

琉球海流系の力学

鹿児島大学水産学部 中村啓彦 (NAKAMURA Hirohiko)

海洋研究開発機構 市川洋 (ICHIKAWA Hiroshi)

鹿児島大学水産学部 仁科文子 (NISHINA Ayako)

琉球海流系は、亜熱帯循環の西岸境界流の一分枝として、琉球列島東方の陸棚斜面上にある。この海流系は、沖縄本島より北側で海底強化されており、南側で順圧的な構造をもつことが近年の観測により示された。本研究は、このような琉球海流系の形成メカニズムを、数値実験により明らかにすることである。現実的な海底海岸地形と理想化されたそれでの数値シミュレーションを行ない、各々の定常場を2層の Planetary-Geostrophic 方程式系から導かれた移流・波動伝播方程式（1階偏微分方程式）の特性曲線を用いて診断した。その結果、鉛直第1モードの地形性ロスビー波がトカラ海峡での黒潮の沖側で形成され、琉球列島東方の陸棚斜面上を南方伝播することがわかった。つまり、この波は琉球列島東岸に沿って主温度躍層を押し下げるため、それが順圧的な西岸境界流に重なると、上層の北上流は弱化され下層の北上流は強化される。海底強化が沖縄本島より北方でのみ形成される理由は、地形性ロスビー波の南方伝播が、北太平洋内部領域から西方伝播し琉球列島東方の陸棚斜面に補足される鉛直第1モードの惑星ロスビー波の伝播によって阻害されるからである。

1. はじめに

琉球列島の東岸に沿って、約 $15 \sim 25\text{Sv}$ ($\text{Sv} \equiv 10^6 \text{m}^3\text{s}^{-1}$) の流量をもつ北上流が存在することは、かなり以前から指摘されていた (Nitani, 1972; Worthington and Kawai, 1972)。この10年間の活発な観測によって、この北上流の構造は飛躍的に明らかになり、琉球海流 (例えば, Yuan et al., 1998) または琉球海流系 (例えば, Ichikawa et al., 2004) と呼ばれるまでに至った。

まず、この10年間の琉球海流系の観測の歴史を振り返る。初期の観測は、琉球列島の南部 (本論文では、沖縄本島を境に南部と北部にわけ) で行われたが、恒常的に存在する組織的な北上流を発見することはできなかった (Yuan et al., 1998; Nakano et al., 1998)。そのため、琉球海流系は恒常的に存在しないか、もしくは、渦などの変動成分にかき消されていると考えられた。その後、黒潮変動予測実験 (戦略的創造研究推進事業・地球変動のメカニズム: Imawaki et al., 2004) の一環として、琉球列島北部の奄美大島の南東斜面で、1998年11月~2002年10月にかけて係留流速計観測が行われ、陸棚斜面上の中層 (約 $600 \sim 800\text{m}$ 深) にコアをもつ潜流として北上流が発見された (図1と図2を参照) (Ichikawa et al., 2000; 市川ら, 2004; Ichikawa et al., 2004)。陸棚斜面全域の 1500m 深より浅い層で見積もられた北上流の流量は、 16Sv 程度であった。この観測と並行して、沖縄本島の南東斜面でも、IES (Inverted Echo Sounder) を中心とした係留流速計観測が行われ、北上流の存在が確認された (Zhu et al., 2003; Zhu et al., 2005; Konda et al., 2005)。この海域で観測された北上流は、奄美大島南東のそれと異なり、長期平均 (2000年11月~2001年8月) では岸方

向に強化された順圧構造をもつ流れであった。ただし、スナップショットでは約 270m 深にコアをもつ潜流となることがあった。陸棚斜面全域の 2000m 深よりも浅い層で見積もられた流量は、北太平洋内部領域から伝播する中規模渦の影響を受けて、変動幅が非常に大きかった（平均 6.1Sv; 標準偏差 9.0Sv）。

これらの観測結果を総合すると、琉球海流系の特徴は下記のようなになる。琉球海流系は沖縄本島を境に北側と南側で大きく構造が異なる。北上流は、北側では明瞭な潜流構造をもつものに対し、南側では観測可能な流速をもつ流れではない。即ち、南側では、順圧的な傾向が強いと考えるのが妥当である。沖縄本島近辺が、この南北分布をわける境界になっている。潜流のコアは沿岸方向に強化されていることから（図 1 と図 2 を参照）、北側の琉球海流系は約 600 ~ 800m 深の海底上で強化（bottom intensification）されているとみなせる。さらに図 1 と図 2 を詳しく調べると、潜流の沖側には、弱いながら海面で強化（surface intensification）された北上流が存在し、さらに沖側には深い構造を持つ南下流がある（図 2 のみ）。このことは、琉球海流系が高気圧性の再循環構造を伴うことを示唆する。その特徴は気候値の海面流速ベクトル場（図 3）からもはっきりとわかる。

本研究の目的は、このような琉球海流系の特徴を包括的に説明する力学を提案することである。この基礎となる力学は、西岸に陸棚斜面が存在する海盆での亜熱帯・亜寒帯循環系の西岸境界流理論に習うことができる（例えば、Salmon, 1992, 1994, 1998; Kubokawa and McWilliams, 1996）。ただし、従来の研究は 1 つの海盆を対象としたのに対し、本研究は縁辺海をもつ海盆の西岸斜面を対象とする点で大きく異なる。つまり、後者の場合、惑星ロスビー波によって内部領域から西方伝播する情報が西岸斜面に捕捉される効果の他に、西岸境界流によって縁辺海から海盆へ伝達される情報が西岸斜面上で果たす役割を論じなければならない。本研究では、力学を明らかにするために、数値シミュレーション結果を、2 層の Planetary-Geostrophic 方程式系から導かれた移流・波動伝播方程式（1 階偏微分方程式）の特性曲線を用いて診断する方法を用いる。数値シミュレーションとして、現実的な海岸・海底地形をもつ場合（Simulation-I）と、理想化された海岸・海底地形をもつ場合（Simulation-II）の 2 種類を行った。

2 . Simulation-I : 現実的な海岸・海底地形

2 . 1 . 数値モデル

西部北太平洋を模倣する領域モデルとして、Princeton Ocean Model (POM, 2003 Version) を用いた（図 4a）。水平格子は球座標で可変（150 × 200 格子；トカラ海峡で最小 17km × 14km）、鉛直格子は 20 シグマ・レベルとした。水深の最小値を 150m、最大値を 5000m とし、現実的な海岸・海底地形を組み込んだ。その際、slope parameter を 0.2 以下とした。東岸と南岸は開境界とした。東岸では、平坦な海底地形を仮定して年平均の風応力から計算した Sverdrup 循環に基づいて、外部モードの南北流速分布を与えた（図 4b）。また、東岸と南岸ともに、World Ocean Atlas 2001 (WOA01) の年平均水温・塩分分布を与えた。海面境界では、水温と塩分は WOA01 の年平均値に緩和させ、風応力は Hellarman and Rosenstein (1983) の年平均値を与えた。水平方向の動粘性係数と拡散係数は、

Smagorinsky の形式で与えた（無次元係数 0.4）静止状態の WOA01 の年平均水温・塩分場を初期値として積分をした。積分の時間間隔は、540sec（内部モード）と 18sec（外部モード）とした。

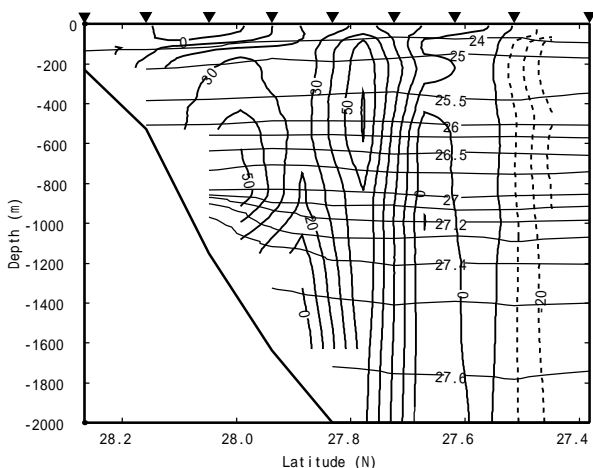
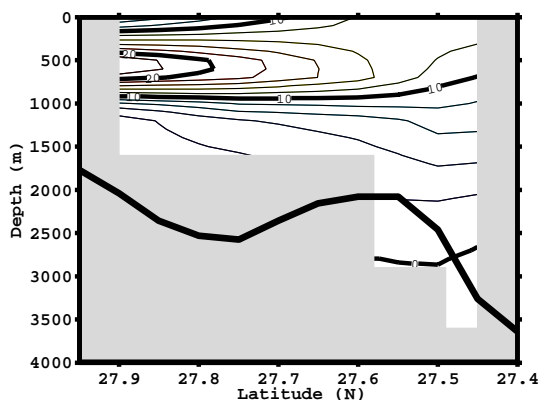


図 2 . 奄美大島南東の陸棚斜面での船底 ADCP 流速に準拠した絶対地衡流断面。1996 年 10 月 24 ~ 25 日に海洋調査船「白鳳丸」で行われた海洋観測データを利用。断面は、図 1 のそれとほぼ等しい。

2.2. 計算結果

数値積分を開始してから 4 年目の平均値を定常場として示す。4 年間の積分時間では十分な定常状態を得ることはできないが、東端境界から発した惑星ロスビー波は 3 年目の終わりには西岸に到達しており、本研究で着目するような大規模な海流構造はできあがっていた。

図 5 に海面変位と流線関数を示す。海面変位より、表層の西岸境界流は東シナ海の中を黒潮として流れていることがわかる。一方、流線関数より、流量としては、西岸境界流は東シナ海の中の黒潮（約 30Sv）と琉球列島東岸に沿った琉球海流系（約 10 ~ 40Sv）にわかれていることがわかる。奄美大島

図 1 . 主に係留型流速計データと人工衛星・海面高度偏差データを組み合わせて推定された奄美大島南東の陸棚斜面上の琉球海流系。1998 年 12 月 ~ 2002 年 7 月の期間で平均した流速の断面直交成分の分布（正：北東流成分）。Ichikawa et al. (2004) から引用。

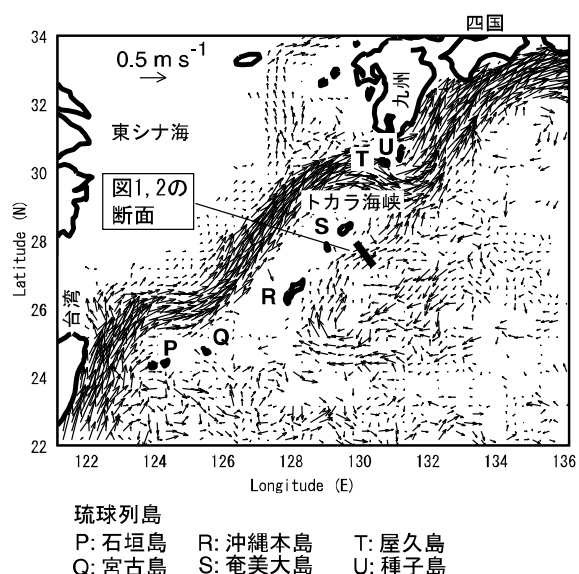


図 3 . 海面流速ベクトルの長期間平均場。1989 年 ~ 1996 年までの WOCE 海面漂流ブイデータを利用。

の緯度で、黒潮と琉球海流系の東西断面構造を示す（図 6）。シミュレーション結果（図 6）は、観測

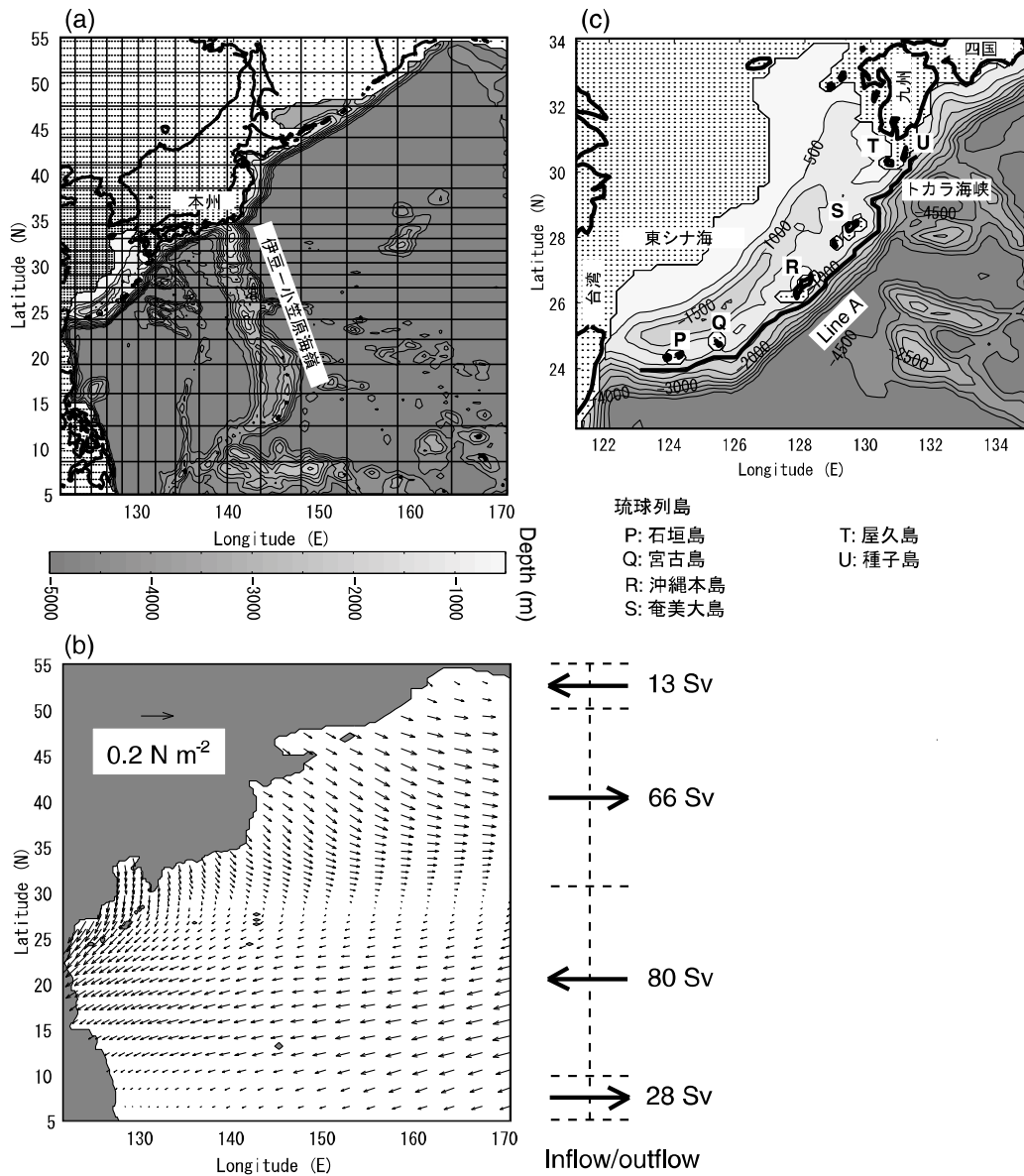


図 4 . (a) Simulation-I の数値計算領域とモデル海底地形。(b) 風応力分布と東岸境界で与えた流量分布。(c) 琉球列島近辺の特徴と図 7 で用いられた鉛直断面の位置 (Line A と表記)。

の琉球海流系 (図 1 と図 2) の主要な特徴 斜面上で強化された潜流構造と海面で強化された弱い表層流 をよく再現している。ただし、海底強化の深度 (800 ~ 1200m 深) は、観測のそれ (600 ~ 800m 深) に比べやや深い傾向がある。一方、シミュレーションと観測で大きく異なる特徴として、シミュレーションでは海底と海面での 2 つの北上流の間に明瞭な南下流が形成されることがあげられる。このような流速分布の特徴に基づき、琉球海流系を 3 層構造 (図 6 を参照) として描写する。流速分布と密度分布には以下の対応関係がある。つまり、海底で強化された北上流のコア領域 (下層) では等密度線が西に向かって下がっていて、海面で強化された北上流の領域 (上層) では等密度線は西に向

かって上がっている。それらの間にある南下流の領域（中層）では、等密度線はドーム状に折れ曲がっている。これらの関係は、温度風の関係として説明できる。海底強化流の南北構造を調べるために、琉球列島の東方斜面の 1500m 等深線に沿って流速の運動エネルギー分布（図 7）を描くと、海底強化流は沖縄本島南端より北側で顕著なことで、本州南岸の黒潮下層とは不連続であり奄美大島北端から南方に延びていることがわかる。

次に、これらの琉球海流系の特徴を水平面上で調べる。図 8 に上層、中層、下層のそれぞれについて、密度（シグマ）の水平分布を示す。海面強化された北上流（上層）に対応する西向きに上がる等密度面分布は、日本南岸から琉球列島に及ぶすべての西岸斜面域に存在する。一方、海底強化された北上流（下層）に対応する西向きに下がる等密度面分布は、琉球列島の東方斜面に沿ってのみ存在する。図 6 の中層でドーム状にみられる等密度線構造は、図 8 の中層では沖縄本島より北側でのみリッジ状にみられる（リッジの頂点に沿って南下流が存在）。これは、下層で等密度面が西向きに下がる傾向が、沖縄本島より北側で強いことに起因している。

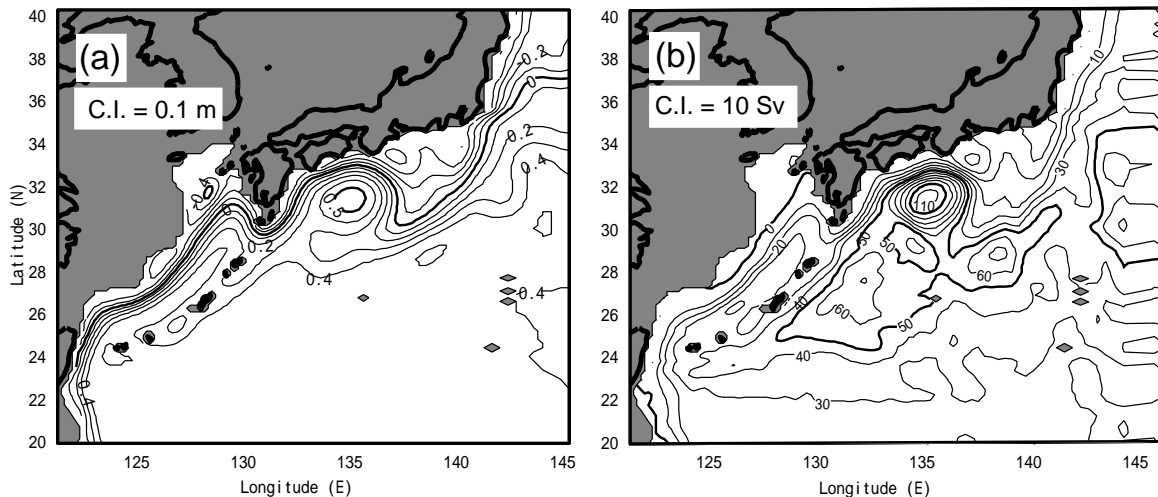


図 5 . Simulation-I (1080-1440 日目の平均値) : (a) 海面変位 (m) , (b) 流線関数 (Sv)

3 . Simulation-II : 理想化された海岸・海底地形

3 . 1 . 数値モデル

琉球海流系の本質的な特徴を突き詰めるために、理想化された海岸・海底地形でのシミュレーション (Simulation-II) を行った。海洋モデルのコードは、Simulation-I と同じである。Simulation-II の海岸地形は、北太平洋の西部亜熱帯循環域を模倣する矩形海 (2000km × 2400km : 主海盆と呼ぶ) に、東シナ海を模倣する矩形海 (400km × 800km : 縁辺海と呼ぶ) を付けたものである (図 9) 。主海盆と縁辺海の間は、琉球列島を模倣した南北バリア (400km × 20km) で仕切られており、バリアの北側にトカラ海峡を模倣した北海峡 (200km) , 南側に台湾と石垣島の間を模倣した南海峡 (200km) がある。主海盆の内部領域は水深 4000m で平坦であり、西岸境界域は線形に水深 500m まで浅くなる陸棚斜面 (幅 200km) をもつ。一方、縁辺海の内部領域は水深 1000m で平坦であり、

水深 500m まで線形に浅くなる陸棚斜面（幅約 57km）が付けられている。

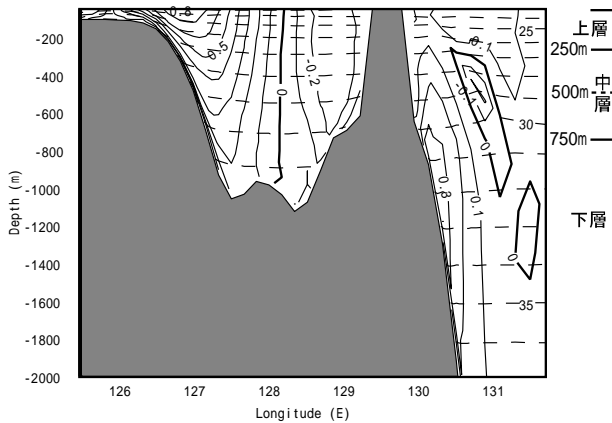


図 6 .Simulation-I(1080-1440 日目の平均値):
28.3 ° N (奄美大島の緯度) での南北流速成分
($m s^{-1}$)

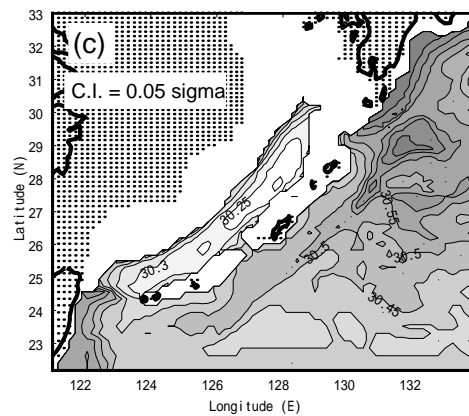
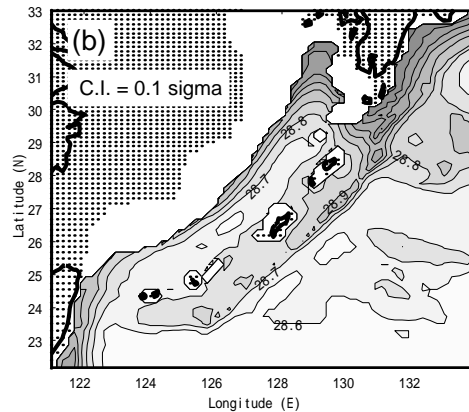
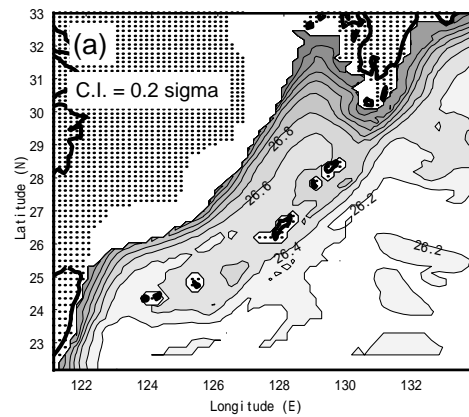


図 8 (右上). Simulation-I (1080-1440 日目の
平均値): 密度の水平分布 (シグマ単位)。 (a)
250m 深 ,(b)500m 深 ,(d)750m 深。濃い(薄
い)影領域は高(低)密度域を示す。

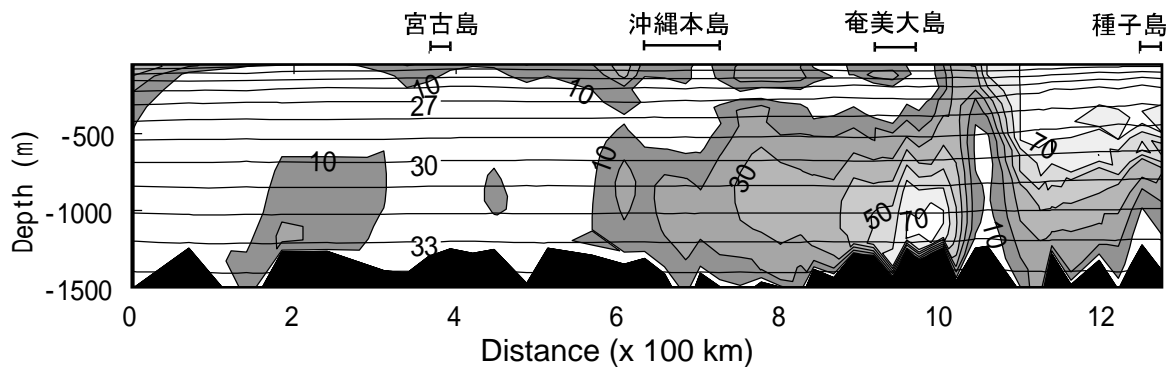


図 7 . Simulation-I (1080-1440 日目の平均値): 琉球列島東方の陸棚斜面に沿った運動エネルギー
($\times 10^{-3} m^2 s^{-2}$) の鉛直分布。断面の位置は図 4c を参照。影領域は高エネルギー域。

単純化のために、密度に対する塩分の寄与は無視した。30°Nを中心とする中緯度 面座標を用いた。モデル海のすべての水平境界は閉じており、no-slip 条件を適用した。海面境界では、水温はどこでも 20 に緩和した。風応力は、単純な三角関数で表した東西成分のみを与えた（図 9）。その際、西岸境界流の Sverdrup 流量が北太平洋の現実の値に近くなるように、風応力の振幅を調節した。いたるところで同じ鉛直温度分布をもつ静止状態を初期値として積分した。積分の時間間隔は、1440sec（内部モード）と 24sec（外部モード）とした。その他のモデルのパラメータは、Simulation-I と同じである。

3.2. 計算結果

積分を開始した後、8~10年の平均値を定常場として解析した。

図 10 に海面変位と流線関数を示す。亜熱帯循環の中心は 30°N (y=1200km: zero wind stress curl のライン) 付近にある。西岸境界流は主海盆の北西端で離岸するため、亜熱帯循環の北部では内部領域と接続するために強い反流が形成されている。一方、亜熱帯循環の南部では西岸境界と内部領域の流れはスムーズに接続している。縁辺海を流れる西岸境界流の流量は約 40Sv でバリア東岸を流れるそれは約 10Sv である (y=1100km 地点)。縁辺海とバリア東岸の西岸境界流の東西断面構造を、バリア北端の緯度 (y=1090km) に沿って示す (図 11)。Simulation-II の結果 (図 11) は 3 層構造をしており、Simulation-I の結果 (図 6) と質的に一致している。つまり、海底で強化された北上流のコア領域 (下層) では等密度線が西に向かって下がっていて、海面で強化された北上流の領域 (上層) では等密度線は西に向かって上がっている。そして、それらの間にある南下流の領域 (中層) では、等密度線はドーム状に折れ曲がっている。一方、バリア東方斜面の 1750m 等深線に沿って南北流速分布 (図 12) を調べると、北海峡から発した海底強化流は徐々に弱くなりながら南海峡まで延びている。この点は、海底強化流が沖縄本島南端で顕著に弱くなる Simulation-I とは異なる。

次に、これらの琉球海流系の特徴を水平面上で調べる。図 13 に上層、中層、下層のそれぞれについて、密度 (シグマ) の水平分布を示す。海面強化された北上流 (上層) に対応する西向きに上がる等密度面分布は、主海盆の西岸斜面全域に存在する。一方、海底強化された北上流 (下層) に対応する西向きに下がる等密度面分布は、バリアの東方斜面に沿ってのみ存在する。上層と下層の特徴が混在する中層では、バリア東岸に沿ってリッジ構造が認められる。これらの特徴は、Simulation-I の結果 (図 8) と質的に一致している。しかし、Simulation-II の中層には、主海盆の北西端から南に延びる Simulation-I にはないリッジ構造がある。このリッジ構造は、主海盆の北西端に設けられている sponge layer を起点に人工的に形成されたものである。

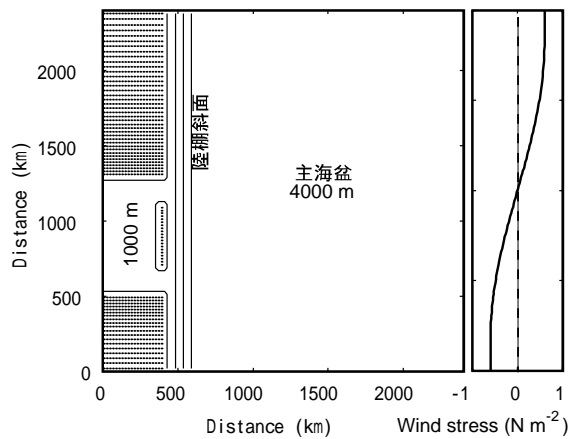


図 9 . Simulation-II のモデル海底地形と風応力分布。

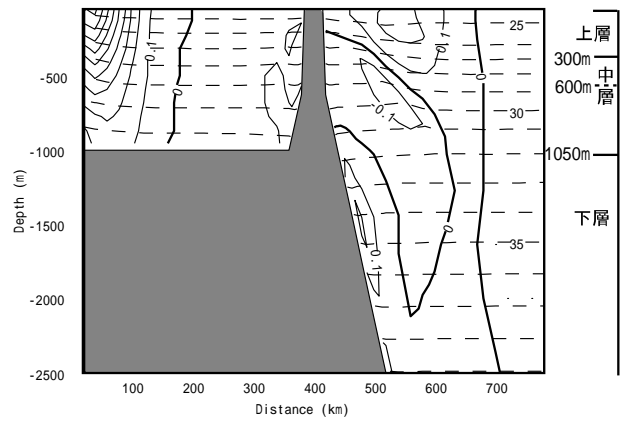


図 11 . Simulation-II (8-10 年目の平均値): 南北バリアの北端 ($y=1090\text{km}$) での南北流速成分 (m s^{-1})

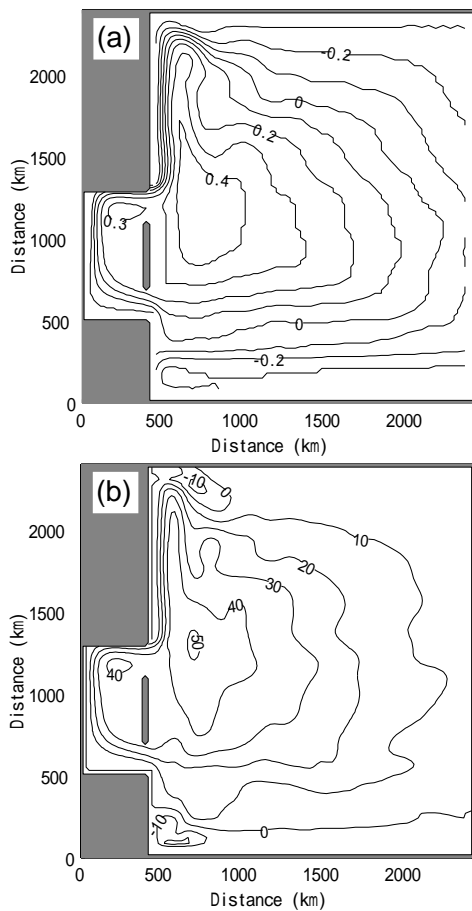


図 10 . Simulation-II (8-10 年目の平均値): (a) 海面変位 (m), (b) 流線関数 (Sv)

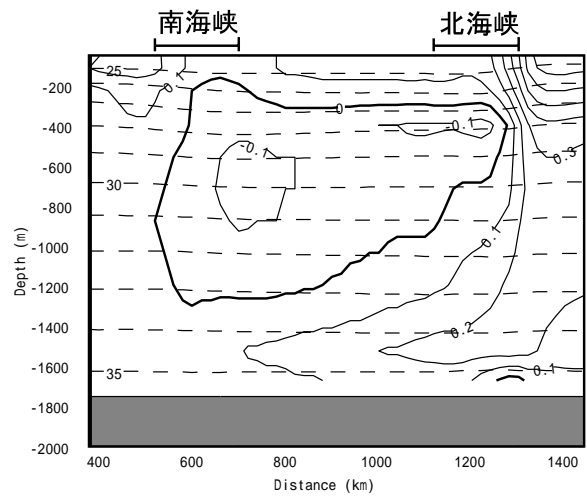


図 12 . Simulation II (8-10 年目の平均値): 南北バリア東方の斜面 ($x=490\text{km}$) に沿った南北流速断面 (m s^{-1})

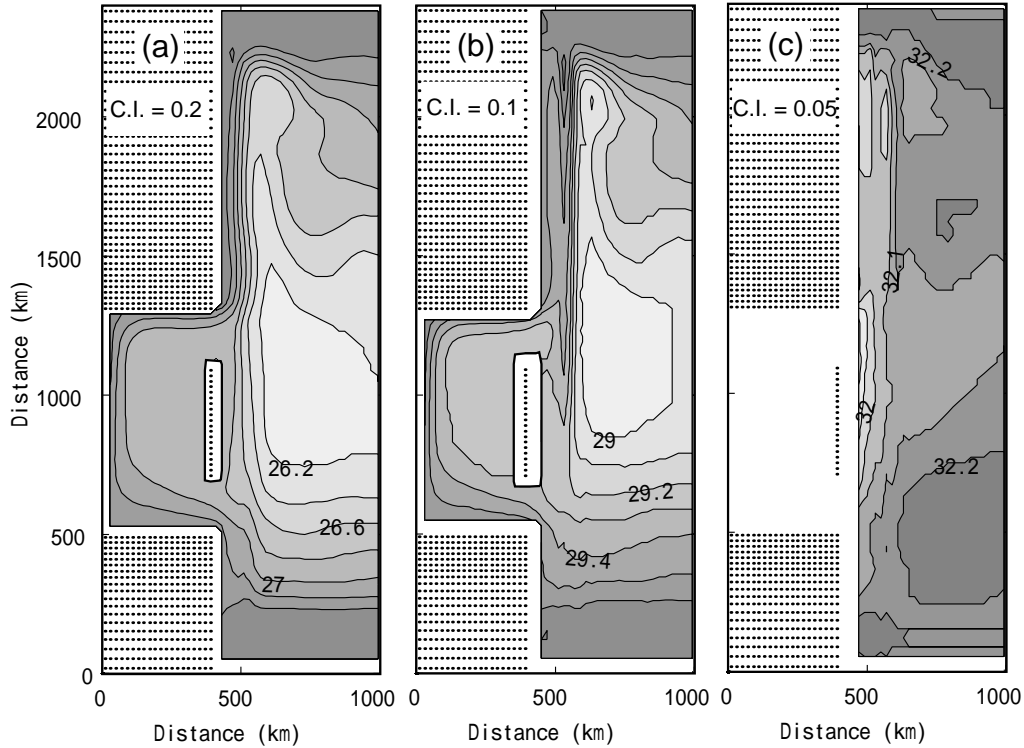


図 13 . Simulation-II (8-10 年目の平均値): 密度の水平分布 (シグマ単位) , (a) 300m 深 , (b) 600m 深 , (c) 1050m 深。濃い (薄い) 影領域は高 (低) 密度域を示す。

4 . 数値計算結果の診断

4 . 1 . 診断方法

琉球海流系の形成メカニズムを明らかにするために、海底地形のある 2 層モデル (図 14) を用いて数値計算結果を解釈する。シミュレーションにより再現された琉球海流系は 3 層構造であり、2 層モデルでは鉛直構造を解像できないが、ここでは海面と海底で強化される北上流の力学に注目し、その間に形成される南下流は無視することにする。その理由は、3 層モデルを用いる場合、診断に用いる方程式系の非線形性に起因して、鉛直モード間の結合および鉛直モードと海底地形の結合が複雑に起こるからである。傾圧的運動の水平スケールが変形半径よりも大きいと仮定し、鍋蓋近似 (rigid-rid approximation) した 2 層 Planetary-Geostrophic 方程式系を用いる。

$$f\mathbf{k} \times \mathbf{u}_1 = -\frac{1}{\rho_0} \nabla p_1, \quad \frac{\partial h_1}{\partial t} + \nabla(\mathbf{u}_1 h_1) = -w_T + w_1, \quad (1a, b)$$

$$f\mathbf{k} \times \mathbf{u}_2 = -\frac{1}{\rho_0} \nabla p_2, \quad \frac{\partial h_2}{\partial t} + \nabla(\mathbf{u}_2 h_2) = -w_1, \quad (2a, b)$$

$$\nabla(p_2 - p_1) = -\rho_0 g' \nabla h_1. \quad (3)$$

ここで、 \mathbf{u}_i は第 i 層の水平流速ベクトル、 h_i と p_i は第 i 層の層厚と圧力、 \mathbf{k} は鉛直方向の単位ベクトル、 f はコリオリ・パラメータ (中緯度 面近似)、 ρ_0 は基準密度、 $g' \equiv (\rho_2 - \rho_1)g/\rho_0$ は減衰重力、

w_T と w (上向き正) は第 1 層の上面での鉛直流速 (entrainment rate) と第 2 層の上面での鉛直流速を示す。

各層の流速ベクトルを以下のように鉛直モード分解する。

$$\mathbf{u}_1 = \bar{\mathbf{u}} + \hat{\mathbf{u}}_1, \quad \mathbf{u}_2 = \bar{\mathbf{u}} + \hat{\mathbf{u}}_2. \quad (4a, b)$$

ここで, $\bar{\mathbf{u}}$ は順圧モードを, $\hat{\mathbf{u}}_i$ は第 1 傾圧モードを表す。すなわち,

$$\bar{\mathbf{u}} = (h_1 \mathbf{u}_1 + h_2 \mathbf{u}_2) / H \quad (H = h_1 + h_2), \quad (5)$$

$$h_1 \hat{\mathbf{u}}_1 + h_2 \hat{\mathbf{u}}_2 = 0, \quad (6)$$

$$\hat{\mathbf{u}}_1 = \frac{g' h_2}{f H} \mathbf{k} \times \nabla h_1 \quad (7)$$

の関係が成り立つ。

順圧モードに対する支配方程式は,

$$-\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{f}{H} \right) \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{f}{H} \right) \frac{\partial \psi}{\partial y} = J \left(\frac{1}{H}, \frac{1}{2} g' h_1^2 \right) - \frac{f}{H} w_T \quad (8)$$

となる(導出は略)。ここで, $J(A, B)$ は Jacobian 演算子 ($\equiv A_x B_y - A_y B_x$) であり, ψ は流線関数で,

$$H\bar{u} = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad H\bar{v} = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (9a, b)$$

と定義される。第(8)式は, よく知られた水深で平均した渦度方程式である。右辺第 1 項は JEBAR (joint effect of baroclinicity and bottom relief) 項, 第 2 項は Ekman pumping の寄与である (内部領域では重要であるが, 西岸境界領域では無視できる)。すなわち, 西岸境界領域での順圧モードの流速ベクトルは, JEBAR 項が重要な場所でのみ f/H の等値線 (特性曲線) に交わる。

第 1 傾圧モードの支配方程式は,

$$\begin{aligned} \frac{\partial h_1}{\partial t} + \left(\bar{u} + \frac{g' h_1^2}{f H^2} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{g' h_1 h_2}{f^2 H} \beta \right) \frac{\partial h_1}{\partial x} + \left(\bar{v} - \frac{g' h_1^2}{f H^2} \frac{\partial H}{\partial x} \right) \frac{\partial h_1}{\partial y} \\ = -\frac{h_2}{H} W_T + W_I + \frac{h_1}{H} \left(\bar{u} \frac{\partial H}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial H}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (10)$$

となる (導出は略)。第(10)式は, h_1 に関する 1 階の偏微分方程式であり, その力学は特性曲線に沿った層厚 (h_1) の強制伝播 (外力分布: 右辺) により解釈できる。ここで, 特性曲線は 3 つの異なる力学的作用からなる。つまり, 順圧流速: (\bar{u}, \bar{v}) , 第 1 傾圧モードの地形性ロスビー波: $[g' h_1^2 / f H^2 (\partial H / \partial y), -\partial H / \partial x]$, 第 1 傾圧モードの惑星ロスビー波: $(-g' h_1 h_2 \beta / f^2 H, 0)$ である。外力項は, 第 1 層の上面での鉛直流速 (右辺の第 1 項), 第 2 層の上面での鉛直流速 (第 2 項), 順圧流速場と海底地形の相互作用効果 (第 3 項) から成る。

琉球海流系の形成メカニズムは, 第(8)式と(10)式を組み合わせることで理解することができる。しかし, 順圧モードの支配方程式 (第(8)式) には, JEBAR 項が含まれている。JEBAR 項はア priori に定められる強制力ではなく, 場が応答した結果として決まる力である。そのため, 第(8)式は場を診断する上で積極的な意味をもたない。ここでは順圧モードの解釈は行わない。一方, 傾圧モードは第(10)式を用い

て詳しく診断することができる。診断では、数値計算結果を2層モデル化して、第(10)式の各項を見積もり、特性曲線と外力分布を再現する。第1層と第2層の境界を、シミュレーション結果に基づいて、中層に存在する南下流のコアを横切るように設定する。すなわち、Simulation-Iでは29.0 σ 面（図6参照）、また Simulation-IIでは29.0 σ 面（図11）とする。減衰重力 g' は、第1傾圧モードの惑星ロスビー波の伝播速度（ C ）を、30°Nでの水温偏差の経度時間断面図から算出して、 $g' = C \cdot (f^2 H) / (\beta h_1 h_2)$ の式から求めた。Simulation-Iの場合、 $g' = 0.019 \text{ m s}^{-2}$ （ここで、 $C = 0.037 \text{ m s}^{-1}$ 、 $h_1 = 500 \text{ m}$ 、 $h_2 = 4500 \text{ m}$ ）となり、Simulation-IIの場合、 $g' = 0.018 \text{ m s}^{-2}$ （ここで、 $C = 0.035 \text{ m s}^{-1}$ 、 $h_1 = 600 \text{ m}$ 、 $h_2 = 3400 \text{ m}$ ）となる。

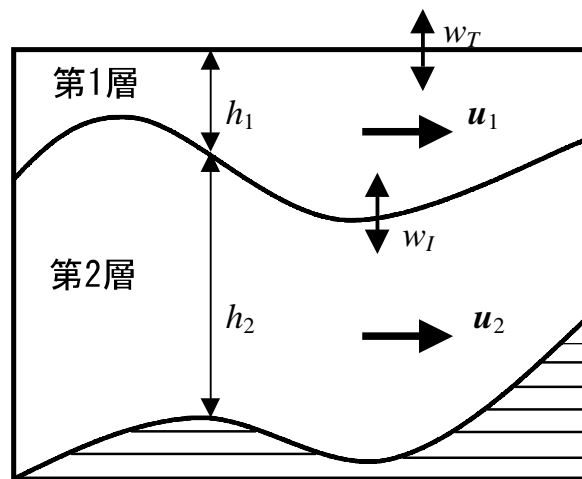


図14．2層モデルの鉛直断面

4.2. 診断結果

図15に Simulation-IIの特性曲線と主要な外力項（順圧流速場と海底地形の相互作用）を示す。図15aの特性曲線の背後には、第1層の層厚（ h_1 ）が描かれている。南北バリア東方の陸棚斜面域を覆う3種類の異なる特性曲線群がある。第1群は、北海峡から発してバリア東方の斜面に沿って南下する。第1群上の h_1 は、バリア東方では岸に向かうほど厚くなる。これは、北海峡の西岸境界流の南北構造を反映しているためである。第2群は、主海盆北端の西岸斜面域から発して南下し、バリア東方の斜面域では第1群の沖側に位置する。第2群の特性曲線は、北海峡の北端にある強い正の外力領域を通過するため、バリア東方では h_1 は西方に向かって厚くなる傾向をもつ。第1と第2特性曲線群は、主に第1傾圧モードの地形性ロスビー波で形成されている。第1と第2特性曲線群上では西方に向かって h_1 が厚くなるので、この状態が北向きの順圧流速場に重なると、上層で北上流が弱められ下層で北上流が強化されることになる。

第3特性曲線群は、主海盆の内部領域（東端境界）から発して、海底が平坦な領域では第1傾圧モードの惑星ロスビー波により西方に延び、西岸斜面域では地形性ロスビー波により南方へ向きが変わる。第3群上の h_1 は、バリア東方では岸に向かうほど薄くなる。これは、第3群が主にバリア東方

の弱い負の外力領域を通過するからである。第3特性曲線群は、通常の亜熱帯循環の形成過程と同様に、上層で北上流を強化し下層で北上流を弱化させる。

図16にSimulation-Iの特性曲線と主要な外力項(順圧流速場と海底地形の相互作用)を示す。Simulation-IIと同様に、日本南岸沖から琉球列島東岸沖を覆う3種類の異なる特性曲線群がある。第1群は、トカラ海峡から発し琉球列島東方斜面に沿って沖縄本島まで南下する。第1群上の h_1 は、トカラ海峡の黒潮の南北構造を反映して、琉球列島東方では岸に向かうほど厚くなる。主海盆北部の内部領域(134°E線)から発する特性曲線(第2群)は、四国沖の陸棚斜面で捕捉されて南下し、九州南東の陸棚斜面で潰れる。一方、主海盆南部の内部領域(134°E線)から発する特性曲線(第3群)は、トカラ海峡と沖縄本島の間で陸棚斜面に捕捉され、琉球列島東方の陸棚斜面に沿って台湾まで南下する。

Simulation-IがSimulation-IIと著しく異なる点は、トカラ海峡から発する第1特性曲線群が沖縄本島で潰れてしまうため、沖縄本島より南側では内部領域から発する第3特性曲線群に取って代わられることである。これが、観測された琉球海流系は沖縄本島を境に北部と南部で構造が異なるすなわち、海底強化は沖縄本島より北側で起きている理由と考えられる。

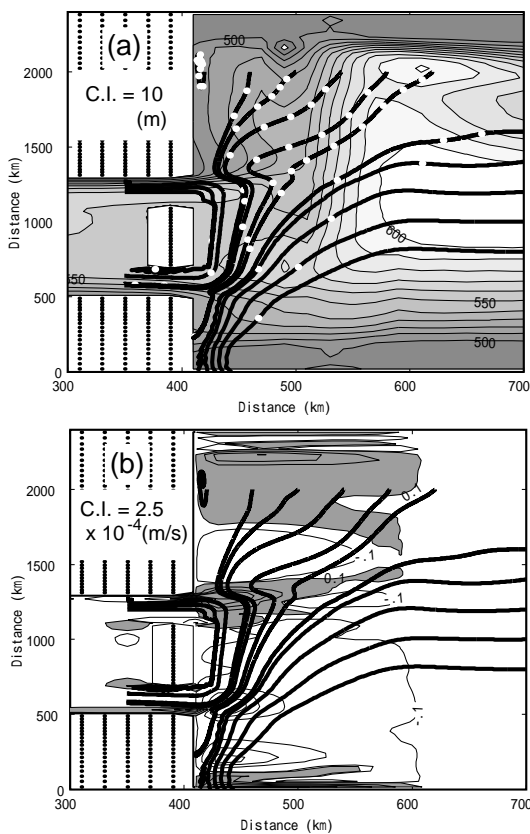


図15. Simulation-IIの特性曲線。(a)第1層の層厚(h_1),(b)順圧流速場と海底地形の相互作用項(第(10)式の右辺第3項:影領域は正の値)。

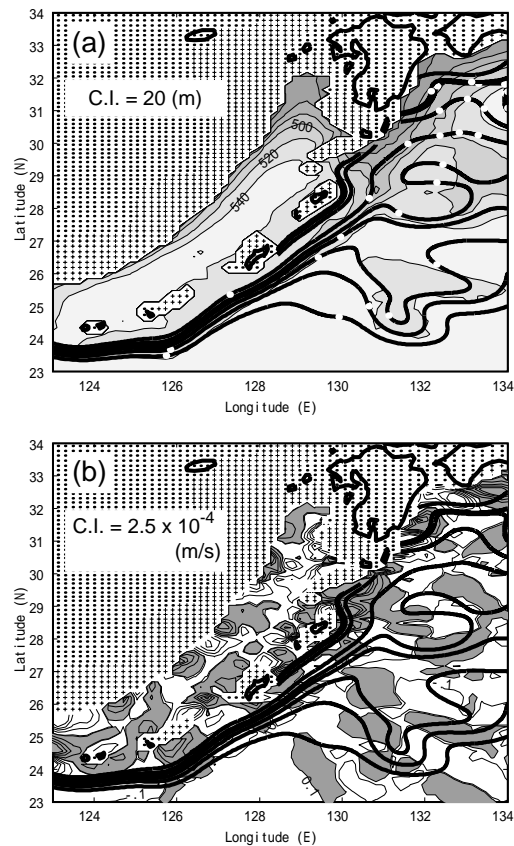


図16. Simulation-Iの特性曲線。(a)第1層の層厚(h_1),(b)順圧流速場と海底地形の相互作用項(第(10)式の右辺第3項:影領域は正の値)。

5. まとめ

本研究で明らかにされた琉球海流系の形成メカニズムを、概念モデル(図17)を用いて説明する。概念モデルに含められた主要なメカニズムは以下のとおりである。

- 1) 北上流の海底強化の主な原因は、トカラ海峡の黒潮を起源とする第1傾圧モードの地形性ロスビー波が、琉球列島に沿って南方に伝播することである。この場合、琉球列島東方の陸棚斜面では、トカラ海峡の黒潮の南北密度分布を反映して岸に向かって等密度面が下がるため、背景にある北上流の順圧成分に重なることにより海底強化が起こる。
- 2) 北上流の海面強化の主な原因は、北太平洋の内部領域を起源とする第1傾圧モードの惑星ロスビー波が、日本南岸から琉球列島東方の陸棚斜面に捕捉され南方伝播することである。この場合、琉球列島東方の陸棚斜面では、日本南岸の黒潮沖側の東西密度分布を反映して岸に向かって等密度面が上がるため、背景にある北上流の順圧成分に重なることにより海面強化が起こる。一方、琉球列島東方の陸棚斜面で捕捉される特性曲線上では、負の外力項(順圧流速場と海底地形の相互作用)によって、琉球列島東方の陸棚斜面で岸に向かって等密度面が上がる。
- 3) 海底強化および海面強化された北上流の沖側には、南下流が形成される。その理由は、内部領域から延び、陸棚斜面の最も沖側で捕捉される特性曲線は、内部領域の南北密度構造を反映するからである。この場合、琉球列島東方の陸棚斜面では岸に向かって等密度面が下がる(この領域では順圧成分は北上流ではなく南下流を仮定している)。この南下流は、琉球海流系の北上流と対となって再循環流を形成する。
- 4) 琉球海流系が南北構造をもつ主な原因は、琉球列島北部(沖縄本島より北側)はトカラ海峡を起源とする特性曲線で覆われるのに対し、南部は内部領域を起源とする特性曲線で覆われるからである。

ここで示した概念モデル(第(10)式)は、解析解を求めるのに十分な自律的システムではない。その主な理由は2つある。1つは、縁辺海での西岸境界流の断面構造を境界条件として仮定しなければ、解析解が得られないからである。もう1つは、JEBAR効果に邪魔されて第(8)式から順圧流速場が求められないからである。将来、JEBAR効果を含めて順圧流速場がいかに決定されるかを合理的に説明する仕組みを考える必要がある。2層の Planetary-Geostrophic 方程式系を用いる場合は、非線形性に由来する鉛直モード間の結合や鉛直モードと海底地形の相互作用をうまく取り扱うことができる。しかし、これを3層に適用すると、複雑すぎて扱えない。数値シミュレーション結果は、3層構造での診断が適切であることを示しており、将来、3層以上での診断ツールの開発が望まれる。

世界中の西岸境界流を、本研究のような「主海盆と縁辺海から成る西岸斜面での西岸境界流」という視点で分類することは興味深い。たとえば、トカラ海峡と琉球列島という北太平洋亜熱帯循環のシステムは、フロリダ海峡とバハマ諸島という北大西洋亜熱帯循環のシステムと類似している。実際に、北大西洋のバハマ諸島東方の陸棚斜面にあるアンティレス海流(Antilles Current)たとえば、Lee et

al., 1996) は、琉球海流系と類似した海流であることが指摘されている (Ichikawa et al., 2004)。このような分類は、現象論的にも可能であろうし、力学的にも可能であろう。新しい問題設定は、新しい力学のパラダイムを生む可能性もある。

本研究のより詳しい内容を知りたい方は、Nakamura et al. (2006)を参照することができる。

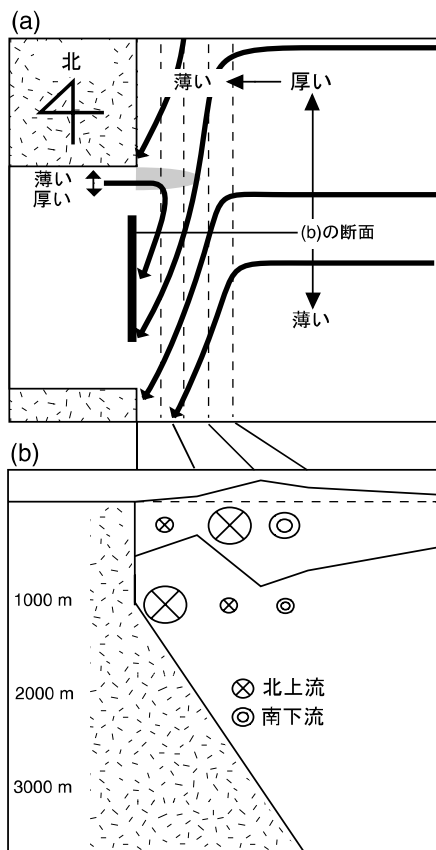


図 17 . 琉球海流系の傾圧場を説明する概念モデル。(a) 特性曲線の水平分布。温度躍層の厚さと外力 (順圧流速場と海底地形の相互作用) の分布が付加されている。影領域は温度躍層を厚くする外力、空白域はその逆。(b) 南北バリアの北部での東西断面。

参考文献

Hellerman, S., and M. Rosenstein (1983), Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1093-1104.

Ichikawa, H., H. Nakamura, and A. Nishina (2000), Strong northeastward current outside of the East China Sea. *Proceeding of the 5th Pacific Ocean Remote Sensing Conference*, E. Desa, PORSEC Secretariat, Eds., National (Indian) Institute of Oceanography, 284-288.

Ichikawa, H., H. Nakamura, A. Nishina, and M. Higashi (2004), Variability of northeastward current southeast of northern Ryukyu Islands. *J. Oceanogr.*, **60**, 351-363.

Imawaki, S (2004), Introduction to special section: Kuroshio observation, state estimation and prediction. *J. Oceanogr.*, **60**, 351-363.

市川洋, 中村啓彦, 仁科文子, 東政能 (2004), 奄美大島南東海域における琉球海流系の変動. 月刊海洋/号外, No. 37, 127-142.

Konda, M., H. Ichikawa, I.-S. Han, X.-H. Zhu, and K. Ichikawa (2005), Variability of current structure

- due to meso-scale eddies on the bottom slope southeast of Okinawa Island. *J. Oceanogr.*, **61**, 1089-1099.
- Kubokawa, A., and J. C. McWilliams (1996), Topographic Ocean Gyres: A western boundary slope. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 1468-1479.
- Lee, T. N., W. Johns, R. Zantopp, and E. Fillenbaum (1996), Moored observations of western boundary current variability and thermohaline circulation at 26.5 ° N in the subtropical North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 962-983.
- Nakamura, H., H. Ichikawa, and A. Nishina (2006): Numerical study of the dynamics of the Ryukyu Current System, submitted to Journal of Geophysical Research-Oceans on March 20, 2006.
- Nakano, T., T. Kuragano, and Y. Liu (1998), Variations of oceanic conditions east of the Ryukyu Islands. *Proceedings of Japan and China Joint Symposium on Cooperative Study of Subtropical Circulation System*, Seikai National Fisheries Research Institute, 129-140.
- Nitani, H. (1972), Beginning of the Kuroshio. *Kuroshio: Its Physical Aspects*, H. Stommel and K. Yoshida, Eds., University of Tokyo Press, 129-163.
- Salmon, R. (1992), A two-layer Gulf Stream over a continental slope. *J. Mar. Res.*, **50**, 341-365.
- Salmon, R. (1994), Generalized two-layer models of ocean circulation. *J. Mar. Res.*, **52**, 865-908.
- Salmon, R. (1998), Linear ocean circulation theory with realistic bathymetry. *J. Mar. Res.*, **56**, 833-884.
- Worthington, L. V., and H. Kawai (1972), Comparison between deep sections across the Kuroshio and the Florida Current and Gulf Stream. *Kuroshio: Its Physical Aspects*, H. Stommel and K. Yoshida, Eds., University of Tokyo Press, 371-385.
- Yuan, Y., A. Kaneko, J. Su, X. Zhu, Y. Liu, N. Gohda, and H. Chen (1998), The Kuroshio east of Taiwan and in the East China Sea and the currents east of Ryukyu Islands during early summer of 1996. *J. Oceanogr.*, **54**, 217-226.
- Zhu, X.-H., I.-S. Han, J.-H. Park, H. Ichikawa, K. Murakami, A. Kaneko, and A. Ostrovskii (2003), The northeastward current southeast of Okinawa Island observed during November 2000 to August 2001. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1071, doi:10.1029/2002GL015867.
- Zhu, X.-H., J.-H. Park, and I. Kaneko (2005), The northeastward current southeast of the Ryukyu Islands in late fall of 2000 estimated by an inverse technique. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05608, doi:10.1029/2004GL022135.