

傾斜および鉛直線の変化におよぼす海洋底圧力の影響

Effects of oceanic bottom pressure on variations of the tilt and the vertical

角田 忠一[1], 坪川 恒也[2], 岩館 健三郎[3]

Chuichi Kakuta[1], Tsuneya Tsubokawa[2], Kenzaburo Iwadate[3]

[1] 前日大工, [2] 天文台・水沢観測センター, [3] 国立天文台水沢

[1] ex-Nihon Univ. Eng., [2] NAO,Mizusawa, [3] NAO.Miz.

<http://www.shirakawa.ne.jp/kakuta>

水沢および江刺地球潮汐観測施設における鉛直線および傾斜の東西成分の変化は 1986-1987 年の El Nino 時それぞれ西方に 1ms、50mas E-up を示している。また父島および大島の海水面は 5cm 上昇を示す。これらの関係を説明するため、東北日本の太平洋西岸域で風応力による海洋底圧力の変化を求め、東北日本を含むプレートを弾性平板とし、曲げ変形から傾斜および鉛直線変化を求める。海洋を 2 層から成るとする。風応力の渦度の垂直成分は 2 層間の結合により下層に伝達され、ポテンシャル渦度を保存するように水柱の高さが変化し海洋底圧力は変化する。弾性平板を正方形とし、数値を求めると観測値とほぼ同様な値を得る。

水沢における PZT 天文時観測から求めた鉛直線変化および江刺地球潮汐観測施設の水管傾斜計の東西(E-W)成分の変化は、1986-1987 の El Nino 時、鉛直線は西方に 1ms 傾き、傾斜は 50 mas の E-up を示す。同時に父島および大島の気圧補正を行った海水面の 5cm の上昇 (Kakuta et al., 2000) に対応している。

これら傾斜および鉛直線変化を東北日本における太平洋西岸域の海洋底圧力変化から説明を試みる。海洋では inverted barometer 効果のため、大気圧力変化は海水面変化で補償され、海洋底に圧力荷重として地殻 (lithosphere) に作用することはない。しかし大気風応力は渦度の鉛直成分として海洋に運動量を供給する。

Hurlburt and Metzger (1998) の海洋多層模型を 2 層模型とし、上層は平均水深 320m、それ以深海洋底までを下層とする。下層は上層との結合がなければポテンシャル渦度、(地球自転の渦度の鉛直成分と相対渦度の鉛直成分の和)/(水柱の高さ)、は保存される。上層は大気風応力による渦度が供給され水柱の高さの変化が起こり、上下層の境界面の傾圧変化により下層に渦度変化を生ずる。このため水位の上昇および海洋底圧力の増加が起こる。西岸流では東西方向に比較し南北方向の変化が小さい。El Nino 変化に伴う 5 年程度の長周期変化について風応力の渦度変化による長波長定常運動として海洋底圧力を求めることができる。陸上では長時間変化を考慮すれば、風応力変化は気圧勾配変化と平衡を保つ。等温大気を仮定し、地表の圧力変化を求めることができるが、海洋底圧力変化に比較して省略できる大きさである。

プレート (lithosphere) を薄い弾性平板とし、東北日本および東方海域を正方形とする曲げ変形を求める。またこの平板には東西方向に日本海溝から圧縮応力を受けるとする。圧縮応力および一様荷重が作用する平板の曲げは Timoshenko and Gere (1961) より議論されている。境界条件として単純支持端を用いて垂直変位を求める。傾斜はその勾配から求めることができる。曲げ変形が水平方向の広がりと比較して極めて薄い層の近似展開 (Haxby and Turcotte, 1978) を用いて、ジオイド勾配から鉛直線変化を求める。

風応力の渦度を 1m 当たり 100 nPa の振幅で波長 3000 km, 5 年の周期振動とし、太平洋の深さ 4280 m, 正方形平板の 1 辺 400 km, 厚さ 30 km, また観測地点と同緯度上の海岸地点を正方形の重心とすれば、海洋底圧力 11 hPa, 傾斜 190 mas, および鉛直線 240 micro second の振幅となる。これらは観測値と同程度の大きさとなる。また傾斜変化は主に表面の鉛直方向の変位によることが明らかになった。