

## 房総半島南部石堂地域の地質

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 中尾, 誠司, 小竹, 信宏, 新妻, 信明 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="https://doi.org/10.14945/00000252">https://doi.org/10.14945/00000252</a>

## 房総半島南部石堂地域の地質

中尾誠司\*・小竹信宏\*\*・新妻信明\*\*\*

Geology of the Ishido Area  
in the Southern Part of the Boso Peninsula, Central Japan

Seiji NAKAO\*, Nobuhiro KOTAKE\*\* and Nobuaki NIITSUMA\*\*\*

Cenozoic marine sediments of the Ishido area in the southern part of the Boso Peninsula, Central Japan were studied geologically, micropaleontologically, and paleomagnetically.

The marine sediments can be divided into four groups in ascending order: the Hota Group, Ishido Group, Chikura Group and Toyofusa Group.

The lowermost strata, the Hota Group is composed of an alternation of sandstone and siltstone, tuffaceous sandstone, white fine tuff and siltstone. The Group is strongly sheared.

The Ishido Group is composed of massive siltstone (Uchida Formation), an alternation of tuffaceous sandstone and siltstone (Ooyatsu Formation), siltstone with many scoriaceous tuff beds (Nenokami Formation), massive siltstone with *gomashio* tuff (Uchigo Formation), siltstone intercalated with various tuffs (Warita Formation), sandy siltstone with white fine tuff and sandstone (Odo Formation), and sandy siltstone and tuffaceous silty sandstone intercalated with many scoria tuff beds (Mukaibatake Formation). This Group is exposed widely in this area and its total thickness is more than 1310m. The siltstone yields marine fossils such as radiolarians, calcareous nannoplanktons, and foraminifers. Paleobathymetrical study gives an estimation of the paleodepth of the deposition as more than 2000m. The geologic age of the Group is late Miocene and the magnetostratigraphic study correlates with Magnetic Polarity Epoch 6 and 5. The Group is assigned to the type strata of the Japanese Neogene Stage of Ishidokai.

The Chikura Group is composed of tuffaceous sandstone (Nakamihara Formation), tuffaceous silty sandstone, siltstone and tuffaceous sandstone (Sagashi Formation), and conglomerate, sandstone and siltstone (Nekata Formation). The total thickness of this Group is more than 500m. The siltstone and tuffaceous silty sandstone yield marine fossils such as foraminifers, calcareous nannoplankton, radiolarians, and molluscs. The estimated paleodepth of the deposition is between 1000m and 2000m. The geologic age is late Pliocene to early Pleistocene, and the Japanese Stage is Sekikai. The age is correlated magnetostratigraphically with the Matuyama Reversed Polarity Epoch.

---

\* 建設技術研究所 東京都中央区日本橋本町4-2, C. T. I. Engineering Co., LTD., Tokyo 103.

\*\* 東京大学理学部地質学教室 東京都文京区本郷7-3-1, Geological Institute, University of Tokyo, Tokyo 113.

\*\*\* 静岡大学理学部地球科学教室 静岡市大谷836, Institute of Geosciences, Shizuoka University, Shizuoka 422.

The Toyofusa Group is composed of tuffaceous sandstone and silty sandstone intercalated with tuff layers (Kamo Formation), siltstone with tuff layers (Higashinagata Formation), and conglomerate, sandstone and siltstone (Takigawa Conglomerate). The total thickness is more than 500m. The sediments yield marine fossils such as foraminifers, calcareous nannoplanktons, radiolarias, molluscs and coral. The estimated paleodepth ranges from 1000m to 200m. The geologic age is middle Pleistocene and the Japanese Stage is Akimotokai. The age can be correlated magnetostratigraphically with the early part of the Brunhes Normal Polarity Epoch.

This area is characterized by the prevalence of folded structures. The folds are intense and have east-west trend. The axial planes of folds are dipping northward. The anticlinal parts are cut by thrust faults, parallel to the axial planes of the folds.

The tectonic evolution of this area has been strongly controlled by the plate motion and collision around the trench-trench-trench type triple junction, which is located on the southeast of the area. It is estimated that the deposition of the Ishido Group was triggered by the initiation of the subduction of the Philippine Sea Plate, and the hiatus between the Ishido Group and Chikura Group was caused by the uplifting of the Mineoka Belt which is located on the north of this area. The deposition of the Chikura Group can be related with the skip of the subduction zone of the Philippine Sea Plate from the south of the Boso Peninsula to the north along the present Tone River. The uplift of this area above sea level, initiated at the final stage of the deposition of the Toyofusa Group, can be estimated as the result of the returning of the subduction zone to the south of the Boso Peninsula.

## 1. 緒 言

房総半島は東北日本弧と西南日本弧の交わる関東平野の南に位置し、日本海溝・伊豆海溝・相模トラフの交わる世界唯一の特異点である海溝・海溝・海溝型の三重会合点の北西部に位置している。海溝・海溝・海溝型三重会合点はプレートの沈み込みにとりも移動することが知られており、その移動は周辺地域のテクトニックな環境を急変させるはずである。このようなテクトニクス急変は房総半島の地質に記録されていることが予想され、その記録の地質年代を決定することは、プレートの沈み込み現象を明らかにする上で重要である。

また、房総半島の地層は日本の新第三紀の地質時階区分の模式層となっており、特に本調査地域の石堂層群は後期中新世の石堂階(期)の模式層であり(NIITSUMA & AKIBA, 1986b)、この地域の地質を明らかにしておくことは、日本国内における今後の地

質時代の対比においても重要である。

房総半島南部には古第三紀の超塩基性岩・斑れい岩・枕状玄武岩・珪質泥岩・変成岩が東西方向に帯状をなして分布しており、嶺岡帯と呼ばれている。この嶺岡帯の北側と南側に新第三紀と第四紀の地層が分布している。

嶺岡帯の北側の地層は

(1) 新第三紀から現在までに厚さ 5000m 以上の海成層がほぼ連続的に堆積している。

(2) 新第三紀の地層に褶曲構造が見られる他は傾斜の緩い等斜構造をなし、南から北に向かって、順次上位の地層が露出する。

(3) これまでに層序・年代・地質構造・堆積環境等について日本において最も良く調査・研究のなされている地域である。

これに対して本調査地域を含む嶺岡帯南側の地層は、

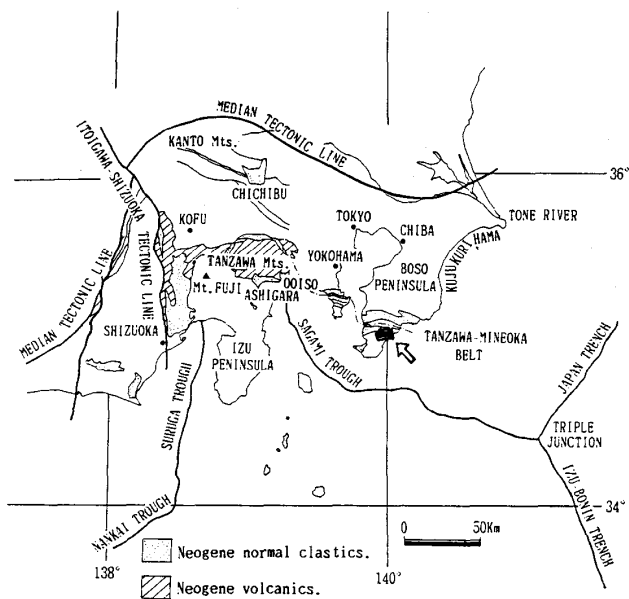


図1 Index map of the studied area : 調査地域.

- (1) 一般に変形が著しく、激しく褶曲しており、逆転層も頻繁に見られる。
- (2) 露出も断片的である。
- (3) これまで、余り研究がなされておらず、層序・年代・地質構造についての詳細は不明の点が多く、嶺岡帯北側地域との年代対比も明らかでなかった。

本研究は嶺岡帯南側石堂周辺の千葉県安房郡和田町・丸山町・三芳村および館山市東部地域(図1)の層序・地質構造を凝灰岩層を鍵層として追跡することによって解明し、微化石層位学、古地磁気層位学に基づき地質年代を決定するとともに、嶺岡帯北側の地層との対比、堆積環境の推定を行い、房総半島南部の新第三紀以降のテクトニクスを解明することを目的としたものである。なお、本研究は1980年から1982年にかけて行った静岡大学理学部地球科学教室の卒業論文として野外調査134日を含む研究の成果(中尾, 1982MS)を主体とし、1981年から1985年にかけて同卒業論文・修士論文として本地域の南側での研究の成果(小竹, 1983MS; 1985MS)の内、本地域に関連するものとをまとめたものである。

謝辞

本研究をまとめるにあたり、山形大学理学部地球科学教室の岡田尚武博士には石灰質ナンノ化石の同定していただいた。静岡大学理学部地球科学教室の北里 洋博士には調査・研究・本稿作成全般に関し

指導・助言いただくとともに有孔虫化石の同定していただき、堆積環境および時代論について有益な助言・校閲をしていただいた。東京工業大学の小山真人博士には層序および古地磁気測定について助言いただいた。また、ダイヤコンサルタントの政枝 宏氏には本稿をまとめるにあたり協力いただき、静岡大学教育学部地学教室の狩野謙一博士には本稿作成にあたり、有益な助言をいただくとともに、校閲していただいた。

2. 地質概説

本調査地域は嶺岡帯の南側の丘陵地であり、南方に流れる長者川、沢又川、三原川、温石川、丸山川、山名川および平久里川により開析され、標高300m以下になっている。これらの水系は地層の一般走向にほぼ直交している。

本調査地域は成瀬ほか(1951)により地質調査され、成瀬(1954)により貝類化石群集を用いた堆積環境に

表1 Comparison table of stratigraphic works in this area : 研究史比較表.

本研究		成瀬ほか(1951)		中嶋ほか(1981)
石堂周辺		房総半島南端部		鴨川図幅
西部・中部	東部	南部	北部	
豊房層群	滝川礫岩 東長田層 加茂層	豊房累層	中三原凝灰 角礫岩層	?
千倉層群	根方層 嵯峨志層			
石堂層群	向畑層	石堂シルト岩層	千倉累層	安房層群
	小戸層			
	割田層			
	内郷田			
	子神層			
	大谷層			
	内田層			
保田層群				江見層 波太層 高鶴層

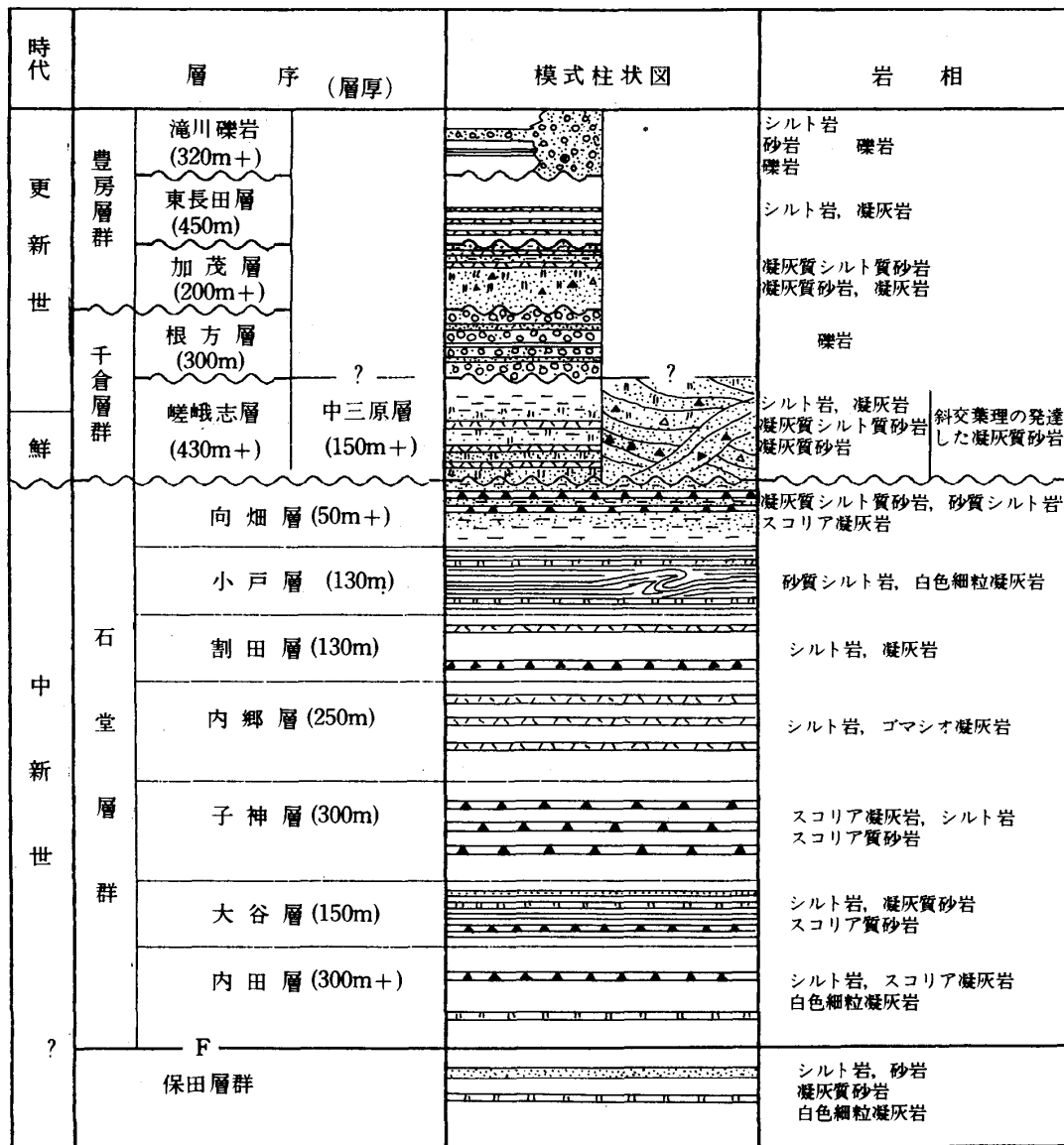


図2 Schematic columnar section: 模式柱状図.

関する研究がなされている。その後、渋谷・品田(1986)により本地域南部の凝灰岩鍵層を追跡して、第四紀層の層序の解明がなされ、中嶋ほか(1981)により本地域東部の地質図幅調査がなされている(表1)。

本調査地域に分布する地層は中新世以降に堆積した海成の砂岩、シルト岩、凝灰岩、礫岩からなる。これらは、その岩相により、下位より、固結度が高く全体的に破碎されている砂岩、青灰色シルト岩、白色凝灰岩を主とする保田層群、青灰色のシルト岩を主体とし各種凝灰岩やタービダイトの砂岩層を挟在する石堂層群、砂岩を主体としシルト岩および凝灰岩からなる千倉層群、砂岩、シルト岩、礫岩から

なる豊房層群の四つに大きく区分できる。石堂層群は、更に挟在する凝灰岩の性質により七つの地層に区分でき、千倉層群は岩相と分布地域により三つの地層に、豊房層群は岩相と堆積サイクルにより三つに区分できる(図2)。

本調査地域の地質構造は東西性の褶曲および断層により特徴付けられており、その褶曲の波長は短く500m程度のものである。また、褶曲軸面は北に傾斜しており、褶曲の北翼の地層は急傾斜したり、逆転しているものが多いのに対し、南翼の地層の傾斜は30°~50°と比較的ゆるい。褶曲の度合は下位の石堂層群の方が上位の豊房層群よりも著しい(図3)。

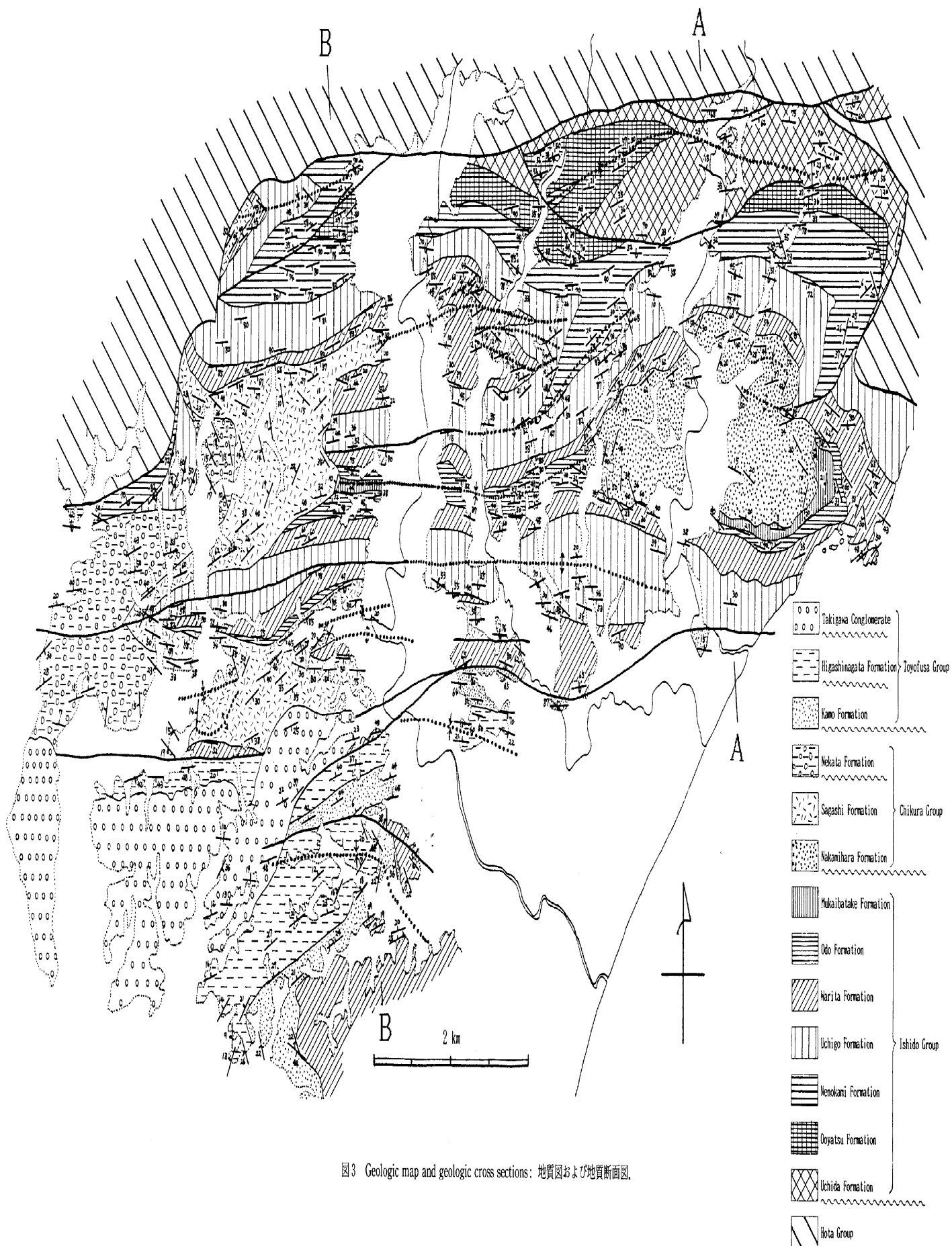
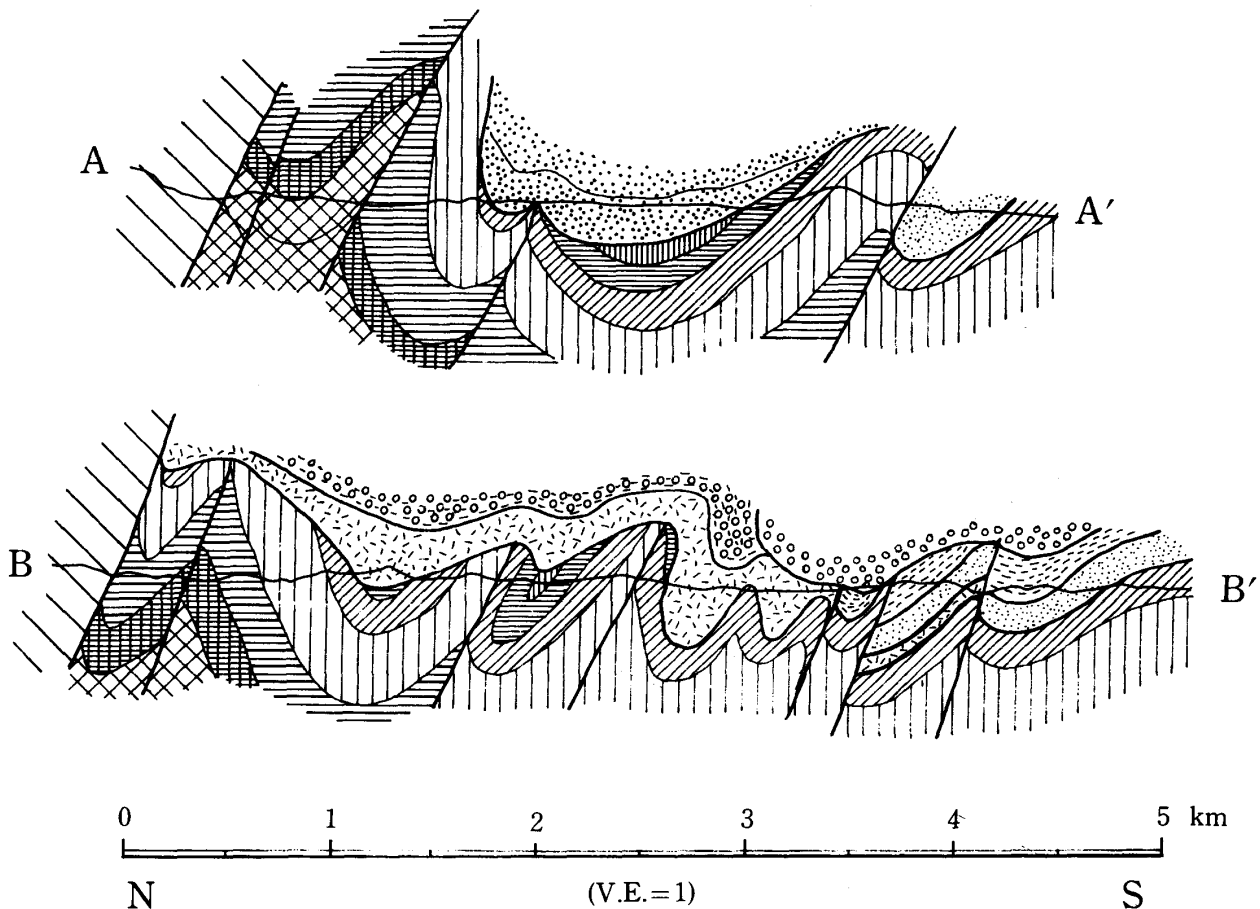


図3 Geologic map and geologic cross sections: 地質図および地質断面図.



地質断面図

### 3. 地質各論

#### A. 保田層群 (Hota Group)

命名：本層群名は大塚・小池(1949)により命名されたものである。

分布および岩相：本層群は調査地域の北部に広く分布している。岩相は砂岩、シルト岩、白色の凝灰質砂岩、白色細粒の凝灰岩を主体とする。砂岩は固結度の高い灰色ないし暗灰色を呈する石英砂岩と白色ないし灰色を呈する比較的やわらかな軽石質砂岩がある。シルト岩は細粒で青灰色ないし灰色を呈し、鋭角で交わる多くの節理により細裂する。このため固結度の高い砂岩とシルト岩からなる互層は、露頭において砂岩が層理を保ち突出していることが多い。シルト岩中には石灰質団塊が見られる。凝灰岩は白色ないし灰白色の細粒凝灰岩を主体とするが、中粒から粗粒のものもある。粗粒の凝灰岩はスコリアを含み、ゴマシオ状を呈する。

本層群は、調査地域西部から東部へ、三芳村海老敷では塊状砂岩からなり、丸山町宮下西方の沢では砂岩および砂岩泥岩互層、石堂原では砂岩泥岩互層、和田町小向および小向東方の沢と和田町道久保北では白色の細粒凝灰岩および白色の凝灰質砂岩と泥岩の互層、長者川流域では泥岩を主体とし、白色の細粒凝灰岩層を挟在する。

なお、和田町小向および小向東方の沢、道久保北の互層は中嶋ほか(1981)の波太層に相当し、長者川流域の泥岩は中嶋ほか(1981)の江見層に相当するが、本調査研究では岩相の分布から本層群を各層に区分するには到らなかったため、保田層群として一括して扱うことにする。

層位関係：中嶋ほか(1981)は本層群は上位の石堂層群に整合に覆われるとしているが、両層群の間には破碎されている部分があり、構造も斜交していることから、本層群は上位の石堂層群と断層で接するものと考えられる。下限は不明である。

## B. 石堂層群 (Ishido Group)

命名：新称。本層群名は成瀬ほか(1951)の千倉累層中の石堂シルト岩層に由来する。石堂シルト岩層は千倉累層中の他の層と岩相および地質年代が異なること、その中に岩相の異なる地層が区分でき、それらが野外調査により追跡できることから本層群を提唱する。また、本層群は中嶋ほか(1981)の石堂層にあたる。

分布および岩相：本層群は本調査地域の南西部を除く全域にわたり広く分布し、青灰色のシルト岩を主体とし、スコリア凝灰岩をはじめ各種凝灰岩層および砂岩層を挟在する。本層群はこれら凝灰岩の性質によって、下位より内田層、大谷層、子神層、内郷層、割田層、小戸層、向畑層の7層に区分できる。

層厚：1310m 以上。

層位関係：下位の保田層群とは断層で接し、上位の千倉層群に不整合に覆われる。

### B-1 内田層 (Uchida Formation)

命名：新称。

模式地：千葉県安房郡和田町内田の三原川流域。

層厚：300m 以上。

分布および岩相：本層は、調査地域中部から北部の三原川流域、丸山川中流付近に東西に広く分布し、青灰色を呈する塊状シルト岩からなり、スコリア凝灰岩、白色細粒凝灰岩の薄層を挟在する。シルト岩は細粒で石堂層群上部のシルト岩に比較して緻密で硬く、平行葉理を持つ。スコリア凝灰岩層は薄く、20cm 以下で、白色細粒凝灰岩は更に薄く 2-4cm 程度であり、いずれも枚数は少なく、挟在する層準も限られている。

層位関係：本層は下位の保田層群とは断層で接し、上位の大谷層に整合に覆われる。

化石：本層のシルト岩より放散虫化石を産する。

### B-2 大谷層 (Ooyatsu Formation)

命名：新称。

模式地：千葉県安房郡丸山町大谷の林道沿い。

層厚：150m。

分布および岩相：本層は模式地および丸山町矢田の堰、和田町谷北方の沢又川流域にかけて、東西に分布する。

本層は凝灰質砂岩とシルト岩の互層からなる。砂

岩層はスコリア質中粒砂岩を主体とし、一部、軽石質のものもあり、厚さは数 10cm ないし 2m で、平行葉理・級化層理が発達し、シルトの偽礫を取り込んでいる。これらの堆積構造からこれらの砂岩層はタービダイトとして供給されたものと考えられる。シルト岩は内田層のものと同様に緻密で硬い。また、本層は、1-2cm に薄板状に割れる平行葉理の発達する黒色細粒凝灰岩層、白色細粒凝灰岩層、スコリア凝灰岩層を挟在する。

層位関係：本層は下位の内田層を整合に覆い、上位の子神層に整合に覆われる。

化石：未発見。

### B-3 子神層 (Nenokami Formation)

命名：新称。

模式地：千葉県安房郡三芳村子神東方の林道沿い。  
層厚：300m。

分布および岩相：模式地周辺、前谷東方、和田町谷にかけてほぼ東西に帯状に分布する。また、海老敷南方にも分布する。

本層は、スコリア凝灰岩層、スコリア質砂岩層を頻りに挟在するシルト岩からなる。本層下部および中部のスコリア凝灰岩は黒色を呈するが、上部では軽石粒を含み、灰色を呈する。下部および中部には厚さ 50cm 程度の凝灰岩層も見られる。本層に挟在する凝灰岩はスコリア凝灰岩が殆どを占めるが、稀に 10cm 以下の厚さのゴマシオ凝灰岩、白色細粒凝灰岩も挟在する。スコリア質砂岩層の上部にはシルトの偽礫を含むことが多い。シルト岩は中粒で青灰色を呈する。沢又川流域のシルト岩中には細粒砂の粒度のスコリア粒子が多く散在しているため、露頭では一見砂岩のように見える。

層位関係：下位の大谷層を整合に覆い、上位の内郷層に整合に覆われる。大谷層とは本層に挟在しないタービダイトの凝灰質砂岩層を頻りに挟在することにより区別される。

化石：放散虫化石、石灰質ナンノ化石、有孔虫化石を産する。有孔虫化石は本層上部にのみ産する。

### B-4 内郷層 (Uchigo Formation)

命名：新称。

模式地：千葉県安房郡和田町内郷および三芳村子神東方の林道沿い。



層厚：250m.

分布および岩相：模式地周辺，和田町黒岩北方，中三原北西，石堂北方，三芳村子神南方，丸本郷西方に露出するほか調査地域に広く分布している。

本層はゴマシオ凝灰岩層を挟在するシルト岩および塊状シルト岩を主体とする。ゴマシオ凝灰岩層はパッチ状のものから厚さ 1m に達するものまであるが，5-10cm 厚さのものが多い。級化層理を有し，1-5mm の縞状平行葉理の発達するものもある。本層はゴマシオ凝灰岩を挟在し，下位の子神層はスコリア凝灰岩を挟在することにより区別できるが，本層中にも稀に 1-5cm の厚さのスコリア凝灰岩を挟在する。本層のシルト岩は下位の内郷層のものと比較すると軟らかく，粗粒であり，サンドパイプを多数含む。

本層には調査地域内で広域に追跡できる凝灰岩鍵層 Ug 1 (図 4) が最上部に挟在し，上位の割田層との境界を追跡するために有用である。

層位関係：本層の下位の子神層を整合に覆い，上

位の割田層に整合に覆われる。

化石：本層のシルト岩より有孔虫化石を多産し，石灰質ナンノ化石，放散虫化石も産する。

### B-5 割田層 (Warita Formation)

命名：新称。

模式地：千葉県安房郡丸山町割田の切り割。

層厚：130m.

分布および岩相：模式地，石堂西方の池，和田町和田，三山トンネルの周辺に分布するほか，断層に沿って三芳村上ノ谷，丸山町沓見，前田南方にも小規模に分布する。

本層はシルト岩を主体とし，スコリア凝灰岩，ゴマシオ凝灰岩，白色細粒凝灰岩を挟在する。シルト岩は粗粒でサンドパイプが多数発達する。スコリア凝灰岩は厚さ 2-15cm で，本層の下部に多数挟在し，ゴマシオ凝灰岩は厚さ 40cm 程度であり，本層の上部に挟在する。本層のスコリア凝灰岩は色調が灰色であり，子神層のものと区別できる。白色細粒凝灰岩は 1-3cm 程度の薄層として挟在する。

層位関係：本層は下位の内郷層を整合に覆い，上位の小戸層に整合に覆われる。本層と下位の内郷層との境界には凝灰岩鍵層 Ug 1 が挟在し，両層を区分できるが，Ug 1 が露出せず，追跡できない所では，本層下部のスコリア凝灰岩層に着目し，両層の区分を行った。

化石：本層のシルト岩より有孔虫化石，石灰質ナンノ化石を多産し，放散虫化石も産する。

### B-6 小戸層 (Odo Formation)

命名：新称。

模式地：千葉県安房郡丸山町小戸付近。

層厚：130m.

分布および岩相：模式地から丸本郷にかけて東西性の向斜軸に沿って分布するほか，和田町真浦にも分布する。

本層は砂質シルト岩，シルト質砂岩，砂岩を主体とし，厚い白色細粒凝灰岩を挟在する。本層のシルト岩および砂岩は灰色ないし暗灰色を呈し，砂岩は平行葉理をもち，級化してシルト岩へ移化する。シルト岩には砂岩より移化するタービダイト性のもののほか，割田層のものと同様な塊状無層理のものがある。また，シルト岩には，厚さ数 mm の砂岩層が

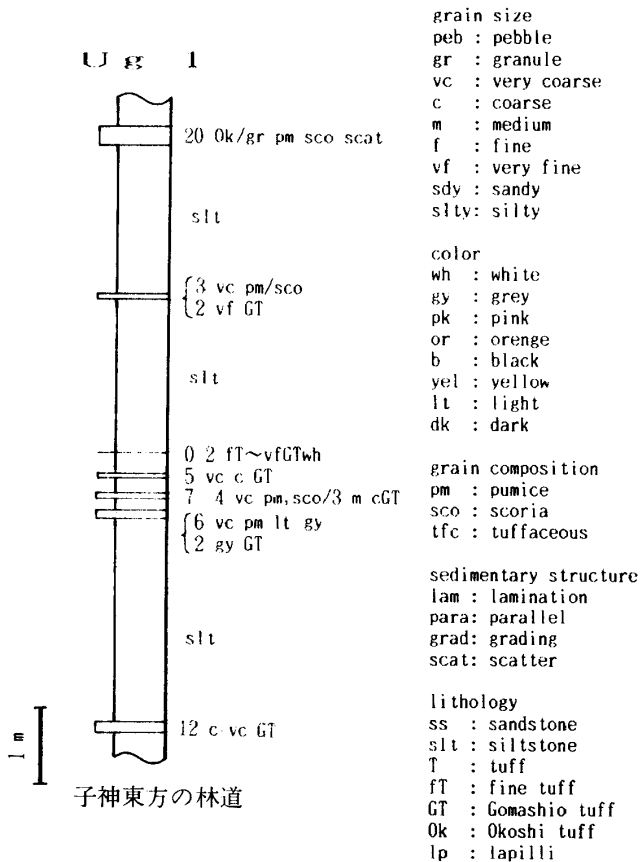


図 4 Columnar section of key bed of tuff in the Uchigo Formation of the Ishido Group: 石堂層群内郷層の凝灰岩鍵層の柱状図。

数 cm ごとに挟在し、薄板状に割れるものもある。シルト質砂岩は凝灰質で緑灰色を呈し、細粒砂の粒度をもつ。凝灰岩は白色ないし淡桃色を呈する細粒凝灰岩および細粒ないし極細粒の軽石凝灰岩で、数 10cm から 3m の厚さをもつ。厚さ 1-20cm のスコリア凝灰岩層も挟在するが、野外では砂岩と区別しにくい。本層にはスランプ構造が発達している。和田においては、下位の割田層との境界付近の含礫泥岩の上位が著しくスランピングしているのが観察できる。

本層中部には調査地域において広域に追跡できる凝灰岩鍵層 Od 1 が挟在している(図 5)。

層位関係：本層は下位の割田層を整合に覆い、上位の向畑層に整合におおわれる。

化石：未発見。

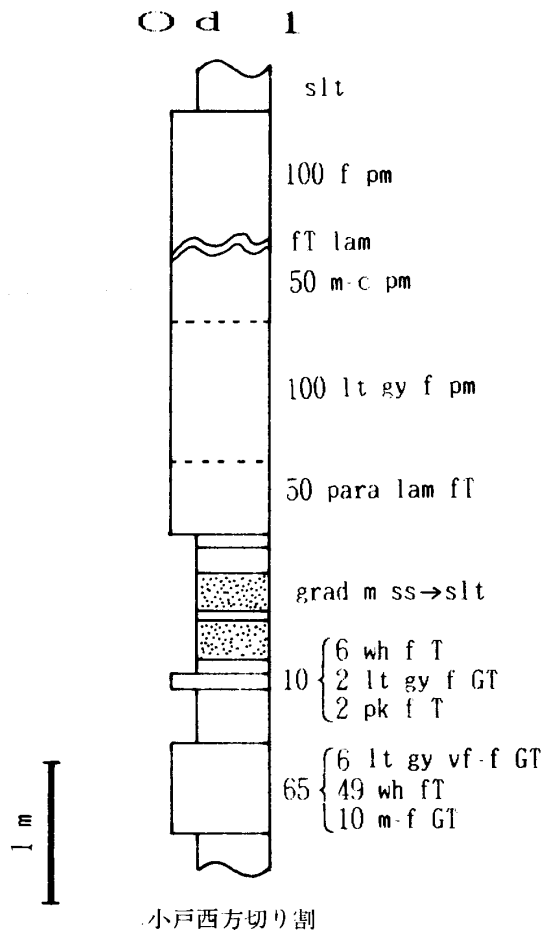


図5 Columnar section of key bed of tuff in the Odo Formation of the Ishido Group: 石堂層群小戸層の凝灰岩鍵層の柱状図。

### B-7 向畑層 (Mukaibatake Formation)

命名：新称。

模式地：千葉県安房郡和田町向畑。

層厚：50m 以上。

分布および岩相：本層は模式地周辺から真浦にかけて発達する盆状構造の南東縁に沿って分布するほか、丸山町丸本郷付近にも東西性の向斜軸に沿って帯状に分布している。

本層はスコリア凝灰岩を多数挟在する凝灰質シルト質砂岩、砂質シルト岩からなる。スコリア凝灰岩は下位から上位に向かって枚数・厚さともに増大する。このスコリア凝灰岩は、下部では砂質シルト岩およびシルト質砂岩に挟在するが、上部ではシルト質砂岩に挟在する。砂質シルト岩は塊状で灰色ないし灰白色を呈するが、スコリア粒子を多量に含む部分がスコリア粒子を含まない部分を取り囲み、礫岩状を呈する層準もある。凝灰質シルト質砂岩は緑灰色を呈し、スコリア粒子を多量に含み、粒度は細粒から中粒である。

層位関係：本層は下位の小戸層を整合に覆い、上位の千倉層群に不整合に覆われる。

化石：未発見。

### C 千倉層群 (Chikura Group)

命名：新称。本層群名は成瀬ほか(1951)の千倉累層に由来する。成瀬ほか(1951)の千倉累層は鏡ヶ浦凝灰質互層、石堂シルト岩層、嵯峨志凝灰質互層、白浜互層、野島岬凝灰質礫層、畑互層、蓮台枝角礫岩層、神余凝灰質砂岩層、平館砂岩層からなる。これらの層のうち石堂シルト岩層は前述のように、石堂層群として分離して扱われるべきものであり、ここでは石堂シルト岩層を除いた千倉累層を新たに千倉層群と命名する。

本層群は本調査地域の向斜部や盆状構造部に石堂層群に囲まれて分布している。本層群は岩相と分布地域により中三原層、嵯峨志層、根方層の三つの地層に区分できる。

層厚：500m 以上。

層位関係：下位の石堂層群を不整合に覆い、上位の豊房層群に不整合に覆われる。

### C-1 中三原層 (Nakamihara Formation)

命名：新称。成瀬ほか(1951)の中三原凝灰角礫岩

層に由来する。

模式地：千葉県安房郡和田町中三原の中三原川流域。

層厚：150m 以上。

分布および岩相：模式地周辺の黒岩，駒場，向畑に5°から60°の傾斜をもつ盆状構造をなして分布する。

本層はスコリア質中粒ないし極粗粒砂岩からなる。砂岩は黒色から暗緑灰色を呈し，粒度は露頭や層準により異なり，径2-3cmのスコリアを多量に含むところや，細粒ないし中粒砂岩のみからなるところがある。この砂岩にはいずれもシルト粒径の基質が含まれており，斜交層理が一般に顕著に発達する。軽石やスコリアが縞状に配列して層理を形成しているところもある。宿北方では径2-3cmの軽石が多く含まれており，内郷南方では10-20cmの軽石凝灰岩が挟在している。

層位関係：本層は和田町向畑および真浦で下位の向畑層との不整合関係が観察される。向畑の露頭では不整合面の上位には下位の向畑層の砂質シルト岩およびシルト質砂岩の礫からなる基底礫岩が認められる。

化石：ウニ類の生痕が発達する。

### C-2 嵯峨志層 (Sagashi Formation)

命名：新称。成瀬ほか(1951)の嵯峨志凝灰質互層に由来する。

模式地：千葉県安房郡丸山町根方南方の沢。

層厚：430m 以上。

分布および岩相：模式地周辺で東西性の向斜構造の軸部に分布するほか，その北側のもうひとつの向斜構造の西端の盆状構造部に分布している。

本層は凝灰質砂岩から凝灰質シルト質砂岩を経てシルト岩への上方細粒化の一つのサイクルを構成している。本層には凝灰岩が多数挟在している。これらの凝灰岩のなかには広域に追跡できる凝灰岩鍵層 Sg 7, Sg 7a, Sg 8 がある(図6)。模式地付近における岩相は，下部が黒色ないし暗緑灰色のスコリア質砂岩で粒度は中粒ないし極粗粒であり，厚さ10cm程度程度のスコリア凝灰岩層，軽石凝灰岩層を挟在する。中部は中粒ないし細粒のシルト質砂岩で凝灰質(スコリア質)で緑灰色を呈し，凝灰岩を多数挟在する。

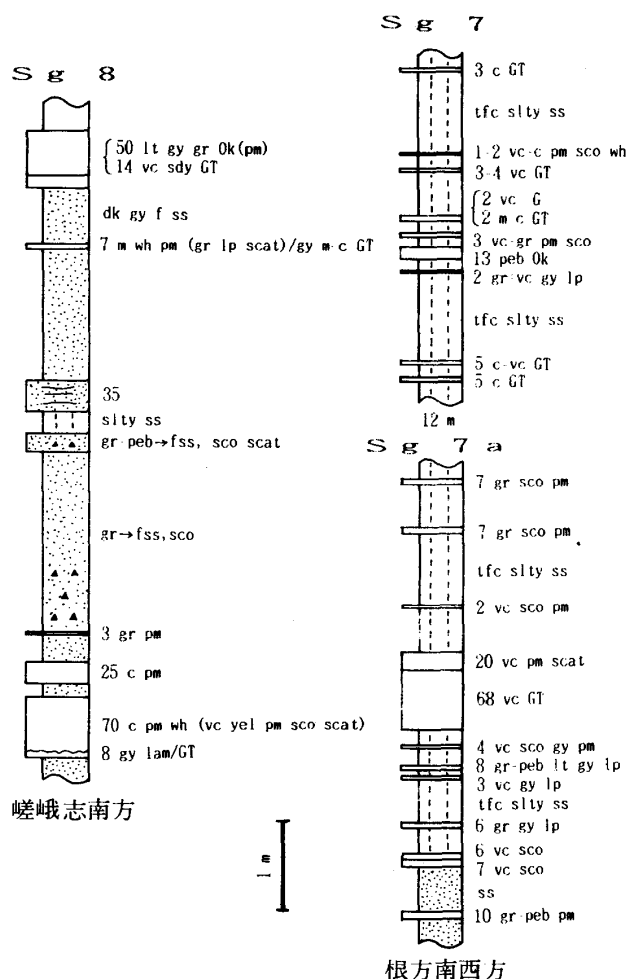


図6 Columnar section of key bed of tuff in the Sagashi Formation of the Chikura Group: 千倉層群嵯峨志層の凝灰岩鍵層の柱状図。

その厚さは1-50cmで10cm以下のものが多い。上部は青灰色のシルト岩でこれは石堂層群のものと類似するが，本層のものは軟らかく，貝化石を含む点で異なる。

層位関係：本層は下位の石堂層群を不整合に覆い，上位の根方層に不整合に覆われる。成瀬ほか(1951)は嵯峨志凝灰質互層は石堂シルト岩層を整合に覆い，中三原凝灰角礫岩層に大部分整合に覆われるとしているが，本研究により本層の分布地域の東縁で石堂層群の内郷層，割田層，小戸層，向畑層を斜交して覆っていることから斜交不整合であることが明らかになった。

化石：本層のシルト岩より有孔虫化石，石灰質ナンノ化石を豊富に産出するほか，放散虫化石，貝類化石も産する。

### C-3 根方層 (Nekata Formation)

命名：新称。

模式地：千葉県三芳村根方周辺。

層厚：110m 以上。

分布および岩相：本層は調査地域西部の東西性向斜軸が西にプランジして形成された半盆状構造部に分布する。

本層は礫岩を主体とし、砂岩およびシルト岩と互層をなす。礫岩の礫種はシルト岩が主体を占め、基質は砂岩とシルト岩の場合があり、基質のシルト岩は流動変形している。礫岩層の比率は場所により変化に富み、シルト岩の優勢な所には平行葉理の発達する砂岩層が挟在する。

層位関係：本層は下位の嵯峨志層を斜交不整合に覆う。特に、山名付近では嵯峨志層上部の鍵層 Sg 7 およびそれより下位の層準までを本層が覆う。また、本層は根方南方で上位の豊房層群に不整合に覆われる。

化石：未発見。

### D 豊房層群 (Toyofusa Group)

命名：新称。成瀬ほか(1951)の豊房累層に由来する。

本層群は下位の千倉層群を不整合に覆う。岩相と分布地域から加茂層、神余畑層、東長田層、滝川礫岩の四つの層に区分できる(小竹, 1986)。調査地域には加茂層、東長田層、滝川礫岩の三層が分布し、神余畑層は欠如している。

分布：本層群は調査地域の南部に分布している。

層厚：500m 以上。

#### D-1 加茂層 (Kamo Formation)

命名：新称。

模式地：千葉県安房郡丸山町加茂本郷の国道より北方の尾根に至る道沿い。

層厚：200m 以上、調査地域内では 70~100m。

分布および岩相：本層は調査地域南部の館山市竹原から模式地、丸山町岩糸、和田町沼を経て大原にいたる丘陵地の南縁に分布している。

本層は凝灰質塊状砂岩から凝灰質シルト質砂岩へと一つの上方向細粒化のサイクルを成す。模式地付近の岩相は、下部が黒色から暗緑色を呈し、中粒から極粗粒の凝灰質砂岩である。上部は緑灰色を呈し、

中粒から細粒のスコリア質シルト質砂岩であり、凝灰岩層を多数挟在する。本層の凝灰質シルト質砂岩には凝灰岩の薄層が多数挟在する。この凝灰岩層の中には広域に追跡できる凝灰岩鍵層 Km 4, Km 4a がある(図7)。

層位関係：下位の千倉層群および石堂層群を不整合に覆い、上位の東長田層に不整合に覆われる。

化石：有孔虫、石灰質ナンノ化石を多産し、放散虫化石も産する。

#### D-2 東長田層 (Higashinagata Formation)

命名：新称。小竹(1986)。

模式地：館山市西長田。

層厚：模式地では 450m、調査地域では 180m。

分布および岩相：本層は調査地域の南部の丘陵地の南縁に沿って分布する。

本層は青灰色のシルト岩を主体とし、凝灰岩の薄層を多数挟在する。この凝灰岩層は厚さが 1-50cm で 10cm 以下のものが多く、広域に追跡できる凝灰岩鍵層 Hn 3, Hn 7, Hn 8, Hn 12 を含む(図8)。Hn 7, Hn 8 はそれぞれ渋谷・品田(1986)の IH 2, IH 3 に

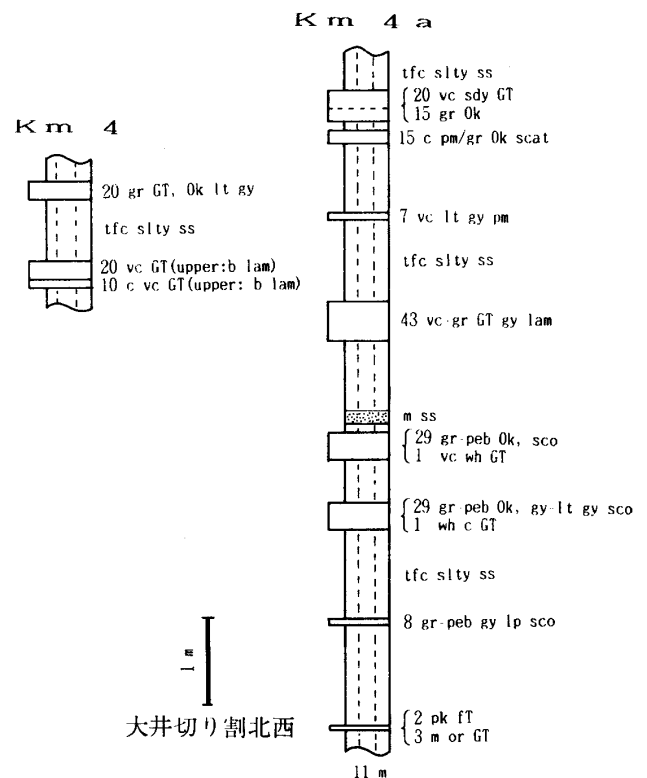


図7 Columnar section of key bed of tuff in the Kamo Formation of the Toyofusa Group: 豊房層群加茂層の凝灰岩鍵層の柱状図。

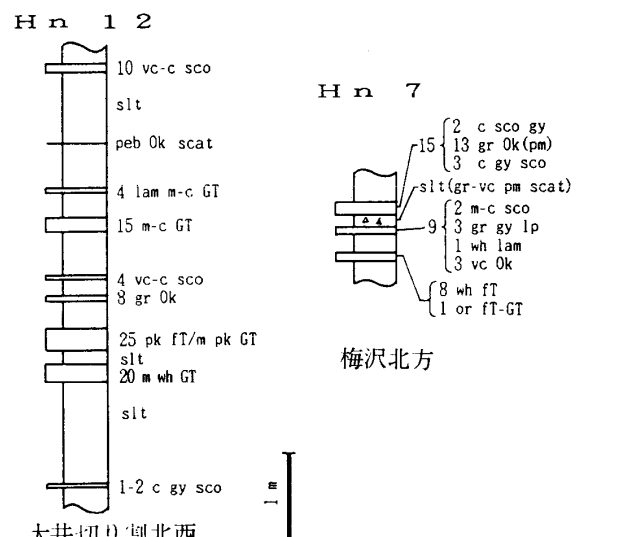
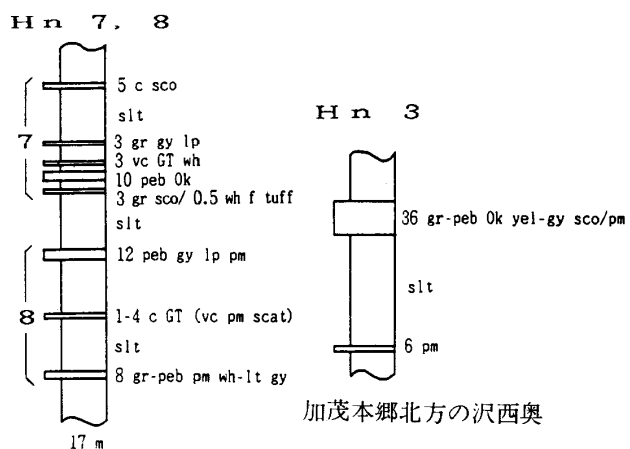


図8 Columnar section of key bed of tuff in the Higashinagata Formation of the Toyofusa Group: 豊房層群東長田層の凝灰岩鍵層の柱状図。

あたる。  
 層位関係：下位の加茂層を不整合に覆い、上位の滝川礫岩に不整合に覆われる。  
 化石：有孔虫化石、石灰質ナンノ化石を多産し、放散虫化石、貝類化石も産する。

**D-3 滝川礫岩 (Takigawa Conglomerate)**  
 命名：新称、成瀬ほか(1951)の滝川含貝殻砂礫岩層に由来する。  
 模式地：千葉県館山市滝川の道路の切割。  
 層厚：模式地では320m以上、調査地域では200m。  
 分布および岩相：本層は調査地域内では相賀付近に模式的に露出しており、杳見西方にも分布している。  
 本層は礫岩を主体とし、砂岩、シルト岩と互層を

なす。礫岩の礫種は古期岩類、シルト岩、貝殻であり、基質は砂岩とシルト岩からなり、基質のシルト岩には流動変形しているものがある。古期礫には嶺岡帯からの玄武岩が含まれ、石灰岩、砂岩、石英閃緑岩などもふくまれている。

層位関係：下位の東長田層、千倉層群、石堂層群を不整合に覆う。

化石：貝類化石、サンゴ化石を産する。

4. 地質構造

本調査地域の地質構造は東西ないし東北東-西南西方向の軸を持つ褶曲構造によって特徴づけられる。褶曲の程度は著しく、褶曲の波長も短い。地層は一般に急傾斜しており、逆転しているものも多い。褶曲軸面は一般に北傾斜しており、向斜構造の南翼では地層の傾斜が30°から50°であるのに対し、北翼では80°から100°と垂直ないし逆転しているものが多い。褶曲の程度は石堂層群の中では差が無いが、その上位を不整合に覆う千倉層群そして更にそれらを不整合に覆う豊房層群では、上位の層群ほど褶曲の程度は小さく、層群内での褶曲の程度の差は認められない。褶曲軸の位置はこれら三つの層群の間では余り変化が無い。

本地域には落差数100mから数cmの多数の断層が発達する。これらの断層には、その走向が褶曲軸と平行なものが多く、落差の大きいものは、背斜軸部においてその北翼が南に衝上するものが殆どである。この衝上断層は褶曲構造と調和的であることから、褶曲構造の形式と密接に関連しているものと考えられる。また、向斜構造の北翼にも断層が多数発達し、その変位は北落ちで、褶曲の変位を打ち消し、同じ層準が繰り返し露出するが、その落差は小さく地質図上に表現できるほどのものは無い。石堂層群には小断層が多数発達しているが、千倉層群や豊房層群には余り発達していない。

5. 微化石による化石年代と堆積環境

本調査地域の石堂層群から14層準、千倉層群から3層準、豊房層群から3層準、合計20層準の微化石

を検討した。検討した微化石は有孔虫、石灰質ナンノ化石、放散虫である。有孔虫は岩石試料をナフサ法と硫酸ナトリウム法を併用して分解し、200メッシュふるいで水洗し、底生有孔虫、浮遊性有孔虫と放散虫を双眼顕微鏡下で拾い出し、底生有孔虫および浮遊性有孔虫を同定した。石灰質ナンノ化石については山形大学の岡田尚武博士に試料の処理、同定ともをお願いした。その結果を表2、表3、図9、図10、図11に示す。

**化石年代** 石堂層群の化石年代は、子神層、内郷層および割田層より産出した石灰質ナンノ化石がOKADA & BUKRY (1980)の新第三紀石灰質ナンノ化石帯のCN 9 (*Discoaster quinquerramus* Zone)に属することから、後期中新世(7.0-5.0 Ma: BUKRY, 1975; 8.0-5.2 Ma: HAQ, 1980)といえる。これは浮遊性有孔虫 *Globorotalia miozea conoidea*, *Globigerina nepenthes*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Pulleniatina* sp. を産することと矛盾しない。

千倉層群の化石年代は嵯峨志層に浮遊性有孔虫 *Globorotalia truncatulinoides* が存在すること、凝灰岩鍵層Sg7の30m上位で *Pulleniatina obliquilocu-*

*lata* の巻方向が左巻から右巻に変化すること、嵯峨志層の上部において石灰質ナンノ化石の *Helicosphaera sellii* が消滅する層準が見出されること、*Gephyrocapsa oceanica* (s.s.) が出現すること、*Pseudoemiliana lacunosa* が存在することから、新第三紀石灰質ナンノ化石帯 CN 13-CN 14a, 新第三紀浮遊性有孔虫化石帯 (BLOW, 1969) の N 22 にあたり、鮮新世後期から更新世前期の 1.8-1.0Ma といえる。これらの化石層位学的層準を房総半島の嶺岡帯以北の化石層位学的資料 (NAKAGAWA *et al.*, 1977) と比較することにより、嵯峨志層は黄和田層から大田代層に対比でき、日本新第三紀時階区分 (NIITSUMA & AKIBA, 1986b) では関階に対比できる。

豊房層群の東長田層最上部に石灰質ナンノ化石 *Pseudoemiliana lacunosa* の消滅層準 (0.44 Ma: GARTHNER, 1977; 0.458 Ma: THIERSTEIN *et al.*, 1977) があることから、豊房層群の大部分は新第三紀石灰質ナンノ化石帯 CN 14a に属し、嶺岡帯北側の国本層、柿の木台層、長南層、笠森層に対比でき、東長田層の最上部は下総層群下部の地蔵堂層に対比できる。これは、東長田層の凝灰岩鍵層が笠森

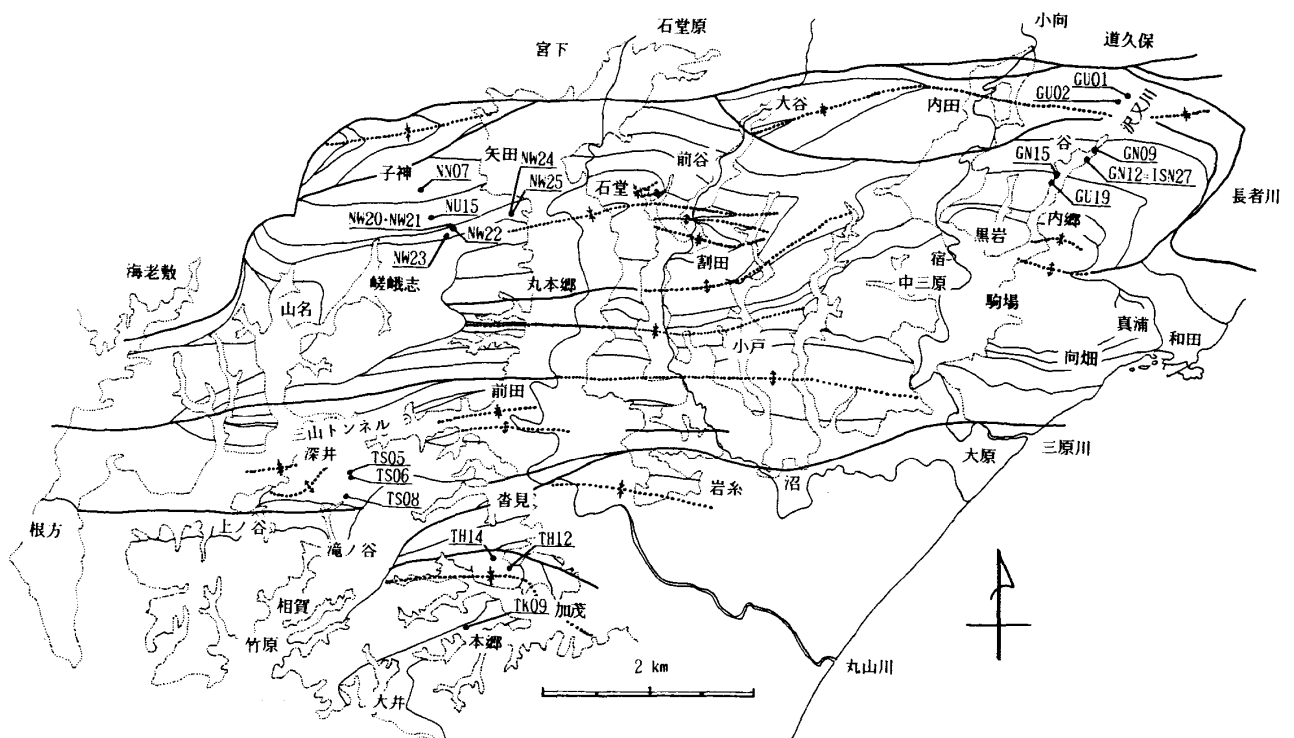


図9 Sampling localities of micropaleontological studies and geographic names: 微古生物学的検討用試料採取地点と主な地名。



	東長田層		加茂層			嵯峨志層					割田層		内郷層			子神層	
	上郷	神門	本郷	滝谷	深井	深井	丸本郷	丸本郷	嵯峨志	嵯峨志	嵯峨志	内郷	内郷	子神	子神	子神	子神
	TH14	TH12	TK09	TS08	TS06	TS05	NW25	NW24	NW23	NW22	NW20	NU15	GU19	GN15	NN07		
嵯峨志層-割田層																	
<i>Trifarina angulosa</i> (WILLIAMSON)				*						*							
嵯峨志層-内郷層																	
<i>Bulimina striata</i> D'ORBIGNY				*									*				
<i>Uvigerina proboscidea</i> SCHWAGER				*			*	*				*	*				
嵯峨志層-子神層																	
<i>Bulimina rostrata</i> BRADY				*				*									
割田層																	
<i>Nodosaria cf. verterbralis</i> (BATSCH)							*								*		
<i>Fronicularia goharai</i> KUWANO							*										
<i>Stilostomella japonica</i> ISHIZAKI								*									
<i>Cibicides</i> sp.								*									
<i>Cassidulina</i> sp.							*										
<i>Pyrgo</i> sp.							*	*									
<i>Gavelinopsis lobatulus</i> (PARR)								*		*		*					
割田層-内郷層																	
<i>Osagularia bengalensis</i> (SCHWAGER)								*		*		*					
割田層-子神層																	
<i>Pseudoparrella exigua</i> (BRADY)							*	*	*	*	*	*			*		*
<i>Planulina wuellerstorfi</i> (SCHWAGER)							*	*	*	*	*	*		*	*	*	*
<i>Pullenia bulloides</i> (D'ORBIGNY)							*	*	*	*	*	*		*	*	*	*
<i>Oridorsalis</i> sp.								*		*		*		*	*	*	*
<i>Melonis barleanus</i> (WILLIAMSON)							*			*		*		*	*	*	*
<i>Cibicides bradyi</i> (TRAUTH)								*	*	*		*		*	*	*	*
<i>Gyroidina neosoldanii</i> BROTZEN								*		*		*		*	*	*	*
内郷層																	
<i>Melonis pompilioides</i> (FICHTEL & MOLL)												*					
子神層																	
<i>Globobulimina pyrula</i> (D'ORBIGNY)															*		*
<i>Stilostomella hayasakai</i> ISHIZAKI															*	*	*
<i>Globorotalia crassaformis</i> (GALLOWAY & W.)			*	*													
<i>Globigerina falconensis</i> BLOW	*																
<i>Sphaeroidinella seminulina</i> PARKER & JONES		*	*														
<i>Globorotalia inflata</i> (D'ORBIGNY)	*	*	*	*	*												
<i>Globorotalia menardii</i> (PARKER, JONES & B.)			*	*	*												
<i>Turborotalia quinqueloba</i> (NATLAND)	*	*	*	*	*												
<i>Globigerina bulloides</i> D'ORBIGNY	*	*	*	*	*	*											
<i>Neogloboquadulina pachyderma</i> (EHRENBERG)	*	*	*	*	*	*											
<i>Neogloboquadulina dutertrei</i> D'ORBIGNY	*	*	*	*	*	*											
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> PARKER & J.	*			*	*	*											
<i>Globorotalia scitula</i> (BRADY)						*											
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (D'ORBIGNY)				*	*												
<i>Pulleniatina</i> sp.										*							
<i>Globorotalia miozea conoidea</i> WALTERS								*		*	*	*	*				
<i>Globigerina nepenthes</i> TODD							*	*	*	*	*	*	*				
<i>Sphaeroidinellopsis subdehiscens</i> (BLOW)								*	*	*	*	*	*			*	
<i>Orbulina universa</i> D'ORBIGNY							*	*	*	*	*	*	*			*	
<i>Globigerinita glutinata</i> EGGER									*	*							



表3 Fossil list of calcareous nannofossil from this area: 石灰質ナンノ化石表.

石堂層群(GU01, GU02=barren; GN09, GU19=rare; GN15, NN07, NU15, NW20-25=common-abundant)

- Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN) LOEBLICH & TAPPAN
- Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER
- Discoaster brouweri* TAN
- Discoaster berggrenii* BUKRY
- Discoaster quinquerramus* GARTNER
- Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE
- Discolithina multipora* (KAMPTNER) MARTINI
- Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER) GARTNER
- Sphenolithus abies* DEFLANDRE

豊房層群・千倉層群(TS05, TS06, TS08, TK09, TK12, TK14=abundant)

- Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE
- Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN) LOEBLICH & TAPPAN
- Calciosolenia murrayi* GRAN
- Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER
- Cricosphaera quadrilaminanta* OKADA & MCINTYRE
- Discolithina japonica* TAKAYAMA
- Gephyrocapsa oceanica* KAMPTNER (s.s.)
- Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER
- Pseudoemiliana lacunosa* (KAMPTNER) GARTNER
- Rhabdosphaera clavigera* MURRAY & BLACKMAN
- Syracosphaera lamina* LECAL-SCHLAUDER

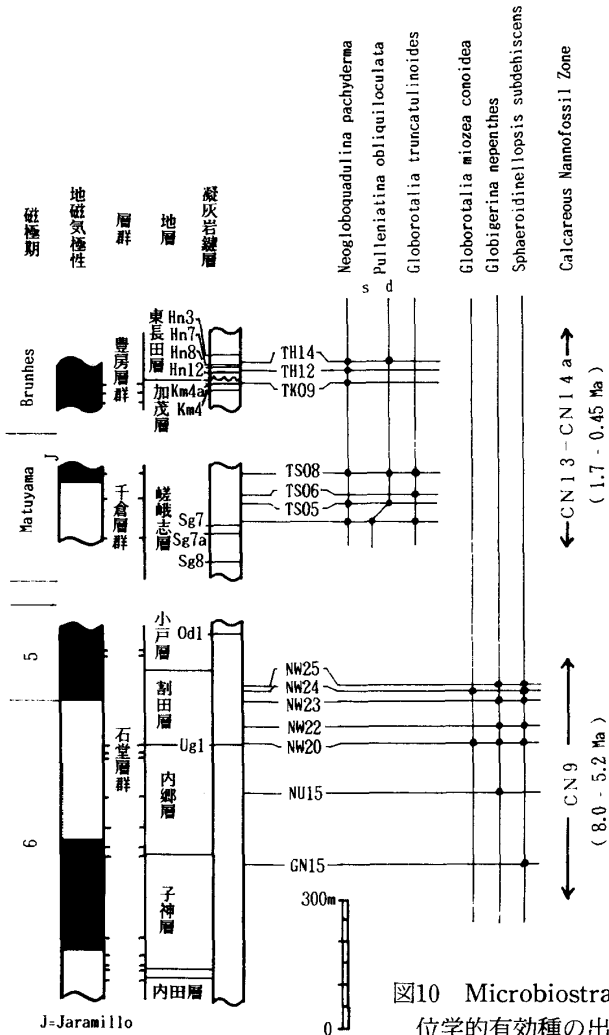


図10 Microbiostratigraphic range chart: 微化石層  
位学的有効種の出現層準

層の凝灰岩鍵層と対比できること(小竹, 1986)によっても支持される。

**堆積環境** 石堂層群の子神層上部, 内郷層および割田層から産する底生有孔虫を底生有孔虫古水深尺度(北里, 1985)と比較すると, 2000m以深の古水深が推定される。また, 石堂層群における放散虫, 石灰質ナンノ化石, 有孔虫の含有頻度を検討すると(図11), 最下位の内田層には珪質の放散虫しか産しないのに対し, その上位の子神層の下部では, 放散虫と比較的溶解しにくい石灰質ナンノ化石も産し, 子神層上部では溶解しやすい有孔虫も産出する。このような産出状況は, 現在の海洋底の炭酸カルシウム補償深度(CCD)付近で一般的に観察されることであり(例えば, KENNETT, 1982), 石堂層群が堆積を開始した時には, CCD以深であったものが次第に浅くなり, 子神層堆積時に CCD を越えたため, それより上位の層準では有孔虫を産出するものと考えられる。この傾向は子神層中部において底生有孔虫の個体数が放散虫の個体数の20分の1しか産しないのに, 上位になるに従い次第に増加し, 同程度あるいはより多く

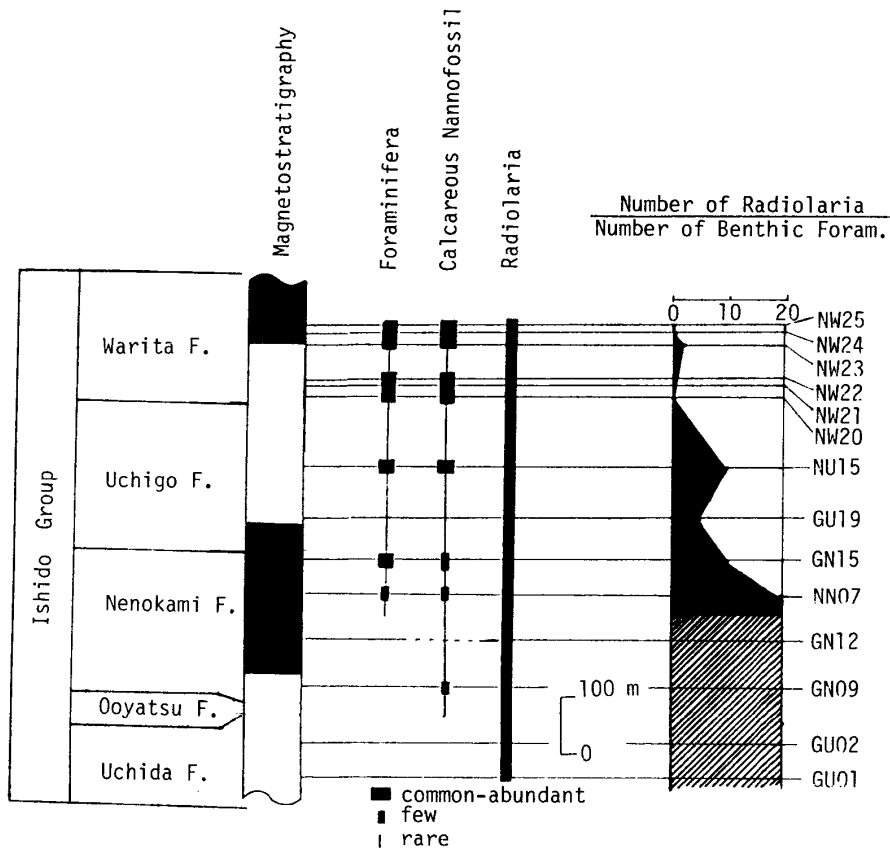


図11 Relative abundance of foraminifer, calcareous nannofossil and radiolaria in the Ishido Group: 石堂層群における有孔虫, 石灰質ナンノ化石, 放射虫の相対含有率。

なることから、定量的に知ることができる(図11)。前述のように石堂層群の堆積深度が次第に浅くなっているが、最上部の割田層の底生有孔虫から推定される古水深は2000m以深である。

千倉層群の嵯峨志層下部の底生有孔虫は水深1000mから2000mの大陸斜面の群集を含み、中部以上では600mから1000mの大陸斜面群集に潮間帯および大陸棚の群集が混合している。このような有孔虫化石群集の混合は他にも知られており(新妻ほか, 1984), 真の堆積深度は大陸斜面群集により指示され、潮間帯群集や陸棚群集は運搬されてきて混合したものと考えられる。

豊房層群の加茂層, 東長田層の底生有孔虫による古水深の推定については、別稿(小竹, 1986)に報告するように、水深1000mから次第に浅海化し、最上部で200m前後の大陸斜面上部の堆積深度が推定される。

## 6. 古地磁気

古地磁気測定用試料は、地層の走向傾斜が測定でき、地層の上下判定が確実で、連続的に露出しているルートに沿って採集した。採取したのは石堂層群から40、千倉層群から7、豊房層群から6、合計53層準である(図12)。

試料の採取にはエンジンドリルを用い、直径35mmの円柱状試料を一層準につき3本ずつ採取し、高さ32mmに切断して測定用試料とした。

残留磁気の測定にはリングコア型フラックスゲート回転磁力計(小山・新妻, 1983)を用い、円柱状試料1本につき1ないし2個測定した。また、残留磁気の内不安定な二次的成分を除くために、直交する三方向同時に消磁できる電流制御式3軸交番磁場消磁装置(新妻・小山, 1981; 小山・新妻, 1983)を使用した。

試料の残留磁気の性質を知るため、全試料の中か

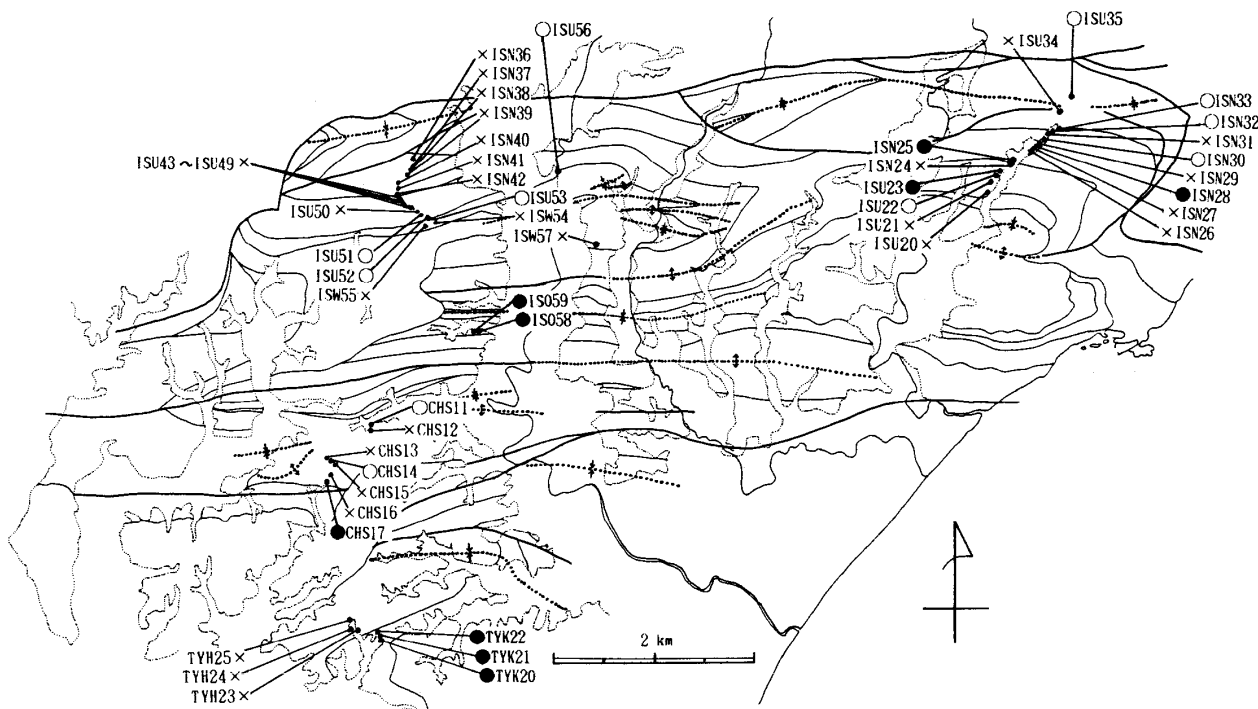


図12 Site of paleomagnetic samples and its polarity. Solid circle = normal, open circle = reversed, cross = remagnetized and/or dispersed.: 古地磁気測定用試料採取地点と古地磁気極性. 黒丸=正, 白丸=逆, ×=再帯磁あるいは集中の悪いもの.

ら11層準の試料について5mTごとに25mTまで段階的に交番磁場消磁を行った。交番磁場消磁をしていない試料の残留磁気、すなわち自然残留磁気(Natural Remanent Magnetization: NRM)は、地層の傾斜補正をする前に現在の地球磁場方向を持つものが多い。これは、地層が褶曲して傾動後、現在の地球磁場のもとで再帯磁したことを示しており、このような残留磁気ベクトルの資料は古地磁気資料としては使用できない。これらの試料を段階的交番磁場消磁を行うと残留磁気ベクトルの方向を変化させるものがあるが、その方向変化は15mTまでに見られ、15mT以上の交番磁場消磁ではその方向を有意に変えないことが分かった(図13)。これは、現在の地球磁場のもとで再帯磁した残留磁気成分が15mTの交番磁場消磁によって除去されることを示している。ただし、試料の中には25mTの交番磁場消磁までその方向を変えないものもある。

この消磁テストの結果に基づき、全試料のNRMと15mTの交番磁場消磁後の残留磁気を測定した(表4)。測定されたNRM強度は $1.5 \times 10^{-6}$  kA/mから $8.0 \times 10^{-4}$  kA/mであり、15mT消磁後の残留磁気強度は $7.7 \times 10^{-7}$  kA/mから $3.5 \times 10^{-4}$  kA/mである。

また、消磁後の同一層準内における残留磁気方向の平均方向の95%の信頼限界 $\alpha_{95}$ は5.9°から90°以上のものまである。

これらの測定結果の中から過去の地球磁場の記録として信頼できる消磁後の残留磁気方向を選択するために、以下の二つの条件に適合する測定結果は検討の対象から除いた。

(1)同一層準内での $\alpha_{95}$ が30°以上で、残留磁気方向のバラツキが大きいもの、

(2)残留磁気方向が地層の傾斜補正前に現在の地球磁場方向に $\alpha_{95}$ の範囲内で一致しているもの。

これらの条件に適合する測定結果は検討の対象から除いた。道路沿いのルートで採取された試料の殆どはこの条件に適合し、除去されたが、河川沿いで採取されたものの多くは、信頼されるものとして残った。この地域の地層の傾斜が急であるため、条件(2)の判定の信頼度は高い。

**地磁気極性** 信頼される残留磁気は、偏角が北あるいは南を向き、伏角が下あるいは上を向き、双極性を示し、極性を判定することができる。伏角の絶対値は10°から50°のものが多く、全層準の平均は $33.3^\circ \pm 17.0^\circ$ であり、現在の地球磁場の伏角( $54.4^\circ$ )より

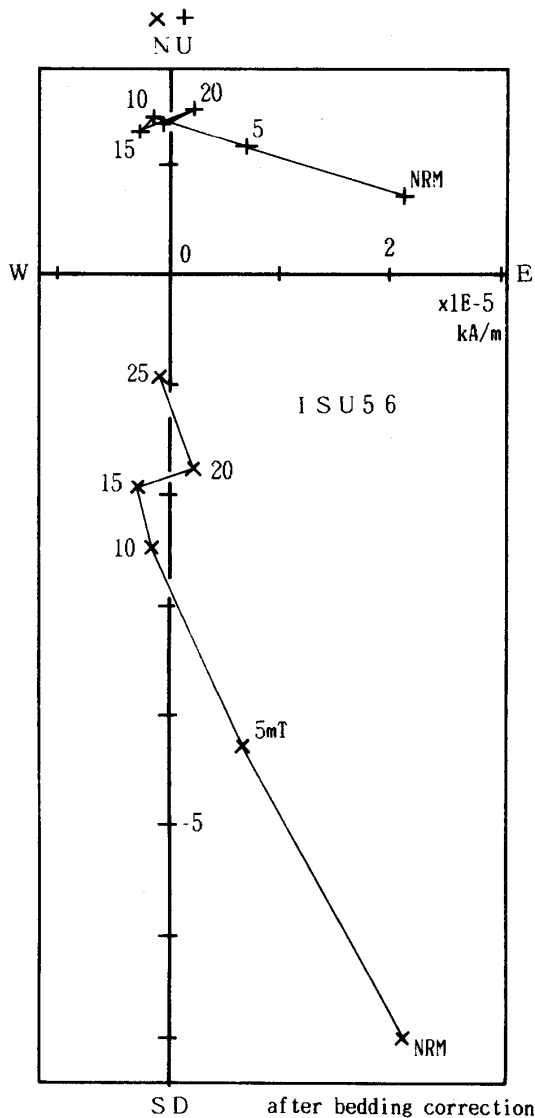


図13 Change in the vector of remanent magnetization during stepwise AF-demagnetization. This figure shows that the secondary component with the direction of present geomagnetic field can be removed with the AF-demagnetization of 15mT.: 段階的交番磁場消磁にともなう残留磁気ベクトルの変化。この図は現在の地球磁場の方向を持つ二次的成分が15mTの交番磁場消磁により取り除かれることを示している。

も浅い。伏角が下を向く正磁極の層準の平均伏角は  $40.3^\circ \pm 18.2^\circ$  と誤差範囲内で一致しているが、伏角が上を向く逆磁極の層準の平均伏角は  $-27.3^\circ \pm 12.1^\circ$  と有意に浅い。これは、地層傾斜後に獲得された二次的残留磁気が交番磁場消磁では完全に除去されていないためと考えられる。

以上の伏角と偏角の値から判定された地球磁場極性は、石堂層群では逆磁極層準を主とし、下部と最上部に正磁極の層準がある。千倉層群でも最上部の層準を除いて逆磁極である。豊房層群は全て正磁極である。これらの古地磁気極性層序を微化石層位学的資料と併せて対比を試みると、豊房層群の正磁極帯は Brunhes 正磁極期に対比でき、千倉層群の逆磁極帯は Matuyama 逆磁極期に、そしてその最上部の正磁極を示す層準は Matuyama 逆磁極期後期の Jaramillo 正磁極亜期に対比できる(図15)。石堂層群の大部分は第6逆磁極期に対比でき、最上部の正磁極を示す層準は第5正磁極期に対比できる(図14)。

**偏角による水平回転の検討** 本調査地域の地層は激しく褶曲しているが、この褶曲構造を戻して、堆積当時の地層面を水平にする方法は幾通りも考えることができる。ただし、一回の回転操作によって戻す方法は一つしか存在せず、それは傾斜した地層面上の水平な軸(走向線)の周りに回転させるものである。この操作によって求めた信頼できる偏角の方向をルートごとに平均と偏差( $\pm\sigma$ )を算出すると(図16)、ルートごとに異なった方向を示していることがわかる。ただし、この計算において、逆磁極のものについては偏角を  $180^\circ$  逆の方向を用いてある。本地域の褶曲軸はほぼ東西方向を有しており、多少屈曲している。また、褶曲軸の著しいプランジは認められない。ルートごとの偏角の方向と褶曲軸の屈曲方向を比較すると、良い対応関係が認められる。この対応はこの地域の褶曲構造が、ほぼ水平な褶曲軸を持つ褶曲とその褶曲軸が水平面内で屈曲する二つの過程により形成されたことを示す。以上のように本地域全体の偏角を見てみると、現在の北の方向からの有意な差異は見出せないことから、本地域全体としての水平回転はそれ程大きなものでないことが結論できる。

## 7. 対 比

本研究における微化石層位学および古地磁気層位学的資料により、本調査地域の地層は嶺岡帯北側の新第三紀の地層と詳細な対比が可能になった。すなわち、石堂層群は天津層上部に、千倉層群は上総層

表4 Paleomagnetic results in this area. N: number of samples, AFD: field strength of alternating field demagnetization, Jn: intensity of remanent magnetization after alternating field demagnetization, D, I: declination and inclination of remanent magnetization before bedding correction, D, I (corrected): declination and inclination of remanent magnetization after bedding correction, k: precision parameter,  $\alpha_{95}$ : radius of 95% confidence circle of the measured direction,  $\sigma$ : circular standard deviation is given by  $81/\sqrt{k}$  in degree.: 古地磁気測定結果. N: 測定試料数, AFD: 交番磁場消磁強度, Jn: 残留磁気強度, D, I: 傾動補正前の偏角と伏角, D, I (corrected): 傾動補正後の偏角と伏角, k: 精密度パラメータ,  $\alpha_{95}$ : 95%信頼円の半径,  $\sigma$ : 標準偏差角 ( $= 81/\sqrt{k}$ )

Site	N	AFD (mT)	Jn $10^{-5}$ kA/m	D	I	D (corrected)	I (corrected)	K	$\alpha_{95}$	$\sigma$
(Ishido Group)										
(Uchida Formation)										
ISU 34	3	15	0.68	281.4	+38.3	266.5	+40.8	2.1	90	56.4
35	3	15	2.14	211.0	+26.9	208.6	-16.7	63.6	15.6	10.2
(Nenokami Formation)										
ISN 24	4	15	0.85	2.4	+38.2	155.3	+40.2	3.4	59.5	44.2
25	4	15	1.26	65.5	-28.6	65.9	+28.9	31.5	16.6	14.4
26	3	15	1.86	357.5	+20.4	193.3	+51.1	156.9	9.9	6.5
27	3	15	2.88	27.9	-7.7	55.8	+53.6	7.7	47.8	29.1
28	3	15	4.57	18.2	-12.4	48.6	+64.1	34.1	21.5	13.9
29	3	15	2.24	329.5	+53.5	224.1	+33.9	8.3	45.8	28.1
30	3	15	1.17	270.8	+58.6	202.7	+11.9	45.9	18.4	12.0
31	3	15	2.29	327.5	+45.9	214.5	+59.6	35.7	20.9	13.6
32	3	15	1.58	210.5	+4.0	220.9	-42.2	62.1	15.8	10.3
33	3	15	0.71	209.1	-0.7	216.0	-31.3	19.6	28.6	18.3
36	3	15	0.31	12.1	+52.4	168.1	+63.5	353.7	6.6	4.3
37	3	15	2.19	355.0	+49.7	124.3	+62.2	239.2	8.0	5.2
38	3	15	1.38	354.2	+48.2	162.9	+55.5	128.1	10.9	7.2
39	3	15	3.02	359.6	+44.2	189.6	+55.6	124.8	11.1	7.3
40	4	15	2.69	21.5	+39.8	146.9	+43.5	1.7	90	62.5
41	3	15	0.71	344.7	+39.8	150.3	+59.8	57.6	16.4	10.67
42	3	15	1.15	358.9	+45.0	149.1	+57.2	72.0	14.6	9.6
(Uchigo Formation)										
ISU 20	3	15	0.83	212.9	+9.7	218.4	-25.9	9.0	43.7	27.0
21	3	15	2.09	218.4	+33.1	224.9	-43.7	8.6	44.8	27.6
22	4	15	3.02	319.6	+75.7	190.8	-14.9	32.9	16.3	14.1
23	3	15	3.16	30.1	-43.4	45.2	+58.7	173.3	9.4	6.2
43	3	15	0.38	348.4	+64.0	157.9	+47.8	271.6	7.5	4.9
44	3	15	0.22	338.2	+73.2	194.9	+29.6	132.4	10.8	7.0
45	3	15	0.39	3.5	+59.5	148.0	+39.9	80.7	13.8	9.0
46	3	15	0.35	5.9	+32.0	157.2	+58.3	15.5	32.4	20.6
47	3	15	0.14	352.5	+68.2	160.5	+26.6	39.5	19.9	12.9
48	3	15	0.11	4.7	+31.8	169.3	+59.8	54.6	16.9	11.0
49	3	15	0.08	359.9	+37.4	159.6	+51.7	86.9	13.3	8.7
50	3	15	1.55	357.0	+43.2	146.6	+44.7	183.8	9.1	6.0
51	3	15	0.89	205.2	+75.4	173.8	-12.9	159.9	9.8	6.4
52	3	15	2.04	150.2	+41.1	148.1	-48.9	101.8	12.3	8.0
53	3	15	1.48	187.4	+62.4	185.8	-27.5	75.2	14.3	9.3
56	3	15	2.24	191.3	+50.8	183.8	-33.4	67.5	15.1	9.9

群下部の関垂層群の黄和田層と大田代層に、豊房層群は上総層群上部の秋元垂層群に対比できる(図17)。この対比により、日本の新第三紀時階区分(NII-TSUMA & AKIBA, 1986b)との対応も直接行うことができる。石堂階は本調査地域の石堂層群を模式として提唱された時階であるが、本研究によりその微化石・古地磁気層位学的位置づけがなされた。千倉層群は関階、豊房層群の大部分は秋元階に対比され、豊房層群の最上部は下総階の最下部に対比される。

嶺岡帯北側の新第三紀のテクトニクスの中で最も重要な変換は関垂層群下底の黒滝不整合(植田, 1930)に代表される黒滝階に起こっているが(新妻, 1982), 嶺岡帯南側の本調査地域でもこの不整合は、石堂層群と千倉層群の間の不整合として存在している。本地域の褶曲構造を見ると、石堂層群の各層の厚さや分布は褶曲構造に支配されておらず、凝灰岩鍵層も広く追跡できるのに対し、この不整合の上位の千倉層群は褶曲構造の向斜部では厚く堆積しており、堆積中にこの褶曲構造の成長・発達したことが

Site	N	AFD (mT)	Jn $10^{-5}$ kA/m	D	I	D (corrected)	I (corrected)	K	$\alpha_{95}$	$\sigma$
(Ishido Group)										
(Warita Formation)										
ISW 54	3	15	1.00	357.8	+37.2	150.4	+63.3	542.3	5.3	3.5
55	3	15	0.54	22.7	+55.3	121.2	+37.7	32.5	22.0	14.2
57	4	15	1.11	348.3	+20.0	348.6	-15.2	18.4	22.0	18.9
(Odo Formation)										
ISO 58	3	15	5.24	7.0	+71.9	350.6	+28.3	119.7	11.3	7.4
59	3	15	34.67	305.2	+58.3	327.5	+15.1	33.5	21.6	14.0
(Chikura Group)										
(Sagashi Formation)										
CHS 11	3	15	6.61	86.3	+77.0	145.5	+23.5	29.3	23.2	15.0
12	3	15	4.47	31.6	+56.4	89.0	+62.7	14.6	33.6	21.3
13	3	15	2.34	358.9	+76.0	129.8	+55.7	42.6	19.1	12.4
14	3	15	0.60	145.5	+18.0	145.5	-22.0	19.5	28.7	18.3
15	3	15	3.24	358.3	+56.0	41.7	+64.9	111.3	11.7	7.7
16	3	15	0.79	348.9	+39.3	3.4	+70.0	68.1	15.1	9.8
17	3	15	8.51	351.7	+28.5	353.8	+66.4	139.8	10.5	6.9
(Toyofusa Group)										
(Kamo Formation)										
TYK 20	3	15	6.76	289.8	+48.1	305.4	+32.2	61.8	15.8	10.3
21	3	15	5.01	310.3	+48.0	320.2	+23.3	359.4	6.5	4.3
22	3	15	6.76	324.9	+45.6	329.4	+18.5	389.6	6.3	4.1
(Higashinagata Formation)										
TYH 23	3	15	1.32	354.3	+51.7	353.0	+28.7	27.7	23.9	15.4
24	3	15	6.03	11.1	+60.8	357.9	+43.4	424.6	6.0	3.9
25	3	15	10.23	356.9	+49.1	353.2	+23.6	195.1	8.9	5.8

分かる(図3)。石堂層群と千倉層群の間には黒滝不整合のほかに嶺岡帯北側に発達する三浦層群上部の豊岡亜層群の清澄層と安野層を欠如していることは、黒滝不整合の時期にテクトニックな変換が起こり、無堆積の場から堆積の場に変換したことを示しており(新妻, 1982), 褶曲構造の発達とあわせて黒滝階の変動のこの地域における重要性が分かる。

石堂層群は石灰質ナンノ化石の資料により丹沢地域の寺家泥岩(太田ほか, 1986), 大磯地域の谷戸層(矢野, 1986)に対比することができる。寺家泥岩は丹沢地域における唯一の半深海性堆積物であり, その上位は関東山地から供給された礫からなる落合礫岩に覆われる(NIITSUMA & MATSUDA, 1985)。この層序から, この寺家泥岩は丹沢地塊が南海トラフにはまり込んだ時の堆積物であり, 落合礫岩は丹沢地塊が関東山地に衝突した時に供給されたものと考えられている(新妻, 1982)。大磯地域でも礫岩からな

る鷹取山層が堆積している。本地域における石堂層群堆積後の無堆積状態はこの丹沢地塊と関東山地の衝突に関係している可能性が大きい。

千倉層群は伊豆半島の城層群の横山シルト岩(小山, 1982)および足柄層群下部(石川, 1983MS; KOYAMA, 1986MS)に微化石および古地磁気層位学の資料により対比できる。この横山シルト岩は寺家泥岩と同様, 伊豆半島の地層の中で唯一の半深海性堆積物であり, 伊豆地塊が南海トラフにはまり込んだ時の堆積物と考えられている。伊豆半島における火山活動は横山シルト岩堆積以前には石英安山岩と玄武岩の両極化したものであったものが, 堆積後には安山岩の活動となっていることから, 応力状態が変化し引張場から圧縮場に変換したものと考えられ, この時期から伊豆地塊が本州と衝突を開始したことが予想される(NIITSUMA & MATSUDA, 1985)。このようなテクトニックな変換が房総半島の黒滝不整

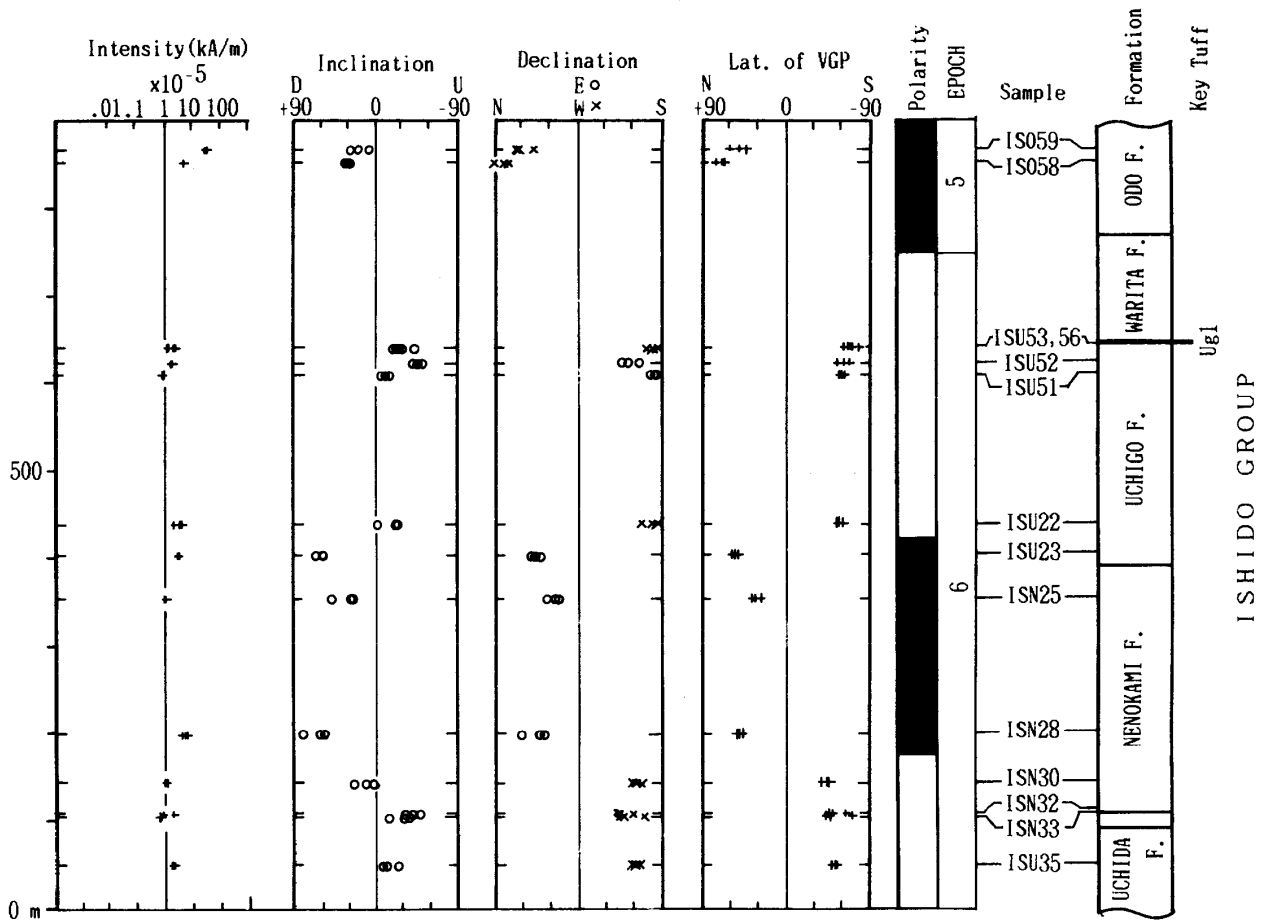


図14 Paleomagnetic result of the Ishido Group: 石堂層群の古地磁気。

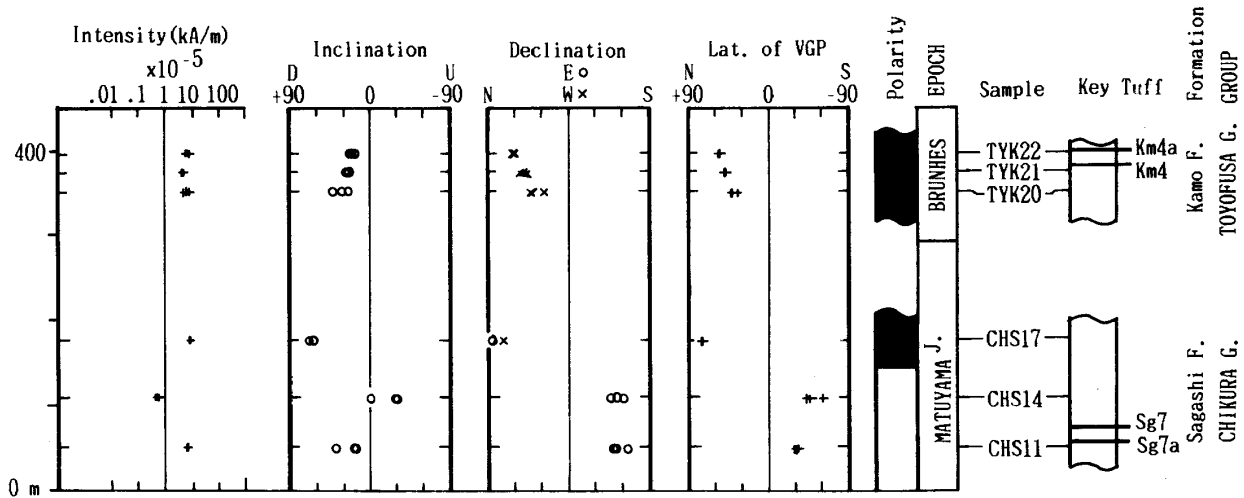


図15 Paleomagnetic result of the Chikura and Toyofusa Groups: 千倉層群と豊房層群の古地磁気。

合の時期に一致することは、房総半島におけるテクトニックな変換と伊豆地塊の衝突と関連している可能性が大きい。

豊房層群は駿河礫層および大磯丘陵の二宮層・沼代層(矢野, 1986; 小山, 1986)に微化石および古地磁気層位学的に対比できる。

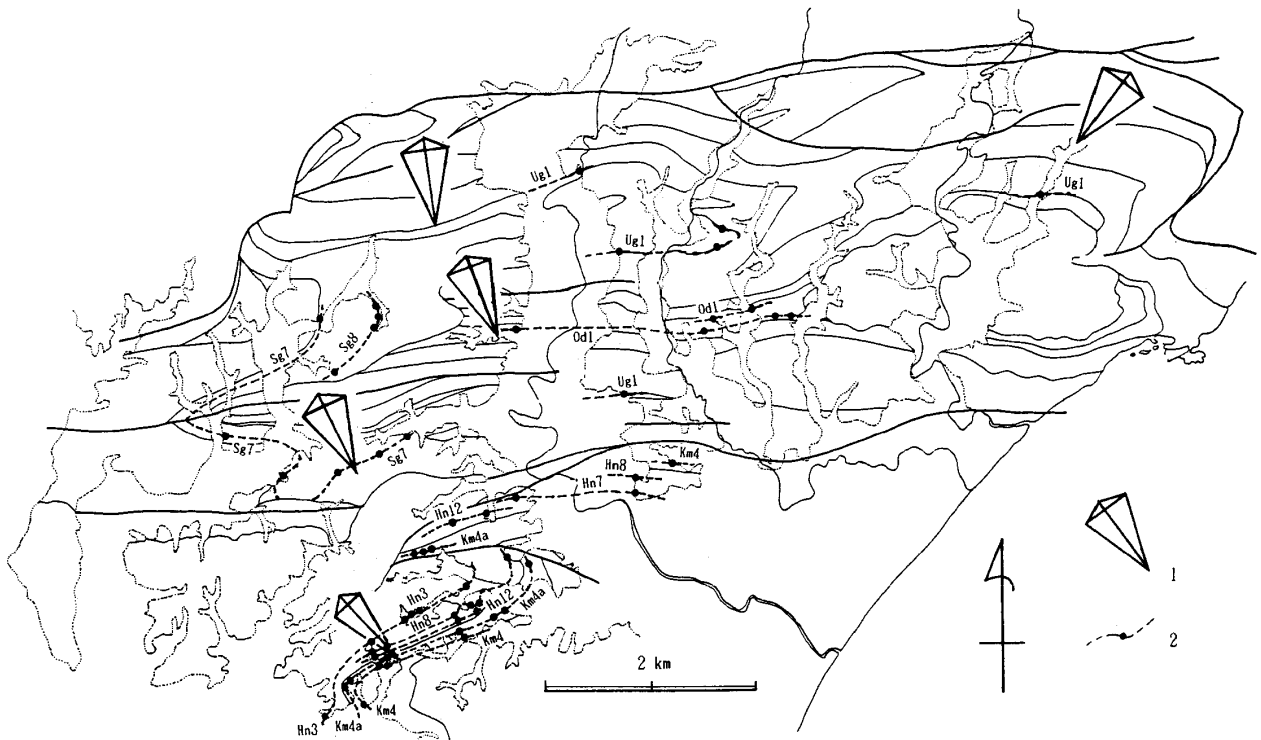


図16 Average and deviation of paleomagnetic declinations of sampling routes (1), and distributions and outcrops of key tuffs (2): 古地磁気偏角のルートにおける平均と偏差(1)および凝灰岩鍵層の露出地点と分布(2).

## 8. 地 史

本研究地域の地史を前述のことがらから考察してみることにする。

後期中新世の石堂階になり、深海底堆積物が嶺岡帯の南の水深4000m以深の海洋底に堆積を開始した。この堆積の開始は、現在フィリピン海プレートの沈み込んでいる南海トラフ、琉球海溝沿いの和達・Benioff帯の長さからプレート運動速度から計算すると、フィリピン海プレートが沈み込みを開始した時期に一致している(新妻, 1982), この地域が新たに沈み込み境界となったことを現しているものと考えられる。現在のフィリピン海プレート沈み込み境界において水深4000mを越すのは沈み込みトラフや海溝のみであることから、堆積開始時にはこの地域は沈み込みトラフ、すなわち南海トラフの東方延長であったと考えられる。この当時、丹沢地塊はこの南海トラフの南側あるいは南海トラフにはまりかけていたであろう(寺家泥岩)。その後、プレートの沈み込みに伴い、トラフの陸側斜面下部にはト

ラフ堆積物の付加が起こり、次第に沈み込み境界は南下する。付加されるトラフ底堆積物はプレート運動により波長が短く、プレート運動に直交する褶曲軸を持つ褶曲を起こすことが、現在の南海トラフで深海掘削により知られている(NIITSUMA, 1986)。石堂層群の褶曲構造はその形態から見ても南海トラフの付加体に類似しており、褶曲軸の方向は東西ないし東北東-西南西であることから、当時のフィリピン海プレート運動は北ないし北北西と考えられる。この地域は全体として大きな水平回転をしていないことが古地磁気の結果から明らかとなったが、フィリピン海プレートの運動方向が現在の運動方向と異なっていたかどうかは、古地磁気の偏角のパラツキが大きいため判定できない。プレートの沈み込みによる付加や褶曲が堆積中にある程度起こっていたことは、石堂層群上部の小戸層にスランプ堆積物が頻りに挟在すること、堆積深度が次第に浅くなることから支持される。

前期鮮新世の豊岡階の堆積物はこの地域には存在しないが、浅海陸化した証拠は全く無いことから、



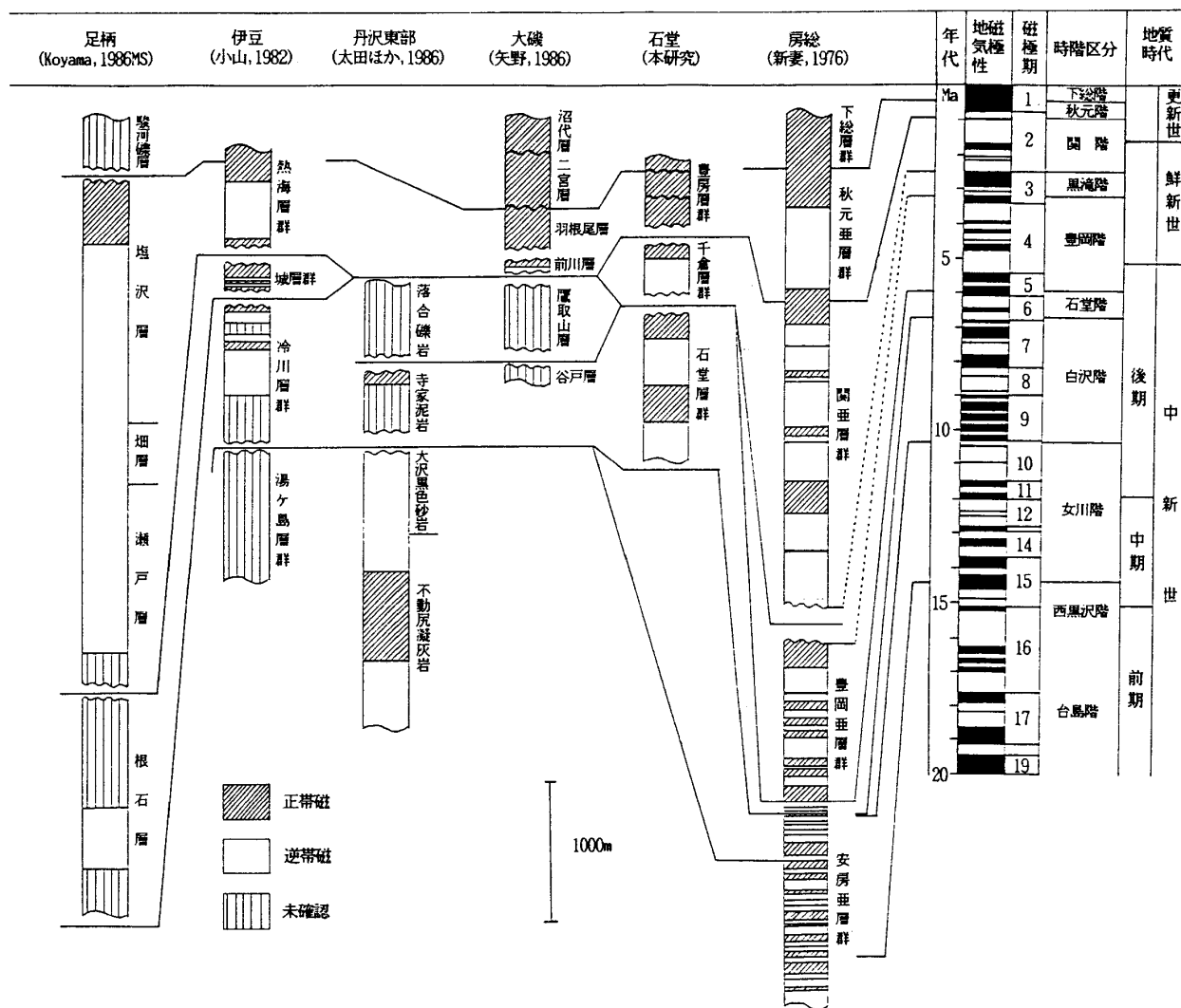


図17 Stratigraphic correlation with adjacent areas: 近隣地域との対比.

海底における無堆積現象が起こっていたものと考えられる。このような無堆積現象は海底の傾斜が2-3°以上ある海溝陸側斜面に一般的に起こっていることから (NIITSUMA & AKIBA, 1986a), 海溝陸側斜面の傾斜が大きくなったものと考えられる。嶺岡帯北側ではほぼ東西方向に発達した深海海段に深海扇状地堆積物(豊岡垂層群)が厚く堆積しており (TOKUHASHI, 1979; 新妻, 1982), この深海海段のトラフ側境界は嶺岡帯であり, この嶺岡帯の隆起によって陸からの堆積物が堰き止められて深海海段が形成されたと考えられる。この隆起によりこれまで本調査地域にまで供給されていた堆積物が全て堰き止められてしまったことも無堆積の原因かもしれない。また, この嶺岡帯の隆起はその南側の斜面の傾斜を大きく

するので, この両者が同時に起こり得る。この時期は丹沢地塊が関東山地に衝突した時期に当たっており, 丹沢から三浦半島の葉山を通り嶺岡にいたる隆起帯(いわゆる丹沢・嶺岡帯)が存在していることから, 嶺岡帯の隆起は丹沢地塊の衝突と関係している可能性は大きい。

黒滝不整合は房総半島のみならず関東地方にも広く認められているテクトニクスの変換を示す地質学的現象である。すなわち, それまで南側に向かうほぼ東西方向の大陸斜面が存在していたものが, この時期を境にして, 現在の利根川を軸とし九十九里浜に開口するトラフが形成された。このトラフは, 現在の相模トラフと同程度の規模であること, 深度分布, 形態が類似していることから, 当時, 利根川沿

いに現在の相模トラフで起こっているようなプレート相対運動があったものと予想されており、九十九里トラフと命名されている(新妻, 1982)。この黒滝不整合の上に重なる関階の地層はこのトラフの西部に厚く堆積するが、この調査地域では同時期に千倉層群が堆積しており、この時期に伊豆地塊が南海トラフにはまり込んでいることから、このテクトニクスの変換には伊豆の衝突が関係しているのかもしれない。千倉層群は石堂層群の形成した褶曲構造の向斜部を埋めるように堆積するとともに、その褶曲構造も成長しその堆積域を拡大した。これは、それまで、海底の傾斜が堆積物がとどまることができない程、急であったのが、緩くなったため堆積が開始されたものと考えられる。これは沈み込み境界が利根川沿いに移動したことを示唆している。

秋元階には九十九里トラフは急速に埋積されるが、その時期には足柄層群を堆積させたトラフも埋積される。本地域には、豊房層群が堆積しており、その堆積深度は次第に浅海化し、豊房層群堆積の末期である下総階の初期に陸化して現在にいたっている。この秋元階から下総階の間には、九十九里トラフ沿いで消化されていたプレート相対運動が、相模トラフで消化されるようになり、房総の南端が関東地震の度に上昇するような現在起こっているテクトニクスの活動が開始されたと考えられており(新妻, 1982)、豊房層群の堆積環境の変化はこのテクトニクスの変換を支持する。

本研究により明らかになったこのような目まぐるしいテクトニクスの変遷は、この地域が海溝・海溝・海溝型の三重会合点に近くに存在し、この型の三重会合点の位置の移動にともない、その周辺のテクトニックな環境が急変することを示唆している。

## 9. ま と め

本稿では房総半島南部の石堂周辺地域の地質調査に基づき確立された新第三系・第四系の層序について述べ、その層序について微化石層位学・古地磁気層位学的検討を行い、房総半島の嶺岡帯以北の層序との対比を行った。さらにこれらの堆積物をこの地域に堆積させた海溝・海溝・海溝型の三重会合点周

辺のテクトニクス、特に丹沢・伊豆地塊の衝突との関連について述べた。以下に本研究によって明らかになったことを列記する。

(1) 本地域の堆積岩は、下位から保田層群、石堂層群、千倉層群、豊房層群の四つの層群に区分でき、それらは互いに不整合関係である。

(2) 保田層群は砂岩、シルト岩を主体とし、白色凝灰岩を挟在する。固結度が高く、多くの節理により細裂する。

(3) 石堂層群はシルト岩を主体とし、挟在する凝灰岩層の性質によって、下位から内田層、大谷層、子神層、内郷層、割田層、小戸層、向畑層の7層に区分できる。

(4) 千倉層群は砂岩およびシルト岩からなり、石堂層群の形成する褶曲構造の向斜部に発達する。その分布地域と岩相により、中三原層、嵯峨志層、根方層の3層に区分できる。

(5) 豊房層群は上方細粒化のサイクルをなす礫岩、砂岩、シルト岩からなり、その岩相により、加茂層、東長田層、滝川礫岩の3層に区分できる。

(6) 微化石の検討の結果、石堂層群は水深4000m以上のCCD以深の海底に堆積を開始し、その深度を次第に減ずるが、上部の割田層でも水深は2000m以深である。千倉層群では2000-1000mの水深が、豊房層群では1000mから次第に浅海化し200mの水深になったことが推定される。

(7) 微化石層位と古地磁気層位の検討により、石堂層群は中新世後期の第6逆磁極期と第5正磁極期に対比でき、千倉層群はMatuyama逆磁極期の関階に対比でき、豊房層群はBrunhes正磁極期に対比でき、その大部分は秋元階に、最上部は下総階に対比できる。

(8) 本地域の褶曲構造は東西から東北東-西南西の褶曲軸をもち、褶曲軸面は北に傾斜しており、向斜構造の北翼では急傾斜や逆転層がみられる。背斜軸部には南方への衝上断層が発達している。褶曲の波長は500m程度で沈み込み境界に発達する付加体の褶曲構造と類似している。

(9) 古地磁気の偏角は褶曲軸の屈曲により局地的に変化するが、この地域全体としての水平回転は検出できなかった。

(10) 石堂層群の堆積開始はフィリピン海プレートの沈み込みの開始と対応しており、石堂層群と千倉層群の間の無堆積の期間は丹沢地塊と関東山地の衝突に伴う嶺岡帯の隆起による海底傾斜の増大によるものと考えられ、千倉層群の堆積はフィリピン海プレートの沈み込み境界が房総半島の南方から利根川沿いに移動したため海底傾斜が緩くなったためであり、豊房層群の堆積の終了・陸化はその沈み込み境界が再び房総半島南方に戻ったからと考えられる。

## 文 献

- BLOW, W. H. (1969), Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *in* Brönniman, P. and Renz, H. H. (Eds.), *Proc. First Int. Conf. Plankt. Microfossils*, 1, 199-422, E. J. Brill, Leiden.
- BUKRY, D. (1975), Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 32. *Init. Rep. DSDP*, 32, 677-701.
- GARTHNER, S. Jr. (1977), Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. *Mar. Micropaleontol.*, 2, 1-25.
- HAQ, B. U. (1980), Biogeographic history of Miocene calcareous nannoplankton and paleoceanography of the Atlantic Ocean. *Micropaleont.*, 26, 414-443.
- 兵頭 浩(1986), 秩父盆地新第三系の地質と古地磁気. 静大地球科学研報, 12, 115-152.
- 石川 力(1983MS), 足柄層群の地質. 静大理地球科学卒論.
- KENNETT, J. (1982), *Marine Geology*, 813p., Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- 北里 洋(1985), 底生有孔虫からみた東北日本弧の古地理. 科学, 55, 532-540.
- 小竹信宏(1983MS), 南房総・館山市東方の地質. 静大理地球科学卒論.
- (1985MS), 房総半島南端地域の層位的・古生物学的研究. 静大理地球科学修論.
- 小竹信宏(1986), 房総半島南端地域の地質. 地質雑(投稿中).
- 小山真人(1982), 伊豆半島北東部中伊豆町～伊東市地域の層序. 静大地球科学研報, 7, 61-86.
- KOYAMA, M. (1986MS), Tectonic history of the Izu Peninsula and adjacent areas, based on paleomagnetism and stratigraphy. Doc. Thesis, Univ. Tokyo.
- 小山真人・北里 洋(1986), 大磯地域の古地磁気. 地球電磁気学会予稿, 79, 191.
- 小山真人・新妻信明(1983), リングコア型フラックスゲート回転磁力計および電流制御式3軸交番磁場消磁装置について. 静大地球科学研報, 8, 49-61.
- NAKAGAWA, H., KITAMURA, N., TAKAYANAGI, Y., SAKAI, T., ODA, M., ASANO, K., NIITSUMA, N., TAKAYAMA, T., MATOBA, Y. and KITAZATO, H. (1977), Magnetostratigraphic correlation of Neogene and Pleistocene between the Japanese Islands, Central Pacific and Mediterranean regions. *Proc. 1st. Intern. Congress Pacific Neogene Stratigraphy, Tokyo.*, 285-310.
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一(1981), 鴨川地域の地質. 5万分の1地質図幅, 地質調査所.
- 中尾誠司(1982MS), 房総半島南部安房古川地域の地質. 静大理地球科学卒論.
- 成瀬 洋(1954), 豊房累層の堆積環境—房総南端その2—. 地質雑, 60, 388-399.
- 成瀬 洋・杉村 新・小池 清(1951), 房総南端—新第三紀層—. 地質雑, 57, 511-525.
- 新妻信明(1982), プレートテクトニクスの試金石—南部フォッサマグナ. 地球, 4, 326-333.
- NIITSUMA, N. (1986), Paleomagnetic results, Nankai Trough and Japan Trench, Deep Sea Drilling Project Leg 87. *Init. Rep. DSDP.*, 87, 757-786.
- NIITSUMA, N. and AKIBA, F. (1986a), Magnetostratigraphy and diatom biostratigraphy of Site 584, Deep Sea Drilling Project Leg 87 and implications on the tectonic evolution of Japanese Island Arcs. *Init. Rep. DSDP.*, 87, 555-571.
- NIITSUMA, N. and AKIBA, F. (1986b), Neogene tectonic evolution and plate subduction in the Japanese Island Arcs. *in* Nasu, N., Uyeda, S., and Kagami, H. (Eds.), *Formation of Active Ocean Margins*, 75-108, Terrapub., Tokyo.
- 新妻信明・藤井 昇・北里 洋(1984), 炭素・酸素同位体比による有孔虫の古生態の推定. 静大地球科学研報, 10, 113-122.
- 新妻信明・小山真人(1981), 高感度自動無定位磁力計および3軸交番磁場消磁装置について. 静大地球科学研報, 6, 35-44.
- NIITSUMA, N. and MATSUDA, T. (1985), Collision in the South Fossa Magna area, Central Japan. *Rec. Progress, Natural Sci. Japan*, 10, 41-50.
- OKADA, H. and BUKRY, D. (1980), Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropaleontol.*, 5, 321-325.
- 太田英将・石黒 均・岩橋 悟・新妻信明(1986), 丹沢山地東部の地質. 静大地球科学研報, 12, 153-189.
- 大塚弥之助・小池 清(1949), 房総半島中部の地質. 立地

研報, **3**, 31-32.

渋谷 保・品田正一(1986), 房総半島南端の作名背斜の形成過程. 地質雑, **92**, 1-13.

THIERSTEIN, H. R., GEITZENAUER, K. R., MOLFINO, B. and SHACKLETON, N. J. (1977), Global synchronicity of Late Quaternary coccolith datum levels: validation by oxygen isotopes. *Geology*, **5**, 400-404.

TOKUHASHI, S. (1979), Three dimensional analysis of a large sandy-Flysch body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Geol. & Mineral.*, **56**, 1-60.

植田房雄(1930), 房総半島北部の地質. 地質雑, **37**, 250-253.

矢野 享(1986), 大磯丘陵南部地域の層序とその地質年代および堆積環境. 静大地球科学研報, **12**, 191-208.