

衛星海面高度計データより求めた赤道波の振動数波数スペクトル

九州大学応用力学研究所 和方吉信(WAKATA Yoshinobu)

概 要

衛星海面高度計データを用い、海面高度の変動成分を最良適合法により赤道波モードに展開した。得られたモードに対し、東西波数・振動数に関するパワースペクトル密度(PSD)を求め、PSD分布と Matsuno(1966)の示した赤道波の理論分散曲線との比較を行った。その結果、第1ロスビー波のPSDは理論分散曲線よりいくぶん低い振動数域に分布したが、ケルビンモードや高次ロスビーモードは理論分散曲線近くに集中し分布した。このことから、特に季節変化より短い時間スケールでは、赤道近傍の波動擾乱は赤道波の性質を有していることがわかった。

1. はじめに

気象学に於ける赤道波の理論的枠組みは Matsuno (1966) により構築され、赤道域の波動の変動成分は、慣性重力波、混合ロスビー重力波、ケルビン波、ロスビー波などの赤道域に捕捉される赤道波により表現できることが示された。海洋学への応用は Moore and Philander (1977) が手掛けている。この論文の目的は、これらの赤道波を、海面高度計データを利用することにより、海洋データより検出することである。赤道波を識別する一つの方法は、海面高度を赤道波の南北モードに展開しスペクトル解析を行い、時間振動数と空間波数に関する各モードのスペクトル分布が、Matsuno (1966) の導出した理論分散曲線に沿って如何に集中するかを調べればよい。

暫く前までは、海洋に於ける赤道波を議論するには直接海洋観測によらなくてはならなかった。従って、多くのデータを揃えるには長期に渡りデータを集める必要があり、月別に構成された気候値データをもちいた季節変化に関連する波動伝播の研究が主であった。Meyers (1979) は、気候値データから 6°N の温度躍層 (1.4° 等温線) の変動に 0.58 m/s の速度で西に進む波動の存在を指摘している。Yu and McPhaden (1999) は、NOAA/PMEL が行っている TAO (Tropical Atmosphere Ocean) プロジェクトによる繫留ブイの気候値月別データから、赤道において $0.5\text{--}0.7\text{ m/s}$ の速度で東進する波動を、また、北緯 5° において 1.0 m/s の速度で西進する波動を検出している。この赤道に沿う波動の伝播速度は、ケルビン波の理論的位相速度よりはるかに小さい値になっている。ただし、ここでは観測結果のみを引用しており、彼らがこの赤道域の変動をケルビン波であると述べている訳ではない。赤道域の成層状況から固有値問題を解くことにより、ケルビン波の位相速度は日付変更線の近くで 3.0 m/s (Eriksen et al., 1983)、

またガラパゴス諸島の近くで 2.3 m/s (Eriksen et al., 1983; Chelton et al. 1998) であると見積もられている。

近年、海洋観測は直接海洋観測の他に人工衛星に搭載された海面高度計の観測データを利用できるようになり、海洋の波動伝播現象に関し長期間の継続的な調査が可能になった。Delcroix et al. (1991) は、Geosat 衛星海面高度計データを利用し、波動の東向き伝播が顕著な 3 ヶ月間の短期間データについて、赤道に沿って海面高度のラグ相関係数を調べることにより、東進波動擾乱の位相速度を 2.26 m/s と見積もっている。また、Tapley (1994) は、TOPEX/POSEIDON の海面高度データから、海面高度の波動伝播に伴う一連の大きな海面高度偏差の移動を時間的に追跡し、その移動速度が東向きに 3 m/s であることを示している。これらの値は、前述の海洋の成層状況から求めたケルビン波の位相速度の理論値と近い値になっている。衛星データを用いた研究は、波動伝播の研究に大いに有効であることがわかる。

近年、衛星データを用いた多くの赤道波の研究がある (Miller et al., 1988; Delcroix et al., 1991; Delcroix et al., 1994; Boulanger and Menkes, 1995; Boulanger and Fu, 1996; Wakata and Kitaya, 2003; Chelton et al., 2003)。Miller et al. (1988) は、Geosat 衛星を用い太平洋赤道域にケルビン波が広く存在することを示している。Delcroix et al. (1991) は、振幅と位相速度を未知数としたケルビンモードの固有関数を海面高度に最良適合することにより、振幅と位相速度を求めている。その結果は、ケルビン波の位相速度が 2.82 m/s であることを示している。また、ロスビー波の第 1 モードについても同様の計算を行い、位相速度 0.86 m/s の値を得ている。この位相速度の導出には、擾乱の南北構造（位相速度に依存する）を最良適合する事により求められおり、実際の波動の時間的な伝播特性を利用していない点について指摘しておく。Delcroix et al. (1994) は、Wakata and Sarachik (1991) がモデル結果に関して適用したように、長波近似のもとで東西流速と海面高度の和がエルミート関数で表現でき直交性を有することを利用し、Geosat 衛星から求められた海面高度の赤道域の変動を南北モード展開している。また、Boulanger and Menkes (1995) と Boulanger and Fu (1996) は、海面高度データのみを利用し、特異値分解を利用することにより、変数の直交性を利用することなく、モード展開を行っている。しかし、これらの研究はエルニーニョの発生、消滅への赤道波の役割を議論しており、波動の空間波数依存性など伝播特性については言及されていない。

そこで、本研究の目的は、エルニーニョ発生期などのある期間の波動の振る舞いではなく、赤道域の海面変動に関し、時間振動数・空間波数に対する波動の伝播特性について調べることである。用いた方法は、Delcroix et al. (1991) の用いた最良適合法をもちいるが、位相速度を未知数とはしない。その手順は、まず始めに海面高度を東西波数空間スペクトルに展開し、各波数に対し存在可能な幾つかの赤道モードを重ね合わせ、最適に海面高度の変動成分を表現できる波の振幅を決定する。その際、振動数は各固有モードの固有値から既に決まっている点が、

Delcorix et al. (1991) の方法と異なる。次に、得られた振幅を時間スペクトルに展開し、最終的に時間・空間に関するパワースペクトル密度 (PSD: Power-Spectrum Density) を求める。この PSD の分布と Matsuno(1966) の導出した理論分散曲線を比較する事により、どの程度、赤道域の変動が赤道波の力学に従っているかを検討する。ここでの内容は、主に Wakata(2006) を中心に紹介している。

モード展開の結果との比較を行うために、各緯度に於ける時間・空間 2 次元フーリエ展開も行った。南北モード展開を行った場合は、ほぼ、理論分散曲線の近傍に PSD の高密度域の集中を見ることができた。第 2 章は波動の分離方法を説明し、第 3 章では、各緯度における時間・空間 2 次元フーリエ展開の結果を、第 4 章は南北モード展開を行った結果の PSD を示す。第 5 章はまとめと議論に充てる。

2. 赤道波の分離方法

本研究に用いたデータは、TOPEX/POSEIDON や ERS などの複数の衛星高度データを合成して作成した AVISO (2006: Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) の海面高度データ (DT-MSLA: Delayed Time Map of Sea Level Anomaly) である。このデータは 7 日毎の海面高度データで、ある時刻のデータを作成するのに 6 週間のデータを利用している。従って、ナイキスト周波数に対応する周期の 14 日より短い変動を議論することはできないし、また 6 週間以下の時間変動も弱くなっていると予想される。この AVISO データは 1/4 度間隔でグリッドに展開したものである。この研究の解析領域は 20°S~20°N、110°E~80°W までの矩形の領域である。解析期間は、1992年10月から2006年1月までの約13年間である。東西にあるデータ数は $N_x=421$ 、南北は $N_y=161$ 、時間は $N_t=693$ のデータであるので、解析に用いた総データ数は $N_x \times N_y \times N_t=46,972,233$ 個である。

赤道波を求めるために、このデータに次のようなデータ処理を施した。①各点での時間平均を除去する。②ゼロパディングを行い、東西データ数を 1024 個に増やす。③東西フーリエ展開を行う。④最良適合法により南北モード展開を行う。⑤時間フーリエ展開を行う。ここでの②の処理により、FFT により高速に計算できる他に、分解可能な最小波数を小さくとることができる。

ここでの解析は、全て無次元数に変換して行っている。水平距離の代表次元は $L=324$ km、時間は $T=1.56$ days を用いる。この際、重力波の第 1 傾圧モードの位相速度は 2.4 m/s である。従って、ケルビン波の位相速度も 2.4 m/s となる。

以下、具体的な手法を説明する。①から②までの処理をした後の海面高度データ $h(x,y,t)$ を、次のような東西フーリエ展開によって表す。

$$h(x, y, t) = \sum_{k_N = -\tilde{N}_x/2}^{\tilde{N}_x/2} h^k(y, t) \exp(2\pi i k_N x / (\tilde{N}_x \Delta x)) \quad (1)$$

波数 k は $2\pi k_N / (\tilde{N}_x \Delta x)$ に対応し、 Δx は経度方向の無次元のデータ間隔である。波数 k 成分の複素振幅を波数 k の赤道波の固有モード $h_n^k(y)$ により y 方向に展開する。

$$h^k(y, t) = \sum_{n=-1}^{\infty} \hat{h}_n^k(t) h_n^k(y) \quad (2)$$

ある東西波数 k を定めると図 1 に示す分散関係を満たす南北固有モードの存在が可能である。

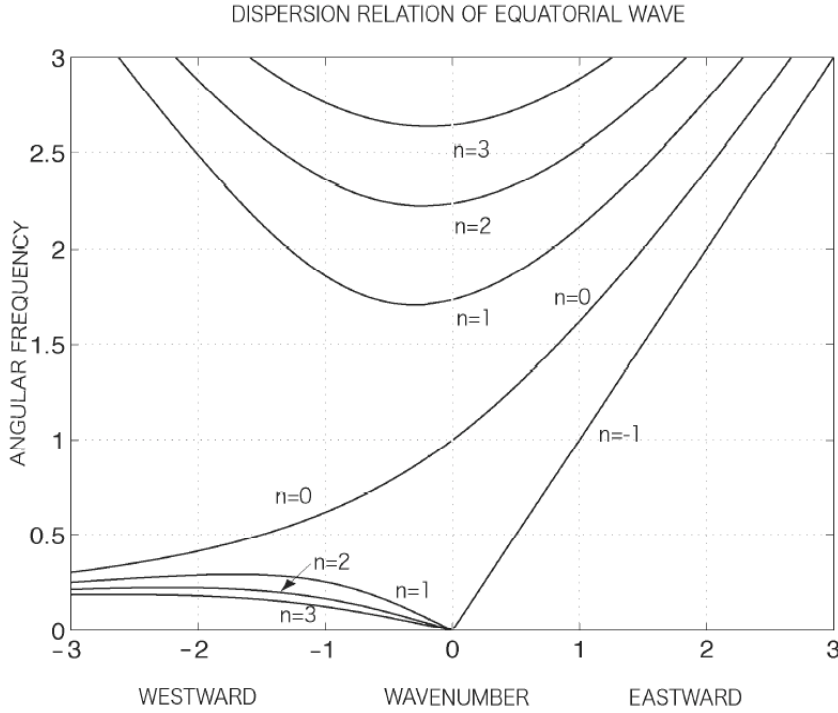


Fig. 1. Dispersion relation of the equatorial waves. The ordinate is a nondimensional angular frequency and the abscissa is a nondimensional wavenumber. Negative (positive) wavenumber indicates westward (eastward) propagation. The numbers $n=1, 2, \dots$ in the low and left frequency-wavenumber space indicate the n th Rossby mode, and $n=0$ in the left space indicates the mixed Rossby gravity mode. The number $n=1, 2, \dots$ in the upper space and $n=0$ in the right space indicate the inertia gravity modes. The Kelvin mode is indicated by $n=-1$.

東向きと西向きの慣性重力波、ケルビン波、混合ロスビー重力波、ロスビー波である。これらの赤道波のうち慣性重力波は考慮しない。なぜなら、AVISO の 7 日間隔のデータには、振動数の大きなこの波動が含まれているとは考えにくいからである。

ケルビン波の海面高度は

$$h_{-1}^k(y) = A_{-1} \exp\left(-\frac{1}{2}y^2\right) \quad (3)$$

混合ロスビー重力波の海面高度は

$$h_0^k(y) = \frac{A_0}{(\omega^2 - k^2)} (kyH_0 + \omega yH_0) \exp\left(-\frac{1}{2}y^2\right) \quad (4)$$

n 次のロスビー波の海面高度は

$$h_n^k(y) = \frac{A_n}{(\omega^2 - k^2)} (kyH_n + \omega yH_n - 2\omega nH_{n-1}) \exp\left(-\frac{1}{2}y^2\right) \quad (5)$$

である。このように、海面高度はエルミート関数 $H_n(y)$ の合成により表現することができる。係数 A_n は $h_n^k(y)$ の最大値が 1 となるように選んでいる。振動数 ω は次の分散関係から求められる。

$$\omega^2 - k^2 - k/\omega = 2n + 1 \quad (6)$$

ロスビー波は 4 次のモードまで考慮する事にする。これら南北赤道モードの海面高度の鳥瞰を図 2 に示し、緯度断面を図 3 に示す。

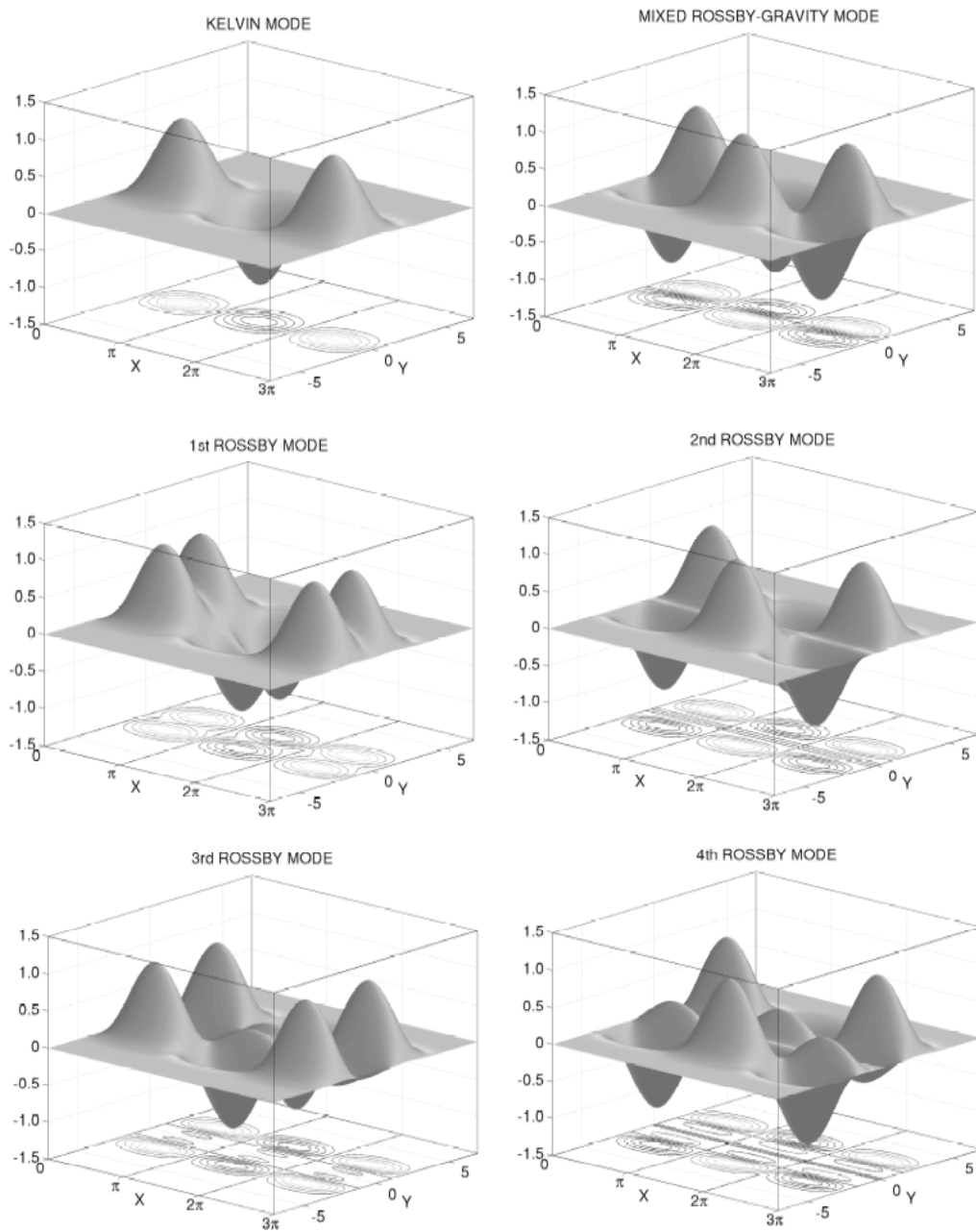


Fig. 2. Birds-eye view of the SSH relevant to each equatorial mode with $k=1$ (wavelength is 2,036 km). The bottom is the contour map. X-axis is east-west. Y-axis is the north-south and $Y=0$ is at the equator. These X and Y scales are nondimensionalized.

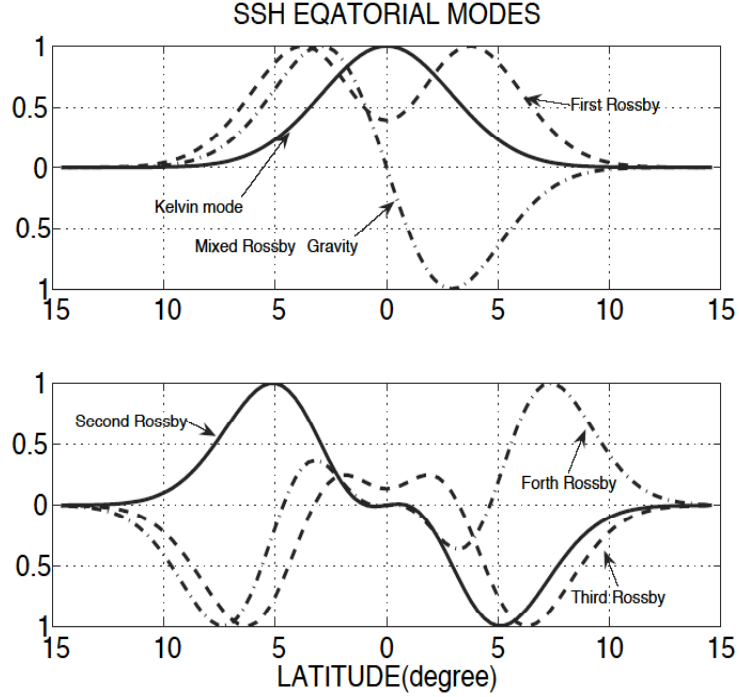


Fig. 3 Meridional section of SSH relevant to each equatorial mode with $k=1$ (wavelength is 2,036 km). This is adjusted as the maximum becomes one. The abscissa is the latitude in degree.

各モードの係数 $\hat{h}_n^k(t)$ は、次の残差が最小になるように最小 2 乗法を用いて決定する。

$$\Phi_k = \int_{y_s}^{y_n} \left\{ w(y) \left(h^k(y, t) - \sum_{n=1}^4 \hat{h}_n^k(t) h_n^k(y) \right)^2 \right\} dy \quad (7)$$

$w(y)$ は重み関数で $w(y) = \exp(-(y/4)^2)$ を採用した。エルミート関数による展開は、原点を離れるほど精度が下がるが、実際のデータには赤道域を離れても海面高度の変動が存在している。そこで、赤道から離れた領域の展開への寄与が小さくなるように工夫している。重み関数の南北幅は、図 2 からわかるように、赤道波の大まかな南北幅を考慮し決めている。本研究で用いた重み関数の南北幅に近い値で、南北幅の値を変化させても結果への影響は少ないが、大きくなりすぎると収束性や解の一意性が悪くなる傾向がある。

次に、ここで求めた係数 $\hat{h}_n^k(t)$ を、時間に関して次のようにフーリエ展開する。

$$\hat{h}_n^k(t) = \sum_{\omega_N = -N_T/2}^{N_T/2} \hat{h}_n^{k,\omega} \exp(-2\pi i \omega_N t / (N_T \Delta T)) \quad (8)$$

振動数 ω は $2\pi\omega_N / (N_T \Delta T)$ に対応する。ここで、 ΔT はデータの無次元時間間隔である。

最終的に、この振幅からパワースペクトル密度を以下のように求めることができる。

$$PSD(k, \omega) = \hat{h}_n^{k,\omega} \times \hat{h}_n^{k,\omega*} / (N_x N_t) \quad (9)$$

3. 海面高度偏差の各緯度における振動数波数スペクトル

赤道波モードへの展開を行う前に、各緯度において海面高度の2次元時間空間スペクトル分解を行う。各緯度における展開にはモード展開をする際に最小2乗法に伴う誤差はないので、モード展開の結果を、ある程度吟味するのも役立つ。前章で述べたデータ処理の手順で④の南北モード展開を行わず、各緯度において時間に関するフーリエ展開を行った。図4に各緯度におけるPSDの対数を描いた。無次元振動数0.02は78日に対応し、無次元東西波数0.1は3240kmに対応する。波数が正の領域は東に進む波動を、負の領域は西に進む波動を示す。振動数の低い領域ではPSDが波数の広い領域に分布しており、明瞭な分散性を示さない。このことは、海面応答が自由波ではなく強制波であるか、複数の赤道波が混在し分散性が見づらくなっているためであろう。

赤道に沿った解析では、振動数が年周期に対応する無次元振動数(0.027)より小さい領域では、PSD分布は空間波数の広い領域に広がっているため、この振動数域では変動は自由波の性質を持たないことが分かる。高波長、高振動数の領域を見ると、PSD分布が右に傾いていることがわかる。振動数0.075以上のPSDを用いて、この傾きを原点を通る直線で近似し最小2乗法から最適に適合する係数を算出した(図4中の赤線)。この振動数0.075は131日に対応する。その際、赤道上では波数が正、つまり東進波のPSDのみを用いた。この直線の傾きから、波の東西位相速度が分かる。赤道に沿う波の位相速度は2.8 m/sであった。赤道上の位相速度は、無次元化に用いたケルビン波の代表次元数が2.4 m/sであることから、この解析では旨くケルビン波の情報を反映していると思われる。

他の緯度においても同様に位相速度を計算した。位相速度は、それぞれ、2.51 m/s (2°N), 2.33

m/s (2°S); -0.50 m/s (4°N), -0.51 m/s (4°S); -0.46 m/s (6°N), -0.43 m/s (6°S); -0.37 m/s (8°N), and -0.34 m/s (8°S)であった。

南北のPSDの振幅を比較すると北半球の振幅の方が大きく、Chelton et al. (2003)が指摘しているような南北非対称性を確認できる。Meyers (1979)の赤道域外の非分散ロスビー波の位相速度の見積もりである $c = -\beta g^* h_0 / f^2$ (g^* は逆減重力係数、 h_0 は温度躍層の深さ) から位相速度を計算すると、6°Nでは約-0.65 m/s でPSDから見積もった値より大きい、8°N/Sでは-0.30 m/s でほぼPSDから見積もった値に一致する。従って8°N/Sより極側では赤道外の自由ロスビー波として扱うことができるようである。

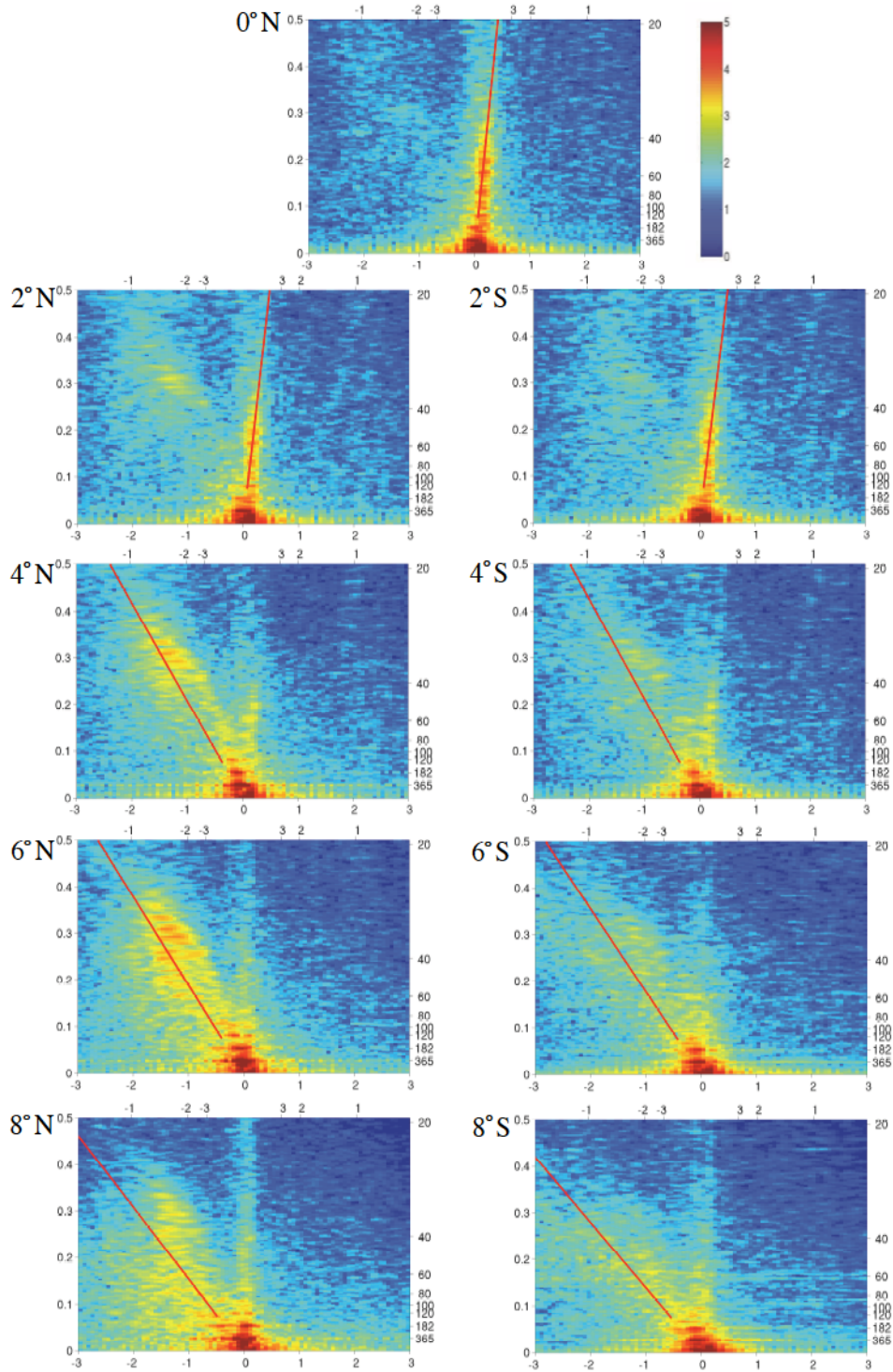


Fig. 4 Logarithm of PSD, that is $\log_{10}(PSD(k, \omega))$, as estimated from the SSH at each latitude. The left ordinate is the nondimensionalized angular frequency. The right ordinate is the dimensional period (days). The bottom abscissa is the nondimensional east-west wavenumber. The top abscissa is the dimensional wavelength ($\times 10^3$ km). The best-fit lines are drawn as red lines.

4. 赤道波モードの振動数波数スペクトル

この章では、海面高度を赤道波の南北モードに展開を行った解析結果を示す。図5は、各南北モード PSD の対数値の分布である。Matsuno(1966)に基づいて計算した理論分散曲線(図1)を白線で表示している。ケルビンモードの振幅の PSD 分布は、いくぶん分散しているが、ケルビンモードの理論分散直線(位相速度 2.4m/s)にほぼ沿っていることがわかる。前章で述べたのと同様の方法で PSD の分布から位相速度を見積ると、位相速度は 2.5 m/s (赤線)であった。この値は、前章の赤道に沿う海面高度の時間空間スペクトル展開から求めた位相速度 2.8 m/s に近い値であり、PSD 分布も図4の赤道上の時間空間スペクトル展開の PSD 分布に非常によく似ている。混合ロスビー重力波の無次元角振動数は $k = 0$ において 1 である。これを次元量に換算すると 9.8 日である。従って、AVISO の海面高度データのナイキスト振動数以下である、このような速い変動の情報は PSD に含まれないであろう。実際、解析から求めた混合ロスビー重力波の振幅は非常に小さくなっている。

ロスビー波の第1モードの PSD より求めた近似直線(赤線)は理論分散曲線より振動数の低い位置に分布している。このことは、位相速度が理論値より遅いことを意味している。第1モードの PSD 分布から見積もった位相速度は -0.45 m/s であった。また、長波近似をした赤道ロスビー波の位相速度は $-C/(2n+1)$ (C はケルビン波の位相速度： n は南北モード)より見積もれるので、第1モードの長波における位相速度の理論値は -0.8 m/s である。従って、これに比べると 44%ほど観測値は小さいことになる。図3から分かるように、第1ロスビー波の振幅が一番大きい緯度は約 4°N/S である。 4°N/S の緯線に沿った伝播速度(図4： -0.50 m/s (4°N), -0.51 m/s (4°S))も第1モードの位相速度に近い値になっており、前章の結果とも矛盾しない。

ロスビー波の第2モードの PSD から見積もった位相速度は -0.36 m/s で理論値の -0.48 m/s よりその大きさは 25%小さい。第3ロスビーモードの位相速度は -0.29 m/s で理論値の -0.34m/s よりその大きさは 15%小さい。また、第4ロスビーモードの位相速度は -0.25 m/s で理論値の -0.27m/s にほぼ一致する。ロスビー波の位相速度は、第1モードを除けば赤道波の理論値から大きくずれることはなかった。この結果から、赤道域の波動擾乱の半年振動より短い時間スケールでは、Matsuno(1966)の示した赤道波の伝播特性を概ね有していることが分かる。

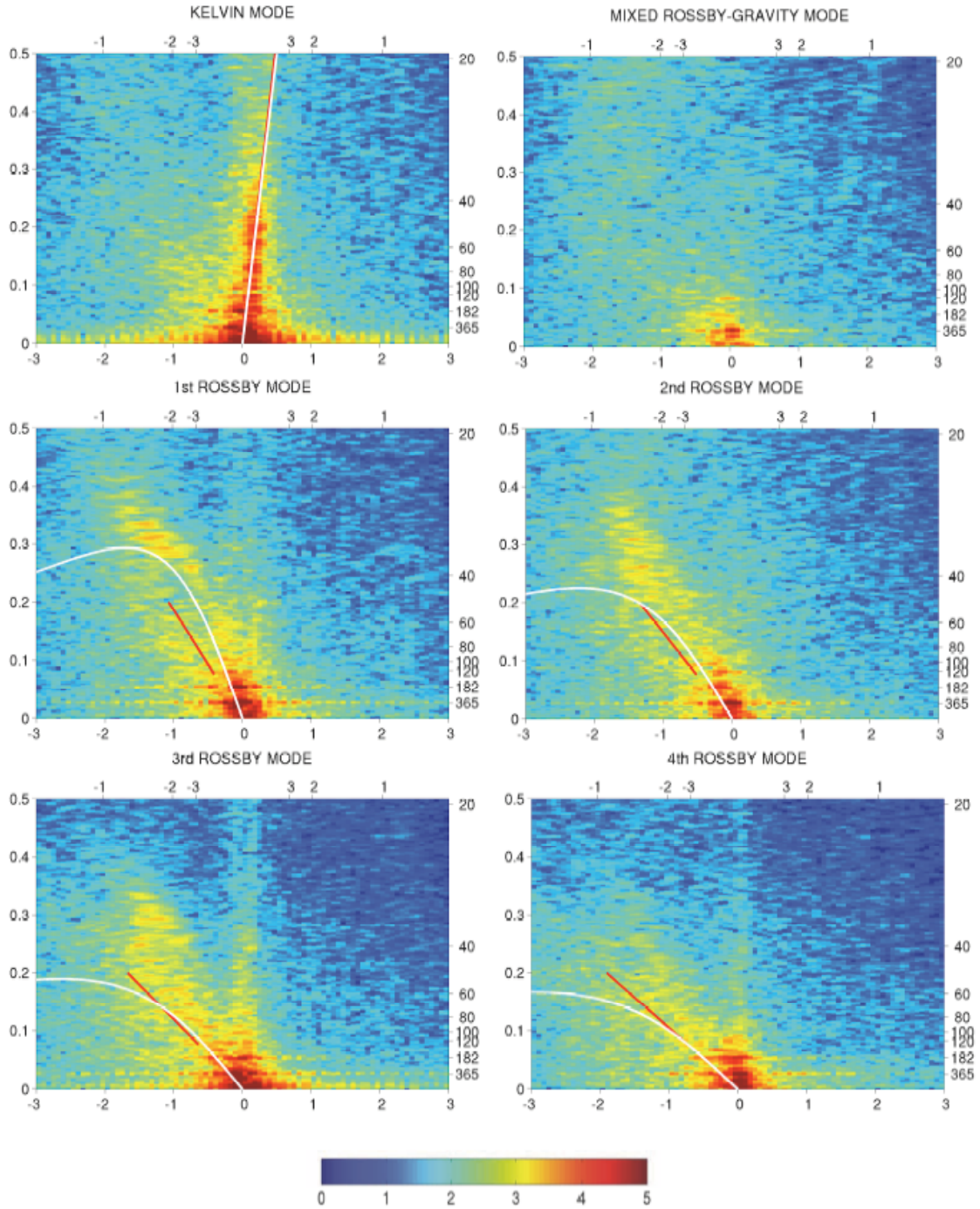


Fig. 5 Logarithm of PSD, that is $\log_{10}(PSD(k, \omega))$, of each equatorial mode estimated from the SSH. The ordinate and the abscissa are the same as Fig. 4. The theoretical dispersion curves in Fig. 1 are drawn with white curves and the best-fit lines are drawn as red lines.

5. 議論及びまとめ

これまで、赤道波の研究は、直接観測データや海面高度計データを用いて多くなされてきたが、直接、海面高度データを時間・空間波数展開を行って、理論分散曲線との比較を行った研究はあまりない。そこで、分散曲線との対比という視点から、赤道波の特性について解析を行った。

その結果、ケルビン波モードに展開した PSD の高密度域は、ケルビン波の理論分散線にほぼ沿って分布していた。混合ロスビー重力波モードの成分は、非常に小さいものであった。この理由は、AVISO データには混合ロスビー重力波のような速い波動を捉えていないためである。次に、ロスビー波の第 1 モードの位相速度は理論分散曲線より約 44% 小さく、高次のロスビーモードではより理論分散曲線に近い値であった。

第 1 ロスビーの位相速度が理論値から大きくずれる理由として、鉛直第 2 モードの波動や、赤道潜流の影響が考えられる。赤道域の温度躍層の下には 2°S から 2°N の狭い領域を深さ 100 m の辺りにコアをもち水深 250 m まで東向きに流れる赤道潜流が存在する。Philander (1979) では、赤道潜流の影響を考慮して 2 層流体中の赤道波を調べており、位相速度が小さくなる結果を得ている (Fig. 6 in Philander (1979))。高次モードへの潜流の影響が小さかったのは、高次モードの振幅の大きい領域が、潜流が存在する赤道のごく近傍から離れているためであろうと考えられるが、更に潜流の高次ロスビーモードへの影響を固有値問題から研究する必要があるであろう。

従来の直接海洋観測に基づく研究は、年変動に関係するものが多かった (Meyers, 1979; Yu and McPhaden, 1999)。年変動は図 4 や図 5 では縦軸の振動数 0.027 にあたり、この振動数より小さい波数域では明瞭な PSD の波数依存性を見いだすことは難しい。年変動に対応する外力は空間的にも時間的にもコヒーレントな強制であり、赤道波の応答は自由波より強制波になっていると考える。従って、年変動の情報から、自由赤道波の特性を議論することは難しいであろう。

赤道域には不安定波の存在も知られている (Legekis, 1977)。この不安定波は東太平洋の $2 \sim 4^{\circ}\text{N}$ の海域において西に伝播する波動であり、周期は約 30 日、波長は約 1500 km である。この値を本研究の無次元化に用いた代表値で無次元化を行うと、波数は 1.3 振動数は 0.33 となる。図 4 の PSD を見ると、その波数振動数域に PSD の高密度領域が存在しているのがわかる。この波は不安定波であるため、特定の波数や振動数をもつ傾向にあり、従って高密度域が PSD のある領域に局在し存在している。第 3 章の緯度別に位相速度を見積もった結果では、確かに $2 \sim 4^{\circ}\text{N}$ においてはこの波動の影響を受けている可能性が高い。しかし、図 5 のモード展開を行った結果では、最適直線 (赤線) は高周波数成分からの寄与を除いて求めている。従って、第 1 モードの PSD から評価した位相速度は、不安定波を見ているのではなくロスビー波の特性を反

映していると考える。

研究を行うにあたり幾つか問題点も存在する。多くの東西波数を考慮するために、太平洋の東西の広い範囲のデータを用いた。太平洋赤道域の温度躍層の深さは西で深く東で浅い。従って、位相速度は場所で変化するとも考えられるが、この研究ではその影響を考慮していない。幾つかの研究例では位相速度の東西変化はそんなに大きくないように見えるが (Tapley et al. 1994)、温度躍層の東西非一様性は PSD 分布の理論曲線からのばらつきに反映しているかもしれない。

Chelton et al. (2003)は、背景場を考慮すると固有モードの振幅に南北非対称性が生じるので、このようなモード展開には問題があると指摘している。彼らの指摘は、第1ロスビー波が理論曲線から外れていることに反映しているのであろう。しかし、本研究により赤道域の波動擾乱は、特に季節内変動の時間スケールにおいて、赤道域の海面高度の変動は Matsuno (1966)の示した赤道波の伝播特性を概ね有していることが分かった。今後は、背景場も考慮した南北モードによるモード展開から、波の分散特性をどの程度説明できるか、更に研究を続ける予定である。

謝 辞

本研究を行うに当たり、AVISO が提供している (DT-MSLA: Delayed Time Map of Sea Level Anomaly) を利用させて頂いたことに深く感謝致します。

参考文献

- AVISO, 2006: SSALTO/DUACS User Handbook: (M)SLA and (M)ADT near-real time and delayed time products. *Publ.*, CLS-DOS-NT-06.034, France.
- Boulanger, J.-P. and L.-L. Fu, 1996: Evidence of boundary reflection of Kelvin and first-mode Rossby waves from TOPEX/POSEIDON sea level data. *J. Geophys. Res.*, **101**, 16361-16371.
- Boulanger, J.-P. and C. Menkes, 1995: Propagation and reflection of long equatorial wave in the Pacific ocean during the 1992-1993 El Niño. *J. Geophys. Res.*, **100**, 25041-25095.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, J. M. Lyman, and G. C. Johnson, 2003: Equatorially trapped Rossby waves in the presence of meridionally sheared baroclinic flow in the Pacific Ocean. *Prog. Oceanogr.*, **56**, 323-380.
- Chelton, D. B., R. A. d. Szoek, M. G. Schlax, K. E. Naggar, and N. Siwertz, 1998:

- Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 433–460.
- Delcroix, T., J.-P. Boulanger, F. Masia, and C. Menkes, 1994: Geosat-derived sea level and surface current anomalies in the equatorial Pacific during the 1986–1989 El Niño and La Niña. *J. Geophys. Res.*, **99**, 25093–25107.
- Delcroix, T., J. Picaut, and G. Eldin, 1991: Equatorial Kelvin and Rossby wave evidenced in the Pacific ocean through Geosat Sea level and surface current anomalies. *J. Geophys. Res.*, **96**, 3249–3262.
- Eriksen, C. C., M. B. Blumenthal, S. P. Hayes, and P. Ripa, 1983: Wind-generated equatorial Kelvin wave observed across the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1622–1640.
- Legeckis, R., 1977: Long waves in the eastern equatorial Pacific; a view from a geostationary satellite. *Science*, **197**, 1177–1181.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in equatorial areas. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25–43.
- Meyers, G., 1979: Annual variation in the slope of the 14° C isotherm along the equator in the Pacific ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 885–891.
- Miller, L., R. Cheney, and B. Douglas, 1988: GEOSAT altimeter observations of Kelvin waves and the 1986–1987 El Niño. *Science*, **239**, 52–54.
- Moore, D. W. and S. G. H. Philander, 1977: Modeling of tropical oceanic circulation. Vol. 6, *The Sea*, Wiley (Interscience), pp. 319–361 pp.
- Philander, S. G. H., 1979: Equatorial waves in the presence of the equatorial undercurrent. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 254–262.
- Tapley, B. D., D. P. Chamber, C. K. Shum, R. J. Eanes, J. C. Ries, and R. H. Stewart, 1994: Accuracy assessment of the large-scale dynamic ocean topography from TOPEX/POSEIDON altimetry. *J. Geophys. Res.*, **99**, 24605–24617.
- Wakata, Y., 2006: Frequency-wavenumber spectra of equatorial waves detected from the satellite altimeter data. *J. Oceanogr.* (submitted)
- Wakata, Y. and S. Kitaya, 2002: Annual variability of sea surface height and upper layer thickness in the Pacific Ocean. *J. Oceanogr.*, **58**, 439–450.
- Wakata, Y. and E. S. Sarachik, 1991: On the role of equatorial ocean models in the ENSO cycle. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 434–443.
- Yu, X. and M. J. McPhaden, 1999: Seasonal variability in the equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 925–948.

