paths in the shallow levels of an accretionary prism : The Eocene Shimanto Belt of southwest Japan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**, 1420–1438.
- DiTullio, L., Laughland, M.M. and Byrne, T., 1993, Thermal maturity and constraints on deformation from illite crystallinity and vitrinite reflectance in the shallow levels of an accretionary prism : Eocene-Oligocene Shimanto Belt, southwest Japan. In Underwood M.B., ed., *Thermal Evolution of the Tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan : An Example of Ridge-Trench Interaction*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **273**, 63–82.
- Hashimoto, Y. and Kimura, G., 1999, Underplating process from mélange formation to duplexing : Example from the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, southwest Japan. *Tectonics*, **18**, 92–107.
- Ikesawa, E., Sakaguchi, A. and Kimura, G., 2003, Pseudotachylite from an ancient accretionary complex : evidence for melt generation during seismic slip along a master decollement?. *Geology*, **31**, 637–640.
- Kimura, G. and Mukai, A., 1991, Underplated units in an accretionary complex—Melange of the Shimanto belt of eastern Shikoku, Southwest Japan. *Tectonics*, **10**, 31–50.
- Kitamura, T., Sato, K., Ikesawa, E., Ikehara-Ohmori, K., Kimura, G., Kondo, H., Ujiie, K., Onishi, C.T., Kawabata, K., Hashimoto, Y., Mukoyoshi, H. and Masago, H., 2005, Mélange and its seismogenic roof thrust : A plate boundary fault rock in the subduction zone -An example from the Shimanto Belt, Japan. *Tectonics*, accepted.
- Laughland, M. and Underwood, M.B., 1993, Vitrinite reflectance and estimates of paleotemperature within the Upper Shimanto Group, Muroto Peninsula, Shikoku, Japan. In Underwood M.B., ed., *Thermal Evolution of the Tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan : An Example of Ridge-Trench Interaction*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **273**, 25–43.
- Lewis, J.C., Byrne, T.B., Pasteris, J.D., London, D. and Morgan G.B., 2000, Early Tertiary fluid flow and pressure-temperature conditions in the Shimanto accretionary complex of southwest Japan : constraints from fluid inclusion. *Jour. Metamor. Geol.*, **18**, 319–333.
- Matsumura, M., Hashimoto, Y., Kimura, G., Ohmori-Ikehara, K., Enjohji, M. and Ikesawa E., 2003, Depth of oceanic-crust underplating in a subduction zone : Inferences from fluid-inclusion analyses of crack-seal veins. *Geology*, **31**, 1005–1008.
- Murata, A., 1991, Duplex structures of the Uchinohae formation in the Shimanto terrane, Kyusyu, southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **97**, 39–52.
- Norris, D.K. and Barron, K., 1969, Structural Analysis of Features on Natural and Artificial Faults ; Proceedings, Conference on Research in Tectonics. *Geol. Surv. Can., Pap.*, **68–52**, 136–167.
- Ohmori, K., Sakaguchi, A., Okamura, M. and Taira, T., 1997, Paleothermal structure of the Shimanto accretionary prism, Shikoku, Japan, role of out-of-sequence thrust. *Geology*, **25**, 327–330.
- Okamura, M. and Taira, A., 1984, Distribution of fossil ages in the Tertiary Shimanto Belt. In Saito, T., and Okada H., eds., *Biostratigraphy and international correlation of the Paleogene System in Japan, Internat. Project Rep.*, 81–83.
- Onishi, C.T., and Kimura, G., 1995, Melange fabric and relative convergence in subduction zone. *Tectonics*, **14**, 1273–1289.
- Sakaguchi, A., 1999, Thermal maturity in the Shimanto accretionary prism, southwest Japan, with the thermal change of the subducting slab ; fluid inclusion and vitrinite reflectance study. *Earth Planet. Sci. Let.*, **173**, 61–74.
- Shibata, T. and Hashimoto, Y., 2005, Deformation style of slickenlines on melange foliations and change in deformation mechanisms along subduction interface : example from the Cretaceous Shimanto Belt, Shikoku, Japan. *Gondwana Research*, **8**, 433–442.
- Taira, A., Katto, J., Tashiro, M., Okamura, M. and Kodama, K., 1988, The Shimanto Belt in Shikoku, Japan -Evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism. *Modern Geology*, **542**, 5–48.
- Ujiie, K., 1997, Off-scraping accretionary process under the subduction of young oceanic crust : The Shimanto Belt of Okinawa Island, Ryukyu Arc. *Tectonics*, **16**, 305–322.

- Ujiie, K., 2002, Evolution and kinematics of an ancient decollement zone, mélange in the Shimanto accretionary complex of Okinawa Island, Ryukyu Arc. *Jour. Struct. Geol.*, **24**, 937–952.
- Ujiie, K., Hisamitsu, T. and Soh W., 2000, Magnetic and structural fabrics of the mélange in the Shimanto accretionary complex, Okinawa Island : Implication for strain history during decollement-related deformation. *Jour. Geophys. Res.*, **105**, 25729–25741.
- Yamaji, A., 2000, The multiple inverse method : a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Jour. Struct. Geol.*, **22**, 441–452.
- 山路 敦, 2001, 総説：新しい小断層解析. 地質学雑誌, **107**, 461–479.
- Yamamoto, Y., Ohta, Y. and Ogawa, Y., 2000, Implication for the two-stage layer-parallel faults in the context of the Izu forearc collision zone : examples from the Miura accretionary prism, Central Japan. *Tectonophysics*, **325**, 133–144.