

日本列島に記録される MMCO

乙藤 洋一郎¹⁾

要旨 中期中新世に全世界規模の温暖期があった。この温暖期の存在は、2020年現在、とても尤もらしい現象であると多くの研究者に認識されている。中期中新世の温暖現象は1960年代に発見され、その後「MMCO」(Middle Miocene Climatic Optimum)と呼ばれるようになった。16.9–14.7Maに起こったMMCOは、中緯度では現在より6°Cほど海水の温度が高かった。海面の高さも現在より140mほど高かった可能性が報告されている。日本列島にも、16.9–14.7Maに海進が起こり、堆積物が形成された記録が残されているに違いない。MMCOの発見、MMCOの呼称の由来、MMCOの起こった年代、MMCO時期の水温・気温や海面上昇量等について解説し、MMCOが日本列島で引き起こした地球科学的現象を紹介する。

キーワード：MMCO, 中期中新世, 勝田層群, 備北層群, 海進海退, 酸素同位体比

1. はじめに：勝田層群

岡山県津山盆地は、東西25km、南北10kmの広がりを持つ。北側は標高1,255mの那岐山を主峰とする那岐山山塊によって、南側は標高300–400mの吉備高原で境されている。標高が90–200mである盆地内には、中期中新世(Middle Miocene)に堆積した勝田層群が分布している(市村ほか, 1917; 竹山, 1930)(図1)。西南日本弧において中期中新世に作られた海成層は、第一瀬戸内累層群と呼ばれており、勝田層群は第一瀬戸内累層群の一つである。勝田層群も主に海成層からなり、全体として下部層は陸成のものから上部層の浅海成のものに変化しており、層厚は薄く概ね100m前後、最大でも200m程度が推測されている(先名ほか, 2006)。河合(1957)は約300mと推定している。

勝田層群は中期中新世の約16Maごろに形成された。勝田層群からは、これまでに哺乳類や軟体動物などの多くの化石が産出している(市村ほか, 1917; 竹山, 1930; 高井, 1950; Tai, 1954; Taguchi, 1981など)。中期中新世の示準化石とされるウミナナ科の大型巻貝ビカリア(*Vicarya callra*, *Vicarya yokoyamai*)が数多く産出するために(市村ほか, 1917; 竹山, 1930; 河合, 1957; Taguchi, 2002)、勝田層群には中期中新世の年代が充てられている。浮遊性有孔虫化石、珪藻化石、石化質ナンノ化石なども発見され、それらの化石帯はいずれも16Ma前後の時期のものであった

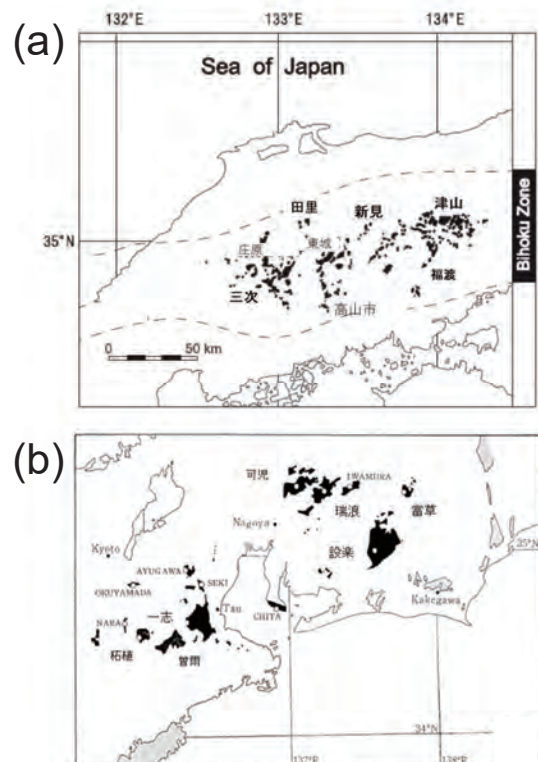


図1 MMCOが記録されている日本の地層。(a) 勝田層群と備北層群。勝田層群は津山–福渡に分布し、それより西に分布する中期中新世の地層を備北層群と呼んでいる。後藤ほか(2013)の図を一部改変。(b) 東海地方に分布する中期中新世の地層(第一瀬戸内累層群)。柴田・糸魚川(1980)の図を一部改変。

(例えば森・山野井, 2003). 勝田層群は次のような特徴をそなえていると要約できる. (i) 16Ma 前後の中期中新世に, (ii) 海水が少なくとも現在の標高 90m 以上に到来して堆積した地層である.

津山盆地の勝田層群の西の吉備高原上に備北層群が分布し, その地層形成年代にも中期中新世が充てられている(後藤ほか, 2013). これら勝田層群や備北層群が形成された原因は海進である. 海進が起こった理由には, 二つの考え方があある. 一つはテクトニックな沈降運動である(吉田, 1992). 陸域が海面下まで沈降し, 海進が起こったと考える見方である. 16Ma 前後に, 津山盆地や吉備高原が沈降し, 海を迎えに行くテクトニクスが起こることが必要である. もう一つは, 海水準の絶対的上昇があり, 現在勝田層群など中期中新世に堆積した地層がある標高まで, 海面が高くなったという主張である(例えば, 天野, 1985). この場合は, 16Ma 前後の時期に世界的な温暖期があり, 海面が上昇することが必要条件である. 前者は西南日本特有な地球科学的現象ととらえ, 後者は全世界的現象ととらえるものである.

この小論では, 勝田層群を含む第一瀬戸内累層群の形成が, 全世界的な温暖化の結果引き起こされた地球科学現象であったことを示す.

2. MMCO (中期中新世の温暖期: Middle Miocene Climatic Optimum)

海水温を推定する方法に酸素同位体比法がある. ^{18}O と ^{16}O の同位体比 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) を基準値と比べる酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ を次の式で定義する.

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = [(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{試料}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{基準物質}} - 1] \times 1000$$

ここで基準物質は Pee Dee 層産のベレムナイトを指す. $\delta^{18}\text{O}$ の大小で海水温を推測する.

酸素には 3 種類の安定同位体がある. 酸素の 99.762% は ^{16}O で, 残りのほとんど (0.200%) は ^{18}O である. ^{17}O もごくわずか (0.038%) に存在しているが, ここでは考えない. ^{16}O は ^{18}O より軽いので蒸発しやすい. 蒸発して雲となり, 極地域で雪となって降り, そして氷となる. 氷の中では ^{18}O に比べ ^{16}O の割合が高くなる. 寒冷な気候で氷床が発達すると, ^{16}O は氷床で多くなり, 海水の ^{18}O は濃くなっていく. その結果, 海水の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は高くなる. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ の比を表現する方法である酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ も大きくなる. 海に棲む原生動物である有孔虫は海水中の Ca イオンを材料にして, 炭酸カルシウム CaCO_3 で殻を作る. 有孔虫が死ぬとその殻は海底に堆積し, 当時の海水中の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比を記録として殻の中に残す. さらにこの殻には, 水温が低いほど ^{18}O が多く取り込まれることも分かっている(詳細は 5 章を参照). 酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ は, 海水温度や大陸の氷床量の指標であり, $\delta^{18}\text{O}$ が小さいと温暖期ある

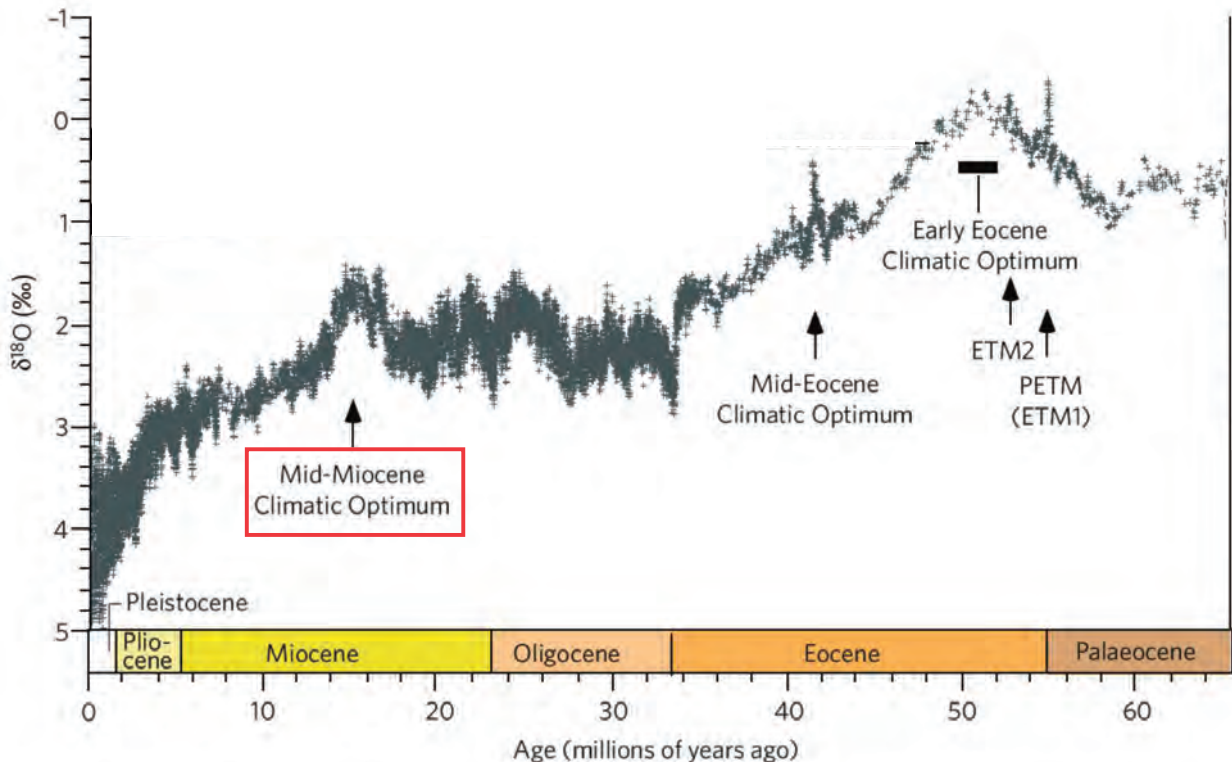


図 2 過去 6500 万年間の酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ の変動. 深海底生有孔虫から求めた 0 - 6500 万年前の酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$. 中期始新世 (middle Eocene) から中期中新世 (middle Miocene) のデータは高い精度で求められている. 中期中新世に $\delta^{18}\text{O}$ が小さい時期を見ることができる. これを MMCO (Mid-Miocene Climate Optimum) と呼ぶ. Zachos *et al.* (2008) の図を一部改変.

いは $\delta^{18}\text{O}$ が大きいと寒冷期と認識されている。

深海掘削計画 (Deep Sea Drilling Project; DSDP) が 1968 年に開始された。深海底から掘削採集されたコアの中の浮遊性有孔虫や底生有孔虫などの殻の CaCO_3 の酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ が測定された。酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ の値が、約 16Ma の中期中新世に 1% ほど低下した事実が発見された (Savin *et al.*, 1975) (図 2)。このことから、中期中新世の時期に地球規模で海水温が上昇したことが示唆された。

酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ の値の変動は、Savin *et al.* (1975) によると、次のように記述できる。白亜紀 (Cretaceous) から始新世 (Eocene) のはじめの時期の $\delta^{18}\text{O}$ の値は 0.5 – 1.0‰ であったが、その後上昇をはじめ、漸新世 (Oligocene) の中期には 2.8‰ に達し、この高い値がしばらくつづいた。漸新世の終わりころから $\delta^{18}\text{O}$ が低下しはじめ、前期中新世 (early Miocene) には $\delta^{18}\text{O}$ が 1.8‰ と極小値をとり、最温暖期に達する。ところが中期中新世 (middle Miocene) からは急激な $\delta^{18}\text{O}$ の上昇が起こる寒冷期が始まり、現在では 4.0‰ まで上昇している。

1960 年代以降発見された事実群から、低緯度や高緯度において、中期中新世に温暖期が最高潮に達したらしいことが認識されてきた (Shackleton and Kennet, 1975; Savin, *et al.*, 1975)。中新世のラテライトやボーキサイトが緯度 45°N のドイツで観察されることも、中期中新世に全地球規模で高温であったことの一つの証拠である (Schwarz, 1997)。海水面変動や古生物の情報も加えて、前期漸新世 (early Oligocene) から続いた冷涼気候が、後期漸新世 (late Oligocene) には世界的な温暖化に転じ、前期中新世後期 (late early Miocene) に最温暖期を迎え、そして中期中新世からは再び急激な寒冷化が始まったことが分かってきた (Miller *et al.*, 1987; Tsuchi, 1990; Hornibrook, 1992)。

上記の中期中新世の温暖期は、現在、MMCO (Middle Miocene Climatic Optimum) と呼ばれている。次章ではその呼称について解説する。

3. MMCO の呼称

Flower and Kennett (1994) は、中期中新世の気候の大変化に注目した。酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ や生物相などの多くの証拠に基づいて、中期始新世 (middle Eocene) 以来の冷涼だった気候が去って温暖化が始まり、前期中新世 (early Miocene) に温暖化が最高潮に達するが、15 – 12.5Ma の急激な低温化が始まり、温暖気候は終わりを告げたと結論づけた。研究者はこの中期中新世初期 (early middle Miocene) の温暖期のことを、“a Neogene climatic optimum” とか、“a mid-Neogene climatic optimum” あるいは “Middle Miocene climatic optimum” などと、さまざまな言葉で呼んだ。一方、それに続いた急激な気候の変化である冷涼化は “the Middle Miocene climatic transition” と呼ばれた。

1997 年に京都で「第 3 回気候変動枠組条約締約国会議」が開催され、気候変動に関する国際連合枠組条約の京都議定書が取り決められた。そこでは、先進国全体で、先進国の温室効果ガスの排出量を 1990 年比で 5% 減少させること

を目標とすることが掲げられた。中期中新世初期 (early middle Miocene) の温暖期は、人類が出現する前の直近の温暖気候なので、この会議以降、中期中新世の温暖気候と CO_2 濃度の関係に注目が集まった。温暖気候と CO_2 濃度の議論の中で、“MMCO” という言葉が使われるようになった。Flower (1999) は、中期中新世初期の温暖期の時代には気温は中緯度で 6°C ほど上昇したにもかかわらず、 CO_2 濃度は 180 – 290ppmv (現在は 360ppmv) であり、それほど高い CO_2 濃度ではなかったと結論した。この論文で、彼は中期中新世初期の温暖期のことを “Mid-Miocene Climatic Optimum” と呼び、“MCO” と略して記述した。Zochos *et al.* (2008) は暁新世 (Paleocene) や始新世 (Eocene) の温度変化と CO_2 の総量との相関を議論した。彼らの描いた $\delta^{18}\text{O}$ のグラフには “Mid-Miocene Climatic Optimum” が記されている (図 2)。You *et al.* (2009) は、彼らの論文で、中期中新世初期の温暖期のことを “Middle Miocene Climatic Optimum” と呼び、その略語に “MMCO” を使った。彼らは “MMCO” の暖かさを維持するためにどの程度の CO_2 濃度が必要かを見出すシミュレーションを行った。暖かさを維持するためには、現在の CO_2 濃度 300 – 600ppmv に比較してそれほど高くはないが、460 – 580ppmv と変動幅が狭い CO_2 濃度分布域が必要であるとの結論を導いた。この論文以降、多くの論文では “MMCO” が用いられるようになった。

すでに 2002 年ころから AGU の講演会では、“MMCO” は “Middle Miocene Climatic Optimum” や “Mid-Miocene Climatic Optimum” の略語となっていた (例えば、Ennyu and Arthur, 2002)。Barnosky *et al.* (2003) は地球規模の温暖化の間のロッキー山脈の動物相の変化を評価する研究を行い、彼らは “Mid-Miocene Climatic Optimum” を “MMCO” と記述している。Mid-Miocene 以降の寒冷化にともなう Pb, Nd, Hf などの化学的あるいは同位体変化の様子を探る研究をした Vlastélic *et al.* (2005) もまた、“Middle Miocene Climatic Optimum” を “MMCO” と記した。その後の論文では、“Middle Miocene Climatic Optimum” や “Mid-Miocene Climatic Optimum” を “MMCO” と略す論文が増加した。“Middle Miocene Climatic Optimum” と “Miocene Climatic Optimum” は同じ Middle Miocene の最温暖期をさしている。2018 年から現在までに公表された論文では、中期中新世初期の温暖期の略語として “MMCO” と “MCO” が共存している状態である。

4. MMCO の起こった年代

Woodruff *et al.* (1981) は、DSDP site 289 において採取されたコアから信頼性の高い $\delta^{18}\text{O}$ を求め、 $\delta^{18}\text{O}$ の低下が 16.5 – 14.8Ma で起こったと主張した。Woodruff and Savin (1989) による論文の Background の章で、 $\delta^{18}\text{O}$ minimum はおよそ 16.5 – 14.5Ma の期間で起こったと記している。1980 年代には「 $\delta^{18}\text{O}$ の極小期は 16.5 – 14.5Ma であった」とすることは、すでに多くの研究者に認識されていたようだ。

$\delta^{18}\text{O}$ の極小期が「温暖期」であると認識されたのは

Flower and Kenett (1994) が書いた論文以降である。彼らは、 $\sim 16\text{Ma} - 14.8\text{Ma}$ は気候変化が起こった時期であり、 14.8Ma までは「温暖期」であり、 14.8Ma 以降に「寒冷期」が始まったと記した。中期中新世の「温暖期」は $\sim 16\text{Ma} - 14.8\text{Ma}$ であったとの見方は、薄々多くの研究者に気づかれていた。1994 年以降、MMCO の詳細な期間を探る研究が始まった。

最も詳細な MMCO の年代推定は、東赤道太平洋 3,500m の海底で採取された IODP (Integrated Ocean Drilling Program) の site U1335, U1336, U1337 と U1338 の 4 地点のコアの研究から行われた (Holbourn *et al.*, 2014; Holbourn *et al.*, 2015; Kochhann *et al.*, 2016)。これらのコアの堆積物は、 $20 - 13\text{Ma}$ の時代に堆積したものである。各コアから $5 - 25\text{cm}$ (年代換算 $5 - 12\text{kyr}$) 間隔で $4 - 8$ 個の有孔虫を採取し、その殻から $\delta^{18}\text{O}$ を測定した。コア U1337 そして U1338 の年代は、コアの $\delta^{18}\text{O}$ の変動の極小値と地球軌道要素の離心率 (eccentricity)・地軸の傾き (tilt)・歳差 (precession) の 3 つを組み合わせで作られた変動 (orbit tuning target と呼ばれる) (Laskar *et al.*, 2004) の極大値とを比較して、推測された。MMCO 開始時期は U1337 コアから推定された。U1337 コアの $\delta^{18}\text{O}$ は、 16.9Ma で突然 1% 程度減少することから、この年代が MMCO の開始時期に当たると Holbourn *et al.* (2015) は判定した。ちなみに $20 - 16.9\text{Ma}$ の平均 $\delta^{18}\text{O}$ は 1.65% 、 $16.9 - 15\text{Ma}$ では 1.31% と低い値を示した。

MMCO 終了時期である 14.7Ma は U1338 コアから推定された。この推定には、有孔虫の殻の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比が使われている。海水の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比の変化は、深層水循環のパターンと海水中の平均 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比の 2 つの要因に依存しており、海水温の低い氷期には海水中の平均 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比が小さくなるのが分かってきた (大河内・平, 1991)。一般に $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比は、 $\delta^{13}\text{C}$ 値で示される。

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{試料}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{基準物質}}} - 1 \right] \times 1000$$

$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比が小さくなると、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は小さな値になる。

U1338 コアのデータによれば、 $15.7 - 14.7\text{Ma}$ の間に $\delta^{18}\text{O}$ は $1.9 - 0.7\%$ の間で変動していた。この期間では、9 個の $\delta^{18}\text{O}$ の極小期と $\delta^{13}\text{C}$ の極大期が一致し、さらに地球軌道要素から作られた orbit tuning target の極大値と $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^{13}\text{C}$ の極大・極小値は同期していた。高温の時期は、 $\delta^{13}\text{C}$ 値からも裏づけされた。ところが 14.7Ma になると $\delta^{18}\text{O}$ が突然大きくなっただけでなく、それより若くなると $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ と orbit tuning target との同期も消失したので、 14.7Ma を MMCO の終了時期であると Holbourn *et al.* (2014) は結論した。MMCO は、 $16.9 - 14.7\text{Ma}$ の間の時期であり 2.2myr にわたっていることになる。

MMCO 開始と終了の年代推定の尤もらしさは、U1335 と U1336 のコアから確認された (Kochhann *et al.*, 2016)。U1335 と U1336 のコアの年代を 2 つの段階を用いて決定している。第一段階は、U1335 コアの $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^{13}\text{C}$ の変動と、天文学的に年代が決められた U1337・U1338 コアの $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^{13}\text{C}$ の変動との対比が行われた。最も温暖な時期の年代を 15.62Ma として、対比する際の留意する年代値とした。第 2 段階は、U1335 の堆積物中の CaCO_3 量 (重量 %) (高温では CaCO_3 が海水に融解しやすく、堆積物中では減少する) の極小値と 100kyr の地球軌道の離心率の変動の極大値を対比させることから、より詳細な年代を求めた。U1335, U1336, U1337 と U1338 のコアの年代は、地磁気極性編年を用いていないことに注目すべきである。 15Ma 近傍の地磁気極性編年には、年代推定の曖昧さが指摘されている (乙藤, 2019)。

U1335 コアの $\delta^{18}\text{O}$ の急激な減少は 16.9Ma に、U1335・U1336 コアの $\delta^{18}\text{O}$ の急激な増加と $\delta^{13}\text{C}$ の急激な減少は 14.7Ma に見つかったので、これを Kochhann *et al.* (2016) は、 $16.9 - 14.7\text{Ma}$ が MMCO の年代である証拠とした (図 3)。 $\delta^{18}\text{O}$ の平均値は、 $18 - 17\text{Ma}$ で 1.79% 、 $16.9 - 14.7\text{Ma}$ で 1.57% であった。MMCO の前半の $16.9 - 16\text{Ma}$ で $\delta^{18}\text{O}$ が小さく、 $16 - 14.7\text{Ma}$ でやや大きい。そして最も暖かい時期 ($\delta^{18}\text{O}$ 最小期) は 15.6Ma であった。

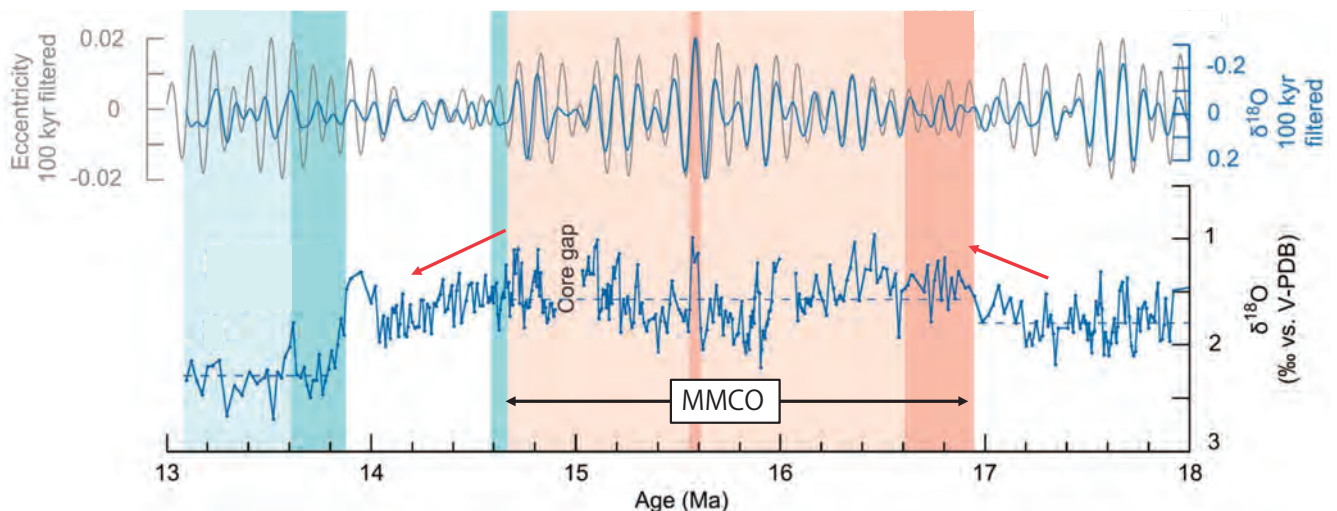


図 3 18 - 13 Ma 間の酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ の変動。IODP site U1335 から求められた底生有孔虫の酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ の変動。Kochhann *et al.* (2016) の図を一部改変。 CaCO_3 量と 100kyr (10 万年) の地球軌道の離心率の変動とを同期させたとき、 100kyr の地球軌道の離心率の変動と $\delta^{18}\text{O}$ の変動も、MMCO の期間にはいい一致を示した。 $\delta^{18}\text{O}$ の急激な減少 (赤矢印) は 16.9Ma に、急激な増加 (赤矢印) は 14.7Ma に起こった。Ma は百万年 (前)。

5. MMCO の気温・水温

MMCO の水温や気温は、いろいろな方法で推定されている。それぞれの温度推定法を簡単に説明し、次に MMCO の時期の推定温度について述べる。

5. 1. 水温や気温の推定法

5. 1. 1. 生物相

過去の気温を生物分布から推測する方法は、地質学で示相化石の概念が生まれたときから始まった（例えば、小笠原, 1993）。古環境の推定に有効な化石を示相化石と呼ぶ。動物化石をもとに作られた動物相（フォーナ）や珪化木や花粉の分布に注目して作られた植物相（フローラ）の構築は、気温を予想するために有用である。生物化石を通じて気温を推定するために、現生生物の地理的分布との比較を行う方法が採用されている。もっとも有用な温度推定方法の一つは花粉分析である。研究地点で過去の地層に含まれる花粉の種類と数（花粉組成）を計測し、それを現生の日本各地の花粉組成と比較し、研究地点の花粉組成に対応する地点を現在の地理上に見つけ、現生のデータから研究地点の過去の平均気温や降水量を定量的に推定する。この方法をモダンアナログ法と呼ぶ（中川, 2008）。世界各地の現在と過去の花粉のデータを用いることで、地球規模での過去の平均気温が推測されている。

5. 1. 2. 酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ (水温)

定量的に温度を推定する方法が望まれてきた。酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ を水温の推定に用いるアイデアは、Urey (1947) から始まった。炭酸塩からなる殻の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) から、その殻をもつ化石動物が生きていたときの周りの温度を再現できると、彼は主張した。McCrea (1950) は、10 – 20°C 程度の低温における炭酸塩と水の酸素の分配について理論的に考察し、酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ と水温の経験的な関係式 ($\delta^{18}\text{O}$ relationship) を提案した。さらに Epstein *et al.* (1951, 1953) は塩分濃度や氷床体積の効果を無視し、温度変動のみが指標に寄与すると仮定して、 $\delta^{18}\text{O}$ と水温の間に $T (^{\circ}\text{C}) = 11.88 - 5.91 \times \delta^{18}\text{O}$ や $T (^{\circ}\text{C}) = 16.5 - 4.3 \times \delta^{18}\text{O} + 0.14 \times (\delta^{18}\text{O})^2$ などの実験式を提案した。

1950 年代には深海底コアの中の底生有孔虫から求めた $\delta^{18}\text{O}$ の測定値に、Epstein らの実験式をあてはめ、平均水温が推定されるようになった。Emiliani (1954) は、 $\delta^{18}\text{O}$ の測定値から推測した温度に基づいて、暁新世 (Paleocene) から鮮新世 (Pliocene) の間に水温が 10.4°C から 2.2°C に大きく低下したことを報告している。Epstein *et al.* (1953) の式に従って温度を推測する試みは、DSDP によって採取された深海底コア中の有孔虫を研究対象試料とし、1970 年代から 1990 年代にわたって盛んに行われた (Savin *et al.*, 1975; Miller *et al.*, 1987; Wright *et al.*, 1992)。1998 年には、酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ と温度の関係の経験式を見直しする動きが見えてきた (Bemis *et al.*, 1998)。実験式の変遷は、Bemis *et al.* (1998) にまとめられている。

水温の推定が行われた初期から、底生有孔虫の酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ が氷床体積と海底水温の二つの因子に関係して

いることは認識されていた (Emiliani, 1955)。氷期と間氷期の水温を赤道域のカリブ海と赤道大西洋の深海底のコアの中の浮遊性有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ で推測すると、6°C の違いがあるとの報告があった (Emiliani, 1966)。Shackleton (1967) は、この違いは大きすぎると疑問を呈し、 $\delta^{18}\text{O}$ を支配するのは温度に依存するよりむしろ極地域にある氷床体積であろうと結論した。現在では、 $\delta^{18}\text{O}$ の変動の要因として、(1) 炭酸塩のまわりの温度、(2) 全世界的な水の体積、(3) 蒸発量、そして (4) 堆積物の続成など、いくつかの因子があることが理解されている。水温を酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ の数値だけから見積もるのは難しいことが分かってきた。現在では酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ による「海水」の温度推定は、上記の因子に十分に留意して行われている（例えば、Briard *et al.*, 2020）。

5. 1. 3. Mg/Ca 比 (水温)

酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ に代わって「海水」の温度推定するために注目されたのは、Mg/Ca 比であった。有孔虫の Mg/Ca 比は、塩分濃度や世界的な水の体積の因子には敏感でなく、温度にとっても依存していることが分かってきた。Dwyer *et al.* (1995) は 2 – 14°C で生息する貝形虫 (Ostracoda) の殻の Mg/Ca を測定し $T_{\text{海底水温}} (^{\circ}\text{C}) = (0.854 \times \text{Mg/Ca}) - 5.75$ (ただし Mg/Ca は mmol/mol) の実験式を求めた。Mitsuguchi *et al.* (1996) はサンゴの殻に注目して 10^3Mg/Ca (molar ratio) = $1.15 + 0.129 \times T_{\text{海面水温}}$ を得た。温度推定の試料として一般に底生有孔虫が使われているので、Nürnberg *et al.* (1996) や Mashiotta *et al.* (1999) は、温度を変えながら浮遊性有孔虫の培養実験を行い Mg/Ca 比を測定し、Mg/Ca 比と海面水温 (T) との関係を

$$\begin{aligned} \text{Mg/Ca (mole ratio)} &= 0.000284 \times 10^{(0.0354 \times T)} \quad \text{や} \\ \text{Mg/Ca (mmol/mol)} &= 0.474 \times \exp(0.107 \times T) \end{aligned}$$

をそれぞれ得ることに成功した。

5. 1. 4. バイオマーカー (水温)

バイオマーカーを温度計として使う方法は 1990 年代後半ころから実用化された。バイオマーカーとは環境試料中の有機分子の中でも、生合成のみに由来し、起源特異性をもつ（起源によって弁別する目安がある）化合物のことである。堆積物中のものは分子化石とも呼ばれている。生体有機分子の分子組成は環境因子における生理・生態系を反映することが知られているので、それは地球環境の情報を提供する（関, 2014）。

(1) アルケノン

水温復元に最初に用いられたのはアルケノンである。アルケノンは長鎖の不飽和ケトンで、ごく一部のアプト藻のみが生合成する化合物である。長鎖のアルケノンの炭素数 37 のうち、2 不飽和のものと 3 不飽和の比はアプト藻が生息する水温に依存することが培養実験で示された。さらにその不飽和比は、直上の表層水温と高い相関があることが分かり、古水温計として高い信頼性を持つことが証明された (Prahl and Wakeham, 1987; Müller *et al.*, 1998)。

アルケノン不飽和指標 (an alkenone unsaturation index)

U_{37}^K を次のように定義し

$$U_{37}^K = ([C37:2] - [C37:4]) / ([C37:2] + [C37:3] + [C37:4])$$

$$U_{37}^K = 0.040T - 0.0110$$

あるいは $U_{37}^K = [37:2] / ([37:2] + [37:3])$

$$U_{37}^K = 0.034T + 0.039$$

で水温を推定する (Prah *et al.*, 1988). ここで [C37:2], [C37:3], [C37:4] はそれぞれ炭素数 37 の 2 不飽和, 3 不飽和, 4 不飽和の濃度である.

(2) TEX86

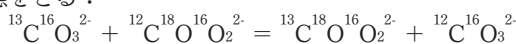
2000 年代に入り実用化されたのが, テトラエーテル脂質の組成比から水温を推定する TEX86 と呼ばれる方法である. イソプレイド系のテトラエーテル脂質は環境中に遍在する古細菌やバクテリアが作ると考えられており, 海洋堆積物中に多く含まれている. 古細菌 (archaeota) であるマリンクレンアーキオータ (Marine Crenarchaeota) は, 海洋のピコプランクトンの 20 % を占めることが報告されている. 古細菌の膜脂質に由来する Glycerol Dialkyl Glycerol Tetraethers (GDGTs) 分子があり, 特にマリンクレンアーキオータが生成する分子には, シクロ環 (シクロペンタン C_5H_{10}) を 4 つ持つ GDGT-V (Crenarchaeol) がある. マリンクレンアーキオータは, 生育温度に対応してシクロ環の数を変化させ, GDGT-II, III, IV と GDGT-V の異性体である GDGT-V' などを作る (例えば, 北島, 2007). Schouten *et al.* (2002) は TEX86 と呼ばれる古水温推定法を開発した. TEX86 は TetraEther index of tetraethers consisting of 86 carbon atoms の略である. GDGT-II, III, IV と GDGT-V の異性体である GDGT-V' の相対的な存在度の比より海面水温を算出する. 採取した堆積物から有機溶媒を用いて脂質を抽出し, カラムクロマトグラフィーによって分画したものを, 液体クロマトグラム質量分析計にて測定する.

5. 1. 5. アイソトポログ (水温)

炭素と酸素の同位体にはそれぞれ, ^{12}C , ^{13}C と ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O がある. それぞれの同位体を用いて CO_2 を作ると, 同位体の組み合わせによって分子量が 44 から 49 までの 12 種類の CO_2 ができる. これを CO_2 のアイソトポログと呼ぶ (表 1).

異なる分子量をもつアイソトポログは, 質量分析計で分離できる. しかしながら, 同じ分子量をもつ異なるアイソトポログは, 現在の技術では分離できない.

アイソトポログの中で, $^{13}C - ^{18}O$ の結合は次の平衡状態をとる:



この平衡状態には温度依存性がある (例えば, Ghosh *et al.*, 2006; Schauble *et al.*, 2006). 低温になると右側の平衡状態が優勢になる. $^{13}C - ^{18}O$ の結合を持つ CO_2 の質量を測定することで, 温度を推測できる.

そこで, 以下の量を定義し, キャップ 47 (D_{47}) と呼ぶ.

$$D_{47} = [(R^{47} / R^{46} - 1) - (R^{46} / R^{45} - 1) - (R^{45} / R^{44} - 1)] \times 1000$$

ここで R^{45} , R^{46} , R^{47} はそれぞれ分子量 44 の CO_2 の質量に

対する分子量 45, 46, 47 の CO_2 の質量の比である (例: $R^{45} = 45CO_2$ の質量 / $44CO_2$ の質量). R^{45*} , R^{46*} , R^{47*} は, R^{13} (^{13}C の質量 / $44CO_2$ の質量) と R^{18} (^{18}O の質量 / $44CO_2$ の質量) の測定値から求められる (Affek and Eiler, 2006).

一方, キャップ 47 と温度の間には

$$D_{47} = 41.63 \times 10^3 / T^2 + 0.2056$$

の関係がある (Peral *et al.*, 2018). 測定値 R^{45} , R^{46} , R^{47} を求め, キャップ 47 と温度の関係式から, 温度 T を推測することができる.

表 1 CO_2 のアイソトポログ. Ghosh *et al.* (2006) より抜粋.

分子量	CO_2	存在度
44	$^{12}C^{16}O_2$	98.40%
45	$^{13}C^{16}O_2$	1.10%
	$^{12}C^{17}O^{16}O$	730 ppm
46	$^{12}C^{18}O^{16}O$	0.40%
	$^{13}C^{17}O^{16}O$	8.19 ppm
	$^{12}C^{17}O_2$	135 ppb
47	$^{13}C^{18}O^{16}O$	45 ppm
	$^{12}C^{17}O^{18}O$	1.5 ppm
	$^{13}C^{17}O_2$	1.5 ppb
48	$^{12}C^{18}O_2$	4.1 ppm
	$^{13}C^{17}O^{18}O$	16.7 ppb
49	$^{13}C^{18}O_2$	46 ppb

5. 1. 6. 酸素同位体比 $\delta^{18}O$ 「気温」

酸素同位体比 $\delta^{18}O$ による温度推定法が, 水温を推定するのではなく, 「地表付近の気温」を推定する方法として生き返った. 測定対象は有孔虫の殻のかわりに氷である. 1960 年代に Dansgaard *et al.* (1960) や Dansgaard (1964) が, グリーンランドにおいて年平均気温が低い地域ほど氷の $\delta^{18}O$ が小さいという単純な比例関係が成り立つことを示した. Johnsen *et al.* (1989) は, グリーンランド氷床で $\delta^{18}O$ (‰) = $0.67 \times T - 13.7$ が成り立つことを示し, Satow *et al.* (1999) は, 南極の大西洋に面した地域で $\delta^{18}O$ (‰) = $0.852 \times T - 7.92$ を報告した. 氷床コアの酸素同位体比 $\delta^{18}O$ を用いて気温を推定する一般的な手法は, これらの推定式を用いて行われている. 植村 (2007) はこの方法を「古典的な水同位体温度計」と呼んでいる.

酸素同位体比 $\delta^{18}O$ に変動を与える因子として, 水が蒸発した海域の海面水温がある. この海面水温を補正し, 極域の気温をより正確に推定する方法が開発されている (植村, 2007).

5. 2. MMCO の時代の温度

MMCO の時代の海面水温について, Oleinik *et al.* (2008), Feakins *et al.* (2012) や Florind *et al.* (2013) らが, 「現在よりも $6^\circ C$ ほど高い」と述べている. この記述は, You *et al.* (2009) の論文にも見ることができ, Flower and Kenett

(1994)の論文にもうかがうことができる。ことに後者の論文では Itoigawa and Yamanoi (1990) が引用されており、「MMCO は海面水温が 6°C 高い」との記述は、日本人の研究が発端であることが分かる。

Itoigawa and Yamanoi (1990) は、前期-中期中新世の瑞浪層群に発見された化石に注目した。軟体動物群(Molluscan assemblage)に加えて造礁サンゴ、有孔虫、板鰓類、植物の化石から、MMCO の時代と同時期に瑞浪層群の化石群が生息していたのは亜熱帯・熱帯の環境であったと結論した。その化石群から、海面水温は 21 - 15°C であったと評価し、現在の奄美大島の海水温であったと推測した。瑞浪層群宿洞砂岩の中の Molluscan 化石から予想される海水温 21°C と現在の伊勢湾の海水温 15°C とを比較して、MMCO の時代に相当する時代には「中緯度では、6°C ほど現在よりも高い海水温(古温度)だった」と結論した。Itoigawa and Yamanoi (1990) は、富山県八尾層群の Molluscan 化石から求めた海水温と現在の海水温の比較も行っている。八尾層群では前期-中期中新世には 10°C ほど高い海水温だったので、瑞浪層群で推測した現在より 6°C 高い海水温(古温度)は尤もらしい推定であると彼らは考えた。この 6°C が、You *et al.* (2009) らの論文で流布しているらしい。

MMCO の時期、高緯度でも現在よりもっと高温であったことを、Warny *et al.* (2009) は報告している。南極のロス海の最奥 McMurdo Sound で採取された堆積物中の花粉分析から、陸上の気温の推定が行われた。夏の間に限るとロス海沿岸の陸上では気温が 10°C までに上昇したと結論され、これから MMCO の時期には海面水温は 0 - 11.5°C であったと推測された。海面水温は現在 0°C なので、MMCO の時期には海水温が 11.5°C 高かったことになる。

中緯度の海面水温の研究は、北大西洋で採取された DSDP Site 608 (北緯 42° 50', 西経 23° 05') のコアで行われた (Super *et al.*, 2018)。海面水温はバイオマーカー U^{K}_{37} と TEX86 を用いて推測された。MMCO の時期には中緯度の海水温は 30°C まで達した。この温度は、現在に比べ 15°C ほど暖かいことが分かった。

MMCO の気温については、Feakins *et al.* (2012) にこのようにまとめられている。「全世界の平均表面気温は現在より 3°C 程度高く、中緯度で 6°C くらい、そして高緯度では 10°C 程度高かった」。高緯度の気温研究は南極大陸で行われている。

気象モデルを MMCO の時期に適用し、気温を見積もる試みもなされている。You *et al.* (2009) は、アメリカ大気研究センターの開発したモデル CAM3.1 と CLM3.0 を使って MMCO の温度推定を行った。モデル計算の際の境界条件として、15Ma 当時の大陸分布、高度、植生そして表面気温を与えた。シミュレーションの結果、15Ma の全世界平均表面気温は 18.4°C となり、現在より 3°C 高かったと結論した。

海水温や気温についていろいろな温度推定がある中で、「中緯度においての海水温は現在より 6°C 高かった」と記す文献が多い。

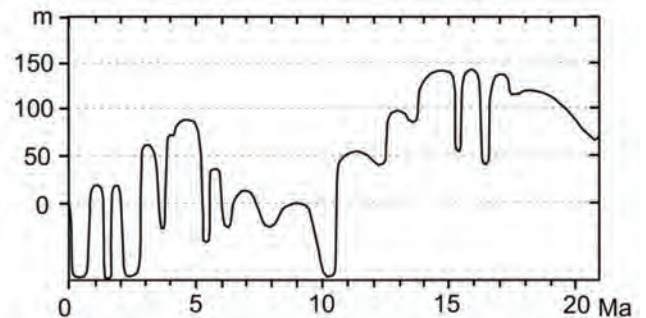
6. MMCO の時代の海面の高さ

過去 250My の海面変動についての作業仮説を提案したのは、Haq *et al.* (1987) であった (図 4a)。堆積層の反射法地震探査による地下構造断面図に加え、「シーケンス層序学」を陸域地質へ適用することで、海進の様子をダイナミックに説明することを試みた。研究対象地層として、ヨーロッパの中央部と西部、アメリカ合衆国のメキシコ湾岸と大西洋岸、そしてアメリカ合衆国西部の内陸部の海生層を選んだ。年代学制約には、現在からジュラ紀までは古地磁気層序を用い、それより古い時代は化石(アンモナイト)層序を用いた。Haq *et al.* (1987) の作業仮説によると、MMCO の時期は現在より約 140m ほど、海面は高かった。ところが Haq *et al.* (1987) の作業仮説に対して、「海岸沿岸の地層で観察される海進は必ずしも海面の上昇とは限らない」との強い批判が起り、海面の高さが高すぎると評された (Miller and Kent, 1987)。

MMCO の時代には、海面は現在より 20m 程度しか高くなかったとの低い海水準の推測は、Miller *et al.* (2005) によって発表された。Miller *et al.* (2005) は、アメリカ合衆国のニュージャージーの白亜紀から中新世の地層に、back stripping (堆積岩を少しずつ取り除いて堆積構造を見積もる方法)を適用し、海水準を推定した。その結果、後期白亜紀から中新世にかけて、海水準は現在より 80 - 20m 高かったと推測された。

2010 年以降は、MMCO の海水準は現在より 60m 程度高かったとの推測をする研究が増えている。Hansen *et al.*

(a) 海水準 (Haq *et al.*, 1987)



(b) 海水準 (Stap *et al.*, 2016)

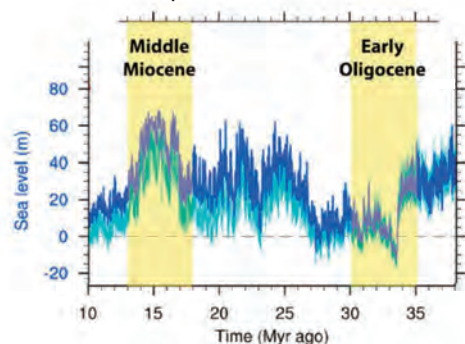


図 4 海水準変動。(a) Haq *et al.* (1987) が提案した海水準変動。0 - 2000 万年前の変動を抜粋。(b) Stap *et al.* (2016) が提案した 1,000 万 - 3,800 万年前の海水準変動。Haq *et al.* (1987) および Stap *et al.* (2016) の図から抜粋。

(2013) は、大陸水河がない程度に暖かい世界では、 $\delta^{18}\text{O}$ と海水準 (SL) の間に次のような関係が成り立つと仮定した。

$$\text{SL (m)} = 60 - 40 \times (\delta^{18}\text{O} - 1.75) \quad (\text{for } \delta^{18}\text{O} < 3.25)$$

この予想式によれば、MMCO の時代の海面は現在より 60m ほど高かったことになる。一方、Stap *et al.* (2016) は、二つの異なった底生有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ のデータを気象—氷床モデルに適用し、38 – 10Ma の温度や海水準を予想した (図 4b)。この予想でも MMCO の時期には海水準は現在より 60m ほど高い値が推定された。

MMCO 時期の海水準は、現在より 140m と高い推測から 20m までの高さの推定まであり、いまだ定説は出ていない。

7. 日本列島で観察される MMCO

MMCO は、次の 3 つの事柄で特徴づけることができる。

(a) 時期：16.9 – 14.7Ma, (b) 海水温：中緯度で現在より 6°C 高い, (c) 海面：現在より 20 – 140m 高い。

日本で中期中新世である 16Ma 頃に形成された地層の一つは、津山盆地に分布している勝田層群である (図 1)。勝田層群は下位より植月層、吉野層、高倉層に区分されている (河合, 1957)。高倉層の珪藻化石を渡辺ほか (1999) は検討し、高倉層が *C. kanayae* 帯 (NPD 3A, 16.9 – 16.3 Ma) 上部あるいは *D. praelauta* 帯 (NPD 3B, 16.3 – 15.9 Ma) 下部のいずれかに対比されることを示した。森・山野井 (2003) は勝田層群の中の汽水成—海成の吉野層から花粉化石を見出し、その化石群集は NP-2 帯に含まれることを明らかにし、吉野層の年代は 17 – 18.5Ma より新しいと推測した。吉野層と高倉層からは、挟在する凝灰岩からそれぞれ $17.9 \pm 2.1\text{Ma}$, $16.2 \pm 2.1\text{Ma}$ のフィッシュントラック年代が得られている (鈴木ほか, 2003)。しかしながら下部の植月層からは放射年代は報告されていない。

より詳細な生層序の確立は、勝田層群と同時代と考えられる備北層群を研究対象として、有孔虫化石と石灰質ナノ化石に基づいて行われた (後藤ほか, 2013)。備北層群は津山盆地の南西の吉備高原に分布する。浮遊性有孔虫の有孔虫化石帯 N.8 を示す *Praeorbulina sicana* が産出し、備北層群は 17 Ma より若い地層であることが分かった。一方、石灰質ナノ化石の年代指標種では、*Helicosphaera ampliaperta* と *Sphenolithus heteromorphus* が産出した。これらは石灰質ナノ化石帯 CN3 – CN4 帯に相当し、年代区間は 18 – 14.9Ma に充てられる。有孔虫化石と石灰質ナノ化石から、備北層群は 17.0 – 14.9Ma の年代に堆積したと後藤ほか (2013) は結論した。

山野井ほか (1980) や森・山野井 (2003) は津山盆地東部の *Geloina* (ヒルギシジミ) の産出層準 (吉野層) で、マングローブの花粉分析を試みた。マングローブ林植物として *Bruguiera* (オヒルギ属) を見出し、それが花粉産出の 7 – 17% にも達したために、マングローブ群落が存在したと結論づけた。発見された *Geloina* は、*Telescopium* (センニンガイ)、*Littorinopsis* (タマキビ)、*Terebralia* (ウミ

ニナ) などとともにマングローブ湿地の示相化石と考えられており、熱帯・亜熱帯気候であったと推測される (松原ほか, 2004)。

津山盆地にある勝田層群の堆積の様子は次の 3 つの事柄で記述できる。勝田層群は (i) 17.0 – 14.9Ma の年代の中期中新世に、(ii) 極めて温暖な気候の環境で、(iii) 海水準が相対的に少なくとも現在の標高 90m 以上に上昇して、堆積した。

MMCO の現象と勝田層群の堆積現象について、それぞれで挙げた 3 つの項目を比較しつつ、因果関係を考慮すると、勝田層群の形成は MMCO の現象が原因であると言える。すなわち MMCO のときの高い気温によって氷床の氷が解け、海面上昇が引き起こされ、津山盆地に海進が起こり、その結果勝田層群が堆積した。時間については、16.9 – 14.7Ma の MMCO 現象 と 17.0 – 14.9Ma の勝田層群形成の、二つの時期に極めていい一致がみられる。この年代の一致こそが、MMCO が勝田層群の形成の主要な原因である強い証拠である。さらに Haq *et al.* (1987) に従えば、MMCO の時期には海面が 140m 上昇するので、テクトニックな沈降を考えなくとも、現在の標高が 90m 程度の津山盆地において海進が起こることは、十分期待できる。勝田層群の形成は、全世界規模で起こった地球科学現象 MMCO が、津山盆地で発現した結果であるように見える。

勝田層群や備北層群が分布する津山盆地や吉備高原が、海面まで沈降したテクトニクスこそ海進の原因とする考え方もある。このモデルでは、最初に 17.0Ma に沈降が起こり、14.9Ma には逆に隆起が起こったことになる。17.0 – 14.9Ma の時期は、日本海が形成されている時代である。日本海が形成される時西南日本弧は 44 度の時計回り回転運動を経験し、その運動の 80% は 16.1 – 14.2Ma に起こったとされている (Otofujii *et al.*, 1991)。島弧が回転運動をしているとき、島弧で沈降や隆起などのテクトニックな変動は起こってもいいように想像できる。

津山盆地や吉備高原が沈降する可能性は、応力分布から推量することができる。応力は岩脈が貫入する方向から推測できる。岩脈の方向に基づけば、西南日本が回転した 22 – 15Ma 時期には、西南日本は島弧の向きに直交する方向に伸長場であり、応力は $\sigma_{\text{Hmax}} = \sigma_2$, $\sigma_{\text{Hmin}} = \sigma_3$, $\sigma_v = \sigma_1$ であることが示された (Tsunakawa, 1986; 山元, 1991)。この応力状態では、島弧の向きに沿って正断層が発生することができ、正断層の発生にともなって、津山盆地や吉備高原が沈降することは可能である。

次の二つの地質学的現象が発見されたとき、津山盆地等で 17.0 – 14.9 Ma に起こった海進は沈降に原因を帰することができる。(1) 走向が東西の正断層が、津山盆地や吉備高原の北縁や南縁にあること、(2) それらの断層の活動した時期が 17.0 – 14.9 Ma であること。地質調査の結果、三次・庄原・津山の各盆地の北縁に断層が発見されている (例えば、河合, 1957; 先名ほか, 2006)。しかしながら、それらの断層は衝上断層であり、いずれも北から南 (または北西から南東) へ基盤岩が海成中新統上に衝上している。この断層は中新世の運動でなく中新統が形成されて以降の運動であると理解される。また、津山盆地や吉備高原

の南縁には顕著な断層は見つけることはできない。したがって、地質学的な状況証拠は、海進の原因を沈降に求めることに否定的である。

テクトニクスで 14.9Ma に海退が起こったことを説明するのは難しい。津山盆地や吉備高原が海面から離れるためには、それらの領域が 14.9Ma に隆起することが必要である。岩脈の貫入方向から応力を予想すると、12 - 8Ma の期間に西南日本は島弧の向きに直交する方向に圧縮場となる (Tsunakawa *et al.*, 1983)。そのため逆断層が起り津山盆地や吉備高原の隆起が期待される。三次・庄原・津山諸盆地の北縁で観察される逆断層の運動は、この時期のものだろう。しかしながら、これより前の 14.9Ma の時期は沈降の可能性はあっても、隆起は期待できない。

MMCO が提供する 3 つの事実群と、勝田層群・備北層群が形成された 3 つの特徴は、極めていい一致を示す。因果関係からみても、MMCO は勝田層群を形成することができる。テクトニクスが原因のモデルを考えることはできるものの、その可能性は小さい。筆者は、勝田層群・備北層群は MMCO の現象の結果起こった海水準上昇を記録していると結論する。

日本列島において、勝田層群・備北層群以外で MMCO の結果起こった現象を探ってみる。探る際の判定基準は、(a) MMCO が起こった時代は 16.9 - 14.7Ma である、(b) MMCO の時期は中緯度で現在より海水温が 6°C 高かった、の 2 点である。勝田層群・備北層群以外の、第一瀬戸内累層群形成に目を向けてみる (図 1)。西南日本で中新世以降形成された地質区の一つが、瀬戸内区である (池辺, 1957)。その中でも、前期中新世から中期中新世初頭にかけて前弧海盆と背弧海盆の間に形成された弧内堆積盆に堆積した地層に、第一瀬戸内累層群との名が付けられた (吉田, 1992)。第一瀬戸内累層群の堆積物の特徴の一つは、地層が非常に薄いことであり、大部分の地域の地層の厚さは数 100m 以下しかない。この地層の中で最も厚いのは、伊勢湾周辺の関、一志、知多などであり、それでも 1,000 - 1,500m 程度である。第 2 の特徴は、瀬戸内区の堆積物には火山岩類が少ないということ、そして第 3 の特徴は著しい褶曲構造がないことが挙げられる。層厚と火山岩類の有無から、第一瀬戸内累層群は大阪盆地を境として、東部と西部に分けられる (柴田・糸魚川, 1980)。西部地域の方が一般に地層が薄くて、火山噴出物の量も少ない。

柴田・糸魚川 (1989) は第一瀬戸内累層群の形成を海進・海退のサイクルから三つの時期に分けている。さらに世界に共通な時代区分に組み入れるために、Blow (1969) の浮遊性有孔虫生層序 (中新世以降を N.4 - N.23 の 20 帯に細分した) と対比している。I 期は N.5 帯上部 - N.6 帯 (18.5 - 17.5Ma)、II 期は N.7 帯 - N.8 帯 (17.5 - 16Ma)、III 期は N.8 帯上部 - N.10 帯下部 (16 - 14Ma) に対比される。地理的には、II 期には、長野県富草から岐阜県の岩村および瑞浪、滋賀県の鮎河、三重県の會爾、奈良県の柘植、天理、奈良、京都府の奥山田地方、そして岡山県の津山まで海が侵入したと考えられる。III 期の海進のときには、今まで海が入らなかった地域、岡山県の津山は言うに及ばず広島県三次、東城まで海となった。熱帯系のヒルギンジ

ミの生息する深度 10m 以下の汽水域が広がり、海岸線に沿ってマングローブが存在していた。この II 期の後半から III 期にかけて形成された第一瀬戸内累層群は広い分布を示すので、MMCO の時期の高い海水準を考慮すると、この時期の第一瀬戸内累層群の形成は MMCO に原因があるとするのが尤もらしい。

東北日本に目を向けると、中新世初期に暖帯系の動物・植物を産する堆積層 (台島層) が報告されている (鹿野・柳沢, 1989)。とくに秋田県男鹿市台島付近の西黒沢から産出する類似の動物群は台島動物群と呼ばれ、温暖海域に生息した大形有孔虫 (高等有孔虫) に属するミオジプシナ (*Miogypsina*) やオパキュリナ (*Operculina*) の化石を伴っている。それに相当する植物群は、台島型植物群とも呼ばれ、多くの常緑広葉樹や温暖系の落葉広葉樹を含み、針葉樹も南方系のものが顕著である。佐藤ほか (2009) は男鹿半島の台島層の火山岩類の層序学、年代学と古地磁気学から、台島層は 21Ma の火山の噴出で形成されたと結論づけた。台島動物群や台島型植物群は、おそらく MMCO の時期よりやや古い時代の温暖期の生物群集だろう。

台島層を不整合で覆う西黒沢層は、海浜から沖合にかけて堆積した礫岩、砂岩、シルト岩などからなる中部中新統である (柳沢・渡辺, 2011)。西黒沢層で産出する動物群を西黒沢動物群と呼んで台島動物群と区別している。西黒沢層下部には、Blow (1969) の N.8 に相当する年代 (16.5 - 15.5 Ma) に生息した *Miogypsina-Operculina* フォー ナや *Globigerinoides sicanus-Praeorbulina curva* 帯がみられ (渡辺, 1982)、MMCO の時代に一致する。この暖帯系の西黒沢動物群の出現は MMCO の現象の一つであろう。

前期中新世末 - 中期中新世最初期の時代、沿海・浅海性の動植物群から、日本列島周辺は熱帯 - 亜熱帯気候にあったと考えられ、「門ノ沢動物群」と呼ばれていた (Otuka, 1939)。この特異な一時期は、土 (1986) によると「熱帯海中気候事件」あるいは Itoigawa (1989) によって「Tropical Spike」と呼ばれてきた。山野井ほか (2010) は、岩手県二戸地域の中中部中新統の門ノ沢層からマングローブのメヒルギ属 (*Kandelia*) の花粉化石を発見した (図 5)。現在メ



図 5 マングローブが発見されている中期中新世の地層。山野井ほか (2010) の図を一部改変。北は岩手県門ノ沢層から南西は広島県備北層群までの 15 か所からマングローブ花粉化石が報告されている。○: マングローブ花粉化石産出, ◎: マングローブ花粉化石産出に加え、具化石 *Geloina* spp. (ヒルギンジミ) も産出。

ヒルギの北限は薩摩半島南部の喜入であり、その 1 月の平均気温は 8.5°C 、一方現在の二戸の 1 月の平均気温は -2.3°C 。二つの平均気温を比較して、メヒルギ属が二戸に生存していたときは、二戸は約 11°C ほど気温が高かったと推定できる。

マングローブは、山形県小国の明沢橋層、茨城県北部の浅川層、富山県八尾の黒瀬谷層、能登半島の東印内層、福井県丹生山の国見層、石川県加賀の河南層、金沢の砂子坂層、岐阜県瑞浪の明世層、岡山県津山の勝田層群吉野層、広島県備北層群でも見つかっている (山野井ほか, 2010; 2011) (図 5)。マングローブが発見された層が MMCO の時代に相当するのであろう。門ノ沢動物群の出現は MMCO の現象の一つであり、MMCO の現象に伴い岩手県から広島県にかけて多くの地層が日本列島に形成された。

8. おわりに：MMCO の海水準と吉備高原の隆起

MMCO に伴う海面上昇が勝田層群・備北層群を作ったことを前章で結論した。備北層群の堆積物が分布する地域の標高を用いて、MMCO 以降の備北層群のある中国山地や吉備高原の隆起の情報を知ることができる。

備北層群は勝田層群の西方にあり、主に吉備高原に分布する。勝田層群と備北層群とは、 $17.0 - 14.9\text{Ma}$ に同時代に形成されたにもかかわらず、勝田層群と備北層群の分布域の標高を比べると、備北層群の分布域の方が高い (寺岡ほか, 1996)。勝田層群と備北層群の分布高度として、ここでは基盤との不整合地点の標高を採用した。その際に産業技術総合研究所地質調査総合センター (2020) の 20 万分の 1 日本シームレス地質図を用いた。

勝田層群は、津山盆地中央部で 90m の最低標高値を示す。そこから盆地周辺部に行くほどその分布域の標高は高くなる。西側では標高は 270m に、東側では 310m の最高標高地点に達し、北へ行くと津山市一宮では 200m 、南の吉備高原上の岡山市福渡では 220m の標高を示す。勝田層

群は、津山盆地中央部を標高最低地点とした東西に延びた船状盆地状に分布している。一方、備北層群の分布する西端の三次盆地では最低標高 180m を示し、東にある新見では最低標高 180m を示し、勝田層群の分布する標高と同程度である。ところが三次と新見の地点で挟まれる領域の備北層群の標高は、勝田層群の標高より $300 - 700\text{m}$ ほど高い。中国山地の吾妻山・道後山周辺での備北層群の標高は $1,010\text{m}$ に達し、吉備高原北部の東城・帝釈峡で 630m 、吉備高原南部の神石高原・高梁西部で 650m である。備北層群は、西は三次、東は新見を標高最低地点として、その間幅 80km で、南北方向を軸とした凸の蒲鉾状の高い所に分布していると描写できる。勝田層群と備北層群は MMCO で海水準が上昇して同時に作られたので、備北層群の標高が高いことは、海退が起こったのちに備北層群が隆起したことに原因があると考えるのが尤もらしい。

勝田層群や備北層群は、同じ海水準を持つ海で作られた。Haq *et al.* (1987) に従えば、 $16.9 - 14.7\text{Ma}$ の期間の MMCO の時代には海水準は現在より 140m 高かった。すべての勝田層群や備北層群が分布する地域では、現在の標高 140m まで海水面が上昇し、そしてその海水準 140m がしばらく維持された状態の期間にわたって、海底で勝田層群や備北層群が形づくられた。津山盆地の一番標高の低い 90m の勝田層群がある地点では、海進が起こり海となり、海進が進んで基盤は水深 50m の海底となり、そこに堆積物が形成された。備北層群が分布する領域も MMCO の時代には、海面の標高は 140m であった。海底を作った基盤の標高は、その当時は 140m を下まわっていたので、備北層群が形成された。海水準の高さの推定は 140m だけでなく、 60m や 20m の提案もある (Miller *et al.*, 2005; Stap *et al.*, 2016)。たとえ 60m や 20m の海水準のときでも、勝田層群や備北層群の海底を作っていた基盤はすでに沈降した状態で、MMCO の海進を迎えた。

MMCO の時期の最高海水面 (現在の標高 $S\text{ m}$) を基準として、備北層群の隆起量を見積もってみよう (図 6)。MMCO の時期の最高海水面の標高と、隆起した後のかつ

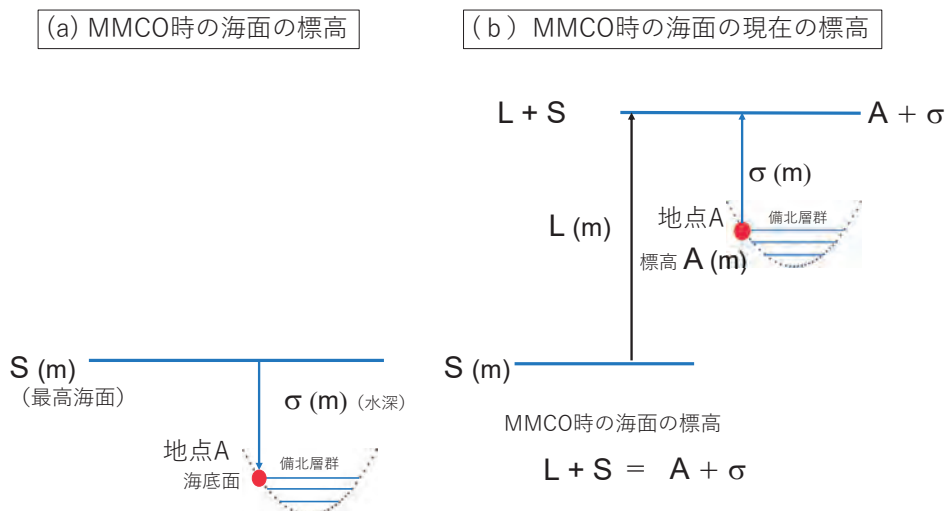


図 6 地殻上昇量を見積もるモデル。(a) MMCO の際に、海面は $S\text{ (m)}$ の標高まで上がった (最高海面)。備北層群が堆積した海底にあった地点 A (赤丸) は最高海面から $\sigma\text{ (m)}$ 下だった。(b) MMCO の後、地殻が $L\text{ (m)}$ 上昇したので、海面の標高は $L + S\text{ (m)}$ となる。一方、かつての海底であった地点 A (赤丸) は現在標高 $A\text{ (m)}$ になっており、かつての最高海面は、 $A + \sigma\text{ (m)}$ の所であったことになる。最高海面の標高は二通りの方法で書けるので、 $L + S = A + \sigma$ 。この式から地殻上昇量 L は、 $A + \sigma - S\text{ (m)}$ となる。

での最高海水面の標高を比較することから、隆起量を求めることができる。備北層群が L (m) 隆起すると、かつての最高海水面の高さも L (m) 高くなるので、かつての最高海水面の標高は $L + S$ (m) となる。次に備北層群と基盤の接する点 A を考え、現在の標高を A (m) としよう。この点はかつて海水面下であり、水深 σ (m) に位置していた。そこでかつての最高海水面の標高は、備北層群の A 点の標高を用いると、 $A + \sigma$ (m) となる。その結果、 $L + S = A + \sigma$ が成り立ち、これから隆起量 $L = A + \sigma - S$ が求まる。隆起量は、いまだ定説のない海水準の高さ (S) と水深 (σ) に置き換えることができた。

備北層群の層厚が最大 150m 前後と見積もられていることから (例えば、上田, 1995), 当時の最高海水面から海底までの最大水深は少なくとも 150m を超えていただろう。最高海水面から備北層群が堆積した基盤までの水深は、堆積層中の泥岩や頁岩中に含まれる軟体動物や底生有孔虫から推定することができる。備北層群の底生有孔虫化石とそれに相当する現生の底生有孔虫の生息深度との比較を行

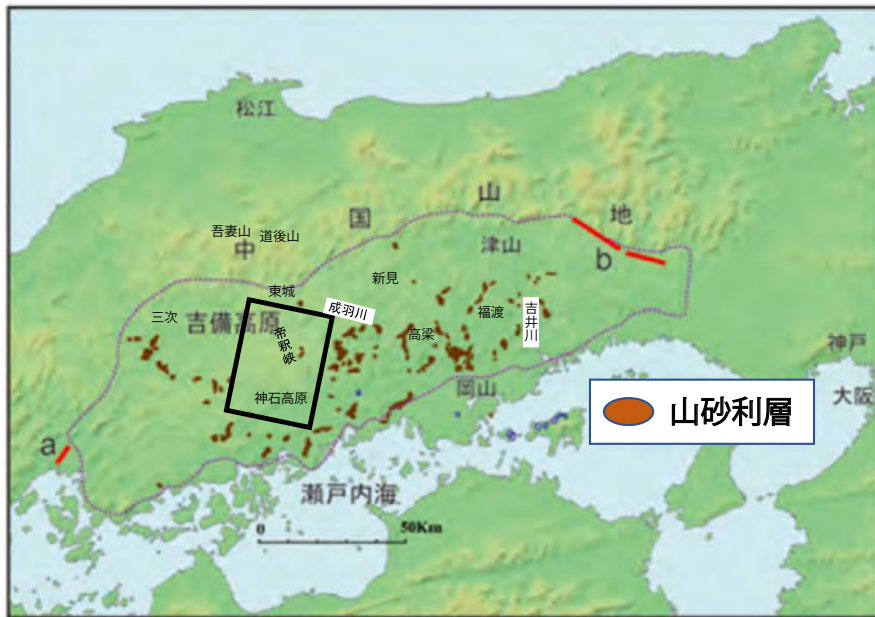
い、Nomura (1992) は 備北層群の水深は 150 – 200m を超えることはないと報告している。備北層群の上部の板橋累層の泥岩層中の *Limopsis-Fissidentalium* 群集から推定すると水深は 200m 程度であったと上田 (1986) は推測している。備北層群は、下部の浅海成の砂岩を中心とする地層と、上位のより深い海成の泥岩を主体とする地層からなる。この上部の泥岩層の最大深度が 150 – 200m 程度であったので、200m が最高海水面からの最大水深であったと考えてもいいかもしれない。

隆起量を見積もる際、いま最大海面標高に Haq *et al.* (1987) の 140m を採用する。そして水深 σ は推測するのが難しいので、0m としよう。そのとき隆起量 L は

$$L \sim A - 140 \text{ (m)} < L = A + \sigma - 140 \text{ (m)}$$

となる。精確な隆起量 L は求まらないものの、隆起量の最小値 $A - 140$ (m) を予想することができる。一方、水深 σ (m) の最大値の見積もりに 200m の水深を仮定すると、隆起量 L は、 $L \sim A - 140 \text{ (m)} < L < L \sim A + 60 \text{ (m)}$ のような不等号で表現することができる。隆起量

(a) 吉備高原の山砂利層の分布と空白域



(b) 谷地形 断面図

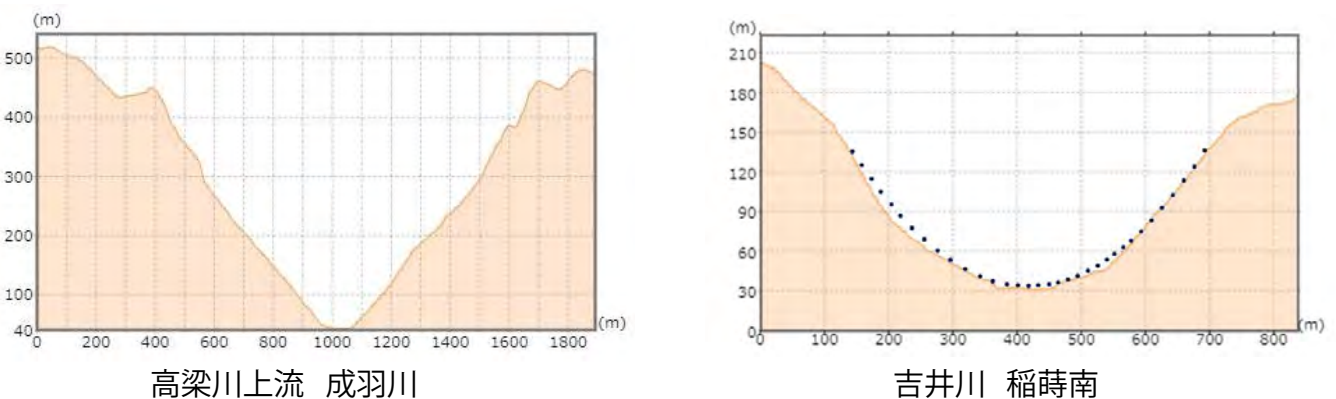


図7 地殻上昇量の大きい所で観察できる地学現象。(a) 吉備高原の山砂利層 (古第三系) の分布と空白域 (長方形で囲む)。鈴木・柳田 (2017) の図に加筆。(b) 吉備高原の谷地形断面図。V字谷が成羽川 (や加橋川の上流) で特徴的。一方、吉井川ではU字谷が見られる。

L の最小値と最大値の間の値を比べると、200m 程度の精度で見積もることができる。

Haq *et al.* (1987) の 140m のかわりに, Stap *et al.* (2016) の 60m を用いると,

$$L \sim A - 140 \text{ (m)} < L \sim A - 60 \text{ (m)} < L = A + \sigma - 60 \text{ (m)}$$

となる。このことから Haq *et al.* (1987) の 140m の海水準を用いた場合に、隆起量は最小見積もり値となることが分かる。吉備高原が隆起した後たとえ備北層群が剝削されても、より水深 σ (m) の大きなかつての海底が露頭に現れるので、 σ を 0m とすれば、隆起量の推定値は最小見積もり値であることには変わりがない。

備北層群の最小の隆起量を見積もってみた。吉備高原上で備北層群の分布する西端の三次盆地での隆起量は 40m, 東の新見では 40m となり、ほとんど隆起しなかった。ところが、三次と新見の間の中国山地に属する吾妻山では 870m の隆起量を、吉備高原北部の東城・帝釈峡では 490m の隆起量を、そして吉備高原南部の神石高原・高梁西部では 510m の隆起量を示した。隆起の様相は、北は中国山地の吾妻山・道後山から南は吉備高原の神石高原を通る南北軸あたりで大きく 500 - 800m 隆起して、中国山地-吉備高原に蒲鉾型の高まりを作ったと記述できる。もっと大きな隆起量を見積もることもできるが、蒲鉾型の凸部が高々 200m 高まる程度である。多井 (1972) はすでに備北層群の基底面の高度を考慮して中国山地-吉備高原の中新世以降の波状曲隆運動を提案している。彼の隆起量の求め方は、この小論文の隆起量推定において水深 σ を 0m に仮定したときの場合にあたり、さらに海進時の海面標高 S を考慮していないことに留意することが必要である。

吉備高原は東部に比べ西部の方が隆起したことが分かる。吉備高原の東部において勝田層群が分布する福渡では、隆起量は 80m であった。吉備高原の西部と東部の隆起量とを比較すると、東城・帝釈峡-神石高原・高梁西部を南北軸とする軸周辺の吉備高原上の蒲鉾型隆起地帯は吉備高原東部より 400m を超える大きい隆起が起こっている。吉備高原は MMCO の時期以降に様な隆起運動が起こったのではなく、隆起に関して差異のあるテクトニクスが起こったと結論できる。

吾妻山-東城・帝釈峡-神石高原・高梁西部の南北軸の蒲鉾型に隆起した領域には、中国山地や吉備高原で観察されるいくつかの地球科学的現象との一致がみられる。一つは、蒲鉾型の高まりの領域には、吉備高原に分布する古第三紀の山砂利層が見られない (鈴木・柳田, 2017) (図 7a)。山砂利層の空白域との一致は隆起の実在性に論拠を与えるかもしれない。隆起が原因で山砂利層が剝削を受け、なくなる可能性がある。次に、高梁川の上流の成羽川の地形断面は V 字谷を示す (図 7b)。この地形断面は旭川や吉井川の地形断面に見られる U 字谷と対照的である。V 字谷は下方侵食の結果であり、隆起の実在を示唆している。そして最後に中国山地-吉備高原の隆起を示す領域に、後期中新世 (8 - 9Ma) の 38 の小丘群のアルカリ玄武岩が分布していることに注目する。アルカリ玄武岩の分布との一致は、隆起の原因に解答の糸口を与えるのかもしれない。

MMCO 時期の海面の高さを基準にして求めた吉備高原の隆起量は、吉備高原の形成に新たな見方を与える。

謝辞

岡山大学教育学部の宇野康司教授と神戸大学理学部の三木雅子博士には本論文作成に際し、貴重な御助言を頂きました。鈴木茂之名誉教授、板谷徹丸博士、曾根原崇文博士による建設的な査読により、本稿の改善がはかられました。以上の方に厚く御礼申し上げます。

引用文献

- Affek, H.P. and Eiler, J.M. (2006) Abundance of mass 47 CO₂ in urban air, car exhaust, and human breath. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 1-12.
- 天野一男 (1985) 大洪水時代-西黒沢海進と海水準変動. *科学*, **55**, 42-46.
- Barnosky, A.D., Hadly, E.A. and Bell, C.J. (2003) Mammalian response to global warming on varied temporal scales. *Journal of Mammalogy*, **84**, 354-368.
- Bemis, B.E., Spero, H.J., Bijma, J and Lea, D.W. (1998) Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, **13**, 150-160.
- Blow W.H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H.H. eds., *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*, Netherland, **1**, 190-422
- Briard, J., Pucéat, E., Vennin, E., Daéron, M., Chavagnac, V., Jaillet, R., Merle, D., and de Raféls, M. (2020) Seawater paleotemperature and paleosalinity evolution in neritic environments of the Mediterranean margin: Insights from isotope analysis of bivalve shells. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **543**, 109582.
- Dansgaard, W., Nief, G. and Roth, E. (1960) Isotopic distribution in a Greenland iceberg. *Nature*, **185**, 232.
- Dansgaard, W. (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**, 436-468.
- Dwyer, G.S., Cronin, T.M., Baker, P.A., Raymo, M.E., Buzas, J.S. and Corrège, T. (1995) North Atlantic deepwater temperature change during Late Pliocene and Late Quaternary climatic cycles. *Science*, **270**, 1347-1351.
- Emiliani, C. (1954) Temperatures of Pacific bottom waters and polar superficial waters during the Tertiary. *Science*, **119**, 853-855.
- Emiliani, C. (1955) Pleistocene temperatures. *The Journal of Geology*, **63**, 538-578.
- Emiliani, C. (1966) Paleotemperature analysis of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. *The Journal of Geology*, **74**, 109-124.
- Ennyu, A. and Arthur, M.A. (2002) Middle Miocene paleoceanography in the southern high-latitudes off Tasmania: Stable isotope records from ODP sites 1170 and

1172. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2002, abstract*, PP12A-0331.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. and Urey, H.C. (1951) Carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of American Bulletin*, **62**, 417-426.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A. and Urey, H.C. (1953) Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of American Bulletin*, **64**, 1315-1326.
- Feakins, S.J., Warny, S. and Lee, J.-E. (2012) Hydrologic cycling over Antarctica during the middle Miocene warming. *Nature Geoscience*, **5**, 557-560.
- Florindo, F., Farmer, R.K., Harwood, D.M., Cody, R.D., Levy, R., Bohaty, S.M., Carter, L. and Winkler, A. (2013) Paleomagnetism and biostratigraphy of sediments from Southern Ocean ODP Site 744 (southern Kerguelen Plateau): Implications for early-to-middle Miocene climate in Antarctica. *Global and Planetary Change*, **110**, 434-454.
- Flower, B.P. and Kennett, J.P. (1994) The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **108**, 537-555.
- Flower, B.P. (1999) Warming without high CO₂? *Nature*, **399**, 313-314.
- Ghosh, P., Adkins, J., Affek, H., Balta, B., Guo, W., Schauble, E.A., Schrag, D., and Eiler, J.M. (2006) ¹³C-¹⁸O bonds in carbonate minerals: A new kind of paleothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 1439-1456.
- 後藤隆嗣・入月俊明・林 広樹・田中裕一郎・松山和馬・岩谷北斗 (2013) 岡山県新見市田治部地域に分布する中新統の層序と堆積環境. *地質学雑誌*, **119**, 321-333.
- Hansen, J., Sato, M., Russell, G. and Kharecha, P. (2013) Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, **371**, 20120294.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.
- Holbourn, A., Kuhnt, W., Lyle, M., Schneider, L., Romero, O., and Andersen, N. (2014) Middle Miocene climate cooling linked to intensification of eastern equatorial Pacific upwelling. *Geology*, **42**, 19-22.
- Holbourn, A., Kuhnt, W., Kochhann, K.G.D., Andersen, N. and Meier, K.J.S. (2015) Global perturbation of the carbon cycle at the onset of the Miocene Climate Optimum. *Geology*, **43**, 123-126.
- Hornibrook, N.D.B. (1992) New Zealand Cenozoic marine paleoclimates: a review based on the distribution of some shallow water and terrestrial biota. In Tsuchi, R. and Ingle, J.C., Jr. eds., *Pacific Neogene: Environment. Evolution and Events*. University of Tokyo Press, Tokyo, 83-106.
- 市村 毅・東京理科大学地質学科2年生一同 (1917) 津山盆地の地質大略. *地質学雑誌*, **24**, 373-386.
- 池辺展生 (1957) 日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成盆地—. *新生代の研究*, **24-25**, 1-10.
- Itoigawa, J. (1989) Tropical spike in early Middle Miocene (ca. 16Ma) of Southwest Japan. *Proceeding of International symposium of Pacific Neogene continental and marine events*, Nanjing University Press, Nanjing, 19-26.
- Itoigawa, J. and Yamanoi, T. (1990) Climatic optimum in the Mid-Neogene of the Japanese Islands. In Tsuchi, R. and Ingle, J.C., Jr. eds., *Pacific Neogene: Environment. Evolution and Events*. University of Tokyo Press, Tokyo, 3-14.
- Johnsen, S.J., Dansgaard, W. and White, J.W.C. (1989) The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus*, **41B**, 452-468.
- 鹿野和彦・柳沢幸夫 (1989) 阿仁合型植物群及び台島型植物群の年代. *地質調査所月報*, **40**, 647-653.
- 河合正虎 (1957) 5万分の1地質図幅「津山東部」及び同説明書. *地質調査所*, 63p.
- 北島富美雄 (2007) 環境指標物質としての微生物が生産するテトラエーテル型脂質. *極限環境微生物学会誌*, **6**, 45-51.
- Kochhann, K.G.D., Holbourn, A., Kuhnt, W., Channell, J.E.T., Lyle, M., Shackford, J.K., Wilkens, R.H. and Andersen, N. (2016) Eccentricity pacing of eastern equatorial Pacific carbonate dissolution cycles during the Miocene Climatic Optimum. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, **31**, 1176-1192.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. and Levrard, B. (2004) A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, **428**, 261-285.
- Mashiotta, T.A., Lea, D.W. and Spero, H.J. (1999) Glacial-interglacial changes in Subantarctic sea surface temperature and δ¹⁸O-water using foraminiferal Mg. *Earth and Planetary Science Letters*, **170**, 417-432.
- 松原尚志・小守一男・大石雅之 (2004) 岩手県二戸地域の中中新統門ノ沢層から発見された *Geloina* (二枚貝綱: シジミガイ科) とその古生物地理学的意義. *地質学雑誌*, **110**, 765-770.
- McCrea, J.M. (1950) On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*, **18**, 849-857.
- Miller, K.G. and Kent, D.V. (1987) Testing Cenozoic eustatic changes: The critical role of stratigraphic resolution. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, **24**, 51-56.
- Miller, K.G., Fairbanks, R.G. and Mountain, G.S. (1987) Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, **2**, 1-19.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. and Pekar, S.F. (2005) The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, **310**, 1293-1298.
- Mitsuguchi, T., Matsumoto, E., Abe, O., Uchida, T. and Isdale, P.J. (1996) Mg/Ca thermometry in coral skeletons. *Science*, **274**, 961-963.
- 森 将志・山野井 徹 (2003) 中国地方に分布する中新統備北層群・勝田層群の花粉化石と古植生変遷. *日本花粉学会会誌*, **49**, 9-20.
- Müller, P.J., Kirst, G., Ruhland, G., von Storch, I. and Rosell-Melé, A. (1998) Calibration of the alkenone paleotemperature

- index $U_{37}^{K'}$ based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 1757-1772.
- 中川 毅 (2008) Polygon1.5 ユーザーマニュアル (モダンアナログ法を用いて過去の気候を定量的に復元するために開発されたユーザーフレンドリーなソフトウェア). 第四紀研究, **47**, 355-374.
- Nomura, R. (1992) Miocene benthic foraminifera from the Bihoku Group: The geologic age of the Foram. Sharp Line in Southwest Honshu and the relation to the opening of the Sea of Japan. *The Journal of Geological Society of Japan*, **98**, 587-610.
- Nürnberg, D., Bijma, J. and Hemleben, C. (1996) Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, 803-814.
- 小笠原憲四郎 (1993) シンポジウム「新生代化石生物温度計の試み—その論理と適用—」その背景と課題. 化石, **54**, 11-23.
- 大河内直彦・平 朝彦 (1991) 海底堆積物からみた氷期・間氷期の海洋環境の変化. 第四紀研究, **30**, 297-312.
- Oleinik, A., Marincovich, L. Jr., Barinov, K.B. and Swart, P.K. (2008) Magnitude of Middle Miocene warming in North Pacific high latitudes: stable isotope evidence from *Kaneharaia* (Bivalvia, Dosiniinae). *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **59**, 339-353.
- 乙藤洋一郎 (2019) 日本海拡大終了時期 15Ma 近傍の地磁気極性編年. 地質技術, no. 9, 13-23.
- Otofuji Y., Itaya, T. and Matsuda T. (1991) Rapid rotation of southwest Japan: palaeomagnetism and K-Ar ages of Miocene volcanic rocks of southwest Japan. *Geophysical Journal of International*, **105**, 397-405.
- Otuka, Y. (1939) Tertiary crustal deformation in Japan (with short remarks on Tertiary paleogeography). In Yabe Hisakatsu kyouju Kanreki Kinen-Kai ed., *Jubilee publication in the commemoration of Professor Hisakatsu Yabe, M.I.A., sixtieth birthday*, Sendai, 481-519.
- Peral, M., Daëron, M., Blamart, D., Bassinot, F., Dewilde, F., Smialkowski, N., Isguder, G., Bonnin, J., Jorissen, F., Kissel, C., Michel, E., Riveiros, N.V. and Waelbroeck, C. (2018) Updated calibration of the clumped isotope thermometer in planktonic and benthic foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **239**, 1-16.
- Prahl, F.G. and Wakeham, S.G. (1987) Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment. *Nature*, **330**, 367-369.
- Prahl, F.G., Muehlhausen, L.A. and Zahnel, D.L. (1988) Further evaluation of long-chain alkenone as indicators of paleoceanographic conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**, 2303-2310.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2020) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2. 2020 年 4 月 6 日版, <https://gbank.gsj.jp/seamless/>
- 佐藤雄大・鹿野和彦・小笠原憲四郎・大口健志・小林紀彦 (2009) 東北日本男鹿半島, 台島層の層序. 地質学雑誌, **115**, 31-46.
- Satow, K., Watanabe, O., Shoji, H. and Motoyama, H. (1999) The relationship among accumulation rate, stable isotope ratio and surface temperature on the plateau of east Dronning Maud Land, Antarctica. *Polar Meteorology and Glaciology*, **13**, 43-52.
- Savin, S.M., Douglas, R.G. and Stehli, F.G. (1975) Tertiary marine paleotemperatures. *Geological Society of America Bulletin*, **86**, 1499-1510.
- Schauble, E.A., Ghosh, P. and Eiler, J.M. (2006) Preferential formation of ^{13}C - ^{18}O bonds in carbonate minerals, estimated using first-principles lattice dynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 2510-2529.
- Schouten, S., Hopmans, E.C., Schefuß, E. and Damsté, J.S.S. (2002) Distributional variations in marine crenarchaeotal membrane lipids: a new tool for reconstructing ancient sea water temperatures? *Earth and Planetary Science Letters*, **204**, 265-274.
- Schwarz, T. (1997) Lateritic bauxite in central Germany and implications for Miocene palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **129**, 37-50.
- 関 幸 (2014) バイオマーカーを用いた古気候研究. 地球化学, **48**, 67-79.
- 先名重樹・藤原広行・河合伸一・青井 真・切刀 卓・石井 透・早川 讓・森川信之・小林京子・大井昌弘・奥村直子 (2006) 山崎断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討. 防災科学技術研究所研究資料, no. 294, 195p.
- Shackleton, N. (1967) Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, **215**, 15-17.
- Shackleton, N.J. and Kennett, J.P. (1975) Paleotemperature history of the Cenozoic and initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotopic analyses in DSDP sites 277, 279, and 281. In Kennett, J.P. and Houtz, R.E. eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **29**, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 743-756.
- 柴田 博・糸魚川淳二 (1980) 瀬戸内区の中新世古地理. 瑞浪市化石博物館研究報告, **7**, 1-49.
- 柴田 博・糸魚川淳二 (1989) 瀬戸内区と古瀬戸内海. アーバンクボタ, **28**, 2-9.
- Stap, L.B., van de Wal, R.S.W., De Boer, B., Bintanja, R. and Lourens, L.J. (2016) The MMCO-EOT conundrum: Same benthic $\delta^{18}\text{O}$, different CO_2 . *Paleoceanography and Paleoclimatology*, **31**, 1270-1282.
- Super, J.R., Thomas, E., Pagani, M., Huber, M., O'Brien, C. and Hull, P.M. (2018) North Atlantic temperature and pCO_2 coupling in the early-middle Miocene. *Geology*, **46**, 519-522.
- 鈴木茂之・檀原 徹・田中 元 (2003) 吉備高原に分布する第三系のフィッシュン・トラック年代. 地学雑誌, **112**, 35-49.
- 鈴木茂之・柳田 誠 (2017) 吉備高原の地形と古第三系“山砂利層”. 地質技術, no. 7, 27-33.
- Taguchi, E. (1981) *Geolina/Telescopium* bearing molluscan assemblages from the Katsuta Group, Okayama Prefecture with special reference to brackish faunal zonation in the Miocene of Japan. *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum*, **8**, 7-20.
- Taguchi, E. (2002) Stratigraphy, molluscan fauna and paleoenvironment of the Miocene Katsuta Group in Okayama Prefecture, Southwest Japan. *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum*, **29**, 95-133.

- Tai, Y. (1954) Miocene smaller foraminifera from the Tsuyama basin, Okayama Prefecture, Japan. *Journal of Science of the Hiroshima University, Ser. C*, **1**, 1-24.
- 多井義郎 (1972) 中新世以降における中国の地殻変動について—Structural Contour Map を中心として—. 広島大学教養部紀要, III, 自然科学, **5**, 25-34.
- 高井冬二 (1950) 津山盆地から産出した化石猪について. 地質学雑誌, **56**, 278-279.
- 竹山俊雄 (1930) 津山盆地の地質概報. 地球, **14**, 91-101.
- 寺岡易司・松浦浩久・牧本 博・吉田史郎・神谷雅晴・広島俊男・駒沢正夫・志知龍一 (1996) 20 万分の 1 地質図幅「高梁」, 地質調査所.
- 土 隆一 (1986) 新第三紀年代層序学の最近の進歩. 地学雑誌, **95**, 516-523.
- Tsuchi, R. (1990) Neogene events in Japan and the Pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **77**, 355-365.
- Tsunakawa, H., Kobayashi, Y. and Takada, A. (1983) K-Ar ages of dikes in Southwest Japan. *Geochemical Journal*, **17**, 265-268.
- Tsunakawa, H. (1986) Neogene stress field of the Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, **124**, 1-22.
- 上田哲郎 (1986) 広島県庄原地域の中新世備北層群とその具化石群集. 地球科学, **40**, 437-448.
- 上田哲郎 (1989) 広島県三次・庄原地域の中新世備北層群: 層序について. 地質学雑誌, **95**, 919-931.
- 植村 立 (2007) 水の安定同位体比による古温度推定の研究—極域氷床コアから数千年スケールの気候変動の復元—. 第四紀研究, **46**, 147-164.
- Urey, H.C. (1947) The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society*, **1947**, 562-581.
- Vlastélic, I., Carpentier, M., and Lewin, É. (2005) Miocene climatic change recorded in the chemical and isotopic (Pb, Nd, Hf) signature of Southern Ocean sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**, Q3003, doi:10.1029/2004GC000819.
- Warny, S., Askin, R.A., Hannah, M.J., Mohr, B.A.R., Raine, J.I., Harwood, D.M., Florindo, F., and the SMS Science Team (2009) Palynomorphs from a sediment core reveal a sudden remarkably warm Antarctica during the middle Miocene. *Geology*, **37**, 955-958.
- 渡辺其久男 (1982) 東北裏日本油田地域の年代層序の現状. 石油技術協会誌, **48**, 88-92.
- 渡辺真人・三宅 誠・野崎誠二・山本裕雄・竹村厚司・西村年晴 (1999) 岡山県高山市地域の備北層群, および津山地域勝田層群から産出した中新世珪藻化石. 地質学雑誌, **105**, 116-121.
- Woodruff, F., Savin, S.M. and Douglas R.G. (1981) Miocene stable isotope record: a detailed deep Pacific ocean study and its paleoclimatic implications. *Science*, **212**, 665-668.
- Woodruff, F. and Savin, S.M. (1989) Miocene deepwater oceanography. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, **4**, 87-140.
- Wright, J.D., Miller, K.G. and Fairbanks, R.G. (1992) Early and middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, **7**, 357-389.
- 山元孝広 (1991) 日本列島の後期新生代岩脈群の造構応力場. 地質調査所月報, **42**, 131-148.
- 山野井 徹・津田禾粒・糸魚川淳二・岡本和夫・田口栄次 (1980) 西南日本の中新統中部から発見されたマングローブ林植物について. 地質学雑誌, **86**, 635-638.
- 山野井 徹・齋藤喜和子・松原尚志・小守一男 (2010) 岩手県二戸地域の門ノ沢層 (中部中新統) からマングローブ (メヒルギ属) 花粉化石の発見. 地質学雑誌, **116**, 114-117.
- 山野井 徹・齋藤喜和子・小笠原憲四郎・永戸秀雄 (2011) 茨城県北部浅川層 (中部中新統) から熱帯系マングローブ花粉化石の産出. 地質学雑誌, **117**, 538-543.
- 柳沢幸夫・渡辺真人 (2011) 5 万分の 1 地質図幅「戸賀及び船川」地域 (男鹿半島) の新第三紀及び第四紀の珪藻化石層序資料. 地質調査総合センター研究資料集, no. 533, 1-17.
- 吉田史郎 (1992) 瀬戸内区の発達史—第一・第二瀬戸内海形成期を中心に—. 地質調査所月報, **43**, 43-67.
- You, Y., Huber, M., Müller, R.D., Poulsen, C.J. and Ribbe, J. (2009) Simulation of the Middle Miocene Climate Optimum. *Geophysical Research Letters*, **36**, L04702, doi:10.1029/2008GL036571.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R. and Zeebe, R. (2008) An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, **451**, 279-283.