

オホーツク海の潮流の観測

大島慶一郎¹・小野純¹・小野数也¹・勝又勝郎²

1: 北海道大学低温科学研究所

2: 海洋研究開発機構

おおしま けいいちろう・おの じゅん・おの かずや・かつまた かつろう

Observations of tidal currents in the Sea of Okhotsk

Kay I. Ohshima, Jun Ono, Kazuya Ono, Katsurou Katsumata

要旨：

実測が乏しかったオホーツク海の潮流に対して、近年行われてきた観測研究を紹介する。観測と解析解の比較から、オホーツク海で潮流が増幅されるのは、日周潮で沿岸捕捉波・海山捕捉波(地形性ロスビー波)が存在しうることが重要であることが示された。潮流振幅と鉛直拡散係数とは密接に関係することも直接観測から示された。

1. はじめに

オホーツク海は潮汐・潮流が非常に大きな海域として知られている。日周潮に関しては、オホーツク海は、その固有振動の周期が約 26 時間と日周潮に近いため共振を起こすこと、が潮流が強い第一の理由として挙げられる^[1]。第二の理由として、オホーツク海は高緯度にあるため、地形性ロスビー波が誘起されることが挙げられる^[2, 3, 4]。海峡に関して言えば、潮流がシルを横切る際に強化される機構が働くために^[5]、さらに大きな潮流が生ずることになる。

オホーツク海の強い潮流は次の二つの点で非常に重要な役割を果たすことになる。一つ目は、潮流による強い鉛直混合により、表層起源の水を北太平洋中層(200-1000m 深程度)へ送り込む(ventilation)役割である^[5, 6, 7, 8]。オホーツク海の北西陸棚での高海水生産によりできる高密度陸棚水も ventilation にとって重要であるが、その効果は $27.1 \sigma_{\theta}$ 程度の密度層までしか及ばない^[9, 10]。 $27.5 \sigma_{\theta}$ 程度に至るまでの ventilation は千島海峡での潮流混合が担っていると考えられている^[8]。第二に重要な点は、潮流は陸棚上に堆積した物質(特に鉄分)を巻き上げ、高密度陸棚水が中層に送り込まれる際に同時に鉄分等を中層へ送り込むという働きである^[11]。最近の研究により生物生産に不可欠である鉄分の量がその海域の生物生産量を決める重要な因子と考えられているが、オホーツク海及び西部北太平洋の高い生物生産はこのオホーツク海中層からの鉄分により支えられていることが示唆されている^[12]。

このように、オホーツク海の潮流は、北太平洋規模での中層(熱塩)循環のみならず、その物質循環・生物生産においても極めて重要な役割を果たしていることになる。一方で、オホーツク海の潮流そのものに関する研究は、観測が困難であったこともあって、数値モデル研究によって進められてきた部分が多い[1, 5, 13]。モデルは現実を再現しているとは限らないし、モデルから出てきた結果・根拠のみで研究を進めるのには限界があり、適切な観測がないと本質的に研究は前に進めない。

1998-2001年の4年間に行われた日米露共同オホーツク海プロジェクトでは、特に潮流が重要となる北西及びサハリン陸棚上とブッソル海峡に集中して、様々な手法を用いて潮流が行われた。潮流観測にはいくつかの方法があるが、このプロジェクトでは、

- ① 表層ドリフターによる観測[2, 14]
- ② 係留系による長期連続測流[15, 16]
- ③ LADCP(Lowered Acoustic Doppler Current Profiler)による繰り返し観測[17, 18]

の3種類の方法により、潮流の検出を行っている。ここではこれらの手法ごとに得られた結果の要点を紹介する。

2. 表層ドリフターによる観測

オホーツク海は高緯度にあるため、アルゴス通信による表層ドリフターは一日に20-30回、位置の追跡ができる。潮流がある程度大きい海域では、ドリフターの軌跡から潮流を求めることが可能となる。ドリフターの軌跡から流速を計算し時系列で見ると、サハリン陸棚上などでは、東樺太海流に重なって、きれいに潮流のシグナルを見ることができる[2]。ここでは、25時間平均して出る平均流成分を除いた残差(潮流成分)の時系列から以下のような手法で潮流成分のマッピングを行った結果を示す。残差成分時系列を2日ごとの区間に区切って、各区分ごとにある周期(ここでは日周潮)で demodulation を行う(潮流楕円を fitting させることに相当)。Demodulation (fitting)の結果が悪いもの(図では×で示す)を区別し、合うものを振幅の大きさに比例させた(潮流)楕円として、その区間のドリフターの中心位置に合わせてマッピ

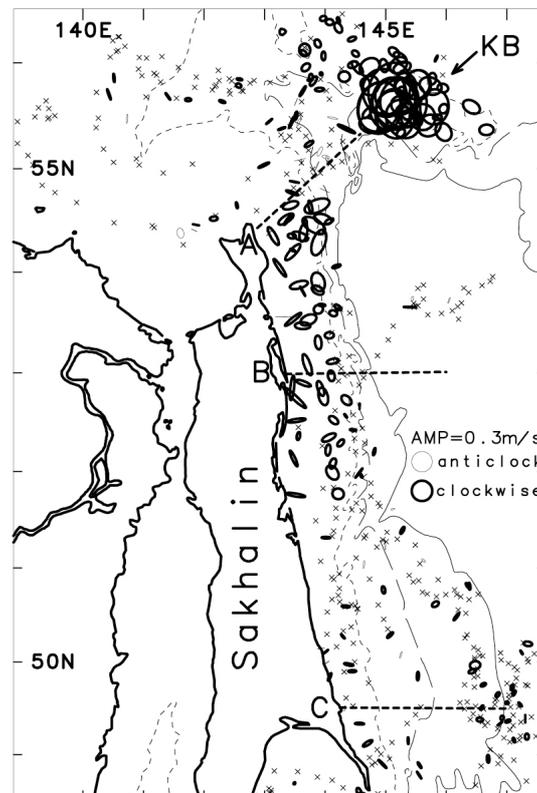


図1: 表層ドリフターより得られた、サハリン沖での日周潮の潮流楕円のマッピング。点線は200m、破線は500m、実線は1000mの等深線。KBはカシェバロババンクを示す。Ohshima et al. (2002) [2] より加筆。

ングしたものが、図 1 及び 図 2 である。

図 1 は、サハリン沖北東部の結果を示したものである^[2]。サハリンの北東にある海堆カシエバロババンクでは、 1.0 ms^{-1} にも及ぶ潮流が存在し、等方的な時計回りの潮流楕円という特徴を持つ。これは後(3 節)で述べるように海山捕捉波の特徴である。サハリン陸棚上(200m 深以浅)でも日周潮流が大きく、時計回りの潮流楕円となっている。但し、日周潮のシグナルが顕著なのは北緯 51.5 度以北で、それより南には有意なシグナルが見られない。これらの特徴は後(3 節)で述べるように、51.5 度以北でのみ沿岸捕捉波が存在することから説明される^[2]。

図 2 は千島海峡南部域での日周潮の demodulation のマッピングの結果を示す^[14]。ブッソル海峡では、水深が 1000-2000m の海域でも、大きな潮流があることがわかる。太平洋側の陸棚上(500m 深以浅)では、強い日周潮流が存在することがわかり、時計回りの潮流楕円という特徴を示す。これも地形性ロスビー波(沿岸捕捉波)によると考えられる^[4, 14]。オホーツク海側でも島に近い浅い海域では大きな日周潮流があり、これも地形性ロスビー波によると考えてよい。このように図 2 のような潮流マッピングからは、海峡内や島の周辺では、日周潮流が顕著に増幅されるという、空間的な特徴を明らかにすることができる。

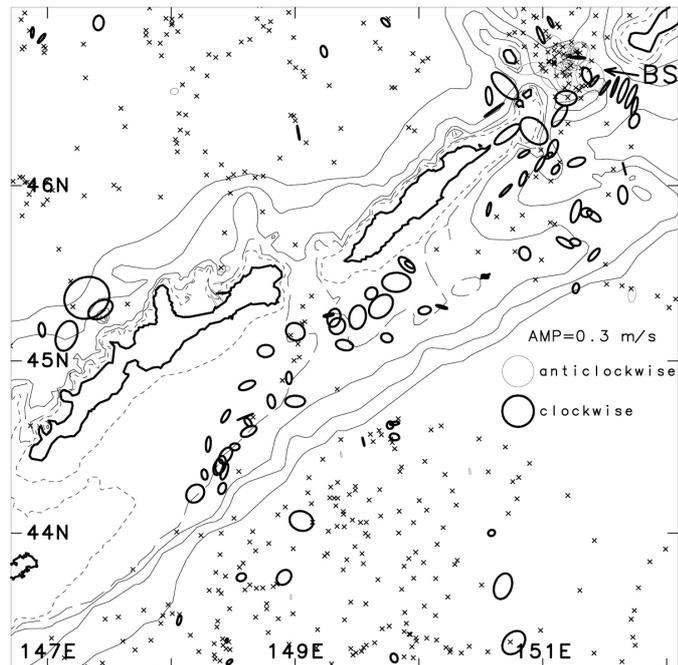


図 2: 表層ドリフターより得られた、千島海峡南部域での日周潮の潮流楕円のマッピング。

点線は 200m、破線は 500m、実線は 1000, 2000, 3000m の等深線。BS はブッソル海峡を示す。Ohshima et al. (2005) ^[14] より加筆。

3. 係留系による長期連続測流

ドリフターによる観測では、広範囲における潮流特性の概要を見るにはよいが、正確な潮流諸成分を見積もることはできない。これらの正確な見積もりのためには係留系による観測がもっとも適切な手法となる。共同プロジェクトでは、図 1 に示す A,B,C の測線で係留系による ADCP(Acoustic Doppler Current Profiler)などによる長期(9 ヶ月-2 年)連続測流を行った。図 3a は、A,B 線上の観測点での時系列データから調和解析を行い K1 潮の潮流楕円を示したものである^[15]。A,B 線の陸棚上では潮流は大きく増幅され、時計回りの潮流楕円という特徴を示す。C 線上の結果は示していないが、陸棚上でも潮流振幅は A,B

線に比べずっと小さく、潮流楕円も直線的になる^[15]。図 3a では、観測最上層（水深 28-203m）の結果のみを示すが、潮流はほぼ順圧的な特徴を示し、海底近く 10-30m 内では潮流によるエクマン層が形成されていた^[15]。

図 4a は、A,B,C 線での、地形と密度成層の両方を考慮して導出された沿岸捕捉波(coastal-trapped waves)の分散関係を示したものである^[15]。A,B 線では、日周潮の沿岸捕捉波が存在するのに対し、C 線の地形では斜面が緩いため沿岸捕捉波が存在できない。図 3 及び図 1 に見られるように、51.5 度以北のみで日周潮が大きくなるのは、日周潮沿岸捕捉波が 51.5 度以北のみで存在しえるからと考えられる。

図 4b は B 線での K1 潮の第一モード沿岸捕捉波の構造（流速の岸沿い成分の振幅分布）を示したものである^[15]。順圧的な構造となっており、観測とよく対応している。図 3b は各観測点での K1 潮沿岸捕捉波から導かれる潮流楕円を示したもので、観測とよく合っていることがわかる。

図 1 からはカシェバロババンクで潮流が極めて大きくなることが示されたが、このバンク上でも 9 ヶ月の ADCP による係留測流が行われた。図 5b は測流データを調和解析した結果（K1 潮の潮流楕円）を示す^[16]。図 1 でも見られたように、非常に振幅の大きな等方的な時計回りの潮流楕円という特徴を示し、また順圧的であることもわかる。このバンクを

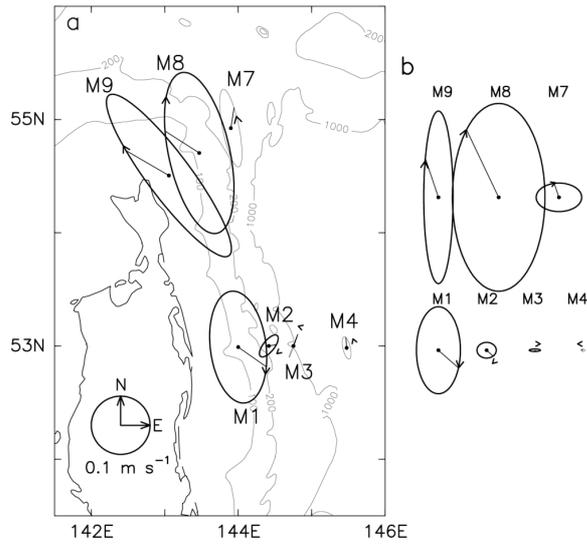


図 3 : K1 潮の潮流楕円 (a) 係留系による測流データより (b) 沿岸捕捉波解より。Ono et al. (2008) ^[15] より。

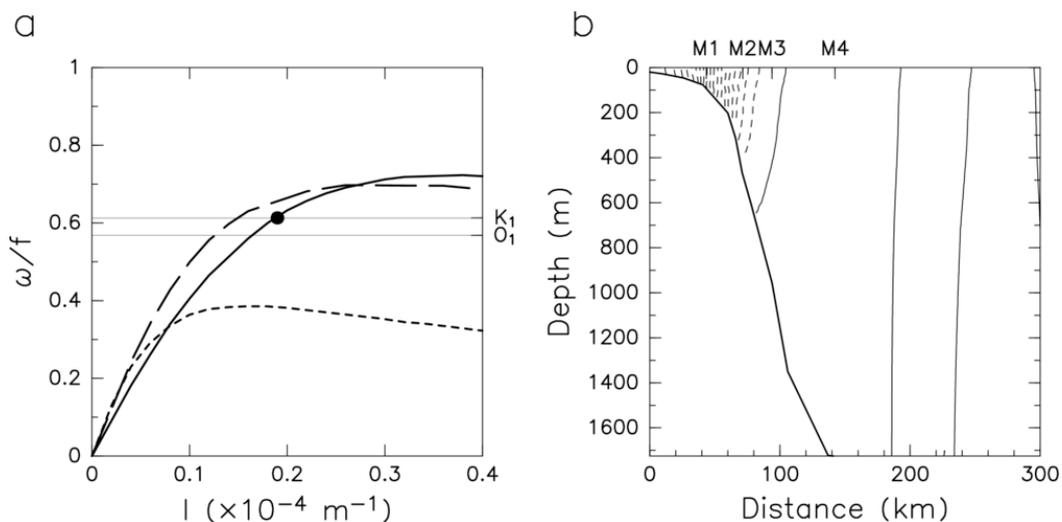


図 4 : サハリン沖 A, B, C 線(図 1 参照)での沿岸捕捉波の、(a) 分散関係と (b) B 線上における K1 潮での第一モード沿岸捕捉波の構造（流速の岸沿い成分の振幅分布）。Ono et al. (2008) ^[15] より。

同心円状の海山に近似し、密度成層も考慮して海山捕捉波 (seamount-trapped waves) の解を求めると、動径波数 0、方位波数 1 の海山捕捉波は、日周潮の周期に近いことが示される^[16]。図 5a は、この海山捕捉波の構造を潮流楕円で示したものである。矢印で示した所が観測点の位置に相当するが、順圧的、等方的な時計回りの潮流楕円といった特徴はよく合っていることがわかる。

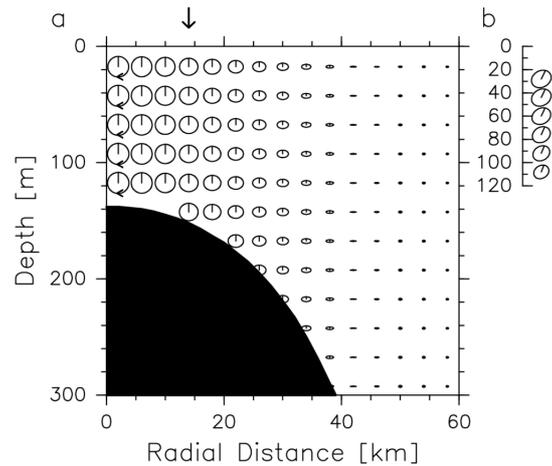


図 5: (a) 海山捕捉波 (動径波数 0、方位波数 1) の構造を潮流楕円で示したもの。
(b) ADCP 観測によるカシェバロバンク上での K1 潮の潮流楕円。
Ono et al. (2006)^[16] より。

4. LADCP による繰り返し観測

図 2 のドリフター観測からブッソル海峡内やその周辺では潮流が非常に大きくなることが示された。ブッソル海峡は千島海峡の中でも最も水深が大きくオホーツク海と北太平洋の海水交換においても最も重要な海峡と考えられている。また、潮流混合による水塊形成においても重要な海峡と考えられている。共同プロジェクトではこの海峡で集中観測を行っている。1998 年に設置された JAMSTEC やワシントン大学の係留系は流れ (主に潮流) が強すぎ、系が水平に近いくらいに倒れることも多く起こり、必ずしも十分なデータを得ることができなかった。加えて、複雑な地形を持つ海峡内では場所ごとに潮流特性の違いが大きく、数点だけの情報では議論するのは難しいと考えられる。

そこで 2001 年に、海峡を横切る 13 点において (図 6 参照)、LADCP による 25 時間以上の繰り返し観測が行われた^[17]。一観測点に対して、最低 25 時間以上、下げと上げの cast を合わせて 12-16 のキャストを行うことで、平均流及び日周潮・半日周潮の潮流成分をある程度解像することができる。ここでは、日周潮の潮流の振幅分布の結果について示す (図 6a)。この手法では、特に鉛直方向を含め、高い空間分解能で海峡断面での潮流特性を示すことができる。図 6a からは、中央の海山的構造に捕捉される形で日周潮流が増幅されていること、水深 1000m 以深でも 1 ms^{-1} 近くに及ぶような大きな潮流が生じること、などが示される。海峡では、シルを横切る際の潮流増幅に加え、地形性ロスビー波動的な力学が働いて、このような大きな潮流が誘起されると考えられる。

この観測では同時に CTD でも繰り返し観測が行われ^[18]、CTD のキャストからは多くの密度逆転が検出された。これらの密度逆転は破波等による強い鉛直混合が生じていることを示すものである。これらの密度逆転から Thorpe scale や Ozmidov scale といった、混合が生じている特徴的な鉛直スケールを計算することができ、さらにそれらのスケールから

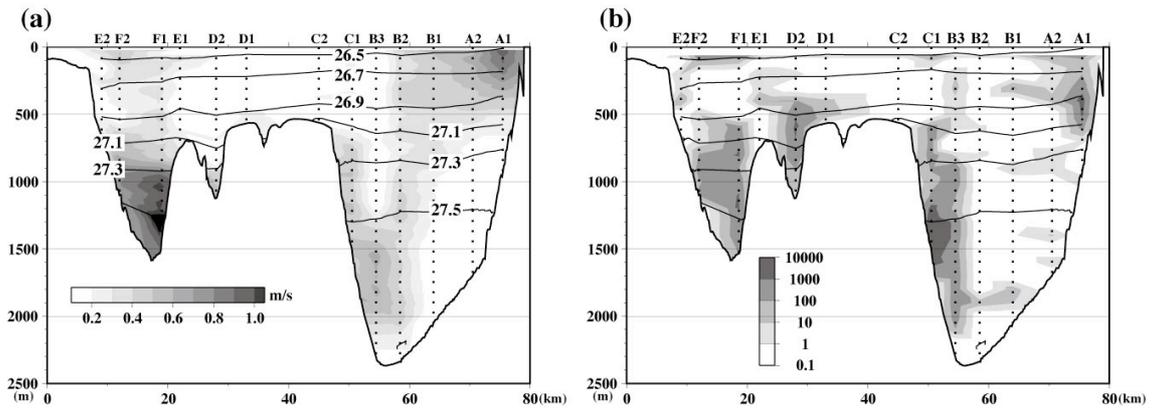


図 6 : (a) LADCP より見積もられた大潮時の日周潮流の振幅分布 (海峡を通過する向きの成分)
 (b) CTD より見積もられた鉛直拡散係数の空間分布
 Katsumata et al. (2004) ^[17] より。

は鉛直拡散係数を求めることもできる。図 6b は、ブッソル海峡内での全 129 の CTD キャストより、Galbraith and Kelly (1996)^[19]の方法に従って抽出した密度逆転から、Osborn(1980) ^[20]の式を用いて鉛直拡散係数を見積り、その空間分布を示したものである。鉛直拡散係数は日周潮流が大きい所に対応して大きくなっており (図 6a と 6b の比較)、潮流によって鉛直混合が生じていることを示している。また、鉛直拡散係数の値は $1000 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ に及ぶところもあり、局所的には極めて大きい鉛直混合が生じていることがわかる。特に海底から 500m くらいまでの深い所に大きな拡散係数が見られる。ブッソル海峡では深い所において大きな混合が生じることは、この海域が下層の中層水($27.4\text{-}27.6 \sigma_\theta$)の混合・形成の中核を担っているという水塊分析による研究^[18]とよく対応している。

このように、潮流混合は水塊形成に本質的な役割を担っているので、例えば 18.6 年の潮汐周期変動に応じて水塊変動が誘起され^[21]、さらには 10–20 年スケールでの気候変動にも潮汐は重要な因子になっている可能性が指摘されている^[22]。

参考文献

- [1] Kowalik, Z. and I. Polyakov (1998): *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 1389-1409.
- [2] K. I. Ohshima, M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi and G. Mizuta (2002): *J. Geophys. Res.*, 107, 3195, doi:10.1029/2001JC001005.
- [3] Rabinovich, A. B. and A. E. Zhukov (1984): *Oceanology*, 24, 184-189.
- [4] Rabinovich, A. B. and R. E. Thomson (2001): *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 2650-2668.
- [5] Nakamura, T. and T. Awaji (2004): *J. Geophys. Res.*, 109, C09S07, doi:10.1029/2003JC001850.
- [6] Talley, L. D. (1991): *Deep Sea Res. Part A*, 38, S171-S190.
- [7] Warner, M. J., et al. (1996): *J. Geophys. Res.*, 103, 20525-20542.
- [8] Wong, C. S., et al. (1998): *J. Geophys. Res.*, 103, 15, 613-15, 623.
- [9] Kitani, K. (1973): *Bull. Far Sea Fish. Res., Lab.* 9, 45-77.
- [10] Shcherbina, A. Y., L. D. Talley and D. L. Rudnick (2003): *Science*, 302, 1952-1955.
- [11] T. Nakatsuka, M. Toda, K. Kawamura and M. Wakatsuchi (2004): *J. Geophys. Res.*, 109, C09S14, doi:10.1029/2003JC001909.
- [12] Nishioka, J., et al. (2007): *J. Geophys. Res.*, 112, C10012, doi:10.1029/2006JC004055.
- [13] 鈴木・金成 (1986): *月刊海洋*, 18, 455-463.
- [14] Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi, and S. Saitoh (2005): *J. Oceanogr.*, 61, 845-855.
- [15] Ono, J., K. I. Ohshima, G. Mizuta, Y. Fukamachi, and M. Wakatsuchi (2008): *Continental Shelf Research*, 28, 697-709.
- [16] Ono, J., K. I. Ohshima, G. Mizuta, Y. Fukamachi, and M. Wakatsuchi (2006): *Deep Sea Research*, 53, 409-424.
- [17] Katsumata, K., K. I. Ohshima, T. Kono, M. Itoh, I. Yasuda, Y. Volkov, and M. Wakatsuchi (2004): *J. Geophys. Res.*, 109, C09S06, doi:10.1029/2003JC001864.
- [18] Ono, K., K. I. Ohshima, T. Kono, M. Itoh, K. Katsumata, Y. N. Volkov, and M. Wakatsuchi (2007): *J. Oceanogr.*, 63, 281-291.
- [19] Galbraith, P. S. and D. E. Kelley (1996): *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 13, 688-702.
- [20] Osborn, T. R. (1980): *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 83-89.

[21] Osafune S. and I. Yasuda (2006): J. Geophys. Res., 111, C05007, doi:10.1029/2005JC003277.

[22] Yasuda, I., et al. (2006): Geophys. Res. Lett., 33, L08606, doi:10.1029/2005GL025237.