

北～西太平洋での水位振動と日本沿岸域での水位変化特性

日 比 野 忠 史*

1. はじめに

内湾域における水環境を検討していくためには海流等外洋の影響を考えていくことが必要であるが、北太平洋表層中層水の形成における亜熱帯循環系の作用や強さの理解は不十分であり、その変動についてはほとんどわかっていないのが現状である。外洋においては空間的にも時間的にも連続した観測を行うことは困難であるため、対象とする内湾域周辺における連続的な境界条件を入手することは極めて難しい。このため、従来から海洋現象をグローバルな大気現象との関係での検討が行われている。例えば、南方振動はエルニーニョの指標として用いられており、南方振動指数(SOI)はタヒチ(ポリネシア)とダーウィン(オーストラリア)の気圧差で与えられる。また、エルニーニョの発達時には気圧配置に顕著なPNAパターンが現れており、日本周辺の水温変化においてもグローバルな気候と強い関連があることがわかっている(例えば、関根, 1992)。

近年、気象庁の提供する海洋観測資料から沿岸～海洋域での水温・塩分データ(日本近海における年に数回のライン観測)、気象庁年報から気象データ、日本海洋データセンター等から潮位等のデータが入手できるようになってきた。本研究では、海面水位や気圧の変動特性を明らかにすることによって、外洋水(黒潮・親潮系水塊)の沿岸域への影響について定量的に見積もることを行う。この結果を用いて内湾域での流れを再現するために必要な開境界条件として水位変動と同時に流入水塊の密度を与える手法を確立することを目的としている。

本論文では太平洋周辺の気圧、水位データ(気象庁海洋観測資料、世界気象資料、海況解析データおよびUHSLC, JODC水位データ)を用いて、北～西太平洋において年周期で起こる水位振動の発生機構について検討を行った。次に、太平洋沿岸における水位振動と気圧の関係から太平洋における水位の基準面を推定し、日本沿岸における実測水位を気圧による変動成分と沿岸に離着岸する外洋水塊の密度による変動成分に分けることを

行った。密度による水位変動量は海洋観測資料および紀伊水道での水温・塩分観測(徳島県水産試験場による)結果によってその妥当性が検討された。

2. 北～西太平洋での水位振動(NWPO)

北～西太平洋沿岸では北海道付近を節、北太平洋と西太平洋(東シナ海、フィリピン海)を腹とした年周期で水位が振動(北～西太平洋振動; NWPO)している(Minobe, 1999, 日比野, 2000)。この振動では夏季(冬季)には北太平洋で水位下降(上昇)、西太平洋で水位上昇(下降)している。NWPOと北～西太平洋上の気圧配置はよく対応しており、NWPOはアリューシャン低気圧の発達と強い関連があると考えられる。このため、北太平洋における水位振動は気圧変動に追従した運動になっている。これに対し、日本周辺では気圧変動の他に親潮の北上にともなった黒潮系暖水塊の沿岸域への接岸による水位上昇量が大きく、日本沿岸域での水位上昇に対する暖水塊の影響を考慮することが必要になる。

図-1には太平洋における(a)気圧(1951～1980年の平均値)および(b)水位(1975～1995年の平均値)の年較差の分布が示されている。図中の・は本解析で用いた気圧・水位の観測地点を示している。気圧の年較差が大きい海域では水位の年較差が大きく、気圧配置の変化に類似した水位変動があることがわかる。水位変動の大きい海域は北太平洋と西太平洋(東シナ海、フィリピン海)であり、その中間にある北海道から南東に向かう海域では、水位変動が小さい(NWPOでの節)。この水位振動は東太平洋でも生じているが、その規模は西太平洋に比較して小さく、サンフランシスコ周辺が振動の節に位置している。NWPOの発生はアリューシャン低気圧の発達によって北太平洋での水位が上昇し、消滅によって水位が低下することで太平洋の南北方向で水位振動が生じることが大きな原因であると考えられる。さらに、冬季にアジア大陸、北アメリカ大陸側で高気圧が発達すること、特に、アジア大陸に発達するシベリア高気圧の勢力が大きいことにより、北太平洋～西太平洋での水位振動が顕著に現れると考えられる。

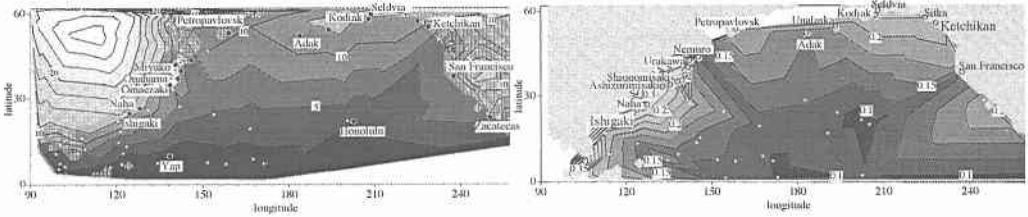


図-1 太平洋における気圧、水位および水温の年較差の平均値と太平洋沿岸の水位振動

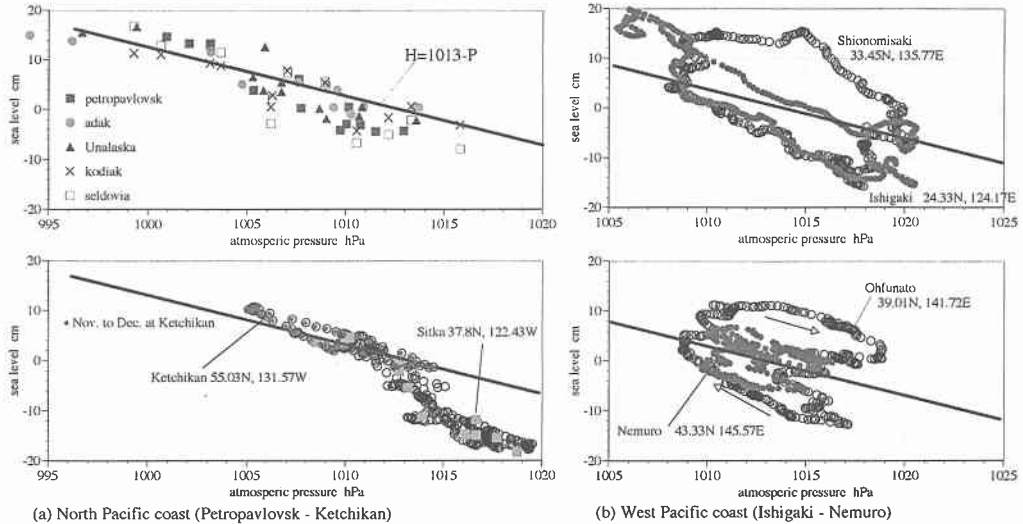


図-2 海面気圧と水位の関係 (1987～1997 年の平均値)

3. 水位振動 (NWPO) と黒潮・親潮

3.1 太平洋での水位基準の設定

図-2 に (a) 北太平洋と (b) 西太平洋沿岸地域での気圧と水位の関係を示した。図-2(a) から太平洋沿岸に沿った年周期の水位振動に関して、北太平洋では気圧変動に水位振動が連動している (本研究での解析間隔である 2 週間以上の位相差はなく、1 hPa の変動に対して、-1 cm の水位変動が生じている) ことがわかる。北太平洋での気圧 P (hPa) と水位 H (cm) の関係には線形な関係があり、図-2(a) に示されるように (1) 式に従って水位補正を行った。

$$H = 1013 - P \dots\dots\dots (1)$$

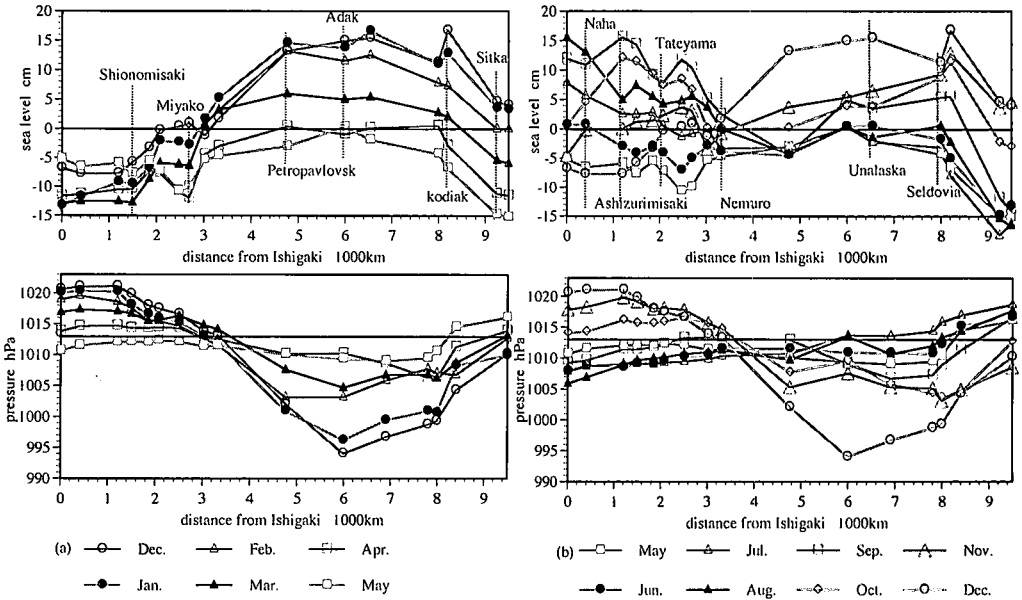
次に、(1) 式の西太平洋 (日本沿岸) への適用について検討した。水位変化に対する気圧の効果が北太平洋と西太平洋で同じであると仮定し、さらに、海流の影響が一年周期で水位に現れていること (Hibino ら, 2000) から、日本周辺沿岸域での水位補正は水位変化の年平均が 0 になるように図-2(b) には示してある (妥当性は 4 章で検討する)。根室においては (1) 式の周辺 (-1 cm/hPa) で水位が変動しているが、本州以西では気圧～水位

比 (勾配) の絶対値は -1 cm/hPa よりも大きな値 (約 -1.6 cm/hPa) で変化している。この値は Sitka, Ketchikan (アラスカ) の夏季の勾配と同程度の値となっている。

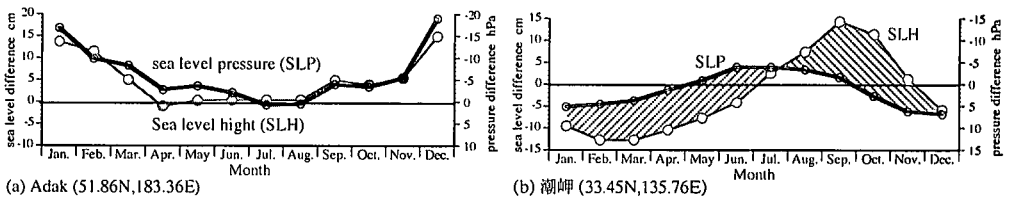
日本周辺での気圧～水位関係はヒステリシスを描いており、その大きさ (春季と秋季の水位差) は九州～中国・四国 (ここでは潮岬を示した) で最大となり、沖縄 (石垣島) では小さくなっている。ちなみに、大船渡湾では冬季に北太平洋沿岸域での特性である気圧が低く (アリューシャン低気圧)、水位が上昇する傾向が現れている。西太平洋 (日本周辺) で気圧～水位関係がヒステリシスを描くのは、黒潮系暖水塊の影響が考えられるが、この点については 4 章で検討を行う。

3.2 北～西太平洋沿岸での水位振動と気圧の関係

図-3 には (a) 12～5 月 (親潮南下期) と (b) 5～12 月 (北上期) の北西太平洋沿岸沿いの海面水位と気圧の分布の月変化が示されている。図-3(a) から親潮の南下時には北太平洋で水位低下 (気圧上昇)、図-3(b) から北上期には水位上昇 (気圧低下) していることがわかる。さらに、西太平洋 (日本周辺) での振動と気圧の関係は北太平洋の関係と異なっていることがわかる。北太平洋



図一三 西太平洋～北太平洋沿岸での平年の水位・気圧分布 (石垣島～Ketchikan) の月変動



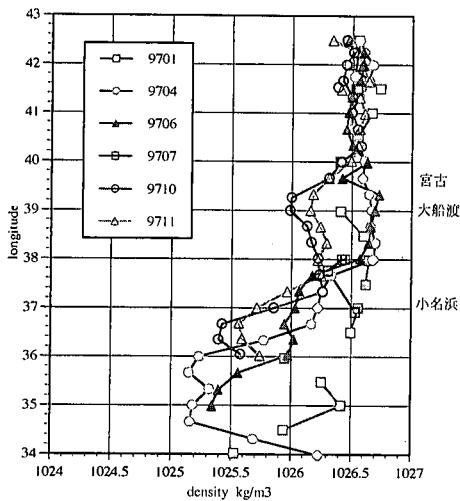
図一四 NWPO の節 (根室付近, SLP=1013 hPa, SLH=0 cm) を基準としたときの各地点での水位と気圧との関係

での気圧変化は水位変化との位相は小さいのに対し、西太平洋では気圧変化が約 5 hPa ある 1～4 月に水位変化が小さく (数 cm)、気圧変化が数 hPa の 6～9 月に 20 cm 程度の水位増加がある。図一三 からわかるように根室付近が NWPO の節に位置しており、根室付近で水位、気圧が 0 cm, 1013 hPa からの変動が小さい (図一四)。図一四には図一三 から求められた (a) Adak (51.86°N, 183.36°E) および (b) 潮岬 (33.45°N, 135.76°E) と根室付近 (SLP=1013 hPa, SLH=0cm) 間の水位勾配と気圧勾配との関係が示されている。図には気圧変動に対する水位変動を -1 cm/hPa として示してある。北太平洋にある Adak では、気圧変動量に対する水位変動量は -1 cm/hPa となっており、北太平洋における水位振動は気圧の変化に伴っていることがわかる。これに対し、日本沿岸域では気圧以外の変動が大きいことがわかる。宮古では水位低下のある春期に親潮は南下、水位上昇のある秋期には親潮は北上しており、水位変動は親潮系水塊の南下・北上との関連が強いものと推定できる。水位低下は西日本で早く、三陸での水位低下は 3 月頃から顕著になっている。秋期には、四国周辺において水位が上昇し

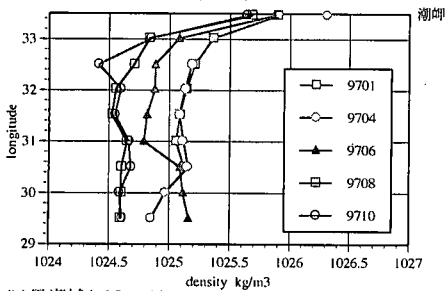
ており、特に、9～10 月の水位上昇量が大きくなっている。黒潮系水塊は親潮の南下・北上に対応して四国沖に離岸・接岸しており、9～10 月に黒潮系水塊は日本沿岸に最接近しており、この影響によって水位上昇が大きい (図一四(b)) のものと考えられる。以上のことから西太平洋における水位振動が気圧配置の影響を受けるとともに、親潮、黒潮等の海流の挙動と密接な関係にあることが示唆される。

3.3 海流の動きに伴った水塊密度の変動

図一五に経度線に沿った海面下 400 m までの平均密度の経時変化 (気象庁海洋観測資料 No. 88, 1997) が示されている。40°N 以北 (親潮域) では σ_t は約 26.5 kg/m^3 で 1 年を通して変動が小さい。黒潮系水塊流入域 (40°N 以南) では、 0.7 kg/m^3 程度の変動があり、秋季に小さい (約 24.5 kg/m^3) 値をとる。黒潮は秋に向かって西日本沿岸域に接近しており、年周期の運動をしていることがわかる。黒潮本流が九州～四国～紀伊水道沿岸に接岸する秋に、黒潮系暖水塊は宮古付近まで北上している。さらに、潮岬 (紀伊水道) では密度が急激に大きくなり、33°N 以北に冷水塊が存在していることがわかる。この冷



(a) 親潮・黒潮混合域(144E)



(b) 黒潮域(135.15E)

図一五 経度線に沿った海面下 400 m までの平均密度の経時変化 (気象庁海洋観測資料 No. 88, 1997)

水塊も黒潮接岸の影響を黒潮域と同等に受けており、黒潮が接近する秋口に密度が小さく (25.6 kg/m^3) なっていることがわかる。

4. 水位変動に及ぼす気圧と海流

4.1 密度プロファイルから水位への換算

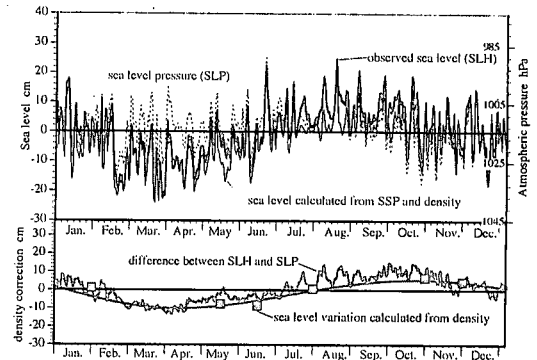
黒潮系水塊の移動に伴う水位の変化量は、黒潮水塊が静的に安定して移流すると仮定して、次式で求められた。

$$V_2 = (\rho_1 - \rho_2) V_1 / \rho_2 \dots \dots \dots (2)$$

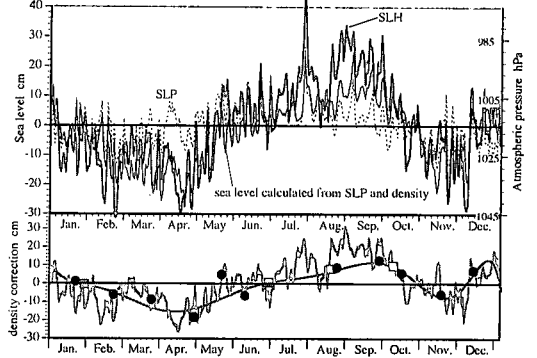
ここに、 V は水塊の体積、 ρ は密度、添え字 1, 2 は各々黒潮系水塊および浸入前の水塊を表す。なお、親潮域に黒潮系暖水塊が北上する場合、暖水塊は円錐形を保って浸入してくることから、暖水塊の浸入による膨張水深は黒潮本流が接岸してくる場合の膨張水深の 1/3 にしている。

4.2 日本沿岸における水位の変動成分

図一六には (a) 大船渡 (黒潮・親潮混合域) と (b) 潮岬 (黒潮域) における実測水位、気圧および気圧 ((1) 式による) と水塊密度 ((2) 式による) から求められた水位和の関係、外洋での実測水温・塩分 (密度) プロファ



(a) 大船渡湾; 39N, 143.72E



(b) 潮岬; 33.45N, 135.76E

図一六 沿岸水位への気圧と密度の寄与 (1997) (沿岸に離着岸する水塊によって変動する水位、大船渡湾沖; 39°N, 144°E, 紀伊水道; □: 33.4°N, 135.15°E, ○: 33.3°N, 135.1°E)

イルから求められた換算水位 (大船渡湾は 39°N, 潮岬は □: 33.4°N と ○: 33.3°N (徳島県水試) での観測値)、実測水位および (1) 式による気圧変動分水位との差 (下図の実線) の関係が示されている。下図の破線は気圧変動水位を密度補正するために、観測密度による換算水位を近似曲線で表したものである。図から気圧変動を除いた水位変動成分 (下図の実線) は外洋の水塊密度から求められた換算水位とよく対応していることがわかる。このことから、日本沿岸での水位は、主に気圧と外洋水塊の密度変動によって変化していることがわかる (三陸沿岸では冬季に季節風の影響も強い、Hibino ら, 2001)。さらに、1 週間程度の水位変動は気圧の変化と良く対応している。この傾向は大船渡で顕著であり、潮岬では気圧の変動ピーク以外に水位のピークが現れるとき (7~9 月に多い) がある (陸水や急潮等の影響と考えられる)。

図一七に (a) 北日本 (黒潮・親潮混合域) と (b) 西日本 (黒潮域) の太平洋沿岸域における気圧偏差と水位偏差 (平年値との差で年変化が除かれている) の関係を示した。図一六と 7 から平年の季節変化を除いた気圧と水位の変化量の比は北日本では同程度、西日本では約 1/

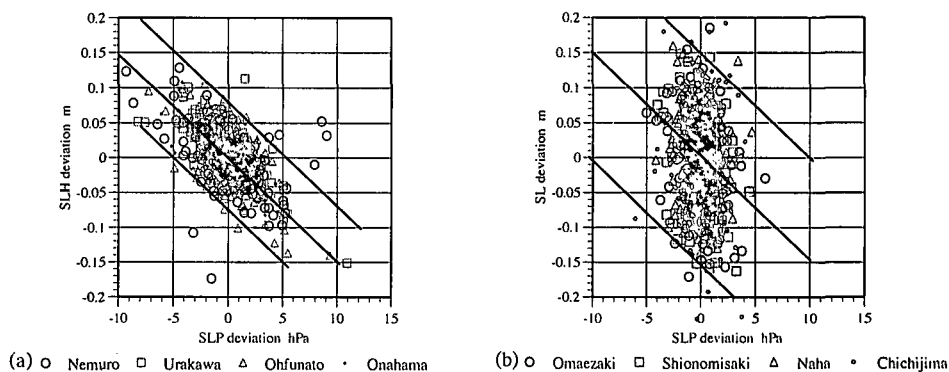


図-7 沿岸水位偏差と気圧偏差（年平均との差，年変化分を除去）との関係（1985-1999の月平均値）

2（気圧にともなわない水位変化量が2倍程度）であることがわかる。これは西日本では沿岸域に離着岸する黒潮蛇行の影響が大きいため（水塊密度の影響は黒潮・親潮混合域の2倍），北日本では数日～数週間の気圧変動が大きく（図-6(a)），その変動量は黒潮系暖水塊の北上による水位変動成分と同程度であることを示している。このことは，北日本太平洋沿岸での水位変動は気圧変動と親潮や黒潮の年運動にともなった年周期で起こる密度変動の和によって主な変化量が表されるのに対し，西日本では年周期以外の気圧の変化にともなった水位変化は小さく（図-6(b)），黒潮の年周期以下の蛇行にともなう膨張成分が大きいためを表している。しかし，いずれの場合も内湾の境界条件として実測水位と（1）式によって求める気圧水位の差によって流入水塊の密度を与えることが可能である。

5. おわりに

日本周辺水位は西～北太平洋水位振動（NWPO）によって年周期で変化しており，この振動にともなった黒潮・親潮系の水塊が日本沿岸域に接岸している。本論文では，日本沿岸域に接岸する水塊とその影響について検討した。

（1）北太平洋における気圧 P （hPa）と水位 H （cm）の関係は $H=1013-P$ に従って水位が気圧と線形な関係で表される。

（2）北太平洋では，親潮の南下時には水位低下（気圧上昇），北上期には水位上昇（気圧低下）しており，北太平洋の水位振動と親潮の動きには密接な関係がある。

（3）40°N以北での海水密度は1年を通して変動が

小さい。

（4）北日本太平洋沿岸での水位変動は気圧変動と親潮や黒潮の年運動にともなった年周期で起こる密度変動の和によって主な変化量が表されるのに対し，西日本では年周期以外の気圧の変化にともなった水位変化は小さく，黒潮の年周期以下の蛇行による成分が大きいため明らかとなった。

（5）沿岸水位の変化は，主に，気圧変化による水位振動と海流の動きに伴う水塊密度の変化による水位の変動成分との和で表されることから，流入水塊の密度を実測水位と気圧水位の差によって与えることが可能である。

謝辞：紀伊水道での水温データは徳島県水産試験場から提供を受けている。海況解析データ（気象庁），気象庁海洋観測資料，UHSLCおよびJODC水位データを用いている。ここに，記して謝意を表する。

参考文献

- 関根義彦（1992）：北太平洋の親潮及び亜寒帯循環の異常南下，海の研究 Vol. 1, No. 4, pp. 153-165.
- 日比野忠史（2001）：北西太平洋での水位振動と親潮南下，水工学論文集第45巻，pp. 1073-1078.
- Minobe, S (1999): Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts, Geophys. Res. Lett., 26(7), 853-858.
- T. Hibino, K. Furukawa (2000): Preliminary Use of Global Meteorological Information as an Indicator for Long Term Water Exchange in an Estuary—Development of Aleutian Low and Ocean Current—, ICCE2000, Vol. 4, pp. 3669-3682.
- T. Hibino, K. Komai, K. Hamabashiri (2001): Generation and Breakdown Mechanisms for Anoxic Layers in Ohfunato Bay, Asian and Pacific Coastal Engineering (投稿中).