

國立中央大學

水文科學研究所
碩士論文

地形降水對於環境條件與地形特性之敏感度測試：3 維理想地形模擬研究

研究生：林宥丞

指導教授：楊明仁 博士

中華民國九十七年七月

摘 要

本研究利用 WRF 模式模擬氣流在不穩定的天候條件下，氣流跨越 3 維理想鐘形地形時，地形降水的變化情形。根據不同的 Fr 數可發現，當氣流遇到 3 維理想地形時，會出現 4 種降水移動型態：(1) 降水初期於山脊區域產生對流性降水，隨時間其降水會往上游處擴展。(2) 長延時的對流降水系統滯留於山脊區域。(3) 山脊區域存在長延時之層狀降水與對流降水的混合性降水，模擬後期，山脊區域的降水會些微往上游與山脊的背風處擴展。(4) 在山脊區域存在長延時的對流性降水或層狀性降水，亦或者混合性降水，而在下游處具有一獨立的對流性降水系統。

當 Fr 數較小時，地形阻塞效應明顯，在背風處均可發現背風面渦漩的產生，而背風面渦漩會壓抑住山脊區域降水往下游處的擴展。而隨著風速增加，Fr 數越大時，氣流逐漸以越山的形式來取代氣流繞山的形式通過地形的阻擋。當改變氣流入射地形之入射角時，氣流遇到地形時產生不對稱的氣流繞山與越山的運動，導致背風面單一渦漩的生成，同時亦改變地形降水的分佈情況。

研究中以 Fr 數來討論地形降水之物理機制，難免有些缺失，未來研究可加入空氣塊軌跡線的變化來討論氣流的偏斜，以及加入地形半幅寬的變化，來討論氣流遇到不同坡度地形時地形降水的差異性，

再進一步可加入真實地形與柯氏力的影響來做相同的模擬，以求對台灣地區地形降水的物理特性有更明確的認知。

ABSTRACT

In this study, idealized simulations are performed to investigate the propagation and type of precipitation systems for a conditionally unstable flow over a three-dimensional mountain. Four moist regimes based on the unstaturated Froude number, can be identified from a series of idealized simulation. The characteristics of these four flow regimes are : (1)Regime I – flow with an upstream-propagating convective system and an early convective system over the mountain ridge; (2)Regime II – flow with a long-lasting orographic convective system over the mountain ridge, upslope, or lee-side slope; (3)Regime III – flow with a long-lasting mixed convective / stratiform precipitation system over the mountain, and a downstream-propagating convective system at later period; (4)Regime IV – flow with an orographic stratiform, convective or mixed stratiform and convective precipitation system over the mountain, and possibly a convective precipitation system downstream.

When the Froude number is smaller, we can find the lee-side vortex downstream, and this lee-side vortex will brake the precipitation systems propagation. When the Froude number is large, we can find a flow-over regime instead of a flow-around regime. When we change the angle of flow incidence, the airstream will encounter differential flow deflection, and a single lee-side vortex can be found downstream, at the low-Froude-number regime.

Although Froude number serves as a control parameter for the propagation of orographic precipitation, it may not completely represent all flow characteristics. Trajectory analyses can be used to further investigate the flow attributes associated with orographic precipitation.

致 謝

首先，感謝楊明仁老師三年的指導，雖然過程起起伏伏顛簸不順，但最後仍是協助我完成了碩士學位的研習。研究室的生活說真的，很枯燥乏味，整天都只是面對著電腦與一大堆惱人又不人性化的語言為伍，套一句時下愛用的話語，就是這三年我真的宅了很多，腦袋裡除了論文以及程式外，可以說已經與世隔絕一段很長的時間，生活變的很空洞乏味。慶幸的是我認識了同窗兩年一起宅下來的同學們，雖然有幾個狠心的同學中途無奈脫隊的，也有幾個順利兩年畢業又很囂張的在我面前炫耀的，也有為了自己的生涯規劃不得已離開的，但是認識你們對我來說真的是無比的幸運，頭兩年的求學生涯如果沒有你們，我想我頭一年大概就可以送精神疾病中心管制了。

在這裡，態度第一，精神食糧第二，而為了感謝精神食糧的大力幫助，特別在此列出予以致上無比的謝意：阿昇，裕欽，阿如，傅大姐，呈祥大哥，紹坤賢伉儷，習慣往對岸游泳的谷啾，哎呀...還有很多懶的打啦，感謝你們陸陸續續的陪伴，有你們才有我繼續下去的動力。當然啦，還要感謝所辦溫柔的大姐秀芬，有妳的幫助讓我們在許多陌生的事情上處理起來輕鬆了不少，真的要感謝秀芬妳三年的照顧。接著接著，本實驗室的老大哥老大姐一定要拱出來好好的讚揚一番，那就是我們的廖董，以及陳欣怡...阿，是陳心穎學姊，最後這一

年如果沒有您們大力的幫助，同仇敵愾的氣勢的幫忙，我想我很有可能上社會地方新聞頭條，雖然上過不少次賊船，輸到脫褲子，但是您們真是我的大恩人阿～！接著是研究室的學弟們，方大好人以及帥哥文彬，感謝方大好人在我心情不爽時陪我喝酒，然後...加油，相信你們知道我想說什麼的，一切盡在不言中阿！放心啦傅大姐，少不了妳的，再怎麼說咱們也是一起同甘共苦三年了，有了妳的生活日子變了很好笑了許多，哈哈哈，至今我仍不知道妳到底在想些什麼阿～也許像我們這些平凡人永遠都不會瞭解的，三年，大家都辛苦了，未來在哪个時尚界出名了，如果有缺小弟請 call 我，感激不盡。

曾經有人問我說：研究所念三年，你都在幹啥阿，因為學生証太好用了嗎？我說：沒阿，阿就莫名奇妙的就三年啦，可能太專心的研究學業了吧，再說，學弟妹們太可愛了，也有點捨不得他們拉.....你相信？就相信吧，阿爆、方大好人，感動吧，這段是在寫你們耶，雖然你們不一定看的到，那就讓我拿來衝篇幅吧！很難得同時間會有 high 咖跟 low 咖一起出現的，只能說這世界真是太奇妙了，不禁的讓我感到造物主的神奇與偉大。離題了，謝謝你們在我最後的學生生涯中增添了更多的色彩，感謝感謝！

文化退役下來的同學們，你們是我心靈最大的支柱，算算時間已經 8 年了，郵差，人妻，替代役爽兵，公務人員，同樣的延畢生，想

不開的研究助理，大家都開始各自的生活，也就是越來越難約的意思啦。彥中，別當失蹤人口了，牛奶火鍋之熔漿泡不能少了你，我也得感謝你陪我走過人生最低潮的時刻，你開導行為雖然有點負面，但是精神上帶給我的卻是很正面的。木瓜，我以後不會三更半夜吵你睡覺了，趕快給我忘記那檔事情。威助，把你考試的筆記繳交出來，讓我們一起賺國家的錢吧！小黃，哲佑，小馬，思利，大大，婉之，跟你們聚會喇賽讓我輕鬆不少，每次聚會都是一次壓力的解放，看到你們讓我感到心安與快樂，很感謝一路有你們。

寫了一大堆，最後還要感謝一路支持我的家人，你們那個從台南消失的兒子終於要回家了，終於要被國家抓去利用守衛國土了，開玩笑的啦，感謝你們支持我去追求我想要的，感謝你們分析很多事情讓我可以作為參考，讓我看清一些我看不到的盲點，謝謝。

目錄

摘要	i
致謝	iv
目錄	vii
圖目錄	ix
第一章 前言	1
1.1 研究動機	2
1.2 文獻回顧	3
1.3 論文架構	6
第二章 研究方法	7
2.1 個案描述	7
2.1.1 梅雨	7
2.1.2 秋雨	8
2.2 資料設定	8
2.2.1 探空資料.....	9
2.2.2 穩定度.....	10
2.2.3 地形設定.....	11
2.2.4 降水效率.....	11

第三章 模式簡介	13
3.1 WRF 介紹	13
3.2 WRF 設定	14
第四章 梅雨季節	17
4.1 背風面渦漩	17
4.2 累積降水量	19
4.3 降水效率	23
4.4 降水移動型態	24
4.5 層狀降水與對流降水	26
4.6 西南風向	29
第五章 秋雨季節	34
5.1 背風面渦漩	34
5.2 累積降水量	36
5.3 降水效率	38
5.4 降水移動型態	39
5.5 東北風向	41
第六章 結論	45
參考文獻	51

圖目錄

表 4.1 :本論文研究與 Chen and Lin(2005a) 在相同 CAPE 值所區分 Regime 的差異.....	53
表 4.2 :本研究梅雨季節西風實驗組之 Fr 數與相對應的 Regime.....	53
表 4.3 :梅雨季節西南風向實驗組之 Fr 數與相對應的 Regime.....	54
表 5.1 :秋雨季節西風實驗組別之 Fr 數與相對應的 Regime.....	55
表 5.2 : 秋雨季節東北風各實驗組別之 Fr 數與相對應的 Regime.....	56
圖 4.1(a)~(d) :梅雨季節，山高 1000 公尺，風速(a)5m/s (b)10m/s (c)15m/s (d)20m/s 時，近地面氣流線水平剖面圖.....	57
圖 4.1(e)~(h) :梅雨季節，山高 2000 公尺，風速(e)5m/s (f)10m/s (g)15m/s (h)20m/s 時，近地面氣流線水平剖面圖.....	58
圖 4.1(i)~(l) :梅雨季節，山高 3000 公尺，風速(i)5m/s (j)10m/s (k)15m/s (l)20m/s 時，近地面氣流線水平剖面圖.....	59
圖 4.2(a)~(d) :山高為 1000 公尺，風速(a)5m/s (b)10m/s (c)15m/s (d)20m/s 之梅雨季節 18 小時累積降雨分佈圖.....	60
圖 4.2(e)~(h) :山高為 2000 公尺，風速(e)5m/s (f)10m/s (g)15m/s (h)20m/s 之梅雨季節 18 小時累積降雨分佈圖.....	61
圖 4.2(i)~(l) :山高為 3000 公尺，風速(i)5m/s (j)10m/s (k)15m/s (l)20m/s 之梅雨季節 18 小時累積降雨分佈圖.....	62

圖 4.3 :18 小時地形降水之降水效率(LSPE).....	63
圖 4.4 :18 小時降水網格之平均雨量.....	63
圖 4.5a :h3000_v10 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	64
圖 4.5b :h2000_v10 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	64
圖 4.5c :h3000_v05 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	64
圖 4.5d :h1000_v05 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	64
圖 4.5e :h3000_v20 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	65
圖 4.5f :h3000_v15 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	65
圖 4.5g :h2000_v20 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	65
圖 4.5h :h2000_v15 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	65
圖 4.5i :h1000_v20 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	65
圖 4.5j :h1000_v15 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	65
圖 4.5k :h1000_v10 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	66
圖 4.6 :山高 3000 公尺, 風速 10m/s 時(a)雨水混合比 18 小時平均剖面 圖(b)降水瞬間的垂直速度剖面圖.....	67
圖 4.7 :山高 2000 公尺, 風速 10m/s 時(a)雨水混合比 18 小時平均剖面 圖(b)垂直速度剖面圖.....	67
圖 4.8 :山高 3000 公尺時(a)風速 20m/s (b)風速 15m/s 時雨水混合比 18 小時平均剖面圖.....	68

圖 4.9 :山高 3000 公尺時(a)風速 20m/s (b)風速 15m/s 時垂直速度剖面 圖.....	68
圖 4.10 : (a)~(e)分別為 h2000_v20、h2000_v15、h1000_v20、h1000_v15 與 h1000_v10 之雨水混合比 18 小時平均剖面圖.....	69
圖 4.11 : (a)~(e)分別為 h2000_v20、h2000_v15、h1000_v20、h1000_v15 與 h1000_v10 之垂直速度剖面圖.....	70
圖 4.12(a)~(d) :山高 1000 公尺時，西南風向，風速(a)5m/s (b)10m/s (c)15m/s (d)20m/s 近地面氣流線水平剖面圖.....	72
圖 4.12(e)~(h) :山高 2000 公尺時，西南風向，風速(e)5m/s (f)10m/s (g)15m/s (h)20m/s 近地面氣流線水平剖面圖.....	73
圖 4.12(i)~(l) :山高 3000 公尺時，西南風向，風速(i)5m/s (j)10m/s (k)15m/s (l)20m/s 近地面氣流線水平剖面圖.....	74
圖 4.13(a)~(d) : 山高 1000 公尺時，西南風向，風速(a)5m/s (b)10m/s (c)15m/s (d)20m/s 之 18 小時累積降水分佈圖.....	75
圖 4.13(e)~(h) : 山高 2000 公尺時，西南風向，風速(e)5m/s (f)10m/s (g)15m/s (h)20m/s 之 18 小時累積降水分佈圖.....	76
圖 4.13(i)~(l) : 山高 3000 公尺時，西南風向，風速(i)5m/s (j)10m/s (k)15m/s (l)20m/s 之 18 小時累積降水分佈圖.....	77
圖 4.14(a)~(c) :梅雨季節西南風向實驗組別中，山高 1000 公尺，風速	

(a)5m/s (b)10m/s (c)15m/s 之垂直速度剖面圖	78
圖 4.15 :梅雨季節的西南風向實驗組，18 小時降水效率 LSPE.....	79
圖 4.16 :梅雨季節的西南風向實驗組，降水網格平均雨量.....	79
圖 4.17a :h3000_ws05 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	80
圖 4.17b :h3000_ws10 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	80
圖 4.17c :h2000_ws05 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	80
圖 4.17d :h2000_ws10 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	80
圖 4.17e :h1000_ws05 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	80
圖 4.17f :h1000_ws15 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	81
圖 4.17g :h3000_ws15 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	81
圖 4.17h :h3000_ws20 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	81
圖 4.17i :h2000_ws15 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	81
圖 4.17j :h2000_ws20 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	81
圖 4.17k :h1000_ws10 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	82
圖 4.17l :h1000_ws20 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	82
圖 5.1(a)~(d) :秋雨季節，山高 1000 公尺，風速(a)5m/s (b)10m/s (c)15m/s (d)20m/s 時，近地面氣流線水平剖面圖.....	83
圖 5.1(e)~(h) :秋雨季節，山高 2000 公尺，風速(e)5m/s (f)10m/s (g)15m/s (h)20m/s 時，近地面氣流線水平剖面圖.....	84

圖 5.1(i)~(l) :秋雨季節，山高 3000 公尺，風速(i)5m/s (j)10m/s (k)15m/s (l)20m/s 時，近地面氣流線水平剖面圖.....	85
圖 5.2(a)~(d) :山高為 1000 公尺，風速(a)5m/s (b)10m/s (c)15m/s (d)20m/s 之秋雨季節 18 小時累積降雨分佈圖.....	86
圖 5.2(e)~(h) :山高為 2000 公尺，風速(e)5m/s (f)10m/s (g)15m/s (h)20m/s 之秋雨季節 18 小時累積降雨分佈圖.....	87
圖 5.2(i)~(l) :山高為 3000 公尺，風速(i)5m/s (j)10m/s (k)15m/s (l)20m/s 之秋雨季節 18 小時累積降雨分佈圖.....	88
圖 5.3 :18 小時地形降水之降水效率(LSPE).....	89
圖 5.4 :18 小時降水網格之平均雨量.....	89
圖 5.5a :h1000_e10 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	90
圖 5.5b :h1000_e15 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	90
圖 5.5c :h1000_e20 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	90
圖 5.5d :h2000_e10 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	90
圖 5.5e :h2000_e15 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	90
圖 5.5f :h2000_e20 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	91
圖 5.5g :h3000_e05 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	91
圖 5.5h :h3000_e10 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	91
圖 5.5i :h3000_e15 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	91

圖 5.5j :h3000_e20 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	91
圖 5.6(a)~(d) :山高 1000 公尺時，西南風向，風速(a)5m/s (b)10m/s (c)15m/s (d)20m/s 近地面氣流線水平剖面圖.....	93
圖 5.6(e)~(h) :山高 2000 公尺時，西南風向，風速(e)5m/s (f)10m/s (g)15m/s (h)20m/s 近地面氣流線水平剖面圖.....	94
圖 5.6(i)~(l) :山高 3000 公尺時，西南風向，風速(i)5m/s (j)10m/s (k)15m/s (l)20m/s 近地面氣流線水平剖面圖.....	95
圖 5.7(a)~(d) : 山高 1000 公尺時，西南風向，風速(a)5m/s (b)10m/s (c)15m/s (d)20m/s 之 18 小時累積降水分佈圖.....	96
圖 5.7(e)~(h) : 山高 2000 公尺時，西南風向，風速(e)5m/s (f)10m/s (g)15m/s (h)20m/s 之 18 小時累積降水分佈圖.....	97
圖 5.7(i)~(l) : 山高 3000 公尺時，西南風向，風速(i)5m/s (j)10m/s (k)15m/s (l)20m/s 之 18 小時累積降水分佈圖.....	98
圖 5.8 :秋雨季節的東北風向實驗組，18 小時降水效率 LSPE.....	99
圖 5.9 :秋雨季節的東北風向實驗組，降水網格平均雨量.....	99
圖 5.10a :h1000_en15 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	100
圖 5.10b :h1000_en20 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	100
圖 5.10c :h2000_en10 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	100
圖 5.10d :h2000_en15 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	100

圖 5.10e :h2000_en20 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	101
圖 5.10f :h3000_en10 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	101
圖 5.10g :h3000_en15 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	101
圖 5.10h :h3000_en20 的 18 小時降水之 Hovmöller diagram.....	101
圖 6.1a :Regime I 之示意圖.....	102
圖 6.1b :Regime II 之示意圖.....	102
圖 6.1c :Regime III 之示意圖.....	102
圖 6.1d :Regime IV 之示意圖.....	102

第一章 前言

台灣的地形大部份是由山脈、丘陵、台地與平原組成，且台灣為東西方向狹窄，南北寬長的狹長島嶼，造成台灣地形極為陡峻，因此也突顯出台灣地區發生降雨時地形的重要性。由於氣流受到地形舉升的關係，使得台灣地區的地形降水通常發生在迎風面之山坡附近，並且會挾帶著豪大雨的發生，導致山區洪水、土石鬆動引發土石流造成災害，帶給人民居家安全與生命財產的嚴重威脅！因此，身處在台灣地區，我們應該重視地形降水的重要性，確切瞭解其降水的物理機制，才有辦法幫助我們減輕地形降水帶來的災害。

由於 2 維理想地形場對於呈現實際地形降水物理特性之能力有限，因此本論文對於地形降水的研究，是考慮 3 維地形場來進行模擬，希望能夠更完善地模擬真實地形的降水情況。研究中對於地形降水的特性，將分為梅雨季及秋季兩個季節個案來討論，並由 Froude number (Fr)、未飽和濕靜力穩定度(unsaturated moist Brunt-Väisälä frequency)，以及對流可用位能(CAPE)等的大小來探討其降水的分佈、氣流阻塞效應(blocking)、降水效率與降水移動型態，希望藉由這些物理參數可以讓我們對於 3 維地形場的降水特性有更進一步的瞭解。

1.1 研究動機

近幾十年，對於降水的物理機制 Houze(1993)提出以下幾種方式：種雲餵雲機制(seeder-feeder processes)、上坡風凝結機制(Upslope condensation； Hill 1983)、上坡對流激發機制(Upslope convection triggered/enhanced by terrain blocking； Grossman and Durran 1984)、上游減速激發機制(Upstream triggering)、熱力激發機制(Thermal triggering)、山後輻合機制(Lee-side convergence； Mass 1981)、重力波於背風面的加強機制(Lee-side enhancement by gravity waves)等。

台灣天氣現象受限於乾、冷的東北季風和暖、濕的西南季風影響，這兩種季風的性質有很大的差異性，所以導致台灣在不同季節(梅雨季、夏季及秋冬季)有不同的環境條件，使得台灣地區的降水特性亦複雜多變。加上台灣地區的地形陡峭多變，對於地形降水的影響性也不可忽視，所以本論文研究的目的在於探討不同的天候條件下的降水分佈及降水特性的變化。

本論文研究考慮這些環境條件的差異，並且以一個理想化的 3 維鐘型地形，比對台灣地形作幾何相似的設計，使用 WRF 模式來對台灣地區不同季節特徵下使用 3 維地形場來做地形降水的模擬實驗。實驗中採用了兩種季節天氣類型特徵，分別為梅雨季與秋季的環境探空；並針對山脈高度、水平風速、熱力穩定度做討論，以瞭解這些參

數對於地形降水分布位置的影響。另外也探討變動這些參數時，氣流的阻塞效應、繞山或者越山的情形。希望藉由使用三維地形，來進一步改進二維地形所無法觀察到的物理現象，並且增加吾人對於地形降水的認知。

1.2 文獻回顧

前人研究中，對於利用 2 維地形模擬氣流過山所形成之地形降水的機制與特性已有深入的研究測試與討論，並瞭解影響地形降水之形成與風速的強弱，地形之高低造成阻擋效應的程度，以及環境熱力條件皆會影響地形降水之情況。並且對於地形降水的物理機制也具有一定程度的瞭解，首先回顧以下文獻來對地形降水有更進一步的瞭解，並且從中來對 3 維地形模擬氣流過山之實驗來做驗證其特性。

Houze (1993)提出各種降水的物理機制，其中包括上坡風凝結機制：當環境屬於較為穩定的狀態下，且氣流跨越山脊時，氣流受到地形強迫抬升，使水氣凝結達飽和而形成降水。1)上坡對流激發機制：當環境條件較為不穩定時，氣流受到地形抬升作用，於迎風面以及上游處產生對流，易在迎風面形成降水。2)上游減速激發機制：氣流受到地形 blocking 的影響，造成氣流在上游處提早抬升，使得氣流未達地形前便形成降水。3)山後輻合機制：當 Fr 數較小時，氣流會繞過地形在山後處形成輻合形成降水，然而此一降水機制常與上游減速激

發機制同時發生。4)重力波與背風面的加強機制：當背風面有對流系統形成時，此時跨越山脊的山岳波以及背風面之低壓，會加強此一對流系統的發展。此外亦包括種雲餵雲機制，以及熱力激發機制，但本研究中不作此方向之討論。

Jiang (2003)亦使用數值模式模擬三維地形對於不穩定的濕氣流的影響，並討論氣流的淤塞與地形降水的產生。研究指出潛熱的釋放過程會減弱上升坡面氣流的抬昇，且會增加迎風面氣流的阻塞。

Colle (2004)的實驗中，利用 MM5 模式模擬氣流跨越二維理想山脊，並改變地形特徵與環境探空條件，得知出這些變動對於地形降水的影響。在各種敏感度測試實驗中，發現當山脈高、風速小會產生氣流的阻塞現象(blocking)，會使降水往上游分布而集中在迎風面；山脈矮、風速大、穩定度低時，降水則可能越過山脊在山的後方形成降水。

Chen and Lin(2005a)利用 WRF 模式之理想化二維地形的模組實驗，在不同的 CAPE 值與 Fr(Froude number)值來討論其對於地形降水的影響，並且將地形降水的移動特性區分為四種類型：Regime I(迎風面降水)，Regime II(山頂降水)，Regime III(山頂弱降水與山後強降水)，Regime IV(山頂強降水與山後強降水)。Regime I 降水主要發生在模式模擬初期，並且在迎風面產生，模式模擬到後期，降水逐漸減

弱；Regime II 降水發生在山脊，在山脊處有長生命周期的對流系統產生；Regime III 在山脊處有混合對流與層狀降水的產生，在下游處則有對流降水的生成；Regime IV 則是當氣流跨越山脊時，在山脊處具有一長延時的層狀降水系統或是混合對流與層狀降水的系統，而下游處則可能會有雲系的產生而形成降水。

Chen and Lin (2005b) 利用 WRF 模擬三維理想地形，討論不同的凹狀地形，以及不同的 CAPE 值與 Fr 值對於地形降水形態的影響，並且區分出三種降水型態：Regime I 在上升坡有一準滯留的對流系統，並且會往上游擴展；Regime II 在上升坡面上有一準滯留對流系統存在；Regime III 在上升坡上存在一滯留的對流系統，並且在下游處具有一準滯留的對流系統。

Sui et al. (2005)利用熱帶對流系統以及颱風強降水系統的雲尺度解析模擬，分別計算大尺度降水效率(Large-Scale Precipitation Efficiency；LSPE；Li et al. 2002)和雲微物理降水效率(Cloud-Microphysics Precipitation Efficiency；CMPE；Weisman and Klemp 1980)，並進一步的瞭解影響降水效率的物理機制。

Sui et al. (2007)針對 Sui et al.(2005)的大尺度降水效率與雲微物理降水效率的公式做進一步的修正，來改善 LSPE 與 CMPE 大於 100% 或小於 0%的情況，定義出 LSPE2 與 CMPE2，這主要是考慮了局部

變化項的影響，因為在小雨的情況下，局部變化項的變化會比在大雨的狀態下更為敏感，因此加入考慮進而使得降水效率不再大於 100% 的情形。此外計算 LSPE2 與 CMPE2 時，只計算源的項(source term)，排除掉匯的項(sink term)的值，以避免有負值的情況產生。

1.3 論文架構

第一章前言，介紹研究動機與文獻回顧，第二章研究方法，介紹個案的資料設定與收集，以及各組實驗的參數設定。第三章模式介紹，即 WRF 模式的使用及其基本方程，並且包含本研究中所使用的物理參數設定。第四章為梅雨季節的實驗結果，並討論其降水特性。第五章為秋雨季節的實驗結果，並討論其降水特性。第六章結論，總結說明論文結果。

第二章 研究方法

在本研究中使用 WRF(Weather Research and Forecasting)中尺度模式 2.2 版本，來針對台灣兩種季節性(梅雨季與秋季)的降雨進行模擬，並選取兩個個案的板橋環境探空資料，分別為 2003 年 6 月 16 日的探空資料以及 2003 年 10 月 9 日的探空資料。然後利用基本流力參數 Froude number 來討論台灣季節性地形降水的物理特性，另外在兩種季節性降水個案中，加入其盛行風向來討論地形降水之差異。

2.1 個案描述

本研究為了與廖啟勳(2005)的碩士論文中，針對氣流跨越二維地形產生的地形降雨作比較，因此選用了與廖(2005)相同的天氣個案，其中選取大氣條件較為不穩定的梅雨與秋雨兩種個案的環境探空資料來做三維地形的降水模擬，此小節中將再敘述兩種季節性降水的探空特性。

2.1.1 梅雨與颱風的共伴效應

梅雨個案中，選取 2003 年 6 月 16 日早上 8 點的板橋探空資料，由於此時有兩股勢力相當的氣團：大陸性冷氣團與海洋性氣團，且在台灣上空有一道滯留鋒面經過，此為梅雨季節最常見的天氣型態。梅

雨鋒面為此時主要影響台灣的天氣系統，水氣主要來源為西南風所帶來的暖濕海洋性氣團，此梅雨鋒面經過台灣北部海面，而台灣南部海面有 Soudelor 颱風接近台灣，當時台灣受到颱風與梅雨鋒面的共伴環流影響為台灣帶來了豐沛的雨量，而台灣當時溫度較高，水氣盛，熱力狀況不穩定，具有較大的 CAPE 值(約 $2918m^2s^{-2}$)。為簡化方便，以下統稱台灣梅雨共伴颱風的天氣狀態為梅雨降水系統。

2.1.2 秋雨

秋雨個案，選取 2003 年 10 月 9 日早上 8 點的板橋探空資料，此時太平洋高壓逐漸減弱，而大陸性高壓逐漸增強，且台灣東方有一道滯留鋒面通過，此時兩股氣團勢力消長，使台灣東北方產生一低壓，造成台灣地區天氣狀況的不穩定，而此時台灣北部風向大致為北風分量為主，氣溫偏高且水氣充足，因地形的作用在山區容易產生下雨。此時台灣的天氣狀況仍不穩定，具有一定量的 CAPE 值(約 $533m^2s^{-2}$)，午後容易產生雷雨。

2.2 資料設定

定義 Froude number 為 $Fr = \frac{U}{N_w h_m}$ (Colle et al. 2002 ; Colle 2004 ; Chen and Lin 2005)，其中 U 為環境風速、 N_w 為未飽和濕靜力震盪頻率(unsaturated moist Brunt-Väisälä frequency)、 h_m 為地形高度。

可視為動能與位能之比值，當氣流有足夠的水平速度時($1 < Fr$)，此時動能較大，遇到地形的阻擋時便有足夠的能量跨越山脊，而當動能無法克服地形位能的障礙時($Fr < 1$)，氣流遇到地形便無法跨越山脊，在山前則會產生 blocking，然後以繞山的形式通過地形的阻擋。

2.2.1 探空資料設定

使用氣象局板橋觀測站 2003 年的探空資料，再將探空資料轉換為 WRF_ideal 模式所需要的格式，利用克勞修士-克拉佩龍方程 (Clausius-Clapeyron equation) 求相對濕度，再以內插的方式來修正溫度，之後使用相對濕度與水氣壓的關係式求得當時溫度的水氣混合比 (Rogers and Yau 1989；王寶貫 1997)：

當時溫度的飽和蒸汽壓： $e_s(T) = Ae^{-\frac{B}{T}}$

相對溼度： $RH = \frac{e_s(Td)}{e_s(T)}$

當時環境的水氣混合比： $q_v = 0.622 \times \frac{e_s(T)}{P - e_s(T)} \times RH$

其中 T 為環境溫度(K)，Td 為露點溫度(K)，P 為大氣壓力(hPa)。

A=2.53×10⁸ (kPa)，B=5.42×10³ (K)

利用以上的運算過程，可以將探空資料的相對溼度轉換成 WRF 模式所需要的水氣混合比。風速方面，為了簡化風場對於地形降雨的影響，則假設垂直均勻的風場(uniform wind speed)，而研究中所使用的風速分別為 5m/s、10m/s、15m/s、20m/s。

2.2.2 穩定度設定

研究中為了瞭解真實大氣的靜力穩定度情形，使用(Emanwe 1994；Chen and Lin 2005)未飽和濕靜力穩定度(unsaturated moist Brunt-Väisälä frequency； N_w)來做判斷。

$$N_w^2 = \frac{g}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial z}$$

g 代表重力加速度(m/s^2)

θ_e 為相當位溫(equivalent potential temperature；K)

$\bar{\theta}_e$ 為近地面 3km 的相當位溫的平均值

$$\theta_e = \theta \exp \left[\frac{L_v(T)q_v + L_f(T_0)q_i}{C_p T} \right] \text{ (王 1997；311 頁)}$$

其中 θ 為位溫(K)， C_p 為等壓比熱常數($Jkg^{-1}K^{-1}$)； L_v 、 L_f 為蒸發潛熱與溶解潛熱(Jkg^{-1})。

利用上述式子即可算出梅雨與秋雨兩種天氣個案的靜力穩定度。

2.2.3 地形高度與山脈半幅寬

研究中我們使用了 3 維的理想鐘形山脈，山脊位於模式網域的中點，地形高度的數學式為：

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

h_m 為山脈高度、山脊所在的高度；單位為公尺(m)。

$x - x_0$ 為在 x 方向距離山脊的距離，單位為公里(km)。

$y - y_0$ 為在 y 方向距離山脊的距離，單位為公里(km)。

x_0 與 y_0 為山脊所在位置(網域的中心點)。

a 與 b 分別為在 x 方向與 y 方向的山脈半幅寬，單位為公里(km)。

$h(x, y)$ 為鐘型山脈的地形高度。其中山脈的半幅寬在 x 方向為 6.25 公里，在 y 方向為 25 公里，山脈的高度(h_m)有 1000、2000、3000(m) 等高度。這些半幅寬與高度的設定是為了接近台灣地形陡峭高峻所設置的，其半幅寬是根據台灣地形的南北與東西比例約為 4 比 1 的比例而所做的等比例縮小之設計。

2.2.4 降水效率

為了瞭解梅雨以及秋雨季節在實驗中地形降雨的效率，研究中使用 LSPE(Large-scale Precipitation Efficiency; Li et al. 2002)來計算主要地形區域的降水效率。其 LSPE 的定義如下表示：

$$LSPE = \frac{P_s}{[CONV_{qv}] + E_s} \approx \frac{P_s}{[CONV_{qv}]}$$

式子中 P_s 為地面降雨量， $[CONV_{qv}]$ 為整層空氣柱水氣輻合量， E_s 代表地表蒸發量，在本研究中忽略地表蒸發量不計。LSPE 可視為因大尺度運動的水氣輻合造成的降水效率。而本研究中計算 LSPE 之方式是將降雨量與計算 $[CONV_{qv}]$ 所需的氣象變數做每一小時輸出，再計算出每格網格點上每一小時之水氣輻合量；並在同一時間點時對水平方向上每一網格點作垂直整層大氣 ($z = 1 \sim 31$) 的水氣輻合量的累加，即可得到每一小時在水平方向上每個網格點整層空氣柱的水氣輻合量。然後針對研究所需的範圍作 18 小時的累積，求得此範圍 18 小時降雨量之總量，以及 18 小時 $[CONV_{qv}]$ 之總量，最後相除即得研究所需之 LSPE 值。

第三章 模式簡介

WRF 模式為新一代的中尺度數值天氣預報系統，為非靜力平衡的中小尺度模式，其中包含了 3 維資料同化資料系統，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) 等單位的學者專家們共同研究開發。本研究中所採用的模式為 WRF(Weather Reserch and Forecasting)模式 v2.2.0 版本，WRF 可用於處理真實天氣個案的模擬之外，也可處理理想化個案的模擬，以提供理論研究與數值模擬上的參考。

3.1 WRF

研究中使用 WRF 的理想化模組(em_hill2d_x)，改變模組中的地形場，將其理想化的 2 維鐘型地形延伸至 3 維鐘型地形，並且使用台灣地區梅雨與秋雨的探空資料。針對不同的地形高度、風速、穩定度作地形降雨型態的模擬與討論。

WRF 模式提供了各種不同的物理參數法的設定選擇，包括對於大氣邊界層的處理、降水物理過程、大氣輻射的影響、地表過程對大氣的影響等選擇，我們可以挑選最適合的物理參數法的設定，在不同的大氣條件下進行模擬研究。本研究是針對 3 維理想化的地形場作模擬實驗，並且使用了非靜力模組，而非靜力模組相對於靜力模組多了擾動氣壓場以及垂直運動的預報。模式中所使用到的垂直座標為 η 座標，相當於 MM5 的 σ 座標。而 WRF 的網格設定為 Arakawa C grid 的形式，呈現交錯網格的方式，也就是將速度變數放置於距離熱力變數的前後上下左右各 1/2 網格處。時間積分方面則是使用 3 階的 Rung-Kutta 數值方法。

3.2 WRF 模式設定

此篇研究主要重點在研究在不同的季節條件下，大氣環境條件與地形交互作用下所產生的降水的差異性。研究中所使用的模式是 WRF em_hill2d_x 模組，模式垂直座標採用 31 層的 eta 分層($\eta=0.997, 0.984, 0.964, 0.944, 0.921, 0.897, 0.872, 0.846, 0.819, 0.789, 0.758, 0.728, 0.698, 0.666, 0.631, 0.596, 0.561, 0.526, 0.491, 0.456, 0.421, 0.384, 0.344, 0.304, 0.264, 0.224, 0.184, 0.145, 0.105, 0.065, 0.022$)，使用 3 維的網格架構，x、y 水平方向的網格間距皆為 4 公里，總網格點數(X×Y×Z)為 201×301×31，垂直高度為 17 公里，積分時間為 24 小

時，時間間距(time_step)為 24 秒。

模式中的物理參數法中，在雲物理參數方法(Microphysics scheme)方面使用 Purdue Lin scheme。由於 4 公里的解析度應能解析出對流的發生，因此不採用積雲參數法(Cumulus parameterization)，而為了簡化物理考慮，我們不使用輻射參數法(Long / Short-wave radiation scheme)。為了單純探討氣流與地形變化的影響，研究中不使用邊界層參數法(Boundary layer parameterization)。南北以及東西方向的側邊界狀態皆為開放性邊界狀態(Open Boundary condition)。模式頂層設置海綿層(Damping)，從模式頂層的 5000 公尺內(即垂直高度 12-17 公里處)以 0.01 的遞減係數遞減波動。時間積分方法為 Rung - Kutta 三階方法。空間積分方面，在水平方向為 5 階的 advection scheme，垂直方向上則為 3 階的 advection scheme。紊流與流體的混合選項(turbulence and mixing)以及擾動係數選項(eddy coefficient)方面，依照網格間距的大小並參照 WRF 使用手冊的建議作調整。

模擬實驗組別方面，選定了 2 種季節性環境探空(梅雨與秋雨)，3 種地形高度(1000 公尺、2000 公尺、3000 公尺)，4 種平均水平風速(5m/s、10m/s、15m/s、20m/s)來做測試。東西方向地形半幅寬為 6.25 公里，南北方向地形半幅寬為 25km；此半幅寬比例之設定，是依照台灣實際地形之比例所做的等比例縮小。希望藉由兩種較不穩定的天

氣系統的環境條件，模擬不同風速與地形高度時，地形降雨的時空分佈情形，以增進我們對於台灣地區在不同季節時之地形降雨特性的瞭解。

第四章 梅雨季節

本研究利用兩種較為不穩定的天氣個案來比較降水分布與山脈變化的關係，其中梅雨個案的垂直平均濕靜力穩定度為 $N_w=0.0107 s^{-1}$ 、 $CAPE=2918 m^2 s^{-2}$ ，秋雨個案的垂直平均濕靜力穩定度為 $N_w=0.0115 s^{-1}$ 、 $CAPE=533 m^2 s^{-2}$ 。本章節先行討論梅雨季節的實驗結果。

4.1 背風面渦漩(Lee-side vortex)

對於地形降水的累積降水的水平分佈情形、水平風向量、氣流線變化以及垂直速度等各種降水的物理特性，本論文研究做了模式積分 1~18 小時的模擬，針對不同風速(分別為 20m/s、15m/s、10m/s、及 5m/s)與不同山高(分別為 3000m、2000m、及 1000m)來作比較，並且對於雨水混合比取一通過最高山脊處的垂直剖面(即 $y=600km$ ， $x=80\sim720km$)，做 18 小時的時間平均，來判別層狀與對流降水的類型以便區分出不同的降水型態。其中，在模式的結果分析上只取 18 小時的結果來討論，是為了避免模擬時間太長時，側邊界會產生過多的雜訊，而影響到論文研究中主要討論的地形降水之區域，因此只取前 18 小時的模擬結果來做以下的各種討論。

3 維地形場相較於 2 維地形場，即氣流遇到地形的阻礙時，若當

時大氣環境條件為不穩定時，氣流除了會被地形抬昇越過山脊外，或者部分氣流受到地形影響而在山前產生阻塞效應，最大的不同在於氣流遇到 3 維地形時，可能會繞過山脊，使得氣流不再只是侷限於越山與山前堆積的形式。因此可以從氣流線的水平剖面圖來觀察氣流遇到地形影響時的變化情況，當山脈高度為 1000 公尺時，在不同風速的情況下，Fr 數的值較大，地形的阻塞效應較不明顯，氣流遇到地形影響時，大都以越山的形式通過地形的阻礙，並且會伴隨著部分的繞山運動，在山高 1000 公尺的狀態下，隨著水平風速的增加，氣流越山的情況也就更為明顯，如圖(4.1a)此時風速為 5m/s，Fr 數為 0.466，此時的氣流遇到地形在山前會開始繞開地形往山腰的兩側，至背風面產生較小的渦漩。圖(4.1b)與圖(4.1c)的水平風速分別為 10m/s 與 15m/s，此時地形效應較不明顯，因此氣流以越山的形式伴隨些微繞過兩側山腰的形式通過山脊，在山後產生輻合。圖(4.1d)為風速 20m/s，此時 Fr 數為 1.868，相較於前面低風速的狀態，氣流皆以越山的形式通過地形。

隨著地形高度的增加，且較低風速 Fr 數小的情況下，地形的影響就更為明顯了。在山高 2000 公尺且水平風速 5m/s 與 10m/s 的情況下〔如圖(4.1e)與圖(4.1f)〕，可以觀察到山後有明顯的背風面渦漩的產生。這是因為氣流遇到較高的地形阻擋後，由於水平風速較小，相

對的地形舉升的效果也較強風速的情況下來的的小，導致氣流會在山前先開始發生阻塞現象(blocking)，然後氣流些微的往上游堆積，逐漸的將堆積的空氣往高度較低的兩側山腰帶去，而繞過山脊而在山後產生輻合形成渦漩。然而隨著風速增加，Fr 數增大，阻塞的效應減小，圖(4.1g)與(4.1h)則沒有明顯的背風面渦漩的情況發生。

當山高為 3000 公尺時，地形的影響最為明顯，氣流遇到地形大部份皆以繞山的形式繞過山脊，進而在背風處形成輻合產生渦漩，圖(4.1i)與(4.1j)之 Fr 數分別為 0.155 與 0.331，阻塞效應大，圖(4.1k)與(4.1l)相較而言阻塞效應就比較小，氣流的運動包含了部份的繞山與部份的越山來通過地形的阻擋。

4.2 累積降水

Smith(1979)曾提到氣流最初遇到地形時,模式在初期所產生的結果，可能為模式 spin up 之結果。因此將本模擬研究做了延長模擬時間($t=72h$)的測試，發現模擬時間的增加，並不會改變降水移動型態的變化。所以於本研究中所模擬出的結果並非模式 spin up 的初始訊號，我們便利用此 18 小時模擬結果來做以下的討論。

前一小節討論氣流隨風速大小與山脈高度變化時，其氣流的繞山及越山運動情形，而氣流不同的運動機制，會造成水氣傳輸的差異而造成降水不同之分佈型態，故此小節為了更清楚的觀察氣流阻塞

(blocking)對於降水分佈的影響，以及氣流越山與繞山對於地形降水分佈之變化，因此利用模式模擬了 1~18 小時之累積降水的分佈圖以及水平風向量的變化，來討論何時會有較明顯的 blocking 現象以及其降水的物理特性。

在山高為 1000 公尺時，風速 5m/s 的情況下，降水會在山脊區域作累積，且因為 $Fr=0.466$ ，此時地形對氣流有一定程度的阻擋作用，氣流在山前有 blocking 的現象發生，會將降水往上游擴展。在圖(4.2a)可觀察到在山前有 blocking 現象，水平風向量變小(即 $x=380$ 公里， $y=600$ 公里處)，進而使得氣流繞山將降水帶往兩側山腰。在風速 10m/s，15m/s 與 20m/s 的狀態下， Fr 數值皆大於 0.9，地形阻擋效應不明顯，導致少部份降水會因為地形舉升作用在山脊產生降水外，大部分的降水會因為氣流越山而帶往更下游的區域($x=560\sim 720$ km 處)。使得較多的降水會在下游處生成，而山脊區域只有較弱的降水，如圖(4.2b)與(4.2c)。其中風速為 20m/s 時，圖(4.2d)在山脊有強降水，在下游處 720 公里處有微弱的降水，這是因為強風速加上地形影響效應不明顯，導致將降水帶往更遠的下游處，使得降水移出側邊界。此時山脊的強降水則是因為在強風速的狀態下，氣流直接跨越山脊，地形抬昇也較為激烈，劇烈的垂直運動在山脊產生對流雲系而產生強降雨。

山高 2000 公尺時，在弱風速的情況下地形阻塞效應明顯，會將降水集中在山脊區域，隨著時間到後期，被地形阻塞的降水會逐漸往上游擴展，由於此時氣流會伴隨著輕微的繞山運動，會將原本被 blocking 的降水往山腰兩側帶去，因此降水極值於山脊區域並不會只集中於一點。如圖(4.2e)與(4.2f)之 Fr 數皆小於 0.5，阻塞效應較為明顯，山前水平風向量有明顯減弱的趨勢，且(4.2f)的降水極值並非集中於山脊一點，在山腰兩側皆有第二大的極值產生。隨著風速的增加，地形阻擋效應不明顯，氣流可以跨越山脊並且伴隨著些微的繞山運動，導致在山後形成輻合產生降水。由於水平風速變強，Fr 數值變大，阻塞效應變小，因此在山前水平風向量減小的趨勢也較小，圖(4.2g)與(4.2h)即是如此。在圖(4.2g)由於地形阻塞仍有一定的影響，且強風速所引起地形舉升造成較多的降水累積，使得降水比起圖(4.2h)會往較遠的上游處擴展。

而山高為 3000 公尺時，地形阻塞效應最為明顯，降水在模擬初期皆在山脊區域產生，隨著模擬時間的增加，降水逐漸往上游與山腰兩側擴展。然而，隨著風速逐漸的增加，部份的降水除了往上游與兩側山腰擴展外，氣流也會將部份的降水帶到背風處靠近山脊的區域。圖(4.2i)與(4.2j)從水平風向量的變化可看到 blocking 的效果十分明顯，使得降水在迎風面堆積，而在圖(4.2k)與(4.2l)由於地形強烈的舉

升作用，造成山脊強降水的生成。而背風處靠近山脊的降水，是因為強風速的影響下，部份降水會直接越過山脊而被帶往背風面。圖(4.21)在山脊降水與背風面降水中間有段區域無降水形成，是因為在背風面強烈風速的下沉增溫將降水蒸發掉，因此會有段無降水的區塊。而降水在山後擴展只侷限在山脊區域，而無法帶到更遠的下游處，是由於背風處渦漩壓抑住了降水的向後擴展，所以無法將降水傳遞到更下游處。

故可得知，當 blocking 效應明顯時，氣流主要以繞山的形式來通過地形的阻擋，而此時氣流繞山的運動機制，會將水氣帶往兩側山腰，使得降水分佈之型態會集中於山脊區域，並且些微的網上由擴展。相反的，當 blocking 效應不明顯時，氣流主要以越山的形式通過地形的阻擋，此時水氣由於強風速的影響下，部份被帶往下游輻合形成降水外，在山脊區域強烈的垂直抬昇也會造成山脊區域降水的形成，因此造成不同降水型態的發生，而這些降水型態之差異將在後面的小節做討論。此外，發現到累積降水在模擬初期時，降水分佈的形狀皆很對稱，但隨著模擬時間增加，降水分佈開始產生不對稱性，其主要原是由於模式積分時間越久，模式計算所產生的誤差會逐漸成長累加，使得降水在模擬後期有局部區域產生獨立的降水訊號，所以在中等 Fr 數的個案中，也就是降水會集中於山脊與迎風面的個案中，

在模擬時間後期會發現部分降水的分佈情況產生不對稱的情形。

4.3 降水效率

接著，為了瞭解梅雨季節地形的降水效率，並且為了與廖(2005)所利用之相同探空資料計算出的 2 維地形降水之降水效率，比較其 2 維地形與 3 維地形的差異，因此本研究中使用 Sui et al.(2005)定義的 LSPE 來計算每個個案的降水效率。計算過程中考慮到要避免累加到太多沒有降水的區塊，造成計算出不合理的降水效率值，因此在計算時只挑取主要產生地形降水的區塊來做計算，即 $x=320\sim 480\text{km}$ ， $y=480\sim 720\text{km}$ 。圖(4.3)為計算 18 小時降水效率隨風速的變化情形，相同山脈高度下隨著風速增加，降水效率也會隨著增加，在風速 10m/s 與 5m/s 時，其降水效率並無太大的差別，而風速大於 15m/s 時降水效率則有較大的增加趨勢。在本論文研究中所計算出的降水效率值，最大約為 20%左右，是因為 3 維地形並不會強迫氣流與水氣於迎風面過量的堆積，因此相較於廖(2005)所計算出的降水效率而言，本論文研究所計算之結果會比較小。而為了瞭解平均降水量隨風速變化的情形，圖(4.4)則計算了網格平均的降雨量變化，計算方式是將選取的區塊內的總降水量除以有產生降水的網格總數，可發現平均降水量會隨著風速增加而增加，且計算所得之平均雨量與廖(2005)所計算之結果

相近，但降水效率卻相差極大，這是由於 3 維地形提供水氣往兩側山腰擴展的機制，而不會在迎風面處做過多的堆積形成降水，且 3 維地形產生降水的範圍較廣，因此在計算處理水氣的輻合量上也會較多，即使降水網格平均雨量差異不大，也會造成降水效率的計算上有明顯的差異。

4.4 降水移動型態

Chen and Lin (2005a)針對理想化的 2 維地形之降水移動型態作了四種 Regime 的區分，本研究中根據 Chen and Lin 對四種 Regime 的定義來區分研究結果的降水型態之差異。其中 Regime I 的降水會在迎風面形成，並且會逐漸往上游擴展。圖(4.5.a)為 h3000_v10 的個案的 x-t 圖，隨著時間的變化，每小時的降水量會逐漸往上游擴展。Regime II 的降水會集中在山脊區域。圖(4.5.b)、(4.5.c)與(4.5.d)分別為 h2000_v10、h2000_v05 與 h1000_v05 的 Hovmöller diagram，隨時間變化每小時降水量並不會往上游或下游擴展。其中 h2000_v05 的個案中，Fr 數為 0.233，此時與 Chen and Lin 的降水型態區分並不相同。在 Fr 數為 0.233 時，Chen and Lin(2005a)判別為 Regime I 的原因可能是由於他們使用的地形為 2 維的地形，導致過多的降水一旦無法越過山脊時，就只能往上游堆積；而在本論文研究中，由於降水會被帶往

山腰兩側擴展，因此對於畫 Hovmöller diagram 的剖面時仍會集中於山脊，而不會往上游擴展。Regime III 會在山脊產生長延時性的降水並且會稍微往上游擴展，而模擬後期會逐漸將降水帶往背風面處。圖(4.5.e)與(4.5.f)分別為 h3000_v20 與 h3000_v15 個案的 Hovmöller diagram，此 Hovmöller diagram 的計算是取一帶狀的區域($y=520\sim 680\text{km}$ ，共 41 個網格點)做平均值，是為了避免只取到單一剖面的降水其代表性較為不足，因此做了 y 方向的帶狀平均，也因為如此圖(4.5.e)與(4.5.f)所計算處理出的降水值較小。其中 h3000_v15 的 Fr 數為 0.466，亦與 Chen and Lin 的判別不同。由於本論文研究中所使用的 3 維地形，使得氣流遇到地形的阻塞效應明顯時，除了會堆積於山脊前，另一方面也會因為氣流繞山的運動，而將降水帶往山後，因此在本 3 維研究中會發現與前人使用 2 維模擬的研究中有不同的判別結果。Regime IV 會在山脊有長延時性的降水產生，並且在下游處會產生雲系形成降水。圖(4.5.g)~(4.5.k)即為此種降水類型的 Hovmöller diagram 的形式，其中山脊的降水會長時間性的存在，而下游處降水與山脊之間的降水中間(即 400~600 公里處)，形成一無降水的區段，直到 600 公里左右才有降水的情況發生。其中 h2000_v15 的個案中，Fr 數為 0.701，在前人研究中判別此 Fr 數下所對應的降水型態為 Regime III，但在本研究判別為 Regime IV，主要的原因也是因

為 2 維與 3 維地形的不同造成氣流場的差異造成不同的降水 Regime 發生。

4.5 層狀降水與對流降水

Chen and Lin(2005a)在定義 Regime III 與 IV 時，Regime III：在山脊存在一長延時性的地形對流降水，或是具有長延時性的對流與層狀降水混合的混合性降水，且降水會因為地形舉升的作用形成山嶽波 (mountain wave)的關係逐漸從山脊帶往背風面。Regime IV：在山脊存在一長延時性的層狀降水，並在下游處有對流系統開始產生雲系，進而產生降水。因此本論文研究中做了雨水場的時間平均，來觀察降水的延時性以及層狀降水或對流降水的區分。另外也討論了四種 Regime 降水發生時的垂直速度變化情形。

本論文研究中，對於區分層狀降水與對流降水是依據雨水混合比做 18 小時的時間平均後，觀察其於垂直剖面上降水之空間的分佈形狀來做判定。由於對流降水的發生，是由劇烈的垂直運動造成水滴的碰撞合併，而產生降水，因此對流降水的降水粒子軌跡會類似噴泉形狀，並且在垂直方向的發展會較深厚。而層狀降水是由大範圍的水氣擴散與冰相粒子聚合凝固而形成降水，且垂直方向上的運動較不劇烈，因此做時間平均後，層狀降水的形狀會往水平方向擴展的方式呈

現

Regime I 的降水是由地形舉升引發的對流降水形成，並且因為地形阻塞效應的影響，無法將降水帶到更遠的下游處，只能在山前堆積並往上游擴展。圖(4.6a)為 18 小時雨水混合比的時間平均值，(4.6b)為產生降水時的垂直速度剖面圖，其中在山脊與迎風面會有長延時性的對流降水產生。Regime II 的降水集中於山脊，由於地形的阻擋效應較弱，降水堆積的程度不會往上游擴展。圖(4.7a)與(4.7b)在山脊有長延時的對流降水系統盤據。在圖(4.8a)與(4.8b)中可發現在山脊區域有長延時性的對流降水存在於山脊與山脊的背風處，並且有大範圍的層狀降水發生。圖(4.9a)與(4.9b)為降水從山脊傳到背風處的瞬間之垂直速度剖面圖，發現從山脊有持續性的對流系統傳送到背風面，而在背風面形成降水，由此可更進一步的証實 Regime III 的判別。Regime IV 與 Regime III 最大的不同在於下游處(約 500 公里處)發生的對流雲系，並非由山脊區域擴展出去的，而是在下游獨自發展出的對流降水系統，這是由於地形阻塞效應微弱，氣流遇到地形阻擋可以直接越過山脊與繞過山脊，而不會受到 blocking 的效果產生堆積，進一步的在山後下游處產生輻合，且發展出一對流雲系形成降水。然而與 Chen and Lin(2005a)所作的研究有所差別的是，山脊的降水類型除了層狀降水，仍存在長延時的對流降水或混合性的降水類型，而相同的是在

下游區域皆有對流降水的發生。圖(4.10a)，(4.10b)與(4.10c)可看到山脊的混合降水與下游處的對流降水，而(4.10d)在山脊則是層狀降水而下游有旺盛的對流降水形成，圖(4.10e)則是在山脊產生些微的對流降水，下游處有大範圍的長延時對流降水發生。而圖(4.11a)~(4.11e)則是 Regime IV 的每個個案在下游處開始產生降水的瞬間的垂直速度剖面圖，皆可以發現山脊區域的對流系統，以及在下游處(約 500 公里處)對流系統的存在。

因此，對於 Regime IV 的定義，在降水類型的區別上，應作些微的修正；Regime IV 在山脊的降水，除了會有長延時性的層狀降水產生外，也有可能產生長延時性的對流降水或是對流與層狀混合的混合性降水，並且在下游處存在長延時性的對流降水系統。

最後針對 Chen and Lin(2005a)在 2 維理想地形下，與本研究所相對應的 CAPE 值與 Fr 數所區分出的 Regime，互相做比較並整理成表(4.1)，發現在相同 Fr 數與 CAPE 時 Regime 區分上的差異。其主要原因就如前文所提及，2 維地形與 3 維地形的氣流場並不相同，導致降水分佈的特性與型態也會有所差異。表(4.2)則整理出本論文研究利用梅雨季的環境探空所得的各實驗組之降水型態。並發現相同的 Fr 數值所對應的降水 Regime 可能因不同的風速與山高而有不同的降水 Regime，如 $h=1000$ 公尺， $u=5\text{m/s}$ 與 $h=3000$ 公尺， $u=15\text{m/s}$ 兩組

各案。

4.6 西南風向

另外，為了瞭解當盛行風向改變時，所產生的地形降水之變化趨勢，本論文研究針對梅雨季節的西風個案改變其風向，將原本的西風改為梅雨季節的盛行風向，也就是改為西南風，模擬梅雨季節的地形降水在西南風向下的變化情形。

如同 4.1 小節至 4.5 小節所討論的方式，首先觀察氣流遇到地形的變化情況。我們發現在西南風向的狀態下，背風面渦漩的形式是以單一渦漩的方式產生；而在相同山高的情況下，隨著風速的增加，地形的阻塞程度越不明顯，氣流遇到地形的阻擋時，將逐漸以氣流越山的形式來取代氣流繞山的方式通過地形，並在山後形成氣流的輻合。如圖(4.12a)為風速較小的近地面流場狀態，氣流以部份繞山與部份越山的形式通過地形阻擋，並在山後形成氣流的輻合。圖(4.12b)~(4.12d)，Fr 數大於 0.9，地形阻擋效應並不明顯，氣流則以越山的形式為主伴隨著些微的繞山運動通過地形，並且在山後氣流會產生輻合的情況，但皆無渦漩的情況發生。當山高增加至 2000 公尺時，且 Fr 數小於 0.9 的情況下，如圖(4.12e)~(4.12g)，由於地形阻擋的效應較為明顯，氣流開始以繞山的形式通過地形，且在背風面皆有單一

渦漩的情況發生；而隨著風速的增加，背風面渦漩逐漸變得混亂不明顯。圖(4.12h)為風速 20m/s 的情況下，背風面並無渦漩的發生，此時氣流以越山的方式通過地形居多，在山後仍有輻合的情況。在山高 3000 公尺時，地形阻擋效應最為明顯，圖(4.12i)~(4.12k)皆可在背風面看到明顯的單一渦漩。在圖(4.12l)中，此時環境風速為 20m/s，地形仍有一定程度的阻塞效應；由於風速較強，氣流遇到地形時會些微的繞開地形，然後至地形較低的山腰處再直接越過其阻礙，因此會造成背風面氣流輻合的情形發生。

在此西南風個案的實驗組別當中，背風面渦漩的發生是以單一渦漩的形式產生，與西風個案的背風面雙渦漩的形式不同；主要原因是由於西南風向會造成氣流接觸到地形時，由於入射的角度關係，使得氣流在同一時間可能接觸到不同高度、不同坡度、不同半幅寬的地形，進而造成氣流不同程度的偏斜。在本實驗中，迎風面的南側相較於北側，屬於較為陡峭的地形，而北側則較為平緩，因此造成大部份的繞山運動皆發生在迎風面南側，而北側的氣流則以越山的形式居多，因此造成背風面單一渦漩的發生。

考慮到 Smith(1979)所提到模式初始 spin up 之可能影響，我們將此個案研究延長模擬時間($t=72h$)來測試其結果；結果發現模擬時間的增加與否並不會影響到降水移動型態的變化，因此可排除模式 spin

up 的問題。故接著討論 18 小時地形累積降水的分佈情況與 blocking 現象，在圖(4.13a)~(4.13d)中，山高為 1000 公尺，迎風面 blocking 效果皆不明顯；而累積降水隨著風速增加而增加，且降水除了發生在山脊區域外，當風速增加時，在下游處也會開始產生降水，如圖(4.13b)與(4.13d)。圖(4.13d)由於風速較強，降水會帶往更下游處，因此在 $x=720\text{km}$ ， $y=800\text{km}$ 左右約有 8mm 的降水。圖(4.13c)為風速 15m/s 的狀態下，下游處並無降水產生，是由於 h1000_ws15 下游處的垂直運動比 h1000_ws20 的垂直運動還要微弱[如圖(4.14b)與(4.14c)]。而且在風速 15m/s 與 20m/s 的情況下，氣流大部份以越山的形式通過山脊，因此背風面氣流輻合的情況比起風速 10m/s 時的狀態下來的不明顯，如圖(4.14a)所示，其風速為 10m/s 時的下游處比起風速 15m/s 與 20m/s 具有較激烈的垂直運動，因此在風速 15m/s 的情況下，下游處無降水產生。

當山高為 2000 公尺時，迎風面 blocking 較為明顯，圖(4.13e)與(4.13f)可發現在迎風面水平風速的減弱，其累積降水也有往上游擴展的趨勢；隨著風速逐漸增加，blocking 的效果也逐漸的減弱，山前風速減弱的趨勢並不明顯。如圖(4.13g)與(4.13h)所示，此時在下游處會由於氣流越山的運動將降水帶往下游處，同時也會由於部份的氣流繞山，在山後輻合形成對流雲系，進而在下游產生降水。

當山高為 3000 公尺時，風速 5m/s 與 10m/s 的狀態下，其 blocking 效果最為明顯，圖(4.13i)與(4.13j)在迎風面的風速皆有明顯減弱的趨勢。而且氣流遇到地形的阻擋時，部份氣流會往兩側較低的山腰繞去，而部分的氣流會因為阻塞的影響而往上游堆積，因此造成降水在迎風面產生。隨著風速增強，降水會隨著繞山的氣流往兩側山腰擴展，且部份降水會被越山的氣流帶往下游處而形成降水；如圖(4.13k)與(4.13l)所示，降水會往下游擴展，而不會侷限於山脊區域與背風面，這是因為背風處並無明顯或對稱的雙渦旋限制降水的產生。

圖(4.15)為計算 18 小時降水效率隨風速大小的變化情形，其降水效率隨著風速增加而增加，而當風速為 5m/s 與 20m/s 時，山高 2000 公尺時的降水效率略大於山高 3000 公尺時的降水效率。圖(4.16)為計算降水網格之平均降雨量隨風速的變化情況，其變化趨勢與降水效率的變化趨勢相同，其降水量隨風速增加而增加。

當風向改為西南風時，降水移動型態大致上可由降水分佈圖與 Hovmöller diagram 觀察出 3 種 Regime，且在相同的 Fr 數狀態下，大部分西南風向的實驗之降水 Regime 與西風向的實驗之降水 Regime 皆為一致。而 h2000_ws05(為山高 2000 公尺，西南風向，水平風速為 5m/s)的 Fr 為 0.233，此時地形的阻塞效應明顯，其降水移動型態為 Regime I[如圖(4.16c)]，而 h3000_ws15 與 h3000_ws20 會有些微降

水被帶往下游處，其降水移動型態屬於 Regime IV 的形式，如圖(4.16g) 與(4.16h)。h2000_ws05、h3000_ws15 與 h3000_ws20 的 Fr 數與 h2000_v05、h3000_v15 與 h3000_v20 的 Fr 數相同，卻呈現不同的降水移動型態，其原因可能為接觸到不同半幅寬與不同坡度的地形，使得氣流產生不同的偏斜程度與不對稱的運動狀態，造成不同的降水分佈情況。表(4.3)列出西南風向的各組實驗之降水移動型態。此外，由於西南風個案的實驗中並無 Regime III 的出現，因此無需做層狀與對流降水的區分，故本小節並沒有做雨水混合比 18 小時之時間平均的剖面圖與垂直速度剖面圖的討論。

第五章 秋雨季節

秋雨個案的靜力穩定度相較於梅雨個案是屬於比較穩定的天候狀態($N_w=0.0115 s^{-1}$ 、 $CAPE=533 m^2 s^{-2}$)，可預期所產生的降水將會比梅雨季節的降水少很多，而本章節將延續前一章節的方式來討論秋雨個案的實驗結果。

5.1 背風面渦漩(Lee-side vortex)

秋雨季節相較於梅雨季節，秋雨季節的濕靜力穩定度較大，因此從 Fr 數的定義來看，在相同風速與山高的狀態下，秋雨季節的 Fr 數會比梅雨季節所得的 Fr 數低。也就是說秋雨季節之地形阻擋效應會比較梅雨季節時更為明顯，當氣流遇到地形的阻擋時，氣流以繞過山脊的運動方式將會增加，而氣流直接越過山脊的運動方式可能會減少。圖(5.1a)為山高 1000 公尺，水平風速為 5m/s 時，氣流遇到地形阻擋的變化。此時的 Fr 數值為 0.435，地形有一定程度的阻擋效應，氣流遇到地形的阻擋時，會在山前輕微地產生堆積現象，然後開始繞到兩側較低的山腰兩側，進而在背風處輻合形成渦漩。圖(5.1b)為水平風速 10m/s 的變化，同樣的在背風處可以發現渦漩的形成，但是明顯的比風速 5m/s 時的渦漩小很多，是因為風速 10m/s 時的狀態下，Fr 數為 0.869，地形阻擋較不明顯，氣流藉由微弱的繞山運動與部份

的越山運動通過地形，因此仍會有背風面渦漩的形成。圖(5.1c)與(5.1d)的 Fr 數皆大於 1，地形阻擋的影響很微弱，此時的氣流遇到地形阻擋時，大部分都是直接越過山脊。在圖(5.1c)，也就是風速為 15m/s 時，氣流仍會些微的偏斜繞過山脊，但背風處並無渦漩的形成，是因為氣流主要以越山運動的方式通過山脊。

當山脈高度增加為 2000 公尺時，在 4 種不同的環境水平風速影響下，皆可以發現背風處渦漩的產生。圖(5.1e)與(5.1f)的水平風速較小，氣流受到地形阻擋的影響時，先於山前產生阻塞堆積，然後氣流開始往兩側高度較低的山腰移動，在背風處形成明顯的背風面渦漩。而圖(5.1g)與(5.1h)由於強風速的影響下，且 Fr 大於 0.5，氣流的運動方式以繞山運動為主伴隨越山運動的方式通過地形，因此在背風處形成的渦漩比起風速 5m/s 與 10m/s 時的背風面渦漩較為薄弱。

當山脈高度為 3000 公尺時，氣流受到地形阻塞效應更加明顯，圖(5.1i)~(5.1l)都可以觀察到以下相似的運動情況：氣流遇到地形阻擋時，在山前會受到 blocking 的影響先往上游阻塞堆積，然後開始將空氣往兩側山腰帶去，形成氣流繞山的形式，並且在山後輻合形成渦漩。而隨著風速逐漸增加，背風處渦漩的形式逐漸變得混亂，這是由於強風速的情況下，阻塞效應較為減緩，繞山運動也漸為減緩，導致背風渦漩現象的減弱。

5.2 累積降水

同 4.2 小節考慮到 Smith(1979)所提到模式 spin up 之結果，在秋兩個案研究中，我們亦延長模擬時間($t=72h$)來測試其結果；同樣地發現模擬時間的增加與否並不會影響到降水移動型態的變化，因此可排除模式 spin up 的可能影響。

而前一小節討論氣流線隨著風速大小與山脈高度不同時，氣流遇到地形時所產生的繞山或是越山的運動方式。本小節將從 18 小時累積降水的水平分佈與水平風標圖來討論氣流繞山或是越山時，山前 blocking 現象發生的與否以及降水分佈的物理特性。

在山高為 1000 公尺時，環境水平風速為 5m/s 的情況下，並無降水的產生，而此時的 Fr 數為 0.435，地形會造成氣流在山前有 blocking 的現象，如圖(5.2a)可發現當氣流遇到地形時，山前的風速會開始變小，然後會往兩側山腰散去。由於弱風速所產生的地形抬昇較不劇烈，再加上秋雨季節本身的大氣條件比起梅雨季節屬於較為穩定的狀態，且 CAPE 值較小，因此無法形成降水，僅會將氣流或阻塞住的空氣塊往兩側山腰移動，帶往背風處。當環境水平風速增為 10m/s 時，如圖(5.2b)，山脊開始產生降水，但 18 小時的累積降水也僅有 0.1mm 左右，在山前仍有 blocking 的現象產生。圖(5.2c)與(5.2d)之山前阻塞效應並不明顯，風速在山前並無明顯減弱，氣流主要以越山的形式通

過地形，而降水皆降在山脊區域。吾人發現雖然在地形阻擋效應小的實驗中，降水仍然只發生在山脊區域，而不像梅雨季節的個案中，會因為強風速的影響下將降水帶往下游處，其中可能是因為秋雨季節本身所產生的降水就比較少，而氣流遇到地形後將降水都降在山脊，而導致水氣的消耗，因此即使氣流越過山脊，使得在山後也不會有降水產生。

隨著山高增加為 2000 公尺的狀態下，降水量會由於較強的地形抬昇而增加。圖(5.2e)~(5.2g)在山前皆可發現 blocking 的現象，而在迎風面的山脊區域都有降水的產生，且在此區域累積，相較於山高 1000 公尺時的降水量 [圖(5.2a)~(5.2d)]，此時的降水量明顯增加很多。其中，圖(5.2e)在山脊區域是有產生降水的，但由於累積的降水量小於 0.01mm，因此圖中無法顯示出降水的發生。圖(5.2h)之流場 Fr 數為 0.869，blocking 現象並不明顯，而降水同樣地只發生在山脊與迎風面區域，且降水量可達 30mm 左右。

當山高為 3000 公尺時，可以很明顯的看到 blocking 現象的發生，圖(5.2i)~(5.2l)中，在山前的區域風速有很明顯的減弱，而降水量會隨著風速增強而增加。然而降水的分佈卻都只集中在山脊區域以及迎風面的部份，這是因為在模擬初期，降水雖然受到地形阻擋的影響在山脊與迎風面產生堆積，後來降水會開始往左右兩側山腰擴展。但此時

背風處存在著氣流繞山形成的渦漩，此背風渦漩會壓抑住降水往山後的擴展，因此導致降水不會擴展至背風面的區域，只會在山脊與迎風面形成降水。

5.3 降水效率

同樣地，為了瞭解秋雨季節地形降水的降水效率，使用 Sui et al.(2005)定義的 LSPE 來計算每個個案的降水效率。同樣為了避免計算過多沒有產生降水的區域，造成計算出不合理的降水效率值，其計算區塊仍挑選主要產生地形降水的區域來做計算，即 $x = 320 \sim 480 \text{ km}$ ， $y = 480 \sim 720 \text{ km}$ 。圖(5.3)即為計算 18 小時地形降水的降水效率隨風速的變化情形。在相同地形高度下，隨著環境水平風速的增加其降水效率也會隨著增加，然而在秋雨季節的個案中，降水效率值皆不高，主要是由於秋雨季節本身的 CAPE 值很小，環境之水氣量也較少，因此較不易形成大量的降雨。而降水效率在風速 10m/s 與 15m/s 時，在不同的山脈高度的狀態下，降水效率差別都不大，約為 0.05%~0.15% 左右。當風速為 20m/s 時，降水效率在不同的山脈高度狀態下方有較大的差異。同時，為了瞭解平均降水量隨風速變化的情況，圖(5.4)顯示了網格均的降雨量變化，也就是區塊內的總降雨量除以區塊內有產生降水的網格數。圖(5.4)指出平均降雨量會隨風速增加

而增加，其變化趨勢也與降水效率的變化趨勢相同。

5.4 降水移動型態

在秋雨季節的個案模擬中，從前一小節的累積降水分佈圖來看都可發現降水集中於山脊與迎風面，至於降水逐時的擴展情形，從 Hovmöller diagram 的變化則可以清楚地瞭解降水逐時擴展的趨勢。圖(5.5a)、(5.5b)、(5.5c)為山高 1000 公尺，水平風速分別為 10m/s、15m/s 與 20m/s 時的 Hovmöller diagram；在這三種不同風速的實驗中，發現其降水都只停留在山脊區域，而在山脊產生的降水時間較長，降水量也比較多。在圖(5.5d)與(5.5e)中，為山高 2000 公尺，水平風速分別為 10m/s 與 15m/s 時的狀態，此時的降水仍然集中在山脊區域，然而降水的持續時間並不長，圖(5.5d)的降水只持續發生 7 小時左右，而圖(5.5e)則可以持續產生降水達 14 小時。圖(5.5f)為山高 2000 公尺，風速 20m/s 的情況下，降水發生的區域仍集中在山脊，而降水可持續到 18 小時。圖(5.5g)、(5.5h)與(5.5i)為山高 3000 公尺，水平風速大小分別為 5m/s、10m/s 與 15m/s，此時的降水在模擬後期都會逐漸消散。而在風速 20m/s 的情況下〔圖(5.5j)〕，由於較為高聳的地形與強風速所產生的地形抬升下，足夠讓空氣塊持續抬升，造成水汽凝結性成降水，同時也因為受到地形影響，造成背風處渦旋壓抑降水的向後擴

展，使得降水皆降在山脊區域。綜合秋雨季節的 x-t 圖所顯示的每小時降水分佈趨勢，發現除了 h1000_e05 組實驗(山高 1000 公尺，水平風速 5m/s)沒有產生降水外，所有產生降水的降水形態皆可歸類於 Regime II 的形式，也就是降水會集中於山脊區域發生，不會被帶往下游處，也不會往上游處擴展。其原因除了背風面渦漩的壓抑外，與秋雨季節本身的環境條件也有很大的關係。所有秋雨季節的降水型態整理於表(5.1)。

將實驗結果比對 Chen and Lin(2005a)所做的 2 維地形的降水移動型態分類，在對應秋雨季節的 CAPE 值與各不同 Fr 數時，當 Fr 數大於 0.2 的情況下，Chen and Lin(2005a)所判定的降水移動型態為 Regime IV，但是在本論文研究中，所有的降水移動型態皆為 Regime II，這是因為 Chen and Lin(2005a)模擬所使用的 2 維地形，當氣流受到地形阻擋後，隨著風速增加，部份氣流會往上游擴展，另一部份的氣流則會因為持續的強風速造成的重力波帶到下游，在下游形成獨立的對流系統，進而產生雲系而降水。而本論文研究所使用的 3 維地形，使氣流通過地形的形式，多出了繞山的形式。氣流繞山造成背風處的渦漩壓抑了降水的擴展，且氣流繞過山脊減緩了阻塞效應所帶來的強迫讓氣流越山的形式，使得在環境條件較為穩定的秋雨狀態下，於下游處山脈背風面較不容易有獨立的對流系統產生，也因此在本論

文研究的實驗中，並無發現 Regime IV 的降水移動型態。由於秋雨季節的降水模擬的降水移動型態皆為 Regime II，無需再做層狀或對流降水的區分，因此在秋雨季節的降水個案中，並沒有做雨水混合比 18 小時之時間平均的剖面圖與降水瞬間垂直速度剖面圖的討論。

5.5 東北風向

如同第四章節所討論的，為了更進一步地瞭解台灣地區在秋雨季節地形降雨的可能變化情形，此小節的實驗模擬將原本的東風風向改為秋雨季節的盛行風向，也就是改為東北風來模擬秋雨季節的降水分佈情況以及流線的變化，來討論環境東北風向情況下的變化。

前幾小節皆有討論到，秋雨季節的探空條件相較於梅雨季節屬於較穩定的狀態，因此地形的阻擋效應也較為明顯，大部份降水皆發生在迎風面山脊處。而對於考慮環境風場為東北風的模擬實驗中，首先觀察到氣流遇到地形時的變化情況，在圖(5.6a)中可發現在背風處有單一背風面渦漩的產生。就如同 4.6 章節所討論，由於氣流在接觸到地形時，由於氣流入射角的關係，當氣流接觸到南邊地形時，由於此處的地形相較於北邊的氣流而言，是屬於較不陡峭的地形，也就是坡度較緩，因此在此區域可以發現氣流是以越山運動，並伴隨著北邊些微的繞山運動通過地形的阻擋，因此造成背風處單一渦漩的產生。同

時，當風速逐漸增加時，此單一背風面渦漩則變的不明顯，是因為氣流越山的運動逐漸取代繞山運動的型態，如圖(5.6b)~(5.6d)所示。當山高增為 2000 公尺與 3000 公尺時，氣流通過山脊的方式以繞山運動為主，因此在圖(5.6e)~(5.6l)中皆可發現背風面渦漩與氣流輻合的現象。圖(5.6h)水平風速為 20m/s，屬於較強風速的狀態，氣流遇到地形時，氣流以直接越過山脊的運動方式居多，少部份以繞山運動通過山脊，因此只發現在山後有氣流輻合的現象。從圖組(5.6)中可發現當 Fr 數小於 0.5 時，在背風面皆有單一背風面渦漩的產生。

接著比較 18 小時累積降水的分佈情形，同時也排除此一降水訊號並非模式 spin out 之結果，從圖組(5.7)可發現其累積降水皆發生在山脊迎風面處，並且集中在山脊的東北側，除了在圖(5.7c)與(5.7d)，為地形阻塞效應較不明顯的狀態下，降水產生在地形最高處，也就是僅在山脊發生，其餘的降水個案皆有偏往地形東北方向的趨勢。在 blocking 效果方面，當山高為 1000 公尺時，地形阻塞並不明顯，只有風速 5m/s 的情況下，在迎風面有較大的 blocking 現象，如圖(5.7a)所示。圖(5.7b)~(5.7d)在迎風面處則無明顯的 blocking 現象，氣流遇到地形阻擋，大部分以越山的形式通過地形；而在較強風速的情況下，降水會一口氣在山脊降下，而不會往背風面或下游處擴展。當山高為 2000 公尺時，blocking 效果逐漸明顯，並且在背風面皆有單一

渦漩的生成，如圖(5.7e)~(5.7g)，這會壓抑住山脊降水，使降水集中在山脊區域而不會往背風面擴展。同時由於地形阻塞效應十分明顯，被壓抑住的降水則往兩側山腰帶去，因此會有降水集中在地形東北邊的現象發生。相較之下圖(5.7h)的降水分佈就較集中在山脊區域，這是由於此時地形阻擋效應相較於風速 5m/s、10m/s 與 15m/s 時較為不顯著，導致降水往上游擴展的趨勢較小。當山高增為 3000 公尺時，blocking 效果最為劇烈，圖(5.7i)~(5.7l)皆可發現在迎風面處，水平風速有明顯遞減的情況，氣流通過地形的方式以繞過山脊居多，而背風面均有單一渦漩的生成，而同樣的在降水分佈方面，降水極值皆偏往地形的東北處。

降水效率方面，同樣取主要地形降水的區域計算其降水效率，圖(5.8)為計算 18 小時降水效率隨風速的變化情形。在相同的高度下，風速越大其降水效率也跟著增加。同樣的，由於秋雨季節本身的環境熱力條件屬於較為穩定之狀態，不易形成大量的降雨，因此計算出來的降水效率值皆不大，皆為 1% 以內。圖(5.9)為計算降水網格之平均雨量隨風速的變化趨勢，發現降水網格之平均雨量隨著風速的增加而增強，與降水效率的變化趨勢一致。在高度 2000 公尺，風速 15m/s 的狀態下的降水相較於相同風速下且高度 3000 公尺時的降水而言，降水較為集中，也就是降水格點較少，但累積降水量卻很相近，因此

造成此時高度 2000 公尺的降水網格之平均雨量高於高度 3000 公尺時的平均雨量。

為了清楚的區分各組實驗的降水移動型態，在圖組(5.10)列出產生降水的各組實驗之 Hovmöller diagram，其中山脊位於 $x=460\text{km}$ 處，發現在東北風向的實驗中，降水移動型態皆與東風的實驗相同，降水僅集中於山脊區域，並不會隨著時間而往上游或背風面擴展，屬於 Regime II 的降水移動型態，而在強風速的實驗組別中，如 h3000_en20、h2000_en20、h1000en15 與 h1000_en20 的降水能維持的較久，可達 15 小時以上的降水。表 5.2 整理出秋雨季節東北風向的實驗組別之降水移動型態的結果。由於此實驗組別皆為 Regime II，因此亦無需做雨水混合比 18 小時平均之垂直剖面圖與垂直速度剖面圖的討論。

第六章 結論

在不穩定的梅雨季節與穩定的秋雨季節兩種天氣個案中，我們根據氣流跨越 3 維鐘型地形的地形降雨模擬實驗結果，可以歸納出以下幾點結論：

第一：從氣流線觀察背風面渦漩的產生，可發現到梅雨季節與秋雨季節的實驗個案中，隨著 Fr 數的增加，背風面將逐漸不會產生渦漩的情況。當 $Fr > 0.9$ 時，氣流若遇到地形的阻擋大都以越山並伴隨輕微的繞山通過地形的阻礙。當 $0.4 < Fr < 0.9$ 時，由於氣流受到地形阻擋的影響，會伴隨著部份繞山與部份越山的形式通過地形的阻礙，並在山後處形成較為混亂不扎實的背風面渦漩。而當 $Fr < 0.4$ 時，地形阻擋效應很明顯，氣流遇到地形的阻擋時，大都在迎風面先產生堆積，然後以繞山的形式通過地形的阻擋，在背風處均可發現較為扎實的背風面渦漩。

第二：在 18 小時累積降水方面，在相同山高時，隨著風速漸增其累積降水量也跟著增加；而隨著風速的增加，其 Fr 數也跟著變大，地形阻擋也漸不明顯。在梅雨季節時，當 $Fr > 0.7$ 時，部份降水會在下游約 500 公里處形成；這是由於氣流遇到地形阻擋，產生部份的繞山運動與部份的越山運動，造成氣流在下游處形成輻合，形成對流系統而產生降水。而隨著風速越強，下游降水的發生也會被帶往更遠的

下游處，而山脊處的降水量也會由於劇烈的地形抬升，產生更多的降雨量。在秋雨季節時，18 小時的累積雨量同樣隨著風速的增加而增加，但降水皆發生在山脊區域，並不會隨著 Fr 數的增加或減少而在下游處產生降水，或是往上游堆積；這是由於秋雨季節本身的環境探空條件屬於較穩定的狀態，當遇到地形舉升時，降雨會直接降在山脊區域與兩側山腰。而部份降水分佈的情況發現具有不對稱性的情況，由於在初期的積分時間所計算之結果，降雨分佈情況都屬於較為對稱之情況，因此吾人認為 18 小時累積降水產生不對稱之原因，是為數值計算上，隨著積分時間越長，部份的雜訊及截斷誤差逐漸累加成長造成之結果。

第三：梅雨季節與秋雨季節時地形降雨的降水效率隨著環境水平風速的增加而增加，也就是風速越大，其降水效率越大，而降水網格平均的降雨量變化情況也與降水效率的變化趨勢相同。而本研究中所計算出的降水效率最大值約為 20%，是由於 3 維地形不會強迫氣流堆積迎風面，其降水會繞過山脊或往兩側山腰擴展，因此降水效率相較於廖啟勳(2005)碩士論文之二維模擬所計算出來的值會較小。另外，秋雨季節的環境熱力條件屬於較為穩定之狀態，水氣也較少，因此在計算秋雨季節之降水效率的值僅有 1%左右的情況發生。

第四：模擬實驗發現，秋雨季節的降水皆發生在山脊處，並以對

流降水的型態發生，即 Regime II 的降水移動型態。而梅雨季節降水的移動型態，則根據 Chen and Lin(2005a)針對四種 Regime 之定義(圖 6.1)稍作修改，區分為四種 Regime：

- 1) Regime I：在模擬時間初期會在山脊與迎風面產生對流性的降水，而隨著時間變化，降水將會逐漸往上游擴展。
- 2) Regime II：在靠近山脊的迎風面存在長延時性的對流降水。
- 3) Regime III：在山脊區域具有長延時性的對流降水與層狀降水的混合性降水發生，在模擬時間後期時，其降水會些微的往上游擴展，並且部份降水往靠近山脊的背風面擴展。
- 4) Regime IV：在山脊區域具有長延時性的對流性降水，或是層狀性降水，也可能具有對流與層狀性的混合性降水發生，且下游處會存在一獨立性的對流降水系統。而在山脊降水的區域與下游降水的區域中間，不會有降水產生。其中 Regime IV 有別於 Chen and Lin(2005a)定義之結果，在於山脊區域的降水有可能單獨以對流降水的形式發生。

而梅雨季節中，當 Fr 數小於 0.2 時，降水移動型態以 Regime I 為主，而當 $0.2 < Fr < 0.7$ 時，降水將集中在山脊區域，即為 Regime II 之形式，並隨著 Fr 數越接近 0.7 時，降水將逐漸被帶往背風面靠近山脊處，是為 Regime III 的降水型態，而當 $0.7 < Fr$ 時，部份降水將在下游處

形成，即為 Regime IV。

第五：考慮梅雨季節與秋雨季節的盛行風向(即西南風與東北風)，發現其降雨量隨著水平風速增加而增加。就降水的移動型態而言，大致與梅雨季節西風個案以及秋雨季節東風個案中所判定出的降水移動型態相類似，僅有少部份由於氣流接觸地形產生不同的偏斜程度，造成不同的降水移動型態的產生。

第六：梅雨季與秋雨季改變盛行風向(即西南風與東北風)的實驗中，在背風面均有單一背風面渦漩產生，其產生原因是由於氣流入射角的改變，造成氣流接觸地形時，會因為不同的坡度與地形舉升造成氣流不同的運動方式，使得部份氣流繞山部份氣流越山，造成背風面單一渦漩的生成，而非類似西風個案與東風個案的對稱雙渦漩現象。

此外，本論文研究針對 Smith(1979)之見解，將模擬時間延長($t=72h$)來做測試，測試模擬時間的增加($t>18h$)是否會改變降水移動型態之變化，以檢測模式 18 小時的模擬結果是否受到模式 spin up 的影響。測試結果發現模擬時間的增加，並不會影響降水移動型態的變化，故在本研究中所討論的 18 小時之降水型態並未受到模式 spin up 的影響。

降水移動型態方面，相較於廖啟勳(2005)碩士論文利用 2 維理想地形所模擬的地形降雨結果，本論文研究在區分降水移動型態上多出

Regime IV 的類型，且降水類型以 Regime IV 居多，與廖(2005)的迎風面降水類型(Regime I)佔多數有所不同。這是因為 3 維地形場讓氣流多了繞山運動的機制來繞過山脊，而不會只強制降水往上游堆積。因此在降雨量的累積上，在本 3 維模擬論文研究的實驗結果也比廖(2005)之 2 維模擬研究來的少，相對地降水效率與網格平均降雨量也較 2 維模擬結果來的少。

在本論文研究中，發現在相同 Fr 數的情況下，可能發生不同的降水移動型態，因此若單從 Fr 數的變化來討論降水的物理特性可能有所缺失。這是因為當氣流遇到地形時，氣流可能因為當時環境條件及地形特徵的不同，而產生不同的偏斜軌跡；而氣流偏斜程度的差異可能造成空氣塊部份繞山部份越山，導致局部的輻合，進而產生降水特性的差異。因此未來可以利用軌跡線來討論氣流偏斜的效應，[如 Reeves and Lin (2008)文章中的 Fig. 11 的方式]，或將 3 維地形加入半幅寬的變化來討論地形降雨的分佈，將有助於瞭解不同的氣流入射角度所造成降水不同的水平分佈情形以及相同 Fr 數卻有不同之降水型態的現象。同時也可加入其他物理參數來討論地形降水之變化情況，例如 Rossby number ($R_0 = U/fL_m$)、Burger number ($B = (N/f)(h/L) = R_0/ Fr$)、Rossby radius of deformation ($L_R = Nh/f$)... 等，也將有助於更進一步的來討論考慮科氏力時，當氣流遇到地形時之變化情況。而垂直風

切的變化以及地形形狀的改變(非鐘型地形)的影響，在未來的研究中也加入討論。此外，對於台灣地區地形降水機制的討論方面，未來也可將理想的 3 維鐘型地形改以台灣真實地形來模擬台灣地形降水可能發生的情況，以求對於台灣地區在不同季節時的地形降水特性有更深一步的瞭解。

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。

廖啟勳，2005：地形降水對於環境條件與地形特性之敏感度測試：2維理想地形模擬研究，國立中央大學水文科學研究所碩士論文。

Chen, S.-H., and Lin, Y.-L., 2005a: Effect of moist froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 331-350.

Chen, S.-H., and Lin, Y.-L., 2005b: Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteor. Atmos. Phys.*, **88**, 1-21.

Colle, B. A. 2004: Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: An idealized modeling perspective. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 588-606.

Grossman, P. A., and D. R. Durran, 1984: Interaction of low-flow with the Western Ghat Mountains and offshore convection in summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 652-672.

Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, 530pp.

Hill, F. F., 1983: The use of average annual rainfall to derive estimates of orographic enhancement of frontal rain over England and Wales for different wind direction. *J. Climate.*, **3**, 113-129.

Jiang, Q., 2003: Moist dynamics and orographic precipitation. *Tellus*, **55A**, 301-316.

Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065-1092.

Mass, C. F., 1981: Topographically forced convergence in western Washington status. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1335-1347.

Reeves, H. D., Y.-L., Lin, and R. Rotunno, 2008: Dynamical forcing and mesoscale variability of heavy precipitation events over the Sierra Nevada mountains. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 62–77.

Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, Vol. 21, Academic Press, 87-230.

Sui, C.-H., X. Li, M.-J., Yang, and H.-L., Huang, 2005: Estimation of oceanic precipitation efficiency in cloud model. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4358-4370.

Sui, C.-H., X. Li, and M.-J., Yang, 2007: On the definition of precipitation efficiency. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4506-4513.

Wicker, L. J., and W. C. Skamarock, 2002: Time-splitting methods for elastic models using forward time schemes. *Mon. Wea. Rev.* **130**, 2088-2097.

表(4.1) 列出本研究根據 Froude number 所區分的 Regime 與 Chen and Lin (2005a)所區分的 Regime 差異，顏色標示為相異處。

CAPE=2918(J/kg) N _w =0.0107(s ⁻¹)	Chen and Lin (2005a)		
Froude number	Regime	My regime	My case
0.155	I	I	
0.233	I	II	h2000_v05
0.331	I or II	I	h3000_v10
0.466	II	II	
0.466	II	III	h3000_v15
0.623	III	III	
0.701	III	IV	h2000_v15
0.934	III or IV	IV	
1.402	IV	IV	
1.868	IV	IV	

表(4.2) 整理本研究梅雨季節的各實驗組 Froude number 與相對應的 Regime。

CAPE=2918(J/kg) N _w =0.0107(s ⁻¹)			
U(m/s)	h(m)	Froude number	Regime
5	3000	0.155	I
	2000	0.233	II
	1000	0.466	II
10	3000	0.331	I
	2000	0.466	II
	1000	0.934	IV
15	3000	0.466	III
	2000	0.701	IV
	1000	1.402	IV
20	3000	0.623	III
	2000	0.934	IV

	1000	1.868	IV
--	------	-------	----

表(4.3)整理本研究梅雨季節西南風的各實驗組 Froude number 與相對應的 Regime。

CAPE=2918(J/kg) N _w =0.0107(s ⁻¹)			
U _{ws} (m/s)	h(m)	Froude number	Regime
5	3000	0.155	I
	2000	0.233	I
	1000	0.466	II
10	3000	0.331	I
	2000	0.466	II
	1000	0.934	IV
15	3000	0.466	IV
	2000	0.701	IV
	1000	1.402	II
20	3000	0.623	IV
	2000	0.934	IV
	1000	1.868	IV

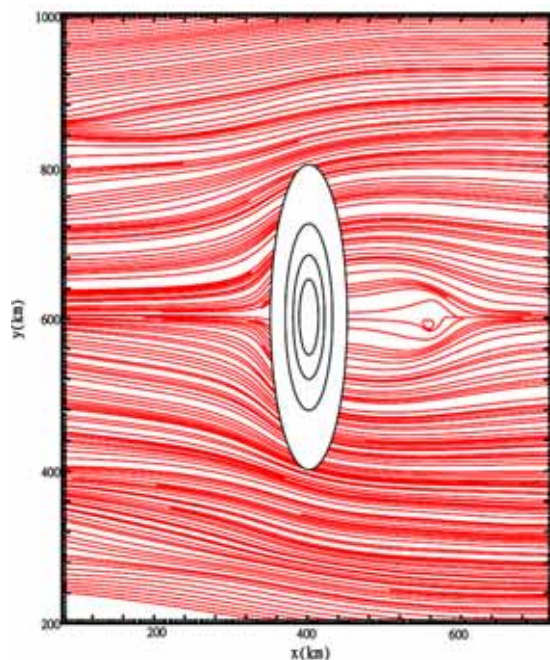
表(5.1)整理本研究秋雨季節的各實驗組 Froude number 與相對應的 Regime。

CAPE=533(J/kg) N _w =0.0115(s ⁻¹)			
U _c (m/s)	h(m)	Froude number	Regime
5	3000	0.145	II
	2000	0.217	None
	1000	0.435	None
10	3000	0.289	II
	2000	0.435	II
	1000	0.869	II
15	3000	0.435	II
	2000	0.652	II
	1000	1.304	II
20	3000	0.579	II
	2000	0.869	II
	1000	1.739	II

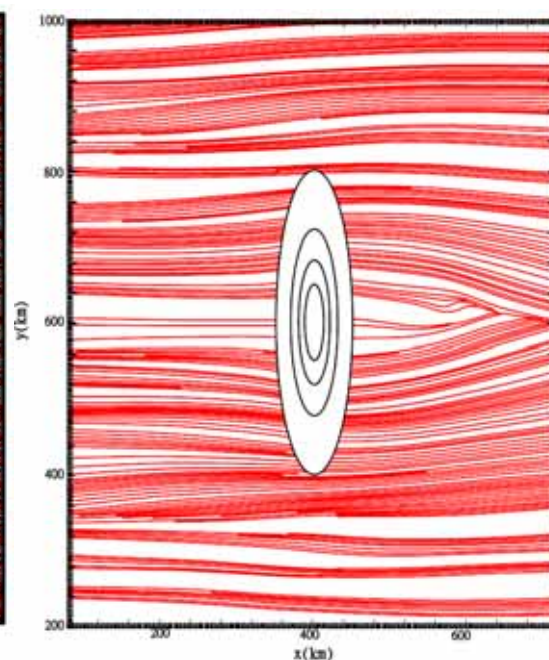
表(5.2)整理秋雨季節在東北風的各實驗組 Froude number 與相對應的 Regime。

CAPE=533(J/kg) N _w =0.0115(s ⁻¹)			
U _{en} (m/s)	h(m)	Froude number	Regime
5	3000	0.145	None
	2000	0.217	None
	1000	0.435	None
10	3000	0.289	II
	2000	0.435	II
	1000	0.869	None
15	3000	0.435	II
	2000	0.652	II
	1000	1.304	II
20	3000	0.579	II
	2000	0.869	II
	1000	1.739	II

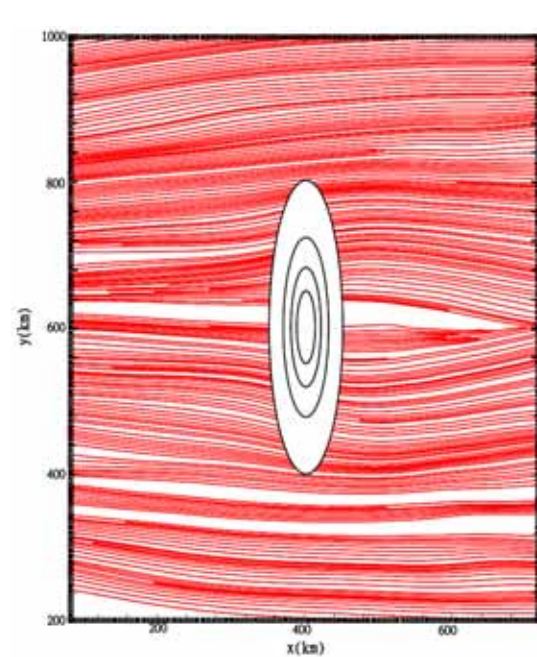
(4.1a) $Fr=0.466$ ($U=5\text{m/s}$)



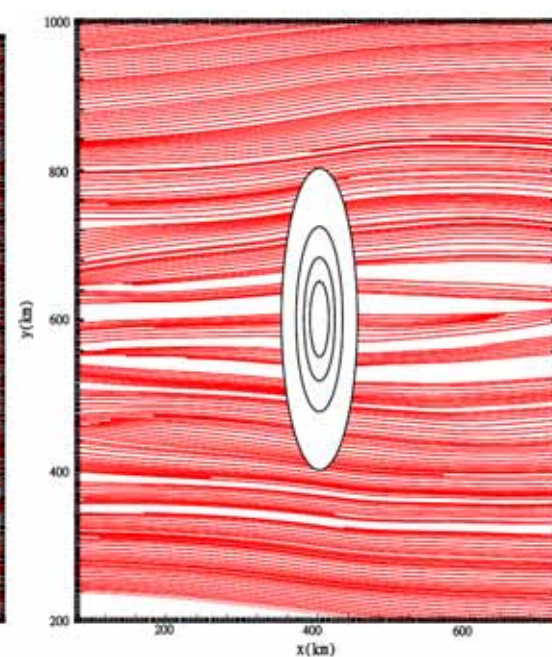
(4.1b) $Fr=0.934$ ($U=10\text{m/s}$)



(4.1c) $Fr=1.402$ ($U=15\text{m/s}$)



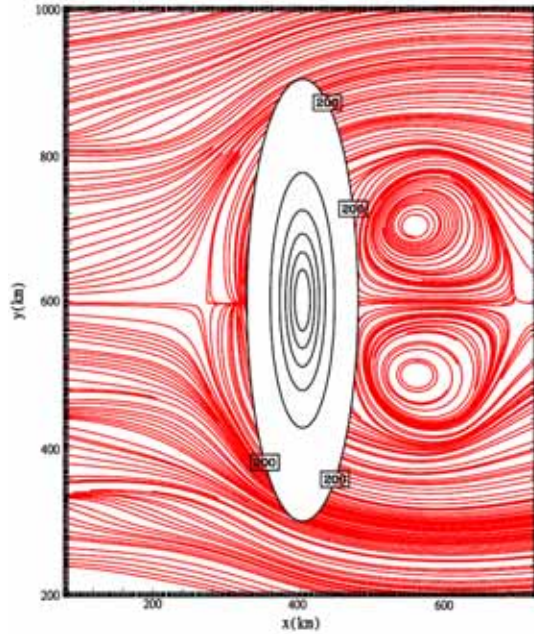
(4.1d) $Fr=1.868$ ($U=20\text{m/s}$)



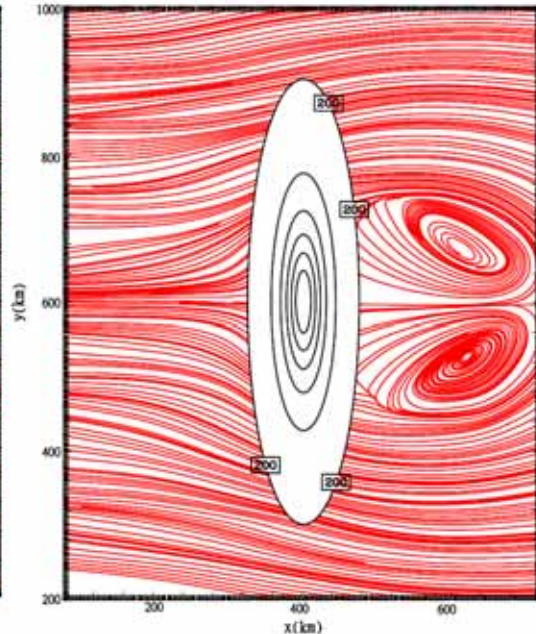
圖示為模擬梅雨季節($N_w=0.0107\text{s}^{-1}$)時，風向為西風，山脈高度為 1000 公尺時，當氣流在不同 Fr 數的情況下，第 18 小時氣流線在 $z=0.2\text{km}$ 的變化情形，橫軸與縱軸分別為 x 方向與 y 方向。(x = 80~720km , y

=200~1000km)地形等值線從 200m 高度開始，等值線間隔為 200m。

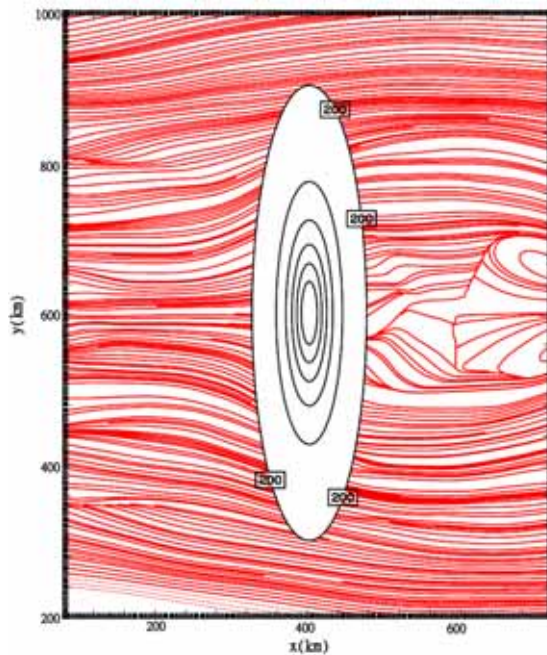
(4.1e) $Fr=0.233$ ($U=5\text{m/s}$)



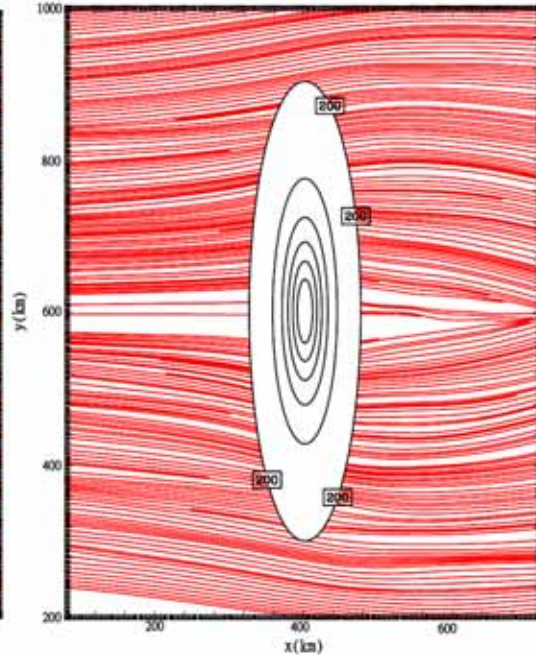
(4.1f) $Fr=0.466$ ($U=10\text{m/s}$)



(4.1g) $Fr=0.701$ ($U=15\text{m/s}$)



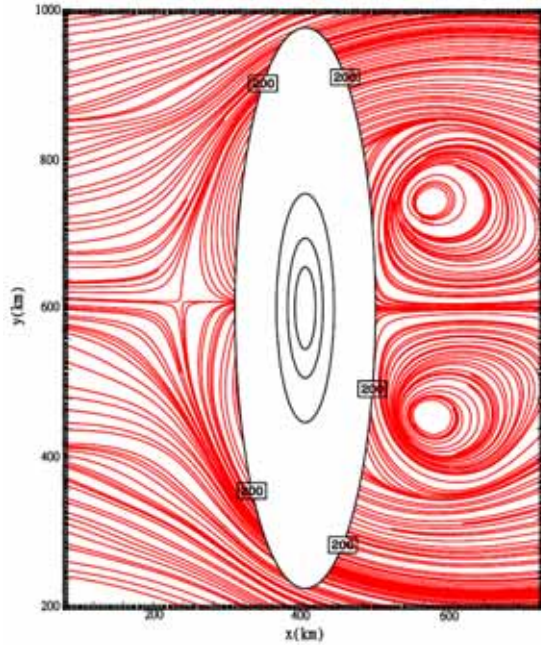
(4.1h) $Fr=0.934$ ($U=20\text{m/s}$)



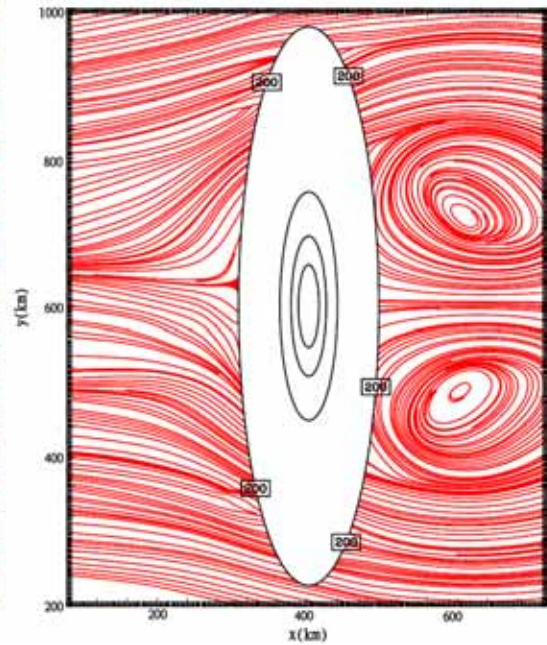
圖示為模擬梅雨季節($N_w=0.0107\text{s}^{-1}$)時，風向為西風，山脈高度為 2000 公尺時，當氣流在不同 Fr 數的情況下，第 18 小時氣流線在 $z=0.2\text{km}$ 的變化情形，橫軸與縱軸分別為 x 方向與 y 方向。($x=80\sim 720\text{km}$ ， y

=200~1000km)地形等值線從 200m 開始，等值線間隔為 300m。

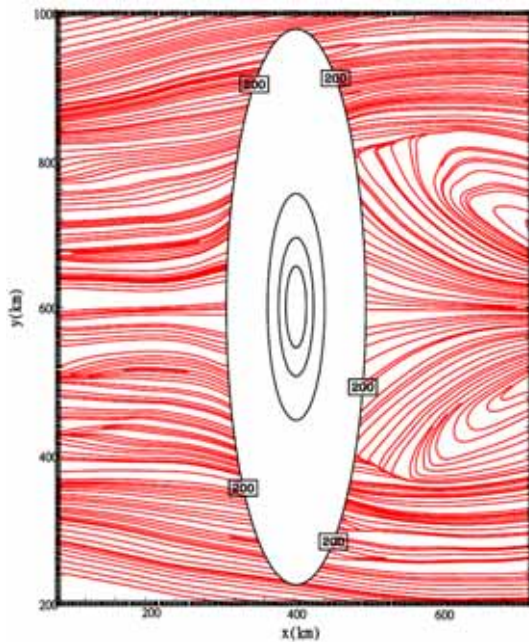
(4.1i) $Fr=0.155$ ($U=5\text{m/s}$)



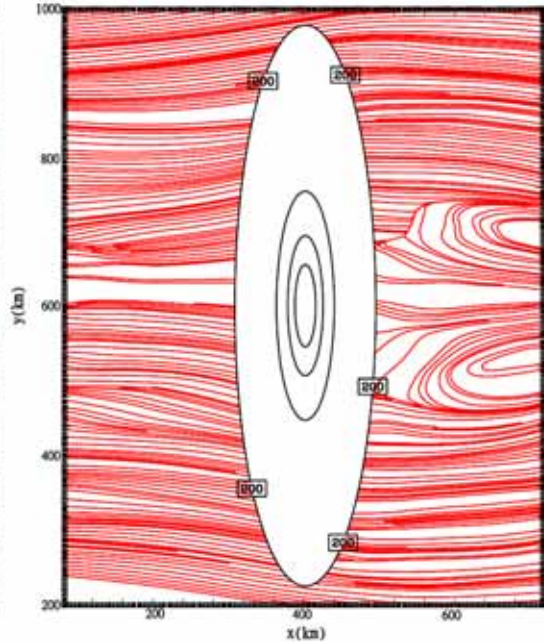
(4.1j) $Fr=0.331$ ($U=10\text{m/s}$)



(4.1k) $Fr=0.466$ ($U=15\text{m/s}$)



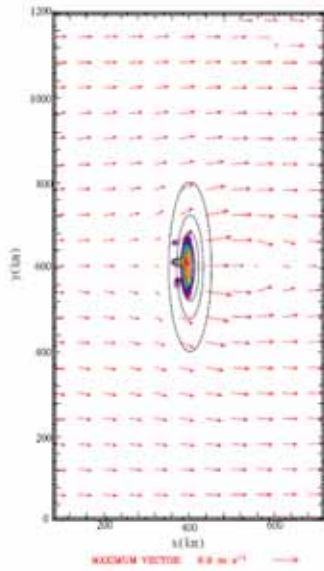
(4.1l) $Fr=0.623$ ($U=20\text{m/s}$)



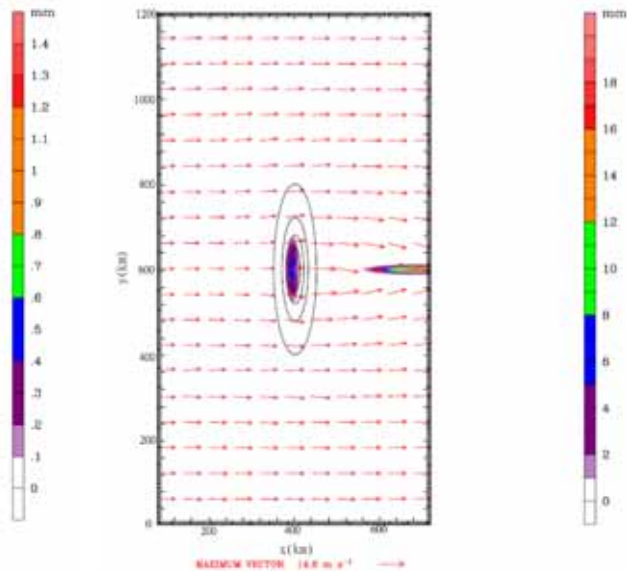
圖示為模擬梅雨季節($N_w=0.0107\text{s}^{-1}$)時，風向為西風，山脈高度為 3000 公尺時，當氣流在不同 Fr 數的情況下，第 18 小時在 $z=0.2\text{km}$ 氣流線的變化情形，橫軸與縱軸分別為 x 方向與 y 方向。($x=80\sim 720\text{km}$ ，

y = 200~1000km)地形等值線從 200m 開始，等值線間隔為 700m。

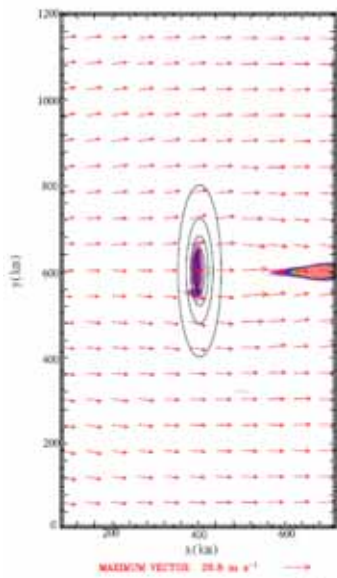
(4.2a) $Fr=0.466$ ($U=5\text{m/s}$)



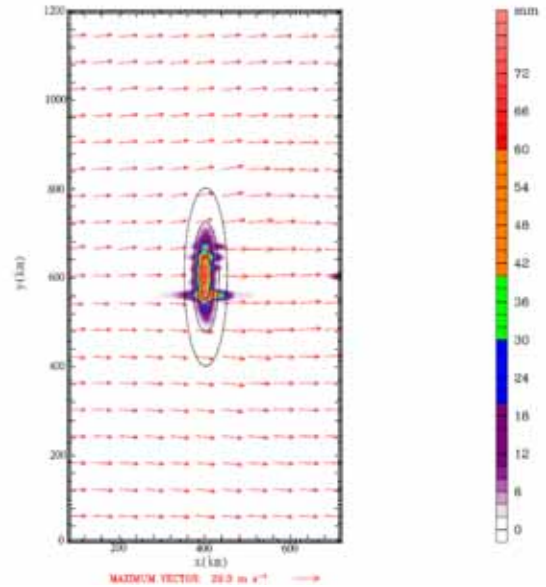
(4.2b) $Fr=0.934$ ($U=10\text{m/s}$)



(4.2c) $Fr=1.402$ ($U=15\text{m/s}$)



(4.2d) $Fr=1.868$ ($U=20\text{m/s}$)

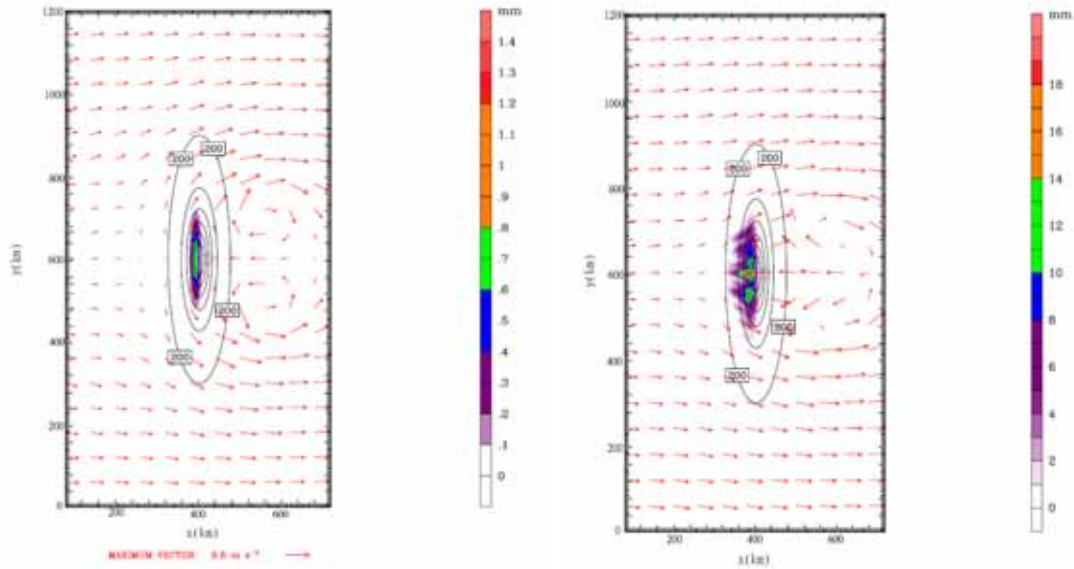


圖示為模擬梅雨季節在不同的 Fr 數情況下，在山脈高度 1000 公尺時，18 小時累積降水之水平分布與 $z=0.2\text{km}$ 的水平風向量圖。紅色箭頭代表水平風向亮，色階為累積降水量(mm)。(x = 80~720km , y

=0~1200km) 地形等值線從 200m 開始，等值線間隔為 200m。

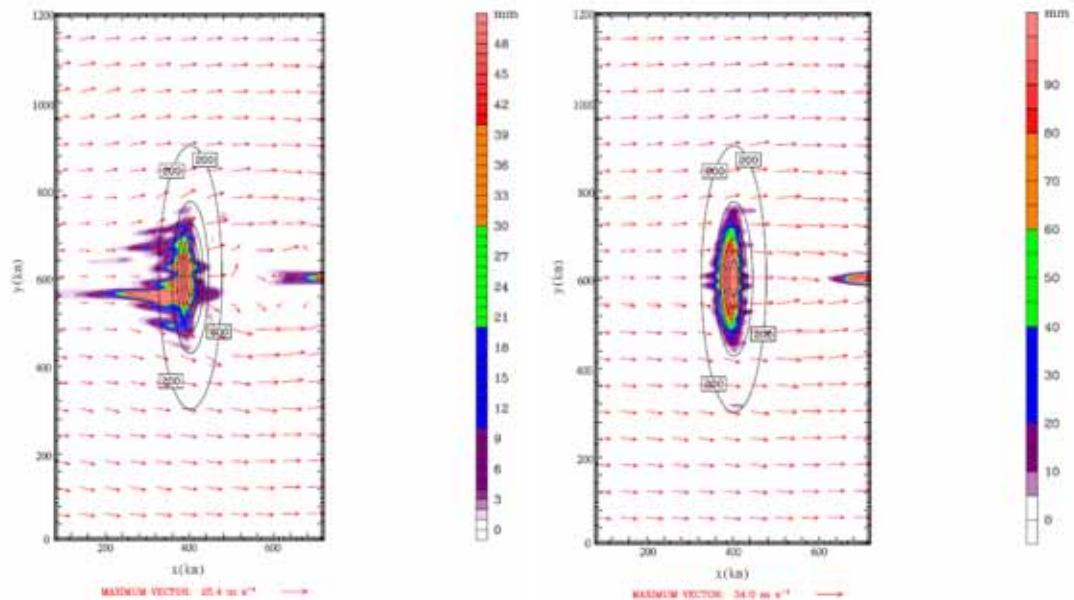
(4.2e) $Fr=0.233$ ($U=5\text{m/s}$)

(4.2f) $Fr=0.466$ ($U=10\text{m/s}$)



(4.2g) $Fr=0.701$ ($U=15\text{m/s}$)

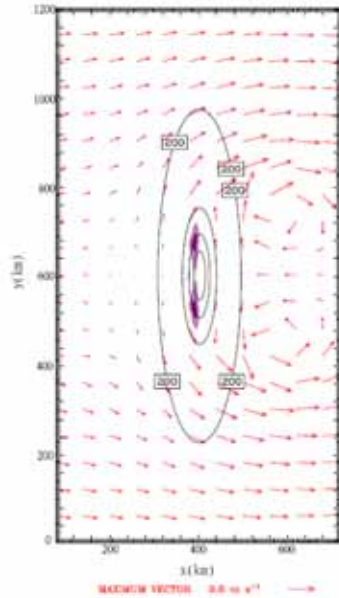
(4.2h) $Fr=0.934$ ($U=20\text{m/s}$)



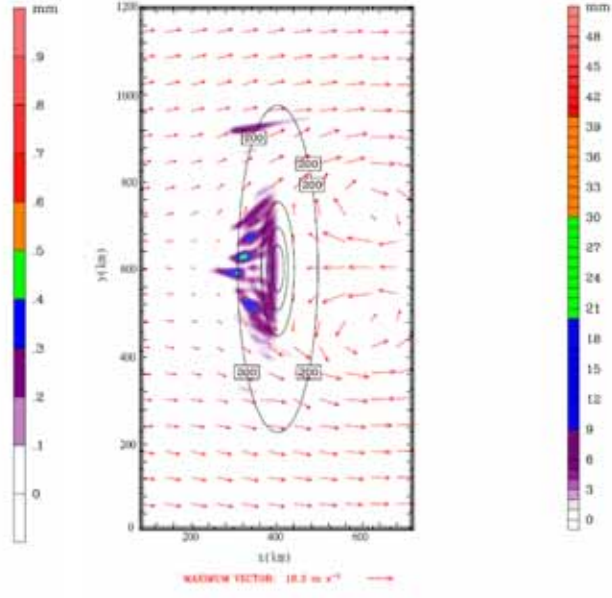
圖示為模擬梅雨季節在不同的 Fr 數情況下，在山脈高度 2000 公尺時，18 小時累積降水之水平分布與 $z=0.2\text{km}$ 的水平風向量圖。紅色箭頭代表水平風向亮，色階為累積降水量(mm)。(x =80~720km , y

=0~1200km) 地形等值線從 200m 開始，等值線間隔為 300m。

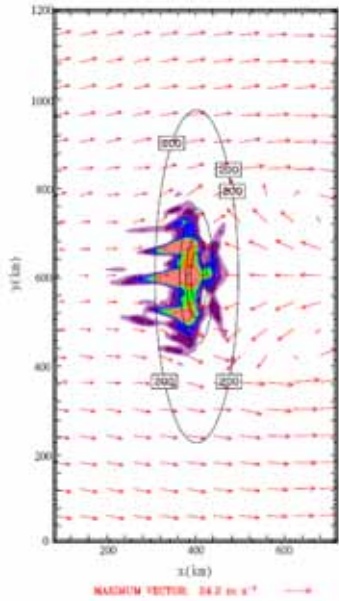
(4.2i) $Fr=0.155$ ($U=5\text{m/s}$)



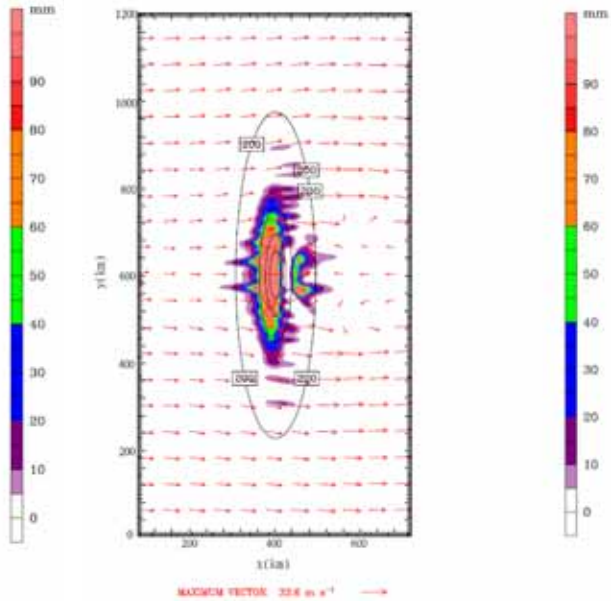
(4.2j) $Fr=0.331$ ($U=10\text{m/s}$)



(4.2k) $Fr=0.466$ ($U=15\text{m/s}$)

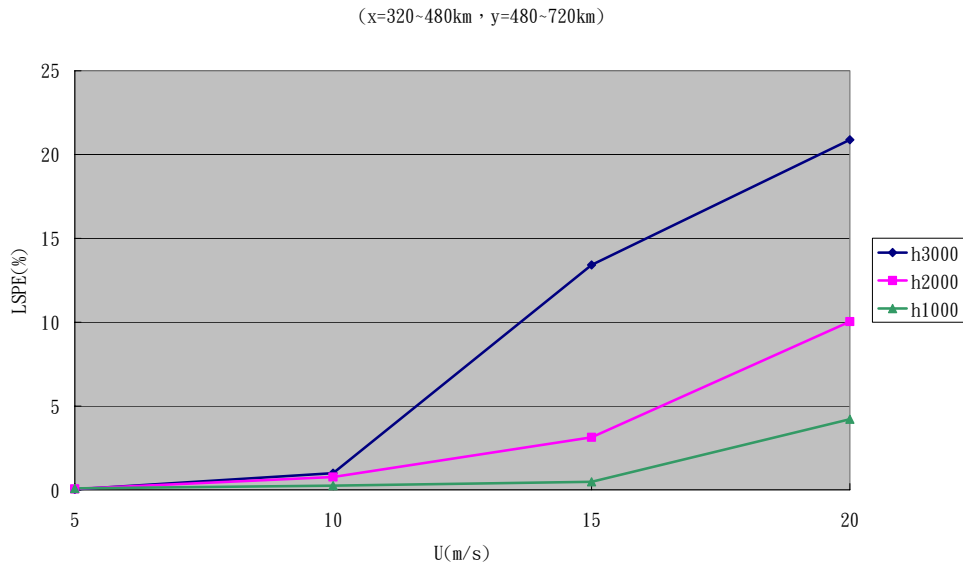


(4.2l) $Fr=0.623$ ($U=20\text{m/s}$)



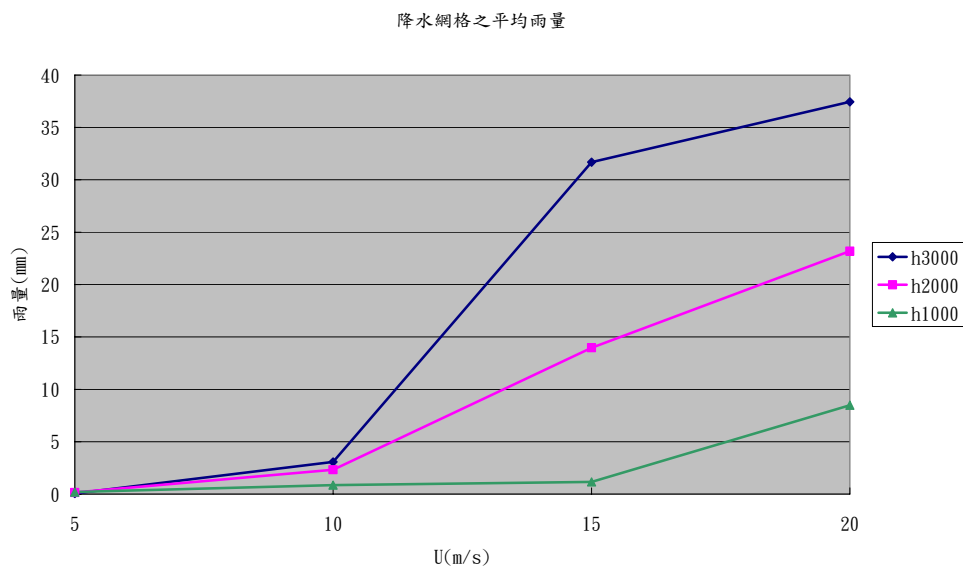
圖示為模擬梅雨季節在不同的 Fr 數情況下，在山脈高度 3000 公尺時，18 小時累積降水之水平分布與 $z=0.2\text{km}$ 的水平風向量圖。紅色箭頭代表水平風向亮，色階為累積降水量(mm)。(x=80~720km, y

=0~1200km) 地形等值線從 200m 開始，等值線間隔為 700m。



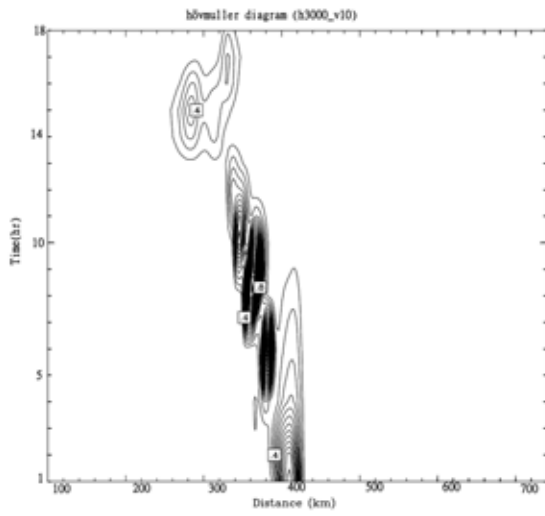
圖(4.3)為計算梅雨季節西風向 18 小時地形降水的降水效率(LSPE)隨

風速大小的變化。 $LSPE = \frac{[Ps]}{[CONV_{qv}]}$ 。

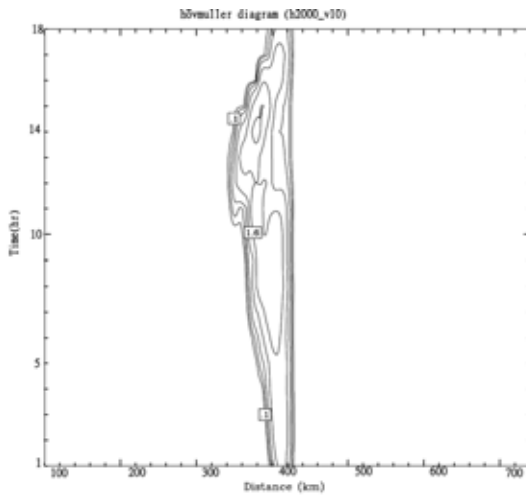


圖(4.4)為計算網格點平均降水隨風速不同的趨勢變化，即以[總降雨量]/[降水網格數]的值。

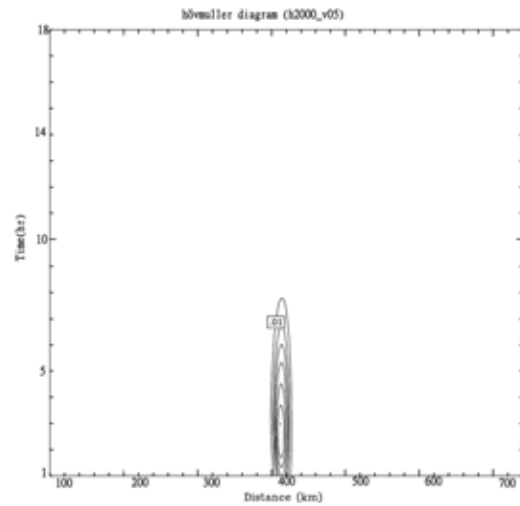
Regime I
(4.5.a)



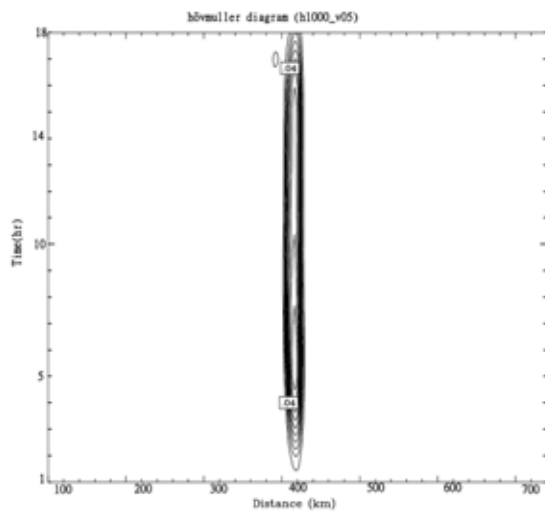
Regime II
(4.5.b)



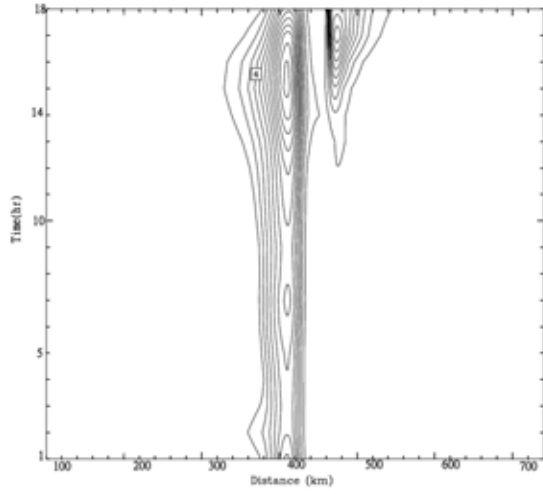
(4.5.c)



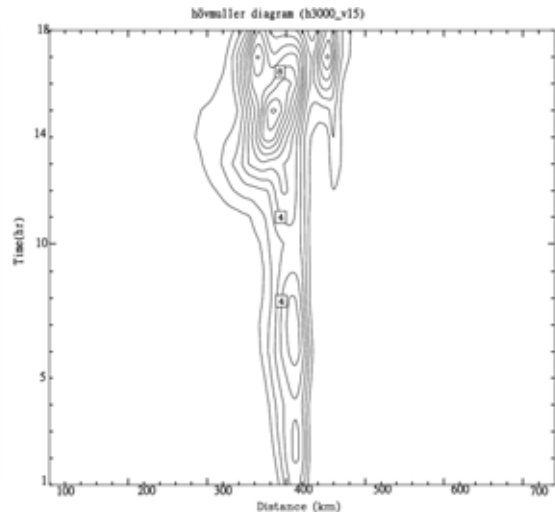
(4.5.d)



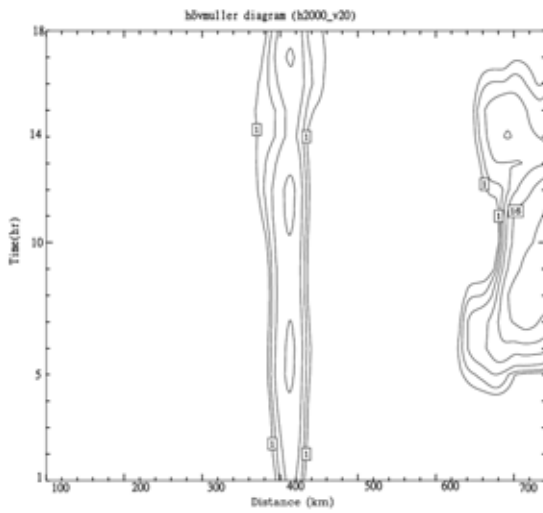
Regime III
(4.5.e)



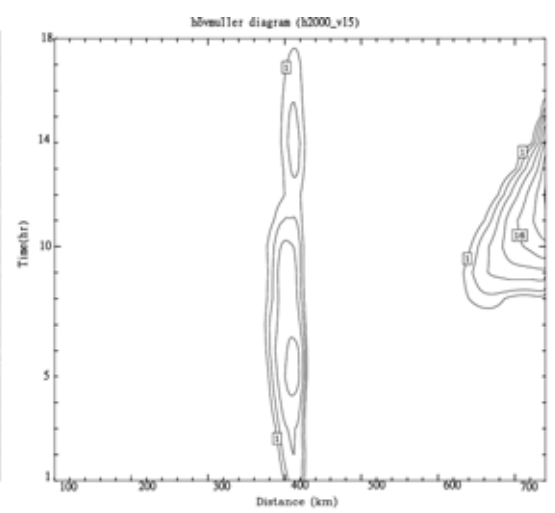
(4.5.f)



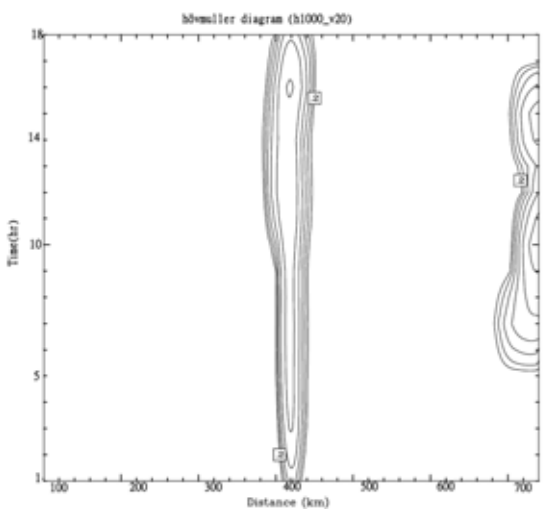
Regime IV
(4.5.g)



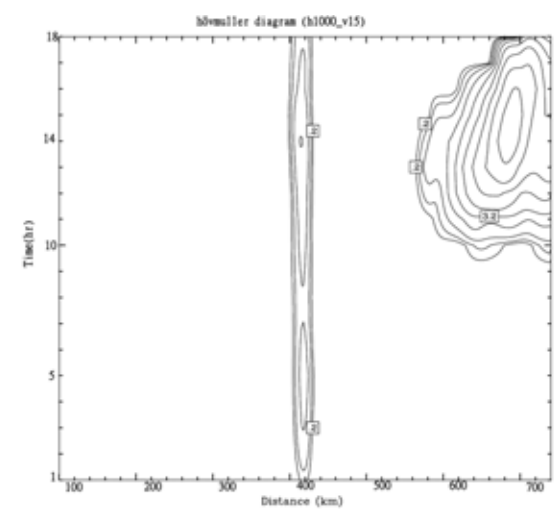
(4.5.h)



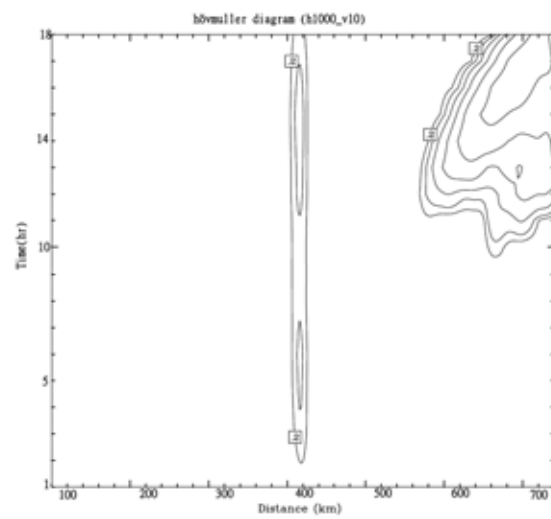
(4.5.i)



(4.5.j)

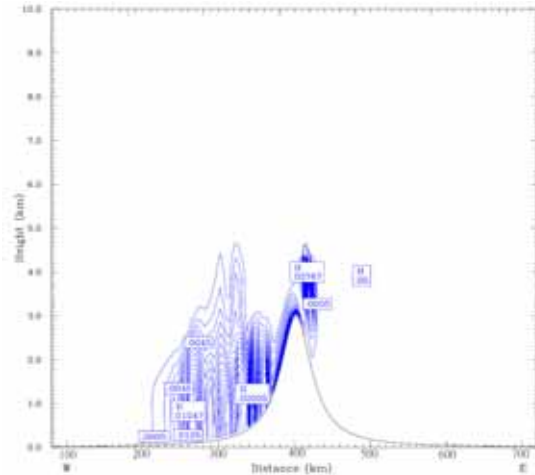


(4.5.k)

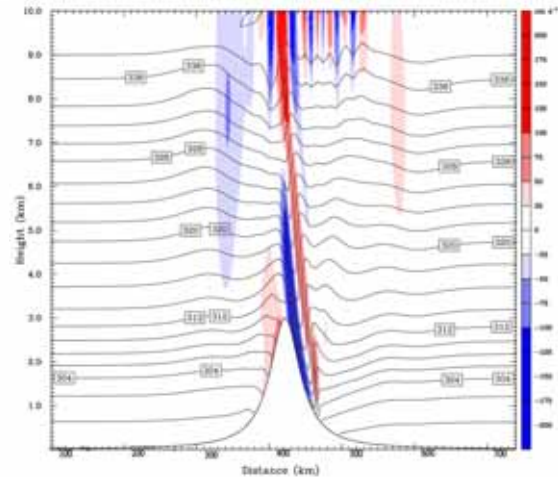


上列(4.5)圖組為各組實驗 18 小時的 Hovmöller diagram，(h1000_v05 代表山高 1000 公尺，水平風速 5m/s，各組實驗名稱依此類推)，分別以四種 Regime 來做歸類。橫軸為 x 方向距離(km)，縱軸為時間(hr)，等值線為每小時降雨量(mm)。

(4.6a)



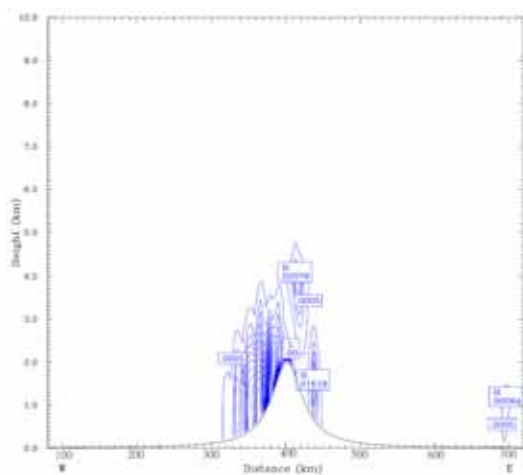
(4.6b)



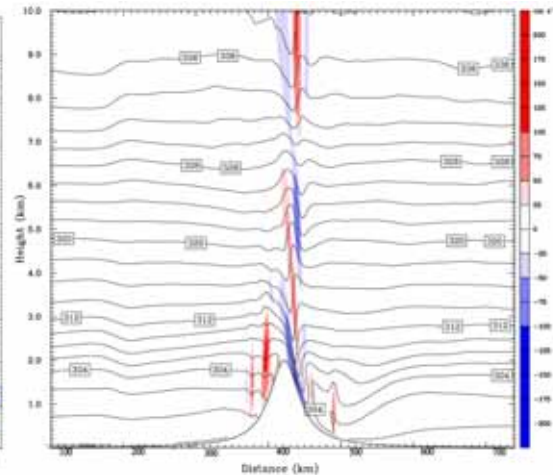
圖(4.6a)為山高 3000 公尺，風速 10m/s 時，雨水混合比 18 小時平均剖面圖(x=80~720 公里，y=600 公里)，藍色等值線為水氣混合比。

(4.6b)為第 1 小時的垂直速度(cm/s)與位溫剖面圖，其中色階為垂直速度，等值線為位溫。

(4.7a)

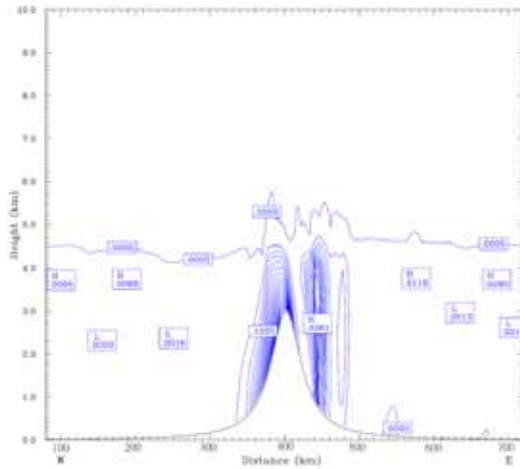


(4.7b)

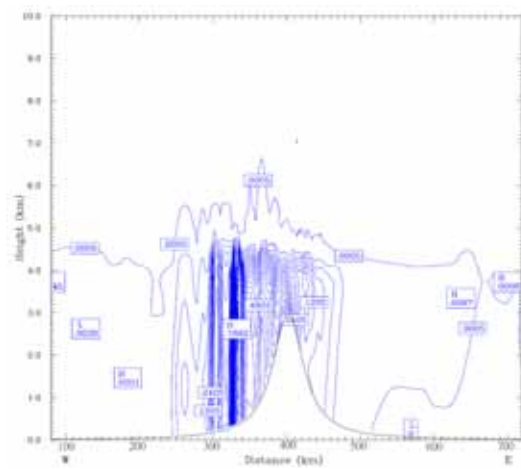


圖(4.7a)為山高 2000 公尺，風速 10m/s 時，雨水混合比 18 小時平均剖面圖(x=80~720 公里，y=600 公里)，藍色等值線為水氣混合比。(4.7b)為第 8 小時的垂直速度(cm/s)與位溫剖面圖，其中色階為垂直速度，等值線為位溫。

(4.8a) h3000_v20

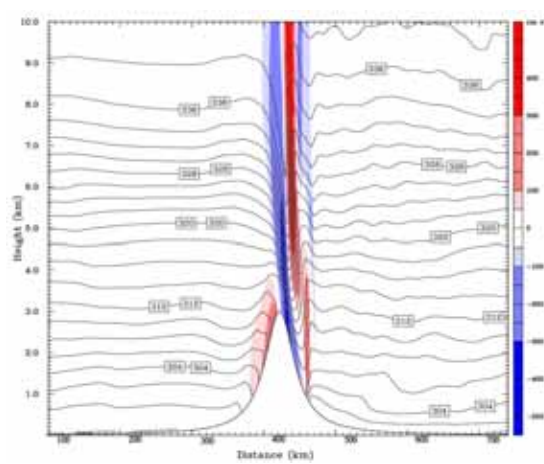


(4.8b) h3000_v15

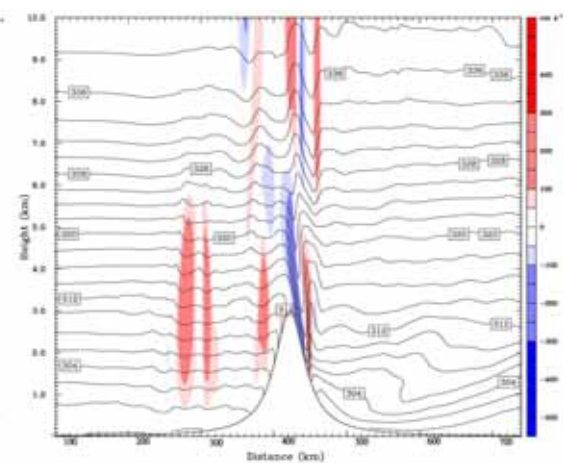


圖(4.8a)為山高 3000 公尺，水平風速 20m/s 時雨水混合比 18 小時平均之剖面圖(4.8b)山高 3000 公尺，水平風速 15m/s 時之剖面圖(x=80~720 公里，y=600 公里)，藍色等值線為水氣混合比。

(4.9a) h3000_v20

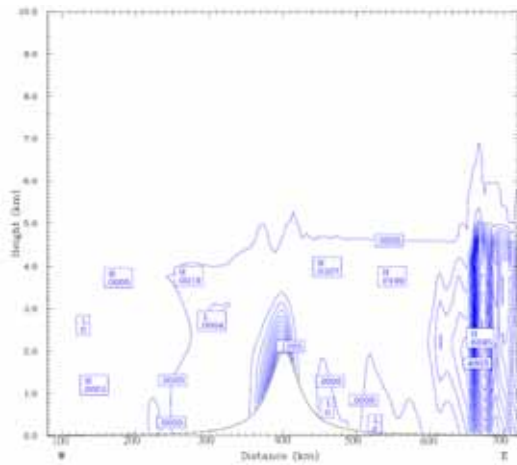


(4.9b) h3000_v15

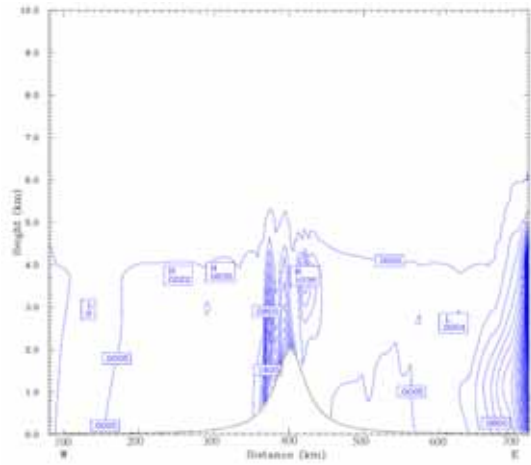


圖(4.9a)為山高 3000 公尺，風速 20m/s 時第 16 小時的垂直速度(cm/s)與位溫的剖面圖，圖(4.9b)為山高 3000 公尺，風速 15m/s 時第 14 小時的垂直速度(cm/s)與位溫的剖面圖，其中色階為垂直速度，等值線為位溫。

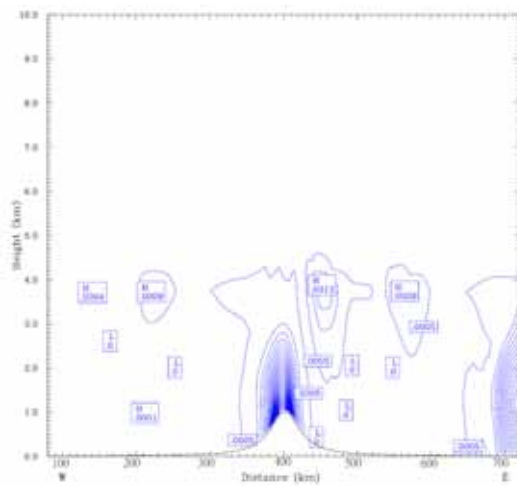
(4.10a) h2000_v20



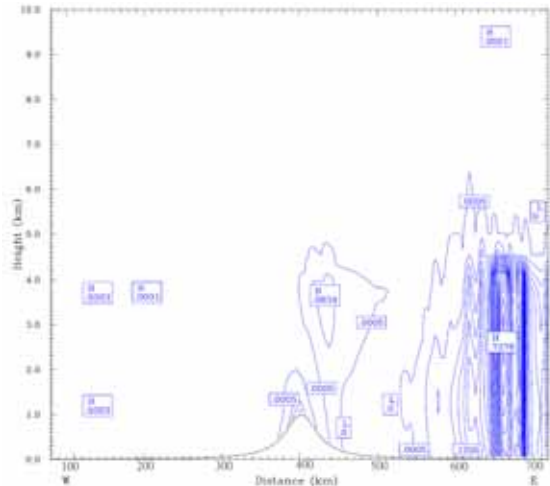
(4.10b) h2000_v15



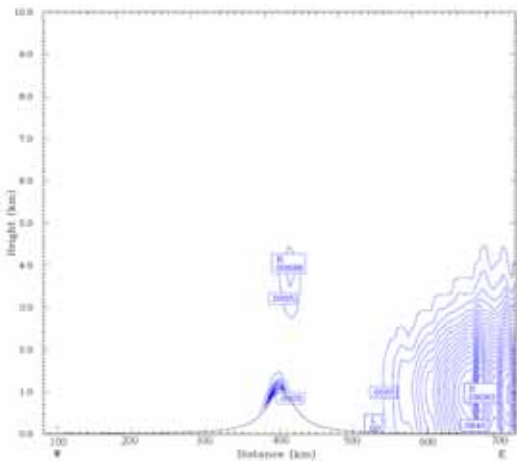
(4.10c) h1000_v20



(4.10d) h1000_v15



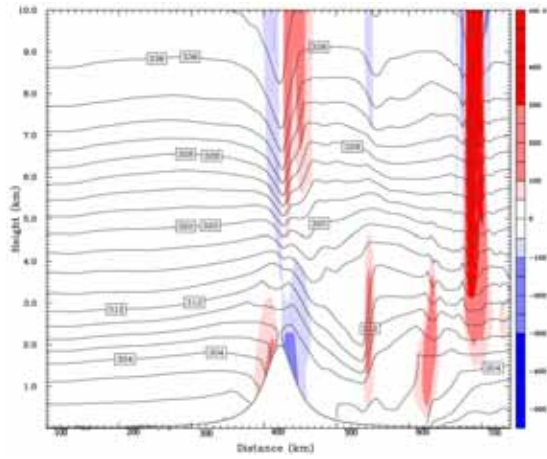
(4.10e) h1000_v10



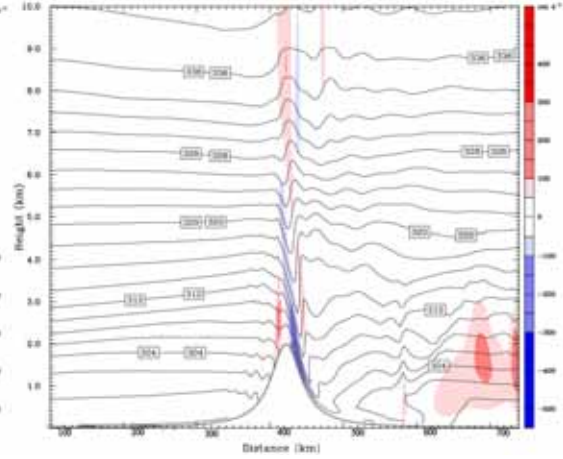
上列圖組(4.10a)~(4.10e)為山高 2000 公尺，風速 20m/s、15m/s 與山高 1000 公尺，風速 20m/s、15m/s、10m/s 時，雨水混合比 18 小時平均

的剖面圖(x=80~720 公里，y=600 公里)，藍色等值線為水氣混合比。

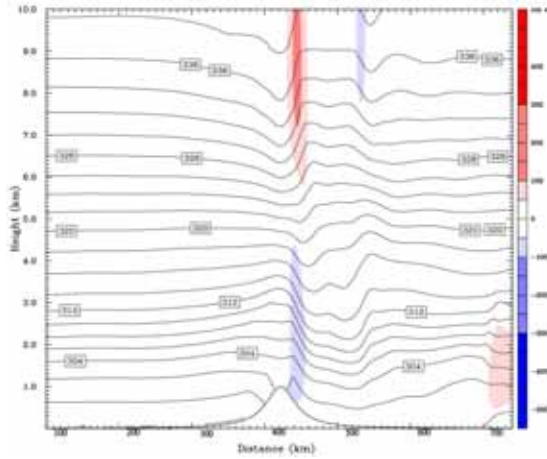
(4.11a) h2000_v20



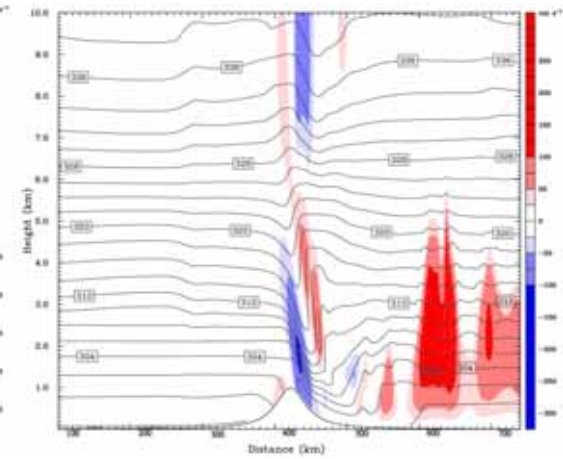
(4.11b) h2000_v15



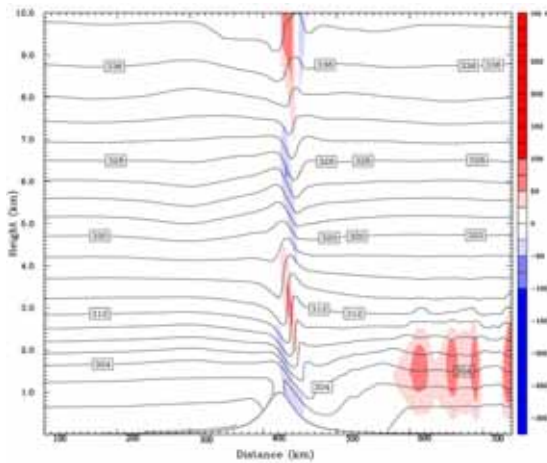
(4.11c) h1000_v20



(4.11d) h1000_v15



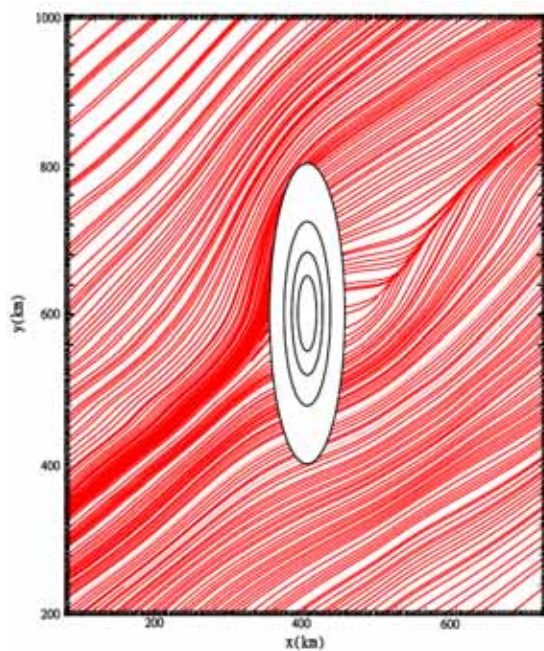
(4.11e) h1000_v10



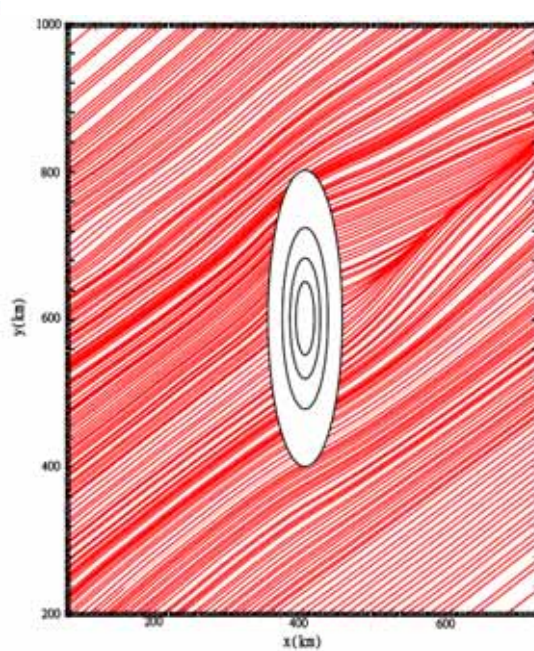
上列圖組(4.11a)~(4.11e)為山高 2000 公尺，風速 20m/s、15m/s 與山高

1000 公尺，風速 20m/s、15m/s、10m/s 時，下游處開始產生降水的瞬
間的垂直速度(cm/s)與位溫的剖面圖，其中色階為垂直速度，等值線
為位溫。

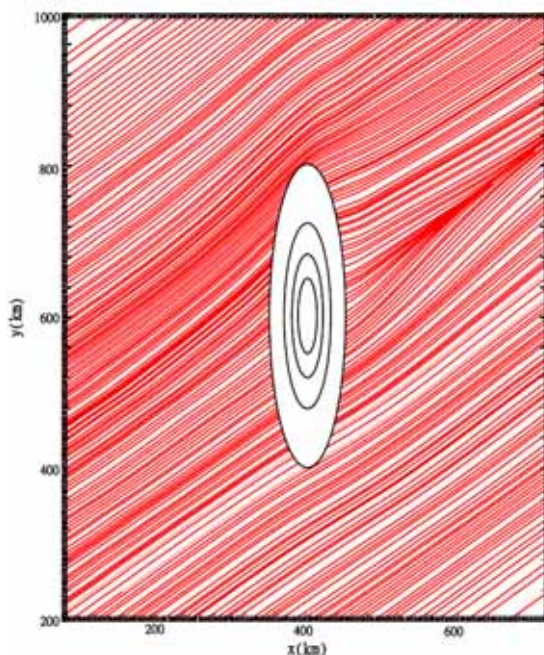
(4.12a) $Fr=0.466$ ($U_{ws}=5\text{m/s}$)



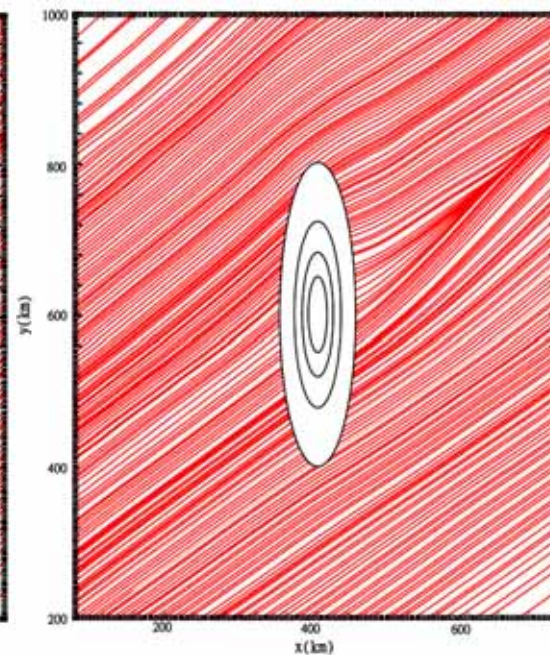
(4.12b) $Fr=0.934$ ($U_{ws}=10\text{m/s}$)



(4.12c) $Fr=1.402$ ($U_{ws}=15\text{m/s}$)

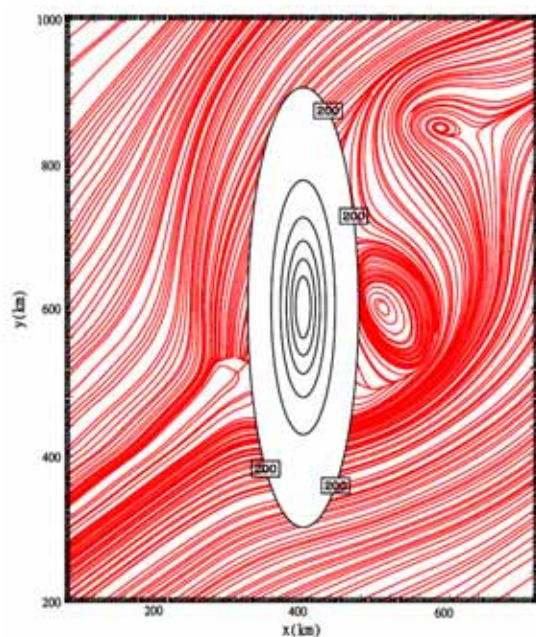


(4.12d) $Fr=1.868$ ($U_{ws}=20\text{m/s}$)

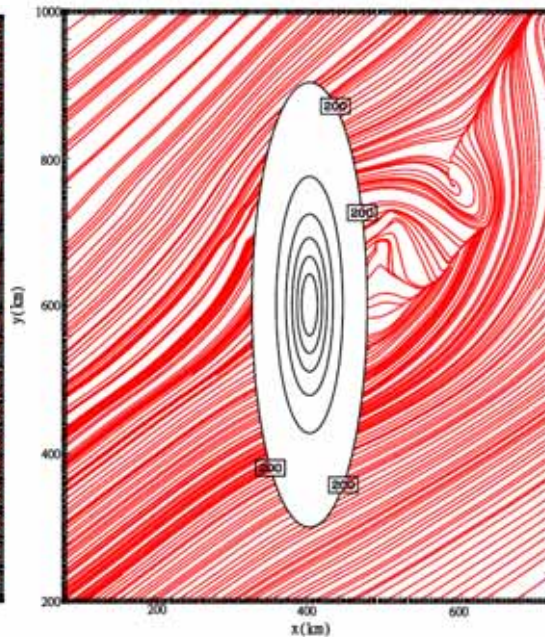


圖示為模擬梅雨季節($N_w=0.0107\text{s}^{-1}$)時，風向為西南風，山脈高度為 1000 公尺時，當氣流在不同 Fr 數的情況下，第 18 小時氣流線在 $z=0.2\text{km}$ 的變化情形，橫軸與縱軸分別為 x 方向與 y 方向。實黑線為地形等值線，最外圍高度從 200m 開始，地形等值線間隔為 200m。

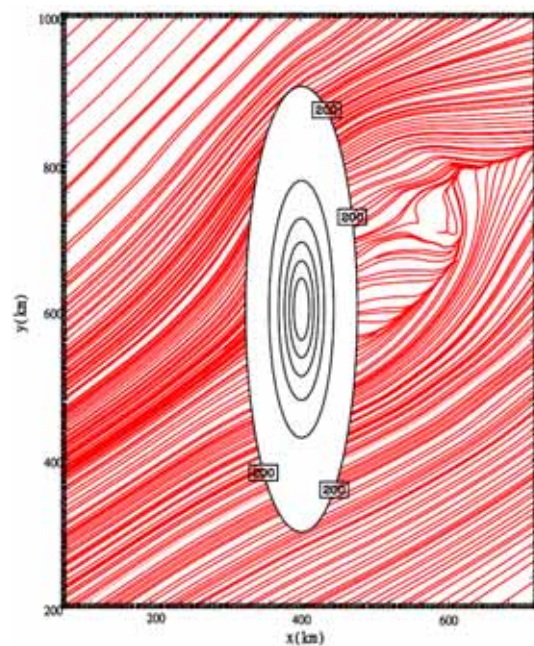
(4.12e) $Fr=0.233$ ($U_{ws}=5m/s$)



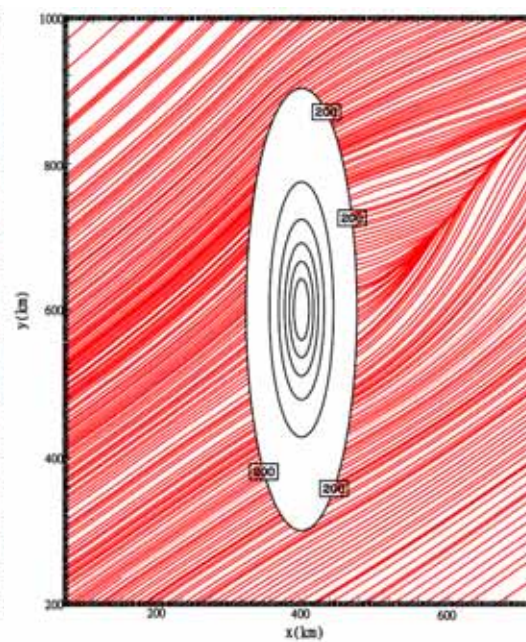
(4.12f) $Fr=0.466$ ($U_{ws}=10m/s$)



(4.12g) $Fr=0.701$ ($U_{ws}=15m/s$)

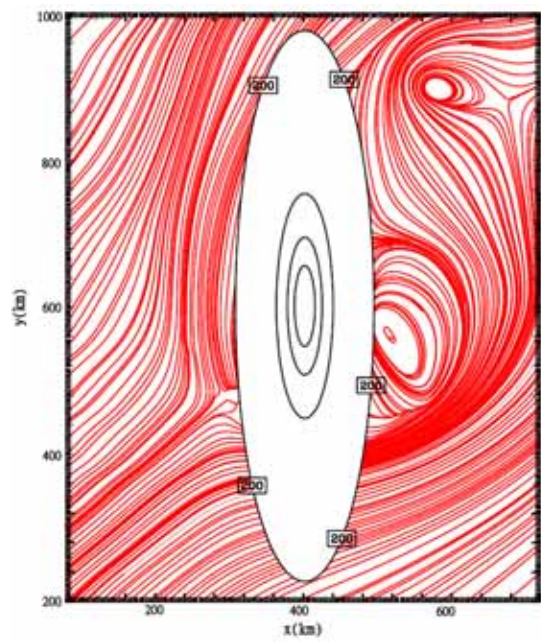


(4.12h) $Fr=0.934$ ($U_{ws}=20m/s$)

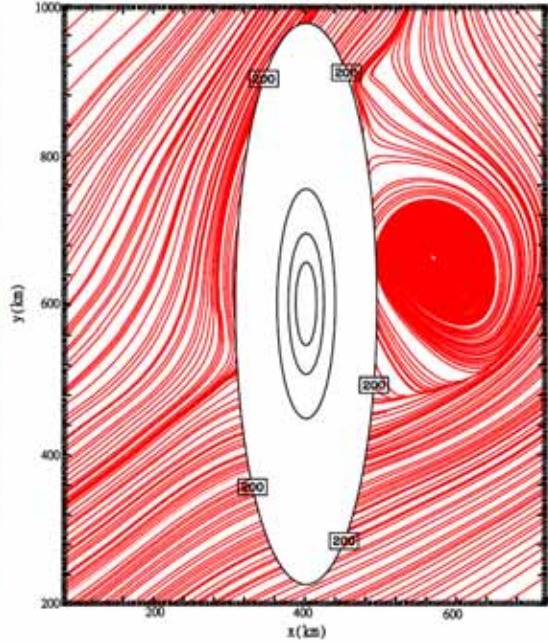


圖示為模擬梅雨季節($N_w=0.0107s^{-1}$)時，風向為西南風，山脈高度為 2000 公尺時，當氣流在不同 Fr 數的情況下，第 18 小時氣流線在 $z=0.2km$ 的變化情形，橫軸與縱軸分別為 x 方向與 y 方向。實黑線為地形等值線，最外圍高度從 200m 開始，地形等值線間隔為 300m。

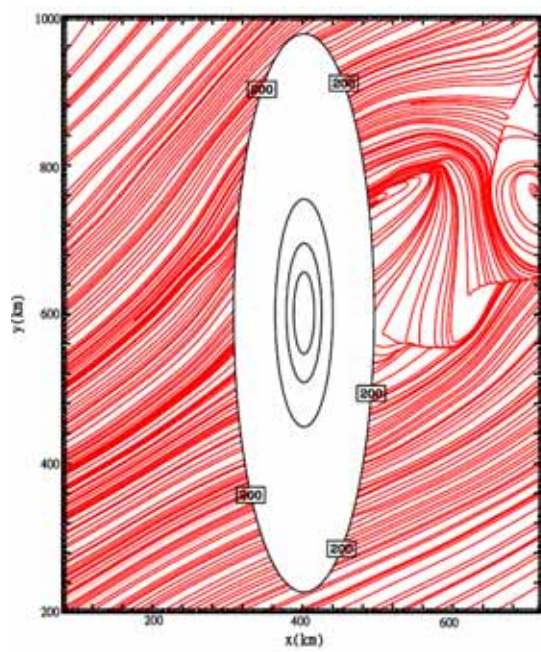
(4.12i) $Fr=0.155$ ($U_{ws}=5m/s$)



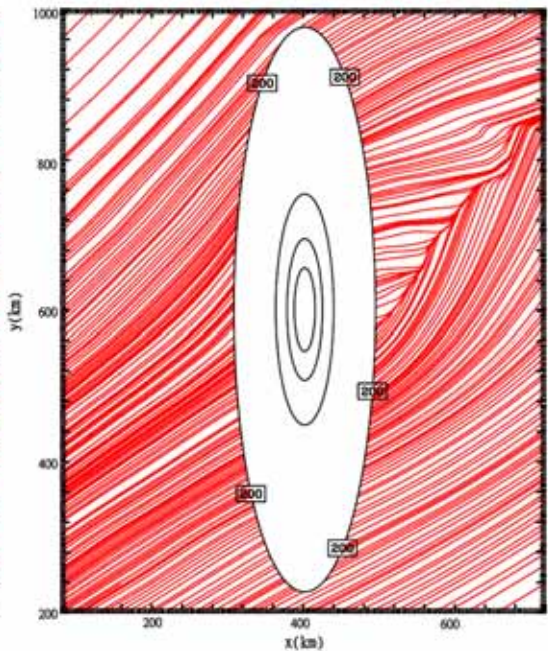
(4.12j) $Fr=0.331$ ($U_{ws}=10m/s$)



(4.12k) $Fr=0.466$ ($U_{ws}=15m/s$)

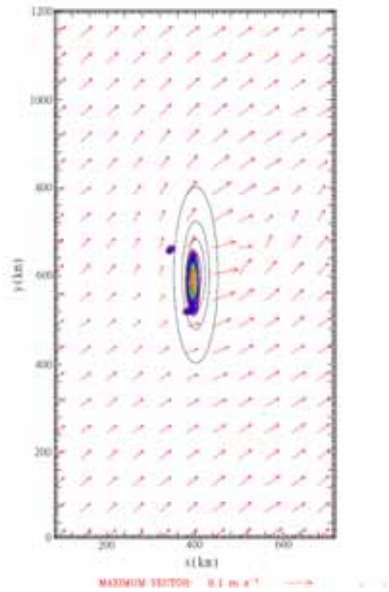


(4.12l) $Fr=0.623$ ($U_{ws}=20m/s$)

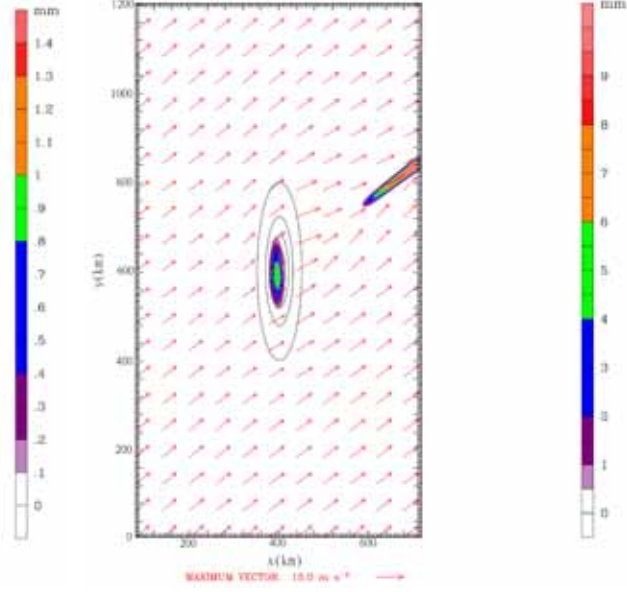


圖示為模擬梅雨季節($N_w=0.0107s^{-1}$)時，風向為西南風，山脈高度為 3000 公尺時，當氣流在不同 Fr 數的情況下，第 18 小時氣流線在 $z=0.2km$ 的變化情形，橫軸與縱軸分別為 x 方向與 y 方向。實黑線為地形等值線，最外圍高度從 200m 開始，地形等值線間隔為 700m。

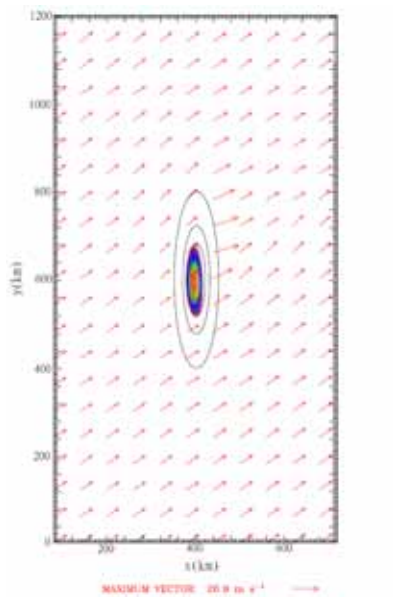
(4.13a) $Fr=0.466$ ($U_{ws}=5\text{m/s}$)



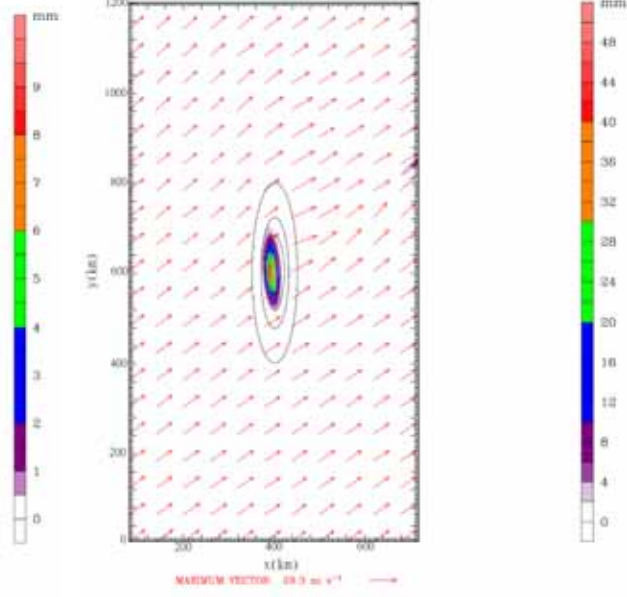
(4.13b) $Fr=0.934$ ($U_{ws}=10\text{m/s}$)



(4.13c) $Fr=1.402$ ($U_{ws}=15\text{m/s}$)

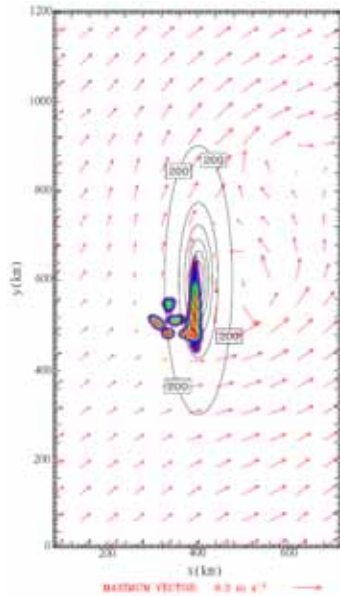


(4.13d) $Fr=1.868$ ($U_{ws}=20\text{m/s}$)

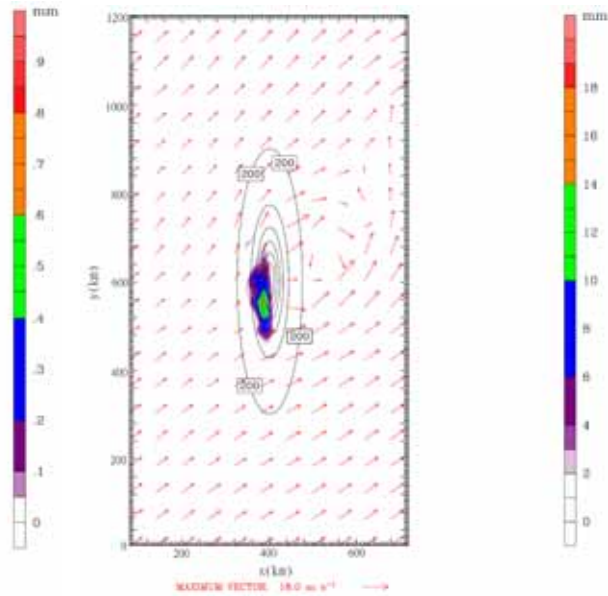


圖示為模擬梅雨季節在不同的 Fr 數情況下，在山脈高度 1000 公尺時，18 小時累積降水之水平分佈與 $z=0.2\text{km}$ 的水平風向量圖。紅色箭頭代表水平風向量，色階為累積降水量(mm)。實黑線為地形等值線，最外圍高度從 200m 開始，地形等值線間隔為 200m。

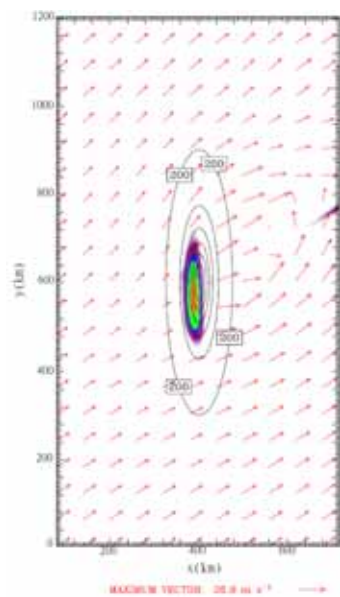
(4.13e) $Fr=0.233$ ($U_{ws}=5\text{m/s}$)



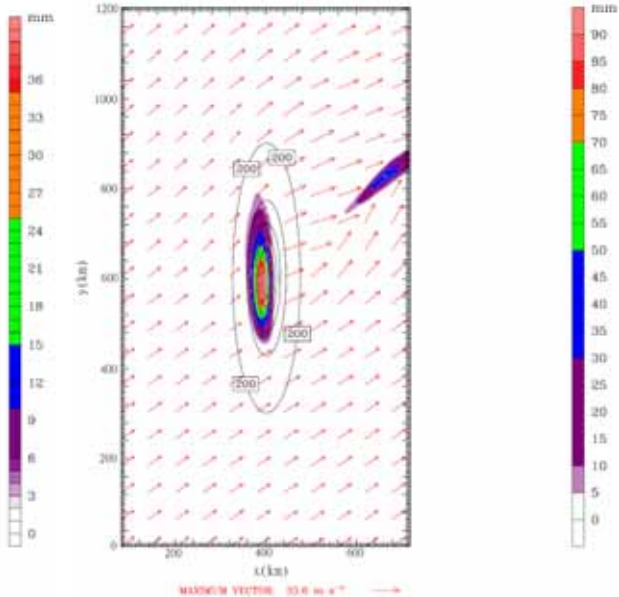
(4.13f) $Fr=0.466$ ($U_{ws}=10\text{m/s}$)



(4.13g) $Fr=0.701$ ($U_{ws}=15\text{m/s}$)

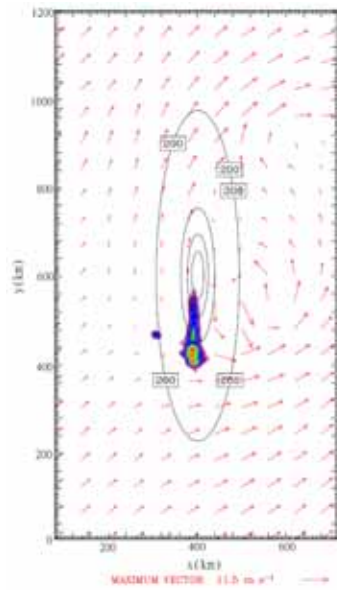


(4.13h) $Fr=0.934$ ($U_{ws}=20\text{m/s}$)

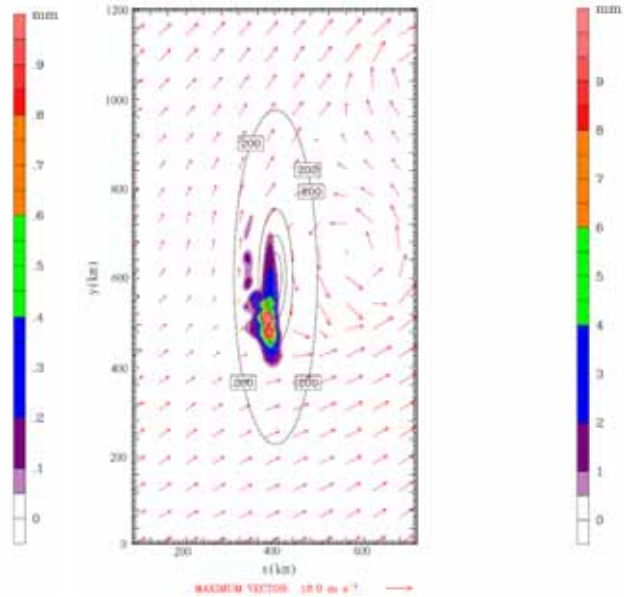


圖示為模擬梅雨季節在不同的 Fr 數情況下，在山脈高度 2000 公尺時，18 小時累積降水之水平分佈與 $z=0.2\text{km}$ 的水平風向量圖。紅色箭頭代表水平風向量，色階為累積降水量(mm)。實黑線為地形等值線，最外圍高度從 200m 開始，地形等值線間隔為 300m。

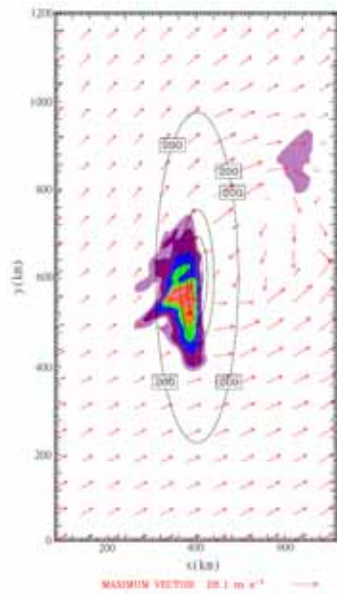
(4.13i) $Fr=0.155$ ($U_{ws}=5\text{m/s}$)



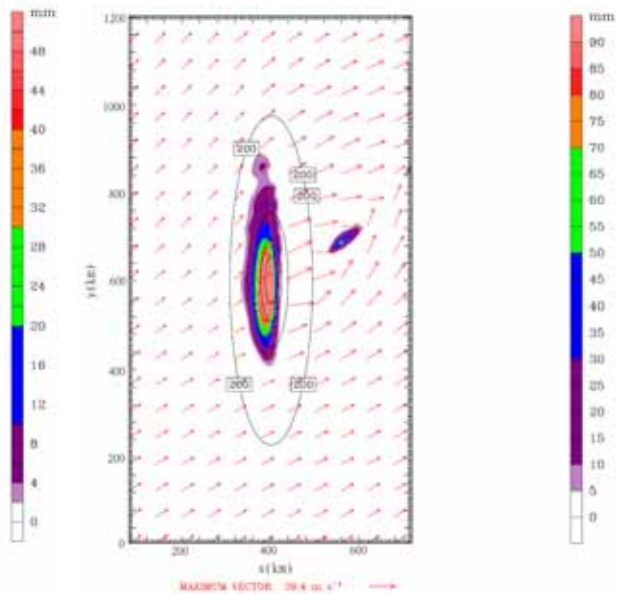
(4.13j) $Fr=0.331$ ($U_{ws}=10\text{m/s}$)



(4.13k) $Fr=0.466$ ($U_{ws}=15\text{m/s}$)

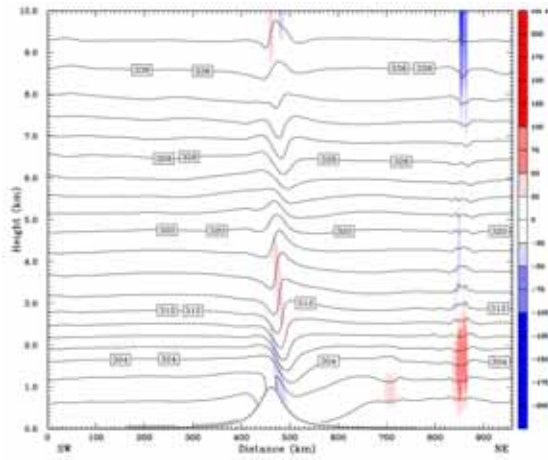


(4.13l) $Fr=0.623$ ($U_{ws}=20\text{m/s}$)

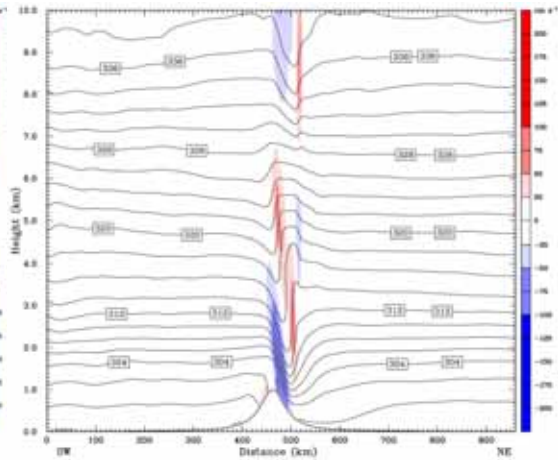


圖示為模擬梅雨季節在不同的 Fr 數情況下，在山脈高度 3000 公尺時，18 小時累積降水之水平分佈與 $z=0.2\text{km}$ 的水平風向量圖。紅色箭頭代表水平風向量，色階為累積降水量(mm)。實黑線為地形等值線，最外圍高度從 200m 開始，地形等值線間隔為 700m。

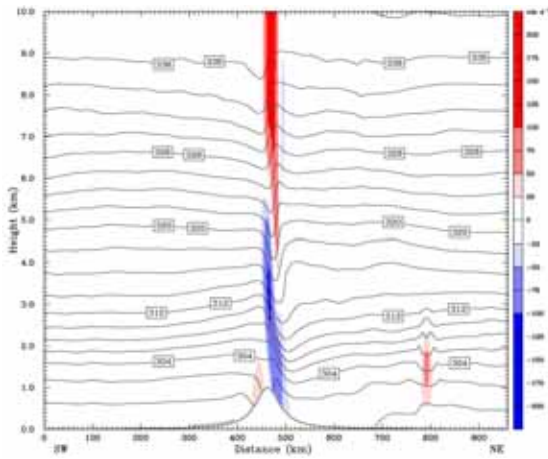
(4.14a) $Fr=0.466$ ($U_{ws}=10\text{m/s}$)



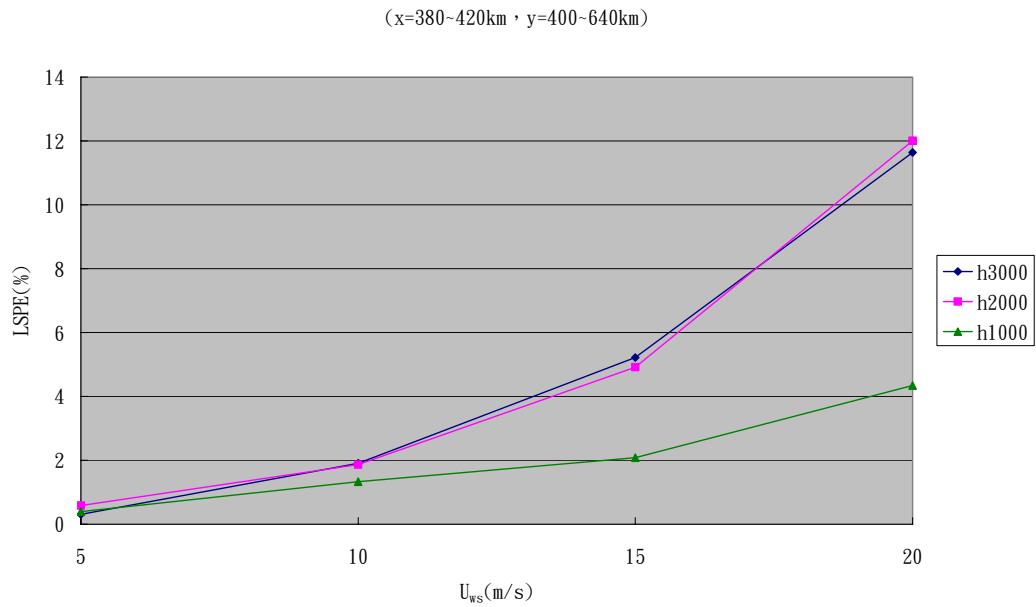
(4.14b) $Fr=0.934$ ($U_{ws}=15\text{m/s}$)



(4.14c) $Fr=1.402$ ($U_{ws}=20\text{m/s}$)

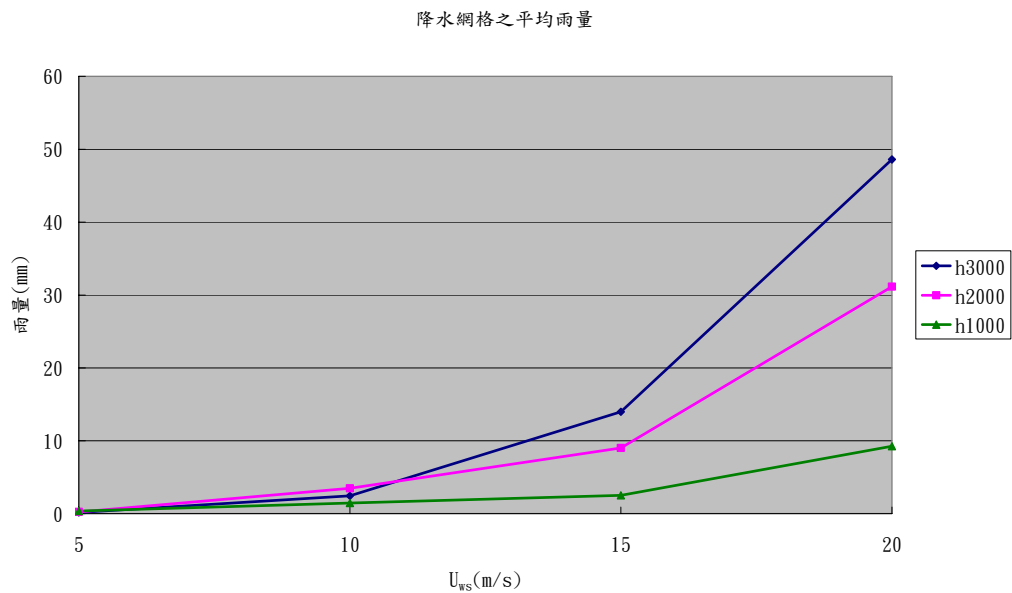


圖示為山高 1000 公尺時，在不同風速狀態下之垂直速度剖面，色階為垂直速度，等值線為位溫。(4.14b)為第 18 小時之剖面圖，(4.14a)與(4.14c)皆為第 15 小時，即下游處產生降水瞬間之垂直速度剖面圖。



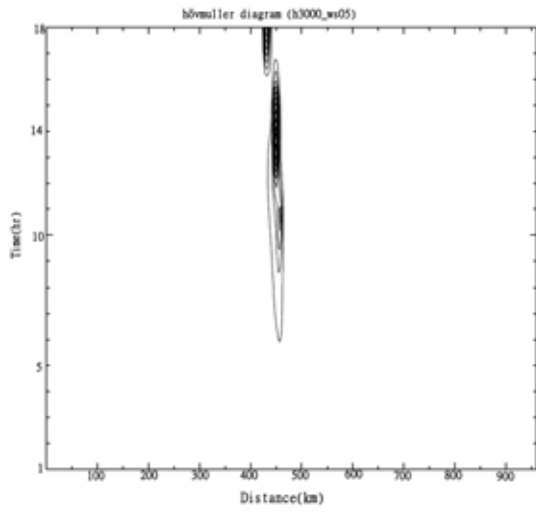
圖(4.15)為計算梅雨季節西南風向 18 小時地形降水的降水效率(LSPE)

隨風速大小的變化。 $LSPE = \frac{[Ps]}{[CONV_{qv}]}$ 。

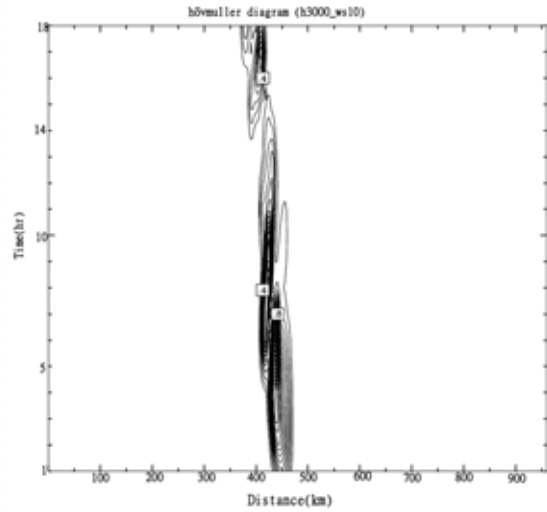


圖(4.16)為計算網格點平均降水隨風速不同的趨勢變化，即以[總降雨量]／[降水網格數]的值。

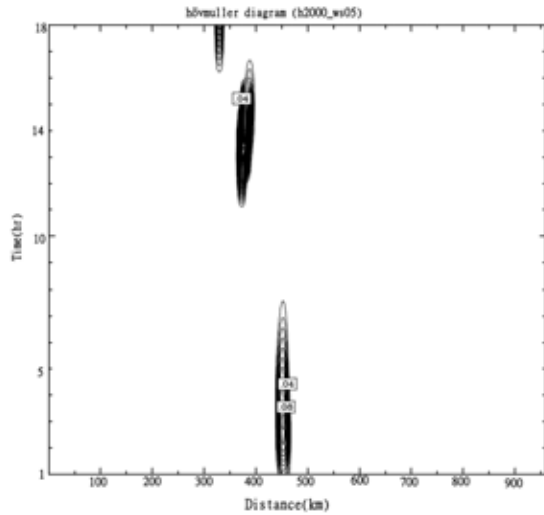
Regime I
(4.17a)



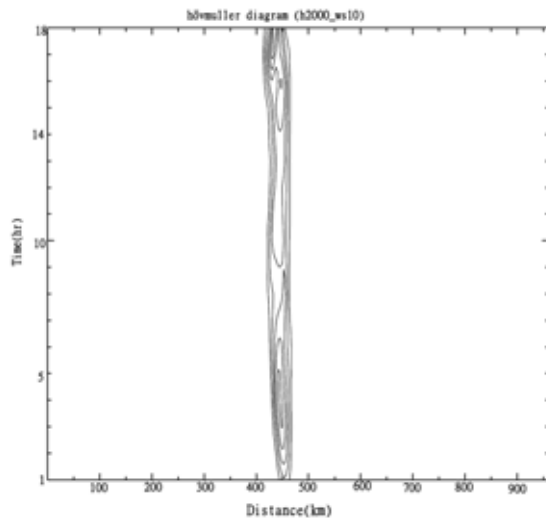
(4.17b)



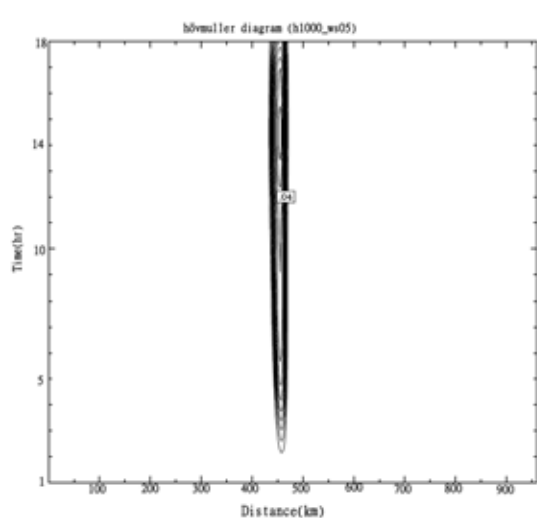
(4.17c)



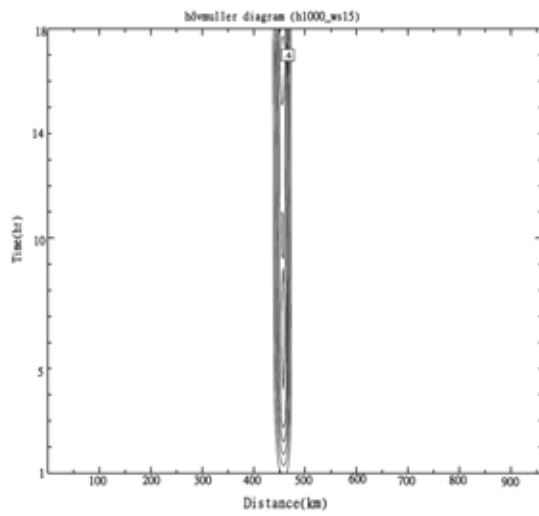
Regime II
(4.17d)



(4.17e)

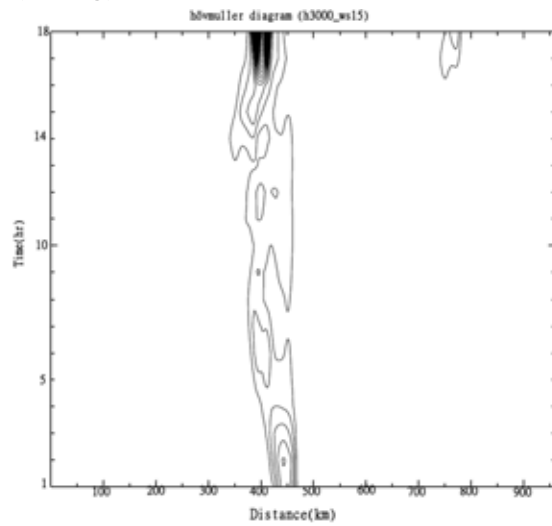


(4.17f)

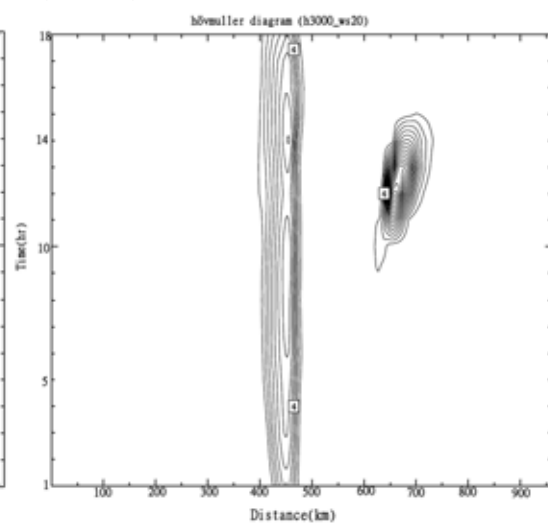


Regime IV

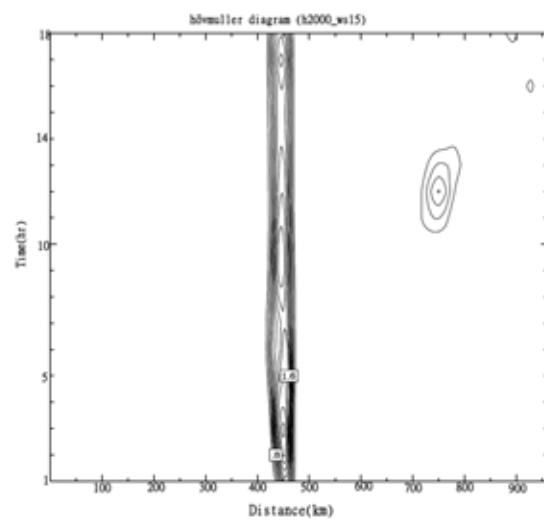
(4.17g)



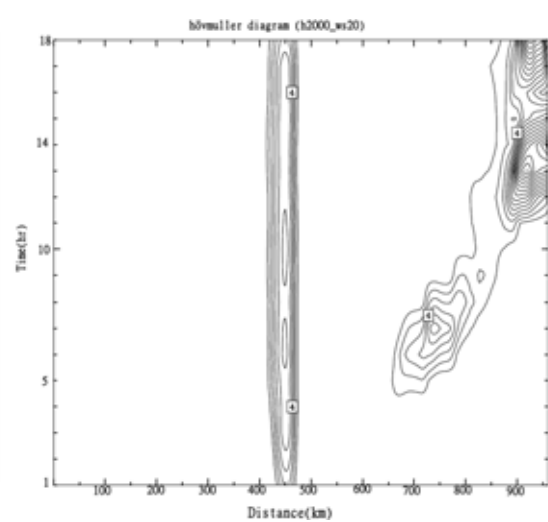
(4.17h)



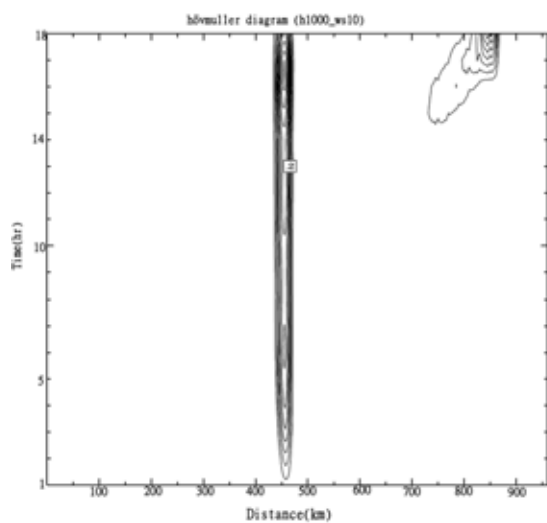
(4.17i)



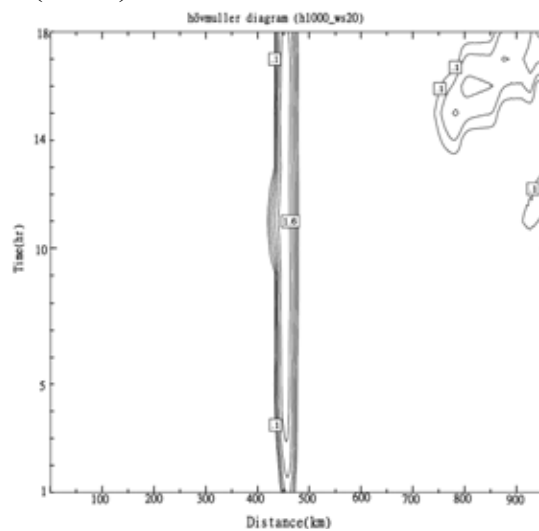
(4.17j)



(4.17k)

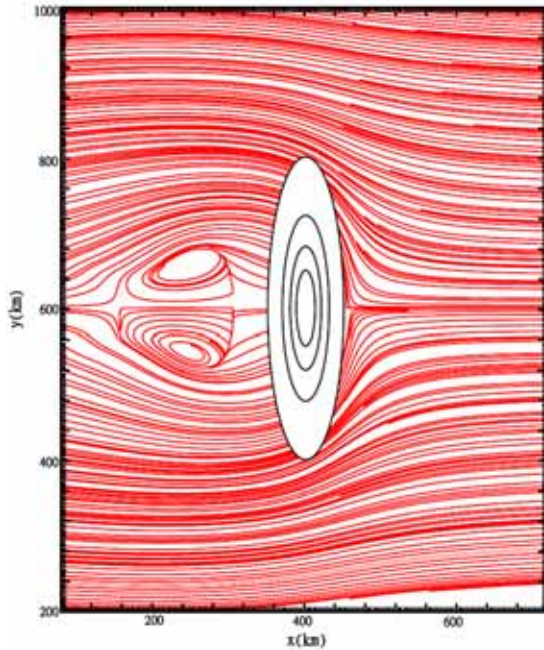


(4.17l)

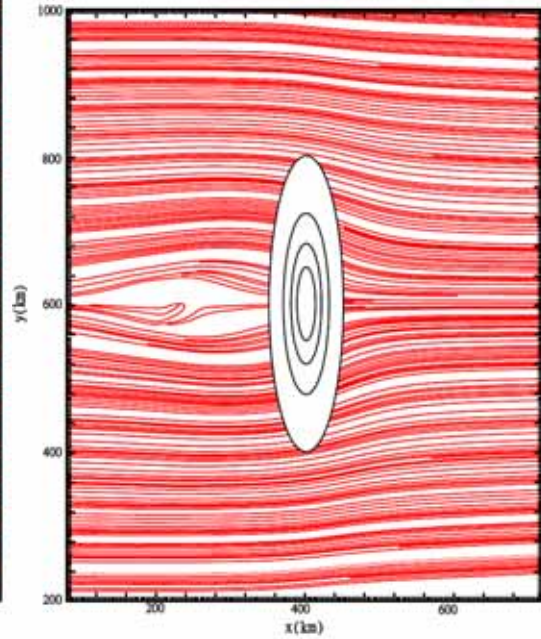


上列(4.17)圖組為各組實驗 18 小時的 Hovmöller diagram，(h1000_ws05 代表山高 1000 公尺，水平風向為西南風，其風速為 5m/s，各組實驗名稱依此類推)，分別以不同 Regime 來做歸類。橫軸為 x 方向距離 (km)，縱軸為時間(hr)，等值線為每小時降雨量(mm)，山脊位於 x=460km 處。

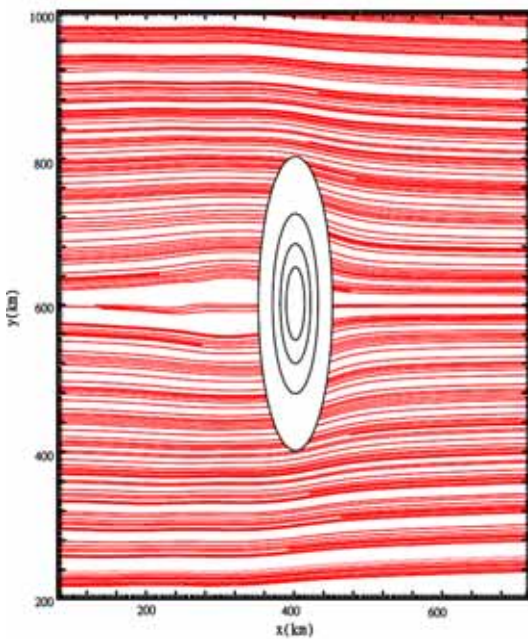
(5.1a) $Fr = 0.435$ ($U_e = 5\text{m/s}$)



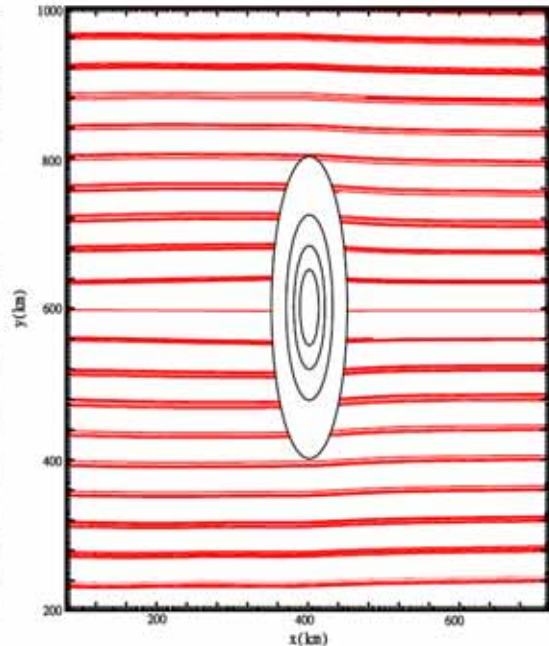
(5.1b) $Fr = 0.869$ ($U_e = 10\text{m/s}$)



(5.1c) $Fr = 1.304$ ($U_e = 15\text{m/s}$)

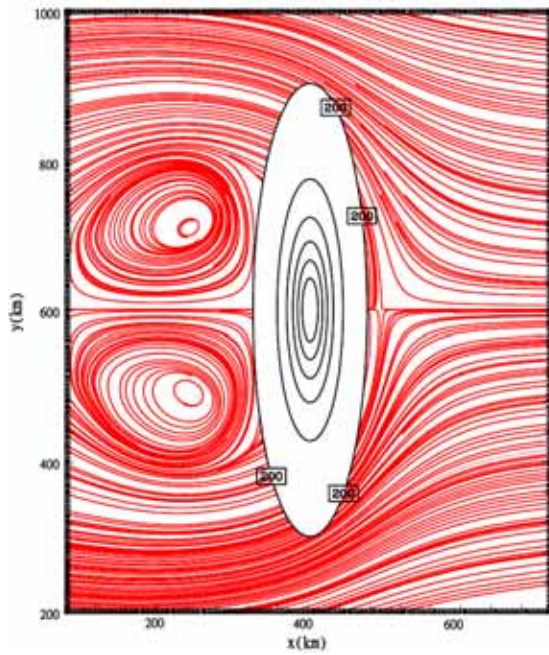


(5.1d) $Fr = 1.739$ ($U_e = 20\text{m/s}$)

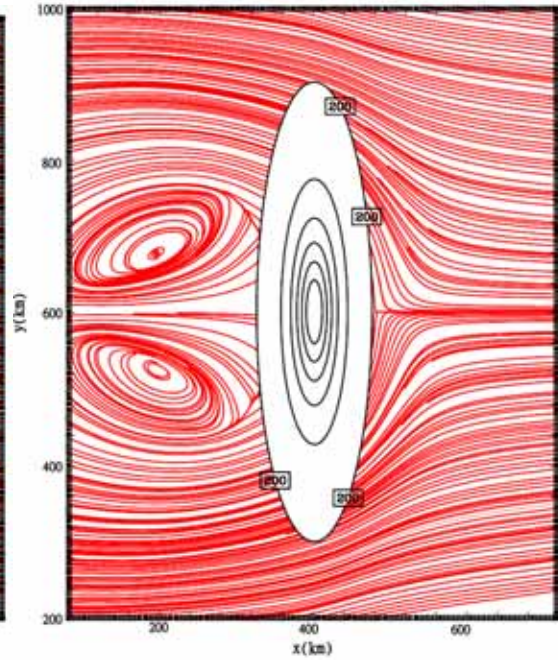


圖示為模擬秋雨季節($N_w = 0.0115\text{s}^{-1}$)時，風向為東風，山脈高度為 1000 公尺時，當氣流在不同 Fr 數的情況下，第 18 小時氣流線在 $z = 0.2\text{km}$ 的變化情形，橫軸與縱軸分別為 x 方向與 y 方向。 $(x = 80 \sim 720\text{km}$ ， $y = 200 \sim 1000\text{km})$ 地形等值線從 200m 高度開始，等值線間隔為 200m。

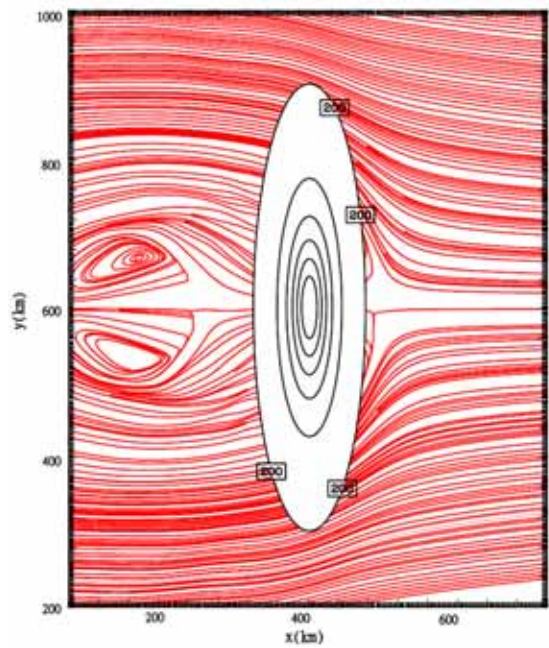
(5.1e) $Fr = 0.217$ ($U_e = 5\text{m/s}$)



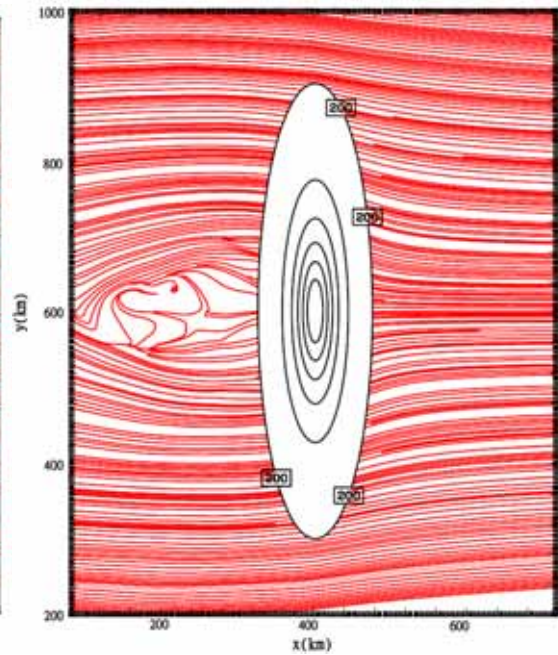
(5.1f) $Fr = 0.435$ ($U_e = 10\text{m/s}$)



(5.1g) $Fr = 0.652$ ($U_e = 15\text{m/s}$)

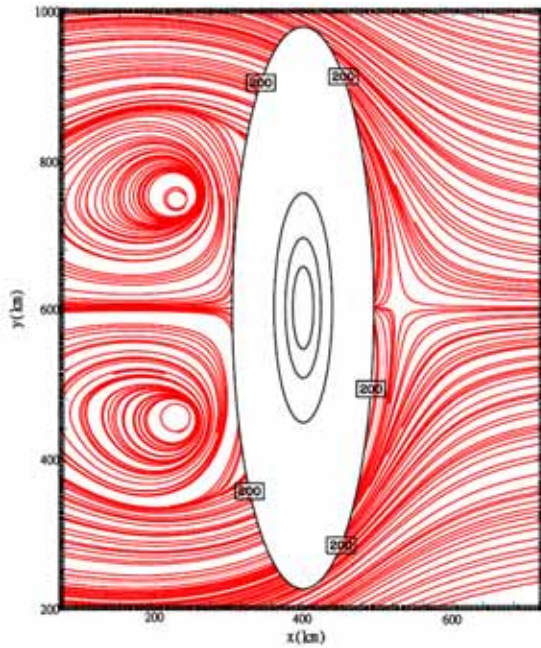


(5.1h) $Fr = 0.869$ ($U_e = 20\text{m/s}$)

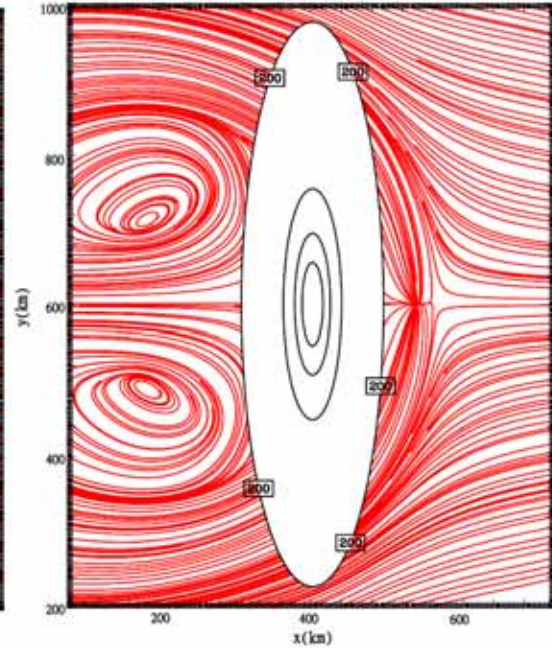


圖示為模擬秋雨季節($N_w = 0.0115\text{s}^{-1}$)時，風向為東風，山脈高度為 2000 公尺時，當氣流在不同 Fr 數的情況下，第 18 小時氣流線在 $z = 0.2\text{km}$ 的變化情形，橫軸與縱軸分別為 x 方向與 y 方向。 $(x = 80 \sim 720\text{km}$ ， $y = 200 \sim 1000\text{km})$ 地形等值線從 200m 高度開始，等值線間隔為 300m。

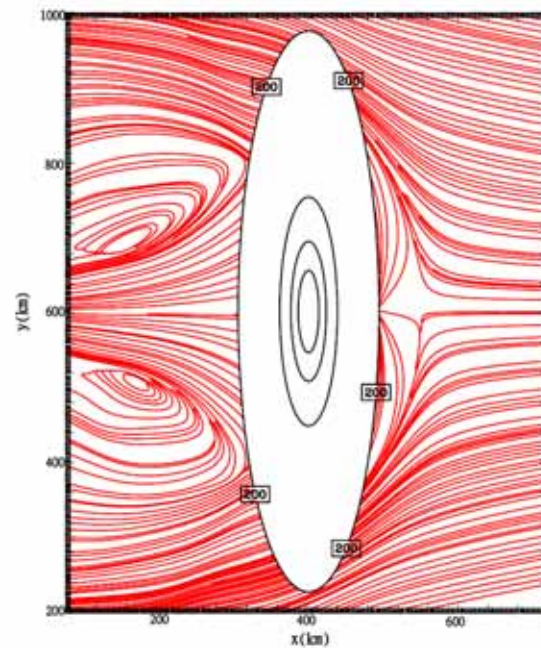
(5.1i) $Fr = 0.145$ ($U_e = 5\text{m/s}$)



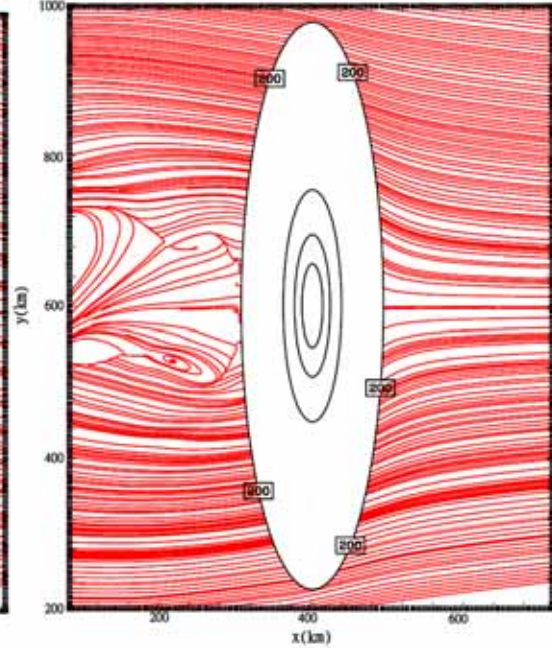
(5.1j) $Fr = 0.289$ ($U_e = 10\text{m/s}$)



(5.1k) $Fr = 0.435$ ($U_e = 15\text{m/s}$)

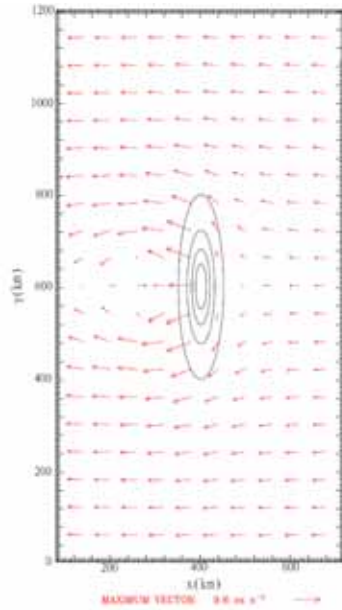


(5.1l) $Fr = 0.579$ ($U_e = 20\text{m/s}$)

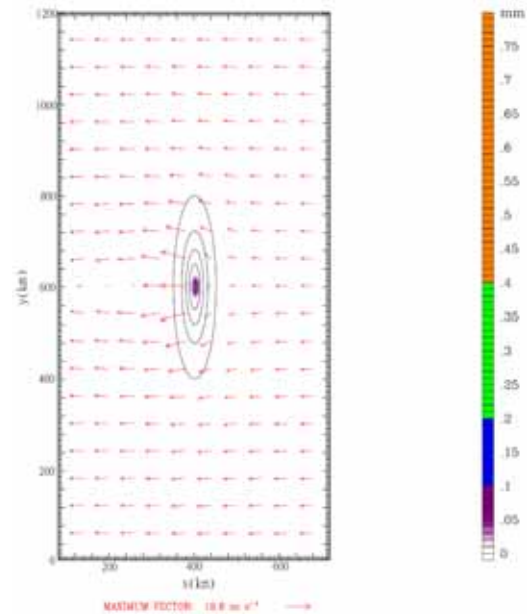


圖示為模擬秋雨季節($N_w = 0.0115\text{s}^{-1}$)時，風向為東風，山脈高度為 3000 公尺時，當氣流在不同 Fr 數的情況下，第 18 小時氣流線在 $z = 0.2\text{km}$ 的變化情形，橫軸與縱軸分別為 x 方向與 y 方向。($x = 80 \sim 720\text{km}$, $y = 200 \sim 1000\text{km}$)地形等值線從 200m 高度開始，等值線間隔為 700m。

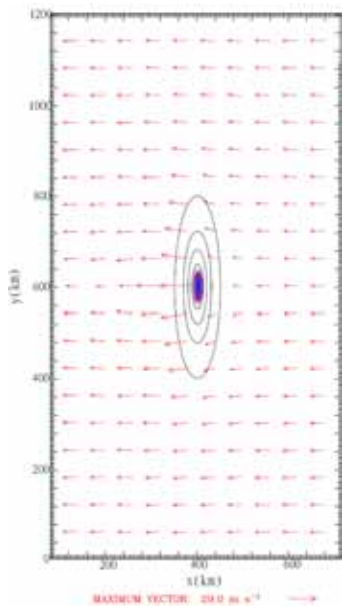
(5.2a) $Fr = 0.435$ ($U_e = 5\text{m/s}$)



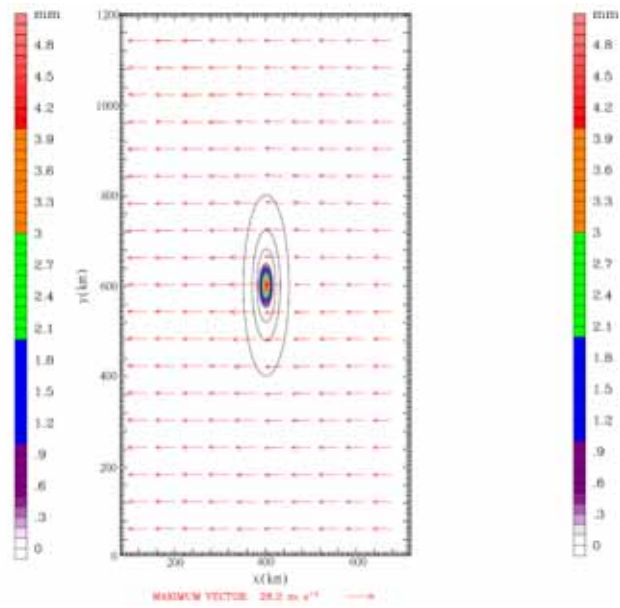
(5.2b) $Fr = 0.869$ ($U_e = 10\text{m/s}$)



(5.2c) $Fr = 1.304$ ($U_e = 15\text{m/s}$)

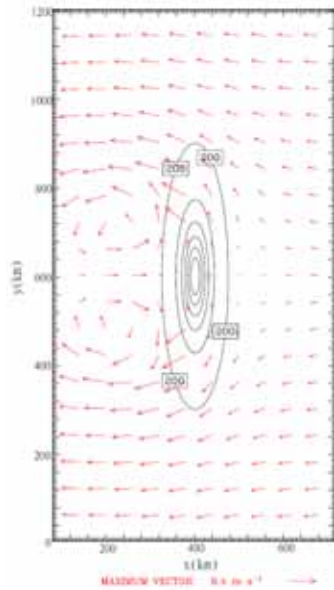


(5.2d) $Fr = 1.739$ ($U_e = 20\text{m/s}$)

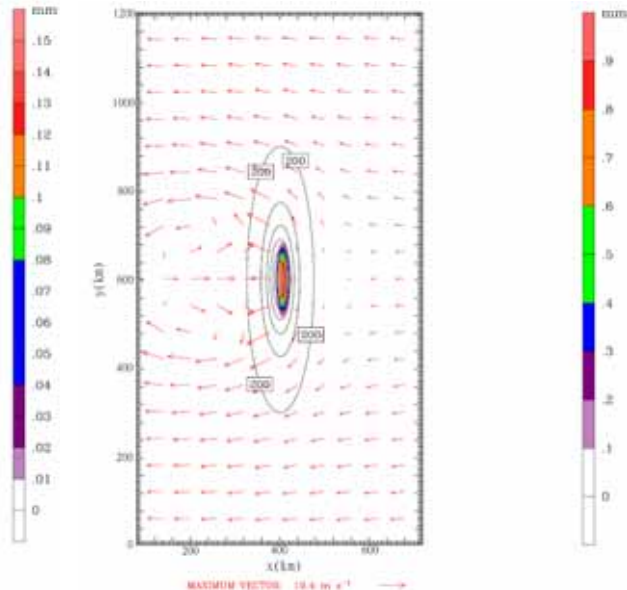


圖示為模擬秋雨季節在不同的 Fr 數情況下，在山脈高度 1000 公尺時，18 小時累積降水之水平分佈與 $z=0.2\text{km}$ 的水平風向量圖。紅色箭頭代表水平風向量，色階為累積降水量(mm)。(x=80~720km，y=0~1200km) 地形等值線從 200m 開始，等值線間隔為 200m。

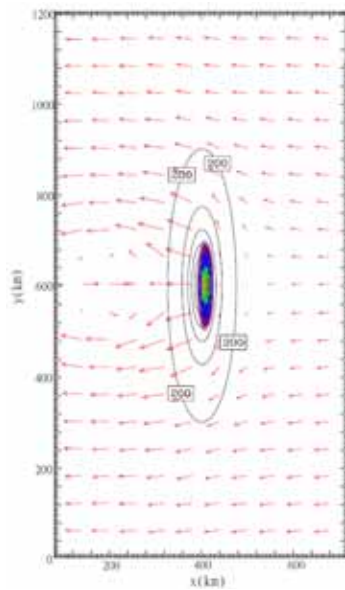
(5.2e) $Fr = 0.217$ ($U_e = 5\text{m/s}$)



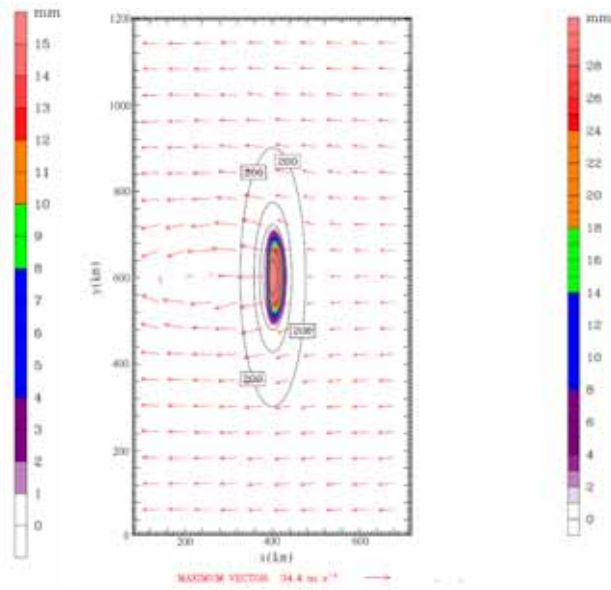
(5.2f) $Fr = 0.435$ ($U_e = 10\text{m/s}$)



(5.2g) $Fr = 0.652$ ($U_e = 15\text{m/s}$)

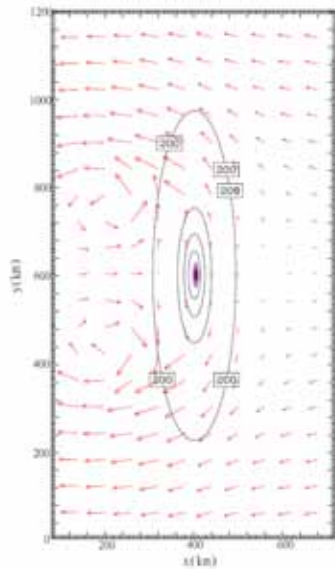


(5.2h) $Fr = 0.869$ ($U_e = 20\text{m/s}$)

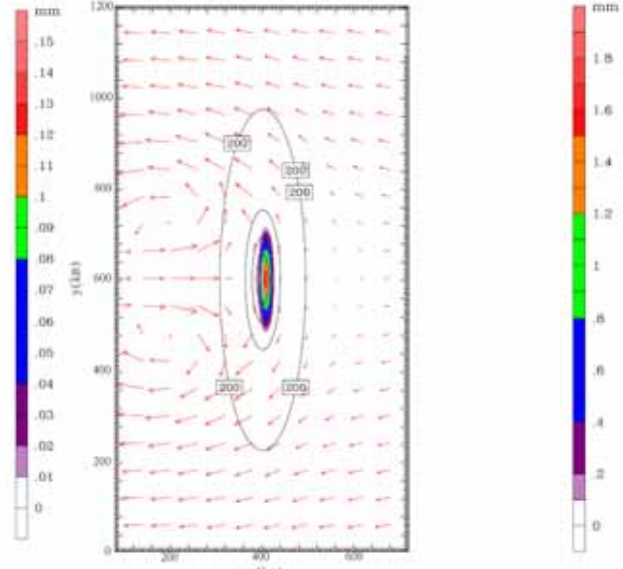


圖示為模擬秋雨季節在不同的 Fr 數情況下，在山脈高度 2000 公尺時，18 小時累積降水之水平分佈與 $z=0.2\text{km}$ 的水平風向量圖。紅色箭頭代表水平風向量，色階為累積降水量(mm)。(x = 80~720km , y = 0~1200km) 地形等值線從 200m 開始，等值線間隔為 300m。

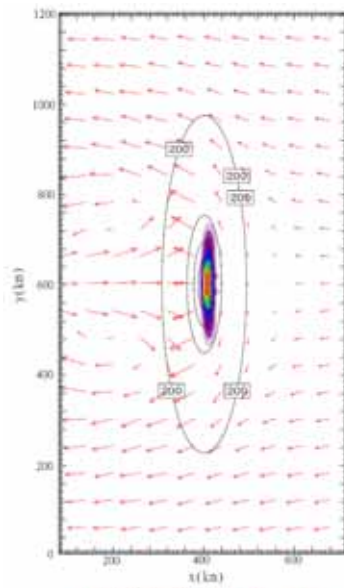
(5.2i) $Fr = 0.145$ ($U_e = 5\text{m/s}$)



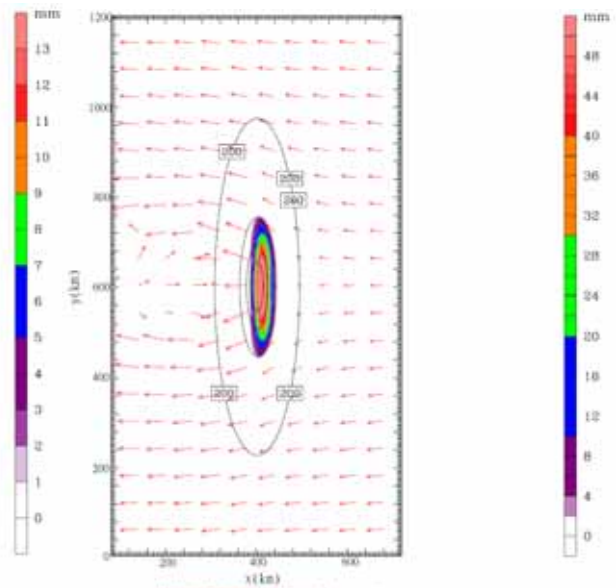
(5.2j) $Fr = 0.289$ ($U_e = 10\text{m/s}$)



(5.2k) $Fr = 0.435$ ($U_e = 15\text{m/s}$)

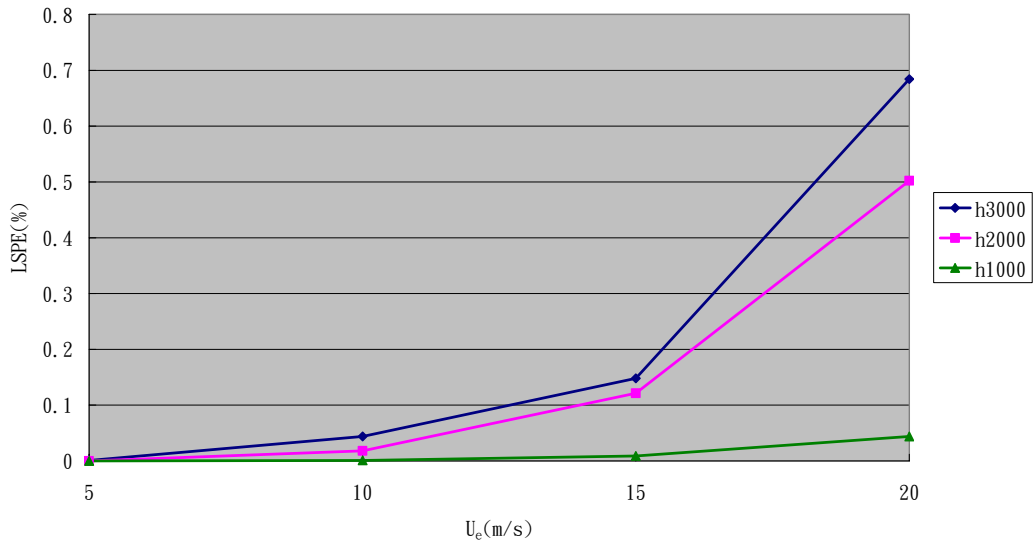


(5.2l) $Fr = 0.579$ ($U_e = 20\text{m/s}$)



圖示為模擬秋雨季節在不同的 Fr 數情況下，在山脈高度 3000 公尺時，18 小時累積降水之水平分佈與 $z=0.2\text{km}$ 的水平風向量圖。紅色箭頭代表水平風向量，色階為累積降水量(mm)。(x=80~720km , y=0~1200km) 地形等值線從 200m 開始，等值線間隔為 700m。

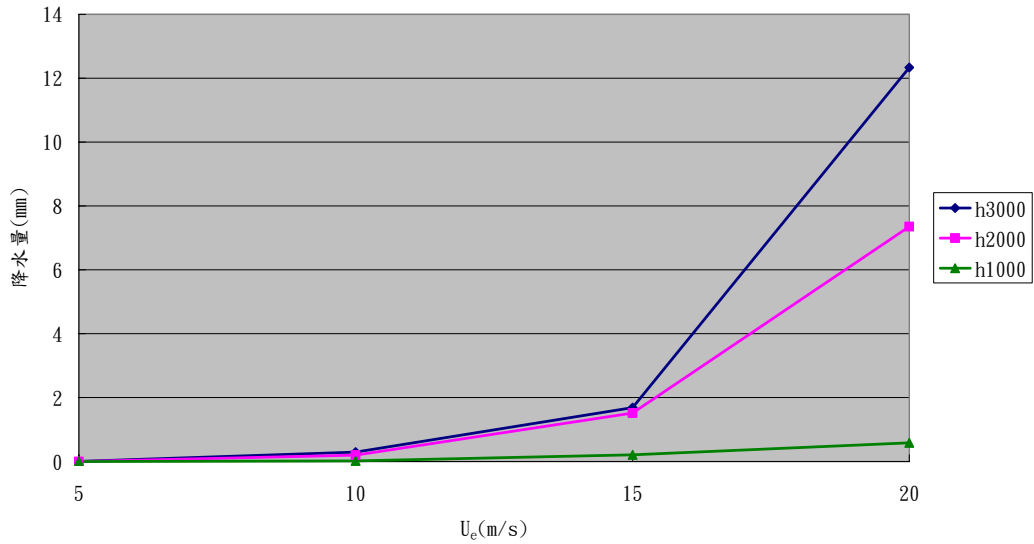
(x=320-480km, y=480-720km)



圖(5.3)為計算秋雨季節 18 小時地形降水的降水效率(LSPE)隨風速大

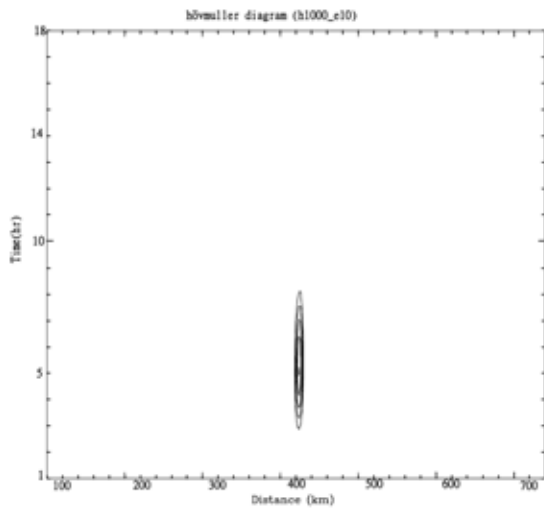
小的變化。 $LSPE = \frac{[Ps]}{[CONV_{qv}]}$ 。

降水網格之平均雨量

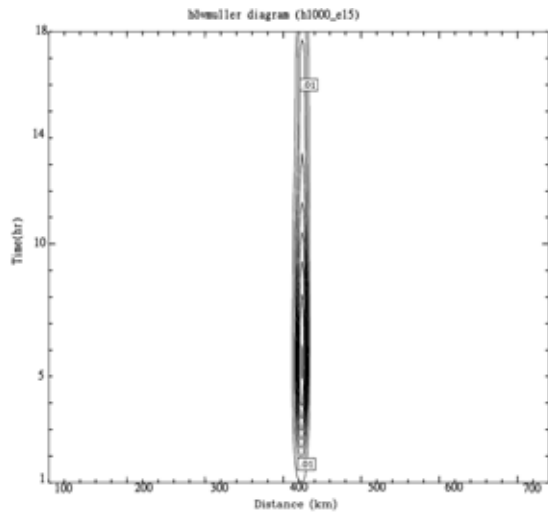


圖(5.4)為計算網格點平均降水隨風速不同的趨勢變化，即以[總降雨量]/[降水網格數]的值。

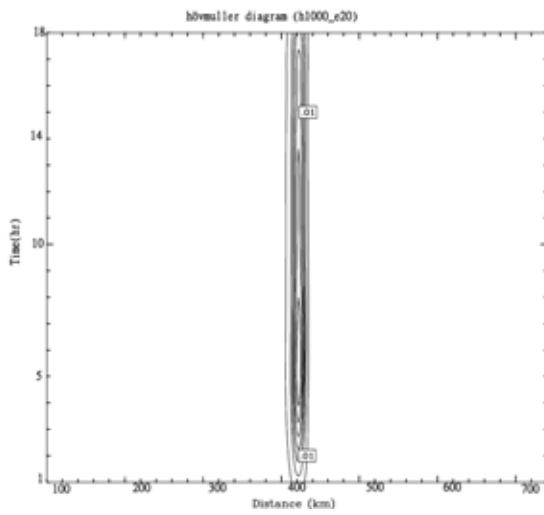
Regime
(5.5a)



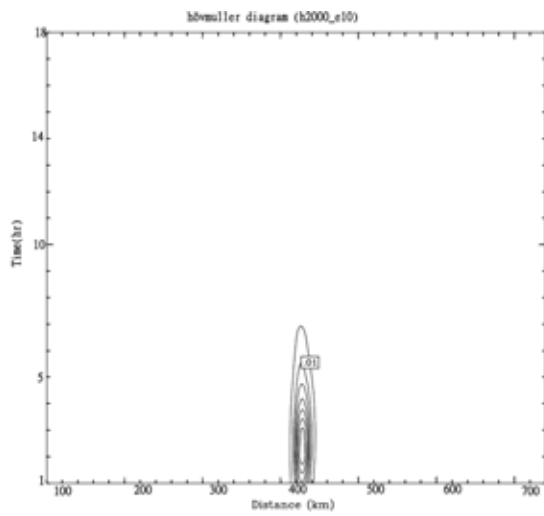
(5.5b)



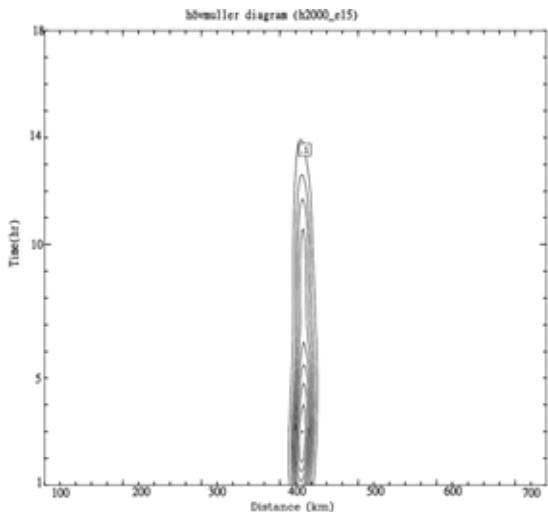
(5.5c)



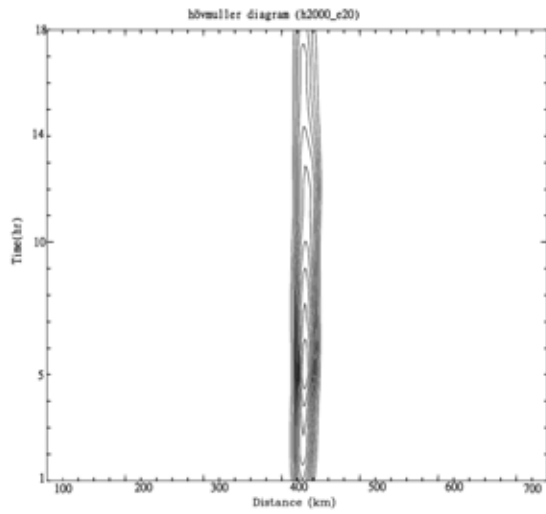
(5.5d)



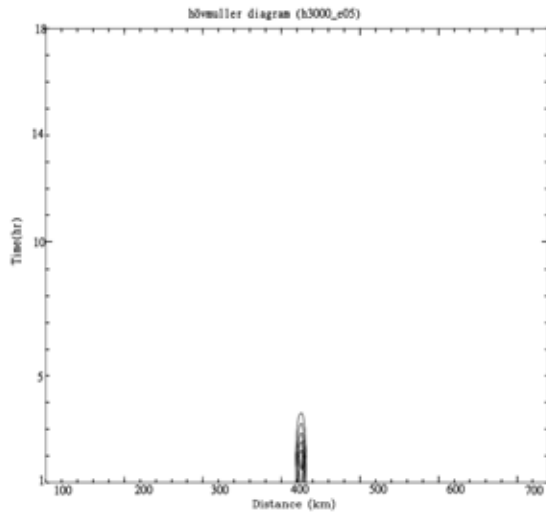
(5.5e)



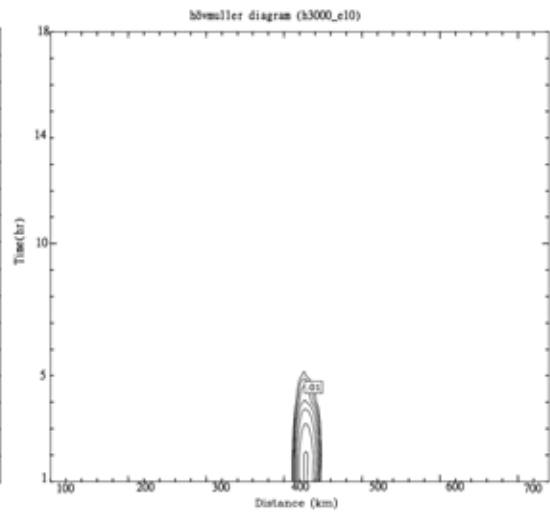
(5.5f)



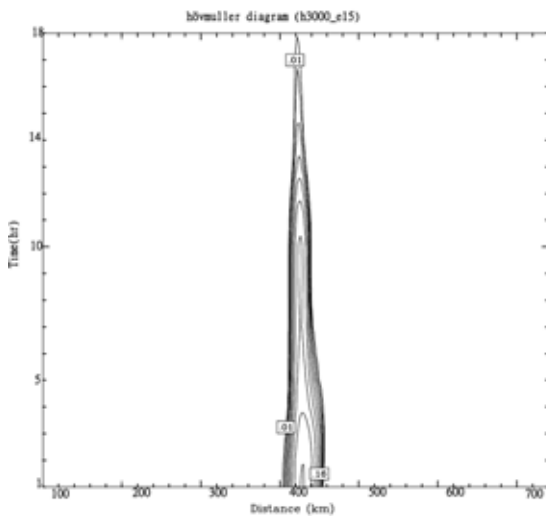
(5.5g)



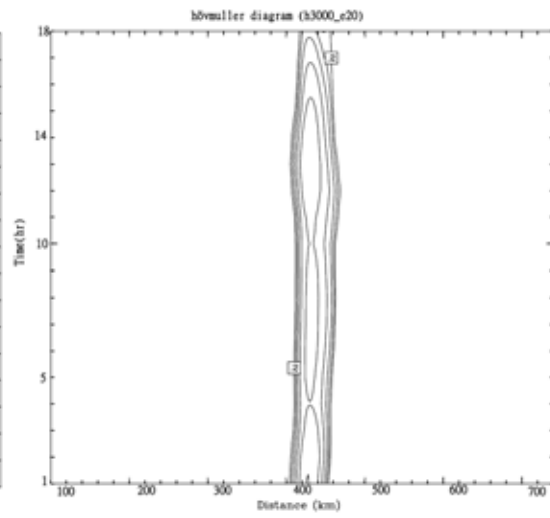
(5.5h)



(5.5i)



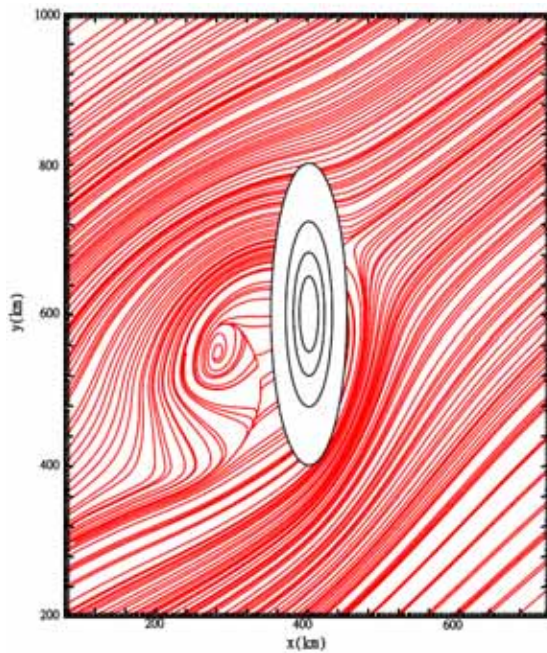
(5.5j)



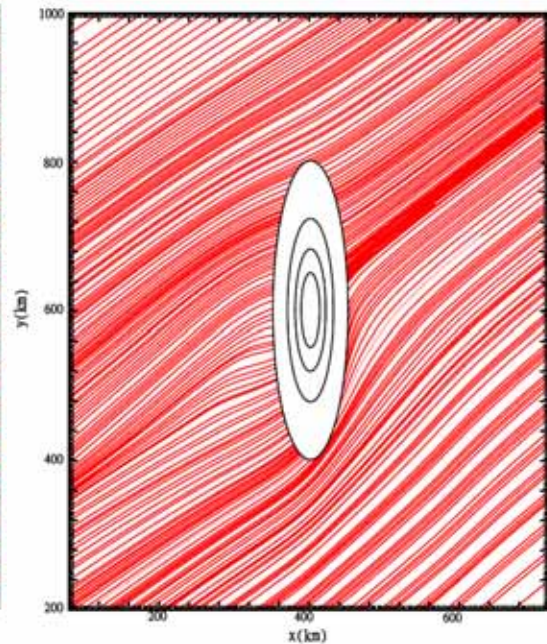
上列(5.5)圖組為各組實驗 18 小時的 Hovmöller diagram，(h1000_e20

代表山高 1000 公尺，水平風速 20m/s，風向為東風，各組實驗名稱
依此類推)，橫軸為 x 方向距離(km)，垂直軸為時間(hr)，等值線為每
小時降水量(mm)，此 x-t 圖計算區域為(x =0km~800km，y =600km)。

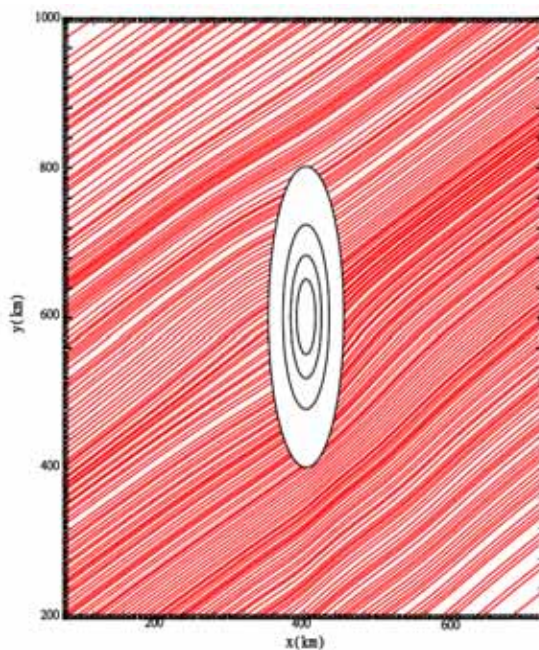
(5.6a) $Fr = 0.435$ ($U_{en} = 5\text{m/s}$)



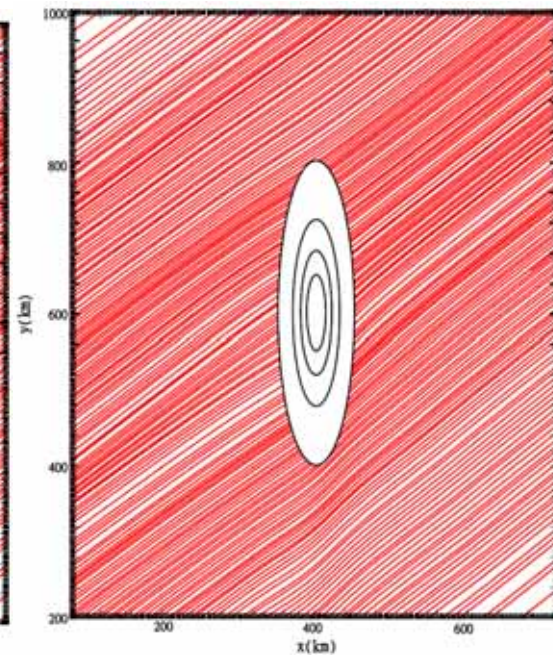
(5.6b) $Fr = 0.869$ ($U_{en} = 10\text{m/s}$)



(5.6c) $Fr = 1.304$ ($U_{en} = 15\text{m/s}$)

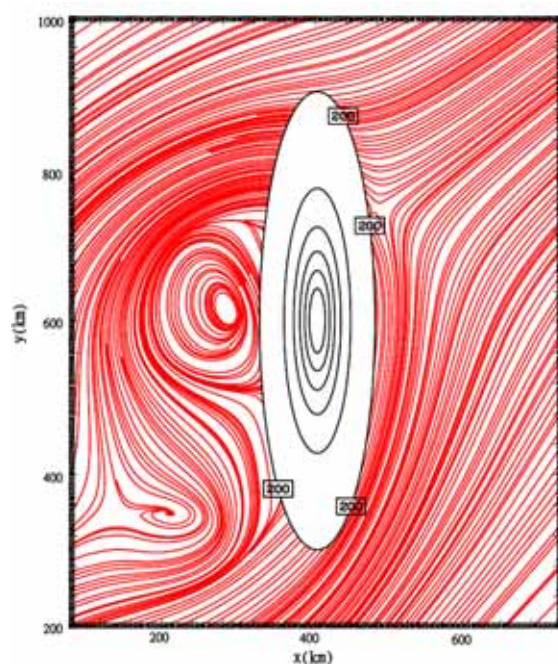


(5.6d) $Fr = 1.739$ ($U_{en} = 20\text{m/s}$)

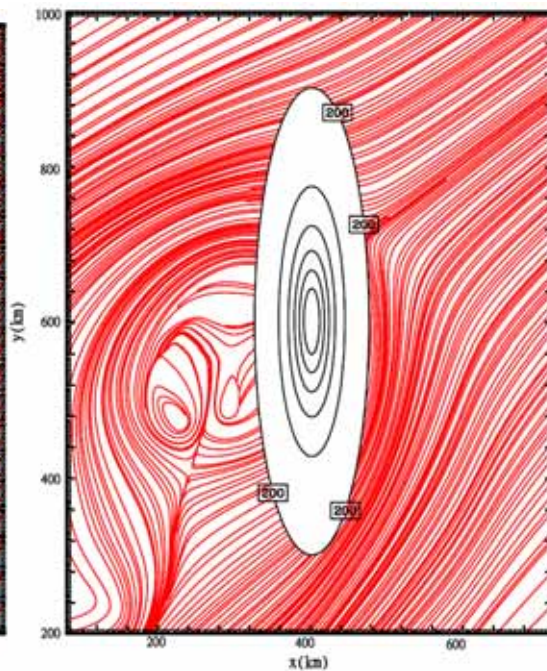


圖示為模擬秋雨季節($N_w=0.0115\text{s}^{-1}$)時，風向為東北風，山脈高度為 1000 公尺時，當氣流在不同 Fr 數的情況下，第 18 小時氣流線在 $z = 0.2\text{km}$ 的變化情形，橫軸與縱軸分別為 x 方向與 y 方向。實黑線為地形等值線，最外圍高度從 200m 開始，地形等值線間隔為 200m。

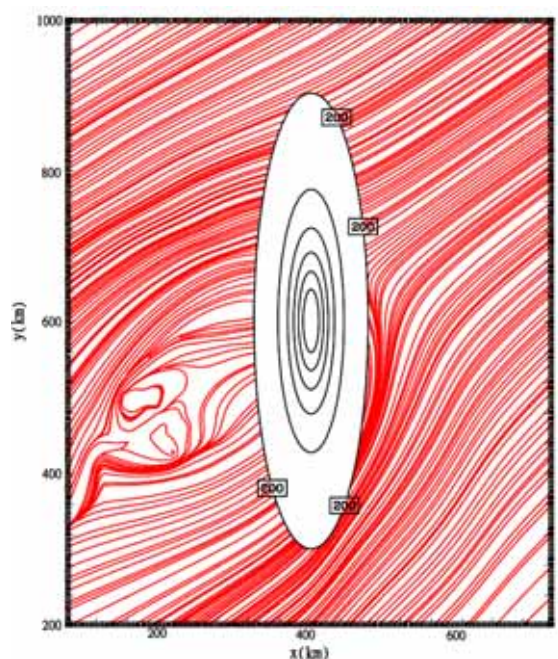
(5.6e) $Fr = 0.217$ ($U_{en} = 5\text{m/s}$)



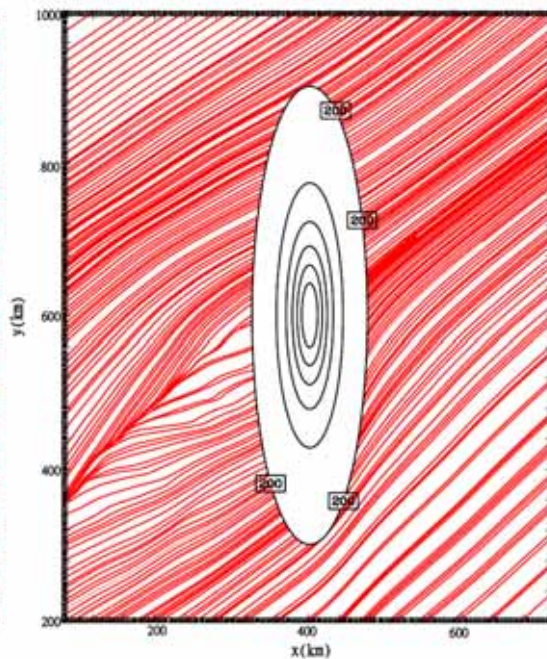
(5.6f) $Fr = 0.435$ ($U_{en} = 10\text{m/s}$)



(5.6g) $Fr = 0.652$ ($U_{en} = 15\text{m/s}$)

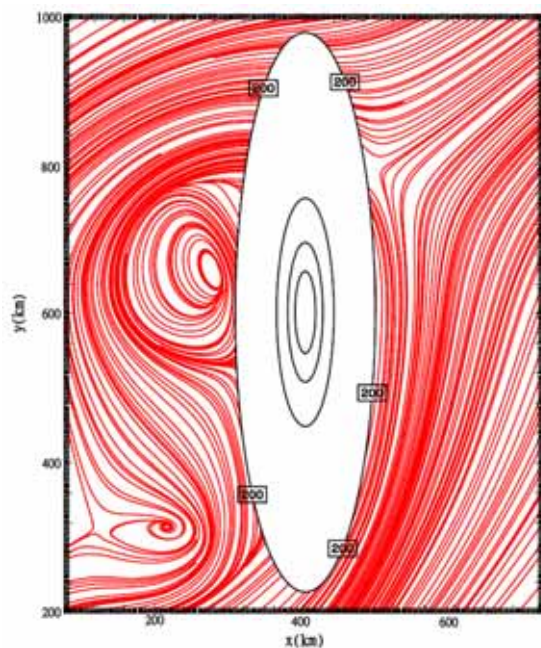


(5.6h) $Fr = 0.869$ ($U_{en} = 20\text{m/s}$)

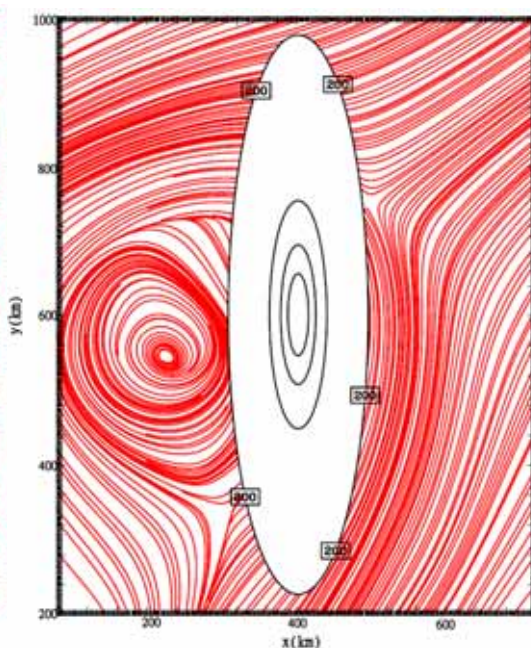


圖示為模擬秋雨季節($N_w = 0.0115\text{s}^{-1}$)時，風向為東北風，山脈高度為 2000 公尺時，當氣流在不同 Fr 數的情況下，第 18 小時氣流線在 $z = 0.2\text{km}$ 的變化情形，橫軸與縱軸分別為 x 方向與 y 方向。實黑線為地形等值線，最外圍高度從 200m 開始，地形等值線間隔為 300m。

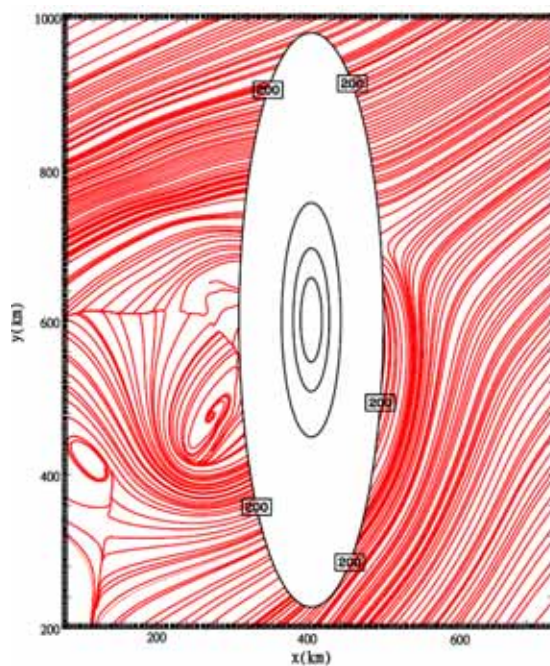
(5.6i) $Fr = 0.145$ ($U_{en} = 5\text{m/s}$)



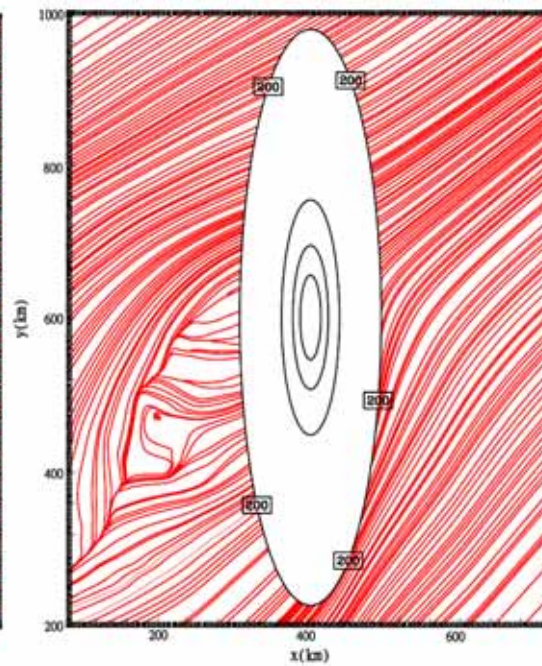
(5.6j) $Fr = 0.289$ ($U_{en} = 10\text{m/s}$)



(5.6k) $Fr = 0.435$ ($U_{en} = 15\text{m/s}$)

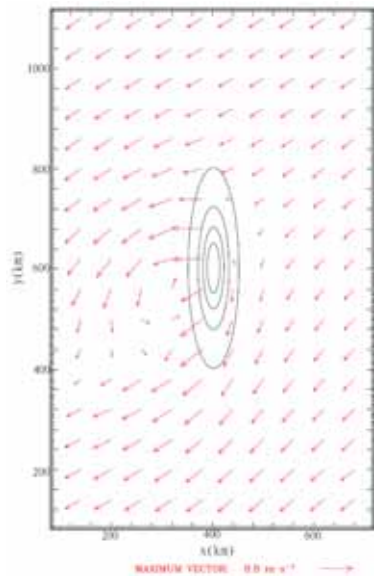


(5.6l) $Fr = 0.579$ ($U_{en} = 20\text{m/s}$)

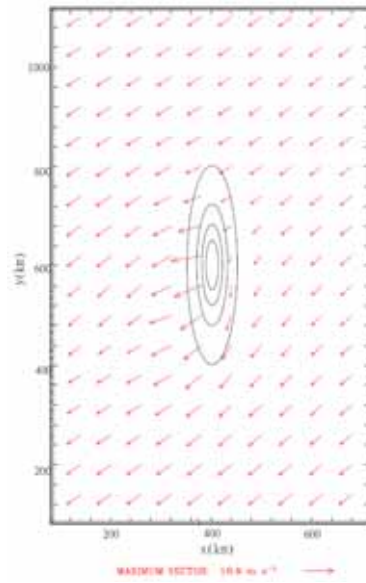


圖示為模擬秋雨季節($N_w = 0.0115\text{s}^{-1}$)時，風向為東北風，山脈高度為 3000 公尺時，當氣流在不同 Fr 數的情況下，第 18 小時氣流線在 $z = 0.2\text{km}$ 的變化情形，橫軸與縱軸分別為 x 方向與 y 方向。實黑線為地形等值線，最外圍高度從 200m 開始，地形等值線間隔為 700m。

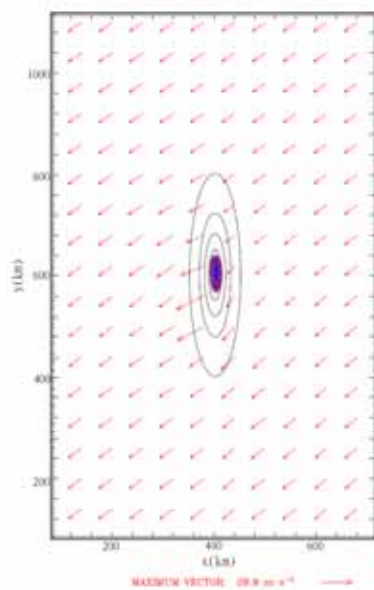
(5.7a) $Fr = 0.435$ ($U_{en} = 5\text{m/s}$)



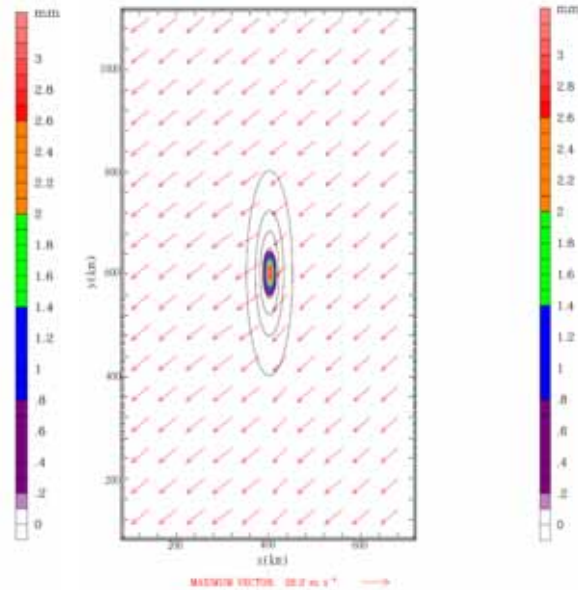
(5.7b) $Fr = 0.869$ ($U_{en} = 10\text{m/s}$)



(5.7c) $Fr = 1.304$ ($U_{en} = 15\text{m/s}$)

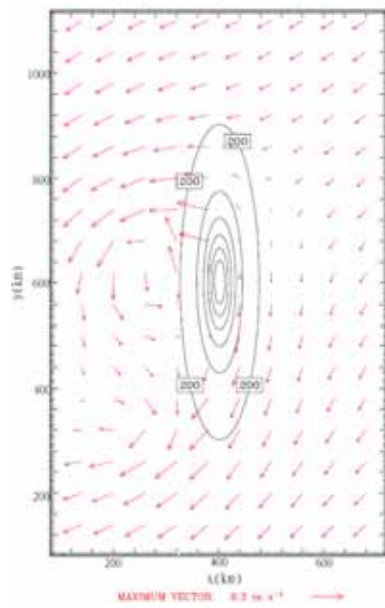


(5.7d) $Fr = 1.739$ ($U_{en} = 20\text{m/s}$)

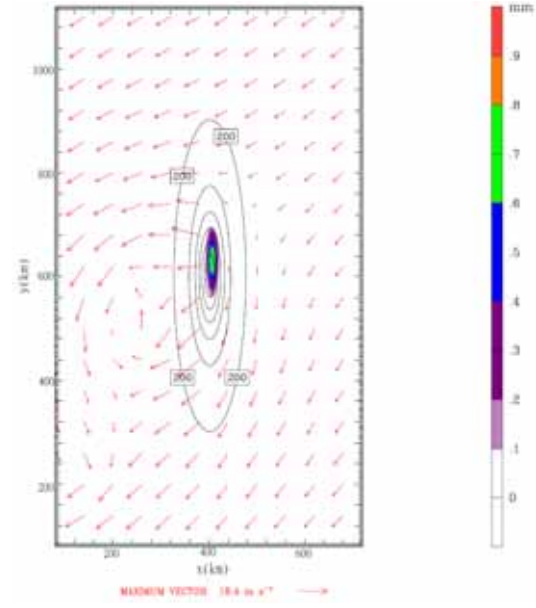


圖示為模擬秋雨季節在不同的 Fr 數情況下，在山脈高度 1000 公尺時，18 小時累積降水之水平分佈與 $z=0.2\text{km}$ 的水平風向量圖。紅色箭頭代表水平風向量，色階為累積降水量(mm)。實黑線為地形等值線，最外圍高度從 200m 開始，地形等值線間隔為 200m。

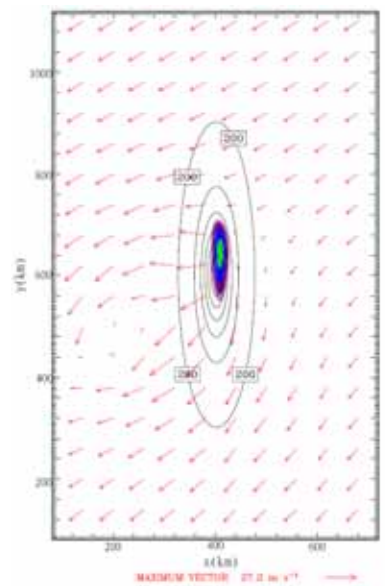
(5.7e) $Fr = 0.217$ ($U_{en} = 5\text{m/s}$)



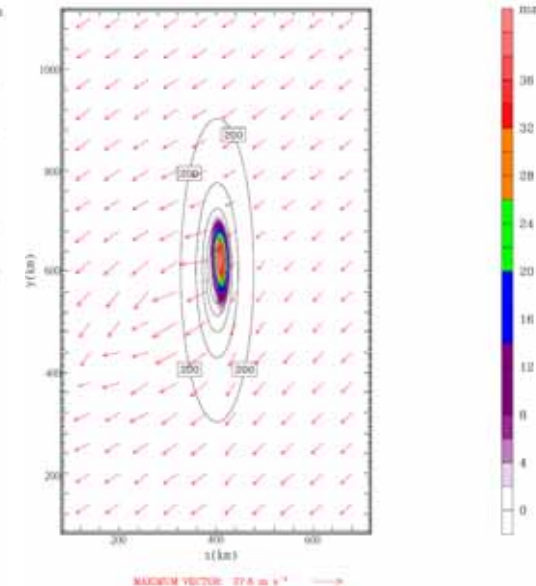
(5.7f) $Fr = 0.435$ ($U_{en} = 10\text{m/s}$)



(5.7g) $Fr = 0.652$ ($U_{en} = 15\text{m/s}$)

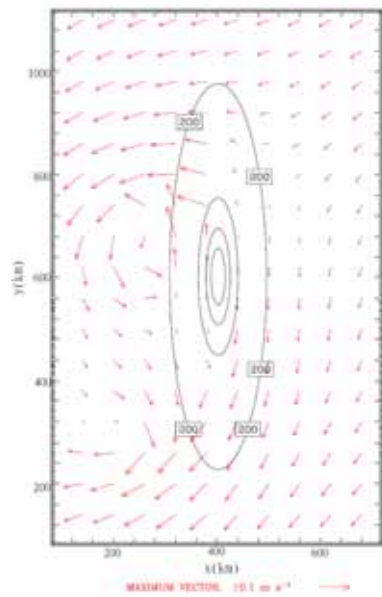


(5.7h) $Fr = 0.869$ ($U_{en} = 20\text{m/s}$)

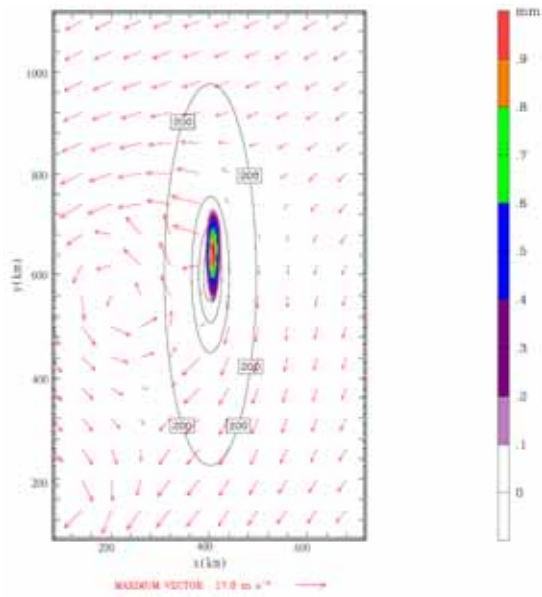


圖示為模擬秋雨季節在不同的 Fr 數情況下，在山脈高度 2000 公尺時，18 小時累積降水之水平分佈與 $z = 0.2\text{km}$ 的水平風向量圖。紅色箭頭代表水平風向量，色階為累積降水量(mm)。實黑線為地形等值線，最外圍高度從 200m 開始，地形等值線間隔為 300m。

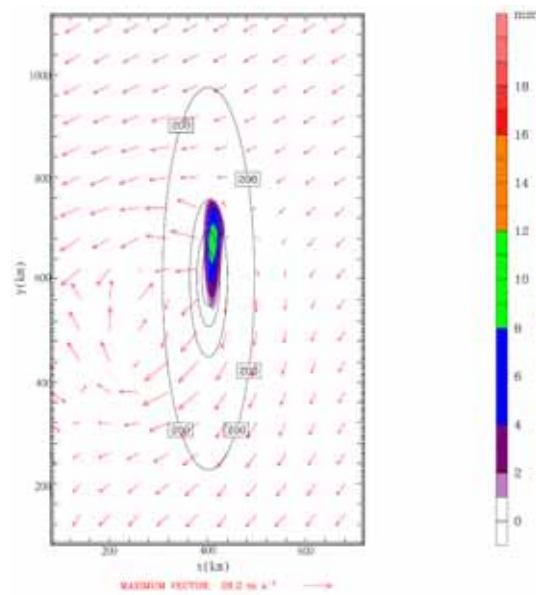
(5.7i) $Fr = 0.145$ ($U_{en} = 5\text{m/s}$)



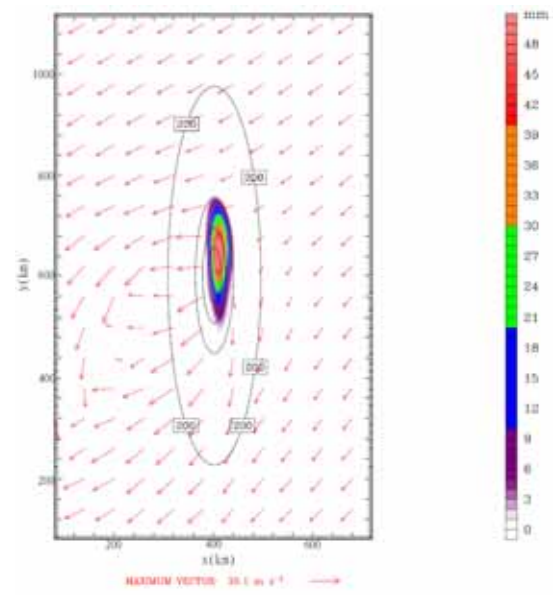
(5.7j) $Fr = 0.289$ ($U_{en} = 10\text{m/s}$)



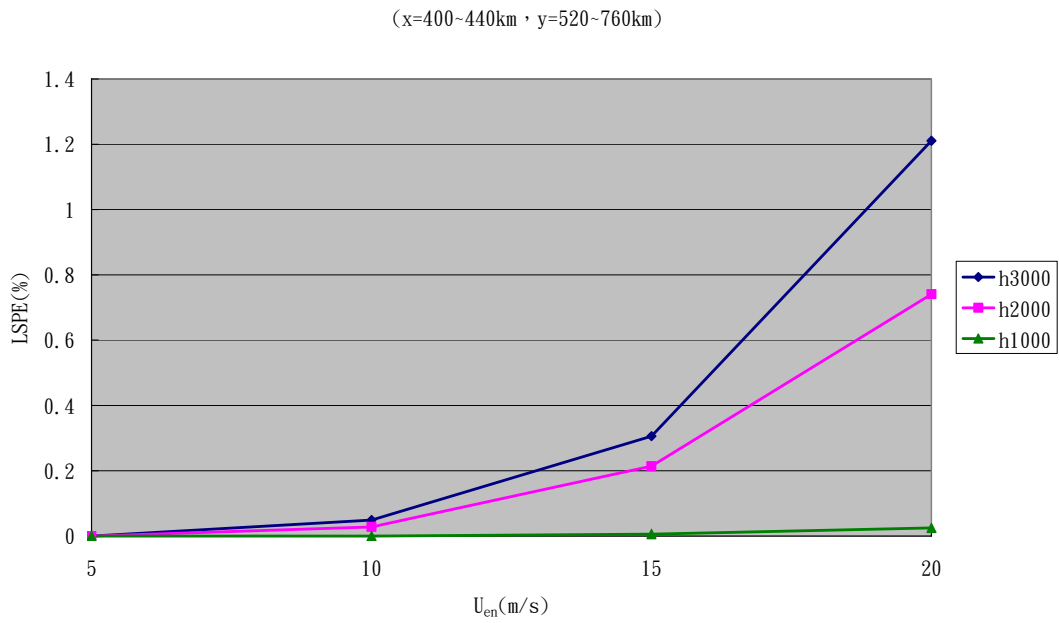
(5.7k) $Fr = 0.435$ ($U_{en} = 15\text{m/s}$)



(5.7l) $Fr = 0.579$ ($U_{en} = 20\text{m/s}$)

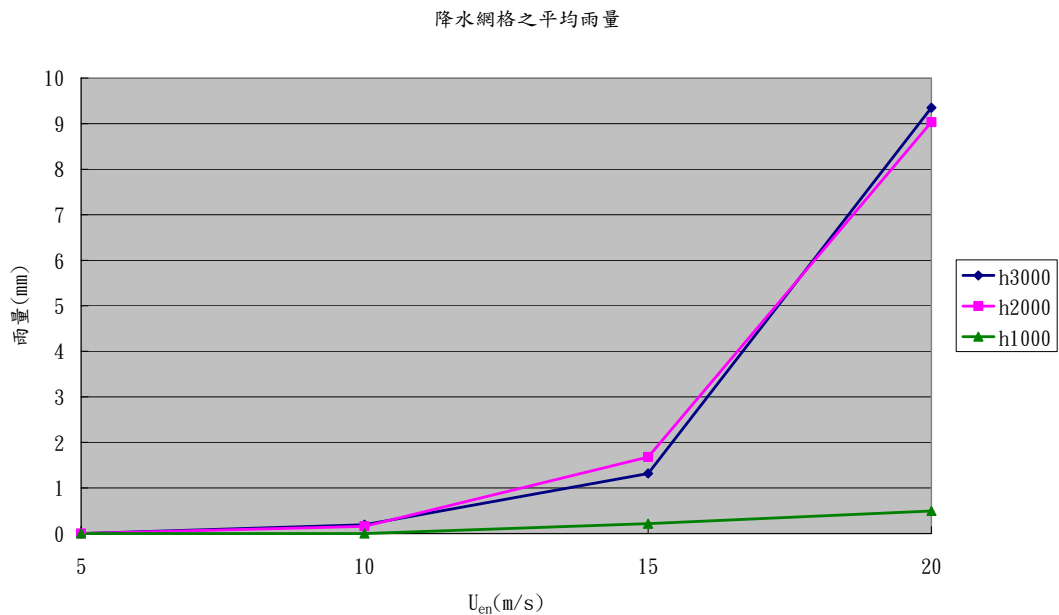


圖示為模擬秋雨季節在不同的 Fr 數情況下，在山脈高度 3000 公尺時，18 小時累積降水之水平分佈與 $z = 0.2\text{km}$ 的水平風向量圖。紅色箭頭代表水平風向量，色階為累積降水量(mm)。實黑線為地形等值線，最外圍高度從 200m 開始，地形等值線間隔為 700m。



圖(5.8)為計算秋雨季節在東北風的情況下，18 小時地形降水的降水

效率(LSPE)隨風速大小的變化。 $LSPE = \frac{[Ps]}{[CONV_{qv}]}$ 。

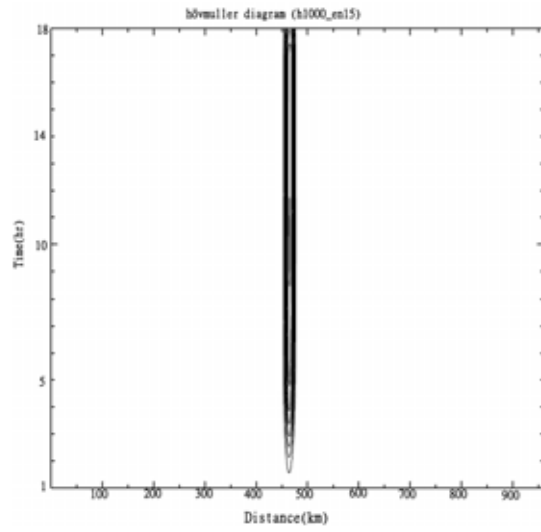


圖(5.9)為計算網格點平均降水隨風速不同的趨勢變化，即以[總降雨

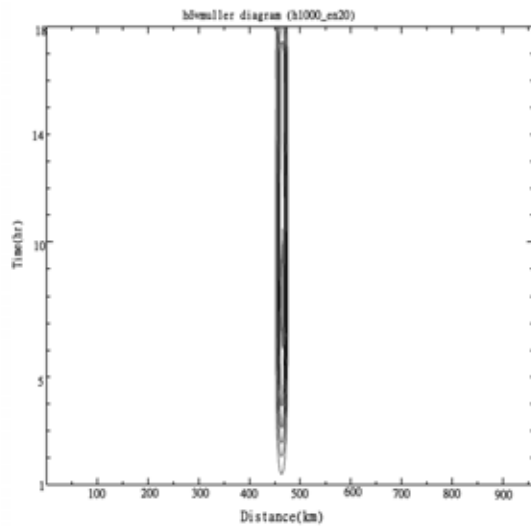
量]／[降水網格數]的值。

Regime

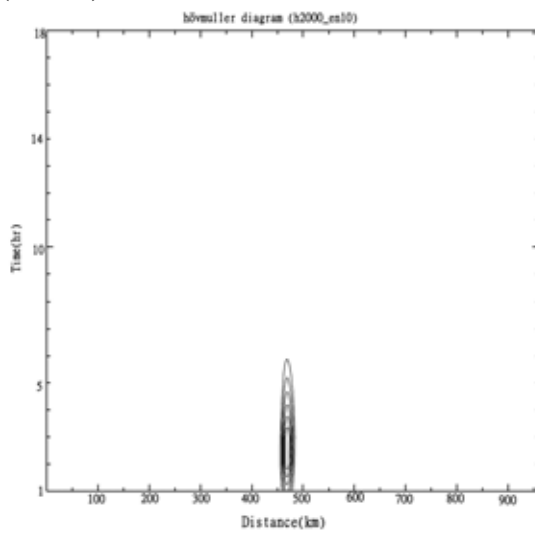
(5.10a)



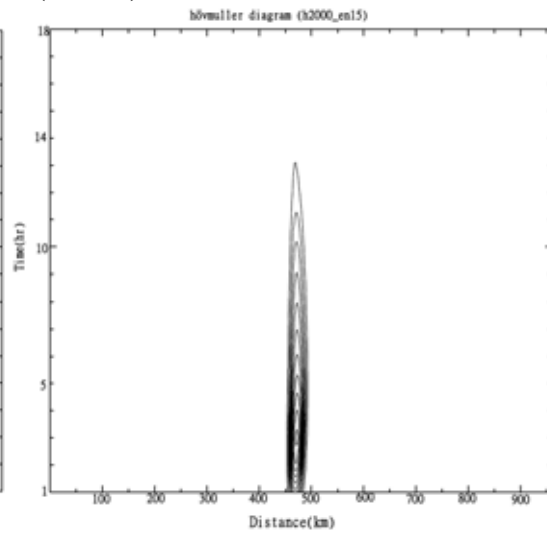
(5.10b)



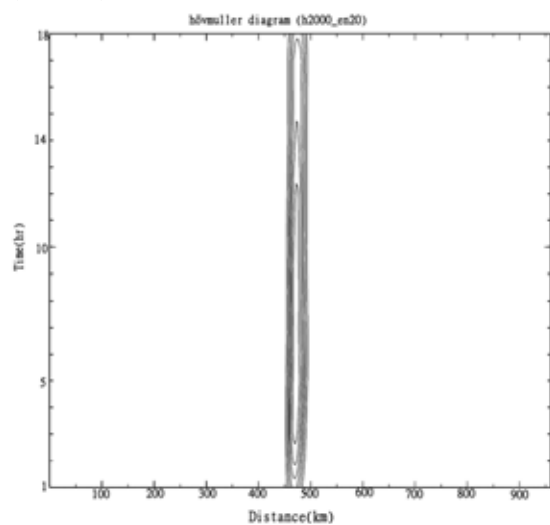
(5.10c)



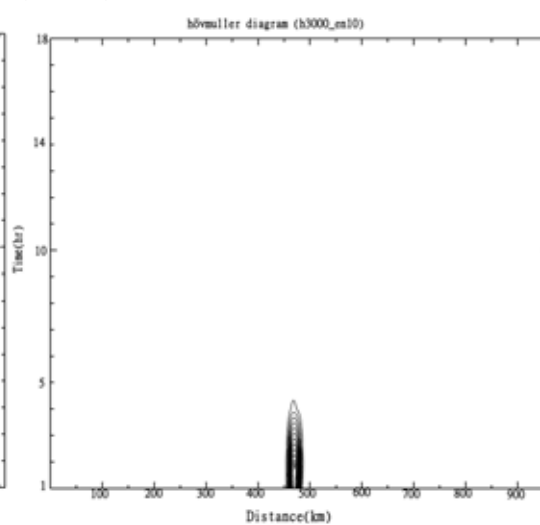
(5.10d)



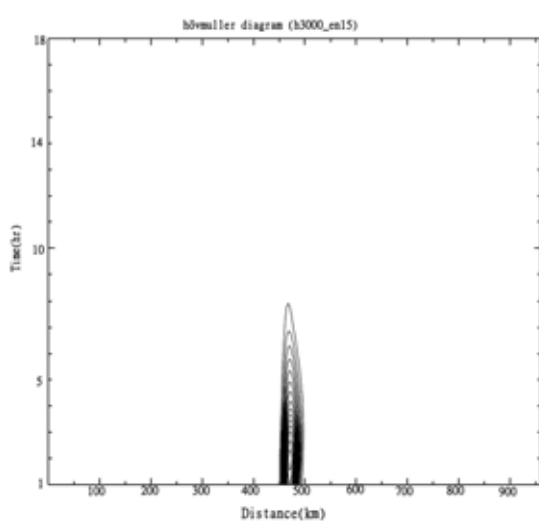
(5.10e)



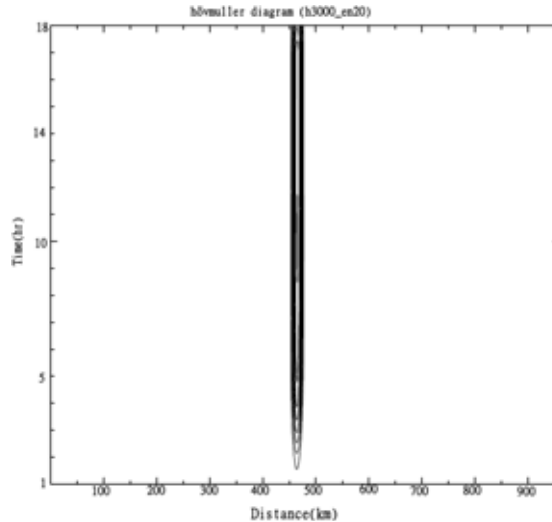
(5.10f)



(5.10g)

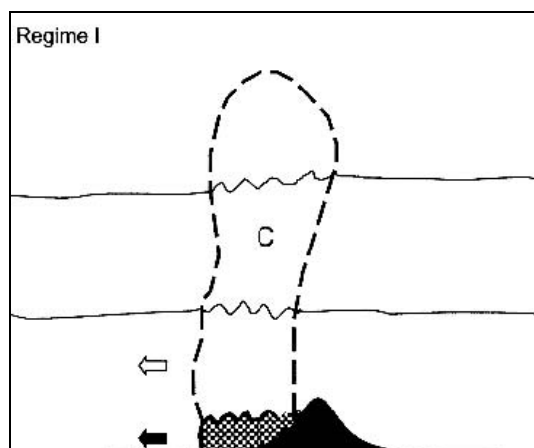


(5.10h)

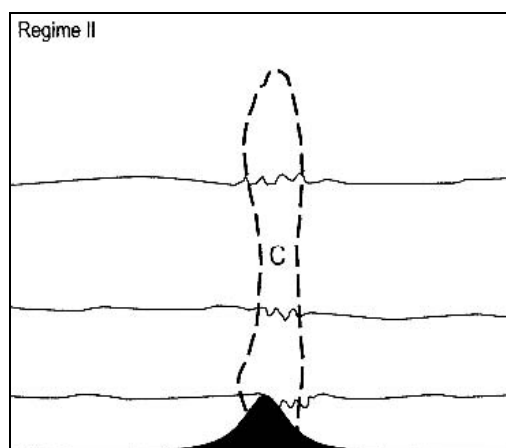


上列(5.10)圖組為各組實驗 18 小時的 Hovmöller diagram, (h1000_en15 代表山高 1000 公尺, 水平風速 15m/s, 風向為東北風, 各組實驗名稱依此類推), 橫軸為 x 方向距離(km), 垂直軸為時間(hr), 等值線為每小時降水量(mm), 山脊位於 $x=460\text{km}$ 處。

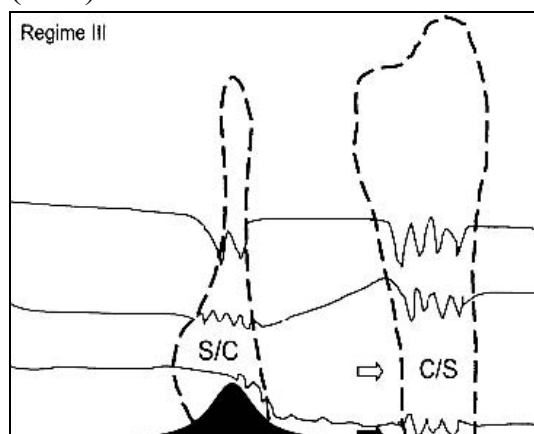
(6.1a)



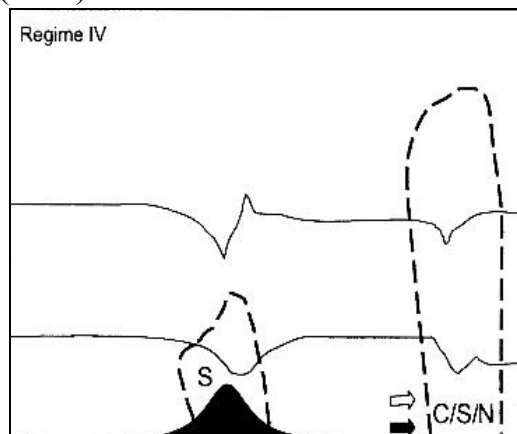
(6.1b)



(6.1c)



(6.1d)



圖組(6.1)為 Chen and Lin (2005a)定義降水移動型態 I~IV 之示意圖，圖中 C 代表對流降水，S 為層狀降水，N 代表沒有雲系的生成。空心箭頭代表降雨擴展之方向，實心箭頭代表冷空氣擴展之方向。(資料來源：取自 Chen and Lin, 2005a)