

しかもセイウチの牙は中国にも知られていた。靺鞨文化の人たちである靺鞨について記した唐の王朝(618~907年)の記録によれば、靺鞨の特産品にセイウチの牙が挙げられている。また唐の領域の営州(今日の遼寧省朝陽市)の納税品にセイウチの牙が挙げられている。また南宋(1127~1279年)の初期の記録や明の王朝(1368~1644年)の記録にもセイウチの牙が出ている。これらのセイウチの牙も、上記のルートを通って運ばれて、中国の人たちに知られたのであろう。

6. おわりに

北海道のオホーツク文化の遺跡から見出された海象の牙製の婦人像や動物像と牙は、このようにオホーツク海北岸からもたらされたと考えられる。ただし、オホーツク文化の遺跡は北千島にも分布している。したがって、もし北千島のオホーツク文化の人たちがそこでセイウチの牙を手に入れば、そのような牙が千島列島経由で根室半島のオホーツク文化の人たちの所にもたらされる可能性はあるだろう。もし今後、北千島のオホーツク文化の遺跡からセイウチの牙が発

見されるならば、環オホーツク海交易の実態がより興味深いものとなるだろう。

参 考 文 献

- 大塚和義, 1968: オホーツク文化の偶像・動物意匠遺物—その信仰形態の再構成への試み—, 物質文化, **11**, 21-32.
- 菊池俊彦, 1995: 北東アジア古代文化の研究, 北海道大学図書刊行会, 562pp.
- 菊池俊彦, 2001: 夜叉国へ至る道, 考古学の学際的研究, 昭和堂, 205-245.
- 菊池俊彦, 2003: 環オホーツク海のセイウチの牙交易, 北太平洋の先住民交易と工芸, 思文閣出版, 134-138.
- ジェファソン, T. A., ウェバー, M. A., レザウッド, J. S. 著, 山田格訳, 1999: 海の哺乳類—FAO 種同定ガイド—, NTT 出版, 336pp.
- 西脇昌治, 1965: 鯨類・鰭脚類, 東京大学出版会, 439pp.
- Lebedintsev, A. I., 1990: Drevnie primorskije kuritury Severo-Zapadnovo Priokhot'ya. Leningrad, 260pp.
- Vasil'evskij, R. S., 1971: Proiskhozhdenie i drevnyaya kuritura koryakov, Novosibirsk, 250pp.

306:03 (海水; 熱収支)

2. 東樺太海流と海水

大 島 慶一郎*

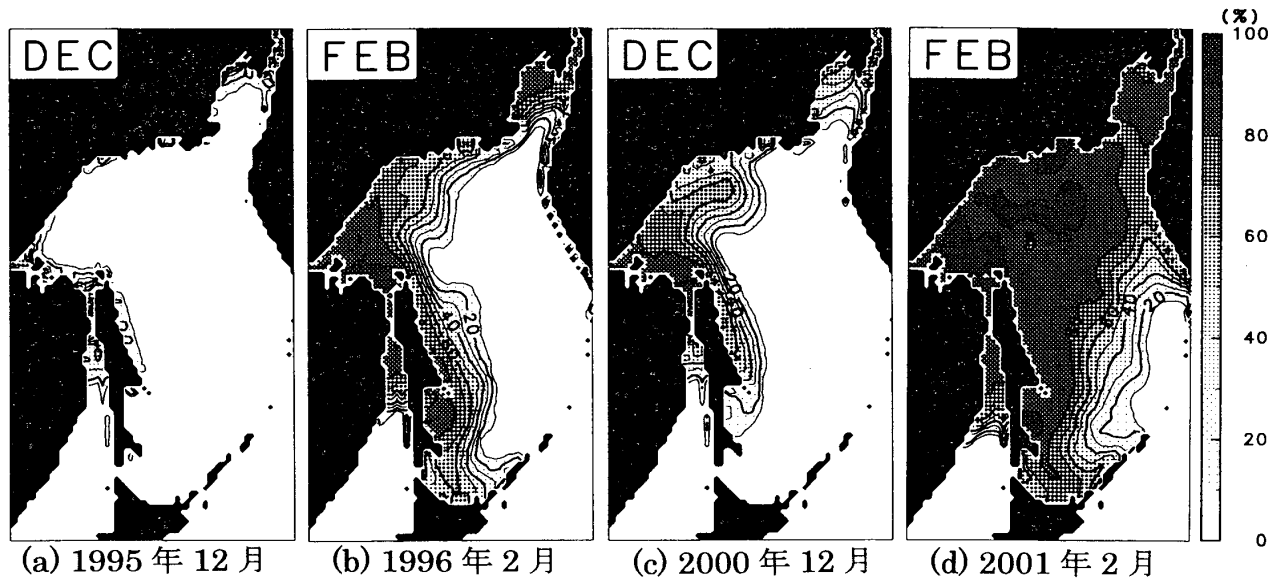
1. はじめに

オホーツク海は、沿岸結氷を除けば、北半球の海水域の南限である。この海域の海水変動は気候変動にも敏感と考えられ、海水面積の経年変動も非常に大きい。例えば1996年では最大張り出し時でも海水域面積はオホーツク海の50%程度しかなかったが2001年ではほぼ100%近くにまでなった(第1図 b, d 参照)。一方、オ

ホーツク海は、大気と接した水が北太平洋では唯一海洋中層(300~800 m 位)まで運ばれる海域であると考えられている。これは海水が多量に生成されるオホーツク海の北西陸棚域において、海水生成に伴って重い水(高密度陸棚水)が作られることによる。この水は、やがて北太平洋の中層に広がる北太平洋中層水(NPIW)の1成分をなし、大気に接した水という観点からはNPIWの起源水とみなされる。

オホーツク海では、まず11月頃に北西陸棚域で最初の海水生成が起こり、それが広がっていき1月下旬く

* 北海道大学低温科学研究所。
© 2003 日本気象学会



第1図 海水密度度の月平均分布 (マイクロ波放射計 SSM/I データによる). 密度度 (%) のスケールについては右隅を参照.

らに北海道沖へ到達する. 少氷年の1996年2月の海水分布(第1図b)を見ると, 西側では南端まで海水が張り出しているのに対し, 東側では開水面域が南側からくいこんだような分布になっている. このような分布はオホーツク海に反時計回りの循環があることを示唆している. しかし実は, オホーツク海の循環については日本・ロシアの古い文献 (Watanabe, 1963; Moroshkin, 1966) などに描かれた概念的スケッチ図以上のことはよくわかっていなかった. それらによると, オホーツク海には大きな反時計回りの循環があり, 最も顕著な流れはその循環の西側, 樺太沖沿いにできる強い南下流 (東樺太海流) ということになっている.

この東樺太海流と呼ばれる海流は, 後述するように, 海水やそれに伴う負の熱や淡水, さらに (NPIW の起源地となる) 高密度陸棚水を南へ運ぶので, 気候形成や物質循環にも重要な役割を果たすと考えられる. また, サハリン油田で油流出が起こった場合, 汚染物質を北海道沖まで運んでしまう海流でもあり, 社会的にも重要な海流である. さらには, この海流が海水や海獣を運び, かつての文化圏形成に大きな役割を果たしていた (本シンポジウム 菊池俊彦氏講演) 可能性もある.

「東樺太海流」という名前は, 教科書の海流マップや地図帳に記されている場合もあれば, ない場合もある. 記されているものは, もとをただせば日本やロシアの古い文献に基づいたものであろうが, これらは長期係留などの十分な実測に基づいたものではなく, 船のド



第2図 表層ドリフターの軌跡 (1999年9月~2000年2月).

リフトや水塊・海水の動きなどから類推したものである. この海流の流量・構造やその季節変化といった定量的なことは, ほとんどわかっていなかった. 人によっては, この海流のことを「幻の海流」と言うくらいである.

ソビエト連邦の崩壊によりオホーツク海内での国際共同観測が可能になったことなどで, 長くベールに包まれていたこの海流の実態が一挙に明らかになってき

た。本講演では、オホーツク海の海流と海氷について、特に東樺太海流を中心として、最近明らかになってきた研究成果を紹介する。

2. 東樺太海流のベールを剥ぐ

1997年から2002年の5年間にわたって行われた、科学技術振興事業団戦略的基礎研究 (CREST) 「オホーツク海氷の実態と気候システムにおける役割の解明：代表若土正暁」はオホーツク海研究の breakthrough 的なプロジェクトとなった (<http://www.od.lawtem.hokudai.ac.jp/kaiyodotai.html#senryaku>)。CREST からの資金等のバックアップとロシアでのオホーツク海のオープン化のタイミングがうまく合ったことと、日露米間での協力が非常にうまくいったことで、今までできなかった様々な観測が可能となった。このプロジェクトでは、東樺太海流を明らかにすることを最重点課題の1つとした。オホーツク海氷の実態を理解する上での鍵となる海流・海域と判断したからである。1つの海流をその存在の可否も含めて明らかにしていく観測は、Descriptive Oceanography (記述海洋学) の教科書に1パラグラフを書き加え、海流マップの空白域を埋めるプロジェクトとも言える。中心となる観測は1998~2001年の間計4回、ロシア船クロモフ号により行われた。流れを測る観測として、表層ドリフター・中層フロートによるラグランジェ型観測と長期係留によるオイラー型観測の両方を組み合わせて行われた。

第2図は表層ドリフターの軌跡を示したもので、計20個のうち12個は東樺太海流の上流付近に投入された (Ohshima *et al.*, 2002)。ドリフターは北西陸棚域からは樺太沖を海底地形に沿って $0.2\sim 0.4\text{ ms}^{-1}$ のスピードで南下しており東樺太海流の存在を明らかにした。海流の幅は150 km 程度で、北海道沖まで南下するものと、途中48~52度あたりで東へ向かうものとの2つに分かれる。これらの結果は過去のスケマティックと基本的には大きな違いはない。

東樺太海流を北緯53度に沿って横切る長期係留測流の結果 (Mizuta *et al.*, 2003) からは、年平均の流量は約7 Sv ($1\text{ Sv}=10^6\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$) と見積もられた。これは黒潮の流量の2~3割、日本海の対馬暖流の流量の約3倍に相当し、縁海の流れとしてはかなり大きなものである。これは流れが表層のみでなく海底まで達するような深い構造を持つという特徴による。また、流量が冬季に最大で夏季に最小となる大きな季節変動をすることも特徴の1つである。海氷の南下も、海流に

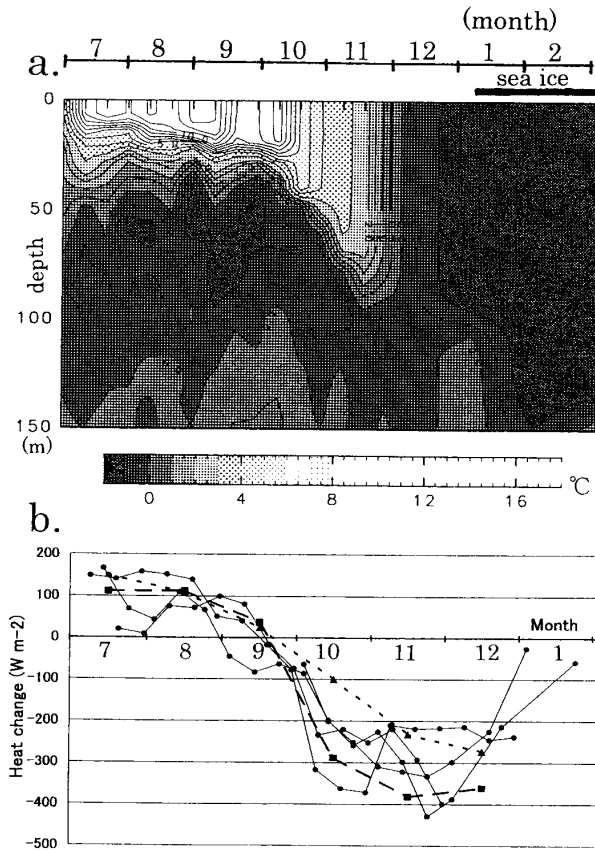
よる移流効果が半分ないしそれ以上あると考えられ、またこの海流による (負の) 熱輸送も小さくない。これらの観測は2年間に限られているので、経年変動まではわからないが、東樺太海流の実態はかなりの部分明らかになったといえる。少なくとも、教科書や地図帳には東樺太海流をしっかりと記すことは問題ないといえる。

さて、縁海としては大きな流量を持つこの海流は、どのように駆動されるのか？ この海流の駆動機構はいくつか考えられるが、(風応力のカールによる) 風成循環の西岸境界流、というのが我々の考えである (Ohshima *et al.*, 2003)。これは、循環の方向が逆向きではあるが黒潮と同様な機構であり、オホーツク海全域の強い正の風応力のカールが亜寒帯的な (反時計回りの) 循環を作っているという考えである。実際、数値モデルでも現実的な風応力を与えると、実測されたものと近い海流がよく再現される。東樺太海流にはこの他に、アムール川の淡水流入により秋に表層で強くなる成分、海氷生成によってできる高密度陸棚水により春に海底付近で強化される成分、といった密度流成分もあるが、流量にするとこれらは小さい。

3. 海氷の多寡は何で決まる？

オホーツク海の北海道沖が海氷の南限であるのは、寒極のシベリアからの厳しい寒気とそれによってできた海氷が北西季節風によって移流されるという気象要因がまず挙げられる。この他に、次のような海洋場にも重要な要因があると考えられる。1つは、アムール川の淡水流入により強い成層ができるため冬季の対流が深くまで及ばないという海洋構造。そしてもう1つは、東樺太海流によってできた海氷が南へ移流されるということ。ただし、これら海洋の要因については実測が乏しく、定量性のある議論には至っていなかった。

第1図からもわかるように、オホーツク海の海氷の (年々) 変動はかなり大きい。2001年2~3月には20年ぶりにオホーツク海のほぼ全域が海氷に覆われることとなった (第1図 d) が、1990年代の海水面積はそれまでの気候値よりかなり小さく、温暖化の影響でこのままどんどん海氷はなくなっていくのでは、という考え方もあった。衛星によるマイクロ波放射計の登場で海水面積がグローバルにモニターできるようになって30年近くになるが、その中でも2001年のオホーツク海の海水域面積は1979年と並んで最も大きいものとなっている。衛星観測では海水面積しかわからないが、北海



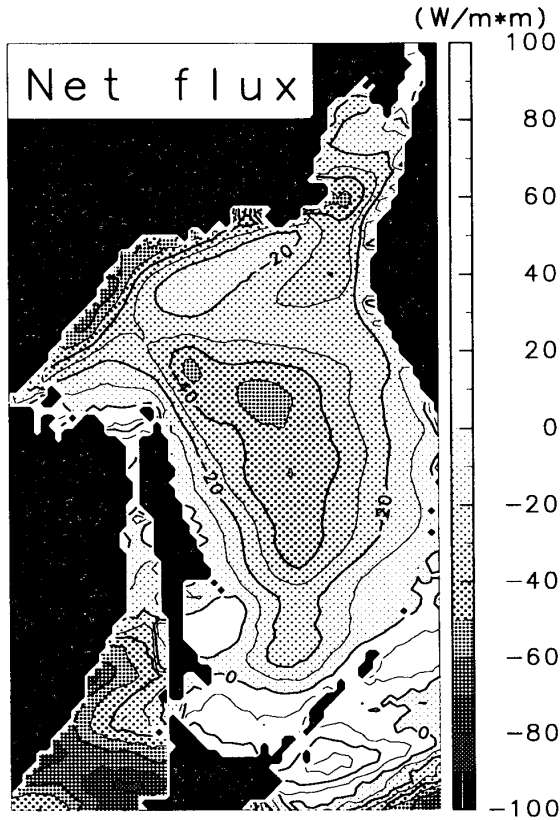
第3図 (a) 中層フロートにより観測された、東樺太沖の水温 (°C) の鉛直プロファイルの季節変動。温度のスケールについては下端を参照。(b) フロートから求めた混合層の貯熱量の変化 (Wm^{-2} ; 実線) と、海上気象データ等から求めた海面熱フラックス (Wm^{-2} ; 点線: 気候値; 破線: 2000年) の季節変動。

道大学低温科学研究所では海上保安庁と共同で1996年より毎年、砕氷船「そうや」でオホーツク海南西部の現場観測を行っており、海水の厚さなども観測している。この現場観測によると、2001年は面積だけでなく海水の厚さも非常に大きい年であることも示唆されている (Toyota *et al.*, 2002)。

オホーツク海での海水の (年々) 変動は何によるのであろうか? Kimura and Wakatsuchi (1999) は、オホーツク海のそれぞれの年における海水の張り出しの変動は、かなりの部分風により説明できることを示した。ただし、風では年の中での変動を説明できても、年々の海水の多寡までは説明しきれない。2001年に海水が多かったことも風だけでは説明できない。Yamazaki (2000) は、オホーツク海の海水面積の年々変動は風の他に、初期の海水の張り出し面積(結氷の早晩)がそのシーズンの後半まで効き、その年の海水の多寡

を決める要因の1つになっていることを示した (第1図もそれを示唆している)。渡辺 (2000)・橋谷 (2002) は初期12月のオホーツク海内海水面積はオホーツク海北西部の10・11月の表面熱収支と非常に高い相関があることを示した。すなわち、北西部で結氷前の秋に大気により多くの熱を奪われると、12月の海水面積が大きくなる。実際に2000年の10・11月も例年よりかなり寒気が強く、初期 (12月) から海水面積が大きかった (第1図 c)。橋谷 (2002) はさらに、北西部の10・11月の熱収支と、年々の海水の出現 (結氷) 時期との関係を調べ、北西部の熱収支は北西部 (ローカル) だけでなくサハリン沖の海水出現の早晩も決めていることを示した。このことは、北西部で冷却を強く受けた海水が南 (樺太沖) へ移流されるか、北西部で生成された海水が南へ移流されるかの証でもある。東樺太海流の存在を間接的に示すものでもある。熱量的にも、表面熱収支のアノマリーと結氷開始の早晩はよく対応している。以上から、東樺太海流域及びその上流の北西陸棚域では単純に海面がどれだけ冷却されるかだけで結氷の早晩が決まるという仮説が呈示される。

結氷の早晩は、海洋構造や海洋下層及び横からの熱の移流によっても影響される。上記の仮説を確かめるためには、結氷に至るまでの海洋混合層の観測が必要となる。このような観測は、より根本的な問題「オホーツク海が凍りやすいのはなぜか?」にも関わってくる。混合層の季節進行を観測するために、2000年6月に東樺太海流の上流に4基の中層フロート (中層に浮遊し、一定時間ごとに浮上してその際の温度、塩分のプロファイルを衛星を介して送るフロート) が投入された (<http://flux.ocean.washington.edu/hu/>)。中層フロートは中層の流れに沿って動くので準ラグランジュ的に混合層をモニターすることができる。第3図 a は、中層フロートによって捉えられた混合層の水温の時系列である。結氷に至るまでの混合層の深まりが捉えられている。ちょうど、結氷が例年よりかなり早く、海水の張り出しがこの20年で最大になった年 (第1図 c, d) のケースを捉えることとなった。第3図 b は中層フロートから求めた樺太沖の海洋混合層の貯熱量変化 (実線) と、それとは独立に見積もられた表面熱収支 (破線) を比べたものであるが、両者はよく対応している。また、海面熱収支から2000年の10・11月 (破線) は気候値 (点線) に比べかなり強く海が冷却されていることがわかる。以上の結果は、少なくともオホーツク海北西部から東樺太海流域にかけては、秋に



第4図 オホーツク海の年平均の正味の熱収支 (Wm^{-2}) 陰影は正味の熱フラックスが負の領域 (大気に熱を与えるセンス)。

どれだけ大気により冷却されるかだけでほぼ結氷の早晚及び初期の海水域面積の大小が決まると言えてよいことを示している。

しかしながら、オホーツク海の中央部や後半でのオホーツク海全域の海水の多寡が何で決まるのかは、単純にローカルな熱収支や風で決まるのではないらしいことが解析から示されている(橋谷, 2002)。海洋中に記憶されている前年からのアノマリー、太平洋からの流入水の影響なども重要な要因である可能性があり、今後の研究が待たれるところである。

4. 海氷と東樺太海流の気候への役割

海水は結氷する際に負の潜熱をもらい、融解時にそれを放出する。オホーツク海では北で結氷した海水が移流されて南で融解するので、結果的に負の熱を南へ運ぶことになる。海水が結氷・融解する際の潜熱は大きく、例えば1mの海水を融解するのに必要な潜熱は、10mの水柱なら6-7度、全大気柱なら25-30度暖めるのに必要な熱量に相当する。

第4図は1987~2001年における年平均の正味表面熱

収支の空間分布を示す (Ohshima *et al.*, 2003)。これはECMWF, COADS, ISCCP, GISST, SSM/Iの気象・海水データからバルク式や経験式を用いて1日ごとに収支計算したものを14年平均して算出したものである。最も顕著な特徴は北西部に負の大きな値、南部に正の値という大きなコントラストがあることである。すなわち、北で海洋が大気から多量に熱を奪われ、南で海洋が大気から熱をもらっていることを示す。これは1つには上で述べたように、負の熱が(潜熱として)海水により南に運ばれる(熱輸送としては北向き)ことによるが、これだけでは熱量を説明しきれない。もう1つ重要になるのが、東樺太海流が冷たい水を南へ運ぶ効果である。オホーツク海の冷水や融氷の効果は太平洋の北海道道東沖まで浸み出している。北海道のオホーツク沿岸や道東の寒冷な気候は海水と東樺太海流が負の熱を北から運んできたことによる部分が大いといは考えている。

第4図の結果には少なくない誤差が含まれるが、オホーツク海全体としての正味の表面熱収支は平均 $-22 Wm^{-2}$ で、オホーツク海全体としては大気から $35 TW (=10^{12} W)$ の熱量を奪われる、という結果になる。これは、オホーツク海が北太平洋に対して低温のソースになっているという海洋側からの知見と矛盾しない。同緯度の北太平洋亜寒帯域では海洋は大気に暖められていると考えられている (Moisan and Niiler, 1998) が、オホーツク海だけは熱の移動が逆になっていることになる。

北西部の海水生成によってできた結氷温度の高密度陸棚水は中層まで達する密度を持っており、それが東樺太海流によって南へ運ばれ、さらに北太平洋中層へと運ばれる。このように、オホーツク海では単に熱が水平方向に輸送されるだけでなく、鉛直的に海洋内部へも輸送されることも重要な点である。と同時に、淡水アノマリーや(二酸化炭素を含む)種々の物質も中層へ輸送されている。東樺太海流は、流量が大きく中層まで及ぶ海流であることで、それらを極めて効率よく南へ、そして海洋中層へと運ぶ役割を持っていることになる。

参考文献

- 橋谷英介, 2002: 熱収支から見たオホーツク海の海氷変動, 修士論文, 北海道大学地球環境科学研究科, 68pp.
- Kimura, N. and M. Wakatsuchi, 1999: Processes controlling the advance and retreat of sea ice in the

- Sea of Okhotsk, *J. Geophys. Res.*, **104**, 11137-11150.
- Mizuta, G., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi, 2003: Flow field and its seasonal variability of the East Sakhalin Current, *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, in press.
- Moisan, J. R. and P. P. Niiler, 1998: The seasonal heat budget of the North Pacific net heat flux and heat storage rates, *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 401-421.
- Moroshkin, K. V., 1966: Water masses of the Sea of Okhotsk, Joint Pub. Res. Serv., 43942, 98 pp., U. S. Dept. of Commerce, Washington, D. C.
- Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi and G. Mizuta, 2002: Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters, *J. Geophys. Res.*, **107**, 3195, doi: 10.1029/2001JC001005.
- Ohshima, K. I., T. Watanabe and S. Nihashi, 2003: Surface heat budget of the Sea of Okhotsk during 1987-2001 and the role of sea ice on it, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, in press.
- Ohshima, K. I., D. Shimizu, M. Itoh, G. Mizuta, Y. Fukamachi, S. C. Riser and M. Wakatsuchi, 2003: Wind-driven circulation in the Sea of Okhotsk, *J. Phys. Oceanogr.*, revised.
- Toyota, T., K. Baba, E. Hashiya and K. I. Ohshima, 2002: In-situ ice and meteorological observations in the southern Sea of Okhotsk in 2001 winter: ice structure, snow on ice, surface temperature, and optical environments, *Polar Meteorol. Glaciol.*, **16**, 116-132.
- Watanabe, K., 1963: On the reinforcement of the East Sakhalin Current preceding to the sea ice season off the coast of Hokkaido; Study on the sea ice in the Okhotsk Sea (IV), *Oceanogr. Mag.*, **14**, 117-130.
- 渡辺知弘, 2000: オホーツク海の表面熱収支, 修士論文, 北海道大学地球環境科学研究科, 57pp.
- Yamazaki, K., 2000: Interaction between the winter-time atmospheric circulation and the variation in the sea ice extent of the Sea of Okhotsk, *Seppyo*, **64**, 345-354.

104:105 (爆弾低気圧; 水蒸気輸送)

3. オホーツク海周辺で急激に発達する低気圧と水蒸気輸送

遊馬芳雄*

1. はじめに

日々の気象衛星写真や天気図を見ていると、しばしば冬季にオホーツク海周辺から北西太平洋で急激に発達している低気圧をみかける。これらの低気圧は「爆弾低気圧」とも呼ばれ、高緯度の海上で急激に発達することから、しばしば海難の一因にもなっている。また、低気圧は中緯度帯から高緯度帯や極域に熱や水蒸気を供給する原動力で、地球規模のエネルギー収支や輸送、さらに、周囲に降水(降雪)をもたらすので、

氷河、氷床等、雪氷圏の涵養にも大きな影響を与えている。

これら「爆弾低気圧」は Sanders and Gyakum (1980) や Roebber (1984), Gyakum *et al.* (1989) 等によって太平洋や大西洋での気候学的頻度分布や特徴が調べられている。さらに、大西洋域の低気圧は ERICA (Experiment on Rapidly Intensifying Cyclones over the Atlantic) や FASTEX (Fronts and Atlantic Storm Track Experiment) などの観測プロジェクトによって構造や特徴が詳細に調べられているが、日本周辺の北西太平洋域での低気圧の構造や特徴は必ずしも明らかになっていないように思う。

* 北海道大学大学院理学研究科.

© 2003 日本気象学会