

北太平洋の豊かな生態系を生み出す機構

——凍る海・オホーツク海的重要性——

西岡 純*

1. はじめに

海洋の植物プランクトンは、海洋表層で光合成を行い有機物を作り出す一次生産者である。海洋生態系内では、植物プランクトンを動物プランクトンが食べ、それらをさらに高次の捕食者である魚が食べ、その魚を哺乳類が食べている。つまり、この海洋内の食物連鎖の底辺を支えているのが植物プランクトンなのである。

親潮域を含む北太平洋亜寒帯域の西部海域は、水産資源の宝庫となっている。特に、北太平洋の北西部に位置する親潮域には、冷水性魚類に加え、初夏から秋季には暖水性魚類も素餌来遊し、優良な魚場が形成されている (Sakurai, 2008)。またこの海域は、北太平洋の外洋域で最も大きな一次生産を生み出す (Isada et al., 2009)。その大きな一次生産を生み出す要因を理解していく事は、我が国における水産業の保全や変動を予測する上で大変重要である。

また、植物プランクトンの光合成によって生産された有機炭素は、沈降粒子となって深層に運ばれていく。この生物ポンプと呼ばれる過程は、大気中の二酸化炭素濃度に影響を与える重要な要因の一つであり、地球の炭素循環に果たす役割は大きいと考えられている。親潮域や西部北太平洋亜寒帯域は、生物活動による大気から海洋への CO₂ の吸収 - 放出量の変動が最も大きな海域であることが知られている

(Takahashi et al., 2002)。炭素循環が関わる地球規模の気候変動を考えていく上でも、親潮域や西部北太平洋亜寒帯域は大変重要な海域なのである。

2. 海洋における植物プランクトンの増殖と鉄

水産業や地球規模の気候変動にとって重要な役割を持つ海洋の一次生産、つまり植物プランクトンの増殖は、何によってコントロールされているのだろうか？光の量、海水中に含まれる硝酸塩、リン酸塩、珪酸塩などの主要栄養塩の量、また増殖速度に大きく影響を与える水温、更に植物プランクトンがどれだけ食べられてしまうかを決定する動物プランクトンによる捕食量などが植物プランクトンの増殖量を決める要因として古くから知られている。

しかし、南極海や北太平洋亜寒帯域、東部太平洋赤道域では、硝酸塩、リン酸塩、珪酸塩など主要な栄養塩が高い濃度で残存し、光の条件など十分であるにも関わらず、植物プランクトンの増殖は低いレベルに抑えられている。このような海域は High Nutrient Low Chlorophyll (HNLC; 高栄養塩低クロロフィル) 海域と呼ばれている。HNLC 海域では、植物プランクトンの増殖が栄養分を使い尽くす前に止まってしまうのだが、その理由が長い間よく分からず、海洋学に突き付けられていた一つの謎となっていた (de Baar, 1994)。1990 年に米国モスラン

*北海道大学低温科学研究所環オホーツク観測研究センター准教授

第 280 回京都化学者クラブ例会 (平成 25 年 10 月 12 日) 講演

ディング海洋科学研究所の J. H. Martin 博士によって、「HNLC 海域では微量栄養物質である鉄分の不足によって植物プランクトンの増殖が制限されている」という「鉄仮説」が提唱された (Martin and Fitzwater, 1988; Martin et al., 1989; Martin, 1990). その後、鉄と植物プランクトンに関する研究が世界中で実施され、知見が飛躍的に蓄積されてきた。

海洋における鉄の重要性を明らかにするためには、鉄添加に対する多種の生物群で構成される海洋生態系全体の応答を明らかにする必要があった。これらの問題を解決したのは、実海域に人為的操作を加えて実験系として利用するマニピュレーション (人為操作) 実験であった。それは「海洋鉄肥沃化実験」と呼ばれ、実海域表層に水塊トレーサーとともに鉄を数十～百平方キロメートルスケールで散布し、海洋生態系の応答を観測する実験である。1993 年にモスランディング海洋科学研究所のグループによって、東部太平洋赤道域で世界初の「海洋鉄肥沃化実験」が実施され (Martin et al., 1994), その後 2009 年までに、世界中の海洋学者によって、南極海、北太平洋亜寒帯域、東部太平洋赤道域で 13 回の小規模 (数百 km² ～スケールの散布域) な「海洋鉄肥沃化実験」が実施されている (Boyd et al., 2007)。この「海洋鉄肥沃化実験」は、どの海域の実験においても海洋学的には鉄の役割に関する重要な知見を数多くもたらすという点で大成功を取めた (de Baar et al., 2005; Boyd et al., 2007)。

北太平洋亜寒帯域で行なわれた「海洋鉄肥沃化実験」(Tsuda et al., 2003; Nishioka et al., 2003; Boyd et al., 2004) では、それまで鉄不足が議論されていた東部アラスカ湾だけでなく、西部海域においても鉄の供給が一次生産を増大させ、植物プランクトンの種組成、有機炭素

生成量をコントロールする要因であることを示し、当該海域における鉄の重要性を確実なものにした。また他海域で実施された実験と比較すると、西部北太平洋亜寒帯域は、鉄散布に対する植物プランクトン応答のポテンシャルが他の HNLC 海域に比べて大きいことが示された。

この一連の「海洋鉄肥沃化実験」は、鉄分が HNLC 海域の植物プランクトンの増殖量を制御する元素であることを明らかにした。つまり、北太平洋亜寒帯域でも、植物プランクトンの増殖はどれだけ鉄分が入ってくるかによってコントロールされている事が示されたのである (Tsuda et al., 2003, Boyd et al., 2004)。しかし一方で、外洋の実海域で起こっている鉄供給過程や、その自然界での鉄の供給と植物プランクトン増殖量の変動の関係は良く分かっていなかった。例えば、西部北太平洋亜寒帯域の西端にある親潮域では、春季の植物プランクトンの大増殖 (ブルーム) が観測されるが、この春季の植物プランクトン増殖を生み出す鉄がどこから供給されているかは未解明であった。自然界の生物生産の豊さを生み出す要因を探る為には、これまで研究の進んでいなかった海洋への「鉄の供給システム」を明らかにする必要があった。

3. 北太平洋の植物プランクトン生産を生み出す鉄供給システム

オホーツク海とその周辺海域に注目する。注目の対象となる海域にはオホーツク海に面した親潮域、西部北太平洋が含まれ (図 1)、本稿ではこの海域を「環オホーツク海域」と呼ぶこととする。冒頭にも記したが、環オホーツク海域では植物プランクトン生産の大きな季節的変動が観測されている。特に親潮域では、春季に植物プランクトンブルームが見られることが報



図1 オホーツク海, 親潮域, 西部北太平洋亜寒帯域から成る「環オホーツク海域」

告されている (Saito et al., 2002).

しかし何故環オホーツク海域では植物プランクトンブルームが起るのだろうか? 前記したとおり鉄分が海洋の植物プランクトン増殖の制限要因になり得ることから, 海洋で植物プランクトンが増殖するメカニズムを理解するためには, 海洋表層への鉄の供給過程と量を把握していく必要がある。つまり, 「環オホーツク海域

の親潮域・西部北太平洋亜寒帯域が, 何故豊かな生態系を持つのか?」を解明するためには, 植物プランクトンの増殖を支える鉄分がいったいどこから来ているのかを明らかにする必要がある。

1990年代後半には, Harrison *et al.* (1999; 2004) によって, 北太平洋亜寒帯域の西部と東部それぞれに見られる生態系の特徴を決めている因子として, 鉄の供給量の違いが挙げられ, その重要性が指摘されている。また, 北太平洋亜寒帯域の西部と東部で鉄の分布を詳細に観測した結果, 西部海域の中層の鉄濃度は東部海域に比べて高く, その分布には大きな違いが見られた (図2)。この分布の違いは, 西部海域がより多くの鉄の供給を受けている事を示唆している (Nishioka *et al.*, 2003)。しかしその供給システムについては, 当時十分に理解されていなかった。これまでは一般的に陸から離れた外洋域の表層では, 鉄は大気ダスト経路で供給されると考えられており, 西部海域は黄砂の飛来による大気からの鉄供給が東部に比べ多

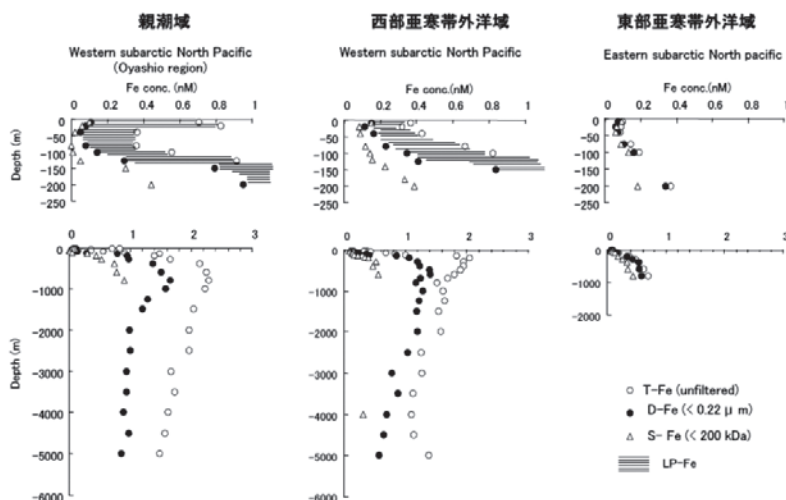


図2 親潮域, 西部亜寒帯外洋域, 東部亜寒帯外洋域における鉄濃度鉛直分布
○全鉄濃度 (T-Fe), ●溶存鉄 (D-Fe), △ Soluble Fe (出典 Nishioka *et al.*, 2003 を加筆修正)

いと報告されていた (Duce and Tindale, 1991; Measure et al., 2005). しかし, 大気ダストによって供給される鉄がどの程度一次生産に寄与しているのかは, 定量的には良く分かっていなかった. また, その後の研究で, 大陸棚から海洋の循環によって外洋へ移送される鉄分によって植物プランクトン増殖が支えられている可能性が多く海域で指摘されるようになった (Moor and Braucher, 2008). 環オホーツク海域においても, 植物プランクトンブルームを生み出すメカニズムを理解するためには, 従来行われていた大気ダストの研究に加えて, 大陸棚を含めた海洋内の鉄の循環を明らかにしなければならなかった.

4. 凍る海が生み出す海洋循環と物質の移送

環オホーツク海域の海洋の循環については, ここ 10 数年で多くのことが明らかになってきた. 1997 年から 2002 年まで北海道大学・低温科学研究所が中心となって行われた戦略的基礎研究「オホーツク海水の実態と気候システムにおける役割の解明」(研究代表者: 若土正暁 当時教授) によって, それまでは政治的な理由でほとんど実施できなかったオホーツク海内部での観測が行われるようになり, 環オホーツク海域の海洋の循環像が見えてきた (Ohshima et al., 2002). アムール川河口が位置するオホーツク海北西陸棚域では, 海水生成量が非常に多く, この海水生成に伴って多量の低温・高密度水 (ブライン) が大陸棚の上に排出される. この水は「高密度陸棚水 (DSW: Dense Shelf Water)」と呼ばれ, サハリン東岸沖の中層等密度面 ($26.8 - 27.0 \sigma_\theta$) を南下し (Fukamachi et al., 2004), 南部オホーツク海さらにはブツソル海峡を經由して北太平洋の中層 (400-800 m) へと広がっていく (Yasuda et al., 1997).

この DSW の影響を強く受けた陸棚底層起源の中層水と, その影響を受けて形成され北太平洋全体に広がる「北太平洋中層水 (NPIW: North Pacific Intermediate Water)」には, 大陸棚上の堆積物等の多くの物質がとりこまれ, オホーツク海から親潮域・西部北太平洋へ有機炭素などの物質を移送する役割を持つことが明らかになっている (Nakatsuka et al., 2002).

しかし, オホーツク海および西部北太平洋亜寒帯域の中層循環が, 鉄などの微量栄養物質の移送に果たす役割については全く情報がなかった. そこで, 先ず, この環オホーツク海域特有の海洋の循環が, 植物プランクトン増殖に必要な鉄など微量栄養物質の移送にどのように関わっているのか, 環オホーツク海域の生物生産にどのように影響を与えているのかを明らかにすることを目的として, 北海道大学・東京大学・総合地球環境学研究所等の日本側のグループとロシア極東海洋気象研究所による共同研究が実施された. この共同研究の一環として, 2006~2010 年にかけて, オホーツク海内を含む環オホーツク海域において観測航海が行われた. 観測が実施された範囲を図 3 に示す. これ

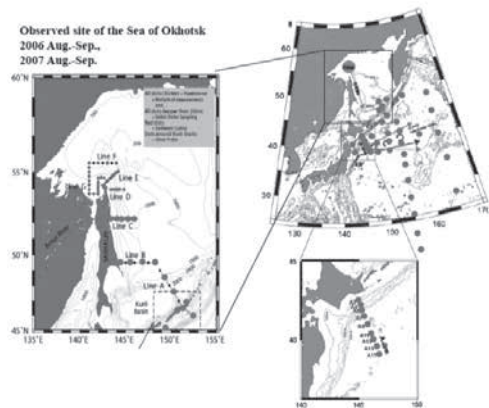


図 3 環オホーツク海域の物質循環研究で実施した観測点

らの航海では、鉄や栄養塩および溶存酸素の濃度など物質循環に関わる化学的情報と、植物プランクトンや動物プランクトンなどの生物情報、更に海水循環や混合などの物理情報が観測された。

5. 中層循環による鉄供給システム

実施されたオホーツク海の直接観測では、サハリン北部の大陸棚上において、低温で密度 $26.8-27.0 \sigma_\theta$ で特徴付けられる DSW が、海底上の深度約 300m から海底（約 490m）に至るまでの鉛直的に広い範囲で確認された。この DSW は濁度が高く、極めて高い濃度で鉄分が含まれており、その鉄濃度は周囲の外洋の表層水より 100~1000 倍以上高いことが明らかになった (Nishioka et al., 2013, 図 4)。

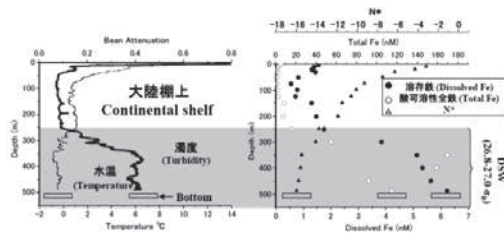


図 4 オホーツク海北西部大陸棚上およびサハリン東沖の水溫、濁度、全鉄濃度、溶存鉄濃度、 N^* 値（負の値ほど陸棚起源水の指標となる）の鉛直分布（ハッチ部分は密度 $26.8-27.0 \sigma_\theta$ ）（出典 nishioka et al., 2013 を加筆修正）

また DSW の影響を受けた鉄分が多い水塊は、サハリン東沖やオホーツク海南部のクリル海盆域でも確認された。これらの観測結果より、DSW には大陸棚上に存在していた鉄が取り込まれ、オホーツク海内の中層循環によって、鉄が南部オホーツク海域（クリル海盆）にまで移送されている事が分かってきた (Nishioka et al., 2007; 2013)。

北太平洋への出口となる海峡部では、非常に

強い潮汐混合が起こっているために、表面から深い所まで一様に水が良く混ざっている。海峡部で実施した観測の結果は、この混合の影響によってオホーツク海の北西部大陸棚域から中層を運ばれてきた鉄分が鉛直的に良く混ぜられている様子を捉えていた。この千島海峡の混合の影響を受けた水は、親潮域、さらには西部北太平洋亜寒帯域の表層直下から中層に広がっていることが観測されている (Nishioka et al., 2007; 2013)。また親潮域の表層における鉄分の季節的な変動を観測したところ、植物プランクトンブルーム前の冬季に鉄が供給され、春季のブルーム期にはほぼ枯渇するまで減少し、その後秋季から冬季にかけて混合層が発達する時期に鉄濃度が増加する周年変動を示すことが捉えられた (図 5) (Nishioka et al., 2011)。親潮域表層で起る冬季混合は、千島海峡の影響を受けて鉄濃度を高めた表層直下の水塊を海洋表層に引き上げるのに十分な深度まで発達する。これまでの観測結果から見積もると、この冬季混合過程によって表層へ引き上げられる鉄のフラックスは約 $16.4 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{yr}$ と見積もられ、当該海域の下層から表層に供給される年間フラックス ($28.6 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{yr}$) の 57% を占めると試算された (Nishioka et al., 2011)。このように、千島

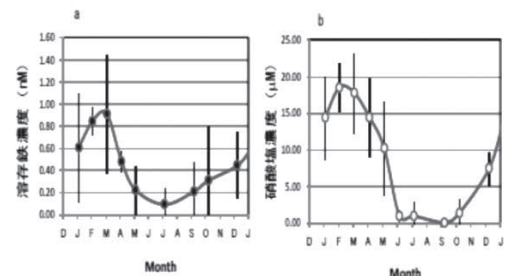


図 5 親潮域表層における溶存鉄(a)、硝酸塩(b)の季節的変動
親潮域表層の溶存鉄濃度は冬季に高濃度、夏季に低濃度の周年変動を示す。
(出典 Nishioka et al., 2011 を加筆修正)

海峡における混合過程と冬季表層の混合過程を介した親潮域表層への鉄の供給は、冬季に確実に起こるため、毎年起こる春季の植物プランクトンブルームを支える重要なプロセスとなっていることが明らかになってきた (Nishioka et al., 2011).

このように、環オホーツク海域の詳細な観測の結果、親潮域の生態系を豊かにしている自然界の鉄の供給システムの存在が明らかになった。そのシステムの全体像を図6に示す。このシステムは、「オホーツク海の北西部の陸棚域に存在する大量の鉄分は、オホーツク海特有の海水が駆動する中層の循環に乗って、南部のオホーツク海及び北太平洋の広範囲に広がり、その一部が潮汐混合や冬季の混合によって表層に回帰し、親潮域の植物プランクトンに利用される」というものだ。我々はこれを「中層鉄供給システム」と呼ぶ事とする。

6. 環オホーツク生態系システムの将来の予測

オホーツク海大陸棚から親潮域・西部北太平洋亜寒帯域にかけて鉄を移送し生物生産を

生み出す自然界のシステムが実際に存在することを、科学的なデータをもって確認することができた。今後、このような海洋の生物生産を支える自然界のシステムがどのように変化していくのかを、我々は定量的に理解し注視していく必要がある。例えば、中層の循環が地球温暖化によって弱まった時、このシステムは大きな影響を受ける可能性がある。現に海水の減少による中層循環の弱体化や、親潮域の生物生産がこの30年で減少傾向にあることが既に報告されている (Nakanowatari et al., 2007; Ono et al., 2002)。今後、環オホーツク海域の鉄供給システムがどのように変化していくのかを科学的知見を基に捉えていく事は、我が国の水産資源の保護と持続的利用の為にも大変重要なのである。

参考文献

- Boyd, P.W., C. S. Law, C.S. Wong, Y. Nojiri, A. Tsuda, M. Levasseur, S. Takeda, R. Rivkin, P.J. Harrison, R. Strzepek, J. Gower, M.R. McKay, E. Abraham, M. Arychuk,

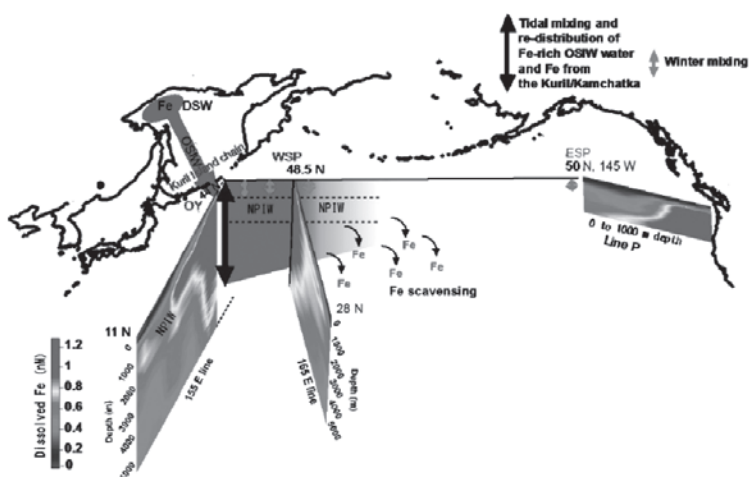


図6 親潮域・西部北太平洋亜寒帯域の植物プランクトン生産を支える鉄循環の全体像 (出典 Nishioka et al., 2013)

- J. Barwell-Clarke, W. Crawford, D. Crawford, M. Hale, K. Harada, K. Johnson, H. Kiyosawa, I. Kudo, A. Marchetti, W. Miller, J. Needoba, J. Nishioka, H. Ogawa, J. Page, M. Robert, H. Saito, A. Sastri, N. Sherry, T. Soutar, N. Sutherland, Y. Taira, F. Whitney, S.-K.E. Wong, and T. Yoshimura (2004): The decline and fate of an iron-induced subarctic phytoplankton bloom. *Nature*, 428, 549–553.
- Boyd, P. W., et al., (2007): Mesoscale iron enrichment experiments 1993-2005: Synthesis and future directions, *Science* 315, 612-617.
- de Baar, H. J. W. (1994): von Liebig's law of the minimum and plankton ecology. *Prog. Oceanogr.*, 33, 347-386.
- de Baar, H.J. W., et al., (2005) Synthesis of iron fertilization experiments: From the iron age in the age of enlightenment. *Journal of Geophysical Research* 110, C09S16, doi:10.1029/2004JC002601.
- Duce, R. A., and N. W. Tindale (1991), Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean, *Limnol. Oceanogr.*, 36, 1715-1726.
- Fukamachi, Y., Mizuta, G., Ohshima, K.I., Talley, L.D., Riser, S.C., Wakatsuchi, M., 2004. Transport and modification processes of dense shelf water revealed by long-term moorings off Sakhalin in the Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.* 109, C09S10 doi:10.1029/2003JC001906.
- Harrison, P. J., P. W. Boyd, D. E. Varela, S. Takeda, A. Shiomoto, and T. Odate (1999): Comparison of factors controlling phytoplankton productivity in the NE and NW subarctic Pacific gyres. *Prog. Oceanogr.*, 43, 205-234.
- Harrison, P. J., F. A. Whitney, A. Tsuda, H. Saito, and K. Tadokoro (2004), Nutrient and phytoplankton dynamics in the NE and NW gyres of the Subarctic Pacific Ocean, *J. Oceanogr.*, 60, 93-117.
- Isada, T., Kuwata, A., Saito, H., Ono, T., Ishii, M., Yoshikawa-Inoue, H., Suzuki, K. (2009), Photosynthetic features and primary productivity of phytoplankton in the Oyashio and Kuroshio-Oyashio transition regions of the northwest Pacific. *J. Plankton Res.* 31, 1009-1025.
- Martin, J. H. (1990) Glacial-Interglacial CO₂ Change: THE IRON HYPOTHESIS. *Paleoceanography*, 5, 1-13.
- Martin, J. H. and S. E. Fitzwater (1988): Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic. *Nature*, 331, 341-343.
- Martin, J. H., R. M. Gordon, S. E. Fitzwater, and W. W. Broenkow (1989): VERTEX: Phytoplankton/iron studies in the Gulf of Alaska. *Deep-Sea Res.*, 36, 649-680.
- Martin, J. H., K. H. Coale, K. S. Johnson, S. E. Fitzwater, R. M. Gordon, S. J. Tanner, C. N. Hunter, V. A. Elrod, J. L. Nowicki, T. L. Coley, R. T. Barber, S. Lindley, A. J. Watson, K. van Scoy, C. S. Law, M. I. Liddicoat, R. T. Ling, Station, J. Stockel, C. Collins, A. Anderson, R. Bidigare, M. Ondrusek, M. Latasa, F. J. Millero, K. Lee, W. Yao, J. Z. Zhang, G. Friederich, C. Sakamoto, F. Chavez, K. Buck, Z. Kolber,

- R. Green, P. Falkowski, S. W. Chisholm, F. Hoge, R. Swift, J. Yangel, S. Turner, P. Nightingale, A. Hatton, P. Liss, and N.W. Tindale (1994): Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 371, 123-129.
- Measures, C. I., M. T. Brown, and S. Vink (2005), Dust deposition to the surface waters of the western and central North Pacific inferred from surface water dissolved aluminium concentrations, *Geochem., Geophys. Geosyst.*, 6, Q09M03, doi:10.1029/2005GC000922.
- Moore, J. K., and O. Braucher (2008), Sedimentary and mineral dust sources of dissolved iron to the world Ocean, *Biogeosciences*, 5, 631-656.
- Nakanowatari, T., Ohshima, K. I., Wakatsuchi, M. (2007): Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1955-2004. *Geophysical Research Letters* 34, L04602, doi:10.1029/2006GL028243.
- Nakatsuka, T., Yoshikawa, C., Toda, M., Kawamura, K. and Wakatsuchi, M. (2002): An extremely turbid intermediate water in the Sea of Okhotsk: Implication for the transport of particulate organic matter in a seasonally ice-bound sea, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 16, 1757, 10.1029/2001GL014029.
- Nishioka, J., S. Takeda, I. Kudo, D. Tsumune, T. Yoshimura, K. Kuma, and A. Tsuda (2003), Size-fractionated iron distributions and iron-limitation processes in the subarctic NW Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1730, doi:10.1029/2002GL016853.
- Nishioka, J., T. Ono, H. Saito, T. Nakatsuka, S. Takeda, T. Yoshimura, K. Suzuki, K. Kuma, S. Nakabayashi, D. Tsumune, H. Mitsudera, Wm. K. Johnson, and A. Tsuda (2007), Iron supply to the western subarctic Pacific: Importance of iron export from the Sea of Okhotsk, *J. Geophys. Res.*, 112, C10012 doi:10.1029/2006JC004055.
- Nishioka, J., Ono, T., Saito, H., Sakaoka, K. and Yoshimura, T. (2011): Oceanic iron supply mechanisms which support the spring diatom bloom in the Oyashio region, western subarctic Pacific, *J. Geophys. Res.*, 116 C02021, doi:10.1029/2010JC006321.
- Nishioka, J., Nakatsuka, T., Watanabe, Y. W., Yasuda, I., Kuma, K., Ogawa, H., Ebuchi, N., Scherbinin, A., Volkov, Y. N., Shiraiwa, T., Wakatsuchi, M., 2013. Intensive mixing along an island chain controls oceanic biogeochemical cycles, *Global Biogeochemical cycles*, 27, doi:10.1002/gbc.20088.
- Ono, T., Tadokoro, K., Midorikawa, T., Nishioka, J. and Saino T. (2002): Multi-decadal decrease of net community production in the western subarctic North Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi: 10.1029/2001GL014332.
- Ohshima, K.I., Wakatsuchi, M., Fukamachi, Y., Mizuta, G., 2002. Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.* 107(C11), 3195 doi:10.1029/2001JC001005.

- Saito, H., A. Tsuda, and H. Kasai (2002), Nutrient and plankton dynamics in the Oyashio region of the western subarctic Pacific Ocean, *Deep-Sea Res., Part II*, 49, 5463-5486.
- Sakurai, Y. (2008), An overview of Oyashio ecosystem, *Deep Sea Res. Part II*, 54, 2526-2542.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates, R. Wanninkhof, R. A. Feely, C. Sabine, J. Olafsson, and Y. Nojiri (2002), Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects, *Deep Sea Res., Part II*, 49, 1601-1622.
- Tsuda, A., S. Takeda, H. Saito, J. Nishioka, Y. Nojiri, I. Kudo, H. Kiyosawa, A. Shiimoto, K. Imai, T. Ono, A. Shimamoto, D. Tsumune, T. Yoshimura, T. Aono, A. Hinuma, M. Kinugasa, K. Suzuki, Y. Sohrin, Y. Noiri, H. Tani, Y. Deguchi, N. Tsurushima, H. Ogawa, K. Fukami, K. Kuma, and T. Saino (2003): A mesoscale iron enrichment in the western subarctic Pacific induces large centric diatom bloom. *Science*, 300, 958-961.
- Yasuda, I., 1997. The origin of the North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.* 102 (C1), 893-909.