北西部北太平洋海底堆積物に記録された表層および 中・深層循環の 1,000 年スケール変動

原田尚美^{*1, a}・木元克典^{*1}・岡崎裕典^{*1}・長島佳菜^{*1}・
Axel Timmermann^{*2}・阿部彩子^{*3, 4}

日本を含めた東アジアの気候変動に影響を及ぼすオホーツク海、ベーリング海、日本海などの縁辺海を含む北西部北太平洋域において海底堆積物を採取し、そこに記録された大気循環、表層環境から中・深層まで、急激に生じた海洋環境変化を代替指標（プロキシー）を用いて復元した。

日本列島東方海域 (38~45°N, 163~170°E) の海底堆積物に記録された表層水温 (SST) 変動から、完新世と最終氷期における亜寒帯前線帯の位置を比較した。その結果、緯度方向の SST 勾配から推測される亜寒帯前線帯は、最終氷期最寒期 (LGM) には現在よりも緯度で数度程度南下していたことが示唆された。前線帯の南北移動については、偏西風ジェット軸の南北移動と密接に関連している可能性がある。さらに、オホーツク海および日本海堆積物の記録によると、SST や偏西風ジェット軸は、氷期-間氷期スケールよりもさらに短い周期のダンスガード-オシュガーサイクルとほぼ同期して変動していることがわかった。大西洋と太平洋間の気候変動伝播メカニズムとして、偏西風（惑星波）などの中・高緯度の気候経路による伝播の可能性が示唆される。

一方、下北沖周辺の北西部北太平洋における約 980~1,300 m 深の堆積物の記録によると、融氷期の Heinrich イベント 1 寒冷期 (H1: 17.5~14.6 ka) における中層水循環年齢は、現在よりも 600~700 年ほど若く、中・深層の対流が活発になっていたと報告されている。以上の海底堆積物に記録されたプロキシーの記録から、(1) 北太平洋中高緯度域の海洋表層環境は、偏西風軸の南北移動の影響を大きく受けていること、(2) 大西洋高緯度域と太平洋中高緯度域気候変動の同位相性を説明するには、偏西風などの中・高緯度大気循環を介した伝播機構が重要であること、さらに (3) 融氷期に代表される 1,000 年スケールの気候変動に連動して、海洋表層環境の変動から中・深層循環へと変化が随所に現れている様子が明らかとなってきた。このような中・深層循環を変化させる要因を明らかにするために、3 種類の古気候モデルを用いて北大西洋高緯度域で強制的に大量淡水供給を起こす「water hosing 実験」によって H1 を再現し、プロキシーの結果から推測される伝播メカニズムの検証を行った。その結果、H1 では太平洋表層環境が寒冷化し、中・深層における対流が活発化することがモデルによっても再現され、メカニズムの解明にはプロキシーとモデルの連携研究が重要であることが明らかとなった。

キーワード：北西部北太平洋、オホーツク海、ベーリング海、日本海、1,000 年スケール気候変動、偏西風、表層水温、表層塩分、北太平洋中層水

I. はじめに

将来の地球環境の変化を推測するために、過去に遡っ

た気候変動メカニズムの解明が不可欠であることは国際的にも認識されている（例えば、国際地球圏・生物圏

計画 International Geosphere-Biosphere Programme :

2009 年 1 月 20 日受付。2009 年 4 月 15 日受理。日本第四紀学会 2008 年大会シンポジウムにおいて講演。

*1 海洋研究開発機構地球環境変動領域物質循環研究プログラム 〒237-0061 横須賀市夏島町 2-15。

*2 International Pacific Research Center, the School of Ocean and Earth Science and Technology, University of Hawaii. 1680 East-West Road, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii 96822.

*3 東京大学気候システム研究センター 〒277-8568 柏市柏の葉 5-1-5 総合研究棟。

*4 海洋研究開発機構地球環境変動領域地球温暖化予測研究プログラム 〒236-0001 横浜市金沢区昭和町 3173-25。

*a Corresponding author : haradan@jamstec.go.jp

IGBP, —Past Global changeS: PAGES). 2007年に発行された気候変動に関する政府間パネル(Intergovernmental Panel of Climate Change: IPCC)第四次評価報告書でも、初めて独立した章立てで「古気候」の研究成果が紹介されている。特に、過去の気候変動と炭素循環の因果関係の解明は、現在起きている二酸化炭素濃度上昇の気候変動へのフィードバックを推察する上で貴重な示唆を与えうることから、気候変動メカニズム解明に向けた古気候研究分野の貢献が大きく期待されている。

われわれは、その原因や伝播メカニズムがよくわかっていない気候変動の中で、ダンスガード-オシュガーサイクル(D-O サイクル: グリーンランド氷床コアの酸素同位体比の記録から初めて報告された最終氷期に生じていた1,000年スケールの周期を持った気候変動, Grootes and Stuiver, 1997)に注目している。その理由の1つ目は、おもに北半球で検出されているこの1,000年スケール気候変動が融氷期にも見られ、その原因や大西洋-太平洋間の伝播メカニズムおよび海洋表層から中・深層循環への伝播などについて、未解明な点が非常に多いことにある。2つ目は、1.47万年前の寒冷気候(Heinrich event 1: H1)から温暖気候(Bølling/Ållerød: B/Å)へ移行する際の気温上昇は、数十年程度で生じていたことがわかっているが、同じ時期に水素同位体比に記録された乾湿変動は、わずか1~3年で移行する(Steffensen *et al.*, 2008)ことにある。このように、1万数千年前の地質時代といえども温暖化への移行は、年~数十年単位の気候学的事象によって起きていることが明らかになってきており、この事象は現代気象学・海洋学で考えられるメカニズムによって説明できなければならないと言える。したがって、急激な温暖化を伴う1,000年スケール気候変動の解明は、将来の地球気候変動の伝播メカニズムを推察する上で重要な示唆を与える。

本報告では、北西部北太平洋およびその縁辺海に焦点をあて、海底堆積物の記録にもとづき、(1)最終氷期最寒期(Last Glacial Maximum: LGM, 1.9~2.3万年前)から完新世における極前線から黒潮分岐前線までの前線帯域の南北移動、(2)オホーツク海における1,000年スケールの表層水温・塩分変動、(3)オホーツク海の表層水の密度変化によって引き起こされる北西部北太平洋の中・深層循環速度変動について述べる。また、(4)古気候モデルとプロキシーとの連携によって、このような中・深層循環が変化した要因として考えられる解釈について述べる。

II. 北西部北太平洋における表層環境変動

黒潮-親潮遷移域やオホーツク海、ベーリング海などの縁辺海を含む北太平洋中・高緯度帯は、太平洋十年規模気候変動とそれに応答する生態系変動が確認されていることから、現代海洋における気候変動解明の鍵を握る海域の一つである(Yasuda, 2003)。例えば、暖かいカムチャッカ海流の下に存在する中・深層の水塊は過去10年ほどで昇温してきているが、一方で、親潮やオホーツク海表層水は冷却・淡水化の傾向にあることがわかってきた(Rogachev, 2000)。また、この海域の特筆すべき特徴は、東西方向に存在する前線帯の存在であり、天皇海山列の西側で強い水温勾配を示す(Roden *et al.*, 1982)。前線帯の存在による亜寒帯域と亜熱帯域の分断は、同じ植物プランクトン種であっても遺伝的に大きな隔たりが存在するなど、生態系においても明瞭であることがわかっている(萩野恭子私信)。また、日本を含む東アジア大陸の気候に影響を及ぼす大気循環変動は、前線帯位置の南北方向の移動を含めて、この海域の海洋表層環境に影響を及ぼしてきたと考えられる。この地域の大気循環と前線帯が地質学的時代の中でどう変化してきたのかについて、おもに日本沿岸および近海を中心に親潮-黒潮のメインストリームの南北移動について微化石の群集組成変動や水温指標性有機化合物(長鎖不飽和アルキルケトン: アルケノン)を用いた詳細な研究がなされてきた(例えば, Chinzei *et al.*, 1987; Sawada and Handa, 1998)。鹿島沖(36°N, 141°E)では、浮遊性有孔虫群集から推測される親潮-黒潮の南北移動が、過去14.4万年間の氷期-間氷期の最盛期の間で緯度にして最大11~12度にまで達したという報告もある(新村ほか, 2006)。

外洋における前線帯については、日本近海に比べて研究例が少ないため、完全に明らかになっているとは言えないが、北西部北太平洋中高緯度域の外洋域における前線帯がLGM以降どのように変動したのか、極前線から黒潮分岐前線帯(35~45°N, 165~170°E)までの範囲において、外洋域の亜寒帯前線帯域の南北移動について研究例(Harada *et al.*, 2004)を紹介する。試料は、緯度方向に3地点(高緯度側からSt. 8s, St. 5, St. 6)で採取された海底堆積物である(図1)。ここで、この海域における現在の亜寒帯前線、亜寒帯境界、黒潮分岐前線の分布を示す(図2-a)。各前線帯の定義は、亜寒帯前線については4°C等温線が水深100mに存在する海域の南限(Favorite *et al.*, 1976)、または亜表層に存在する水温極小層(中冷水)の南限(Belkin *et al.*, 2002)とされ、亜寒

帯境界は亜寒帯前線より南側に位置し、表層付近の塩分 34 psu の前線として定義される。また、亜寒帯前線と亜寒帯境界の間は遷移域と呼ばれる (Favorite *et al.*, 1976)。

黒潮分岐前線は、6~8°C の等温線が水深 300 m に存在する水塊の北限 (Mizuno and White, 1983) であり、170°E より東側において黒潮分岐前線はほぼ亜寒帯境界と重な

図 1 海底堆積物採取海域図

白丸：採取地点，矢印：この海域の平均的な表層海流を示したもの，伊豆半島沖の点線：黒潮の蛇行ルート，黒潮統流域における南北方向の矢印：現在の黒潮統流の流路範囲。Taguchi *et al.* (2007) から引用。

図 2 北西部北太平洋における亜寒帯前線帯の位置

(a) 現在の位置。(b) アルケノソ SST によって復元された最終氷期 2~3 万年前の亜寒帯前線帯の推定位置。Harada *et al.* (2004) から引用。

る。170°Eより西側も、この定義づけの水塊の存在が確認できなくなる海域までが前線帯の範囲であるが、天皇海山列より西側では上記で定義づけされる水塊の存在が不明瞭となる。なお、アルケノンは水深10~20 mにおもに生息するハプト藻の一種 *Emiliana huxleyi* および *Gephyrocapsa oceanica* によって合成され、北西部北太平洋のおもな生産時期は6~8月であり (Harada *et al.*, 2006a), この時期の海洋表層水温 (sea surface temperature: SST) を反映することがわかっている。

海底堆積物に含まれるアルケノンを用いて各地点におけるSSTの復元結果を示す (図3)。完新世におけるSt. 8sとSt. 5のSST差 (Δ SST) は、St. 5とSt. 6の Δ SSTより大きい。このことから、ばらつきはあるものの完新世を通じてSt. 8sの海域は、ほぼ現在の亜寒帯前線付近と一致し、St. 5および6のいずれの海域も、完新世を通じて現在とほぼ同様に黒潮分岐前線以南の水塊によって覆われていたと言える。一方、LGMを含む2~3万年前の水期におけるSST平均値は、St. 8sで7.5°C, St. 5で9.6°C, St. 6で12.5°Cと、すべての地点で現在のSSTより低下していた。さらに、2~3万年前におけるSt. 8sとSt. 5の Δ SSTは、完新世のそれに比して小さく、St. 5のSSTは現在のSt. 8sに匹敵するか、それより1°C程度低くなっていた (図3)。以上の結果から、2~3万年前には、亜寒帯前線および黒潮分岐前線は現在の位置よりも南下し、亜寒帯前線についてはSt. 5の位置か、あるいはそれよりも緯度にして約5度程度南下していたと考えられる (図2-b)。

亜寒帯前線の南下に伴って、黒潮分岐前線も2~3万年前には南下していたのではないかと予想されるが、Harada *et al.* (2004) の研究ではどこまで南下していたのかははっきりとはわからない。仮に、現在の黒潮分岐前線の年々変動範囲の最南の位置まで南下していたとすると、亜寒帯前線帯と黒潮分岐前線間の位置関係は図3のように示される。St. 5のSSTは、2~3万年前においてSt. 8sのSSTに近くなり、2万年前を境に完新世へと時代が進むにつれて、St. 6のSSTに近くなる。このことは、水期に活発であった極域循環が相対的に弱まり、中・低緯度循環の勢力が増してくるのがおよそ2万年前であること (Mayewski *et al.*, 1997) とタイミングがほぼ合っており、St. 5は極域と中緯度域両者の大気循環の盛衰をよく反映した海域であると言える。古気候モデル (NCAR-CCSM) からは、最終水期には北太平洋の各前線の間隔が現在よりも圧縮され、水温勾配がきつくなるよう復元されており、中央太平洋上でのハドレーセル

図3 亜寒帯前線帯域にて採取された海底堆積物 (St. 5, St. 6, St. 8s) に記録された過去4万年にわたるアルケノン SST 変動

灰色の帯は日本海洋データセンター (Japan Oceanographic Data Center, <http://www.jodc.go.jp/>) および World Ocean Atlas, 2001 (Conkright *et al.*, 2002) から抜粋した海底堆積物採取点のアルケノンがおもに合成される6~8月のSST範囲。St. 8sの横棒は分析誤差範囲。Harada *et al.* (2004) から引用。

の強まりがそのメカニズムの一つとして考えられている (Shin *et al.*, 2003)。

III. 大気循環と北太平洋縁辺海における表層環境変動

日本海堆積物 MD01-2407 (図1) に記録された風成塵中の石英粒子の電子スピン共鳴の結果から、起源域 (おもにタクラマカン砂漠かゴビ砂漠) の変動を復元することによって、II章で触れた表層環境への大気循環の影響について考察が可能である (Nagashima *et al.*, 2007a)。風成塵中の石英粒子の起源域は、オービタルスケールで変化する日射量変動と連動して変化し、1万年前の完新世初期にはタクラマカン砂漠起源の風成塵が相対的に増え、2万年前の最終水期にはゴビ砂漠起源の風成塵が相対的に増加する。さらにNagashima *et al.* (2007a) では、風成塵起源域の変動の原因を偏西風ジェット軸の位置の南北移動と解釈し、1万年前にタクラマカン砂漠起源粒

図 4 1 万年前および 2 万年前における偏西風軸が卓越する推定位置

子が相対的に増加した理由は、偏西風ジェット軸がチベット高原の北側に卓越したためであり、同様に、2 万年前にゴビ砂漠起源粒子が増加した理由は、冬季の北西季節風の強化とともに偏西風ジェット軸がチベット高原の南側に卓越したためとしている(図 4)。LGM における 5 種類の大気-海洋結合モデル(MIROC, CCSM, FGOALS, HADCM, IPSL)のシミュレーション結果からは、最終氷期の東アジア大陸から北西部北太平洋上空の大気循環は、偏西風ジェット軸の南下に加えてアリューシャン低気圧も強まっていたと報告されており(Yanase and Abe-Ouchi, 2007)、偏西風ジェット軸の南北移動に加え、アリューシャン低気圧の強化も北太平洋前線帯の南下に影響を及ぼしている可能性がある。

堆積物に記録された風成塵起源域の変動から推察される偏西風ジェット軸の位置や、バイオマーカーによって復元された亜寒帯域 SST の変動は、氷期-間氷期といった時間スケールのみに連動したものではない。図 5 に過去 3~6 万年にわたるオホーツク海堆積物に記録されたアルケノン SST の変動(Harada *et al.*, 2006b)と、日本海堆積物に記録された風成塵起源域の変動から推察される偏西風ジェット軸の南北移動の変動(Nagashima *et al.*, 2007b)を、グリーンランドの氷床コアに記録された酸素同位体比(Groote and Stuiver, 1997)とともに示した。なお 1 点の値は、アルケノン SST については約 40 年の平均値、風成塵の電子スピン共鳴については約 100 年の平均値の復元結果である。ここで、オホーツク海におけるアルケノン生産の時期は 9~11 月に多く

(Seki *et al.*, 2007)、夏から秋の SST を示す。堆積物の記録は、オホーツク海のアルケノン SST および偏西風ジェット軸の南北移動が D-O サイクルにはほぼ同期して変動し、D-O サイクルの亜間氷期には、オホーツク海の SST が暖かくなり、偏西風ジェット軸の位置がチベット高原の北側に卓越していた(図 5)。Harada *et al.* (2008) によると、オホーツク海の表層水の塩分(sea surface salinity: SSS)も D-O サイクルに連動して変動し、亜間氷期には比較的低塩化すると報告されている。このようなオホーツク海における亜間氷期の夏から秋の SST および SSS の結果は、中国南京の鍾乳石に記録された降水量(夏のアジアモンスーンの強さ)が亜間氷期に増加していた(Wang *et al.*, 2001) ことと調和的である。おそらく、亜間氷期においては、偏西風ジェット軸がチベット高原の北側に卓越するとともに、夏のアジアモンスーンの勢力が日本周辺を含む東アジア地域で強まり、亜氷期には、偏西風ジェット軸の位置がチベット高原の南側に卓越し、同時に夏のアジアモンスーンも弱まって寒冷乾燥気候が卓越したと推測される。

D-O サイクルの太平洋側への伝播は、日本海堆積物の明-暗層の記録(Tada *et al.*, 1999)や東シナ海における SST および SSS の記録(Ijiri *et al.*, 2005)、南シナ海におけるモンスーンの記録(Wang *et al.*, 1999) などから中・低緯度においては既に報告されているが、オホーツク海の緯度帯にまで SST や SSS として伝播されていることが明白となった(Harada *et al.*, 2006b, 2008)。また、大西洋-太平洋間における D-O サイクルに代表さ

図5 オホーツク海アルケノン SST と日本海風成塵およびグリーンランド氷床コアの酸素同位体比記録
 (a) オホーツク海堆積物 (MD01-2412) に記録された過去3～6.5万年前のアルケノン SST 変動. Harada *et al.* (2006b) から引用. (b) 日本海堆積物 (MD01-2407) に記録された過去3～6万年前の石英の電子スピン信号強度変動. Nagashima *et al.* (2007b) から引用. “Spin unit” とは乾燥石英 1g あたりの回転数 (1.3×10^{15} spins) に相当する. Toyoda and Naruse (2002) から引用. (c) グリーンランド氷床コア (GISP2) に記録された過去3～6万年前の酸素安定同位体比変動. Grootes and Stuiver (1997) から引用. ハッチは D-O サイクルの亜氷期を示す. 図の下部の数値は亜氷期と Heinrich イベント.

れる 1,000 年スケール気候変動の伝播メカニズムとして、大気循環が重要というアイディアも上記の既報論文などで提案されていたものの、その確たる証拠は提示されていない。したがって、図5に示した日本海堆積物に記録された風成塵のプロキシデータの結果は、D-O サイクル伝播メカニズムとして中・高緯度帯の偏西風ジェット（ロスビー波）などの大気循環振動が重要な役割を担うことについて、証拠を伴って提示した太平洋側における最初の研究と言える。今後、D-O サイクル伝播メカニズム仮説の検証には古気候モデルとの連携が不可欠である。

IV. 海洋中・深度層の 1,000 年スケール気候変動への応答

SSS の変動は、地球規模の海洋循環のみならず、一部地域や海盆規模の循環にも影響を及ぼす。例えば、オホーツク海における SSS 変動は、北東部における高密度水 (Dense Shelf Water : DSW) (Martin *et al.*, 1998) の形成量に影響を及ぼす。高密度水はオホーツク中層水 (Okhotsk Sea Intermediate Water : OSIW) の起源水塊として重要であり、OSIW はさらに北太平洋中層水 (North Pacific Intermediate Water : NPIW) の起源として重要な水塊である (Talley and Nagata, 1995)。高密度水の形成はまた、海水形成量変動の影響も受ける。D-O サイクル変動に伴うオホーツク海の SST や SSS の変動は、海水形成量にも 1,000 年スケール変動をもたらし、DSW 形成量、OSIW の循環、最終的には NPIW 循環速度も 1,000 年スケールの気候変動に応答していた可

能性がある。

オホーツク海で実施されたセジメントトラップ実験の結果から、海水が融水する季節に表層から中層の水塊の濁度が高まるとともに、陸起源砕屑物 (Ice-rafted debris: IRD) の沈降量が増加することがわかっている (Sakamoto *et al.*, 2005)。この結果を説明するために、北西部の沿岸域や陸棚域で海水が形成する際に陸起源懸濁粒子を取り込んだり、海水が南下する際にサハリンの海岸にぶつかりながら砕屑物を海水に取り込む機構が考えられており、オホーツク海堆積物に含まれる IRD は、過去における海水形成や被覆域を把握するプロキシとして利用されている (Sakamoto *et al.*, 2005)。Sakamoto *et al.* (2006) によると、オホーツク海の亜間氷期には IRD が少なく、亜氷期には IRD が増加していた。このことから、亜間氷期には海水形成が弱まり、亜氷期に活発化したことが示唆される。海水形成量の D-O サイクルに連動した応答は、融氷期における 1,000 年スケールの温暖—寒冷気候変動においても同様に見られた (Sakamoto *et al.*, 2006)。冬場の海水形成量は秋の SST と密接に関連しており、SST が高いと不活発、低いと活発に形成することがわかっている (Ogi *et al.*, 2001)。IRD のフラックスから推察された D-O サイクルおよび融氷期の 1,000 年スケール気候変動に連動した海水形成量の変動は、アルケノンから復元された秋の SST 変動と調和的であることから、現在のオホーツク海における秋の SST と海水形成活動の関係が、最終氷期や融氷期においても成り立っていたのではないかと推測される。

では、中・深層の循環はどのようになっていたのでしょうか？ NPIW の現在の源流域であるオホーツク海において、知床沖 (MD01-2412 と PC04, 水深 1,215 m, 本研究) およびクリル海盆 (水深 995~1,980 m) で採取された堆積物 (Nesmeyanov GGC-15, GGC-18, GGC-20, GGC-27, B34-9: Keigwin, 2002) と、下流域である北西部北太平洋の水深 984~1,336 m (CH84-14: Duplessy *et al.*, 1989, PC4/PC5: Ahagon *et al.*, 2003, GH02-1030: Sagawa and Ikehara, 2008) にて採取された堆積物 (図 1) の記録から、融氷期における海底直上水の循環速度変動の比較を行った (図 6)。なお、現在のオホーツク海海南西部の水深 1,200 m 付近の水塊は、おもにクリル諸島の海峡 (最も深く幅が広いブッソル海峡が中・深層におけるおもな水塊交換の場) にて太平洋深層から移流した水塊でもおもに構成され (Rostov *et al.*, 2003)、北西部北太平洋の水塊は現在の太平洋深層水の上層部に相当する。図 6 に、融氷期の H1 寒冷期 (約 1.7~1.46 万年前)、B/Å

図 6 オホーツク海、下北沖海底堆積物の浮遊性有孔虫および底生有孔虫 ^{14}C 年代差として記録された LGM, 融氷期 (H1, B/Å および YD) および完新世における中・深層循環年齢

オホーツク海の図で、菱形は本研究のデータ、黒丸は Keigwin (2002) のデータを引用。下北沖の図で、菱形は Sagawa and Ikehara (2008)、白抜き三角は Ahagon *et al.* (2003)、白抜き丸は Duplessy *et al.* (1989) のデータを引用。

温暖期 (約 1.46~1.29 万年前) および Younger Dryas (YD) 寒冷期 (約 1.25~1.15 万年前) における中・深層の循環年代を示す。循環年代を推定するために ^{14}C 年代を用いた。堆積物の同じ層準に存在する浮遊性有孔虫と底生有孔虫の ^{14}C 濃度を年代ごとに異なる大気中生成 ^{14}C 濃度で補正をした後 (Adkins and Boyle, 1997)、浮遊性—底生の ^{14}C 年代差を見積もる。この ^{14}C 年代差は海洋表層と海底直上との年代差で、この差が小さいほど対流が活発に起きていることを意味し、大きいほど不活発であることを意味する。なお、上記の各論文間のデータを一つの図にまとめるにあたり、リザーバー年代などを含めて同じ変換式を用いて算出した暦年代に基づく年代モデルと比較する必要がある。そのため、オホーツク

図7 オホーツク海、ベーリング海海底堆積物に記録された過去2万年にわたる炭酸カルシウム含有量変動、ならびに下北沖海底堆積物の底生有孔虫 Mg/Ca モル比に記録された海底直上水の水温変動
 なお、Mg/Ca グラフの誤差は Mg/Ca のモル比の数値として表す。

海試料に用いた年代モデルに合わせて、Duplessy *et al.* (1989), Ahagon *et al.* (2003) および Sagawa and Ikehara (2008) の ^{14}C データから暦年代を再計算して、図6を作成している。その結果、北西部北太平洋における循環年代は、B/Å 温暖期には現在より大きく、H1 および YD 寒冷期には小さくなり、融氷期の1,000年スケール温暖-寒冷気候変動にตอบสนองして変動していた(図6)。この結果は、中・深層の循環速度がH1 および YD に現在よりも速くなり、B/Å に遅くなっていたことを示唆する。ただし、完新世やLGMにおいても現在に匹敵するか、やや遅い循環年代を示す場合もあり、1つの温暖期および寒冷期の中でもダイナミックに変化していることがわかる。一方、オホーツク海堆積物では、有孔虫の炭酸カルシウム殻の保存が悪く、H1 および YD のデータが欠けているため、融氷期の1,000年スケール気候変動に連動する中層水の起源域における中・深層の循環変動については現時点では議論できない。ただし、B/Å および完新世の初期にはほぼ現在に匹敵する循環速度を示し、LGM では現在よりも循環速度が遅かったと示唆される。LGM のデータは北西部北太平洋域の結果と調和的であるが、中層水形成の上流域および下流域としての両者の関係性を詳しく議論するには、オホーツク海の

データセットを充実させる必要がある。

われわれはまた、Ahagon *et al.* (2003) と同じ下北沖堆積物PC4/5(図1)に記録された海底直上水(水深1,366 m)の水温を底生有孔虫殻(*Uvigerina* spp.)のMg/Caをプロキシーとして算出した。H1においては、LGMとほぼ同様の水温(1~2°C)で推移していたが、B/Å および YD 後の Pre Boreal (PB) 温暖期の中で3~3.5°Cまで上昇した時代があった(図7)。この結果は、十勝沖の1,200 m 深度における底層水温の値(Sagawa and Ikehara, 2008)にほぼ匹敵する水温であった。ただし、寒冷期に相当するH1に入る前の18.5 ka, H1 後期の15 ka, YD の12 kaにおいても、3~3.5°Cの比較的高い水温がパルス状に出現し、この高温パルスは8 ka および 6 ka 付近の完新世にも見られた。この原因については現在検討中であるが、三陸沖から下北沖は黒潮続流域から分離された暖水渦が頻繁に出現する海域であり、渦の規模は鉛直方向に1,000~2,000 m, 幅にして100~200 km にも及ぶことがわかっている(Itoh and Sugimoto, 2002)。したがって、北西部北太平洋海域特有の暖水イベントが海底直上においても検出されているのかもしれない。

一方、オホーツク海堆積物中炭酸カルシウム含有量は、H1に非常に低く(低い炭酸イオン濃度 $[\text{CO}_3^{2-}]$)、B/Å に

急激に高い値(高い炭酸イオン濃度)へと変化し、B/Å の後期は減少していた(図 7)。融氷期におけるこの炭酸カルシウム含有量変化の結果は、上記で述べた底層水温変化とも調和的であり、中・深層においては、循環速度、水塊温度ならびに炭酸塩補償深度(CCD)が 1,000 年スケール気候変動にตอบสนองして変動していた可能性がある。高い炭酸カルシウム含有量は PB にも見られ、これら B/Å および PB 温暖期に CCD が急激に深くなったことを示す。これと同様の結果は、ベーリング海中央部のパウワーリッジ堆積物(Okazaki *et al.*, 2005a, b)やその周辺堆積物からも得られている(Daniel Sigman 私信)。したがって、B/Å や PB における CCD の深層化は、オホーツク海、ベーリング海などの縁辺海を含む北太平洋亜寒帯広域に共通して見られることである。ただし、CCD の深層化が見られた時代の下北沖の PB の底層水温は、H1 期に匹敵する低温(〜1°C)であり、この点は B/Å と異なっていた。融氷期の温暖期における炭酸カルシウム含有量の増加は、Broecker and Peng (1987)によって提案された“炭酸塩補償仮説”(深層から大気への二酸化炭素放出に伴って深層水中の炭酸イオン濃度が上昇することで、海底における炭酸カルシウムの保存が促進される)によって説明が可能であろう。おそらく、太平洋深層水(Pacific Deep Water: PDW)中の炭酸イオン濃度を復元することができるならば、この仮説をサポートする結果が得られると考えられる。そこで、われわれは過去の炭酸イオン濃度を定量的に見積もるプロキシの開発を計画中である。

V. プロキシとモデルから見た 1,000 年スケール気候変動の伝播メカニズム

北西部北太平洋の海底堆積物に記録されたプロキシから推測される氷期―間氷期および 1,000 年スケールの気候変動にตอบสนองする古環境変動像をまとめると、(a) 大気循環、とりわけ偏西風ジェット軸の南北移動が北太平洋における亜寒帯前線帯の南北移動にも大きな影響を及ぼしていた、(b) 偏西風ジェット軸の蛇行に代表される大気循環を介した伝播メカニズムは、北大西洋と北太平洋の中・高緯度帯気候変動の同位相関係を説明するのに重要と考えられる、(c) 海洋表層環境(SST と SSS)のみならず、中・深層における環境(循環速度、水温、炭酸イオン濃度)も 1,000 年スケール気候変動にตอบสนองして変動していた可能性がある。下北沖堆積物の同層準に存在する浮遊性有孔虫と底生有孔虫の¹⁴C年代差から推定される中・深層の循環年代は、19 ka, H1, YD および 5.7

ka に現在より若く(速い循環速度)、20.5 ka, B/Å および 3.9 ka に古かった(遅い循環速度)。このことから、19 ka, H1, YD および 5.7 ka には中層水が活発に形成されており、20.5 ka, B/Å および 3.9 ka には形成が弱まっていたと考えられる。

上記で述べてきた結果に、栄養塩(底生有孔虫殻の $\delta^{13}\text{C}$: Matsumoto *et al.*, 2002 および Cd/Ca 比: 木元克典 未公表資料)、基礎生産量(生物源オパール: Narita *et al.*, 2002, および珪藻群集: Okazaki *et al.*, 2005b)、窒素同位体比(Brunelle *et al.*, 2007)、有機炭素(Ono *et al.*, 2005)、海水(Ice Rafted Debris: Sakamoto *et al.*, 2006)、海水下に生息する珪藻(Katsuki and Takahashi, 2005)および中・深層の酸素濃度変化(底生有孔虫の群集: Shibahara *et al.*, 2007)のプロキシの結果を加え、北太平洋高緯度域およびそのオホーツク海、ベーリング海などの縁辺海における LGM 以降の海洋環境の変化を図 8 のようにまとめた。(a) 現在(図 8-a)、北西部北太平洋高緯度域の水深 2,000 m には高い栄養塩濃度の水塊が存在し、表層での生産は世界的に見ても高い海域の一つとなっている。NPIW は中層(500~800 m)に分布し、オホーツク海がその主要な起源地となっている。また、オホーツク海起源の NPIW を含めた中・深層水塊は、鉄などの微量元素をはじめ、栄養塩を太平洋に供給する重要な役割も担っている(中塚 武私信)。(b) 20~21 ka (LGM) (図 8-e)には、成層が発達し、中・深層から表層への栄養塩供給が弱く、現在よりも生産性が低かった。下北沖(NPIW の下流域)において、中・深層の循環は現在より停滞し、中層水の形成があまり活発ではなかった。現在の高密度水が形成されるオホーツク海の北西部陸棚域が多年氷で覆われ、ポリニア形成の抑制により、大気と高塩分水が直接触れて過冷却されなくなったため、高密度水の形成量が減少し、その北太平洋への供給が減少したことが原因ではないかと考えられる。(c) 融氷期の B/Å (図 8-c)においては、ベーリング海およびオホーツク海において、急激な炭酸カルシウム含有量の増加が見られた。これは、北大西洋熱塩循環が再スタートしたことに端を発する北太平洋高緯度域の PDW (高栄養塩水塊)の湧昇によって生産性が高まったことが理由の一つと考えられる。H1 の時代に深層水循環が停滞していたため、B/Å に入ってから直後の PDW はおそらくまだ炭酸イオン濃度が高く、海底での炭酸塩の保存に効果的であったと考えられ、B/Å に入ってから直後に見られる高濃度の炭酸カルシウム含有量もこのことが原因の一つかもしれない。また、中・深層の循環は停滞し、酸素

図 8 時代ごとの北西部北太平洋高緯度域およびオホーツク海の中・深層における水塊や基礎生産の特質

楕円の大きさの変化は基礎生産の相対量変化を意味する。OMZ：酸素極小層 (Oxygen Minimum Zone)，GPDW：氷期における北太平洋深層水 (Glacial Pacific Deep Water)。

極小層は現在の水深 1,000 m よりも浅層および深層へとその深度範囲が拡大していた。一方、(d) 19 ka, H1 (図 8-d) および YD (図 8-b) には、表層から中層へ高酸素・低栄養塩水が沈み込んでいたため、表層は貧栄養塩環境であったと考えられる。この時期、オホーツク海の表層は低温高塩水塊で覆われ、海水形成およびポリニア形成が活発化し、高密度水の形成量も現在より多かったのではないかと推測される。この時代の中層水の起源水域としてオホーツク海に加え、ベーリング海など他の可

能性についても検討する必要があるだろう。

以上のように、各種プロキシの結果から考えられる D-O サイクルおよび融氷期の 1,000 年スケール気候変動に連動した SST および SSS、中・深層循環さらには炭酸系システム (炭素循環) の変動とは一体どのようなメカニズムによって伝播しているのか？メカニズムを明らかにするためには、モデルとの連携が欠かせない。ただし、現時点では、D-O サイクルおよび融氷期の 1,000 年スケール温暖—寒冷サイクルがなぜ起きるのか未解明

図 9 「water hosing 実験」によって計算された大西洋子午面循環の弱体化に応答する SST, SSS および溶存酸素濃度

(a) LGM コントロールと H1 間の SST 偏差 ($^{\circ}\text{C}$).

(b) LGM コントロールと H1 間の SSS 偏差 (psu).

(c) LGM コントロールと H1 間の溶存酸素濃度偏差 (ml/L).

SST, SSS および溶存酸素濃度いずれのカラーバーも赤系色は LGM よりも H1 の値が高く、青系色は LGM よりも H1 の値が低いことを意味する。

なため、古気候モデルによるその再現は非常に難しい。そこで、大陸氷床の崩壊が引き金となって引き起こされた、その原因がほぼ突き止められている Heinrich イベントに焦点をあて、H1 に特化して「H1 に北大西洋で起きた大陸氷床崩壊が、いかに北太平洋の中・深層循環を変化させたのか？」について、古気候モデルと連携してメカニズムを検討した。

古気候モデルの既存研究から提案される気候変化のメカニズムは以下のとおりである。(a) H1 に北大西洋高緯度域に大量に供給された淡水によって、大西洋子午面循環が停止し、低緯度から極域へ熱輸送を担う流れが弱まり、それが北大西洋高緯度域に寒冷化をもたらした。(b) 寒冷化は徐々に低緯度域へと拡大し、熱帯収束域 (Intertropical Convergence Zone : ITCZ) を南半球側へ南下させた (Timmermann *et al.*, 2007)。(c) ITCZ の南下が惑星波 (ロスビー波) を形成し、ロスビー波が中・低緯度の大気を経由して、北大西洋側から北太平洋高緯度へと伝播されて、アリューシャン低気圧を強化し、北太平洋表層環境が寒冷化した。この寒冷化は、北太平洋において海水形成を活発化し、アルベドフィードバックを強化するとともに、北大西洋地域から寒冷大気を太平洋側へ移流することによって増幅された。(d) 北大西洋の寒冷化は、同時に北大西洋から北太平洋への湿潤大気の輸送も減少させ、北太平洋では乾燥が進み、表層環境が高塩分化した。この北太平洋表層水の高塩分化が高密度水形成を促進し、中層水形成の活発化を促した可能性がある。

そこで、3つの古気候モデル (MIROC, CCSM2, LOVECLIM) を用いて、北大西洋高緯度域で強制的に大量淡水供給を起こす「water hosing 実験」によって H1 を再現し、上記仮説の検証を行った。その結果、プロキシのデータと同様に、北太平洋の北西部表層で寒冷化を起こした (図 9-a)。LOVECLIM モデルでは、表層水塩分が LGM より 1.75 psu 上昇し (図 9-b)、高濃度の溶存酸素水塊が表層から水深約 2,500 m まで、水平的にはアリューシャン海盆やアラスカ湾、さらには南太平洋の低緯度域 (~20°S) にまで分布する結果を生じた (図 9-c)。この結果は、北太平洋高緯度域における表層の高密度水塊が、深層への対流を促すトリガーとなり、北太平洋低緯度から南太平洋へと循環するセルを形成していたことを示唆する (Timmermann 未発表)。このように、モデルの結果は H1 に北太平洋中・深層水循環が活発化したというプロキシの結果と調和的であった。北太平洋高緯度域表層水の冷却の結果は、3つのモデルとも同様に

得られたが、部分的にデータとモデル間とで異なった結果も得られている。今後、これら相違点も含め、複数モデルとデータを総合した解釈を詳細に行う予定である。

VI. お わ り に

I 章から V 章まで述べて来た北太平洋の表層～中・深層までの古環境変動の議論に、今後加えるべき視点として、南極中層水 (Antarctic Intermediate Water : AAIW) と炭素循環の2つがある。Marchitto *et al.* (2007) は、カリフォルニア沖の中層水深度 (700 m) において採取された堆積物に含まれる底生有孔虫の ^{14}C 年代を測定した結果、H1 において中層水は非常に古い ^{14}C 年代を示したと報告している。この原因は、LGM が終了して融氷期に入り、南大洋高緯度域において表層を覆っていた海水面積が縮小し、南極底層水 (古い ^{14}C 年代をもつ水塊) が浅層へ湧昇し、表層で大気と触れた水塊が冷却により沈み込むが、低塩分のために AAIW に匹敵する中層の深度で、カリフォルニア沖まで拡大したためではないかと考えられている。もし、これが事実なら、H1 に突如として上昇した大気中二酸化炭素濃度の原因も、南大洋高緯度域における対流の活発化の可能性が高くなる。現在、AAIW は赤道付近まで、NPIW は 15~20°N 程度まで分布しているが、Marchitto *et al.* (2007) によって提案される H1 の AAIW が、現在よりもさらに北太平洋側へ分布域を拡大させていた (形成の活発化?) ことは、北太平洋高緯度域における中・深層水形成の活発化とどう結びつくのか? また、北太平洋高緯度域の 2,500 m 以深の水塊 (低酸素濃度、高栄養塩、高炭酸イオン濃度、古い ^{14}C 年代) の挙動はどうなっていたのか? などについて、さらに各プロキシのデータを蓄積し、モデルと連携しながら実態を明らかにしていく必要がある。

また、炭素循環変動の要因として海洋や陸上の生態系変動も重要と考えられる。炭素循環を組み込んだモデル (MRI-CGCM2) によると、YD を想定して北大西洋において「water hosing 実験」を実施した結果、H1 同様大気中二酸化炭素が増加した。これは、北大西洋の熱塩循環弱化による北半球の寒冷化によって引き起こされた陸上植生の衰退によって、二酸化炭素の吸収域が減少したためと考えられている (Obata, 2007)。熱塩循環に起因するものと、海および陸の生態活動に起因するものの三者の寄与率の変化を含めて検討する必要があるだろう。

謝辞 本報告は、2008 年 8 月 23 日に開催された第四紀学会シンポジウム「第四紀後期の気候変動と地球シス

テムの挙動—その原因とメカニズムの解明に向けて—」において発表した内容をまとめたものである。匿名の査読者からいただいた有益なご指摘、ご意見によって考察を深めることができた。心より厚くお礼を申し上げる。この研究は、独立行政法人海洋研究開発機構プロジェクト研究費「地球温暖化観測研究」ならびに海洋研究開発機構とハワイ大学の共同研究のサブテーマ Paleoclimate dynamics によって実施された成果である。

引用文献

- Ahagon, N., Ohkushi, K., Uchida, M. and Mishima, T. (2003) Mid-depth circulation in the northwest Pacific during the last deglaciation: Evidence from foraminiferal radiocarbon ages. *Geophysical Research Letter*, 30, 2097. doi : 10.1029/2003GL018287.
- Adkins, J.F. and Boyle, E.A. (1997) Changing atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ and the record of deep water paleoventilation ages. *Paleoceanography*, 12, 337–344.
- Belkin, I., Krishfield, R. and Honjo, S. (2002) Decadal variability of the North Pacific polar front: subsurface warming versus surface cooling. *Geophysical Research Letters*, 29, 1351. doi : 10.1029/2001GL013806.
- Broecker, W. and Peng, T.-H. (1987) The role of CaCO_3 compensation in the glacial to interglacial atmospheric CO_2 change. *Global Biogeochemical Cycles*, 1, 15–29.
- Brunelle, B.G., Sigman, D.M., Cook, M.S., Keigwin, L.D., Haug, G.H., Plessen, B., Schettler, G. and Jaccard, S.L. (2007) Evidence from diatom-bound nitrogen isotopes for subarctic Pacific stratification during the last ice age and a link to North Pacific denitrification changes. *Paleoceanography*, 22, PA1215, doi : 10.1029/2005PA001205.
- Chinzei, K., Fujioka, K., Kitamoto, H., Koizumi, I., Oba, T., Oda, M., Okada, H., Sakai, T. and Tanimura, Y. (1987) Postglacial environmental change of the Pacific Ocean off the coast of central Japan. *Marine Micropaleontology*, 11, 273–291.
- Conkright, M.E., Locarnini, R.A., Garcia, H.E., O'Brien, T.D., Boyer, T.P., Stephens, C. and Antonov, J.I. (2002) *World Ocean Atlas 2001: Objective analyses, data statistics, and figures* [CD-ROM]. 1–17, National Oceanography Data Center.
- Duplessy, J.-C., Arnold, M., Bard, E., Juillet-Leclerc, A., Kallel, N. and Labeyrie, L. (1989) AMS ^{14}C study of transient events and of the ventilation rate of the Pacific intermediate water during the last deglaciation. *Radiocarbon*, 31, 493–502.
- Favorite, F., Dodimead, A. J. and Nasu, K. (1976) Oceanography of the subarctic Pacific region, 1960–71. *International North Pacific Fisheries Commission Bulletin*, 33, 1–187.
- Grootes, P.M. and Stuiver, M. (1997) Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10^3 to 10^5 -year time resolution. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C12), 26455–26470.
- Harada, N., Ahagon, N. and Uchida, M. (2004) Northward and southward migrations of frontal zones during the past 40 kyr in the Kuroshio–Oyashio transition area. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5, doi : 10.1029/2004GC000740.
- Harada, N., Sato, M., Shiraishi, A. and Honda, M.C. (2006a) Characteristic of alkenone distributions in suspended and sinking particles in the northwestern North Pacific. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 2045–2062.
- Harada, N., Ahagon, N., Sakamoto, T., Uchida, M., Ikehara, M. and Shibata, Y. (2006b) Rapid fluctuation of alkenone temperature in the southwestern Okhotsk Sea during the past 120 kyr. *Global Planetary Change*, 53, 29–46.
- Harada, N., Sato, M. and Sakamoto, T. (2008) Freshwater impacts recorded in tetraunsaturated alkenones and alkenone–SSTs from the Okhotsk Sea across millennial-scale cycles. *Paleoceanography*, 23, PA3201, doi : 10.1029/2006PA001410.
- Ijiri, A., Wang, L., Oba, T., Kawahata, H., Huang, C.-Y. and Huang, C.-Y. (2005) Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 42,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219, 239–261.
- Itoh, S. and Sugimoto, T. (2002) Behavior of warm-core rings in a double-gyre wind-driven circulation model. *Journal of Oceanography*, 58, 651–660.
- Katsuki, K. and Takahashi, K. (2005) Diatoms as paleoenvironmental proxies for seasonal productivity, sea-ice and surface circulation in the Bering Sea during the Late Quaternary. *Deep-Sea Research II*,

- 52, 2110–2130, doi : 10.1016/j.jdsr.2005.07.001.
- Keigwin, L.D. (2002) Late Pleistocene–Holocene paleoceanography and ventilation of the Gulf of California. *Journal of Oceanography*, 58, 421–432.
- Marchitto, T.M., Lehman, S.J., Ortiz, J.D., Flückiger, J. and van Geen, A. (2007) Marine radiocarbon evidence for mechanism of deglacial atmospheric CO₂ rise. *Science*, 316, 1456, doi : 10.1126/science.1138679.
- Martin, S.R., Drucker, R. and Yamashita, K. (1998) The production of ice and dense shelf water in the Okhotsk Sea polynyas. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C12), 27771–27782.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W.B. and Prentice, M. (1997) Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C12), 26, 345–26, 366.
- Matsumoto, K., Oba, T., Lynch–Stieglitz, J. and Yamamoto, H. (2002) Interior hydrography and circulation of the glacial Pacific Ocean. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1693–1704.
- Mizuno, K. and White, W.B. (1983) Annual and interannual variability in the Kuroshio current system. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1848–1869.
- Nagashima, K., Tada, R., Matsui, H., Irino, T., Tani, A. and Toyoda, S. (2007a) Orbital- and millennial-scale variations in Asian dust transport path to the Japan Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247, 144–161.
- Nagashima, K., Tada, R., Tani, A., Sun, Y., Isozaki, Y. and Toyoda, S. (2007b) Evidence of millennial-scale oscillations of westerly jet axis and east Asian winter monsoon intensity from the Japan Sea sediment. Abstract of European Geosciences Union General Assembly, 9, ISSN : 1029-7006 [CD-ROM].
- Narita, H., Sato, M., Tsunogai, S., Murayama, M., Ikehara, M., Nakatsuka, T., Wakatsuchi, M., Harada, N. and Ujiie, Y. (2002) Biogenic opal indicating less productive northwestern North Pacific during the glacial ages. *Geophysical Research Letters*, 29, 1732, doi : 10.1029/2001GL014320.
- 新村 靖・入野智久・大場忠道 (2006) 浮遊性有孔虫群集からみた鹿島沖の過去 14.4 万年間の環境変動. 化石, 79, 4–17.
- Obata, A. (2007) Climate–carbon cycle model response to freshwater discharge into the North Atlantic. *Journal of Climate*, 20, 5962–5976, doi : 10.1175/2007JCLI1808.
- Ogi, M., Tachibana, Y., Nishio, F. and Danchenkov, M.A. (2001) Does the fresh water supply from the Amur river flowing into the Sea of Okhotsk affect sea ice formation? *Journal of Meteorological Society of Japan*, 79, 123–129.
- Okazaki, Y., Takahashi, K., Asahi, H., Katsuki, K., Hori, J., Yasuda, H., Sagawa, Y. and Tokuyama, H. (2005a) Productivity changes in the Bering Sea during the late Quaternary. *Deep-Sea Research*, II, 52, 2150–2162.
- Okazaki, Y., Takahashi, K., Katsuki, K., Ono, A., Hori, J., Sakamoto, T., Uchida, M., Shibata, Y., Ikehara, M. and Aoki, K. (2005b) Late Quaternary paleoceanographic changes in the southwestern part of the Okhotsk Sea : Based on analyses of geochemical, radiolarian, and diatom records. *Deep-Sea Research*, II, 52, 2332–2350.
- Ono, A., Takahashi, K., Katsuki, K., Okazaki, Y. and Sakamoto, T. (2005) The Dansgaard–Oeschger cycles discovered in the up stream source region of the North Pacific Intermediate Water formation. *Geophysical Research Letters*, 32, L11607, doi : 10.1029/2004GL022260.
- Roden, G.I., Taft, B.A. and Ebbesmeyer, C.C. (1982) Oceanographic aspects of the Emperor seamounts region. *Journal of Geophysical Research*, 87 (C12), 9537–9552.
- Rogachev, K.A. (2000) Recent variability in the Pacific western subarctic boundary currents and Sea of Okhotsk. *Progress in Oceanography*, 47, 299–336.
- Rostov, I.D., Yurasov, G.I., Rudyh, N.I., Moroz, V.V., Dmitrieva, E.V., Rostov, V.I., Nabiullin, A.A., Khrapchenkov, F.F. and Bunin, V.M. (2003) Oceanographic Atlas of the Bering Sea, Okhotsk Sea and Japan/East Sea. CD-ROM, vol. 2 (version1). V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS.
- Sagawa, T. and Ikehara, K. (2008) Intermediate water ventilation change in the subarctic northwest Pacific during the last deglaciation. *Geophysical Research*

- search Letters, 35, L2472, doi : 10.1029/2008GL035133.
- Sakamoto, T., Ikehara, M., Aoki, K., Iijima, K., Kimura, N., Nakatsuka, T. and Wakatsuchi, M. (2005) Ice-rafted debris (IRD)-based sea-ice expansion events during the past 100 kyrs in the Okhotsk Sea. *Deep-Sea Research*, II, 52, 2275-2301, doi : 10.1016/j.dsr.2.2005.08.007.
- Sakamoto, T., Iijima, K., Aoki, K., Harada, N., Uchida, M., Shibata, Y., Okazaki, H., Katsuki, K., Asahi, H., Takahashi, K. and Kawahata, H. (2006) Millennium-scale variations of sea-ice expansion and its relation to Okhotsk Sea intermediate water (OSIW) formation in the south-western part of the Sea of Okhotsk during 120 kyrs. Results from IMAGES core MD01-2412 analyses. *Global Planetary Change*, 53, 58-77. doi : 10.1016/j.gloplacha.2006.01.012.
- Sawada, K. and Handa, N. (1998) Variability of the path of the Kuroshio ocean current over the past 25,000 years. *Nature*, 392, 592-595.
- Seki, O., Nakatsuka, T.T., Kawamura, K., Saito, S. and Wakatsuchi, M. (2007) Time-series sediment trap record of alkenones from the western Sea of Okhotsk. *Marine Chemistry*, 104, 253-265, doi : 10.1016/j.marchem.2006.12.002.
- Shibahara, A., Ohkushi, K., Kennett, J.P. and Ikehara, K. (2007) Late Quaternary changes in intermediate water oxygenation and oxygen minimum zone, northern Japan : a benthic foraminiferal perspective. *Paleoceanography*, 22, PA3213, doi : 10.1029/2005PA001234.
- Shin, S.-I., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Brady, E., Kutzbach, J. and Harrison, S. (2003) A simulation of the Last Glacial Maximum climate using the NCAR-CCSM. *Climate Dynamics*, 20, 127-151.
- Steffensen, J.P., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S.J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Popp, T., Rasmussen, S.O., Röthlisberger, R., Ruth, U., Staffer, B., Siggaard-Andersen, M.-L., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Svensson, A. and White, J.W.C. (2008) High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science*, 321, 680. doi : 10.1126/science.1157707.
- Tada, R., Irino, T. and Koizumi, I. (1999) Land-ocean linkages over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea. *Paleoceanography*, 14, 236-247.
- Taguchi, B., Xie, S.-P., Schneider, N., Nonaka, M., Sasai, Y. and Sasaki, H. (2007) Decadal variability of the Kuroshio extension : Observations and an eddy-resolving model hindcast. *Journal of Climate*, 20, 2357-2377, doi : 10.1175/JCLI4142.1.
- Tally, L.D. and Nagata, Y. (eds.) (1995) The Okhotsk Sea and Oyashio region. 227 p, PICES Science Report, 2, Institute of Ocean Science, Sidney, Canada.
- Timmermann, A., Okumura, Y., An, S.-I., Clement, A., Dong, B., Guilyardi, E., Hu, A., Jungclaus, J. H., Renold, M., Stocker, T. F., Stouffer, R. J., Sutton, R., Xie, S.-P. and Yin, J. (2007) The influence of a weakening of the Atlantic meridional overturning circulation on ENSO. *Journal of Climate*, 20, 4899-4919, doi : 10.1175/JCLI4283.1.
- Toyoda, S. and Naruse, T. (2002) Eolian dust from the Asian deserts to the Japanese islands since the last glacial maximum : the basis for the ESR method. *Japan Geomorphology*, 23, 811-820.
- Wang, L., Sarinthein, M., Erlenkeuser, H., Grimalt, J., Grootes, P., Heiling, S., Ivanova, E., Kienast, M., Pelejero, C. and Pflaumann, U. (1999) East Asian monsoon climate during the late Pleistocene : high-resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology*, 156, 245-284.
- Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.C. and Dorale, J.A. (2001) A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294, 2345-2348.
- Yanase, W. and Abe-Ouchi, A. (2007) The LGM surface climate and atmospheric circulation over East Asia and the North Pacific in the PMIP2 coupled model simulations. *Climate of the Past*, 3, 439-451.
- Yasuda, I. (2003) Hydrographic structure and variability in the Kuroshio-Oyashio transition area. *Journal of Oceanography*, 59, 389-402.

Millennial time scale changes in surface to intermediate-deep layer circulation recorded in sediment cores from the northwestern North Pacific

Naomi Harada^{*1, a}, Katsunori Kimoto^{*1}, Yusuke Okazaki^{*1}, Kana Nagashima^{*1}, Axel Timmermann^{*2} and Ayako Abe-Ouchi^{*3, 4}

We have been focused on the high latitudes in the North Pacific Ocean and its marginal seas, which are sensitive to global climate changes and are a driver of regional climate changes in the East Asian region, including Japan. We are investigating and reconstructing changes in the westerly jet, surface water temperature, salinity, and intermediate-deep water ventilation over orbital and millennial time scales by using marine sediment cores. Our understanding of the paleo-environment of the western North Pacific as described by proxy records in marine sediments can be summarized as follows : (a) atmospheric circulation, in particular north and south migrations of the westerly jet axis, had a great impact on the subarctic Pacific sea surface environments ; (b) a mechanism propagated through atmospheric circulation is important for explaining the synchronization of climate changes between the subarctic Atlantic and the subarctic to mid-latitude Pacific ; and (c) changes not only in sea surface conditions (SST and SSS) but also in intermediate-deep layer conditions (ventilation rate and water temperature) and the carbon cy-

cle are occurring in response to climate changes across millennial time scales. It is notable that the ventilation age of the intermediate-deep layer in the northwestern North Pacific was younger during the Heinrich event 1 (H1) and Younger Dryas (YD) cold period and older during the B/Å warm period than in the present. In other words, ventilation at the intermediate-deep layer was more active during H1 and YD, and less active during the B/Å compared with the present.

Increased surface density during H1 may trigger deep convection in the high latitudes of the North Pacific. This hypothesis was tested using paleo climate models—so-called water-hosing experiments—that mimic a glacial meltwater pulse in the North Atlantic by prescribing anomalous freshwater fluxes. The model results were consistent with the proxy record, which indicates that the ventilation rate increased at intermediate depths in the northwestern North Pacific during H1. In the collaborative proxy-climate model intercomparison study, the propagation mechanisms of millennial-scale abrupt climate changes are discussed.

Keywords : northwestern North Pacific, Okhotsk Sea, Bering Sea, Japan Sea, millennial time scale climate changes, Westerly jet, sea surface temperature, sea surface salinity, North Pacific Intermediate Water

*1 Research Institute for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC). 2-15 Natsushima-cho, Yokosuka, 236-0071, Japan.

*2 International Pacific Research Center, the School of Ocean and Earth Science and Technology, University of Hawaii. 1680 East-West Road, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii 96822, USA.

*3 Center for Climate System Research, The University of Tokyo. 5-1-5 Kashiwanoha, Kashiwa, 277-8568, Japan.

*4 Research Institute for Global Change, JAMSTEC. 3173-25 Showa-machi, Kanazawa-ku, Yokohama, 236-0001, Japan.

*a Corresponding author : haradan@jamstec.go.jp