

南海地區海氣通量變化和一維海洋混合層之模擬

賈新興¹ 吳清吉²

中央氣象局預報中心¹
國立台灣大學大氣科學系²

摘要

本文利用 1998 年南海季風實驗(SCSMEX)期間,海洋觀測平台在 13°N、114°E 附近的 海-氣觀測資料。探討南海地區海-氣通量的變化,以及對海洋上層混合層的影響。同時,使用一維海洋混合層模式,研究海洋混合層對海-氣通量的反應,並與觀測結果比較。

資料分析顯示在季風爆發前海氣通量具有明顯的日夜變化;白天平均海面的淨熱通量為正值,加熱海洋,夜間則為負值,冷卻海洋。當南風季風爆發後,伴隨顯著的對流降水和風速明顯增加,海-氣通量日夜變化的現象明顯減弱。海洋混合層的發展明顯受到海-氣渦流動量通量的影響,其日夜變化則受控於海面淨熱通量的變化,一維海洋混合層模式成功地模擬海面溫度和海洋混合層的日夜變化。

一、前言

資料分析的結果,例如Nitta(1987)、Huang and Sun (1992)、Lau and Weng (2000),以及Kang and Kimura(2003)的數值模擬顯示,南海海面溫度(Sea Surface Temperature, SST)的變化,對東亞季風的建立和發展扮演重要的角色。Wang et al.(2004)分析11個大氣模式以AMIP預報型態的資料顯示,在明顯的ENSO狀態下,11個模式仍舊對東南亞和西太平洋地區夏季降水預報的能力偏低。他們認為,可能和局地地區海氣交互作用的現象有關,因為AMIP的預報型態是以SST來激發大氣的反應,但真實的情況可能是大氣影響海洋,而非海洋影響大氣。因此,欲瞭解東亞的氣候變化,研究南海地區大氣與海洋之間的交互作用是一重要的主題。Liu et al.(2004)更分析南海地區2000~2002年三年間發生的15個颱風衛星資料,結果發現透過海氣參數可以分析出颱風的形成以及其潛熱雨量,準確率可達93%。

Chen et al.(2003)利用NCEP重分析月資料,研究南海海溫年循環的機制,在不考慮海洋的動力過程時,發現短波輻射通量的加熱和因風速增加造成的蒸發冷卻機制,是造成春季後SST增暖和秋季SST冷卻的主要原因。在一般情形SST的變化主要是由海面淨熱通量和海洋混合過程決定(Large et al. 1994)。SST不像地面溫度具有明顯日夜變化,但是在微風、強日照和無明顯天氣系統時,SST也有明顯的日夜變化,其大小約為0.5°C左右,有時可達到2°C(Bradley and Weller, 1995)。SST的日夜變化,也使海洋上層混合層深度有日夜變化(Moum et al. 1989; 吳和賈,1992)。

海洋混合層的發展主要受制於海面浮力項、風應力的強迫混合機制,以及海洋動力過程。浮力作用來自海面淨熱通量和海面新鮮水通量的淨效應。對海洋而言,海面淨熱通量中的熱量損失主要是由潛熱、可感熱通量和淨長波輻射而來。在白天,入射的太陽短波輻射被海水吸收,加熱海洋,使得海面淨熱通量變為正即加熱海洋。海面新鮮水通量(包括蒸發和降水)也會改變SST和海面浮力項的大小。當海面浮力項為正時,具有穩定作用,使得海洋混合層變淺;反之,

當海面浮力項為負時,則產生不穩定的自由混合作用,使混合層加深,而風應力的強迫混合作用則使海洋混合層更容易發展(Price, 1979; Lukas and Lindstrom, 1991)。

最常用的一維混合層模式是屬整體模式(bulk model),如Kraus and Turner (1967)、Niiler(1975)、Garwood(1977)和Price et al.(1986)等,此方法假設在混合層內的物理性質是均勻的,所以計算和處理上比較方便、省時。但整體模式無法描述邊界層內的細部結構,且用在赤道地區的模擬時,模式的混合層深度通常較實際的深度淺(Chen et al. 1994)。另外則常用多層高階紊流閉合模式來研究混合層的變化(Mellor and Yamada, 1982; Gaspar et al. 1990; Kantha and Clayson, 1994等),其計算和處理雖然比較複雜和費時,但可了解邊界層的細部結構,其缺點是在高緯度地區模擬的混合層深度通常較實際的深度淺(Chen et al., 1994; Kantha and Clayson 1994)。國內的海洋學者亦曾利用此方法,研究海洋上層混合層的特性(例如,Chern and Wang, 1988)。

賈(1992)亦發展了一個一又二分之一階渦流閉合的一維海洋混合層模式,進行一維偶合邊界層之研究(吳與賈, 1992)。賈與吳(1998)更以TOGA-COARE的觀測資料,利用本模式研究海洋混合層對海-氣渦流通量的反應,模式成功地模擬海面溫度和海洋混合層的日夜變化,以及大量降水所形成的低鹽度層。

本文主要延續賈與吳(2005)的研究,進一步探討南海地區海氣界面間渦流通量的變化,以及這變化對海洋上層混合層結構和發展的影響;除了分析SCSMEX的觀測資料,也利用一維海洋混合層模式並與觀測結果比較。因為整體模式和紊流閉合模式的缺點,Chen et al. (1994) 則以Kraus and Turner (1967) 的整體模式為基礎,根據Price et al. (1986)的方法,發展新的混合(hybrid)垂直混合參數法,有效地解決了這兩類模式的缺點。本研究除了使用賈(1992)的海洋混合層模式(簡稱My)之外,亦採用Chen et al. (1994)的一維海洋混合層模式(簡稱Dake)進行比較。兩個模式的個別詳細說明,可進一步分別參考賈(1992)和Chen et al. (1994)。文中第二段將描述所使用的資料,第三段為

結果討論，最後部份為結論。

二、使用資料

本文使用 1998 年南海季風實驗期間，海洋觀測平台在 13°N、114°E 的密集觀測資料，這套觀測系統是由美國太平洋海洋實驗室(Pacific Marine Environmental Laboratory, 簡稱 PMEL)所發展出來的自動溫度取得系統(Autonomous Temperature Line Acquisition System, 簡稱 ATLAS)觀測平台，儀器詳細的說明可參考網頁 <http://www.pmel.noaa.gov>。

ATLAS 觀測平台的資料種類包括：每 10 分鐘一次的海面氣象資料，由海面氣象觀測系統得到，由於氣象儀器故障，分析時間從 1998 年 4 月 15 日至 6 月 15 日；其中風速、風向的觀測高度為 4m，氣溫、比濕的觀測高度為 3m，海面短波輻射通量的觀測高度為 3.5m。雨量的觀測高度為 3.5m、SST 則由海面下 1m 處測得。另外，垂直海溫的觀測深度分別為 1m、25m、50m、75m、100m、125m、150m、200m、250m、300m 和 500m，上述資料的分析時間亦從 1998 年 4 月 15 日至 6 月 15 日。

1998 年南海季風爆發的時間詳細可參考 Ding and Liu(2001)和賈與吳(2005)的說明。本文將觀測資料分成南海季風爆發前(即 1998 年 5 月 15 日至 5 月 21 日)和南海季風爆發時(1998 年 5 月 24 日至 5 月 30 日)作進一步的討論。

三、結果與討論

(一)海面能量收支的變化

海面淨熱通量(H_N)可表示為 $H_N = R_N - H_L - H_S$ ，式中 R_N 為淨輻射通量、 H_L 為潛熱通量、 H_S 為可感熱通量。 $H_N > 0$ 時，表示淨熱通量加熱海洋； $H_N < 0$ 時，淨熱通量冷卻海洋。南海季風爆發前，平均的 H_N 呈現明顯的日夜變化(圖 1)。圖 1a 顯示，在白天時 $H_N > 0$ ，主要是由於 R_N 的貢獻；夜間及清晨由於輻射冷卻使得 $H_N < 0$ ，白天最大的 H_N 約為 900 W/m^2 。晚上 H_N 的值約為 -150 W/m^2 ，變化較小。此時，可感熱通量的變化不大，平均值約為 50 W/m^2 ，潛熱通量的變化亦類似，平均值約在 100 W/m^2 ；當季風爆發時， H_N 日夜變化的現象明顯減弱，受到雲量增加和降雨現象，使得淨輻射通量明顯減弱，白天最大的 H_N 約為 200 至 400 W/m^2 。但當降雨現象消失、天氣晴朗時 H_N 即顯著回升至 900 W/m^2 ，當出現降雨時 H_N 又顯著下降(圖 1b)。

比較季風爆發前和爆發時海面淨能量通量差異時可發現，在季風爆發前平均海面淨熱通量為 181.7 W/m^2 ，有加熱海洋的效應；在季風爆發時則變為 -47.5 W/m^2 ，有冷卻海洋的作用。造成兩者的差異，最主要的原因是因為雲量增加，使得太陽短波輻射通量明顯減弱有關。

下一節將比較南海季風爆發前，海氣間渦流通量對海洋混合層發展的影響，並和模擬的結果比較。模式的初始速度場假設為靜止，並分別以 5 月 15 日 00 時的海溫度觀測，作為初始海溫和，模式積分七天模擬第一期海洋混合層的變化。

(二) SST 和海洋混合層厚度的比較

圖 2a 為觀測的 SST 及利用 My 和 Dake 兩個一維海洋混合層模式模擬的 SST 的變化，在南海季風爆發前，SST 具有明顯的日夜變化，其最大振幅約可達到

1°C 左右。最低 SST 約出現在清晨左右，隨後受太陽短波輻射的加熱作用，SST 即逐漸升高至傍晚時達到最高值。兩個模式模擬的 SST 日夜變化亦相當清楚，其日夜變化的振幅則比觀測值小，平均而言 Dake 模式模擬 SST 的變化和觀測較接近。兩個模式在夜間模擬的 SST 均較觀測 SST 低，主要是因為夜間海面冷卻時，形成不穩定層，使紊流動能增加，混合層加深。比較圖 2 和圖 3 則發現，在夜間模擬的海洋混合層深度均較觀測值來的深，使得模擬的夜間 SST 均比觀測來的低。

Sui et al. (2003) 以一個整體模式，以每日、每週或月平均的氣象資料估算海氣通量，時不同時間尺度的海氣通量對海洋混合層的影響，也會造成相當大的差異。以每小時的海氣通量，模擬 SST 的變化圖示於圖 2b。比較圖 2a 和圖 2b 發現，當使用每小時的海氣通量進行實驗模擬時，夜間 SST 的變化反而比以高時間解析度(每 10 分鐘)的海氣通量進行模擬時來的好，詳細的原因需要進一步的探討。

觀測和模擬的海洋混合層厚度變化示於圖 3 中，相對應的風速大小和降雨亦示於圖 3 中。在季風爆發前平均風速大小約為 3.6 m/s ，當風速明顯增強時，由於紊流動能的風應力產生項(shear production term)，使得紊流動能增加，有加深海洋混合層厚度的作用。觀測海洋混合層的厚度具有明顯的日夜變化的現象，當白天海面受熱時，近表面海溫升高，形成穩定層，使紊流強度減弱、海洋混合層不易發展，平均白天混合層的厚度約為 6m；反之夜間表面冷卻時，近表面海溫降低形成不穩定層，使渦流強度增強、海洋混合層容易發展，夜間平均海洋混合層的厚度約在 22m。在季風爆發前，整個平均海洋混合層的厚度約為 15.6m，季風爆發時，平均海洋混合層的深度明顯加深約為 23m(賈與吳，2005)。兩個模式模擬的海洋混合層厚度的變化，亦具有明顯的日夜變化。My 模擬的海洋混合層厚度日夜變化的振幅比觀測值大，白天混合層的厚度約為 2m 左右，夜間的混合層厚度約為 27m。Dake 模式模擬的海洋混合層厚度日夜變化亦相當清楚，和實際的觀測較接近，兩個模式在白天混合層的厚度亦較實際觀測值來的小。

(三) 海洋溫度的比較

圖 4a 和 4b 分別是 5 月 15 日至 21 日時觀測和模擬的海溫深度-時間變化圖，這時平均風應力較小，白天太陽輻射加熱，使 SST 升高，在表層形成穩定的過渡斜溫層，使上層熱量和動量不易向下傳送，限制海洋混合層的向下發展。夜間，因為長波輻射冷卻，使 SST 降低，表層變為不穩定，加上風應力的混合作用，上層海洋混合層較易發展。這種日夜周期的變化，顯示洋面約有 1/4 的時間被加熱，3/4 的時間是被冷卻(Price et al. 1986)。另一方面，由圖 4 中可發現，在觀測的海洋混合層底，具有明顯的內重力波(Peter and Gregg, 1987)，但模式無法模擬這個現象，這亦可能是造成模擬的 SST 較觀測值低，模擬混合層厚度較觀測值深的原因。如何改進模式這方面的缺點，是未來值得努力的方向。

四、結論

南海季風爆發前， H_N 呈現明顯的日夜變化，在白

天時 $H_N > 0$ ，主要是由於 R_N 的貢獻；夜間及清晨由於輻射冷卻使得 $H_N < 0$ ，白天最大的 H_N 約為 900W/m^2 。晚上 H_N 的值約為 -150W/m^2 ，變化較小。此時，可感熱通量的變化不大，平均值約為 50W/m^2 ，潛熱通量的變化亦類似，平均值約在 100W/m^2 ；當季風爆發時， H_N 日夜變化的現象明顯減弱，受到雲量增加和降雨現象，使得淨輻射通量明顯減弱，白天最大的 H_N 約為 200 至 400W/m^2 。但當降雨現象消失、天氣晴朗時 H_N 即顯著回升至 900W/m^2 ，當出現降雨時 H_N 又顯著下降

一維海洋混合層模式可以成功模擬 SST 和海洋混合層的日夜變化，但兩個模式在白天混合層的厚度亦較實際觀測值來的小。同時，觀測的海洋混合層底，具有明顯的內重力波(Peter and Gregg, 1987)，但模式無法模擬這個現象，這亦可能是造成模擬的 SST 較觀測值低、模擬混合層厚度較觀測值深的原因。如何改進模式這方面的缺點，是未來值得努力的方向。

參考文獻：

吳清吉與賈新興, 1992: 海洋大氣邊界層和海洋上層混合層一維耦合模式研究, *大氣科學*, 20, 363-386

陳昭銘、范惠菱, 2003: 南海夏季降兩年際變化與侵台颱風之關係, *大氣科學*, 31, 221-238.

賈新興、吳清吉, 2006: 熱帶西太平洋海-氣通量之研究, *大氣科學*, 34, 127-142.

賈新興、吳清吉, 2005: 南海地區海氣通量之研究, 天氣分析研討會, 台北, 368-373.

賈新興、吳清吉, 1998: 熱帶西太平洋海-氣通量和一維海洋混合層之模擬, *大氣科學*, 26, 157-179.

賈新興, 1992: 洋面大氣邊界層級上層海洋混合層之耦合研究, 國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文, 指導教授吳清吉。

Bradley, F., and R. Weller, 1995: Joint workshop of the TOGA COARE flux and atmospheric working groups, Boulder, Colorado, USA, 11-13 July 1995.

Chen, D., L. M. Rothstein and A. J. Busalacchi, 1994: A hybrid vertical mixing scheme and its application to Tropical ocean models, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 2156-2179.

Chen, J. M., C. P. Chang and T. Li, 2003: Notes and correspondence: Annual Cycle of the South China Sea surface temperature using the NCEP/NCAR reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81, 879-884.

Chern, C. S., and J. Wang, 1988: Modeling the oceanic mixed layer under a variable wind stress, *Seventh Conference on Ocean Atmosphere Interaction*, 199-202.

Ding, Y. H., and L. Yanju, 2001: Onset and the evolution of the summer monsoon over the South China Sea during SCSMEX field experiment in 1998. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79, 255-275.

Garwood, R. W., Jr., 1977: An oceanic mixed layer model capable of simulating cyclic states, *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 455-468.

Gaspar, P., Y. Gregoris, and J.-M. Lefevre, 1990: A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: Tests at station Papa and Long-Term Upper Ocean Study site, *J. Geophys. Res.*, 95, 16179-16193.

Huang, R. H. and F. Y. Sun, 1992: Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 243-256.

Kang, S. D., and F. Kimura, 2003: Effect of tropical SST on Northwest Pacific subtropical anticyclone. Part I: Linear Rossby wave propagation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81, 1225-1242.

Kantha L. H. and C. A. Clayson, 1994: An improved mixed layer model for geophysical applications, *J. Geophys. Res.*, 99, 25235-25266.

Kraus, E. B., and J. S. Turner, 1967: A one-dimensional model of the seasonal thermocline. Part II. *Tellus*, 19, 465-490.

Large, W. G., J. C. McWilliams, and S. Doney, 1994: Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization, *Rev. Geophys.*, 32, 363-403.

Lau K.-M., and H. Weng, 2000: Remote forcing of US summertime droughts and floods by the Asian monsoon? GEWEX news, 10, May Issue, 5-6.

Liu G.-R., T.-H. Kuo, Y.-C. Chen, T.-H. Lin, and C.-K. Liang, 2004: Drought forecasting with sea-atmospheric parameters retrieved from satellite observations, submit to TAO.

Lukas, R., and E. Lindstrom, 1991: The mixed layer of the western equatorial Pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, 96, 3343-3357.

Mellor, G. L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problem. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851-875.

Moum, J. N., D. R. Caldwell, and C. A. Paulson, 1989: Mixing in the equatorial surface layer and thermocline. *J. Geophys. Res.*, 94, 2005-2021.

Niiler, P. P., 1975: Deepening of the wind-mixed layer, *J. Mar. Res.*, 33, 405-422.

Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 41, 373-390.

Peters, H., and M. C. Gregg, 1987: Equatorial turbulence: Mixed layer and thermocline. *Proc. Aha Huliko'a Hawaiian Winter Workshop*, Honolulu, HI, University of Hawaii at Manoa, 25-45.

Price, J. F., 1979: Observations of a rain formed mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 643-649.

Price, J. F., R. A. Weller, and R. Pinkle, 1986: Diurnal cycling: observation and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling and wind mixing. *J. Geophys. Res.*, 91, 8411-8427.

Sui, C.-H., X. Li, M. M. Rienecker, K.-M. Lau, I. Laszlo and R. T. Pinker, 2003: The role of daily surface forcing in the upper ocean over the tropical Pacific: A numerical study. *J. Climate*, 16, 756-766.

Wang, B., I. S. Kang and J. Y. Lee, 2004: Ensemble simulations of Asian-Australian monsoon variability by 11 AGCMs, *J. Climate*, 17, 803-818.

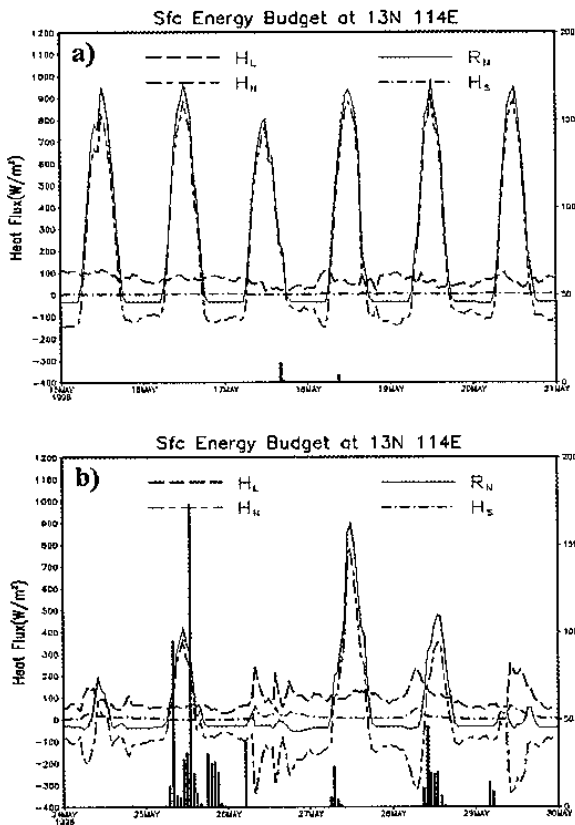


圖 1：a)和b)分別為南海季風爆發前(5月15日至21日)、爆發時(5月24日至30日)海面淨能量收支圖。海面淨熱通量(H_N)可表示為，其中 R_N 為淨輻射通量、 H_L 為潛熱通量、 H_S 為可感熱通量。

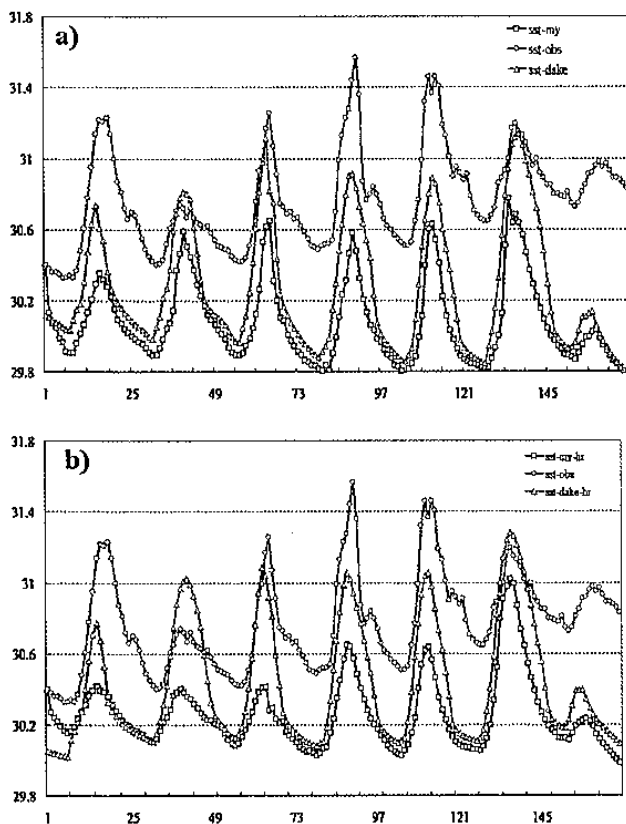


圖 2：5月15日至21日，觀測 SST、My 模式及 Dake 模式模擬的 SST。a)為使用每 10 分鐘一筆的海氣通量，b)為每小時一筆的海氣通量。

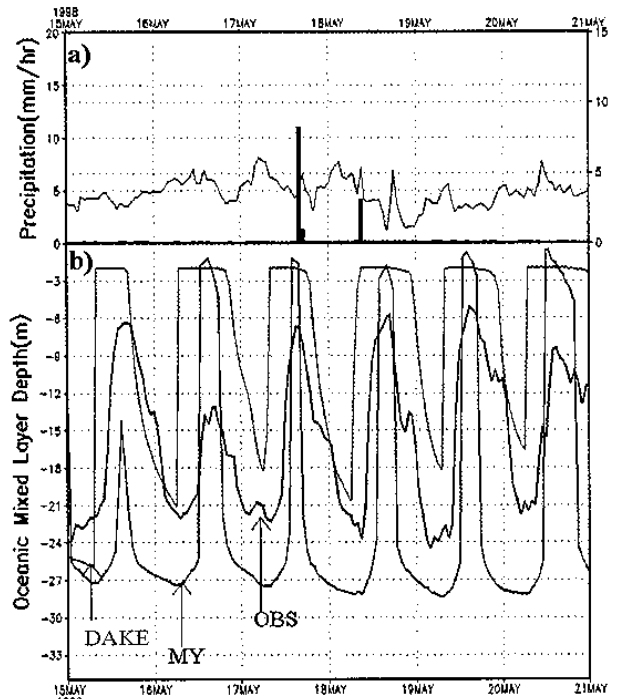


圖 3：同圖 2，但為海洋混合層厚度的變化。

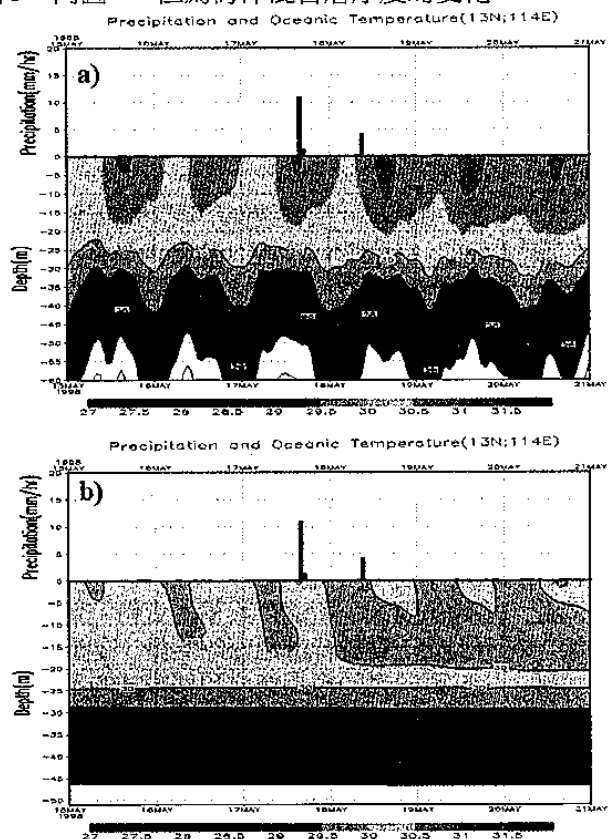


圖 4：a 和 4b 分別是 5 月 15 日至 21 日時觀測和 My 模式模擬的海溫深度-時間變化圖，觀測的降雨變化亦表示於圖的上半部。