

國立中央大學

大氣物理研究所
碩士論文

納莉颱風登陸時的結構演化

研究生：蔡雅婷

指導教授：陳台琦 博士

中華民國九十五年六月



國立中央大學圖書館

碩博士論文電子檔授權書

本授權書所授權之論文全文電子檔，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

同意 (立即開放)

同意 (一年後開放)，原因是：_____

同意 (二年後開放)，原因是：_____

不同意，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學圖書館與國家圖書館，基於推動讀者間「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名： 蔡雅婷

論文名稱： 納莉颱風登陸時的結構演化

指導教授姓名： 陳台琦

系所： 大氣物理 所 博士 碩士班

學號： 93621018

日期：民國 95 年 7 月 17 日

摘要

本研究利用雙雷達風場合成和反演擾動壓力場，進而分析颱風風場在登陸期間結構的變化，瞭解颱風和地形間的交互作用，再藉由動量方程式的診斷分析，進一步了解颱風在登陸期間，造成颱風結構產生變化的原因。

分析結果為：登陸時颱風風場具有不對稱的特徵，切向風場受到地形影響，會使原本傾斜的垂直結構變的較為直立，徑向風低層徑向入流會沿著地形增厚。中高層切向風場在雪山山脈附近，強風速區會有變寬的現象，由剖面得知此現象和垂直傳送有關，也造成切向風的非軸對稱特徵。中層徑向風場在山脈的附近有徑向外流極大值產生，中高層之徑向風場，在分析範圍北面風速值有隨時間增加而產生氣旋式平移的現象，由徑向風場弧狀剖面發現，徑向風低層為入流、中層為外流，而高層為入流和外流，低層徑向入流隨地形增加而明顯變厚。

由動量方程收支發現，切向風風速值隨時間遞減，其中由近地層向上傳送因地面摩擦之較低切向風的垂直傳送十分重要；垂直傳送項對低層入流增厚有相當程度的貢獻。

ABSTRACT

In order to understand the relationship between the typhoon and topography this study utilize dual-doppler radar synthesis to compose three-dimensional wind and retrieval the perturbation pressure field, mechanisms of the structures change during typhoon landing.

The analysis results are typhoon wind field was asymmetric during landfall. Influenced by the topography the titled maximum tangential wind over the ocean side becomes more vertically over the terrain. Low level inflow also becomes thicker over land. Near the Snow Mountains the tangential wind strong wind speed district becomes wider on the middle and high level. This phenomenon is caused by the vertical transport and subsequently induces tangential wind asymmetry. The outflow maximum appears near the mountain on the middle level.

From analysis the momentum budget equation, we found the tangential wind decrease with time, is major due to the low level upwards transport of the smaller tangential wind. And the vertical transport term also is important to the low level radial inflow becomes thicker over the terrain.

目錄

摘要	I
目錄	III
附圖說明	IV
第一章 續論	01
1-1 前言	01
1-2 論文回顧	01
1-3 研究動機	04
第二章 資料來源與分析方法	06
2-1 資料來源	06
2-2 雷達資料處理與合成	07
2-3 分析區域內之地形	07
2-4 分析方法	07
第三章 颱風結構的演化	11
3-1 雷達回波場隨時間的變化	11
3-2 登陸前的風場結構	12
3-3 登陸前後之風場和擾動壓力場	12
3-4 登陸後的颱風風場	14
第四章 登陸前後颱風內核區的結構特徵	15
4-1 雙雷達合成之風場及回波場	15
4-2 切向風和徑向風的水平結構特徵	16
4-3 風場結構之徑向剖面	16

4-4 切向風和徑向風之弧狀剖面	18
4-5 徑向絕對角動量之垂直結構	19
第五章 利用動量方程式分析颱風非軸對稱結構的變化	21
5.1 水平擾動壓力場	22
5.2 登陸時切向風減弱的動力機制	22
5.3 登陸時徑向風增厚的動力機制	24
第六章 結論與未來展望	26
6-1 結論	26
6-2 未來展望	27
參考文獻	29
附圖	32

附圖說明

- 圖 1.1：風場的隨高度變化的不對稱特徵。(a) 徑向風場 (b) 切向風場。摘自 She and Grey (1973)
- 圖 1.2：成熟颶風 A llen (1980) 垂直剖面結構概念圖。摘自 Jorgensen (1984b)
- 圖 1.3：颶風 Alicia(1983) 回波與環流之概念圖。摘自 Marks and Houze(1987)
- 圖 1.4：颶風 Andrew(1992) 內核結構之概念圖。摘自 Liu et al. (1999)
- 圖 1.5：颶風登陸前後徑向風場和切向風場之變化。摘自 Tuleya and Kurihara(1978)
- 圖 1.6：納莉颱風 (2001) 在登陸後的風場不對稱特徵。摘自 Liou et al.(2006)
- 圖 2.1：分析區域內之地形圖，選取範圍為以五分山雷達為中心，東西、南北各 90 公里
- 圖 2.2：利用 4 公里高度之弱回波定中心。三角形標誌為 2100LST-2145LST，菱形為 2200LS-2245LST
- 圖 2.3：2001 年 9 月 9 日至 9 月 20 日納莉颱風路徑圖。摘自 CWB
- 圖 3.1：資料時間與處理方法
- 圖 3.2：逐時之回波場(a)1656ST 3km、(b) 1656ST 6km、(c)1800LST 3km、(d)1800LST 6m、(e) 1858LST 3km、(f) 1858LST 6km、(g) 2002LST 3km、(h)2002LST 6km、(i)2100LST 3km、(j) 2100LST 6m、(k) 2158LST 3km、(l) 2158LST 6km、(m) 2301LST 3km、(n)2301LST 6km
- 圖 3.3：以颱風中心為原點之 GBVTD 反演後切向風逐時變化 (a) 1652LST 3km、(b)1802LST 3km、(c)1900LST 3km、(d)

1652LST 6m、(e) 1802LST 6km、(f) 1900LST 6km 摘自江
(2003)

圖 3.4： 4 公里高度風速值隨時間的變化(a)2100LST-2145LST、
(b)2200LST-2245LST、(c)2300LST-2345LST、
(d)0000LST-0030LST

圖 3.5： 壓力擾動在 4 公里高度隨時間的變化(a)2100LST-
2245LST、(b)2300LST-0030LST

圖 3.6： 09170000LST 擾動壓力隨高度的變化

圖 4.1： 雙雷達合成之風場和回波場 (a) 2145LST 2 公里、
(b)2145LST5 公里、(c) 2200LST2 公里、(d) 2200LST5 公
里、(e)2215LST2 公里、(f)2215LST5 公里

圖 4.2： 水平切向風場，2 公里和 5 公里隨時間之變化，紅色菱形
為颱風中心(a) 2145LST 2 公里、(b)2145LST5 公里、(c)
2200LST2 公里、(d) 2200LST5 公里、(e)2215LST2 公里、
(f)2215LST5 公里

圖 4.3： 水平徑向風場，2 公里和 5 公里隨時間之變化 (a) 2145LST
2 公里、(b)2145LST5 公里、(c) 2200LST2 公里、(d)
2200LST5 公里、(e)2215LST2 公里、(f)2215LST5 公里

圖 4.4： 切向風場垂直結構隨時間之變化(a) 2145LST 方位角平均
91-121、(b)2145LST 方位角平均 181-201、(c) 2200LST
方位角平均 91-121、(d) 2200LST 方位角平均 181-201、
(e)2215LST 方位角平均 91-121、(f)2215LST 方位角平均
181-201

圖 4.5： 垂直速度場垂直結構隨時間之變化(a) 2145LST 方位角平
均 91-121、(b)2145LST 方位角平均 181-201、(c) 2200LST
方位角平均 91-121、(d) 2200LST 方位角平均 181-201、
(e)2215LST 方位角平均 91-121、(f)2215LST 方位角平均

181-201

圖 4.6 : 徑向風場垂直結構隨時間之變化(a) 2145LST 方位角平均 91-121、(b)2145LST 方位角平均 181-201、(c) 2200LST 方位角平均 91-121、(d) 2200LST 方位角平均 181-201、(e)2215LST 方位角平均 91-121、(f)2215LST 方位角平均 181-201

圖 4.7 : 2145 LST (a) 30 公里切向風場弧狀剖面、(b) 30 公里徑向風場弧狀剖面、(c) 35 公里切向風場弧狀剖面、(d) 35 公里徑向風場弧狀剖面、(e) 40 公里切向風場弧狀剖面、(f) 40 公里徑向風場弧狀剖面

圖 4.8 : 2200 LST (a) 30 公里切向風場弧狀剖面、(b) 30 公里徑向風場弧狀剖面、(c) 35 公里切向風場弧狀剖面、(d) 35 公里徑向風場弧狀剖面、(e) 40 公里切向風場弧狀剖面、(f) 40 公里徑向風場弧狀剖面

圖 4.9 : 2215 LST (a) 30 公里切向風場弧狀剖面、(b) 30 公里徑向風場弧狀剖面、(c) 35 公里切向風場弧狀剖面、(d) 35 公里徑向風場弧狀剖面、(e) 40 公里切向風場弧狀剖面、(f) 40 公里徑向風場弧狀剖面

圖 4.10 : 利用 6 公里高度之弱回波定中心，2145LST 30 公里徑向風場弧狀剖面

圖 4.11 : 絕對角動量(a) 2145LST 方位角平均 91-121、(b)2145LST 方位角平均 181-201、(c) 2200LST 方位角平均 91-121、(d) 2200LST 方位角平均 181-201、(e)2215LST 方位角平均 91-121、(f)2215LST 方位角平均 181-201

圖 5.1 : 動量方程右式之計算方式

圖 5.2 : 2 公里和 5 公里隨時間之變化(a) 2145LST 2 公里、(b)2145LST5 公里、(c) 2200LST2 公里、(d) 2200LST5 公

里、(e)2215LST2 公里、(f)2215LST5 公里

圖 5.3 : 動量方程(5.3 式)在 30 公里弧狀剖面的各項(a) $\frac{\partial \vec{v}_t}{\partial t}$ 、(b) $-\frac{v_t v_r}{r}$ 、(c) $-\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \lambda}$ 、(d) $-v_r \frac{\partial v_t}{\partial r}$ 、(e) $-\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda}$ 、(f) $-w \frac{\partial v_t}{\partial z}$ 、(g)右式各項之和、(h) $-\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + -\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda}$

圖 5.4 : 30 公里弧狀剖面風場結構(a)切向風、(b)徑向風、(c)垂直速度

圖 5.5 : 動量方程(5.4 式)在 30 公里弧狀剖面的各項(a) $\frac{\partial \vec{v}_r}{\partial t}$ 、(b) $\frac{v_t^2}{r}$ 、(c) $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$ 、(d) $-v_r \frac{\partial v_r}{\partial r}$ 、(e) $-\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \lambda}$ 、(f) $-w \frac{\partial v_r}{\partial z}$ 、(g) 右式各項之和、(h) $\frac{v_t^2}{r} + (-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r})$

圖 5.6 : 切向風將徑向風沿氣旋式方向水平傳送，造成徑向風變大之示意圖

圖 5.7 : 切向風將徑向風沿氣旋式方向水平傳送，造成徑向風變小之示意圖

圖 5.8 : 動量方程(5.4 式)在 40 公里弧狀剖面的各項(a) $\frac{\partial \vec{v}_r}{\partial t}$ 、(b) $\frac{v_t^2}{r}$ 、(c) $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$ 、(d) $-v_r \frac{\partial v_r}{\partial r}$ 、(e) $-\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \lambda}$ 、(f) $-w \frac{\partial v_r}{\partial z}$ 、(g) 右式各項之和、(h) $\frac{v_t^2}{r} + (-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r})$

第一章 緒論

1-1 前言

納莉颱風(2001)在侵台時，其颱風結構受到台灣複雜地形所影響，使得水氣受到地形抬升後凝結而帶來豐沛降水，對全台造成嚴重的災情。因此，對於颱風登陸時期結構變化的研究便顯得十分重要，吾人將對於颱風登陸期間之風場結構做進一步的分析及探討。

本研究把中正機場雷達資料和五分山雷達的資料做雙雷達風場合成，再將所合成之風場由直角座標轉系統轉換成颱風的圓柱座標系統，扣掉颱風本身的移動速度後，進而分析颱風風場在登陸期間結構的變化，希望瞭解颱風和地形間的交互作用，最後藉由動量方程式的診斷分析，期望能夠進一步了解颱風在登陸期間，造成颱風風場結構產生變化的原因。

1-2 論文回顧

颱風的生成、發展、甚至連消散，大部份的時間發生在海上，但受限於傳統觀測站的不足，加上飛機、衛星等觀測在時間和空間解析度上的限制，使我們對於颱風的中尺度結構瞭解十分有限。而在地面的傳統雷達、飛機觀測以及機載雷達相繼應用之後，颱風的三維結構才慢慢被發掘；其飛機觀測多半是在寬廣的洋面上，所以對於研究登陸中颱風結構，仍相當有限。

在過去的研究中，Shea and Gray (1973a、b)收集飛機飛行高度的資料，進行合成分析，得到颶風內核環流結構，其中包括低層最大風半徑(Radius of maximum wind，簡稱RMW)之內為外流，在RMW之外為入流；最大風速發生在高度1-2公里之邊界層附近；最大徑向輻

合和上升運動發生在 RMW 處；切向風場和徑向風場之極值隨高度改變，風場為不對稱特的，特徵如圖 1.1 所示。在 RMW 處有很強的超梯度風存在，低層 RMW 之外存在輻合極大值，而 RMW 之內有輻散極大值；內核熱源是來自眼心處的下沉增溫而不是積雲上衝氣流。

Jorgensen(1984a、b)對四個成熟颶風的飛行高度觀測資料做分析，指出颶風的降水結構可分為眼牆、眼牆外的層狀降水區、其他的層狀及對流降水的雨帶；在眼牆處伴隨強降水及最大切向風速；低層眼牆內之外流和眼牆內的徑向入流輻合，造成眼牆區有強上升運動，伴隨著水汽抬升凝結，所以在眼牆有強降水存在；眼牆對流與最大風半徑隨高度向外傾斜的現象，是滿足角動量守衡的結果；圖 1.2 為成熟颶風 Allen(1980)的垂直剖面結構概念圖，發現最大徑向入流在高度 1.5 公里處；在颶風增強的過程中 RMW 內的強上升氣流會將具有較大動量的空氣向上傳輸，使切向風增加，並且讓眼牆內縮。

隨後機載都卜勒雷達也加入觀測颶風的行列，Marks and Houze(1987)分析颶風 Alicia(1983)的環流結構，圖 1.3 為回波與環流之示意圖，發現徑向風有次環流的特徵，徑向入流延伸至邊界層之上，極值位置在 2~4.5 公里，高層有徑向外流；眼牆有強對流尺度之垂直運動；眼牆外的層狀區以融解層為分界，融解層以上為較弱的中尺度上升運動，而融解層以下為較弱的中尺度下降運動。

Marks et al.(1992)分析颶風 Norbert(1984)內核結構，發現風場呈現相當程度的不對稱性，並且其不對稱特徵會隨高度改變；在 1 公里高度的徑向風場分布為，颶風移動方向前方為入流，後方為外流，而 3 公里高度的徑向風場是相反的；為了研究風場的不對稱性，作者將風場分解成颶風移動速度、水平平均風、對稱渦旋項、非對稱渦旋項來討論，非對稱的環流為低層有質量的源跟匯，而中層有兩個

反向的渦旋。

Liu et al. (1997) 利用中尺度模式模擬颶風 Andrew (1992) 發現颶風中心處有一個強且乾的暖心結構，主要是由一個微弱的下沉氣流及一個沿著眼牆的劇烈下降氣流場所控制。在眼心處，可以看到底層相當潮濕，在高層反而較為乾燥；眼牆則是一個近似飽和的水汽結構。接著 Liu et al. (1999) 利用中尺度模式模擬颶風 Andrew (1992) 在增強期間內核的對稱、非對稱結構，作者提出一個概念模式如圖 1.4 所示：主要環流為近邊界層的強烈入流，到達 RMW 時，強烈上衝流微弱向外輻散，在上對流層則是主要外流區；而局地環流則是近邊界層上方的 RO(Return Outflow)，以及在主要外流區上的 RI(Return Inflow)，伴隨眼牆內緣的強烈乾下衝流；而眼中心主要為沉降氣流，然而在逆溫層以下則有一局部的垂直環流。

Zhang et al. (2000) 利用中尺度模式模擬颶風 Andrew (1992) 內核區的垂直動量收支，發現動力引發的垂直擾動氣壓梯度力是影響眼區下沉運動的主因，切向風的徑向風切會使動力引發的擾動氣壓梯度力增強，當向下的動力超過正浮力時，近中心的空氣開始下降增溫，造成颶風眼的形成及颶風的增強。眼牆的負垂直風切是源自於眼區的強迫下沉增溫。隨後 Zhang et al. (2001) 透過分析徑向動量和絕對角動量來檢視颶風內不平衡的力和不平衡氣流。從徑向動量收支可以發現，經過時間和方位角的平均後，在眼心底部到眼牆高空外流區有超梯度流和超梯度加速度的特徵。當離心力大於氣壓梯度力時，即產生非梯度加速度；而從絕對角動量收支顯示出，超梯度流不只發生在入流區(向內傳送 AAM 造成)，也發生在外流區(向上傳送 AAM 造成)。

台灣雖然四面環海，但是陡峭的山脈地形對於颱風侵台所造成的

影響很大，Brand and Blelloch(1974)發現西行颱風接近中央山脈時，移動路徑會成有氣旋式彎曲的現象，且移動速度登陸時會比登陸前來的快；登陸前(12hr)颱風開始減弱，登陸時地面最大風速降低百分之四十以上。Tuleya and Kurihara (1978)由數值模式得知，對於颶風的減弱，蒸發的減少比地表摩擦力的增加來得重要；當颶風登陸後近地層切向風速會減少，徑向風速會增加(圖 1.5)。

曾(1998)利用雙都卜勒雷達風場分析賀伯颱風(1996)主要雨帶(Principal rainband)、低回波地區(Low echo zone)、眼牆(Eyewall)的結構特徵，並且對內核結構提出動力上的解釋。孫(2000)研究賀伯颱風(1996)與地形的交互作用，比較海上和陸上颱風結構的不同，發現當低層入流遇到地形時會隨地形而被抬升；由水平風場統計分析，發現不僅低層氣流形式受到地形影響，高層結構也有所不同。

對於納莉颱風(2001)之研究，江(2003)利用GBVTD(Ground-Based Velocity Track Display)方法反演颱風登陸前的軸對稱切向風和徑向風，及非軸對稱切向風，分析颱風登陸前回波及風場的三維結構，發現切向風場有不對稱特徵。Wang et al.(2003)、張等(2003)由二維雨滴譜儀觀測發現納莉颱風(2001)在登陸期間的強降水是由個數很多的小粒徑雨滴，在經過局部地區的輻合使雨滴聚集所造成。林(2004)利用二維雨滴譜儀對梅雨季和颱風的雨滴進行分析，發現在颱風季和梅雨季的雨滴粒徑型態不同。Liou et al.(2006)利用Extended-GBVTD 方法進一步反求非軸對稱颱風風場結構，提高非軸對稱徑向風場之準確性，發現颱風登陸後風場結構有不對稱特徵(圖 1.6)。

1-3 研究動機

對於台灣而言，颱風是具有強破壞力的天氣系統，但其豐沛降水卻又為台灣重要水源之一。當颱風接近陸地時，其環流、強度及路徑會有明顯的改變。納莉颱風(2001)在侵台時，其颱風結構受到台灣複雜地形所影響，使得水氣受到地形抬升，舉升凝結而帶來豐沛降水，因此對全台造成嚴重的災情。所以，對於颱風登陸時期結構變化的研究便顯得十分重要，所以將對颱風登陸期間之風場結構做進一步的分析及探討。

論文第二章為介紹資料的來源、雷達資料處理方法與分析方法；第三章為颱風結構的演化；第四章將針對納莉颱風(2001)在登陸期間的結構作詳細討論；而動量方程診斷收支項則放在第五章；最後為結論與未來展望。

第二章 資料來源與分析方法

2-1 資料來源

本研究所使用的資料來源如下：

- 中正機場都卜勒雷達(CAA)的觀測資料：

中正機場雷達位於北緯 25.0694 度、東經 121.2080 度、高度 27 公尺，觀測半徑為 120 公里；每 15 分鐘有一個全體積掃描，共有 0.5°、1°、1.5°、2°、3°、4°、5°、6°、7°、8°、9°、10°、11°、12°、13°、14°、15°、16.5°、18.5°、19.5° 等 20 種掃描仰角。

分析時間為：2001 年 9 月 16 日 2100LST、2115LST、2130LST、2145LST、2200LST、2215LST、2300LST、2315LST、2330LST、2345LST，2001 年 9 月 17 日 0000LST、0015LST、0030LST。每組時間均有一組徑向風場與回波場資料。

- 五分山都卜勒雷達(RCWF)的觀測資料：

五分山雷達位於北緯 25.0727 度、東經 121.7725 度、高度 766 公尺，觀測半徑為 240 公里；對其降水系統可分為 VCP11(0.5°、1.45°、2.4°、3.35°、4.3°、5.25°、6.2°、7.5°、8.7°、10°、12°、14°、16.7°、19.5° 等 14 種掃描仰角)以及 VCP21(0.5°、1.45°、2.4°、3.35°、4.3°、6°、9.9°、14.6°、19.5° 等 9 種掃描仰角)兩種策略。納莉颱風 (2001) 之觀測採用 VCP21 掃描策略，大約六分鐘有一次全體積掃描資料。

所選用的分析時間為：2001 年 9 月 16 日 0856UTC、1000UTC、1056UTC、1202UTC、1300UTC、1313UTC、1330UTC、1342UTC、1358UTC、1417UTC、1428UTC、1446UTC、1501UTC、1515 UTC、1532 UTC、1544 UTC、1601 UTC、1614 UTC、1631 UTC。每組時間均有一組徑向風場與回波場資料。

2-2 雷達資料處理與合成

雷達資料處理方法主要是採用鄧(1999)發展的台灣地區雷達分析系統(Radar Analysis System for Taiwan Area, 簡稱為 RASTA); 此系統分為兩大部份, 第一部份為雷達掃描座標下的都卜勒雷達處理及顯示系統, 第二部份為追隨地勢座標(或卡氏座標)下的都卜勒雷達處理及顯示系統。首先, 將五分山雷達全體積掃描資料放進 RASTA 第一部份, 進行去除地形(ground clutter)、風場偵錯(unfold)、平滑(smooth)、修補(patch)後, 將資料內插到以五分山雷達站為中心位置的追隨地勢座標上, 選用的分析區域為以五分山雷達為中心, 東西、南北各 90 公里, 垂直每 0.5 公里一層, 即 $x=-90\sim 90$ 公里、 $y=-90\sim 90$ 公里、 $\eta=0.5\sim 10$ 公里 ($\Delta x = \Delta y = 1km$, $\Delta \eta = 0.5km$)。接著對中正雷達的觀測資料也使用相同處理方式, 再將兩組資料放進 RASTA 的第二部份做雙都卜勒風場合成、反演擾動溫度場和擾動壓力場。

2-3 分析區域內之地形

在分析範圍內的台灣地形如圖 2.1 所示, 北邊為高度較低(1 公里以下)的大屯山區, 接著為東北—西南走向, 高度較高(1 公里以上)的雪山山脈以及中央山脈, 在兩山脈之間地形較為平坦的區域即為蘭陽平原。

2-4 分析方法

因為 RASTA 系統主要是架構在直角座標系統上, 為了更進一步了解颱風的結構, 吾人將風場資訊由直角座標系統轉換成圓柱座標系統, 來做分析討論。颱風中心定位方法採用 4 公里高度的弱回波定中

心(小於 10dBZ)，所訂出的颱風中心之移動路徑(圖 2.2)和氣象局發布的颱風路徑圖(圖 2.3)相似。

本文分析方法主要可分為兩個部份討論：第一部份：扣掉颱風的移動速度(向西南西行進 6km/hr)，即 $\vec{v}_{rel} = \vec{v}_{total} - \vec{v}_s$ (\vec{v}_{rel} : relative wind, \vec{v}_{total} : total wind, \vec{v}_s : storm motion)，做結構上的分析。第二部份：未扣掉颱風的移動速度，討論動量方程式的收支項。

(a)擾動壓力之反求

追隨地勢座標，其定義如下：

$$\eta = \frac{z_t(z - z_g)}{z_t - z_g} , \quad (2.1)$$

其中 z_g 為地形高度， z_t 為反演範圍最上層的高度，在沒有地形的情況下，追隨地勢座標即為卡氏座標。而在追隨地勢座標之下動量方程式可以表示成：

$$\frac{\partial p'}{\partial x} + A \frac{\partial p'}{\partial \eta} = F , \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial p'}{\partial y} + B \frac{\partial p'}{\partial \eta} = G , \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial p'}{\partial \eta} + C \theta'_{vc} + D p' = H , \quad (2.4)$$

其中

$$A = \frac{\eta - z_t}{z_t - z_g} \frac{\partial z_g}{\partial x} , \quad B = \frac{\eta - z_t}{z_t - z_g} \frac{\partial z_g}{\partial y} , \quad C_0 = \frac{z_t}{z_t - z_g} , \quad D = -\frac{C_0 \rho_0 g (\kappa - 1)}{P_{v0}} ,$$

$$C = -\frac{C_0 \rho_0 g}{\theta_{v0}} \quad , \quad F = -\rho_0 \frac{du}{dt} \quad , \quad G = -\rho_0 \frac{dv}{dt} \quad , \quad H = -\rho_0 C_0 \left(\frac{dw}{dt} + gq_r \right) \quad ,$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \dot{\eta} \frac{\partial}{\partial \eta} \quad , \quad \rho_0 = e^{-0.1z}$$

p ：壓力， ρ ：密度， θ_{vc} ：虛雲位溫， η ：追隨地勢座標下之垂直風場， w 為卡氏座標下的垂直風場， κ 為 R 和 C_p 的比值， R ：氣體常數， C_p ；定壓比熱。變數中有下標為零的表示其為基本態（base state），亦即在水平方向為均勻分佈，其值僅為高度的函數；而有上標“ $'$ ”的表示其為布氏近似（Boussinesq approximation）後的擾動量。方程式（2.4）為垂直動量方程式，等號左邊由垂直壓力梯度和浮力項所組成，等號右邊的除了垂直加速度項之外，還包括了雨水含量對浮力的貢獻，可由經驗式 $\rho_0 q_r = 10^{0.057143 \times (dbz - 43.1)}$ ，以雷達回波估計。再將(2.2)，(2.3)，(2.4)寫成泛函形式

$$J = \frac{1}{2} \iiint_{\Omega} (\alpha_1 P_1^2 + \alpha_2 P_2^2 + \alpha_3 P_3^2) d\Omega \quad , \quad (2.5)$$

$$\text{其中} \quad d\Omega = dx dt dz \quad , \quad P_1 = \left(\frac{\partial p'}{\partial x} + A \frac{\partial p'}{\partial \eta} - F \right) \quad , \quad P_2 = \left(\frac{\partial p'}{\partial y} + B \frac{\partial p'}{\partial \eta} - G \right) \quad ,$$

$$P_3 = \left(\frac{\partial p'}{\partial \eta} + C \theta'_{vc} - H \right) \quad , \quad P_1 \sim P_3 \text{ 為約束條件} \quad , \quad \alpha_1 \quad , \quad \alpha_2 \quad , \quad \alpha_3 \text{ 為權重} \quad , \quad \text{設}$$

權重 $\alpha_1 \sim \alpha_3 = 1$ 。令 $\delta J = 0$ 求此泛函的極小值

$$\delta J = \iiint_{\Omega} \left[\alpha_1 P_1 \left(\frac{\partial \delta p'}{\partial x} + A \frac{\partial \delta p'}{\partial \eta} \right) + \alpha_2 P_2 \left(\frac{\partial \delta p'}{\partial y} + B \frac{\partial \delta p'}{\partial \eta} \right) + \alpha_3 P_3 \left(\frac{\partial \delta p'}{\partial \eta} + C \delta \theta'_{vc} \right) \right] d\Omega \quad ,$$

再利用部份積分法即可求出 $\delta p'$ 和 $\delta \theta'_{vc}$ 。Liou (2001) 將伴隨法 (adjoint method) 應用於熱動力場之反演，以變分法求得擾動溫度、

壓力場的偏差量，已得到此反演方法良好的結果，只要再整個分析體積內有一點實際觀測值就可以得到真實溫度、壓力值。

第三章 颱風結構的演化

納莉颱風(2001)在登陸前、登陸後的風場結構，前人已經做過許多研究討論(江，2003；張等，2003；Wang et al.，2003；林，2004；Liou et al.，2006)，但對於颱風在登陸期間風場結構和回波場的改變，仍然沒有詳細被探討，本章將針對颱風的風場結構分為4個部份來討論：第一部份為討論五分山雷達之回波場隨時間的變化，分析時間為1656LST~2301LST共六個小時。第二部份為利用單雷達反演風場來討論颱風在尚未登陸時，颱風風場結構的變化，所選用的分析的時間為1656LST~1900LST。第三部份為利用雙雷達合成之風場討論颱風中心登陸期間(分析的時間為2100LST~0030LST)，風場和擾動壓力場的變化。第四部份為討論颱風登陸以後兩小時的風場分析，分析的時間為2001年9月17日0000LST。期望讓颱風在整個登陸期間的風場演化有更完整的瞭解。圖3.1為雷達資料的時間與處理方式。

3-1 雷達回波場隨時間的變化

圖3.2為五分山雷達所觀測之回波場，原點為五分山雷達的位置。由圖可明顯發現，颱風在未登陸時(1656LST~2002LST，3小時內)3公里高度、6公里高度的回波值皆有隨時間增強的現象，並且可以清楚的看出明顯的颱風眼、還有颱風的螺旋雨帶結構和雨帶上的小對流胞。當時間為2100LST時，回波仍然持續增強，其回波極大值出現在颱風中心的東方象限。颱風登陸時(2158LST)颱風眼結構逐漸被破壞，強回波區域增多，分布在颱風中心東北、西北象限。颱風登陸後一小時(2301LST)颱風眼消失不見，但在五分山雷達的東、東南方向仍有零碎的強回波區。6公里高度回波場出現一圈一圈不連續

的現象，是因為雷達高層風場資訊經過客觀分析內插到網格點上的結果。

3-2 登陸前的風場結構

GBVTD 方法可以將颱風環流近似軸對稱的風場結構，使用幾何方法，把雷達所觀測的徑向速度用傅立葉級數展開，進而求取颱風的軸對稱、非軸對稱切向風場，以及軸對稱的徑向風場。但因為 GBVTD 方法在求解上的限制，僅能得到軸對稱的徑向風分量 ($V_R C_0$)，並不能得到真實的颱風徑向風場，不過對於登陸前不能做雙雷達風場合成的颱風，已經可以得到不錯的風場資訊；本小節僅討論切向風場隨時間的變化。

江(2003)對於納莉颱風(2001)登陸前，時間為 1656LST~1856LST，3 小時內之風場已經做過深入研究，其結果發現，不管在 3 公里高度或 6 公里高度，利用 GBVTD 所反演出來的切向風場最大值區域(圖 3.3. a、b、c、d、e、f)和回波(圖 3.2. a、b、c、e、d、f)出現的位置有良好的一致性；3 公里高度時，1656LST 和 1802LST 切向風最大值均為 55m/s，而 1900LST 切向風最大值減低為 50m/s；由水平切向風場發現，其切向風速隨時間的變化很連續，切向風最大值的位置出現在颱風移動方向的後方，在颱風登陸前風場已經呈現出不對稱的特徵。

3-3 登陸前後之風場和擾動壓力場

此小節為利用 RASTA 所求出在 4 公里高度之風場和擾動壓力場，討論以颱風中心切東西方向，來探討其風場值和擾動壓力值隨時間之變化，選取的分析時間為 9 月 16 日 2100LST-9 月 17 日 0030LST，每

15 分鐘一筆，共 15 筆資料。

圖 3.4 為風場隨時間的變化($totalwind = \sqrt{u^2 + v^2}$ ， u =東西方向水平風場， v =南北方向水平風場)；橫軸原點為五分山雷達位置，往東、西方向各取 90 公里；縱軸為風速值。當分析時間為 2100LST-2145LST(圖 3.4.a)，此時的颱風尚未移入雙雷達可以合成的分析範圍內，僅可得到颱風中心以西之風場，但依然可看出越靠近颱風中心其風速值越大，而越遠離颱風中心其風速值越小，最大風速值隨時間遞減。圖 3.4.b，分析時間為 2200LST-2245LST 可以看出 RMW 位置和颱風中心風速極小區，此時雖然颱風登陸了，但在這個小時內風速極大值沒有明顯減弱，風速值約為 31m/s~34m/s，在 RMW 之外風速值有隨著時間而遞增的現象，主要是由於颱風中心西側已受到地形影響，低層較高的切向風被地形所抬升所導致，此部份稍後將深加探討。2300LST-2345LST(圖 3.4.c)，最大風速值隨著時間明顯遞減，2300UTC 最大風速值為 32.7m/s，而 2345UTC 風速值降為 19.8m/s，颱風中心以西 RMW 外風速向外減小的斜率也隨時間有明顯的斜率減緩現象，颱風中心的最低風速值隨時間增加，沿著颱風中心的東方，風速值隨時間而增加，風場呈現出不對稱的特徵。分析時間為 0000LST-0030LST(圖 3.4.d)，其風速極值明顯降低，在颱風中心仍有最低值，沿著颱風中心東西兩側有不對稱風速變化。

圖 3.5 為擾動壓力場隨時間的變化，因為在分析範圍內含有基線的存在，所以分析區域南、北兩半部必須各自反演其擾動壓力場，故導致南、北兩半部的擾動壓力場呈現不連續的情況。由圖可看出在登陸(2100LST)前，颱風中心之擾動壓力場有逐漸加深的現象；在登陸後颱風中心之擾動壓力場開始被填塞，2315LST-0030LST 期間，明顯看出颱風中心擾動氣壓被填塞，有颱風中心外圍擾動氣壓和颱風中

心擾動氣壓的差值減少的現象；接下來看擾動壓力場隨高度的變化(圖 3.6)，在此選用登陸後 2 小時，即 9 月 17 日 0000LST 的擾動氣壓場，明顯看出擾動壓力場隨高度增加時，擾動壓力值有增加的特徵(颱風中心之擾動壓力在 3 公里高度值為 -378pa ，7 公里高度時擾動壓力為 -98pa)。

3-4 登陸後的風場結構

Extended-GBVTD 方法為 Liou et al. (2006) 所發展，其目的是為了改善 GBVTD 方法無法求出徑向風高波數項的缺點，Extended-GBVTD 方法為將觀測到同一個颱風的兩座雷達，分別以 GBVTD 方法先求出切向風場、徑向風場的係數，再利用兩座雷達的相關性求出平均風、徑向風波數 l ，進而求取徑向風場的非對稱結構。

Liou et al. (2006)、張(2004)，運用 Extended-GBVTD 方法分析登陸後納莉颱風(2001)風場非軸對稱風場結構，分析時間為登陸後兩小時(9 月 17 日 0000LST)，發現颱風風場在垂直方向上有不錯的連續性，由風場反演結果得知，雖然颱風已經登陸兩小時，但是低層和中層(圖 1.6. a)仍有徑向入流進入颱風內核，可以維持對流的發展；而颱風中心西北方的強徑向外流及北方強切向風(圖 1.6. b)形成氣流之輻合，幫助颱風北方雨帶的發展。

第四章 登陸前後颱風內核區的結構特徵

上一章節可以大致瞭解颱風在登陸期間結構的改變情形，接著本章將針對颱風中心在登陸前後約 30 分鐘之颱風內核結構變化加以詳細討論，所選用分析的時間為 2001 年 9 月 16 日 2145LST、2200LST、2215LST。對於風場的討論主要可分為三個部份：I. 由不同高度層的水平剖面討論風場變化；II. 選取不同徑向剖面，比較颱風風場結構，在有地形情況之下和沒有地形情況下，兩者會有何差異；III. 選取通過大回波處不同弧狀剖面，探討颱風風場結構是否會受地形效應的影響，而呈現相當程度的不對稱特徵。

4-1 雙雷達合成之風場及回波場

圖 4.1 為雙雷達合成之風場及回波場，其風場分析區域可分為北面和南面兩個部分，在兩者中間無風場合成處為基線。高度 2 公里(圖 4.1. a、c、e)處，除了在雨帶上回波有稍微增強，其餘地區的回波值有隨時間減小的趨勢；其強回波伴隨著較強的水平風速，且風向呈氣旋式方向旋轉。而高度 5 公里處(圖 4.1. b、d、f)分析範圍南面陸地上的風場，在經過雪山山脈之後(紅色框框的地區)風向由原本順著颱風之主環流方式逆時針旋轉變成直接的西北風方向。

由上分析可知，颱風在登陸期間，其回波場變化不大，但是風場卻有較大的改變，所以想要詳細討論風場變化的特徵，分析方法為將 RASTA 做出來直角座標系統之風場，轉換成颱風的圓柱座標系統，再將風場分解成徑向風場和切向風場來討論。為了進一步了解颱風內核區風場的水平 and 垂直結構特性，在此吾人所使用的風場為相對於颱風系統之風場 \vec{V}_{rel} ($\vec{V}_{rel} = \vec{V}_{total} - \vec{V}_s$ ； \vec{V}_{rel} : relative wind； \vec{V}_{total} : total wind；

\vec{V}_s : storm motion)。

4-2 切向風和徑向風的水平結構特徵

圖 4.2 為水平切向風場：在高度 2 公里之切向風(圖 4.2. a、c、e)風速極大值(30-35m/s)位置出現在較靠近颱風中心的地方，且呈一細長狀。高度 5 公里之切向風風速(圖 4.2. b、d、f)極大值位置出現在較遠離颱風中心的地方；南面分析範圍內切向風風速極大值有沿著氣旋式旋轉方向變寬的特徵，且其風速值隨時間遞減，切向風速在分析範圍北面 and 南面呈現出非常不對稱的現象。而造成切向風強風帶變寬的原因，稍後將以動量方程加以討論。

圖 4.3 為水平徑向風場：在高度為 2 公里之徑向風場中顯示(圖 4.3. a、c、e)北面分析區域兩帶外側有較強的徑向入流(-9~-12m/s)，另外在南面分析區域中，有徑向入流。高度為 5 公里徑向風場(圖 4.3. b、d、f)其北面分析範圍可發現徑向風場有隨時間增加而產生氣旋式平移的現象(風速小於 0m/s 的區塊有氣旋式旋轉的現象)；南面分析範圍在雪山山脈的背風處有徑向外流極大值產生，且徑向外流值隨時間遞增，徑向風速在分析範圍北面 and 南面也呈現出極為不對稱的現象。

4-3 風場結構之徑向剖面

由風場在不同高度層的水平結構得知，颱風風場呈現相當程度的不對稱特徵。故以颱風中心之正東方為 $\lambda=1$ ，正北方為 $\lambda=91$ ，正西方為 $\lambda=181$ ，正南方為 $\lambda=271$ ，在此將颱風中心的北北西方向方位角 $\lambda=91-121$ (如圖 4.3f ABC 扇形範圍)之風場做區域平均，選取區域大部份在海上和些許 1 公里以下之地形，代表風場在沒有受到地形影響

的情況；而颱風中心西南西方向，方位角 $\lambda=181-201$ (如圖 4.3f DEF 扇形範圍)之風場平均，選取區域為台灣陸地上並有經過 1 公里以上的山脈，表示在有地形情狀下之風場，討論兩者風場之差異性。

圖 4.4 為切向風場的垂直剖面，原點為颱風中心，x 軸為徑向距離，y 軸為高度；在颱風中心的北北西方向，方位角為 $\lambda=91-121$ (圖 4.4. a、c、e)因為所選取之區域經過 RMW 和螺旋雨帶，所以切向風速極值出現雙峰的情形，最大風速出現在低層，並且風速隨高度向上遞減，切向風有隨高度傾斜的特徵，在徑向距離為 40 公里處，切向風 27m/s 的等風速線約在 4 公里以下；而在颱風中心西南西方向，方位角 $\lambda=181-201$ (圖 4.4. b、d、f)，其風速極大值呈一細長狀，並且有向高層延伸的特徵，在徑向距離為 40 公里處，切向風 27m/s 的等風速線延伸至 5 公里以上，其切向風隨高度傾斜的結構相較於在方位角 $\lambda=91-121$ 來的直立，且所在的位置和垂直運動十分吻合。由分析的 3 個時間來看，切向風速會隨著時間而遞減。

圖 4.5 為垂直速度垂直剖面 ($w = \frac{Z_t - Z_g}{Z_t}(\eta + w_t)$)，w=垂直速度場， Z_t :頂層高度， Z_g :地勢高度， η :風場輻合、輻散產生所產生的垂直速度， w_t :地形強迫作用所產生的垂直速度)：颱風中心的北北西方向，方位角 $\lambda=91-121$ (圖 4.5. a、c、e)，因為分析區域未受到地形所影響，垂直速度僅由雨帶上的風場輻合輻散所產生，所以垂直速度值較小；而在颱風中心西南西方向，方位角 $\lambda=181-201$ (圖 4.5. b、d、f)因為分析區域有經過複雜地形，所以垂直速度除了風場本身的輻合輻散之外，還要加上地形舉升所產生的垂直速度，故其值較大。

圖 4.6 為徑向風場垂直剖面：徑向風場有次環流的特徵，低層為入流、中高層有外流。颱風中心的北北西方向，方位角 $\lambda=91-121$ (圖 4.6. a、c、e)，中層徑向外流值較大，低層徑向入流較為平淺；而在

颱風中心西南西方向，方位角 $\lambda=181-201$ （圖 4.6. b、d、f），低層徑向入流有明顯變強、變厚的現象，孫(2000)研究賀伯颱風(1996)與地形的交互作用，也發現低層徑向入流有明顯變厚的現象。

由風場在不同徑向剖面之平均得知，在沒有地形情況之風場結構和有地形情況之風場結構兩者具有相當程度的不同。所以，想要瞭解風場和地形之間有何相關性存在，故以颱風中心，分別沿徑向半徑 30 公里、35 公里、40 公里，由正北方、正西方到正南方切弧狀剖面來討論風場的變化。

4-4 切向風和徑向風之弧狀剖面

圖 4.7. a、c、e、圖 4.8. a、c、e、圖 4.9. a、c、e 分別為 3 組時間之切向風場垂直結構，原點為颱風中心之正北方，x 軸為正北—正西—正南方之方位角，y 軸為高度：由圖可看出，在不同半徑的弧狀剖面，切向風皆有隨方位角(λ)增加而向上抬升的趨勢；因為近地層受到地表摩擦力的影響會減低風速值，其切向風速的垂直變化有先減少再增加的現象(ex:圖 4.7. a $\lambda=170$ 、高度為 1.5 公里處的切向風速為 27m/s，當高度為 2 公里切向風速增加至 31m/s，高度為 3 公里切向風速減少為 28m/s)；切向風速值在迎風坡處風速等值線向高層延伸，而背風坡處風速等值線出現在較低的高度，形成一個波長約為 30 公里的變化(ex:圖 4.7. a 之 30m/s 等值線，在 $\lambda=195$ 、 $\lambda=240$ 出現 2 個明顯極值延伸到較高的高度，而 2 個高度最低的極值出現在 $\lambda=170$ 、 $\lambda=225$)。

圖 4.7. b、d、f、圖 4.8. b、f、圖 4.9. b、d、f 為 3 組時間之徑向風場垂直結構：由圖得知，低層為入流、中層為外流，而高層為存在著外流和入流的不對稱現象；和切向風沿地形抬升類似，低層入流

也有隨地形上升而逐漸向上抬升的現象，中層為外流，但因為底層的入流遇到地形所抬升，所以有一點入流出現，可能是低層徑向入流垂直向上強迫擠入所導致，其原因將在下一章利用動量方程來討論；高層有入流和外流的不對稱特徵，猜測也許是和颱風中心定位有關係，本文中皆用 4km 高度的回波場定出颱風中心，但是若高層的颱風中心有向 4 公里高度的颱風中心右方偏離時，則會發生一邊為入流，一邊為外流的現象。圖 4.10 為 2145UTC，利用 6 公里高度弱回波定中心的 30 公里弧狀剖面，發現雖然所定的颱風中心位置不相同，但在高層還是存在有入流和外流的不對稱現象。

4-5 徑向絕對角動量之垂直結構

同 4-4 小節將絕對角動量結構分成兩部份來看，在颱風的圓柱座標系統下絕對角動量之公式可以表示為

$$M = v_t r + \frac{fr^2}{2} \quad (4.1)$$

M: 絕對角動量， v_t : 切向風， r : 徑向半徑， f : 科氏參數。在方位角 $\lambda=91-121$ (圖 4.11. a、c、e)，絕對角動量等值線有隨高度向外傾斜的特徵。而方位角 $\lambda=181-201$ (圖 4.11. b、d、f)，因為切向風速較大，所以絕對角動量等值線較為直立。由圖 4.11b($r=23-35$ 公里， $z=3-4$ 公里)可看出絕對角動量在低層因為受到摩擦力影響，絕對角動量值有一個向颱風中心減小的現象。

小結：

切向風場和徑向風場皆有不對稱的特徵：切向風若有受到地形影響則垂直結構會較為直立，風速極值會向高層延伸並且和垂直速度吻合；沒受到地形影響時，切向風垂直傾斜結構較為明顯；

中層切向風之強風帶在山脈附近有變寬的現象；由切向風場弧狀剖面發現，切向風隨方位角而產生一個波動的型態，並且風速會受地形影響而被抬升；由不同時間的風場發現，切向風風速值會隨時間遞減。

徑向風場在山脈附近有徑向外流極大值產生；中高層之徑向風場，在分析範圍北面風速值有隨時間增加而產生氣旋式平移的現象；徑向風低層、高層為入流，而中層為外流；低層徑向入流隨地形增加而明顯變厚。本章所討論的為颱風內核結構特徵，而讓風場改變的動力機制，將在下個章節做探討。

第五章 利用動量方程式分析颱風非軸對稱結構的變化

上一章所選用分析的時間為 2001 年 9 月 16 日 2145LST、2200LST、2215LST 發現颱風的風場結構具有不對稱特徵，本章選用的分析時間為 2145LST、2200LST，想要利用動量方程式來分析切向風場減小和徑向風場結構的改變的原因。因為要討論方程式每一項對於風場變化的貢獻，故所使用的風場為 \vec{V}_{total} (total wind)。

在圓柱座標系統下的動量方程式為：

$$\frac{dv_t}{dt} + fv_r + \frac{v_t v_r}{r} = -\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + F_\lambda, \quad (5.1)$$

$$\frac{dv_r}{dt} - fv_t - \frac{v_t^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + F_r, \quad (5.2)$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + v_r \frac{\partial}{\partial r} + \frac{v_t}{r} \frac{\partial}{\partial \lambda} + w \frac{\partial}{\partial z},$$

各別對(5.1)式、(5.2)式展開並移項

$$\frac{\partial v_t}{\partial t} = -fv_r - \frac{v_t v_r}{r} - \frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \lambda} - v_r \frac{\partial v_t}{\partial r} - \frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda} - w \frac{\partial v_t}{\partial z} + F_\lambda, \quad (5.3)$$

$$\frac{\partial v_r}{\partial t} = fv_t + \frac{v_t^2}{r} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} - v_r \frac{\partial v_r}{\partial r} - \frac{v_t}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \lambda} - w \frac{\partial v_r}{\partial z} + F_r, \quad (5.4)$$

v_r : 徑向風, v_t : 切向風, w : 垂直速度, r : 徑向半徑, λ : 方位角, f : 科氏參數, ρ : 密度, p : 壓力, F_r 、 F_λ : 摩擦力。主要利用動量方程(5.3)式和(5.4)式中的各項來探討切向風和徑向風改變的動力機制。首先假設 2145LST-2200LST 風場為線性變化，則動量方程(5.3)式、(5.4)式左式($\frac{\partial v_t}{\partial t}$ 、 $\frac{\partial v_r}{\partial t}$)之求取方法方法為：I. 先在直角座標上求出兩時間之風場差值(u' 、 v')。II. 將其差值轉成圓柱座標系統(v_t' 、 v_r')；2152UTC 之颱風中心位置為 2145UTC 和 2200UTC 之颱風中心的中心位

置。III. 最後再對時間作微分即可求得。右式忽略摩擦力項後之計算方式詳見圖 5.1。為了要配合五分山雷達和中正機場雷達的掃描策略，間隔 15 分鐘才有一筆雷達資料可以做雙雷達風場合成，所在此假設 2145LST-2200LST 之風場為線性變化，其中所產生之誤差為不可避免的；Tuleya and Kurihara(1978)在數值模式中發現，對於颶風的減弱，蒸發量的減少遠比地表摩擦力的增加來得重要，所以忽略摩擦力項。

5.1 水平擾動壓力場

圖 5.2 為 2145LST、2200LST、2215LST 的擾動壓力場，由於基線的存在，所以在分析區域，南、北兩半部必須各自反演其擾動壓力場，所以導致南、北兩半部的擾動壓力場呈現不連續的情況。低層到高層的壓力擾動分布為，靠近颱風中心處擾動氣壓較低。在高度 5 公里時，由空間上來看可個別看出分析範圍南面陸地上的擾動壓力場經過雪山山脈附近壓力梯度值有變小的現象，由梯度風平衡 ($fv_r + \frac{v_t v_r}{r} = -\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \lambda}$, $-fv_r - \frac{v_t^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$) 得知，當壓力梯度變小時其風速也要跟著變小，但是風場經過山脈後尚未透過壓力場的調節而達到平衡，亦即離心力項大於氣壓壓梯度力項，所以產生超梯度風的現象，此現象稍後將加以解釋。

5.2 登陸時切向風減弱的動力機制

由動量方程左式求得之切向風隨時間變化項 $\overline{\frac{\partial v_t}{\partial t}}$ (圖 5.3. a)，和右式各項之和(aa, 圖 5.3. g)，得知切向風場的趨勢在此 30 公里弧面上幾乎為負值，所以想要找出切向風速隨時間減少的原因。

首先個別看動量方程(5.3)式中右手邊各項： $a_1(-fv_r)$ 科氏力項，因為其值太小故不放圖； $a_2(-\frac{v_t v_r}{r})$ 曲率項； a_4 項 $(-v_r \frac{\partial v_t}{\partial r})$ 水平平流項其值很小所以暫不討論； $a_3(-\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \lambda})$ 氣壓梯度力項； $a_5(-\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda})$ 水平平流項，這兩項的圖形形狀相似、其值相反，可以互相抵消，所以先將 a_3 和 a_5 相加起來(圖 5.3.h)，討論區域內 a_5 的絕對值幾乎皆大於 a_3 的絕對值。

討論 aa 中的紫色框框區域主要項的物理意義，水平平流項 $a_5 = -\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda} < 0$ ， $\frac{\partial v_t}{\partial \lambda} > 0$ ，即切向風(圖 5.4.a)將較小的切向風速沿氣旋式方向水平傳送，使切向風減少；垂直平流項 $a_6 = -w \frac{\partial v_t}{\partial z} > 0$ ，由垂直速度(圖 5.4.c)將低層較大的切向風速往上傳送，使切向風增加。因為 $a_2(-\frac{v_t v_r}{r})$ 曲率項加上 a_3+a_5 的負貢獻量大於垂直平流項之正貢獻量，所以讓切向風速減小。再來討論 aa 中的綠色框框區域，其垂直平流項 $a_6 = -w \frac{\partial v_t}{\partial z} < 0$ ，由下降速度將高層較小的切向風速往下傳送使切向風速減小；水平平流項 $a_5 = -\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda} > 0$ ， $\frac{\partial v_t}{\partial \lambda} < 0$ ，切向風將較大的切向風速沿氣旋式方向水平傳送，使切向風增加。曲率項加上垂直平流項之負貢獻量大於 a_3+a_5 的正貢獻量，所以讓切向風速減小。

垂直平流項 ($a_6 = -w \frac{\partial v_t}{\partial z}$)，在山脈迎風面可以由垂直速度將低層較大的切向風速往上傳送使切向風增加，造成中層切向風強風帶有變寬的現象；切向風場弧狀剖面發現切向風隨方位角之變化為在山脈前風速等值線會被垂直上升速度向高層抬升，而在山脈後風速等值線有被垂直下沉速度往低層帶的現象，所以水平平流項 ($a_5 = -\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda}$) 受

到切向風場特殊分布的影響，出現有 3 個正值 2 個負值相互間隔的形式。

5.3 登陸時徑向風增厚的動力機制

動量方程左式求得之徑向風隨時間變化項 $\frac{\partial \bar{v}_r}{\partial t}$ (圖 5.5. a)，和右式各項之和 (bb，圖 5.5. g)，兩者的結果不太一致，原因可能來自時間平均差分的關係，但仍想要試著利用各項去找出低層徑向風速變厚加深的原因。

動量方程(5.4)式中右手邊各項： $b1(-f_i)$ 科氏力項，其值很小所以不放圖；其中主要是由 $b2(\frac{v_t^2}{r})$ 離心力項和 $b3(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r})$ 氣壓梯度力項主宰，旋轉流平衡就是這兩項的平衡，兩項可以互相抵銷所以將 $b2$ 和 $b3$ 相加起來再做討論，可以看到圖 5.5. h 幾乎皆為正值，也就是說離心力項大於氣壓梯度力項，亦即在此弧面上有超梯度風的現象；而 $b4$ 項 $(-v_r \frac{\partial v_r}{\partial r})$ 相對而言較小暫不討論； $b5(-\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \lambda})$ 為水平平流項； $b6(-w \frac{\partial v_r}{\partial z})$ 為垂直平流項。

要使低層入流增加主要是由 $b3$ 離心力項、 $b6$ 垂直平流項的負值所產生，但是 bb(圖 5.5g)圖形中低層入流加厚區域卻沒有像圖 5.5a 的明顯，可能是因為反演的擾動壓力場不夠來反應風場的變化，而可以明顯看出垂直平流項在山脈迎風面的負區對於低層徑向入流的加厚有相當程度的影響。

首先討論 bb 中的紫色框框區域主要項的物理意義，垂直平流項 (圖 5.5. f) $b6 = -w \frac{\partial v_r}{\partial z} < 0, \frac{\partial v_r}{\partial z} > 0$ ，由垂直速度將低層較小的徑向風(圖 5.4. b)向上傳送使徑向入流變厚； $b5$ 水平平流項(圖 5.5. e)：

$b_5 = -\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \lambda} > 0$ ，切向風將較大的徑向風傳送沿氣旋式方向水平傳送，使徑向風變大，如圖 5.6。再來討論 bb 中的綠色框框區域， b_4 、 b_6 很小，也就是說 b_2+b_3 的正貢獻小於 b_5 的負貢獻， $b_5 = -\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \lambda} < 0$ ，切向風將較小的徑向風沿氣旋式方向水平傳送使徑向風減小，如圖 5.7。

對於徑向距離 40 公里的弧狀剖面之分析為：由時間變化項 $\frac{\partial \vec{v}_r}{\partial t}$ (圖 5.8.a) 和右式各項之和(bb, 圖 5.8.g)，看出低層有入流加深的現象，原因在 30 公里之弧狀剖面得知，低層入流向上加深是因為垂直傳送項把低層較大的入流向上抬升，然後再利用水平傳送項往氣旋式方向平移。故在此要探討的是中層外流(圖 5.8.g 紫色框框)增加的原因。同樣的由右式各項來分析，同樣將 b_2 、 b_3 相加之後再討論，而 b_4 、 b_6 項較小不討論；對於中層徑向風的增加，主要是因為水平平流項(b_5)的正貢獻量大於 b_2+b_3 的負貢獻量。

第六章 結論與未來展望

6-1 結論

本研究利用 RASTA 將中正機場雷達資料和五分山雷達資料做雙雷達風場合成和反演擾動壓力場，因為要搭配兩座雷達之掃描策略，所以能做雙雷達風場合成的時間間隔必須為每 15 分鐘才有一筆資料，又五分山雷達高度位於 766 公尺，故低層風場難取得。

首先，分析颱風在登陸期間其強度變化的趨勢，再將登陸前後，時間為 2001 年 9 月 16 日 2145LST、2200LST、2215LST 之颱風結構進行探討，分析方式為將雙雷達所合成之三維風場由直角座標轉系統轉換成颱風的圓柱座標系統，接著分為兩個部份來討論；第一部份為扣掉颱風的移動速度，討論颱風在登陸期間結構的變化，第二部份為未扣掉颱風移動速度，由動量方程收支項對颱風結構作診斷分析。

納莉颱風(2001)的結構演化可以歸納為：

1. 登陸前(1656LST~2002LST)：回波場、風速和擾動壓力場都隨時間增強，有明顯的颱風眼和螺旋雨帶結構；主環流之切向風隨高度向外傾斜。
2. 登陸期間 (2100LST~2245LST)：受到台灣地形影響，颱風眼被破壞現象，擾動壓力變化不大，但風場有很大的改變，其徑向風場和切向風場皆呈現出不對稱特徵。
3. 登陸後(2158LST-0000LST)：颱風眼逐漸消失，擾動壓力場被填塞，最大風速值隨時間明顯減小。

進一步深入探討颱風登陸前後 (2145LST~2215LST) 之結構分析其結論為：

- I. 颱風風場具有不對稱的特徵；切向風場受到地形影響，會使原本傾斜的垂直結構變的較為直立，原因是由垂直速度將低層較大的切向風向高層傳送；遇到地形影響後，徑向風低層徑向入流會沿著地形增厚。
- II. 中高層切向風場在越過雪山山脈後，尚未透過調節達到平衡所以有超梯度風現象產生；由切向風場弧狀剖面發現切向風隨方位角而產生一個波動的型態，在山脈迎風面可以由垂直速度將低層較大的切向風速往上層傳送使切向風增加，造成中層強風帶有變寬的現象。
- III. 徑向風場在山脈的背風面有徑向外流極大值產生；中高層之徑向風場，在分析範圍北面風速值有隨時間增加而產生氣旋式平移的現象；由徑向風場弧狀剖面發現，徑向風低層為入流、中層為外流，而高層為入流和外流，低層徑向入流隨地形增加而明顯變厚。
- IV. 由動量方程收支發現，切向風風速值隨時間遞減，由近地層向上傳送因地面摩擦之較低切向風的垂直傳送十分重要；垂直傳送項對低層入流增厚有相當程度的貢獻。

納莉颱風(2001)在登陸期間，雖然壓力場在颱風登入後有填塞現象，但由於低層一直有徑向入流來維持對流的發展，使得個數很多的小粒徑雨滴經過輻合作用，造成雨滴累積在局部地區，因而產生豪大雨。其徑向入流被抬升之機制也有得到合理的解釋。

6-2 未來展望

利用五分山雷達和中正機場雷達合成颱風的三維風場，雖然可以探討颱風風場結構，但是由於雷達掃描的特性，會讓高層資料不齊

全；而五分山雷達處於地勢較高的位置，低層資料也無法取得。又受限於中正機場雷達之掃描策略，15 分鐘才有一個全體積掃描資料。若能增加雷達資料的時間解析度、或者增加移動式都卜勒雷達來觀測，補齊低層風場資訊，就能對於颱風結構有更詳盡的瞭解。進一步再利用模式來模擬颱風與地形間的交互作用，就可以得到更清楚的地形對於颱風登陸期間結構之影響。

參考文獻

- 曾吉暉，1998: 賀伯颱風結構之雙都卜勒雷達分析。國立中央大學碩士論文。
- 孫怡芬，2000: 賀伯颱風與地形間的交互作用。國立中央大學碩士論文。
- 鄧仁星，1999：侵台颱風降水預報之應用研究—台灣地區雷達資料楚利系統之建立與測試，國科會博士後研究結案報告。
- 江晉孝，2003: 利用都卜勒雷達分析颱風風場結構—2001 年納莉颱風。國立中央大學碩士論文。
- 林位總，2004: 利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性。國立中央大學碩士論文。
- 張雅茹，2004: 利用 Extended-GBVTD 方法反求非對稱颱風(颶風)風場結構。國立中央大學碩士論文。
- 張偉裕、陳台琦、林沛練，2003: 納莉颱風時期二維雨滴譜儀之雨低利徑分布及雷達降水估計。大氣科學，**31**，261-284。
- Brand, S., and J. W. Blelloch, 1974: Changes in the characteristic of typhoons crossing the island of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 708-713.
- Jorgenson, D.P., 1984a: Mesoscale and convective scale characteristics of mature hurricanes. Part I: General observations by research aircraft. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1268-1285.
- Jorgenson, D.P., 1984b: Mesoscale and convective scale characteristics of mature hurricanes. Part II: Inner core structure of Hurricane Allen(1980). *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1287-1311.
- Liu, Y., D.L. Zhang and M.K. Yau, 1997: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part I: explicit simulation and verification. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3073-3093.
- Liu, Y., D.L. Zhang and M.K. Yau, 1997: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part II: Kinematics and Inner-Core Structures. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2597-2616.

- Liou Y.C., and I.S. Luo, 2001: An Investigation of the Moving-Frame Single-Doppler Wind Retrieval Technique Using Taiwan Area Mesoscale Experiment Low-Level Data. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1900–1917.
- Liou Y.C., T.C.C. Wang., W.C. Lee., Y. J. Chang,2006: The retrieval of asymmetric tropical cyclone structures using doppler radar simulations and observations with the extended GBVTD Technique. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1140-1160.
- Marks, F. D., Jr., and R. A. Houze, Jr., 1987: Inner Core Structure of Hurrier Alicia from Airborne Doppler Radar Observations. *J. Atmos Sci.*, **44**, 1296-1317.
- Marks, F. D., Jr., and R. A. Houze, Jr., and J. F. Gamache,1992: Dual-Aircraft Investigation of Inner Core of Hurricane Norbert. Part I: Kinematic Structure. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 919-942.
- Shea, D.J., and W.M. Gray,1973a : The hurricane's inner core region. Part I:Symmetric and asymmetric structure. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1544–1564.
- Shea, D.J., and W.M. Gray,1973b: The Hurricane's Inner Core Region.Part II: Thermal stability and dynamic characteristics. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1565–1576.
- Tuleya, R. E., and Y. Kurihara, 1978: A numerical simulation of the landfall of tropical cyclones. *J. Atmos Sci.*, **35**, 242-257.
- Wang, T.-C. C., W. Y. Chang., K. S. Chung., S. H. Lin., J. H. Lin., J. H. Teng., 2003:The precipitation mechanisms of typhoon Nari(2001) revealed by the Doppler radars, ISS and disdrometer observation. Preprints, *31th int. Conf. on Radar Meteorology*, Seattle, Washington, Amer. Metero. Soc., 769-774.
- Zhang, D. L., Y. Liu, and M. K. Yau, 2000: A multiscale Numerical Study of Hurricane Andrew (1992). Part III: Dynamically Induced Vertical Motion. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3772-3788.
- Zhang, D. L., Y. Liu, and M. K. Yau, 2001: A Multiscale Numerical Study of

Hurricane Andrew(1992).Part IV: Unbalanced Flows . *Mon. Wea. Rev.* ,
129, 92–107.

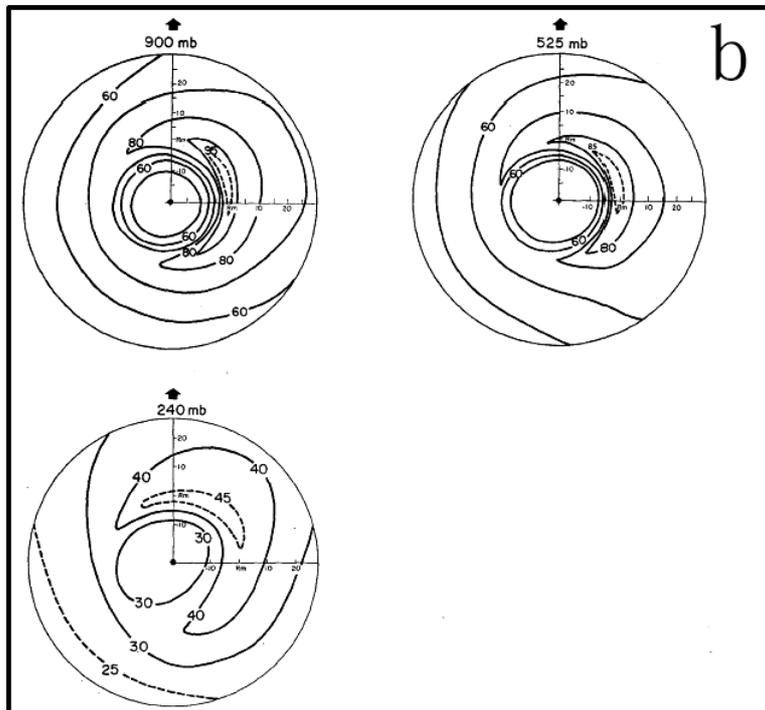
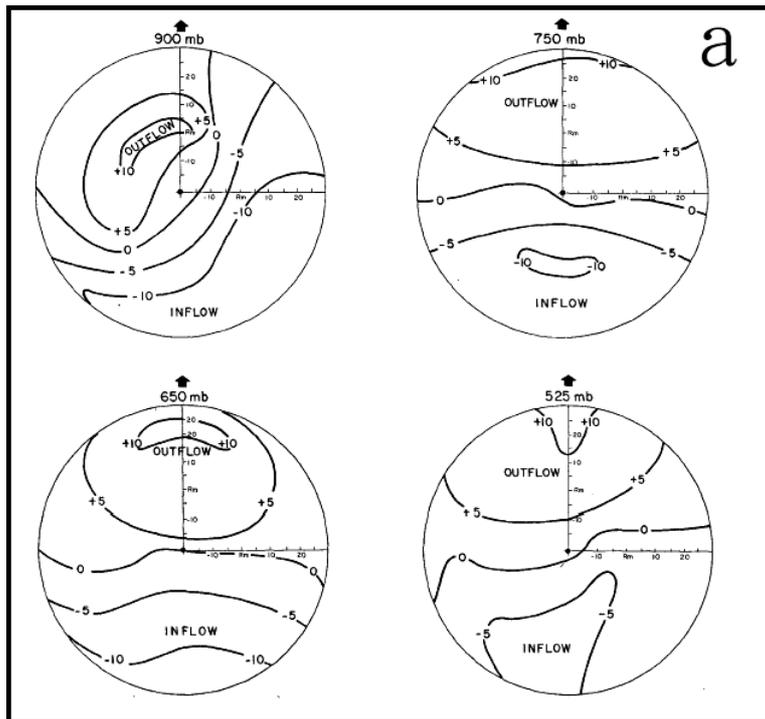


圖 1.1 風場的隨高度變化的不對稱特徵。(a) 徑向風場 (b) 切向風場。摘自 Shea and Grey (1973)

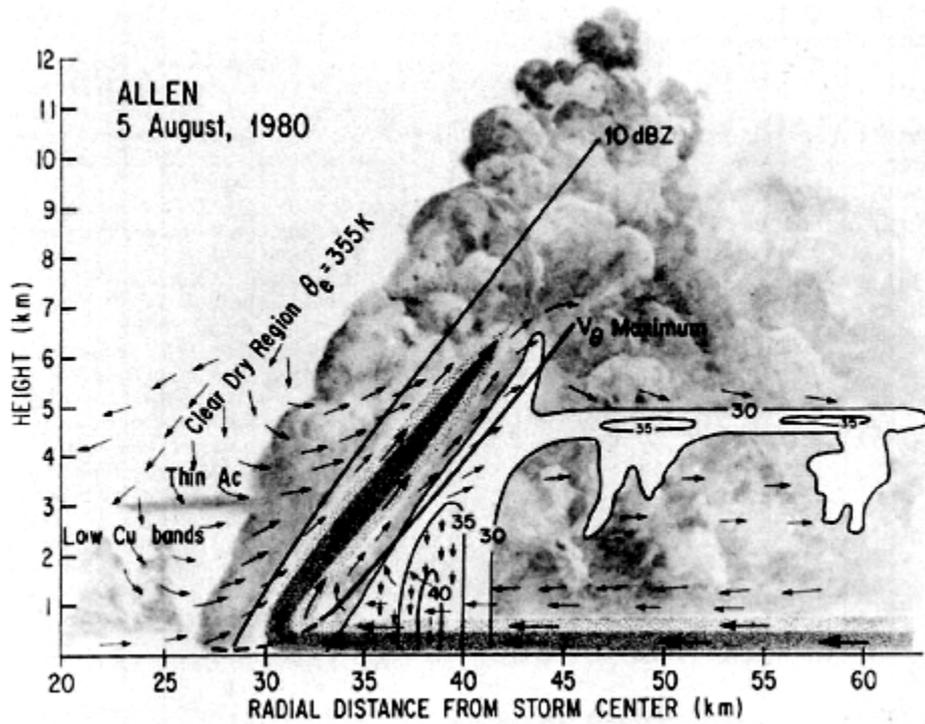


圖 1.2 成熟颶風Allen(1980)垂直剖面結構概念圖。摘自 Jorgensen (1984b)

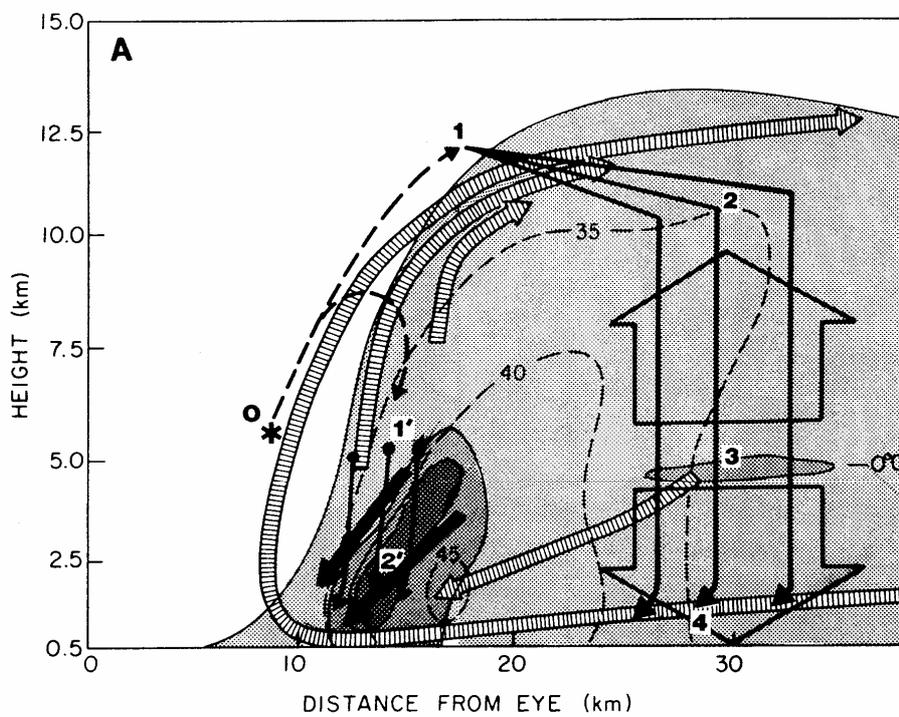
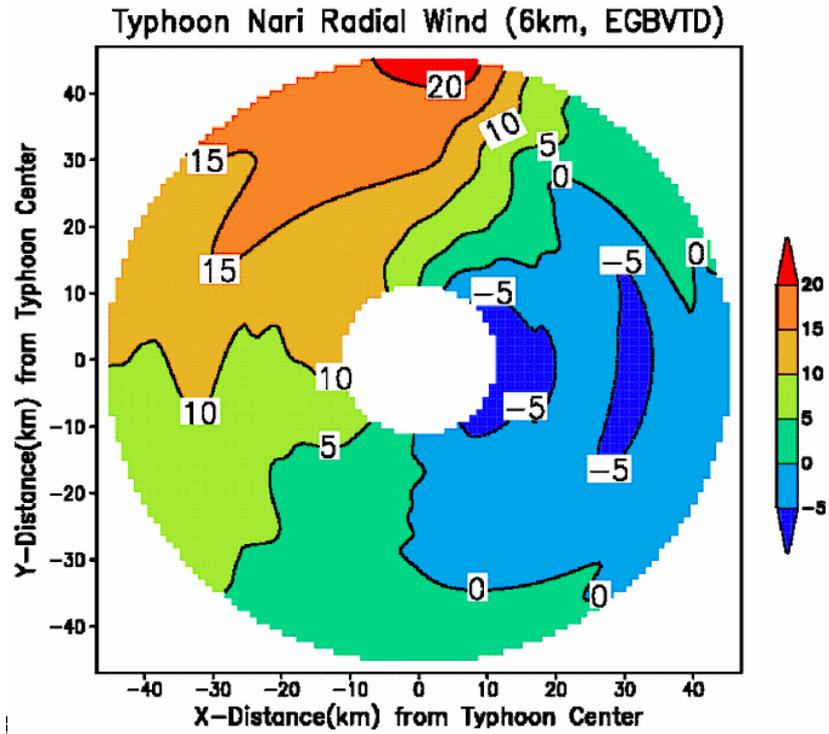


圖 1.3 颶風Alicia(1983)回波與環流之概念圖。摘自 Marks and Houze(1987)

a.



b.

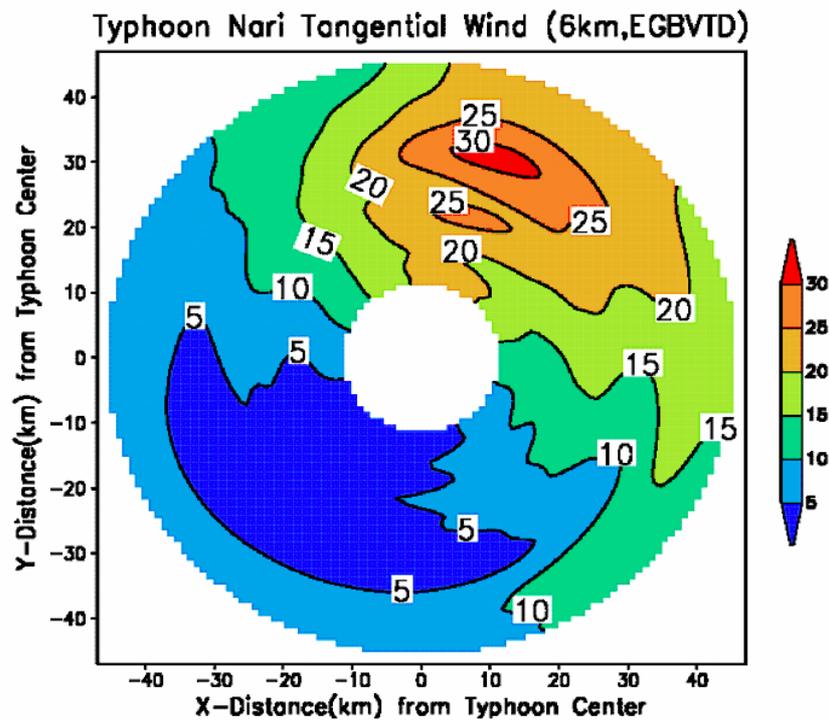


圖 1.6 納莉颱風 (2001) 在登陸後的風場不對稱特徵。摘自 Liou et al.(2006)

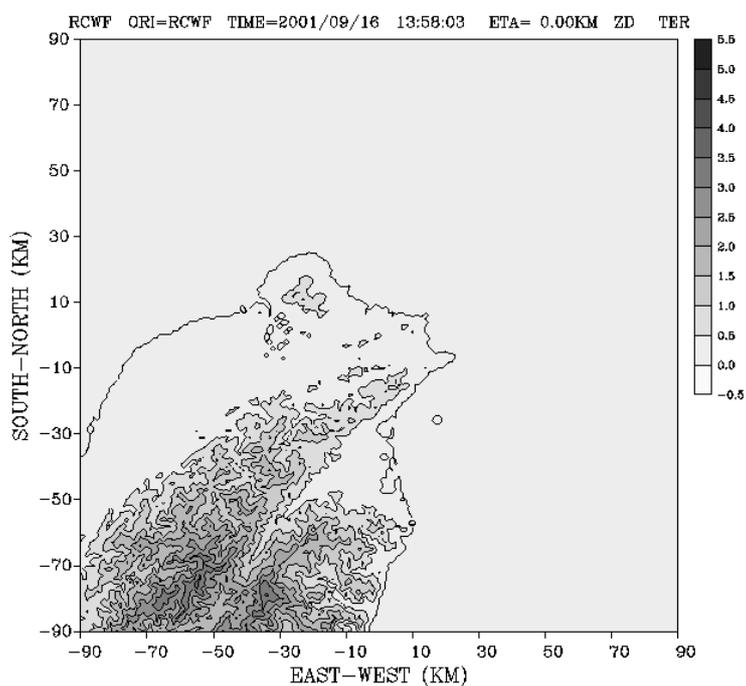


圖 2.1 分析區域內之地形圖，選取範圍為以五分山雷達為中心，東西、南北各 90 公里

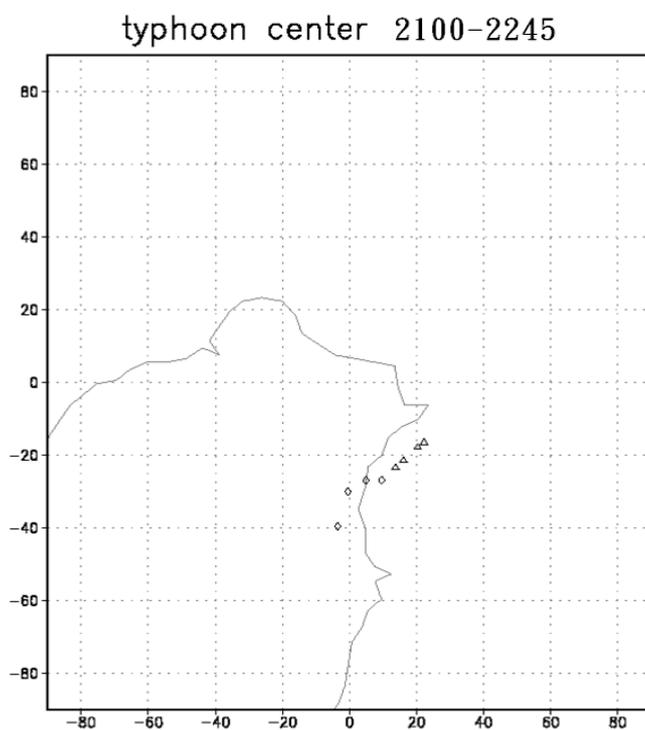


圖 2.2 利用 4 公里高度之弱回波定中心。三角形標誌為 2100LST-2145LST，菱形為 2200LS-2245LST

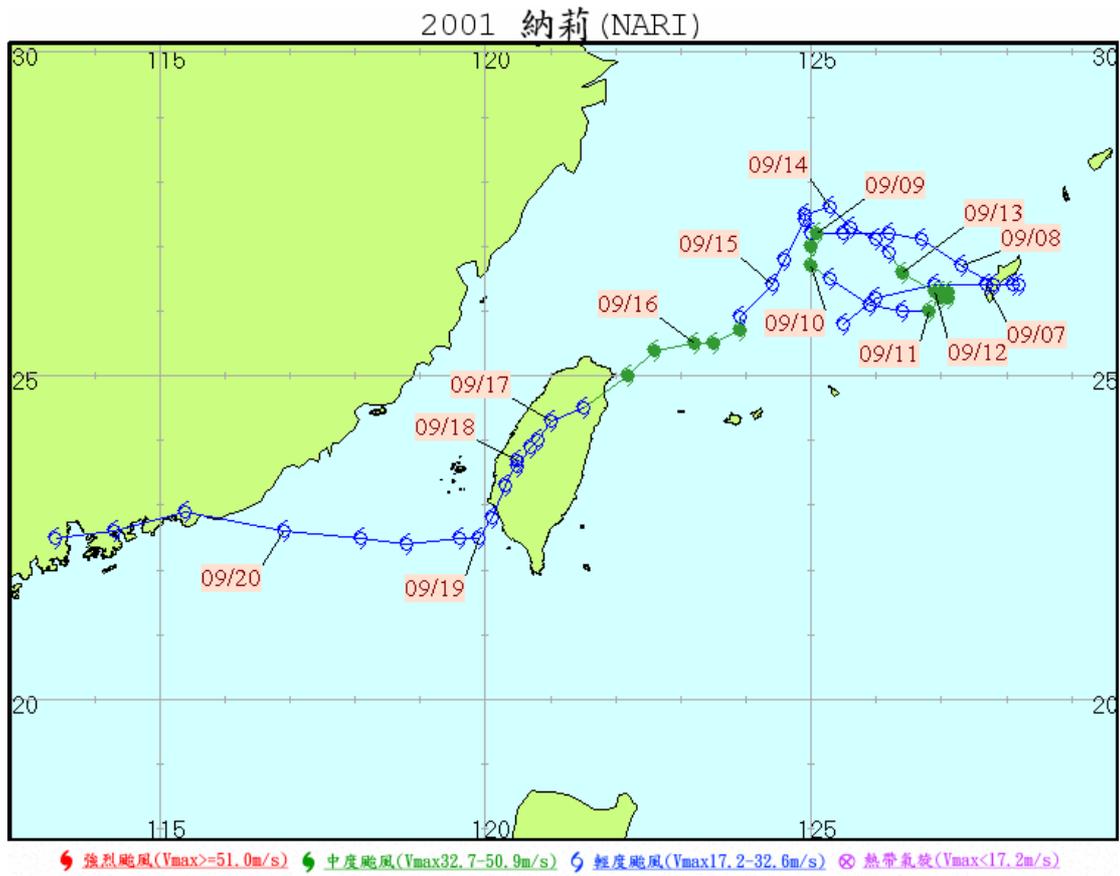


圖 2.3 2001 年 9 月 9 日至 9 月 20 日納莉颱風路徑圖。摘自 CWB

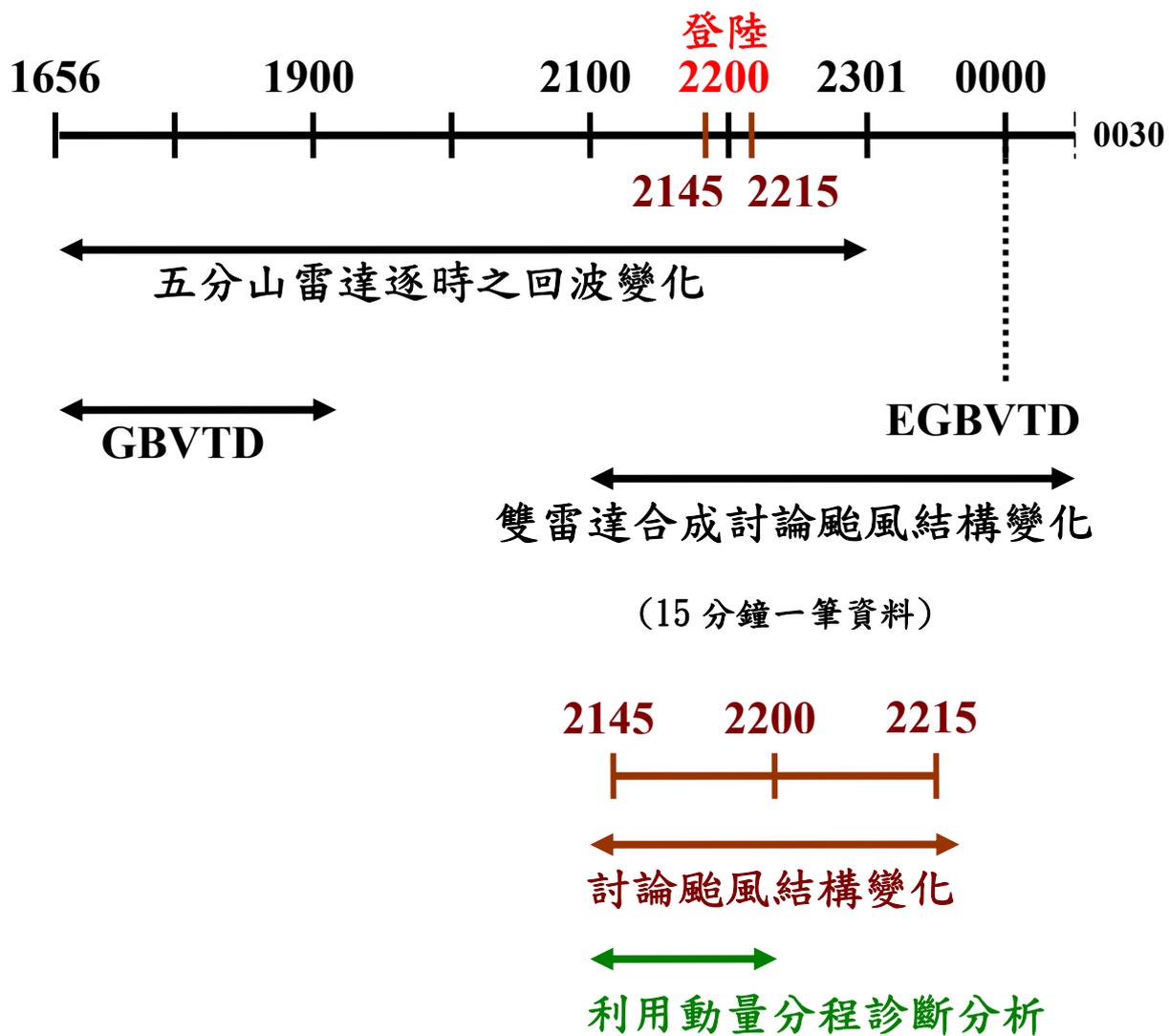


圖 3.1 資料時間與處理方法

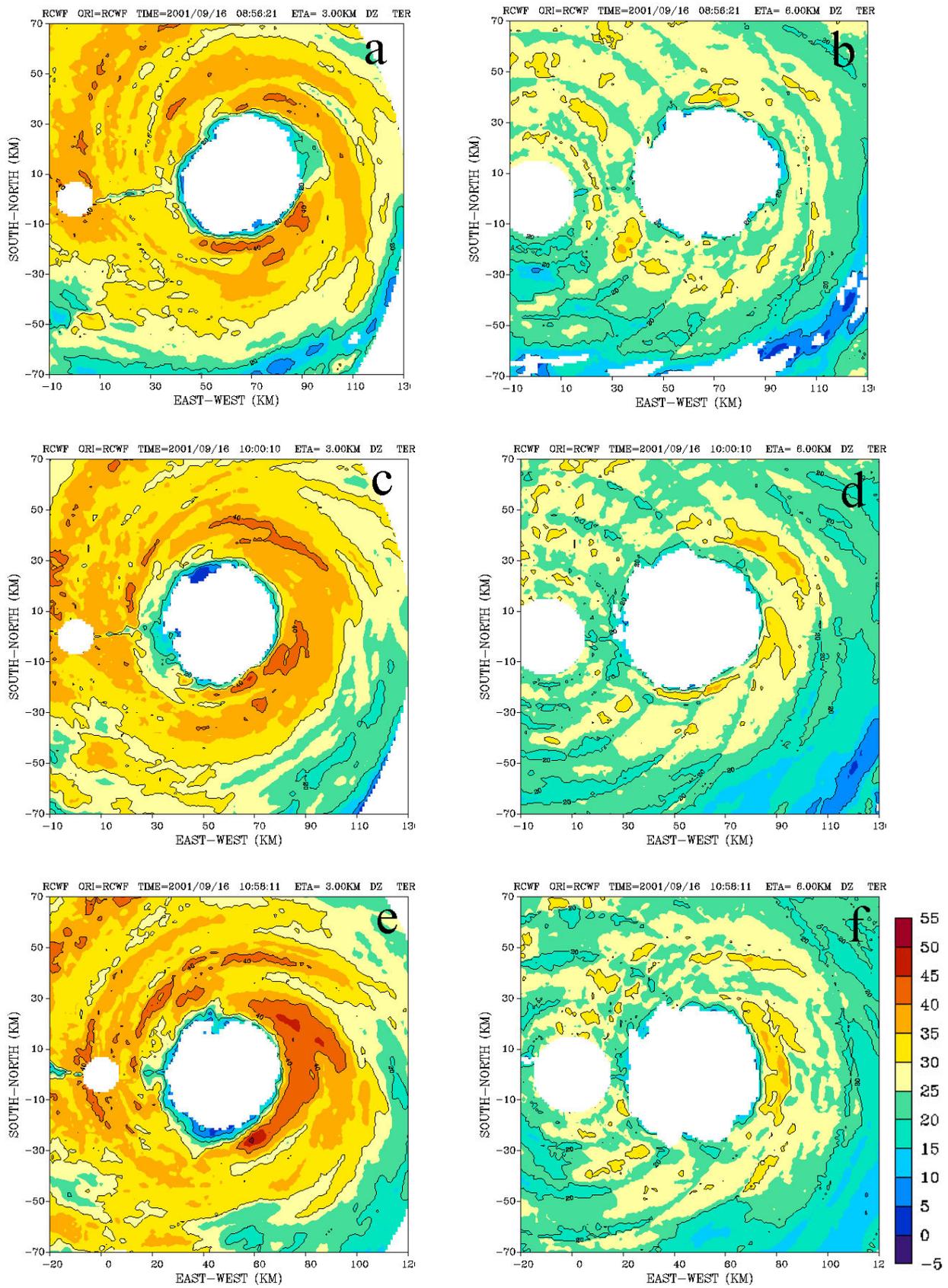
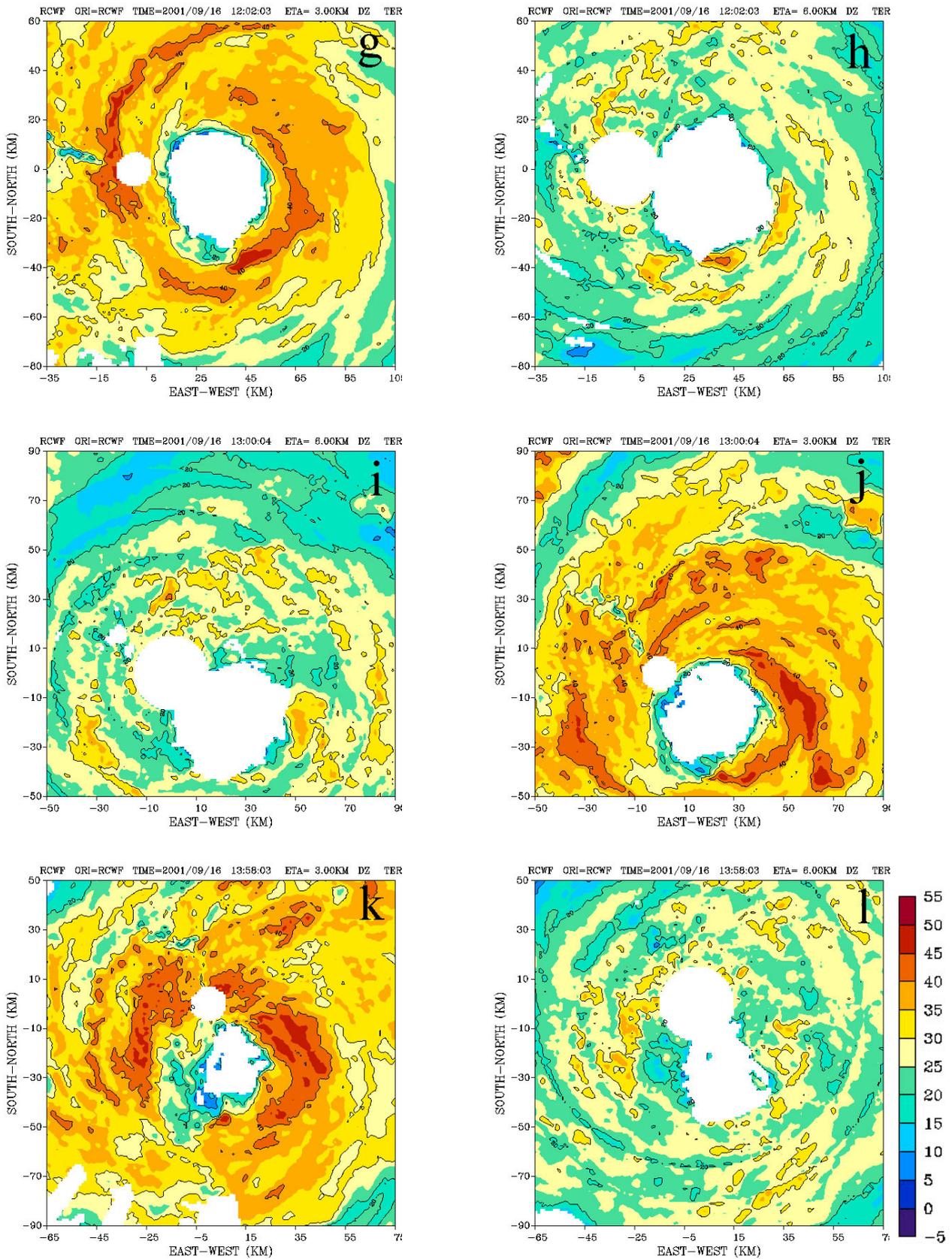
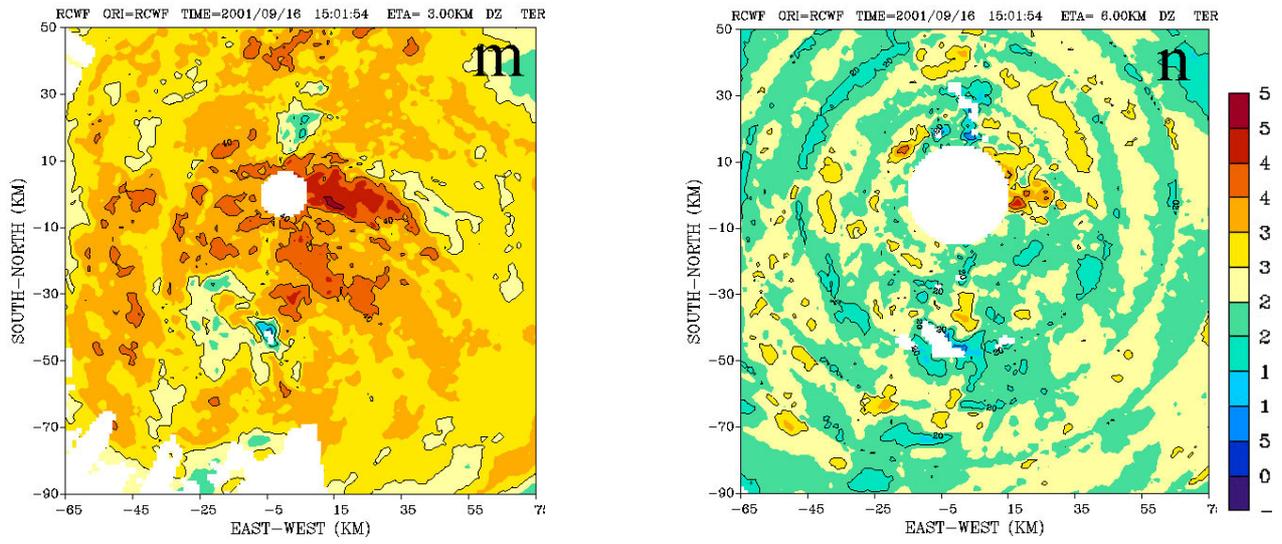


圖 3.2 逐時之回波場 (a) 1656ST 3km、(b) 1656ST 6km、(c)1800LST 3km、(d)1800LST 6m、(e) 1858LST 3km、(f) 1858LST 6km



續圖 3.2 逐時之回波場 (g) 2002LST 3km、(h)2002LST 6km、(i)2100LST 3km、(j) 2100LST 6m、(k) 2158LST 3km、(l) 2158LST 6km



續圖 3.2 逐時之回波場 (m) 2301LST 3km、(n)2301LST 6km

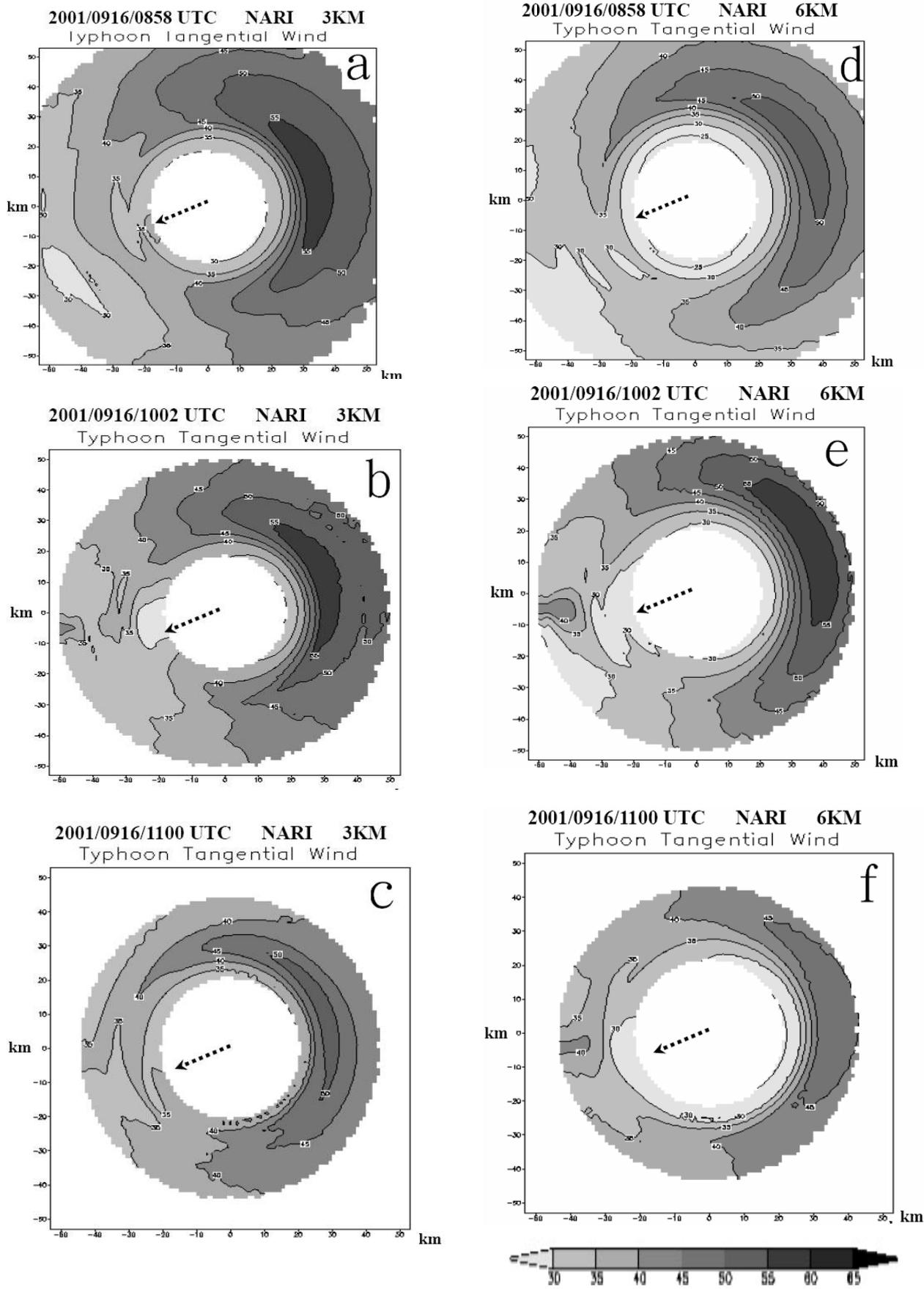


圖 3.3 以颱風中心為原點之 GBVTD 反演後切向風逐時變化 (a) 1658LST 3km、(b)1802LST 3km、(c)1900LST 3km、(d) 1658LST 6m、(e) 1802LST 6km、(f) 1900LST 6km 摘自江 (2003)

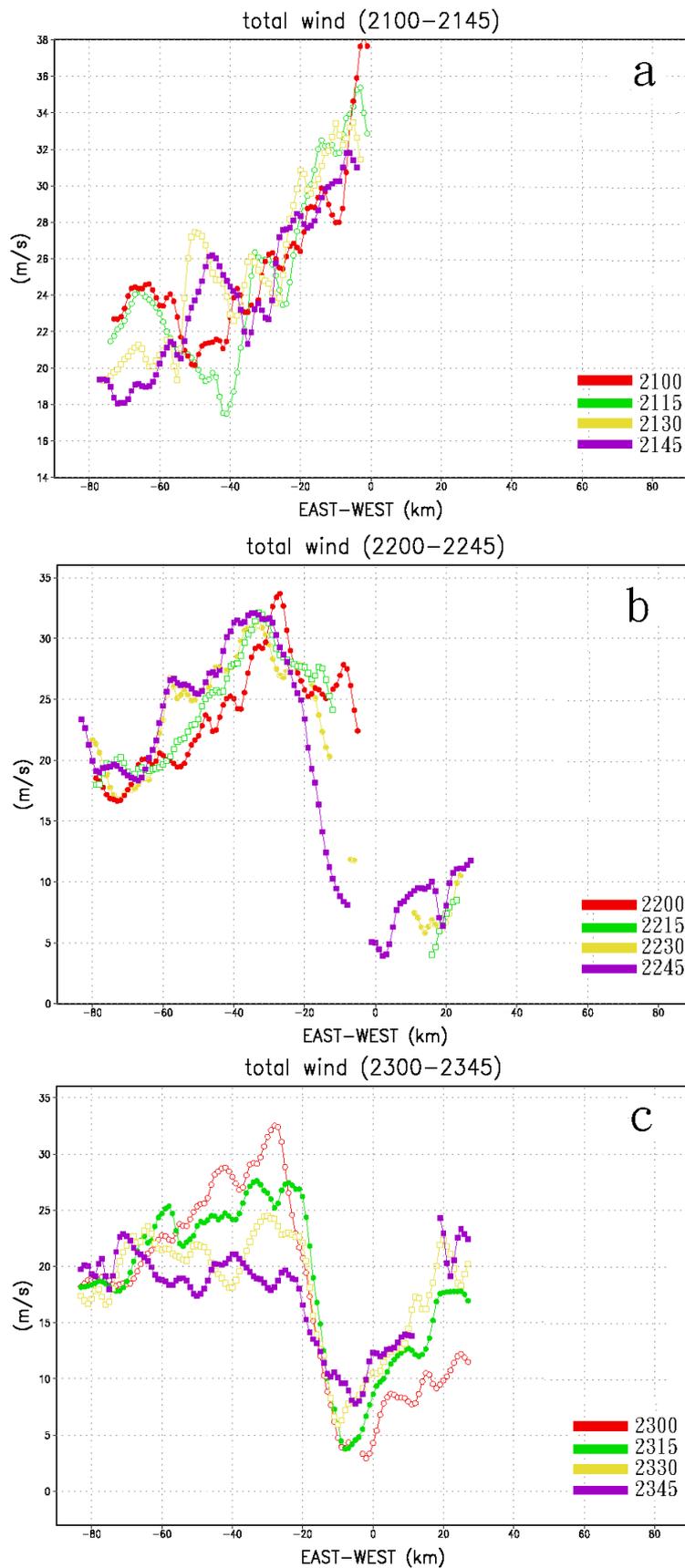
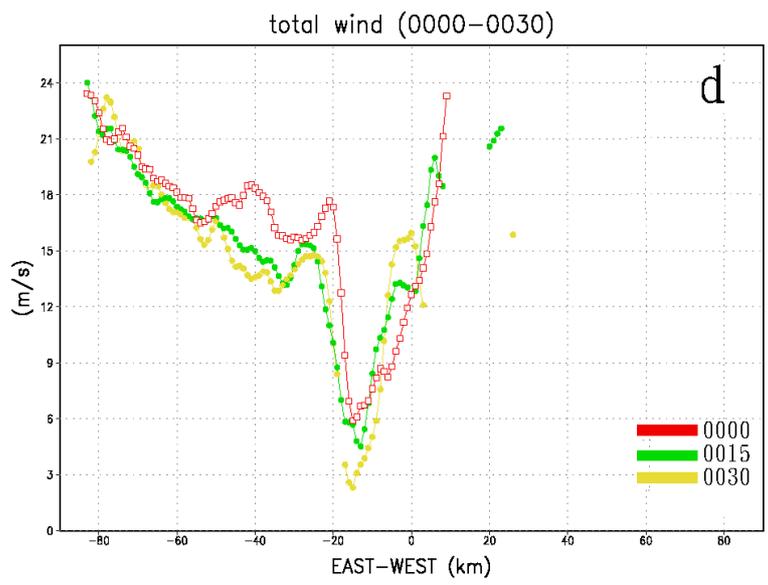


圖 3.4 4 公里高度風速值隨時間的變化(a)2100LST-2145LST、(b)2200LST-2245LST、(c)2300LST-2345LST



續圖 3.4 4 公里高度風速值隨時間的變化(d)0000LST-0030LST

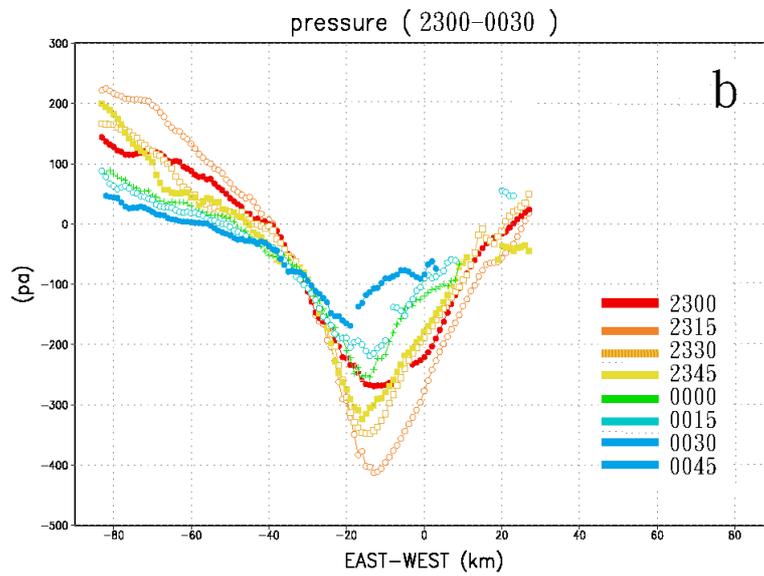
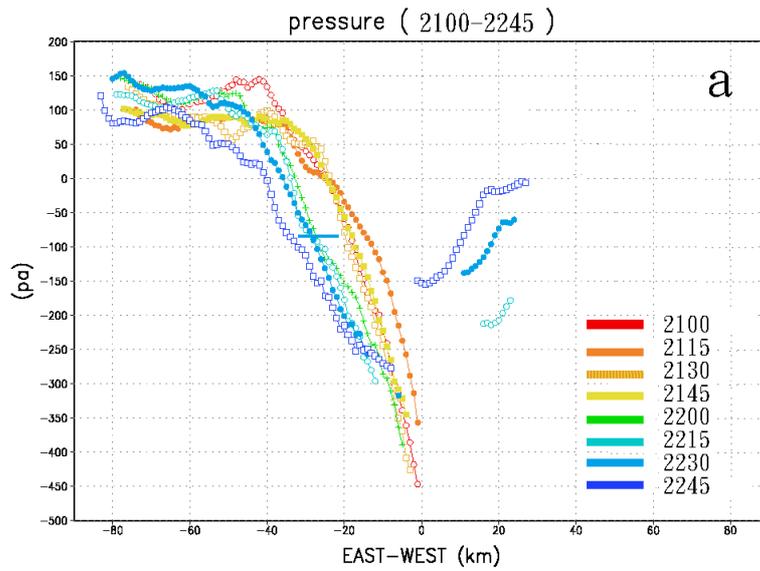


圖 3.5 壓力擾動在 4 公里高度隨時間的變化 (a)2100LST- 2245LST 、 (b)2300LST-0030LST

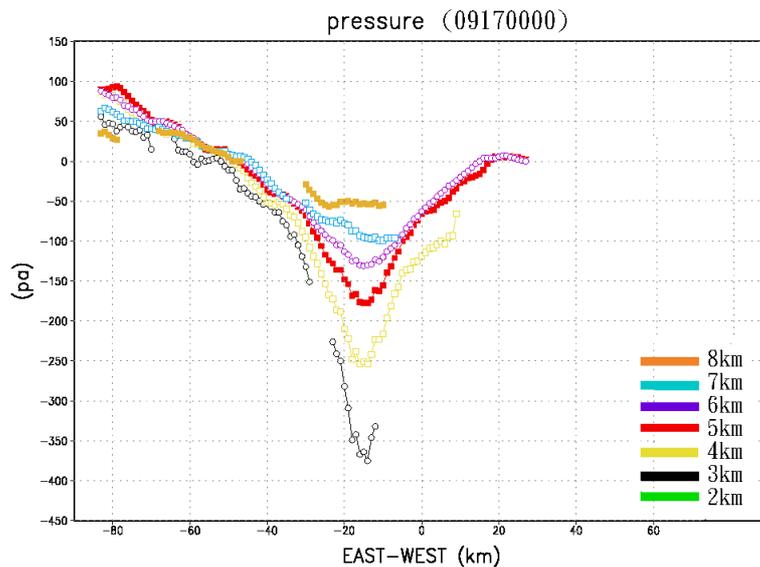


圖 3.6 09170000LST 擾動壓力隨高度的變化

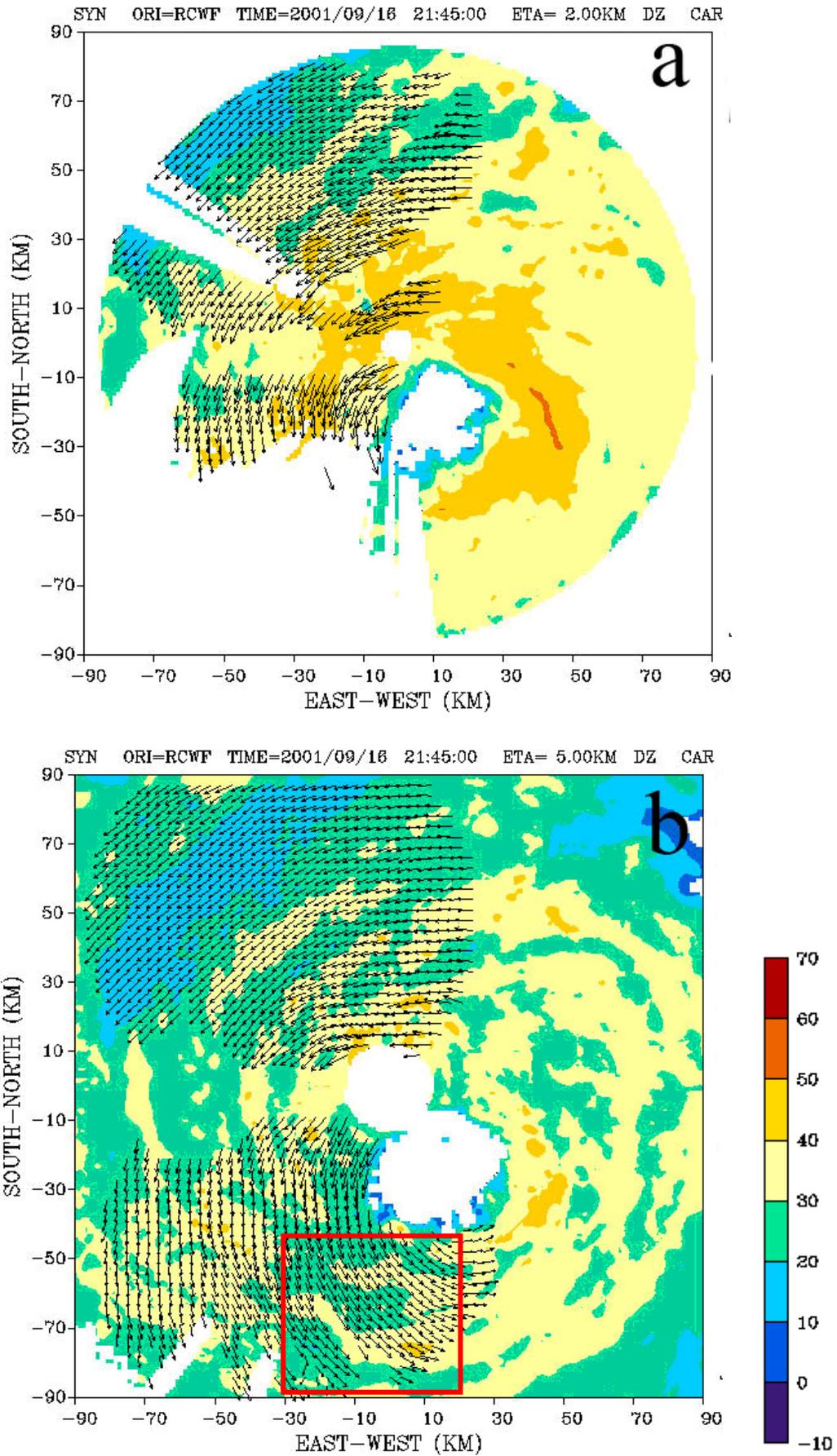
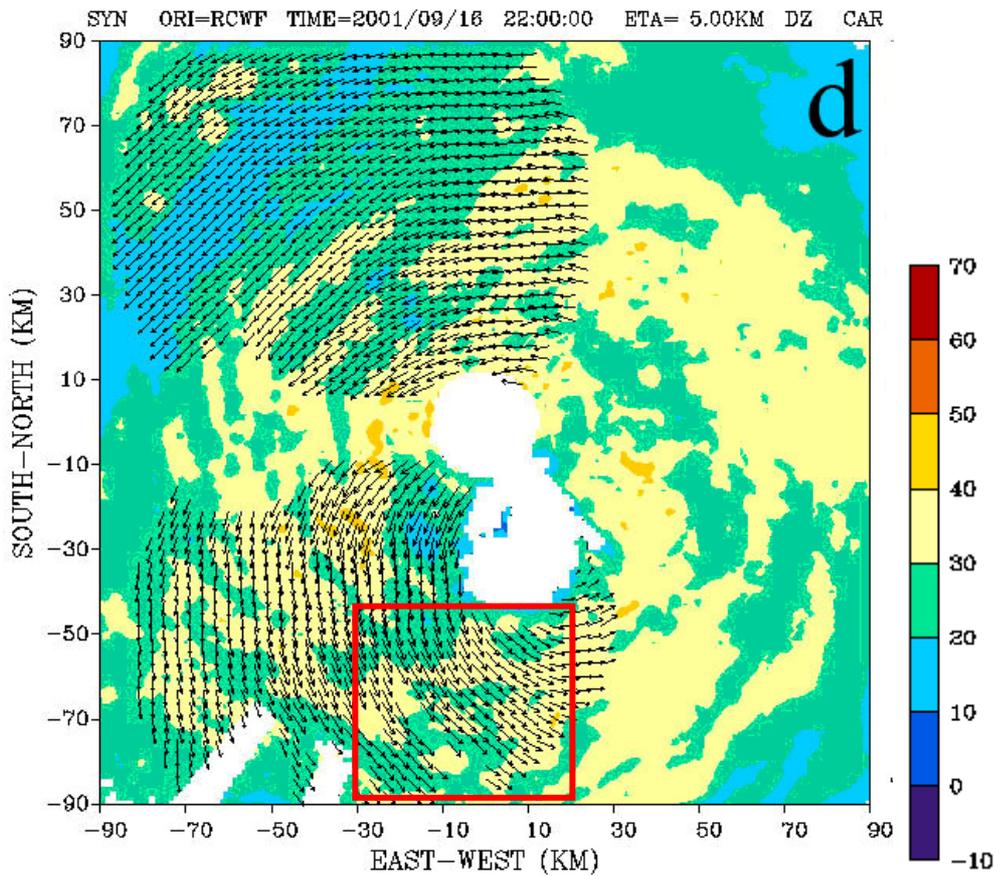
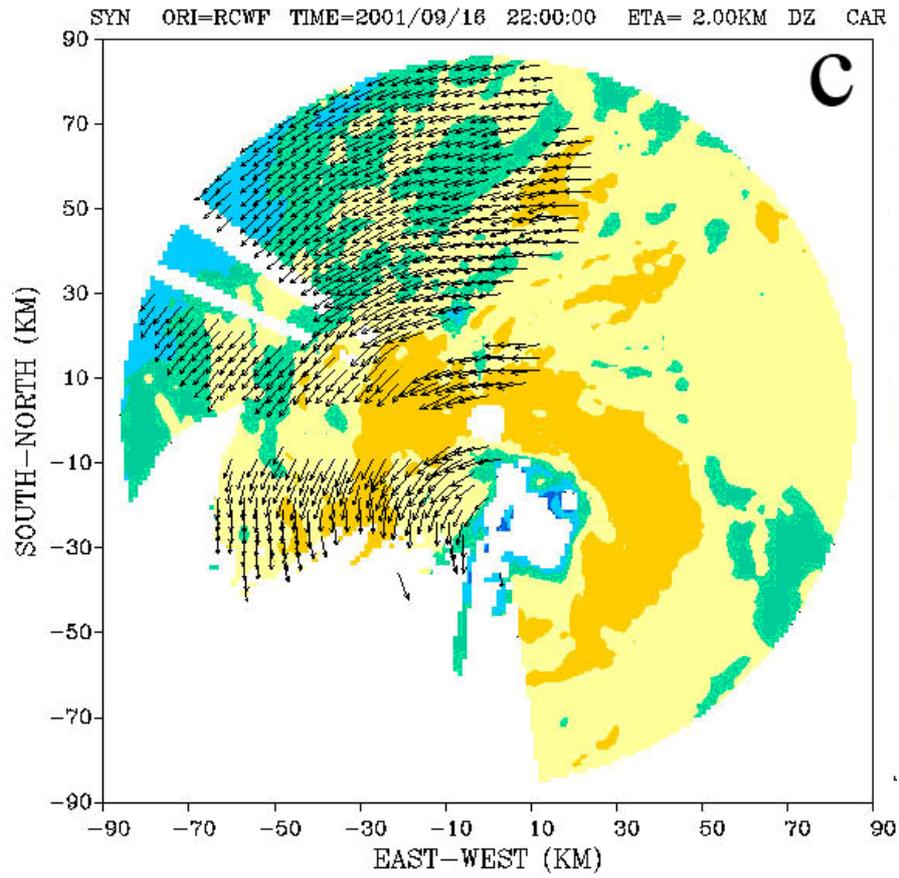
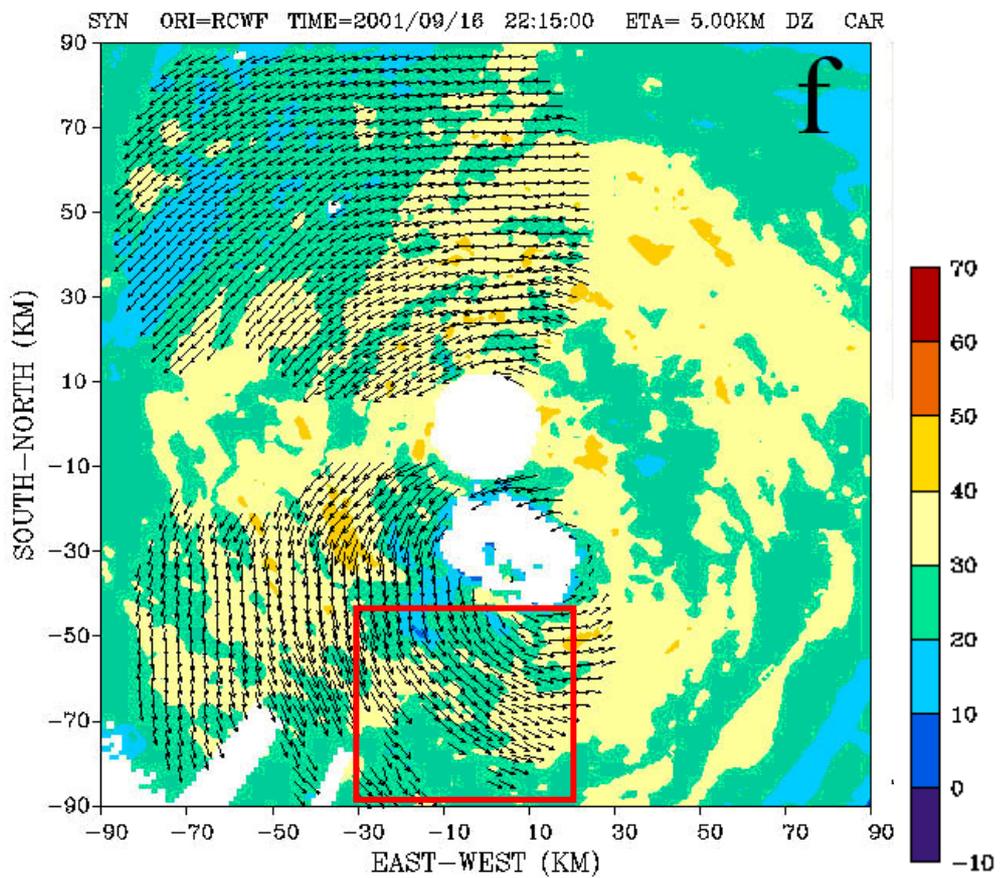
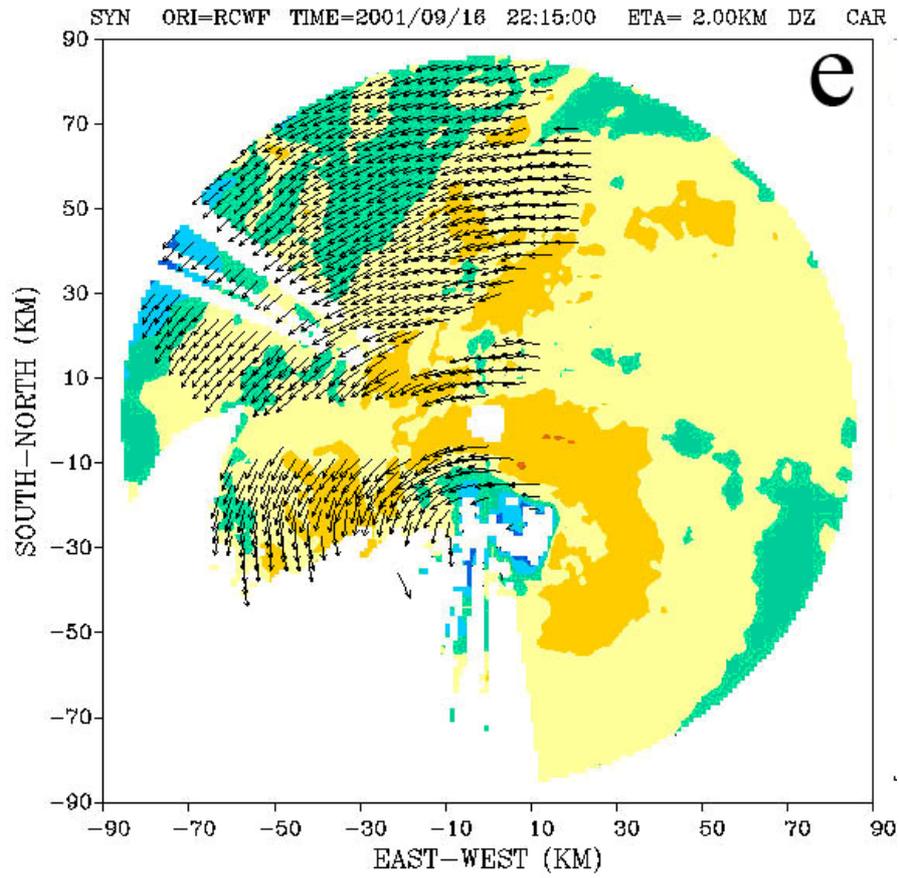


圖 4.1 雙雷達合成之風場和回波場 (a) 2145LST 2 公里、(b)2145LST5 公里



續圖 4.1 雙雷達合成之風場和回波場 (c) 2200LST2 公里、(d) 2200LST5 公里



續圖 4.1 雙雷達合成之風場和回波場 (e)2215LST2 公里、(f)2215LST5 公里

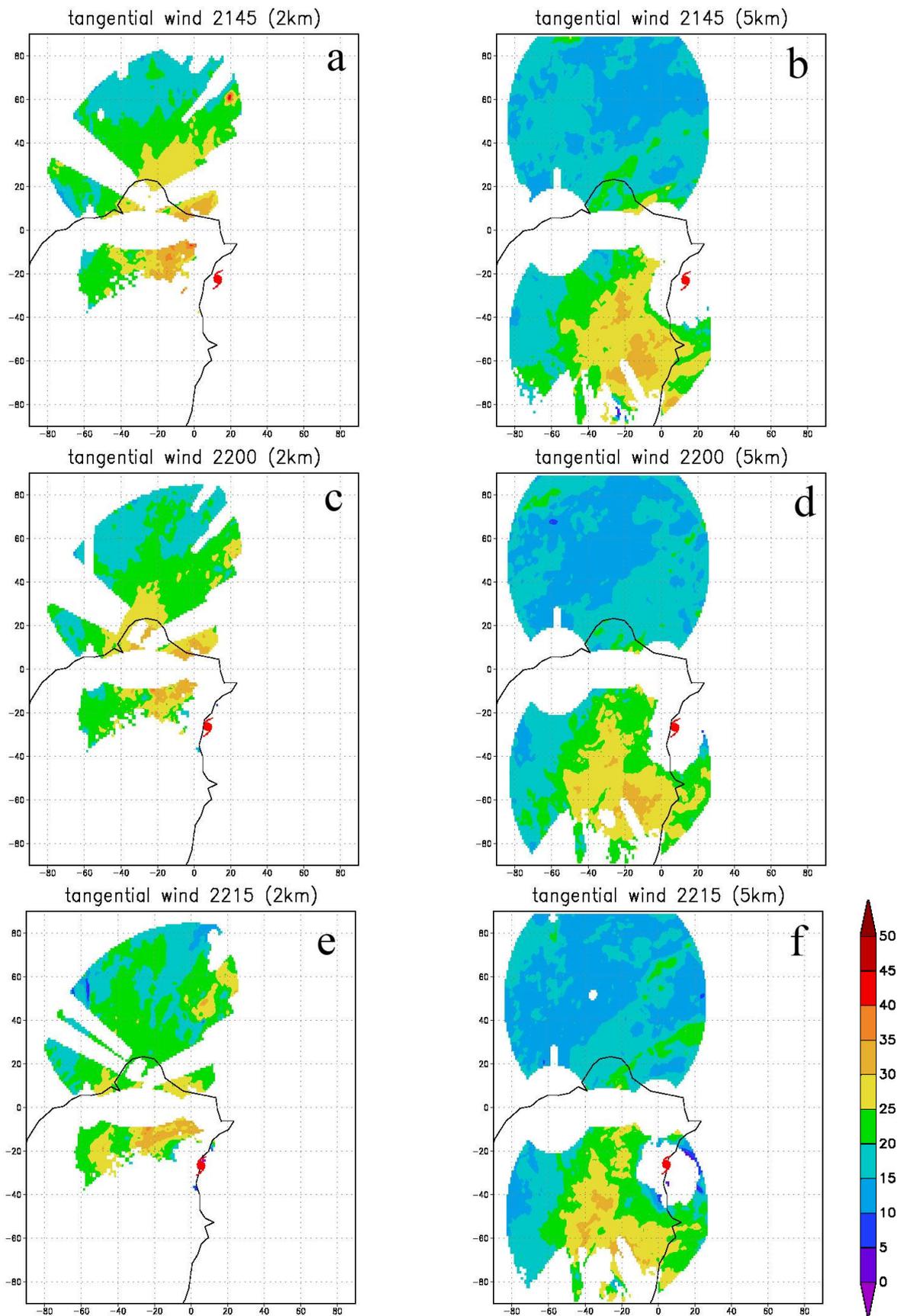


圖 4.2 水平切向風場，2 公里和 5 公里隨時間之變化 (a) 2145LST 2 公里、(b)2145LST5 公里、(c) 2200LST2 公里、(d) 2200LST5 公里、(e)2215LST2 公里、(f)2215LST5 公里

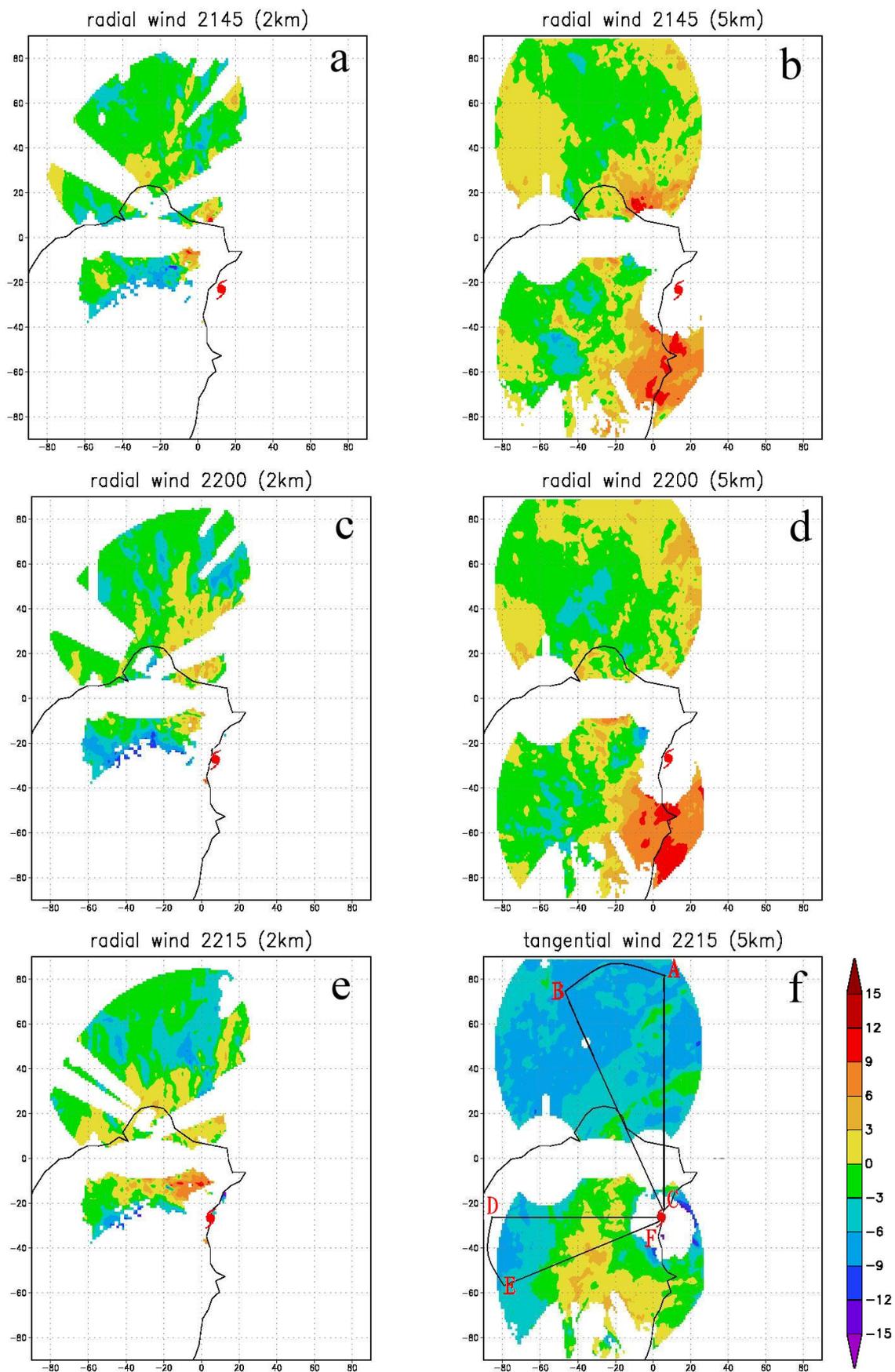


圖 4.3 水平徑向風場，2 公里和 5 公里隨時間之變化，紅色菱形為颱風中心(a) 2145LST 2 公里、(b)2145LST5 公里、(c) 2200LST2 公里、(d) 2200LST5 公里、(e)2215LST2 公里、(f)2215LST5 公里

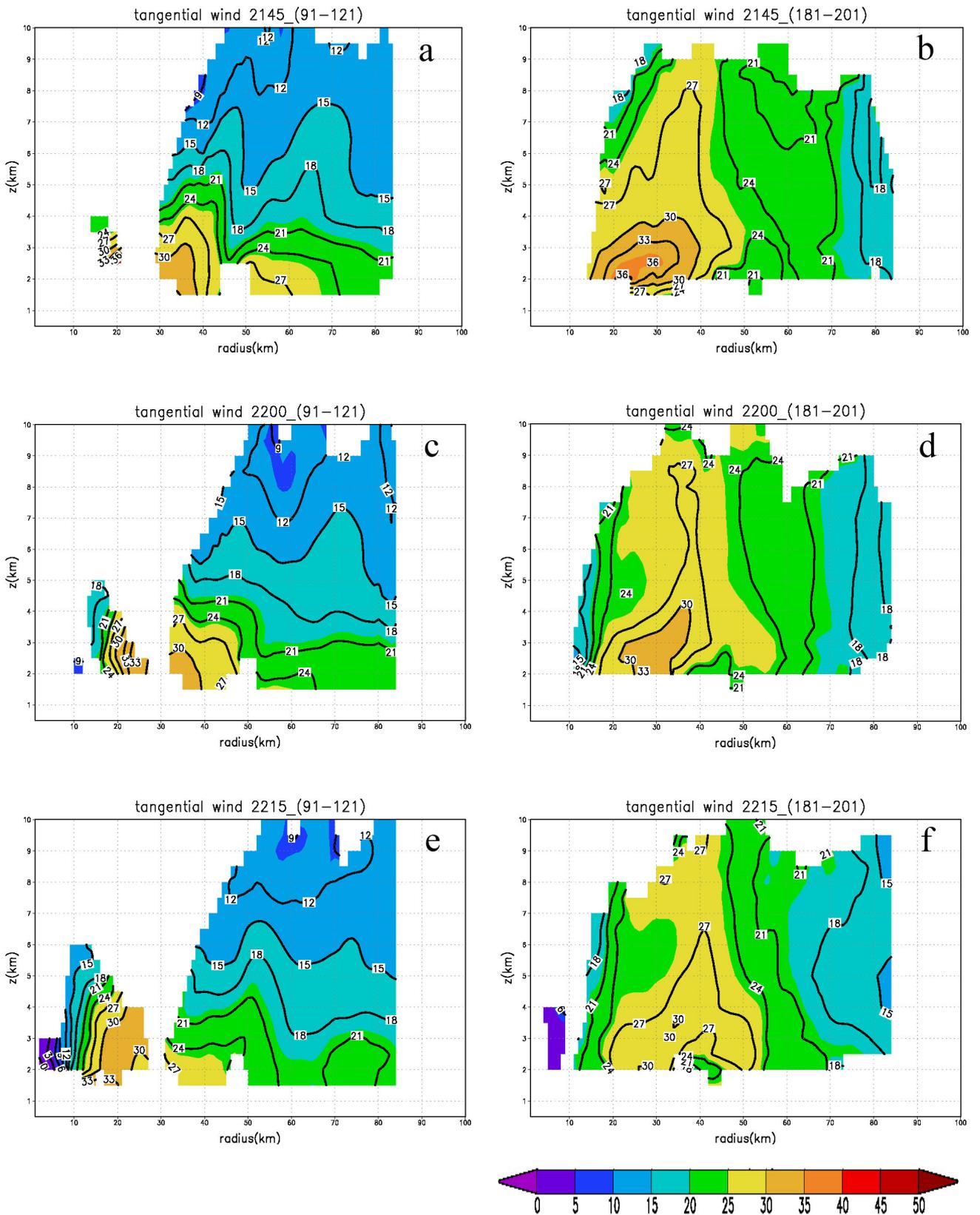


圖 4.4 切向風場垂直結構隨時間之變化(a) 2145LST 方位角平均 91-121、(b)2145LST 方位角平均 181-201、(c) 2200LST 方位角平均 91-121、(d) 2200LST 方位角平均 181-201、(e)2215LST 方位角平均 91-121、(f)2215LST 方位角平均 181-201

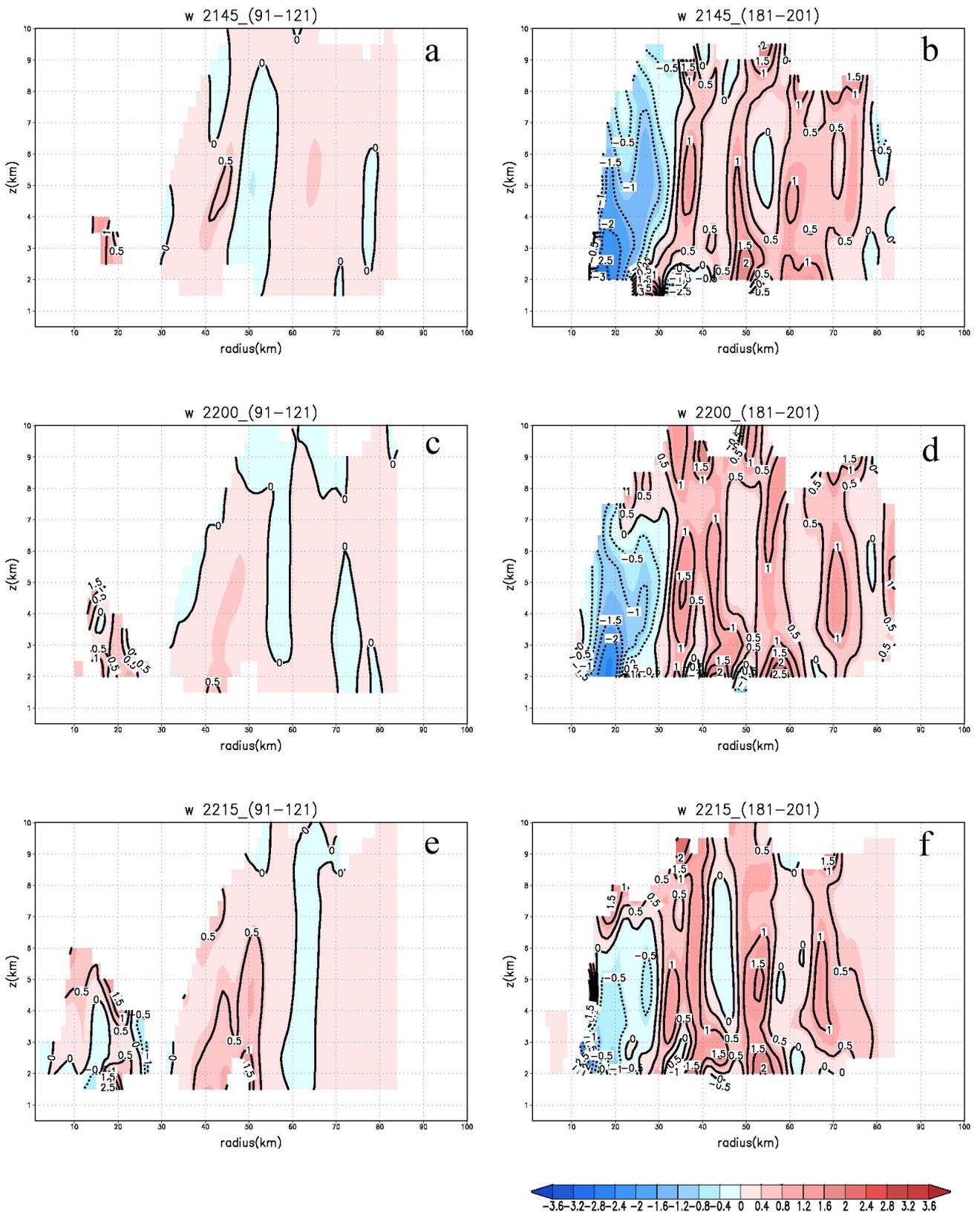


圖 4.5 垂直速度場垂直結構隨時間之變化(a) 2145LST 方位角平均 91-121、(b)2145LST 方位角平均 181-201、(c) 2200LST 方位角平均 91-121、(d) 2200LST 方位角平均 181-201、(e)2215LST 方位角平均 91-121、(f)2215LST 方位角平均 181-201

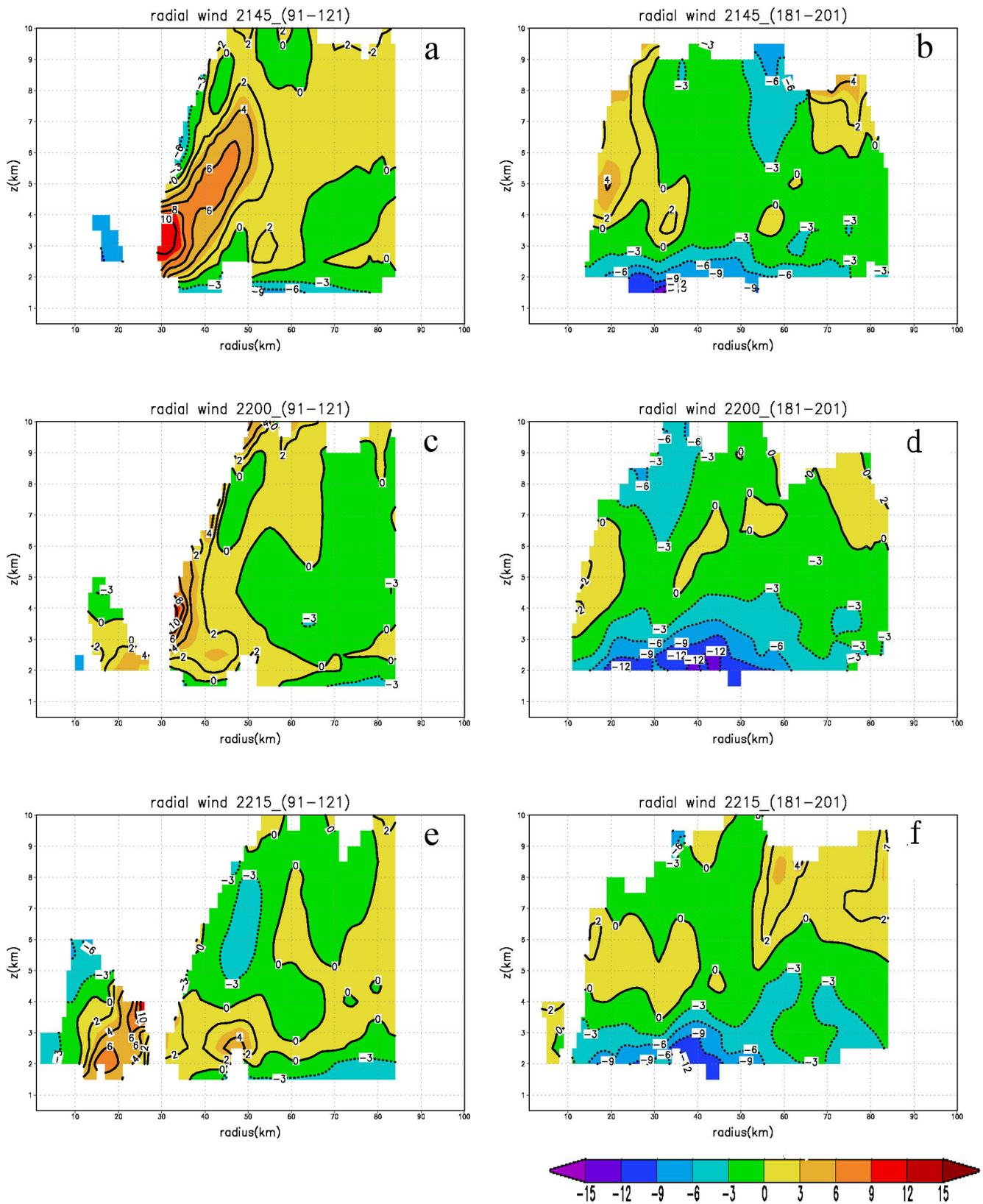


圖 4.6 徑向風場垂直結構隨時間之變化(a) 2145LST 方位角平均 91-121、(b)2145LST 方位角平均 181-201、(c) 2200LST 方位角平均 91-121、(d) 2200LST 方位角平均 181-201、(e)2215LST 方位角平均 91-121、(f)2215LST 方位角平均 181-201

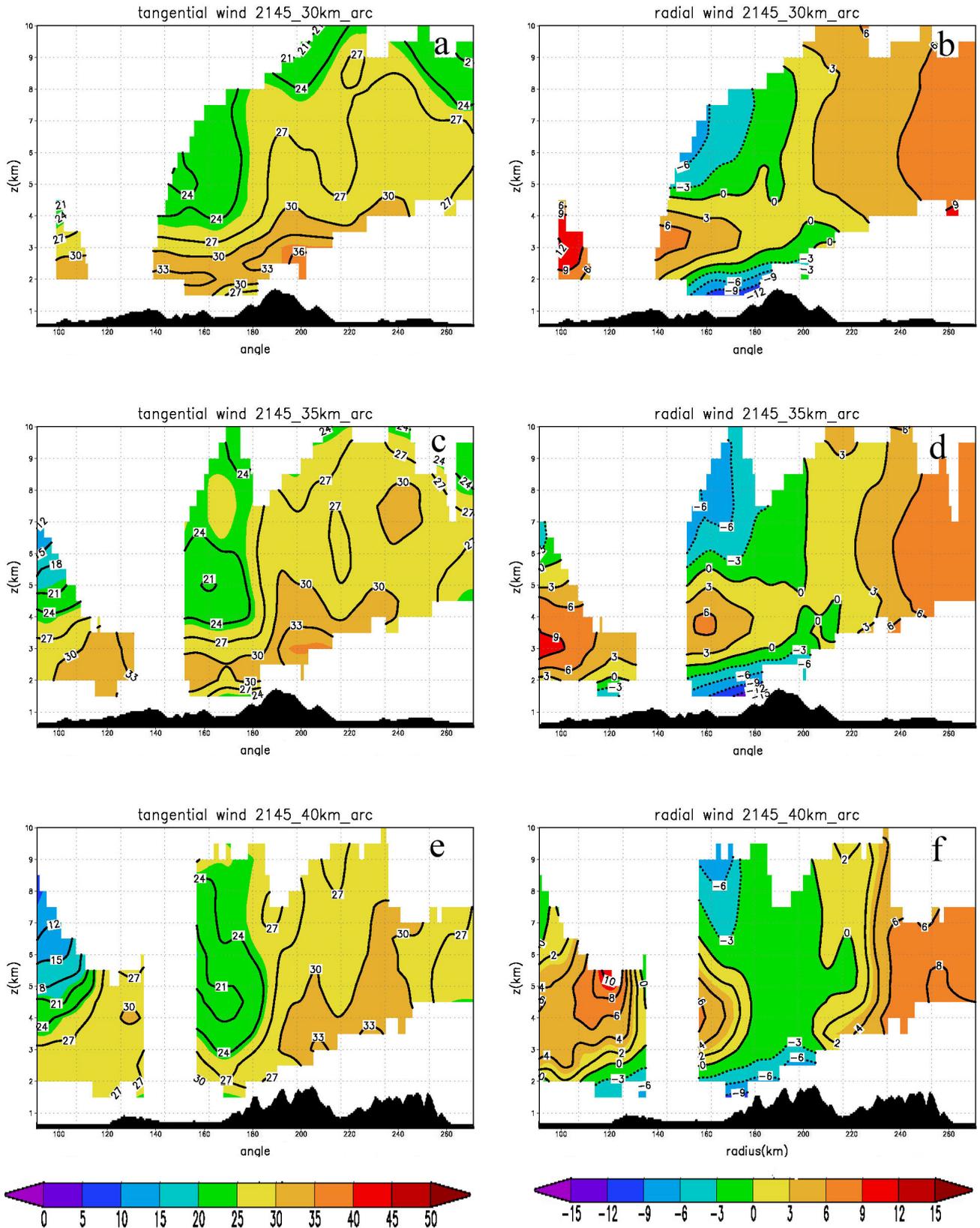


圖 4.7 2145 LST (a) 30 公里切向風場弧狀剖面、(b) 30 公里徑向風場弧狀剖面、(c) 35 公里切向風場弧狀剖面、(d) 35 公里徑向風場弧狀剖面、(e) 40 公里切向風場弧狀剖面、(f) 40 公里徑向風場弧狀

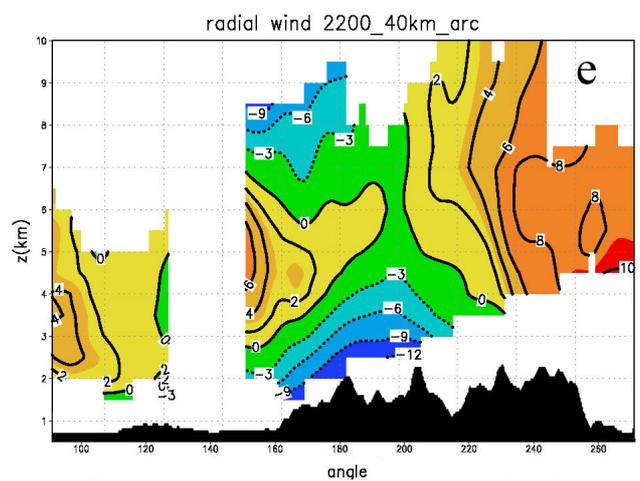
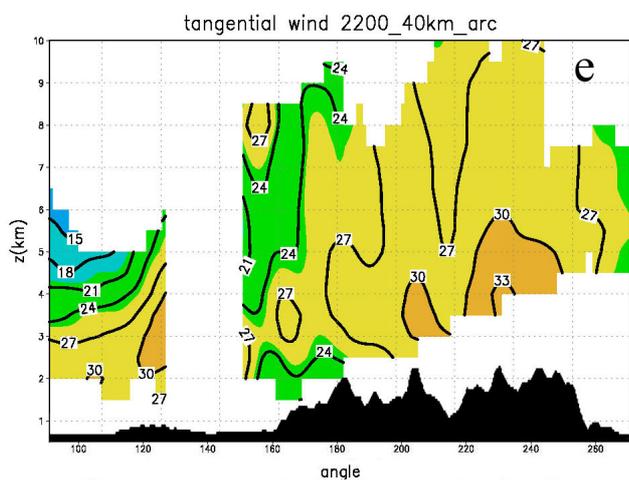
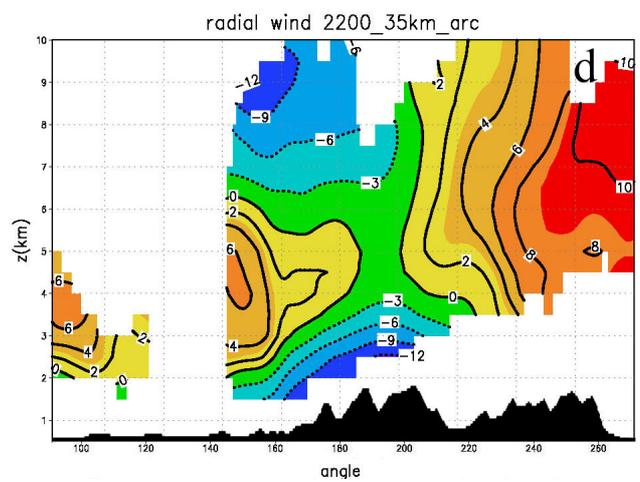
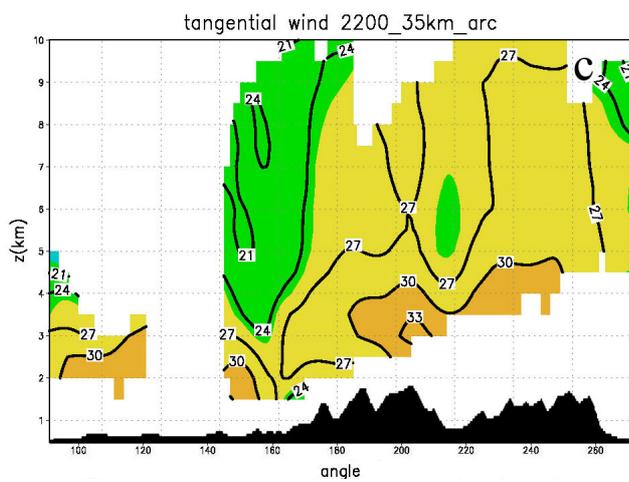
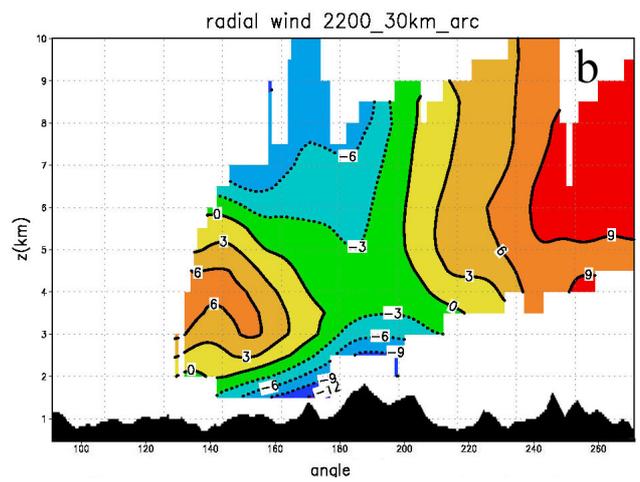
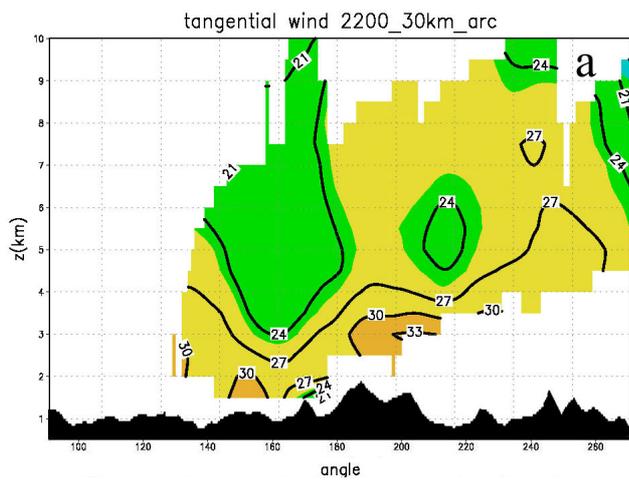


圖 4.8 2200 LST (a) 30 公里切向風場弧狀剖面、(b) 30 公里徑向風場弧狀剖面、(c) 35 公里切向風場弧狀剖面、(d) 35 公里徑向風場弧狀剖面、(e) 40 公里切向風場弧狀剖面、(f) 40 公里徑向風場弧狀剖面

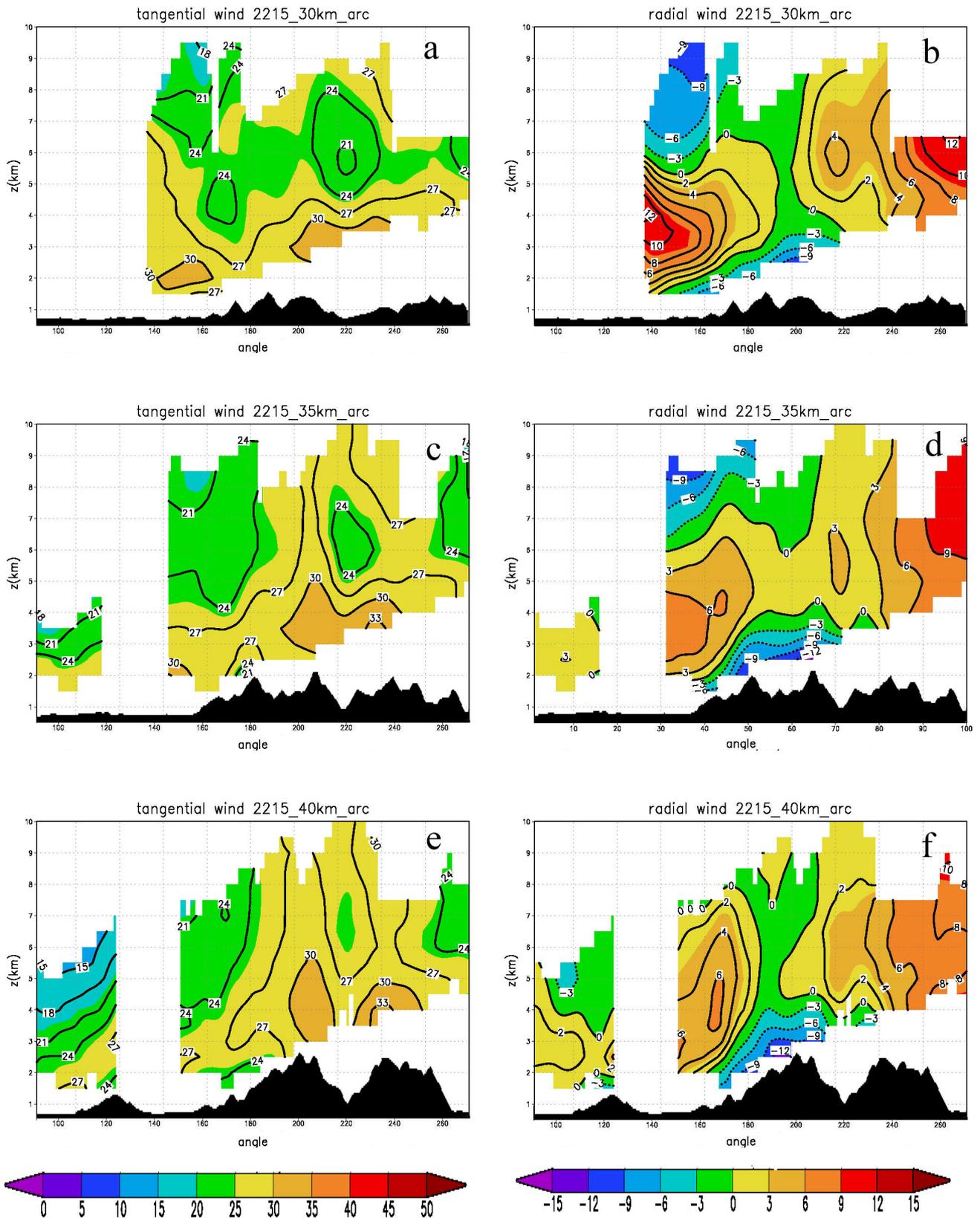


圖 4.9 2215 LST (a) 30 公里切向風場弧狀剖面、(b) 30 公里徑向風場弧狀剖面、(c) 35 公里切向風場弧狀剖面、(d) 35 公里徑向風場弧狀剖面、(e) 40 公里切向風場弧狀剖面、(f) 40 公里徑向風場弧狀剖面

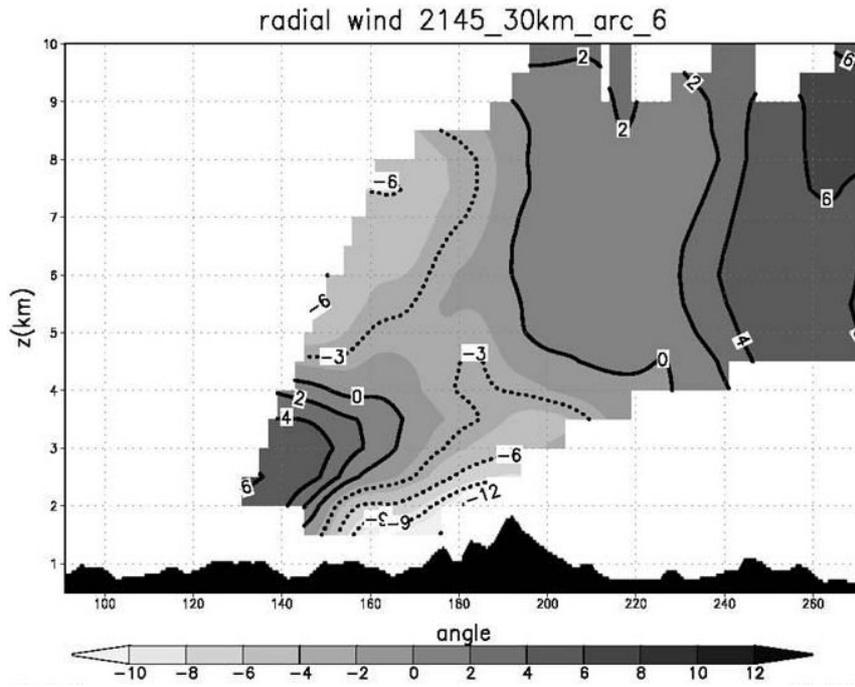


圖 4.10 利用 6 公里高度之弱回波定中心，2145LST 30 公里徑向風場弧狀剖面

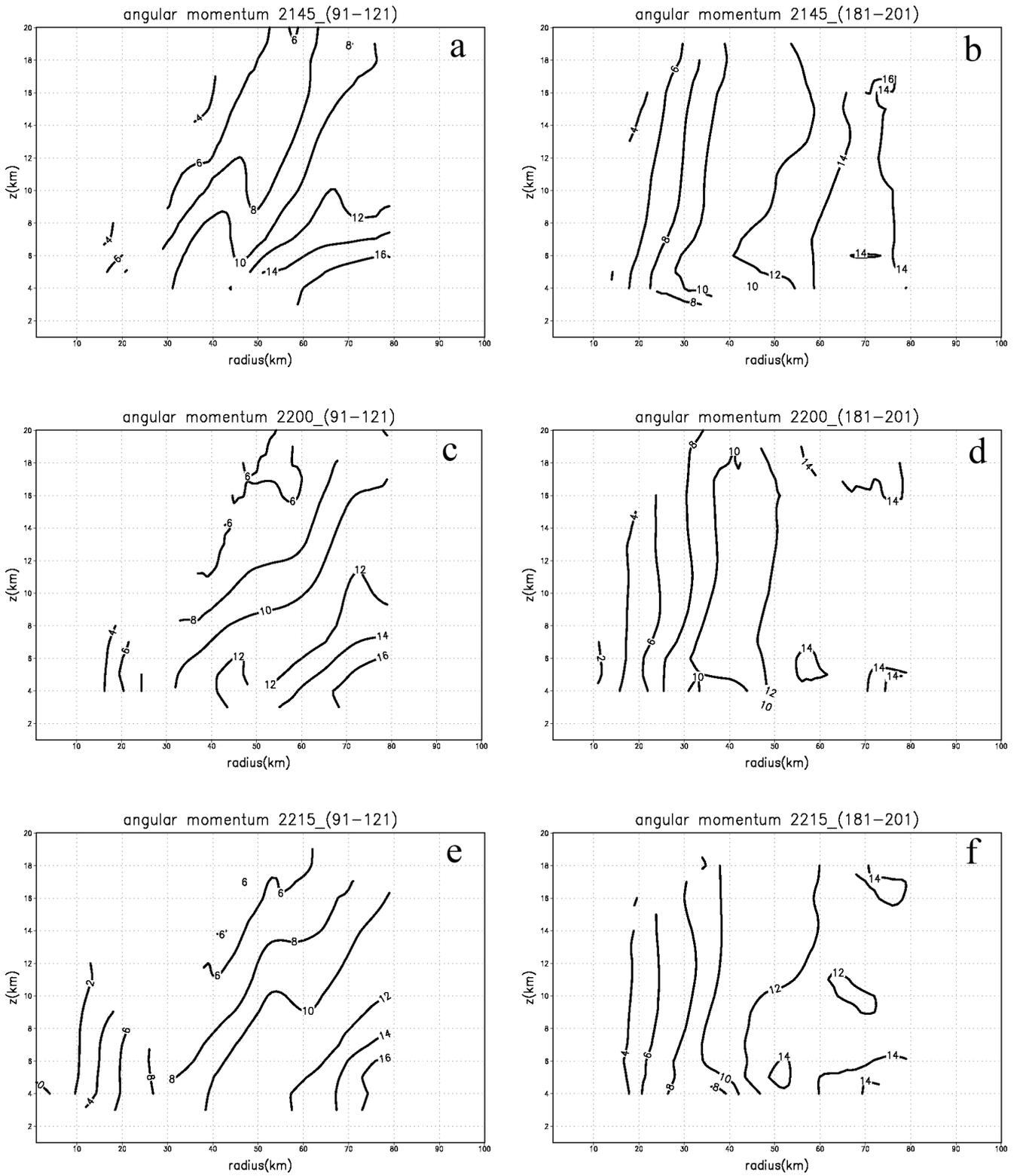


圖 4.11 絕對角動量(a) 2145LST 方位角平均 91-121、(b)2145LST 方位角平均 181-201、(c) 2200LST 方位角平均 91-121、(d) 2200LST 方位角平均 181-201、(e)2215LST 方位角平均 91-121、(f)2215LST 方位角平均 181-201

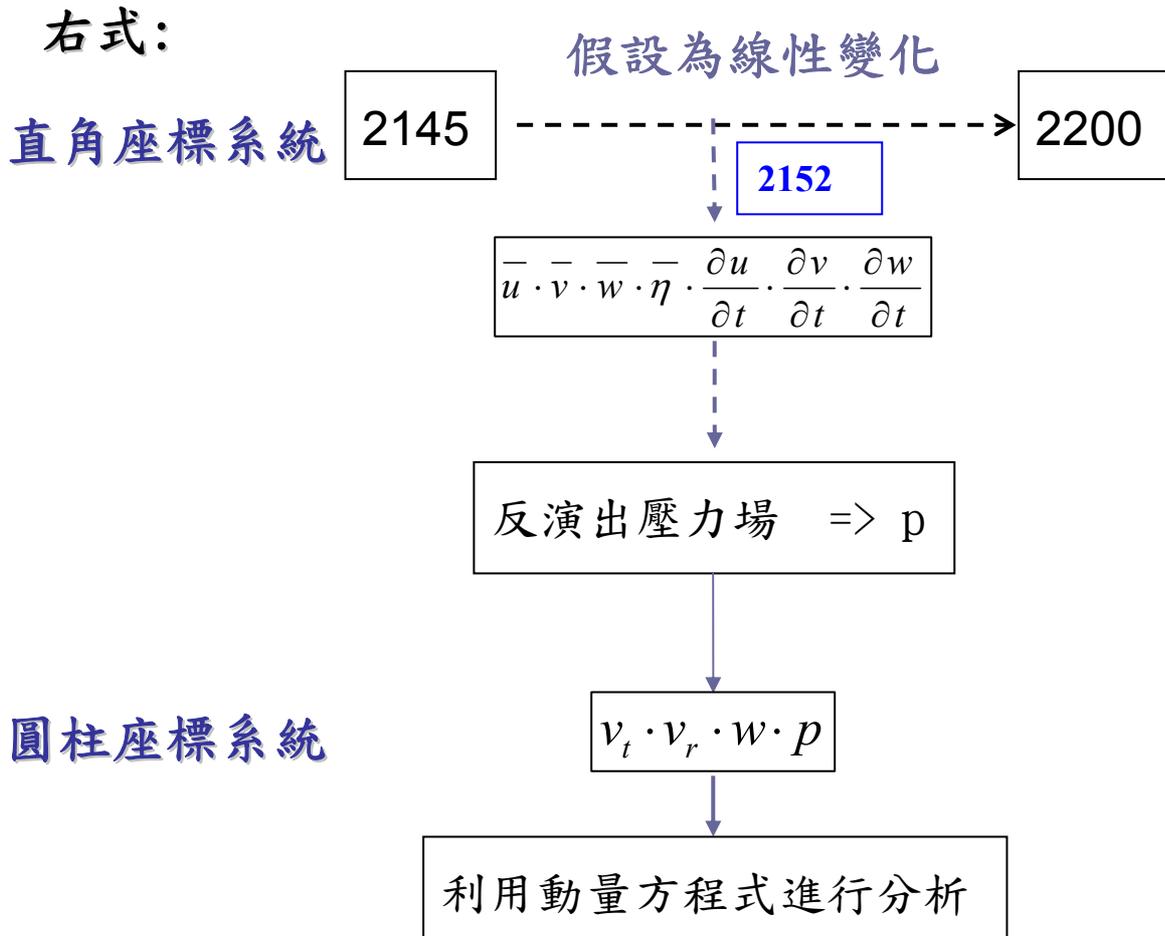


圖 5.1 動量方程右式之計算方式

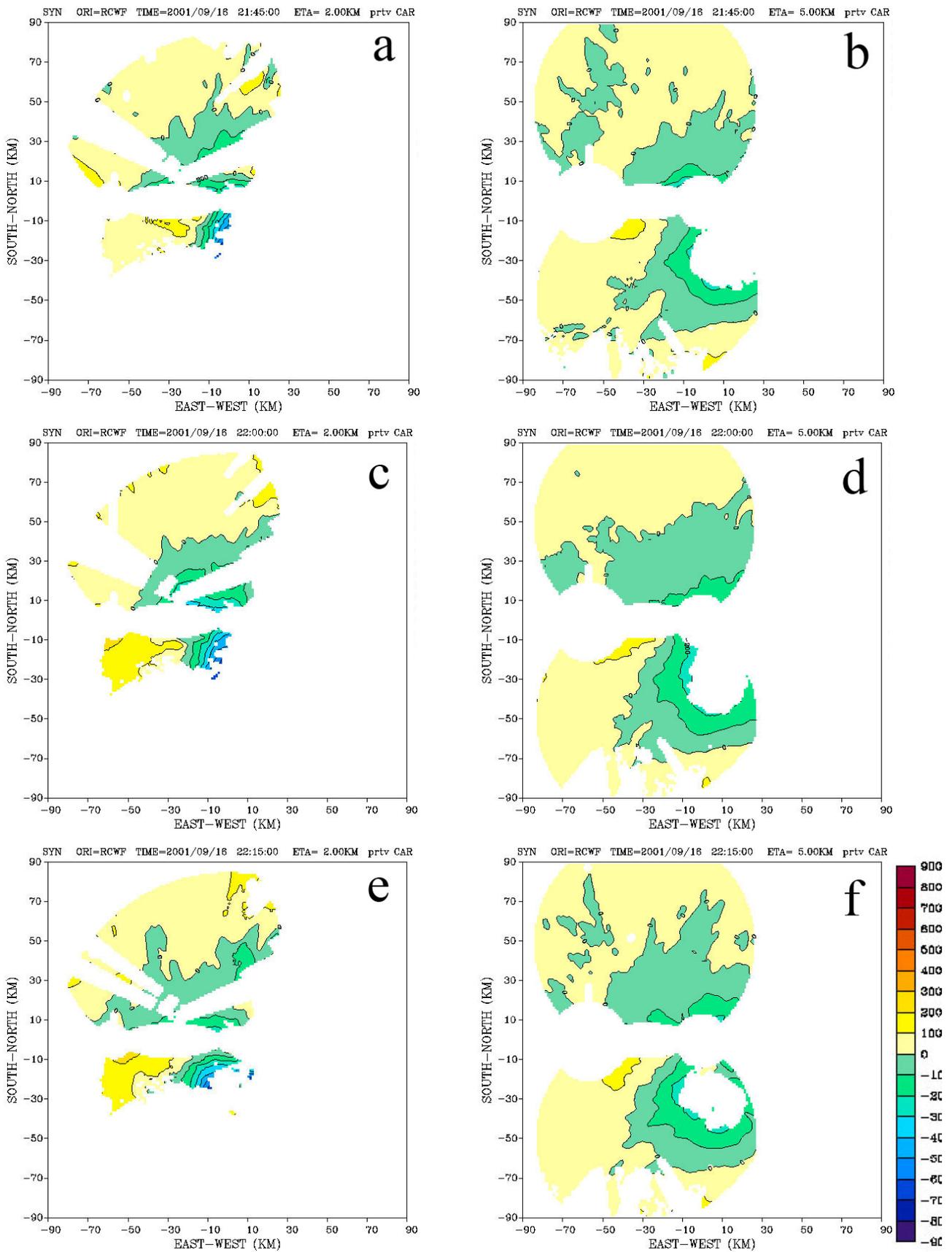


圖 5.2 2 公里和 5 公里隨時間之變化(a) 2145LST 2 公里、(b)2145LST5 公里、(c) 2200LST2 公里、(d) 2200LST5 公里、(e)2215LST2 公里、(f)2215LST5 公里

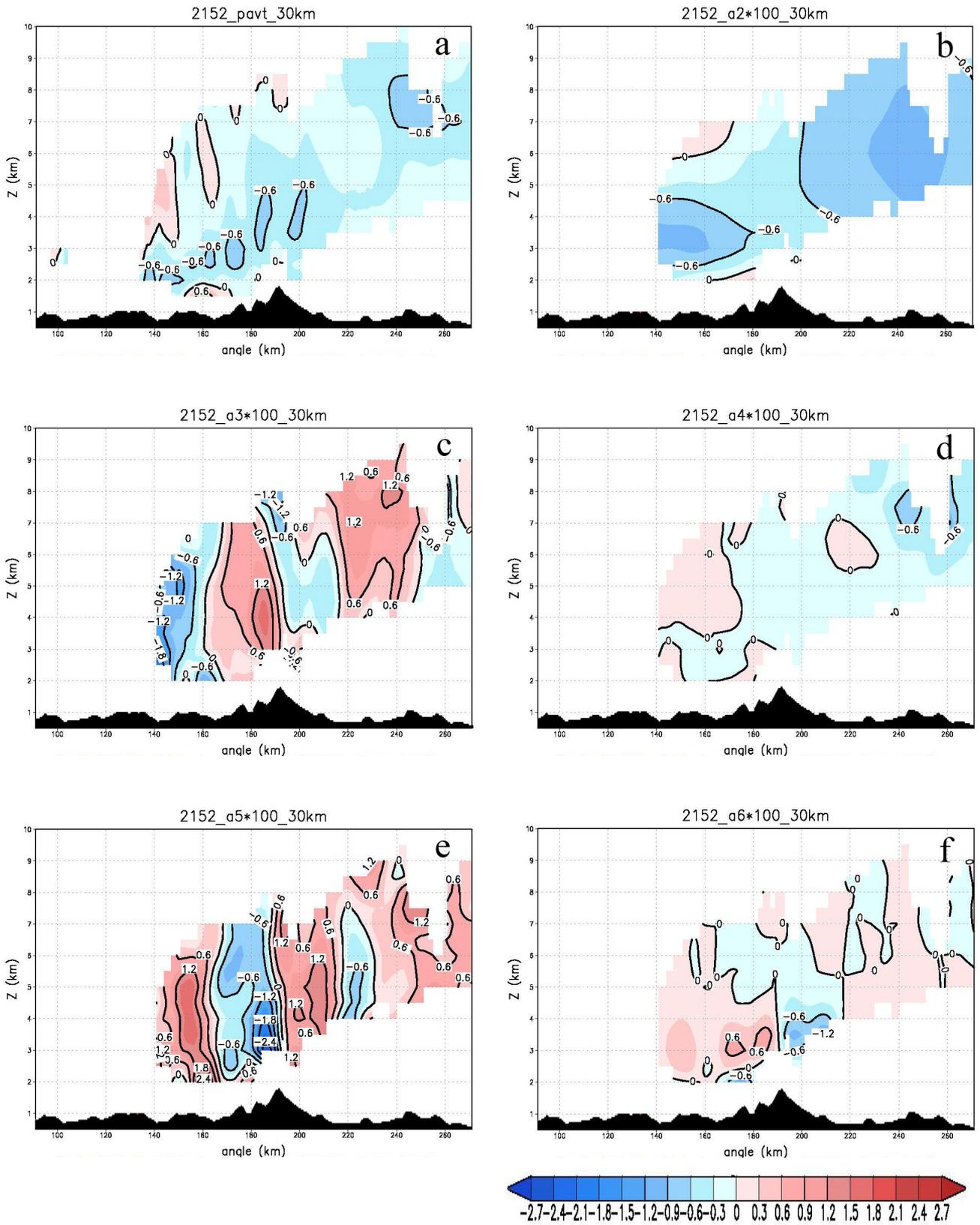
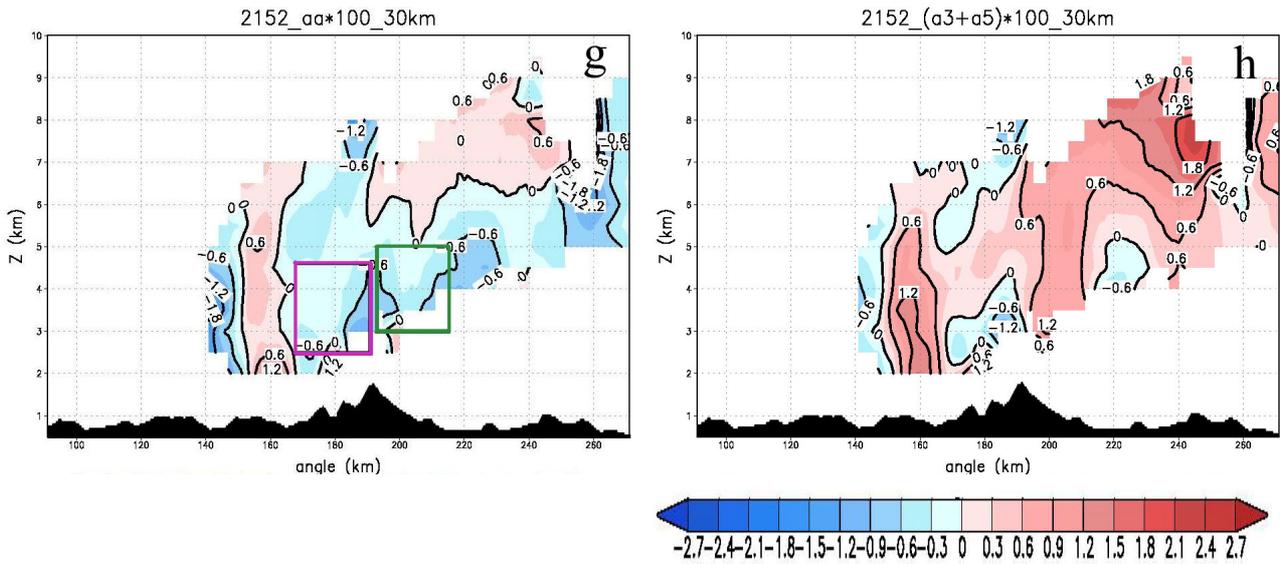


圖 5.3 動量方程(5.3 式)在 30 公里弧狀剖面的各項(a) $\overline{\frac{\partial v_t}{\partial t}}$ 、(b) $-\frac{v_t v_r}{r}$ 、(c) $-\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \lambda}$ 、
 (d) $-v_r \frac{\partial v_t}{\partial r}$ 、(e) $-\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda}$ 、(f) $-w \frac{\partial v_t}{\partial z}$



續圖 5.3 動量方程(5.3 式)在 30 公里弧狀剖面的各項(g)右式各項之和、(h)

$$-\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda}$$

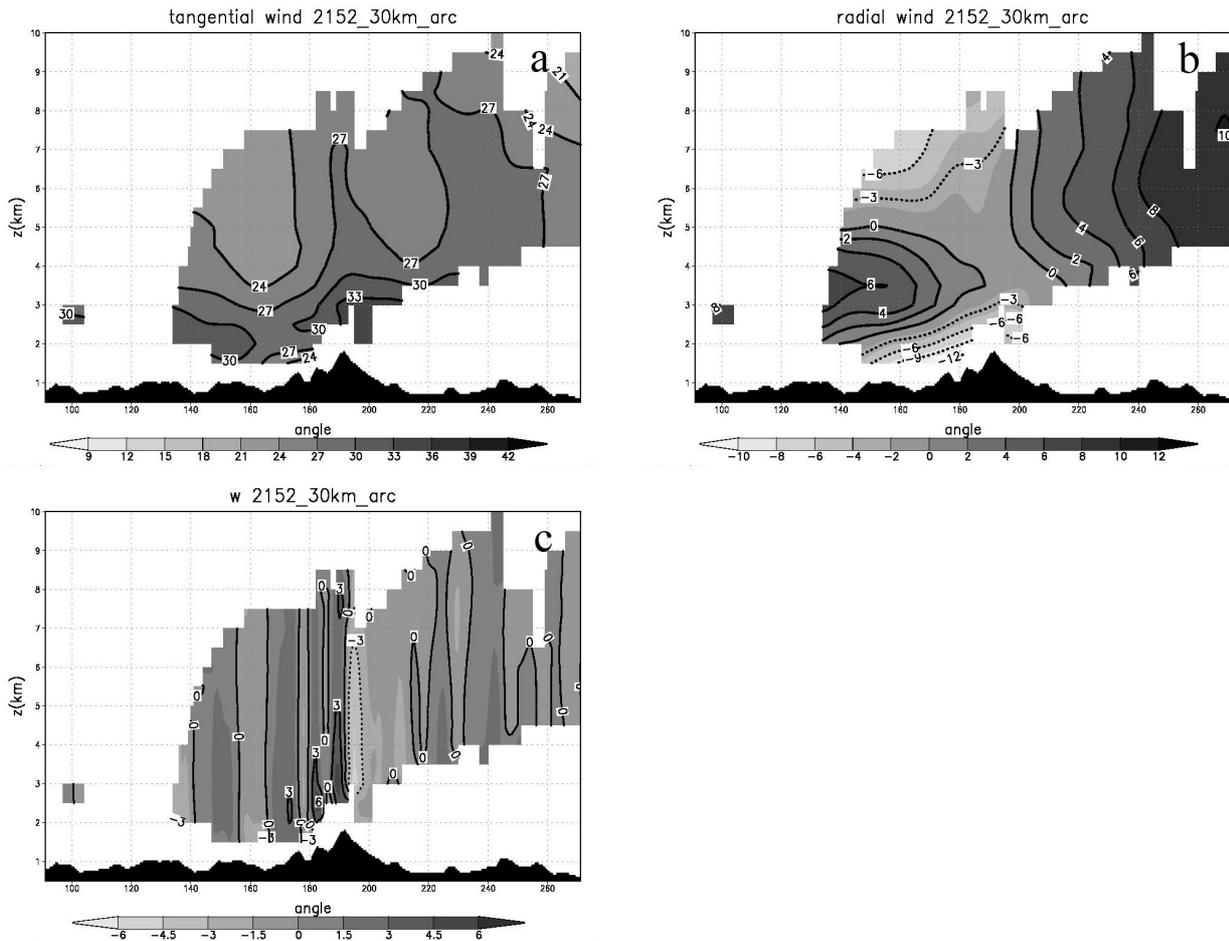


圖 5.4 30 公里弧狀剖面風場結構(a)切向風、(b)徑向風、(c)垂直速度

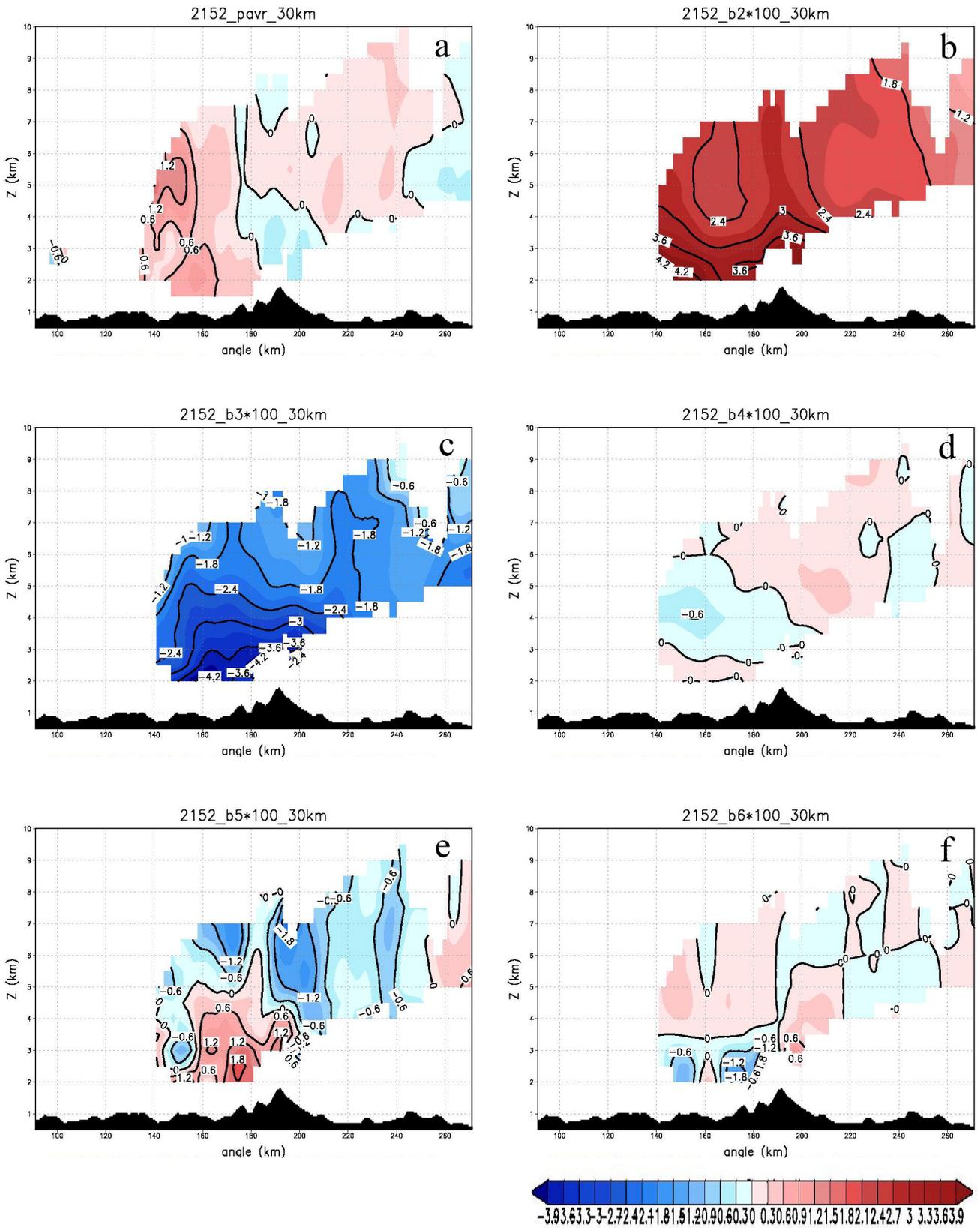
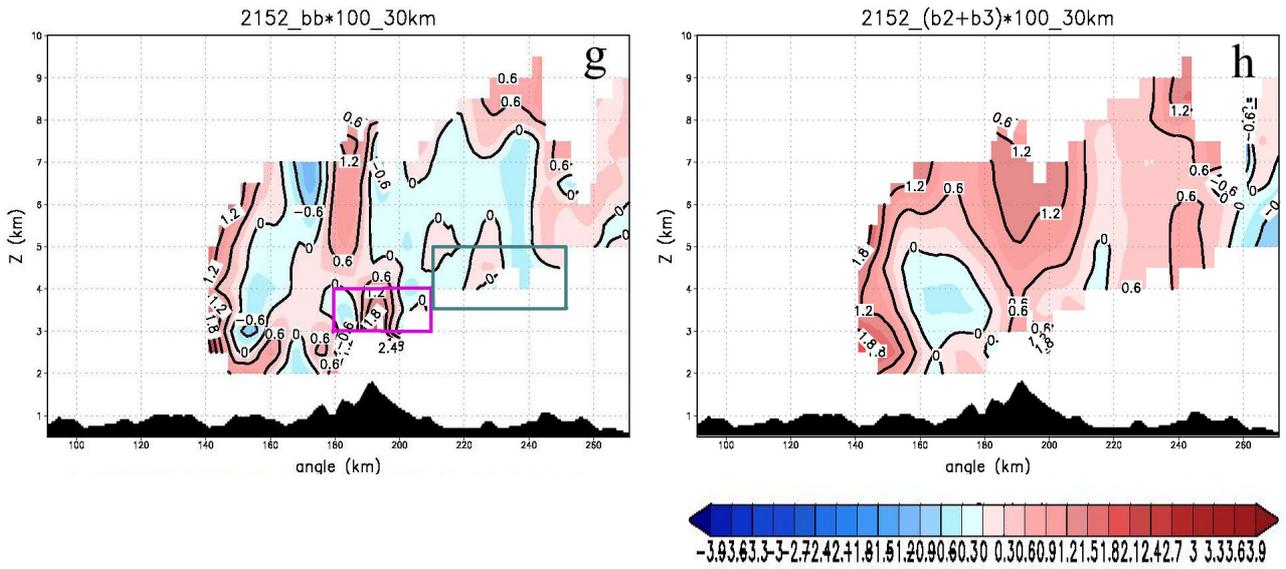


圖 5.5 動量方程(5.4 式)在 30 公里弧狀剖面的各項 (a) $\frac{\partial \vec{v}_r}{\partial t}$ 、(b) $\frac{v_t^2}{r}$ 、(c) $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$ 、(d) $-v_r \frac{\partial v_r}{\partial r}$ 、(e) $-\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \lambda}$ 、(f) $-w \frac{\partial v_r}{\partial z}$



續圖 5.5 動量方程(5.4 式)在 30 公里弧狀剖面的各項(g) 右式各項之和、(h)

$$\frac{v_t^2}{r} + \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}\right)$$

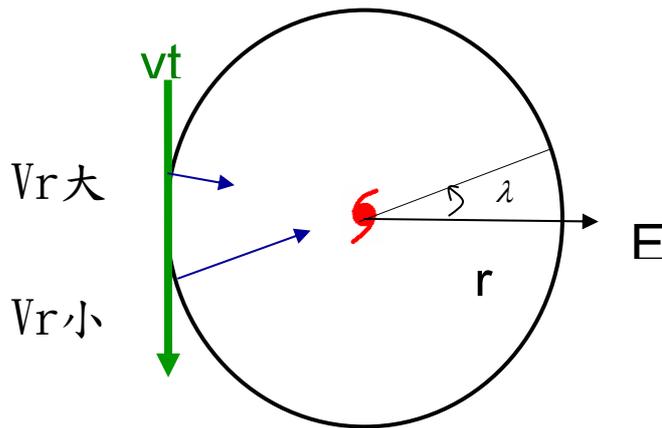


圖 5.6 切向風將徑向風沿氣旋式方向水平傳送，造成徑向風變大之示意圖

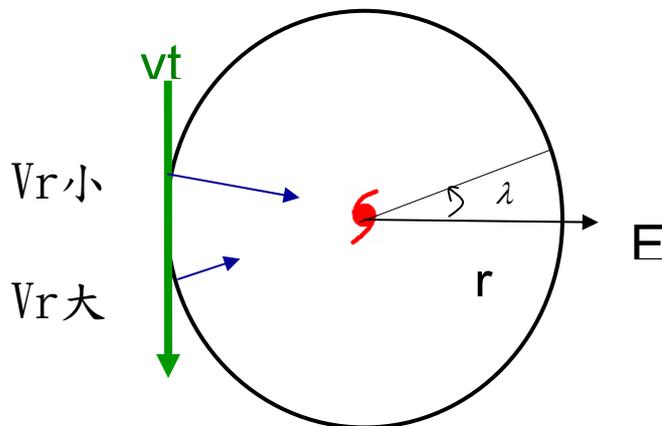


圖 5.7 切向風將徑向風沿氣旋式方向水平傳送，造成徑向風變小之示意圖

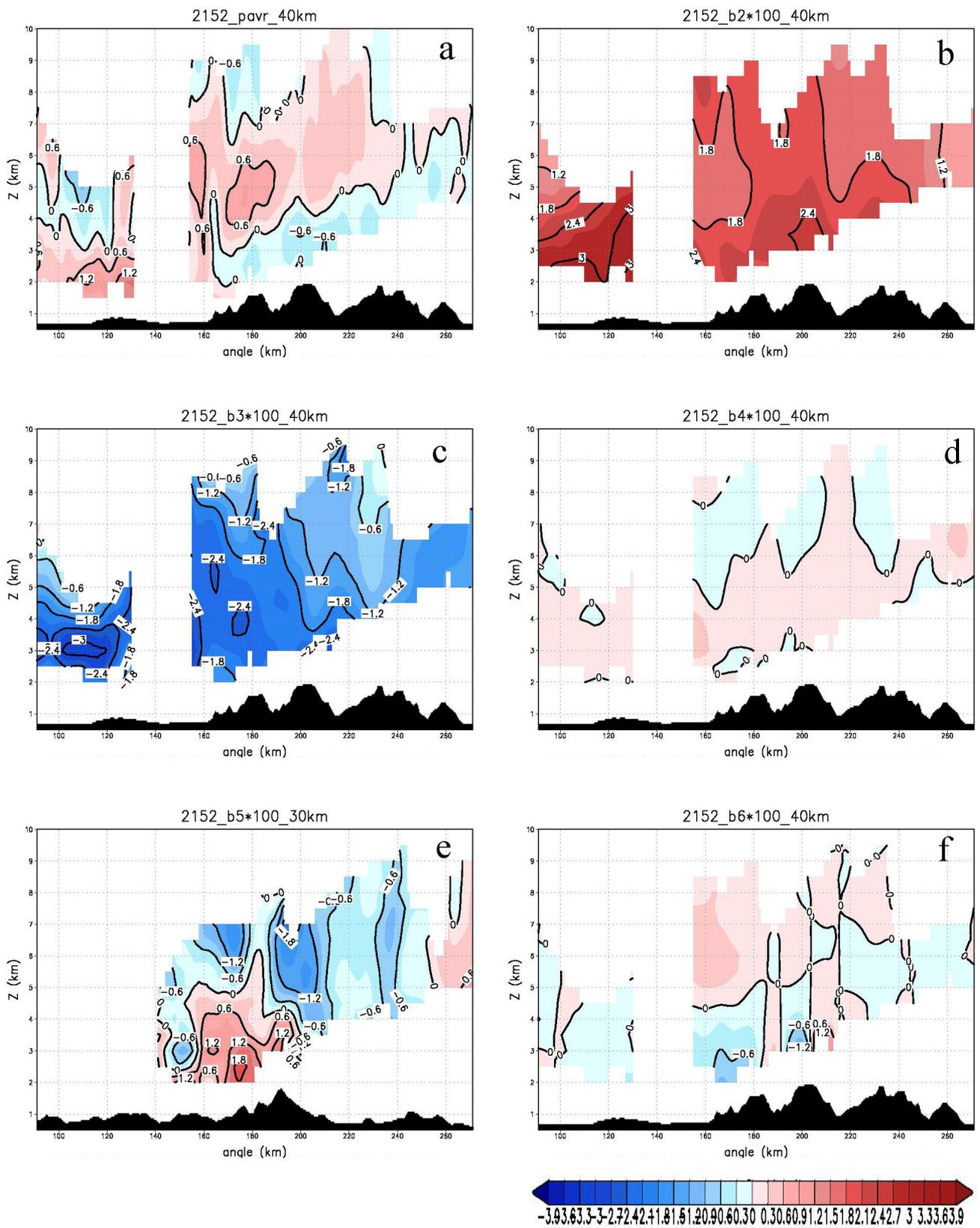
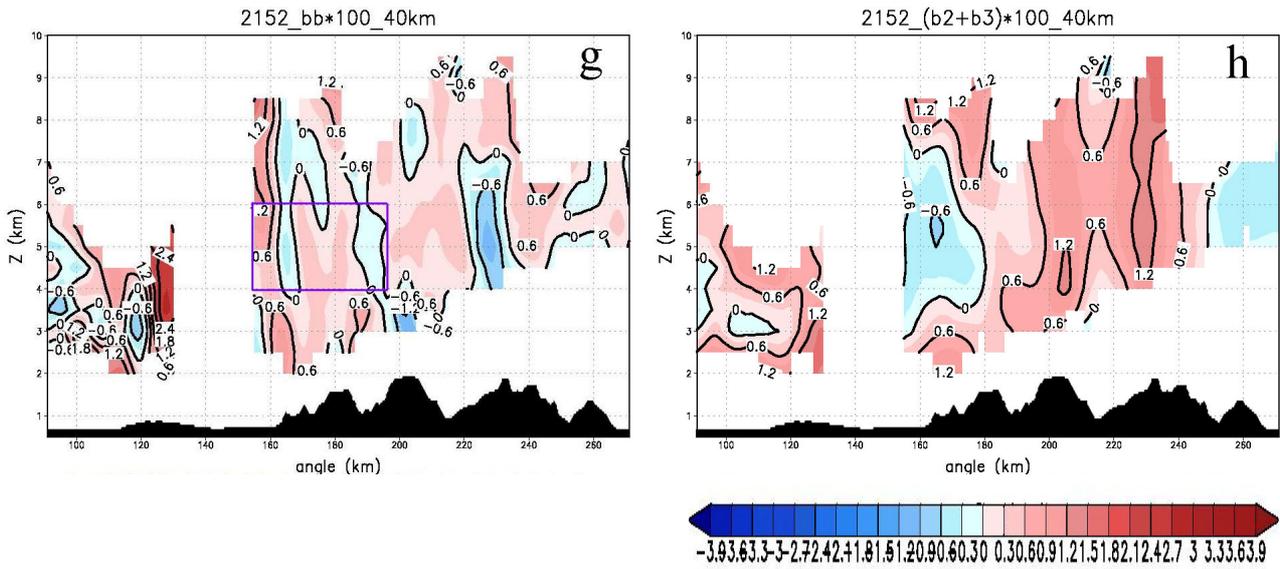


圖 5.8 動量方程(5.4 式)在 40 公里弧狀剖面的各項 (a) $\frac{\partial \vec{v}_r}{\partial t}$ 、(b) $\frac{v_t^2}{r}$ 、(c) $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$ 、(d) $-v_r \frac{\partial v_r}{\partial r}$ 、(e) $-\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \lambda}$ 、(f) $-w \frac{\partial v_r}{\partial z}$



續圖 5.8 動量方程(5.4 式)在 40 公里弧狀剖面的各項(g) 右式各項之和、(h)

$$\frac{v_t^2}{r} + \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}\right)$$