九州大学学術情報リポジトリ
Kyushu University Institutional Repository

古環境指標としての浮遊性有孔虫

西，弘嗣
九州大学比較社会文化研究院国際社会文化専攻・地球変動講座

尾田，太良
東北大学大学院理学部地圏環境科学科

https://doi.org/10.15017/8642

出版情報：比較社会文化. 7, pp.139-159, 2001-03-01. 九州大学大学院比較社会文化学府
バージョン：
権利関係：

『比較社会文化』第7巻（2001）139～159頁
Bulletin of the Graduate School of Social and Cultural Studies, Kyushu University
vol.7（2001），pp.139～159

古環境指標としての浮遊性有孔虫

Planktonic foraminifera as an indicator of paleoceanography

西　弘嗣*・尾田太良**

Hiroshi NISHI・Motoyoshi ODA

キワード：浮遊性有孔虫，古海洋，地質時代

Abstract: The Foraminiferida represents one order of single-celled protists that live either on the sea floor (benthic) or within the surface water column (planktonic) of marine environments. The soft tissue (protoplasm) of foraminiferal cell is largely enclosed within a test mainly composed of secreted calcite minerals. This protozoan evolved a planktonic mode of life in the Middle Jurrasic in a neritic environment. The first morphologic prolification occurred in Albian time. The pattern of evolution in shell morphology can be viewed as the best example of iterative evolution. The three shell construction modes of Cretaceous, Paleogene and Neogene forms occurred during the time period from Cretaceous to Recent.

The narrow adaptive temperature ranges of planktonic species have become useful tools in oceanographic studies. The nine living bioprovinces and three depth habitats are recognized worldwide. The living plankton foraminifers are divided into non-spinose and spinose categories, with subcategories based on other shell wall stuructures. These two groups differ from each other in such ecological features as depth habitats, presence of algal symbiont, trophic activity and reproduction cycle. More detailed sediment trap investigations of one or several year duration revealed a pattern of production and seasonal occurrence of each living plankton species. Many trap studies suggest a hypothesis that the subsurface-dwelling species become abundant when shoaling of thermocline occurs. The upwelling of nutrient rich, cool water available for primary production is related to shoaling of thermocline, which eventually controls the productivity in the overlying waters.

For the past geologic interval, especially that of Quaternary, coiling ratios and species compositions of selected species have been used as a proxy of reconstructing paleotemperature. Furthermore, geochemical signals of oxygen-carbon isotopes and trace elements recorded in foraminiferal calcite shells provide an important tool for deducing such past oceanic conditions as nutrient, seawater temperature and discharge of river flux. The statistical analysis of faunal assemblages is, however, still a powerful method for the pre-Pleistocene time period because a potential for diagenetic alteration increases exponentially.

1．はじめに

海洋の表層堆積物には陸源性堆積物と遠洋性堆積物の２種類がある．前者は陸域の岩層の風化と浸食によってつくられ，大陸の周辺から混濁流などによって海洋に運び込まれる．後者にも，風や海流で運ばれた塵（粘土粒子），火山から噴出した灰など陸上起源の粒子が含まれるが，その主体をなすのは海洋中に生息する生物の遺骸である．一般に，遠洋性堆積物の区分は全構成粒子の30％を基準とし，生物遺骸を30％以上含む場合を珪質または石灰質軟泥，それ以下を赤粘土と呼ぶ．すなわち，珪質軟泥は，珪藻・放散虫・珪質鞭毛藻・海綿などの珪質生物の遺骸が30％以

＊　国際社会文化専攻・地球変動講座
＊＊東北大学大学院理学部地圏環境科学科

上，石灰質軟泥はココリス（円石藻類）・翼足類・有孔虫の石灰質殻を30%以上含む堆積物に対して使用される．これらの軟泥は大西洋やインド洋の海底表層の約74%，太平洋では51%，全海洋にすると約62%の範囲を覆っている（第1表）．このうち，石灰質軟泥は全体の47.1%を占め，有孔虫類はその主要な構成物となっている．この生物には，底生生活を営むグループと浮遊性生活を送るものがある．石灰質軟泥をつくる遺骸のそのほとんどが浮遊性種からなり，顕著に含まれる *Globigerina* 属に由来してグロビゲリナ軟泥とも呼ばれている．本論では，深海堆積物の重要な構成物である浮遊性有孔虫に焦点をあて，その生態や地理的分布などを概説し，この生物を利用した古海洋学研究の現状を総括する．

第1表　遠洋性堆積物で覆われている深海底の割合
（Brown et al., 1988; 英国オープン大学, 1998）.

Sediments	Atlantic	Pacific	Indian	World
Calcareous ooze	65.1	36.2	54.3	47.1
Pteropod ooze	2.4	0.1	—	0.6
Diatom ooze	6.7	10.1	19.9	11.6
Radiolarian ooze	—	4.6	0.5	2.6
Pelagic clay	25.8	49	25.3	38.1
relative size of ocean (% of total)	23.0	53.4	23.6	100

2．浮遊性有孔虫の起源と進化史

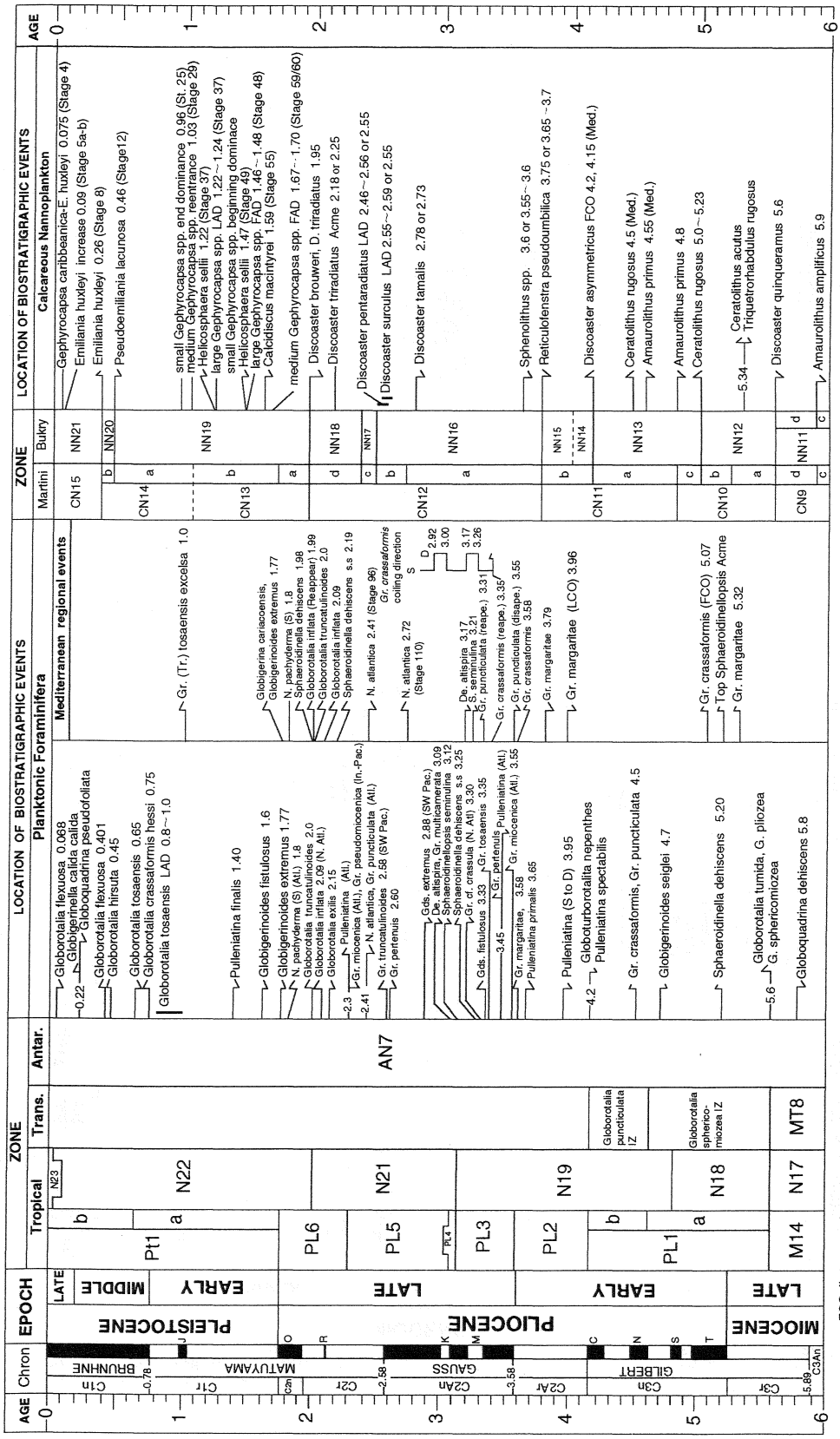
有孔虫は単細胞の原生動物の重要な群で，その系統分類学的な位置はProtista界，Protozoa亜界，Sarcomastigophora門，Sarcodina亜門，Rizopoda超綱，Granuloreticulocea綱，Foraminiferida目と定義されている．底生有孔虫の起源は古生代カンブリア紀（540Ma）までさかのぼることができるが，浮遊生活に適応したグループ（*Conoglobigerina* 属）は，中生代ジュラ紀中期のBajocian階（167～165Ma）の始めに出現したらしい（高柳, 1986；斎藤，1989；BouDagher-Fadel et al., 1997）．ジュラ紀の浮遊性種は，主としてテチス地域の北縁やヨーロッパ縁辺の浅海盆に生息し（Riegraf, 1987），遠洋地域への本格的な進出は白亜紀以降である（Caron and Homewood, 1983）．初期白亜紀（Aptian）までの浮遊性有孔虫化石の形態は小型で単純なものが多い（Longoria, 1974; Coccioni and Premoli Silva 1994; BouDagher-Fadel et al., 1997）．Albian階以降になると，*Rotalipora* 属のようにkeelが発達するなど殻形態も複雑となり，種数も増加する（Leckie, 1989; Macleod et al., 2000）．これは海洋表層という新たな生息環境に進出した有孔虫が，その生息範囲を海洋表層から中・深層へと拡大すると同時に，形態の変異も増加させていった結果とみなされる（Caron and Homewood, 1983; Leckie, 1987）．また，浮遊性有孔虫では，地質時代を通して相同の形態を繰り返す収斂進化が3回みられ，白亜紀，古第三紀，新第三紀～現在と系統は全く異なるが同じ殻形態をもつ種群が繰り返し出現する（Cifelli, 1969; Vincent and Berger, 1981）．この進化様式にみられるように，浮遊性有孔虫の殻形成には一定のパターンがあることがわかる．

現在の海洋には，約40種をこえる浮遊性有孔虫が知られている（Bé, 1977; Saito et al., 1981; Hemleben et al., 1989）．現世の属のほとんどは中新世に出現しており，*Globigerinoides* 属，*Orbulina* 属，*Pulleniatina* 属がそれぞれ下部，中部，上部中新世から初めて産出するようになる（Saito et al., 1981）．過去177万年間（第四紀）までに絶滅した種のうち，地質年代が明らかにされているのは，*Globigerinoides fistulosus*（1.6Ma），*Globorotalia tosaensis*（0.65Ma），*Globoquadrina pseudofoliata*（0.22Ma），*Globorotalia flexuosa*（0.068Ma），*Globigerinoides ruber*（pink form, Pacific, 0.12Ma）などで，この間に出現した種には *Globorotalia crassaformis hessi*（0.75Ma），*Globorotalia hirsuta*（0.45Ma），*Globorotalia flexuosa*（0.401Ma），*Globigerinella calida calida*（0.22Ma）がある（第1図）．この時期（BlowのZone 22）の種の交替率（（初出現数＋最終出現数）／総種数）は約30%程度の値を示す（高柳，1987）．

古海洋における浮遊性有孔虫の最も重要な役割は，その地質時代を詳細に決定できる点にある．海洋表層の約50%を覆う石灰質堆積物や陸上に露出する海成層のほとんどにこの化石は含まれている．特に，浮遊性有孔虫やナノ化石のようなプランクトンは，底生生物に比べてその進化速度が格段に早いため種の絶滅・出現が頻繁に繰り返される．それらが生物事件として地質時代を決定するのに使われている．ウッズホール研究所のWillian A. Berggrenらは，新生代における生物事件を総括し，古地磁気層序や絶対年代の測定値などの膨大なデーターと併せて地質年代区分表を作成している（Berggren et al., 1995a; 1995b）．この総括表は約10年ごとに改訂され，最新版は1995年に公表されている．第1図は彼らの作成した年代区分表とそれに使用された生物事件をまとめたもので，深海掘削計画でもこの年代尺度基準を使用するのが慣例となっている．

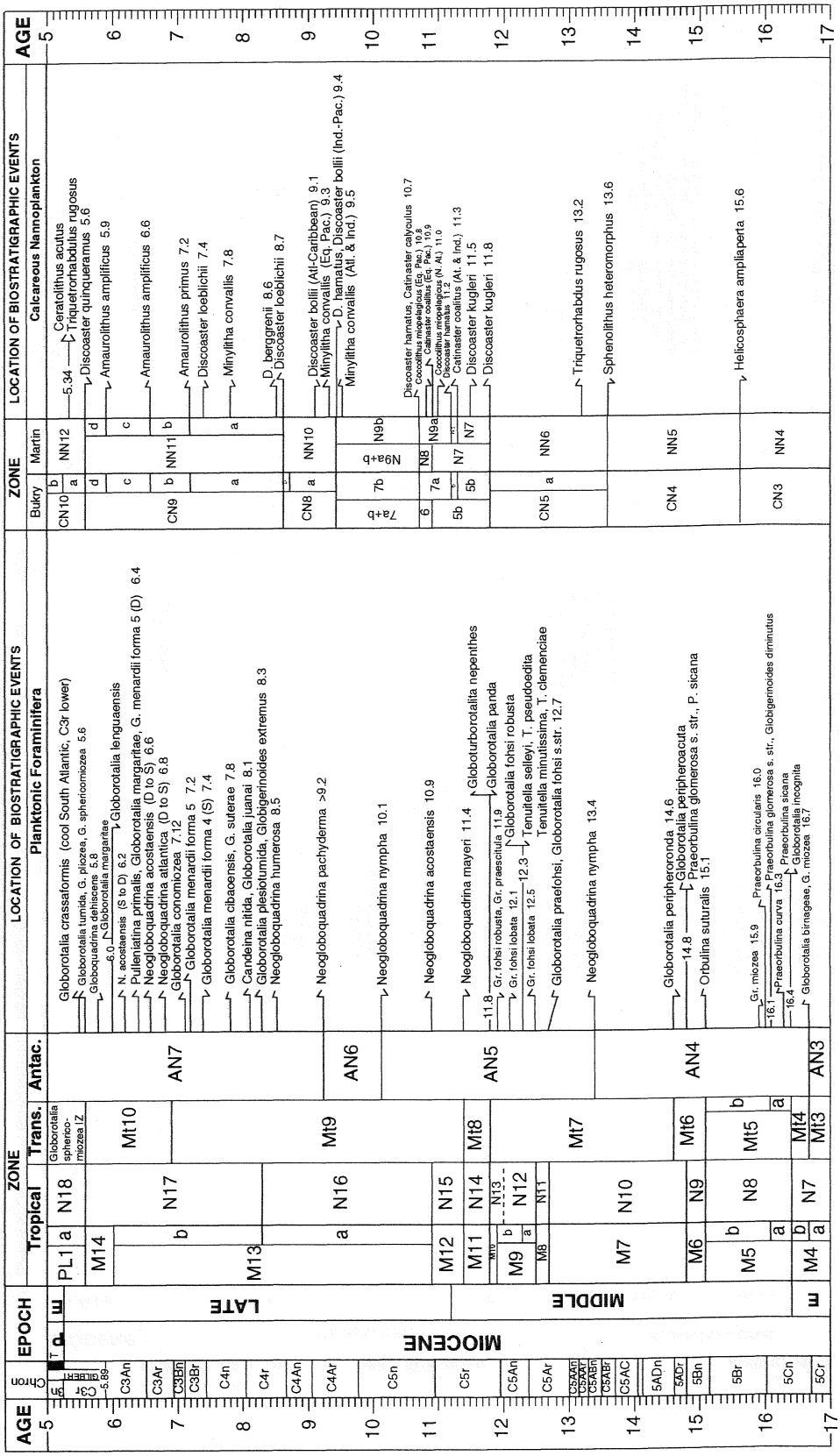
3．生物としての浮遊性有孔虫

現世の浮遊性有孔虫の研究に多大なる貢献をしたのはAllan W. H. Béである．彼は，浮遊性有孔虫に関して地理的分布，生態，飼育実験の3つの側面から研究を行い，1997年にその総括を行っている（Bé, 1977）．また，ドイツのChristoph Hemlebenらは，生物としての浮遊性有孔虫に焦点をあて，殻形成，共生藻，食性，生殖，幼生個体，生態，殻の堆積過程などの研究を行い，その成果を1989年

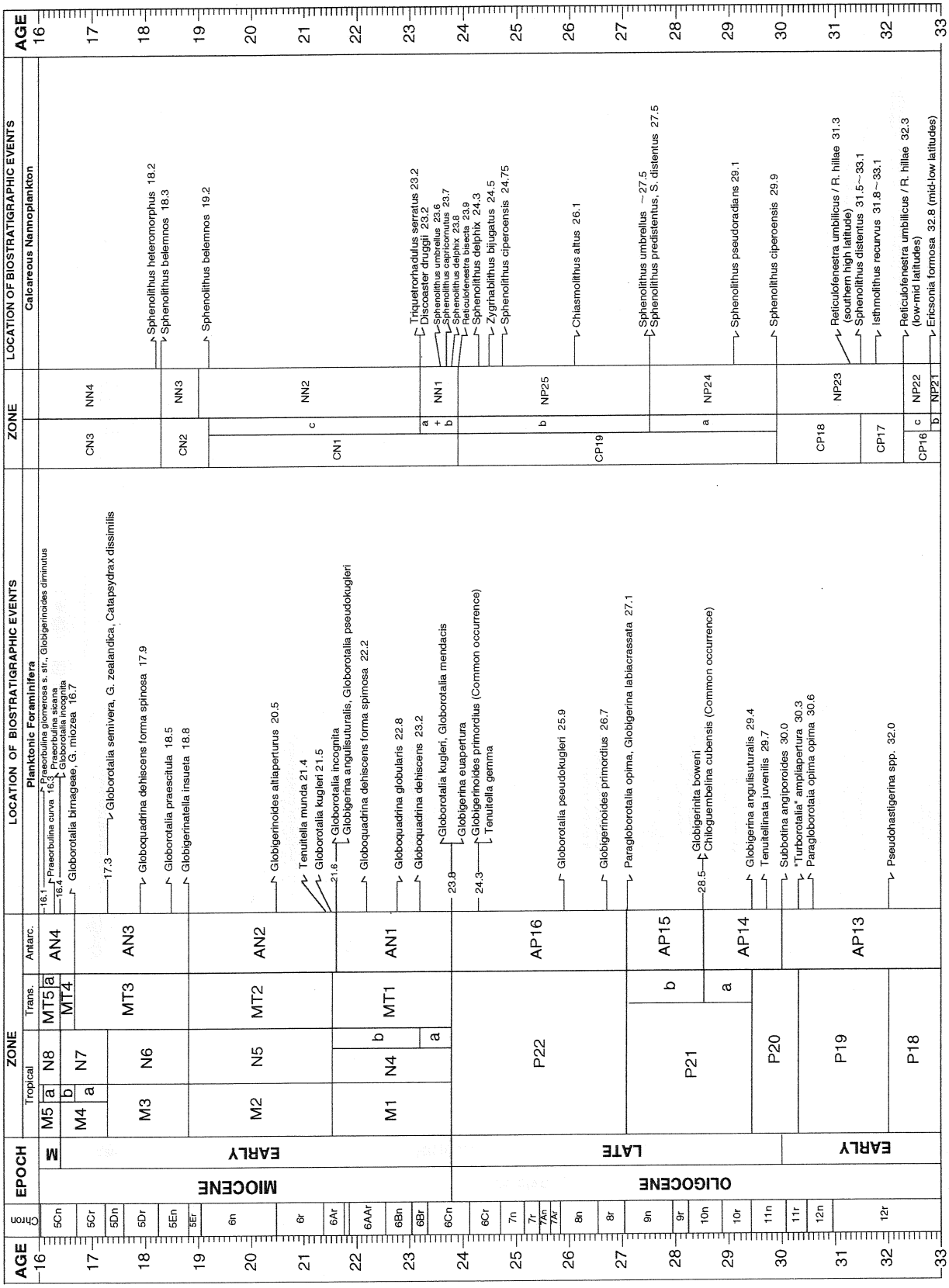


FOC, first common occurrence; Gr., Globorotalia; Gds., Globigerinoides; De., Dentoglobigerina; N., Neogloboquadrina; S., Sphaeroidinellopsis.
J, Jaramillo; O, Olduvai; R, Reunion; K, Kaena; M, Mammoth; C, Cochiti; N, Nunivak; S, Sidufjall; T, Thvera

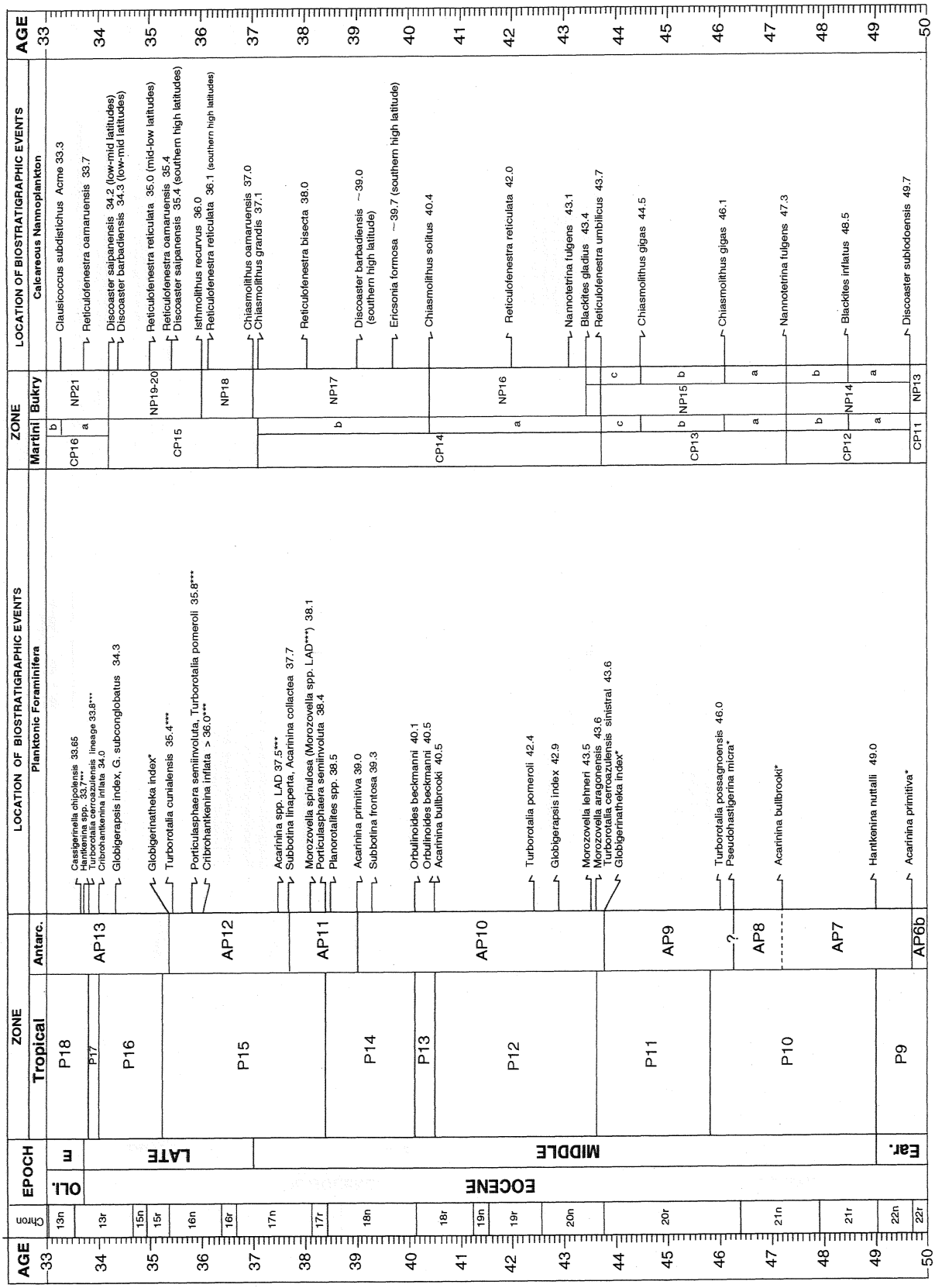
第1図　浮遊性有孔虫および ナノ化石による年代層序区分と示準面(Stott and Kennett, 1990; Berggren et al., 1995a; 1995b; Berggren and Aubry, 1996より編集).


AGE
Chron
EPOCH
ZONE
Tropical
Trans.
Antac.
LOCATION OF BIOSTRATIGRAPHIC EVENTS
Planktonic Foraminifera
Globorotalia crassaformis (cool South Atlantic, C3r lower)
Globorotalia tumida, G. plicaza, G. spheriocomiozea 5.6
Globoquadrina dehiscens 5.8
6.0 Globorotalia margaritae
N. acostaensis (S to D) 6.2
Pulleniatina primalis, Globorotalia margaritae, G. menardii forma 5 (D) 6.4
Neogloboquadrina acostaensis (D to S) 6.6
Neogloboquadrina atlantica (D to S) 6.8
Globorotalia conomiozea 7.12
Globorotalia menardii forma 5 7.2
Globorotalia menardii forma 4 (S) 7.4
Globorotalia cibaoensis, G. suterae 7.8
Candeina nitida, Globorotalia juanai 8.1
Globorotalia plesiotumida, Globigerinoides extremus 8.3
Neogloboquadrina humerosa 8.5
Neogloboquadrina pachyderma >9.2
Neogloboquadrina nympha 10.1
Neogloboquadrina acostaensis 10.9
Neogloboquadrina mayeri 11.4
11.8 Gr. fohsi robusta, Gr. praesciula 11.9
Gr. fohsi lobata 12.1
12.3 Gr. fohsi lobata 12.5
Globoturborotalita nepenthes
Globorotalia panda
Globorotalia fohsi robusta
Tenuitella selleyi, T. pseudoedita
Tenuitella minutissima, T. clemenciae
Globorotalia praefohsi, Globorotalia fohsi s.str. 12.7
Neogloboquadrina nympha 13.4
Globorotalia peripheroronda 14.6
14.8 Globorotalia peripheroacuta
Praeorbulina glomerosa s. str., P. sicana
Orbulina suturalis 15.1
Gr. miozea 15.9
16.1 Praeorbulina curva 16.3
16.4 Praeorbulina sicana
Globorotalia incognita
Globorotalia birnageae, G. miozea 16.7
ZONE
Bukry
Martin
LOCATION OF BIOSTRATIGRAPHIC EVENTS
Calcareous Nannoplankton
Ceratolithus acutus
5.34 Triquetrorhabdulus rugosus
Discoaster quinqueramus 5.6
Amaurolithus amplificus 5.9
Amaurolithus amplificus 6.6
Amaurolithus primus 7.2
Discoaster loeblichii 7.4
Minylitha convallis 7.8
D. bergrenii 8.6
Discoaster loeblichii 8.7
Discoaster bollii (Atl-Caribbean) 9.1
Minylitha convallis (Eq. Pac.) 9.3
D. hamatus, Discoaster bollii (Ind.-Pac.) 9.4
Minylitha convallis (Atl. & Ind.) 9.5
Discoaster hamatus, Catinaster calyculus 10.7
Coccolithus miopelagicus (Eq. Pac.) 10.8
Coccolithus miopelagicus (S. Pac.) 10.9
Coccolithus miopelagicus (N. Atl.) 11.0
Discoaster hamatus 11.2
Catinaster coalitus (Atl. & Ind.) 11.3
Discoaster kugleri 11.5
Discoaster kugleri 11.8
Triquetrorhabdus rugosus 13.2
Sphenolithus heteromorphus 13.6
Helicosphaera ampliaperta 15.6
AGE

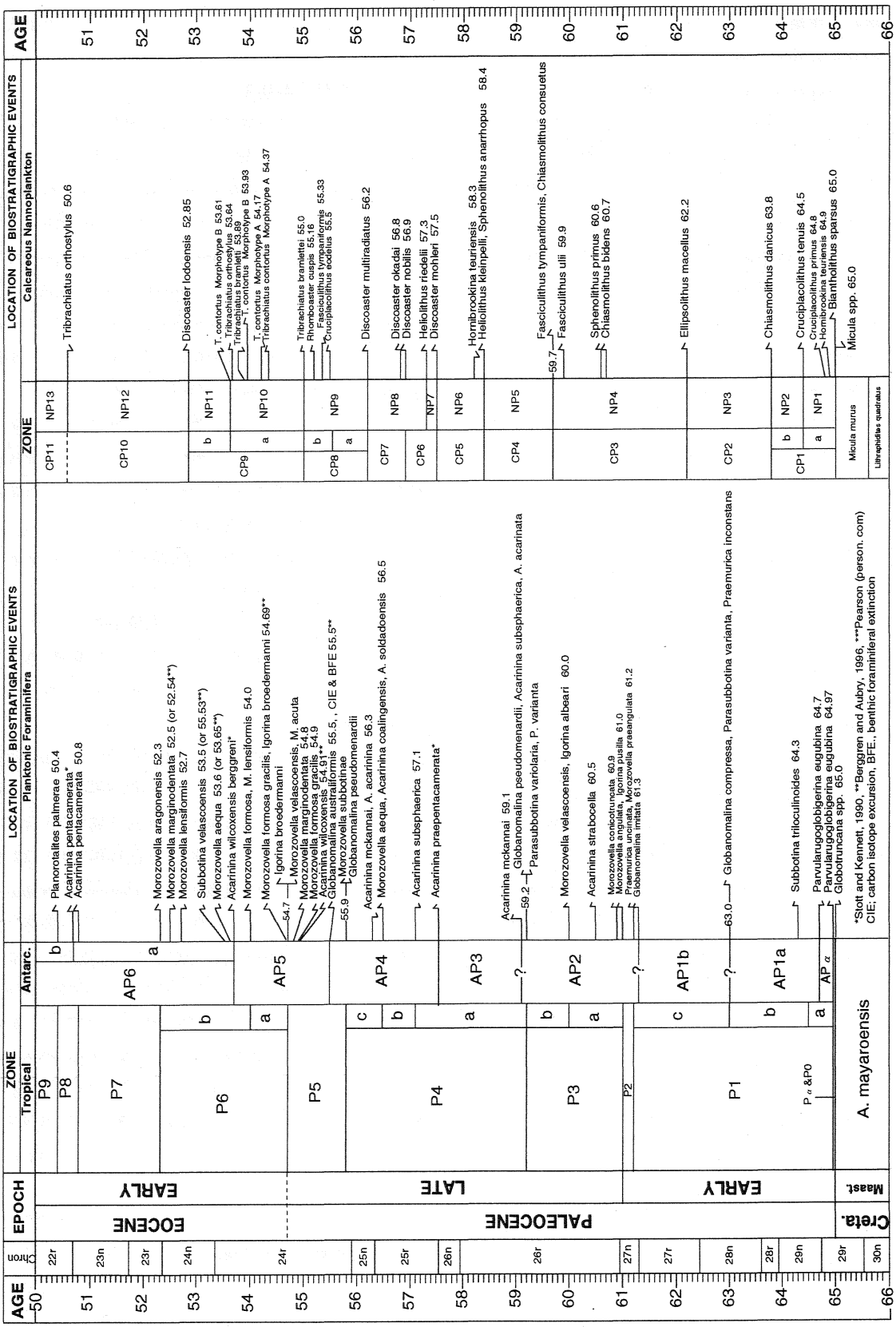
第１図　（続き）


AGE
EPOCH
Chron
ZONE
Tropical
Trans.
Antarc.
LOCATION OF BIOSTRATIGRAPHIC EVENTS
Planktonic Foraminifera
LOCATION OF BIOSTRATIGRAPHIC EVENTS
Calcareous Nannoplankton
ZONE
AGE
MIOCENE
OLIGOCENE
EARLY
LATE
EARLY
M5
M4
M3
M2
M1
N8
N7
N6
N5
N4
MT5
MT4
MT3
MT2
MT1
AN4
AN3
AN2
AN1
P22
P21
P20
P19
P18
AP16
AP15
AP14
AP13
CN3
CN2
CN1
NN4
NN3
NN2
NN1
NP25
NP24
NP23
NP22
NP21
CP19
CP18
CP17
CP16
Praeorbulina curva 16.3
Praeorbulina glomerosa s. str., Globigerinoides diminutus 16.1
Praeorbulina sicana 16.4
Globorotalia incognita
Globorotalia birnageae, G. miozea 16.7
Globorotalia semivera, G. zealandica, Catapsydrax dissimilis 17.3
Globoquadrina dehiscens forma spinosa 17.9
Globorotalia praescitula 18.5
Globigerinatella insueta 18.8
Globigerinoides altiaperturus 20.5
Tenuitella munda 21.4
Globorotalia kugleri 21.5
Globorotalia incognita 21.6
Globigerina angulisuturalis, Globorotalia pseudokugleri
Globoquadrina dehiscens forma spimosa 22.2
Globoquadrina globularis 22.8
Globoquadrina dehiscens 23.2
Globorotalia kugleri, Globorotalia mendacis 23.8
Globigerina euapertura
Globigerinoides primordius (Common occurrence) 24.3
Tenuitella gemma
Globorotalia pseudokugleri 25.9
Globigerinoides primordius 26.7
Paragloborotalia opima, Globigerina labiacrassata 27.1
Globigerinita boweni 28.5
Chiloguembelina cubensis (Common occurrence)
Globigerina angulisuturalis 29.4
Tenuitellinata juvenilis 29.7
Subbotina angiporoides 30.0
"Turborotalia" ampliapertura 30.3
Paragloborotalia opima opima 30.6
Pseudohastigerina spp. 32.0
Sphenolithus heteromorphus 18.2
Sphenolithus belemnos 18.3
Sphenolithus belemnos 19.2
Triquetrorhadulus serratus 23.2
Discoaster druggii 23.2
Sphenolithus umbrellus 23.6
Sphenolithus capricornutus 23.7
Sphenolithus delphix 23.8
Reticulofenestra bisecta 23.9
Sphenolithus delphix 24.3
Zygrhablithus bijugatus 24.5
Sphenolithus ciperoensis 24.75
Chiasmolithus altus 26.1
Sphenolithus umbrellus ~27.5
Sphenolithus predistentus, S. distentus 27.5
Sphenolithus pseudoradians 29.1
Sphenolithus ciperoensis 29.9
Reticulofenestra umbilicus / R. hillae 31.3 (southern high latitude)
Sphenolithus distentus 31.5~33.1
Isthmolithus recurvus 31.8~33.1
Reticulofenestra umbilicus / R. hillae 32.3 (low-mid latitudes)
Ericsonia formosa 32.8 (mid-low latitudes)

第１図（続き）


AGE
EPOCH
Chron
ZONE
Tropical
Antarc.
Planktonic Foraminifera
LOCATION OF BIOSTRATIGRAPHIC EVENTS
ZONE
Martini
Bukry
Calcareous Nannoplankton
LOCATION OF BIOSTRATIGRAPHIC EVENTS
AGE
OLI.
E
EOCENE
LATE
MIDDLE
Ear.
P18
P17
P16
P15
P14
P13
P12
P11
P10
P9
AP13
AP12
AP11
AP10
AP9
AP8
AP7
AP6b
Cassigerinella chipolensis 33.65
Hantkenina spp. 33.7***
Turborotalia cerroazulensis lineage 33.8***
Cribrohantkenina inflata 34.0
Globigerapsis index, G. subconglobatus 34.3
Globigerinatheka index*
Turborotalia cunialensis 35.4***
Porticulasphaera semiinvoluta, Turborotalia pomeroli 35.8***
Cribrohantkenina inflata > 36.0***
Acarinina spp. LAD 37.5***
Subbotina linaperta, Acarinina collactea 37.7
Morozovella spinulosa (Morozovella spp. LAD***) 38.1
Porticulasphaera semiinvoluta 38.4
Planorotalites spp. 38.5
Acarinina primitiva 39.0
Subbotina frontosa 39.3
Orbulinoides beckmanni 40.1
Orbulinoides beckmanni 40.5
Acarinina bullbrooki 40.5
Turborotalia pomeroli 42.4
Globigerapsis index 42.9
Morozovella lehneri 43.5
Morozovella aragonensis 43.6
Turborotalia cerroazulensis sinistral 43.6
Globigerinatheka index*
Turborotalia possagnoensis 46.0
Pseudohastigerina micra*
Acarinina bullbrooki*
Hantkenina nuttalli 49.0
Acarinina primitiva*
CP16
CP15
CP14
CP13
CP12
CP11
NP21
NP19-20
NP18
NP17
NP16
NP15
NP14
NP13
Clausicoccus subdistichus Acme 33.3
Reticulofenestra oamaruensis 33.7
Discoaster saipanensis 34.2 (low-mid latitudes)
Discoaster barbadiensis 34.3 (low-mid latitudes)
Reticulofenestra reticulata 35.0 (mid-low latitudes)
Reticulofenestra oamaruensis 35.4
Discoaster saipanensis 35.4 (southern high latitudes)
Isthmolithus recurvus 36.0
Reticulofenestra reticulata 36.1 (southern high latitudes)
Chiasmolithus oamaruensis 37.0
Chiasmolithus grandis 37.1
Reticulofenestra bisecta 38.0
Discoaster barbadiensis ~39.0
(southern high latitude)
Ericsonia formosa ~39.7 (southern high latitude)
Chiasmolithus solitus 40.4
Reticulofenestra reticulata 42.0
Nannotetrina fulgens 43.1
Blackites gladius 43.4
Reticulofenestra umbilicus 43.7
Chiasmolithus gigas 44.5
Chiasmolithus gigas 46.1
Nannotetrina fulgens 47.3
Blackites inflatus 48.5
Discoaster sublodoensis 49.7

第１図（続き）


AGE
EPOCH
Chron
ZONE
Tropical
Antarc.
LOCATION OF BIOSTRATIGRAPHIC EVENTS
Planktonic Foraminifera
Calcareous Nannoplankton
EOCENE
PALEOCENE
Cretа.
Maast.
EARLY
LATE
A. mayaroensis
P9
P8
P7
P6
P5
P4
P3
P2
P1
P α &P0
AP6
AP5
AP4
AP3
AP2
AP1b
AP1a
AP α
CP11
CP10
CP9
CP8
CP7
CP6
CP5
CP4
CP3
CP2
CP1
NP13
NP12
NP11
NP10
NP9
NP8
NP7
NP6
NP5
NP4
NP3
NP2
NP1
Micula murus
Lithraphidites quadratus
Planorotalites palmerae 50.4
Acarinina pentacamerata*
Acarinina pentacamerata 50.8
Morozovella aragonensis 52.3
Morozovella marginodentata 52.5 (or 52.54**)
Morozovella lensiformis 52.7
Subbotina velascoensis 53.5 (or 55.53**)
Morozovella aequa 53.6 (or 53.65**)
Acarinina wilcoxensis berggreni*
Morozovella formosa, M. lensiformis 54.0
Morozovella formosa gracilis, Igorina broedermanni 54.69**
Igorina broedermanni
54.7
Morozovella velascoensis, M. acuta
Morozovella marginodentata 54.8
Morozovella formosa gracilis 54.9
Acarinina wilcoxensis 54.91**
55.9
Globanomalina australiformis 55.5, , CIE & BFE 55.5**
Morozovella subbotinae
Globanomalina pseudomenardii
Acarinina mckannai, A. acarinina 56.3
Morozovella aequa, Acarinina coalingensis, A. soldadoensis 56.5
Acarinina subsphaerica 57.1
Acarinina praepentacamerata*
Acarinina mckannai 59.1
Globanomalina pseudomenardii, Acarinina subsphaerica, A. acarinata
59.2
Parasubbotina variolaria, P. varianta
Morozovella velascoensis, Igorina albeari 60.0
Acarinina strabocella 60.5
Morozovella conicotruncata 60.9
Morozovella angulata, Igorina pusilla 61.0
Praemurica uncinata, Morozovella praeangulata 61.2
Globanomalina imitata 61.3
63.0
Globanomalina compressa, Parasubbotina varianta, Praemurica inconstans
Subbotina triloculinoides 64.3
Parvularugoglobigerina eugubina 64.7
Parvularugoglobigerina eugubina 64.97
Globotruncana spp. 65.0
*Stott and Kennett, 1990, **Berggren and Aubry, 1996, ***Pearson (person. com)
CIE; carbon isotope excursion, BFE,; benthic foraminiferal extinction
Tribrachiatus orthostylus 50.6
Discoaster lodoensis 52.85
T. contortus Morphotype B 53.61
Tribrachiatus orthostylus 53.64
Tribrachiatus bramlettei 53.89
T. contortus Morphotype B 53.93
T. contortus Morphotype A 54.17
Tribrachiatus contortus Morphotype A 54.37
Tribrachiatus bramlettei 55.0
Rhomboaster cuspis 55.16
Fasciculithus tympaniformis 55.33
Cruciplacolithus edoliformis 55.5
Discoaster multiradiatus 56.2
Discoaster okadai 56.8
Discoaster nobilis 56.9
Heliolithus riedelii 57.3
Discoaster mohleri 57.5
Hornibrookina teuriensis 58.3
Heliolithus kleinpelli, Sphenolithus anarrhopus 58.4
Fasciculithus tympaniformis, Chiasmolithus consuetus
59.7
Fasciculithus ulii 59.9
Sphenolithus primus 60.6
Chiasmolithus bidens 60.7
Ellipsolithus macellus 62.2
Chiasmolithus danicus 63.8
Cruciplacolithus tenuis 64.5
Cruciplacolithus primus 64.8
Hornibrookina teuriensis 64.9
Biantholithus sparsus 65.0
Micula spp. 65.0
AGE
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
22r
23n
23r
24n
24r
25n
25r
26n
26r
27n
27r
28n
28r
29n
29r
30n

第１図（続き）

に「Modern Planktonic Foraminifera （Springer-Verlag社)」として出版した.

3－1．殻構造・有機物・アミノ酸

現世の浮遊性有孔虫を殻構造からみると，殻の表層に棘のあるグループ（spinose species）と棘のないもの（non-spinose species）に大きく2分される．両者の殻構造の基本的な違いは，殻の表面に棘の基盤となる構造があるかどうかである．これ以外には，spinose species の殻構造の上に cotex と呼ばれる炭酸カルシウムの結晶を沈着させる構造があり，*Sphaeroidinella* 属でみられる(Bé, 1977)．この2つのグループは，殻構造だけでなく，食性，共生藻の有無，水塊中の生息深度などの生態も大きく異なり，棘の有無は系統分類学上でも重要な特徴となっている．過去の堆積物では棘自体はほとんど残らないので，殻の表面に棘の基盤となる構造があるかどうかを電子顕微鏡などで調べることで，どちらのグループに属していたかを判断している(たとえば，Olsson et al., 1999)．棘の形態も5種類ほど知られ，属によって異なる(Saito et al., 1976; 1981; Hemleben et al., 1989)．生きている浮遊性有孔虫のうち，棘のあるグループでは棘をハリネズミのように四方八方へ広げているのが観察される(Bé and Hutson, 1977; Bé, 1982)．棘のないグループも糸状の仮足（rhizopodea）を殻の数倍に及ぶところまで放射状に広げている(Bé et al., 1977; Hemleben et al., 1985; 1989)．殻の表面には pore と呼ばれる孔があるがその機能はよくわかっていない．仮足，コロイド粒子，液体，原形質などの出入口，酸素ガスの交換口などの諸説がある（Hemleben et al., 1989)．

また，浮遊性有孔虫の殻の中には有機物が含まれており，その量が殻の溶けやすさに関連しているらしい．最も溶けやすい *H. pelagica* が，棘のあるグループの中で有機物が最も多い．*G. ruber* や *G. rubescens* にみられるピンク色も，有機物の中に赤ピンクの色素が混入しているためである(Hemleben et al., 1989)．現在の海洋では，ピンク色の *G. ruber* は，南北大西洋には現存しているが太平洋やインド洋には生息していない（Bé and Tolderlung, 1971)．太平洋地域では，酸素同位体比のステージ5（12万年）で絶滅することが報告されている(Thompson et al., 1979)．現世の浮遊性有孔虫のアミノ酸組成に関しても，棘のあるグループとないグループでは異なる(King and Hare, 1972)．前者は，色々な種類のアミノ酸から構成され，特に *Globigerinoides* 属でこの傾向が強い．棘のないグループはアミノ酸の組成が類似し，ばらつきがあまりない．但し，*N. pachyderma* だけが異なりむしろ *Globigerinoides* 属の組成に近い．石灰質の殻をもつ微化石は，一般に珪質微化石よりも高い aspartic acid/glycine 比を示し，底生有孔虫のアミノ酸の組成も浮遊性有孔虫に近いことが指摘されている(King, 1977)．しかし，同じ石灰質の微化石であっても翼足類や貝形虫などのアミノ酸の組成は，浮遊性有孔虫とは異なり，むしろ珪質化石（珪藻・放散虫）と類似している.

3－2．食性・共生藻

一般に，多くの浮遊性有孔虫は植物プランクトンも動物プランクトンも食餌としている．棘のあるグループ（*Globigerinoides conglobatus, G. ruber, G. sacculifer, Globigerinella siphonifera* (=*G. aequilateralis*), *Orbulina universa, Hastigerina pelagica*）では，copepoda が主食で，それ以外にも ciliates, hyperiid amphipods, tunicates, tintinids, radiolarians, polychaete larvae などを食べている（Anderson et al., 1979; Hemleben et al., 1989)．*G. sacculifer* と *H. pelagica* は動物食の傾向が強いことが指摘されていたが，前者は珪藻などの植物も食べるらしい(Spindler et al., 1984)．棘のないグループも雑食性だが，植物プラントンを好んで食べる傾向がある．*Globorotalia scitula, G. truncatulinoides, G. hirsuta, G. inflata, Globigerinita glutinata, Pulleniatina obliquiloculata, Neogloboquadrina dutertrei* は，珪藻を主として食べているが，*Globorotalia menardii* は，藻類とともにやや大型の動物プラントンも捕食しているのが観察されている(Anderson et al., 1979; Spindler et al., 1984; Hemleben et al., 1985)．

また，棘のある種群には渦鞭毛藻（Dinoflagellate）・黄金色藻（Chrysophytes）などの共生藻を持つものが多い(第2表)．棘をもち共生藻をもたない種には，*G. bulloides* と *H. pelagica* があるが，後者には周囲を取り巻く bubble capsule の中に大型の渦鞭毛藻（*Pyrocystis robust*)が生息している．棘のない種群の多くは共生藻をもたない(Hemleben and Spindler, 1983; Hemleben et al., 1989)．共生藻の有無は酸素・炭素同位体比に影響を与えるので，これを利用して過去の絶滅種に関して共生藻の有無を検証することができる(D'Hondt et al., 1994; Norris, 1996; Houston and Huber, 1998)．たとえば，古第三紀では *Morozovella, Acarinina, Igorina* などの属は共生藻をもち，*Globanomalina* や *Subbotina* は共生藻をもたないことが明らかとなっている.

3－3．生殖と幼性個体

浮遊性有孔虫の生殖のサイクルが最もよくわかっているのが，*H. pelagica* である．この種は月の満ち欠けのサイクル（29.53日間隔）に合わせて，満月の3～7日後に配偶子を放出する(Spindler et al., 1979; Hemleben and Spindler, 1983)．すなわち，約1ヶ月に1回の割合で生殖

第2表　共生藻をもつ種ともたない種（Hemleben and Spindler, 1983）.

bearing	facultative	barren
dinoflagellates	chrysophytes	
*Globigerinoides ruber**	*Globigerinita glutinata*	*Globigerina bulloides**
*Globigerinoides conglobatus**	*Globorotalia inflata*	*Globorotalia hirsuta*
*Globigerinoides sacculifer**	*Globorotalia menardii*	*Globorotalia truncatulinoides*
*Orbulina universa**	*Neogloboquadrina dutertrei*	*Hastigerina pelagica**
	Pulleniatina obliquiloculata	*Neogloboquadrina pachyderma*
chrysophytes		
*Globigerinella siphonifera**		
*Turborotalita humilis**		

*は棘のある種を示す．表中の *Globigerinella siphonifera* は，*Globigerinella aequilateralis* と同種.

を行っている．*G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. siphonifera* でも同じ様な現象がみられることから，表層の透光帯に生息するグループの生活史や生殖サイクルは，月の周期と密接に関連していることが示唆されている(Hemleben et al., 1989; Erez et al., 1991)．*G. truncatulinoides*, *G. hirsuta* など深層に生息する種の生活史はよくわかっていないが，一年に一回程度生殖を行うと推定されている．

生殖終了後，形成された初房の大きさは，*G. bulloides* を除いて棘のあるグループでは約15.7μm 程度で，棘のないものではそれよりもやや大きい（Hemleben et al., 1989）．また，幼生個体の形態と成長した個体の形態が異なることも多く，*G. sacculifer*, *O. universa*, *P. obliquiloculata* などでその例が知られている(Saito et al., 1981; Brummer et al., 1986)．

3－4．生物地理区と鉛直分布

浮遊性種の分布を規制する第一義的な要因は水温である．地理的な分布をみると，熱帯・亜熱帯・遷移帯・亜寒帯・寒帯の5帯が緯度に対してほぼ平行に，しかも南北両半球に対称に分布する．これは表層水温の分布と非常によく一致している(Bé, 1977)．しかし，黒潮やメキシコ湾流などの西岸海流（暖流）の影響により，大西洋・太平洋では東西方向でその分布が非対称となる．

鉛直方向でも浮遊性有孔虫の群集には住み分けがみられ，Shallow-water (0～50m)，Intermediate-water (50～100m)，Deep-water（100m以深）の3グループに区分される（第3表）．一般に表層種は棘と共生藻をもち，中・深層種は両者をもたない．また，表層種は低緯度（温暖）種からなり，中・深層種は高緯度（寒冷）種という大まかな区分もできる．この垂直方向の棲み分けは，酸素同位体比を使った結果ともよく一致している(Shackleton and Vincent, 1978; Fairbanks et al., 1980; 1982; Erez and Honjo, 1981)．

しかし，多くの浮遊性有孔虫はその生活史を通して，水塊中を鉛直移動することが知られている(Hemleben et al., 1989; Erez et al., 1991)．これは既に述べたように，生殖サイクルと密接に関連している．成体は配偶子放出前になると，お互いの配偶子同士が結合しやすく，かつ成長しやすい深度（多くの場合，温度跳躍層もしくは Deep chlorophyll maximum layer）まで沈降する．幼生個体は成長とともに再び表層に上昇する．その期間は種によって異なるが，棘のある種群では lunar cycle，棘のないものは annual cycle を示し，生殖サイクルと一致しているらしい（Hemleben et al., 1989）．

第3表　現生の浮遊性有孔虫種の深度分布（Bé, 1977）.

Shallow-water (>50m)	Intermediate water (50-100m)	Deep-water (<100m)
*Globoturborotalita rubescens**	*Candeina nitida*	*Globigerinella adamsi**
*Globigerinoides conglobatus**	*Globigerina bulloides**	*Globoquadrina conglomerata*
*Globigerinoides ruber**	*Globigerinella calida**	*Globorotalia crassaformis*
*Globigerinoides sacculifer**	*Globigerinella siphonifera**	*Globorotalia hirsuta*
*Turborotalita quinqueloba**	*Globigerinita glutinata*	*Globorotalia inflata*
	*Hastigerina pelagica**	*Globorotalia menardii*
	Neogloboquadrina dutertrei	*Globorotalia scitula*
	*Orbulina universa**	*Globorotalia truncatulinoides*
	Pulleniatina obliquiloculata	*Globorotalia tumida*
		Globorotaloides hexagonus
		*Hastigerina digitata**
		Neogloboquadrina pachyderma
		Sphaeroidinella dehiscens

*は棘のある種を示す.

4．生産量とセジメント・トラップにおける最近の成果

浮遊性有孔虫の生産量や季節変動の研究には，プランクトン・ネットやセジメント・トラップ装置が用いられる．現在の海洋で生きている浮遊性有孔虫は，一般に水深100m以浅に最も多く，それ以深では急激に少なくなる(Berger, 1971)．その生産量は珪藻などの一次生産性の傾向と一致し，赤道帯・湧昇帯で高く，海洋の中央部で低い(Bé, 1977)．また，海域ごとにそれぞれの種の生産量には明瞭な季節性がみられる．たとえば，日本海溝でのセジメント・トラップ（水深8800m）の試料をみると，この海域では冬期には *Globorotalia inflata* が多く，夏期には *Globigerinoides sacculifer*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Neogloboquadrina eggeri* (=*N. dutertrei*)が多い（尾田，1989)．プランクトン・ネットによる研究でも同様の成果が得られており，両者のデーターはかなりよい一致を示す(大場・服部，1992)．

特に，ウッズホール研究所の本庄によってセジメント・トラップ装置がつくられて以来，このような沈降粒子の研究の精度は飛躍的に増大した．浮遊性有孔虫の生産量や季節変動の研究にも，この装置は欠かせないものとなりつつある．現在，稼動しているトラップ装置は，日本だけでも赤道太平洋に6台，東シナ海に3台（いずれもGCMAP計画)，北太平洋で3台（KNOT）など20近い台数がある(西・尾田，2000)．各地域のセジメント・トラップを用いて行われた浮遊性有孔虫の生産量や季節変動に関する研究の成果は，以下のようにまとめられる．

（1）インド洋のベンガル湾（1986～1988年）では，沈降粒子の総量はモンスーンと河川水の流入の2つの要因によって変化する．夏の南西モンスーンで引き起こされる湧昇流の影響は大きく，フラックス量を増大させる．冬の北東モンスーンもその量を増加させるが，夏のモンスーンほど大きくない(Curry et al., 1983; Nair et al., 1989; Guptha et al., 1997; Ivanova et al., 1999)．また，河川水の流入が大きい時期は生物生産量が減少する(Ittekkot et al., 1991)．

（2）カリフォルニア沖の San Pedro Basin（1988年）では，春の湧昇流が生じる4月から5月にかけてフラックス量が増加する．湧昇流が起こる直前には *Globigerinita glutinata*, *Globigerinella aequilateralis*, *Neogloboquadrina pachyderma* が多く，湧昇時には *Globigerina bulloides*，湧昇後には *Neogloboquadrina dutertrei* が増加する(Sautter and Thunell, 1991; Sautter and Sancetta, 1992; Thunell and Sautter, 1992)．

（3）北東太平洋の Station PAPA（1982～1986年）では，フラックス量は4月から5月の春の湧昇時にピークがみられる．冬季にも温度跳躍層が消える11月から12月の時期に増加している(Reynolds and Thunell, 1985; 1986; Thunell and Honjo, 1987; Sautter and Thunell, 1989)．

（4）東赤道太平洋の Panama Basin（1979年）では，表層種と中層・深層種では季節変動のパターンが異なる．中層・深層種は2月から3月にピークをもち，この海盆で湧昇流が最も強くなる時期に増加する．表層種は夏（6月～8月）と冬（2月～3月）の2つの時期にピークをもつ．夏期の増加は表層の混合層が比較的深く，植物プランクトンの大量発生が生じる時期，冬は栄養塩が湧昇する時期にそれぞれ相当する(Thunell et al., 1983; Thunell and Reynolds, 1984)．

（5）グリーンランド東の Belgica Bank のトラップ(1992～1993年）では，*Neogloboquadrina pachyderma* の沈降粒子が主体をなすが，8月～9月の時期にしか観察されない．特に，氷床が発達している時期には浮遊性有孔虫の沈降粒子はほとんどない(Kohfeld and Fairbanks, 1996)．

（6）南アメリカのチリ沖のトラップ（1991～1994年）では，エルニーニョの時期（1991～1992年）とそれ以外の時期（1993～1994年）で浮遊性有孔虫の沈降量が異なる．エルニーニョ期にはその量が著しく減少し，*N. dutertrei* などの暖海種の増加がみられる．しかし，沈降粒子の季節変動パターン自体は両者の時期であまり変わらない(Marchant et al., 1998)．

（7）西部中央太平洋のカロリン海盆（1991～1992年）でもトラップが設置されたが，測定点によって浮遊性有孔虫の季節変動が異なる．しかし，浮遊性有孔虫の詳細なデーターは公表されていない（田中ほか，1994)．また，太平洋中央部において南から北に，Site 6, Site 7, Site 8の3つのセジメント・トラップが1993～1994年の間に設置された．各サイトの水塊構造が亜熱帯，遷移帯，亜寒帯とそれぞれ違うため，季節変動のパターンも異なる．南側の Site 6 および Site 8 では2月から3月に沈降量のピークがみられるが，最北の Site 8 では10月にピークがある．この結果から，中央太平洋では有機物の沈降量が有孔虫の生産量を制御していると判断される(Eguchi et al., 1999)．

（8）日本海のセジメント・トラップ（1994～1995年）では，浮遊性有孔虫のフラックス量には11月と12月～1月の2回ピークがある(Park and Shin, 1998)．これ以外に小さなピークは3月～5月にもみられる．群集構成は *N. pachyderma*, *N. dutertrei*, *G. bulloides* からなるが，春には北の寒流（North Korea Current）の影響が強いため *N. pachyderma*（左巻き）や *G. bulloides* が多い．右巻きの *N. pachyderma* は1月，7月，11月～12月に多く，これらの時期には暖かい対馬海流の影響が強いことを示す．*G. bulloides* は3月，*N. dutertrei* は11月に多い．また，浮遊性

有孔虫の総沈降量がピークに達するのは11月で，冬のモンスーンの開始が水塊の成層構造を弱めるのが原因であるとみなされている．

5．環境指標としての浮遊性有孔虫

5－1．飼育実験での結果

浮遊性有孔虫の分布に影響を与えるのは，温度，塩分濃度，酸素濃度，栄養塩などの環境因子である．飼育実験によると，*G. sacculifer* の最適な生息水温は26.5℃で，19.5℃以下になると殻の大きさが急速に減少する．塩分濃度の変化に対しては，成長パターンにあまり変化はみられないが，33‰と36‰（水温26.5℃）では633μm と615μm と殻の大きさに違いがみられる(Hemleben et al., 1987)．Caron et al. (1987)によると，塩分濃度が増加すると殻の平均サイズは小さくなることが報告されている．しかし，塩分濃度40‰以上の紅海で大型の個体がみられるなど，両者の関係は必ずしも明確でない．7種の浮遊性有孔虫について，水温や塩分濃度の変化に対してどれだけの耐性をもつか検証がおこなわれている（第4表）．また，殻表面の壁孔（pore）の大きさや数も水温や塩分濃度で変化する．一般に，極端に高い水温や塩分濃度では壁孔の密度（または，殻の porosity）は低くなる．しかし，*O. universa* の飼育実験によると，極端に高いもしくは低い水温では逆に porosity が高くなる．この場合，壁孔の大きさではなく，その密度を調節して porosity を増加させている(Bijma et al., 1990)．*G. ruber* や *Globigerinella siphonifera* (=*G. aequilateralis*) でも，極端に高いもしくは低い塩分濃度のときに *O. universa* と同じような現象がみられる(Hemleben et al., 1989)．一方，*G. sacculifer* の壁孔の密度は温度の条件では変化しないが，高い水温で形成された殻では大きな壁孔が形成され，低い水温では小さくなる(Caron et al., 1987)．

光度や餌の量に関しても飼育実験が行われている(Bé et al., 1981; Caron et al., 1981)．*G. sacculifer* に関しては，高い光度で餌を毎日与えると生存期間は10日，餌の回数を減らすとその期間はのび，全く与えない場合には31日である．光度を弱くすると生存期間は減少する．全く暗黒では4～5日である．殻の大きさは，光度が大きく餌の量が十分なほど大きくなる．高い光度で毎日餌を与えた場合は791μm，3日と7日ごとに餌を与えた場合はそれぞれ709μm と584μm，餌を与えない場合は500μm 程度の大きさまでしか成長しない(Bé et al., 1981; Caron et al., 1981; Hemleben et al., 1989)．暗黒の場合も同様に小型の個体となる．*O. universa* では水温との関係しか明らかにされていない．その大きさは温度が高いほど増加する．以上のことから，*G. sacculifer* と *O. universa* に関しては，水温や塩分濃度の変化よりも採餌の頻度や光の量が，殻の大きさ，生存期間，生活史などに大きな影響を及ぼしていると推定される．

5－2．水温指標としての *Neogloboquadrina pachyderma* の巻きの方向

後述する変換関数や酸素同位体比のように正確な水温は推定できないが，氷期―間氷期などの寒暖のリズム認識するのに利用されるのが *Neogloboquadrina pachyderma* の巻きの方向である．この種は，4月の等水温の約7.2℃の水温を境として低い温度では左巻き，高い温度では右巻きの殻が優勢となることが知られており，便宜的な水温指標として使われる(Ericson, 1959)．特に亜寒帯から寒帯に属する地域では，気候変動を明らかにするのに欠くことができない種となっており，酸素同位体比曲線とも非常によい一致を示す(Bond and Lotti, 1995)．この種以外に水温と巻きの方向に強い相関のある種群はみつからない．

5－3．変換関数

浮遊性有孔虫群集は，水温など表層水塊の環境因子による影響を強く受けるので，逆に過去の群集からそれらの環境因子を推定することができる．John Imbrie と Nilva Kipp は，この原理を用いて第四紀の気温の再現が理論的に可能であることを最初に示した．彼らは1971年に変換関数（Transfer function）と呼ばれる手法を発表し，あるプランクトンの分布と水温・塩分濃度などの環境因子の相関関係が明らかな場合，その生物遺骸群集から当時の表層水塊

第4表　飼育実験による水温および塩分濃度に対する浮遊性有孔虫種の耐性(Bijma et al., 1990).

Species	Temperature (℃)			Salinity (‰)	
	Low	Upper	Optimum	Low	Upper
Globigerinoides sacculifer	14	32	26.5	24	47
Globigerinoides ruber	14	32	26.5	22	49
Globigerinoides conglobatus	13	30	—	27	40
Globigerinella siphonifera	11	30		27	45
Orbulina universa	12	30	23.5	23	46
Neogloboquadrina dutertrei	15	32	—	25	46
Globorotalia menardii	16	31	—	27	44

の水温・塩分濃度などの推定値を求められることを示した(Imbrie and Kipp, 1971). この変換関数の作成手順は, まずプランクトンの群集分布を明らかにし, 因子分析でどの生物群集が最も忠実に環境因子の変化を反映しているかを分析する. 次に, このような生物の群集をもたらした水温・塩分濃度など特定の環境因子と生物群集の間で重回帰分析を行い, 求めた回帰式を変換関数の式として使用する. 彼らは, 大西洋の浮遊性有孔虫の分布から水温に対する変換関数の式を求め, その式を大西洋以外の地域の群集にあてはめたところ, 計算された表層水温の値は実際の観測値と誤差1℃の範囲にあり, きわめてよく一致した. また, この変換関数を過去の群集にあてはめたところ, 酸素同位体比曲線と一致した結果を得ることができた(Imbrie et al., 1973). これらの成果を基に, 1970年代に行われたCLIMAP計画(Climate Long-range Investigation Mapping and Prediction)では, この関数を用いて18000年前の地球環境を再現した世界気候図が公表された(Climap, Project Members, 1976).

第四紀(特に最終氷期)の古水温を議論する場合, このCLIMAP計画に基づく成果との比較検討がしばしば行われるが, その適用範囲には限界がある. 非常に限られた地域の古環境・古気候を考察する場合には, この計画の変換関数は利用できず, 各々の対象海域ごとに適した関数を作成する必要がある. たとえば, 高柳ほか(1985)やTakemoto and Oda (1997)は日本近海における変換関数を新たに作成し, 正確な過去の古水温の復元を試みている. 以下に変換関数の幾つかの式を挙げてある.

Imbrie and Kipps (1971)

$Ts=19.7A+11.6B+2.7C+0.3D+7.6$

Ts: summer surface temperature

A-D: tropical, subtropical, subpolar, gyre margin assemblages

$Tw=23.6A+10.4B+2.7C+3.7D+2.0K$

Tw: winter surface temperature

A-D: tropical, subtropical, subpolar, polar assemblages, K is a constant

Takemoto and Oda (1999)

$Ts(\text{summer})=4.16X_1-2.28X_2-6.50X_3+1.23X_4-3.41X_5+23.74$

$Tw(\text{winter})=5.49X_1-4.65X_2-10.93X_3+2.59X_4-4.81X_5+13.71$

X_1〜X_5：試料中の第1〜第5バリマックス群集の産出頻度

高柳ほか (1985)

$Tw(\text{winter})=17.908-15.553F_1^2-28.327F_1F_3-14.874F_2^2-61.467F_2F_3-63.651F_2F_4$

F_1〜F_5：コアの各深度における試料中の第1〜第4バリマックス群集の産出頻度

5－4．栄養塩指標・塩分濃度指標

インド洋のアラビア海沿岸, アフリカ西岸, ペルー沖のような湧昇流が発達する地域では, *Globigerina bulloides* や *Neogloboquadrina dutertrei* の頻度が増加する(Kroon et al., 1991; Curry et al., 1992; Ibaraki, 1992; Prell et al., 1992). また, 日本列島付近でも, 黒潮と親潮が会合する地点(潮目付近)では *G. bulloides* や *Neogloboquadrina eggeri* (=*N. dutertrei*) の卓越する群集が観察される(Bradshaw, 1959). これらの種は湧昇流の指標種となるが, その分布を規制している要因は栄養塩だけでなく, 水塊の温度構造も影響を与えている. このような地域では, 湧昇流の発達により深層の冷たい水塊が表層に上昇し, 水温の低い(より深い)水塊に卓越する種が優勢になると考えられる.

また, 塩分濃度の影響を受けやすい種としては, *N. dutertrei* が挙げられる(Jones, 1967). *Globigerinoides* 属の分布も塩分濃度の影響を受ける. たとえば, アマゾン川の沖合では淡水レンズが形成される. このような地域では *Globigerinoides ruber* が多く, *G. sacculifer* はやや深層にできた通常の塩分濃度を示す水塊中に生息している(Hemleben and Spindler, 1983). しかし, 前述したように塩分濃度に対する耐性は, いずれの種もそれほど小さくなく, 必ずしも *N. dutertrei* や *G. ruber* だけが低塩分水塊に適応しているわけではない(第4表).

6．有孔虫の殻を用いた地球化学的手法による環境解析

サンゴ, 二枚貝, 浮遊性有孔虫などの炭酸カルシウムの殻には, 水温, 塩分濃度, 栄養塩の量などの殻が形成された当時の海洋環境の情報が記録されている. 地球化学的な幾つかの方法を使えば, それらを明らかにすることができる.

6－1．酸素同位体比($^{18}O/^{16}O$, $\delta^{18}O$)

$\delta^{18}O$ を用いて過去の水温を推定する試みは, Urey (1947)によって最初に提唱され, 1955年にEmiliani とその研究グループによって過去の堆積物(第四紀)に適用されて以来研究が進められてきた(Emiliani, 1955). 現在では, この手法は古海洋の研究では欠かせない手段として定着している(研究史に関しては大場 (1977)や大場(1983)などを参照). 水温を計算する一般式は以下のように表すことができる.

$T=K1-K2(\triangle-A)+K3(\triangle-A)^2$

$\triangle=(^{18}O/^{16}O_{(sample)}-{}^{18}O/^{16}O_{(standard\ carbonate)})/(^{18}O/^{16}O_{(standard\ carbonate)})\times10^3$

$A=(^{18}O/^{16}O_{(water)}-{}^{18}O/^{16}O_{(standard\ water)})/(^{18}O/^{16}O_{(standard\ water)})\times10^3$

この式の K 値は多くの研究で求められ，現在では以下のような計算式が挙げられている．

$T=16.5-4.30(\delta^{18}Oc-\delta^{18}Ow)+0.14(\delta^{18}Oc-\delta^{18}Ow)^2$
(Epstein et al., 1951; 1953)

$T=16.9-4.20(\delta^{18}Oc-\delta^{18}Ow)+0.13(\delta^{18}Oc-\delta^{18}Ow)^2$
(Craig, 1965)

$T=16.9-4.38(\delta^{18}Oc-\delta^{18}Ow)+0.10(\delta^{18}Oc-\delta^{18}Ow)^2$
(Shackleton, 1974)

$T=17.0-4.52(\delta^{18}Oc-\delta^{18}Ow)+0.03(\delta^{18}Oc-\delta^{18}Ow)^2$
(Erez and Luz, 1982; 1983)

海洋水塊の温度は水深とともに減少するので，酸素同位体比は浮遊性種の生息深度を明らかにするときにも用いられる．*Globigerinoides* のような棘のあるグループは低い同位体比を示し，中・深層種はやや高い同位体比をもち，プランクトン・ネットなどの結果と一致する(Fairbanks et al., 1980; 1982; Erez and Honjo, 1981)．過去の絶滅種の生息深度はこの方法を用いて検証されている．白亜紀では Boersma and Shackleton (1981)，D'Hondt and Arthur (1995)，Houston and Huber (1998)，Norris and Wilson (1998)，古第三紀では，Boersma and Premoli Silva (1983)，Boersma et al. (1987)，Keller and Macleod (1992)，Pearson et al. (1993)，Berggren and Norris (1997)，中新世では，Keller (1985)，Norris et al. (1993)などの研究が挙げられる．

酸素同位体比は古水温だけでなく，地質年代を示す時計としても利用される．これに関しても，Emiliani (1955) が行った氷期 — 間氷期のステージ区分が踏襲され，現在から鮮新世（約250万年間）までステージに番号がつけられている(Raymo, 1992)．ステージ5はさらにサブステージ（a から e）まで区分される．各々のステージの絶対年代を決定するのに，ナノ化石による年代層序，^{14}C 年代，U-Th 年代，Astronomical Cycle とのチューニングなどの種々の手法が使われる(Williams et al., 1988; Raffi et al., 1993; Wei, 1993; Bradley, 1999)．

中新世より古い時代では，同位体比が急激に高くなる層準（正のスパイク）に，Oi（漸新世）や Mi（中新世）の略号と番号を組み合わせたコードが用いられる(Miller et al., 1991; Pekar and Miller, 1996)．但し，これらの研究では *Cibicidoides*，*Gyroidinoides* などの底生有孔虫化石の同位体比を使用することが多く，浮遊性有孔虫化石では明瞭なスパイクが認識されない場合も多い．漸新世では6回，中新世では9回のスパイクが認識されている（第5表）．

6－2．炭素同位体比（$^{13}C/^{12}C$，$\delta^{13}C$）

$\delta^{13}C$ は，地球表層で炭素循環のフラックスやリザーバーに大きな変化が生じたときに変動する．$\delta^{13}C$ が急激に低くなる（負異常）層準は，ペルム紀／トリアス紀（P／T）境界，白亜紀／第三紀(K／T)境界，暁新世／始新世(P／E)境界で記録され，逆に急激に高くなる（正異常）は，白亜紀の無酸素事件の層準で観察される．前者に関しては，大量絶滅による生物生産量の減少，温暖化によるガスハイドレート事件などが原因として挙げられ，後者は生産量の拡大による有機物の堆積・埋没が生じたとされている(松本，1995など)．浮遊性有孔虫の炭素同位体比もこのようなイベントを認識するのに使用されるが，同じ負異常でもその原因を特定することが難しい．

一方，現在の北太平洋では表層の $\delta^{13}C$ 値は＋2.0‰前後

第5表　中新世および漸新世における酸素同位体比イベント(Miller et al., 1991; Wright et al., 1992; Pekar and Miller, 1996)．
中新世では Mi1から Mi7，漸新世では Oi1から Oi2b の合計15層準で酸素同位体比の正のスパイクが認識されている．

Isotope stage	Age (Ma)	Magnetochron	Foraminiferal Zone	$\delta^{18}O$ (‰) increase	Maximum $\delta^{18}O$ (‰)
Mi7	8.5	base C4n	(N16)		
Mi6	9.6	lower C5n	N16		
Mi5	11.3	base C5r	N13-N14	0.6	
Mi4	12.6	base C5Ar	(N11-12)	0.7	
Mi3	13.6	C5ABr	(N11)	0.75	
Mi2	16.1	base C5Br	N8	0.7	
Mi1b	18.1	C6Br	N6	0.5	
Mi1a	21.2	C6Ar	top N4b	0.5	
Mi1	23.7	C6Cn	(N4a)	1	2.2
Oi2b	27.1	latest C9n	top P21b	0.6	2.4
Oi2a	28.3	C9r/C10n	P21b	0.6	2.6
Oi2	30.3	C11r	P19/P20	1.1	2.1
Oi1b	31.7	late C12r	lower P19	0.9	2.6
Oi1a	32.8	early C12r	upper P18	0.6	2.5
Oi1	33.5	C13n	lower P18	1	2.4

であるのに対して，1000m 以深では0～－1‰と両者の間に大きな差がある(Kroopnick, 1985)．表層では植物プランクトンが^{12}Cを多く取り込みやすく，相対的に海水中の$\delta^{13}C$が高くなるのに対して，中層・深層では遺骸として沈降した軽い同位体比をもつ有機物が酸化・分解されるため，海水の$\delta^{13}C$の値が低くなると説明されている．したがって，浮遊性と底生有孔虫の$\delta^{13}C$の差は，生物ポンプの強さをはかる目安となる．さらに，$\delta^{13}C$は海洋循環のトレーサーにも利用されている．$\delta^{13}C$の高い水塊は，一般に溶存酸素濃度が高く栄養塩類の乏しい海水を特徴づける．つまり，最も高い$\delta^{13}C$値をもつ底生有孔虫が得られた地域が，深層水の起源となった場所に近いと考えられる．この方法を用いて過去の深層水の循環パターンを復元すると，現在とはかなり異なっていたことがわかる．現在の海洋では，深層水の$\delta^{13}C$は北西大西洋で最も高く，南極深層水ではそれより低い．また，北大西洋深層水(NADW: North Atlantic Deep Water) は深くまで沈み込み，低緯度地域の深層まで広がっている．これに対して，最終氷期では NADW の沈み込みは弱くなり中層までしか到達せず，南半球に起源をもつ深層水が低緯度地域に広がっていた(Duplessy and Maier-Reimer, 1993)．また，古第三紀や新第三紀の深層水の起源に関しても，$\delta^{13}C$を用いて議論がなされている(Woodruff and Savin, 1991; Wright et al., 1992; 野村ほか 1992; Wright and Miller, 1993; Seto, 1995; Corfield and Norris, 1996)．

6－3．Vital Effect について

生物が炭酸塩の殻を作るとき，海水との間で必ずしも同位体比交換平衡が成り立たない場合がある．この効果は“Vital effects”とよばれる．平衡からのずれが大きい生物はサンゴ・ウニで，腕足貝・軟体動物では海水組成を比較的良く反映している．浮遊性有孔虫でもこの効果があり，幼生個体と成体における違い，共生藻の有無，呼吸効果，生殖する際につくられる殻構造などが同位体比に影響を与えることが指摘されている．飼育実験では，*Globigerinoides sacculifer*, *Orbulina universa*, *Globigerina bulloides* の3種に関して詳しい研究がなされている(Spero et al., 1991; 1997; Spero and Lea, 1993; 1996)．*G. sacculifer* や *O. universa* については，殻の大きさによる差（幼生もしくは成体による差）は小さいが，光度による影響は大きい．光度が強いほど$\delta^{18}O$は低く，$\delta^{13}C$は高くなる．これに対して *G. bulloides* の$\delta^{18}O$は，幼生個体では低く，成体ほど平衡状態に近づく．また，この種は水温が高いほど$\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ともに低くなる．

6－4．微量元素を用いた解析

有孔虫の殻の中には微量ながら種々の金属元素が含まれている．測定機器の進歩とともにこれらの元素の存在量が測定可能となったため，地球化学的な議論も有孔虫の殻を利用して盛んに行われるようになった(Lea, 1999)．この分野の研究に関しては膨大な文献があるので，本論ではその一部を文献として引用した．各々の元素に関する文献に関しては，Lea (1999)を参照して頂きたい．現在，環境指標として使用できる元素には以下のものがある．

6-4-1．栄養塩指標

過去の基礎生産（生物生産）を見積もるための地球化学的な手法に関しては，川幡 (1994) や川幡 (1997) が詳しい解説をしている．このうち最近では，カドミウム (Cd) とバリウム (Ba) を使う方法が注目を集めている．この２つの元素は，栄養塩であるリン酸と海洋中では非常によく似た分布をしており，わずかであるが有孔虫の殻の中に取り込まれる(Boyle, 1988a; Lea and Boyle, 1989; Lea, 1999)．たとえば，カドミウム濃度は熱帯の浮遊性有孔虫 (*G. sacculifer, G. ruber*) では0.001μmol／mol と非常に小さいが，太平洋の底生有孔虫 *Cibicides* や *Uvigerina* では0.250μmol／mol とやや高い値を示す．Ba の量は Cd の約20倍ほど多く，北大西洋の底生有孔虫の殻には約2μmol／mol，北太平洋では約5μmol／mol の値を示す．これらを測定することにより，過去の海水のリン酸濃度を推定する方法である．

Boyle (1988a)は，北大西洋の堆積物に含まれる底生有孔虫の殻に含まれるカドミウム濃度(Cd／Ca) を測定した結果，最終氷期では中層のリン酸塩は現在より低く，底層では逆に高かったことを示した(Boyle and Keigwin, 1987; Boyle, 1988b)．その後，Ba からも同じような結果が得られている(Lea and Boyle, 1990b)．これらの結果から，北大西洋での深層水の形成が氷期には著しく低下し，南極海からリン酸に富む底層水が北大西洋の底層にまで進入していたと推定される(Boyle and Keigwin, 1987)．この結論は，前述したように$\delta^{13}C$を用いた研究からも支持されている(Duplessy and Maier-Reimer, 1993)．北大西洋のコアでは Cd/Ca と Ba/Ca の変化は非常によい相関を示し，両者とも氷期（酸素同位体比ステージの2，４，６）に増加し，間氷期（ステージ１，３，５，７）に減少する(Lea and Boyle, 1990a)．また，$\delta^{13}C$は Cd や Ba の変化と逆相関関係にある．これらの研究は深層循環の研究を目的としているので，浮遊性種ではなく深層に生息する *Cibicides kullenbergi, C. wuellerstorfi, Uvigerina* 属の種が試料として使われている．

浮遊性有孔虫の場合にも，Cd は表層水塊での栄養塩の

変動を推定するのに使えることは疑いがない．これに対して，Ba は河川水や氷河の融水の流入を調べるトレーサーとして使える可能性が指摘されている(Lea, 1999)．また，浅海地域の底生有孔虫の Cd 値は，完新世では湧昇流や環境汚染のトレーサーに使用できる．特に，沿岸地域の場合は汚染の問題を取り扱う場合の有力な手法となる．

6-4-2. 物理学的な環境の指標となる元素

暖かい海で形成される生物の殻に含まれる Mg は，冷たい海よりも高い値を示すことが知られている．浮遊性有孔虫化石に含まれる Mg／Ca は，約0.5～5mmol／mol の値をもち，暖かい海ほど増加する（Cronblad and Malmgren, 1981）．表層に生息する種も深層種よりも高い Mg を含んでいる．また，底生有孔虫に関しては，その値は約0.5～10 mmol／mol の範囲にあり，浮遊性と同じく浅海ほど大きい．このように，有孔虫殻の Mg／Ca は水温と密接な関係があり，飼育実験やコア試料でも研究が進んでいる（Nürnberg, 1995; Lear et al., 2000; Toyofuku et al., 2000）．しかし，堆積後の溶解作用は Mg／Ca に大きな影響を与えることも指摘されている．

浮遊性有孔虫の殻の Sr 濃度（Sr／Ca）は Mg（Mg／Ca）よりも均質で，約1.2～1.65mmol／mol の範囲にある（Lea, 1999）．底生有孔虫の Sr／Ca はその値が水深とともに減少する．温度，圧力，炭酸塩の飽和度などの要因があるが，おそらく水圧との関係が最も有力である（Lea, 1999）．この他，浮遊性有孔虫の殻の中の F 濃度（F／Ca）は塩分濃度の指標（Rosenthal and Boyle, 1993），また，$^{10}B/^{11}B$（$\delta^{11}B$）は pH の指標として使える可能性が指摘されている（Spivack et al., 1993）が，やはり溶解作用の影響など問題点が残されている．但し，Cd や Ba に比べると Mg や Sr は続成作用の影響を受けにくいので，第三紀の古海洋の指標として期待されている．

6-4-3. 化学的な環境の指標となる元素

この指標として使用できる元素は，Li, U, V, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ などである．Li は熱水活動の指標となり海洋底拡大の大きさを見積もることができる（Delaney and Boyle, 1986）．U（ウラニウム）と V（バナジウム）は無酸素もしくは貧酸素状態の堆積物に多く取り込まれるので，黒色頁岩など無酸素環境で堆積した堆積物が多いと海水中のこれらの濃度は低くなる．したがって，この２つは海水の酸化状態の指標になる（Russell et al., 1994; Hastings et al., 1996）．

海洋の $^{87}Sr/^{86}Sr$ の値は，過去2400万年間に約0.7082から0.7091へと急激に上昇する（たとえば，伊藤，1993）．この頃からヒマラヤ山脈が急激に上昇し，高い Sr 比をもつ変成岩などの岩石が露出・浸食され河川によって海洋に運搬されたため，その比に影響を与えたと考えられている（Raymo, 1994；酒井，1997）．また，海水中の $^{143}Nd/^{144}Nd$ も大西洋（約0.5120）と太平洋（0.5125）では異なる．これも後背地の岩石のもつ Nd 比の違いを反映している．この比は大陸の岩石で低く，海洋玄武岩で高い値を示す．大西洋では主として大陸地殻の岩石が浸食され，太平洋では玄武岩質の岩石がその起源となっているため，同位体比に差を生じるとされている（Lea, 1999）．このように，この２つの同位体比は風化・浸食のパターンを認識するための指標として使われている．

6-4-4. 続成作用の指標となる元素

有孔虫が堆積物に埋没した後，殻の表面には二次的な鉱物のコーティングが生じる．その代表的な鉱物が Mn-carbonate で，特に無酸素・貧酸素状態では $MnCO_3$ が沈積しやすい（Lea, 1999）．堆積物に潜る内生の底生有孔虫やコア堆積物の化学分析を行う場合には，これらの続成作用の影響を取り除くことが大きな問題となる．このほか，Mg, Sr, F の元素も続成作用の影響を受ける．これらの元素は物理学的環境の指標となるが，二次的な続成作用の要素を含んでいることも十分に留意しなければならない．

6-4-5. これ以外の指標

これら以外に，栄養塩の指標として使用できそうな元素は Zn で，また表層水の珪酸濃度の復元にも使用できる可能性を秘めている．このほか，Na, K, Rb, Cs なども物理学的な環境の指標として，Fe, Co, Ni, Cu, Ag は栄養塩の指標となる可能性があり，REE（Rare Earth elements; La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb）も海水の組成などの指標に使うことができるかもしれないと指摘されている（Lea, 1999）．

近年，有孔虫の殻に含まれる微量元素をトレーサーとして，海洋環境の復元に利用する試みがさかんに行われている．しかし，安定同位体比と同じように続成作用や Vital Effect により，これらの微量元素の量がどのように変化するか十分にわかっていない場合も多い．今後，ネットやセジメント・トラップの試料で，海水と有孔虫の間で平衡が保たれているのか，また飼育実験により Vital effect を確かめることが重要な課題である．

7．古海洋における浮遊性有孔虫の研究の問題点

7－1．群集解析における問題点

第四紀（170万年）より過去の堆積物の研究は，続成作用や時間解像度などの点で大きな制約を受けるので，前章

で述べたような地球化学的な手法は使用できないことが多い．それらの研究では微化石の群集解析が主体として行われ，化石の保存のよい試料に対してのみ酸素・炭素同位体比の研究が可能となる．しかし，白亜紀や古第三紀の研究では，このような群集解析さえ十分であるとはいえない．その原因の一つは形態分類学的な問題にある．もし，研究者間で種の概念の統一が不十分であると，種の頻度を計算する段階で既に食い違いを生じることになる．この傾向は，古第三紀の hispid species のグループ（*Acarinina* 属，*Morozovella* 属）で顕著にみられ，一部の研究では種の頻度分布どころか種の示準面さえも食い違うこともある．現在，古第三紀ではこのような混乱を整理するための研究グループが組織され，分類群の整理・統合が行われている．現在，暁新世の浮遊性有孔虫の分類体系の検討は終了し，Berggren and Norris (1997)や Olsson et al. (1999)として出版された．現在は始新世の整理が行われており，終了次第，漸新世へと進む予定である．中新世に関しては，既に Kennett and Srinivasan (1983)によりその分類の基礎が確立している．これ以外に中新世の研究で必要となるのは，地中海や日本列島などの中緯度地域のデーターであろう（たとえば，Saito, 1963; Oda, 1977 など）．第四紀および現世では，Saito et al. (1981)が標準である．一方，白亜紀に関しては Robaszynski et al. (1979), BouDagher-Fadel et al. (1997), Caron (1985)など，各々の時代で必要なモノグラフが出版されているが，*Hedbergella, Heterohelix, Globigerinelloides* 各属の分類に関しては十分ではない．このように，分類学上の問題が解決しなければ，群集解析による研究の精度が大きく向上することはない．系統分類学の研究は古海洋の研究には欠くことはできない分野といえる．

7－2．古生態における問題点

過去の生物を研究する場合，斉一観の考えを簡単に適用できないことにも留意しなければならない．ジュラ紀に出現した浮遊性有孔虫は，白亜紀に分化を開始し，白亜紀中期には早くも Tethys, Transitional, Boreal (Austral)という地理区分が確立されていた．この白亜紀の群集は隕石（もしくは彗星）の地球への衝突が起こった白亜紀／第三紀（K/T）境界でほとんどが絶滅し，生きのびた３種から古第三紀の種群が再び分化した．この古第三紀の群集は白亜紀と大きく異なる形態をしていた．次の大規模な絶滅事件は，中期始新世から始新世／漸新世（E/O）境界にわたって生じた寒冷化（Terminal Eocene Event とよばれる）によるもので，次の新第三紀のグループはこの事件を生きのびた分類群から生じている．この絶滅は K/T 境界ほど顕著ではなく，形態上の変化も K/T 境界ほど大きくはない．以上のように，浮遊性有孔虫には白亜紀型・古第三紀型・新第三紀型の３つのグループが存在することになる（Vincent and Berger, 1981）．しかし，すべてのグループで同じ形態の個体が同じ生活様式をしていたわけではない．現在では *Globorotalia menardii* や *G. tumida* のようなレンズ状の形態で keel のある種は深層に生息し，*Globigerinoides sacculifer* のような球形の形態種は表層に多い．ところが，古第三紀では keel のあるタイプは表層，球形種は深層に生息していた(Boersma et al., 1987)．白亜紀では Single-keel の *Rotalipora* 属は中・深層に生息していたが(Norris and Wilson, 1998)，それ以外の keel のある属はよくわからない．これらの例で示されるように，浮遊性有孔虫では同じ形態的な特徴をもつ種が必ずしも同じようなニッチェを占めていたわけではない．そのため，過去における各種の生息深度に関しては酸素・炭素同位体比によるクロスチェックが必要不可欠となっている．

8．おわりに

古海洋の研究において，生物を tool として使用する場合，その生態・分布・環境因子に対する反応などは十分に理解しておく必要がある．また，生物はそのような物理化学的な環境要因に左右されるだけでなく，生物同士の種間関係，捕食―非捕食者関係など他の生物群との関係にも大きく影響される．微化石の中でも有孔虫は浮遊性・底生とともに，これらの情報が最もよく明らかにされている分類群であり，この点からも古海洋研究では最も利用しやすい化石となっている．また，炭酸カルシウムの殻をもつため炭素・酸素同位体比の研究にも使用できる利点もある．本論では，浮遊性有孔虫の生物学的な側面を概説し，またそれらを古海洋の研究（特に第四紀まで）にどのように利用しているかを解説した．表層に生息する *G. sacculifer, O. universa* などに関しては，飼育実験を含めて多くの研究がなされているが，深層に生息する *Globorotalia menardii, G. truncatulinoides, G. hirsuta, G. scitula* などの生態は十分に明らかになっていない．このことは，堆積物中の浮遊性有孔虫の群集から古環境・古気候を復元する場合に，特に注意を要する点であろう．

参考文献

Anderson, O.R., Spindler, M., Bé, A.W.H. and Hemleben, C., 1979. Trophic activity of planktonic foraminifera. J. Mar. Biol. Ass. U. K., 59: 791-799.

Bé, A.W.H., 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: A.T.S. Ramsay (Editor), Oceanic Micropaleontology. Academic Press, London, pp. 1-100.

Bé, A.W.H., 1982. Biology of planktonic foraminifera. In: T.W. Broadhead (Editor), Foraminifera: Notes for a Short Course,

Studies in Geology 6, University of Tennessee, pp. 51-92.

Bé, A.W.H., Caron, D.A. and Anderson, O.R., 1981. Effects of feeding frequency on life processes of the planktonic foraminifer *Globigerinoides sacculifer* in laboratory culture. J. Mar. Biol. Assoc. U.K., 61: 257-277.

Bé, A.W.H., Hemleben C., Anderson, O. R., Spindler, M., Hacunda, J., Tuntivate-Choyet, S., 1977. Laboratory and field observations of living planktonic foraminifera. Micropaleontology, 23(2): 155-179.

Bé, A.W.H. and Hutson, W.H., 1977. Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. Micropaleontology, 23(4): 369-414.

Bé, A.W.H. and Tolderlund, D.S., 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. In: B.M. Funnell and W.R. Riedel (Editors), The Micropaleontology of Oceans. Cambridge University Press, London, pp. 105-149.

Berger, W.H., 1971. Sedimentation of planktonic foraminifera. Mar. Geol., 11: 325-358.

Berggren, W.A. and Aubry, M.-P., 1996. A late Paleocene-early Eocene NW European and North Sea magnetobiochronological correlation network. In: R.W.O.B. Knox, R.M. Corfield and R.E. Dunay (Editors), Correlation of the Early Paleocene in Northern Europe. Geol. Soc. Spec. Pub. No. 101. pp. 309-352.

Berggren, W.A., Hilgen, F. J., Langereis, C. G., Kent, D. V., Obradovich, J. D., Raffi, I., Raymo, M. E., Shackleton, N. J., 1995a. Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy. Geol. Soc. Am. Bull., 107(11): 1272-1287.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C. and Aubry, M.-P., 1995b. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. No. 54. pp. 129-212.

Berggren, W.A. and Norris, R.D., 1997. Biostratigraphy, phylogeny and systematics of Paleocene trochospiral planktic foraminifera. Micropaleontology, 43, supplement 1: 1-116.

Bijma, J., Faber JR., W. W. and Hemleben, C., 1990. Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktonic foraminifers in laboratory cultures. J. Foraminiferal Res., 20 (2): 95-116.

Boersma, A. and Premoli Silva, I., 1983. Paleocene planktonic foraminiferal biostratigraphy and the paleoceanography of the Atlantic Ocean. Micropaleontology, 29(4): 355-381.

Boersma, A., Premoli Silva, I. and Shackleton, N.J., 1987. Atlantic Eocene planktonic foraminiferal paleohydrographic indicators and stable isotope paleoceanography. Paleoceanography, 2(3): 287-331.

Boersma, A. and Shackleton, N.J., 1981. Oxygen- and carbon-isotope variations and planktonic-foraminifer depth habitats, Late Cretaceous to Paleocene, Central Pacific, Deep Sea Drilling Project Sites 463 and 465. Init. Rep. DSDP 62. Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 513-526.

Bond, G.C. and Lotti, R., 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic ocean during the last glacial period. Nature, 360: 245-249.

BouDagher-Fadel, M.K., Banner, F.T., Whittaker, J.E., Simmons, M.D. and Taylor, H., 1997. The early evolutionary history of planktonic foraminifera. Chapman & Hall, London, 269 pp.

Boyle, E.A., 1988a. Cadmium: chemical tracer of deepwater paleoceanography. Paleoceanography, 3(4): 471-489.

Boyle, E.A., 1988b. The role of vertical chemical fractionation in controlling late Quaternary atomospheric carbon dioxide. J. Geophys. Res, 93: 15701-15715.

Boyle, E.A. and Keigwin, L., 1987. North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature. Nature, 330: 35-40.

Bradley, R.S., 1999. Paleoclimatology -Reconstructing climates of the Quaternary- (Second Edition). Academic Press, San Diego, 613 pp.

Bradshaw, J.S., 1959. Ecology of living planktonic foraminifera in the North and Equatorial Pacific Ocean. Contrib. Cushman Found. Foraminiferal Res., 10: 25-64.

Brown, K.S., Colling, A., Park, D., Phillips J., Rothery D., Wrightet J., 1989. Ocean Circulation. The Open University, Milton Keynes, 238 pp.

Brummer, G.J.A., Hemleben, C. and Spindler, M., 1986. Planktonic foraminiferal ontogeny and new perspectives for micropaleontology. Nature, 319: 50-52.

Caron, D.A., Bé, A.W.H. and Anderson, O.R., 1981. Effects of variations in light intensity on life processes of the planktonic foraminifer *Globigerinoides sacculifer* in laboratory culture. J. Mar. Biol. Assoc. U. K., 62: 435-452.

Caron, D.A., W. W. Faber, J. and Bé, A.W.H., 1987. Effects of temperature and salinity on the growth and survival of the planktonic foraminifer *Globigerinoides sacculifer*. J. Mar. Biol. Assoc. U. K., 67: 323-341.

Caron, M., 1985. Cretaceous planktic foraminifera. In: H.M. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen (Editors), Plankton stratigraphy. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 17-86.

Caron, M. and Homewood, P., 1983. Evolution of early planktic foraminifers. Mar. Micropaleontol., 7: 453-462.

Cifelli, R., 1969. Radiation of Cenozoic planktonic foraminifera. Systematic Zoology, 18(2): 154-168.

Climap, Project Members, 1976. The Surface of the Ice-age earth. Science, 191: 1131-1137.

Coccioni, R. and Premoli Silva I., 1994. Planktonic foraminifera from the Lower Cretaceous of Rio Argos sections (southern Spain) and biostratigraphic implications. Cretaceous Res., 15: 645-687.

Corfield, R.M. and Norris, R.D., 1996. Deep water circulation in the Paleocene Ocean. In: R.W.O'B. Knox, Corfield, R. M. and Dunnay, R. E. (Editor), Correlation of the Early Paleogene in Northwestern Europe. Geol. Soc. Spec. Publ., No. 101. pp. 443-456.

Craig, H., 1965. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In: E. Tongiorgi (Editor), Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures. Con. Naz. Ric. Lab. Geol. Nucl., Pisa, Spoleto, 1965, pp. 161-182.

Cronblad, H.G. and Malmgren, B.A., 1981. Climatically controlled variation of Sr and Mg in Quaternary planktonic foraminifera. Nature, 291: 61-64..

Curry, W.B., Ostermann, D.R., Guptha, M.V.S. and Ittekkot, V., 1992. Foraminiferal production and monsoonal upwelling in the Arabian Sea: evidence from sediment traps. In: C.P. Summerhayes, W.L. Prell and K.C. Emeis (Editors), Upwelling systems: evolution since the early Miocene. Geol. Soc. Spec. Publ. No. 64: pp. 93-106.

Curry, W.B., Thunell, R.C. and Honjo, S., 1983. Seasonal changes in the isotopic composition of planktonic foraminifera collected in Panama Basin sediment traps. Earth Planet. Sci. Lett., 64: 33-43.

Delaney, M.L. and Boyle, E.A., 1986. Lithium foraminiferal shells: implications for high-temperature hydrothermal circulation fluxes and oceanic crustal generation rates. Earth Planet. Sci. Lett., 80: 91-105.

D'Hondt, S. and Arthur M. A., 1995. Interspecies variation in stable isotope signals of Maastrichtian planktonic foraminifera. Paleoceanography, 10(1): 123-135.

D'Hondt, S., Zachos, J.C. and Schultz, G., 1994. Stable isotopic signals and photosymbiosis in Late Paleocene planktic foraminifera. Paleobiology, 20(3): 391-406.

Duplessy, J.-C. and Maier-Reimer, E., 1993. Global ocean circulation changes. In: J.A. Eddy and H. Oeschger (Editors), Global Changes in the Perspective of the Past. Wiley, Chichester, pp. 199-220.

Eguchi, N.O., Kawahata, H. and Taira, A., 1999. Seasonal response of planktonic foraminifera to surface ocean condition : sediment trap results from the Central North Pacific Ocean. J. Oceanography, 55: 681-691.

英国オープン大学編（野村律夫訳），1998，海洋堆積物の基礎，愛知出版，東京：192pp.

Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. J. Geol., 63: 538-578.

Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A. and Urey, H.C., 1951. Carbonate-water isotopic temperature scale. Geol. Soc. Am. Bull., 62: 417-426.

Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A. and Urey, H.C., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. Geol. Soc. Am. Bull., 64: 1315-1325.

Erez, J. and Honjo, S., 1981. Comparison of isotope composition of planktonic foraminifera in plankton tows, sediment traps and sediments. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 33: 129-156.

Erez, J. and Luz, B., 1982. Temperature control of oxygen isotope fractionation of cultured planktonic foraminifera. Nature, 297: 220-222.

Erez, J. and Luz, B., 1983. Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. Geochim. Cosmochim. Acta, 47: 1025-1031.

Erez, J., Almogi-Labin, A. and Avraham, S., 1991. On the life history of planktonic foraminifera: Lunar reproduction cycle in *Globigerinoides sacculifer* (Brady). Paleoceanography, 6(3): 295-306.

Ericson, D.B., 1959. Coiling direction of *Globigerina pachyderma* as a climatic index. Science, 130: 219-220.

Fairbanks, R.G., Sverdlove, M., Free, R., Wiebe, P.H. and Bé, A. B.W., 1982. Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. Nature, 298: 841-844.

Fairbanks, R.G., Wiebe, P.H. and Bé, A.W.H., 1980. Vertical distribution and isotope composition of living planktonic foraminifera in the western North Atlantic. Science, 207: 61-63.

Guptha, M.V.S., Curry, W.B., Ittekkot, V. and Muralinath, A.S., 1997. Seasonal variation in the flux of planktonic foraminifera: sediment trap results from the Bay of Bengal, Northern Indian Ocean. J. Foraminiferal Res., 27(1): 5-19.

Hastings, D.W., Emerson, S.R., Erez, J. and Nelson, B.K., 1996. Vanadium in foraminiferal calcite: Evaluation of a method to determine paleo-seawater vanadium concentrations. Geochim. Cosmochim. Acta, 60: 3701-3715.

Hemleben, C. and Spindler, M., 1983. Recent advances in research on living planktonic foraminifera. Utrecht Micropaleontol. Bull., 30: 141-170.

Hemleben, C., Spindler, M. and Anderson, O., 1989. Modern Planktonic Foraminifera. Springer-Verlag, Berlin, 1-363 pp.

Hemleben, C., Spindler, M., Breitinger, I. and Deuser, W.G., 1985. Field and laboratory studies on the ontogeny and ecology of some globorotaliid species from the Sargasso Sea off Bermuda. J. Foraminiferal Res., 15(4): 254-272.

Hemleben, C., Spindler, M., Breitinger, I. and Ott, R., 1987. Morphological and physiological responses of *Globigerinoides sacculifer* (Brady) under varying laboratory conditions. Mar. Micropaleontol., 12: 305-324.

Houston, R.M. and Huber, B.T., 1998. Evidence of photosymbiosis in fossil taxa? Ontogenetic stable isotope trends in some Late Cretaceous planktonic foraminifera. Mar. Micropaleontol., 34: 29-46.

Ibaraki, M., 1992. Planktonic foraminifera of coastal upwelling area off Peru during the Pleistocene. In: C.P. Summerhayes, W.L. Prell and K.C. Emeis (Editors), Upwelling systems: evolution since the early Miocene. Geol. Soc. Spec. Publ. No. 64. pp. 443-449.

Imbrie, J., van Donk, J. and Kipp, N.G., 1973. Paleoclimatic investigation of a late Pleistocene Caribbean deep-sea core: comparison of isotopic and faunal methods. Quaternary Res., 3: 10-38.

Imbrie, J. and Kipp, N.G., 1971. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a Late Pleistocene Caribbean core. In: K.K. Turekian (Editor), The Late Cenozoic Glacial Ages. Yale University Press, New Haven, Connecticut, pp. 71-181.

伊藤　孝，1993，新生代海水 Sr 同位体組成データーの評価と Sr 同位体層序学．地質学雑誌，99(9):739-753.

Ittekkot, V., Nair, R.R., Honjo, S., Ramaswamy, V., Bartsch, M., Manganini, S. and Desai, B.N., 1991. Enhanced particle fluxes in Bay of Bengal induced by injection of fresh water. Nature, 351: 385-387.

Ivanova, E.M., Conan, S.M.-H., Peeters, F.J.C. and Troelstra, S.R., 1999. Living *Neogloboquadrina pachyderma* sin and its distribution in the sediments from Oman and Somalia upwelling areas. Mar. Micropaleontol., 36: 91-101.

Jones, J.I., 1967. Significance of distribution of planktonic foraminifera in the Equatorial Atlantic Undercurrent. Micropaleontology, 13(4): 489-501.

Keller, G., 1985. Depth stratification of planktonic foraminifers in the Miocene ocean. Geol. Soc. Am. Mem., 163: 177-193.

Keller, G. and Macleod, N., 1992. Faunal turnover and depth stratification: their relationships to climate and productivity events in the Eocene to Miocene pelagic realm. In: K. Ishizaki and T. Saito (Editors), Centenary of Japanese Micropaleontology. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, pp. 1-14.

Kennett, J.P. and Srinivasan, M.S., 1983. Neogene planktonic foraminifera: A phylogenetic Atlas. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, 265 pp.

King, K.J., 1977. Amino acid survey of Recent calcareous and siliceous deep-sea microfossils. Micropaleontology, 23(2): 180-193.

King, K.J. and Hare, P.E., 1972. Amino acid composition of the test as a taxonomic character for living and fossil planktonic foraminifera. Micropaleontology, 18(3): 285-293.

Kohfeld, K.E. and Fairbanks, R.G., 1996. *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral coiling) as paleoceanographic tracers in polar oceans: Evidence from Northeast Water Polynya

plankton tows, sediment traps, and surface sediments. Paleoceanography, 11(6): 679-699.

Kroon, D., Steens, T. and Troelstra, S.R., 1991. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foraminifers. In: W.L. Prell, N. Niitsuma et. al. (Editors), Proc. ODP, Sci. Results 117. TX (Ocean Drilling Program), College Station, pp. 257-263.

Kroopnick, P.M., 1985. The distribution of ^{13}C of pCO_2 in the world oceans. Deep-Sea Res., 32(1): 57-84.

川幡穂高，1994，過去の生物生産量はどのようにして推定するのか．地質ニュース，No.475：22-33.

川幡穂高，1997，後期第四紀における基礎生産力の推定法．海の研究，6(2)：71-86.

Lea, D.W., 1999. Trace element in foraminiferal calcite. In: B.K.S. Gupta (Editor), Modern Foraminifera. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 259-277.

Lea, D.W. and Boyle, E.A., 1989. Barium content of benthic foraminifera controlled by bottom water composition. Nature, 338: 751-753.

Lea, D.W. and Boyle, E.A., 1990a. A 210,000-year record of barium variability in the deep northwest Atlantic Ocean. Nature, 347: 269-272.

Lea, D.W. and Boyle, E.A., 1990b. Foraminiferal reconstruction of barium distributions in water masses of glacial oceans. Paleoceanography, 5(5): 719-742.

Lear, C.H., Elderfield, H. and Wilson, P.A., 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. Science, 287: 269-272.

Leckie, R.M., 1987. Paleoecology of mid-Cretaceous planktonic foraminifera: A comparison of open ocean and epicontinental sea assemblages. Micropaleontology, 33(2): 164-176.

Leckie, R.M., 1989. A paleoceanographic model for the early evolutionary history of planktonic foraminifera. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 73: 107-138.

Longoria, J.F., 1974. Stratigraphic, morphologic and taxonomic studies of Aptian planktonic foraminifera. Rev. Esp. Micropaleontol., numero. extraord: 1-107.

Macleod, N., Ortiz, N., Fefferman, N., Clyde, W., Schulter, C., Maclean, J., 2000. Phenotypic response of foraminifera to episodes of global environmental change. In: S.J. Culver and P.F. Rawson (Editors), Biotic Response to Global Change. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 51-78.

Marchant, M., Hebbeln, D. and Wefer, G., 1998. Seasonal flux patterns of planktic foraminifera in the Peru-Chile Current. Deep-Sea Res. I, 45: 1161-1185.

松本　良，1995，炭酸塩の$\delta^{13}C$異常の要因と新しいパラダイム「ガスハイドレート仮説」．地質学雑誌，101(11)：902-924.

Miller, K.G., Wright, J.D. and Fairbanks, R.G., 1991. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. J. Geophys. Res., 96(B4): 6829-6848.

Nair, R.R., Ittekkot, V., Manganini, S.J., Ramaswamy, V., Haake, B., Degens, E.T., Desai, B.N. and Honjo, S., 1989. Increased particle flux to the deep ocean related to monsoons. Nature, 338: 749-751.

西　弘嗣・尾田太良，2000，浮遊性有孔虫を用いた海洋表層環境の解析法．月刊地球，22(9)：601-608.

野村律夫・瀬戸浩二・新妻信明，1992，Warm Saline Deep Water (WSDW)は存在したか．月刊地球号外，(6)：161-166.

Norris, R.D., 1996. Symbiosis as an evolutionary innovation in the radiation of Paleocene planktic foraminifera. Paleobiology, 22 (4): 461-480.

Norris, R.D., Corfield, R.M. and Cartlidge, J.E., 1993. Evolution of depth ecology in the planktic foraminifera lineage *Globorotalia* (*Fohsella*). Geology, 21: 975-978.

Norris, R.D. and Wilson, P.A., 1998. Low-latitude sea-surface temperatures for the mid-Cretaceous and the evolution of planktic foraminifera. Geology, 26: 823-826.

Nürnberg, D., 1995. Magnesium in tests of *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral from high northern and southern latitudes. J. Foraminiferal Res., 25: 350-368.

大場忠道，1977，第四紀の海水温度 — 酸素同位体比 ($^{18}O/^{16}O$) 温度と炭酸塩の堆積 —．科学，47:607-614.

大場忠道，1983，酸素同位体比と古環境．化学の領域，37(9):651-660.

大場忠道・服部竜哉，1992，房総半島沖の日本海溝における現生浮遊性有孔虫群集．化石，No. 52:12-19.

Oda, M., 1977. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimentary sequence, Central Honshu, Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., Sendai, Second Series (Geology), 48(1): 1-72.

尾田太良，1989，日本海溝セジメント・トラップ (JT-01, JT-02) 中の浮遊性有孔虫群集．月刊海洋，21(4):221-227.

Olsson, R.K., Hemleben, C., Berggren, W.A., Huber, B.T. and members of the Paleogene planktonic foraminifera Working Group, 1999. Atlas of Paleocene planktonic foraminifera. Smithsonian contrib. Paleontology, No. 85: 1-252.

Park, B.-K. and Shin, I.C., 1998. Seasonal distribution of planktonic foraminifers in the East Sea (Sea of Japan), A large marginal sea of the Northwest Pacific. J. Foraminiferal Res., 28(4): 321-326.

Pearson, P., Shackleton, N. and Hall, M., 1993. Stable isotope paleoecology of Middle Eocene planktonic foraminifera and multi-species isotopic stratigraphy, DSDP Site 253, South Atlantic. J. Foraminiferal Res., 23(2): 123-140.

Pekar, S. and Miller, K.G., 1996. New Jersey Oligocene "Icehouse" sequences (ODP Leg 150X) correlated with global $\delta^{18}O$ and Exxon eustatic records. Geology, 24(6): 567-570.

Prell, W.L., Murray, D.W., Clemens, S.C. and Anderson, D.M., 1992. Evolution and variability of the Indian Ocean summer monsoon: Evidence from the western Arabian Sea Drilling. In: D.A. Robert, D.K. Rea, R.B. Kidd, U. von Rad and J.K. Weissel (Editors), Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 70, pp. 447-469.

Raffi, I., Backman, J., Rio, D. and Shackleton, N.J., 1993. Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxygen isotope stratigraphies from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677. Paleoceanography, 8(3): 387-408.

Raymo, M.E., 1992. Global climatic change: a three million year perspective. In: G.J. Kukla and E. Went (Editors), Start of a Glacial. Springer-Verlag, Berlin, pp. 207-223.

Raymo, M.E., 1994. The Himalayas, orogenic carbon burial, and climate in the Miocene. Paleoceanography, 9(3): 399-404.

Reynolds, L. and Thunell, R.C., 1985. Seasonal succession of planktonic foraminifera in the subpolar North Pacific. J. Foraminiferal Res., 15(4): 282-301.

Reynolds, L.A. and Thunell, R.C., 1986. Seasonal production and morphologic variation of *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) in the northeast Pacific. Micropaleontology, 32 (1): 1-18.

Riegraf, W., 1987. Planktonic foraminifera (Globuligerinidae) from the Callovian (Middle Jurassic) of Southwest Germany. J.

Foraminiferal Res., 17(3): 190-220.
Robaszynski, F., Caron, M. (Coordinators), 1979. Atlas de Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen, Parts 1-2. Cahiers de Micropaléontologie, 1 and 2: 1-185 and 1-181.
Rosenthal, Y. and Boyle, E.A., 1993. Factors controlling the fluoride content of planktonic foraminifera: An evaluation of its paleoceanography applicability. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 335-346.
Russell, A.D., Emerson, S., Nelson, B.K., Erez, J. and Lea, D.W., 1994. Uranium in foraminiferal calcite as a recorder of seawater uranium concentrations. Geochim. Cosmochim. Acta, 58: 671-681.
Saito, T., 1963. Miocene planktonic foraminifera from Honshu, Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., Sendai, Second Series (Geology), 35(2): 124-209.
Saito, T., Thompson, P.R. and Breger, D., 1976. Skeletal ultramicrostructure of some elongate-chambered planktonic foraminifera and related species. In: Y. Takayanagi and T. Saito (Editors), Progress in micropaleontology. Micropaleontology Press, New York, pp. 278-304.
Saito, T., Thompson, P.R. and Breger, D., 1981. Systematic index of Recent and Pleistocene planktonic foraminifera. University of Tokyo Press, Tokyo, 190 pp.
斎藤常正，1989，浮遊性有孔虫の起源および進化と北西太平洋地域の中・新生代フォーナ．論集日本列島の有孔虫：21-39.
酒井治孝，1997，エベレスト直下のデタッチメント断層とそのヒマラヤ造山運動におけるテクトニックな意義．地質学雑誌，103(3): 240-252.
Sautter, L.R. and Sancetta, C., 1992. Seasonal associations of phytoplankton and planktic foraminifera in an upwelling region and their contribution to the seafloor. Mar. Micropaleontol., 18: 263-278.
Sautter, L.R. and Thunell, R.C., 1989. Seasonal succession of planktonic foraminifera: results from a four-year time-series sediment trap experiment in the northeast Pacific. J. Foraminiferal Res., 19(4): 253-267.
Sautter, L.R. and Thunell, R.C., 1991. Planktonic foraminiferal response to upwelling and seasonal hydrographic conditions: sediment trap results from San Pedro Basin, Southern California Bight. J. Foraminiferal Res., 21(4): 347-363.
Seto, K., 1995. Carbon and oxygen isotope paleoceanography of the Indian and South Atlantic Oceans -Paleoclimate and paleo-ocean circulation-. J. Sci. Hiroshima Univ., Series C, 10(3): 393-485.
Shackleton, N. and Vincent, E., 1978. Oxygen and carbon isotope studies in Recent foraminifera from the southwest Indian Ocean. Mar. Micropaleontol., 3: 1-13.
Shackleton, N.J., 1974. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial. Centre Natl. Rech. Sci. Coll. Inter., 219: 203-209.
Spero, H.J., Bijma, J., Lea, D. W. and Bemis, B.E., 1997. Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. Nature, 390: 497-500.
Spero, H.J. and Lea, D.W., 1993. Intraspecific stable isotope variability in the planktonic foraminifer *Globigerinoides sacculifer*: results from laboratory experiments. Mar. Micropaleontol., 22: 221-234.
Spero, H.J. and Lea, D.W., 1996. Experimental determination of stable isotope variability in *Globigerina bulloides*: implications for paleoceanographic reconstructions. Mar. Micropaleontol., 28: 231-246.
Spero, H.J., Lerche, I. and Williams, D.F., 1991. Opening the carbon isotope "vital effect" black box, 2, Quantitative model for interpreting foraminiferal carbon isotope data. Paleoceanography, 6(6): 639-655.
Spindler, M., Hemleben, C., Bayer, U., Bé, A.W.H. and Anderson, O.R., 1979. Lunar periodicity of reproduction in the planktonic foraminifer *Hastigerina pelagica*. Mar. Ecology Progress Series, 1: 61-64.
Spindler, M., Hemleben, C., Salomons, J.B. and Smit, L.P., 1984. Feeding behavior of some planktonic foraminifers in laboratory cultures. J. Foraminiferal Res., 14(4): 237-249.
Spivack, A.J., You, C.-F. and Smith, H.J., 1993. Foraminiferal boron isotope ratios as a proxy for surface ocean pH over the past 21 Myr. Nature, 363: 149-151.
Stott, L.D. and Kennett, J.P., 1990. Antarctic Paleogene planktonic foraminifer biostratigraphy: ODP Leg 113, Sites 689 and 690. In: P.E. Barker, J.P. Kennett et. al. (Editors), Proc. ODP, Sci. Results 113. TX(Ocean Drilling Program), College Station, pp. 549-569.
高柳洋吉，1986，浮遊性有孔虫の系統分類1 ―浮遊性有孔虫の起源．海洋と生物，8(2):93-96.
高柳洋吉，1987，浮遊性有孔虫の系統分類6 ―第三紀浮遊性有孔虫群の盛衰．海洋と生物，9(4):292-296.
高柳洋吉ほか，1985，海洋底の古環境．梶浦欣二郎編集，海洋の動態，東京，恒星社厚生閣：397-448.
Takemoto, A. and Oda, M., 1997. New planktic foraminiferal transfer functions for Kuroshio-Oyashio Current region off Japan. Paleontological Res., 1(4): 291-310.
田中裕一郎・西村　昭・川幡穂高・本山　功，1994，生物起源粒子の鉛直輸送の役割 ―円石藻・浮遊性有孔虫フラックスの季節変動―．月刊海洋，26(6), 371-374.
Thompson, P.R., Bé, A.W.H., Duplessy, J.-C. and Shackleton, N.J., 1979. Disappearance of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 yr BP in the Indian and Pacific Oceans. Nature, 280: 554-558.
Thunell, R.C., Curry, W.B. and Honjo, S., 1983. Seasonal variation in the flux of planktonic foraminifera: time series sediment trap results from the Panama Basin. Earth Planet. Sci. Lett., 64: 44-55.
Thunell, R.C. and Honjo, S., 1987. Seasonal and interannual changes in planktonic foraminiferal production in the North Pacific. Nature, 328: 335-337.
Thunell, R.C. and Reynolds, L.A., 1984. Sedimentation of planktonic foraminifera: Seasonal changes in species flux in the Panama Basin. Micropaleontology, 30(3): 243-262.
Thunell, R. and Sautter, L.R., 1992. Planktonic foraminiferal faunal and stable isotopic indices of upwelling: a sediment trap study in the San Pedro Basin, Southern California Bight. In: C.P. Summerhayes, W.L. Prell and K.C. Emeis (Editors), Upwelling systems: evolution since the early Miocene. Geol. Soc. Spec. Publ., No. 64. pp. 77-91.
Toyofuku, T., Kitazato, H., Kawahata, H., Tsuchiya, M. and Nohara, M., 2000. Evaluation of Mg/Ca thermometry in foraminifera: Comparison of experimental results and measurements in nature. Paleoceanography, 15(4): 456-464.
Urey, H.C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. J. Chem. Soc., 1: 562-581.
Vincent, E. and Berger, W.H., 1981. Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography. In: C. Emiliani (Editor), The Oceanic Lithosphere: The Sea vol. 7, New York, pp. 1025-1119.
Wei, W., 1993. Calibration of upper Pliocene-lower Pleistocene

nannofossil events with oxygen isotope stratigraphy. Paleoceanography, 8(1): 85-99.

Williams, D.F., Thunell, R.C., Tappa, E., Rio, D. and Raffi, I., 1988. Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. B.P. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 64: 221-240.

Woodruff, F. and Savin, S.M., 1991. Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: high-resolution correlations, paleoclimatic cycles, and sediments preservation. Paleoceanography, 6(6): 755-806.

Wright, J.D. and Miller, K.G., 1993. Southern ocean influences on Late Eocene to Miocene deepwater circulation. In: J.P. Kennett and D.A. Warnke (Editors), The Antarctic Paleoenvironment: A perspective on global change. Antarctic Research Series 60, pp. 1-25.

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(3): 357-389.