

— 2007 年度日本海洋学会岡田賞受賞記念論文 —

潮汐過程がオホーツク海・北太平洋間の 海水交換に果たす役割の研究*

中村 知裕[†]

要 旨

千島列島域の潮汐・潮流過程がオホーツク海-北太平洋間の海水輸送および列島域の鉛直混合に重要な役割を果たしうることを、列島域の混合がオホーツク海・北太平洋中層の通気とそれに伴う水塊形成・循環駆動の要因の一つであることを示し、北太平洋中層水形成機構における新たなパラダイムを提出した筆者らの一連の研究について紹介する。

キーワード：潮汐，平均流，内部波，通気，北太平洋

1. はじめに

潮汐・潮流による海水混合・交換に関する研究は、これまでに理論・観測の両面にわたって数多くなされている。しかしながら、そのほとんどは沿岸域など空間スケールの小さな海域の問題を対象としており、外洋域での海水輸送や水塊変質に関する具体的な物理過程を潮汐・潮流の効果と関連させて議論した研究はほとんどなかった。これに対し近年、外洋の物理過程に潮汐・潮流過程が深く関与しうるということが明らかになってきた。この問題は、時空間スケールの大きな海盆の過程に短周期の潮汐・潮流過程が関わりを持つ点で興味深い。千島(クリル)列島の潮流過程がオホーツク海および北太平洋の ventilation (通気) に与える影響は、潮流が介在する陸棚・縁辺海過程と外洋過程の相互作用の好例と言えよう。

北太平洋最大の縁辺海であるオホーツク海北部陸棚

域では、冬季の結氷に伴うブライン排出に伴って高密度の陸棚水 (Dense Shelf Water: DSW) が形成される (Kitani, 1973)。DSW は、北太平洋で海面における密度フラックスにより形成される水塊のうち最も高密度 ($\sim 27.0\sigma_\theta$) であり、相対的に低温・低塩・高酸素という特徴を持つ (Kitani, 1973; Talley, 1991)。この DSW が混合することで、オホーツク海とりわけ中層に、同密度の北太平洋亜寒帯水に比べ低塩・低温・高酸素・低渦位の特徴を持つ水塊が形成される (Kitani, 1973; 大谷, 1989; Yasuda, 1997; Watanabe and Wakatsuchi, 1998)。オホーツク海に固有なこの海水は、千島列島を経て北太平洋へ流出し、東カムチャッカ海流と合流して親潮を形成し亜寒帯に広がるが、その一部は亜熱帯に侵入して、北太平洋中層水 (North Pacific Intermediate Water: NPIW) に低塩分水を供給する (Wüst 1930; Favorite *et al.*, 1976; Talley, 1991; Talley *et al.*, 1995; Yasuda *et al.*, 1996; Kono, 1998)。NPIW は北太平洋中層に特有な水塊であり、それを特徴づける塩分極小層は亜熱帯域の大部分に、さらには熱帯のインドネシア多島海にまで分布している。

こうした過程を通し、オホーツク海は北太平洋中層

* 2007 年 10 月 01 日 受領；2008 年 1 月 21 日 受理
著作権：日本海洋学会，2008

[†] 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
〒060-0819 札幌市北区北19条西8丁目
北海道大学低温科学研究所
著者 e-mail address : nakamura@lowtem.hokudai.ac.jp

の通気に重要な役割を果たすと考えられている。実際、クロロフルオロカーボン (CFC) の中層 (26.8–27.4 σ_θ) における分布にも、千島列島の付近から北太平洋亜寒帯、亜熱帯へと通気された海水が広がっていく様が捉えられている (Warner *et al.*, 1996; Watanabe *et al.*, 1994)。CFC と同様に、熱・淡水そして温暖化物質 CO₂ を含む様々な物質も北太平洋中層の通気に伴い海洋内に取り込まれ循環する。このため、水塊構造や循環の理解だけでなく物質循環の理解、ひいては数十年スケールの気候変動や温暖化に対する海洋物理場及び物質循環の応答と役割を考える上でも、オホーツク海から北太平洋中層の通気過程を解明することが重要となる。

千島列島はこのオホーツク海と北太平洋の境をなす。高い海嶺と多くの島から成ることも手伝い、列島域の流動構造は複雑である。なかでも複雑化の最大要因は時空間変動の激しい潮流が卓越流であることだろう。水深は数百から数千 m に及ぶにもかかわらず、潮流の振幅は数十 cm s⁻¹ から数 m s⁻¹ に達する (e.g., reviews by Talley and Nagata, 1995)。潮流は単なる振動流ではなく、平均流形成や海水混合を引き起こし得ることが知られている。千島列島は、オホーツク海から北太平洋に至る通気の途上に位置する一方、北太平洋水はオホーツク海水の主要な源となることから、列島における潮流過程の影響は、周辺海域に止まらずオホーツク海・北太平洋へ広がると期待される。

また、力学的観点からしても千島列島の潮流過程は興味深い。千島列島では、慣性振動より振動数の低いすなわち subinertial な日周潮 (約 1 日周期の潮汐) に伴う流れが卓越しているが、subinertial な潮流による海水の輸送・混合に関する研究は、慣性振動より振動数の高い (superinertial な) 潮流によるものに比して非常に少ない。人口の大きい地域の多くが superinertial な半日周潮 (約半日周期の潮汐) が卓越成分となる海域に面するからだろう。また、本稿ではあまり触れないが、千島列島が北太平洋中層の通気に与える影響は、海盆西側を源とする点でいわゆる通気躍層理論およびそれを踏まえた研究と異なっている。

以下では、千島列島域における潮流による海水輸送と鉛直混合、後者がオホーツク海・北太平洋に与える影響、およびこれらに関わる力学について、筆者と共

著者達が行ってきた研究を元に概略を順に紹介していきたい。内容及び参考文献の詳細は原著論文や解説を参照戴きたい。

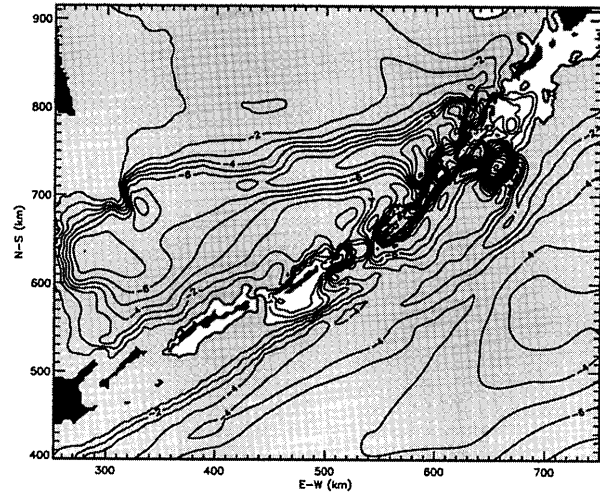


Fig. 1. Time-averaged transport streamfunction (Sv) induced by the barotropic K_1 tide. Shaded regions indicate negative values, and the black regions are lands. For details, readers are referred to Nakamura *et al.* (2000a).

2. 千島列島域の潮流過程

2.1. 順圧潮流と海水交換

潮流過程は 3 次元的で様々な力学要素を含むが、主な過程に順に焦点を当てていきたい。ここでは先ず、千島列島域の順圧潮流場と平均流形成に伴う海水交換から述べる。

オホーツク海–北太平洋間の海水交換は、未だ十分理解されているとは言い難い。水塊分析によると、オホーツク海への流入は主に千島列島北東部で生じ、北太平洋への流出は主に列島中央部から南部で生じているようである (e.g., Kitani, 1973)。これは千島列島が大きな障害でない場合に期待される大規模風成循環に伴う流れと定性的に一致する。しかしながら、多くの海峡で平均的な流れの向きがカムチャッカ側と北海道側で逆となる「双方向流」であったり (e.g., Moroshkin, 1966)、列島北東部でも有意な流出が生じていたり (川崎と河

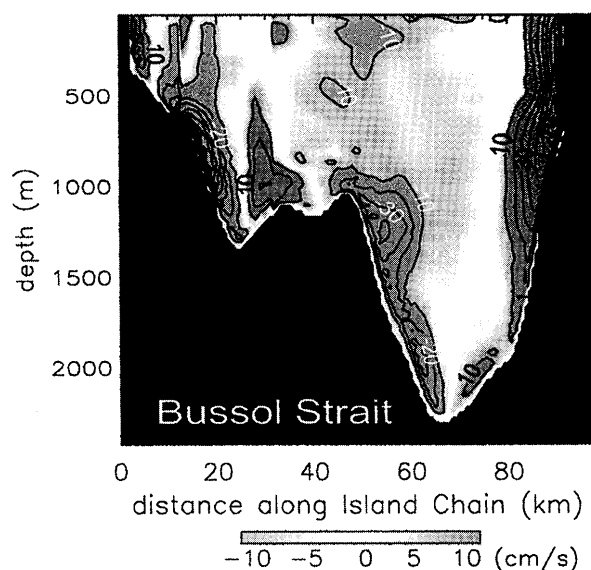


Fig. 2. Time-averaged flow through the Bussol Strait induced by the K_1 tide. Flow toward the Okhotsk Sea (the North Pacific) is indicated by black (white) colored numbers. The black regions are land. For details, refer to Nakamura and Awaji (2004).

野, 1994; 倉品ら, 1967) するなど, 大規模風成循環だけでは海水交換を説明しにくい。これら二つの特徴はむしろ潮流過程を考慮した方が理解しやすい。

順圧潮汐シミュレーション (Nakamura *et al.*, 2000a; 中村ら, 1999) によると, 千島列島域では流速で見ると日周潮である K_1 潮が卓越している。その主な理由は, 北太平洋から入射する日周潮潮汐波の一部がオホーツク海へ透過する際に, ケルビン波・陸棚波・地形性ロスビー波といった地形に捕捉される波が励起され, 島や海堆を巡る間に増幅されることにある。こうした地形に捕捉される波を, 以下では地形性捕捉波と呼ぶ (沿岸捕捉波と呼ばれることが多いが, 海堆など岸が無い場所でも励起され重要な役割を果たすのでこう呼んでおく)。

増幅された順圧 K_1 潮流は後述の tidal rectification を通して平均流を形成する。形成された平均流をオイラー的時間平均流の流量流線関数で示したのが Fig. 1 である。図の海域において, 平均流は基本的に水深の浅い側 (したがって島や海嶺) を右に見て流れるため,

ほとんどの海峡において双方向流となる。平均流によるオホーツク海からの流出は, 約半分が中央部のブソル海峡 (北ウルップ水道) を通るが, 残りの大部分は北東部で生じる。流入は主に北東部で生じるが, ブソル海峡も約 3 割寄与していた。こうした特徴は観測的研究の示す定性的特徴と整合している。実際, 3 次元潮汐モデル (2.3 節) から得られたブソル海峡を横切る平均流の断面 (Fig. 2) は, 垂下式音響ドップラー流速計 (LADCP) による繰り返し観測から得られた平均的な流速の断面図 (Katsumata *et al.*, 2004) と分布が似ている。前者は駆動力として K_1 潮しか用いていないことを考えると驚くべき一致だろう。(ただし, 3 次元モデルでは, 分解能が遙かに細かい上に, 潮汐混合により形成される密度フロントに伴う流れも含む。)

量的に見ても, 海峡を横切る順圧平均流の流量は無視し得ない。流出・流入の総量は水平分解能 5 km で共に 5 Sv (Nakamura *et al.*, 2000a), 分解能を上げるとさらに増加し 10 Sv を越えるようになる (Nakamura and Awaji, 2004)。なお, 他の日周潮もその振幅に応じて海水交換を引き起こすが, 半日周潮によるものは遙かに小さい。この違いは後述のように地形性捕捉波の有無による。

以上のような潮流による平均流形成 (tidal rectification) については, 運動量の収束発散から説明する理論もあるが, ここでは渦度を用いた説明を採用したい。潮流が海底地形上を流れると, 渦位保存や底摩擦の非線形性により相対渦度が生成される。この相対渦度が, 底摩擦による減衰を受けながらも, 移流により再分配されることで平均的な渦度場が形成される。平均流はこの平均渦度場に伴う流れとして得られる (e.g., Robinson, 1981)。

千島列島では水深数十 m 以下の浅海域を除き, 渦度生成は渦位保存に伴うものが卓越していた。この場合, シル (ここでは島の間海嶺部) を潮流が横切ると, シルの尾根へ登る (から下る) 斜面では水柱が縮み (伸び) 北半球では負 (正) の渦度を得る。したがって潮流がどちら向きの時も, 尾根へは負, 麓へは正の渦度が移流される。その結果, シルの尾根付近で負, 麓で正の平均渦度が生成される。この平均渦度分布に伴う平均流は, 遠方で平均流を 0 とすると, 浅い方を右に見るよ

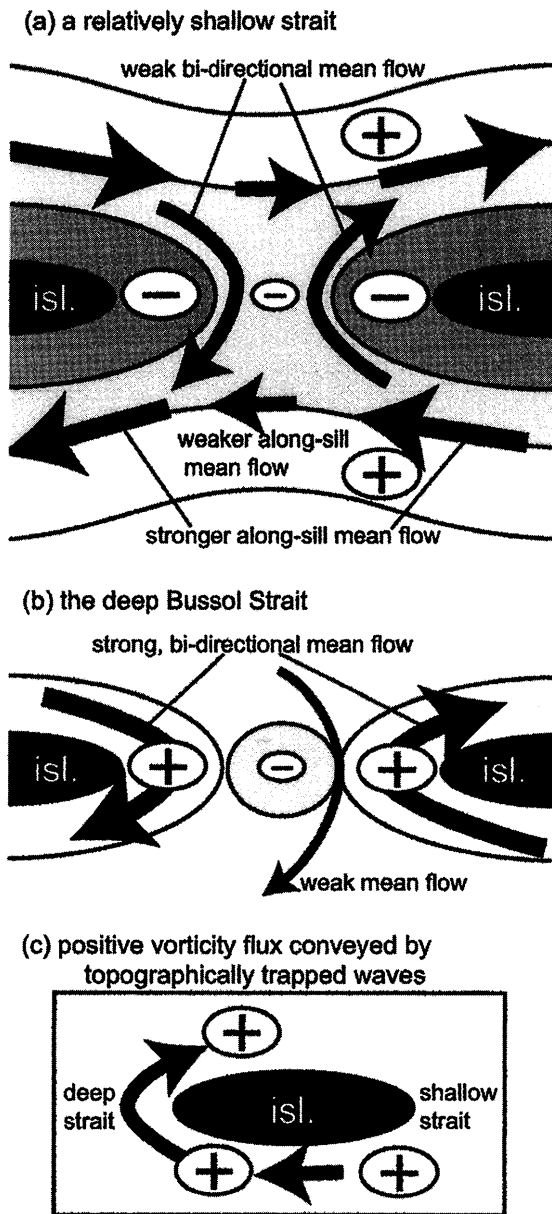


Fig. 3. Schematic of the time-averaged flow associated with relative vorticity around (a) a relatively shallow strait and (b) a relatively deep strait (the case of the Bussol Strait). (c) Schematic of vorticity transport by topographically trapped waves. For details, refer to Nakamura *et al.* (2000a).

うな斜面に沿う流れとなる (Fig. 3a)。海堆や島で形成される平均流は時計回りになり、島に挟まれた海峡内では双方向流になる。

しかしながらブソル海峡など深く幅の広い海峡では、

理論的予測とは逆に、正の平均渦度が島付近に形成され、それが双方向流形成と海水交換に主要な寄与をなす (Fig. 3b)。そこで、従来理論には含まれていない地形性捕捉波を考慮することで説明を試みた。地形性捕捉波は渦度輸送を引き起こし得る。波による輸送は移流による輸送と異なり、潮流行程 (tidal excursion) を越えた渦度輸送を可能にし、その向きは主に水深の勾配の向きで決まる。

こういった地形性捕捉波の効果は、渦度生成の盛んな海域から弱い海域へのリモートフォーシングをもたらす。千島列島の場合、潮流が速く海底傾斜がきつい比較的浅い海峡において強い渦度生成が生じ、そこから渦度生成が弱く地形性捕捉波が横切れる深い海峡へと渦度が輸送される (Fig. 3c)。こうして正の渦度が輸送されて来ることが、深い海峡の平均渦度生成に主要な役割を果たす。このため、従来理論と逆符号の平均渦度が形成されたり、superinertial な半日周潮による平均流が遥かに小さい結果となる。なお、波による渦度輸送の方向が海底地形で決まることは、移流との相乗効果で正味の渦度輸送を引き起こす効果を持つと考えられるが詳細は割愛する。

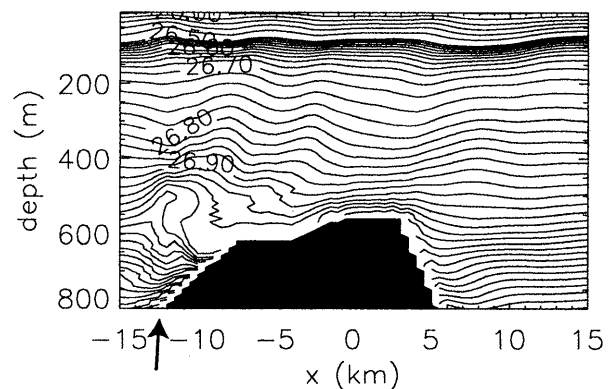


Fig. 4. A breaking internal wave: The distribution of potential density obtained from the numerical experiment forced with a barotropic K_1 tidal flow after one tidal cycle. The black region indicates the sill top. For details, refer to Nakamura *et al.* (2000b).

2.2. 内部波と鉛直混合

次に潮流に伴う内部波 (内部慣性重力波) の生成と鉛直混合に注目する。千島列島の海峡部では、鉛直に強く混合された海水がオホーツク海水と北太平洋水を隔てているさまがしばしば観測される (川崎と河野, 1994)。鉛直混合は列島域の水塊構造に影響するだけでなく、3節で後述するように、オホーツク海・北太平洋の水塊特性や循環にも影響を及ぼす。列島域では潮流が強いことから、この鉛直混合を引き起こすのは潮汐ではないかと昔から想像されていた (e.g., Kitani, 1973)。

しかしながら当時の既存理論では、千島列島で潮汐が強い鉛直混合を引き起こすことを説明しにくい。水深数十 m 程度の沿岸域では、潮流により発達した海底境界層が海面境界層にまで達することがよくあるが、千島列島では水深が数百から 2,000 m に及ぶにもかかわらず海面まで鉛直混合の影響が現れている (川崎と河野, 1994)。このように深い海域では、成層した潮流が海底地形上を流れる際に励起される内部波が鉛直混合に重要な役割を果たすことが多い。ところが線形で考えると、励起される内部波の振動数と潮流の振動数は同じになるのに対して、千島列島で卓越する日周潮は subinertial なので潮汐と同じ振動数の内部波は存在しない。このような場合についての潮汐混合に関する理論的・数値モデル的研究はほとんど見あたらない。では、千島列島ではどのようにして混合が生じているのだろうか。

結論から言うと、subinertial な K_1 潮流も内部波の生成・砕波を通して強い鉛直混合を引き起こしうる (Nakamura *et al.*, 2000b; Nakamura and Awaji, 2001; 中村, 2006)。数値実験で見られた、 K_1 潮流により生成された内部波が砕波している所を Fig. 4 に示す。モデルは鉛直 2 次元非静水圧で、中央にシルを配置し、初期条件としてオホーツク側の夏季水温・塩分鉛直分布を水平一様に与え、駆動力として順圧 K_1 潮流を与えている。図はシル頂上付近のポテンシャル密度 (以下、密度と略) で、頂上左側で大振幅内部波が鉛直スケール 200 m 近くに達する密度逆転を引き起こし砕波している様子が見られる。こうした大規模な砕波に伴い、拡散係数にして最大 $1,000 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ を越える強い鉛直混合が生じる

と見積もられた。

Subinertial な潮流が内部波を励起できるのは、潮汐より高振動数の波が生じたことによっていたが、そのような波が発生する理由は振動数を決定する「駆動力の時間変化」から考えると分かり易いだろう。鍵は、背景流 (この場合は順圧潮流) と共に動く座標系で考えることにある。簡単のため、内部波の駆動力を海底付近の鉛直流 W とし、そのラグランジュ的時間微分 D/Dt を考える。比較的平坦な海底を考えて鉛直移流を無視すると、

$$\frac{DW}{Dt} = \frac{\partial W}{\partial t} + U \frac{\partial W}{\partial x}$$

となる。すなわち、駆動力の時間変化は、駆動力の局所的時間変化 (右辺第 1 項) および駆動力の空間変化の移流 (右辺第 2 項) から成る。第 1 項は主に、潮流の振動に伴い駆動力が振動する効果を表す。今の場合、海底における運動学的境界条件を通して鉛直流が振動する効果である。大部分の潮汐起源内部波の研究と同様に線形近似を用いると、振動数は第 1 項で決まり、潮汐と同じになる。潮汐と同じ振動数の内部波なので内部潮汐と呼ぶ (潮流起源の内部波全てを含めて内部潮汐と呼ぶ人もいる)。第 2 項は、地形の凹凸上を背景流と共に動けば鉛直流が時間変化するよう感じる効果で、いわゆる風下波を生み出す (背景流と共に動く座標系に変換する代わりにオイラー的の微分に変換したため移流として表されている)。背景流が定常 (または準定常) なら、振動数は第 2 項だけで決まり定常風下波 (非定常風下波または準定常風下波) となる。

実際には潮流の場合、第 1 項と第 2 項の両方の効果が効くパラメタ領域もある。このときの本来の振動数 (背景流に乗って見た振動数) は、上式を W で割って振動数のスケールにすると、両項の寄与の和で近似できることが分かる。詳細は省くが背景流が水平一様なら、本来の振動数は

$$\omega \approx -kU(t_0) \pm \omega_{tide}$$

すなわち、非定常風下波の振動数 ($-kU(t_0)$) と潮汐の振動数 (ω_{tide}) の和あるいは差となる (k は地形の水平波数、 U は背景流の流速、 t_0 は波が生成された時刻、 ω_{tide} は潮汐振動数)。このため、この波は風下波と内部潮汐

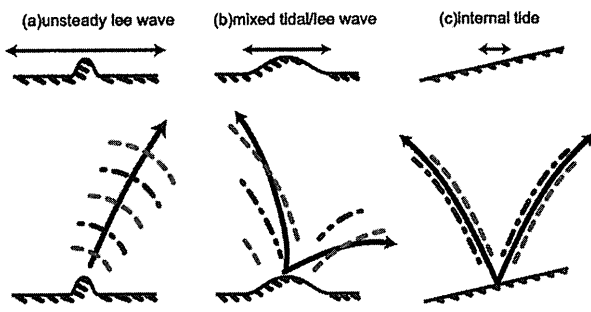


Fig. 5. Schematic illustrations for (a) unsteady lee waves, (b) mixed tidal/lee waves, and (c) internal tides. (Top) Schematic of scales of the tidal excursion (arrows) and topography. (Bottom) Schematic of internal waves generated by a tidal flow over topography. Arrows show the paths of wave energy (i.e., wave rays), and dotted lines and dot-dashed lines indicate co-phase lines. In the panels (a) and (b), only waves generated by a nearly-steady rightward flow and in a half tidal period of a rightward flow are shown, respectively. For details, refer to Nakamura (2006), Nakamura and Awaji (2001).

の両方の性質を併せ持つ。そこで筆者らは混合潮汐風下波と名付けたが、要するに風下波と内部潮汐のパラメタ領域の間を繋ぐものであり、 ω_{tide} または $-kU(t_0)$ が無視できる極限として非定常風下波と内部潮汐を含む。

励起される波の振動数が以上のように決まるので、subinertial な潮流でも、慣性振動数より高い振動数の混合潮汐風下波または非定常風下波が励起可能であり、それらは内部波として存在できる。

内部潮汐、非定常風下波、混合潮汐風下波のどれが励起されるかを知るには、潮汐と風下波の振動数の比をとり、流速を潮流の振幅 U_0 で代表させたもの

$$\frac{kU_0}{\omega_{tide}} = \frac{U_0/\omega_{tide}}{1/k}$$

を考えればよい。 $kU_0/\omega_{tide} \ll 1$ なら内部潮汐、 $\gg 1$ なら非定常風下波（定常風下波は $\rightarrow \infty$ の極限に対応）、 ~ 1 ならその中間の波（混合潮汐風下波）となる。上式を右辺のように書き換えると、比 kU_0/ω_{tide} は「潮流に伴って流体粒子が1周期間に往復する距離」と「地形の水平スケール」の比でもあることが分かる。模式的に表すと Fig. 5 上段となる。

加えて、振動数が変わると鉛直波数ひいては位相速度や群速度が変わり、波の進行および重ね合わせによる成長も変わる。これを Fig. 5 下段に模式的に示す。内部潮汐は、線形性のため、背景流が波の伝播にあまり影響せず、4方向に伸びる波線のうち海底等に遮られない方向に進む（比較的平らな地形なら上に向かい左右へ伝播する）。一方、非定常風下波は、位相速度が生成時の背景流と逆向きで同じ大きさなので生成域付近に捕捉され易く、フルード数 Nh/U (N, h は浮力振動数と地形の振幅) が十分大きければ砕波する。潮流が弱まり向きが変わると、残りが生成時の上流へと離れていく。混合潮汐風下波は、内部潮汐と非定常風下波の中間の振舞を示す。上述の千島列島の K_1 潮流の場合、非定常風下波に近い混合潮汐風下波が励起され砕波することで非常に激しい鉛直混合を引き起こしていた。

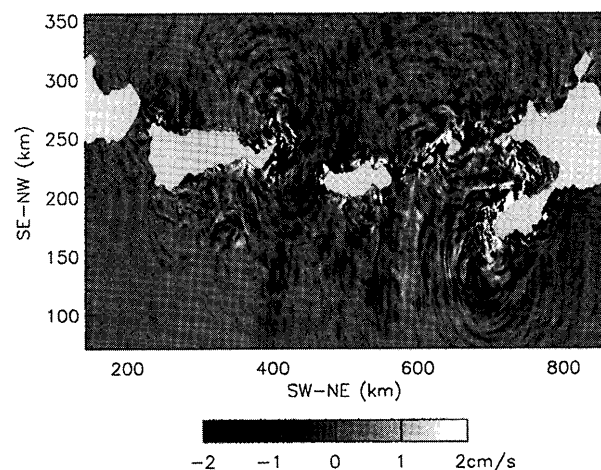


Fig. 6. Horizontally propagating internal waves generated by the K_1 tide. Vertical velocity at 390 m after the calculation of four tidal cycles. For details, refer to Nakamura and Awaji (2004).

2.3. 潮汐フロントと渦の形成

ここまで、順圧過程および鉛直2次元過程を抽出して見てきたが、3次元ではそれぞれの過程の3次元的拡張に加えて、潮汐フロント形成に伴う傾圧渦生成といった3次元でないで生じない力学要素が現れる。この節では、これらに関して3次元非静力学モデル実験の結果から紹介する (Nakamura and Awaji, 2004; 中

村ら, 2003a)。モデル領域は千島列島の大部分を含む。鉛直 2 次元モデルと同様、初期には夏季オホーツク側の水温・塩分鉛直分布を水平一様に与え、駆動力として順圧 K_1 潮を与えた。

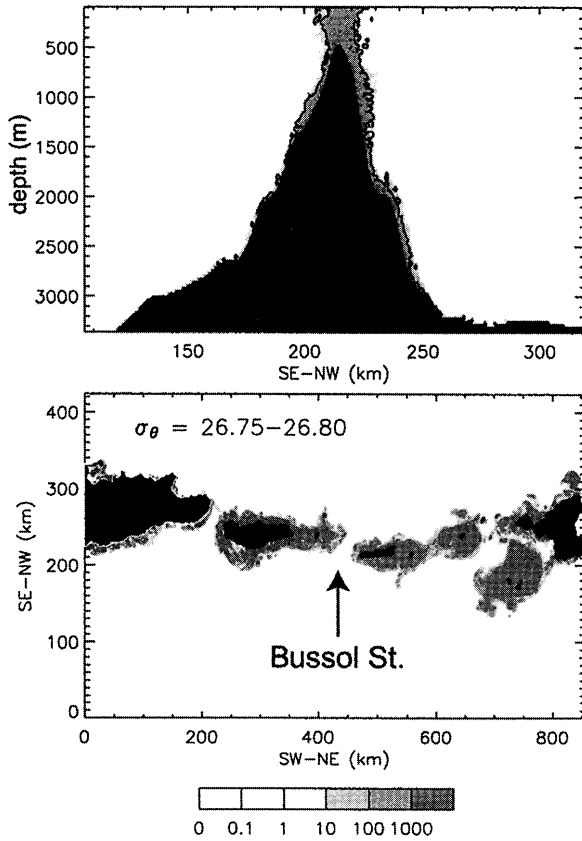


Fig. 7. The distribution of diapycnal diffusivity coefficient ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$) averaged during the fourth tidal cycle. (a) A $y-z$ section across the northeastern part. (b) The $26.75\text{--}26.8 \sigma_\theta$ density layer. For details, refer to Nakamura and Awaji (2004).

計算開始 4 周期後の鉛直流の水平分布 (Fig. 6) を見ると、列島の至る所から波紋が広がり互いに干渉し合っている。すなわち、多くのシル・海堆で 2.2 節で見たような大振幅内部波が生成され、それらの一部はその場で碎波して鉛直混合を引き起こし、残りは伝播して行き Fig. 6 の波紋を形成している。この伝播して行く内部波の一部およびシル斜面で励起された内部地形性捕捉波によるエネルギー輸送は、深くて比較的潮流の弱いブソル海峡などで鉛直混合を引き起こすのに寄与し

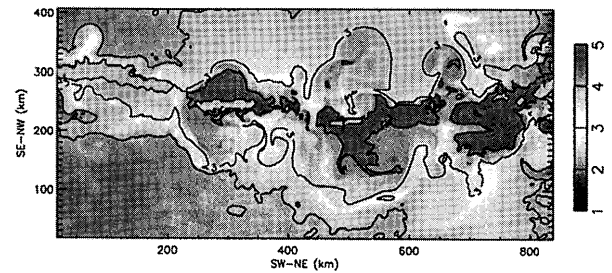


Fig. 8. Temperature at the sea surface (the model top layer) after the calculation of 25 tidal cycles. For details, Nakamura and Awaji (2004).

ていた (3 次元なのでシル斜面における「内部潮汐」が内部地形性捕捉波となる)。

こうした内部波によりシル頂上付近から海面まで、およびシル斜面に沿って $27.6 \sigma_\theta$ に至る深層まで強い鉛直混合 ($10\sim 1,000 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$) が生じると見積もられた (Fig. 7a)。水平的には列島中央部から北東部にかけて列島に沿って、とりわけシル・海堆上で混合が盛んであった (Fig. 7b)。

鉛直混合の結果、シル上では低渦位水が生成され、列島に沿って渦位・密度フロントを形成する。この様子は海面水温分布にも現れる (Fig. 8)。夏季水温場が初期条件なので季節温度躍層の存在により、鉛直混合された水 (低渦位水) は海面で低温域を形成している。同様のフロントは現場観測でも見られており (川崎, 1996)、モデルの海面水温の分布が衛星赤外面像と似ていることから、千島列島域でほぼ恒常的に観測される水温フロントは、潮汐起源内部波の中でも非定常風下波・混合潮汐風下波に起因する鉛直混合によって形成された潮汐フロントであると言えよう。

潮汐フロントでは傾圧不安定等の不安定が発生し、渦の形成・切離を引き起こす。渦の切離は、混合された海水を沖へ輸送する効果を持つ。渦による輸送量を見積もると、北太平洋とオホーツク海双方へ 7 Sv ずつに達していた。すなわち、渦は鉛直混合の影響を広める役割を持つ。

一方、潮汐による平均流形成には、2.1 節で説明した tidal rectification に加え、それと同程度の流量を持つ潮汐フロントに伴う地衡流の寄与が合わさる。また、分

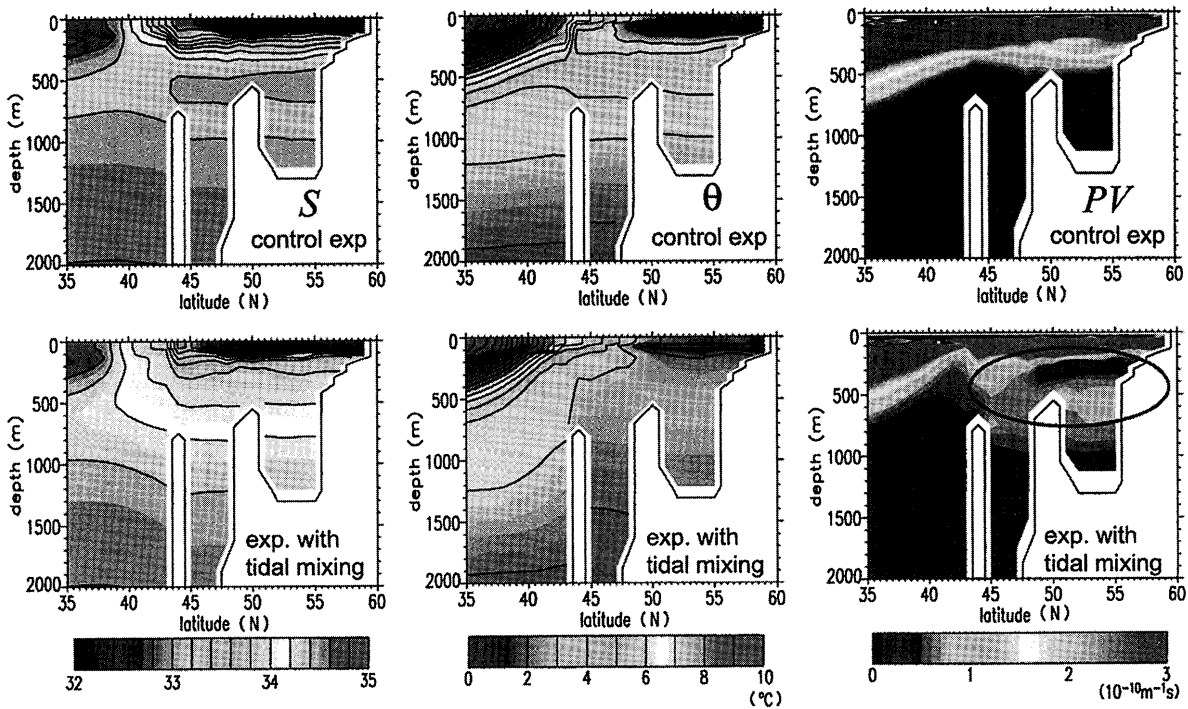


Fig. 9. Meridional section of annual mean (left) salinity, (middle) potential temperature, and (right) potential vorticity along 145°E for (top) the control experiment and (bottom) the experiment with tidal mixing. For details, refer to Nakamura *et al.* (2004; 2006a).

解能向上による平均流の流量増加もある。これらの結果、総流出・流入量はそれぞれ、ブソル海峡で 14 Sv 、全体では 26 Sv に達した。一見非常に大きい値に思えるが、ブソル海峡の観測と値も流構造も似ていることからすると (Katsumata *et al.*, 2004; Fig. 2. ただし見積もる対象が異なるので換算する必要がある), 非現実的ではないのだろう。

なお、モデルから得られたこれらの輸送量を他の様々な観測的評価と比較すると、海峡内の直接測流に基づく評価は潮流起源平均流による交換と同程度なのに対し、トレーサの収支による評価は渦による沖への輸送と同程度であり、後者は前者に比べかなり小さい。この相違は、海峡部の交換は主に潮流起源平均流に起因するものの、その大部分が島に捕捉されており、実際に親潮に合流する量は平均流の一部と渦による輸送および大規模風成循環など潮流以外の成分によると考えれば説明がつくかもしれないが、包括的な理解は今後の課題だろう。

3. オホーツク海・北太平洋への影響

はじめに述べたように、千島列島はオホーツク海と北太平洋を繋ぐ位置にあり、列島での潮流過程の影響はオホーツク海・北太平洋に広がると考えられる。実際 CFC の分布によると、オホーツク海も北太平洋も DSW より深い密度層 ($27.0 - 27.4\sigma_{\theta}$) まで通気されている (e.g., Wong *et al.*, 1998; Warner *et al.*, 1996)。源は千島列島付近にあることから、原因は千島列島の潮流による鉛直混合である可能性が高い。鉛直混合の効果としては、こうしたパッシブトレーサの輸送に対する影響だけでなく、前節で見た渦位供給を通じた力学的効果なども期待される。この節では、海洋大循環モデルを用いたインパクト実験から示唆された千島列島の潮汐混合がオホーツク海・北太平洋に与える影響について紹介する (Nakamura *et al.*, 2004; Nakamura *et al.*, 2006a;b, 中村ら, 2003a)。

モデルは京都大学海洋大循環モデルで、表層から中層までの通気過程を良く再現するよう設計されており、

海氷モデルも組み込まれている (Ishikawa *et al.*, 2002; Toyoda *et al.*, 2004; 中村ら, 2003b)。モデル領域はほぼ全球, 水平分解能は1度×1度, 鉛直は34層である。初期値は月別気候値で, 2,000 m 以深はこの気候値に緩和する。海面フラックスは再解析データを元に気候学的季節変動を与える。

モデルを40年間スピニアップした後, さらに40年間積分した基準実験と, スピニアップ後に千島列島で潮汐混合を模した鉛直拡散係数を与えながら同期間積分したインパクト実験を比較する。鉛直拡散係数を与えることで, 等密度面を横切る輸送の効果および潮汐フロントとそれに伴う平均流が考慮される。渦による輸送はパラメタリゼーションにより考慮される。与えた鉛直拡散係数の大きさは10から1,000 cm² s⁻¹まで変化させながら9ケース行ったが, ここでは200 cm² s⁻¹とした場合の結果のみ紹介する。

3.1. オホーツク海

オホーツク海北部から千島列島を横切る145°E断面 (Fig. 9)に見られるように, 潮汐混合を与えるとオホーツク海の亜表層から中層が低温・低塩化し, 観測から指摘されているようなオホーツク海での中暖構造の弱化 (例えば, Kitani, 1973), および千島列島部 (図中の海嶺部) のフロントが再現される。このことは, オホーツク海の中層水形成において, 従来重視されていた冬季の冷却・海氷生成に加えて潮汐混合も一役買っていることを示唆している。

渦位を比較すると, 潮汐混合を与えたことで中層にオホーツク海モード水の特徴である渦位極小層が形成されており, 沈み込みが強化されたことを示している。実際, 潮汐混合を与えると, DSW生成量は0.01 Svから0.13 Svと13倍増加し, その最大密度も26.6から26.8へと0.2 σ_θ 増加した。

この潮汐混合によるDSW生成強化は, モデル結果の解析によると Fig. 10に示すようなメカニズムで生じていた。まず, 千島列島を含む亜寒帯では表層ほど低塩のため, 鉛直混合により表層・亜表層水が高塩化する。この高塩分水がオホーツク海の低気圧性循環により北部陸棚域に運ばれる。結果として, 冬季における冷却および結氷に伴うブライン排出を受ける前の海水が高塩化 (高密度化) することで, 冬季の浮力フラックスは同じでも形成される海水の密度が高くなる。したがって, 密度と水温を基準に定義されるDSWの体積も増える。

以上のように, 千島列島における潮汐混合は水塊形成において二つの効果を持つ (Fig. 10)。一つは直接的効果で, 鉛直混合による水塊の変質である。もう一つは上記の相乗効果で, 潮汐混合による中層から表層への塩供給が, 冬季の結氷に伴う沈み込みを強化する。前者は, 千島列島域や沈み込みの届かないオホーツク海深層の水塊形成を支配し, 後者は沈み込みの直接的影響の及ぶオホーツク海中層の水塊形成に重要であった。

ちなみに, こうした変質に伴う渦位供給により循環も変化する。とくに千島海盆では観測から指摘されているような高気圧性循環が形成されたが詳細は省略する。

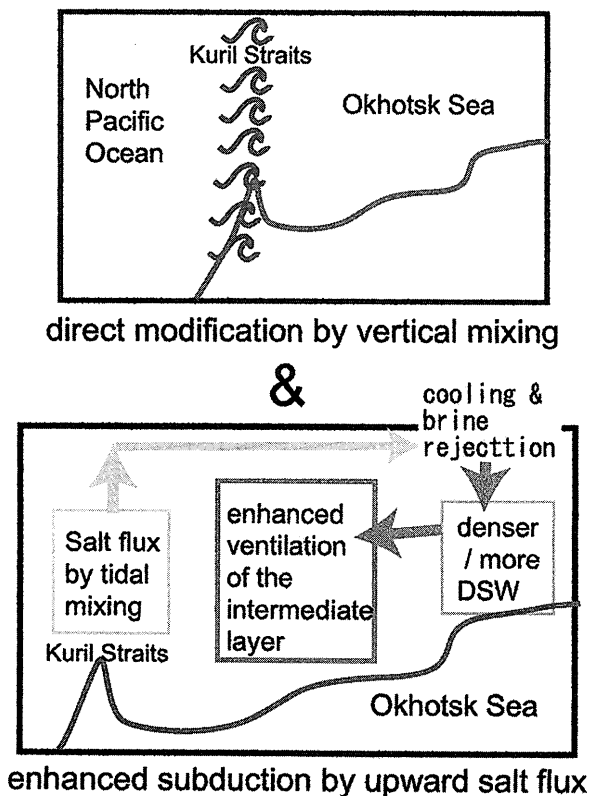


Fig. 10. Schematic of two effects of tidal mixing in the Kuril Straits on the water formation in the Okhotsk Sea. For details, refer to Nakamura *et al.* (2006a).

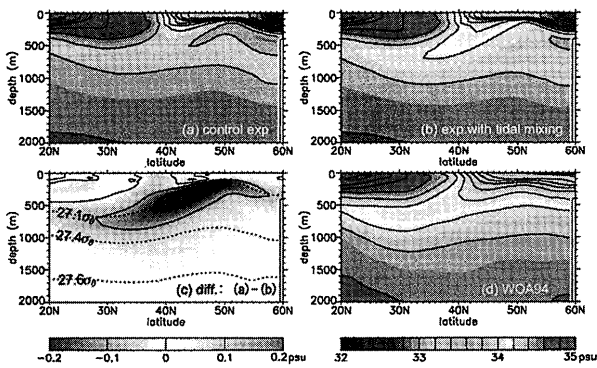


Fig. 11. Meridional section of annual mean salinity at 165°E in (top-left) the control experiment and (top-right) the experiment with tidal mixing. (Bottom-left) the difference between the two experiments (negative values indicate decreases due to tidal mixing). (Bottom-right) observation (WOA98). For details, refer to Nakamura *et al.* (2004; 2006b).

3.2. 北太平洋への影響

千島列島域で鉛直混合を加えると、前述のように、千島列島から北太平洋に供給される中層の海水が低塩・低温・低渦位化する。変質した海水は親潮そして亜寒帯・亜熱帯循環により輸送され、北太平洋のほぼ全域、通気温度躍層理論で言う亜熱帯 shadow zone に対応する南東部を除く、に広がる。その結果、亜熱帯では北太平洋中層水を特徴づける塩分極小層が低塩化し観測結果に近づいた (Fig. 11)。DSW より高い密度域も低塩化しており、CFC で見られる中層下部の通気も再現された。また、亜寒帯では中暖水が低温化し観測値に近づいた (図は略)。

千島列島における鉛直混合は水塊構造だけでなく循環にも影響する。近似的流量流線関数 (等密度面を横切る体積輸送がないとき流量流線関数と一致) を用いて潮汐混合による中層循環の変化を Fig. 12 に示す。鉛直混合を加えると、親潮など西岸沿いに南下する成分が増加し、さらに黒潮続流・亜寒帯・亜熱帯循環も強化される。とりわけ、親潮の強化・南遍は亜寒帯から亜熱帯へ循環境界を横切る輸送を増加させることで、北太平洋中層水の低塩化に寄与している。

こうした循環の変化は等密度面を横切る体積輸送に

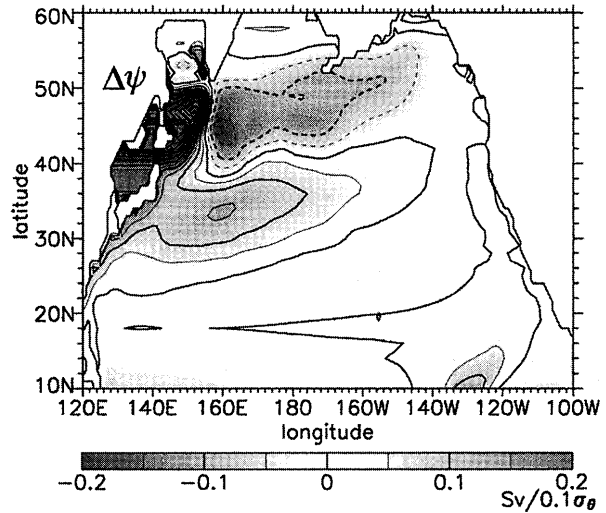


Fig. 12. The difference of approximated transport streamfunctions in the cases with and without tidal mixing on the 27.1 σ_θ density surface. The region of dashed contours, such as the subarctic region, has negative values, where positive and negative values mean increases and decreases due to tidal mixing, respectively. The approximated transport streamfunction becomes identical to the transport streamfunction when there is no diapycnal volume flux. For details, refer to Nakamura *et al.* (2006b).

対する波による応答で理解できる。潮汐混合は列島域での鉛直拡散と DSW の生成量増加の両方の寄与を介し、表層および深層から中層への体積輸送を引き起こす。中層に輸送された海水は、オホーツク海と千島列島の中層を厚くし (Fig. 9 中央)、さらに千島列島から北太平洋に供給される。中層への体積輸送を相殺するように、表層・深層では逆に北太平洋から千島列島へ向かう輸送が生じる。こうして北太平洋から見ると、千島列島が中層では海水のソース (湧き出し)、表層・深層ではシンク (吸い込み) となり、これが波の駆動力として働く。

体積のソース・シンクを駆動力とした波の応答として、先ず、西岸に沿って南下するケルビン波や他の速い地形性捕捉波 (Fig. 13a) が生じる。これらの波は赤道に達した後、多島海からインド洋へ抜けるものと、赤道ケルビン波として東に伝播した後、太平洋東岸を南北へ伝わ

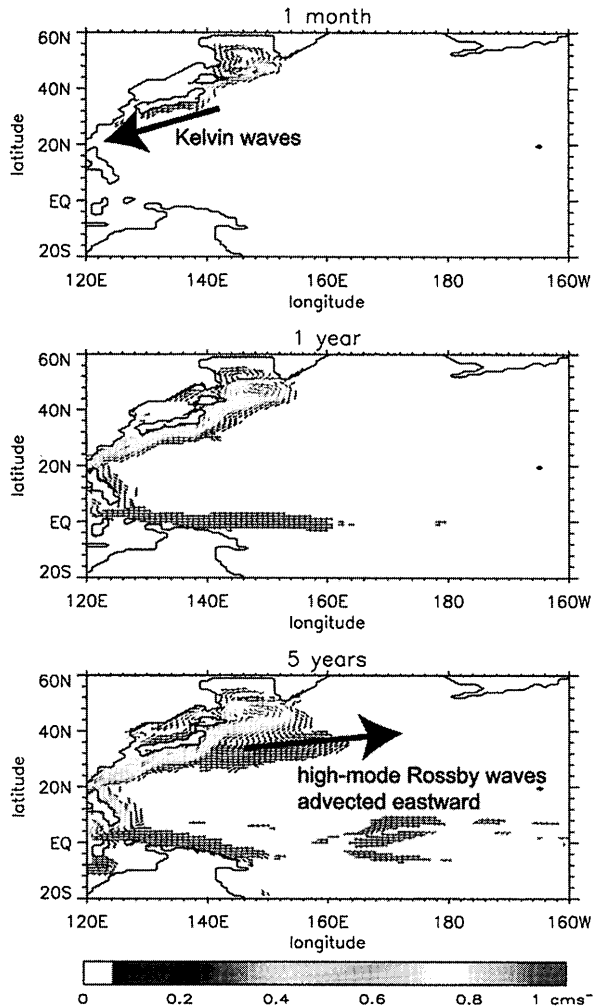


Fig. 13. Initial dynamical response in terms of velocity difference on $27.1 \sigma_\theta$ density surface between the experiments with and without tidal mixing. (a) One month, (b) one year, and (c) five years after addition of tidal mixing. For details, refer to Nakamura *et al.* (2004; 2006b).

り shadow zone に影響するものに分かれる (Fig. 13b)。こうしたケルビン波等による応答は、西岸沿いに南下する流れを引き起こし、循環境界を越える輸送を強化する。これに遅れて、鉛直高次モードのロスビー波が亜寒帯・亜熱帯の境界付近の東向流により内部領域へ向かいプール領域に広がる遅い応答が生じる (Fig. 13c)。この高次ロスビー波は、循環の変化を北太平洋西岸から続流域、そして亜寒帯・亜熱帯の内部領域 (プール領域) へ直接伝える。その後、一部は再び西岸に戻りケル

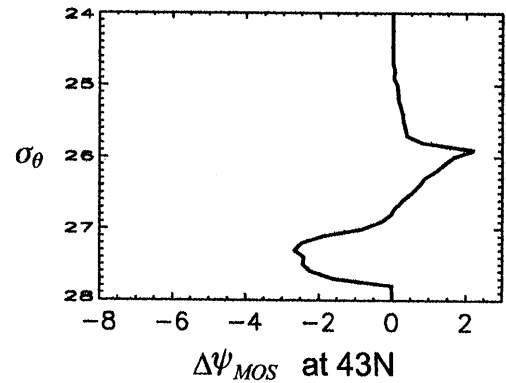


Fig. 14. Difference in the meridional transport streamfunction at the south of the Kuril Straits (43°N) between the experiments with and without tidal mixing. The density is used for the vertical coordinate. The streamfunction increases (decreases) with depth for northward (southward) transport. Vertical mixing in the Kuril Straits enhanced both the shallow overturn (northward transport in the upper layer with southward transport in the intermediate layer) and the deep overturn (southward in the intermediate layer and northward in the deep layer). For details, refer to Nakamura *et al.* (2006b).

ビン波等に合流する。

以上では中層のみ説明したが、表層および深層も千島列島をシンクとした循環の変化が生じる。Fig. 14は、結果として生じた子午面循環の変化を密度座標を用いた南北流量流線関数で示したもので、千島列島の潮汐混合により、北太平洋の浅い子午面循環 (上層で北上、中層で南下) と深い子午面循環 (中層で南下、下層で北上) の双方が強化されている。

このように、循環の変化及び供給されるトレーサの値の変化を通して、千島列島の潮汐混合は北太平洋の通気過程に影響を及ぼすと考えられる。また、上記の応答過程は千島列島やオホーツク海における長期変動に対する海洋応答の理解にも応用できるだろう。

4. おわりに

さわりのみではあるが、以上で受賞対象となった研究の紹介を終わる。様々な方に興味を持って戴き、特に内部波および潮汐混合のオホーツク海や北太平洋へ

の影響は、上述の研究を基に今なお発展しつつある課題となった(後者は何度もリジェクトされ解説の方が先に出る始末となったが苦勞の甲斐があったと言うべきなのだろう)。一方、振り返ると筆者の研究対象は順圧2次元、傾圧2次元、非静水圧3次元、大循環と徐々に広がっていき、現在は領域大気海洋結合モデル(環オホーツク領域結合モデル)へと手を伸ばしている。このように、筆者達の研究に触発された方がおられたなら、新たな対象に向かって行けるなら、それらは共に研究者にとっての喜びの一つだろう。もっとも後者は面白いテーマが多すぎるという悩みの元でもある。

謝 辞

この度は伝統ある日本海洋学会岡田賞を戴き、推薦・選考・承認して下さった方々並びに学会員の皆様に感謝申し上げます。

受賞対象となった研究は、筆者が京都大学理学部地球物理学教室海洋物理学研究室に配属されてから同大学院理学研究科 地球惑星科学専攻(以下同)に日本学術振興会PDとして所属していた間(1995年から2003年)に行われた。現在筆者が曲がりなりにも研究者面をしていられるのは、ひとえに指導教官であった淡路敏之教授の教育・研究への熱意および我が儘放題の筆者への限らない忍耐のおかげである。また、豊田隆寛博士、石川洋一助教、畑山隆紀博士、秋友和典准教授、田中潔助教には数値モデルや解析プログラム等に関して多大な御協力を戴いた。小守信正博士と印貞治氏には数年間に渡り本読みに付き合っただけで戴いた他、同研究室にいた方々には有益な議論をして戴いた。

瀧澤隆俊博士には研究初期に貴重な御理解・御支援を戴き、河野時廣教授、川崎康寛博士、齊藤誠一教授には貴重な観測データを御提供戴いた。

さらに、短期間となったが御世話になった地球環境フロンティア研究センターの増田周平博士をはじめとする皆様、現在御世話になっている北海道大学低温科学研究所および同大学院地球環境科学研究所の三寺史夫教授をはじめとする皆様、その他多くの御指導・御助言・御協力・御世話・お付き合い下さった方々、これらの方々のおかげで研究生活を楽しく続けて来られた。

本当に申し訳ないことに、お世話になった方々全ての

名を挙げる事が出来ないが、紙面をお借りして厚くお礼申し上げます。

References

- Favorite, F., A. J. Dodimead, and K. Nasu (1976): Oceanography of the Subarctic Pacific region. 1960-1971. *Int. North Pacific Fish. Comm.*, **33**, 187 pp.
- Ishikawa, Y., T. Awaji, T. Toyoda, and N. Komori (2002): Construction of a data assimilation system for ocean general circulations - Determination of weight parameters for the adjoint method - *Proc. Int. Simp. "En route to GODAE"*, B09-21, Biarritz, France.
- Katsumata, K., K. I. Ohshima, T. Kono, M. Itoh, I. Yasuda, and M. Wakatsuchi (2004): Water exchange and tidal current through the Bussol Strait revealed by direct current measurements. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S06, doi:10.1029/2003JC001864.
- 川崎 康寛, 河野 時廣 (1994): 中部千島列島周辺海域における亜寒帯水の分布と輸送について. *海と空*, **70**, 71-84.
- Kawasaki, Y. (1996): The origin of the North Pacific Intermediate Water - from the observations in the Okhotsk Sea -. *月刊海洋*, **28**, 545-552.
- Kitani, K. (1973): An oceanographic study of the Okhotsk Sea - particularly in regard to cold waters. *Bull. Far Seas Fish. Res. Lab.*, **9**, 45-77.
- Kono, T. and Y. Kawasaki (1997): Modification of the western subarctic water by water exchange with the Okhotsk Sea. *Deep-Sea Res.*, **44**, 689-711.
- Kono, T. and Y. Kawasaki (1997): Result of CTD and mooring observations southeast of Hokkaido. 2, Annual variations of water mass structure and salt flux of the Oyashio. *Bull. Hokkaido Natl. Fish. Res. Inst.*, **61**, 83-95.
- Kono, T. (1998): Formation of the salinity minimum in the Mixed Water Region between the Oyashio and Kuroshio Fronts. *Deep-Sea Res. part 1*, **45**, 2,035-2,057.
- 倉品 昭二, 西田 浩児, 中林 修二 (1967): オホーツク海の海氷及び冬季から初夏における千島列島間の海流について. *日本海洋学会誌*, **23**, 57-62.
- Moroshkin, K. V. (1966): Water masses of the Sea of Okhotsk. U. S. Department of Commerce; Clearinghouse for Federal Scientific and Technical Information, Joint Publication Research Service, **43**, 942, 98 pp.
- Nakamura, T., T. Awaji, T. Hatayama, K. Akitomo, and T. Takizawa (2000a): Tidal exchange through the Kuril Straits. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1,622-1,644.

- Nakamura, T., T. Awaji, T. Hatayama, K. Akitomo, T. Takizawa, T. Kono, Y. Kawasaki, and M. Fukasawa (2000b): The generation of large-amplitude unsteady lee waves by subinertial K_1 tidal flow: a possible vertical mixing mechanism in the Kuril Straits. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1,601–1,621.
- Nakamura, T. and T. Awaji (2001): A growth mechanism for topographic internal waves generated by an oscillatory flow. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 2,511–2,524.
- Nakamura, T. and T. Awaji (2004): Tidally induced diapycnal mixing in the Kuril Straits and the roles on water transformation and transport processes: A three-dimensional nonhydrostatic model experiment. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S07, doi:10.1029/2003JC001850.
- Nakamura T., T. Toyoda, Y. Ishikawa, and T. Awaji (2004): Tidal mixing in the Kuril Straits and its impact on ventilation in the North Pacific Ocean. *J. Oceanogr.*, **60**, 411–423.
- Nakamura T., T. Toyoda, Y. Ishikawa, and T. Awaji (2006a): Enhanced ventilation in the Okhotsk Sea through tidal mixing at the Kuril Straits. *Deep Sea Res. Part I*, **53**, 425–448.
- Nakamura T., T. Toyoda, Y. Ishikawa, and T. Awaji (2006b): Effects of tidal mixing at the Kuril Straits on the North Pacific ventilation: Adjustment of intermediate layers revealed from numerical experiments. *J. Geophys. Res.*, **111**, C04003, doi: 10.1029/2005JC003142.
- 中村 知裕, 淡路 敏之, 滝沢 隆俊, 畑山 隆紀, 河野 時廣, 川崎 康寛, 深澤 理郎, 印 貞治, 石川 洋一, 小守 信正 (1999): クリル列島におけるオホーツク海水と北太平洋亜寒帯水の潮汐交換機構. 月刊海洋 (Kaiyo Monthly), **31**, 728–735.
- 中村 知裕, 豊田 隆寛, 石川 洋一, 根田 昌典, 淡路 敏之, 滝沢 隆俊, 印 貞治 (2003a): クリル列島域における水塊形成/交換流のモデリング. 月刊海洋 (Kaiyo Monthly), 号外 **32**, 168–182.
- 中村 知裕, 淡路 敏之, 豊田 隆寛, 石川 洋一 (2003b): 海洋大循環モデルに見られた沿岸親潮. 沿岸海洋研究, **41**, 13–22.
- 中村 知裕 (2006): 潮汐混合と熱塩循環: 千島列島の役割. 細氷, **52**, 2–9.
- 大谷 清隆 (1989): 親潮水形成に関わるオホーツク海の役割. 海と空, **65**, 63–83.
- Robinson, I. S. (1981): Tidal vorticity and residual circulation. *Deep-Sea Res.*, **28a**, 195–212.
- Talley, L. D. (1991): An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific. *Deep-Sea Res.*, **38**, 171–190.
- Talley, L. D., Y. Nagata, M. Fujimura, T. Kono, D. Inagake, M. Hirai, and K. Okuda (1995): North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio/Oyashio mixed water region. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 475–501.
- Talley, L. D. and Y. Nagata (1995): *The Okhotsk Sea and Oyashio region*. PICES scientific report No.2, Sidney, B. C., Canada., 227 pp.
- Toyoda, T., T. Awaji, Y. Ishikawa, and T. Nakamura (2004): Preconditioning of winter mixed layer in the formation of North Pacific eastern subtropical mode water. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, Art. No. L17206.
- Warner, M. J., J. L. Bullister, D. P. Wisegraver, R. H. Gammon, and R. F. Weiss (1996): Basin-wide distributions of chlorofluorocarbons CFC-11 and CFC-12 in the North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **101**, 20,525–20,542.
- Watanabe, Y. W., K. Harada, and K. Ishikawa (1994): Chlorofluorocarbons in the central North Pacific and southward spreading time of North Pacific intermediate water. *J. Geophys. Res.*, **99**, 25,195–25,213.
- Watanabe, T., and M. Wakatsuchi (1998): Formation of 26.8 σ_θ water in the Kuril Basin of the Sea of Okhotsk as a possible origin of North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **103**, 2,849–2,865.
- Wong, C. S., R. J. Matear, H. J. Freeland, F. A. Whitney, and A. S. Bychkov (1998): WOCE line P1W in the Sea of Okhotsk 2. CFCs and the formation rate of intermediate water. *J. Geophys. Res.*, **103**, 15,625–15,642.
- Wüst, G. (1930): Meridionale Schichtung und Tiefenzirkulation in der Westhalften der drei Ozeane. *Journal du Conseil, Conseil Internationale pour l'Exploration de la Mer*, **5**, 21 pp.
- Yasuda, I., K. Okuda, and Y. Shimizu (1996): Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio-Oyashio interfrontal zone. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 448–465.
- Yasuda, I. (1997). The origin of the North Pacific intermediate water. *J. Geophys. Res.*, **102**, 893–910.

Tidally induced Water Exchange and Mixing
in the Kuril Straits and its Effects on the Okhotsk Sea
and North Pacific Ventilation

Tomohiro Nakamura *

Abstract

Tidal processes around the Kuril Islands play an important role in both water transport between the Sea of Okhotsk and the North Pacific Ocean and diapycnal mixing around the Kuril Islands. The latter has been suggested to be one cause of the ventilation of the intermediate layer of the Sea of Okhotsk and the North Pacific, leading to a new paradigm for the formation mechanism of the North Pacific Intermediate Water. This paper reviews the studies of the author and the coauthors, who have investigated the tidal processes in the Kuril Islands and proposed the above paradigm.

Key Words : tidal rectification, internal wave, ventilation, the Sea of Okhotsk,
the North Pacific Ocean

(Corresponding author's e-mail address : nakamura@lowtem.hokudai.ac.jp)

(Received 1 October 2007; accepted 21 January 2008)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2008)

* Pan-Okhotsk Research Center, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University,
Nishi 8, Kita 19, Kita-ku, Sapporo 060-0819, Japan