

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、

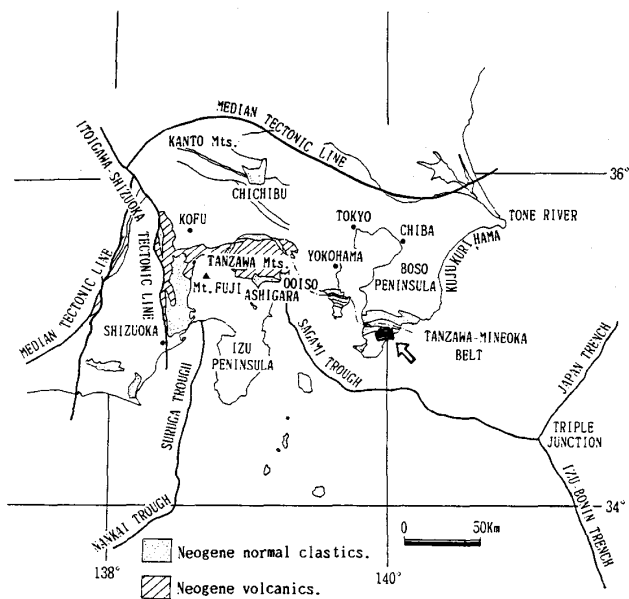


図1 Index map of the studied area : 調査地域.

- (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 F			
保田層群				江見層 波太層 高鶴層

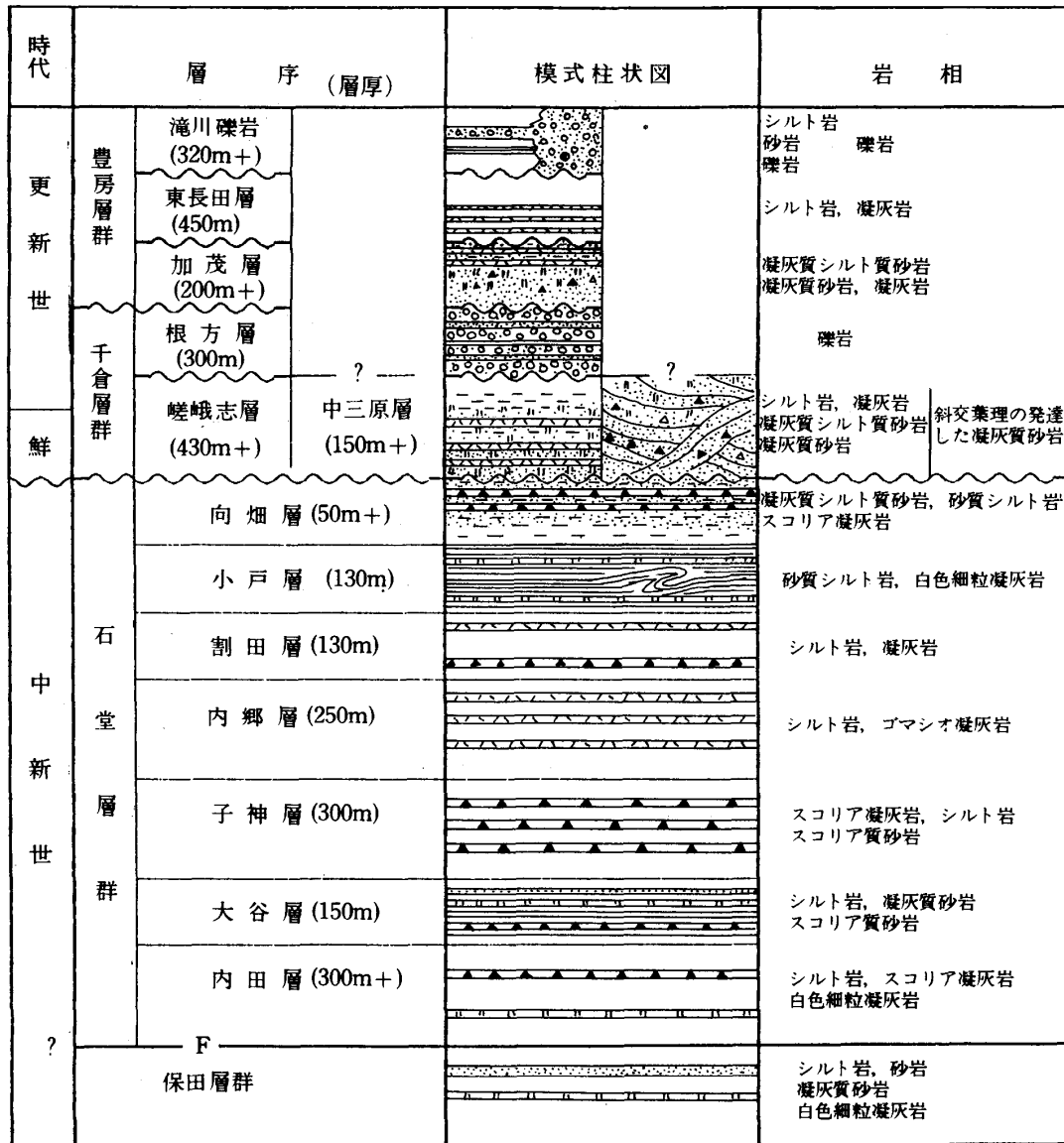


図2 Schematic columnar section: 模式柱状図.

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)。

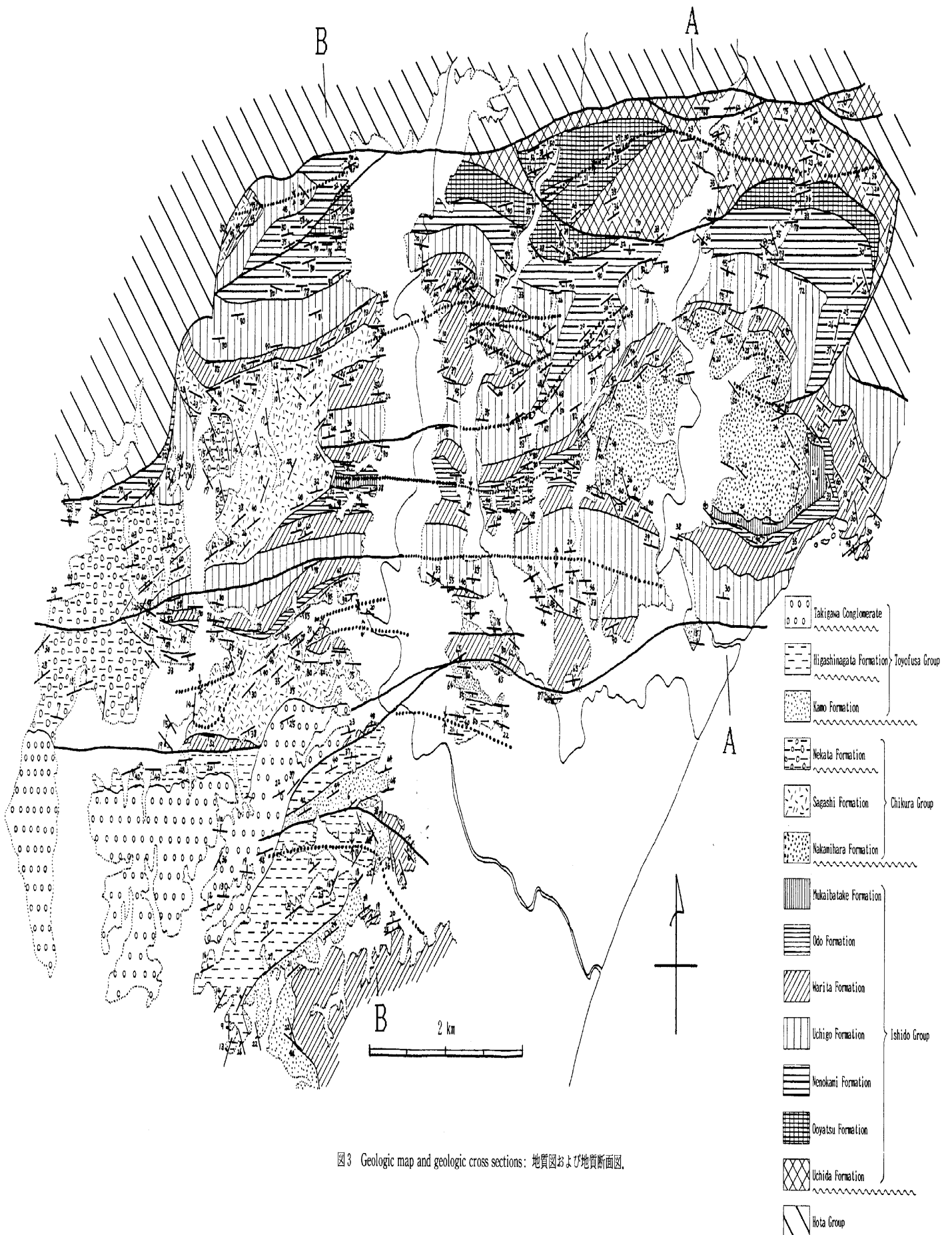
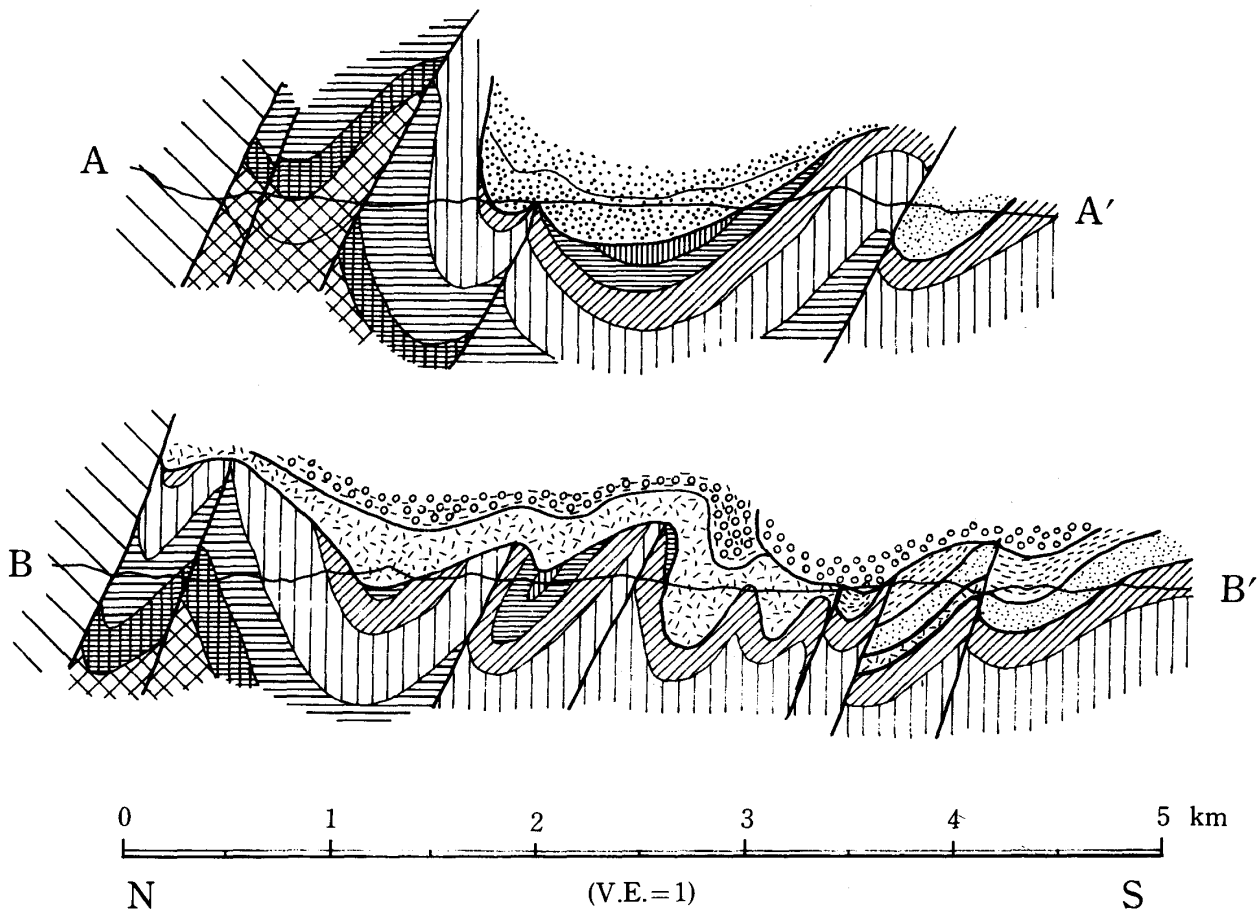


図3 Geologic map and geologic cross sections: 地質図および地質断面図.



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。

層序関係：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繁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繁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

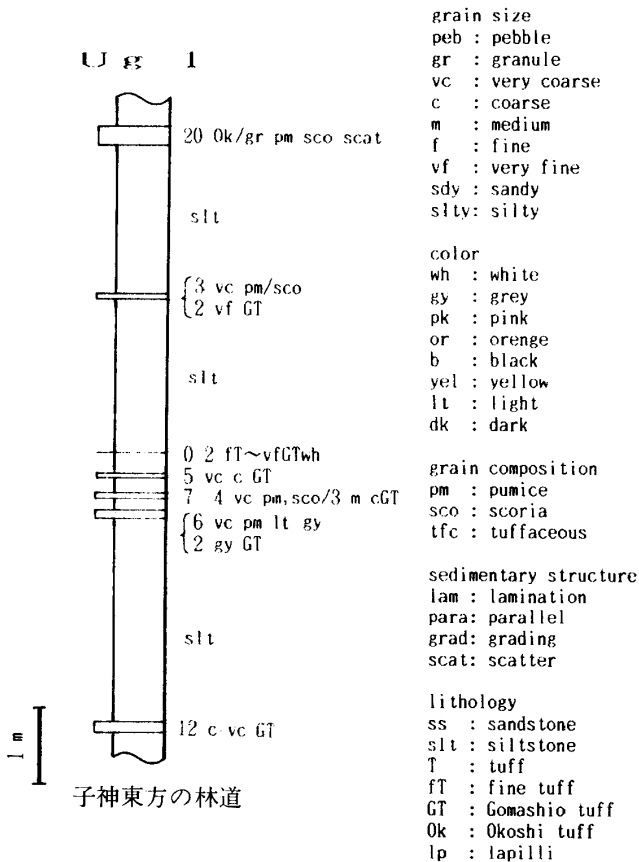


図 4 Columnar section of key bed of tuff in the Uchigo Formation of the Ishido Group: 石堂層群内郷層の凝灰岩鍵層の柱状図。

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。

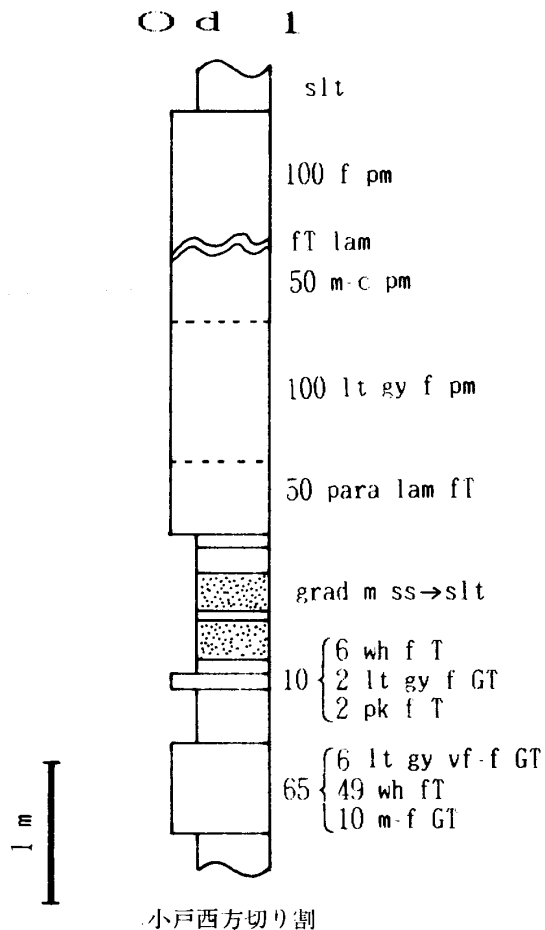


図5 Columnar section of key bed of tuff in the Odo Formation of the Ishido Group: 石堂層群小戸層の凝灰岩鍵層の柱状図。

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

