房総半島南部, 西岬層で観察される混在岩体の形成プロセスとメカニズム

Formation process and mechanism of chaotic blocks in the Nishizaki Formation, southern boso peninsula

道口陽子*

Yoko Michiguchi *

2007年8月3日受付.

2008年7月23日受理

* 筑波大学大学院生命環境科学研究科地球進化科学専攻

* Doctoral Program in Earth Evolution Sciences, Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Tennodai 1-1-1, Tsukuba, Ibaraki 305-8572, Japan

Corresponding author; Yoko Michiguchi,
y-michi@geol.tsukuba.ac.jp

Abstract

Chaotic blocks occur within a coherent zone of the Nishizaki Formation at Nishikawana to the southwest of Tateyama in southern Boso Peninsula. Based on detailed field observations and related laboratory studies the following facts were clarified, 1) the chaotic blocks are divided into 6 domains, 2) these domains are highly folded and faulted and generally overturned, 3) liquefied pumiceous sediments are found along fault zones between the adjacent coherent zone and the chaotic blocks, 4) the equivalent strata of the chaotic blocks are not found or correlated in the neighboring areas. The observations suggest that the chaotic blocks were emplaced by submarine landslide which was caused by liquefaction, and all the domains were subsequently stacked by thrust faults at the toe of the slide body. The domains were slid from S to N as shown by the fold axes analysis. This sliding direction is mostly perpendicular to the proto-Sagami Trough, suggesting that the submarine landslide have occurred on a forearc slope of the Izu Arc.

Key words: southern Boso Peninsula, Nishizaki Formation, chaotic blocks, submarine landslide, liquefied sediment

はじめに

房総半島南部, 館山市の西川名地域には, 三浦半島南部に分布する三浦層群三崎層の相当層である上部中新統~下部鮮新統の西岬層が分布している (Fig. 1). その地層は主として地層の乱れが少ない整然層から成り立ち, 北西-南東走向の層理面にほぼ平行なスラストによって地層の繰り返しが多く発達しており, 浅部付加体 (三浦-房総付加体) の一部とされている (Yamamoto and Kawakami, 2005; Yamamoto et al., 2005; Yamamoto, 2006). これらの研究によると, 本地域の地層は, 構造的に付加体のデコルマンの上位に相当し, 剪断歪の集中によってテクトニックな変形を受けたとされるが, その反面, 高い間隙率をもち, 初生構造を良く保存している. さらに, 地すべり堆積物などの混在岩は稀であるとされている. しかし, 今回この地域において, 大小さまざまな混在岩ブロックがその整然層に挟まれ, 一箇所に集中して発達しているのを見出した.

本研究では, これらさまざまな混在岩ブロックからなる岩体を“混在岩体 (chaotic blocks)”と呼び, 地層の分布および変形の特徴を基にして区分される個々の混在岩ブロックを“ドメイン (domain)”とした (Fig. 2). 本混在岩体中の各ドメイン内部には, それぞれに様相を異にする変形構造が複雑に発達し, 隣合うドメイン同士の境界には液状化層が注入しているという特徴をもつ. さらに層理面に斜交し, 見かけ上左横ずれを示す断層 (断層 I: Fault I) を境に, 混在岩体

Fig. 1 (a) Plate boundaries of the Izu-Bonin Arc collision zone, central Japan. (b) Geological map showing major faults in southern Boso Peninsula. This study area is Nishikawana area. Adopted from Yamamoto (2006).

の南縁は整然層と接している. 混在岩体の下位・上位に位置する整然層 (下位整然層: Lower coherent zone, 上位整然層: Upper coherent zone) はこの断層 I によって切られている

Fig. 2 (a) Aerial photo of the study area, taken by camera attached with a balloon (Courtesy of Dr. R. Anna). Chaotic blocks are distributed in two black boxes. Black lines show faults, and color dashed lines are key beds. (b) Lithology distribution in chaotic blocks (plan view), showing domains 1 to 6, classified by lithology, combination of key beds, and deformation style. (c) Columnar sections mean the "unit" which is defined by characteristic set of strata in each domain. Each domain is defined by unit.

Fig. 3 (a) Diagram of cross section of southern Boso accretionary prism, classified into three parts based on deformations in ascending order, as Imbricate thrust, Thrust unit and Upper coherent unit. (b) Geometry of Thrust unit and Upper coherent unit in the Nishikawana Formation. Strata in the Nishikawana area belong to Thrust unit. (c) Cross section (A-A') around Nishikawana. Adopted from Yamamoto et al. (2005) and Yamamoto (2006).

が、断層 I の両側で地層の対比は可能である (Fig. 2.a). それに対して、混在岩体に含まれる地層は周辺の整然層の地層中には見られない。混在岩体に対比されるべき地層は、どのようなメカニズムで現在の位置に定置したのか、また、ドメイン同士の境界に注入している液状化層および断層 I は本混在岩体の形成とどのような関連をもつのか、といった問いに答えることは本混在岩体の形成プロセスを理解する上で重要な課題である。本論文では、西川名地域に発達する混在岩体内部の諸構造について詳しく記載し、この混在岩体の形成プロセスとメカニズムについて議論する。

地 質 概 略

房総半島南部地域は、フィリピン海プレートの沈み込み境界付近に位置し、さらにその南東方沖には、3つのプレートが沈み込みあう房総三重点が存在する。このため、本地域は、伊豆弧の収束端周辺のテクトニックな現象を理解する上では非常に重要な地域と位置づけられている (小竹, 1988; Ogawa et al., 1989; Seno et al., 1989) (Fig. 1.a).

本研究地域である千葉県館山市、西川名地域には西岬層が分布している (Fig. 1.b). 西岬層は、上位の千倉層群および豊房層群とは構造の方向がやや異なり、破碎構造に富むことから、成瀬ほか (1951a, b) によって初めて「西岬累層」と認定・命名された地層で、最近、その層序は川上・宍倉 (2006) によって「西岬層」と再定義され、記載された。西岬層の主岩相は泥質の海成細粒碎屑岩であり、凝灰岩・火山碎屑性砂岩・礫岩を挟む。その堆積年代は、放散虫化石によ

って後期中新世から前期鮮新世 (9.9 Ma から 4.18 ~ 5.20 Ma) とされている (川上・宍倉, 2006). 西岬層の砂岩層に含まれる火山礫は、東伊豆単成火山群に代表される高アルミナ玄武岩に類似の化学組成を示すことから、火山フロントより外側の前弧海盆または海溝陸側斜面に堆積したと考えられている (Ogawa et al., 1985; 谷口ほか, 1991a, b; Yamamoto, 2006). Yamamoto (2006) によると、水銀圧入法によって測定された西岬層の泥岩の間隙率は 35 ~ 50 % であり、脈状構造 (vein structure: 小川, 1980; Hanamura and Ogawa, 1993), 生痕化石や級化構造等の初生構造をよく保存していることなどから、西岬層は未変成付加体と位置づけられている。Yamamoto (2006) は、西岬層を含む三浦-房総付加体を下位から Imbricate Thrust, Thrust unit および Upper coherent unit に三区分した (Fig. 3.a). Imbricate Thrust は三浦-房総付加体におけるデコルマンに相当し、剪断面であるガウジの発達で特徴づけられる。Thrust unit には、付加される際に形成された地層にほぼ平行なスラスト運動による地層の重複構造やそれに伴う断層が発達するが、地すべりによる混在岩体は含まれない。反対に、Upper coherent unit は、海底表層で形成された液状化や地すべりによる混在岩体の挟在を特徴とする。西川名地域の隆起海食台に分布する西岬層の大半は Thrust unit に相当する (Fig. 3.b).

本研究地域の西岬層の砂岩層や凝灰岩層は、それぞれに特徴的な堆積構造や生痕化石を示すことから、鍵層として地層の追跡に有効であり、上下判定も容易である。このような利点を活かして地層を追跡し、地層の重複や変位、諸構造の姿

Fig. 4 Stereonet diagrams (lower hemisphere projection) showing attitudes of bedding planes in lower coherent zone, upper coherent zone and chaotic blocks (domains 1 to 6).

勢などを観察・測定した。それによると、西川名地域の地層は、一般に走向、 $N60^{\circ}W$ ($\pm 10^{\circ}$)、傾斜は $50 \sim 80^{\circ}N$ で、南方では背斜の北翼、北方では向斜の南翼を形成している地層が分布しているため、全体的に北上位である (Fig. 3.c)。6.8 Ma から 4.19 ~ 3.75 Ma の間と、1.0 Ma 頃の2回、時計周りに回転したことが明らかにされ、その回転の原因は、主に丹沢・伊豆ブロックの本州弧への衝突によるものと解釈されている (Yamamoto and Kawakami, 2005)。この結果に基づけば、現在見ている西川名地域の地層は堆積後時計回りに約 60° 回転していることになる。したがって、堆積時の位置関係でいえば、隆起海食台に現れた水平面に近い露頭は、北西—南東方向で切った地層の断面を見ていることになる。

混在岩体の特徴

本研究で取り扱う混在岩体は、上記の Thrust unit 中に見出されたものであり、その主な特徴は、以下の通りである。1) 大小さまざまなドメインが整然層分布域に集中して含まれること、2) ドメイン中には局所的な地層の逆転、褶曲、断層が多数発達していること、3) 断層 I で境された混在岩体と周辺の整然層との間には、多くの場合、液状化層が挟まれること、4) ごく一部の地層を除いて、周辺の整然層の地層には、混在岩体中に対比できる地層がないこと、である (Fig. 2)。混在岩体中の地層は、火山碎屑性砂岩と泥岩で構成されているが、詳しく観察すると、ドメインごとに互層の組み合わせ状態や構造が全く異なっている。そこで、本研究ではドメインごとに、地層の上下判定と鍵層の組み合わせを用いて層序を組み立てた (Fig. 2)。

本論文では、これらの地層の分類の際に基準とした一連の地層の組み合わせを“ユニット (unit)”と呼び、ドメインはそれぞれ異なるユニットで特徴づけられる (Fig. 2.c)。その結果、本混在岩体は、ユニットの分布、層理面の姿勢、断層・液状化層の分布などに基づいて、6つのドメインに分類することができた (Fig. 2.b)。それらを混在岩体の南側から、ドメイン1~6と呼ぶことにし、ユニットについても、各ドメインを形成するものと対応させて、ユニット1~6とする (Fig. 2.b)。また、断層 I を挟んで整然層の一部が例外的に混在岩体中に観察されることから、ドメイン1には断層 I に接する整然層も含めることにした。

混在岩体は水平面内では、地層の傾斜方向に見かけの幅が約 18 m、走向方向には 100 m 以上広がっている。断層 I の南に分布する整然層・下位整然層・上位整然層の三者は層理面の姿勢が同傾向を示している (Fig. 4)。混在岩体中の各ドメインは複雑な変形構造を示し、乱雑な配置をしてはいるものの、整然層と同様に層理面は良く保存されている。

ここでは、混在岩体を形成する個々のドメインの特徴と、周囲の整然層との接触面 (ドメインの下底面と上位面) を中心に記載する。

1. ドメイン1 (断層 I を含む)

混在岩体と整然層は断層 I によって境される (Fig. 2.b)。上にも述べたように、断層 I を挟んで整然層の一部が混在岩体中に観察されることから、断層 I に接する整然層と混在岩ブロックとをドメイン1とし、地層の分布の違いから、断層 I の南側よりサブドメイン d1-1, d1-2, d1-3 と記すことにした (Fig. 5.a)。断層 I はほぼ東西走向で垂直で、それらから

Fig. 5 (a) Aerial photo of domain 1, taken by camera attached with a balloon (Courtesy of Dr. R. Anma.). Fault I is observed in domain 1. Fault I is a boundary between the coherent zone and the chaotic blocks. Domain 1 is classified into three parts, d1-1, d1-2 and d1-3. Injection rock I is between d1-2 and d1-3. Key bed I is just beneath domain 1. (b) Photomicrograph of boundary between injection rock II and host rock, open-nicols. The boundary is not sharp. (c) XRD chart of samples from key bed I and injection rock I. Injection rock I has stronger peak at anorthite than injection rock II.

ら分岐した小断層群が断層帯を形成している。下位整然層と上位整然層の地層の引きずりや断層面のステップの粗滑から断層 I は見かけ上左横ずれ断層と判断できる (Fig. 2.a)。混在岩体の直下地層である鍵層 I (Key Bed I) は断層 I を挟んでも追跡可能である。鍵層 I をマーカーとして見積もった断層 I の変位量は約 5 m の隔離 (セパレーション) を示し、上位ほど変位量は小さくなる (Fig. 5.a)。また、d1-2 を構成する地層は、d1-1 中の鍵層 II の上位層準の地層に対比され、断層 I を挟んでも追跡可能である。しかし、鍵層 II およびその下位層準にあたる d1-1 の地層に対比可能な地層は、d1-2 の下位層準に定置する d1-3 の中にはない。

ドメイン 1 では、ドメインの下底と下位整然層との境界部やサブドメイン d1-2 と d1-3 の境界に沿って細粒化が顕著であり、そこには、様々な方向を向いたスコリアやパミス粒子、主岩相である泥質の海成細粒砕屑岩をブロックとして取り込んだ液状化層が分布しているのが観察される。前者の液状化層を、注入岩 I (Injection rock I) とし、後者のそれを、注入岩 II (Injection rock II) とする (Fig. 5.a)。注入岩 I は、粒径が 5 mm 程の黒色スコリアやパミス粒子を含むが、

注入岩 II では、1 cm 程のパミス粒子を含むだけでスコリア粒子は含まない。XRD 分析をしたところ、注入岩 I と注入岩 II はともに石英・灰長石・方解石のピークを示すが、注入岩 II では特に灰長石の強いピークを示す (Fig. 5.c)。なお、整然層内の鍵層 II は、スコリア粒子を含まず、注入岩 II よりも粒径の大きいパミス粒子を多く含む。

注入岩 II と母岩の泥岩との境界は露頭観察ではシャープに見える。しかし、薄片観察では、境界を挟む部分で構成粒子 (斜長石・石英・かんらん石などの鉱物粒子、有孔虫・珪藻化石などの微化石) の粒度の違いは観察されるものの、境界に沿う粒子の変形や破壊は観察されず、シャープではない (Fig. 5.b)。混在岩体下底面については、「7. 混在岩体の下底面と上位面」で説明する。

2. ドメイン 2 (Fig. 6)

このドメインはユニット 2 の判別により少なくとも 3 回地層が繰り返していることがわかった。それらの地層は見かけ上、下位から順に A, B, C に分けることができる (Fig. 6.a)。それらには、以下に示すように特異な変形構造が発達している。A は、向斜状構造の形態を示すが、地層の上下判

Fig. 6 (a) Cross section of domain 2. This domain is divided into three parts; A, B and C. Intercalated sand layers are observed in the boundaries between these parts. Dashed lines mean the boundaries between these parts, and arrowheads indicate younging direction. (b) Stereonet diagrams show poles of bedding plane in each part (lower hemisphere projection). Symbol ■ means bedding of normal younging, ◐ is overturned bedding. Symbol ★ indicates fold axis. (c) Photograph of the intercalated sand layer at the boundary of duplication. (d) Photograph of vein structure.

定から逆背斜であることがわかった。さらにCにおいては、Aの褶曲とは異なり、ユニット2を形成する単層だけが内側に巻き込まれるような褶曲をしている。しかしこれらの層理面の姿勢は、地層が逆転しているところも含めいずれも同傾向を示すことから、褶曲軸の方位がS70°E、プランジが10°の等斜褶曲と見なすことができる (Fig. 6.b)。

ユニット2の重複の境界部分には、厚さ数mm程度のパミスを含む層が確認できる (Fig. 6.c)。露頭観察では、この層と母岩である泥岩の判別が可能である。しかしながら薄片観察を行った結果、注入岩Ⅱと同様に、この層と泥岩の間で粒度が変化するが、断層と判断されるような明瞭な境界は観察されず、粒子の定向配列や破壊、変形も観察されなかった。

また、本ドメインの泥岩層中には、堆積直後の未～半固結時に形成されたと考えられている脈状構造が発達している (Fig. 6.d)。脈の長さは1～2cm程度で、砂岩などの特定の地層の下位に限って発達していることがわかった。

3. ドメイン3

本ドメイン内では、ドメイン3を形成するユニット3の両

端部分が下に巻き込まれている鞘状褶曲 (sheath fold) が観察される (Fig. 7.a)。この鞘状褶曲の南側で観察される褶曲構造Ⅰは流れ褶曲をしており、下側に巻き込まれ、非対称褶曲を呈している (Fig. 7.b)。層理面の走向・傾斜の測定から褶曲軸を求めた結果、方位はS85°E、プランジは40°であることがわかった (Fig. 7.e)。また、北側に分布する褶曲構造Ⅱの場合 (Fig. 7.c)、褶曲軸の方位はN60°W、プランジは30° (Fig. 7.e) であることがわかった。さらに、本ドメイン中で観察される他の2つの変形構造 (褶曲を伴ったブーディン構造 (Ⅲ) と中央部の褶曲構造 (Ⅳ)) についても層理面から褶曲軸を求め、これら4つの褶曲軸の極をステレオネットに投影した結果、褶曲軸は走向N70°W、傾斜70°Nの大円にのることがわかった (Fig. 7.e)。また、泥岩層内には、スコリア・パミス粒子を含む葉理がより短波長で褶曲している (Fig. 7.d)。

4. ドメイン4

本ドメインは、ドメイン2と3の上位部に位置する。他のドメインに比べ砂岩層の分断が著しく、その間や他のドメイ

Fig. 7 (a) Outcrop photograph and 3D diagram of domain 3, showing deformation structures, I, II, III and IV. (b) Outcrop photograph and plan sketch of structure I. (c) Outcrop photograph and sketch of structure II. The legend of lithofacies is the same in (b). (d) Outcrop photograph of folded lamination including scoria and pumice grains in host rock. (e) Poles of bedding planes (▲, ●, ◆, ■) and fold axis (★) of each deformation structure in domain 3 (lower hemisphere projection). The fold axes are on the great circle in stereonet projection (Strike: N70° W, Dip: 70° N).

ンとの境界部にパミスの粒子を含んだ幅数 cm 程度の液状化層が注入している。薄片観察の結果、他のドメインにおける場合と同様に、パミス層と泥岩との境界において粒子の破壊は観察されなかった。層理面の極の方向も一定の傾向が見られない (Fig. 4)。

5. ドメイン 5

本研究地域では、混在岩体も含め周辺の整然層は全体的に北方上位で安定しているが、ドメイン 5 はそれらとは異なり、全体的に逆転していて南方上位の地層が分布する (Figs. 2.b; 8.a)。さらに地層が 2 回から 4 回繰り返している部分がある。推察される重複境界は、破碎が著しい幅数 cm のゾーンとして認められ、この重複ゾーンを境に地層が引きずられていることから、北西-南東方向の右横ずれ断層であると判断される (Fig. 8.b)。

6. ドメイン 6

本ドメイン内部のユニット 6 は、ユニット 5 と同一地層からなっているが (Fig. 2.c)、1) ドメイン 5 との境界は植生によって覆われ観察できない、2) ドメイン 5 と距離が約 40 m 離れている、3) ドメイン 5 と以下に示すように構造が異なることから、ドメイン 6 とした。ドメイン 5 では、地層は南方上位で急傾斜するが、ドメイン 6 は地層が北方上位と南方上位のところがあ、緩傾斜構造も多いことから、褶曲していると判断した (Fig. 8.c)。層理面の測定から想定される

褶曲軸は、方位は N5° E、プランジは 30° であった (Fig. 8.d)。

7. 混在岩体の下底面と上位面

混在岩体の直下には凝灰岩層 (鍵層 I) が連続して分布する (Fig. 2.b)。混在岩体の下底面と鍵層 I の間には、スコリアおよびパミス粒子を含んだ注入岩 I が貫入している。鍵層 I 中には層理面に平行な葉理構造が観察される。鍵層 I は、整然層と混在岩体を分ける断層 I に切られて変位しているが、断層 I の両側に追跡することができる。鍵層 I 同様、断層 I を挟んで南方側にも注入岩 I は分布しているが、そこでは幅が薄くなっている。鍵層 I との境界の薄片では、乱雑な方向を向いていた粒子が細粒になり、定向配列しているのが観察できる (Fig. 9.a)。さらに境界面付近で石英や長石などの粒子が変形しており、境界面に斜交する剪断面が発達している。その剪断面沿いには細粒化した鉱物粒子、2 方向に発達した粘土粒子が再配列・濃集している (Fig. 9.b)。

混在岩体と上位層との間の境界面は植生のため直接観察することができなかった。しかし、その上位の層には、断層 I に切断されながらも東西に追跡可能な整然層 (E 層) が確認できる (Fig. 2.a)。また混在岩体の下位と上位に分布する下位整然層と上位整然層の層理面の姿勢は、どの場所においても同傾向を示す (Fig. 4)。

Fig. 8 (a) Aerial photo of domain 5, taken by camera attached with a balloon (Courtesy of Dr. R. Anma.). Most beds are overturned with southward younging direction. (b) Photograph of deformation along the boundary of unit 5 in domain 5, showing a right-lateral strike-slip fault. (c) Outcrop photograph and cross section on A-A' line in domain 6. (d) Poles of bedding planes (n = 62) and fold axis ★ (lower hemisphere projection).

Fig. 9 (a) (b) Photomicrographs and schematic cross view of sliding plane under chaotic block ((a) open-nicols (b) cross-nicols). Shear planes are developed in two directions, and clay minerals are arranged along two shear planes, being similar to S-C' structure.

考 察

1. 混在岩体の形成時期

西川名地域で観察された混在岩体は地層の分布と変形構造の違いから6つのドメインに分類することができた (Fig. 2.b). 断層 I を挟んで南側の整然層中に対比可能な地層が存在するのはドメイン 1 内部の一部である d1-2 だけで、他のドメイン中においては対比可能な地層 (整然層) が存在しない。層理面の姿勢や変形構造も混在岩体は整然層とは異なっている。これに対して、下位整然層と上位整然層は堆積構造を保存しており、どの部位においても層理面の姿勢は同じ傾向を示し (Fig. 4), 断層 I を挟んで変位していても追跡は可能である (Fig. 2)。これらのことは、西川名地域一帯の整然層が、堆積期間中にはほとんど変化しない堆積面内で堆積し、その間に含まれる混在岩体のみが、下位整然層と上位整然層の堆積期間に挟まれた期間に形成されたことを意味する。また、地層の対比や、層理面の姿勢の違いなどから、整然層に挟まれた混在岩体は、そのほとんどが周辺の整然層とは異なる地層である。混在岩体は、下位整然層の堆積後、上位整然層の堆積前に形成されたと考えられる。

2. 発達する変形構造の成因

各ドメインには、特徴的な変形構造が発達している。

ドメイン 2 では、地層 (ユニット) が3回繰り返しているが、見かけ上、最下位部分にあたる A では逆背斜状構造をしており、一方で最上位部分の C では、ユニット 2 を形成する単層だけが褶曲するなど、同じドメイン内においても様々な変形構造が発達する (Fig. 6)。これは、ドメイン 2 で、地層が重複する際に、各部分において別個に形成されたと考えられる。しかし、褶曲軸はほぼ同一方向であることから、同一の場で形成されたことが推測できる。ユニットの重複境界は粒子の破壊や変形が観察されないことから、未～半固結状態の下で粒子の回転を伴った剪断を受け、その境界を挟んで物質が相互に移動したと判断される。

さらにドメイン 3 においては、ユニット 3 の両端が下に巻き込まれる鞘状褶曲を呈しており、地層の一部にブーディン構造も発達している (Fig. 7.a Ⅲ)。褶曲構造付近の泥岩部分には、スコリア・パミス粒子を含んだ葉理構造 (Fig. 7.d) が観察され、ドメイン 2 同様、未～半固結状態下での流動的な変形によるものと考えられる。ドメイン 3 に発達する4つの褶曲構造について、層理面の走向傾斜をステレオネット上に投影してみたところ、褶曲軸群が走向 N70° W、傾斜 70° N の大円にのることがわかった (Fig. 7.e)。褶曲軸群が大円上にのるメカニズムは、鞘状褶曲や岩体の移動による褶曲軸の回転によるものがあると一般には考えられている (遠藤・安間, 2002)。また、ドメイン 3 内には断層、褶曲構造、ブーディン構造などが形成されているが、各部分間において層理の平行性は保たれている。以上のようなことから本混在岩体を形成する各ドメインは、未～半固結状態において層理の平行を保ちながら岩体移動をしたと考えられる。これは、Martinsen (1994) のスランプモデルにおいて説明されている特徴の、1) 層理面を保存していること、2) 断層・褶曲・ブー

ディン構造などが形成されていること、などの点で共通している。

陸上の地すべり研究によると、地すべり移動体の先端部において、地層を巻き込むような褶曲構造やスラストなどの断層、地層が重複する場合があることが知られており (田近, 1995)、付加体形成時のテクトニックな営力によって形成される変形構造と、地すべり移動体先端部に形成される変形構造とは非常に似ていることが考えられる。また、地すべり作用においては、陸上と海底では、水中比重や固結度などにおいて大きな違いがあることが考えられるが、その基本的な運動様式はかなりの共通性を持っていると考えられる (大八木, 2004)。

一般的には、複雑な構造をとる岩体を構造的な特徴だけからテクトニックな営力によるものか、それとも海底地すべりによるものかの判断は困難である。しかし、本混在岩体中と周辺のさまざまな地質構造の観察・解析の結果、本混在岩体中の変形構造は、1) 周辺の整然層中に観察されるテクトニックな営力によって形成されたと考えられる変形構造に比べ局所的であり、複雑な配置をしているが、褶曲の軸方向やその形態の規則的な分布、断層による地層の繰り返しを観察されることから、海底地すべりの可能性が高い、2) 形成時期が上下の整然層の堆積の前後であることから、西岬層の堆積期間内に形成された、3) 一つの例外を除いて、混在岩体の地層が整然層内で対比されないことにより、本来の地層はすべて消失し、本混在岩体中に移動した、などの理由により、西岬層の堆積期間中に生じた海底地すべりによって形成されたと解釈できる。

3. 混在岩体と注入岩 I の関連

本混在岩体と下位整然層 (鍵層 I) との境界沿いには、断層 I を挟むが整然層内に分布する注入岩 I が発達している。この注入岩 I と下位整然層との境界部分における薄片観察の結果、以下に述べるように、ある種の剪断面であると判断している。境界に近づくにつれ境界面に平行な方向に粒子が定向配列し、その境界に斜交する方向でも、粒子を含む地層が延性的な変形を受け、その周りを粘土粒子が配列をしている。これらの剪断面の方向性は延性剪断帯中に発達する S-C 構造に類似している (Fig. 9)。正断層センスの変形を示していることから、伸張応力場であったと推察される。地すべりの下底面では伸張応力が働くと考えられ、これは内部組織の観察と一致する。

海底地すべりだけでなく、陸上の地すべりにおいても、地すべり面について詳しく研究している例は少ない。しかしながら陸上の地すべり面には数 mm から数 cm の厚さの粘土層が発達し、厚さをもった剪断帯であることが一般的であり、地すべりの運動はこの薄い粘土層の力学的性質に支配されていると考えられている (釜井, 2004; Kawamura et al., 2007)。本混在岩体においては、下位整然層との境界に剪断面が複数発達している注入岩 I が、陸上地すべり面のような厚さをもった粘土層に相当する部分であると考えられ、混在岩体を移動させたと考えられる (Fig. 9)。

Fig. 10 Schematic diagrams, showing overall formation process of the chaotic blocks. Stages from 1 to 5 occur in the Izu forearc on subducting Philippine Sea plate. Stage 1: Sedimentation: deposition of lower coherent zone. Stage 2: Liquefaction and Fault I movement: compaction or earthquake-induced liquefaction at the top of key bed I and Fault I movement. Stage 3: Submarine landslide: submarine landslide occurs on the injection rock I just after Fault I movement, filling the depression on the hanging wall side (chaotic blocks). Stage 4: Sedimentation: deposition of upper coherent zone on the chaotic blocks. Stage 5: Fault I movement: Strata of upper coherent zone are dragged along Fault I. Stage 6: Accretion: Thrust movement sub-parallel to bedding (Not to scale). Stage 7: Rotation: 60° rotation clockwise with perpendicular axis by collision of the Izu island arc with the Honshu island arc (Not to scale).

4. ドメイン形成と液状化層形成の関連

混在岩体下底面以外にも、泥岩およびスコリア、パミス粒子を含む液状化層（注入岩Ⅱなど）がドメイン境界やユニットの重複境界などの断層沿いに注入しているのが観察される。上記でも述べたように混在岩体下の注入岩Ⅰでは下位層との境界において粒子の変形が見られるが、それとは異なり、注入岩Ⅱが注入している境界では粒子の変形と破壊はなく、剪断が粒子まで及んではない。このような変形形態は、地層が未～半固結状態であったこと、混在岩体内部で剪断が生じた際に剪断面の粒子破壊を伴わない Independent particulate flow (Borradaile, 1981; Rawling and Goodwin, 2002)

の挙動をしたことを示している。Independent particulate flow は堆積物中の変形形態であり、Hirono (2005) は房総半島の江見層群（前～中期中新世付加体）に発達する堆積直後の脱水作用で形成される「くもの巣構造」(Cowan, 1982) や角礫注入岩の中に、それらを見出している。

一般に、土質力学の観点から考察すると、振動が加わるなどして間隙水圧の上昇が引き起こされると、堆積直後の粒子間の接着の弱い砂層（粘着力がゼロに近い）は液状化する。液状化層は周りの岩石に割れ目を作りつつ、その割れ目に注入しやすくなることが知られている（辻・宮田, 1987; 小川ほか, 2006）。西川名地域には、未～半固結状態の泥岩中に地震

Fig. 11 Stereonet diagrams showing reconstruction of the sliding direction (lower hemisphere projection). The attitude of the chaotic blocks and the sliding direction were corrected using magnetic data to horizontal reference frame during sedimentation. 1: present orientation of slide direction. 2: after reconstruction by 60° anticlockwise rotation, and 3: converted in horizontal reference frame. Arrowheads show the slide direction.

による振動で形成されたと考えられる脈状構造 (Fig. 6.d) が多く観察されることから、本地域の地層の堆積中には、振動現象は一般的であったことが推察される。よって、ドメインが現在の場所に定置した後、振動現象によって液化化した砂・パミス粒子がドメイン境界の断層に沿って注入したとも考えられる。

しかし、本研究地域では、液化化層はドメイン間の断層に沿って注入しているが、その断層を挟んでも泥岩同士が接していることが多い。一般に泥岩同士の固着度は砂同士の粒子間力よりも強いと考えられるので、ドメインが定置した後に泥岩同士が接している部分に注入したとは考えにくい。また、注入岩Ⅰと注入岩Ⅱは、露頭調査および薄片観察、XRDの結果より、両者は異なるものであると解釈でき、注入岩Ⅱは下位層から注入したとは考えられない (Fig. 5.c)。さらに、整然層の層序から推察すると、注入岩Ⅱは鍵層Ⅱ起源の可能性はあるが、鍵層Ⅱに含まれるパミス粒子は注入岩Ⅱのものに比べ大きく、かつ多く含まれていることから、両者は異なるものと推察される。よって、ドメイン境界に発達する液化化層の変形形態は異なるが、注入岩Ⅰ同様に、ドメインが定置する前に他の場所ですでに形成されており、ドメインと一緒に持ち込まれた可能性が高い。

5. 混在岩体と断層Ⅰの関連

断層Ⅰは混在岩体の上位に分布する上位整然層をも切っており、ドメインが定置し、上位整然層堆積後に動いたと推察できる。上記の議論より、混在岩体は他の場所で発生した液化化により生じた海底地すべり移動体と考えられるが、断層Ⅰは、1) 変位量が上位に向かうに従って小さくなること、2) 混在岩体が断層Ⅰの一方側のみ分布すること、3) 断層Ⅰを挟んで一部の地層が混在岩体と整然層の両方に分布し、断層に沿って変形していること、などから、断層Ⅰは混在岩体の形成前後に動いており、混在岩体の形成に深く関係している可能性が高い。

鍵層Ⅰおよび下位整然層では、断層Ⅰに沿って約5 mの隔離が確認できたが (Fig. 5.a)、上位整然層では隔離は約数

10 cm である。このことは、混在岩体が形成される以前から断層Ⅰが動いており、上位整然層堆積後まで断層Ⅰの変位は引き続いていたことを意味している。また、混在岩体は断層Ⅰの北側にのみ発達し、その南側には観察されない。これは、鍵層Ⅰ上面で液化化が生じ、断層Ⅰが動いたことで、海底地すべりが発生し、断層Ⅰに沿って海底地すべりが混在岩体を形成しつつ、断層Ⅰの南側に分布する鍵層Ⅱの地層にすべり込んだものと考えられる (stage 3 in Fig. 10)。

また、整然層内の鍵層Ⅱ直上に分布する地層は断層Ⅰを挟んで、ごく一部だけが断層Ⅰに沿って変形し、混在岩体中に観察される (d1-2)。d1-2 内の地層は、混在岩体形成後に堆積した上位整然層の一部と考えられ、断層Ⅰのその後の運動によって変位および変形したと推察される。

6. 混在岩体全体の形成過程

以上の議論から、今回発見された混在岩体は、テクトニクな営力によるものではなく、地層が全体的に水平な時期に、他の場所での液化化および断層運動を受けて発生した海底地すべりによって持ち込まれた岩体であると結論付けられ、西川名地域に発達する付加の際に形成された北西-南東のスラスト運動 (Yamamoto, 2006) より前のイベントと考えられる。

各ドメインに観察される褶曲構造は、ドメインが持ち込まれた際に形成されたと考えられるため、褶曲構造が観察されるドメイン2, 3, 6において、褶曲軸面の方向から海底地すべり方向を見積もった。陸上の地すべり移動体の先端部において、地層を巻き込むような褶曲構造が知られており (田近, 1995)、混在岩体を海底地すべり移動体とすると、地すべり方向は褶曲軸面の傾斜方向にほぼ一致すると考えられる。現在の露頭における各ドメインの褶曲軸面の走向傾斜は、ドメイン2, 3, 6, の順に、走向が N65° W、傾斜が 60° N, N70° W と 70° N, N15° W と 30° N を示す。この地域は、堆積後、本州弧に付加、さらに丹沢・伊豆ブロックが本州弧に衝突し、その際、地層の回転を経験したと考えられる (Yamamoto and Kawakami, 2005) (stage 7 in Fig. 10)。つ

まり、そのような整然層に取り囲まれた混在岩体は、上位整然層を形成する地層が堆積する以前に形成され、その後、整然層と共に鉛直に近い軸の周りに回転したと推測できる。Yamamoto and Kawakami (2005) による古地磁気的研究によると、本研究地域である西川名地域付近では西岬層の上位の鏡ヶ浦層が堆積する前に時計回り方向に約 60° 回転しているとされている。そこで直下の地層である鍵層 I の姿勢を基に、各ドメインの褶曲軸から求めたすべり方向を、下位整然層堆積時の水平状態に戻すと、ドメイン 2 と 3 において南東から北西方向に向かって、ドメイン 6 において南西から北東方向に向かってすべったと見積もられる (Fig. 11)。ほぼ 2 方向にすべり方向が分かれるが、上位に同一の層準の地層が堆積していることからほぼ同時期に形成されたと考えられ、またどちらも南から北方向へのすべり成分をもっていることが分かる。このすべり方向は Yamamoto and Kawakami (2005) が推定した当時の予想される海溝 (古相模トラフ) の方向 (E-W) に直交する方向であり、海底地すべりが伊豆弧前弧斜面で生じた。

ま と め

上記の記載と議論から、館山市西川名地域で観察される混在岩体は伊豆弧前弧斜面で生じた海底地すべり移動体であると解釈される。また、その形成条件と形成順序は以下のように考えられる (Fig. 10)。(1) 伊豆弧前弧斜面で堆積 (下位整然層)。(2) 液状化・断層 I が発生。(3) 海底地すべりの発生と定置。(4) 海底地すべり移動体を覆う新たな堆積物が堆積 (上位整然層)。(5) 断層 I の活動。(6) 本州弧への付加とスラスト構造の形成。(7) 丹沢・伊豆ブロックの本州弧への衝突。海底地すべり移動体中に観察される変形構造 (褶曲構造、逆転構造、ユニット (地層) の繰り返し) は地すべり運動の過程で形成されたと考えられる。

海底地すべりのすべり方向は南から北の方向で、当時の海溝 (古相模トラフ) の方向 (E-W) に直交することから、この海底地すべりは伊豆弧前弧斜面で発生したと考えられる。

謝 辞

筑波大学小川勇二郎教授には、地質学を学ぶにあたり野外調査から本稿作成に至るまで、ご指導ご教示を多くいただきました。ここに謹んでお礼申し上げます。空中写真の撮影・試料採取には筑波大学の安間 了博士をはじめ、研究室の先輩・同級生方にご教示ご協力いただきました。また、深田地質研究所の川村喜一郎博士、産業総合研究所の山本由弦博士には有益なご教示を頂きました。さらに、二名の査読者、宮田雄一郎教授と横山俊治教授、編集委員の小嶋 智教授には、原稿の内容の不備を指摘していただき、本稿は大幅に改善されました。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文 献

Borradaile, G. J., 1981, Particulate flow of rock and the formation of cleavage. *Tectonophysics*, **72**, 305-321.
Cowan, D. S., 1982, Deformation of partly dewatered and consolidated

Franciscan sediments near Piedras Blancas Point, California. *Geol. Soc. Lon. Spec. Pub.* **10**, 439-457.
遠藤良太・安間 了, 2002, 屋久島西南部に分布するメランジ中における大円上に乗る褶曲軸群の形成機構. 日本地質学会第 109 年学術大会講演要旨, 122.
Hanamura, Y. and Ogawa, Y., 1993, Layer-parallel faults, duplexes, imbricate thrust and vein structures of the Miura Group: Key to understanding the Izu fore-arc sediment accretion to Honsyu forearc. *Island. Arc*, **2**, 126-141.
Hirono, T., 2005, The role of dewatering in the progressive deformation of a sandy accretionary wedge: constraints from direct imagings of fluid flow and void structure. *Tectonophysics*, **397**, 261-280.
釜井俊孝, 2004, 不安定化機構: 地すべり—地形地質的認識と用語—. 日本地すべり学会, 80-89.
川上俊介・宍倉正展, 2006, 館山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 82p.
Kawamura, K., Ogawa, Y., Oyagi, N., Kitahara, T. and Anma, R., 2007, Structural and fabric analyses of basal slip zone of the Jin-nosuke-dani landslide, northern central Japan: its application to the slip mechanism of decollement. *Landslides*, **4**, 371-380.
小竹信宏, 1988, 房総半島南端地域の海成上部新生界. 地質雑, **94**, 187-206.
Martinsen, O., 1994, Mass movements. In Maltman, A., ed., *The geological deformation of sediments*, Chapman and Hall, London, 127-165.
成瀬 洋・杉村 新・小池 清, 1951a, 房総半島南端部の地質学的特徴. 地質雑, **56**, 297.
成瀬 洋・杉村 新・小池 清, 1951b, 房総南端: 新第三紀層. 地質雑, **57**, 511-526.
小川勇二郎, 1980, 三浦・房総両半島の新第三系シルト岩中に見られる細脈状破断へき開. 九州大理研報 (地質学), **13**, 321-327.
Ogawa, Y., Horiuchi, K., Taniguchi, H. and Naka, J., 1985, Collision of the Izu arc with Honsyu and the effects of oblique subduction in the Miura-Boso Peninsulas. *Tectonophysics*, **119**, 349-379.
Ogawa, Y., Seno, T., Tokuyama, H., Akiyoshi, H., Fujioka, K. and Taniguchi, H., 1989, Structure and development of the Sagami Trough and off-Boso triple junction. *Tectonophysics*, **160**, 135-150.
小川勇二郎・田中勝法・鈴木清史, 2006, 未固結～半固結堆積物中の変形構造形成の解釈—総説. 地学雑, **115**, 326-352.
大八木規夫, 2004, 海底・湖底の地すべり: 地すべり—地形地質的認識と用語—. 日本地すべり学会, 187-204.
Rawling, G. C. and Goodwin, L. B., 2002, Cataclasis and particulate flow in faulted, poorly lithified sediments. *Jour. Struct. Geol.*, **25**, 317-331.
Seno, T., Ogawa, Y., Tokuyama, H., Nishiyama, E. and Taira, A., 1989, Tectonic evolution of the triple junction off central Honshu for the past 1 million years. *Tectonophysics*, **160**, 91-116.
田近 淳, 1995, 堆積岩を起源とする地すべり堆積物の内部構造と堆積相. 地下資源調査所報告, **67**, 59-145.
谷口英嗣・小川勇二郎・徐 垣, 1991a, 伊豆弧と古伊豆弧の発達とそのテクトニクス. 地学雑, **100**, 514-529.
谷口英嗣・徐 垣・小川勇二郎, 1991b, 三崎層に含まれる火山岩類の起源とそのテクトニクス. 月刊地球, **96**, 101-116.
辻 隆司・宮田雄一郎, 1987, 砂岩層中にみられる流動化・液状化による変形構造—宮崎県日南層群の例と実験的研究—. 地質雑, **93**, 791-806.
Yamamoto, Y., 2006, Systematic variation of shear-induced physical properties and fabrics in the Miura-Boso accretionary prism: The earliest processes during off-scraping. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **244**, 270-284.
Yamamoto, Y. and Kawakami, S., 2005, Rapid tectonics of the Late Miocene Boso accretionary prism related to the Izu-Bonin arc collision. *Island. Arc*, **14**, 178-198.
Yamamoto, Y., Mukoyoshi, H. and Ogawa, Y., 2005, Structural characteristic of shallowly buried accretionary prism: Rapidly uplifted Neogene accreted sediments on the Miura-Boso Peninsula, central Japan. *Tectonics*, **24**, TC5008.

(要 旨)

道口陽子, 2008, 房総半島南部, 西岬層で観察される混在岩体の形成プロセスとメカニズム. 地質雑, 114, 461–473. (Michiguchi, Y., 2008, Formation process and mechanism of chaotic blocks in the Nishizaki Formation, southern Boso Peninsula. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 114, 461–473.)

房総半島南部, 館山市西川名に分布する上部中新統～下部鮮新統の西岬層の整然層内において, 以下のような特徴をもつ混在岩体が含まれることを見出した. 1) 異なる構造で区分される大きささまざまな6つのドメインが整然層中に集中して含まれること, 2) 各ドメイン中には局所的な地層の逆転, 褶曲, 断層が多数発達していること, 3) 混在岩体と周辺地層の整然層との間は断層で境し, 液状化層が挟まれること, 4) 周辺の整然層の地層と混在岩体中の地層は一つの例外を除いて対比できないこと, などである. 露頭の産状・変形構造の形態, 薄片観察などから, この混在岩体は液状化で生じた海底地すべりによってもたらされたと解釈できた. すべり方向は, 褶曲軸の姿勢から南から北方向であったと推察され, その方向は, 古相模トラフの方向に直交していることから, 混在岩体は伊豆弧前弧斜面で生じた海底地すべり移動体であると考えられる.