

國立台灣大學理學院大氣科學研究所



碩士論文

Department of Atmospheric Sciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

海洋性低雲於不同環境下之特性

Characteristics of Marine Low Clouds Under Various
Environmental Conditions

吳佳瑩

Jia-Ying Wu

指導教授：郭鴻基 博士、吳健銘 博士

Advisor : Hung-Chi Kuo, Ph.D.、Chien-Ming Wu, Ph.D.

中華民國 106 年 3 月

March 2017

致謝



摘要



本研究旨在探討數值理想模式中，海洋性低雲由副熱帶往赤道方向移行時之雲型轉變現象。利用三維向量渦度方程雲解析模式（Vector Vorticity equation cloud-resolving Mode, VVM）模擬東北太平洋海域海洋性低雲由層雲型態轉變至對流胞型態。控制實驗中，海表面溫度增加與大尺度沉降減少等條件以拉格朗日（Lagrangian）軌跡所經過的環境來調整；另外，敏感度實驗則改變邊界層頂之上自由大氣與邊界層內的總水混和比差值（ $-\Delta q_t$ ）及液態水位溫差值（ $\Delta\theta_l$ ），討論水氣含量差異及逆溫強度對於海洋性邊界層低雲雲型轉換期間特性的影響。

控制實驗之模式環境場初始設定為： $-\Delta q_t = 6.34 \text{ g kg}^{-1}$ ； $\Delta\theta_l = 11.16 \text{ K}$ ，發現在模式內雲型會發展為具有較強對流胞的淺積雲與在邊界層頂的層積雲共存的邊界層型態。根據液態水路徑（Liquid Water Path, LWP）的機率密度函數（Probability Density Function, PDF）分析，邊界層內層雲在模式模擬約 45 分鐘後破裂，並於約三個半小時後轉為層積雲底下積雲型態。當增加 $-\Delta q_t$ 時，邊界層內的低雲會提前破裂，也越早發展出對流胞；若 $-\Delta q_t$ 增加（減少） 2.00 g kg^{-1} ，則從自由大氣向下逸入的空氣變得更為乾燥（潮濕），邊界層內層雲破裂提前（延後）約 35 分鐘（1 小時 20 分鐘）；形成層積雲底下積雲型態提前（延後）約 1 小時 50 分鐘（6 小時 25 分鐘）。

倘若降低 $\Delta\theta_l$ ，使得邊界層頂的逆溫減弱，邊界層內的海洋性低雲迅速發展為對流胞結構，在 $\Delta\theta_l$ 減小 4.98 K 的情況下，邊界層內的層雲均會提前破裂，並發展為層積雲底下積雲型態；若 $-\Delta q_t$ 不變（減少 2.00 g kg^{-1} ），邊界層內層雲破裂提前約 50 分鐘（1 小時 40 分鐘）；形成層積雲底下積雲型態提前約 1 小時 30 分鐘（7 小時 20 分鐘），均比有較大 $\Delta\theta_l$ 的環境快 3.8 倍，且邊界層頂的高度成長速率為較大 $\Delta\theta_l$ 環境的 1.7 倍。

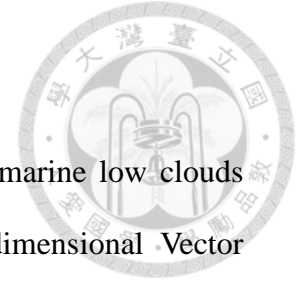
我們發現，自由大氣與邊界層內的水氣含量差異及逆溫強度均對海洋性低雲

在雲型轉換時期的雲層破裂速率、對流胞的生成速率有顯著影響，而邊界層頂的高度成長速率主要受逆溫強度影響。顯示海洋性低雲隨著氣流線往低緯度移行時，自由大氣狀態的重要性。



關鍵字：海洋性低雲、雲型轉換、層積雲底下積雲、液態水路徑

Abstract



This study aims to discuss the cloud structure transition of marine low clouds propagating equatorward from the subtropics. Using the three dimensional Vector Vorticity equation cloud-resolving Model (VVM), idealized experiments are performed to determine the timing of stratus cloud to cumulus-under-stratus transition. In the control experiment, sea surface temperature (SST) increases as the large-scale subsidence decreases following the observational track calculated with the Lagrangian method. Sensitivity experiments are performed by modifying the total water mixing ratio difference ($-\Delta q_t$) and liquid water potential temperature difference ($\Delta\theta_l$) between the free atmosphere and the boundary layer to evaluate the timing of stratus cloud breakup and cumulus-under-stratocumulus cloud development.

The timing of the transition is determined by the liquid water path (LWP) probability density function (PDF) analyses. The results suggest that the stratus clouds breakup occurs around 44 minutes in the control run, and transits to cumulus-under-stratocumulus around 3 hours 28 minutes. While $-\Delta q_t$ increases (decreases) by 2.00 g kg^{-1} , the timing of the stratus clouds breakup advances (postpones) 35 minutes (1 hour 20 minutes), and the timing of the cumulus-under-stratocumulus development advances (postpones) 1 hour 50 minutes (6 hours 25 minutes).

In the experiments when the $\Delta\theta_l$ decreases 4.98 K, the timing of stratus cloud breakup and cumulus-under-stratocumulus development both advances. While $-\Delta q_t$ stays the same (decreases by 2.00 g kg^{-1}), the timing of the stratus clouds breaking advances 50 minutes (1 hour 40 minutes), and the timing of the cumulus-under-stratocumulus development advances 1 hour 30 minutes (7 hours 20

minutes). The timing of the cumulus-under-stratocumulus development is 3.8 times faster as well as the boundary layer height raises 1.7 times faster than the experiments which have higher $\Delta\theta_l$.

The above experiments suggest that the transition of the marine boundary clouds are influenced by both $-\Delta q_t$ and $\Delta\theta_l$. On the other hand, the development of boundary layer depth is mainly influenced by $\Delta\theta_l$.

Keywords : marine low cloud, cloud structure transition, cumulus-under-stratocumulus, liquid water path

目錄



摘要.....	I
Abstract.....	III
第一章 前言.....	1
第二章 模式設定與研究方法.....	7
2-1 模式簡介.....	7
2-2 模式設計.....	7
2-3 資料介紹.....	8
2-4 研究方法.....	9
2-4-1 實驗設計.....	9
2-4-2 不同雲型態的液態水路徑 (Liquid Water Path, LWP) 以及其雲水 垂直分布.....	11
第三章 實驗結果.....	13
3-1 控制實驗 (CTR).....	13
3-2 邊界層頂之上環境影響.....	18
3-2-1 乾化自由大氣 (SD) 實驗及濕化自由大氣 (SW) 實驗.....	18
3-2-2 降低逆溫強度(UC)實驗及同時降低逆溫強度及濕化自由大氣(UW) 實驗.....	22
第四章 結論.....	27
參考文獻.....	30
表.....	35



圖 37

附錄 甲 實驗設定比較..... 54

附錄 乙 名詞解釋..... 55

表目錄

表 1-1 $\kappa = C_p \Delta \theta_e / L \Delta r$ 。層積雲頂海洋性邊界層 (SMBL) 在不同形態下與不同 κ 值下層積雲型轉換的可能性。【取自 Xiao et al. 2011】 35

表 2-1 模式模擬之液態水位溫差值 ($\Delta \theta_l$) 及負總水氣差值 ($-\Delta q_t$) 之設定，表格內為模擬實驗代號。 35

表 3-1 本研究中所有模式模擬的最後模擬時間第 35 ~ 36 小時平均參數，包括雲量 (Cloud fraction, CF)、液態水路徑 (Liquid Water Path, LWP)、邊界層頂高度 (z_i)、舉升凝結高度 (Lifting Condensation Level, LCL)、雲頂高度 (cloud top) 以及雲厚 (cloud depth)。 36

圖目錄

圖 1-1 上圖為可見光衛星雲圖，下圖由右至左為可見光雲圖中紅虛線由上至下剖面雲層示意圖。從可見光雲圖由虛線上至下包括層積雲、封閉胞、開放胞 (以淺積雲的形式出現)，接著進入 ITCZ 的深對流區。由下方示意圖可以看到，在由於沿岸湧升流帶形成的冷洋面上，淺層積雲被壓在很強的下沉逆溫之下，而淺積雲在遠離海岸的暖洋面區轉變至在 ITCZ 伴隨著舉生大量水氣且會下雨的積雨雲系統，並包含了卷雲、雲砧。【取自 Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 2013】 37

圖 1-2 層積雲沿著哈德里環流南移過度至信風積雲之示意圖。(a) 在相當熱力模

式	中，信風逆溫高度往赤道方向之斜率很大(約為每移行 1000 公里上升 2000 公尺)。(b) 在觀測中，信封逆溫往赤道方向之斜率較小(約為每移行 1000 公里上升 300 公尺)。【取自 Schubert et al. 1995】	38
圖 1-3	層積雲的觀測資料，橫坐標為 $\Delta\theta_e$ (K)，縱座標為 $L/C_p \Delta r$ (K)，線代表逸入穩定的臨界值，臨界線右邊為穩定區、左邊為不穩定區。有三分之二以上的層積雲存在於不穩定的環境，表示層積雲的破裂與邊界層頂的逸入不穩定度沒有絕對關係。【取自 Kuo and Schubert 1988】	39
圖 1-4	僅考慮海溫變化狀態下以雲模式模擬海洋性邊界層雲變化，一共分為四個階段。第 24 個小時，層雲頂邊界層。第 48 個小時，深層雲頂邊界層。第 48 個小時，積雲在層積雲下邊界層。第 120 個小時，信風積雲邊界層。【取自 Krueger et al. 1995】	40
圖 2-1	實驗模式初始第零小時之液態水位溫 (θ_l) 及總水混和比 (q_t) 剖面圖。左圖為 θ_l ，右圖為 q_t 。黑色線為 CTR 實驗，右圖中紅色線為 SD 實驗之 q_t 垂直剖面、藍色線為 SW 實驗之 q_t 垂直剖面，左圖中紫色線為 UC 及 UW 實驗之 θ_l 垂直剖面。	41
圖 2-2	底圖為圖 1-4，疊加上本研究控制實驗 (CTR) 四及組敏感度實驗 (SW、SD、UW、UC)。藍線為 $\Delta\theta_l$ 等值線。	42
圖 2-3	(上) a-d 為 MODIS 衛星四種不同結構雲型的 LWP 分布，影像解析度為 1 km、大小為 256×256 km ² ，影像擷取時間為 2000 年八至十月。(下) 上圖 (a-d) 之 LWP PDF。【取自 Wood and Hartmann 2006】	43
圖 3-1	CTR 實驗之浮力積分比 (Buoyancy Integral Ratio, BIR) (黑實線) 及總水混和比差值 (Total Water Mixing Ratio Difference, $q_t d$) (紅實線)。BIR 於模式初期顯現高度上下分離趨勢，並於一小時後迅速下降至低於 0.1，而 $q_t d$ 則隨著模擬時間增加而增加，呈現上下分離的型態。	44
圖 3-2	CTR 實驗之 (a) CF、(b) LWP、(c) z_i (上黑虛線)、LCL (下黑虛線)	

及 CF 垂直分布 (色塊)。	45
圖 3-3 Xiao et al. (2014) 研究之控制實驗 (藍線) 及對照實驗 (紅線, 於模式模擬六小時後將輻射做水平方向平均)。(a) CF、(b) LWP、(c) z_i 。【取自 Xiao et al. 2014】	46
圖 3-4 CTR 實驗零至五小時每小時瞬時 LWP 的 PDF。	47
圖 3-5 CTR 實驗零至五小時每小時瞬時模式模擬 LWP 全域圖。	47
圖 3-6 CTR 實驗第零、一、三、五小時的 q_{cf} 。	48
圖 3-7 CTR 實驗第 5 小時的模擬範圍平均虛位溫 (θ_v) 剖面圖。黑實線為對流上升區、黑短虛線為對流下沉區, 選取標準為大於 $\pm 1 \text{ m s}^{-1}$ 。灰色虛線分別表示實驗第 5 小時之模式平均邊界層頂高度 (z_i)、雲量最大值高度 (CFmax)、及舉升凝結高度 (LCL)。	48
圖 3-8 同圖 3-2, 但為 SD 實驗 (紅線) 實驗及 SW (藍線)。(c)、(d) 分別為 SD 及 SW 實驗之邊界層頂 (z_i) (上黑虛線)、舉升凝結高度 (LCL) (下黑虛線) 及垂直雲量分布 (色塊)。	49
圖 3-9 CTR 實驗。(a,b) 第 44 分鐘、第 3 小時 28 分鐘 LWP 全域圖。(c) 圖 (a) (紅線) 及 (b) (藍線) 之 LWP PDF。	50
圖 3-10 SD 實驗 (a-c) 及 SW 實驗 (d-f)。(a,b,d,e) 第 10 分鐘、第 1 小時 40 分鐘, 第 2 小時 4 分鐘、第 9 小時 54 分鐘 LWP 全域圖。(b,f) 圖 (a,d) (紅線) 及 (b,e) (藍線) 之 LWP PDF。	50
圖 3-11 由左至右分別為 CTR 實驗、SD 實驗及 SW 實驗的 q_{cf} 。紅線為第一個時間點, 藍線為第二個時間點。	51
圖 3-12 同圖 3-2, 但為 UC 實驗 (紅線) 及 UW (藍線) 實驗。(c)、(d) 分別為 UC 及 UW 實驗之邊界層頂 (z_i) (上黑虛線)、舉升凝結高度 (LCL) (下黑虛線) 及垂直雲量分布 (色塊)。	52
圖 3-13 UC 實驗 (a-c) 及 UW 實驗 (d-f)。(a,b,d,e) 第-6 分鐘、56 分鐘, 第	

24 分鐘、第 2 小時 36 分鐘 LWP 全域圖。(b,f) 圖 (a,d) (紅線) 及 (b,e)
(藍線) 之 LWP PDF。.....53

圖 3-14 由左至右分別為 UC 實驗及 UW 實驗的 q_{cf} 。紅線為第一個時間點，藍線
為第二個時間點。.....53

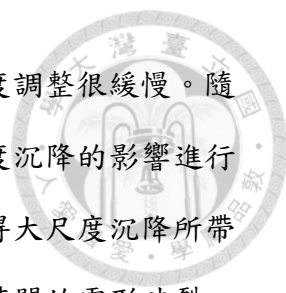


第一章 前言

地球上的雲種以低雲為佔多數，尤其又以在副熱帶海洋上居多，最多可超過50% (Hahn and Warren 2007)。而在副熱帶海洋上的低雲以層雲或層積雲為多數，隨著緯度的減少這些雲的型態會由層狀演變至有少部分雲區破裂的封閉胞、慢慢發展至具有大範圍雲層破裂的開放胞，並於層積雲底下出現淺積雲而上層的層積雲逐漸消散，接著進入間熱帶輻合區 (Intertropical Convergence Zone, ITCZ) (圖 1-1)，這樣由層積雲轉變至信風積雲的過程在東北、東南太平洋及東北、東南大西洋均會發生 (Sandu et al. 2010)。Koren and Feingold (2013) 使用 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) 衛星資料觀察海洋性低雲的結構及演變，發現大多海洋性低雲為封閉胞及開放胞，但兩者的維持時間大不相同：封閉胞的發展周期約可超過十小時，而開放胞的發展週期僅約為三小時。

而低雲大面積的特性能反射掉大量的太陽短波輻射以及阻止長波輻射的逸散，使得層積雲對於地球淨輻射平衡的影響特別大。在 Boers and Mitchell (1994) 的研究中，說明了雲凝結核 (cloud condensation nuclei, CCN) 濃度、雲的光學厚度及雲頂反照率的關係，CCN 增加的話，雲頂反照率也會增加，但若層積雲的光學厚度薄，增加的反照率會被抵消，反之，層積雲的光學厚度厚，雲頂反照率變增加得更多。因此，海洋性低雲的型態變化及存在的時間，對地球能量的收支平衡格外重要，而本研究欲從此動機探討這些海洋性低雲，在在移行時雲型轉換的過程中，這些雲種的轉換速率是否根據給予的環境條件不同而不同。以下我們回顧過去對海洋性邊界層低雲的研究。

海洋性邊界層低雲從副熱帶移行至較低緯地區時，主要受到上方大尺度沉降與下方海表面溫度影響邊界層，在較高緯地區，海溫較低、大尺度沉降較強，而較低緯地區則相反。Schubert et al. (1979a,b) 利用混合層模式模擬海洋性邊界層層積雲的對流狀況，發現混合層內的熱力參數、濕靜能地表通量、水氣對海溫很



敏感，而大尺度沉降對混合層的厚度有影響，但對於雲頂的高度調整很緩慢。隨後 Randall and Suarez (1984) 也利用了混合層模式針對大尺度沉降的影響進行模擬，表示由於邊界層的高度對大尺度沉降的變化不敏感，使得大尺度沉降所帶來的影響發生遲滯，形成短暫的大尺度沉降增加，也能造成長時間的雲形破裂。不過，邊界層的高度變化對於海溫的高反應度，似乎不若觀測那樣的平緩，在 Schubert et al. (1995) 中提及，觀測中雲頂高度的變化速率為每往低緯度移行 1000 公里上升約 300 公尺，但若在單純相當熱力模式下模擬的層積雲雲頂高度變化速率為每往低緯度移行 1000 公里上升約 2000 公尺，兩者差異極大 (圖 1-2)，文中解釋邊界層往低緯地區其高度成長並不快速的原因時，說明除了熱力條件以外，還必須同時考慮動力機制才能完整模擬，亦提及了對較高緯的大尺度沉降的記憶性可能使得邊界層在低緯地區仍有較高緯的大尺度沉降反應。

Wang et al. (1993) 則使用了兩層區域模式模擬指出，增加 $2 \times 10^{-6} s^{-1}$ 的大尺度輻散會減少 20% 的雲量，而 Wang (1993) 說明強的大尺度沉降會減少雲量的原因，是因為沉降會減少上半部雲層的相對濕度，進一步造成雲的破裂、雲量降低，另一方面，該研究也對不同海溫下的雲進行研究，發現在冷海溫下可以模擬出雲量高達 90~100% 並且邊界層混和均勻的結構，但在暖海溫下海洋性邊界層變得不穩定，容易發生雲層與次雲層的分離，並且雲量僅剩下 30 ~ 60 %；Krueger et al. (1995) 在不考慮毛毛雨 (drizzle)、日夜變化、輻散變化及中尺度環流下使用了雲模式模擬，說明在僅有海溫的變化下，海洋性邊界層層雲會有形態上的轉變。Wyant et al. (1997) 利用了二維紊流解析模式，及之後的 Sandu and Stevens (2011) 使用了三維大渦模擬模式，在不考慮其他變量下模擬層積雲在僅增加海溫下的變化，也得到了類似的結論。Chung et al. (2012) 使用了大渦模擬展示在不同的海溫下，邊界層內的層積雲能轉換至不同雲型組成的穩定態，在其中發展的淺積雲熱胞對層積雲層有濕化的作用，並且在邊界層內的雲型由層積雲轉變至淺積雲時，亦同時改變了雲頂長波輻射冷卻與下沉增溫的平衡。



而海洋性邊界層層積雲是否破裂與何時破裂一直是受到關注的科學議題。Lilly (1968) 所提出的逸入不穩定概念，有很長一段時間被認為是決定層積雲破裂與否的主要機制，其不穩定條件為：

$$\Delta\theta_e < 0 \quad (1)$$

這裡的 $\Delta\theta_e$ 是指雲頂上與邊界層內的相當位溫差值。由於相當位溫在濕絕熱過程中為保守量，所以當 $\Delta\theta_e < 0$ ，並且有擾動使雲頂之上的乾暖空氣向下進入層積雲內時，會與雲內的空氣塊混合並降低其飽和度，使原有的雲滴蒸發，這樣的蒸發作用使得氣塊溫度降低，而當氣塊再次達到飽和但還是低於環境溫度時，氣塊所具有的負浮力便會使它繼續向下移動，因而蒸發的過程便會一直自發性的發生，直到雲滴完全被蒸發光為止，這樣的情況稱為逸入不穩定。而若要維持逸入穩定，其條件就是逆溫層內的相當位溫要高於雲頂的相當位溫，如此一來即使層積雲上的空氣受到擾動進入雲內時也不會產生負浮力。

上述的逸入不穩定被 Randall (1980) 稱為逆向第一類條件性不穩定 (Conditional Instability of the First Kind Upside-down, CIFKU)，其不穩定的來源為浮力，與積雲對流中所發生的第一類條件性不穩定 (Conditional Instability of the First Kind, CIFK) 相似，不過兩者間的差異為由不穩定度釋放產生的運動方向相反，CIFK 是由於水氣凝結釋放潛熱產生正浮力使氣塊向上運動，恰恰與上述 CIFKU 產生負浮力而使氣塊向下運動相反，並且，CIFKU 的適用範圍僅限於海洋性邊界層的高度以下。

然而，隨著觀測資料的增加，發現有些層積雲儘管滿足逸入不穩定的條件，卻仍能維持一段時間不破裂，對此 Randall (1980) 與 Deardorff (1980) 認為 Lilly 未考慮到水氣及液態水對浮力的影響，並對此進行校正，利用布氏方程描述不穩定的條件如下：

$$\Delta\theta_e < \kappa \frac{L}{c_p} \Delta q_t \quad (2)$$

$$\kappa = \frac{(1+\gamma)c_p\theta_0/L}{1+(1+\delta)\gamma c_p\theta_0/L} \approx 0.23 \quad (3)$$

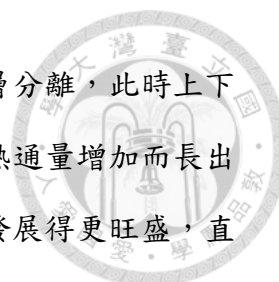
$$\gamma = \frac{L}{c_p} \frac{\partial q^*}{\partial \theta} \quad (4)$$



其中， L 為凝結潛熱， c_p 為乾空氣的定壓比熱，此兩參數為常數； Δq_t 為雲頂上與邊界層內的總水含量差值， q^* 為水氣飽和混合比， $\theta_0 = 288.15 \text{ K}$ ， δ 為水氣液態水對浮力的修正係數， $\delta = 0.608$ 。

儘管逸入不穩定的條件已經過修正，但仍有許多觀測數據顯示理論仍與現實情況有出入。圖 1-3 為 Kuo and Schubert (1988) 所整理的觀測資料，其中有三分之二以上的層積雲即使在不穩定的條件下，仍能維持其結構而不破裂；此外，即便在穩定的條件下層積雲仍有可能破裂。他們對此的解釋是逸入不穩定的條件僅是有助於層積雲破裂，但並不是造成層積雲破裂的唯一機制。在 Yamaguchi and Randall (2008) 的研究中指出，在強不穩定度下的雲會在幾小時內消散，不過長波輻射、地表潛熱通量、或強輻射冷卻都可以抵銷逸入不穩定度對雲的消散作用，使得逸入不穩定的情況下，層積雲不一定會消散。

在 Krueger et al. (1995) 的研究中，海洋性邊界層不再是一直維持著均勻混合的狀態，而是隨著時間、海溫變化發展出兩層邊界層，其變化過程分為四個階段（圖 1-4）：層雲頂邊界層、深層雲頂邊界層、積雲在層積雲下邊界層及信風積雲邊界層，前兩者為整層混合均勻的邊界層，而後兩者則為包含混合均勻的次雲層及分層（部分混合均勻）的雲層。隨後 Bretherton and Wyant (1997) 說明在邊界層環流內若出現過大的負浮力就會形成雲層上下層分離的情況，而增加地表潛熱通量會使得雲淨輻射冷卻增加，驅使上下分離的情況加劇，而分離之後的邊界層會在下層新生淺積雲，這種過程叫做 deepening-warming 機制。Wyant et al. (1997) 亦同意增加地表潛熱通量會使得雲層上下分離的說法，並且將層積雲上



下分離的過程分成兩個階段：首先，由於潛熱通量的增加而雲層分離，此時上下層的雲型不同，上層仍然是原始的層積雲，而下層則是由於潛熱通量增加而長出的零星的淺積雲；接著，由於海表面溫度的增加使得下層積雲發展得更旺盛，直至突破邊界層頂使自由對流大氣的乾空氣向下逸入，蒸發掉上層的層積雲，使層積雲消失並進入由積雲主宰的信風積雲階段。

不過早在 1986 年，Nicholls and Leighton 就觀測到上下分層的邊界層情況，並將其分為混和層及表層，而混和層中則包含了近邊界層頂混和均勻的雲層及其下的次雲層，接著 Turton and Nicholls (1987) 中使用了浮力積分比 (Buoyancy Integral Ratio, BIR, 計算方式請見附錄二) 來做為雲層是否會上下分離的參考值，他們表示， $BIR > 0.4$ 的話雲層會上下分離，不過在 Stevens (2000) 修正了這個標準值，當 $BIR > 0$ 時，層積雲頂邊界層無法維持均勻混和狀態，而當 $BIR > 0.1$ 時，層積雲頂邊界層變會發生顯著的上下分離情況。

Wood (2012) 整理了歷年來對層積雲的研究，說明層積雲除了受到逸入不穩定度的影響而消散，或是由於降水而層積雲變的淺薄之外，還會發生層積雲轉換至積雲的現象，他說明在上下分離的邊界層中，下層發展出的淺積雲在發展初始時會供應水氣以維持上方層積雲的生長，但在積雲發展變得更為活躍之後，會增加邊界層頂的乾空氣逸入，反而會消散層積雲，因此，在邊界層頂之上與邊界層內的溫度差及濕度差，成為在邊界層上下分離之後層積雲會殘留多少的重要因素。Sandu et al. (2010) 利用觀測資料將雲形態轉換速度分類，發現在邊界層頂逆溫強度強時，層積雲需要花較長時間轉換至淺積雲；反之，在邊界層頂逆溫強度弱時，轉換時間便縮短。而 Xiao et al. (2011) 對逸入不穩定對層積雲的影響及型態的轉換有更細緻的分類 (表 1-1)，他們認為若在均勻混合的海洋性邊界層內且有較小的 $\kappa (= C_p \Delta \theta_e / L \Delta q_t)$ 值，則層積雲會維持好長一段時間，若有較大的 κ 值則層積雲會破裂減少，但不太可能發生層積雲轉換的情況；但若是在上下

分離的海洋性邊界層內，較大的 κ 值較可能發生雲型轉換的現象，而較小的 κ 值會使上層層積雲及下層淺積雲共存。

從以上的回顧及實驗我們可以知道，海洋性低雲本身的維持與輻射、海表面溫度、大尺度沉降、逸入不穩定度等相關，而層積雲破碎後邊界層是否會轉為上下分離的邊界層，並發展出淺積雲成為層積雲底下積雲的型態與負浮力通量、逸入不穩定度等相關。本研究欲探討的科學問題是，在海洋性低雲雲種轉換的過程中，這些雲種的轉換速率是否根據給予的環境條件不同而不同，並且可能發生轉換期延後或直接進入新平衡態的現象。在此我們設置一系列雲模式模擬實驗，假想層積雲在副熱帶地區邊界層上下分離的情況下，沿著氣流線移行至較低緯度時，瞭解海表面溫度逐漸上升、大尺度沉降逐漸減少、及邊界層頂不同穩定度等各個因素對海洋性低雲雲型轉換的影響。




第二章 模式設定與研究方法

2-1 模式簡介

Vector Vorticity cloud resolving Model (VVM) 為一根據三維非彈性渦度方程所建構之雲解析模式 (June and Arakawa 2008)。其特點為，非彈性方程保留了積雲對流動力上很好的近似，同時，使用渦度方程可以更直接的表示其他動力過程，因此模式診斷結果可以更直接地表達，並且與預報一致。例如，在非彈性渦度動力中，積雲動量傳送問題可以更簡單的以渦度通量來看，而在原始的動量方程中，則會因為有氣壓擾動項而變得複雜。預報渦度場對三維模擬來說是有利的，因為向量渦度的扭轉效應在三維對流運動動力中扮演重要的角色，而在渦度場中可以明確地訂定出來，並且，當渦度場被預報出來時，非彈性運動所需的三維橢圓方程可以不用氣壓而用垂直渦度解出來。另外，模式中物理參數化包括：雲三相微物理參數化（水氣、雲水、雲冰、雪、雨、霰）（Krueger et al. 1995）、輻射參數化（Rapid Radiative Transfer Model for GCMs, RRTMG; Iacono et al. 2008）、地表通量參數化（Deardorff 1972）、紊流參數化參考 Shutts and Gray（1994）使用一階封閉紊流黏滯係數及擴散係數。這個模式也被用來研究準三維多尺度結構模擬 (June and Arakawa 2010)、地形對濕對流的影響 (Arakawa and Wu 2013; Wu and Arakawa 2014)、及非均質地表通量對日夜變化降水的影響 (Wu et al. 2015)。

2-2 模式設計

本論文的模式設定參考 Xiao et al. (2014) (隨後稱為 X14)。模式模擬範圍考慮計算資源分為高、低兩種模式空間：模式水平格點為 96×96 個網格點，低模式垂直層為 135 層、高模式垂直層為 200 層，兩者水平解析度及垂直解析度均分



別為 150 m 及 30 m，模擬總範圍為水平 14.4 km × 14.4 km、垂直高度 4.05 及 6 km，模式積分步長 (time-step) 為 2 秒。模式預跑時間為一小時、模擬時間為 36 小時，考慮降水過程及長波輻射影響，藉以模擬海洋性邊界層層積雲在上下分離後雲的雲量、型態、垂直結構之變化。模式水平邊界條件採用週期性邊界，模式頂吸收層在低模擬空間為 45、在高模擬空間為 65 層。高、低兩個模式均測試過垂直層及吸收層變化，在本研究中，此兩者變化對邊界層內雲型特性並沒有影響。低模擬空間使用於控制實驗 (CTR) 及 SW、SD 兩個實驗；高模擬空間使用於 UW 及 UC 兩個實驗。

2-3 資料介紹

本研究所使用之初始資料參考 X14，採用拉格朗日 (Lagrangian) 軌跡追蹤方式，追蹤東北太平洋海域海洋性邊界層層雲轉變至淺積雲之氣塊平均狀態。資料來源為 Interim Reanalysis of the European Center of Medium-Range Weather Forecasts (ERA-INTERIM) (Simmons et al. 2008)，空間解析度 $1.5^0 \times 1.5^0$ ，時間解析度 6 小時，資料包括三維風場、溫度場及相對溼度場，資料選取範圍為東北太平洋副熱帶海域 $20 \sim 30^0 \text{N}$ 、 $120 \sim 130^0 \text{W}$ ，在此 $10^0 \times 10^0$ 之隔點內平均分為九個等大小之空間點，利用 Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model (HYSPLIT) 計算三維向前軌跡線，同時得出沿著軌跡線之海表面溫度、大尺度沉降值、及相對濕度與溫度之垂直資料 (Sandu et al. 2010)。追蹤時間為 2006 年及 2007 年六至八月，當地時間每日早上 11 點起始追蹤三天，並取所有軌跡線資料之中位數，以代表層積雲型態轉換及雲量大幅變化的狀態。另外，雲高部分配合 CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) 衛星資料得出平均高度，並且假設邊界層內為均勻混合，其初始液態水位溫 (θ_l)、總水混和比 (q_t)、及水平風場 (u 、 v) 為：



$$\theta_l = \begin{cases} 290.97 & 0 \leq z < 902.52 \text{ m} \\ 290.97 + (302.13 - 290.97) \times \frac{z-902.52}{945.54-902.52} & 902.52 \text{ m} \leq z < 945.54 \text{ m} \\ 302.13 + 5.7 \times 10^{-3} \times (z - 945.54) & 945.54 \leq z < 3000 \text{ m} \end{cases} \quad (5)$$

$$q_t = \begin{cases} 10.46 & 0 \leq z < 902.52 \text{ m} \\ 10.46 + (4.12 - 10.46) \times \frac{z-902.52}{945.54-902.52} & 902.52 \text{ m} \leq z < 945.54 \text{ m} \\ 4.12 - 0.55 \times 10^{-3} \times (z - 945.54) & 945.54 \leq z < 3000 \text{ m} \end{cases} \quad (6)$$

$$u = -2.25 \quad 0 \leq z < 3000 \text{ m} \quad (7)$$

$$v = -5.69 + 1.44 \times 10^{-3} \times z \quad 0 \leq z < 3000 \text{ m} \quad (8)$$

這裡， z 為高度，初始海表面溫度為 $20.6 \text{ }^\circ\text{C}$ (293.75 K)、水平大尺度輻散值在高度 2000 m 以下為 $1.86 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，而高於 2000 m 至模式頂之沉降值固定為 $2000 \times 1.86 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ (沉降值 = 輻散值 $\times z$)。水平風場同樣為所有觀測軌跡線數據之中位數垂直剖面資料。

2-4 研究方法

2-4-1 實驗設計

從前面章節的介紹中我們可以知道，海洋性邊界層雲所在地區的上下邊界及邊界層的垂直結構皆會影響其雲層是否破裂、上下分離或雲型改變。為了要瞭解這些機制對邊界層雲的影響，因此我們設置一個控制實驗 (CTR) 作為本篇研究的控制組。選用 2-3 節中的平均場資料作為 CTR 初始設置，模式模擬經過一小時預跑後的 θ_l 及 q_t 之垂直剖面如圖 2-1 所示，黑色線表示 CTR 實驗的 θ_l 及 q_t 的垂直剖面，並參考 2-3 節中的邊界條件，初始海表面溫度為 $20.6 \text{ }^\circ\text{C}$ (293.75 K)，隨時間每天線性增加 1.8K 、水平大尺度輻散值在高度 2000 m 以下為 $1.86 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 、高於 2000 m 至模式頂之沉降值固定為 $2000 \times 1.86 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ ，輻散值隨時間



每天線性減少 $0.62 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，觀察經過 36 小時之後的雲型態變化。海表面溫度增加速率參照 X14、環境大尺度沉降減少速率參照 Neiburger et al. (1961)，以符合海洋性低雲沿著氣流移行至低緯時所經過的環境。

另外，敏感度實驗從更改邊界層頂以上的大氣環境出發，是為影響邊界層內雲型態的關鍵之一，而其中邊界層的穩定度及自由大氣的水氣量是為最主要的兩個控制變因，因此這裡我們從 $\kappa (= C_p \Delta \theta_e / L \Delta q_t)$ 值出發，我們將此數值稍作整理：

$$\kappa = \frac{C_p \Delta \theta_e}{L \Delta q_t} = 1 + \frac{C_p \Delta \theta_l}{L \Delta q_t} \quad (9)$$

在不同的 $\Delta \theta_l$ 及 Δq_t 情況下會有不同的 κ 值，我們分別對此兩者的變化進行討論，實驗設定參照表 2-1。

在固定邊界層內環境情況下 (θ_l 及 q_t 不變)，將實驗的初始邊界層頂之上環境改變。首先，我們調整自由大氣的 q_t ，分別比 CTR 實驗乾燥 (在自由大氣中減少 2 g kg^{-1} 的 q_t ，SD 實驗) 的實驗和比 CTR 實驗潮濕 (在自由大氣中增加 2 g kg^{-1} 的 q_t ，SW 實驗) 的實驗，如圖 2-1 中 q_t 的垂直剖面，紅色線為 SD 實驗，藍色線為 SW 實驗，同時實驗的邊界層穩定度則顯示如圖 2-2，觀察在邊界層頂之上具有較少或較多 q_t 時，對邊界層內低雲的影響。另外，我們參照相當位溫與液態水位溫的轉換公式 ($\theta_e = \theta_l + \frac{L}{c_p} q_t$)，在與 SD 實驗有相同的相當位溫及與 CTR 實驗有相同的 q_t 情況下，將 $\Delta \theta_l$ 減小，降低邊界層頂之上與邊界層內的溫度差值，是為 UC 實驗，其 θ_l 垂直剖面如圖 2-1 紫色線，此為降低邊界層之穩定度，預期在與 CTR 不同穩定度的情況下邊界層內會有不一樣的雲型結構；而若同時減小 $\Delta \theta_l$ 及 $-\Delta q_t$ (UW 實驗)，使其擁有與 UC 實驗相同的 θ_l 垂直剖面及與 SW 實驗相同的 q_t 垂直剖面，儘管擁有與 CTR 實驗相近的 κ 值，但在邊界層穩定度及自由大氣潮濕程度又與 CTR 實驗不同，仍可能出現不同的雲形變化速率。上述兩個實驗之邊界層穩定度則顯示如圖 2-2。

在這一系列的模式模擬設計中，我們想要瞭解的科學問題著重於海洋性邊界

層低雲的雲型結構轉變，與 Sandu et al. 2010 及 X14 的研究相似，因而選用上述的模擬初始資料及模式設定方法，但模式的選用與參數化方法仍不相同，模式設定比較請見附錄二，並同時列出與前期學長姐對於層積雲的研究的模式模擬設定。學長姊的研究使用不同的初始資料，較著重於在簡化的環境下，層積雲的維持、破裂以及其所維持的穩定態，與本篇研究不相同。

2-4-2 不同雲型態的液態水路徑 (Liquid Water Path, LWP) 以及其

雲水垂直分布

由於在海洋性邊界層內的雲往低緯度移行時逐漸由層雲轉變為封閉胞、開放胞、並逐漸發展層積雲底下積雲，並且我們知道在雲型的轉換過程中會有不同雲型共存的情況，為了進一步瞭解在不同實驗時間中雲型變化的情況，我們使用液態水路徑 (LWP，計算方式請見附錄二) 來判別模式模擬中不同型態的雲。

Wood and Hartmann (2006) 計算在不同海洋性低雲型態的衛星影像中 LWP 的機率密度函數分布 (probability density function, PDF)。他們選取了四種不同型態的海洋性低雲，其衛星影像 LWP 如圖 2-3，圖 2-3 (a-d) 為 MODIS 衛星的 LWP 分布，影像解析度為 1 km、大小為 256×256 km²，影像擷取時間為 2000 年八至十月。圖 2-3 (a) 為在東北太平洋沿岸均勻分布的層雲，並且沒有明顯的中尺度對流胞，邊界層頂高度為 610 m，雲量 (Cloud Fraction, CF) 為 99%；圖 2-3 (b) 為在大陸西南邊海洋的大片層積雲，其形態為未分裂的層積雲，而其中有小的中尺度對流胞形成，邊界層頂高度為 760 m，CF 為 88%；圖 2-3 (c) 為在信風邊界層所存在的大塊破裂狀層積雲胞，邊界層頂高度為 1100 m，CF 為 86%；圖 2-3 (d) 則為呈現開放胞的中尺度對流系統，邊界層頂高度為 1020 m，CF 為 32%。影像 (a) 至 (d) 的 CF 越來越少，在影像上的 LWP 分布也越來越不均勻。以上

四個影像之 LWP PDF 如圖 2-3 下圖所示，影像 (a) 及 (b) 的 LWP PDF 峰值落在 LWP 值為 $60 \sim 80 \text{ g m}^{-2}$ 的區間，而在影像 (c) 及 (d) 的 LWP PDF 峰值則往 LWP 越小的方向移動。而從影像 (a) 至 (d) LWP PDF 越集中，這是由於在影像 (a) 及 (b) 的 LWP 在空間分布上較為均勻、變異度較小，LWP PDF 較容易呈現近似於常態分佈的情況，但隨著層積雲破裂、中尺度對流胞發展、雲量下降，LWP 的空間分布變得不均勻，在雲量稀少的部分變多的情況下，使得 LWP 較小的機率變多，並且在中尺度對流胞發展的地方 LWP 變大，因而使的 LWP 較大的機率也變多。

在隨後的研究中，為了瞭解在模式模擬中雲型變化的時間，我們分別選取模擬實驗中 LWP 的 PDF 分布相似的兩個時間點，作為雲型變化的時間參考。第一個時間點選取為 PDF 峰值落在 LWP 為 $70 \sim 75 \text{ g m}^{-2}$ 區間，相似於圖 2-3 的 (b) 雲型 LWP 的 PDF 分布，表示此時模式內層雲破裂，雲型具有封閉胞特徵；第二個時間點選取為在 LWP 介於 $0 \sim 50 \text{ g m}^{-2}$ 的 PDF 分布由小到大開始呈現單調遞減函數，相似於圖 2-3 的 (c,d) 雲型 LWP 的 PDF 分布，顯示此時有明顯的胞狀結構雲型出現，為進入具有中尺度對流胞發展的積雲在層積雲底下邊界層結構。

由於 LWP 為液態水比濕乘以空氣密度的垂直積分，其所看到的水平影像為整個邊界層內的液態水加總，我們無法得知液態水在垂直上的分布。因此在隨後的模擬結果分析中，同時計算了模式模擬內，每層高度的雲水混和比 ($q_{c(z)}$) 佔全模式中 q_c 含量的百分比 ($q_{c\text{total}}$)，我們稱之為 q_{cf} ：

$$q_{cf}(z) = \frac{q_{c(z)}}{q_{c\text{total}}} \times 100\% \quad (10)$$

藉以了解雲的分布在不同的模擬時間及模擬實驗中的變化。

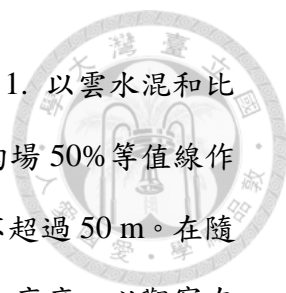


第三章 實驗結果

3-1 控制實驗 (CTR)

本控制實驗 (CTR) 由浮力積分比 (Buoyancy Integral Ratio, BIR) 值算出”是否具有上下分離的潛勢”, 結果顯示於圖 3-1, 圖中左縱軸及圖中黑線表示 BIR, 灰色虛線為判斷是否具有上下分離趨勢之 BIR 臨界值 0.1, 大於 0.1 表示邊界層具有上下分離趨勢, 右縱軸及圖中紅線表示總水混和比差值 (Total Water Mixing Ratio Difference, q_{td}), 數值越大表示邊界層內上下層所含有之總水混和比差異越大。圖中顯示 CTR 實驗 BIR 及 q_{td} 隨時間之變化, 在模擬初期第一小時 BIR 高達 0.2, 具有高度的上下分離的趨勢, 隨後便一直維持在 0.1 的臨界值以下, 甚至在模擬三小時後 BIR 降至 0.05 以下, 但若使用 q_{td} 計算上下分離情況則發現, 此數值隨時間逐漸升高, 代表邊界層內環流上下分離形成混合層與表層的情況更為顯著, 推測即使在模擬初期發生由浮力驅使的上下分離在模擬一小時之後 BIR 便低於 0.1, 但邊界層內的上下分離情況已開始, 並未因為 BIR 值下降而回復成原本均勻混和的邊界層結構。在模擬時間六小時後 q_{td} 穩定增加, 而 BIR 則在模擬時間 12 小時後維持在 0.02 以下。

圖 3-2 為 CTR 實驗之 CF、LWP、邊界層頂 (z_i)、舉升凝結高度 (Lifting Condensation Level, LCL) 及 CF 垂直分布之時序圖。圖 3-2 (a) 顯示 CTR 實驗之 CF, 於模擬時間四小時後 CF 下降至 80 %, 並且 CF 持續下降至模擬時間 22 小時, CF 約為 50% 左右, 隨後直至模擬結束時 CF 一直維持在 50 ~ 60 % 之間。圖 3-2 (b) 顯示 CTR 實驗之 LWP, LWP 自模擬起始至模擬時間 4.5 小時由 100 g m^{-2} 下降至 27 g m^{-2} , 隨後 LWP 隨著時間有些微成長, 至模擬結束時第 35 ~ 36 小時平均 LWP 為 33 g m^{-2} 。圖 3-2 (c) 顯示 CTR 實驗之 z_i 及 LCL, 圖中上黑虛線為 z_i 高度、下黑虛線為 LCL 高度, 這裡訂定 z_i 的方法為模式模擬範圍平均位溫梯




度最大值作為 z_i 高度，另外，亦使用另外兩種方法測定 z_i 高度：1. 以雲水混和比含量 5 % 等值線作為 z_i 高度、2. 以模式模擬範圍中相對濕度平均場 50% 等值線作為 z_i 高度，以此三種訂定 z_i 方法所訂出的 z_i 相仿，其差距最大不超過 50 m。在隨後的實驗中，我們均以模式模擬範圍平均位溫梯度最大值作為 z_i 高度，以觀察在不同邊界層穩定度情況下邊界層的高度改變。在 CTR 實驗中， z_i 高度維持穩定成長，在模擬時間 36 小時後 z_i 高度為 1538 m，而 LCL 高度則穩定緩慢下降，在模擬 36 小時後下降了 83 m。在此期間，近邊界層頂的 CF 由 70 % 以上下降至 30 ~ 50 % 之間，並且 CF 維持穩定，而在 LCL 高度之上，在實驗第二天起出現明顯的次雲層，CF 約在 5 ~ 10 %，與其上方的雲層中間有約 400 m 近乎無雲區，明顯分為上下兩層雲。

這裡，我們比較本研究所選用的模式初始資料 X14 所做的模擬實驗(圖 3-3)，除了模式初始資料相同以外，X14 還考慮了太陽短波輻射、較大的模式模擬空間(水平解析度 300 m、垂直解析度 30 m；網格點數水平 192×192 個網格點、垂直 100 個網格點)，並且使用不同的模式模擬(WRF)(詳細模式設定差異請見附錄一)。在 X14 中提及，若將實驗模擬解析度提高、空間縮小(水平解析度 150 m、垂直解析度 30 m；網格點數水平 128×128 個網格點、垂直 100 個網格點)，在模擬的第二天起 CF 的變化變得相當大，並且 LWP 相較於大模擬空間小了很多，顯示不同的解析度及模式空間大小決定了模式內雲的變化。在本實驗 CTR 中，於模式模擬四小時 CF 便下降至 80 %，相較於 X14 的控制實驗(圖 3-3 (a))至第二天才有 CF 減少的情況。並且從 X14 的另一組 CF 下降速率較快的實驗(於模式模擬六小時後將輻射做水平方向平均)比較中顯示，雲層 CF 減少較快，LWP 也減少較多(圖 3-3 (b)，與 X14 控制實驗最大相差 40 g m^{-2})，也更容易在混和層底部新生積雲，比對本研究 CTR 實驗，比 X14 的控制實驗 CF 下降更快(於模式模擬 12 小時後 CF 最大下降 40%)、LWP 亦在模式模擬 12 小時後下降至約 30 g m^{-2} ，並且於混和層底部新生積雲，推測可能由於在較小水平模擬空間下，雲層在破裂



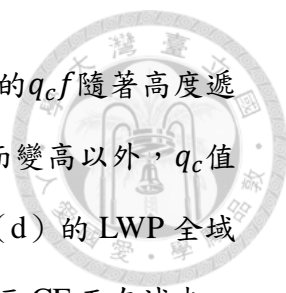
後容易因為雲層自我維持機制減弱而更容易消散，例如雲頂輻射冷卻效應大幅減少，減弱雲層內部的環流。

在實驗兩小時之後發現淺積雲已開始在層積雲底下形成，下層淺積雲隨時間發展至邊界層頂，積雲的較強對流伴隨著補償性下沉會將自由大氣中的乾暖空氣帶至邊界層內，加速邊界層內的層積雲消散；不過，積雲發展至邊界層頂的同時會將低層水氣帶往邊界層頂，抵消部分因補償性下沉而變得乾暖的邊界層，亦有助於層積雲的維持，而後積雲頂部開始發展水平方向雲砧狀雲，在其下的積雲尾失去垂直動力逐漸消散後，僅剩頂端雲砧狀雲而進入層積雲型態，如此因積雲消散而新生長的層積雲在實驗後期不斷存在著。圖 3-4 為 LWP 之機率密度函數 (PDF)，橫軸為 LWP，縱軸為 LWP 的 PDF，圖中為從模擬時間第零小時至第五小時之每小時 LWP 的瞬時 PDF，根據 Wood and Hartmann (2006) 所展示在邊界層內開放胞與封閉胞之 LWP 的 PDF，若趨於封閉胞之 LWP 的 PDF 峰值界於 $50 \sim 80 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ ，而開放胞之 LWP 的 PDF 極值則會趨近於零，並且相較於封閉胞存在較大量的高 LWP。對照本 CTR 實驗，在實驗模擬一小時時出現與 Wood and Hartmann (2006) 封閉胞結構相似之 LWP 的 PDF，並且在 CTR 實驗模擬時間四小時時出現與 Wood and Hartmann (2006) 開放胞結構相似之 LWP 的 PDF，顯示 CTR 實驗在雲形態上的改變。若從 LWP 的俯視圖來看，圖 3-5 為 CTR 實驗第零小時至第五小時每小時瞬時 LWP 全模擬範圍俯視圖，從圖 3-5 (a) 可以看到 CTR 實驗第零小時的 LWP 分布，此時雲型為明顯的封閉胞結構，並且在雲內的 LWP 值較為接近，多數 LWP 值落在 $50 \sim 150 \text{ g m}^{-2}$ 之間。在 CTR 實驗第一小時的 LWP 俯視圖 (圖 3-5 (b)) 中，可以看到大片的 LWP 值下降，而在少數區域則有明顯的 LWP 值上升，顯示有發展較旺盛的小對流胞生成。在 CTR 實驗第二小時的 LWP 俯視圖 (圖 3-5 (c)) 中，可以看到 LWP 為 $0 \sim 50 \text{ g m}^{-2}$ 之間的部分變多，表示雲的破裂程度變大，而在出現 LWP 高值的部分變多、極值也變大，LWP 最大可超過 250 g m^{-2} ，從圖 3-4 的 LWP 每小時瞬時 PDF 圖也可看出，此時



的 LWP PDF 圖形出現長尾，顯示 LWP 出現少量但大值的現象，而 PDF 峰值往 LWP 較少的方向移動表示著大面積的雲內 LWP 正在減少。在 CTR 實驗第三小時的 LWP 俯視圖（圖 3-5 (d)）中，出現更大範圍的 LWP 零值區，並且在 $25 \sim 50 \text{ g m}^{-2}$ 之間的 LWP 減少，而少量但 LWP 大於 250 g m^{-2} 的區域一直存在，顯示在 LWP 較小甚至雲層消失的情況下不影響旺盛的小對流胞生成。而在 CTR 實驗第四、五小時的 LWP 俯視圖（圖 3-5 (e,f)）中可以看到， $25 \sim 50 \text{ g m}^{-2}$ 之間的 LWP 持續減少，但同時也可以看到大於 250 g m^{-2} 的 LWP 區域並無減少。若從圖 3-4 可以看出，接近零值的 LWP 範圍隨時間不斷增加，而 LWP 超過 200 g m^{-2} 以上的值並無減少，顯示在雲的形態上慢慢發展為範圍小但強的對流行式，而非層狀雲的均勻分布。

接著我們從雲水混和比 (q_c) 的水平平均垂直分布機率來看，圖 3-6 為 CTR 實驗第零、一、三、五小時的 $q_c f$ 。黑色實線為實驗第零小時的 $q_c f$ ，可以看到雲層由高度約 600 m 至 1000 m 呈現線性成長後減少的情況，而 $q_c f$ 最多的高度位在約 900 m 左右，占 17%，此時所呈現的雲分布為混和均勻的邊界層，並未在層積雲底下發展出淺積雲，而從圖 3-5 (a) 也可看出，此時期並未出現具有大 LWP 值的對流胞。實驗模擬時間經過一小時之 $q_c f$ ，為圖 3-6 中紅線所顯示之值，此時雲底高度下降到 500 m，並且在其上約 200 m 以內之 $q_c f$ 迅速下降，僅剩 1% 左右，在接近雲頂的最大值 $q_c f$ 上升到 22%，但實際 q_c 值從 0.47 g kg^{-1} 略為下降至 0.42 g kg^{-1} ，表示著 CF 在減少的過程中，垂直分布上開始出現極化的現象。同時，邊界層內的環流結構也不再是混和均勻的狀態，開始出現上下分離，由 750 m 以上 CF 比率較高的雲層及 750 m 以下至 500 m CF 比率較低的次雲層與 500 m 以下無雲的表層所構成；而從圖 3-5 (b) 也可看出，此時的 LWP 有超過 200 g m^{-2} 並且範圍不大的區域，顯示著旺盛的小對流胞生成，並且依舊留有範圍廣泛、但 LWP 值分布較小、較均勻的雲層。在模擬時間一小時的次雲層約僅有 200 m 厚，而至模擬時間三小時的次雲層厚度約有 300 m。圖 3-6 的藍線為實驗模擬時間經過三



小時之 q_{cf} ，在次雲層的 q_{cf} 呈現均勻的1%，有別於模擬一小時的 q_{cf} 隨著高度遞增，而雲區的部分除了有高度上的變化，隨著邊界層頂的升高而變高以外， q_c 值再下降至 0.22 g kg^{-1} ，顯示著雲層CF一直在減少；而從圖3-5(d)的LWP全域圖可以看到，在模擬範圍內開始有大面積的LWP零值區出現，顯示CF正在減少，但LWP超過 200 g m^{-2} 的小範圍極值區依然存在，表示旺盛的小對流胞依舊活躍。圖3-6的紫線為實驗模擬時間經過五小時之 q_{cf} ，在次雲層區相較於實驗第三個小時 q_{cf} 上升了0.6%，而在雲區的 q_{cf} 則下降了1.3%，實際 q_c 值更下降到 0.15 g kg^{-1} ，顯示在雲區的CF不斷地在減少，不過，雲區與次雲區的 q_{cf} 依舊相差十倍以上；從圖3-5(f)的LWP全域圖可以看到，LWP較低、範圍較廣的雲區大部分出現在LWP超過 200 g m^{-2} 的對流胞周圍，在模式模擬第零小時出現的封閉胞型態已完全不存在。

圖3-7為CTR實驗在第5小時的模擬範圍平均對流上升及下沉區的虛位溫(θ_v)剖面圖，黑色實線為上升速度大於 1 m s^{-1} 之平均 θ_v ，黑色短虛線則為下沉速度大於 -1 m s^{-1} 之平均 θ_v ，灰色虛線由圖中上至下分別表示實驗第五小時之模式平均邊界層頂高度(z_i)、CF最大值高度(CFmax)、及舉升凝結高度(LCL)，而平均CF大於20%的區域為高度920 m至1070 m的範圍。此時CTR實驗的邊界層內型態為上下分離，分為920 m至邊界層頂1219.76 m的雲區、LCL(450 m)以上至920 m的次雲區、及LCL以下的表層區。在雲區及次雲區，上升氣流由於凝結增溫而 θ_v 上升，根據Bretherton(1997)，這樣的機制可以部分抵銷逸入蒸發冷卻的情況，在CTR實驗中，在CFmax層以上便無較大的上升氣流，而大於 -1 m s^{-1} 的下沉氣流仍可維持到高度約1070 m的雲區，並且從圖3-7中可以看出，從1050 m至1070 m處的下沉氣流的 θ_v 下降約1 K，顯示在越接近邊界層頂處的逸入冷卻作用越強；而下沉氣流由於蒸發的關係在雲層內溫度迅速下降，但下降至雲底以下時，由雲層所形成的雲底輻射增溫可以抵銷部分蒸發冷卻，使得其下的次雲層溫度隨高度遞減下降得較為緩慢。



3-2 邊界層頂之上環境影響

3-2-1 乾化自由大氣 (SD) 實驗及濕化自由大氣 (SW) 實驗

本小節討論將 $\Delta\theta_l$ 固定的情況之下，更改 Δq_t 對邊界層內結構的影響，分別為乾化自由大氣（增加 $-\Delta q_t$ ，SD）實驗及濕化自由大氣（減少 $-\Delta q_t$ ，SW）實驗。在近邊界層頂CF的維持中，邊界層頂的逸入會影響近邊界層頂層雲的破裂速度，若逸入的空氣較為乾燥，則層雲雲水被蒸發的情況則較為顯著，反之，若逸入的空氣較為潮濕，則層雲雲水被蒸發的情況便較為趨緩，層雲型態也得以維持較長時間。

圖 3-8 (a,b) 之紅線為 SD 實驗之 CF 及 LWP 時序圖。圖 3-8 (a) 顯示 SD 實驗之 CF，於模擬時間一個半小時後 CF 迅速下降至 80%，而後 CF 持續下降至模擬時間 14 小時，CF 約為 40% 左右，隨後直至模擬結束時 CF 一直維持在 35~45% 之間。圖 3-8 (b) 顯示 SD 實驗之 LWP，LWP 自模擬起始至模擬時間 3 小時由 82 g m^{-2} 下降至 25 g m^{-2} ，隨後 LWP 隨著時間有些微成長，至模擬結束時第 35~36 小時平均 LWP 為 39 g m^{-2} 。圖 3-8 (c) 為 SD 實驗之 z_i 、LCL 及 CF 垂直分布時序圖， z_i 高度維持穩定成長，在模擬時間 36 小時後 z_i 高度為 1561 m，而 LCL 高度則自模擬開始至結束沒有太大變化，在模擬 36 小時後僅下降了 28 m，對於模式來說，在垂直方向僅相差一個網格點。而在 CF 垂直分布方面，近邊界層頂的 CF 隨著時間明顯減少，至模擬時間結束時 CF 僅有 20~30%，並且在其下方的次雲層與上方的雲層明顯分離，中間形成一大片近乎無雲的區域。


圖 3-8 (a,b) 之藍線為 SW 實驗之 CF 及 LWP 時序圖。圖 3-8 (a) 顯示 SW 實驗之 CF，於模擬時間 17 時後 CF 才下降至 80%，而後 CF 緩慢下降，直至模擬結束時 CF 仍有 70% 的高 CF 值，比 SD 實驗模擬結束時的 CF 多將近一倍。圖

3-8 (b) 顯示 SW 實驗之 LWP，LWP 自模擬起始至模擬時間 11 小時由 115 g m^{-2} 下降至 28 g m^{-2} ，隨後 LWP 隨著時間變動不大，至模擬結束時第 35 ~ 36 小時平均 LWP 為 31 g m^{-2} 。圖 3-8 (d) 為 SW 實驗之 z_i 、LCL 及 CF 垂直分布時序圖， z_i 高度維持穩定成長，在模擬時間 36 小時後 z_i 高度為 1514 m，而 LCL 高度則穩定緩慢下降，在模擬 36 小時後下降了 136 m。而在 CF 垂直分布方面，近邊界層頂的 CF 至模擬時間結束時仍保有超過 50%，並且在其下方的次雲層 CF 略比 CTR 實驗多，並佈滿整個次雲層，較不容易分辨由 LCL 高度發展的雲層或維持在近邊界層頂的雲層。

從 CF 上看來，在 CTR 實驗、SD 實驗及 SW 實驗中，以 SW 實驗的 CF 維持在最高的百分比，而 SD 實驗則 CF 下降得最快。LWP 方面亦以 SD 實驗下降得最迅速、CTR 實驗次之、而 SW 實驗最為緩慢，但在三個實驗模擬時間經過 12 小時後均趨於穩定，尤其又以 SW 實驗的 LWP 隨時間的波動最小（30 ~ 35%），猜測可能在 SW 實驗中的對流胞的發展較其他兩個實驗弱，在 LWP 上的平均值的波動便較弱。另外，值得一提的是，在 SW 實驗前六小時雲量均維持 100%，但 LWP 卻穩定下降，對照圖 3-8 (d) 的 CF 垂直分布情形，可以看到在模擬開始之後，近邊界層頂 CF 超過 70% 的厚度正在逐漸減少，判斷 LWP 下降的主要原因來自於近邊界層頂層雲的雲厚下降。在模擬時間 35 ~ 36 小時平均 LWP 為 SD 實驗最大、CTR 實驗次之、而 SW 實驗最小（表 3-1），但與最低的 SW 實驗相差不到 10 g m^{-2} ，差距很小。邊界層頂的高度成長則對於自由大氣的水氣含量變化較不敏感，在 CTR 實驗、SD 實驗及 SW 實驗中， z_i 高度以 SD 實驗成長最快，但與其餘兩個實驗的 z_i 成長速率亦與 SD 實驗相差不大，在三個實驗的模擬時間 35 ~ 36 小時平均 z_i 高度相差不超過 50 m；而 LCL 的高度以 SD 實驗下降得最少，隨著邊界層頂之上的水氣增加，LCL 的高度下降得越快，這樣的 LCL 高度差異可能與次雲層的對流胞發展強弱相關。

另外，由於在 CTR、SD 及 SW 三個實驗中的 LWP 減少的速率不相同，其

LWP 的 PDF 分布隨時間的分布亦不相同，因此我們利用第 2-4-2 節分辨雲型變化的兩個時間參考點作為分析，並且繪製出 qcf 圖以瞭解雲在垂直空間上分布的比例。圖 3-9 (a,b) 分別為 CTR 實驗的兩個時間點 LWP 模擬空間水平分布情況，圖 3-8 (c) 的紅線及藍線分別為 (a) 與 (b) 的 LWP 的 PDF 分布，上半部為 PDF 值域在 $0 \sim 0.023 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ 的 LWP 的 PDF 分布圖，下半部為 PDF 值域在 $0 \sim 0.001 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ 的 LWP 的 PDF 分布圖，這裡畫出的 LWP 區間為 $0 \sim 600 \text{ g m}^{-2}$ 。可以發現在模擬時間約 45 分鐘時的 LWP 分布呈現層積雲封閉胞的情況，但其中夾雜著些許小區域、但 LWP 較高的旺盛小對流，而 PDF 極值的兩邊大致呈現對稱的高斯分布，不過有少量的雲區 LWP 大於 150 g m^{-2} ，佔模擬範圍的 3.1 %。在模擬時間第 3 個半小時的 LWP 分布呈現小區域對流胞發展更為旺盛的情況，已經開始有 0.6 % 的模擬範圍 LWP 超過 300 g m^{-2} ，並且在對流胞周圍環繞著較低的 LWP 區域，由於 PDF 分布在 LWP 為 $0 \sim 50 \text{ g m}^{-2}$ 呈現單調遞減函數，在水平 LWP 分布上很大一部分皆為零，表示此空間在垂直分布上沒有雲的存在，而 LWP 低於 50 g m^{-2} 的區域有 64.2 %，超過一半的模擬空間。圖 3-10 為 SD 實驗 (a-c) 及 SW 實驗 (d-f) 的第一 (a,d)、第二時間點 (b,e) LWP 模擬空間水平分布情況，時間顯示於圖標，而圖 3-10 (c,f) 分別為 SD 及 SW 實驗在這兩個時間的 LWP 的 PDF 分布，第一時間點為紅線、第二時間點為藍線，上半部為 PDF 值域在 $0 \sim 0.023 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ 的 LWP 的 PDF 分布圖，下半部為 PDF 值域在 $0 \sim 0.001 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ 的 LWP 的 PDF 分布圖。在第一時間點時，SD 實驗與 CTR 實驗在 LWP 低於 50 g m^{-2} 的區域相似，均有較多的低 LWP 值域，佔模擬空間的 31.5 %，不過 CTR 實驗略少，有 20.5 %，而 SD 實驗 LWP 高於 150 g m^{-2} 的區域非常少，僅有 0.5 %，從圖 3-10 (a) 中可以看出，與 CTL 實驗相比，SD 實驗的雲層破裂的程度較為明顯，但具有 LWP 小範圍極大值的對流胞並未發生。相對地，在 SW 實驗的第一個時間點雲層破裂的情況比 CTR 實驗還要不顯著 (圖 3-10 (d))，但 LWP 高於 150 g m^{-2} 的區域為 CTR 實驗的兩倍，佔模擬範圍 7.5 %，顯示小區域的對流胞發展較為活躍。從時間上來看，從



模式模擬開始至雲層破裂為封閉胞結構的時間以 SD 實驗最短，僅需約 10 分鐘，最長則為 SW 實驗，需要約 2 小時左右，亦可從圖 3-2 (b)、圖 3-8 (b) 中可以看出，SD 實驗的 LWP 下降速率最快、SW 最慢；而在此時間點 LWP 低於 50 g m^{-2} 的區域以 SD 實驗最多、SW 實驗最少，這可以反映在 CF 的減少上，顯示在邊界層頂之上的自由大氣越乾，邊界層內雲層破裂的速率越快。到了 LWP 的 $0 \sim 50 \text{ g m}^{-2}$ 的 PDF 分布呈現單調遞減函數時(圖 3-10(b,e))，SD 實驗及 SW 實驗在 LWP 的 PDF 分布表現上均呈現極化現象，LWP 大於 300 g m^{-2} 及小於 50 g m^{-2} 的範圍均增加，CTR 實驗亦有相同的趨勢。LWP 小於 50 g m^{-2} 的範圍以 SW 實驗為最多，高達 85.8%，而 LWP 大於 150 g m^{-2} 的範圍為僅有 14.2%，但其中，大於 300 g m^{-2} 的範圍為三組實驗中最多，有 1.4%，在 SW 實驗中僅有 0.2%，這是由於小區域的對流胞強度需要時間發展，而 SD 實驗是三個實驗中最早達到第一及第二的時間點的實驗，因此 SD 實驗的區域強對流胞發展得最少。但若均以模擬時間最後一個小時(第 35 ~ 36 小時)平均來計算，具有最多模擬範圍為 LWP 超過 300 g m^{-2} 的實驗為 SD 實驗，佔全模擬水平面積的 47.8%，其次為 CTR 實驗，佔全模擬水平面積的 41.1%，最少的為 SW 實驗，佔全模擬水平面積的 39.0% (圖未示)，顯示在自由大氣有較少水氣的情況下，海洋性低雲除了層狀雲較容易破裂之外，小區域的對流胞的生長也較為旺盛。

在 q_c 的垂直分布上，三個實驗在以上兩個時間點的分布比率亦不相同。圖 3-11 為 CTR 實驗、SD 實驗及 SW 實驗的 q_{cf} ，在 LWP 值為 $70 \sim 75 \text{ g m}^{-2}$ 有 PDF 峰值的第一個時間點上，CTR 實驗的雲層厚度有 250 m、SW 有 225 m，並且在其下有次雲層的發展，而 SD 實驗的分層現象則較不明顯，這是因為模式模擬時間僅有 10 分鐘， q_{cf} 的分布上較接近於模式初始設定。到了 LWP 的 $0 \sim 50 \text{ g m}^{-2}$ 的 PDF 分布呈現單調遞減函數時的第二個時間點，由於 SW 實驗的模擬時間最久，將近 10 個小時，因此邊界層頂的高度最高，但三個實驗的雲層厚度接近，均約為 225 m，顯示雲層厚度減少的速率為 SD 實驗最快、CTR 實驗次之、SW 實驗最慢，而在



次雲層的 q_c 含量比率以 SD 實驗為最多，佔有 1.54 %、SW 實驗最少，僅有 0.91 %，表示在次雲層的對流發展亦受到自由大氣的水氣含量影響：自由大氣越乾燥，次雲層的雲發展越迅速。

在相同的大尺度環境條件下，從較為乾燥的自由大氣至較潮溼的自由大氣模式模擬實驗排列中，我們可以發現其邊界層頂的高度成長率略降，而在雲型的改變上，雖然實驗模擬最終均為由淺對流雲及上層層積雲共存的邊界層型態，但層雲破裂速率及淺對流的生長速率均不相同，以具有最少自由大氣水氣的 SD 實驗的雲型變化速率最快、CTR 實驗次之、具有最多自由大氣水氣的 SW 實驗為最慢。從 κ 值來看，SD 實驗、CTR 實驗及 SW 實驗的 κ 值分別為：0.46、0.29 及 -0.03，顯示在上下分離的邊界層中，越高的 κ 值越容易具有快速的雲型轉換條件，而越低的 κ 值則轉換得越慢，此一結果與 Xiao et al.(2011)說明 κ 值在上下分離的邊界層內對雲型態轉變的影響類似。

3-2-2 降低逆溫強度 (UC) 實驗及同時降低逆溫強度及濕化自由大氣

(UW) 實驗

在降低逆溫強度 (減少 $\Delta\theta_l$, UC) 的實驗中，在邊界層內及其上的 θ_l 差異減小情況下，維持邊界層的逆溫現象趨緩，邊界層變得不穩定，使得邊界層頂之上的逸入率變大。圖 3-12 (a,b) 之紅線為 UC 實驗之 CF 及 LWP 時序圖。圖 3-12 (a) 顯示 UC 實驗之 CF，於模擬開始時 CF 便僅有 90 %，顯示在模式域跑的時間內雲層已開始破裂，在模擬時間 30 分鐘後 CF 下降至 80 %，而後 CF 持續下降至模擬時間第 5 小時，CF 約為 30% 左右，而後隨著時間仍有些微下降，在 17 小時 30 分有最低 CF，為 22.5 %，但隨後 CF 些微上升，至模擬結束時第 35 ~ 36 小時平均 CF 為 32 %。圖 3-12 (b) 顯示 UC 實驗之 LWP，LWP 自模擬起始至模擬

時間約一小時由 65 g m^{-2} 下降至 24 g m^{-2} ，隨後 LWP 隨著時間成長，至模擬結束時第 35 ~ 36 小時平均 LWP 為 61 g m^{-2} 。圖 3-12 (c) 顯示 UC 實驗之 z_i 、LCL 及 CF 垂直變化時序圖， z_i 高度維持穩定成長，至模擬結束時第 35 ~ 36 小時平均 z_i 高度為 1993 m；而 LCL 高度則自模擬開始至結束沒有太大變化，在模擬 36 小時後僅下降了 40 m。近邊界層頂的 CF 在實驗模擬三小時後便下降至 30 % 以下，為在所有實驗中 CF 下降最快的實驗，並且在其後 CF 均維持在 10 ~ 20 % 之間，而在本實驗中，有零星但明顯的雲存在於 z_i 之上，推測為對流胞發展的過衝雲頂所形成，並且持續提高邊界層頂高度，在邊界層頂不斷上升的情況下，次雲層與雲層的雲分離現象更為明顯。

另一方面，我們在降低逆溫強度的情況下，同時加濕邊界層頂之上的自由大氣，使之為同時具有 UC 實驗的不穩定邊界層及 SW 實驗的潮濕自由大氣的 UW 實驗，觀察在更動此兩個條件下對邊界層內雲型的影響。圖 3-12 (a,b) 之藍線為 UW 實驗之 CF 及 LWP 時序圖。圖 3-12 (a) 顯示 UW 實驗之 CF，在模擬時間約 4 小時 15 分鐘後 CF 下降至 80 %，而後 CF 持續下降至模擬時間約 11 小時 30 分，CF 約為 57% 左右，而後隨著時間有些微振盪，CF 約在 55 ~ 60 % 之間，至模擬結束時第 35 ~ 36 小時平均 CF 為 58 %，比 UC 實驗 CF 多將近一倍左右。圖 3-12 (b) 顯示 UW 實驗之 LWP，LWP 自模擬起始至模擬時間約 4 小時 30 分由 98 g m^{-2} 下降至 24 g m^{-2} ，隨後 LWP 隨著時間成長，至模擬結束時第 35 ~ 36 小時平均 LWP 為 44 g m^{-2} 。圖 3-12 (d) 顯示 UW 實驗之 z_i 及 LCL 及 CF 垂直變化時序圖， z_i 高度維持穩定成長，至模擬結束時第 35 ~ 36 小時平均 z_i 高度為 2022 m；而 LCL 高度在模擬 36 小時後下降了 100 m。相較於 UC 實驗，UW 實驗的邊界層頂 CF 減少地較為緩慢，所維持的 CF 也較多，約在 30 ~ 50 % 之間，不過同時也有零星但明顯的雲存在於 z_i 之上，其 z_i 成長速率亦與 UC 實驗接近。

從 CF 上來看，在 CTR 實驗、UC 實驗及 UW 實驗中，CTR 實驗及 UW 實驗維持 CF 在 90 % 以上的時間相近，而 UC 實驗則下降得最快，顯示在降低邊界層


頂逆溫強度的情況下，在邊界層內的 CF 減少較快，在模擬結束時的 CF 也較低，但若在同樣弱逆溫的情況下加濕自由大氣，則 CF 的變動較小，推測在邊界層逸入增加的情況下，較潮濕的空氣逸入能夠減緩邊界層內雲量的下降。在 LWP 方面，亦同樣以 UC 實驗下降得最迅速、CTR 實驗及 UW 實驗相近，但與 CTR 實驗不同的是，在 LWP 下降之後 UC 及 UW 實驗均有較明顯再上升的趨勢，尤其又以 UC 實驗的 LWP 隨時間的成長最大，因此在模擬時間 35~36 小時平均 LWP 為 UC 實驗最大、UW 實驗次之、而 CTL 實驗最小。另外，UC 實驗在弱逆溫的情況下 LWP 在模擬時間初期減少較快，這是由於邊界層較為不穩定而逸入增加使得 LWP 迅速減少。而在減弱邊界層頂逆溫後， z_i 的成長則相對於 CTR 實驗高出許多，UW 實驗在模擬時間 35~36 小時平均 z_i 高度與 CTR 實驗相差 585 m，成長速率為 CTR 實驗的 1.7 倍，不過 UC 實驗的 z_i 與 UW 實驗的 z_i 高度相似，由此可以知道， z_i 取決於邊界層頂逆溫的大小，邊界層頂逆溫越小，則 z_i 成長越快。

圖 3-13 為 UC 實驗 (a-c) 及 UW 實驗 (d-f) 的第一 (a,d)、第二時間點 (b,e) LWP 模擬空間水平分布情況，時間顯示於圖標，而圖 3-13 (c,f) 分別為 UC 及 UW 實驗在這兩個時間的 LWP 的 PDF 分布，上半部為 PDF 值域在 $0 \sim 0.023 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ 的 LWP 的 PDF 分布圖，下半部為 PDF 值域在 $0 \sim 0.001 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ 的 LWP 的 PDF 分布圖。在具有相同 PDF 極大值區段的時間 (第一時間點) 的 PDF 分布為圖中紅線，需要注意的是，在 UC 實驗開始前的模式預跑時段內已達第一時間點，因此時間以距離模式開始時間表示，此時在 UC 實驗中相較於 CTR 實驗具有較多 LWP 低於 50 g m^{-2} 的區域，佔模擬空間的 34.2 %。而 LWP 高於 150 g m^{-2} 的區域僅有 1.9 %，從圖 3-13 (a) 中可以看出，與 CTL 實驗相比，UC 實驗的雲層破裂的程度較為明顯，甚至比 SD 實驗雲層破裂得更多，LWP 接近零值的區域從圖 3-13(c) 中亦可看出為本研究中所有實驗在第一個時間點上最多的一個。另一方面，在 UW 實驗的第一個時間點雲層破裂的情況比 UC 實驗還要少許多 (圖 3-13 (d))，LWP 少於 50 g m^{-2} 的範圍僅有 UC 實驗的五分之二，並且 LWP 高於 150 g m^{-2} 的區域也

略少於 UC 實驗，僅佔模擬範圍的 1.3 %，但從圖 3-13 (f) 的下圖中可以看出，UW 實驗已有少許 LWP 高於 200 g m^{-2} 的雲區。從時間上來看，從模式模擬開始至圖 3-9、圖 3-13 的第一個時間點所需的時間以 UC 實驗最短，在模式時間前 6 分鐘便已到達第一時間段，其次為 UW 實驗，需要約 45 分鐘，與 CTR 實驗較為相似，亦可從圖 3-2、圖 3-12 (b) 中可以看出，UC 實驗的 LWP 下降速率最快、UW 實驗與 CTR 實驗相近；而在此時間點 LWP 低於 50 g m^{-2} 的區域以 UC 實驗最多、UW 實驗最少，並反映在 CF 的減少上，顯示在邊界層頂逆溫越弱、不穩定度約高、逸入程度越大，邊界層內雲層破裂速率越快，但若再加濕自由大氣，則邊界層內的雲層破裂速率便會由於逸入的空氣較為潮濕而趨緩。到了 LWP 的 PDF 分布呈現單調遞減函數時的第二個時間點 (圖 3-13 (b,e))，UC 實驗及 UW 實驗在 LWP 的 PDF 表現上均呈現極化現象，LWP 大於 300 g m^{-2} 及小於 50 g m^{-2} 的範圍均增加，與前一小節討論的 SD 實驗及 SW 實驗具有相同的趨勢。在這裡，LWP 小於 50 g m^{-2} 的範圍以 UC 實驗為最多，高達 92.8 %，相對地，在 UC 實驗 LWP 大於 150 g m^{-2} 的範圍為三個實驗中最小，僅有 2 %。以模擬時間最後一個小時 (第 35 ~ 36 小時) 平均來計算，UC 實驗為在模擬範圍具有最多 LWP 超過 300 g m^{-2} 的實驗，佔全模擬面積的 71.8 %，其次為 UW 實驗，佔全模擬面積的 65.1 %，而 CTR 實驗則僅有 41.1 %，顯示在弱逆溫的情況下，海洋性低雲可以發展出大量的小區域的對流胞。

從 UC 實驗中我們可以發現，在 $\Delta\theta_l$ 變小的情況下，邊界層頂的逆溫變得較為微弱、邊界層較不穩定，乾空氣更容易進入邊界層內，使得雲層大量消散，取而代之的是由混和層底部新生的積雲；而在隨著 SST 增加、大尺度沉降減少的情況下，積雲發展變得更加旺盛，邊界層頂的高度受到積雲的發展不斷向上延伸，並且讓邊界層頂的溫度梯度逐漸減小。

q_c 的垂直分布顯示於圖 3-14，分別為 UC 實驗及 UW 實驗的 $q_c f$ ，在 LWP 值為 $70 \sim 75 \text{ g m}^{-2}$ 有 PDF 峰值的第一個時間點上，UC 實驗與 UW 實驗的上下分層



現象均較不明顯。到了 LWP 的 $0 \sim 50 \text{ g m}^{-2}$ 的 PDF 分布呈現單調遞減函數時的第二個時間點，此二實驗的雲層厚度與 CTR 實驗相同，而在次雲層的 q_{cf} 以 UC 實驗為最多，佔有 1.94 %，UW 實驗則有 1.6 %，兩個實驗均高於 CTR 實驗的次雲層 q_{cf} ，表示在次雲層與雲層的活躍程度在減弱邊界層頂逆溫強度後亦有所改變：邊界層頂逆溫強度越弱、越不穩定，次雲層的雲發展佔整個模擬範圍的 CF 比例越大。

在相同的大尺度環境條件下，若改變邊界層頂逆溫的強度，則會直接改變在邊界內雲的型態。本小節所測試的兩組實驗，皆比 CTR 實驗之初始邊界層頂逆溫弱，而在自由大氣的水氣設定上 UC 實驗與 CTR 實驗相同、UW 實驗與 SW 實驗相同。從實驗結果來看，在相同的自由大氣水氣含量下，具有較弱的邊界層頂逆溫實驗的海洋性低雲破裂的速率較快，並且在實驗最終有較多的對流胞生成，邊界層頂高度也較高，顯示在較弱的邊界層頂逆溫、不穩定的情況下，對流胞更容易生成、邊界層頂越高。




第四章 結論

在副熱帶海洋上的低雲為覆蓋地球表面上最多的雲種，而海洋性低雲的種類會隨著緯度的減少而改變，由層雲破裂成封閉胞層積雲，再逐漸發展成開放胞，並於層積雲底下出現淺積雲而上層的層積雲逐漸消散，接著在往低緯度移行時進入間熱帶輻合區 (Intertropical Convergence Zone, ITCZ)。為了瞭解層積雲沿著氣流線，由副熱帶一路往低緯度移行時所發生的雲型態變化，我們設計了沿著氣流線隨著時間改變海表面溫度 (sea surface temperature, SST) 及大尺度沉降的實驗，並且改變自由大氣的水氣含量、邊界層頂的逆溫強度，討論此兩者對於海洋性邊界層低雲雲型轉換期間的特性影響。

在會上下分離的邊界層中，我們可以從控制實驗 (CTR) 中看到，分離出的下層雲會沿著 LCL 高度線不斷長出新的淺積雲，並隨時間發展至邊界層頂，這樣較強的對流伴隨著補償性下沉，會將自由大氣中的乾暖空氣帶至邊界層內，加速邊界層內的層積雲消散，但同時對流胞在發展至邊界層頂時，開始往水平方向發展，隨後在邊界層頂長出雲砧的雲型，在積雲柱逐漸失去動力消散後，僅剩上方雲砧轉變為層積雲，在實驗中這樣的雲型轉變一直發生，如此便維持著具有較強對流胞的淺積雲與在邊界層頂的層積雲共存的邊界層型態。從液態水路徑 (liquid water path, LWP) 的機率密度函數 (probability density function, PDF) 來看，CTR 實驗的雲型態由封閉胞轉換至開放胞的對流系統：邊界層內雲層於模擬時間 44 分鐘破裂，並於 3 小時 28 分鐘轉為層積雲底下積雲型態。而 z_i 的高度隨時間穩定上升，並且雲量 (cloud fraction, CF) 在模擬時間進入第二天後維持穩定，顯示著在隨著時間增加 SST 及減少大尺度沉降的情況下，邊界層內雲的變化呈現動平衡的狀態。


當我們改變邊界層頂之上自由大氣與邊界層內的總水混和比差值 ($-\Delta q_t$)，及液態水位溫差值 ($\Delta \theta_l$) 時，便會改變這樣的平衡狀態。首先，若 $-\Delta q_t$ 較 CTR



實驗大 2.00 g kg^{-1} (CTR 實驗之 $-\Delta q_t = 6.34 \text{ g kg}^{-1}$) (SD 實驗) 的情況下，則從自由大氣向下逸入的空氣變得更加乾燥，邊界層內雲層破裂提前約 30 分鐘，形成層積雲底下積雲型態提前約 1 小時 50 分鐘；反之，若 $-\Delta q_t$ 較控制實驗小 2.00 g kg^{-1} (SW 實驗)，邊界層內雲層破裂延後約 1 小時 20 分鐘，形成層積雲底下積雲型態延後 6 小時 25 分鐘，並且三組實驗在模擬時間 35 ~ 36 小時的平均 CF 呈現線性變化 (表 3-1)。然而改變 $-\Delta q_t$ 對邊界層高度 (z_i) 的成長影響較小，SD 及 SW 實驗在模擬時間 35 ~ 36 小時的平均 z_i 相差不到 50 m，而 CTR 實驗的 z_i 高度則介於兩者之間 (表 3-1)。從雲型態的改變上來看，SD 及 SW 實驗與 CTR 實驗具有相同的雲型轉變，但從封閉胞轉換至開放胞的對流系統的速率不同。


倘若降低 $\Delta\theta_l$ (UC 實驗)，使得邊界層頂的逆溫強度降低，邊界層內的海洋性低雲迅速發展至對流胞結構，較容易提升邊界層頂高度，因此邊界層頂的高度成長率加速，在比 CTR 實驗的 $\Delta\theta_l$ 小 4.98 K 的情況下，邊界層頂的高度成長速率為 CTR 實驗的 1.7 倍，同時由於邊界層頂逆溫較弱，原先存在於近邊界層頂的低雲較容易因為自由大氣的乾空氣逸入而破裂迅速，相較於 CTR 實驗，邊界層內層雲破裂提前約 50 分鐘；形成層積雲底下積雲型態提前約 1 小時 30 分鐘，並且在所有的模擬實驗第 35 ~ 36 小時的平均有最少的 CF、最大的 LWP；若在與 UC 實驗擁有相同的 $\Delta\theta_l$ 環境剖面下減少 $-\Delta q_t$ (UW 實驗)，近邊界層頂的雲層會因為自由大氣逸入的空氣較 UC 實驗潮濕，而破裂較慢，並且在模擬實驗第 35 ~ 36 小時擁有較 UC 實驗高的 CF，但層雲破裂時間及形成層積雲底下積雲型態亦較 SW 實驗提前：邊界層內層雲破裂提前約 1 小時 40 分鐘、形成層積雲底下積雲型態提前約 7 小時 20 分鐘。從雲型態的改變上來看，UC 及 UW 實驗從封閉胞轉換至開放胞的對流系統的速率，均比在相同的 $-\Delta q_t$ 環境剖面下生成對流胞速率快 3.8 倍，顯示在 $\Delta\theta_l$ 較小的環境剖面中，海洋性低雲更容易轉換至對流系統。

在本研究中，我們探討了在不同的環境下的海洋性低雲的型態轉變，藉由



LWP 及其 PDF 分布分析，我們發現海洋性低雲的雲型變化，受邊界層逆溫強弱或邊界層與自由大氣的濕度差異影響，並希望在未來能以更明確的方法來辨別邊界層內的雲型，例如用立體的模擬結構判定不同的海洋性低雲雲種，來確定在不同時期海洋性低雲的雲型及其變化的結構細節，進一步用於改進氣候模式裡低雲對於輻射的回饋機制，進而使模式的地球能量收支平衡更為完善。

參考文獻

- 
- Arakawa, A., and C.-M. Wu, 2013: A unified representation of deep moist convection in numerical modeling of the atmosphere. *Part I. J. Atmos. Sci.*, **70**, 1977–1992
- Boers, R., and R. M. Mitchell, 1994: Absorption feedback in stratocumulus clouds—Influence on cloud-top albedo. *Tellus A*, **46**, 229–241.
- Bretherton, C. S., and M. C. Wyant, 1997: Moisture transport, lower tropospheric stability and decoupling of cloud-topped boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 148–167.
- Chung, D., G. Matheou, and J. Teixeira, 2012: Steady-state large-eddy simulations to study the stratocumulus to shallow cumulus cloud transition. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 3264–3276.
- Deardorff, J. W., 1972: Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 91–115.
- , 1980: Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Bound. Layer Meteor.* **18**, 495–527.
- Hahn, C. J., and S. G. Warren, 2007: A gridded climatology of clouds over land (1971–96) and ocean (1954–97) from surface observations worldwide. Carbon Dioxide Information Analysis Center Tech. Rep. NDP-026E, 71 pp.
- Iacono, M. J., J. S. Delamere, E. J. Mlawer, M. W. Shephard, S. A. Clough, and W. D. Collins, 2008: Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *J. Geophys. Res.*, **113**, D13103.
- Jung, J.-H. and A. Arakawa, 2008: A three-dimensional anelastic model based on the vorticity equation. *Mon. Wea. Rev.* **135**, 276–294.

——. and ——, 2010: Development of a quasi-3d multiscale modeling framework: motivation, basic algorithm and preliminary results. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **2**, 31 pp.



Koren, I., and G. Feingold, 2013: Adaptive behavior of marine clouds. *Sci. Rep.*, **3**, 2507, doi:10.1038/srep02507.

Krueger, S.K., G.T. McLean, and Q. Fu, 1995: Numerical simulation of the stratus-to-cumulus transition in the subtropical marine boundary layer. Part I: Boundary-layer structure. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2839–2850.

Kuo, H.-C., and W. H. Schubert, 1988: Stability of cloud-topped boundary layers. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 887-916.

Lilly, D. K., 1968: Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **94**, 292–308.

Neiburger, M., D. S. Johnson and C. W. Chien, 1961: Studies of the structure of the atmosphere over the Eastern Pacific Ocean in summer, I: The inversion over the Eastern North Pacific Ocean. *Univ. Calif. Publ. Meteor.*, **1**, No. 1.

Nicholls, S., 1984: The dynamics of stratocumulus: aircraft observations and comparisons with a mixed layer model. *QJR Meteorol Soc.* **110**, 783-820.

——, and J. Leighton, 1986: An observational study of the structure of stratiform cloud sheets: Part I. Structure. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 431–460.

Randall, D. A., 1980: Conditional Instability of the First Kind Upside-Down. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 125-130.

——, and M. J. Suarez, 1984: On the Dynamics of Stratocumulus Formation and Dissipation. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3052-3057.

Sandu, I., B. Stevens and R. Pincus, 2010: On the transitions in marine boundary layer cloudiness. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 2377-2391.

——, and ——, 2011: On the factors modulating the stratocumulus to cumulus transitions, *J. Atmos. Sci.*, **68**, 1865–1881.

Schubert, W. H., J. S. Wakefield, E. J. Steiner, and S. K. Cox, 1979: Marine stratocumulus convection, Part I: Governing equations and horizontally homogeneous solutions. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1286-1307.

——, ——, ——, and ——, 1979: Marine stratocumulus convection, Part II: Horizontally inhomogeneous solutions. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1308-1324.

——, P. E. Ciesielski, C. Lu and R. H. Johnson, 1995: Dynamical adjustment of the trade wind inversion layer. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2941-2952.

Shutts, G. J., and M. E. B. Gray, 1994: A numerical modeling study of the geostrophic adjustment process following deep convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1145–1178.

Simmons, A. and S. Uppala and D. Dee and S. Kobayashi, 2006/2007: ERA-INTERIM: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards, *ECMWF Newsletter*, **110**, 25–35.

Stevens, B., 2000: Cloud transitions and decoupling in shear-free stratocumulus-topped boundary layers. *Geophys. Res.Lett.*, **27**, 2557-2560.

Turton, J. D. and S. Nicholls, 1987: A study of the diurnal variation of stratocumulus using a multiple mixed layer model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 969-1010.

Wang, S., 1993: Modeling marine boundary layer clouds with a two-layer model: A one-dimensional simulation. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 4001-4021.

——, Albrecht, B. A., and Minnis P., 1993: A regional simulation of marine boundary-layer clouds. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 4022–4043.

Wood, R., and C. S. Bretherton, 2004: Boundary layer depth, entrainment and decoupling in the cloud-capped subtropical and tropical marine boundary layer. *J. Climate*, **17**, 3575-3587.

——, 2012: Review: Stratocumulus clouds. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2373–2423.

Wyant, M. C., C. S. Bretherton, H. A. Rand, and D. E. Stevens, 1997: Numerical simulations and a conceptual model of the stratocumulus to trade cumulus transition. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 168-192.

Wu, C.-M., and A. Arakawa, 2011: Inclusion of surface topography into the vector vorticity equation model (VVM), *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **3**, M06002.

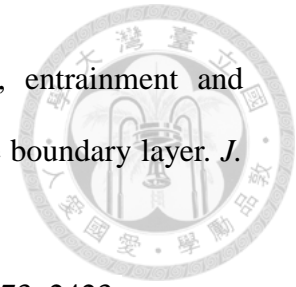
——, and ——, 2014. A unified representation of deep moist convection in numerical modeling of the atmosphere. Part II. *J. Atmos. Sci.* **71**, 2089–2103.

——, Lo, M.-H., Chen, W.-T., Lu, C.-T., 2015. The impacts of heterogeneous land surface fluxes on the diurnal cycle precipitation: A framework for improving the GCM representation of land-atmosphere interactions. *J. Geophys. Res.* **120**, 3714–3727.

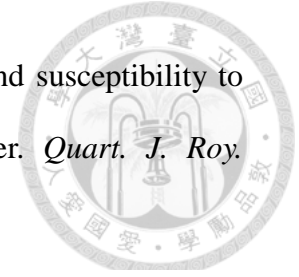
Xiao, H.; Wu, C. M.; Mechoso, C. R., 2011. Buoyancy reversal, decoupling and the transition from stratocumulus-topped to trade cumulus-topped marine boundary layers. *Climate Dyn.*, **37**, 971–984, doi:10.1007/s00382-010-0882-3.

——, W. I. Gustafson Jr., and H. Wang, 2014: Impact of subgrid-scale radiative heating variability on the stratocumulus-to-trade cumulus transition in climate models. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 4192-4203

Yamaguchi, T., and D. A. Randall, 2008: Large-eddy simulation of evaporatively driven entrainment in cloud-topped mixed layers. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1481-1504.



Zhang, Y., B. Stevens, and M. Ghil, 2005: On the diurnal cycle and susceptibility to aerosol concentration in a stratocumulus-topped mixed layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1567–1583.



林佑宇，2015：重力波動對層積雲系統垂直結構及雲量之影響，國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文，85 頁。

蔡佳穎，2015：層積雲動力系統之分歧現象，國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文，67 頁。

表



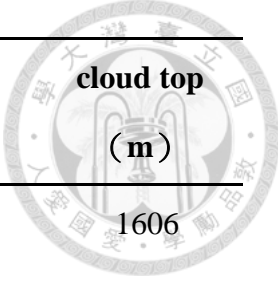
	Decoupled SMBL	Well-mixed SMBL
Large κ	(A) Stratocumulus is destroyed, and the transition is highly probable.	(B) Stratocumulus is reduced, but the transition is highly unlikely.
Small κ	(C) Stratocumulus and the “controls” from the cloud-top on the underlying cumulus cloud layer is still significant.	(D) No transition occurs.

表 1-1 $\kappa = C_p \Delta \theta_e / L \Delta r$ 。層積雲頂海洋性邊界層 (SMBL) 在不同形態下與不同 κ 值下層積雲型轉換的可能性。【取自 Xiao et al. 2011】

變更 $\Delta \theta_l$ 及 Δq_t 實驗

$\Delta \theta_l$ / $-\Delta q_t$	6.18 K	11.16 K
4.34 g kg ⁻¹	UW (Unstable, Wet) $\kappa = 0.43$	SW (Stable, Wet) $\kappa = -0.03$
6.34 g kg ⁻¹	UC (Unstable, same as CTR) $\kappa = 0.61$	CTR (ConTrol Run) $\kappa = 0.29$
8.34 g kg ⁻¹		SD (Stable, Dry) $\kappa = 0.46$

表 2-1 模式模擬之液態水位溫差值 ($\Delta \theta_l$) 及負總水氣差值 ($-\Delta q_t$) 之設定，表格內為模擬實驗代號。



	CF (%)	LWP (g m ⁻²)	z_i (m)	LCL (m)	cloud top (m)
CTR	55	33	1538	388	1606
SD	39	39	1561	448	1645
SW	71	31	1514	333	1567
UC	32	61	1993	442	2161
UW	58	44	2022	373	2152

表 3-1 本研究中所有模式模擬的最後模擬時間第 35 ~ 36 小時平均參數，包括雲量 (Cloud fraction, CF)、液態水路徑 (Liquid Water Path, LWP)、邊界層頂高度 (z_i)、舉升凝結高度 (Lifting Condensation Level, LCL)、雲頂高度 (cloud top) 以及雲厚 (cloud depth)。

圖

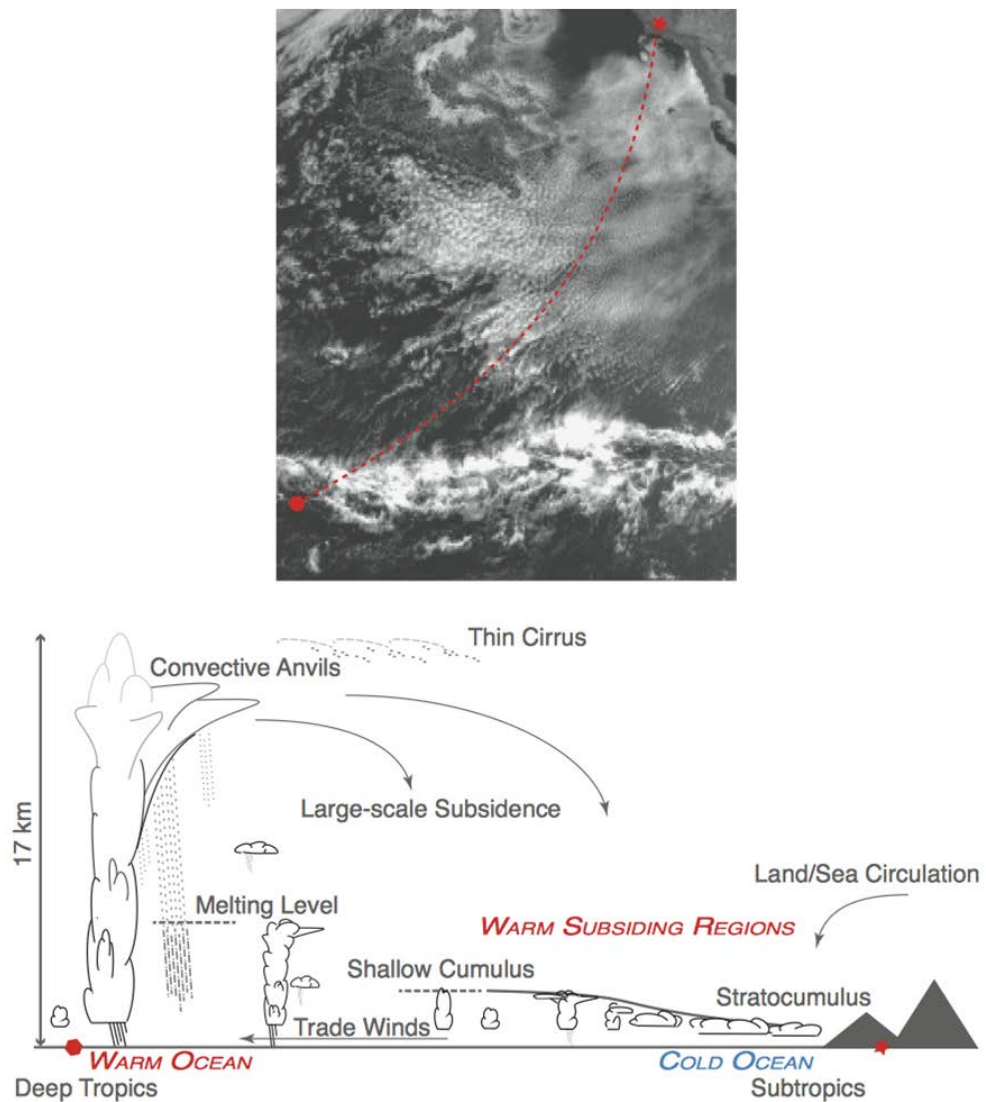


圖 1-1 上圖為可見光衛星雲圖，下圖由右至左為可見光雲圖中紅虛線由上至下剖面雲層示意圖。從可見光雲圖由虛線上至下包括層積雲、封閉胞、開放胞（以淺積雲的形式出現），接著進入 ITCZ 的深對流區。由下方示意圖可以看到，在由於沿岸湧升流帶形成的冷洋面上，淺層積雲被壓在很強的下沉逆溫之下，而淺積雲在遠離海岸的暖洋面區轉變至在 ITCZ 伴隨著舉生大量水氣且會下雨的積雨雲系統，並包含了卷雲、雲砧。【取自 Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 2013】

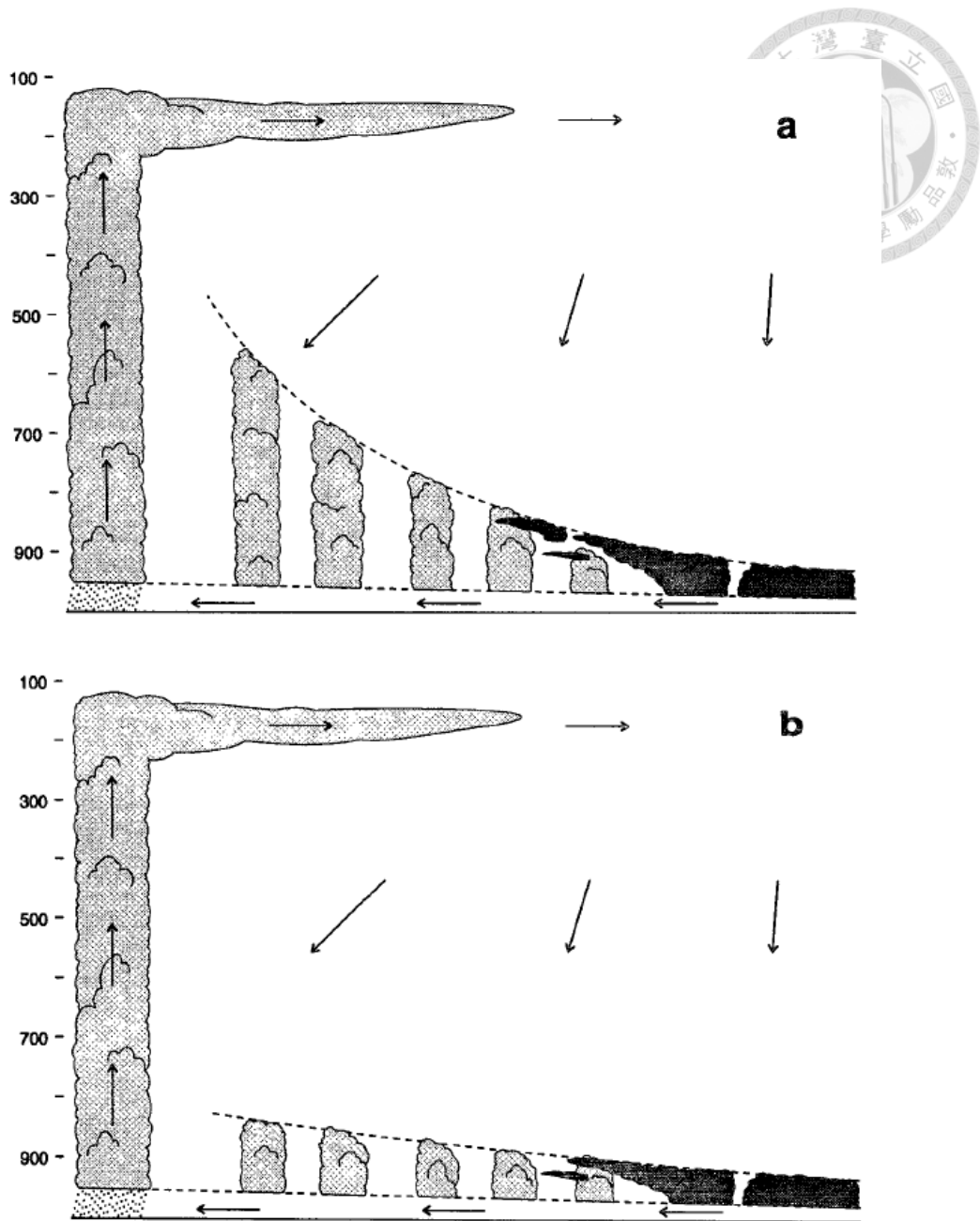


圖 1-2 層積雲沿著哈德里環流南移過度至信風積雲之示意圖。(a) 在相當熱力模式中，信風逆溫高度往赤道方向之斜率很大（約為每移行 1000 公里上升 2000 公尺）。(b) 在觀測中，信封逆溫往赤道方向之斜率較小（約為每移行 1000 公里上升 300 公尺）。【取自 Schubert et al. 1995】

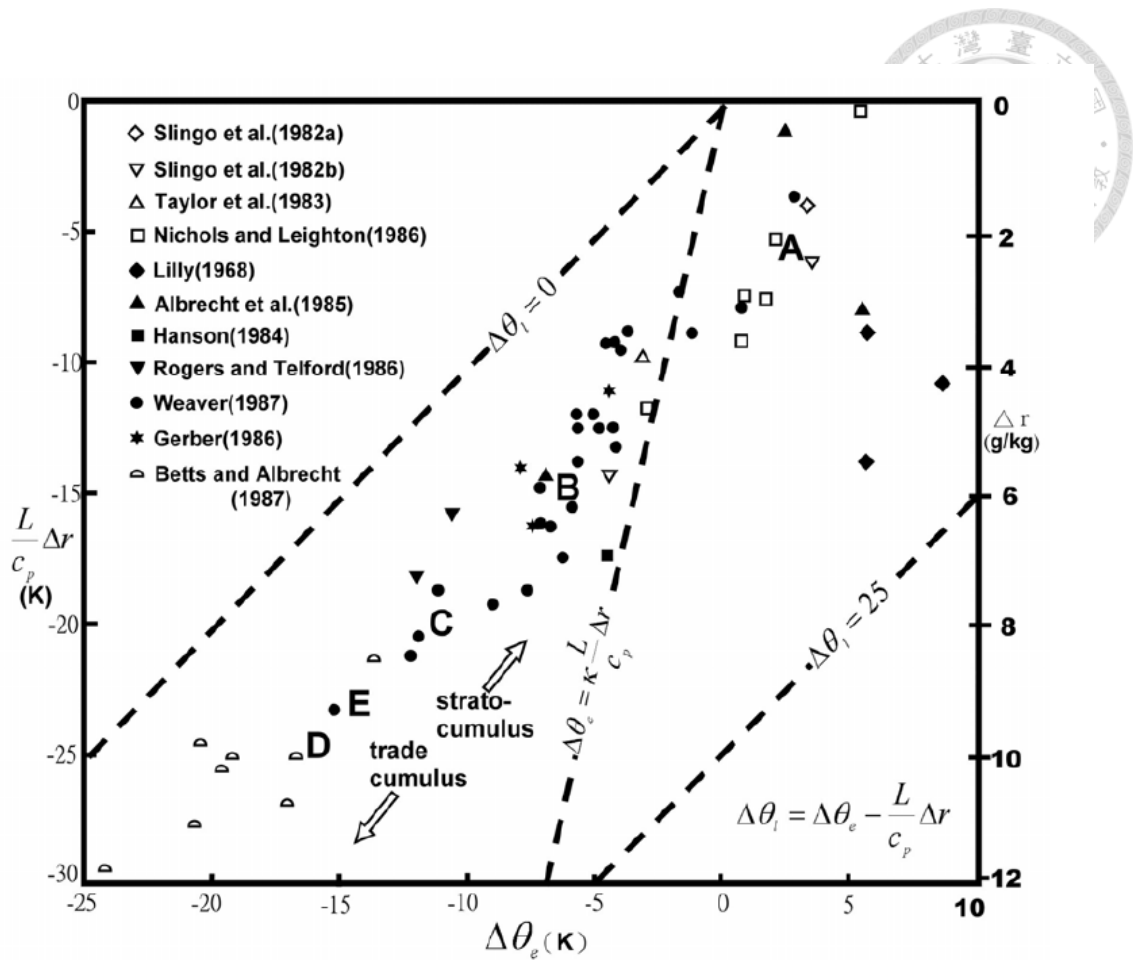


圖 1-3 層積雲的觀測資料，橫坐標為 $\Delta\theta_e$ (K)，縱座標為 $L/C_p \Delta r$ (K)，線代表逸入穩定的臨界值，臨界線右邊為穩定區、左邊為不穩定區。有三分之二以上的層積雲存在於不穩定的環境，表示層積雲的破裂與邊界層頂的逸入不穩定度沒有絕對關係。【取自 Kuo and Schubert 1988】

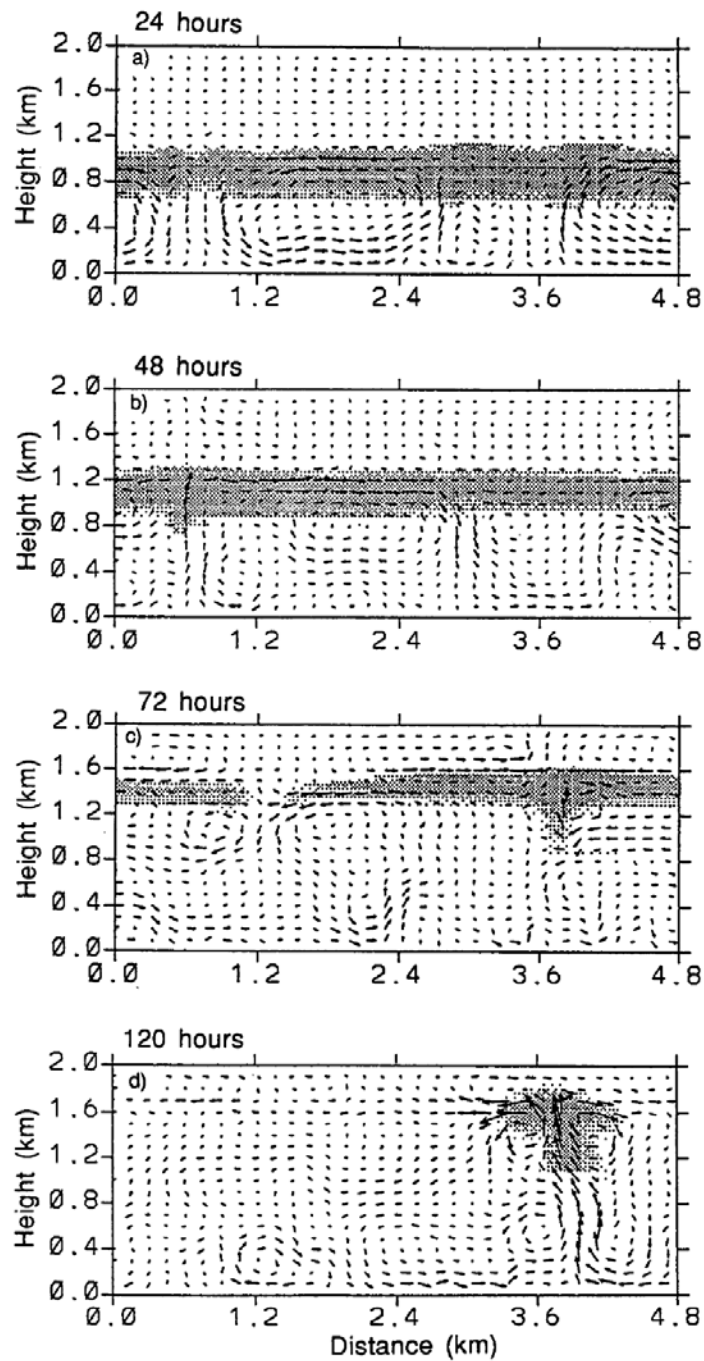
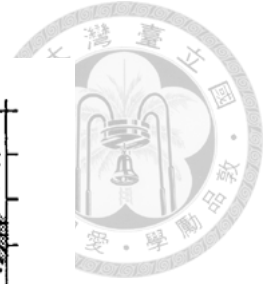


圖 1-4 僅考慮海溫變化狀態下以雲模式模擬海洋性邊界層雲變化，一共分為四個階段。第 24 個小時，層雲頂邊界層。第 48 個小時，深層雲頂邊界層。第 48 個小時，積雲在層積雲下邊界層。第 120 個小時，信風積雲邊界層。
【取自 Krueger et al. 1995】

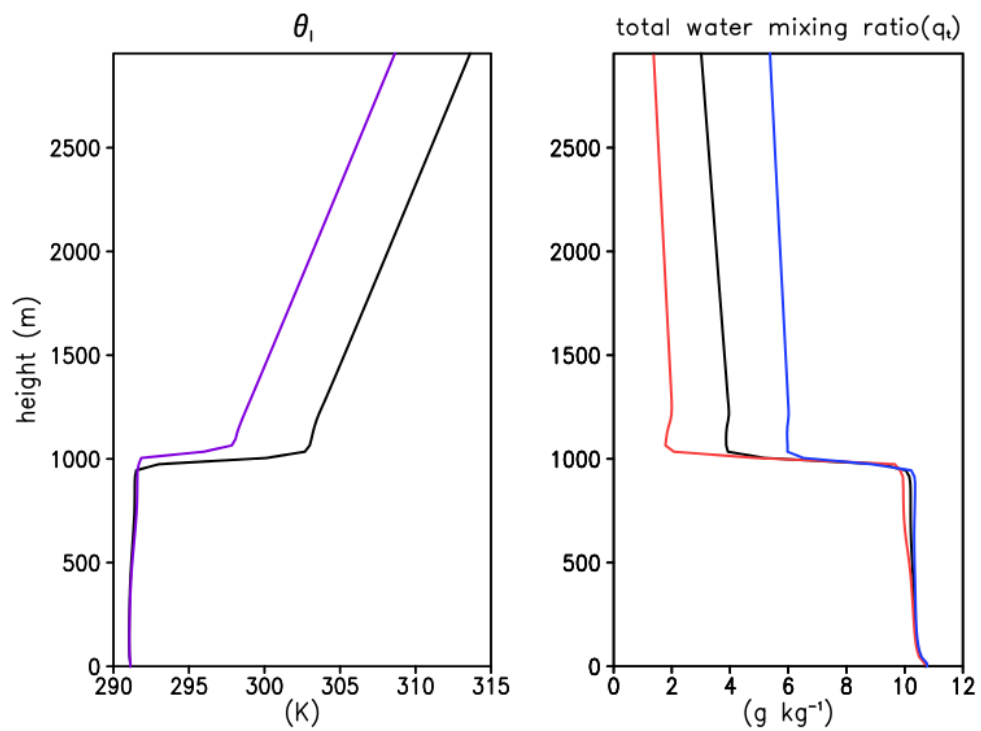


圖 2-1 實驗模式初始第零小時之液態水位溫 (θ_l) 及總水混和比 (q_t) 剖面圖。

左圖為 θ_l ，右圖為 q_t 。黑色線為 CTR 實驗，右圖中紅色線為 SD 實驗之 q_t 垂直剖面、藍色線為 SW 實驗之 q_t 垂直剖面，左圖中紫色線為 UC 及 UW 實驗之 θ_l 垂直剖面。

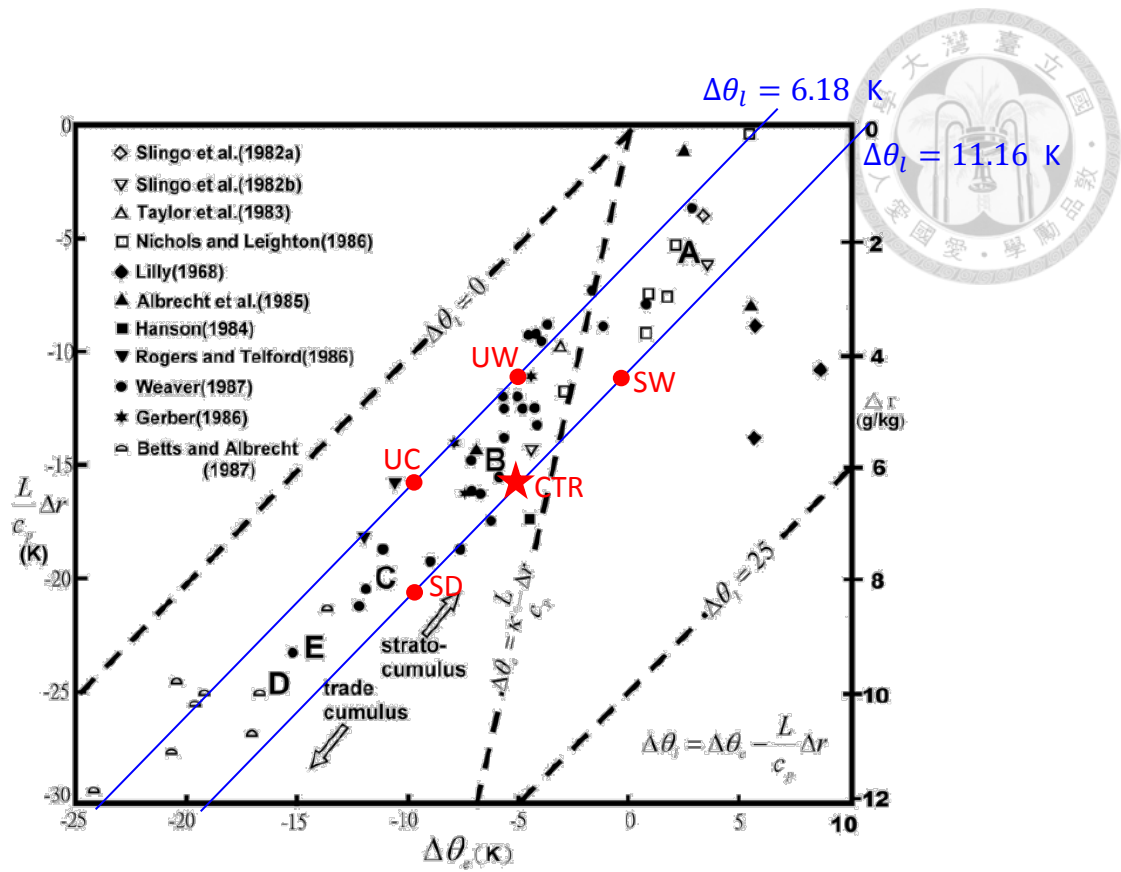


圖 2-2 底圖為圖 1-4，疊加上本研究控制實驗 (CTR) 四及組敏感度實驗 (SW、SD、UW、UC)。藍線為 $\Delta\theta_l$ 等值線。

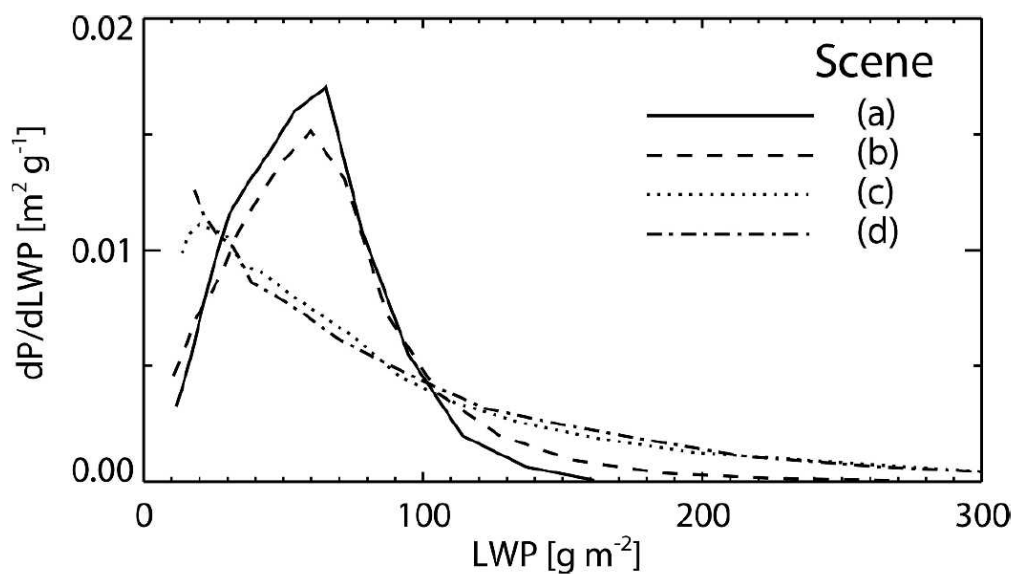
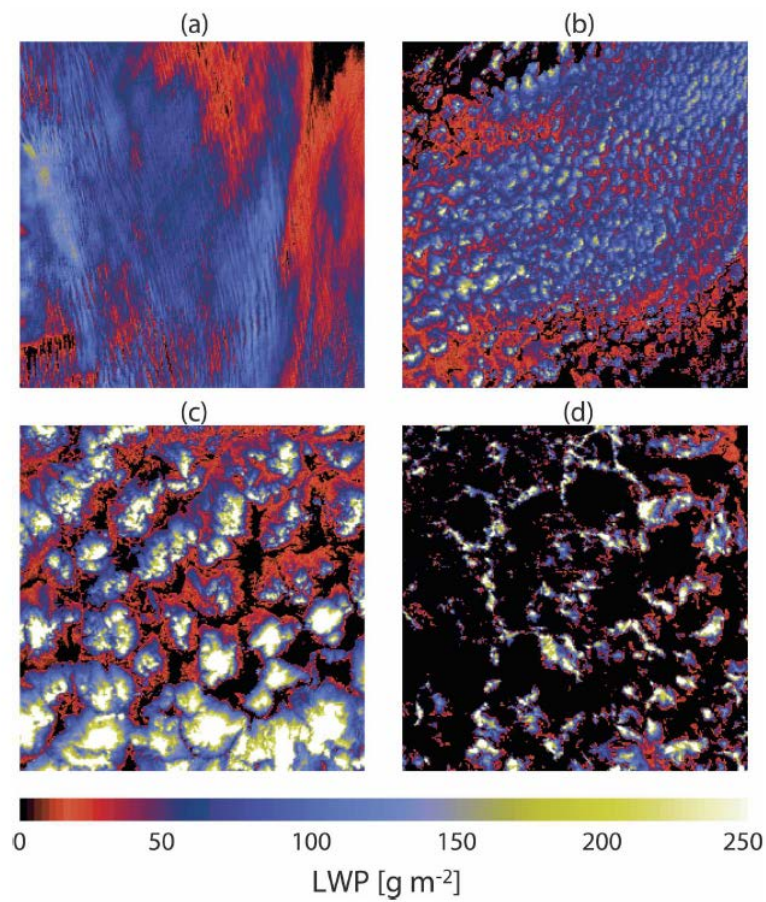
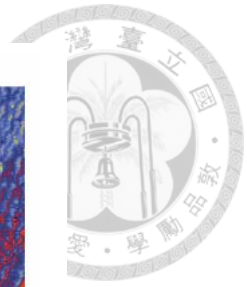


圖 2-3 (上) a-d 為 MODIS 衛星四種不同結構雲型的 LWP 分布，影像解析度為 1 km、大小為 $256 \times 256 \text{ km}^2$ ，影像擷取時間為 2000 年八至十月。(下) 上圖 (a-d) 之 LWP PDF。【取自 Wood and Hartmann 2006】

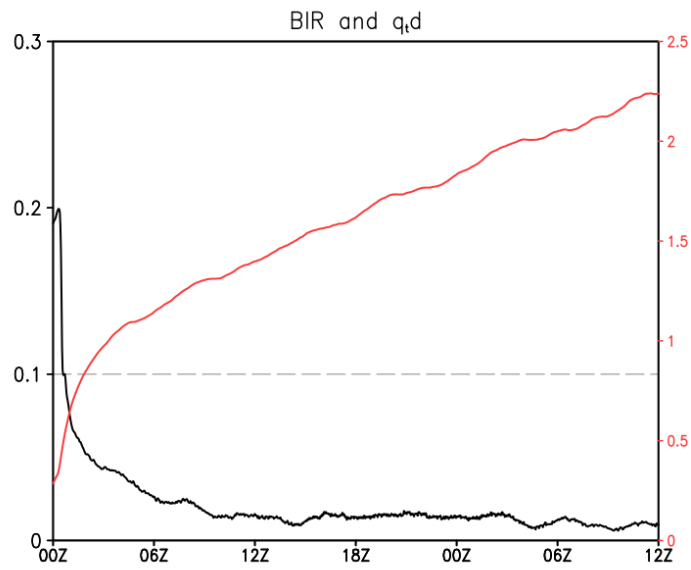


圖 3-1 CTR 實驗之浮力積分比 (Buoyancy Integral Ratio, BIR) (黑實線) 及總水混和比差值 (Total Water Mixing Ratio Difference, q,d) (紅實線)。BIR 於模式初期顯現高度上下分離趨勢，並於一小時後迅速下降至低於 0.1，而 q,d 則隨著模擬時間增加而增加，呈現上下分離的型態。

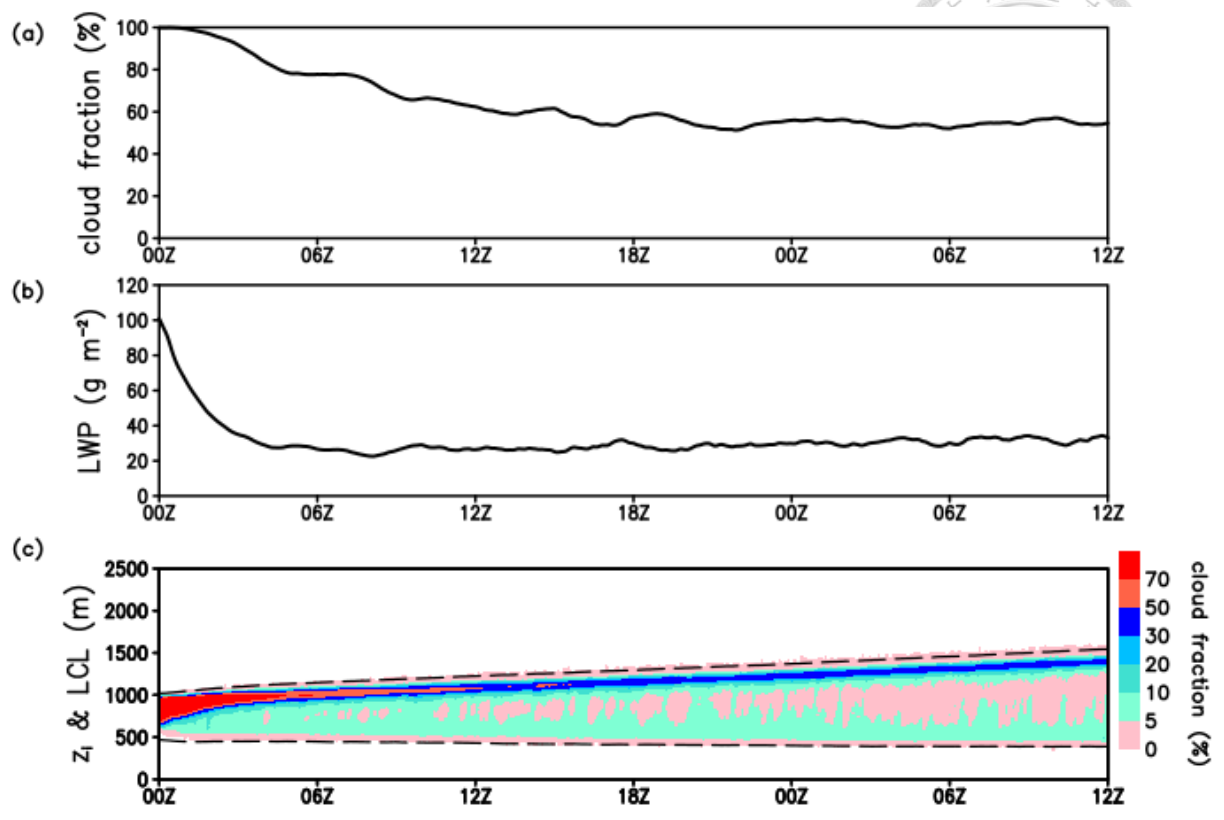


圖 3-2 CTR 實驗之 (a) CF、(b) LWP、(c) z_i (上黑虛線)、LCL (下黑虛線) 及 CF 垂直分布 (色塊)。

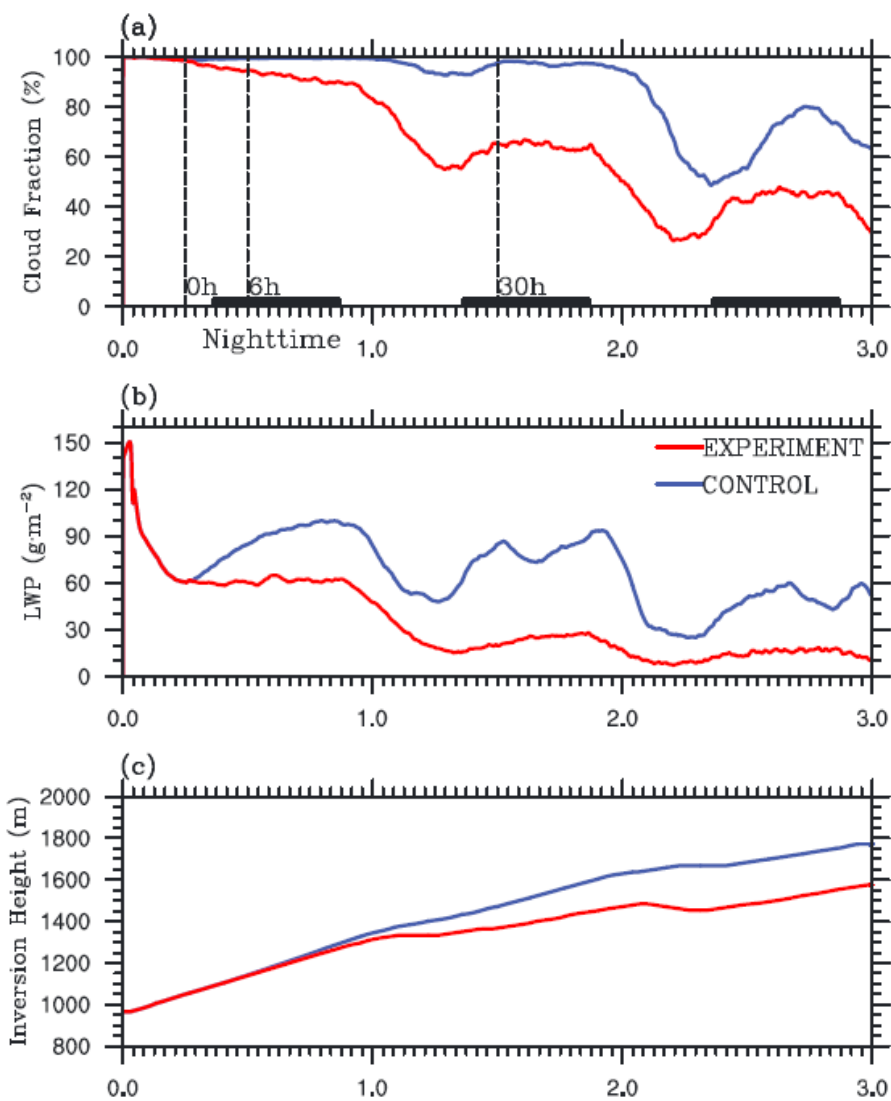


圖 3-3 Xiao et al. (2014) 研究之控制實驗 (藍線) 及對照實驗 (紅線, 於模式模擬六小時後將輻射做水平方向平均)。(a) CF、(b) LWP、(c) z_i 。【取自 Xiao et al. 2014】

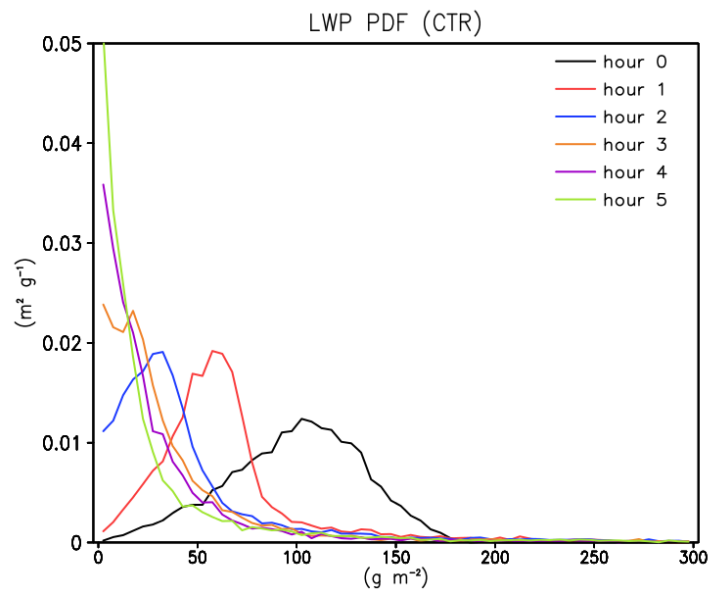


圖 3-4 CTR 實驗零至五小時每小時瞬時 LWP 的 PDF。

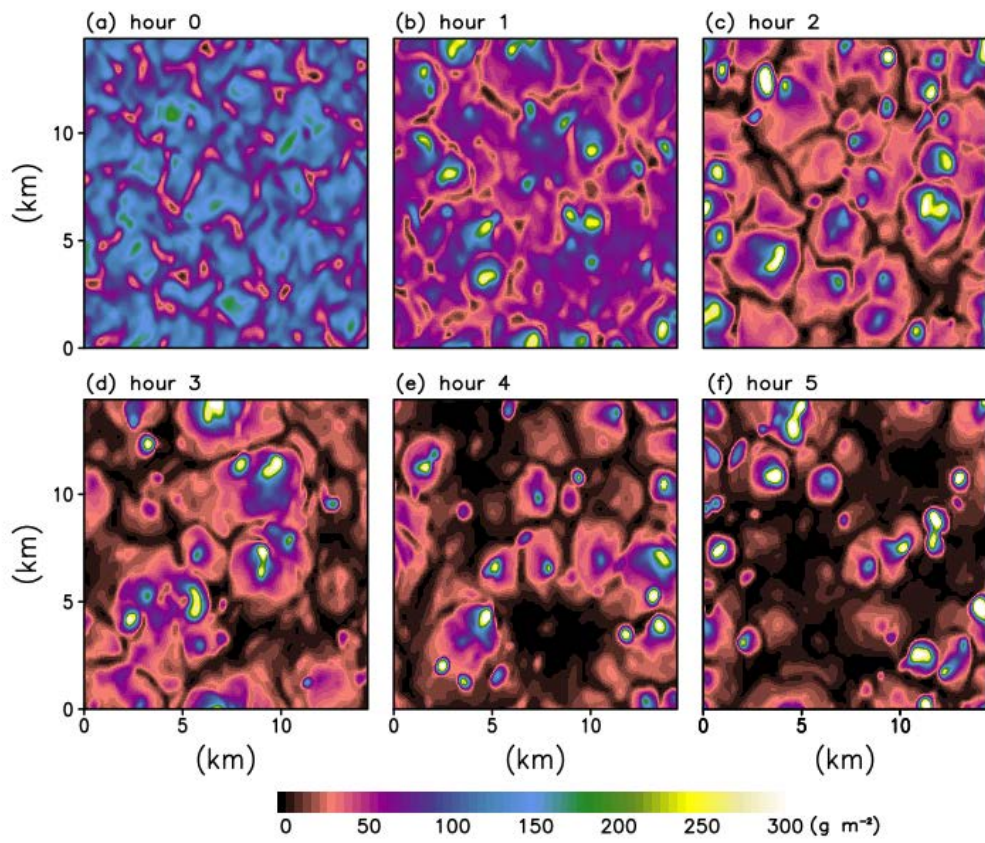


圖 3-5 CTR 實驗零至五小時每小時瞬時模式模擬 LWP 全域圖。

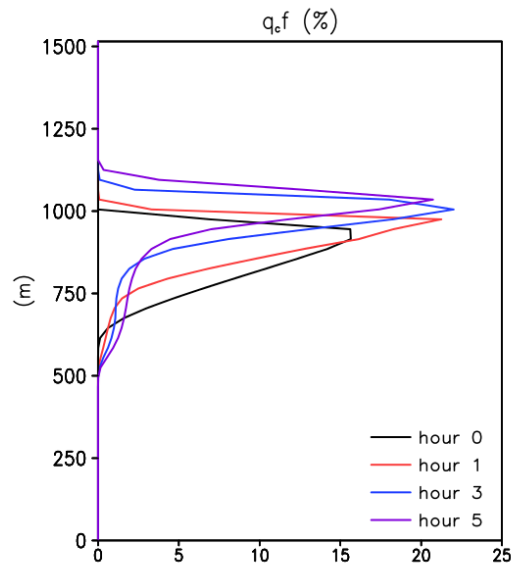


圖 3-6 CTR 實驗第零、一、三、五小時的 q_{cf} 。

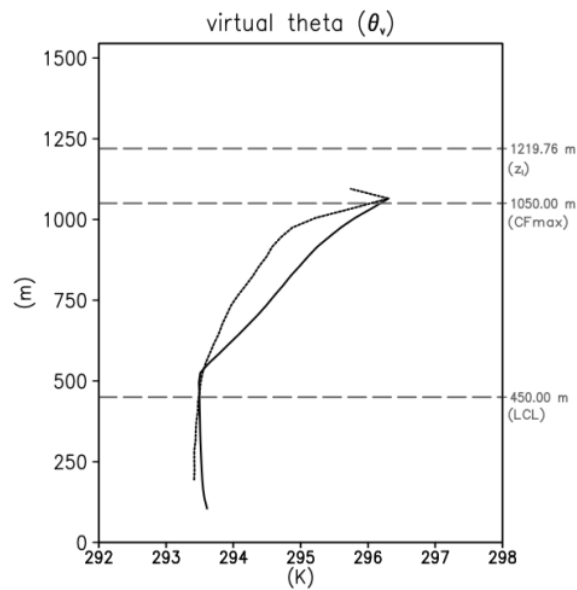


圖 3-7 CTR 實驗第 5 小時的模擬範圍平均虛位溫 (θ_v) 剖面圖。黑實線為對流上升區、黑短虛線為對流下沉區，選取標準為大於 $\pm 1 \text{ m s}^{-1}$ 。灰色虛線分別表示實驗第 5 小時之模式平均邊界層頂高度(z_i)、雲量最大值高度(CFmax)、及舉升凝結高度 (LCL)。

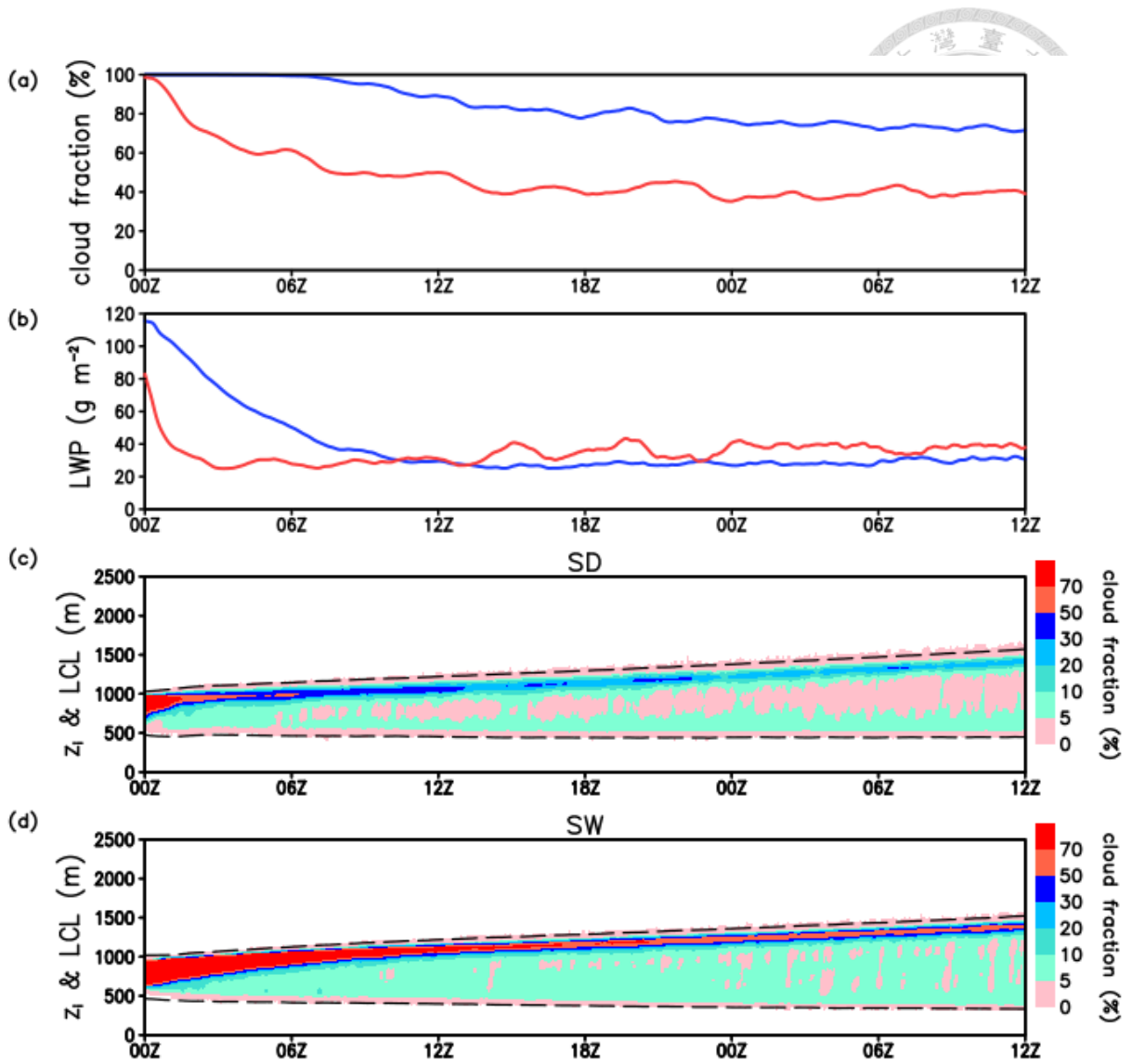


圖 3-8 同圖 3-2，但為 SD 實驗（紅線）實驗及 SW（藍線）。(c)、(d) 分別為 SD 及 SW 實驗之邊界層頂 (z_i)（上黑虛線）、舉升凝結高度 (LCL)（下黑虛線）及垂直雲量分布（色塊）。

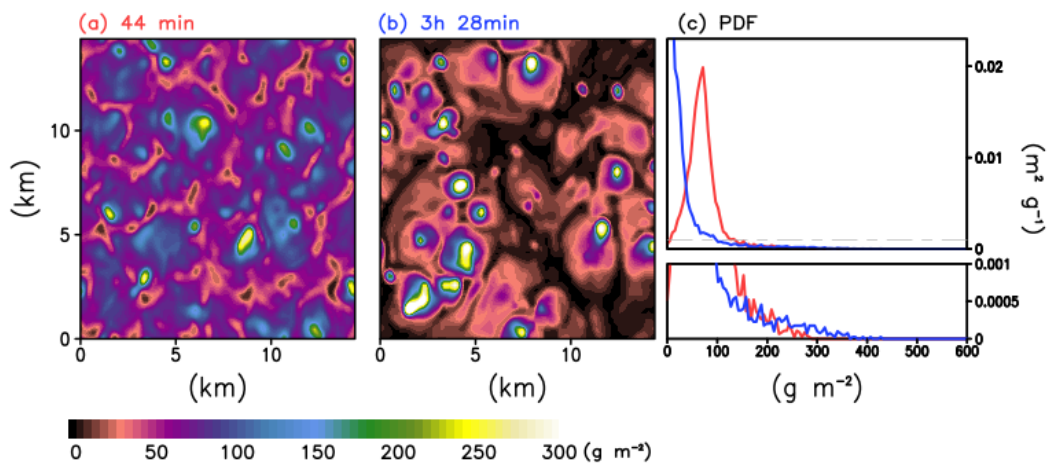


圖 3-9 CTR 實驗。(a,b) 第 44 分鐘、第 3 小時 28 分鐘 LWP 全域圖。(c) 圖 (a) (紅線) 及 (b) (藍線) 之 LWP PDF。

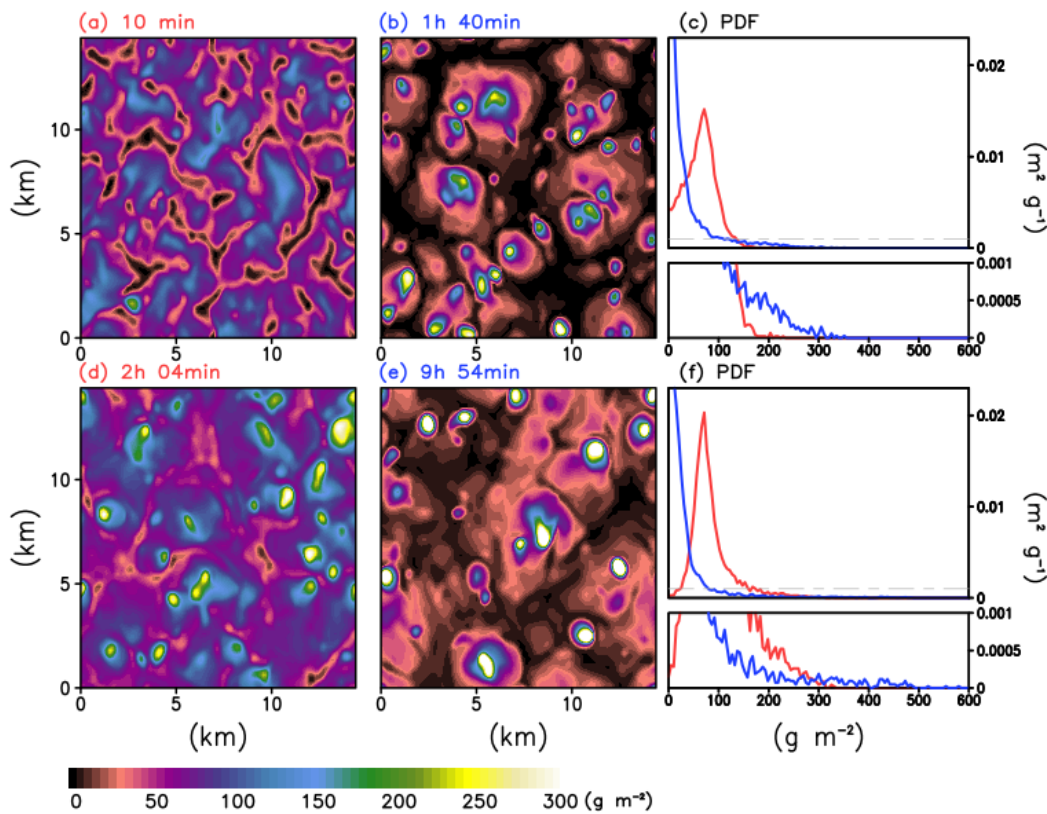


圖 3-10 SD 實驗 (a-c) 及 SW 實驗 (d-f)。(a,b,d,e) 第 10 分鐘、第 1 小時 40 分鐘、第 2 小時 4 分鐘、第 9 小時 54 分鐘 LWP 全域圖。(b,f) 圖 (a,d) (紅線) 及 (b,e) (藍線) 之 LWP PDF。

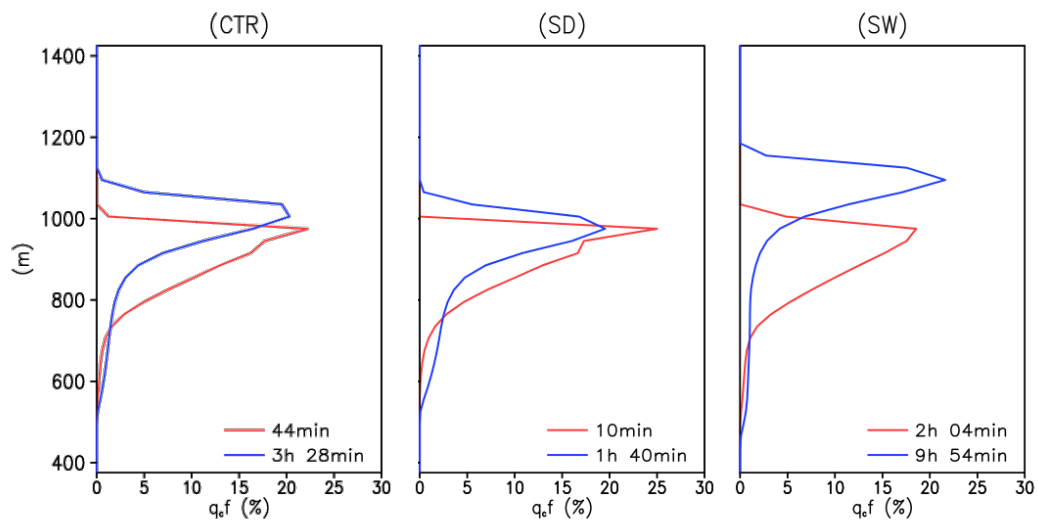


圖 3-11 由左至右分別為 CTR 實驗、SD 實驗及 SW 實驗的 q_{cf} 。紅線為第一個時間點，藍線為第二個時間點。

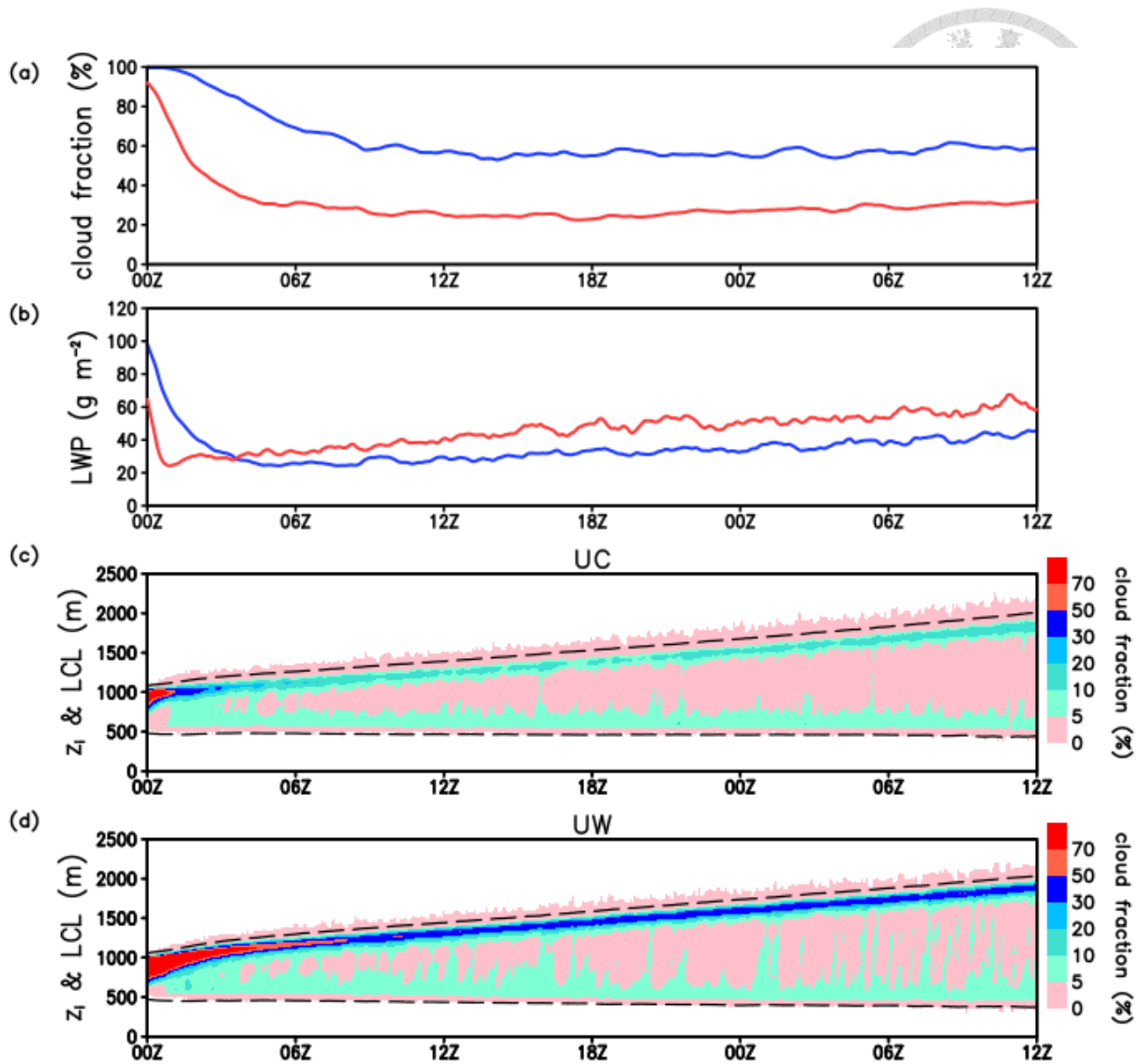


圖 3-12 同圖 3-2，但為 UC 實驗（紅線）及 UW（藍線）實驗。(c)、(d) 分別為 UC 及 UW 實驗之邊界層頂(z_i) (上黑虛線)、舉升凝結高度(LCL) (下黑虛線) 及垂直雲量分布 (色塊)。

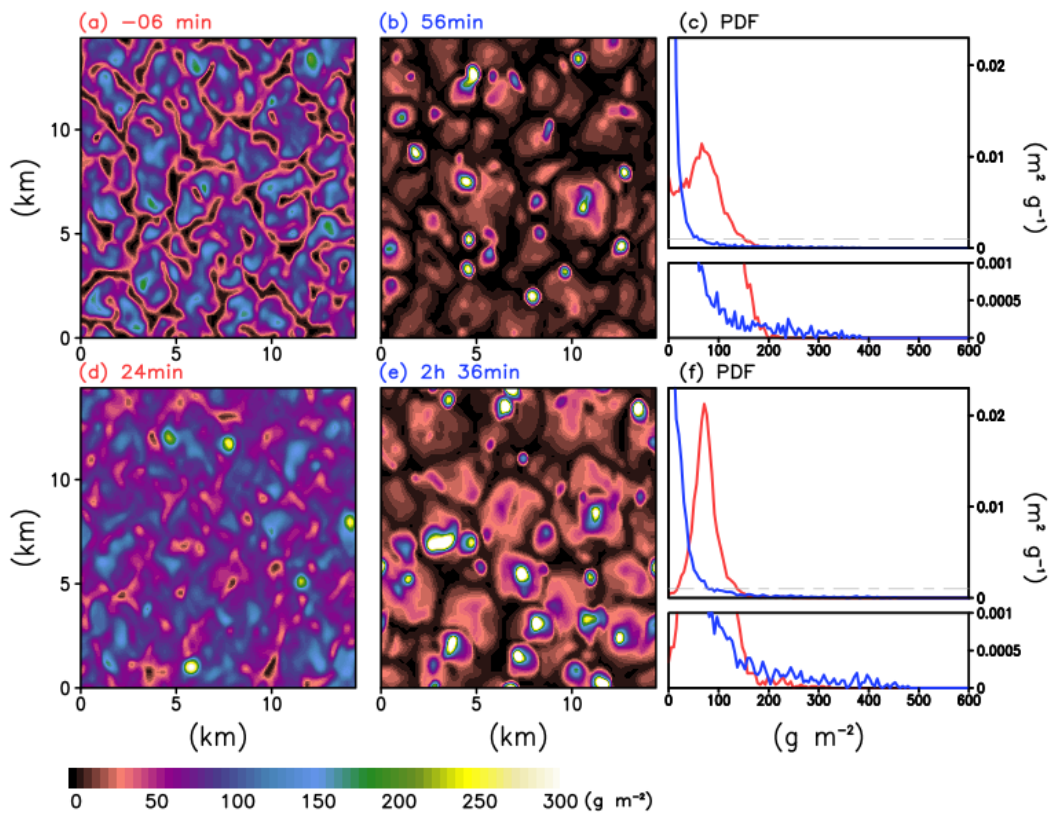


圖 3-13 UC 實驗 (a-c) 及 UW 實驗 (d-f)。(a,b,d,e) 第-6 分鐘、56 分鐘，第 24 分鐘、第 2 小時 36 分鐘 LWP 全域圖。(b,f) 圖 (a,d) (紅線) 及 (b,e) (藍線) 之 LWP PDF。

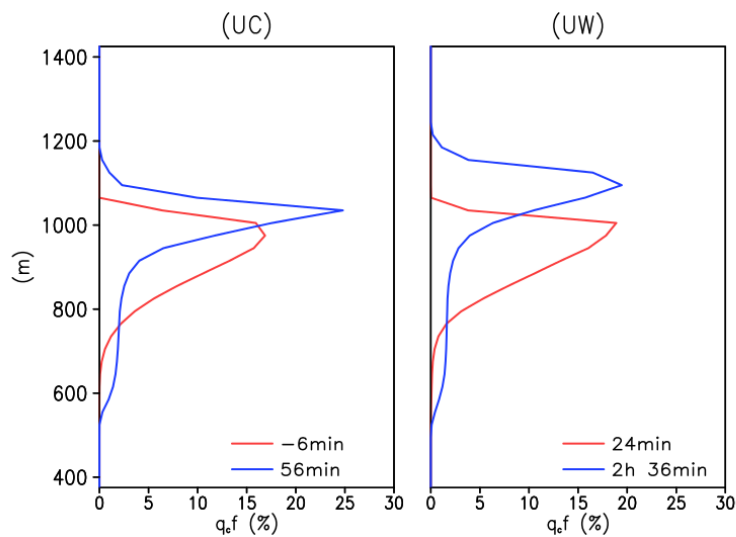


圖 3-14 由左至右分別為 UC 實驗及 UW 實驗的 $q_c f$ 。紅線為第一個時間點，藍線為第二個時間點。



附錄 甲 實驗設定比較

研究名稱	Xiao et al. 2014	本研究	林 2015	蔡 2015
模擬模式	WRF 3.3.1	Vector Vorticity equation cloud-resolving Model (VVM)		
格點數	192 × 192 × 100 / 128 × 128 × 100	96 × 96 × 200	256 × 256 × 200	128 × 128 × 200 / 64 × 64 × 300
$\delta x \delta y \delta z$ 格點間距	300m × 300m × 30m / 150m × 150m × 30m	150m × 150m × 30m	100m × 100m × 10m (stretching to 70 m)	35m × 35m × 10m
模擬時間	72 h / 18 h	37 h (包括模式預 跑時間 1 h)	12 h	6 h / 8 d
水平 邊界條件	週期性邊界	週期性邊界	週期性邊界	週期性邊界
積分步長	-	2 s	1 s	0.5 s
物理過程	CAM3 輻射、 WDM6 物理參數化	RRTMG_LW、地表 通量參數化、紊流參 數化、雲三項微物理 參數化、降水過程	簡單輻射、 地表通量固定、 無降水	簡單輻射、 海溫固定、 無降水
模擬 初始資料	Sandu et al. 2010 合成資料 / ATEX	Sandu et al. 2010 合成資料	DYCOMSII-RF1 / VOCALS	DYCOMSII-RF1



附錄 乙 名詞解釋

邊界層（逆溫層）頂高度

在層積雲主導之環境中直接以雲水混和比含量 5 % 之等值線作為邊界層頂高度，若以相對濕度 50 % 之等值線作為邊界層頂高度，其值與雲水混和比含量所訂定出之高度誤差不超過 50 m；而若以位溫梯度最大值作為邊界層頂高度，在層積雲主導之環境中與上述兩種訂定出之高度相仿，但在積雲主導的邊界層內逆溫層已被破壞，此時邊界層頂高度應為舉升凝結層（Lifting Condensation Level, LCL）高度。

液態水路徑（Liquid Water Path, LWP）

$$LWP = \int_{z=0}^{z=\infty} \rho_{air} \gamma_L dz$$

此處 ρ_{air} 為空氣密度、 γ_L 為液態水比濕。

浮力積分比（Buoyancy Integral Ratio, BIR）

由 Turton and Nicholls（1987）所訂定出計算層積雲是否具有上下分離的潛勢值，其定義為在邊界層內浮力小於零及浮力大於零之積分比值。

$$BIR \equiv - \frac{\int_0^{z_i} \overline{(w'b')_N} dz}{\int_0^{z_i} \overline{(w'b')_P} dz}$$

此處 $w'b'$ 為浮力通量，下標 P 表示為正值、N 表示為負值。



總水混和比差值 (Total Water Mixing Ratio Difference, $q_t d$)

當層積雲出現上下分離的狀況時，邊界層內部不在是混合均勻的情況，而是分成雲層與次雲層的兩層結構，總水混合比差值利用上下分離後上下兩層不同的邊界層型態來判斷是否上下分離。這個判斷方法是由 Wood and Bretherton (2004) 所訂定，其定義為邊界層內標準化高度後的 0.25 高度之總水混合比及 0.75 高度之總水混合比之差值：

$$q_t d \equiv q_t(0.25z_i) - q_t(0.75z_i)$$

此處 q_t 為總水混和比、 z_i 為標準化之邊界層高度。