

호우

폭염

장마

예보 현장 활용 지침서

Why ? How !

여름철 예보 가이드스

Why? How! - Summer Forecast Guide



기상청



예보국 예보분석팀

CONTENTS

1. 여름철 실황분석 가이드스	1
1. 1 여름철 실황분석의 중요성	2
1. 2 여름철 실황분석 방법	18
1. 3 실황분석 사례	21
2. 호우 분석 가이드스	31
2. 1 하층제트의 정의와 특징	31
2. 2 하층제트의 상승 운동을 이용한 호우구역 해석	34
2. 3 분석시 주의사항	40
3. 일변화 특성을 고려한 여름철 강수 예보	45
3. 1 일변화란?	45
3. 2 시간대별 강수 특징	46
3. 3. 첫 번째 특성, “하층제트는 야행성이다.”	47
3. 4. 두 번째 특성, “북태평양고기압은 하루 한 번 숨을 쉰다.”	58
3. 5. 여름철 일변화를 고려한 강수예보 판단 흐름도	66
4. 장마의 초기와 종료단계 예보 방법	71
4. 1 장마란?	71
4. 2 장마의 시작단계	73
4. 3 장마의 종료단계	83
4. 4 장마의 시작/종료단계 예보를 위한 흐름도	92

5. 한반도 폭염의 원인과 예보 가이드스	97
5. 1 폭염과 폭염 예보란?	97
5. 2 우리나라 폭염에 영향을 주는 기단과 그 예측	98
5. 3 폭염 예측 방법	103
5. 4 극한의 기온(40℃이상) 예측과 일교차 활용법	111
5. 5 폭염의 시작/종료단계 예보를 위한 흐름도	115
6. 제주 동부지역 국지호우 개념 모델의 이해와 활용	119
6. 1 제주지역의 호우 특징과 통계분석	119
6. 2 제주 동부지역 국지호우 메커니즘의 이해와 예보가이드	127
7. 부산지역 호우 개념 모델의 이해와 활용	141
7. 1 부산지역의 호우 특징	141
7. 2 부산 지역의 호우 메커니즘 이해	144
7. 3 부산호우 사전 분석 매뉴얼	150
8. 부록 2019년 여름철 강수 사후분석	155
8. 1 7월 25~28일 장마전선 강수 : mT 일변화에 따른 장마전선의 남북진동과 강수 집중구역 오차	155
8. 2 9월 11일 야간 하층제트에 의한 집중호우 예측 실패 : 하층제트 후면형 호우패턴시 cold 혹은 dry air를 고려했어야	159

발행일	2019년 11월
집필	한상은, 공상민, 우재훈, 김영준, 박선영
편집	임다솔
감수	장근일, 정관영, 이경희
발행부서	예보국 예보분석팀

여름 여빈 가이드

여름철 상황분석 가이드



1. 여름철 실황분석 가이드스

단계별 실황분석 절차 (여름철)

단계	업무	내용
실황파악	<ul style="list-style-type: none"> ▶ 수증기 영상 분석 ▶ 레이더 영상 분석 	<ul style="list-style-type: none"> - 상층 기류 흐름 파악 - 건조역 및 고/저기압의 위치와 강도, 변화 경향 분석 - 강수 위치 및 강도 파악
메커니즘 분석	<ul style="list-style-type: none"> ▶ GTS 분석 ▶ 강수 발달 지역의 단열선도 분석 	<ul style="list-style-type: none"> - GTS 전문 묘화 및 분석 <ul style="list-style-type: none"> • 200hPa/500hPa: 북태평양고기압/티베트고기압 세력, 기압골 파악 • 850hPa: 하층 저기압 발달, 하층 기압계 및 수증기 유입 분석 - 단열선도 해석으로 강수의 3차원적 구조와 불안정도 분석, 하층의 수증기량 분석 <p>수치모델 예측 자료를 배제하고 메커니즘 분석에 의한 1차 예상 시나리오 작성</p>
실황과 모델 간 차이 인식	<ul style="list-style-type: none"> ▶ 실황 자료와 수치모델 예측장 비교·분석 	<ul style="list-style-type: none"> - 수치모델이 모의하는 강수의 역학적 해석 - 강수 영역 및 강수 강도 비교 - 수증기 영상과 수치모델 모의 위성 영상 비교 - 200hPa/500hPa 지위고도, 기압계 비교 - 850hPa 풍속(하층제트) 비교 <p>수치모델 예상과 실황 간 차이를 정량적으로 비교·분석</p>
실황분석 적용	<ul style="list-style-type: none"> ▶ 실황을 바탕으로 예보 시나리오 작성 	<ul style="list-style-type: none"> - 수치모델 결과에 실황분석의 오차를 적용하여 최종 예상 시나리오 수정 - 유사사례를 분석하여 다른 시나리오 작성

1. 1 여름철 실태분석의 중요성

여름철 우리나라의 기압계는 남북으로 기온과 고도의 차이가 거의 없는 순압대기 혹은 상당순압대기의 구조를 보인다. 그러나 현업에서 사용하는 모델들은 경압대기에 최적화되어 있기 때문에 순압대기에 가까운 여름철 기압계를 예측하는 데에 많은 오차를 포함한다. 따라서 여름철 실태분석은 다른 계절에 비해 특히 중요하다.

많은 분석 요소 중에서도 지상과 대기의 수증기량은 수치모델과 실태 간에 큰 오차를 보인다. 여름철 높은 온도에서의 수증기량은 약간만 증가하더라도 강한 대류성 구름을 만들거나 또는 약간만 감소하더라도 날씨가 맑아질 수 있다. 따라서 수증기의 양에 집중한 실태분석은 중요한 작업이다.

1. 1. 1 우리나라 여름철 기압계 특성

우리나라 서쪽에 위치한 유라시아 대륙은 봄철부터 지표의 눈이 녹고 일사가 강해지면서 가열되는데, 이 때 비열 차이로 인해 육지가 해양보다 빨리 가열된다. 특히 여름이 시작되는 6월부터 유라시아 대륙에는 열적저기압이 대규모로 형성되고 해양에는 북태평양고기압이 강화되면서 우리나라는 서쪽의 저압부와 동쪽의 고압부 사이에 놓인다. 열적저기압의 남쪽인 벵골만과 남중국해, 그리고 북태평양고기압의 남쪽인 적도 태평양에서부터 따뜻하고 습한 공기가 우리나라로 공급된다. 강수의 재료인 수증기가 충분히 뒷받침 되는 하층 기압계가 만들어 지는 것이다. 강한 상승 운동이 없더라도 중하층 대기에 수증기가 충분하다면 호우가 발생할 수 있는 잠재력이 충분하기 때문에 이러한 기압계는 여름철 강수 발달에 큰 역할을 한다.

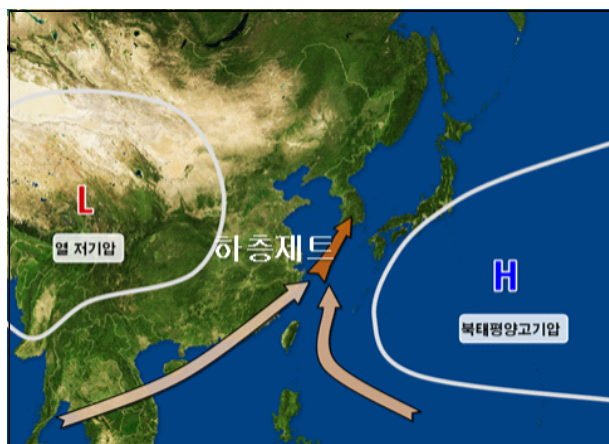
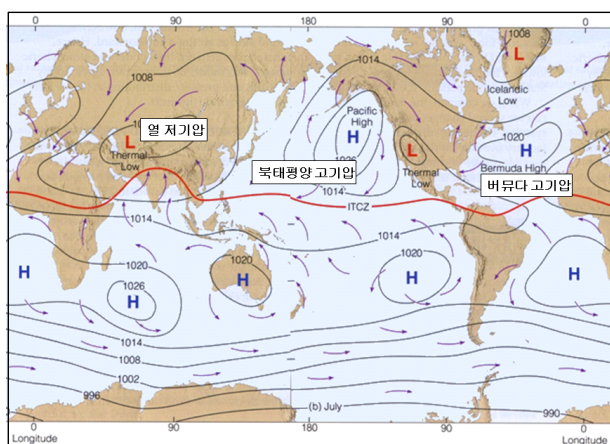


그림 1-1. 여름철(7월) 지상 기압계(왼쪽)와 우리나라 부근 지상 기압계(오른쪽) 모식도(출처: 손에 잡히는 예보기술, 2014). 한반도의 왼쪽에는 유라시아 대륙의 열적저기압이, 오른쪽에는 북태평양고기압이 있다. 그 사이에서 따뜻하고 습한 공기가 공급된다.

강수는 과포화 상태인 공기덩이에서 수증기가 응결하면서 수적을 형성하고, 이것이 성장 과정을 거치면서 지상으로 떨어지는 현상이다. 일반적으로 공기덩이가 포화 상태가 되려면 수증기량이 많아지거나 기온이 하강하여 포화수증기압이 낮아져야 한다. 앞서 여름철 기압계 특징으로부터 우리나라는 하층 대기의 수증기 공급이 원활한 것을 알고 있다. 수증기가 공급된 상태에서 공기덩이가 상승한다면 건조공기가 상승할 때보다 쉽게 포화가 된다. 그림 1-2처럼 기온 분포가 같은 조건에서 하층으로 수증기가 공급되면 이슬점 온도가 상승하면서 낮은 고도에서도 구름이 발달할 수 있다.

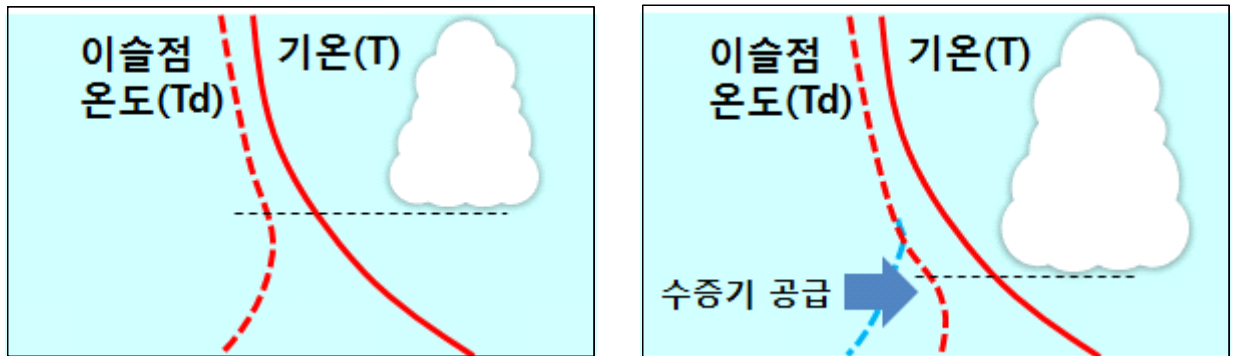


그림 1-2. 하층 수증기 공급에 따른 구름 발달. 빨간색 실선은 단열선도의 기온(T) 곡선, 빨간색 점선은 이슬점온도(T_d) 곡선, 검은색 점선은 상승응결고도(LCL)에 해당한다.

Clausius-Clapeyron 방정식은 그림 1-3과 같은 지수 함수 그래프로 표현되며, 온도에 따른 포화 수증기압을 나타낸다. 대기 중에 함유할 수 있는 최대 수증기량이 낮은 온도에서는 변화가 적다가 높은 온도에서는 급격히 증가한다는 것을 보여준다. 즉, 기온이 높은 여름철은 기본적으로 많은 수증기량을 가질 수 있으므로 약간의 기온 변화에도 수증기 함유량이 급격하게 변한다.

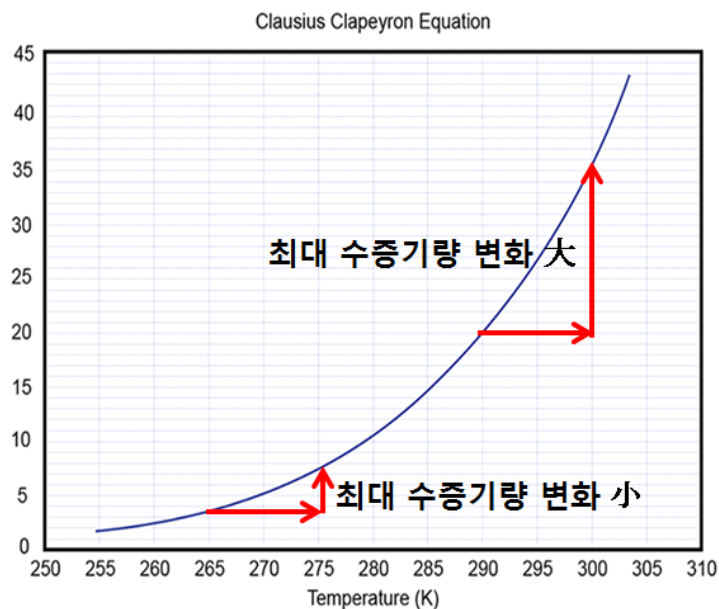


그림 1-3. 온도에 따른 수증기압 포화곡선(Clausius-Clapeyron Equation)

그림 1-4는 기상청에서 사용하는 Skew T - Log P diagram이다. 이 그림을 보면 지상(1000hPa) 약 -12°C 에서 1kg의 건조공기가 가질 수 있는 최대 수증기량은 1.5g에 불과하다(A). 이 때 지상에서 공기덩이가 포화되어 상승하는 경우 수증기량이 작기 때문에 방출되는 잠열도 적다. 따라서 건조단열기온감률(약 100m 상승 시 1°C 기온 하강)과 비슷한 구조를 보인다. 반면, 33°C 의 기온에서 포화되어 상승하는 공기는 약 33g의 수증기를 가질 수 있기 때문에(B) 많은 양의 수증기가 액체 혹은 고체로 응결되면서 대기 중으로 많은 잠열을 방출한다. 그러므로 상승할 때 기온 하강률이 작고 주변 공기보다 따뜻하고 밀도가 낮아 계속 상승할 수 있는 구조가 만들어진다.

대기는 일반적으로 조건부 불안정 상태에 있다. 조건부 불안정 대기란 안정하고 불포화 상태인 공기덩이가 강제로 상승하면서 포화에 도달하고 구름을 형성한 뒤, 주위의 공기보다 따뜻해지는 고도에 이르는 것을 말한다. 상승하는 공기덩이의 기온이 주위보다 높아지면 다른 도움 없이도 계속해서 상승할 수 있기 때문에 이러한 상태를 불안정하다고 한다. 공기덩이의 기온이 주위보다 높아지기 시작하는 고도를 자유대류고도(Level of Free Convection, LFC)라 하고, 자유대류고도에 도달한 공기덩이는 지속적인 상승 운동을 하면서 큰 CAPE(대류가용위치에너지; 자유대류고도나 대류응결고도에서 부력에 의해 상승하는 공기덩이가 가질 수 있는 최대 가용 에너지) 값을 갖게 된다.

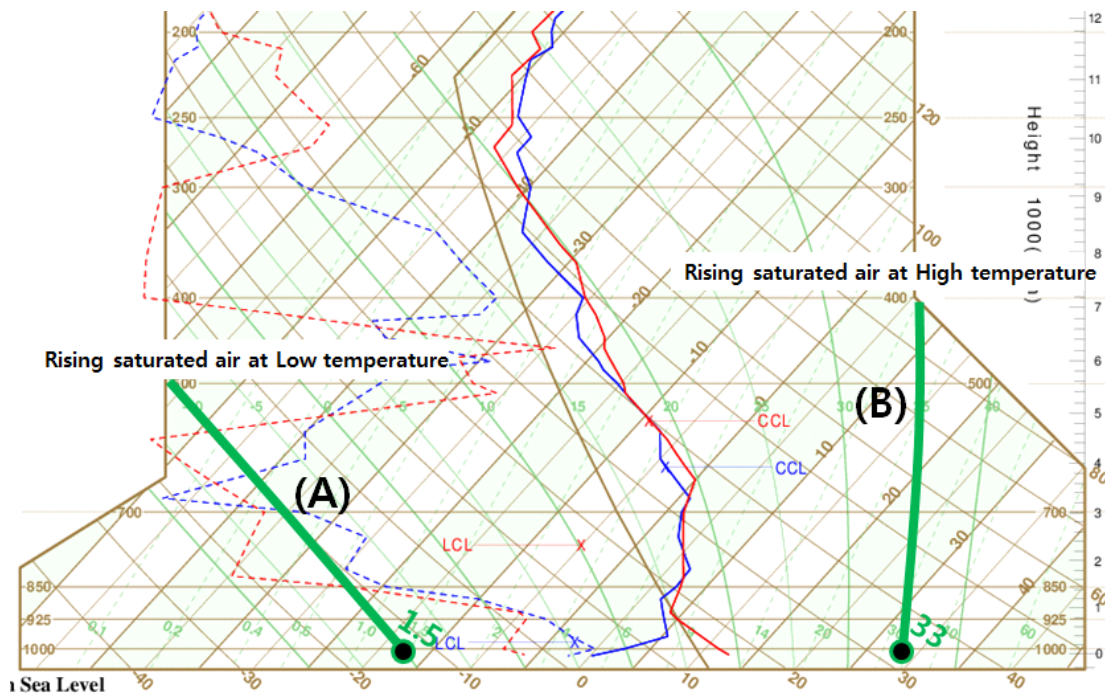


그림 1-4. 온도에 따른 포화단열감률의 변화. (A)는 낮은 온도(-12°C)에서의 포화단열감률, (B)는 높은 온도(33°C)에서의 포화단열감률을 나타낸다. 1000hPa에서의 포화혼합비가 각각 1.5g/kg(A)과 33g/kg(B)으로, 포함할 수 있는 수증기량이 적을수록 건조단열감률과 비슷하다.

여름철 집중호우를 야기하는 대표적인 형태는 중규모 대류계(Mesoscale Convective Systems, MCSs)이다. 중규모 대류계는 깊은 대류 운동이 지속적으로 발생하거나 대류 운동에 의해 중규모 연직 순환이 발생하는 현상이다. 복합적인 뇌우와 지속적인 강수가 나타나는 지역이 연결되면서 수평 규모가 최소한 100km 이상이 된다.

앞서 습윤한 공기가 상승하면서 응결되고 수증기에서 액체로 상변화를 하는 과정에서 잠열을 방출하여 주변에 비해 상대적으로 기온이 높아지면 지속적인 상승이 가능하게 된다고 하였다. 이 때 대기가 충분히 불안정해지면 적란운의 형태까지 발달할 수 있고 천둥과 번개도 동반한다.

즉, 뇌우가 형성되기 위해서는 풍부한 수증기, 불안정한 대기, 강한 상승 운동이 있어야 하는데 여름철에는 기온의 작은 변화에도 급변하는 하층 수증기량의 분석이 중요하다. 대류운은 시간에 따른 변화가 크므로 위성 영상의 실황 감시도 중요하다.

1. 1. 2 수치모델의 여름철 기압계

북태평양고기압

온난 습윤한 성질을 가진 북태평양고기압은 일사가 강한 여름에 세력을 확장하였다가 겨울로 넘어가면서 수축하는 계절적 변동을 보인다. 이와 같은 원리로 하루 동안에도 확장과 수축을 반복하는데 일사가 강한 낮에는 가열되어 확장하였다가 밤사이 기온이 떨어지면 냉각되어 수축한다.

지난 20년간(1998년~2017년) 관측한 광주의 500hPa 지위고도를 시간대별로 보면(그림 1-5) 03시에 최솟값, 15시에 최댓값을 보이는데 그 차이는 약 7gpm 정도이다. 500hPa 지위고도가 연직적으로 7gpm 낮아진다는 것은 수평적으로는 70km나 이동한다는 것을 의미한다. 강수대가 기압골의 남동진 등의 다른 강제력 없이도 북태평양고기압의 수축을 따라 밤사이 남하할 수 있는 것이다. 행정 구역상 도(道)의 남북거리가 80~100km인 것을 감안했을 때 이러한 강수대의 이동은 방재적인 측면에서 큰 의미를 갖는다.

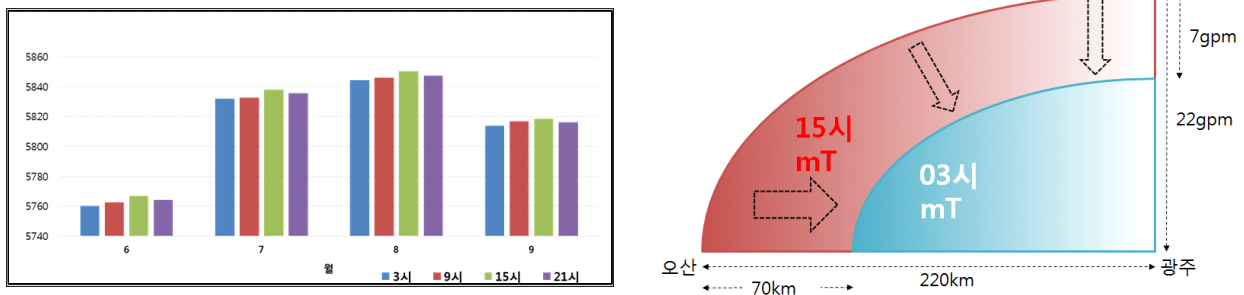


그림 1-5. 20년간(1998~2017년) 광주의 시간대별 500hPa 지위고도(gpm)의 변화. 03시에 가장 작고(파란색 막대) 15시에 가장 크다(초록색 막대).

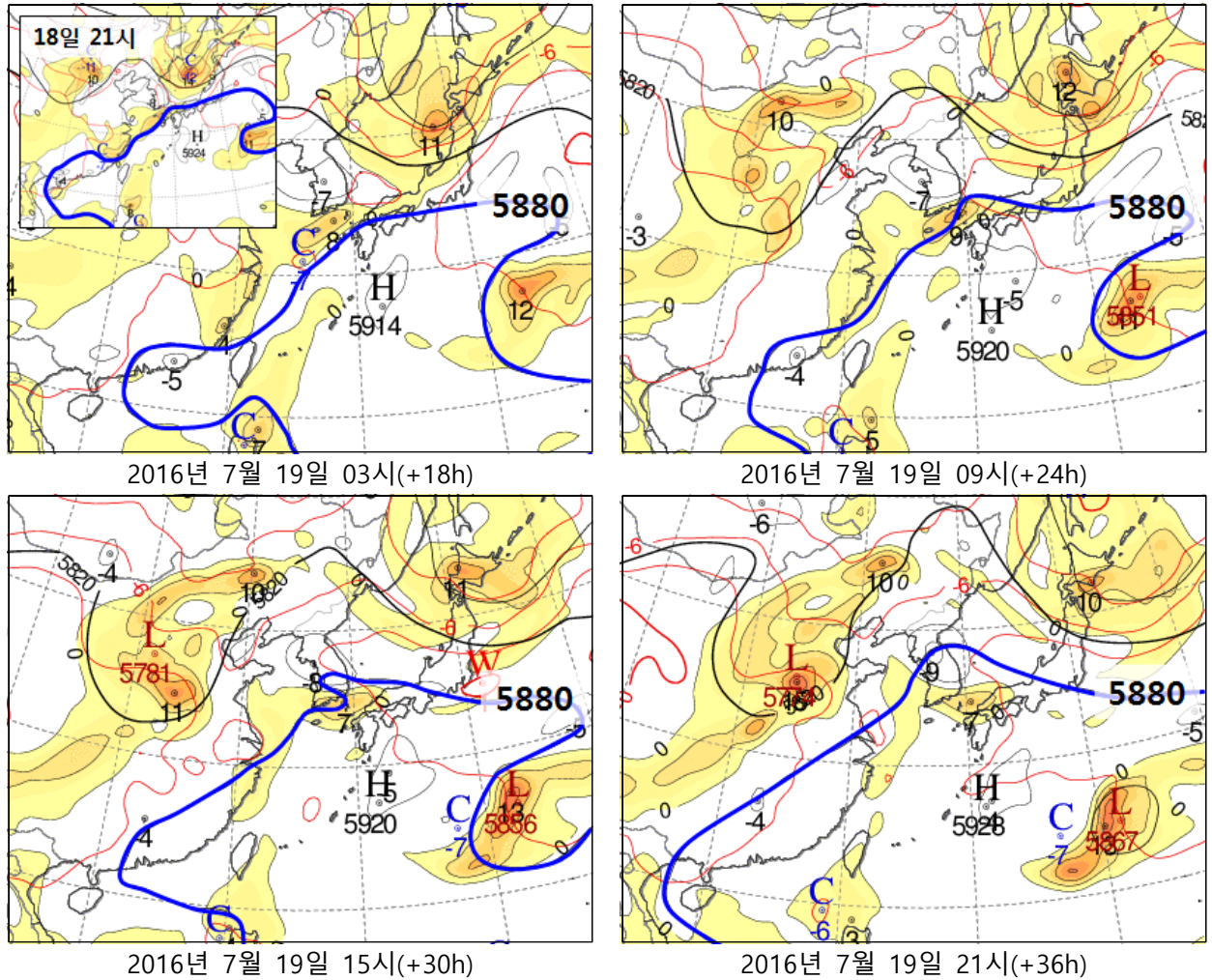


그림 1-6. 2016년 7월 19일 북태평양고기압의 일변화에 대한 UM 모델 500hPa 모의 경향

그림 1-6은 2016년 7월 18일 09시에 발표된 500hPa 고도/기온에 대한 UM 모델의 예측장이다. 기후학적으로 500hPa의 5880gpm 등고도선과 북태평양고기압 가장자리가 잘 일치한다고 알려져 있으므로(Choi and Byun 2007, Bao 1987, Huang and Tang 1964) 5880gpm을 기준으로 북태평양고기압의 모델 예측 경향을 살펴보았다. 7월 19일 03시 예측장을 보면 북태평양고기압(5880gpm)의 서쪽과 북쪽 경계가 18일 21시 보다 수축한 것을 알 수 있다. 그러나 19일 09시에는 북쪽 경계가 큐슈 북부에서 대한해협으로 확장하기 시작하고 19일 21시에는 북한지방까지 북상하는 것으로 모의하고 있다.

이처럼 UM 모델에는 북태평양고기압의 일변화(Diurnal cycle) 경향이 반영되어 있다. 그러나 UM 모델은 21시에 북태평양고기압이 가장 확장하는 것으로 모의하였다. 이는 500hPa 지위고도가 3시에 최솟값, 15시에 최댓값을 보이는 관측 경향과는 맞지 않는다.

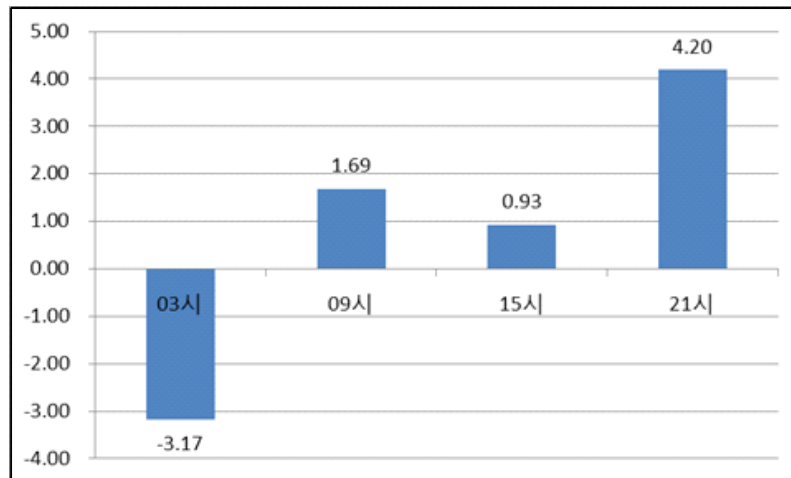
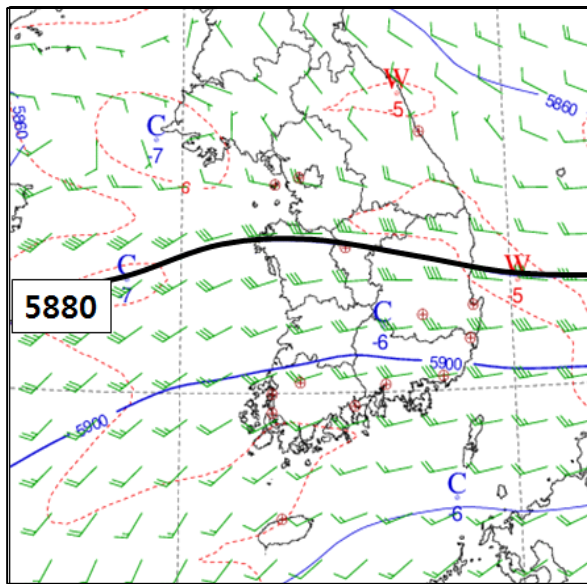


그림 1-7. 광주의 500hPa 지위고도(2016년~2018년, 7월~8월)에 대한 UM 모델의 시간대별 편차. UM 모델의 북태평양고기압은 03시에 실황보다 남하하고 09시부터는 실황보다 북상한다.

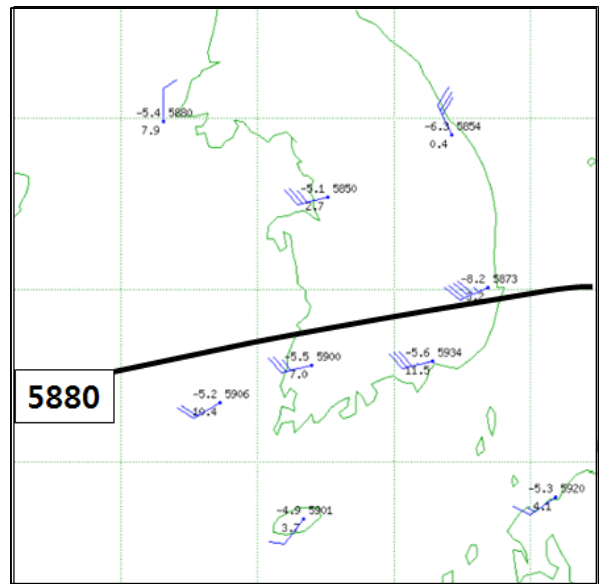
그림 1-7은 500hPa 지위고도에 대한 UM 모델의 시간대별 편차(2016~2018년 7~8월, 광주)를 나타낸다. 모델값-실황값을 계산한 것으로 음의 편차는 모델이 지위고도를 실황보다 과소모의 하는 것이고, 양의 편차는 모델이 과대모의 하는 것을 의미한다. 그래프를 보면 21시 양의 편차 → 03시 음의 편차 → 09시 양의 편차로 바뀌는데, 이것은 밤사이 북태평양고기압이 수축할 때에는 모델이 예상 등고도선을 실황보다 남하하는 것으로 모의하고, 아침에 확장할 때에는 실황보다 더 북상하는 것으로 모의하는 것을 의미한다.

기단의 경계에서 발달하는 장마전선의 경우 북태평양고기압의 일변화를 따라 밤사이 고기압이 수축할 때 남하하고, 낮에 고기압이 확장할 때 다시 북상한다. 장마전선이 남하하다가 다시 북상하는 사이(새벽~아침)에 정체하게 되는데, 이 때 한 구역에 머무르면서 집중호우가 발생하기 쉽다.

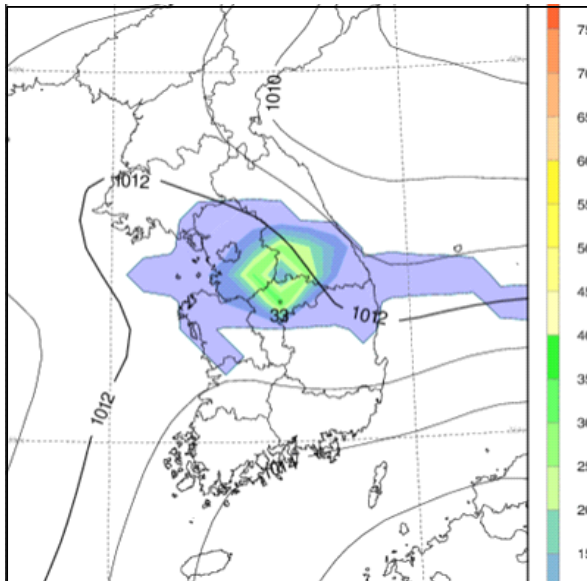
그러나 수치모델은 그림 1-7과 같이 북태평양고기압의 수축 및 확장에 편차를 가지고 있으므로 장마전선의 남하 및 북상에도 오차를 내포한다. 따라서 장마전선에 의한 집중호우 구역에도 오차가 발생하게 된다.



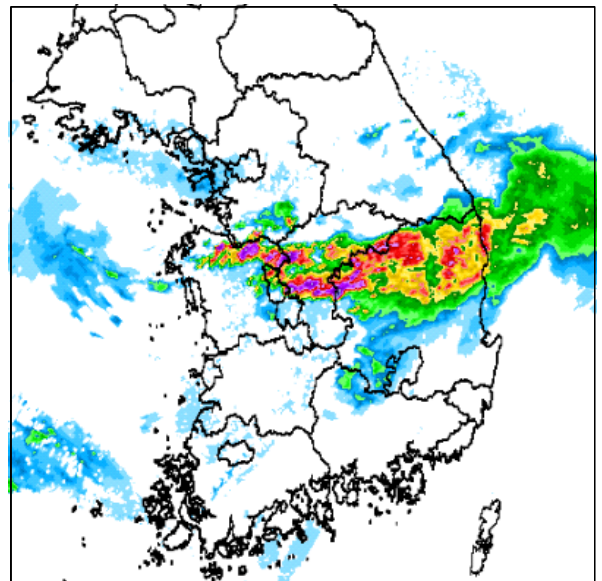
7월 16일 09시 UM 모델 500hPa 예측장(+24h)



7월 16일 09시 500hPa GTS 분석



7월 16일 09시 UM 모델 지상 예측장(+24h)



7월 16일 09시 레이더 영상

그림 1-8. 2017년 7월 16일 09시에 대한 UM 모델(7월 15일 09시 모델)과 실황의 비교. 모델이 예상하는 5880gpm 선은 충청북부에 걸쳐있으나 실황은 남부지방에 있다(위). 강수구역도 모델 예상보다 남쪽에 분포한다(아래).

그림 1-8에 있는 2017년 7월 16일 09시에 대한 UM 모델(7월 15일 09시 발표 모델)과 실황을 비교해보자. 수치모델은 500hPa 5880gpm 등고도선을 충청북부에 걸쳐 있는 것으로 모의하였다. 강수 구역도 5880gpm 북단인 중부지방과 충청북부, 경북북부로 예상하였고 특히 경기남부, 강원영서남부, 충청북부에 30mm 이상의 강수량이 집중될 것으로 모의하였다. 그러나 실황 GTS 자료를 기반으로 분석한 5880gpm 등고도선은 예상보다 남쪽인 남부지방에 걸쳐있는 것으로 나타났다. 또한 레이더 영상에서도 볼 수 있듯이 예상보다 좁은 띠 형태의 강수대가 충청도와 경북북부에 걸쳐있고 특히 강한 강수대는 예상보다 남쪽인 청주 부근에 있었다.

한편 하루 동안 나타나는 지위고도의 편차뿐만 아니라 6월~9월 사이 관측된 지위고도의 전체적인 변화 경향과 모델의 편차를 비교해 보면(그림 1-9), 지위고도가 하강하는 추세일 때(A) UM 모델은 실황보다 높게 모의하고(양의 편차), 지위고도가 상승하는 추세일 때(B) 모델은 낮게 모의(음의 편차)하는 경향을 보인다. 지위고도의 변화가 급격하게 나타날수록 그 편차는 더 커진다. 즉 수치모델이 고도장의 변화를 반영하지 못하고 있음을 알 수 있다.

따라서 GTS 분석을 통한 북태평양고기압 가장자리의 실황 파악은 여름철 강수 구역 및 집중 호우 구역 분석을 위해 선행해야 할 작업이다.

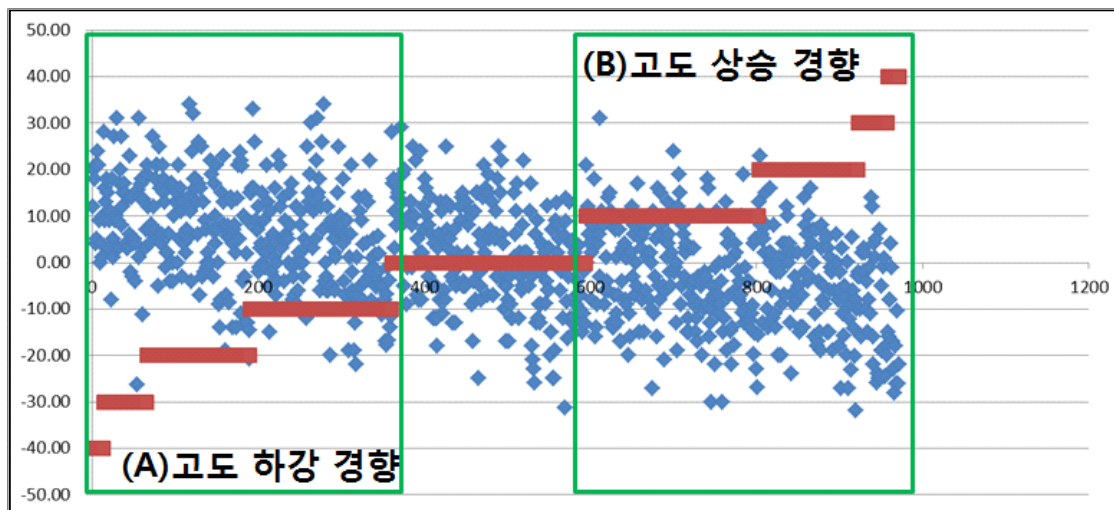


그림 1-9. 광주의 500hPa 지위고도 변화 경향에 따른 모델 편차(2016~2018년, 6~9월).

(A)는 지위고도가 하강하는 경향, (B)는 지위고도가 상승하는 경향일 때를 의미함

(■ 지위고도 변화 경향, ■ 모델 편차)

북태평양고기압의 일변화에 대한 자세한 연구는 여름철 Why? How! 「일변화 특성을 고려한 여름철 강수예보」(p.45)를 참고하기 바란다.

폭염

수치모델이 북태평양고기압을 모의하는 데에 오차가 있다는 것은 장마전선뿐만 아니라 폭염을 예측하는 데에도 영향을 준다. 북태평양고기압이 확장하여 우리나라를 완전히 장악하면서 장마는 끝나고, 따뜻하고 습한 기단의 영향을 받으며 폭염이 시작된다. 앞서 언급했듯이 UM 모델은 500hPa의 지위고도를 잘 모의하지 못하는 경향이 있으므로 폭염, 특히 중기예보에서의 기온 예측성이 낮다.

우리나라 상층 기압계를 지배하는 기단은 북태평양고기압과 티베트고기압(Tibetan high)이다. 평균 해발고도가 약 4km 이상인 티베트 고원에는 여름철 강한 일사 가열로 인해 열적저기압이 형성된다. 이로 인해 상층(200hPa)에는 거대한 상층 고기압이 만들어지는데 이것을 티베트고기압이라고 한다. 티베트고기압이 티베트 고원에서부터 우리나라 상공까지 확장하고 북태평양고기압이 일본 남동쪽 해상에서 우리나라 상공까지 확장하면서 거대한 동서 고기압 벨트를 형성한다. 우리나라에는 하층에서부터 200hPa까지 견고한 고기압이 형성되면서 열기가 빠져나가지 못하고 폭염이 나타나게 된다.

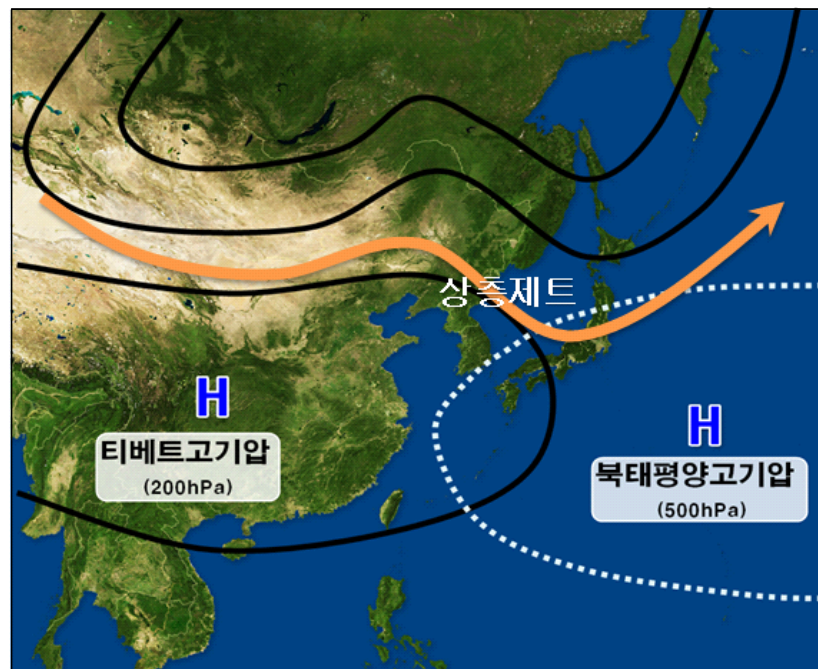


그림 1-10. 여름철 우리나라 부근 상층 기압계 모식도. 한반도의 오른쪽에는 500hPa의 북태평양고기압이 확장하고, 왼쪽에는 200hPa의 티베트고기압이 확장한다. 주황색 화살표는 상층(200hPa)제트를 의미한다.

앞서 언급했듯이 중기예보를 위한 수치모델의 폭염 예측성은 현저히 떨어진다. 특히 MOS는 기후적인 통계자료를 포함하기 때문에 이례적인 폭염을 따라가지 못하는 모습을 보인다. 예측기간이 길어질수록 평년값을 쫓아간다.

표 1-1에 있는 2018년 8월 1일부터 10일까지 서울의 최고기온 변화를 보자. 8월 1일에 39.6°C의 최고기온을 기록한 뒤 5일까지는 기온이 낮아지는 경향이지만 6일 부터는(9일을 제외하고) 다시 35°C를 넘었다. 그러나 그림 1-11의 UM과 ECMWF 모델(8월 1일 09시 발표)의 기온 예측을 보면 예측 기간 후반으로 갈수록 모의하는 최고기온이 35°C를 넘지 않는다. 또한 모델 간의 편차도 크다. 만약 이와 같은 모델의 기온 경향을 따라 중기예보를 한다면 폭염이 끝난다는 기대감을 준다.

표 1-1. 2018년 8월 1일부터 10일까지 서울(관측지점번호: 108)의 최고 기온(°C)

8월	1일	2일	3일	4일	5일	6일	7일	8일	9일	10일
최고 기온	39.6	37.9	37.9	34.9	33.9	35.3	35.9	35.3	32.5	36.8

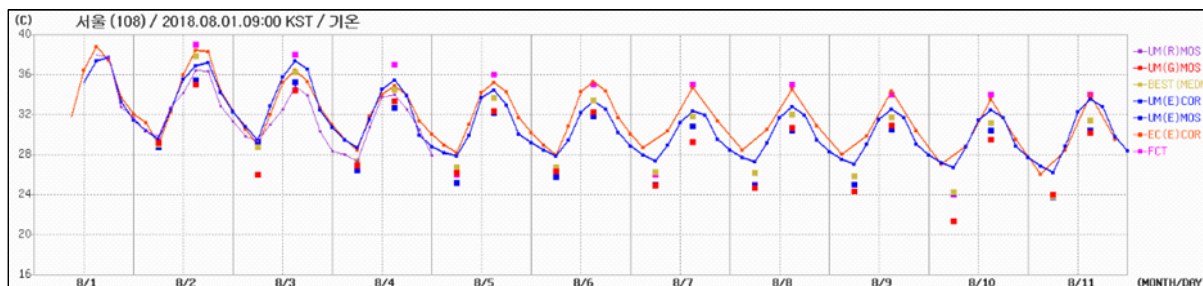


그림 1-11. 중기예보 기간 서울의 낮최고기온 모델별 예측(2018년 8월 1일 09시 모델). 파란색 꺾은선은 UM, 주황색 꺾은선은 ECMWF의 예측 값이며, 분홍색 표식은 당시 예보한 낮최고기온.

그렇다면 중기예보에서 낮 최고기온을 예보할 때 어떤 자료를 참고해야할까? 우리는 폭염이 언제까지 지속될지에 대한 정보를 제공해야 하므로 폭염의 원인인 티베트고기압 또는 북태평양고기압의 동향을 살펴야한다.

그림 1-12는 2018년 8월 포항의 200hPa과 500hPa 지위고도에 대한 UM 모델 편차를 나타낸 것이다. 09시 발표 모델을 기준으로 초기장부터 최대 12일까지의 예측성을 보여준다. 두 고도장에 대해 모두 음의 편차(과소모의)를 보이고 있지만 500hPa의 경우 3일 이후에 대한 예상 지위고도가 20gpm 가량 차이가 난다는 것을 알 수 있다. 반면 200hPa은 7일 이후부터 10gpm 이상 편차가 나타나기 시작했다. 특히 3~7일 사이의 모델 편차가 500hPa에 비해 작은 것을 알 수 있다. 즉 500hPa보다 200hPa에 대한 수치모델의 예측성이 더 신뢰할 만 하다는 것을 보여준다.

2017년도 또한 이와 비슷한 결과를 보여준다. 200hPa은 예측 기간이 6일을 넘어가게 되면서 10gpm 이상 음의 편차가 나타났고 500hPa은 예측 기간 3일 이후부터 10gpm 이상 음의 편차를 보였다.

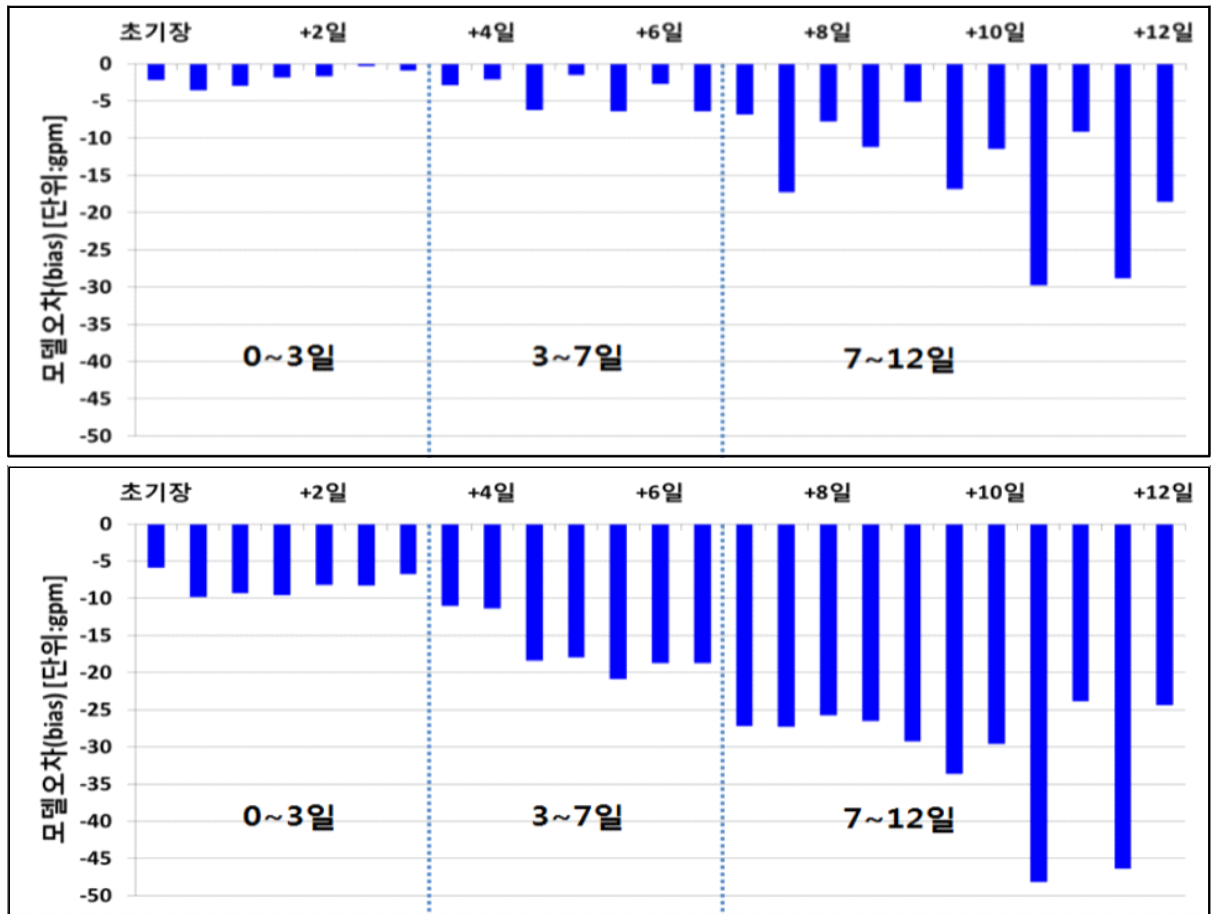


그림 1-12. 포항의 200hPa(위)와 500hPa(아래) 지위고도(2018년 8월)에 대한 UM 모델 편차. 200hPa보다 500hPa에 대한 편차가 더 크다.

200hPa와 500hPa의 지위고도에 대한 수치모델의 음의 편차가 크다는 것은 모델이 북태평양 또는 티베트고기압의 크기를 작게 모의한다는 것이다. 특히 예측 시간이 길어질수록 음의 편차는 커지는 경향을 보인다. 이러한 수치모델의 특징을 고려하지 않는다면 중기 예보 기간에 대한 폭염 예측에 실패한다. 따라서 폭염을 예측할 때에는 500hPa의 북태평양고기압 보다 편차가 적은 200hPa의 티베트고기압을 분석하는 것이 기온 예보 정확도를 높이는데 도움이 된다.

태풍

태풍 예보는 태풍의 진로, 발달 강도, 이동 속도 등을 포함한다. 이 중 태풍 예보에서 가장 중요한 것은 태풍의 진로 결정이다. 태풍 진로에 대한 예보는 실황분석이 매우 중요하다.

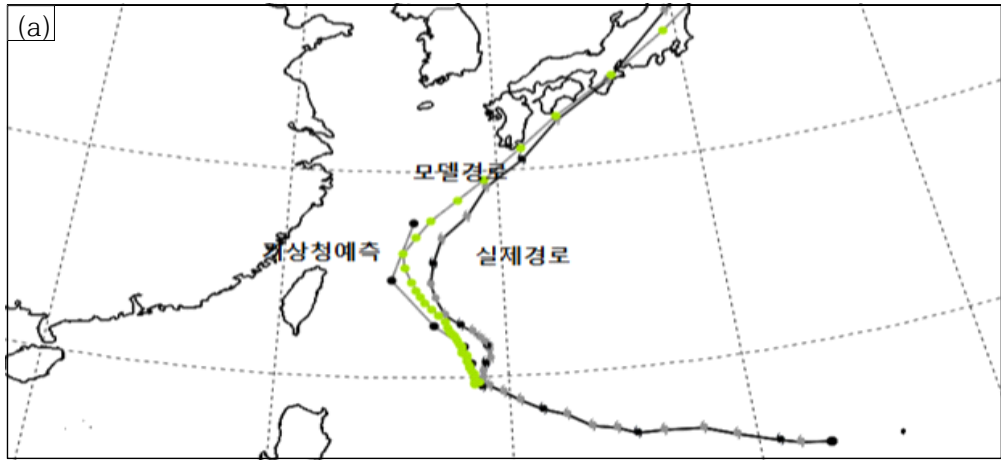
태풍의 이동 경로를 결정하는 데에는 두 가지 요인이 작용한다. 첫째, 태풍 자체 회전에 의해서 발생하는 β -효과와 둘째, 종관 기압계에 의해 결정되는 지향류이다.

그런데 수치모델은 일반적으로 태풍의 중심 기압을 잘 예측하지 못하는데다가 아열대고기압에 대한 예측력도 좋지 않다. 따라서 태풍 예보를 할 때 실황분석을 제대로 하지 않는다면 β -효과와 지향류를 잘 못 반영하게 되므로 예보가 빗나간다. 따라서 태풍 경로를 예측하기 위해서는 실황분석이 필수이다.

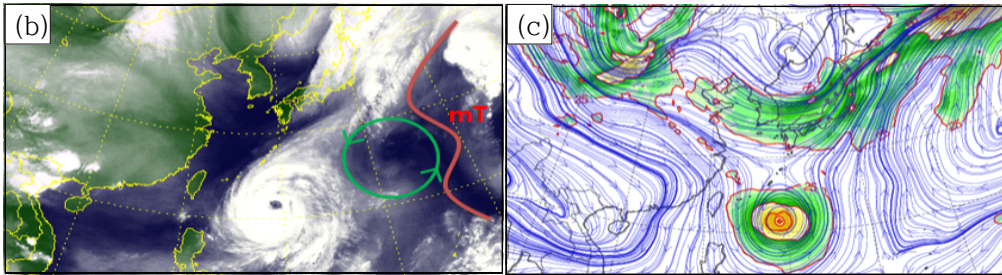
2018년 제24호 태풍 짜미(TRAMAI)의 사례를 보자. 그림 1-13과 같이 짜미의 최종 이동 경로는 수치모델이 모의한 것만큼 서진하지 못하고 예상보다 동쪽에서 전향하며 북상하였다. 수치모델은 북태평양고기압이 확장하면서 태풍도 고기압의 흐름을 따라 서쪽으로 이동할 것이라고 모의하였다. 그러나 당시 수증기 영상을 보면 태풍의 북동쪽에 또 다른 저기압성 회전이 존재하는 것을 볼 수 있다(그림 1-13 (b)).

이것은 수치모델 초기장에서조차 뚜렷하게 나타나지 않는 흐름이었다. 결국 이 작은 저기압성 회전이 북태평양고기압이 확장하는 것을 막았고 태풍이 고기압 가장자리를 따라 서쪽으로 끌려 이동하는 것을 방해하였다.

이렇듯 수치모델이 중규모의 저기압을 잘 모의하지 못하기 때문에 태풍의 이동경로를 예측하기 위해서는 북태평양고기압뿐만 아니라 태풍의 이동에 영향을 주는 다른 흐름이 있는지 살펴보아야한다. 즉, 실황에서 중규모 저기압에 대한 크기와 위치의 파악이 중요하다.



(a) 2018년 제24호 태풍 짜미(TRAMI)의 예상 이동 경로와 실제 이동 경로



(b) 2018년 9월 27일 09시 수증기 영상 (c) 2018년 9월 27일 500hPa 유선 예측장

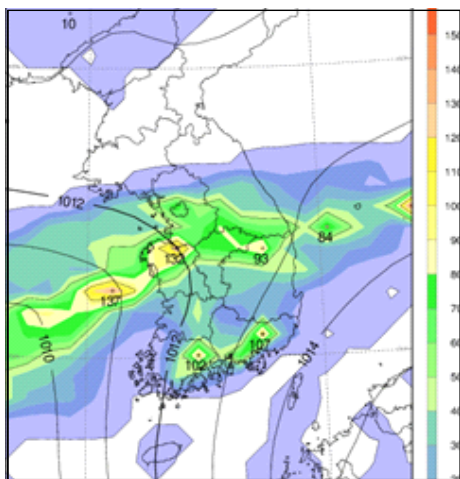
그림 1-13. (a) 2018년 제24호 태풍 짜미(TRAMI)의 9월 25일 09시 기준 진로 예측(왼쪽부터 기상청 예측, UM 모델 예측, 실제 경로). (b) 2018년 9월 27일 09시의 천리안 위성 수증기 채널 영상. 태풍과 북태평양고기압사이에 저기압성 회전이 있다. (c) 2018년 9월 27일 09시에 대한 UM 모델 500hPa 유선, 풍속 초기장. 모델은 태풍과 북태평양고기압 사이의 저기압성 회전을 모의하지 못했다.

하층제트

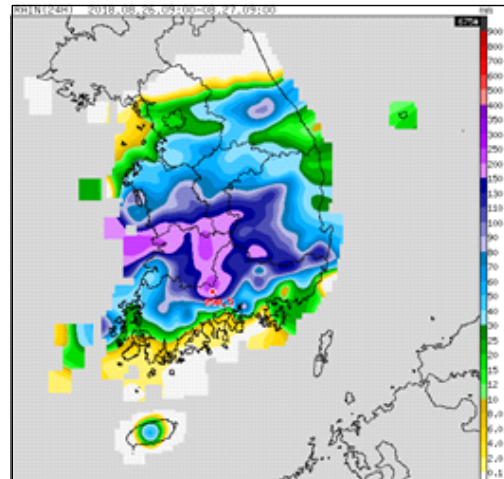
700hPa 이하 고도에서 부는 25kts 이상의 남서풍인 하층제트(Low-level jet, LLJ)는 많은 양의 수증기와 열을 저위도에서 고위도로 수송하는 역할을 한다.

하층제트는 호우구역을 동반하는데 북쪽으로 이동하면서 상승(상대적으로 따뜻한 공기이므로)하던 하층제트가 상층제트의 발산 구역과 만나 급격한 연직 운동으로 바뀌면서 대류성 구름을 발달시키기 때문이다. 이것을 상하층 제트커플링이라고 한다. 또한 하층제트가 실어 나르는 수증기를 포함한 고온의 공기덩이가 상승하여 잠열을 방출하고 주위보다 따뜻해지면서 상승 운동이 더욱 활발해지기 때문이기도 하다.

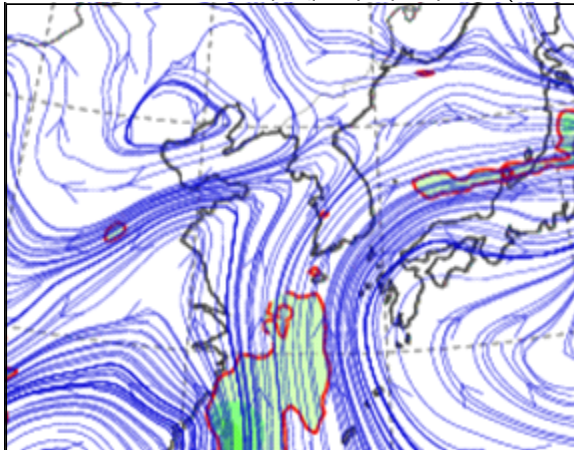
따라서 여름철에는 850hPa 또는 925hPa의 강풍대 위치를 분석하는 것이 중요하다. 상승운동이 일어나는 하층제트 북단의 위치와 하층제트에 동반되어 유입되는 수증기량에 따라 호우구역이 결정되기 때문이다.



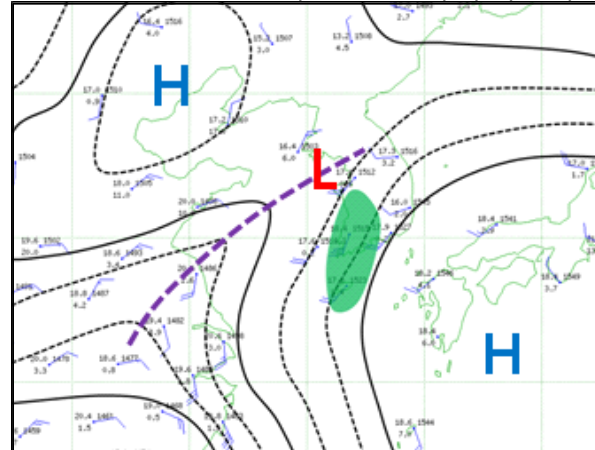
2018년 8월 27일 09시 예상누적강수분포(+24h)



2018년 8월 26일 09시~27일 09시 누적 강수



2018년 8월 27일 09시 850hPa 예측장(+24h)



2018년 8월 27일 09시 850hPa GTS 분석

그림 1~14. 2018년 8월 27일 09시 모델 예측장 및 실황 비교. 모델이 예상한 최대강수량(130mm 보다 많은 강수량(~mm)이 내렸고(위), 하층제트도 제주도 남쪽 해상에 있을 것으로 예상한 것과 달리 우리나라 남서쪽까지 북상하였다(아래).

그림 1-14의 2018년 8월 27일 사례를 보면 24시간 전 모델이 예상한 집중 호우구역보다 실제로는 더 남쪽에서 강수가 집중되었다는 것을 알 수 있다. 정체전선을 동반한 저기압이 통과하기 전 온난이류에 의해 강수가 내린 것으로, UM 모델은 하층제트가 제주도 남쪽해상에 위치할 것으로 모의하였다. 그러나 모델 예상과는 다르게 우리나라 남서쪽에 하층제트가 발달하면서 하층제트의 전면인 충청도에 대류성 강수가 발생하였다. 또한 하층제트를 따라 많은 수증기가 유입되면서 강수 집중 구역의 강수량도 증가하였다.

한편, 하층제트는 낮보다 야간에 더 강화되는 특성이 있다. 왜냐하면 하층제트는 행성경계층 고도 부근에 위치하기 때문이다. 지면의 일사 가열, 마찰 등의 영향으로 난류가 발생하는 혼합층을 행성경계층(Planetary Boundary Layer, PBL)이라고 하는데, 행성경계층은 내륙으로 유입되는 하층제트를 방해하는 역할을 한다. 지면의 냉각으로 대기가 안정해지는 야간에는 행성경계층의 고도가 낮아지는데 난류 등의 방해 요소가 낮보다 약해지므로 하층제트가 내륙까지 유입되기 쉽다. 하층제트를 동반한 호우 시스템의 영향을 받는 경우 낮보다 야간에 집중호우가 더 잘 발생하는 이유이다.

그러나 수치모델은 하층제트의 일변화를 잘 모의하지 못한다. 그림 1-15의 850hPa 20kts 이상 풍속에 대한 UM 모델의 편차(모델값-실황값)를 보면, 15시를 제외한 일사의 영향을 받지 않는 시간에는 음의 편차가 나타나는 것을 알 수 있다. 수치모델이 야간의 하층제트를 약하게 모의하는 것은 결국 이 시간대의 집중호우에 대한 예측성도 낮다는 것을 의미한다.

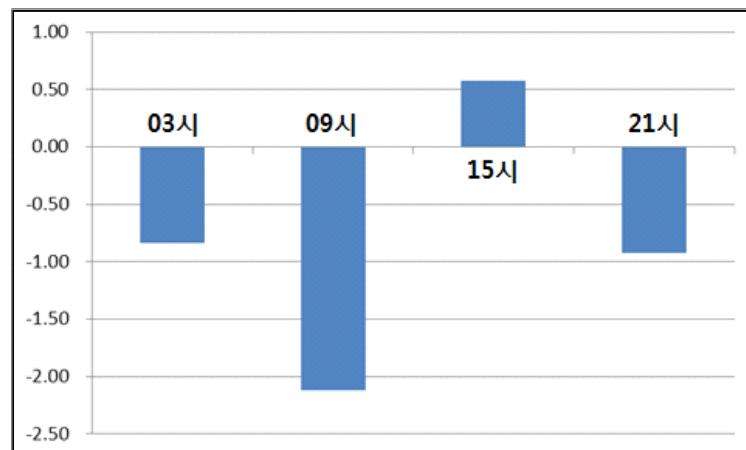


그림 1-15. 6월~9월(2016~2018년) 사이 850hPa에서 20kts 이상 관측된 풍속에 대한 UM 모델의 시간대별 편차. 15시에는 모델이 풍속을 과대모의하나 나머지 시간대에는 과소모의 한다.

그러므로 하층 수증기량과 대류성 강수의 발달 구역을 분석하기 위해 하층 풍속에 대한 모델과 실황의 비교가 중요하다. 특히 집중호우의 빈도가 높은 09시에 모델이 풍속을 과소모의 하는 경향도 크므로 강수량을 산정할 때 집중호우 구역뿐만 아니라 야간의 하층제트 강화 효과에 대해서도 고려해야 할 것이다.

1. 2 여름철 실황분석 방법

지금까지 여름철 대기구조와 수치모델의 특성을 통해 여름철 실황분석의 필요성에 대해 설명하였다. 앞 절의 내용을 정리하자면 다음과 같다.

1. 여름철에는 하층 대기로 수증기 공급이 원활해지면서 강한 대류운동을 일으킬 수 있으므로 하층 수증기량에 대한 분석이 중요하다.
2. 수치모델은 북태평양고기압의 일변화에 대한 진동폭이 크다. 21시~03시에는 강수대를 실황보다 남하시키고, 03~09시에는 북편시키는 경향이 있다.
3. 수치모델은 500hPa 고도장의 급격한 변화를 따라가지 못한다.
4. 500hPa 북태평양고기압보다 200hPa 티베트고기압에 대한 수치모델의 예측성이 높다. 따라서 폭염에 대한 중기 예보 시에는 200hPa 일기도를 활용한다.
5. 하층제트 북단에서 집중호우가 발생하며, 수치모델은 야간에 강화되는 하층제트를 과소모의 하는 경향이 있다.

실황분석 시 위와 같은 특징을 고려하면서 『WHY? HOW! 겨울 강수예보 가이드라인』에서 소개하였던 실황분석 절차를 따르면 될 것이다.

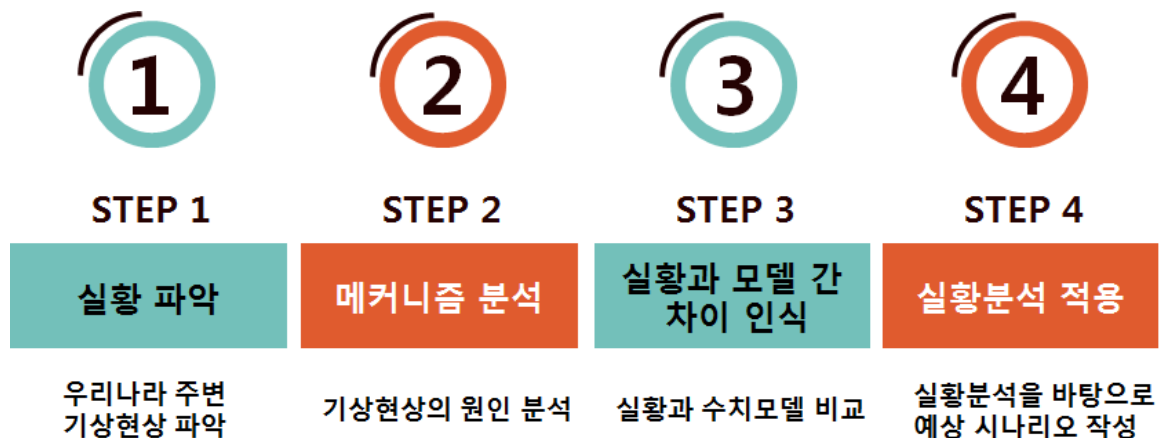


그림 1-16. 단계별 실황분석 절차

단계 1. 실황 파악

- (1) 가장 먼저 해야 할 일은 위성 영상, 레이더 영상을 비롯한 다양한 관측 자료를 검토하여 우리나라 주변의 기상상황을 파악하는 것이다. 대류 운동이 어디에서 나타나고 있는지 확인하고 강수가 있다면 강수대의 위치와 강도를 파악한다.
- (2) 주의해야 할 점은 수증기 영상을 통해 현재뿐만 아니라 수 일 전부터 현재까지 나타나는 기류의 흐름과 순환을 파악해야 한다는 것이다. 또한 대류 운동 주변의 고/저기압 위치와 강도, 변화 경향을 분석한다.

- (3) 깊은 대류에 의해 발달하는 구름도 위성 영상에서 뚜렷하게 나타난다. 수증기 영상에서 암역으로 표현되는 건조역을 3차원 구조로 해석하여 기압골과 대류성 강수의 발달 가능성을 파악할 수 있다.
- (4) 상층의 흐름을 파악하는 것은 여름철 강수와 같은 단기에보뿐만 아니라 폭염 전망과 같은 중기에보를 하는데 있어서도 중요한 작업이다.

단계 2. 메커니즘 분석

- (1) 우리나라에 영향을 줄 수 있는 시스템의 개념모델을 분석한다. 각 개념모델의 특징으로부터 시스템에 영향을 주는 기상요소가 무엇인지 알 수 있다.
- (2) 전일 21시와 당일 09시의 GTS 전문으로 일기도를 묘화하여 현상의 원인을 분석한다. 특히 여름철은 작은 변화만으로도 강한 강수를 일으킬 수 있기 때문에 전 시간과 비교하여 무엇이 달라졌는지 파악하는 것이 중요하다.
 - ① 200hPa와 500hPa의 등고선과 등온선을 묘화하고 상층 기압계를 분석한다. 북태평양고기압과 티베트고기압의 세력 및 중심 위치 등을 파악하고 대류 활동을 지원해주는 상층 기압골이 있는지도 분석한다. 수치모델에서 모의하지 못하는 기압골을 파악하는 것은 불안정도와 관련된 강수의 가능성을 분석할 때 도움이 된다. 상층 기압골 전면에서는 하층 수렴이 강화되고 대류 활동이 활발해지기 때문이다.
 - ② 850hPa의 기압계도 묘화하여 하층 고/저기압의 위치와 발달 정도를 파악하고 강수 시스템이 하층제트를 동반하는지, 수증기 공급이 뒷받침되는 구조인지 분석한다. 하층에서의 수증기 유입이 원활한 여름철은 하층에서부터 포화단열선을 따라 상승하면서 자유대류고도(LFC)에 쉽게 도달할 수 있기 때문에 대류 활동이 활발하게 일어날 수 있고 소낙성 강수나 뇌우를 동반할 가능성도 크다. 또한 하층제트는 많은 양의 수증기와 열을 공급하는 역할을 할 뿐만 아니라 풍속이 강화되는 야간에 집중호우를 일으킬 수 있으므로 분석이 중요하다.
- (3) 강수의 구조를 파악하기 위해서 단열선도의 해석도 필요하다. 강수의 연직구조, 불안정도, 하층 수증기량 등을 분석할 수 있다.
- (4) 수치모델 예측 자료를 배제하고 실황 자료를 기반으로 메커니즘 분석에 의해 예상 시나리오를 작성한다.

단계 3. 실황과 모델 간 차이 인식

- (1) 수치모델이 모의하는 구름이나 강수의 역학적인 메커니즘을 분석하고 모델은 어떻게 진행되는지 파악한다.
- (2) 실황과 수치모델을 비교하여 차이점을 분석한다. 현재 나타나고 있는 강수 영역 및 강수 강도가 수치모델 모의와 같은지 비교한다. 또한 수증기 영상과 수치모델의 구름 모의 영상을 비교하여 기단의 위치, 건조역의 위치, 발달 정도 등도 비교한다.

- (3) 앞서 2 단계에서 분석한 GTS 자료를 토대로 수치모델 예측장과 비교한다.
- ① 시스템을 발달시키거나 약화시키는 요소(기압골 전면과 후면의 풍속, 온도경도, 기압골 후면 한기 지원 등)에 대해 정량적인 차이를 파악한다.
 - ② 특히 여름철에는 200hPa과 500hPa의 지위고도를 비교하여 모델의 오차를 파악해야한다. 1.1.2.에서 설명하였듯이 장마전선의 위치나 태풍 경로를 예측할 때에는 북태평양고기압의 세력을 파악하는 것이 중요하기 때문이다. 한편, 폭염은 티베트고기압의 세력을 파악하기 위해 200hPa 지위고도를 비교한다.
 - ③ 집중호우 구역을 분석하기 위해 850hPa 강풍대의 위치, 풍속도 실황과 비교한다. 야간에 하층제트가 강화되는 경향도 잊지 말아야할 것이다.

단계 4. 실황분석 적용

- (1) 수치모델과 실황 간에 나타난 오차를 예보에 반영하여 최종 예상 시나리오를 작성한다.
- (2) 시스템의 메커니즘을 바탕으로 유사사례를 찾아 제2, 제3의 시나리오를 준비한다.
- (3) 변동 가능성을 대비하기 위해 향후 지속적으로 감시하고 분석해야할 요소를 점검한다.

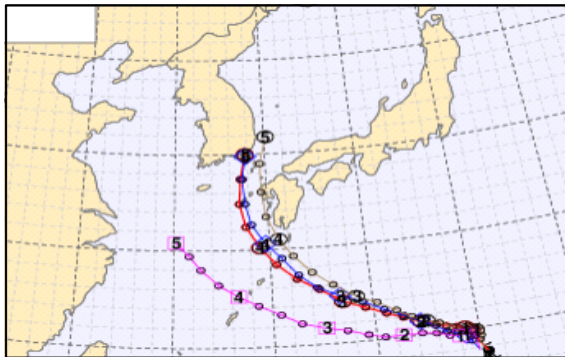
종관 분석 후에는 이러한 종관장이 우리 지역에 어떤 영향을 줄 것인지 예상하는 것은 이후의 작업이다. 태풍의 접근이나 집중호우의 발생에 유리한 종관 환경이 만들어지면 레이더 영상, 위성 영상, 단열선도, 일기도 등을 세심하게 비교분석하여 구체적인 영향 지역과 기상 현상들을 예측하는 노력을 기울여야한다. 우리나라의 여름철 집중호우를 일으키는 것은 주로 중규모 현상이기 때문이다.

1. 3 실황분석 사례

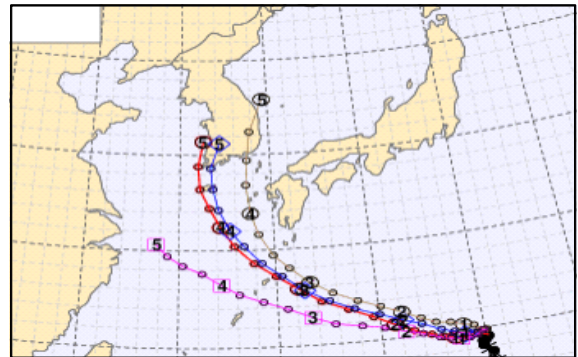
1. 3. 1 태풍 솔릭 진로 예측 (2018년 8월 22일~24일)

단계 1. 실황 파악

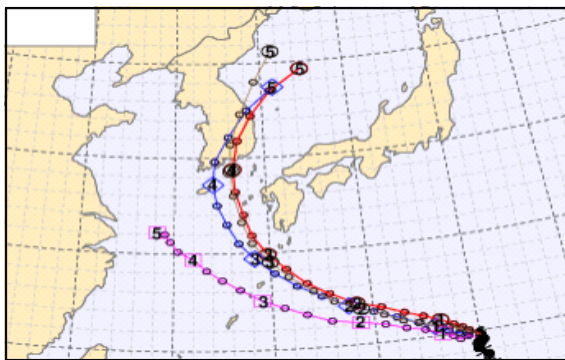
2018년 8월 22일~24일 제19호 태풍 솔릭이 제주도 서쪽 해상으로 북상하여 우리나라를 통과하였다. 모델 간 컨센서스는 잘 이루어졌으나 12시간 간격으로 태풍 진로를 오락가락 모의하고 있었다.



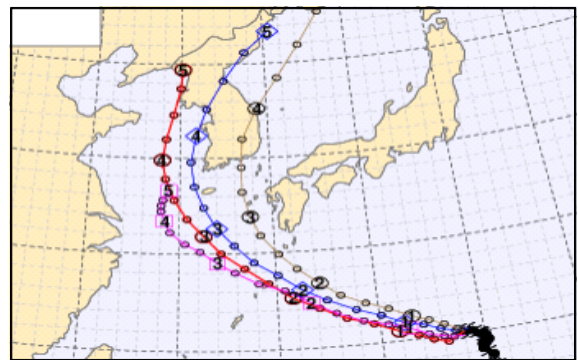
2018년 8월 17일 21시 모델. 대한해협으로 접근



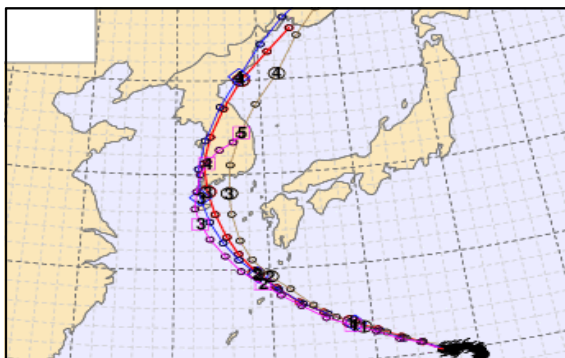
2018년 8월 18일 09시 모델. 서해안으로 접근



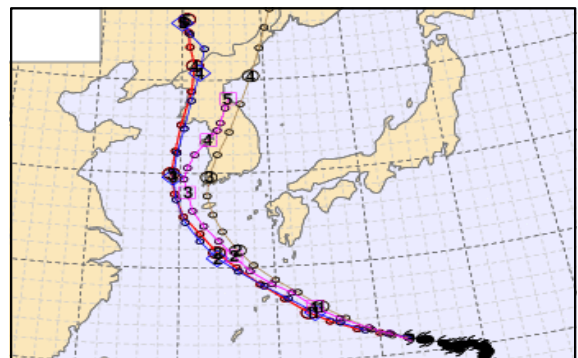
2018년 8월 18일 21시 모델. 남해안으로 접근



2018년 8월 19일 09시 모델. 서해안으로 접근



2018년 8월 19일 21시 모델. 전남해안으로 접근

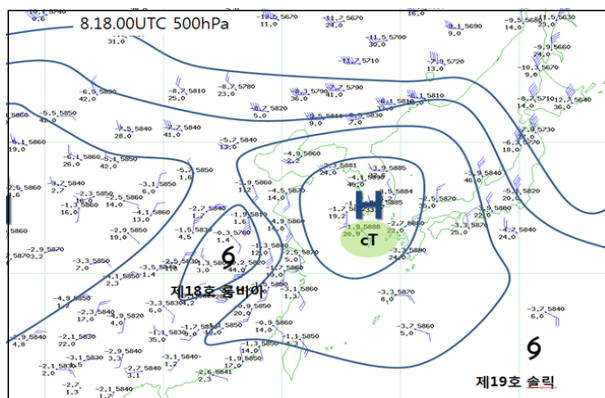


2018년 8월 20일 09시 모델. 서해안으로 접근

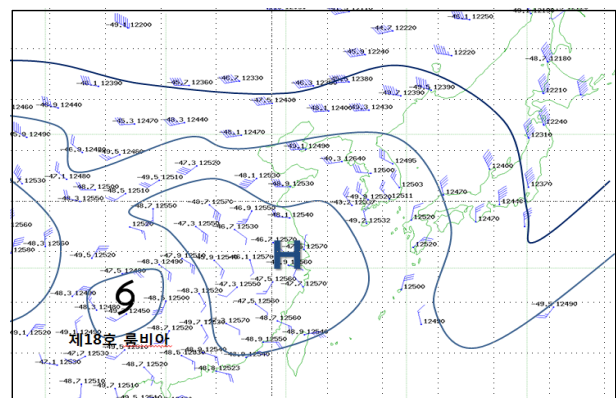
그림 1-17. 2018년 제19호 태풍 솔릭 경로 변동(KMA, ECMWF, UK, NCEP, CMC, CMA 앙상블)

단계 2. 메커니즘 분석

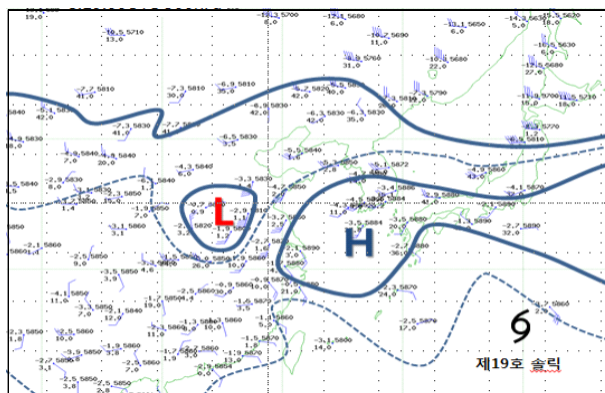
태풍의 진로를 예상하기 위해 상층 기압계의 흐름을 살펴보았다. 2018년 8월 18일 09 시에서부터 20일 09시까지 200hPa와 500hPa의 GTS를 묘화하였다. 18일 09시의 500hPa 일기도를 보면 제18호 태풍 롬비아가 중국내륙으로 진입한 것을 알 수 있다. 이로 인해 상층 고기압이 분리되면서 우리나라 상공에 고립된 채 정체하고 있다. 분리된 고기압은 북태평양고기압과 결합하는 모습을 볼 수 있는데, 수치모델이 예상한 것 보다 고기압의 세력이 강한 상태였다. 200hP에서도 고기압이 우리나라로 확장하면서 중심축이 북위 30°보다 북쪽에 위치해 있고 세력도 더 강한 것으로 나타났다.



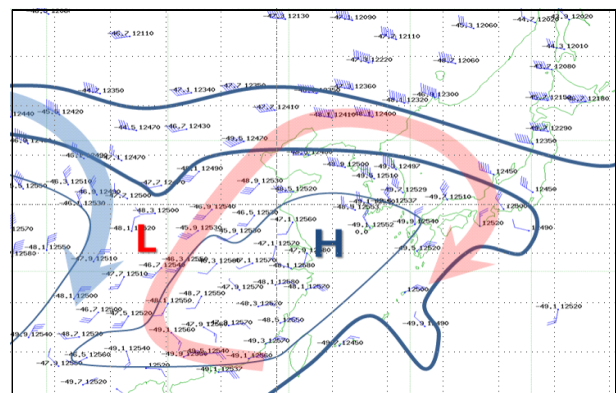
2018년 8월 18일 00UTC 500hPa



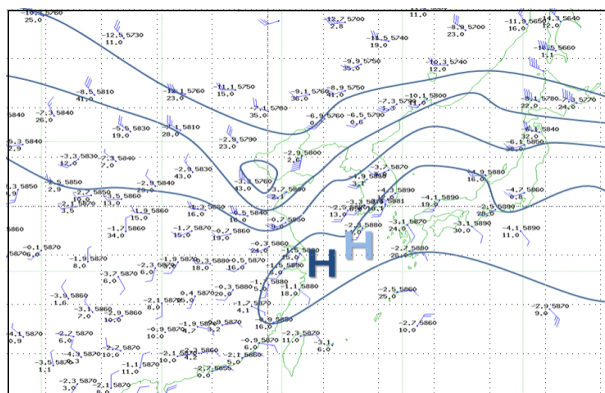
2018년 8월 18일 00UTC 200hPa



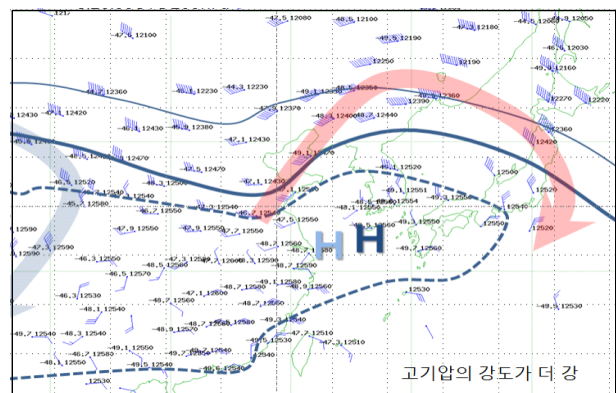
2018년 8월 19일 00UTC 500hPa



2018년 8월 19일 00UTC 200hPa



2018년 8월 20일 00UTC 500hPa



2018년 8월 20일 00UTC 200hPa

그림 1-18. 태풍 진로 예측을 위한 500hPa(왼쪽)와 200hPa(오른쪽) GTS의 분석.

한반도 상층에 고기압이 계속 버티고 있다.

단계 3. 모델과 실황 간 오차 인식

500hPa 고도의 5880gpm 등고도선을 수치모델 예상 위치와 비교해 보면 차이가 뚜렷한 것을 알 수 있다. 8월 18일 21시에 발표된 모델이 북태평양고기압 세력을 약하게 모의하고 있었던 것이다. 수치모델은 5880gpm 등고도선을 제주도 부근에 위치하는 것으로 모의하였으나 GTS 분석 결과 상해 부근까지 확장되어 있는 것으로 나타났다. 북태평양고기압의 중심 위치도 달랐다. 관측 자료를 바탕으로 생산한 분석장은 수치모델보다는 북태평양고기압을 확장시켜 놓았으나 실황을 완벽하게 반영하지는 못하였다. 이러한 차이는 GTS 분석장 뿐만 아니라 수증기 영상에서도 확인할 수 있었다.

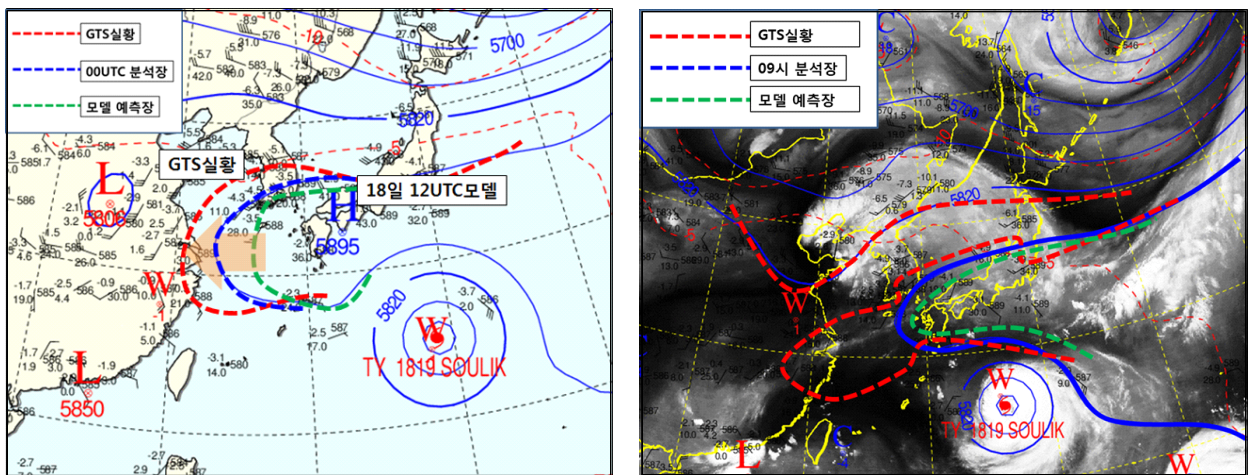


그림 1-19. 모델, 실황 그리고 GTS 실황 사이에서의 500hPa 5880gpm 등고도선 비교.(적색 점선은 GTS 실황, 파란색 점선은 분석장, 녹색 점선은 모델 예측장)

단계 4. 실황분석 오차 적용

500hPa 고기압이 수치모델이 예상하는 것보다 서쪽으로 확장되었고, 우리나라 상공에는 고기압이 버티고 있는 상태였다. 태풍은 이 상층 고기압의 흐름을 따라 동풍의 영향을 받게 되어 계속 서진할 수밖에 없었다. 따라서 상층의 흐름을 반영하여 수치 모델이 모의하는 것보다 더 서쪽으로 태풍이 이동할 것임을 예측할 수 있다.

1. 3. 2 폭염 사례 (2018년 7월 31일)

단계 1. 실황 파악

2018년 7월 30일, 한중국경 부근에 500hPa 기온 0°C선, 850hPa 기온 27°C선이 위치한 가운데 이 지역의 낮 최고기온이 40°C 가까이 올랐다(중국 지안 38.4°C, 북한 강계 38°C, 북한 청강 40.2°C). 향후 폭염이 지속될 것인지, 우리나라도 최고기온의 극값을 경신할 것인지 등 폭염 전망에 대해 예측하기 위해 실황분석이 필요하였다.

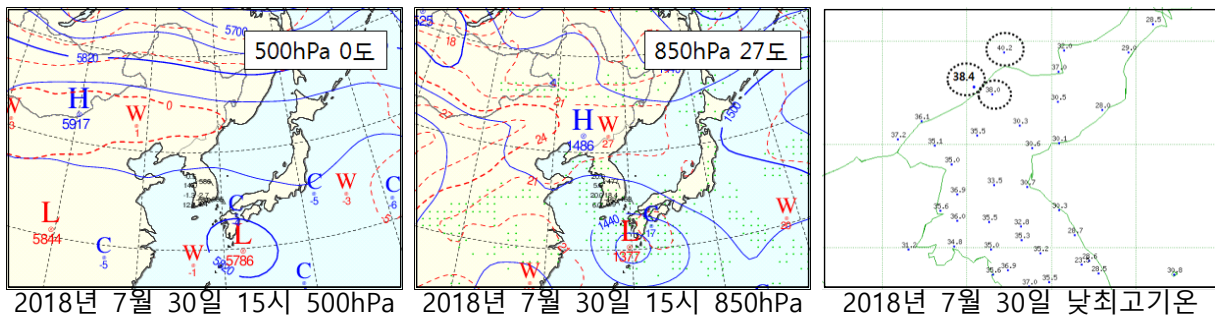


그림 1-20. 2018년 7월 30일 15시에 대한 고도별 기온 분포

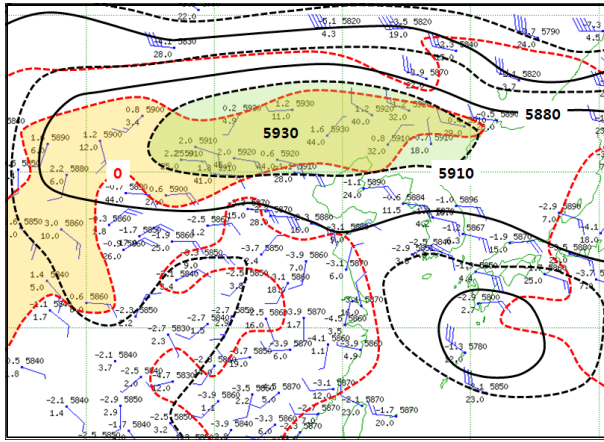
단계 2. 메커니즘 분석

그림 1-21과 같이 500hPa GTS를 전일(7월 30일)부터 묘화하여 상층의 흐름을 추적하였다. 2018년 7월 30일 21시에는 5910gpm 등고도선(고기압)과 기온이 0°C 이상인 구역(난역)이 우리나라 북쪽에 위치하고 있었으나 31일 09시에는 5910gpm 선과 0°C선이 북한으로 남하한 것을 볼 수 있다. 그러나 고기압의 크기는 전일에 비해 상대적으로 약해진 것처럼 보이는데, 이것은 일변화에 의한 일시적인 현상이었다.

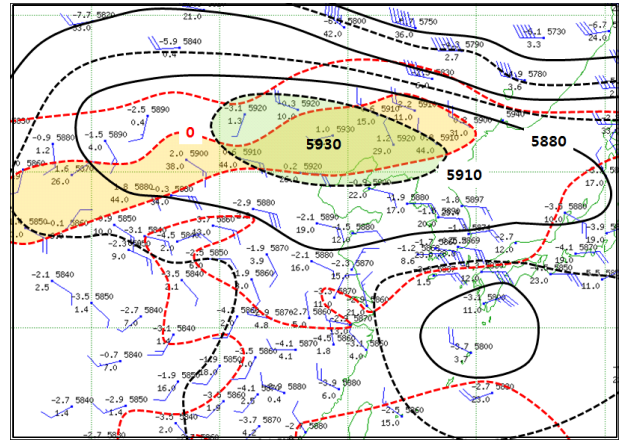
단계 3. 모델과 실황 간 오차 인식

수치모델이 상층 고기압의 세력을 잘 모의하고 있는지 비교해 보았다. 2018년 7월 31일 09시를 기준으로 500hPa 고기압 중심 부근의 모델 기온 편차(모델-실황, 그림 1-21(아래))를 보면 음의 값이 나타난다. 실황의 기온이 모델보다 더 높다는 것이다. 0°C 이상인 난역의 영역을 비교해 보아도 수치모델보다 실황에서 더 넓은 분포를 보였다.

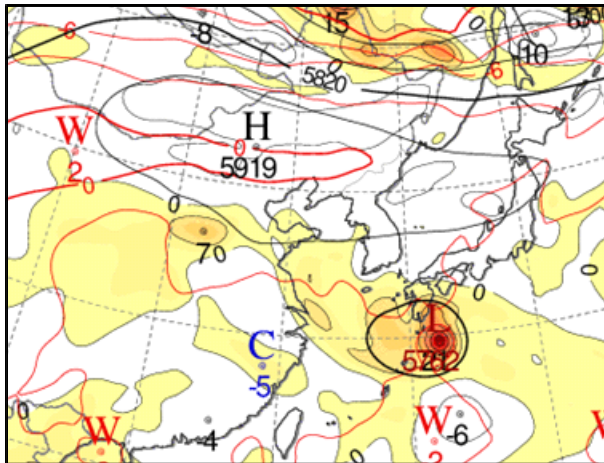
고기압 중심 시도 또한 수치모델은 5919gpm으로 모의하고 있으나 GTS 전문에는 5930gpm이 관측되었다. 즉, 수치모델이 예상하는 것보다 상층 고압부가 더 강한 상태임을 알 수 있다.



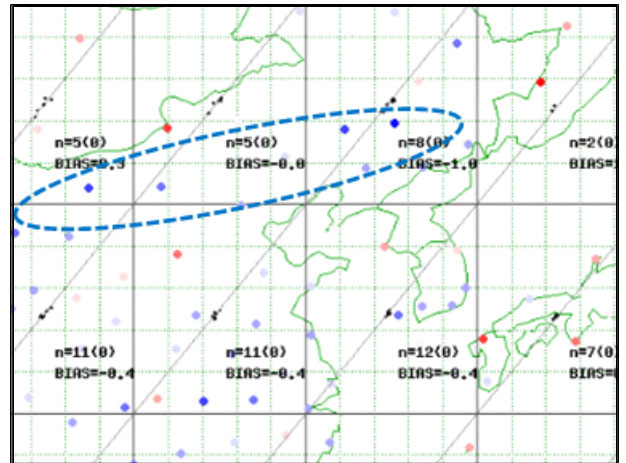
2018년 7월 30일 21시 500hPa GTS



2018년 7월 31일 09시 500hPa GTS



2018년 7월 31일 09시 500hPa 예측장(+12h)



2018년 7월 31일 09시 500hPa 기온 편차

그림 1-21. 500hPa GTS 분석자료(위)와 수치모델(왼쪽 아래)의 비교. 중국북동지방에 있는 500hPa 고기압 중심의 지위고도가 모델 예상보다 높고(고기압이 강함), 기온이 0°C(주황색 영역) 이상인 구역도 모델보다 넓게 나타난다. 몽골 남쪽~중국북동까지 기온의 음의 편차가 나타나는 것으로 보아(오른쪽 아래) 모델이 기온을 과소모의하고 있다.

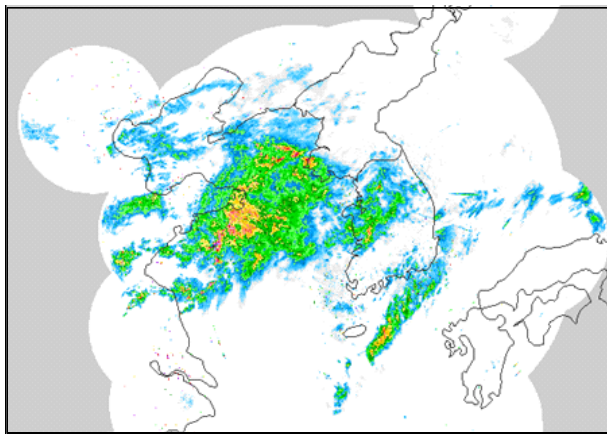
단계 4. 실황분석 오차 적용

난역을 동반하는 우리나라 북쪽의 상층 고기압이 수치모델 예상보다 강하게 나타나고 있으므로 폭염은 당분간 지속되는 것으로 분석할 수 있다. 특히 우리나라 주변으로 고기압 중심이 이동하고 있으므로 우리나라도 한중국경 부근의 실황과 같이 최고기온이 극값 수준에 도달할 가능성이 있다. 따라서 고기압의 향후 이동 경향에 대해 계속 감시해야 할 것이다.

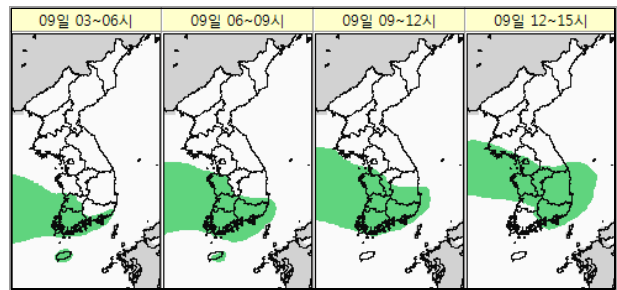
1. 3. 3 장마전선에 의한 강수 사례(2018년 7월 9~10일)

단계 1. 상황 파악

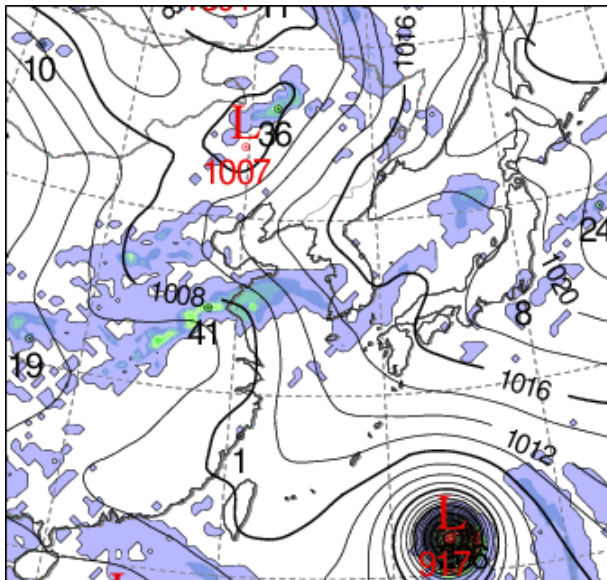
2018년 7월 9일 09시의 레이더를 보면 산둥반도 부근의 서해상에 강수영역이 넓게 분포하여 있는 것이 보인다. 그러나 수치모델이 예상한 장마전선의 위치와 당일(9일) 05시에 발표한 예보의 예상 강수영역과는 다른 모습이였다. 예상보다 강수대가 북상한 형태로 나타나고 있었다.



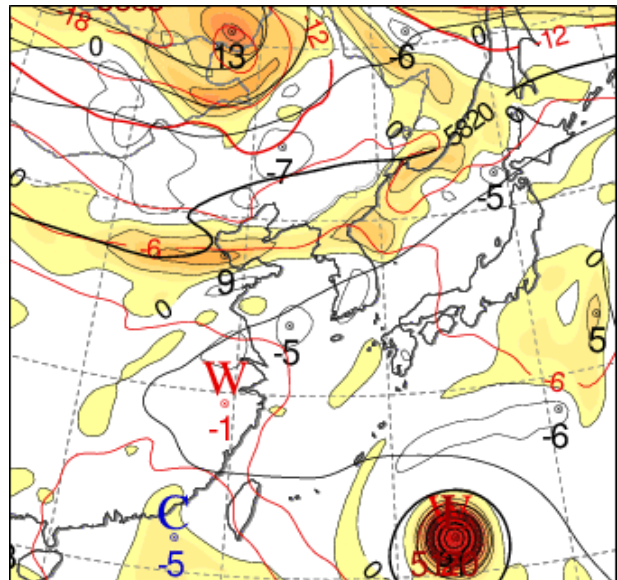
7월 9일 09시 레이더 영상



7월 9일 05시에 발표한 예상 강수영역



7월 9일 09시 UM 모델 지상 강수 예측장(+24h)



7월 9일 09시 UM 모델 500hPa 예측장(+24h)

그림 1-22. 2018년 7월 9일 09시 실황과 모델 예측장(2018년 7월 8일 09시 모델).

기상청에서 발표한 동네예보와 모델이 예상한 강수영역보다 강수대가 더 북상하였다.

단계 2. 메커니즘 분석

2018년 7월 9일 09시 850hPa GTS 묘화를 통해서 정체전선이 산둥반도 남쪽에 위치하는 것으로 분석하였다. 그러나 정체전선 주변의 풍향 시어는 남서풍-동풍으로 뚜렷하지만 풍속은 10~15kts로 약해 하층제트가 동반되지는 않은 상태였다. 운정온도를 보여주는 위성영상과 비교해 보니 낮은 운정온도를 가진 대류운이 전선 위에 있음을 알 수 있었다. 북태평양고기압은 분리되어 우리나라 남쪽과 동쪽에 각각 위치하였고 특히 일본 부근에 강하게 자리 잡고 있었다.

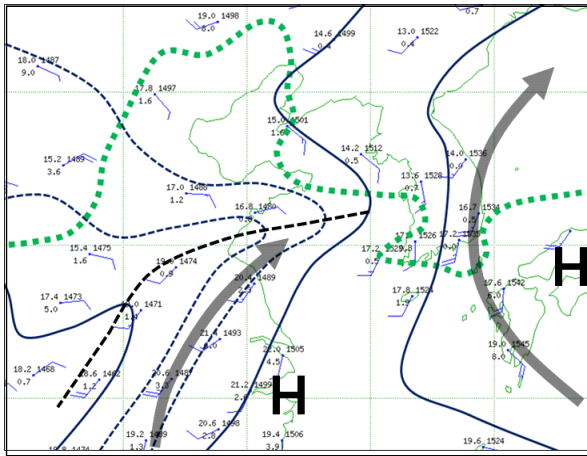


그림 1-23. 2018년 7월 9일 09시 850hPa GTS 분석. 정체전선이 산둥반도 남쪽에 있으나 하층 풍속은 강하지 않다.

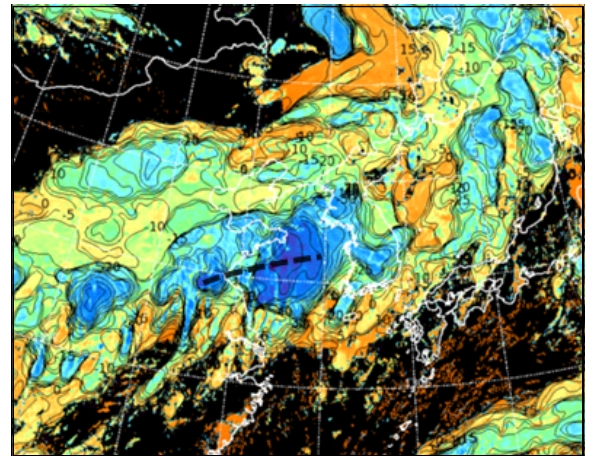


그림 1-24. 2018년 7월 9일 09시 위성영상(운정온도). 낮은 운정온도 영역이 850hPa GTS의 전선 위치와 비슷하다.

단계 3. 모델과 실황 간 오차 인식

500hPa 일기도를 보면 발해만 부근 기압골 전면으로 강풍대가 형성되어 있어(그림 1-25 초록색 영역) 기압골이 더 이상 발달하지 못하고 약화될 것임을 알 수 있다. 또한 5880gpm 고도선으로 그려지는 고기압은 모델이 예상하는 지위고도의 위치와 비교했을 때 실황에서 더 강하게 나타나고 있었다. 이로 인해 강수대가 모델이 예상하는 것보다 북편해 있는 것이었다.

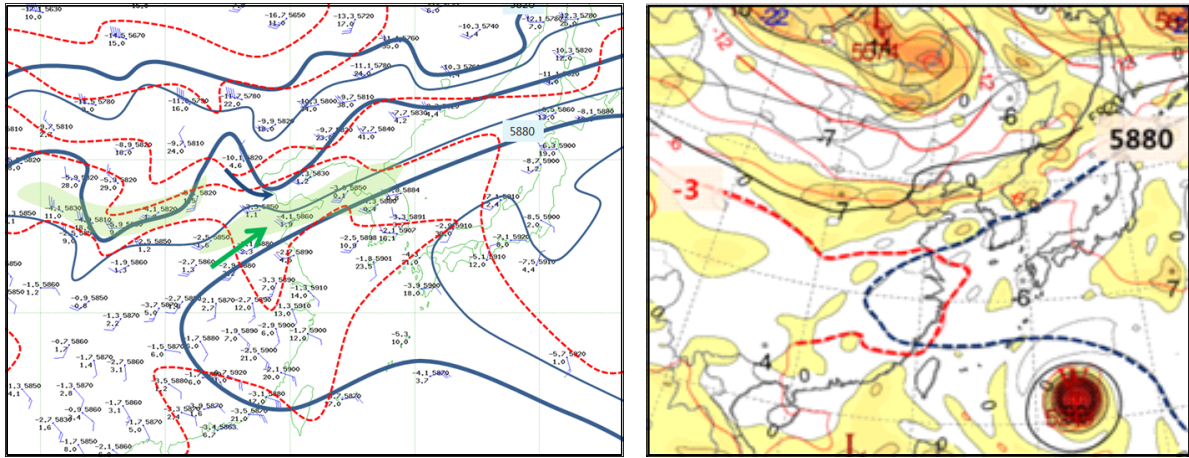


그림 1-25. 2018년 7월 9일 09시 500hPa GTS(왼쪽)와 모델 예측장(+12h, 오른쪽) 비교. 모델 예상보다 5880gpm 선이 확장되어 있으나 발해만 부근 기압골 전면에 풍속이 강해(초록색 영역) 기압골은 발달하기 힘들다.

단계 4. 실태분석 오차 적용

실태에서 강수대가 모델 예상보다 북편해 있는 상태로 남쪽에 고기압이 예상보다 강하게 받치고 있고 상층 기압골이 뒷받침되지 않으므로 강수대가 발달하면서 남하하기 힘든 기압계를 보이고 있었다. 정체전선 주변의 하층 풍속도 강하지 않은 것으로 보아 대류성 강수로 발달하기 힘들고, 동쪽에도 분리된 고기압이 강하게 자리 잡고 있어 강하게 발달한다 하더라도 유입되기 힘들 것이다.

참고문헌

1. 기상청, 2014 : 손에 잡히는 예보기술
2. James R. Holton, Gregory J. Hakim : An introduction to dynamic meteorology
3. 기상청, 2012 : 예보관 중급과정 훈련교재 - 대기물리
4. 윤순창, 이갑복, 1990 : 순압 대기에서의 태풍의 이동 성향에 관한 연구, 한국기상학회지, 26권 1호, 33-36.에서
의 태풍의 이동 성향에 관한 연구, 한국기상학회지, 26권 1호, 33-36.

여러분의 가이드

호우 분석 가이드



2. 호우 분석 가이드스

2. 1 하층제트의 정의와 특징

동아시아에서 여름철 호우와 관련한 연구에서 빠질 수 없는 요소가 바로 하층제트이다. 하층제트는 700hPa 이하 층에서 25kts(12.5m/s)이상으로 부는 강풍을 일컫는다. 단순히 25kts 이상의 모든 바람을 통용하지 않으며, 온난이류를 동반한 경우를 하층제트라고 한다. 결국 우리나라에서는 대부분이 남풍의 풍계를 갖는 25kts 이상의 바람을 하층제트라고 할 수 있으며, 겨울철 북서풍의 강풍을 하층제트라고 하지 않는다. 하층제트는 많은 양의 수증기와 저위도의 고열을 유입시키기에 집중호우의 가장 중요한 기작이 될 수 있다. 본 장에서는 하층제트에 의해 동반된 호우의 구조와 특징을 활용한 호우지역을 찾는 방법에 대해서 알아본다.

2. 1. 1 호우와 90% 안팎의 관련성과 일변화

우리나라를 포함한 동아시아에서 호우는 하층제트와 밀접한 관련이 있다. 일본의 장마인 바이유(Baiu) 기간의 호우를 연구한 Matsumoto(1973)는 하층제트의 풍속이 강우강도와 비례함을 밝혔으며, 특히 집중호우와 상관관계가 높음을 제시했다. 중국과 대만의 장마인 메이유(Mei-Yu) 기간의 호우를 연구한 Chen and Yu(1988)는 하층제트가 관측될 때, 호우 발생률이 91%로 매우 높음을 보였다. 우리나라에서는 황승언과 이동규(1993)가 장마기간 중 호우 발생 시 하층제트가 88.2% 관측됨을 제시했다. 이상의 연구들을 종합해 볼 때, 우리나라를 포함한 동아시아에서 발생하는 여름철 호우는 약 90% 안팎이 하층제트와 관련되었다고 할 수 있다.

이 하층제트는 행성경계층고도 부근에 위치하기 때문에 일변화(Diurnal cycle)가 발생한다(Wexler, 1961). 낮에는 일사에 의한 지면 가열로 행성경계층고도가 높아지고 난류에 의한 마찰 효과가 크지만 야간에는 지표 부근이 안정화되어 마찰력이 줄어들면서 하층제트의 풍속이 증가하게 된다. 특히, 야간에는 마찰 효과가 없는 상태에서 남에서 북으로 많은 수증기와 고열의 공기가 이동하는데 반하여 대기의 온도는 하강하므로 유입되는 수증기량은 많고, 담을 수 있는 수증기량은 줄어들어 더 많은 강수가 나타난다.

이런 낮과 밤의 풍속 차이와 대기의 기온 변동은 고위도로 수송하는 수증기와 에너지량에 큰 차이를 만들어 비가 내리는 시점에 따라 호우의 빈도와 강수량의 차이가 발생한다. 하층제트를 동반한 호우발생 빈도 연구에서 늦은 밤에서 이른 아침 사이에 발생한 호우가 낮에 발생한 호우보다 최소 25%이상 많은 것으로 조사된 바 있으며, 비슷한 시스템으로 발생한 호우일 경우에도 야간에 강수량이 더 많은 것으로 알려져 있다(Hoecker 1963, Hoecker 1965, Bonner 1968, Augustine and Caracena 1994, Mitchell et al., 1995).

2. 1. 2 상·하층제트 커플링의 호우구조

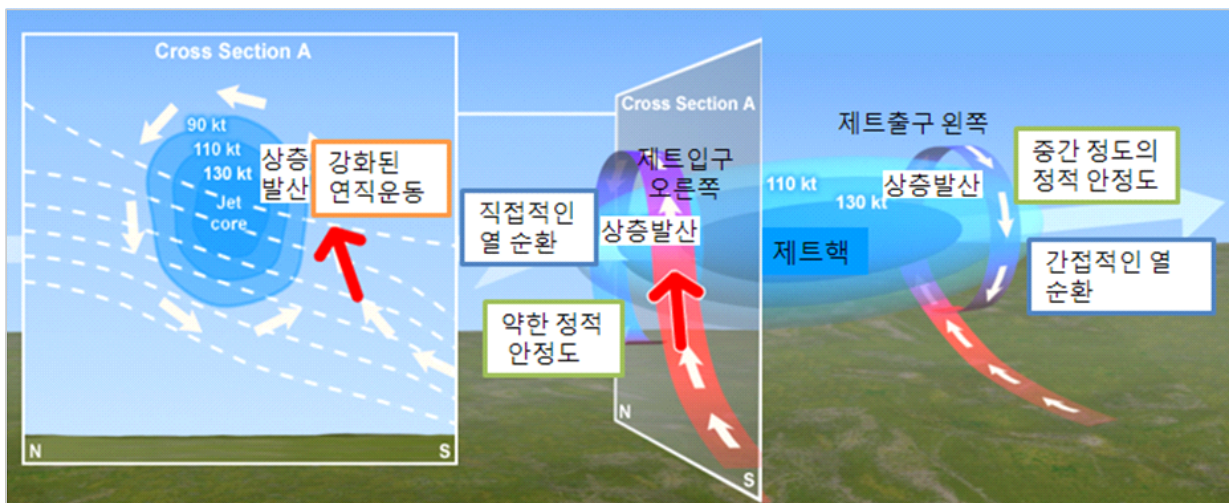


그림 2-1. 상층제트와 하층제트의 커플링의 형태로 나타나는 직접적인 열 순환의 모식도(Uccellini and Kocin, 1987)

그림 2-1과 같이 지면부근에서 형성된 하층제트는 일정 각도로 상승하면서 북쪽으로 이동한다. 그 이유는 높은 기온을 가진 공기이면서 수증기를 많이 함유하고 있어 같은 고도의 북쪽 공기보다 가볍기 때문이다. 같은 온도에서 기체의 H_2O 는 건조 공기보다 0.633 비율로 가볍다.

북쪽으로 이동하던 하층제트는 상층제트의 발산 구역 하부로 이동한 후 급격하게 상승운동으로 전환된다. 그 이유는 하층제트를 이루는 공기가 포화된 상태에서 많은 양의 수증기를 가지고 있어 상층의 발산이 더 쉽게 상승 운동으로 전환되기 때문이다. 즉, 높은 온도에서 많은 양의 수증기를 가진 공기는 대기 중으로 잠열을 많이 방출하기 때문에 주변 대기의 기온보다 높아 쉽게 빠른 상승 운동이 나타나게 된다.

결국, 포화된 상태에서 하층제트가 북쪽으로 이동하는 상황이라면, 상층제트의 발산 구역이 호우 구역을 결정하는데 중요한 열쇠가 된다고 할 수 있다.

호우는 대부분 상층제트의 입구 오른쪽 발산 구역에서 나타나는데, 하층제트가 이 구역의 하부에서 급격한 상승 운동으로 전환되어 제트의 북쪽 상공으로 이동한다. 따라서 저위도 지상 부근의 높은 에너지가 고위도의 상부 대기로 이동하게 되는데 이런 형태를 직접 열순환(Direct circulation)이라고 한다.

평면의 일기도에서 상층제트가 위치한 200hPa 일기도와 하층제트가 위치한 850hPa 일기도를 중첩해서 보면 두 제트가 직각 형태로 교차되는 모습이 보이는데, 이 형태를 상·하층 제트커플링이라고 한다.

2. 2 하층제트의 상승 운동을 이용한 호우구역 해석

2. 2. 1 수평 일기도 상에서의 재해석

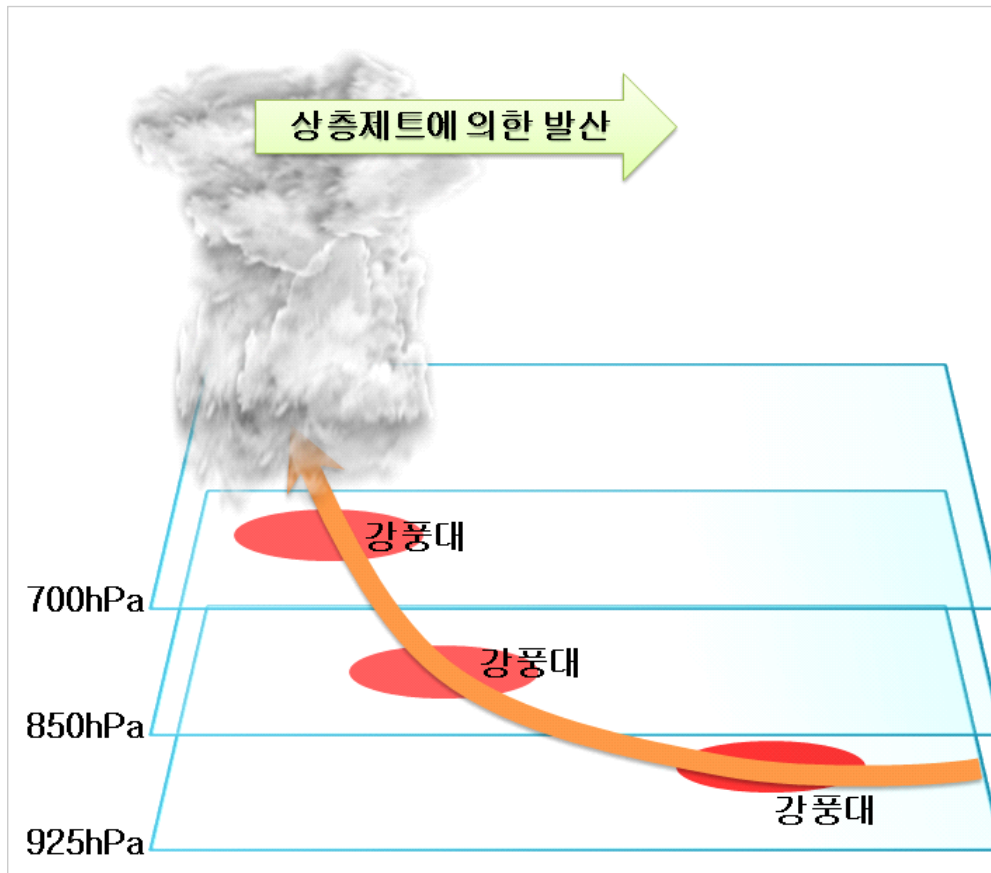


그림 2-2. 하층제트의 연직 이동 경로와 대류 구름대의 위치를 나타내는 모식도

하층제트는 수평적으로 이동하지 않는다. 그림 2-2와 같이 남쪽 저위도에서 지표 부근 대기를 통과한 후 925hPa, 850hPa, 700hPa 고도를 통과하고 상층제트 발산 구역의 하부에 들어서면서 강한 연직 운동으로 전환된다. 이런 3차원의 기류 움직임을 고려하여 각 등압면 고도에서 호우 구역을 찾아보면, 850hPa의 가장 강한 풍속 지역의 북쪽에서 강한 대류성 구름대와 호우가 나타난다고 해석할 수 있다.

그림 2-3은 하층제트에서 발생하는 호우의 연직운동을 재해석한 모식도이다. 남쪽에서 북쪽으로 이동하는 하층제트는 지표 부근의 공기와 밀도 차이가 발생하여 850hPa 안팎의 고도에서 남에서 북으로 기울어진 전선대가 형성된다. 이 전선대의 경사면을 타고 계속 북쪽으로 이동하므로 850hPa 수평 일기도에서 강풍 중심은 대류 구름대의 남쪽에 위치하게 된다. 여기서 호우 지역을 분석하는 실마리를 찾을 수 있다.

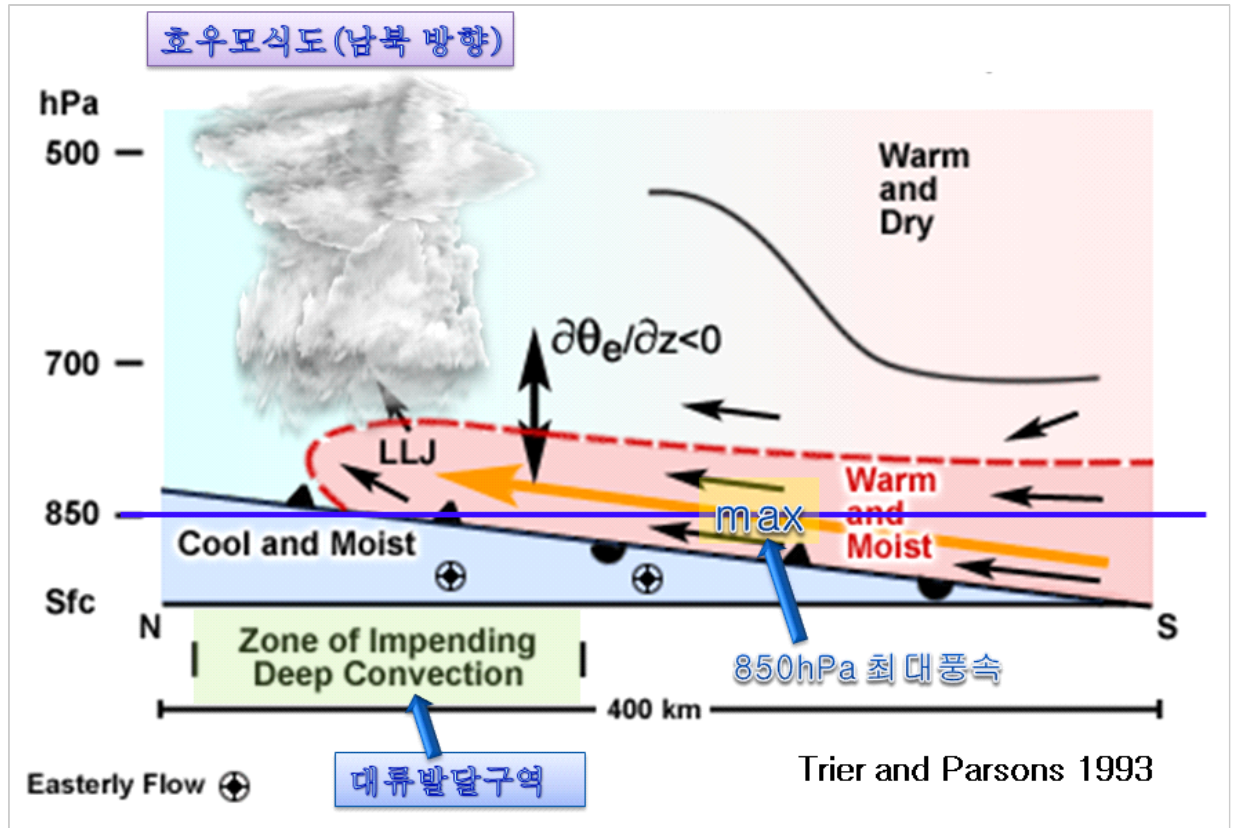


그림 2-3. 남쪽에서 북쪽으로 이동하는 하층제트에 의한 대기의 연직구조 분포

그림 2-4는 실제 호우가 발생한 사례의 연직바람분포를 그림 2-3의 모식도와 같이 보여준다. 지상에서는 동풍의 바람이 불고, 1차 최대풍이 500hPa 고도 부근에서 나타나며, 이후 상공으로 이동할수록 풍속이 현저히 줄어드는 모습이 보인다. 다시, 200hPa 고도에서 상층제트에 의한 2차 최대풍이 나타난다.

즉, 지상 부근의 대기와 섞이지 않으면서 하층제트에 의해 북쪽으로 이동하는 공기에 의해 지상과 지표 부근 대기는 상부의 대기에서 관측되는 풍향(남서류)과 다른 동풍이 나타났다. 850hPa 하부의 전선면을 따라 북쪽으로 상승하는 하층제트에 의해 상공으로 이동할수록 풍속이 증가하는데, 500hPa 부근에서 최대 풍속이 나타난 후 풍속이 감소한다. 그 이유는 수평적 바람 성분이 500hPa 고도 부근에서 연직 운동 성분으로 전환되었기 때문이다. 상승 운동이 대부분인 상황에서 500~200hPa 고도에는 풍속이 현저히 감소하였다. 이후 상층의 제트 발산구역이 있는 대류권계면 부근 고도인 200hPa에서는 다시 풍속이 증가한 모습이다.

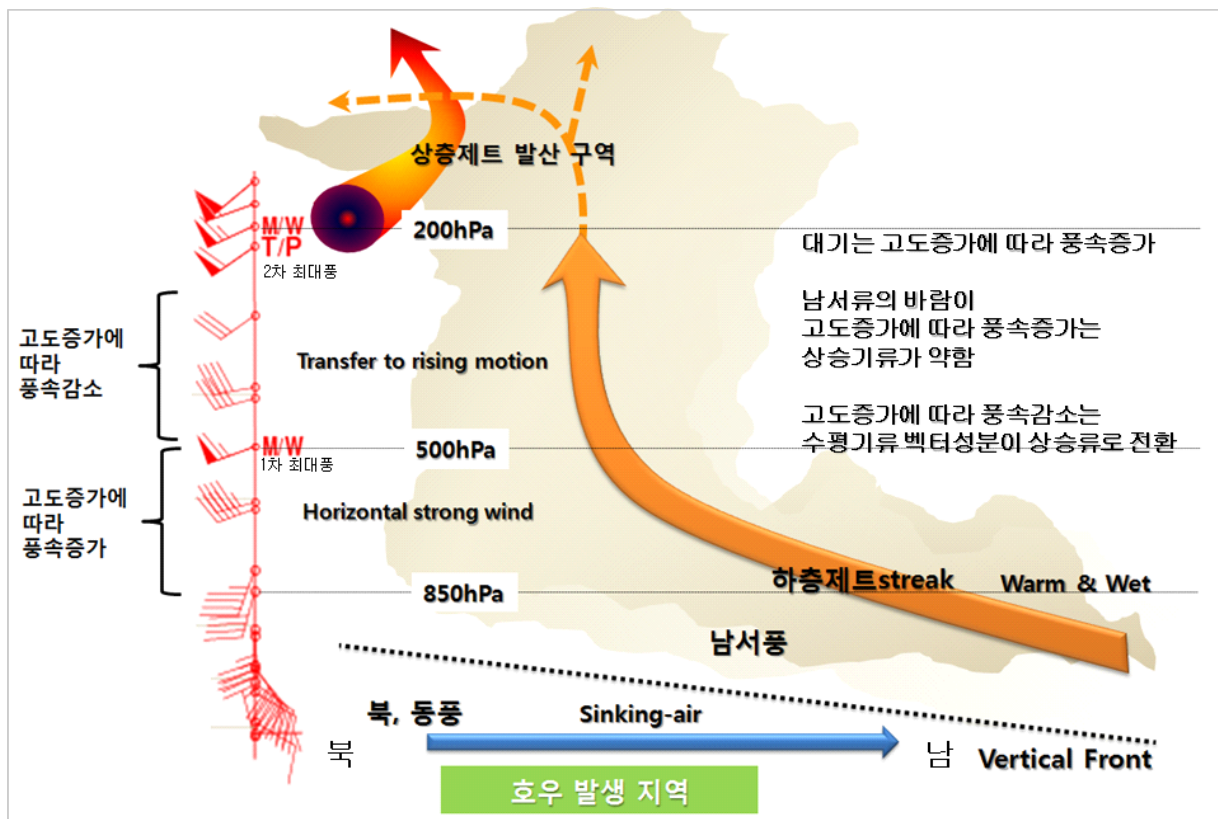


그림 2-4. 강한 대류성 강수대가 발생한 지역의 연직바람과 그림 2-3의 중첩도

2. 2. 2 호우구역 찾기

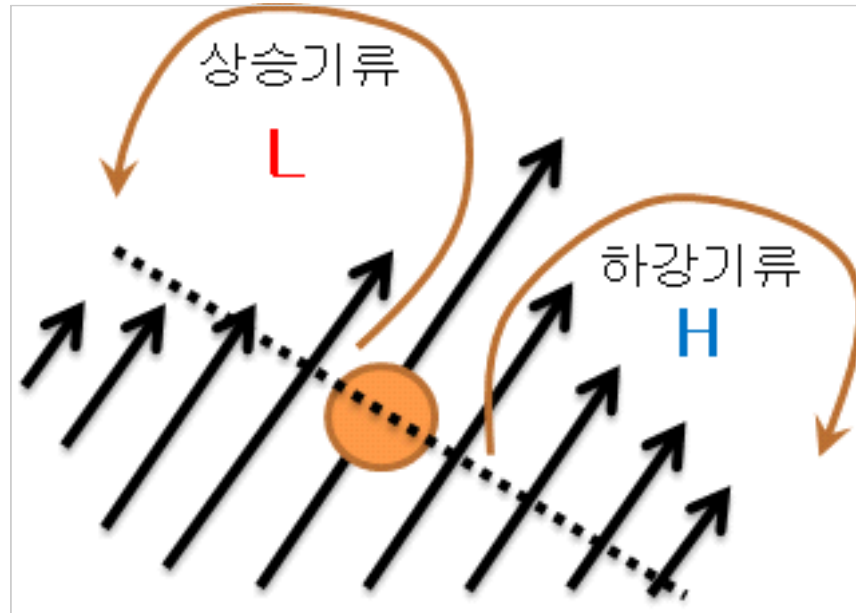


그림 2-5. 850hPa 유선장을 이용한 기류의 수렴과 발산구역 찾기
(중심의 주황색 원은 가장 강한 풍속이 위치한 지역을 의미 함)

그림 2-5는 850hPa 고도에 하층제트가 위치한 지역에서 수렴과 발산이 발생할 수 있는 지역을 모식도화한 것이다. 화살표와 같이 남에서 북으로 이동하는 기류가 존재할 때, 주황색의 강풍 중심을 통과하는 가장 강한 바람이 부는 화살표(vector를 의미)가 위치하고, 왼쪽과 오른쪽으로는 풍속이 서서히 감소한다. 이런 형태일 경우, 수평적 바람시어에 의해서 강풍 중심이 지나가는 화살표의 왼쪽으로는 저기압성 회전에 의한 하층 수렴이, 오른쪽으로는 고기압성 회전에 의한 하층 발산이 나타난다. 따라서 공기가 하층대기에 모여서 수렴에 의한 포화가 나타날 수 있는 구역은 강풍 중심을 지나는 유선의 왼쪽 지역이라고 할 수 있다.

이 왼쪽 구역에서도 앞에서 보여준 그림 2-3과 2-4의 모식도를 참고하면, 그림 2-5에서 보여준 점선의 남쪽 구역은 하층제트의 주 기류가 850hPa 고도면을 뚫고 상승하지 못한 구역이라고 해석할 수 있다. 그에 반하여 점선의 북쪽은 850hPa 고도면을 뚫고 상승 운동이 일어날 수 있는 구역이다. 따라서 호우 구역은 850hPa 최대 풍속을 지나는 유선을 기준으로 그 북쪽과 북서쪽 영역으로 제한되어 나타난다.

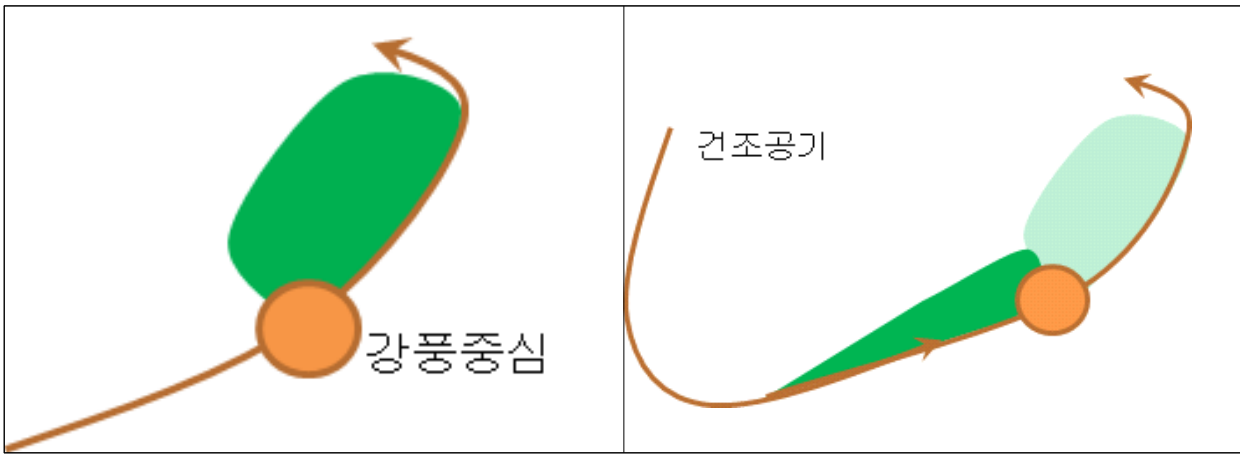


그림 2-6. 850hPa 풍속과 유선을 이용한 호우구역 찾는 방법. (좌) 하층제트 중심을 기준으로 그 북쪽과 북서쪽에서 발생하는 호우구역, (우) 하층제트 중심을 기준으로 그 남쪽에서 발생하는 호우구역을 의미함(호우 탐지 방법. 한상은 등 특허등록(2012년))

그림 2-6은 850hPa 고도장에서 등풍속의 강풍 중심과 유선을 이용한 호우 구역을 찾는 방법이다. 앞에서 설명한 바와 같이 850hPa 하층제트에서 가장 강한 중심 풍속을 찾는다. 이 중심을 지나는 유선을 기준으로 그림 2-6의 왼쪽과 같은 호우구역을 찾을 수 있다. 이 호우구역은 하층제트 전면형 호우로 설명할 수 있으며, 전체 하층제트에 의한 호우 중 90% 안팎이 이에 해당한다(손에 잡히는 예보기술, 2014). 북쪽의 경계면은 유선의 방향이 휘어지는 구역이며, 풍속이 15kts 이상이다. 풍향이 휘고 풍속이 줄어드는 이유는 북쪽에 다른 기단의 경계가 위치하는 것을 의미하므로 더 이상 기류가 북쪽으로 이동하기 어려워 호우 구역의 북쪽 경계가 된다.

그림 2-6의 오른쪽은 하층제트 후면형 호우 형태인데, 모식도에서는 영역의 넓이가 실제보다 상당히 넓게 그려졌지만, 대부분은 하층제트 중심의 남쪽으로 그려진 유선의 위치와 거의 일치할 정도로 남북의 폭은 작다. 이 유형은 상층 저기압에 의한 건조공기가 남하하여 마치 한랭전선과 같은 대류성 구름대를 만들 때 나타난다. 따라서 건조공기라고 쓰인 곳에 저기압이 위치하고 그 저기압을 따라 그림과 같이 기류가 이동할 때 호우가 발생하므로 반드시 건조공기 침투가 있는지 파악해야 한다. 하층제트 후면형 호우는 그 폭이 좁아 강수 강도는 강하나 지속성은 적다. 그러나 정체할 경우에 국지적인 호우가 나타날 가능성이 높다. 만약 우리나라 서쪽으로 상층 저기압이 위치한다면 전면형 호우 구역과 후면형 호우 구조가 동반되는 경우가 있으니, 분석에 유의해야 한다.

2. 2. 3 호우의 잠재성(potential)

우리나라에서 호우가 발생하기 위해서는 기본적인 임계값이 필요한데, 가강수량(PW)은 50 이상, 850hPa 상당온위는 333K 이상, KI는 30 이상이다.

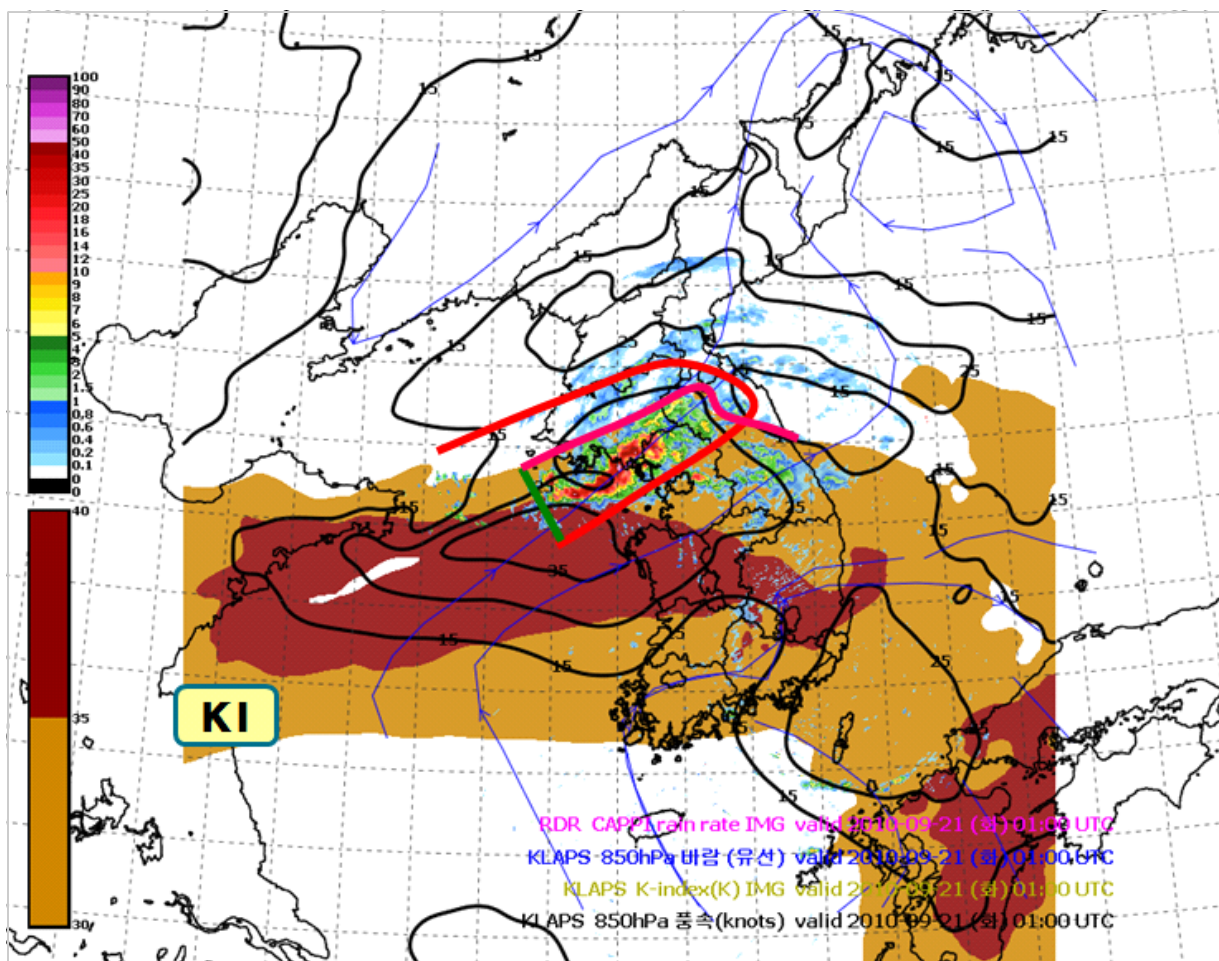


그림 2-7. 2010년 9월 21일 10시 기준 레이더 영상과 850hPa 기류 중첩

(검은색 실선: 등풍속선, 채색된 영역: KI 30 이상, 파란색 화살표 연결선: 유선)

그림 2-7의 실제 사례에서 가장 강한 바람은 태안반도 서쪽 해상에 위치한다. 이 중심 풍속을 지나는 유선을 따라 북쪽으로 이동하면 강원도 북쪽에서 유선이 휘어지는 모습이 나타난다. 여기까지가 호우구역의 북쪽 영역에 해당한다. KI 30이상의 값을 중첩하여 호우 영역을 설정하면, 교집합이 되는 붉은색 영역이 호우 구역과 일치함을 알 수 있다.

2. 3 분석시 주의사항

기본적인 호우구조를 이해하고, 그림 2-6에서 제시한 하층제트 전면형 혹은 후면형 호우구조가 나타난다 하더라도 실제로 호우가 발생하지 않을 가능성도 있다. 물론, 예측보다 더 강한 호우가 발생하는 경우도 있다. 따라서 하층의 기온과 수증기량(이슬점 온도)에 대한 면밀한 검토와 모델과의 차이 분석이 호우 예측에 반드시 중요하다.

2. 3. 1 하층제트 후면형 호우구조 예측시 중요 고려사항

하층제트 후면형 호우구조는 큰 규모로 상승운동이 일어나지 않는다. 대개 매우 폭이 좁은(시, 군단위) 긴 띠 형태의 스콜라인에서 발생한다. 바람장의 수렴모습을 보면, 한랭전선형태의 좁고 강한 띠 모양이다. 따라서, 활성화되기 위해서는 반드시 수반되어야 할 사항이 있다.

- ① 강한 건조공기가 전선면의 북쪽에서 파고드는 모습이 나타나야 한다.
- ② ①의 조건이 뚜렷하지 않더라도, 한랭전선형태의 찬 공기 유입이 전선면의 북쪽에 존재해야 한다.

그림 2-8은 하층제트 후면에서 호우가 발생할 것으로 예측하였으나 전선면이 활성화되지 않아 강수 오차가 컸던 사례이다. 2019년 9월 11일 새벽에서 오전사이 850hPa 고도의 저기압 중심이 중부지방을 통과하면서 하층제트 전면형 호우와 후면형 호우가 동시에 나타날 것으로 예상하여 중부지방에 최대 200mm 이상의 많은 강수량을 예상하였다. 그렇지만 충청북부는 실제 5~40mm의 강수량이 기록되면서 예측과 큰 차이를 나타냈다. 그 이유는 강수를 발생시킨 저기압의 특징이 동중국해상에서 북상한 열대저압부 형태로 서 저기압 중심을 기준으로 그 서쪽과 북쪽으로 차가운 공기나 건조공기가 존재하지 않았다. 오히려 한랭전선 형태의 전선면 북쪽으로 남쪽보다 기온이 높은 온난공기가 위치하여 온난, 습윤한 하층제트를 상층으로 견인할 힘의 존재가 없었다. 결국 이 사례에서는 하층제트 전면형의 폭넓은 호우구역만 나타나면서 경기도에는 150mm 내외의 많은 비가 왔지만, 하층제트 후면의 호우구역은 활성화되지 않아 충청북부의 강수량은 예측과 큰 차이를 보였다. (부록 8. 2 야간 하층제트에 의한 집중호우 예측 실패 사후분석 참고/p.161)

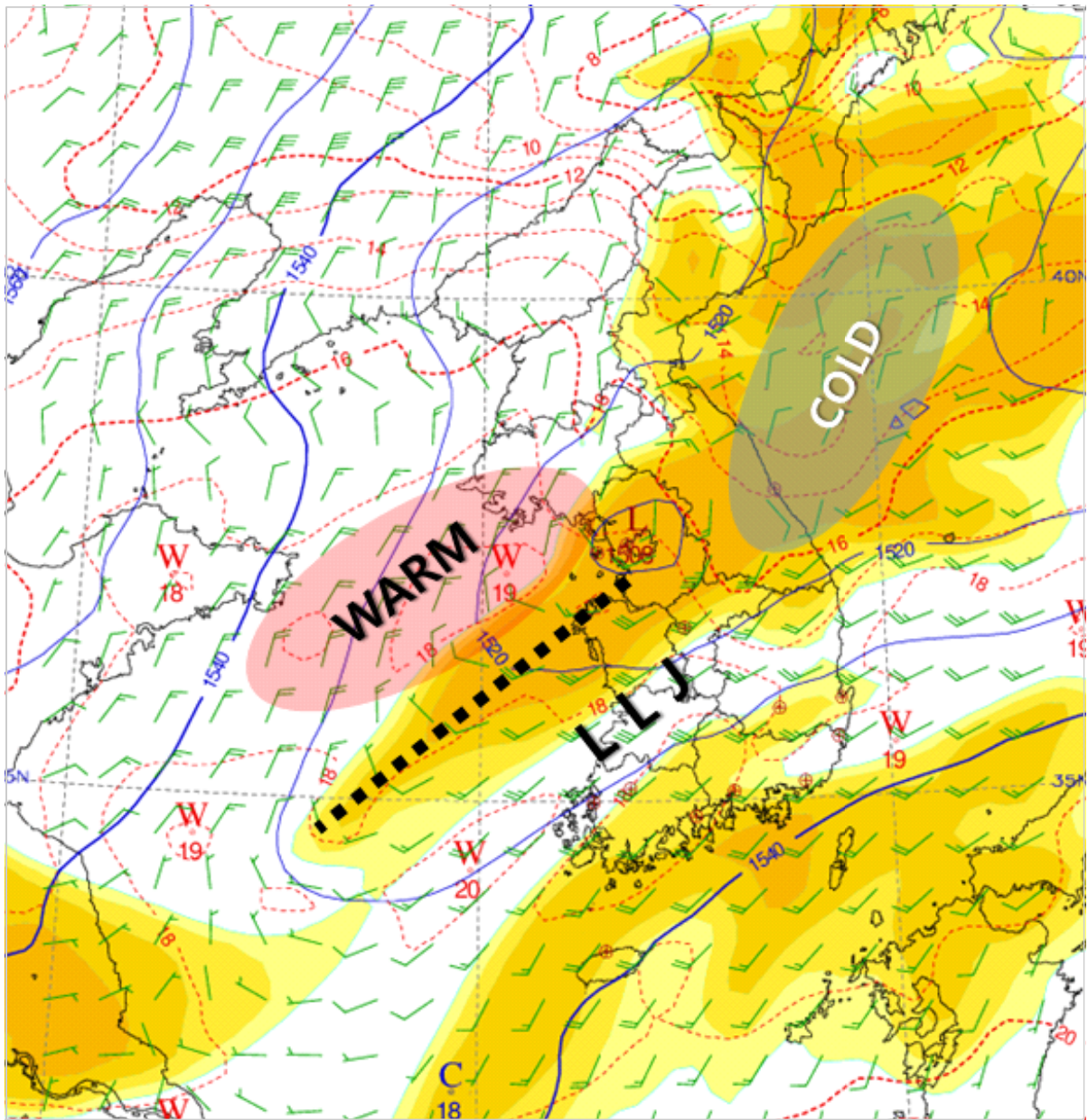


그림 2-8 2019년 9월 11일 03시 UM 모델 초기장의 850hPa 바람과 기온 분포
(검은색 점선: 바람시어가 타나나는 전선을 의미)

| 참고문헌

1. 황승언, 이동규, 1993: 한반도에 발생한 호우와 하층제트의 관련성에 관한 연구. 한국기상학회지, 29(2), 133-146.
2. Augustine, J. A. and F. Caracena, 1994: Lower-tropospheric precursors to nocturnal MCS development over the Central United States. Wea. Forecasting, 9, 116-135.
3. AMS Glossary, 2000: AMS 전자기상사전.
<http://amsglossary.allenpress.com/glossary>
4. Bonner, W. D., 1968: Climatology of the low level jet. Mon. Wea. Rev., 96, 833-850.
5. Chen, G. T.-J. and C.-C. Yu 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-yu season. Mon. Wea. Rev., 116, 884-891.
6. Hoecker, W. H., 1963: Three southerly low-level jet streams delineated by the Weather Bureau special pilot network of 1961. Mon. Wea. Rev., 91, 573-582.
7. Hoecker, W. H., 1965: Comparative physical behavior of southerly boundary-layer wind jets. Mon. Wea. Rev., 93, 133-144.
8. Matsumoto, S., 1973: Lower tropospheric wind speed and precipitation activity. J. Meteor. Soc. Japan, 51, 101-106.
9. Mitchell, J. F. B., R. A. Davis, W. J. Ingram, and C. A. Senior, 1995: On surface temperature, Greenhouse Gases, and Aerosols: Models and Observations. J. Climate, 8, 2364-2386.
10. Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. Mon. Wea. Rev., 107, 682-703.
11. Uccellini, L. W., and P. J. Kocin, 1987: The interaction of jet streak circulations during heavy snow events along the east coast of the United States. Wea. Forecasting, 2, 289-308.

| 부록

1. 2019년 9월 11일 하층제트 예측 실패 (p.161)

여름 여빈 가이드

일변화 특성을 고려한 여름철 강수 예보



3. 일변화 특성을 고려한 여름철 강수 예보

Why?

소나기를 제외한 여름철 강수는 대부분 새벽부터 오전 사이에 집중되며, 특히 이 시간대의 강수는 집중호우로 이어지는 경우가 많다(Lim, 1998). 이러한 강수의 일변화 특성은 왜 나타나는 것인지, 그리고 여름철 강수 예보 때는 어떤 점을 고려해야하는지 알아보려고 한다.

3. 1 일변화란?

지구는 하루에 한 번 자전을 한다. 지구의 자전 때문에 어느 한 지점에서 낮에는 태양 복사에너지의 크기가 최대가 되고, 밤에는 최소가 되면서 규칙적으로 일주기(diurnal cycle)의 진동을 하게 된다. 그림 3-1의 AWS 시계열을 보면 알 수 있듯이 기온(빨간색 실선)은 뚜렷하게 일주기 진동을 하는 기상요소이다. 일주기의 진동은 결국 기온의 일변화로 나타난다.

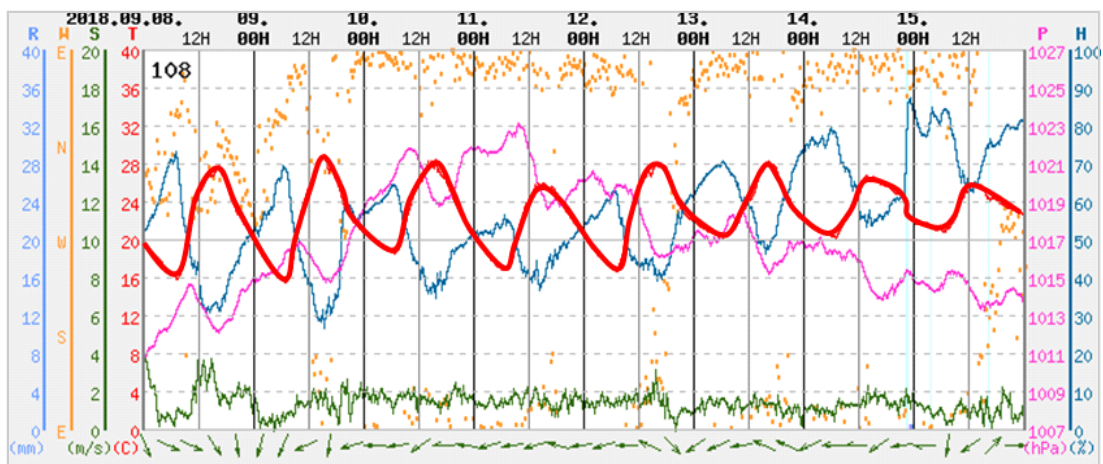


그림 3-1. AWS로 관측한 서울(지점번호: 108)의 2018년 9월 8~15일 기상요소들의 시계열

3. 2 시간대별 강수 특징

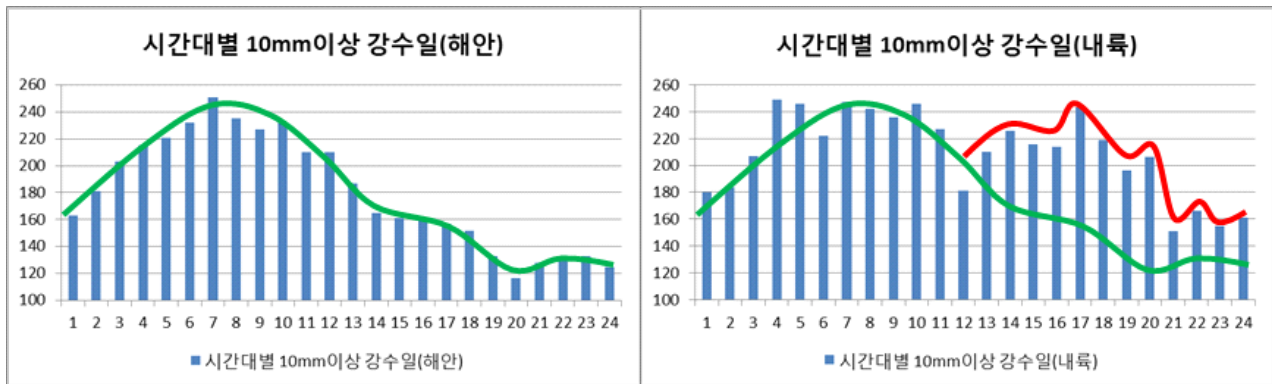


그림 3-2. 1990~2017년 5~9월 시간대별 10mm 이상 강수일수, (좌) 인천, 서산, 목포, 부산, 울산, 창원, 제주 총 7개 지점(해안), (우) 서울, 수원, 청주, 대전, 춘천, 광주, 안동, 대구 총 8개 지점(내륙)

그림 3-2는 시간대별 10mm 이상의 강도를 갖는 강수일수를 해안과 내륙지역으로 분리해서 나타낸 그래프이다. 강수일수의 절대 값이 아닌 시간대별 차이에 주목해서 보게 되면 해안 지점을 나타낸 그림 3-2(좌)에서 새벽부터 오전 사이에 강수일이 집중되고, 오후부터 자정까지는 빈도가 현저하게 줄어드는 것을 알 수 있다(초록색 실선). 내륙 지점을 나타낸 그림 3-2(우)에서도 새벽부터 오전 사이에 강수가 집중되고 있으나(초록색 실선) 해안과는 다르게 오후에도 강수가 집중되고 있다(빨간색 실선). 내륙의 오후 강수가 14시부터 20시에 집중된 것을 보면 열적 불안정에 의한 소낙성 강수의 결과로 해석할 수 있다. 결국 내륙의 오후 강수를 소낙성 강수로 여기고 배제한다면 해안과 내륙 지점 모두 강한 강수가 집중되는 시간대는 새벽부터 오전 사이인 것을 알 수 있다.

이러한 특징들은 1시간 최대 강수량의 극값 발생 시간대에서도 나타난다. 표 3-1에서 내륙 지역인 청주의 1시간 최대 강수량 순위 자료를 보면 1위부터 5위까지 발생시각이 새벽부터 오전 사이 시간대와 오후 시간대 모두 골고루 나타나고 있다. 하지만 해안 지역인 부산을 보면 오직 새벽부터 오전 시간대 내에서만 극값이 나타나는 것을 알 수 있다. 내륙과 해안의 시간대별 강수 특징이 그대로 반영된 결과이다.

표 3-1. 청주와 부산 지점의 1시간 최대 강수량(mm) 순위 극값과 발생시각

지점		1위		2위		3위		4위		5위	
		값	시각	값	시각	값	시각	값	시각	값	시각
131	청주	91.8	07:11	64.0	17:24	63.0	16:22	62.7	16:50	62.0	10:20
159	부산	106.0	00:19	96.0	08:22	90.0	07:33	89.0	06:40	86.7	08:53

앞서 언급한 기온의 일변화를 고려하면 강수가 집중되는 새벽부터 오전사이는 기온이 가장 낮은 시간대이고, 반대로 기온이 가장 높은 오후부터 밤 시간대에는 강수 빈도가 낮은 것을 알 수 있다. 과연 기온의 일변화는 여름철 강수 발생에 어떠한 영향을 미치는가?

3. 3. 첫 번째 특성, “하층제트는 야행성이다.”

3. 3. 1 하층제트와 호우

하층제트(Low-Level Jet)는 일반적으로 700hPa 아래에서 25kts 이상의 풍속으로 나타나며, 여름철 우리나라로 유입되는 남서풍의 하층제트는 다량의 수증기와 열을 이류시키는 역할을 한다. 하층제트는 대기 하층으로 수증기를 공급하기 때문에 강한 대류성 강수를 발생시킬 수 있어, 여름철 호우 발생에 있어서 매우 중요한 인자이다. 우리나라 장마 기간 중 호우 발생 시에 25kts 이상의 하층제트가 존재할 확률은 88.2%로 높은 연관성이 있다(황승언, 1993).

3. 3. 2 하층제트의 일변화

이러한 하층제트도 시간대별로 발생 빈도가 다르게 나타난다. 그림 3-3은 광주 고층관측 지점의 03시, 09시 15시, 21시 시간대별 850hPa 하층제트(25kts 이상) 발생 빈도 그래프이다. 6월에서 9월 사이 하층제트의 빈도는 새벽부터 오전 시간대인 03시와 09시에 높게 나타나고, 오후부터 밤 시간대인 15시와 21시에는 낮게 나타나는 것을 알 수 있다. 특히 호우가 빈번하게 발생하는 7월과 8월에는 그 차이가 더욱 뚜렷하게 나타나는데, 앞서 그림 3-2에서 살펴보았던 시간대별 강수 빈도 자료와 같은 결과를 보여주고 있다.

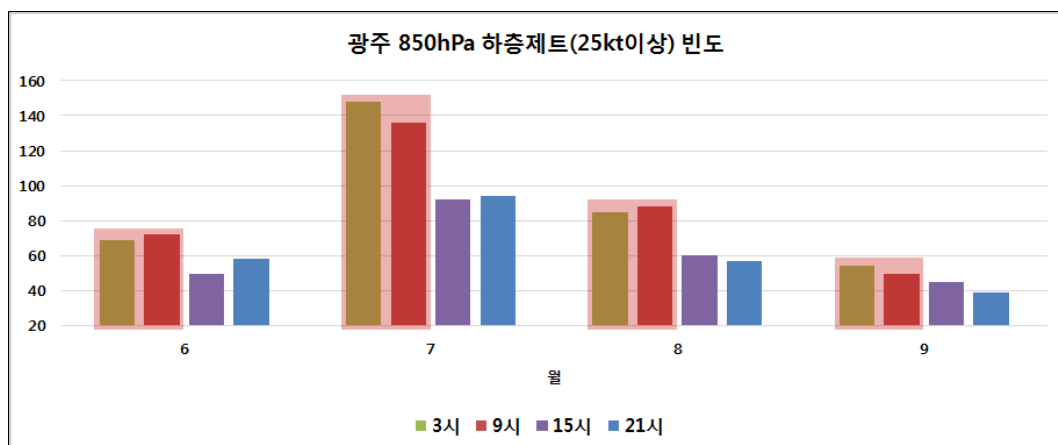


그림 3-3. 1998~2017년 6~9월 광주 지점의 시간대별 850hPa 하층제트 발생 빈도

통계 자료를 통해 두 가지 사실을 알 수 있는데, 첫 번째는 10mm 이상의 강도를 갖는 강수는 하층제트와 관련이 깊다는 것이고, 두 번째로 더욱 중요한 사실은 하층제트는 기온의 일변화에 영향을 받는다는 것이다. 결국 하층제트는 기온이 높은 시간대에는 약화되고 기온이 낮은 시간대에는 강화되는 특징을 보여준다.

3. 3. 3 경계층과 하층제트

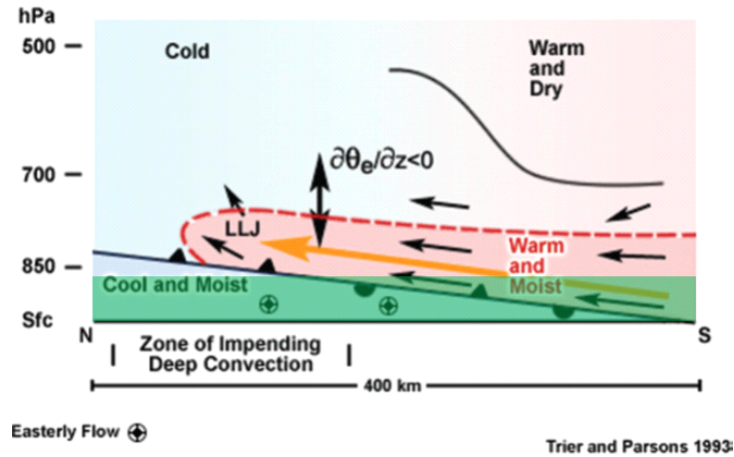


그림 3-4. 하층제트의 남북방향 연직구조에서의 경계층 위치

그림 3-4는 하층제트의 남북방향 연직구조를 나타낸 그림이며, 경계층 깊이를 약 1km로 가정하여 초록색으로 채색하였다. 여기서 문제는 하층제트가 발생하는 고도에 경계층이 존재하게 된다는 것이다. 경계층 내부에는 혼합층이 존재하는데 이 혼합층 내에서는 에디(eddy)의 운동이 활발해 마찰력이 작용하게 된다. 특히 경계층이 높게 발달할수록 에디의 운동은 더욱 활발해지고 마찰력도 더욱 커진다.

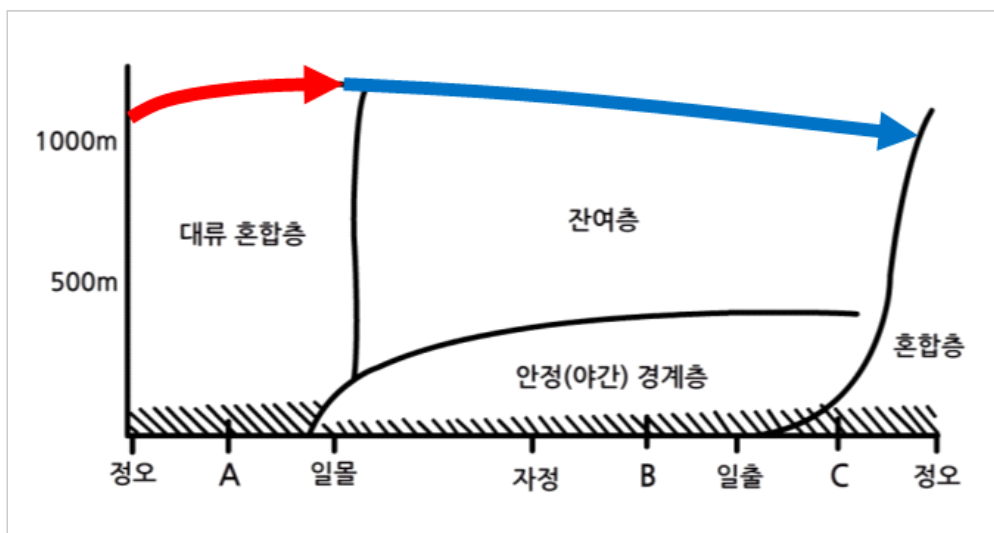


그림 3-5. 대류 혼합에 의한 경계층의 일주기 변동(Stull, 1988)

맑고 바람이 약한 대기 상태에서는 낮 동안 지표면의 일사 가열에 의해 대류가 강화된다. 그림 3-5에서와 같이 낮 동안은 대류에 의해 대류 혼합층이 깊게 발달하면서 경계층의 상부가 높아지게 된다(빨간색 화살표). 반대로 일몰 후 야간에는 대류에 의한 혼합이 약화되면서 경계층의 상부가 점차 낮아지게 된다(파란색 화살표). 이와 같이 기온의 일변화에 따라 경계층의 높이도 낮과 밤의 차이를 보이게 된다.

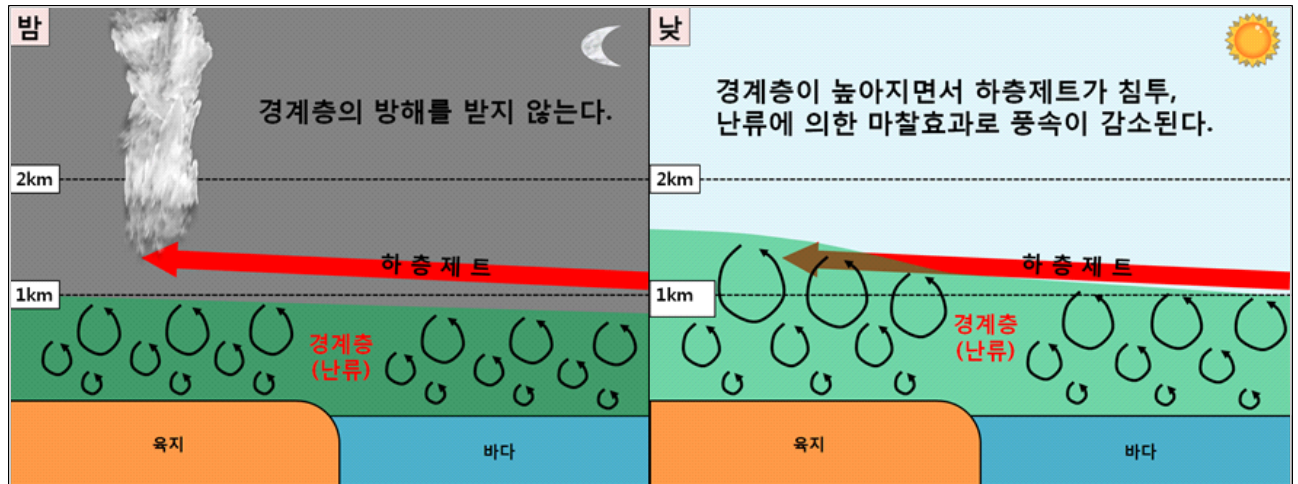


그림 3-6. 밤과 낮의 경계층 높이 변화와 하층제트의 위치

그림 3-6에서는 밤과 낮의 경계층 높이 변화와 하층제트의 위치를 단순화하여 나타냈다. 그림과 같이 하층제트가 1km 높이 바로 위에 위치한 상황에서, 밤과 낮의 변화를 생각해보자. 먼저 밤에는 경계층 상부의 높이가 1km 미만으로 낮아지면서 하층제트는 경계층에 의한 마찰효과를 받지 못하게 되고 결국 풍속이 감소되지 않으므로 지균풍(기압경도력+전향력)에 가까운 풍속을 유지하게 된다. 하지만 낮에는 경계층 내의 혼합이 활발해지면서 그림과 같이 경계층 상부의 높이가 1km 이상으로 높아진다면 하층제트는 결국 경계층 내부로 침투하게 되고 마찰력이 작용해 풍속이 감소하게 된다. 결국 낮 시간대에는 경계층의 마찰효과로 하층제트의 발생 빈도가 줄어들게 되고, 호우 가능성도 낮아지게 된다.

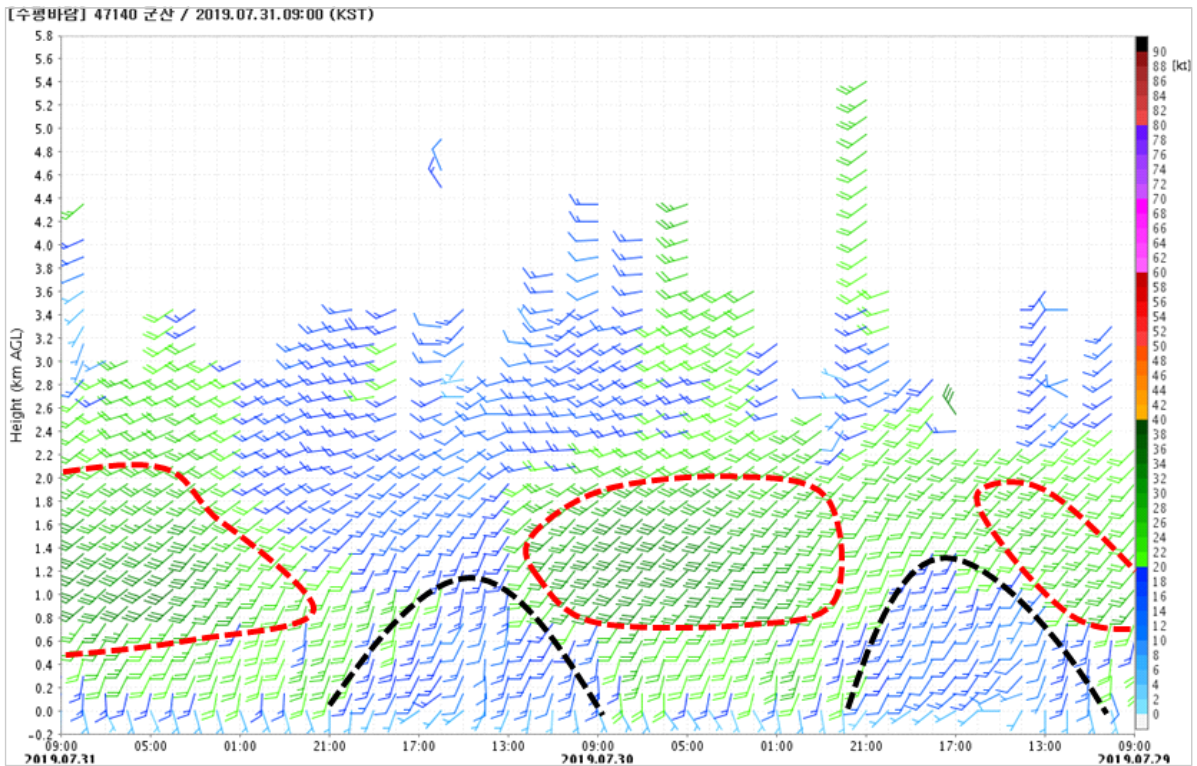


그림 3-7. 2019년 7월 29~31일 군산 연직바람, 빨간 점선의 영역은 25kts 이상의 하층제트

그림 3-7의 실제 사례에서 군산 연직바람 관측자료를 보면 1km 고도 부근으로 하층제트가 나타나는 것을 알 수 있으며, 빨간 점선으로 표시한 야간(21~09시) 시간대는 풍속이 강화되고, 검정 점선으로 나타나는 주간(09~21시) 시간대에는 약화되는 경향이 뚜렷하게 나타난 것을 확인 할 수 있다.

또한 그림 3-6의 모식도에서 나타낸 것처럼 경계층은 해상보다 육상에서 더욱 높게 발달하기 때문에 육상에서의 마찰력이 더 크게 작용한다. 여름철 낮에 해상에서 발달한 강수대가 육상으로 이동하는 경우 급격하게 약화될 때가 있는데 이러한 이유 때문이다.

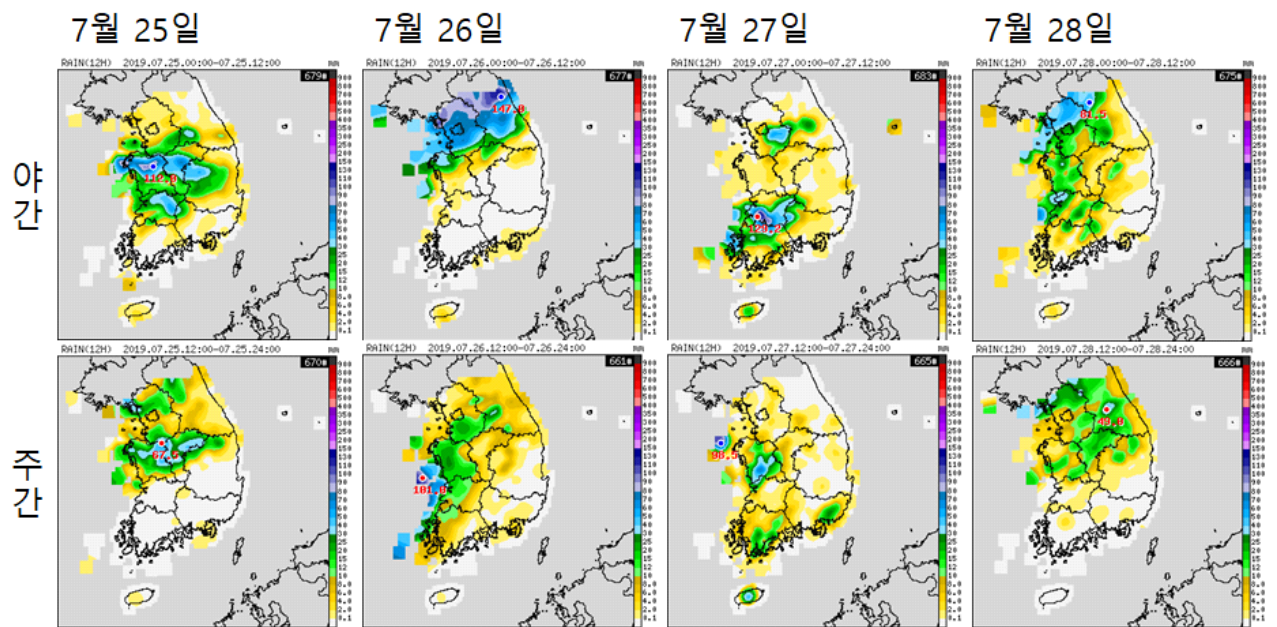


그림 3-8. 2019년 7월 25~28일 야간(00~12시)과 주간(12~24시) 시간대별 누적강수량 분포

그림 3-8은 장마전선의 영향으로 중부지방에 많은 비가 내렸던 7월 25~28일 강수량 분포도이다. 야간(00~12시) 시간대에는 조직적으로 많은 양의 강수가 집중된 형태로 나타났고, 주간(12~24시) 시간대에는 해상으로만 일부 많은 양의 강수가 나타났으며, 육상에서는 산발적인 분포로 적은 양의 강수만 기록된 것을 확인할 수 있다. 앞서 설명한 하층제트의 특성이 그대로 반영된 결과이다. (부록 8. 1 mT 일변화에 따른 장마전선의 남북진동과 강수 집중구역 오차 사후분석 참고/ p. 157)

3. 3. 4 하층제트의 일변화를 고려한 강수 예보

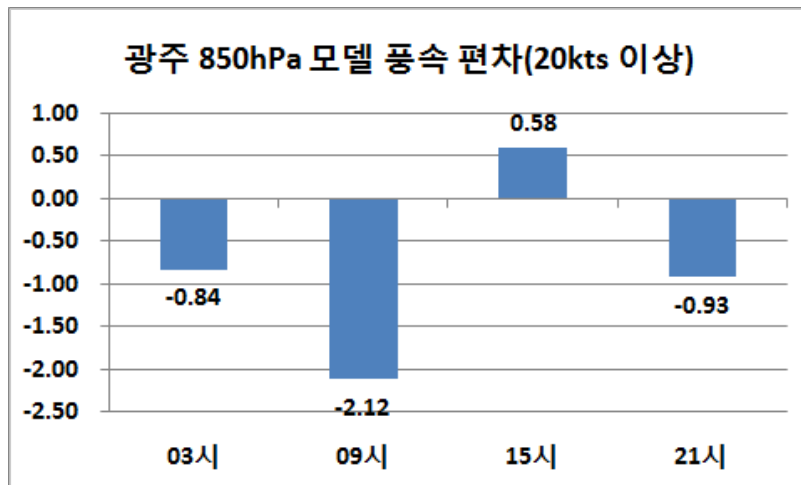


그림 3-9. 2016~2018년 6~9월 광주 시간대별 850hPa 모델 풍속 편차

앞서 통계 자료들을 통해 하층제트의 풍속이 기온이 높은 오후~밤에 약화되고 기온이 낮은 새벽~오전에는 강화됨을 확인했으며, 시간당 10mm 이상의 강도를 갖는 강수의 시간대별 빈도 또한 하층제트의 발생 빈도와 유사한 시간대에 나타나는 것을 확인했다. 따라서 하층제트가 강화되는 새벽~오전 시간대에는 호우 가능성이 높음을 인지하고 예보를 해야 하며, 반대로 오후~밤 시간대에는 호우 가능성이 낮음을 항상 염두 해야 한다.

이러한 특성을 고려하더라도 실제 예보를 할 때는 수치모델의 결과물을 참고해야하는데, 문제는 지표면의 영향을 크게 받는 경계층의 경우 수치모델의 모의 성능이 좋지 못하기 때문에 하층제트의 모의 성능도 영향을 받을 수밖에 없다. 그림 3-9는 2016~2018년 6~9월 기간 수치모델의 광주 지점 850hPa 예상(+18~36시간) 풍속을 실제 고층관측 자료로 검증한 결과이다. 모델은 UM전구 N768을 사용했으며, 하층제트와 가까운 풍속인 20kts 이상인 사례만을 검증하였다.

검증 결과를 보면 전체적으로 850hPa 풍속에 대한 수치모델의 편차는 음의 편차를 보이면서 하층제트를 과소모의 하는 경향이 나타난다(참고로 전체 풍속에 대한 검증 결과는 편차가 거의 나타나지 않음). 특히 09시에 -2.12kts로 음의 편차가 가장 크게 나타나고, 15시에는 0.58kts로 값은 작지만 유일하게 양의 편차가 나타난다. 만약 하층제트에 의한 강수가 예상되는 상황에서 시간대가 09시 근처라면 수치모델의 850hPa 예상 풍속보다 실제 풍속이 더 강하게 나타나면서 강수가 예상보다 더 강해질 수 있는 것이다. 반대로 하층제트에 의한 강수가 예상되는 시간대가 15시라면 수치모델의 예상보다는 강수가 강해지기 어려운 시간대라고 볼 수 있다.

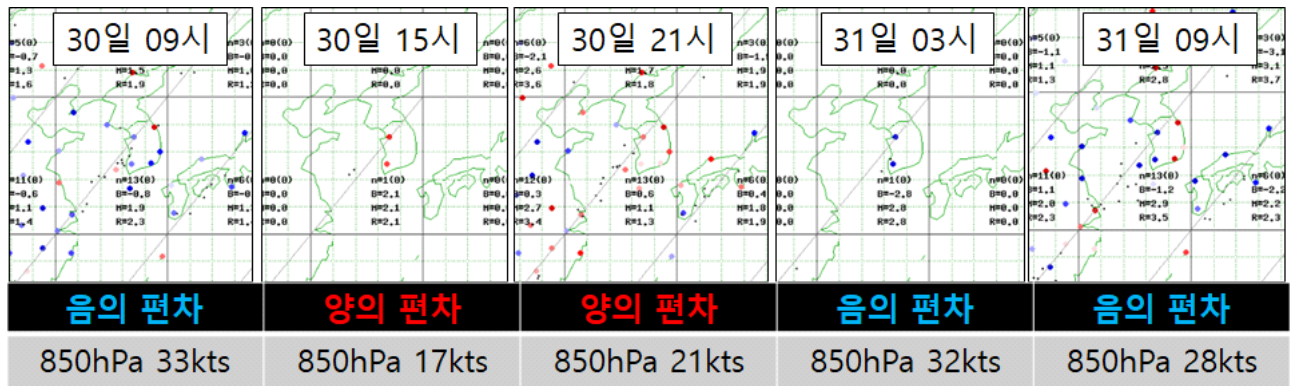


그림 3-10. 2019년 7월 30~31일 시간대별 UM모델 850hPa 풍속 편차

그림 3-10은 2019년 7월 30~31일 하층제트의 영향을 받았던 사례로 6시간 간격의 시간대별 UM모델의 850hPa 풍속 편차를 나타낸 검증 분포도이다. 빨간색 점은 모델의 양의 편차, 파란색 점은 음의 편차를 의미한다. 주간 시간대인 15시와 21시에는 양의 편차, 야간 시간대인 03시와 09시에는 음의 편차가 뚜렷하게 나타나는 것을 확인할 수 있다.

3. 3. 4. 1 새벽~오전 시간대에 예상보다 강해지는 강수

새벽에서 오전 사이 강수량을 수치모델에서는 어떻게 모의하는지 사례를 조사하였다. 그림 3-11은 2016~2018년 6~9월 기간 중 00~12시 사이 우리나라 AWS 중 누적강수량이 100mm 이상인 지점이 나타난 사례 총 45건 중 지형효과에 의해 강수량이 강화되었던 사례 9건을 제외한 나머지 36개 사례의 수치모델 예상 강수량 편차이다. 파란색 막대 그래프는 누적강수량을 크기순으로 나열했으며, 빨간색 점은 각 사례별 누적강수량의 모델과 실황의 편차이다.

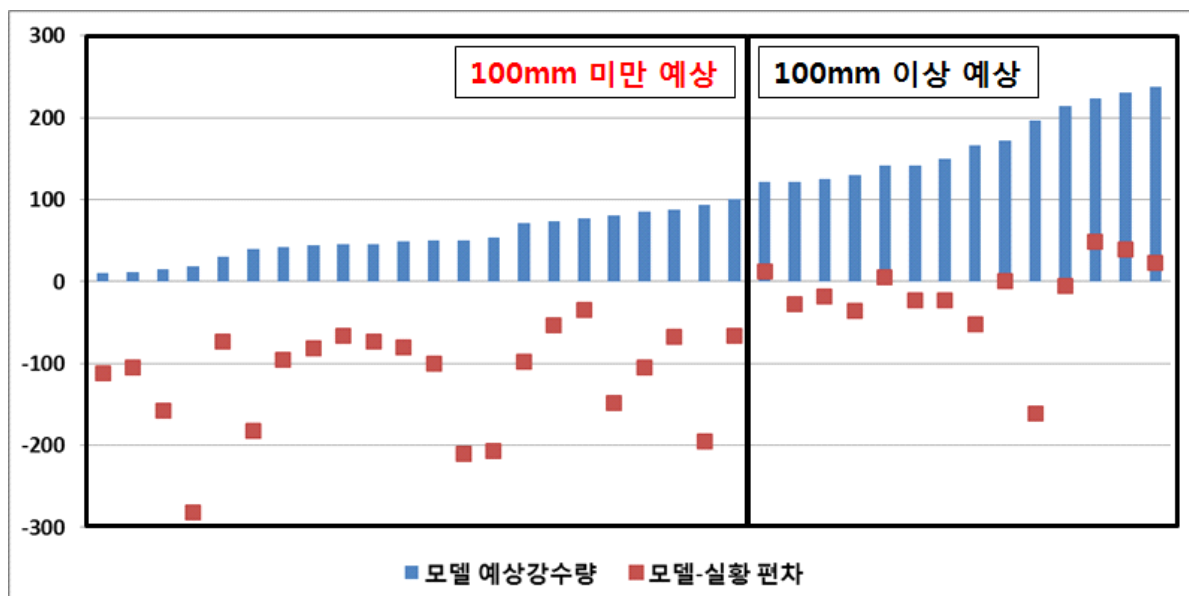


그림 3-11. 2016~2018년 6~9월 00~12시 누적강수량 100mm 이상 사례의 강수량 모델-실황 편차

그림 3-11의 왼쪽 박스 영역은 수치모델이 누적강수량을 100mm 미만으로 예상한 사례인데, 오차가 모두 음의 편차로 과소모의 하는 결과를 보여준다. 대부분 50mm 이상의 강수량 오차를 보이고 있으며, 이 구간에서의 모델 예상강수량 대비 실제 강수량의 비율은 평균 320%로 나타나 3배 정도의 오차가 발생함을 알 수 있다. 반면에 오른쪽 박스 영역은 수치모델이 누적강수량을 100mm 이상으로 예상한 사례로 약간의 음의 편차 경향이 있으나 대부분 오차가 50mm 이내로 크지 않다. 이 구간에서의 모델 예상강수량 대비 실제 강수량의 비율은 평균 110%로 모델과 실황의 차이가 크지 않음을 알 수 있다.

이와 같은 결과를 해석하자면, 수치모델이 100mm 이상의 강수량을 예상하는 사례들은 대부분 저기압이나 태풍과 같은 뚜렷한 종관규모 시스템의 영향을 받는 경우이므로, 모델의 강수 모의 성능이 좋게 나타나게 된다. 따라서 모델의 예상강수량을 그대로 참고하여 예보를 하면 된다. 반대로 수치모델이 100mm 미만의 강수량을 예상했으나 100mm가 넘게 기록된 사례들은 대부분 중규모 시스템의 영향을 받는 경우로 모델의 강수 모의 성능이 당연히 떨어질 수밖에 없다. 따라서 중규모 시스템이 예상되는 경우 모델이 100mm 미만의 강수량을 예상한다면 3배 정도의 오차가 발생할 가능성이 높으므로 예상 강수량을 높여 예보할 필요가 있다.

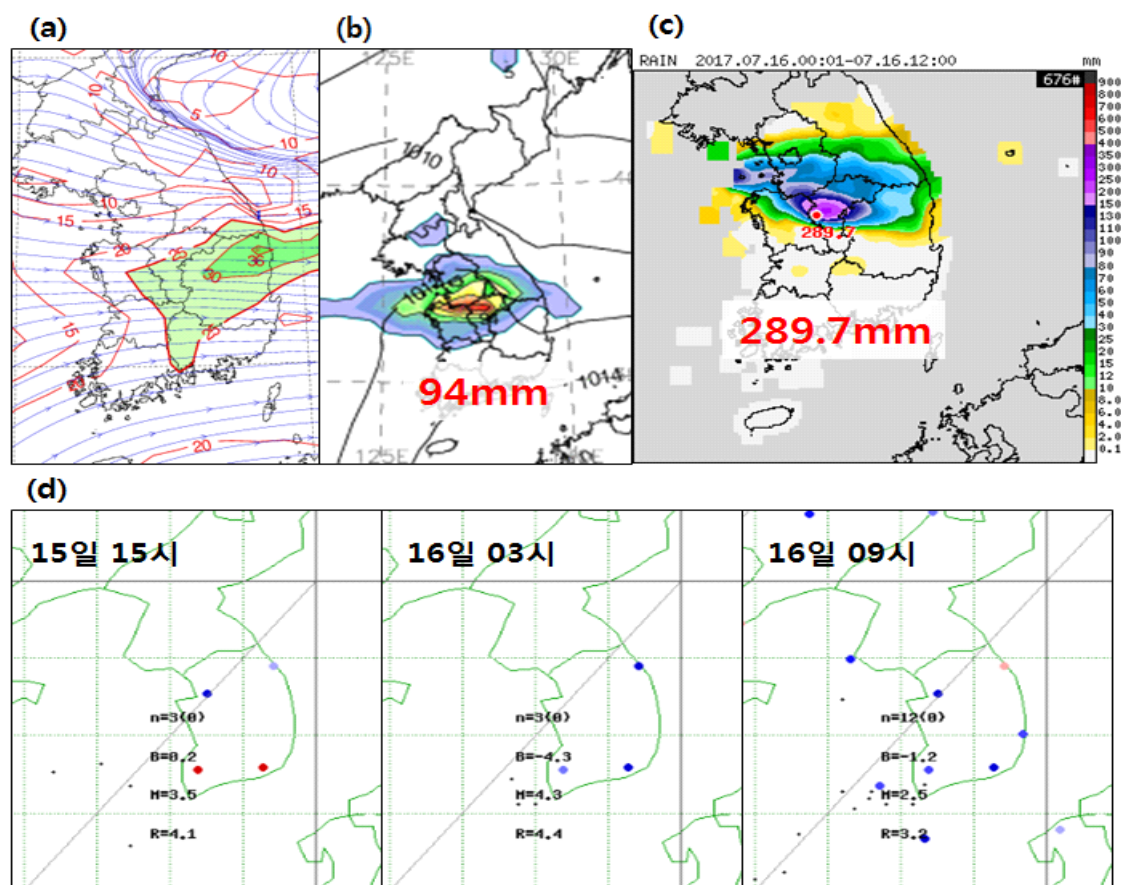


그림 3-12. 2017년 7월 16일 15시 수치모델 예상보다 강한 하층제트로 강수가 강화됐던 사례
(a) 수치모델 850hPa 유선 예측장, (b) 수치모델 12시간 누적강수 예측장,
(c) AWS 12시간 누적강수 실황, (d) 시간대별 850hPa 모델-실황 풍속 편차

그림 3-12는 2017년 7월 16일 수치모델이 하층제트의 강도를 과소모의하면서 충청도를 중심으로 예상보다 많은 강수가 기록된 사례이다. 전날(15일) 00UTC 수치모델에서 16일 09시에 충청도 지역으로 하층제트 후면에서의 강한 강수를 모의했으며, 12시간 누적강수량을 최대 94mm 예상했다. 하지만 실황은 모델 예상의 약 3배인 289.7mm를 기록하였다. 850hPa의 모델-실황 풍속 편차를 보면 주간인 전날 15시에는 뚜렷한 편차 경향이 없었으나 야간으로 접어든 후 03시와 09시에는 전체적으로 과소모의(파란색) 경향이 뚜렷해지는 것을 알 수 있다. 이번 사례 역시 저기압과 같은 종관규모의 시스템이 아닌 중규모 수렴 형태의 정체전선형 강수였으므로 모델이 강수량을 충분하게 모의하지 못했다. 결국 야간의 하층제트 풍속이 예상보다 강해지면서 강수량이 많아진 결과라고 할 수 있다.

3. 3. 4. 2 오후 시간대에 예상보다 약해지는 강수

새벽~오전 시간대와는 반대로 오후 시간대에는 수치모델의 예상보다 하층제트의 풍속이 약해지는 경향이 있다. 하지만 그림 3-9를 보면 알 수 있듯이 09시의 편차보다는 15시의 편차는 그 값이 작은 편이므로, 새벽~오전 시간대 보다는 그 효과가 빈번하게 나타나진 않는다. 하지만 모델의 결과에 따라 오후의 강수 예보가 과대 예보되는 경우가 많기 때문에 이러한 특징을 고려할 필요가 있다.

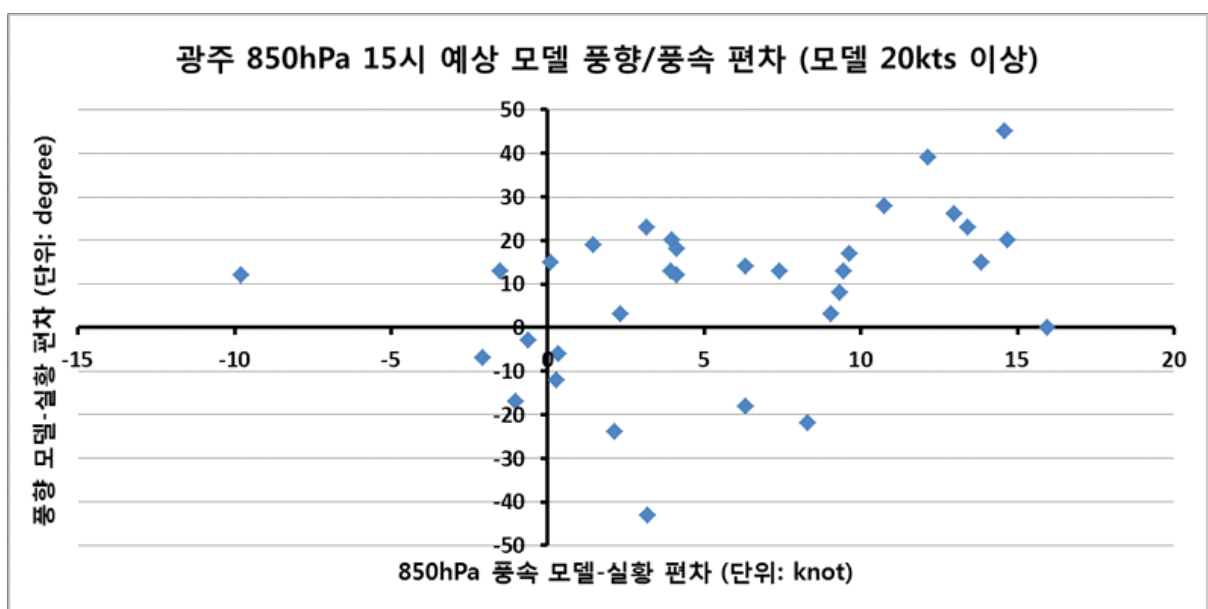


그림 3-13. 2016~2018년 7~8월 광주 850hPa 15시 예상 모델 풍향/풍속 편차(모델 20kts 이상 예상)

그림 3-13은 2016~2018년 7~8월 광주 지점의 850hPa 수치모델의 풍향과 풍속 편차 자료로 시간대는 마찰력이 가장 커질 수 있는 15시를 대상으로 했다. 가로축은 풍속의 모델-실황 편차이고, 세로축은 풍향의 편차이다. 먼저 대부분 사례들이 풍속에서 양의 편차로 나타나는 것을 알 수 있어 수치모델의 15시 하층제트 과대모의 특성을 보여준다.

여기서 풍속과 풍향이 함께 양의 편차를 보이는 1사분면에 67% 이상의 많은 사례가 분포하고 있는데, 이것은 실황에서는 모델 예상보다 풍속이 약화되면서 풍향도 함께 반시계 방향으로 약화된 상황이므로 마찰력이 작용한 것을 의미한다.

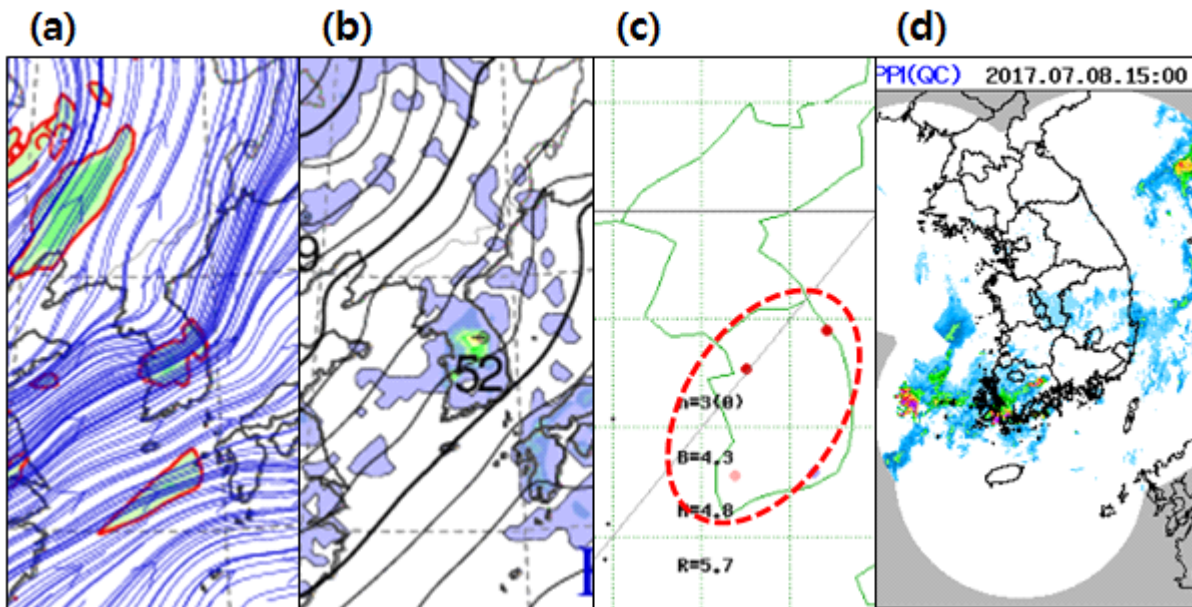


그림 3-14. 2017년 7월 8일 15시 수치모델 예상(+30H)보다 약한 하층제트로 강수가 약화됐던 사례
(a) 수치모델 850hPa 유선 예측장, (b) 수치모델 지상 강수 예상장,
(c) 850hPa 모델-GTS 풍속 편차(빨간 점은 양(+)의 편차를 의미), (d) 레이더 영상

그림 3-14는 2017년 7월 8일 수치모델이 하층제트에 의한 중부지방에 강한 강수를 예상했으나 예상과는 다르게 강수가 매우 약했던 사례이다. 전날(7일) 00UTC 수치모델에서 이날 15시 중부지방으로 850hPa의 25kts 이상의 하층제트를 모의했고, 하층제트 북단인 수도권과 강원영서지역을 중심으로 매우 강한 비를 예상했다. 하지만 실제 풍속은 수치모델의 예상보다 약했고(편차도에서 빨간색 점, 오산 지점의 경우 11kts의 매우 약한 풍속 관측됨), 레이더 영상을 보면 알 수 있듯이 강한 강수도 전혀 나타나지 않았다. 역시나 이때의 시간대는 기온이 가장 높은 15시로 역전층이 발달하기 좋은 시간대였다.

하지만 15시가 하층제트의 마찰효과가 큰 시간대라 하더라도 예외적인 상황은 있을 수 있으므로, 무작정 강수를 약하게 예상하는 것은 위험할 수 있다. 따라서 다음과 같은 수치모델의 모의 경향 파악이 필요하다. 앞서 언급한 사례에서 그림 3-15를 보면 전날(7일) 00UTC 수치모델이 7일 15시에 지상기온을 과소모의(편차도에서 파란색 점) 하는 경향을 보여주고 있으며, 다음날인 8일 15시에도 계속해서 과소모의의 경향이 유지되면서 수치모델 예상보다 실제 지상기온은 높게 나타났다. 결국 수치모델의 예상보다 오후에 기온이 상승해 경계층이 강하게 발달하면서 하층제트에 의한 강수를 약화시킬 수 있는 상황을 미리 모델의 경향을 파악하여 전날부터 분석이 가능한 부분이라고 할 수 있다.

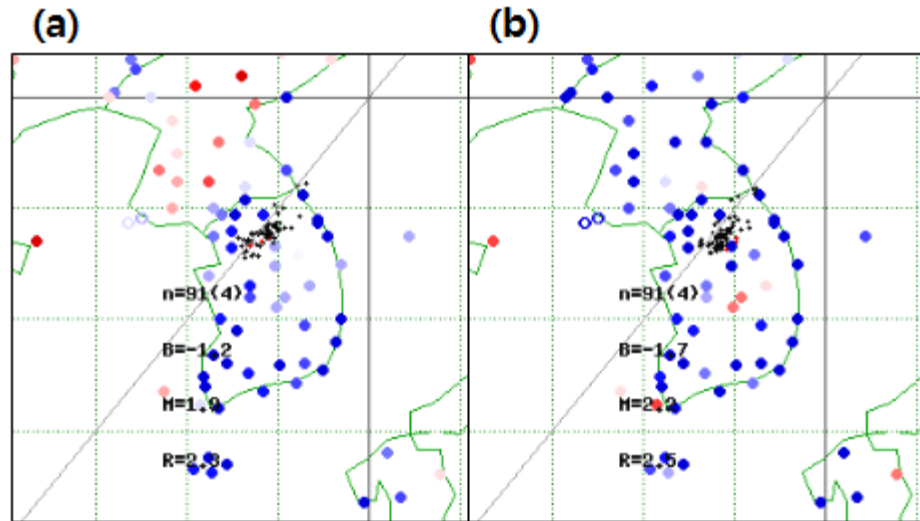


그림 3-15. 2017년 7월 7일 00UTC 모델이 예상한 자상기온과 GTS 실험의 편차
(a) 7일 15시 예상(+06H)-GTS 편차 (b) 8일 15시 예상(+30H)-GTS 편차

오후 시간대의 하층제트 약화 효과는 하층제트 유무에 영향을 줄 수 있으므로 강수량의 차이보다는 강수 시스템 자체의 유무 결과로 나타날 수 있다. 결국 강수 시스템 자체가 약화되면서 강수 자체가 없거나 하층제트에 의한 강수가 아닌 불안정에 의한 소낙성 강수의 형태로 바뀔 수 있음을 고려해야 한다.

다만, 오후 시간대라 하더라도 그림 3-16과 같이 북쪽에서 건조역이 강하게 남하하는 경우, 즉 종관적인 강제력이 일내 변화보다 강하게 작용할 경우에는 강수가 약화되지 않고 오히려 강해질 수 있으므로 염두에 두어야 한다.

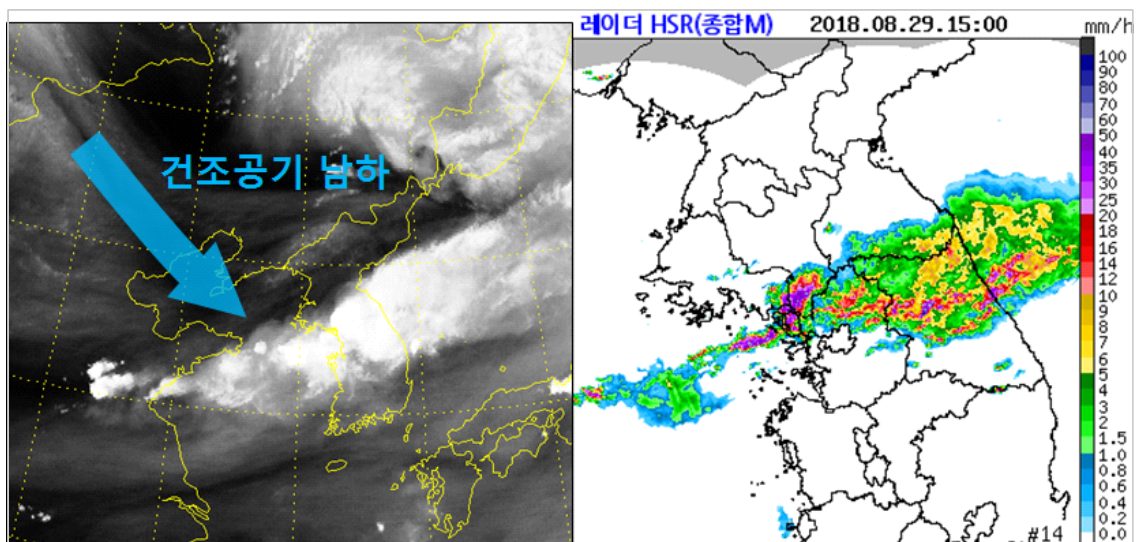


그림 3-16. 2018년 8월 29일 15시, 오후 시간대에 강수가 강화된 사례
(좌) 천리안위성 수증기채널 영상, (우) 레이더 강수 합성 영상

3. 4. 두 번째 특성, “북태평양고기압은 하루 한 번 숨을 쉰다.”

3. 4. 1 북태평양고기압과 호우

북태평양고기압은 여름철 우리나라에 가장 큰 영향을 미치는 고기압이다. 특히 우리나라 여름철의 장마전선은 북태평양고기압의 북단 가장자리를 따라 형성되는 것이 일반적이므로(박순웅, 1988) 북태평양고기압은 집중호우와 매우 밀접한 연관이 있다. 여름이 되면 북태평양고기압이 점차 우리나라로 확장하면서 장마가 남쪽에서부터 시작돼 점차 북쪽으로 확대되게 된다. 결국, 북태평양고기압이 우리나라로 얼마나 확장과 수축을 하느냐에 따라서 장마전선에 의한 집중호우 구역이 남북 방향으로 달라질 수 있으므로 북태평양고기압은 여름철 호우 분석에 있어서 매우 중요한 인자라고 할 수 있다.

3. 4. 2 북태평양고기압의 일변화

일반적인 이동성 고기압과 저기압은 전체적인 기압계 파동의 흐름을 따라 이동을 한다. 하지만 북태평양고기압의 경우 기단의 성격을 가진 고기압이기 때문에 여간해서는 움직이지 않고 성질도 변하지 않는다. 상층 기압골이나 태풍과 같은 주변 기압계의 힘이 강하지 않은 이상 북태평양고기압은 쉽게 확장이나 수축이 되지 않는다. 결국 북태평양고기압은 키 큰 고기압이므로 기온(층후)의 변화에 따라 확장과 수축을 하게 된다.

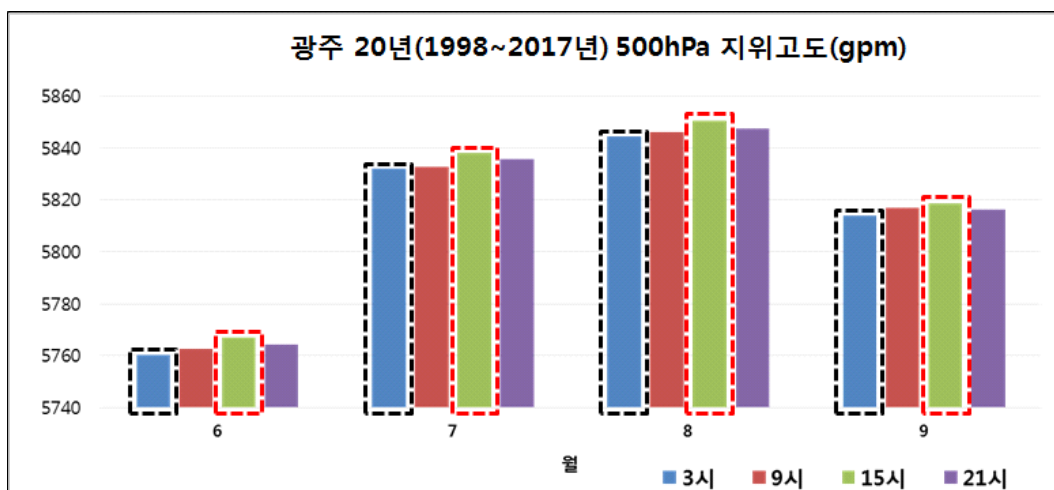


그림 3-17. 1998~2017년 6~9월 광주 지점 시간대별 500hPa 지위고도 평균

그림 3-17은 광주 고층관측 지점의 1998~2017년 20년 치의 통계자료로 03시, 09시, 15시, 21시 시간대별로 500hPa 지위고도를 평균한 그래프이다. 6월부터 9월까지 모두 기온이 낮은 시간대인 03시에 최솟값을 기온이 높은 시간대인 15시에는 최댓값을 나타낸다. 특히 북태평양고기압의 영향을 가장 많이 받는 7~8월에는 그 차이가 약 7gpm으로 가장 크게 나타난다. 즉, 7~8월에 북태평양고기압은 우리나라 부근에서 평균 7gpm의 폭을 가지고 하루에 한번 확장과 수축을 반복한다고 볼 수 있다.

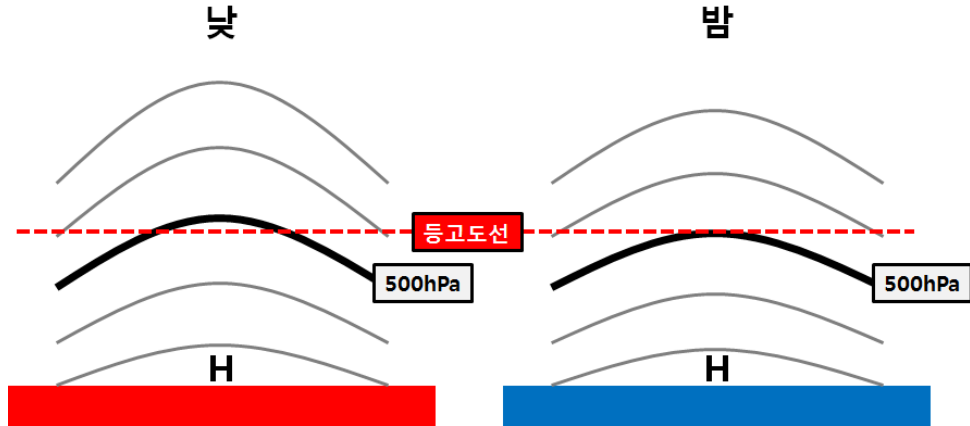


그림 3-18. 낮과 밤 기온(층후) 변화에 따른 키 큰 고기압의 지위고도 변화 모식도

북태평양고기압이 확장과 수축했다는 말은 연직으로 팽창과 수축을 했다는 것을 의미한다. 그림 3-18은 낮과 밤 기온(층후) 변화에 따른 키 큰 고기압의 지위고도 변화를 모식도로 나타낸 것으로, 500hPa 등압선의 위치가 층후가 팽창하는 낮에는 높은 고도에 위치하고 층후가 수축하는 밤에는 보다 낮은 고도에 위치하는 것을 알 수 있다. 따라서 500hPa 일기도를 보았을 때, 고기압 주변으로 낮에는 고도장이 상승하고 밤에는 하강하는 경향이 나타나는 것을 확인할 수 있다.

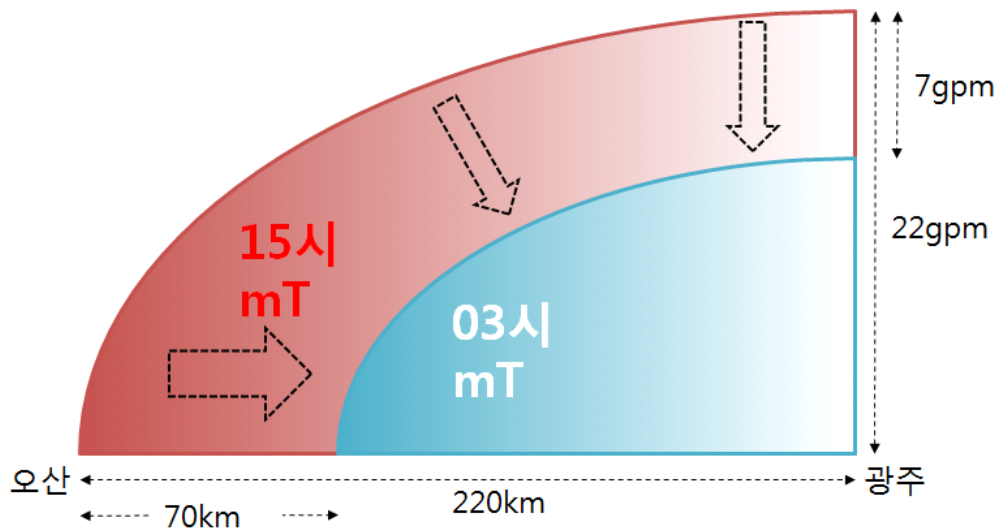


그림 3-19. 오산과 광주 고층관측 지점의 500hPa 평균 지위고도 차이와 수평거리 계산

그러면 7gpm의 변화가 수평적으로는 얼마만큼의 변화로 나타나는지 그림 3-19에 모식도로 단순화하여 나타내었다. 오산과 광주 고층관측 지점의 여름철 평균 지위고도 차이는 약 22gpm으로 나타나고, 오산과 광주의 수평거리는 약 220km이다. 따라서 그림과 같이 7gpm의 지위고도 차이는 수평거리 70km 차이로 생각할 수 있다. 쉽게 생각하면 북태평양고기압은 하루에 한번 숨을 쉬는 것과 같이 수평적으로 70km 거리만큼 배를 내밀었다가 집어넣는 행동을 하게 된다. 우리나라 행정 구역상 도(道)의 남북거리가

80~100km 정도 되는 점을 감안하면 70km의 거리는 강수 예보를 할 때 집중구역을 선정함에 있어서 엄청난 변화 폭이라고 할 수 있다. 더욱이 7gpm은 평균값이기 때문에 상황에 따라서는 더 큰 폭으로 숨을 쉬는 경우도 있을 것이다.

3. 4. 3 강수대의 남북 진동과 정체

북태평양고기압의 북단 가장자리에서 강수대가 발달해서 남북으로 진동을 하고 있는 상황을 생각해보자. 만약 한기를 동반한 상층 기압골이 우리나라를 통과하는 경우와 같은 강한 기압계의 강제력이 작용하는 상황이 아니라면 강수대는 정체하는 경향을 보이면서 조금씩 남북으로 진동을 하게 된다. 그림 3-20에서와 같이 일주기의 지위고도 변화에 따라 북태평양고기압도 확장과 수축을 반복하고, 그에 따라 강수대도 남북으로 진동을 하게 된다.

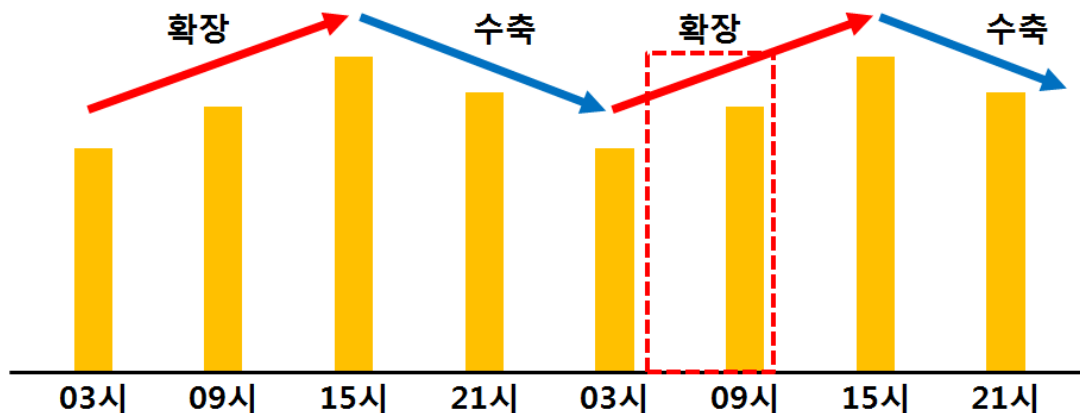


그림 3-20. 시간대별 500hPa 지위고도와 북태평양고기압의 변화 경향 흐름

이렇게 남북으로 강수대가 진동을 하는 상황에서 주의해야할 시간대가 있는데, 그림 3-20의 빨간색 점선으로 표시한 09시 부근이다. 일반적으로 북상하는 강수대에서는 찬 공기 위로 따뜻한 공기가 상승하는 상황이므로 온난전선 강수의 특징을 보이고, 강수대는 넓게 분산된 형태로 나타난다. 하지만 남하하는 강수대에서는 따뜻한 공기 아래로 차갑거나 건조한 공기가 하강하는 상황이므로 한랭전선 강수의 특징을 보이면서 강수대는 좁고 강하게 나타난다. 만약 한랭전선 강수의 강도를 갖는 강수대가 정체한다고 생각하면 좁은 지역으로 집중호우가 발생하게 된다. 그림 3-20에서 표시한 09시의 시간대가 바로 이러한 상황이 나타날 수 있는 시간대가 되는 것이다. 또한 이 시간대에는 하층제트의 강화 효과도 함께 나타나기 때문에 더욱 집중호우가 발생하기 유리한 시간대가 되므로, 두 가지 상황을 모두 고려했을 때, 새벽~오전 사이의 시간대는 강한 강수와 함께 많은 강수가 나타날 수 있는 매우 위험한 시간대임을 꼭 염두해야 한다.

3. 4. 4 북태평양고기압의 일변화를 고려한 강수 예보

3. 4. 4. 1 일변화 효과의 강수 예보 적용

앞서 언급이 있었듯이 강수 예보 시 북태평양고기압의 일변화 효과를 적용하려면 기압골이나 태풍과 같이 주변 기압계의 강제력이 강하지 않은 조건에서만 적용이 가능하다. 그림 3-21에서 왼쪽 그림과 같이 상층 기압골의 강제력을 받는 경압대기 상황에서는 고기압의 일변화 폭보다 기압골 자체의 위치나 강도에 따라 강수대의 위치가 변할 수 있으므로 이런 상황에서는 기압골의 분석이 더 중요하다. 오른쪽 그림과 같이 상층의 뚜렷한 기압골이 없이 동서의 흐름을 보일 때는 상당순압대기의 특징을 보이면서 북태평양고기압의 일변화가 뚜렷하게 나타나게 되고, 강수대의 위치에 영향을 주게 된다. 따라서 오른쪽과 같은 기압계 조건일 때 강수 예보를 하게 된다면 북태평양고기압의 일변화 효과를 고려해야 한다.

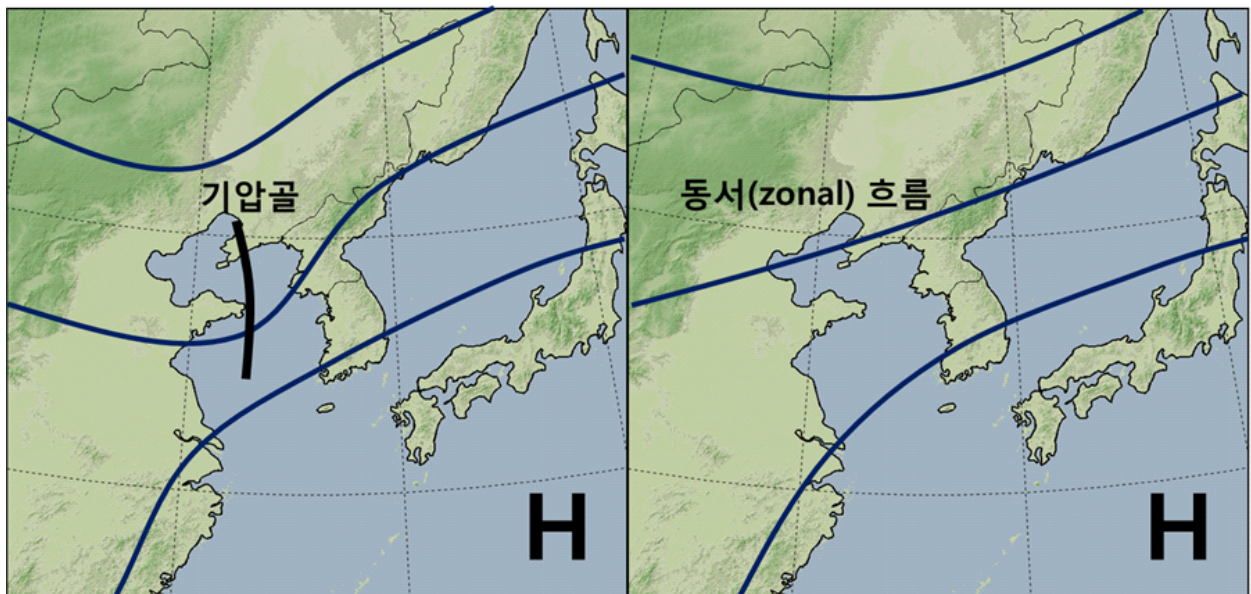


그림 3-21. 500hPa 기압계 모식도 (좌) 기압골 영향 강함 (우) 기압골 영향 없음

그러면 북태평양고기압의 일변화를 고려했을 때 무작정 09시 시간대에 강수량을 과대하게 예보하면 되는 것인가? 강수량도 문제지만 남하하는 전선성 강수의 경우 강수영역의 남북 폭이 좁기 때문에 정확한 강수영역의 예측이 더욱 문제가 된다. 실제 북태평양고기압이 숨을 쉬는 거리만큼 수치모델이 정확하게 모의를 할 수 있느냐의 문제이다.

그림 3-22는 2016~2018년 7~8월 기간 수치모델의 광주 지점 예상(+18~36시간) 500hPa 지위고도를 실제 고층관측 자료로 검증한 결과이며, 모델은 UM전구 N768을 사용했다. 먼저 오른쪽 상단의 관측 자료를 보면 앞서 20년치 지위고도를 조사했던 자료와는 다르게 검증 기간 동안의 시간대별 지위고도에서는 15시가 아닌 21시에 최댓값이 나타난다. 이 기간 동안 여름철 티베트고기압이 우리나라로 강하게 확장한 것이 반영된 결

과로 볼 수 있다(실제로 2016년과 2018년 폭염이 장기간 지속됐음). 문제는 왼쪽 상단의 모델 자료인데, 03시와 21시의 차이가 심하게 벌어져서 나타난다. 관측 자료에서는 03시와 21시의 차이가 약 6.4gpm이나 모델 자료에서는 약 13.5gpm으로 2배의 차이가 난다. 수평거리로는 70km의 모델 오차가 발생할 수 있는 결과이다. 결과적으로 가운데 아래 위치한 모델 편차 자료를 보면 21시에는 4.2gpm의 양의 편차, 03시에는 -3.2gpm의 음의 편차가 나타난다.

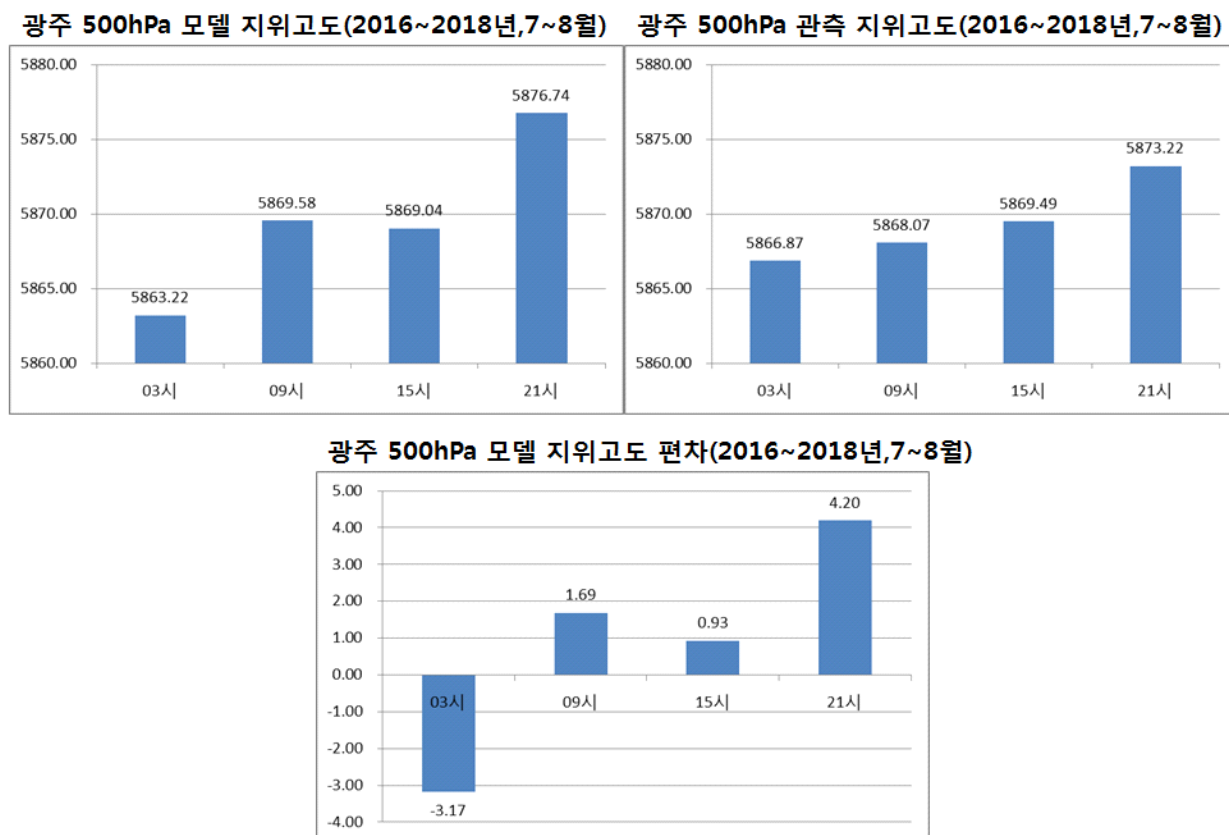


그림 3-22. 2016~2018년 7~8월 광주 지점의 시간대별 500hPa 지위고도 모델 검증 결과

모델의 편차만큼 실제 강수대의 이동이 시간대별로 어떻게 전개될 수 있는지 단순하게 가정하여 그림 3-23에 나타냈다. 남북방향의 강수대 위치를 시간대별로 나타냈으며, 관측치의 평균값은 검정색으로, 수치모델은 초록색으로 강수대의 위치를 표현했다. 21시부터 09시로 이어지는 흐름에서 모델의 강수대는 크게 요동을 치는 경향을 보이는데 여기서 21시는 전선성 강수가 발달하기 어려운 시간대임을 고려하여 배제한다면 결국 중요한 시간대는 03시에서 09시의 변화이다. 03시에서 09시로 넘어가면서 관측의 강수대 위치는 조금 북상하는 경향으로 나타나지만 중요한 것은 수치모델의 상승 경향이다. 관측의 북상 폭 보다 더욱 큰 폭으로 강수대를 북상시키는 경향을 보여주게 된다. 따라서 03시와 09시에는 이러한 오차를 반영하여, 강수대의 위치를 예상할 필요가 있으며, 특히 09시 시간대에는 강수대가 정체하는 시간대이므로 집중호우 구역으로 설정을 하고, 수치모델의 예상보다는 남쪽으로 호우 구역을 고려해야한다.

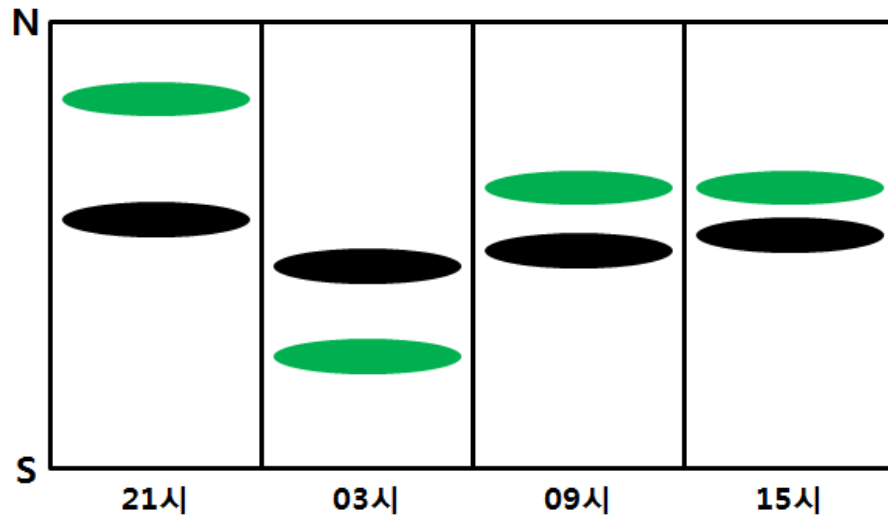


그림 3-23. 시간대별 남북방향 강수대 위치 (초록색: 수치모델, 검정색: 관측)

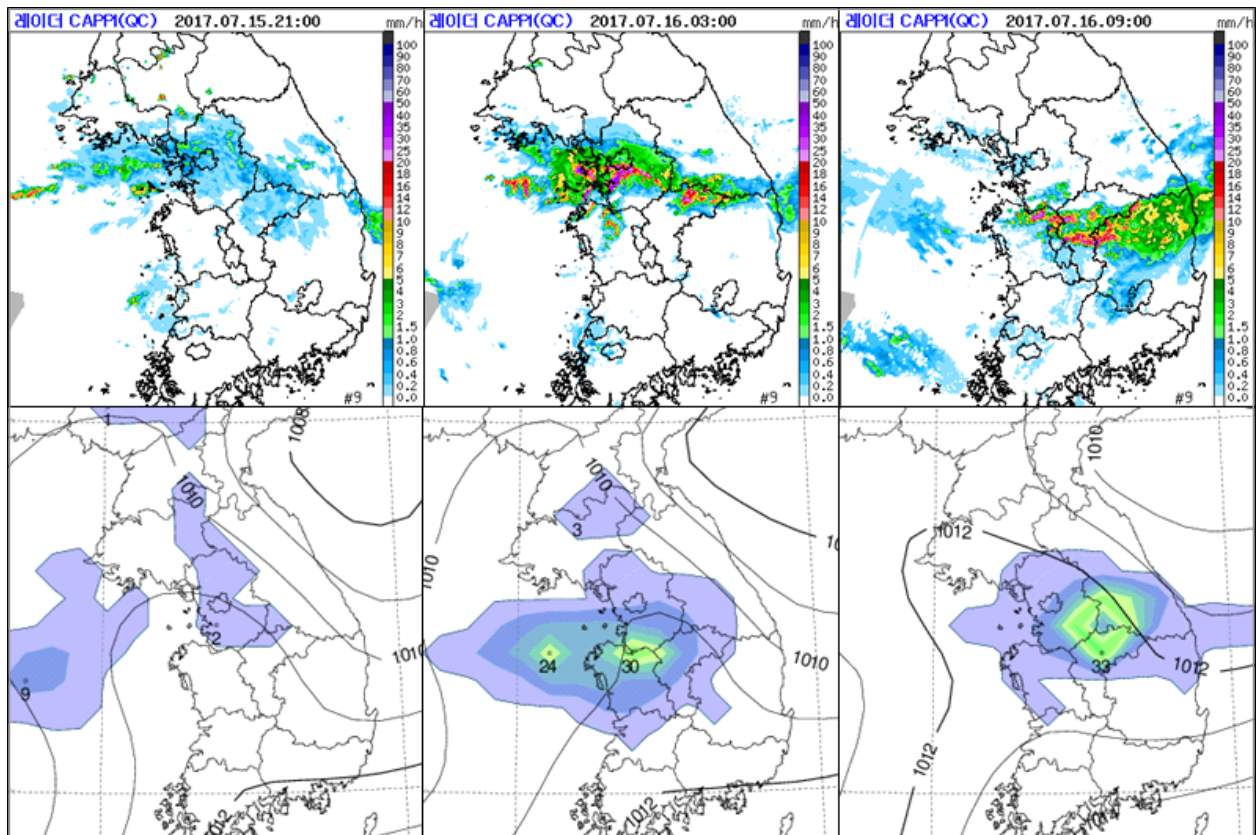


그림 3-24. 2017년 7월 15일 21시~16일 09시, (위) 레이더 강수 합성영상, (아래) 수치모델 누적강수량
관측/예상 시각은 각 (왼쪽) 15일 21시, (가운데) 16일 03시, (오른쪽) 16일 09시

그림 3-24는 이와 같은 결과가 반영되었던 실제 사례로, 2017년 7월 16일 아침 청주에 집중호우가 내렸으며, 수치모델의 예상보다 집중호우 구역이 남쪽으로 형성됐다. 시간대별로 보면 전선성 강수대가 발달하기 어려운 15일 21시에는 강수대가 약하고 수치모델에서도 산발적으로 강수로 모의하고 있다. 16일 03시부터 강수대가 강화되기 시작하는

데 03시에는 수치모델의 예상보다 강수대는 북쪽에 위치하고 있다. 03시에서 09시로 넘어가면 우리가 통계자료에서 확인했듯이 강수대가 크게 남하한 것을 알 수 있고, 여기서 09시에는 그림 21의 수치모델의 경향처럼 실제 강수대보다 북쪽으로 강수대를 모의하고 있어 남북의 오차가 발생한 것을 확인할 수 있다.

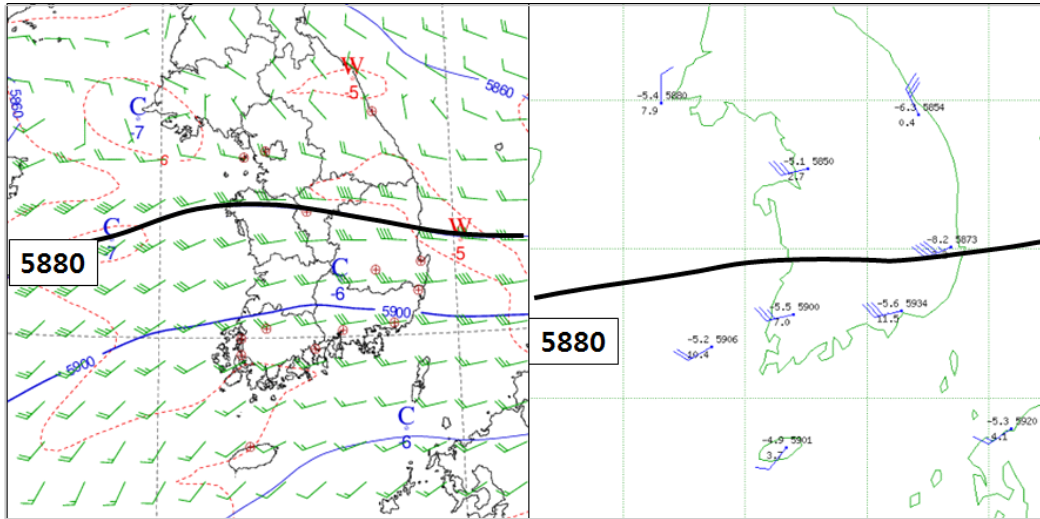


그림 3-25. 2017년 7월 16일 09시 (좌) 수치모델 500hPa 예상 (우) 500hPa GTS 분석

그림 3-25에서 보면 전날 수치모델이 예상했던 16일 09시의 500hPa의 5880gpm 선의 위치는 실제 GTS 실황으로 분석한 결과 더 남쪽으로 위치하고 있었다. 따라서 북태평양고기압 가장자리에서 형성된 정체전선 강수는 결국 09시 수치모델의 예상보다 남쪽으로 나타나면서 당초 예상보다 강수 집중구역이 남쪽으로 빗나갔던 사례가 됐다.

3. 4. 4. 2 일변화 효과의 적용 예외

앞서 이야기했듯이 강수 예보 시 북태평양고기압의 일변화 효과를 적용하려면 기압골이나 태풍과 같이 주변 기압계의 강제력이 강하지 않은 조건에서만 적용이 가능하다. 만약 기압골이 통과하면서 영향을 주는 상황이라면 경우에 따라 저기압이 발달하면서 전혀 다른 강수 메커니즘의 양상으로 변할 수 있으며, 강한 태풍이 우리나라 주변으로 접근한다면 기압계 자체를 흔들어 강수대의 위치가 예상과는 다르게 나타날 수 있다.

그림 3-26은 북태평양고기압의 일변화 효과를 적용할 수 없는 대표적인 사례이다. 2019년 7월 26일 03시 모델이 예상했던 강수 예상도를 보면 중부지방을 중심으로 강수 집중구역이 나타나고 있으나, 실제 레이더의 실황에서는 그보다 북상한 위치인 북한에 강수 집중구역이 나타나고 있다. 정체전선에 의한 강수대라면 서서히 남하를 해야 할 시간대임에도 불구하고 북한지역에서 머물며 남하하지 않고 있는 모습이다.

전날(25일) 21시 모델이 예상했던 500hPa 일기도와 500hPa GTS 자료를 묘화하여 비교해보면 큰 차이가 나타나게 되는데, 실황에서 일본 남쪽에 위치한 TD 영향으로 저기압성 회전이 강화되면서 그 북쪽인 대한해협 부근으로 고기압성 흐름이 발생한 것을 알 수 있다. 이것은 모델의 예상에서 5580선을 보면 확연한 차이로 나타나며 결국 실황에서는 고압부가 더 강화된 결과로 나타나 예상보다 강수대가 북상하게 된 것이다. (부록 8. 1 사후분석 「mT 일변화에 따른 장마전선의 남북진동과 강수 집중구역 오차」 참고) 따라서 주변 기압계의 강제력이 강한 상황이라면 일변화의 효과보다 기압계 변화에 의한 효과가 더욱 크기 때문에 일변화 효과를 적용할 수 없는 예외 상황임을 명심해야한다.

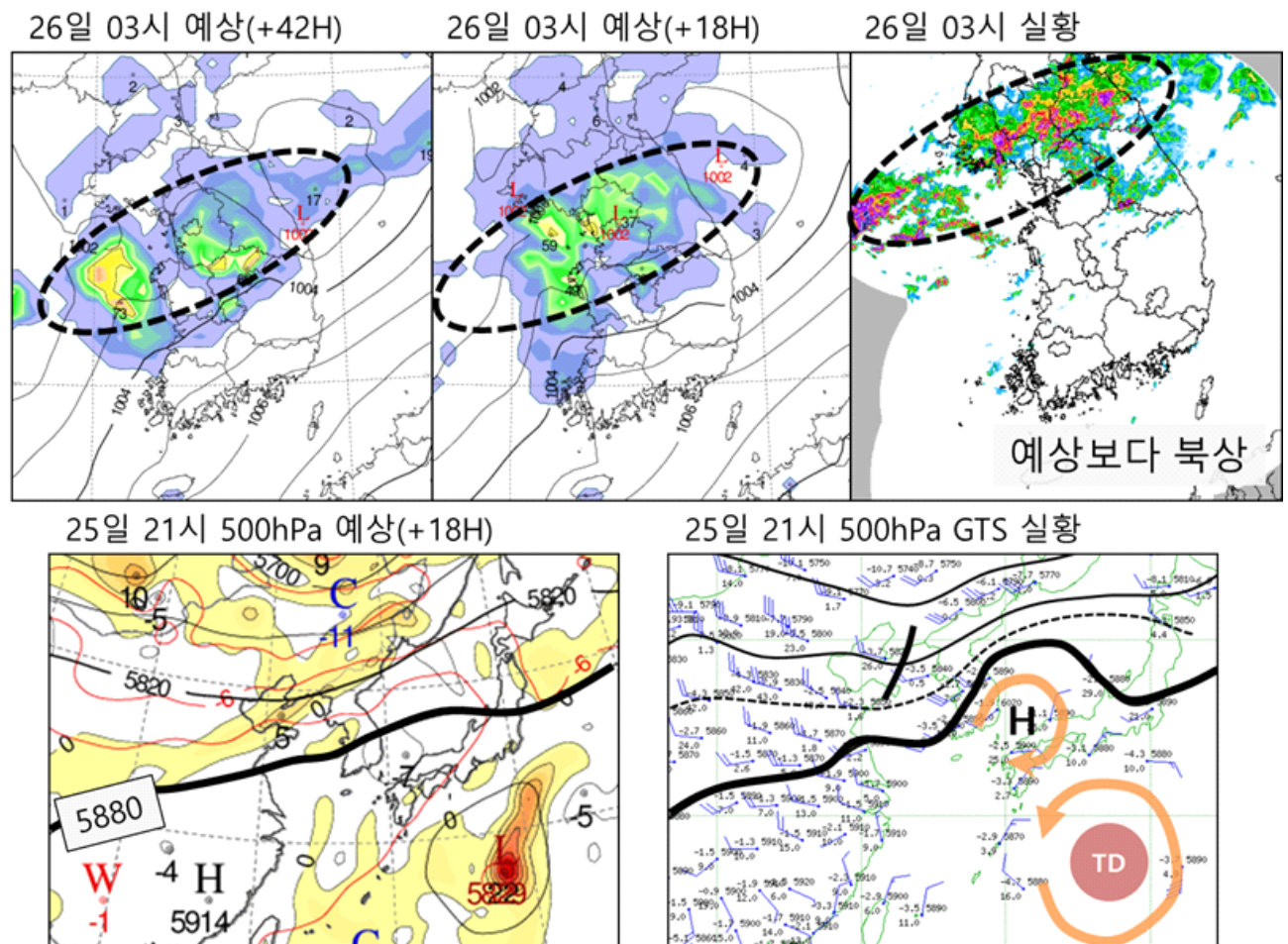
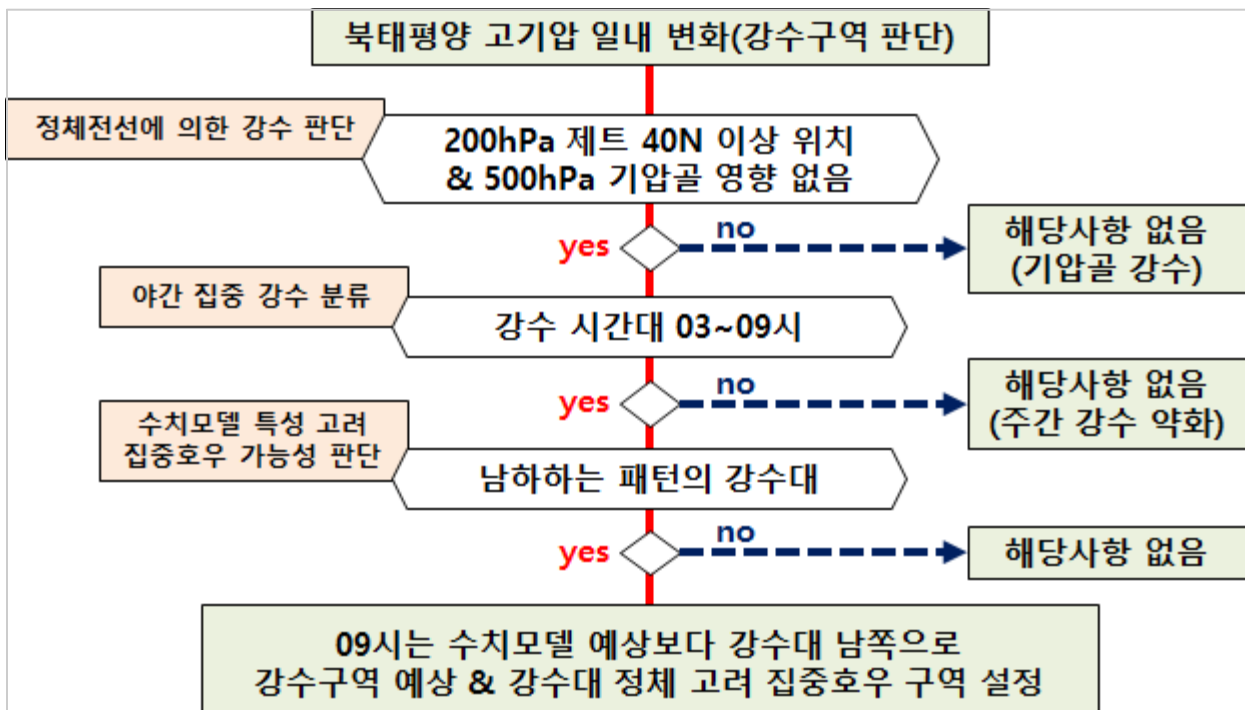
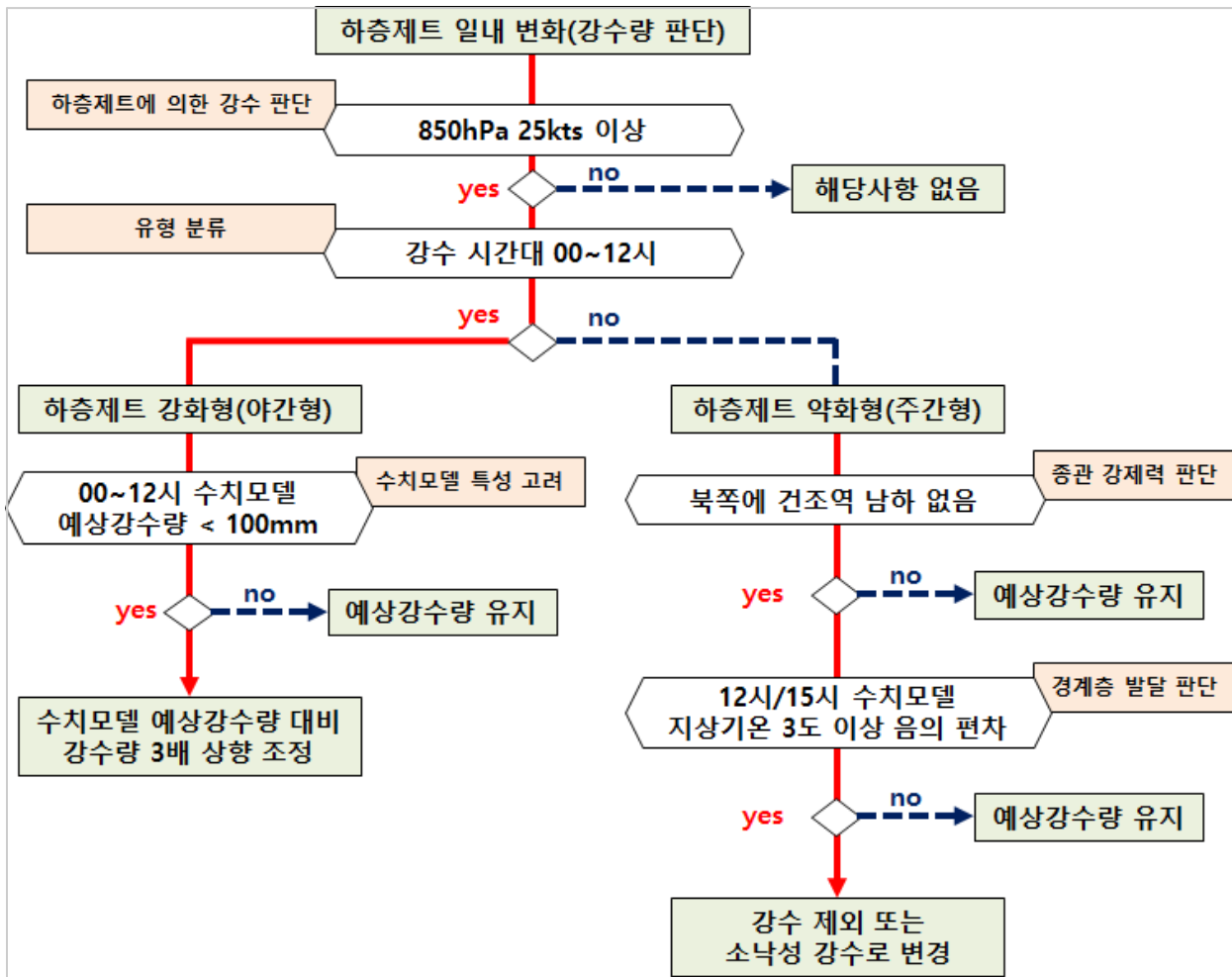


그림 3-26. (위) 2019년 7월 26일 03시 모델 강수 예상도와 레이더 실황 비교
(아래) 2019년 7월 25일 21시 500hPa 모델 예상도와 GTS 실황 비교

3. 5. 여름철 일변화를 고려한 강수예보 판단 흐름도



참고문헌

1. 박순웅, 안현주, 전영신, 1988: 1985년 장마기간에 동부 아시아 지역의 대기 순환의 연구. 한국기상학회지, 29권 3호, 22-43.
2. 황승언, 이동규, 1993: 한반도에서 발생한 호우와 하층제트의 관련성에 관한 연구. 한국기상학회지, 29권 2호, 133-146.
3. Lim, G.-H., and H.-J. Kwon, 1998: Diurnal Variation of Precipitation over south Korea and its Implication. J. Korean Meteor. Soc., 34, 222-237.
4. Stull, R. B., 1988: An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic, 666 pp.
5. Trier, Stanley B., and David B. Parsons, 1993: Evolution of Environmental Conditions Preceding the Development of a Nocturnal Mesoscale Convective Complex. Mon. Wea. Rev., 121, 4, 1078-1098.

부록

1. 2019년 7월 25~28일 장마전선 강수: mT 일변화에 따른 남북진동 (p.157)

여러분의 여정 가이드

장마의 초기와, 종료단계 예보 방법



4. 장마의 초기와 종료단계 예보 방법

Why?

기상청에서는 공식적으로 장마의 시작과 종료에 대한 예보는 하지 않고 있다(2009년 종료). 대신에 현상이 모두 종료된 이후 재분석하여 장마의 시작과 종료에 대한 정보만을 대국민에게 제공하고 있다. 그럼에도 불구하고 예보관의 입장에서는 장마의 시작단계와 종료단계에 대한 예보방법을 갖추는 것은 중요한 의미를 가진다. 일반 국민들은 장마에 대한 정보에 매우 관심이 많아 중단기예보에서 장마에 대한 언급이 반드시 포함해야하기 때문이다.

4. 1 장마란?

장마의 정의는 보는 관점에 따라서 여러 가지로 해석이 가능하다.

먼저 장마백서(2011, 서경환)에서는 “동아시아 몬순 시스템의 일부로, 여름철 우리나라 남쪽의 온난습윤한 열대성 기단과 북쪽의 한랭습윤한 한대성 기단이 만나서 형성되는 정체전선으로, 전선이 걸쳐있는 지역에는 강한 남서풍과 습윤한 공기의 유입량이 증가하고 장기간 많은 비가 내리는데 이러한 현상을 장마라 한다”로 정의한다.

예보관의 관점에서는 장마전선 또는 장마전선 상에서 발달한 저기압의 영향으로 비가 올 것으로 예상될 때, 날씨해설 정보에 장마전선을 명시하여 강수의 원인이 장마전선에 의한 것으로 언급하게 되며, 이것이 곧 예보관 관점에서의 장마이다.

일반 국민의 상식에서 본다면 단순히 여름철 오랜 기간 지속되는 비를 장마로 생각하고 있으며, 이것은 기상학적인 정의와 차이가 있다.

따라서 예보관은 기상학적인 정의, 또는 장마백서에 따른 장마 시종의 정보를 국민에게 그대로 전달하는 것은 적절한 방법이 아니며, 기상학적인 정보를 토대로, 국민 상식에 맞는 정보를 전달하여야 한다.

4. 1. 1 우리나라 장마전선의 특징

우리나라와 중국, 일본의 여름철 우기는 아시아 여름몬순의 한 부분으로서 많은 연구가 이루어지고 있다. 그렇지만, 우리나라 부근의 장마전선은 대기층간의 바람 영향 이외에도 여러 종류의 기단이 만나 형성 되므로 아시아 몬순의 연직 대기구조 보다 훨씬 복잡하다.



그림 4-1. 장마전선에 영향을 미치는 5개의 기단(장마백서, 2011)

그림 4-1과 같이 몬순 기압골, 북태평양고기압, 대륙성 기단(cT), 오호츠크해 기단, 극 기단이 영향을 주기 때문에 복잡하고 다양한 양상을 나타내고, 실제 전선 예보에 있어서는 각 기단의 특성과 강수 메커니즘을 이해하고 모델에서의 각 기단별 예측력을 고려하여 예보하는 것이 필요하다.

4. 2 장마의 시작단계

4. 2. 1 장마 시작 단계에서 장마전선의 500hPa 지위고도 정의

흔히 북태평양고기압의 경계를 500hPa의 5880gpm라고 이야기 한다. 하지만 장마가 시작하는 단계에서 전선대의 지위고도는 조금 다르다. 한여름이 되기 전 아직 북태평양고기압의 성장이 완전하지 않고, 중위도 상층골 파동의 영향을 받기 때문에 5880gpm보다 더 낮은 지위고도에서 장마가 형성된다. 구체적인 수치를 알아보기 위하여 과거 12년의 사례를 살펴보았다.

표 4-1. 장마 시작 단계 시 장마전선이 나타나는 500hPa 지위고도와 850hPa 하층제트 영역

제주 장마시작	500hPa 지위고도	850hPa 하층제트
2017년 06월 24일	5760~5820	하층제트 영역 북쪽
2016년 06월 18일	5820~5850	하층제트 내 북단
2015년 06월 24일	5820	하층제트 영역 북쪽
2014년 06월 17일	5760~5820	하층제트 영역 북쪽
2013년 06월 18일	5760~5820	하층제트 없음(수렴라인)
2012년 06월 18일	5790	하층제트 영역 북쪽
2011년 06월 10일	5760	하층제트 내 북단
2010년 06월 17일	5790~5820	하층제트 영역 북쪽
2009년 06월 21일	5790	하층제트 없음(수렴라인)
2008년 06월 14일	5790	하층제트 내 북단
2007년 06월 21일	5790	하층제트 없음
2006년 06월 14일	5790	하층제트 내 북단

표 4-1에서 과거 사례들을 보면 대부분 장마전선은 하층제트 내 북단 또는 하층제트 영역의 북쪽에 위치하였고, 500hPa 지위고도는 5880gpm이 아니라 5820gpm보다 낮은 값인 경우가 많았다. 이에 따라서 장마 시작 단계에서 강수는 남방한계가 5820gpm, 강수 축은 그보다 낮은 5790gpm 또는 5760gpm으로 잡는 것이 타당하다.

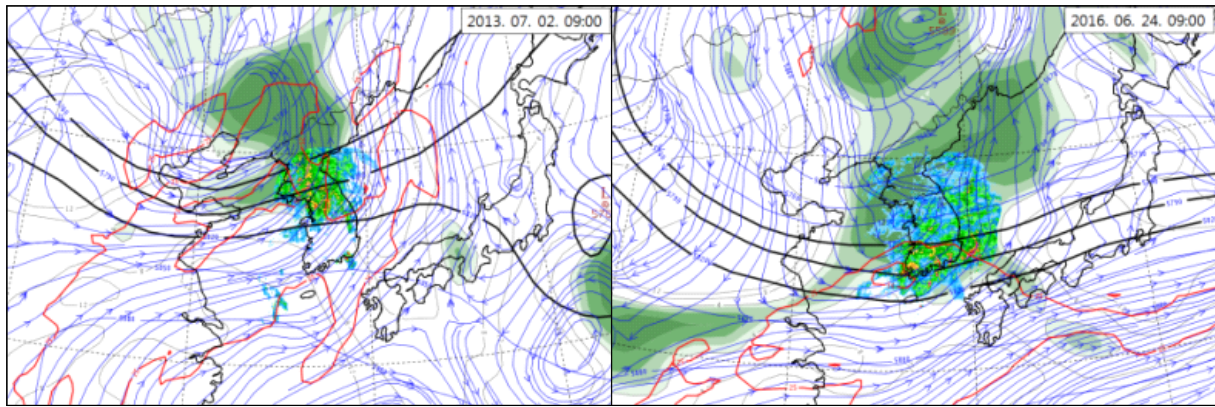


그림 4-2. 500hPa 지위고도(검은 선), 700hPa 습수(녹색음영), 850hPa 유선(파란 선), 레이더합성영상 (좌) 2013년 7월 2일 09시, (우) 2016년 6월 24일 09시

실제 2013년과 2016년의 사례를 살펴보면(선진예보시스템-통합기상분석 이용) 검은 선은 남쪽에서부터 500hPa의 5820gpm, 5790gpm, 5760gpm이고, 녹색음영은 700hPa 습수, 파란 선은 850hPa 유선장, 그리고 빨간 선은 25kts 이상 강풍역이다. 강수의 남쪽한계선은 5820gpm와 잘 일치하는 모습을 보였고, 전선의 축은 5790gpm과 일치되는 경향을 보였다. 또한 강수영역은 700hPa 습수역과 하층 풍계가 남서풍인 곳에서 형성되었다.

4. 2. 2 장마 시작 단계에서의 종관기압계 특징

제주도에 장마가 시작되었던 날의 종관기압계의 특징을 살펴보았다. 2011~2018년의 사례를 살펴보면 공통적인 특징이 몇 가지 있다. 첫 번째로 북위 30°에 해당하는 상해 인근에 지상저기압(또는 태풍)이 나타난다는 점, 두 번째로는 앞서 이야기 한 것처럼 500hPa의 5820gpm과 5760gpm 사이에 제주가 위치한다는 점, 세 번째는 상층 골이 한반도 서쪽에 위치한다는 점이다. 네 번째로는 850hPa의 상당온위 333K가 제주, 또는 그 북쪽으로 확장한다는 점이다.

표 4-2. 장마 시작 단계에서의 종관기압계 특징

500hPa 지위고도	850hPa 상당온위	지상저기압 위치	500hPa 기압골
5760~5790gpm	333K 안팎	상해 인근 또는 그 북쪽	동경 120도 안팎

2017년 제주에 장마가 시작되었던 6월 24일 일기도에서 그 특징이 잘 드러난다. 발해만 인근으로 하여 상층저기압이 위치하고 있으며 산둥반도 방향으로 골이 위치하고, 지상에서는 상해부근에 저기압이 위치하고 있다. 또한 북위 30°에 5820gpm 선이 위치하며, 제주도에는 그보다 낮은 5770gpm이 관측되었다.

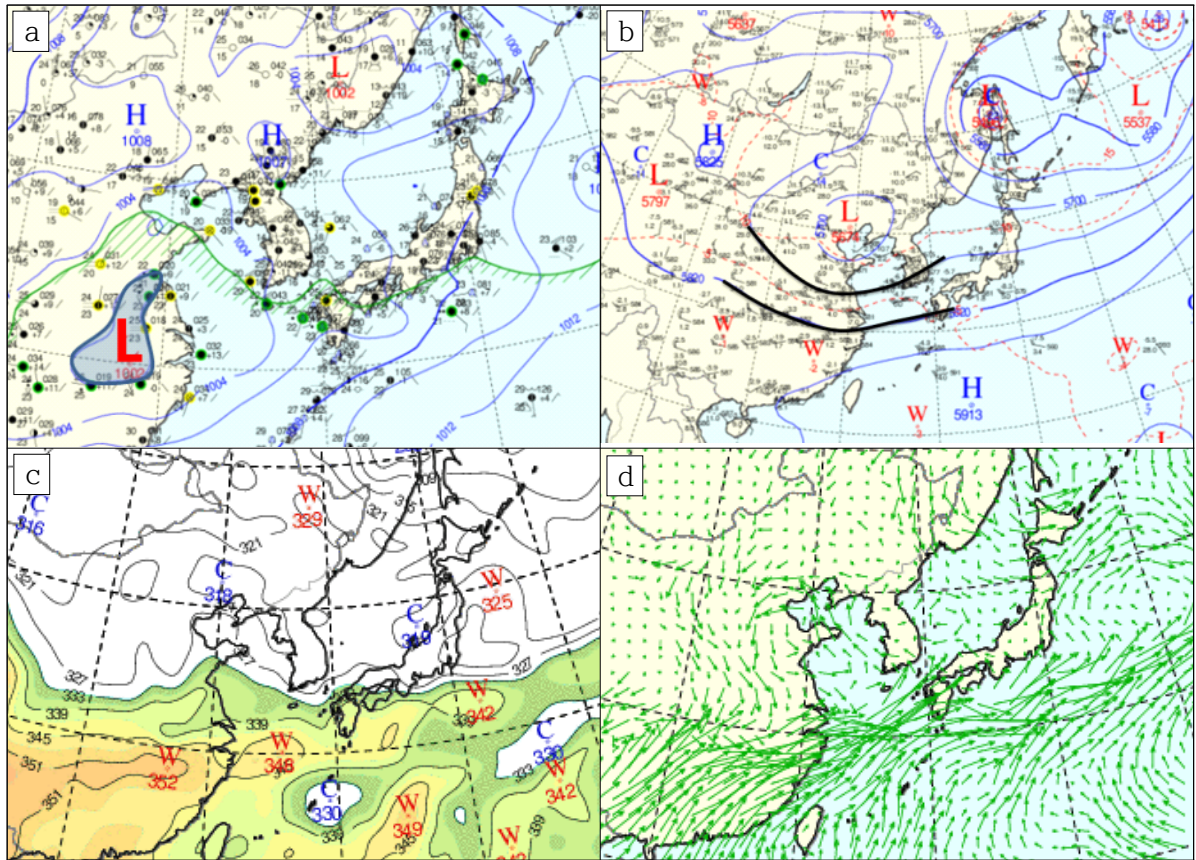


그림 4-3. 2017년 6월 24일 09시의 편집/분석 일기도

(a) 지상일기도, (b) 500hPa 일기도, (c) 850hPa 상당온위, (d) 850hPa 수분속

실제 강수대의 위치를 보면 상해 인근으로부터 제주도에 걸쳐 선형의 강수대가 형성되어 있고, 수증기 영상에서 기압골의 형태가 암역으로 잘 나타나고 있다. 즉 상해 인근의 저기압과 5820gpm선에 동반된 북태평양고기압 가장자리, 그리고 북서쪽에서 접근하는 기압골이 잘 균형을 이루며 제주도에 장마전선이 형성된 것으로 볼 수 있다.

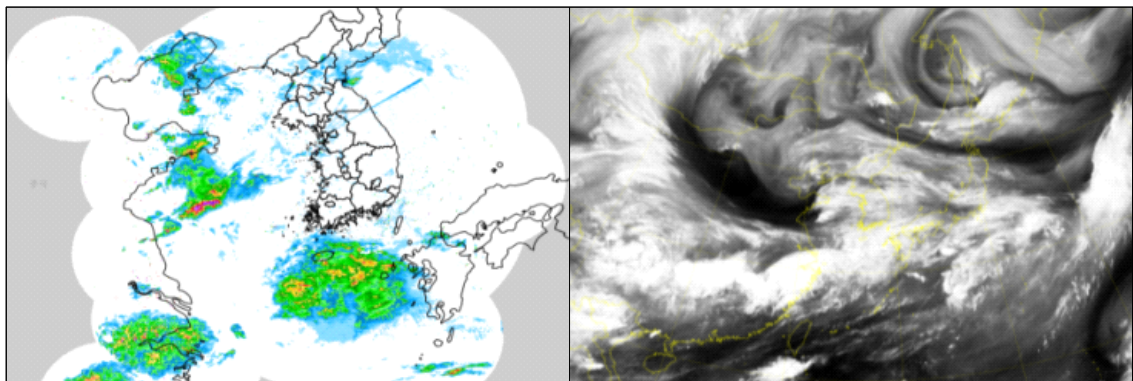


그림 4-4. 2017년 6월 24일 09시 (좌) 레이더 영상, (우) 히마와리 수증기채널 영상

4. 2. 3 중기예보에서의 장마시작 예측 실패 사례와 원인

앞 절에서 장마가 시작될 때 나타나는 종관기압계 특징을 크게 4가지로 제시하였다. 위 4가지 요인 중에서 어느 특정 요소가 크게 빗나간다면 장마의 시작 예측도 따라서 빗나갈 것이다.

그렇다면 과거에 장마 시작단계 예측에서 실패했던 사례에서는 어떠한 종관요소의 예측이 빗나갔는지 살펴보면 예측실패의 이유가 개선방법을 알 수 있다.

2018년 6월 22~23일 사례로 강수 예측실패의 원인을 살펴보았다.

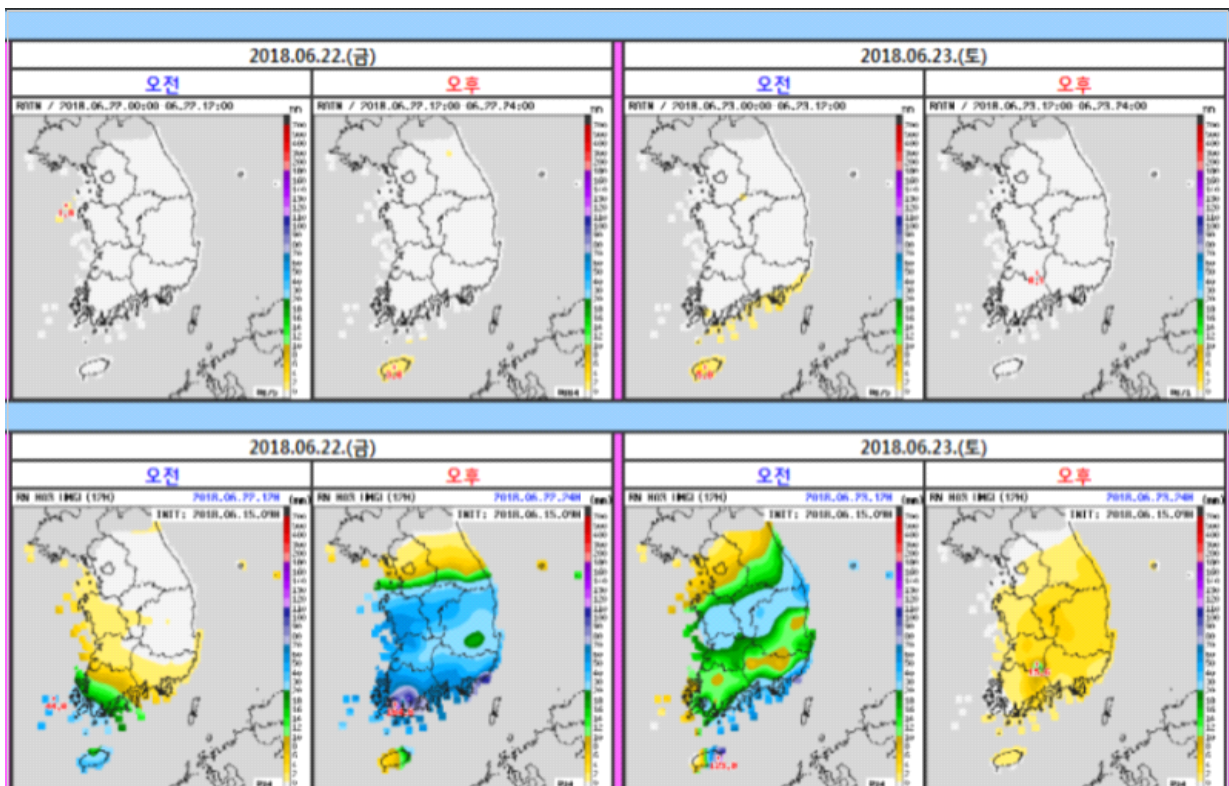


그림 4-5. 2018년 6월 22~23일 강수 관측 상황(위), 15일 00UTC의 UM 모델 예측결과(아래)

그림 4-5에서 보이는 바와 같이, UM 모델에서는 22일과 23일 전국에 강수를 예측했으나(16일 모델도 유사한 결과), 실제 22일과 23일에는 모델 예측과 달리 제주도와 남해안 일부지역에만 강수를 기록하였다.

이렇게 모델의 예측한 강수예상 구역과 실제 강수 관측영역이 크게 차이가 발생한 이유는 850hPa 상당온위에서 확인 할 수 있다.

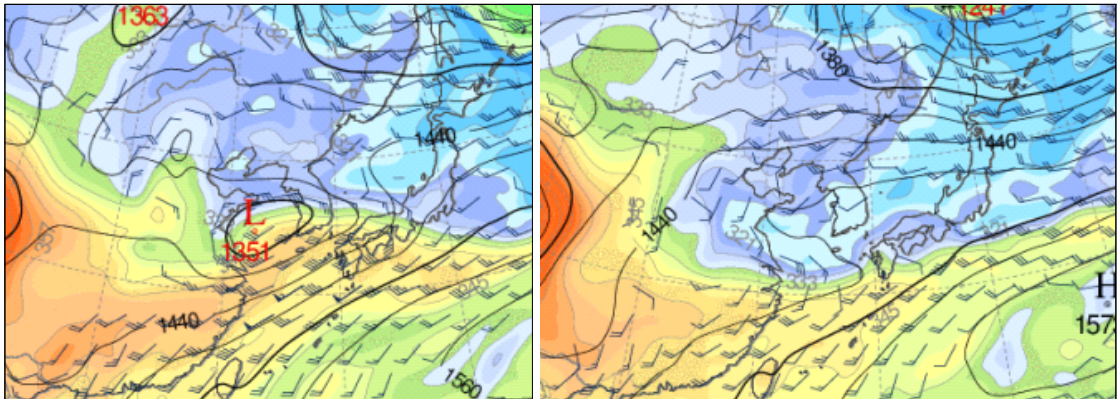


그림 4-6. 2018년 6월 22일 12UTC 850hPa 상당온위.

(좌) 15일 00UTC UM 예측장(+180h), (우) 22일 12UTC UM 초기장(+0h)

그림 4-6을 보면, 직관적으로 좌우 그림에서 큰 차이를 발견 할 수 있다. 서해상에 저기압 발달 여부가 다르게 나타났고 그에 따라 우리나라 주변의 상당온위 값을 다르게 예측하고 있다. 15일 모델에서 예측하는 서해상의 강한 저기압은 중국 화남지역에서 난기와 수증기가 계속해서 축적된 상황에서 상층골이 접근하며 발달한 것이다. 다시 말하면, 22~23일 우리나라에 강수 오차가 발생하는 원인은 화남지역에 수증기와 열기를 과대하게 모의하였기 때문이다.

그렇다면 북태평양고기압의 경계를 가늠 할 수 있는 500hPa의 예측 정확도는 어떨을까?

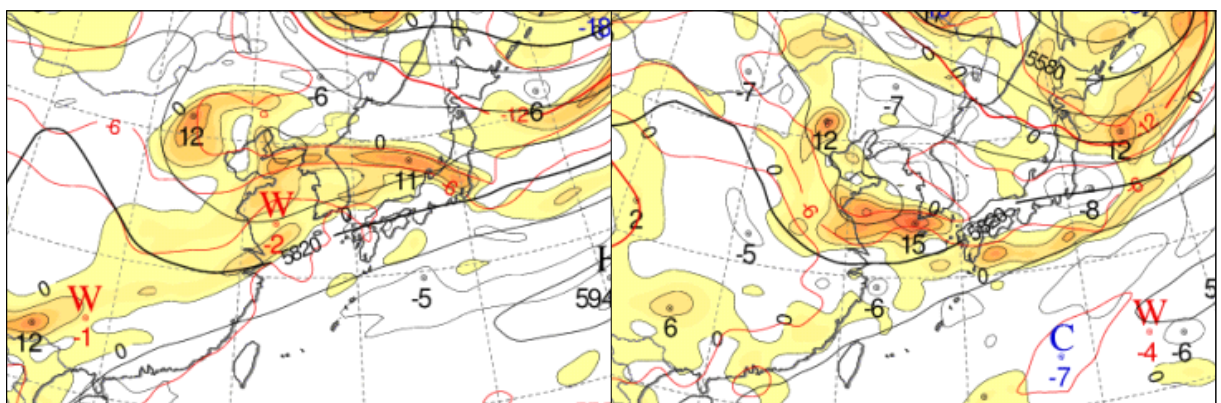


그림 4-7. 2018년 6월 22일 12UTC 500hPa 고도기온상대वाद.

(좌) 15일 00UTC UM 예측장(+180h), (우) 22일 12UTC UM 초기장(+0h)

500hPa의 예측에서도 골의 모양, 주변 기압배치 등이 약간의 차이를 보이긴 하였다. 그러나 7일 예측임을 고려하면 5820gpm의 위상을 비교적 잘 예측하였고, 500hPa의 고도값과 실제 강수영역은 잘 일치하였다.

위 사례와 관련하여 양상블 편차도를 보면서 다음과 같이 정리 할 수 있다.

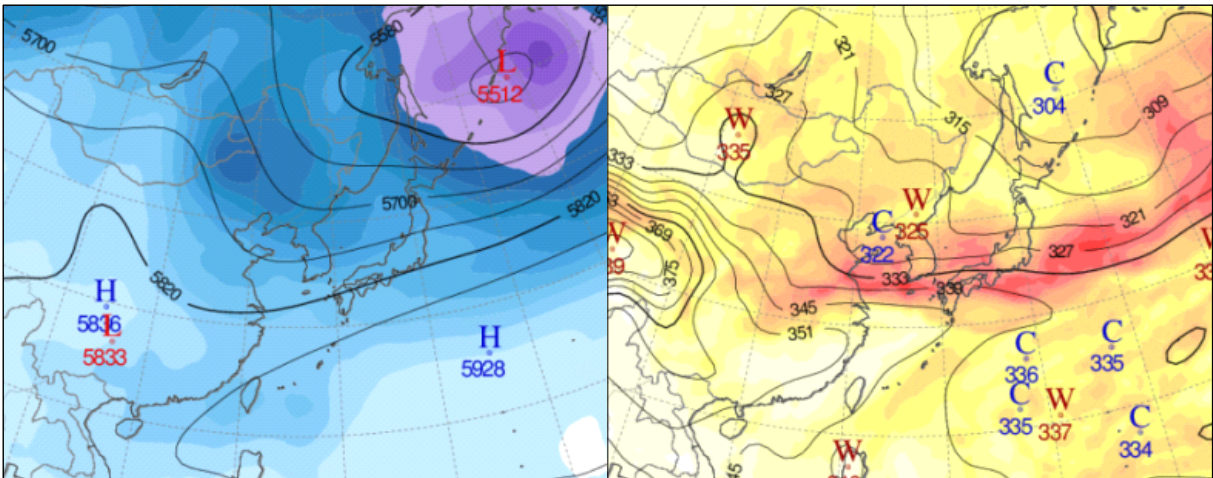


그림 4-8. 2018년 6월 22일 12UTC UM 양상블 편차 예측장(15일 00UTC 발표).
(좌) 500hPa 지위고도, (우) 850hPa 상당온위

500hPa를 보면 5820gpm을 기준으로 편차가 20gpm내외로, 중기기간 예측임을 고려하면 크지 않은 편차가 나타나고 있다. 반면에 오른쪽 그림은 850hPa의 상당온위를 보면 제주 인근으로 10K 이상의 상당온위 차이로 큰 오차를 보이고 있다. 즉 양상블의 편차 정도를 토대로 각 고도의 예측의 일관성과 신뢰도를 따져 볼 수 있다는 뜻이다.

이를 다음 표와 같이 정리할 수 있다.

표 4-3. 양상블 편차에 따른 지상강수영역의 예측 방법

500hPa지위고도	850hPa상당온위	⇒	지상강수영역	⇒	강수보정
양상블 작은 편차	양상블 작은 편차		예측성공		-
양상블 작은 편차	양상블 큰 편차		예측실패		500hPa고도 활용

다만, 단기예보의 기간으로 진입한다면 상해인근에서 하층기압계가 관측되므로, 관측되는 저기압과 실황의 강도, 크기, 위치 차이를 비교하는 등 실황분석을 면밀히 하여, 강수예보에 적용하는 것이 가장 중요하다.

4. 2. 4 앙상블모델을 활용한 장마시작 예측

중기예보 강수예측에 실패했던 2015년도의 사례를 앞서 4. 2. 3에서 제시한 앙상블 편차도를 활용하여 재분석해보았다.

먼저 500hPa을 보면 앙상블에서 편차가 상당히 낮게 나타나고 있으며, 이에 따라 5820선의 고도예측에서 UM 단일모델과 앙상블 평균값이 상당히 일치하고 있다. 따라서 500hPa의 예측은 비교적 안정적으로 되고 있는 것을 알 수 있다.

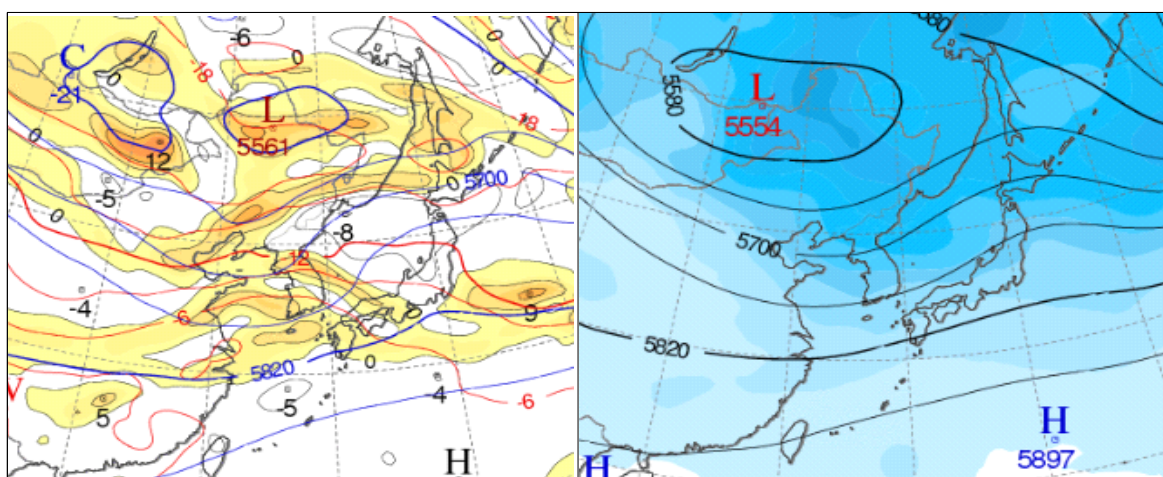


그림 4-9. 2015년 6월 8일 15UTC 예측장(5일 00UTC 발표).

(좌) 500hPa 지위고도, (우) 500hPa 앙상블 평균장과 편차

반면에 850hPa 상당온위의 경우 8K이상의 큰 편차도를 보이고 있으며, 결정모델과 앙상블 평균장도 큰 차이를 보인다. 결정모델의 예측결과에서는 333K의 경계선이 전남 지역의 북단까지 북상해 있는 반면에 앙상블 평균장에서는 제주와 남해안 사이에 위치할 만큼 더 낮게 위치해 있음을 볼 수 있다.

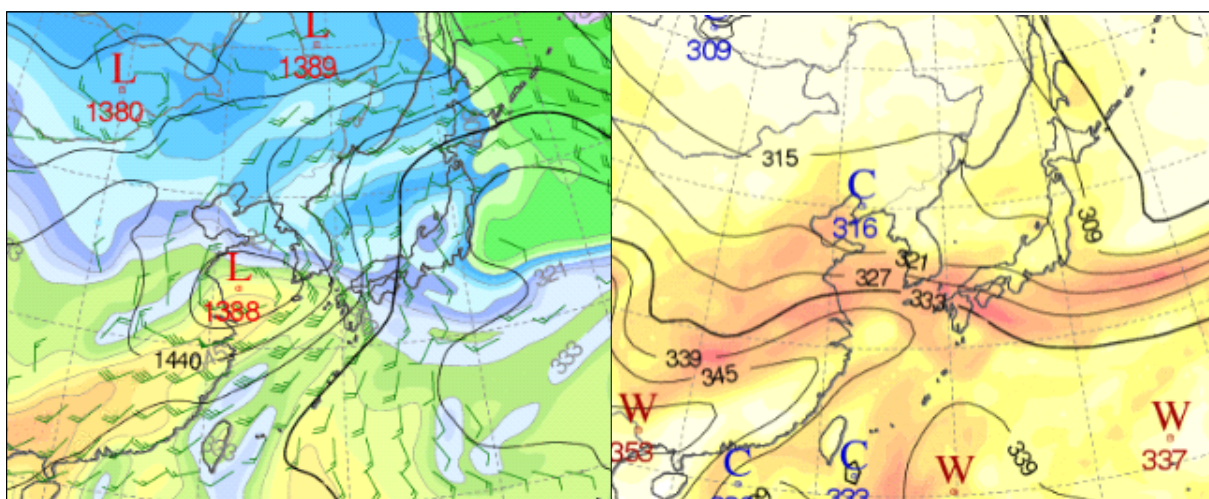


그림 4-10. 2015년 6월 8일 15UTC 예측장(5일 00UTC 발표).

(좌) 850hPa 지위고도, (우) 850hPa 앙상블 평균장과 편차

결국 2015년 사례는 500hPa의 편차도는 작으며 850hPa의 편차도는 큰 사례이며, 따라서 표 4-3에 따라 모델에서 강수영역은 잘 맞지 않으며 500hPa의 고도값을 활용해서 예보를 해야 하는 경우이다.

실제 관측자료와 비교하여 본다면, 결정모델에서는 강수영역을 중부지방까지 북상하는 것으로 모의한 반면에 실제 강수영역은 5790선을 나타내는 제주 인근으로 한정되었다.

4. 2. 5 500hPa 고도장과 강수영역의 불일치 사례

이번에는 500hPa의 고도장은 크게 북상하였으나, 모델에서 강수영역을 오히려 낮은 위도로 예측했던 경우를 보겠다.

2018년 장마 시작단계에서 모델 예측자료를 살펴보자. 26일 장마가 시작됐고, 이번에도 중기예보의 측면에서 살펴보기 위하여 6일전인 20일 모델 예측장을 기준으로 살펴보았다.

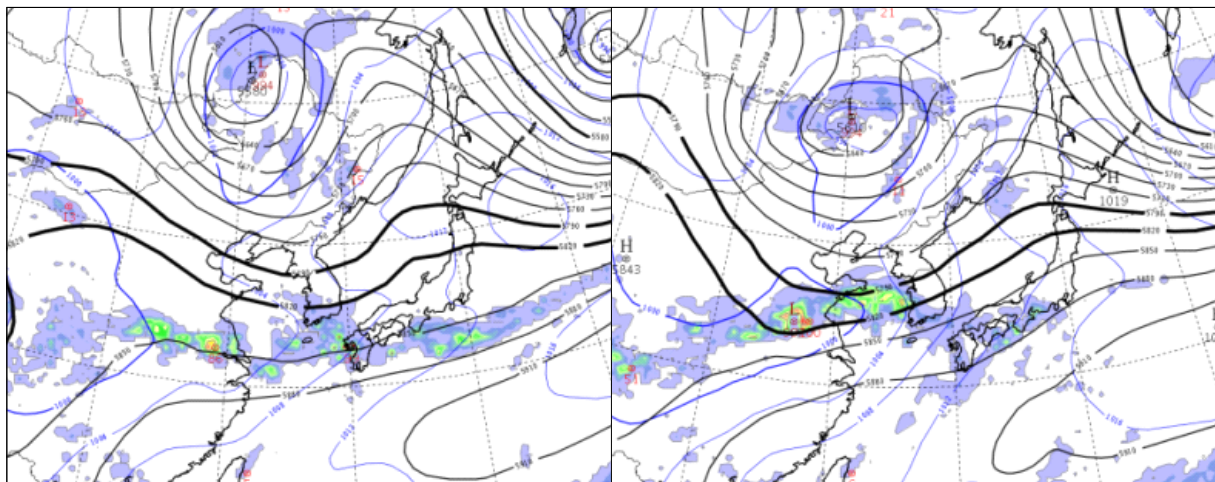


그림 4-11. 2018년 6월 26일 00UTC 500hPa 지위고도 예측장(검은색 실선).
(좌) 20일 00UTC 발표(+144h 예상), (우) 20일 12UTC 발표(+132h 예상)

그림 4-11을 보면 500hPa의 고도위치와 강수영역을 그리는 모양이 크게 다른 것을 확인할 수 있다. 00UTC 모델의 경우 5820gpm 보다도 높은 고도영역, 즉 저위도 인근으로 강수영역을 그리고 있다. 5880gpm과 강수영역이 일치한다고 볼 수 있다. 그러나 12시간 뒤에 나온 12UTC모델의 경우 강수영역을 5820gpm과 5790gpm 사이에 모의하고 있다. 앞서 과거사례들의 장마전선의 위치와 지위고도 분포를 생각해 본다면 00UTC 모델 자료보다는 12UTC 모델이 더 신뢰할 수 있다는 점을 알 수 있다.

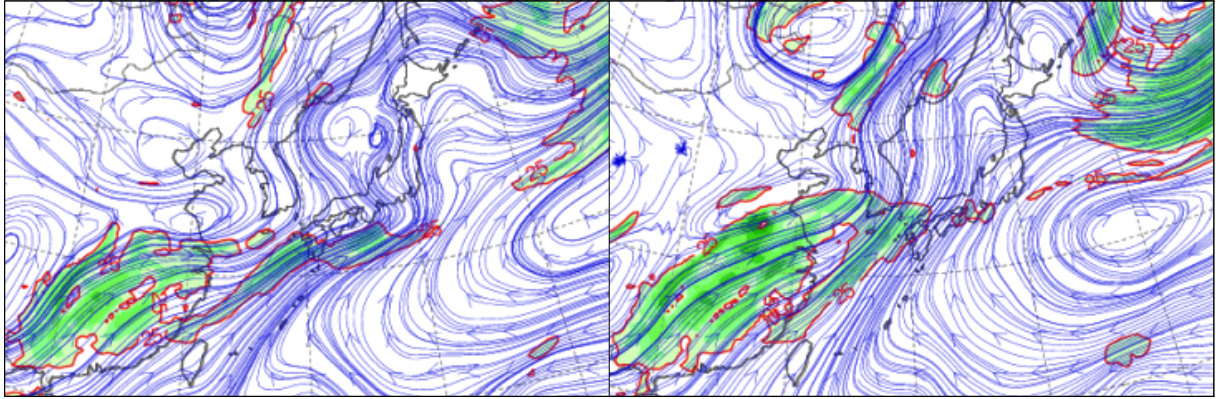


그림 4-12. 2018년 6월 26일 00UTC 유선도 예측장.

(좌) 20일 00UTC 발표(+144h 예상), (우) 20일 12UTC 발표(+132h 예상)

앞서 하층제트의 복단, 또는 북쪽영역에서 장마가 시작된다고 언급하였다. 500hPa 과 지상강수영역이 잘 일치하지 않을 때 850hPa에서의 하층제트 또한 잘 복상하지 못 하게 모의하였다. 이번 사례에서도 500hPa의 고도 예측의 일관성이 좋았으나 하층의 예측장은 많이 흔들렸다.

실제로 2018년 6월 26일의 실황을 보면 5820gpm고도가 예상보다 더 북상하였고, 강수대의 축은 충청북부와 경기남부로 통과하였다.

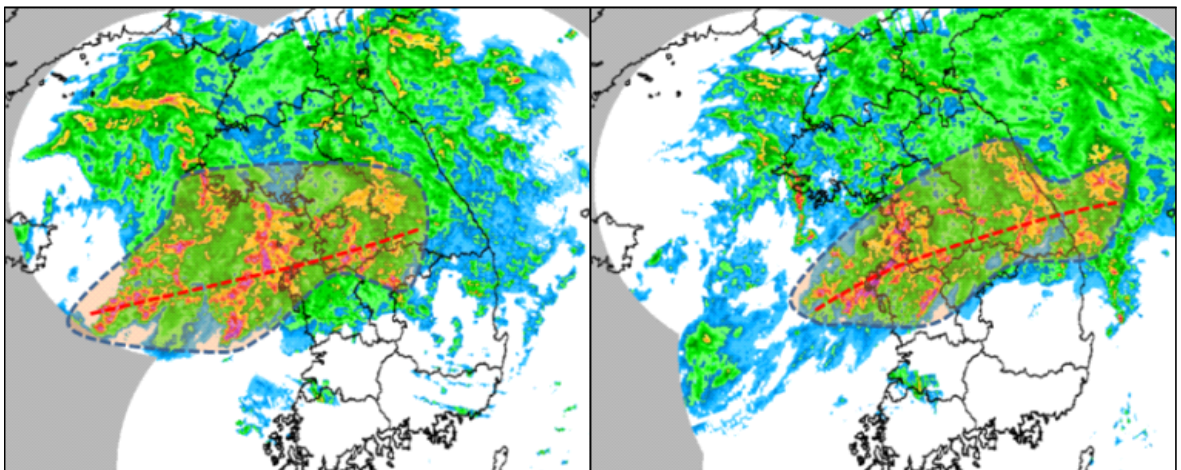


그림 4-13. 2018년 6월 26일 (좌) 09시, (우) 12시 레이더 합성영상. 파란색 점선으로 묶인 영역은 10mm/h 이상 강한 강수가 내리는 구역으로, 빨간색 점선은 그 중심축을 의미한다.

따라서 전선대의 위치는 모델예측장의 상층/하층의 일치여부, 고도장의 변동성, 실험분석 등을 통하여 종합적으로 고려하여야 한다.

Key Point!

1. 장마 초기단계 강수영역은 500hPa의 5760~5790gpm을 이용
2. 850hPa 상당온위의 편차가 클 때는 양상블 자료와 500hPa 고도 자료를 활용
3. 500hPa고도장과 지상강수역이 일치 하지 않는 경우, 특히 예보에 주의

4. 3 장마의 종료단계

4. 3. 1 장마 종료 예보의 이해

일단 한반도에 장마가 시작되면, 앞서 이야기한 기단들의 상호작용으로 약 30~40일 가량 남북으로 진동을 한 후, 전선대가 중부지방 북쪽으로 올라가면서 장마가 종료된다. 일반적으로 중부지방을 기준으로 볼 때 장마가 종료되는 시점은 빠르면 7월 중순에서 늦으면 8월 중순까지도 이어진다.

장마의 종료를 정성적으로 이해하기 위하여 2018년도 북반구의 자료를 살펴보자.

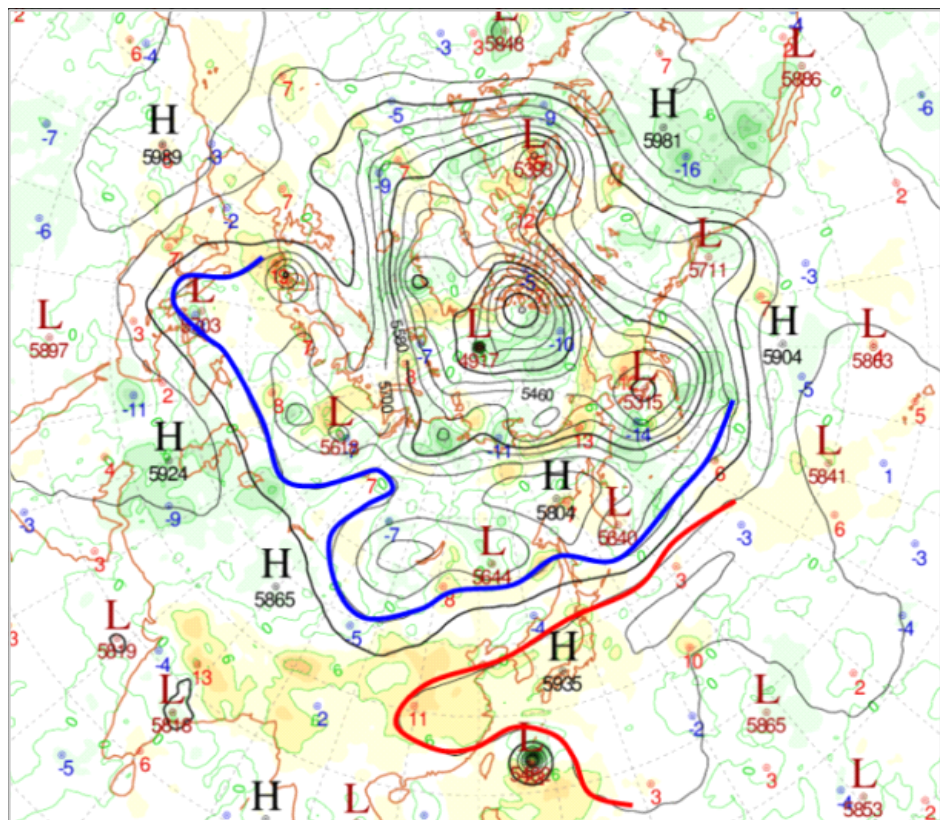


그림 4-14. 2018년 7월 10일 09시 500hPa 북반구 분석장(고도분석증분).
빨간 실선은 5880gpm, 파란 실선은 5760gpm을 각각 의미한다.

위 그림은 2018년 7월 10일 09시, 중부지방에 장마가 종료되기 하루 전날의 북반구 500hPa 일기도이다. 우리나라를 기준으로 볼 때 남쪽에는 따뜻한 순압형태의 대기가 버티고 있고 북쪽에는 한기를 가진 기압골들이 주기적으로 통과를 하는 형태를 띠고 있다. 장마의 종료를 쉽게 정의한다면 남쪽에 고기압의 세력이 북쪽의 한기세력보다 강한 때로 볼 수 있다.

이를 세분화시켜 살펴본다면 상층대기와 하층대기로 나누어서 생각 할 수 있다. 먼저 하층 대기를 고려한다면, 상당온위의 기울기가 큰 구역이 북위 40도 이상 북상한다면 순압대기인 상태에서 수평경도가 없어지면서 기울기에 의한 상승운동이 일어나기 어려워진다. 두 번째로 상층대기에서는 200hPa에서 기인한 고기압대가 우리나라 주변에 위치하게 된다면 상층 파동은 저지하고, 전체적인 하강역에 들면서 강수는 더 이상 발생하기 어렵게 된다.

따라서 다음절에서 하층 상당온위에 의한 요인과 상층고기압에 의한 요인을 구분하여 장마의 종료를 생각해 보고자 한다.

4. 3. 2 850hPa 상당온위의 남북 경도 최저 구역과 장마종료

850hPa의 상당온위는 온난다습한 열대기단과 한랭건조한 한대기단을 구분하는데 유용한 지표이다. 기존 연구에 따르면(장마백서, 2011) 상당온위 335K 인근으로 남북 경도의 절대 값이 가장 큰 구역으로 나타나며, 또한 기단의 경계가 된다.

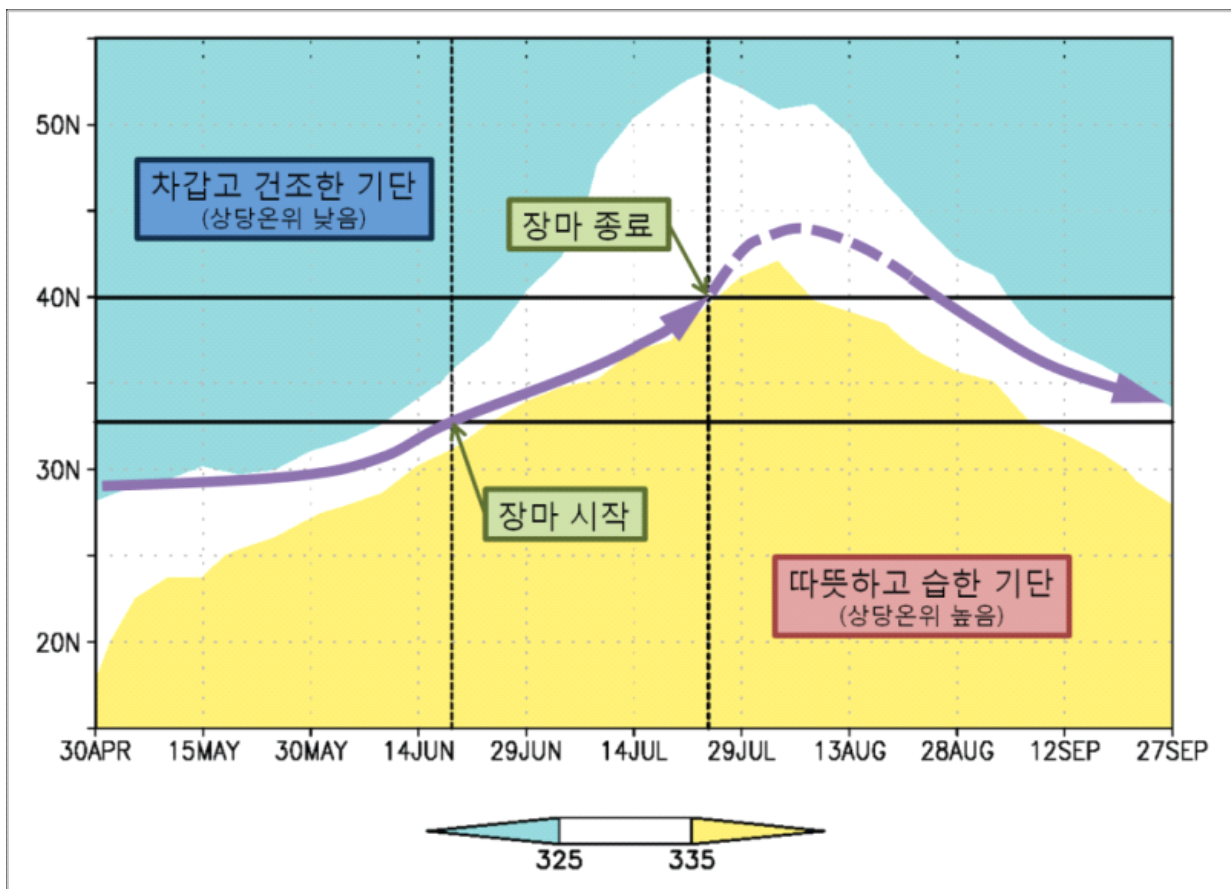


그림 4-15. 120°E~140°E 구역에 대해 평균한 위도별 상당온위.

노란색 영역은 상당온위 335K 이상, 청록색 영역은 상당온위 325K 미만에 해당한다.

그림 4-15는 동경 120~140도 구역을 평균한 상당온위와 정체전선을 나타낸 자료이다. 335K인 구역이 북위 40도 이상으로 북상하면 장마의 종료기라고 볼 수 있다. 시기적으로 장마종료는 7월 하순이 된다.

이를 한반도에 적용하기 위하여 조금 더 세분화 시키면 장마의 종료조건은 122.5°~135°E 평균 상당온위의 남북 경도 절대 값의 최댓값이 42.5°N 보다 북상해서 2일 이상 지속되는 것으로 볼 수 있다.

이러한 상당온위를 통한 장마전선의 접근은 상당히 유용하고 기상청의 기후 값에 따른 장마전선과 일치하는 부분이 많다. 그러나 앞서 장마의 시작 분석에서 말하였듯이 850hPa의 상당온위 예측은 중기예보에서 낮은 정확도를 보이고 그 편차가 크다. 따라서 예보관의 관점에서 볼 때 하층 분석만을 통한 장마종료 예보는 정확하지 않고, 위험한 방법이다. 따라서 다음절에 나올 상층고기압에 의한 분석과 병행하는 것이 중요하다.

4. 3. 3 티베트고기압, 북태평양고기압의 세력과 장마종료

먼저 몽골 남쪽 부근에서 발달하는 200hPa의 고압대의 세력을 살펴보기 위해서 중국 북부지역(주취, 민천, 인촨, 안) 4군데 지점의 7월15일~8월15일 간 지위고도자료를, 북태평양고기압의 확장을 보기 위해서 일본 남부 지역(가고시마, 후쿠오카, 마쓰에, 시오노미사키)의 동일 기간 500hPa 지위고도자료를 통계 분석하였다.

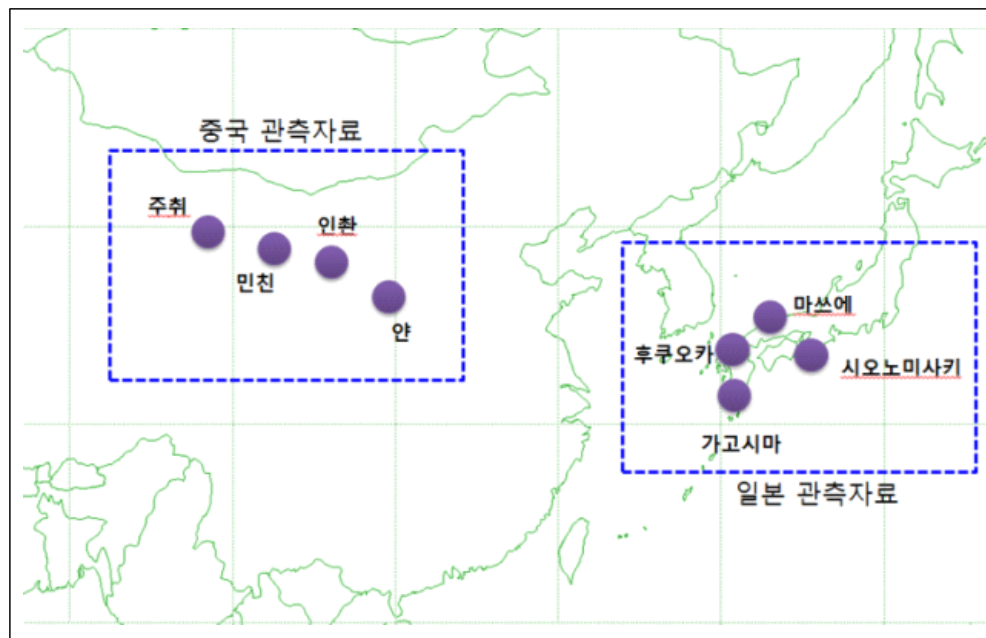


그림 4-16. 티베트고기압과 북태평양고기압 분석을 위한 200hPa(중국), 500hPa(일본) 지위고도 관측지점

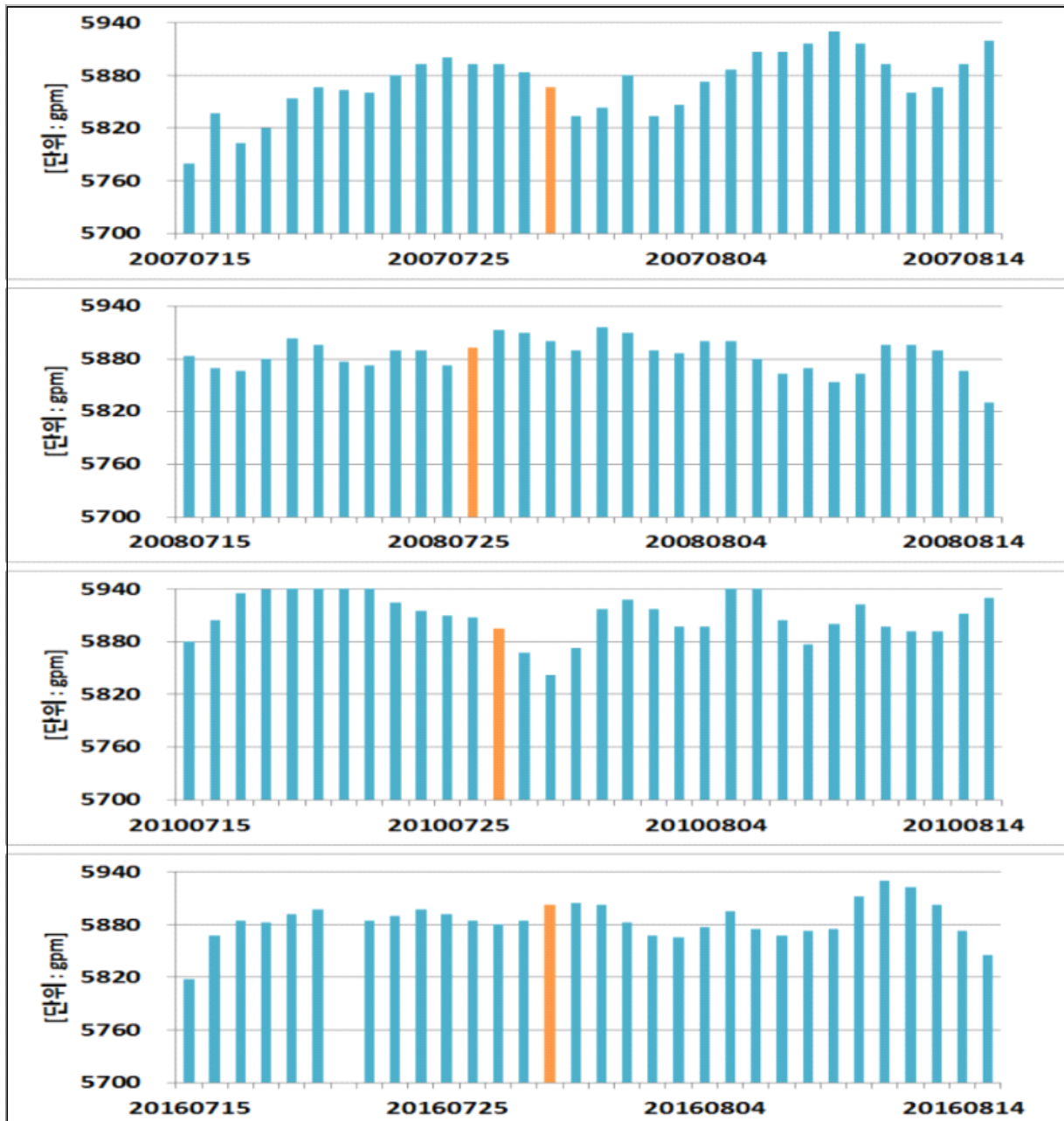


그림 4-17. 일본 관측지점들의 7월 15일~8월 15일 기간의 500hPa 평균 지위고도. 위에서부터 2007년, 2008년, 2010년, 2016년 자료로 구성된 도표. 주황색 세로 막대는 해당 연도의 장마 종료일.

먼저 북태평양고기압의 확장을 살펴보기 위해 일본 지역의 500hPa 고도장의 변화를 살펴보았다. 주황색 막대는 장마가 종료되었던 일자이다. 500hPa에서의 특이점은 장마가 종료될 때 고도가 상승기 일 때도 있지만, 고도장이 하강하는 경우도 많다는 것이다. 즉 북태평양고기압의 확장만으로 장마의 종료로 삼기에는 무리가 있다는 것이다. 왜냐하면 북태평양고기압이 일시적으로 확장한다고 하더라도, 골에 동반된 큰 규모의 한기가 남하하면 쉽게 수축하며 다시 반복적으로 강수가 내릴 수 있기 때문이다.

이번에는 장마 종료와 티베트고기압의 연관성을 살펴보기 위해서 중국 지역의 200hPa 지위고도자료를 살펴보았다.

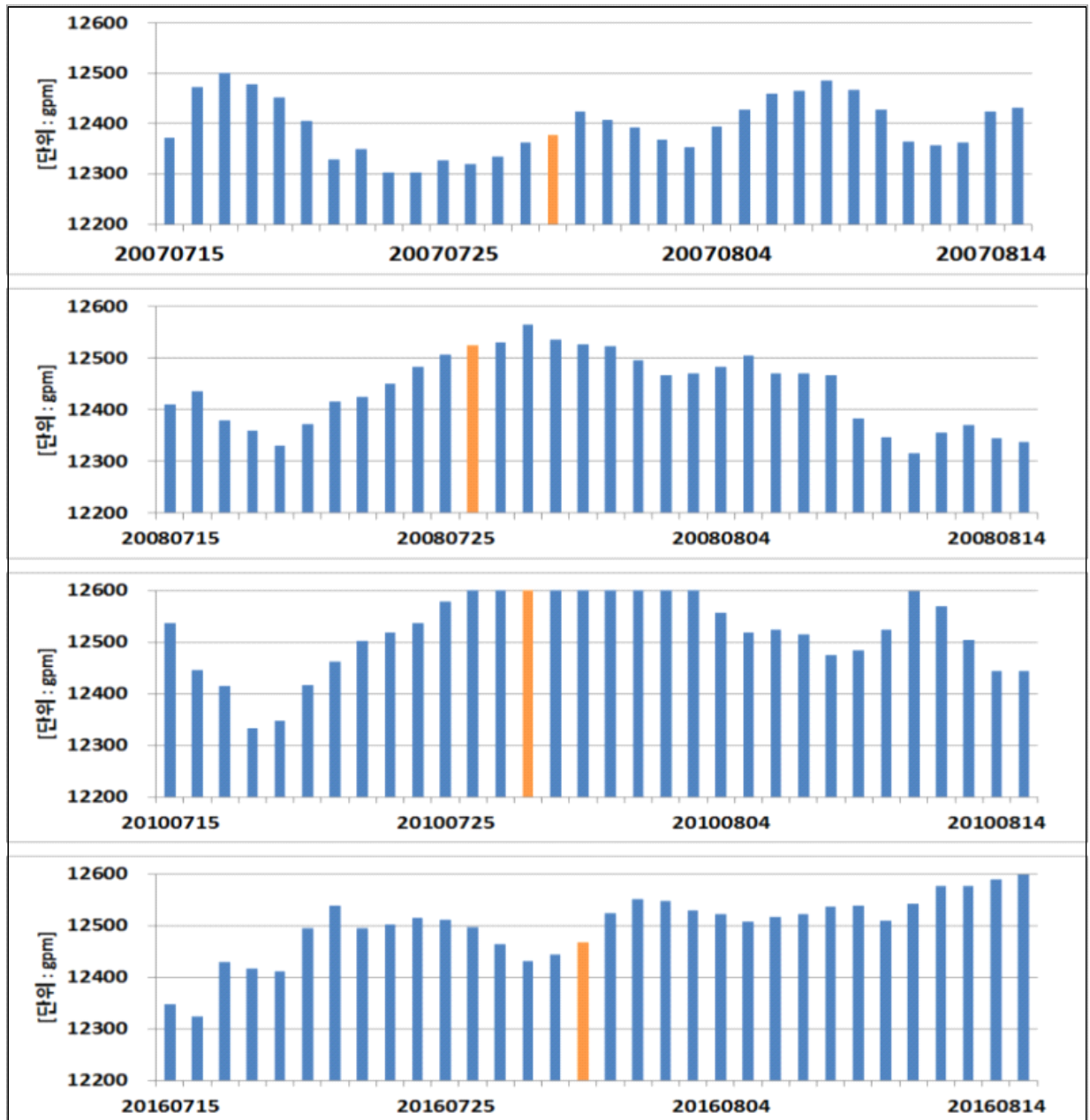


그림 4-18. 중국 관측지점들의 7월 15일~8월 15일 기간의 200hPa 평균 지위고도. 위에서부터 2007년, 2008년, 2010년, 2016년 자료로 구성한 도표. 주황색 세로 막대는 해당 연도의 장마 종료일.

중국의 200hPa 자료를 보면 2007년, 2008년 2010년, 2016년에 한 달 동안 크게 3번 또는 4번의 주기를 보였다. 장마가 종료되었던 일자를 보면 대체로 두 번째 상승곡선에서 상승하는 구간, 즉 7월 하순에 고압대가 확장하는 시기에 장마가 종료되었다.

빈도로 따지면 10년의 사례 중 첫 번째 주기에 폭염이 종료된 사례가 3번, 두 번째 주기에 종료된 사례는 6건, 3번째 주기에 종료된 사례가 1건이었다. 다만 고도의 절대적인 값은 차이가 크므로 임계값을 따지기 보다는 상승기인지 또는 하강기인지를 따져 보는 것이 바람직하다.

위 통계자료를 기압계의 상황으로 살펴보면, 7월에 우리나라는 북태평양고기압이 상층 파동의 흐름에 따라 남북진동을 하면서 일시적으로 북한으로 북상, 또는 일시적으로 남부지방으로 남하하기도 하면서 장마전선의 영향을 받는다. 그런데, 7월 하순경 티베트에서 발달한 고기압이 몽골 남쪽 인근으로 확장하여 자리 잡게 된다면 북태평양고기압과 세력 싸움을 할 상층 한기의 남하를 저지하므로 장마가 종료된다.

4. 3. 4 사례를 통한 장마종료 기압배치 분석

개별 사례를 통해서 장마가 종료되었을 때 나타난 종관기압계 패턴을 살펴보자. 티베트고기압이 접근하면서 장마가 종료되었던 2016년의 사례이다.

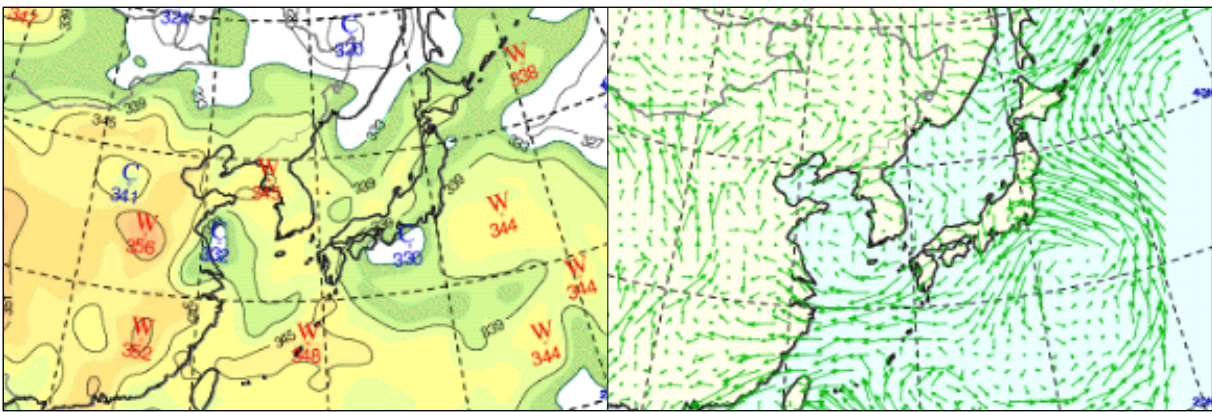


그림 4-19. 2017년 7월 31일 00UTC (좌) 850hPa 상당온위, (우) 850hPa 수분속

먼저 상당온위를 보면 333K 구역이 북위 45도 이상까지 북상하였고, 하층에 특별한 수분속도 없는 상태이다. 수평적으로 불연속이 없는 상태이므로, 상층에 고기압이 자리 잡으며 상층 한기만 차단된다면 연직적 불안정도 사라지므로 장마의 종료로 볼 수 있는 상황이다.

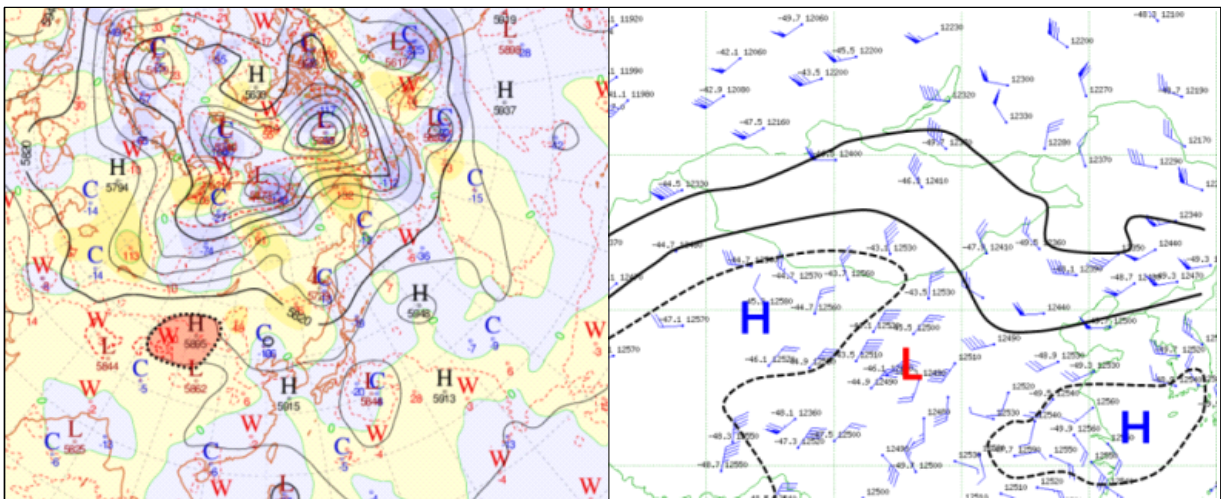


그림 4-20. 2017년 7월 31일 00UTC (좌) 500hPa 북반구 분석장(고도분석), (우) 200hPa GTS 분석(검은 색 선은 고도를 의미하며 위에서부터 12360gpm, 12480gpm, 12540gpm에 해당한다.).

500hPa 북반구 일기도에서 우리나라를 중심으로 보면 5880gpm선이 중부지방에 위치하고 골이 서쪽에서 접근하면서 정체전선을 이루고 있다. 그런데 특징적인 것은 몽골 남쪽에도 고기압이 크게 형성되어 있다. 이 고기압은 200hPa GTS분석에서 볼 수 있듯이 상층에서 확장하는 고기압의 가장자리에서 침강하는 구역에서 발생하는 역학적 고기압이다. 이 고기압은 북태평양고기압보다 훨씬 높은 위도에서 형성되고 서쪽에서 동쪽으로 이동하기 때문에 우리나라 서쪽에 골이 빠져나가면 키 큰 고기압이 우리나라를 뒤덮게 되어 더 이상 중위도 파동이 우리나라에 영향을 줄 수 없으며 정체전선에서의 강수 또한 발생하기 어렵다.

2014년의 경우도 비슷하게 전개되었다. 먼저 하층부터 살펴보자.

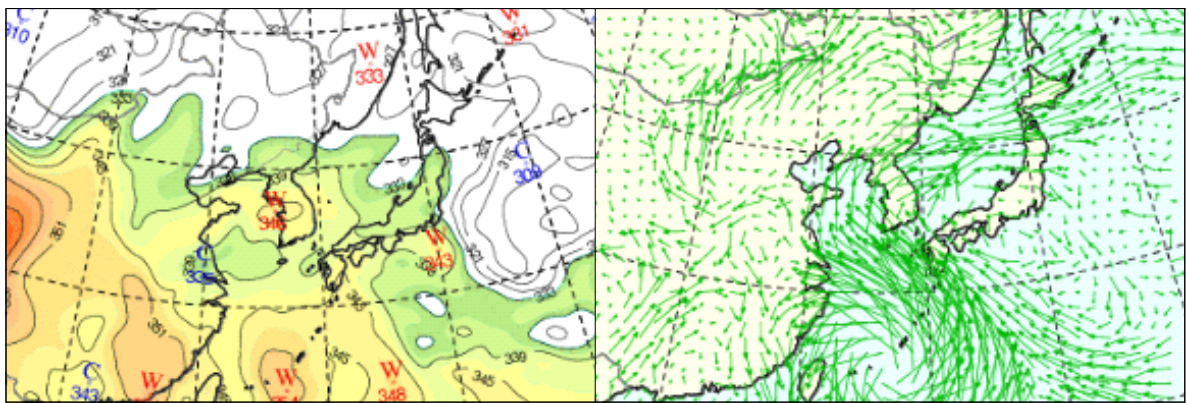


그림 4-21. 2014년 7월 31일 00UTC (좌) 850hPa 상당온위, (우) 850hPa 수분속

850hPa의 상당온위는 평균적으로 북위 40도 안팎에 위치하면서 장마종료 조건에는 약간 못 미치는 상태이며, 수분속의 경우에도 태풍을 따라 유입되면서 장마종료 판정하기에는 어려움이 있는 상태이다. 역시 마찬가지로 상층의 고기압 여부가 중요한 변수이다.

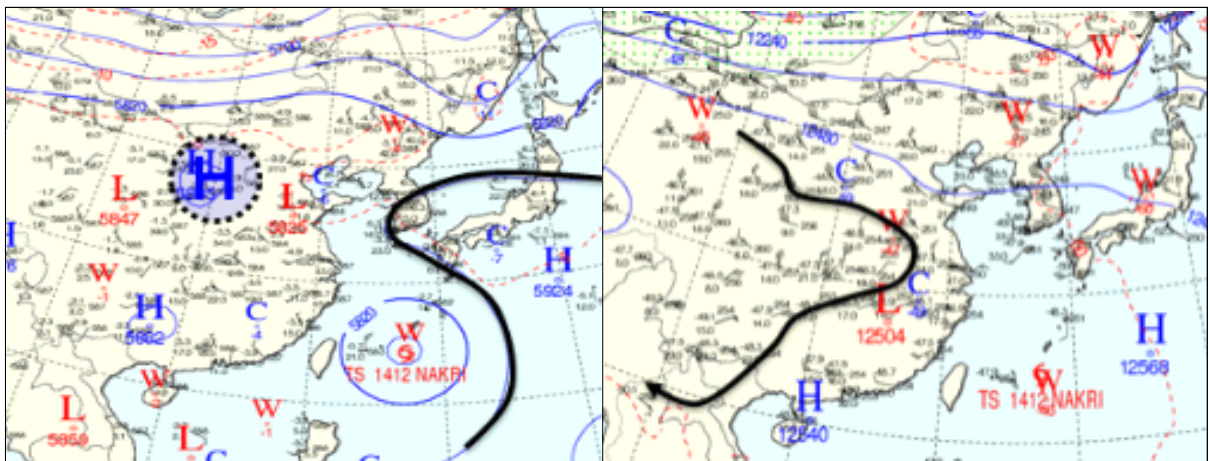


그림 4-22. 2014년 7월 31일 00UTC (좌) 500hPa 일기도(검은색 선은 5880gpm 등고선, 점선(파란색 음영)으로 강조된 영역은 200hPa부터 발달한 역학적 고기압의 중심에 해당한다.), (우) 200hPa 일기도(검은색 선은 티베트에서 발달하는 고기압권역).

500hPa 기압계를 보면 중형급 태풍 나크리가 대만 동쪽에 위치하고 있고 그 위로 북태평양고기압이 자리 잡고 있으며, 5880gpm선은 중부지방에 걸쳐 있다. 태풍이 받치고 있는 북태평양고기압은 태풍에 의해 에너지가 공급되면서 가장자리가 잘 버티는 형태를 띤다.

우리나라 서쪽을 보면, 몽골 남쪽에 고기압이 위치하고 있고, 그 전면 산둥반도 주변에 기압골이 위치하고 있다. 몽골 남쪽에 위치한 고기압은 200hPa부터 발달한 역학적 고기압이며, 역시 전면에 기압골이 통과한 이후 우리나라를 덮으면서 중위도 단파골의 남하를 저지하는 역할을 하게 된다. 즉 태풍과 그 전면 북태평양고기압 그리고 티베트에서부터 역학적으로 발달하는 고기압권역이 연결되며 장마는 종료되었다고 볼 수 있다.

위 두 사례의 공통점을 보면 북태평양고기압이 중부지방까지 위치하였고 또한 역학적 고기압이 동경 100~110도, 북위 40도를 중심으로 형성되어서 우리나라에 접근하였다는 것이다. 앞선 통계 자료와 일맥상통한다고 볼 수 있다.

그렇다면 이것과는 조금 상반되는 2013년도의 사례를 보자.

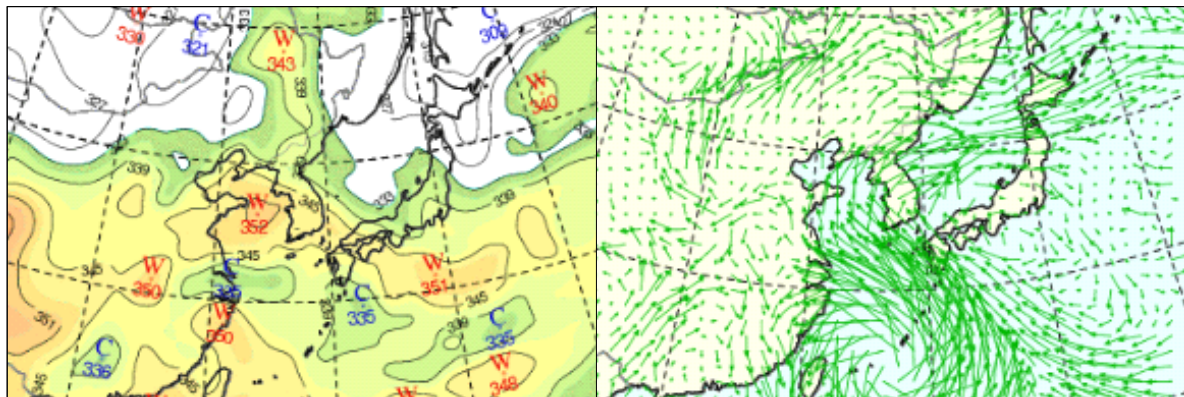


그림 4-23. 2013년 8월 2일 00UTC (좌) 850hPa 상당온위, (우) 850hPa 수분속

850hPa에서는 기압골 전면에서 남서류가 강한 구역이 북위 50도를 넘어서까지 북상해 있고 수분속에서도 수증기의 축은 북한 지역으로 북편 하는 형태를 보여주고 있으므로 하층만 보아서는 마치 장마가 종료 될 것 같은 형태를 보이고 있다.

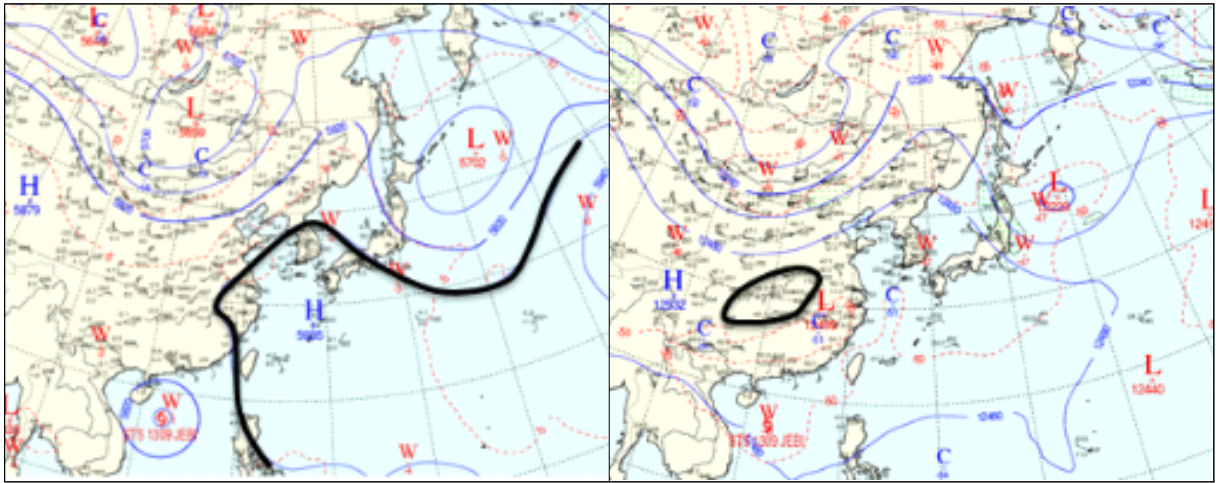


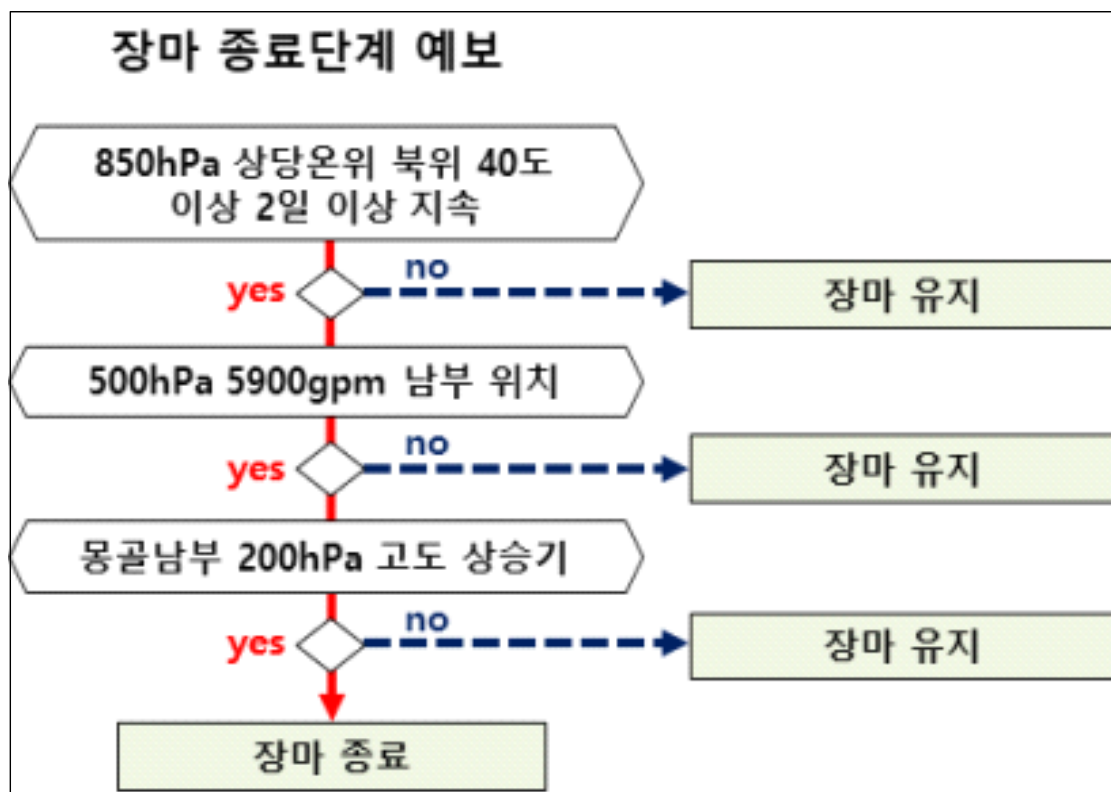
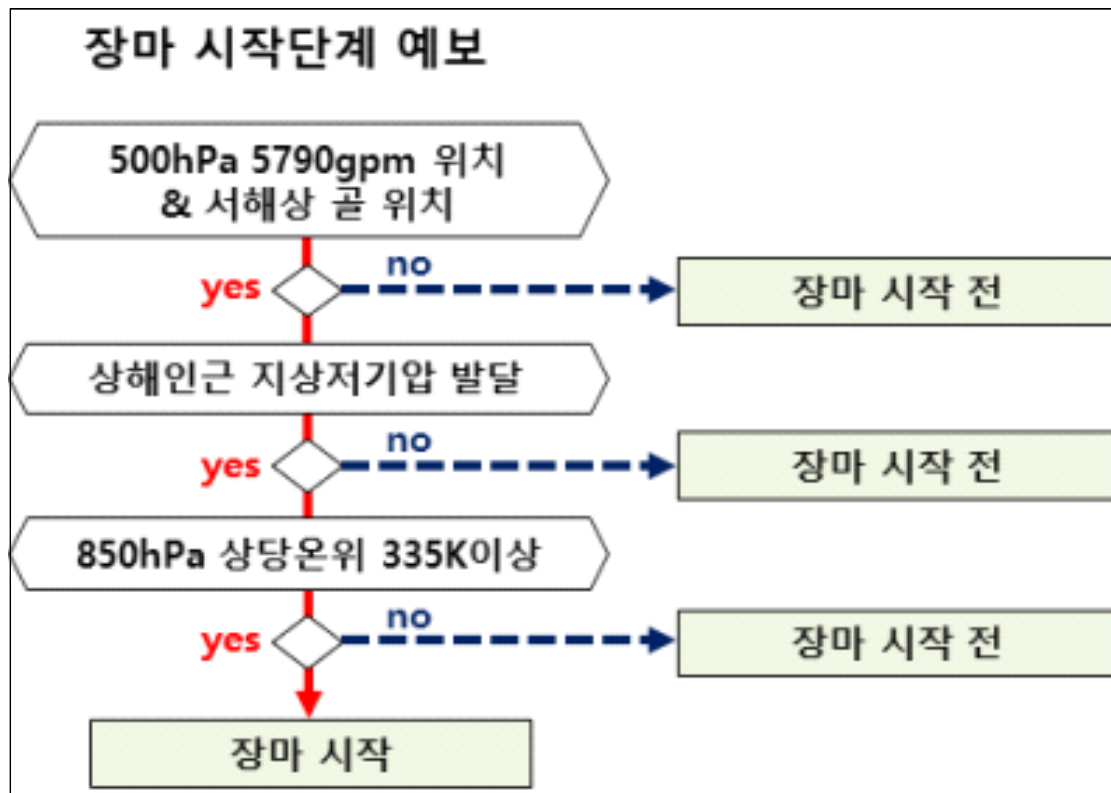
그림 4-24. 2013년 8월 2일 00UTC (좌) 500hPa 일기도(검은색 선은 5880gpm 등고선), (우) 200hPa 일기도(검은색 선은 티베트에서 발달하는 고기압권역).

또한 500hPa에서도 5880gpm선이 백령도 인근까지 북상하여 상당히 넓은 범위를 차지하고 있다. 그러나 200hPa에서 보면 12480gpm선 안에 고기압의 위치가 북위 30도에 위치하여, 이전 사례들보다 낮은 고도에 형성되어 있다. 그러다 보니 고기압의 동쪽으로 한기가 내려 올 수 있는 통로가 열려있다. 하층의 상당온위는 높지만 북쪽에 열린 상층의 통로로 한기가 내려오면서 불안정에 의한 강수가 8월 6일까지도 지속되었다. 따라서 이러한 경우는 장마의 종료라고 이야기 하기는 어려울 것이다.

Key Point!

1. 850hPa의 상당온위가 북위 42도 이상 북상하는 것은 장마종료의 필요조건
2. 북태평양고기압이 일시적으로 북한으로 북상하여도, 장마종료 선언은 어려움
3. 7월 하순에 북위 40도, 동경 100~110도 사이에서 200hPa 고도장 상승할 때 상층 한기 남하를 저지하며 장마가 종료 됨

4. 4 장마의 시작/종료단계 예보를 위한 흐름도



참고문헌

1. 기상청, 2011 : 2011년 장마백서
2. 예보분석팀, 2017 : 예보관 관점의 장마 분석기법 연구
3. 국가기후데이터센터, 2016 : 기후데이터로 보는 장마의 모든 것
4. APCC, 2017 : 현업 장기예보 정확도 향상을 위한 APCC-기상청 협력 시스템 구축
5. James R. Holton, Gregory J.Hakim : An introduction to dynamic meteorology

여론 여론 가이드

한반도 폭염의 원인과 예보 가이드



5. 한반도 폭염의 원인과 예보 가이드스

Why?

2018년은 폭염과 관련하여 모든 기록을 경신한 해이다. 기상관측 이래로 가장 많은 폭염일수를 기록하였고, 서울지역의 가장 높은 기온(39.6℃)을 기록했으며, 전국 전 지점을 통틀어 가장 높은 기온이 홍천(41.0℃)에서 기록되었다.

이러한 극한의 폭염, 그리고 장기간의 폭염을 예측하기 위해서는 기단의 분석, 모델의 분석, 과거 사례분석 등이 종합적으로 이루어져야 하는데, 2018년에 있었던 폭염 분석 결과, 그리고 과거 통계자료를 이용하여 향후 폭염예보 시 활용 될 수 있는 기준을 마련하고자 한다.

5. 1 폭염과 폭염 예보란?

폭염의 사전적 정의를 찾아보면 「매우 심한 더위, 혹서」로 정의되며, 기상학적으로는 일 최고기온이 33℃이상인 날을 폭염일이라 한다.

그런데 이 폭염에 대한 예측은 호우, 태풍, 대설과 마찬가지로 조기에 탐지하여 정확히 예보하는 것이 매우 중요하다. 왜냐하면 폭염은 인명을 포함한 산업, 농업, 레저 등 사회 전반적으로 큰 피해를 주고, 또 그것을 예방하기 위해서는 대비할 충분한 시간이 필요하기 때문이다. 특히 2018년에는 기록적인 폭염으로 온열질환자, 사망자 모두 전년도에 비하여 매우 증가하였고, 앞으로도 이러한 폭염피해는 반복해서 나타날 가능성이 높다.

표 5-1. 폭염으로 인한 보건분야 피해(통계 자료 출처: 질병관리본부)

구분 일자		2018년 발생		2017년 동기간	
		온열질환자	사망자수	온열질환자	사망자수
8.10(금)	누계	4,513	48	1,567	11

사회경제적 영향을 고려한다면 폭염예보는 여러 가지 측면이 있다. 단순히 33℃ 이상의 기온을 기록 할 것인가 여부, 얼마나 폭염이 지속 될 것인가, 열대야가 발생할 것인가, 폭염은 언제 종료 될 것인가, 극한의 폭염이 발생할 것인가 등을 고려하면서 예보를 해야 한다.

다음 장부터는 이러한 예보요소들을 하나씩 점검하여 폭염 예보의 가이드라인을 제시하고자 한다.

5. 2 우리나라 폭염에 영향을 주는 기단과 그 예측

우리나라 초여름의 경우에는 이동성 고기압권 내에서도 맑은 날씨에 강한 일사로 인해 33℃ 이상의 낮 최고기온을 기록하기도 한다. 그러나 흔히 말하는 지속되는 폭염의 경우는 더 큰 기단의 영향을 받는 경우이다. 우리나라 폭염에 영향을 주는 기단은 크게 두 가지로 요약할 수 있다. 첫 번째는 북태평양고기압, 두 번째는 티베트고기압이다.

5. 2. 1 북태평양고기압

북태평양고기압은 적도와 극지역의 태양에너지 불균형에 의해 발생하는 대기대순환으로 발생한다. 특히 이 고기압은 북서태평양의 높은 해수온도와 관련이 있고, 그렇기 때문에 고온다습한 성질을 가진다. 이 북태평양고기압과 오호츠크해 고기압 사이에서 장마전선이 형성되고, 7월 하순부터는 북태평양고기압의 세력이 더 확장하여 한반도 전체를 뒤덮으면서 고온현상을 유발한다.

5. 2. 2 티베트고기압

평균고도 4km에 달하는 티베트 고원지역에서는 태양복사에너지에 의해 지표가 광범위하게 가열되고, 이로 인하여 공기의 팽창이 일어나는데, 공기덩어리가 팽창하면서 발생하는 기단이 바로 티베트고기압이다. 5km고도 부근에서는 주로 상승기류에 의해 저기압으로 관측되지만, 부풀어 오르면서 축적되는 상층일기도(200hPa ~ 100hPa)에서는 고기압으로 관측된다.

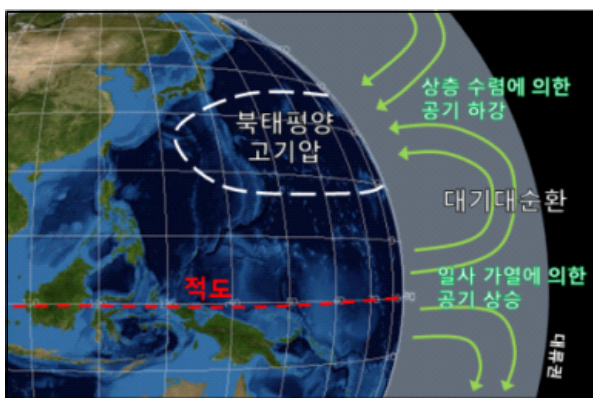


그림 5-1. 북태평양고기압 모식도

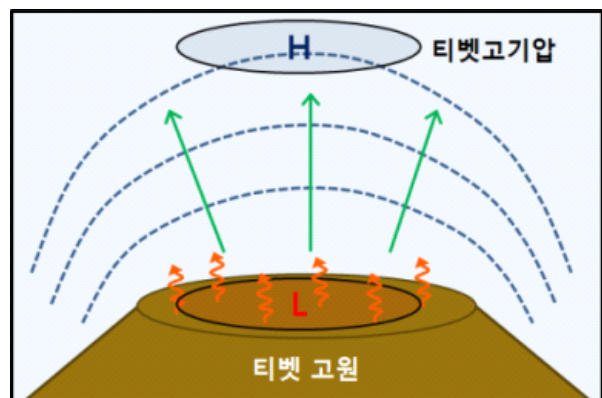


그림 5-2. 티베트고기압 모식도

5. 2. 3 최근 한반도 폭염의 기단 특징

한반도 여름철 기압계의 특성을 살펴보기 위하여 6월부터 9월까지의 최근 3년 고층 관측자료를 살펴보았다.

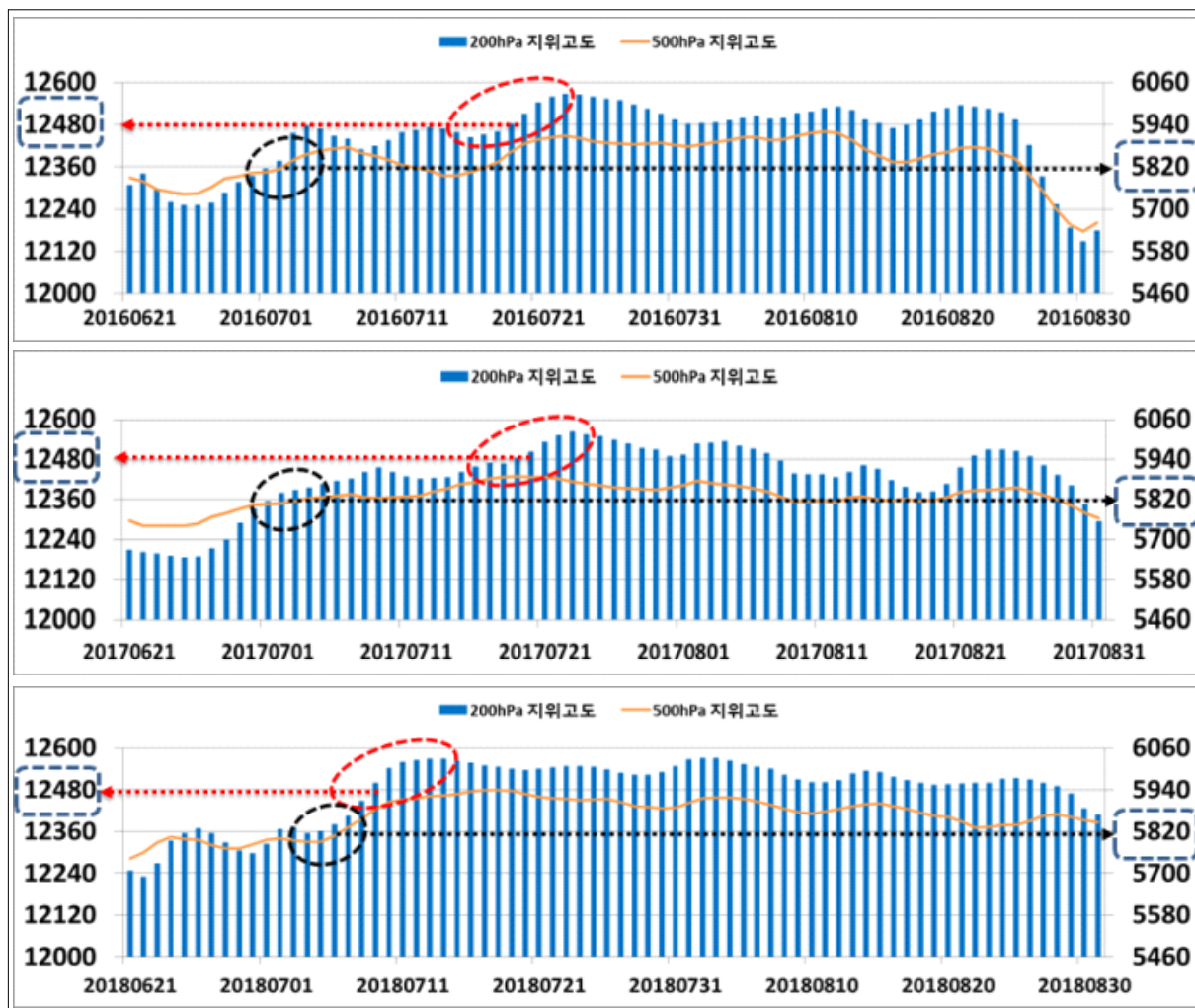


그림 5-3. 2016~2018년 오산 고층관측자료. 위에서부터 각 2016년, 2017년, 2018년 자료로 구성된 도표(파란색 막대: 5일 이동평균 200hPa 지위고도, 주황색 실선: 500hPa 지위고도). 좌/우 범례는 200hPa 지위고도(왼쪽 세로축)와 500hPa 지위고도(오른쪽 세로축)

그림 5-3을 보면, 대체적으로 200hPa와 500hPa의 고도장은 비슷한 흐름을 보이기는 하지만 약간의 차이가 있다. 200hPa의 지위고도의 상승역을 보면(붉은색 원) 7월 15~20일경 12480gpm을 넘기 시작하여 길게는 8월 하순까지 지속되는 경향을 보이는 반면, 500hPa(검은색 원)은 7월 초반에 높아지기 시작하여, 8월까지 지속된다. 즉 500hPa의 고도장 상승이 200hPa보다 약간 빠르다고 볼 수 있다. 500hPa만 봤을 때, 7월 초반에 상승하는 고도장은 북태평양고기압의 확장과 일치한다고 생각 할 수 있다. 그러나 200hPa의 고도장이 급증하는 7월 후반부에는 200hPa에서 침강하는 고기압과 북태평양고기압에서 떨어져 나온 고기압 등이 복합적으로 작용하여 한반도 상공에

고압대를 형성한다고 볼 수 있다.

다시 말하면, 7월 초중반에 시작되는 폭염은 북태평양고기압과 관련성이 크지만, 7월 후반부에서 8월로 넘어가는 시기의 폭염은 200hPa에서 보이는 티베트고기압과의 관련성이 크다는 것이다. 특히 최근 장기화 되고 강화되는 폭염은 이 티베트고기압과 연관성이 깊다.

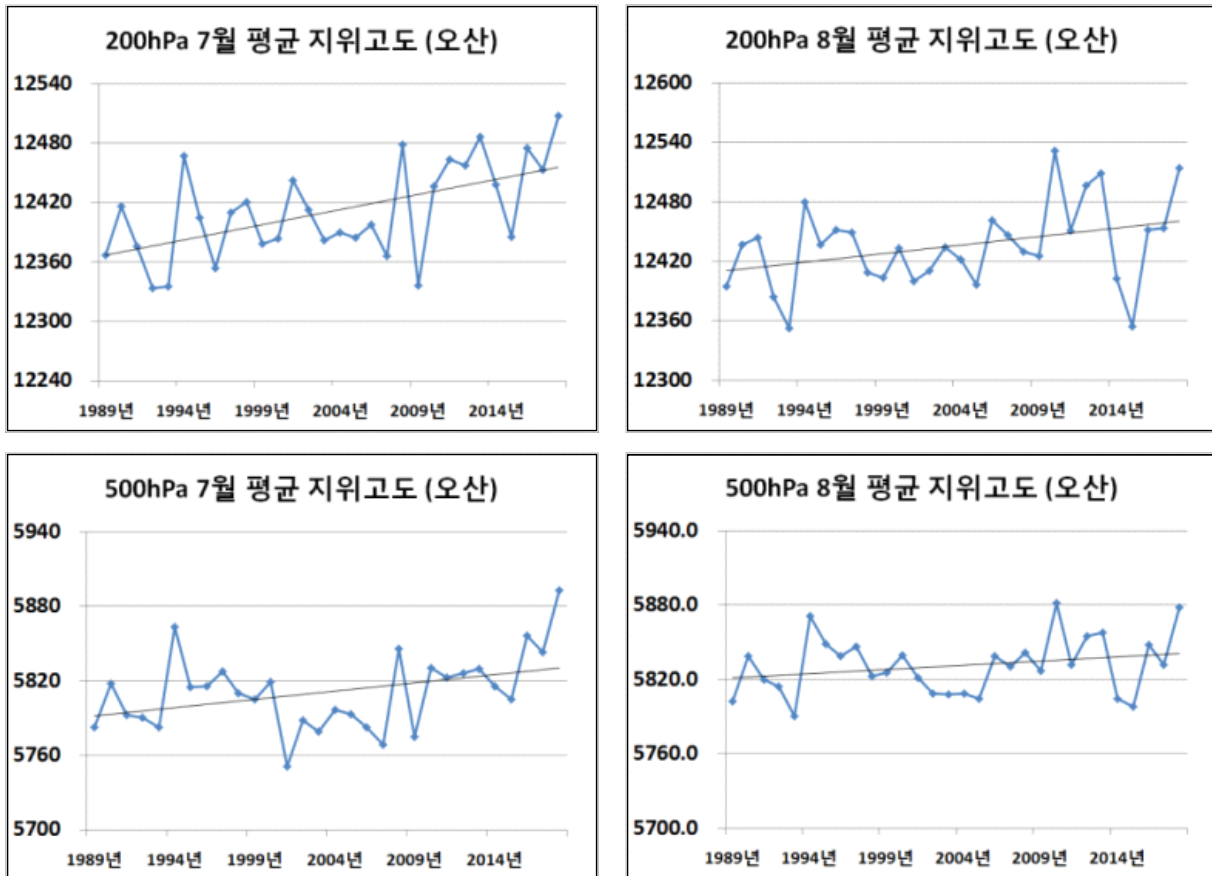


그림 5-4. 1989~2018년 (좌) 7월과 (우) 8월 오산의 (위) 200hPa (아래) 500hPa 지위고도장의 변화

위 그래프는 최근 30년간 오산 지역의 200hPa와 500hPa 지위고도의 월 평균값을 연도별로 나타낸 것이다. 전체적으로 상승추세에 있다. 특히 200hPa의 7월 평균 자료를 보면 지난 30년간 거의 100gpm 차이가 날 만큼 큰 증가를 보인다. 이는 그만큼 티베트고기압의 영향력이 과거에 비해 커진 것을 의미하며 이에 따라 200hPa에서의 고기압 분석이 더욱 중요해졌다.

5. 2. 4 우리나라 수치모델의 중기예보 기단예측에 대한 정확도

여름철 폭염예보를 할 때, 단기기간(+2~3일) 예보보다 중기기간(+3~10일) 예측이 더 어렵다. 그 이유는 모델에서 폭염에 영향을 주는 티베트고기압, 북태평양고기압과 같은 기단을 예측기간이 길어질수록 잘 예측하지 못하기 때문이다. 이러한 이유로 7월 후반부, 즉 장마종료 시점에서 500hPa의 모델오차가 커지는 경우가 많다.

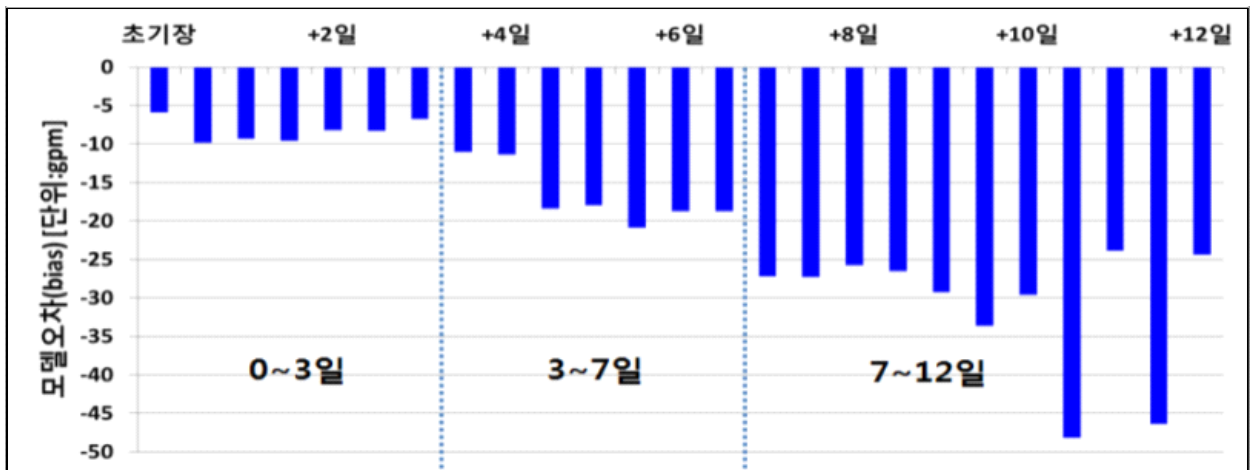


그림 5-5. 2018년 8월 500hPa 지위고도의 모델과 실황 오차(포항)

2018년 UM모델이 예측한 500hPa의 지위고도와 관측자료(포항)를 보면(그림 5-5) 3일 예측까지는 -10gpm정도의 편차(Bias)를 보이다가, 3일 이후부터 급격하게 음의 편차가 커지는 것을 볼 수 있다. 특히 7일 이후에는 50gpm 이상의 편차를 보이기도 하였다. 편차가 한쪽으로 쏠린다는 것은 모델이 실황을 전혀 반영해 주지 못하고 있다는 의미이다. 이러한 음의 편차는 2018년뿐 아니라, 2017, 2016년의 8월에도 마찬가지로 나타났다.

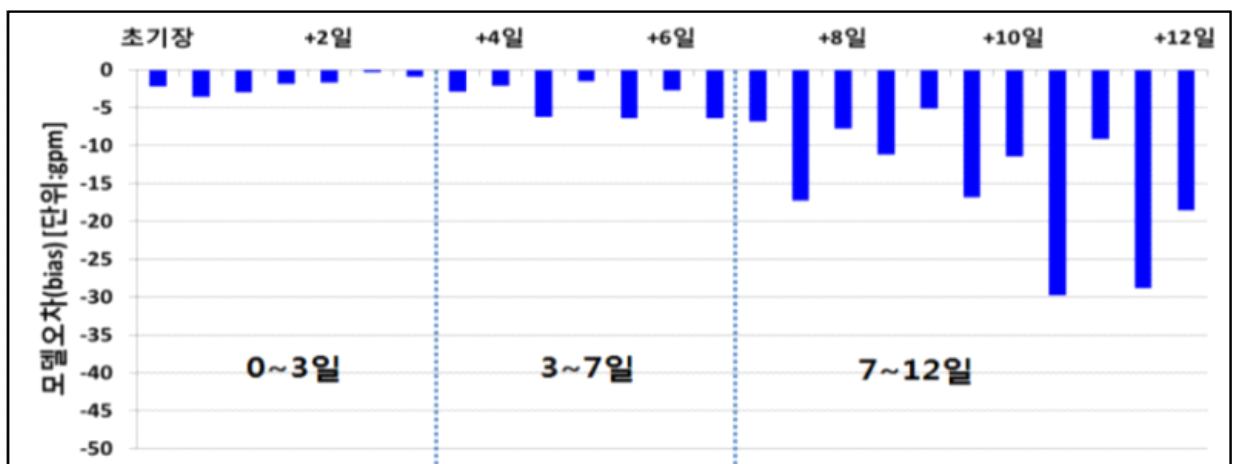


그림 5-6. 2018년 8월 200hPa 지위고도의 모델과 실황 오차(포항)

200hPa에서도 음의 편차를 보이긴 하지만 500hPa에서 3일 이후부터 10gpm 이상의 큰 편차를 보인 것과 달리 200hPa에서는 7일 이후부터 큰 편차가 나타나기 시작하였다. 특히 2018년 8월에는 티베트고기압이 매우 크게 확장하여 200hPa에서 양의 편차(Anomaly)가 컸던 점을 고려한다면 모델의 200hPa 지위고도 값은 500hPa 지위고도 값보다 신뢰할 수 있는 자료라 생각할 수 있다.

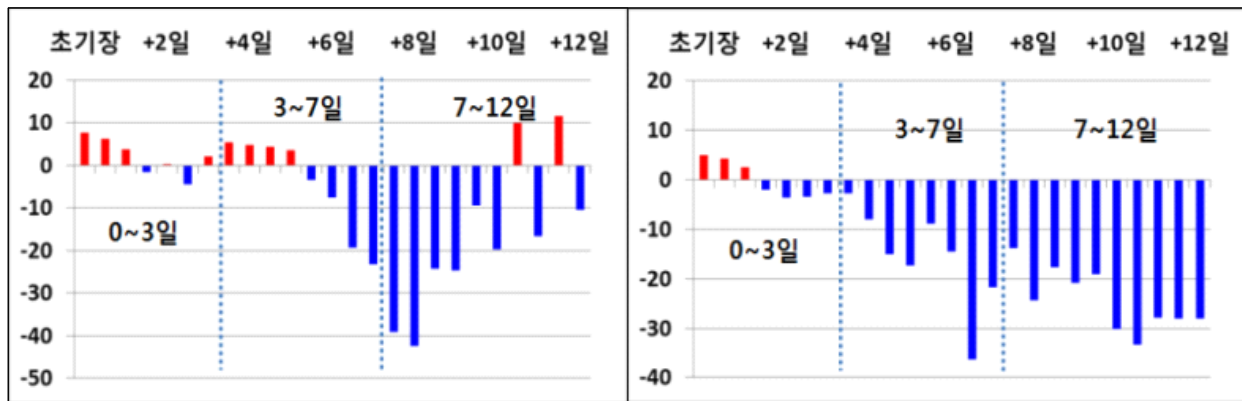


그림 5-7. 2017년 8월 상순 (좌) 200hPa과 (우) 500hPa의 지위고도 모델과 실황 오차(포함)

2017년도의 8월 상순(1~10일)까지의 모델과 실황 오차를 200hPa과 500hPa을 같이 살펴보면 앞서 언급했던 부분이 더 극적으로 나타난다. 200hPa의 경우 양과 음의 편차가 교대로 나타나다가 6일 예측부터 편차가 커지는 경향을 보였다. 반면에 500hPa의 경우 3일 예측부터 큰 음의 편차가 나타났다.

이것은 우리가 폭염 예측을 할 때, 모델상의 500hPa 지위고도 변화를 보고 중기예보를 접근한다면 위험 할 수 있음을 시사한다. 실제로 2016년, 2018년 중기예보 자료에서 실제 기온이 높게 나타나지만 모델에서는 계속해서 기온을 낮추려는 경향성을 보였다. 따라서 8월에 실제 폭염에 큰 영향을 주는 200hPa의 자료로 폭염의 임계값을 구하고, 그것을 토대로 폭염 중기예보를 한다면 더 좋은 방법일 것이다.

Key Point!

1. 우리나라 폭염에 영향을 주는 기단은 북태평양고기압과 티베트고기압이며
폭염 초기에는 북태평양고기압, 후기에는 티베트고기압의 영향을 많이 받음
2. 지구온난화와 더불어 티베트고기압 또한 점차 강화되는 추세
→ 한반도 폭염이 강화되고 있음
3. 여름철 모델의 지위고도 예측 편차는 500hPa보다 200hPa에서 작게 나타남

5. 3 폭염 예측 방법

5. 3. 1 폭염 시작 단계에서의 임계값

앞 절에서 200hPa의 모델장으로 폭염을 예측하는 것이 더 타당하다는 것을 확인하였다. 물론 기온은 하늘상태, 하층바람, 습도 등 여러 가지 변수가 작용하기 때문에 200hPa과 1:1로 대응을 시킬 수는 없다. 따라서 그 경향성과, 폭염에 이르거나 해소 될 최소한의 임계값을 통계적으로 접근해 보았다.

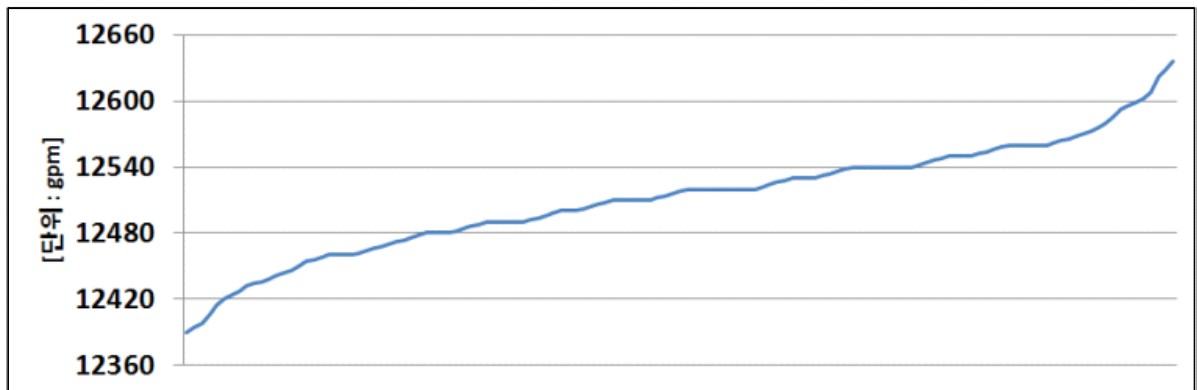


그림 5-8. 2000~2018년간 7~8월에 서울에 33°C가 넘는 날의 200hPa 지위고도

2000~2018년간 7~8월동안 서울에 33°C가 넘는 날의 200hPa 지위고도를 살펴보았다. 낮은 고도부터 오름차순으로 정렬한 자료이며, 최솟값은 12380gpm, 최댓값은 12640gpm이다. 이를 정규분포로 환산하면 아래와 같은 그림이 나온다.

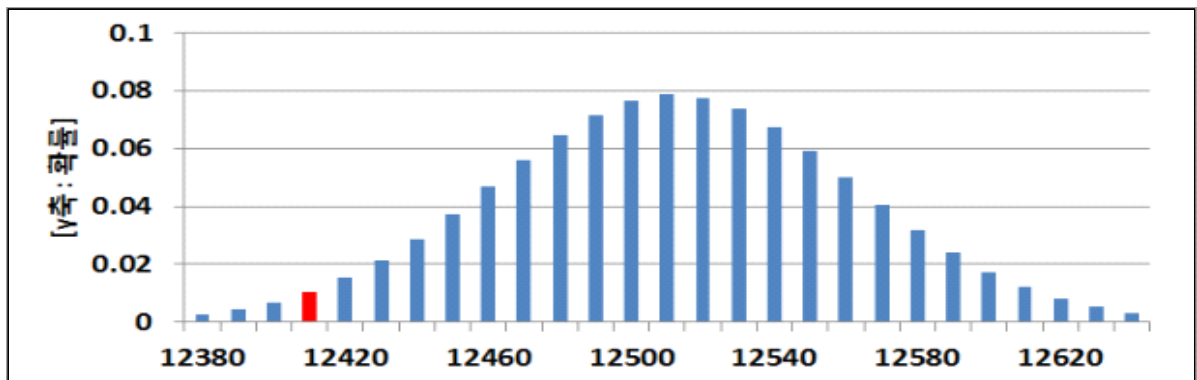


그림 5-9. 2000~2018년간 7~8월에 서울에 33°C가 넘는 날 200hPa 지위고도의 분포

(빨간색 막대는 지상기온 33°C이상이 95% 확률로 나타나는 구간의 임계점인 12410gpm을 의미한다.)

200hPa 지위고도의 평균(mean)은 12510gpm이고 σ (표준편차)는 50.1로, 2σ 구간 (95% 확률구간)은 12410~12610gpm이 된다. 우리는 33°C가 넘는 최소한의 임계값을 생각해야 하므로, 12410gpm은 넘어야 33°C가 넘는 95%의 확률에 포함된다고 이해할 수 있다. 즉 다시 말해서 서울에 폭염특보 발표를 위해서는 200hPa의 고도가 최소한 12410gpm 이상이어야 한다.

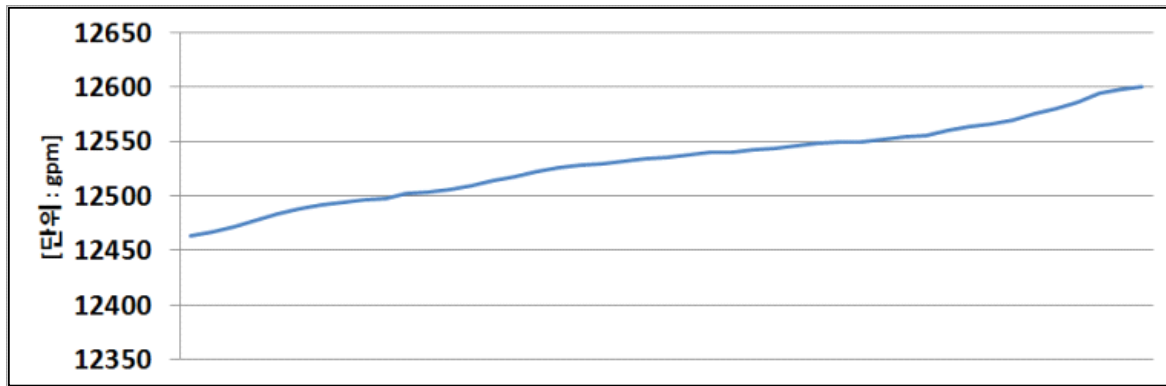


그림 5-10. 2000~2018년간 7~8월에 서울에 35°C가 넘는 날의 200hPa 지위고도(가로축은 서울에 35°C가 넘는 모든 날짜에 해당되며, 그래프 작성을 위해 지위고도 기준 오름차순 정렬)

같은 방식으로 35°C가 넘는 경우도 생각 해 볼 수 있다. 2000~2018년간 7~8월 동안 서울에 35°C가 넘는 날의 200hPa 지위고도는 그림 5-10과 같이 나타나며, 최소값은 12460gpm, 최대값은 12610gpm이다.

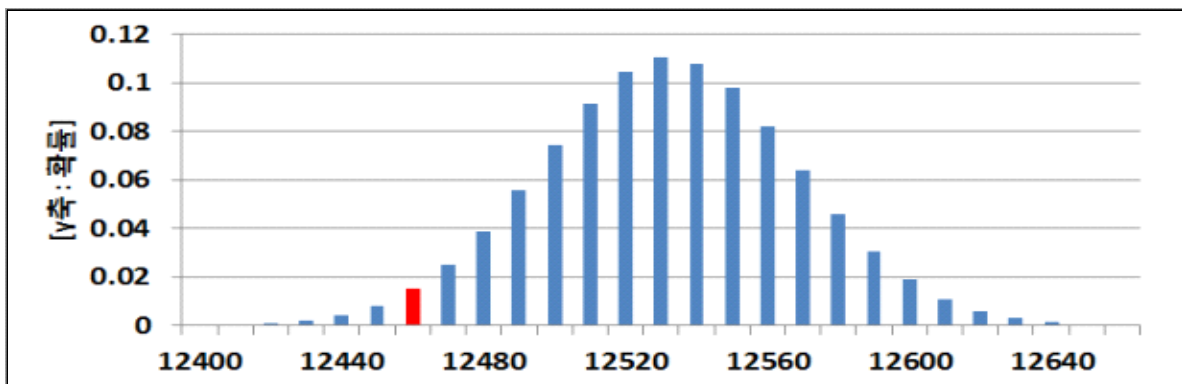


그림 5-11. 2000~2018년간 8월에 서울에 35°C가 넘는 날 200hPa 지위고도의 분포(빨간색 막대는 지상기온 35°C 이상이 95% 확률로 나타나는 구간의 임계점인 12460gpm을 의미한다.)

통계적으로 200hPa 지위고도의 평균(mean)은 12530gpm이고 σ (표준편차)는 36.1이다. 따라서 2σ 구간(95% 확률구간)은 12460~12600gpm이 된다. 앞서 결과와 마찬가지로 우리는 35°C가 넘는 최소한의 임계값을 생각해야 하므로, **12460gpm은 넘어야 35°C가 넘는 95%의 확률에 포함된다고** 이해할 수 있다. 다시 말해 서울에 폭염경보가 발생하기 위해서는 200hPa고도가 최소한 12460gpm이상을 기록하여야 한다는 의미를 가진다.

5. 3. 2 폭염 종료 단계에서의 임계값

폭염 시작 단계와 마찬가지로 폭염 종료 단계에서도 200hPa와 최고기온과의 관계를 이용하면 된다. 즉 앞서 이야기 하였던 12410gpm고도 이하로 떨어지게 되면 폭염의 종료의 단계로 간다는 의미이다.

그런데 폭염이 종료 될 때 200hPa의 온도보다 하층 고도의 기온이 약간 먼저 떨어지는 특성을 보인다.

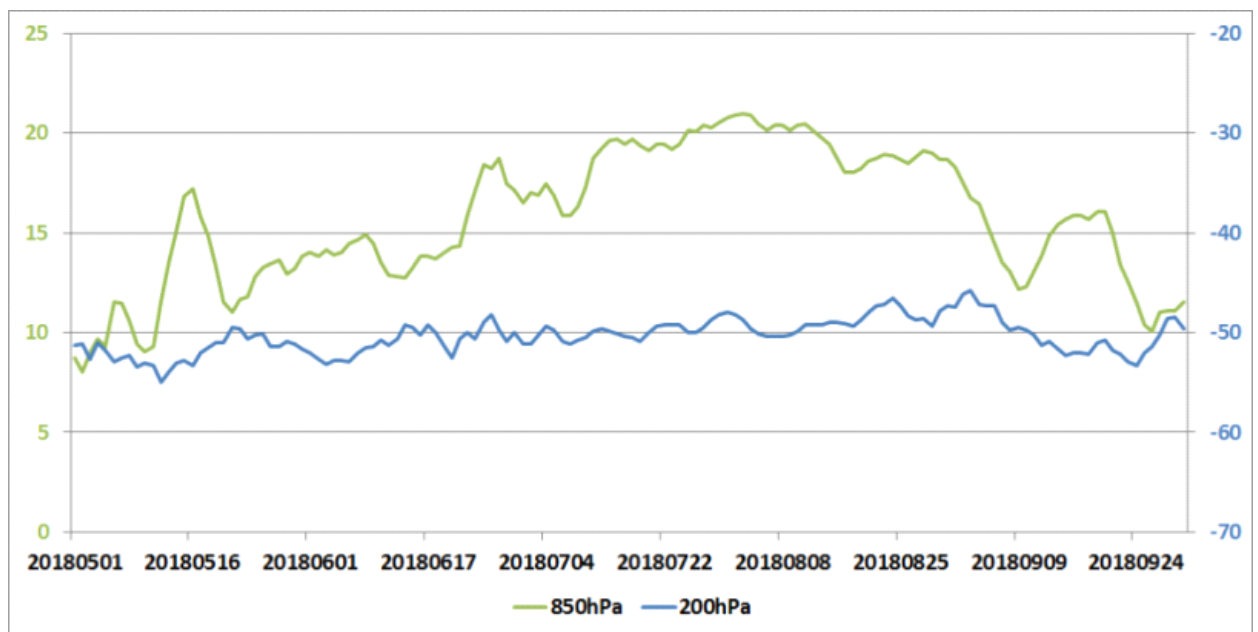


그림 5-12. 2018년도 광주에서의 850hPa과 200hPa 기온의 시계열

그림 5-12는 2018년도 5~9월 200hPa과 850hPa의 기온 자료이다. 8월 하순 분포를 보면 200hPa보다 850hPa이 먼저 하강하고 하루, 이틀 뒤따라서 200hPa의 고도장이 하강하는 것을 볼 수 있다. 그 이유는 한기가 남하할 때 더 낮은 고도로 침투하고, 뒤따라서 전체적인 층후가 낮아지기 때문이다. 그러므로 폭염이 종료될 때는 200hPa의 고도장 추세와 함께 850hPa의 기온도 잘 살펴보아야 한다.

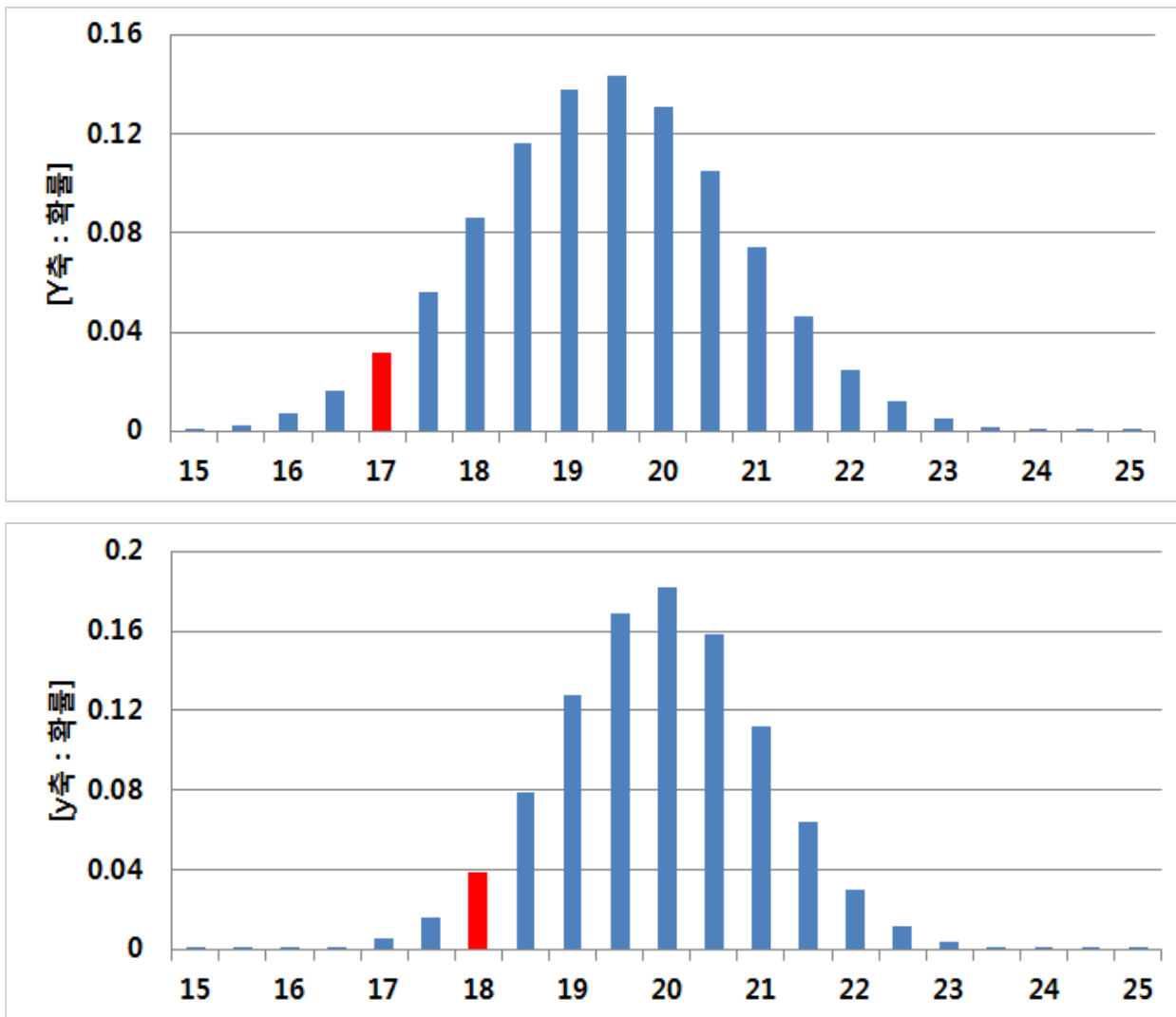


그림 5-13. 2002~2018년 6~9월 서울 기온 (위) 33°C, (아래) 35°C 이상이 95%의 확률로 나타나는 850hPa의 기온

서울의 기온이 33°C와 35°C 이상이었던 날의 850hPa 기온을 정규분포로 나타내 보았다. 33°C 이상일 경우, 850hPa의 95% 이상 확률 값은 17°C, 35°C 이상인 경우는 850hPa 값이 18°C였다. 이것을 폭염의 종료와 연계하여 본다면 850hPa의 기온이 18°C 이하인 경우는 폭염경보 종료, 17°C 이하인 경우는 폭염이 종료 된다고 볼 수 있다.

5. 3. 3 사례를 통한 폭염 종료 단계에서의 기압 분포 분석

앞 절에서 통계적으로 폭염의 시작과 종료를 살펴보았다. 이번 절에서는 폭염이 종료될 때 개별 사례분석을 통해서 기상특성과 기압 분포를 알아보고자 한다. 티베트고기압이 매우 강하게 팽창되어 있는 경우, 기단이 무너지기 위해서는 고위도에서 찬 공기가 남하하여 대기를 혼합해줘야 한다. 2016년과 2018년의 사례로 상황을 살펴보자.

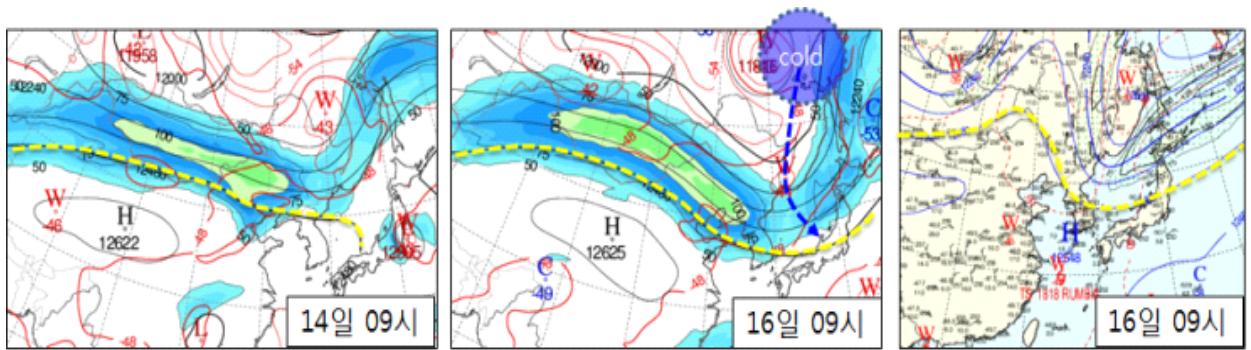


그림 5-14. 2016년 8월 12일 발표한 (좌) 14일 09시, (중) 16일 09시의 200hPa 지위고도 예측장, (우) 16일 09시의 분석일기도

그림 5-14는 2016년 8월 16일 폭염 종료를 예상하였지만 고온 현상이 지속되었던 사례이다. 12일 모델에서 200hPa 지위고도를 예측한 자료를 보면, 14일에 200hPa 12480gpm 선이 북위 40도에 위치하는 형태를 보이고 있다. 16일에는 고도장이 하락하는 형태를 보이는데, 이는 500hPa에서 한반도 북동쪽에서 한기덩어리가 내려오기 때문으로 보인다. 그러나 실제 분석일기도를 보면 한기가 동쪽으로 치우쳐졌기 때문에 200hPa 지위고도는 낮아지지 않았고, 그로 인하여 16일 이후 기온이 높게 유지 되었다.

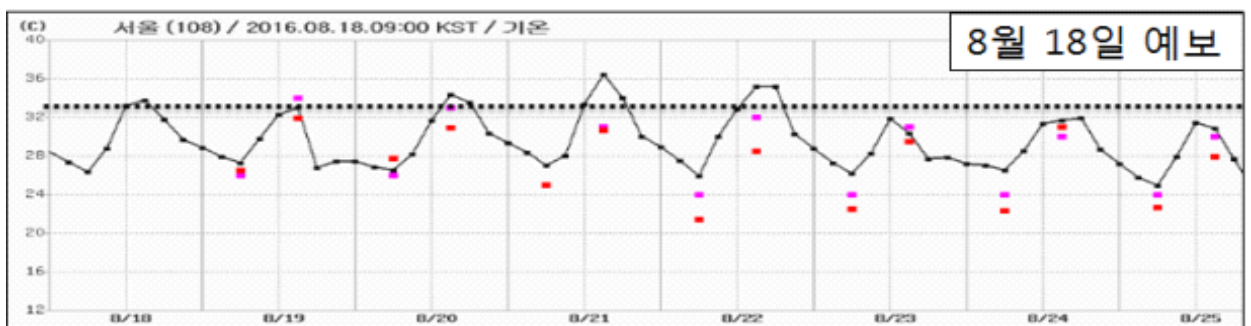


그림 5-15. 서울에 대한 2016년 8월 18일 기온예측과 실태자료
(검은색: 관측자료, 분홍 점: 예보관 예측, 빨간 점: 모델 예측자료)

그림 5-15는 2016년도 8월 18일 기온예측과 실태자료이다. 모델에서는 21일부터 폭염이 종료되는 것으로 예측했지만 실제 관측에서는 폭염경보 기준을 넘을 정도로 기온이 매우 높게 올랐다.

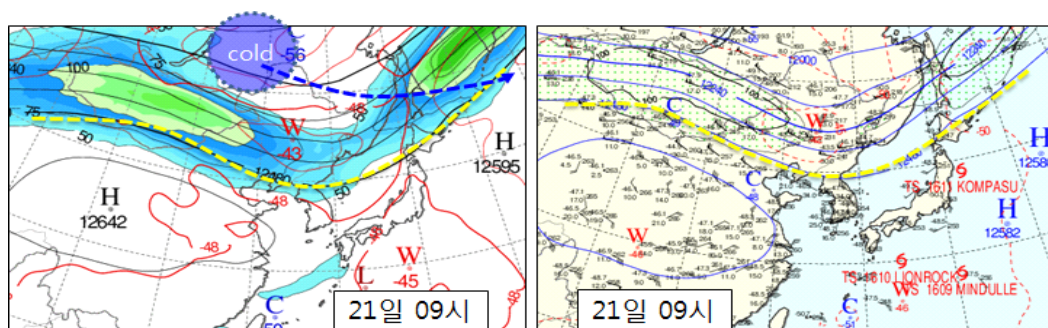


그림 5-16. 2016년 8월 21일 09시 200hPa (좌) 예측장(18일 발표), (우) 분석장.
노란색 점선은 12480gpm 등고선에 해당된다.

21일 예측장을 보면 200hPa의 12480gpm선이 여전히 북위 40도 이상에 위치하고 500hPa에서도 한기덩어리가 서에서 동으로 움직이는 모습을 보였다. 결국 실제 분석장에서도 고도는 하강하지 않았다.

위 두 예측시점, 14일과 18일은 폭염종료 예측이 빗나간 예보시점이였다. 다음은 실제 폭염이 종료되었던 시점의 모델예측과 실황전개를 살펴보겠다. 그림 5-17은 2016년 8월 23일 모델의 예측자료이다. 폭염은 26일 종료되었고, 그 전 상황을 살피기 위하여 24일과 25일을 타겟으로 200hPa(위)와 500hPa(아래)의 예측자료를 살펴보았다. 24일에 200hPa의 12480gpm선이 여전히 북위 40도에 위치하지만 바이칼호 북서쪽으로 큰 규모의 한기가 위치하고 있다. 또한 500hPa에서도 동서로 폭넓은 한기가 북위 50도에 위치하고 있다. 그리고 25일에는 500hPa에서 폭넓은 한기가 북에서 남으로 이동하는 모양새를 보이고 있다. 결론적으로 큰 규모의 한기가 골의 후면을 따라 강하게 남하하는 형태를 보여야 폭염이 종료된다는 것을 알 수 있다.

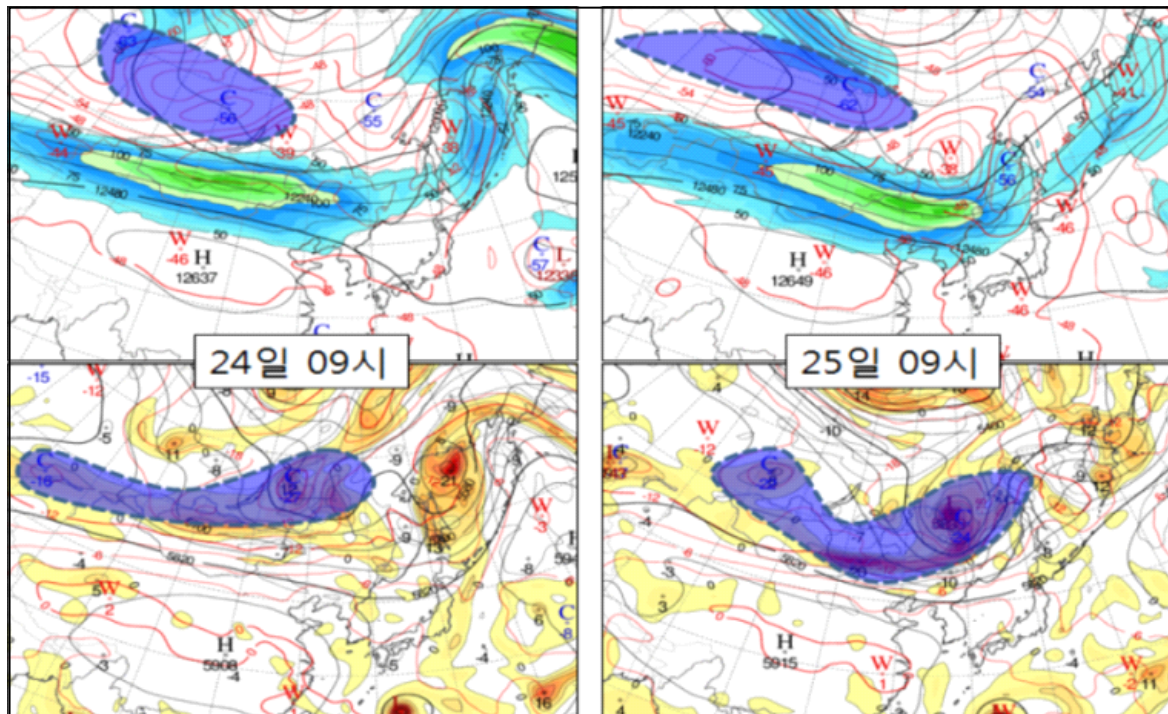


그림 5-17. 2016년 8월 23일 발표된 24일, 25일 09시의 (위) 200hPa, (아래) 500hPa 예측장.
파란색 점선으로 둘러싸인 채색 영역은 기압골 후면에 위치한 차가운 공기덩어리에 해당된다.

다음은 2018년도 사례이다.

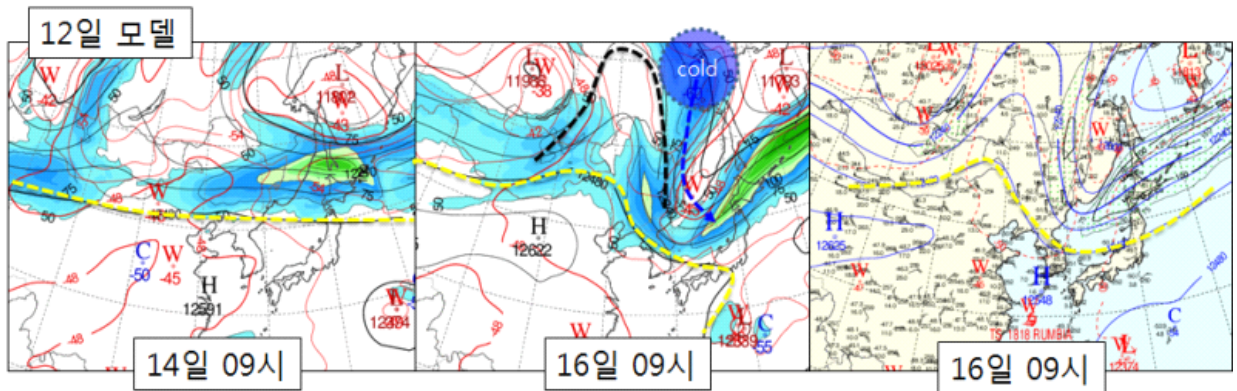


그림 5-18. 2018년 8월 12일에 발표된 (좌) 14일 09시, (중) 16일 09시의 200hPa 지위고도 예측장, (우) 16일 09시의 분석일기도. 노란색 점선은 12480gpm

그림 5-18은 2018년 8월 12일 모델이 예측하였던 14일과 16일의 일기도이다. 2016년 8월 14일 예측장과 비슷하게 200hPa의 12480gpm선이 북위 40도 인근에 위치하고 있으며 500hPa 한기는 우리나라 북서쪽에서 동쪽으로, 즉 한기가 동쪽으로 치우쳐져 남하하는 형태를 보이고 있다.

서울을 기준으로 모델에서는 16일의 기온을 30도 이하로 예측하였지만 실제 관측에서는 35도에 육박하는 기온을 보였다. 2016년도의 사례를 교훈삼아 실제 예보도 35도를 발표하여 잘 맞았던 사례였다.

다만 2018년의 폭염은 태풍과 맞물리면서 종료되었다. 앞서 우리나라 북서쪽에서부터 한기가 남하하는 것이 폭염종료에서 중요하다고 하였다. 그러나 2018년에는 태풍 룸비아, 솔릭이 우리나라 서쪽에서 연달아 올라오면서 중위도 상층기압골과 합류하였고, 그 후면으로 한기를 끌어 내리며 폭염이 종료되었다.

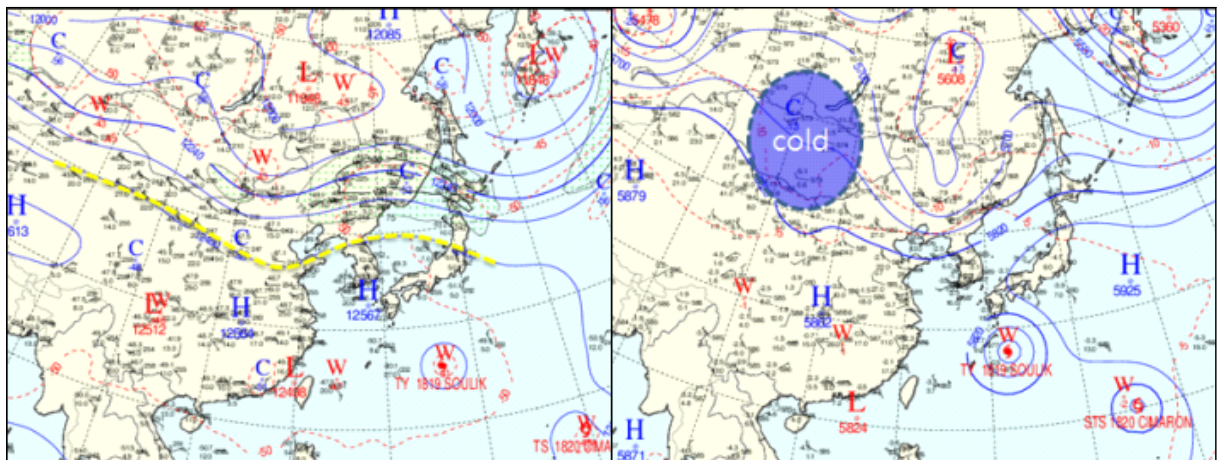


그림 5-19. 2018년 8월 20일 09시의 (좌) 200hPa, (우) 500hPa 분석일기도. 오른쪽 그림의 파란색 점선으로 둘러싸인 채색 영역은 기압골 후면에 위치한 차가운 공기덩어리에 해당된다.

결론적으로 폭염이 종료되기 위해서는 기압 분포에 따라 200hPa의 고도장이 무너지는 것이 중요한데, 우리나라 북쪽에서 내려오는 한기는 주로 일본쪽의 고도장을 낮추기 때문에 우리나라 폭염종료에 영향을 주기 어렵고, 우리나라 북서쪽, 몽골인근에서 광범위한 한기가 남하할 때 비로소 200hPa의 고도장이 무너지면서 폭염이 종료된다.

Key Point!

1. 폭염 시작단계의 200hPa 지위고도 : 최소 12420gpm 이상, 평균 12510gpm 이상
2. 폭염 종료단계의 200hPa 지위고도 : 최대 12550gpm 이하, 평균 12480gpm 이하
3. 티베트고기압(12480gpm)이 무너지기 위해서는 우리나라 북서쪽에서 광범위한 한기가 남하해야 함

5. 4 극한의 기온(40℃ 이상) 예측과 일교차 활용법

5. 4. 1 폭염 정보를 발표하기 위한 기본 조건

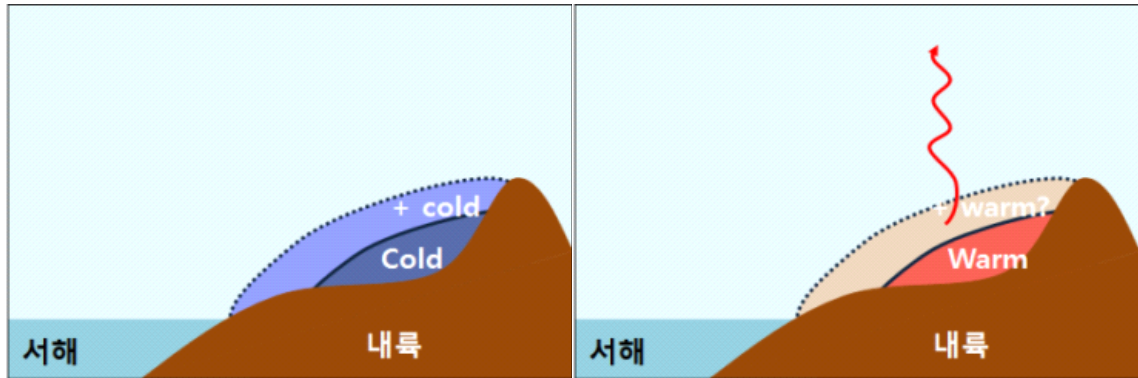


그림 5-20. (좌) 한파와 (우) 폭염의 모식도

그림 5-20의 왼쪽과 같이 한파를 생각해보면, 사실상 지표 근처에는 무한하게 한기가 축적될 수 있다. 왜냐하면 찬 무겁기 때문에 중력의 방향과 일치하는 바닥으로 쌓일 수 있기 때문이다. 그러나 폭염의 경우는 조금 다르다. 오른쪽 그림과 같이 열적인 안정도만을 고려해 보면 따뜻한 공기는 가볍기 때문에 데워진 공기는 상부를 통해 열기가 빠져 나가게 된다. 따라서 보편적인 대기 상황을 고려한다면, 각 지점별로 올라갈 수 있는 기온의 한계점이 존재한다.

일반적인 대기 조건에서는 일사가 강하고, 850hPa의 기온이 높다고 하더라도 중부지방을 중심으로 기온이 40℃를 넘기가 거의 불가능한 이유이다.

그러나 따뜻한 고기압이 하층부터 상층까지 놓이게 된다면 역학적인 힘이 위에서 아래로 작용하면서 열기가 지면부근에 축적 될 수 있는 전개 과정을 보이게 된다.

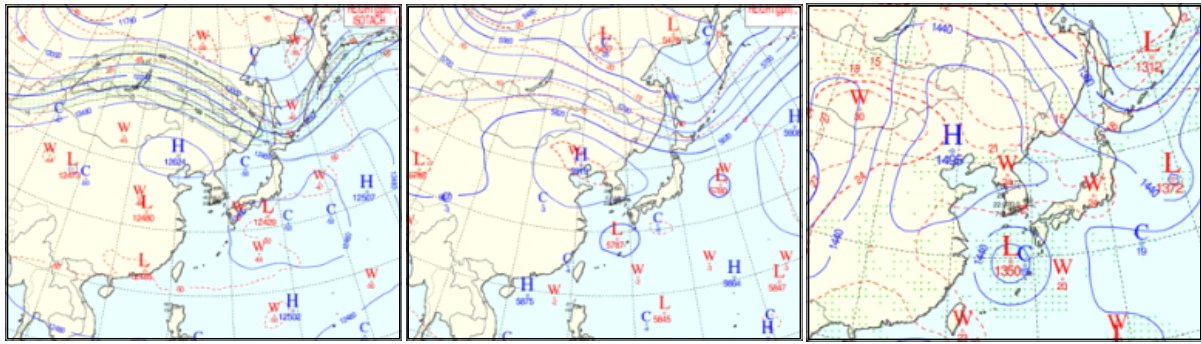


그림 5-21. 2018년 8월 1일 00UTC (좌) 200hPa, (중) 500hPa, (우) 850hPa 분석일기도

그림 5-21의 200hPa 일기도를 보면, 발해만 인근으로 고기압이 위치하고 있다. 이 상층부에서 고기압성 순환은 폭염과 관련성이 깊다고 앞서 언급하였다. 또한 500hPa과 850hPa를 보더라도 거의 같은 위치에 고기압이 위치되고 있는 것을 볼 수 있다. 추가적으로 북위 30도에 태풍이 위치하며 열기를 올려주는 형태를 보인다. 수평과 연직을 동시에 고려해서 본다면 수평적으로는 열기공급이 한반도로 모여들고, 역학적으로는 고기압이 열을 가두면서 빠져나갈 수 없게 하는 구조이다.

이날은 서울의 낮 최고기온은 39.6℃로 역대 최고기온을 경신했던 날이었는데, 가장 가까운 지역인 오산의 단열선도를 보겠다(그림 5-22). 앞서 말한 고기압이 견고한 가운데, 하층의 기온선 기울기를 보면 건조단열선 보다도 더 누운 형태임을 볼 수 있다. 따라서 850hPa까지 열기가 혼합된 형태를 보이고 특히 지면 부근으로는 열이 갇히면서 기록적인 폭염을 기록 할 수 있었다.

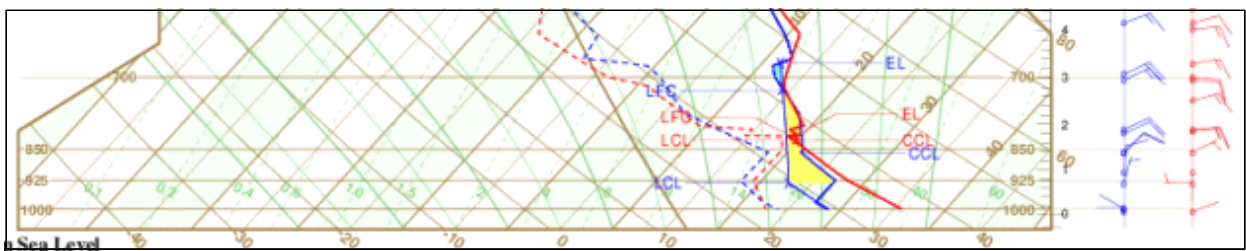


그림 5-22. 2018년 8월 1일 15시 오산 단열선도

Key Point!

1. 40℃의 폭염이 발생하기 위해서는 아침최저기온이 30℃ 내외에서 출발
2. 열기가 빠져나가지 못하도록 하층부터 200hPa까지 형성된 고기압이 필요함

서울					
발표/예보		7월 30일(월)		7월 31일(화)	
		예측	bias	예측	bias
관측		36.9		38.3	
7월 30일	18시			36.6	-1.7
	06시	35.7	-1.2	36.8	-1.5
7월 29일	18시	36	-0.9	37.1	-1.2
	06시	35.8	-1.1	36.7	-1.6
7월 28일	18시	35.7	-1.2	36.1	-2.2
	06시	35.4	-1.5	35.8	-2.5
7월 27일	18시	34.6	-2.3	35.7	-2.6
	06시	34.1	-2.8	35.2	-3.1
7월 26일	18시	35	-1.9	34.6	-3.7
	06시	34.5	-2.4	33.9	-4.4
7월 25일	18시	33.9	-3	33	-5.3
	06시	34	-2.9	33	-5.3
7월 24일	18시	33.2	-3.7	32.6	-5.7

그림 5-23. 서울 낮 최고기온의 MOS 편차

대구					
발표/예보		7월 30일(월)		7월 31일(화)	
		예측	bias	예측	bias
관측		33		34.3	
7월 30일	18시			35.2	0.9
	06시	32.7	-0.3	34.6	0.3
7월 29일	18시	33.5	0.5	34.6	0.3
	06시	32.8	-0.2	34.2	-0.1
7월 28일	18시	32.3	-0.7	34	-0.3
	06시	32.6	-0.4	33.9	-0.4
7월 27일	18시	31.4	-1.6	33.4	-0.9
	06시	32	-1	33.4	-0.9
7월 26일	18시	31.7	-1.3	33.3	-1
	06시	31.5	-1.5	33.1	-1.2
7월 25일	18시	31	-2	33.3	-1
	06시	33.6	0.6	34.1	-0.2
7월 24일	18시	33.8	0.8	34.1	-0.2

그림 5-24. 대구 낮 최고기온의 MOS 편차

MOS의 경우도 매월 기후값을 기초로 하여 통계적인 방식으로 예측하는 모델의 한 방식이기 때문에, 기후값에서 크게 벗어나는 예측 값을 잘 모의하지 못한다. 특히 2018년 여름동안을 보면 강한 폭염 속에서 MOS는 계속해서 최고기온 예측에서 음의 편차를 보였는데 단기예보기간(+2days)까지는 $-2 \sim -1^{\circ}\text{C}$, 중기기간(+3~+10일)은 $-6 \sim -1^{\circ}\text{C}$ 의 큰 편차를 보였다. 각 지점마다 편차의 정도가 다르고 무더위를 유발하는 기단이 지배하고 있을 경우에는 기후값을 능가하는 기온이 예상되기 때문에 모델에서의 편차가 발생한다는 점을 반드시 고려해야 한다.

반면에 여름철 최저기온의 편차는 어떨까? 낮 최고기온과는 반대로 최저기온의 MOS예측 능력은 상당히 좋은 결과를 보인다.

서울					
발표/예보		7월 30일(월)		7월 31일(화)	
		예측	bias	예측	bias
관측		26.2		27.8	
7월 30일	18시				
	06시			26.4	-1.4
7월 29일	18시	25.7	-0.5	26.4	-1.4
	06시	25.7	-0.5	26.1	-1.7
7월 28일	18시	25.5	-0.7	26.2	-1.6
	06시	25.5	-0.7	26	-1.8
7월 27일	18시	25.5	-0.7	26	-1.8
	06시	25.6	-0.6	25.6	-2.2
7월 26일	18시	25.4	-0.8	25.8	-2
	06시	25	-1.2	26	-1.8
7월 25일	18시	25.2	-1	25.6	-2.2
	06시	25.3	-0.9	25.5	-2.3
7월 24일	18시	24.8	-1.4	25.6	-2.2

그림 5-25. 서울 최저기온의 MOS 편차

대구					
발표/예보		7월 30일(월)		7월 31일(화)	
		예측	bias	예측	bias
관측		25.4		24.3	
7월 30일	18시				
	06시			25.4	1.1
7월 29일	18시	25.7	0.3	25.6	1.3
	06시	25.9	0.5	25.7	1.4
7월 28일	18시	25.3	-0.1	25.5	1.2
	06시	25.4	0	25.2	0.9
7월 27일	18시	25.3	-0.1	24.9	0.6
	06시	25.4	0	25	0.7
7월 26일	18시	25	-0.4	24.8	0.5
	06시	24.8	-0.6	24.6	0.3
7월 25일	18시	24.8	-0.6	24.8	0.5
	06시	25.1	-0.3	25.4	1.1
7월 24일	18시	24.8	-0.6	25.2	0.9

그림 5-26. 대구 최저기온의 MOS 편차

그림 5-25와 그림 5-26을 보면 단기와 중기기간 모두 $-2 \sim -1^{\circ}\text{C}$ 이내의 편차만을 보인다. 낮 최고기온의 경우, 편차가 일정하지 않기 때문에, 최저기온의 MOS 예측결과를 참고하여 일교차를 고려하면 극한 폭염의 예측에는 더 유용할 수 있다.

최저기온을 이용하여 폭염예보를 하기 위해서는 일교차에 대한 부분을 고려해야 한다. 일교차의 경우는 그 지역의 지형조건, 바다조건 등에 따라 달라진다. 먼저 서울

의 일교차와 관련한 통계를 살펴보고자 한다.

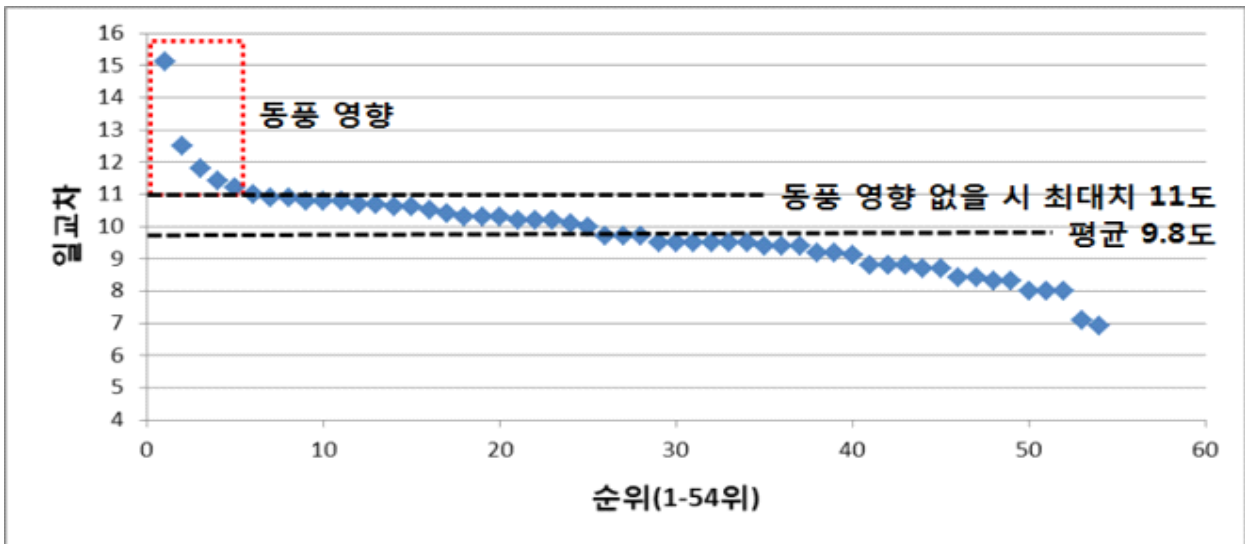


그림 5-27. 1981년부터 서울 기온이 35도 이상 기록한 날의 일교차 순위 분포

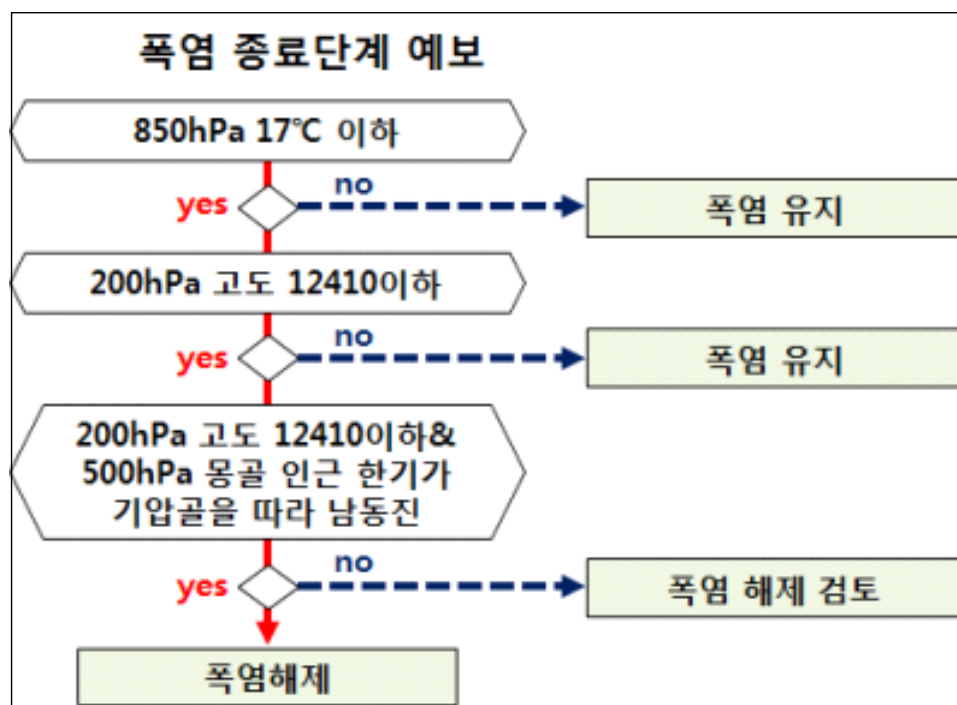
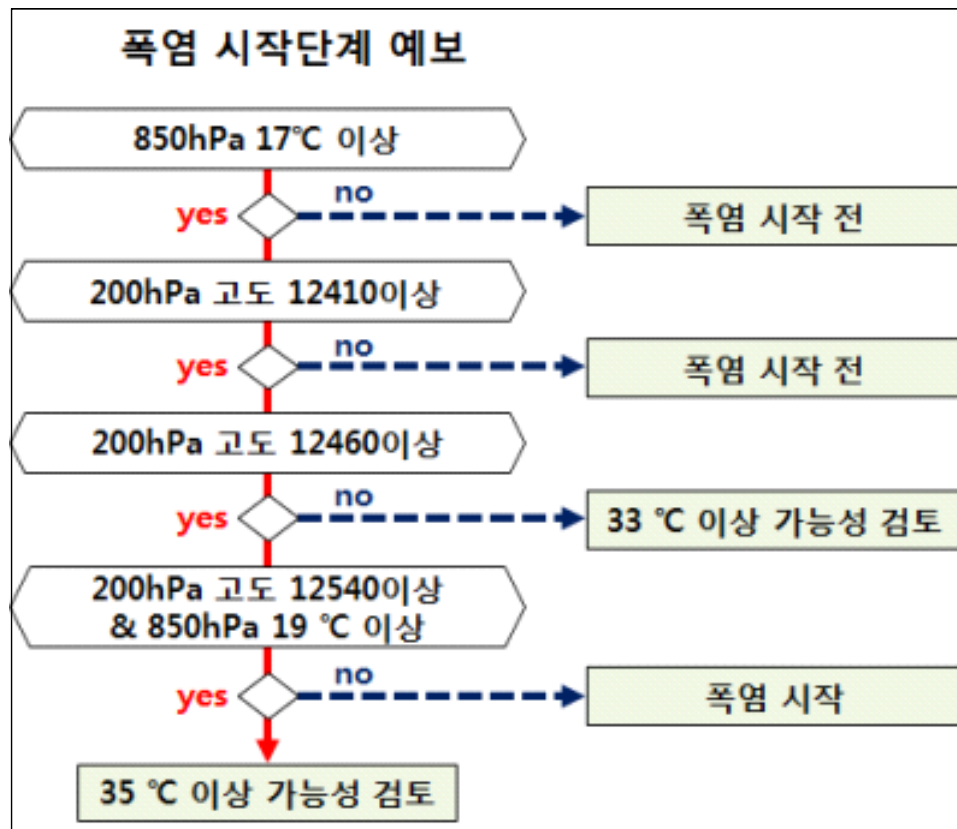
그림 5-27은 1981년부터 서울의 35도 이상인 날의 일교차를 나타낸 그래프이다. 전체 54건 중에서 일교차는 대부분 9~11°C의 범주에 포함이 되었고, 평균은 9.8°C였다. 서울의 경우 만약 동풍이 불게 되면 편현상에 의해 같은 조건에서 더 기온이 올라가게 되는데, 이러한 동풍의 지원이 없다면 일교차의 최댓값은 약 11°C가 된다. 다시 말하면, 동풍기류가 없다면 일교차는 최대 11°C라고 고려하면 되는 것이다. 이와 같은 방식으로 수원에는 최대 11.2°C, 이천은 최대 12.3°C, 대구는 최대 11.2°C의 일교차가 발생하는 것을 알 수 있었다.

이러한 방법을 이용하여 폭염기간에 낮 최고기온을 예보하면 특히 중기기온 예측에 큰 도움이 된다. 왜냐하면 비슷한 기단 내에서 최저기온의 날짜별 변화폭은 크지 않고 모델의 예측력도 좋아 최저기온 예측이 어렵지 않고, 일조시간이 비슷한 기간 내에서 일교차는 대체로 일정하기 때문이다. 이러한 방식을 이용하지 않고 중기기간 기온예보를 하게 되면, 예상보다 높은 낮 최고기온이 관측되면서 빗나간 예보를 하게 될 가능성이 매우 높다.

Key Point!

1. 여름철 MOS의 기온예측은 최고기온보다 최저기온의 정확도가 높음
2. 폭염단계에서 일교차는 대체로 일정하다. 서울의 경우 약 9.8°C를 보임

5. 5 폭염의 시작/종료단계 예보를 위한 흐름도



| 참고문헌

1. 기상청, 2017 : 이해하기 쉬운 날씨시리즈 - 북태평양고기압
2. 질병관리본부, 2018 : 2018 온열질환감시 결과 통계자료
3. James R. Holton, Gregory J.Hakim : An introduction to dynamic meteorology
4. 기상청, 2012 : 예보관 중급과정 훈련교재 - 대기물리

여름 여빈 가이드스

지역특화 국지 위험기상 가이드스

- 제주, 부산 -



6. 제주 동부지역 국지호우 개념 모델의 이해와 활용

Why?

제주 동부지역 호우경보 이상(3시간 90mm)의 집중호우 사례들을 분석하여 강수 메커니즘을 이해하고 예보 결정 요소를 제시하여, 향후 예보에 활용하고 실황 발생 시 대처를 신속하게 할 수 있도록 하고자 한다.

6. 1 제주지역의 호우 특징과 통계분석

제주도는 사면이 바다로 둘러싸이고, 중앙에 1000m 이상의 한라산이 위치하고 있다. 그림 6-1에서 볼 수 있듯이 한라산 정상은 중앙에 있지 않고, 중앙에서 서쪽에 위치하고 있다. 따라서 동쪽사면은 다른 사면보다 덜 가파르고 넓은 면적을 가지고 있다. 이러한 지형의 영향으로 제주도는 가로길이가 70km의 작은 섬임에도 불구하고 강수량의 편차가 크다.

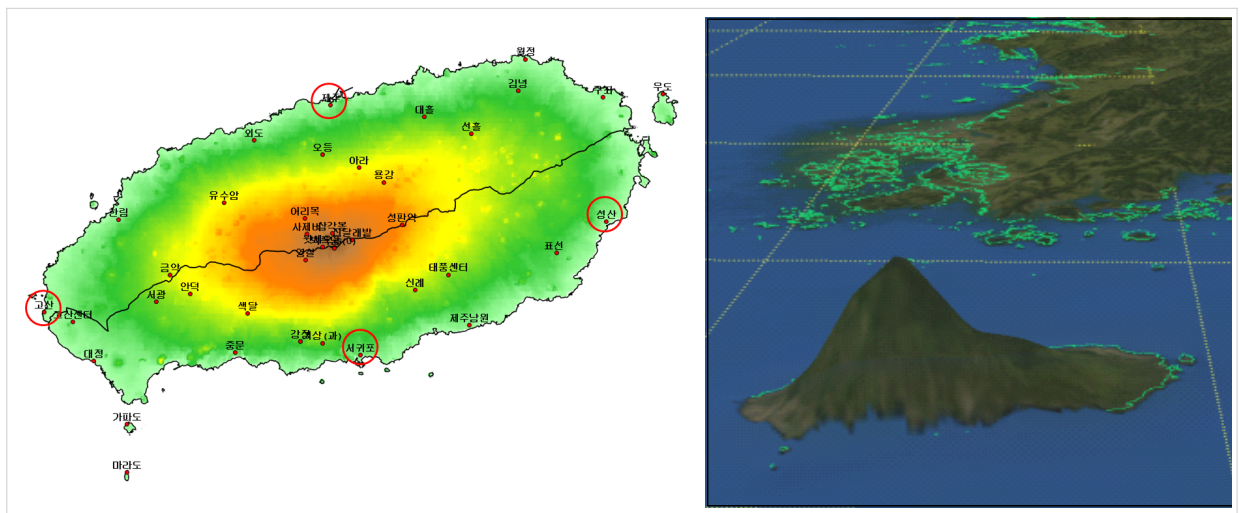


그림 6-1. 제주도 지형

제주도의 동남부 지역에서 호우 발생빈도가 높다. 그림 6-2는 최근 19년(2000~2018) 월별(6~9월) 제주 대표지점(제주, 고산, 성산, 서귀포)의 시간당 20mm 이상 빈도와 일수를 누적한 그래프이다. 제주도의 동남부(성산, 서귀포)에서 서북부(제주, 고산)보다 시간당 20mm 이상의 강한강수 사례일과 빈도가 80% 정도 많았다.

제주도 동남부 지역의 강한 강수가 발생하는 시간대는 한반도의 해안지역보다 내륙지역의 특성과 유사하다. 그림 6-3은 제주도의 대표지점의 시간당 20mm 이상(3시간 60mm) 강수 빈도를 시간대별로 나타낸 그래프이다. 제주도의 서북부에 위치한 제주(184)지점과 고산(185)지점 같은 경우 한반도의 해안지역에서 나타나는 시간대별 강한 강수 특성과 동일하게 새벽 3시에서 아침 9시 사이에 정점을 보인다. 하지만 제주도의 동남부에 위치한 성산(188)과 서귀포(189)는 한반도의 내륙지점에서 보여주는 유형과 유사하게 낮에 소낙성 강수의 형태를 보여주는 두 번째 정점이 나타난다.

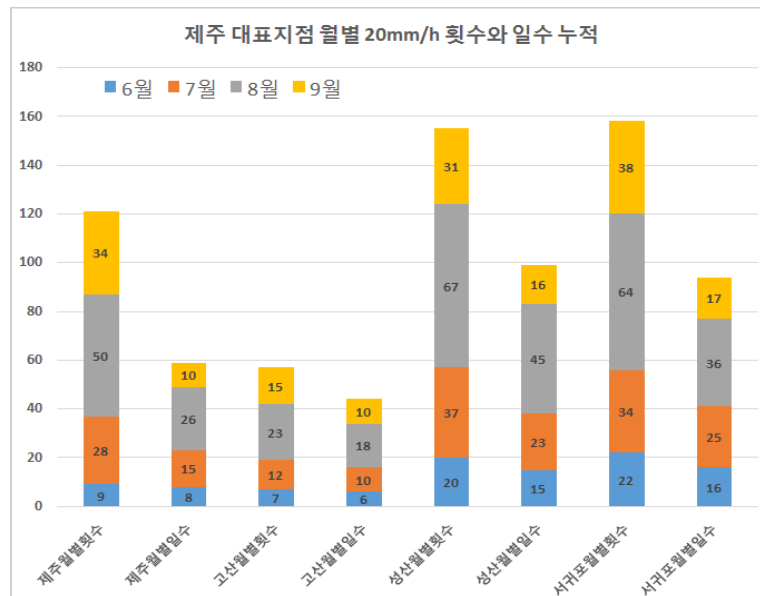


그림 6-2. 최근 19년(2000~2018년) 제주, 고산, 성산, 서귀포의 시간당 20mm 이상 강수의 월별 빈도와 월별 일수 누적

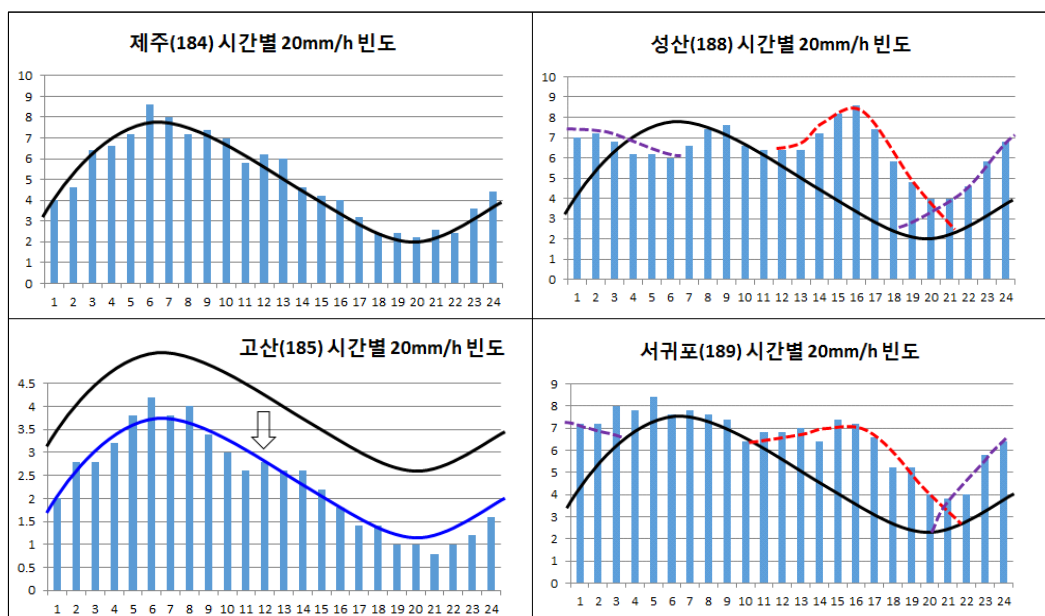


그림 6-3. 최근 19년(2000~2018년) 제주, 고산, 성산, 서귀포의 시간당 20mm 이상 강수의 5시간 이동평균 빈도 (검정 실선: 제주(184)의 빈도를 이은 선, 빨간 파선: 낮 시간 증가한 빈도를 이은 선, 보라 파선: 야간에 증가한 빈도를 이은 선, 파란 실선: 고산의 빈도를 이은 선)

제주도의 낮 동안 내리는 소나기는 내륙에 발생하는 소나기와 메커니즘이 다르다.

북태평양 고기압의 가장자리에서 지속적으로 습윤한 공기가 유입되고 바다와 접해있어 해풍이 사방에서 유입되기 때문에 여름철 기온상승이 제한적이다. 그래서 내륙처럼 지표가열에 의해서 국지적인 소나기는 발생하기 어렵다. 반면에 종관풍속이 16kts (8m/s) 미만에서는 한라산을 돌아서 부는 바람(고성경, 2014)과 습윤한 해풍이 풍하측(제주 동부) 지역에서 수렴이 형성되면서 대류운이 발달한다. 이러한 메커니즘은 여름철 제주도가 mT 가장자리 위치해 남서류가 불 때 풍하측 지역인 제주 동남부에서 많이 나타난다. 낮 동안 제주 동남부지역의 호우 발생빈도가 높은 이유가 여기에 있다.

제주도에서 예측이 어려운 국지호우는 주로 동남부 지역에서 나타난다. 그림 6-4는 제주도에서 발생하는 3시간 90mm이상 호우의 4가지 유형을 나타낸 것이다. 그림 6-5와 그림 6-6은 제주도 서쪽지역(대표지점: 고산)을 제외한 지역에서 최근 19년(2000~2018년) 3시간 90mm 이상 사례들을 유형별로 분류하였고, 각 유형을 발생 월 별로 분류한 것이다. 태풍과 저기압 시스템이 발달하여 통과한 사례를 제외하면 예측이 어려운 Meso- β (20~200km) 이하 규모의 사례는 mT가장자리형(16%)과 북동류 수렴형(14%)로 전체의 30% 정도이다. mT가장자리에서 남서류에 의해 풍하측인 제주도 동남부지역에서 발생하는 mT가장자리형(남서류형)은 주로 7월에 많이 나타나고, 북동기류와 남동기류가 제주도 동쪽해상에서 수렴해서 발생하는 북동류 수렴형은 8~9월에 발생 빈도가 높다.

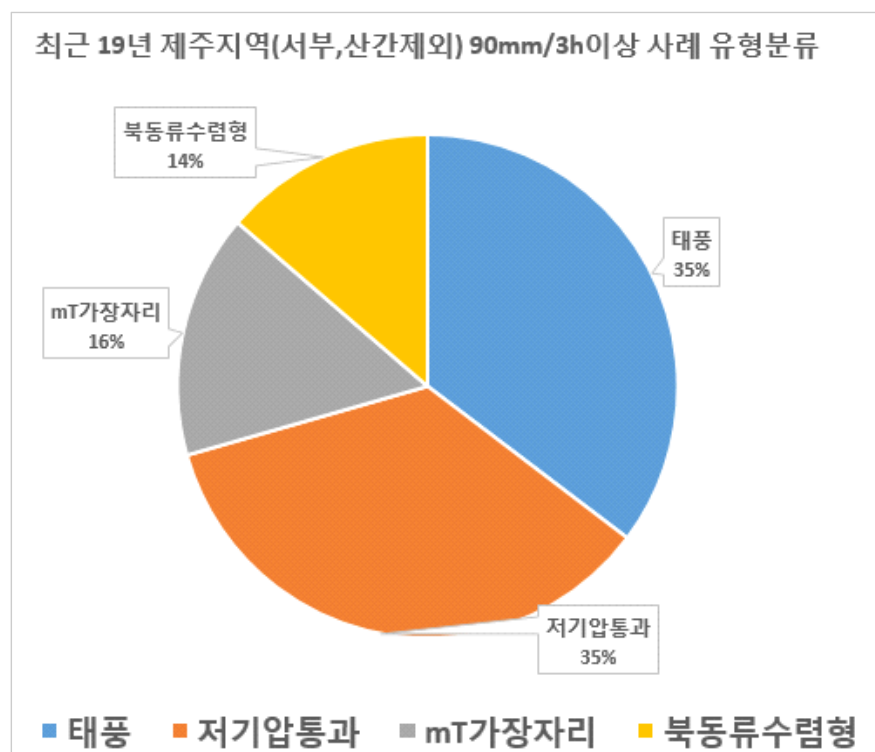


그림 6-4. 최근 19년(2000~2018년) 제주지역(서부제외) 3시간 90mm 이상 사례들의 유형 분류

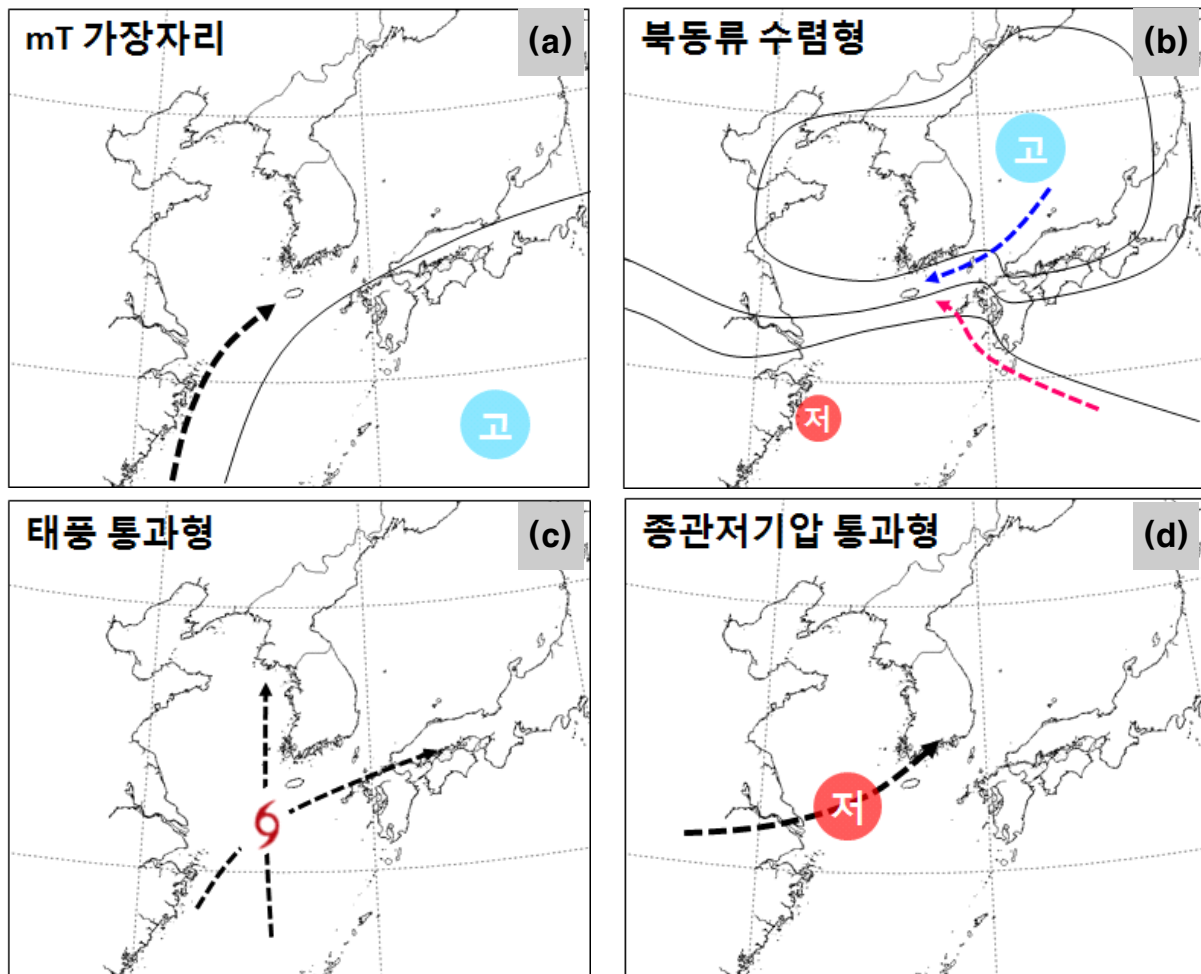


그림 6-5. 제주도에서 발생하는 호우의 4가지 유형, (a) mT가장자리에서 남서류에 의해 제주 동남부지역에 발생하는 남서류형, (b) 동해상에 위치한 고압부 가장자리에 부는 북동풍과 규슈 남서쪽에서 북상하는 남동풍이 수렴해서 제주도 동쪽에서 중규모 저기압이 발생하는 북동류 수렴형, (c) 태풍이 제주도 주변을 통과하는 태풍 통과형, (d) 종관저기압이 제주도를 통과하는 저기압 통과형

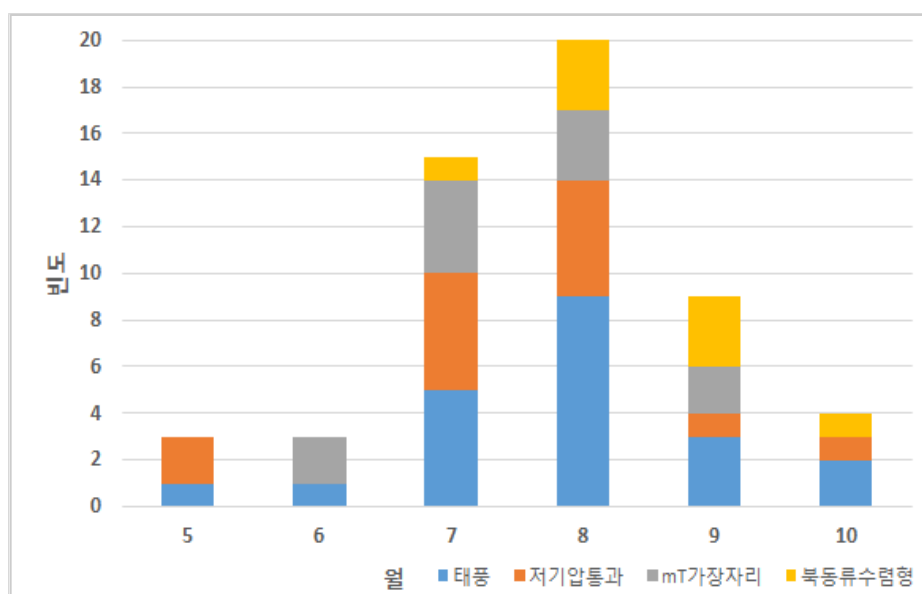


그림 6-6. 최근 19년(2000~18년) 제주지역(서부,산간제외) 3시간 90mm 이상 사례들의 월별 분류

제주도는 연중 7월중 낮에 해풍이 불 때 이슬점온도가 가장 높다. 그림 6-7은 최근 5년(2014~2018년) 성산지점의 7월과 8월 해풍이 부는 주간과 불지 않는 야간으로 나누어 이슬점온도와 기온의 월평균을 나타낸 것이다. 이슬점온도는 7월이 8월보다 주간에 1°C 가량 높다. 이는 제주도가 7월에는 mT 가장자리에 들어 수증기 유입이 원활한 반면 8월은 mT권에 들기 때문에 수증기 공급이 원활하지 않기 때문이다. 또한 7월은 야간보다 주간에 이슬점온도가 1.5°C 가량(5년 평균) 높다. 이는 낮 동안 해풍으로 인해 수증기량이 증가하기 때문이다. 성산(188)과 가까운 선산 파고부이의 7월과 8월 평균 해수면 온도가 23°C와 26°C(2017년 기준)로 해수온도와 성산 기온과의 차이도 7월이 8월보다(5°C > 3.5°C) 많이 나기 때문에 해풍의 강도는 7월이 8월보다 강하게 불 수 있다. 따라서 기압계의 배치와 해풍으로 인해 해상의 수증기가 제주도로 유입되기에는 7월이 8월보다 좋고 이로 인한 하층의 기류가 수렴되기에도 7월이 좋다.

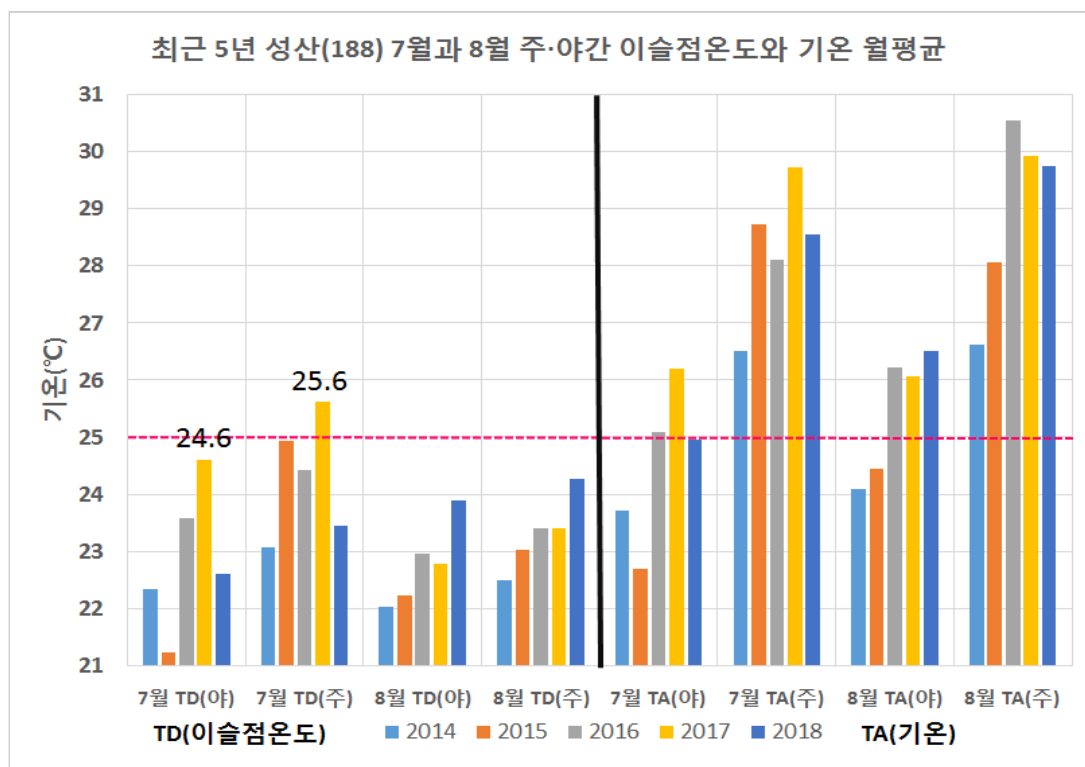


그림 6-7. 최근 5년(2014~18년) 성산(188) 7·8월의 주·야간 이슬점온도와 기온 월평균 (단, 강수일 제외, 주간: 11~16시(해풍 주시간대), 야간: 20~06시(해풍 영향이 적은 시간대))

제주동부지역(풍하측)에서 기류수렴에 의한 대류성 강수가 촉발되기 위해서는 해풍 유입에 따른 이슬점 온도의 상승이 동반된다. 주간에 해풍이 불면서 이슬점온도가 1°C 상승하는 것은 그림 6-8과 같이 대류응결고도와 자유대류고도를 낮추는 역할을 한다. 이슬점온도의 상승은 공기 중에 수증기량이 증가함과 동시에 낮은 고도에서부터 대류 가용잠재에너지를 극대화함으로써 단시간에 폭발적으로 강수가 내릴 수 있는 원동력이 되게 한다. 게다가 해풍이 불기 시작하면서 습윤한 공기가 제주 동부지역에서 수렴이 일어나고, 100~300m 오름지역의 지형적 영향으로 강제적 상승이 더해지면서 상승응결고도 이상으로 공기의 상승을 돕는다.

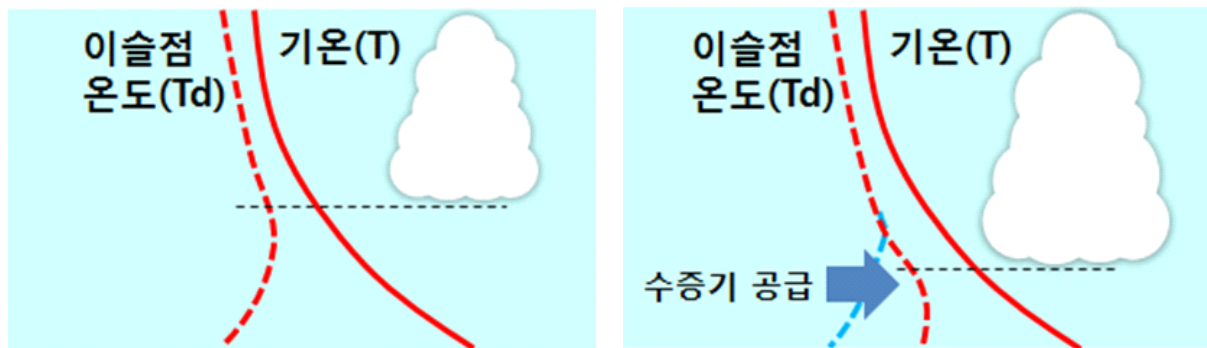


그림 6-8. 하층 수증기 공급되어 이슬점 온도 상승하면서 CCL이 낮아져 낮은 고도에서부터 구름이 발달하면서 대류가용에너지를 높여 주는 역할을 함

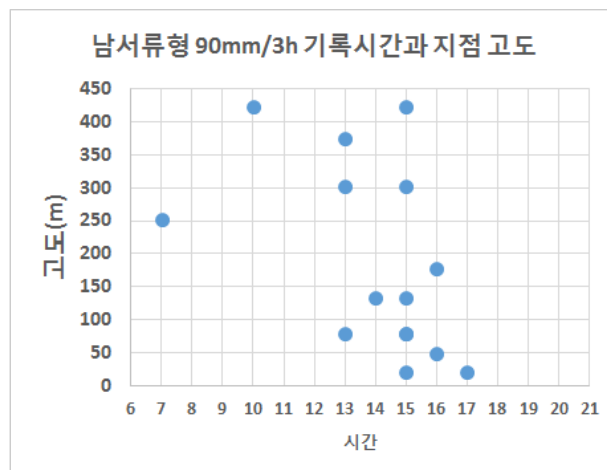


그림 6-9. mT가장자리형(남서류형) 3시간 90mm 이상 최초 기록시각과 지점 고도(m)

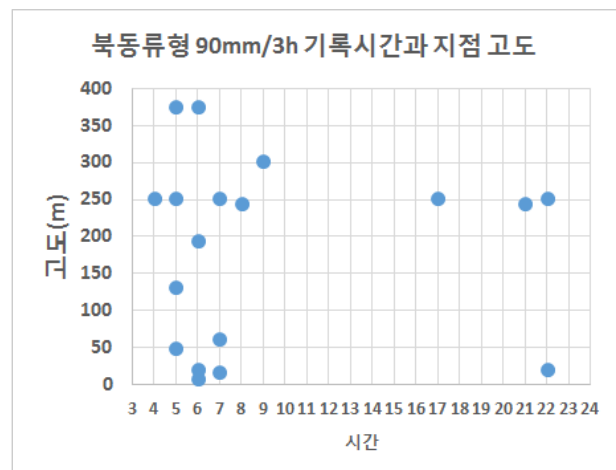


그림 6-10. 북동류수렴형(북동류형) 3시간 90mm 이상 최초 기록시각과 지점 고도(m)

mT가장자리형(남서류형)은 낮 시간에 주로 발생한다. 그림 6-9은 남서류형 사례의 3시간 90mm 이상 기록한 최초시각을 나타낸 것이다. 남서류형은 15시를 전후로 많이 나타났는데 3시간 누적강수량이므로 주 강수의 시작 시간은 12시 전후로 주로 오전에 시작된다. 남서류형은 해풍이 불어 이슬점 온도가 높은 공기가 제주동부 지역으로 수렴되어 응결고도를 낮추고 CAPE을 크게 형성하여 폭발적으로 발달한다. 그래서 지표가 가열되어 해풍이 강화되는 시간이 필요하기 때문에 10시 전후로 강수가 시작되어 해풍이 종료되는 시간에 강수가 종료된다.

북동기류수렴형(북동류형)은 야간 시간에 강화된다. 그림 6-10는 북동류형 사례의 3시간 90mm 이상 기록한 최초시각을 나타낸 것이다. 북동류형은 아침 6시를 전후로 많이 나타났다. 3시간 누적강수량이므로 주 강수 시작시간은 3시 전후로 주로 밤에 강화된다. 북동기류형은 온난전선형태에서 발생하는 중규모대류계 형태라서 기압계가 형성되면 시각과 관계없이 발생할 수 있다. 그럼에도 불구하고 야간에 강한 강수의 빈도가 높은 이유는 발생 메커니즘과 관련이 있다. 북동류형은 남서류형에 비해 열적인 조건이 풍부하지 않기 때문에 구름이 발달해 단시간에 많은 강수 내리기 위해서는 지표에서부터 대류가 발생해 최대한 수증기를 짜내야한다. 그래서 육풍이 형성되는 밤 시간에 육지에서

해상으로 불어나가는 바람과 해상에서 강하게 유입되는 동풍류의 바람이 지표부근에서 수렴하여 발달해야만 3시간에 90mm이상을 기록할 수 있다.

태풍통과형은 태풍 중심이 제주 태풍존(동경 123~129, 북위 30~33)을 지날 때 발생한다. 태풍이 제주도 주변으로 통과할 때 강한 바람이 불면 오랜 시간 많은 비가 내린다. 다만 이번 연구에서는 산간을 제외한 지역에서 3시간 90mm 이상의 강수를 기록한 사례만을 대상으로 한다. 그림 6-11은 산간을 제외한 제주지역 호우 발생 시 태풍의 이동경로를 나타낸다. 붉은색 상자(동경 123~129, 북위 30~33)는 제주지역에 3시간 90mm이상을 도달했을 때 태풍 중심의 위치를 나타낸다. 태풍의 중심이 제주 남쪽 해상을 지날 때 남동과 북동기류가 만날 때 주로 강한 강수가 나타난다.

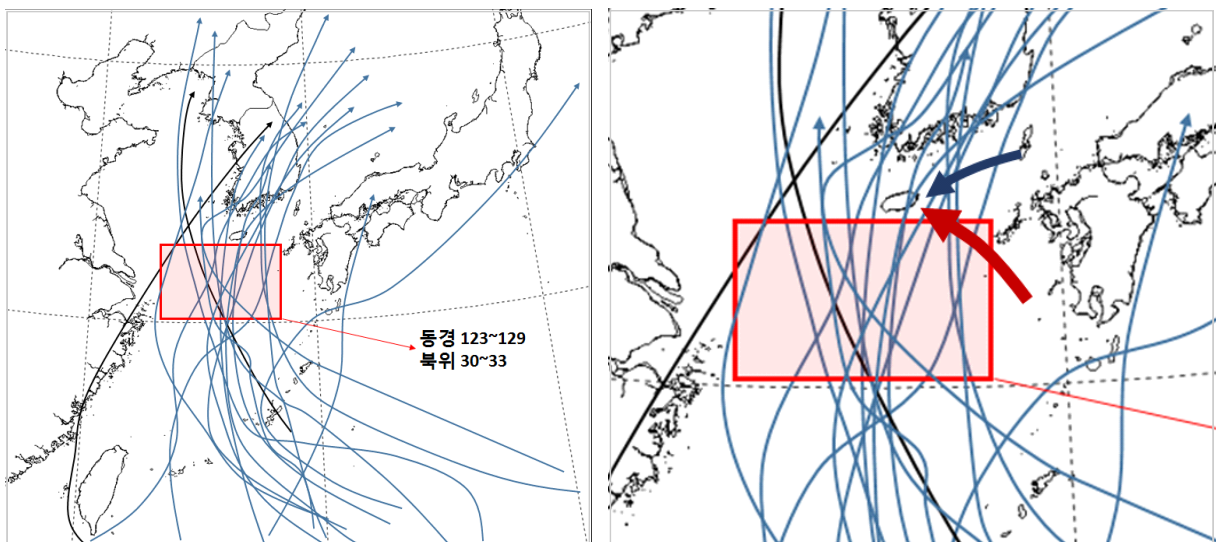


그림 6-11. 제주 지역(산간 제외) 호우 발생 시(3시간 90mm 이상) 태풍의 이동경로, 태풍의 중심이 붉은색 상자(동경123~129,북위 30~33)를 지나면서 태풍 중심 북동쪽으로 남동풍과 북동풍이 수렴하면서 많은 비가 내렸음

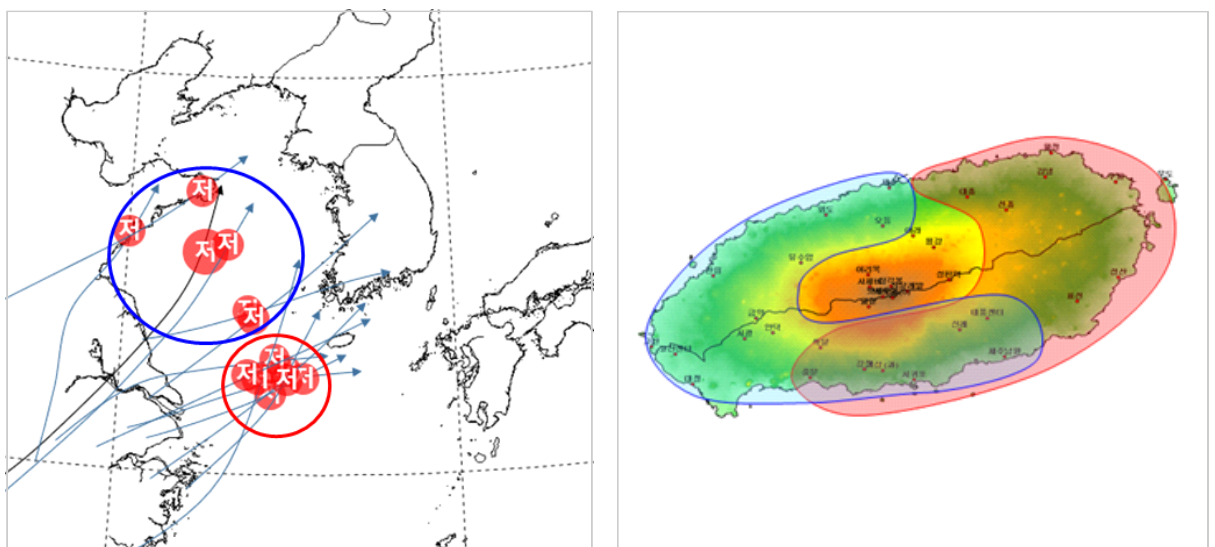


그림 6-12. 제주 지역(산간 제외) 호우 발생 시(3시간 90mm 이상) 저기압 중심의 위치와 이동경로(좌), 푸른색 원에 저기압 중심이 위치할 때 호우가 나타난 지역과 붉은색 원에 저기압 중심이 나타날 때 호우가 나타난 지역(우)

저기압 통과형은 저기압 중심이 제주 서쪽으로 지날 때만 나타나고 저기압 이동경로에 따라 호우가 발생하는 구역이 달라진다. 그림 6-12는 종관저기압이 통과할 때 산간지역을 제외한 제주지역에 3시간 90mm이상의 강수가 나타난 경우의 저기압 이동경로와 그 때의 저기압 중심의 위치를 나타낸 것이다. 우측은 저기압 중심이 푸른색 원을 지날 때의 집중 호우역과 붉은색 원을 지날 때의 집중 호우역을 나타낸 것이다. 저기압 중심이 붉은색 원을 지날 때는 가장 사례수가 많다. 지상의 남서풍과 북동풍의 수렴역이 나타나는 제주도 동남쪽 지역에 집중 호우가 내린다. 저기압 중심이 푸른색 원을 지날 때는 비교적 중심과 멀리 있지만 강한 비가 내린다. 발달한 저기압이 통과할 때 850hPa 35kts 이상의 남서류가 지형의 영향을 받아 주로 제주도의 서쪽과 남쪽으로 많은 강수가 내린다. 저기압 중심이 제주도 동쪽을 지날 때는 산간을 제외하고는 제주도에서 3시간 90mm이상의 강수가 내린 경우는 없다.

6. 2 제주 동부지역 국지호우 메커니즘의 이해와 예보가이드스

6. 1에서 살펴본 바와 같이 제주도에서는 태풍이나 저기압과 같이 Meso- α (200~2000km) 규모 시스템을 제외한 국지호우는 대부분 동남부지역에서 나타난다. 이 장에서는 mT가 장자리에서 발생하는 남서류형과 북동류 수렴형과 같이 Meso- β (20~200km)규모로 예측이 어려운 유형에 관한 메커니즘의 이해와 각 요소에 대한 가이드스를 제시하고자 한다.

6. 2. 1. mT가장자리에서 남서류 유입 시 제주동부 국지 호우(남서류형)

mT가장자리(남서류형)의 기압배치에서 그림 6-13와 같이 기압경도력이 강하지 않을 때는 뚜렷한 강수 시스템의 발달이 어렵다. 하지만 그림 6-15의 레이더 영상처럼 내륙에서 소낙성으로 대류운이 발달하는 것처럼 거의 이동하지 않고 시간당 90mm(그림 6.14 유관기간 장비, 난산 AWS 89.5mm/h 2017년 7월 5일 13시 기록) 가량의 강수량이 내려 누적강수량이 200mm 이상(난산 244mm/day)을 기록하기도 한다.

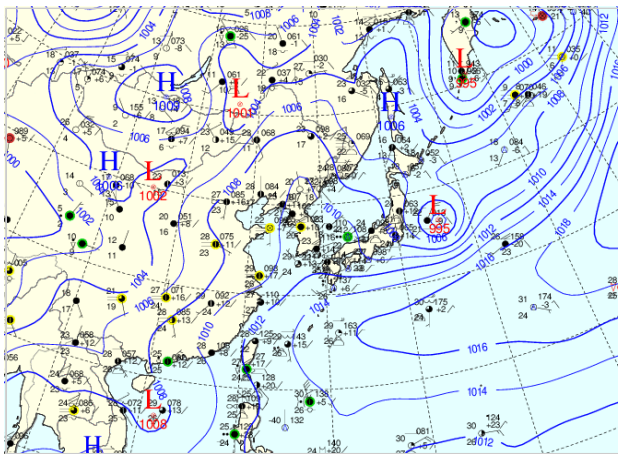


그림 6-13. 2017년 7월 5일 09시 지상일기도

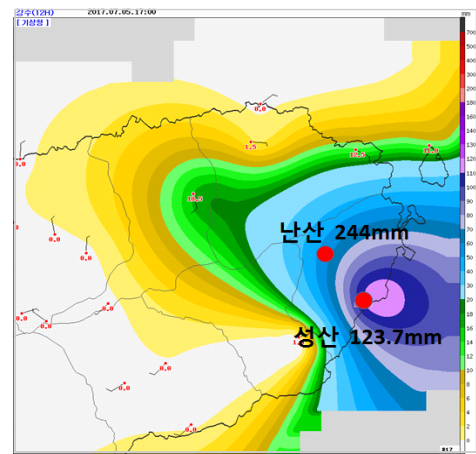


그림 6-14. 2017년 7월 5일 일누적강수량

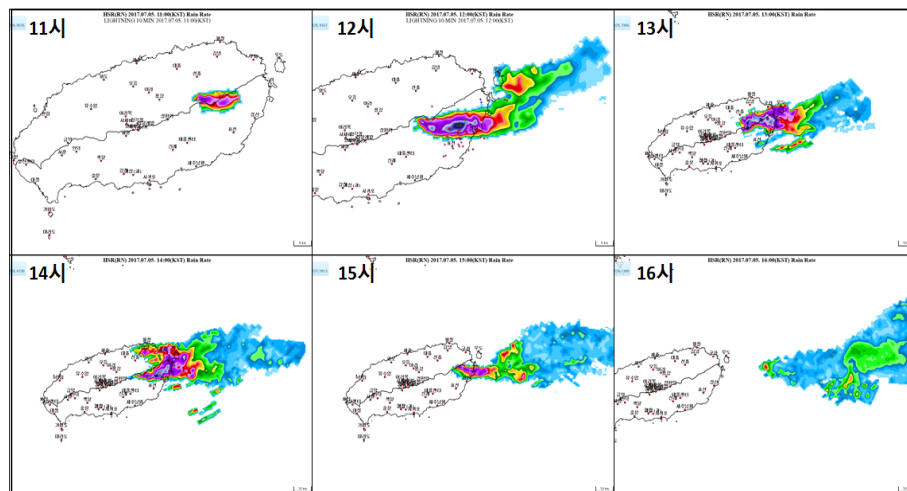


그림 6-15. 2017년 7월 5일 11시에서 16시 레이더 영상(HSR)

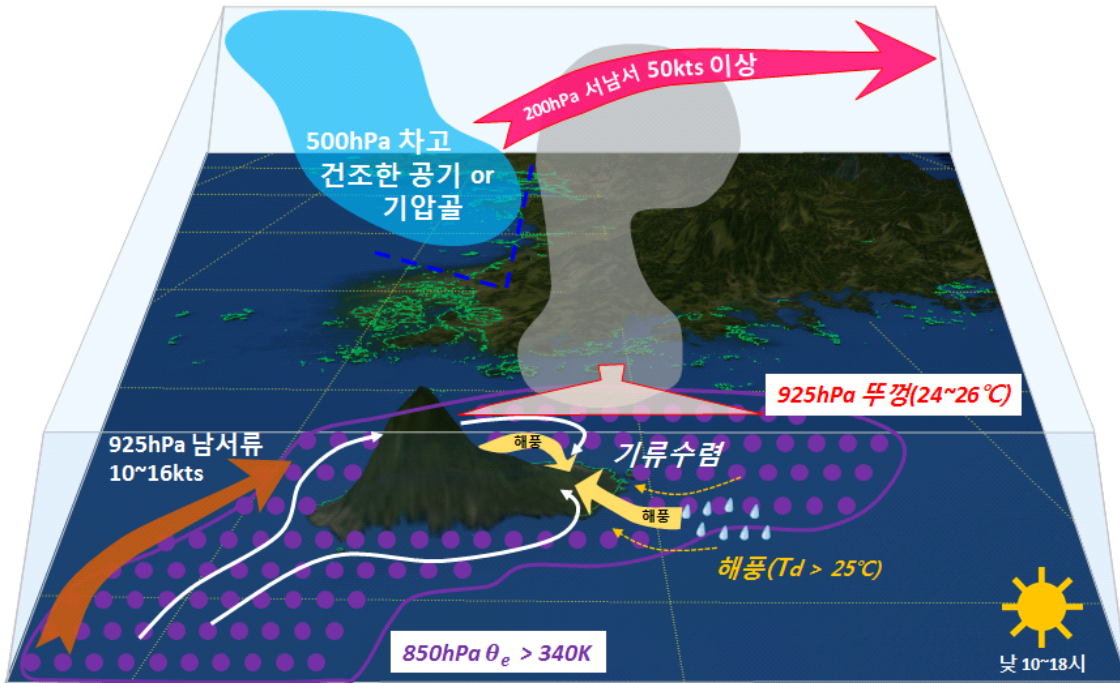


그림 6-16. mT가장자리에서 제주동부 낮에 발생하는 국지호우 모식도 (상층지원형)

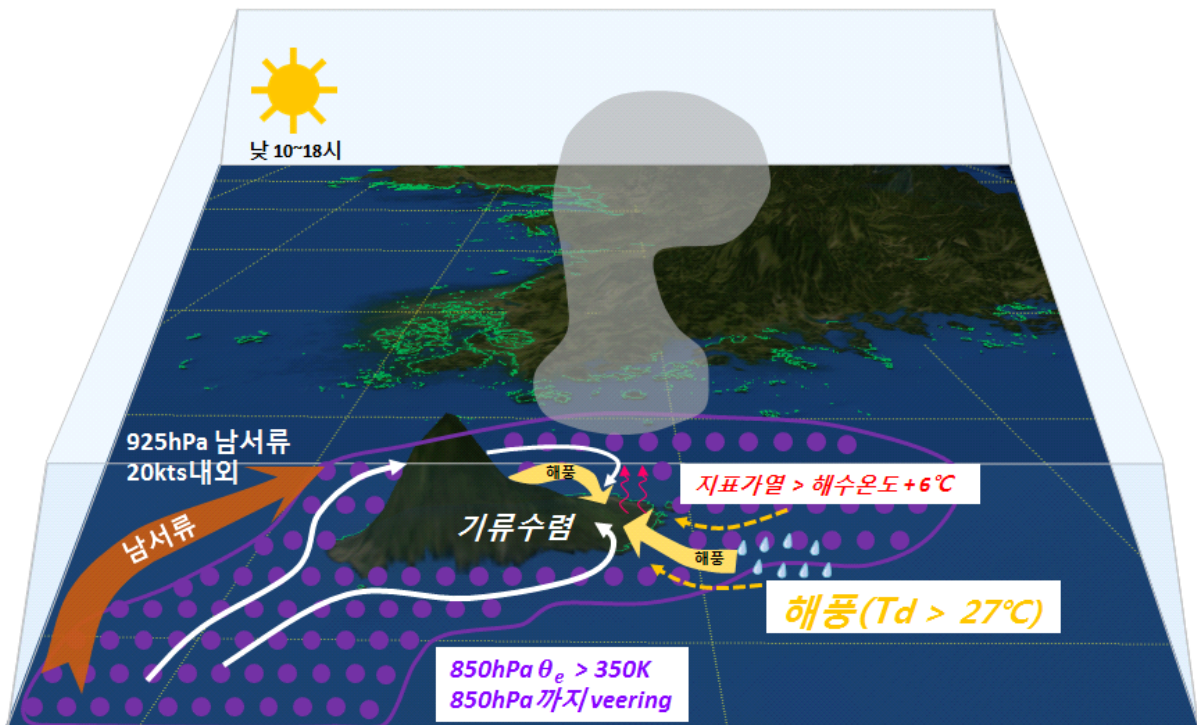


그림 6-17. mT가장자리에서 제주동부 낮에 발생하는 국지호우 모식도 (하층연료형)

mT가장자리에서 남서류가 불 때 제주동남부지역에 나타나는 국지적 호우 유형은 그림 6-16과 6-17의 두 가지로 분류할 수 있다. 기본적으로 두 유형 모두 mT가장자리에서 고온다습한 남서류가 동반된다. 뚜렷한 종관적인 시스템이 없어 하층제트가 나타나지 않지만 낮 동안 기온이 오르면서 해풍이 불어 풍하측인 제주도 동남부 지역으로 하층의 기류수렴이 발생된다. 다만 그림 6-16은 상층의 강제력이 하층의 수렴을 강화시켜 발달하는 **상층지원형**이고, 그림 6-17는 상층의 도움 없이 다량의 수증기가 하층에서 수렴하면서 상층까지 발달하는 **하층연료형**이다.

이슬점 온도의 상승은 연료의 공급과 같은 역할을 한다. 그림 6-18은 2017년 7월 5일 사례(상층지원형)의 7월 4일부터 5일까지의 기온(최고기온과 기록 시간), 이슬점온도, 500hPa 기온과 시간강수량 그래프이다. 7월 4일과 5일 6시 이후로 기온이 오르면서 이슬점 온도가 같이 오르는 것을 볼 수 있다. 일반적으로 내륙에서는 낮에 기온이 오르면서 이슬점 온도가 내려가거나 유지되는 반면 제주도는 기온이 오르면서 해풍이 유입되어 이슬점 온도가 기온과 함께 올라간 뒤 해풍이 약화 되면 다시 떨어지는 형태를 보여 준다. 5일 강수가 있기 전, 아침 7시부터 이슬점 온도가 기온과 함께 상승하기 시작했고 8시가 되자 이슬점 온도가 25℃ 이상 되면서 해풍이 불기전보다 1℃ 이상 상승 했다. 낮 동안 이슬점 온도의 1도 상승은 그림 6-8과 같이 대류응결고도를 낮추어 최초 구름 발달을 쉽게 만들고 운저고도를 낮추어 대류가용잠재에너지를 키우는 역할을 한다.

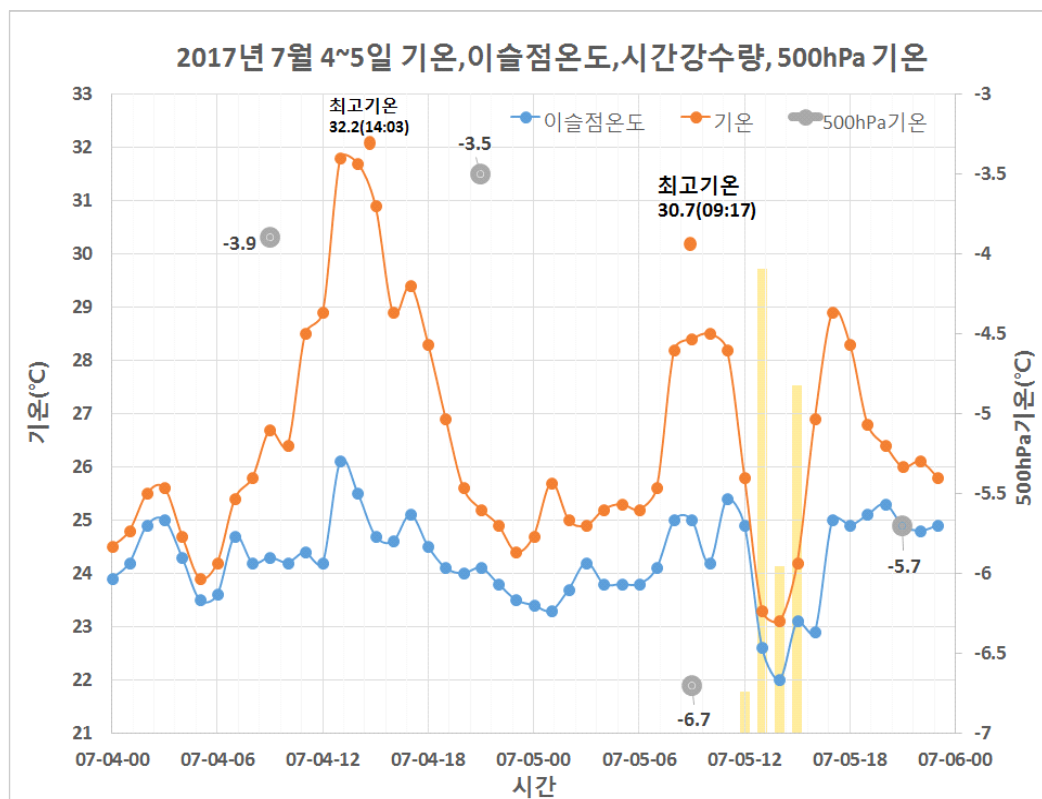


그림 6-18. 2017년 7월 4~5일 성산(188)의 기온, 이슬점온도, 500hPa 기온(12시간 간격), 시간강수량(mm, 노란 막대)

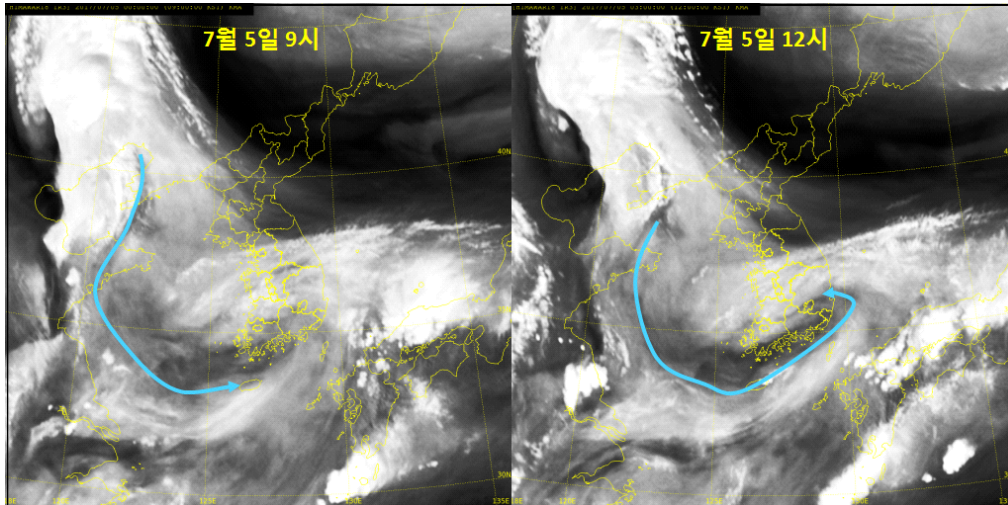


그림 6-19. 2017년 7월 5일 (좌) 09시, (우) 12시 수증기영상과 건조라인(하늘색 선)

상층의 지원이 하층의 불안정을 폭발시키는 시동을 걸어주는 역할을 했다. 지상일기도의 조건은 4일에도 5일과 마찬가지로였다. 하지만 5일은 그림 6-19의 수증기영상에서 건조라인이 발해만에서부터 제주북서쪽으로 유입되면서 하층 습윤한 공기를 밀어 올리는 역할을 했고, 그림 6-18의 그래프에서 5일 9시에 500hPa 기온이 4일 9시에 비해 -3.5°C 에서 -6.7°C 로 3.2°C 가 떨어지면서 열적인 불안정이 가속화되었다. 그림 6-20은 7월 4일과 5일 9시 태풍센터(제주) 단열선도이다. 5일 아침 상층기압골이 유입될 때 300hPa 이상 고도에서 50kts이상의 남서풍이 불면서 상층발산과 연직시어에 의한 상승 운동으로 2차 순환이 강화되었다. 이슬점 온도가 가장 높은 7월에 나타나는 남서류에 의한 강수가 아닐 때는 상층의 건조 공기 유입이나 기압골 지원 동반되어야 한다. 하층의 기온 상승과 이슬점온도 상승이 제한적일 때에는 상층의 찬 공기가 유입되지 않으면 하층의 수증기를 모두 강수로 바꾸기 어렵다.

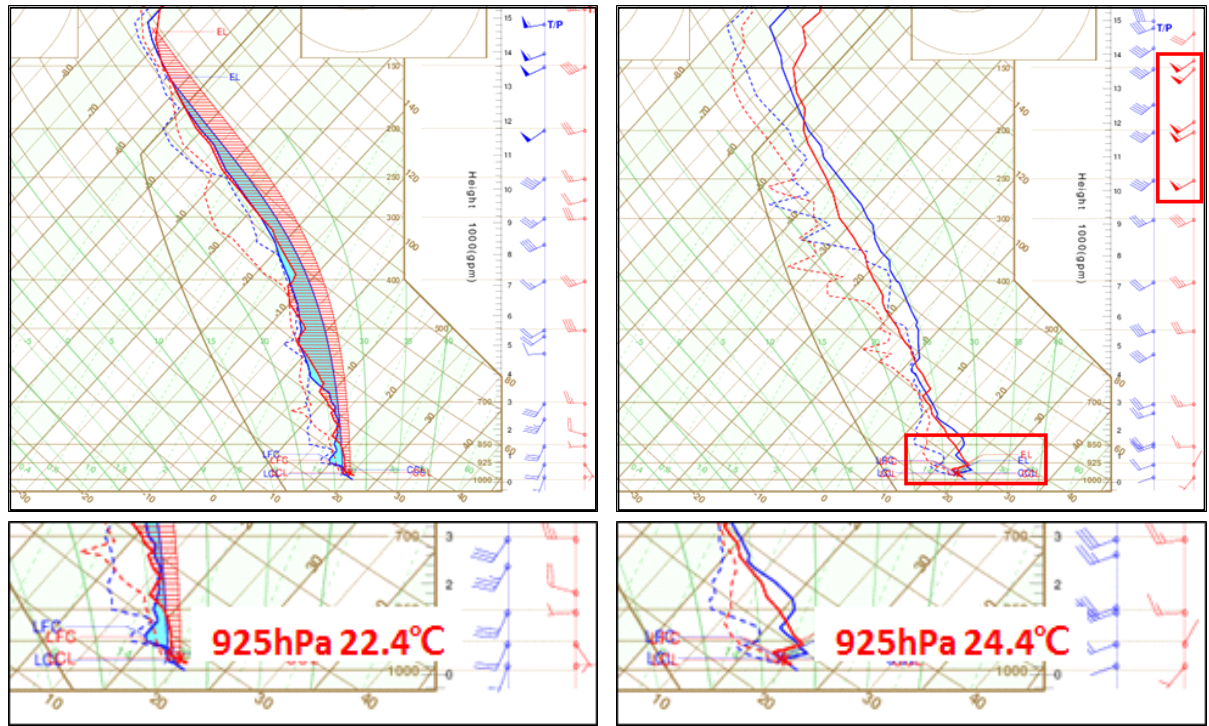


그림 6-20. 2017년 7월 (좌) 4일, (우) 5일 09시 태풍센터 단열선도(700hPa 이하고도 확대)

하층의 기류 수렴은 가속 페달을 밟는 역할을 했다. 그림 6-21의 2017년 7월 4일과 5일 같은 시각 바람벡터를 보면 4일은 수렴이 지형효과를 받을 수 있는 내륙이 아닌 해안 쪽으로 수렴이 일어났지만 5일은 이른 시간부터 기류가 100~300m 오름 지역이 위치한 제주동부지역으로 수렴이 형성되어 상승 운동이 집중될 수 있었다. 7월 4일은 열적으로 불안정 했지만 상층의 강제가 없었고 하층의 수렴이 지형효과를 받으면서 상승 운동을 도울 수 있는 지역으로 집중되지 않아 오후의 소낙성 강수는 없었다.

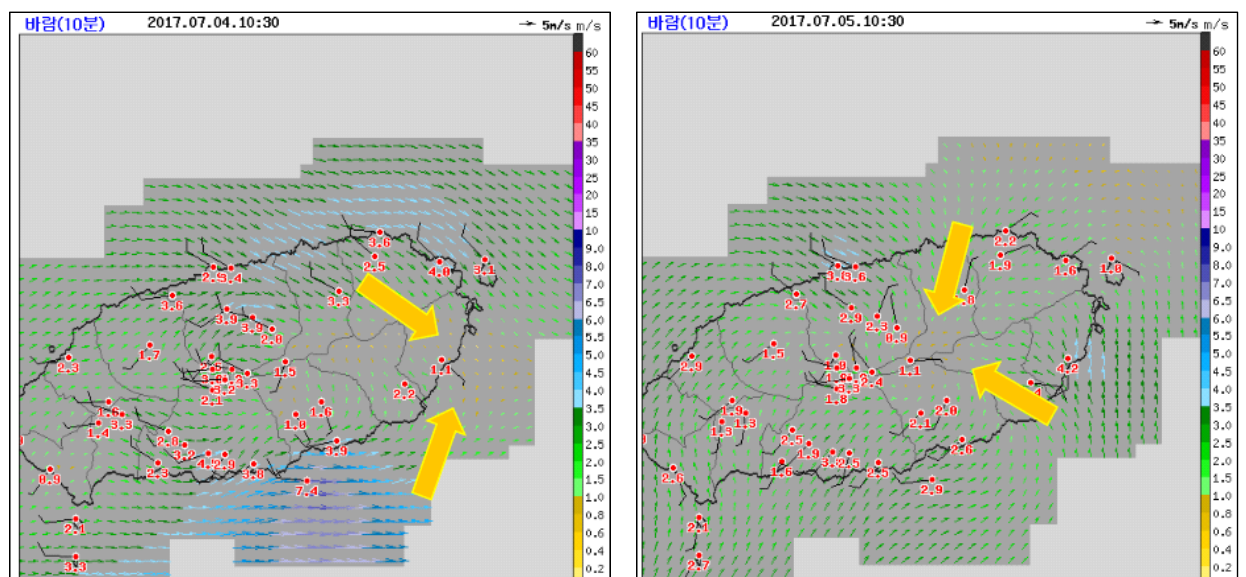


그림 6-21. 2017년 7월 (좌) 4일과 (우) 5일 10:30 바람벡터

역전층은 터보엔진 역할을 했다. 2017년 7월 5일 제주동부지역에 소낙성 강수가 강했던 또 다른 원인으로 하층의 역전층을 들 수 있다. 그림 6-22에서 24시간 전 상해지역에 위치한 25°C 이상의 난기가 제주지역으로 유입되면서 그림 6-20 단열선도에서 4일 9시 태풍센터 925hPa 기온이 22.4°C에서 5일 9시 24.4°C로 2°C 증가하면서 역전층이 생겼다.

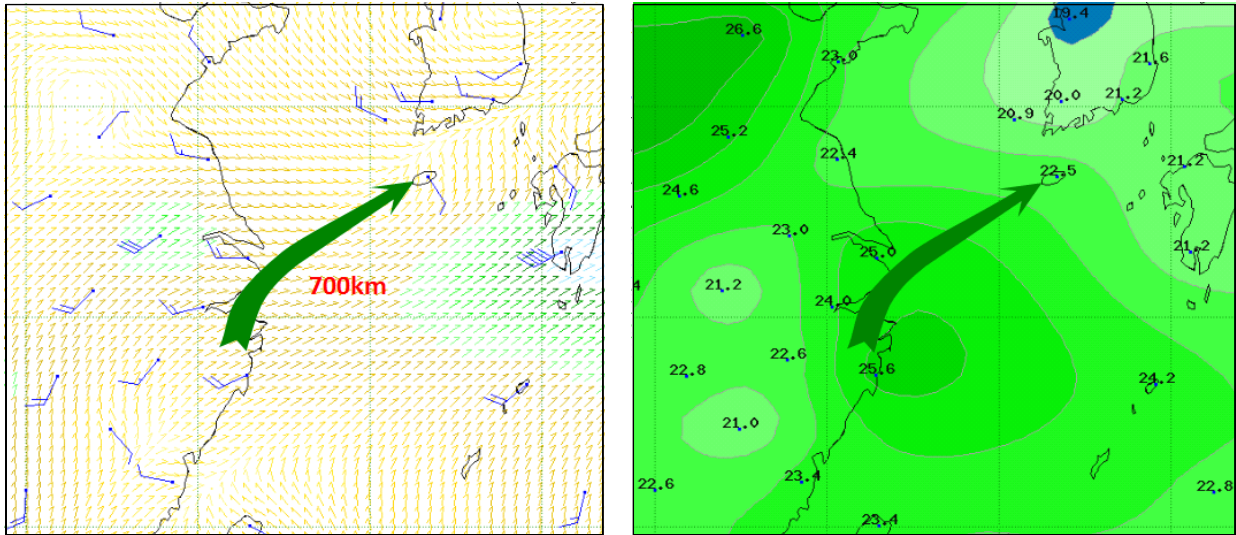


그림 6-22. 2017년 7월 4일 9시 925hPa (좌) GTS 고층 바람, (우) 925hPa 기온

925hPa 난기가 유입되어 발생한 역전층은 세 가지 역할을 한다. 하나는 역전층 아래의 습윤한 공기를 가둬두고 역전층 위로는 CAPE가 큰 지역이 나타나 일명 “loaded gun(장전된 총)”의 형태를 띄게 된다. 잠재적인 불안정을 유지한 상태에서 상층의 강제력, 하층의 기류수렴, 지형적인 상승이 더해질 때 압력밥솥의 김을 빼듯이 갑자기 불안정이 폭발하게 되는 역할을 한다. 두 번째는 풍하측 수렴(소용돌이)의 집중이다. 이순환(2004)은 겨울철 10kts 이상의 북서풍이 불 때 제주도 남부해상에 나타나는 Karman 소용돌이에 의해 생성되는 구름은 한라산 중턱에 해당하는 900hPa 고도에 형성된 강한 역전층에 원인을 두고 있다고 했다. 고성경(2014)은 종관 풍속이 16kts 미만에서는 한라산을 돌아 풍하측에 수렴역이 형성된다고 했다. 때문에 역전층 이하의 풍속이 10~16kts 일 때 풍하측 소용돌이가 생성되고 수렴이 잘 형성된다. 마지막은 수평적으로 기압경도력이 약한 상황에서 925hPa 역전층으로 인해 혼합층의 발달이 제한되면 대기는 역전층 아래로 갇히게 된다. 지표 부근에 바람이 강하지 않아 일사에 의한 지표가열이 잘 형성되어 빠른 시간내에 기온이 오를 수 있게 되면서 해풍의 유입 시간이 빨라진다. 그림 6-15에서 7월 4일 해풍이 유입되면서 이슬점온도가 급격히 올라간 시간은 12시 이후지만 7월 5일 해풍이 불기 시작하면서 이슬점온도가 25°C를 넘는 시각은 7~8시이다. 7월 5일 사례처럼 925hPa 역전층은 대류억제 작용을 하면서 수증기를 빠른 시간 안에 제주 동부지역으로 수집하는 역할을 한다.

다만 그림 6-23의 2017년 7월 13일 21시 단열선도처럼 925hPa 부근 기온이 27°C를 넘어가면서 역전층이 너무 두껍우면 상층의 강제력이 없고 기류의 수렴이 형성되지 않는 경우 대류운이 발달하지 않는다.

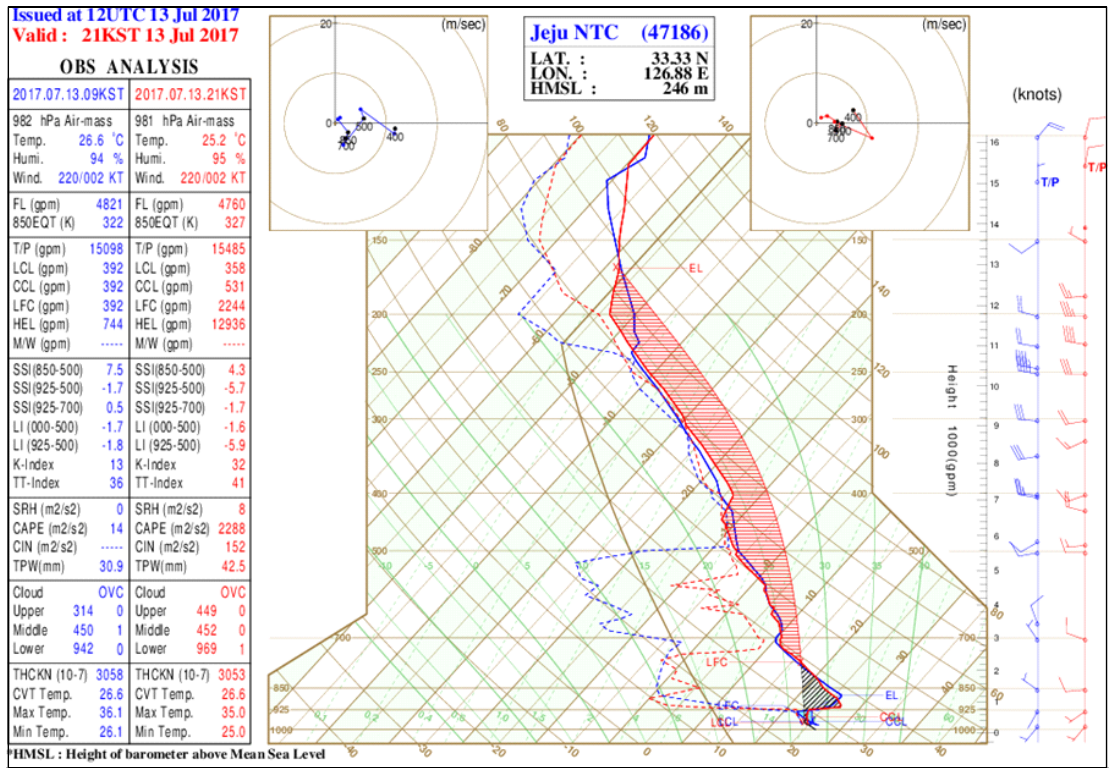


그림 6-23. 2017년 7월 13일 21시 단열선도
(역전층(CIN)이 두꺼워 강수가 없었던 사례)

상층강제력이 없어도 하층의 수증기량이 풍부하면 제주 동부지역에 3시간 90mm이상 강수가 발생할 수 있다. 그림 6-24은 2017년 8월 25일 09시 사례(하층연료형)의 지상과 500hPa 일기도이다. mT가 제주도 남쪽에 위치하고 그 남쪽에 태풍이 위치하면서 고기압성 순환이 유지된다. 중국대륙에서는 고압부가 확장하면서 제주도는 안장부 지역에 들고 있어 뚜렷한 기압계의 지배를 받고 있지 않다. 500hPa에서도 건조공기의 유입이나 뚜렷한 기압골의 통과 없이 제주도는 mT가장자리에 위치하고 있다. 상층강제력 없지만 하층 기온이 32°C 이상으로 오르면서 해풍이 유입되고 이슬점온도는 27°C 이상으로 오르면서 풍하측 기류가 제주 동부지역에서 수렴되었다. 하층의 강한수렴과 다량의 수증기가 대류억제구역을 넘으면서 EL고도가 15km까지 형성되고 대류가용잠재에너지가 2000을 넘으면서 3시간 90mm 이상을 기록하였다.

8월 달에는 평균적으로 7월에 비해 기온은 높고 이슬점온도가 낮다. 하지만 제주 남쪽에 열대저압부가 위치한 가운데 mT가장자리로 지속적으로 수증기가 유입되어 지상 이슬점 온도가 27°C 이상이 되고 850hPa 상당온위가 350K 이상으로 다량의 수증기를 포함하면 상층의 강제력이 없어도 하층수렴에 의한 방아쇠 작용만 있으면 폭발적으로 발달할 수 있다.

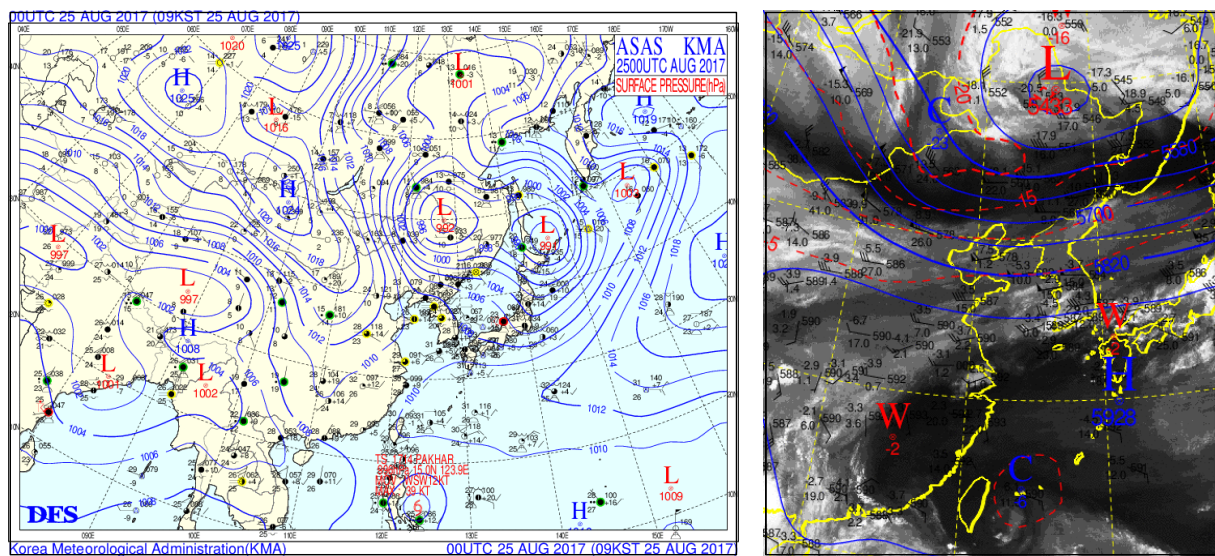


그림 6-24. 2017년 8월 25일 (좌) 지상일기도(2hPa간격), (우) 500hPa 수증기중첩 일기도

Key Point!

1. 기압배치는 mT 가장자리에서 남서류 925hpa 10~20kts
2. 주간에 해풍이 불어야 하고 남서류의 풍하측인 제주동남부지역에 수렴 형성
3. 상층지원형: 이슬점온도는 25도 이상이며 해풍 불기 전보다 1도 이상 상승
4. 하층연료형: 이슬점온도 27도 이상이며 해풍 불기 전보다 1도 이상 상승
850hPa 상당온위가 350K 이상이며 veering 존재
5. 925hPa 기온이 24~26도이며 역전층아래 CIN이 50이하 존재

mT가장자리에서 제주 동부지역 낮에 발생하는 국지호우(90mm/3h이상) 판단 (최근 5년('14~'18년) 통계)

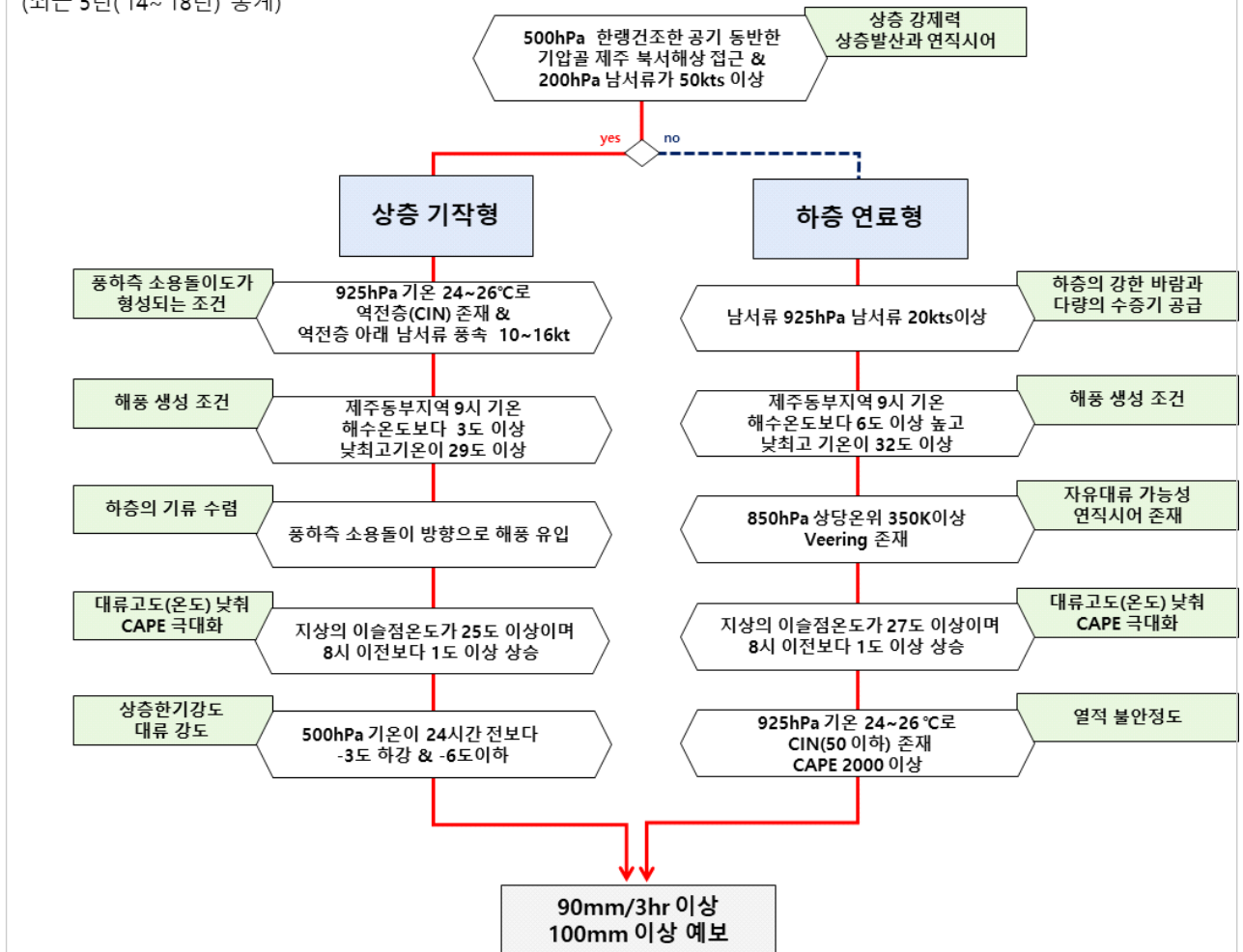


그림 6-25. 제주 동부지역 국지호우 (남서류형) 판단 흐름도

6. 2. 2. 북동류 유입 시 제주 동남부 국지적 호우(북동류수렴형)

제주도에서 mT가장자리에서 남서류가 불지 않을 때에도 호우가 내리는 경우가 있다. 그림 6-26는 동해상(제주도 북동쪽)에 하층 고압부가 자리 잡으면서 제주도 지역으로 북동기류가 유입될 때 발생하는 지상일기도와 그 당시의 3시간 누적강수량이다. 동해상에 위치한 고압부는 기압골 통과 후 침강류에 의해 강화되었다. 동해상에서부터 대한해협을 거쳐 제주 북동부 지역으로 불어 들어가는 북동기류는 한랭 습윤하다. 하지만 고압부 남쪽으로 열대저압부가 위치해 있어 규슈 남서쪽에서 북상하는 남동류는 고온 다습하다. 두 기류가 제주도 동부지역에서 수렴이 일어나면서 중규모 저기압이 발생해서 많은 비가 내렸다.

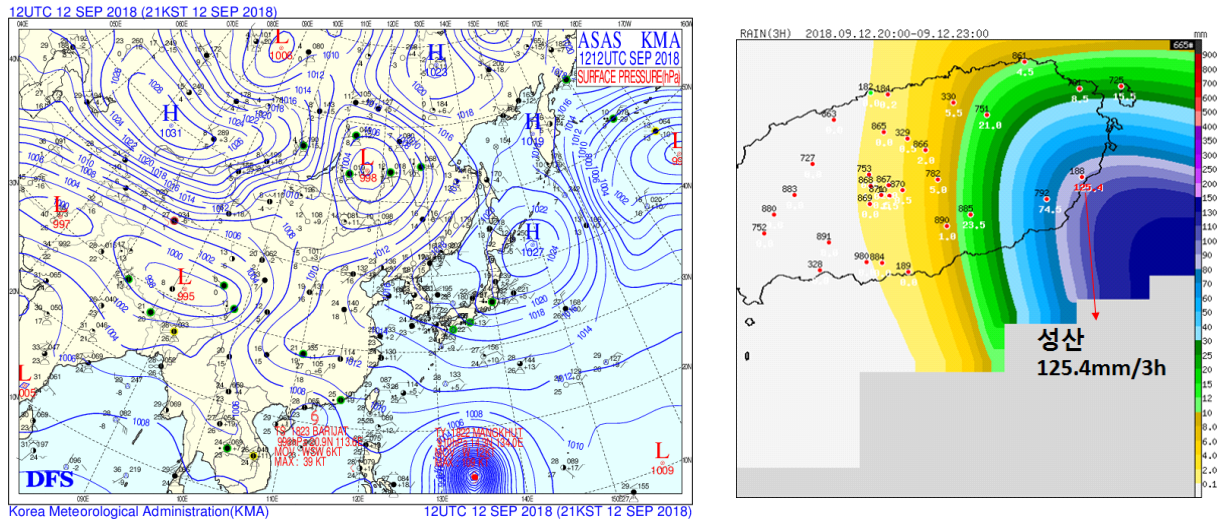


그림 6-26. 지상에서 북동류가 유입될 때 제주 동부지역에 야간에 나타나는 호우형 사례의 기압계 (2018년 9월 12일 21시 지상일기도)와 당시 2018년 9월 23시 3시간 누적 강수량

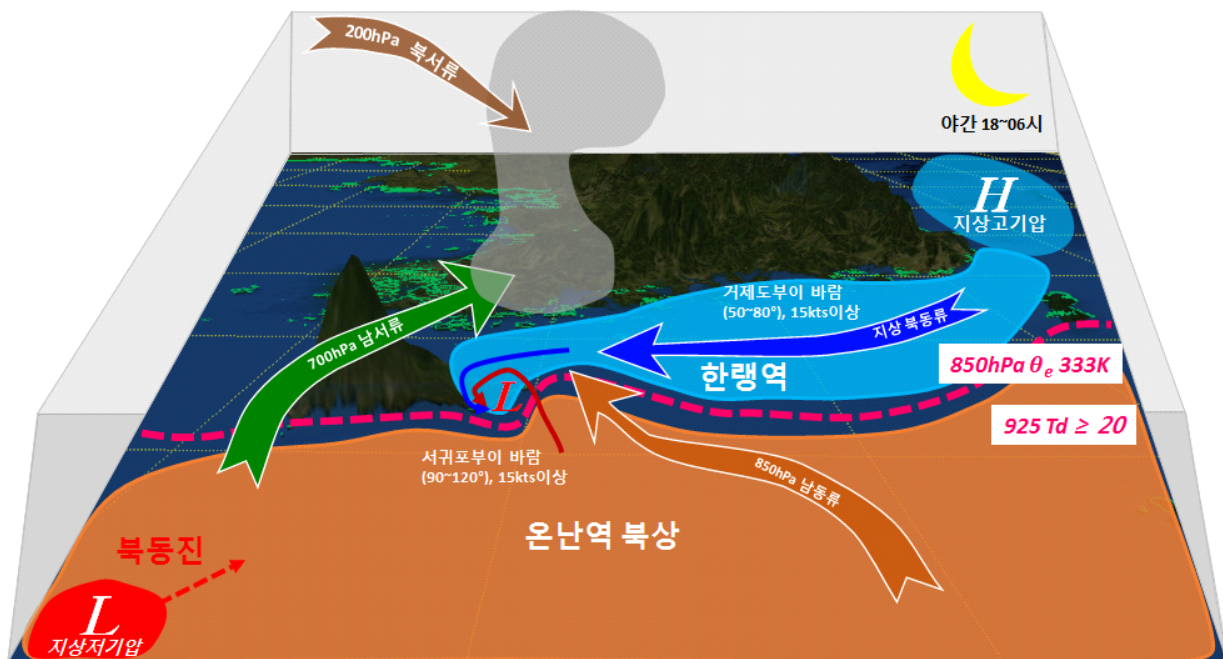


그림 6-27. 제주 동부지역 야간에 발생하는 북동류(수렴)형 국지 호우 모식도

제주도에 북동기류가 불 때에도 호우가 내릴 수 있다. ‘북동류가 불 때에는 호우가 내리지 않는다.’라는 말이 있다. 기본적으로 북동기류는 기온이 낮기 때문에 수증기를 많이 포함하지 않고, 하층으로 낮게 깔려 한기가 이류 되기 때문에 대기가 불안정하지 않다. 그림 6-27는 북동류(수렴)형의 모식도이다. 지상에서는 한랭이류지만 그 위층으로는 온난이류가 강하게 일어난다. 하층에서 포화된 공기가 일정고도를 상승하면 상층으로 공기를 올려줄 수 있는 구조이다. 그림 6-4에 의하면 주로 8~9월에 발생하는 북동류형 제주 동부지역 호우는 14% 정도로 남서류형(16%) 국지호우에 비해 적지 않다. 고기압이 동해상이나 일본 동쪽해상에 중심을 두고 북쪽의 기압골 후면의 침강류가 고압부를 강화시키는 동시에 열대기단이 북상하는 8월에서 9월 사이에 밤에서 새벽 사이에 주로 발생한다.

북동류수렴형은 제주도 동쪽 해상에서 북동류와 남동류의 바람의 수렴으로 시작된다. 우리나라 동쪽해상에 위치한 고기압 가장자리에서 부는 북동기류는(한기이류) 대한해협을 지나면서 베르누이 원리에 의해 풍속이 강화된다. 동시에 제주도 남서쪽 먼 해상(동중국해 부근이나, 상해 앞바다)에 위치한 지상저압부가 서서히 북동진하면서 일본남쪽해상으로 부터 남동류(난기이류)가 제주도 남동쪽 해상으로 유입된다. 남서류형 국지호우처럼 해풍의 유입으로 내륙에서 수렴이 발생하는 것이 아니라 해상에서 기류가 수렴하여 중규모 저기압을 발달시켜 유입되므로 지상바람보다는 그림 6-28과 같이 거제도 부이와 서귀포 부이를 활용에 해상풍 자료를 활용하여 지표부근의 기류수렴을 예단한다. 이때 거제도 부이와 서귀포 부이의 바람이 15kts이상으로 강하게(풍속은 거의 같거나 거제도 부이가 약간 강해야 함) 불어야 하고 두 부이의 풍향시어가 40도 이상으로 나타나야 한다. 제주도 동부지역의 1사분면에 북동기류가 불고 4사분면에 남동류가 불면 제주도의 지형적인 영향으로 그림 6-29와 같이 북동류가 지형에 의해 휘어져 수렴이 발생한다. 성질이 다른 두 기류는 제주도 동쪽해상에서 저기압성 수렴이 일어나 그림 6-30의 레이더 영상과 같이 컵마형 구름으로 발달한다.



그림 6-28. 2018년 9월 12일 19시 30분, 해양기상부이 바람 실황

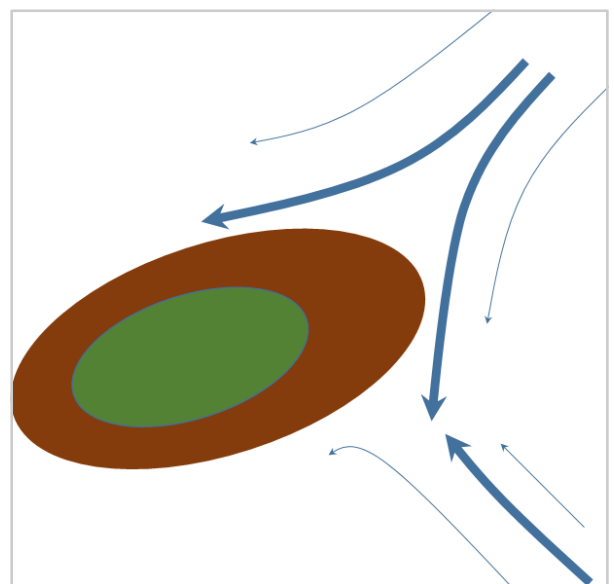


그림 6-29. 제주도 동쪽에서 북동기류와 남동기류 수렴이 일어날 때의 모식도

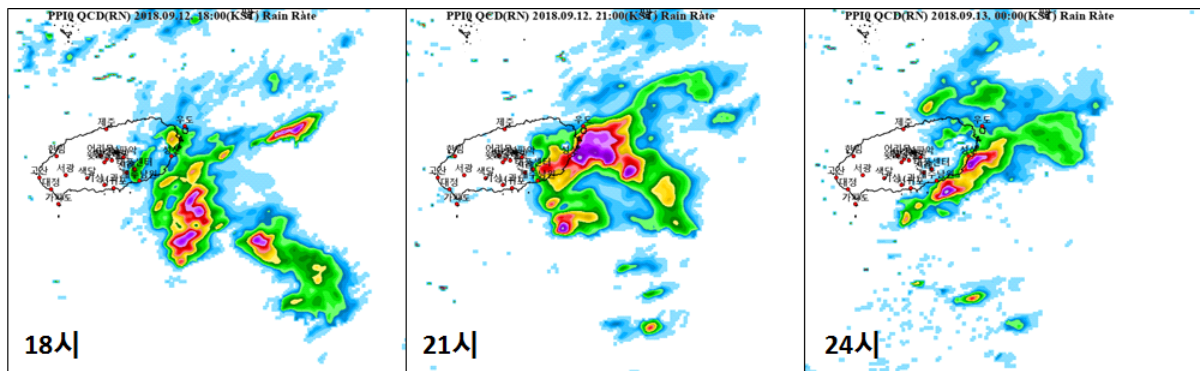


그림 6-30. 2018년 9월 12일 18시, 12일 21시, 13일 00시 레이다 영상(PPIO)

동풍류의 깊이는 최소한 925hPa까지는 되어야 하며 차고 습윤한 공기여야 한다. 북동류형 국지호우는 북동기류가 강하기 위해서는 하층의 고압부가 925hPa까지는 발달해야하고 10~20kts 정도의 풍속이 불어야 한다. 기본적으로 지상부터 대류가 발달하며 차가운 공기라 하더라도 습윤해야하기 때문에 925hPa 이슬점온도가 20°C는 넘어야 시간당 30mm 이상의 강수량을 확보할 수 있다.

제주도 남쪽해안으로는 반드시 열대 공기의 북상이 있어야 한다. 남서류형과는 달리 한난 경계에서 중규모 시스템이 발달하기 때문에 상당온위의 조밀역이 제주도 부근에 위치해야 한다. 기본적으로 동해상에 고압부가 위치하여 북동기류가 불 때는 850hPa 상당온위가 그림 6-31의 왼쪽 그림과 같이 제주도 부근이 333K이하로 높지 않다. 하지만 제주도 남쪽의 온난 습윤한 열대 공기가 북상하면서 제주도 북쪽으로 상당온위의 조밀역이 위치한다. 따라서 제주도와 북강릉 고층 관측 자료의 850hPa 상당온위는 15°C 이상 차이가 나야한다.

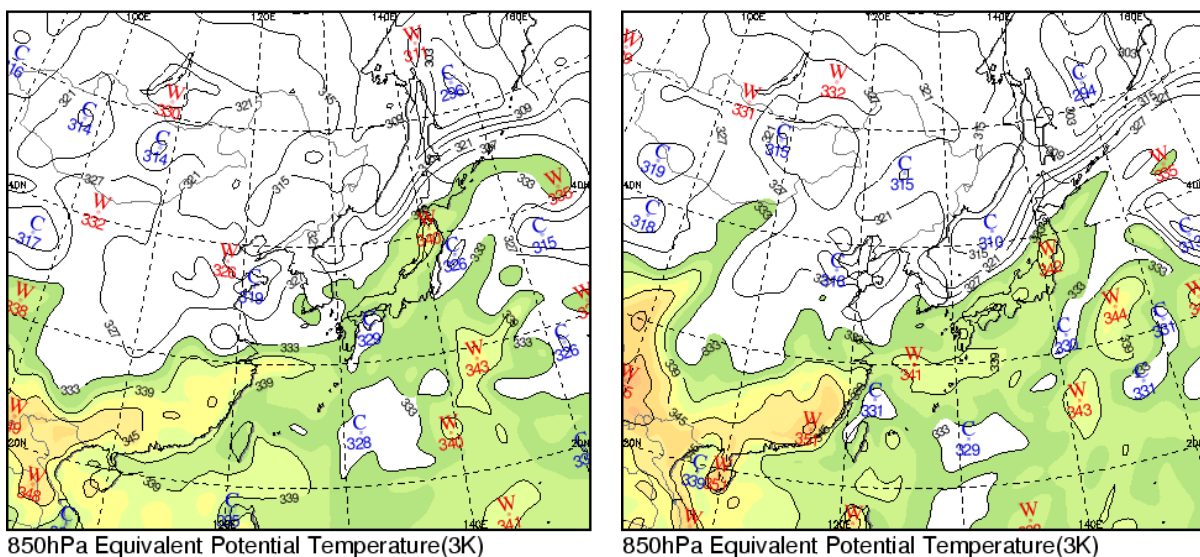


그림 6-31. 2005년 8월 22일 09시(좌)와 2005년 8월 22일 21시(우)의 상당온위 보조분석장

북동류형 시스템에서 veering은 지상에서 대류권계면까지 까지 나타난다. 북동류형은 하층의 열적 불안정이 남서류형에 비해 작기 때문에 하층에서 수렴한 공기를 상층까지 끌어 올려줄 동력이 필요하다. 그림 6-32과 같이 하층에서는 동풍류가 불고 상층으로 올라갈수록 바람이 시계방향으로 바뀌는 온난이류 구조(veering)가 대류권계면까지 이어진다. 지상에서 수렴되어 상승하는 공기는 자동적으로 상승할 수 있는 대기구조를 갖추게 되면서 폭발적으로 발달할 수 있다.

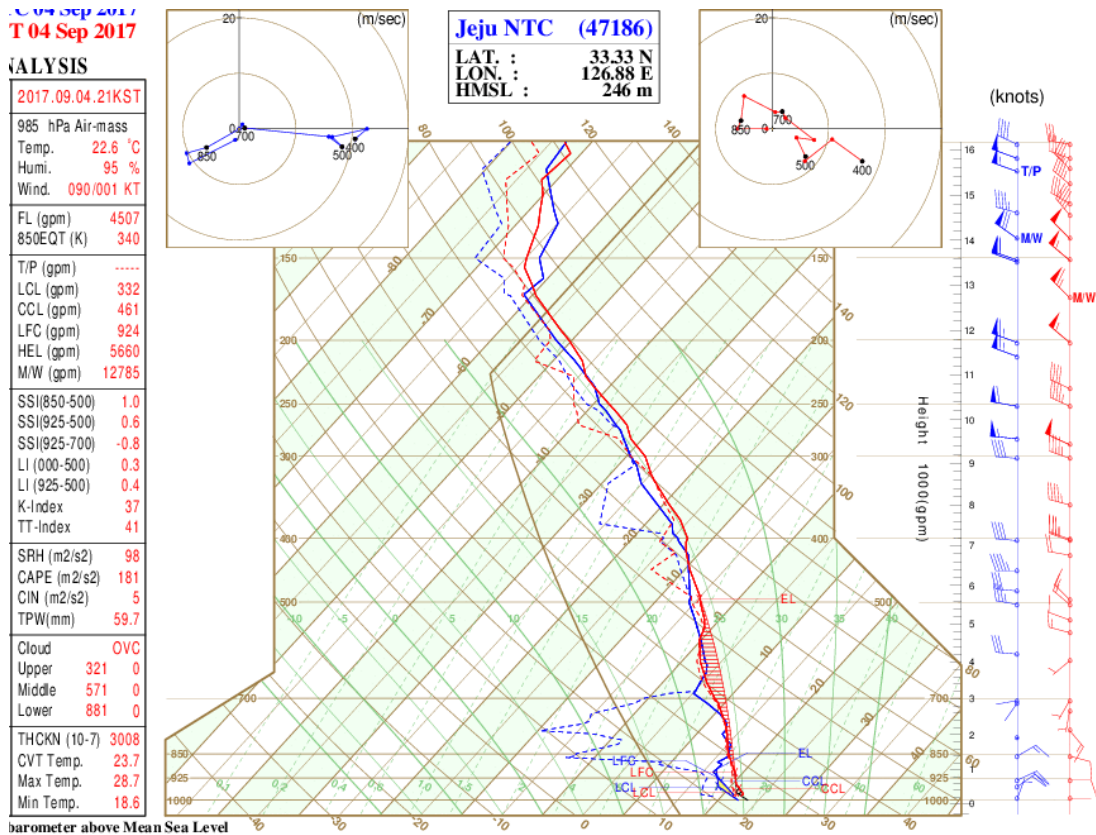


그림 6-32. 2017년 9월 4일 21시 국가태풍센터 단열선도

Key Point!

1. 기압배치: 동해상에 고기압, 제주 남서쪽에 저압부
2. 거제부이 바람 15kts 이상 ≥ 서귀포 부이 바람 남동풍 15kts 이상
→ 제주 남동쪽해상에서 저기압성 수렴발생
3. 925hPa 동풍 10~20kts 이상, 이슬점온도 20℃ 이상으로 한랭 습윤
4. 850hPa 상당온위 333K이상의 공기가 북상하면서 상당온위 조밀역이 제주도 위치
5. 지상에서 200hPa까지 veering이 강하게 일어나면서, 지상에서 한랭공기와 온난공기의 수렴으로 상승한 공기는 대류권계면까지 폭발적으로 상승

제주 동부지역 밤에 발생하는 북동류형 국지호우 (90mm/3h이상) 판단

(최근 20년('2000~2019년) 통계)

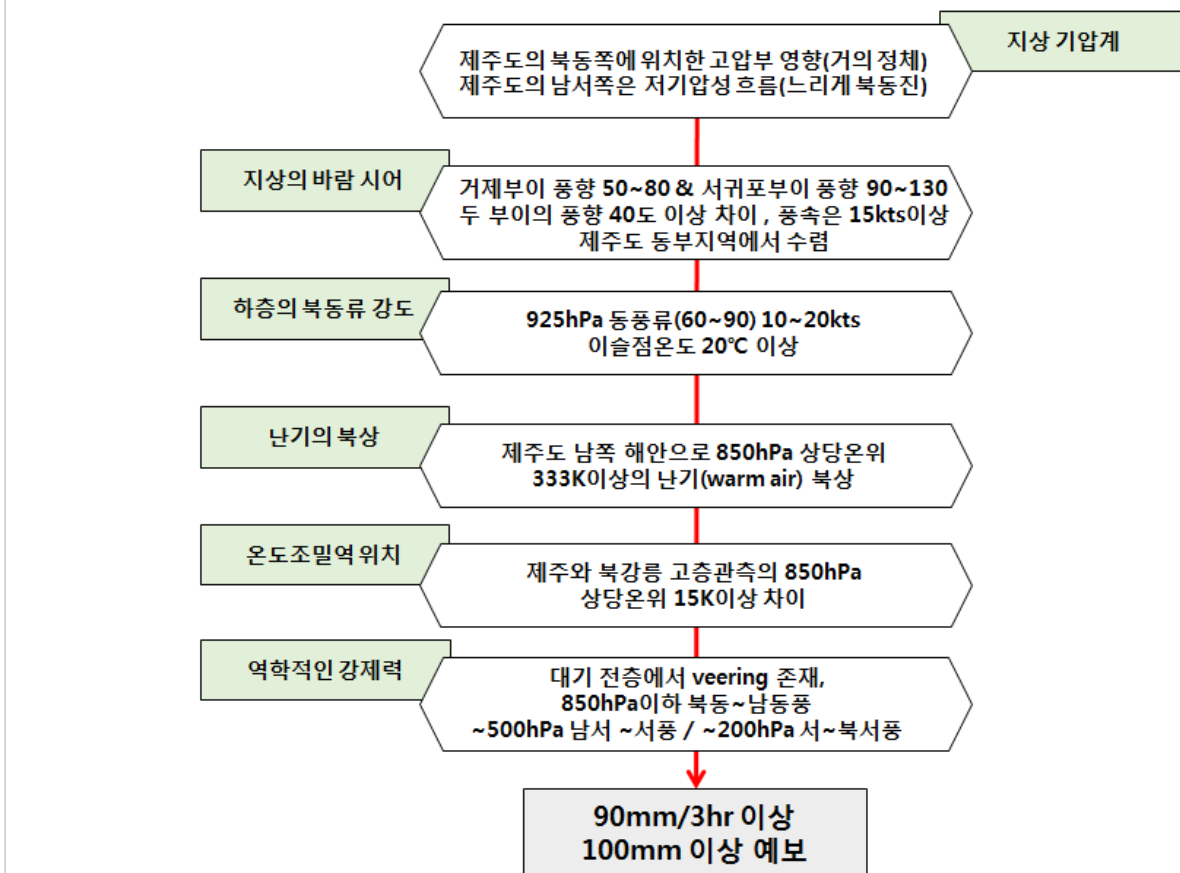


그림 6-33. 제주 동남부지역 국지호우 (북동류수렴형) 판단 흐름도

7. 부산지역 호우 개념 모델의 이해와 활용

Why?

부산 지역에 집중호우로 인해 많은 피해를 줬던 2014년 8월 25일, 2017년 9월 11일과 같이 단시간에 많은 비(3시간 120mm 이상)를 내린 사례들을 분석하여, 강수 메커니즘을 이해하고 예보 결정 요소를 시기별로 제시하여 향후 예보에 활용하고 실황 발생 시 신속하게 실황에 대처할 수 있도록 하고자 한다.

7. 1 부산지역의 호우 특징

부산은 한반도의 남동쪽에 위치해 남해안과 동해안을 끼고 있다. 그림 7-1과 같이 낙동정맥의 최남단으로 금정산(802m)과 장산(634m)이 부산을 둘러싸고 있고 300m 내외의 구릉 형태의 산이 곳곳에 위치해 있다. 그리고 남서쪽에는 거제도, 남동쪽에는 대마도가 있어 해상에서 남서기류(150~200°)가 그 사이로 통과하여 부산의 지형과 부딪힐 때 많은 비가 내린다. 일반적인 종관저기압이 접근하여 지상에서 200도가 넘는 남서풍이 불 때는 남해안과 지리산 풍상측에 많은 비를 뿌리고 약화되어 부산에는 강수량이 많지 않은 경우가 많다. 따라서 어떤 경우에 2014년 8월 25일과 2017년 9월 11일과 같이 부산지역에 많은 비가 내릴 수 있는 조건이 되는지 살펴보려고 한다.



그림 7-1. 부산의 3차원 지형 (거제도 부이와 영도 AWS의 관측지점 표시)

부산지역의 호우는 주로 종관 저기압에 동반된 중규모 대류계에 의해 발생한다. 그림 7-2는 21년(1998~2018년)간 강수량이 3시간 120mm이상이었던 사례의 유형별 빈도율과 종관 모식도를 나타낸 것이다. 55%로 절반이상의 비율을 차지하는 (a) 유형은 종관저기압이 전남 서해안에 중심을 뒀을 때, 전면의 하층제트가 강화되어 남해상에서 발달한 중규모대류계가 부산에 영향을 주는 **저기압 통과형**이다. 집중호우로 인해 많은 피해를 입었던 2014년 8월 25일과 2017년 9월 11일 사례 모두 이 유형이다. 두 번째는 저기압 통과 없이 mT가장자리에서 중규모 저기압이 발생하면서 하층제트가 강화되어 발생하는 **mT 가장자리형**이다. 이 유형은 종관저기압이 동반되지 않을 뿐 저기압 통과형과 메커니즘이 유사하다. 세 번째는 **태풍 통과형**으로 27%를 차지한 태풍이 부산에 붙어서 대한해협으로 통과하거나 부산 서쪽으로 근접해서 통과할 때이다.

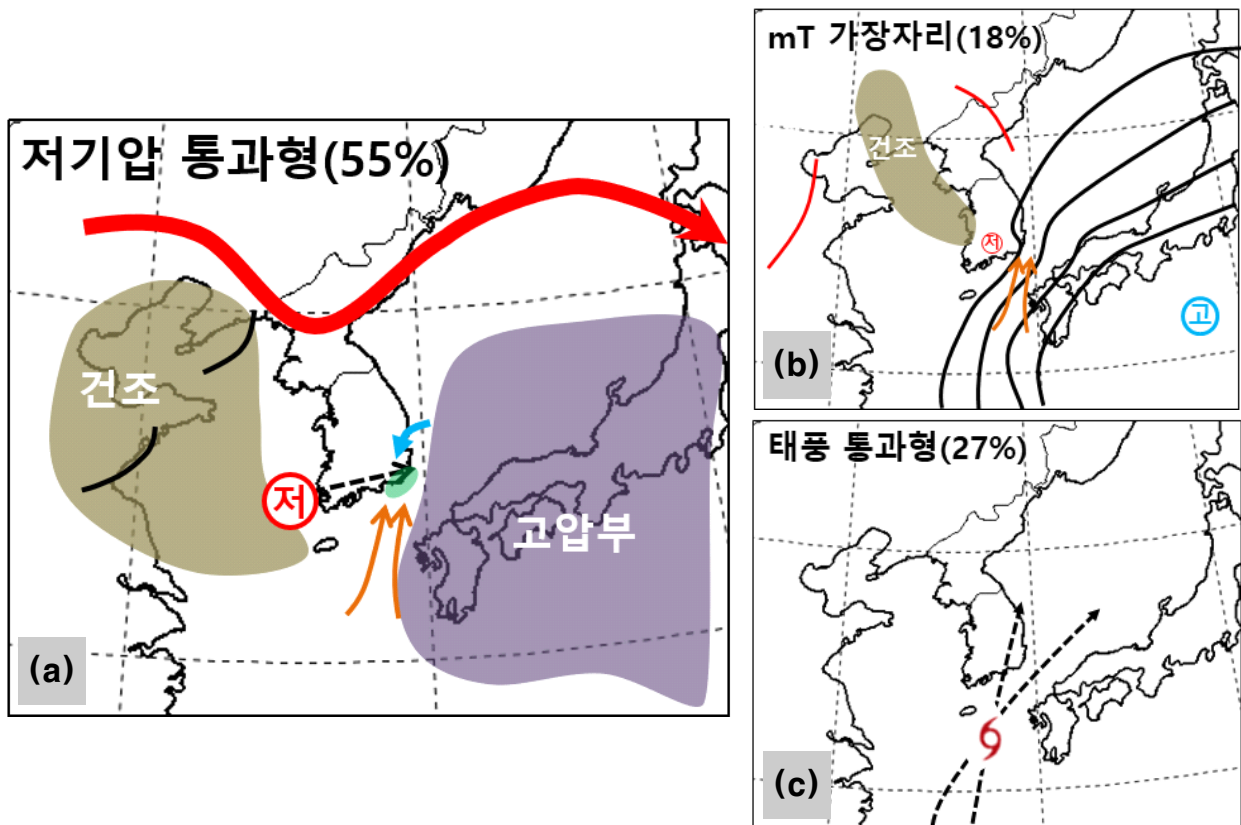


그림 7-2. 부산지역에서 나타나는 3시간 120mm 이상의 호우 유형과 빈도율

- (a) 저기압이 통과할 때 전면에서 중규모대류계에서 발생하는 저기압 통과형
(b) mT가장자리에서 중규모 대류계에서 발생하는 mT가장자리형, (c) 태풍 통과형

부산지역의 호우는 주로 **출근 시간에 나타난다**. 그림 7-3은 28년(1990~2017년)간 6~9월 동안의 해안지역 7개 지점들의 시간대별 10mm이상 빈도를 나타낸 그래프이다. 아침 7시를 전후해서 가장 많은 빈도를 보인다. 해안은 해풍의 영향으로 내륙에 비해 기온 상승이 제한적이라 대류에 의한 소낙성 강수는 적고 하층제트를 동반한 시스템에 의한 강수에 의해서 많은 비가 온다. 특히 시스템 강수는 경계층에 의한 마찰이 줄어드는 야간에 하층제트가 강해 같은 강도의 시스템이라도 주간보다 야간에 호우가 일어날 확률이 높다.

(여름철 Why? How! 「일변화 특성을 고려한 여름철 강수예보」(p.45) 참고) 그림 7-4는 그림 7-2에서 나눈 강수 유형별로 부산의 관측지점 중 강수량이 3시간동안 120mm 이상을 기록한 최초시각의 빈도를 나타낸 것이다. 태풍이 통과할 때 사례를 제외하고 저기압 통과형과 mT 가장자리형은 7~11시 사이에 집중되어 있다. 3시간 누적임을 고려하면 해안형 강수의 시간대별 강한 강수 빈도와 마찬가지로 7시 전후로 강한 강수가 내리는 것을 알 수 있다.

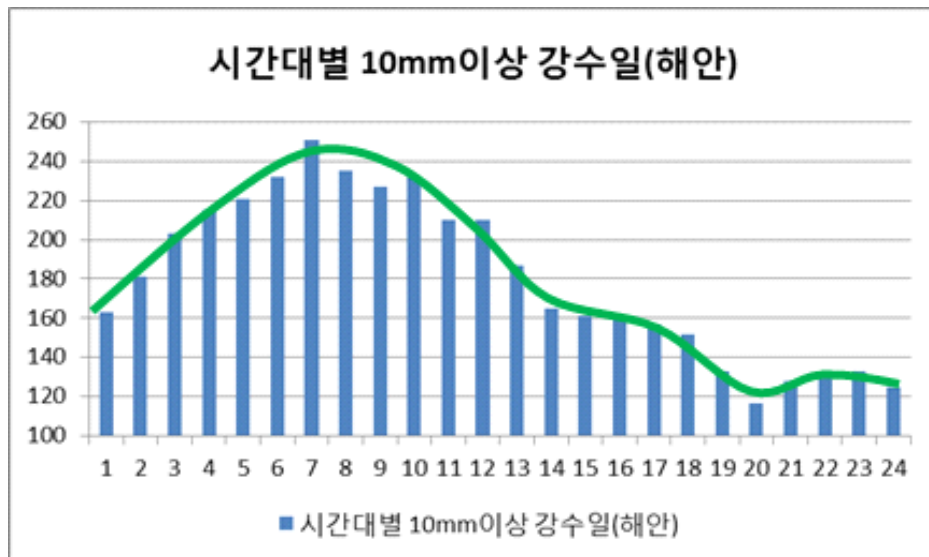


그림 7-3. 해안지역(인천, 서산, 목포, 부산, 울산, 창원, 제주)의 28년(1990~2017년) 6~9월 시간대별 10mm이상 강수빈도

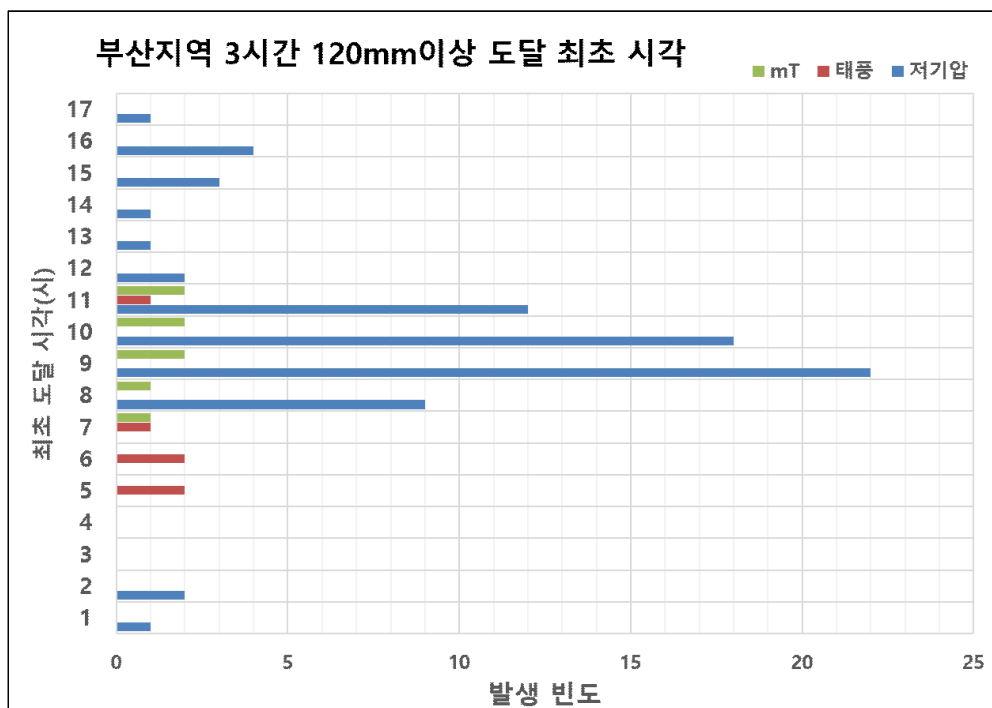


그림 7-4. 최근 20년(1997~2018) 부산지역 3시간 120mm이상 도달한 최초 시각별 빈도
(강수 유형: ■ mT 가장자리형, ■ 태풍 통과형, ■ 저기압 통과형)

7. 2 부산 지역의 호우 메커니즘 이해

그림 7-5와 그림 7-6은 부산 지역에 3시간 120mm이상을 기록한 호우 유형 중 ‘저기압 통과형’의 모식도이다. 부산의 호우 중 저기압 통과형은 온대저기압 중심이 전남서해상에 위치할 때 전면에 고압대가 강화되면서 저기압 전면으로 하층제트가 강화되어 난역에서 강수가 발달하는 유형이다. 부산의 지형적인 요인까지 더해져 강화된 하층 수렴역과 상층 제트 입구의 남쪽 발산역이 연동되면서 잘 발달된 강수 시스템이다.

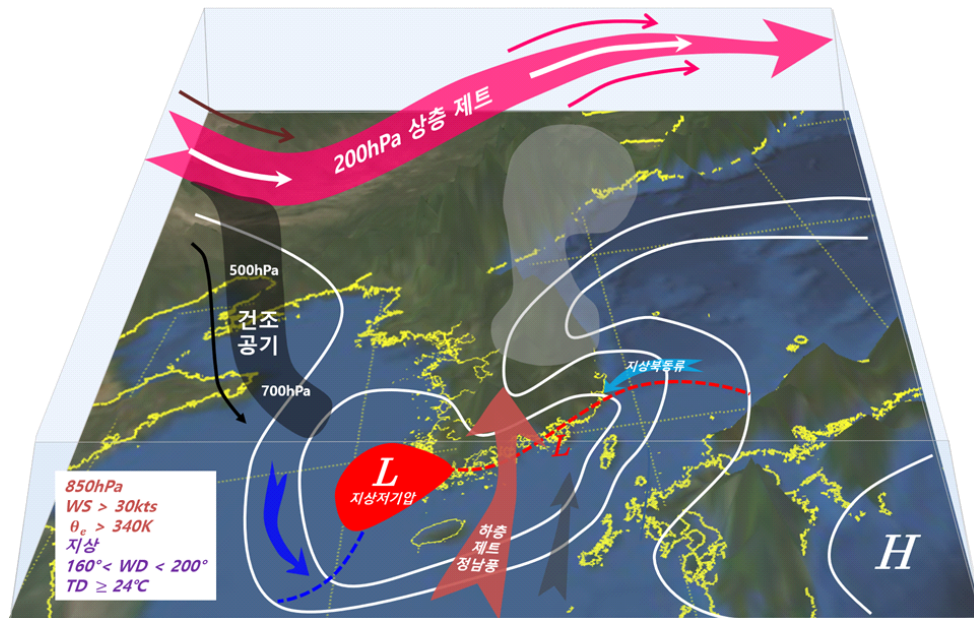


그림 7-5. 저기압 통과형의 종관 3차원 모식도 (지상등압선 표시)

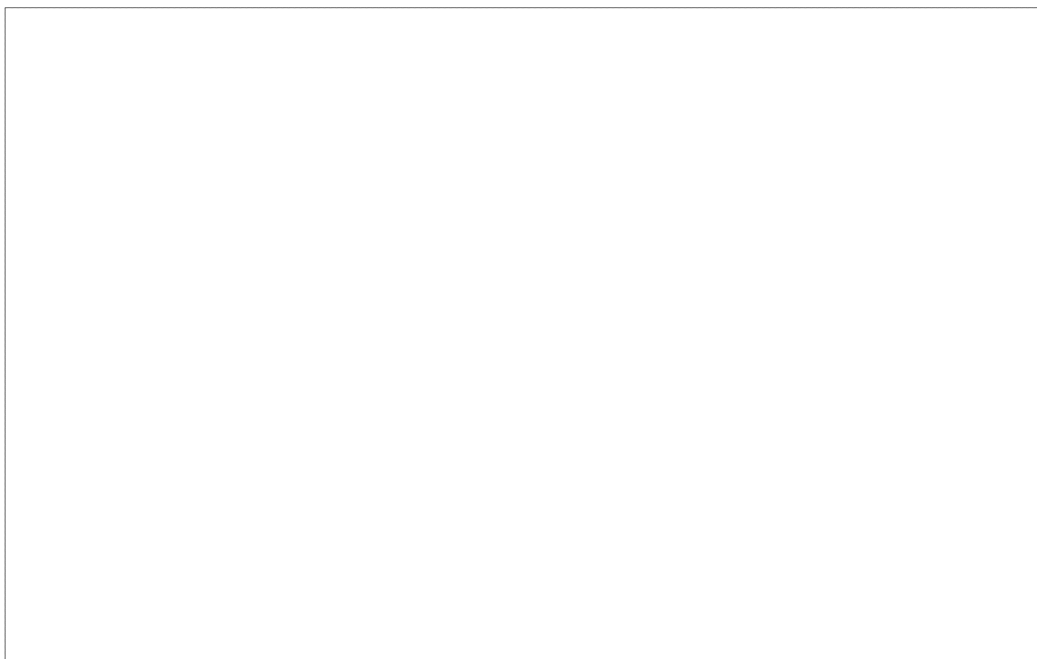


그림 7-6. 저기압 통과형의 종관 3차원 모식도 (수렴/발산역 표시)

부산 호우사례에서는 사행하는 상층제트가 지상저기압 발달을 지원하고 전면의 하층 고압부를 정체시킨다. 그림 7-5와 7-6의 모식도에서 상해부근을 통과한 종관저기압이 북동진하고, 몽골 남부에 위치한 상층제트의 출구 남쪽에서 건조 공기가 지상저기압 중심으로 침강하면서 전남서해안에서 저기압 발달을 돕는다. 사행하는 상층제트는 500hPa 기압능을 발달시켜 지상저기압 전면 고압부의 강화와 정체를 유도한다. 따라서 전남서해안 부근에서 저기압의 이동속도는 35km/h이하로 줄어들고, 동진 속도가 느려진다. 그림 7-7은 9월 11일 09시 저기압 이동 경로와 이동 속도에 대한 모델의 경향이다. 이전 모델은 저기압의 이동속도를 40km/h 이상으로 모의했지만 초기장에서는 저기압 이동속도가 34km/h로 느려졌다. 서해상에서 저기압이 발달하면서 속도가 느려지는 것을 모델이 제대로 모의하지 못했다. 고기압이 정체하고 후면의 저기압이 발달하면서 온난역에서의 기압경도력이 증가한다.

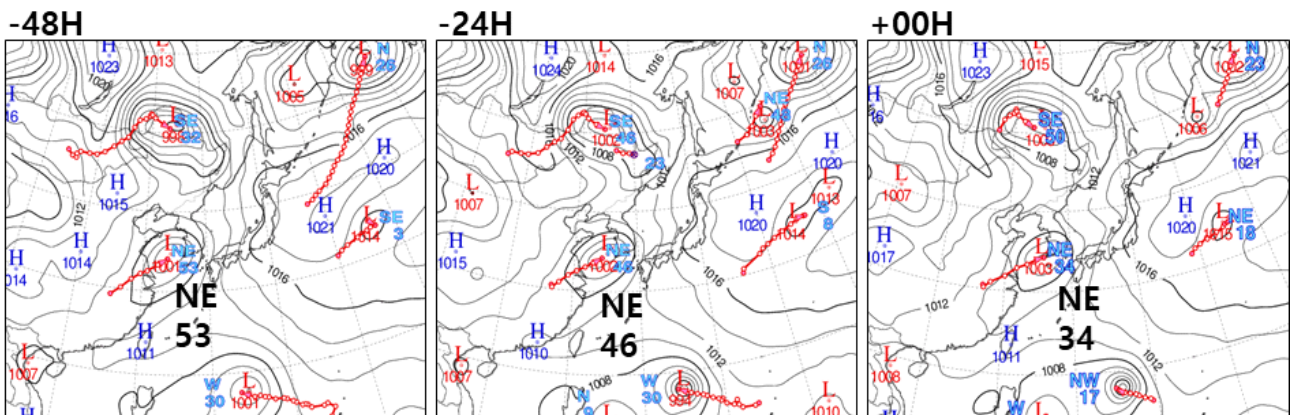


그림 7-7. UM전구모델의 2017년 9월 11일 09시 저기압 이동경로와 속도, 2017년 9월 9일 09시 생산 +48h 예상(좌), 2017년 9월 10일 09시 생산 +24h 예상(중), 2017년 9월 11일 09시 초기장(우)

부산 집중호우 사례에서는 반드시 건조공기가 저기압 중심으로 침강하면서 전면의 하층제트를 발달 시켜야 한다. 그림 7-8은 2017년 9월 11일 09시 UM전구모델 분석장의 상당온위와 연직속도벡터를 몽골남쪽에서 산둥반도를 거쳐 부산 앞바다까지 자른 연직단면도이다. 지상저기압 중심으로 700hPa 이하 고도까지 하강하는 315K 이하의 건조한 공기와 부산앞바다로 유입되는 351K이상의 고온다습한 공기와의 밀도차이로 인해 하층제트가 발달한다. 그림 7-9에서 2017년 9월 10일 21시 분석장에서는 850hPa 전면 하층제트는 최대 30kts였지만 11일 09시 분석장에서는 50kts까지 발달했다. 그림 7-10에서 925hPa 하층제트의 중심이 유입되는 부산앞바다에서 351K 고상당온위역이 위치하고 상승류가 가장 발달했다. 하층까지 침강한 건조공기로 인해 한랭전선이 빠르게 온난전선을 뒤따르면서 난역에서의 기압경도가 강해져 하층제트가 발달하고, 강한기류의 수렴과 다량의 수증기로 인해 강수가 강화된다.

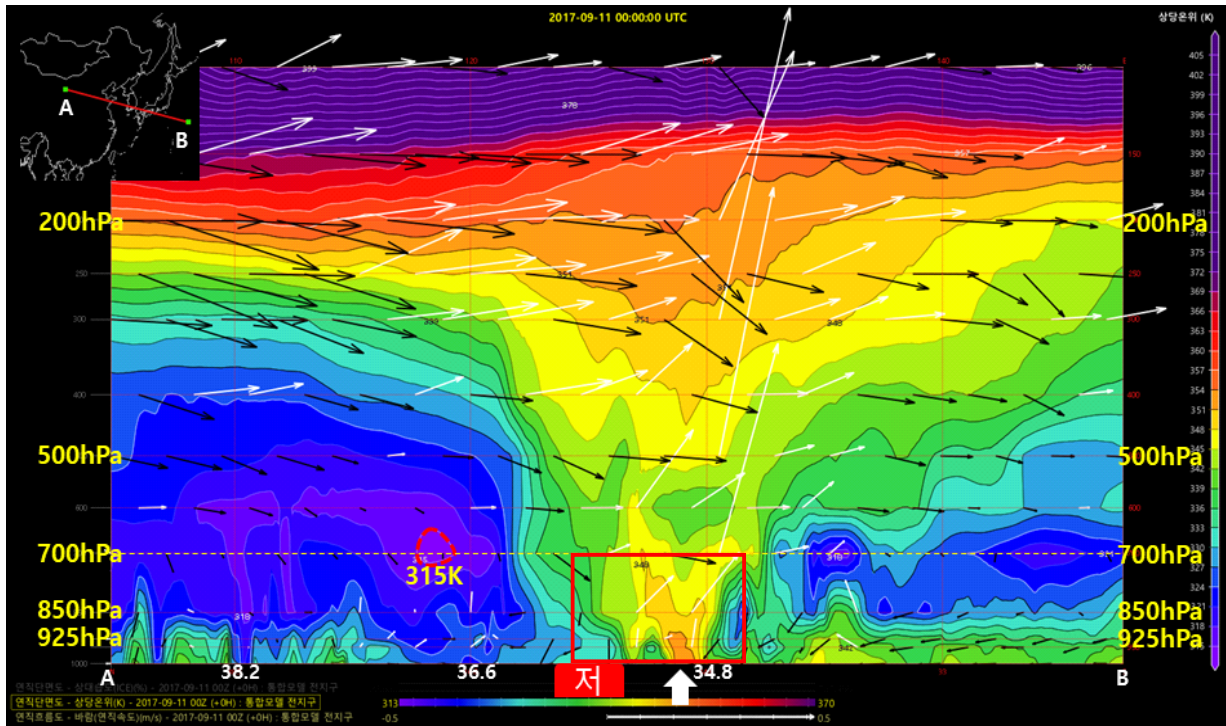


그림 7-8. 2017년 9월 11일 09시 UM전구모델 분석장의 상당온위와 연직속도벡터 연직단면도
 (→ : 하강류, ⇨ : 상승류, 화살표의 길이는 상승과 하강의 강도,
 ↑ : 부산 앞바다 위치, □ : 지상 저기압중심)

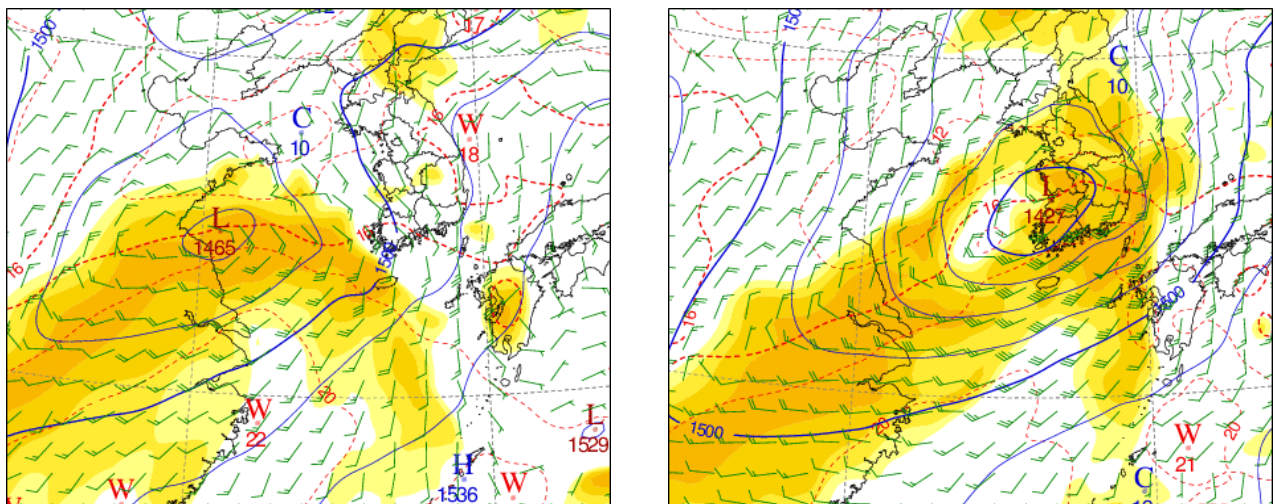


그림 7-9. (좌) 2017년 9월 10일 21시, (우) 2019년 9월 11일 09시
 850hPa 등압선과 바람벡터, 습수 초기장

하층제트가 강화되면서 온난전선이 부산에 위치하고 지형과 결합되어 강한 수렴이 일어난다. 난기가 강화될 때 온난전선은 북쪽으로 볼록해지고 부산 부근에 위치하게 된다. 이 때 부산 관측지점에서는 남동류가, 부산의 북쪽에서는 북동류가 불면서 부산으로 유입되는 기류가 수렴하게 되고, 그림 7-1의 지형과 같이 금정산과 같은 600m내외의 산과 부딪혀 지형적인 상승이 더해지면서 부산에 호우가 집중된다. 부산에 3시간 120mm 이상의 강수가 기록될 때에는 그림 7-11과 같이 부산 남쪽 해상에서부터 유입되는 구름대가 해안근처에서 강하게 수렴되면서 발달하는 형태를 보여준다.

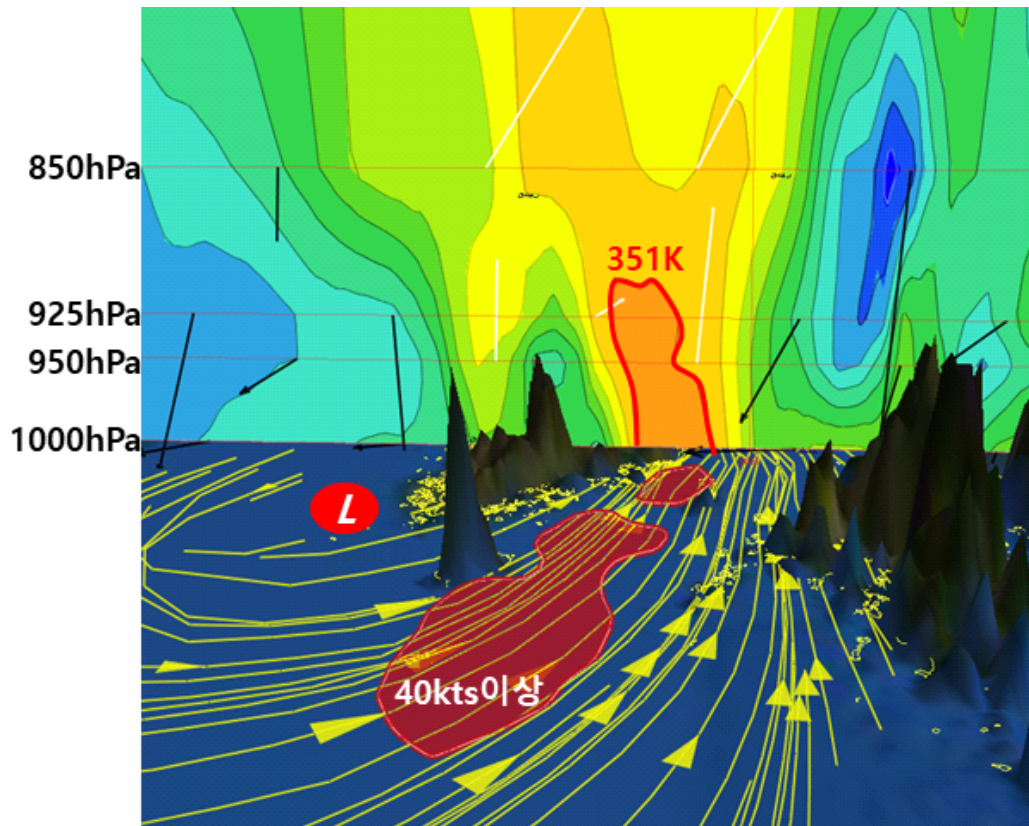


그림 7-10. 그림 7-8에서 붉은색 사각형을 확대한 것
925hPa 유선(노란색)과 40kts이상 등풍속선(붉은색)

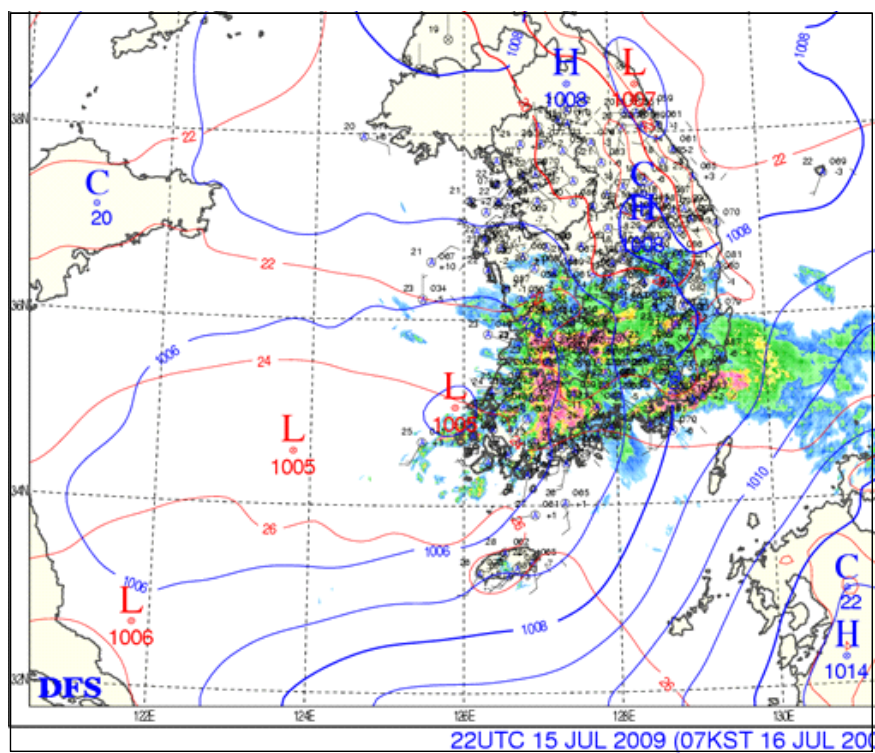


그림 7-11. 2009년 7월 16일 07시 해면기압, 온도, 레이더영상 중첩

수증기가 지형의 방해를 받지 않고 부산으로 유입되기 위해서는 거제도 부이의 바람이 160~200°이면서 20kts 이상이어야 한다. 그림 7-12는 부산 호우 중 저기압 통과형과 mT 가장자리형의 가장 강한 강수가 내릴 때 거제도 부이와 대마도 AWS의 풍향과 풍속 자료이다. 강한 강수가 내릴 때 거제도 부이의 바람은 180° 내외의 남풍이 20kts 이상 불었고, 대마도 AWS 바람은 거제도 부이보다 10° 정도 동쪽으로 편향되고 풍속은 10kts 정도 약했다. 거제도가 부산의 남서쪽에 위치해 있기 때문에 거제도 부이에 200° 이상의 바람이 불면 기류가 거제도에서 수렴하거나 부산을 빙거 동해상으로 빠져나간다. 160° 이하의 바람이 불면 대마도로 수렴되기 때문에 온전히 부산으로 수증기가 유입되기 위해서는 그림 7-1 지형도에서 보이는 거제도와 대마도 사이로 강한 바람이 불어야 한다. 850hPa 하층제트의 풍속이 30kts 이상 넘는 사례라 하더라도 거제도 부이의 바람이 160~200° 사이에 들지 않을 때는 3시간 120mm 이상의 강수가 기록 되지 않았다. 부산에 강한 비가 내릴 때는 강한 바람이 거제도와 대마도 사이로 지나가면서 기류가 모여들면서 수렴이 강화되는 것을 알 수 있다. 따라서 거제도 부이에서 20kts 이상의 남풍(180~190°)이 부산으로 유입될 때 강한 수렴이 일어나야 한다.

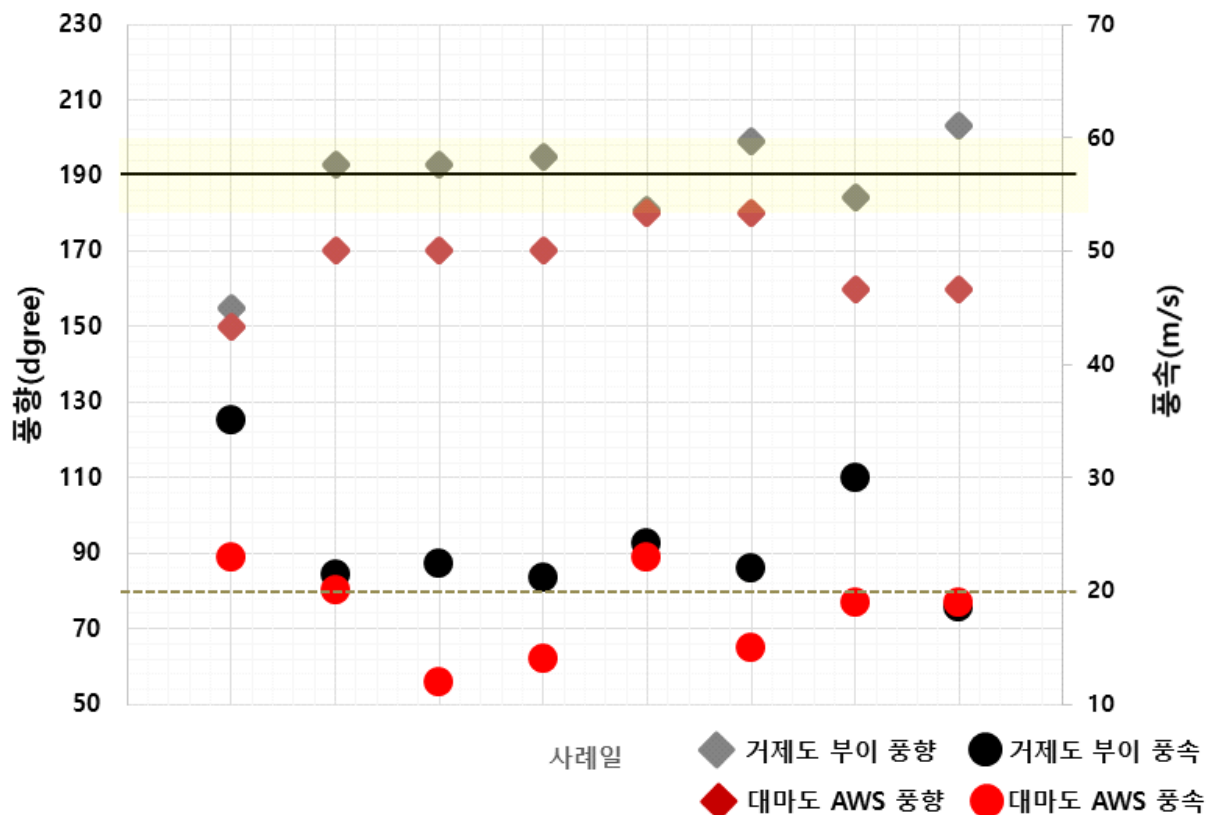


그림 7-12. 부산호우 유형 중 저기압 통과형과 mT 가장자리형의 강수최성기 때 거제도 부이와 대마도 AWS 풍향 풍속

3시간 120mm 이상의 강수를 기록하기 위해서는 지상의 이슬점온도는 24℃ 이상, 850hPa 상당온위는 340K 이상으로 충분한 수증기가 공급되어야 한다. 부산에서 강한

비가 지속적으로 내리기 위해서는 저기압이 발달하고 고기압이 정체되면서 지상에서의 강한 남풍이 부산으로 유입되고 지형적인 효과가 더해지면서 강한 상승이 일어나야한다. 이외에도 다량의 수증기가 반드시 동반되어야 하는데 그림 7-13은 부산 호우주의보 사례 중 저기압 통과형 사례의 강한 강수 전의 이슬점 온도와 3시간 최대강수량을 나타낸다. 영도, 북항이나 부산 AWS의 이슬점온도가 23°C를 넘지 못하면 3시간 120mm를 넘지 못했다. 반면 3시간 120mm 이상의 강수량을 보인 사례는 대부분 24°C이상을 기록하였다. 이는 기압계의 패턴이 유사하고 지상의 바람 조건을 만족하더라도 절대 수증기량이 부족하면 집중호우가 내리기 어렵다는 것을 보여준다. 이때 850hPa 상당온위 340K이상의 난역이 동반되기 때문에 수증기량의 지표로서 참고할 수 있다.

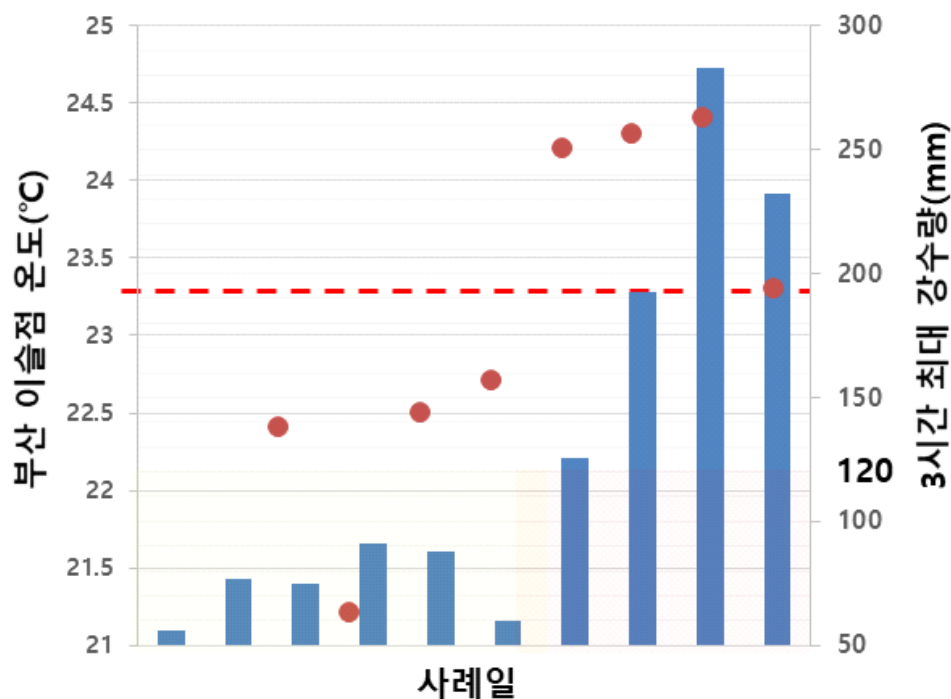


그림 7-13. 부산 저기압통과형 호우 사례 중 3시간 120mm 기록한 사례와 기록하지 못한 사례의 지상 이슬점온도 비교

7. 3 부산호우 사전 분석 매뉴얼

부산 호우시스템 중 저기압 통과형은 온대저기압이 통과하는 유형이다. 따라서 온대저기압의 발달과 경로를 추적하면 사전에 분석 가능하다. 그림 7-14은 부산 호우 발생 2일 전에서 6시간 전까지의 기압계의 흐름과 실태분석을 통해 분석 가능한 요소를 나타낸 분석 매뉴얼이다. 7-14의 (a)는 2일 전 동중국해에 위치한 하층 고압부 가장자리에서 남서류가 중국 내륙으로 유입되기 시작되고 상층기압골은 동경 100° 부근에 위치하면서 후면의 건조공기를 동반한다. 아직 상층 건조 공기가 전면의 하층 시어를 지원하기 전이다. 이 시각에는 상층기압골의 강도와 위치 분석을 통해 향후 기압골의 지원과 고기압 가장자리의 남서류 분석을 통해 고압부의 강도와 난기의 유입정도를 분석할 수 있다. 1일 전 (b)에는 상층 기압골이 동경 115°까지 접근해 있고 건조공기가 침강하면서 전면의 시어역을 지원한다. 상층기압골 강도와 하층 남서류의 강도파악과 함께 하층의 저압성 흐름의 중심위치 파악이 중요하다.

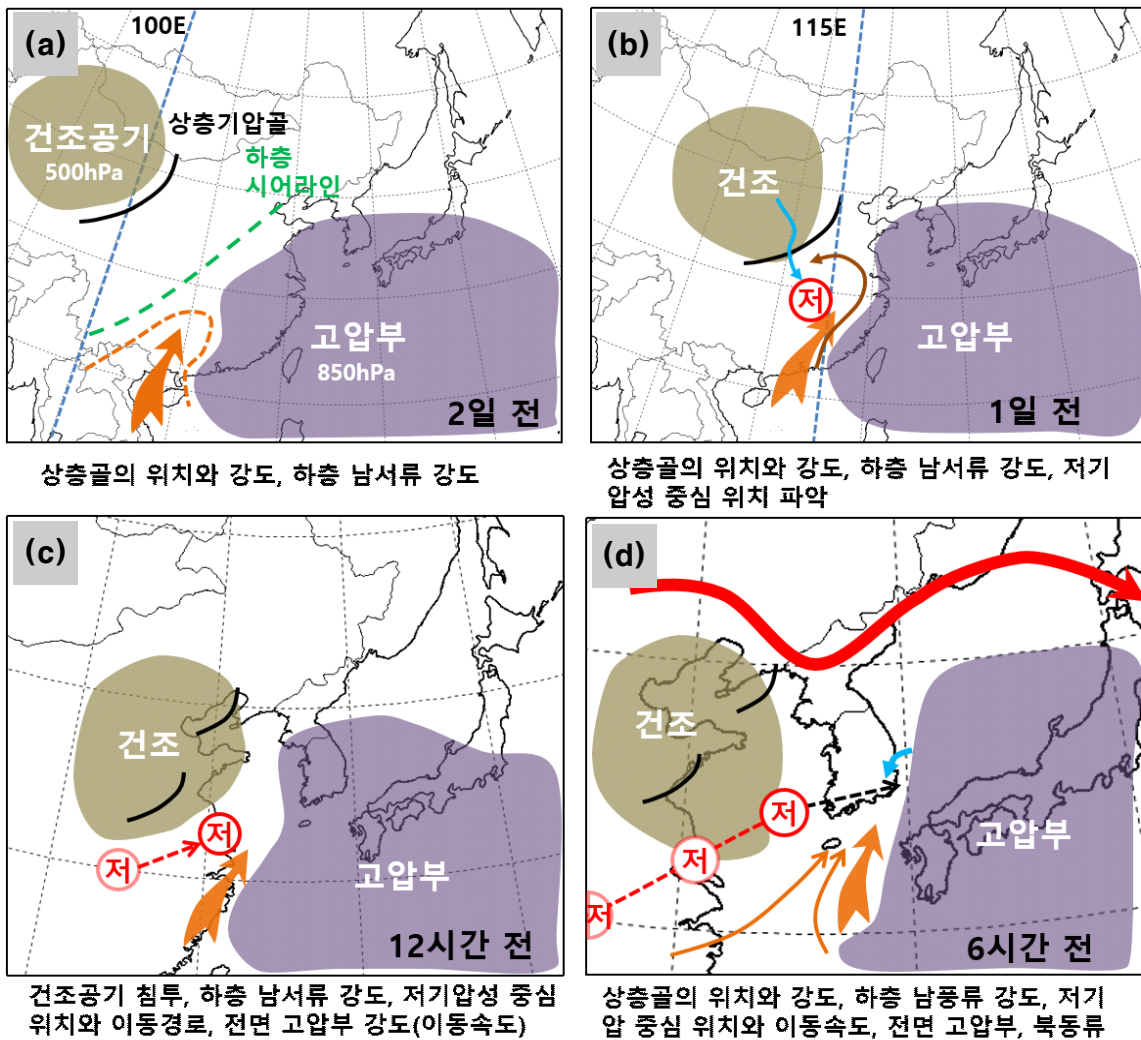


그림 7-14. 부산 호우 유형 중 저기압 통과형의 사전 분석 매뉴얼

12시간 전(c)에는 저기압 중심이 해상으로 진출하기 전으로 상층 지원을 받으면서 저기압이 발달하는 단계이다. 이 때는 위성영상이나 등온위면 분석을 통해 건조공기의 움직임 분석하고, 전면의 고압부가 이전시간에 비해 강화되거나 정체되었는지에 대해 분석하여 저기압의 이동속도를 예측해야한다. 6시간 전(d)에는 이미 서해안과 제주도에서는 강수가 시작되고 있다. 따라서 저기압 중심과 전선의 위치 분석이 중요하다. 건조역이 어디까지 침투되었는지에 따라 상황에서 하층제트의 강도가 모델 예상과 어떻게 다른지를 분석하고 저기압 중심위치와 전선이 부산에 걸릴 수 있을지를 분석함으로써 향후 몇 시간 후 부산지역으로 호우가 집중될 수 있을지를 예측한다. 상황 발생과 호우 주의보는 그림 7-15의 판단 가이드를 참고하여 신속하게 판단한다.

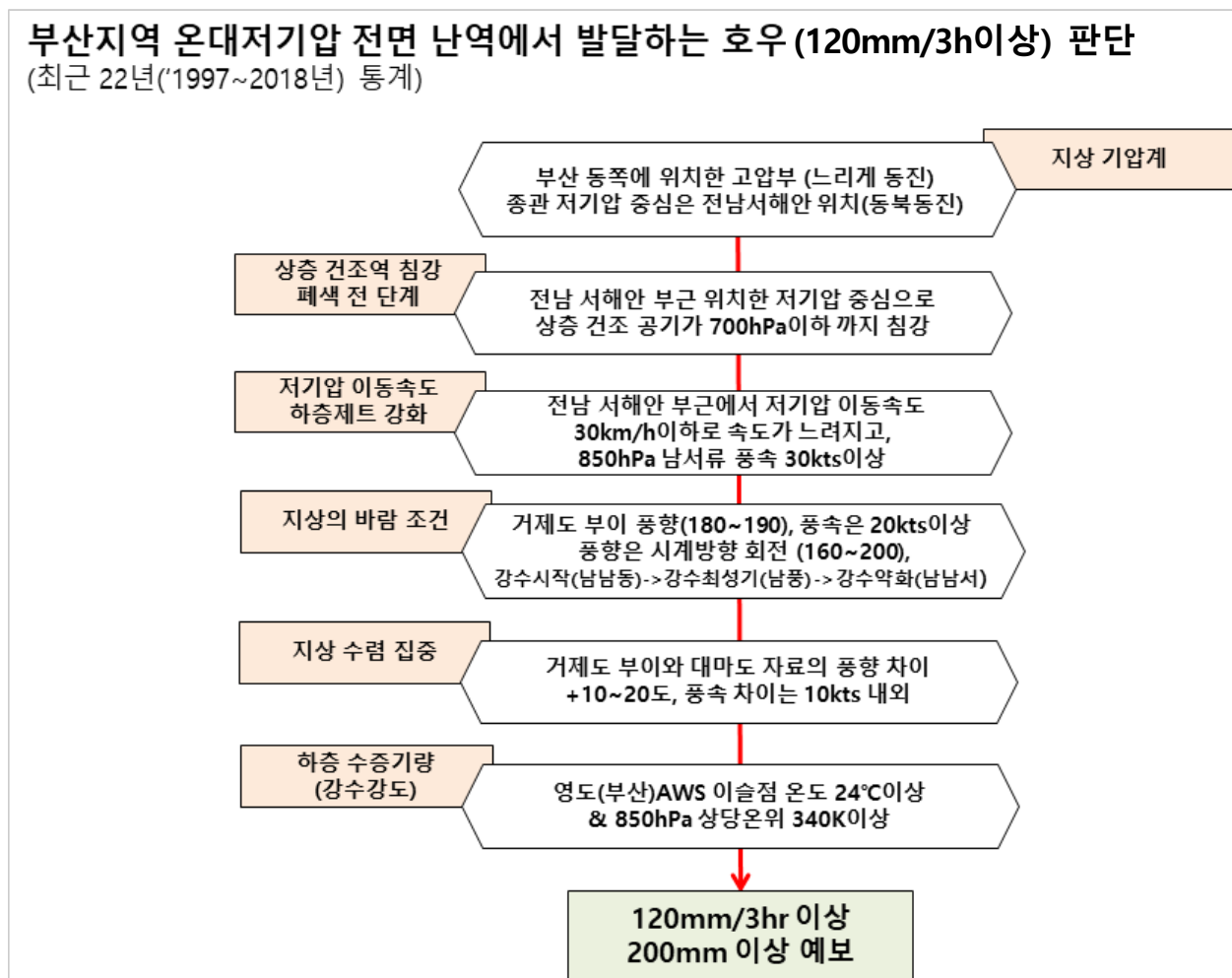


그림 7-15. 종관저기압형의 판단 가이드

Key Point!

1. 온대저기압 중심이 전남서해안에 위치하고 전면의 고압부는 정체
2. 상층 건조공기는 700hPa 이하까지 침강하면서 850hPa 하층제트는 30kts이상 발달
3. 부산 남쪽해상의 해상풍이 160~200°로 20kts 이상으로 부산으로 유입
4. 해상에 위치한 AWS의 이슬점온도가 24℃를 넘고 850hPa 상당온위는 340K 이상
5. 지형에 의한 상승이 더해진 하층의 강한 수렴과 상층 발산역의 연결

| 참고문헌

1. 부산지방기상청, 2018 : 영남기상기술집(제22집)

여름 여권 가이드스

부 록

2019년 여름철 사후분석



7월 25~28일 장마전선 강수

- mT 일변화에 따른 장마전선의 남북진동과 강수 집중구역 오차 -

1. 예보는 어떻게 발표 되었나?

예보 (7월 24일 17시 발표/ 25~28일 예상 강수량)

- 경기남부, 강원영서남부, 충청북부 : 400mm 이상
- 그 외 중부지방(영동 제외) : 100~250mm
- 강원영동, 경북북부 : 10~70mm
- 전남, 경남, 전북, 경북남부 : 5~40mm

실황 (일별 강수구역 예측의 실패)

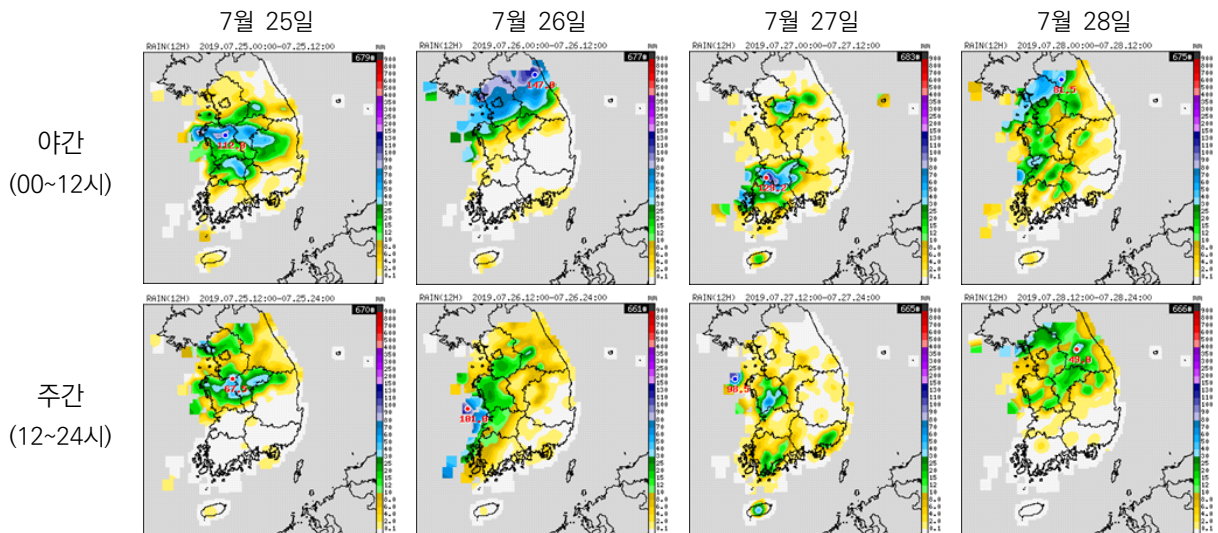
4일 동안 경기남부, 강원영서남부, 충청북부 지역으로 여러 차례 강수가 집중될 것으로 예상했던 것과 달리, 남북진동으로 골고루 강수가 나타나 최고 400mm를 넘지 못함

2. 쟁점 사항은?

- 쟁점 1) 강수집중은 하층제트가 강화되는 야간(새벽~오전) 시간대에 나타난다.
- 쟁점 2) 새벽~아침 시간대에는 강수집중구역이 모델 예상보다 남하한다.
- 쟁점 3) 주변 기압계의 강제력이 강하면 일변화 효과는 나타나지 않는다.

3. 주요 분석내용

- 쟁점 1) 강수집중은 하층제트가 강화되는 야간(새벽~오전) 시간대에 나타난다.

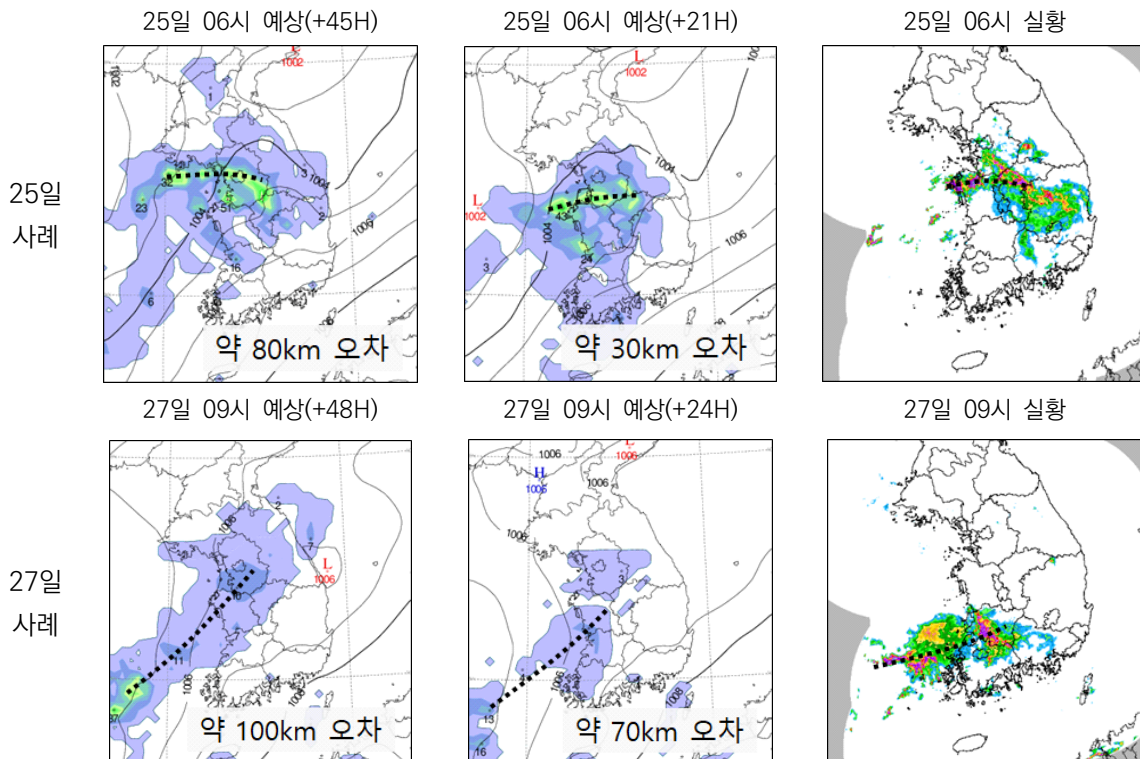


- 호우 유발 인자인 하층제트는 주간에 약화되고 야간에 강화되는 특징이 있음
- 7월 25일부터 28일까지 야간(00~12시)과 주간(12~24시)으로 누적강수량 분포를 분리해서 보면 야간에는 조직적으로 많은 강수가 나타나는데 비해, 주간에는 해상으로만 많은 강수가 일부 나타나고 육상으로는 산발적으로 적은 강수 기록
- 결국, 야간 시간대에 강수가 집중될 것이라는 분석대로 실황으로 나타남

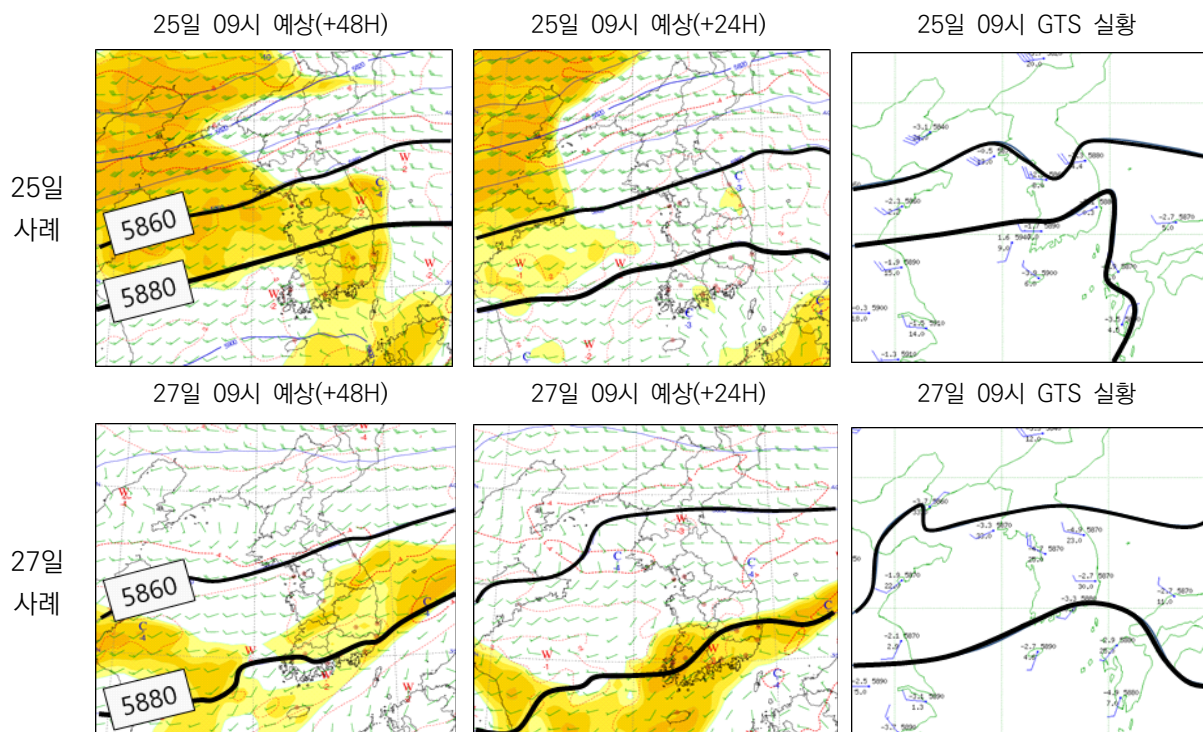
- 쟁점 2) 새벽~아침 시간대에는 강수집중구역이 모델 예상보다 남하한다.

- 정체전선 강수대의 위치는 야간(00~12시) 시간대에 mT의 수축에 의해 남하하는 특

장이 있으며, 모델의 예상보다 더 남하하는 경향이 있음

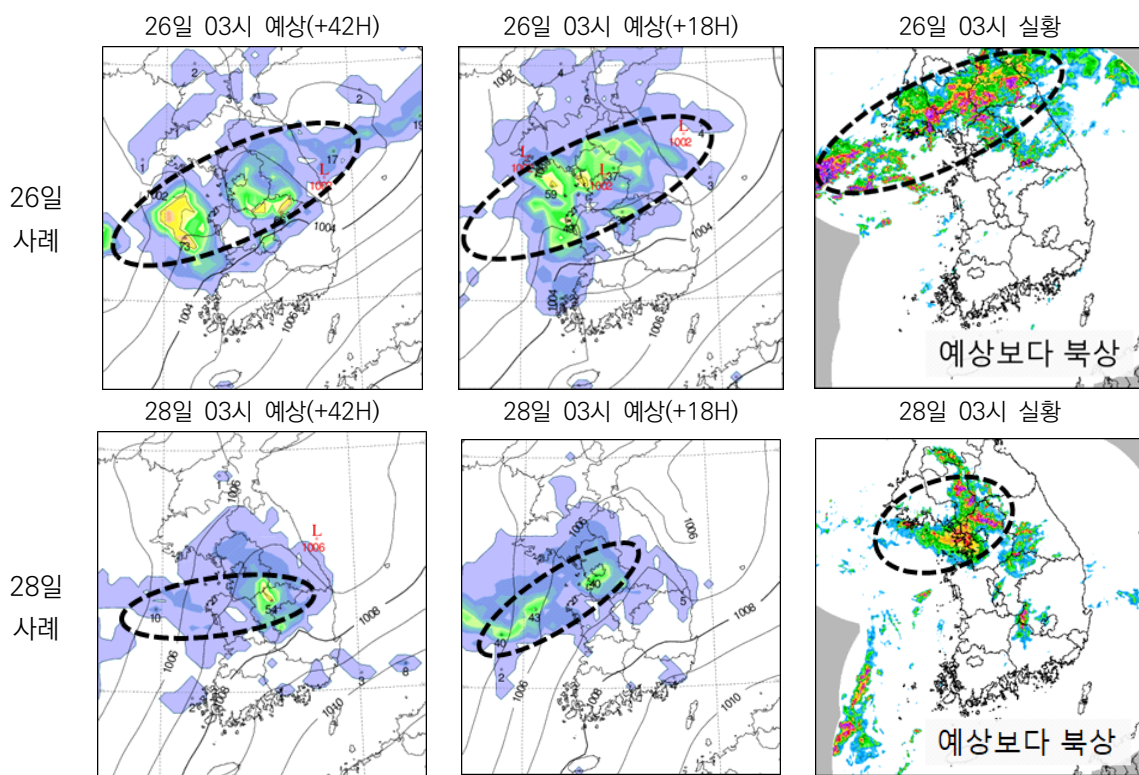


- 정체전선에서 강한 강수대가 발달했던 25일과 27일 아침의 레이더 실황을 보면, 두 사례 모두 당초 모델이 예상했던 강수역보다 크게는 100km의 오차를 보이며 남쪽으로 더 쳐진 것을 알 수 있음

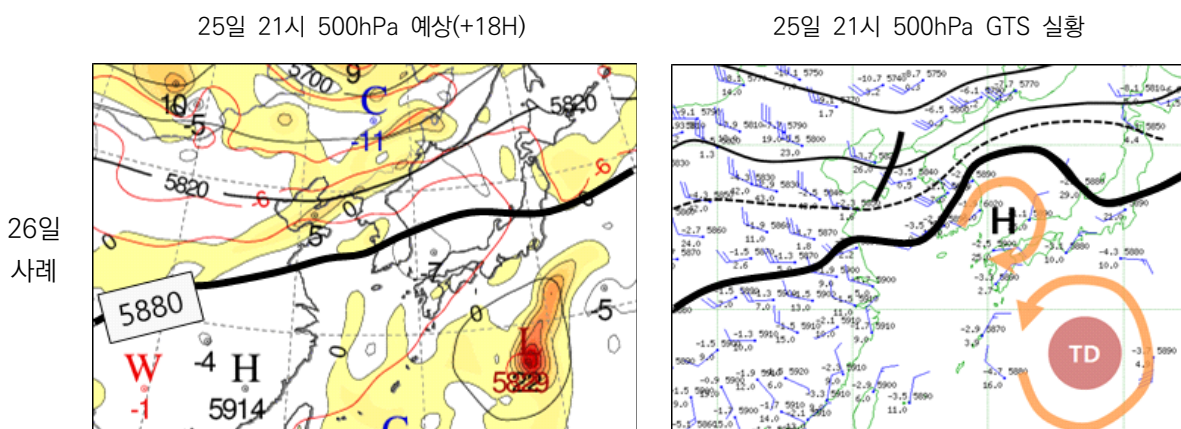


- 또한, 25일과 27일 09시 500hPa의 GTS 고도장을 묘화해보면, 모델의 예상했던 5880선과 5850선의 위치가 실황에서는 더 남쪽에 형성된 것을 확인할 수 있음

● **쟁점 3) 주변 기압계의 강제력이 강하면 일변화 효과는 나타나지 않는다.**



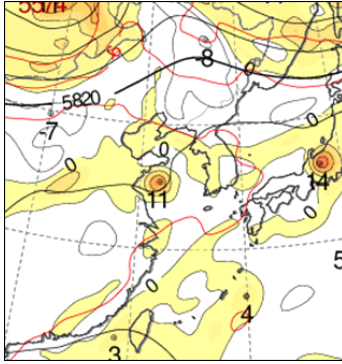
- 앞서 25일과 27일 사례에서 야간(00~12시) 시간대에는 모델 예상보다 강수대가 더 남하하여 나타는 특징을 확인했음
- 하지만, 26일과 28일 새벽에는 반대로 모델의 예상보다 강수대의 위치가 북상하여 나타난 것을 알 수 있으며, 아래와 같은 주변 기압계의 영향을 받았음



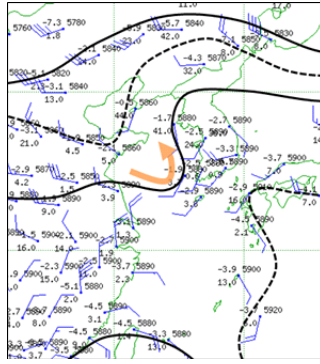
- 26일 사례에서 전날 21시 모델이 예상했던 500hPa 일기도와 직접 GTS 실황을 비교해보면, 실황에서 강한 TD 회전력의 영향으로 그 북쪽으로 고기압성 회전이 강화되면서 발해만 부근의 기압골 전면으로 강수대를 북상시킬 수 있는 기압계가 나타남
- 하지만, 모델 예상에서의 5880선을 보면 고압부를 전혀 예측하지 못해 강수대가 실황과 같이 북상할 수 없는 상황으로 모의가 된 것을 알 수 있음

28일
사례

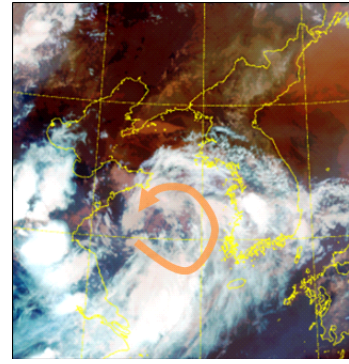
27일 21시 500hPa 예상(+12H)



27일 21시 500hPa GTS 실태



27일 21시 합성 위성영상



- 28일 사례의 경우 전날 21시 500hPa 모델의 예상에서는 산둥반도 남쪽으로 기압골이 모의되고 있으나, GTS 실태로 분석을 해보면 서해상까지 골이 깊게 발달한 것을 알 수 있음
- 위성영상에서도 서해상으로 하층과 상층의 구름들이 모두 저기압성 회전이 뚜렷하게 나타나는 것을 확인 할 수 있어, 예상보다 골이 깊어 저기압으로 발달한 것을 알 수 있음
- 따라서, 발달한 저기압의 전면으로 난기가 강화되면서 모델의 예상보다 강수대가 북상한 결과도 나타나게 됨
- 이와 같이 한반도 주변으로 강한 기압계가 위치한 경우에는 mT 일변화 효과보다는 주변 기압계의 강제력이 더 잘 나타남

4. 무엇을 더 고려했어야 했나?

- 하층제트의 일변화 특징을 고려하여 강수집중시간 및 구역 선정
- 한반도 주변으로 태풍이나 기압골의 영향이 뚜렷할 경우, mT의 일변화 효과보다는 주변 기압계의 강제력 영향이 더 크게 나타나므로 분석에 유의

야간 하층제트에 의한 집중호우 예측 실패

- 하층제트 후면형 호우패턴시 cold 혹은 dry air를 고려했어야 -

1. 예보는 어떻게 발표 되었나?

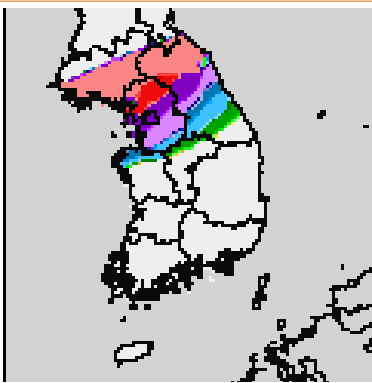
예보 (9월 10일 17시 발표/ 11일까지 예상 강수량)

- 서울.경기도, 강원영서, 충청북부 : 50~150mm(많은 곳 200mm 이상)
- 충청남부 30~80mm

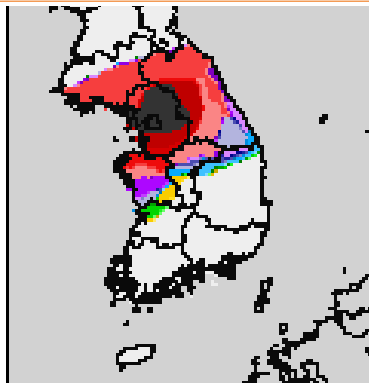
실황

- 양도(강화도) 171.5mm, 경기, 강원도 30~150mm
- 특히, 충청북부 5~40mm를 기록하여 예보와 큰 차이를 보였음

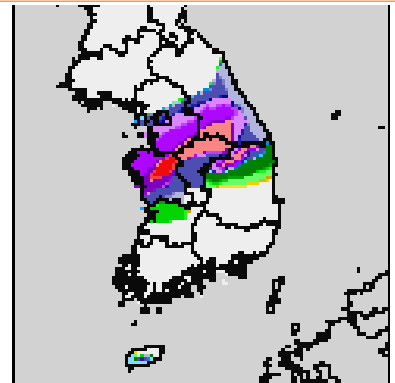
예상 강수량



9월 11일 18~24시



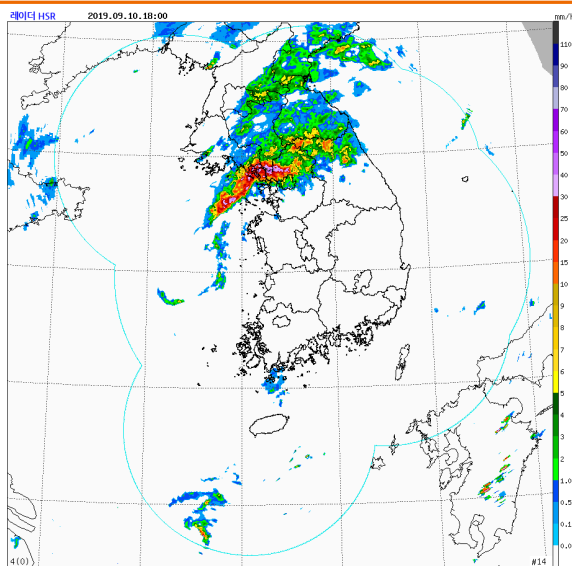
9월 11일 00~06시



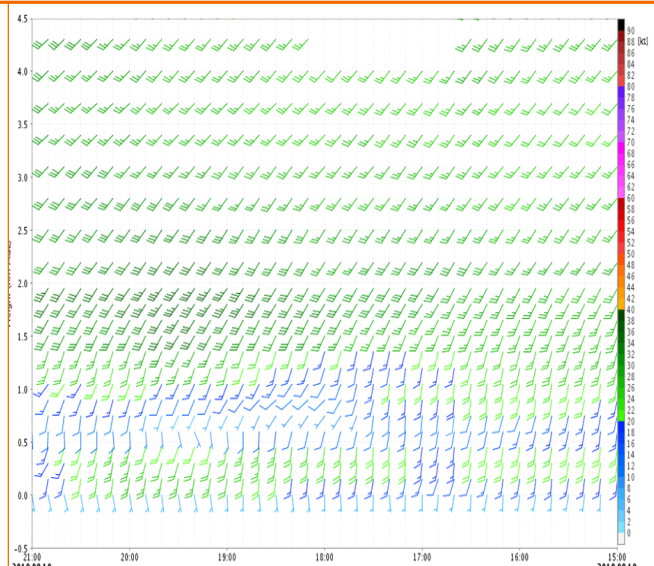
9월 11일 06~12시

● 실황

- ▶ 10일 15시부터 경기만에서 강한 강수대가 강화도로 유입됨
- 군산에서 850hPa(1.5km) 이상 고도에 하층제트가 강화되었음
- 강한 강수대의 구조는 하층제트 전면에서 속도수렴의 에코대를 나타냈음



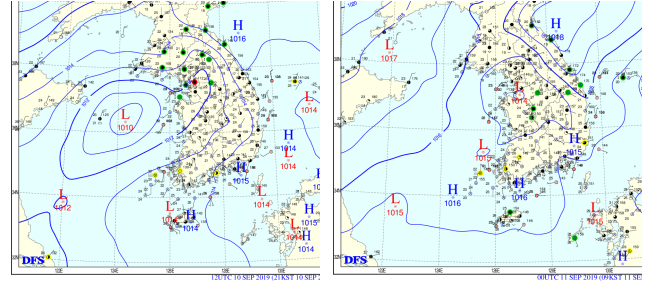
9월 10일 18시 레이더 합성 영상



9월 10일 군산 고층관측(15~21시)

2. 쟁점 사항은?

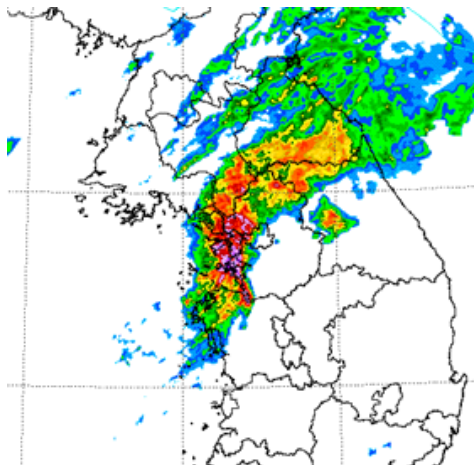
- 열대저압부 구조의 저기압이 동중국해상에서 서해상을 거쳐 중부지방으로 중심이 이동
- 10일 밤까지는 저기압 동쪽에서 하층제트 전면의 강한 강수대 유입
- 11일 새벽은 저기압 후면의 수렴대지만, 한기가 없는 상태에서 비활성화된 것이 실패의 가장 큰 원인



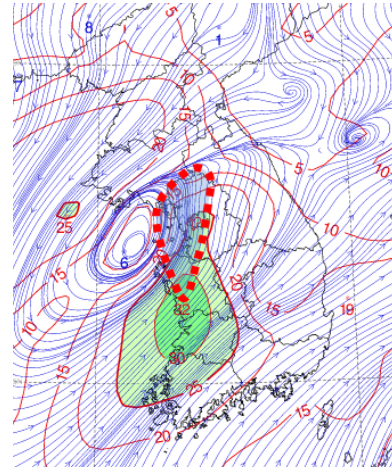
10월 21시 지상일기도

11일 09시 지상일기도

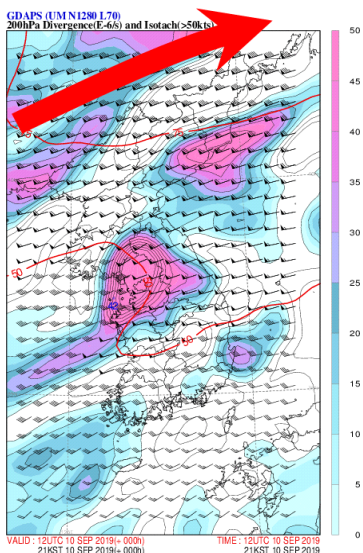
- (10일 밤~11일 새벽) 하층제트 전면(온난이류)형 호우로서, 상하층제트 커플링이 잘 조직됨
- 호우구역의 남쪽에 위치한 군산 윈드프로파일러에서 1.5km(850hPa) 고도의 남서풍 35kts가 10일 야간에 관측되어 하층제트 전면형 호우구조가 잘 조직화된 형태로 경기도를 중심으로 시간당 40~50mm의 매우 강한 비가 내렸음



9월 10일 21시 레이더영상



9월 10일 21시 850hPa 바람(UM 초기장)과 하층제트 중심의 북쪽 호우구역

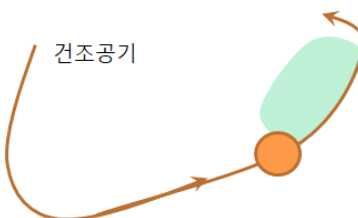


9월 10일 21시 200hPa 바람장과 상층발산 구역 위치

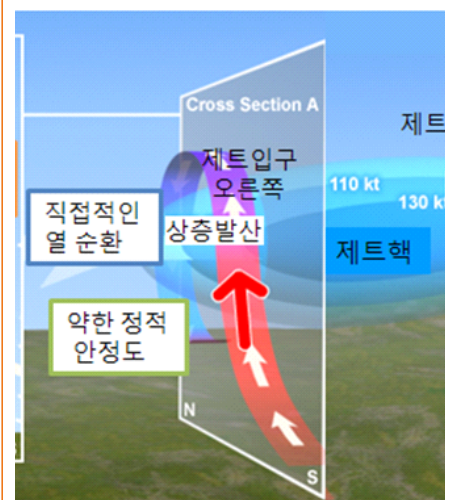
하층제트 전면형



하층제트 후면형



하층제트 전면형과 후면형의 호우 구역 모식도

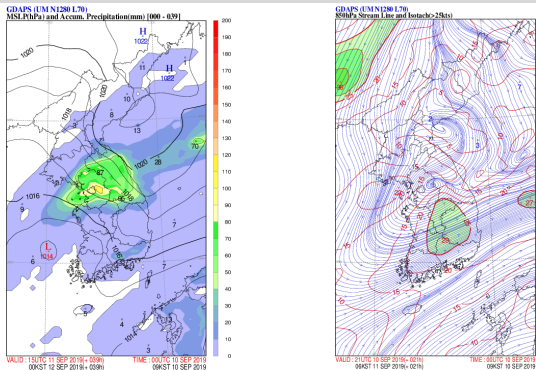


상하층제트 커플링의 연직구조 모식도

3. 주요 분석내용

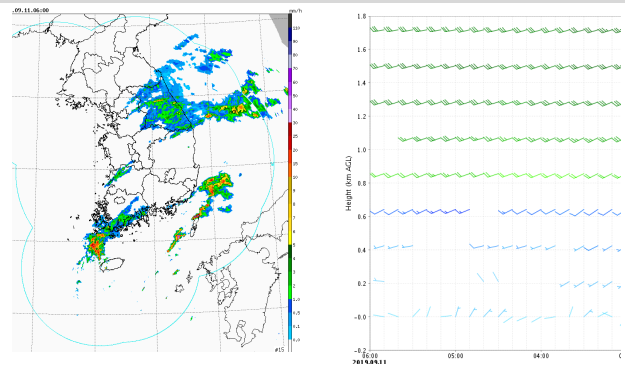
- (예상) 모델은 서울, 경기도를 중심으로 50~90mm의 총강수량을 예측하였으며, 850hPa 남서류의 형태대로 주 강수대가 분포할 것으로 예측하였음. 실황과 비슷함
- (실황) 850hPa 하층제트 중심(core)의 북동쪽으로 주 강수가 분포하였고, cold front 형태의 하층제트 중심의 서쪽으로는 특별한 강수대가 나타나지 않았음

10일 00UTC 발표 모델



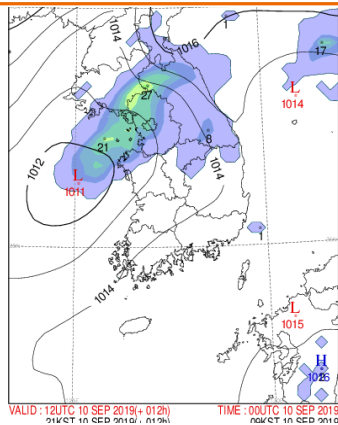
10~11일 총 예상강수량(왼쪽)과 11일 06시 850hPa 바람장

실황

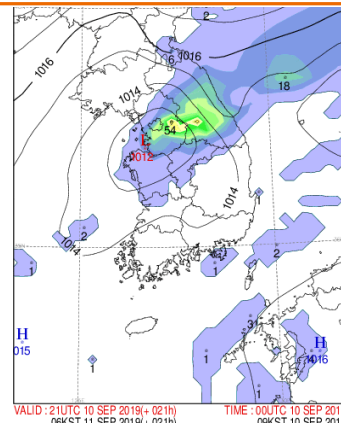


11일 06시 레이더영상(왼쪽)과 추풍령 윈드프로파일러

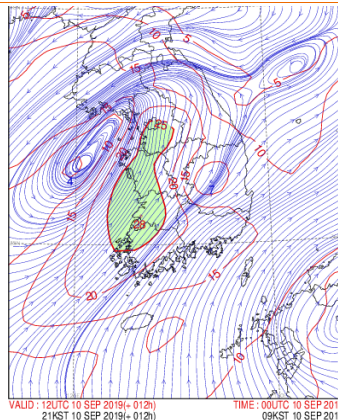
- (10일 밤~11일 새벽) 하층제트 전면형 호우구조의 특징과 영역이 실황과 비슷하게 모의됨
강수량은 약 2배 가량 과소모의 되었음
- (11일) 하층제트 후면형 호우구조는 11일 아침 6시에도 뚜렷하게 모의되지 않았음. 실황과 일치된 형태의 예측으로서, 수렴의 형태는 나타나나 강수구조는 조직화되지 않았음



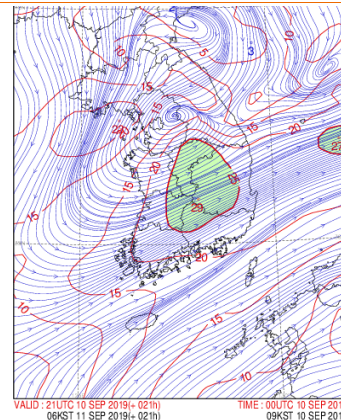
9월 10일 9시 생산 21시(+12h) 강수예상



9월 10일 9시 생산 11일 6시(+21h) 강수예상



9월 10일 9시 생산 21시(+12h) 850hPa 바람예상

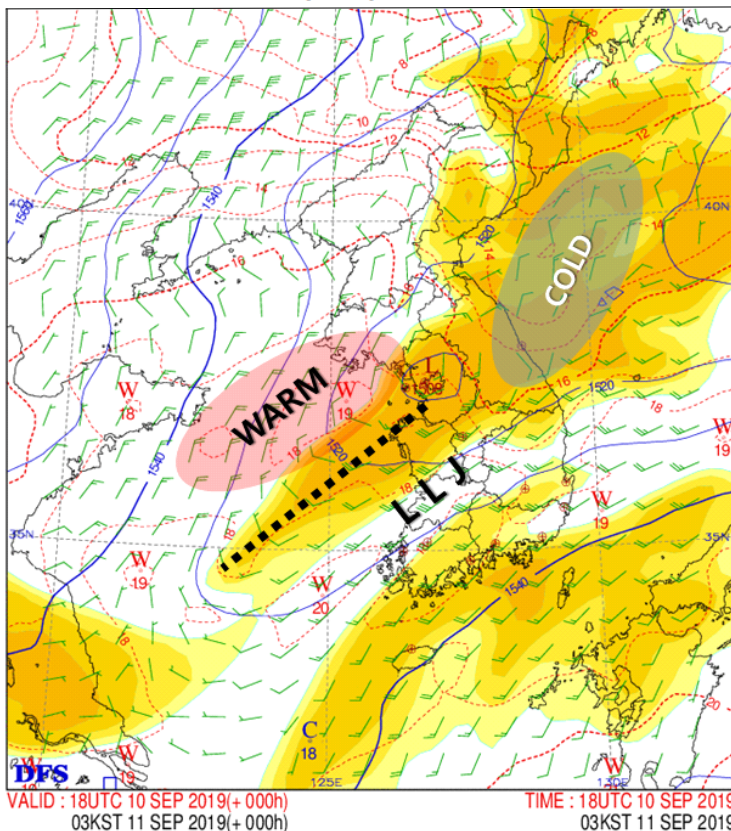


9월 10일 9시 생산 21시(+12h) 850hPa 바람예상

4. 무엇을 더 고려했어야 했나?

- 강수분포는 모델 예측이 실황과 비슷한 사례였으며, 강수량은 모델 예상보다 약 2배 많았음
- 늦은 밤에서 아침사이에 집중되는 야행성 호우의 특성상 많은 강수 예측은 정확했음
- 단, cold front 형태의 강수구역은 나타나지 않았으며, 그 이유는 차가운 공기가 전혀 없었고, 건조공기도 뚜렷하지 않았음
- 열대저압부형태의 저기압 구조에서는 cold front 형태의 강수대가 활성화되지 않음
- 하층제트 전면형 호우의 모델 과소예측은 충분히 고려되었음
 - 야간 강수증가 요인으로는 하층제트 강화와 상층기온하강에 따른 불안정 강화로 강수 증가를 충분히 고려하여 서울·경기도의 강수예측은 비교적 정확하였음
- 하층제트 후면형 호우의 잘못된 해석
 - 850hPa 저기압 중심의 서쪽으로 북풍의 기류와 수렴하는 cold front 형태의 불연속라인의 형성은 충분히 예측되었으나 활성화되지 않았음
 - 그 이유로는 이 저기압이 열대저압부형태로 동중국해에서 북상하여 중부지방을 지나간 저기압 주변으로 차가운 공기나 건조공기가 뚜렷하지 않았음. 오히려 front 북쪽에 warm이 놓인 형태로 전선이 발달할 수 없는 구조였음
 - 결국, 하층제트 후면형 호우구역이 활성화되기 위한 선결조건인 강한 건조역 또는 차가운 공기의 존재가 반드시 있어야 하는데, 이를 간과한 것이 충청도 지역의 호우를 과다 예측한 원인이었음

2019. 09. 11. 03시(KST) 850hPa UM 모델 초기장



충청북부 강수 과다 분석 원인)

예상도만 보면 저기압 남쪽으로 30kts 이상의 하층제트가 있으므로 한랭전선 타입의 정체전선이 경기남부와 충청북부에 걸릴 가능성이 있어 보이나,

사후분석 결과)

저기압의 서쪽에 warm core로 한랭전선이형이 아니며, 저기압의 남쪽으로도 강한 풍속은 있지만, 온도경도가 거의 없어 온난이류가 약함(강수대 발달 미비)

하지만, 저기압의 동쪽으로는 남풍의 기류가 동해상에서 우리나라로 형성되어있는 차가운 공기대를 거슬러 북상하는 온난이류가 강하여 강수대가 폭넓게 발달하였음

이 저기압은 중심이 온난하고, 그 북서쪽에도 차가운 공기가 없는 열대저압부형태의 저기압임
결국 그 강수역도 저기압의 중심을 기준으로 그 남쪽과 서쪽은 없고, 주로 저기압 중심의 북동쪽으로 강한 강수가 나타났음

Contents

- 여름철 현황분석 가이드스
- 호우 분석 가이드스
- 일변화 특성을 고려한 여름철 강수 예보
- 장마의 초기와 종료단계 예보 방법
- 한반도 폭염의 원인과 예보 가이드스
- 지역특화 국지 위험기상 가이드스 (제주, 부산)
- 부록 | 2019년 여름철 강수 사후분석

여름철 예보 가이드스

Why? How! - Summer Forecast Guide

