

メランジュの堆積時および後堆積時の中視的 変形構造に関する一解析 ——四国東部秩父累帯南帯の例——

Analysis of mesoscopic deformation structures in mélangé with special
respect to the stages of syn- and post- sedimentation

—A case study in the Southern Chichibu Terrane in eastern Shikoku, Southwest Japan—

石田啓祐*

Keisuke Ishida*

I. はじめに

秩父累帯南帯には、中生代中・後期の陸源砕屑物と共に、石灰岩、チャート、緑色岩類が分布する。これらの岩類は主として泥質基質の中に異地性の岩塊として含まれており、混在岩相を形成している(石田, 1987)。本論においては、秩父累帯南帯に分布する混在岩相をなす地質体をメランジュと呼ぶことにする。それは、当構造地質研究会シンポジウムの主旨によるものであり、Raymond (1985) が定義したように、「その内部において地層としての連続性が欠如し、細粒の基質とそれに挟まれたあらゆるサイズの外来岩塊を含むブロックによって特徴づけられる、地質図オーダーの岩体」として記述的に用いることにする。

秩父累帯南帯のメランジュの形成機構については、当地帯に分布する地層配列の年代的極性から、プレート運動に起因する各種の変形機構が想定されており、大別すると、プレート収束域としての位置づけから、1) 付加体形成場モデル、2) 海底地すべりモデル、3) スラストによるデッケモデルがある(波田ほか, 1979; 勘米良, 1980; 平, 1981; Murata, 1981; Hada & Suzuki, 1983; Hisada, 1983; 久田, 1984; 松岡, 1984; Yao, 1984 など)。

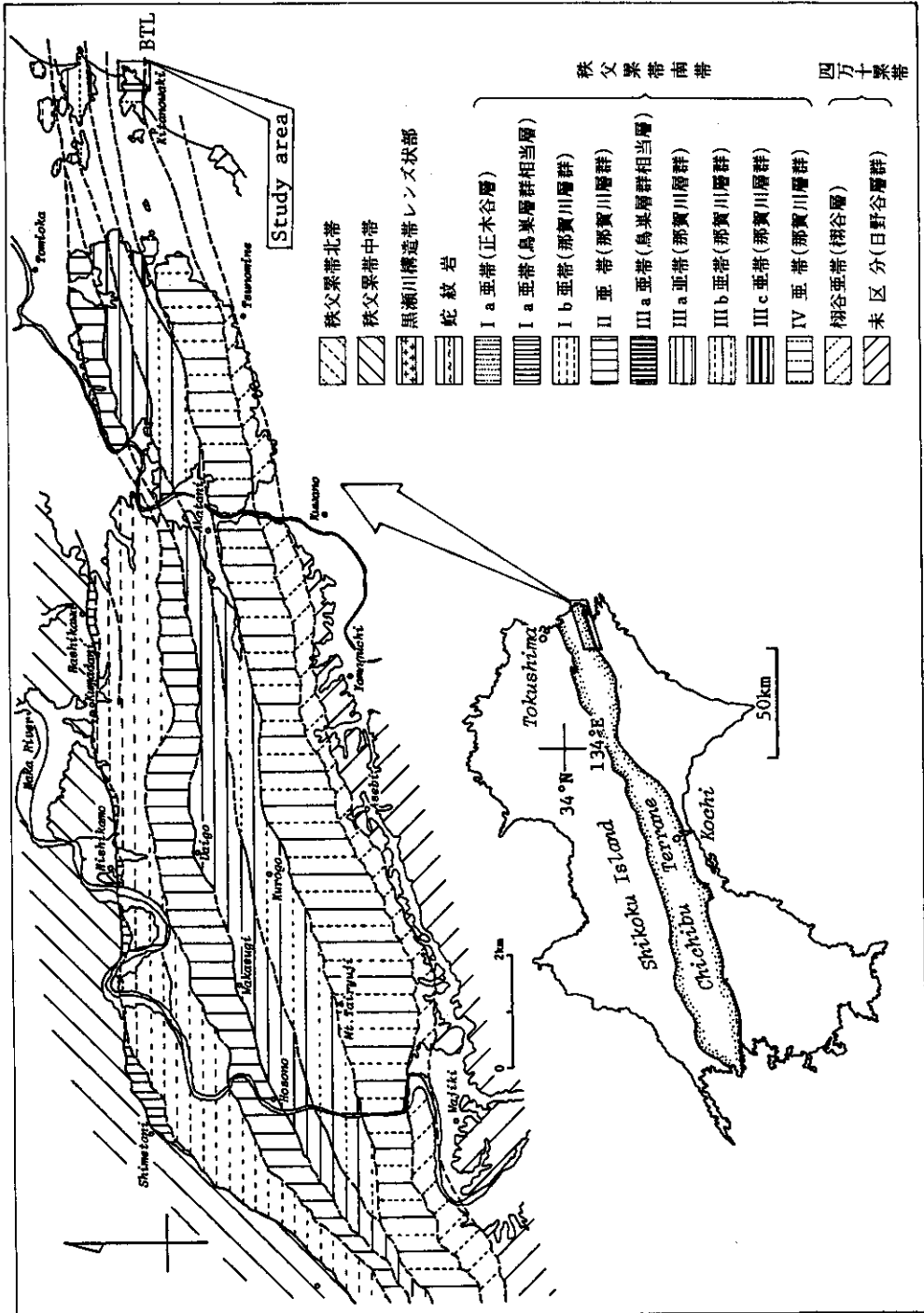
本研究は秩父累帯南帯のメランジュの形成場ならびに形成機構解明のための^{中視}てがかりを得ることを目的としており、今回、四国東部の徳島県^{わかづ} 石海岸で、層序的に連続と見なし得る地質体の中視的な堆積構造ならびに変形構造の解析を行なった。その結果、当地域のメランジュに見られる変形構造が、複数の時相に及ぶ可能性があるもので、これについて報告する。

II. 地質概説

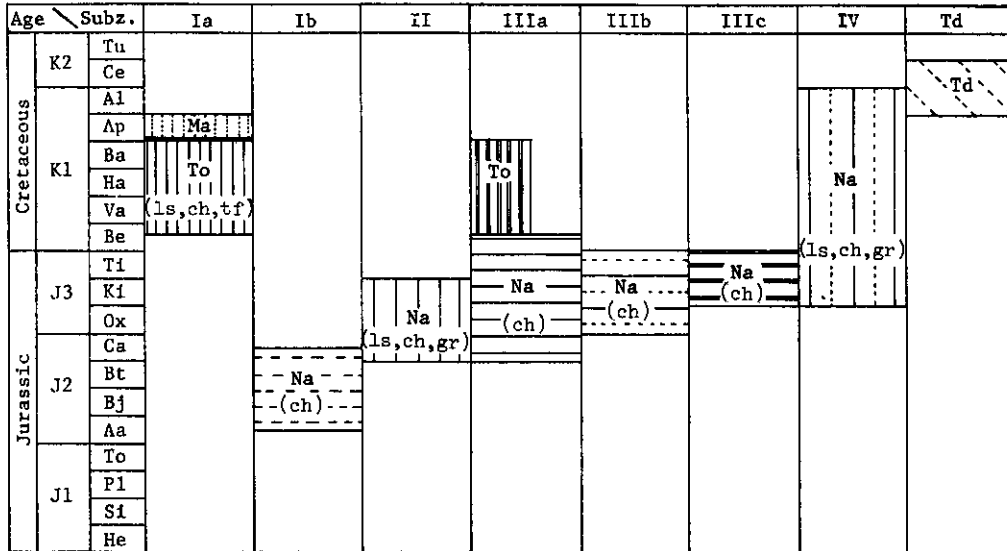
四国東部の秩父累帯南帯に分布する中生界は、那賀川層群、鳥巢層群相当層、正木谷層に区別される。これらの地層は東西性の逆断層によって画されており、北から南へ I a ~ IV 亜帯に分布し、覆瓦構造を形成する(第 1 図)。

鳥巢層群相当層と正木谷層は、貝化石を伴う浅海堆積物を主として、I a 亜帯と III a 亜帯に分布する。一方、那賀川層群はチャート岩塊を伴うフリッシュ型砂岩泥岩互層と、泥質のメランジュから成る中部ジュラ~下部白亜系であり、I b ~ IV 亜帯に分布する。那賀川層群の泥質のメランジュには、上部ジュラ系以前の石灰岩、チャート、酸性凝灰岩の岩塊が伴う。那賀川層群は分布す

* 徳島大学教養部地学教室。Dept. Earth Sci., Univ. Tokushima, Tokushima, 770 Japan.



第1図 調査地域の位置ならびに四国東部秩父累帯南帯の地帯区分。
 石田 (1987) による。



第2図 四国東部秩父累帯南帯の層序。

石田 (1987) による。

Na: 那賀川層群。To: 鳥巢層群相当層。Ma: 正木谷層。Td: 棚谷層。

ch: チャート。ls: 石灰岩。gr: 緑色岩。tf: 酸性凝灰岩。()は異地性岩塊。

る亜帯によって岩相が変化し、碎屑岩層の年代下限は南の亜帯の方が若い(第2図)。各亜帯境界の断層は、地層の東西帯状配列を規制し、覆瓦構造を形成するだけでなく、那賀川層群の岩相分布ならびに地層の南方への若化極性を支配していることから、地層形成期～直後の造構運動に関与している(石田, 1987)。

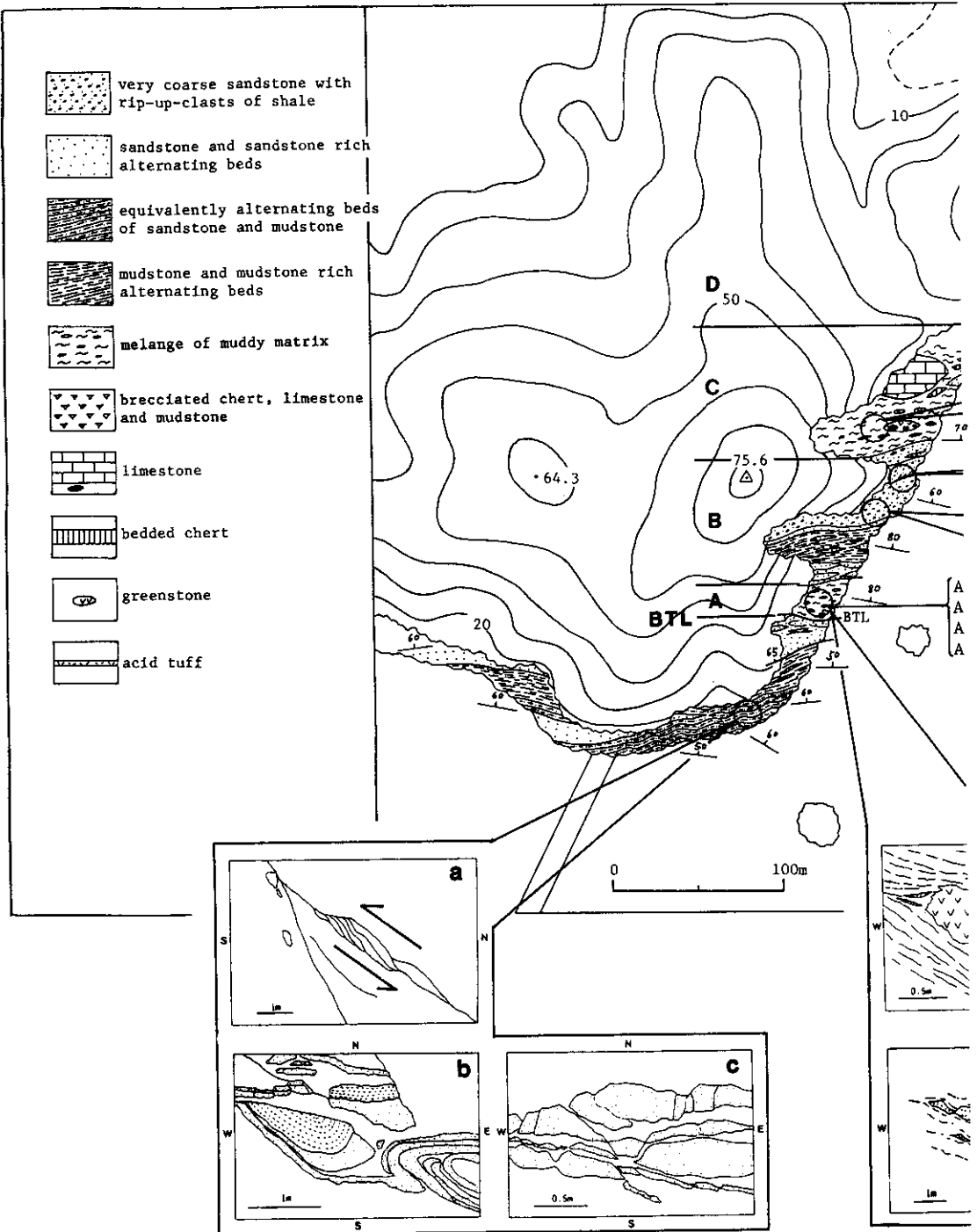
調査地域の徳島県蔵石海岸は、秩父累帯南帯南部のIV亜帯にあたる(第1図)。当地域には、古期の石灰岩、チャート、緑色岩岩塊を伴うメランジュが分布しており、那賀川層群に属する。地質体の形成年代は、メランジュ基質から産する放散虫により、白亜紀前期と考えられている(石田, 1987)。

III. 岩相と層序

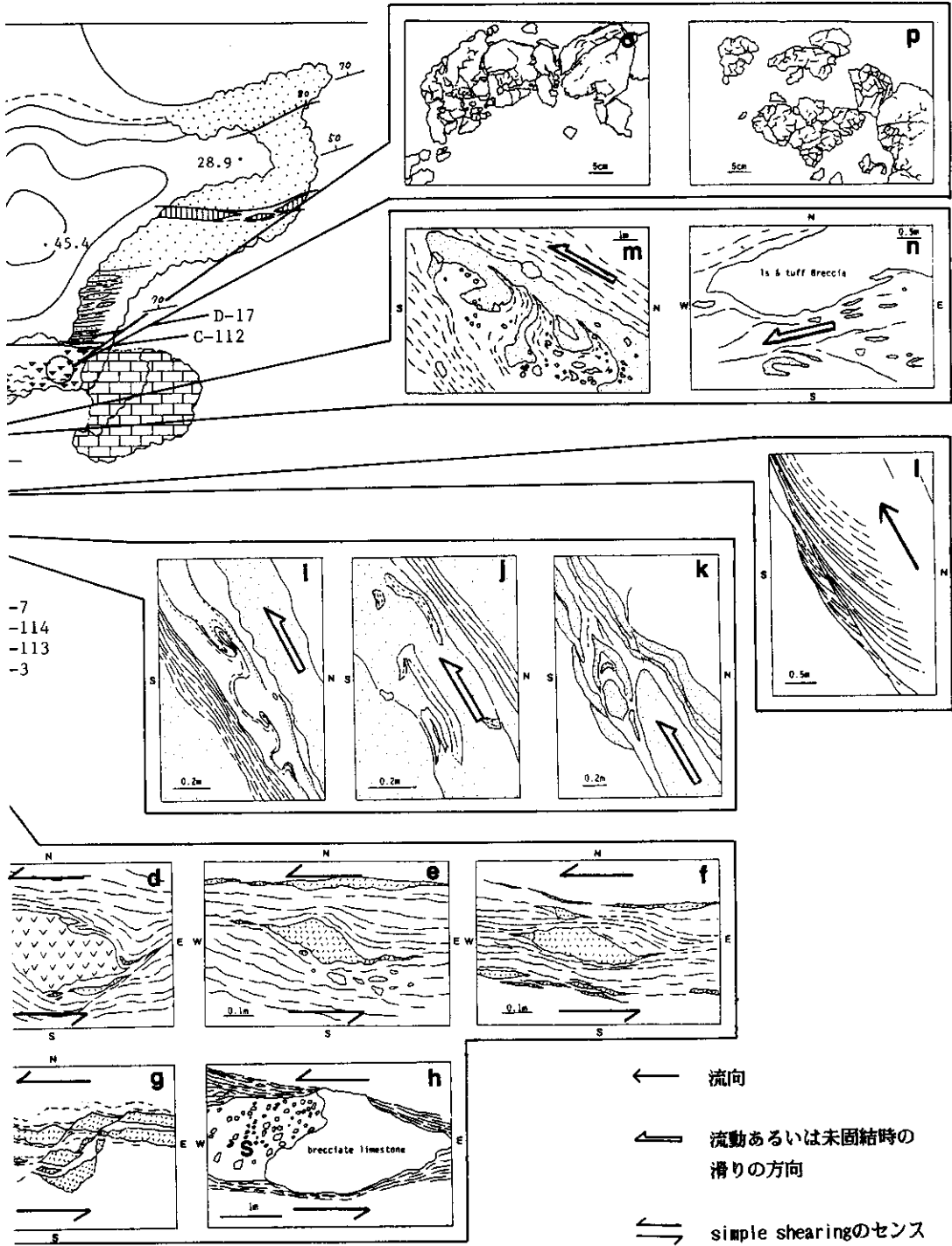
蔵石海岸のルートマップを第3図に示す。当地域では、仏像構造線(BTL)の北側に隣接して、秩父累帯南帯のIV亜帯那賀川層群に属する地質体が分布する。地質体は岩相に基づき、南から北へ、地質体A～Dに区分できる。これらの地質体は、東西に近い走向で高角度に北傾斜し、フリッシュ型互層部の堆積構造と地質体境界部の関係から、北上位で層序的に連続するものと考えられる。各地質体の岩相を以下に示す。

地質体A

泥基質のメランジュで、砂岩、石灰岩、凝灰岩、緑色岩の岩塊を伴う。基質は本来、黒色泥岩を主として、凝灰質泥岩および厚さ10cm以下の淡緑色酸性凝灰岩を挟在する細粒の碎屑岩層から成り、層理面に沿って石灰質～珪質のノジュールを伴う。当地質体の大部分にわたって、地層の一般走向に平行な剪断面が発達し、基質は鱗片状の劈開を有する。地層は剪断による擾乱の度合いに応じて



第3図 蔵石海岸のルートマップと



中視的堆積構造・変形構造。

変形、分断され、IV章に記述するように、shear fractureによるasymmetric boudinage, ductile shear tailのあるsigmoidal block等を数多く生じている(第3図d-g)。剪断はこの地質体全体にわたって均質に発達するわけではなく、メートル規模の石灰角礫岩塊などのように、堆積直後から固結しており、周囲の泥質岩に比べて剪断応力に対する抵抗力のあった岩塊の側面には、剪断を免れた部分(S)が“陰影帯”として残っており、剪断以前の岩相を留めている(第3図h, 後述IV)。この非剪断“陰影帯”は、砂粒混じりの泥岩を基質として、長径20cm以下のチャート、凝灰岩、緑色岩、石炭岩、砂岩、泥岩の岩塊および岩片から構成され、後述の地質体Cのメランジュと類似する。地質体Aの南限は想像構造線によって画され、北限は小断層によって地質体Bの下部砂岩優勢互層と画される。

地質体Aのメランジュ基質をなす酸性凝灰岩(Point A-3)および泥岩(Point A-113)からは白亜紀前期の放散虫群集を産する。ductile shear tailのある酸性凝灰岩(Points A-114, A-7)からも同様の放散虫群集を産する(第1表)。

第1表 蕨石メランジュより産出した放散虫リスト。

mat:メランジュ基質。bl:メランジュ中の岩塊。tf:酸性凝灰岩。ms:泥岩。

Specific name	産出地点	A 1 3	A 1 113	A 1 114	A 1 7	C 1 112	D 1 17
	岩質	mat tf	mat ms	bl tf	bl tf	mat ms	mat ms
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i>		○	○	○			○
<i>Pseudodictyomitra vestalensis</i>		○					
<i>Pseudodictyomitra pentacolaensis</i>		○					
<i>Pseudodictyomitra lodogaensis</i>		○					○
<i>Pseudodictyomitra depressa</i>				○			
<i>Pseudodictyomitra leptoconica</i>				○	○	○	○
<i>Pseudodictyomitra lilyae</i>				○	○		○
<i>Archaeodictyomitra simplex</i>		○					
<i>Archaeodictyomitra pseudoscalaris</i>		cf		○			○
<i>Archaeodictyomitra vulgaris</i>				○	○	○	○
<i>Archaeodictyomitra patricki</i>					○		
<i>Thanarla? praeveneta</i>		○			○		
<i>Thanarla? conica</i>		○	○			○	
<i>Thanarla? elegantissima</i>				○			
<i>Thanarla? pulchra</i>					○		○
<i>Amphipyndax</i> sp.		○					
<i>Holocryptocanium barbui</i>		○	○		○		
<i>Holocryptocanium geysersensis</i>		○			○		
<i>Holocryptocanium japonicum</i>					○		
<i>Xitus spineus</i>			○				○
<i>Xitus spicularius</i>				○			○
<i>Ristola boesii</i>					○		○
<i>Mirifusus baileyi</i>				○			○
<i>Dictyomitra puga</i>					○		○
<i>Dictyomitra</i> cf. <i>puga</i> of Schaaf					○		○
<i>Dictyomitra nuda</i>					○		
<i>Obesacapsula rotunda</i>							○
<i>Stichocapsa cribrata</i>							○
<i>Acaeniotyle umbilicata</i>							○
<i>Alievium helenae</i>							○
<i>Foremanella diamphidia</i>							○
<i>Angulobracchia? portmanni</i>							○

地質体B

地質体Bはフリッシュ型の砂岩泥岩互層から成り、下部砂岩優勢互層、中部泥岩優勢互層、上部砂岩優勢互層に区分できる。

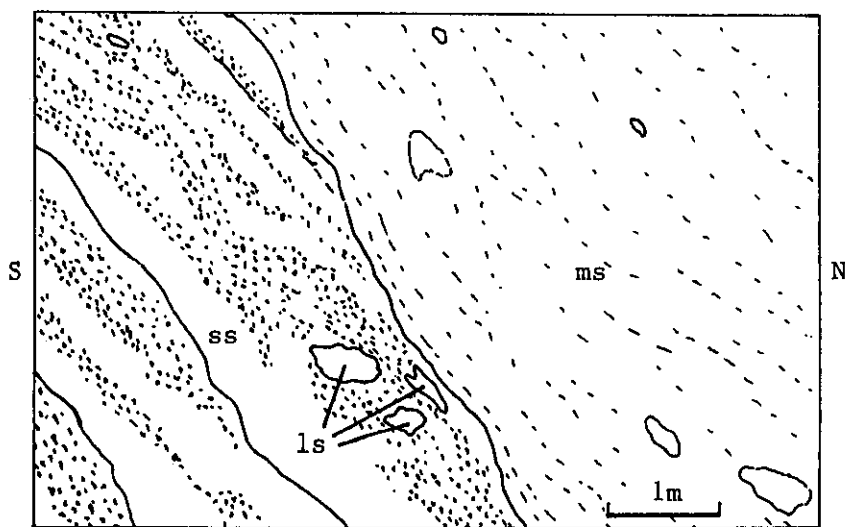
下部砂岩優勢互層：単層数10cm～1 mの厚砂岩層から成る。地質体Aに隣接する下部ほど擾乱が著しく、pinch-and-swell, boundinageを有し、ローモンタイト脈が発達する。

中部泥岩優勢互層：層厚10cm～1 mの泥岩層と数cmの砂岩層とが互層する間に、層厚30cm前後の砂岩層を挟在する。砂岩層下底には groove castが残る。砂岩泥岩互層間には数枚の地層が完全に閉じた非剪断性の小褶曲を形成するのが見られるほか、砂岩層はpinch-and-swell, boudinage, pull apart等の変形をする。上位に向かって変形の度合いは減少する。

上部砂岩優勢互層：中部泥岩優勢互層の上部から砂岩の層厚が増し、上部砂岩優勢互層に移化する。上位ほど厚層・粗粒化し、上部は剝離泥岩片(rip-up-clasts)に富含礫粗粒砂岩となる。下部は単層10～30cmの炭質物の多い砂岩優勢互層から成る。層内には粘土・シルト・細粒砂質ラミナから成る傾倒したコンボルーション(inclined convolute lamination：第3図i, j)および層間褶曲(第3図k)が発達する。中部は斜層理の発達した粗粒砂岩から成る(第3図l)。斜層理の上位にはamalgamationの強い粗粒砂岩が重なる。上部の粗粒砂岩には剝離泥岩片と共に長径20～40cmの石灰岩岩塊が含まれており(第4図)、Postma et al. (1988)が実験と観察によって明らかにした高密度乱泥流中の慣性流(inertia flow)による堆積物と考えられる。これらの石灰岩塊の混入は、次に述べる地質体Cのメランジュ形成に先行する現象として重要である。

地質体C

泥基質のメランジュであり、石灰岩、チャート、凝灰岩、砂岩、泥岩の岩塊を多数含む。石灰岩塊は最大径100mに及ぶ。地点によっては、これらの岩類の岩片が密集して角礫岩様を示す(第3図)。地質体B/C境界部はやや凹凸のある面で接する(第4図)。地質体Cのメランジュ下部は弱い隣片状劈開を伴う砂粒混じりの泥基質を主としており、泥インジェクションによる傾倒したドー



第4図 地質体B/C境界のスケッチ。

ls：地質体B最上部の剝離泥岩片に富含粗粒砂岩層(ss)に含まれる石灰岩塊。ms：地質体Cの泥基質メランジュ。

ム状構造 (第3図 m) や、スランプ相の巻き込み褶曲 (contortion fold of slump facies, 第3図 n) 等の変形構造がみられる。石灰岩塊および砂岩塊にはジグソーパズル構造 (jigsaw-puzzle structure, 第3図 o, p) が認められる (以上, 後述IV)。泥基質には局所的にラミナ等の堆積構造が残っている。

地質体C上部の基質を成す泥岩 (Point C-112) からは、地質体Aと同様の白亜紀前期の放散虫群集が産する (第1表)。石灰岩塊およびチャート岩塊からは、トリアス紀中～後期の放散虫・コノドントが産する。このように、当地質体に含まれる石灰岩塊およびチャート岩塊は、基質の泥岩ならびに地質体A～Dのいずれよりも古く、また基質の泥岩との層序関係が認められないことから、基質とは異なる時代・環境で形成された外来の岩塊である。

地質体D

フリッシュ型の砂岩泥岩互層から成り、下部泥岩優勢互層と上部砂岩優勢互層に区分できる。地質体C/D境界部付近には、2本の小断層が存在するが、地質体Cメランジュの泥基質の上に地質体Dの泥岩優勢互層が堆積接触関係で重なる。下部泥岩優勢互層間には、地質体Cのメランジュと同質で厚さ30cmのレンズ状堆積物が挟在する。下部泥岩優勢互層の泥岩からは地質体A, Cと同様の白亜紀前期の放散虫群集が産する (第1表)。

IV. 堆積構造・変形構造と移動の方向・運動のセンス

各地質体に発達する堆積構造および変形構造について記述し、移動・変位の方向、運動のセンスならびにその成因について考察する。

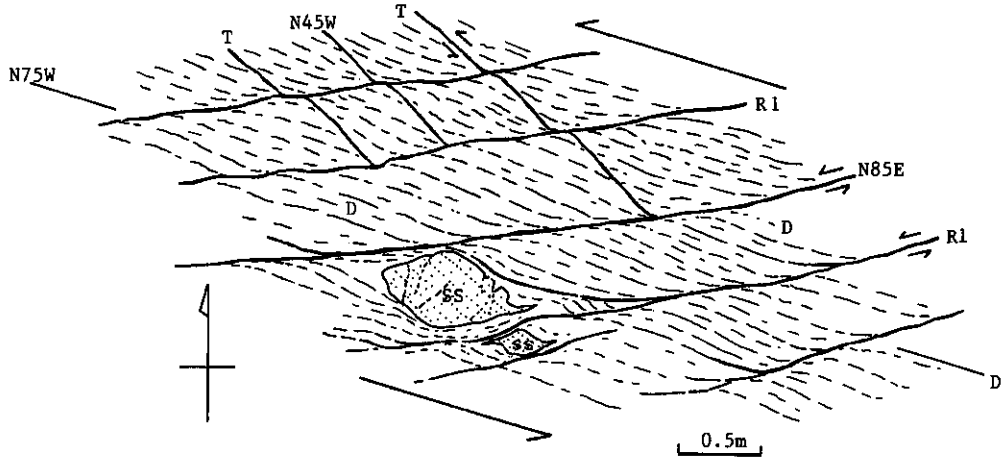
仏像構造線の最新の断層破碎帯

当地域では、地質体Aの南限に、N70°W50—80°S方向で、0.5—1 mの断層粘土を伴う幅数mの破碎帯があり、仏像構造線に相当する。この破碎帯は未固結のグー지를伴い、地形判読が可能なことから、最も新しい仏像構造線の運動を示すものといえる。この破碎帯南側の四十十累帯の砂岩には幅50mにわたって、また北側は地質体B下部の砂岩まで、幅50mにわたって、ローモンタイト脈が発達する。

地質体A

Ductile shear tailのある sigmoidal block: 泥基質中の酸性凝灰岩および緑色岩岩塊には、層理面に平行な剪断劈開の方向に延びた ductile shear tail のある sigmoidal な岩塊が多く見られる (第3図 d-f, 第5図)。これは単純剪断応力場での剪断割れ目の形成に始まり、boudin の stretching を伴うダクティル剪断および boudin 化した岩塊の back-tilting によって形成されたと考えられている (Malavieille, 1987; Needham, 1987)。運動の初期の段階の変形は第3図 g に示すものであり、泥岩と凝灰岩の互層部には層理面に平行な剪断面と、これに緩く斜交する雁行剪断割れ目の発達に規制された凝灰岩層の非対称 boudin 化が進行している。当地点では第3図 d-g に見るように、すべての岩塊が同じ方向の非対称性を示しており、shear tail の方向と boudin の右まわり back-tilting から、東西性左横ずれセンスの単純剪断応力による変形と判断できる。

雁行剪断割れ目 (en échelon shear fractures): 第5図に示すように地質体Aのメランジュ基質には層面あるいは地層の一般走向に平行な剪断劈開(D)が無数に発達し、これに対して20°前後の低角度で交わる右雁行の剪断割れ目 (各々が左ずれ変位) が数10cm間隔で見られる。この雁行構造は Gamond (1987) が示したように、左ずれ断層帯における右雁行剪断割れ目 (RS/LL), あるいは右ずれ断層帯における右雁行剪断割れ目 (RS/RL) かのいずれかである。ところで上述の sigmoidal



第5図 地質体Aメランジュに発達する剪断劈開。

R1：雁行剪断割れ目 (Riedel shear fracture)。左ずれセンスのひきずりを示し、ブロック化した砂岩 (ss) の方向を規制している。D：地層の一般走向に平行な剪断劈開 (主変位シア方向)。T：隣接する R1間に発達する単純圧縮応力場における剪断面。

block の形態から、当メランジュの変形は左横ずれセンスの単純剪断によることが明らかである。したがって、この雁行構造は、前者の RS/LL であることになり、第5図に示す層面に平行な無数の剪断劈開(D)は主変位シアの方向であり、これに右雁行 20° で斜交する剪断割れ目 (R1) は変形初期にできる Riedel shear fractures であることが特定できる。上述の第3図gの非対称 boudin を形成する雁行剪断割れ目も同様の構造である。また隣り合う R1間の“bridge”は圧縮応力場にあることから、N45°W 方向の割れ目(T)は単純圧縮応力場における剪断面と考えられる。

抵抗岩塊の側面に残る非剪断“陰影帯”：第3図hに示すように、地質帯Aメランジュ中の巨岩塊の上下(南北)面に接する基質は強い剪断を受けているにもかかわらず、西側面には、剪断が全く見られず、剪断を免れた部分(S)が“陰影帯”として残っており、地質帯Cのメランジュと同様の岩相を示す。このことから、剪断構造の発達以前に、すでに“block in matrix”の fabric が形成されていたことは明らかである。なおこの巨岩塊には、剪断による回転は起こっていない。

地質体B

傾倒したコンボルトラミナ (inlined convolute lamination)：第3図i・jに示すように、粘土・シルト・細粒砂から成るラミナが一定方向に傾倒してできたコンボルトラミナが発達する。コンボルトラミナは堆積物の液化、密度勾配の逆転など堆積過程で局所的にはたらく力によって形成され、penecontemporaneous 構造に属するとされている (Maltman, 1981)。これは単層形成後、未固結の状態での密度差によるコンボルトラミナ形成と同時に、堆積物の斜面に沿う流動あるいは滑動が発生してできた変形であり、いずれも変位の方向は北から南であった。

層間褶曲 (intraformational folding)：第3図kに示すように、右下方にある砂岩層の斜面に沿う滑動によって、直下にあった薄い砂岩泥岩互層がひきずられて、傾倒した閉じた褶曲を生じたと考えられる。地層の滑動の方向は北から南であった。

斜層理 (cross bedding)：第3図lに示すように、上部砂岩優勢互層中部の粗粒砂岩には、斜層理

が発達する。斜層理は単層の厚さ数~10cmで、高さ60cm以上、傾斜角20°前後の foresets を形成する。上部には amalgamation の強い粗粒砂岩が重なる。すぐ上下の層準には、級化成層や groove cast, 小チャンネルがあり、典型的なタービダイト相である。Hein & Walker (1982) や Walker (1984) によっても同様に中規模の斜層理が発達するタービダイト相が報告されている。Foresets の傾斜方向に基づけば、碎屑物は北から運ばれた。

このように地質体Bのフリッシュ型互層の碎屑物の供給方向ならびに当時の斜面での堆積物の重力滑動あるいは未固結時の流動の方向は、いずれも北から南であったと考えられる。なお地質体B最上部のフリッシュ型互層中への慣性流による石灰岩塊の混入(第4図)は、地質体Cのメランジュ形成の先駆けとしてとらえることができる。

地質体C

泥インジェクションによる傾倒したドーム構造 (inclined dome caused by mud-injection) : 第3図mに示すように、上位の砂泥質堆積物(砂目)に対して、下位の泥質堆積物が火炎状に傾倒したドームを形成する。ドームの高さは2mで、先端が鋭角に一定方向(北から南)に傾く。砂泥質堆積物の先端部分の下方への巻き込みも見られる。これは flame structure と同様に未固結時の密度勾配の逆転によって生じた泥質のダイアピルが、地質体Cの粘性流動によって、ひきずられた際に生じた構造と推測される。流動の方向は、ドームの傾倒方向に基づき、北から南であった。この構造は、地質体B/C境界が堆積接触関係にあることや、地質体Bの斜層理による古流向とも一致することから、斜面下方への流動現象としてとらえることができる。同様の構造は、重力と剪断応力等の非対称応力場でのドームや貫入岩体の流動変形として知られる (Brun, 1983; Choukroune et al., 1987)。

スランプ相の巻き込み褶曲 (contortion fold of slump facies) : 第3図nに示すように、地質体Cのメランジュ下部に発達し、北東から南西への流動を示す。

ジグソーパズル構造 (jigsaw-puzzle structure) : 本論では、メランジュ中の岩塊にジグソーパズル状ないしクモの巣状の開いた割れ目が発達し、割れ目に沿って泥質あるいは凝灰質の細粒碎屑物が注入することによって特徴づけられる構造をジグソーパズル構造と呼ぶ。地質体Cメランジュ上部に含まれる長径1m以下の石灰岩塊、砂岩塊に多く見られる。このような破碎構造は、高封圧一高(異常)間隙水圧下での岩石の脆性破壊によって生じるとされていることから、地質体Cのメランジュを構成する岩塊・基質が、深所における高封圧一高(異常)間水圧下で初生的に変形した可能性が考えられる。ジグソーパズル構造ができたのは、地質体Cのメランジュが土石流として地質体B上に流動したときである可能性もあろうが、とくに堆積物形成初期から固結していたと考えられる石灰岩に特徴的にこのような構造が発達するのは、石灰岩塊がそれ以前に上記の条件下にあったと見る方が自然であろう。

四万十累帯

仏像構造線南側の四万十累帯には、フリッシュ型の砂岩泥岩等量互層が分布しており、層厚20~30mの砂岩優勢互層を挟在する。砂岩泥岩互層には、泥岩の注入による碎屑岩脈とこれに伴う流動性褶曲(第3図b)や砂岩層の pinch- and- swell (第3図c)が普通に見られる。小断層は東西性走向北傾斜で、南落ちセンスである(第3図a)。

V. 変形構造の形成順序と秩父累帯南帯メランジュの形成過程に関する考察

蕨西海岸の各地質体に特徴的な中視的堆積・変形構造は次のように要約できる。

第2表 麻石メランジュの中視的堆積・変形構造と移動方向・運動のセンスおよび形成条件。

変形時相	中視的構造	地質体	移動方向・運動センス	形成条件・機構	形成場
"前堆積時" 地質体形成前	brecciation jigsaw-puzzle structure	C	Deeper to shallower	高封圧—高(異常)間隙水圧 大規模な密度の逆転 "mud diapirism"	"深部"
	単層形成時	B, D	N to S	turbidity current submarine fan 形成	表層
"堆積時" 地質体形成時	channel structure pinch-and-swell boudinage pull-apart inclined convolute lamination intraformational folding	B, D	N to S	未固結, 含水状態での 小規模な密度の逆転 掃底地すべり slump	表層部
	堆積進行中	A (part) C	N to S or NE to SW	含水状態での 液状化, 密度の逆転 崩壊による土石流 大規模な地滑り olistostrome	表層部
"後堆積時" 地質体形成後	en echelon shear fractures bedding parallel shear fractures asymmetric boudinage caused by shear fractures tilting of block sigmoidal block with ductile shear tails	A	E-W trending left lateral sense	高封圧下での 脱水・固結進行時の 層互構造(帯状配列)の 形成に関連した断層運動	埋積体の "深部"

地質体A：泥基質メランジュを伴う泥質互層の断層運動に伴う変形。とくに単純剪断による雁行剪断割れ目, sigmoidal block, 非剪断“陰影帯”の形成。

地質体B：北から南への陸源碎屑物供給による斜層理・小チャネルを伴うフレッシュ型互層の形成と, 北から南への斜面に沿う未固結堆積物の重力滑動と流動によるコンボルトラミナの形成。

地質体C：フレッシュ型互層(地質体B)上への北あるいは北東からの泥基質土石流の流動。それに伴うスランプ相の巻き込み褶曲, 泥インジェクションによる傾倒したドーム構造の形成。これに先行する深所における高封圧一高(異常)間隙水圧下での石灰岩, 砂岩塊の破碎と泥の注入によるジグソーパズル構造の形成。

地質体A～Dは一連の層序をなすと判断できることから, 以上の中視的な堆積構造・変形構造について, それらの発達する地質体, 移動方向あるいは運動のセンス, 形成順序を整理して, 想定される形成機構あるいは形成条件, 形成場を考察してみると, 第2表のようになる。

形成順序に関して, 表題に「堆積時」, 「後堆積時」と表現したが, 前者は地質体形成時を, 後者は地質体形成後を意味する。地質体形成時はさらに, 単層形成時と堆積進行中(部層あるいは累層オーダーの地層形成時)に細分してとらえることができる。

単層形成時の中視的構造は主として乱泥流によるものであり, 地質体Bの上部は剥離泥岩片を多量に伴い, amalgamation と小チャネル構造および斜層理の良く発達した岩相であることから, 大陸棚斜面下部における submarine fan 形成場が想定できる。碎屑物の供給方向は北から南であった。

堆積進行中の変形相には2つの場合がある。ひとつは地質体B・Dのフレッシュ型互層に特徴的な傾倒したコンボルトラミナや層間褶曲, pull-apart 等の発達である。これは地層が未～半固結合含水状態での小規模な密度の逆転と, 堆積物の斜面に沿う滑動や流動によるスランプ相の形成であり, 移動の方向は北から南であった。

もうひとつの堆積進行中の変形相は, 地質体Aの初生的変形構造や地質体Cの変形構造に見るように, 泥基質中への石灰岩・チャート・緑色岩を主とする古期の異地性岩塊の混入で代表される。すなわち, 泥質互層中への土石流堆積物の挟在あるいは, フレッシュ型互層上への土石流や海底地すべり発生によるオリストストロームの形成が推定される。その移動方向は北から南ないし北東から南西であった。

後堆積時の変形相は, 地質体Aに見られるように, 各種剪断面とくに雁行剪断割れ目の発達とそれによる非対称 boudin, sigmoidal block の形成によって特徴づけられる東西性の左ずれ単純剪断運動であり, 蕨石の各地質体形成にひきつづく, 地層の脱水・固結が進行しつつある段階での変形と考えられる。しかも, 仏像構造線相当断層に隣接して変形が進行していることから, おそらく, 秩父累帯南帯の覆瓦構造と地層の帯状配列を形成した断層運動に関連した変形であり, 玄武岩岩塊にもダクティル剪断が認められることから, 覆瓦構造形成時の運動によって埋積された地質体の深部における高封圧下の変形構造である可能性が考えられる。

これらの堆積時および後堆積時の変形時相に先行して, “前堆積時”すなわち, 現在見られる蕨石の地質体形成より前の変形時相として, 地質体Cのメランジュ中の石灰岩塊に見られるジグソーパズル構造を形成した高封圧一高(異常)間隙水圧下での変形が推定され, それは泥ダイアピリズムに起因するものと考えられる。

このように, ひとつの試みとして, 秩父累帯南帯の変形構造の形成モデルを想定してみると, 白亜紀前期当時, 蕨石地域の秩父累帯南帯はおそらく, 北から南へ傾いた陸側斜面下部における submarine fan の形成場であり, 北方からは, 堆積物重力流として, 地質体B, Dの乱泥流や地質体A

とCのオリストストロームが供給された。その後、あるいはそれにひき続く地層の北上位帯状配列(覆瓦構造)の形成は、地層面に調和的な断層に沿う thrust sheet の運動としてばかりでなく、地質体Aのメランジュの剪断変形構造に見るように、東西方向左横ずれセンスの単純剪断運動としても活動した。その顕著な運動が、当地域での仏像構造線として出現したと推定される。

さきに石田(1987)は四国東部秩父累帯南帯に分布するメランジュの岩種構成と、岩塊を構成する地層の年代層序を検討し、当地帯の中生代構造発達過程に関して、ジュラ紀前期以前のチャート・石灰岩堆積場から、ジュラ紀中期～白亜紀前期の陸源砕屑物堆積場へ移行したことを述べた。またこの構造発達過程は、1)北傾斜覆瓦構造の存在、2)メランジュの南方への若化極性、3)北方からの浅海化、を考慮すると、秩父累帯中帯における“黒瀬川古陸”の上昇を伴う側方短縮と並行して始まり、時代と共に南方へと波及した一連の変動を反映していると考えた。Cowan(1985)は、メランジュの変形様式を区分し、その形成場に関して、プレート収束域における沈み込み帯の表層部～深部での現象モデルとの対応を求めた。また Moore et al. (1976)は Sunda 弧の沈み込み帯における大規模な海底地すべり(オリストストローム)の存在を報告している。このようなプレート収束域における堆積・変形現象やそのモデルは、蕨石海岸の変形相および秩父累帯中・南帯の覆瓦構造ならびにメランジュの年代の南方への若化傾向と調和的であると考えられる。

おわりに、未固結時変形と堆積あるいは造構運動との関係の見直しについては、中村(1985)の指摘に詳しい。秩父地帯におけるこのような視点からのひとつの試みとして、今回の解析を行なった。また堆積性のメランジュの存在およびその認定に関しては、メランジュを先述のように定義した場合、地質体の内部に堆積ファブリックの残っているもの(変形のあまり進んでいない、剪断の少ないもの)は必然的に除外されてしまうわけであり、成因が明瞭なのである。例えば、ラミナ、インプリケーション等の明瞭な“block in matrix”の岩相は礫岩等の名称で呼ばれており、メランジュのカテゴリーには含まれていない。しかし、土石流堆積物等が後生的に剪断を受けた場合にはその認定が困難となることは当然予測され、その場合、非剪断部分の解析あるいは正常層間に挟在するかどうか重要な決め手になると考えられる。鈴木・久富(1980)はオリストストロームの認定が正常層との堆積関係にあることを重視している。

VI. まとめ

秩父累帯南帯のメランジュの起源・形成場ならびに形成機構解明の手がかりを得る目的で、四国東部蕨石海岸に分布するメランジュの中視的な堆積構造ならびに変形構造の解析を行なった。その結果は以下に要約される。

1. 当地域においては、白亜紀前期のフレッシュ型互層から成る地質体と、石灰岩・チャート・緑色岩の岩塊を伴う泥基質メランジュから成る地質体とが層序的に連続して分布する。
2. 蕨石メランジュの変形は次の3つの時相に区分される。1)第1段階は蕨石の地質体形成に先行するジグソーパズル構造の形成であり、泥ダイアピリズム等による高封圧一高(異常)間隙水圧下での石灰岩塊の脆性破壊と泥基質の注入によることが推定される(前堆積時変形時相)。2)第2段階は地質体形成時の未～半固結堆積物の重力滑動や流動による混在化であり、乱泥流堆積物と共に、オリストストロームやスランプ堆積物を形成した(堆積時変形時相)。3)第3段階は、地質体形成後、地層の脱水・固結が進行する過程での東西方向左横ずれセンスの単純剪断運動による変形であり、右雁行剪断割れ目や右まわり back-tilted sigmoidal block などの剪断変形構造で特徴づけられる(後堆積時変形時相)。

3. 堆積構造ならびに層相の比較に基づけば、白亜紀前期における蔵石地域の秩父累帯南帯は、北から南へ傾いた陸側斜面下部における submarine fan 形成場であり、北方からは乱泥流やオリストストローム等の重力流によって堆積物が供給された。オリストストロームの一部は泥ダイアピルによってもたらされた可能性がある。

4. 秩父累帯南帯に特徴的な、南方に傾倒した覆瓦構造を規制する断層の運動は南落ちセンスの逆断層としてだけでなく、東西性の左横ずれ単純剪断運動としても活動している。これは仏像構造線に隣接した上述の第3変形時相にみられる Riedel shear fracture や sigmoidal block の存在によって裏づけられる。

5. 秩父累帯南帯のメランジュ年代の南方への若化傾向に加えて、上記の構造様式は、活動的プレート収束域における付加に伴う現象と調和的であると考えられる。

文 献

- Brun, J. P., 1983 : L'origine des domes gneissiques : modeles et tests. Bull. Soc. Geol. Fr., 7 Ser., v. 25, 219-228.
- Choukroune, P., Gapais, D. and Merle, O., 1987 : Shear Criteria and structural symmetry. Jour. Structural Geol., v. 9, 575-53.
- Cowan, D. S. 1985 : Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North America. Geol. Soc. Am. Bull, v. 96, 451-462.
- Gamond, J. F., 1987 : Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. Jour. Structural Geol., v. 9, 609-620.
- 波田重熙・鈴木堯士・吉倉紳一・土谷信之, 1979 : 四国の黒瀬川構造帯と西南日本外帯の造構環境。加納 博教授記念論文集「日本列島の基盤」, 341-368.
- Hada, S. and Suzuki, T., 1983 : Tectonic environments and crustal section of the Outer Zone of Southwest Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S. (ed.) : Accretion tectonics in the Circum-Pacific Regions. Terrapub, Tokyo, 207-218.
- Hein, F. J. and Walker, R. G., 1982 : The Cambro-Ordovician Cap Enrage Formation, Quebec, Canada : Conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces. Sedimentology, v. 29, 309-329.
- Hisada, K., 1983 : Jurassic olistostrome in the southern Kanto Mountains, Central Japan. Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Sec. B, v. 4, 99-119.
- 久田健一郎, 1984 : 関東山地南部芦ヶ久保一鴨沢地域の中・古生層, 地質雑, v.90, 139-156.
- 石田啓祐, 1987 : 四国東部秩父累帯南帯の地質学的・微化石年代学的研究。徳島大学教養部紀要(自然), v.20, 47-121.
- 勘米良亀齡, 1980 : 地質構造とその発達。日本の地質, 岩波書店, 東京, 325-350.
- Malavieille, J., 1987 : Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northern Basin and Range. Jour. Structural Geol., v. 9, 541-554.
- Maltman, A. J., 1981 : Primary bedding-parallel fabrics in structural geology. Jour. Geol. Soc. Lond., v. 138, 475-483.
- 松岡 篤, 1984 : 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群, 地質雑, v.90, 455-477.
- 宮田隆夫・市川浩一郎, 1978 : リーデルシア (Riedel shear)。地球科学, v.32, 265-266.
- Moore, D. G., Curray, J. R. and Emmel, F. J., 1976 : Large submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Arc subduction zone, Northeast Indian Ocean. Marine Geol., v. 21, 211-226.
- Murata, A. 1981 : Large decke structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan terrains, Southwest Japan. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2, v. 20, 383-424.
- 中村和善, 1985 : “スランプ相”の形成とテクトニクス。構造地質研究会・碎屑性堆積物研究会(編) : 「“スランプ相”の形成とテクトニクス—未固結堆積物の変形に関する諸問題—」, 1-12.
- Needham, D. T., 1987 : Asymmetric extensional structures and their implications for the generation of melanges. Geological Magazine, v. 124, 311-318.
- Postma, G., Nemeč, W. and Kleinspehn, K. L., 1988 : Large floating clasts in turbidites : a mechanism for their

emplacement. *Sedimentary Geology*, v. 58, 47–61.

Raymond, L. A., 1985: Classification of mélanges. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, Memoir 198, 7–20.

鈴木博之・久富邦彦, 1980: オリストストロームとメランジュ。地球科学, v.34, 109–111.

平 朝彦, 1981: 四万十帯の形成過程。科学, v.51, 516–523。

Walker, R. G., 1984: Turbidites and associated coarse clastic deposits. In Walker, R. G. (ed.): *Facies models* (2nd ed.). Geol. Assoc. Canada, Newfoundland, 171–188.

Yao, A., 1984: Subdivision of the Mesozoic complex in Kii- Yura area, Southwest Japan and its bearing on the Mesozoic basin development in the Southern Chichibu Terrane. *Jour Geosci. Osaka City Univ.*, v. 27, 41–103.

Abstract

In this study, the term “mélange” is used as describing several muddy matrical rocks that are characterized by a chaotic, relatively disturbed, “block in matrix” fabric.

To find a clue to clarify the origin and the mechanism of the mélanges in the Southern Chichibu Terrane in Southwest Japan, the author examined the analyses of the mesoscopic deformation structures of mélanges at Warabiishi coast in eastern end of Shikoku, where widely crops out the Early Cretaceous succession including muddy chaotic rocks with many blocks of limestone, chert and greenstone. The results can be summarized as follows.

1. The deformation stages of the Warabiishi mélange is subdivided into three stages. 1) The first stage characterized by rupturing of limestone blocks to form jigsaw-puzzle structure under the condition of high confining- and high pore water- pressures possibly caused by mud-diapirism before the succession of the Warabiishi Unit formed. 2) The second stage is the syn-sedimentary deformations which occur mixing by gravity flows and slidings of non- and semi- consolidated deposits along the lower continental slope to form olistostromes and slump deposits with turbidites. 3) The third stage is the formation of shear structures such as right-stepping en échelon shear fractures (Riedel shear fractures with compressive bridges) and clockwise-back-tilted sigmoidal blocks with ductile shear tails by E-W trending left-lateral simple shearing on condition that the sediments are relatively dewatered and consolidated after the sedimentation of the Warabiishi unit has finished.
2. Based on the sedimentary structures and facies analyses, Warabiishi area of the Southern Chichibu Terrane in Early Cretaceous age is situated in southward inclined lower continental slope with submarine fans where the sediments are supplied by sediment gravity flows as such turbidites and olistostromes partly originated in mud-diapirs.
3. The faults controlling the formation of southward facing imbricate structure of the Southern Chichibu Terrane moved not only as thrusts but also as E-W trending left-lateral simple shear faults according to the presence of the above Riedel shear fractures and sigmoidal blocks of the third stage in the Warabiishi mélange along the Butsuzo Tectonic Line.
4. The above- mentioned tectonic features in addition to the southward younging of the mélanges age in the Southern Chichibu Terrane are concordant phenomena with the accretional zone settings of active convergent margin of the plate tectonics model.