

P19 気象庁137° E定線における北太平洋中層水の短期変動について

中野俊也(気象研究所)、金子郁雄(長崎海洋気象台)、蒲地政文(気象研究所)、遠藤昌宏(東大・CCSR)

キーワード: 亜熱帯循環系、北太平洋中層水、傾圧応答

1 はじめに

気象庁の137° E定線断面にみられる北太平洋中層水(以下、NPIW)の変動は、亜熱帯循環系の移流の強さの変化に伴うNPIWコアの東西シフトによって生じている可能性が示唆されている(Kaneko et al., 2000)。

前回の発表では、137° E断面におけるNPIWの変動の指標とした断面積の時系列にみられる10年規模変動の原因について報告した(中野他, 2002)。しかし、断面積の時系列をスペクトル解析した結果には、2~4年周期にもピークがみられていた(図1)。今回は、このNPIWの短期変動のメカニズムについて、NPIWの勢力の指標とした $S < 34.2$ の断面積と亜熱帯循環系の強さの指標となる $26.8 \sigma_\theta$ の深度を求め解析を行った。

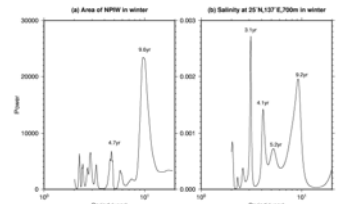


図1 137° Eにおける $S < 34.2$ の断面積と塩分(25N, 700m深)のスペクトル

2 データ

- 1967年冬期からの137° Eの水温、塩分のデータセット・・・1972年以降(年2回の観測)のデータを使用
- 137° E断面におけるNPIW勢力の指標・・・ $S < 34.2$ の断面積(季節毎の偏差)・・・3回の観測の移動平均
- 亜熱帯循環系の強さの指標・・・ $26.8 \sigma_\theta$ の深度
- 月毎のNCEP再解析値(1949~2000年)から求めた風応力(curl τ)・・・1月~3月の月毎の偏差(平均値は1971~2000年の平均値)

3 結果

○ $26.8 \sigma_\theta$ 面の南北勾配と断面積との関係(図2)

- 断面積の変化 = 平均流速($26.8 \sigma_\theta$ 上の地衡流速)の積分量
- 基準面が深く取れない → $26.8 \sigma_\theta$ の南北勾配($29^\circ - 27^\circ$ Nと $19^\circ - 17^\circ$ Nの平均深度から計算)
- ※ Kaneko et al., 2001・・・137° E断面におけるNPIWの流入域は $28^\circ \sim 18^\circ$ Nの範囲
- 南北勾配の変動に対応(観測間隔が半年毎のため、 90° の位相差は明瞭ではない) → 3-5年の変動

○ 北太平洋の風応力場との関係(図3)

- 北太平洋中央部と相関高い(ラグ4-5年、相関係数-0.5以上)

○ 位相差について(図4)

- 気候値から傾圧ロスビー波の伝播速度を計算(Killworth et al., 1997)
- NPIWの分布緯度帯・・・4-5cm/sec → 日付変更線から137° Eまで3-5年で伝播

○ 北太平洋中央部の風応力の周期変動(図5)

- 3-5年の周期帯にピーク → 図2の変動と一致

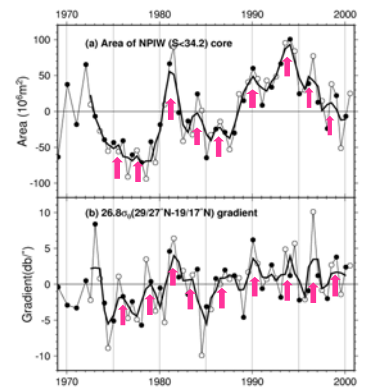


図2 断面積(a)と南北勾配(b)の時系列

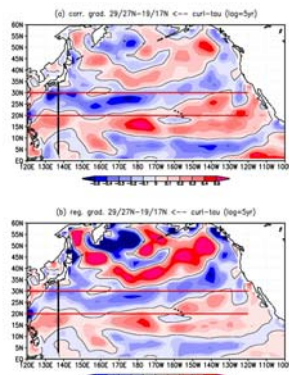


図3 南北勾配と北太平洋風応力とのラグ5年での相関係数(a)及び回帰係数(b)

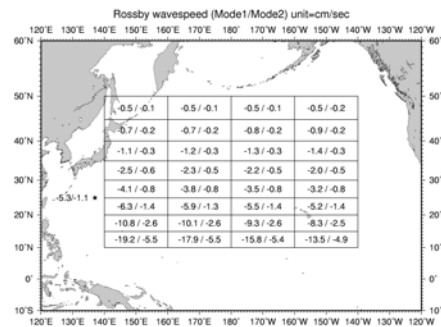


図4 気候値データから求めた傾圧ロスビー波の伝播速度(単位:cm/sec、第1モード/第2モード)

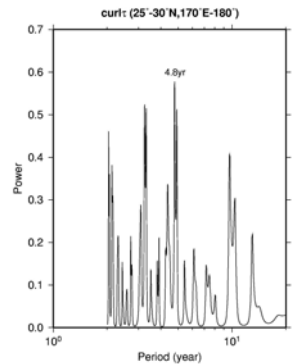


図5 北太平洋中央部における風応力のスペクトル

4 まとめ

○ 3-5年の経年変動について

- 傾圧ロスビー波の第1モードによる伝播時間及び北太平洋中央部における風応力の変動周期と一致

※ 北太平洋中央部の風応力場の変動 → 傾圧ロスビー波の第1モードがレスポンス → 137° Eでの東西流速が変化 → 断面積が変動

○ 10年スケール変動について(中野 他, 2002)

- 北太平洋中央部の風応力場の変動 → 第2移流モード(Liu, 1999)による伝播?

○ 変動のメカニズム

- 亜熱帯循環系の強さの変化に伴う、NPIWコアの東西シフトによる

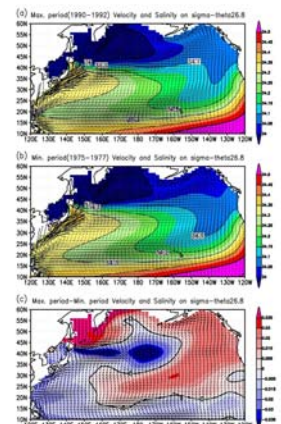


図6 海洋循環モデル結果(Yasuda and Kitamura, 2003)にみられた極大期(a)と極小期(b)での $26.8 \sigma_\theta$ 上の塩分と流速分布の違い。(c)は極大期と極小期との差。