

博士論文の要旨

論文題目 「Fluctuation of the alkenone SST in the Japan Sea during the last 160 kys」

「過去 16 万年間の日本海表層水温変動」

氏名 藤根 和穂

黒潮から分岐し日本海へ流入する対馬暖流は、北西太平洋における中緯度から高緯度への熱輸送に貢献する。また、その脈動に伴う日本海表層水温の変化は大気—海洋表層間の温度差および蒸発量の変化を通じて日本海周辺の陸上気候・環境変動にも影響を与えてきた。従って、外洋に比べて堆積速度が速い日本海において過去の対馬暖流の脈動を高時間解像度で復元することは、東アジアの気候・環境変動メカニズムを理解する上で有益な情報をもたらすと期待される。しかし、過去 4 万年以前に遡る日本海表層水温の詳細な復元は今まで行われてこなかった。

外洋に比べて炭酸塩補償深度 (CCD) の浅い日本海では、炭酸塩殻の保存が悪い為、石灰質微化石を利用して連続的に古水温復元を行うことが困難である。それに対して生合成時の表層水温を記録するアルケノンバイオマーカーの不飽和比 (U^{K}_{37} 値) は、CCD 以深の堆積物にも適用できることから、日本海においても高解像度での連続した古水温記録が得られると期待された。しかし、最終氷期極相期 (LGM) の日本海アルケノン水温は後氷期よりもおよそ 3°C 高い値を示し、しかもその原因が明らかでないことから、日本海のアルケノン古水温は疑問視されている。

U^{K}_{37} 値を用いた古水温の復元に影響を与え得る要因として、近年、1) U^{K}_{37} 値と水温の関係がアルケノン生産者の種毎に異なること、2) 機器分析 (定量) 時に生じる高不飽和アルケノンの選択的損失に伴う U^{K}_{37} 値の上昇、3) 水柱内や堆積物表層での続成作用に伴う U^{K}_{37} 値の変化、4) 堆積後の移流・再堆積、および 5) アルケノン生合成季節と深度の変化に依存した U^{K}_{37} 値の時代変化といった可能性が指摘されている。従って、アルケノン不飽和比を用いて表層水温の時代変化を議論する為には、あらかじめ復元されたアルケノン水温の信頼性を評価しておく必要がある。

本研究では、日本海東部の南北 2 地点において、アルケノン不飽和比を利用して表層水温変動とその南北勾配の時間変化を復元し、過去 16 万年間の対馬暖流の脈動を明らかにすることを目的として研究を行った。その為にはまず、上述のアルケノン古水温指標の問題点を検証し、アルケノン不飽和比から推定された古水温の信頼性を確認した。次に、日本海東部の 2 地点で復元されたアルケノン水温変動とその差を用いて日本海における TWC の脈動を考察した。

分析機器へのアルケノン注入量を段階的に減少させて行った定量実験の結果、分離カラム内での

高不飽和アルケノンの選択的損失によって U^{K}_{37} 値が実際よりも高く推定された可能性は否定された。また LGM の高い U^{K}_{37} 値は、日本海深層の酸化・還元環境変動に関係なく安定して高い値を示すことから、還元的環境での初期続成によって生合成時の U^{K}_{37} 値が変化した可能性も否定された。更に、2408 地点で LGM と現在のアルケノンフラックスを比較した結果、東シナ海で生合成されたアルケノン類が日本海へ運ばれ再堆積したことで最終氷期極相期の日本海 U^{K}_{37} 値が高くなった可能性は極めて低いことが示された。一方で、氷期の日本海堆積物中から過去に堆積物や現存するアルケノン生合成生物中から報告された事のない低炭素数アルケノエイト、Ethyltetraatriacontadienoate ($C_{34:2EE}$) が検出された。全アルケノン中での $C_{34:2EE}$ 相対含有量は、寒冷な LGM において浮遊性有孔虫酸素同位体比 ($\delta^{18}O_p$) が急激に減少する時期に高い傾向を示した (図 1)。この結果は、 $C_{34:2EE}$ 相対含有量が日本海表層水の低塩分化と共に増加したことを示唆する。従って、氷期の日本海では、低塩分な環境に適応し、 $C_{34:2EE}$ の生合成で特徴付けられる未知のアルケノン生産者が出現したか、あるいは表層水の低塩分化に反応して既知のアルケノン生産者が $C_{34:2EE}$ を生合成するようになったと考えられる。また、 $C_{34:2EE} / C_{37}$ 比が 0.055 を越える最終氷期極相期 (39.5 ka ~ 16.0 ka) の試料では、 $C_{34:2EE}$ 相対含有量と U^{K}_{37} 値の間に弱い正の相関が見られた (図 2)。このことから、水温変動とは別に最終氷期極相期におけるアルケノン生合成生物の種変化、あるいは $C_{34:2EE}$ 生合成量の変化に関係した既知のアルケノン生合成生物の生理変化によって U^{K}_{37} 値が増加した可能性が示唆される。そして、 $C_{34:2EE}$ 相対含有量が増加する 39.5 ka ~ 16.0 ka の日本海では、現世海洋で最も主要なアルケノン生産者である *E.huxleyi* の培養実験や表層堆積物と現在の水柱内水温との比較によって与えられた標準的な水温換算式とは異なる U^{K}_{37} 値と水温の関係が存在した可能性が考えられる。これらのことから、過去 16 万年間の日本海アルケノン水温変動は、 $C_{34:2EE} / C_{37}$ 比が 0.055 を越える 39.5 ka ~ 16.0 ka を除く時代の変動についてのみ標準的な水温換算式を適用して議論することが可能だと考えられる。

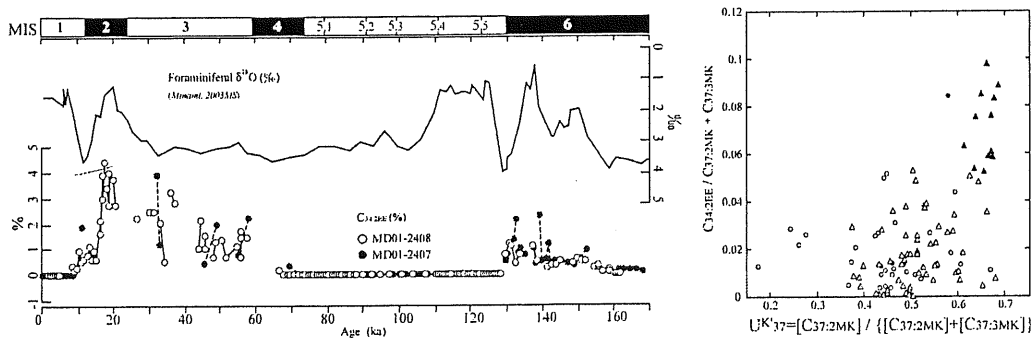


図 1. $C_{34:2EE}$ 相対含有量と浮遊性有孔虫酸素同位体比変動。

図 2. $C_{34:2EE}$ 相対含有量と U^{K}_{37} 値の関係。

日本海東部のアルケノン水温変動は大局的に氷期—間氷期に対応した変動を示すが、数千年スケールでの水温変動の振幅や周期は、対馬暖流第一分岐流 (FBTWC) の影響の程度の違いによって南北 2 地点で異なるパターンを示し (図 3 a, b)、しばしば、高緯度側 (2408 地点) の水温が低緯度

側 (2407 地点) に比べて相対的に高くなることで特徴づけられる (図 3 c). 日本海東部においてアルケノン水温 (U^k_{37} -水温) が南北で逆転する時期の出現周期や U^k_{37} -水温南北逆転の程度は、海水準変動と密接に関係する (図 3 c, d). 即ち、比較的高い海水準 (> -60 m) が推定されている間氷期にはおよそ 1 万年周期での振幅の大きな変動が明瞭に現れるのに対し (mode A), 海水準が -80 m ~ -60 m と推定されている氷期の U^k_{37} -水温には南北差が殆どなく、数千年程度の短い周期で 2°C 程度の南北逆転が現れる (mode B). また最も海水準が低下した (< -80 m) 氷期極相期の日本海は、常に高緯度側の U^k_{37} -水温が低緯度側よりも高くなることで特徴付けられる (mode C). mode A において U^k_{37} -水温が南北で逆転する時期には、南北 2 地点で共に有機炭素含有量やアルケノン含有量の高い暗色層が堆積し、日本海内での生物生産の増加が示唆されることから、対馬暖流流入量の増加によって東シナ海から日本海への栄養塩供給が増加し、生物生産が活発になったと考えられる。またそれらの時期には南北 2 地点でアルケノン水温が上昇することから、TWC 水温の上昇が示唆される。mode B において U^k_{37} -水温が南北で逆転する時期でもまた、mode A と同じように南北 2 地点での暗色層の堆積と 2408 地点での水温上昇が認められる。しかし、表層水温の南北差は mode A の $1/3$ 程度と小さい。間氷期—氷期間で見られる表層水温南北差の振幅変化 (mode A から mode B への変化) は、80 ka 頃から始まる日本海表層水の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) の緩やかな低下、および間氷期に検出されなかった $\text{C}_{34:2\text{EE}}$ が再び検出され始める時期 (およそ 72 ka) とほぼ一致する (図 3 e, f). この結果は、表層水温南北逆転の程度の減少が表層水の低塩分化と同じ要因に起因する可能性を示唆する。日本海表層水の塩分は対馬暖流による供給と日本海周辺から流れ込む淡水による希釈のバランスで決まることから、海水準の低下に伴う対馬海峡断面積の減少によって日本海表層水の低塩分化が起こったと予想される。同様に、海水準の低下に伴う東シナ海の浅海化および対馬海峡断面積の減少に伴う東シナ海から日本海への海水輸送の減少によって東シナ海へ流入する黒潮分岐流が減少し、FBTWC と対馬暖流第二分岐流 (SBTWC) の水温差が減少して、氷期の日本海表層水温南北差が間氷期に比べて小さくなった可能性が考えられる。氷期極相期 (mode C) の日本海において、常に高緯度側 (2408 地点) の U^k_{37} -水温が低緯度側 (2407 地点) よりも高くなる原因として、二つの可能性が考えられる。一つは、海水準が低下したことで FBTWC の流路が現在よりも 2408 地点に近づいた結果、2408 地点の U^k_{37} -水温が 2407 地点よりも高くなった可能性である。もう一つは、この時期のアルケノン類が南北 2 地点で共に春のブルームで生合成された可能性である。現在、日本海の春のブルームは、冬季モンスーンの季節風が吹き出す日本海北西海域から遠いほど早く始まり、南北でおよそ 1 ヶ月の時間差が生じる。こうしたブルームの時間差によって 2408 地点付近の水温は 2407 地点よりも $\sim 2.7^\circ\text{C}$ 高くなる。以上のように、氷期極相期を除く時期の日本海東部における表層水温の南北逆転は、日本海表層水温の上昇と表層生産の増加を伴い、それらの時期に対馬暖流の水温上昇と対馬暖流流入量の増加が示唆される。また対馬暖流の水温上昇は対馬暖流の供給源である黒潮やその源である西部赤道太平洋域、あるいは台湾—対馬暖流やその源である南シナ海の水温上昇を示唆している可能性がある。

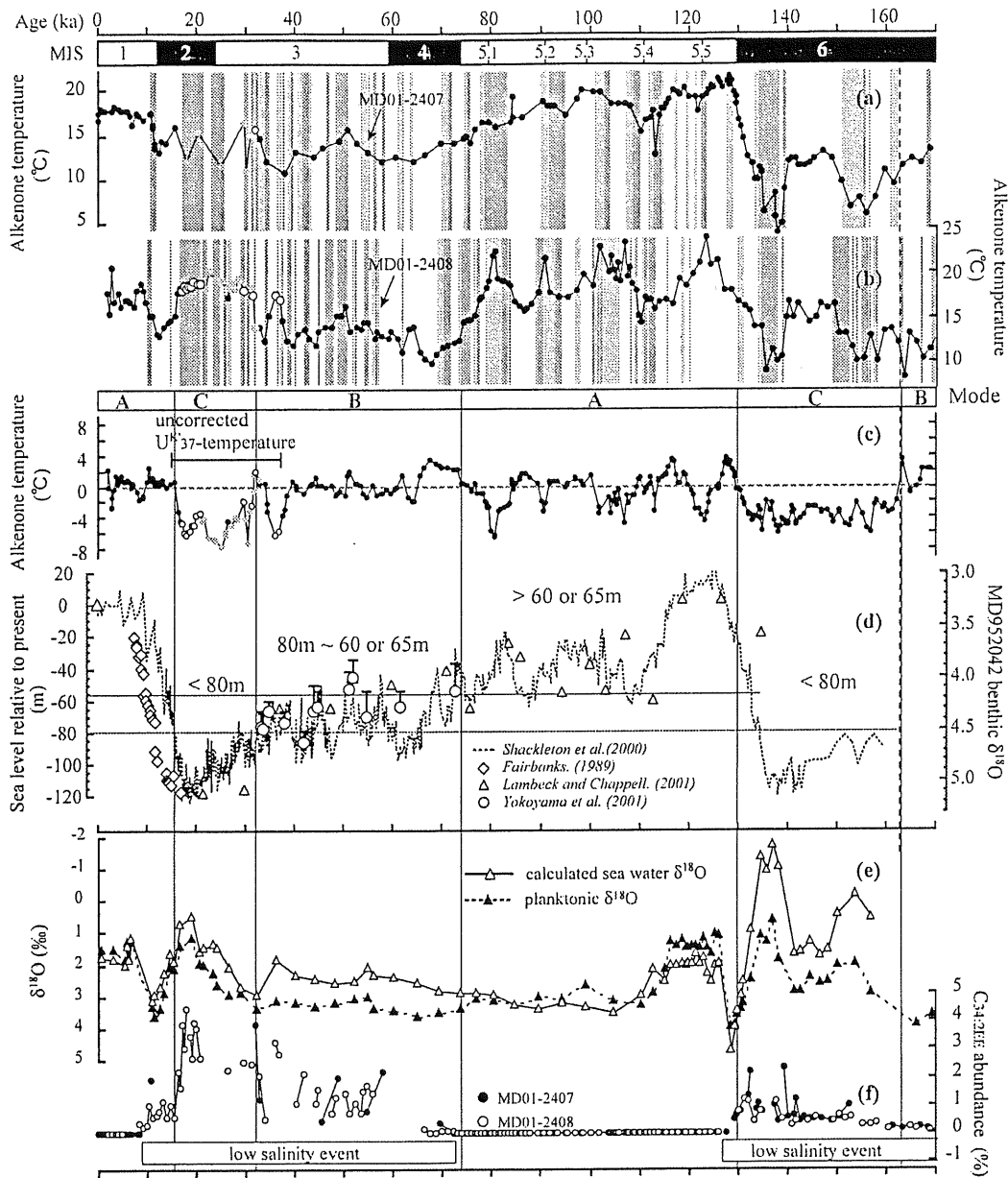


図3 日本海のアルケノン水温変動と汎世界的海水準変動の比較。

(a) は低緯度側に位置する 2407 地点のアルケノン水温変動, (b) は高緯度側に位置する 2408 地点のアルケノン水温変動, (c) は 2407 地点のアルケノン水温から 2408 地点のアルケノン水温を引いて求められたアルケノン水温の南北差, (d) は汎世界的海水準変動曲線 (Fairbanks 1989; Shackleton et al., 2000; Lambeck and Chappell 2001; Yokoyama et al., 2001; Chappell 2002), (e) は 2407 コアから復元された浮遊性有孔虫酸素同位体比 (Minami 2003MS) および 2407 コアの浮遊性有孔虫酸素同位体比とアルケノン水温から推定された日本海表層水の酸素同位体比変動, (f) は日本海堆積物中から本研究によって初めて検出された低炭素数アルケノエイト $C_{34:2EE}$ の相対含有量変動を示している。