

総説

始新世／漸新世境界付近における南大洋の古海洋学

舟川 哲

九州大学大学院比較社会文化研究院 (日本学術振興会特別研究員)

Review of paleoceanographic studies around the Eocene/Oligocene boundary in the Southern Ocean

Satoshi Funakawa

Graduate School of Social and Cultural studies, Kyushu University, Roppnmatasu 4-2-1, Chuo-ku, Fukuoka 810-8560 (funakawa@msg.biglobe.ne.jp)

Abstract. In this paper, the author reviewed climatic and tectonic events recorded in the deep-sea cores located in the Southern Ocean sites based on sedimentological, geochemical and paleontological data. The author discussed the relationship among bioevents of calcareous and siliceous microfossils, climatic and tectonic events. The opening of the Tasmanian gateway and the subsequent development of the Antarctic Circumpolar Current occurred near the Eocene/Oligocene (E/O) boundary (ca. 33.5Ma), led to cooling in the Antarctic region and finally large expansion of Cenozoic permanent Antarctic ice sheets. The earliest Oligocene cooling caused the O₁ isotope positive excursion, high productivity of biosiliceous sediments and deposition of ice-rafted detritus in the Southern Ocean. The Drake Passage had opened to surface/intermediate water either at 32Ma or at 29.7Ma. The opening of this gateway has not affected the cooling during the E/O transition.

Faunal and floral changes of calcareous (foraminifers and nannofossils) and siliceous microfossils (radiolarians and diatoms) are gradual or stepwise from the Late Eocene through the Oligocene. The warm-water species gradually decreased and disappeared during the Late Eocene, while cool-water species rapidly increased just above the E/O boundary. However, the serious extinction events of each taxon were not recognized near the E/O boundary. Several origination events of siliceous microfossils near the E/O boundary may be related with appearance of upwelling divergent margin and the subsequent high productivity event in the Southern Ocean due to the formation of the Antarctic Circumpolar Current and/or global cooling around the circum-Antarctic region.

Key words: Late Eocene through Early Oligocene, Southern Ocean, climatic events, tectonic events, biotic events, paleoceanography

はじめに

顕生代の地球環境は、寒冷な冷室 (Icehouse) と温暖な温室 (Greenhouse) の時期を繰り返してきた。その原因として、大陸の配置、温室効果ガスの量、海流系の変化などが考えられ、それに伴う地球表層の環境変化は、生物の進化にも大きな影響をおよぼしてきた (Crowly and North, 1988)。

温室期であった中生代から古第三紀にかけて、南極大陸には裸子植物が繁茂し、大規模な氷床は存在していなかった (Kemp and Barrett, 1975; Hill and Scriven, 1995)。ところが、古第三紀の後半 (始新世から漸新世) になると、南極大陸には氷床が発達し、さらに周南極海流 (Antarctic Circumpolar Current) の形成が寒冷化を進行させ、本格的な冷室へと移行した (Shackleton and Kennett, 1975; Kennett and Shackleton, 1976; Kennett, 1977)。南極周辺で生じたこれらの事変は、地球規模で海洋の温度構造を大きく変化した。周南極海流の形成は、中・低緯度からの温暖な海流が南極付近まで到達することを妨げ、南極大陸を熱的に隔

離するのに重要な役割を果たしている。また、いったん氷床が形成されると、高いアルベド効果によって太陽入射量の大半が反射されるので、南極大陸では加速度的に冷却が進行する。さらにこの冷却が原因となって、現在と同じように、この海域で冷たい深層水が形成されるようになった。今日では、深層水は北大西洋と南大洋の高緯度地域で形成され、それぞれ北大西洋深層水 (North Atlantic Deep Water: 以降 NADW と表記) および南極底層水 (Antarctic Bottom Water: 以降 AABW と表記) と呼ばれている。これに対して、古第三紀の前期では、深層水の起源はむしろ低緯度で陸域に囲まれた閉鎖的なテーチス海にあり、そこで海洋表層の盛んな蒸発により塩分濃度が高くなって沈降した温度の高い水 (Warm Saline Deep Water: 以降 WSDW と表記) が外洋へと流出し、汎世界的な深層水を形成していたらしい (Brass *et al.* 1982; Prentice and Mathews, 1988; Kennett and Stott, 1990)。このように、南極氷床や周南極海流の形成、海洋深層水の形成場の変化は、古第三紀後半から新第三紀にかけての段階的な寒冷化のシステムを解明する上で、

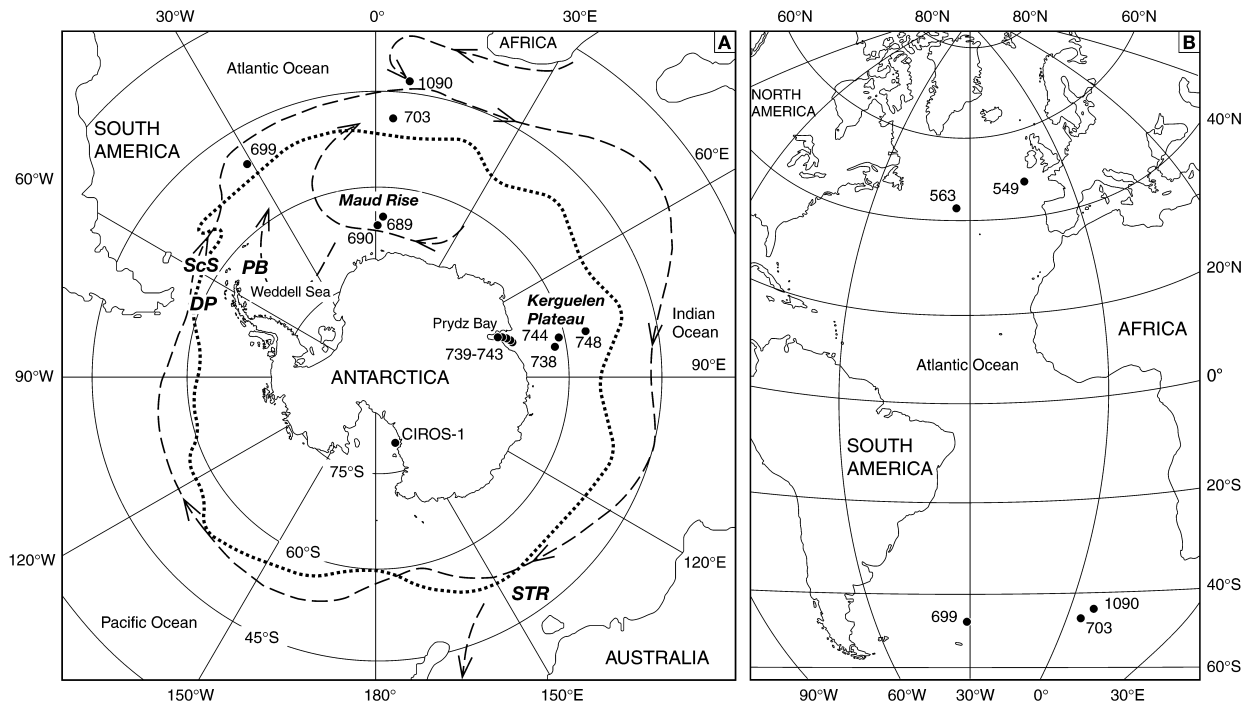


図1. A: 本論文で使用した南極大陸周辺のODP コア (ODP 689, 690, 699, 703, 738-744, 748および1090) 掘削地点およびCIROS-1コア掘削地点の位置図。点線は、現在の南極極前線、破線とその矢印は、南極大陸周辺の主要な海流系を示す。PB = パウエル海盆, DP = ドレイク海峡, ScS = スコシア海, STR = 南タスマン海膨。B: 本論文で使用した北大西洋のDSDP 549, 563コア掘削地点の位置図。
 Fig. 1. A: Map showing the localities of ODP Sites 689, 690, 699, 703, 738-744, 748, 1090 and CIROS-1 around Antarctica. Dotted line shows modern Antarctic Polar Front and broken lines with arrows represent the major currents around Antarctica. PB = Powell Basin, DP = Drake Passage, ScS = Scotia Sea, STR = South Tasman Rise. B: Map showing the localities of DSDP Sites 549 and 563 in the North Atlantic.

非常に重要な鍵となる。

地球の気候がどのように寒冷化したのかを明らかにするため、Deep Sea Drilling Project (以降DSDPと表記) およびOcean Drilling Program (以降ODPと表記) などによって南極大陸周辺で多くのコアが掘削された。それらのコア試料では、古地磁気極性年代と微化石層序によって設定された時間軸を用いて、生物群集や堆積物の組成変化、安定同位体比(酸素と炭素)による検討など、数多くの研究が行われてきた。本論では、寒冷化が進行し始めた時期(後期始新世から前期漸新世)に、古気候・古環境の変遷が海洋微生物群集にどのような影響を与えたかを論じる。

今回主に検討したのは、南大洋で掘削された年代層序が明確である4地点(ODPの689, 738, 744, 748地点)のデータである(図1)。まず、コア試料に記録されている気候イベントおよび南極大陸周辺のテクトニクスイベントについて総括し、それらに基づいて南大洋の海洋古環境の変化を考察した。次に、これらの地点で報告されている底生有孔虫、浮遊性有孔虫、石灰質ナノ化石および放射虫と珪藻の群集変化を検討し、古環境の変化と微化石群集の関連を議論した。各地点の地質年代については、ODP 689地点ではSpieß (1990) の古地磁気極性年代およびWei and Wise (1990b) の古地磁気微化石年代、738地点ではWei and Thierstein(1991)の石灰質ナノ化石年代、744地点ではKeating and Sakai (1991) の古地磁気極性年代、748地点ではInokuchi and Heider (1992) の古地磁気極性年代とWei *et al.* (1992)

表1. 本論文で使用した、中期始新世の後期から前期漸新世における石灰質ナノ化石イベントおよび古地磁気極性イベントの年代(Berggren *et al.*, 1995) とODP 689, 738, 744および748地点における層位的位置。

Table 1. Ages of calcareous nanofossil datums and Global Polarity Time Scale (Berggren *et al.*, 1995) used in this study and their stratigraphic locations (depth: mbsf) at ODP Holes 689B, 738B, 744A and 748B.

Datums	Age (Ma)	Depth (mbsf)			
		689B	738B	744A	748B
C10r/C11n1n	29.401	100.23	-	115.01-115.58	-
C11n1r/C11n2n	29.765	-	-	-	96.5
C11n2n/C11r	30.098	103.38	-	118.29-118.45	99
C11r/C12n	30.479	104.38	-	118.79-119.93	102
C12n/C12r	30.939	106.88	-	124.30-125.47	105
C12r/C13n	33.058	116.71	-	139.00-139.50	113
C13n/C13r	33.545	119.7	-	146.77	115
LO <i>Reticulofenestra oamaruensis</i>	33.7	-	24.92	-	-
C13r/C15n	34.655	124.09	-	155.40-155.90	-
C15n/C15r	34.94	125.07	-	157.90-158.30	-
C15r/C16n1n	35.343	128.33	-	161.30-161.90	-
FO <i>Reticulofenestra oamaruensis</i>	35.4	-	35.4	-	126
C16n1n/C16n1r	35.526	129.7	-	162.40-163.40	-
C16n1r/C16n2n	35.685	130.05	-	164.30-164.90	-
FO <i>Isthmolithus recurvus</i>	36	-	40.15	-	128.95
C16n2n/C16r	36.341	134.02	-	-	-
C16r/C17n	36.618	135.77	-	-	-
FO <i>Reticulofenestra bisecta</i>	38	-	63.92	-	142.45
C17r/C18n	39.631	153.7	-	-	-

の石灰質ナノ化石年代をそれぞれ使用し, Berggren *et al.* (1995) の標準層序との対比を行った (表1).

なお, 本論文で使用する「南大洋 (Southern Ocean)」とは, 太平洋, 大西洋, インド洋の南部が相接している海域で, 一般には南氷洋とか南極海 (Antarctic Ocean) と呼ばれる. その北方を区画する地理的な特徴はないが, 広義には南緯40度付近にある亜熱帯前線 (Subtropical Convergence) より南側の地域を包括して使用されている (楠, 1989).

南大洋の堆積物に記録された気候イベント

氷漂流運搬堆積物からみたイベント

南極大陸の沿岸部では, 氷床がない時期には河川成堆積物が堆積し, 氷床の拡大期には氷河成堆積物へと変化する. このような堆積物は, 礫岩などの粗粒堆積物が多く, 古地磁気極性や微化石などで詳細な地質年代を決定するのは難しい. また, 不整合も多いため, 古気候や海洋古環境の変遷を連続的に解析するには不向きである. これに対して, 遠洋域では, 氷床のない時期には微生物殻から構成される軟泥が堆積し, 大陸の沿岸部まで氷床が発達した時期には, 氷山によって運ばれた氷漂流運搬堆積物 (Ice Rafted Detritus または Ice Rafted Debris: 以降 IRD と表記) が軟泥に混在

する. したがって, 遠洋性堆積物でIRDの産出層準を検討することで, 氷床が拡大した時期を決定できる. ODPの744や748地点では, 始新世／漸新世境界 (以降E/O境界と表記) の直後 (古地磁気極性年代のC13n), 738地点ではC12rの時期に, 石灰質ナノ化石軟泥中にIRDの存在が報告されている (図2A).

また, ODP 744地点では, IRD とともに堆積した陸源性の粒子の集積量がC13nに急増する (図2A). これらのことから, 東南極大陸で海岸線にまで到達する大規模な氷床は, 最前期漸新世に形成されたことが示唆される.

堆積物の組成からみたイベント

粘土鉱物は, 風化作用により加水分解が進行し, その種類が変化する. そこで, 堆積物中の粘土鉱物の相対比, 組成, 結晶化度などを分析することで, 後背地の気候を推定できる. 粘土鉱物のうち, カオリナイトとスメクタイトは, 主として化学的風化によって形成される. 前者は, 熱帯地方などの温暖で湿潤な環境, 後者は雨量の季節変化が大きな環境で形成される (たとえばRobert and Kennett, 1994). 一方, 堆積物中のイライトやクロライトの含有量は, それらが後背地の母岩 (変成岩・深成岩) から河川や氷河などによって削剥された後, ほとんど風化を受けずに堆積した

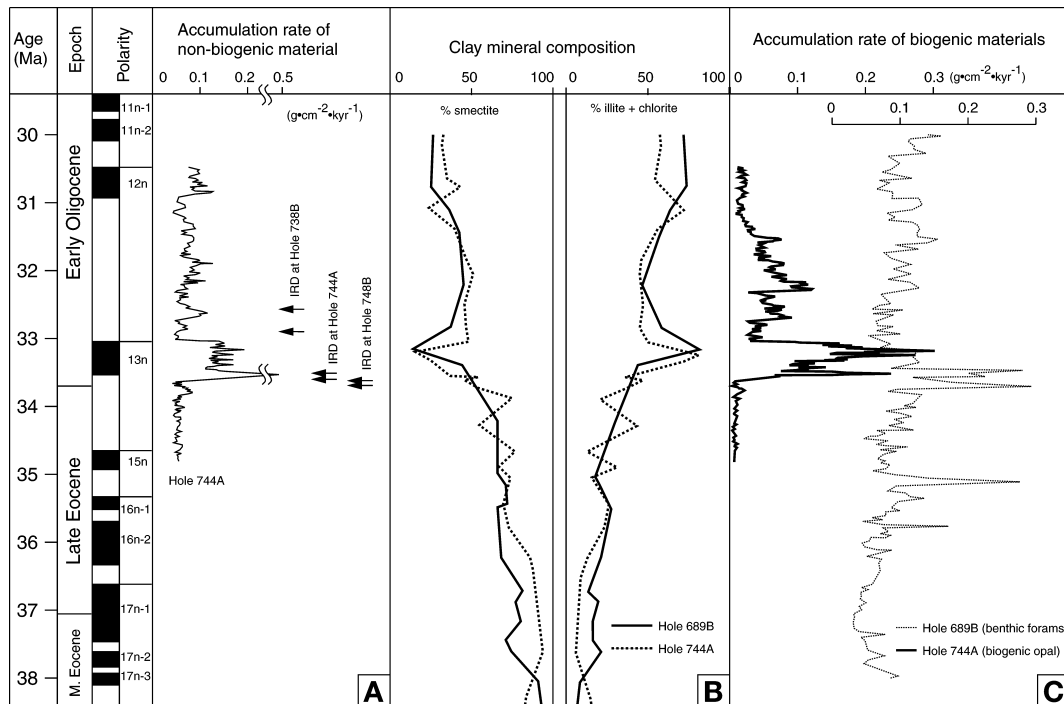


図2. A: ODP 744地点における後期始新世から前期漸新世にかけての非生物源粒子の集積量 (Salamy and Zachos, 1999を改変) およびケルゲレン海台 (ODP 738, 744および748地点) における氷漂流運搬堆積物の層位分布. B: ODP 689および744地点における後期始新世から前期漸新世にかけての粘土鉱物組成 (Ehrmann and Mackensen, 1992を改変). C: ODP 689および744地点における生物源粒子の集積量 (Diester-Haass and Zahn, 1996, Salamy and Zachos, 1999を改変)
 Fig. 2. A: Accumulation rate of non-biogenic material from the Late Eocene through the Early Oligocene at ODP Hole 744A and stratigraphic distribution of IRD at ODP Holes 738B, 744A and 748B (revised from Salamy and Zachos, 1999). B: Percentages of smectite and illite + chlorite from the Late Eocene through the Early Oligocene at ODP Holes 689B and 744A (revised from Ehrmann and Mackensen, 1992). C: Accumulation rate of biogenic materials from the Late Eocene through the Early Oligocene at ODP Holes 689B and 744A (revised from Diester-Haass and Zahn, 1996 and Salamy and Zachos, 1999).

場合に増加する (たとえば Diester-Haass *et al.*, 1996).

南大洋 (ODP 689 および 744 地点) での粘土鉱物組成の研究によると, スメクタイトは後期始新世には多いが, E/O 境界で急減する. 逆に, イライトとクロライトは E/O 境界で急増し, 漸新世で多い (図 2B). このことから, 後期始新世の南極大陸は, 雨量の季節変化が大きく風化土壤に覆われた温暖な環境にあったが, E/O 境界付近から氷床が拡大し始めたことがわかる (Ehrmann and Mackensen, 1992).

酸素同位体比からみたイベント

浮遊性有孔虫や底生有孔虫の殻を形成する炭酸塩の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) の値からも, 南極における氷床の形成過程とその時期を明らかにすることができる. 有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ 値は, その個体が生息していたときの海水温と氷床の量によって決まる. このことを利用して, 新生代におけるそれらの変化を求めることができる (Zachos *et al.*, 1993; Zachos *et al.*, 2001).

特に, 漸新世には底生有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ 値の上昇期が 6 回認められ, それぞれ Oi1 (C13n の最前期: 33.5Ma), Oi1a (C12r の前期: 32.8Ma), Oi1b (C12r の後期: 31.7Ma), Oi2 (C11r: 30.3Ma), Oi2a (C9r/C10n 境界: 28.3Ma) および Oi2b (C9n の最後期: 27.3Ma) と名付けられている (Miller *et al.*, 1991; Pekar and Miller, 1996). Pekar and Miller (1996) は, 北西大西洋ニュージャージー沖で掘削された 3 地点の堆積シーケンスと海水準変動曲線を比較し, これら 6 回の $\delta^{18}\text{O}$ 値の上昇期が, 氷床形成による海水準の低下と一致していることを示した.

一方, Zachos *et al.* (1993) は, $\delta^{18}\text{O}$ 値から算定した底層水温が 1°C および 4°C より低い時に氷床が形成されると仮定し, その時期と氷床量を計算した. いずれの場合でも, 氷床は E/O 境界付近 (Oi1 層準, C13n の基底) で形成, 拡大する. その後, 氷床は縮小するが, 前期/後期漸新世境界付近 (Oi2a 層準) で再び拡大する. また, 氷床形成の閾値を 4°C と仮定すると, 後期始新世に小規模な氷床が短期間形成される場合があると指摘した. 大規模な南極氷床が Oi1 の時期に形成されたことに関しては, これ以外の同位体比研究でも同様の結論が得られており (Barrera and Huber, 1993; Salamy and Zachos, 1999; Zachos *et al.*, 2001), IRD の存在, 堆積物中の粘土鉱物組成の結果からも支持される (図 2, 3).

いずれにしても, E/O 境界直後 (Oi1 層準) の時期に南極大陸で大規模な氷床が形成されたことは明らかであろう. 加えて, Zachos *et al.* (1993) が示したように, E/O 境界以前にも南極大陸には小規模で恒常的でない氷床が存在していたらしい. 実際, ロス海の沿岸地域で掘削されたコア (CIROS-1) には上部始新統の氷河成堆積物が見出されており, 地域的な氷河もしくは山岳氷河の末端が, この地点まで到達していたことが確認されている (Barrett *et al.*, 1989; Hambrey *et al.*, 1989; Ehrmann, 1998). また, ODP の第 119 次航海 (739 から 743 地点) で掘削された堆積物の組成からも, 後期始新世のブリッツ湾周辺では氷床が形成されていたことが明らかにされている (Barron *et al.*, 1991; Hambrey *et al.*, 1991).

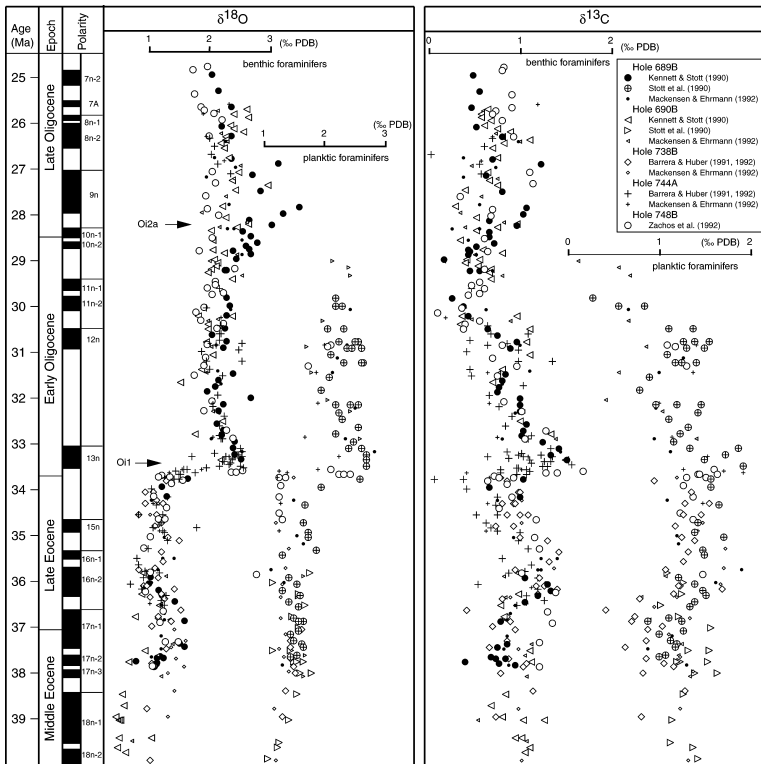


図3. 南大洋における中期始新世から後期漸新世にかけての底生 (*Cibicoides* spp.) および浮遊性有孔虫 (*Subbotina* spp.) 殻の酸素同位体比と炭素同位体比の変化. ODP 689地点: Kennett and Stott (1990), Stott *et al.* (1990), Mackensen and Ehrmann (1992); 690地点: Kennett and Stott (1990), Stott *et al.* (1990); 738地点: Barrera and Huber (1991, 1993), Mackensen and Ehrmann (1992); 744 地点: Barrera and Huber (1991, 1993), Mackensen and Ehrmann (1992); 748地点: Zachos *et al.* (1992).

Fig. 3. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records (*Cibicoides* spp. and *Subbotina* spp.) from the Middle Eocene through the Late Oligocene in the Southern Ocean. ODP Hole 689B: Kennett and Stott (1990), Stott *et al.* (1990), Mackensen and Ehrmann (1992); Hole 690B: Kennett and Stott (1990), Stott *et al.* (1990); Hole 738B: Barrera and Huber (1991, 1993), Mackensen and Ehrmann (1992); Hole 744A: Barrera and Huber (1991, 1993), Mackensen and Ehrmann (1992); Hole 748B: Zachos *et al.* (1992).

南極周辺のテクトニクスイベント

現在の南極大陸は, 高緯度に位置しているため日射量が小さく, 氷床によるアルベド効果も大きいので, 年間を通じて非常に寒冷な気候下におかれている. さらに, 南極の周辺 (南緯 $40\sim 60$ 度付近) には周南極海流とよばれる時計回りの表層海流が存在し, 低~中緯度地域から南極大陸へ運搬される熱の伝達を妨

げている。この周南極海流の形成は、南極の寒冷化を促進した大きな要因の一つと考えられているが(Kennett, 1977), そのためには南極大陸が各大陸から分裂し、孤立することが必要である。一つの巨大な大陸であった Gondwana 大陸は、ジュラ紀頃から分裂を開始し、インドやアフリカ大陸は白亜紀頃に南極大陸から分離し始めた (Lawver *et al.*, 1992)。南アメリカもアフリカ大陸と一緒に南極大陸から分離し始めるが、南極半島とは依然としてつながっており、新生代にドレイク海峡が形成されることで、両大陸は完全に分裂した。オーストラリアと南極大陸も白亜紀に分裂を開始したが、両大陸の間に海域(タスマニア海路)が拡大するのは新生代になってからである。これらの海路が形成された後、南極大陸は各大陸から完全に分離して周南極海流が完成し、新生代の寒冷化が進行した (Kennett, 1977)。すなわち、海路を形成したテクトニクスイベントは、海洋循環や海流系を変化させ、全地球規模の海洋環境にも大きな影響を与えた。タスマニア海路については、その形成時期などに関してほぼ確定しつつあるが、ドレイク海峡の形成に関しては依然として様々な意見が出されている。ここではそれらを総括し、両地域における海路形成について考察する。

タスマニア海路の形成

オーストラリアと南極の両大陸から産出する陸上動物の化石からみて、両大陸の分裂は前期始新世の後半に生じたと推定されていた (Raven and Axelrod, 1972; McGowan, 1973)。その後、DSDP 第90次航海の成果から、オーストラリアと南極の両大陸の間にある海嶺が拡大し、両者が完全に分離したのは前期漸新世と考えられるようになった (Murphy and Kennett, 1986)。近年、この地域の古地磁気や重力異常などの再検討が行われ、オーストラリアー南極海盆の拡大速度は、中期始新世 (44Ma~40Ma) に0.8cm/年から3.0cm/年に加速され、漸新世の初期 (33Ma) には4.6cm/年に達したことが明らかにされた (Royer and Rollet, 1997)。

また、ODP 第189次航海では、タスマニア海路の形成過程を明らかにするため、南タスマン海膨付近で5地点 (1168~1172地点) の掘削が行われた。その成果によると、後期始新世 (37~33.5Ma) になって南極とオーストラリアの間にある陸域 (南タスマン海膨) が沈降し始め、タスマニア海路の形成・拡大が開始した (図4)。これらの地域では、後期始新世の堆積物が有機物の多い暗色粘土~シルト岩から構成されるのに対して、漸新世以後の岩相は石灰質ナノ化石などの微化石を含む軟泥や粘土岩に変化しており、E/O境界で大きな環境変化を生じている。この岩相変化からみると、タスマニア海路の本格的な拡大は、E/O境界付近で開始された可能性が高い。漸新世においてもタスマニア海路は拡大を続け、深層水が通過するようになった。しかし、タスマニア海路の東側 (太平洋側) では、依然として太平洋の中~低緯度から南下する暖流 (東オーストラリア海流) の影響も受けていたらしい (図4)。

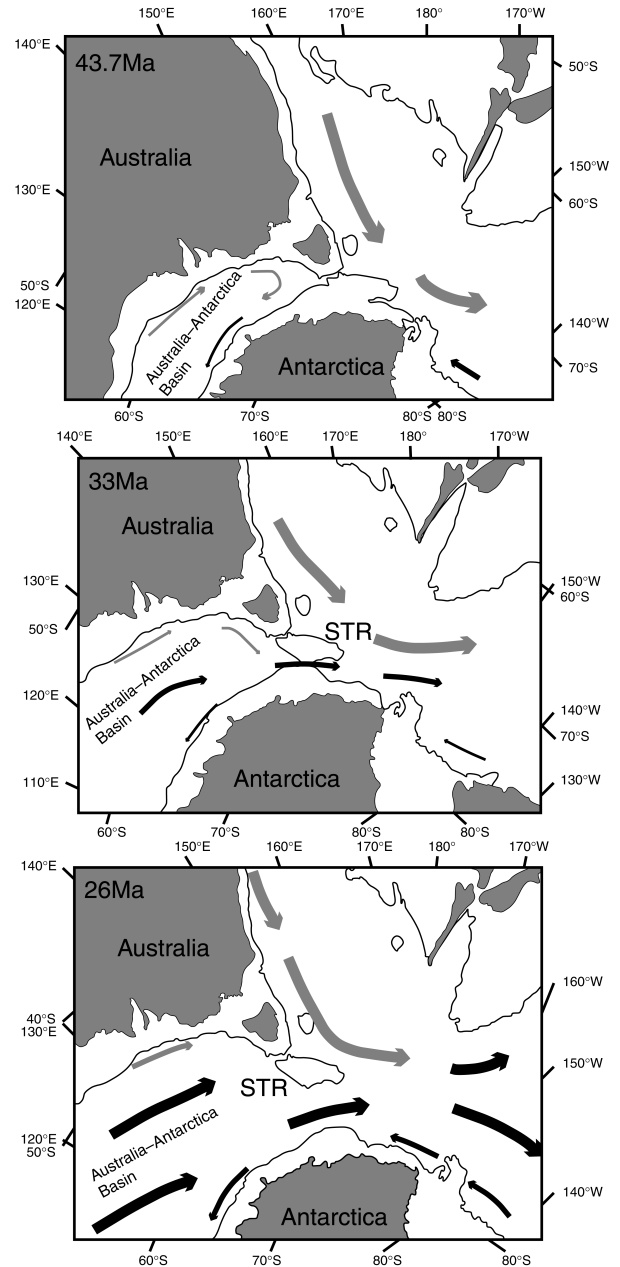


図4. 中期始新世 (43.7Ma), 最前期漸新世 (33Ma), 後期漸新世 (26Ma) におけるタスマニア海路の復元 (Shipboard Scientific Party, 2001より引用)。STR = 南タスマン海膨。灰色の矢印は暖流、黒色の矢印は寒流を示す。

Fig. 4. Reconstructions of the Tasmanian gateway opening in the Middle Eocene (43.7Ma), the earliest Oligocene (33Ma) and the Late Oligocene (26Ma) (from Shipboard Scientific Party, 2001). STR = South Tasman Rise. Gray and black arrows show warm water and cool water currents, respectively.

ドレイク海峡の形成

現在、南アメリカ大陸と南極大陸の間にはスコシア海およびドレイク海峡が存在し、太平洋と大西洋をつなぐ海路となっている。この地域では、現在の南極半島東部に位置するパウエル海盆が最初に拡大した後、スコシア海が拡大してドレイク海峡が形成されたと考えられている (図5)。スコシア海では後期漸新世 (Chron 8) 以後を示す地磁

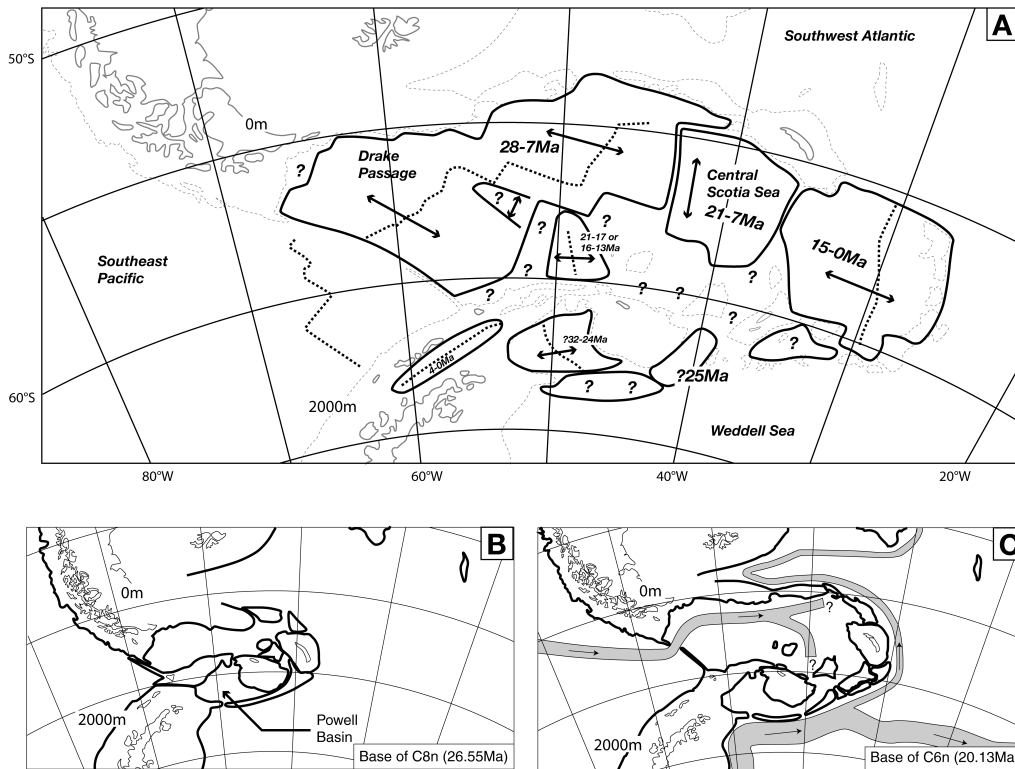


図5. 漸新世から中新世にかけてのドレイク海峡の形成 (Barker, 2001より引用). A: ドレイク海峡における海洋底の年代と拡大の方向. B: 後期漸新世の初期におけるドレイク海峡の復元図. C: 前期中新世におけるドレイク海峡の復元図. 灰色の帯と黒色の矢印は深度2000m以深を流れる深層流を示す.

Fig. 5. Opening history of the Drake Passage from the Oligocene through the Miocene period (from Barker, 2001). A: Summary of ocean floor ages and directions of opening around the Drake Passage. B: Reconstruction of the Drake Passage in the early Late Oligocene. C: Reconstruction of the Drake Passage in the Early Miocene. Deep water currents flowing under than 2000m isobath are shown by grey bands with arrows.

気の縞が確認され、この海盆は27.0~26.5Ma頃に本格的に拡大を開始したことが明らかにされた (Barker and Burrell, 1977). 南極半島に近いパウエル海盆の拡大はそれより古く、Chron 11以後の地磁気の縞が存在することから29.7Maには海洋地殻が形成されていた (Eagles and Livermore, 2002). しかし、パウエル海盆の拡大速度の計算から、太平洋~大西洋間の水路は、ほぼ32Maに形成されたとする見解もある (Lawver and Gahagan, 1998). すなわち、太平洋と大西洋をつなぐ海路は、最初にパウエル海盆において29.7Maまたは32Maに形成され、次いで27.0~26.5Maにスコシア海の拡大が開始し、22~17Maまでにドレイク海峡が深部まで開いて深層水の循環も可能となり、ほぼ現在のドレイク海峡に近い海路が完成した (Barker, 2001).

周南極海流の形成と南極氷床の拡大

後期始新世に開始されたタスマニア海路の拡大は、インド洋~太平洋間における周南極海流の原型を形成し、中・低緯度地域から東南極への熱の伝達を妨げるようになった。E/O境界付近にみられる同位体比のスパイク (Oi1), IRD, 粘土鉱物組成の変化は、いずれもこの時期に寒冷化が生じたことを示唆する。したがって、タスマニア海路の拡大とそれに続く周南極海流の原型の形成が前期漸新世の寒冷化を引き起こしたことは疑いがないように思える。特に前期

漸新世において、大規模な氷床がインド洋~太平洋側の東南極大陸を中心に形成されていることから、タスマニア海路の拡大に関するイベントが最初の大規模氷床形成の引き金になった可能性が高い (図6)。

一方、太平洋~大西洋間の海路の拡大は、東南極の氷床形成よりも後であったらしい。Latimer and Filippeli (2002) は、南東大西洋で掘削されたコア試料 (ODP 第177次航海, 1090地点) の Al/Ti 比を検討した結果、32.8Ma (C12r 最下部) を境として、堆積物に含まれる金属元素の供給源の主体が大陸地殻から海洋地殻に変化したことを示し、それを運搬する深層水循環がこの時期に変わったとして、その原因をドレイク海峡の形成に求めた。この年代は、東南極氷床の形成時期 (Oi1, C13n の最下部) から70万年程度遅く、Oi1a (32.8Ma) の時期と一致している。したがって、この海路の形成はOi1aの寒冷化や氷床の拡大を引き起こした可能性がある。しかし、32.8Maという年代は、古地磁気の結果から示されたパウエル海盆の拡大時期よりも明らかに古い。また、この時期には南極半島周辺で火山活動が生じており (Barber *et al.*, 1991; Diester-Haass, 1992; Eagles and Livermore, 2002), Al/Ti 比の起源を再検討する必要があるかもしれない。

前述のように、太平洋~大西洋間における海洋表層の海路が本格的に形成され始めるのは、29.7Maからである (図6)。

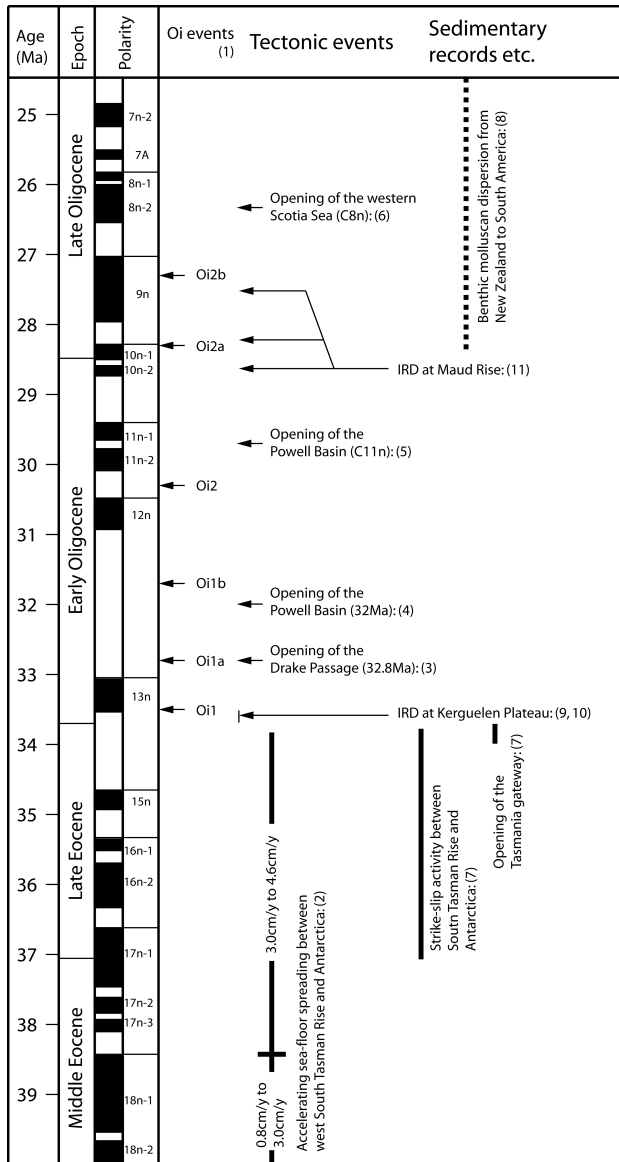


図6. 中期始新世から後期漸新世にかけての南大洋のテクトニクスイベントと Miller et al. (1991)による酸素同位体比イベント (Oi イベント) . それぞれのイベントの年代は以下の論文より引用した. (1), Miller et al. (1991); (2), Royer and Rollet (1997); (3), Lawver and Gahavan (1998); (4), Eagles and Livermore (2002); (5), Barker and Burrell (1977); (6), Shipboard Scientific Party (2001); (7), Latimer and Filippeli (2002); (8), Beu et al. (1997); (9), Barron, Larsen, et al. (1989); (10), Schlich, Wise, et al. (1989); (11), Barker, Kennett, et al. (1988).

Fig. 6. History of tectonic events in the Southern Ocean from the Middle Eocene through the Late Oligocene. The ages of Oi events by Miller et al. (1991) are adopted. References of each events are: (1), Miller et al. (1991); (2), Royer and Rollet (1997); (3), Lawver and Gahavan (1998); (4), Eagles and Livermore (2002); (5), Barker and Burrell (1977); (6), Shipboard Scientific Party (2001); (7), Latimer and Filippeli (2002); (8), Beu et al. (1997); (9), Barron, Larsen, et al. (1989); (10), Schlich, Wise, et al. (1989); (11), Barker, Kennett, et al. (1988).

この年代は、漸新世の中期に認められる Oi2a に近く、南大洋のマウド海膨 (ODP 689地点) で最初の IRD が認められる時期と一致する (図6). おそらく、この時期に太平洋

一大西洋間の海路が形成され、インド洋から太平洋の高緯度で十分に冷却された表層水が南西大西洋へ流入するようになったと考えられる。

しかし、Mikolajewicz et al. (1993) は、コンピュータシミュレーションの結果からドレイク海峡の拡大は南大洋の海水温に大きな変化を及ぼさないことを指摘している。むしろ海洋循環の変化が原因となり、大気中の CO2 濃度が増加したと考えた方が、南極大陸の大規模な氷床の形成をよりよく説明できると主張している。

海洋表層の生産性

現在の海洋表層の一次生産力が高い地域は、北太平洋および北大西洋、赤道地域、そして南大洋である。これらの地域では、海洋の中～深層に豊富な栄養塩が湧昇流によって海洋表層に運ばれ、一次生産者である珪藻の繁茂を促している。そのため、これらの地域では、珪質生物遺骸が大量に堆積することが知られている (たとえば Lisitzin, 1972; Leinen et al., 1986). このように、堆積物中の珪質微化石 (珪藻と放散虫) の集積量は、過去の海洋表層生産力の指標として用いることができる。また、海洋表層における生産力の増大は、深層へ多くの有機物をもたらすので、底層の生産力 (底生有孔虫をはじめとした底生生物の量) も増大させる。さらに、底層で生物活動が活発になると石灰質微化石の溶解が増加することから、これも生産力の指標として使うことができる。堆積物中の石灰質微化石の溶解の程度は、浮遊性有孔虫の集積量の減少、その保存度の低下、底生有孔虫 / (底生有孔虫 + 浮遊性有孔虫) 比の減少などで表される (Berger, 1973; Thunell, 1976; Berger and Diester-Haass, 1988).

Diester-Haass and Zahn (1996) は、南大洋マウド海膨 (ODP 689地点) で底生有孔虫の集積量を検討し、その値が中期始新世では低いが、後期始新世から徐々に増加し、漸新世ではその値はあまり変化しないことを示した。また、後期始新世 (ほぼ 35.8Ma と 35.0Ma)、E/O 境界付近 (ほぼ 33.7~33.4Ma) および前期漸新世 (32.5~31.0Ma) には、底生有孔虫の集積量が増加する層準が認められる (図2C)。一方、ケルゲレン海台 (ODP 744地点) の珪質生物源粒子の集積量は、E/O 境界で急増し、漸新世の初期には始新世よりも高い値をもつ。この地点でも、E/O 境界付近 (ほぼ 33.6~33.0Ma) と前期漸新世 (約 32.8~31.5Ma) に集積量の高い時期がみられる (図2C)。

現在の南大洋には、海流の東西方向の移動を妨げる大陸がないため、収束線や発散線などの海洋構造は同心円状にみられる。ここでは、恒常的な大陸沿岸の偏東風とその外側の偏西風により、東風漂流と西風漂流 (周南極海流) がそれぞれ形成されている。そのため、両者の境界にあたる南極発散線が大規模な湧昇帯となっており、ここに珪質堆積物が大量に堆積している。南大洋では海域にかかわらず、E/O 境界付近 (Oi1) と前期漸新世の同位体イベント (Oi1a

からOib)に相当する時期に、珪質堆積物の量が増加している(図2C)。おそらく、これらの時期には寒冷化が進行し、現在の南極発散線のような発散帯が南大洋に出現して湧昇流が活発になったと考えられる。珪質堆積物の増加する時期がパウエル海盆の拡大時期より早いことから、ドレイク海峡ではなくタスマニア海路の形成がこの発散帯の出現に大きな役割を果たしたことがわかる。また、南大洋における珪質生物源粒子の変動(図2C)を考えると、海洋表層の生産力は31Ma前後に低下していった可能性が高い。

深層水の形成場の変化

すでに述べたように、古第三紀ではテーチス海で形成された高塩分・高温度のWSDWと呼ばれる水塊が汎世界的な深層水を形成していたとする考えがある(Kennett and Stott, 1990)。一方、漸新世になると、大規模な氷床の形成と周南極海流による効果で南極大陸周辺の表層水が冷却され、この地域で深層水が形成されるようになった可能性が高い。すなわち、寒冷化の始まった始新世から漸新世という時代は、深層水の起源が低緯度から高緯度地域へと変化する際の大きなターニングポイントである。しかし、後期始新世から前期漸新世にかけて、深層水の起源がどこにあったのかを特定することは依然として難しい問題であり、現在も議論が続いている。

深層水の起源が低緯度にあったとする説

古第三紀における南大洋の深層水がWSDWの影響下にあることを最初に指摘したのは、Kennett and Stott (1990)である。ODP 689と690地点(南大西洋マウド海膨)の古水深は、後期始新世から前期漸新世(35~30Ma)において前者が約1600mで後者が約2400mと推定される(Mead *et al.*, 1993)。Kennett and Stott (1990)は、底生有孔虫殻の酸素同位体比の結果から、始新世から漸新世の間には、より浅いODP 689地点は冷たい南極中層水(Antarctic Intermediate Water: 以降AAIWと表記)、より深いODP 690地点はWSDWの影響下にそれぞれあったと結論した。

その後、Diester-Haassらは、ODP 689地点における海洋表層の生物生産量と深層での炭酸塩溶解との関係を調べ、この地点の深層水の起源を再検討した。彼らは、両者が正の相関を示せば、水塊の化学成分は現在と変わらない、すなわちAAIWの影響下にあると仮定した。これに対して、両者の関係が正の相関を示さない場合、水塊の性質が変化したとみなした。この場合には2つの可能性があり、表層の生産力が高く海底での炭酸塩の保存度が良好であれば、深層では炭酸塩に飽和したWSDWが流入したと考え、表層の生産力が低く海底での炭酸塩の溶解も進行している場合は、炭酸塩に不飽和な水塊であるAABWが流入したとみなした(Diester-Haass, 1992, 1995, 1996; Diester-Haass *et al.*, 1996)。彼らの結果によると、689地点ではWSDWが後期始新世に1回(35.5~35.3Ma)、AABWが後期始新世に1回(35.3

~35.1Ma)流入し、それ以外の時期では、この地域はAAIWの影響下にあったと推定している(Diester-Haass, 1995)。また、ケルゲレン海台(ODP 744地点)でも同様の検討を行い、WSDWの流入は後期始新世(36.1~35.3Ma)と前期漸新世(約33.25Ma)、AABWの流入は後期始新世(約38.5Maと35.2~34.5Ma)と前期漸新世(約33.2Maと33.1Ma)に生じたことを示した(Diester-Haass, 1996)。

また、これとは別に、南大西洋の高緯度地域(ODP 689, 690, 699, 703地点)の底生有孔虫の酸素・炭素同位体比の研究からも、42~26Maの期間には温度極小層が1500から2000mの深さに存在し、底層には高温・高塩類濃度の水が存在していたことが指摘されている(Mead *et al.*, 1993)。しかし、この研究では、Kennett and Stott (1990)が指摘したようなWSDWは703地点では認められず、かわりに、北上したWSDWと北大西洋高緯度で冷却された深層水(Northern Component Water: 以降NCWと表記)の混合により形成された深層水が流入していたと主張している。これらの研究から、南大洋の深層水に関しては、いずれの場合にしても前期漸新世まではWSDWが存在していたことが示唆される。

深層水の起源が高緯度にあったと考える説

Millerらの研究グループは、漸新世から中新世までの炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$)の値とハイエイタスの時空分布を北大西洋、南大西洋、南大洋及び赤道太平洋で検討した結果、この時期の深層水の主な形成場は南大洋にあり、後期始新世(約37Ma)、漸新世の最前期(約33.5Ma)、漸新世の中期(約28.5Ma)の3つの時期にその形成が増大したと指摘した(Miller, 1992; Wright and Miller, 1993)。これらの時期には、寒冷化を示す $\delta^{18}\text{O}$ スパイクも同時に観察される。

一方、 $\delta^{13}\text{C}$ の高い水塊は、一般に溶存酸素濃度が高く栄養塩類が乏しいことから、高い $\delta^{13}\text{C}$ の値を示す地域が深層水の起源により近いとみなすことができる。北大西洋に位置するDSDP 563地点では、前期漸新世の初期(33.3~32.5Ma)に炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$)の増加が認められ、その値は南大洋の $\delta^{13}\text{C}$ 値よりも高い。このことから、深層水の起源は北大西洋にあり、現在のNADWの前身である深層水(NCW)がこの時期にはすでに形成されていたと推定される(Mead *et al.*, 1993; Wright and Miller, 1993)。すなわちMillerらの考えによると、両極でNCWとSCW(Southern Component Water)の2つの深層水が形成され、深層水循環に大きな役割を果たしていたらしい。現在のNADWはグリーンランドーノルウェー海で形成され、ファローシェトランド海盆を通過して北大西洋へと流入する。最近、Davis *et al.* (2001)は、NADWが北大西洋へ流入する流路上にあたる堆積物の構造を地震波探査によって検討し、漸新世の初期に南に向かって底層水が流れていたことを確認した。

Thomas (1990)も、南大西洋マウド海膨(ODP 689および690地点)から産出する底生有孔虫の群集変化を検討した結果、中期始新世の後半から新第三紀にかけて、深層水

の起源は南極周辺にあったと考えている。さらに、海洋底で知られている広範なハイエイタスの存在は底層流の活動の指標となるが、E/O境界に広く分布する南大洋のハイエイタスは、南極地域の冷却によって形成された底層流の活発化にともなう現象と考えることができる (Kennett *et al.*, 1975など)。

このように、南大洋での底生有孔虫の群集変化、 $\delta^{13}\text{C}$ 値、ハイエイタスの存在などから、後期始新世から漸新世の時期には、南大洋を起源とする深層水も存在していたことは疑いようがない。しかし、E/O境界付近に起こった寒冷化と南極氷床の形成によって、深層水の形成場やその循環システムがどのように変化したのかという問題は、今後の重要な検討課題であろう。

始新世／漸新世境界と Oi1

前述したように、始新世から漸新世に至る期間の堆積物に記録された気候イベントの多くは、E/O境界付近で生じており、この時期に急激な寒冷化が生じたことを示している。さらに、これらのイベントは酸素同位体比スパイクの Oi1 と密接に関連している。E/O境界は、古地磁気極性年代の C13r の最上部 (33.7Ma) に置かれており、浮遊性有

孔虫の *Hantkenina* 属の絶滅 (浮遊性有孔虫化石帯の P17/P18帯境界) によって定義される (Berggren *et al.*, 1995)。また、*Hantkenina* 属が産出しない南半球の高緯度地域では、石灰質ナノ化石の *Reticulofenestra oamaruensis* の絶滅 (*R. oamaruensis* 帯と *Blackites spinosus* 帯の境界) の年代が E/O境界と一致する (Berggren *et al.*, 1995)。一方、Oi1の酸素同位体比の極大は C13n の最下部で 33.5Ma とされており (Miller *et al.*, 1991)、E/O境界よりも20万年ほど新しい。E/O境界と Oi1との時間的な関係を、南大洋で掘削された4地点 (ODP 689, 738, 744, 748地点) のコアでそれぞれ検証する。

ODP 689, 738, 744, 748地点では、E/O境界の示準となる *R. oamaruensis* の絶滅はいずれも C13r の中に位置する。これに対して、Oi1の酸素同位体比イベントはこの層準よりも上位にあり、C13n の中に認められる (図7)。ただし、748地点だけは Oi1 イベントが C13r の中に記録されているが、その層準は *R. oamaruensis* の絶滅イベントより10cmほど上位にある。いずれにしても、これら4地点での Oi1 イベントは、E/O境界の上位で生じていることは明らかである。また、ケルゲレン海台のコア試料 (738, 744, 748地点) にはいずれも IRD が含まれるが、738と748地点の Oi1 イベントはこの IRD 層準の中に位置している。しかし、744地点だけは、Oi1 イベントは IRD の2~3m上位で記録されている (図7)。すなわち、E/O境界から前期漸新世にかけて、南大洋では石灰質ナノ化石 (*R. oamaruensis*) の絶滅 (E/O境界)、IRDの堆積、Oi1のスパイクの順にイベントが生じたことがわかる。既に述べたように、E/O境界付近ではインド洋-太平洋間の海路が形成されており、このイベントが東南極大陸の寒冷化を引き起こし、大規模な氷床の形成と IRD の堆積を引き起こした。このとき、Oi1 にみられる氷床量の極大は、氷床の海岸線への到達とほぼ同時もしくはその直後に生じた結論できる。

後期始新世から前期漸新世の生物事件

E/O境界で始まった海水温の低下や大規模な南極氷床の拡大は、当時の生物群集に大きな影響を与えたことが予測される。本章では南大洋で掘削された ODP 689, 738, 744, 748地点を中心に、底生有孔虫、浮遊性有孔虫、石灰質ナノ化石、放散虫、珪藻の分類群ごとに、後期始新世から前期漸新世までの群集変化をまとめ、それらが環境の変化にどのように対応しているのかを考察する。

底生有孔虫

南大西洋マウド海膨 (ODP 689 地点) では、底生有孔虫の群集変化 (Assemblage 3 から

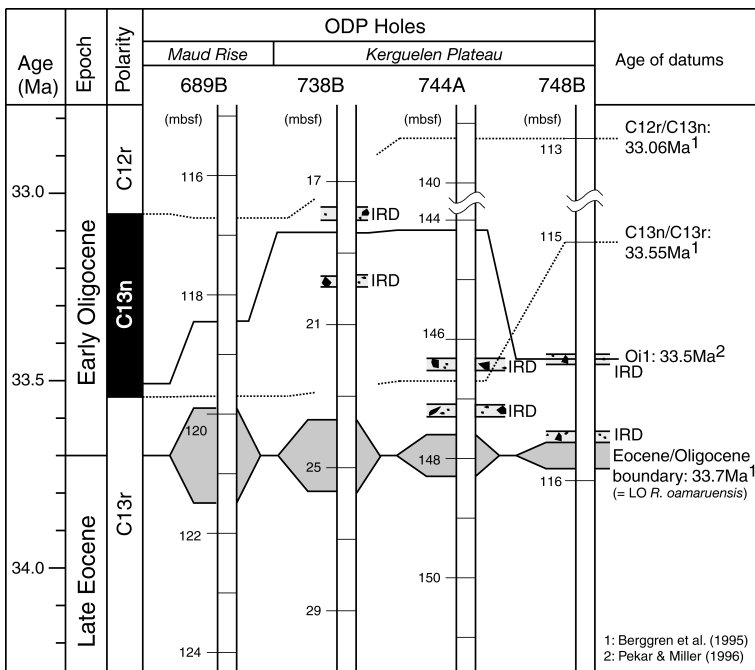


図7. ODP 689, 738, 744および748地点における始新世／漸新世境界と Oi1酸素同位体極大、IRDの層位関係。Oi1に関しては、689地点は Kennett and Stott (1990)、738および744地点は Barrera and Huber (1991)、748地点は Zachos *et al.* (1992)、IRDに関しては738および744地点は Ehrmann (1991)、748地点は Zachos *et al.* (1992)をそれぞれ引用した。

Fig. 7. Stratigraphic correlation among the Eocene/Oligocene boundary, $\delta^{18}\text{O}$ maximum of Oil and IRD at ODP Holes 689B, 738B, 744A and 748B. The maximum of $\delta^{18}\text{O}$: Kennett and Stott (1990) at Hole 689B; Barrera and Huber (1991) at Holes 738B and 744A, Zachos *et al.* (1992) at Hole 748B. IRD: Ehrmann (1991) at Holes 738B and 744A, Zachos *et al.* (1992) at Hole 748B.

Assemblage 2) は後期始新世 (131.81~130.31mbsf, ほぼ36~35.5Ma) に認められる (図8). この群集変化は, *Bulimina elongata* の連続産出の終わりと *Turrilina alsatica* の初産出によって定義される. また, この2つの群集は, 共に多量の *Nuttallides umbonifera* と数種の *Stilostomella* の産出で特徴づけられる. しかし, E/O境界における明瞭な群集変化は認められない.

南インド洋のケルゲレン海台では, ODP 738および744地点と, 748地点では群集構成がやや異なる. 738と744地点では *Bulimina simplex*, *Stilostomella* spp., *Cibicidoides ungerianus* と *Orthomorphina antillea* が優勢である群集 (Assemblage 4) から *Nuttallides umbonifera* と *Bigeneria nodulosa* が優勢な群集 (Assemblage 3) へと変化する. この変化は, 738地点では42.0~32.5mbsf (ほぼ36~35Ma), 744地点では157.1~147.6mbsf (ほぼ35~34Ma) で生じている (図8). 748地点では, *Stilostomella* - *Lenticulina* 群集 (PCI) から *Cibicidoides* - *Astrononion pusillum* 群集 (PCII) への群集変化は, 後期始新世 (152.49-142.27mbsf, ほぼ36~35.5Ma) に認められる. これらの地点でもE/O境界で

は大きな絶滅事件はなく, 漸移的な群集変化を示す (図8).

このように, 南大洋における底生有孔虫群集の交替はE/O境界ではなく, 後期始新世に生じている. 北大西洋で掘削された DSDP 549地点でも, 底生有孔虫の群集変化に関して同様の結論が得られている (Snyder *et al.*, 1984a, b). この地点では, 中期から後期始新世の群集は *Nuttallides truempyi* が卓越し, その後 *Bulimina* 属が優勢となるが後期始新世の末期で急減する. 漸新世になると *Cibicidoides* 属が卓越する. しかし上述したような南大洋と同様に, E/O境界では顕著な群集変化は示さず, 多様性の低い寒冷な環境を示す群集に徐々に移行化する.

浮遊性有孔虫

Premoli SilvaとBoersmaは, 大西洋のコア試料をもちいて, 始新世から漸新世までの浮遊性有孔虫の古生物地理を検討し, 低緯度, 中緯度および高緯度の3つのグループに区分した (Premoli Silva and Boersma, 1988, 1989). この古生物地理区分に基づいて, すでに公表されている4地点 (ODP 689, 738, 744, 748地点) から産出した浮遊性有孔虫化石の群集を再検討した (図9). これらの地点の群集は主に高緯度のグループからなり, *Catapsydrax unicavus*, *Chiloguembelina cubensis*, *Globorotaloides suteri*などが卓越して産出する. 中緯度のグループは, 中期~後期始新世では種数や産出頻度がともに低く, 後期始新世の後半になるとさらに減少し, 前期漸新世以降ではほとんど産出しなくなる.

また, E/O境界付近では大量絶滅などのイベントは認められず, 漸移的に群集構成が変化している. このことから, 南大洋の中緯度種は, 後期始新世の寒冷化により, 酸素同位体比の Oi1イベントよりも早い時期に絶滅したことがわかる. また, 高緯度種に関しては, 後期始新世の海水温の低下に適応し, Oi1イベントに伴う寒冷化や海水準低下にも影響を受けずに前期漸新世まで生きのびたことが示唆される.

石灰質ナノ化石

Wei and Wise (1990a) と Wei *et al.* (1992) は, 南大西洋の石灰質ナノ化石の地理的分布をまとめ, Cold-water, Temperate-water, Warm-waterの3つのグループに区分した. 前述した4地点におけるナノ化石群集をみると, 後期始新世では Temperate-water taxaが卓越している (図10). Warm-water taxa もわずかに産出するが, 後期始新世の後期ではほぼ絶滅する. 前期漸新世では *Chiasmolithus altus*, *Reticulofenestra daviesii* などの Cold-water taxa が優勢で, *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra umbirica* などの Temperate-water taxa も伴う. 石灰質ナノ化石の総種数は, 中期始新世から漸新世にかけて徐々に減少する. また, E/O境界では種数や種構成に関しては大きな変化は認められないが, この境界より上位では Cold-water taxa の産出頻度が増加する.

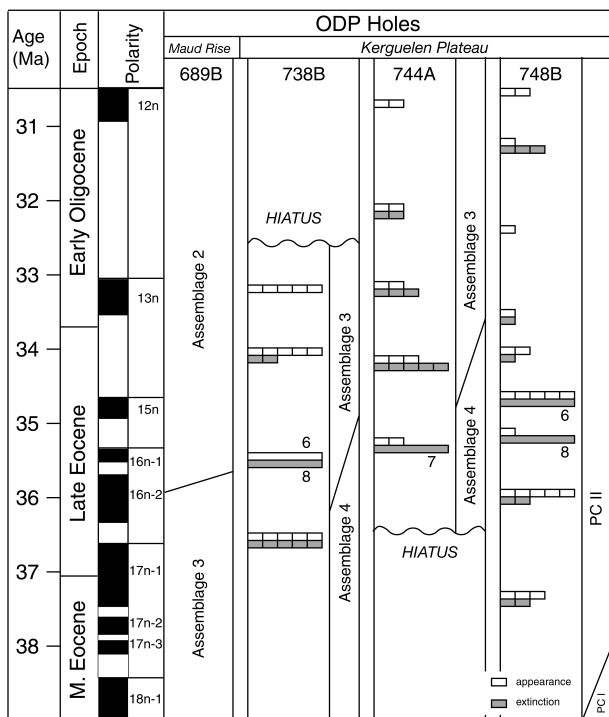


図8. ODP 689 (Thomas, 1990), 738と744 (Schröder-Adams, 1991) および748地点 (Mackensen and Berggren, 1992) における中期始新世の後期から前期漸新世の底生有孔虫の出現と絶滅の層位分布と群集帯区分. 特に記されていない限り, 白抜きの四角一つは出現種1種, 灰色の四角一つは絶滅種1種を示す.

Fig. 8. Number of originations and extinctions of benthic foraminiferal species and their stratigraphic distribution from the late Middle Eocene through the Early Oligocene at ODP Holes 689B (Thomas, 1990), 738B and 744A (Schröder-Adams, 1991), and 748B (Mackensen and Berggren, 1992). Benthic foraminiferal assemblages are shown in the right hand of each column. The numbers of gray and the hollow rectangles indicate species numbers of originations and extinctions, respectively.

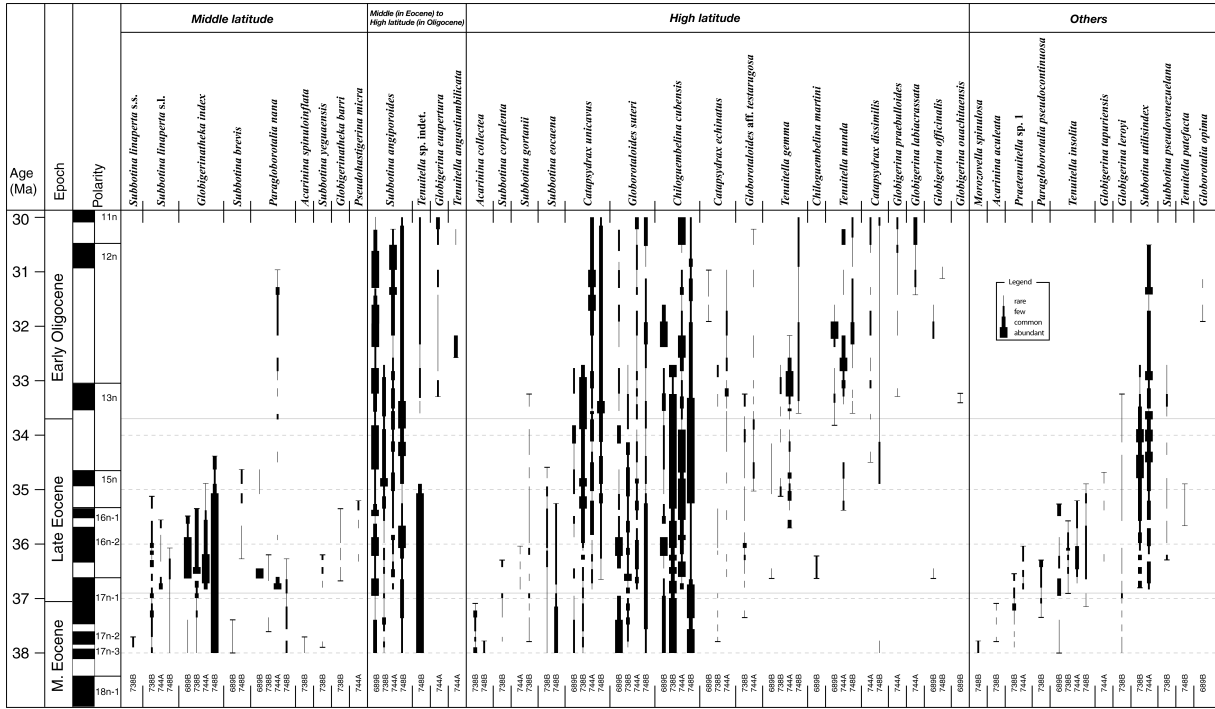


図9. ODP 689 (Stott and Kennett, 1990), 738および744 (Huber, 1991), 748地点 (Berggren, 1992) における中期始新世の後期から前期漸新世の浮遊性有孔虫の層位分布。

Fig. 9. Stratigraphic distribution of selected planktic foraminifers from the late Middle Eocene through the Early Oligocene at ODP Holes 689B (Stott and Kennett, 1990), 738B and 744A (Huber, 1991), and 748B (Berggren, 1992).

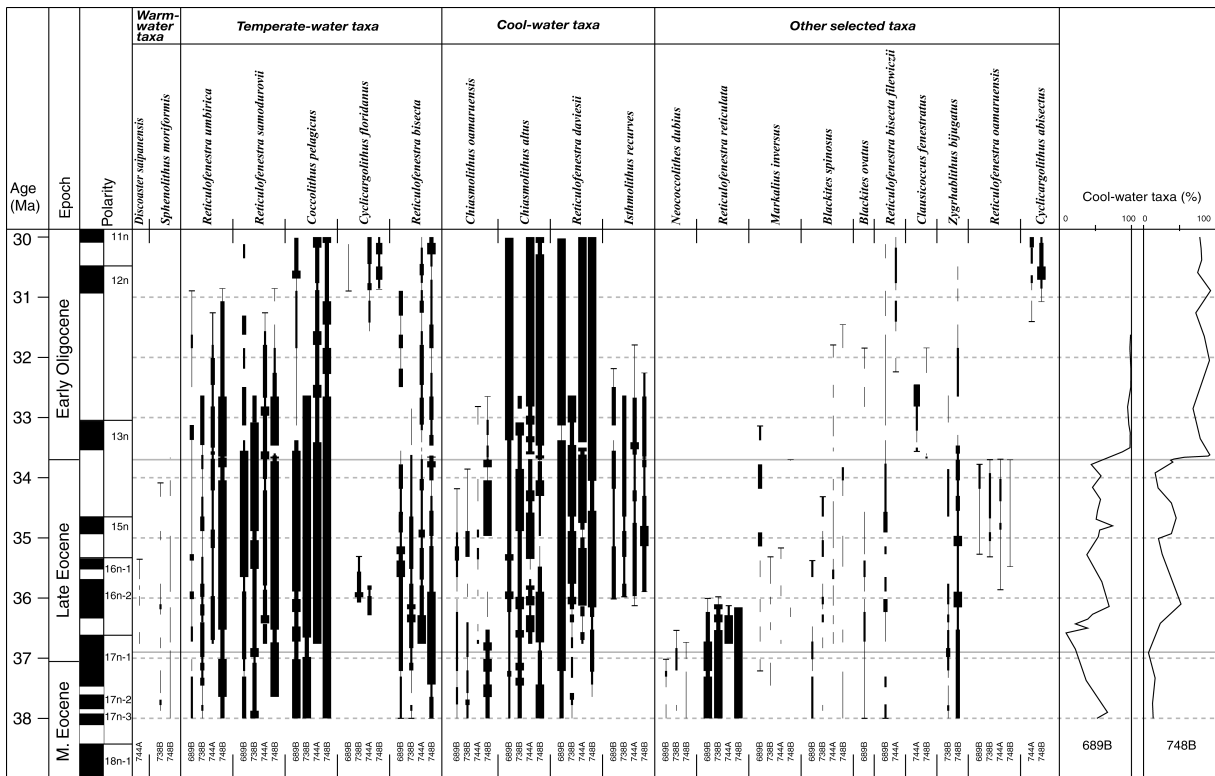


図10. ODP 689 (Wei and Wise, 1990b), 738および744 (Wei and Thierstein, 1991), 748 (Wei et al., 1992) 地点における中期始新世の後期から前期漸新世の石灰質ナノ化石の層位分布と、ODP 689と748地点における石灰質ナノ化石の寒冷種の全群集中に占める割合 (Wei et al., 1992を改変)。

Fig. 10. Stratigraphic distribution of selected calcareous nannofossils from the late Middle Eocene through the Early Oligocene at ODP Holes 689B (Wei and Wise, 1990b), 738B and 744A (Wei and Thierstein, 1991) and 748B (Wei et al., 1992). Changes of relative abundance of cool water species at Holes 689B and 748B (revised from Wei et al., 1992) are shown in the right hand columns.

すなわち、後期始新世の水温低下は、石灰質ナノ化石の Warm-water taxa が絶滅する原因となったが、大規模な種の交替を引き起こさなかった。一方、Cold-water taxa は、後期始新世から前期漸新世の冷涼な環境に適応して繁栄し続けた。また、O11イベントの寒冷化に対応して、Temperate-water taxa の頻度が急激に減少し、漸新世にはほとんど Cold-water taxa からなる群集へと変化した。

放散虫

南半球に分布する始新世から漸新世の放散虫群集は、Antarctic, Bipolar, Tropical, Cosmopolitan の4つのグループに区分できる (Lazarus and Caulet, 1993)。本論では、ODP 738 と 748 地点で報告された放散虫のデータをこれらの古地理区分を用いて再検討した。738 地点では、E/O 境界を 33.0~32.5mbsf として放散虫の群集変化が検討されている (Caulet, 1991)。しかし、*R. oamaruensis* の絶滅は 25.18~23.68mbsf で確認されているので、本論ではこの層準を E/O 境界と再定義し、放散虫の群集変化を再検討した。738 地点では、後期始新世 (33.0~32.5mbsf) で6種の出現と6種の絶滅が生じているが、E/O 境界では群集構成種の大きな入れ替わりは認められない (図11)。Antarctic グループに関しては、後期始新世の後期 (石灰質ナノ化石帯の *I. recurvus* 帯/*R. oamaruensis* 帯境界付近) で種の入替わりがみられ、その後 E/O 境界まで種数が増加する傾向をもつ (図11)。

748 地点においては、Tropical および Cosmopolitan グループの種数・産出頻度は後期始新世に減少し、前期漸新世ではわずかな頻度でしか産出しない (図12)。Antarctic グループは、後期始新世から前期漸新世にかけて連続的に多産する。また、放散虫群集全体の種数は、後期始新世から漸新世にかけて増加していく傾向がある。特に、E/O 境界付近では明瞭な絶滅イベントは認められない一方、数種の出現が認められる (図12)。これら出現種の古地理区分は不明なものが多いが、放散虫も他のタクサと同様に、後期始新世の寒冷化によって温暖種が減少・絶滅し、寒冷種が増加したと考えられる。さらに、E/O 境界付近では、優勢種の入替わりがみられることが特徴として挙げられる (図12)。

珪藻

珪藻に関しては、これら 4 地点のうち、Harwood and Maruyama (1992) によって公表されている ODP 748 地点の結果に関してのみ検討を行った (図12)。珪藻群集では、中期から後期始新世にかけて種数が徐々に増加し、E/O 境界付近で多くの種の出現が認められる。前期漸新世でも依然として種数は多く、数層準で出現イベントが認められる。すなわち、珪藻は後期始新世の寒冷化と並行して次第に種数を増加させ、E/O 境界付近でその出現の頻度はピークに達した。さらに、漸新世になっても種数の増加は継続して起こっている。

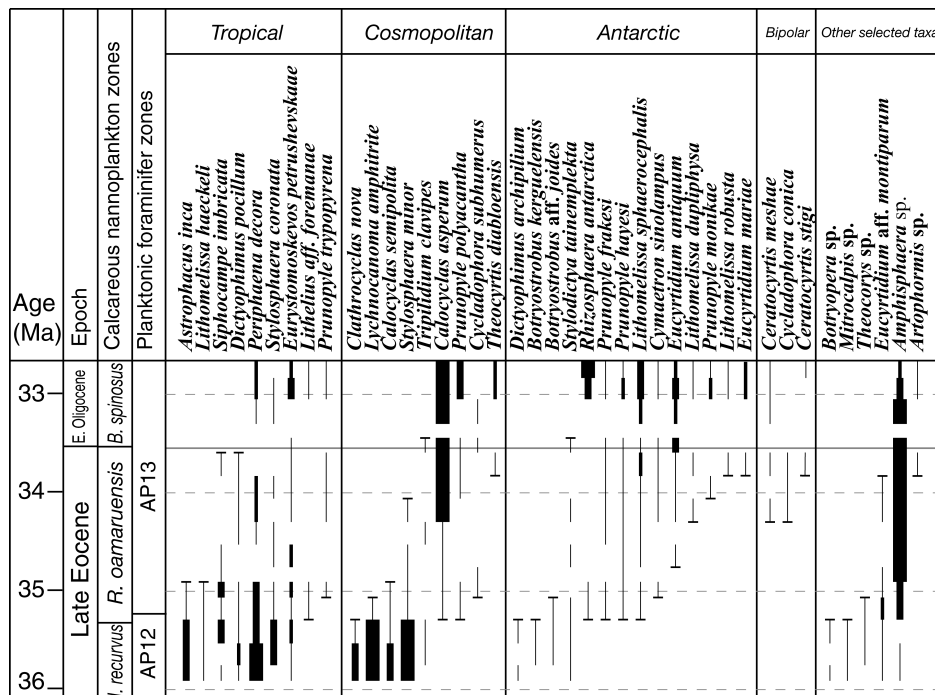


図11. ODP 738地点における後期始新世から前期漸新世の放散虫の層位分布 (Caulet, 1991)。石灰質ナノ化石帯はWei and Thierstein (1991)、浮遊性有孔虫化石帯はHuber (1991)による。

Fig. 11. Stratigraphic distribution of radiolarians from the Late Eocene through the Early Oligocene at ODP Hole 738B (Caulet, 1991). Calcareous nannofossil biozones are adopted from Wei and Thierstein (1991) and planktic foraminiferal biozones are from Huber (1991).

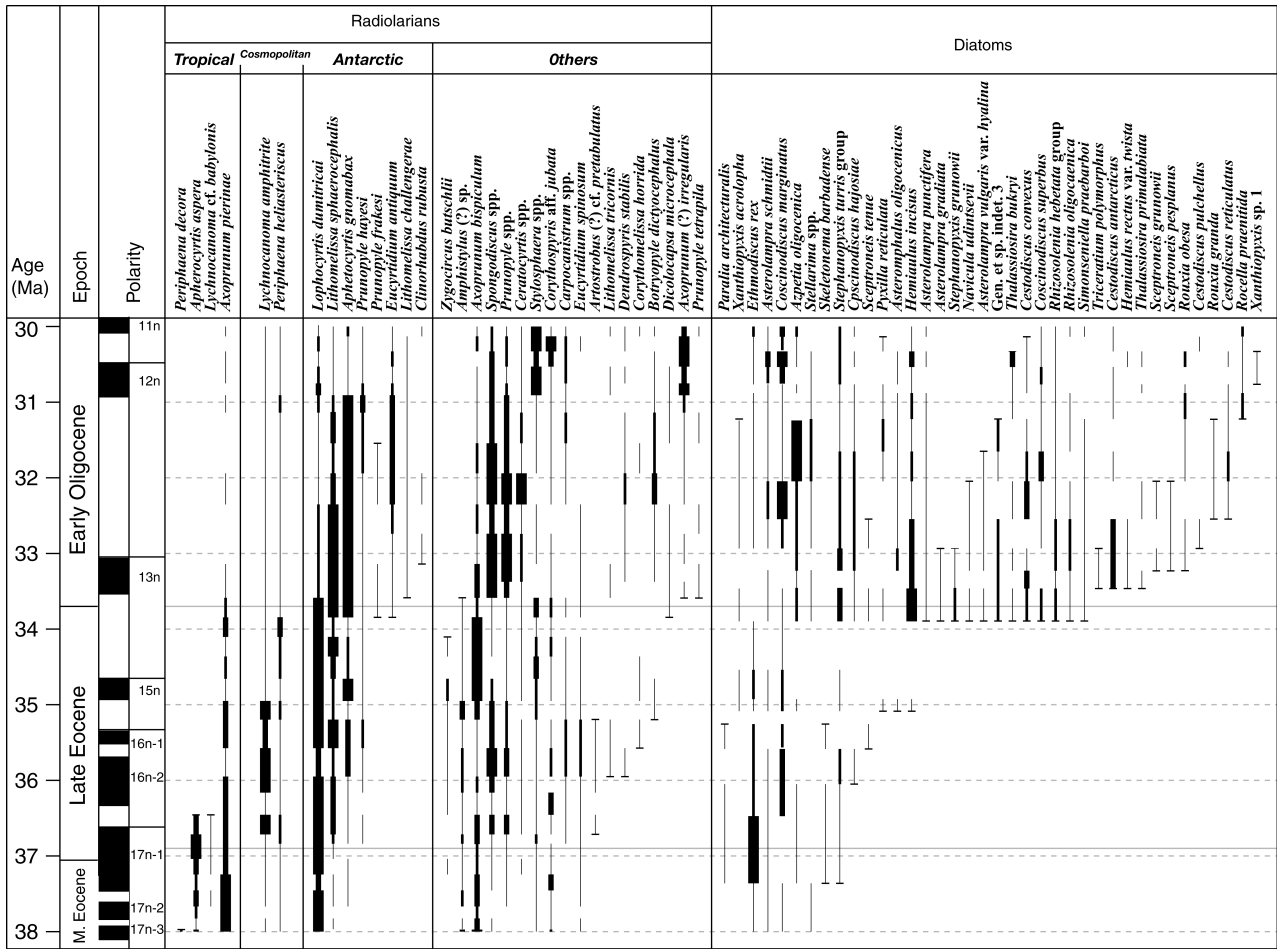


図 12. ODP 748 地点における中期始新世の後期から前期漸新世の放散虫 (Takemura, 1992) と珪藻 (Harwood and Maruyama, 1992) の層位分布。

Fig. 12. Stratigraphic distribution of radiolarians (Takemura, 1992) and diatoms (Harwood and Maruyama, 1992) from the late Middle Eocene through the Early Oligocene at ODP Hole 748B.

始新世／漸新世境界における微化石群集変化

テクトニクスおよび同位体比イベントと生物群集変化の対応関係について

後期始新世から前期漸新世にわたるテクトニクスイベント、気候イベントおよび海洋表層の生産力をまとめると以下ようになる。

(1) タスマニア海路の拡大は、後期始新世から急速に始まり、E/O境界にはインド洋から太平洋に向かって表層水の移動が行われるようになった。一方、太平洋と大西洋の間の海路は、29.7Maもしくは32Maにパウエル海盆が拡大し始めた頃に開かれ、27~26Maにはドレイク海峡が本格的に形成され始めた。

(2) これらの海路の形成によって周南極海流の原型が徐々に形成されていくのに伴い、南極大陸も冷却され、急速な寒冷化や氷床の拡大を生じるようになった。その最初の事件が酸素同位体比の Oi1 (33.5Ma) イベントであり、これは、タスマニア海路の形成・拡大と関連していると考えられる。その後の同位体比イベントのうち、Oi1a (32.8Ma)、Oi1b (31.7Ma)、Oi2a (28.3Ma) のいずれかはパウエル海

盆の拡大と関連している可能性が高い。

(3) 南極氷床の拡大に関連したIRDの堆積、粘土鉱物の組成変化などは明らかにE/O境界の直後に生じている。また、珪質堆積物(海洋表層の生物生産)の増加は、後期始新世(35.8Maと35.0Ma)、E/O境界(33.7~33.0Ma)、前期漸新世(32.8~31.5Ma)の3回観察され、後期始新世を除いて、酸素同位体比イベントの時期とほぼ一致するようにみえる。

これに対して、生物群集の変化は、南極大陸における大規模な氷床形成とは必ずしも一致していない。浮遊性の石灰質微化石(石灰質ナノ化石、浮遊性有孔虫)に関しては、後期始新世で暖水種が絶滅もしくは衰退し、漸新世の群集では寒冷種が主要な構成要素となるが、E/O境界付近では大きな絶滅事件は記録されていない。すなわち、E/O境界付近で生じている石灰質ナノ化石群集中の寒冷種群の増加(図10)も含めて、これらの生物群集の変化は、多くの研究者が指摘しているように段階的であり、E/O境界で急激に生じたものではない。

珪質殻をもつ浮遊性微化石(放散虫、珪藻)では、絶滅イベントは後期始新世にわずかに生じているにとどまり、あまり寒冷化の影響を受けていない(図11, 12)。石灰質

微化石と異なることは、後期始新世からE/O境界にかけて多くの出現イベントが観察されることである。特に、珪藻ではこの傾向が顕著に表れている(図12)。

底生有孔虫化石に関しては、E/O境界ではなく後期始新世(36~34Ma)に群集の交替(構成種の絶滅・出現)が起こっている。深海の底生有孔虫群集は、水温よりも栄養塩の量、溶存酸素量などに影響を受けると考えられる。表層の生物生産量は、後期始新世(35.8Maと35.0Ma)、E/O境界と前期漸新世(約32.8~31.5Ma)に高くなる。すなわち、底生有孔虫群集が変化する36~34Maは、海洋表層の生産力が高くなった時期と一致する。さらに、底生有孔虫に見られるイベントは、WSDWとそれに続くAABWの流入があったとされる時期(Diester-Haass, 1995,1996)、すなわち、深層水の性質が変化した時期とも一致している。しかし、これらの要因のどれが底生有孔虫の群集変化に大きな影響を与えたのかを判断することは難しい。

氷床の発達または寒冷化に対する生物の反応

前章で概観したように、後期始新世の寒冷化の開始とともに、石灰質および珪質の微化石の温暖種は次第に絶滅し、そのニッチを埋めて寒冷種が徐々に増加している。こうして出現した群集は、もともと寒冷な環境に適応しているので、それ以後、さらに海水温が低下しても群集を変化させるような大規模な種の入替わりは起こらなかったと考えられる。特に、浮遊性有孔虫の群集は、中期~後期始新世の寒冷化によって既にほぼ完全な寒冷群集へと変化していたため、E/O境界直後に生じた南極氷床の拡大期でも大きな変化を起こさなかったと解釈できる。一方、後期始新世から最前期漸新世にかけての石灰質ナノ化石群集は、主として Temperate-water taxa と Cold-water taxa からなり、Warm-water taxa はほとんどいない。その後、Temperate-water taxaの種数が減るのは、前期漸新世(約31Ma)になってからである(図10)。しかし、寒冷種全体の相対頻度は、E/O境界で急増しており、海水温の低下に対応した変化を生じている。

珪質微化石のうち、放散虫群集は後期始新世にいくつかの出現イベントが認められ、珪藻群集ではE/O境界付近で多数の出現イベントが認められる。ただし、これらの群集変化は、寒冷化だけでなく海洋表層の生産力の増大(湧昇流の活発化)にも起因した結果と考えられる。このように、中期始新世の後期から漸新世にかけての寒冷化に対して、南大洋では同じ浮遊性微化石であっても石灰質殻を持つものと珪質殻を持つものとは、その対応が明らかに異なっている。

南大洋における古第三紀研究の問題点

寒冷化が開始された古第三紀の後期には、低緯度

と高緯度の間で明瞭に異なる生物地理区が形成されるようになった(Premoli Silva and Boersma, 1988, 1989; Lazarus and Caulet, 1993など)。そのため、低緯度地域で設定された化石帯をそのまま高緯度では適用できず、独自に化石帯区分を設定する必要性がでてきた。Stott and Kennett (1990)は、ODP 689と690地点において、AP帯からなる浮遊性有孔虫化石層序を設定した。この化石帯は、Huber (1991)や Berggren (1992)によって改良が加えられ、南半球の高緯度地域で標準化石帯として層序対比に用いられている。同様に、石灰質ナノ化石の化石帯区分はWeiらによって行われている(Wei and Wise, 1990b; Wei and Thierstein, 1991; Wei *et al.*, 1992)。

しかし、石灰質微化石では、AP12/AP13境界や*B. spinosus*帯/*R. daviesii*帯境界のように、海域によって、その種の出現・絶滅の基準面と古地磁気極性年代が斜交する場合と、異なる分類群の間で化石帯区分に使用している基準面が交差する場合がある(図13)。この原因の一つに、高緯度の基準面として用いられている種が、その分布の中心を中緯度の生物地理区にしているため、分布する海域のわずかな条件の違いによって絶滅の時期がずれることが挙げられる。このよい例が、浮遊性有孔虫の*Globigerinatheka index*の絶滅(AP12/AP13境界)であろう。また、石灰質ナノ化石帯にみられる異時性は、ハイエイタスの存在および化

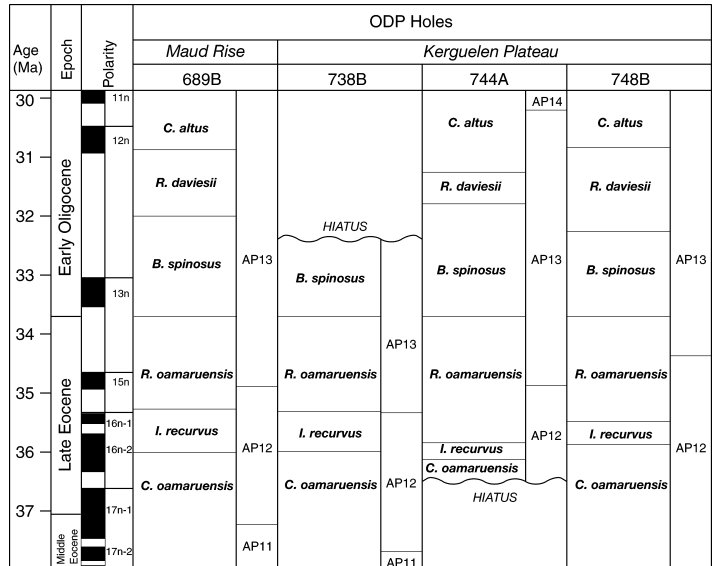


図13. 中期始新世の後期から前期漸新世にかけての4地点(ODP 689, 738, 744および748地点)の石灰質微化石層序対比。浮遊性有孔虫化石層序に関しては、ODP 689地点はStott and Kennett (1990)、738および744地点はHuber (1991)、748地点はBerggren (1992)の結果を用いた。石灰質ナノ化石層序については、689地点はWei and Wise (1990b)、738および744地点はWei and Thierstein (1991)、748地点はWei *et al.* (1992)より引用した。

Fig. 13. Biostratigraphic correlation of calcareous microfossils among four sites (ODP sites 689, 738, 744 and 748) during the late Middle Eocene through the Early Oligocene. Planktic foraminiferal biozones: Stott and Kennett (1990) at Hole 689B; Huber (1991) at Holes 738B and 744A; Berggren (1992) at Hole 748B. Calcareous nannofossil biozones: Wei and Wise (1990b) at Hole 689B; Wei and Thierstein (1991) at Holes 738B and 744A; Wei *et al.* (1992) at Hole 748B.

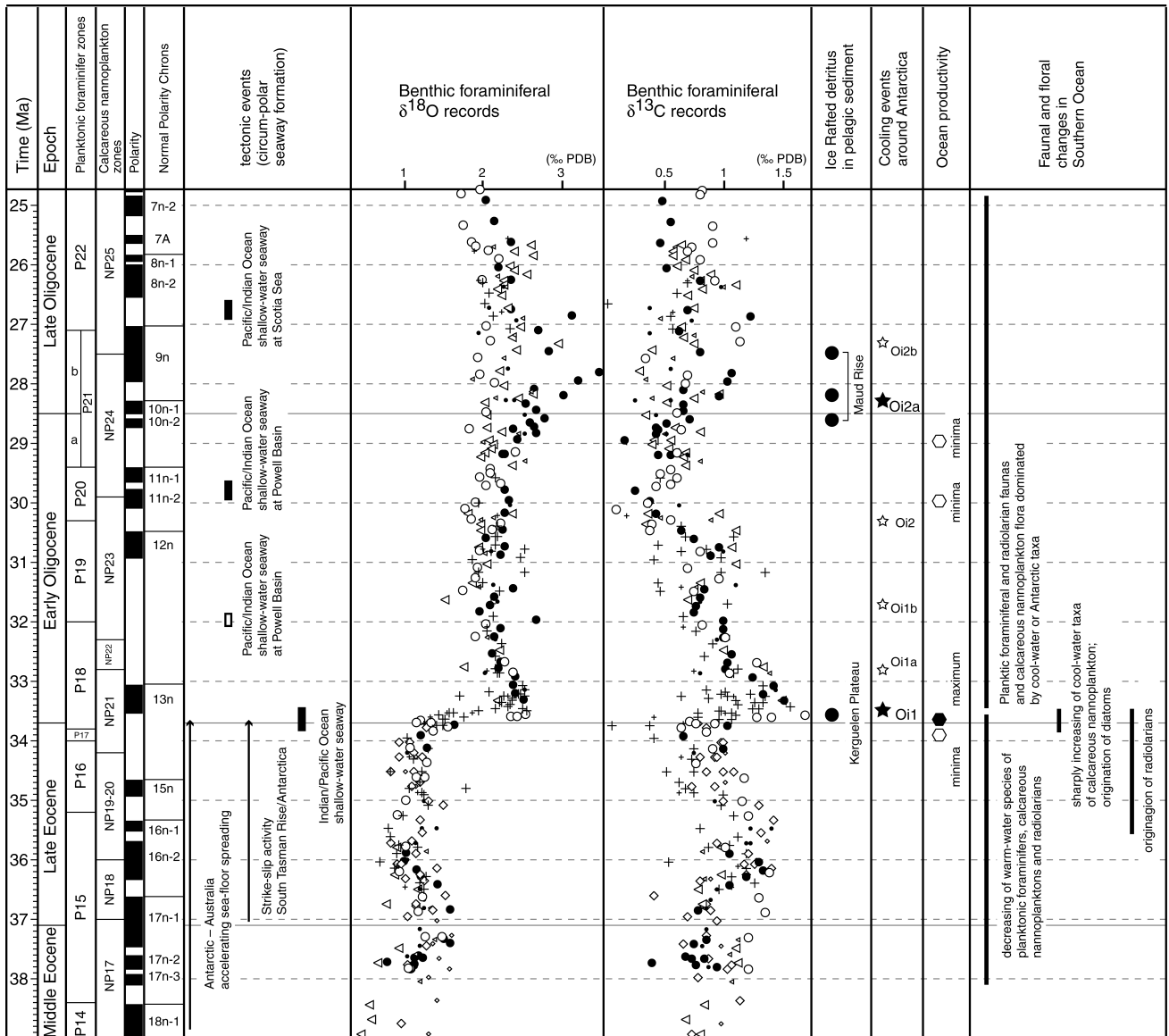


図14. 中期始新世の後期から後期漸新世にかけての南大洋におけるテクトニクスおよび古海洋イベントと生物群集の変化の総括。低緯度における浮遊性有孔虫標準層序と石灰質ナノ化石標準層序の年代は、Berggren *et al.* (1995)による。同位体比のシンボルは、図3参照。
 Fig. 14. Summary of tectonic and paleoceanographic events and faunal and floral changes from the late Middle Eocene through the Late Oligocene. Ages of standard planktic foraminiferal biozones and calcareous nannofossil biozones in the low latitude are adopted from Berggren *et al.* (1995). Symbols of oxygen and carbon isotope records are in Fig. 3.

石の再堆積の問題も重要な要因とされており (Berggren *et al.*, 1995), 今後早急に解決していかなければならない問題である。

一方、後期始新世から漸新世にかけての南大洋では、海洋表層の生産力の増加に伴って、珪質微化石(放散虫と珪藻)が多産する。そこで、南大洋においてはこれらの微化石を用いた化石帯区分の有効性は高いと考えられる。実際、ケルゲレン海台においては、Takemura (1992) が放散虫化石層序、Harwood and Maruyama (1992) が珪藻化石層序を設定し、高緯度地域の層序の対比に重要な役割を果たしている。特に、Takemura (1992) による放散虫化石の基準面は、南半球高緯度で広く適用できることが示されており、今後、南大洋の層序対比を行う上で非常に有効であろう

(Takemura and Ling, 1997)。しかし、現在のところ、高緯度地域で古地磁気層序とよく対比された微化石層序の研究例はそれほど多くないので、新たな掘削を行い、データを蓄積することが急務であろう。

まとめ

本論では、南大洋における後期始新世から漸新世にかけてのテクトニクスイベントおよび堆積物から読みとれる気候イベントを総括し、海洋の微化石群集の変化が、これらとどのように結びついているかを論じた(図14)。

(1) 後期始新世では、南タスマン海膨が沈降を開始し、インド洋-太平洋間に海路が徐々に形成され始めた。

すでにこの時期に海水温の低下がみられるが、その原因はよくわからない。酸素同位体比および南極大陸縁辺の堆積物からみると、このとき南極大陸には短期間ではあるが、小規模な氷床が形成されていた。この寒冷化によって、海洋の石灰質微化石（浮遊性有孔虫、石灰質ナノ化石）は、温暖種が段階的に絶滅した。珪質微化石は、温暖種が徐々に絶滅する一方で、新たに出現する種がみられるようになり、群集全体の種数も増加した。

(2) E/O境界付近では、インド洋-太平洋間に表層水が通過できるような海路(タスマニア海路)が形成され、周南極海流の原型が出現した。このため南極大陸ではさらに寒冷化が進み、東南極大陸を中心として大規模な氷床が拡大した(Oi1イベント)。この時期は、北大西洋における深層水(NCW)の出現時期とも重なる。氷床の拡大と同時に、現在の南極発散線に相当する湧昇域が出現し、海洋表層の生産性が増大した。これに伴って、珪藻の出現イベント、放射虫群集の構成種入れ替わり、石灰質ナノ化石群集における寒冷種の増加などが起きた。

(3) 前期漸新世の前半(33.7~30Ma)では、海洋微化石群集はそのほとんどが寒冷種群から構成されており、構成種入れ替わりや新たな種の出現はほとんど認められない。その後、前期漸新世の後期では、南極半島の縁辺にあるパウエル海盆が開き、太平洋と大西洋の間に表層~中層水が通過できる海路が形成され、現在の形に近い周南極海流が完成した。これに伴い、南極大陸では、前期/後期漸新世境界の付近でふたたび大規模な氷床の拡大がおこった(Oi2aイベント)。

謝辞

兵庫教育大学の竹村厚司氏、九州大学の西弘嗣氏には粗稿を校閲していただくとともに、懇切な議論および貴重なご指摘をいただいた。また、本論文を作成するにあたって、日本学術振興会特別研究員奨励費(課題番号12000254)を使用した。

文献

Barber, P. L., Barker, P. F. and Pankhurst, R. J., 1991. Dredged rocks from Powell Basin and the South Orkney Microcontinents. *In* Thomson, M. R. A., Crame, J. A., Thomson, J. W., eds. *Geological Evolution of Antarctica*, 361-367. Cambridge University Press, Cambridge.

Barker, P. F., 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and paleocirculation. *Earth-Science Review*, **55**, 1-39.

Barker, P. F. and Burrell, J., 1977. The opening of Drake Passage. *Marine Geology*, **25**, 15-34.

Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., 1988. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **113**, 785p., Ocean Drilling Program, College Station, Texas.

Barrera, E. and Huber, B. T., 1991. Paleogene and early Neogene oceanography of the southern Indian Ocean: Leg 119 foraminifer stable isotope results. *In* Barron, J., Larsen, B., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **119**, 693-730. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.

Barrera, E. and Huber, B. T., 1993. Eocene to Oligocene oceanography and temperatures in the Antarctic Indian Ocean. *In* Kennett, J. P. and Warnke, D. A., eds., *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change Part Two*, American Geophysical Union, Antarctic Research Series, **60**, 49-65.

Barrett, P. J., Hambrey, M. J., Harwood, D. M., Pyne, A. R. and Webb, P.-N., 1989. Synthesis. *In* Barrett, P. J., ed., *Antarctic Cenozoic History from CIROS-1 Drill Hole, McMurdo Sound*. DSIR Bulletin, New Zealand, **245**, 241-251.

Barron, J. A., Larsen, B. et al., 1989. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **119**, 942p., Ocean Drilling Program, College Station, Texas.

Barron, J. A., Larsen, B. and Baldauf, J. G., 1991. Evidence for late Eocene to Early Oligocene Antarctic glaciation and observations on late Neogene glacial history of Antarctica: results from Leg 119. *In* Barron, J., Larsen, B., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **119**, 869-891. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.

Berger, W. H., 1973. Deep-sea carbonates: Pleistocene dissolution cycles. *Journal of Foraminiferal Research*, **3**, 187-195.

Berger, W. H. and Diester-Haass, L., 1988. Paleoproductivity: The benthic/planktonic ratio in foraminifera as a productivity index. *Marine Geology*, **81**, 15-25.

Berggren, W. A., 1992. Paleogene planktonic foraminifer magnetobiostratigraphy of the southern Kerguelen Plateau (Sites 747-749). *In* Wise, S. W., Jr., Schlich, R., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **120**, 551-568. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., III and Aubry, M.-P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *In* Berggren, W. A., Kent, D. V. et al., eds., *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*, SEPM Special Publication, (54), 129-212.

Beu, A. G., Griffin, M. and Maxwell, P. A., 1997. Opening of Drake Passage gateway and Late Miocene to Pleistocene cooling reflected in Southern Ocean molluscan dispersal: evidence from New Zealand and Argentina. *Tectonophysics*, **281**, 83-97.

Brass, G. W., Southam, J. R. and Peterson, W. H., 1982. Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, **296**, 620-623.

Caulet, J.-P., 1991. Radiolarians from the Kerguelen Plateau, Leg 119. *In* Barron, J., Larsen, B., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **119**, 513-546. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.

Crowley, T. J. and North, G. R., 1988. Abrupt climate change and extinction events in earth history. *Science*, **240**, 996-1002.

Davis, R., Cartwright, J., Pike, J. and Line, C., 2001. Early Oligocene initiation of North Atlantic Deep Water formation. *Nature*, **410**, 917-920.

Diester-Haass, L., 1992. Late Eocene-Oligocene sedimentation in the Antarctic Ocean, Atlantic Sector (Maud Rise, ODP Leg 113, Site 689): Development of surface and bottom water circulation. *In* Kennett, J. P. and Warnke, D. A., eds., *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change*, American Geophysical Union, Antarctic Research Series, **56**, 185-202.

Diester-Haass, L., 1995. Middle Eocene to early Oligocene paleoceanography of the Antarctic Ocean (Maud Rise, ODP Leg 113, Site 689): change from a low to a high productivity ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **113**, 311-334.

Diester-Haass, L., 1996. Late Eocene-Oligocene paleoceanography in the southern Indian Ocean (ODP Site 744). *Marine Geology*, **130**, 99-119.

Diester-Haass, L., Robert, C. and Chamley, H., 1996. The Eocene-Oligocene preglacial-glacial transition in the Atlantic sector of the Southern Ocean (ODP Site 689). *Marine Geology*, **131**, 123-149.

Diester-Haass, L. and Zahn, R., 1996. Eocene-Oligocene transition in the Southern Ocean: History of water mass circulation and biological productivity. *Geology*, **24**, 163-166.

Eagles, G. and Livermore, R. A., 2002. Opening history of Powell Basin, Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, **185**, 195-205.

Ehrmann, W. U., 1991. Implications of sediment composition on the

- southern Kerguelen Plateau for paleoclimate and depositional environment. In Barron, J., Larsen, B., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **119**, 185-210. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Ehrmann, W. U., 1998. Implication of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **139**, 213-231.
- Ehrmann, W. U. and Mackensen, A., 1992. Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **93**, 85-112.
- Hambrey, M. J., Barrett, P. J. and Robinson, P. H., 1989. Stratigraphy. In Barrett, P. J., ed., *Antarctic Cenozoic History from the CIROS-1 Drillhole, Mcmurdo Sound*. DSIR Bulletin, New Zealand, **245**, 23-48.
- Hambrey, M. J., Ehrmann, W. U. and Larsen, B., 1991. Cenozoic glacial record of the Prydz Bay continental shelf, east Antarctica. In Barron, J., Larsen, B., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **119**, 77-132. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Harwood, D. M. and Maruyama, T., 1992. Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the Kerguelen Plateau, Leg 120. In Wise, S. W., Jr., Schlich, R., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **120**, 683-733. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Hill, R. S. and Scriven, L. J., 1995. The angiosperm-dominated woody vegetation of Antarctica: a review. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **86**, 175-198.
- Huber, B. T., 1991. Paleogene and early Neogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Sites 738 and 744, Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean). In Barron, J., Larsen, B., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **119**, 427-451. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Inokuchi, H. and Heider, F., 1992. Magnetostratigraphy of sediments from Sites 748 and 750, Leg 120. In Wise, S. W., Jr., Schlich, R., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **120**, 247-252. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Keating, B. H. and Sakai, H., 1991. Magnetostratigraphic studies of sediments from Site 744, southern Kerguelen Plateau. In Barron, J., Larsen, B., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **119**, 771-794. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Kemp, E. M. and Barrett, P. J., 1975. Antarctic glaciation and early Tertiary vegetation. *Nature*, **258**, 507-508.
- Kennett, J. P., 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the Circum-Antarctic Ocean, and their impact of global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 3843-3860.
- Kennett, J. P., Houts, R. E., Andrews, P. B., Edwards, A. R., Gostin, V. A., Hajós, M., Hampton, M., Jenkins, D. G., Margolis, S. V., Ovenshine, A. T. and Perch-Nielsen, K., et al., 1975. Cenozoic paleoceanography in the southwest Pacific Ocean, Antarctic glaciation, and the development of the circum-Antarctic current. In Kennett, J. P., Houts, R. E. et al., eds., *Initial Report of Deep Sea Drilling Project*, **29**, 1155-1169. U. S. Government Printing Office, Washington.
- Kennett, J. P. and Shackleton, N.J., 1976. Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38Myr ago. *Nature*, **260**, 513-515.
- Kennett, J. P. and Stott, L. D., 1990. Proteus and Proto-oceanus: Ancestral Paleogene oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results; ODP Leg 113. In Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **113**, 865-880. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- 楠 宏 (編), 1989. 南極の科学 8 海洋, 136p., 古今書院, 東京.
- Latimer, J. C. and Filippelli, G. M., 2002. Eocene to Miocene terrigenous inputs and export production: geochemical evidence from ODP Leg 177, Site 1090. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **182**, 151-164.
- Lawver, L. A. and Gahagan, L. M., 1998. Opening of Drake Passage and its impact on Cenozoic ocean circulation. In Crowley, T. J. and Burke, K. C., eds., *Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions*, Oxford Monographs on Geology and Geophysics, (39), 212-223. Oxford University Press, New York, Oxford.
- Lawver, L. A., Gahagan, L. M. and Coffin, M. F., 1992. The development of paleoseaways around Antarctica. In Kennett, J. P. and Warnke, D. A., eds., *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change*, American Geophysical Union, Antarctic Research Series, **56**, 185-202.
- Lazarus, D. and Caulet, J.-P., 1993. Cenozoic Southern Ocean reconstructions from sedimentologic, radiolarian, and other microfossil data. In Kennett, J. P. and Warnke, D. A., eds., *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change Part Two*, American Geophysical Union, Antarctic Research Series, **60**, 145-174.
- Leinen, M., Cwienk, D., Heath, F. R., Biscaye, P. E., Kolla, V., Thiede, J. and Dauphin, J. P., 1986. Distribution of biogenic silica and quartz in recent deep-sea sediments. *Geology*, **14**, 199-203.
- Lisitzin, A. P., 1972. *Sedimentation in the world ocean*. SEPM Special Publication, (17), 1-218.
- Mackensen, A. and Berggren, W. A., 1992. Paleogene benthic foraminifers from the southern Indian Ocean (Kerguelen Plateau): biostratigraphy and paleoecology. In Wise, S. W., Jr., Schlich, R., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **120**, 603-630. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Mackensen, A. and Ehrmann, W. U., 1992. Middle Eocene through Early Oligocene climate history and paleoceanography in the Southern Ocean: Stable oxygen and carbon isotopes from ODP Sites on Maud Rise and Kerguelen Plateau. *Marine Geology*, **108**, 1-27.
- McGowan, B., 1973. Rifting and drift of Australia and the migration of mammals. *Science*, **180**, 759-761.
- Mead, G. A., Hodell, D. A. and Ciesielski, P. F., 1993. Late Eocene to Oligocene vertical oxygen isotopic gradients in the south Atlantic: Implications for warm saline deep water. In Kennett, J. P. and Warnke, D. A., eds., *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change Part Two*, American Geophysical Union, Antarctic Research Series, **60**, 27-48.
- Mikolajewicz, U., Maier-Reimer, T., Crowley, T. J. and Kim, K.-Y., 1993. Effect of Drake and Panamanian Gateways on the circulation of an ocean model. *Paleoceanography*, **8**, 409-426.
- Miller, K. G., 1992. Middle Eocene to Oligocene stable isotopes, climate, and deep-water history: The terminal Eocene event? In Prothero, D. R. and Berggren, W. A., eds., *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*, 160-177. Princeton University Press, Princeton, N. J.
- Miller, K. G., Wright, J. D. and Fairbanks, R. G., 1991. Unlocking the Ice House: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 6829-6848.
- Murphy, M. G. and Kennett, J. P., 1986. Development of latitudinal thermal gradients during the Oligocene: oxygen-isotope evidence from the southwest Pacific. In Kennett, J. P., von der Borch, C. C., et al., eds., *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, **90**, 1347-1360. U. S. Government Printing Office, Washington.
- Pekar, S. and Miller, K. G., 1996. New Jersey Oligocene "Icehouse" sequences (ODP Leg 150X) correlated with global $\delta^{18}\text{O}$ and Exxon eustatic records. *Geology*, **24**, 567-570.
- Premoli Silva, I. and Boersma, A., 1988. Atlantic Eocene planktonic foraminiferal historical biogeography and paleohydrographic indices. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **67**, 315-356.
- Premoli Silva, I. and Boersma, A., 1989. Atlantic Paleogene planktonic foraminiferal bioprovincial indices. *Marine Micropaleontology*, **14**, 357-371.
- Prentice, M. L. and Matthews, R. K., 1988. Cenozoic ice-volume history: Development of a composite oxygen isotope record. *Geology*, **16**, 963-966.
- Raven, P. H. and Axelrod, D. I., 1972. Plate tectonics and Australasian paleobiogeography. *Science*, **176**, 1379-1386.
- Robert, C. and Kennett, J. P., 1994. Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: clay mineral evidence. *Geology*, **22**, 211-214.

- Royer, J.-Y. and Rollet, N., 1997. Plate-tectonic setting of the Tasmanian region. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44**, 543-560.
- Salamy, K. A. and Zachos, J. C., 1999. Latest Eocene-Early Oligocene climate change and Southern Ocean fertility: influences from sediment accumulation and stable isotope data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **145**, 61-77.
- Schlich, R., Wise Jr., S. W., et al., 1989. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **120**, 648p., Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Schröder-Adams, C. J., 1991. Middle Eocene to Holocene benthic foraminifer assemblages from the Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean). In Barron, J., Larsen, B., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **119**, 611-630. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Shackleton, N. J. and Kennett, J. P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. In Kennett, J. P., Houtz, R. E., et al., eds., *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, **29**, 743-756. U. S. Government Printing Office, Washington.
- Shipboard Scientific Party, 2001. Leg 189 Summary. In Exxon, N. F., Kennett, J. P., Malone, M. J., et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **189**, 1-98. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Snyder, S. W., Müller, C. and Miller, K. G., 1984a. Biostratigraphy and paleoceanography across the Eocene/Oligocene boundary at Deep Sea Drilling Project Site 549. In de Gracieny, P. C. and Poag, C. W., et al., eds., *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, **80**, 567-572. U. S. Government Printing Office, Washington.
- Snyder, S. W., Muller, C. and Miller, K. G., 1984b. Eocene-Oligocene boundary: Biostratigraphic recognition and gradual paleoceanographic change at DSDP Site 549. *Geology*, **12**, 112-115.
- Spieß, V., 1990. Cenozoic magnetostratigraphy of Leg 113 drill sites, Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica. In Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **113**, 261-315. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Stott, L. D. and Kennett, J. P., 1990. Antarctic Paleogene planktonic foraminifer biostratigraphy: ODP Leg 113, Sites 689 and 690. In Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **113**, 549-569. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Stott, L. D., Kennett, J. P., Shackleton, N. J. and Corfield, R. M., 1990. The evolution of Antarctic surface waters during the Paleogene: inferences from the stable isotopic composition of planktonic foraminifers, ODP Leg 113. In Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **113**, 849-863. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Takemura, A., 1992. Radiolarian Paleogene biostratigraphy in the southern Indian Ocean, Leg 120. In Wise, S. W., Jr., Schlich, R., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **120**, 735-756. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Takemura, A. and Ling, H. Y., 1997. Eocene and Oligocene radiolarian biostratigraphy from the Southern Ocean: correlation of ODP Legs 114 (Atlantic Ocean) and 120 (Indian Ocean). *Marine Micropaleontology*, **30**, 97-116.
- Thomas, E., 1990. Late Cretaceous through Neogene deep-sea benthic foraminifers (Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica). In Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **113**, 571-594. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Thunell, R. C., 1976. Optimum indices of calcium carbonate dissolution in deep-sea sediments. *Geology*, **4**, 525-528.
- Wei, W. and Thierstein, H. R., 1991. Upper Cretaceous and Cenozoic calcareous nannofossils of the Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) and Prydz Bay (east Antarctica). In Barron, J., Larsen, B., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **119**, 467-487. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Wei, W., Villa, G. and Wise, S. W. Jr., 1992. Paleooceanographic implications of Eocene-Oligocene calcareous nannofossils from Sites 711 and 748 in the Indian Ocean. In Wise, S. W., Jr., Schlich, R., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **120**, 979-999. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Wei, W. and Wise, S. W. Jr., 1990a. Biogeographic gradients of middle Eocene-Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**, 29-61.
- Wei, W. and Wise, S. W. Jr., 1990b. Middle Eocene to Pleistocene calcareous nannofossils recovered by Ocean Drilling Program Leg 113 in the Weddell Sea. In Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **113**, 639-666. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Wright, J. D. and Miller, K. G., 1993. Southern Ocean influences on Late Eocene to Miocene deepwater circulation. In Kennett, J. P. and Wamke, D. A., eds., *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change Part Two*, American Geophysical Union, Antarctic Research Series, **60**, 1-25.
- Zachos, J. C., Berggren, W. A., Aubry, M.-P. and Mackensen, A., 1992. Isotope and trace element geochemistry of Eocene and Oligocene foraminifers from Site 748, Kerguelen Plateau. In Wise, S. W., Jr., Schlich, R., et al., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **120**, 839-854. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Zachos, J. C., Lohmann, K. C., Walker, J. C. G. and Wise, S. W., 1993. Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: a marine perspective. *The Journal of Geology*, **101**, 191-213.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65Ma to present. *Science*, **292**, 686-693.

(2002年5月16日受付, 2002年10月9日受理)