群馬県太田地域, 金山丘陵に分布する海成中新統の層序と年代

Stratigraphy and geochronology of the Miocene marine sequence in the Ota area, Gunma Prefecture, central Japan

Abstract

高橋雅紀* 柳沢幸夫*

Masaki Takahashi * and
Yukio Yanagisawa *

2003年5月19日受付.

2003年10月3日受理.

* 産業技術総合研究所地球科学情報研究部門複合
年代層序研究グループ

Integrated Bio- and Chronostratigraphy Group,
Institute of Geoscience, Geological Survey of
Japan / AIST, Central 7, Higashi 1-1-1, Tsukuba,
Ibaraki 305-8567, Japan

Stratigraphy of the Miocene marine sequence in the Ota area, Gunma Prefecture, central Japan is established. Based on the lithological difference, as well as on the stratigraphic relationship, the volcano-sedimentary sequence in the Ota area is divided into lower non-marine volcanoclastics of the Yabuzuka Formation and overlying marine sediments of the Midorimachi Formation (newly defined). Pumice flow deposit unconformably covers the Midorimachi Formation is suggested to be correlated with the lowest Middle Miocene felsic products such as the Oya Formation, widely distributed along the eastern margin of the Ashio Mountains. Stratigraphic correlation of the volcano-sedimentary successions around the Ashio and Yamizo Mountains suggests that the Early to Middle Miocene felsic products are divided into two stages, that is before and after the Niwaya Unconformity at about 15 Ma. Twelve samples of the Midorimachi Formation yield age diagnostic diatom fossils, which indicate that the sequence falls between the diatom biohorizons of D33 (16.7 Ma) and D35 (16.4 Ma) of the upper *Crucidentacula kanayae* Zone (NPD 3A).

Key words: Miocene, Yabuzuka Formation, Midorimachi Formation, central Japan, diatom, biostratigraphy, Gunma, Ota

はじめに

関東地域は東北日本弧と西南日本弧, および伊豆-小笠原弧が会合する場所に位置している. したがって, 中新世に生じた日本海の拡大と引き続く伊豆-小笠原弧の衝突の歴史が, 関東地域の中新統に記録されているはずである. しかしながら, それらの地層は関東平野を埋積した厚い第四系によって分布が分断されているため, それらの地質学的記録を解読して, 関東地域の地質構造発達史を明らかにするためには, まず各地域の地層の年代を正確に決定し, それらに対比する必要がある. このような目的で, 関東地域の各地に分布する中新統について, とくに時間分解能と確度が向上した複合年代層序の手法を駆使し, 年代層序学的研究を進めてきた(須藤ほか, 2002, 2003; 高橋ほか, 2003 など).

関東北部の足尾山地と関東平野との境界部には, 火山岩類を主とする中新統が, 北は栃木県宇都宮市から鹿沼市, 岩舟地域を経て, 足尾山地南西部の群馬県太田地域まで点在して分布する (Fig. 1). 本論で報告する太田地域の火山岩類は, 中新世当時の東北日本火山弧の最南端に位置し, その地質および年代を明らかにすることは, 東北日本弧の火山活動の変遷を知る上でも非常に重要である. しかしながら, こうした地質学的重要性にも関わらず, 太田地域の中新統に関する研究は少なく, その詳細については不明な点が多かった(河

合・山田, 1960; 須藤ほか, 1976; 高橋ほか, 1991).

しかし最近, 太田地域において北関東横断道建設に伴う丘陵地開発工事が進められ, 海成中新統とそれを傾斜不整合に覆う軽石流堆積物の関係を示すきわめて良好な連続露頭が出現した. これらの貴重な露頭は, 工事の進展に伴いすでに消滅しつつあるので, 本論では将来の研究に生かすため, 中新統の岩相層序をルートマップと柱状図に露頭写真を添えて詳しく記載した. そして, 従来藪塚層として一括されていた太田地域の中新統は, 陸成の火砕岩・淡水成層からなる藪塚層と, それを覆うと考えられる海成の地層に二分すべきと判断し, 後者を緑町層として定義した. さらに, 緑町層について珪藻化石分析を行い, これまで曖昧であった本地域の中新統の年代を確定し, それをもとに, 周辺地域の中新統との層序対比を試みた.

地質概説

足尾山地を構成する先中新統を取り巻くように, 足尾山地の東縁から南縁にかけて, 中新世の安山岩類とそれを覆う流紋岩質火砕岩が断片的に分布する (Fig. 1). 関東山地, 房総半島および棚倉地域の中新統は, 非火山性碎屑岩を主とするのに対し, 足尾山地周縁の中新統は火山岩が卓越し, これらの地域は, 島弧においては当時の火山フロント近傍に相当すると思われる. これらの火山岩類は, 東北日本の脊梁地域

Fig.1. Index map of the study area on the geological map of the northern part of Kanto District, central Japan (Geological Survey of Japan, 1990).

に発達する強度に変質した火山岩類とは異なり、ほとんど変質作用を免れているため、古地磁気測定 (Hoshi and Takahashi, 1997) や放射年代測定 (石塚・星, 1997; 吉川ほか, 2001 など) が可能である。

足尾山地南縁の群馬県新田郡笠懸村の鹿田山から太田市金山町にかけては、渡良瀬川によって足尾山地と隔てられた比高 100 ~ 200m の山並みが、北西-南東方向につらなっている (Fig.2, 以下、太田地域)。これらの丘陵は、北西側の八王子丘陵と南東側の金山丘陵に二分され、足尾帯の中・古生界と古第三系金山流紋岩類を基盤として、中新統の藪塚層と時代末詳の強戸礫層が分布している (須藤ほか, 1976)。このうち藪塚層は、流紋岩質火砕岩を主とするが、中部に水底堆積物がわずかに挟在する。金山流紋岩類から上位の地層は概ね南、すなわち関東平野側に傾斜しているが、断層による繰り返しが認められる。

太田地域の地質をはじめて報告した河合・山田 (1960)

は、八王子丘陵および金山丘陵に分布する中新統を、藪塚凝灰角礫岩・凝灰質岩層と一括し、石英粗面岩類が貫入ないし一部不整合に覆うと考えた (Fig.3)。また、彼らは、模式地である八王子丘陵において、藪塚凝灰角礫岩・凝灰質岩層を、下位より滝ノ入凝灰角礫岩部層、湯ノ入凝灰質岩部層および大鷲凝灰角礫岩部層に細分した。八王子丘陵には、これら3部層のうち、中部の湯ノ入凝灰質岩部層のみ水底に堆積した碎屑岩が挟在し、上・下位の部層はいずれも陸成の火砕流堆積物である。一方、金山丘陵には海棲貝類化石を含む海成層が分布する。河合・山田 (1960) は、この海成層は八王子丘陵の湯ノ入凝灰質岩部層と同時異相であると考えた。その後、須藤ほか (1976) は、河合・山田 (1960) が中新世の火山岩とした石英粗面岩類は古第三紀の溶結凝灰岩であるとして、金山流紋岩類と命名し、中新統の基盤と位置づけた (Fig.3)。この金山流紋岩類については、高橋ほか (1991) により、 $58.5 \pm 3.2\text{Ma}$ および $56.8 \pm 3.4\text{Ma}$ の K-Ar 年代が

Fig.2. Geological map and stratigraphy of the Ota area, modified from Sudo et al. (1976).

報告され、須藤ほか (1976) の推定を追認した。また、須藤ほか (1976) は、河合・山田 (1960) の定義した藪塚凝灰角礫岩・凝灰質岩層を藪塚層としたほかは、各部層については概ね河合・山田 (1960) の定義を踏襲している。しかし、藪塚層最下部の北長岡溶結凝灰岩部層については、層序的位置付けに不確定を示唆しつつ、中新統と解釈している。

このように、従来は八王子丘陵に分布する陸成火砕岩・淡水成層からなる地層と、金山丘陵に露出する海成層を藪塚層として一括していた。本論では、後者は藪塚層とは独立した地質単位と見なすべきと判断し、太田地域の中新統を藪塚層とそれを覆う緑町層 (新称) に二分した (Fig.3)。また、緑町層より産出した珪藻化石により、太田地域の中新統の年代が前期中新世後期であることを明らかにした。なお、須藤ほか (1976) の北長岡溶結凝灰岩部層については、野外調査に

おいて岩相の類似性から明らかに金山流紋岩類に帰属すると判断した。ただし、これらの岩石は、須藤ほか (1976) で明らかにされたように、古第三紀の溶結凝灰岩であることから、本論では金山溶結凝灰岩とした。

強戸町中強戸の露頭の岩相記載

開発工事によって新たに露頭が出現したのは、金山丘陵北西端の太田市強戸町中強戸地域である (Figs.2, 4)。ここでは、標高 80 ~ 100m の丘陵部が大規模に開削された。2002 年夏の時点では、3 カ所の大露頭が現れており、そのうちの 2 カ所 (ルート A および B) について露頭スケッチ (Fig.4) と 1/100 地質柱状図 (Fig.5) を作成し、微化石用試料の採取等を行った。ルート B の東方山頂部にも大露出が見られたが、露出している地層はルート B の部分と同一であった

Fig.3. Comparison of Miocene lithostratigraphic subdivisions in the Ota area proposed by previous workers.

め、調査は行っていない。海成中新統はEWないしENE-WSW 走向で南に20～30°で傾斜する。ルートAでは、海成層を不整合に覆う陸成軽石流堆積物が東西方向の谷を埋めるように露出している。また、ルートBでは、これらの中新統に固結度の低い礫岩(強戸礫層)が不整合に重なっている。海成中新統は、ルートAに下部が、ルートBに上部が連続的に露出し、一部重複する。ただし、ルートBでは、下部の厚さ10mほどの部分が強戸礫層に覆われ露出していない。ルートAおよびBルートを合わせて、厚さ70mほどの地層が観察された(Fig.5)。

1. ルートA

ルートAでは、厚さ40mほどの海成中新統と、それを傾斜不整合に覆う軽石流堆積物が観察される(Fig.6, P-1, P-2)。海成層には小断層が発達しているが、傾斜不整合に覆う軽石流堆積物には断層による変位は全く認められず、これらの小断層の形成は火砕流堆積物の堆積以前であったことがわかる。また、海成層が南方に20～30°で傾斜しているのに比べ、火砕流堆積物は東西に伸びた谷地形を埋めるように重なり、両者の地質構造の差は顕著である。

海成層の最下部はルートの北端に露出する明灰色砂質シルト岩で、上位に厚さ7mほどの白色凝灰岩が重なる。白色凝灰岩にはチャートの角礫が散在するが、上位に向かってチャート角礫の量および大きさが増し、最上部では径数m以上のチャートブロックが取り込まれている。この巨大なチャー

トブロックは全く円摩されておらず、またブロックの周囲は角礫化しつつ、基質である凝灰岩が角礫の隙間を埋めている。白色凝灰岩の上位には安山岩質火山礫凝灰岩が厚さ7mほど重なり、巨大な安山岩ブロックを取り込んでいる。安山岩ブロックは斜長石の斑晶が顕著な塊状溶岩で、周縁部が自破砕状に角礫化しているため、一見溶岩流と見間違える。ただし、上・下位とも海成シルト岩に挟まれていることから、上記チャートブロック同様に火砕流堆積物に取り込まれたブロックであると考えられる。火山礫凝灰岩は変質し、赤紫色ないし深緑色を呈する。また、同質の粗粒凝灰岩と細かく互層する部分もあり、まれに珪長質凝灰岩の薄層を挟む。

ここまでの層準は火山噴出物が卓越するが、より上位は火山碎屑岩は少なく、明灰色砂質シルト岩を主とし、コキナ質中粒砂岩としばしば互層する(Fig.6, P-3)。明灰色砂質シルト岩は塊状であり、砂岩や珪長質凝灰岩の薄層により層理が確認される。一方、コキナ質中粒砂岩は帯水層であり、露頭では水分を含むため暗色を呈する。また、大型有孔虫等の石灰質微化石や小さい二枚貝・巻き貝等の破片を多量に含むが、いずれも保存は悪い。コキナ質砂岩は厚さ数cm～1m程度であるが、側方に急激に薄くなる砂岩層も観察される。また、砂質シルト岩の偽礫や安山岩礫、チャート礫を取り込んだ海底地滑り堆積物も観察される。コキナ質砂岩は上方に向かって挟在する頻度が減少し、また、それぞれの厚さは薄くなる。ルートAの上部10数mは成層した砂質シルト岩

Fig. 4. Detailed sketches of the marine sequence cropped out at Nakagodo area, northwestern part of the Kanayama Hills, in the Ota area. Sample localities for diatom are also indicated.

Fig.5. Sample horizons for diatom on the detailed columnar sections of the marine sequence of the Midorimachi Formation.

Fig.6. Outcrop photographs of the marine sequence in the Kanayama Hills. *P-1*: pumice flow deposit (left end) unconformably covers the alternation of sandy siltstone (light colored) and coquinaceous sandstone (dark colored). *P-2*: Close up of the pumice flow deposit. *P-3*: coquinaceous sandstone within the light grey sandy siltstone. *P-4*: alternation of sandy siltstone and thin felsic tuff layers. *P-5*: Godo Conglomerate unconformably covers the faulted tuffaceous siltstone with scoria of the Midorimachi Formation.

に薄い砂岩を時々挟む。

ルート A では、上記海成層を傾斜不整合に覆う軽石流堆積物が観察される。本火砕流堆積物は、径 1cm 程度の軽石凝灰岩 (Fig.6 P-2) からなる。下部の 2.5m ほどは、斜交層理を示す細粒凝灰岩と粗粒凝灰岩の細かい互層で、単層の厚さは側方に変化し、また、基盤である頁岩やチャートなどの細かい岩片を散点的に取り込んでおり、陸上で堆積した火砕サーージ堆積物と考えられる (Fig.6, P-2)。その上位に重なる塊

状軽石流堆積物は、厚さ 5m ほどが観察される。

2. ルート B

ルート B はルート A の東方 200m ほどで、ルート A で観察される地層の上部から上位が露出する。ここでは、ルート A と同様に南に傾斜する海成層と、傾斜不整合に覆う礫岩 (強戸礫層) が観察されるが、軽石流堆積物は分布しない。下部の 10m ほどは明灰色砂質シルト岩を主とし、コキナ質砂岩が挟在すること、また、コキナ質砂岩の厚さが数 cm ～

1m と比較的厚く、安山岩の巨礫を取り込む部分や、挟在するコキナ質砂岩が上方に向かって減少することから、ルート A の中部層準に相当すると考えられる。ここでも、明灰色砂質シルト岩およびコキナ質砂岩には保存不良の有孔虫化石が認められる。

さらに上位は、厚さにして 10m ほどの地層が強戸礫層により被覆されるため露出しないが、より上位には、明灰色砂質シルト岩および細粒砂岩を主とする厚さ 30m ほどの海成層が連続露出する。ここでも地層は小断層により細かく変位しているが、層理面が顕著であり、またルート A に比べ様々な岩相が互層するため、層序の確立は容易である。

砂質シルト岩はルート A と同様に明灰色を呈するが、白色細粒凝灰岩の偽礫を散点的に、場所によっては密集して取り込んでおり、より下位の砂質シルト岩とは岩相が異なる。とくに、白色細粒凝灰岩の薄層と互層 (Fig.6, P-4) し、また厚さ 10 ~ 20cm の極粗粒凝灰岩や軽石凝灰岩がしばしば挟在する。砂質シルト岩と互層する中粒ないし粗粒砂岩は凝灰質であり、下位の地層に特徴的なコキナ質砂岩は見られない。その他、チャートや黒色頁岩、安山岩等からなる細礫岩や、安山岩質火山礫凝灰岩もまれに挟在する。ルート B の中部付近には不淘汰角礫岩が挟まるが、地層は側方に向かって急激に厚くなり、礫径も大きくなる。礫は安山岩礫が比較的大きく、足尾帯由来と考えられる黒色頁岩やチャート礫、砂岩礫も多い。産状から、砂質シルト岩が堆積する場に流入した、土石流堆積物であると考えられる。ルート B の上部は、凝灰質な砂質シルト岩を主とし、軽石凝灰岩を数層挟む。さらに最上部には厚さ数 ~ 10cm のスコリアが頻繁に挟在することを特徴とする。最上部に挟在するスコリアおよび安山岩質火山礫凝灰岩は、小断層により数 10cm 変位している。しかし、その上位に重なる強戸礫層は地形的起伏を埋めるように海成中新統を傾斜不整合に覆うが、海成層に発達する小断層には切られていない (Fig.6, P-5)。

珪藻化石層序

珪藻化石年代を明らかにする目的で、上記海成層より合計 68 試料を採取した (Figs.4, 5)。試料の処理・計数および保存状態・産出量の認定は、柳沢 (1999) に記述した方法で行った。分析の結果、12 試料から計数可能な珪藻化石が産出した (Table 1)。以下、珪藻化石帯区分と生層準およびそれらの数値年代は、Yanagisawa and Akiba (1998) および渡辺・柳沢 (2003) に基づく。

産出した珪藻化石群集は、*Denticulopsis* 属を全く含まず、かつその連続多産出が NPD 3A 帯 (*Crucidenticula kanayae* 帯) の基底から始まる *Actinocyclus ingens* f. *planus* と *A. ingens* f. *ingens* を多く含むので、NPD 3A 帯に属すると判断できる。さらに、*C. kanayae* は全く含まれていないので、NPD 3A 帯上部の生層準 D33 より上位のものと考えられる。以上から、今回産出した珪藻化石群集は、NPD 3A 帯上部の生層準 D33 (16.7 Ma) と D35 (16.4Ma) の間に位置づけられる。

考 察

1. 金山丘陵の海成層の帰属

金山丘陵に露出する地層の大部分は火山碎屑物を含むものの、軟体動物化石 (Kurihara, 2003) を産する海成の碎屑岩 (砂質シルト岩) からなり、コキナ質砂岩が挟在することを特徴とする。また、同海成層より産出する底生有孔虫化石群集は、これらの地層の堆積場が、外洋水が循環する温暖な海域で、陸棚外縁程度の水深であったことを示す (石川・金子, 2001)。これに対し、八王子丘陵の藪塚層下部 (滝ノ入凝石凝灰岩部層) および上部 (大鷲軽石凝灰岩部層) は、ともに陸上に堆積した軽石流堆積物とそれらの再堆積物からなるので、金山丘陵に露出する海成碎屑岩類は、これらのいずれにも対比されない。他方、藪塚層中部の湯ノ入凝灰岩部層にのみ挟在する水底堆積物は、いずれも海棲化石を産出せず、河川成ないし淡水成の堆積物であると考えられており (河井・山田, 1960)、金山丘陵の海成砂質シルト岩とは堆積場が大きく異なる。とくに、金山丘陵の海成層は、砂質シルトが堆積する堆積場に巨礫が土石流堆積物として流れ込む環境から、コキナが頻繁に流れ込む堆積場へ、さらに上位に向かって浅海からの粗粒碎屑物の供給が徐々に減少していく場へと推移していることから、海進期の堆積物であると思われる (Fig.5)。これに対し、八王子丘陵の中新統は、陸成層が堆積する環境が持続しており、金山丘陵の海成層を八王子丘陵の藪塚層中部の淡水成層に層序対比するのは不合理であろう。さらに、八王子丘陵南東端の大鷲付近の大鷲軽石凝灰岩部層と、その南方に露出する金山丘陵の海成層はいずれも南に緩く傾斜していることから、後者 (海成層) は藪塚層最上部の大鷲軽石凝灰岩部層より、層序的にさらに上位に位置していると推察される。以上のような岩相と堆積場の相違、さらに地質構造から推察される層位関係を考慮し、金山丘陵の海成層は八王子丘陵の陸成層からなる藪塚層とは別個の地質单元として区別すべきであると判断した。これらの理由により、本論で報告した金山丘陵の海成層を藪塚層から分離し、緑町層として以下に定義する。

2. 緑町層の記載

[地層名] 緑町層 (Midorinachi Formation)

群馬県太田市金山丘陵の北西部の緑町付近に露出する海成中新統を、従来の地質区分である藪塚層 (須藤ほか, 1976) から独立させ、緑町層と命名する。

[再定義の理由]

同地域に露出する海成層は、従来藪塚層の中部をなす湯ノ入凝灰岩部層に属するとされてきた。しかしながら、藪塚層が典型的に分布する八王子丘陵において定義された湯ノ入凝灰岩部層の岩相は、陸成ないし湖沼成の凝灰質細粒碎屑岩よりなり、金山丘陵に露出する海成層とは著しく岩相を異にする。とくに、地理的近隣に分布するにも関わらず、八王子丘陵の陸成~淡水成層である湯ノ入凝灰岩部層と、金山丘陵の軟体動物化石を産する海成層が、同時異相であると解釈することは極めて難しい。さらに、地質構造を考慮すると、金山丘陵の海成層は、その北方に露出する藪塚層上部の大鷲凝灰

Table 1. Occurrence of diatom fossils. Numbers represent valve numbers during routine 100 count. “+” indicates valves encountered after the routine count.

Diatom zones		<i>Crucidentricula kanayae</i> Zone (NPD3A)											
Routes		Route A					Route B						
Sample number	Ota-	4	14	26	28	29	23	24	28	29	30	34	36
Preservation		P	P	P	P	M	P	P	P	P	P	P	P
Abundance		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Actinocyclus curvatus</i> Janisch		-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
<i>A. ingens</i> f. <i>ingens</i> (Rattray) Whiting et Schrader		10	3	-	11	2	16	4	-	-	-	4	-
<i>A. ingens</i> f. <i>planus</i> Whiting et Schrader		12	4	7	20	35	13	17	12	8	8	9	8
<i>A. octonarius</i> Ehrenberg		3	-	-	3	1	1	1	3	-	3	-	-
<i>Actinopterychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg		+	1	-	1	+	+	2	+	-	1	1	-
<i>Aulacoseira</i> spp.		4	68	7	21	19	4	9	6	9	16	12	1
<i>Azpeitia vetustissima</i> (Pantocsek) Sims		-	-	-	-	-	2	3	1	-	-	+	-
<i>Cavitatus jouseanus</i> (Sheshukova) Williams		+	-	-	-	-	-	+	-	+	+	-	+
<i>C. linearis</i> (Sheshukova) Akiba et Yanagisawa		-	-	-	-	-	+	-	-	-	+	-	-
<i>C. miocenicus</i> (Schrader) Akiba et Yanagisawa		+	-	-	-	-	-	+	-	+	1	-	-
<i>Cocconeis vitrea</i> Brun		-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-
<i>Coscinodiscus lewisianus</i> Greville		1	1	-	-	1	2	-	1	-	-	-	-
<i>C. marginatus</i> Ehrenberg		1	1	1	2	3	2	-	-	1	1	-	1
<i>Delphineis miocenica</i> (Schrader) Andrews		1	-	-	-	-	+	+	+	-	+	-	-
<i>D. penelliptica</i> Andrews		-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
<i>Diploneis smithii</i> (Br��risson) Cleve		-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>Eucampia</i> sp. A (= <i>Hemiaulus polymorphus</i> Grunow)		-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
<i>Grammatophora</i> spp.		-	-	+	-	+	-	+	+	-	+	+	-
<i>Hyalodiscus obsoletus</i> Sheshukova		2	-	1	2	1	1	1	1	-	-	-	1
<i>Ikebea tenuis</i> (Brun) Akiba		-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>Kisseleviella carina</i> Sheshukova		-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-
<i>Liradiscus bipolaris</i> Lohman		-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Mastogloia splendida</i> (Greville) Cleve		-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Melosira scopos</i> Mann		-	-	-	2	2	3	-	-	1	-	1	-
<i>M. sol</i> (Ehrenberg) K��tzing		9	2	4	17	14	7	+	8	4	12	5	2
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve		4	1	12	11	8	6	9	2	2	1	5	-
<i>Planifolia tribranchiata</i> Emissee		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-
<i>Raphidodiscus marylandicus</i> Christian		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-
<i>Rhizosolenia hebetata</i> f. <i>hiemalis</i> Gran		-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
<i>Stellarima microtrias</i> (Ehrenberg) Hasle et Sims		-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>Stephanopyxis</i> spp.		9	3	12	2	6	33	22	6	4	2	2	4
<i>Thalassionema</i> cf. <i>hirosakiensis</i> (Kanaya) Schrader		+	-	1	1	-	-	+	-	-	3	-	-
<i>T. nitzschoides</i> (Grunow) H. et M. Peragallo		27	16	5	7	7	7	25	14	9	52	19	+
<i>Thalassiosira leptopus</i> (Grunow) Hasle et Fryxell		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
<i>T. mizunamiensis</i> Yanagisawa		-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>T.</i> sp.		1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grunow		-	-	-	+	+	-	-	+	-	-	-	+
Total number of valves counted		84	100	50	100	100	100	100	54	39	100	60	18
Resting spore of <i>Chaetoceros</i>		14	10	8	20	11	22	47	9	9	11	12	5

Preservation; M: moderate, P: poor. Abundance; R: rare

岩部層（陸成火砕流堆積物）より上位に位置すると推定される。以上の理由により、金山丘陵の海成層は、陸成の珪長質火砕流堆積物および淡水成層からなる数塚層とは別個の地質単位と見なすべきと判断される。

[模式地・分布および層厚]

群馬県太田市金山丘陵の北西部の緑町から強戸町中強戸にかけての丘陵麓部を模式地とする。本層は模式地付近にのみ

分布する。地層は南に 20 ～ 28° の傾斜で緩く傾斜し、厚さ 70m ほどが露出する。

[岩相・化石・年代]

海成の砂質シルト岩を主とし、下部ではコキナ質砂岩が頻繁に挟在するが、上部ではスコリア凝灰岩の薄層が挟まる。また、土石流堆積物と思われる角礫岩が数層認められる。本層より門の沢動物群に含まれる軟体動物化石が産出する

(Kurihara, 2003). また、下部のコキナ質砂岩には大型有孔虫化石が多量に含まれている。砂質シルト岩より珪藻化石帯の NPD 3A 帯上部の珪藻化石生層準 D33 (16.7 Ma) と D35 (16.4 Ma) の間を示す珪藻化石が産出する。したがって、緑町層の年代は前期中新世後期である。底生有孔虫化石から推定される緑町層の堆積環境は、外洋水が循環する温暖な海域で、陸棚外縁程度の水深である (石川・金子, 2001)

[層位関係]

上位は強戸礫層に傾斜不整合で覆われる。また、年代未詳の軽石流堆積物が緑町層を傾斜不整合に覆う。緑町層の下限については、第四系により露出が妨げられるため不明であるが、地質構造的な下位 (分布地の北方) には、藪塚層上部の大鷲凝灰岩部層が広く分布していることから、藪塚層の上位に重なりと推定される。

3. 太田地域の中新統の年代

従来、太田地域の中新統は、軟体動物化石により中部中新統であるとされていた (河合・山田, 1960) が、最近、金山丘陵の緑町層より下部中新統最上部～中部中新統最下部の八尾一門ノ沢型動物群に属する軟体動物化石群集が報告された (Kurihara, 2003)。今回、珪藻化石によりこれら軟体動物化石を産出する地層の年代が 16.7 ～ 16.4Ma の間に限定され、金山丘陵の緑町層は下部中新統最上部であることが確定した。金山地域の緑町層は、八王子丘陵に分布する藪塚層に重なる海成層であると推察されることから、少なくとも珪長質火砕流堆積物とその再堆積物からなる藪塚層の年代は、16.7 ～ 16.4Ma か、あるいはそれより古いと判断される。

八王子丘陵の大鷲軽石凝灰岩部層下部に挟在する溶結凝灰岩については、 $15.0 \pm 1.6\text{Ma}$ の K-Ar 年代が報告されている (高橋ほか, 1991)。しかし、藪塚層から唯一報告されているこの年代値は測定誤差が大きく、緑町層の珪藻化石年代とは誤差範囲で重なるため、年代に基づいて両層の層位関係を明確にすることはできない。藪塚層の火山岩類については、より詳細な放射年代測定が望まれる。

なお、金山丘陵の海成層を傾斜不整合に覆う火砕流堆積物の年代層序学的な位置は不明であり、今後の課題として残されるが、足尾山地東縁には中部中新統の軽石流堆積物 (いわゆる大谷石) が広く分布していることから、それらに相当する地層である可能性が示唆される。

4. 周辺地域の中新統との対比

最近、関東地域の中新統の年代層序学的研究が進展し、各地域の中新統の精密対比が可能となりつつある (高橋ほか, 2003 など)。Fig.7 では、足尾山地および八溝・阿武隈山地周辺の中新統を、年代層序を基準に岩相層序を考慮しつつ対比した。また、関東山地周縁地域の中新統と比較するため、群馬県富岡地域の中新統の層序もあわせて示した。

関東地域の中新統は、中期中新世初期に形成された庭谷不整合を挟んで大きく二分されることがすでに明らかにされている (高橋, 2003)。庭谷不整合は構造差を伴うことからテクトニクスに起因する傾斜不整合である (高橋, 1989; 大石・高橋, 1990)。この不整合は群馬県富岡地域の中新統において確認され、その年代は浮遊性有孔虫化石帯の N.8/N.9 境界の年

代よりやや古いとされた (大石・高橋, 1990)。また、埼玉県比企丘陵地域の地質をまとめた栗原ほか (2003) によると、庭谷不整合の形成時期は珪藻化石生層準の D43 (15.4 Ma) より新しく、浮遊性有孔虫化石帯の N.8/N.9 境界 (15.1 Ma; Berggren et al., 1995) の年代よりも古いことが示されている。したがって、緑町層ならびに藪塚層は、その年代からみて明らかに庭谷不整合より下位に位置する。

庭谷不整合より下位の地層は、関東山地周辺では、富岡地域の牛伏層～原田篠層 (大石・高橋, 1990)、秩父盆地の白沙層～秩父町層 (牧本・竹内, 1992) および五日市盆地の幸神層～横沢層 (入月ほか, 1990)、比企丘陵の小園層および荒川層など (間嶋, 1989)、岩殿丘陵の上唐子層 (栗原ほか, 2003) である。これらのうち、上唐子層のシルト岩から NPD 3A 帯の D33 (16.7Ma) ～ D35 (16.4Ma) を示す珪藻化石が報告されている。緑町層に特徴的な大型有孔虫を多産するコキナ質砂岩と同様の砂岩は、秩父盆地 (Kanno, 1960) や比企丘陵 (松丸・林, 1980; 本間, 1985) の中新統にも挟在するが、いずれの層準からも珪藻化石は産出していない。年代的には緑町層に対比される地層は、上記地域の中新統のうち下部に相当すると予想される。ただし、関東山地周辺の中新統は非火山性碎屑岩を主とし、珪長質凝灰岩は挟在するものの、火山性碎屑物はきわめて少ない。したがって、太田地域の中新統は関東山地の北部～東縁にかけて発達する非火山性碎屑岩類とは、明らかに異なる堆積場にあったと考えられる。

一方、足尾山地から八溝山地西部にかけては、太田地域の中新統と年代および岩相が酷似する地層が発達している。Fig.7 ではこれらの火山岩類が典型的に分布している岩舟・鹿沼・宇都宮地域と、八溝山地に位置する茂木地域の火山岩層序を、岩相および年代層序に基づいて対比した。ただし、茂木地域の火山岩層序のうち、^{やまのうち}山内層に確認された逆→正→逆の古地磁気層序は、放射年代および山内層の同時異相である御前山地域の北多気層の年代層序学的な位置 (国府田ほか, 2003) に基づいて、Chron C5Cn 中の逆→正→逆の層序のうちのいずれかに対比されると解釈した。

太田地域の東方の岩舟地域には安山岩溶岩および同質火山角礫岩・凝灰角礫岩からなる岩舟層が足尾帯の中・古生層の上にほぼ水平に重なっている。岩舟層は安山岩質火山角礫岩および凝灰角礫岩を主とし、溶岩流および岩脈も認められる。軽石流堆積物は認められないが、後述する^{ひなた}鹿沼地域の火山岩層序を考慮すると、岩舟層は下部中新統の日向層に対比される安山岩類であり、藪塚層に挟在する安山岩質火山凝灰岩・凝灰角礫岩等の噴出と同時期の産物であると考えられる。

栃木市北部から鹿沼市にかけての足尾山地東縁部 (鹿沼地域) には、安山岩溶岩流および同質火山角礫岩からなる日向層が広く分布しており、それらを覆う軽石流堆積物を主とする深岩層がわずかに分布している (酒井, 1987, 1993)。日向層の安山岩溶岩については 15.3 ～ 17.3Ma の K-Ar 年代が報告されているが、測定誤差が大きい (吉川ほか, 2001)。また、日向層と深岩層に挟まれて、^{ちみやま}細粒砂岩および礫岩からなる^{ひなた}樫山層がわずかに分布している。日向層および樫山層は大

Fig.7. Correlation of the volcano-sedimentary successions around the Ota area.

局的には関東平野側（東方）に緩く傾斜しているが、深岩層は鹿沼地域の北部にのみ分布し、地質構造はほぼ水平である。椋山層は厚さが10数mと非常に薄い、有孔虫化石をはじめウニ・サンゴ・二枚貝化石等を産出する（粕村, 1992）。本層に含まれる軟体動物化石は、八尾一門ノ沢型動物群を特徴づけること、また大型有孔虫 *Miogyopsina kotoi* が産出していること（内尾, 1950）などから、太田地域の緑町層に対比されると思われる。したがって、緑町層に傾斜不整合に重なる軽石流堆積物は、椋山層に重なる深岩層の軽石流堆積物と同時期の産物である可能性が示唆される。

さらに北方の宇都宮地域においては、下部の安山岩類（風見山田安山岩・半蔵山安山岩）と、上部の軽石流堆積物（大谷層・長岡層等）が分布し、海成層である大曾層に覆われる。風見山田安山岩および半蔵山安山岩については、14.9-16.6MaのK-Ar年代が得られている（吉川, 1998; 吉川ほか, 2001）。一方、風見山田安山岩の下位にも流紋岩質溶結凝灰岩からなるナガド坂層が挟在し、安山岩質火山活動に先行した珪長質火成活動がうかがえる。これら安山岩類を不整合に覆う横山層は基底礫岩からはじまり凝灰質砂岩・シルト岩からなる50mほどの地層で、上位の軽石凝灰岩からなる長岡層に漸移する（阿久津, 1953）。さらに、凝灰質砂岩・シルト岩および含化石礫質砂岩からなる山本層を経て、貝化石・有孔虫化石を産出する凝灰質細粒砂岩・シルト岩からなる大曾層が整合に重なる。大曾層はこれら火山岩類を覆う海成層で、その年代（浮遊性有孔虫化石帯のN.9下部; 青島, 1986）は、上記火山岩類の年代に上限を与えている。塊状な軽石凝灰岩からなる長岡層と下位の安山岩類は明らかに不整合関係にある（阿久津, 1953）とされることから、上記珪長質火砕流堆積物は鹿沼地域の深岩層、さらに本研究で確認された緑町層を傾斜不整合に覆う軽石流堆積物に対比されると考えられる。一方、その下位に発達する風見山田安山岩等は、鹿沼地域の日向層や岩舟層に対比されよう。これらの安山岩類は、太田地域においては藪塚層に挟まれる安山岩質火山礫凝灰岩や安山岩巨礫として、その活動が示唆される。

さらに、東方の八溝山地周辺においても同様の火山岩が分布している。栃木県の茂木地域には、安山岩質火山岩類からなる山内層と、軽石流堆積物とその再堆積物からなる茂木層が分布し、海成中部中新統である荒川層群に不整合に覆われている（高橋・星, 1996 など）。岩相層序は足尾山地周縁の中新統とよく対応するが、茂木層の対比については注意が必要である。茂木層の軽石流堆積物は、鳥山地域において中部中新統である荒川層群に傾斜不整合に覆われる。荒川層群基底の不整合は、年代層序学的に庭谷不整合に対比されることは確実であり、不整合に覆われる茂木層は庭谷不整合より下位に位置する。また、茂木層は茂木地域の東方の棚倉破砕帯に沿って発達する中新統中に大沢口凝灰岩部層等として追跡されるが、その層準は非常に厚いN.8期の堆積物の最下部（浅川層）に位置している。さらに茂木層より報告されている放射年代や古地磁気極性を考慮すると、茂木層の軽石流堆積物は庭谷不整合より上位と考えられる大谷層等には対比されない。庭谷不整合より明らかに下位の軽石流堆積物としては、

太田地域の藪塚層があり、茂木層の活動と同時期の噴出物であると考えられる。

このように、関東地方北部の中新統火山岩類は、下部に発達する安山岩類と、上位に重なる珪長質火砕流堆積物に大別されるが、これらの火山岩類中に挟在する、あるいは上位に重なる海成堆積物の微化石年代を考慮すると、軽石流堆積物（いわゆる大谷石）を噴出した珪長質火山活動は庭谷不整合を挟んで上下に区別されることが示唆された。これらの火山岩類は、比較的長い逆磁極期であるChron C5Br前後に噴出していることから、より詳細な火山活動の変遷を把握するためには、火山岩類の古地磁気極性の決定が有効であろう。

ま と め

群馬県太田市強戸町中強戸付近の丘陵地開発工事に伴って露出した海成中新統について詳細なルートマップおよび地質柱状図を作成し、露頭写真等と併せて報告した。さらに、模式地における藪塚層との岩相ならびに堆積場の相違、さらに地質構造から推察される層位関係に基づいて、上記海成層を藪塚層に重なる緑町層として定義した。緑町層より採取した68個の泥質岩試料のうち、12試料より同定可能な珪藻化石が産出した。得られた珪藻化石群集は、*Crucidenticula kanayae* 帯（NPD 3A）上部の生層準D33（16.7Ma）とD35（D16.4Ma）の間に位置づけられることが判明した。これらの年代層序学的情報をもとに、足尾山地および八溝山地周辺に分布する中新世火山岩類との対比を行った結果、いわゆる大谷石で代表される中新世軽石流堆積物の噴出は、15.4～15.1Maの庭谷不整合を挟んで二分されることが示唆された。

謝 辞

群馬県立太田女子高校の金子 稔氏には、開発工事に伴って中新世海成層が露出したことを知らせていただくとともに、本セクションより多産する大型有孔虫化石に関する未公表情報を教えていただいた。国立科学博物館の栗原行人氏には、緑町層より産出した軟体動物化石群集に関し、有益なコメントをいただいた。茨城大学の天野一男氏ならびに高知大学の岩井雅夫氏には、査読を通じて建設的なコメントをいただいた。編集幹事である金沢大学の長谷川卓氏には、適切なアドバイスをいただいた。上記の諸氏に感謝します。なお、本研究は国際地質科学連合（IUGS）の地質年代学小委員会（SOG）のワーキンググループ“Integrated Stratigraphy of the Miocene Sequence: Miocene from Japan”の活動の一部として行った。

文 献

- 阿久津純, 1953, 宇都宮付近の層序。宇都宮大学芸研究論集, no. 3, 41-49.
 青島睦治, 1986, 椋山層の有孔虫化石。栃木県博紀要, no. 3, 39-46.
 Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III and Aubry, M. -P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM Special Publ.*, **54**, 129-212.
 Blow, W. H., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H. H. eds., *Proc. First International Conference on Planktonic Microfossils (Gene-*

- va, 1967), E. J. Brill, Leiden, **1**, 199-421.
- Geological Survey of Japan, 1990, コンピューター編集による日本地質図, 1: 2,000,000 地質編集図 22.
- 本間岳史, 1985, 関東山地北東縁部荒川中流の中新統 (その 1) - 福田層の層相と層序 -, 埼玉県自然史博研報, no. 3, 13-30.
- Hoshi, H. and Takahashi, M., 1997, Paleomagnetic constraints on the extent of tectonic blocks and the location of their kinematic boundaries: Implications for Miocene intra-arc deformation in Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **103**, 523-542.
- 入月俊明・高橋雅紀・田中裕一郎・尾田太良, 1990, 五日市盆地新第三系の地質と年代. 地質雑, **96**, 759-770.
- 石川博行・金子 稔, 2001, 太田市中強戸町, 緑町に産出する有孔虫化石について. 平成 12 年度太田市自然環境実態調査報告書, 289-296.
- 石塚 治・星 博幸, 1997, 栃木県茂木地域に分布する前・中期中新世火山岩類の K-Ar 年代. 地質雑, **103**, 964-970.
- Kanno, S., 1960, The Tertiary System of the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, central Japan (Part II Palaeontology). *Japan Soc. Promot. Sci.*, 123-396.
- 粕村勇二, 1992, 中部中新統横山層産貝化石について. 栃木県博研報, no. 10, 11-15.
- 河井興三・山田 博, 1960, 群馬県太田・大間々地域の第三系と後期中新世における関東西北部の古地理について. 石技誌, **25**, 10-18.
- 国府田良樹・柳沢幸夫・長谷川善和・大塚裕之・相澤正夫, 2003, 茨城県桂村で発見された中期中新世 *Stegolophodon* 属の下顎骨化石. 地球科学, **57**, 49-59.
- Kurihara, Y., 2003, First occurrence of the gastropod genus *Conus* from the Miocene Yabutsuka Formation, Gunma Prefecture, central Japan, with systematic catalogue of the Miocene Conidae in Japan. *Bull. Gunma Mus. Natur. Hist.*, no. 7, 11-18.
- 栗原行人・堀内誠示・柳沢幸夫, 2003, 埼玉県岩殿丘陵地域に分布する中新統の岩相層序と珪藻・石灰質ナンノ化石層序. 地質雑, **109**, 215-233.
- 間嶋隆一, 1989, 埼玉県中央部, 荒川から岩殿丘陵にかけて分布する新第三系の層序. 静岡大地球科学研報, no. 15, 1-24.
- 牧本 博・竹内圭史, 1992, 寄居地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136p.
- 松丸国照・林 明, 1980, 関東山地東縁の新第三系の層序. 地質雑, **86**, 225-242.
- 本山 功・丸山俊明, 1998, 中・高緯度北西太平洋地域における新第三紀珪藻・放散虫化石年代尺度: 地磁気極性年代尺度 CK92 および CK95 への適合. 地質雑, **104**, 171-183.
- 大石雅之・高橋雅紀, 1990, 群馬県高崎地域に分布する中新統とくに庭谷不整合形成過程について. 東北大地質古生物研報, no. 92, 1-17.
- Okada, H. and Bukry, D., 1980, Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropaleont.*, **5**, 321-325.
- 大森昌衛・中島啓治・田中宏之, 1976, 群馬県東南部の馬見丘凝灰岩層から新しく発見された軟体動物化石の古地理学的意義について. 地球科学, **30**, 251-256.
- 酒井豊三郎, 1987, 土地分類基本調査「栃木」表層地質図, 5 万分の 1 国土調査. 栃木県, 25-32.
- 酒井豊三郎, 1993, 土地分類基本調査「鹿沼」表層地質図, 5 万分の 1 国土調査. 栃木県, 30-37.
- 須藤定久・田島順子・木崎喜雄, 1976, 群馬県太田一大間々地域の第三紀火砕岩類. 地質学論集, no. 13, 241-249.
- 須藤 斎・高橋雅紀・柳沢幸夫, 2002, 埼玉県比企丘陵の中部中新統から産出した珪藻化石—微化石年代による岩相層序の再検討—. 地質雑, **108**, 266-278.
- 須藤 斎・高橋雅紀・柳沢幸夫, 2003, 埼玉県比企丘陵の中新統土塩層 (明戸セクション) の珪藻化石層序. 地質雑, **109**, 48-62.
- 高橋雅紀, 1989, 関東西部の新第三紀テクトニクス. 月刊地球, **11**, 516-521.
- 高橋雅紀, 2003, “N.8 層” と “post N.8 層” に二分される関東地域の新第三系—庭谷不整合のテクトニクス—. 日本地質学会関東支部シンポジウム「関東地方の地質—最新成果と今後の課題—」講演予稿集, 11-14.
- 高橋雅紀・星 博幸, 1996, 栃木県茂木地域に分布する中川層群の地質年代とテクトニックな意義. 地調月報, **47**, 317-333.
- 高橋雅紀・大友育也・齋藤和男, 1991, 群馬県東部金山地域に分布する溶結凝灰岩の K-Ar 年代. 地調月報, **42**, 167-173.
- 高橋雅紀・須藤 斎・大木淳一・柳沢幸夫, 2003, 銚子地域に分布する中新統の年代層序. 地質雑, **109**, 345-360.
- 内尾高保, 1950, 栃木県産第三紀化石群 (その 1). 地質雑, **56**, 455-458.
- 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— Leg145 Site 887C の珪藻化石層序の再検討—. 日本地質学会第 110 年学術大会講演予稿集, 232.
- 柳沢幸夫, 1999, 金沢市南部地域に分布する中新統の珪藻化石層序. 地調月報, **50**, 49-65.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998, Revised Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **106**, 395-414.
- 吉川敏之, 1998, 栃木県宇都宮地域に分布する新第三系の地質と層序. 地質雑, **104**, 346-356.
- 吉川敏之・高橋雅紀・岡田利典, 2001, 足尾山地東縁部に分布する中新世火山岩類の K-Ar 年代. 地質雑, **107**, 41-45.

(要 旨)

高橋雅紀・柳沢幸夫, 2003, 群馬県太田地域, 金山丘陵に分布する海成中新統の珪藻化石層序. 地質雑, **109**, 648-660 (Takahashi, M. and Yanagisawa, Y., 2003, Stratigraphy and geochronology of the Miocene marine sequence in the Ota area, Gunma Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **109**, 648-660)

群馬県太田市強戸町中強戸付近の丘陵地開発工事に伴って露出した海成中新統について詳細なルートマップおよび地質柱状図を作成し, 露頭写真等と併せて報告した. さらに, 模式地における藪塚層との岩相ならびに堆積場の相違, さらに地質構造から推察される層位関係に基づいて, 上記海成層を藪塚層に重なる緑町層として定義した. 珪藻化石により, 緑町層の年代は *Crucidenticula kanayae* 帯 (NPD 3A) 上部の生層準 D33 (16.7Ma) と D35 (D16.4Ma) の間に位置づけられることが判明した. これらの年代層序学的情報をもとに, 足尾山地および八溝山地周辺に分布する中新世火山岩類との対比を行った結果, いわゆる大谷石で代表される中新世軽石流堆積物の噴出は, 15.4 ~ 15.1Ma の庭谷不整合を挟んで二分されることが示唆された.