

2 고급훈련 기술서

2011년 8월 9일, 전라북도 호우



기상청 Korea Meteorological Administration

목차

1. 사례 개요 /01

- 1.1. 개요 /03
- 1.2. 언론 보도 /04
- 1.3. 주요 기록 /05

2. 실황분석 /06

- 2.1. 일기도 분석 /08
- 2.2. 위성 분석 /17
- 2.3. 레이더 분석 /27

3. 예측자료 분석 /35

- 3.1. 수치예보 모델 특성 분석 /37
- 3.2. 모델의 강수 예측결과 분석 /42

4. 사례 발생 원인 /47

- 4.1. 종관 및 중규모 기상 환경 /49
- 4.2. 대기 불안정성 /52
- 4.3. 호우 시스템 발달 과정 /55
- 4.4. 호우 시스템 발생 원인 /57

5. 사전 예측을 위한 검토 자료 /60

- 5.1. 일기도 /62
- 5.2. 위성 /67
- 5.3. 레이더 /71
- 5.4. 수치모델 /77
- 5.5. 이번 사례가 다른 사례와 구별되는 특성 /78
- 5.6. 향후 예보를 위한 점검 사항 /79

참고문헌 /80

1

사례 개요

1.1. 개요

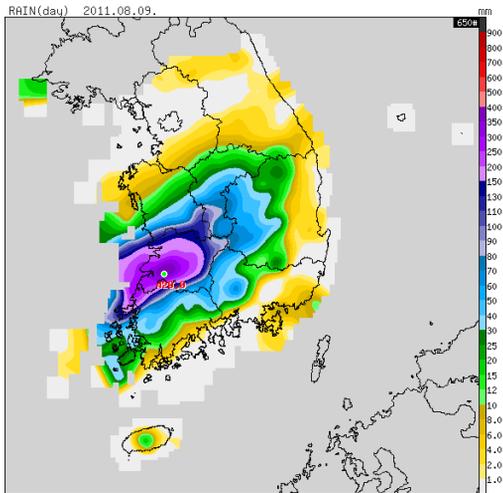
1.2. 언론 보도

1.3. 주요 기록

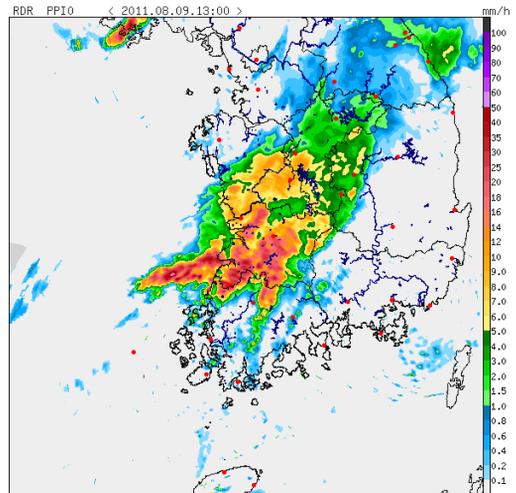
1. 사례 개요

1.1. 개요

- 2011년 제9호 태풍 무이파(MUIFA)가 서해상을 지나 북쪽으로 이동한 후 중규모 호우시스템이 전라북도 지방에서 발달 및 정체하면서 전라북도 대부분 지역에서 200mm 이상의 강수량이 기록되었으며, 다른 지역과의 강수량 차이가 매우 크게 나타난 사례였다.



▶ 8월 9일 강수량 분포



▶ 9일 13시 레이더영상

- 전라북도에서만 약 800억 원의 재산 손실이 발생하였고, 사망 1명, 수백 명의 이재민이 발생하였다.
- 이날 정읍에서 관측된 일 강수량 420.0mm는 관측 이래 최고 기록이었으며, 종전 기록은 1998년 9월 30일에 기록한 244.5mm였다.
- 이 외에도 전주(336.1mm), 임실(234.0mm)에서 모두 관측 이래 일 최다 강수량 1위 기록을 경신하였다.

1.2. 언론 보도



▶ 물바다로 변해버린 전북 전주천의 한옥마을 전용주차장 (출처 : 연합뉴스)



▶ 전북 정읍시 칠보면 시산리 시산교 유실 현장 (출처 : 연합뉴스)

1. 사례 개요

1.3. 주요 기록

▶ 전체년도 일최다 강수량(mm) 극값 경신

지점명	경신 값	종전기록	1위 극값	관측개시일
전주	336.1(1위)	205.8(1946.06.25)	-	1918.06.23
천안	273.5(1위)	176.0(1972.07.08)	-	1972.01.08
부안	217.5(2위)	202.5(1998.09.30)	250.5(2007.08.29)	1972.03.01
임실	234.0(1위)	208.5(2002.08.06)	-	1970.06.02
경읍	420.0(1위)	244.5(1998.09.30)	-	1970.01.05

2

실황분석

2.1. 일기도 분석

2.2. 위성 분석

2.3. 레이더 분석

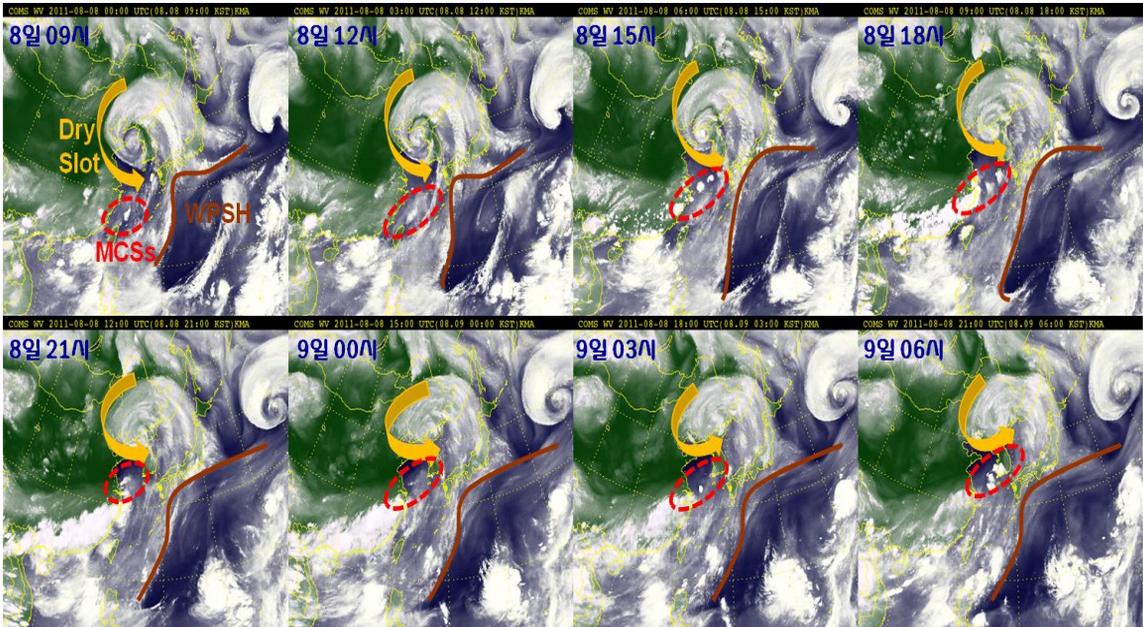
2. 실황분석

2.1. 일기도분석

2.1.1. 일기도 및 관측자료 분석 개요

2011년 8월 9일 새벽부터 오후까지 전라북도 지방을 중심으로 최대 420mm의 기록적인 누적 강수량을 기록한 이번 사례는 뚜렷한 지상이나 상층의 저기압이 동반되지 않은 상태에서 태풍의 북상 이후에 확장하는 북태평양 고기압의 가장자리에서 발생했다는 점에서 사실상 예측이 거의 불가능한 사례였다.

기상예보를 총괄하는 예보관으로서 태풍이 통과하고 있는 8월 8일에 다음날인 9일 예보를 결정하는 상황을 가정해 보자. 8월 8일 오전 전국에 태풍 경보가 발령되어 있는 상황에서 2010년 수도권에 막대한 피해를 입혔던 태풍 곤파스와 비슷한 경로를 따라 북상하고 있는 제 9호 태풍 무이파의 경로와 강도를 추적하고 있는 예보관의 모든 신경은 태풍의 진로가 어떻게 결정될 것인가에 집중될 수밖에 없었다. 그리고 기상청 RDAPS를 비롯한 대부분의 외국 수치예보 모델들은 태풍이 북상한 후 한반도 주변에는 북태평양 고기압의 가장자리가 한반도 남부까지 확장하면서 대류불안정으로 인해 곳에 따라 소나기가 내리는 것으로 모의하고 있었다. 따라서 8월 9일에는 중부지방은 대체로 맑은 날씨를 남부지방은 곳에 따라 뇌우를 동반한 강한 소나기 정도를 예보하고 강수량은 많아야 50mm를 넘지 않을 것으로 예상하는 것은(물론 산악지방의 경우 국지적으로 시간당 30mm 이상의 강한 소나기가 내릴 수도 있을 것이라는 것은 심정적으로 의심할 수 있었겠지만) 어떻게 보면 거의 모든 예보관들의 공통된 예보였을 것이다. 그렇다면 예보관은 예보를 생산하는 과정에서 무엇을 놓친 것일까? 그것은 아마도 아주 좁은 지역에 연속적으로 중규모대류계가 유지되면서 집중호우가 발생할 수 있게 만들었던 아주 작지만 중요한 시그널이었을 것이다.



[그림 2.1.1] 2011년 8월 8일 09시~9일 06시까지 3시간 간격 수증기 영상과 건조공기 유입(Dry Slot, 노란색 화살표), 북태평양 고기압 경계(갈색 실선), 그리고 중규모대류계 발생 위치(붉은 점선)

그림 2.1.1의 위성영상 연속사진에서 주목해야 할 것은, 태풍 무이파가 서해상을 따라 북상함에 따라 그 후방으로 북서쪽에서 유입되고 있는 강한 Dry Slot의 헤드 부분을 따라 수증기 영상의 암역(하강기류)이 뚜렷하게 강화되고 있는 동시에 북태평양 고기압의 가장자리를 따라서도 암역이 점차 뚜렷해지고 있다는 것이다.

8일 09시 수증기 영상에서 태풍의 중심이 백령도 부근을 지나가고 있는 시점에서 Dry Slot의 헤드 부분에서 발생한 하강 영역과 북태평양 고기압의 연변의 하강 영역 사이인 북위 25°N 부근에서 작지만 강하게 발달한 대류성 구름 열들이 발생하기 시작하였다. 6시간 후인 8일 15시에는 태풍의 빠른 북상과 함께 상승 구역이 북쪽으로 이동하면서 북위 30°N 부근에서 대한해협까지 이어지는 대류 활동 구역이 뚜렷하게 관측되고 있다. 이러한 대류 활동 지역의 북상은 태풍의 북상과 함께 계속해서 유지되었는데, 9일 새벽 03시에는 한반도 남서해안 부근까지 북상하였고 06시에는 좀 더 북상하여 전라북도 지역에서 폭발적으로 성장하는 모습을 볼 수 있다.

수증기 영상에서의 암역은 강한 하강 운동을 의미하고 하강운동이 존재하는 지역의 주변으로는 상대적으로 상승운동이 존재하게 된다. 실제로 수증기 영상에서 강한 대류 활동(붉은 점선)들이 발생하고 있고, 그 영역이 점점 북쪽으로 이동하고 있다. 이것은 매우 중요한 시그널이 될 수 있었지만, 예보의 주된 관심사가 태풍에 집중되어 있었고 수증기 영상에서 발생한 대류활동들의 생존시간이 3시간을 넘지 않았기 때문에 많은 관심을 기울이지 못했을 것이다. 따라서 24시간 후에 그 대류활동에 동반된 중규모대류계가 한반도 남부 그것도 특정적으로 전라북도 지방에 정체되면서 400mm가 넘는 집중호우 발생을 예보하는 것은 매우 어려운 일이었다. 본 항에서는 이러한 뚜렷한 시그널들을 상하층 일기도에서는 찾을 수 없었는지 분석해 본다.

2. 실황분석

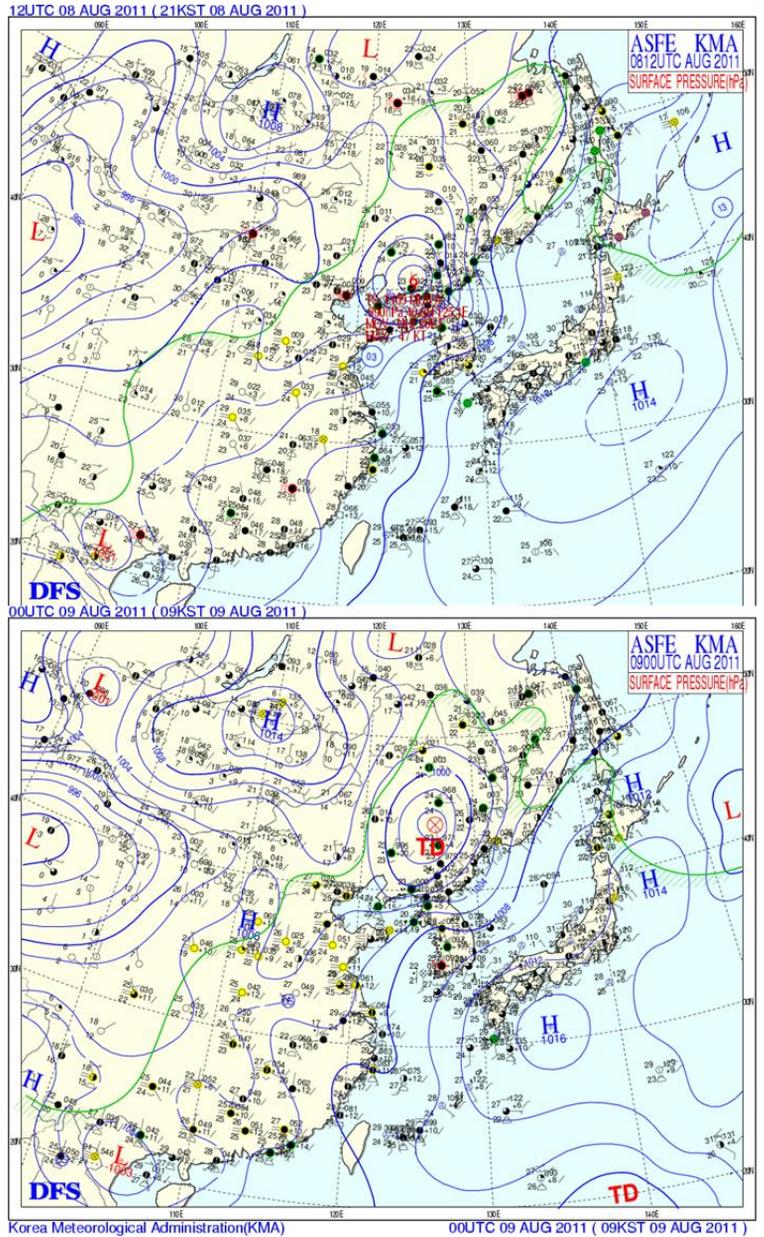
2.1.2. 지상 및 하층 일기도 분석

그림 2.1.2는 8월 8일 12UTC와 9일 00UTC 지상 분석일기도이다. 2010년 9월 21일 수도권 집중호우 사례와 비교해서 뚜렷한 차이는 북상해서 내륙에 상륙하고 있는 태풍 무이파와 그 후면을 따라 북태평양 고기압이 느리게 확장하고 있는 것이다.

8일 12UTC에 태풍 무이파가 많은 수증기를 남긴 채 북상하여 신의주 부근으로 상륙하면서 한반도와 그 주변에 지상에서 기온과 노점 온도차이가 1°C 내외인 습윤한 공기가 위치한다. 북태평양 고기압은 일본 남쪽에 중심을 두고 느린 속도로 북쪽으로 확장하면서 그 경계가 한반도 남해안 지역까지 도달하고 있다. 한반도 남부지방 대부분이 구름이 점차 걷히고 있는 상태에 있지만, 중국 양자강 부근에서 제주도로 이어지는 곳으로 강수 구역이 나타나고 있는데 이것은 그림 2.1.1에서 언급한 대류성 구름 열이 북상한 결과라고 할 수 있다.

9일 00UTC의 지상 일기도는 8일 12UTC 일기도에 비해서 내륙에 상륙한 태풍이 열대저압부로 약화되면서 북동진하는 것을 제외하고

는 넓은 범위의 습윤 구역 형성, 북태평양 고기압 세력의 강화 등 거의 비슷한 형태를 보이고 있다. 다만, 세부적으로 살펴보면 한반도 남부 특히 전라북도와 남부 지역으로 뇌우를 포함한 강수가 나타나고 있으며 8일 12UTC에 나타났던 대류성 구름 열은 사라지고 아주 좁은 지역에서만 강수 현상이 집중되고 있다. 새벽부터 강하게 발달한 중규모대류계에 동반된 모루구름이 한반도 남부지역을 덮으면서 일사가 시작된 이후에도 남부지방 대부분이 22°C 내외의 기온 분포를 보이고 있는 반면 제주도를 포함한 일본 지역으로는 기온이 빠르게 오르면서 30°C 근처까지 기온이

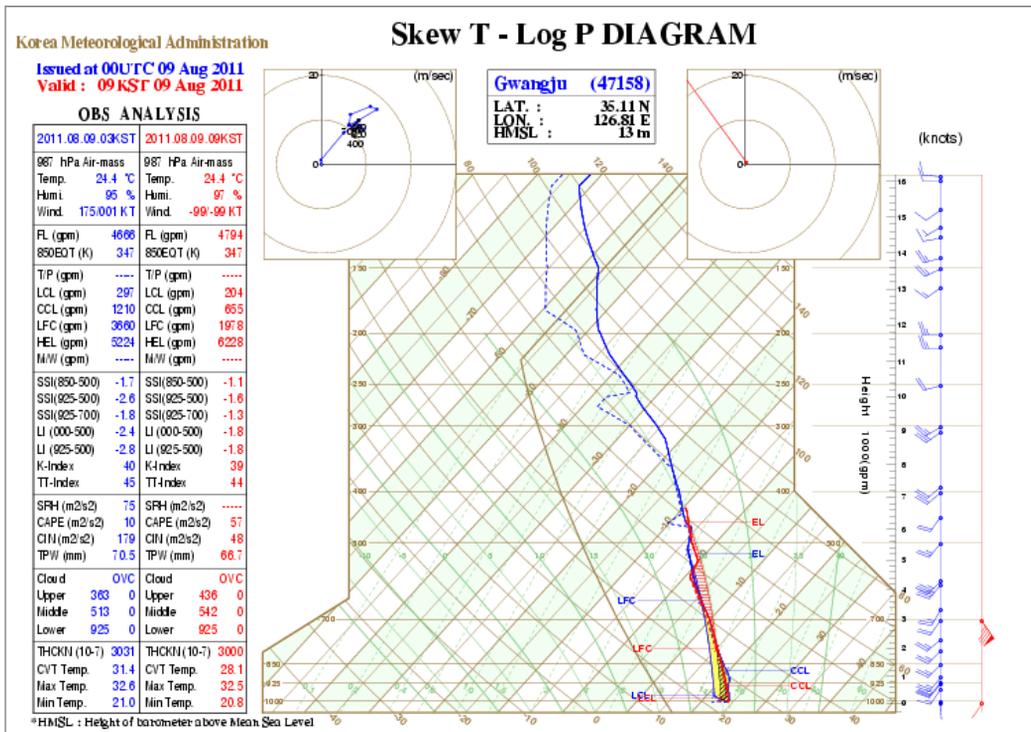


[그림 2.1.2] 2011년 8월 8일 12UTC(상), 9일 00UTC(하) 지상 분석일기도

상승하여 좁은 지역에 큰 남북 온도 경도가 형성되고 있다. 지상 일기도 분석만으로는 소나기 정도의 가능성은 충분히 알 수 있지만, 왜 강한 집중호우가 발생하였는지 설명하기에는 분명히 한계를 가지고 있다. 이러한 의문을 풀어 줄 단서는 비슷한 시간에 광주에서 관측된 단열선도를 통해서 찾아 볼 수 있다. 지상에서 상층까지 어느 정도 집중호우 발생 가능성에 대한 시그널을 찾을 수 있었던 2010년 9월 21일 수도권 집중 호우 사례와 달리 지상 일기도에서 뚜렷한 중규모대류계에 의한 집중호우 발생 가능성을 예단하기 힘든 상황에서 먼저 단열선도 분석을 통해 그 시그널을 찾아야 한다.

그림 2.1.3은 중규모대류계가 발생하기 직전인 8일 18UTC(청색)와 중규모대류계가 발달 및 정체 단계에 접어들기 시작한 9일 00UTC(적색)에 광주에서 관측된 단열선도이다.

이번 사례가 다른 사례와 뚜렷하게 구분되는 점은 8일 18UTC의 경우 지상에서 대기 상층부에 해당되는 350hPa 고도까지 약 8km의 두께를 가지는 완전히 응결된 구역이 존재하고 있다. 이러한 형태는 9일 00UTC 단열선도에서도 관측 계기 상의 오류로 온도와 습도에 대한 보고가 중단된 약 7km 고도까지 상대습도 100% 응결 구간이 그대로 유지된다. 대기 하층에서 대기 중상층까지 깊은 온난 습윤한 공기층이 존재한다는 것은 아주 높은 가강수량(PW)을 가지고 있고, 아울러 어떠한 방아쇠작용에 의해서 강제 상승이 시작되는 공기 덩어리에 지속적으로 연직 운동에너지를 공급해 줄 수 있음을 의미한다. 전날 태풍으로 인해서 전국적인 강수가 있었기 때문에 지표



[그림 2.1.3] 2010년 9월 20일 18UTC(청색), 9월 21일 00UTC(적색) 오산 단열선도

2. 상황분석

면 부근도 이미 충분히 젖어 있는 상태여서 집중호우를 유도하는 중규모대류계는 어떠한 방해도 받지 않고 계속해서 대류불안정 에너지 공급을 받게 되는 것이다.

지상에서 깊은 습윤층(Deep Moist Layer)이 끝나는 고도까지 전체적으로 대류권 내에서 상하층의 바람 시어가 거의 존재하지 않고 특히 상층에도 바람이 30kts(15m/s)를 넘는 곳이 없다. 이러한 단열선도 형태는 강한 연직 시어에 의한 상승운동에 필요한 충분한 역학적 에너지 공급이 제한되기 때문에 긴 생애를 가지는 선형 대류활동으로의 발달은 제한된다. 그렇지만 풍부한 수증기에 의한 잠열이 충분히 공급되기 때문에 일단 중규모대류계가 발생하면, 내부의 스톱들의 이동 속도가 아주 느려져 새로운 스톱들이 충분히 발달하여 병합할 수 있는 시간적 여유를 제공한다. 따라서 중규모대류계는 무리형 중규모대류계(Cluster Type MCSs)로 발달할 가능성이 높으며, 무리형 중규모대류계는 긴 시간 동안 좁은 지역에 집중호우를 유도한다. 이와 함께 주목해야 할 점은 높은 가강수량 값이다.

앞에서 언급되었듯이 가강수량 값이 40mm를 넘으면 집중호우를 유도하는데 충분한 것으로 알려져 있는데, 이번 사례의 경우에는 가강수량 값이 8일 18UTC에 70mm를 넘었고, 9일 00UTC에도 65mm를 넘는 등 다른 집중호우 사례들에서는 찾아볼 수 없을 만큼의 높은 값이다. 아직 우리나라에서는 가강수량 값과 실제 시간당 강수량 사이의 통계적 상관관계나 강수효율에 따른 중규모대류계 분류에 관한 기준이 제시되고 있지 않지만, 미국의 경우에는 45mm를 기준으로 이상인 경우에는 강한 집중호우(High Precipitation)를 가져오는 중규모대류계로 분류한다. 45mm의 가강수량은 최대 시간당 60mm까지의 집중호우 발생 가능성을 예보하는 척도로 사용한다.

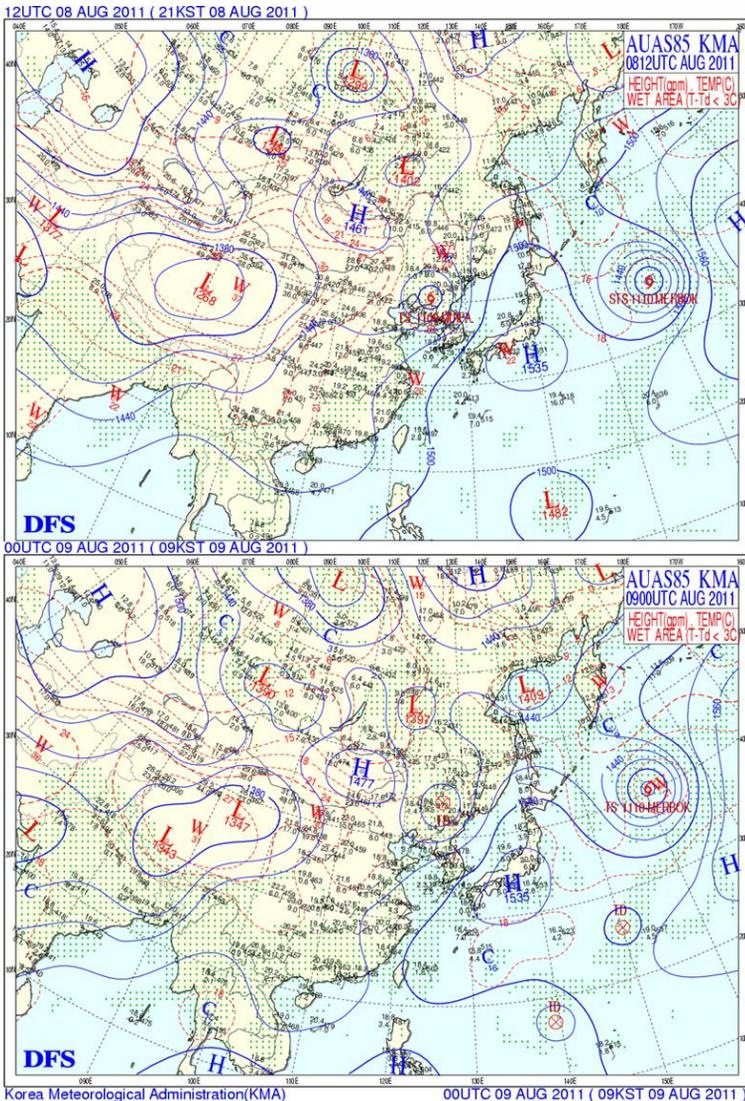
전라북도 집중호우 사례의 경우는 이 기준 값을 훨씬 뛰어넘는 경우이기 때문에 시간당 100mm에 가까운 집중호우가 내렸다 하더라도 별로 놀라운 일은 아니다. 충분한 수증기와 깊은 습윤층으로 인해 강한 대류활동을 위한 대류잠재에너지 공급이 가능했다고 하더라도 이를 유지시키기 위해서는 지속적인 상승운동이 유지되어야 하는데 단열선도 분석에서 8일 18UTC와 9일 00UTC LI 값이 각각 -2.8과 -1.8, KI 값이 40과 39를 기록하고 있다는 점은 한번 응결되어 상승하는 공기는 대류권 상부까지 충분한 상승 운동을 가지고 발달할 수 있는 조건이었다.

그림 2.1.4는 8일 12UTC와 9일 00UTC 850hPa 분석일기도이다. 925hPa과 850hPa고도의 등고선 배치나 습윤 구역의 배치가 거의 일치하기 때문에 하나의 그림으로 설명한다.

8일 12UTC에 태풍 무이파에 동반된 강한 남서기류와 함께 남서쪽으로부터 강한 온난기류가 한반도를 향해서 지속적으로 유입되고 있다. 비록 태풍은 신의주 부근으로 상륙했지만 그 후면으로 상대적으로 한랭 건조한 대륙 고기압과 북태평양 고기압 사이에 남서쪽에서 북동쪽으로 향하는 온난 습윤한 공기의 통로가 850hPa 고도에서 형성되어 지속적으로 한반도 남부지방으로 강한 대류 에너지를 공급하고 있다. 이러한 형태는 9일 00UTC에도 크게 변하지 않았다. 북태평양 고기압의 세력이 일본 열도를 따라 넓게 확대되고 있기는 하지만 태풍 무이파 후면의 영향으로 더 이상 한반도 내륙으로 확장하지 못하고 있다. 그렇지만 비록 하층 제트 수준까지는 발달하지 못했지만 20kts(10m/s) 정도의 풍속을 가지는 남서기류가 지속적으로 한반도 남부지방으로 수증

기와 열을 수송하고 있다. 또한 태풍이 열대저압부로 약화되어 상대적으로 한랭한 오호츠크 기단 세력 방향으로 이동하면서 열대저압부 중심부에 약하지만 주변과 확실히 구분되는 한랭 핵이 형성되어 한반도 중부와 북부지방으로 약한 온도 골(Thermal Trough)을 형성하고 있다. 이는 5장의 등온위면 일기도 설명을 하는 과정에서 상세하게 다루겠지만 한반도 남쪽에는 남서쪽으로부터 온난 기류와 함께 강제 상승하는 운동이 존재하고 북동쪽에는 상대적으로 강제 하강하는 운동이 존재하고 있음을 의미한다. 결국 이러한 상승 구역과 하강 구역의 확연한 구분은 중규모대류계의 전체 시스템의 이동을 제한하여 동일한 지역에서의 정체와 발달에 기여하였다.

지상에서 850hPa 고도까지 대기 하층의 기압배치와 단열선도 분석에 의하면 전라북도 집중호우는 일반적인 중규모 강제력은 뚜렷하지 않지만, 태풍과 그 후방에 남겨진 수증기와 온난 기류의 연속적인 수송에 의해서 대류 활동이



[그림 2.1.4] 2011년 8월 8일 12UTC(상), 9일 00UTC(하) 850hPa 분석 일기도

2. 실태분석

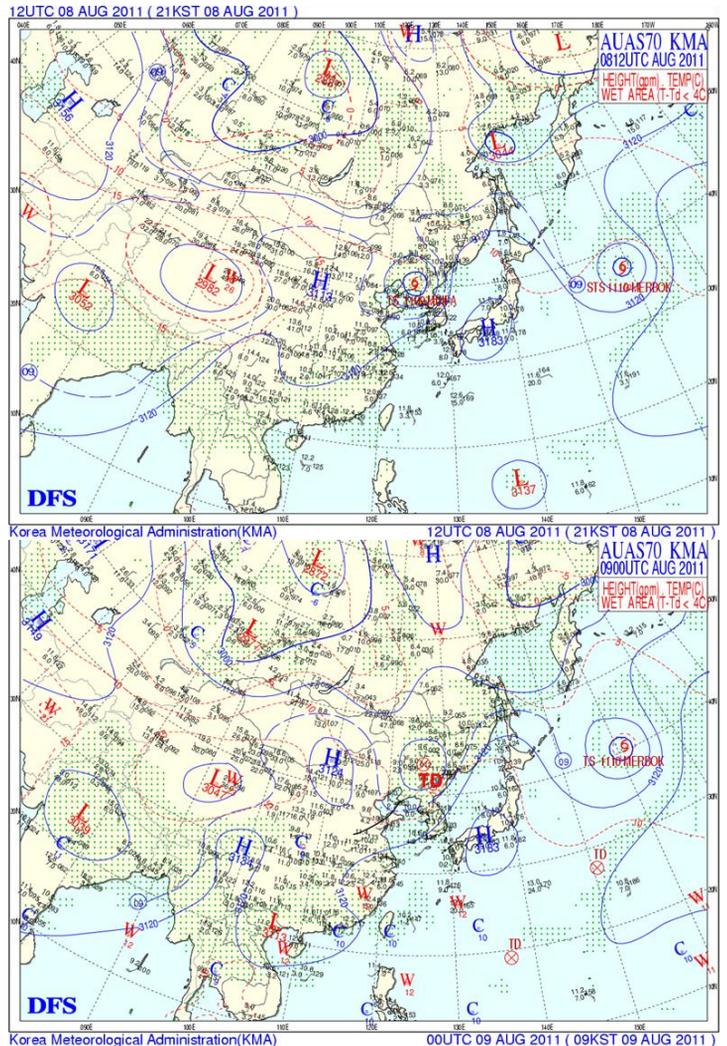
대류계 내부의 스톱규모 역학에 의해서 연속적으로 발달하는 이른바 깊은 습윤 대류(Deep Moist Convection)를 동반한 무리형 중규모대류계로 형태로 유지되면서 지속적이고 강한 집중 호우가 매우 좁은 지역에서 유지되었다는 것을 보여주고 있다.

2.1.3. 중상층 일기도 분석

그림 2.1.5는 8일 12UTC와 9일 00UTC 700hPa 분석일기도로 850hPa 일기도와 비교해서 특별한 차이점은 보이지 않는다. 850hPa과 마찬가지로 8일 12UTC에서 9일 00UTC까지 남서기류를 타고 많은 양의 수증기가 한반도 남쪽으로 지속적으로 유입되고 있으며, 9일 00UTC 부터는 전 시간에 보이지 않았던 약한 기압골이 발해만 부근에서 발생하기 시작한다.

또한 9일 00UTC부터는 850hPa에 서와 마찬가지로 한반도 중북부 지방으로 온도 골이 형성되

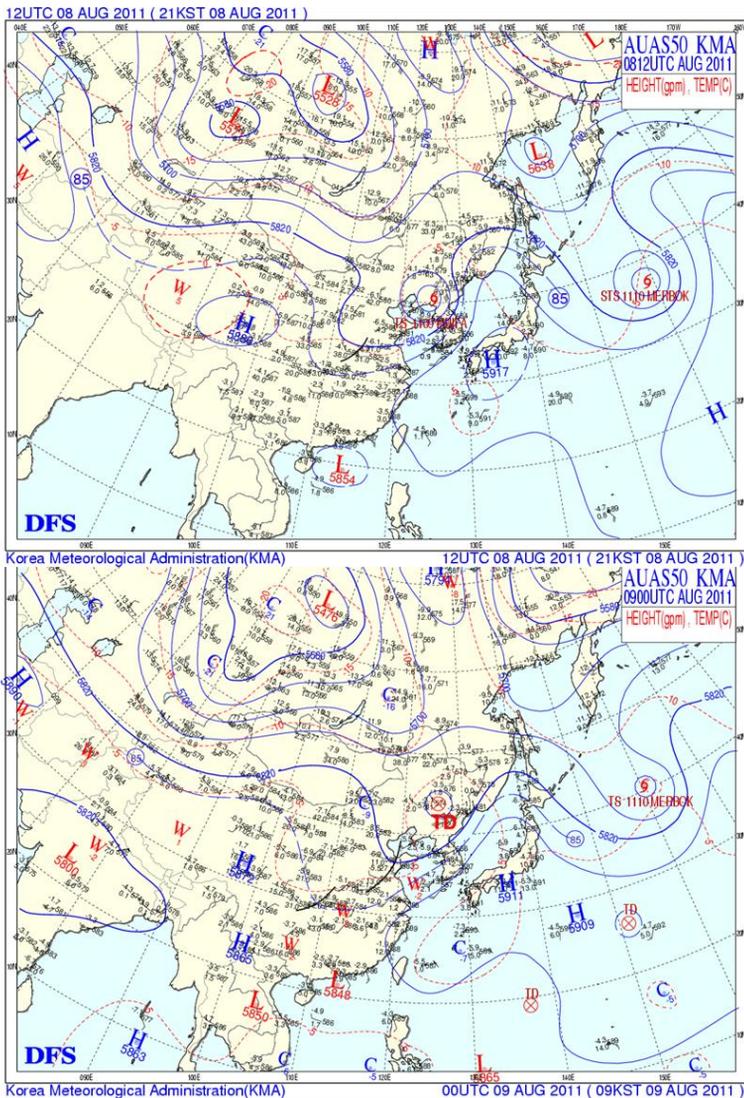
면서 한반도남서쪽의 상승 운동구역과 구분되는 하강운동 구역을 형성하고 있다. 그런데 700hPa 분석 일기도가 하층 일기도와 뚜렷하게 구별되는 특성은 습윤 구역이 한반도 북부지방을 경계로 집중호우가 발생하는 남부지방과 중국 북부 지방으로 뚜렷하게 분리된 모습이 나타난다는 것이다. 이런 현상은 8일 12UTC에서도 나타나고 있었지만 중규모대류계가 발달해서 정체되기 시작하는 9일 00UTC에 더욱 명확해진다. 이러한 습윤 구역의 분리는 상층에서 대기 하층으로 강하게 하강하는 Dry Slot의 존재와 무관하지 않다. Dry Slot이 존재하는 지역의 바로 남쪽에서 이에 대응되는 상대적인 상승 운동이 존재하게 된다. 종합하면 전라북도 지방의 북서쪽에서는 Dry Slot의 침강에 의한 하강기류가 존재하고, 한반도 내륙 중북부 지방에는 온도 골에 의한 하강기류가 동시에 존재하면서 상대적으로 강한 상승 운동이 전라북도 지방을 중심으로 발생하면서 조건부 잠재불안정을 형성하고 이러한 기압 배치가 유지되는 동안 중규모대류계에 의한 집중호우가 유지되었다고 할 수 있다.



[그림 2.1.5] 2011년 8월 8일 12UTC(상), 9일 00UTC(하) 700hPa 분석 일기도

그림 2.1.6은 8일 12UTC와 9일 00UTC 500hPa 분석일기도이다. 9월 21일 사례 일기도 분석에서 설명했듯이 500hPa 고도의 5880gpm 선과 5820gpm 선은 북태평양 고기압의 가장자리 경계 불안정 영역과 잘 일치하며, 일반적으로 예보를 생산하는 과정에서 아주 건조한 경우를 제외하고는 이 지역에서 뇌우를 동반한 강한 소나기 발생 가능성을 예보한다.

열대저압부로 약화되기는 하지만 여전히 적도 기단의 특성을 유지하고 있는 태풍으로 인해서 대륙으로부터의 대륙성 고기압의 확장이나 남쪽으로부터의 북태평양 고기압의 확장이 제한되는 가운데 5880gpm 선과 5820gpm 선은 등고도선이 퍼지면서 동서 운동이 강화되는 것을 제외하고는 특별한 공간적인 변화 없이 12시간 이상 거의 동일한 형태로 유지되고 있다.



한반도 부근으로 등고도선이나 등온선의 경도 변화가 거의 발생하지 않아서 경압불안정이나 종관규모 강제력을 유도할 만한 기압배치를 만들어 내지 못한다. 다만 약하기는 하지만 9일 00UTC에는 약한 단과 기압골이 발해만 부근에서 발달하기 시작한다. 이 상층 단과 기압골은 아마도 Dry Slot의 유입과 관련되어 있는 것으로 보이는데, 이 기압골이 형성되면서 한반도 상공 기류가 좀 더 많은 동서 성분을 가지게 되었음을 의미하며, 500hPa 고도까지 남서 기류를 형성하여 한반도 남부 지방으로 대기 하층에서 대기 중층고도까지 풍부한 수증기가 온난 이류를 통해 지속적으로 공급되고 있다. 500hPa 분석 일기도에서도 Dry Slot의 전면과 북태평양 고기압의 가장자리 전면이 전라북도 지역에 위치하면서 상대적인 강제 상승운동에 의한 조건부 대류잠재 불안정 상태가 유지되고 있음을 알 수 있다.

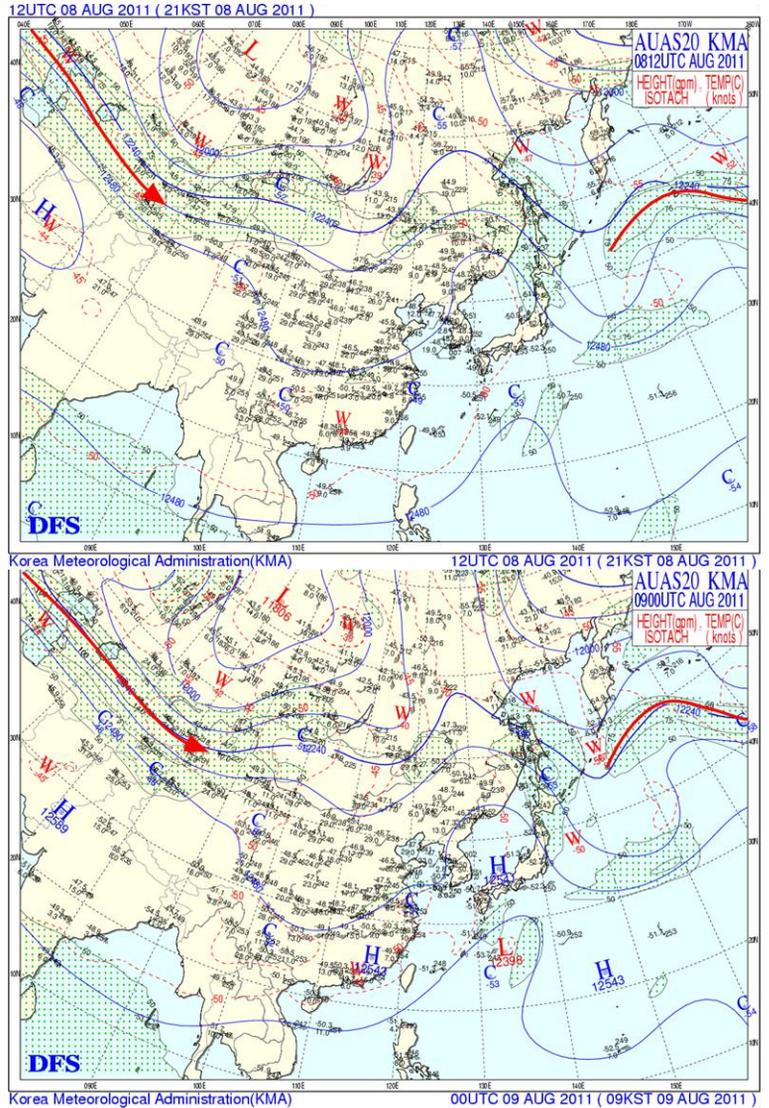
[그림 2.1.6] 2011년 8월 8일 12UTC(상), 9일 00UTC(하) 500hPa 분석 일기도

2. 실태분석

그림 2.1.7은 8일 12UTC와 9일 00UTC 200hPa 분석일기도인데, 8일 12UTC 일기도에서는 한반도 전체가 기압능에 위치하면서 전체적으로 하강 운동 구역에 위치하고 있다. 또한 아열대 제트기류의 풍속이 약화되면서 제트기류의 주요한 역할인 상층 발산 및 수렴구역 형성, 강한 남북 온도경도에 의한 전선 발생 기능을 적절하게 수행하지 못하고 있다.

8일 12UTC 200hPa 일기도에서는 강한 대류 운동을 유도할 만한 강한 종관규모 강제력을 발견하기는 어려웠다. 다만, 크지는 않지만 작은 변화가 9일 00UTC에 감지되는데 바로 서해상 부근에 북태평양 기단으로부터 동해를 지나 연해주로 확장되어 있는 기압능에 상대적인 기압골이 형성되기 시작하고 있으며 50kts(25m/s) 이상의 상대적으로 강한 풍속대가 아주 좁게 이 기압골의 후면에서 발생하기 시작했다는 것이다. 이러한 대류권 상층부의 변화는 대기 하층과 중층의 온난 이류와 상호 작용하여 한반도 서쪽에는 상승 운동(상층 발산) 구역이, 한반도 동부와 동해만 지역으로는 하강 운동(상층 수렴)구역이 형성되어(예보관 훈련 교재 대기역학 13장 3절 그림 13.4 참고) 전라북도와 서해안 지역에서는 중규모대류계가 대류권 상층까지 발달하고 한반도 북동쪽에서는 급격한 경계를 가지면서 더 이상 발달하지 못하는 현상을 만들었다.

전라북도에서 발생한 중규모대류계에 의한 집중호우를 일기도를 통하여 분석한 결과 이 사례는 강한 종관규모 강제력이 존재하지 않는 상태에서 순수하게 태풍으로부터 공급된 풍부한 수증기가 대기 하층에서 대기 중층까지 위치하면서 깊은 대류활동을 유도하였고, 한반도 서쪽과 남서쪽에는 상승 운동이, 한반도 북동부 지역에는 하강 운동이 존재하면서 중규모대류계에 의한 강수 집중구역과 비 강수 구역이 뚜렷하게 구분되어 무리형 중규모대류계 내에서 연속적으로 스톱이 발생하여 집중호우를 야기했다는 위성과 레이다 분석 결과와도 잘 일치한다.



[그림 2.1.7] 2011년 8월 8일 12UTC(상), 9일 00UTC(하) 200hPa 분석 일기도

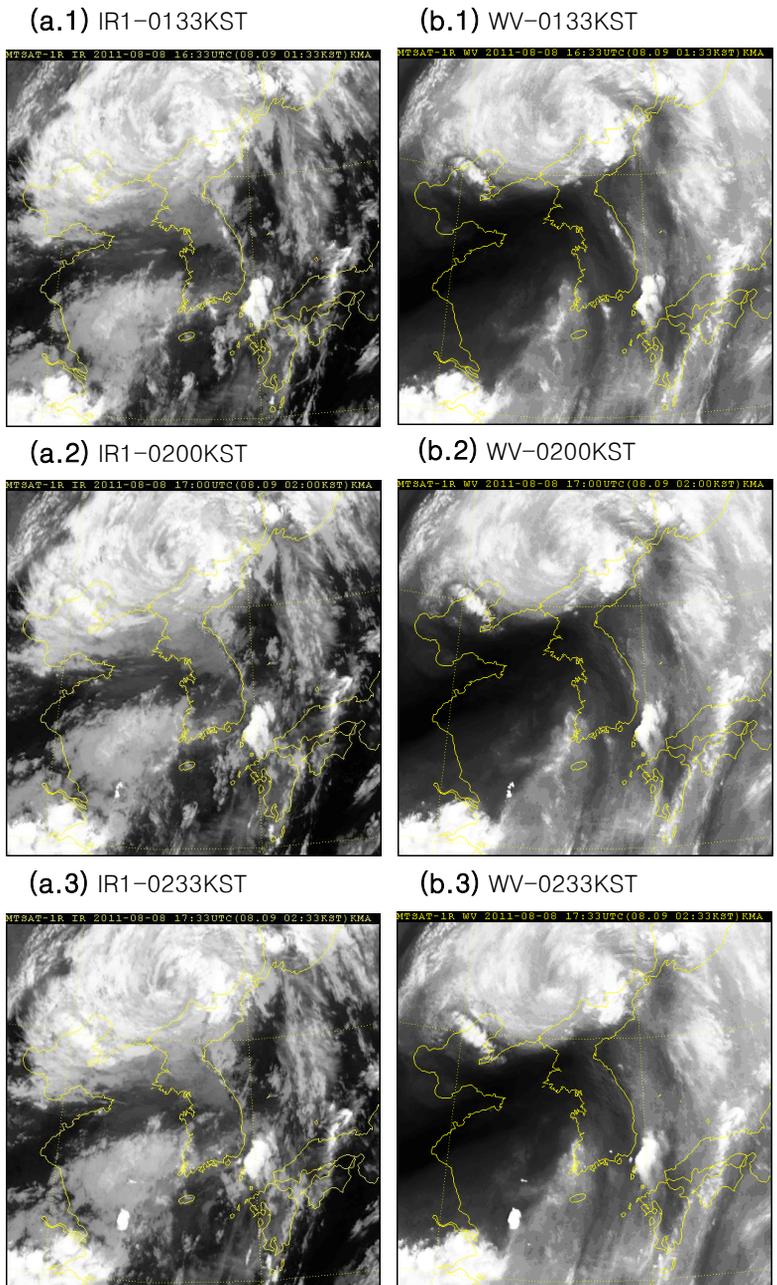
2.2. 위성분석

2.2.1. 대류세포 발생 전 후 위성영상의 특성

대류세포 발생 전 위성영상의 특징을 파악하기 위해 대류세포 발생 3시간 전인 2011년 8월 9일 0133KST부터 0233KST까지 한반도와 동아시아지역의 적외영상과 수증기영상을 분석하였다.

그림 2.2.1은 대류세포 발생 전 한반도 영역의 적외영상과 수증기영상을 그림 2.2.2는 대류세포 발생 전 동아시아 영역의 적외영상과 수증기영상을 나타낸 것이다.

적외영상 그림 2.2.1(a)와 그림 2.2.2(a)에서 간도 지역에 중심을 둔 열대저압부가 위치하고 있으며 중부지방은 이와 관련된 저기압성 흐름이 존재한다. 또 전라도 앞바다부터 중국까지 광범위하게 하층운이 존재한다. 시간이 지남에 따라 하층운이 북동진하며 한반도 내륙 지역으로 확장하고 있다. 수증기영상인 그림 2.2.1(b)와 그림 2.2.2(b)에서 산둥반도부터 경기만에 이르는 지역에 암역이 존재하고 있으며 이를 제외한 한반도 주변에 상층에 수증기가 광범위하게 존재하고 있다. 암역은 한반도 북쪽에 위치하고 있는 열대저압부를 향하여 북동쪽으로 확장하고 있고 제주도 동쪽에 약한 암역이 존재한다. 0200KST에 한반도 남서쪽에 명역과 상대적으로 어두운 명역 사이에 대류세포가 생성되는 것을 볼 수 있으며 이는 적외영상에서도 뚜렷하게 볼 수 있다. 적외영상에서 전라남도 앞바다에 광범위하게 하층운이 존재하는 것과 수증기영상에서 전라남도 서해상과 남서쪽에 대기의 중·상층에 수증기가 존재하는 것으로 보아 대기의 하층에서부터 상층까지 다량의 수증기가 존재하고 있음을 알 수 있다. 적외영상으로 상층운과



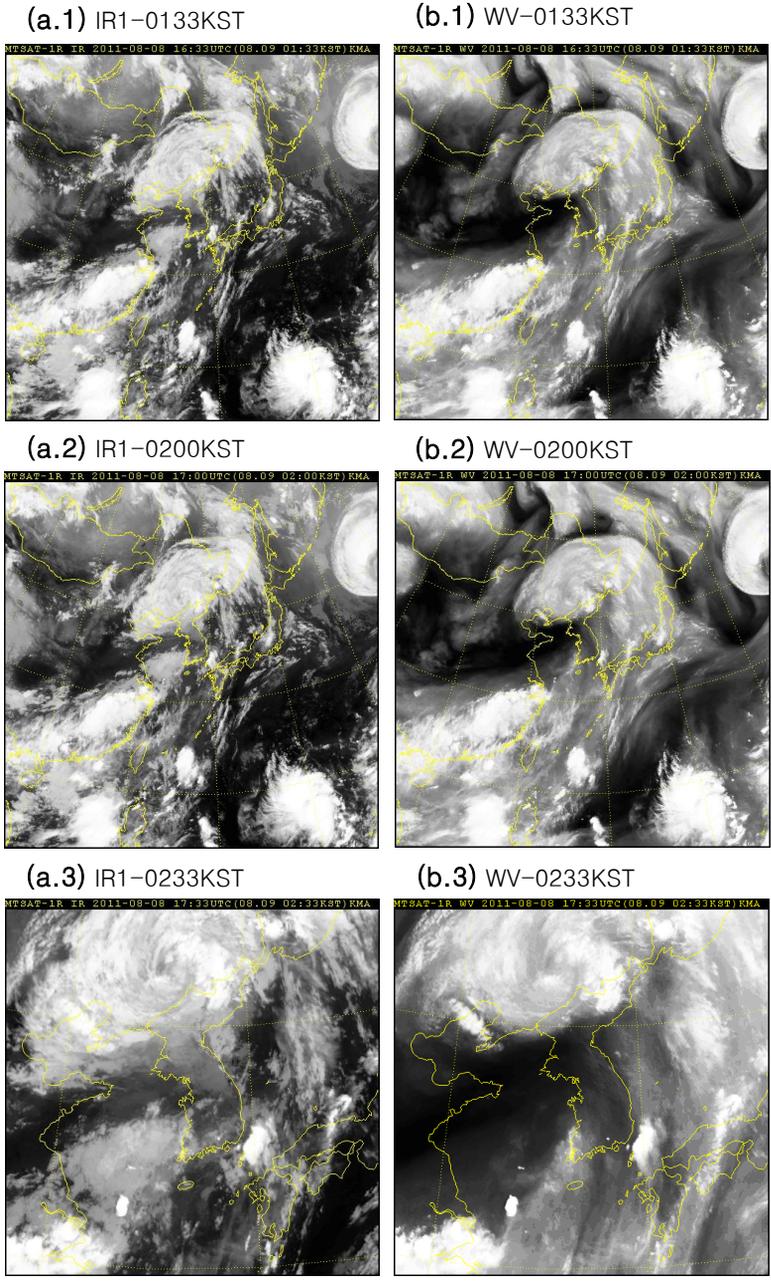
[그림 2.2.1] 대류세포 발생 전 한반도 영역의 (a)적외영상과 (b)수증기영상

2. 실태분석

하층운을 구별할 수 있으며 수증기영상으로는 명역과 암역의 위치로 중·상층의 수증기의 유무를 알 수 있다. 대류세포의 생성 위치와 시각과 관련된 특징을 사전에 찾을 수 없었으나 0200KST에 한반도 남서쪽 먼 바다의 대류세포의 생성에서 본 것과 같이 적외영상에서 대기의 하층에 광범위하게 수증기가 존재하며 수증기영상에서는 명역과 약한 암역 사이의 경계(Boundary)에서 대류세포들이 생성된 것을 확인할 수 있었다.

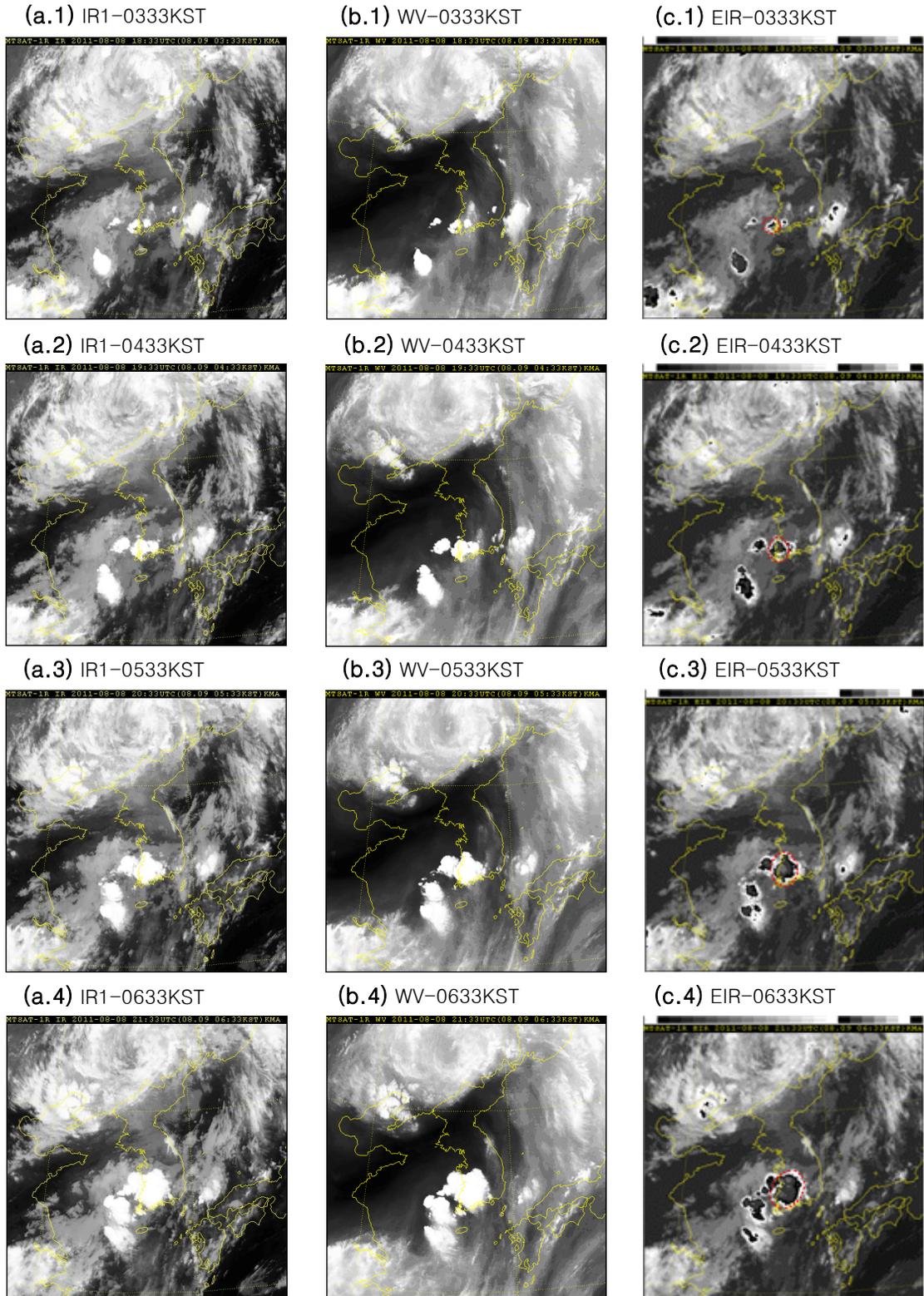
대류세포 발생 후 위성영상의 특징을 파악하기 위해 전남 앞바다에서 생성된 대류세포가 북동진하여 내륙으로 들어오기 전인 2011년 8월 9일 0333KST부터 0633KST까지 한반도 영역의 적외영상과 수증기영상을 분석하였다. 그림 2.2.3은 대류세포 발생 후 한반도 영역의 적외영상과 수증기영상을 나타낸 것이다. 적외영상 그림 2.2.3(a)에서 한반도 서해상에 하층운이 광범위하게 존재하고 있으며 3개의 대류세포가 나란히 동서 방향으로 새롭게 생성되었다. 0200KST에 한반도 남서쪽 먼 바다에서 생성되었던 대류세포의 면적이 확대되며 급

격하게 발달하였고 북동진 하였음을 알 수 있다. 수증기영상 그림 2.2.3(b)에서 새롭게 생성된 대류세포들은 명역과 약한 암역 사이의 경계(Boundary)에서 생성된 것을 확인할 수 있었다. 또한 암역은 북동쪽으로 좁아짐과 동시에 확장하였으며 특히 산둥반도에서 우리나라 중부지역에 암화가 지속적으로 강화되었다. 시간이 지남에 따라 3개의 대류세포는 모두 크기가 증가하고 대류세포 간의 거리가 가까워지며 0833KST에 병합하였다. 2010년 9월 사례와 같이 2011년 8월 사례에서도 대류세포가 어디에서 생성될 것인가에 대한 위성 영상의 특징을 사전에 찾아낼 수 없었지만 그림 2.2.3의 적외영상과 수증기영상을 종합하여 보았을 때 이 사례에서 대류세포는 대기의



[그림 2.2.2] 대류세포 발생 전 동아시아 영역의 적외영상(a)과 수증기영상(b)

하층에 수증기가 존재하며 동시에 그 상층에는 경계가 존재하는 곳에서 발생하는 특징을 보였다.



[그림 2.2.3] 대류세포 발생 후 한반도 영역의 (a)적외영상, (b)수증기영상, (c)적외강조영상

2.2.2. 집중호우 시 위성영상의 특성

그림 2.2.4는 2011년 8월 9일 대류세포 병합 전부터 병합 시(0833KST)까지의 적외 강조영상과 수증기영상 그리고 AWS 강수분포를 나타낸 것이다.

적외 강조영상 그림 2.2.4(a)의 0700KST에 전라도 내륙지역에 대류세포가 존재하고 서해상에 큰 세포와 작은 세포가 각각 존재한다. 30분 후 내륙에 있던 대류세포는 점차 분리되어 800KST에 완전히 분리되고 서해상에 위치하던 2개의 세포는 하나의 대류세포로 병합하였다. 또 대류세포들이 시간에 따라 동진하며 0833KST에 내륙에 존재하고 있던 대류세포와 서해상에 있던 대류세포가 병합하였다.

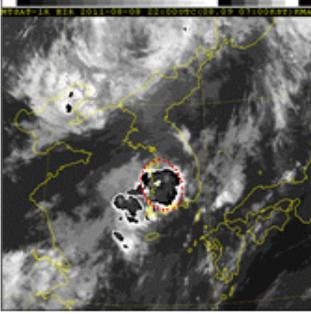
한반도 영역 수증기영상 그림 2.2.4(b)에서 암역이 북동진하며 좁아지고 있으며 서해상에 존재하는 대류세포의 후면에 약한 암역이 존재한다. 이것으로 대류시스템의 서쪽 경계에 하강운동으로 새로운 대류세포의 발달이 억제된다는 것을 알 수 있다. 또 점차 중규모 대류계를 제외한 지역에서 암화가 강화되었다. 따라서 중규모 대류계 주변 중·상층 대기에서 하강운동이 존재하며 이로 인해 중규모 대류계에서는 상승운동이 유도(풍선효과)되며 그 결과 중규모 대류계가 더욱 발달할 가능성이 있는 것으로 판단된다.

아시아 영역 수증기영상 그림 2.2.4(d)에서 간도지역에 중심을 둔 열대저압부의 존재를 확인할 수 있으며 일본까지 확장한 북태평양 고기압의 영향으로 대류시스템의 이동이 저지되는 것을 알 수 있다.

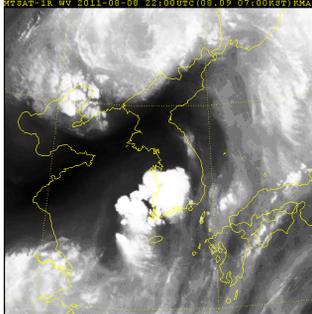
그림 2.2.4(c)는 AWS 1시간 누적 강수를 나타낸다. 1시간 누적된 강수이므로 위성영상과 같은 시간이 아닌 30분 후 자료를 사용하였다.

0703KST부터 0900KST까지 적외 강조영상 그림 2.2.4(a)의 온도가 낮은 밝은 부분과 강한 강수 구역이 잘 일치하였다. 0900KST에서 전남과 전북지방의 강수세포가 합쳐지며 대류세포의 병합과 관련된 강수 특성이 뚜렷하게 나타났다.

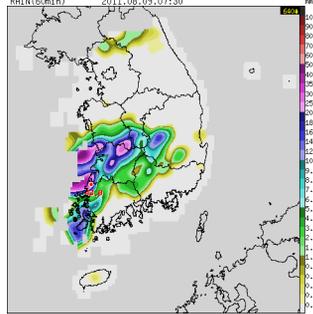
(a.1) EIR-0700KST



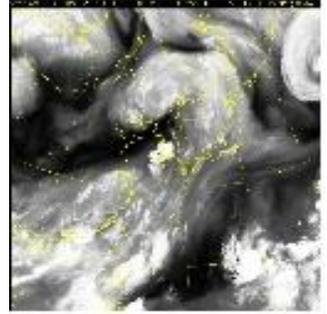
(b.1) WV-0700KST



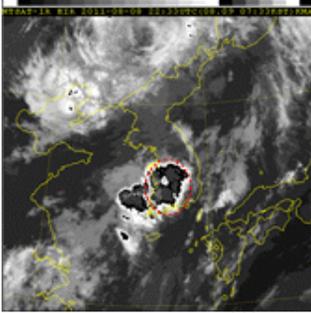
(c.1) AWS-0730KST



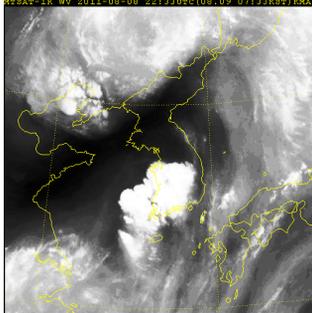
(d.1) WV-0700KST



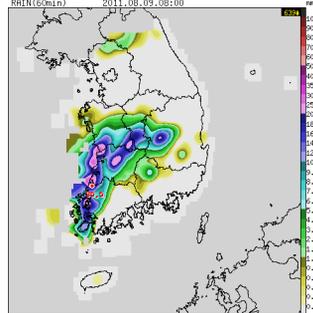
(a.2) EIR-0733KST



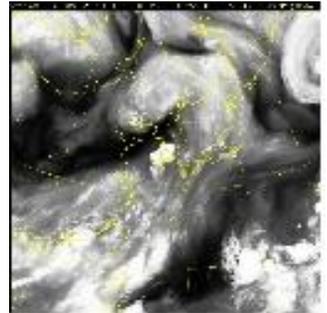
(b.2) WV-0733KST



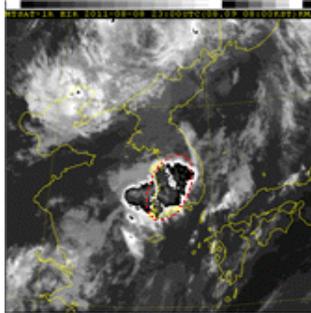
(c.2) AWS-0800KST



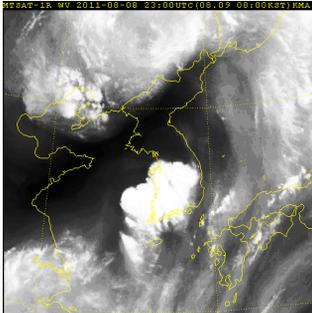
(d.2) WV-0733KST



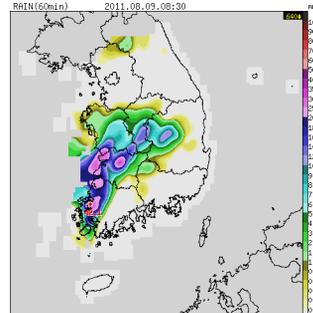
(a.3) EIR-0800KST



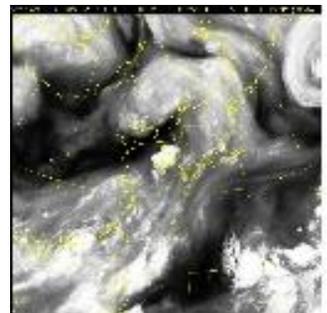
(b.3) WV-0800KST



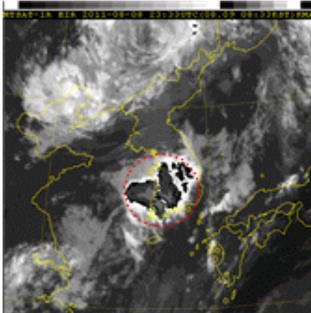
(c.3) AWS-0830KST



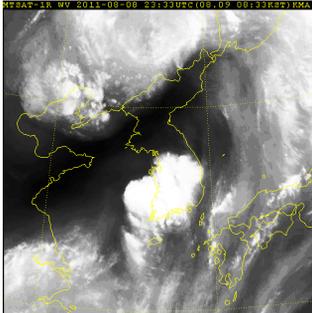
(d.3) WV-0800KST



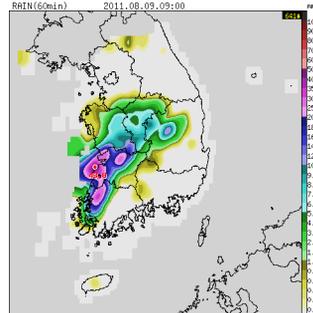
(a.4) EIR-0833KST



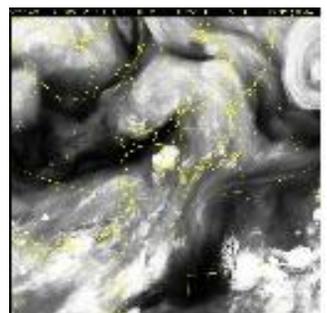
(b.4) WV-0833KST



(c.4) AWS-0900KST



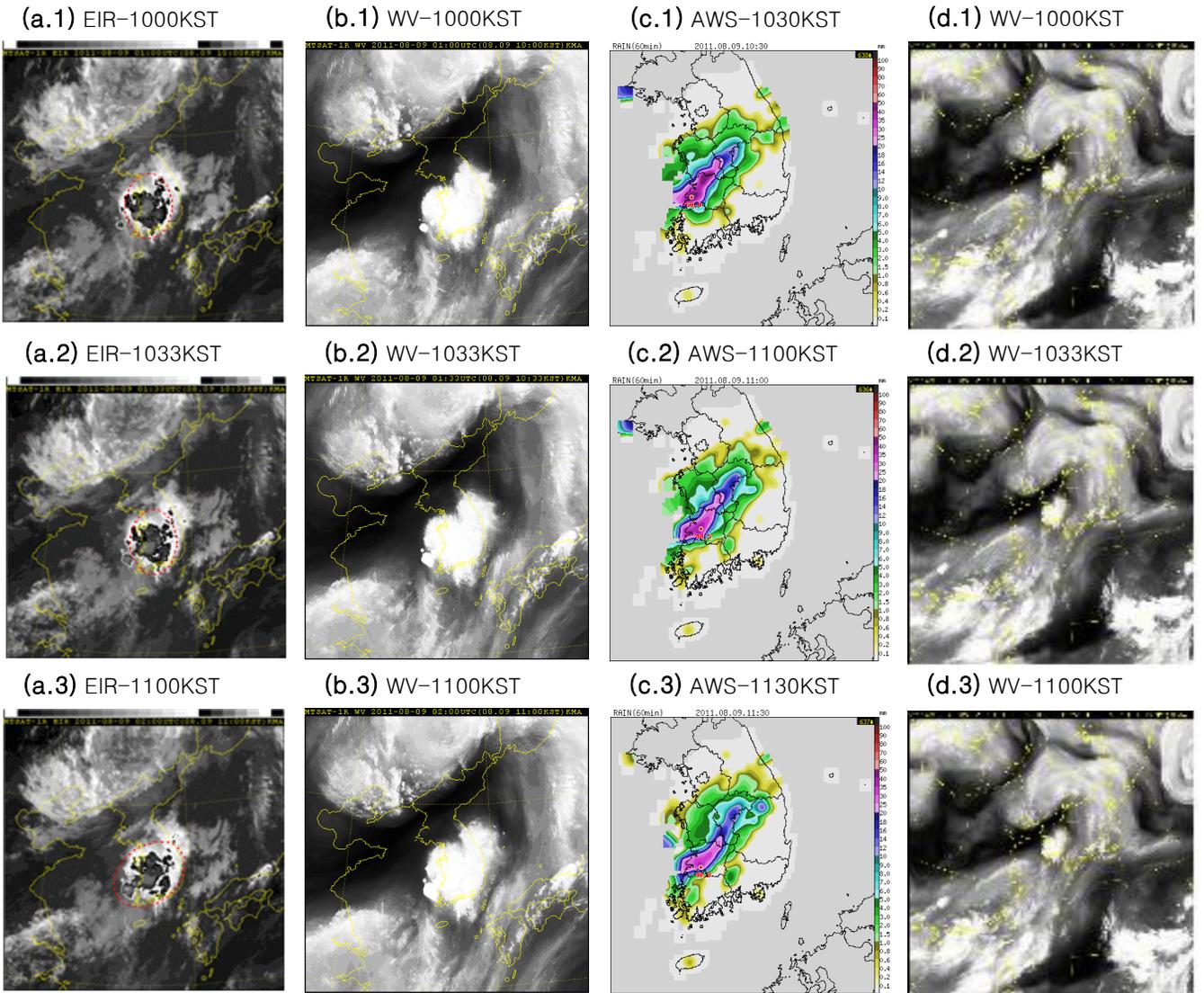
(d.4) WV-0833KST



[그림 2.2.4] 2011년 8월 9일 0833KST 대류세포 병합 과정(한반도 영역 (a)적외 강조영상, (b)수증기영상, (c)AWS 강수분포와 아시아 영역 (d)수증기영상)

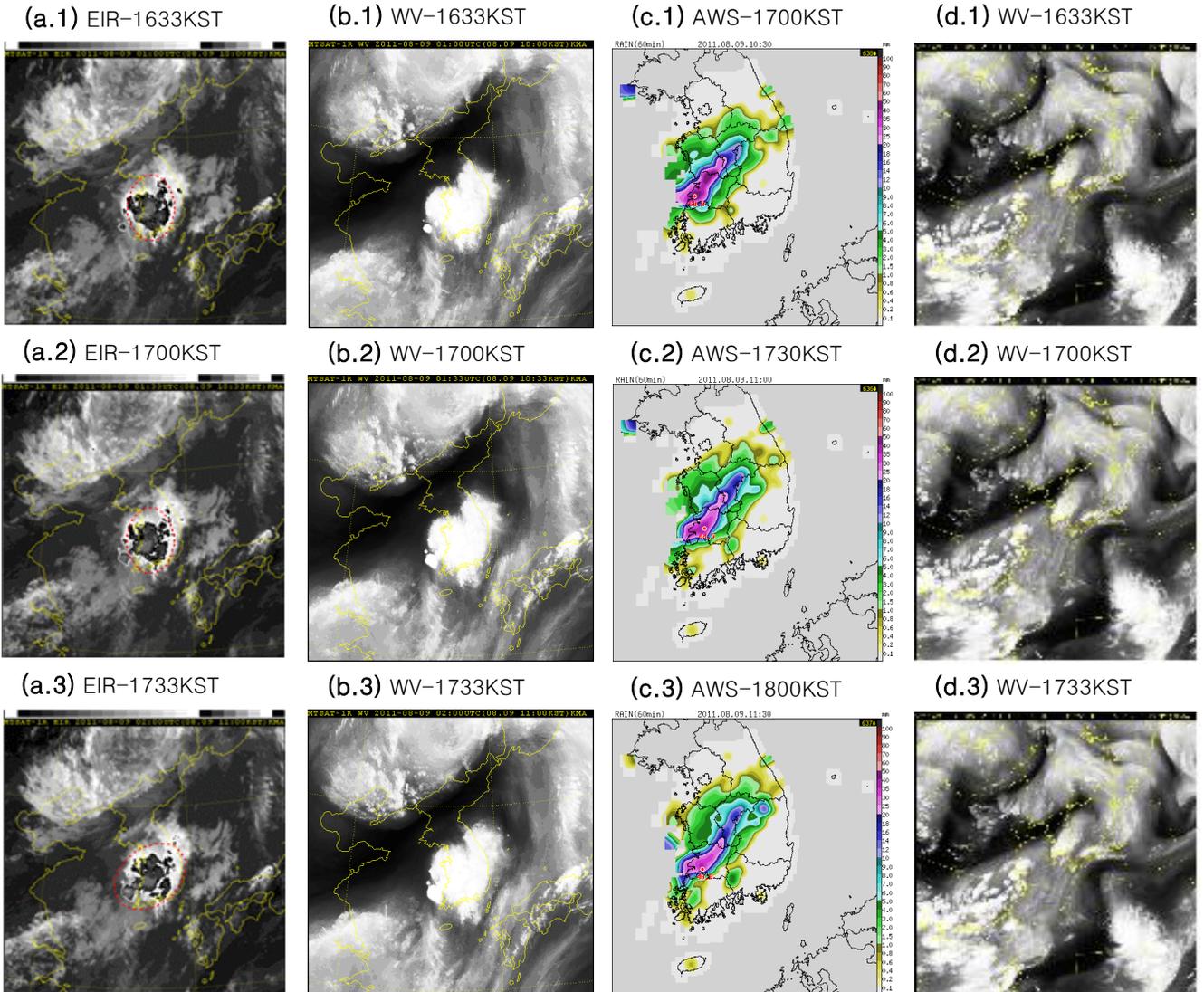
2. 실황분석

그림 2.2.5는 2011년 8월 9일 대류세포 병합 전부터 병합 시(1100KST)까지의 적외 강조영상과 수증기영상 그리고 AWS 강수분포를 나타낸 것이다. 적외 강조영상 그림 2.2.5(a)에서 서해상에는 하층운이 광범위하게 존재하고 있다. 그 상층에 수증기영상의 약한 경계가 존재하는 곳에서 1000KST에 새로운 대류세포가 생성되었다. 생성된 대류세포는 서서히 북동쪽으로 이동/발달하여 1100KST에 대륙에 위치한 대류세포와 병합되었다. 암역은 좁아지며 계속해서 대류시스템과 함께 북동진하지만 일본 동남쪽에 위치한 북태평양 고기압의 영향으로 그 이동속도가 매우 느리게 이동하였다. 또한 중규모 대류계 주변의 암역이 좁아지며 강화되는 경향을 보였다. 그림 2.2.5(c)는 AWS 강수분포를 나타낸다. 전 시간대와 마찬가지로 적외 강조영상 그림 2.2.5(a)의 온도가 낮은 밝은 영역과 강수분포가 잘 일치한다. 대류세포가 병합되었지만 전면에 위치한 대류세포는 서해상에 위치하였으므로 강수 분포의 큰 변화가 나타나지 않았다.

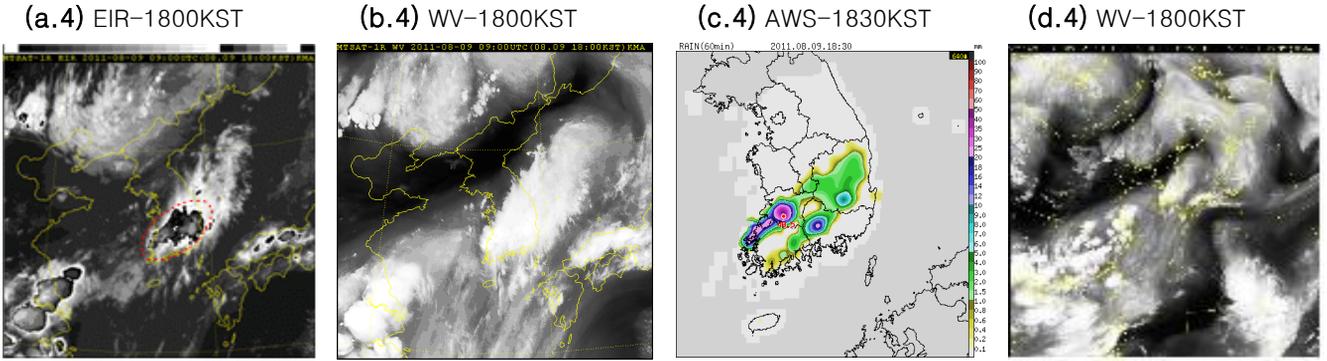


[그림 2.2.5] 2011년 8월 9일 1100KST 대류세포 병합 과정 (한반도 영역 (a)적외 강조영상, (b)수증기영상, (c)AWS 강수분포와 아시아 영역 (d)수증기영상)

그림 2.2.6은 2011년 8월 9일 대류세포 병합 전부터 병합 시(1733KST)까지의 적외 강조영상과 수증기영상 그리고 AWS 강수분포를 나타낸 것이다. 적외 강조영상 그림 2.2.6(a)에서 지속적으로 서해상에 하층운이 넓게 존재하고 있으며 1633KST에 전라도 앞 바다에서 새로운 작은 대류세포가 생성되었다. 기존의 존재하고 있던 대류세포와 거리가 매우 가까워 수증기영상에서는 그 존재를 뚜렷하게 찾아보기는 힘들지만 적외 강조영상에서는 새로운 대류세포의 생성이 뚜렷하게 나타났다. 1700KST에 새로운 대류세포 남쪽에 또 다른 대류세포가 생성되었고 30분 후 두 세포 모두 발달함과 동시에 내륙지방에 존재하고 있던 대류세포와 병합하였다. 또한 일본의 동남쪽에 위치한 북태평양의 고기압의 영향으로 대류세포가 정체하는 경향을 보였다. 이 시각에도 대류세포는 대기의 하층에 수증기가 존재하며 그 상층의 경계 부근에서 생성되었다. 그림 2.2.6(c)는 AWS 강수분포를 나타낸다. 1700KST에 전북 지역의 강한 강수는 적외 강조영상 1633KST의 전북 지역 밝은 부분과 잘 일치한다. 적외영상 1700KST의 밝은 부분은 경상도 지역에 위치하고 있지만 1730KST의 강한 강수는 전북 지역에 나타났다. 1800KST에 대류세포 병합과 관련된 새로운 강수세포가 나타났다.

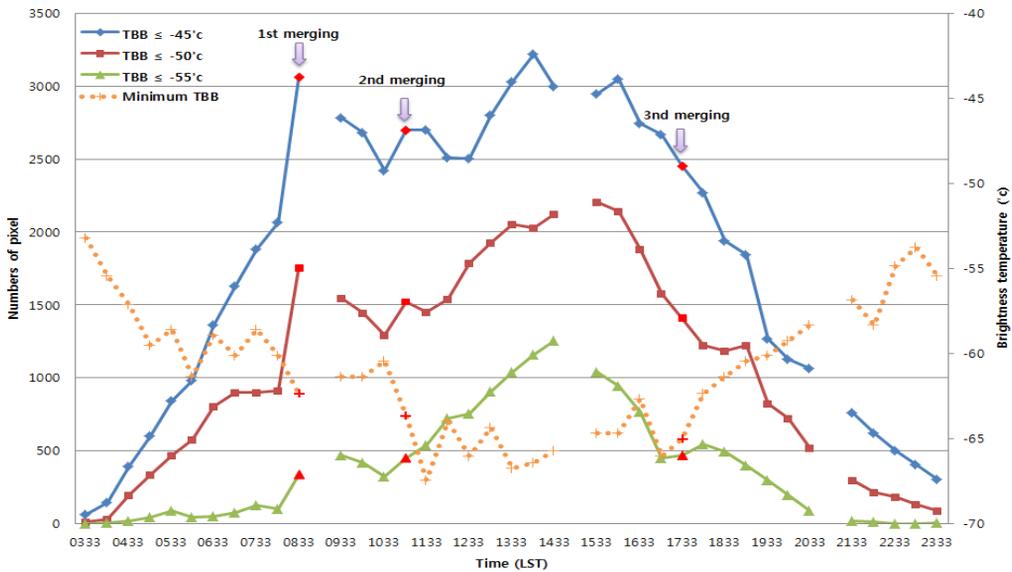


2. 실황분석



[그림 2.2.6] 2011년 8월 9일 1733KST 대류세포 병합 과정(한반도 영역) (a)적외 강조영상, (b)수증기영상, (c)AWS 강수분포와 아시아 영역 (d)수증기영상

대류세포의 시간에 따른 발달 구조의 변화를 알아보기 위해 휘도온도 -45°C 를 임계값으로 설정하여 대류세포를 분석하였다. 이 분석에서 초기 대류세포를 탐지한 후 추적하면서 대류세포의 화소수, 최소 휘도온도, 평균 휘도온도를 구하였다. 해당 영역은 그림 2.2.3, 2.2.4, 2.2.5, 2.2.6의 적외 강조영상에서 붉은색 원으로 표시하였고 동아시아 영역 위성자료를 이용하였다.

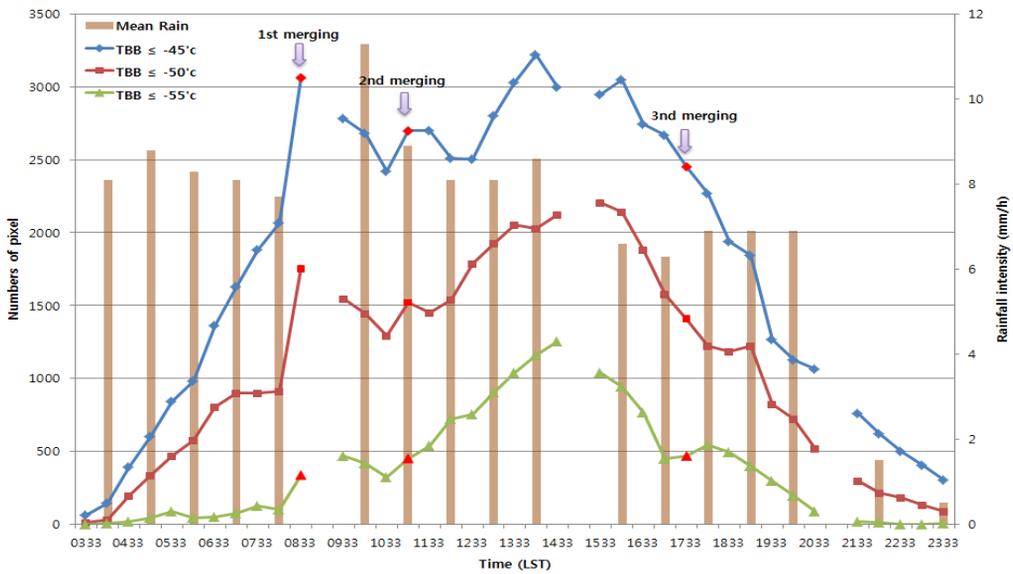


[그림 2.2.7] 대류세포의 화소수와 최소 휘도온도의 시간변화

그림 2.2.7은 대류세포의 공간면적과 최소 휘도온도의 시간변화를 나타낸다. 대류세포의 병합은 0833 KST와 1100KST, 1733K ST에서 세 차례 나타나며 그림 2.2.7에서 붉게 표시된 부분이 대류세포가 병합되는 시간이다. 0333KST에서 대류세포가 생성되어 발달하며 0800KST까지 대류세포의 화소수가 꾸준히 증가하였다. 동시에 최소휘도온도는 생성 초기에는 급격히 감소였지만 생성 2시간 후부터는 증가와 감소를 반복하며 유지되는 경향을 보였다.

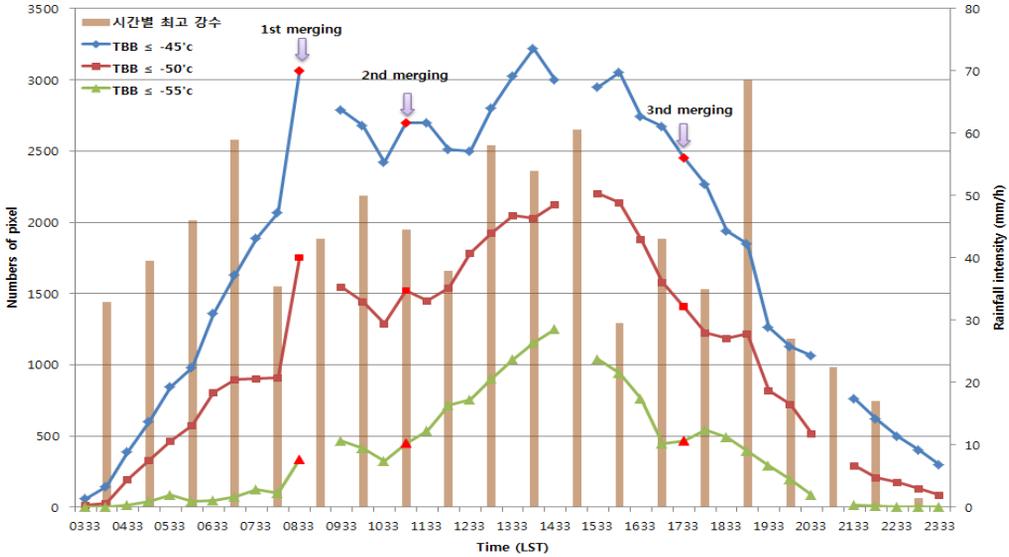
0833KST에 대류세포의 병합이 일어나 화소수는 1000개 이상 급격하게 증가하였으며 최소 휘도온도 또한 5°C 정도 급격하게 감소하였다. 두 번째 병합이 일어나는 1100KST에 대류세포의 화소수는 급격하게 증가하지는 않았지만 최소 휘도온도는 병합 전 후 10°C 정도로 상당히 차이가 크게 나타나는 것을 알 수 있었다. 특히 이때 가장 낮은 휘도온도(-67°C)가 나타났다. 또한 첫 번째 병합과는 다르게 병합 30분 후까지 최소 휘도온도가 감소하였다. 세 번째 병합이 일어나는 1733KST에서는 병합이 일어났지만 오히려 대류세포의 화소수는 감소하였고 최소 휘도온도는 증가하였다.

그림 2.2.8은 대류세포의 공간면적과 휘도온도가 -45°C 이하인 대류세포 내에 있는 AWS 평균 강수량의 시간변화를 나타낸다. 첫 번째 병합 후 AWS 평균 강수량은 급격하게 증가하였으며 두 번째 병합 후에는 오히려 평균 강수량이 감소하였다. 세 번째 병합 후에는 평균 강수량이 조금 증가한 것을 알 수 있었다.



[그림 2.2.8] 대류세포 화소수와 휘도온도 -45°C 이하에 위치한 AWS 평균 강수량의 시간변화

2. 실황분석



[그림 2.2.9] 대류세포 화소수와 시간별 최고 강수의 시간변화

그림 2.2.9는 대류세포의 공간면적과 시간별 AWS 최고 강수의 시간변화를 나타낸다.

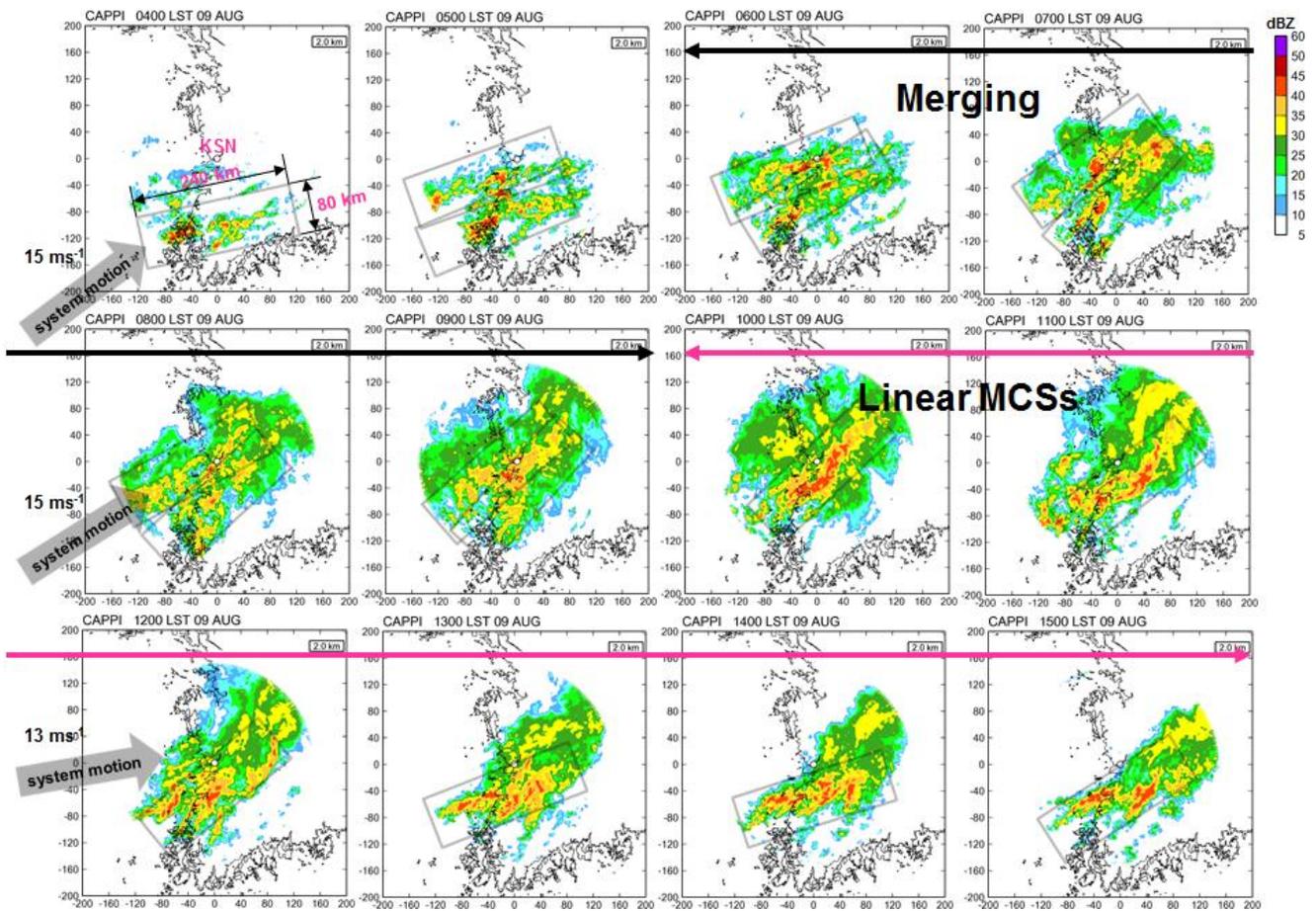
첫 번째 병합 후 시간별 최고 강수는 약 10mm/h 가량 증가하였으며 두 번째 병합 후에는 평균 강수와 마찬가지로 오히려 감소하였다. 이는 새롭게 생성되어 발달하는 대류세포는 해상에 위치해 있어 해당 대류세포의 강수 관측이 불가능하여 AWS 강수 자료에 반영되지 못하였고 앞서 있던 대류세포는 약화되어 강수가 감소한 것으로 판단된다. 세 번째 병합이 일어나는 1733KST 30 후에는 시간별 최고 강수는 감소하였지만 1시간 후에는 70mm/h의 강한 강수강도를 보였다. 1100KST에서의 병합을 제외하고 나머지 두 차례 병합에서 대류세포가 병합된 후 강수강도가 증가하였다. 또한 이 사례에서는 중규모 대류계의 발달 속도가 매우 빨라 대류세포의 발달과 강수강도 사이의 시간차가 거의 없었다.

그림 2.2.7에서 대류세포 화소수는 대류세포 생성 후 0833KST까지 지속적으로 증가하였다. 그 후 일정하게 유지되다가 1400KST경에 다시 증가하였으며 1600KST 이후 계속해서 감소하였다. 최소 휘도온도는 대류세포 생성 후 두 번째 병합 후인 1133KST까지 감소하다가 1700KST 이후 급격하게 증가하였다. 대류세포의 화소수와 최소 휘도온도를 기준으로 1800KST까지 대류세포의 발달단계, 1933KST 이후를 대류세포의 소멸단계로 분류할 수 있다. 첫 번째 사례와 마찬가지로 대류세포의 화소수는 선택 영역에 따라 달라질 수 있음에 유의하여야 한다.

2.3. 레이더 분석

2.3.1. 레이더 수평반사도

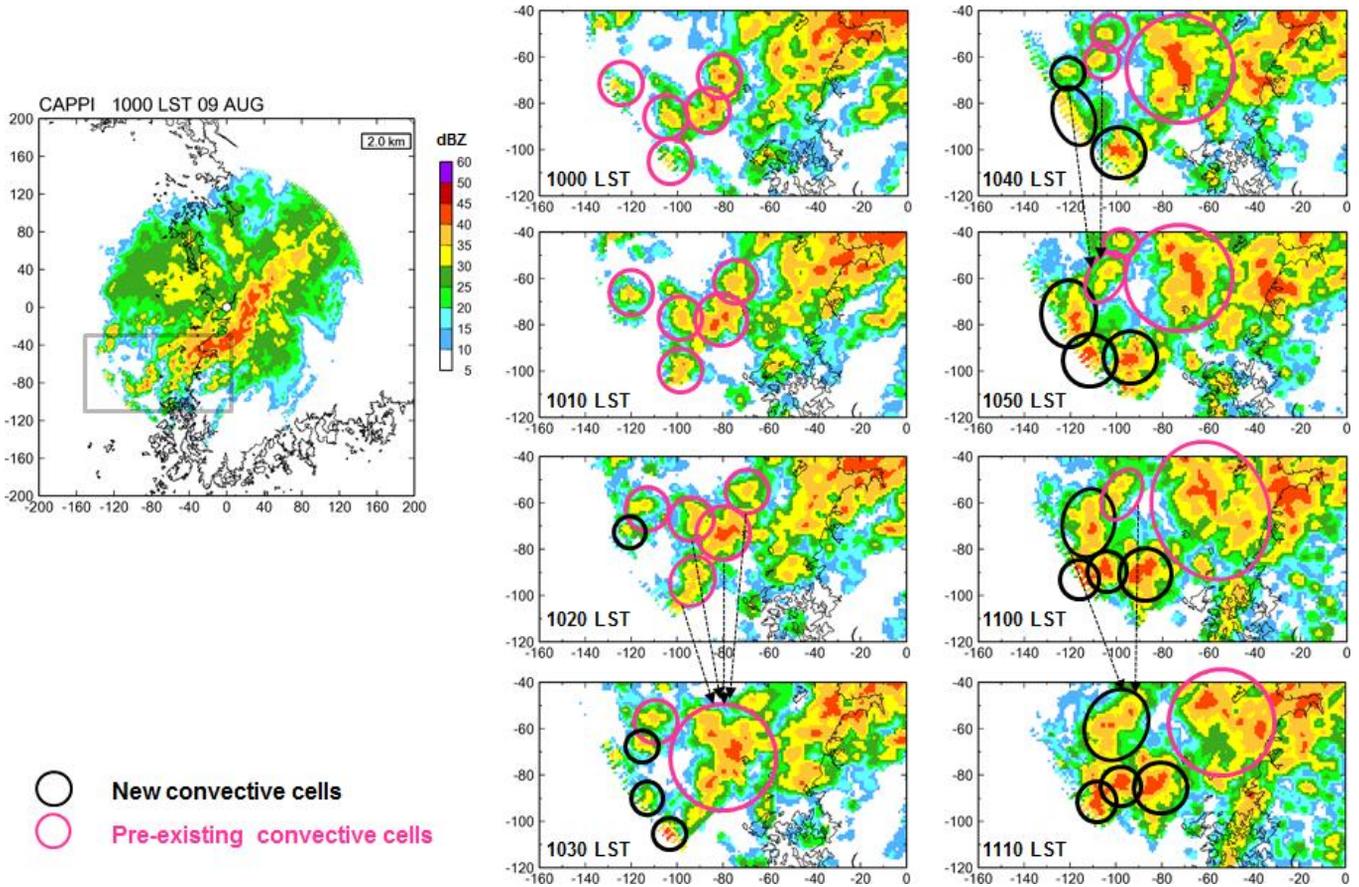
수평 200km 내외 규모로 형성된 중규모 대류시스템의 후면에서 40dBZ 이상의 새로운 대류셀이 계속적으로 생성되었다. 0600KST이후부터 두 개의 선형강수시스템이 병합되었으며, 병합된 선형대류시스템은 1000KST에 Trailing Stratiform(TS)의 강수형태를 나타내고 1500KST 이후에는 Parallel Stratiform(PS)의 강수 형태가 나타났다(그림 2.3.1).



[그림 2.3.1] 2011년 8월 9일 0400KST부터 1500KST까지 1시간 간격의 강수시스템 CAPPI영상

2. 상황분석

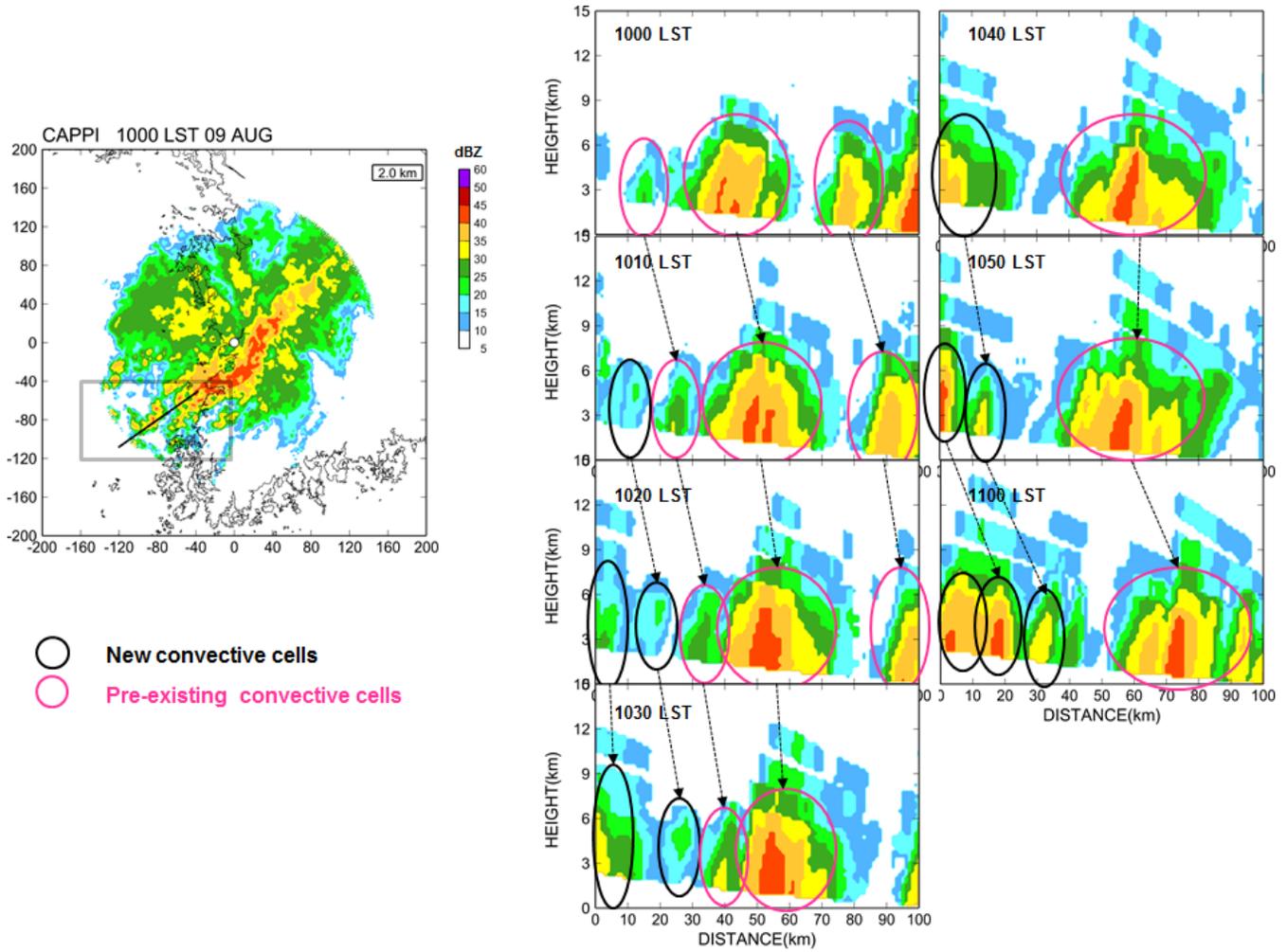
그림 2.3.2에서 나타나듯이 기존에 존재하고 있었던 셀 뒤에서 40dBZ가 넘는 강한 대류셀이 계속적으로 생성되어 이동하면서 앞쪽의 셀과 병합되었다.



[그림 2.3.2] 1000KST부터 1110KST까지 10분 간격의 반사도 CAPPI영상. 분홍색 원과 검은색 선은 각각 기존에 존재하고 있던 대류셀과 새로 생성된 대류셀을 표시함

2.3.2. 레이더반사도의 연직단면분석

그림 2.3.2의 분석영역에 대하여 연직 반사도 단면도 분석을 실시하였을 때, 5km 높이의 40dBZ 가 넘는 강한 종모양의 반사도를 가지는 기존의 셀은 북동방향으로 이동하고 후면에서 생성되는 셀은 시간이 지남에 따라 점점 강해져 앞쪽의 셀과 병합하였다(그림 2.3.3).



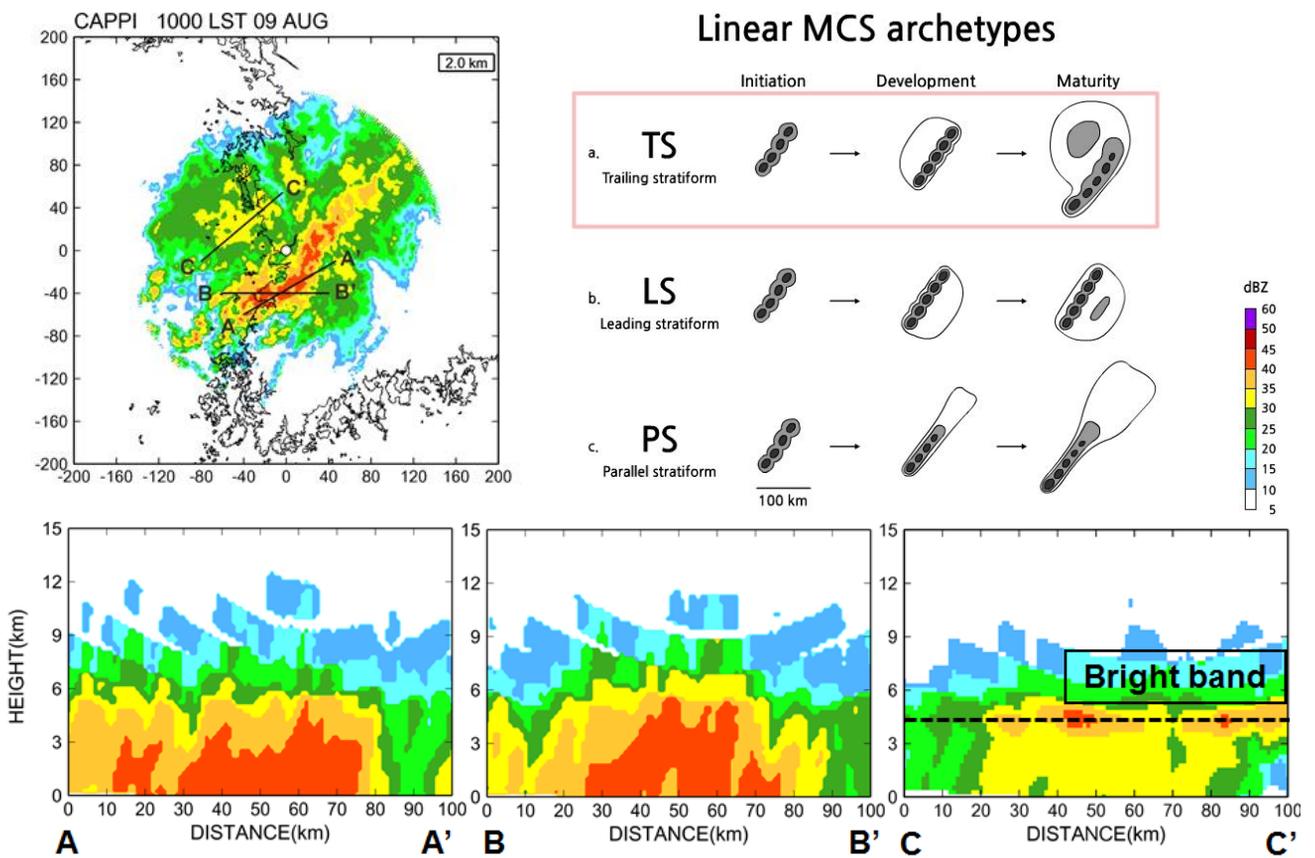
[그림 2.3.3] 그림 2.3.11과 동일한 시간의 반사도 연직 반사도 단면도

2. 실태분석

■ 선형대류시스템의 형태학적 분류

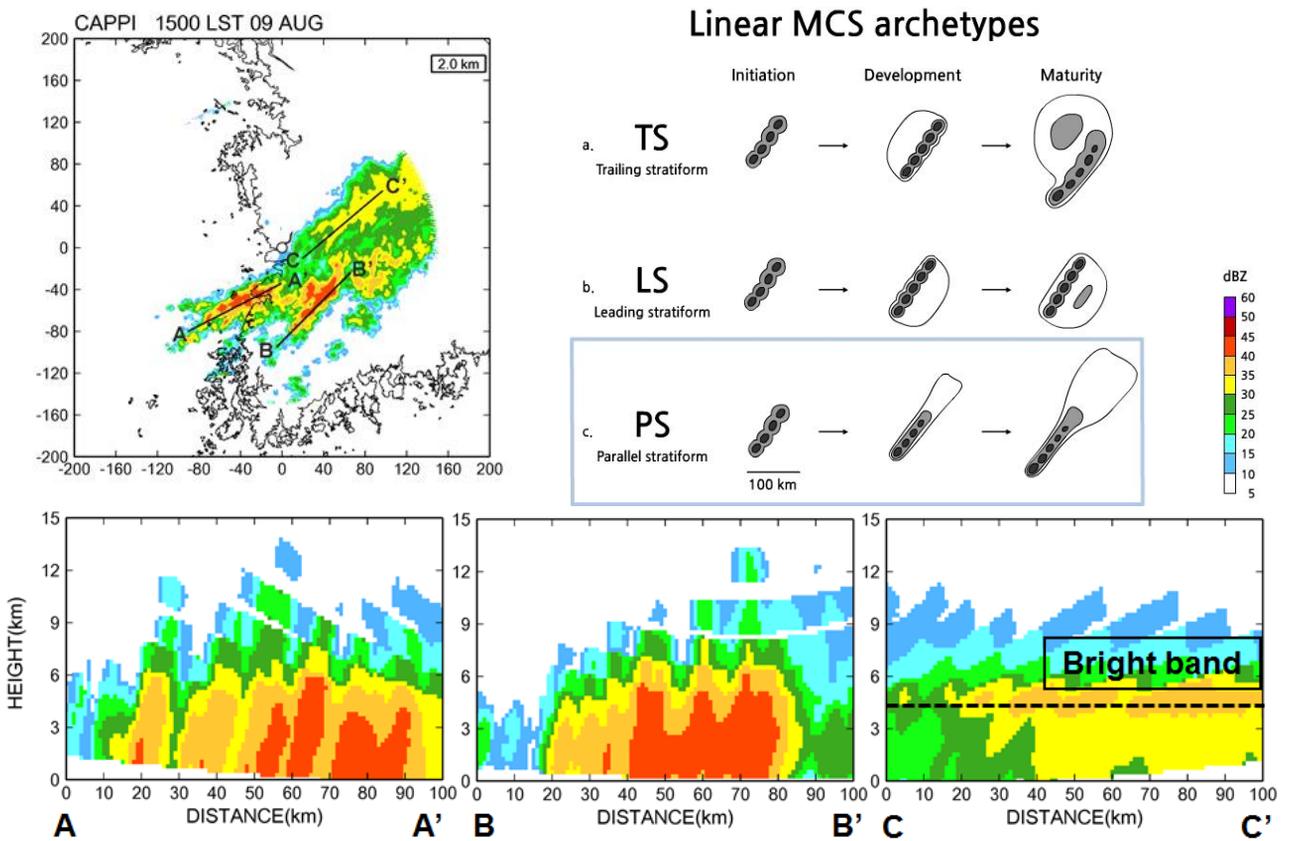
2011년 8월 9일 강수사례는 앞서 언급했듯이, Trailing Stratiform(TS) 형에서 점차 Parallel Stratiform(PS) 형의 선형 강수시스템 형태로 변화했다. 강수시스템의 형태에 따른 연직 반사도 분포를 분석하기 위하여 TS형과 PS형이 나타난 시간의 반사도 연직 단면도 분석을 실시하였다.

그림 2.3.4는 1000KST의 2km 반사도 CAPPI영상과 A-A', B-B'과 C-C'에 따른 반사도 연직분포를 나타낸 것이다. A-A'과 B-B'의 연직분포에서는 연직으로 3~5km까지 40dBZ 이상의 강한 반사도를 나타내는 지역들이 존재하며, 9km이상으로 발달한 다중규모의 형태를 보였다. 그러나 C-C'에서는 고도 4.5km부근의 강한 밝은 띠가 나타나 층상형의 강수구름 특징이 나타났다. 이러한 형태는 선형대류시스템의 발달단계와 형태를 정의한 Parker and Johnson(2000)에서 Trailing Stratiform(TS)의 형태와 유사하다.



[그림 2.3.4] 레이더 반사도 2km CAPPI 영상과 A-A', B-B', C-C'선에 대한 반사도 연직단면도

그림 2.3.5는 1500KST의 2km 반사도 CAPPI영상과 A-A', B-B'과 C-C'에 따른 반사도 연직분포를 나타낸 것이다. A-A'은 발달한 선형대류셀의 이동방향에 대한 반사도 연직 분포를 보고자 하였다. 연직으로 6km까지 40dBZ 이상의 강한 반사도를 나타내는 지역들이 존재하며, 9km이상으로 발달한 다중규모의 형태를 보였고 B-B'은 A-A'의 선형대류셀과 평행하게 존재하는 선형대류셀의 수평방향에 대한 반사도 연직분포를 나타낸 것으로 A-A'과 마찬가지로 40dBZ가 넘는 강한 반사도영역이 6km부근까지 관측되었다. C-C'은 발달한 선형대류셀의 후면에 존재하는 층운형 강수의 연직 반사도 단면도로 4.5km부근의 강한 밝은띠가 나타났다. 이러한 형태는 선형대류시스템의 발달단계 형태를 정의한 Parker and Johnson(2000)에서 Pararell Stratiform(PS)의 형태와 유사하다.

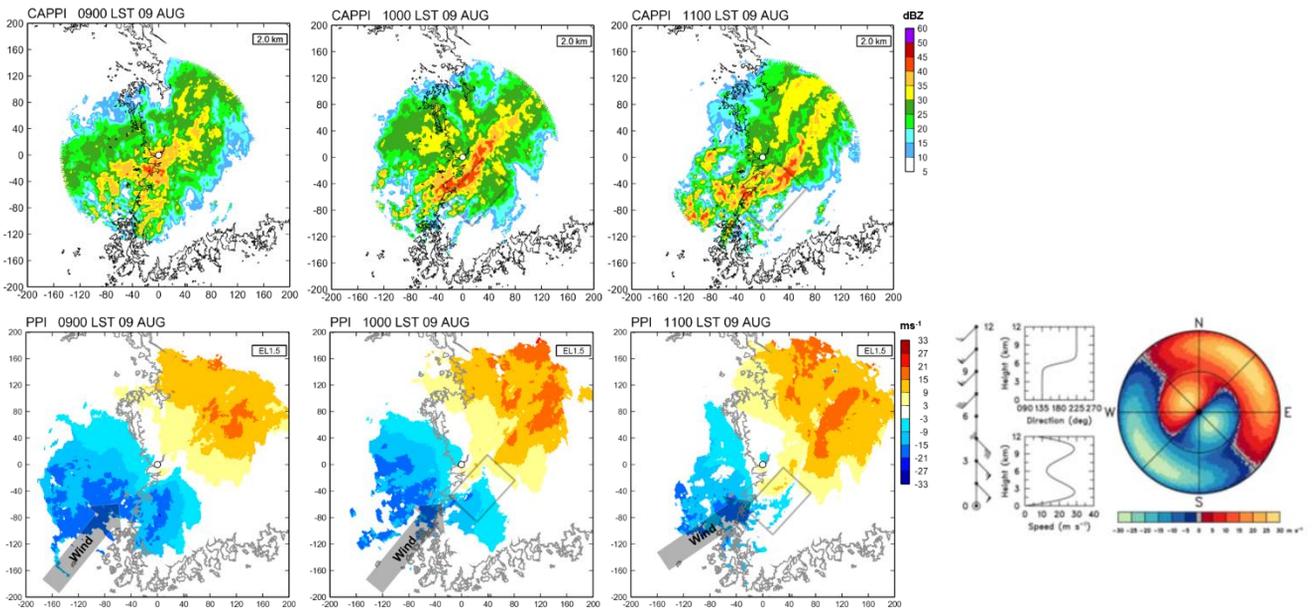


[그림 2.3.5] 레이더 2km 반사도 CAPPI 영상과 A-A', B-B', C-C'선에 대한 연직 반사도 단면도

2. 실황분석

2.3.3. 레이더 시선속도

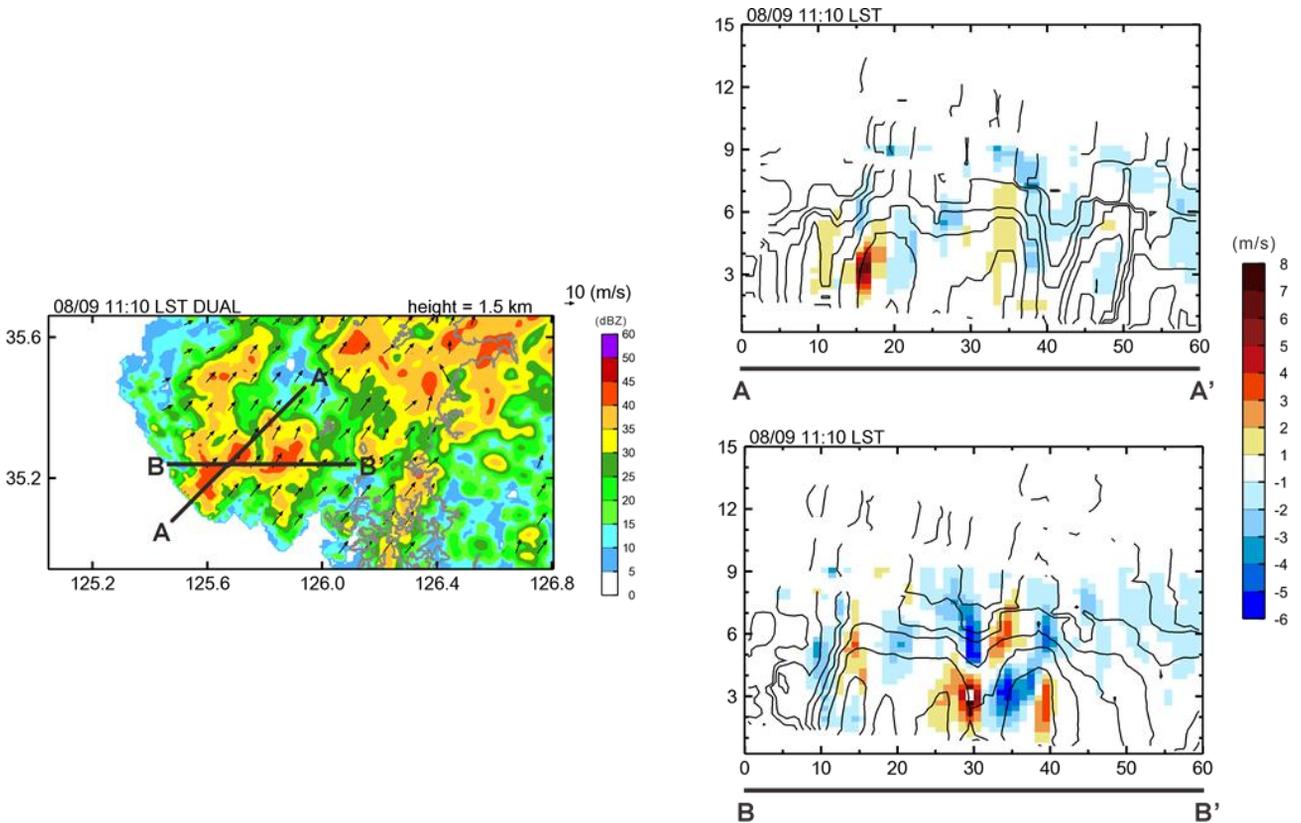
그림 2.3.6은 반사도 2km CAPPI영상과 시선속도 1.5° PPI 영상이다. 0900 KST의 1.5° PPI 시선속도분포에서 영의 등도플러속도선이 북서에서 남동방향으로 존재하고 있어 남서풍이 불고 있음을 알 수 있으며, 이후 1000KST와 1100KST의 시선속도 PPI 영상에서 레이더의 남쪽에서 영의 등도플러속도선이 불균일하게 나타났다. 이는 하층에서 남동풍이 상층에서는 남서풍이 불어 연직적으로 강한 시어가 나타남을 의미한다.



[그림 2.3.6] 9시, 10시, 11시의 반사도 2km CAPPI영상과 시선속도 1.5° PPI영상

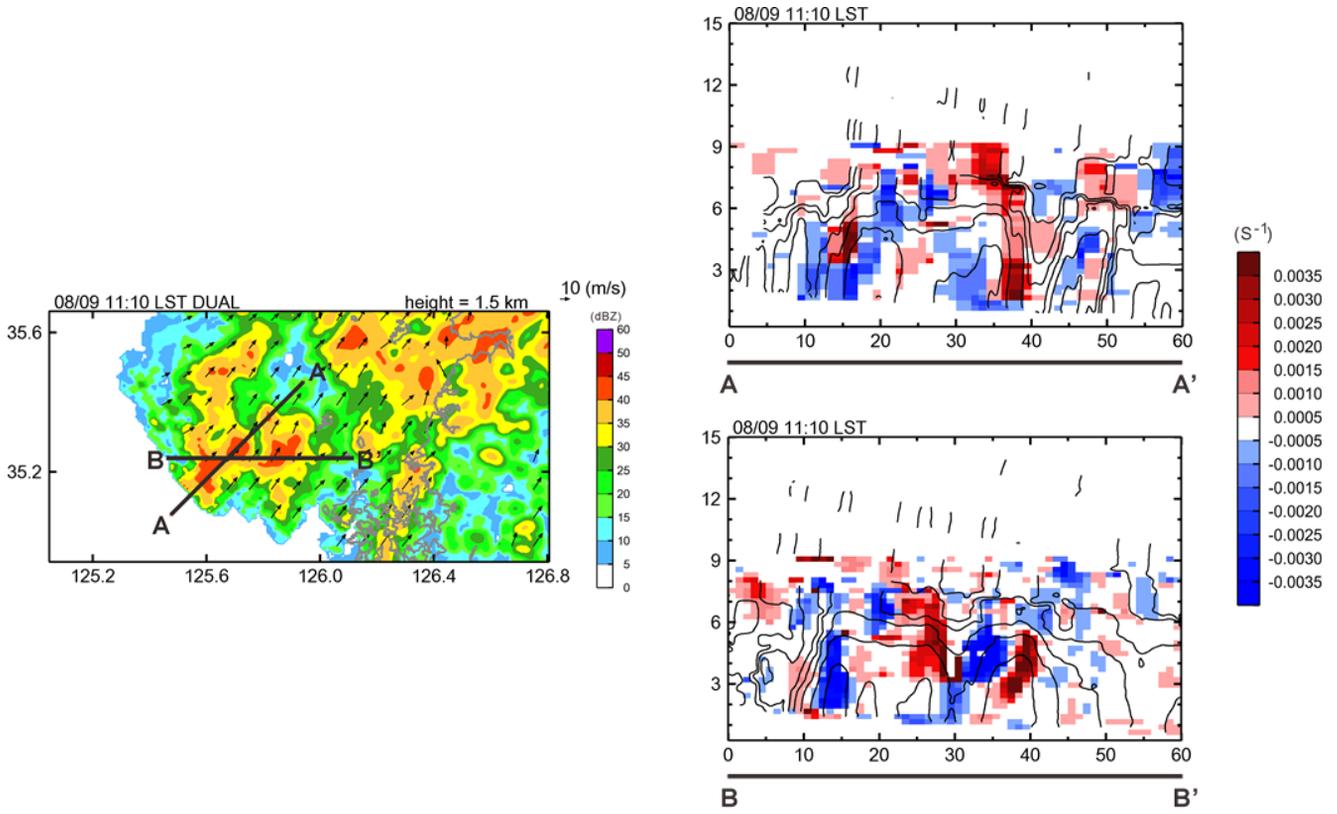
2.3.4. 이중바람장 분석

그림 2.3.7과 그림 2.3.8은 이중도플러 레이더 분석 결과를 나타내었다. 1110KST 1.5km 수평 바람분포에서 나타나는 대류시스템 내부의 바람은 전반적으로 남서풍이며 해당고도에서 수평적인 윈드시어(Wind Shear)는 나타나지 않는다. 대류시스템 내부의 바람 방향에 따라 나타낸 연직 단면도 (A-A')에는 대류시스템에 유입되는 바람의 상승위치가 잘 나타나고 있다. A지점으로부터 북동쪽 약 15km 위치에 있는 45dBZ 이상 셀의 풍상측 상승류 지역에는 5ms^{-1} 이상의 강한 상승류가 나타나고 있었으며, 셀 후면에는 $1\sim 2\text{ms}^{-1}$ 세기의 하강류가 잘 나타나고 있다(그림 2.3.6). 북동쪽 약 35km 거리에 있는 셀 또한 상승류의 세기가 앞의 셀 보다 약하게 나타나지만 상승·하강 연직류의 패턴은 유사하게 나타난다. A-A' 선에 대한 발산분포도(그림 2.3.8)에는 45dBZ 이상으로 발달하는 셀의 하층에 수렴지역($\leq -0.0015\text{s}^{-1}$)이 지배적으로 나타난다. 새로운 셀의 발달 위치에 따라 나타낸 연직단면도 B-B'에 나타나는 상승류의 흐름은 A-A'의 형태와 유사하게 나타나며 B지점에서 동쪽으로 10km 떨어진 지점의 중층 상승류는 새로운 셀의 발달에 영향을 미치고 있다. 또한, 동쪽으로 30km 떨어진 지점에는 5ms^{-1} 이상의 강한 상승류 지역이 나타나고 있으며 시스템 내부 셀의 발달에 영향을 미치고 있다. B-B' 선의 발산분포는 A-A' 선과 같은 모양으로 셀의 풍상측 하층에 뚜렷하게 나타난다.



[그림 2.3.7] 이중 도플러 레이더 분석결과(2011. 08. 09. 1110KST). 1.5km 고도의 CAPPI 반사도와 수평 바람분포(좌). A-A'와 B-B'선에 따른 수직류(Shaded)와 반사도(Contour)에 대한 연직단면도(우)

2. 상황분석



[그림 2.3.8] 이중 도플러 레이더 분석결과(2011. 08. 09. 1110KST). 1.5km 고도의 CAPPI 반사도와 수평 바람분포 (좌). A-A'와 B-B' 선에 따른 발산(Shaded)과 반사도(Contour)에 대한 연직단면도(우)

3

예측자료 분석

3.1. 수치예보 모델 특성 분석

: 지역수치예보모델(RDAPS)와 국지수치예보모델
(LDAPS)

3.2. 모델의 강수 예측 결과 분석

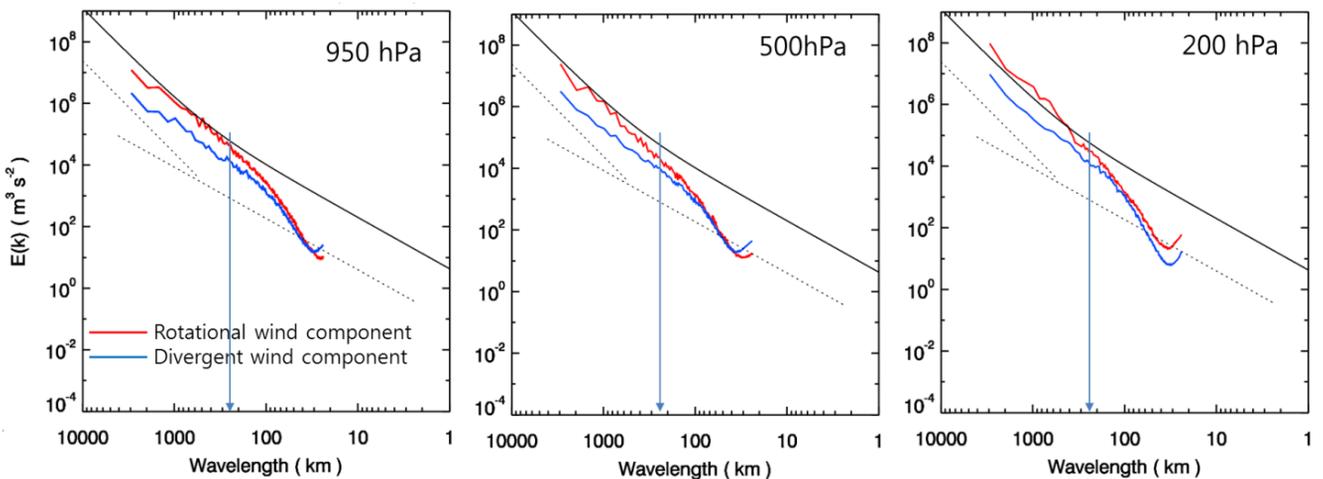
3. 예측자료 분석

3.1. 수치예보 모델 특성 분석: 지역수치예보모델(RDAPS)와 국지 수치예보모델(LDAPS)

3.1.1. 운동에너지 스펙트럼 분석(모델 유효 해상도 분석)

운동에너지 스펙트럼 분석을 통한 모델의 유효 해상도 분석은 모델의 기본적인 특성을 이해하는데 도움을 준다. 그림 3.1.1은 지역수치예보모델(RDAPS)에 의해 모의된 회전 성분과 발산 성분 바람장의 운동에너지 스펙트럼의 고도별 분포 특성을 나타낸다.

중관 규모 영역(파장 500km 이상)에서는 발산 성분 바람장에 비해 회전 성분 바람장이 더 우세하고, 이런 특성은 대류권 하층(950hPa), 중층(500hPa), 그리고 상층(200hPa)에서 동일하게 나타난다. 또한 지역수치예보모델의 유효 해상도(~250km; 2010년 9월 수도권 호우 사례 분석서 3.1절 참조)보다 작은 규모 영역에서는 회전 성분과 발산 성분 바람장의 운동에너지 모두 강한 감쇄가 일어나고 있음을 알 수 있다. 중규모 이하 영역의 대기 운동에서는 발산 성분이 회전 성분보다 우세한 특성이 있으나 모델이 가지는 강한 감쇄로 인해 이러한 특성은 뚜렷하지 않다. 일반적으로 강한 강수를 야기하는 중규모 대류계에서는 강한 수렴과 발산이 대기 상/하층에서 각각 존재하게 되는데, 스펙트럼 분석 결과 지역수치예보모델은 대류계와 연관된 수렴/발산 바람장을 약하게 모의할 수 있음을 의미한다.



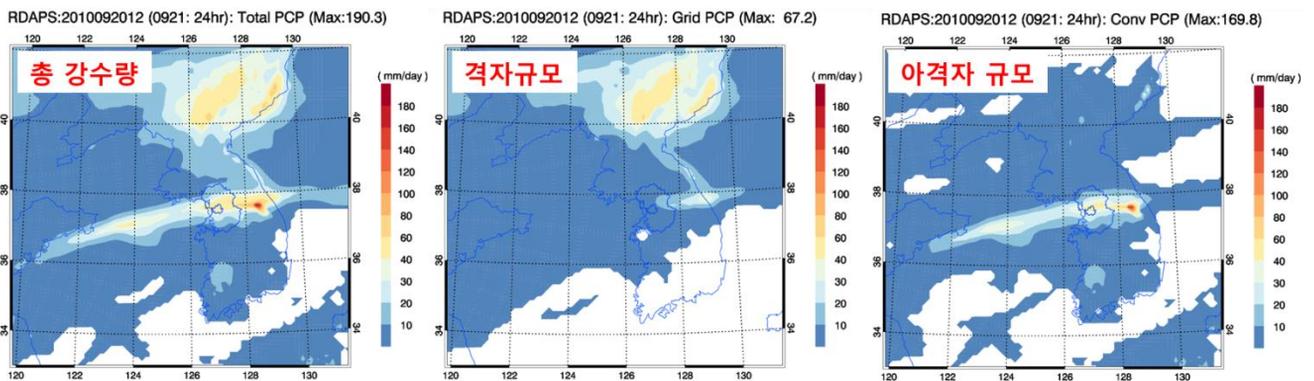
[그림 3.1.1] UM 기반 지역수치예보모델($\Delta X=12\text{km}$)에 의해 모의된 회전 성분과 발산 성분 바람장의 운동 에너지 스펙트럼 분포. 각각의 스펙트럼은 시간에 대한 평균값을 나타냄. 화살표는 모델의 유효 해상도를 나타냄(2011년 8월 8일 00UTC(2011080800UTC) 예측 결과)

3.1.2. 지역수치예보모델(RDAPS)의 강수 모의 특성 (명시적 구름 물리 과정과 적운 모수화)

지역수치예보모델은 성긴 격자 해상도(12km)를 설정하고 있어, 격자 규모의(명시적) 구름 물리 과정과 아격자 규모의 구름 물리 과정(적운 모수화)을 통해 지상 강수량을 계산한다. 그림 3.1.5 와 3.1.6은 2010년 9월 21일 수도권 집중 호우 사례와 2011년 8월 9일 전라북도 호우 사례에 대한 지역수치예보모델(RDAPS)에 의해 모의된 총 강수량, 격자규모 구름 물리 과정에 의해 계산된 강수량, 적운 모수화에 의해 계산된 강수량을 각각 비교하고 있다.

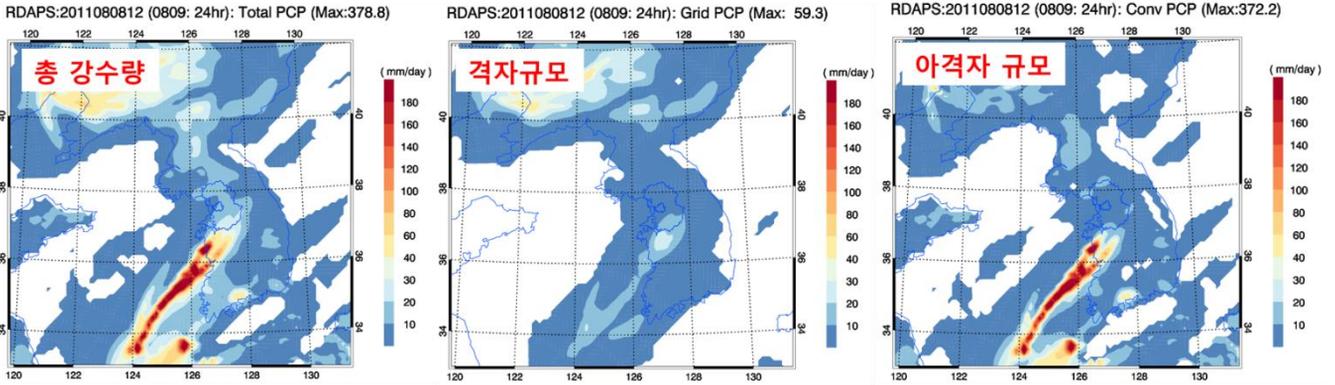
모델에 의해 모의된 강수에서 두드러지는 특징은 2010년 9월 21일 수도권 집중호우 사례와 이번 사례 모두에서 대류성 강수가 모의되는 지역에서는 대부분의 강수량은 적운 모수화에 의해 계산됨을 알 수 있다. 이 지역에서 명시적 구름 물리 과정에 의한 강수는 상대적으로 약하게 모의하고 있다. 이는 집중호우와 관련된 중규모 대류계를 명시적으로 모의하기에는 다소 성긴 격자 크기 (낮은 모델 유효 해상도)와 이로 인한 수렴/발산 바람장의 과도한 감쇄를 원인으로 생각할 수 있다. 또한, 명시적 구름 물리 과정과 적운 모수화에 의해 계산된 강수의 차이는 강수 발생 영역에서도 특징을 보이는데, 적운 모수화에 의한 강수의 경우 지형 고도에 의한 영향(지형에 의한 하층 수렴)에 민감한 것으로 보여진다. 이런 특징은 2010년 9월 21일 사례(그림 3.1.5)의 경우 모델이 명시적 구름 물리 과정으로 계산된 강수 영역에서는 전남/경남 등 남부 지역에 강수가 없는 것으로 모의하나 적운 모수화는 남부 지역을 포함한 전국에 강수가 있는 것으로 예측하는 결과를 통해, 8월 9일 사례(그림 3.1.6)의 경우에도 산동반도를 포함한 육지 지역에서 명시적 구름 물리 과정과 적운 모수화에 의한 강수의 차이를 통해 알 수 있다.

2010년 9월 21일 수도권 집중 호우 사례의 경우에는 실제 남부 지방에는 강수가 거의 내리지 않았으며, 지역수치예보모델의 명시적 물리과정에 의한 강수과정은 이런 특징을 적절히 모의하였으나 적운 모수화에 의한 강수는 한반도의 강수 구역을 과대 모의하였다.



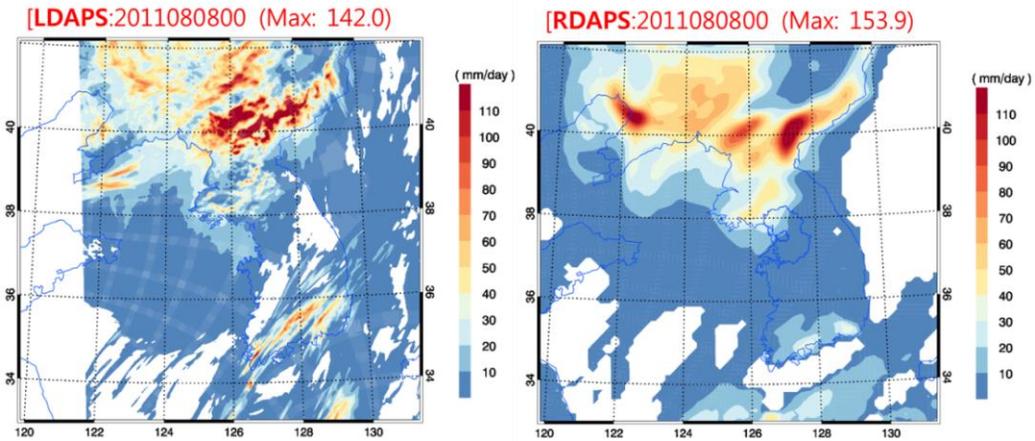
[그림 3.1.2] 지역수치예보모델 (RDAPS)에 의해 모의된 총 강수량(좌), 명시적 물리 과정에 의한 강수량(중), 적운 모수화에 의한 강수량(우) 비교(2010년 9월 21일 수도권 집중 호우 사례)

3. 예측자료 분석



[그림 3.1.3] 지역수치예보모델 (RDAPS)에 의해 모의된 총 강수량(좌), 명시적 물리 과정에 의한 강수량(중), 적운 모수화에 의한 강수량(우) 비교(2011년 8월 8일 전라북도 집중 호우 사례)

3.1.3. LDAPS와 RDAPS의 강수 모의 특성 비교



[그림 3.1.4] 국지수치예보모델(LDAPS)(좌)와 지역수치예보모델(RDAPS)(우)에 의해 모의된 일 강수량(8월 8일 09KST~8월 9일 09KST) 비교

국지수치예보모델의 유효 해상도는 지역수치예보모델에 비해 중규모 대류계에 동반된 강한 강수를 보다 현실적으로 모의할 수 있다.

그림 3.1.4는 2011년 8월 9일 전라북도 집중호우 사례의 국지수치예보모델과 지역수치예보모델에 의해 모의된 일 강수량을 비교하고 있다.

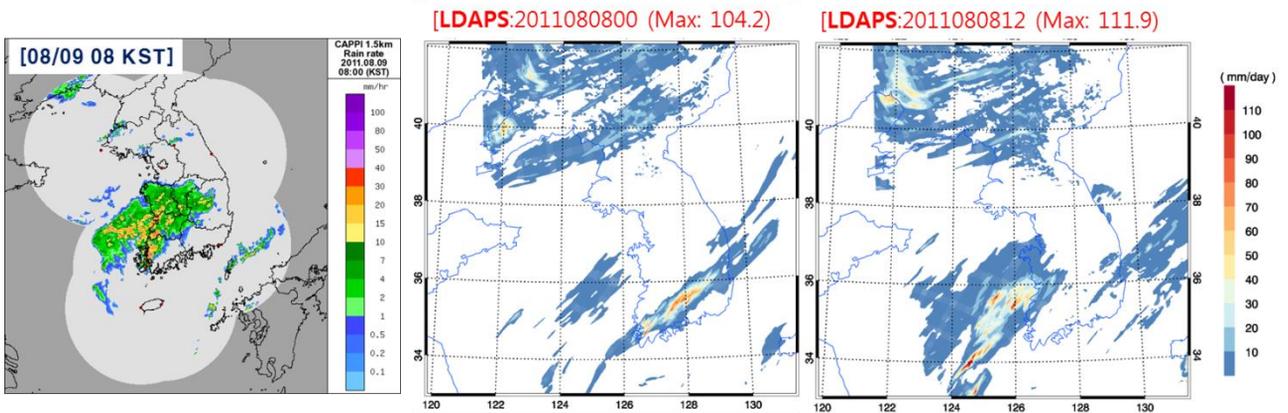
두 모델 모두 2011년 8월 9일 아침 시간(00~09KST)에 남부지방에 강수가 있음을 모의하고 있다. 이 지역에서 국지수치예보모델에 의해 모의된 강수량은 50~100mm(최대 142mm)인 반면 지역수치예보모델에 의해 모의된 강수량은 10~30mm 정도로 국지수치예보모델에 비해 훨씬 적은 양을 나타내고 있다. 명시적 구름 물리 과정과 보다 정확한 수렴/발산 바람장을 모의할 수 있는 국지수치예보모델이 지역수치예보모델에 비해 많은 강수량과 강한 강수 강도를 모의한다. 또한 한반도 내 강수 발생 지역의 경우, 지역수치예보모델은 내륙지역에서 국지수치예보모델보다 넓은 강수 영역을 보이는 특징이 있다. 결론적으로 유효해상도가 다른 두 모델은 집중 호우가 동반된 강수 현상의 모의에서 뚜렷한 차이를 보여준다. 2010년 9월 21일 수도권 호우 사례의 경우에도 두 모델은 유사한 강수 모의 특성을 보였다(2010년 9월 21일 수도권 호우 사례 분석서 참조).

3. 예측자료 분석

3.1.4. LDAPS와 RDAPS의 강수 모의 특성: 경계조건 의존성

국지수치예보모델은 지역수치예보모델의 초기장/배경장과 3시간 간격의 3차원 변분 자료동화 방법을 이용하여 수치적분을 수행한다. 따라서 모델의 예측 결과는 지역수치예보모델의 결과와 관측자료의 정확도에 따라 달라질 수 있다.

그림 3.1.5는 2011년 8월 9일 전라북도 집중호우 사례에 대한 국지수치예보모델(LDAPS)의 적분 시작 시각에 따른 3시간 누적 강수량을 비교하고 있다. 적분 시작 시각이 다른 국지수치예보 모델의 특정 시각(06-09KST)의 강수 예측 결과는 강수 발생 영역에서 상당히 큰 차이를 보이는 것을 알 수 있다. 이 사례의 경우 8월 8일 21KST 모델 예측 결과가 이보다 12시간 전 예측 결과에 비해 관측과 더 유사한 예측을 보이고 있다. 적분 시작 시각의 차이에 따른 강수 모의 결과의 차이는 자료동화 과정의 영향이나 지역수치예보모델에 의해 제공된 초기장/배경장의 영향으로, 국지수치예보모델의 강수 영역이 크게 달라졌을 것이며, 추가 분석을 통해 원인을 파악할 수 있을 것이다. 다만 호우 사례의 경우 지역수치예보모델에 의해 모의된 종관 예측장이 적분 시작 시각에 따라 크게 달라질 수 있으므로(2010년 9월 21일 수도권 호우 사례 분석서 3.1절 참조) 국지수치예보모델의 강수 영역 예측 오차는 초기장/배경장의 영향에 기인할 가능성이 높을 것으로 판단된다. 하지만 강수 강도의 경우 두 모델 적분 결과에서 모두 100mm/3hr의 많은 강수가 좁은 영역에 집중될 수 있음을 보여주고 있음은 강수 강도 예측시에 주목할 필요가 있다.



[그림 3.1.5] 레이더 영상과 국지수치모형(LDAPS)의 적분 시작 시각에 따른 3시간 누적 강수량 비교 (2011년 8월 9일 06-09KST 예측 결과)

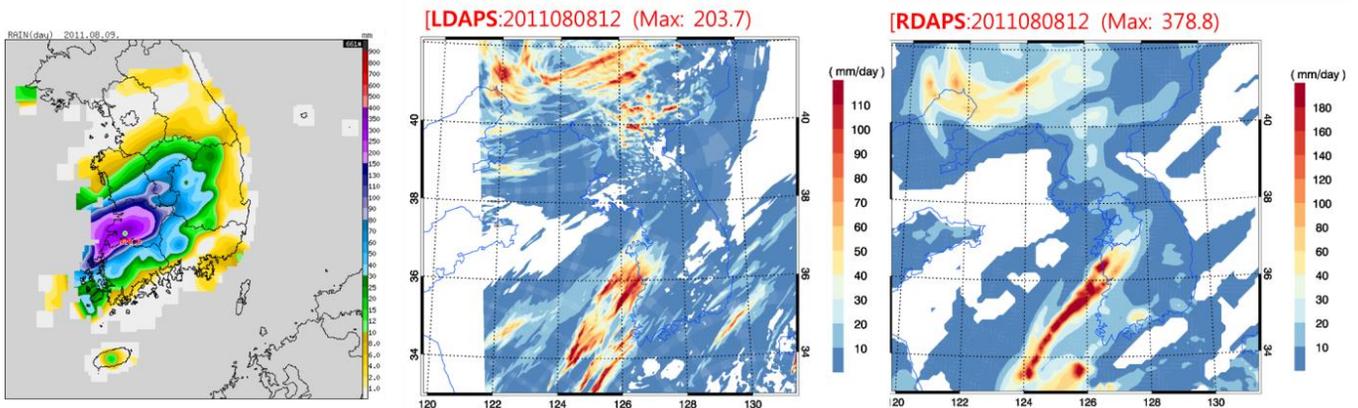
3.2. 모델의 강수 예측 결과 분석

태풍 무이파 통과와 북태평양 고기압의 영향하에서 고온 다습한 남서풍의 유입으로 야기된 대기의 대류 불안정으로 전라북도 지역을 중심으로 집중호우가 발생하였으며, 최대 403mm/day(정읍)의 강수량을 기록하였다.

아침 06KST 이후 전북 내륙 지역으로 강한 대류성 강수가 시작되어, 12-16KST동안 수십 km의 공간 규모(Meso- γ)의 대류 강수셀에 의해 강수강도 30-50mm/hr의 강한 강수가 지속되었다. 주로 전라북도 지역에 강수가 집중되었으며 소백산맥 동쪽(경상북도/충청북도) 지역은 상대적으로 적은 강수를 기록하였다(그림 3.2.1 (좌)). 지역수치예보모델(RDAPS)과 국지수치예보모델(LDAPS)에 의해 모의된 강수 예측 결과(2011080812UTC 적분 시작)를 보면 지역수치예보모델은 최대 379mm/day, 국지수치예보모델은 204mm/day의 많은 강수량을 모의하고 있으나, 대부분의 강수는 전라북도 지역 근처 해양에서 발생하는 것으로 예측하고 있다(그림 3.2.1 (우)).

관측(레이더 에코와 지상 AWS 강수) 강수 분포와 수치 모의된 강수 분포를 비교하면, 수치 모의된 강수는 주로 해양에서 발생하였으며 내륙에서는 상대적으로 적은 강수량을 예측하였다. 내륙 지역의 강수는 두 예보모델이 모두 주로 충청지역을 중심으로 40-80mm/day 정도 내리는 것으로 예측하였으며, 강수 영역의 경우 두 모델은 비슷한 강수량 공간 분포를 모의하였다.

이 호우 사례는 2010년 9월 21일 수도권 호우 사례(2010년 9월 21일 수도권 호우 사례 분석서 참조)와 달리 서해상의 강수대는 지역수치예보모델이 국지수치예보모델보다 다소 강하게 모의하고 있다. 이 사례의 경우 국지수치예보모델의 초기장/배경장은 전지구예보모델의 예측 결과로부터 얻어졌으며, 남서풍에 의한 강한 수증기 유입이 일어나는 지역이 모델의 경계와 가까워 국지수치예보모델의 강수예측 결과에 더 큰 영향을 주었을 것으로 보인다.

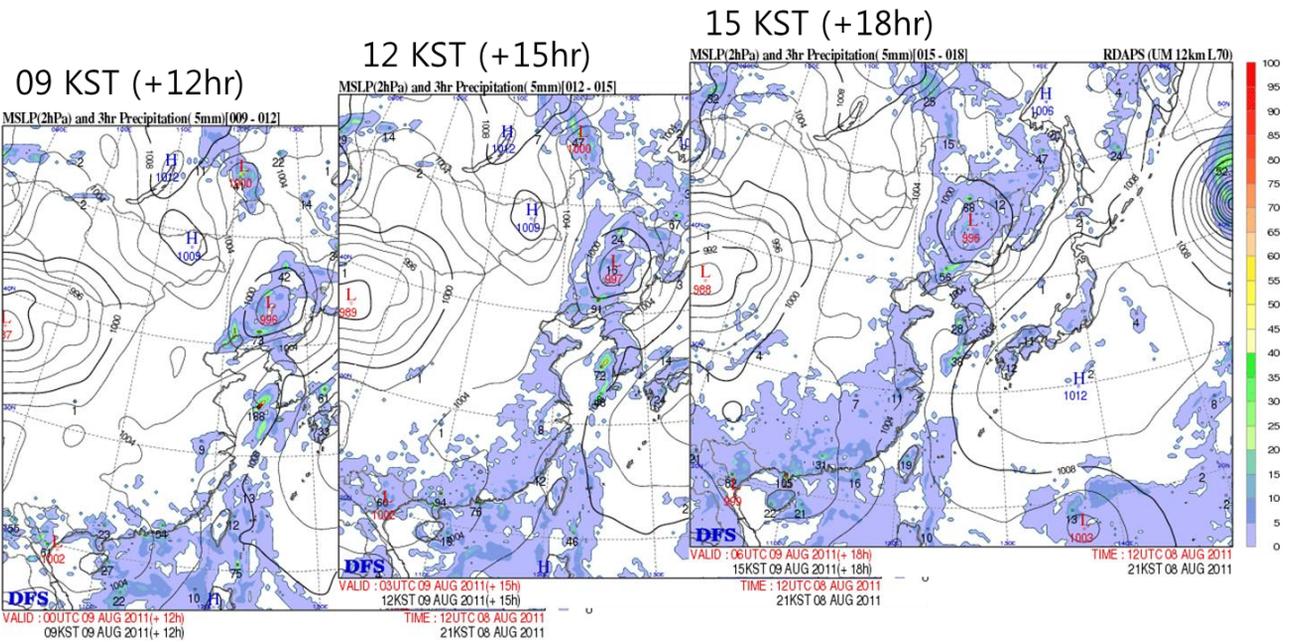


[그림 3.2.1] 2011년 8월 9일 24시간(00-24KST) 누적 강수량 비교. 지상 AWS 관측(좌), 국지수치예보모델(중), 지역수치예보모델(우)

3. 예측자료 분석

지역수치예보모델과 국지수치예보모델이 서해상에서 강한 강수대를 모의한 이유는 중규모 기압 배치와 관련이 있는 것으로 보인다.

그림 3.2.2는 지역수치예보모델(2011080812UTC 적분 시작)에 의해 모의된 2011년 8월 9일 09, 12, 15KST의 해면기압과 3시간 누적 강수량을 보여주고 있다. 시간이 지남에 따라 남부지방을 중심으로 발달하는 중규모 기압능의 영향으로 고온 다습한 기류의 내륙 진입이 저지되어 대류 불안정의 심화로 인한 강한 강수대(09KST와 12KST)가 서해상에서 나타나고 있다. 서해상에서 구름 물리 과정을 통한 빠른 대류 조절이 일어나면서 내륙에는 상대적으로 약한 강수를 예측하고 있는 것으로 보인다. 레이더 강수 관측(그림 3.2.5)과 위성추정 강수 분포(TMPA)에서도 서해상의 강수대가 나타나며 전라도 지역의 집중호우를 감지하였다. 이로부터 모델이 강한 대류에 의한 집중 호우의 발생을 어느 정도 예측하였으나 서해상의 대류계와 내륙에 발달한 중규모 기압능을 다소 강하게 모의하였을 것으로 추정할 수 있다.

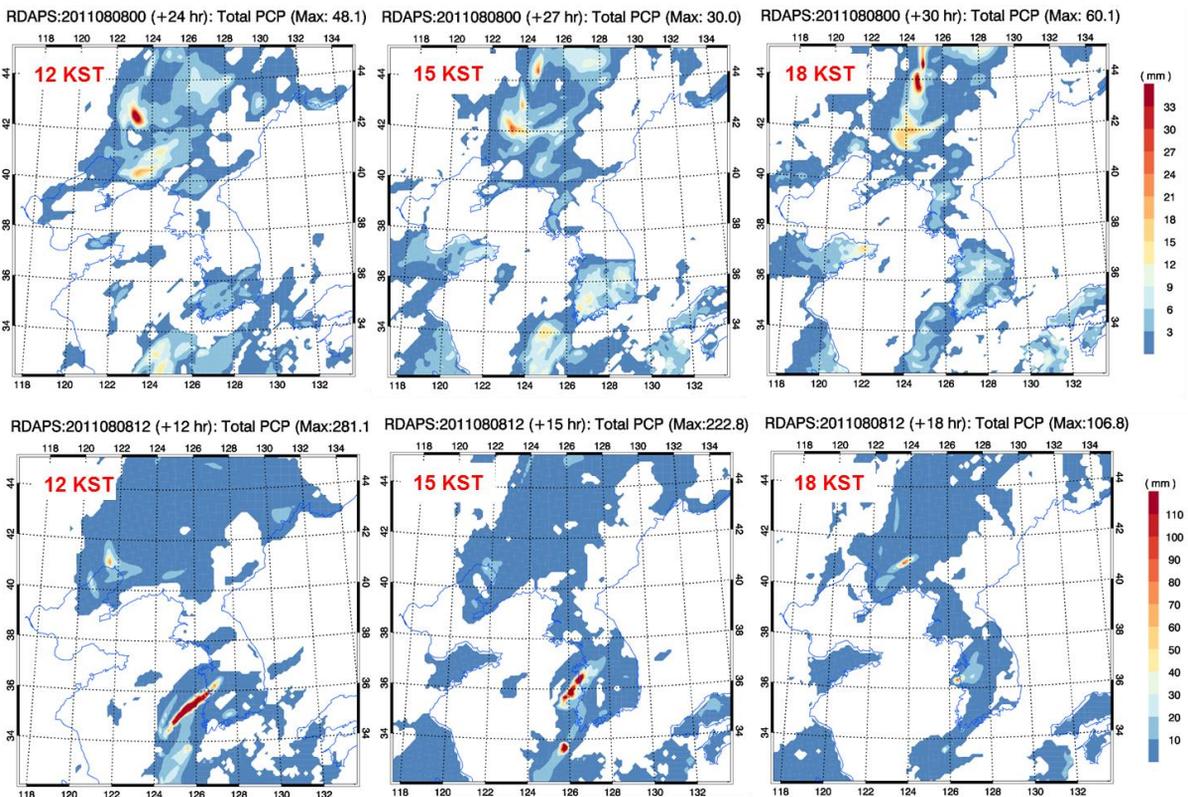


[그림 3.2.2] 지역수치예보모델(RDAPS)에 의해 모의된 2011년 8월 9일 09, 12, 15KST의 해면기압과 3시간 누적 강수량(2011080812UTC 적분 시작)

지역수치예보모델의 예측 선행 시간에 따른 강수량의 예측 특성을 파악하기 위해 적분 시작 시각이 다른 두 모의 결과를 그림 3.2.3에 비교하였다.

호우 발생 1일 전인 지역수치예보모델(2011080800UTC 적분 시작) 모의 결과에서는 우리나라 중/남부 지역으로 10mm/3hr 미만의 약한 강수를 예측하고 있으며, 남서해상에도 약한 강수를 모의하고 있다. 하지만 전라도 부근의 서해상에서는 강수가 거의 발생하지 않는 것으로 예측하고 있다. 반면 12시간 후 모델 예측 결과(2011080812UTC)에서는 전 시각의 모델 예측 결과와는 달리 서해상에서 중규모에 해당하는 강한 대기 불안정 영역이 모의되고 있다. 이러한 예측 선행 시간에 따른 모델의 모의 성능의 차이는 주로 자료동화에 기인한 것으로 판단되나, 향후 예측 향상을 위해서는 정확한 원인을 파악할 필요가 있을 것이다.

중관 규모의 장마전선과 연계된 중규모 저기압의 발달로 호우가 발생했던 2010년 9월 21일 수도권 호우 사례(2010년 9월 21일 수도권 호우 사례 분석서 참조)의 경우 사례 발생 전일에서도 모델이 이러한 중관 패턴을(전선의 위치와 강도 차이는 있었으나) 적절히 모의할 수 있었다. 하지만 이 사례의 경우 호우와 관련된 뚜렷한 중관적 특징이 없는 상황에서 중규모 대기 불안정이 발생하여, 모델 적분 선행 시간이 길었던 모의 결과에서는 예측하지 못하였던 것으로 보인다. 하지만 전일 지역수치예보모델(2011080812UTC 적분 시작)의 예측 결과는 국지적으로 발생한 집중호우에 대해 적어도 12시간 전에 예측할 수 있는 가능성을 보이고 있다.

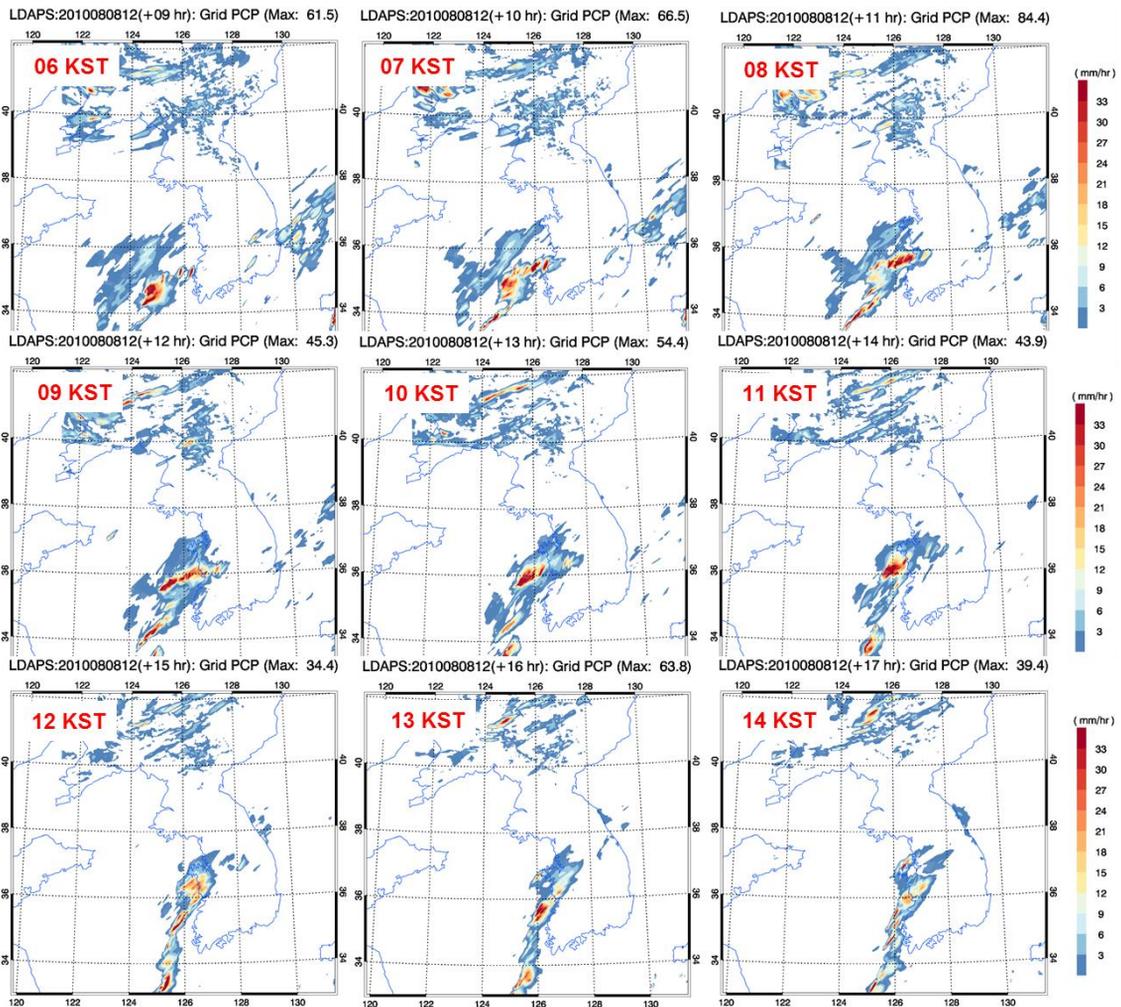


[그림 3.2.3] 지역수치예보모델(RDAPS)에 의해 모의된 2011년 8월 9일 12, 15, 18KST의 3시간 누적 강수량(적분 시작: 2011080800UTC(상단), 2011080812UTC(하단))

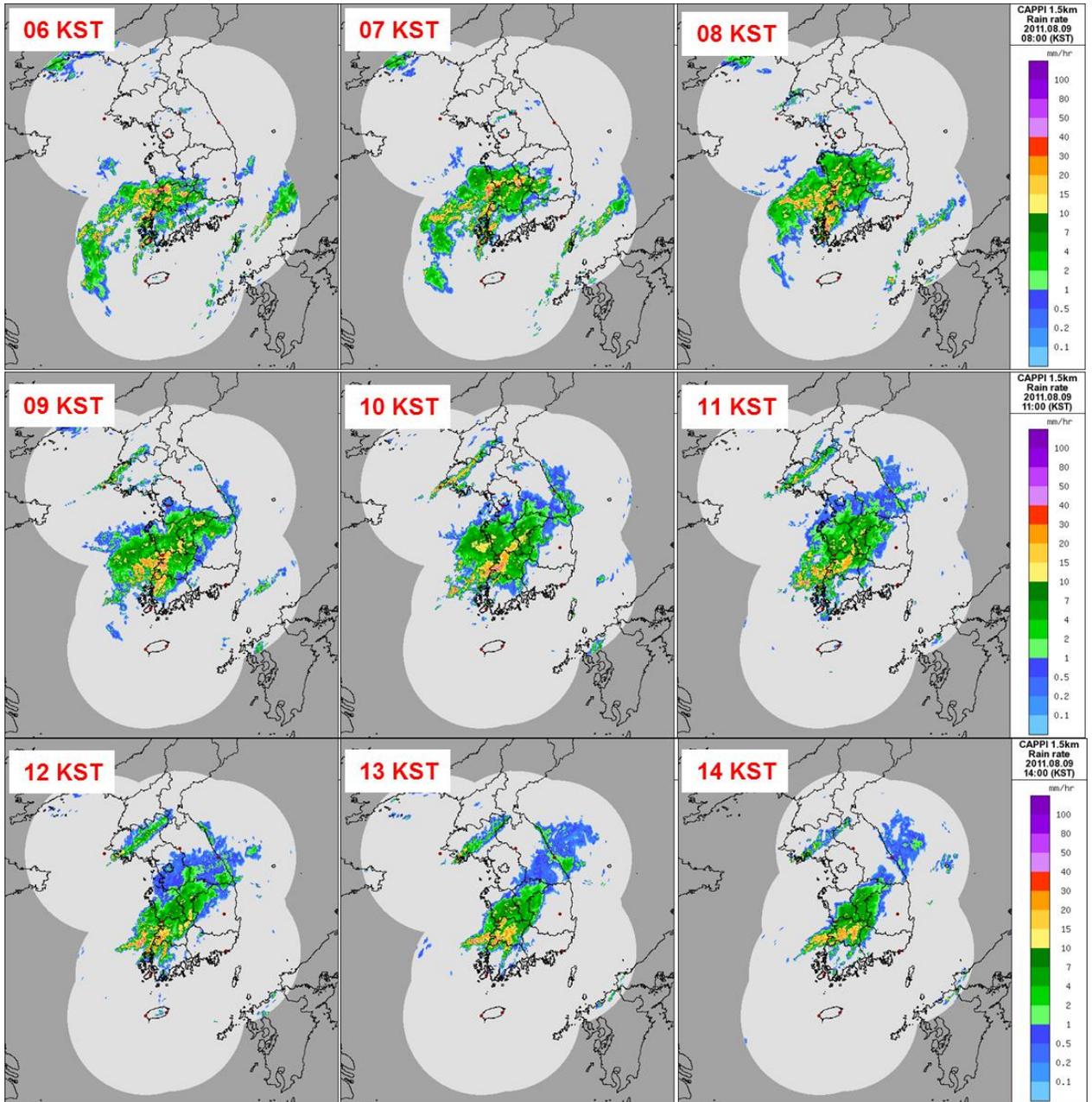
3. 예측자료 분석

그림 3.2.4와 3.2.5는 국지수치예보모델(LDAPS)에 의해 모의된 강수와 레이더 산출 강수 강도를 보여주고 있다.

레이더 관측 강수는 06KST부터 지속적으로 전라북도 지역과 서해상을 중심으로 중규모 대류계가 발달하고 있음을 보여주고 있다. 동일한 시각에 대해 국지수치예보모델도 서해상의 불안정한 대기층이 위치한 곳을 중심으로 강한 중규모 강수셀이 지속적인 발달을 예측하고 있다. 하지만 지역규모수치예보모델의 예측 결과(그림 3.2.3)와 유사하게 대부분의 강수는 서해상에서 발생하고 있으며 내륙으로 진입하지는 못하는 양상을 보이고 있다. 앞서 설명하였듯이 이는 남부지방으로 위치한 중규모 기압능에 의한 것으로 분석된다(그림 3.2.2). 하지만 국지수치예보모델은 높은 유효해상도와 명시적 구름 물리과정을 통해 대기 불안정이 큰 지역에서 중규모 강수셀을 모의하고 있으며, 지역수치예보모델의 강수 예측 결과에 비해 레이더 관측에 나타난 강수셀의 특징을 더 잘 모의하고 있다. 따라서 적절한 종관 해석이 바탕이 된다면 국지수치예보모델의 결과를 정량적 강수 예측에 활용할 수 있을 것이다.



[그림 3.2.4] 국지수치예보모델(LDAPS)에 의해 모의된(2011년 8월 9일) 시간대별(06~14KST) 강수량(2010092021UTC 적분 시작)



[그림 3.2.5] 2011년 8월 9일 호우 사례의 시간대별(06-14KST) 레이더 산출 강수 강도

4 사례 발생 원인

- 4.1. 종관 및 중규모 기상 환경
- 4.2. 대기 불안정성
- 4.3. 호우 시스템 발달 과정
- 4.4. 호우 시스템 발생 원인

4. 사례 발생 원인

4.1. 종관 및 중규모 기상 환경

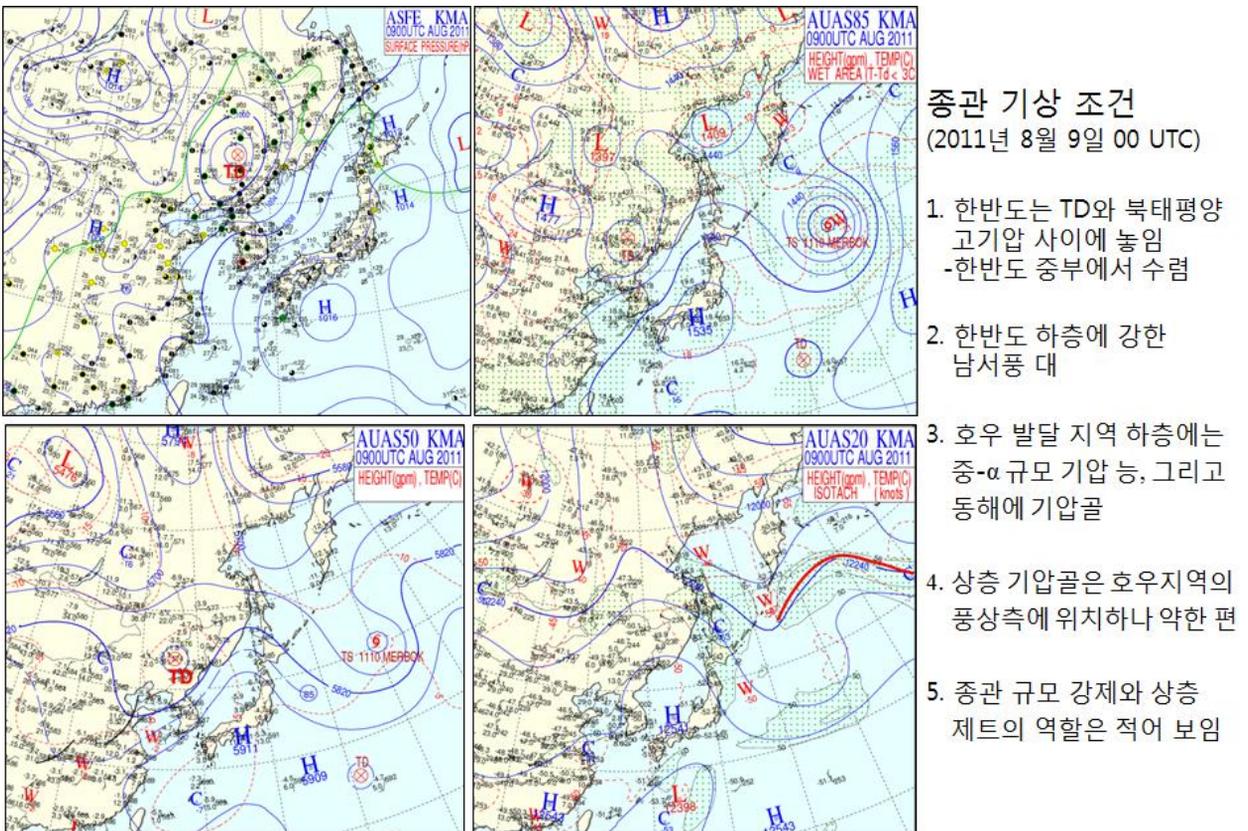
■ 호우의 개요

- 전라북도를 중심으로 강한 강수가 15시간 지속되어 전북 지역에 호우가 발생하였으며, 전북 대부분 지역에서 200mm 이상의 일 강수량이 기록되었다.
- 강수계의 유형
 - 전남·북 해상에서 지속적으로 발달하는 중규모 - β 규모의 대류계들이 해안선으로 들어가면서 클러스터 형태로 조직화 되었고, 넓은 지역에 호우를 초래하였다.
 - 클러스터 형 강수계가 정체하면서 전북 지역에 15시간 호우가 이어졌다.

■ 종관 기상 조건

2011년 8월 9일 09KST에 한반도는 북쪽에 위치한 TD와 북태평양 고기압 사이에 위치하여 한반도 상공에는 지상부터 500hPa 고도까지 강한 남서풍대가 나타나고 있으며, 한반도 북부의 하층에서는 대규모 수렴도 나타나고 있다.

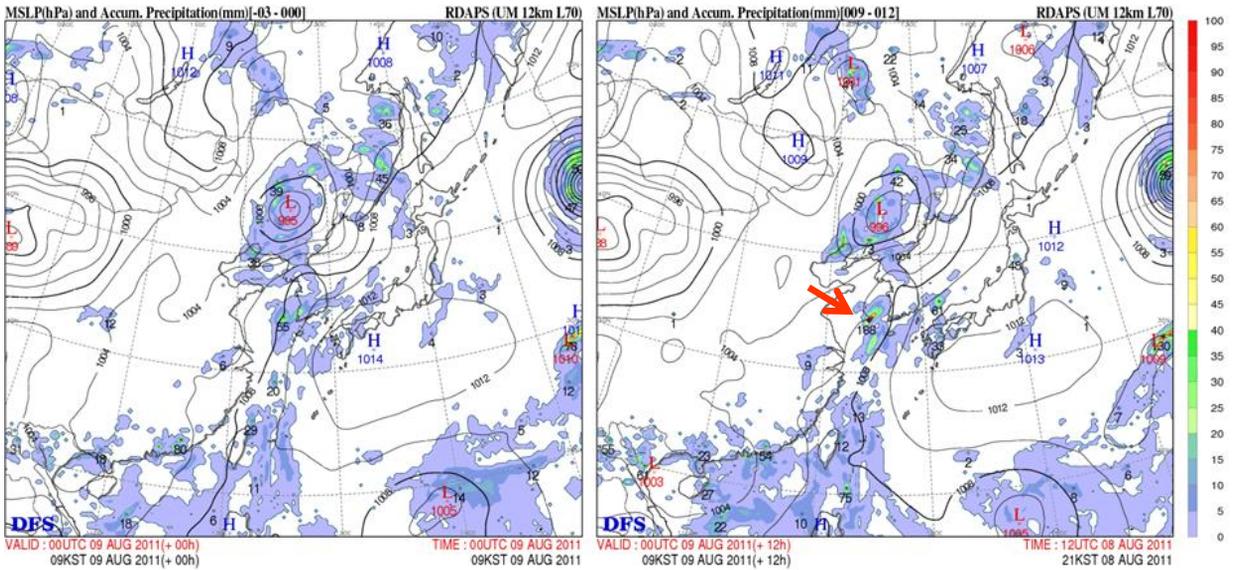
한편, 하층에서는 호우지역을 포함한 한반도 서쪽과 황해상에 중규모 - α 규모 기압 능이 나타나고 있어, 호우 발달 지역이 되기에는 불리한 조건을 보여주고 있다. 동해에는 기압골이 존재하고 있다. 그리고 상층 제트나 종관규모 강제역할 역시 적어 보인다. 종관 기상 조건은 그림 4.1.1에 정리되어 있다.



[그림 4.1.1] 2011년 8월 9일 09KST의 종관 일기도

RDAPS 예측장에 따르면 8월 9일 09KST에 중규모 기압능은 한반도 내륙에 위치하며, 그 풍상측(그림 4.1.2의 오른쪽 그림에서 적색 화살표가 지시하는 지점)으로 약한 중규모 기압골이 나타나고 있어 앞의 지상일기도와는 차이를 보여주고 있다(그림 4.1.2 (우)). 재분석장에서도 남서해상에 약한 교란의 모습이 있긴 하나 예측장 만큼 뚜렷하지는 않다(그림 4.1.2 (좌)).

RDAPS SLP for 09 KST 09 August 2011



- 재분석장 (2011년 8월 9일 09 KST)
- 한반도 상에 중규모 기압능
- 예측장 - 한반도 내륙에 중규모 기압능과 풍상측 (남서해상)에 중규모 기압골

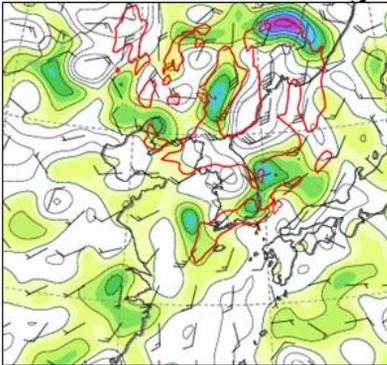
[그림 4.1.2] 2011년 8월 9일 09KST의 재분석장과 예측장(+12h)

4. 사례 발생 원인

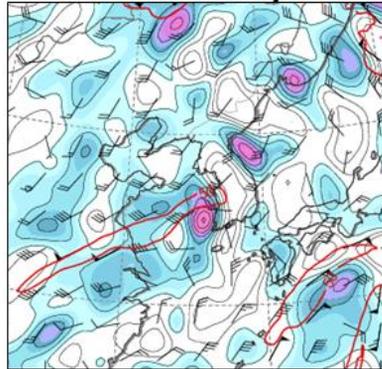
2011년 8월 9일 09KST의 850hPa와 200hPa 바람의 수렴장과, 850hPa 상당온위, 700hPa 연직 p 속도장을 그림 4.1.3에 보였다. 이 그림에 의하면, 한반도 남서해상은 하층 수렴과 연직 상승운동 그리고 높은 상당온위의 조건을 갖추어 대류계 발달의 조건을 갖추고 있다.

RDAPS 재분석장 (2011년 8월 9일 09KST, +00h)

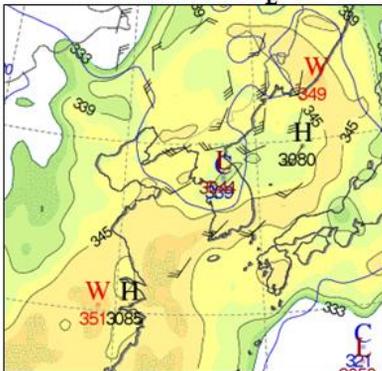
850-hPa winds and convergence



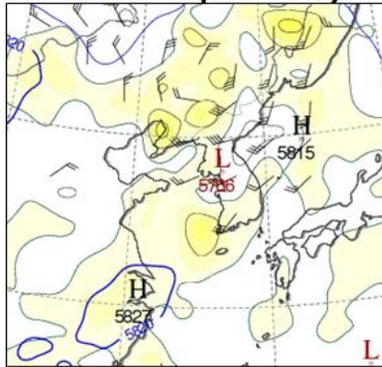
200-hPa divergence



850-hPa θ_E



700-hPa p velocity



- 한반도 남서 해상에 하층 바람의 수렴과 남쪽의 high- θ_E 공기
- 남서해상에 상승기류
- 남서해상에 깊은 대류운 발달의 조건을 갖춤
- 한반도 내륙에는 하층 발산과 상층 수렴이 존재 -대류계 발달을 억제

[그림 4.1.3] 2011년 8월 9일 09KST의 재분석장

4.2. 대기 불안정성

전라북도 집중호우 사례의 경우 지상에서 대기 상층부에 해당되는 350hPa 고도까지 약 8km의 두께를 가지는 거의 상대습도 100%에 가까운 포화 공기 구역이 유지되고 있다. 대기 하층에서 대기 중상층까지 깊은 온난 습윤한 공기층이 존재한다는 것은 아주 높은 가강수량(PW)을 가지고 있고, 아울러 어떠한 방아쇠 작용에 의해서 강제 상승이 시작되는 공기 덩어리에 지속적으로 연직 운동에너지를 공급해 줄 수 있음을 의미한다.

지상에서 깊은 습윤층(Deep Moist Layer)이 끝나는 고도까지 전체적으로 대류권 내에서 상하층의 바람 시어가 거의 존재하지 않고 특히 상층에도 바람이 30kts(15m/s)를 넘는 곳이 없다. 이러한 단열선도 형태는 강한 연직 시어에 의한 상승운동에 필요한 충분한 역학적 에너지 공급이 제한되기 때문에 긴 생애를 가지는 선형 대류활동으로의 발달은 제한된다. 그렇지만 풍부한 수증기에 의한 잠열이 충분히 공급되기 때문에 일단 중규모대류계가 발생하면, 내부의 스톰들의 이동 속도가 아주 느려져 새로운 스톰들이 충분히 발달하여 병합할 수 있는 시간적 여유가 제공된다. 따라서 중규모대류계는 무리형 중규모대류계(Cluster Type MCSs)로 발달할 가능성이 높으며, 무리형 중규모대류계는 긴 시간 동안 좁은 지역에 집중호우를 유도한다. 이와 함께 주목해야 할 점은 높은 가강수량 값이다.

가강수량 값이 40mm를 넘으면 집중호우를 유도하는데 충분한 것으로 알려져 있는데, 전라북도 지역 집중호우의 경우에는 가강수량 값이 65mm에서 70mm 분포를 보여 다른 집중호우 사례들에서는 좀처럼 찾아볼 수 없을 만큼의 높은 값이 나타났다. LI 값은 -2.8과 -1.8을 KI 값이 40과 39를 기록하고 있어 한 번 응결되어 상승하는 공기는 대류권 상부까지 충분한 상승 운동을 가지고 발달할 수 있는 유리한 조건을 제공했다. 이번 집중호우 사례는 종관규모 강제력은 약하지만, 대기하층의 풍부한 수증기 공급, 대류불안정, 강한 상승운동 등 집중호우를 유도하는 중규모 대류계 발달에 충분한 불안정한 환경을 가지고 있었다.

4. 사례 발생 원인

■ 남서해상의 대기불안정성

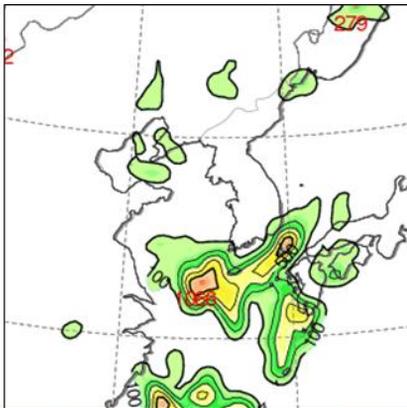
본 사례에서 호우 시스템의 발달은 남서해상에서의 깊은 대류계 발달로부터 시작된 것으로 판단된다. RDAPS 예측장에 나타난 이 지역에서의 대기 불안정성을 그림 4.3.1에 보였다. 한반도 남서해상에 1000J/kg 이상의 CAPE 값이 나타나고 있으며, LI 역시 -3보다 작은 값이 나타나고 있다. 이 같은 조건은 9일 00KST 이후에 나타난 것으로, 국지적 수분 수렴이 중요한 역할을 한 것으로 추정된다. 그리고 이 시간대들에서 남서해상에 하층 수렴으로 인해 연직 상승 지역이 나타나고 있어(그림 4.3.2), 대기 불안정성과 국지적 순환 등 중규모 환경 또한 이 지역에서 깊은 대류계 발달의 조건을 보여주고 있다.

이와 같이, RDAPS 예측장에 따르면, 2011년 8월 9일 03-09KST에는 한반도 남서해상에 깊은 대류계 발달이 가능한 여건을 갖추고 있었던 것으로 추정된다:

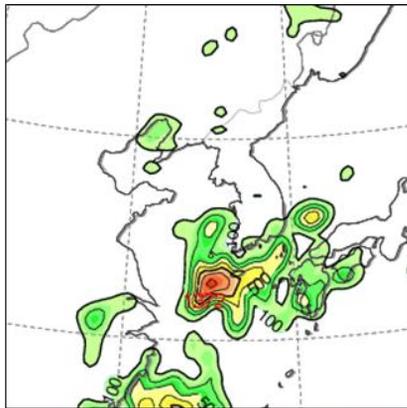
- 남서해상에 높은 상당온위($high-\theta_B$) 공기가 존재하고 있다.
- 남서해상에 대기불안정 조건(LI, KI 모두 불안정, 큰 CAPE 값)이 나타나고 있다.
- 남서해상에 하층 바람의 수렴과 연직 상승 운동이 발달하였다.

CAPE

03 KST,
09 Aug
(+06h)

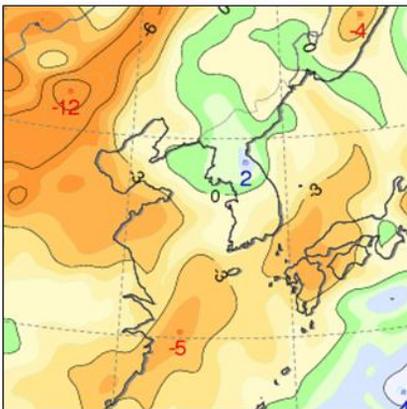


09 KST,
09 Aug
(+12h)

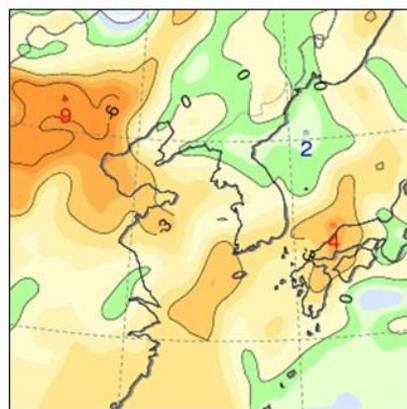


Lifted index

03 KST,
09 Aug
(+06h)



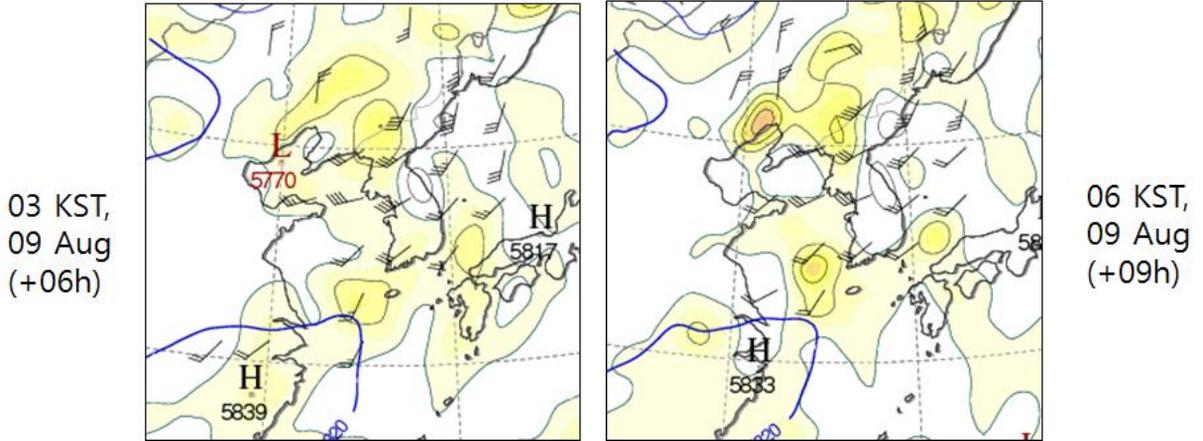
09 KST,
09 Aug
(+12h)



- 남서해상에 CAPE > 1000 J/kg, LI < -3 인 지역이 나타남

[그림 4.2.1] RDAPS 예측장: CAPE(상)와 Lifted Index(하)

RDAPS 예측장 : 700-hPa p 속도



[그림 4.2.2] RDAPS 예측장: 700hPa 고도에서의 연직 p 속도

4. 사례 발생 원인

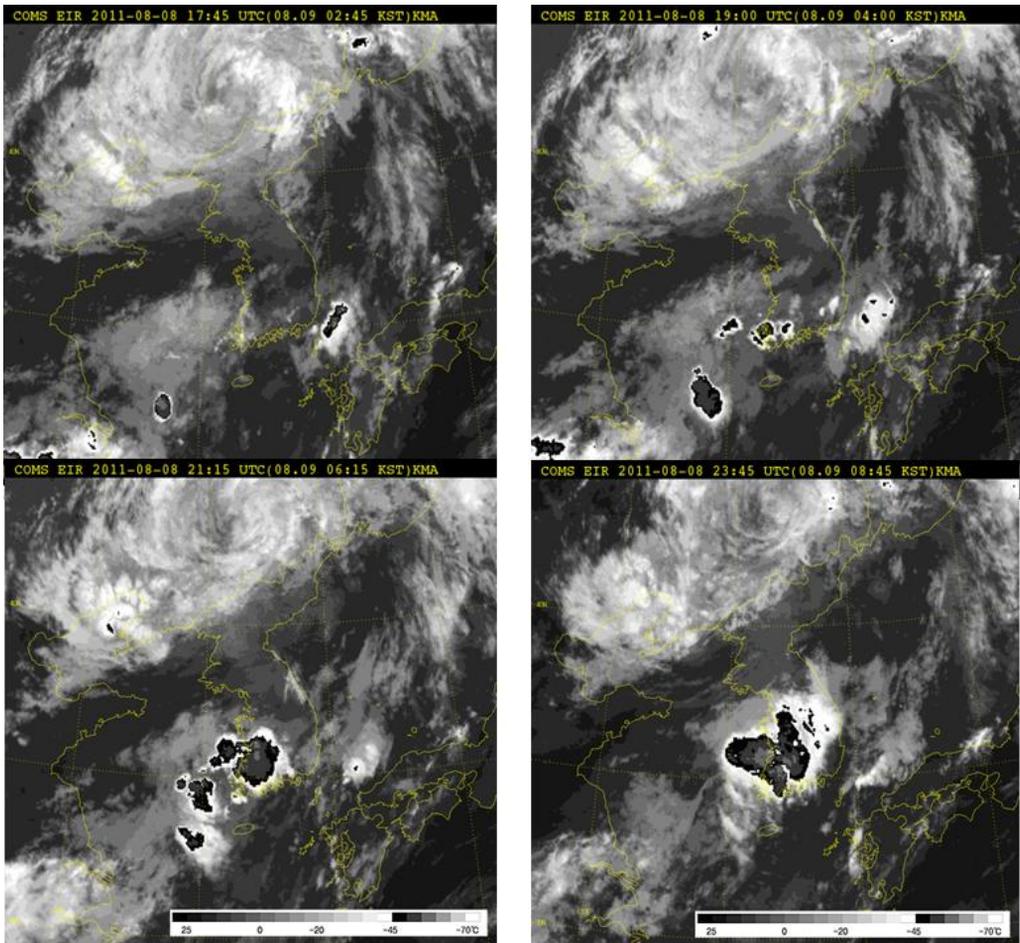
4.3. 호우 시스템 발달 과정

03-04KST : 남서해상에서 중-β 규모 대류계들의 발생과 북동진

05KST : 전북 해안에 강수계가 상륙하면서 클러스터 형 강수계로 발달

06-20KST : 전북 해안과 내륙에 클러스터 형 강수계의 유지 및 정체

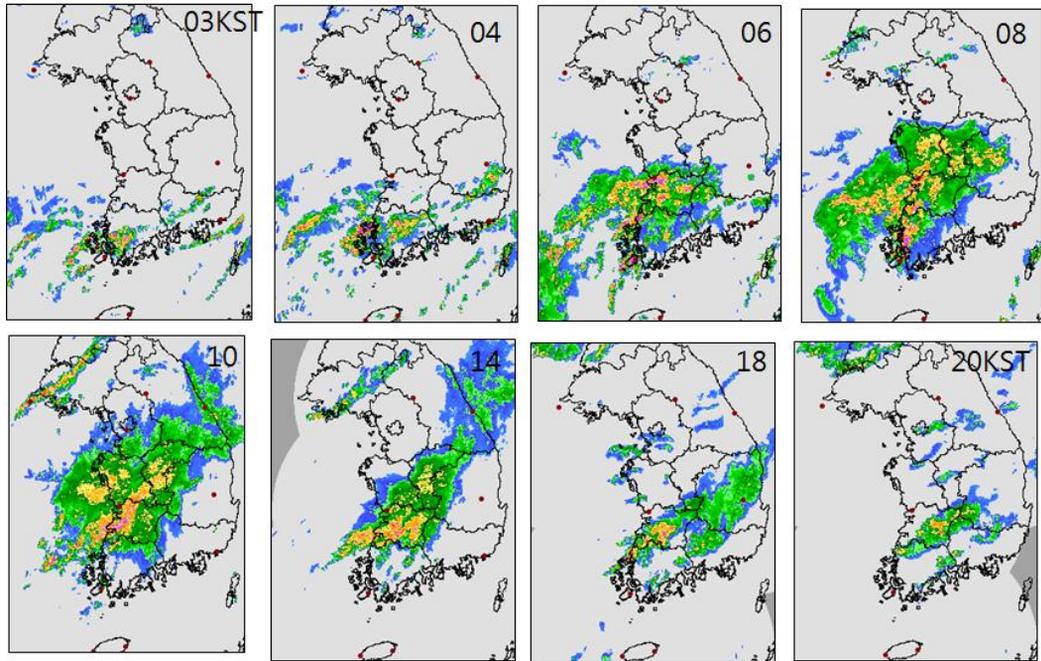
20 KST ~ : 클러스터와 강수 약화, 21KST 이후 거의 쇠퇴



[그림 4.3.1] 2011년 8월 9일의 적외 영상

Radar CMAX rain rate 2011년 8월 9일

- 남서해상에서 중규모 β 규모의 대류계들이 발달(03KST), 서해안 부근과 내륙에 접근하면서 조직화(04-06KST)→ 클러스터 형 강수계로 발달(06KST)→ 클러스터 정체 및 유지(06-20KST)→ 21KST 이후 소멸



[그림 4.3.2] 2011년 8월 9일 전북 지역 호우를 가져온 강수계의 레이더 영상

■ 호우 발달의 핵심 과정

- 남서해상에 수분 수렴 및 불안정 조건 형성
- 남서해상에서의 대류계 발생
- 남서해안에서의 대류계 조직화와 클러스터 형 강수계 발달
- 클러스터 형 강수계의 유지 및 정체

4. 사례 발생 원인

4.4. 호우시스템 발생 원인

■ 서해상 대류계 발달의 원인

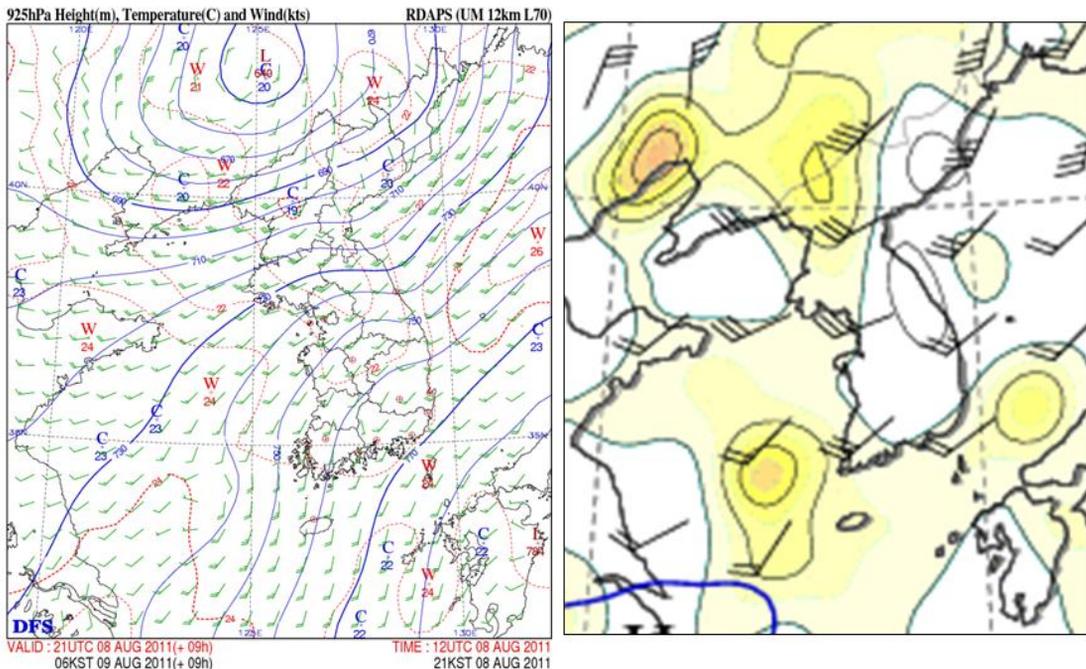
- 남서해상의 강한 남서풍 대 내에서 대기 불안정에 의해 대류계 발달

■ 전북 해안/내륙에서의 클러스터 발달 원인

- 발달하는 대류계와 기압계의 상호 작용을 통해 중규모 기압골 발달
- 중규모 기압골 발달에 따른 수렴의 조직화(그림 4.4.1)
 - 그림 4.4.1에 보듯이 9일 06KST 예측장에서 중규모 기압골의 풍하측에 상승장의 중심이 있다. 이는 중규모 기압골의 풍하측에 조직적 수렴이 있음을 의미하고, 이 지역은 앞에서 본 바와 같이 큰 값의 CAPE 값을 보여주고 있어 깊은 대류계들의 조직화가 가능할 것으로 판단되며, 결과적으로 클러스터 형 강수계 발달이 가능할 것으로 생각된다.
 - 중규모 기압골은 그 규모가 작고 강도가 비교적 약하기 때문에 재분석장에 나타나기 어려울 수 있으나, 8일 09KST와 21KST의 두 수치예보가 모두 예측한 것이고, 다른 모델에 의해서도 모사되는 것으로 보아서 현실에서 존재했을 가능성이 컸을 것으로 판단된다. 이 같은 추론이 맞다면, 실제의 중규모 기압골의 위치는 예측 지점보다는 남동 쪽에 위치하여 전북에 호우를 가져올 수 있었을 것으로 추론된다.

RDAPS 예측장 (8월 9일 06 KST)

925-hPa 고도와 바람 (왼쪽)과 700-hPa 연직(p) 속도(오른쪽)



[그림 4.4.1] RDAPS 예측장(8월 9일 06KST)

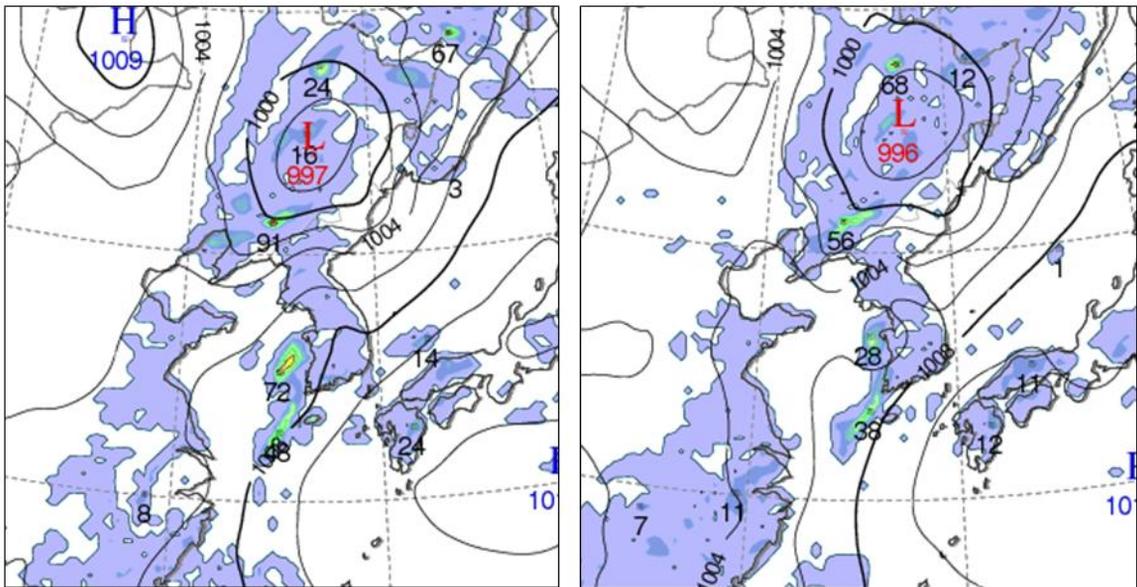
■ 중규모 기압골과 클러스터 형 강수계의 유지 및 정체 원인

- 내륙의 중규모 기압능 발달과 정체가 서해안 중규모 기압골과 클러스터 형 강수계의 정체 원인일 것으로 추정된다.
 - RDAPS 해면기압 예측장에 따르면, 9일 12KST와 15KST 모두 중규모 기압골이 서해안 가까운 해상 그리고 내륙에는 중규모 기압능이 발달해있다. 그리고 동해안선을 따라 다시 중규모 기압골이 나타나며(그림 4.4.2), 동시에 서해상의 기압골 지역에서는 강한 강수가 나타나고 있다. 이와 같은 특징은 수분 수송과 수렴이 나타나는 925hPa 고도에서도 마찬가지로 나타나고 있다(그림 4.4.3). 강수 분포를 고려할 때 예측된 중규모 기압골은 실제보다 서쪽에 모사된 것으로 판단된다.
 - 지속적 호우의 핵심원인으로 추정되는 중규모 기압골의 정체 이유는 아직 그 원인이 확실하게 규명된 것은 아니며 추정단계로 봐야 할 것이다. 경험 축적과 함께 정체 원인의 규명이 필요한 것으로 판단된다.

RDAPS 예측장: 해면기압과 3-h 강수량

03 UTC, 09 Aug (+15h)

06 UTC, 09 Aug (+18h)



- 서해안에 중규모 기압골, 내륙에 중규모 기압능, 동해안선을 따라 기압골

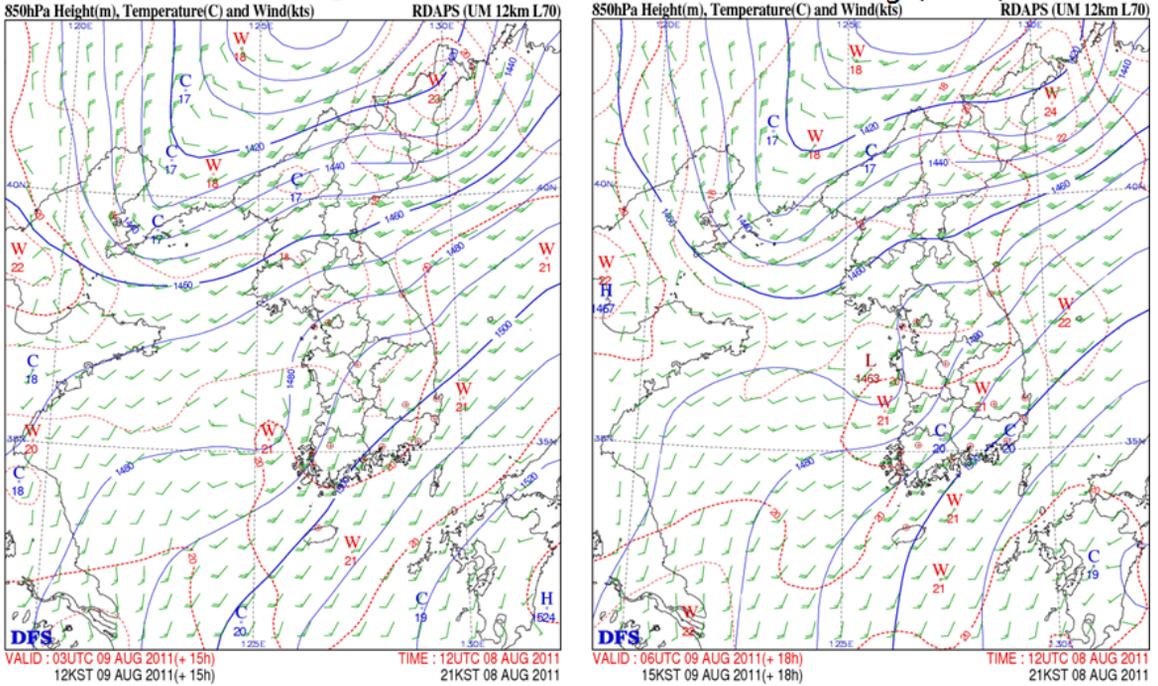
[그림 4.4.2] RDAPS 예측장: 해면기압과 강수량

4. 사례 발생 원인

RDAPS 예측장: 850-hPa 고도와 바람

12 KST, 09 Aug (+15h)

15 KST, 09 Aug (+18h)



남서해상에서 발달한 중규모 기압골이 전북 해상에서 정체

[그림 4.4.3] RDAPS 예측장: 925hPa 고도와 바람장

5

사전 예측을 위한 검토 자료

5.1. 일기도

5.2. 위성

5.3. 레이더

5.4. 수치모델

5.5. 이번 사례가 다른 사례와 구별되는 특성

5.6. 향후 예보를 위한 점검 사항

5. 사전 예측을 위한 검토 자료

5.1. 일기도

5.1.1. 집중호우를 유도하는 매개 변수들

집중호우를 유도하기 위해서는 강한 중규모대류계가 발생해서 큰 강수 효율을 가지고 상대적으로 긴 시간 동안 일정한 장소에 머물러 있어야 한다.

그러기 위해서는 먼저 풍부한 수증기의 공급이 중요한데 풍부한 수증기의 공급을 위해서는 (1) 850hPa 고도에서의 높은 수분속, (2) 지상에서 500hPa까지의 높은 상대습도, (3) 40mm 이상의 가강수량, (4) 장시간 동일 지역으로 수증기 공급 지속의 조건이 필요하다. 중규모대류계의 발달과 지속을 위해서는 강한 대기 불안정이 필요한데 가장 많이 사용되는 불안정도 지수가 대류가용 잠재에너지(CAPE)이다.

한반도 집중호우에 있어서 CAPE는 중위도 전선이나 태풍과 같이 매우 강한 종관 규모 강제력이 존재하는 경우에는 비교적 낮게 나타나며, 계절라성 집중호우가 자주 발생하는 장마 종료 후에서 8월 말까지는 대부분의 경우 1,500J/kg을 넘고 강한 경우에는 4,000J/kg에 달하는 경우도 있다.

이번 집중호우 사례들의 경우에는 CAPE의 값이 유의미한 수준에 도달하지 못했는데 이는 집중호우를 유도한 중규모대류계가 강한 열적 불안정이 아닌 종관규모 환경에 의한 조건부 대류불안정에 의한 것이었음을 알 수 있다. CAPE의 값이 낮은 경우 주로 사용되는 것이 LI와 KI 인데, (1) 하층 제트를 동반한 가운데 LI가 음의 값을 보이거나, (2) KI 값이 30을 넘는 경우 수증기가 풍부하면 충분히 강하게 연직 운동을 유도할 수 있다.

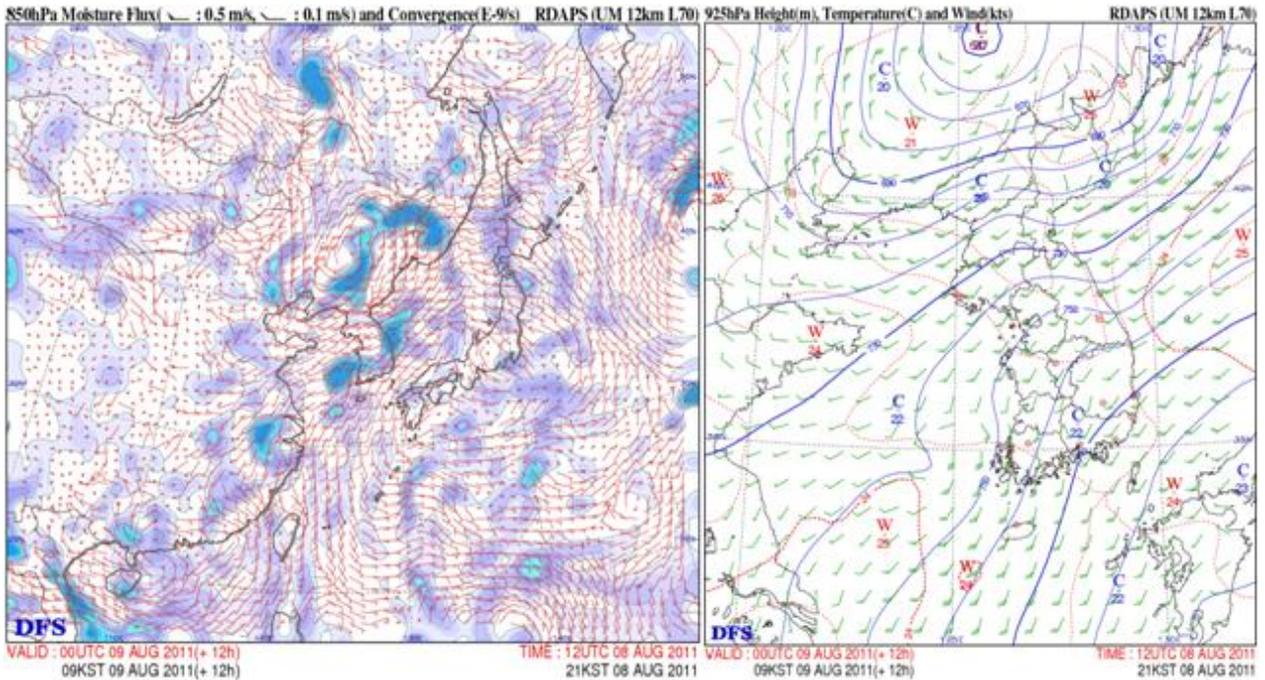
집중호우를 유도하는 중규모대류계가 강하게 발달하기 위해서 필요한 대기의 하층변수들을 정리하면, (1) 하층제트의 축이나 출구에 집중호우 구역이 위치해야 하고, (2) 상당운위의 값이 높고 수평경도가 큰 상당운위가 좁은 지역으로 유입되며, (3) 수증기 수송 벡터의 풍하측과 수증기 수렴 구역에 집중호우 지역이 일치해야 하고, (4) 강한 온난 이류와 등온위 상승 구역이 존재해야 한다.

대기 중층 변수들로는 (1) 500hPa 고도에서는 약한 상층 기압골을 동반하고 기압능을 따라 중층에 남서에서 서풍 기류가 형성될 필요가 있고, (2) 상층 제트 기류의 입구와 출구 혹은 최대 상층 발산 구역이나 그 남쪽에 집중호우 구역이 위치해야 한다.

5.1.2. 매개변수 분석

전라북도 지역 집중호우 사례도 24시간 전, 12시간 전 수치예보 모델 자료를 통해 발생 지역과 강도에 대한 정확한 시그널들을 탐지하는데 실패하였다. 따라서 여기에서는 집중호우가 발생하는 단계에서 모의된 2011년 8월 9일 분석장을 통해서 매개변수의 분석을 통해 향후 예보에 이들 자료를 어떻게 활용할 수 있을 것 인지에서 대해서 알아보자.

그림 5.1.1에서 보는 바와 같이 850hPa 고도에서 열대저압부 후방의 남서기류를 따라 강한 수분속 대류활동이 시작된 남서해안에 유입되고 있으며 습윤 구역이 중국 동해안까지 연장되어 있어 지속적인 수증기 공급이 이루어지고 있다. 또한 925hPa의 남서기류를 타고 온난한 공기가 중규모대류계가 발달하고 있는 지역으로 공급되고 있다. 집중호우를 발생하는데 필수적인 요소인 풍부한 수증기(습설)와 온난 이류가 더해지게 되면 대류 잠재불안정이 증가하여 강한 대류활동의 발생을 유도하고, 발생한 중규모대류계가 지속적으로 그 강도를 유지하는데 큰 도움을 주고 있다.



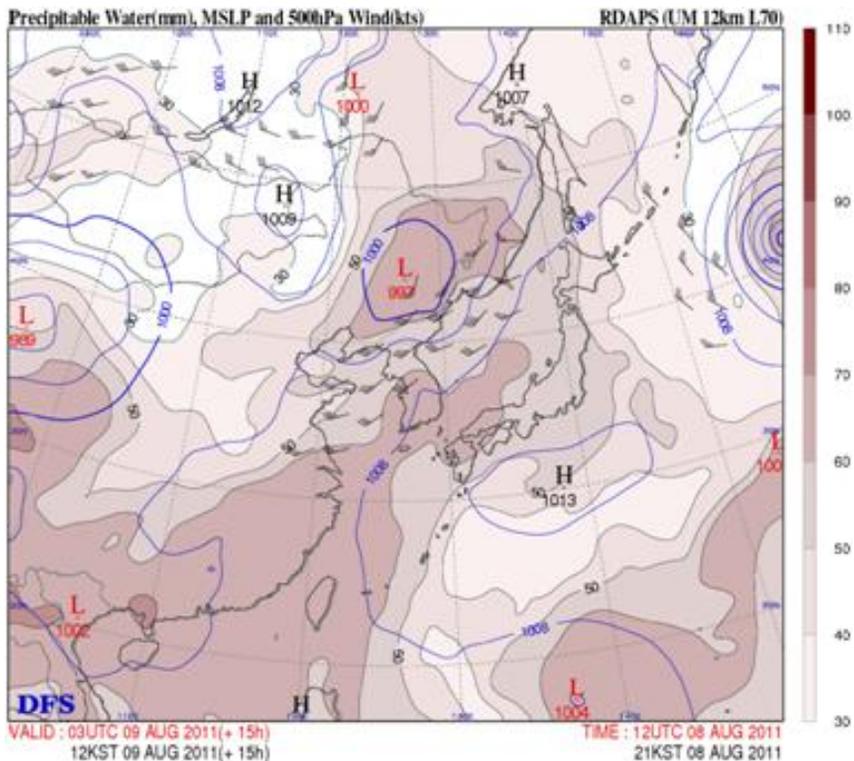
[그림 5.1.1] 850hPa 수분속과 수렴(좌), 925hPa 고도, 온도, 바람(우)

5. 사전 예측을 위한 검토 자료

그림 5.1.2는 집중호우 발생에 필수적인 요소인 풍부한 수증기 공급을 좀 더 확인하기 위해서 가강수량과 지상기압배치 그리고 500hPa 바람장을 합성한 그림이다.

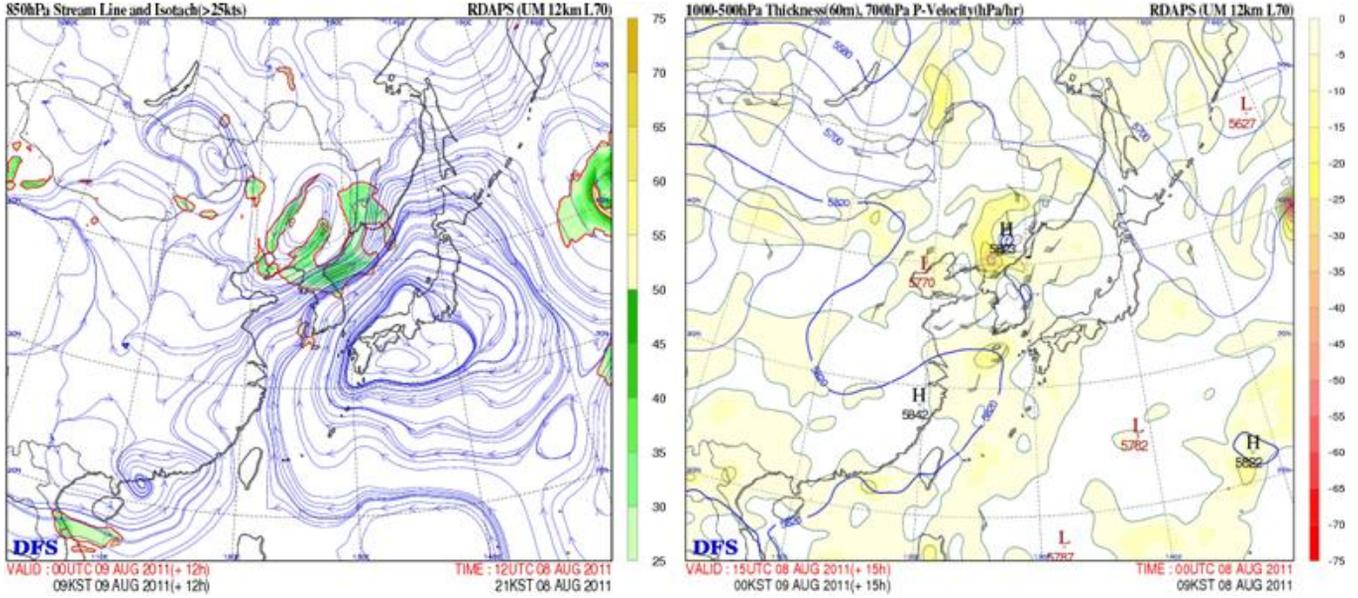
앞에서 여러 차례 언급했듯이 가강수량이 40mm 이상이고, 지상에서 대기 중층까지 상대습도가 거의 포화에 가깝게 분포하고 있는 상태가 집중호우를 예측하는데 매우 중요한 매개변수가 될 수 있는데 그림에서 볼 수 있듯이 한반도 남부지방으로 60mm 이상의 가강수량 구역이 습설 형태로 중국 남동해안으로부터 한반도 남부지방으로 좁고 길게 연결되어 유입되고 있다. 이것은 그림 5.1.1의 수분속 온난 이류 구역과 잘 일치한다. 따라서 한반도 남부지방에서 발생한 호우 중 아주 높은 강수효율로 인해 시간당 강수량이 매우 많고 지속적으로 동일한 지역으로 강한 수증기와 온난 이류가 유지됨에 따라 집중호우를 유도하는 중규모대류계의 발달에 최적의 조건이었음을 알 수 있다. 수도권 집중호우에서 보였던 집중호우 매개변수들은 전라북도 집중호우 사례에도 그대로 적용된다.

여기에서 2개의 분석장을 통해 새로운 매개변수를 제시하고자 한다. 850hPa 고도에서의 하층제트는 더 이상 강조할 필요가 없는 집중호우의 필수 불가결한 매개변수라고 할 수 있다. 이 하층제트가 대기 중·상층의 온위 경사나 연직운동과 연관되면 더욱 강한 대류활동으로 발전할 수 있다. 보통의 경우 집중호우 구역은 1000-500 층후선이 조밀했다가 넓어지는 구역 내에서 높은 가강수량을 함유한 공기가 하층제트와 연결되어 온난한 남서쪽에서 유입되고 대기 중층에 강한 연직운동이 존재하는 지역이 된다.



[그림 5.1.2] 가강수량, 해면기압, 500hPa 바람

그림 5.1.3의 850hPa 유선함수와 층후 및 연직 운동 분포가 한반도 남부지방에서 강한 중규모대류계에 의한 집중호우 발생에 최적의 조건을 제공한다.



[그림 5.1.3] 850hPa 수분속과 수렴(좌), 925hPa 고도, 온도, 바람(우)

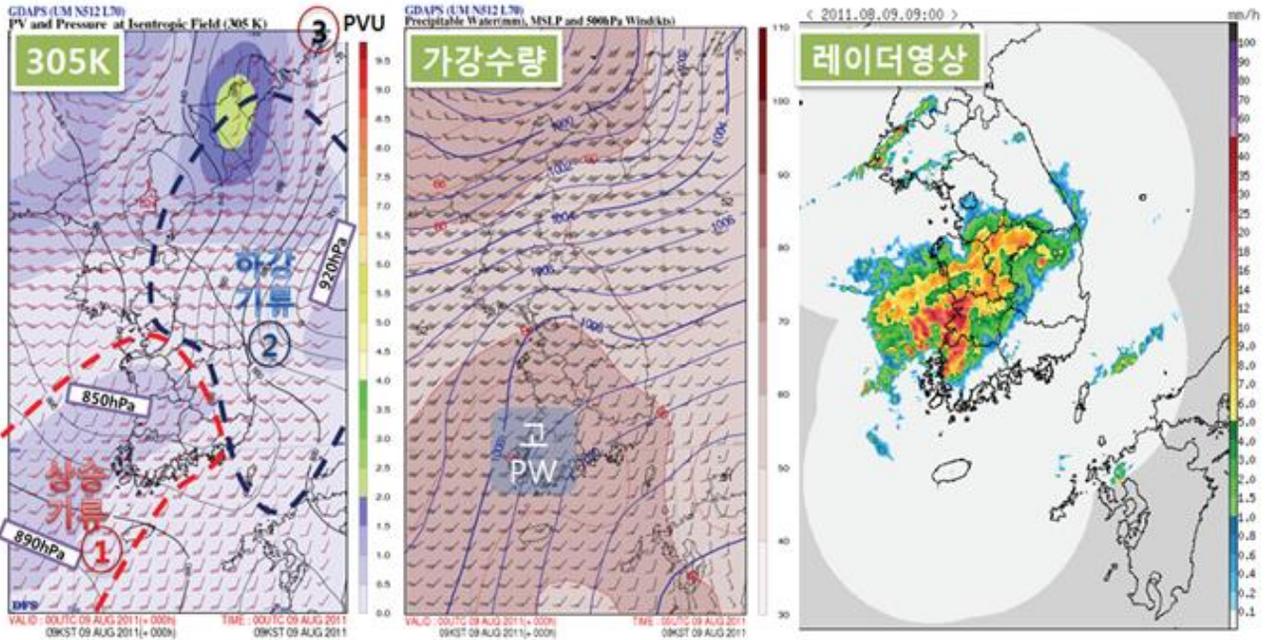
5. 사전 예측을 위한 검토 자료

그림 5.1.4에서 305K 등온위면에서 붉은색 파선으로 표시된 남서류는 약 900hPa 등압선이 제주 남서 해상부터 850hPa 등압선이 놓인 서해안까지 나타난다.

이 상승류는 높은 가강수량(Precipitable Water : PW)지역을 통과하는데, 레이더 영상에서 강한 강수대가 위치한 지역과 상승기류가 나타나는 지역, 그리고 높은 가강수량 지역이 일치한다.

파란색 파선 내에 위치한 우리나라 동쪽과 동해상은 남서류의 바람이 부는데도 불구하고 이동하는 기류는 약 840hPa부터 920hPa로 향하는 하강기류다. 이 지역은 상대적으로 적은 가강수량을 보이며 레이더 영상에서도 뚜렷한 강수에코가 없다.

등온위면 분석을 통해 동일한 남서류라 할지라도 상승과 하강운동 지역을 구분할 수 있다. 와도와 온위의 변수로 구성된 잠재와도량 PVU(Potential Vorticity Unit)는 등온위면에서 와도의 변화에 따라 그 값도 변한다. 따라서, PVU가 높다는 것은 저기압성 와도가 크다고 할 수 있으며, (예보관 훈련 교재 대기역학 10장 2절과 3절 그림 10.2와 그림 10.3 참조) 저기압성 순환이나 수렴에 의한 강수대는 그림 5.1.1과 같이 PVU 값이 큰 지역에 위치한다. 따라서 그림 5.1.1의 2011년 8월 9일에 발생한 전라북도 호우의 경우 등온위면 분석을 통해 상승운동, 높은 가강수량, 상대적으로 높은 PVU, 이 세 가지 요소가 모두 일치하는 지역을 호우구역으로 판단할 수 있다.



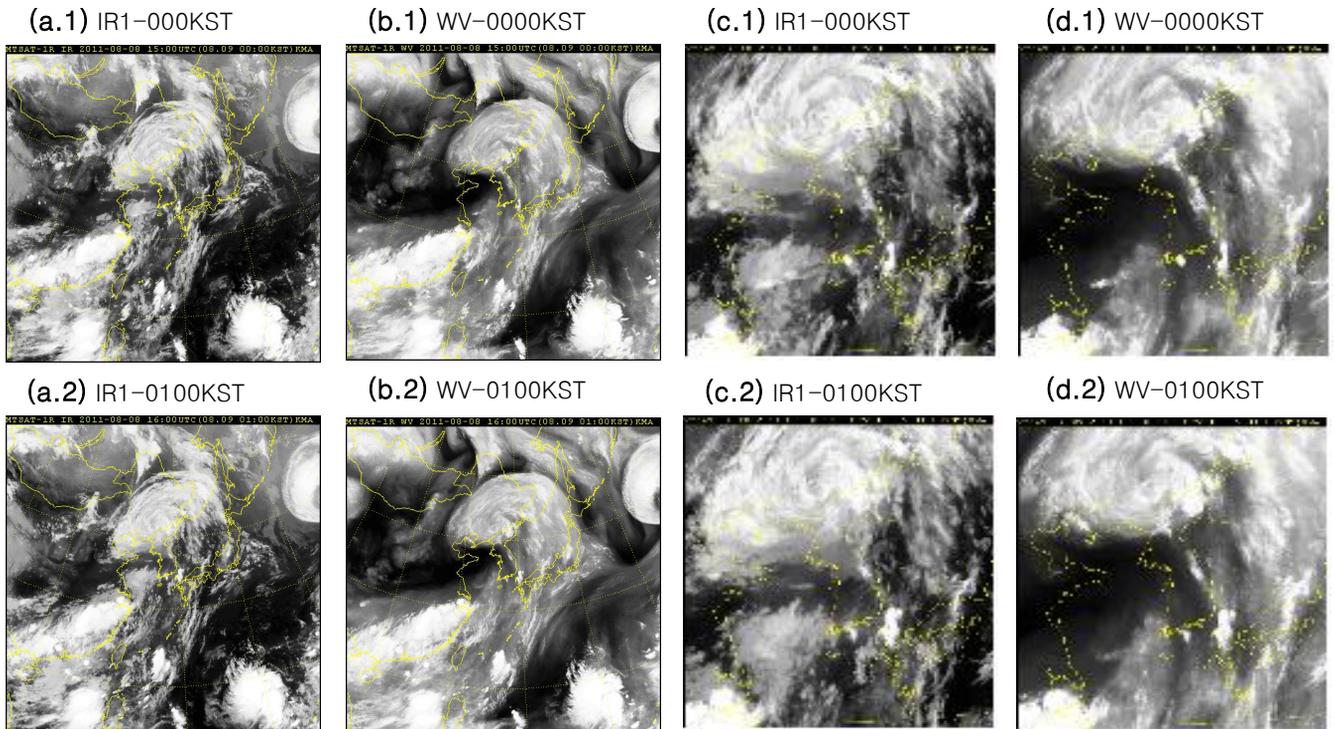
[그림 5.1.4] 305K 등온위면 PV, 기압과 바람(좌), 기압, MSLP과 500hPa 바람(중), 레이더 영상(우)

5.2. 위성

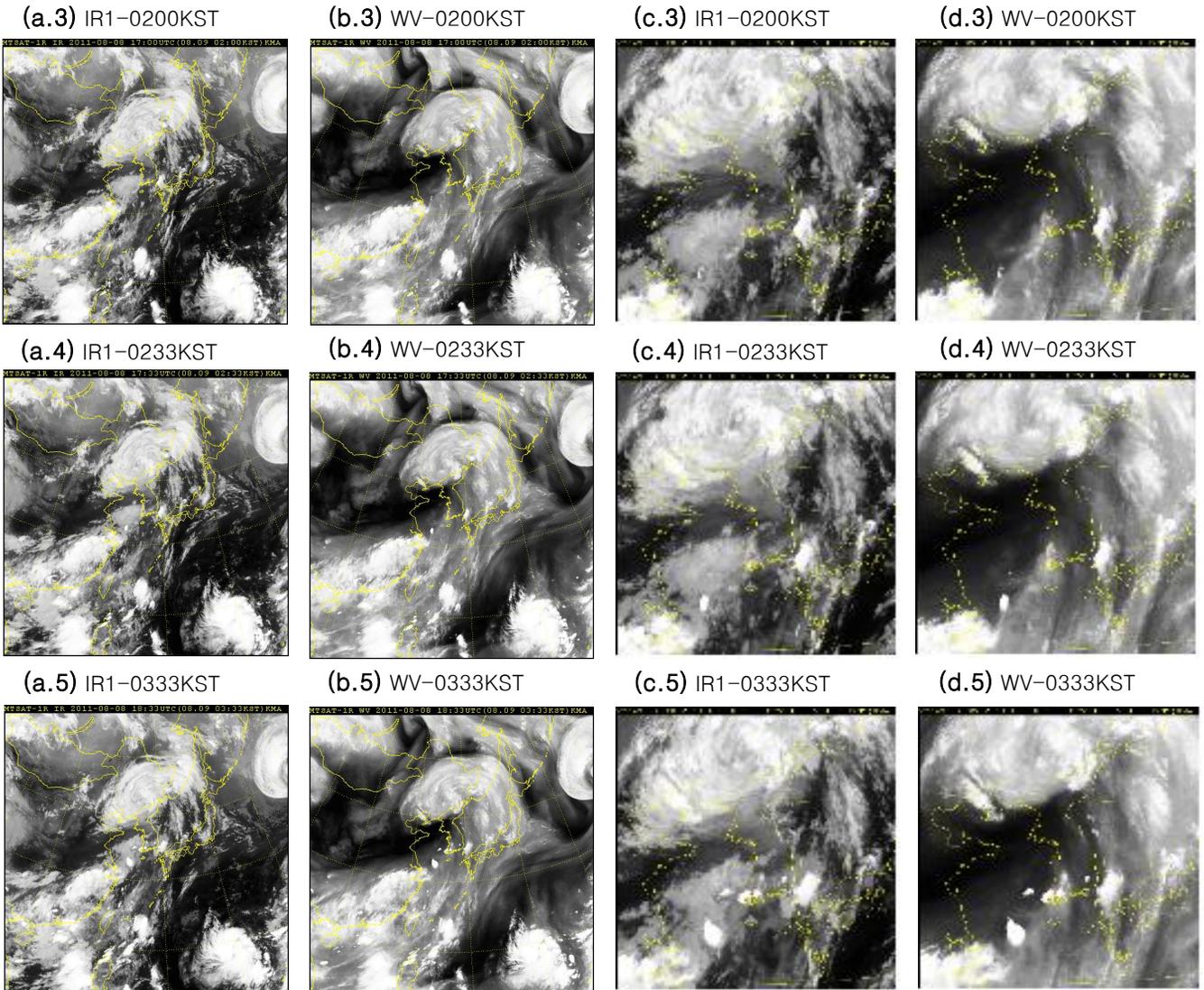
2011년 8월 9일 사례는 간도지역에 중심을 둔 열대저압부와 북태평양 고기압의 강한 기압경도에 의한 남서풍 하층제트의 영향으로 집중호우가 발생한 사례이며 전라도 해안에서 후방생성(Backbuilding)의 형태로 지속적으로 대류세포가 생성되어 많은 비를 내렸다.

그림 5.2.1은 대류세포 발생 시까지 아시아 영역의 적외, 수증기영상을 나타낸 것이다. 적외영상 그림 5.2.1(a)와 (c)에서 서해상에 광범위하게 하층운이 존재하고 있으며 시간이 지남에 따라 점차 면적이 넓어지며 북동진한다. 수증기영상 그림 5.2.1(b)와 (d)에서 산둥반도로부터 뻗어나온 암역이 한반도에 위치하고 있으며 시간이 지남에 따라 열대저압부의 저기압성 회전에 영향을 받아 북동진한다.

이번 사례에서도 역시 대류세포는 대류권 중하층에 다량의 수증기가 존재하며 서쪽에서 암역이 동진할 때 암역의 경계 또는 암역내에서 발생하였다. 따라서 위 사례와 마찬가지로 적외영상과 가시영상을 이용하여 하층의 수증기 분포를 파악하고 수증기영상을 활용하여 암화와 제트기류의 위치와 암역의 위치를 집중적으로 파악하여야 한다.



5. 사전 예측을 위한 검토 자료

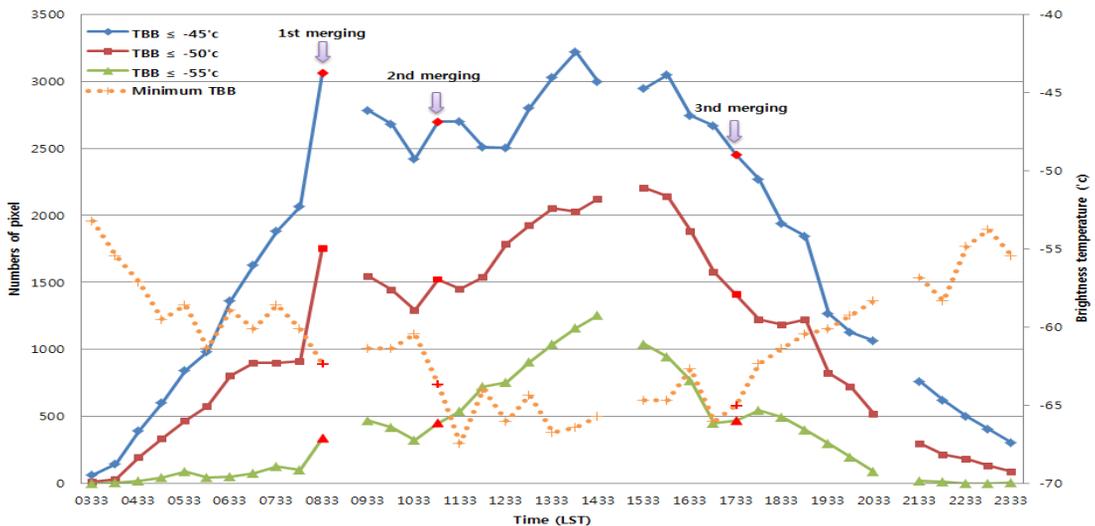


[그림 5.2.1] 대류세포 발생 시까지 동아시아 영역의 (a)적외영상과 (b)수증기영상과 한반도 영역의 (c)적외영상, (d)수증기영상

그림 5.2.2는 대류세포의 화소수와 최소 휘도온도의 시간변화를, 그림 5.2.3은 대류세포 화소수와 휘도온도 -45°C 이하에 위치한 AWS 평균 강수량의 시간변화를 나타낸 것이다.

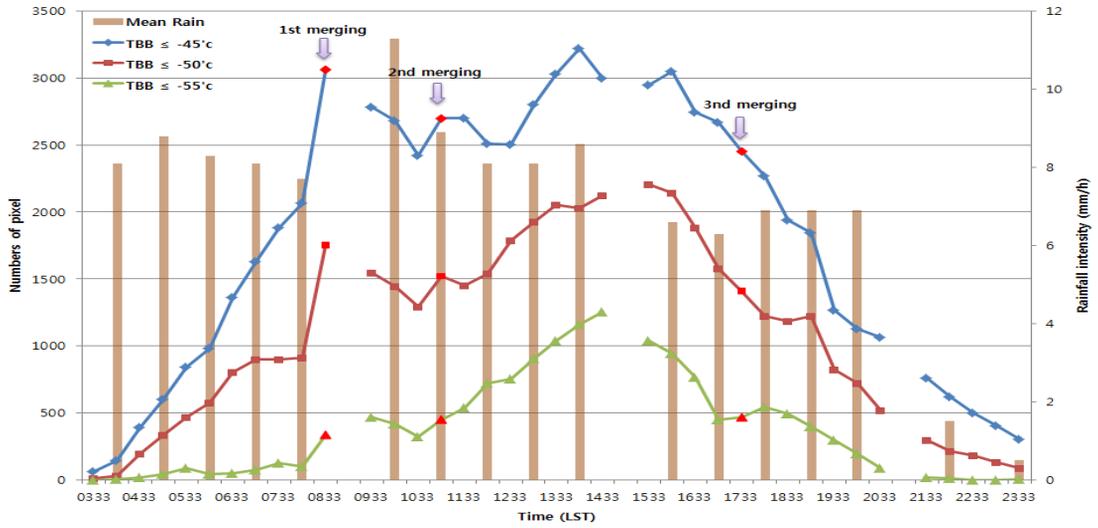
대체적으로 최소 휘도온도가 감소할수록 평균 강수량은 증가한다. 특히 첫 번째 병합 후 최소 휘도온도는 감소하여 -62.36°C 를 보였고 두 번째 병합 후 최소 휘도온도는 급격히 감소하여 30분 후 가장 낮은 최소 휘도온도(-67.12°C)를 보였다. 하지만 세 번째 병합 후에 대류세포는 소멸기에 접어들며 최소 휘도온도는 증가하였다. 평균 강수는 첫 번째와 세 번째 병합 후 증가하였으나 두 번째 병합에서는 감소하였다.

이 사례의 대류세포는 무리 또는 군집(Cluster)형으로 대류세포 내에 또 여러 개의 대류세포로 구성되어 있었다. 따라서 강수강도와 최소 휘도온도 사이의 관계가 뚜렷하지는 않지만 첫 번째와 세 번째 병합 후에는 평균 강수가 증가하였고 두 번째 병합 후에는 감소하였다. 이 사례에서도 외삽을 통해 최소 휘도온도의 변화를 예측할 수 있다면 강수 강도 또한 예측이 가능할 것으로 판단되지만 무리(Cluster)형의 경우 각각의 대류세포를 세부적으로 분석할 필요성이 있다.



[그림 5.2.2] 대류세포의 화소수와 최소 휘도온도의 시간변화

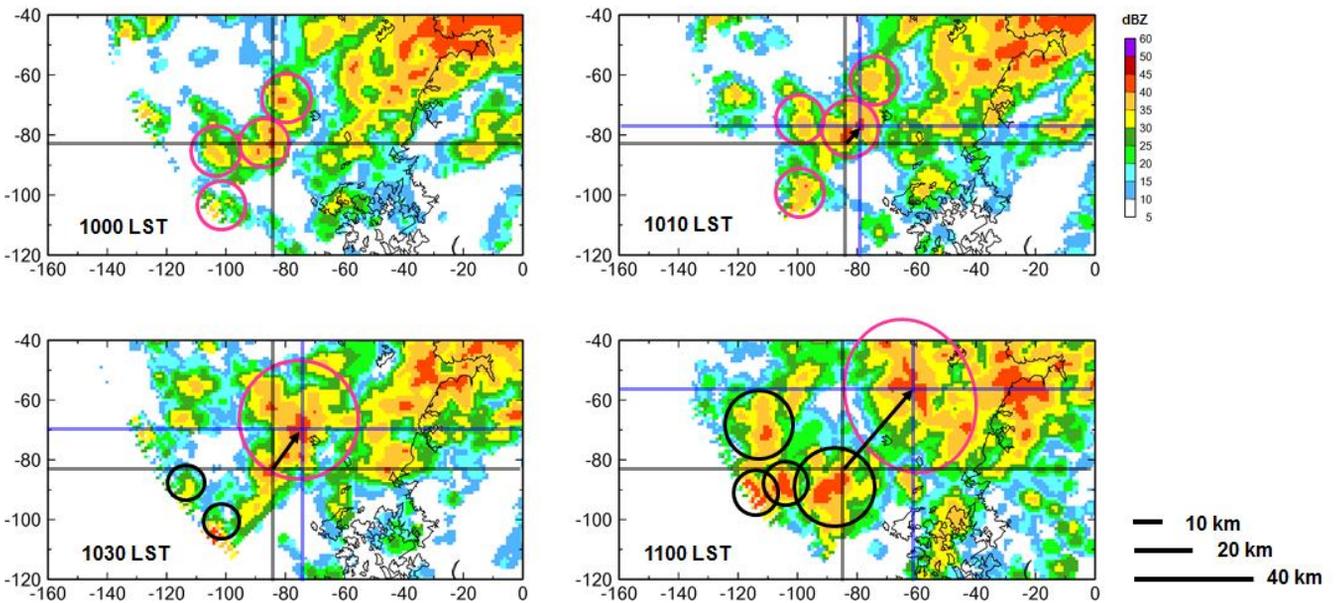
5. 사전 예측을 위한 검토 자료



[그림 5.2.3] 대류세포 화소수와 회도온도 -45°C 이하에 위치한 AWS 평균 강수량의 시간변화

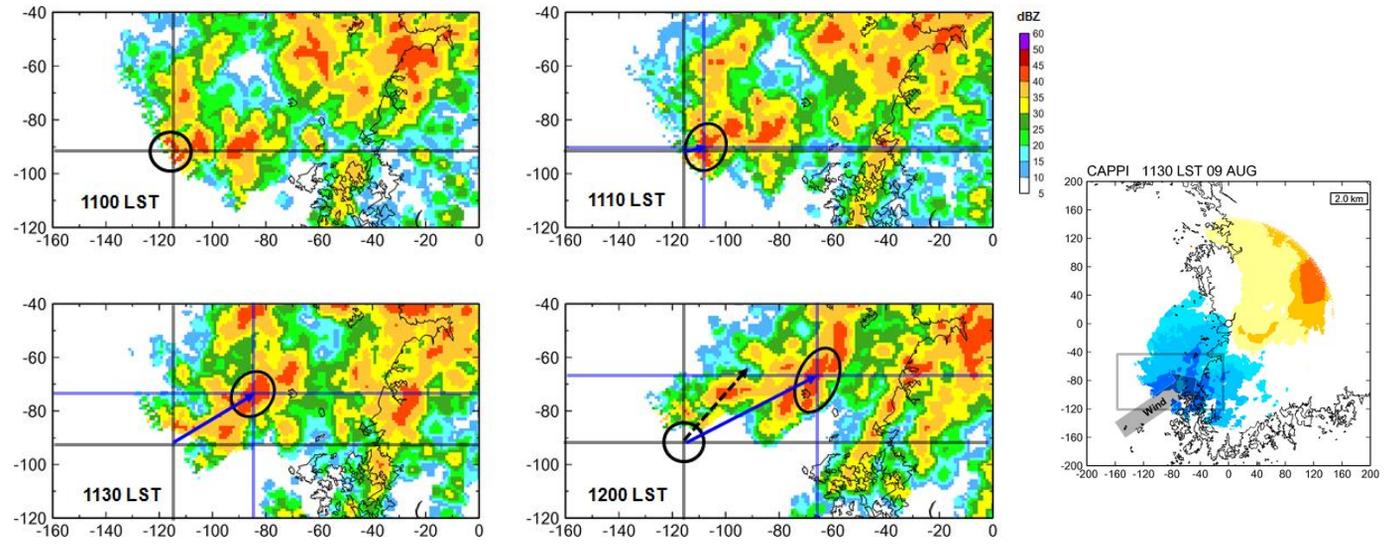
5.3. 레이더

강수시스템의 이동은 주풍과 시스템의 내부 이동속도를 고려하여 결정해야 한다. 그림 5.3.1은 2011년 8월 9일 1000KST에서 1100KST의 강수시스템 사례의 움직임을 통해 산출한 이동속도를 나타내었다. 1000KST에 검은색 선의 직교점이 위치하고 있는 강수셀은 1010KST에 북동쪽으로 5km 정도 이동하였고, 같은 방향으로 1030KST에 15km, 1100KST에는 35km 정도 움직였다. 이를 통해 산출된 강수시스템의 이동속도는 35kmh^{-1} 이고, 1시간 뒤 같은 방향으로 이동함을 가정한다면 그림 5.3.2의 1100KST에 검은색 원으로 표시된 강수셀은 1200KST에 검은색 파선으로 표시된 지점으로 이동하여야 한다. 그러나 레이더에서 관측된 강수셀의 실제 이동위치는 파란색 실선의 화살표 지점으로 1100KST에 예상한 강수셀의 이동위치와 차이가 있다. 실제 강수셀이 이동하여 1200KST에 위치한 지점은 1130KST에 관측된 시선속도에 나타난 북동동의 주풍 영향으로 1100KST에 예상한 위치보다 좀 더 동쪽으로 이동하였다.

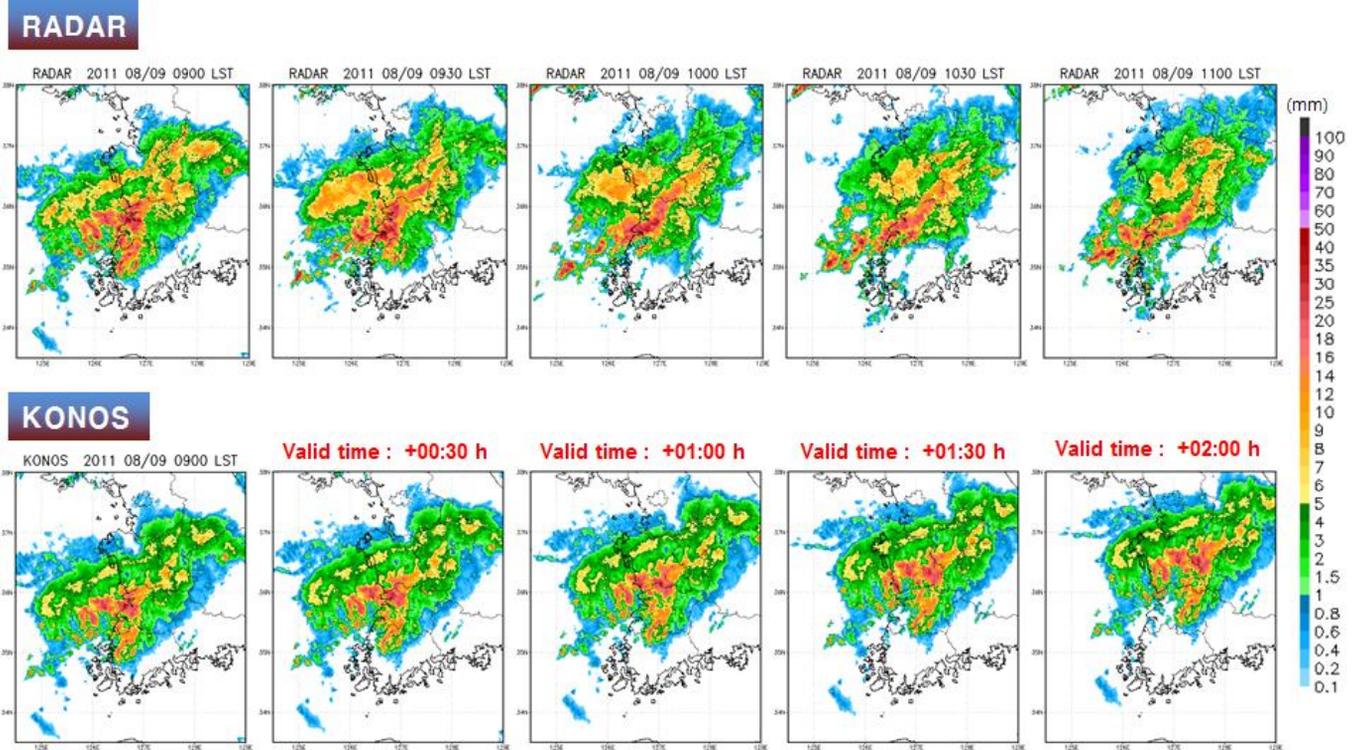


[그림 5.3.1] 2011년 8월 9일 10시, 10시 10분, 10시 30분, 11시의 반사도 CAPPI영상과 강수시스템의 이동벡터

5. 사전 예측을 위한 검토 자료



[그림 5.3.2] 2011년 8월 9일 11시, 11시 10분, 11시 30분, 12시의 반사도 CAPPI영상과 강수시스템의 이동벡터(좌), 2km 고도의 시선속도 CAPPI영상(우)

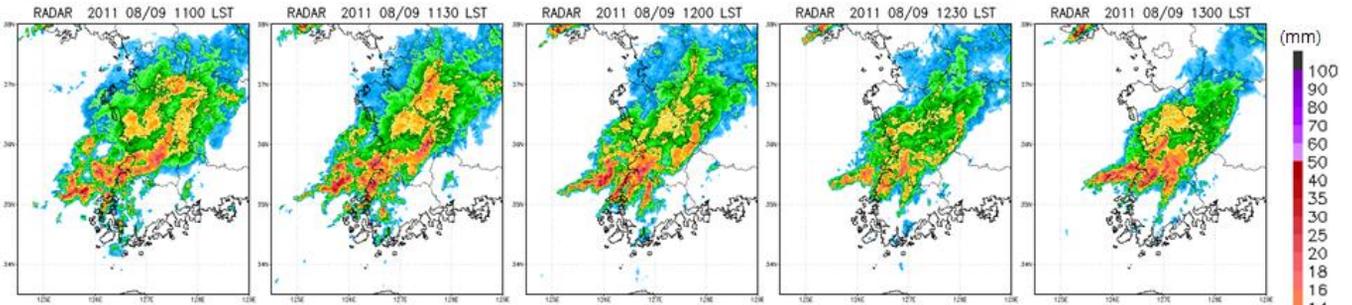


[그림 5.3.3] 2011년 8월 9일 0900KST에서 1100KST까지 30분 간격의 레이더 합성장(상)과 0900KST에 실시된 30분 간격의 KONOS 예측장(하)

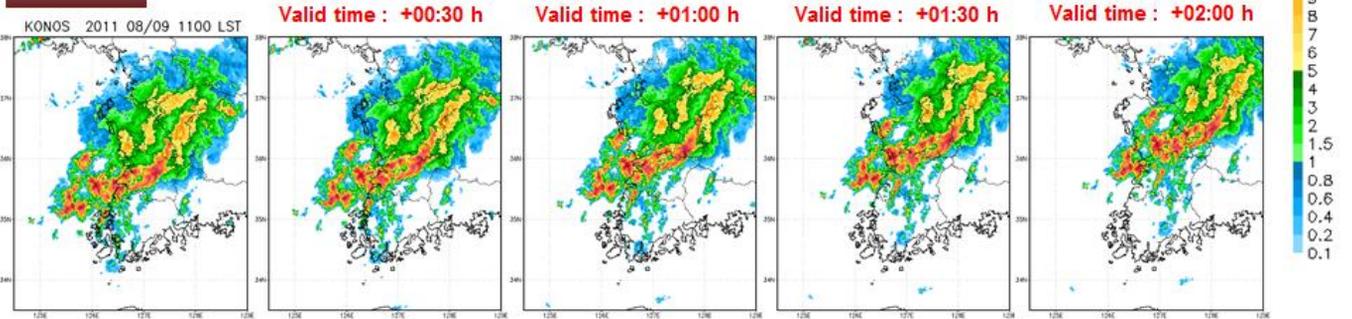
그림 5.3.3은 0900KST에서 1100KST까지 예보 2시간에 대한 레이더 관측자료와 KONOS의 예측 강수시스템 분포를 나타낸 것이다. 레이더 관측자료에서 0900KST의 강수시스템은 시옷자 모양으로 전라남도에 위치하고 1000KST 이후 선형의 강수밴드로 발달하였으며 선형의 강수밴드 위쪽으로 증운형의 강수셀이 위치하였다. 1000KST 이후 선형의 강수밴드 후면으로 새로운 셀이 생성·발달하여 앞쪽의 강수밴드와 병합함으로써 전라남도에 강한 강수셀이 정체하여 많은 강수를 기록하였다. 그러나 KONOS의 예측 강수시스템은 1000KST에 발달된 선형의 강수밴드와 증운형 강수를 모의하지 못하고 시간이 지남에 따라 북동쪽으로 이동하였다.

5. 사전 예측을 위한 검토 자료

RADAR



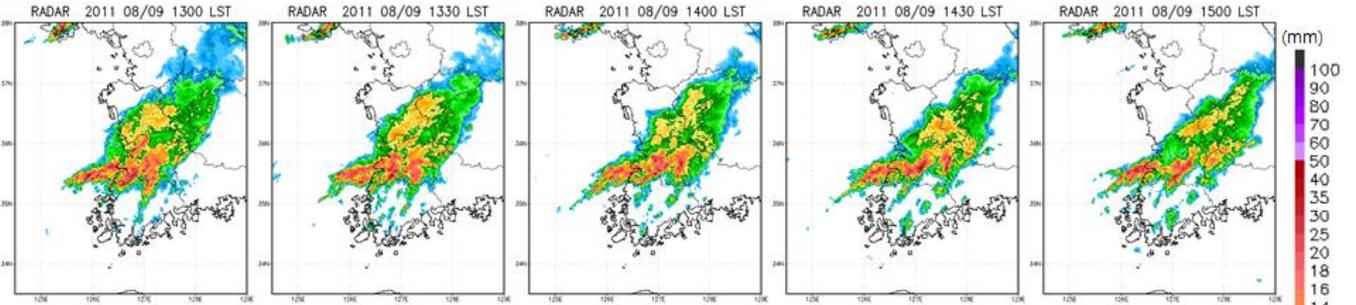
KONOS



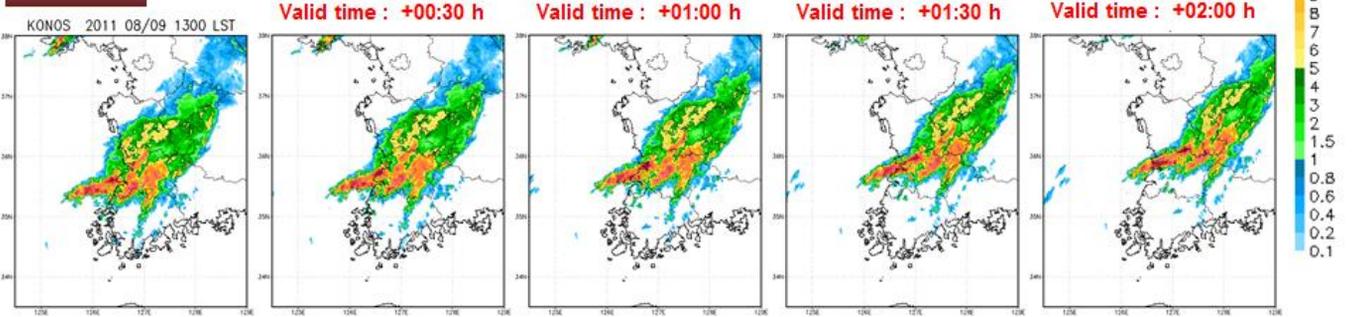
[그림 5.3.4] 2011년 8월 9일 1100KST에서 1300KST까지 30분 간격의 레이더 합성장상(상)과 100KST에 실시된 30분 간격의 KONOS 예측장(하)

1100KST부터 1300KST까지 KONOS의 예측 강수시스템 역시 실제 관측된 강수시스템의 발달과 소멸을 모의하지 못하였으며, 관측대비 상대적으로 넓은 범위의 강수 분포가 선형으로 북동진하는 형태를 보였다(그림 5.3.4).

RADAR



KONOS



[그림 5.3.5] 2011년 8월 9일 1300KST에서 1500KST까지 30분 간격의 레이더 합성장(상)과 1300KST에 실시된 30분 간격의 KONOS 예측장(하)

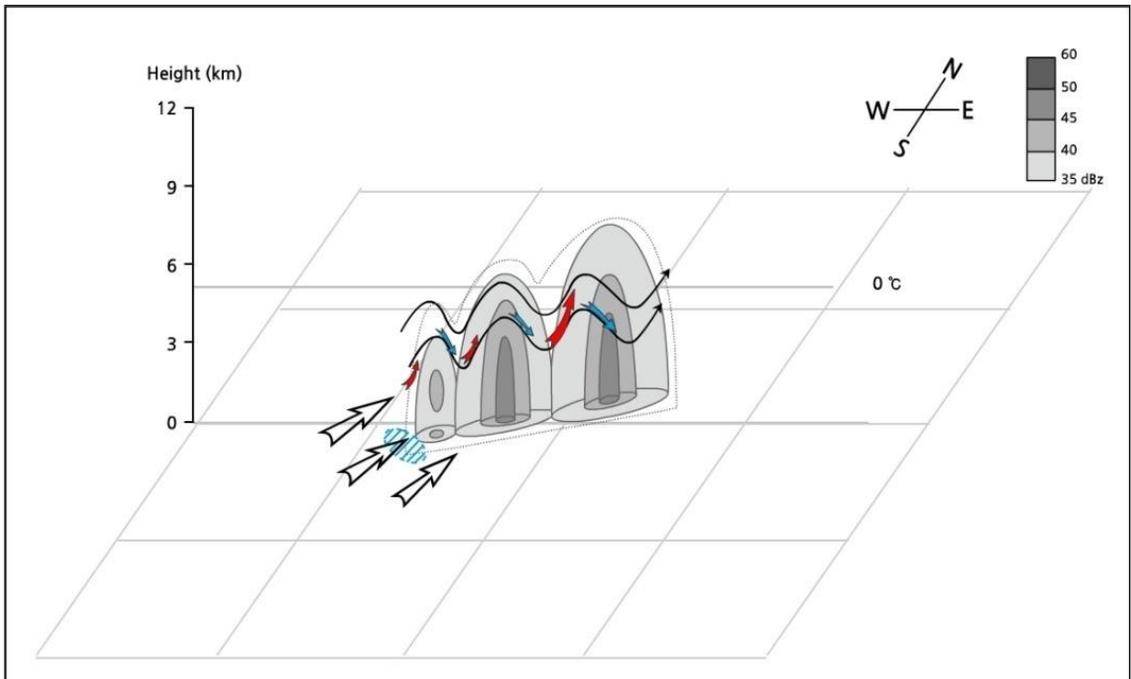
1300KST부터 1500KST의 레이더 관측에서 대류셀은 전라남도 지역에 정체하고 위쪽에 위치한 층운형 셀은 시간이 지남에 따라 북동동쪽으로 이동한 반면 KONOS에서 모의한 예측 강우시스템은 위쪽에 존재하는 층운형 강수가 제대로 모의되지 않았고, 관측대비 전체 강우시스템의 이동이 북쪽으로 많이 이동하였다(그림 5.3.5). KONOS 모의자료는 알고리즘 특성상 신규 시스템의 발달은 예측되지 않고, 존재하는 시스템의 발달과 소멸만 예측 가능하기 때문에 KONOS 모의자료를 예측자료로 이용할 때 많은 주의가 요구된다.

■ 종합의견

열대 저압부(TD)와 북태평양 고기압 사이에 강한 수렴이 존재하고 TD의 간접 영향과 고기압 가장자리를 따라 고온다습한 남서풍이 유입되어 전라북도 지역에 10시간 이상의 집중적인 강수가 발생하였다. 두 개의 선형강우시스템이 병합되어 Trailing Stratiform(TS)의 강수형태가 나타나고, 이후 후면에서 계속적으로 생성되는 강한 대류셀이 기존의 시스템과 병합하여 선형의 강수밴드를 형성하였으며, 그 후 Parallel Stratiform(PS)의 강수형태로 변형되었다. 이중바람장분석 결과, 강우시스템내의 다중규모 강수셀 사이에 상하흐름이 Wave 형태로 존재하였고, 하층수렴이 상존하였다.

5. 사전 예측을 위한 검토 자료

2011년 8월 9일 호우사례의 경우(모식도를 그림 5.3.6에 나타낸 바와 같이), 강한 남서풍이 강수 시스템의 후면으로 유입되어 하층 수렴이 상존하고, 후면에서 생성된 강한 대류운이 기존의 시스템과 병합하여 선형타입(NE/SE)의 강수시스템으로 발달한 경우이다. 이때 바람장분석으로, 강수 시스템내의 멀티셀 사이에서 상승과 하강의 연속적인 상하흐름이 Wave형태로 나타날 때 집중호우의 증대가 예상되므로, Wave형 상승하강류의 존재 유무를 점검하여 초단시간 예보에 활용할 필요가 있다.

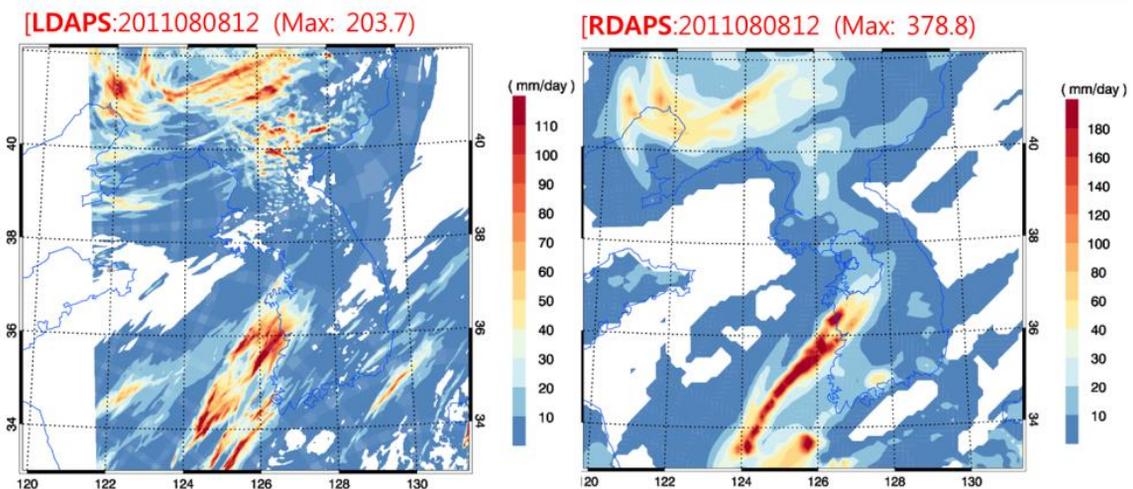


[그림 5.3.6] 2011년 8월 9일 호우사례 모식도

KONOS의 예측 강수시스템은 후면에서 생성되는 강우셀과 기존 시스템으로의 병합이 모의되지 않고, 시간이 지남에 따라 북동쪽으로 이동하여 전라남도 지역의 집중호우 강수시스템의 형태적 변화를 예측하지 못하였다.

5.4. 수치모델

- 전일(D-1) 지역수치예보모델(RDAPS) 예측 결과에서 고온다습한 강한 남서풍 유입에 의한 대기 불안정 발생과 불안정 기층의 내륙 진입 가능성을 분석해 보았다. 이 경우 RDAPS 모델의 강수는 대부분 적운 모수화에 의해 형성되는 특징이 있으므로, 모의된 강수 영역 및 강수량은 강한 대기 불안정이 나타나는 지역이나 정도를 의미한다. 이 지역에서 중규모 대류계 발달 및 내륙으로 진입 가능성에 대한 검토가 필요하다. 지역수치예보모델과 국지수치예보모델(LDAPS)에 의한 예측 강수량 분석을 통해 강한 중규모 강수계의 발생 여부를 판단해야 하며 해양의 강한 대기 불안정 기층의 내륙 진입 가능성 검토를 바탕으로 내륙지역의 호우 가능성을 예보해야 한다(그림 5.4.1).
- 대기 불안정이 강한 기상 상황하에서는 지역수치예보모델(RDAPS)과 국지수치예보모델(LDAPS)의 예측성/일관성이 낮아져, 중규모 기상 상황은 물론이고 중관 규모(정체전선과 저기압의 위치와 발달 정도)의 기상 상황도 모델의 예측 선행 시간에 따라 강수 예보(강수량, 강수 강도, 강수 영역)의 큰 차이가 발생할 수 있다. 일기도 분석을 토대로 지역수치예보모델에 나타날 수 있는 해양 대기 불안정 영역의 위치나 가강수량의 모의 오차를 보완하여 예보 판단하는 것이 필요하다(그림 3.2.3). 집중 호우 발생이 예측될 경우에는 국지수치예보모델에 의해 모의된 강수량, 강수 강도, 강수영역을 예보에 적극적으로 반영하여 예보. 사례의 경우(그림 5.4.1), 지역수치예보모델과 국지수치예보모델의 예측은 해양에서 호우가 발생할 것으로 모의하고, 내륙(주로 충청지역)지역에서는 다소 약한 강수(일 50mm 내외)를 예측하였다. 하지만 불안정 대기층이 내륙으로 진입하였다면 두 모델 모두 내륙지역에 집중호우를 예측하였을 것이다. 하지만 모의된 강수량은 관측에 비해 다소 적은 것으로 예측하고 있다.



[그림 5.4.1] 2011년 8월 9일 전라북도 호우 사례에 대한 전일(D-1) 국지수치예보모델(LDAPS)와 지역수치예보모델(RDAPS)에 의해 모의된 24시간(00-24KST) 누적 강수량 비교

5.5. 이번 사례가 다른 사례와 구별되는 특성

■ 종관 및 중규모 환경

본 호우 사례에서는 클러스터 형의 강수계가 발생하여 장시간 유지될 만한 뚜렷한 종관적 특징이 없는 가운데 전북 전 지역에서 지속적 호우가 발생한 사례였고, 오히려 중규모- α 규모의 기압능이 남한을 덮고 있어 호우 발생 예측이 매우 어려운 경우로 판단된다.

■ 호우 발생 과정과 발생 원인

약한 중규모 기압골이 전북 해안지역에서 정체하면서 강화되었고, 강화된 기압골 풍하측 부분에서 조직화된 클러스터 형 호우시스템이 정체하면서 전북지역에 지속적 호우가 발생한 것으로 보여진다.

- 종관 규모 강제가 약한 종관 규모 환경에서 약한 기압골만으로는 클러스터가 형성되기 어려웠을 가능성이 크고, 만들어졌더라도 빠르게 북동진하여 누적 강수량이 피해가 클 만한 양은 아니었을 것으로 판단된다.
- 내륙의 중규모 기압능 발달이 호우 시스템의 발달과 정체에 기여한 것으로 추정되는 매우 특이한 사례이다.

■ 수치예보

본 사례는 재분석장에서 필터되거나 의미가 적어 보이는, 그리고 수치예보에서도 그 의미가 커 보이지 않는 약한 중규모 기압골에서 호우 시스템이 발생할 수 있음을 보여주는 사례이다.

5.6. 향후 예보를 위한 점검 사항

5.6.1. 호우 관련 현상의 이해 개선

본 조사에서 다룬 두 호우 사례는 모두 독특한 환경에서 독특한 환경과 조건에서 호우 시스템이 발달한 경우들이어서 이들과 같은 호우의 발생을 적절히 예보하기 위해서는 이들 호우의 발생 과정과 역학에 대한 이해를 갖추어야겠다.

- 중규모 기압골과 클러스터 형 강수계 발달의 관계 이해 개선
- 전북 호우 사례에서 중규모 기압골을 정체하게 한 원인에 대한 분명한 파악이 필요하다. 본 조사에서 핵심 원인으로 추정된 중규모 기압능의 발달 원인에 관한 규명이 필요하고, 실제로 기압능이 정체의 원인인지를 확인할 필요가 있다.

5.6.2. 예보 관련 검토 사항

■ 수치예보

본 사례는 재분석장에서 필터되거나 의미가 적어보이는 약한 중규모 기압골에서 호우 발달이 시작된 사례이다. 그리고 내륙에 발달하는 중규모 기압능이 이 기압골의 정체에 기여한 것으로 추정된다. 이러한 것은 일반 경험으로는 예측하기 어려운 것이라 하겠다. 다행히 수치예측은 중규모 기압골의 정체와 발달을 어느 정도 예측하는 것으로 나와 호우 예측에서 수치예보의 중요성을 보여준 것으로 평가된다. 따라서 수치예측에서 기압골이 내륙으로 조금 더 진입하지 못한 이유를 확인하고, 그 문제점을 도출하여 개선할 필요가 있다.

■ 실황예보

12시간 전 예보에서 놓치더라도 해상에서의 대류계 발달과 수치예측 일기도 등의 비교를 통해 상황의 변화를 탐지하여 선행 시간을 갖는 실황예보 방안을 준비할 필요가 있다. 예를 들어, 해상의 대류계 이동과 조직화 경향(실황)과 중규모 기압골의 발달과 정체(수치예측)가 확인된다면 본 사례의 경험에 근거하여 호우 예보를 발령할 수 있다.

■ 향후 예보를 위한 사례의 추가적 연구

전북 지역의 지속적 호우를 가능케 했던 중규모 기압골의 정체 원인이 무엇인지, 그리고 이 정체 원인과 연관된 것으로 추정되는 내륙의 중규모 기압능 발달 원인은 무엇인지 등에 대한 규명이 필요하다.

참고문헌

1. 국가기상위성센터, 2011: 기상위성영상의 이해(I), 137-142.
2. 국가기상위성센터, 2011: 기상위성영상의 이해(II), 7-93.
3. 권태영, 이정순, 2013: 2010년 9월 21일 추석 호우와 관련된 대류 세포의 위성 영상 분석. *대한원격탐사학회지*, **29(4)**, 423-441.
4. 기상청, 2011: 손에 잡히는 예/보/기/술, (제 2호)
5. 기상청, 2011: 손에 잡히는 예/보/기/술, (제 4호)
6. 기상청, 2011: 손에 잡히는 예/보/기/술, (제 8호)
7. 김덕래, 권태영, 2011: 대류 세포의 발달 단계별 위성 휘도온도와 강우강도의 특성 - 사례연구. *한국기상학회지*, **21(3)**, 273-284.
8. 김형우, 2010: 한반도 집중호우를 야기하는 MCS 내부의 대류성 스톱들의 발달기구 연구, 서울대학교 대학원 박사학위 논문.
9. 예보관 훈련용 기술서-레이더기상학.
10. 이광재, 허기영, 서애숙, 박종서, 하경자, 2010: 호우사례 분석을 위한 개념모델 구성에 위성영상과 위성자료의 활용 연구. *한국기상학회지*, **20(2)**, 131-151.
11. 이우진, 2006: 일기도와 날씨해석, 광교이텍스.
12. 홍성길, 1995: 기상 분석과 일기예보, 교학연구사.
13. Cintineo, J. L, M. J. Pavolonis, J. M. Sieglaff, and A. K. Heidinger, 2013: Evolution of Severe and Nonsevere Convection Inferred from GOES-Derived Coloud Properties. *J. Appl. Meteor.*, **52**, 2009-2023.
14. Davis, R., 2001, Flash Flood forecast and detection methods, *Severe Convective Storms, Meteor. Monogr.*, **28**, No. 50, Amer. Meteor. Soc., 481-525.
15. Djuric, D., 1994: Weather Analysis. Prentice Hall, Texas A&M university.
16. Doswell, C.A. III, H.E. Brooks and R.A. Maddox (1995): Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. Preprints, 5th CMOS Workshop on Operational Meteorology (Edmonton, Alberta, Canada, 28 Feb-3 Mar), Canadian Meteor. and Oceanogr. Soc., 149-156.
17. Estelle de Coning, 2013: Optimizing Satellite-Based Precipitation Estimation for Nowcasting of Rainfall and Flash Flood Events over the South African Domain. *Remote Sens*, **5**, 5702-5724.
18. J. Moore, 1989: Isentropic analysis and interpretation: operational applications to synoptic and mesoscale forecast problems, Air Weather Service Techincal Note.
19. NOAA, 1999: COMET program, Mesoscale Convective Systems: Squall Lines and Bow Echoes. <https://www.meted.ucar.edu/convectn/mcs/>
20. NOAA, 2002: COMET program, Isentropic Analysis, <http://www.meted.ucar.edu/isen_ana/>
21. NOAA, 2004: COMET program, Severe Convection II: Mesoscale Convective Systems, <<https://www.meted.ucar.edu/mesoprim/severe2/>>
22. NOAA, 2006: COMET program, Skew-T Mastery, <<http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/skewt/>>
23. Parker, M. D. and R. H. Johnson, 2000; Organizational Modes of Midlatitude Mesoscale Convective Systems, Monthly Weather Review, 128, 3413-3436.
24. Rabin, R. M, 2007: A Quantitative Analysis of the Enhanced_V Feature in Relation to Severe Weather. *J. Appl. Meteor.*, **22**, 853-872.

참고문헌

25. Roberts, R. D, D. Burgess, and M. Meister, 2006: Developing Tools for Nowcasting Storm Severity. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 540-558.
26. Schumacher, R. S. and R. H. Johnson, 2005; Organization and Environmental Properties of Extreme-Rain-Producing Mesoscale Convective Systems, *Monthly weather review*, 133, 961-976.
27. Sieglaff, J. M, L. M. Counce, and W. F. Feltz, 2011: Nowcasting Convective Storm Initiation Using Satellite-Based Box-Averaged Cloud-Top Cooling and Cloud-Type Trends. *J. Appl. Meteor.*, **50**, 110-126.
28. Suh, M. S, J. R. Lee, and C. H. Kwak, 2004: Evaluation of NOAA/NESDIS Auto-estimator for heavy rainfall events over Korean peninsula. *J. Korean Meteor. Soc.*, **40(6)**, 685-696.
29. Ted Funk, 2003: Heavy Convective Rainfall Forecasting: A Comprehensive Look at Parameters, Processes, Patterns, and Rules of Thumb.

발행일 2013. 12. 30

발행처 기상청 예보기술분석과

집필진 김영철(한서대학교)
서명석(공주대학교)
이동인(부경대학교)
이상현(공주대학교)
이태영(연세대학교)



기상청 Korea
Meteorological
Administration