

千葉県清和県民の森周辺の地質 —とくに安房層群清澄層・安野層の層序と構造について—

石原与四郎¹ 徳橋秀一²

Yoshiro ISHIHARA and Shuichi TOKUHASHI (2001) The geology of the area in and around the Seiwa Prefectural Forest Park, Chiba Prefecture, central Japan, with special reference to the stratigraphy and structure of the Kiyosumi and Anno formations, Neogene Awa Group. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 52 (9), p. 383-404, 16 figs, 2 appendix figs.

Abstract: The Neogene Amatsu, Kiyosumi and Anno formations of the upper part of the Awa Group are well exposed in ascending order in the Seiwa Prefectural Forest Park, the central part of Boso Peninsula, central Japan. The Amatsu Formation is mainly formed of deep-water mudstones, and the Kiyosumi and Anno formations are mainly made up of turbidite successions. In this region, the detailed geologic and stratigraphic works based on the trace of many tuff marker beds have not been done owing to the existence of the Mishima and Toyofusa lakes. We conducted the geologic survey using the motor boats in the lakes and clarified the detailed stratigraphy and structure of the formations, especially the Kiyosumi and Anno formations, distributed in this area by making a detailed geologic map drawn with the distribution of many tuff marker beds.

The Kiyosumi and Anno formations are gently folded along a couple of anticline and syncline axes trending WNW-ESE with dominant of younger N-S directional faults, and some older E-W directional low-angled reversal faults at the southern part of the syncline in the Kiyosumi Formation. The new facts on the lithology and stratigraphy of these formations are follows: a deep basal erosion and channel deposits with pebbly sandstone are developed across the syncline around Toyofusa Lake; maximum erosion of the channel reach to the horizon of Am78 tuff marker in the upper Amatsu Formation; depositional centers of the Kiyosumi and Anno formations are moved northward during the deposition of these formations. This area is very important for the investigation of the depositional process of the Anno Formation as opposed to other areas due to the existence of the basal erosion and the channel deposits, about 1 km wide in E-W direction and a few kilometer long in N-S direction.

要 旨

千葉県の房総半島中央部の小糸川上流域に位置する清和県民の森周辺には、新第三系の安房層群天津層、清澄層および安野層が分布する。天津層は半遠洋性泥岩の卓越するベースンフロア堆積物、清澄層および安野層は砂岩優勢から泥岩優勢へと変化するタービダイトサクセッションである。この地域には、古くからの三島ダム湖、豊英ダム湖の存在により、他の地域のような凝灰岩鍵層の分布に基づいた詳細な地質図の作成やそれに基づいた層序や構造等の検討は今まで行われていない。本研究では、モーターボートを用いたダム湖の調査及び周辺丘陵山間部の調査により、本地域の詳細な地質図を作成する

とともに、そこに分布する清澄層および安野層の層序・層相を明らかにした。

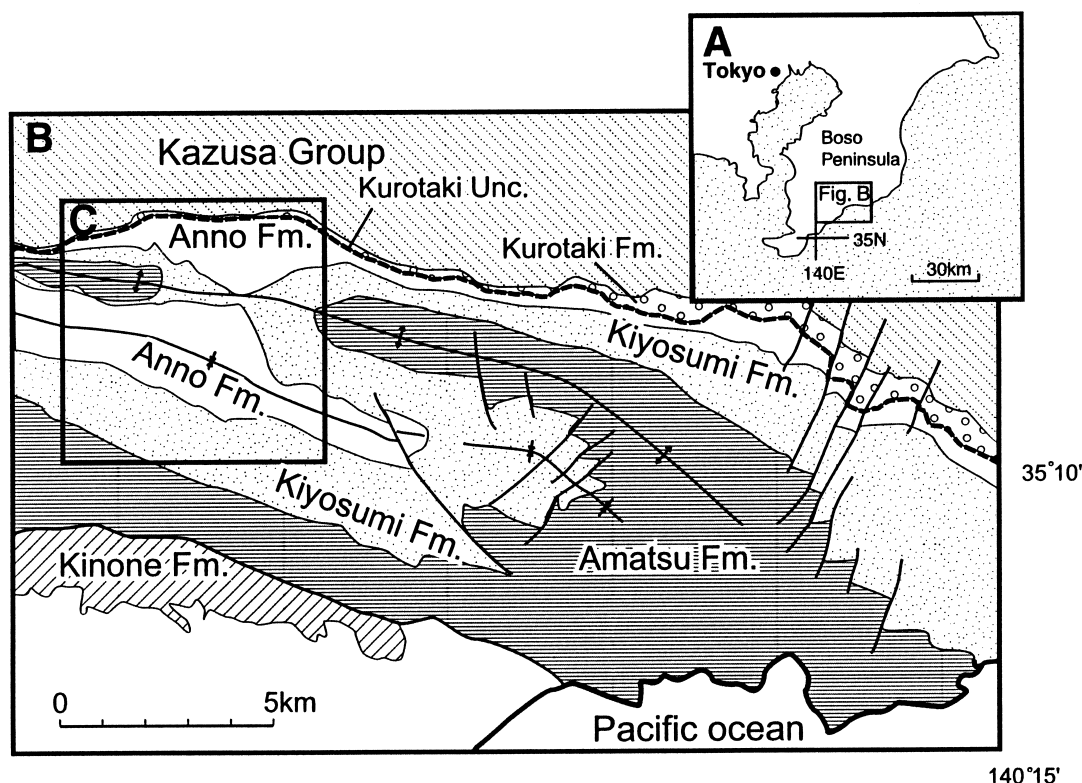
その結果、地質構造は、詳細な地質が明らかになっている東側の半島中央部と同様、一組の向斜・背斜軸に沿って地層が分布すること、全体的に上位の上総層群も切る南北系の断層が卓越するが、清澄層が厚く分布する向斜南翼の一部では東西方向の逆断層が存在することが明らかになった。

層相については、清澄層は下位の天津層境界から整然とした砂岩泥岩互層の堆積からなるが、その上位の安野層には今まで報告にない大規模なチャネル構造や礫層を伴うチャネル充填堆積物が認められた。チャネルによる下位層準の削剥は天津層 Am78 層準まで及ぶと推定される。また、全体的には清澄層から安野層にかけて、上

¹ 京都大学理学研究科研修員 (Graduate school of Science, Kyoto University, Kyoto, 606-8502 Japan)

² 地圏資源環境研究部門 (Institute for Geo-Resources and Environment, GSJ)

Keywords: central Japan, turbidite succession, submarine-fan system, Kiyosumi Formation, Anno Formation, feeder channel, channel-fill deposits, Seiwa Prefectural Forest Park, Boso Peninsula



第1図 調査地域位置図. 房総半島の位置 (A), 房総半島中央部の地質図 (B: 鈴木ほか, 1995) および調査地域 (C).
 Fig. 1 Index map of the study area. A: Location of the Boso Peninsula, B: Geological map of the central Boso Peninsula (after Suzuki *et al.*, 1995), C: Location of the study area.

位に向かって北側に堆積の中心を移すこと、どの層準でも背斜軸とその周辺では、泥岩が粗粒化していることなどが明らかになった。

房総半島の中・東部域では、整然とした泥岩優勢のタービダイトサクセッションである安野層が、本地域では、幅1km、長さ数kmのチャンネル構造をもつことが明らかになり、安野層の堆積様式を考える上で、本地域が極めて重要な地域であることが判明した。

1. はじめに

千葉県房総半島中央部に位置する清和県民の森周辺地域には、新第三系海成層である安房層群上部の天津層、清澄層そして安野層が広く分布する(第1図)。天津層は厚い半遠洋性泥岩層からなるベースンフロア堆積物であると考えられている。一方、その上位に重なるタービダイトサクセッションの清澄層及び安野層については、砂岩優勢互層から泥岩優勢互層に変化する一連の海底扇状地堆積物からなると考えられている。これらの層は房総半島中央部に南北7km、東西約40kmと細長く分布し、半島の中央部でWNW-ESE方向に一對の背斜軸と向斜軸を持つ緩やかな褶曲構造を伴っている(徳橋, 1997)。

安房層群の分布する地域については、豊富に挟在する

凝灰岩層を鍵層として用いることによってその分布や構造の詳細がまとめられている(たとえばTokuhashi, 1979; 中嶋ほか, 1981)。また、徳橋(1976a, b), Tokuhashi(1979)および中嶋(1978)などにより、これらの凝灰岩鍵層をもちいた詳細な層序学的研究をベースにした堆積学的研究がなされ、清澄層や安野層が海底扇状地堆積物であることが明らかにされてきた。最近では小櫃川流域の清澄層・安野層のタービダイトサクセッションの時系列解析により、海水準変動の影響を受けて形成されたと考えられるタービダイト堆積の周期性が認められている(石原ほか, 1997)。

このような詳細な調査がなされ、海底扇状地の発達に関して重要な研究がなされてきた安房層群であるが、本研究で調査された小糸川上流域は、古くからの三島ダム湖と豊英ダム湖の存在のため、房総半島の他の地域で行われているような、数多くの凝灰岩鍵層をもとにした地層の分布や構造が明らかにされていない地域である。とくに凝灰岩鍵層の分布に基づいて層序や構造の詳細が明らかにされている小櫃川や湊川流域に比べて、その中間に位置する本地域の調査が不十分であった。本地域は、小櫃川流域で見られる安野層のタービダイト砂岩の供給源に近く(徳橋・岩脇, 1975; 中嶋, 1978)、安房層群の海底扇状地形成後期の堆積プロセスを解明する上でも、大変重要な地域である。したがって本地域の凝灰岩鍵層

の追跡, その分布の詳細な検討は, 本地域の層序・構造の詳細な実体解明のみならず, 安房層群上部の形成過程・堆積プロセスの解明からも大変重要である。

著者らは, 三島ダム湖と豊英ダム湖において, モーターボートを用いた詳細な地質調査を行うとともに, 周辺の丘陵・山地地域についても詳細な調査を行った。その結果, 本地域の地層の分布, 構造についての詳細を明らかにし, また多くの新知見を得ることができた。本論文では, これまでの地質調査によって明らかにされた本地域の地質の実体について報告する。

2. これまでの研究

安房層群は, 房総半島の中部域に広く分布し, 下位の古第三系の嶺岡層群に不整合で重なり, 上位は黒滝不整合を境に鮮新-更新統上総層群に覆われる。安房層群は, 下位より, 富川層, 神川層, 木の根層, 天津層, 清澄層, 安野層に区分される(中嶋ほか, 1981)。このうち, 多くの多種多様な凝灰岩を挟在することで特徴づけられる安房層群上部の天津層, 清澄層, 安野層は, 下位から順に整合に重なり, 房総半島中部域に広く分布する(徳橋, 1997; 第1図, 第2図)。

これらの3累層のうち, タービダイトサクセッションからなる清澄層と安野層については, 多くの凝灰岩鍵層を用いてタービダイトの詳細な堆積学的研究が行われてきた(徳橋・岩脇, 1975; 中嶋, 1978; 徳橋, 1976a, b, 1983a, b, 1988, 1997)。とくに徳橋・岩脇(1975)およ

び徳橋(1976a, b)の研究では, 清澄層と安野層中の凝灰岩鍵層を用いて東西40 km, 南北5 kmにわたってタービダイト単層群を追跡するとともに, 単層の三次元的な解析と堆積学的な研究により, その堆積環境の復元が行われるなど, 世界的にもあまり例をみない高い精度で海底扇状地の形成過程が議論されてきた。

ここでは, 安房層群上部の3累層について, それらの分布, 岩相・層序および年代等について, その概要を紹介する。

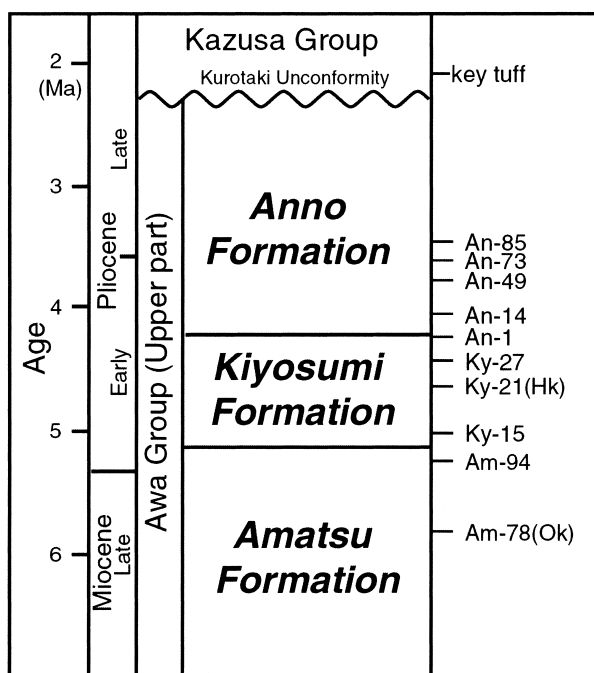
2.1 天津層

天津層は青灰色の半遠洋性泥岩と, 頻繁に狭在する凝灰岩からなる。天津層は化石年代, 層序から三浦半島の逗子層下部から初声層の一部及び三崎層に対比され(鈴木ほか, 1995), 嶺岡山地南部の石堂層に対比される(中嶋ほか, 1981)。ほぼ東西の走向で東海岸の天津から西海岸の鋸山周辺まで分布するほか, 清澄背斜の軸部などに分布する。層厚は鴨川北西の待崎川付近でもっとも厚く(1,025 m), その西側と東側では薄くなる(中嶋ほか, 1981)。本調査地域では南部の地域一帯および背斜軸部に分布する。南部地域ではWNW-ESEの一般走向を有する。

本層は, 下位の木の根層から引き続く一連の泥質岩を主とする地層で, その累重関係は整合である。天津層の上限境界は, 房総半島中・東部で, 上位の清澄層と整合関係で接し, 半島西部では上方に稲子沢泥岩層に移化する。また, 西側の海岸付近では千畑砂岩・礫岩部層を挟在する(中嶋ほか, 1981; 徳橋, 1997)。

天津層からは, とくに下部の泥岩に局部的に貝化石 *Conchocele bisecta* の多産が報告されている(中嶋ほか, 1981)。小池・西川(1955)は, 本層から陸棚泥帯にすむ貝の化石を報告している。また, 中部中新統の本累層から *Aturia minoensis* の報告がある(富田, 1989)。一方底生有孔虫化石からは, 水深2,000 m前後の半深海の堆積環境が想定されている(北里, 1987, 1991)。

天津層の年代は, 下部(Am18付近)から珪質鞭毛藻類の化石が産し, その群集解析から, 中期中新世の後半から後期中新世の時代が得られている(沢村・中嶋, 1980)。石灰質ナノ化石年代からは, 蟹江ほか(1991)が本累層最下部(Am2付近)をCN5a [13.6-11.9 Ma]としている。また, 古地磁気層位学的研究によれば, 天津層最上部に中新統-鮮新統境界が存在していると考えられている(新妻, 1976)。フィッシュン・トラック年代としては, Kasuya(1987)により, 凝灰岩鍵層 Am78(Ok): 6.3 ± 0.4 Ma, Am76: 6.6 ± 0.5 Ma, Am40: 9.5 ± 0.6 Maなどの値が, また, 徳橋ほか(2000)により, Am19: 11.7 ± 0.3 Ma, Am40: 8.5 ± 0.5 Ma, Am61: 6.3 ± 0.5 Ma, Am78(Ok): 5.7 ± 0.4 Ma, Am94: 5.2 ± 0.3 Maなどの値が報告されている。Takahashi *et al.* (1999)は木の根層



第2図 安房層群上部の層序と年代

Fig. 2 Stratigraphy and ages of the upper Awa Group.

から天津層下部の微化石層序および放射年代層序の詳細をまとめ、各研究のレビューを行っている。

2.2 清澄層

清澄層は、房総半島中部の清澄背斜を中心として、西方は高宕山付近から、半島東岸の勝浦市北部まで分布する（鈴木ほか、1995）。半島東部から中央部にかけては、タービダイト砂岩の卓越する砂岩泥岩互層であるが、小糸川と湊川の間の高宕山から西方で急激に層厚が減少して泥岩もしくは泥岩優勢タービダイト砂岩泥岩互層になり、稲子沢層と呼ばれるようになる。また、本層の最下部は嶺岡山地南側の石堂層最上部に対比される（中嶋ほか、1981）。層厚は、小糸川上流山太郎で約700m、鴨川有料道路沿いで約870m、東部の夷隅川上流の古新田付近で約450mである（中嶋ほか、1981）。

清澄層は下位の天津層を整合に覆い、上位の安野層に整合に覆われる。中嶋ほか（1981）では、33セットの凝灰岩鍵層が定められており、地層の対比に極めて有効である。Tokuhashi（1979）は、凝灰岩鍵層を用いて清澄層を5つのユニットに分け、それらの三次元的形態と堆積過程の検討を行い、清澄層が海底扇状地堆積物であることを示した。全体的な岩相は、層厚数10cm～数mのタービダイト砂岩の卓越するタービダイト砂岩—半遠洋性泥岩互層であるが、いくつかの層準で泥岩優勢互層を挟在する。清澄層の時系列解析により、このタービダイト砂岩の卓越する層準とそうではない層準との繰り返しは、数万～数十万年オーダーの海水準変動に対応する可能性が示されている（石原ほか、1997）。清澄層の上位は、まとまった泥岩優勢互層が卓越する安野層に整合に覆われている。

清澄層のタービダイト砂岩単層は連続性に富み、例えば徳橋（1976a）によると、凝灰岩鍵層 Ky21 (Hk tuff) 層準の砂岩層の場合、半島中央部で1mほどの層厚をもつ砂岩層が東海岸から西海岸まで40kmにわたって追跡されている。また、徳橋（1976a, b）は、タービダイト砂岩単層の形態がレンズ状であることを示すとともに、中央厚層部と周辺薄層部に区分した。そして中央厚層部のほとんどが塊状粗粒砂岩からなるのに対して、周辺薄層部は葉理の発達した細粒砂岩から構成されていることを示した。さらに、Tokuhashi（1979）は、中央厚層部より上流の堆積物としてチャンネル堆積物を認定し、Bouma sequence (Bouma, 1962) に関連づけて A0部をもうけた。A0部は、含偽礫砂岩、含礫砂岩からなり、下位の泥岩層は多くの場合削剥されている。このような含礫砂岩に含まれる古期岩礫の多くは、径1～数cmであり、チャートや砂岩、溶結凝灰岩、結晶片岩等で構成されている。この礫種や古流向等の検討によると、清澄層の砂岩層の給源は北方に求められ、半島中央部で扇型の南に開いた古流向の分布を示す（徳橋、1976b）。

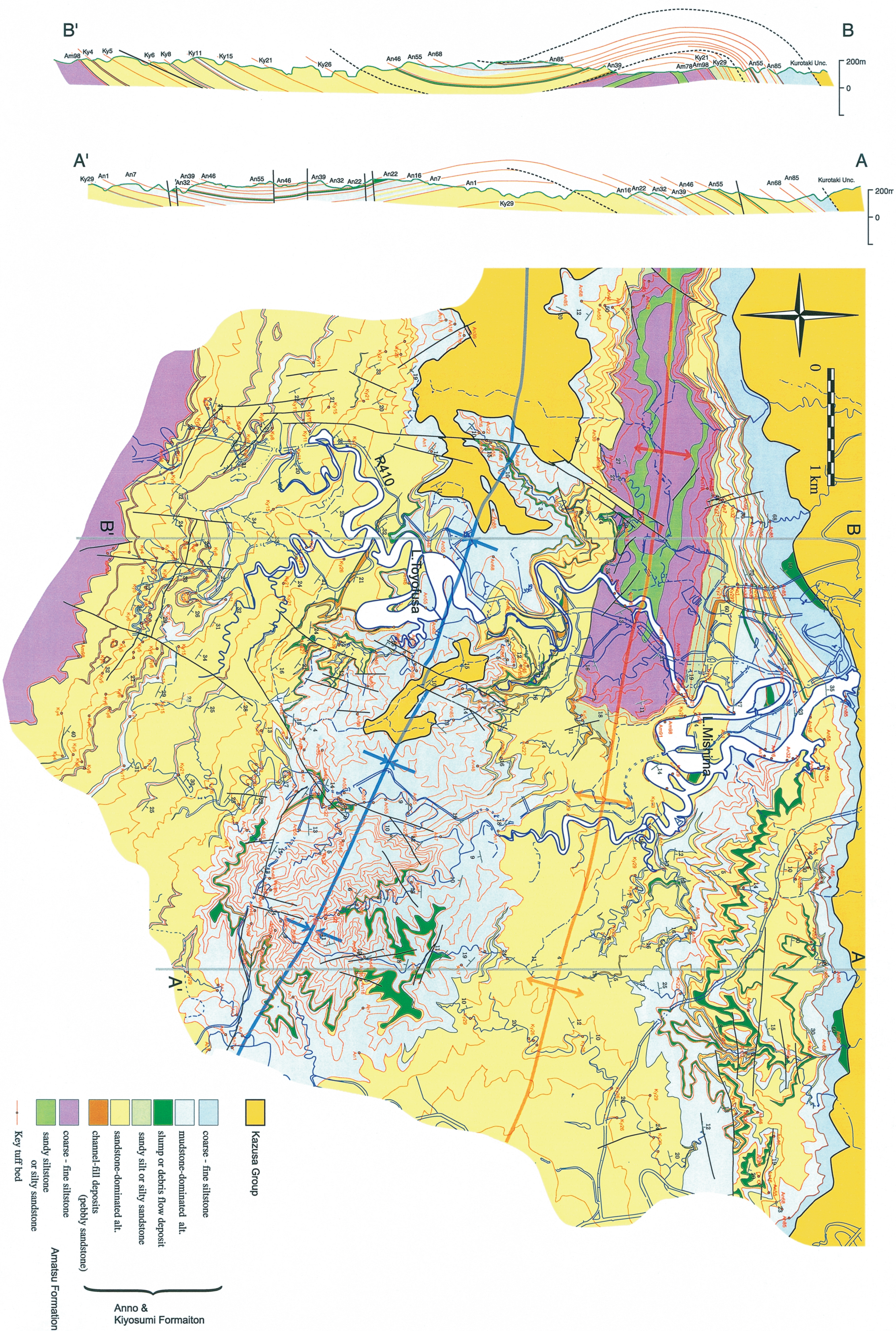
清澄層の堆積環境は、半遠洋性泥岩から産出した底生有孔虫化石によると、水深1,000m～2,000m（八田・徳橋、1984）あるいは水深2,000m前後（北里、1987, 1991）の半深海が想定されている。

年代データは、絶対年代として凝灰岩鍵層 Ky21 (Hk tuff) について、フィッション・トラック年代が 5.0 ± 0.5 Ma (Kasuya, 1987), 4.5 ± 0.2 Ma (徳橋ほか、2000), K-Ar年代が 5.2 ± 0.3 Ma (岡田ほか、1991), 4.70 ± 0.36 , 4.68 ± 0.42 , 4.47 ± 0.27 Ma (ト部ほか、1998) などがある。一方、Oda (1977) は、浮遊性有孔虫による三浦層群および上総層群の生層序区分を行い、清澄層はおよそ前期鮮新世の年代を示すとした。蟹江ほか（1991）は富津市志駒川で Ky21 (Hk) 直下のシルト岩から前期鮮新世前期の年代を示す石灰質ナノ化石群集を見出した。古地磁気層序では Kimura (1974) や新妻 (1976) などの研究があり、いずれも前期鮮新世前後の年代を示している。Takahashi *et al.* (1996) は、安房層群の絶対年代と有孔虫の生層序区分をまとめた。これらのデータから清澄層の堆積年代を見積もると、5.1 Ma から 4.3 Ma の約 80 年間になる。

2.3 安野層

本層は房総半島西部の富津市から東部の勝浦市にかけ、ほぼ東西方向に分布する。半島東岸では清澄背斜の北翼、中央部では清澄向斜軸部および背斜北翼、西部では清澄向斜の南翼に露出する。層厚は君津市細野上流で約450m（中嶋ほか、1981）、湊川地域で600m（中嶋、1978）とされている。

安野層は清澄層を整合に覆い、上部を黒滝不整合を境に上総層群に覆われる。下位の清澄層と同様に海底扇状地堆積物と考えられている（中嶋、1978；徳橋、1988）。古流向は上部ではほぼ北から南に広がる形態を持ち（中嶋、1978）、下部ではおもに北西から南東への流向が卓越する（徳橋・岩脇、1975）。全体として泥岩優勢互層であるが、房総半島中部の小櫃川流域では、砂岩優勢互層と泥岩優勢互層がそれぞれ3回および4回繰り返す。石原ほか（1997）は、安野層のタービダイトサクセッションの時系列解析の結果、この繰り返しが半遠洋性泥岩の積算層厚にして16-22mと5-7mごとに起こっていることを示し、これが時間的にはミランコビッチサイクルのオーダーであることから、海水準変動の影響がある可能性を示した。下部 (An85-An1) では、このように泥岩優勢のタービダイト砂岩—半遠洋性泥岩互層が卓越するが、An85層準より上位ではタービダイト砂岩が挟在されなくなるとともに、泥岩が粗粒になり、砂質泥岩、泥質砂岩をへて最上部で粗粒砂岩になる。湊川上流の豊岡付近では、下位から、砂岩泥岩互層、泥岩、砂質泥岩、泥質砂岩そして斜層理のある粗粒砂岩に変化する（中嶋、1978）。最上部は黒滝不整合で削られ、上限の層準は



第3図 凝灰岩鍵層を基にした岩相地質図
 Fig. 3 Geological and lithological map based on the key tuff makers of the study area.

地域によって大きく異なる。一般には半島の東側ほど削剝量が大きく、東海岸付近では安野層の全層準が削剝されている。

安野層には、半遠洋性泥岩のほかにはしばしばタービダイト起源の泥岩(タービダイトダスト)の存在が知られているが、両者の境界は漸移的であり、その境界の認定が難しい場合も多い(徳橋・八田, 1982)。棚橋(1978)は、An50層準の砂岩泥岩互層を東西20kmにわたって追跡し、タービダイトダストの産状を検討した。その結果、(1)タービダイトダストの風化面が曲線型と凸型、直線型の3タイプに分けられること、(2)タービダイトダストもタービダイト砂岩と同様によく連続すること、(3)下位のタービダイト砂岩単層の形態と類似したレンズ状の断面を示すこと、(4)内部構造にいくつかのタイプがあること、などを明らかにした。徳橋・八田(1982)は、タービダイトダストの境界が漸移的であったり、そうではなかったりする原因を、堆積盆のタイプの違いに求め、下位の清澄層に比べ安野層堆積時にはより外洋的な要素を持っていた可能性を示した。

安野層のタービダイトサクセッション中の半遠洋性泥岩から産出した底生有孔虫化石によると、水深1,000m~2,000m(八田・徳橋, 1984)あるいは水深1,000m前後(北里, 1987, 1991)の半深海の堆積環境が想定されている。

安野層の年代データは、絶対年代などの直接的な証拠に乏しい。徳橋ほか(2000)は、凝灰岩鍵層のジルコンのフィッシュン・トラック年代から、An49: 3.9 ± 0.4 Ma, An73: 3.7 ± 0.2 Maの値を報告している。Oda(1977)は、浮遊性有孔虫からおよそ後期鮮新世前期の年代(約3Ma)を示すとした。Kimura(1974)は、清澄層上部および安野層をギルバートクロンに対比し、安野層内の2つの正磁極期をそれぞれNunivak Polarity EventおよびEvent 'C1' and 'C2'に相当するとした。新妻(1976)は、安野層上部を赤道太平洋域のガウスクロンに、安野層下部をギルバートクロン上部に対比し、およそ後期鮮新世前後の年代を示した。Takahashi *et al.*(1996)は、安房層群の年代データをまとめた。これらの研究から、安野層のタービダイトサクセッションの層準(An85-An1)の堆積期間は、およそ4.3Maから3.6Maの約70万年間と見積もられる。

3. 調査方法

本報告では、多数の凝灰岩鍵層を用いた詳細なルートマップおよび柱状図の作成を基本にして、地層分布と地質構造の解明を行った。

調査対象地域は、千葉県君津市、富津市および鴨川市が交わる境界を南西端とし、東西約8km、南北約8kmの範囲である。調査範囲は標高130~300mの丘陵山地

であり、北西部には標高315mの高宕山、標高349mの八郎塚があり、中央部には豊英ダム湖、北部には三島ダム湖がある。主な河川としては、三間川、奥畑川、木和田川などがあるが、いずれも豊英ダム湖や三島ダム湖に流れ込む小糸川の支流にあたり、調査範囲をほぼ南北に流れる。これらの河川は、上流に行くほど下刻作用による穿入蛇行が著しく、川の両岸は切り立った崖になっている。そのため地層の露出は非常に良好で、調査は主としてこのような河川の河床で行った。湖が分布している三島ダム湖および豊英ダム湖周辺ではモーターボートを用い、鍵層を認定しながら湖岸の地層の分布の詳細を明らかにした。ルートマップはほぼ1/3,000~4,000の精度で作成し、同時に1/20の鍵層柱状図を作成し、地層の詳細な対比や分布の解明に活用した。

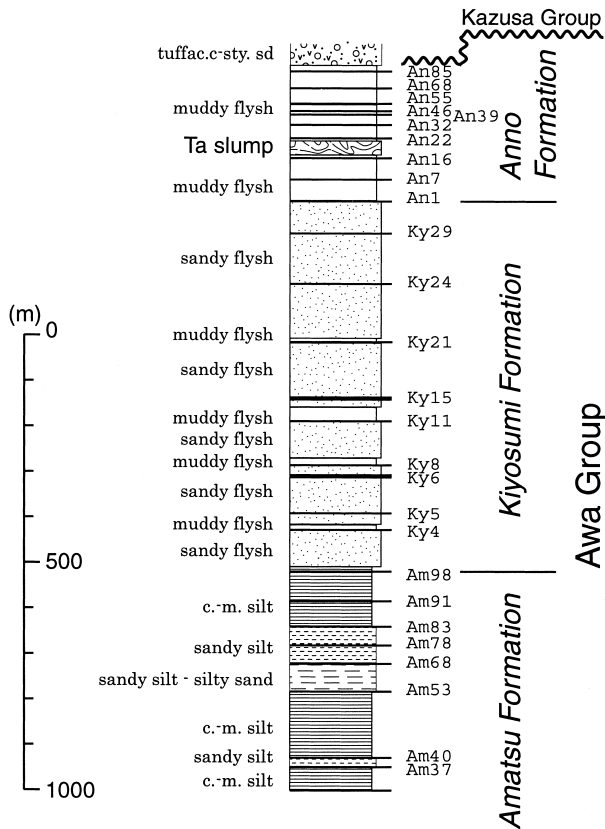
岩相記載に関してはTokuhashi(1979)、徳橋(1983a)等を参考に行い、凝灰岩鍵層については中嶋ほか(1981)、千葉県立博物館(1992, 1993, 1994)の柱状図を参考に記載を行った。安房層群に多数挟在する凝灰岩は多様な色、粒度、堆積構造を持ち、これらの層を複数組み合わせることにより、天津層では101、清澄層では33、安野層では100以上の凝灰岩鍵層が設定されている。これらの鍵層に基づいて各ルート間での対比を行うとともに、岩相分布の記載を行った。

4. 調査結果

4.1 地質構造・岩相分布

調査地域の地質図を第3図に、総合柱状図を第4図に示す。本地域の構造は、南部でWNW-ESE走向、NNEに傾斜する単斜構造をなし、中央部、北部ではそれぞれ清澄向斜軸、清澄背斜軸が存在する。南部の単斜構造を示す地域では、天津層、清澄層が整然と堆積し、向斜軸に近づくにしたがって傾斜がゆるくなり、上位の安野層が分布する。清澄向斜軸部に近いこの地域の安野層は水平に近い傾斜をもつ。向斜軸から1~2km北には清澄背斜があり、この部分では清澄層上部が水平に分布し、北西部において天津層が軸部にそって分布する。背斜北翼では清澄層、安野層が北傾斜で分布し、上限の黒滝不整合に近づくにしたがって傾斜が急になる。安房層群の上限は黒滝不整合を介して上総層群が重なるが、その層準はルートによって異なる。また、向斜軸部にある高宕山、寂光不動付近の山頂では黒滝層が分布しているが、多くは急峻な地形を有する尾根沿いにあるために正確な境界と分布は不明である。

調査地域には、おもに南北性の断層が発達している。東部の夷隅川地域でも同方向の系統の断層が見られ、上総層群も切ることから比較的新しい断層系と考えられている(中嶋ほか, 1981)。一方、向斜南翼の清澄層には、一部の層準でKy6などの凝灰岩鍵層が繰り返して見ら



第4図 調査地域における総合柱状図. c-m. siltsは粗粒～中粒シルト岩を示す.
 Fig.4 Summarized geologic column of the study area.
 "C-m. silts" means coarse-medium grained siltstone.

れるなど、走向方向に近い低角の逆断層の存在が推定される。同様に、調査地域北西部では安野層を切る東西性の断層が発達するが、南部のものに対して傾斜は大さい。

4.2 層序・岩相

調査地域に分布する安房層群は、下位から天津層上部、清澄層、安野層である(第5図)。ほとんどの層準では顕著な削剥も無く、断層による地層の欠落も見られないが、調査地域中央部の豊英ダム湖周辺で、安野層An39層準下位で清澄層および天津層まで削剥するチャネル構造が認められた。

以下、本地域に分布するこれらの累層の特徴について述べる。

4.2.1 天津層

青灰色の泥岩を主体とし、数多くの多様な凝灰岩を挟在する。泥岩は数層準で粗粒化することが知られており、砂質泥岩～中・粗粒砂岩にまで変化することがある(中嶋ほか, 1981)。調査地域南部では上位の清澄層と整合で重なる(第6図)。一方、北西部の背斜軸南翼ではチャネル構造の発達のため、安野層の含礫砂岩が直接天

津層に接する(第7図)。また北西部の背斜軸部では、上位の清澄層下部の層準の泥岩が粗粒化するとともにタービダイト砂岩を挟在しないため、天津層と清澄層との境界に岩相上の違いが認められない。本地域では清澄層・天津層境界を明らかにするために、天津層については、主に天津層上部の鍵層を確認する調査を行った。

4.2.2 清澄層

清澄層は数10cmからしばしば数mを越えるタービダイト砂岩と半遠洋性泥岩の互層からなる。全体的にタービダイト砂岩が卓越し、数層準で泥岩優勢互層が卓越する。本調査地域での最大層厚は三間川付近で約800mである。Tokuhashi(1979)によれば、岩相別に見た層厚(堆積速度)は、泥岩、泥岩優勢互層、等量互層、含礫砂岩、砂岩優勢互層の順に増大するとされる。

A 岩石

本地域に認められる岩石は、半遠洋性の泥岩、タービダイト起源の泥岩、砂質泥岩、タービダイト砂岩、多種多様な凝灰岩である。

泥岩

本調査地域における泥岩は、タービダイトが堆積する合間に定常的に堆積していた半遠洋性泥岩とタービダイト起源の泥岩の2種類が見られる。

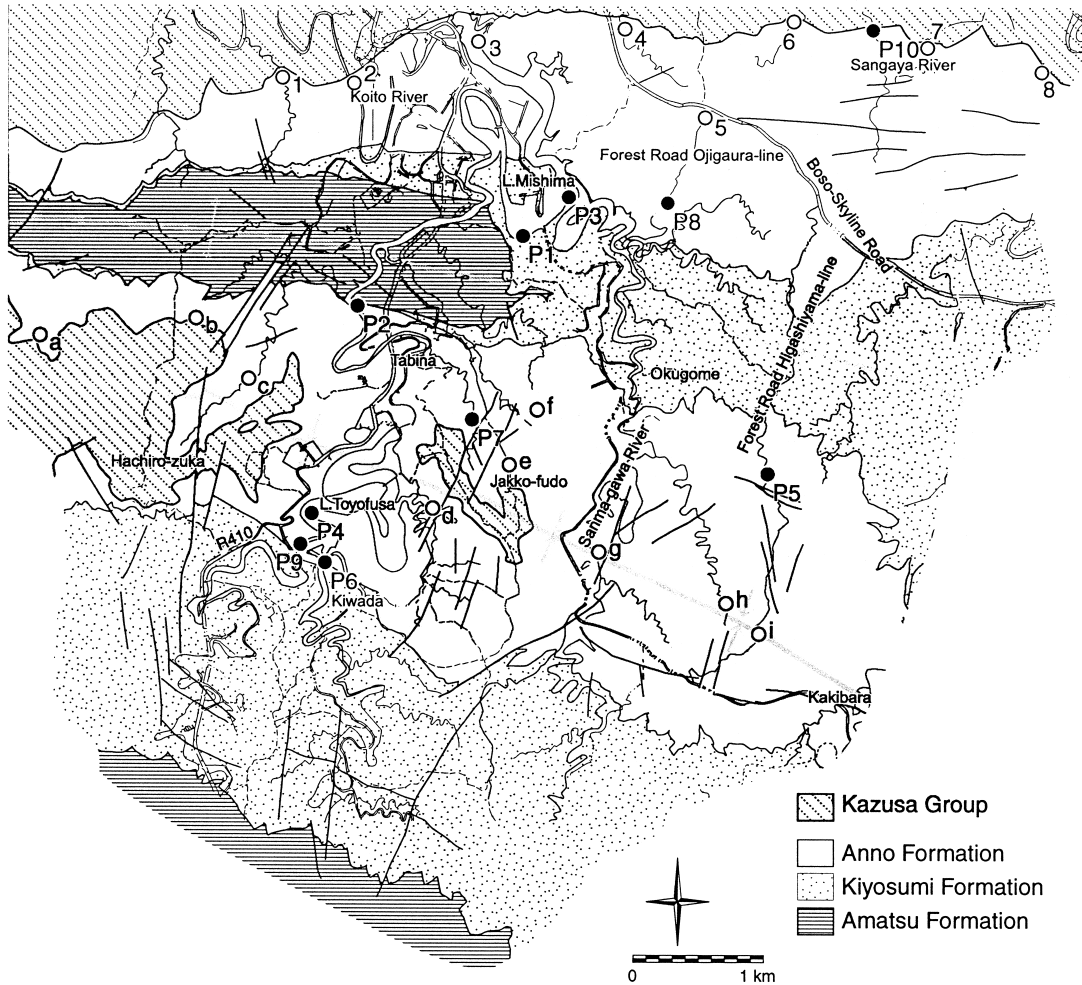
半遠洋性泥岩は中粒から粗粒のシルト岩であり、青灰色で軽石粒やスコリア粒が混じることが多い。また、しばしば生痕も観察される。半遠洋性泥岩中には多種多様な凝灰岩が狭在する。

一方、タービダイト起源の泥岩は半遠洋性泥岩に比べて細粒で淘汰がよく、時に級化構造や細かい葉理が見られる。一般に厚いタービダイトの上位に厚いタービダイト起源の泥岩が重なることが多く、本地域では、清澄層下部で多く観察される。とくに下部が厚く分布する調査地域南部の向斜軸南翼に顕著な発達が見られる。この半遠洋性泥岩とタービダイト泥岩の堆積様式と粘土粒子のファブリックについては、O'Brien *et al.* (1980)で詳しく検討されている。

砂岩

本層に見られる砂岩はタービダイトである。砂岩は1～5m程度の厚層理砂岩が主体であるが、とくに厚いものは10m前後に達する。タービダイト層はBouma sequence (Bouma, 1962)に対応した以下のような分類(中嶋ほか, 1981; Tokuhashi, 1979)がなされている。すなわち、下位より、A0:粗粒含礫砂岩、A1:粗粒塊状砂岩、A2:中粒塊状砂岩、A3:細粒塊状砂岩、B-C:極細粒葉理砂岩、D:泥質極細粒葉理砂岩である。

極粗粒砂岩では、古期岩小礫が密集もしくは粗粒砂岩



第5図 露頭写真及び柱状図作成地点位置図

Fig. 5 Index map of the photograph of outcrops and localities of lithologic columns.

中に散在して分布したり、基底部に侵食部を埋積する構造(スコアーアンドフィル構造)がしばしば見られる。厚く塊状の砂岩層には、ときに皿状構造や脱水構造が観察されることがある。一般に、清澄層の塊状砂岩層の上部には軽石粒、炭質物片、泥岩偽礫などが見られることが多く、これらの上位に平行葉理、リップル葉理、コンボルト葉理などが認められる。Bouma (1962) に示されたようなシーケンス各部がすべて確認される例は少ない。厚く塊状な粗粒砂岩層の場合には、最上部にうすい平行葉理を伴う場合が多いが、薄い細粒砂岩層の場合にカレントリップル葉理やコンボリュート葉理などが認められることが多い。

凝灰岩鍵層

本層にはスコリア凝灰岩、スコリア軽石凝灰岩、ゴマシオ凝灰岩、軽石凝灰岩、白色細粒凝灰岩等さまざまな凝灰岩が観察される。とくに特徴的な一枚の凝灰岩やいくつかの凝灰岩が比較的上下に密集して産出する場合には、これらをセットにして凝灰岩鍵層が設定される。凝

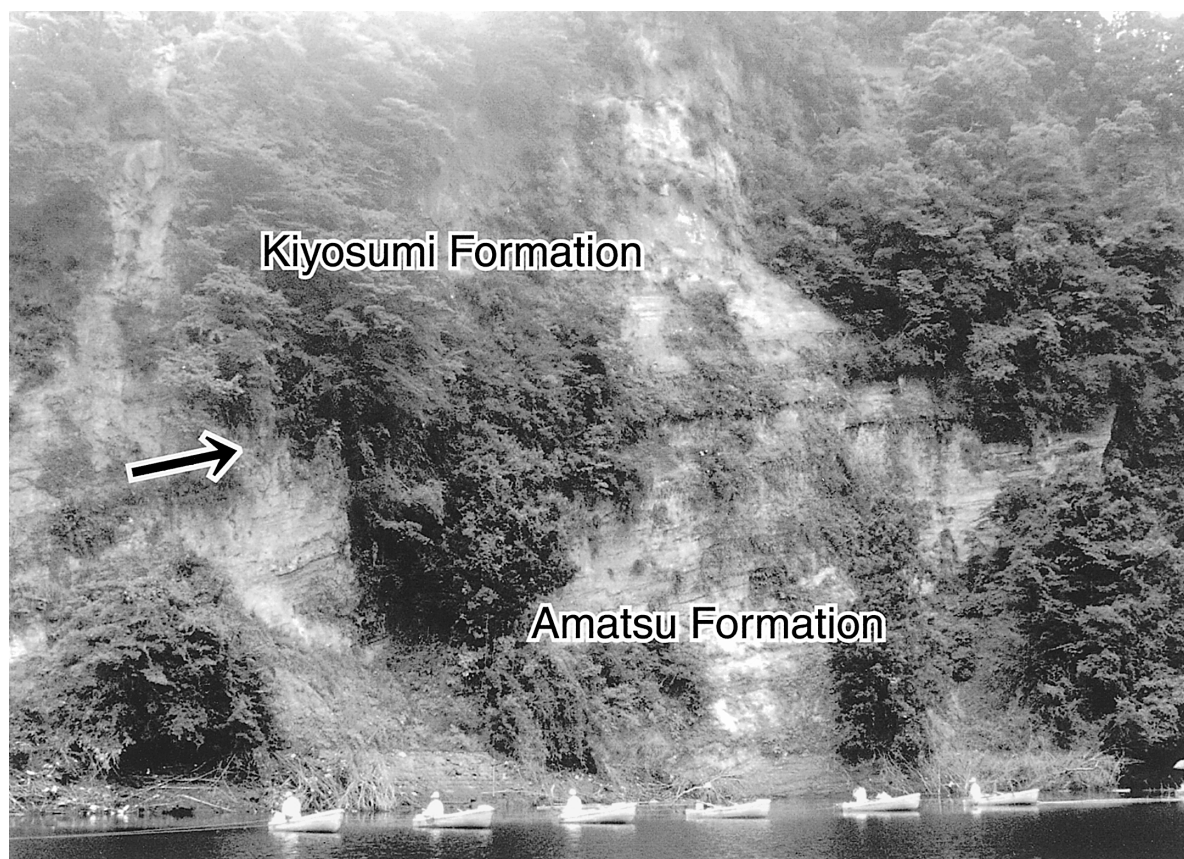
灰岩鍵層は、下位から順に Ky1~Ky33 と命名されている。ここでは地質図中に書き入れた凝灰岩鍵層についてその特徴を述べる。また、各凝灰岩鍵層の柱状図は付録とする。

Ky3 (通称名「御三家タフ」): 天津層との境界付近の泥岩優勢互層に含まれる。本地域では、層厚数 cm の白色凝灰岩層と 10 cm の極粗粒スコリア軽石凝灰岩の間に 6 m 程の厚い砂岩単層を挟む。

Ky4 (通称名「三葉タフ」): Ky3 直上付近の泥岩優勢互層に狭在する。層厚数 cm の白色凝灰岩層と数枚のスコリア質凝灰岩が特徴である。清澄層でも最大規模の厚さをもつ砂層(数 m~10 m 程度)を挟んでいる。

Ky5 (通称名「オオカゲロウタフ」): 層厚 1 m 前後のスコリア質凝灰岩。スコリアの粒度は極粗粒~粗粒砂サイズであり、色調の違いから上下 3 段構造になっている場合が多い。砂岩優勢互層中に挟まれる。

Ky6 (通称名「秋田オバコタフ」): 細粒の白色~灰白色の凝灰岩。いくつもフローユニットからなり、調査地域では全体として数 m から 10 m 以上の厚さになるが、



第6図 三島ダム湖沿岸の清澄層・天津層境界. 矢印は境界面を示す. 露頭の位置は第5図のP1.

Fig. 6 The boundary of Kiyosumi and Amatsu formations at the shore cliff of the Mishima Lake. An arrow shows the boundary. The location is P1 in Figure 5.

背斜北翼では1mほどと、著しく厚さを減じる。

Ky8 (通称名「滝つぼタフ」): 30~40 cmの極粗粒~小礫サイズのスコリア凝灰岩の上に砂岩が重なるのが特徴である。砂岩は下部のスコリア凝灰岩を巻き込んでいることが多い。泥岩優勢互層の中に見られる。

Ky11 (通称名「スベリタフ」): 2~1.5mの層厚を持つ細粒の白~灰白色の凝灰岩で、平行葉理が発達する。清澄層最大の泥岩優勢互層部の下部に狭在される。

Ky15 (通称名「乳母日傘タフ」): 層厚数m~10m以上にもなる細粒白色~灰白色の凝灰岩である。調査地域では厚く、塊状の部分や葉理の見られる部分からなるいくつかのユニットの重なりから構成される。皿状構造やボールアンドピロー構造が見られることがある。

Ky21 (通称名「Hk タフ」): 房総半島全域に追跡される層厚1.2m~1.5m程度のゴマシオ質凝灰岩である。粒度は極粗粒から粗粒を示し、リップル葉理、平行葉理等の堆積構造がよく観察される。模式地は三浦半島の逗子市東小路である。徳橋(1976a, b)は、この層準のタービダイト砂岩単層の追跡を行ってその形態的特徴を明らかにするとともに、その堆積機構を解明した。

Ky26 (通称名「ニセモンロータフ」): 通常層厚1m以上の極粗粒~細粒パミスコ質凝灰岩である。下部の中粒

~粗粒の部分と、上部の級化を伴う極粗粒~細粒な部分から成る。しばしば上部に極細粒白色凝灰岩を伴う。

Ky29 (通称名「みぞれタフ」): 層厚10数~数cmの軽石質凝灰岩と2~7cmの中粒~粗粒パミスコ質凝灰岩と細粒スコリア質凝灰岩のセット。清澄層上部のやや泥岩優勢な層準に狭在される。

B 層序

Tokuhashi (1979), 徳橋 (1983a, b) の区分に基づき、本地域における清澄層の特徴を述べる。本層は下位からユニット Ky I ~ V に区分される。なお、調査地域北西部の背斜軸部では、泥岩が粗粒化するとともにタービダイトの狭在が稀になり、清澄層と天津層の境界が漸移的になる。また、安野層のチャンネル構造の発達する豊英ダム湖周辺では、削剝により清澄層が存在しない場所がある。

ユニット Ky I : Am98~Ky8

この層準は、全体的に厚いタービダイト砂岩(数m~数10cm)の卓越する砂岩優勢砂岩泥岩互層からなり、Ky4層準とKy8層準に薄い泥岩優勢互層を持つ。一部の地域を除き、天津層にはほとんど存在しなかったタービダイト砂岩が卓越し始める層準である。全体を通して



第7図 天津層との境界付近に見られる弱く層をなす安野層の礫質砂岩。露頭の位置は第5図のP2。

Fig. 7 Weakly stratified pebbly sandstone of the Anno Formation near the boundary with the Amatsu Formation. The location is P2 in Figure 5.

この層準は南北方向への層厚変化が著しいことで特徴付けられる。Tokuhashi (1979) や徳橋 (1983b) によれば、この時期には北から供給された堆積物は半島東部で谷状侵食地形を作り、その下流域の半島東部から中央の南部に厚いタービダイト層を堆積させたとしている。したがって、本地域にみられる厚層タービダイトは主に東から供給されたことになる。このことは細粒な凝灰岩鍵層も同様で、Ky6も向斜南翼で著しく厚くなっているが、北翼では薄い。本地域のKy5~Ky6の層準は、タービダイト砂岩の上部にしばしば炭質物の濃集が観察される。

ユニット Ky II : Ky8~Ky12

本地域では、全体的に厚いタービダイト砂岩が卓越し、Ky8層準およびKy12層準にまとまった泥岩優勢互層を挟在する。これらの泥岩優勢互層は東西に連続性がよく、背斜軸部および向斜軸北翼での安野層による削剥および泥岩層の粗粒化が認められる以外は、安定した堆積をしている。厚い砂岩層が卓越するが、狭在するKy9, Ky10, Ky11が削剥されることは少ない。

調査地域の東部では、Ky8層準下位で発達していたフィーダーチャンネルが、この層準で北側に移動し、2つの流路を持っていたことが想定されている (Toku-

hashi, 1979)。本調査地域では、明瞭な削剥やチャンネル内堆積物の存在は認められないことから、供給チャンネルはさらに北方に存在したことが推測される。

ユニット Ky III : Ky12~Ky21

この層準は厚いタービダイト砂岩 (数m~数10cm) が卓越し、Ky11~Ky14付近まで続く清澄層で最も厚い泥岩優勢部と、Ky21層準のやや泥岩優勢の部分を含在する。また、一部、調査地域西部の向斜軸南翼でKy12層準直上に厚く粗粒な砂岩が発達する。

この層準は、半島中央部で厚いタービダイト層が半島の東部と西部で泥岩優勢互層に移行するために、全体として、レンズ状砂岩優勢互層体を示すことが特徴である。古流向は半島中央部から南へ扇状に開いた分布を示す。また、古流向のベクトルの形成する扇の要にあたる場所に含礫砂岩が認められることから、含礫砂岩相の観察される半島中央北端部は混濁流の通過する海底の堆積物供給チャンネルの末端部付近に位置していたとされている。このチャンネルを流れてきた混濁流は、流路を急激に拡大させたことからその周辺に粗粒で厚いタービダイト砂岩を堆積させ、その下流側の縁辺部には、細粒で薄いタービダイト砂岩を堆積したと考えられている (徳橋,



第8図 三島ダム湖岸にみられる清澄層のスランプ堆積物と小規模なチャンネル構造。露頭の位置は第5図のP3。

Fig. 8 A slump deposit and an erosional surface of a small channel in the Kiyosumi Formation at the shore cliff of the Mishima Lake. The location is P3 in Figure 5.

1983b).

ユニット KyIV : Ky21~Ky26

この層準は、砂岩優勢タービダイト砂岩泥岩互層で、Ky21付近とKy24付近に泥岩優勢の層準を挟在する。Ky12~Ky21層準にくらべ、砂岩優勢互層の分布が半島東部に偏る。また、フィーダーチャンネルがKy12~Ky21層準に比べると、より北側に後退したと考えられる。なお、半島東部のこの層準ではカレントリップル葉理から求めた古流向に南から北に向かうものが報告されており、南側の嶺岡隆起帯から反転した reflected turbidite の存在が示唆されている (Tokuhashi, 1979)。

ユニット KyV : Ky26~An1

この層準は、層厚2m~数10cmのタービダイト砂岩が卓越する砂岩優勢砂岩泥岩互層であり、Ky27層準、Ky29層準のやや泥岩優勢な部分を挟在する。このユニットの特徴としては、半島中央部で北方に厚くなること、半島東部でも砂岩優勢互層が分布すること、礫種の検討から一部に下位層準とは異なる供給源が推定されている (徳橋, 1983b)。本地域の東部の折木沢で単位時間当たりのタービダイト層の層厚、層数の時系列変動を検

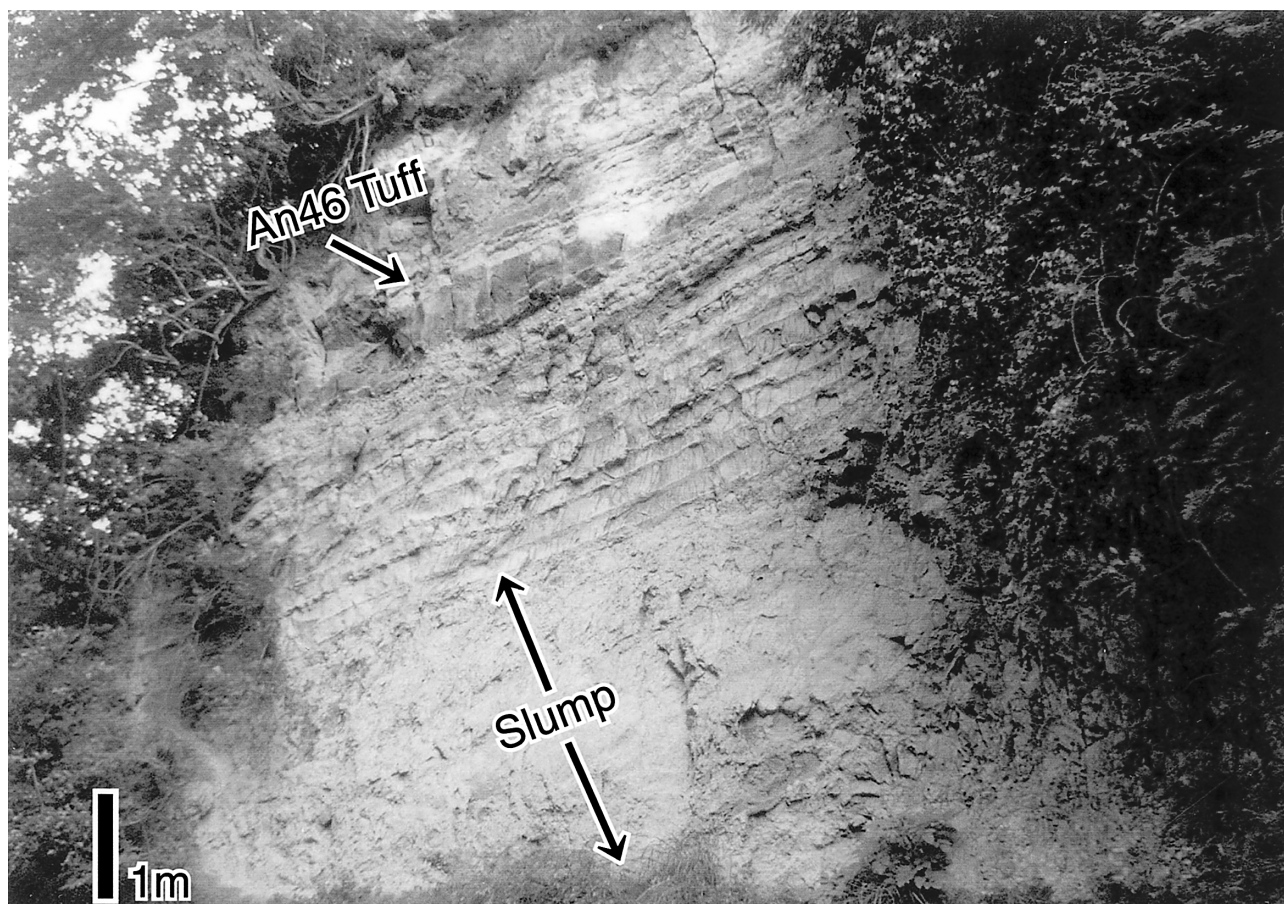
討した例 (石原ほか, 1997) では、下位であまりはっきりしていなかった周期性が、この層準から顕著に認められるようになる。

背斜北翼の三島ダム湖岸では、An1~Ky29層準にスランプと小さなチャンネル構造が認められている (第8図)。

4.2.3 安野層

安野層は、青灰色の半遠洋性泥岩と中粒から極細粒のタービダイト砂岩の互層からなる。本地域での最大層厚は450m前後である。

下部 (An85~An1) では、泥岩優勢のタービダイト砂岩半遠洋性泥岩互層が卓越するが、上部では上位に向かって泥岩は粗粒になり、砂質泥岩、泥質砂岩をへて最上部で粗粒砂岩になる。半島西部の湊川流域では下位から上方に向かって、砂岩泥岩互層、泥岩、砂質泥岩、泥質砂岩、斜層理のある粗粒砂岩の順に変化する (中嶋, 1978)。小糸川以東の中・東部域では上部の一部が黒滝不整合で削られ、上限の層準は地域によって大きく異なる。本地域では、小糸川流域で見られた An104 が最上位



第9図 豊英ダム湖岸にみられる An46 層準のスランプ堆積物。露頭の位置は第5図の P4。

Fig. 9 The slump deposit and An46 tuff in the Anno Formation at the shore cliff of the Toyofusa Lake. The location is P4 in Figure 5.

であり、最大で An39 層準まで削剥されている。

A 岩相

本地域に認められる岩相は、清澄層、天津層でも見られた半遠洋性の泥岩、タービダイト起源の泥岩、砂質泥岩、タービダイト砂岩、スランプ堆積物、含礫砂岩、多種多様な凝灰岩である。

泥岩

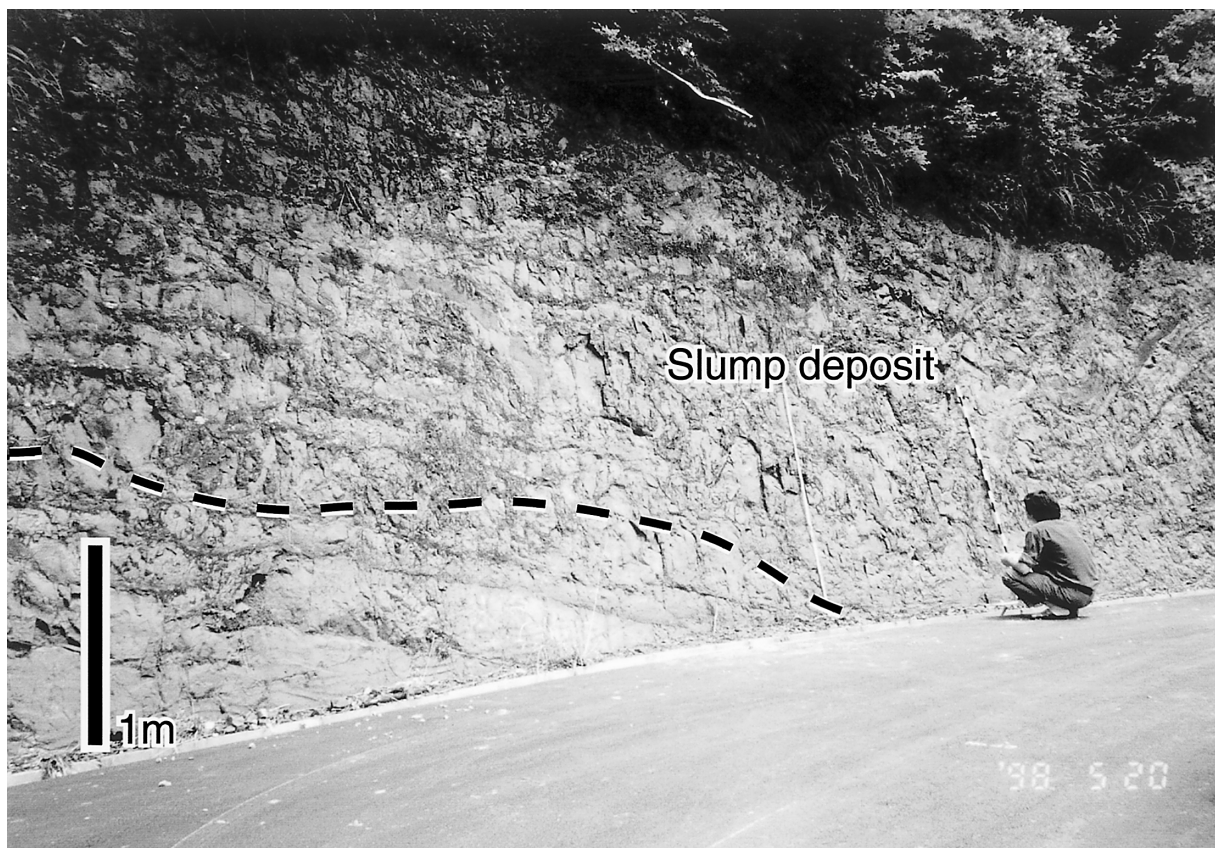
本調査地域における安野層の泥岩は、タービダイトが堆積する合間に定常的に堆積していた半遠洋性泥岩とタービダイト起源の泥岩の2種類のものが見られる。半遠洋性泥岩は中粒から粗粒のシルト岩であり、清澄層のものと同様に青灰色で、軽石粒やスコリア粒の混じることが多い。半遠洋性泥岩には多種多様な凝灰岩鍵層が狭在する。清澄層のタービダイト起源の泥岩（タービダイト泥岩）に対し、安野層のタービダイト起源の泥岩（タービダイトダスト）は粗粒で淘汰が悪く、上位の半遠洋性泥岩との境界が不明瞭である（徳橋・八田，1982）。この泥岩（タービダイトダスト）の単層形態や内部微細構造については、棚橋（1978）によって詳しく検討され

ている。

砂岩

安野層の砂岩はいずれもタービダイト砂岩である。清澄層に対して全体的に泥岩優勢互層の占める割合が多いが、背斜軸北翼では、An46 層準より上位で砂岩優勢互層が卓越する。安野層の砂岩優勢互層では、単層の厚さ数 cm～80 cm の極細粒～粗粒砂岩を主とし、厚さ 5～20 cm の泥岩を挟む。薄い砂岩層は Bouma sequence (Bouma, 1962) の Tabcde に従う堆積構造を持つものが多い。一方、厚いタービダイトは Ta/c/e (b, d が欠如), Tab/de (c が欠如), Ta/e (b, c, d が欠如) などの堆積構造を示すことが多い。泥岩優勢互層に挟まれるものは層厚 0.5～30 cm の極細粒～中粒砂岩で、堆積構造は Bouma sequence にしたがうものが多いが、最下部の Ta-division を欠く。

調査地域中央部の豊英ダム湖沿岸には、含礫砂岩が認められる。ここでは上下に複合した砂岩が卓越し、さらに泥岩偽礫や古期岩礫も含まれることから、Tokuhashi (1979) や中嶋ほか (1981) の A0 に対応可能であり、チャンネル堆積物の特徴を示している。チャンネル堆積



第10図 林道東山線沿いにみられる安野層 Ta スランプ。破線はスランプ層の下限をしめす。露頭の位置は第5図のP5。

Fig.10 The Ta slump in the Anno Formation at the Forest Road Higashiyama-line. The dash line shows the lower boundary of the slump deposit. The location is P5 in Figure 5.

物には凝灰岩を狭在しないが、その直上の砂岩優勢互層中に An39 が認められる。

スランプ堆積物

安野層にはいくつかの層準にスランプが認められるが、本調査地域では全部で5層準にスランプ層を確認した。とくに、An46 下のスランプ(第9図)、及び Ta スランプ(第10図)の発達が著しい。

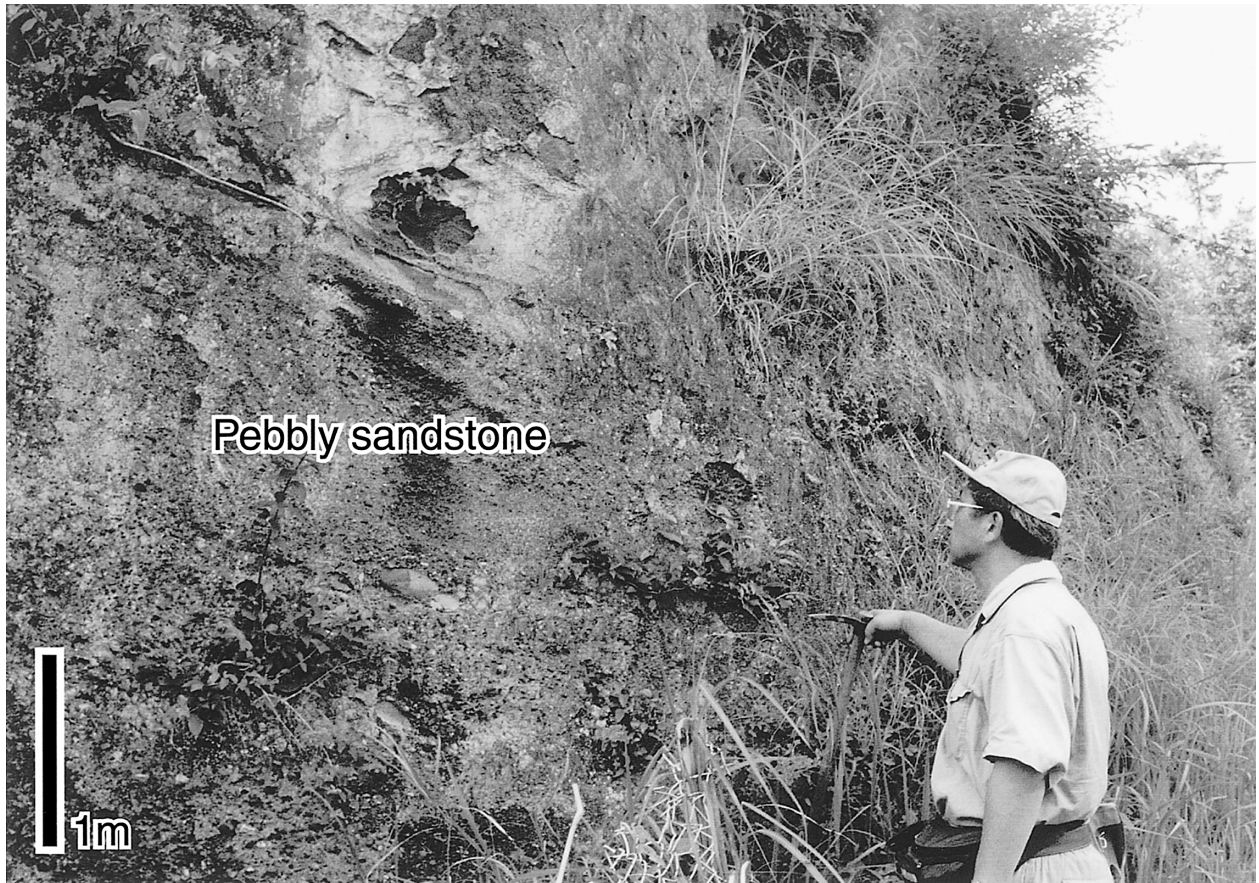
Ta スランプは、An24 (Fm)-An18 (Br) 間の泥岩優勢互層に挟まれており、安野層の分布する地域全体にわたって広く認められるとされている(中嶋, 1978)。本調査地域では、凝灰岩鍵層 An21 と An20 の間に Ta スランプ層が挟まれるのを確認した。スランプ堆積物はスランプ褶曲した堆積物のほか、砂質泥岩や含礫泥岩からなっており、最上部の凹凸は葉理のあるパミスを含んだ層厚変化の激しい砂岩で埋められている。スランプ褶曲中には、下位の層準の凝灰岩層が取り込まれていることもある。層厚変化が著しく、調査地域東部の林道東山線(第10図)では、層厚が15m 以上のスランプが確認されたが、そこから南へ600m 行くと10m 以下、さらに西へ1km ほどの所では本スランプを狭在しない。また、向斜北翼ではスランプ褶曲が著しいが、調査地域を南北

に流れる三間川においては含偽礫泥岩～砂質泥岩となっている。Ta スランプは、下位の凝灰岩を削り込む場所が限られていること、スランプが狭在しない場所も認められることから、海底地滑りによって調査地域外から移動し、再堆積したものであることが示唆される。

An46 下位のスランプは本地域のほぼ全域にわたって認められる。層厚は5m 以上である。主として流状シルト岩からなり、スランプ褶曲は認められない(第9図)。層準は、An40 と An41 の間に挟まれる。層厚変化は少なく、下位への削剝も少ない。このスランプは本調査地域より東部では認められていない。

An55 上位に挟在するスランプは、背斜軸北部のみで認められた。分布も狭く、東西約1.5km にわたって追跡される。層厚は10m 程度で、スランプ褶曲とそれを覆う砂岩からなる。

An68 上位のスランプは調査地域西部の向斜軸部を中心に発達し、背斜北翼、向斜軸部東部では層厚1m 以下である。層厚の厚い向斜軸部では流状シルト岩、基質が粗粒砂岩からなるスランプ褶曲などが観察されるが、層厚の薄い調査地域北東部などでは凝灰質な流状シルト岩として認められる。西部では下位を削剝しており、数箇所 An68 本体を削り込んでいる。



第 11 図 豊英ダム湖沿岸の安野層 An39 層準の礫質砂岩。露頭の位置は第 5 図の P6。

Fig. 11 Pebbly sandstone in the An39 horizon in the Anno Formation at the shore cliff of the Toyofusa Lake. The location is P6 in Figure 5.

An85 上位のスランプは、黒滝不整合付近で発達し、しばしば直上を黒滝不整合に覆われる。中嶋（1978）の Ho スランプと対比されると考えられる。

含礫砂岩

向斜軸の豊英ダム湖周辺の安野層には、含礫砂岩が認められる（第 11 図、第 12 図）。しばしばスランプ堆積物を伴い、上方に An39 を挟在する砂岩優勢互層に覆われ、さらにその上位には整然とした泥岩優勢互層が重なる。

含礫砂岩は、中礫～小礫サイズの礫と、粗粒砂からなり、レンズ状の形態を示す（第 12 図）。向斜北翼でもっとも厚く分布し、向斜南翼、および背斜軸部では薄くなる。また、泥岩偽礫をレンズ状に含む厚層砂岩を伴うことがある。

これらの特徴は Tokuhashi（1979）の A0 部に相当し、チャンネル充填堆積物であると考えられる。

凝灰岩

凝灰岩は、天津層、清澄層に見られるものと同様に、多種多様なものが認められる。ここでは、地質図に示し

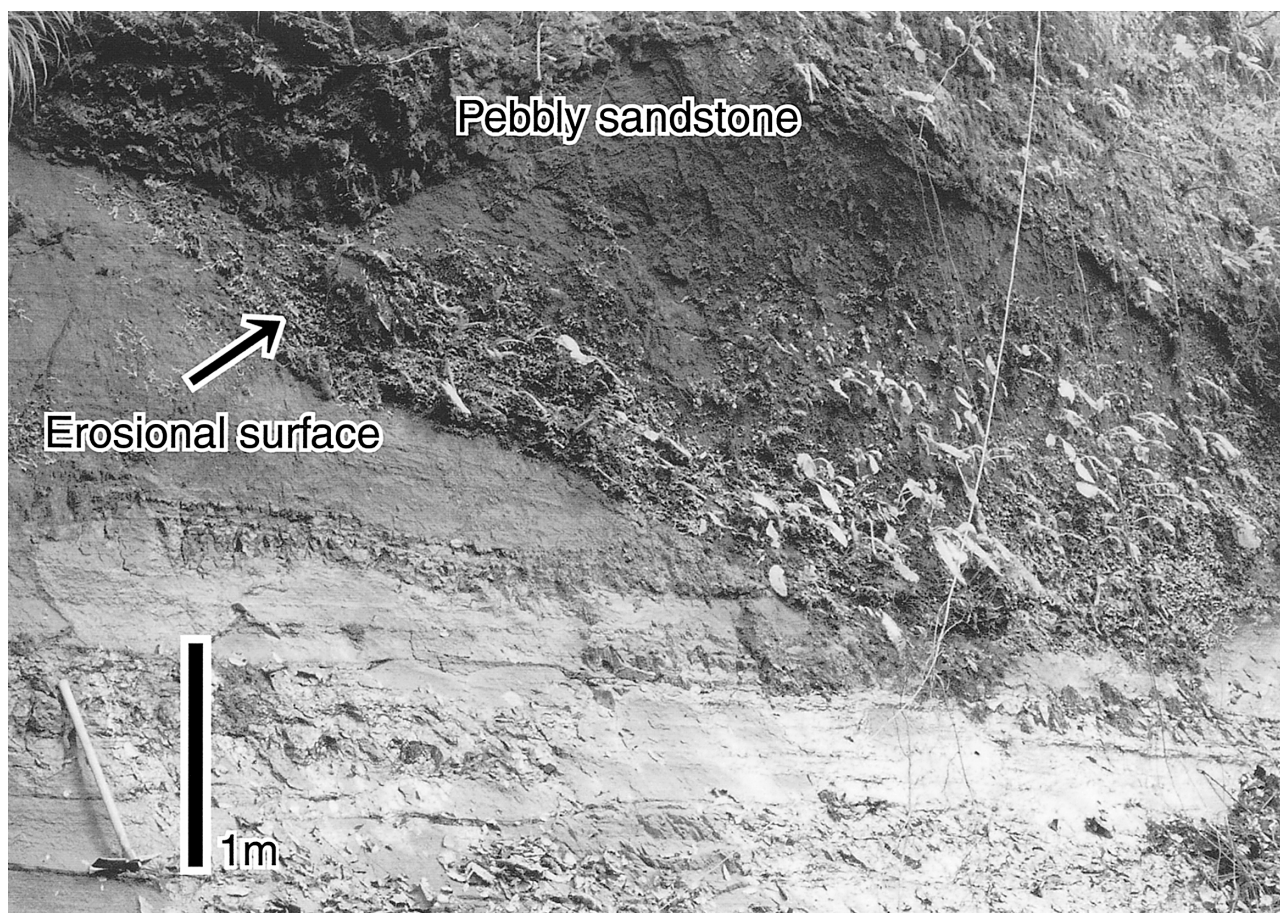
た鍵層についてその特徴をまとめる。また、鍵層柱状図を付録に示す。

An1（通称名「サカサタフ」）：層厚約 20 cm，極粗粒～小礫サイズの軽石質～ハイゴマ質の凝灰岩で、“逆級化構造”が顕著である。砂岩優勢な清澄層のすぐ上位の泥岩優勢互層中に挟在する。

An7（通称名「サユリタフ」）：An1 より 50 m ほど上位に見られる層厚 20 cm ほどの凝灰岩である。上部が粗粒～極粗粒のハイゴマ質凝灰岩で、下部に厚さ 3 cm ほどの黒色の極粗粒スコリア凝灰岩がつくのが特徴である。An7 から 1 m ほど下位には、ハイゴマ質凝灰岩とスコリア質凝灰岩のセットの An6（通称名「フランスベッドタフ」）が挟在する。

An16（通称名「モンロータフ」）：層厚 30 cm ほどの平行葉理が発達した軽石質～ゴマシオ質凝灰岩である。粒度は極粗粒～粗粒で下位 50 cm 程に An15 が見られる。数 m 上位に Ta スランプが重なる。この層準は等量～砂岩優勢互層である。

An22（通称名「ミツマメタフ」）：層厚 20 cm 程度の級化した極粗粒～粗粒ハイゴマ質～ゴマシオ質凝灰岩からなり、下部は粗粒～中粒のゴマシオ質凝灰岩である。20



第12図 旅名の沢にみられる An39 層準の礫質砂岩と小規模なチャンネル構造。露頭の位置は第5図の P7。

Fig. 12 Pebbly sandstone and an erosional surface of a small channel in the An39 horizon in the Anno Formation at the Tabina. The location is P7 in Figure 5.

cm ほど下位には An21, 60 cm ほど上位には An23 が見られる。この凝灰岩の 1 m 程下位には Ta スランプがある。

An32 (通称名「山田タフ」)：上部に細粒スコリア質凝灰岩がつく、層厚 10 cm 程度の細粒白色凝灰岩からなり、下部は粗粒なゴマシオ質凝灰岩になっている。上位 50 cm 程度のところに通称名が小山田タフと呼ばれる上部に砂岩がのる細粒白色凝灰岩が見られる。下位 50 cm のところに An31 が見られる。

An39 (通称名「コダマタフ」)：層厚 20 cm 前後、級化が顕著な極粗粒スコリア質凝灰岩である。向斜軸部では、下位 2 m 程の間に An38, An37 が連続して見られる。

An46 (通称名「松田タフ」)：層厚約 60 cm で級化が顕著なスコリア質凝灰岩であり、小礫～極粗粒砂サイズのスコリアからなる。下部に厚さ約 10 cm の極粗粒ハイゴマ～ゴマシオ質凝灰岩がつく。また、上部に砂層がつくときもある。30 cm ほど下位には An45 が見られる。この層準の前後からタービダイト砂岩が卓越し始める。

An55 (通称名「相川タフ」)：層厚 50 cm の小礫～極粗

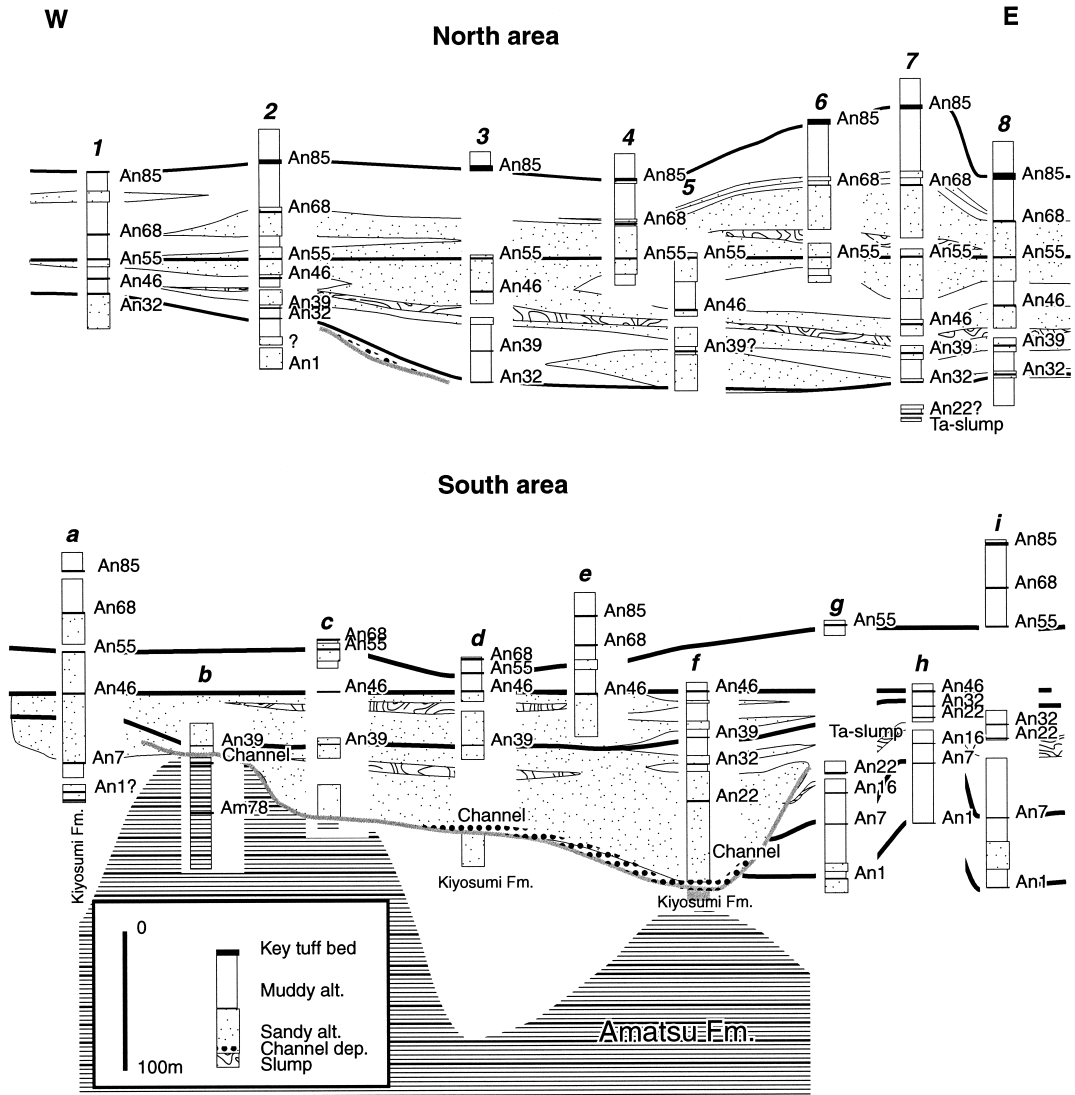
粒砂サイズのスコリア質凝灰岩で、最下部に層状になった粗粒のハイゴマ質凝灰岩がつく。また、10 cm 上位に 2 cm 程度の白色細粒凝灰岩が見られる。級化構造が顕著である。

An68 (通称名「ツインタフ」)：層厚約 50 cm の極粗粒スコリア質凝灰岩の 2 枚のセットからなる。2 枚のスコリア質凝灰岩の間の泥岩層中部に白色、アズキ大の軽石が散る。両スコリア凝灰岩ともに級化構造がみられる。

An85 (通称名「双葉山タフ」)：本地域の安野層最上部にみられる層厚 2 m 程度の細粒白色凝灰岩で、数ユニットに分かれて堆積しており、とくに南北方向に層厚変化が著しい。調査地域北東部のみくた沢では層厚 6 m 以上になる(千葉県立中央博物館, 1993)が、向斜軸部では 1 m 程度の厚さである。この凝灰岩層より上位ではタービダイト砂岩はなくなり、泥岩も粗粒～砂質泥岩に変化する。

B 層序

徳橋・岩脇(1975)によれば、房総半島中央部～東部の安野層は大きく上部、中部、下部、最下部に区分され、



第 13 図 凝灰岩鍵層によって対比されたルート柱状図. 各柱状図の番号およびアルファベットは第 5 図の白丸に対応する.
 Fig. 13 Correlation of stratigraphic columns along study route. The locations of these columns are shown by white circles with numbers and alphabets in Figure 5.

次のような岩相を示すとされている。すなわち、最下部の砂岩優勢互層は半島東部に発達し、半島中央部では泥岩優勢互層になっていること、下部は比較的優勢な砂岩優勢互層を介在するが、最大層厚部分は東に広がっており、分極化の傾向がみられること、中部は砂岩優勢砂岩泥岩互層の発達が顕著であること、そして上部（An85より上位）は砂岩層の存在がまれであり、泥岩が粗粒なこと特徴づけられるとしている。一方、中嶋（1978）では、房総半島中部において、An1～An2までは泥岩優勢互層、An2～An7までは砂岩優勢互層、An7～An14までは泥岩優勢互層、An14～An18までは砂岩優勢互層、An18～An51までは間にTaスランプをはさんだ泥岩優勢互層、An51～An68までは砂岩優勢互層、An68～An85までは泥岩優勢互層、An86から上位では泥岩～砂質泥岩に変化することを示している。

本研究で得られたルート柱状図を簡略化し、各凝灰岩鍵層で対比を行った（第 13 図）。岩相変化が比較的小さい東西方向で対比し、北部、南部でそれぞれタービダイト砂岩の卓越する層準を示している。南部地域では清澄層および天津層を削剥する大きなチャンネル構造が認められ、全体的にレンズ状のタービダイトの卓越が明瞭である。一方、上位になるにしたがってタービダイトの堆積の中心は北側に移ってゆき、南部では厚いタービダイトは挟在しない。

各凝灰岩鍵層を用いて同時間面を追跡し、ユニットの対比を行った。ここでは、任意の凝灰岩鍵層を区切りとして、ユニット An I（An1～An7）、ユニット An II（An7～An16）、ユニット An III（An16～An22）、ユニット An IV（An22～An32）、ユニット An V（An32～An39）、ユニット An VI（An39～An46）、ユニット An VII



第14図 林道大鹿倉線沿いに見られる安野層 An32 層準の泥岩優勢互層中のスランプスカー。露頭の位置は第5図のP8。

Fig.14 The slump scar in mud dominated alternation of An32 horizon in the Anno Formation at the Forest Road Ohjigaura-line. The location is P8 in Figure 5.

(An46～An55), ユニット AnⅧ (An55～An68), ユニット AnⅨ (An68～An85), ユニット AnⅩ (An85～) に分けて岩相層序を説明する。

ユニット AnⅠ : (An1～An7)

向斜南翼では An1～An2 層準に一部等量互層が発達し, 向斜北翼では砂岩優勢互層となり, さらに背斜北翼では An8 層準の砂岩優勢互層に削剝される。すなわち, 全体的に北に砂岩優勢となる。背斜北翼でも西部になるにしたがい半遠洋性泥岩が粗粒化し, タービダイト砂岩の挟在が少なくなる。

An1～2 層準における徳橋・岩脇 (1975) の面的単層解析によれば, An2 層準のタービダイト層は調査地域より東側に最大厚層部を持つことを示している。徳橋・岩脇 (1975) は, この最大厚層部はチャンネル状になって堆積し, 他の地域には広く細粒葉理砂岩を堆積したと考えた。一方, 本調査地域では, 等量～砂岩優勢互層となっていることが多く, 東方への供給路とは異なったタービダイトの供給通路を持っていたことが考えられる。

ユニット AnⅡ : (An7～An16)

An7～An16 層準は, 向斜北翼, 背斜南翼部で砂岩優

勢互層, 向斜南翼では An16 層準で等量～泥岩優勢互層になり, 背斜北翼の東部で砂岩優勢互層になる。背斜北翼の砂岩優勢互層は比較的連続性が悪く, 三島湖沿岸では泥岩優勢になる。この層準はルートによって砂岩優勢, 泥岩優勢の変化が著しい。本地域では, 調査地域北東部に堆積の中心がある。

ユニット AnⅢ (An16～An22)

向斜北翼のチャンネル構造付近では An16 下位の層準の砂岩優勢互層が直接清澄層下部に接する。向斜軸北翼から背斜北翼東部で砂岩優勢互層が見られるほかは等量～泥岩優勢互層である。背斜北翼東部に堆積の中心がある。

An21, An20 の間に挟在する Ta スランプの基底で, 下位の層が最大で An18 付近まで削り込まれることがある。Ta スランプ層の層厚はルートによって異なり, 向斜軸部東部では 10 m 以上であったものが, 同じ軸部でも東部に行くとその存在が認められない。中嶋ほか (1981) は, Ta スランプ堆積より以前は東側に堆積の中心があって, 砂岩優勢互層であるが, Ta スランプ堆積以降は房総半島中央に堆積の中心が移るとしている。

ユニット AnⅣ (An22～An32)



第 15 図 豊英ダム湖沿岸の安野層 An40 層準の砂岩優勢互層. 露頭の位置は第 5 図の P9.

Fig. 15 The sand dominated alternation of An40 horizon in the Anno Formation at the shore cliff of the Toyofusa Lake. The location is P9 in Figure 5.

全体として泥岩優勢互層であるが、向斜以北で、An22 層準～An32 層準下位までが砂岩優勢互層になる。背斜北翼の一部では、小規模なチャンネル構造やレビー・タービダイト、スランプスカーなどが認められる（第 14 図）。調査地域西部よりも東部、北部の方がやや砂岩優勢互層となることから、調査地域北東部に堆積の中心があったと考えられる。

ユニット An V (An32～An39)

調査地域中央部では、向斜軸部を挟んで An39 層準下位にチャンネル構造が発達する。調査地域西部、向斜北翼では、天津層まで削り込んだ砂岩優勢互層の直上に An38, 39 が堆積する。向斜軸部西部では明瞭なチャンネル堆積物は見られず、厚い砂層に泥岩偽礫が混ざる程度である。向斜北翼の三島ダム湖に注ぎ込む支流では、中礫～小礫を含む砂岩や含偽礫砂岩など、チャンネル充填堆積物が発達する（第 11 図, 第 12 図）。ここでは下位の清澄層までの削り込みが見られる。さらに東では、An32 層準に砂岩優勢互層を含む整然とした互層になる。また、背斜北翼でも北東部の砂岩優勢互層を除き、整然とした泥岩優勢互層になる。向斜軸を挟んで南側では豊英ダム湖沿岸で砂岩優勢互層が発達し、下位の清澄層を

Ky26 付近まで削りこむ。チャンネル充填堆積物の分布の伸びは南北方向である。

この層準は東西変化・南北変化がともに著しいが、大局的には、向斜軸を挟んで南北方向に発達するチャンネル部および背斜北翼に分布する砂岩優勢互層が卓越する層準のほかは比較的安定した堆積を示す。

ユニット An VI (An39～An46)

向斜南翼および房総半島東部では An46 直下から泥岩優勢互層が卓越するが、向斜北翼、背斜北翼、向斜軸を挟む豊英ダム湖沿岸では、厚い砂岩優勢互層が発達する（第 15 図）。砂岩優勢互層は背斜北翼で東西方向に良く連続するが、向斜軸部では東西への連続性が悪い。層厚 10 m 程度の流状シルト岩を An46 層準下位に挟在し、背斜北翼を中心として広く分布する。この層準は房総半島東部で An39 から An46 にかけて、タービダイト砂岩が増加に向かう傾向にある。

ユニット An VII (An46～An55)

この区間の背斜北翼部では、全体に砂岩優勢互層が発達しており、一部 An50 前後で泥岩優勢互層を挟在する。東に行くほどこの泥岩優勢部分は顕著となるが、調査範囲中央部と西部ではしばしば上部の砂岩が発達し、



第 16 図 三川谷における黒滝不整合. 露頭の位置は第 5 図の P10.

Fig. 16 The Kurotaki Unconformity at the Sangaya River. The location is P10 in Figure 5.

この泥岩優勢互層が砂岩優勢になる。向斜南翼部では砂岩優勢互層の発達が悪く、堆積の中心は調査地域北部にあったと考えられる。房総半島東部では、この層準でのタービダイト砂岩の卓越がもっとも著しい（石原ほか，1997）。

ユニット AnVIII (An55～An68)

この区間は安野層タービダイトサクセッションで顕著に砂岩優勢を示す最後の層準であり、調査地域より東部の小櫃川流域の安野層にも砂岩優勢互層が対比できる。向斜南翼では泥岩優勢互層となっているが、向斜北翼～背斜北翼では砂岩優勢互層が東西にわたって広く追跡される。背斜北翼では、An55 直上にスランプ層が発達し、東西約 1.5km にわたって追跡できる。

ユニット AnIX (An68～An85)

向斜軸部東部や中央部では、粗粒泥岩を主体とする泥岩優勢互層であるが、背斜北翼では An69 層準でややタービダイト砂岩優勢になる。南北断面では北側に砂岩優勢で南側に泥岩優勢となっているが、東西断面ではほとんど変化が無い。向斜軸部西部では An68 直上にスランプ層が発達する。多くのセクションでは An68 層準直下まで砂岩優勢互層が発達するが、背斜北翼では An68 層準のやや上位まで砂岩優勢になる場所がある。An68 層準から上位の泥岩には、とくに背斜軸北翼を中心に

vein structure が頻繁に認められる。

ユニット AnX (An85～最上部)

An85 より上位の層準では、タービダイト砂岩の挟在は少なくなるとともに半遠洋性泥岩の粒度が粗くなり、泥岩中に生痕化石が多産するようになる。上位は黒滝不整合で削割されるため、場所によって最上部の層準が異なる。調査地域では向斜軸部で An92、背斜北翼部で An104 まで確認できた。向斜軸部の高宕山近辺では調査地域内でもっとも下位まで削割されており、An39 層準の直上に不整合面が見られる。多くの場合不整合の前後では急峻な崖となっているために、上位の上総層群との正確な境界は不明瞭であるが、一部で不整合の礫を含む（第 16 図）。また、数箇所不整合境界付近がスランプ層（Ho スランプ）になっている。

5. ま と め

房総半島中部の小糸川上流に位置する清和県民の森には、三島湖や豊英湖といった古くからのダム湖の存在によって、その周りに分布する安房層群上部（下位から、天津層、清澄層、安野層）の地層の分布や構造の詳細説明が、他の地域に比べて遅れていた。筆者らは、他の地域で行われているような多数の凝灰岩鍵層を用いた詳細

な地質調査を, ダム湖ではモーターボートを用いて, また周辺の丘陵・山地地域についてはルートマップを作成しながら行った。その結果, 本地域の詳細な地質図を作成して, 本地域に分布する地層, 特に清澄層および安野層の分布, 層序, 構造についての詳細を解明し, 多くの新知見を得ることができた。今回の調査成果は, 今後, 清澄層や安野層, 特に安野層全体の形成過程, 堆積プロセスを解明する上で, 大変重要な基盤的データを提供していると考えられる。

主な結論は次の通りである。

- 1) 本地域では, 西北西—東南東方向の一組の背斜・向斜軸に沿って地層が繰り返して分布する。
- 2) おもに南北系の断層が卓越するが, 向斜南翼の地域で傾斜のゆるい東西方向の逆断層が存在する。また, An68 層準から上位では, vein structure が多く認められる。
- 3) 本地域に分布する清澄層は, 南部の向斜南翼で厚く発達するが, 北部の背斜南翼では層厚を減ずる。また, 調査地域北西部の背斜軸周辺では, 半遠洋性泥岩層が粗粒化するとともにタービダイト砂岩をほとんど狭在しなくなる。
- 4) 本地域の安野層のタービダイト砂岩は, 調査地域中央部の向斜軸部において粗粒化し, 小礫や含泥岩偽礫砂岩などを狭在するようになり, その基底は下位の清澄層を削り込み, 天津層上部 (Am78 層準) と直接接する。
- 5) 本地域には, An39 層準下位で, 南北に伸びると考えられる幅約 1 km 長さ数 km のチャンネル構造が発達する。
- 6) タービダイト堆積の中心は, 清澄層下部から安野層上部にかけて, 北側に移動している。

謝辞 本調査を行うにあたり, 木更津土地改良事務所及び君津工業用水道事務所には, それぞれ三島ダム湖及び豊英ダム湖でのモーターボートの使用を許可していただいた。千葉県立中央博物館の大木淳一氏には, 現地での調査にご協力いただいた。また, 君津市豊英の鎌田屋さんには, 調査に際して各種のご協力を得た。山口大学理学部の宮田雄一郎助教授には, 本報告をまとめるにあたりいろいろのご意見をいただいた。京都大学理学研究科の増田富士雄教授には, 粗稿に目を通していただき, 有益なコメントをいただいた。また査読者からは, 原稿完成の上で重要なコメントを多数いただいた。これらの関係機関及び関係者に心からお礼を申し上げます。

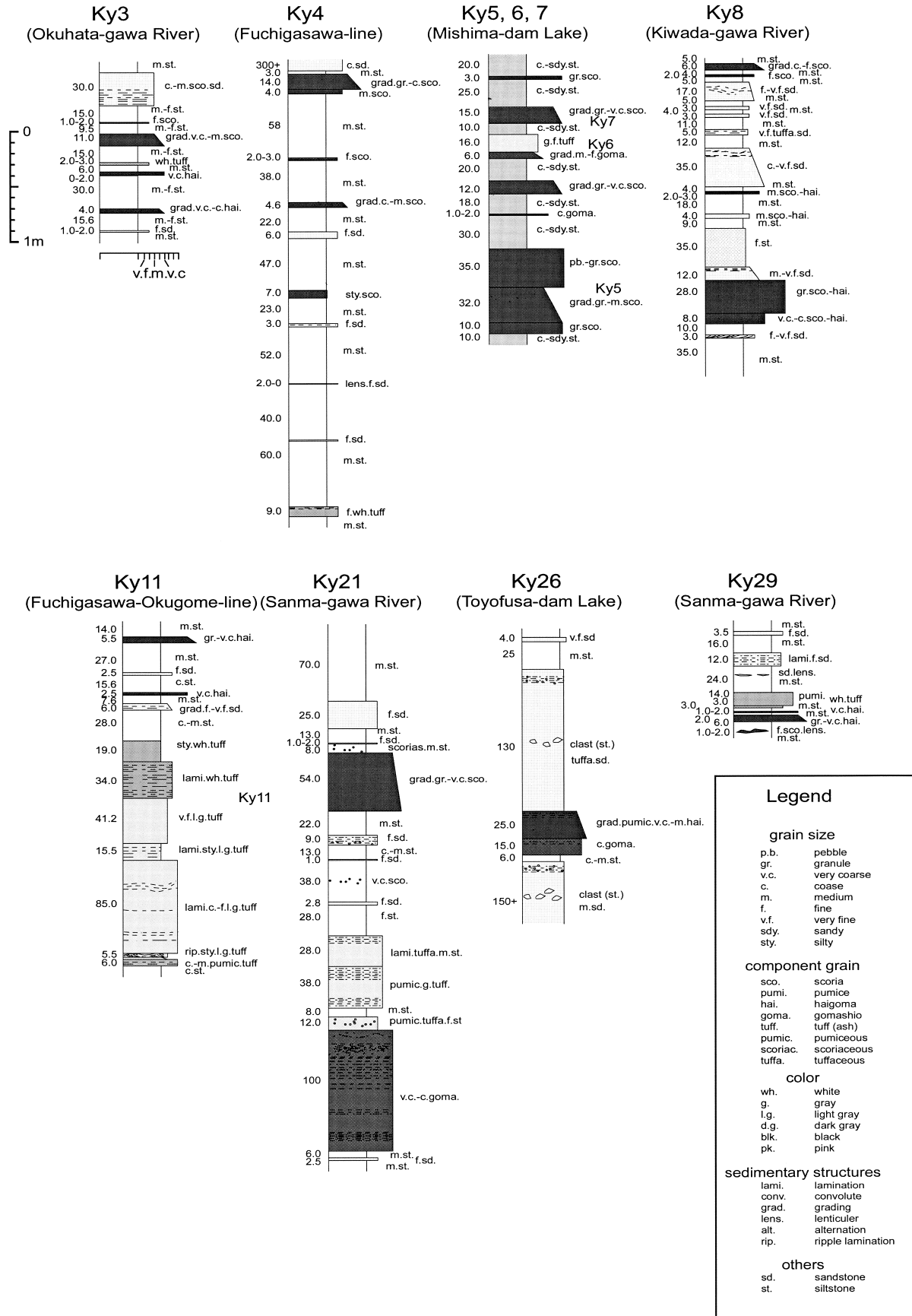
文 献

- Bouma, A.H. (1962) *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
千葉県立中央博物館編 (1992) 三浦層群中部鍵層

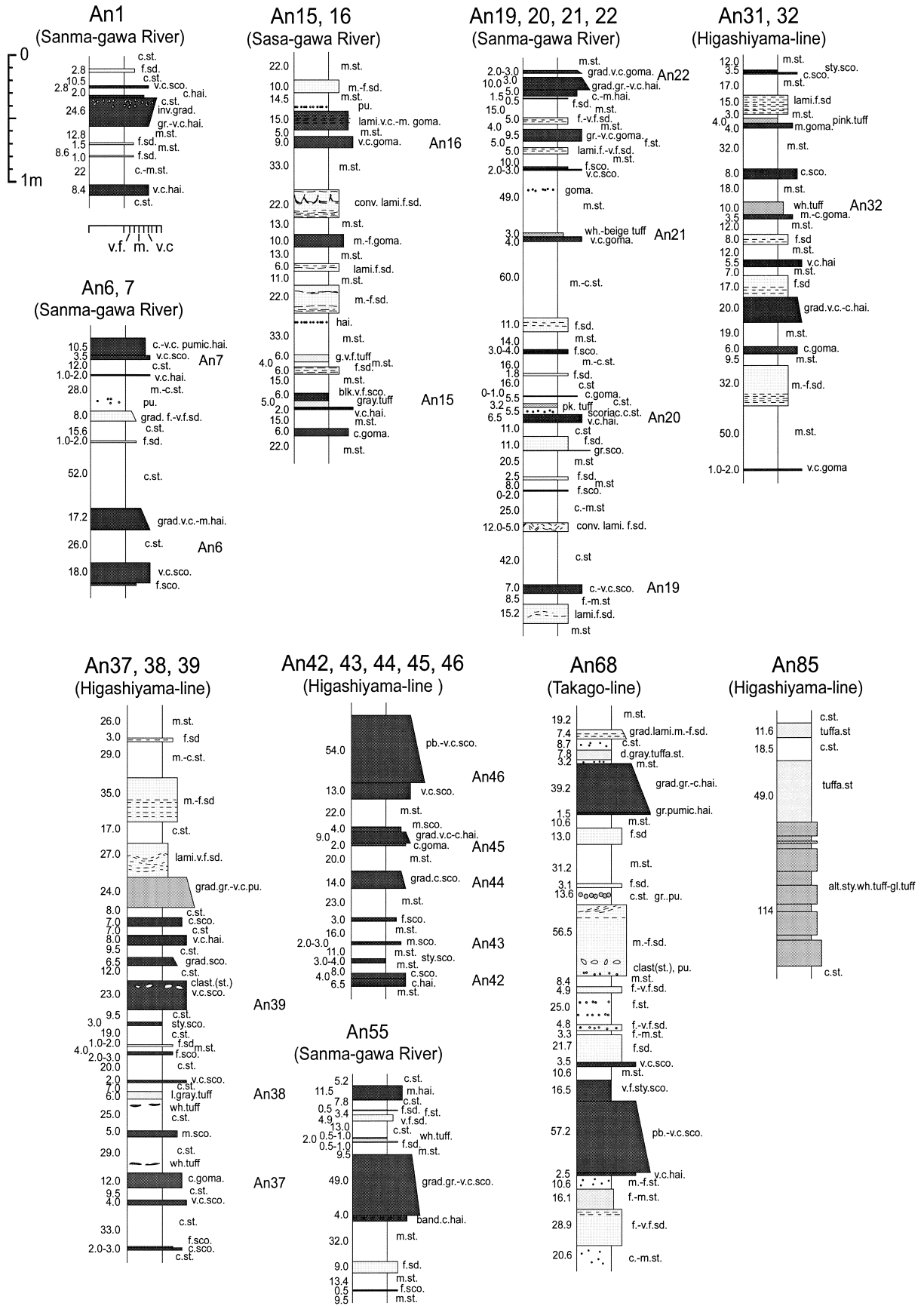
- 集 I (1992 年版). 千葉県立中央博物館, 124 p.
千葉県立中央博物館編 (1993) 三浦層群中部鍵層集 II (1993 年版). 千葉県立中央博物館, 83 p.
千葉県立中央博物館編 (1994) 三浦層群上部鍵層集 I (1994 版). 千葉県立中央博物館, 76 p.
八田明夫・徳橋秀一 (1984) 房総半島中部, 清澄層及び安野層のフリッシュ型砂泥互層の泥岩中に含まれる有孔虫群集について. *NOM*, no. 12, 17-32.
石原与四郎・宮田雄一郎・徳橋秀一 (1997) 房総半島安房層群上部タービダイトシーケンスの時系列解析. *地質雑*, **103**, 579-589.
蟹江康光・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀 (1991) 三浦・房総半島新第三紀三浦層群の石灰質ナノ化石年代及び対比. *地質雑*, **97**, 135-155.
Kasuya, M. (1987) Comparative study of Miocene fission-track chronology and magneto-biochronology. *Tohoku Univ., Sci. Rept., 2nd ser.*, **58**, 93-106.
Kimura, K. (1974) Magnetic stratigraphy of Late Cenozoic sedimentary sections in Boso Peninsula, Niigata area, and Oga Peninsula, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **80**, 579-592.
北里 洋 (1987) 南部フォッサマグナにおける底生有孔虫の古生物地理. *化石*, no. 43, 18-23.
北里 洋 (1991) V 有孔虫化石からみた丹沢と周辺地域の生い立ち. 神奈川県立博物館編, 南の海からきた丹沢—プレートテクトニクスの不思議. 123-150, 有隣新書, 226 p.
小池 清・西川 泰 (1955) 千葉演習林の地質. *演習林*, no. 10, p. 1-6.
中嶋輝允 (1978) 房総半島におけるフリッシュ堆積物の堆積環境—黄和田層・黒滝層・安野層のフリッシュ相と縁辺相の関係を中心に—. *地質雑*, **84**, 645-660.
中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一 (1981) 「鴨川地域の地質」. *地域地質研究報告* (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 107 p.
新妻信明 (1976) 房総半島における古地磁気層序学. *地質雑*, **82**, 163-181.
O'Brien, N.R., Nakazawa, K. and Tokuhashi, S. (1980) Use of clay fabric to distinguish turbiditic and hemipelagic siltstones and silts. *Sedimentology*, **27**, 47-61.
岡田尚武・齊藤和男・金子 満 (1991) 三浦層群の石灰質ナノプランクトンと凝灰岩鍵層の K-Ar 年代. *月刊地球*, **13**, 117-126.
Oda, M. (1977) Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimen-

- tary sequence, Central Honshu, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep. 2nd ser (Geol.)*, **48**, 1-72.
- 沢村孝之助・中嶋輝允(1980) 房総半島中新統の珪質鞭毛藻化石群集による層序区分. 地調月報, **31**, 333-345.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊池隆男・山内靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井久・原 雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀見英雄・木村政昭・本座栄一(1995) 東京湾とその周辺地域の地質(第2版). 特殊地質図(20), 地質説明書, 地質調査所, 109p.
- Takahashi, M., Mita, I., Watanabe, M. and Motoyama, I. (1999) Integrated stratigraphy of the Middle Miocene marine sequence in the Boso Peninsula, central Japan: a review. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **50**, 225-243.
- Takahashi, M., Oda, M. and Uchida, E. (1996) Preliminary results and potential for integrated stratigraphy of the volcano-sedimentary sequence in the Boso Peninsula, Central Japan. In Montanari, A., Odin, G.S. and Coccioni, R., eds., *Miocene Integrated Stratigraphy*.
- 棚橋 収(1978) Turbidite の dust part の研究. 秩父高校紀要, no. 7, 34-42.
- 徳橋秀一(1976a) 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究(その1) —砂泥互層の層厚・岩相変化と砂岩層の形態—. 地質雑, **82**, 729-738.
- 徳橋秀一(1976b) 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究(その2) —砂岩層の堆積機構と堆積環境—. 地質雑, **82**, 757-764.
- Tokuhashi, S. (1979) Three dimensional analysis of large sandy-flysch body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, **46**, 1-61.
- 徳橋秀一(1983a) 古海底扇状地堆積物を斬る (I. 実態編). 地質ニュース, no. 342, 40-52.
- 徳橋秀一(1983b) 古海底扇状地堆積物を斬る (II. 成因編). 地質ニュース, no. 345, 54-62.
- 徳橋秀一(1988) 古海底扇状地堆積物におけるタービダイト砂岩単層の広がり形態—層位トラップ探鉱へ向けての地質学的基礎研究—. 石油学会誌, **31**, 12-29.
- 徳橋秀一(1997) 清澄山系の地質(第2章第4節). 千葉県自然誌, 本編2, 千葉県の大い(千葉県史41), 163-200.
- 徳橋秀一・壇原 徹・岩野英樹(2000) 房総半島安房層群上部の8凝灰岩のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, **106**, 560-573.
- 徳橋秀一・岩脇丈夫(1975) フリッシュ型砂泥互層の面的単層解析. 地球科学, **29**, 262-274.
- 徳橋秀一・八田明夫(1982) フリッシュ型砂泥互層のタイプと堆積環境. 地質ニュース, no. 334, 42-50.
- 富田 進(1989) 千葉県房総半島の鋸山周辺の千畑累層産軟体動物化石群集. 瑞浪市化石博物館研究報告, **16**, 85-108, pls. 10.
- ト部厚志・大木淳一・吉久順子・須江由佳里(1998) 房総半島中新統天津層の凝灰岩層とK-Ar年代. 日本地質学会第105年学術大会講演要旨, p. 30.

(受付: 2001年7月23日; 受理2001年10月30日)



1. 清澄層主要凝灰岩鍵層柱状図



2. 安野層主要凝灰岩鍵層柱状図