

國立中央大學

大氣物理研究所

碩士論文

颱風線與山脈地形的交互作用：理想模擬研究

研究生：林昌鴻

指導教授：楊明仁 博士

中華民國 103 年 1 月

摘要

本研究使用 Weather Research and Forecasting(WRF)模式，以 2008 年西南氣流實驗[Southwest Monsoon Experiment(SoWMEX)]探空資料作為模式初始場，模擬颱風線通過理想台灣地形時，其結構變化與降雨分佈情形，以及山脈背風處颱風線重新生成，並增強的物理過程。吾人並比較依照 RKW 理論(Rotunno - Klemp - Weisman theory)估算之颱風線移動速度與陣風鋒面移速之關係，探討兩種方法估算結果的差異。理想地形實驗包括對稱橢圓山脈、非對稱橢圓山脈以及雙峰山脈三種，探討颱風線系統以不同方向通過理想山脈時，理想地形對於颱風線結構的改變情形。在本研究中，主要探討的颱風線系統移動方向分別為西-東走向和梅雨季常見之西北-東南走向。

在對流系統以西向東走向的實驗中，通過對稱橢圓山脈地形時，颱風線兩端氣流及冷池以繞山的形式通過山脈。而在地形最高的中間部分，颱風線因受到山脈阻塞作用最大而消散，造成線狀對流斷成南北兩段；當颱風線過山水躍發生後，原本消散的中段對流將再次生成。若將理想地形改為非對稱橢圓山脈後，其氣流繞山與系統再次增強的過程與對稱山脈時類似，主要差別在於較平緩的迎風面山坡讓阻塞效果減弱，而背風面下沉抑制增加，造成迎風面及背風面降水皆減少。雙峰地形實驗中，山谷地形造成明顯的通道效應，導致山谷背風面冷池較弱且降雨量減少。若將系統改以西北-東南走向並通過地形時，所有理想地形模擬結果將呈現颱風線系統的水平結構及降水分佈上出現南北不對稱分佈；且系統通過地形時的角度改變，造成通道效應的現象變得不明顯。針對使用 RKW 理論所計算之理論密度流速而言，當颱風線過山時其結果會低於陣風鋒面移速，而將系統改為西北-東南走向後，由於地形阻塞作用較少，冷池過山時其理論密度流速隨時間的變化量將減少。

Abstract

Numerical simulations of a squall line traversing an idealized mountain terrain are performed using the high-resolution Weather Research and Forecasting (WRF) model and the homogeneous base-state environment is taken from a sounding data of Southwest Monsoon Experiment (SoWMEX) in June 2008 to investigate the convection structure, cold pool, redevelopment process, and precipitation fields. The theoretical density current speed is calculated following Rotunno, Klemp, and Weisman (1988). The differences between the density-current speed and gust-front speed are discussed. The idealized simulation includes three kinds of mountain terrain, the symmetric, asymmetric and multiple-ridge terrain, respectively. In this study, the direction of squall line includes eastward-moving and southeastward-moving, which is common in the Mei-Yu season.

The simulation of eastward-moving squall line traverses the symmetric terrain represents that air parcel and cold pool can flow around the mountain. The maximum blocking-effect occurred at mountain ridges, which causes the middle segment of convection dissipated. Thus, squall line is separated into two parts. After squall line traverse mountain ridges, the middle segment of squall lines restrengthen via hydraulic jump process and generate lee vortexes. After the mountain terrain changes from symmetric to asymmetric terrain, a smoother windward slope can leads to more lifting and a steeper slope at lee side causes more adiabatic warming, both lead to weaker cold pool and less precipitation. The simulation of an eastward-moving squall line traversing multiple-ridge yields obvious channel effect, which leads to a weaker cold-pool strength and less precipitation. After the squall line direction change from eastward-moving to southeastward-moving, the system of horizontal structure and precipitation fields represent the asymmetric distribution in the

north-south direction. When the eastward-moving system encounters mountain ridges, the comparison of the calculated density current speed shows that it underestimates the gust-front speed. The simulations of the southeastward-moving system represents that the squall line aligns at an angle to the mountain ridge, which leads to a system traverse a smoother slope and then reduce the blocking effect and the variation of cold-pool speed.

致 謝

想當初還是個對一切都不熟悉的碩一新生，轉眼間就要結束兩年多的碩士生涯，準備踏上另一段生命旅程了。感謝楊明仁老師願意收留我當我的指導老師，在課堂上和報告時給予許多寶貴的建議，並且糾正我在專業領域上的觀念，以及告訴我學習應有的態度，讓我有所成長。感謝小玲學姊在模式模擬以及程式繪圖上給予我莫大的幫助和建議，不然我可能連最一開始的颱風線都生成不了。接著謝謝柏旭學長，幫我解決程式上遇到的困難，並且告訴我一些寫程式的技巧，讓我在往後的編寫程式方面順利很多，也謝謝學長在這期間對工作站機器的維護，讓我們能夠順利地進行模式模擬研究。謝謝俊宇學長大方地分享資料以及經驗的分享，讓我有更多的資源可以參考。謝謝同實驗室的同學，陳寰和郁芬，以及同屆的同學，健倫、奕紘、傅凱、志謙、健安、盈文、家華、嫻儒、盈臻、前烜、慶偉、宗鑫、書宇、怡鈴、靖謀、士雍、孟璟、思辰和珊萍，讓我能夠解決作業以及研究上遇到的困難。最後感謝我的家人在求學期間給我的支持和鼓勵，並且讓我從學校回到家後有美味的晚餐和舒適的空間讓我休息。還有我的女友佳瑩，總是陪伴在我身邊，適時的給我鼓勵和幫助，讓我能夠克服壓力完成學業。

目錄

一、前言	1
1-1 文獻回顧	1
1-2 研究動機	4
1-3 論文架構	5
二、研究方法	6
2-1 模式簡介	6
2-2 模式設定	7
2-3 暖胞設定	8
2-4 模式初始場設定	8
2-5 理想山脈地形設定	10
2-6 Froude number	11
2-7 理論密度流速	11
三、西-東系統走向的模擬結果	13
3-1 對稱橢圓山脈實驗	13
3-2 非對稱橢圓山脈實驗	16
3-3 雙峰山脈實驗	17
四、西北-東南系統走向的模擬結果	20
4-1 對稱橢圓山脈實驗	20
4-2 非對稱橢圓山脈實驗	22
4-3 雙峰山脈實驗	23
五、理論密度流速與陣風鋒面移速之比較	27
5-1 西-東走向的系統	28
5-2 西北-東南走向的系統	29
六、結論	31
參考文獻	35
圖表	37

圖目錄

圖 1. :	模式初始熱力剖面圖，紅色線為溫度線，藍色線為露點溫度線。.....	37
圖 2. :	初始環境風場垂直剖面圖，分別為(a), (b)西-東走向系統、(c), (d)西北-東南走向系統與(e), (f)西南-東北走向系統的 U, V 風場。.....	38
圖 3. :	理想山脈地形等高線圖(等值線)，單位為 m，地形分別為(a)對稱橢圓山脈、(b)非對稱橢圓山脈和(c)雙峰山脈。.....	39
圖 4. :	颶線以西-東走向通過對稱橢圓山脈地形，隨時間發展的雷達回波 CV 圖，單位為 dBZ，等值線代表山脈地形，初始值為 200 m，間距為 500 m。.....	40
圖 5. :	颶線以西-東走向通過對稱橢圓山脈地形時，於 500 m 高度冷池隨時間發展的水平剖面圖。顏色部分代表擾動位溫 $\theta' \leq -1$ ，單位為 K，等值線代表山脈地形(紅色線)，初始值為 200 m，間距為 500 m。.....	41
圖 6. :	颶線以西-東走向通過對稱橢圓山脈地形時，於 500 m 高度氣流線(藍色線)與水平風場(黑色箭頭)隨時間發展的水平剖面圖。等值線代表山脈地形(紅色線)，初始值為 200 m，間距為 500 m。.....	42
圖 7. :	颶線以西-東走向通過對稱橢圓山脈地形實驗中，3 小時累積降雨量分佈圖，單位為 mm。虛線為擾動位溫($\theta' = -1$)定義為陣風鋒面位置，等值線代表山脈地形，初始值為 200 m，間距為 500 m。.....	43
圖 8. :	颶線以西-東走向通過對稱橢圓山脈地形實驗的平均垂直剖面圖($y = -35 \sim 35 \text{ km}$)。顏色部分為擾動位溫 $\theta' \leq -1$ ，單位為 K，等值線為垂直速度，間距為 0.5 m/s。.....	44
圖 9. :	颶線以西-東走向通過對稱橢圓山脈地形實驗的平均垂直剖面圖($y = -35 \sim 35 \text{ km}$)。等值線為冷池範圍($\theta' \leq -1 \text{ K}$)的福祿數(Froude number)。實線代表 $Fr < 1$ ，虛線則代表 $Fr \geq 1$ 。.....	45
圖 10. :	同圖 4.，但為非對稱橢圓山脈地形。.....	46
圖 11. :	同圖 5.，但為非對稱橢圓山脈地形。.....	47
圖 12. :	同圖 6.，但為非對稱橢圓山脈地形。.....	48
圖 13. :	颶線西-東移動通過(a), (b)對稱橢圓山脈與(c), (d)非對稱橢圓山脈的平均垂直剖面圖($y = -32.5 \sim 32.5 \text{ km}$)。(a), (c)顏色部分為雷達回波(dBZ)，等值線為垂直速度(m/s)，間距為 0.5 m/s，(b), (d)顏色部分為擾動位溫 $\theta' \leq -1$ ，單位為 K，等值線為垂直速度(m/s)。.....	49
圖 14. :	同圖 13，但為系統到達背風面位置的時間。.....	50
圖 15. :	同圖 7，但為非對稱橢圓山脈地形。.....	51
圖 16. :	同圖 4.，但為雙峰山脈地形。.....	52
圖 17. :	同圖 5.，但為雙峰山脈地形。.....	53
圖 18. :	同圖 6.，但為雙峰山脈地形。.....	54
圖 19. :	高度 1 公里處水平風場(黑色箭頭)與地形等高線(紅線)，初始值為 200 m，間距為 500 m。包含(a), (b)對稱橢圓山脈與(c), (d)雙峰山脈地形實驗。.....	55
圖 20. :	分別為對稱橢圓山脈和雙峰山脈於(a), (c)高度 0.5 公里處的 U 風場與(b), (d)	

高度 1 公里處的 U 風場。黑色等值線為地形等高線，初始值為 200 m，間距為 500 m。	56
圖 21. : 同圖 7，但為雙峰山脈地形。	57
圖 22. : 同圖 4，但為西北-東南走向的系統。	58
圖 23. : 同圖 5，但為西北-東南走向的系統。	59
圖 24. : 同圖 6，但為西北-東南走向的系統。	60
圖 25. : 同圖 7，但為西北-東南走向系統。	61
圖 26. : 同圖 4，但為西北-東南走向的系統通過非對稱橢圓山脈實驗。	62
圖 27. : 同圖 5，但為西北-東南走向的系統通過非對稱橢圓山脈實驗。	63
圖 28. : 同圖 5，但為西北-東南走向的系統通過非對稱橢圓山脈實驗。	64
圖 29. : 同圖 7，但為西北-東南走向系統通過非對稱橢圓山脈。	65
圖 30. : 同圖 4，但為西北-東南走向的系統通過雙峰山脈。	66
圖 31. : 同圖 5，但為西北-東南走向的系統通過雙峰山脈。	67
圖 32. : 同圖 6，但為西北-東南走向的系統通過雙峰山脈。	68
圖 33. : 同圖 19. 但為(a), (d)西-東走向、(b), (e)西北-東南走向與(C), (f)西南-東北走向系統通過雙峰山脈。	69
圖 34. : 同圖 7. 但為西北-東南走向系統通過雙峰山脈。	70
圖 35. : 同圖 4，但為西南-東北走向的系統通過雙峰山脈。	71
圖 36. : 同圖 5，但為西南-東北走向的系統通過雙峰山脈。	72
圖 37. : 同圖 6，但為西南-東北走向的系統通過雙峰山脈。	73
圖 38. : 同圖 7. 但為西北-東南走向系統通過雙峰山脈。	74
圖 39. : 平均雷達迴波時序圖(Hovmoller diagrams)，(a)~(c)為西-東走向系統，(d)~(f)為西北-東南走向系統經過三種不同理想山脈地形。山脈中心位於 $x=0$ 處。	75
圖 40. : 平均($y=-32.5\sim 32.5$ km)理論密度流速與陣風鋒面移速的比較，(a)~(c)為西-東走向系統，(d)~(f)為西北-東南走向系統經過三種不同理想山脈地形，數字代表模擬時間，飈線大約於第 8 小時接觸到山脈。	76
圖 41. : (a), (b)平均($y=-32.5\sim 32.5$ km)理論密度流速與陣風鋒面移速的比較，圖中下標數字代表模擬時間。(c)圖為兩種移動方向系統的冷池移速隨時間的變化。	77
圖 42. : 近地面天氣分析圖，分別為(a)2012 年 5 月 30 日 00UTC、(b)2008 年 5 月 4 日 00UTC 與(c)2011 年 6 月 6 日 00UTC。	78
圖 43. : (a), (b)分別為 2008 年 5 月 4 日 00UTC 與 2011 年 6 月 6 日 00UTC 於 925hPa 高度場天氣圖。(c)為對稱橢圓山脈實驗於 925hPa 高度場的流線圖。(d)為雙峰山脈實驗於 950hPa 高度場的流線圖。	79
圖 44. : 可見光雲圖，分別為(a)2012 年 5 月 30 日 0032UTC、(b)2008 年 5 月 4 日 0430UTC 與(c)2011 年 6 月 6 日 00UTC。	80
表 1. : 各個實驗結果的差異。	81

一、前言

台灣山脈地形受到地殼擠壓而成，呈現南北縱貫分佈，東西狹窄，山地、丘陵約佔台灣總面積的三分之二，造成台灣呈現陡峭的特殊地形，使得台灣地形對於對流系統發展與降水分佈上扮演重要角色。當發展成熟的鋒面或飆線系統到達台灣時，對流系統受到地形阻塞的作用，造成在迎風面地區產生豪大雨，常發生洪水及土石流，導致許多生命及財產的損失。因此，瞭解山脈地形與對流系統間的交互作用非常重要，若能完整地瞭解其物理機制，將有利於提昇預報準確度。

1-1 文獻回顧

飆線(squall-line)定義為任何線狀或呈現狹窄帶狀的對流系統，其生命期較一般單一對流胞長。Fovell and Tan (1998), Lin et al. (1998), Lin and Joyce (2001)探討飆線對流的生命週期，認為陣風鋒面(gust front)的低層上升氣流將產生新的對流胞，而使得飆線生命期較單一對流胞長。

Houze et al. (1989)提出，在飆線型中尺度對流系統中，由於系統內的中尺度低壓生成造成氣壓梯度力，在中層大氣產生後方入流(rear inflow)，將後方環境中層較乾燥的空氣帶入系統的層狀降雨區和對流降雨區內，使得水滴蒸發冷卻產生負浮力，導致後方入流的氣流向低層大氣傳遞。後方入流向下傳遞到低層後，將中高層的較高動量向下層傳輸，造成飆線系統移速增加；並且從後方環境引進的較乾冷空氣，增加蒸發冷卻作用，導致近地面的冷池強度與風速增強。

Rotunno, Klemp, and Weisman (1988；簡稱RKW)使用水平渦度方程，提出當飆線冷池內的負渦度與環境低層風切產生的正渦度，兩者平衡時，

會於陣風鋒面前緣產生垂直(upright)的上升氣流，並持續激發出新的對流胞，進而維持垂直運動的強度，使系統產生較長的生命期，達到最佳化階段(optimal state)。而當冷池內的負渦度較環境風切的正渦度大時，根據水平渦度方程，會造成陣風鋒面前緣上升氣流向上游傾斜(upshear tilt)；若環境風切的正渦度較強，則垂直氣流會向下游處傾斜(downshear tilt)，使得對流強度降低。

Yang and Houze(1995)以重力波的角度解釋中緯度地區飊線系統的多胞結構(multicell)。他們使用2D和3D的非靜力高解析雲模式，顯示在低層陣風鋒面前緣，對流胞的頂端持續分離出的上升氣流並以重力波的相速向後傳遞，而不是以背景環境平均流場傳遞。當飊線系統達到成熟階段，低層冷池造成的負渦度大於環境風切產生的正渦度後，系統向上游傾斜，造成重力波明顯地由前向後移動。透過線性化重力波理論模式，他們合理解釋了多胞對流系統重力波的動力特徵。

Frame and Markowski (2006；簡稱FM06)探討在三維模式下，飊線與山脈間的交互作用。其進行山脈寬度和高度的敏感度實驗，並使用moist Froude number探討氣流是否過山。模擬結果顯示，系統在未受到地形影響時，低層空氣受到陣風鋒面的抬升而激發出新的對流。當接觸到地形時，於迎風面處的冷池會受到地形抬升，而前方的氣流碰到冷池後，在低層陣風鋒面前緣持續生成新的對流胞。之後，當飊線系統到達背風面時，由於空氣塊在背風面下沉絕熱增溫的影響，使得水滴重新蒸發回大氣中，導致降水減少，冷池強度減弱，對流系統也受到下沉抑制的影響，造成上升氣流減弱。最後當冷池到達山脈背風面底部時，由於冷池相較於環境流體移速較快，當高速流體進入到低速流體的區域中，流體的速度突然變慢，使得部份動能轉換為位能，造成冷池等溫面明顯變高，形成水躍現象；此將導致冷池重新增強，陣風鋒面前緣上升運動亦增強，進而快速生成新的對

流線。而在山脈的高度和寬度敏感度實驗結果顯示，寬度較寬的山脈比陡峭的山脈造成的背風重力波的波動強度要弱；颶線在較高的山脈，冷空氣被堵塞的量較多，使得背風面冷空氣減少，因此受到陣風鋒面抬升的強度降低。

Letkewicz and Parker (2011)探討環境條件的改變，對於颶線與地形交互作用的影響。作者對風場的敏感度實驗模擬結果顯示，增加平均風的強度導致在迎風面有更強的垂直速度以及更大的背風面下沉氣流。根據 RKW 理論，低層風切的改變，會影響系統冷池溫度和深度，並改變系統陣風鋒面的上升氣流。然而，在所有的風場敏感度實驗中，系統皆可在山脈背風面透過水躍過程，使得對流再次產生。而在低層環境冷卻或乾燥化使得下游成為穩定環境的模擬實驗中，雖然過山後的對流系統被減弱，但環境中仍有足夠的對流可用位能(CAPE)，使系統在背風面繼續維持。而在結合較強的平均風並減少 CAPE 和增加對流抑制能(CIN)後，呈現颶線系統無法越山的情形。模擬結果顯示，颶線是否過山，主要與山脈下游處的熱力環境特徵有關，而當背風面熱力環境變得較不利於中尺度對流發展時，平均風對系統的強度和再度生成的影響較大。

French and Parker (2010) 探討在夜間輻射冷卻作用，產生低層噴流對中尺度對流系統的影響。在不同的噴流方向與高度的敏感度實驗中，顯示當系統發展成熟時，噴流下層的垂直風切為主要影響因素。隨著輻射冷卻效應增加，造成低層的穩定層厚度增加，低層的 CAPE 減少，擁有 CAPE 值的空氣層抬升，造成系統底部抬升後，影響系統對流的部分主要為位於噴流上層的垂直風切。而當穩定層繼續發展時，系統底部持續抬升，環境垂直風切不再與冷池作用後，進而變成風切強度決定的重力波頻率改變系統垂直運動的強弱。改變低層噴流的方向，主要影響系統相對入流的強度，使得環境低層的暖濕空氣能夠進入系統的通量改變，進而影響總垂直質量

通量和降水量。

Meng et al. (2012)使用模式探討在四月份期間，位於中國大陸南方的颶線弓狀(bow echo)結構與後方入流的發展。形成強對流的結構主要與垂直於颶線的低層風切和冷池強度的平衡有關。後方入流在弓狀結構的形成與發展上扮演重要角色。從分析結果發現，位於低層的後方入流主要與近地面的水平渦度有關，而中對流層的後方入流，則是由 bookend vortices 影響。渦度收支及渦度線分析顯示，由於水平渦度受到垂直運動的影響，使得渦管方向由水平轉變成垂直，進而產生 bookend vortices。後方入流主要為 bookend vortices 的貢獻，而環境風場及水平氣壓梯度力則對其影響較小。位於颶線南端的 bookend vortices，是受近地面水平渦度向上扭轉的結果，北端的部分，則是透過上層水平渦度向下扭轉而生成。

1-2 研究動機

由於台灣位於東亞地區，於 5、6 月春夏交季節替之際，東北季風逐漸減弱後，南方熱帶海洋的西南季風逐漸增強、並向北移動，冷暖氣團便會在台灣一帶交會，形成一道梅雨鋒面系統；當北方冷氣團與南方暖氣團強度相當時，梅雨鋒面常發生中小尺度對流，造成劇烈天氣現象。梅雨鋒面帶上氣流不穩定，加上西南氣流提供充沛的水氣，容易引發中小尺度對流，出現連續性的降雨並造成局部性大雨、豪雨或者強風、雷電等現象。台灣地區的陡峭地形和分佈，造成梅雨鋒面的線狀對流到達台灣後，其降水分佈和強度有明顯的差異，因此台灣地形對於線狀對流系統影響的探討特別重要。

過去對於颶線的觀測和動力過程已被廣泛深入探討，但是對於颶線過山時的相關討論相對較少，多數前人研究只討論了平坦地形下的颶線系統微物理及動力過程的改變。而在 FM06 討論系統過山時，對流系統與冷池的

改變，其模式雖然是使用三維的模擬實驗，但在模式設定上，y-方向假設週期邊界(periodic boundary)條件，山脈地形則為無線長的鐘形山脈。因此所探討的模式結果主要是專注於颶線結構較為對稱的中間部分，並無法討論氣流繞山的情形，其與真實情況有所差異。

本研究主要探討將台灣地形簡化後的理想化山脈地形，並以台灣本島於梅雨季的真實探空資料作為初始場。在三維數值模式下，並且在y-方向使用開放邊界(open boundary)條件，討論不同走向的颶線系統通過理想化台灣地形時，颶線受到地形增強和抑制所產生的垂直結構改變、冷池變化、背風旋生、系統重新增強過程和降水場的分佈情形。希望透過地形和系統走向的敏感度研究，增加吾人對於台灣地形對颶線影響的認知，並確認地形影響颶線系統的物理機制。另外，由於Rotunno, Klemp and Weisman (1988)當時使用冷池內的浮力與厚度計算冷池移動速度的方法，並未考慮到系統成熟後後方入流和地形對於冷池強度和系統移速的影響，因此本文中參考Rotunno et al. (1988)計算理論密度流速，並與實際陣風鋒面移速比較，討論冷池和鋒面移速在系統過山時的變化與兩者之間的相關性。

1-3 論文架構

第一章是前言，主要介紹研究動機和參考文獻。第二章為WRF模式的介紹、理想模式的設定、初始環境熱力剖面 and 垂直風場、暖胞的設定、理想地形公式與計算理想密度流速公式。第三章為系統以西向東走向通過三種不同理想地形時的模擬結果，分別為對稱橢圓山脈、非對稱橢圓山脈和雙峰山脈。第四章主要探討將系統移動方向改為西北-東南走向後，通過三種不同地形的結果。第五章討論密度流速與陣風鋒面移速隨著颶線過山時的變化與相似性。第六章則為所有實驗的主要結論。

二、 研究方法

2-1 模式簡介

WRF(Weather Research and Forecasting)模式為新一代的中尺度數值天氣預報系統，其可提供大氣相關研究和作業單位預報的需要。其模式中包含了三維資料同化系統，且可利用平行化處理計算以提高模式的計算效率。WRF 模式所能模擬的大氣物理尺度範圍涵蓋數十公尺到數千公里。而模式是由 NCAR(National Center for Atmospheric Research)、NCEP(the National Centers for Environmental Prediction)、FSL(the Forecast Systems Laboratory)、AFWA(the Air Force Weather Agency)、the Naval Research Laboratory、the University of Oklahoma，與 FAA(the Federal Aviation Administration)等單位的學者於 2000 年後共同研究開發。

WRF 模式可提共研究者使用真實資料(觀測資料或分析場)進行真實個案的模擬或理想大氣下的理想模擬研究。在許多研究團隊共同發展下，使得物理方案的進步、數值方法和資料同化的改進，並提供使用者多種物理參數法的選項和高效率的平行運算效率。WRF 模式已在現今的 NCEP、AFWA 和其他作業及研究單位中運作。

WRF 模式中所使用到的垂直座標為 η 座標，其定義為 $\eta = (P_h - P_{ht}) / (P_{hs} - P_{ht})$ ，其中 P_h 為模式中某一層在靜力平衡下的大氣壓力， P_{ht} 和 P_{hs} 分別為模式頂層和近地面的大氣壓力，其 η 座標相當於 MM5 模式的 σ 座標。垂直網格設定為 Arakawa C grid 的形式，為交錯網格的方式，即是將速度場放置於距離熱力變數的前後上下左右各 1/2 網格處。

2-2 模式設定

本論文的數值研究，使用WRF 3.2.1的版本模擬颱風過山的過程。模式設定上，大部分參考FM06中使用Advanced Regional Prediction System (ARPS) 模式的基本設定，在水平網格間距X、Y方向上皆為1.25公里。而在水平網格點數的設定，為了讓颱風在碰到山脈前有足夠的空間能夠發展，且避免系統發展時，受到模式側邊界數值訊號反彈的影響造成模擬初始對流過強，因此將水平網格點數(X×Y)，設定為761×541個網格點。由於颱風為一深對流系統，可發展至垂直高度10~15公里左右，因此為了讓對流系統不受到模式頂層與吸收層(damping layer)的影響，將模式頂層設於30公里處，並且在垂直分層上分為60層，提高對颱風的垂直解析度，吸收層則設定於25~30公里處。根據Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) Condition限制，當模式中的網格間距越細，模式積分步長就必須越小，須符合 $C \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1$ 的條件；因此將積分步長(time-step)設為3秒，以維持模式穩定度條件。模式結果以每十分鐘輸出一筆資料，提高時間解析度後，有利於探討中尺度對流的結構變化。

模式中的微物理參數化法，選用Purdue Lin scheme，此參數化方法包含了軟雹以及冰晶沉降過程的參數化。由於模式中採用1.25公里的水平網格間距，已可解析對流尺度的發展，因此不使用積雲參數化法。本篇論文主要單純探討由地形對於颱風系統的影響，因此為了簡化物理考慮，在模式中不使用柯氏力、輻射參數化和邊界層參數化法，以簡化物理過程的複雜性。於理想模式中，模式設定有考慮地面摩擦力，因此地面風速維持為0 m/s。側邊界條件方面，為了探討氣流繞山現象，以及考慮颱風的三維結構，在X和Y方向皆使用開放性邊界條件。時間積分方法為三階Runge-Kutta方法，水平方向空間積分為5階advection scheme，而垂直方向為3階。

2-3 暖胞設定

本研究中使用暖胞(warm bubble)的方式來激發初始對流。暖胞的初始位置考慮到側邊界的影響，若初始暖胞的位置太靠近側邊界，物理訊號會很快地被側邊界反彈回來，使得對流過強，產生不合理的物理訊號；而若暖胞位置太靠近地形的話，也會受到類似側邊界所造成的影響。因此，在系統以西向東移動的實驗中，初始暖胞的位置設置於X軸的1/4和Y軸的1/2處，而在西北-東南方向移動的實驗，則將原本Y軸的1/2處向上移至3/4處。暖胞的範圍大小在X、Y方向上皆為10公里，深度則為1.5公里，而暖胞的中心溫度設定為超出環境溫度4 K，並且在Y方向上加上0.4 K的擾動溫度，使模擬更接近真實大氣情形。

2-4 模式初始場設定

使用2008年5月31日西南氣流實驗[SoWMEX(Southwest Monsoon Experiment)]中，位於屏東測站的探空資料(圖1.)，並將探空資料格式轉換成WRF_ideal模式可以執行的資料格式。將探空資料內插至固定高度間距的資料，並參考Bolton (1980)使用溫度求得飽和水氣壓的經驗關係式，再將飽和水氣壓和相對溼度的關係式求得水氣混合比，並換算水氣混合比單位為 g/kg ，之後再對處理好的資料作平滑，使理想模式更加穩定。

$$\text{位溫：}\theta = T(K) \times \left(\frac{1000}{P}\right)^{\frac{r}{c_p}} \quad (1)$$

$$\text{飽和水氣壓：}e_s = 6.112 \times \exp\left(\frac{17.67 \times (T(K) - 273.16)}{(T(K) - 273.16) + 243.5}\right) \quad (2)$$

$$\text{水氣混合比：}q_v = 0.622 \times \left(\frac{e_s}{P - e_s}\right) \times RH \quad (3)$$

T為環境溫度(K)

r 為乾空氣氣體常數 287.04 (J/K/kg)

C_p 為等壓比熱容量 1004 (J/K/kg)

P 為大氣壓力 (hPa)

RH 為相對溼度(%)

由於影響飊線系統的垂直結構，主要與垂直於線狀對流的環境風場方向有關，而環境的垂直風切方向，則會影響飊線的移動方向。因此在將觀測站所得到的探空資料中的cartesian coordinate下的垂直風場，使用轉角公式旋轉座標，得到垂直和平行於線狀對流的垂直風場剖面圖(圖2.)。

$$ru = u \times \cos(\theta) + v \times \sin(\theta) \quad (4)$$

$$rv = -u \times \sin(\theta) + v \times \cos(\theta) \quad (5)$$

u 、 v 為環境風場 (m/s)

ru 、 rv 分別為選轉座標後的 u 、 v 風場

θ 為選轉座標的角度(即飊線系統與 X 軸的交角)

選用這筆探空資料的原因，是由於其環境擁有相當高的對流可用位能，CAPE大約為1800 (J/kg)，並且在低層的濕度較高，有利於濕對流的發展。經過旋轉座標後得到的新的垂直於線狀對流的風場，於低層約高度6公里以下的垂直風切，大約為7 (m/s)的強度(圖2. (a))，而根據RKW理論，環境低層的強垂直風切有利於飊線的發展，並可維持陣風鋒面前緣垂直上升氣流的強度。使用以上公式，將台灣地區的真实探空資料轉換成WRF相容的模式後，在三維模式下成功模擬出線狀對流，且系統在碰到山脈前，已發展至成熟階段，並在越山後，原本受到背風下沉抑制的對流能夠重新生成，並增強上升氣流的強度。

2-5 理想山脈地形設定

本研究中探討三種不同的理想山脈地形對颱風線的影響。其主要的地形公式如下：

對稱橢圓山脈地形公式，參考了Lin et al. (2005)所使用的公式。

$$h(x, y) = \frac{h_m}{\left[\left(\frac{x-x_0}{a} \right)^2 + \left(\frac{y-y_0}{b} \right)^2 + 1 \right]^3} \quad (6)$$

上式中 $h(x)$ 為山脈地形高度 (m)

h_m 為山脈最高高度2000 (m)

x_0 、 y_0 為山脈中心位置分別為 $\frac{Lx}{2}$ 、 $\frac{Ly}{2}$

a 、 b 為山脈底部半寬，分別於模式中設定為35km和85km

由於本研究所探討的是類似台灣地形的影響，而台灣地形又以中央山脈為主，因此以上參數主要是依據台灣中央山脈的平均高度和平均寬度所設定，而經由此公式得到的山脈底部寬度和長度的結果大約為80和320 km。山脈中心位置則設置於模式中心，一方面是為了避免對流系統還未達到成熟階段就接觸到山脈，造成系統無法越山的情形，另一方面則是讓山脈背風面下游處有足夠空間，使颱風線能夠透過水躍過程(hydraulic jump)重新增強，而能夠進一步探討冷池與對流在下游處再度增強的變化。其他兩種地形，分別是非對稱橢圓山脈與雙峰山脈(圖3. (b), (c))，皆是以相同的橢圓山脈公式所組合而成。另外在Lin et al. (2005)的地形公式中，將分母改為3次方，且 a , b 參數加大，使得當山脈底部寬度相同時(與原本地形公式的分母為1次方時的結果比較)，山脈坡度變化較慢，數值計算誤差較少。

2-6 Froude number

計算冷池內的 Froude number(Fr)，探討冷池為次臨界流(subcritical flow)或是超臨界流(supercritical flow)。其公式如下：

$$Fr = \frac{U}{NH_{cp}} \quad (7)$$

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta_v} \frac{d\theta_v}{dz}} \quad (8)$$

式中 U 為 X 方向的水平風速(m/s)

N 為 Brunt-Väisälä frequency(s^{-1})

H_{cp} 為冷池厚度(m)

g 為重力加速度(m/s^2)

θ_v 為虛偽溫(K)

2-7 理論密度流速

為了瞭解冷池隨系統的發展以及颱風越山時的變化，參考了Rotunno, Klemp and Weisman (1988)使用冷池厚度和浮力，計算出密度流速C的方法，其公式如下：

$$C^2 = 2 \int_0^H (-B) dz \quad (9)$$

$$B \equiv g \left[\frac{\theta - \theta_0}{\theta_0} + 0.61(q_v - q_{v0}) - q_c - q_r \right] \quad (10)$$

式中 C 為冷池移速(m/s)

H 為冷池厚度

B 為冷池內空氣塊浮力

θ 為位溫

q_v 、 q_c 、 q_r 分別為水氣(water vapor)、雲水(cloud water) 和雨水(rain water)的水氣混合比，其中下標 0 代表初始場。

計算冷池移速的步驟為先對擾動位溫做 y 方向平均($y = -35 \sim 35$ km)，之後沿著 x 方向由右到左找到陣風風面的位置($\theta' \leq -1K$)，計算此處的浮力(B)，並向上積分致冷池的厚度高度(H)，而得到冷池移速的平方項(C^2)，接著再對其開根號得到單位為公尺每秒的理論密度流速(C)

三、西-東系統走向的模擬結果

使飆線系統以西向東的移動方向(eastward-moving)通過三種不同的理想山脈地形，並探討在不同幾何地形下，對飆線的水平 and 垂直結構，及降水分佈的改變。希望能夠透過此實驗，增加吾人對於台灣地形造成鋒面變化的物理機制的認知。

為了使飆線系統由西向東方向移動，因此將暖胞的初始位置設定於 X 軸的 1/4 與 Y 軸的 1/2 處，以避免受到模式側邊界與山脈地形的影響。由於影響飆線結構與系統移動方向的环境風場，主要為垂直於飆線方向的水平風場，因此本實驗中，只使用將探空資料旋轉座標後的 U 風場(圖 2.(a))，並將 V 風場設為 0，以簡化模擬結果的複雜性。

3-1 對稱橢圓山脈實驗

在橢圓對稱山脈地形(圖 3.(a))的模擬結果顯示，從雷達回波 CV 圖(圖 4.)中，系統於第七小時形成明顯的線狀對流，並且在背風面出現由重力波所形成的回波，系統大約於第八小時後開始接觸到山脈地形，飆線受地形阻塞的影響，回波逐漸與山脈地形平行(圖 4.(b))，而飆線兩端的對流可從南北兩端繞過山脈(圖 4.(c),(d))。系統過山後，飆線中間部分的回波逐漸消失，使得線狀對流被山脈地形截成南北兩個部分(圖 4.(d))。而在第 13 小時，中間原本消散的回波強度逐漸增強(圖 4.(e))，隨時間發展，中間部分重新生成的回波與南北兩段連接，形成穩定的現狀對流(圖 4.(f))，並持續向下游移動。

從 0.5 公里高度擾動位溫的水平剖面圖中(圖 5.)，顯示飆線下方冷池隨時間的變化。於第七小時(圖 5.(a))，由於系統降水蒸發冷卻而產生冷池(擾動位溫 $\theta' \leq -1K$)，大約距離山脈中心位置前方 50 公里處，而山脈背風面

下游處的一些冷空氣，則是由氣流過山後，山岳重力波產生對流降水所形成的。當陣風鋒面到達山脈時，南北兩側的山坡地形較平緩，地形高度較低，冷池可部分越過山脈，或是從南北兩端繞過山脈地形(圖 5.(b)~(d))。中間的部分山脈地形最高，冷空氣無法越過山脈，颶線受到地形阻塞造成背風面冷空氣減少，加上背風下沉增溫的影響，使得在背風面的中間部分冷池溫度較高，強度較弱；而山脈兩端部份由於地勢較低，且冷池透過繞山作用到達背風面，冷池可維持其強度，溫度較低(圖 5.(d))。隨時間發展，在山脈背風面下游處，原本受到地形阻塞與乾絕熱增溫影響，而強度變得較弱的中間部分，透過水躍機制，使得冷池再度增強(圖 5.(d)~(f))。

從高度 500 m 的氣流線分析場(圖 6.)中，於第 7 小時颶線達到成熟階段後，呈現出降水蒸發冷卻所產生的冷池外流與前方入流在陣風鋒面前緣輻合(圖 6.(a)，約 $x = -50$ km 處)，生成新的對流胞。颶線系統遇到山脈後，南北兩端的氣流受地形阻塞影響較低，風場由西風轉為西北風和西南風，呈現部份越山與繞山的情形(圖 6.(b)~(d))。系統越過山脈後，由於水躍過程的發生，冷池重新增強(圖 5.(e))，使得低層外流又重新生成(圖 6.(e)，約 $x = 150$ 處)。並且，當穩定的氣流通過山脈時，南北兩端的氣流以繞山的形式過山，中間的氣流受到阻塞，造成山脈背風面產生水平風切，導致背風面形成南北兩個對稱的渦旋，南方的渦旋為逆時針旋轉，而北方則為順時針旋轉(圖 6.(f))。由於氣流過山產生的背風渦旋影響，造成山脈兩端的冷池被氣流往山脈中心旋入，而呈現系統過山到達下游後，山脈中心的背風面處有較多的冷空氣囤積(圖 5.(d)~(f)，約 $y = -37.5 \sim 37.5$ 處)。

由 3 小時累積降雨量分佈圖中(圖 7.)，呈現出由颶線系統所造成的線狀雨帶分佈，在山脈上游與迎風面處受到地形阻塞而有較大的累積降雨量(圖 7.(a),(b))。隨時間發展，空氣塊繞山(圖 6.(b)~(d))後，雨帶開始朝山脈南北兩端移動(圖 7.(b)~(d))，而背風面系統中間部分受到山脈背風面下沉抑制作

用，使得對流強度減弱，降雨量較少(圖 4.(d)和圖 7.(d))。颱風系統到達山脈下游處後，水躍機制激發新的對流胞，使得降水量再度增加(圖 7.(e)~(f))。

平均垂直剖面圖中(圖 8)，呈現低層垂直上升運動主要跟隨在冷池前緣，而當颱風系統接觸山脈後(圖 8.(b),(c))，冷池於迎風面受到山脈抬升，垂直風速與冷池強度受到地形阻塞影響而變得較弱。颱風到達背風面後(圖 8.(d))，受到背風下沉增溫的影響，冷池厚度與強度減弱，且對流系統迅速消散。颱風過山後(圖 8.(e)~(f))，由於冷池的部分動能轉換成位能的影響，導致冷池前緣等溫面變高，且強度增強，形成水躍現象(圖 8.(e), $x \approx 190$ km)，使得垂直風場重新增強並激發新的颱風系統。

計算冷池內的 Froude number(圖 9.)，呈現出當颱風系統的冷池未接觸山脈時，冷池厚度較厚，陣風鋒面前緣的 Fr 小於 1，此時冷池為 subcritical flow，有利於冷池前緣產生垂直上升氣流。冷池過山時，山脈迎風面阻塞與背風面下沉增溫影響，冷池厚度下降，以及背風面的下沖流加強冷池內的風速，造成陣風鋒面前緣的 Fr 增加，其值逐漸大於 1，冷池變成 supercritical flow，造成陣風鋒面前緣的抬升較冷池為 subcritical flow 時弱(圖 9.(b), (c))。颱風過山後，冷空氣逐漸累積於陣風鋒面前緣，水躍過程使得冷池厚度再次增加、 Fr 逐漸小於 1，冷池又回到 subcritical flow (圖 9.(d))。

在本研究中模式的側邊界條件設定為開放邊界條件並加入對稱橢圓山脈地形後，當系統遇到山脈時，模式中的對流系統、冷池、氣流線和降水場皆可呈現出以繞山的形式通過山脈，且使用西南氣流實驗(SoWMEX)的探空資料作為模式初始場下，能夠成功地模擬出背風面下游處的系統重新增強與水躍過程。但是在 FM06 研究中，在模式使用週期邊界條件的設定下，只能模擬出空氣塊被山脈阻塞或越山的物理現象。因此在週期邊界條件的模式下，主要探討的是颱風系統中間較為對稱的部份，而無法模擬出系統繞山等較為三度空間物理變化的現象。

3-2 非對稱橢圓山脈實驗

由於台灣之中央山脈呈現南北縱貫分佈，造成台灣地形東高西低，東部沿岸山坡地形較為陡峭，而西部則較為平緩。為了探討在此種特殊地形下，對系統發展的影響，因此將對稱橢圓山脈改為東部較陡而西部較緩的山坡地形(圖 3. (b))，進行飆線過山的理想模擬實驗。

從雷達回波 CV 圖上，系統於第 7 小時前發展至明顯的線狀對流，並於山脈背風面產生由重力波所生成的回波(圖 10. (a))。之後，隨著系統開始接觸到山脈地形，中間部分受到阻塞消散，而兩端的部分以繞山的形式越過山脈(圖 10. (b)~(d))。當系統到達背風面後，系統中間原本受到阻塞而消散的部分，透過水躍過程的機制(圖 11. (d), (e))，重新生成並增強對流系統，使得系統可維持其強度持續往下游移動(圖 10. (f))。

比較對稱與非對稱橢圓山脈的模擬結果，從雷達回波 CV 圖與擾動位溫的水平剖面圖中(圖 10. 和圖 11.)，呈現對流系統和冷池受到阻塞、繞山與重新增強的現象，以及流線場的水平剖面圖中(圖 12.)，系統過山後於背風面產生的背風旋生等現象與對稱橢圓山脈模擬結果皆有類似的情況。兩個模擬結果的主要差別在於，飆線系統未到達山脈時，由於非對稱橢圓山脈在東部的山坡地形較陡峭，造成背風下沉抑制作用的效果較強，使得在背風面由重力波所產生的對流胞，較對稱山脈的強度要來的弱，且分佈的範圍也較小(圖 10. (a)和圖 4. (a))。而水平流線場中，系統過山到達下游處後，於背風面產生的渦旋，由於非對稱山脈在迎風面的山坡較平緩，使得阻塞效果較小，能夠讓較多的空氣塊抬升並越過山脈，導致背風旋生的結構較對稱橢圓山脈的結構不明顯(圖 12. (f)和圖 6. (f))。從飆線中間平均垂直剖面(圖 13.)的雷達回波、垂直風速和冷池中，呈現在較平緩的山坡，可以抬升較多的空氣塊，造成阻塞較小，使得垂直運動較強，系統遇到山

脈後，雷達回波大於 40 dBZ 的範圍較對稱橢圓山脈實驗廣，且延伸的高度較高(圖 13. (a), (c))。而由於非對稱橢圓山脈於迎風面所造成的上升氣流較強，降水粒子可留在空中時間較長，造成近地面的降水減少，使得近地面降水蒸發冷卻的作用降低，進而造成冷池的強度較弱(圖 13. (b), (d))。當颱風系統到達背風面後，東部較陡峭的非對稱模擬山脈實驗，由於背風下沉增溫較強，使得回波大於 30dBZ 的部分在背風面迅速消散，且於下游處的冷池強度較弱、厚度較薄(圖 14. (c), (d))，而對稱山脈的回波(大於 30dBZ)則可延伸至背風面處，冷池也明顯得較強、厚度較厚(圖 12. (a), (b))。

在 3 小時累積降水(圖 15.)的部分，山坡較平緩的迎風面造成降水相對較少(圖 15. (a)和圖 7. (a)，大於 60 mm)，但降水分佈可延伸至背風面處(圖 15. (b), (c)，例如 $y \approx -50$ 和 50 km 處)。較陡峭的背風面有較強的背風下沉增溫並抑制對流發展，使得雨水重新蒸發回大氣中，造成落於地面的降水粒子減少(圖 15. (d)和圖 7(d))。

本論文研究中，非對稱與對稱山脈實驗結果的差異，與 FM06 對山脈寬度與高度的敏感度地形實驗中，有類似的結果。系統到達較平緩的迎風面，與 FM06 對相同山脈高度但改變寬度的實驗中，山脈較寬的模擬，使得坡度較緩的結果類似，而山脈較高使得坡度較陡的實驗，與本實驗中較陡峭的背風面所造成的物理機制相同，因此在非對稱山脈實驗結果，呈現結合了 FM06 的較窄和較寬的山脈兩種實驗的結果。

3-3 雙峰山脈實驗

台灣的五大山脈，可分成中央山脈、雪山山脈、玉山山脈、阿里山山脈和海岸山脈，皆以南北縱走的形式分佈。其中位於東北方的雪山山脈和西南方的阿里山山脈，兩座主要山脈上下交錯排列的方式，在鋒面系統來

臨時，經常造成降水集中於中部地區，並且產生局部強風豪雨的現象，導致洪水與土石流的發生。因此本研究進行模擬雙峰山脈的理想地形實驗(圖 3. (c))，探討在此種地形分佈下，地形與颱風線交互作用產生的物理機制。

於雷達回波 CV 圖與水平風場分析中(圖 16. 和圖 19.)，呈現颱風線系統在接觸到山脈後，氣流於中間山谷處輻合，造成雙峰山脈之間形成強回波區($Z > 40\text{dBZ}$)，且強回波可延伸至山脈背風面處(圖 16. (b))；而於颱風線過山前，背風面依然會產生由重力波所形成的對流系統(圖 16. (a))。雖然於雷達回波 CV 圖中，雙峰山脈和對稱橢圓山脈在背風面的回波強度與分佈類似(圖 16. (c), (d)和圖 4. (c), (d))，但由於空氣塊於上游的山谷處輻合，而當空氣質點通過兩座山峰地形間的狹窄通道後，導致風速增強(圖 19. (c), (d))，使降水粒子和冷空氣被強風帶至山脈下游較遠處，造成水平擾動位溫圖中，山谷的背風面下游處呈現冷空氣較少、冷池較弱的情況(圖 17. (c), (d))，而累積降水量分佈圖，則呈現於背風面累積降雨量較少的情形(圖 21. (c), (d))。在第 13 小時後，雖然背風面的冷池強度較弱，但依然可透過水躍過程使得冷池重新增強，讓颱風線對流重新生成並穩定地朝下游移動(圖 17. (d)~(f))。颱風線過山後，背風面所產生的背風旋生，在雙峰山脈實驗中於 500 公尺高度呈現三個背風渦旋，最北邊為反氣旋式的渦旋，而下方兩個渦旋則皆為氣旋式渦旋(圖 18. (f))。透過東西(U)風場的分析圖(圖 20.)，顯示在 0.5 及 1.0 公里高度上，颱風線過山後，山谷的背風側皆出現西風風場(圖 20. (c))，而對稱橢圓山脈實驗在背風面則皆為東風風場(圖 20. (a))，因此造成在山脈兩端的氣流受到地形阻塞後，氣流繞山並往山脈中心旋入，受到山谷效應所產生的西風風場的分量，使得兩端向內旋入的氣流在山脈中心受到西風的影響，而改變原本的流線造成三個渦旋的生成。

將山脈地形改為雙峰山脈後與對稱橢圓山脈比較的結果，主要差別在

於風場於山谷處輻合，造成颶線過山前其降雨分佈集中於迎風面的山谷地區。颶線過山後，通道效應產生的強風，造成降水減少及冷池減弱的現象，並且於背風面產生三個渦旋。

四、西北-東南系統走向的模擬結果

在春夏交替之際，台灣的地理位置會受到大陸冷氣團和南方海洋暖氣團的影響。當兩種不同性質的氣團交會時，便會在東亞地區形成梅雨鋒面系統，之後若北風冷氣團持續向東南方移動，線狀對流便以西北-東南走向(southeastward-moving)通過台灣地區。而從觀測上，5、6 月份期間，梅雨鋒面常以此種方向通過台灣，因此本論文中模擬西北-東南走向通過理想山脈地形後，地形對系統所造成的影響。

於西北-東南實驗中，將暖胞的初始位置改於 Y 軸的 3/4 處，X 軸的位置則維持在 1/4 處。由於飊線系統中，新的對流胞會生成於環境垂直風切的下游處，飊線的移動方向主要與環境垂直風切方向有關。因此為了模擬西北-東南走向的飊線，再次對風場觀測資料以旋轉座標公式得到新的 U、V 風場(圖 2.(c),(d))，並加入模式中進行模擬。

4-1 對稱橢圓山脈實驗

飊線以西北-東南走向通過對稱橢圓山脈實驗，從雷達回波 CV 圖中，在第 7 小時已發展成線狀對流的階段，並持續朝東南方向通過地形，而於背風面依然存在重力波所產生的回波(圖 22.(a))。由於氣流以西北-東南方向的角度通過地形時，所經過的山坡斜度較以西-東方向通過地形時，山坡斜度較為平緩，造成迎風面阻塞效果較低，使得重力波的強度較弱，導致在系統接觸地形前，背風面的重力波產生的對流胞回波強度較弱。模擬時間至第 9 小時 30 分後，系統開始接觸到山脈，線狀對流系統於橢圓山脈北部的迎風面位置，由於系統接觸地形時的角度的關係，氣流在北部所經過的山坡斜度較為陡峭，受到阻塞的效果較多(圖 22.(b))；而南端的飊線系統所經過的山坡地形相對地較北部的斜率要來的平緩，在迎風面受到阻塞的作

用較少，使得較多的空氣塊可透過越山的形式通過山脈。因此飆線系統過山時，在山脈背風面的東南方的回波受到較多下沉增溫而消散(圖 22.(b)~(d))。系統於第 12 小時通過山脈後，原本於地形東南方消散的雷達迴波又再度生成並增強，再次形成穩定的線狀對流並持續朝東南方向移動(圖 22(d)~(f))。

於水平擾動位溫圖中，在模擬第 7 小時呈現出由飆線降水蒸發冷卻產生的冷池($\theta \leq -1K$)，以及位於地形東方由重力波產生對流的降水冷卻所造成的冷空氣(圖 23.(a))。當冷池接觸到地形後，由於北部迎風面阻塞效應較南部強，造成北部的冷池轉而向北移動，以繞山的形式越過山脈，而南部則主要以越山的形式，冷空氣持續朝南方及東南方移動(圖 23.(b),(c))。冷池通過山脈後，由於冷池受到西北方迎風面的地形阻塞影響，導致東南方背風面冷空氣減少、冷池減弱(圖 23.(c),(d))，而北部冷池受到背風旋生的影響，呈現冷空氣朝山脈中心位置旋入的現象(圖 23.(d))。於模擬第 13 小時後，冷池透過水躍過程的機制，使得原本於山脈東南方減弱的冷池重新增強，讓系統上升氣流可於冷池前緣重新生成，使系統重新增強。

透過流線場分析圖，圖 24.(a)中呈現系統冷池產生的外流與環境風場於陣風鋒面前緣輻合的現象。當飆線系統接觸地形後，北部的氣流所通過的地形坡度較陡，造成阻塞較多，導致氣流現向北彎曲，呈現氣流繞山運動的現象，而南部的氣流相對通過的是較為平緩的山坡，使得氣流線呈現較為筆直線條，代表空氣塊主要以越山的形式通過山脈(圖 24.(c),(d))。當系統過山後，由於迎風面阻塞的作用，山脈東南方的冷池外流的分量減少，此與擾動位溫圖中，冷池強度在背風面減弱有關(圖 24.(d))，而當冷池強度重新增強後，原本消失的冷池外流又再度生成並與環境風場輻合，有利於維持新的對流胞的生成(圖 24.(e))。由於阻塞作用主要發生於北部的迎風面地區，而南部較小，造成背風面水平風切的改變，因此在系統過山到達下游

後，於山脈背風面的東北方形成單一的反氣旋式的渦旋(圖 24.(f))。

3 小時累積雨量圖中呈現出在系統到達山脈後，先於北部迎風面阻塞作用較大的區域產生較多的累積降水量(圖 25.(b))，之後隨著系統向東南方移動並與西南氣流輻合，累積雨量開始向南方延伸，造成中部及南部地區有較多的降雨發生(圖 25.(b),(c)和圖 24.(b))。颱風過山後，背風下沉作用導致山脈東南方呈現雨量較少的區塊，而在系統重新增強後，原本降雨量較少的雨帶又再度增加(圖 25.(c)~(e))。

將颱風改以西北-東南移動方向通過山脈地形後，南北兩邊的對流系統所經過的山坡斜度不同，受到阻塞作用的強度不同，北邊阻塞作用較強，因此造成颱風接觸到山脈時，在雷達回波、冷池、風場和降水場皆呈現明顯南北不對稱的水平結構分佈的現象。

4-2 非對稱橢圓山脈實驗

將山脈地形改為非對稱橢圓山脈後，於雷達回波 CV 圖中，於第 7 小時，較平緩的迎風面造成較多空氣塊抬升與陡峭的背風面造成較強的下沉抑制作用，使得背風面重力波造成的對流胞明顯得較對稱山脈實驗要來的弱(圖 26.(a)和圖 22.(a))。到達模擬時間第 10 小時 30 分，系統受到山脈地形影響後，位於北部受到較平緩的迎風面山坡地形影響，空氣塊抬升較多，阻塞作用相對較小，因此強回波($Z > 40\text{dBZ}$)可延伸至山頂及背風面地區，而對稱山脈則只有迎風面有強回波發生(圖 26.(c)和圖 22.(c))。系統過山到達背風面後，雖然在非對稱山脈的背風面有較強的背風下沉抑制，但兩組實驗結果皆出現對流系統重新生成並增強的現象(圖 26.(d)~(f))。

擾動位溫的水平剖面圖中，由於背風面重力波所造成的對流強度較弱的關係，使得山脈東方的冷空氣較對稱橢圓山脈的模擬結果弱(圖 27.(a))。隨著冷池通過山脈地形，也呈現出冷池於北部向北繞過山脈現象，而南部

則較多以越山的形式以向南或東南方向過山，使得山脈背風面東南方的冷池受到下沉乾絕熱增溫影響而減弱(圖 27.(c),(d))。冷池到達背風面後，由於氣流主要於地形西北方的迎風面受到阻塞影響，於東北方的背風面，產生一個順時針旋轉的渦旋，使得北邊冷空氣受到渦旋氣流的影響而被旋入至山脈地形中心(圖 27.(d))。之後，原本位於山脈東南方強度減弱的冷池，呈現出透過水躍過程使得冷池重新增強的現象(圖 27.(e),(f))。

流線分析場中，其結果與對稱橢圓山脈實驗類似(圖 28.)。主要差別在於，非對稱橢圓山脈實驗於迎風面有較平緩的山坡，使得氣流於迎風面受到的阻塞較少，低層冷池外流於山脈迎風面西北部呈現受到地形阻塞而方向改變的程度較小(圖 28.(b),(c))，因此空氣塊較多以越山的方式通過山脈，並且導致背風面產生的背風渦旋的結構與大小，較對稱山脈實驗中的反氣旋渦旋小且結構較不明顯(圖 28.(f))。

從 3 小時累積雨量分佈中，由於迎風面空氣塊抬升作用較多，位於山脈北邊有較多的累積雨量可從迎風面地區延伸至山脈東部背風面地區(圖 29.(b))，而對稱山脈實驗在東北方的雨量則較少(圖 25.(b))。非對稱山脈實驗受到較陡峭的背風面山坡的影響，位於山脈東南方空氣下沉抑制對流發展，使得累積降水量較少(圖 29.(d),(e))。

4-3 雙峰山脈實驗

將地形改為雙峰山脈地形實驗後，颶線於山脈迎風面位置時的雷達回波與對稱山脈實驗的結果也呈現類似分佈(圖 30.)。皆呈現出山脈西北方迎風面受到地形阻塞造成的強回波，隨時間系統向東南移動並與西南氣流輻合，使得強回波沿著西部山坡迎風面位置向南延伸(圖 30.(b),(c))，而由於雙峰山脈影響，使得背風面由重力波產生的回波範圍較對稱橢圓山脈實驗的範圍廣，且造成的降水量也較多(圖 34.(a))。當系統以西北-東南走向接觸雙

峰山脈地形時，在山谷地區沒有出現類似於系統西-東走向通過雙峰山脈地形時有明顯的氣流輻合而造成的強回波區的情形，山谷地區的強回波只侷限於迎風面地區(圖 30.(c))。系統過山後，位於山脈東南方的回波受到迎風面的阻塞而消散，其回波強度相較於對稱山脈實驗結果弱。其可能的原因是由於山脈最高峰的位置較對稱橢圓山脈北方，迎風面氣流所經過的山坡地形更加陡峭而使得阻塞效應增加(圖 30.(d))。颱風線到達山脈下游處後，模式也模擬出颱風線重新生成的情形(圖 30.(e),(f))。

從水平擾動位溫剖面圖中，冷池分佈與背風面重力波產生冷空氣的範圍也較對稱橢圓山脈結果廣(圖 31.(a))。冷空氣受到通道效應產生的強風並使得冷空氣被帶至下游遠處的程度，相較於西向東移動的實驗結果弱，其山谷背風面東南方區域的 $\theta \leq -1K$ 的範圍較大(圖 31.(d)和圖 17.(d))。

風場分析中(圖 32.)，其結果呈現出在系統到達山脈後，西北風於迎風面碰到位於北方山脈受到阻塞，一部分轉由向北繞過山脈，另一部分則轉而向南呈現北風的形式(圖 32.(c))，而由於山谷迎風面的風場幾乎都呈現北風的分量，導致進入到山谷地區空氣塊的通量減少，造成通道效應較不明顯，使得圖 33.(b)~(e)中位於山谷地區的風場向量與迎風面類似，大約皆為 20 m/s。通道效應減少，也因此使得山谷背風面風速減少，造成冷空氣與降水粒子不會被強風帶至下游遠處，使得背風面的冷池強度與累積降水量較西-東系統走向的結果強度強、降水量較多(圖 31.(d)和圖 34.(d))。颱風線過山到達下游後，雙峰山脈所造成的背風旋生個數和位置與對稱山脈相同，阻塞效應主要只作用於迎風面西北部的的情況下，皆呈現單一順時針旋轉的渦旋，並位於山脈地形的東北方，但由於雙峰山脈存在山谷的影響，雖然因為角度的關係，通道效應較不明顯，不過還是有些氣流通過山谷地區，因此造成北方氣流線繞過山脈後，以反氣旋的形式繞回山脈中心位置後，受到流經山谷區域的風場影響，使得向南的氣流受到阻塞，導致氣旋環流被

局限、範圍變得較對稱橢圓山脈實驗小(圖 32.(f))。

由 3 小時累積降雨量圖中，也呈現出山脈東北方迎風面位置的較多累積降水量，以及位於背風面由重力波生成對流所產生的降雨(圖 34.(a))。颱風系統到達南部後與西南氣流輻合(圖 32.(b))，使得中部以南的降雨量增加(圖 34.(c))。颱風到達背風面後，山脈東南方受到背風下沉抑制的影響，使得降水減少，並且在系統重新增強後，造成累積降雨量增加(圖 34.(c)~(e))。累積降雨量的結果與雷達回波、冷池和風場分析結果一致。

另外，增加一組西南-東北系統走向(northeastward-moving)與西北-東南走向通過雙峰山脈實驗做比較，探討在南北對稱的環境風場下，是否會呈現出颱風以不同方向過山時，造成的物理場的分佈亦呈現南北對稱的現象。本實驗將暖胞的初始位置改於 Y 軸的 1/4 處，而 X 軸的位置不變，並將原本西北-東南系統走向的環境風場中的 V 風場，正負號改變而 U 風場相同，使其環境垂直風切變為西南風。實驗結果呈現出，系統以西南-東北走向接近雙峰地形，系統受到地形阻塞作用的主要位置從迎風面西北側變成山脈西南側的位置(圖 35.(b)和圖 36.(b))，而背風下沉抑制與乾絕熱增溫的位置也從山脈東南側變成東北側(圖 35.(d)和圖 36.(d))。氣流線分析場中，氣流於西南側迎風面受到阻塞而呈現向南彎曲的曲線分佈(圖 37.(b)~(d))，使得雷達回波與冷空氣主要以繞山機制過山，而北部風場於迎風面則變成南風或西南風的風場(圖 33.(c),(f))，空氣塊以越山的形式過山。而由於氣流線在南端的山脈受到阻塞後，使得部份氣流轉為南風分量，導致空氣塊進入山谷的通量漸少，造成通道效應的結果不明顯，此與西北-東南走向實驗結果相同。系統走向改為西南-東北後，造成南部氣流所經過的山坡較陡，北部較緩，阻塞作用主要發山於南部，導致背風單一渦旋變成發生於山脈的東南部，且阻塞位置不同，導致背風面水平風切改變，使得背風旋生從反氣旋變成氣旋式渦旋(圖 37.(f))。

累積降雨量則變成西南部迎風面先開始產生累積降雨量(圖 38.(a))，之後系統到達北部後，由原本系統與西南風改為與西北風輻合，造成降雨帶往北部延伸(圖 38.(b))。颱風過山後於山脈東北處背風面的累積降水量較少，而當系統再次增強後，東北部降水量再度增加(圖 38.(c)~(e))。

綜合言之，將系統以西-東走向改為西北-東南走向通過山脈，位於北端和南端的對流系統所經過的山坡斜度不同，使得北方的氣流所經過的山脈坡度較為陡峭，受到的阻塞較多，而南方的山坡坡度則較為平緩，使得空氣塊較多以越山的形式過山。因此走向颱風過山後，山脈地形會造成系統的雷達回波、冷池、流線場和降水分佈等物理場，南北兩端的阻塞大小不同，使得原本的南北對稱分佈的系統結構，變成南北非對稱的情形。額外進行一組西南-東北系統走向的實驗，其物理場呈現與西北-東南走向的實驗南北對稱的結果，因此系統以相同角度但不同方向經過山脈地形時，會使得物理場呈現南北對稱分佈的情形。

五、理論密度流速與陣風鋒面移速之比較

RKW 理論以水平渦度方程來解釋當冷池和環境風切所產生的正負渦度平衡時，可於低層冷池前緣激發出筆直(upright)的上升氣流，可以對 CAPE 轉換成最大的垂直動能，使得飆線可延長其生命期。他們並以冷池內的浮力和冷空氣的厚度，估算出近地面冷池的移動速度。而飆線的移動，主要是在環境風切下游處，於冷池前緣持續生成新的對流胞，使得飆線向下游移動，因此可將飆線視為以冷池所驅動的線狀對流系統，其移動速度主要與冷池的強度有關。但 RKW 所提出的渦度平衡理論中，主要是在二維架構且為平坦地形下所得到的結論。此外，根據 Houze et al. (1989) 提出當系統達到成熟後，系統的後方入流(rear inflow)增強，使得中高層擁有高動量的後方入流進入到對流系統內部，並向近地面傳輸後，會增加冷池移動速度。而 RKW 使用水平渦度方程所得到的理論冷池速度並沒有考慮到後方入流和地形的影響，因此隨著飆線系統的發展，冷池速度可能會和實際的陣風鋒面移速會有所差異。

為了探討在三維架構下，飆線經過山脈地形時，使用 RKW 理論所估算出的理論密度流速與陣風鋒面移速間的差異，分別計算兩種飆線移動方向經過三種不同理想山脈地形時冷池移速隨時間的變化。吾人參考 RKW(1988) 計算冷池移速的公式(式(9), (10))，先對擾動位溫作 y 方向平均($y = -35 \sim 35$ km)，再沿著模式底層的 x 方向由右到左找到陣風鋒面位置($\theta' \leq -1$)，計算該點的浮力後並向上垂直積分至冷池高度，最後再對其結果開根號得到單位為每秒公尺的密度流速 C ，並使用平均雷達回波的時序圖[Hovmoller diagrams(圖 39.)]，計算其雷達回波的斜率($\Delta x/\Delta t$)得到陣風鋒面移動速度，再將兩者計算結果進行比較。

5-1 西-東走向的系統

所有模擬的計算結果(圖 40.(a))，皆呈現出在模擬第 4~7 小時，系統達到成熟前，其冷池強度隨著飊線發展，而漸漸增強，與陣風鋒面移速的接近程度越來越高。對稱橢圓山脈實驗(圖 40.(a))大約於第 8 小時，飊線開始接觸到山脈後，冷池在迎風面受到山脈阻塞，導致冷池的厚度和強度開始減弱，使得移速減慢，而雖然陣風鋒面移速也受到山脈阻塞影響而速度稍微降低，但減慢的程度較小，使得理論密度流速開始會低估陣風鋒面移速。於模擬時間第 11 小時左右，飊線到達山脈的背風面時，一方面冷池於迎風面受到山脈阻塞，導致冷空氣到達背風面的數量減少，且空氣塊下沉乾絕熱增溫作用造成冷池強度減弱，導致移速持續降低，密度流速與陣風鋒面移速的接近程度越來越低。之後，當系統到達山脈下游處，透過水躍過程的機制使得冷池又再度增強、移速加快，兩者相似度又再次提高。

非對稱山脈實驗中(圖 40.(b))，其分析結果呈現出，雖然在迎風面有較平緩的山坡地形，導致冷池受到阻塞影響較底，但由於抬升較多的空氣塊，上升氣流較強，使得降水粒子可留在對流系統內的時間較長，而不會掉落至地面形成降水，造成近地面降水冷卻的作用減少，使得冷池強度減弱，導致冷池移速減慢(圖 13.)。接著，系統到達背風面後，由於較陡峭的山坡，使得下沉乾絕熱增溫的機制增強，造成冷池的厚度和強度減弱，使得此時的冷池移速較對稱山脈實驗的結果慢，且陡峭山坡地形會增強背風面的下沖流，增加後方入流的強度，使得陣風鋒面移速加快，導致兩者接近程度變得更低。

分析雙峰山脈實驗中的飊線移速結果(圖 40.(c))，在飊線未接觸到山脈時，其相關性與前面兩個山脈實驗類似。而當系統到達山脈後的第 8 小時，由於氣流於山谷地形輻合，使得降水增加，造成冷池強度較強，因此其移

速減慢的程度較上面兩個實驗低。模擬時間第 11 小時左右，山谷地形所形成的通道效應，造成強風區的影響，會使降水粒子與冷空氣被強風帶至下游遠處，使得山脈背風面處的冷空氣較少、冷空氣較弱，冷池移速也變得較對稱山脈實驗結果來得低。颶線到達下游後，系統透過水躍過程重新增強，並隨時間發展，再加上通道效應形成的強風，使得後方入流漸漸增強，造成陣風鋒面移速在模擬第 14 小時的移速遠高於冷池移動速度。

由計算冷池移速的結果，皆呈現出與上面各組實驗中所討論的冷池阻塞、下沉乾絕熱增溫、水躍過程和冷池再次增強等物理機制有一致性的結果。在三種理想地形下分析冷池移速，受到迎風面阻塞強度變弱而移速減慢，到達背風面後，冷空氣於迎風面阻塞導致到達背風面的冷空氣減少，再加上下沉增溫使得冷池移速降低至最低點，接著透過水躍過程冷池增強，冷池移速漸漸恢復，而背風面產生的下沖流及系統發展成熟後，後方入流增強，使得陣風鋒面移速在模擬結束時，其移速會遠高於冷池的理論密度流速。

5-2 西北-東南走向的系統

將颶線系統改為西北-東南走向後，於對稱橢圓山脈實驗結果，呈現在模擬第 8 小時遇到山脈後，由於氣流所經過的山坡較緩，降水較少，使得冷池較西-東走向系統慢。系統過山後也有移速再度加快的情形發生(圖 40.(a),(d))。而在非對稱橢圓山脈中，於第 8 小時系統遇到平緩的迎風面地形造成冷池強度減弱得較對稱橢圓山脈多(圖 40.(d),(e))，但移速較西-東走向模擬(圖 40.(b))快，其可能的原因是西北-東南走向系統經過非對稱橢圓山脈的迎風面時，斜坡更加平緩導致冷池阻塞減少，使得冷池可維持其強度，移速減弱的程度較少。將山脈地形改為雙峰山脈後，由上面對氣流線討論的結果，空氣塊進入山谷地區的通量減少，使得冷池於迎風面山谷地區增

強的程度較不明顯，且通道效應產生的強風作用減少，使得背風面冷空氣可囤積於山脈背風面的山腳，使得冷池較西-東走向實驗時強、移速較快，而由於系統到達下游處後，系統的後方入流少了山脈通道效應增強風速的作用，因此陣風鋒面移速相對較慢(圖 40.(c),(f))。

將系統改以西北-東南走向後，在三種不同山脈實驗中，冷池移速也呈現出隨著系統過山時，移速受到阻塞與再度增強的變化。與系統以西-東移動的模擬結果的差異，主要是在颶線通過山脈時存在角度的關係，使得氣流所經過的山坡坡度會較為平緩，造成阻塞效果降低，因此冷池過山時的強弱變化會較西-東實驗的結果小，且山脈地形特徵所造成的影響，例如通道效應也變得不明顯。

另外計算西南-東北走向與西北-東南走向系統通過雙峰山脈移速進行比較(圖 41.(a),(b))，其兩著結果類似，皆呈現冷池受到地形阻塞減弱與透過水躍過程再次增強的情形，而通道效應改變冷池強度的程度也不明顯。於冷池移速隨時間變化曲線圖中(圖 41.(C))，顯示兩個實驗的冷池移速計算結果類似，因此再次證明當颶線系統以相同角度但不同方向經過雙峰山脈地形時，只會使得氣象場呈現對稱分佈的情形，但不影響冷池強度與系統移動速度間的關係。

六、結論

本論文研究使用位於台灣 2008 年的西南氣流實驗(SoWMEX)探空資料作為 WRF 模式的初始場，在三維模式架構下，模擬颱風通過理想山脈地形的過程。模擬實驗結果皆呈現出颱風系統受地形阻塞影響而造成降雨增強、抑制、背風面對流重新生成及背風旋生的現象。從垂直剖面圖中也顯示冷池受到地形抬升、阻塞、背風下沉絕熱增溫與水躍過程和再次增強的情形，此模擬結果與 FM06 使用週期邊界條件的模擬實驗結果類似。

歸納個實驗結果的差異(表 1.)，於西-東走向的颱風通過不同山脈地形實驗中，對流系統遇到山脈時，允許颱風南北兩端的對流系統、冷池、氣流線和降水場等物理場，以繞山的形式通過山脈；而阻塞作用則主要發生在颱風的中間部分，並且於山脈下游處透過水躍機制，使得冷池重新增強後，於低層陣風鋒面前緣持續激發出上升氣流，產生新對流胞讓颱風重新生成並增強，使得颱風過山的過程呈現不連續傳遞的現象，且於系統過山後，會在背風面產生背風旋生的現象。在非對稱山脈實驗中，於較平緩的迎風面山坡地形，會造成更多的空氣塊被抬升，阻塞作用較小使得上升氣流較強，導致降水粒子可留在對流系統內較久而不會掉落至地面形成降雨，造成蒸發冷卻作用降低，冷池強度因此而減弱。陡峭的背風面地形，則會造成更強的背風下沉增溫的作用，抑制對流系統強度且冷池的厚度降低，冷空氣減少。由於平緩迎風面地形造成氣流阻塞較小，導致背風面所產生的渦旋結構較不完整且範圍較小。雙峰山脈地形會造成氣流在山谷地區的迎風面處輻合，產生較大的降水量，因而冷池增強；而在背風面處，由於山谷效應產生的強風，會將降水粒子和冷空氣帶至下游較遠處，且強風產生的下沖流，使得山谷背風面的冷池減弱、累積降水量減少。山谷地形使得雙峰山脈背風處產生西風分量的風場，影響原本南北對稱的背風渦旋結

構，背風面產生三個渦旋的現象，北邊為反氣旋，南邊兩個為氣旋式環流。

將颶線系統移動方向改為西北-東南走向後，由於線狀系統移動方向與山脈地形存在夾角，使得颶線系統中，南部和北部的對流系統所通過的山脈地形坡度不同；在颶線接觸到山脈後，其雷達回波、冷池、氣流線和降水分佈等物理場，呈現南北不對稱的情形。於此實驗中，北部的對流系統，氣流所經過的山坡較為陡峭，形成的阻塞作用較大，而南部氣流則經過較平緩的山坡地形，阻塞作用較少，使得較多的空氣塊可以越山形式通過山脈，並且在此種南北阻塞差異的影響下，改變背風面水平風切，以致於背風旋生只存在於北部，形成單一的反氣旋式渦旋。而由於颶線系統過山時的角度影響，造成在雙峰山脈實驗中，空氣塊進入山谷的通量較少，導致通道效應不明顯。額外進行了西南-東北走向的實驗，結果呈現出與西北-東南走向的實驗南北對稱的分佈，所以在單純只有地形的影響而不考慮科氏力、輻射等其他因素下，颶線以相同角度但不同方向經過地形時，所產生的地形阻塞、繞山、再次增強等結果會形成對稱的分佈情形。

使用 RKW 理論計算冷池移速的結果，呈現冷池受到迎風面阻塞變弱而移速減慢，到達背風面後，下沉增溫使得冷池移速降低至最低點，接著透過水躍過程造成冷池迅速增強。背風面產生的下沖流及系統發展成熟後，後方入流增強導致陣風鋒面移速在模擬結束時，其移速會遠高於冷池的理論密度流速。從此分析結果中，呈現出地形特徵對冷池的影響：在非對稱山脈實驗中，平緩地形造成降水減少冷池減弱，移速變得較其他兩種地形慢，而到達背風面後，較強的下沉增溫，導致冷池移速較對稱山脈實驗的結果慢。在雙峰山脈中所造成的通道效應，冷池於迎風面增強、速度提高，於背風面產生強風下沉增溫的關係，使得冷池減弱，且陣風鋒面移速遠高於冷池移速。將系統移動方向改為西北-東南後，系統與山脈存在角度的關係，使得地形特徵對冷池的影響不明顯，且氣流所經過的山坡坡度也較西-

東走向時緩，因此冷池移速的分析結果呈現出冷池隨著時間的變化較小，且三種地形實驗下的冷池移速差異也較小。

從可見光雲圖也能發現到本論文中理類似想山脈地形模擬實驗於背風面雲系與背風旋生產生對流的結果(圖 44.): 在 2012 年 5 月 30 日 0032 UTC 的可見光雲圖與當日 00 UTC 近地面天氣圖中，鋒面系統位於台灣西北方，並逐漸朝東南移動接近台灣地區。在鋒面系統到達台灣前，於中央山脈東部外海產生對流雲系(圖 42.(a)和圖 44.(a))，其形成對流的原因可能與模擬中，山脈背風面由山岳重力波產生的對流有關(圖 4.(a))。2008 年 5 月 4 日 0430UTC 的可見光雲圖和當日 00UTC 的近地面天氣圖中(圖 42.(b)和圖 44.(b))，位於經度 140 度的鋒面系統通過台灣後，於中央山脈東南側存在對流雲簇，並且於台灣西部 925hPa 高度場(圖 43.(a))呈現西風的風場。此對流雲系的生成與對稱橢圓山脈實驗中西風過山後產生背風旋生的結果類似(圖 43.(c))。2011 年 6 月 6 日 0132UTC 與當日的 00UTC 的近地面天氣圖(圖 42.(c)和圖 44.(c))，鋒面系統位於台灣的東北方，而台灣東部外海有兩個雲簇產生，並且當時台灣西部 925hPa 高度場(圖 43.(b))也呈現西風風場的情形，其與西-東系統走向通過雙峰山脈的模擬在背風面形成兩個氣旋式渦旋的結果類似(圖 43.(d))。

本模擬實驗中，若加入柯氏力的影響，會造成原本颱風線系統走向產生南北方向的偏移。當颱風線發展出 Bookend vortex 後，原本位於颱風線兩端對稱的渦旋結構受到柯氏力的影響，對北半球地區而言，會使得颱風線北方的氣旋式渦旋增強，而南方的反氣旋式渦旋減弱。西風過山時，氣流的移動方向可能也會改變，而造成冷池和降水分布的變化，以及颱風線系統在南北方強度的差異，並且在背風渦旋的部份可能也會變成氣旋式渦旋較強的情形。

環境的低層垂直風切大小主要影響與低層冷池的交互作用，而高層風

切影響颶風線高層外流方向與強度，使得深對流的砧狀雲朝高層順風切的方向發展。

於模擬研究中，也包含將理想山脈地形改為 2 分解析度的真實台灣地形資料，並使用相同的探空資料作為初始場，進行颶風線系統以西向東移動經過真實地形的實驗。其結果呈現出颶風線系統未接觸到山脈前，於山脈背風面處產生的對流會隨時間逐漸增強，而當颶風線過山後，或許是真實台灣地形的山脈高度較原本橢圓山脈地形高且山坡較陡，導致山岳重力波產生的對流過強，使得原本的颶風線系統過山後與重力波產生的對流系統結合，造成模擬結果無法討論颶風線系統於山脈下游處再次增強的情形。於未來研究中，可針對加入真實台灣地形後，造成背風面產生過強對流的問題進行探討，以增加對台灣地形討論的完整性。另外，當颶風線系統遇到山脈或系統後方入流增強後，RKW 所提出的理論密度流速會低估真實陣風鋒面移速的情形，於未來研究中可參考 Weisman et al. (2004) 的理論以改進估算冷池移速的方法。

參考文獻

王寶貫 1997：雲物理學初版，國立編譯館主編，渤海堂文化公司印行。

Frame, J. W. and P. M. Markowski, 2006: The interaction of simulated squall lines with idealized mountain ridges. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1919-1941.

French, A. J., and M. D. Parker, 2010: The response of simulated nocturnal convective systems to a developing low-level jet. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 3384-3408.

Houze, S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff, and B. F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler weather radar displays in midlatitude mesoscale convective systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70**, 608 - 619.

Letkewicz, C. E., and M. D. Parker, 2011: Impact of environmental variations on simulated squall lines interacting with terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 3163 - 3183.

Lin, Yuh-Lang, Shu-Yun Chen, Christopher M. Hill, Ching-Yuang Huang, 2005: Control Parameters for the Influence of a Mesoscale Mountain Range on Cyclone Track Continuity and Deflection. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1849 - 1866.

Mahoney, K. M., G. M. Lackmann, and M. D. Parker, 2009: The role of momentum transport in the motion of a quasi-idealized mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3316 - 3338.

Meng, Z., F. Zhang, P. Markowski, D. Wu, and K. Zhao, 2012: A modeling study on the development of a bowing structure and associated rear inflow within a squall line over south China. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1182 - 1207.

Parker, M. D., 2008: Response of simulated squall lines to low-level cooling. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1323 - 1341.

Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463 - 485.

Weisman, Morris L., Richard Rotunno, 2004: "A Theory for Strong Long-Lived Squall Lines" Revisited. *J. Atmos. Sci.*, 61, 361 - 382.

Yang, M.-J., and R. A. Houze, Jr., 1995: Multicell squall line structure as a manifestation of vertically trapped gravity waves. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 641 - 661.

圖表

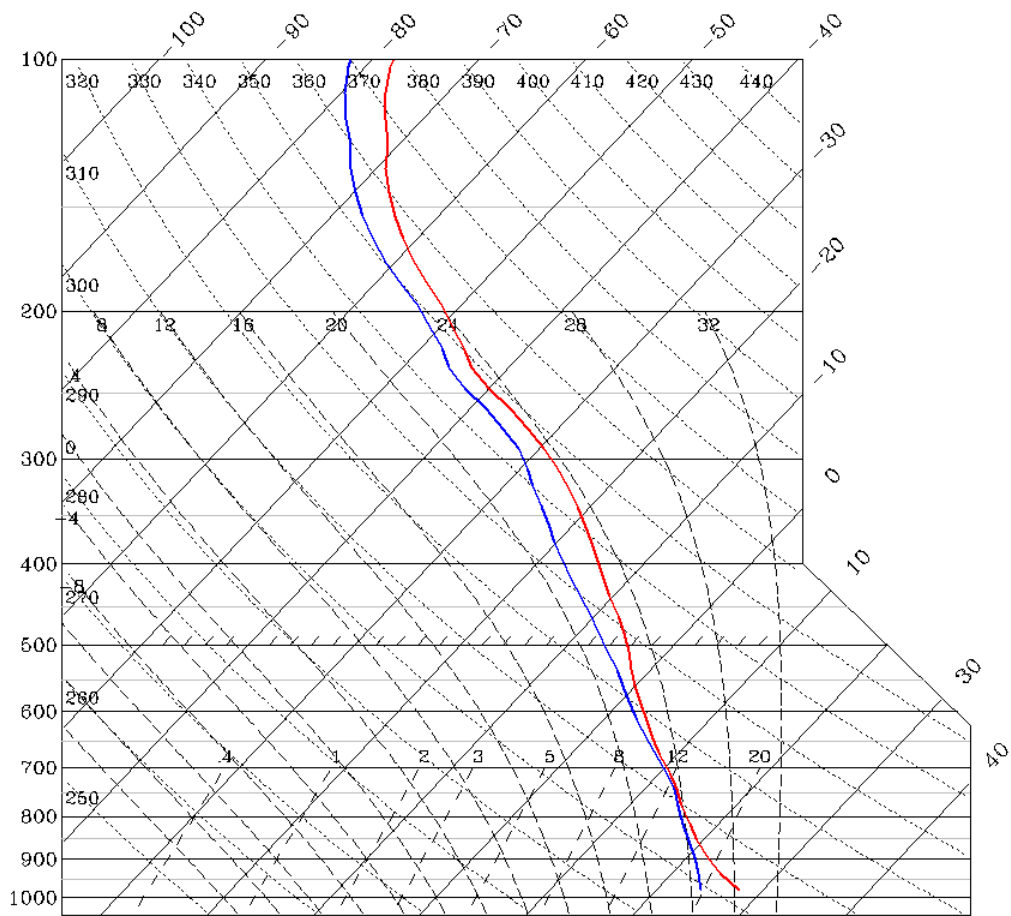


圖 1.: 模式初始熱力剖面圖，紅色線為溫度線，藍色線為露點溫度線。

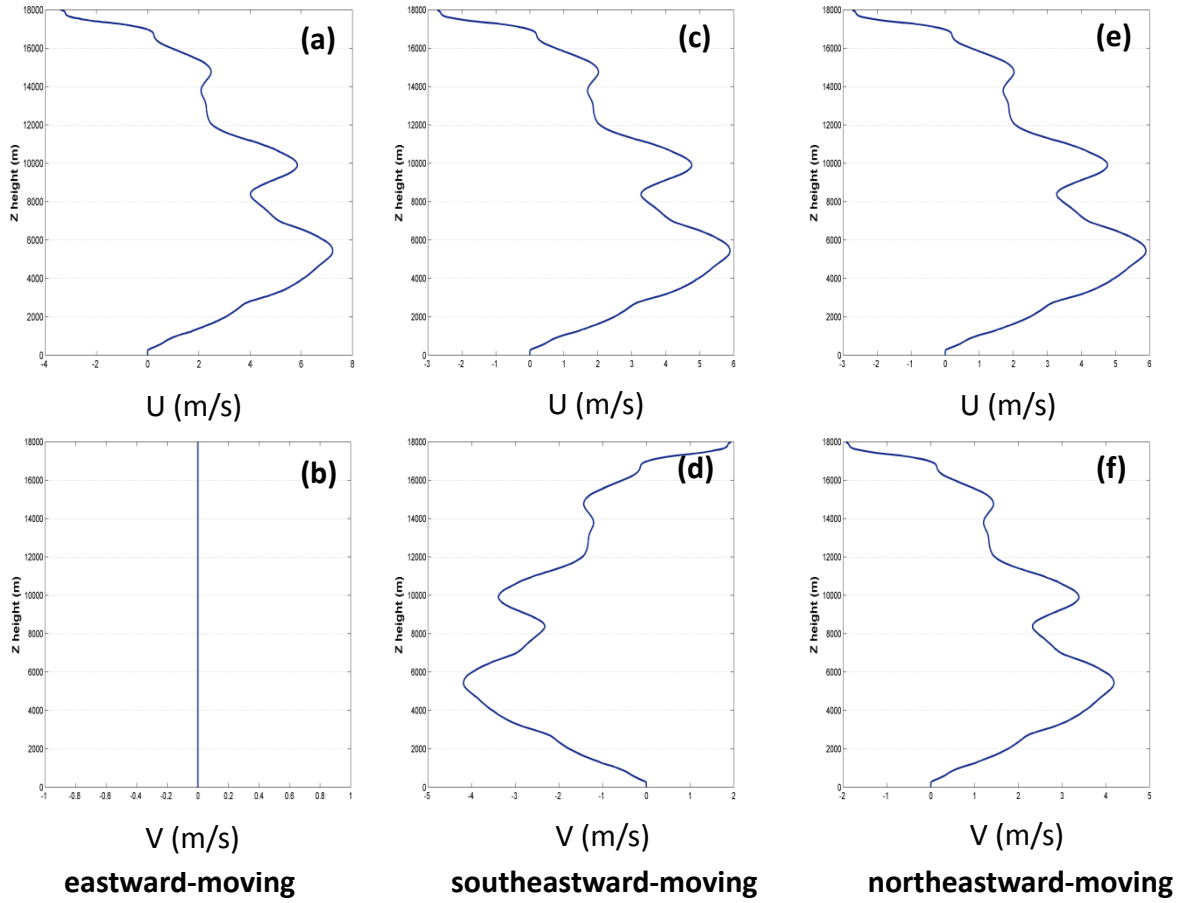


圖 2.：初始環境風場垂直剖面圖，分別為(a), (b)西-東走向系統、(c), (d)西北-東南走向系統與(e), (f)西南-東北走向系統的 U, V 風場。

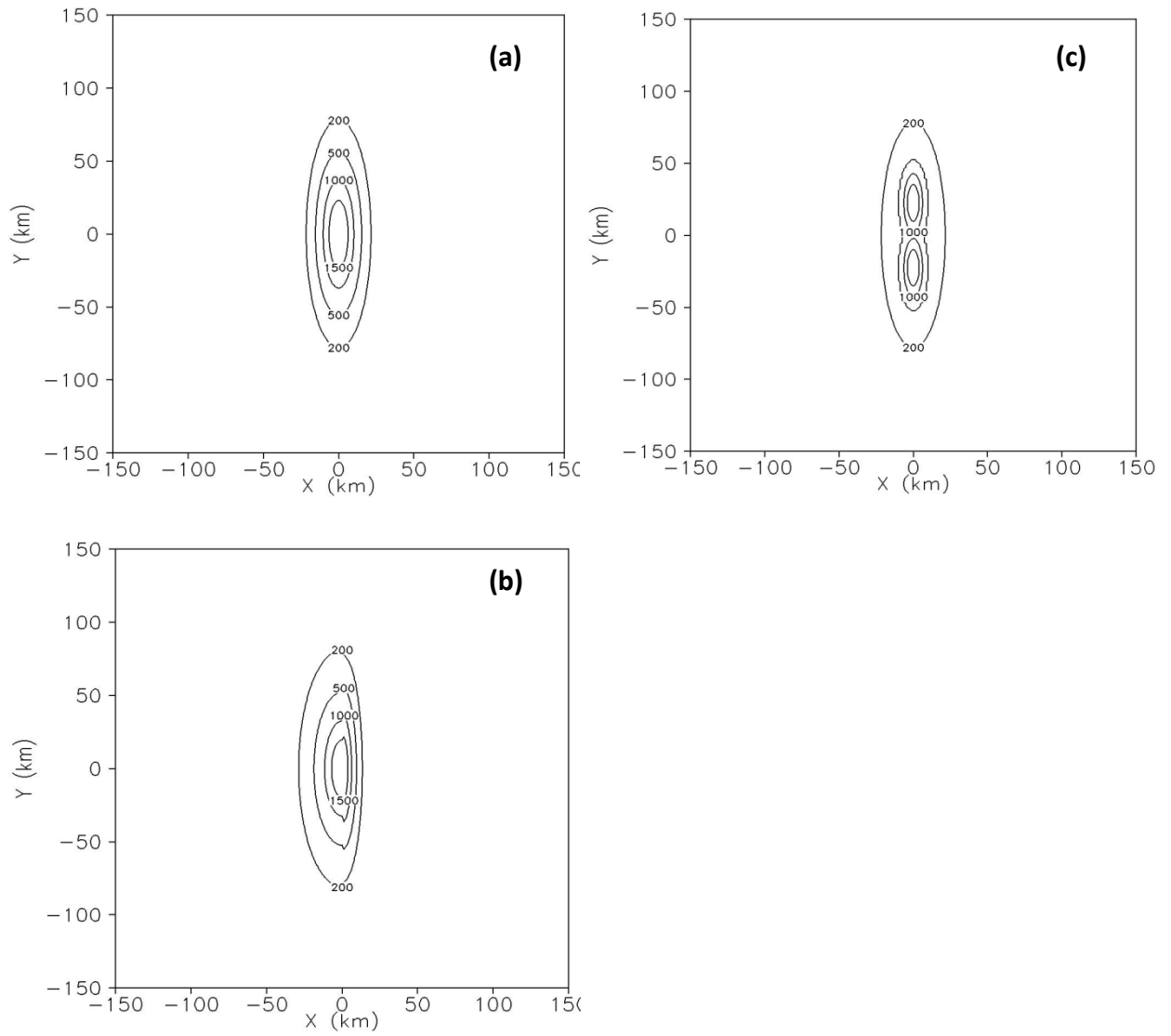


圖 3.：理想山脈地形等高線圖(等值線)，單位為 m，地形分別為(a)對稱橢圓山脈、(b)非對稱橢圓山脈和(c)雙峰山脈。

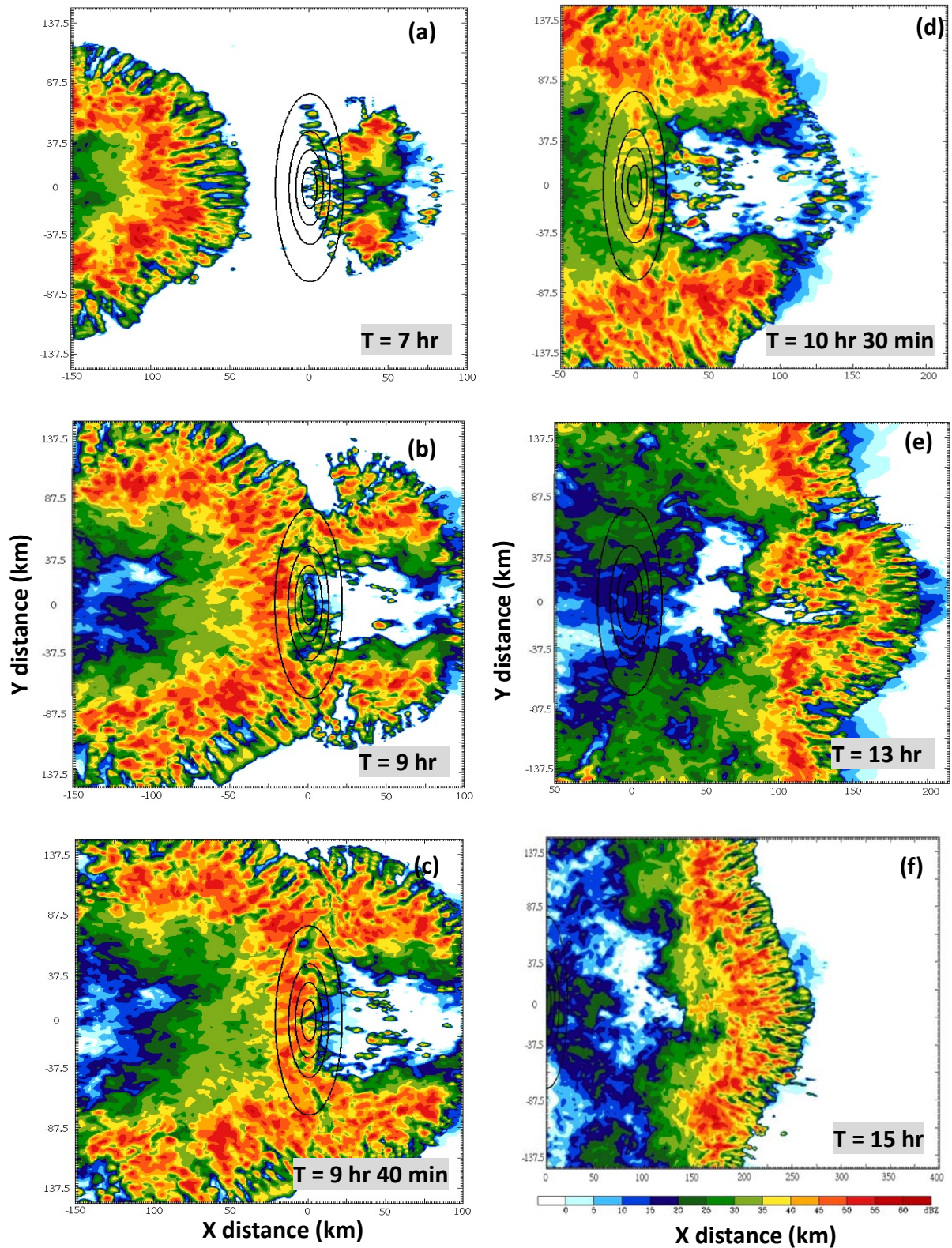


圖 4.：颱風線以西-東走向通過對稱橢圓山脈地形，隨時間發展的雷達回波 CV 圖，單位為 dBZ，等值線代表山脈地形，初始值為 200 m，間距為 500 m。

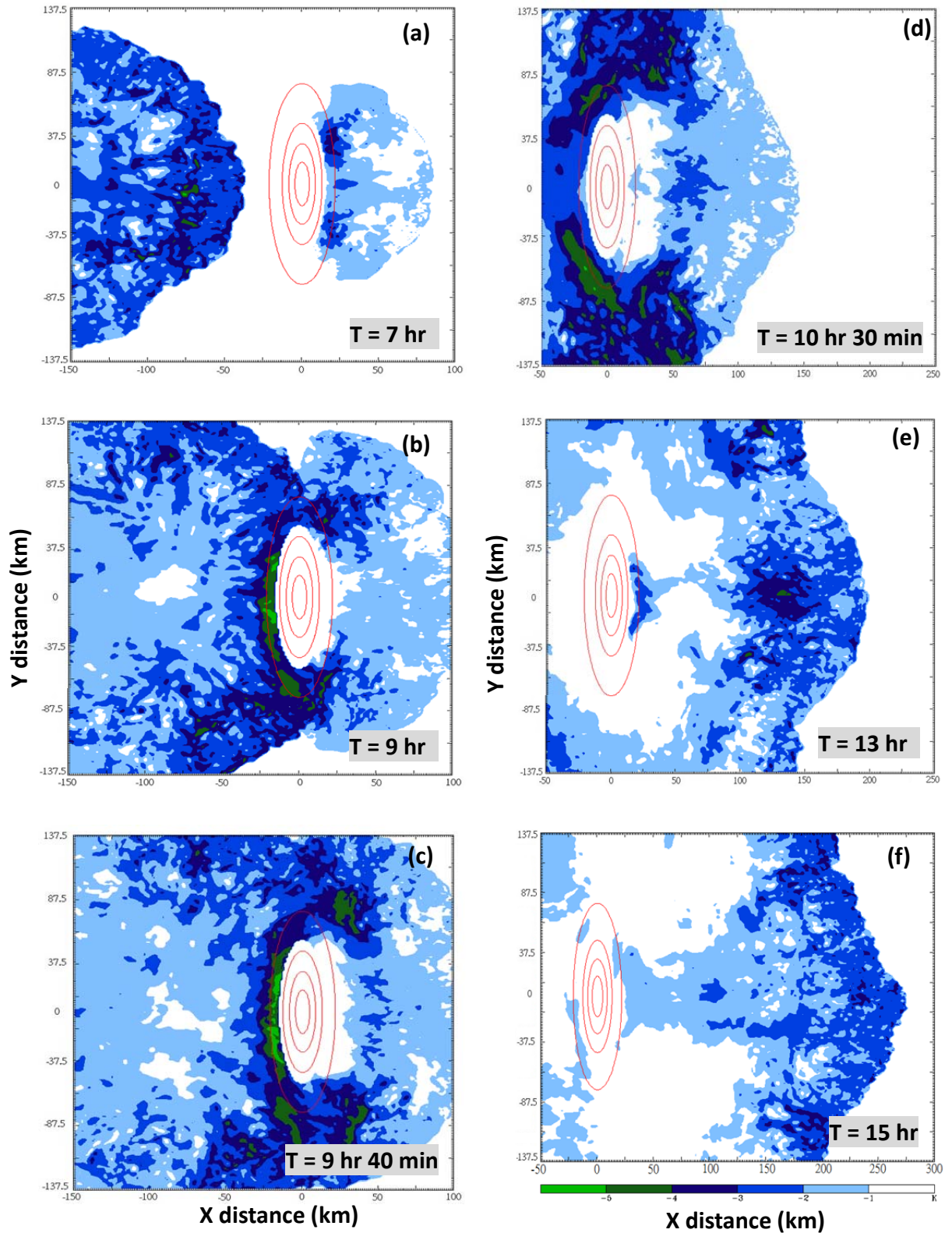


圖 5.：颶線以西-東走向通過對稱橢圓山脈地形時，於 500 m 高度冷池隨時間發展的水平剖面圖。顏色部分代表擾動位溫 $\theta' \leq -1$ ，單位為 K，等值線代表山脈地形（紅色線），初始值為 200 m，間距為 500 m。

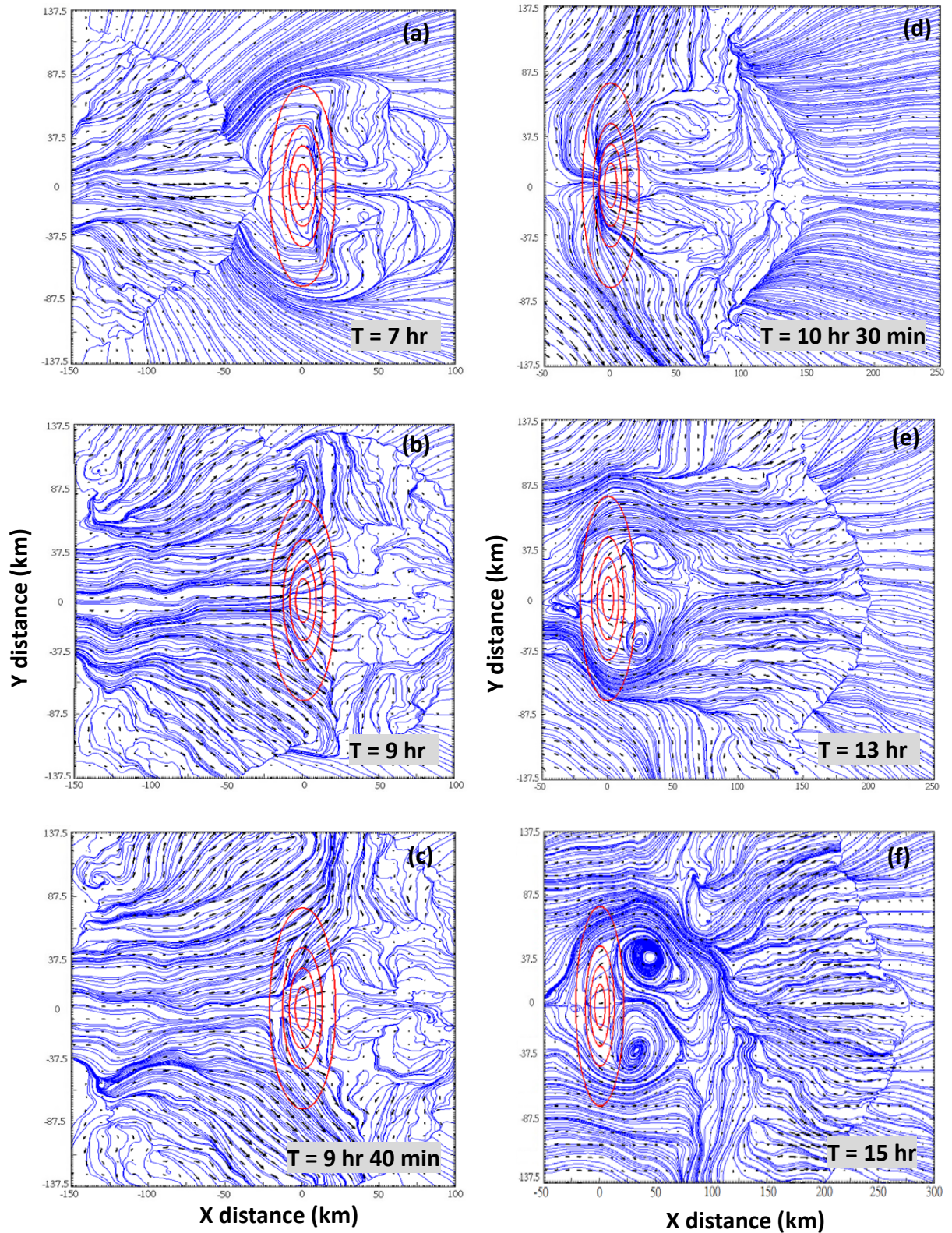


圖 6. : 颶風線以西-東走向通過對稱橢圓山脈地形時，於 500 m 高度氣流線(藍色線)與水平風場(黑色箭頭)隨時間發展的水平剖面圖。等值線代表山脈地形(紅色線)，初始值為 200 m，間距為 500 m。

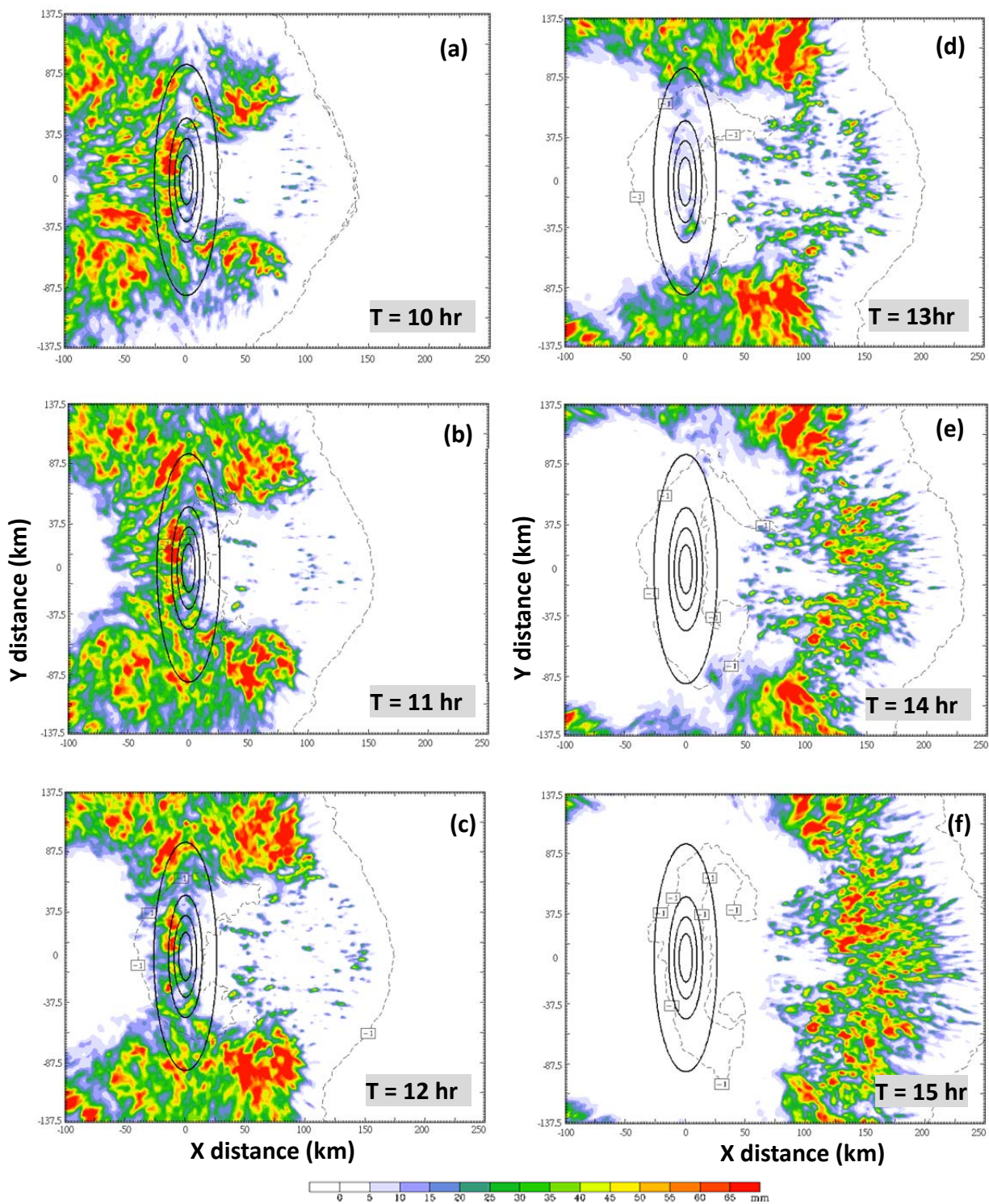


圖 7.：颶線以西-東走向通過對稱橢圓山脈地形實驗中，3 小時累積降雨量分佈圖，單位為 mm。虛線為擾動位溫($\theta' = -1$)定義為陣風鋒面位置，等值線代表山脈地形，初始值為 200 m，間距為 500 m。

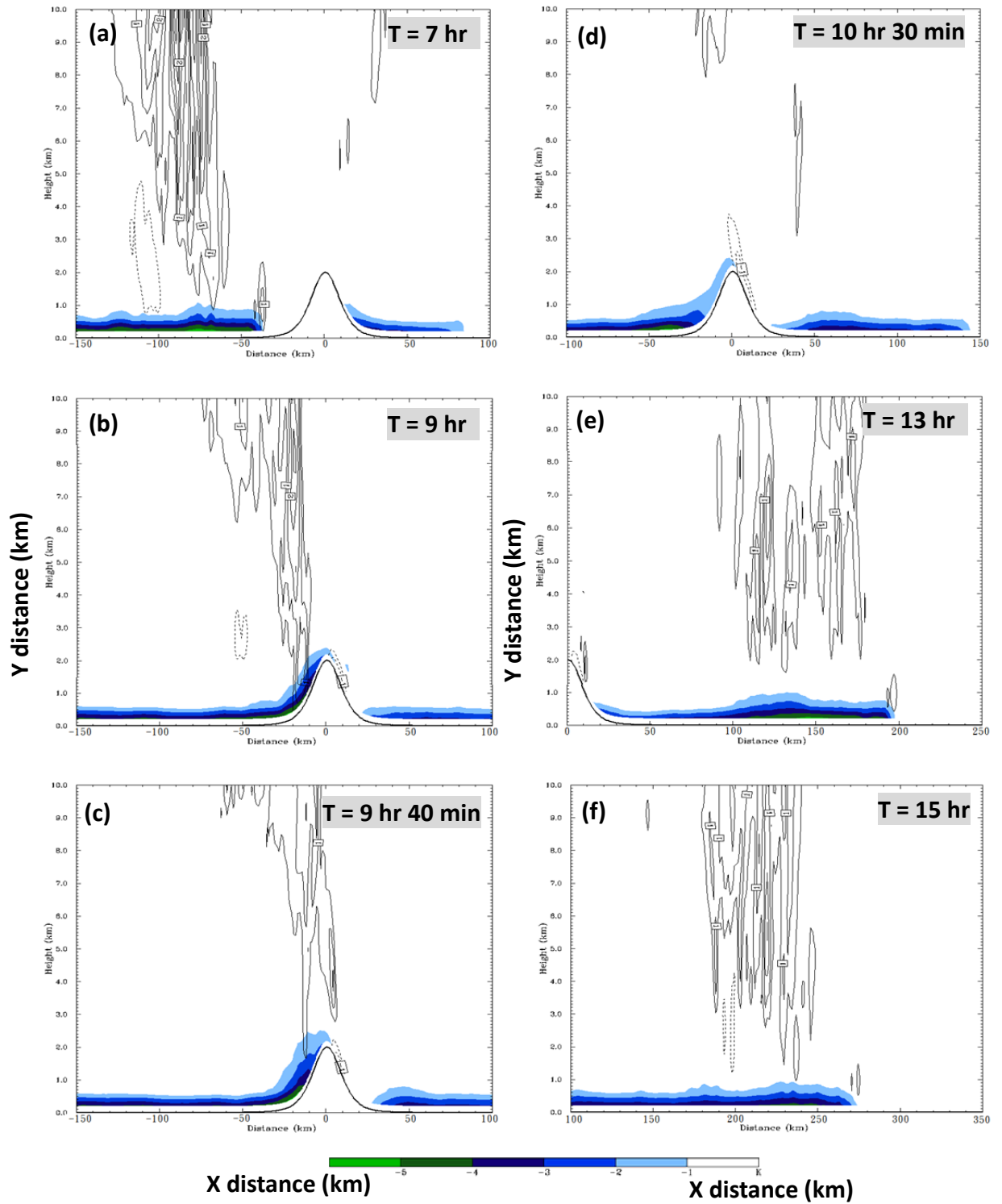


圖 8. : 颶線以西-東走向通過對稱橢圓山脈地形實驗的平均垂直剖面圖($y=-35\sim 35\text{km}$)。顏色部分為擾動位溫 $\theta' \leq -1$ ，單位為 K，等值線為垂直速度，間距為 0.5 m/s 。

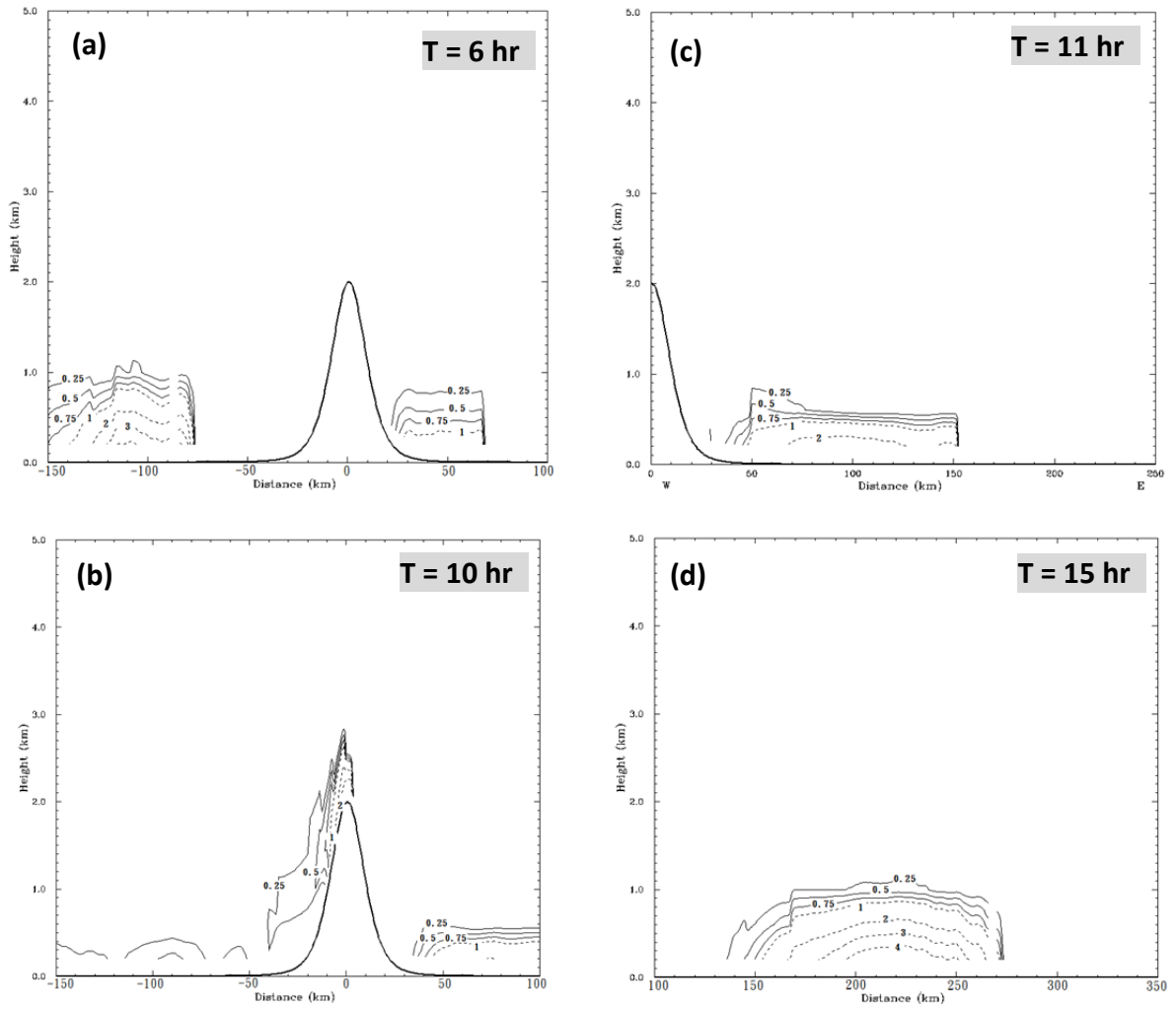


圖 9.：颶線以西-東走向通過對稱橢圓山脈地形實驗的平均垂直剖面圖 ($y=-35\sim 35\text{km}$)。等值線為冷池範圍 ($\theta' \leq -1\text{K}$) 的福祿數 (Froude number)。實線代表 $Fr < 1$ ，虛線則代表 $Fr \geq 1$ 。

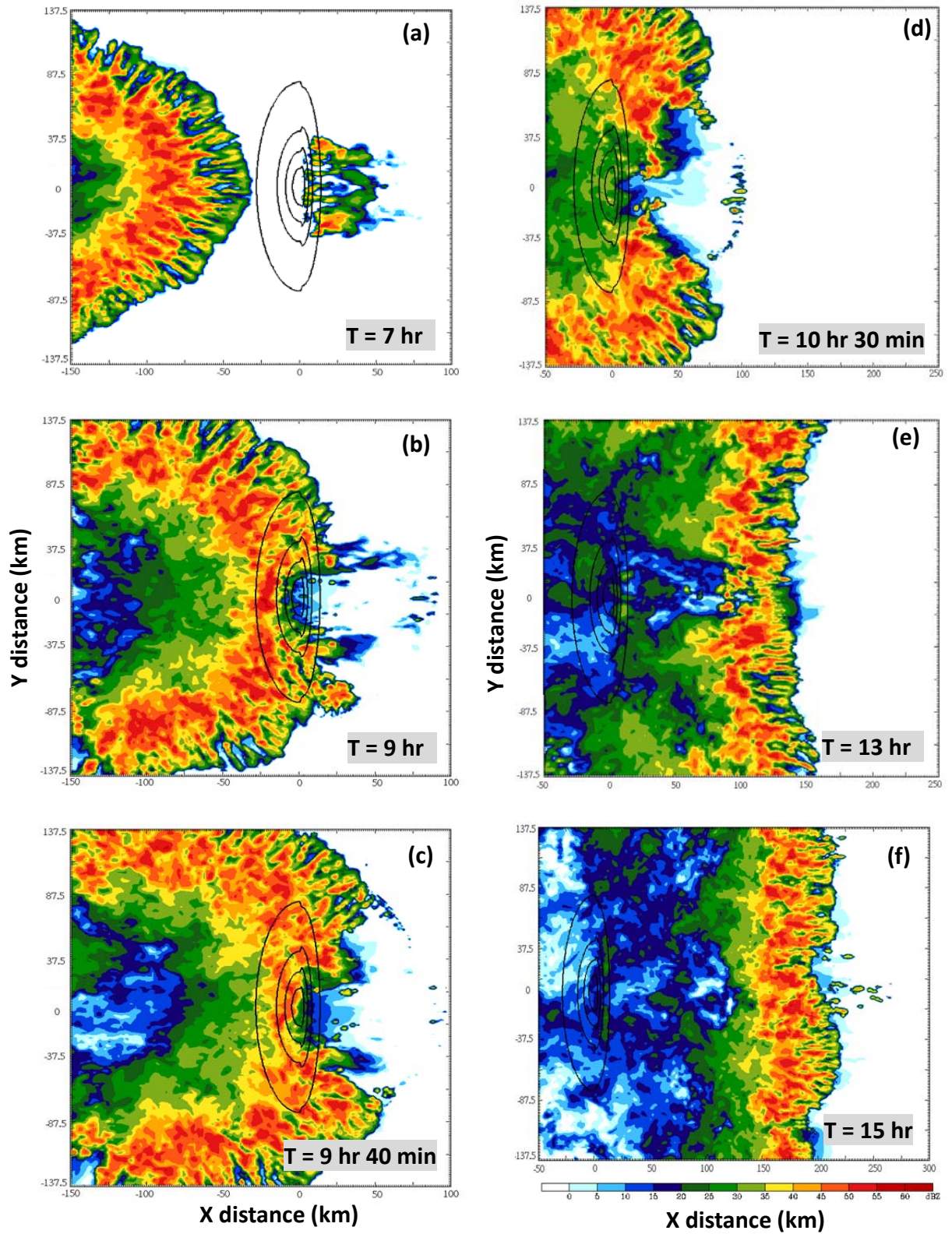


圖 10.：同圖 4.，但為非對稱橢圓山脈地形。

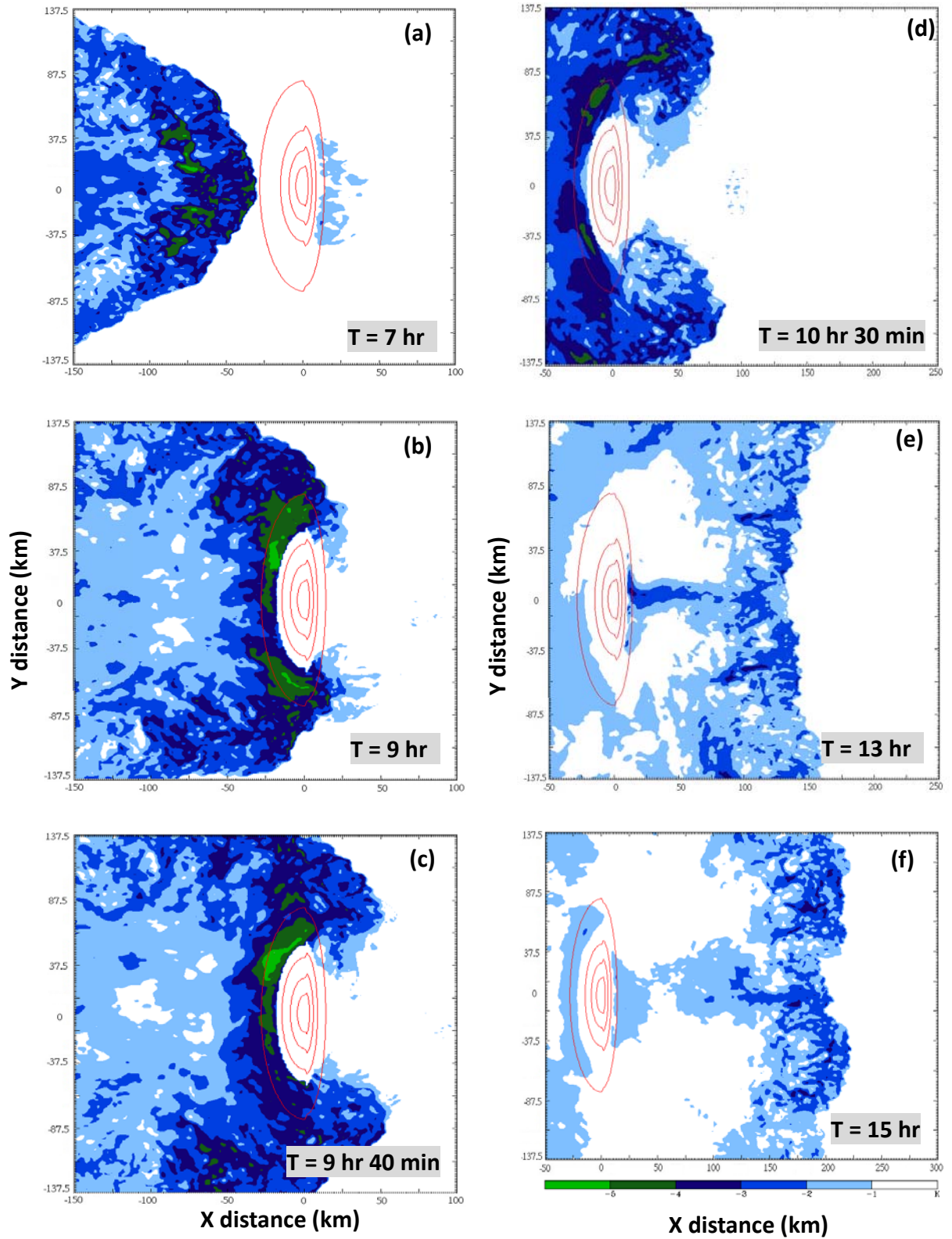


圖 11. : 同圖 5. , 但為非對稱橢圓山脈地形。

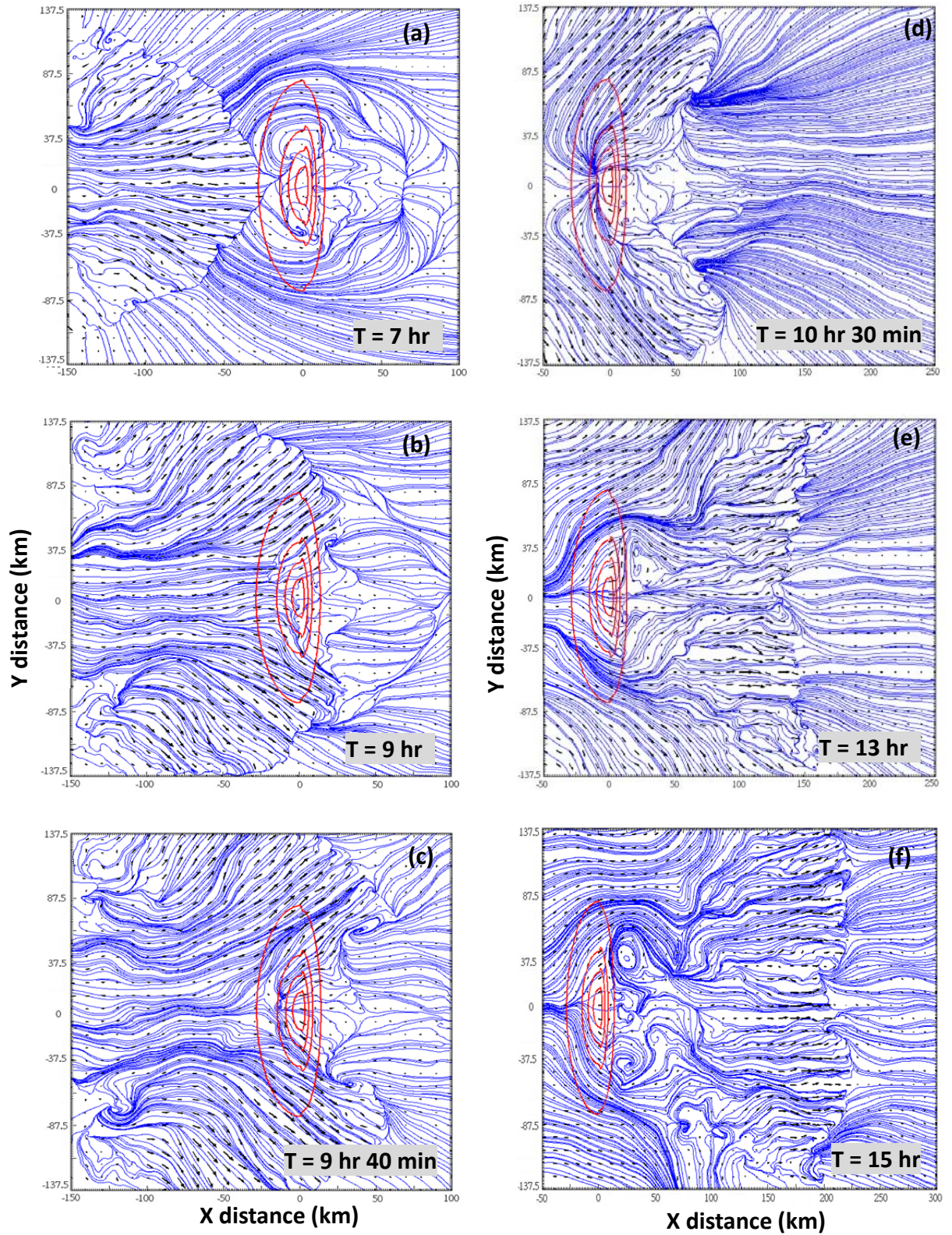


圖 12.：同圖 6.，但為非對稱橢圓山脈地形。

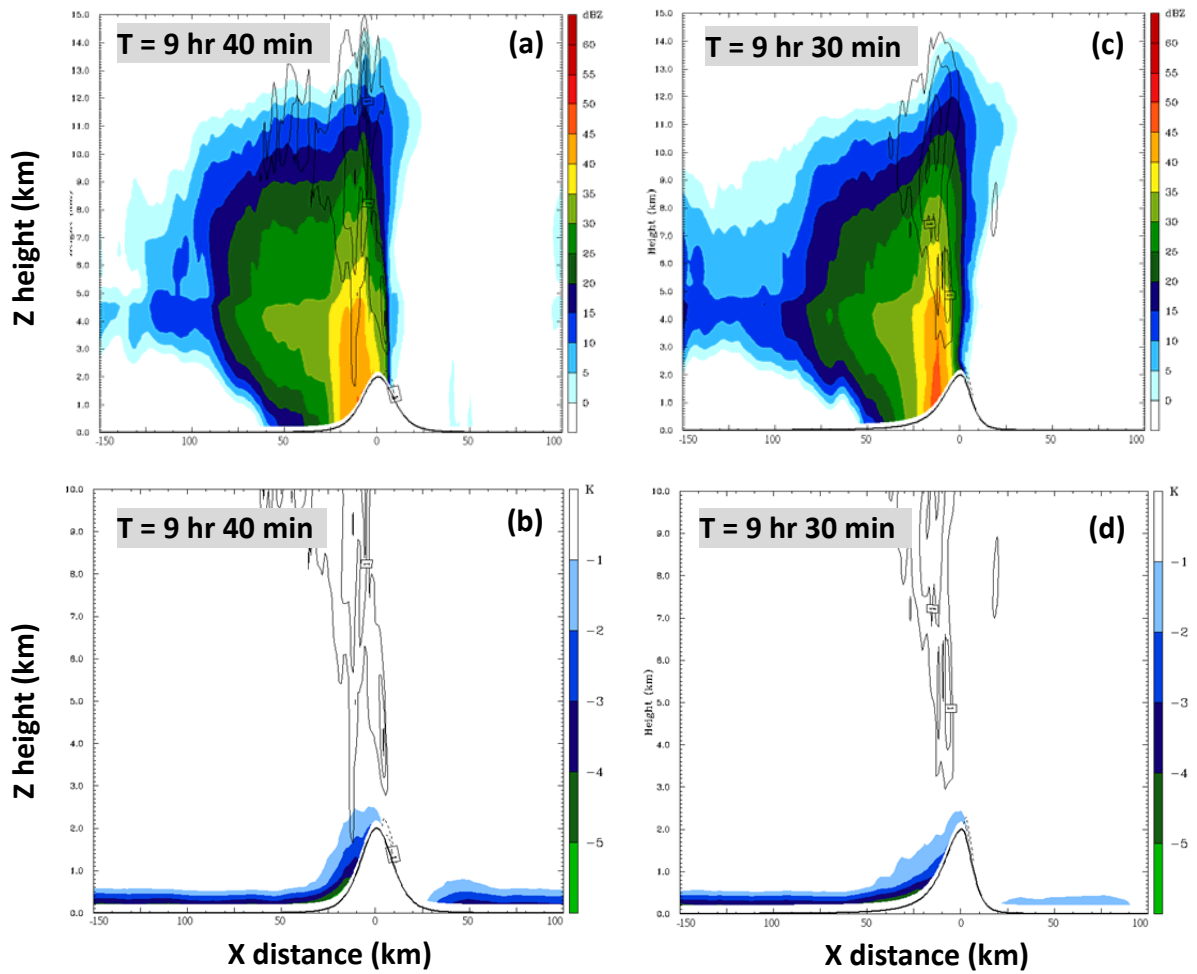


圖 13. : 颶線西-東移動通過(a), (b)對稱橢圓山脈與(c), (d)非對稱橢圓山脈的平均垂直剖面圖($y=-32.5\sim 32.5$ km)。(a), (c)顏色部分為雷達回波(dBZ), 等值線為垂直速度(m/s), 間距為 0.5 m/s, (b), (d)顏色部分為擾動位溫 $\theta' \leq -1$, 單位為 K, 等值線為垂直速度(m/s)。

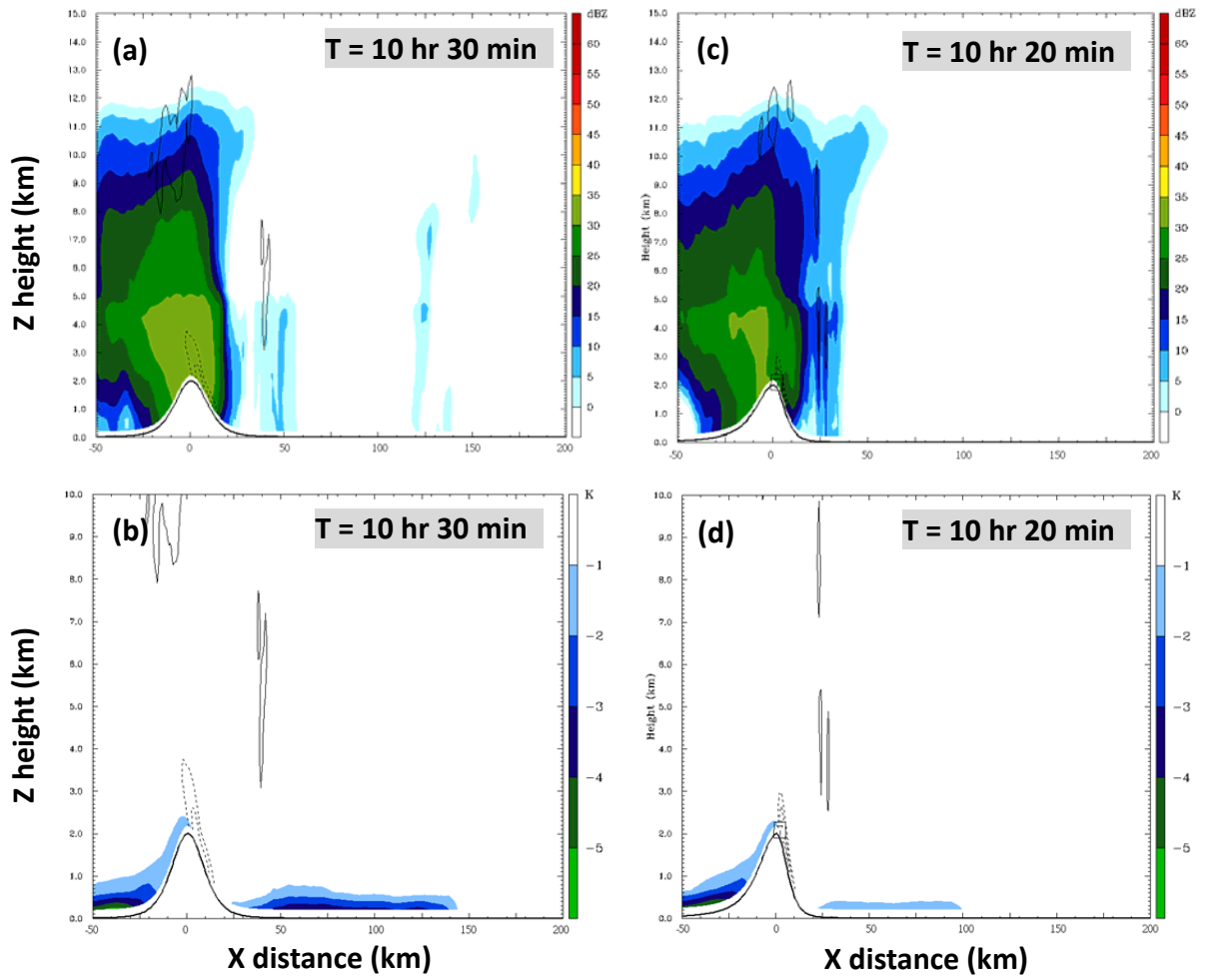


圖 14. : 同圖 13, 但為系統到達背風面位置的時間。

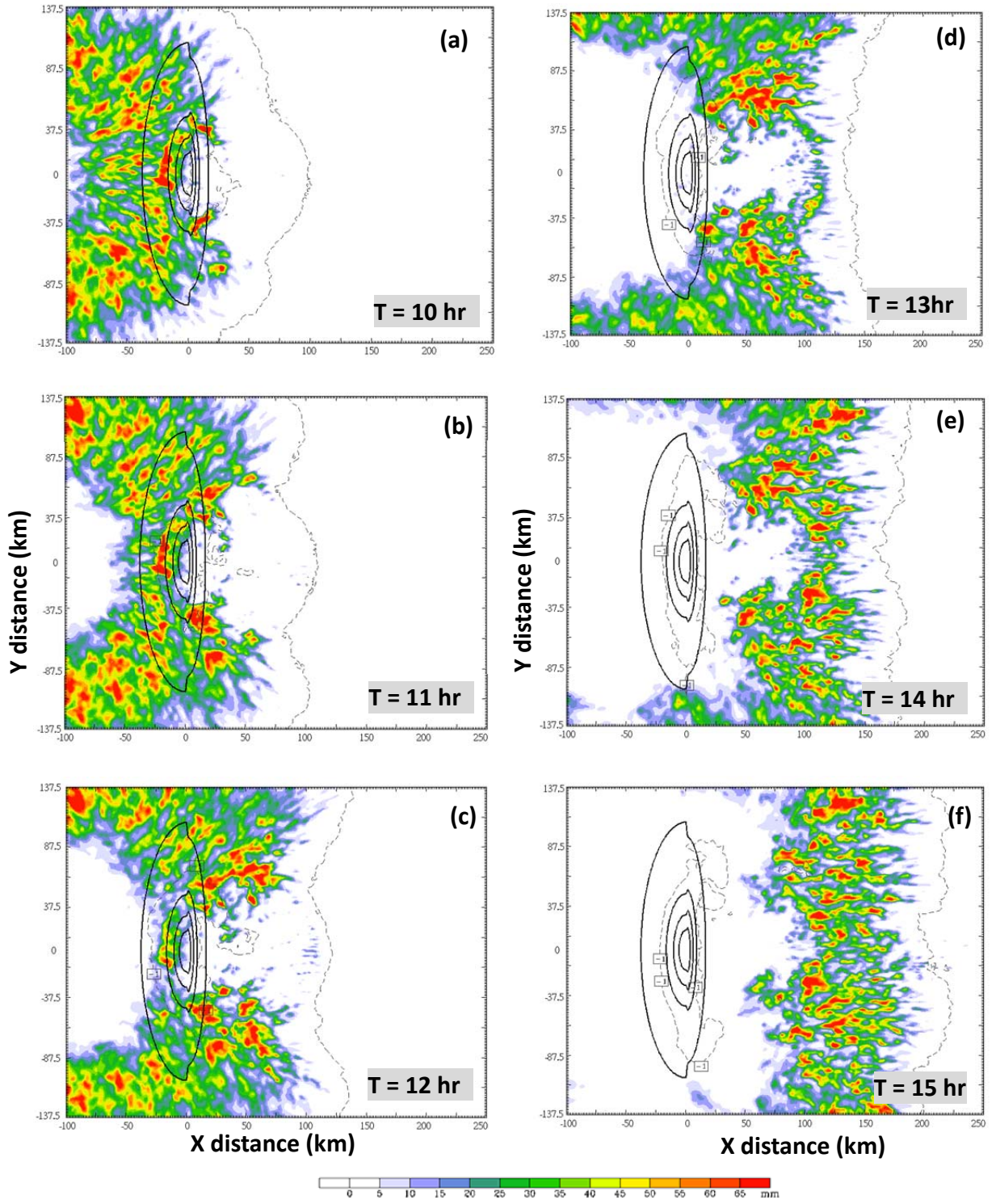


圖 15. : 同圖 7, 但為非對稱橢圓山脈地形。

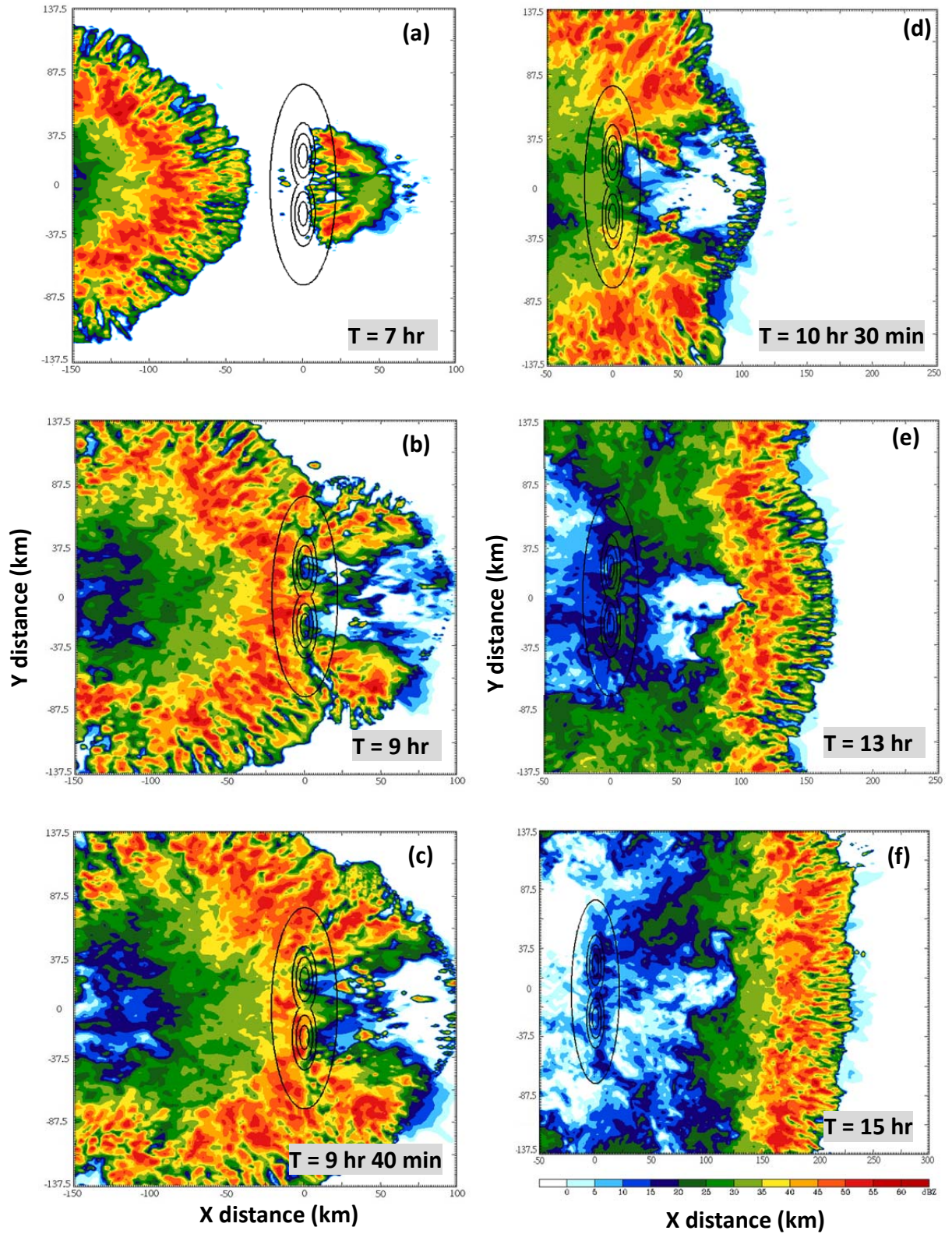


圖 16. : 同圖 4. , 但為雙峰山脈地形。

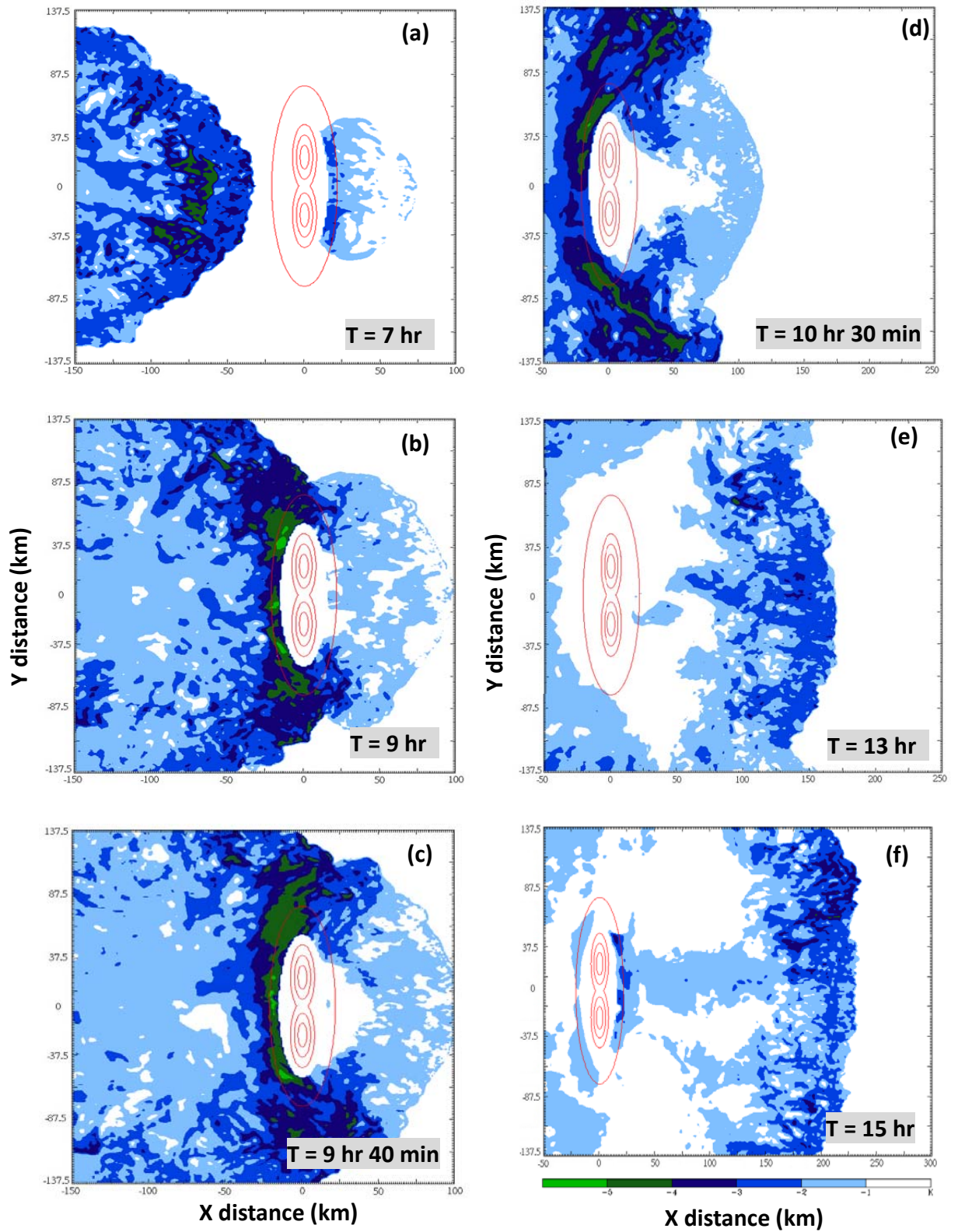


圖 17. : 同圖 5. , 但為雙峰山脈地形。

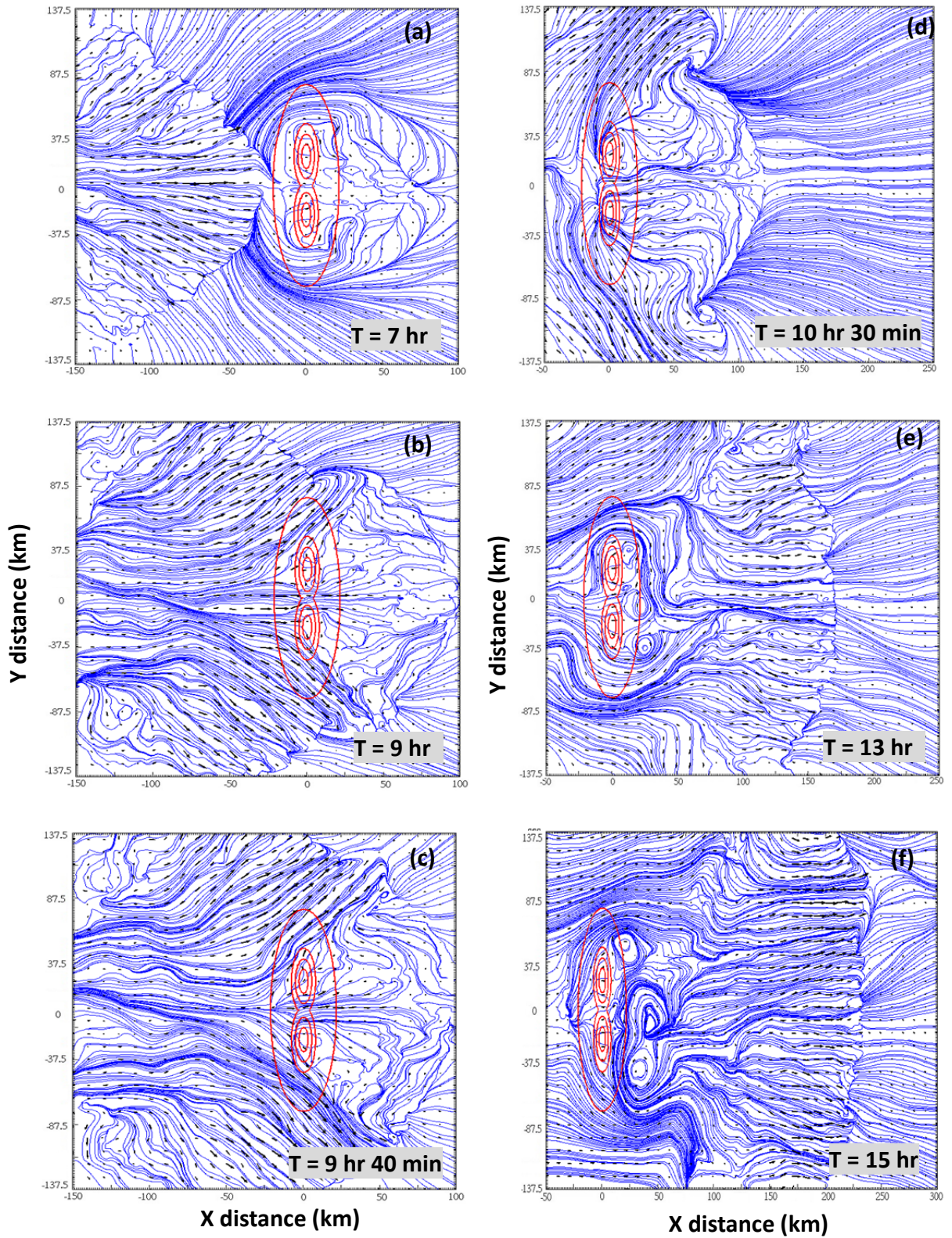


圖 18. : 同圖 6. , 但為雙峰山脈地形。

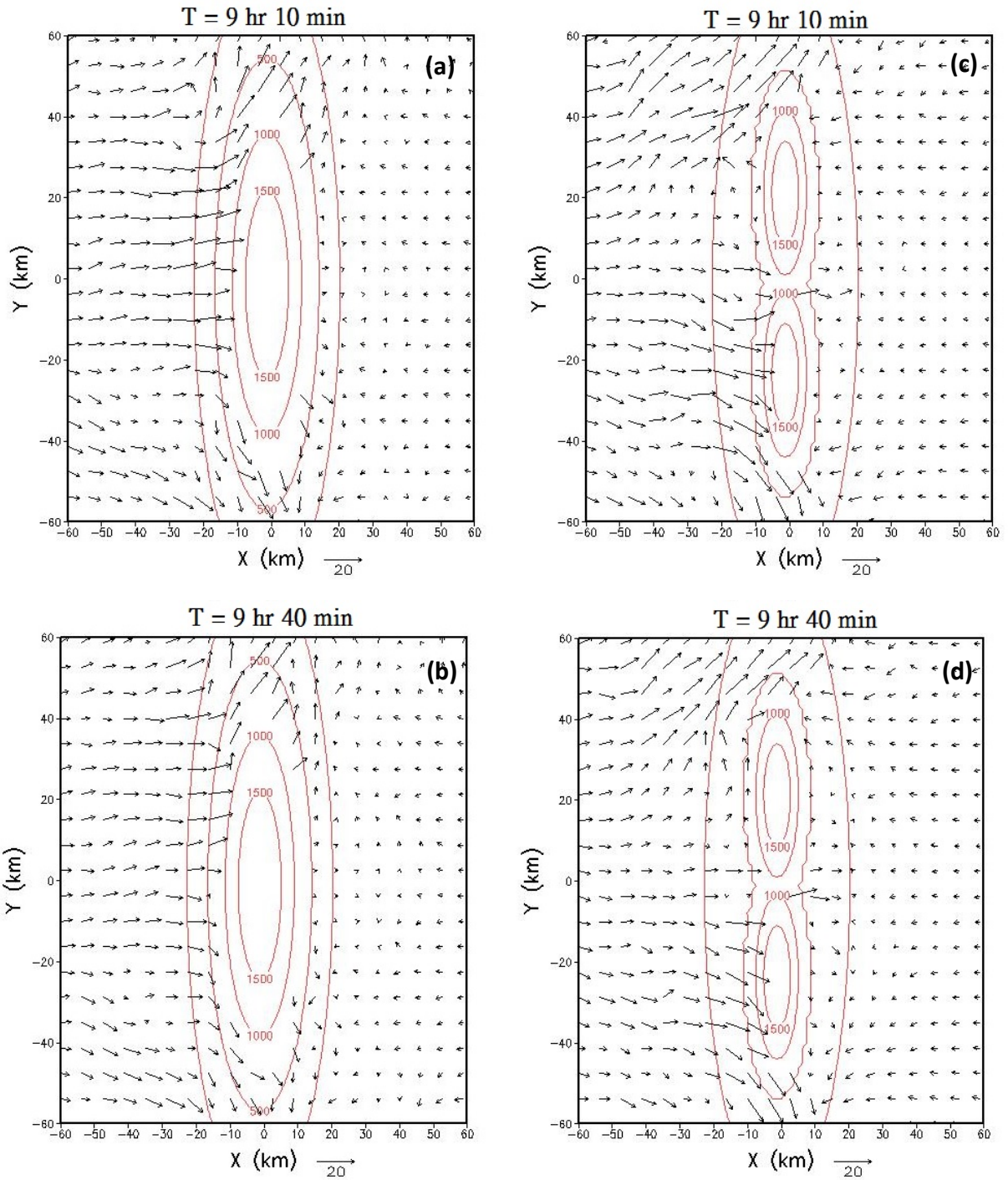


圖 19.：高度 1 公里處水平風場(黑色箭頭)與地形等高線(紅線)，初始值為 200 m，間距為 500 m。包含(a),(b)對稱橢圓山脈與(c),(d)雙峰山脈地形實驗。

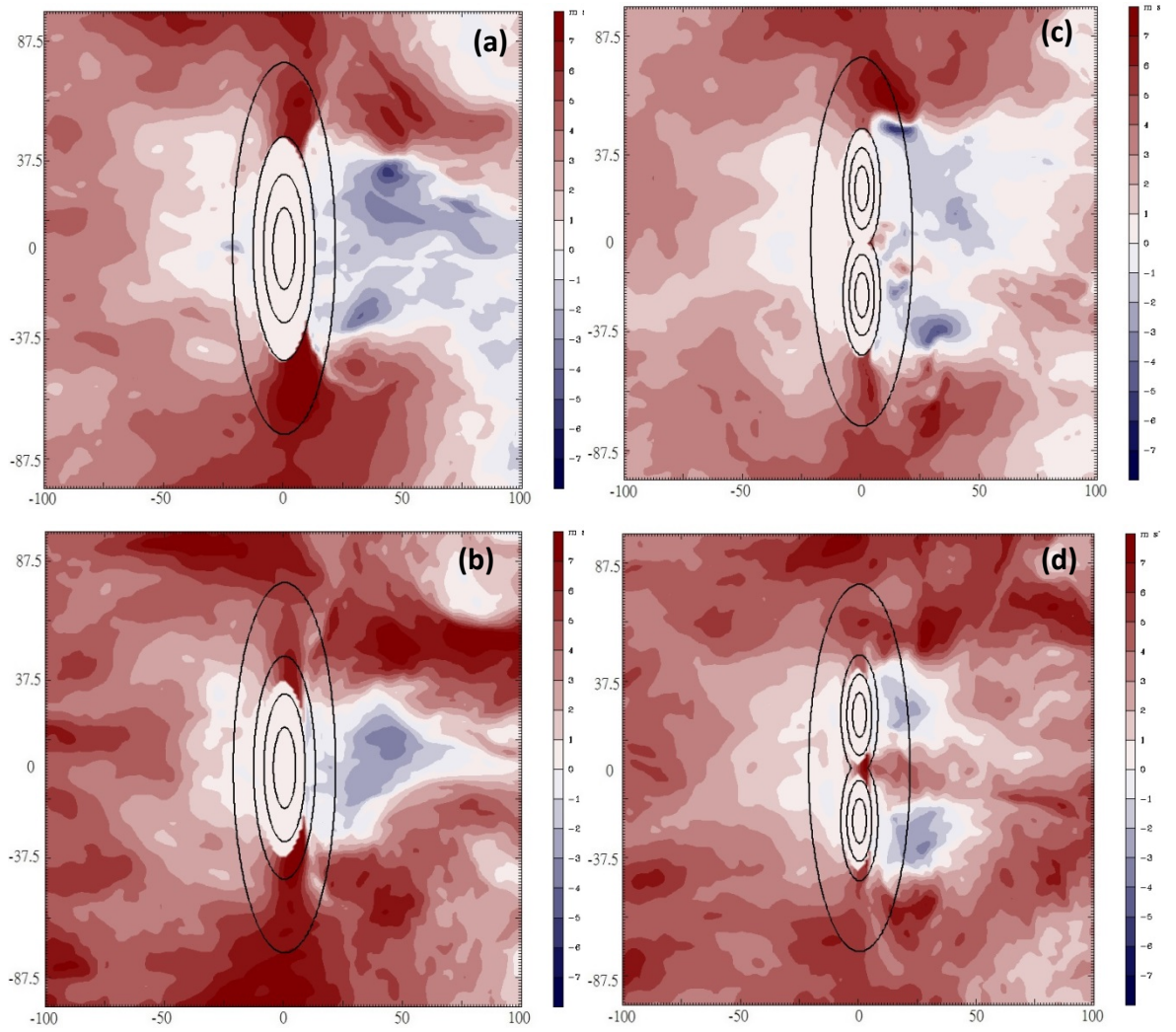


圖 20.：分別為對稱橢圓山脈和雙峰山脈於(a), (c)高度 0.5 公里處的 U 風場與(b), (d)高度 1 公里處的 U 風場。黑色等值線為地形等高線，初始值為 200 m，間距為 500 m。

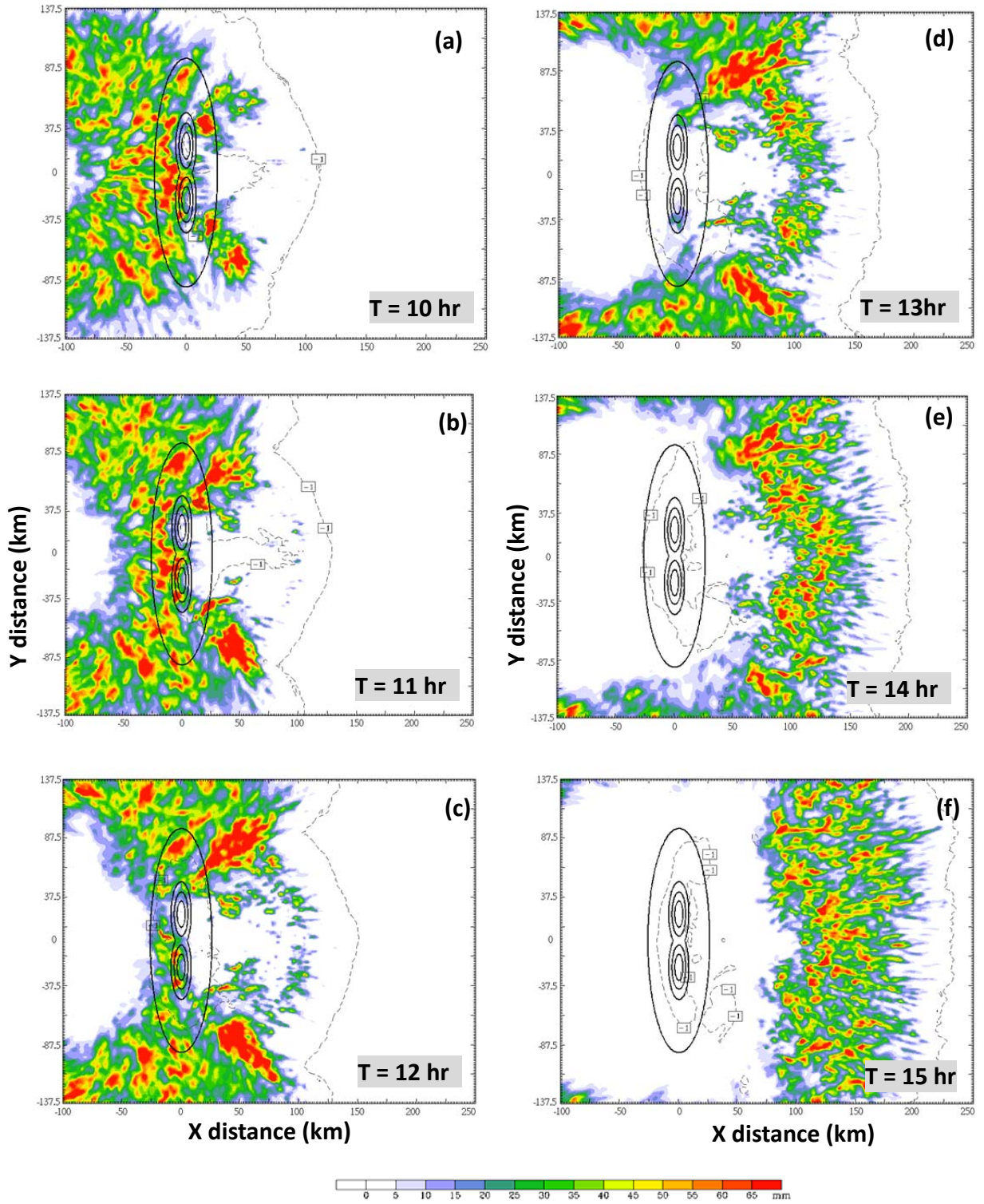


圖 21. : 同圖 7, 但為雙峰山脈地形。

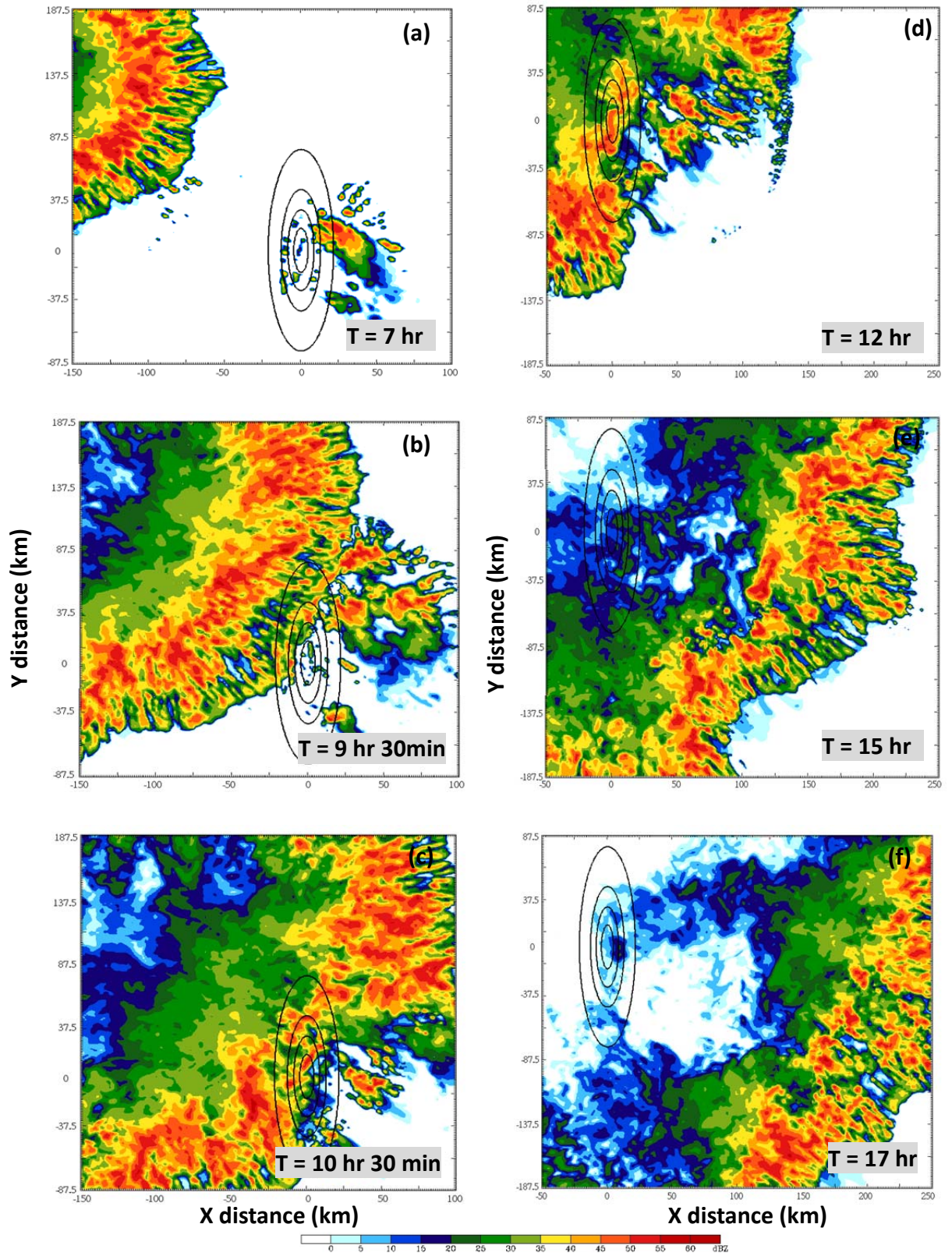


圖 22. : 同圖 4. , 但為西北-東南走向的系統。

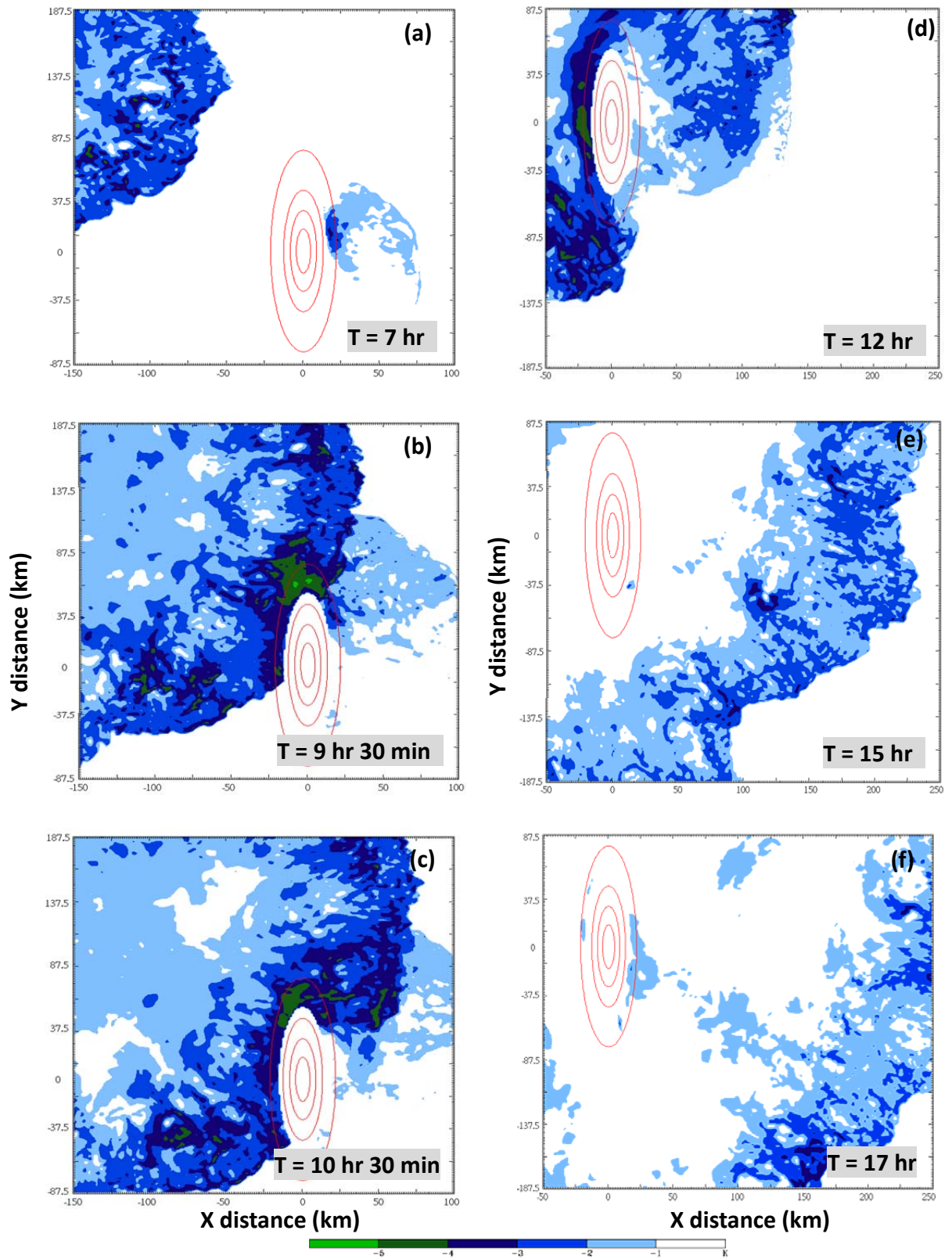


圖 23. : 同圖 5. , 但為西北-東南走向的系統。

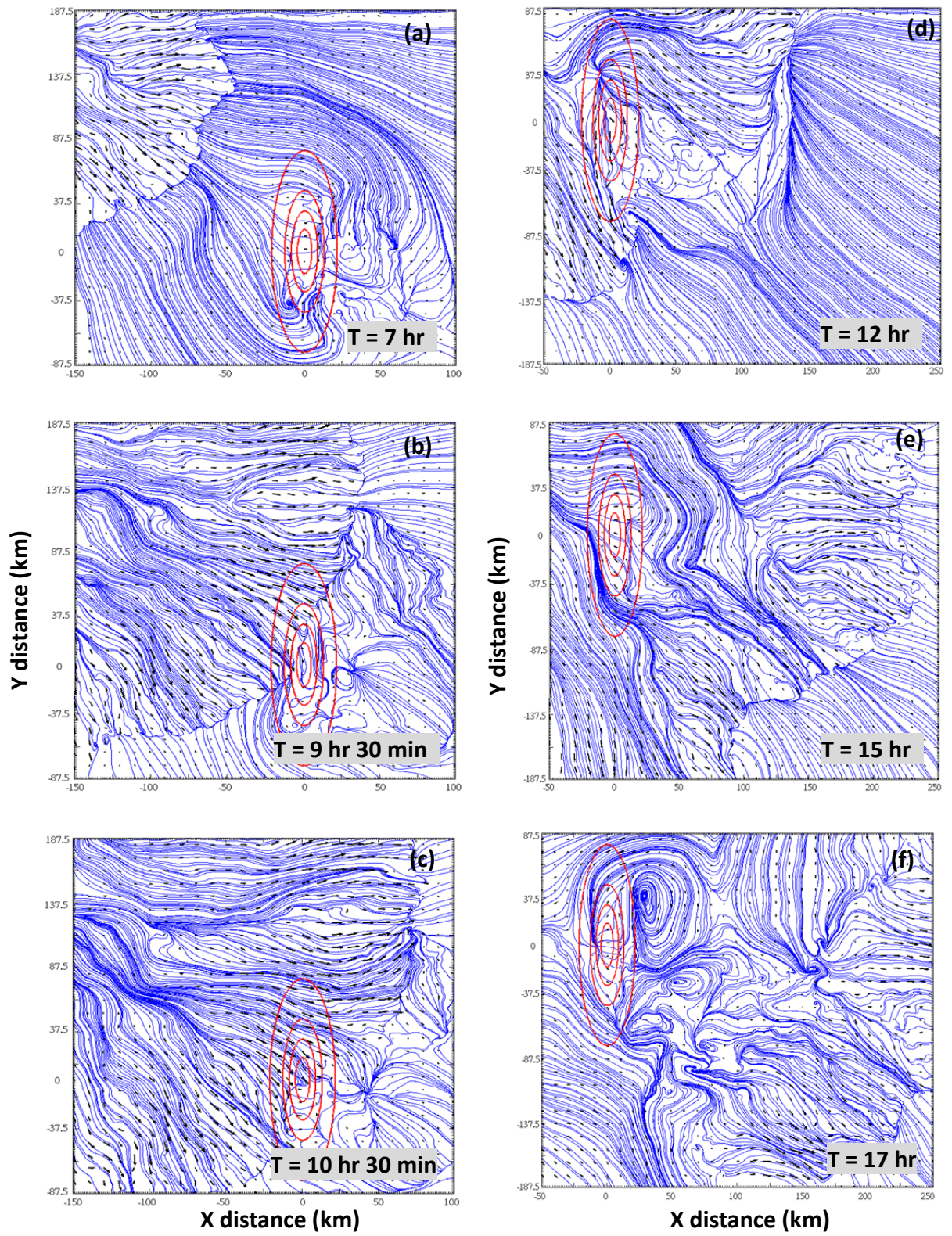


圖 24. : 同圖 6. , 但為西北-東南走向的系統。

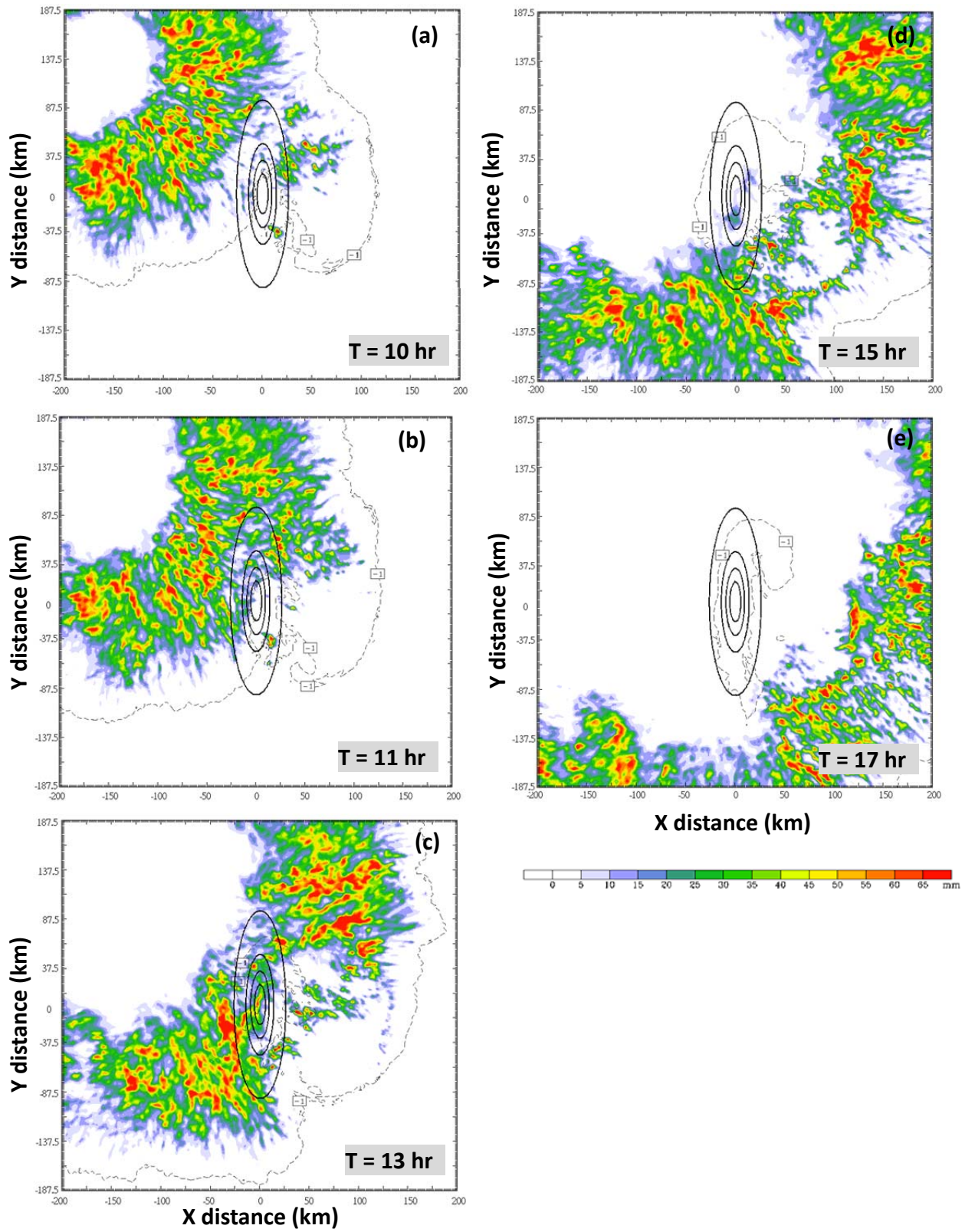


圖 25. : 同圖 7. , 但為西北-東南走向系統。

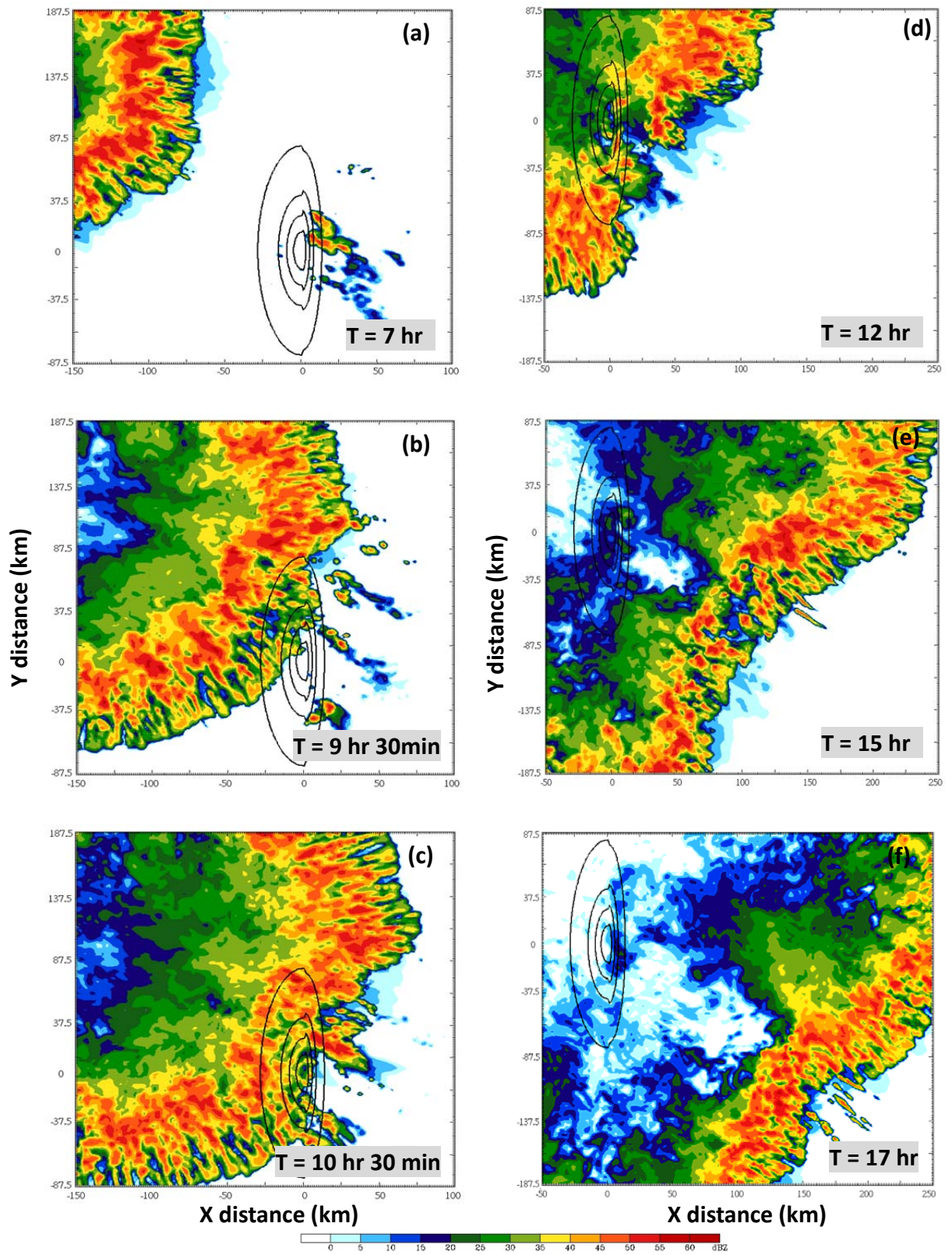


圖 26. : 同圖 4. , 但為西北-東南走向的系統通過非對稱橢圓山脈實驗。

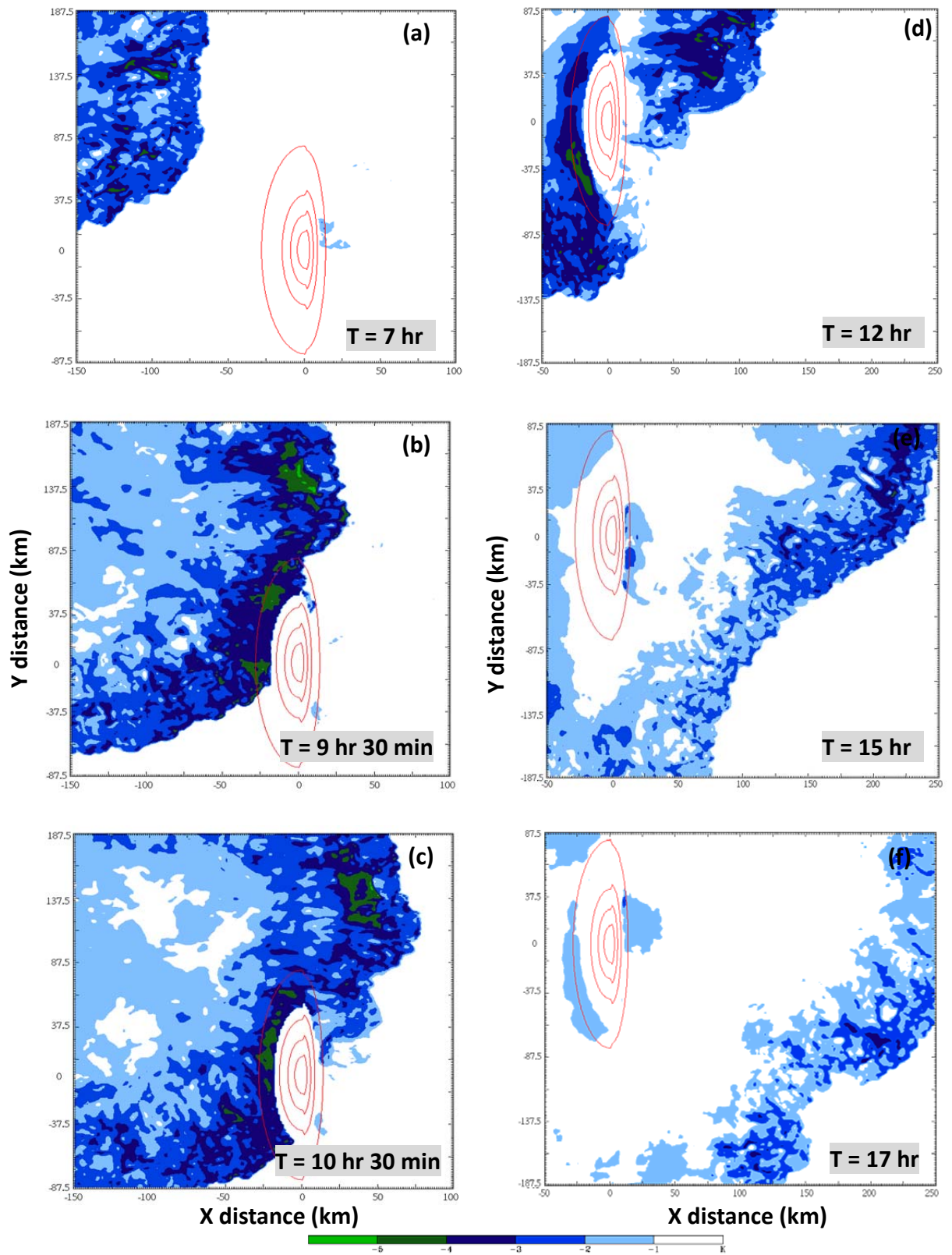


圖 27. : 同圖 5. , 但為西北-東南走向的系統通過非對稱橢圓山脈實驗。

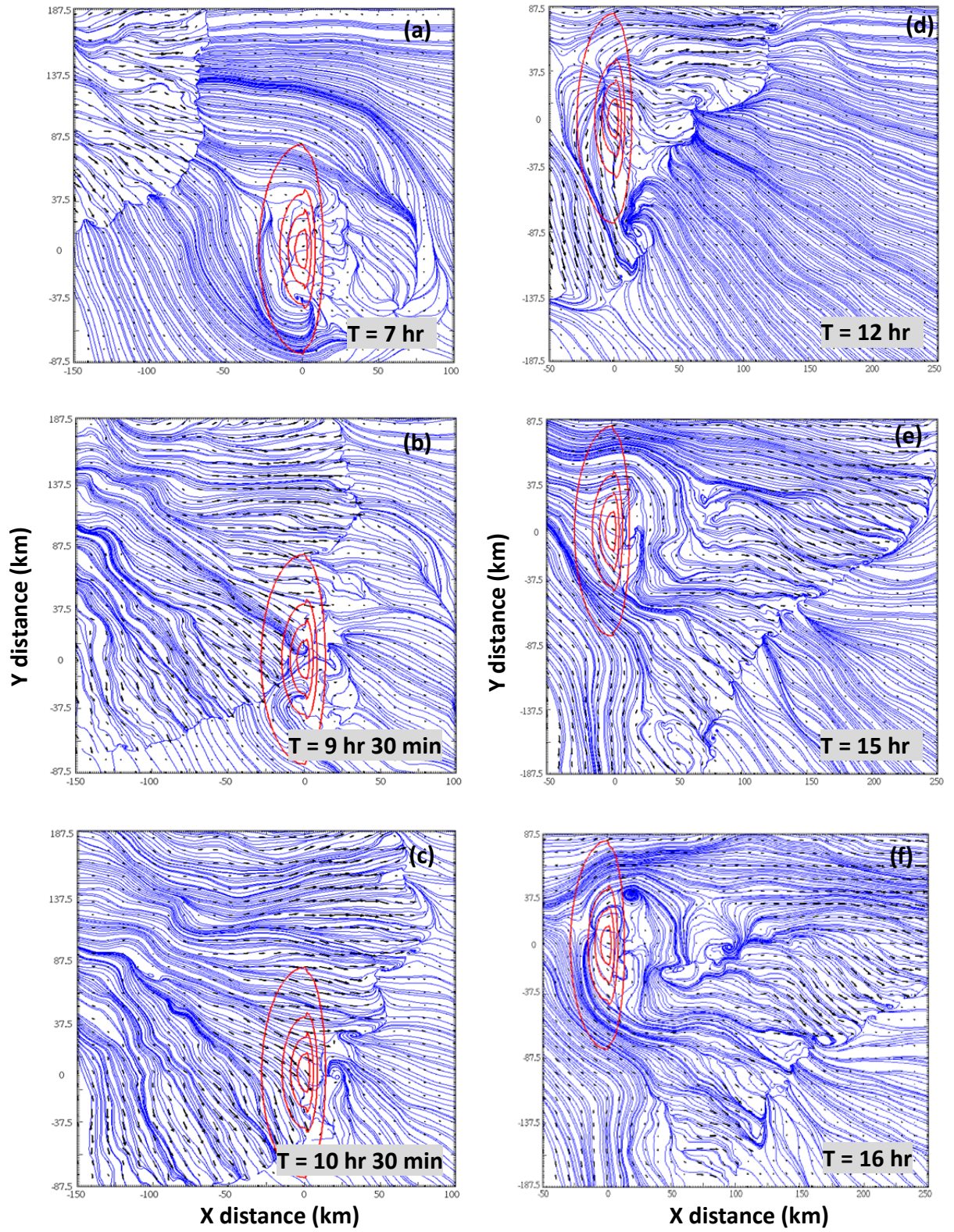


圖 28. : 同圖 5. , 但為西北-東南走向的系統通過非對稱橢圓山脈實驗。

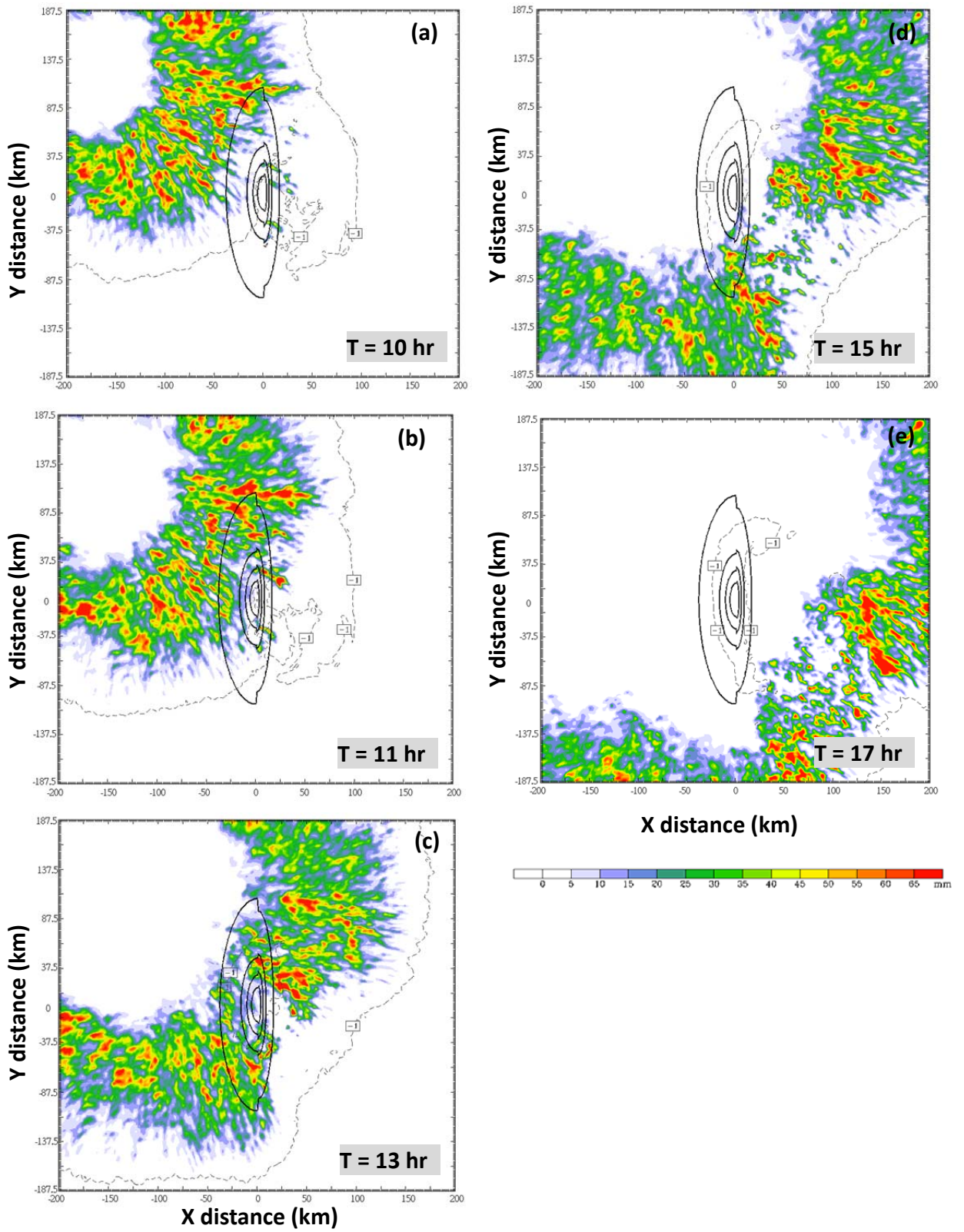


圖 29. : 同圖 7. , 但為西北-東南走向系統通過非對稱橢圓山脈。

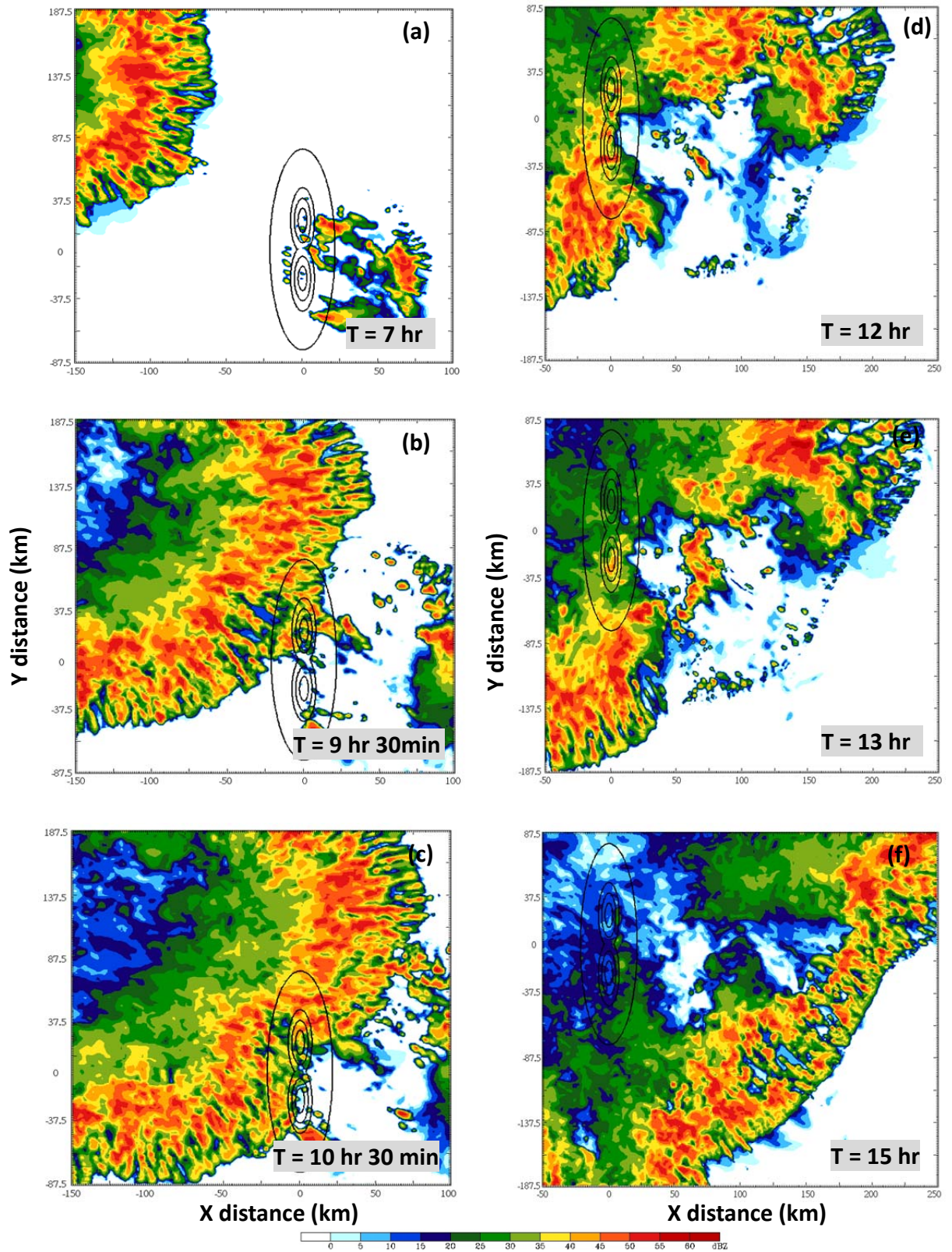


圖 30.：同圖 4.，但為西北-東南走向的系統通過雙峰山脈。

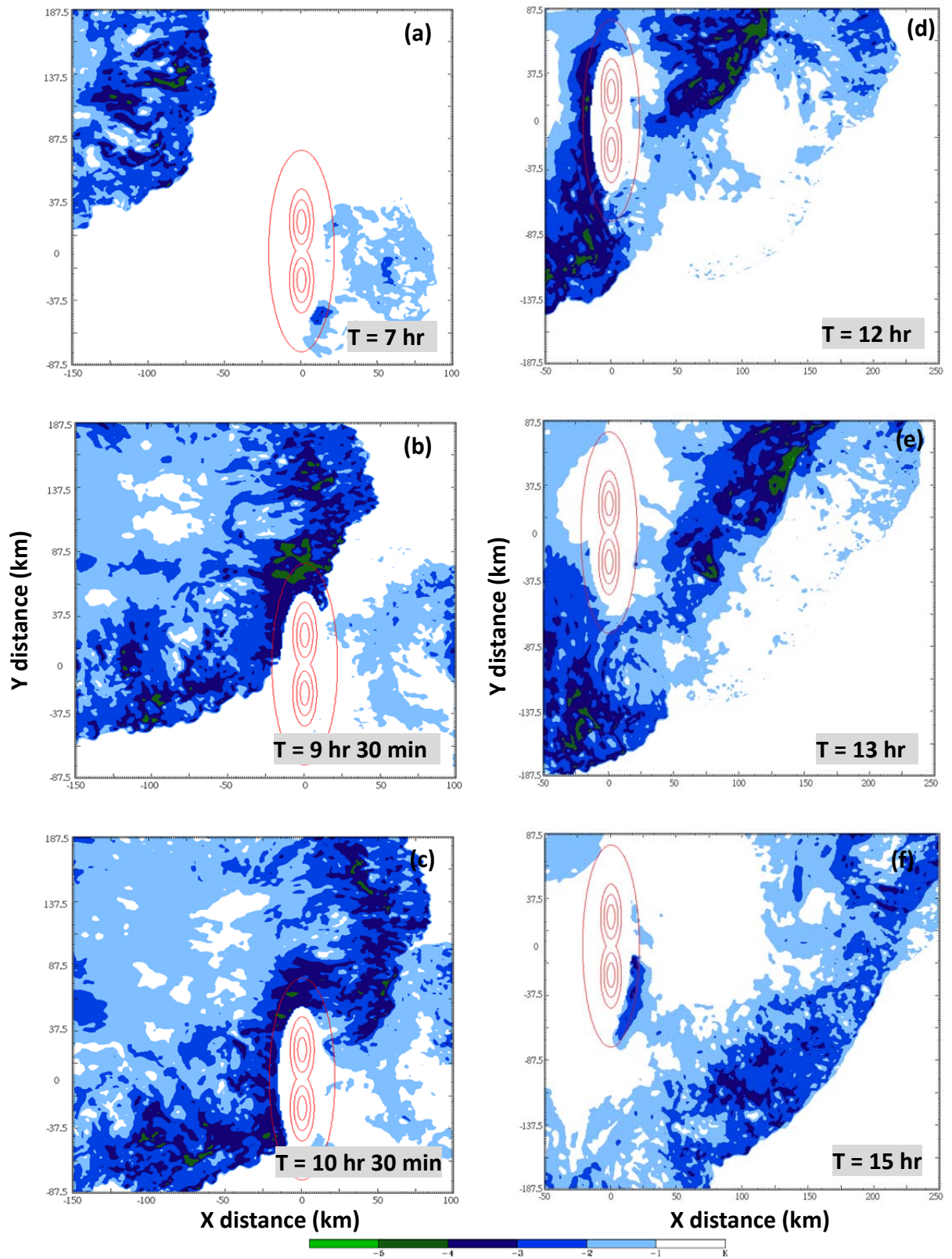


圖 31. : 同圖 5. , 但為西北-東南走向的系統通過雙峰山脈。

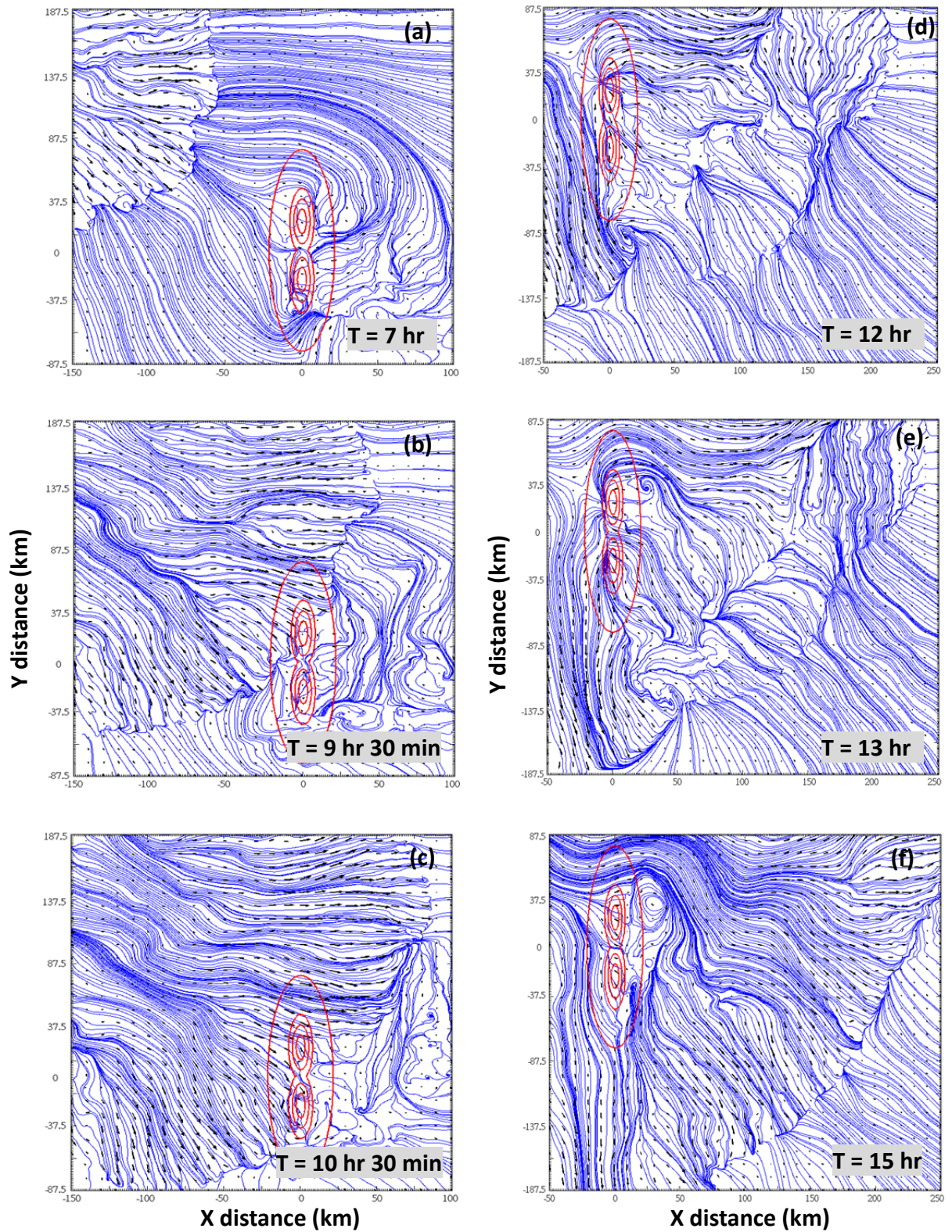


圖 32. : 同圖 6. , 但為西北-東南走向的系統通過雙峰山脈。

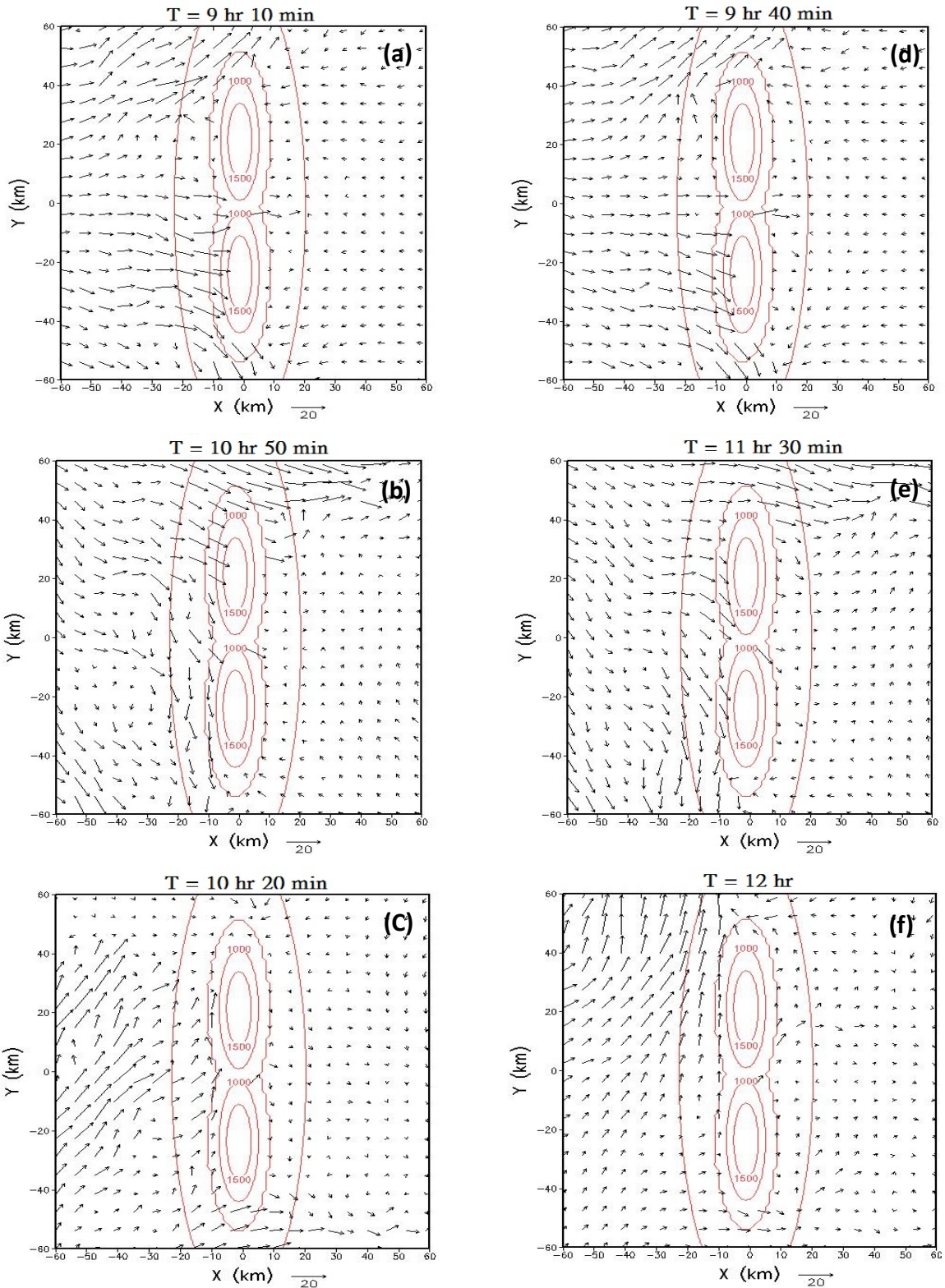


圖 33. : 同圖 19. 但為(a), (d)西-東走向、(b), (e)西北-東南走向與 (C), (f)西南-東北走向系統通過雙峰山脈。

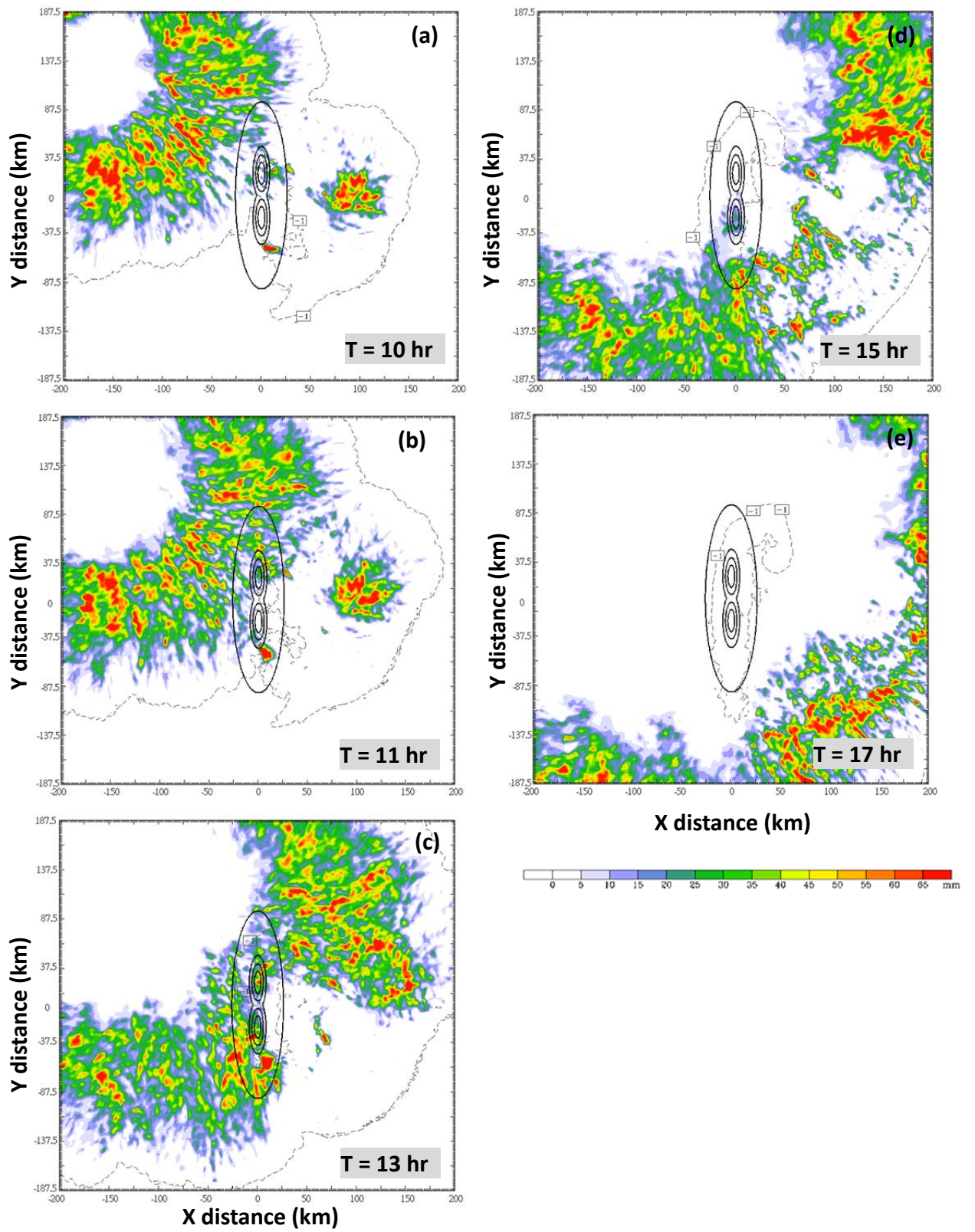


圖 34. : 同圖 7. 但為西北-東南走向系統通過雙峰山脈。

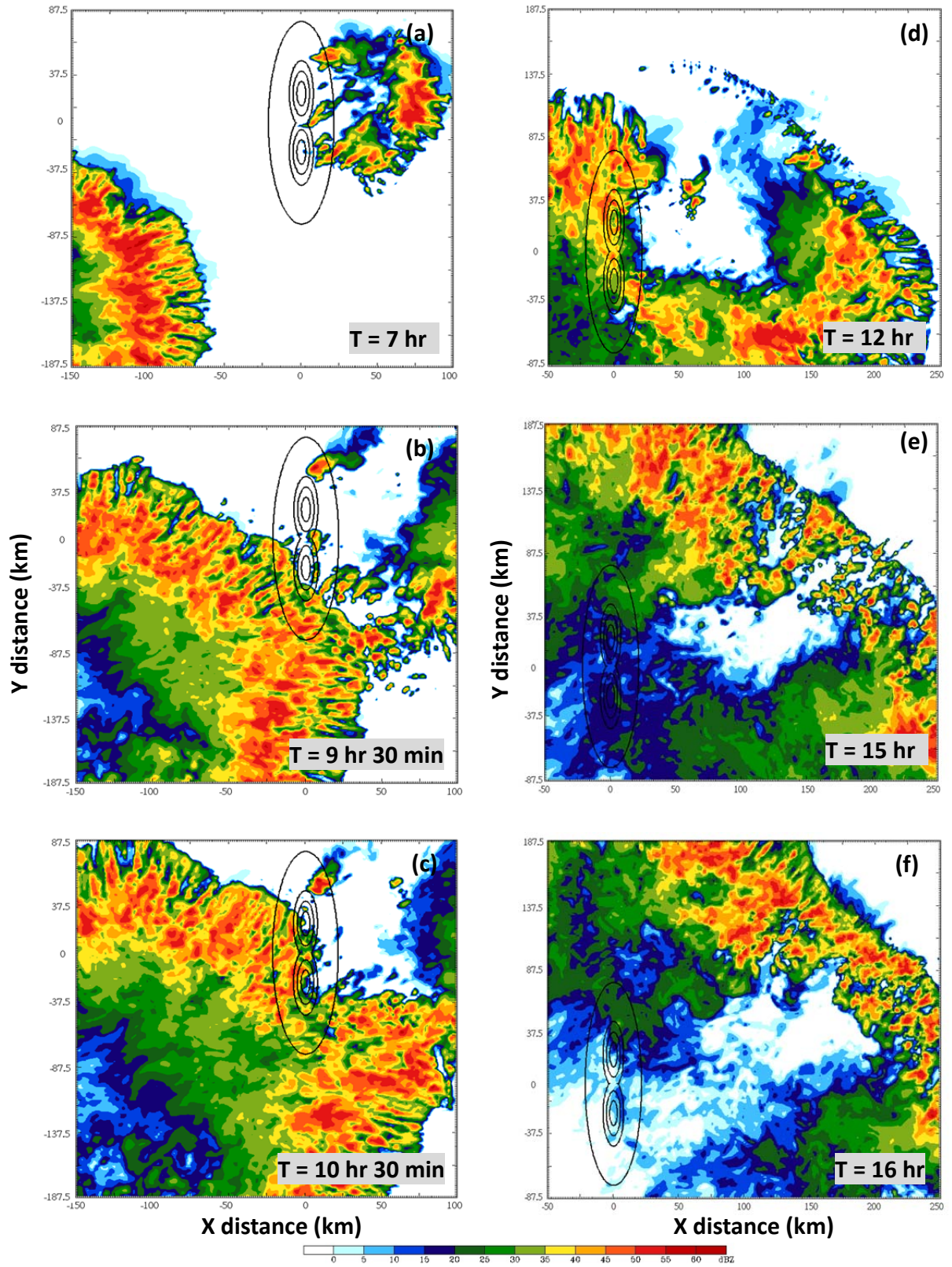


圖 35. : 同圖 4. , 但為西南-東北走向的系統通過雙峰山脈。

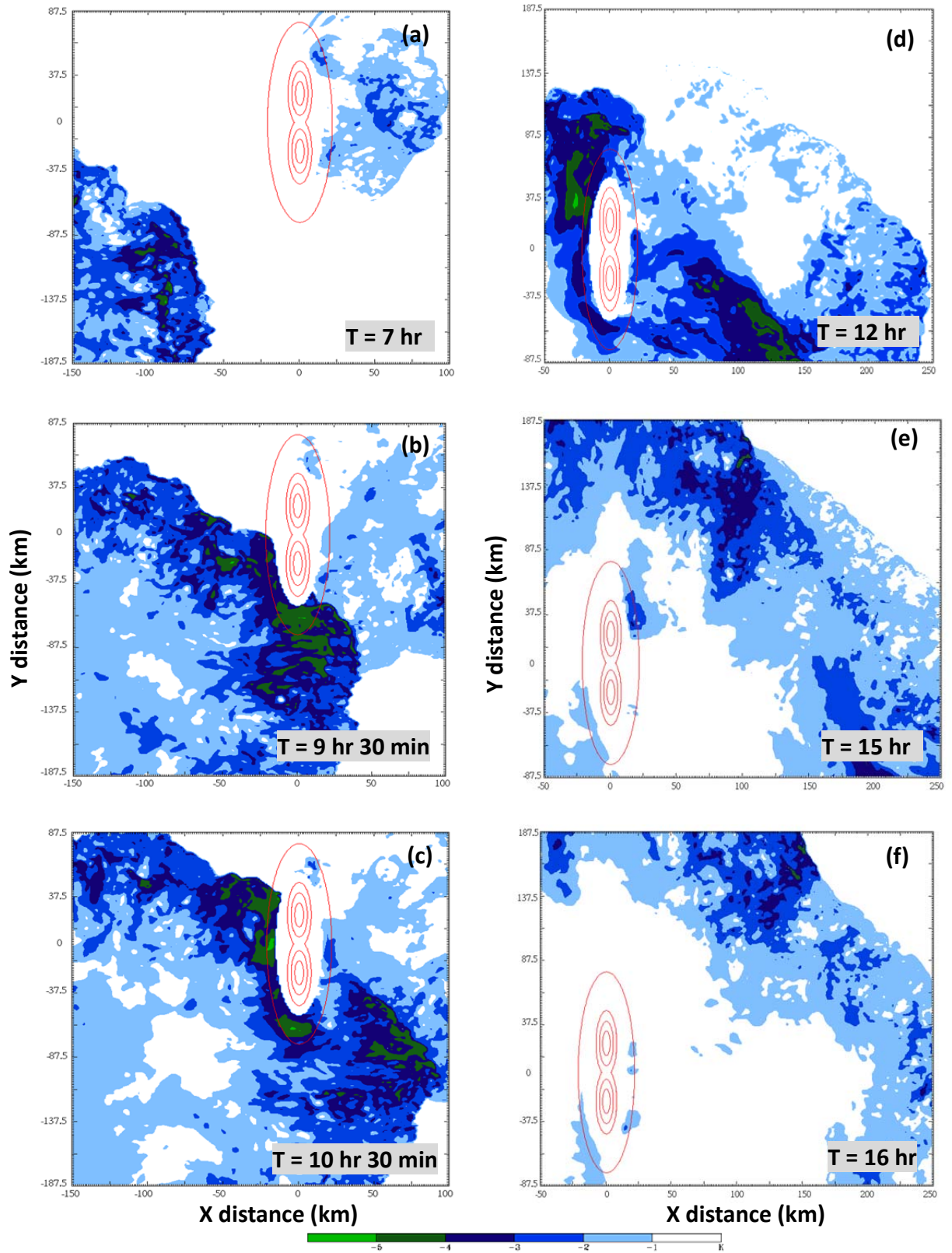


圖 36.：同圖 5.，但為西南-東北走向的系統通過雙峰山脈。

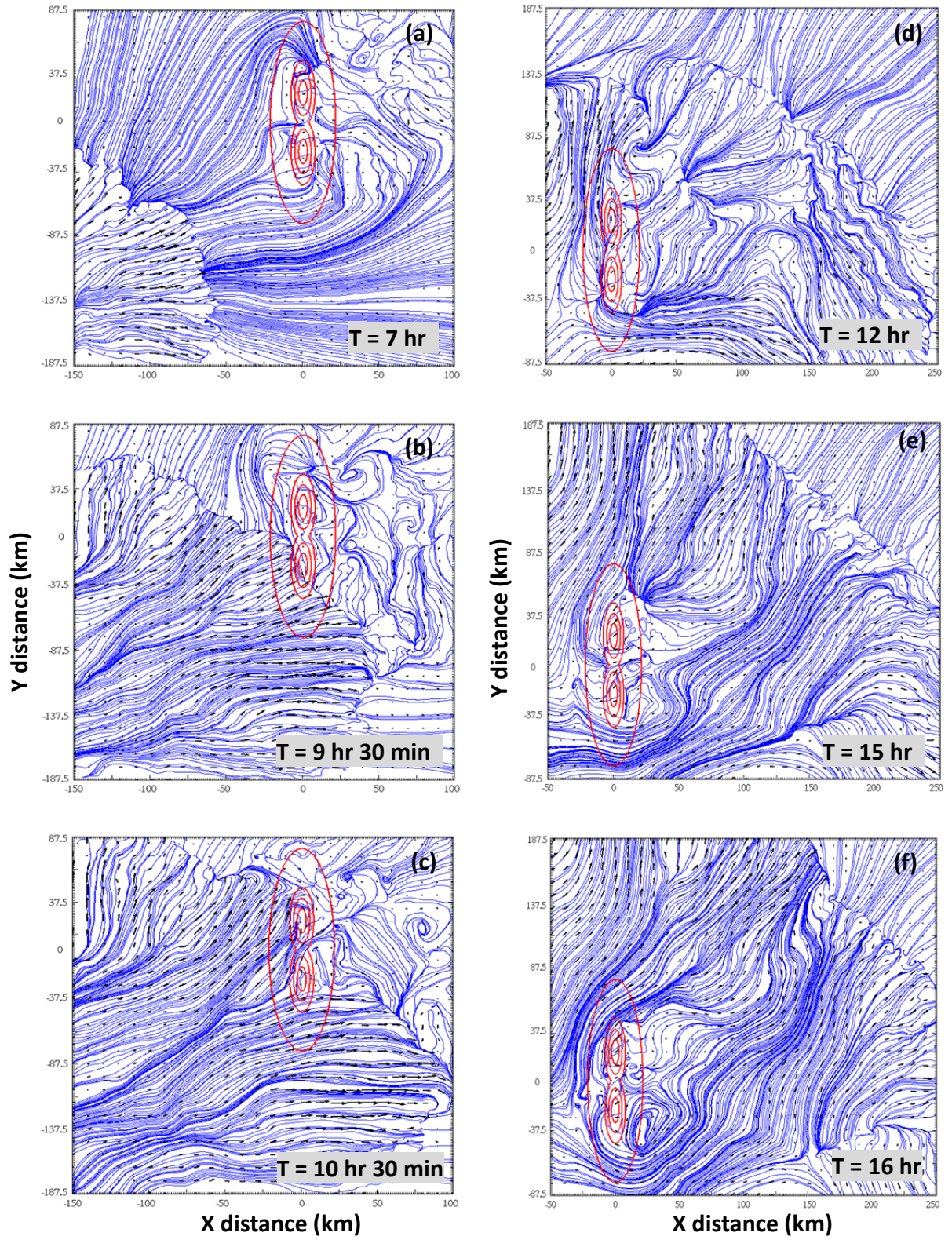


圖 37.：同圖 6.，但為西南-東北走向的系統通過雙峰山脈。

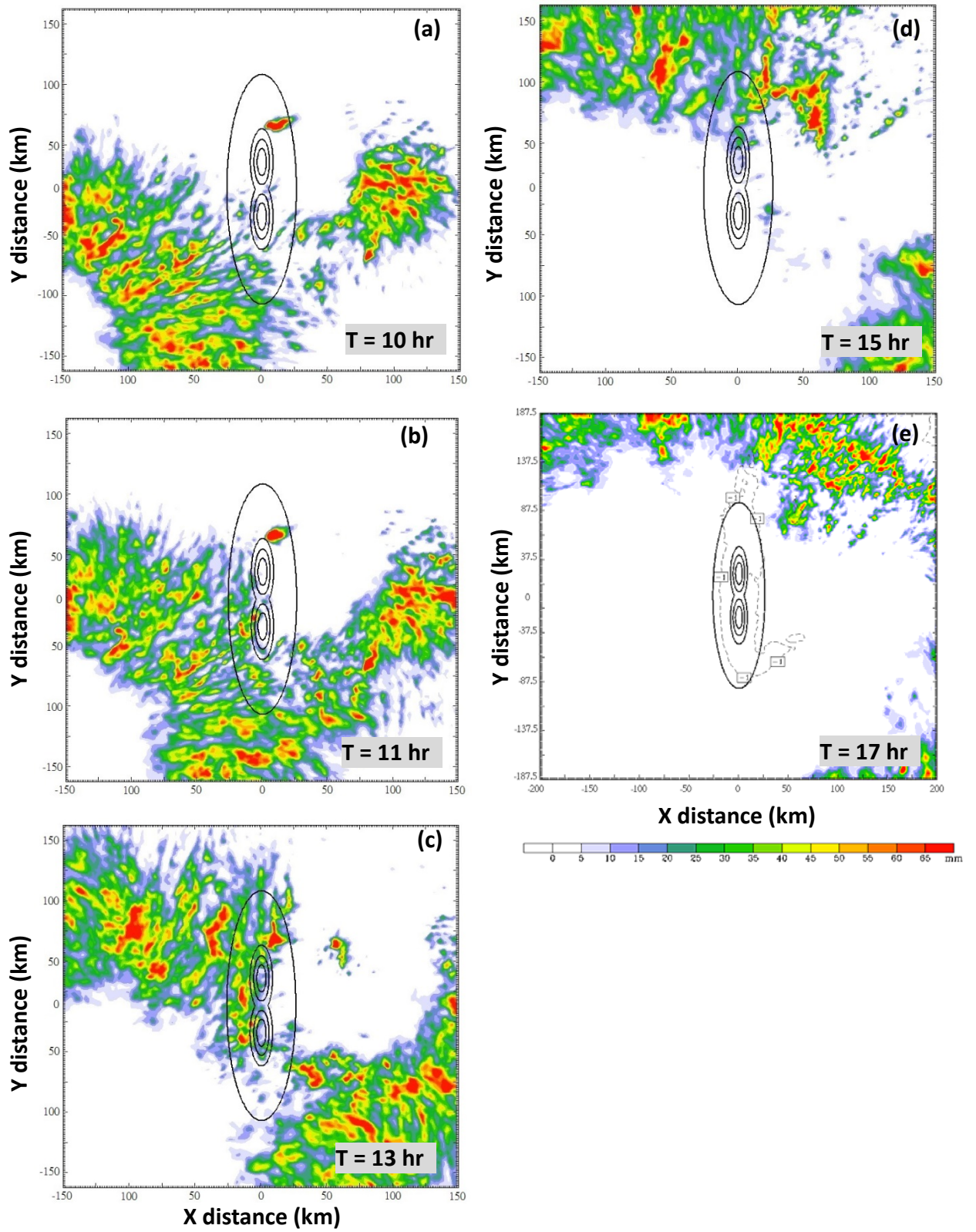


圖 38. : 同圖 7. 但為西北-東南走向系統通過雙峰山脈。

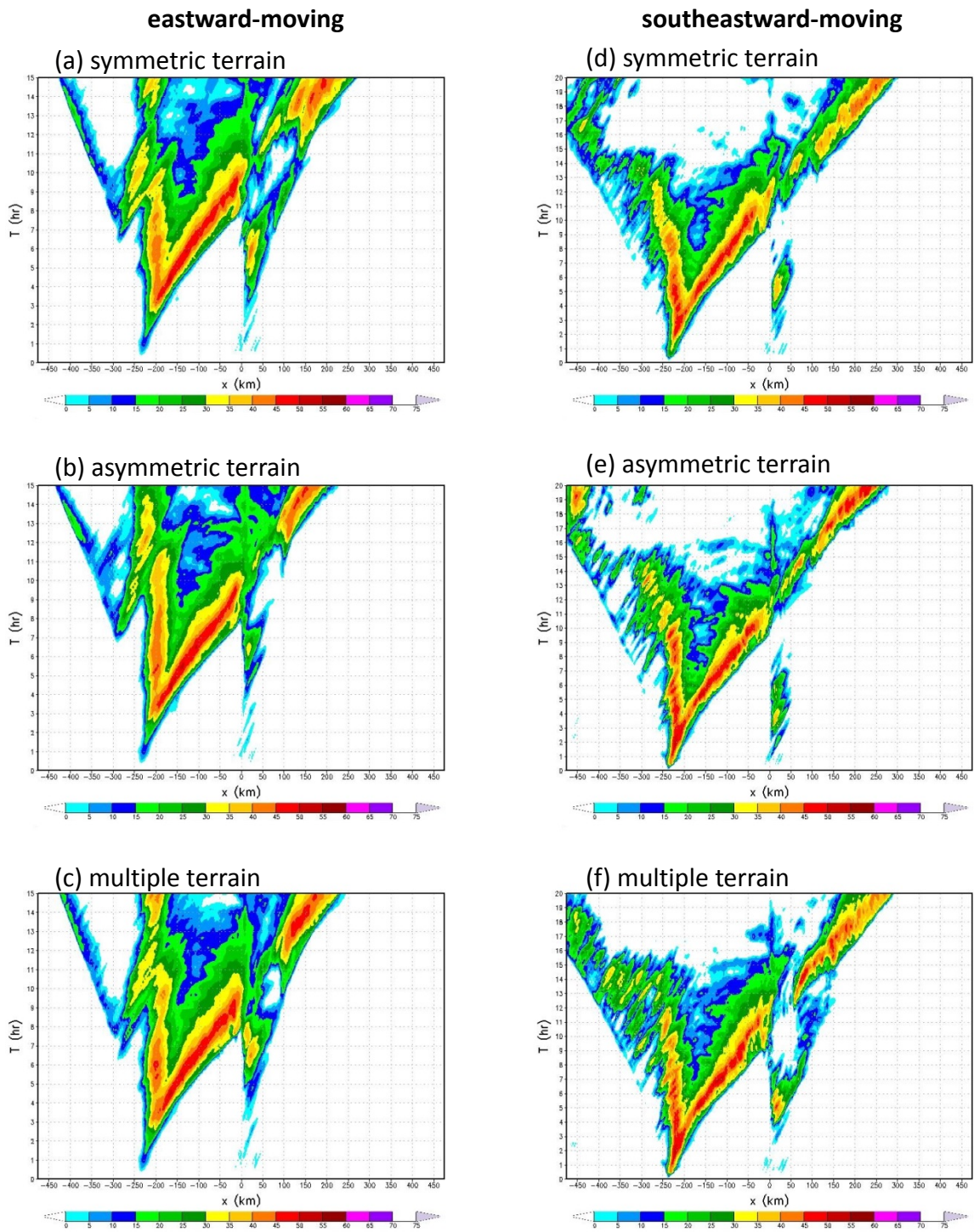


圖 39.：平均雷達迴波時序圖(Hovmoller diagrams)，(a)~(c)為西-東走向系統，(d)~(f)為西北-東南走向系統經過三種不同理想山脈地形。山脈中心位於 $x=0$ 處。

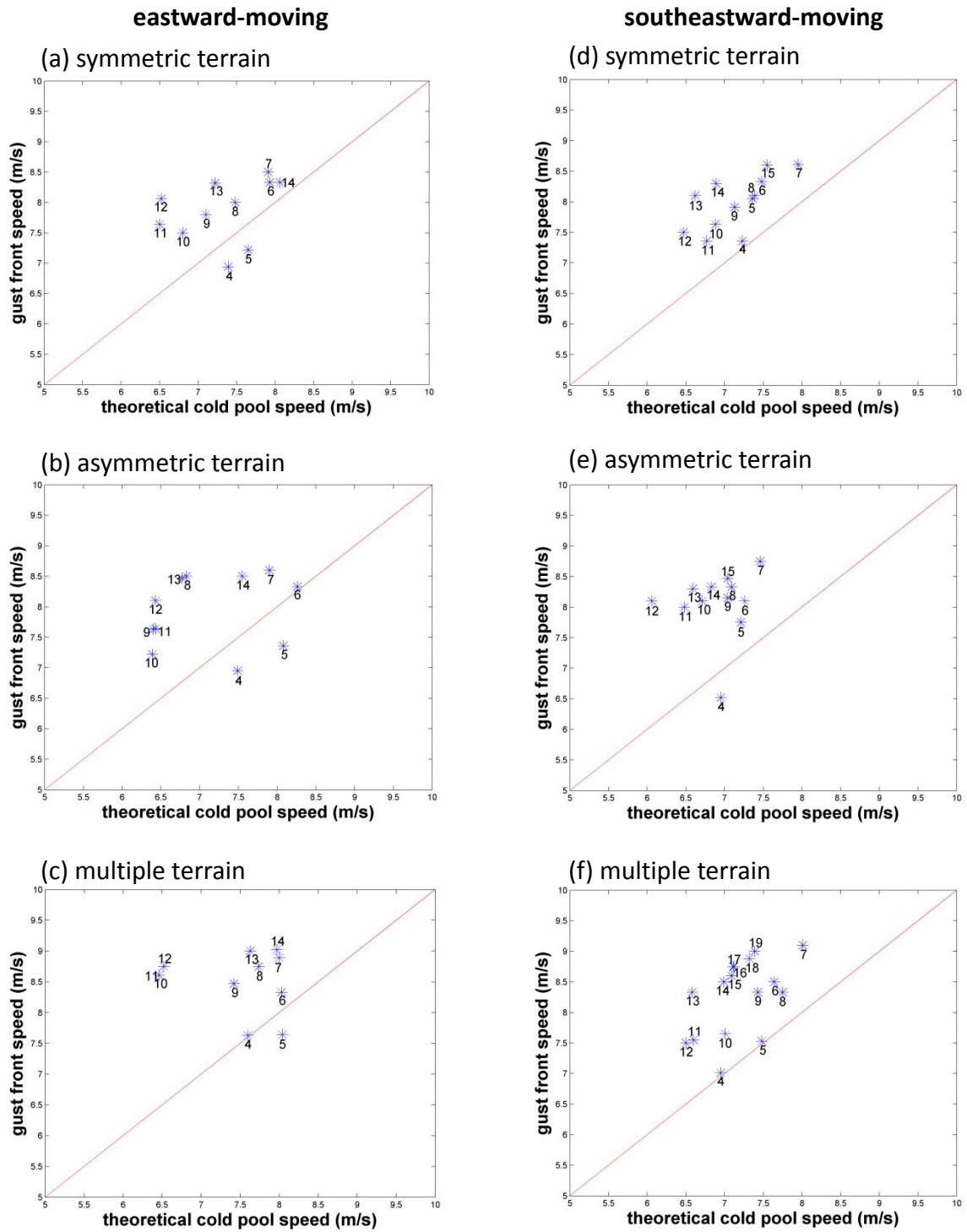


圖 40. : 平均($y=-32.5\sim 32.5$ km)理論密度流速與陣風鋒面移速的比較，(a)~(c)為西-東走向系統，(d)~(f)為西北-東南走向系統經過三種不同理想山脈地形，數字代表模擬時間，颶線大約於第 8 小時接觸到山脈。

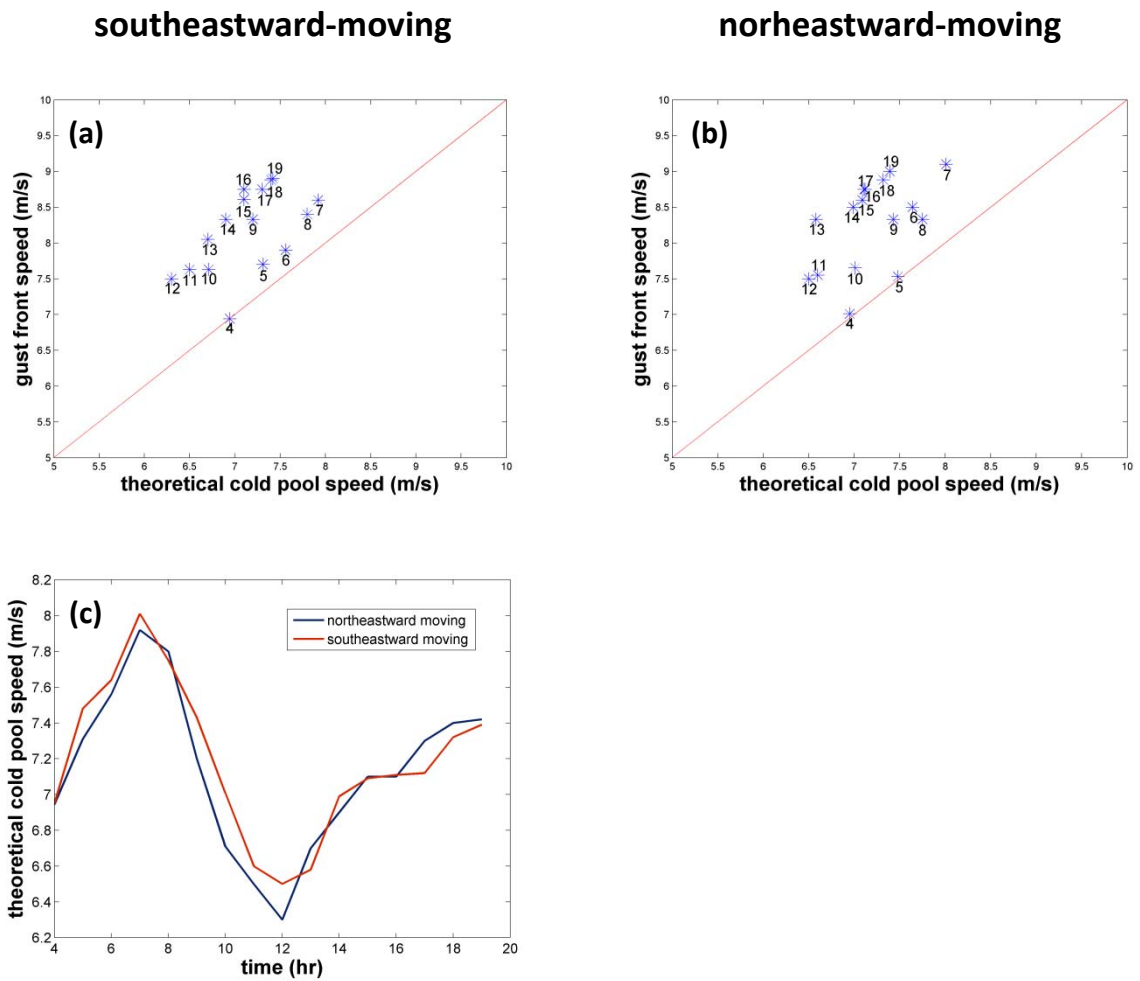


圖 41. : (a), (b) 平均 ($y = -32.5 \sim 32.5$ km) 理論密度流速與陣風鋒面移速的比較，圖中下標數字代表模擬時間。(c) 圖為兩種移動方向系統的冷池移速隨時間的變化。

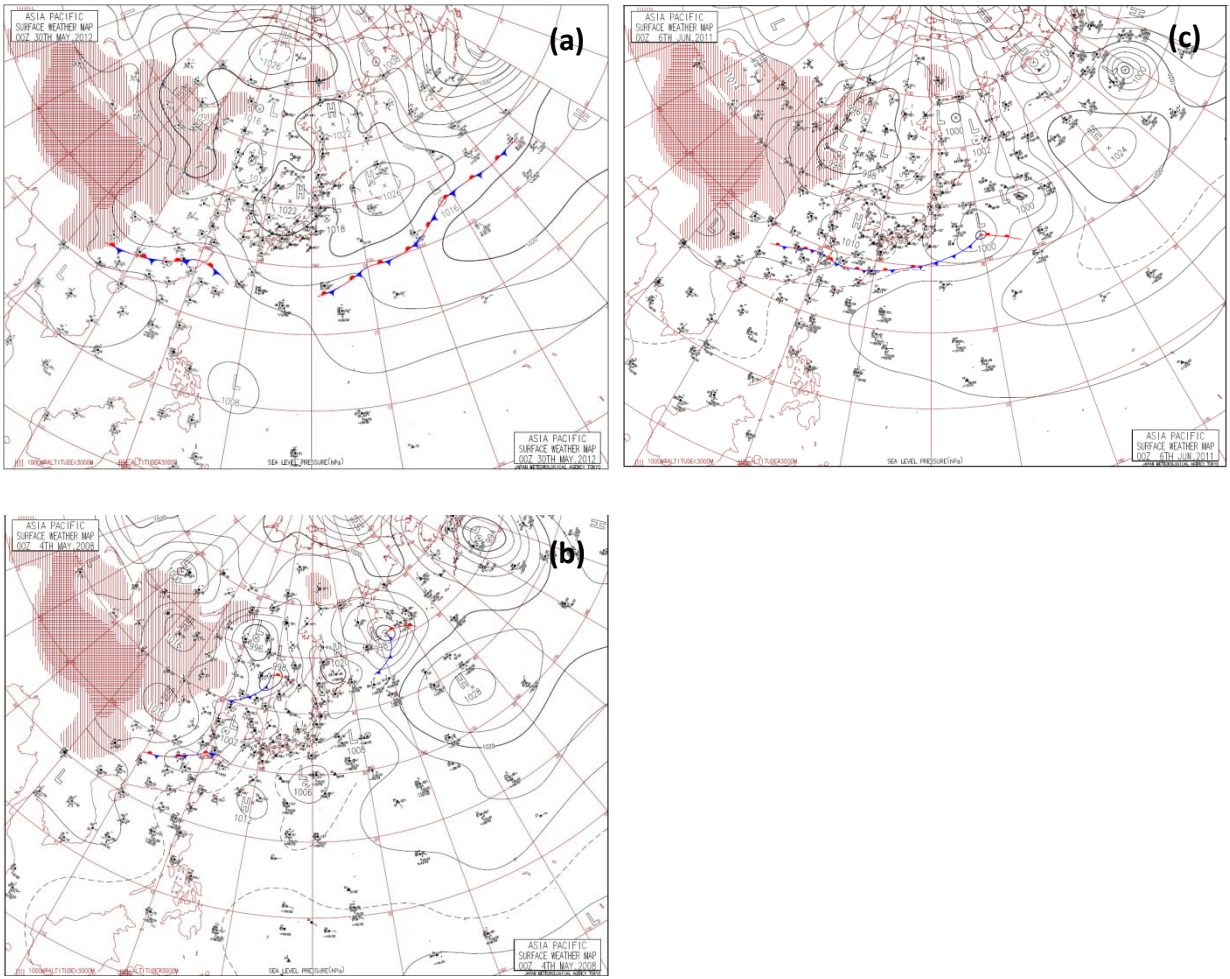


圖 42.：近地面天氣分析圖，分別為(a)2012年5月30日00UTC、(b)2008年5月4日00UTC與(c)2011年6月6日00UTC。

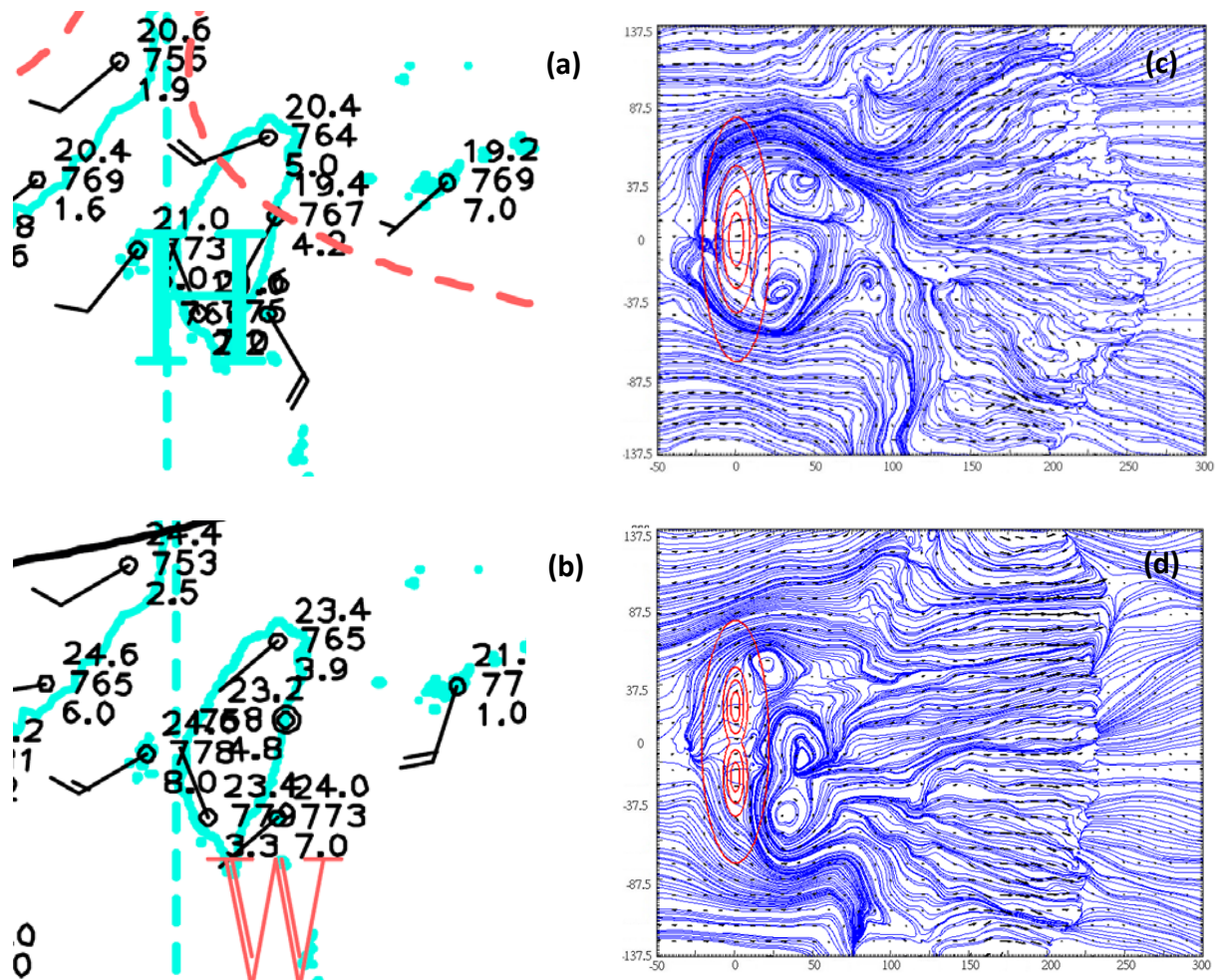


圖 43. : (a), (b)分別為 2008 年 5 月 4 日 00UTC 與 2011 年 6 月 6 日 00UTC 於 925hPa 高度場天氣圖。(c)為對稱橢圓山脈實驗於 925hPa 高度場的流線圖。(d)為雙峰山脈實驗於 950hPa 高度場的流線圖。

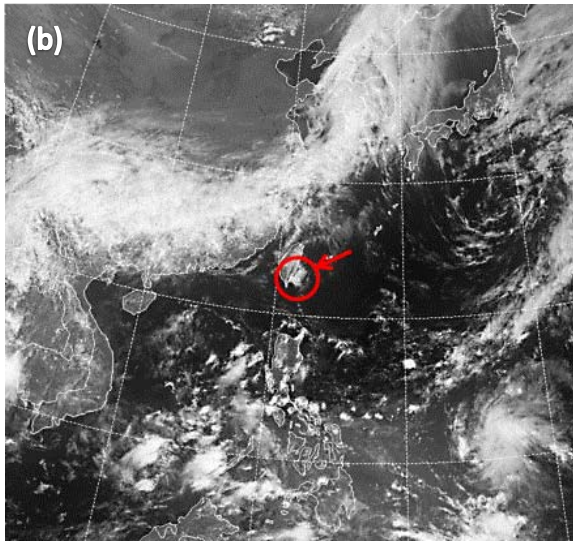
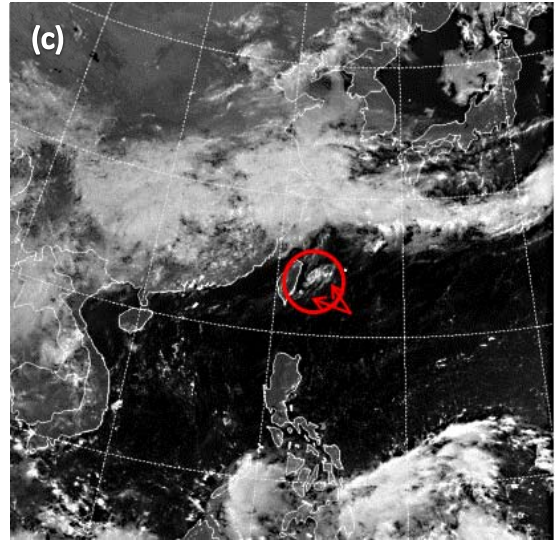
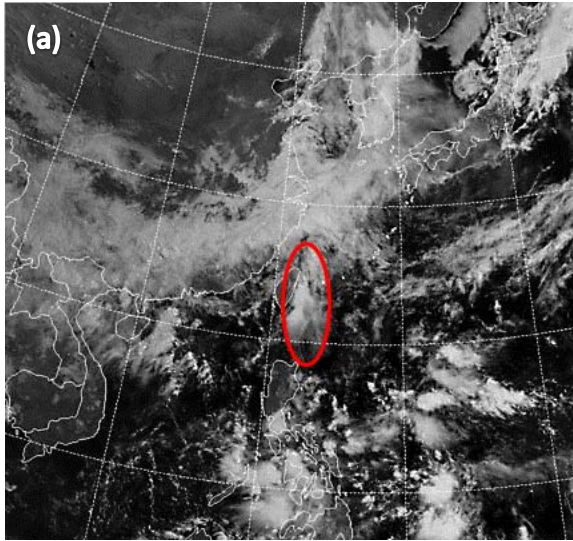


圖 44.：可見光雲圖，分別為(a)2012 年 5 月 30 日 0032UTC、(b)2008 年 5 月 4 日 0430UTC 與(c)2011 年 6 月 6 日 00UTC。

西東走向	對稱山脈	南北兩端氣流及冷池以繞山的形式過山，而中間部分的飈線系統呈現不連續傳遞的現象，且於系統過山後產生南北對稱的背風渦旋。
	非對稱山脈	迎風面及背風面的冷池強度較弱，降水量較少。
	雙峰山脈	山谷地形造成明顯的通道效應，且冷池與降水粒子呈現被強風帶至下游遠處的分佈。
西北東南走向	對稱山脈	南北方的氣流受到阻塞的大小不同，飈線系統的水平結構及降水分佈上呈現南北不對稱分佈。
	非對稱山脈	迎風面阻塞減少氣流線分佈較筆直，背風旋生的結構較小。
	雙峰山脈	空氣塊進入山谷的通量減少，通道效應不明顯。

表 1. 各個實驗結果的差異。