
論 説

仙台市名取川ルートの中中新統旗立層における浮遊性有孔虫化石群集の層位変化

出原祐樹*・林 広樹*・藤原 治**・熊澤大輔*・入月俊明*

*島根大学大学院総合理工学研究科・**産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター

Temporal changes of planktonic foraminiferal assemblages in the Middle Miocene Hatatate Formation along the Natori-gawa section, Sendai City, Northeast Honshu, Japan

Yuki Idehara*, Hiroki Hayashi*, Osamu Fujiwara**, Daisuke Kumazawa* and Toshiaki Irizuki*

*Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Shimane University, 1060, Nishikawatsucho, Matsue City, Shimane 690-8504, Japan (hayashi@riko.shimane-u.ac.jp); **Active Fault and Earthquake Research Center, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba 305-8567, Japan.

Abstract. We analyzed planktonic foraminiferal assemblages of the Middle Miocene Hatatate Formation distributed along the Natori-gawa River in the southwestern part of Sendai City, Northeast Honshu, Japan. The Hatatate Formation mainly consists of fine-grained sandstone with intercalating tuff beds served as key beds. According to index species, we recognized seven biohorizons. The studied sequence is correlated with planktonic foraminiferal Zones N.12 to N.14. These results are generally concordant with previous studies including diatom biostratigraphy and fission-track ages.

The temporal changes of assemblages indicate a pair of cooling and warming events of surface water at the middle to upper part of the studied sequence. The cooling event corresponds to the oxygen isotope peak event Mi5.

Key words: biostratigraphy, paleoceanography, planktonic foraminifera, Hatatate Formation, Miyagi Prefecture

はじめに

中新世の環境イベントは、主に南極氷床の発達史と関連づけられる。特に、約14 Maに開始した東部南極氷床の急激な拡大以降、南極氷床は数回の極大期を伴いながら段階的に拡大し、それによって海洋循環システムが変化した(例えば, Miller *et al.*, 1991b; Zachos *et al.*, 2001)。このような海洋循環の変化は、日本周辺海域に生息する生物群集の成立にも、大きな影響を与えてきたと考えられる。表層水塊を復元する際の指標としては、化石種 of 古生物地理データが比較的充実している浮遊性有孔虫群集が有効である(例えば, Kennett *et al.*, 1985)。しかし、日本周辺を含む北西太平洋地域では、炭酸塩補償深度が浅いため、連続的な浮遊性有孔虫群集データを深海底コアから得ることは一般に困難である。

宮城県仙台地域(図1)には、海成の中中新統～鮮新統が良好に露出し、東北日本太平洋側の新第三系の標準層序となっている(図2)。その中で、中部中新統の旗立層は、浮遊性有孔虫をはじめとする微化石を多産するため、

この時代の表層水塊の変動を復元する研究対象として適している。

旗立層の微化石については、浮遊性有孔虫(Saito, 1963; 尾田・酒井, 1977; 島本ほか, 2001; Fujiwara *et al.*, 2008)、石灰質ナンノ化石(Honda, 1981)、放散虫(尾田・酒井, 1977)、珪藻(Maruyama, 1984a, b; 柳沢, 1999; Fujiwara *et al.*, 2008)、貝形虫(熊澤ほか, 2006)等について研究が行われている。浮遊性有孔虫群集については、策川ルートおよび岩の沢ルート(図1)について数量的なデータが得られているが(島本ほか, 2001)、堆積環境についての詳細な考察はなされていない。

旗立層分布域の南東部にあたる名取川ルート(図1)では、中部中新統旗立層から鮮新統仙台層群までが連続的に露出し、浮遊性有孔虫生層序、珪藻化石層序、および多数挟在する凝灰岩のフィッシュントラック(FT)年代によって堆積年代が議論されている(Fujiwara *et al.*, 2008)。熊澤ほか(2006)は、このルートの旗立層全体について貝形虫群集を詳細に分析し、下部から中部で深く、上部で浅い古水深を推定している。こうした堆積環

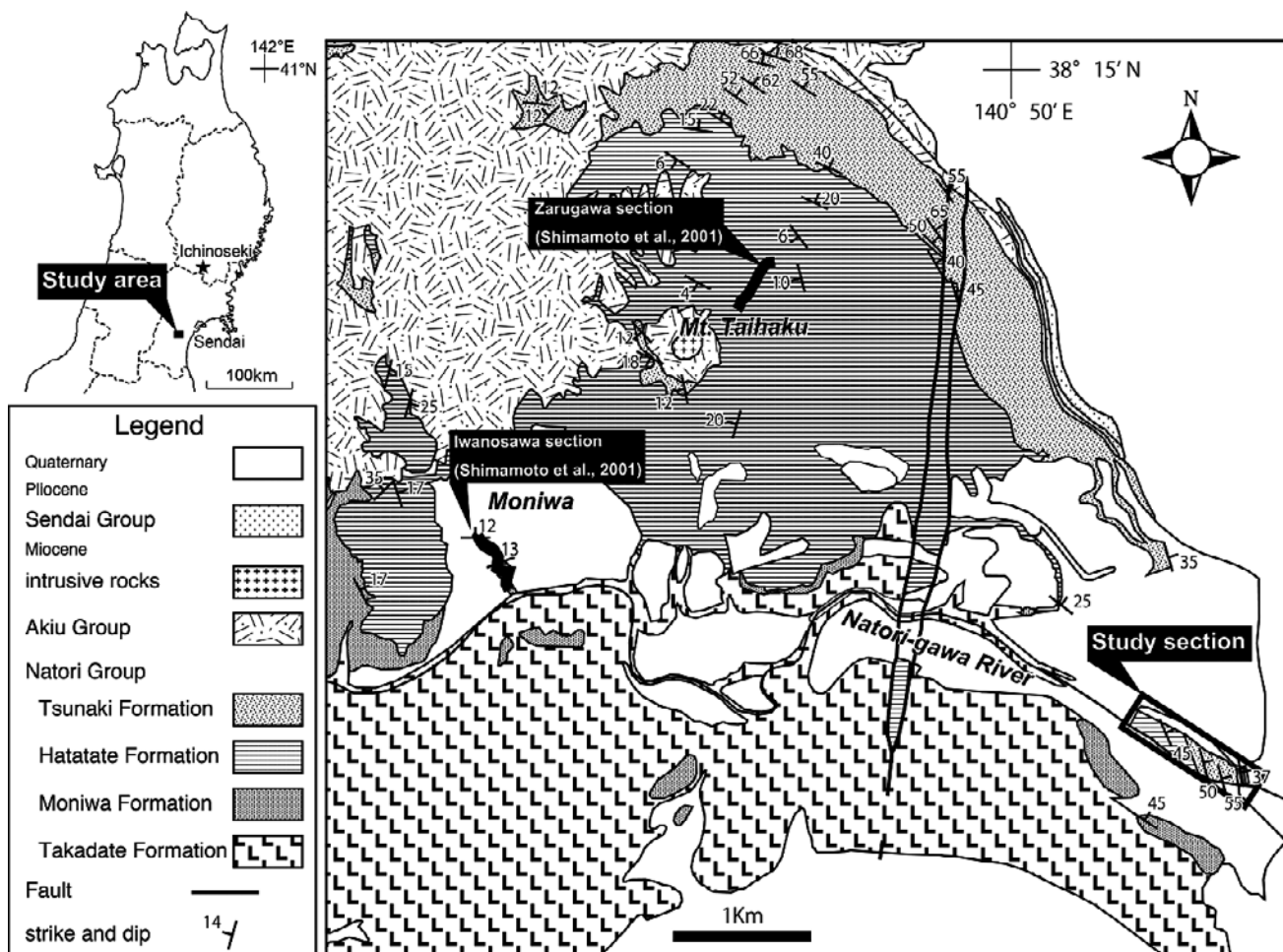


図1. 本調査地域の地質図（北村ほか, 1986を簡略化）.

Fig. 1. Geologic map of the southern part of Sendai City (simplified after Kitamura *et al.*, 1986).

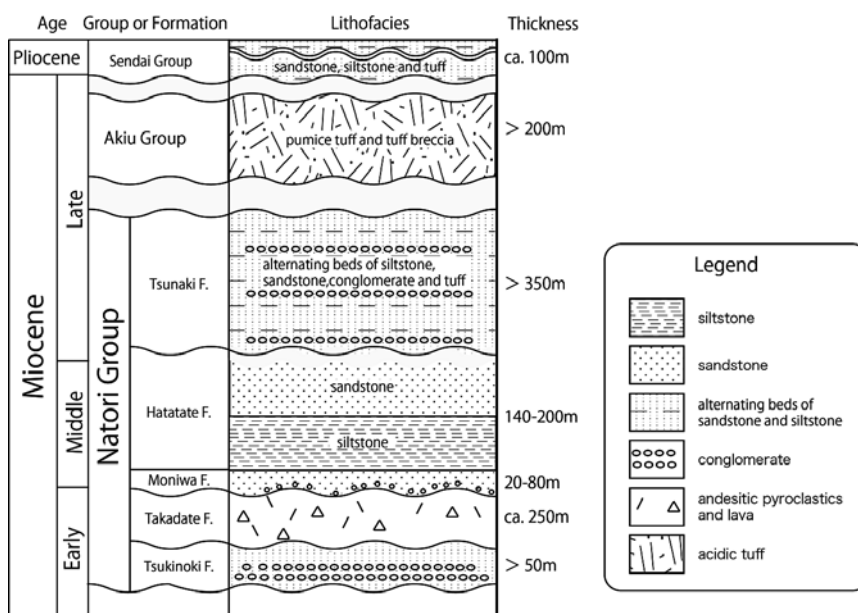


図2. 仙台地域に分布する新第三系の模式柱状図（北村ほか, 1986を簡略化）.

Fig. 2. Schematic stratigraphic column of Neogene sequences in the Sendai area (simplified after Kitamura *et al.*, 1986).

境の変化は、地域的な要因のみならず、広域的な変動もある程度反映しているものと考えられる。

本研究では、仙台市名取川ルートに露出する旗立層のうち上部に相当する地域を対象とし、Fujiwara *et al.* (2008) および熊澤ほか (2006) と同一試料を用いて浮遊性有孔虫群集の分析を行い、生層序を検討するとともに、浮遊性有孔虫が指標する海洋表層の環境変化を考察した。

地質概説

宮城県仙台市南西部には、中新統の名取層群が分布する。名取層群は先第三系花崗岩類と先第三系堆積岩類を不整合に覆い、下位より槻木層、高館層、茂庭層、旗立層、綱木層に区分される (北村ほか, 1986)。槻木層は非海成および浅海成の堆積岩を主とし、高館層は主に玄武岩・安山岩溶岩と同質の火砕岩類よりなる。茂庭層、旗立層、綱木層は海成の碎屑岩から主に構成される。旗立層は茂庭層を整合に覆うが、上位の綱木層とは一部不整合関係にある (Fujiwara *et al.*, 2008)。

旗立層の層厚は約140～200mであり、岩相は泥岩と泥質砂岩から主に構成される (北村ほか, 1986)。旗立層の全体を通じて生物擾乱が著しく、また、珪藻、放散虫、有孔虫、貝形虫、石灰質ナノ化石等の微化石や、軟体動物、腕足類等の大型化石を産出する。さらに、多数の凝灰岩層を挟在し、それらは鍵層として有効であるとともに (尾田・酒井, 1977; 島本ほか, 2001)、ジルコンFT年代も報告されている (Fujiwara *et al.*, 2008)。

本調査ルートである名取川セクション (図1) は旗立層分布域の南縁付近に位置する。ここで見られる旗立層は、模式地の旗立層よりも全体的に粗粒な岩相を示しており、層厚は約200mで、他のルートよりも厚い。本調査ルートにおける岩相は、大きく下部と上部に分けられる (Fujiwara *et al.*, 2008)。下部は厚さ約150mであり、斜交層理の発達した石灰質粗粒砂岩を挟む。上部は厚さ約50mであり、主にシルト岩及び砂岩からなり、全体的に上方へ向かって粗粒化する。層理面の走向は北西-南東方向に伸び、約40～50°の北東傾斜である (図1)。

試料及び方法

分析には、名取川ルート of 旗立層上部で採取された47試料 (NH-1～NH-47) を用いた。名取川ルートの詳細なルートマップおよび試料採取地点は、Fujiwara *et al.* (2008) に示されている。採取された岩石試料は、乾燥重量80gを量り取り、硫酸ナトリウム法とナフサ法 (高柳, 1978) の繰り返しによって構成粒子まで分解した。水洗には200メッシュ (開口75μm) のステンレス篩を用いた。

乾燥後の水洗残渣は、簡易分割器によって適宜分割し、125μm以上の粒子について、双眼実体顕微鏡下で有孔虫個体の拾い出しを行った。拾い出しは各試料について200個体以上を目標とし、100個体以上を拾い出した。なお、有孔虫個体数の特に少ない2試料 (NH-44, NH-47) については、板木 (2003) の手法を用いて浮選を行い、有孔虫個体を濃集した。この浮選では、有孔虫の形状や大きさにより水中での沈降速度が異なるため、群集組成比が歪められることが予想される。したがって、この浮選によって新たに得られた種は、産出表に“+”記号を用いて表記し、群集の定量的な議論から除外した。拾い出したすべての浮遊性有孔虫について同定を試み、底生有孔虫については総個体数を計数した。年代決定上重要な種について、走査型電子顕微鏡 (日本電子製JCM-5000) を用いて写真撮影を行った。得られた群集について、Shannon-Wiener関数 (Margalef, 1958) による多様度とBuzas and Gibson (1969) による均衡度を以下の式で計算した。

$$\text{多様度 } H' = \sum_{i=1}^s p_i \ln p_i \quad (p_i: i\text{番目の種の産出頻度})$$

$$\text{均衡度 } Eq = \frac{e^{H'}}{S} \quad (S: \text{種数})$$

結果

分析した47試料中、38試料から、16属38種の浮遊性有孔虫化石が得られた (表1, 図4)。有孔虫個体の保存状況は普通～やや不良程度で、殻の破損、砂粒子の膠着が普遍的に認められる。また、上位の層準に向かって保存が悪くなる傾向がみられた。

岩石乾燥重量1gあたりの浮遊性有孔虫個体数は、試料NH-23～NH-25、およびNH-28～NH-29の2区間で特に大きく、それぞれの極大値は約5,926個体 (試料NH-24) と約2,650個体 (試料NH-29) である (図3)。また、全有孔虫に占める浮遊性有孔虫の割合 (P/T比) の増加は3層準で認められ、それぞれの極大は、約40%を示す試料NH-5、約59%を示す試料NH-15、約50%を示す試料NH-24である (図3)。

本研究ルートから最も多く産出する種は *Globorotalia rikuchensis* Takayanagi and Oda であり、浮遊性有孔虫が検出されたほぼすべての試料から産出する。その他に卓越する種は、*Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globigerina angustiumbilitata* Bolli, *Globoturborotalita woodi* (Jenkins) である (図3)。これらの種は、いずれも東北日本～関東地方の中部中新統で普通に産出する種である。

年代指標種の産出状況により、以下の7生層準を認定した (図5)。1) *Neogloboquadrina pseudopachyderma* (Cita) が試料NH-2からNH-41まで産出し、試料NH-2

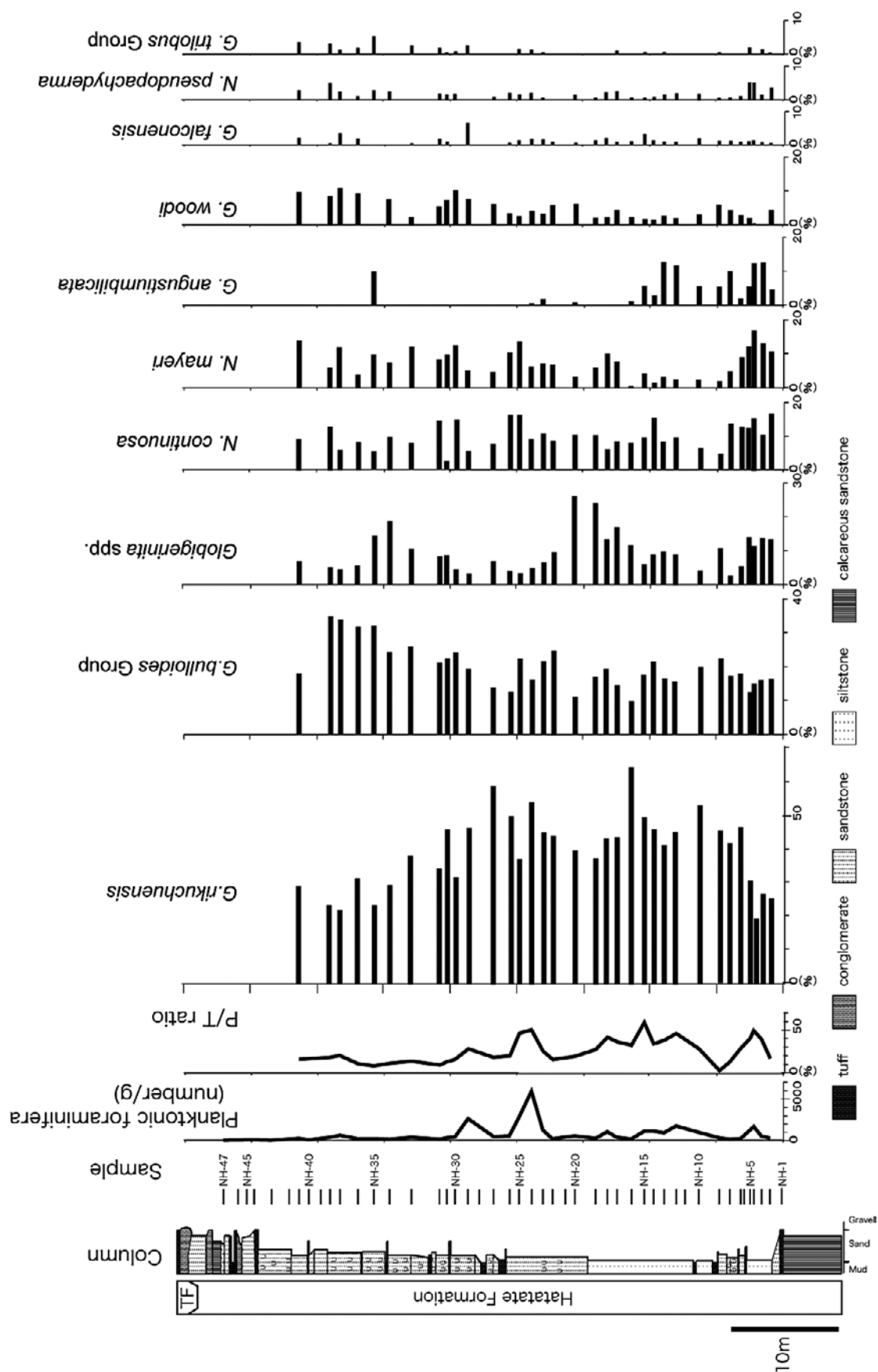


図3. 名取川ルートにおける浮遊性有孔虫主要種の産出頻度。浮遊性有孔虫が100個体以上産出した34試料について作成した。TF：綱木層。
 Fig. 3. Vertical distributions of selected planktonic foraminiferal taxa from the Natori-gawa section. Relative abundance of each taxon is presented at 34 samples containing more than 100 individuals. TF: Tsunaki Formation.

Table 1. Planktonic foraminifera of the Hatatate Formation collected from the Natori-gawa section.

[illegible]

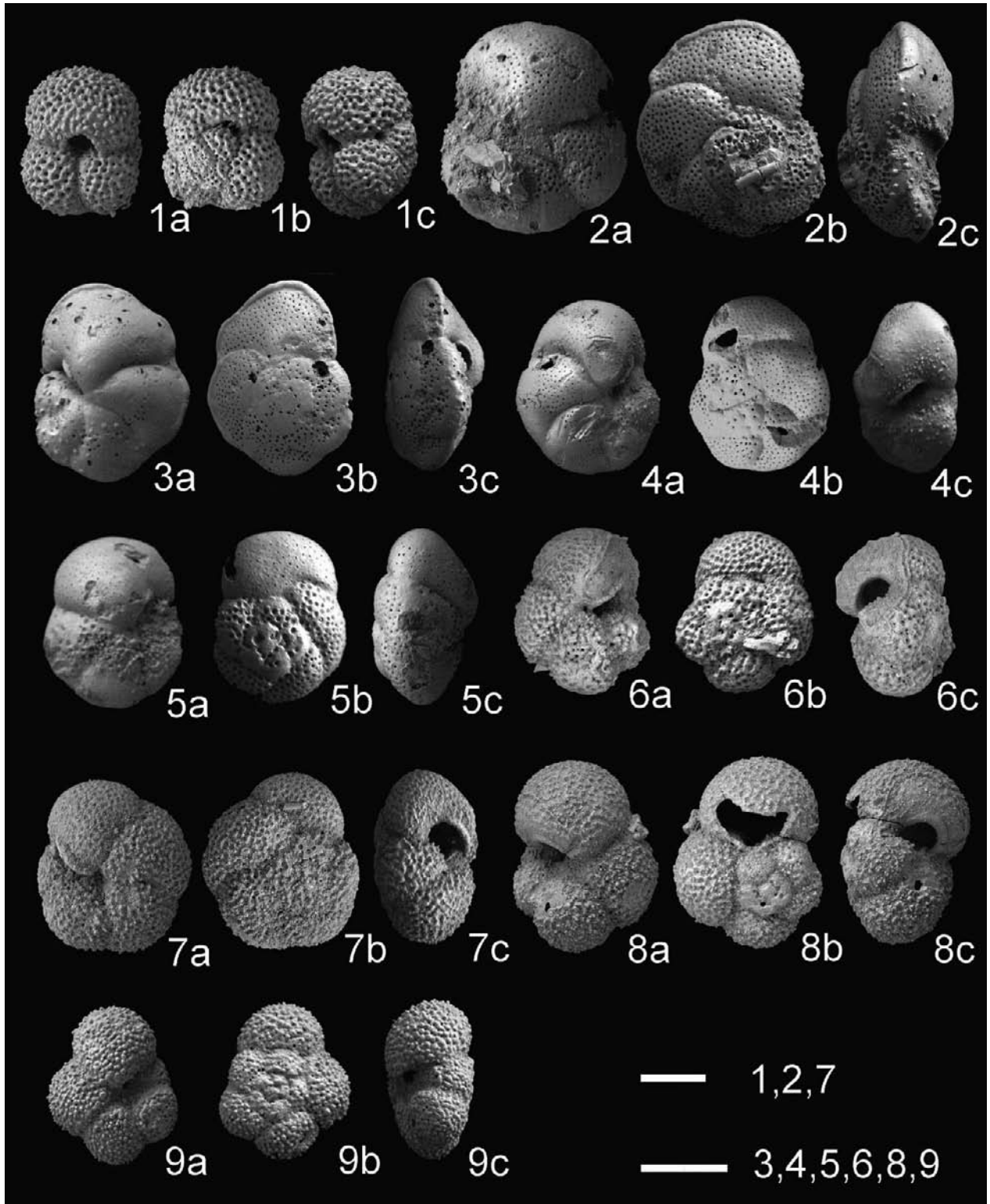


図4. 浮遊性有孔虫年代指標種の電子顕微鏡写真. 1a-c : *Globigerinoides subquadratus* (Brönnimann), Sample NH-15. 2a-c : *Globorotalia ichinosekiensis* Takayanagi and Oda, Sample NH-25. 3a-c : *Globorotalia iwaiensis* Takayanagi and Oda, Sample NH-12. 4a-c : *Globorotalia linguaensis* Bolli, Sample NH-24. 5a-c : *Globorotalia praescitula* Blow, Sample NH-32. 6a-c : *Neogloboquadrina continuosa* (Blow), Sample NH-25. 7a-c : *Globorotalia rikuchensis* Takayanagi and Oda, Sample NH-41. 8a-c : *Neogloboquadrina praeatlantica* Foresi, Iaccarino and Salvatorini, Sample NH-38. 9a-c : *Tenuitella minutissima* (Bolli), Sample NH-5. Scale bar = 100 μ m.

Fig. 4. SEM microphotographs of selected planktonic foraminiferal species. 1a-c : *Globigerinoides subquadratus* (Brönnimann), Sample NH-15. 2a-c : *Globorotalia ichinosekiensis* Takayanagi and Oda, Sample NH-25. 3a-c : *Globorotalia iwaiensis* Takayanagi and Oda, Sample NH-12. 4a-c : *Globorotalia linguaensis* Bolli, Sample NH-24. 5a-c : *Globorotalia praescitula* Blow, Sample NH-32. 6a-c : *Neogloboquadrina continuosa* (Blow), Sample NH-25. 7a-c : *Globorotalia rikuchensis* Takayanagi and Oda, Sample NH-41. 8a-c : *Neogloboquadrina praeatlantica* Foresi, Iaccarino and Salvatorini, Sample NH-38. 9a-c : *Tenuitella minutissima* (Bolli), Sample NH-5. Scale bar = 100 μ m.

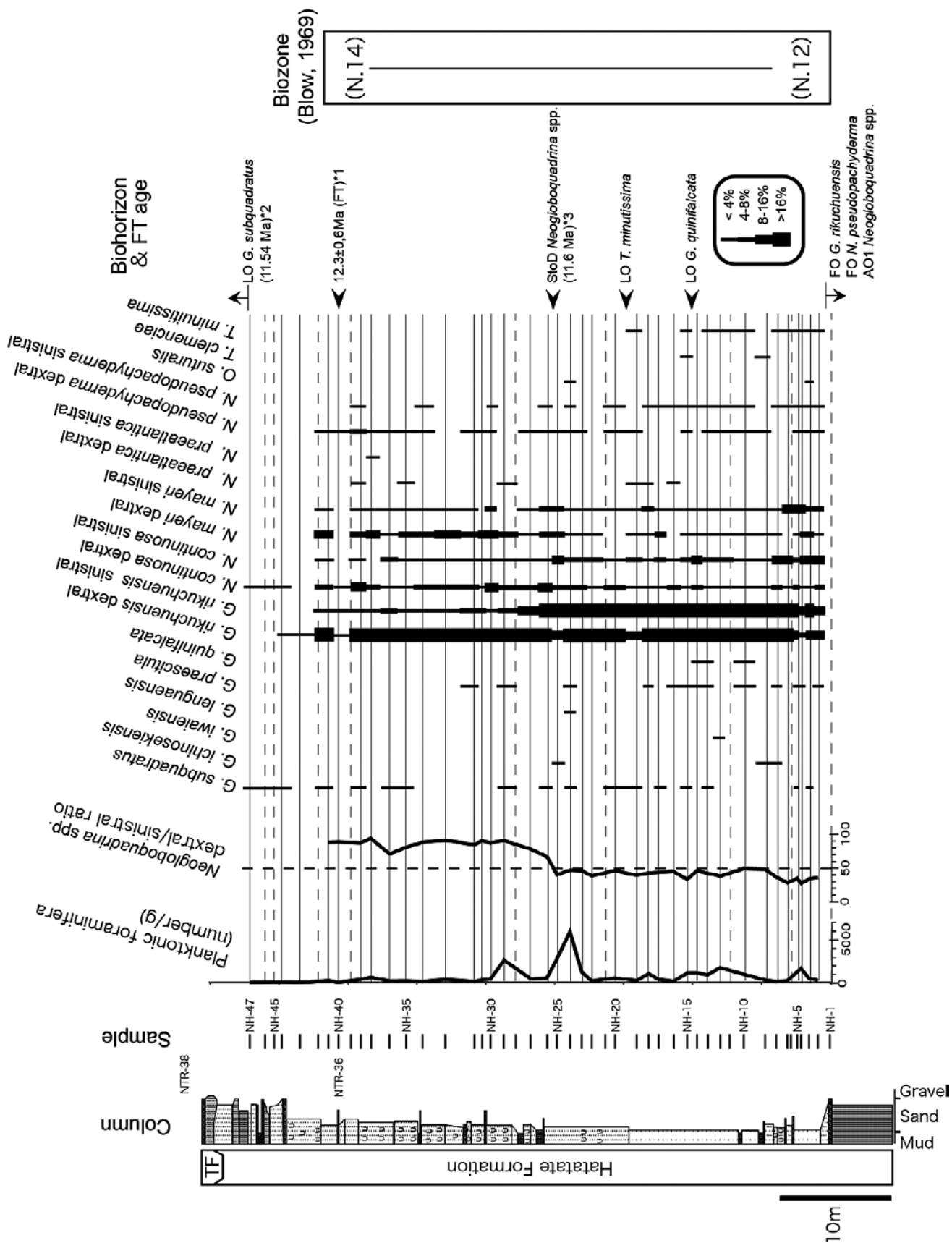


図5. 名取川ルートにおける浮遊性有孔虫年代指標種の産出状況. TF: 綱木層. *1: Fujiwara *et al.* (2008). *2: Lourens *et al.* (2004). *3: Hayashi and Takahashi (2002).

Fig. 5. Vertical distributions of planktonic foraminiferal index species from the Natori-gawa section. TF: Tsunaki Formation. *1: Fujiwara *et al.* (2008). *2: Lourens *et al.* (2004). *3: Hayashi and Takahashi (2002).

より下位にこの種の初産出層準が存在すると考えられる。2) *G. rikuchuensis*が試料NH-2からNH-44までほぼ連続的に産出し、試料NH-2より下位にこの種の初産出が存在すると考えられる。3) *Neogloboquadrina*属の各種が試料NH-2で16%以上の産出頻度を示しており、それより上位にかけて多産することから、多産層準の基底が試料NH-2より下位に存在すると判断される。4) *Globorotalia quinifalcata* Saito and Maiyaが試料NH-10, NH-13, NH-14から産出し、試料NH-14とNH-15間にこの種の終産出層準が認められる。5) *Tenuitella minutissima* (Bolli)が試料NH-2からNH-19まで散点的に産出し、試料NH-19とNH-20間にこの種の終産出層準が認められる。6) *Neogloboquadrina*属の各種の巻き方向は、試料NH-25までがやや左巻き優勢であるが、試料NH-26より上位の層準で右巻き卓越になる。7) *Globigerinoides subquadratus* (Brönnimann)が試料NH-3からNH-47までほぼ連続して産出し、試料NH-47より上位にこの種の終産出層準が存在するものと考えられる。

考察

名取川ルートの生層序および年代

得られた生層準に基づき、化石帯の認定を行う。*G. rikuchuensis*の初産出層準は、Oda (1977)の浮遊性有孔虫化石帯*Globorotalia* cf. *miozea conoidea*帯(Blow, 1969の化石帯N.11帯～N.13帯に相当)に位置する。*N. pseudopachyderma*の初産出層準は米谷(1978)の化石帯*Globorotalia pseudopachyderma*(本研究における*N. pseudopachyderma*)-*G. woodi*帯(Blow, 1969のN.12帯～N.13帯に相当)の下限を定義づける。Blow (1969)のN.16帯の下限を定義づける*Neogloboquadrina acostaensis* (Blow)の初産出層準は認められず、N.14帯の上限を終産出層準とする。*N. mayeri*の産出は試料NH-41まで認められた。以上のことから、試料NH-2からNH-41の層序区間は、各帯の境界を明瞭に判定できないものの、Blow (1969)のN.12帯～N.14帯に含まれると判断される(図6)。なお、岩手県一関地域に分布する中新統上黒沢層では、*G. rikuchuensis*の初産出層準は珪藻化石の*Denticulopsis praedimorpha* var. *praedimorpha* Barron ex Akibaの初産出層準(Yanagisawa and Akiba, 1998のD53)の直下に認められている(林ほか, 1999; 柳沢・林, 2003)。D53の年代は、柳沢・渡辺(2011)が最新の年代尺度ATNTS2004(Lourens *et al.*, 2004)に合わせて再計算したWatanabe and Yanagisawa (2005)の珪藻化石年代に基づくと、12.3 Maである。*Neogloboquadrina* spp.の左巻き卓越から右巻き卓越への変化は、栃木県烏山地域の大金層下部で認められ、凝灰岩鍵層のK-Ar年代により、約11.6 Maの年代値が算定されている(Hayashi and Takahashi, 2002)。*G. subquadratus*の終産出層準は、

Lourens *et al.* (2004)によると11.54 Maである。したがって、試料NH-2からNH-41までの区間は、12.3 Ma～11.5 Maの年代範囲に限定される可能性が高い。

本研究と同一試料を用いて予察的な生層序を報告したFujiwara *et al.* (2008)では、旗立層中に4生層準を認定した。すなわち、NH-2の約12 m下位に位置する試料NM43に*G. rikuchuensis*の初産出層準を、試料NH-8とNH-9間に*G. praescitula*の終産出層準を、試料NH-25とNH-26間に*Neogloboquadrina* spp.の左巻き卓越から右巻き卓越への変化を、そして試料NH-41より上位に*N. mayeri*の終産出層準を認めた。これらの生層準のうち、*Neogloboquadrina* spp.の左巻きから右巻きへの変化、*G. rikuchuensis*の初産出層準、および*N. mayeri*の終産出層準は本研究の結果と矛盾しない。また、本研究では詳細な分析を行った結果、*G. praescitula*の産出がより上位の試料NH-32まで認められた。しかし、認められた個体数が少なく、また産出が散在的なため、再堆積によって見かけの終産出層準が上位に移動した可能性も否定できない。したがって、本研究では本種の終産出層準の認定を保留する。

本調査ルートで実施された珪藻化石の分析結果によると、旗立層上部ユニットの最下部にあたる試料NH-2付近からNH-41付近にかけての層序区間で、*D. praedimorpha* var. *praedimorpha*の連続的な産出が認められている(Fujiwara *et al.*, 2008)。したがって、この層序区間は*D. praedimorpha* var. *praedimorpha*の初産出層準(Yanagisawa and Akiba, 1998のD53)と、*D. praedimorpha*の連続終産出層準(同じく、D55)の間に限定される。D53とD55の年代はそれぞれ12.3 Maと11.4 Maである(柳沢・渡辺, 2011)。この結果は、先述の浮遊性有孔虫による年代と矛盾しない。

凝灰岩層のFT年代については、試料NH-40とほぼ同層準の凝灰岩試料NTR-36から 12.3 ± 0.6 MaのジルコンFT年代が報告されている(Fujiwara *et al.*, 2008)(図5)。このFT年代は、浮遊性有孔虫や珪藻から示唆される年代よりもやや古いものの、誤差(1 σ)を考慮すると互いに大きな矛盾は無い。

旗立層の先行研究との対比

旗立層からは様々な微化石タクサについて生層序が検討され、それらは柳沢(1999)や島本ほか(2001)で詳細にレビューされている。ここでは、島本ほか(2001)の浮遊性有孔虫分析結果と比較する。島本ほか(2001)は筑川ルートおよび岩の沢ルート(図1)で浮遊性有孔虫生層序を検討し、14生層準を認識した。これらのうち、*Neogloboquadrina* spp.の多産層準の基底、*G. rikuchuensis*の初産出層準、*N. pseudopachyderma*の初産出層準、*G. quinifalcata*の終産出層準、*Neogloboquadrina* spp.の左巻きから右巻きへの変化の5生層序については本調査ルー

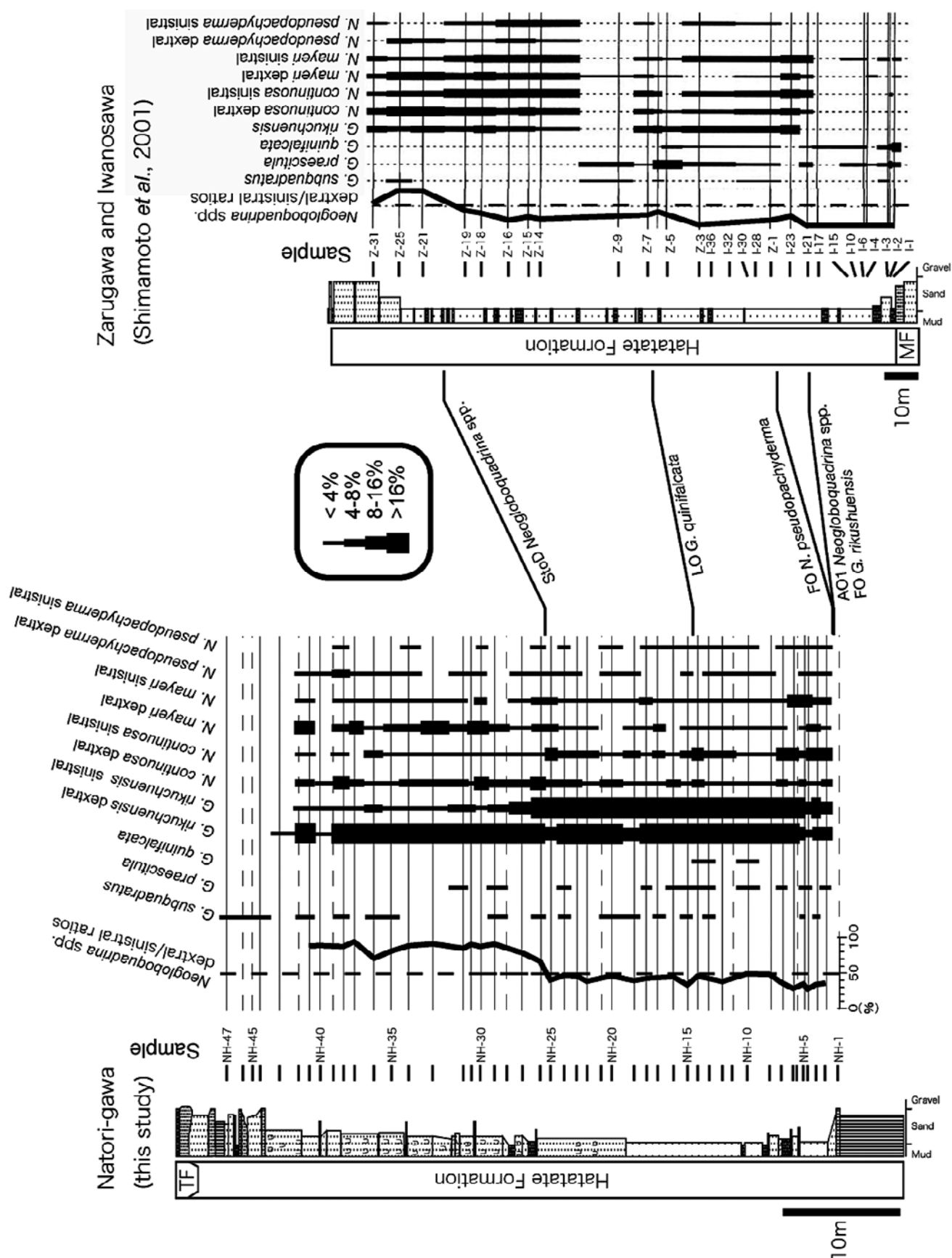


図6. 浮遊性有孔虫生層準に基づく旗立層模式地(荒川ルート・岩の沢ルート: 島本ほか, 2001)との対比。TF: 綱木層。MF: 茂庭層。
Fig. 6. Biostratigraphic correlation between the present study and Shimamoto *et al.* (2001). TF: Tsunaki Formation. MF: Moniwa Formation.

トでも認識される(図6). なお, 島本ほか(2001)では *Neogloboquadrina* spp. の多産層準の基底を上下2層準(それぞれAO1とAO2)認定しているが, 本研究で認定された多産層準の基底はこのうち下位(AO1)に相当すると考えられる. 上位の多産層準の基底(AO2)は, 本研究では *Neogloboquadrina* spp. の産出頻度が島本ほか(2001)よりもやや低い傾向を示すため, 明瞭に識別することができなかった. *Globorotalia iwaiensis* Takayanagi and Oda および *Globorotalia ichinosekiensis* Takayanagi and Oda の初産出層準と終産出層準, *Globorotalia peripheroronda* Blow and Banner と *Globorotalia bykovae* (Aisenstat), *Globorotalia praescitula*, *Tenuitella clemenciae* (Bermúdez) の終産出層準は, 本調査ルートではこれらの年代指標種の産出頻度がきわめて低いか, もしくは産出しなかったため, 認識することができなかった. このうち, *Globorotalia* 属の各種は一般に混合層下部~躍層付近のやや深い水深に生息するため(Keller, 1985), 相対的に粗粒で浅い堆積環境が示唆される本調査ルートでは産出頻度が低くなった可能性がある.

浮遊性有孔虫群集から示唆される堆積環境

産出種の層位分布(図3)に基づき, 堆積環境変化を考察する. 名取川ルートの全体を通じて多産する *G. rikuchensis* は, 中部日本~東北地方にかけての中新統では高緯度ほど多産する傾向を示し, 相対的に冷温な水塊に生息する種と考えられている(Oda and Akimoto, 1992). 次に産出量の多い *G. glutinata*, *G. praebuloides* は, 熱帯から冷温帯までの広い範囲で産出し, 亜熱帯~温帯に分布中心をもつ種である(Kennett *et al.*, 1985). これら3種は本調査ルートの総産出個体の半分以上を占めており, 群集は中緯度的な性質をもつものと判断される. 一方で, *Globigerinoides* spp., *Orbulina* spp., *Globoquadrina* spp., *Dentoglobigerina altispira altispira* (Cushman and Jarvis) および *Globoturborotalita* spp. といった, 熱帯および亜熱帯に分布中心をもつ(Kennett *et al.*, 1985) 暖流種の産出も, 量は少ないながらも(平均2.4%, 最大9%) 普遍的に認められる.

現在の日本の太平洋沿岸における表層堆積物中に含まれる浮遊性有孔虫群集によると, *Globigerinoides* 属の産出頻度は西南日本~関東沖の黒潮流軸部周辺で20%以上に達するものの, 東北日本沖以北ではほとんど産出せず, 最大でも3%未満である(尾田・嶽本, 1992; Takemoto and Oda, 1997). これは旗立層における産出頻度とほぼ同じか, やや少ない. したがって, 旗立層堆積時は, 現在の東北日本沖と同程度以上に暖流の影響が及んでいた可能性がある.

上記の暖流種の産出頻度を合計し, その変動をみると, 試料NH-3でやや高く約4%に達するものの, NH-26までは1~3%程度の低い産出頻度を示す. しかし, 試料

NH-27付近から上位に向かって振動しつつ増加傾向を示し, 試料NH-35で約9%に達する(図7). それに対して, 冷温種と考えられる *G. rikuchensis* の産出頻度は暖流種と逆相関を示し, 試料NH-16からNH-27付近を極大として, 上位へ減少傾向を示す(図7). 群集の多様度に着目すると, 試料NH-26~NH-27にかけて極小となり, それから上位に向かって増加傾向を示す(図7). 浮遊性有孔虫群集の多様度は, 一般に低緯度ほど高いことが知られている(例えば, Kennett *et al.*, 1985).

以上に基づくと, 大局的な傾向として, 本調査ルートの下部から中部にかけての寒冷化と, 中部から上部にかけての温暖化が示唆される. 特に, 中部の試料NH-16からNH-27にかけての冷温種の多産が顕著である. なお, 本調査ルートの中中部では, 先述の通り, 岩石の重量あたり浮遊性有孔虫個体数やP/T比が相対的に増加している. 浮遊性有孔虫の堆積物重量あたり個体数やP/T比は, 汀線からの距離と正の相関があり(Gibson, 1989), 海進の指標とされる. 岩相が上部で粗粒化を示していることも考慮すると, 本調査ルートの旗立層は, その中部付近(試料NH-15~NH-24付近)を最大海進とした1回の海進-海退によって形成された可能性が高い.

熊澤ほか(2006)による貝形虫群集の分析結果は, *Schizocythere kishinouyei* (Kajiyama) や *Cythere omotenipponica* Hanai などの温帯の沿岸~浅海性種(例えば, Hanai *et al.*, 1977)によって主に構成され, 深海性の *Krithe* sp., 相対的に冷温環境を示す *Laperousecythere sendaiensis* (例えば, Irizuki *et al.*, 1998), および大桑-万願寺型貝形虫種(Cronin and Ikeya, 1987)の *Cornucoquimba alata* Tabuki, *Hemicythere kitanipponica* (Tabuki), *Hemicythere ochotensis* Schornikovなどを伴う. 全体的に本調査ルートの下部から中部で深く, 上部で浅い古水深が推定されている. このうち, 上部では暖流影響下の沿岸砂底種が優占種となっており, 本研究の浮遊性有孔虫群集から示唆される堆積環境の変化と調和的である.

広域イベントとの対比

本研究で認められた堆積環境の変動には, 地域的な環境変化のみならず, より広域的な環境変動も関連している可能性がある. 特に, 中新世では南極氷床の消長を反映した酸素同位体比変動のイベント(Mi zone: Miller *et al.*, 1991b)が重要なため, 以下ではMi zoneとの対比を試みる. Miller *et al.* (1991b)は, 深海性底生有孔虫殻の酸素同位体比の極大イベントを南極氷床の拡大によるものと解釈し, それらイベントを基底とする oxygen isotope zone を定義した. このうち, Mi2~Mi6の五つのイベントは, 北大西洋中緯度地域で掘削された DSDP Site 608 を参照模式層(reference section)としている. Site 608では古地磁気層序が明らかにされており(Miller *et*

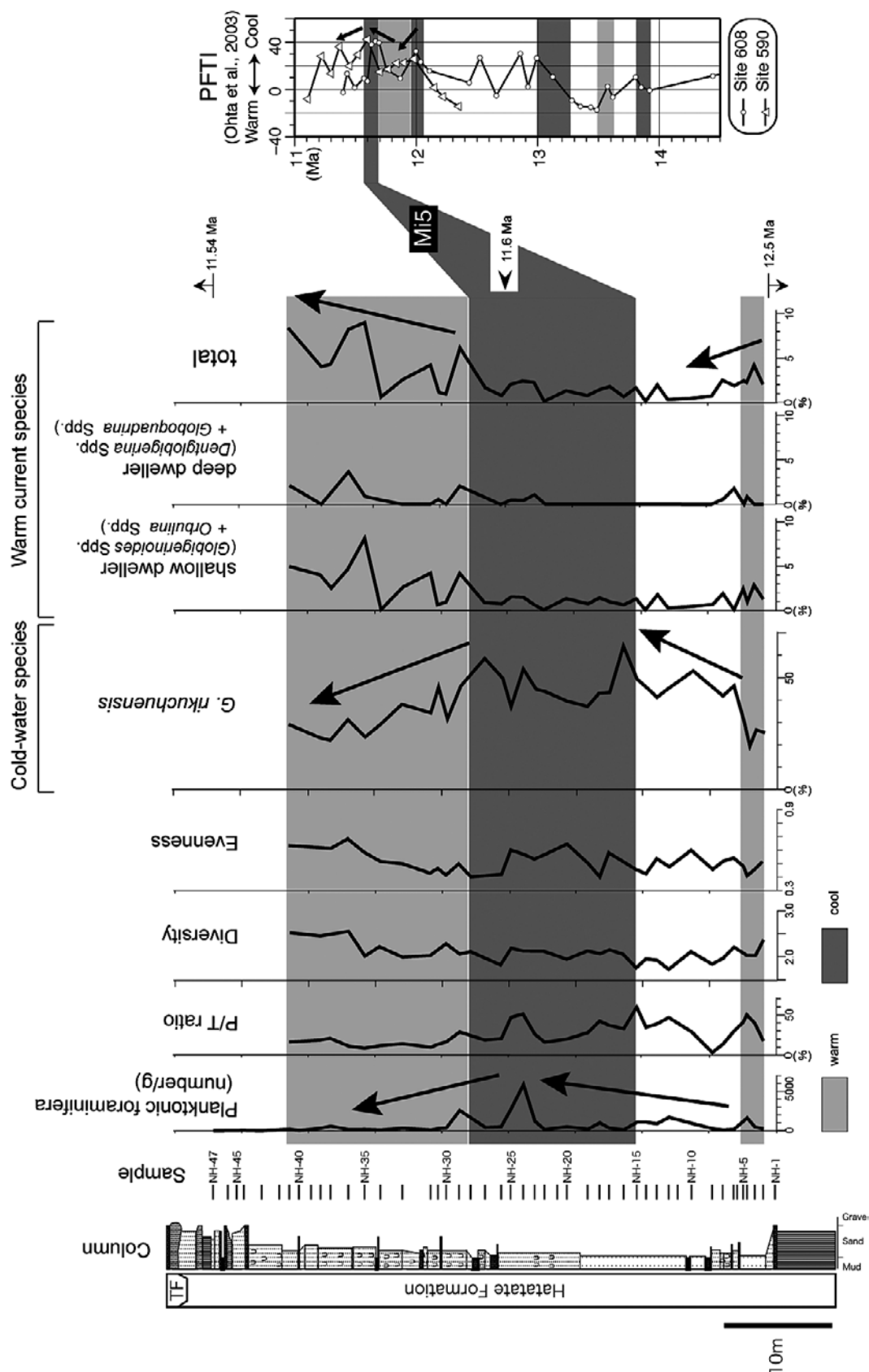


図7. 環境指標の層位変化。DSDP Site 608, 590における浮遊性有孔虫群集解析の結果 (Ohta *et al.*, 2003) もあわせて示した。年代尺度は ATNTS2004 (Lourens *et al.*, 2004) に変換した。TF: 綱木層, PFTI: planktonic foraminiferal temperature index (Ohta *et al.*, 2003)。

Fig. 7. Stratigraphic changes of paleoenvironmental indexes. Results of faunal analyses at DSDP Sites 608 and 590 (Ohta *et al.*, 2003) are also represented. The numerical age of each horizon was converted to the current time scale (ATNTS2004: Lourens *et al.*, 2004). TF: Tsunaki Formation. PFTI: planktonic foraminiferal temperature index (Ohta *et al.*, 2003).

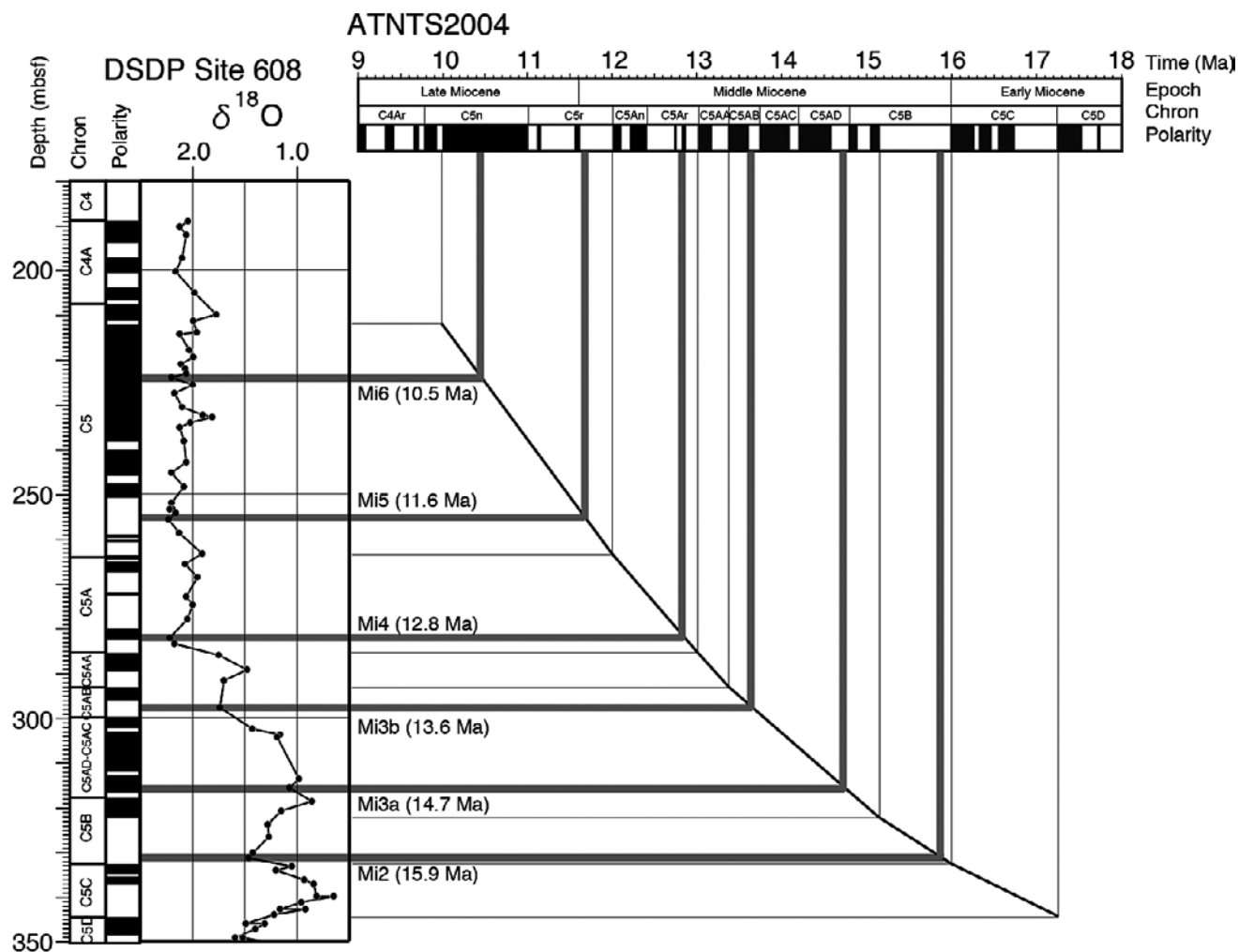


図8. DSDP Site 608の年代深度モデル。酸素同位体比データはWright *et al.* (1991, 1992) から引用した。古地磁気極性層序は高橋 (2004) によって再解釈されたMiller *et al.* (1991a) に基づいている。Mi2-Mi6: Miller *et al.* (1991b) によるMiocene isotope zoneの基底イベント。

Fig. 8. Age-depth plots of the DSDP Site 608. Oxygen isotope data are quoted from Wright *et al.* (1991, 1992). Paleomagnetic polarities are re-interpreted by Takahashi (2004) after Miller *et al.* (1991a). Mi2-Mi6: base of Miocene isotope zone (Miller *et al.*, 1991b).

al., 1991a), それに基づいて酸素同位体比データ (Wright *et al.*, 1991, 1992) の年代決定が可能である。高橋 (2004) は Site 608 の古地磁気層序を再評価し, Wright *et al.* (1991, 1992) による同位体比データおよびMiller *et al.* (1991b) のMiイベントの年代値を, Cande and Kent (1995) の年代尺度に合わせて再計算した。本研究では, 仙台地域の堆積環境変動をMiイベントと対比するのにあたり, 高橋 (2004, Fig.4) による Site 608 の年代深度モデルを, 本研究で採用している年代尺度ATNTS2004に基づいて再計算した (図8)。その結果, Mi5の原記載層準 (type level) における年代値は約11.6 Maと見積もられた。この年代は, 試料NH-25とNH-26の間で認められた *Neoglobobulimina* spp. の左巻き卓越から右巻き卓越への変化層準 (11.6 Ma: Hayashi and Takahashi, 2002) と一致する (図5)。この層準の上下, 試料NH-16から試料NH-27付近にかけての層準では, 先述のように暖流種の

産出頻度が減少し, また冷温種の産出頻度が増加する。したがって, この層準付近で相対的に寒冷な環境が示唆され, Mi5の南極氷床拡大イベントに相当する可能性がある。

試料NH-16~NH-27付近の寒冷化をMi5に対比する妥当性について検証するため, Mi5の参照模式層における浮遊性有孔虫の群集変動と比較した。Miller *et al.* (1991b) によってMiイベントが定義された地点のうち, DSDP Site 608 (北大西洋) および590 (南太平洋中緯度地域) については, Ohta *et al.* (2003) によって浮遊性有孔虫の暖流種の頻度変化が明らかにされている。彼らは, 浮遊性有孔虫の温帯種の産出頻度から熱帯種の産出頻度を引いた値をPlanktonic Foraminiferal Temperature Index (PFTI) と定義し, これによって表層水温の変化を議論した。その結果, これら両地点に共通した表層水イベントとして, 12.0 Maの寒冷化, 12.0~11.7 Maの温暖化,

11.7～11.6 Maの寒冷化 (Mi5), および 11.6 Ma 以降の温暖化が認められた (Ohta *et al.*, 2003 の年代値は Berggren *et al.*, 1995 の年代尺度に基づいているため, 上記の年代値は図8に基づき再計算した). この結果を本研究と比較すると, Mi5 における暖流種の減少と, Mi5 以降における暖流種の増加傾向が共通して認められる (図7). すなわち, 本調査ルートで認められた群集変化の傾向は, 北大西洋および南太平洋の中緯度地域における Mi5 付近の変化と類似しており, 対比可能と考えられる.

ところで, 本調査ルートの中部以上の層準では, 岩相変化や浮遊性有孔虫個体数, P/T 比, 貝形虫群集により, 浅海化が示唆される. もしこの浅海化がユースタティックな変動によるものならば, 中緯度地域の寒冷化を伴うことが合理的であろう. ところが, 浮遊性有孔虫の暖流種は, むしろ上位に向かって増加する傾向を示している. もしこの暖流種が表層種 (図7の shallow dweller) のみから構成されるのであれば, この増加は暖流の影響とは関係なく, 浅海化に伴う表層種の増加を間接的に示している可能性も否定できない. しかし, 実際には混合層～躍層付近を好む暖流種 (図7の deep dweller) も同時に増加している. したがって, 本調査ルートの上部における暖流種の増加は, 堆積盆の浅海化とは無関係に, 暖流の勢力の増大を直接的に反映している可能性が高い.

Sato (1994) および Nakajima *et al.* (2006) は, 東北日本の新第三系の総合的な解析により, 約 10 Ma から東北脊梁山地の急激な隆起が開始したことを示した. Fujiwara *et al.* (2008) は, 旗立層と綱木層の境界不整合を, このテクトニックイベントに関連づけた. 本研究によって示唆された旗立層上部における「温暖化を伴う浅海化」は, グローバルな温暖化とテクトニックな浅海化が独立して進行した結果である可能性が高い.

以上により, 年代と群集変化の双方から, 本調査ルート中部に認められる寒冷化, およびそれより上位の層準における温暖化傾向は, Mi5 前後の表層水塊の変動を反映している可能性が高いと判断される. 本研究は, Mi5 前後に着目して日本周辺地域の浮遊性有孔虫群集の変動を明らかにした最初の報告という意義をもつ. しかし, 旗立層は陸棚上の堆積物であるため, 暖流の強弱はローカルな海陸分布の変動からも大きな影響を受ける可能性がある. したがって, 旗立層の結果のみから, Mi5 前後における北西太平洋の暖流の強度変化について確定的な結論を下すことには慎重にならざるを得ない. 北西太平洋地域における暖流強度の詳細な実態把握は, 堆積速度の大きい日本の陸上セクションで今後も継続的に取り組むべき重要な課題と考えられる.

結論

仙台市太白区の名取川ルートに露出する中部中新統旗立層について浮遊性有孔虫群集の分析を行った結果, 16 属 38 種の浮遊性有孔虫が産出した. 生層準は 7 層準が認められ, Blow (1969) の N.12～N.14 帯に含まれる可能性が高い. この対比結果は, 先行研究による生層序や凝灰岩層の FT 年代とも整合している.

群集組成は, 相対的に冷温な水塊の示標とされる *G. rikuchensis* が卓越するものの, 暖流種も最大で 9% 程度の低産出頻度ながら普遍的に含まれている. この暖流種の産出頻度変化に着目すると, Miller *et al.* (1991b) の南極氷床拡大イベント Mi5 に相当する寒冷期の後に, 暖流種の増加傾向が認められた. これは先行研究による北大西洋や南太平洋における群集変動と一致しており, 広域的な表層水循環の変動を反映している可能性が高い.

謝辞

本研究は, 筆頭著者の島根大学卒業研究として実施されたものである. 島根大学総合理工学部地球資源環境学科環境地質学講座の方々には, 研究全般にわたってご指導とご助言を頂いた. 本研究に用いた試料は, 柳沢幸夫博士, 島本昌憲博士, 壇原 徹博士, 布施圭介博士, 岩野秀樹博士の御協力によって採取された. 査読者の長谷川四郎教授および山崎 誠博士のご助言によって本論文は改善された. 以上の方々に深く感謝いたします.

文献

- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. I. and Awbly, M. P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A., eds., *Geochronology. Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Special Publication No. 54*, 129–212. Society for Sedimentary Geology, Tulsa.
- Blow, W. H., 1969. Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H. H., eds., *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967, Vol. 1*, 199–421. E. J. Brill, Leiden.
- Buzas, M. A. and Gibson, T. G., 1969. Species diversity: benthonic foraminifera in western North Atlantic. *Science*, **163**, 72–75.
- Cande, S. C. and Kent, D. V., 1995. Revised calibration of geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 6093–6095.
- Cronin, T. M. and Ikeya, N., 1987. The Omma-Manganji ostracod fauna (Plio-Pleistocene) of Japan and the zoogeography of circumpolar species. *Journal of Micropalaeontology*, **6**, 65–88.
- Fujiwara, O., Yanagisawa, Y., Irizuki, T., Shimamoto, M., Hayashi, H., Danhara, T., Fuse, K. and Iwano, H., 2008. Chronological data for the Middle Miocene to Pliocene sequence around the southwestern Sendai Plain, with special reference to the uplift history of the Ou Backbone Range. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **59**, 423–438.
- Gibson, T. G., 1989. Planktonic benthonic foraminiferal ratios: Modern patterns and Tertiary applicability. *Marine Micropaleontology*, **15**,

- 29–52.
- Hanai, T., Ikeya, N., Ishizaki, K., Sekiguchi, Y. and Yajima, M., 1977. *Checklist of Ostracoda from Japan and its Adjacent Seas*. 119p., University of Tokyo Press, Tokyo.
- 林 広樹・柳沢幸夫・鈴木紀毅・田中裕一郎・斎藤常正, 1999. 岩手県一関市下黒沢地域に分布する中部中新統の複合微化石層序. 地質学雑誌, **105**, 480–494.
- Hayashi, H. and Takahashi, M., 2002. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Miocene Arakawa Group in central Japan. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **19**, 190–205.
- Honda, N., 1981. Upper Cenozoic calcareous nannofossil biostratigraphy of the Pacific side of Japan. 110p., Doctoral dissertation of Graduate School of Science, Tohoku University (No. 801).
- Irizuki, T., Ishizaki, K., Takahashi, M. and Usami, M., 1998. Ostracode faunal changes after the mid-Neogene climatic optimum elucidated in the Middle Miocene Kobana Formation, Central Japan. *Paleontological Research*, **2**, 30–46.
- 板木拓也, 2003. 砂質堆積物からの放散虫殻の懸濁分離法. 化石, (73), 38–41.
- Keller, G., 1985. Depth stratification of planktonic foraminifers in the Miocene ocean. In Kennett, J.P., ed., *The Miocene Ocean*, 177–195. The Geological Society of America, Boulder.
- Kennett, J. P., Keller, G. and Srinivasan, M. S., 1985. Miocene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanographic development of the Indo-Pacific region. In Kennett, J.P., ed., *The Miocene Ocean*, 197–236. The Geological Society of America, Boulder.
- 北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久夫, 1986. 仙台地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 134p., 地質調査所, つくば.
- 熊澤大輔・入月俊明・藤原 治・柳沢幸夫・島本昌憲, 2006. 仙台市に分布する中部中新統 (12～11 Ma) から産出する貝形虫化石群集. 日本古生物学会2006年年会講演予稿集, 57.
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N. J., Laskar, J. and Wilson, D., 2004. The Neogene Period. In Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Smith, A. G., eds., *A Geologic Time Scale 2004*, 409–440. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- 米谷盛壽郎, 1978. 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序. 池辺展生教授退官記念事業会, 日本の新生地地質 (池辺展生教授記念論文集), 35–60.
- Margalef, D. R., 1958. Information theory in ecology. *General Systems*, **3**, 36–71.
- Maruyama, T., 1984a. Miocene diatom biostratigraphy of onshore sequences on the Pacific side of Northeast Japan, with reference to DSDP Hole 438A (Part 1). *Science Reports of Tohoku University, Second Series (Geology)*, **54**, 141–164.
- Maruyama, T., 1984b. Miocene diatom biostratigraphy of onshore sequences on the Pacific side of Northeast Japan, with reference to DSDP Hole 438A (Part 2). *Science Reports of Tohoku University, Second Series (Geology)*, **55**, 77–140.
- Miller, K. G., Wright, J. D. and Clement, B. M., 1991a. Miocene isotope reference section, Deep Sea Drilling Project Site 608: An evaluation of isotope and biostratigraphic resolution. *Paleoceanography*, **6**, 33–52.
- Miller, K. G., Wright, J. D. and Fairbanks, R. G., 1991b. Unlocking the ice house, Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 6892–6848.
- Nakajima, T., Danhara, T., Iwano, H. and Chinzei, K., 2006. Uplift of the Ou backbone range in northeast Japan at around 10 Ma and its implication for the tectonic evolution of the eastern margin of Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **241**, 28–48.
- Oda, M., 1977. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimentary sequence, central Honshu, Japan. *Science Reports of Tohoku University, Second Series (Geology)*, **48**, 1–72.
- Oda, M. and Akimoto, K., 1992. Paleogeography and paleoceanography during the Middle Miocene in the Fossa-magna and Kanto regions, central Japan. In Ishizaki, K. and Saito, T., eds., *Centenary of Japanese Micropaleontology*, 43–50. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.
- 尾田太良・酒井豊三郎, 1977. 旗立層中・下部の微化石層位—浮遊性有孔虫・放散虫—. 藤岡一男教授退官記念会, 藤岡一男教授退官記念論文集, 441–456.
- 尾田太良・嶽本あゆみ, 1992. 浮遊性有孔虫からみた黒潮流域における過去2万年の海洋変動. 第四紀研究, **31**, 341–357.
- Ohta, S., Kaiho, K. and Takei, T., 2003. Relationship between surface-water temperature and ice-sheet expansion during the middle Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **201**, 307–320.
- Saito, T., 1963. Miocene planktonic foraminifera from Honshu, Japan. *Science Reports of Tohoku University, Second Series (Geology)*, **35**, 123–209.
- Sato, H., 1994. The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 22261–22274.
- 島本昌憲・太田 聡・林 広樹・佐々木 理・斎藤常正, 2001. 仙台市南西部に分布する中新統旗立層の浮遊性有孔虫生層序. 地質学雑誌, **107**, 258–268.
- 高橋雅紀, 2004. Cande and Kent (1995) の地磁気極性年代尺度に基づいて再計算した19–8 Maの酸素同位体比変動曲線. 石油技術協会誌, **69**, 83–93.
- 高柳洋吉編, 1978. 微化石研究マニュアル. 161p., 朝倉書店, 東京.
- Takemoto, A. and Oda, M., 1997. New planktic foraminiferal transfer functions for the Kuroshio-Oyashio current region off Japan. *Paleontological Research*, **1**, 291–310.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y., 2005. Refined Early to Middle Miocene diatom biochronology for the middle-to high-latitude North Pacific. *The Island Arc*, **14**, 91–101.
- Wright, J. D., Miller, K. G. and Fairbanks, R. G., 1991. Evolution of modern deepwater circulation: Evidence from the Late Miocene southern ocean. *Paleoceanography*, **6**, 275–290.
- Wright, J. D., Miller, K. G. and Fairbanks, R. G., 1992. Early and Middle Miocene stable isotopes: Implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanography*, **7**, 357–389.
- 柳沢幸夫, 1999. 仙台市南西部に分布する中部中新統旗立層の珪藻化石層序. 地質調査所月報, **50**, 167–213.
- 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. *Journal of Geological Society of Japan*, **104**, 395–414.
- 柳沢幸夫・林 広樹, 2003. 岩手県一関地域に分布する中新統の海生珪藻化石層序と生層準. 地質調査研究報告, **54**, 49–61.
- 柳沢幸夫・渡辺真人, 2011. 5万分の1地質図幅「戸賀及び船川」地域 (男鹿半島) の新第三紀及び第四紀の珪藻化石層序資料. 地質調査総合センター研究資料集, (533), 1–17.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science*, **292**, 686–693.

(2012年9月19日受付, 2013年3月20日受理)