

— 論 文 —

## 東京湾平均海面基準の日本沿岸平均水位分布と その季節・経年変動\*

寄高 博行<sup>1\*\*</sup>・花輪 公雄<sup>2</sup>

### 要 旨

水準測量の2000年度平均成果を用いて、外洋に面する全国の沿岸で、東京湾平均海面基準の1998年から2007年までの10年間の平均水位分布を求めた。1969/1972年度平均成果によるものとの大きな違いは、九州沿岸で18～36 cm、四国沿岸で10～24 cm 平均水位が高いと見積もられたことである。その結果、北海道を除く九州・四国・本州の沿岸は、10年間の平均水位が空間的にほぼ一様な4つの区間に分けられた。これらの4区間は、平均水位の高い順に、東シナ海・日本海沿岸、潮岬以西の太平洋沿岸、潮岬以东の本州南岸、そして本州東岸である。4つの区間の4つの境界における水位差は、流れが接岸する岬付近に集中して生じていた。北海道沿岸の10年平均水位も、日本海側の方が太平洋側よりも高く、その水位差は流れが接岸する岬付近に集中していた。本州沿岸と北海道沿岸の10年平均水位差は、日本海側、津軽海峡内ともに14 cmであった。

本州沿岸と北海道沿岸の水位差は11月がピークとなる季節変動を示すが、津軽海峡周辺の5つの岬を挟む水位差は、津軽海峡通過流・津軽暖流の岬付近での流速の季節変動を反映して、それぞれ異なる季節変動を示していた。九州・四国・本州南岸では、本研究で扱った期間に生じた2回の黒潮の大蛇行開始時に、黒潮の分枝流が潮岬よりも東の岬へ接岸し、潮岬以东の水位が上昇して非大蛇行時よりも高くなった状態が数か月続いていた。その後、黒潮の分枝流が岬から離岸し、潮岬以西の水位が潮岬以东の水位と同じように下がり、非大蛇行時よりも低くなるという変化をしていた。

キーワード：沿岸水位, 2000年度平均成果, 東京湾平均海面, 岬, 黒潮

\* 2018年5月14日受領 2020年7月1日受理  
著作権：日本海洋学会, 2020年

1 高知大学 教育研究部 総合科学系 黒潮圏科学部門  
〒783-8502 高知県南国市物部乙200

2 東北大学 大学院理学研究科 地球物理学専攻  
〒980-8578 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉6-3

\*\* 連絡著者：寄高博行

TEL: 088-864-6754

e-mail: yoritaka@kochi-u.ac.jp

### 1. はじめに

日本の土地の高さ(標高)の基準には東京湾平均海面(Tokyo Peil, 以後TP)が用いられている。Unoki and Isozaki (1965)は、1959～1963年の期間を中心に、日本の沿岸水位分布を初めてTP基準で示した。彼らは、新潟県から青森県に至る日本海沿岸の水位が最も高く、紀

伊半島沿岸の水位が最も低いことを示し、海流の流下方向に向かって右側に位置する沿岸の水位が高く、一方左側の水位が低いことを指摘した。Nakano and Yamada (1975) は、水位データの期間を1970年まで延ばし、日本沿岸の平均水位分布について同様の結果を得ている。しかし、Unoki and Isozaki (1965) や Nakano and Yamada (1975) で用いられた水準測量成果には長い期間更新されていない地域もあるため、これらの結果には局所的な地盤変動が大きく影響し、日本沿岸の平均水位分布の実態を適切に表現できていない可能性がある。

国土地理院は1962～1968年の水準測量成果を用いた昭和44(1969)年度平均成果を公表した。北海道については、1968～1972年の水準測量成果を用いて本州とは独立した昭和47(1972)年度平均成果として公表した。磯田・山岡(1991)は、この1969/1972年度平均成果を用いたTP基準で、1972～1981年の平均沿岸水位分布を示した。過去の研究との大きな違いは、紀伊半島沿岸の水位が10～20cm高いこと、九州沿岸の水位が10～20cm低いこと、そして東北地方太平洋沿岸の水位が10～20cm低くなったことである。その結果、日本周辺では、九州沿岸の水位が最も低くなっている。

1969/1972年度平均成果から約30年の後、国土地理院は1986～1999年の水準測量成果を用いた2000年度平均成果(Japanese Geodetic Datum 2000: JGD2000)を2002年に公表した。JGD2000では、青函トンネル(1987年測量)によって本州と北海道が繋がったので、本州と北海道を含めた沿岸水位を同一基準で比較することが初めて可能となった。Imakiire and Hakoiva (2004) は、1969/1972年度平均成果と比べて土地の標高が、北海道で平均-13cm、四国で平均+17cm、九州で平均+15cmとなることを指摘し、北海道の標高の低下は地盤の沈降によるものであるが、九州と四国の標高の上昇は地盤変動か1969/1972年度平均成果の誤差かは不明としている。

最近ではGPSによって験潮所の楕円体高を測定し、ジオイドモデルを用いて等ジオポテンシャル面上の沿岸水位分布を求める研究も行われるようになった。Lin *et al.* (2015) は、この方法を用いて日本の太平洋沿岸とオホーツク海沿岸の13か所の験潮所における2003～2007年の平均水位を算出し、海洋大循環モデルによる結果と比

較している。ジオイドモデルを用いた結果では、九州と四国沿岸の水位が本州と北海道沿岸の水位よりも高くなっていた。

海洋大循環モデルを用いた研究としては、Tsujino *et al.* (2008) が、対馬海峡、津軽海峡及び宗谷海峡を通過する流量の観測値を再現するモデルを用いて、通過流量を決定する海峡周辺の沿岸水位分布の形成メカニズムを考察している。主な結果として、北海道から種子島に至る列島の太平洋沿岸では、Pedlosky (1996) が示した西岸境界流の流量に比例する岸に沿う水位傾斜が生じ、最も高い種子島沿岸の水位が東シナ海沿岸から日本海沿岸に伝わり、津軽海峡で太平洋沿岸と、宗谷海峡でオホーツク海沿岸との水位差をもたらすこと、そして以上のような基本構造に加えて、サハリン東岸に吹く風の岸に沿った成分が水位変動を生じさせ、沿岸捕捉波により伝わることで主な季節変動が生じているとしている。

本研究の目的は、JGD2000によるTP基準の日本沿岸水位分布を作成し、水位分布の形成及び季節・経年変動の要因の説明を試みることにある。本研究では、Tsujino *et al.* (2008) が提示した日本海の海峡周辺の沿岸水位分布を検証するとともに、Tsujino *et al.* (2008) の数値モデルの分解能(約20km)では表現されなかった地形の効果を考える。第2章では、岸に沿った局所的な水位差が生ずるメカニズムの考え方について述べる。第3章では、用いた沿岸水位データを紹介する。また、本研究で採用したいくつかの観測点の沿岸水位データには補正を施しているため、その補正の具体的な考え方と補正の方法についても紹介する。第4章では、平均の沿岸水位の分布と季節変動について述べる。第5章では、主に九州・四国・本州南岸に着目して、扱った期間中に発生した2回の黒潮大蛇行に伴う水位変動について記述する。第6章はまとめにあてる。

## 2. 岸に沿う水位傾斜

回転系で  $x$  方向の運動方程式は、

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv \\ & = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + A_H \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) - \frac{ru}{H} + \frac{\tau_x}{\rho_w H} \end{aligned} \quad (1)$$

と表される。ここで、 $u$  は  $x$  方向の流速を、 $v$  は  $y$  方向の流速を、 $\zeta$  は水位を、 $\tau_x$  は  $x$  方向の風応力を、 $f$  はコリオリパラメータを、 $g$  は重力加速度を、 $A_H$  は水平渦動粘性係数を、 $r$  は海底摩擦係数を、 $H$  は水深を、 $\rho_w$  は海水の密度を表す。海岸を  $x$  軸に平行とすると、陸岸境界においては  $v = 0$  となり、 $u$  を  $O(10^{-1})\text{m/s}$ 、 $\zeta$  を  $O(10^{-1})\text{m}$  とすると  $u^2 \ll g\zeta$  となり、 $x$  方向のスケールが大きき  $\frac{\partial^2}{\partial x^2} \ll \frac{\partial^2}{\partial y^2}$  とすると、 $x$  方向の運動方程式は、

$$\left| \frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + A_H \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} - \frac{ru}{H} + \frac{\tau_x}{\rho_w H} \right|_{\text{boundary}} \quad (2)$$

となる。陸岸境界では岸に沿う方向のコリオリ力がゼロなので、定常を仮定すると、水位傾斜  $\frac{\partial \zeta}{\partial x}$  は風応力への応答または流れの抵抗（水平粘性力、海底摩擦力）とのつり合いとして生じる。ある領域で岸に直交する方向のエクマン輸送や、暖水・冷水の接近による沿岸水位の上昇・下降があった場合に、変化がない領域との間で岸に沿う水位傾斜が生じることになるが、その水位傾斜に見合うだけの岸に沿う方向の風応力または流れの抵抗がなければ、慣性周期より長い周期の水位傾斜は、沿岸捕捉波として北半球では岸を右に見る方向に伝搬し、定常状態としては水位傾斜はゼロとなる。岸に沿う風応力または流れの抵抗が存在する場合の岸に沿う水位傾斜について、以下の節で考える。

### 2.1. 岸に沿う風応力と水位傾斜

Enfield and Allen (1980) は、北米大陸西海岸の潮位計データによる月平均水位傾斜と月平均風応力の相関から、北緯 35 度～北緯 48 度の区間では、水位傾斜は 1 か月以内の遅れで風応力に概ね比例していることを示した。Enfield and Allen (1980) では、(2) 式右辺第 4 項の風応力項に含まれる水深  $H$  は、陸岸境界の実際的水深ではなく比例係数として求められ、110～330 m となっている。Hickey and Pola (1983) は、同じ北米大陸西海岸で水深  $H$  を 100 m に固定して風応力項を計算し、北緯 42 度～北緯 48 度では、Csanady (1978) が提案したエクマン輸送に伴う arrested topographic wave による海底摩擦力の寄与が大きいことを示し、Enfield and Allen

(1980) の水深 330 m が深すぎることを指摘した。本研究では年平均の岸に沿う水位傾斜が年平均の岸に沿う風応力に比例しているとして、験潮所間の水位差を見積もる。風応力にバルク法を用いると水位傾斜は、

$$\frac{\Delta \bar{\zeta}}{L} = \frac{\rho_a C_D \overline{W^2 \cos \theta}}{g \rho_w H} \quad (3)$$

となる。ここで、 $\Delta \bar{\zeta}$  は験潮所間の水位差を、 $L$  は験潮所間の距離を、 $\rho_a$  は大気密度を、 $C_D$  は抵抗係数を、 $W$  は風速を、 $\theta$  は風と海岸がなす角度を示し、上線は年平均を示す。海底摩擦力の効果は水深  $H$  に表れることになる。

### 2.2. 海流と岸に沿う水位傾斜

日本の沿岸で海流に伴う岸に沿う水位傾斜としては、宗谷暖流に伴う稚内—網走間の水位差、津軽海峡通過流に伴う日本海沿岸と太平洋沿岸の水位差、黒潮に伴う紀伊半島南端の潮岬の東西の水位差の 3 か所が報告されている。

宗谷海峡から北海道オホーツク海沿岸を流れる宗谷暖流については、青田 (1984) が係留流速計による観測とブイの追跡から、宗谷暖流の流速と、宗谷海峡の西の稚内とオホーツク海沿岸の網走の水位差に高い相関があることを示し、岸に沿う方向では水平粘性力と圧力傾度力がバランスしていると推定した。その後、松山ほか (1999) が係留流速計による観測から、Ebuchi *et al.* (2006), Ebuchi *et al.* (2009) が海洋短波レーダによる表層流の観測から、宗谷暖流の流速と稚内—網走間の水位差との相関が高いことを確認している。一方、Tsujino *et al.* (2008) は、数値モデルで宗谷海峡を等幅、等深の水路とし、圧力傾度力が宗谷海峡での海底摩擦力とバランスしているとしている。しかし、現実の陸岸地形では、宗谷岬が宗谷海峡に突き出ており、宗谷暖流が宗谷海峡内で陸岸境界に接近して、陸岸境界で流れの抵抗が生じるのは、宗谷岬付近の短い区間のみと想定される。

津軽海峡を東に通過する流れについては、Toba *et al.* (1982) が、日本海側と太平洋側の力学的海面高の差から、年平均で 10 cm 程度の流れに沿った水位差が海峡通過流の駆動力と推定した。Ohshima (1994), Tsujino *et al.* (2008) は数値モデルで海峡を等幅、等深の水路とし、

圧力傾度力と海底摩擦力がバランスしているとしている。しかし、飯野ほか(2009)は、現実的な海底地形を用いた数値モデルで、流軸上の水位が津軽海峡西口付近と東口付近で局所的に低下することを示し、海底摩擦力だけではバランスできないため、非粘性の力学での説明を試みている。現実の津軽海峡の陸岸地形では、海峡通過流が陸岸境界に接近して、陸岸境界で流れの抵抗が生じるのは、本州側では津軽半島北端の竜飛埼付近と、下北半島北西端の大間埼付近の短い区間のみと想定される。

黒潮が潮岬に接岸すると、潮岬の東側の浦神の水位と、西側の串本の水位に10~20 cmの差が生じる(Moriyasu, 1958; 1961)。Nagata *et al.* (1999)は、CTD (Conductivity Temperature Depth profiler) と XBT (eXpendable BathyThermograph) による観測から、黒潮の暖水が潮岬に接近して水位を上昇させていると推定した。黒潮が潮岬に接岸したときの岸に沿う方向の力のバランスはこれまであまり議論されてこなかったが、暖水の接近で生じた潮岬と浦神の間での岸沿いの水位傾斜が維持されるためには、前述したように岸に沿う方向のコリオリ力がゼロであることから、宗谷海峡や津軽海峡と同様に陸岸境界で流れの抵抗が生じて圧力傾度力とバランスする必要がある。

以上の3か所の岸に沿う水位傾斜は、いずれも岬付近の短い区間で流れの抵抗が生じて維持されていると考えられる。潮岬の陸岸形状から、流れの抵抗が生じている区間を5,000 m とすると、10 cm の水位差による圧力傾度力は  $2 \times 10^{-4} \text{ m/s}^2$  と見積もられる。一方、陸岸境界での海底摩擦力は、海底摩擦係数  $r$  にいくつかの海域実験結果 (Winant and Beardsley, 1979) の平均的な値  $1 \times 10^{-3} \text{ m/s}$  を用い、流速  $u$  を  $0.1 \text{ m/s}$ 、水深  $H$  を  $10 \text{ m}$  とすると、 $1 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$  となり、圧力傾度力よりもかなり小さくなる。したがって、岬付近での岸沿いの水位傾斜の維持には、水平粘性力の役割が大きいと考えられる。ここで岬を流体中の物体とみなし、ニュートンの抵抗法則を用いると、物体周りの流れによる圧力抗力  $D_p$  は、

$$D_p = \frac{1}{2} \rho_w C_p S U^2 \quad (4)$$

と表せる。ここで  $C_p$  は圧力抵抗係数、 $S$  は物体の断面積、 $U$  は物体による変形前の代表流速を表す。平均の圧力差

を圧力抗力/断面積とし、静水圧の關係を用いて圧力差を水位差  $\Delta\zeta$  に変換すると、

$$\Delta\zeta = \frac{1}{2g} C_p U^2 \quad (5)$$

となる。圧力抵抗係数  $C_p$  は、レイノルズ数の関数であり、岬の形状によって異なることが予想される。潮岬を想定して、水平スケールを5,000 m、代表流速を0.5 m/s、水平渦動粘性係数を海洋でよく用いられている範囲の  $1 \sim 100 \text{ m}^2/\text{s}$  とすると、レイノルズ数は  $25 \sim 2500$  となる。非回転系で円柱の流れが過ぎるとき、レイノルズ数が1以下では抵抗係数はレイノルズ数すなわち流速に反比例し、レイノルズ数が1000以上になると抵抗係数はほぼ一定となる(例えばSchlichting, 1968)。しかし、Matsuura and Yamagata (1985)は回転系で円柱の流れが過ぎるとき、少なくともレイノルズ数が  $20 \sim 200$  の範囲では抵抗係数はレイノルズ数に反比例するという数値実験結果を得ている。潮岬での圧力抵抗係数  $C_p$  を、水位差  $\Delta\zeta$  を10 cm、代表流速  $U$  を  $0.5 \text{ m/s}$  として(5)式から見積もると、約8となる。これは非回転系での円柱の場合には、レイノルズ数が1.5での値に等しい(例えばSchlichting, 1968)。回転系でのレイノルズ数は  $25 \sim 2500$  であるから、Matsuura and Yamagata (1985)が指摘したとおり、回転系での高レイノルズ数の現象は、非回転系での低レイノルズ数の現象に相似していると見られる。串本と浦神の日平均水位差は、2010年8月26日に、1993年以降では最も大きい約40 cmを記録している。このときの潮岬付近での流速を、非回転系での抵抗係数を用いて(5)式から見積もると  $1.3 \text{ m/s}$  となる。陸岸付近としてはかなり速い流速であるが、非現実的ではない。この場合の抵抗係数4.5に見合った非回転系でのレイノルズ数は4、流速から計算される回転系でのレイノルズ数は  $65 \sim 6500$  となる。以後、(5)式の数値的な議論はしないが、岬を挟む岸沿いの水位差は、岬付近で岬に衝突する前の流速と関係付けられるという認識で、岸沿いの水位差と海流の關係を考えていく。

Fig. 1 上は黒潮と潮岬の關係を、Fig. 1 下は宗谷暖流と宗谷岬の關係を模している。流れがないときは岬の上流側と下流側の沿岸は同じ水位である。流れが岬に衝突すると流れの抵抗と岸に沿った水位傾斜がバランスする

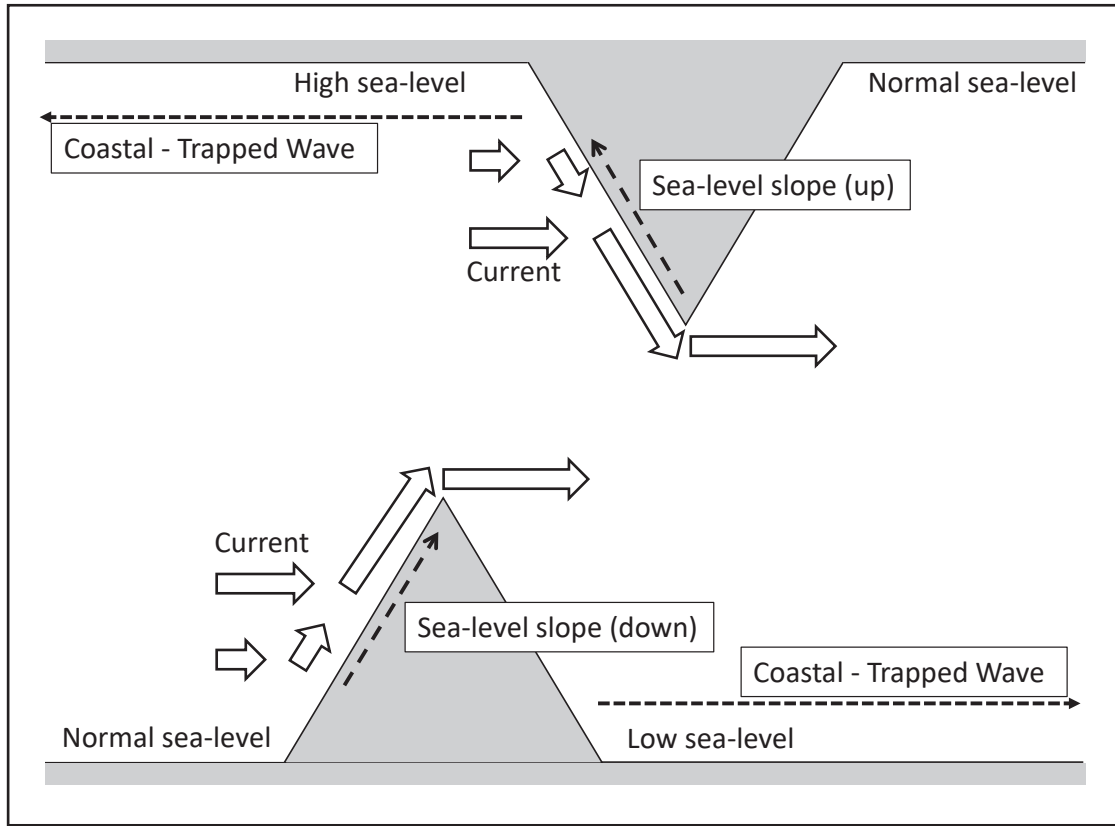


Fig. 1 Schematic diagram of current attaching to a cape and coastal sea-level slope in the northern hemisphere.

準定常状態に至る。流れは岬の上流側に衝突して粘性境界層を形成する。流線が集中するため、境界層外縁での流速は衝突前より大きくなり、流れが陸岸から剥離する岬の先端までの区間で(5)式による沿岸水位差を生じる。Fig. 1上の黒潮型では、ずっと下流から流れの剥離点である岬の先端まで沿岸水位に傾きはなく、岬の先端から流れの付着開始点に向かって高くなる水位傾斜が形成され、付着開始点から上流側は同じ高水位となる。Fig. 1下の宗谷暖流型では、ずっと上流から流れの付着開始点まで沿岸水位は同じで、付着開始点から岬の先端に向かって低くなる水位傾斜が形成され、岬の先端から下流側は同じ低水位となる。

Ebuchi *et al.* (2009) は、宗谷暖流の表層流量と稚内一網走間の水位差の双方に卓越する5～20日周期の変動で、位相は水位差が表層流量に先行し、位相差は2日以内であることを示した。このことから、岬付近における

岸に沿う水平粘性力と圧力傾度力のバランスは2日以内に調節され、2日より十分長い周期の変動では(5)式のバランスが保たれていると見なせる。Fig. 1上の黒潮型では、(5)式を変形して、

$$\zeta_{west}(t) = \zeta_{east}(t) + \frac{1}{2g} C_p U(t)^2 \quad (6)$$

となる。ここで $\zeta_{west}$ は岬の西側の沿岸水位を、 $\zeta_{east}$ は岬の東側の沿岸水位を表す。岬の西側の沿岸水位は、岬の東側の沿岸水位に、岬付近の流れによる水位上昇分を加えた水位となり、岬の西側と東側で沿岸水位の変動は異なることになる。このように、岬の存在はその両側の沿岸水位変動に違いをもたらす境界となることが期待される。

日本の沿岸水位の経年変動について津村(1963)、及び加藤・津村(1979)は、変動に対する相関解析に基づ

き9海域に分けた。一方, Senjyu *et al.* (1999) は, クラスタ解析により同様に6海域に分けた結果を得ている。Table 1に本研究で用いた験潮所と, 加藤・津村(1979)によるI~IXの海域分けを示す。さらに, 先行研究のUnoki and Isozaki (1965), 磯田・山岡(1991)によるTP基準の平均水位, また, 本研究で得られたTP基準の平均水位を合わせてTable 1に示した。加藤・津村(1979)では, 本節で議論した宗谷岬(稚内(N3)と紋別(N4)の間), 竜飛埼(深浦(J17)と竜飛(J18)の間), 大間埼(竜飛(J18)と八戸(P29)の間)及び潮岬(串本(P11)と浦神(P12)の間)の両側で海域が異なっており, 海流の岬付近での流速に経年変動があることを示す。津村(1963), 加藤・津村(1979)による9海域に分けた11の境界のうち, 9つの境界は岬であった。また, Tomizawa *et al.* (1984) は, 日本と韓国の沿岸水位を季節変動の振幅と最高月・最低月によって14の海域に分けた。

日本の海域の15の境界のうち, 9つの境界は岬であった。これらの岬でも, 海流の岬付近での流速の経年変動や季節変動が, 岬の両側の海域の変動を異なるものとしている可能性がある。このような岬への流れの接岸との関係を基に, 本研究では日本沿岸水位分布の形成及び変動要因の説明を試みる。

### 3. 沿岸水位データ

#### 3.1. TP基準の月平均沿岸水位

験潮所の月平均水位と月平均気圧及び験潮所の水準測量成果は海岸昇降検知センターから入手した。1998年1月から2007年12月の10年間を解析対象とし, 月平均水位に近傍観測点の気圧補正を施して用いた。Fig. 2に験潮所の位置を示す。九州・四国・本州の太平洋沿岸は,

Table 1 Tidal stations divided into nine regions by Kato and Tsumura (1979), along with mean sea-level referenced against Tokyo Peil in each studies, and the correction values of sea-level for vertical land movement in this study.

No.	Station	Kato & Tsumura, 1979	Unoki & Isozaki, 1965	Isoda & Yamaoka, 1991	This study	Correction for vertical land movement
		Region #	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]
P1	Odomari	VI			15	
P2	Aburatsu		8	-9	17	
P3	Hosojima		4		16	
P4	Uwajima		2		17	
P5	Tosashimizu		-12	-6	18	-4.5
P6	Kure	V		4	17	
P7	Murotomisaki		13	5	15	
P8	Komatsushima		4		14	
P9	Kainan				15	
P10	Shirahama				14	-7.8
P11	Kushimoto	IV	-15	7	14	-7.8
P12	Uragami		-24	0	5	-4.9
P13	Owase		-16	-2	5	
P14	Toba				6	
P15	Maisaka		-22		7	
P16	Uchiura	III	-2		8	
P17	Tago				7	
P18	Minamiizu				5	
P19	Manazuru				6	
P20	Aburatsubo		0		6	
P21	Mera	II	-2	5	4	
P22	Katsuura				0	
P23	Choshi		-6	-2	2	
P24	Kashima				-1	
P25	Soma				-2	
P26	Ofunato		7	-2	-2.1	
P27	Kamaishi			-2	-4.6	
P28	Miyako		3	-2	-4.6	
P29	Hachinohe		17	8	-2	-4.6
			22	3	0	-4.6
J1	Makurazaki	VII	-2	-15	21	
J2	Akune				24	
J3	Nagasaki		9	-6	23	
J4	Sasebo		20	-4	23	
J5	Kariya				21	
J6	Hakata		2	20		
J7	Susa	VIII			21	
J8	Hamada		18	13	22	
J9	Tajiri				23	
J10	Maizuru		20	16	25	
J11	Wajima		22		22	
J12	Fushikitoyama			18	22	
J13	Kashiwazaki		31		25	
J14	Nezugaseki		34		24	-4.6
J15	Sakata				26	-4.6
J16	Oga				23	+2.5 -4.6
J17	Fukaura	36	27	25	-4.6	
J18	Tappi	IX		8	+4.6 -4.6	
S1	Yoshioka	IX			-6	+6.7 -4.6
S2	Hakodate		10	8	-5	+6.7 -4.6
S3	Muroran	I			-7	+6.7 -4.6
S4	Tomakomainishi		5		-9	+6.7 -4.6
S5	Hanasaki		13		-4	+6.7 -4.6
N1	Esashi	IX			11	+6.7 -4.6
N2	Oshoro		14		10	+6.7 -4.6
N3	Wakkanai		19	22	13	+6.7 -4.6
N4	Monbetsu		12	14	5	+6.7 -4.6
N5	Abashiri		4	7	1	+6.7 -4.6

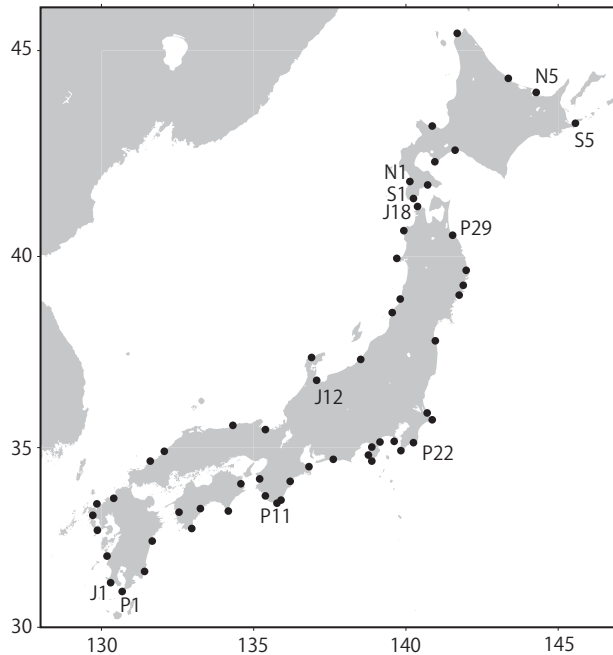


Fig. 2 Location of tidal stations.

大泊 (P1) から八戸 (P29) までの 29 点を、東シナ海・日本海沿岸は、枕崎 (J1) から竜飛 (J18) までの 18 点を用いた。北海道の津軽海峡・太平洋沿岸は、吉岡 (S1) から花咲 (S5) までの 5 点を、日本海・オホーツク海沿岸は、江差 (N1) から網走 (N5) までの 5 点を用いた。このほか、第 3 章の議論のために陸奥湾の浅虫の月平均水位を、第 4 章の議論のために北海道オホーツク海岸の枝幸の月平均水位を、第 5 章の議論のために種子島の西之表の月平均水位を用いた。また、第 3 章で用いた土佐清水 (P5) と久礼 (P6) の日平均水位、及び第 4 章で用いた下北半島の下北の月平均水位は、日本海洋データセンターより入手した毎時潮位から計算した。

それぞれの験潮所は、通常最も近い一等水準点 (取付水準点) との間で相対的な高さ (比高) が測量されている。取付水準点の標高には JGD2000 を用い、その後 2007 年までに個別の改定があった場合は改定値を採用した。験潮所から取付水準点までの比高は、解析期間 (1998 ~ 2007 年) に複数回測定されていた場合はその中央値を用いた。

### 3.2. 験潮所の標高の補正

験潮所の標高の誤差が、TP 基準の沿岸水位の最も大きな誤差となる。ある験潮所の標高の誤差が大きく、これと隣接する験潮所の標高の誤差が小さい場合、隣接する験潮所間で TP 基準の沿岸水位に見掛けの差が現れることになる。沿岸水位分布を解析する前に、隣接するまたは近傍の験潮所の平均水位の差が 4 cm 以上ある場合に験潮所の標高を点検し、標高の誤差の見積りが可能な場合には、以下に示す 3 つの方法で標高の誤差の補正を行った。結果的に本研究で行った補正量を Table 1 に示す。

#### a. 測地成果 2011 を用いた補正

##### (1) 竜飛 (J18) の補正

津軽半島北端の竜飛埼の東にある竜飛 (J18) の解析期間 (1998 ~ 2007 年) 中の平均水位は、陸奥湾にある浅虫の平均水位より 7.5 cm 低い。竜飛 (J18) の取付水準点 11035 を含む津軽半島北岸の水準点は、JGD2000 の測量期間 (1986 ~ 1999 年) に測量されておらず、水準測量は 1959 年に遡る。2003 年に行われた水準測量では、基点となる水準点 J6150 に対して、津軽半島北岸の水準点が 1959 年からの 44 年間に 5 ~ 7 cm 隆起したことが示されている (国土地理院, 2004)。国土地理院は東北地方太平洋沖地震後に東北地方の水準測量を行い、測地成果 2011 (Japanese Geodetic Datum 2011 : JGD2011) として公表している。竜飛 (J18) の水位と浅虫の水位の関係が変わらないとして、JGD2011 による TP 基準の水位差を求め、解析期間の竜飛 (J18) の標高を補正する。2012 年 1 月 ~ 2017 年 12 月の 6 年間の平均水位は浅虫の方が 2.8 cm 高く、この 6 年間の平均水位差と解析期間の平均水位差が一致するように、解析期間の竜飛 (J18) の標高に 4.6 cm を加えた。

##### (2) 男鹿 (J16) の補正

男鹿 (J16) の水位についても、(1) で述べた竜飛 (J18) の補正の考え方と同様に、深浦 (J17) の水位との関係を一定とし、JGD2011 による TP 基準で 6 年間の平均水位差 1.6 cm と一致するよう、解析期間の男鹿 (J16) の標高に 2.5 cm を加えた。

##### (3) 北海道沿岸の験潮所 (S1 ~ S5, N1 ~ N5) の補正

北海道の標高は津軽半島北岸が基準となっているため、(1)で述べた5~7cmの誤差が含まれている。竜飛(J18)の取付水準点11035はJGD2011でJGD2000よりも11.0cm高くなった。このうち4.6cmは1959年から解析期間(1998~2007年)までの隆起分とする、残る6.4cmが東北地方太平洋沖地震に伴う隆起分となる。北海道への基点となる水準点11030はJGD2011でJGD2000よりも11.9cm高くなった。水準点11030の東北地方太平洋沖地震に伴う隆起分は水準点11035と同じ6.4cmとし、残りの5.5cmを1959年から解析期間までの隆起分とする。青函トンネルを經由した津軽半島と北海道間の水準測量は、1987年に日本鉄道建設公団が行った成果がJGD2000に採用された後、2003年に国土地理院が行っており、JGD2000よりも北海道側が1.2cm高くなっていた(大滝, 2005)。津軽半島北岸の基点の隆起分5.5cmに、2003年の青函トンネルの水準測量成果による改定分1.2cmを加えた6.7cmを、後に述べる誤差伝播の考え方で、北海道の全ての験潮所の標高に加えることとした。

## b. 黒潮の離岸時期を利用した補正

### (1) 串本(P11)と浦神(P12)の補正

南海トラフに近い潮岬、室戸岬、足摺岬は地盤の沈降速度が大きく、測量期間(1986~1999年)から解析期間(1998~2007年)までの10年程度でも標高の変化は大きい。国土地理院(2012)によると、串本(P11)の取付水準点(基)41は、白浜(P10)付近の水準点に対して、1989~1990年の測量時から2003年頃までに約8cm沈降している。黒潮の大蛇行期間中には、黒潮が潮岬から離れるために紀伊半島南岸に流れは接近せず、(6)式に基づき潮岬近傍の流速をゼロとすれば、白浜(P10)、串本(P11)、浦神(P12)の水位差はゼロとなる。2004年7月から2005年5月の串本(P11)―浦神(P12)間の水位差が最小であった期間の平均を取り、白浜(P10)を基準とした期間中の平均水位差、串本(P11)で7.8cm、浦神(P12)で4.9cmを験潮所の標高から差し引いた。この串本(P11)の値は国土地理院(2012)による取付水準点の沈降の値約8cmと同程度であった。

### (2) 土佐清水(P5)の補正

足摺岬も地盤が沈降している(国土地理院, 2008)。

足摺岬から黒潮が離岸した時期として、2004年の大蛇行形成時を選定し、足摺岬の西側の土佐清水(P5)と土佐湾中央付近の久礼(P6)の日平均水位差の変動が小さい期間、2004年4月20日~7月22日の平均水位差4.5cmを土佐清水(P5)の標高から差し引いた。平均期間の水位差の標準偏差は1.0cmであった。

## c. 風の弱い時期を利用した補正

(2)式より、流れの接岸が想定されない海岸で、風が弱い時期(季節)には岸に沿って水位はほぼ一定に保たれていると期待される。距離が近い験潮所間で4cm以上の水位差があり、流れの接岸が想定されないのは、日本海沿岸の伏木富山(J12)―鼠ヶ関(J14)間と、太平洋沿岸の相馬(P25)―釜石(P27)間の2か所である。この2か所で風の弱い時期(季節)の水位分布を用いて験潮所の標高の誤差を見積もり、以下に示すように北日本の全ての験潮所の標高に補正を行った。

伏木富山(J12)から北東の鼠ヶ関(J14)に向かって平

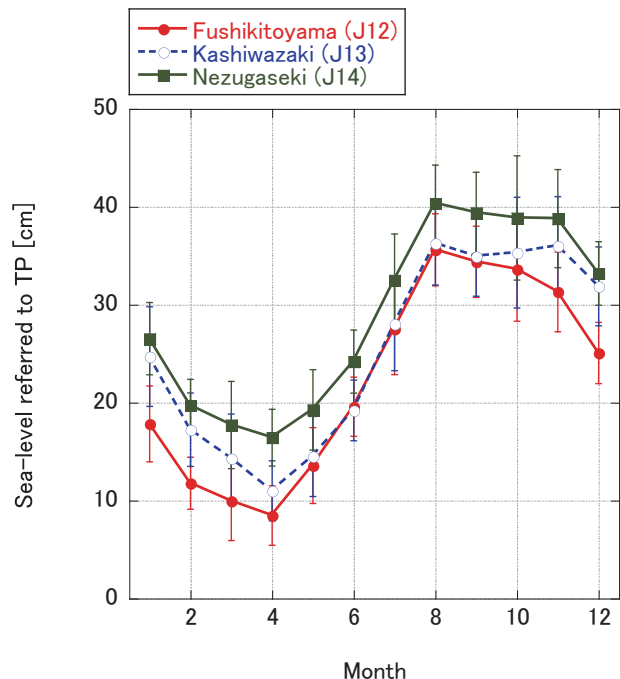


Fig. 3 Seasonal variation of sea-level referenced against Tokyo Peil at Fushikityoyama (J12) (closed circles), Kashiwazaki (J13) (open circles), and Nezugaseki (J14) (closed squares). Error bars indicate the standard deviations for 10 years.



均水位が7 cm 上昇していた。伏木富山 (J12) — 柏崎 (J13) 間で3 cm の上昇, 柏崎 (J13) — 鼠ヶ関 (J14) 間で4 cm の上昇である。Fig. 3に伏木富山 (J12), 柏崎 (J13), 鼠ヶ関 (J14) の水位の10年平均の季節変動を示す。また, Fig. 4に鼠ヶ関 (J14) 付近と, 伏木富山 (J12) — 柏崎 (J13) 間の海岸付近の海上10 m 風の気候値 (気象庁長期再解析 JRA-55 アトラス: Kobayashi *et al.*, 2015; Harada *et al.*, 2016) の季節変化を示す。風速が0.4 ~ 1.4 m/s と小さい5 ~ 9月には, 伏木富山 (J12) と柏崎 (J13) の水位はほとんど同じで, 差の平均は0.4 cm, 標準偏差は0.5 cm と小さく, 両験潮所の標高の誤差の差が小さいことを示す。一方, 柏崎 (J13) と鼠ヶ関 (J14) の水位差は, 風の弱い5 ~ 9月にほぼ一定で, 差の平均は4.6 cm, 標準偏差は0.4 cm であった。柏崎 (J13) の標高の誤差をゼロとすると, 鼠ヶ関 (J14) の標高の誤差は+4.6 cm となる。

伏木富山 (J12) — 柏崎 (J13) 間では, 標高の誤差の差が小さく0 cm と見なせるので, (3) 式で年平均水位差3 cm, 験潮所間の距離140 km, 大気の密度に  $1.2 \text{ kg/m}^3$ , 海水の密度に  $1,025 \text{ kg/m}^3$ , 抵抗係数に Large and Pond (1981) を, 風向・風速に気候値 (JRA-55) の海上10 m 風を用いると, 水深  $H$  は3 m となる。これは, Enfield and Allen (1980), Hickey and Pola (1983) の100 m 程度に比べてかなり小さい。風応力の過小評価の可能性と, 水深  $H$  が定数ではなく, 風応力の関数となっている可能性が考えられる。同じ風データで, 同程度の風応力であれば適用可能とし, 以後この水深3 m の値を用いて, 風応力の岸に沿う成分に伴う験潮所間の水位差を見積もる。

相馬 (P25) から北北東の釜石 (P27) に向かって平均

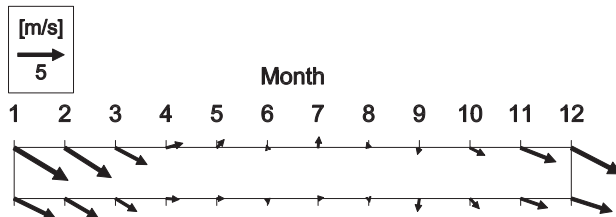


Fig. 4 Seasonal variation of mean surface wind for 30 years from JRA-55 off of Nezugaseki (38.75N, 138.75E) (upper array) and off of Fushikitoyama/Kashiwazaki (37.5N, 137.5E) (lower array).

水位が5 cm 上昇していた。相馬 (P25) — 大船渡 (P26) 間で2 cm の上昇, 大船渡 (P26) — 釜石 (P27) 間で3 cm の上昇である。Fig. 5に相馬 (P25), 大船渡 (P26), 釜石 (P27) の水位の10年平均の季節変動を示す。大船渡 (P26) と釜石 (P27) の水位差はほぼ一定で, 平均値は2.5 cm, 標準偏差は0.3 cm であった。大船渡 (P26) と釜石 (P27) は約30 km と距離が近く, 気候値 (JRA-55) の海上10 m 風から見積もられる年平均の水位差は0.1 cm であり, 2.5 cm はほぼ標高の誤差の差と見なせる。相馬 (P25) と大船渡 (P26) の水位差には季節変動が見られ, 平均値は2.3 cm, 標準偏差は0.8 cm であった。岸に沿った風応力の年平均は, 大船渡 (P26) から相馬 (P25) 向きであり, 相馬 (P25) 側が0.7 cm 高くなると見積もられる。したがって, 相馬 (P25) と大船渡 (P26) の間にも3 cm 程度の標高の誤差の差が存在する。

このように, 日本海側の柏崎 (J13) — 鼠ヶ関 (J14) 間と, 太平洋側の相馬 (P25) — 釜石 (P27) 間に5 cm 程度の標高の誤差の段差が見られる。鼠ヶ関 (J14) の平均水

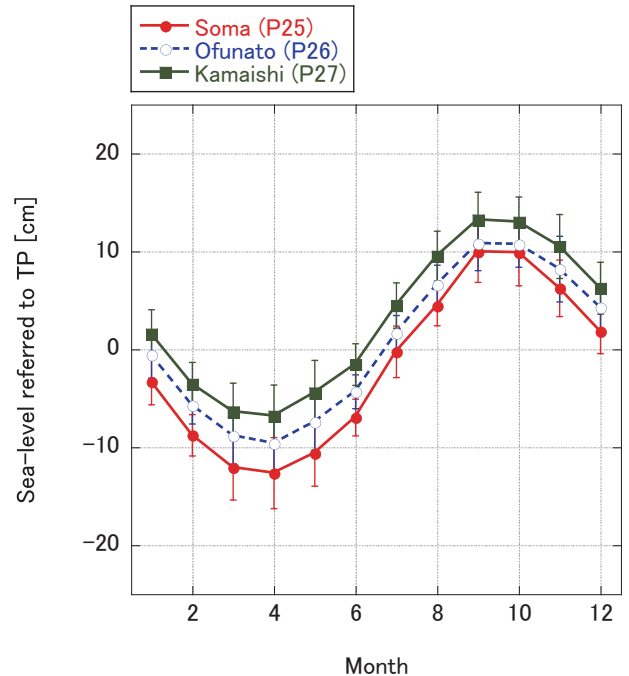


Fig. 5 Seasonal variation of sea-level referenced against Tokyo Peil at Soma (P25) (closed circles), Ofunato (P26) (open circles), and Kamaishi (P27) (closed squares).

位と、その北の酒田 (J15), 男鹿 (J16), 深浦 (J17) の平均水位には 1~2 cm の差しかないことから、鼠ヶ関 (J14) の標高の誤差はその場所の水準測量後の地盤変動が原因ではなく、日本水準原点との間にある接続点の標高の誤差によると推定される。誤差の伝播の考え方を Fig. 6 に示す。例えば、接続点 (Fig. 6 : Junction Bench Mark) の日本水準原点 (Fig. 6 : Japanese Datum of Leveling) に対する比高  $[-H_1]$  が測量され、標高  $[H_0 - H_1]$  が決定された後に、地盤沈下  $[-\Delta H]$  が生じたとする。接続点の地盤沈下の後に鼠ヶ関 (J14) の取付水準点の接続点に対する比高  $[+H_2]$  が測量され、標高  $[H_0 - H_1 + H_2]$  が決定されるが、真の標高は  $[H_0 - H_1 - \Delta H + H_2]$  であり、鼠ヶ関 (J14) の標高は  $[+\Delta H]$  の誤差を有することになる。水位は、験潮所に対する高さ  $[h]$  を計測しているので、TP 基準の水位には  $[+\Delta H]$  の誤差が含まれることになる。そして、鼠ヶ関 (J14) の取付水準点に対する比高を測量している以北の験潮所の TP 基準の水位には同じ誤差  $[+\Delta H]$  が含まれる。日本水準原点から誤差  $[+\Delta H]$  を持つ東北地方日本海側の水準点までは複数のルートで接続されており、それぞれのルートのどこかの水準点から誤差  $[+\Delta H]$  を含むこと

になる。ここでは相馬 (P25)—釜石 (P27) 間の標高の誤差の差が、鼠ヶ関 (J14) の標高の誤差と同程度と見積もられることから、釜石 (P27) の標高の誤差を鼠ヶ関 (J14) と同じ  $+4.6$  cm とし、大船渡 (P26) と釜石 (P27) の間の水位差 2.5 cm をそのまま標高の誤差の差として用いると、大船渡 (P26) の標高の誤差は  $+2.1$  cm となる。大船渡 (P26) の標高から 2.1 cm を差し引き、鼠ヶ関 (J14) と釜石 (P27) 以北の、北海道を含む全ての験潮所の標高から 4.6 cm を差し引くこととする。

### 4. 平均沿岸水位分布

#### 4.1. 九州・四国・本州の平均沿岸水位分布

Fig. 7 に 1998 年から 2007 年の 10 年で平均した、JGD2000 による TP 基準の日本沿岸水位分布を、Unoki and Isozaki (1965) の結果と、1969/1972 年度平均成果による磯田・山岡 (1991) の結果と合わせて示す。JGD2000 による TP 基準の日本沿岸水位の、1969/1972 年度平均成果による水位との最も大きな違いは九州沿岸の水位で、東シナ海沿岸の枕崎 (J1)—佐世保 (J4) で 36

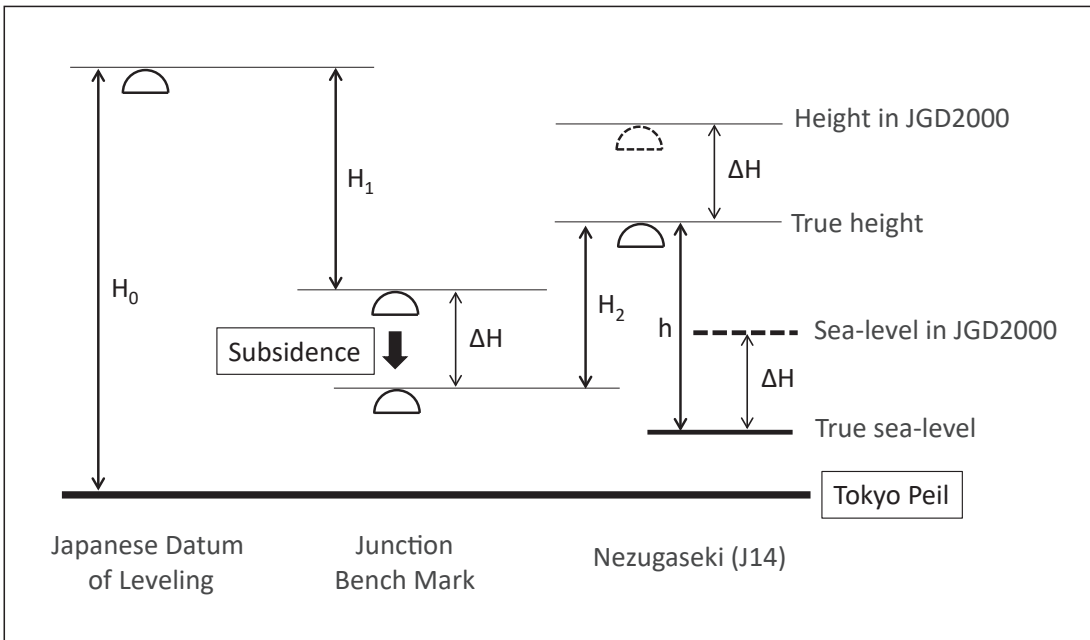


Fig. 6 Schematic diagram of the propagation of error in height referenced against Tokyo Peil.

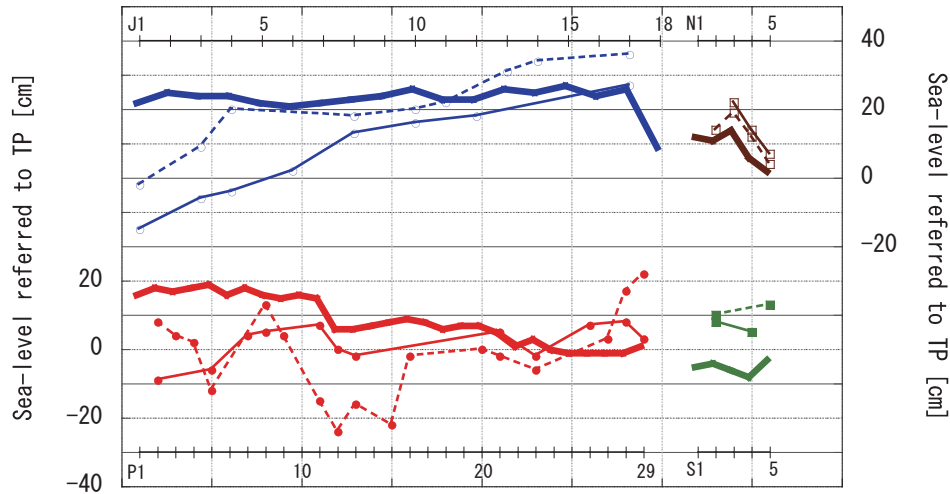


Fig. 7 Mean sea-level referenced against Tokyo Peil along the Japanese coast in each study, i.e., this study (thick line), Isoda and Yamaoka (1991) (thin line), and Unoki and Isozaki (1965) (dashed line), for the coast of the East China Sea and the Japan Sea (upper panel), and along the Pacific coast (lower panel).

～27 cm, 日本海沿岸の博多 (J6) で 18 cm, 太平洋沿岸の油津 (P2) で 26 cm, JGD2000 による水位の方が高くなっている。また, 四国沿岸の土佐清水 (P5)～小松島 (P8) でも JGD2000 による水位の方が 24～10 cm 高くなっている (Table 1)。20～30 年の間にこのように沿岸水位が上昇することは考えにくいので, 九州・四国における JGD2000 と 1969/1972 年度平均成果の標高の差は, 1969/1972 年度平均成果の誤差によると推定される。Fig. 8 に JGD2000 による TP 基準の日本沿岸水位分布を, 第 3 章で施した標高の補正前のものと, 各年平均水位の標準偏差とともに再掲する。JGD2000 による TP 基準の日本沿岸平均水位分布では, 東シナ海・日本海沿岸の水位が空間的にほぼ一様で最も高く, 枕崎 (J1)～深浦 (J17) の区間平均が 22.9 cm であった。太平洋沿岸の水位は空間的にほぼ一様な 3 区間に分かれ, それぞれの区間平均は, 大泊 (P1)～串本 (P11) が 15.7 cm, 浦神 (P12)～布良 (P21) が 5.9 cm, 勝浦 (P22)～八戸 (P29) が -0.9 cm であった。大泊 (P1)～串本 (P11) は加藤・津村 (1979) による海域 VI と V に, 浦神 (P12)～布良 (P21) は海域 IV と III に, 勝浦 (P22)～八戸 (P29) は海域 II に一致し, 類似の経年変動を示す区間では, その平均水位も近い値を示すことがわかる。

水位が空間的にほぼ一様な区間の境界は 4 か所にあ

り, 深浦 (J17) と八戸 (P29) の水位差が 25 cm, 串本 (P11) と浦神 (P12) の水位差が 9 cm, 枕崎 (J1) と大泊 (P1) の水位差が 6 cm, 布良 (P21) と勝浦 (P22) の水位差が 4 cm であった。磯田・山岡 (1991) では深浦 (J17) と八戸 (P29) の差が 24 cm, 串本 (P11) と浦神 (P12) の差が 7 cm と見積もっており, ほぼ同じ値であった。一方, 1969/1972 年度平均成果での枕崎 (J1) の平均水位と油津 (P2) の平均水位との関係では, JGD2000 の場合とは逆に油津 (P2) の平均水位の方が 6 cm 高くなっていた (Table 1)。1969/1972 年度平均成果における標高の誤差が, 枕崎 (J1) と油津 (P2) で大きく異なることを示している。この結果, 九州・四国・本州では, JGD2000 による平均水位は, 東シナ海・日本海沿岸の全ての区間で太平洋沿岸よりも高くなっていた。

平均水位が空間的にほぼ一様な区間の 4 つの境界のうち 3 つの境界では, 黒潮型 (Fig. 1 上) の流れの接岸による水位差が生じていると推定される。串本 (P11) と浦神 (P12) の間にある潮岬に黒潮が接岸して串本 (P11) 側の水位を上げているのと同様に, 枕崎 (J1) と大泊 (P1) の間には大隅半島南端の佐多岬が存在し (Fig. 12), 黒潮から分かれた大隅分枝流が西から東に流れ, 佐多岬に接岸して枕崎 (J1) 側の水位を上げていると推定される。また, 布良 (P21) と勝浦 (P22) の間には房総半島南端

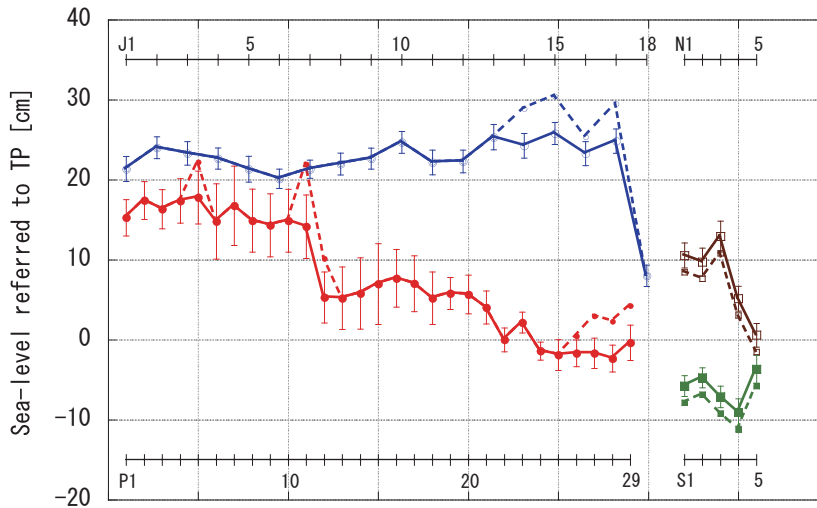


Fig. 8 Mean sea-level for 10 years referenced against Tokyo Peil along the Pacific coast (closed circles), the coast of the East China Sea and the Japan Sea (open circles), the southern coast of Hokkaido (closed squares), and the northern coast of Hokkaido (open squares). Dashed lines and small marks indicate mean sea-level prior to the height correction of the tidal stations. Error bars indicate the standard deviations of annual mean sea-level for 10 years.

の野島崎が存在し、黒潮の分枝流が西から東に流れ、野島崎に接岸して布良 (P21) 側の水位を上げていると推定される。

東シナ海・日本海沿岸、本州東岸、北海道沿岸における年平均水位の標準偏差は八戸 (P29) を除いて全て 2 cm 以下であるのに対し、九州南岸・四国南岸・本州南岸の年平均水位の標準偏差は大きく、大泊 (P1) から布良 (P21) までは 2 cm 以上、特に土佐清水 (P5) から伊豆半島の南伊豆 (P18) までは 3 cm 以上である (Fig. 8)。このことは、黒潮の影響を受ける地域の水位の経年変動が大きいことを示している。10 年平均の水位差が 4 cm であった布良 (P21) と勝浦 (P22) の年平均水位差の標準偏差は 1.5 cm であり、水位差は有意水準 1% で統計的に有意である。経年変動については、土佐清水 (P5) と久礼 (P6) の間、伊豆半島西岸の田子 (P17) と伊豆半島南端の石廊崎の東に位置する南伊豆 (P18) の間も加藤・津村 (1979) の海域の境界となっており、岬への流れの接岸が、(6) 式のとおり、岬の東西の沿岸水位の変動に違いをもたらしている可能性がある。

## 4.2. 北海道と津軽海峡周辺の平均沿岸水位分布とその季節変動

### a. 北海道オホーツク海沿岸

Fig. 9 に北海道と津軽海峡周辺の験潮所の位置と、TP 基準の平均水位を示す。花咲 (S5) は根室半島の南岸に位置し太平洋に面しており、宗谷海峡の日本海側の稚内 (N3) との水位差は 17 cm で、稚内 (N3) — 紋別 (N4) 間が 8 cm、紋別 (N4) — 網走 (N5) 間が 4 cm、網走 (N5) — 花咲 (S5) 間が 5 cm を担う。ここで、稚内 (N3) — 紋別 (N4) 間のどこで水位傾斜が生じているかを見るために、ほぼ中間に位置する枝幸の月平均水位を用いる。枝幸については 2011 年以降のデータが海岸昇降検知センターに登録されている。そこで 2011 ~ 2017 年の 7 年間の稚内 (N3)、紋別 (N4)、枝幸の TP 基準の平均水位を求めると、それぞれ +16 cm、+8 cm、+7 cm であった (第 3 章で北海道沿岸の験潮所の標高に対して行った差引き +2.1 cm の補正済み)。稚内 (N3) と紋別 (N4) の水位差は 1998 ~ 2007 年と同じ 8 cm で、枝幸と紋別 (N4) の水位は宗谷暖流の下流側の紋別 (N4) の方が 1 cm 高くなっていた。気候値の風 (JRA-55) による枝幸—紋別

(N4) 間の年平均の水位傾斜は、主に冬季の北西風により紋別側が 0.4 cm 高くなると見積もられる。枝幸—紋別 (N4) 間の直線に近い陸岸での宗谷暖流の接岸による水位傾斜がほぼゼロであることから、岬という流れの加速システムのないこのような陸岸近くでは強い流れは生じず、大きな水位傾斜も起こらないと考えられる。このため、宗谷岬の東から枝幸までの区間でも水位傾斜は小さいと予想され、稚内 (N3)—紋別 (N4) 間の水位差 8 cm は、そのほとんどが宗谷暖流が宗谷岬付近に Fig. 1 下のように接岸し、オホーツク海側の沿岸水位が下がっていることによると推定される。また、紋別 (N4)—網走 (N5) 間では、宗谷暖流が能取岬付近に同様に接岸し、網走 (N5) 側の沿岸水位が下がっていると推定される。

#### b. 北海道太平洋沿岸

太平洋岸の花咲 (S5)—苫小牧西 (S4) 間の水位差は 5 cm であった。苫小牧西 (S4) 側の水位が低い要因として、岸を左に見て吹く風と、沿岸親潮が襟裳岬に宗谷暖流型 (Fig. 1 下) で接岸することが考えられる。気候値の風 (JRA-55) によると、風速が大きく水位傾斜への寄与の大きい冬季の風向は西北西であり、襟裳岬—苫小牧西 (S4) 間においても、花咲 (S5)—襟裳岬間においても、苫小牧西 (S4) 側の水位が低くなる向きに吹いている。このため (3) 式により年平均の沿岸水位傾斜を見積もると、両区間ともに苫小牧西 (S4) 側の水位が低くなり、襟裳岬—苫小牧西 (S4) 間で 1.4 cm、花咲 (S5)—襟裳岬間で 2.5 cm、合わせて 3.9 cm であった。これは実際の年平均水位差 5 cm に近い。このことから、花咲 (S5)—苫小牧西 (S4) 間の水位差への沿岸親潮の接岸による水位低下の寄与は小さいと推定される。

#### c. 津軽海峡周辺

本州沿岸と北海道沿岸の 10 年平均水位差は、津軽海峡内の竜飛 (J18)—吉岡 (S1) 間で 14 cm、日本海側の深浦 (J17)—江差 (N1) 間でも 14 cm であった。飯野ほか (2009) は本研究と同じく JGD2000 による TP 基準で、津軽海峡周辺の 2005 年の年平均水位を示している。飯野ほか (2009) では竜飛 (J18)—吉岡 (S1) 間は同じ 14 cm であるが、深浦 (J17)—江差 (N1) 間は 21 cm であり、本研究の結果と比べて +7 cm であった。この違いは、3.2. a (3) で議論したように、津軽半島北岸が基準となっている北海道沿岸の水位を本研究では補正したため

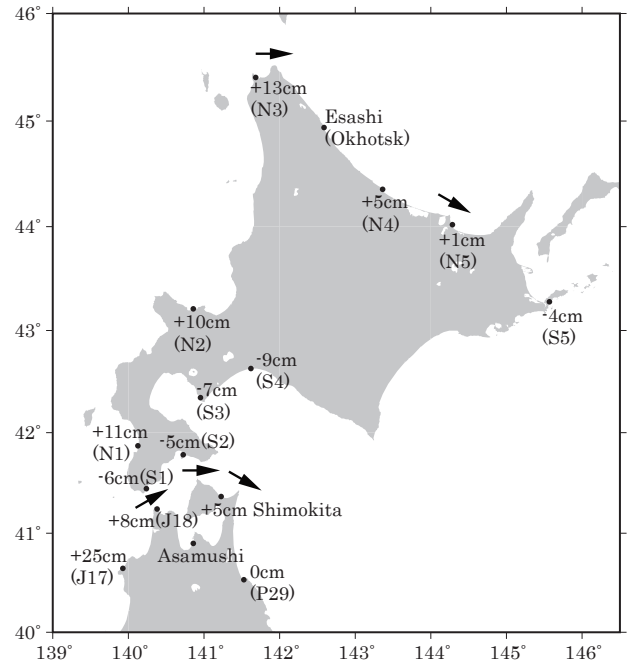


Fig. 9 Mean sea-level referenced against Tokyo Peil around the Tsugaru Strait and Hokkaido. Arrows indicate capes attached by currents.

である。一方、太平洋側の八戸 (P29)—苫小牧西 (S4) 間の水位差は 9 cm と津軽海峡内の水位差 14 cm より小さい。海峡通過後の津軽暖流が下北半島北東端の尻屋崎に接岸し、宗谷暖流型 (Fig. 1 下) の水位低下により八戸 (P29) の水位が低くなっていると考えられる。ここで、津軽海峡東口本州側の大間崎と尻屋崎の間の下北半島北岸に気象庁が設置した音波式津波観測計 (下北) のデータを用いる。1998～2007 年の TP 基準の平均水位に、取付水準点の 1986 年から 2003 年までの接続水準点に対する隆起分 3.6 cm (国土地理院, 2004) を加え、第 3 章で北日本の全ての験潮所に施した -4.6 cm を加えると、下北の TP 基準の平均水位は +5 cm となり、苫小牧西 (S4) との水位差は、日本海側や津軽海峡内と同じ 14 cm となった。

Fig. 10 に津軽海峡通過流の表層地衡流量の指標となる本州沿岸と北海道沿岸の水位差の季節変動を示す。日本海側の水位差 (深浦 (J17)—江差 (N1))、津軽海峡内の水位差 (竜飛 (J18)—吉岡 (S1)) と太平洋側の水位差 (下北—苫小牧西 (S4)) の変動は似ており、11 月に最大

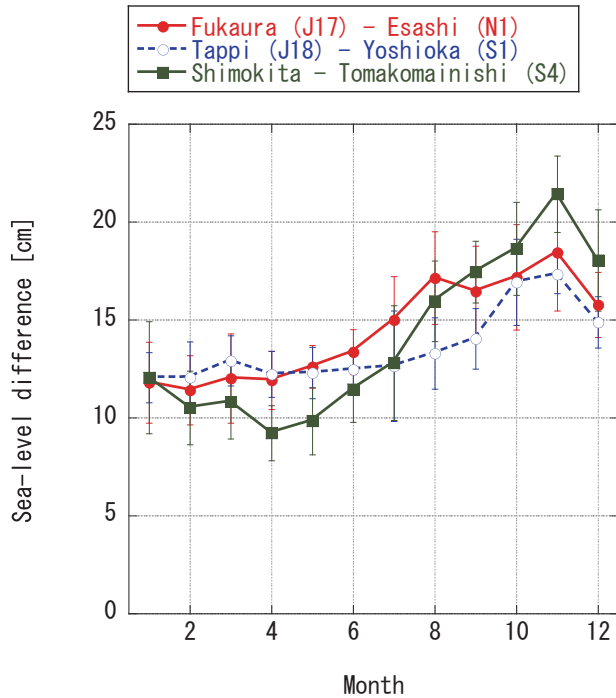


Fig. 10 Seasonal variation of sea-level difference between Honshu and Hokkaido, i.e., Fukaura (J17)-Esashi (N1) (closed circles), Tappi (J18)-Yoshioka (S1) (open circles), and Shimokita-Tomakomai (S4) (closed squares).

値を取り、季節変動のレンジは日本海側で7 cm、津軽海峡内で5 cm、太平洋側で12 cmであった。

日本海沿岸と太平洋沿岸の10年平均水位差としては、本州側の深浦 (J17) - 八戸 (P29) 間の水位差は25 cmで、そのうち深浦 (J17) - 竜飛 (J18) 間の水位差は17 cmと約70%を占めている (Fig. 9)。一方、北海道側の江差 (N1) - 苫小牧西 (S4) 間の水位差は20 cmであり、その85%の水位差17 cmが江差 (N1) - 吉岡 (S1) 間で生じている。竜飛 (J18) は津軽海峡西口本州側の竜飛崎の東に位置しており、津軽海峡通過流が竜飛崎に接岸し、宗谷暖流型 (Fig. 1 下) の水位低下により竜飛 (J18) の水位が17 cm低くなっていると推定される。吉岡 (S1) も津軽海峡西口北海道側の白神岬の東に位置しており、津軽海峡通過流が白神岬に接岸し、黒潮型 (Fig. 1 上) の水位上昇により江差 (N1) の水位が17 cm高くなっていると推定される。同様に竜飛 (J18) - 下北

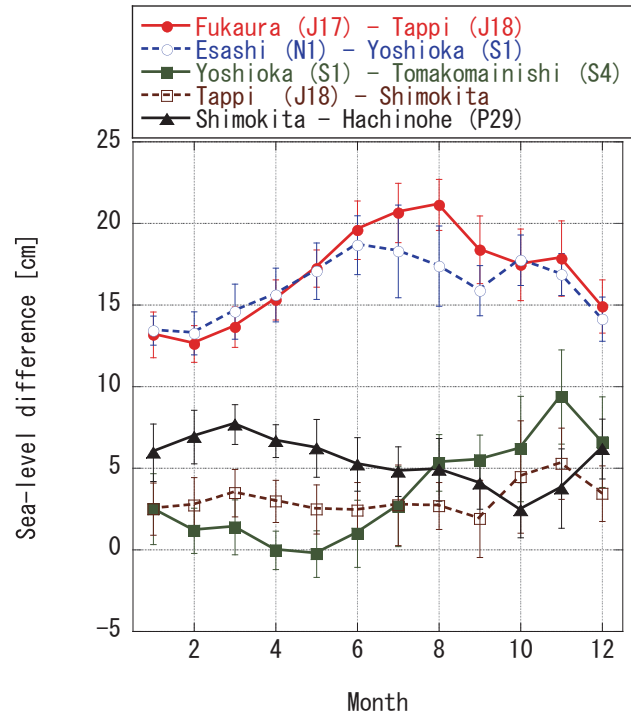


Fig. 11 Seasonal variation of sea-level difference between both sides of the cape around the Tsugaru Strait, Fukaura (J17)-Tappi (J18) (closed circles), Esashi (N1)-Yoshioka (S1) (open circles), Yoshioka (S1)-Tomakomai (S4) (closed squares), Tappi (J18)-Shimokita (open squares), and Shimokita-Hachinohe (P29) (closed triangles).

間の水位差3 cmは、津軽海峡通過流が津軽海峡東口本州側の大間崎に宗谷暖流型で接岸していることにより、吉岡 (S1) - 苫小牧西 (S4) 間の水位差3 cmは津軽海峡通過流が津軽海峡東口北海道側の汐首岬に黒潮型で接岸していることによると考えられる。また、下北 - 八戸 (P29) 間の水位差5 cmは、津軽暖流が尻屋崎に宗谷暖流型で接岸していることにより生じていると推定される。

Fig. 11に津軽海峡周辺の岬を挟む水位差の季節変動を示す。津軽海峡西口の本州側、竜飛崎を挟む深浦 (J17) と竜飛 (J18) の水位差は、7～8月に最大で21 cm、1～2月に最小で13 cm、季節変動のレンジは8 cmである。津軽海峡の北海道側、白神岬を挟む江差 (N1) と吉岡 (S1) の水位差は、6月に最大で19 cm、1～2月に最小で13 cm、季節変動のレンジは6 cmである。津軽海峡東口

の北海道側の汐首岬を挟む吉岡 (S1) と苫小牧西 (S4) の水位差は、11月に最大で9 cm, 4～5月に最小で0 cm, 季節変動のレンジは9 cmで11月に鋭いピークを持つ。津軽海峡東口の本州側の大間埼を挟む竜飛 (J18) と下北の水位差は、11月に最大で5 cm, 9月に最小で2 cm, 季節変動のレンジは3 cmと他の岬を挟む水位差に比べて小さい。下北と八戸 (P29) の水位差は3月に最大で8 cm, 10月に最小で2 cm, 季節変動のレンジは6 cmである。津軽暖流は冬～春に沿岸モードを、夏～秋に渦モードを取ることが知られている (Conlon, 1982)。磯田・鈴木 (2004) は28年間の100 m深の水温5°C等値線から、津軽暖流の東への張り出しが11月に最大, 3月に最小となることを示しており、尻屋埼を挟む南東向きの水位低下は沿岸モードで大きく、渦モードで小さくなることを示している。

## 5. 九州・四国・本州南岸の水位変動

### 5.1. 大隅海峡

Fig. 12に示す薩摩半島南岸の枕崎 (J1) と大隅半島東岸の大泊 (P1) の平均水位差6 cmは、薩摩・大隅半島と種子島などの大隅諸島との間の大隅海峡を、黒潮の分枝として西から東に流れる大隅分枝流が大隅半島南端の佐多岬に接岸し、黒潮型 (Fig. 1上) により枕崎 (J1) 側の水位を上昇させることで保たれていると考えられる。山城ほか (2008) は、GEK (Geomagnetic Electro-Kineto-graph) 及び船舶搭載 ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) データを用いて、種子島の西之表と大泊 (P1) の水位差の変動が、大隅分枝流の流速変動の良い指標になっていることを示した。Tsuji no *et al.* (2008) では、種子島沿岸の水位と九州西岸の年平均水位が等しくなることを報告している。Fig. 13に枕崎 (J1)―大泊 (P1) 間の月平均水位差と、西之表―大泊 (P1) 間の月平均水位差を示す。西之表の水位はTP基準ではないため、平均水位を枕崎 (J1) のTP基準平均水位に一致させている。両者の変動の位相は良く似ており、振幅は西之表―大泊 (P1) の方が大きい。両者の相関係数は0.93と高く、回帰式は、

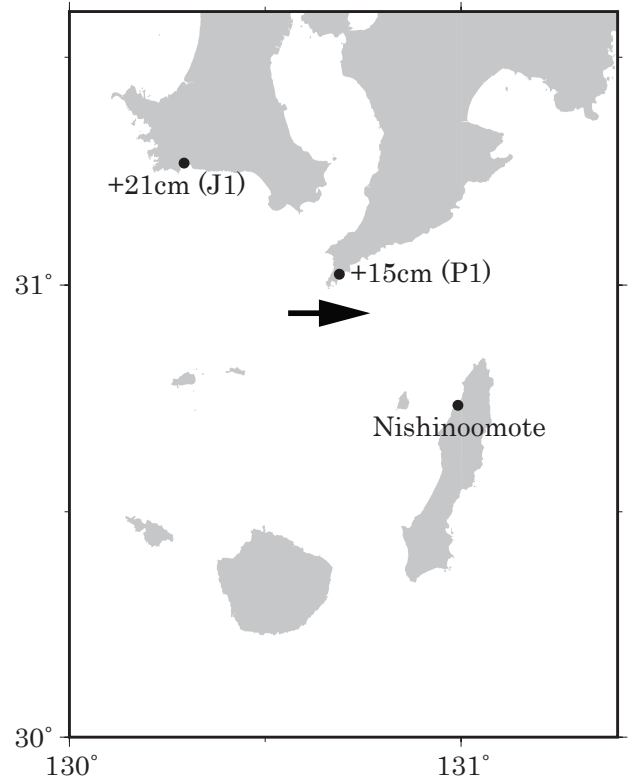


Fig. 12 Mean sea-level referenced against Tokyo Peil around the Osumi Strait. Arrows indicate capes attached by currents.

$$\Delta\zeta_{no} = 1.37 \times \Delta\zeta_{mo} - 2.5 \text{ cm} \quad (7)$$

となった。ここで  $\Delta\zeta_{mo}$  は枕崎 (J1) と大泊 (P1) の水位差,  $\Delta\zeta_{no}$  は西之表と大泊 (P1) の水位差を表す。西之表と大泊 (P1) の実際の水位差がゼロの時, すなわち大隅分枝流の表層地衡流量がゼロの時には、枕崎 (J1) と大泊 (P1) の水位差, すなわち佐多岬への大隅分枝流の接岸による水位差もゼロになると考えられる。したがって、 $\Delta\zeta_{mo}$  と  $\Delta\zeta_{no}$  の回帰式は原点を通る必要がある。2.5 cmを西之表の水位に加えると回帰式が原点を通ることになり、西之表のTP基準の平均水位は枕崎 (J1) と同じ+21 cmに設定してあるので、西之表のTP基準の平均水位は+24 cmと推定される。

### 5.2. 黒潮の流路と沿岸水位

黒潮が潮岬から離岸すると串本 (P11) と浦神 (P12)

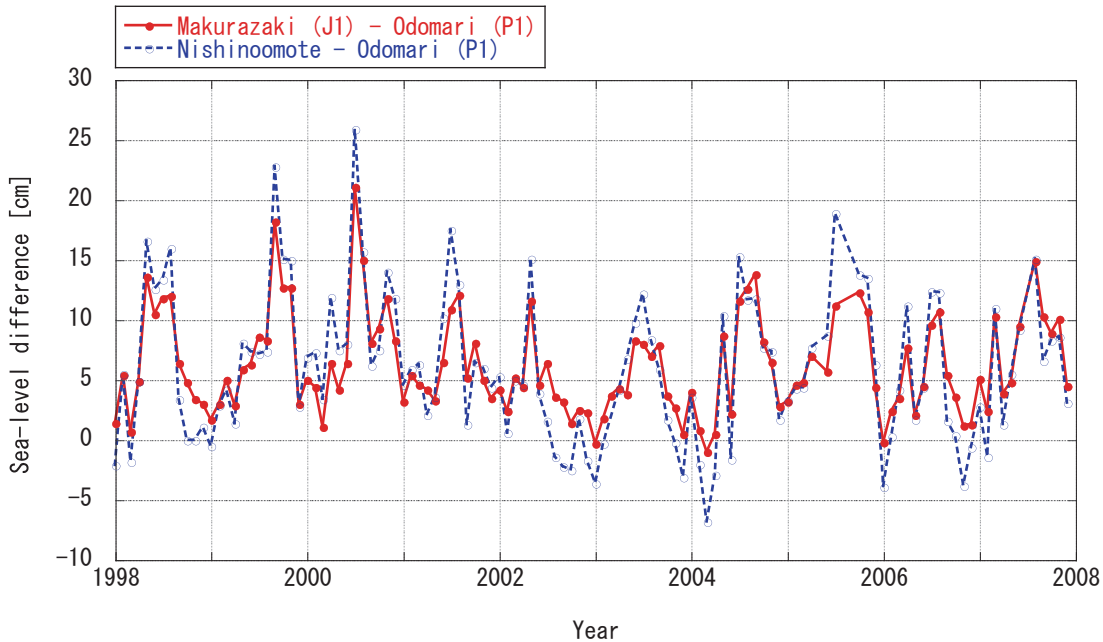


Fig. 13 Monthly mean sea-level differences between Makurazaki (J1) and Odomari (P1) (closed circles), and Nishinoomote and Odomari (open circles).

の水位差は小さくなる (Moriyasu, 1958; 1961)。Kawabe (1980) は、1959 年と 1975 年の黒潮大蛇行開始時に、浦神 (P12) の水位がその東の水位とともに上昇して水位差が小さくなることを示した。本研究の解析期間 (1998 ~ 2007 年) では、2004 年 7 月 ~ 2005 年 8 月が大蛇行期間とされている (吉田ほか, 2006)。また、1999 年 10 月 ~ 2001 年 8 月の期間も串本 (P11) - 浦神 (P12) 間の水位差は非大蛇行期間よりも小さく、多くの期間で黒潮の流軸が潮岬以東で北緯 32 度より南まで南下し、八丈島の南を通過していた。ただし、この期間には串本 (P11) - 浦神 (P12) 間の水位差が典型的な大蛇行時に比べてやや大きいことから、川辺 (2003) は典型的な大蛇行とは見なしていない。しかし、吉田ほか (2014) は非階層型クラスター解析を用いて、八丈島の南を通る非大蛇行離岸流路を、流軸の南限緯度が北緯 32 度以北の非大蛇行南偏流路と、北緯 32 度以南の大蛇行東偏流路に分けた。そして、1999 年 10 月 ~ 2001 年 8 月の期間は、主にこの 2 つの流路を何度も遷移していることを示した。以上のことから、本研究では以後、1999 年 10 月 ~ 2001 年 8 月と 2004 年 7 月 ~ 2005 年 8 月の双方の期間を大蛇行期間と

して、それぞれ LM1, LM2 と表す。

Fig. 14 に串本 (P11) と浦神 (P12) の月平均水位を示す。1999 年 10 月と 2004 年 7 月の大蛇行開始時には、浦神 (P12) の水位が例年よりも上昇し、串本 (P11) の水位と同じになっており、Kawabe (1980) が指摘した 1959 年と 1975 年の大蛇行開始時と同じ状況である。串本 (P11) と浦神 (P12) の月平均水位差が 5 cm 以下の月が連続しているのは、2 回の大蛇行期間のほか、1999 年 1 月 ~ 3 月と、2007 年 2 月 ~ 7 月であった。これらの黒潮が潮岬から離岸していたと見られる期間を除いた期間 (NLM) について、串本 (P11) と浦神 (P12) の水位の平均の季節変動を算出し、そこからのアノマリを Fig. 15 に示す。黒潮の大蛇行開始時の 1999 年 10 月と 2004 年 7 月に始まった浦神 (P12) の高水位アノマリは、大きさが 10 ~ 20 cm でそれぞれ 6 か月と 9 か月続いた。ほかにも 1998 年 6 月と 2007 年 3 月に 17 ~ 18 cm の高水位アノマリが浦神 (P12) に生じていた。この期間、短い期間ではあるが黒潮が潮岬から離岸し、流軸が北緯 32 度以南に南下している (吉田ほか, 2014)。Fig. 1 上の黒潮型で、流れの接岸により生じた水位上昇は、沿岸捕捉波により



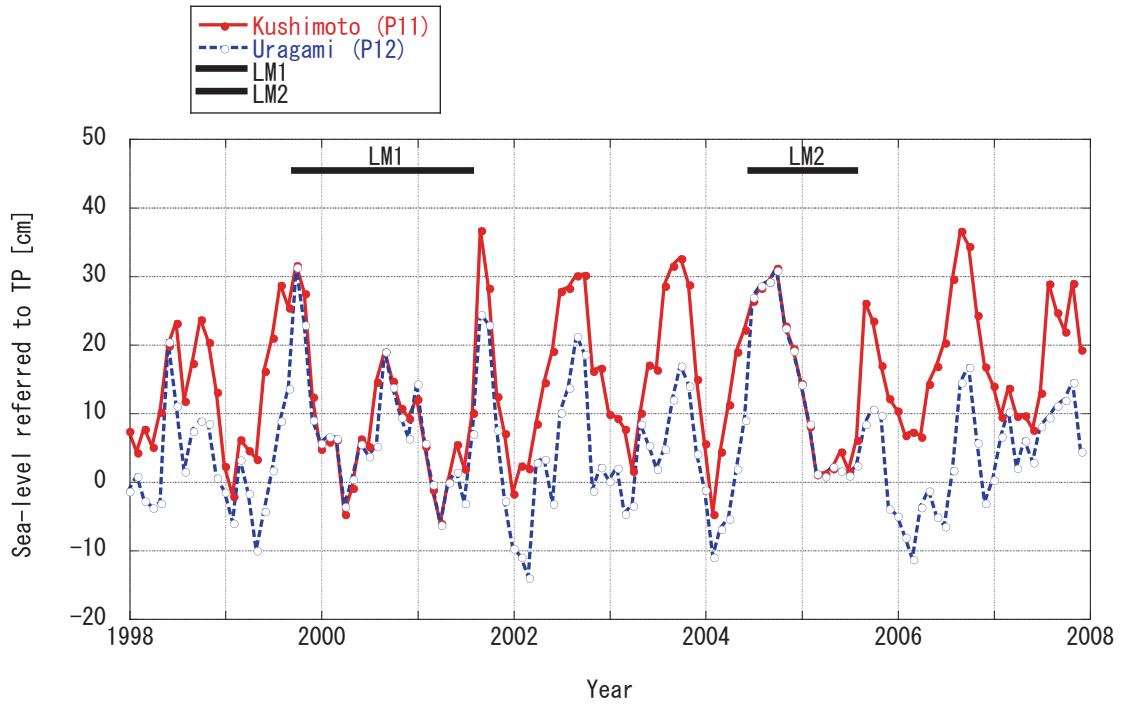


Fig. 14 Monthly mean sea-level referred against Tokyo Peil at Kushimoto (P11) (closed circles) and Uragami (P12) (open circles).

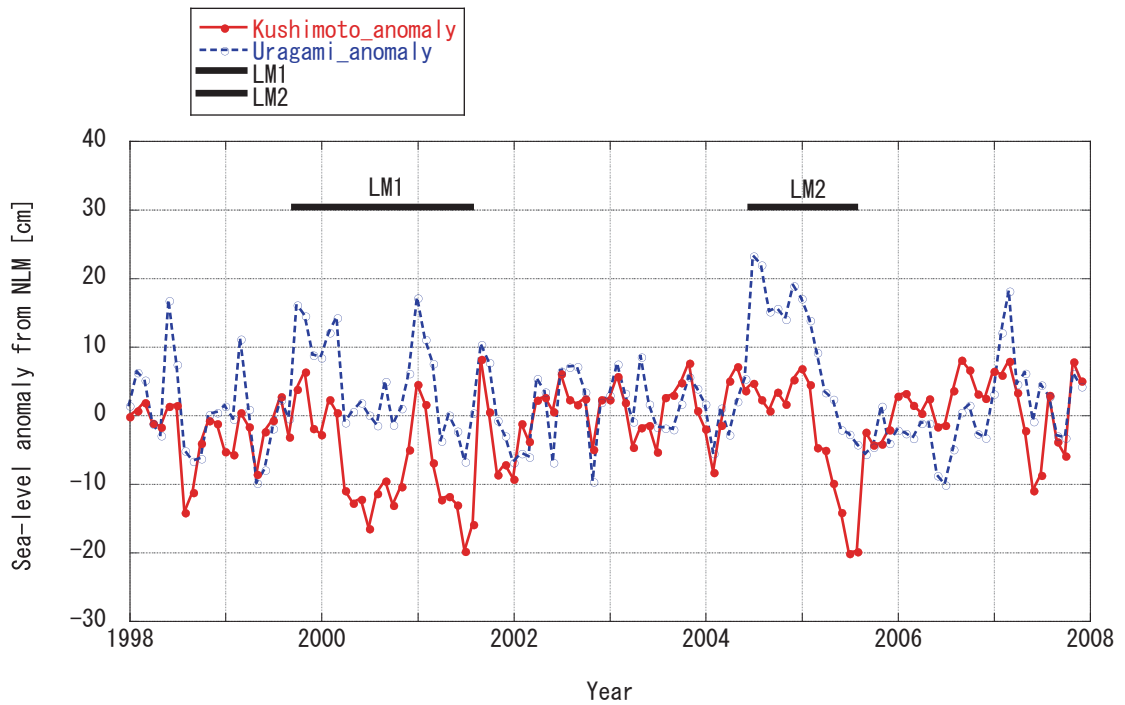
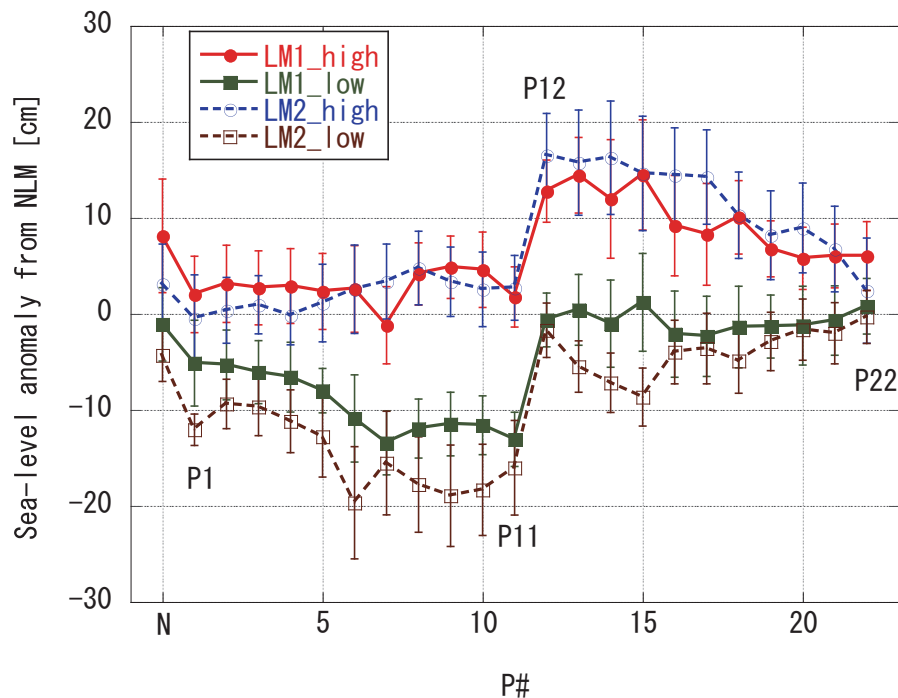


Fig. 15 Monthly mean sea-level anomaly from mean seasonal variation for non-large meanders (NLM) at Kushimoto (P11) (closed circles) and Uragami (P12) (open circles).

上流側にしか伝搬しない。浦神 (P12) は黒潮の潮岬からの剥離点よりも下流側にあるので、その水位は黒潮の潮岬への離接岸の影響を受けない。したがって、浦神 (P12) の高水位アノマリは、浦神 (P12) より下流側 (東側) で海流が岬に黒潮型で接岸し、その岬の上流側 (西側) の上昇した沿岸水位が伝わってきたものと考えられる。下流側で海流が岬から離岸し、浦神 (P12) の高水位アノマリが終了して NLM 時の水位に戻ると、黒潮が潮岬に接岸していないため浦神 (P12) の水位と等しい串本 (P11) の水位は、NLM 時よりは低い水位となる。この串本 (P11) の低水位アノマリの大きさが 10 ~ 20 cm で、LM1 では 2000 年 4 月から 8 か月、LM2 では 2005 年 5 月から大蛇行終了の 2005 年 8 月まで 4 か月続いた。LM1 では 2001 年 1 ~ 2 月に浦神 (P12) に高水位アノマリが再び生じ、その後の串本 (P11) の低水位アノマリは

2001 年 4 月から大蛇行終了の 2001 年 8 月まで 5 か月続いた。

種子島の西之表と大泊 (P1) ~ 勝浦 (P22) の水位について、串本 (P11) ・浦神 (P12) と同様に黒潮の潮岬への接岸期間 (NLM) の平均の季節変動を算出し、そこからのアノマリを LM1 と LM2 それぞれについて浦神 (P12) の高水位アノマリの期間 (以後、高水位アノマリ期間) と串本 (P11) の低水位アノマリの期間 (以後、低水位アノマリ期間) の合成を行った (Fig. 16)。高水位アノマリ期間での水位アノマリの分布は 2 回の大蛇行期間でほぼ同じで、浦神 (P12) から舞阪 (P15) までは高く、東の勝浦 (P22) に向かうにつれゼロに近づいている。典型的な大蛇行期間の LM2 では、田子 (P17) と南伊豆 (P18) の間に 4 cm の水位差が生じている。宇田 (1937) は水温、塩分、流れの観測結果から、伊豆半島と大島の間から相模



**Fig. 16** Sea-level anomaly from NLM for the high sea-level period in the large meander for 1999–2001 (LM1) (closed circles) and for 2004–2005 (LM2) (open circles), and for the low sea-level period in LM1 (closed squares) and LM2 (open squares). “N” indicates Nishinoomote. Error bars indicate the standard deviations.

High sea-level period in LM1: Oct. 1999–Mar. 2000; Jan. 2001–Feb. 2001

Low sea-level period in LM1: Apr. 2000–Nov. 2000; Apr. 2001–Aug. 2001

High sea-level period in LM2: Jul. 2004–Mar. 2005

Low sea-level period in LM2: May 2005–Aug. 2005

湾に流入する黒潮の分枝流の存在を明らかにし、Kawabe and Yoneno (1987) は、相模湾の 100 m 深水温の変動から、相模湾に流入する黒潮の分枝流は、黒潮の典型的な大蛇行期間に安定に存在し、非大蛇行流路から典型的な大蛇行流路への遷移期間に強化されることを示した。この黒潮の分枝流の伊豆半島付近におけるふるまいは明らかにされていないが、田子 (P17) と南伊豆 (P18) の水位差からは、典型的な大蛇行期間の高水位アノマリ期間に、西から東に流れる黒潮の分枝流が石廊崎に接岸して、黒潮型 (Fig. 1 上) により田子 (P17) の水位を上昇させていることが推定される。また LM2 の高水位アノマリ期間には、布良 (P21) と勝浦 (P22) の間でも 4 cm の水位差のアノマリが生じており、野島崎付近の黒潮の分枝流の流速が大きくなっていることを示している。

低水位アノマリ期間での水位アノマリの分布は、串本 (P11) から久礼 (P6) までは低く、そこから西に向かってゼロに近づいている。LM2 では、久礼 (P6) と土佐清水 (P5) の間に 7 cm の水位差が生じている。典型的な大蛇行期間の低水位アノマリ期間に、黒潮が足摺岬に接岸して土佐清水 (P5) 側の水位を上昇させていることが推定される。加藤・津村 (1979) の解析期間 (1951 ~ 1978 年) では、1953 年 7 月 ~ 1955 年 12 月、1959 年 5 月 ~ 1963 年 5 月と 1975 年 8 月以降が黒潮の大蛇行期間とされており (岡田, 1978), 主に大蛇行期間に黒潮または黒潮の分枝流が接岸する足摺岬、石廊崎、野島崎が経年変動による海域分けの境界となっている。

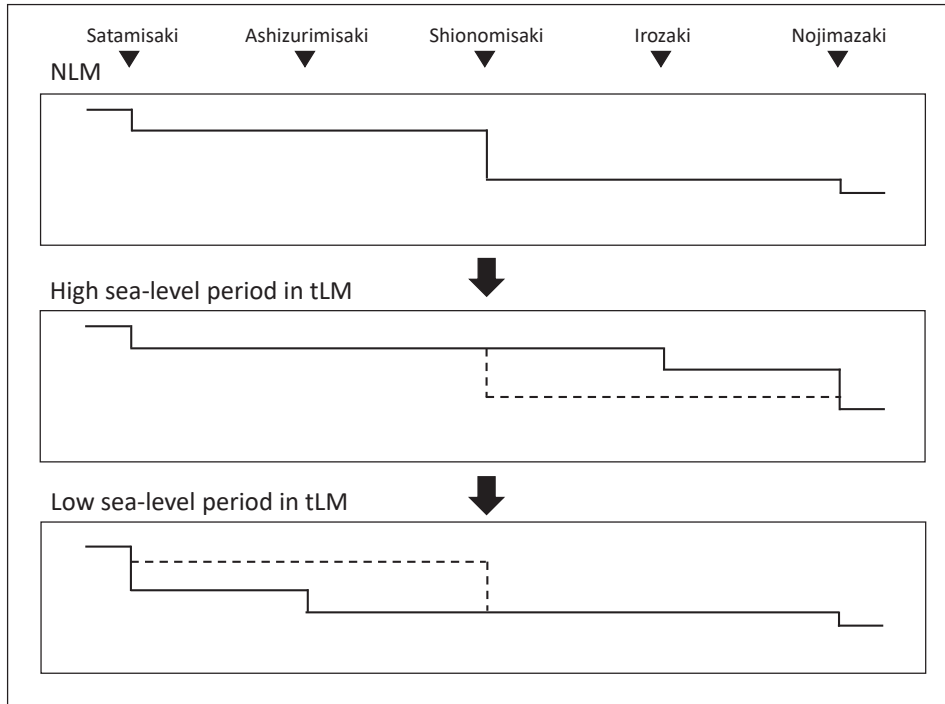
## 6. まとめ

水準測量の 2000 年度平均成果 (JGD2000) を用いて、外洋に面する全国の沿岸で、TP 基準の 1998 年から 2007 年までの 10 年間の平均水位分布を求めた。1969/1972 年度平均成果によるものとの大きな違いは、1969/1972 年度平均成果における九州と四国の標高の誤差が JGD2000 では解消されたため、水位が九州で 18 ~ 36 cm、四国で 10 ~ 24 cm 高くなったことである。さらに JGD2000 における験潮所の標高の補正を行った結果、成因を調査できる精度の TP 基準の日本沿岸平均水位分布が得られた。その結果、東シナ海沿岸と本州日本海沿岸の平均水位が空間的にほぼ一様で最も高く、太平洋沿岸では北で低く

南で高いという分布となっていた。この日本沿岸平均水位分布の基本構造は、Tsujino *et al.* (2008) が提示した、北海道から種子島に至る列島の太平洋側で西岸境界流が作り出す岸に沿った水位傾斜と、列島の外周を巡る沿岸捕捉波による調節というメカニズムを支持する。九州・四国・本州の太平洋沿岸の平均水位は、本州東岸、潮岬以東の本州南岸、潮岬以西の太平洋沿岸と、空間的にほぼ一様な 3 つの区間に分けられる。これら太平洋沿岸内の水位差や、東シナ海・日本海沿岸と太平洋沿岸の水位差は岬付近に集中していた。このことは Fig. 1 に示したような、海流が岬にぶつかるように流れ、岸近くで速い流れが生じる場合にのみ岸に沿った大きな水位傾斜を形成できることを示唆する。

海流が岬に接岸して生じた沿岸の水位差は、(5) 式により岬付近の流速の季節変動とともに変動すると考えられる。宗谷暖流については、Ebuchi *et al.* (2009) が表層流量と稚内 (N3) — 網走 (N5) の水位差にほとんどラグもなく強い相関があることを示している。津軽海峡通過流については、表層地衡流量に比例する本州沿岸と北海道沿岸の水位差が 11 月にピークをとるのに対し、岬を挟む水位差の季節変動は、津軽海峡西口北海道側では 6 月に、津軽海峡西口本州側では 8 月にピークをとり、流れの水平分布の季節変動が影響していることを示唆する。また、岬を挟む水位差の季節変動は、津軽海峡東口では 11 月にピークをとるが、下北半島北東端の尻屋崎を挟む水位差は、津軽暖流が沿岸モードをとっている 2 ~ 4 月に大きく、津軽暖流が渦モードをとっている 9 ~ 11 月に小さくなり、津軽暖流の流路が大きく影響していると推定される。

九州・四国・本州南岸の水位の経年変動は他の地域よりも大きかった。津村 (1963), 加藤・津村 (1979) が示した、紀伊半島南端の潮岬を境界として、その東西で水位の経年変動が異なる要因は、黒潮の非大蛇行期には黒潮が潮岬に接岸し、潮岬の西側の水位を相対的に上昇させるのに対し、黒潮の大蛇行期には黒潮が潮岬から離岸し、潮岬の東西で水位が等しくなるという、黒潮の潮岬への離接岸の経年変動による。本研究で扱った期間では、1999 年 10 月と 2004 年 7 月の黒潮の大蛇行開始時に、黒潮の分枝流が潮岬よりも東の岬に接岸し、潮岬以東の水位が上昇して非大蛇行時よりも高くなり、数か月



**Fig. 17** Schematic diagram of sea-level along the southern coast of Kyushu/Shikoku/Honshu during a non-large meander of the Kuroshio (upper panel), high sea-level period during a typical large meander (middle panel), and low sea-level period during a typical large meander (lower panel). Dashed line indicates sea-level during a non-large meander.

間継続する高水位アノマリを形成した。黒潮の分枝流が岬から離岸し、潮岬以東の高水位アノマリが終了すると、黒潮が潮岬から離岸しているために、潮岬以西の水位が潮岬以東の水位と同様に下がって非大蛇行時よりも低くなり、低水位アノマリを形成した。この低水位アノマリも数か月間継続した。2004年7月～2005年8月の典型的な大蛇行の場合、高水位アノマリ期間に黒潮の分枝流が伊豆半島南端の石廊崎に接岸して岬の西側の水位を上昇させ、低水位アノマリ期間に黒潮が四国南岸の足摺岬に接岸して岬の西側の水位を上昇させていると推定される (Fig. 17)。

## 謝辞

月平均の沿岸水位データ、気圧データ及び験潮所の水準データは海岸昇降検知センターから、毎時の沿岸水位データは日本海洋データセンターから、再解析による気

候値の風データは気象庁から入手した。データ管理・提供に感謝する。一部の図の作成には GMT5 (Wessel *et al.*, 2013) を用いた。

## References

- 青田昌秋 (1984) : 宗谷暖流域の海況変動, 沿岸海洋研究ノート, **22**, 30-39.
- Conlon, D. M. (1982): On the outflow modes of the Tsugaru Warm Current. *La mer*, **20**, 60-64.
- Csanady, G. T. (1978): The arrested topographic wave. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 47-62.
- Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima, K. Shirasawa, M. Ishikawa, T. Takatsuka, T. Daibo and M. Wakatsuchi (2006): Observation of the Soya Warm Current using HF ocean radar. *J. Oceanogr.*, **62**, 47-61.
- Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima, M. Wakatsuchi (2009): Subinertial and seasonal variations in the Soya Warm Current revealed by HF ocean radars, coastal tide gauges, and bottom-mounted ADCP. *J. Oceanogr.*, **65**, 31-43.
- Enfield, D. B. and J. S. Allen (1980): On the structure and dynamics of monthly mean sea level anomalies along the Pacific coast of North and South America. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 557-578.

- Harada, Y., H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, S. Kobayashi, Y. Ota, H. Onoda, K. Onogi, K. Miyaoka, and K. Takahashi (2016): The JRA-55 Reanalysis: Representation of atmospheric circulation and climate variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **94**, 269–302.
- Hickey, B. M. and N. E. Pola (1983): The seasonal alongshore pressure gradient on the west coast of the United State. *J. Geophys. Res.*, **88**, 7623–7633.
- 飯野恵理子・磯田豊・矢幅寛(2009): 津軽海峡通過流を駆動する水位差. 海と空, **85**, 1-19.
- Imakiire, T. and E. Hakoiwa (2004): JGD2000 (vertical)-The new height system of Japan. *Bulletin of the Geographical Survey Institute*, **51**, 31-51.
- 磯田豊・山岡弘文(1991): 対馬海峡を通過する対馬暖流の流動構造. 沿岸海洋研究ノート, **28**, 183-194.
- 磯田豊・鈴木鋼治(2004): 津軽暖流水張り出しの経年変化. 北海道大学水産科学研究彙報, **55**, 71-74.
- 加藤照之・津村建四朗(1979): 潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動(1951~1978). 地震研究所彙報, **54**, 559-628.
- Kawabe, M. (1980): Sea level variations along the south coast of Japan and large meander in the Kuroshio. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **36**, 97-104.
- 川辺正樹(2003): 黒潮の流路と流量の変動に関する研究. 海の研究, **12**, 247-267.
- Kawabe, M. and M. Yoneno (1987): Water and flow variations in Sagami Bay under the influence of the Kuroshio path. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**, 283-294.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi (2015): The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
- 国土地理院(2004): 東北地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報, **71**, 279-329.
- 国土地理院(2008): 中国・四国地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報, **79**, 567-573.
- 国土地理院(2012): 近畿地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報, **88**, 367-369.
- Large, W. G. and S. Pond (1981): Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 324-336.
- Lin, H., K. R. Thompson, J. Huang and M. Véronneau (2015): Tilt of mean sea level along the Pacific coasts of North America and Japan. *J. Geophys. Res.*, **120**, 6815-6828.
- Matsuura, T. and T. Yamagata (1985): A numerical study of a viscous flow past a circular cylinder on an f-plane. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 151-167.
- 松山優治・青田昌秋・小笠原勇・松山佐和(1999): 宗谷暖流の季節変動. 海の研究, **8**, 333-338.
- Moriyasu, S. (1958): On the fluctuation of the Kuroshio south of Honshu. The influence of the oceanographic conditions upon the monthly mean sea level. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **14**, 137-144.
- Moriyasu, S. (1961): On the difference in the monthly sea level between Kushimoto and Uragami Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **17**, 197-200.
- Nagata, Y., J. Takeuchi, M. Uchida, I. Ishikura, Y. Morikawa and T. Koike (1999): Current nature of the Kuroshio in the vicinity of the Kii Peninsula. *J. Oceanography*, **55**, 407-416.
- Nakano, M. and S. Yamada (1975): On the sea levels at various locations along the coasts of Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **31**, 71-84.
- Ohshima, K. I. (1994): The flow system in the Japan Sea, caused by a sea level difference through shallow straits. *J. Geophys. Res.*, **99**, 9925-9940.
- 大滝三夫(2005): 青函トンネルにおける一等水準測量. 国土地理院時報, **106**, 1-6.
- 岡田正美(1978): 黒潮の大蛇行歴(1854-1977)と潮汐観測. 号外海洋科学, **1**, 81-88.
- Pedlosky, J. (1996): *Ocean Circulation Theory*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 453pp.
- Schlichting, H. (1968): *Boundary-Layer Theory*. 6<sup>th</sup> edition, McGraw-Hill, New York, 748pp.
- Senjyu, T., M. Matsuyama and N. Matsubara (1999): Interannual and decadal sea-level variations along the Japanese coast. *J. Oceanogr.*, **55**, 619-633.
- Toba, Y., K. Tomizawa, Y. Kurasawa and K. Hanawa (1982): Seasonal and year-to-year variability of the Tsushima-Tsugaru Warm Current system with its possible cause. *La mer*, **20**, 41-51.
- Tomizawa, K., K. Hanawa, Y. Kurasawa and Y. Toba (1984): Variability of monthly mean sea level and its regional features around Japan and Korea, p. 273-285. In *Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas*, ed. by T. Ichiye, Elsevier, Amsterdam.
- Tsujino, H., H. Nakano and T. Motoi (2008): Mechanism of currents through the straits of the Japan Sea: mean state and seasonal variation. *J. Oceanogr.*, **64**, 141-161.
- 津村建四朗(1963): 日本沿岸の平均海面およびその変動の研究(1) - 潮位変化の地域分布 - . 測地学会誌, **9**, 49-79.
- 宇田道隆(1937): 「ぶり」漁期に於ける相模湾の海況及び気象と漁況との関係. 水産試験場報告, **8**, 1-50.
- Unoki, S. and I. Isozaki (1965): Mean sea level in bays, with special reference to the mean slope of sea surface due to the standing oscillation of tide. *Oceanogr. Mag.*, **17**, 11-35.
- Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. F. Luis, and F. Wobbe (2013): Generic Mapping Tools: Improved version released. *EOS Trans. AGU*, **94**, 409-410.
- Winant, C. D. and R. C. Beardsley (1979): A comparison of some shallow wind-driven currents. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 218-220.
- 山城徹・繁原俊弘・浅野敏之(2008): 鹿児島湾への外洋水の流入に及ぼす大隅分枝流の影響について. 海洋開発論文集, **24**, 921-926.
- 吉田次郎・前田恵理子・中野知香・出口大貴・根本雅生(2014): 統計的手法を用いた黒潮流路変動解析. 海の研究, **23**, 171-196.
- 吉田隆・下平保直・林王弘道・横内克巳・秋山秀樹(2006): 黒潮の流路情報をもとに黒潮大蛇行を判定する基準. 海の研究, **15**, 499-507.

# Spatial distribution of mean sea-level along the Japanese coast referenced against Tokyo Peil and its annual and interannual variation

Hiroyuki Yoritaka<sup>1\*</sup>, Kimio Hanawa<sup>2</sup>

## Abstract

We obtained the distribution of mean sea-level along the Japanese coast facing the open ocean for the years 1998–2007, referenced against Tokyo Peil, using Japanese Geodetic Datum 2000 (JGD2000). The mean sea-levels based on the JGD2000 were 18–36 cm higher along the Kyushu coast and 10–24 cm higher along the Shikoku coast than those from the previous datum (1969/1972). As a result, the coasts of Kyushu, Shikoku, and Honshu were divided into four sections in which the mean sea-level values for 10 years were almost even. These four sections were, in descending order of mean sea-level: the coasts of the East China Sea and the Japan Sea, the Pacific coast to the west of the Cape Shionomisaki, the southern coast of Honshu to the east of the Cape Shionomisaki, and the eastern coast of Honshu. The sea-level differences at the four boundaries of each of these four sections occurred near the area of a cape attached by strong currents. The 10-year mean sea-level along the coast of Hokkaido was also higher along the Japan Sea than on its Pacific side, and this sea-level difference was concentrated near to where the current attaches the cape. The 10-year mean sea-level difference between the Honshu coast and the Hokkaido coast was 14 cm, both along the Japan Sea and within the Tsugaru Strait.

Although the sea-level difference between the Honshu coast and the Hokkaido coast exhibited seasonal variation, with a peak in November, the sea-level difference between both sides of the five capes around the Tsugaru Strait exhibited different seasonal variations; this suggests seasonal variations of the current velocity in the Tsugaru Strait throughflow and the Tsugaru Warm Current near the capes. On the southern coast of Kyushu, Shikoku, and Honshu, the sea-level in the east of the Cape Shionomisaki rose due to attaching of the Kuroshio branch to another cape east of the Cape Shionomisaki at the beginning of the two large meanders of the Kuroshio, which occurred during the period of study. Following several months since sea-level in the east of the Cape Shionomisaki rose more than in non-large meander, the sea-level west of the Cape Shionomisaki lowered in the same way as the east of the Cape Shionomisaki, due to leaving of the Kuroshio branch from the cape, and became lower than that during non-large meander.

**Key words:** coastal sea-level, JGD2000, Tokyo Peil, cape, Kuroshio

(Corresponding author's e-mail address: yoritaka@kochi-u.ac.jp)

(Received 14 May 2018; accepted 1 July 2020)

(doi: 10.5928/kaiyou.29.4\_107)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2020)

---

1 Kuroshio Science Unit, Multidisciplinary Science Cluster, Research and Education Faculty, Kochi University, 200 Monobe-Otsu, Nankoku, Kochi 783-8502, Japan

2 Department of Geophysics, Graduate School of Science, Tohoku University, 6-3 Aramaki-aza-Aoba, Aoba-ku, Sendai, Miyagi 980-8578, Japan

\* Corresponding author: Hiroyuki Yoritaka  
TEL: +81-88-864-6754  
e-mail: yoritaka@kochi-u.ac.jp