

對黑潮入侵南海過程的一些觀察以及看法

王 胄、陳慶生

國立台灣大學海洋研究所

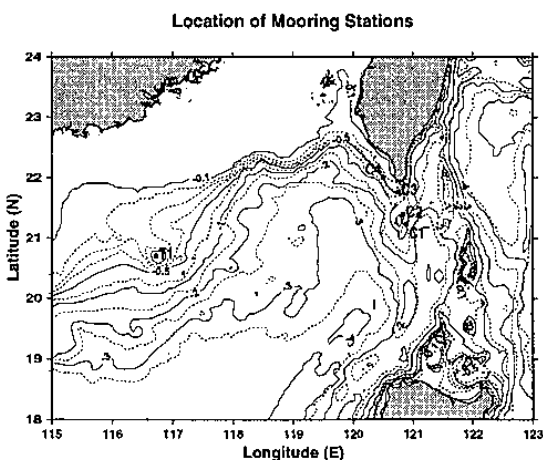
摘 要

透過多年來累積的水文觀測資料以及一些海流和水位的長期錨碇記錄，讓我們對通過呂宋海峽的黑潮支流與南海東北部海盆內環流系統二者間的互動過程有了一些比較深入的了解，對後者之季節性演變情形更得到許多不同以往的認識，根據這些觀測事實可以初步架構出黑潮入侵南海事件之演變步驟與進行過程。

一、前言

黑潮與南海之間的互動過程雖然一直深受海洋學界所關注，但多年來學界對此現象實際之了解其實並不夠充份，例如促成二者間互動過程首要之物理機制究竟為何？又如此過程中要角之一的黑潮，其具體變化行為如何？再者如黑潮究竟為何以及如何入侵南海？而我們應如何區別或定義黑潮入侵以及黑潮形成套流 (Loop Current, 或稱為流套, 見李與伍 1989) 兩種現象(蘇, 1999)? 這兩種現象是否又分由不同的物理過程所促成? 等等問題迄今似乎並無定論。

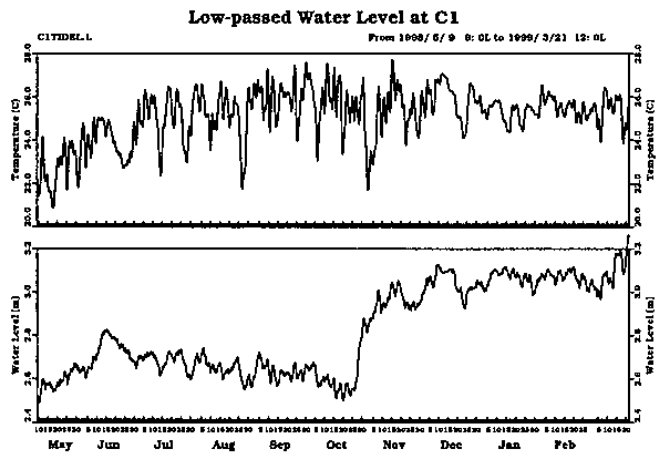
近年來，特別是南海季風實驗(SCSMEX)期間，我們曾在呂宋海峽以及南海東北部海盆內執行了長期的海流以及水位錨碇觀測，同時也進行了幾次較大範圍的水文調查工作，在此期間所累積的諸多觀測資料對闡明前述問題或許會有相當的幫助，以下謹就相關之觀測結果提出報告並對上述問題發表一些初步的看法。



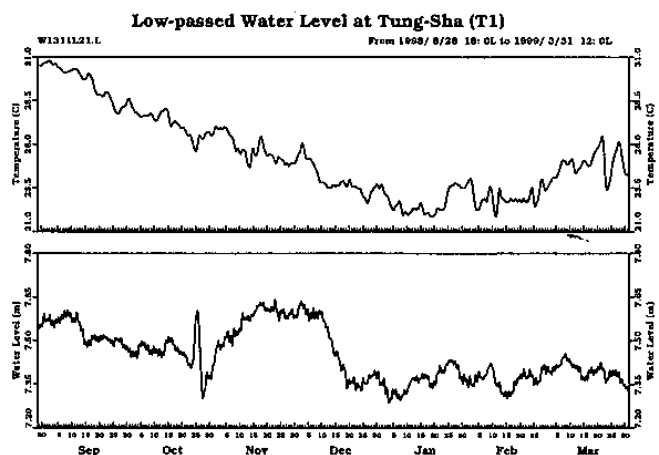
圖一、海流與水位錨碇站位置圖。

二、錨碇觀測部份結果

在恆春海脊南端所量測到的低頻水位、海流以及在東沙島環礁中 T1 站所量測經濾潮後之低頻水位等，這些時序資料可用作研判呂宋海峽黑潮分支在呂宋海峽內的季節性變化情形之依據(各測站位置參見圖一)。

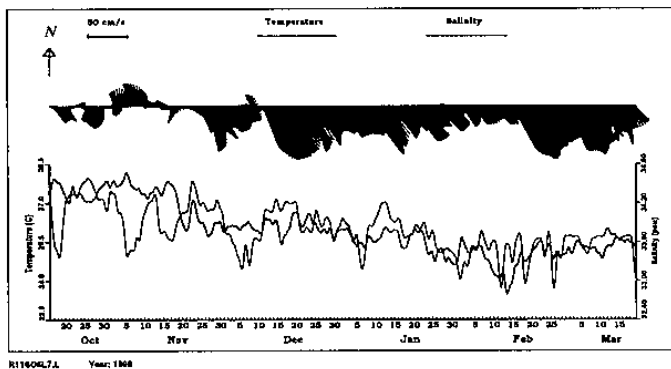


圖二、恆春海脊南端 C1 站低頻水位與水溫記錄。



圖三、東沙島環礁中 T1 站低頻水位與水溫記錄。

根據圖二，1998 年冬季之黑潮入侵過程似乎是由 10 月底開始啟動的(恆春海脊南端水位急劇上升，台灣南端外海並伴隨有北北西向的海流，見圖二與圖四)。在此之前(7-9 月)，水位曲線雖然具有週期約 15 天左右的明顯波動，但基準水位相對較低且波動振幅不大，整段曲線尚稱平穩，因此那時水位波動變化所反映的可能僅是黑潮流軸的左右擺動或是流速的增增減減。低頻水位主要的變化發生在 10 月下旬，當時南海北部係持續受著颱風環流之影響，10 月 28 日颱風於福建近海消失後不久，持續之冬季季風便開始吹襲，此時恆春海脊南端的水位突然開始急升，於 11 月 15 日左右水位達到當年冬季高水位之平均基準(水位共升高約 40cm，圖二)。有趣的是東沙島的低頻水位亦有同樣的抬升趨勢，而且也是在 11 月 15 日附近達到冬季最高點(共抬升約 30cm 左右，圖三)，然而東沙水位在 12 月 10 日後又快速下降，於 12 月 18 日左右降至冬季基準(下降了 30cm 左右)，但恆春海脊南端的水位卻能一直維持著相對較高的基準值。



圖四、恆春西方外海錨碇站(C4)低頻海流流矢以及海水溫、鹽時序變化。

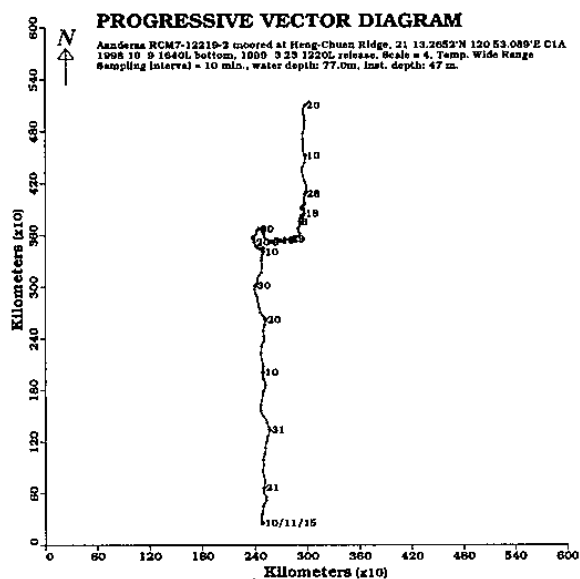
此外，台灣南端恆春半島西側外海之錨碇站(C4)也是從 11 月 15 日這個時間附近開始出現持續的偏南向海流，而且從 12 月 12 日起南向流快速增強(圖四)。另外一個值得注意的是恆春海脊南端錨碇站(C1)的海流(圖五)。該站海流記錄顯示 1998 年 12 月 23 日起至 1999 年 2 月中旬這段期間當地出現了偏東向的海流。雖然歷年冬季在恆春海脊南端測站均曾觀察到這種東向海流，例如 1996 年冬季，但 1996 年這一組資料顯示 1996 年 12 月 9 日即為東流(此為該組觀測之起始時間，實際出現時間可能更早)，但至 1997 年 1 月初東流即告結束，不若 1999 年初之東流竟能延遲到 2 月中旬始中止。因此可知流況變化行為在不同年間亦頗有差異，有時偏東流出現得較早，有時則較晚，同時偏東流之持續歷時亦有年際差異，造成這些變化之原因頗值得深入研究。

三、呂宋海峽黑潮分支之季節性演

變行為

結合以上這些觀測結果以及歷史水文資料，歸納整理後看出，隨著季節演變，黑潮與南海之互動過程似乎顯現幾項特點：

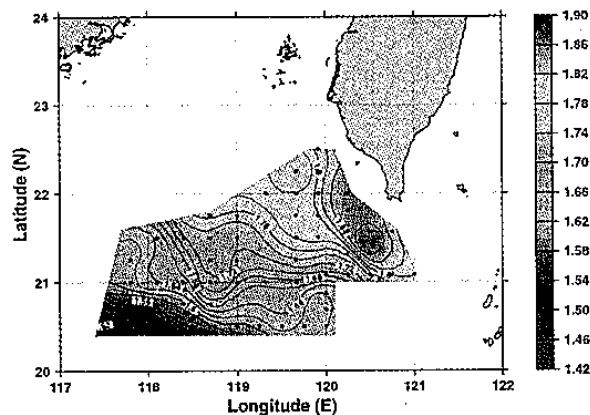
(一)、秋季東北季風發動後，呂宋海峽內之黑潮上層海水會整體向西移入南海(圖六)，在此同時台灣西南海域先出現一個反氣旋型態的環流，隨著東北季風之持續此環流的範圍應會逐步向著西南方向擴展，似乎只有這一段期間可以明確定義為「黑潮入侵期」。



圖五、恆春海脊南端錨碇站(C1)海流 PVD 圖。

(二)、冬季期間，南海內部之氣旋型冬季主環流系統(環流中心位於南海中部，Wyrtki 1961)逐步發展成熟，此時南海東北部海盆內主要充斥著前階段入侵但經過混合變性後之黑潮海水(混合水)，同時該處亦發展出完整的反氣旋型環流，至於黑潮則在海盆東側靠近呂宋海峽附近以套流型態流過。

1997 9/19-27 Dyn. m. of 20 db relative to 800 db

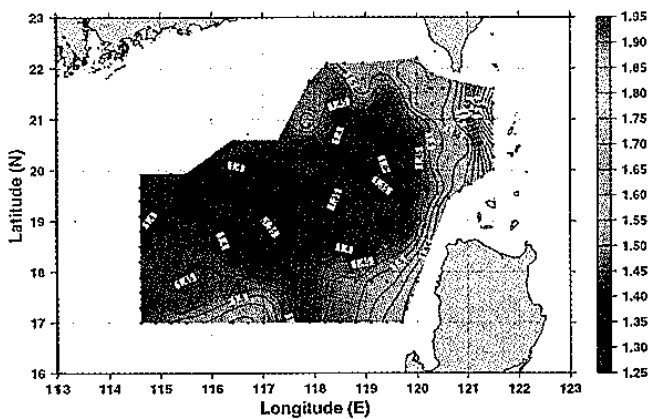


圖六、1997 年 9 月下旬南海動力高度分佈(20db 相對於 800db)，北緯 21 度附近流線近似東西走向。

(三)、入春後，東北風減弱，南海中部之氣旋型環流將向北伸展，此時原先盤據在南海東北部海盆內的混合水將被迫退出，這些混合水中有部份會往北流入台灣海峽，其餘部份則往西移至東沙島以及廣東陸棚一帶，此時東沙島附近小範圍海域內仍呈現出反氣旋型環流，但實際上黑潮流軸則已逐漸退出南海海盆(Wang and Chern 1996)。

(四)、春末夏初，當梅雨鋒面在巴士海峽附近徘徊、滯留時，黑潮流軸又會以套流型態再次向西彎入南海(如圖二，1998年5月後水位再度上升，同時C1海流亦有西偏之趨勢，顯示黑潮流軸再次彎入南海)。

1998 5/5-5/25 Dyn. m. of 20 db relative to 800 db



圖七、1998年5月南海東北部海面動力高度分佈(20db相對於800db)，海盆內主要均為氣旋型低壓環流所控制。

(五)、夏季風啟動後，黑潮流軸再次向東退出南海，夏季期間雖曾觀察到黑潮流軸具有週期約兩週左右之彎曲擺動情形，但擺幅甚小因此不致形成顯著彎入南海的套流型態流況(圖二)。

四、一些動力學上的推測

針對目前所歸納出的關於呂宋海峽黑潮支流之季節性演變行為，有必要提出一套合理的假說以作為往後設計動力學實驗的依據。此假說可從幾個層面分別來討論。

(一)、季節風所造成的海面風應力變動以及 Wind Stress Curl 效應當然是首要的外在控制因子，例如冬季風所造成的 Ekman 搬運效應便可有效推動呂宋海峽內之黑潮流域上層海水進入南海(王與陳 1987, Farris and Wimbush 1996)，而冬季海面風應力之不均勻分佈情形(呂宋海峽中央為強風帶)以及周遭地形之限制效應亦可促使南海東北部海盆內之上層海水發生輻合，此舉則有利於反氣旋型態之環流在此海盆內發展(王與陳 1987)。

(二)、黑潮本身之慣性亦對其在呂宋海峽內之流況

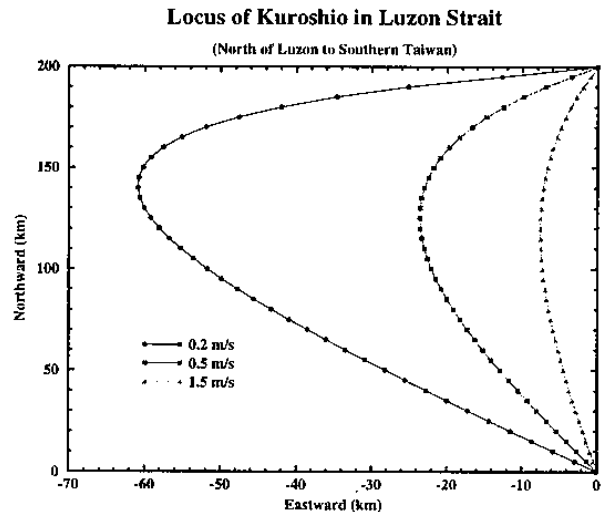
頗有決定性的影響，以下藉著一個簡單的動力過程概略地探討這項效應。沿著黑潮主軸上之海流應遵守位渦守恒法則，以一層半模式近似則為

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\zeta + f}{h} \right) = 0$$

式中 ζ 為相對渦度， f 為科氏參數， h 為上層厚度。如以自然座標系統(Natural Coordinate System)來表示，則 $\zeta = -\partial V/\partial n + V/R$ ，其中 V 為流速， R 為流線之曲率半徑， n 為垂直流線並指向流向左方之曲線座標(Holton 1972, p38,67)。沿著黑潮主軸流線上流速為最大故可令 $\partial V/\partial n = 0$ ，同時假設在主軸上海流速率 V 為定值($dV/dt = 0$)，如此又可得出 $\partial h/\partial s = 0$ ，即沿著黑潮主軸流線上 h 為定值，式中 s 為沿著主軸流線方向上之曲線座標(Holton 1972, p40)，再取 β 平面近似，即 $f = f_0 + \beta y$ ，上式便可再改寫為：

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{V}{R} + f_0 + \beta y \right) = 0$$

式中 f_0 為呂宋海峽南端進口緯度上之科氏參數。



圖八、三種不同入流流速(0.2,0.5,1.5m/s)情形下，黑潮流軸跡線在呂宋海峽內所形成之套流彎曲情形。

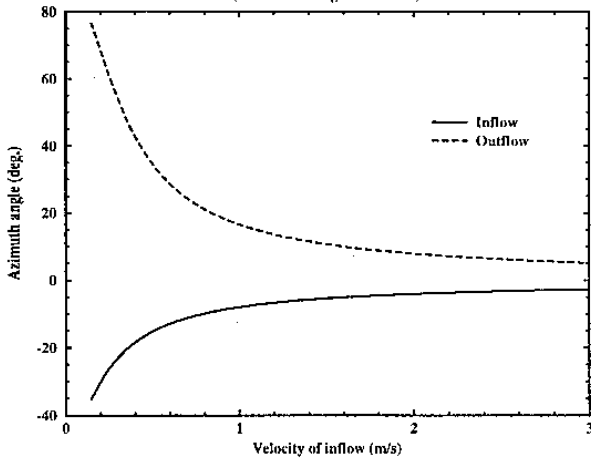
假設黑潮主軸流線在流出巴林塘海峽後是呈近似直線的型式($R \rightarrow \infty$)向北進入呂宋海峽，那麼上式便可再進一步簡化為 $V/R + \beta y = 0$ ，我們可根據此式來探討黑潮主軸流線在脫離固體邊界限制後之變化情形，上式表明由於 β 效應之故，北上海流之流軸將漸向右偏($R < 0$)。對一給定之進口處 V 值，將上式數值積分，可以找出一條能夠連結呂宋海峽兩端的穩定流線，圖八、九即為數值計算的結果，計算時係假定呂宋海峽寬度為 200 公里，結果顯示流線之曲率半徑與入流流速大小成正比，當入流之入射角(正北與流向之夾角，順鐘向為正)小於圖九中同樣流速條件下之入射角時，該流線進入南海後將無法折返台灣東岸，反之則該流線將提前離開南海。因此根據圖八與九，入流流速以及入射角似乎可作

為研判呂宋海峽之黑潮支流究竟是發生入侵(流線進入南海後無法返回)或是生成套流(有進有出)的一項分析根據。

由上述簡單的解析結果(Li et al. 1996 之數值實驗亦得到類似結果)知，黑潮在流出巴林塘海峽後其流軸應以略向西凸出之套流形式穿過呂宋海峽再接往恆春海脊，當黑潮之流速較強(慣性較大)時，套流曲線較平直，反之則較為向西凸出(圖八)，故黑潮在呂宋海峽內所呈現套流之曲率大小應與黑潮之慣性大小有關(觀測結果確有此傾向)。至於前述之 Wind Stress Curl 效應是否亦與黑潮入流之慣性變化有關從而會再影響到套流之型態？此點尚待證明。

(三)、黑潮鋒區東西兩側海水之層化程度亦對前項效應有相當大的影響(相關之數值實驗見 Chern and Wang 1998)。夏季期間南海東北部海盆內海水湧升頗強(Wang and Chern 1996; 是否亦與 Wind Curl 分佈有關?)，此舉會強化黑潮鋒兩側海水密度對比，由熱風效應知黑潮上層海流將被加速因而不易形成顯著之套流(如圖八，強流時 R 較大)。反之，冬季之東北風則對黑潮鋒至少會產生兩種以上的消鋒效應，其一是 Ekman 搬運可促使鋒面癱塌，其次則是強風所引發之垂直混合將弱化海水密度之水平對比(另方面 Wind Stress Curl 在南海東北部海盆內所促成之水平輻合亦然)，二者均可促使進入呂宋海峽之黑潮上層海流減速從而更有利於形成顯著之套流。

Directions of inflow and outflow vs. velocity
(Meridional Length = 200 km)



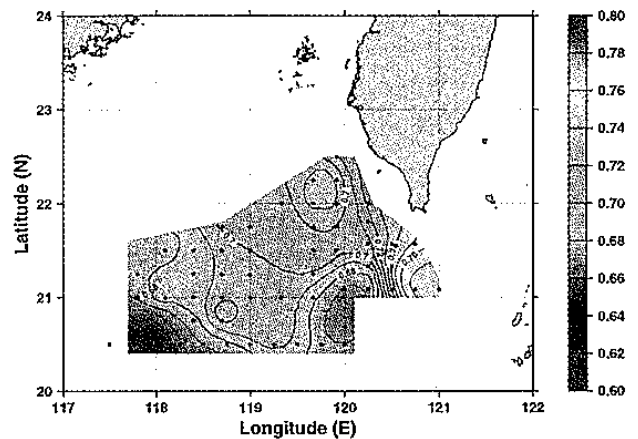
圖九、呂宋海峽內套流入射角、出射角隨入流流速變化情形。

(四)、黑潮受恆春海脊地形之影響，對不同之水層其影響效應亦有所不同，例如冬季期間恆春海脊上方常出現橫越海脊之偏東向海流(圖五以及 C2 站之觀測記錄)，但在較深層次則應循海脊走向流動(比較圖六以及圖十)。

(五)、冬季期間由呂宋海峽西進流入南海東北部海盆之海水將受台灣灘以及閩、粵陸棚等地形限制之影響，南海東北部海盆內之反氣旋型環流的發展過

程應與此等地形分佈有相當大的關連(王與陳 1987)。

1997 9/19-27 Dyn. m. of 300 db relative to 800 db



圖十、1997 年 9 月下旬南海動力高度分佈(300db 相對於 800db)，與圖六相比，右側之等高線較為與恆春海脊平行。

參考文獻

王青、陳慶生(1987)南海北部之暖心渦流，台灣大學海洋學刊，18，92-113。

李立、伍伯瑜(1989)黑潮的南海流套？南海東北部環流結構探討，台灣海峽，8(1)，89-95。

蘇紀蘭(1999) Personal Communication, 1999 年 8 月廣州「第四屆中國及鄰近海域海洋科學研討會」綜合討論發言。

Chern, C.-S. and J. Wang (1998) A numerical study of the summertime flow around the Luzon Strait. *J. Oceanogr.*, 54, 53-64.

Farris, A. and M. Wimbush (1996) Wind-induced Kuroshio intrusion into the South China Sea. *J. Oceanogr.*, 52, 771-784.

Holton, J.R. (1972) *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, New York and London.

Li, W., Q. Liu and S.-P. Cheng (1996) The effect of break in western boundary on the western boundary current. *Acta Oceanogr. Taiwanica*, 35(2), 141-154.

Wang, J. and C.-S. Chern (1996) Some aspects on the circulation in the northern South China Sea. *La mer*, 34, 246-257.

Wyrki, K. (1961) *Scientific Results of Marine Investigations of the South China Sea and the Gulf of Thailand 1959-1961: Physical oceanography of the Southeast Asian Waters*. Naga Report, 2, pp195.