紀伊半島東部, 海山地域の四万十帯上部白亜系

静岡大学地球科学研究報告 21 (1994年9月) 1頁～10頁
Geosci. Repts. Shizuoka Univ., 21 (Sept., 1994) 1-10

紀伊半島東部,海山地域の四万十帯上部白亜系

田邊裕高[1]・狩野謙一[2]

Upper Cretaceous strata in the Shimanto Belt of the Miyama area, eastern Kii Peninsula, Southwest Japan.

Hirotaka TANABE[1] and Ken-ichi KANO[2]

Abstract The Geology of the Shimanto Belt has been examined in the Miyama area, north of Owase, eastern Kii Peninsula, Southwest Japan. The strata in this area can be divided lithologically into three thrust-bounded formations or tectonostratigraphic units: the Mizunomitoge, Ookogawa and Shimakatsuura Formations from north to south. The Mizunomitoge Formation consists mainly of melange rocks with block-in-matrix fabrics. The Ookogawa Formation is a unit of sandstone-dominated coherent beds, and the Shimakatsuura Formation is also a unit of coherent beds mainly composed of alternating beds of sandstone and mudstone. Radiolarian fossils from these formations indicate that they are of Upper Cretaceous age. The mudstones from these formations show nearly the same illite crystallinity value belonging to the level of diagenetic and lower anchimetamorphic zones. The diagenesis and metamorphism occurred probably by the rise of geothermal gradient in a short period during the Early and Middle Miocene. The thermal maturity also suggests that these strata were accreted in a shallower tectonic level of a convergent margin.

Key words: lithofacies, geologic structure, radiolarian fossils, illite crystallinity, eastern Kii, Shimanto Belt, Southwest Japan

は じ め に

西南日本の四万十帯はプレート付加体の典型的な例として，各地で様々な角度から研究が進められてきている．この中にあって，紀伊半島東部は最も研究の遅れた地域の一つである．ここでは尾鷲市の北方から志摩半島にかけての海岸部を主体に，四万十帯の地層が広く分布しているが（Fig. 1），未だにその概要さえ明らかにされていない．最近の研究としては，南島(なんとう)－南勢(なんせい)地域（Fig. 1）での Mizutani *et al.* (1982) による放散虫化石の生層序学に重点を置いた報告があるくらいである．この紀伊半島東部の四万十帯の中で、西部の海山(みやま)地域は地質構造と直交する約 17km におよぶ南北方向のトランセクトが得られ，四万十帯の地質の概要を知る上で重要な地域である．飯塚(1932) はこの海山地域を含む「尾鷲図幅」地域を調査し，本地域周辺にはジュラ系松尾層群およびジュラ系的矢(まとや)層群が分布するとした．その後，坂(1970)，大和大峰研究グループ(1981)および松田(1984)は，放散虫やコノドント化石によって，本地域北縁部に分布する地層は秩父帯に属するとし，四万十帯との境をなす仏像構造線の位置を求めている．これらの研究を通じて，南側に分布する地層は四万十帯に属する地層として一括して扱われている．志井田ほか(1989) では，本地域西方，紀伊半

[1]日本セメント株式会社資源部　〒100 東京都千代田区大手町1-6-1 大手町ビル 6F
Natural Resource Department, Nihon Cement Co. Ltd., Ohtemachi Bldg., 1-6-1 Ohtemachi, Chiyoda-ku, Tokyo 100, Japan.
[2]静岡大学理学部地球科学教室　〒422 静岡市大谷 836
Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, 836 Oya, Shizuoka 422, Japan.

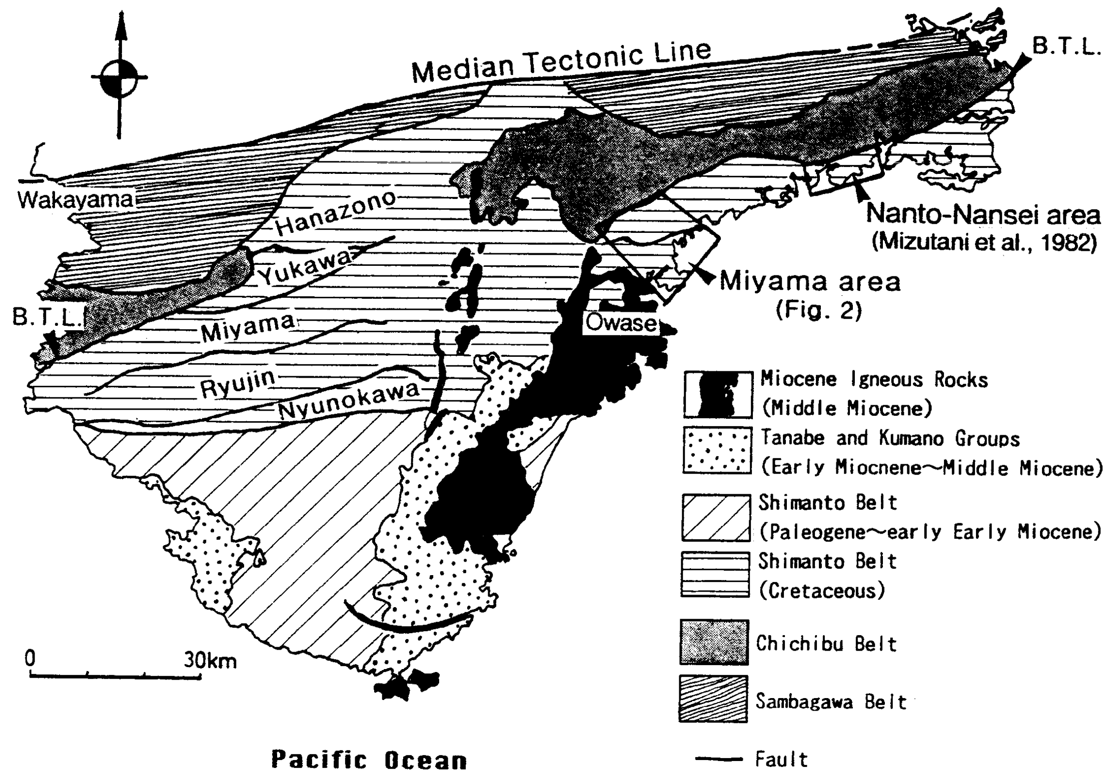

Fig. 1　Index map showing the study area and geological outline of the Kii Peninsula.　B.T.L.: Butsuzo Tectonic Line.　Tectonostratigraphic division of the Cretaceous Shimanto Belt in western Kii is by KUMON *et al.* (1988).

島中央部の「山上ケ岳」地域の図幅調査の報告中で，本地域北半部の地層を的矢層とし，南部の地層を上野地亜層群，南端部の地層を小原累層として扱っている．しかしながら，本地域内の地質について詳しい記述はなされていない．本研究では，この海山地域での野外調査に基づき，四万十帯の地層の岩相分布，地質構造の解析結果をのべる．さらに砂岩のモード組成，放散虫化石による地層の堆積年代，イライト結晶度による地層の続成ー変成度の検討結果を加えて，この地域の四万十帯の地質の概要を報告する．

謝辞：　本論文は狩野の指導による田邊の1990年度静岡大学理学部卒業論文（田邊1991ms）を骨子として作製されている．放散虫化石の同定では，信州大学公文富士夫助教授にお世話になった．イライト結晶度の測定では静岡大学和田秀樹助教授にお世話になった．同長濱裕之博士，北村晃寿博士には原稿を検討していただいた．以上の方々に感謝する．

地　質　概　略

本研究の調査地域は紀伊長島から相賀に至る海岸部，および赤羽川，往古川流域周辺である（Fig. 2)．本地域に分布する四万十帯の地層は，仏像構造線により北側に分布するチャートを主体とする秩父帯の地層と接している．前述したように、本地域の四万十帯は今までほとんど未調査であった．本調査により，この地域の地層は断層で境されたそれぞれ岩相の異なる3累層，もしくは構造・層序ユニット（tectonostratigraphic unit）に区分できた．すなわち，メランジュ相からなり北側に分布する水呑峠(累)層，砂岩優勢の整然相で北西部に分布する往古川(累)層，砂岩泥岩互層を主体とする整然相で地域南部に分布する島勝浦(累)層である．なお，この地層区分は前述した志井田ほか(1989)の区分と大きく異なっている．本地域の西方には中期中新世の貫入岩である熊野酸性岩が分布し（Fig. 1)，近接した調査地域内の四万十帯の地層の一部はホルンフェルス化している．

研　究　方　法

本研究では通常の野外地質調査に加えて，薄片下での砂岩のモード組成，放散虫化石による堆積年代，泥岩中のイライト結晶度（illite crystallinity)の測定を以下の方法で行った．

砂岩のモード組成

四万十帯を構成する地層の砂岩組成は九州から赤石山地まで，地域ごとに多少の変化はあるが，帯状構造を構成する地層を広域的に対比する上で有力であることが指摘されている（例えば，Kumon 1983；公文

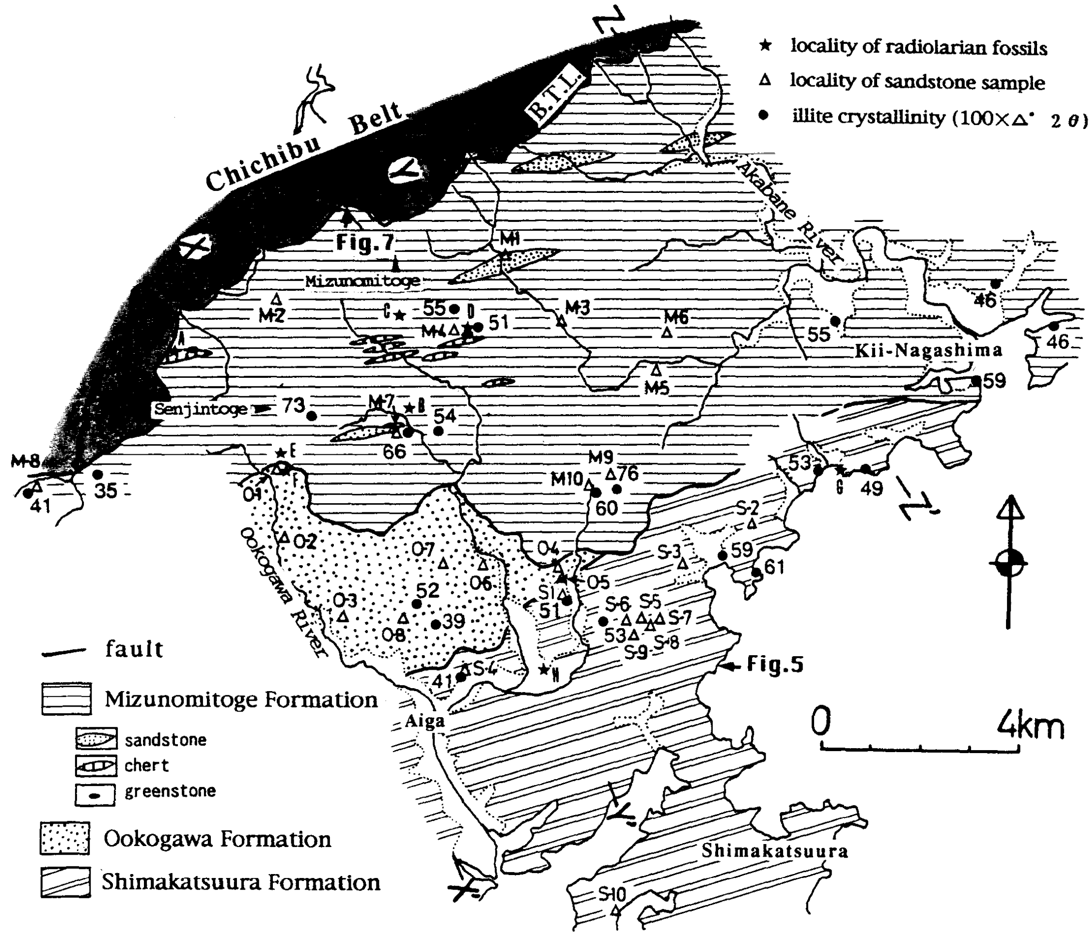

Fig. 2 Geologic map of the Shimanto Belt in the Miyama area in eastern Kii. B.T.L.: Butsuzo Tectoni Line.

1989; 寺岡・奥村 1992). そこで本研究でもいままでの報告を参考にして、砂岩のモード組成を求めた. 鏡下で観察される砂岩中の砕屑粒子は石英，カリ長石，斜長石，岩片と少量の雲母，重鉱物である。岩片にはチャート，火山岩片，泥岩が存在する. ここでは石英，長石，岩片，基質（径 0.03mm 以下の粒子）の 4 成分について，薄片一枚につき 0.3mm 間隔で約1000点のポイントカウンティングを行った. 試料採取位置を Fig. 2 に，測定結果を Table 1 に示した.

放散虫化石

各層の堆積年代を検討するために泥岩およびチャートをフッ化水素酸で処理し，放散虫化石を抽出した. その結果，Fig. 2 および Table 2 に示すように 8 地点から堆積年代の推定に有効な放散虫化石が産出した.

イライト結晶度

イライト結晶度は､ビトリナイト反射率とともに付加体の続成～弱変成度を検討する上で有効であることが示されつつある(Frey 1987; 竹内・狩野 1991; Underwood *et al.* 1993b; など). 本調査地域のように緑色岩の産出が希で，変成鉱物組み合わせによる変成相の検討が困難な地域では特に有効となる.

本調査ではメランジュ中の泥質基質および整然層中の泥岩から，石英や方解石の脈を含む部分，露頭で観察される褶曲軸部および破砕帯を避けて，できるだけ新鮮な試料を採取するように注意した。また熊野酸性岩に近接した地域においては，肉眼で明瞭にホルンフェルス化したと判断できるものはのぞいた. これらの試料はすべて黒～黒灰色を呈し，肉眼で特に珪質，凝灰質，または石灰質と判断できるものは含まれていない. 採取した試料のうち約 50g をステンレス乳鉢で粉砕し，水ひ方により 2μm 以下の粒子を取り出し，定方位試料（sedimented slide）を作成した. この試料を一晩室温で乾燥させ，風化生成物であるハロイサイトの影響を取り除き，モンモリロナイトなどに含まれる膨潤層のX線回折パターンのピークを低角度側に移動させイライトのピークと分離させるためにエチレングリコール処理を行った. その後，日本電子製 3kw型X線発生装置 DX-GE3SC を用いて，以下の条件でこの試料のイライト結晶度を測定した.

X線管球：Cu，発散スリット(D)：1°，受光スリット(R)：1 mm，発散防止スリット(S)：0.2°，電圧：40kV，電流：20mA，走査速度：1°／min.，チャー

Table 1 Composition of sandstones (see the localities in Fig. 2). Fm: Formation, loc.: locality, Q: quartz, F: feldspar, R: rock fragments.

Fm.	loc.	Q	F	R	Matrix	total
Mizunomitoge	M-1	163	259	319	264	1005
	M-2	193	240	408	159	1000
	M-3	203	300	400	98	1001
	M-4	219	298	417	66	1000
	M-5	216	299	345	140	1000
	M-6	170	239	277	323	1009
	M-7	244	265	431	60	1000
	M-8	198	247	362	185	992
	M-9	310	384	287	19	1000
	M-10	214	266	279	242	1001
Ookogawa	O-1	161	252	386	201	1000
	O-2	181	285	381	154	1001
	O-3	268	294	320	118	1000
	O-4	353	318	270	59	1000
	O-5	221	266	400	113	1000
	O-6	266	360	287	66	979
	O-7	182	218	365	235	1000
	O-8	199	332	415	56	1002
Shimakatsuura	S-1	308	295	369	28	1000
	S-2	283	261	335	121	1000
	S-3	203	291	383	124	1001
	S-4	249	281	362	111	1003
	S-5	179	228	292	301	1000
	S-6	308	380	298	14	1000
	S-7	163	273	340	224	1000
	S-8	216	276	375	135	1002
	S-9	210	392	376	20	998
	S-10	180	219	408	198	1005

ト速度：10mm／min.

その結果得られた回折チャート上のイライトの［001］面の10Åピークの半値幅を2θ角度（△°2θ）で表した Kübler index (Frey 1987；など)を用い，繰り返し3回計測した平均値を結晶度とした．この指標では，ＩＣ値（以下，結晶度の値を示す時にはこの用語を使用する）が低いほど結晶度がよく，続成～変成度が高くなる．試料採取地点と，その試料のＩＣ値を100倍した数値を Fig. 2 に示した．

四万十帯各層の記載

水呑峠層

分布と模式地：　本層は調査地域の北半部の南北幅最大10kmにおよぶ地域に広く分布する．千尋峠からその北北西約 2km の間の林道ぞい，および水呑峠周辺に模式的に露出する．

対比：　本層は志井田ほか(1989)の的矢層のうち，その北半部に分布する地層に相当する．

層厚：　みかけの層厚は1600～6300mで，東部ほど厚い．

岩相：　本層は泥質基質中に様々な種類，形態，大きさのブロックが散在する block-in-matrix fabric (Silver & Beutner 1980) を有するメランジュによって構成されている．ブロックの大部分は砂岩で，稀にチャート，赤色泥岩，緑色岩のブロックを含む．

ブロックの形態は，砂岩層が膨縮しながら層としての連続性が途絶えるものから，泥質基質中に孤立して

Table 2 List of radiorian fossils (see the localities in Fig. 2).

FORMATION	Mizunomitoge					Ookogawa	Shimakatsuura	
Species Name　　Locality	A	B	C	D	E	F	G	H
Dictyomitra koslovae			+		+			
D. sp. B (Mizutani)						+		
Diacanthocapsa sp.	+							
Amphipyndax cf. *tylotus*							+	
A. stocki			+					
Patellula verteroesis				+		+		
P. sp.								+
Pseudoaulophacus floresensis			+					
P. praefloresensis					+			+
P. cf. *vanadoensis*				+				
P. sp.			+					
Alievium gallowayi			+					
A. praegallowayi ?			+					
A. sp.			+					
Thanarla conica		+						
T. cf. *paraevenata*		+						
Sethocapsa sp.	+							
S. sp.?	+							
Hsuum maxwelli	+							
Tricolocapsa or *Sethocapsa* spp.	+							

散在するレンズ状を呈するもの，角礫～亜円礫状のものまで様々である．全体的にはレンズ状のものが多く，それらの長軸と中軸を含む面は基質中に認められる弱い鱗片状劈開面とほぼ平行に配列している．泥質基質は黒色または黒灰色を呈する．ブロック中や基質中には石英や方解石などの鉱物脈は余り発達しない．剪断センス判定の指標となる非対称な形態の砂岩ブロックや複合面構造(composite planar fabric)をもつ断層岩様組織(Fisher & Byrne 1987; Kano *et al.* 1991;など)もほとんどみられない．

メランジュ中には幅数m以上の塊状の砂岩が時々挟まれている．周囲のメランジュ中に含まれる砂岩ブロックの形態から，これらの露頭で塊状に見える砂岩も，メランジュ中のレンズ状ブロックの一部であると推定される．チャートは白色または赤色で，塊状またはレンズ状を呈する．塊状のチャートも砂岩と同様に露頭規模以上のブロックであると思われる 緑色岩は緑～暗緑色で，チャートに伴ってブロック状に産出する．一部で枕状組織が認められる．

砂岩組成：　露頭での肉眼観察と，10地点（M1～M10）の試料の薄片観察に基づくと，本層の砂岩は粗粒から細粒まで様々であり，長石質に近い石質アレナイト，同ワッケが主体を成し，一部が長石質である（Table 1)．粒子の円磨度は中程度である．

放散虫化石：Loc. A のチャートからジュラ紀後期のCallovian～Oxfordian（Aita 1987）を示す放散虫化石 *Hsuum maxwelli* が産出した．Loc. B のチャートからは白亜紀前期の年代を示す*Thanarla conica*を含む放散虫化石群集が産出した．また，Loc. C，DおよびEのメランジュの泥質基質中からは，後期 Coniacian～前期Campanianの年代を示すとされる*Artostrobium urna*群集（公文ほか 1986）に属する放散虫化石が産出した．なお，大和大峰研究グループ(1981)も，本層のチャートおよび赤色泥岩中から Hauterivian～Cenomanian の年代を示す放散虫化石を報告している．

地質構造：　本層のメランジュ中のレンズ状ブロックの長軸と中軸を含む面での配列方向で示される“層理面”の一般走向は東北東から西南西で，北に高角に傾斜している(Fig. 3)．“層理面”の極はシュミットネット上で点集中パターンを示し，その平均方位はN87°E 53°Nである（Fig. 4A)．明瞭な堆積構造が保存されていないために地層の上下は不明で，露頭およびマップスケールでの褶曲構造は確認できなかった．

イライト結晶度：　13地点のメランジュの泥質基質から試料を採取した．その結果，水呑峠層のＩＣ値は0.35～0.76 の範囲にあり，その平均値は 0.55 である．

往古川層

分布および模式地：　本層は調査地域の西部に分布し，往古川左岸の林道沿いに模式的に露出する．

対比：　本層は志井田ほか(1989)の的矢層のうち，その南西部に分布する地層にほぼ相当する．

層厚：　本層の見かけの層厚は 4300m である．

岩相：　本層は比較的整然とした厚層砂岩および砂岩優勢砂岩泥岩互層によって特徴づけられる．

互層中の砂岩の単層は数cmから数10cm厚で，一般に灰色から暗灰色を呈している．砂岩の大部分は級化層理が認められることがあるが，ラミナが不明瞭な，粗～中粒の粒子を主体とするプロキシマルタービダイトである．底痕は発達していない．泥岩層は数cm以下の層厚で，黒色から黒灰色を呈している．まれに厚さ5～6 mの塊状を呈する泥岩層が挟まれる．本層には単層の厚さが10数cm程度の，白色から乳白色を呈する酸性凝灰岩層が時々挟まれる．

砂岩組成：　O-1からO-8の8地点の砂岩組成を検討した．粗粒なものが多いことをのぞけば，本層の砂岩組成は水呑峠層のものと大きな差はない（Table 1)．

放散虫化石：　Loc. Fの泥岩からTuronian～Maastrichtian の堆積年代を示す *Patellula verteroesis* が産出した．

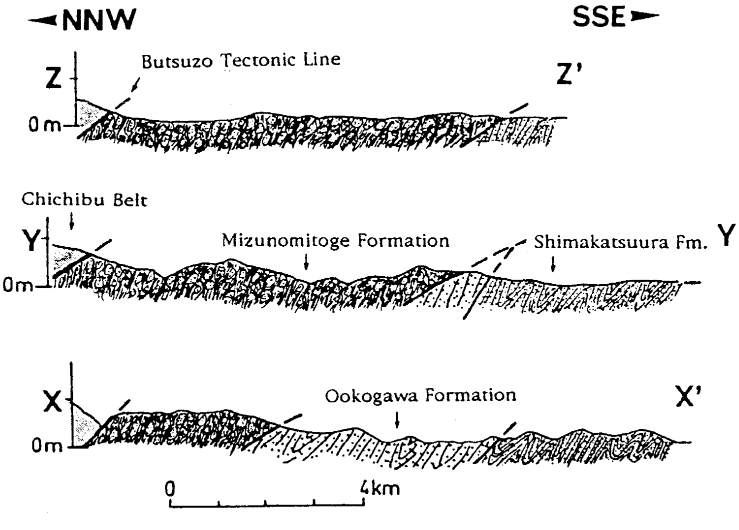

Fig. 3 Geologic profiles of the Shimanto Belt in the Miyama area in eastern Kii (V:H=1:1). See the section lines in Fig. 2.

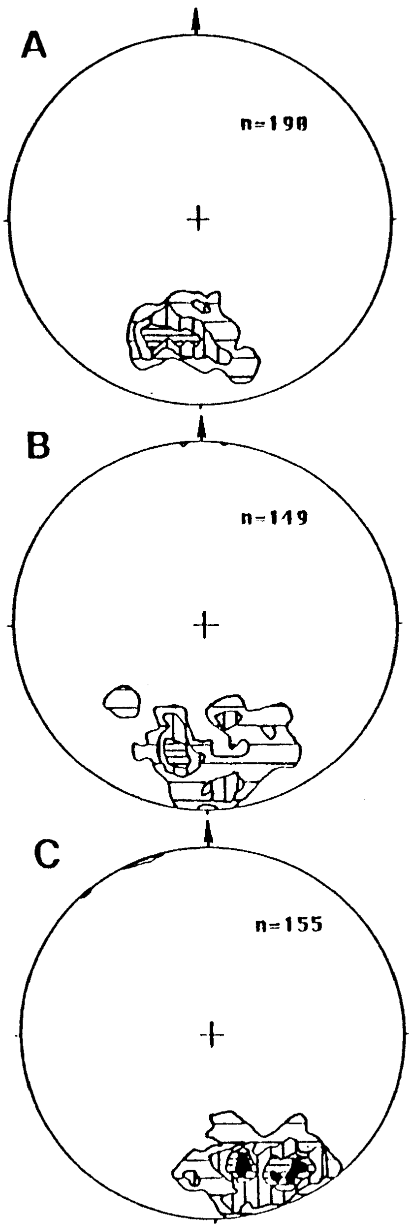

Fig. 4 Equal-area, upper hemisphere projections of attitudes of bedding surfaces of each formation. A: Mizunomitoge Formation, B: Ookogawa Formation, C: Shimakatsuura Formation. (Contours: 4-6-8-10%)

地質構造：　本層の一般走行は東-西で，北に高角度に傾斜する（Fig. 3）. 層理面の極はシュミットネット上で点集中パターンを示し，その平均方位はN88°E 60°Nである（Fig. 4B）. 往古川左岸の林道沿いで波長10数mの褶曲群が観察できる．これらの褶曲は軸部が閉じた等斜褶曲の形態を有し，軸面が北に傾斜している．このような褶曲が部分的に発達している可能性はあるが，級化層理のほとんどは北上位を示すので，本層は大局的には北上位であると思われる．

イライト結晶度：　本層は砂岩を主体とするため，イライト結晶度の計測に必要な新鮮な泥岩試料は２ケ所でしか得られなかった．そのＩＣ値は 0.52 と 0.39 である．

島勝浦層

分布および模式地：　調査地域の南部に南北幅 10km以上にわたって分布し，海岸部に模式的に露出する．

対比：　本層は志井田ほか(1989)の的矢層のうち，南東部に分布する地層と，同じく上野地亜層群および小原累層をあわせた地層に相当する．

層厚：　本層のみかけの層厚は 7300m 以上である．

岩相：　本層はタービダイト起源の整然とした砂岩泥岩互層によって特徴づけられる．互層中の砂岩と泥岩の量比は場所により異なるが，全体としては等量程度のものが多い．互層中の砂岩は一般には数cmから10cm厚の単層で，灰色または黒灰色を呈し明瞭な級化層理やラミナが認められる．泥岩は黒色または黒灰色を呈し， 10cm以下の単層をもつ．これらの砂岩には明瞭な底痕は発達しない．まれに5～10m程度の厚さの塊状砂岩層や泥岩層が挟まれることがある．また互層中には白色または乳白色を呈し，厚さ数cmから数10cmの酸性凝灰岩層が挟まれる．

砂岩組成：本層の砂岩も，水呑峠層および往古川層の砂岩とほとんど同様の組成を持つ（Table 1）. ただし検討した薄片試料は， S-10を除いた 9箇所とも分布地域北部からのものである．

放散虫化石：　Loc. GおよびHの2地点の泥岩中から年代決定に有効な放散虫化石が産出した．特にLog.Gのものは*Amphypyndax* cf. *tylotus*を含み後期Coniasian～Maastrichtianを示す．

地質構造:　本層の一般走向は東西から東北東－西南西で，北に中～高角度で傾斜する(Fig. 3). 層理面の極は

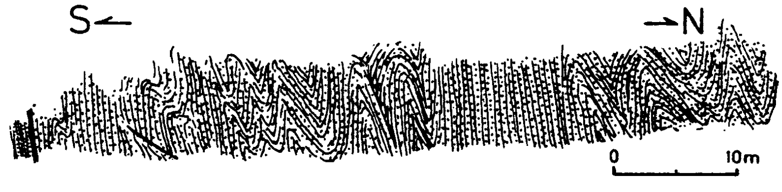

Fig. 5 Profile of minor folds in the Shimakatsuura Formation projected on a N-S section which appear on a NE-SW trending vertical outcrop. See the location in Fig. 2.

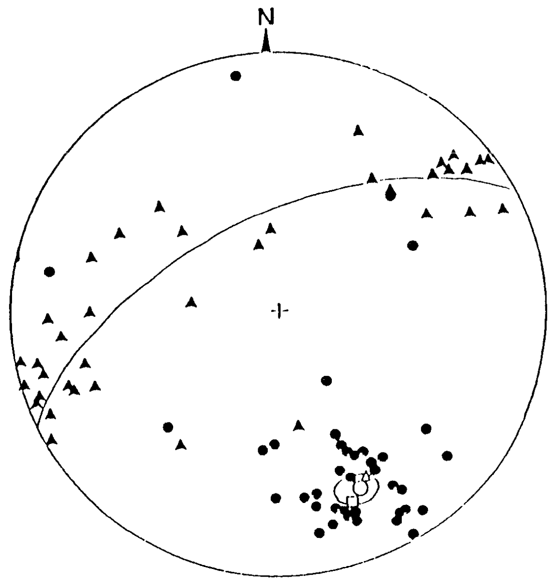

Fig. 6 Equal-area and upper hemisphere projection of attitude of minor folds in the Shimakatsuura Formation which includes 15 data in Fig. 5.
●: pole of axial plane of fold, ○: mean direction of axial plane of fold with a 95% confidence circle, ▲: fold axis, △: pole of best-fit girdle of fold axis, □: mean direction of poles of bedding surface.

シュミットネット上で点集中パターンを示し，その平均方位はN74°E 67°Nである(Fig. 4C)．本層には波長数mの両翼が閉じた褶曲が発達する部分と，褶曲が発達せず10m以上にわたって北方に同斜構造を呈する部分とが認められる．褶曲が発達している部分の例を Fig. 5 に示す．これらの褶曲の一部は引きずり褶曲状の非対称な形態を有している．褶曲波面は緩く北に傾斜していることが多い．褶曲が発達しない部分での地層は大部分が北上位である．これらから，本層は大局的には北上位であると考えられる．

Fig. 6 に本地域で認められた小褶曲の姿勢をまとめた．これらの褶曲の軸面の姿勢は，本層の層理面の平均的な姿勢とほぼ平行であり，褶曲軸は20～60° 東または西にプランジし，全体として大円分布を示す．大円の極は褶曲軸面の平均的な極と一致する．したがって，これらの褶曲は非円筒状褶曲の形態をもつ．これら褶曲の軸部では，砂岩層および泥岩層の層厚が，翼部に対して増加している傾向が認められる．

イライト結晶度：　分布地域北部の7ケ所の泥岩について計測を行った．その結果，本層のＩＣ値は 0.41～0.61 の範囲にあり，その平均値は 0.52である．

地層の接触関係

仏像構造線

四万十帯と秩父帯の地層を境する仏像構造線の露頭は，水呑峠の北西方約1.5kmの地点で認められる(Fig. 7, この露頭はその後モルタル吹き付けがなされ，観察不可能となった)．この露頭は松田 (1984) が報告した露頭と同一露頭であると思われる．断層面の姿勢は N80°E 40°Nである．断層の上盤側は秩父帯の層状チャート，下盤側は四万十帯の水呑峠層のメランジュである．層状チャートの層理面は断層面とほぼ平行である．一方，メランジュ中のブロックの配列から推定される層理面は北に 60°傾斜し，断層面によって切断されている． 断層面から幅1m以内の下盤側は粉砕され角礫化した脆性的な破砕帯となっている．風化が進行しているために，剪断センスを示すスリッケンラインやステップおよび非対称変形組織は不明瞭である．

地質図スケールで見ると，仏像構造線のトレースは四万十帯内部の東西トレンドと斜交して，地域北西部では，南側に張り出している (Fig. 2)．したがって，本地域の仏像構造線は露頭および地質図スケールで，四万十帯の構造を低～中角に切断する衝上断層である．

Fig. 7 Outcrop of the Butsuzo Tectonic Line (B.T.L.) (see the locality in Fig. 2). The hanging wall is composed of moderately-dipping chert of the Chichibu Belt, and the footwall is composed of steeply-dipping melange beds of the Mizunomitoge Formation of the Shimanto Belt.

四万十帯内部の逆断層

四万十帯内部の3層の接触関係を示す露頭は見出されていない．以下にのべる理由から，これらは互いに断層関係で接していると思われる．なおこれらの断層については，急峻な地形や露頭の制約のために，そのトレースが十分には追跡されていない．今後，より詳細な検討が必要である．

水呑峠層と往古川層の層理面は，両者ともほぼ東西の走向で，北に中～高角に傾斜している．しかし，調査地域東部では往古川層が欠如し，そこにはまったく岩相の異なる水呑峠層のメランジュが露出し，両者に漸移関係は認められない．その南側は，島勝浦層に属する砂岩泥岩互層が分布している．このような岩相分布から，水呑峠層が往古川層に衝上し，東部では水呑峠層と島勝浦層とが直接していると考えるのがもっとも合理的である．これが正しいとすると，この断層は低角で，少なくとも南北方向に 5km程度の変位量を持つことになる．そして，高角に傾斜する北上位の地層を切断していることから，この断層は大規模な out-of-sequence thrust である可能性がある．往古川層と島勝浦層の平均走向は 15° 程度異なっているので，この両層も断層関係で接していると考えられる．

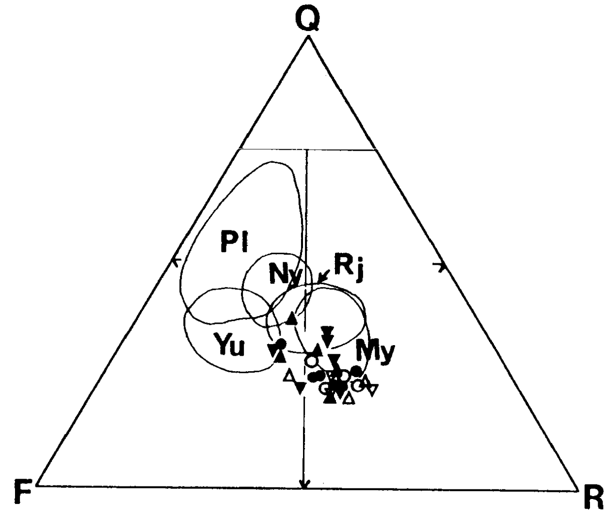

Fig. 8 Comparison of the sandstone compositions between the formations of the study area and the strata of western Kii (Kumon 1989). Framework cited from Okada (1971), Q: quartz, F: feldspar, R: rock fragments. ●: arenite of the Mizunomitoge Formation, ○: wacke of the Mizunomitoge Formation, ▲: arenite of the Ookogawa Formation, △: wacke of the Ookogawa Formation, ▼: arenite of the Shimakatsuura Formation, ▽: wacke of the Shimakatsuura Formation, Yu: Yukawa Formation, My: Miyama Formation, Rj: Ryujin Formation, Ny: Nyunokawa Formation, Pl: Paleogene strata in western Kii.

調査結果のまとめと議論

本研究により，今まで調査が遅れていた紀伊半島東部，尾鷲市北方に位置する海山地域の四万十帯の概要が明らかになった．この地域に分布する地層は，他の四万十帯に見られる地層と同様な特徴をもち，泥質基質中に大量の砂岩ブロックが散在するメランジュ相と，タービダイトよりなる整然相に区分することができ，それぞれが断層で境された構造・層序ユニット（tectonostratigraphic unit）を構成しているとみなすことができる．

放散虫化石の産出地点数は十分とはいえないが，それらに基づくと，本地域の地層は上部白亜系を主体とすることが確実である．

Fig. 8 には Table 1 に基づいて作製した QFR ダイアグラムに，紀伊半島西部の四万十帯を構成する白亜系日高川層群中の各層（Fig. 1）および古第三系の砂岩組成の領域（Kumon 1983; 公文 1989）を書き加えた．調査地域の地層中の砂岩の多くが長石質に近い石質砂岩であることは，他地域の四万十帯白亜系の砂岩と同様であり（例えば，Kumon 1983; 公文 1989; 寺岡・奥村 1992），より石英質な古第三系の砂岩組成とは有意に異なっている（Fig. 8）．3成分で見る限りでは本地域の3層の砂岩組成には大きな差がなく，日高川層群の中では整然相の龍神累層やメランジュ相の美山累層の砂岩組成に類似する（Fig. 8）．本地域の地層と西部の日高川層群との構造・層序的な対比を明確にするためには，両地域の中間にあたる紀伊半島中央部の詳しい調査が必要となる．

紀伊半島東部で放散虫の年代論を含めた四万十帯の調査結果で公表されているのは 南島－南勢地域（Fig. 1）（Mizutani 1982）のみである．この地域は，本地域の地層の走向をそのまま東方に延長した位置にあたる．そのメランジュを主体とする岩相と基質中の放散虫化石が示す堆積年代とから，この地域の地層は，調査地域の水呑峠層に対比することができる．

本地域の各累層（あるいはユニット）の岩相の特徴とともに，北に中～高角に傾斜し，大局的には北上位の地質構造も，四万十帯に特徴的な構造（例えば Taira *et al.* 1988; Kumon *et al.* 1988）である．本地域での見かけ上 10kmをはるかに越える層厚は，地層と平行に発達する未確認の逆断層群によって同一層準の地層が繰り返して現れた結果である可能性が大きい．

今回計測された泥岩中のイライト結晶度は 0.35 から 0.76の範囲にある。この値は現在までに報告された四万十帯白亜系のIC値（竹内・狩野 1991; DiTullio & Hada 1993; 狩野・田邊 1994; Awan & Kimura 1994）としてはごく標準的である．このIC値からは，本地域の地層がアンキ変成帯（anchimetamorphic zone）の弱変成部から続成帯 にあたる続成・弱変成作用を受けていることを示す（Blenkinsop 1988; Kisch 1990; など）．現在の所，イライト結晶度は温度に強く依存すると考えられ，最高到達温度の相対的な指標となるとされている（Frey 1987; Underwood *et al.* 1993b; など）．ビトリナイト反射率との対応から求めたIC値と温度との関係式（Underwood *et al.* 1993b）からすると，本

地域の地層の最高到達古地温は，おおよそ150℃から280℃の範囲内にある．ただし，この関係式が本地域でもそのまま適用できるかどうかは，Underwood *et al.* (1993b)も指摘しているように，今後の検討課題である．

一方，本地域の南西方において四万十帯の白亜系と第三系を傾斜不整合に覆い，熊野酸性岩に貫入されている前期中新世～中期中新世前期の前弧海盆堆積物，熊野層群（Fig. 1）中のビトリナイト反射率の大部分は，semi-anthraciteからanthraciteのランクに達している(Chijiwa 1988)．このランクは200℃以上の地温を経験したことを示す(Laughland & Underwood 1993)．したがって，不整合直下の四万十帯の地層も，熊野層群堆積以後に同程度以上の変成作用を受けた可能性が指摘できる．さらに，熊野酸性岩中のアパタイトとジルコンのフィッショントラック熱年代学から，熊野酸性岩は 15Maまでに100℃以下に冷却され，周囲の四万十帯の地層も既にこの温度以下に冷却されていたか，100℃以上の温度を経験したことがなかったかのいずれかであると推定されている（Hasebe *et al.* 1993)。今回のＩＣ値からは，後者の可能性は考えられない．

以上のような続成・変成度に関係したデータを総合すると，本地域の地層は以下のような熱履歴をもつ可能性が大きい．すなわち，熊野層群堆積後に熊野酸性岩の貫入に先立った地温勾配の上昇によって，本地域の四万十帯の地層は最高でアンキ変成帯の低変成部の続成・弱変成作用を経て，現在のイライト結晶度を獲得した．熊野酸性岩に近い地域西部の４地点で，低いIC値（<0.42）を取るのはこのためである．また，断層で境される３層のIC値に大きな差が無いことの原因も，断層形成後に続成・変成作用が重なったものとして理解できる．その後，熊野酸性岩とともに本地域の地層は急激に冷却し，15Maまでには100℃以下に達した．

上の指摘が誤りで， IC値の一部またはすべてが前期中新世以前における付加体形成に関連して獲得されたものだとしても，本地域の地層の大部分はアンキ変成帯の低変成部を超える変成条件を経験していないことは明らかである．したがって，本地域の地層は比較的浅部で付加されたユニットであり，付加体の地温勾配のデータ(Underwood *et al.* 1993a) を考慮に入れると，その付加の深度は10km位浅であった可能性が大きい．

結　　論

１．本地域の四万十帯の地層は，北側に分布するメランジュ相の水呑峠層と，南側に分布する整然相の往古川層および島勝浦層の３層に区分できる．

２．放散虫化石が示すこれら３層の堆積年代は白亜紀後期である．

３．これら３層とも東西方向のトレンドと，四万十帯に特徴的な北傾斜の地質構造をもち，それぞれが断層で接する構造・層序ユニットを構成している．

４．泥岩中のイライト結晶度からみると，これらの地層は続成帯からアンキ変成帯の低変成部に相当する続成・弱変成作用を受けている．この続成・変成作用は前期中新世から中期中新世にかけて起こった可能性が大きい．

５．地層が経験した続成・変成条件から推定すると，本地域の地層は比較的浅部で付加されたユニットであると考えられる

引　用　文　献

AITA Y. (1987), Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Sicily. *Science Reports of Tohoku University, 2nd Ser.* (*Geology*), **58**, 1-91.

AWAN A. & KIMURA K. (1994), An illite crystallinity and illite b_0 lattice spacing study of the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula. *Abstracts of the 101st spring meeting of the Geological Society of Japan*, 95-96.

BLENKINSOP T.G. (1988), Definition of low-grade metamorphic zones using illite crystallinity. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**, 623-636.

CHIJIWA K. (1988), Post-Shimanto sedimentation and organic metamorphism: an example of the Miocene Kumano Group, Kii Peninsula. *Modern Geology*, **12**, 363-387.

DITULLIO L. & HADA S. (1993), Regional and local variations in the thermal history of the Shimanto Belt, southwest Japan. *Geological Society of America Special Paper*, **273**, 103-114.

FISHER D. & BYRNE T. (1987), Structural evolution of underthrusted sediments, Kodiak Islands, Alaska. *Tectonics*, **6**, 775-793.

FREY M. (1987), Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. *In*: Frey, M. (ed.), *Low Temperature metamorphism*, Blackie, Glasgow, 9-58.

HASEBE N., TAGAMI T. & NISHIMURA S. (1993), The evidence of along-arc differential uplift of Shimanto accretionary complex: Fission track thermochronology of the Kumano Acidic Rock, Southwest Japan. *Tectonophysics*, **224**, 327-335.

飯塚保五郎 (1932)，７万５千分の１地質図幅「尾鷲」および同説明書．

KANO K., NAKAJI M. & TAKEUCHI S. (1991), Asymmetrical melange fabrics as possible indicators of the convergent direction of plates: a case study from the Shimanto Belt of the Akaishi Mountains, central Japan. *Tectonophysics*, **185**, 375-388.

狩野謙一・田邊裕高 (1994)，イライト結晶度による付加体の続成～弱変成度の検討－四万十帯での例－．日本地質学会第101年総会・討論会講演要旨．93-94.

KISCH H.J. (1990), Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite 'crystallinity' scales used for definition. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**, 31-46.

KUMON F. (1983), Coarse clastic rocks of the Shimanto Supergroup in eastern Shikoku and Kii Peninsula, Southwest Japan. *Memoir of Faculty of Science, Kyoto University, Geology & Mineralogy*, **XLIX**, 63-109.

公文富士夫 (1989)，四万十累帯白亜系の砂岩組成の

特徴．総研連絡紙，変動帯の砂岩，**1**, 50-54.
公文富士夫・川端清司（1986），赤石山地の四万十累帯白亜系の砂岩組成．砕屑性堆積物の研究，**4**, 17-32.
公文富士夫・松山尚典・中条健次（1986），紀伊半島四万十累帯日高川層群の改訂ジュラ紀最後期－白亜紀放散虫化石．化石，**41**, 17-27.
KUMON F., SUZUKI H., NAKAZAWA K., TOKUOKA T., HARATA T., KIMURA K., NOKATA S., ISHIGAMI T. & NAKAMURA K. (1988), Shimanto Belt in the Kii Peninsula, Southwest Japan. *Modern Geology*, **12**, 71-96.
LAUGHLAND M. M. & UNDERWOOD M. B. (1993), Vitrinite reflectance and estimates of paleotemperature within the Upper Shimanto Group, Muroto Peninsula, Shikoku, Japan. *Geological Society of America, Special Peper*, **273**, 25-43.
松田文彰（1984），紀伊半島中東部，秩父帯の海底地すべりデッケ群とオリストストローム．地質学雑誌，**90**, 245-260.
MIZUTANI S., NISHIYAMA H. & ITO T. (1982), Radiolarian biostratigraphic stydy of the Shimanto Group in the Nanto-Nansei area, Mie Prefecture, Kii Peninsula, Central Japan, *Journal of Earth Science, Nagoya University*, **30**, 31-107.
OKADA H. (1971), Classification of sandstone: analysis and proposal. *Jounal of Geology*, **79**, 509-525.
竹内真司・狩野謙一(1991)，四万十帯メランジュの変成過程—地質額的データに基づく比較沈み込み学．静岡大学地球科学研究報告，**17**, 87-129.
坂　幸恭（1970），紀伊半島の秩父累帯（資料）．早稲田大学教育学部学術研究－生物学・地学編－，**19**, 73-106.
志井田　功・諏訪兼位・梅田甲子郎・星野光雄（1989），山上ケ岳地域の地質．地域地質研究報告（５万分の１地質図幅），地質調査所，100p.
SILVER E.A. & BEUTNER E.C. (1980), Penrose conference report: Melange. *Geology*, **8**, 32-34.
TAIRA A., KATTO J., TASHIRO M., OKAMURA M. & KODAMA K. (1988), The Shimanto Belt in Shikoku, Japan − evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism. *Modern Geology*, **12**, 5-46.
田邊裕高（1991ms），紀伊半島東部に分布する四万十帯上部白亜系．静岡大学理学部地球科学科卒論，**243**, 43p.
寺岡易司・奥村公男（1992），四万十帯北帯の構造区分と白亜系砂岩組成．地質学論集，**38**, 261-270.
UNDERWOOD M. B., HIBBARD J. P. & DITULLIO L. (1993a), Geologic summary and conceptual framework for the study of thermal maturity within the Eocene-Miocene Shimanto Belt, Shikoku, Japan. *Geological Society of America Special Paper*, **273**, 1-24.
UNDERWOOD M. B., LAUGHLAND M. M. & KANG S. M. (1993b), A comparison among organic and inorganic indicators of diagenesis and low-temperature metamorphism, Tertiary Shimanto Belt, Shikoku, Japan. *Geological Society of America, Special Paper*, **273**, 45-61.
大和大峰研究グループ（1981），紀伊山地中央部の中・古生界．第35回地学団体研究会大阪総会巡検案内書，88p.