

千葉県南部鴨川中深層観測井の坑井地質と地質年代

林 広樹^{*1}・高橋雅紀^{*2}・柳沢幸夫^{*2}・山水史生^{*1}
渡辺真人^{*2}・堀内誠示^{*3}・長谷川四郎^{*4}・笠原敬司^{*1}

Borehole Geology and Age of the Kamogawa Deep Observatory, Chiba Prefecture, Central Honshu, Japan

Hiroki HAYASHI^{*1}, Masaki TAKAHASHI^{*2}, Yukio YANAGISAWA^{*2},
Fumio YAMAMIZU^{*1}, Mahito WATANABE^{*2}, Seiji HORIUCHI^{*3},
Shiro HASEGAWA^{*4}, and Keiji KASAHARA^{*1}

^{*1}*Solid Earth Science Division,*

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan

^{*2}*Institute of Geoscience, Geological Survey of Japan /AIST, Japan*

^{*3}*Palyno-Survey Co. Ltd., Japan*

^{*4}*Kumamoto University, Japan*

Abstract

The Kamogawa deep observation well, 2,038m in depth, was constructed near the Trench-Trench-Trench triple junction of the southward of the Kanto metropolitan area, central Honshu, Japan. The borehole geology was established by the slime and core samples with geophysical logging and VSP methods. According to the microfossil analyses and geological investigation of the surrounding area, the strata of the Kamogawa observatory can be identified to the Kanigawa Formation of late early Miocene to early middle Miocene age. The Kanigawa Formation can correspond to the strike-slip basin deposits Sakuma Group distributed in the southwestern part of the Boso Peninsula. It assumes that the strata of the Kamogawa observatory might be also deposited in the strike-slip basin like the basin of the Sakuma Group.

Key words : Biostratigraphy, Borehole geology, Boso Peninsula, Chiba Prefecture, Kamogawa observatory

1. はじめに

首都圏に被害を及ぼす恐れのある巨大地震の強震動予測を行うには、想定される地震発生帯を含む地域の地殻構造を明らかにする必要がある。特に強震動予測のうえで重要なS波速度構造を詳細に把握するには、各種物理探査手法や地表地質調査と併せ、ボーリングによって地下に分布する地層の速度構造を直接測定する事が最も有効な戦略である。また、こうした手法を複合的に駆使した研究によって、現在の地震発生帯の成立過程をも含んだ関東平野の構造発達モデルの理解が深まることも期待

される。

房総半島の地下にはフィリピン海プレートと太平洋プレートの2つの海洋プレートが沈み込んでおり、前者と本州側プレートの境界付近には元禄関東地震（1703年）や大正関東地震（1923年）といった巨大地震の震源断層が位置しているものと考えられる（たとえば Wald and Somerville, 1995）。地表では、それら巨大地震の発生帯に近接した房総半島南部の鴨川市加茂川低地帯付近に、新第三紀に形成された付加体堆積物の北限境界が位置している（たとえば斎藤, 1992）。この境界は過去の

^{*1} 独立行政法人 防災科学技術研究所 固体地球研究部門

^{*2} 独立行政法人 産業技術総合研究所 地球科学情報研究部門

^{*3} (株) パリノ・サーヴェイ株式会社 ^{*4} 熊本大学

プレート境界と考えられることから、現在の地震発生帯を含む地殻構造の成立過程を理解するうえで、重要な地域であるといえよう。しかし、この地域に分布する地層は数多くの断層や褶曲によって複雑に変形している（鈴木ほか、1990）。このため、地表地質の情報のみから地下地質構造を推定することがきわめて困難である。

防災科学技術研究所では、2002年度より開始された文部科学省からの委託研究「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」を受け、大学等の研究機関と協力して大都市圏の地殻構造を解明するための研究を進めている。プロジェクト初年度の2002年度には、東京大学地震研究所によって房総半島を縦断する反射法地震探査が行われた。防災科学技術研究所では、その測線に隣接する鴨川市の加茂川低地帯西縁付近で2,000m級のボーリング掘削を行った（文部科学省ほか、2003）。このボーリング地点（以下、鴨川観測井と呼ぶ）では岩石のカッティングス試料とスポットコア試料が採取され、その地質年代調査を産業技術総合研究所の地球科学情報研究部門が再委託研究として実施した。また、音波速度検層、密度検層、電気検層等各種坑内物理検層やVSP法によるP波・S波速度構造探査が行われた。最終的にこの観測井には高感度地震計が設置され、首都圏地域の高感度地震観測を担うことになっている。

従来報告されている地質図によると、鴨川観測井周辺には第三紀の付加体とされる保田層群の分布が推定されている（鈴木ほか、1990）。しかし、本地域は前述のように地層の変形が非常に複雑であり、なおかつ露出が断片的であるため、決定的な地質学的根拠に基づいた地層の対比がなされているとは言い難い。他方、鴨川観測井の東方においては、加茂川低地帯の北方に発達する前弧海盆堆積物が広く分布しており、詳細な地質学的・年代層序学的研究がなされている（中嶋ほか、1981；渡辺・高橋、2000など）。したがって、鴨川観測井で地下に伏在する地層を直接分析し、陸上に露出する地層と対比することによって、本地域の複雑な地質構造を解明する糸口が与えられる可能性がある。またそれによって反射法地震探査の解釈に貢献し、房総半島全体の地殻構造解明に寄与できることが期待される。

本研究では、鴨川観測井についてカッティングスやコア試料の分析結果を記載するとともに、周辺地域の地表地質を再調査することによって年代対比を試みた。その結果、加茂川低地帯周辺地域について新たな地層分布モデルを提唱することができたので報告する。

2. 鴨川観測井の概要

鴨川観測井の位置を図1に示す。掘削点は鴨川市青少年研修センターの敷地内に設定された。掘削点の所在地、緯度、経度、高度は以下の通りである。

- ・住所 千葉県鴨川市平塚字大山1713-2
- ・緯度経度 北緯35度8分6.2秒、東経139度58分5.3秒（国際測地系）
- ・標高 160m

地形学的には、本観測井は清澄山塊と嶺岡山地との間に東西に横たわる加茂川低地帯の西縁付近に位置する。掘削地周辺には、低地帯中に比高差50～150mの小丘群が西北西～東南東の稜線をもって分布し、その起伏量に乏しい山腹には棚田が広く分布している。掘削地点は、こうした小丘の山頂直下に位置する小凹地である。

本地域については、地質調査所発行（現・産業技術総合研究所 地質調査総合センター）の5万分の1地質図「那古」（鈴木ほか、1990）が刊行されている。これによると、鴨川観測井周辺の地質は大局的に東西走向をもつ3層群に区分される。掘削地点を含む鴨川低地帯には下部中新統の保田層群が分布しているとされ、南方の嶺岡山地には保田層群と断層関係で接する古第三系の嶺岡層群が、北方の清澄山塊には保田層群を不整合で覆う中新統～鮮新統の三浦層群が分布する。これらの既存資料から判断すると、本観測井の地表には保田層群が露出し、掘削を進めると房総半島で最も古い地層である嶺岡層群が出現するのではないかと予想された。

観測井は株式会社明間ボーリング（本社：秋田県大館市）により、深度2,038m（東京湾平均海面からの標高-1,878m）まで掘削された。地質は主として泥岩・砂岩からなり、泥岩が軟弱、砂岩が硬質であったため、坑壁の押し出しや崩壊が顕著に発生し、掘削は困難を極めた。観測孔はオールケーシング・オールセメンチングで仕上げられた（図2）。孔芯傾斜は全区間で3度以内であった。

岩石のカッティングス試料は、掘進5m毎に500mLが採取された。本掘削地点の岩相は固結度が比較的低かったため、通常のメッシュで水洗する採取法では細粒粒子が洗い流されてしまい、岩相解釈が困難になるおそれがあった。そこで、今回の掘削ではカッティングスを未洗浄のままマッドスクリーンにて強制乾燥することによって回収した。スポットコアサンプルは深度300mまでは50m毎、400～600mまでは100m間隔、それ以降は200m毎に2m長の採取が計画され、計16か所で実際に採取された。そのうち、深度50m、1,800m、2,000mの3か所についてはコア回収ができなかった。採取されたコア試料の一覧を表1に示す。採取されたコアの5試料について、財団法人ファイナセラミックスセンターによって熱伝導度試験が行われた。

物理検層は比抵抗、密度、音波、自然ガンマ線、孔径、温度、セメントボンドの7種目について実施した（表2）。測定は株式会社物理計測コンサルタント（本社：東京）が行った。セメントボンド検層をケーシング後に行った以外は、全て裸孔で検層を行った。また、観測井完成後、高感度地震計の設置に先立って、VSP法によるP波・S波速度構造探査を行った。

震源として、P波パイロサイズ震源、およびS波発震が可能なバイブレータを各々使用し、地表（標高25m）から孔底（1,925m）まで25m間隔で測定を行った。総測定深度レベル数は77である。なお、VSP探査の詳細は別に論じる予定であり、本稿ではVSP探査の結果のみを示す。

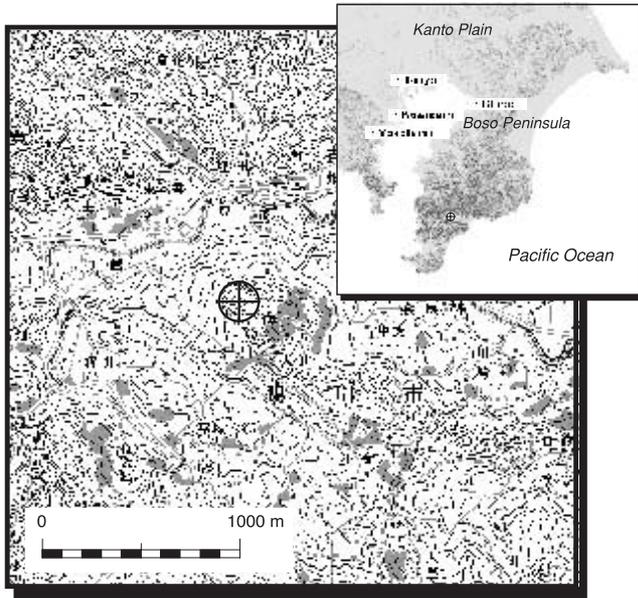


図1 鴨川観測井の位置図。地形図は 1:25,000 国土地理院発行「金束」を利用。

Fig. 1 Map showing the drilling site of the Kamogawa observatory. Topographic map: "Kodzuka" 1:25,000 in scale published by Geographical Institute of Japan.

表1 コア採取一覧

Table 1 List showing the drilled cores of the Kamogawa observatory.

No.	スポットコア区		掘削長 (m)	コア長 (m)	採取率 (%)	岩相
	自(m)	至(m)				
1	55.27	58.27	3.00	0.00	0.00	粘土
2	69.00	72.00	3.00	0.00	0.00	粘土
3	102.30	105.30	3.00	3.00	100.00	砂質シルト岩
4	148.67	151.67	3.00	3.00	100.00	砂質シルト岩
5	202.66	205.56	2.90	2.90	100.00	砂質シルト岩
6	256.65	259.65	3.00	3.00	100.00	砂質シルト岩
7	301.60	304.60	3.00	3.00	100.00	砂質シルト岩
8	400.60	403.60	3.00	3.00	100.00	砂質シルト岩
9	499.90	502.90	3.00	3.00	100.00	砂質シルト岩
10	583.62	586.62	3.00	3.00	100.00	泥岩
11	800.50	803.50	3.00	2.50	83.33	泥岩
12	999.33	1001.80	2.47	2.30	93.12	砂岩泥岩互層
13	1200.04	1202.24	2.20	2.20	100.00	砂岩泥岩互層
14	1403.40	1406.50	3.10	3.00	96.77	礫混じり泥岩
15	1596.93	1599.93	3.00	3.00	100.00	砂岩泥岩互層
16	1800.30	1803.30	3.00	0.00	0.00	砂岩泥岩互層
17	2027.00	2030.00	3.00	0.00	0.00	砂岩泥岩互層

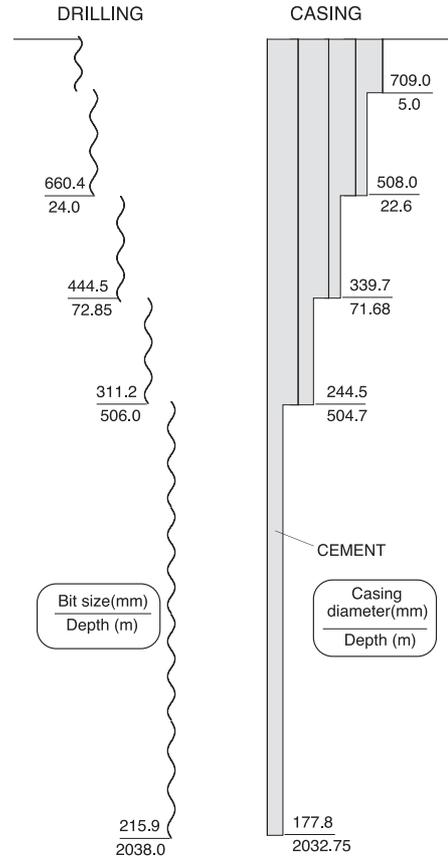


図2 鴨川観測井の構造

Fig. 2 Well structure of the Kamogawa observatory.

表2 検層項目一覧

Table 2 List showing geophysical loggings carried out for the Kamogawa observatory.

検層項目	実施深度
比抵抗	71.6-1940.0m
孔径	71.6-1937.5m
密度	71.6-1939.6m
音波	71.6-1935.1m
自然ガンマ線	71.6-1939.3m
温度	0-1941.9m
セメントボンド	504.0-1940.0m

3. 坑井地質

カッティングスやコア試料の観察、掘削時の技術者からの情報、及び物理検層やVSP探査の結果を総合的に解釈し、地質柱状図を作成した(図3, 図4)。カッティングスは10~25m毎に乾燥状態と湿潤状態を観察し、標準土色帳によって色調を記録するとともに、水洗して双眼実体顕微鏡下で砂粒子の観察を行った(表3)。なお、この柱状図では、検層結果の内、セメントボンド検層の結果は示していない。以下の深度は、特に断らない限り全て地表面からの深度で表記されている。

スポットコアで見られる岩相は、砂岩、泥岩、含礫砂岩の3種類であった(図5)。検層の結果、比抵抗値は10Ω/m程度、密度値は2.0~2.3g/cm³とやや小さい値を示す。また、音波検層やVSP探査によるP波速度およびS波速度はそれぞれ3.4km/sec, 1.7km/sec以下であり、硬岩の値とは言い難い(図4)。これらの結果から総合的に判断すると、本掘削孔では孔底においても先新第三系基盤に到達せず、比較的軟質な新第三系以上の堆積物が全体を通じて分布しているものと考えられる。なお、コアにおいて見られた地層傾斜は一般に約45度であった。

温度検層の結果、検層ツールの入った最深部1,940.0mでの温度は54.9℃であり、地温勾配は深度17.0~556.7mで1.3℃/100m, 556.7~663.3mで0.4℃/100m, 663.3~1940.0mで1.2℃/100m, 平均1.2℃/100mとなった。スポットコア5試料について80mm×200mmの面をフラットに整形し、室温下で熱線法によって熱伝導度を測定した結果(表4)、平均約2.1W/mKの値が得られた。この値を基に地殻熱流量を計算すると約25mW/m²となる。

坑井地質はA~Gの7層に区分された。

A層(0~5.0m)：黄褐色の礫混じり極粗粒砂からなり、崖錐堆積物と考えられる。

B層(5.0~350.5m)：灰色の塊状シルト質砂岩~砂質シルト岩からなり、砂岩または泥岩の細~中礫サイズの角礫を含んでいる。50mおよび90mの2か所に厚さ数m程度の黒色泥岩、260mには厚さ10m未満の石灰質灰色細粒砂岩をそれぞれ挟んでいる。深度220mと320mでは膠着質底生有孔虫が僅かに産出した。まれに顆粒状黄鉄鉱(フランボイダルパイライト)を産出する。

C層(350.5~448.2m)：黒オリーブ色の泥岩からなる。破碎が著しく進行し、角礫岩状の外観を呈する。石灰分が相対的に濃集したやや白味を帯びた部分が破碎から取り残され、コアロック状になっている。方解石の幅1mm以下の細脈が発達する。孔径検層によると、この区間では孔壁が広がっており、孔壁崩壊が示唆される。また、自然ガンマ線値が高い値を示し、ガンマ線源として泥岩中の粘土鉱物が考えられる。まれに顆粒状黄鉄鉱を産出する。

D層(448.2~545m)：砂岩卓越の砂岩泥岩互層からなり、細礫サイズの砂岩角礫を含んでいる。顆粒状黄鉄鉱を産出する。

E層(545~585m)：黒オリーブ色の泥岩からなる。

方解石の幅1mm以下の細脈が発達する。自然ガンマ線値が高い値を示し、ガンマ線源として泥岩中の粘土鉱物の寄与が考えられる。顆粒状黄鉄鉱を産出する。

F層(585~1,295m)：泥岩卓越の砂岩泥岩互層からなり、下方に向かって泥岩が卓越していく傾向が見られる。細礫サイズの砂岩礫がしばしば見られる。深度605mから下位では、底生有孔虫化石が極少量ではあるが連続的に産出する。顆粒状黄鉄鉱を普遍的に産出する。

G層(1,295~掘止2,038m)：基質に泥質分を含んだ礫岩からなる。礫岩は礫質支持礫岩と基質支持礫岩が20~100m単位で互層し、基質卓越部では自然ガンマ線値が相対的に高い値を示す。上部の1,300~1,500mでは孔壁拡大が著しいが、深度1,400mでのコア観察では顕著なクラックが見られなかった事から、コア採取時の泥水条件による孔壁破壊である可能性がある。基質部からはF層と同様の底生有孔虫化石を産出する。顆粒状黄鉄鉱を産出する。

4. ボーリング試料の微化石分析

石灰質ナノ化石、珪藻化石及び有孔虫化石の分析を、コア試料およびカッティングス試料について実施した。

4.1 石灰質ナノ化石分析による年代決定

石灰質ナノ化石については、カッティングス試料について50mおき、コア試料について0.5~2mおきにスミアスライドを作成し、位相差装置付き光学顕微鏡で検鏡を行った。その結果、表5に示すように、深度1,403~1,405mのコア試料から採取した4試料(深度1,403.53m, 1,404.30m, 1,404.65m, 1,405.40m)および1,550mのカッティングス試料から石灰質ナノ化石が産出した。しかし、それ以外の試料からは石灰質ナノ化石は検出されなかった。

1,403~1,405mのコア試料から産出した石灰質ナノ化石は、*Coccolithus*属を除けばほとんどがジュラ紀から白亜紀に産出が限定される属種である。Perch-Nielsen(1985a)などに示されたそれぞれの種の生存年代を考慮すると、この群集は白亜紀後期のものであることは確かであり、*Eiffellithus* aff. *eximius*と*Zeugrhabdotus pseudanthophorus*の産出から、カンパニアン期(Campanian)(8,300~7,400万年前)の群集である可能性が高い。それより下位の1,550mにおけるカッティングス試料から産出した群集は非常に個体数が少ないものの、*Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster deflandrei*などの種群から主に構成され、Perch-Nielsen(1985b)に基づくとその年代は前期中新世~中期中新世を示す。

4.2 珪藻化石分析による年代決定

石灰質ナノ化石と同一層準について、珪藻化石の分析を目的とした試料採取を行った。コア試料については、特に保存のよい珪藻化石が産出すると予想された石灰質コンクリーションの部分なるべく選定するように心がけた。試料の処理は、Akiba(1986)のunprocessed strewn slideの方法で行った。

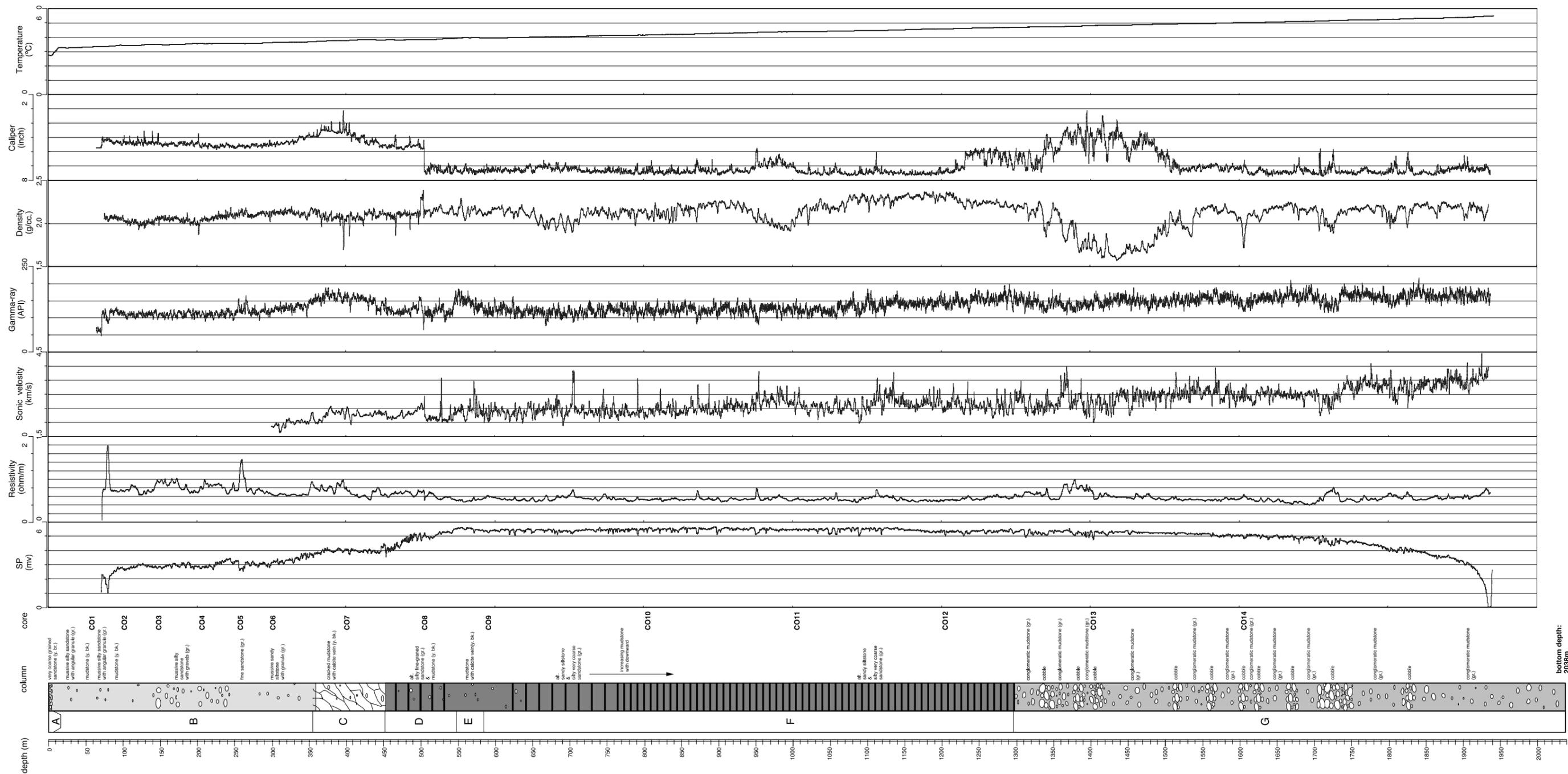


図3 鴨川観測井の総合地質柱状図
 Fig. 3 Geological columnar section and logging section of the Kamogawa observatory.

分析の結果、深度 10 m のカッティングス試料から非常に保存の悪い珪藻化石が産出したものの、それ以外からは検出されなかった。深度 10 m から産出した珪藻化石は、*Stephanopyxis* spp., *Thalassionema nitzschioides*, *Palaria sulcata*, *Coscinodiscus* spp. のみであり、スライド全面を走査しても十数殻しか検出できなかった。以上のうち、*Thalassionema nitzschioides* は、日本近海における深海掘削コアの検討結果によると、新第三紀以降に産出が限定される (Akiba, 1986)。したがって、深度 10 m の層準が新第三系以上の地層であることは確かであるが、産出した種数が少ないため、これ以上の年代の限定は困難である。

4.3 有孔虫化石分析による年代決定

有孔虫化石分析は、カッティングス試料については 10 ~ 20 m おきに分析を行った。その結果、深度 220 m および 320 m からわずかに底生有孔虫が検出されたほか、深度 610 m 以深では、ほとんどのカッティングス試料からそれぞれ微量の底生有孔虫が検出された。このうち、深度 650 m、および最深部 2,037 m の試料からは保存不良の底生有孔虫化石が同定された (表 6)。群集内容は *Cyclamina* 属、*Karreriella* 属など膠着質殻の種から主に構成される。また、*Epistominella*? sp. その他の石灰質殻の種をわずかに含む。群集は、おもに深海性膠着質殻の種からなるものの、わずかながら石灰質殻の種を含むことから、CCD (炭酸塩補償深度) より浅い下部漸深海帯の群集が石灰質殻の二次的な溶解によって変質したものと推定される。

上記の試料以外では、底生有孔虫化石は、いずれも強度の溶解作用と変形作用を被っており、種の同定までに至らなかった。

また、年代決定に有効な浮遊性有孔虫化石は全く産出しなかった。このため、有孔虫化石からはボーリングの各深度の年代を推定するための有効なデータは得られなかった。

5. 考察

5.1 鴨川観測井の微化石年代

今回、鴨川観測井の微化石分析の結果をまとめると以下のとおりである。

- (1) 深度 1,400 m 付近のスポットコア試料の微化石年代は、石灰質ナノ化石から後期白亜紀である。
- (2) 深度 1,550 m 付近のカッティングス試料の微化石年代は、石灰質ナノ化石から前期中新世~中期中新世である。
- (3) 深度 10 m 付近のカッティングス試料の微化石年代は珪藻化石から新第三紀であることがわかるが、それ以外からは珪藻化石は検出されなかった。
- (4) 深度 220 m、320 m および 610 m 以深のカッティングスからは極めて保存の悪い底生有孔虫化石がわずかに産出するものの、年代決定に有効な浮遊性有孔虫化石は全く産出せず、年代決定はできなかった。

以上のようなわずかなデータから鴨川観測井の地層の

年代を推定するのは難しい面もあるが、しいて推定すると以下のとおりである。深度 1,550 m の石灰質ナノ化石は前期中新世~中期中新世の年代を示すの対し、その上位の 1,400 m 付近からはこれよりはるかに古い後期白亜紀の石灰質ナノ化石が産出し、年代層序が矛盾する。深度 1,550 m の試料はカッティングス試料ではあるが、これより上位では同様の石灰質ナノ化石は全く検出されないため、上位層準からの落ち込みである可能性は極めて低く、この年代が深度 1,550 m の堆積年代を示すと判断される。したがって、これより上位の 1,400 m 付近のコアから検出された後期白亜紀の石灰質ナノ化石は再堆積であると解釈することが妥当である。一方、深度 10 m から検出された新第三紀を示す珪藻化石は、深度 1,550 m の石灰質ナノ化石の年代とは矛盾しない。以上から、鴨川観測井の地層の年代は、ボーリング試料のデータに基づく限り、前期中新世~中期中新世またはそれ以新であると言える。

しかしながら、鴨川観測井では年代決定に有効な微化石の産出は極めて不良であり、微化石データのみで鴨川観測井の各深度の年代を正確に判定することは極めて難しいと判断される。そこで、観測井で得られたコアの岩相や、次節以下に記述する掘削地点周辺の地表に分布する地層の年代や地質構造など総合的に考慮して、本観測井の地質年代を判定した。

5.2 ボーリング試料と周辺に露出する地層についての地質学的検討

ボーリング試料の層序学的位置と年代を明確にする目的で、コア試料の岩相の観察を行うとともに、鴨川観測井周辺の地表に露出する地層の地質学的再検討を行い、地層の分布と地質構造を明らかにした。また、すでに詳細な年代学的研究が行われている鴨川市川谷ルート (鴨川観測井の東方約 5.5 km, 図 6 参照) の再調査を行い、鴨川観測井との対比を行うためのデータを再取得した。

以上のデータを基に鴨川観測井およびその周辺の地質図を新たに作成した (図 6)。以下、鴨川観測井の地下地質を理解する上で重要と思われる地層について、露頭写真等とともに報告する。また、詳細な年代学的研究が行われている川谷ルートと、ボーリングコアを対比することにより、掘削された地下地質の年代を考察する。

なお、房総半島南部では、鴨川観測井に対比しうる既存ボーリング資料はないので、今回は既存コア試料については検討していない。

5.2.1 鴨川観測井ボーリングコア試料の岩相

スポットコア試料は塊状細粒砂岩を主とし、暗灰色シルト岩と互層する部分や砂岩礫が散在する層準も認められる (図 5)。シルト岩は相対的に固結しているが、砂岩は指で容易につぶれる程度に軟質である。また、炭質物をフィルム状に挟む部分も認められる。礫岩は、径 2 cm 程度の固結した細粒砂岩礫を散在する層準や、黒色硬質頁岩の円摩された細礫岩が認められるが、いずれも層理面は不明瞭である。

後期白亜紀の石灰質ナノ化石が産出した深度 1,400 m

表3a カッティングス鑑定結果 (5 ~ 1,020 m)
Table 3a List showing the slime samples (5 - 1,020m) of the Kamogawa observatory.

深度(m)	乾燥色	湿潤色	岩相	黄鉄鉱	化石	深度(m)	乾燥色	湿潤色	岩相	黄鉄鉱	化石	深度(m)	乾燥色	湿潤色	岩相	黄鉄鉱	化石
5	2.515/4	2.514/4	極粗粒砂岩			345			砂質シルト岩			685			砂岩泥岩互層		
10	516/1	513/6	シルト質極粗粒砂岩	○	珪藻・放射虫	350	516/1	514/1	シルト質細粒砂岩			690	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫
15	516/1	513/2	シルト質中粒砂岩		珪藻・放射虫	355			泥岩			695			砂岩泥岩互層		
20	516/1	514/1	砂質シルト岩			360	1013/1	7.512/2	泥岩	○		700	516/1	514/1	砂岩泥岩互層		
25			砂質シルト岩			365			泥岩			705			砂岩泥岩互層		
30	515/1	514/1	砂質シルト岩		炭質物	370	7.513/1	7.512/1	泥岩			710			砂岩泥岩互層		
35			砂質シルト岩			375			シルト岩			715			砂岩泥岩互層		
40	515/1	514/1	砂質シルト岩			380	N4	7.513/1	シルト岩			720	516/1	514/1	砂岩泥岩互層		有孔虫
45			砂質シルト岩			385			シルト岩			725			砂岩泥岩互層		
50	513/1	514/1	泥岩	○		390	7.516/1	7.513/1	細粒砂岩・泥岩互層			730			砂岩泥岩互層		
55			砂質シルト岩			395			泥岩			735			砂岩泥岩互層		
60	515/1	514/1	砂質シルト岩			400	1014/1	7.512/2	泥岩	○		740	516/1	514/1	砂岩泥岩互層		有孔虫
65			砂質シルト岩			405			泥岩			745			砂岩泥岩互層		
70	515/1	514/1	砂質シルト岩			410	7.514/1	7.512/2	泥岩			750	516/1	515/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫
75			砂質シルト岩			415			泥岩			755			砂岩泥岩互層		
80	7.515/1	514/1	シルト質細粒砂岩			420	1015/1	1013/1	泥岩			760	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫
85			砂質シルト岩			425			泥岩			765			砂岩泥岩互層		
90	7.513/1	514/1	粘土			430	7.515/1	7.512/1	泥岩			770			砂岩泥岩互層		
95			砂質シルト岩			435			泥岩			775			砂岩泥岩互層		
100	516/1	514/1	砂質シルト岩			440	1015/1	1012/1	泥岩			780	516/1	515/1	砂質シルト岩	○	
105			砂質シルト岩			445			泥岩			785			砂岩泥岩互層		
110	7.513/2	514/1	砂質シルト岩			450	516/1	514/1	砂岩泥岩互層			790			砂岩泥岩互層		
115			砂質シルト岩			455			砂岩泥岩互層			795			砂岩泥岩互層		
120	516/1	514/1	砂質シルト岩			460	7.516/1	7.514/1	砂岩泥岩互層			800	7.516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫
125			砂質シルト岩			465			砂岩泥岩互層			805			砂岩泥岩互層		
130	7.516/1	7.514/1	砂質シルト岩			470	7.515/1	7.514/1	砂岩泥岩互層	○		810			砂岩泥岩互層		
135			砂質シルト岩			475			砂岩泥岩互層			815			砂岩泥岩互層		
140	516/1	7.514/1	シルト質細粒砂岩			480	1015/1	7.514/1	砂岩泥岩互層		有孔虫	820	517/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫
145			礫混じりシルト岩			485			砂岩泥岩互層			825			砂岩泥岩互層		
150	516/1	514/1	礫混じりシルト岩			490	1015/1	7.514/1	砂岩泥岩互層			830			砂岩泥岩互層		
155			礫混じりシルト岩			495			砂岩泥岩互層			835			砂岩泥岩互層		
160	7.517/1	514/1	礫混じりシルト岩			500	515/1	514/1	砂質シルト岩			840	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫
165			礫混じりシルト岩			505			砂岩泥岩互層			845			砂岩泥岩互層		
170	516/1	514/1	礫混じりシルト岩			510	512/2	514/1	シルト質砂岩	○		850	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫
175			礫混じりシルト岩			515			砂岩泥岩互層			855			砂岩泥岩互層		
180	516/1	514/1	礫混じりシルト岩			520	513/1	7.514/1	砂岩泥岩互層			860	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	
185			砂質シルト岩			525			砂岩泥岩互層			865			砂岩泥岩互層		
190	7.516/1	514/1	砂質シルト岩			530	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○		870			砂岩泥岩互層		
195			砂質シルト岩			535			砂岩泥岩互層			875			砂岩泥岩互層		
200	516/1	514/1	砂質シルト岩	○		540	516/1	514/1	シルト質砂岩			880	7.515/1	7.514/1	砂岩泥岩互層	○	
205			砂質シルト岩			545			砂岩泥岩互層			885			砂岩泥岩互層		
210	516/1	7.515/1	シルト質中粒砂岩			550	7.5612/2	7.5612/1	砂岩泥岩互層	○		890			砂岩泥岩互層		
215			砂質シルト岩			555			泥岩			895			砂岩泥岩互層		
220	516/1	514/1	砂質シルト岩		有孔虫	560	1014/1	514/1	泥岩	○	有孔虫	900	516/1	514/1	砂質シルト岩	○	
225			砂質シルト岩			565			泥岩			905			砂岩泥岩互層		
230	7.515/1	7.514/1	砂質シルト岩			570	1015/1	7.514/1	泥岩			910			砂岩泥岩互層		
235			砂質シルト岩			575			砂岩泥岩互層			915			砂岩泥岩互層		
240	515/1	514/1	砂質シルト岩			580	7.515/1	1013/1	砂岩泥岩互層	○		920	515/1	514/1	砂岩泥岩互層		有孔虫
245			砂質シルト岩			585			砂岩泥岩互層			925			砂岩泥岩互層		
250	516/1	514/1	砂質シルト岩			590	7.516/1	7.514/1	砂岩泥岩互層	○		930			砂岩泥岩互層		
255			砂質シルト岩			595			砂岩泥岩互層			935			砂岩泥岩互層		
260	517/1	515/1	シルト質細粒砂岩			600	7.515/1	514/1	砂岩泥岩互層	○		940	515/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	
265			細粒砂岩			605			砂岩泥岩互層			945			砂岩泥岩互層		
270	517/1	514/1	砂質シルト岩			610	7.514/1	7.513/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	950	7.517/1	514/1	砂質シルト岩	○	
275			砂質シルト岩			615			砂岩泥岩互層			955			砂岩泥岩互層		
280	7.516/1	7.514/1	砂質シルト岩			620	7.515/1	7.514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	960	N6	1015/1	砂岩泥岩互層	○	
285			砂質シルト岩			625			砂岩泥岩互層			965			砂岩泥岩互層		
290	516/1	514/1	砂質シルト岩			630	7.516/1	7.514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	970			砂岩泥岩互層		
295			砂質シルト岩			635			砂岩泥岩互層			975			砂岩泥岩互層		
300	515/1	514/1	砂質シルト岩			640	2.515/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	980	7.516/1	514/1	砂質シルト岩	○	有孔虫
305			砂質シルト岩			645			砂岩泥岩互層			985			砂岩泥岩互層		
310	516/1	514/1	砂質シルト岩	○		650	7.516/1	7.514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	990			砂岩泥岩互層		
315			砂質シルト岩			655			砂岩泥岩互層			995			砂岩泥岩互層		
320	516/1	7.514/1	砂質シルト岩		有孔虫	660	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	1000	7.516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫
325			砂質シルト岩			665			砂岩泥岩互層			1005			砂岩泥岩互層		
330	7.516/1	514/1	砂質シルト岩			670	515/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	1010			砂岩泥岩互層		
335			砂質シルト岩			675			砂岩泥岩互層			1015			砂岩泥岩互層		
340	516/1	514/1	砂質シルト岩			680	515/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	1020	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	

鴨川中深層観測井の坑井地質一林ほか

表3b カッティングス鑑定結果（1,025～2,037 m）
Table 3b List showing the slime samples（1,025 - 2,037 m）of the Kamogawa observatory.

深度(m)	乾燥色	潤滑色	岩相	黄鉄鉱	化石	深度(m)	乾燥色	潤滑色	岩相	黄鉄鉱	化石	深度(m)	乾燥色	潤滑色	岩相	黄鉄鉱	化石
1025			砂岩泥岩互層			1365			泥質礫岩			1705			泥質礫岩		
1030			砂岩泥岩互層			1370			泥質礫岩			1710			泥質礫岩		
1035			砂岩泥岩互層			1375			礫岩			1715			礫岩		
1040	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○		1380	N4	7.513/1	礫岩			1720			礫岩		
1045			砂岩泥岩互層			1385			泥質礫岩			1725	N4	7.512/1	礫岩		
1050			砂岩泥岩互層			1390			泥質礫岩			1730			礫岩		
1055			砂岩泥岩互層			1395			泥質礫岩			1735			礫岩		
1060	516/1	513/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	1400	N4	7.513/1	礫岩			1740			礫岩		
1065			砂岩泥岩互層			1405			礫岩			1745			泥質礫岩		
1070			砂岩泥岩互層			1410		514/1	礫岩			1750	7.515/1	7.513/1	泥質礫岩	○	有孔虫
1075			砂岩泥岩互層			1415			泥質礫岩			1755			泥質礫岩		
1080	516/1	513/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	1420		514/1	泥質礫岩	○		1760			泥質礫岩		
1085			砂岩泥岩互層			1425			泥質礫岩			1765			泥質礫岩		
1090			砂岩泥岩互層			1430		514/1	泥質礫岩	○		1770			泥質礫岩		
1095			砂岩泥岩互層			1435			泥質礫岩			1775	513/1	513/1	泥質礫岩		
1100	516/1	514/1	砂質シルト岩	○	有孔虫	1440		514/1	礫岩	○		1780			泥質礫岩		
1105			砂岩泥岩互層			1445			礫岩			1785			泥質礫岩		
1110			砂岩泥岩互層			1450		514/1	泥質礫岩	○		1790			泥質礫岩		
1115			砂岩泥岩互層			1455			泥質礫岩			1795			泥質礫岩		
1120	7.516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	1460		514/1	泥質礫岩	○		1800	513/1	513/2	泥質礫岩		
1125			砂岩泥岩互層			1465			泥質礫岩			1805			泥質礫岩		
1130			砂岩泥岩互層			1470		514/1	泥質礫岩	○		1810			泥質礫岩		
1135			砂岩泥岩互層			1475			泥質礫岩			1815			泥質礫岩		
1140	7.515/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	1480		514/1	泥質礫岩	○		1820			泥質礫岩		
1145			砂岩泥岩互層			1485			泥質礫岩			1825	513/1	513/1	泥質礫岩	○	
1150			砂岩泥岩互層			1490		514/1	泥質礫岩	○	有孔虫	1830			泥質礫岩		
1155			砂岩泥岩互層			1495			泥質礫岩			1835			礫岩		
1160	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	1500		7.512/1	礫岩	○		1840			泥質礫岩		
1165			砂岩泥岩互層			1505			泥質礫岩			1845			泥質礫岩		
1170			砂岩泥岩互層			1510			泥質礫岩			1850	7.515/1	7.514/1	泥質礫岩		
1175			砂岩泥岩互層			1515			礫岩			1855			泥質礫岩		
1180	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	1520	513/1	514/2	泥質礫岩		有孔虫	1860			泥質礫岩		
1185			砂岩泥岩互層			1525			泥質礫岩			1865			泥質礫岩		
1190			砂岩泥岩互層			1530			泥質礫岩			1870			泥質礫岩		
1195			砂岩泥岩互層			1535			泥質礫岩			1875	516/1	513/2	泥質礫岩	○	炭質物
1200	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○		1540	7.516/1	513/2	泥質礫岩	○	有孔虫	1880			泥質礫岩		
1205			砂岩泥岩互層			1545			泥質礫岩			1885			泥質礫岩		
1210			砂岩泥岩互層			1550			泥質礫岩			1890			泥質礫岩		
1215			砂岩泥岩互層			1555			泥質礫岩			1895			泥質礫岩		
1220	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	1560	7.514/1	7.513/1	礫岩	○	有孔虫	1900	516/1	513/2	泥質礫岩	○	有孔虫
1225			砂岩泥岩互層			1565			泥質礫岩			1905			泥質礫岩		
1230			砂岩泥岩互層			1570			泥質礫岩			1910			泥質礫岩		
1235			砂岩泥岩互層			1575			泥質礫岩			1915			泥質礫岩		
1240	513/1	514/1	砂岩泥岩互層			1580	515/1	513/2	泥質礫岩	○	有孔虫	1920			泥質礫岩		
1245			砂岩泥岩互層			1585			泥質礫岩			1925	7.516/1	513/1	泥質礫岩		有孔虫
1250			砂岩泥岩互層			1590			泥質礫岩			1930			泥質礫岩		
1255			砂岩泥岩互層			1595			泥質礫岩			1935			泥質礫岩		
1260	516/1	514/1	砂岩泥岩互層	○		1600	515/1	513/2	礫岩	○	有孔虫	1940			泥質礫岩		
1265			砂岩泥岩互層			1605			泥質礫岩			1945			泥質礫岩		
1270			砂岩泥岩互層			1610			泥質礫岩			1950	7.516/1	514/1	礫岩	○	有孔虫
1275			砂岩泥岩互層			1615			泥質礫岩			1955			泥質礫岩		
1280	513/1	514/2	砂岩泥岩互層	○	有孔虫	1620			礫岩			1960			泥質礫岩		
1285			砂岩泥岩互層			1625	515/1	514/1	泥質礫岩		有孔虫	1965			泥質礫岩		
1290	515/1	514/1	礫岩			1630			泥質礫岩			1970			泥質礫岩		
1295			礫岩			1635			泥質礫岩			1975	516/1	514/1	泥質礫岩	○	
1300	2.516/1	514/2	礫岩	○	有孔虫	1640			泥質礫岩			1980			泥質礫岩		
1305			含礫泥岩			1645			泥質礫岩			1985			泥質礫岩		
1310			含礫泥岩			1650	516/1	513/2	泥質礫岩	○	有孔虫	1990			泥質礫岩		
1315			含礫泥岩			1655			泥質礫岩			1995			泥質礫岩		
1320	515/1	514/1	含礫泥岩			1660			泥質礫岩			2000	516/1	513/1	泥質礫岩	○	有孔虫
1325			含礫泥岩			1665			礫岩			2005			泥質礫岩		
1330			礫岩			1670			泥質礫岩			2010			泥質礫岩		
1335			礫岩			1675	7.512/1	7.512/1	礫岩		有孔虫	2015			泥質礫岩		
1340	2.5613/1	2.5612/1	礫岩	○	有孔虫	1680			泥質礫岩			2020			泥質礫岩		
1345			泥質礫岩			1685			泥質礫岩			2025	516/1	513/1	泥質礫岩	○	
1350			泥質礫岩			1690			泥質礫岩			2030			泥質礫岩		
1355			泥質礫岩			1695			泥質礫岩			2035			泥質礫岩		
1360	516/1	514/1	泥質礫岩			1700	516/1	513/2	泥質礫岩	○	有孔虫	2037	7.516/1	513/2	泥質礫岩		有孔虫

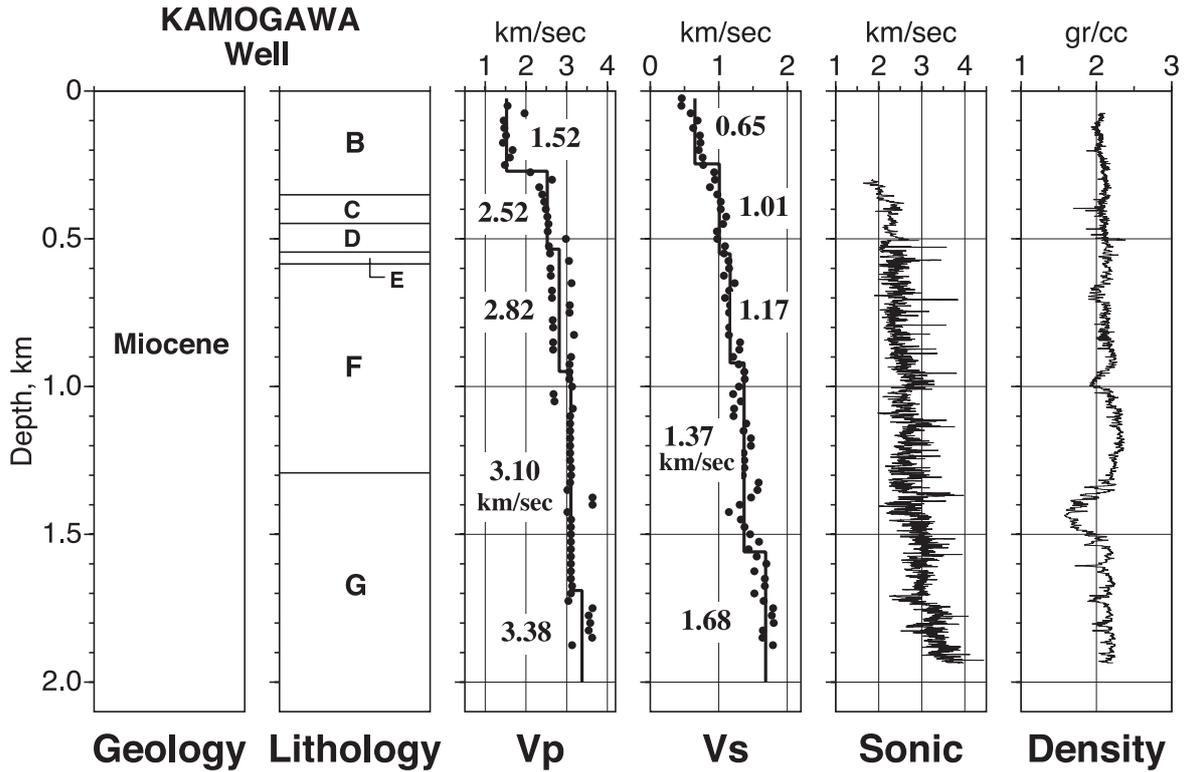


図4 VSP法探査によるP波・S波速度構造. 音波検層および密度検層の結果と並べて示した. 柱状図の岩相区分は図3による.

Fig. 4 P and S wave velocity structure obtained by the Kamogawa well VSP, with the sonic velocity and density measurements. Geological units are after Fig. 3.

のコア（図5）は、破碎された砂岩の垂角礫を含む破碎された礫質シルト岩からなる。全体として固結度は低く、基質のシルト岩も固結度からは第三系と判断された。石灰質ナノ化石試料はできるだけ基質のシルト岩のみを採取するように注意したが、頁岩の小礫あるいは砂粒を含んでいる可能性もある。

5.2.2 鴨川観測井周辺の地質

つづいて、鴨川観測井の地下地質の層序学的位置づけを明確にする目的で行った周辺の地表地質調査について報告する。鴨川観測井周辺の地層は保田層群であるとされていた（たとえば鈴木ほか、1990）。しかしながら、付加体を構成する保田層群の典型的岩相とボーリングコア試料とは、岩相、とくに堅さと変形の程度が著しく異なるため、鴨川観測井の地層の帰属は、観測井周辺の地表地質と慎重に対比したうえで決定する必要がある。

房総半島の西岸亀ヶ崎に露出する保田層群は、褶曲および小断層により著しく変形しており、また特徴的に微小変形構造であるweb structure（広野、1996）が発達する（図7）。一方、ボーリングコア試料においてはweb structureは全く認められないことから（図5）、掘削地点の地下地質は保田層群には帰属しないと判断される。

今回の掘削地点は鴨川市大山の山頂脇に位置し、地形的には比較的急峻な山頂部と傾斜が緩やかな斜面との境界部に相当する（図1）。このような地形的高所に発達

する急傾斜面と緩やかな斜面はWNW-ESE方向に連続しており、同方向の断層ないし地質(岩質)に起因した地形であると推察される。したがって、それぞれの地形的特徴と地質の関連について地表地質踏査に基づいて検討した。

地形的低所、すなわち緩斜面を形成する地層の露出は非常に限られる。これは、これら緩斜面の大部分が棚田等の人工改変を受け、地層が露出していないことによる。比較的良く地層が観察されるのは、鴨川観測井の北東、滝付近における加茂川河床であり、ここには塊状細粒砂岩が露出する。地層は東西ないしWNW-ESE方向の走向で北に急傾斜（70～80°）している。この砂岩は炭質物がフィルム状に挟まり、また岩質が柔らかく、ハンマーで容易に崩れる。これらの特徴はスポットコアの一部の岩相と酷似している。本露头より海成軟体動物化石である*Mya cf. cuneiformis*（Bohn）を産出した。また、この露头周辺では浅海生二枚貝類である*Mytilus tichanovitchi* Makiyamaが報告されている（野田ほか、2002）。なお、滝付近の露头は、今回の掘削地点に近く、また地層が急傾斜していることから、ボーリングは地層の層序方向に大きく斜交して掘削している可能性が高い。

鴨川観測井の東方2 kmほどの地形的低所にあたる新田付近においても、鴨川観測井のコア試料と岩相が酷似する地層の露出が認められた（図8）。ここでは水田の



図 5a スポットコア試料（100～300 m）の写真

Fig. 5a Photographs of rock core samples (100 - 300 m) obtained from the Kamogawa observatory.



図5b スポットコア試料（400～1,000m）の写真

Fig. 5b Photographs of rock core samples (400 - 1,000 m) obtained from the Kamogawa observatory.

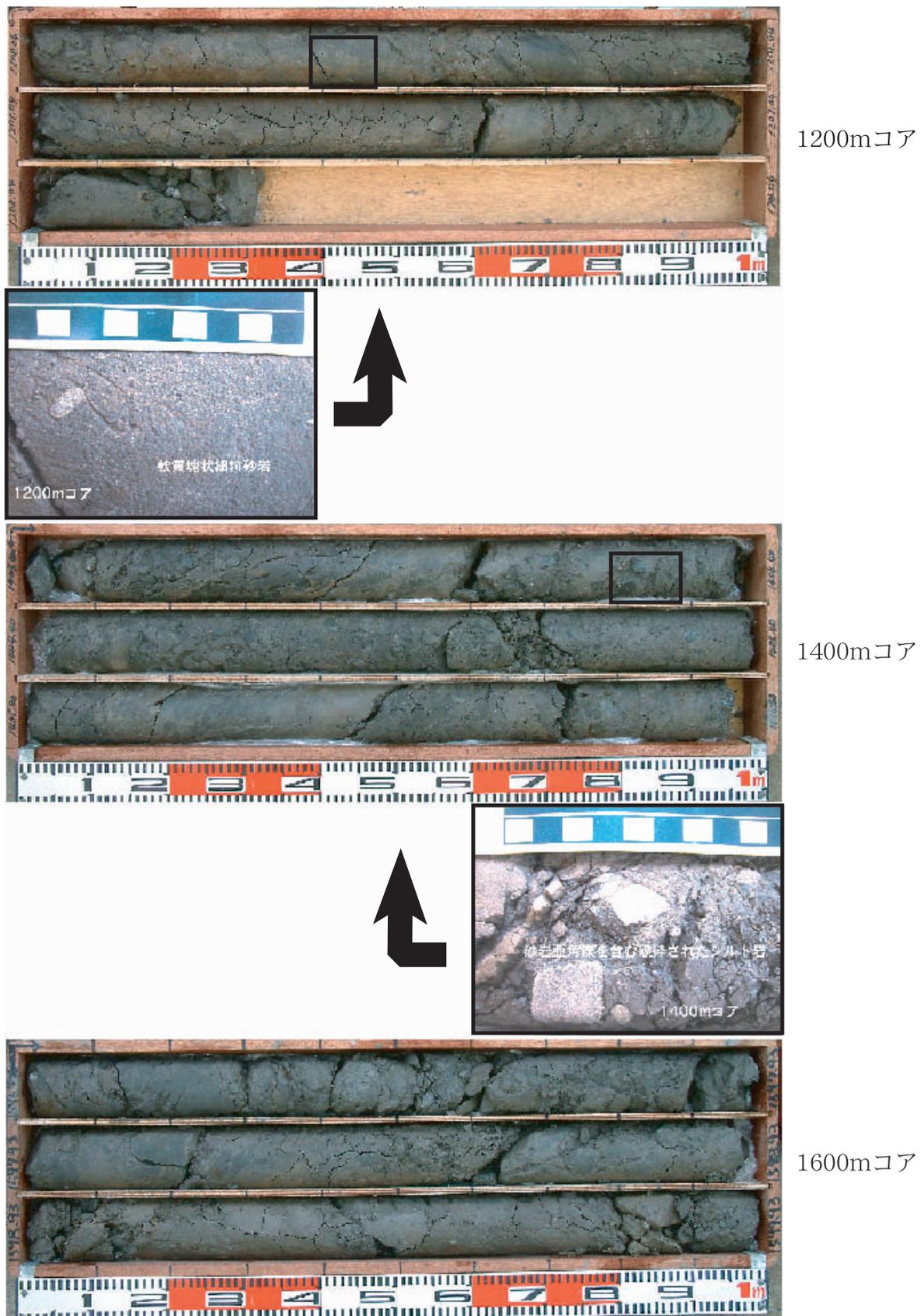


図5c スポットコア試料（1,200～1,600 m）の写真

Fig. 5c Photographs of rock core samples (1,200 - 1,600 m) obtained from the Kamogawa observatory.

表4 コア熱伝導度試験結果

Table 4 List showing heat conductivities of the cores in the Kamogawa observatory.

	熱伝導度 (W/mK)				温度勾配 (K/100m)	地殻熱流量 (W/m ²)
	1回目	2回目	3回目	平均		
500m	2.44	2.48	2.60	2.51	1.3	32.6
1000m	1.82	1.80	1.78	1.80	1.2	21.6
1200m	1.72	1.73	1.69	1.71	1.2	20.5
1400m	2.33	2.28	2.26	2.29	1.2	27.5
1600m	2.00	2.19	2.03	2.07	1.2	24.8

脇に、非常に軟弱な細粒砂岩と暗灰色シルト岩ないし粘土岩が露出している。また、黒色頁岩やチャートの細礫が頻繁に散在し、保存の悪い植物化石をしばしば含む。地層は東西走向で南に急傾斜するが、地滑り地帯に位置するため、地下の地質構造をそのまま表しているかは不明である。

一方、本掘削地点が位置する大山から東南東に連なる地形的高まりと、その高まりを横断する加茂川の支流とが交差する日渡から釜ヶ谷付近には、硬質な暗灰色シルト岩・砂岩および凝灰岩が露出する(図9)。これらの地層は岩相の類似性から、加茂川低地帯の北方に広く分布する木ノ根層と考えられる。日渡付近では地層の傾斜が緩いが、南の釜ヶ谷の河床では北に50°程度で傾斜しており、WNW-ESE方向の向斜構造が想定される。凝灰岩は厚さ2m以上で、黒雲母を含むこと、また木ノ根層の最下部付近に相当することから、木ノ根層の鍵層Kn-1(中嶋ほか, 1981)である可能性が高い。

鴨川観測井の南方500mにおける地形的高所と緩斜面の境界付近では、木ノ根層の基底礫岩と神川層の暗灰色軟質シルト岩の露出が確認された(図10)。木ノ根層の基底礫岩は厚さ10m以上を有し、硬質砂岩・頁岩・チャートの細礫~大礫からなる。基質の固結度も高く、礫にはNE-SW方向の割れ目が発達している。地層は20~30°程度で北方に傾斜している。一方、不整合に覆われる神川層のシルト岩は非常に軟弱であり、また塊状のため地質構造を認めることは困難であった。

この露頭は、比較的急峻な地形的高まりと、地滑りが発達する緩やかな斜面との境界付近に位置することから、当該地域の地形的対照性は固結度の高い木ノ根層と軟弱な神川層の岩質の差に起因すると思われる。すなわち、地形に認められる傾斜の急変点は、硬質な木ノ根層と軟弱な神川層の地層境界にあたっており、例えば東方の釜ヶ谷から西北西へ大山を経て石畑付近まで追跡される地形的高まりは、いずれも木ノ根層が担っている。なお、木ノ根層の硬質シルト岩・砂岩は、この地形的高まりの西方延長部にあたる石畑付近の加茂川河床でも確認された。

このように、鴨川観測井周辺には、急斜面を形成する

比較的硬質な細粒砂岩と暗灰色シルト岩、さらに白色細粒凝灰岩の厚層(2m以上)と、それらの基底に発達する細~大礫からなる円礫岩が地形的上位に分布しており、これらは岩相の類似性から、加茂川低地帯の北方に広く分布する木ノ根層と判断される。一方、これらの比較的硬質な地層の層序的かつ地形的下位に、非常に軟質な塊状細粒砂岩を主とし、同様に軟らかいシルト岩および細礫岩の互層を挟む神川層が緩斜面を形成して分布している。木ノ根層の地質構造は、分布の南縁では北方に数10°程度で傾斜するが、大局的には北方へ緩く傾斜し、加茂川北方の山地の裾野に認められる木ノ根層の基底へと続くと思われる。これに対し、木ノ根層の下位に発達する軟弱な神川層の地質構造は急傾斜(場所によっては直立)していることから、木ノ根層とは傾斜不整合の関係にあると考えられる。

なお、後述する川谷ルートをはじめとする加茂川低地帯の北縁では、神川層分布域は地形がなだらかであるが、木ノ根層分布域になると地形が急峻になり、木ノ根層と神川層の境界は、斜面の変換点として加茂川低地帯の北側を東西に連続して追跡される。こうした類似性も、鴨川観測井周辺の地質と地形の関係に一致する。

5.2.3 川谷ルートの層序と年代

上述のように、鴨川観測井の周辺の地表地質は、岩相の類似性から木ノ根層最下部と神川層からなると判断される。両地層が典型的に露出し、年代層序データがそろっている川谷ルートにおいて、ボーリングコア試料との比較を行う目的で、地質調査を行った(図11)。

川谷ルートには神川層、木ノ根層および天津層までのおよそ1,400mの厚さの地層が連続的に地表に露出している(図11)。地層の一般走向はほぼ東西であり、神川層はほぼ垂直、木ノ根層は60~50°で、さらに天津層は40~30°で北に傾斜している。すなわち、上位の地層ほど傾斜が緩くなる。川谷ルートでは、木ノ根層と神川層の境界は断層であり、また木ノ根層と天津層は整合関係にある。

神川層は川谷ルートの南部のみに分布する。ここでは主に明青灰色の塊状細粒砂岩から砂質シルト岩を主とし、上部には暗灰色シルト岩となり、最上部は薄い角礫

表5 鴨川観測井から産出した石灰質ナノ化石
Table 5 List showing calcareous nannofossils from the Kamogawa observatory.

Species	Range	Sample depth.				
		1403.53m	1404.30m	1404.65m	1405.40m	1550m
<i>Ahmuellerella octoradiata</i> (Gorka) Reinhardt	Creta.(Ceno.-Maastri.)	-	-	-	1	-
<i>Chiastozygus</i> spp.	Creta.	1	2	-	1	-
<i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich) Schiller	long range ≡ Creta.→	-	1	-	-	1
<i>Coccolithus</i> spp.	Creta.?→Recent	-	-	1	-	-
<i>Cribrospherella</i> spp.	E.Creta.-L.Creta.	-	1	-	-	-
<i>Cyclagelosphaera margerelii</i> Noel	M.Jura.-Paleo.?	-	1	-	1	-
<i>Cyclagelosphaera</i> spp.	long range ≡ Jura.→Pal.?	-	-	1	2	-
<i>Cyclargolithus floridanus</i> (Roth & Hay) Bukry	L.Eo.-M.M.(CP15b-CN5a)	-	-	-	-	1
<i>Dictyococcites productus</i> (Kamptner) Backman	long range ≡ Neogene	-	-	-	-	1
<i>Discoaster</i> aff. <i>Braarudii</i> Bukry	M.M.-L.M.(CN5b-CN9)	-	-	-	-	1
<i>Discoaster deflandrei</i> Bramlette & Riedel	Oli.-M.M.(CP9b-CN5)	-	-	-	-	1
<i>Discoaster exilis</i> Martini & Bramlette	E.M.-L.M.(CN3-CN9)	-	-	-	-	1
<i>Discoaster</i> spp.	Neogene form	-	-	-	-	1
<i>Eiffelithus</i> aff. <i>eximius</i> (Stover)Perch-Nielsen	Creta.(Turo.-Campa.)	1	-	-	-	-
<i>Eprolithus floralis</i> (Stradner)Stover	Creta.(Apti.-?Campa.)	-	1	-	-	-
<i>Eprolithus</i> spp.	Creta.	-	2	-	-	-
<i>Hayesites</i> sp.	Creta.	-	-	-	1	-
<i>Micula concava</i> (Martini & Stradner)Verbeek	Creta.(Coni.-Maastri.)	-	-	-	-	-
<i>Micula decussata</i> Vekshina	Creta.(Coni.-Maastri.)	5	1	5	2	-
<i>Micula staurophora</i> (Gardet)Stradner	Creta.(Coni.-Maastri.)	1	1	1	1	-
<i>Micula</i> spp.	L.Creta.	1	1	-	1	-
Podorhabdaceae	Creta.	-	1	-	-	-
<i>Prediscosphaera</i> sp.	L.Creta.	1	-	-	-	-
<i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> (Gartner) Gartner (6-9 μ)	E.M.-E.Pli.(CN3-CN11b)	-	-	-	-	2
<i>Reticulofenestra</i> spp.	Neogene form	-	-	-	-	1
<i>Rhagodiscus splendens</i> (Deflandre)Verbeek	Creta.(Apti.-Maastri.)	-	-	1	-	-
<i>Rhagodiscus</i> spp.	Creta.	1	-	2	-	-
<i>Sphenolithus</i> cf. <i>disbelemnus</i> Fornaciari & Rio	E.M.(CN1c-CN2)	-	-	-	-	1
<i>Sphenolithus moriformis</i> (Bron. & Strad.) Bramlette & Wilcoxon	Pal.-L.M.(CP10-CN8b)	-	-	-	-	1
<i>Sphenolithus</i> spp.	Neogene form	-	-	-	-	1
<i>Staurolithites</i> cf. <i>dorfii</i> (Bukry)Burnett	Creta.(?Campa.)	3	-	-	-	-
<i>Staurolithites ellipticus</i> (Gartner)Lambert	Creta.(Albi.-?Maastri.)	1	-	-	-	-
<i>Staurolithites imbricatus</i> (Gartner)Burnett	Creta.(San.-?Maastri.)	-	1	-	-	-
<i>Staurolithites</i> spp.	Creta.	4	-	1	-	-
<i>Tranolithus orionatus</i> (Reinhardt)Reinhardt	Creta.(Albi.-Maastri.)	1	-	-	-	-
<i>Watznaueria barnesae</i> (Black & Barnes)Perch-Nielsen	M.Jura.-L.Creta.	72	77	76	81	-
<i>Watznaueria biporta</i> Bukry	Creta.(Albi.-?Maastri.)	-	1	2	-	-
<i>Watznaueria fossacincta</i> (Black)Bown	Jura.-Creta.(Bajo.-Maastri.)	2	2	-	1	-
<i>Watznaueria</i> spp.	M.Jura.-L.Creta.?	-	3	-	2	-
<i>Zeugrhabdotus bicrescenticus</i> (Stover) Burnett	Creta.(Albi.-Maastri.)	1	-	-	-	-
<i>Zeugrhabdotus diploграмmus</i> (Deflandre)Burnett	Creta.(Vala.-Campa.)	-	1	1	-	-
<i>Zeugrhabdotus(Gorkaea) pseudanthophorus</i> (Bramlette & Martini)Perch-Nielsen	Creta.(Campa.-?Maastri.)	-	-	2	-	-
<i>Zeugrhabdotus spiralis</i> (Bramlette & Martini) Burnett	Creta.(Coni.-Maastri.)	1	-	-	-	-
<i>Zeugrhabdotus</i> spp.	Creta.	2	-	1	2	-
unknown	-	2	5	6	6	-
石灰質ナノ化石総数		100	100	100	100	13
Abundance	A:abundant, C:common, F:few, R:rare, VR:very rare, VVR:very very rare, N:barren	VR	VR	VR	VR	VVR
Preservation	G:good, M:moderate, P:poor, VP:very poor	P	P	P	P	P

Index

Pleist.:Pleistocene, E.Pli.:Early Pliocene, L.Pli.:Late Pliocene, E.M.:Early Miocene, M.M.:Middle Miocene, L.M.:Late Miocene, Creta.:Cretaceous, Jura.:Jurassic, Pal.:Paleocene, Eo.:Eocene, Oli.:Oligocene, San.:Santonian, Campa.:Campanian, Maastri.:Maastrichtian, Ceno.:Cenomanian, Turo.:Turonian, Coni.:Coniacian, Haute.:Hauterivian, Barre.:Barremian, Apti.:Aptian, Albi.:Albian, Kimme.:Kimmeridgian, Titho.:Tithonian, Berri.:Berriasian, Vala.:Valanginian, Aale.:Aalenian, Bajo.:Bajocian, Batho.:Bathonian, Callo.:Callovian, Oxf.:Oxfordian

岩を経て再度細粒砂岩となる。神川層の細粒砂岩および砂質シルト岩は、本掘削地点周辺の神川層と同様に非常に軟質である（図12）。炭質物をフィルム状に挟むほか、保存の悪い二枚貝化石を稀に含む。わずかに葉理が認められる部分もあるが、目立った堆積構造を示さない。暗灰色シルト岩はやや硬質で層厚は約20mである。角礫岩は層厚約50cmで、石灰質化しているため硬質であり、黒色頁岩の垂角礫のほか緑色変質した火山岩片も多く含まれる。

神川層の上位の木ノ根層は暗灰色のシルト岩を主とし、有孔虫化石や石灰質ナノ化石などの微化石を多産

する。比較的大きな底生有孔虫化石は露頭においても確認され、シルト岩の硬さのみならず神川層と区別することを容易にさせている。また、厚さ数10cmから数mの砂岩層（タービダイト）を頻りに挟むことも、神川層にはない木ノ根層の特徴である。木ノ根層の最下部には黒雲母を多く含む凝灰岩Kn-1が挟在する。木ノ根層にはこのほかKn-2およびKn-3の凝灰岩鍵層が認められているが、いずれも数m前後の厚さを有する。その他、薄い白色細粒凝灰岩も希に認められる。

木ノ根層は基底礫岩をもって神川層を覆い、両者の関係は整合か不整合か意見の相違があった。これは、神川

表6 鴨川観測井から産出した底生有孔虫化石
Table 6 List showing benthic foraminifers from the Kamogawa observatory.

Species	650m	2037m
Aglutinated Foraminifera		
<i>Cyclammina ezoensis</i> Asano	1	1
<i>Cyclammina pusilla</i> Brady	1	-
<i>Cyclammina cancellata</i> Brady	19	-
<i>Cyclammina japonica</i> Asano	1	-
<i>Cyclammina orbicularis</i> Brady	-	5
<i>Haplophragmoides</i> sp.	1	1
<i>Karreriella</i> sp.A	5	2
<i>Karreriella</i> sp.B	4	-
<i>Recurvoides</i> sp.	3	-
<i>Spirosigmoinella compressa</i> Matsunaga	1	-
<i>Veleroninoides cf. scitulus</i> (Brady)	2	1
MISCELLANEA	3	4
Calcareous Foraminifera		
<i>Epistominella</i> ? sp.	1	-
TOTAL	42	14
PRESERVATION	VP	VP

層の年代が不明であること、さらに神川層の地質構造が把握されにくく、上位の木ノ根層との地質構造の差が評価できなかったことに起因する。川谷ルートでは直立している神川層と、急傾斜で北に傾く木ノ根層が断層で接しているため、両者は不整合の関係にあるのかか判断できない。しかしながら、今回の調査で、掘削地点周辺では急傾斜した神川層を木ノ根層が比較的緩傾斜で覆っていることが明らかとなり、両層の関係が傾斜不整合であることが判明した。

渡辺・高橋（2000）は、神川層最上部の角礫岩より NPD 2 帯（20.3～18.4 Ma; Yanagisawa and Akiba, 1998）を示す珪藻化石を石灰質コンクリーション礫から報告している。今回この珪藻化石が産出した角礫質の岩石薄片を作成して観察した結果、珪藻化石は基質中に含まれる 0.1 mm 程度の大きさのシルト岩片にのみ含まれていることが確認できた（図 13）。したがって、渡辺・高橋（2000）が報告した NPD 2 帯を示す珪藻化石群集は再堆積性のものであると判断できる。今回この角礫岩の下位の暗灰色シルト岩中の 2 個の石灰質コンクリーションより同様に NPD 2 帯と認定される珪藻化石が検出された（図 11）。この暗灰色シルト岩は、露頭では下位の細粒砂岩の上位に厚さ 1 m の層理のある中粒砂岩を挟んで重なり、神川層の最上部を構成する。しかし、この岩相は下位および上位に発達する神川層の主要な岩相である塊状細粒砂岩とは異質であり、巨大なブロックである可能性もある。現状ではいずれであるか判断は難しい面もあるが、ここではブロックであると考えておく。

木ノ根層最下部の Kn-1 凝灰岩については 14.95 ± 0.24 Ma の K-Ar 年代が報告されている（Takahashi and Okada, 2001）。また、木ノ根層中部からは、NPD 4 Bb 帯（14.6～14.0 Ma; 年代は以下渡辺・柳沢, 2003 による）の珪藻化石が産出する（渡辺・高橋, 2000）。また、東隣の銘川ルートでは、神川層下部に NPD 4 A 帯

（16.0～14.6 Ma）が確認され、珪藻生層準 D 43.2（15.2 Ma）が Kn-1 凝灰岩の直上に認められる（渡辺・高橋, 1997）。以上から木ノ根層の基底の年代は 15.2 Ma よりも古いと言える。

神川層からは、これまで堆積年代を直接示す微化石や放射年代は報告されていない。しかし、上述のように神川層からは NPD 2 帯（20.3～18.4 Ma）を示す再堆積の珪藻化石が認められることから、神川層の年代はこの年代よりも新しいと考えられる。また、放射年代や珪藻化石のデータは、上位の木ノ根層の基底の年代が 15.2 Ma よりも古いことを示す。以上から神川層の年代は前期中新世後期から中期中新世初頭の範囲にあると推定される。

5.2.4 鴨川観測井の地層の認定と地質年代

以上の観測井の岩相と微化石分析のデータ並びに地表地質データを基にして、鴨川観測井の地層認定と地質年代の推定を行う。

既述のように、鴨川観測井を含む地域を既存の資料を参考に地表地質踏査を行った結果、本掘削地点周辺には、地形的高所にのみ分布する木ノ根層の硬質シルト岩・砂岩および頁岩と、木ノ根層に傾斜不整合におおわれる軟弱な神川層が分布していることが判明した（図 6）。本掘削地点は神川層分布域にあることから、ボーリングは神川層から掘り始めていることは確かである。また、鴨川観測井では深度により若干の岩相の変化はあるものの、地層は一連の地層であると判断される。また、全体としては掘止深度までその岩相は地表の神川層の岩相に極めて酷似する。さらに、鴨川観測井の地層の年代は、ボーリング試料のデータに基づく限り、前期中新世～中期中新世またはそれ以降であるが、この年代は地表の神川層の地質年代（前期中新世後期～中期中新世初頭）と矛盾しない。

以上のことから鴨川観測井の地層は地表の神川層に対比され、その地質年代は前期中新世後期～中期中新世初頭であると判断される。観測井では神川層最上部から掘削し始め、神川層またはそれに連続する地層を掘削していると判断される。地表の神川層の地質構造は急傾斜しているため、ボーリングの掘削深度に比べ層序方向の厚さはさほど大きくなく、したがって、少なくとも観測井の上部では、神川層の一部層準を斜めに掘削していると推定される。

なお、深度 1,400 m のコアの 4 試料からは、後期白亜紀のカンパニアン期を示す石灰質ナノ化石が産出したが、このコアの岩相は基質支持の礫岩であり、基質のシルト岩も白亜系とは思えない固結度であることから、前述のように白亜紀を示す石灰質ナノ化石は神川層の堆積した年代を示すものではないと考えられる。おそらく、図 13 に示す珪藻化石と同様に、神川層のシルト岩に再堆積した白亜系の細粒頁岩から産出したものであろう。これらの白亜紀石灰質ナノ化石群集は、ある程度固結した頁岩片に含まれていたため、神川層の堆積以降の地層の続成・風化作用に伴う溶解を免れた可能性がある。

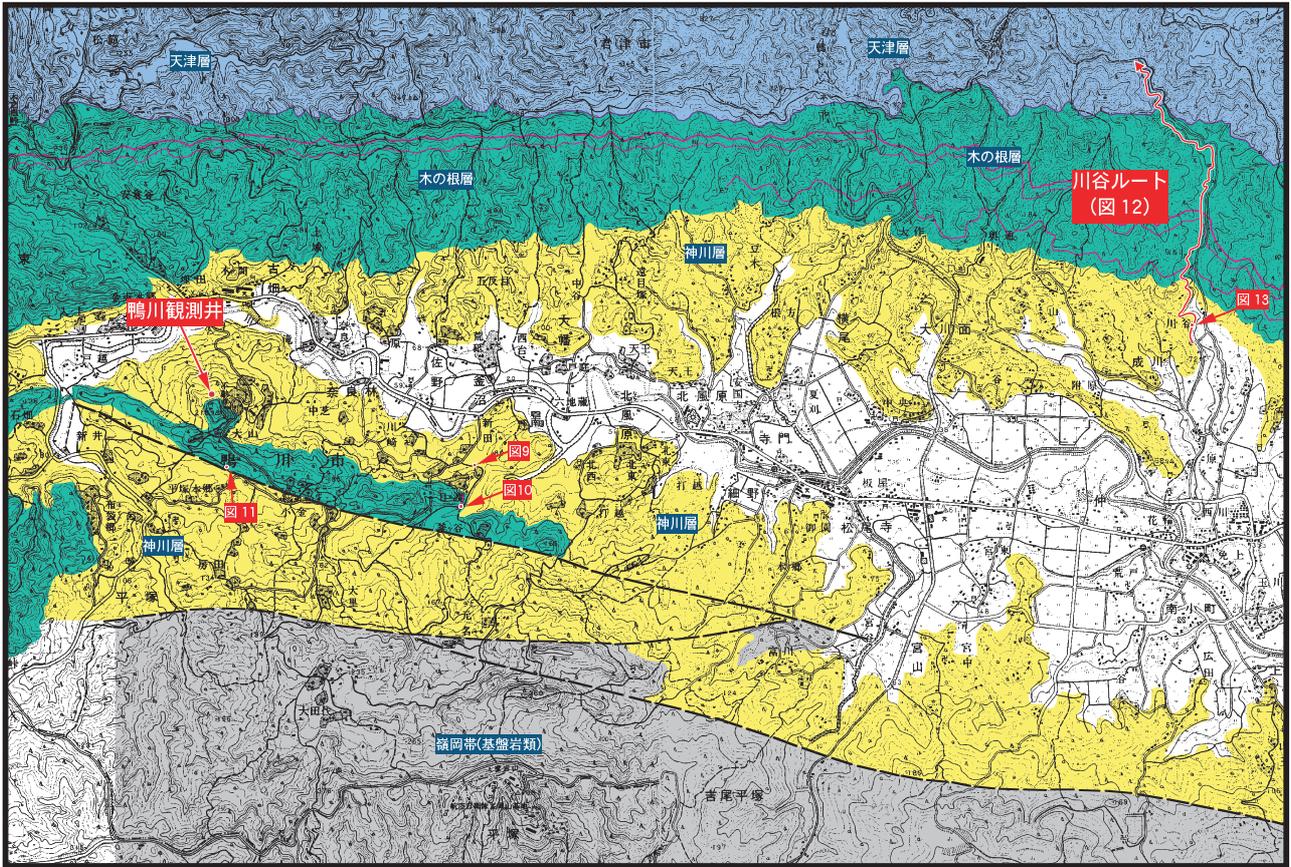


図6 鴨川観測井周辺の地質図
Fig. 6 Geological map around the Kamogawa observatory.

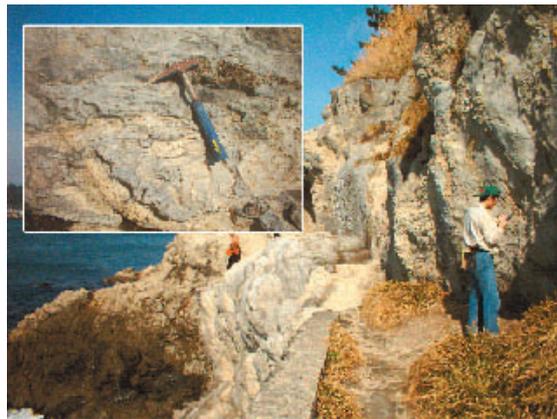


図7 房総半島西岸の亀ヶ崎に露出する保田層群の硬質シルト岩・白色細粒凝灰岩互層地層は褶曲および小断層で著しく変形している。また、微小変形構造である web structure がいずれの露頭でも発達しており、同微小構造が全く認められず軟質なボーリング試料とは、岩質が著しく異なる。

Fig. 7 Photographs showing typical lithofacies of the Hota Group at the Kamegasaki, western coast of the Boso Peninsula. The Hota Group, mainly composed of alternating strata of shale and tuff in this area, is characterized by strong deformation, namely, a large number of small faults and a kind of micro fracture, “web structure”. These deformation structures distinguish the Hota Group from the strata of the Kamogawa observatory.



図9 ポーリングサイト東南東2kmほどの釜谷付近に露出する木ノ根層の硬質シルト岩および白色細粒凝灰岩。木ノ根層の最下部に位置することから、白色凝灰岩は鍵層Kn-1であると推定される。道路脇の露頭(写真左)の地層は緩傾斜であるが、100mほど南方の河床では、地層は北に50°程度で傾斜しており、南側近傍に南側隆起の断層の存在が示唆される。撮影位置は図6に示す。

Fig. 9 Photograph showing hard silt and white tuff (Kn-1 Tuff) of the lowermost part of the Kinone Formation exposed around the Kamatani, about 2km ESE of the Kamogawa observatory. The locality is shown in Fig. 6.



図8 ポーリングサイト東方2kmほどの新田付近の水田脇の露頭。チャンネルを埋めた非常に軟弱な円礫まじりの細粒砂岩と、炭質物をフィルム状に挟むシルト岩からなる。礫は円礫ないし亜円礫で、径1~2cm程度が多いが、こぶし大の礫も認められる。礫種は黒色硬質頁岩が多く、赤色や暗灰色チャートの細礫も多い。撮影位置は図6に示す。

Fig. 8 Photograph showing an outcrop at Shinden, about 2km east of the Kamogawa observatory. The lithofacies are fluvial deposits composed of unconsolidated pebbly channel-filled sandstone and dark gray siltstone with plant fragments. The pebbles are mainly black shale associated with granules of red or dark-gray chert. The locality is shown in Fig. 6.



図10 ポーリングサイトの700mほど南方に露出する木ノ根層の基底礫岩と、不整合に覆われる神川層の暗灰色シルト岩。木ノ根層基底の礫岩は、硬質砂岩およびチャートの円礫(径20cm)が多く固結度が高いので、神川層の礫岩と区別することは容易である。撮影位置は図6に示す。

Fig. 10 Photograph showing the basal conglomerate of the Kinone Formation unconformably overlying the dark gray siltstone of the Kanigawa Formation. The basal conglomerate can be easily distinguished from the conglomerate of the Kanigawa Formation by its hard lithofacies and gravels of hard sandstone and chert. The locality is 700m south of the Kamogawa observatory (Fig. 6).

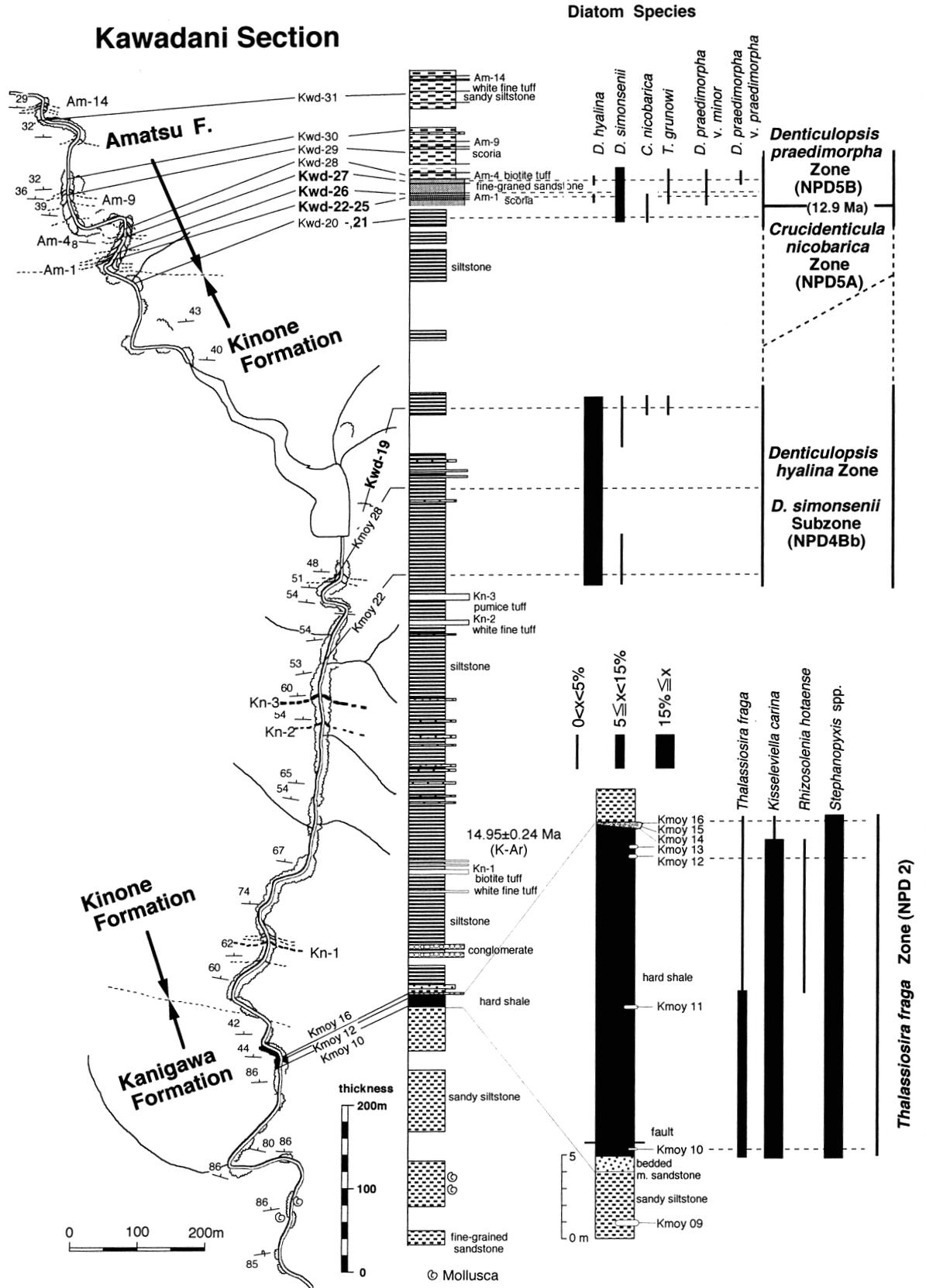


図 11 川谷ルートへのルートマップおよび地質柱状図（渡辺・高橋，2000 を一部改訂）。今回検討した珪藻化石の結果とあわせて示した。

Fig. 11 Route map and geological column of the Kawadani Route (partly modified after Watanabe and Takahashi, 2000). The diatom result of the present study is shown in the occurrence chart.



図12 川谷ルートに露出する神川層の典型的岩相。ボーリングサイト周辺と同様、軟弱な塊状細粒砂岩から構成される。撮影位置は図6に示す。

Fig. 12 Photograph showing the typical lithofacies of the Kanigawa Formation in the Kawadani Route. The Kanigawa Formation in the Kawadani Route is mainly composed of soft, massive fine-grained sandstone. The locality is shown in Fig. 6.

なお、鴨川観測井の北方の三浦層群分布域の地下には白亜系四万十帯の伏在が推定されており（鈴木，2002），本観測井における白亜系の岩片はここからもたらされた可能性がある。最近，鴨川市八岡海岸において嶺岡層群起源と思われるチャート・石灰岩の転石から，白亜紀前期を示す放射虫化石が発見された（指田・小川，2003）。これは本観測井における白亜紀後期を示す石灰質ナンノ化石の結果とは一致しないが，嶺岡層群中に白亜紀後期の岩石も含まれている可能性がある。

5.3 房総半島南部の地質構造

房総半島の新生界は，東西方向の帯状に分布している。嶺岡山地には古第三系とされる嶺岡層群が分布し，大局的にはそこから南北両方向へ向かって新しい地層が順に露出している。以下，斎藤（1992）に基づいて層序を示す。嶺岡層群の周囲には，下部中新統の付加体堆積物である保田層群，および下部中新統～最下部中部中新統の佐久間層群が断層で接して分布する。佐久間層群は右横ずれ運動に伴う strike - slip basin の堆積物であるとされ，その基盤の嶺岡層群および保田層群を不整合で覆うものと考えられる（斎藤，1991）。それらの地層を不整合で覆い，または断層で接して，中部中新統～下部鮮新統の三浦層群が分布している。このうち，嶺岡山地の北側，清澄山塊に分布する三浦層群は forearc basin の堆積物と考えられる。他方，嶺岡山地南側に分布する三浦層群はその堆積様式から trench - slope basin の堆積物と考えられる（斎藤，1990；川上，2002）。さらに上位には，鮮新～更新統が三浦層群を不整合に覆う。房総半島中部～北部に分布する鮮新～更新統は上総層群と呼ばれ，房総半島南端付近に分布する相当層は千倉層群および豊房層群に区分される（斎藤，1991）。このように，房総半島では海溝斜面堆積盆から前弧海盆に至る沈み込み帯の断面が，南から北へ配列して地上に露出している。

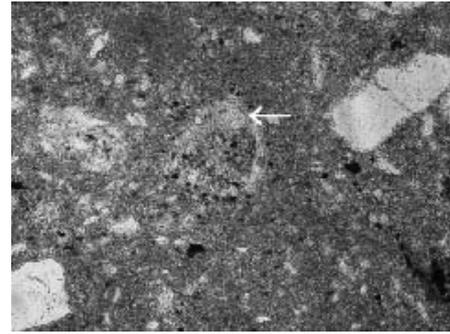


図13 神川層最上部の角礫岩の基質の顕微鏡写真。画面中央のやや色の濃い部分はシルト岩片（大きさ約0.1 mm）。珪藻化石はこのシルト岩片の中にのみ入っている（矢印の先，編み目のある球形 Stephanopyxis sp.）。したがって，産出した珪藻化石は再堆積であると判断できる。

Fig. 13 Optical microphotograph of the thin section for breccia in the uppermost part of the Kanigawa Formation. Diatom fossils (*Stephanopyxis* sp., Indicated by an arrow) are included only in siltstone fragment (about 0.1mm diameter), suggesting that the diatom fossils obtained in this sample were reworked from older sediments.

鴨川観測井の周辺に分布する神川層は上位の木ノ根層と一連の地層群に属するものとする意見もある（中嶋ほか，1981）。しかし，本研究によって木ノ根層との関係が傾斜不整合である事が明らかになったので，神川層はより下位の層群に含めるのが妥当であろう。前節までに明らかにした神川層，および鴨川観測井の地層における年代および岩相から，神川層は下部中新統～最下部中部中新統の佐久間層群に対比される可能性が高い。また，嶺岡山地南側に分布する古房層（河井，1957）も岩相が神川層と類似しており，同様に佐久間層群に相当する可能性が高いと考えられる。

反射法地震探査によると，嶺岡層群中には高角南傾斜の反射面が見られ（三縄ほか，2002），地表地質での構造も総合的に考慮すると，嶺岡層群は大局的に南傾斜を示すものと考えられる。これは南フェルゲンツを示す房総半島南部の構造（斎藤，1991）と斜交している。嶺岡層群については，保田層群の基盤を構成する古い付加体の一部であるという考え方（中嶋ほか，1981）の他に，最近では付加体上にオブダクトした小規模プレート（嶺岡プレート）の断片であるという考え方も提唱されている（Ogawa *et al.*, 1985；谷口ほか，1991など）。反射断面で見られた嶺岡層群の南傾斜構造は，これらいずれのモデルでも説明可能であるが，より深部の構造を詳細に探査する事によって制約を与えられる可能性がある。

6. まとめ

房総半島南部，千葉県鴨川市の加茂川低地帯西部において，深度2,038 mの中深層地震観測井（鴨川観測井）

が掘削された。得られた岩石試料の観察結果、各種物理検層結果、および VSP 法速度構造探査から総合的に判断すると、本観測井では孔底においても先新第三系基盤に到達せず、比較的軟質な新第三系以上の堆積物が厚く分布しているものと考えられる。コアおよびカッティングス試料について微化石分析を行った結果、深度 10 m 付近の試料の微化石年代は珪藻化石から新第三紀であることが明らかになった。また、深度 1,550 m 付近の試料は石灰質ナノ化石から前期中新世～中期中新世であることが明らかになった。深度 1,400 m 付近の試料からは後期白亜紀の石灰質ナノ化石が産出したが、これは再堆積したものと判断される。

鴨川観測井を含む地域について、既存の資料を参考に地表地質の踏査を行った結果、ボーリングは神川層から掘り始め、掘止深度までは神川層またはそれに連続する地層を掘削していると判断される。周辺地域の既存資料とともに判断すると、神川層の年代は 20.3～18.4 Ma より新しく、 14.95 ± 0.24 Ma より古いと考えられ、前期中新世後期～中期中新世最初期であると判断される。したがって、鴨川観測井の地層の年代もこれとほぼ同じ程度であると推定される。

本研究で掘削された神川層は、上記の年代および岩相上の特徴から、房総半島南西部に分布する佐久間層群、および嶺岡山地の南側に分布する古房層に対比される。佐久間層群は右横ずれ構造運動に伴う strike-slip basin と考えられており、本観測井における深度 2,000 m を超える厚い神川層の堆積も、こうした構造性の堆積盆形成に伴うものである可能性が高い。

謝辞

鴨川観測井の掘削においては、鴨川市役所をはじめ関係諸機関にご協力をいただいた。厚く御礼申し上げます。

産業技術総合研究所の田中裕一郎博士には、石灰質ナノ化石用に作成した多数のスミアスライドを検鏡していただいた。また、同研究所の中島礼博士には、神川層産の貝類化石の同定をしていただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

本研究は文部科学省の RR 2002・大都市大震災軽減化特別プロジェクト（I）大都市圏地殻構造調査研究（研究代表者：東京大学地震研究所教授 平田直）の大規模ボーリング調査の一部として行われた。

参考文献

- 1) Akiba, F. (1986) : Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. in *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, edited by Kagami, H., Karig, D.E., Coulbourn, W.T., *et al.*, **87**, 393-480, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C.
- 2) 広野哲朗 (1996) : 房総半島南部江見層群砂岩層中に
- 3) 河井興三 (1957) : 千葉県鴨川町附近の地質. 石油技術協会誌, **22**-6, 190-197.
- 4) 川上俊介 (2002) : 房総半島の新第三系における海溝陸側斜面堆積盆の発達過程. 日本地質学会第 109 年学術大会講演要旨, 12.
- 5) 三縄岳大・伊藤谷生・宮内崇裕・河村智徳・浅尾一巳・須田茂幸・太田陽一・井川 猛 (2002) : 反射法地震探査による房総半島嶺岡山地南部の地質構造の解明. 日本地質学会第 109 年年会講演要旨, 284.
- 6) 文部科学省開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・防災科学技術研究所 (2003) : 大都市大震災軽減化プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 14 年度) 成果報告書, 593 pp.
- 7) 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 地質図幅), 107 pp., 地質調査所.
- 8) 野田芳和・斎藤実篤・永田高弘 (2002) : 房総半島, 保田層群からの *Mytilus tichanovitchi* の産出とその意義. 福井県立恐竜博物館紀要, No. 1, 96-101.
- 9) Ogawa, Y., Horiuchi, K., Taniguchi, H. and Naka, J. (1985) : Collision of the Izu arc with Honshu and the effects of oblique subduction in the Miura-Boso Peninsulas. *Tectonophysics*, **119**, 349-379.
- 10) Perch-Nielsen, K. (1985a) : Mesozoic calcareous nannofossils, edited by Bolli, H. M. *et al.* *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, **1**, 329-426.
- 11) Perch-Nielsen, K. (1985b) : Cenozoic calcareous nannofossils, edited by Bolli, H. M. *et al.* *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, **1**, 427-554.
- 12) 斎藤実篤 (1990) : 付加体の成長に伴う slope basin の発達様式—南房総を例として—. 日本地質学会東北支部会報, **20**, 23-25.
- 13) 斎藤実篤 (1991) : 嶺岡構造帯の中新世右横ずれ運動と横ずれ堆積盆の形成. 構造地質, No. **36**, 83-91.
- 14) 斎藤実篤 (1992) : 房総半島南部の新生界の層位学的研究. 東北大学地質学古生物学研究邦文報告, No. **93**, 1-37.
- 15) 指田勝男・小川勇二郎 (2003) : 房総半島鴨川の八岡海岸に露出する赤色チャートから産する前期白亜紀放散虫. 日本古生物学会 2003 年年会講演予稿集, 62.
- 16) 鈴木宏芳 (2002) : 関東平野の地下地質構造. 防災科学技術研究所研究報告, No. **63**, 1-19.
- 17) 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂 (1990) : 那古地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 48 pp., 地質調査所.
- 18) Takahashi, M. and Okada, T. (2001) : K-Ar age of

- the Kn-1 Tuff in the Miocene marine sequence in the Boso Peninsula, central Japan. *J. Japanese Assoc. Petrol. Technol.*, **66**-3, 396-403.
- 19) 谷口英嗣・小川勇二郎・徐 垣 (1991) : 伊豆弧と古伊豆弧の発達とそのテクトニクス. *地学雑誌*, **100**-4, 514-529.
- 20) Wald, D. J. and Somerville, P.G. (1995) : Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, Earthquake: Geodetic and body-waveform analysis. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **85**-1, 159-177.
- 21) 渡辺真人・高橋雅紀 (1997) : 房総半島, 中部中新統木の根層および天津層下部の珪藻化石層序. *石油技術協会誌*, **62**-3, 215-225.
- 22) 渡辺真人・高橋雅紀 (2000) : 房総半島鴨川地域, 川谷ルートにおける中期中新世珪藻化石層序. *地質学雑誌*, **106**-7, 489-500.
- 23) 渡辺真人・柳沢幸夫 (2003) : 北太平洋の漸新世—新第三紀珪藻化石層序の高精度化—Leg 145 Site 887Cの珪藻化石層序の再検討—. *日本地質学会第110学術大会講演要旨*, 232
- 24) Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) : Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *J. Geol. Soc. Japan*, **104**-6, 395-414.

(原稿受理: 2003年9月30日)

要 旨

関東地震の想定震源を含む地域の地質構造を解明し, また首都圏地域の観測能力を向上させる事を目的として, 房総半島南部の千葉県鴨川市平塚において, 深度 2,038 m におよぶ観測井の掘削が行われた. 得られたスポットコア試料, 掘削スライム試料, 各種坑内物理検層, VSP 法速度構造探査および周辺地質から総合的に判断すると, 本観測井の地質は孔底まで前期中新世後期~中期中新世前期の神川層 (かにかわそう) に相当するものと考えられる. この神川層は, 岩相および年代から, 房総半島南西部に分布する佐久間層群に対比できる. この佐久間層群は横ずれ断層の運動に伴って形成された "strike-slip basin" を埋積した地層であると考えられており, 本観測井周辺の神川層も同様の構造運動によって堆積した地層である可能性がある.

キーワード: 生層序, 坑井地質, 房総半島, 千葉県, 鴨川中深層観測井