

1

고급훈련 기술서

2010년 9월 21일, 추석 전후 수도권 호우



기상청 Korea
Meteorological
Administration

목차

1. 사례 개요 /01

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

2. 실황분석 /06

- 2.1. 일기도 분석 /08
- 2.2. 위성 분석 /23
- 2.3. 레이더 분석 /35

3. 예측자료 분석 /42

- 3.1. 수치예보 모델 특성 분석: 지역수치예보모델(RDAPS)와 국지수치예보모델(LDAPS) /44
- 3.2. 예측시간에 따른 예측결과 분석 /51

4. 사례 발생 원인 /59

- 4.1. 종관 및 중규모 기상 환경 /61
- 4.2. 대기 불안정 /67
- 4.3. 호우 시스템 발달 과정 /68
- 4.4. 호우 발생의 역학 및 열역학적 원인 /70

5. 사전 예측을 위한 검토 자료 /73

- 5.1. 일기도 /75
- 5.2. 위성 /82
- 5.3. 레이더 /88
- 5.4. 수치모델 /98
- 5.5. 이번 사례가 다른 사례와 구별되는 특성 /99
- 5.6. 향후 예보를 위한 점검 사항 /100

참고 문헌 /102

1

사례 개요

1.1. 개요

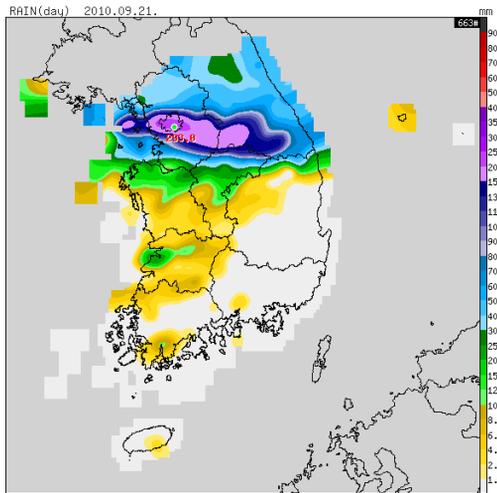
1.2. 언론 보도

1.3. 주요 기록

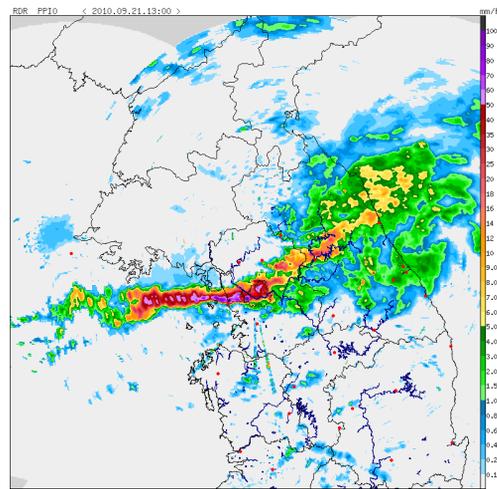
1. 사례 개요

1.1. 개요

- 2010년 추석 연휴 시작일인 9월 21일 서울·경기도에 집중호우가 발생하여 광화문 일대가 잠기고 지하철 운행이 중단되었으며, 중심가 도로 및 주택 침수 등 큰 피해가 발생하였다.



▶ 9월 21일 강수량 분포



▶ 21일 13시 레이더영상

- 이날 서울에 내린 259.5mm의 비는 서울의 9월 평균 강수량인 170mm의 1.5배에 이르는 정도로서, 9월 하순 일 강수량으로는 1907년 관측 시작 이래 가장 많은 비가 내린 것으로 기록되었다.
- 이번 호우는 대부분의 강수가 오후시간에만(12~18시) 집중되어 강수강도가 매우 강해 도심의 침수피해가 많이 발생하였고 사망 2명, 593억 원의 재산피해를 입었다.
- 서울 관측소에선 21일 259.5mm를 기록하여 관측 이래 9월 일최다 강수량 2위 기록을 경신하였으며, 영월(153.0mm)은 관측 이래 9월 일최다 강수량 1위 기록을 경신하였다. 경기도 이천은 1시간최다 강수량 98.0mm를 기록하여 관측 이래 최고기록을 경신하였다.
- 단시간에 하수배수관이 감당할 수 없는 양의 비가 내릴 때 발생하는 도심 홍수의 특징을 잘 보여준 사례로서, 일반적으로 서울시의 하수처리능력은 시간당 75mm 정도로, 이를 초과하는 양의 비가 내릴 경우 도심홍수가 발생하므로 단시간 집중호우의 사전 예측의 중요성을 보여준 사례였다.

1.2. 언론 보도



- ▶ 21일 오후 서울 지역에 내린 국지성 집중 호우로 지하철과 국철도 곳곳에서 운행이 중단되거나 무정차로 통과 (출처: 연합뉴스)



- ▶ 물 흘러들어가는 광화문역 지하도 (출처: 연합뉴스)



- ▶ 21일 쏟아진 집중호우로 침수된 신길역 환승통로 (출처: 동아일보)

1. 사례 개요

1.3. 주요 기록

▶ 1시간최다 강수량(mm) 극값 경신

지점명	경신 값	종전기록	1위극값	관측개시일
이천	98.0 (1위)	69.0 (2000.07.22)	-	1972.01.11
영월	62.5 (2위)	51.5 (1996.07.28)	76.0 (2007.08.05)	1994.12.01
제천	64.0 (3위)	64.0 (1981.07.22)	92.5 (2007.08.05)	1972.01.11

▶ 9월 일최다 강수량(mm) 극값 경신

지점명	경신 값	종전기록	1위 극값	관측개시일
서울	259.5 (2위)	247.5 (1990.09.11)	268.2 (1984.09.01)	1907.10.01
원주	209.0 (2위)	183.5 (1984.09.01)	250.5 (1990.09.11)	1971.09.06
영월	153.0 (1위)	97.0 (2007.09.15)	-	1994.12.01
양평	214.5 (3위)	190.3 (1990.09.11)	216.4 (1990.09.10)	1972.01.11
제천	139.5 (2위)	114.0 (2010.09.11)	228.5 (1990.09.11)	1972.01.11

2

실황분석

2.1. 일기도 분석

2.2. 위성 분석

2.3. 레이더 분석

2. 실황분석

2.1. 일기도 분석

2.1.1. 일기도 및 관측자료 분석 개요

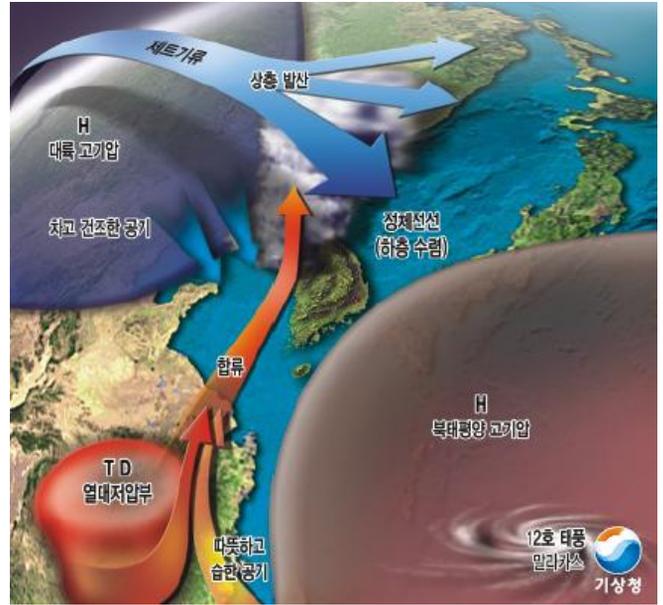
한반도에서의 집중호우는 보통 ①뚜렷한 경압 또는 열적 불안정과 같은 강한 중규모 강제력을 동반하는 중위도 저기압 혹은 장마전선의 영향, ②태풍과 같은 열대성 저기압의 한반도 직·간접 영향, ③장마 종료 이후 북태평양 고기압 가장자리에서 발생하는 열적 불안정 혹은 대류잠재 불안정에 의해 좁은 지역에서 중규모대류계(MCSs)로 불리는 강한 대류활동에 동반되어 발생한다.

3가지 형태의 중규모대류계에 동반된 집중호우 중에서 기억에 남는 집중호우 사례들은 태풍 ‘루사’와 같은 열대성 저기압에 동반된 집중호우나 장마전선 활동에 의한 집중호우 사례들도 있겠지만, 예보관들을 가장 힘들게 하는 집중호우 사례는 아주 좁은 지역에 돌발적으로 일시에 많은 비를 내려 홍수와 산사태를 일으키고, 이로 인해 많은 인명피해가 발생하여 국민적인 관심과 비판이 집중되는 사례이다.

돌발적인 집중호우 현상은 특히 1990년대 중반 이후 크게 증가하였는데, 1996년 철원·연천지역, 1998년 지리산, 2010년 수도권, 2012년 우면산 등의 집중호우는 많은 인명피해와 재산피해를 발생시킨 대표적인 천재지변급 집중호우로 기억된다. 그렇다면 앞에서 언급된 이들 집중호우의 사례들의 공통점은 무엇일까? 최근 수치예보 예측성능의 향상, 기상위성 등 관측 시스템의 발달로 장마전선이나 태풍에 동반된 집중호우는 길게는 72시간 늦어도 24시간 전에는 그 발생 가능성과 발생 지역, 예상 강수량도 매우 높은 신뢰도로 예보할 수 있을 정도로 예보능력이 향상되었다. 그러나 서해상이나 서해안 부근에서 갑자기 발생하여 매우 좁은 지역에 집중호우를 발생시키는 경우는 72시간 전은 고사하고 12시간 전에도 발생지역이나 예상 강수량을 정확하게 예측하기 어려운 것이 현실이기 때문에 여전히 예보관들을 괴롭히는 존재로 남아있다. 그렇지만 이러한 집중호우 사례들 모두 발생 가능성조차 예측 불가능한 것은 아니다. 결국 예보관들에게 제공되는 다양한 분석 및 예측 자료들을 통해서 예보관들이 얼마나 많은 유용한 정보를 확보하고 이를 예보에 반영할 수 있는가, 그리고 얼마나 빠르게 상황에 대처할 수 있는가 하는 것이 집중호우 예보의 핵심 키라고 할 수 있다. 따라서 예보관들은 먼저 일기도와 관측 자료들로부터 집중호우와 관련된 적절한 시그널들을 찾아내는 능력을 구비해야 한다.

그림 2.1.1은 2012년 기상청에서 발간한 「최근 20년 사례에서 배우다 집중호우 Top 10」에서 제시된 2010년 9월 21일 수도권 집중호우 발생 원인을 나타낸 간단한 모식도이다.

몽골지방에 중심을 두고 있는 차갑고 건조한 대륙고기압이 한반도 북부지방까지 그 영향을 확대하고 있고, 대륙고기압에 비해서 상대적으로 습윤하고 따뜻한 북태평양고기압이 한반도를 향해서 확장하고 있다. 이 두개의 기단이 한반도 중부지방에서 균형을 이루고 충돌하면서 서울지역을 중심으로 정체전선이 형성되었고, 정체전선 주변의 불안정 구역에서 중규모대류계(MCSs)가 발생하였다.



[그림 2.1.1] 2010년 9월 21일 수도권 집중호 모식도

이 모식도는 중규모대류계와 관련된 대류성 스톰들은 좁은 밴드형으로 발달하면서 오랜 시간 동안 지속 되었는데 주요한 에너지공급원이 북태평양고기압 가장자리를 따라 형성된 하층제트를 따라 중국 남부에 상륙한 열대저압부와 괌 북쪽 해상에서 북서진하는 제 12호 태풍 말라카스로부터 공급된 수증기였다는 사실을 잘 보여주고 있다. 그렇지만 이러한 간단하게 보이는 모식도도 쉽게 만들어진 것이 아니다. 대기 하층, 상층의 기압배치와 기류의 흐름 등을 종합적으로 분석하고, 3차원적으로 개념화하여 간단한 그림으로 구체화하는 복잡한 과정을 거쳐야 한다.

지금부터 2010년 9월 21일 수도권 집중호우 사례에 대한 상하층 대기의 구조와 집중호우의 발생원인을 분석 일기도를 통해 살펴본다.

2. 실황분석

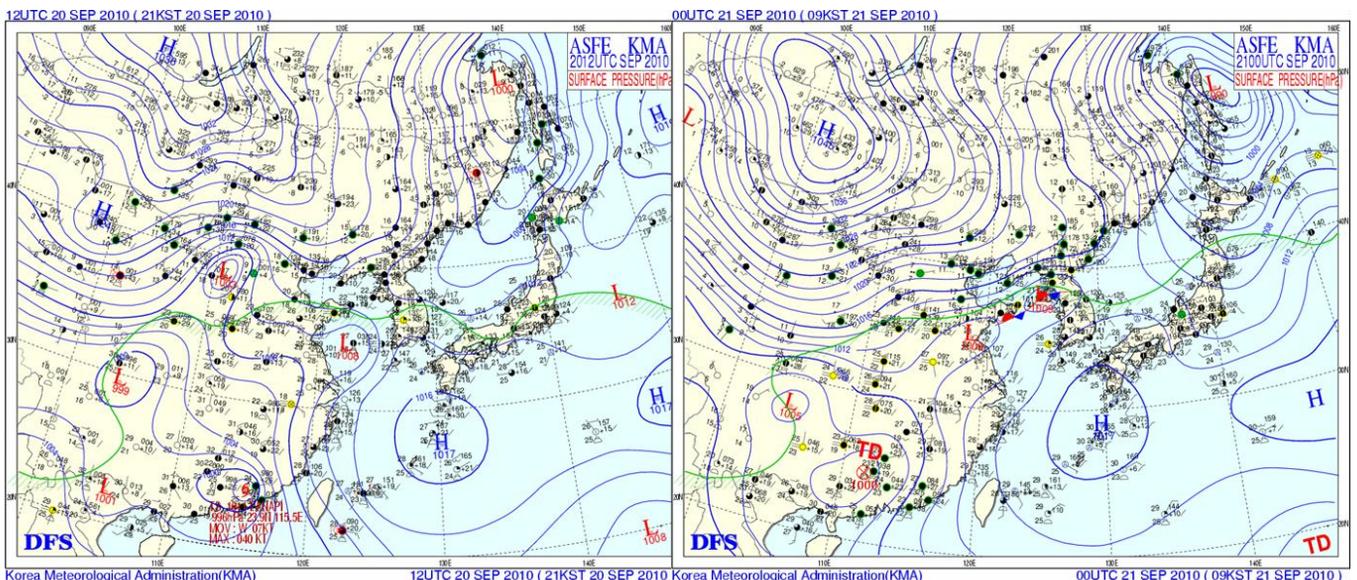
2.1.2. 지상 및 하층 일기도 분석

그림 2.1.2는 집중호우 발생 전일 12UTC와 실제로 중규모대류계에 의한 집중호우가 시작된 9월 21일 00UTC 지상 분석일기도를 보여준다. 일반적으로 9월 하순으로 접어드는 시기에는 북태평양 고기압의 세력이 크게 줄어들며, 대륙 고기압은 아직까지 제대로 발달하지 못하는 상태이기 때문에 주로 이동성 고기압의 영향을 받는다. 그런데 2010년 수도권 집중호우 사례에서는 특이한 형태의 지상 기압배치가 나타나고 있다.

9월 20일 12UTC 지상일기도를 살펴보면 북태평양 고기압의 중심이 북위 30° 부근에 위치하면서 고기압 가장자리가 한반도 남부지방까지 확장되어 있고, 습윤 구역(초록색 선)이 남부지방까지 확장되어 있다. 또한 서해상으로는 약한 저기압 중심이 발생하여 한반도 부근으로 이동하고 있으며, 이 저기압과 고기압 가장자리를 따라 남서기류가 한반도로 유입되면서 수증기의 공급에 유리한 조건이 형성되어 있다. 또한 하늘 상태를 보면 북한, 한만국경 및 중국 북부를 따라 하늘이 완전히 차폐되어 15°C에서 20°C 미만의 기온분포를 보이고 있는 반면, 한반도 남부지역은 구름이 거의 나타나고 있지 않으며, 야간임에도 불구하고 남한지역으로는 영상 25°C 이상의 열대야가 나타나고 있다. 이러한 큰 남북온도 경도와 구름의 덮임 차이는 한반도 남부와 북부 사이에 뚜렷한 중관규모 경계(Boundary)가 형성되어 있는 모습을 잘 보여주고 있으며, 이러한 경계의 존재는 지상 기압계의 발달 여부에 따라 중규모 대류불안정의 형성과 중규모대류계의 발생에 매우 유리한 중관 환경을 제공하고 있다.

9월 21일 00UTC 일기도에서는 여러 가지 드라마틱한 변화가 나타나고 있다.

먼저 북태평양 고기압 세력은 열대성 폭풍에서 열대저압부로 발달하고 있는 12호 태풍 말라카스



[그림 2.1.2] 2010년 9월 20일 12UTC(좌), 9월 21일 00UTC(우) 지상일기도

의 북상에 따라 12시간 전에 비해서 가장자리가 한반도 중부까지 북상하였고, 이에 동반되어 습윤한 공기의 경계 또한 북한 남부지역까지 확대되고 있다. 이러한 북태평양 고기압의 확장과 아울러 시베리아에 중심을 두고 있는 대륙성 고기압의 확장이 매우 뚜렷하게 나타나고 있다.

전일 북경 북쪽에 위치한 기압골의 영향으로 남쪽으로는 확장이 제한되었던 대륙성 고기압이 21일 00UTC에는 중심이 북위 50°N 부근까지 남하하면서 산둥반도에서 옹진반도에 이르는 지역에서 강한 남북 기압경도력을 형성하고 있다. 이에 따라 한반도 중부지방을 중심으로 북쪽에는 차갑고 건조한 대륙성 기단에 의해서 강한 남북 기압경도력과 온도경도를 가지는 경압불안정 구역이 발달하고 있는 반면, 한반도 남부지방에는 온난 습윤한 북태평양 기단에 의한 강한 대류불안정을 동반한 잠재불안정 구역이 형성되고 있다. 이러한 뚜렷한 성질 차이를 가지는 기단이 집중호우가 발생한 한반도 중부지방에서 만나 중관규모 경계를 만들고, 전일 야간에 서해안에서 발생했던 기압골은 더욱 발달하여 뚜렷한 정체전선을 형성한다.

위성사진을 보면 이 정체전선을 따라 강한 중규모대류계에 동반된 대류운들이 발달하고 있다. 장마전선을 포함한 정체전선은 대기 최하층에서의 뚜렷한 남북 온도차이 보다는 뚜렷한 습기 차이에 의해서 발달하고 유지되면서 강한 대류 불안정을 형성한다는 일반적인 상식이 일기도에서 잘 나타나고 있다. 이러한 일기도 패턴에서 중규모대류계가 발생하면 지속적인 수증기 공급과 불안정이 유지되어 그 후방으로 연속적인 강한 대류성 구름들이 발생하는 후방 발달(Back-building) 형태의 전파(Propagation) 패턴으로 발달한다.

후방전파 패턴을 따르는 중규모대류계는 선형으로 발전하여 정체되는 것이 일반적인데, 위성영상과 레이더 영상 분석에서도 그 형태가 잘 나타난다. 지상 일기도 분석을 통해서 찾을 수 있었던 2010년 9월 21일 수도권 집중호우 사례의 특이한 점은 중관 기압계가 9월 중순의 정상적인 패턴과 명확하게 다르다는 것이다. 먼저 북태평양 고기압이 비정상적으로 발달하여 그 경계가 한반도 중부지방까지 북상하는 전형적인 여름철 기압배치를 나타낸다. 그리고 대륙 고기압도 비정상적으로 발달하여 그 경계가 한반도 중부지방까지 확장되었다. 만약 예보관들이 이러한 특별한 기압배치의 차이와 같은 중관규모 시그널을 정확하게 인지하지 못했다면 비록 저기압이 한반도를 통과할 것으로 예상한다고 하더라도 여름철 집중호우와 비슷한 시간당 50mm 이상의 강수량을 예측하기는 불가능했을 것이다.

2. 실황분석

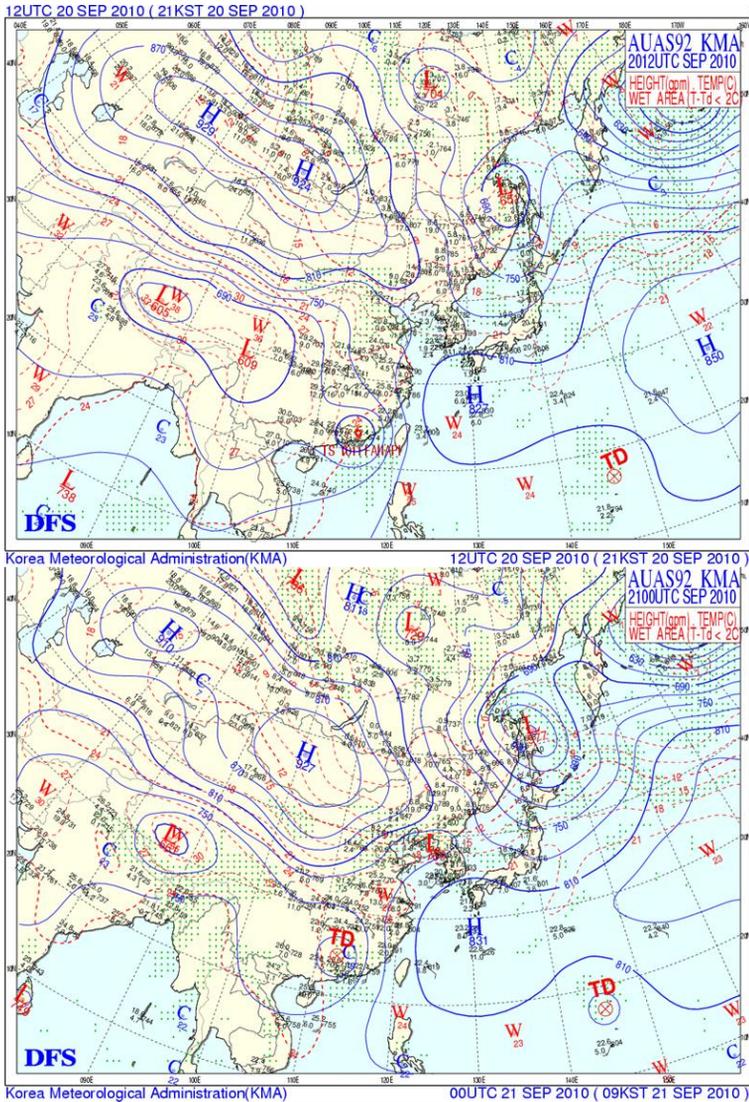


그림 2.1.3은 9월 20일 12UTC와 21일 00UTC 925hPa 분석일기도이다. 925hPa 고도는 하계 집중호우 예보에 있어서 하층에서의 지속적인 수증기 및 열에너지 공급과 대류 잠재 불안정 구역의 판단에 주로 활용한다.

9월 20일 12UTC 925hPa 분석일기도에서 한반도는 남쪽에서 확장하는 북태평양 고기압과 대륙에 중심을 두고 있는 대륙성 고기압 그리고 오호츠크해 기단과 중국 양자강 기단 사이의 안장부에 위치한다. 한반도 서쪽으로는 약한 남서기류에 동반된 수증기가 공급되고 있으며, 중국 남부로 상륙한 열대저압부로부터 북동쪽으로 온난 구역이 한반도 방향으로 발달하고 있다. 한반도가 안장부 상에 놓이면 뚜렷한 지배 세력이 없어 한반도 주변에 상대적으로 큰 중규모 불안정이 형성되는데 유리하다.

9월 21일 00UTC 일기도에서 특징적으로 보이는 것은 수증기와 열에너지의 공급이 한반도 중부지방으로 집중되고, 남북 온도경도가 크게 확대되어 대류 불안정이 더욱 증가하여 중규모대류계의 발생과 발달에 매우 유리한 조건을 제공한다는 점이다. 전일 야간에 상대적으로 약하게 형성되어있던 온난 구역이 중국 동부해안까지 확대(붉은 색 W)되었고 한반도 서해안의 남서기류도 약 15m/s로 강화되어 있으며, 수증기가 아주 좁고 긴 형태로 발달하면서 한반도 중부지방으로 유입되고 있다. 또한 전일 야간 한반도 남부지방으로 21℃ 등온선이 북부지방으로는 18℃ 등온선이 지나가고 있었는데, 21일 00UTC에는 21℃ 등온선이 북태평양 고기압의 북상과 함께 약간 북쪽으로 이동한 반면, 전일 야간 몽골 부근에 위치했던 12℃ 등온선이 대륙 고기압의 확장과 함께 빠르게 남하하여 한반도 북부에 위치하면서 남북 온도경도가 3℃/500km에서 9℃/500km로 3배 이상 강화되고 있다.

[그림 2.1.3] 2010년 9월 20일 12UTC(상), 9월 21일 00UTC(하) 925hPa 분석일기도

가 크게 확대되어 대류 불안정이 더욱 증가하여 중규모대류계의 발생과 발달에 매우 유리한 조건을 제공한다는 점이다. 전일 야간에 상대적으로 약하게 형성되어있던 온난 구역이 중국 동부해안까지 확대(붉은 색 W)되었고 한반도 서해안의 남서기류도 약 15m/s로 강화되어 있으며, 수증기가 아주 좁고 긴 형태로 발달하면서 한반도 중부지방으로 유입되고 있다. 또한 전일 야간 한반도 남부지방으로 21℃ 등온선이 북부지방으로는 18℃ 등온선이 지나가고 있었는데, 21일 00UTC에는 21℃ 등온선이 북태평양 고기압의 북상과 함께 약간 북쪽으로 이동한 반면, 전일 야간 몽골 부근에 위치했던 12℃ 등온선이 대륙 고기압의 확장과 함께 빠르게 남하하여 한반도 북부에 위치하면서 남북 온도경도가 3℃/500km에서 9℃/500km로 3배 이상 강화되고 있다.

시베리아 기단이 지배하는 겨울철과 달리 여름철에는 일반적인 경우 한반도에서의 남북 온도경도가 $2^{\circ}\text{C}/500\text{km}$ 를 거의 넘지 않는 점을 감안하면 21일 00UTC의 $9^{\circ}\text{C}/500\text{km}$ 는 비정상적으로 높은 값이다. 흔히 전선(Front)을 기단과 기단 사이의 물리적 불연속선으로 정의하지만, 대기 역학에서 전선은 제트기류(Jet Stream)와 마찬가지로 남북 온도 경도와 수증기 경도가 밀집되는 지역으로 정의하고 이러한 현상이 발생하는 지역을 전선발생(Frontogenesis) 이라고 부르는데, 925hPa 분석일기도에서 한반도 중부지방에서 강한 전선발생 구역이 형성되고 있음을 알 수 있다.

수증기영상에서의 암역(하강기류)이 북태평양 고기압 가장자리와 대륙 고기압 전면에서 뚜렷하게 나타나는데, 이러한 하강기류 영역에서 강제적으로 하강한 공기가 수증기와 열에너지가 모이는 중국 산둥반도와 한반도 중부지방에 상승운동을 만들면서 강한 대류활동이 발생하는데 크게 도움을 준 것으로 판단할 수 있다.

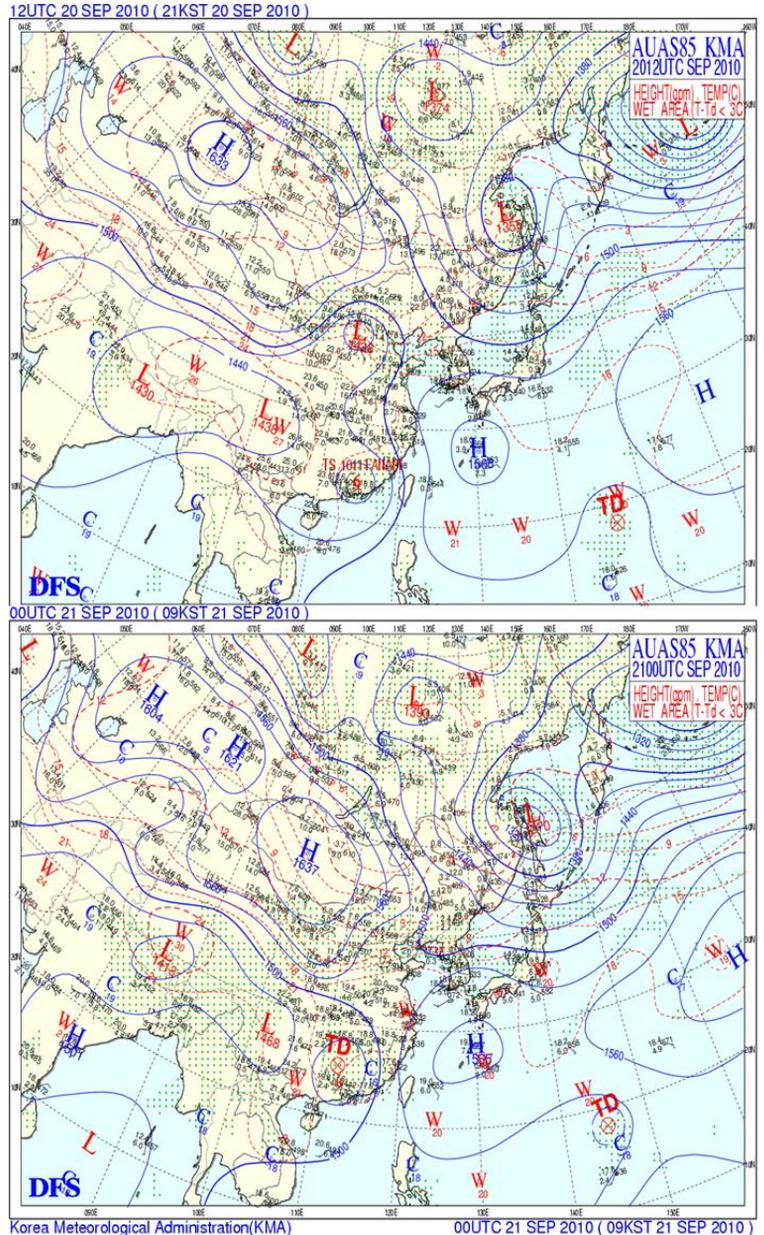
925hPa 분석일기도에서는 강한 온난이류에 동반된 지속적인 수증기 공급, 남북 온도경도 강화에 따른 전선발생 구역의 형성으로 지상에서 발생한 정체전선 상부에서 강한 상승운동과 대류 잠재 불안정 구역이 형성되고 있음을 잘 보여준다.

2. 현황분석

그림 2.1.4는 9월 20일 12UTC와 21일 00UTC 850hPa 분석일기도이다. 850hPa 분석일기도에서도 앞선 925hPa 분석일기도처럼 중규모 특성이 잘 표현되어 있다.

중규모대류계 발생 및 발달기인 21일 00UTC에 접근할수록 대륙에서 발달하는 상대적으로 차갑고 건조한 대륙 고기압의 영역이 몽골지방에서 한반도 방향으로 확장되면서, 북쪽으로 확장하는 온난하고 습윤한 북태평양 고기압의 가장자리와 균형을 이루면서 한반도 중부지방으로 강한 남북 온도경도와 수증기 경도를 만들어 내고 있다.

850hPa 분석일기도에서 주목해야 할 것은 하층제트(LLJ; Low-Level Jet)의 발생과 한반도 북동쪽 오토츠크 해에 중심을 둔 기압골의 발달이다. 중규모대류계가 발생하기 전날인 20일 12UTC 850hPa 분석일기도에서는 북태평양 고기압의 가장자리를 따라 한반도로 불어오는 남서기류의 강도가 5~10m/s 정도로 하층제트의 기준(절대적인 기준은 아니지만, 보통 25kts(12.5m/s) 이상의 등풍속선을 가지는 좁은 강풍속 띠를 하층제트로 규정)에는 미치지 못 하는 수준이었으나, 21일 00UTC에는 풍속이 10~15m/s로 증가하고 그 끝 단이 한반도 중부를 향해 위치 한다. 또한 이 지역과 강한 온도 및 습도 경도 지역이 일치하면서 강제 상승을 만들어 낸다. 그리고 주목해야 할 것은 상대적으로 한랭하면서 습윤한 오토츠크 기단의 확장으로 인해 한반도 주변에는 대륙 고기압과 북태평양 고기압의 경계와 오토츠크 기단과 북태평양 기단의 경계가 동시에 형성되고 있다는 것이다.



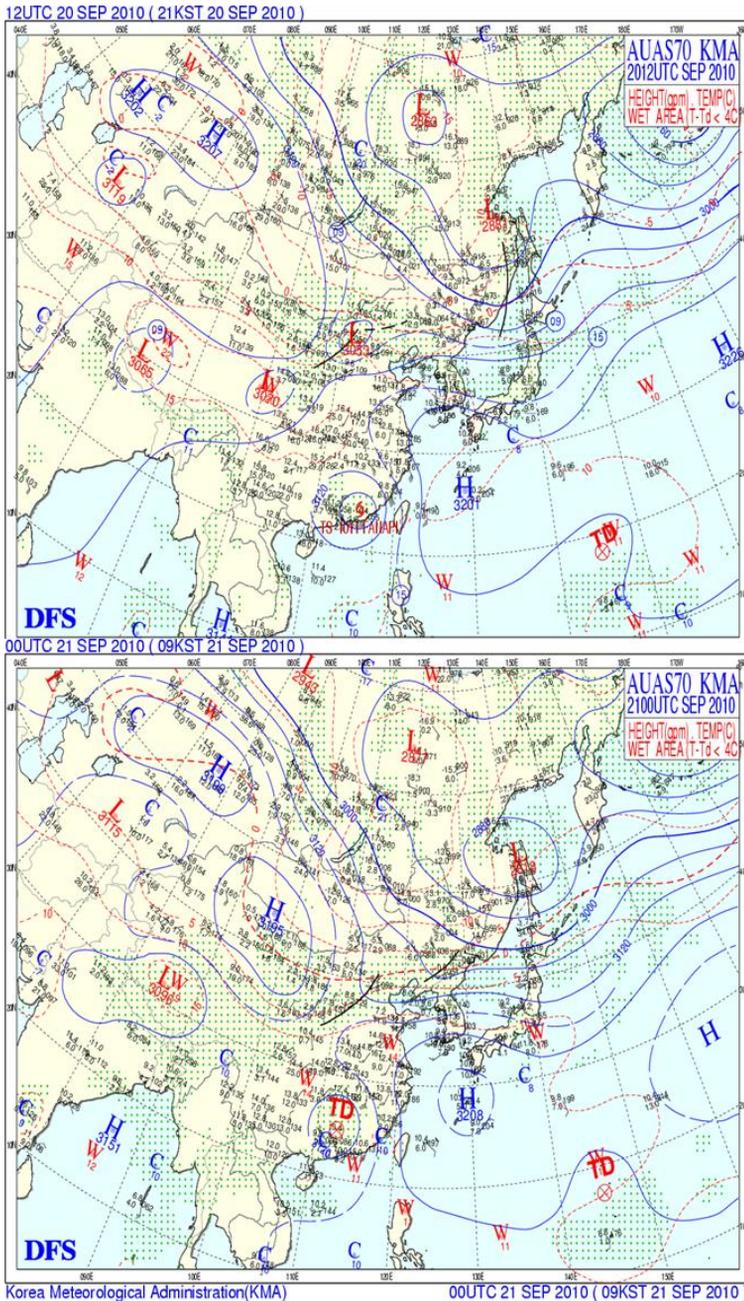
[그림 2.1.4] 2010년 9월 20일 12UTC(상), 9월 21일 00UTC(하) 850hPa 분석일기도

북동쪽에 중심을 둔 온도골(Thermal Trough)의 존재는 한반도 집중호우 발생에 있어서 매우 중요한 역할을 한다. 상대적으로 차갑고 밀도가 높은 공기가 한반도 북동쪽으로부터 확장하는 상태에서 상대적으로 따뜻하고 수증기도 많아 밀도가 낮은 공기가 한반도 남서쪽으로부터 유입되면 이 공기는 자연스럽게 강제 단열상승하게 되고 수평운동이 연직운동으로 전환하여 유지되면서 이 부근에 강한 조건부 대류잠재불안정을 형성하게 된다.

21일 00UTC 850hPa 분석일기도를 보면 중규모대류계가 발달하고 있는 한반도 중부지방의 남서쪽에서는 강한 온난이류가 북동쪽으로 한랭공기의 확장이 이루어지면서 이 지역에서 강제 상승운동이 강하게 유지되고 있다. 이러한 분석은 등온위면 일기도 분석을 통해서 더욱 잘 표현되고 있다(부록 발표자료 참조). 850hPa 고도 분석일기도를 통해서는 925hPa 분석일기도에서 보였던 종관규모 강제력과 전선발생에 유리한 조건 이외에도 하층제트, 공기의 강제 단열상승에 의한 연직운동 발달 패턴이 한반도 중부지방을 중심으로 형성되면서 중규모대류계의 발생과 지속적인 발달에 큰 도움을 주는 환경을 제공하고 있었다.

2. 실황분석

2.1.3. 중상층 일기도 분석



[그림 2.1.5] 2010년 9월 20일 12UTC(상), 9월 21일 00UTC(하) 700hPa 분석일기도

그림 2.1.5는 9월 20일 12UTC와 21일 00UTC 700hPa 분석일기도이다. 700hPa 고도는 행성 경계층에서의 일사나 마찰의 영향을 거의 받지 않으면서 동시에 상층의 편서풍대의 영향도 거의 받지 않기 때문에 기단의 경계를 판단하는데 매우 중요한 정보를 제공한다. 따라서 지상일기도에 비해서 형태가 매우 간략하고 상층 기압골과 기압능의 위치를 판단하는데 유리하며 중층운 구름대의 위치와 역할을 확인하는데 좋은 정보를 제공한다.

20일 12UTC 일기도에서 한반도는 북태평양 고기압의 가장자리에 위치하고 있으며 전체적으로는 기압능에 위치하고 있다. 아울러 대부분의 한반도 북부지방과 한만국경을 중심으로 습윤구역이 위치하면서 우리나라에 중층운성 구름들이 지속 유입되고 있는 위성영상과 잘 일치한다.

중층운 구름이 존재하여 일사의 영향을 받지 않는 지역과 구름이 존재하지 않는 지역의 경계가 기단의 경계와 일치하면 수증기 영상에서 중층운 분포 지역의 남쪽의 암역(하강기류) 전면에서 강한 중규모대류계가 발생하게 되는데 이러한 조건에 잘 만족하고 있음을 알 수 있다. 21일 00UTC 일기

도에서는 한반도 남부지방까지 북태평양 고기압이 빠르게 확장하면서 기류가 서풍으로 전환되고 있으며, 고기압 가장자리를 따라 온난 구역이 존재하면서 상대적으로 온난이류가 한반도 남부지

방으로 유입되고 있다. 대기 하층의 바람 방향이 남풍에서 남서풍인 점을 감안할 때 대기 중층의 전초에 해당하는 700hPa 고도에서의 서풍으로의 전환은 전체적으로 바람이 순전(Veering)하고 있음을 의미하며 (예보관 훈련 교재 대기역학 5장 4절 그림 5.8 참조) 이러한 형태의 연직시어는 기단 경계를 따라 발생한 중규모대류계의 조직적인 발달과 유지에 크게 도움을 준다.

850hPa 분석일기도와 마찬가지로 북태평양 고기압의 확장과 대륙 고기압의 확장에서 기인한 강한 남북온도 경도에 따른 전선발생 구역이 한만국경 부근에 형성되어 있어서 전체 종관규모 시스템이 남동쪽에서 북서쪽으로 기울어짐에 따라 경압불안정이 한반도 중북부 지방에 강화되고 있다(예보관 훈련 교재 대기역학 12장 3절 그림 12.6 참조).

또한 오호츠크해에 중심을 둔 저기압에서 기인한 상층 기압골이 발달하고 한반도 주변에서 3개의 기단이 충돌하면서 강한 조건부 대류잠재불안정 구역을 형성하고 있다.

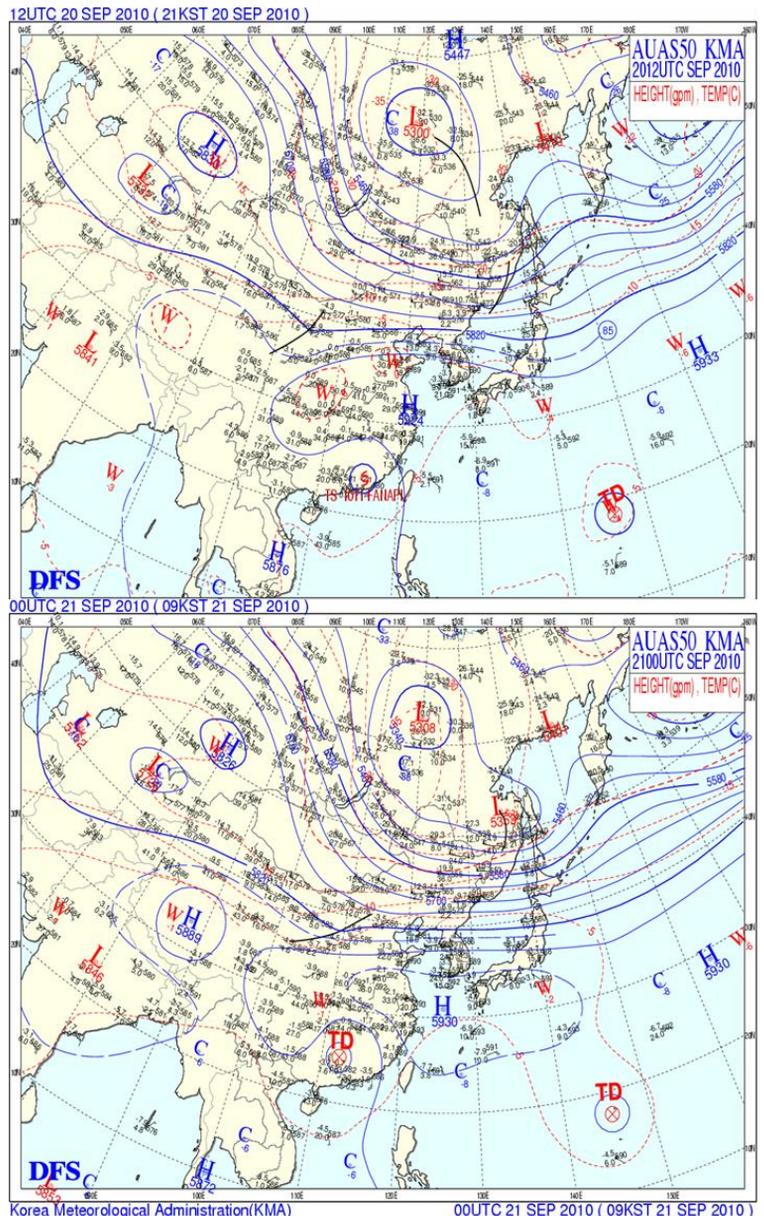
습윤 구역도 전시간에 비해서 매우 뚜렷하게 좁아지면서 한만국경 지역으로 강화되고 있는데, 이 습윤구역의 바로 남쪽에 하강기류가 강화되면서 한반도 남부지방의 하강기류와 합쳐져 풍선효과로 인해 한반도 중부지방에서의 상승운동이 상대적으로 강화되고 있다.

2. 실황분석

그림 2.1.6은 20일 12UTC와 21일 00UTC 500hPa 분석일기도이다. 여름철 집중호우 예보에 있어서 500hPa 일기도는 북태평양 고기압 주변의 불안정 구역의 위치와 강도를 해석하는데 좋은 정보를 제공한다. 보통 여름철 장마전선은 500hPa 5820gpm 선을 따라 형성되는 하층의 습기 불연속선이 남북으로 진동하면서 오랜 기간 동안 영향을 미친다.

기후학적으로 장마가 종료된 이후 8월말까지 한반도는 북태평양 고기압의 영향권에 들어가면서 5880gpm 선과 5820gpm 선 사이에서 강한 대류 불안정이 형성되게 되는데, 고기압의 중심으로 갈수록 강한 하강기류가 존재한다는 점에서 상대적으로 5880gpm 선과 5820gpm 선 사이의 폭이 좁아지면 이는 곧 등온위면의 경사가 급해지면서 상대적인 상승 운동으로 인한 대류 잠재 불안정 구역이 강화되어 강한 중규모대류계의 발생 가능성이 매우 높아짐을 의미하게 된다.

20일 12UTC에 한반도 북부지방으로는 5820gpm 선이 지나가고 남부지방으로는 5880gpm 선이 지나가면서 비교적 좁은 지역에 대류 불안정 구역이 형성되고 있다. 그리고 한반도 중북부 지방 대부분이 -5℃ 보다 낮은 지역에 위치하고 있으며, 상대적으로 온난한 0℃ 등온선을 가진 온난 구역이 산동반도 지역에 위치하고 있다. 그런데 21일 00UTC가 되면 5820gpm 선은 거의 그 자리에 머물러 있는 반면 북태평양 고기압 중심이 남해안 부근까지 확장하면서 5880gpm 선이 한반도 중부지방까지 북상하게 되어 아주 좁은 지역에 기압경도력이 강화되게 되고, 강제 상승에 의한 대류잠재 불안정 정도가 강화된다. 또한 우리나라 중북부 지방까지 남하했던 -5℃ 등온선이 북태평양 기단의 확장과 함께 한만 국경 부근까지 밀려 올라가면서 한반도 대부분의



[그림 2.1.6] 2010년 9월 20일 12UTC(상), 9월 21일 00UTC(하) 500hPa 분석일기도

지역은 0℃ 부근의 기온분포를 보인다. 이러한 등고도선 배치와 온도 배치는 중규모대류계의 유지와 발달 예측에 중요한 시그널을 제공한다.

등고선이 동서로 가로지르면서 좁아지게 되면 이에 따라 상층의 동서기류가 강화되게 되고 강화된 동서기류는 하층에서 수렴된 수증기와 공기가 상층 발산구역으로 전달되는데 중요한 상대와도의 발달을 유도한다. 이러한 중규모 환경은 이미 발생한 중규모대류계의 지속적인 발달과 유지에 중요한 역할을 수행하게 된다. 일반적인 저기압의 경우에는 대기 하층에서 대기 상층까지 기압골이 동에서 서쪽으로 기울어져 강한 경압 불안정을 동반하면서 발달하는 형태를 보이지만, 대부분의 중규모대류계에 동반된 집중호우는 대기 하층에는 기압골이나 안장부가 형성되지만 대기 중층 이상에서는 동서기류는 강하면서 동시에 대류 불안정 구역이 좁아지는 형태를 가진다. 등온선의 변화도 주목해야 한다.

기후학적으로 9월 하순경에는 500hPa 고도에서는 한반도 상공에 -10℃에서 -15℃의 등온선이 통과하는 것이 정상적인 패턴이라고 할 수 있다. 그런데 이 사례의 경우에는 대륙 고기압에 비해서 키가 큰 고기압인 북태평양 고기압의 비정상적인 확장으로 인해 빙결 고도(Freezing Level)가 여름철과 비슷한 500hPa 고도까지 높아져 있음을 알 수 있다. 이렇게 상층까지 따뜻한 공기가 배치된 상태에서는 보통 중규모대류계 내부의 온도가 외부의 온도에 비해서 상대적으로 높다. 따라서 중규모대류계에 동반되어 내리는 강수 현상이 대부분 충돌·병합에 의해 수적들이 성장하기 때문에 짧은 시간에 많은 강수량을 기록할 수 있는 '따뜻한 비(Warm Rain)' 과정을 통해서 이루어진다.

따뜻한 비 과정은 강수 효율을 증가시키는데 중요한 역할을 한다. 결론적으로 500hPa 일기도에서는 중규모대류계의 발생에 필요한 좁은 잠재불안정 구역의 확인과 중규모대류계의 발달과 유지에 필수적인 강한 동서기류의 존재, 높은 강수효율을 가지는 따뜻한 비 과정에 따라 중규모대류계에 의한 집중호우 발생 가능성에 대한 시그널들을 확인할 수 있다.

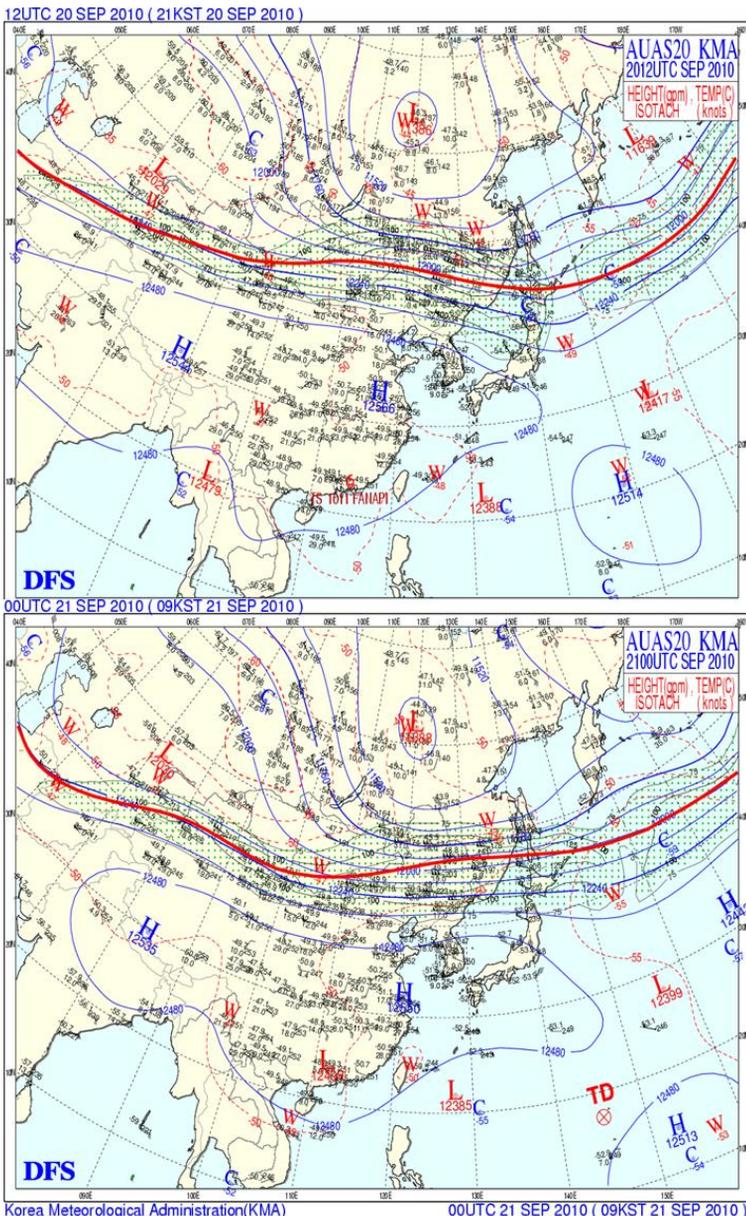
2. 실황분석

그림 2.1.7은 20일 12UTC와 21일 00UTC 200hPa 분석일기도이다. 여름철에는 대류권계면 고도가 약 15km 고도까지 발달하기 때문에 300hPa 보다는 200hPa 이상 고도의 제트기류 위치와 등풍속선 및 등고도선을 분석하는 것이 예보에 유리하다.

20일 12UTC에는 한반도가 북서기류의 영향권에 놓여 있다. 따라서 한반도 상공에서는 상층 발산역보다는 하강역이 발생할 가능성이 높다. 그런데 21일 00UTC에는 한반도 상층의 기압배치가 크게 변화한다. 먼저 북위 50°N을 지나던 제트기류의 축이 북위 45°N 부근까지 하강하고, 등고도선 배치의 변화에 따라 한반도 주변의 기류가 북서기류에서 서풍기류로 바뀌면서 풍속도 점

차 강화된다. 이것은 한반도 상공에서 제트기류에 의한 발산역이 형성되기 시작하고 상층 동서기류의 강화에 의해서 하층 수렴과 상층 발산이 서로 커플링되기 시작하였다는 것을 의미한다. 비록 일반적인 강한 중위도 기압골에 비해서 경압불안정의 강도는 약하지만, 하층과 상층의 상호작용에 의해서 중규모대류계가 발생하면 지속적인 발달과 유지에 유리하게 작용하였음을 의미한다.

한반도 주변 하층과 상층 일기도 분석을 통해서 대기 하층에서 집중호우 사례 발생 시기에 접근할수록 중규모대류계에 의한 집중호우 발생과 유지에 필수적인 수증기와 온난 이류 그리고 대류 불안정을 강화시키는 종관규모 강제력이 뚜렷하게 강화되기 시작한다. 대기 중·상층에서는 집중호우 시간에 가까워질수록 하층의 방아쇠 작용들에 의해서 발생한 중규모대류계가 더욱 발달하고 유지되는데 유리한 종관규모 대류잠재불안정과 상층 발산이 점차 강화되는데 이는 집중호우 자체를 유도한 중규모대류계가 종관규모 강제력의 영향에 의해 발생한 것임을 의미한다.

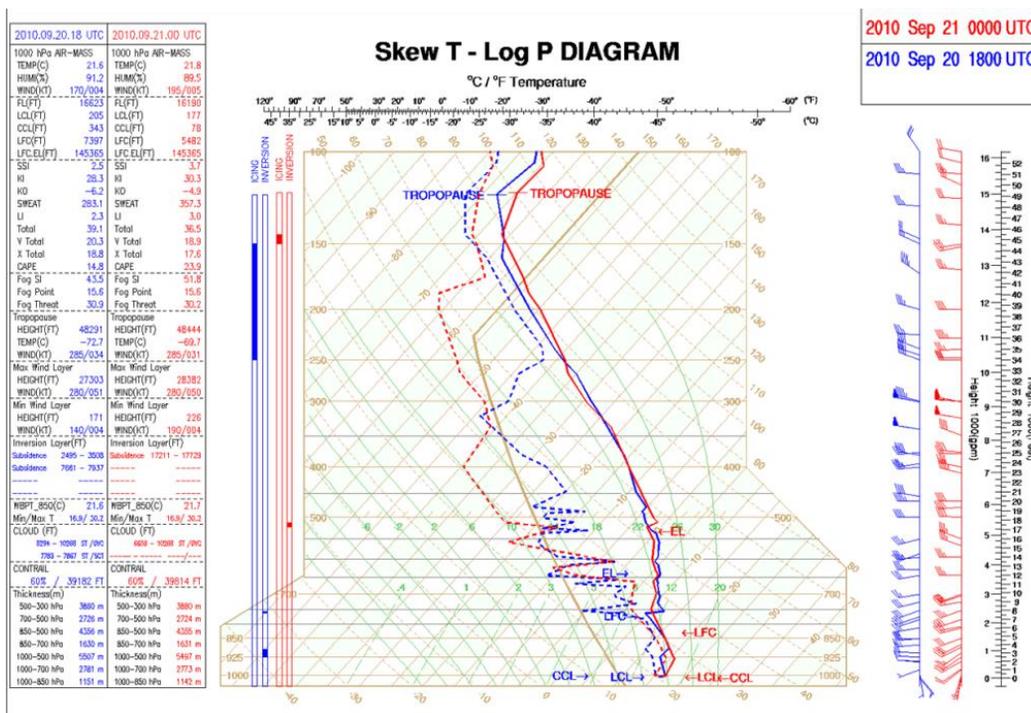


[그림 2.1.7] 2010년 9월 20일 12UTC(상), 9월 21일 00UTC(하) 200hPa 분석일기도

2.1.4. 단열선도 분석

단열선도는 특정한 지점에서의 대기의 연직 구조와 대기 불안정 정도를 파악하는데 유용하게 활용되는 분석 자료이다.

2010년 9월 21일 단열선도에서 지상에서부터 700hPa 고도까지 많은 수증기가 유입되면서 상대습도가 90%를 넘고 500hPa 고도까지 고려할 때도 70% 이상의 상대습도를 보여 비교적 풍부한 수증기가 하층의 남서기류를 타고 한반도 중부지방으로 유입되고 있다. 가강수량(PW; Precipitable Water)은 대기 하층에서 최상부까지 공기기둥에 포함되어 있는 수증기 전체가 물로 응결되었을 때 내릴 수 있는 총 강수량을 의미한다. 가강수량은 시간당 강수량을 말하는 강수효율과 총 강수량을 평가하는데 매우 유용하다. 기후학적으로 지구 평균값은 약 26mm이다.



[그림 2.1.8] 2010년 9월 20일 18UTC(청색), 9월 21일 00UTC(적색)오산 단열선도

9월 21일 집중호우 사례에서 관측된 가강수량 값은 20일 18UTC 45mm, 21일 00UTC 47mm의 값을 기록하였다. 일반적으로 40mm가 중위도에서의 충분히 집중호우를 유도할 수 있는 기준 값으로 제시되는 점을 감안할 때 매우 높은 값이다. 비록 라디오존데 관측이 정해진 시간과 제한된 지역에서의 순간적인 관측값일지라도 일정한 시간 동안 45mm 이상의 값이 나타났다는 것은 제한된 지역에 시간당 50mm 이상의 강한 집중호우가 발생할 수 있었으며, 중규모대류계가 지속되는 동안 계속해서 비슷한 수준의 강수효율을 유지할 수 있었고, 결과적으로 200mm 이상의 총 강수량을 기록하게 하는데 크게 일조한 것이다.

2. 현황분석

단열선도에서 또 하나 주목해야 할 것은 상승응결고도(LCL)와 자유대류고도(LFC)의 높이이다. 온도와 노점온도의 연직 프로파일 구조에 따라서 상승응결고도와 자유대류고도가 이번 사례와 같이 큰 차이를 보이는 경우도 있겠지만, 상승응결고도와 자유대류고도의 높이가 대기권 하부에 수 백m 이하에 위치한다는 것은 아주 작은 강제 상승에도 충분히 응결이 발생할 수 있고, 응결된 수증기에서 방출되는 잠열의 영향으로 주변 공기보다 상대적으로 온난한 공기 덩어리가 지속적인 상승운동을 만들어 낼 수 있었다는 것을 의미한다. 이와 함께 다양한 불안정 지수들을 통해 얼마나 중규모대류계를 발생시키는 주변 공기의 불안정도가 컸었는지 확인할 수 있다.

보통의 경우 대류가용잠재에너지(CAPE; Convective Available Potential Energy)는 열적 불안정도를 나타내는 대표적인 지수로서, 9월 21일 집중호우의 경우에는 CAPE가 100J/kg에도 못 미치는 아주 낮은 값이 관측되었다. 이것은 흔히 장마철 이후부터 8월 말까지 북태평양 고기압 가장자리에서 발생하는 중규모대류계에 의한 집중호우 사례들에서 CAPE 값이 평균 1,500J/kg 이상의 값을 가지는 것에 비해서 매우 낮은 값으로, 이 사례가 강한 일사에 의한 잠재 불안정보다는 주변 중규모 불안정에 의한 역학적 대류잠재불안정에 기인한 것이라는 것을 의미한다. 이러한 상황에서 주목 받는 불안정도 지수가 Lifted Index(LI)와 K-Index(KI) 이다.

500hPa 고도의 주변 공기와 지표면에서 500hPa 고도까지 건조단열 상승한 공기가 가지게 되는 온도와의 차이를 나타내는 LI 값은 음의 값을 가질 때 공기 덩어리의 온도가 상대적으로 높기 때문에 지속적인 상승운동을 가질 수 있다는 점에서 강한 뇌우 발생 가능성을 나타내는데, 본 사례에서는 음의 값을 가지지 못했지만 0에 가까운 값을 보였다는 점에서 중립적인 수준이었음을 알 수 있다.

반면 KI 값은 대기 하층과 중층의 온도와 노점 온도들을 활용하기 때문에 단순한 온도 프로파일 뿐만 아니라 수증기의 존재에 따라 값의 변화가 크게 나타날 수 있다. 보통의 경우 20 이상의 값을 가지면 독립적인 뇌우 발생 가능성이 높고, 40 이상의 값이면 뇌우 발생 가능성이 100%에 도달하며, 보통 중규모대류계의 지속적인 발생과 유지를 위해서는 30 이상의 값이 필요한 것으로 알려져 있다.

9월 21일 수도권 집중호우 사례의 경우 KI 값이 지속적으로 30 이상의 값이 관측되어 중규모대류계에 의한 집중호우 발생에 매우 유리한 조건이었다.

2.2. 위성분석

2.2.1. 개요

천리안과 같은 정지궤도기상위성의 최대 장점은 관측주기가 1시간에 8회 정도로 매우 짧아서 중 규모 대류계와 같이 짧은 시간내에 국지적인 규모로 발달하는 악기상을 실시간으로 감시하고 나아가 초단기 예측의 기본자료를 제공할 수 있다는 점이다.

천리안과 같은 대부분의 정지궤도 기상위성에는 가시, 적외 1, 2, 수증기 그리고 단파적외 채널 센서가 탑재되어 있다. 현재 가장 앞서가는 유럽의 MSG/MTG(Meteosat Second/Third Generation)에는 12 채널의 SEVIRI(Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager)가 탑재되어 있으며 (http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/forecasting.php), 미국(GOES-R)과 일본 그리고 우리나라 정지궤도 기상위성 2호에는 16개 채널을 갖는 ABI(Advanced Baseline Imager)가 탑재 될 예정이다. (www.goes-r.gov/spacesegment/abi.html)

미국이나 유럽 등 위성 및 초단기예보분야 선진국에서는 정지궤도 위성들이 갖는 이러한 장점과 레이더 그리고 수치모델자료들을 통합적으로 이용하여 강우강도 추정에서부터 1~3시간의 초단기예측을 위한 다양한 시스템들을 개발하여 현업 운용중이다 (Vincente et al., 1988; Huffman et al., 1997; Roberts and Rutledge, 2003; Scofield et al., 2003; Koenig and de Coning, 2008; Sieglaff et al., 2011).

정지궤도위성자료로부터 강수 추정은 대부분 적외영상의 휘도온도 자료를 이용하며 대류시스템 탐지 또한 적외채널 휘도온도의 시공간적 변화율을 이용한다(Vincente et al., 1988; Huffman et al., 1997; Suh et al., 2004; Sieglaff et al., 2011). 그 결과 두꺼운 권운이나 고층운 그리고 강한 대류계가 발달함에 따라 대류권계면 고도에서 편서풍의 영향으로 풍하쪽에 광범위하게 분포하는 모루운 등과 같이 휘도온도가 낮으면서도 강수를 유발하지 않거나 강수를 유발하여도 약한 강수를 유발하는 경우에는 강수 추정 및 대류 탐지 수준이 낮게 된다. 또한 위성자료만을 이용할 경우 대부분의 경우 대류탐지 선행시간이 1시간 이내로 짧은 것으로 알려지고 있다(예: Sieglaff et al., 2011). 특히, 상층에 권운이 있거나 대류 시스템이 연속적으로 발생할 경우 탐지 수준이 더욱 낮은 것으로 알려지고 있다. 최근에는 구름이 없는 환경에서도 상층 수증기 분포에서부터 중-상층 대기의 3차원 구조와 흐름에 대한 정보를 제공해주는 수증기 채널을 이용하여 암역, 상층제트, 잠재와도이상(Potential Vorticity Anomaly), 경계(Boundary) 등을 분석하고 이로부터 전선 등 다양한 종관 및 중규모 현상들의 발생 및 발달에 대한 정보를 취득한다(국가기상위성센터, 2012; Roberts and Rutledge, 2003; Brunner et al., 2007; Sieglaff et al., 2011; Cintineo et al., 2013; http://rammb.cira.colostate.edu/training/visit/training_session/water_vapor_imagery_analysis_for_severe_weather/). 여기서 천리안과 일본의 MTSAT-1R 자료를 이용하여 최근 남한 지역에 집중호우와 폭설을 유발시켰던 중규모 대류계의 특성을 분석한다.

2. 현황분석

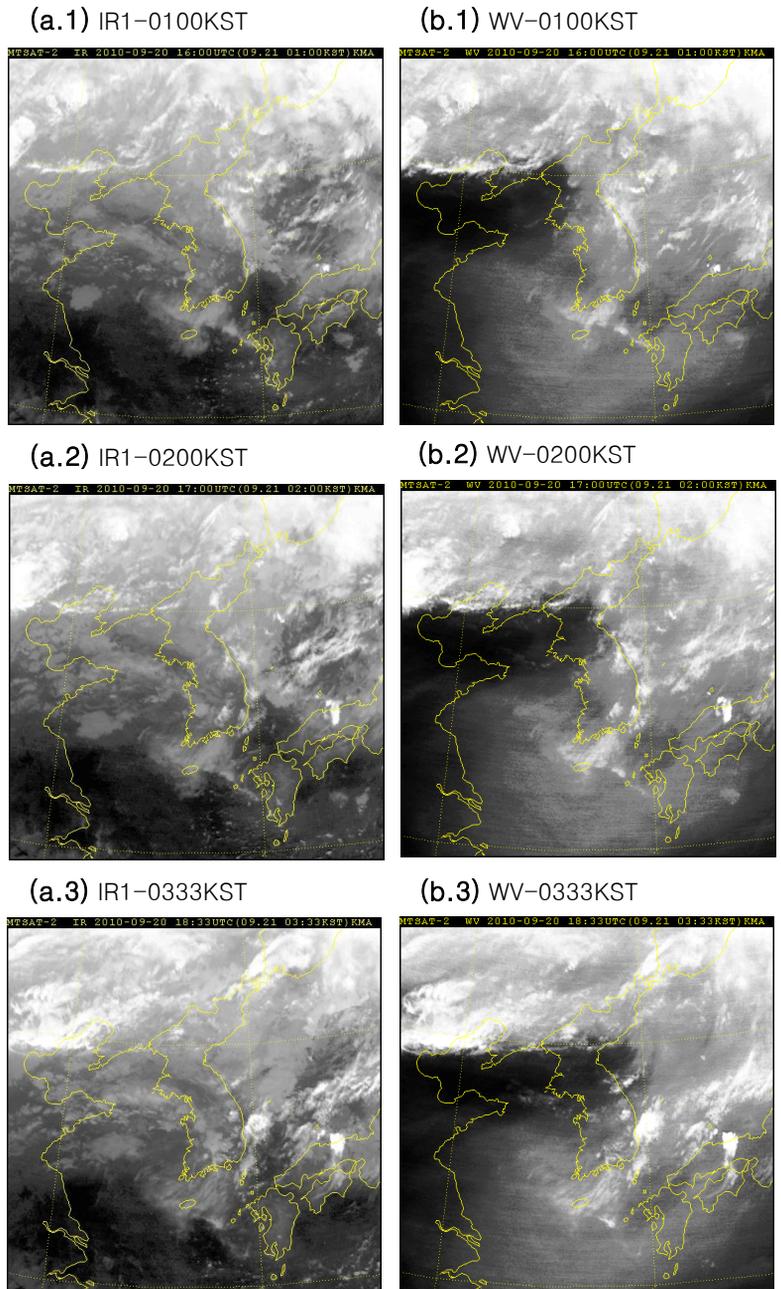
국가기상위성센터에서는 천리안 외에도 일본의 MTSAT-2, 중국의 FY-2D 그리고 Terra/Aqua 등 정지 및 극궤도 위성자료를 수신하여 기본적인 영상자료 외에도 해수면온도, 바람장, 운량, 온도, 운형, 운상, 가강수량, 안개, 황사, 태풍 중심 등 다양한 산출물 자료를 제공하고 있다.

국가기상위성센터에서 제공하는 자료들을 최대한 많이 이용하여 기상현상을 분석하는 것이 필요하지만 여기서는 중규모 대류계 현상의 분석과 예보에 중요한 것으로 판단되는 적외영상, 적외강조영상, 수증기 그리고 합성영상을 중심으로 설명한다.

2.2.2. 대류세포 발생 전 후 위성영상의 특성

대류세포 발생 전 위성영상의 특징을 파악하기 위해 대류세포 발생 3시간 전인 2010년 9월 21일 0100KST부터 0333KST까지 한반도와 동아시아지역의 적외영상과 수증기영상을 분석하였다. 적외영상 그림 2.2.1(a)와 그림 2.2.2(a)에서 서해상과 남해안 곳곳에 하층운들이 존재하고 있으며 시간이 지남에 따라 고기압성 순환을 보이면서 시스템들이 동진하고 있다. 또한 산둥반도 근방의 하층운들이 회색에서 점차 밝아지는 것으로 보아 서서히 발달하기 시작한 것으로 판단된다.

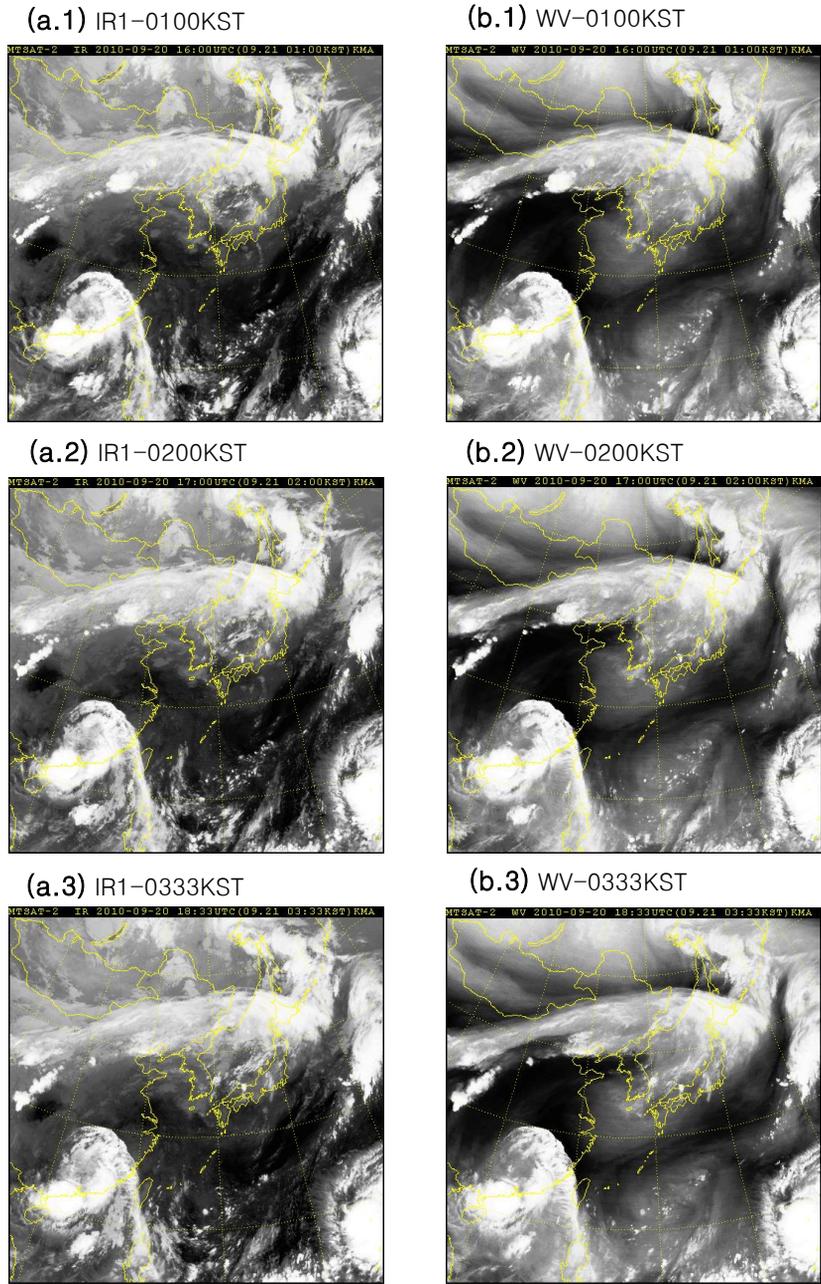
수증기영상인 그림 2.2.1(b)와 그림 2.2.2(b)에서 서해상과 한반도 주변에 광범위하게 상층에 수증기가 존재하고 있으며 발해만에서 평안도를 잇는 강한 암역이 존재한다. 시간이 지남에 따라 암역이 남동진하여 동해상까지 확장하고 강화되었으며 서해상을 중심으로 대기의 중·상층에 고기압성 순환이 나타났다. 적외영상에서 서해상에 하층운의 존재와, 수증기영상에서 서해상의 상층에 수증기의 존재를 알 수 있었으며 이 두 영상을 통하여 대기의 하층부터 중·상층까지 다량의 수증기가 존재하는 것을 알 수 있다. 또 그 후면으로 암역이 다가오면서 하강하여 전방의 상승역을 유도할 가능성이 있는 것으로 판단된다.



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

2. 상황분석

적외영상과 수증기영상을 이용하여 제트기류, 대기 중·상층의 기압능 또는 기압골, 대기시스템의 이동방향 등에 대한 정보를 얻을 수 있지만 수증기영상에서 암역의 암화를 통하여 건조공기의 침강에 대한 정보 외에 대류세포의 발생 위치와 시각과 관련된 뚜렷한 특징은 사전에 찾을 수 없다. 다만 하강기류의 가장자리 건조역이 북동진하는 전면 상승기류 쪽에서 대류셀이 발달한 것을 알 수 있었다.



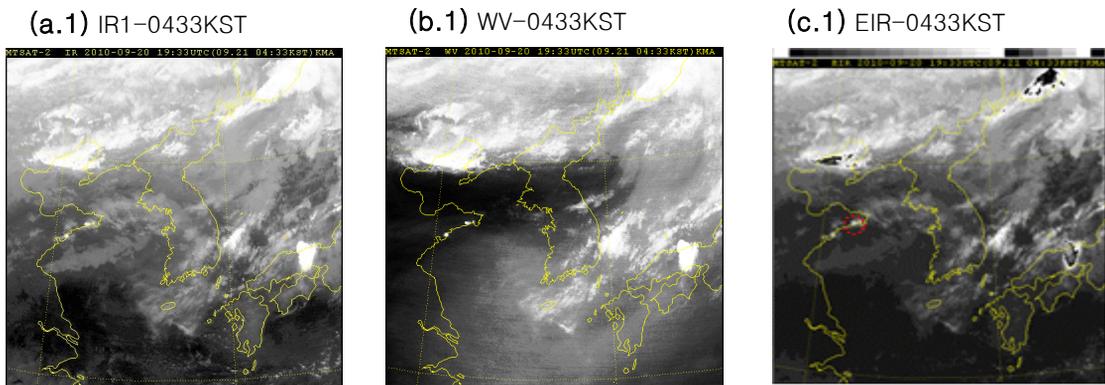
[그림 2.2.2] 대류세포 발생 전 동아시아 영역의 (a)적외영상과 (b)수증기영상

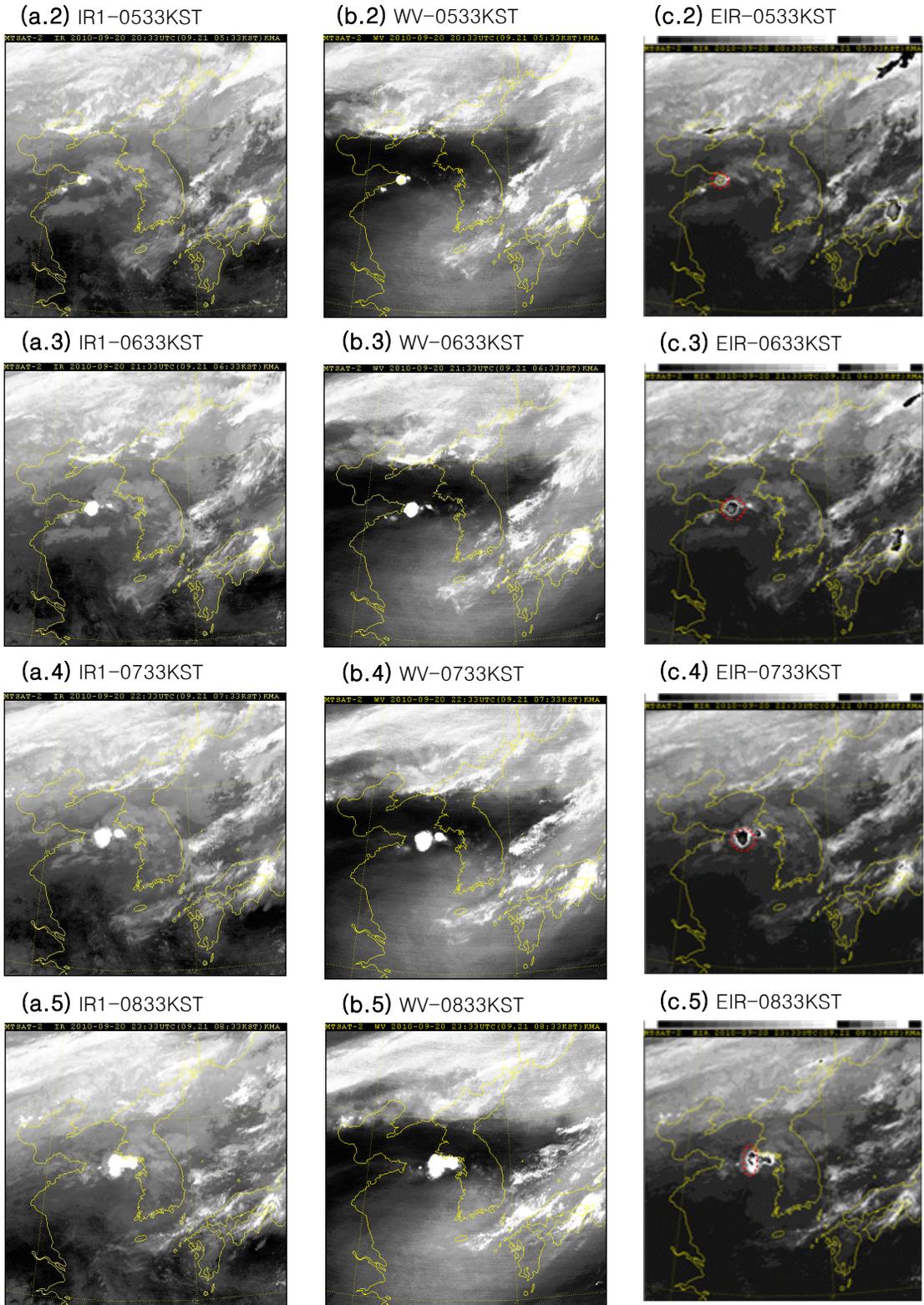
대류세포 발생 후 위성영상의 특징을 파악하기 위해 대류세포가 생성된 후 동진하여 경기만 부근으로 들어오기 전인 2010년 9월 21일 0433KST부터 0833KST까지 한반도 영역의 적외영상과 수증기영상을 분석하였다.

적외영상 그림 2.2.3(a)에서 서해상과 한반도 내륙지방에 광범위하게 하층운이 존재하는 것을 볼 수 있으며 산동반도에서 2개의 대류세포가 생성된 것을 확인할 수 있다. 시간이 지남에 따라 대류세포는 동진하며 후방에 있던 대류세포는 0633KST에 소멸되었으나 전방에 있던 대류세포는 발생 후부터 0733KST까지 급격하게 발달하였다. 동시에 그 전방에 새로운 대류세포가 생성되었다. 그 후 두 대류세포는 계속해서 동진하면서 발달하여 그 크기가 증가하였으며 0833KST에 두 대류세포가 합쳐지며 병합하였다.

이 사례에서 적외영상을 보았을 때 3개의 대류세포 모두 하층운이 존재하는 곳에서 생성되는 것을 확인할 수 있었다. 수증기영상 그림 2.2.3(b)에서 초기 2개의 대류세포는 명역과 암역의 경계(Boundary)에서 생성되었다. 한반도 중부지역 상층에서 대류세포 발생 전과 같이 고기압성 순환이 존재하며 암역 또한 계속해서 동진하며 강화되는 경향을 보였다. 특히 대류시스템 주위에 암역이 광범위하게 존재하고 있다. 이는 대류세포 주변의 하강류로 인해 상승류가 유도(풍선효과)되어 대류세포가 잘 발달할 가능성이 있는 것으로 판단된다.

앞에서 언급한 바와 같이 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 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)적외 강조영상

2.2.3. 집중호우 시 위성영상의 특성

그림 2.2.4는 2010년 9월 21일 대류세포 병합 전부터 병합 시(1333KST)까지의 적외 강조영상과 수증기영상 그리고 AWS 강수분포를 나타낸 것이다.

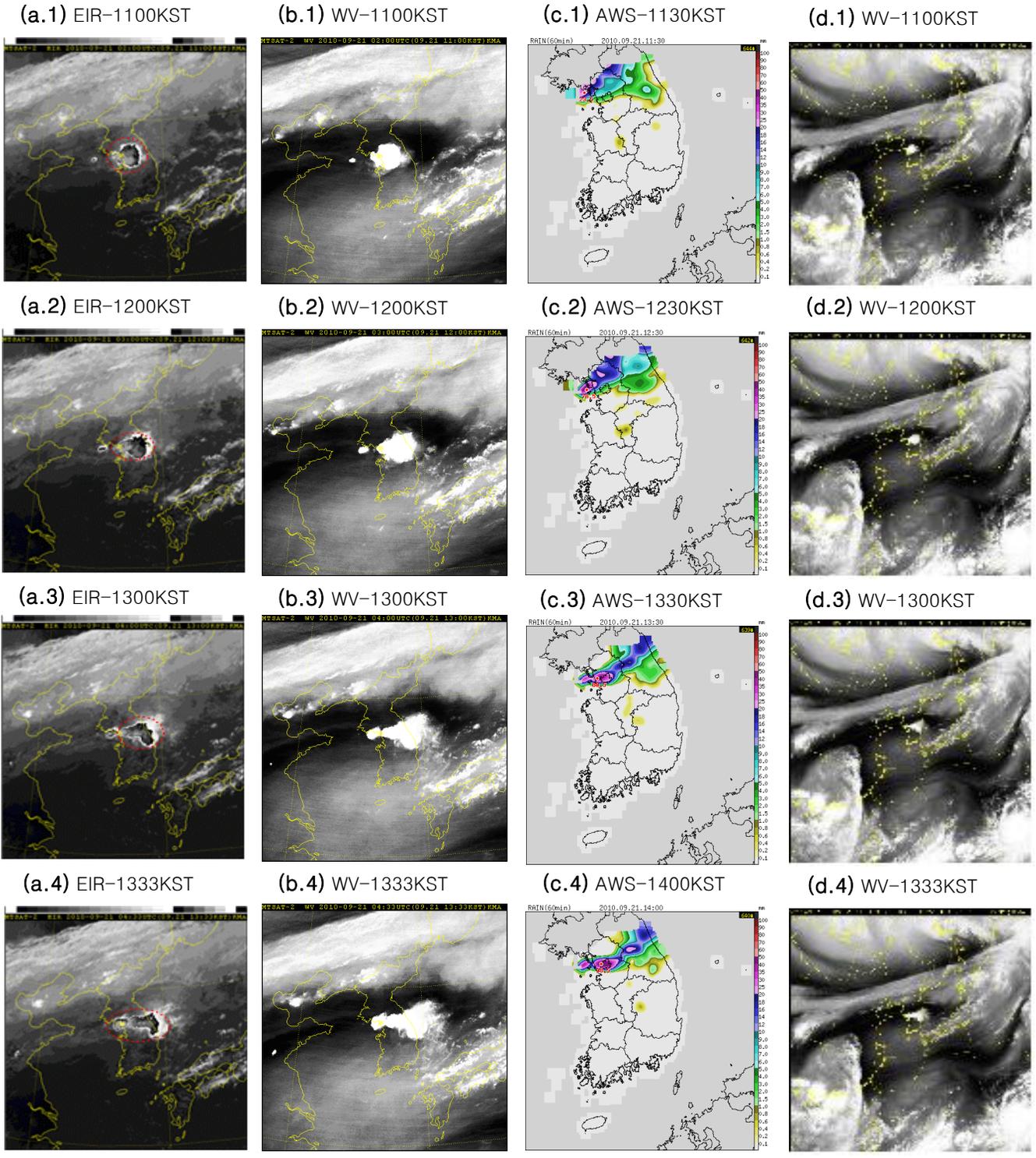
적외영상 그림 2.2.4(a)의 1100KST에 산둥반도와 경기만 중간 위치인 서해상에서 새로운 대류세포가 생성되었다. 이 대류세포는 점차 발달하여 크기가 증가하였으며 전방에 있던 대류세포보다 이동 속도가 빨라 경기북서부 지역의 대류운과 병합되었다. 동시에 대류세포가 급격히 발달하였으나 이동 속도는 느려졌다. 병합 후 상승풍의 영향으로 모루운이 동쪽으로 확장되었으며 뚜렷하지는 않지만 적란운 형태로 발달하기 시작하였다. 특히 병합이 이루어진 이후부터 후방생성(Back-building) 형태로 새로운 대류세포가 시스템 후면에서 지속적으로 발달하면서 동진하였다.

한반도 영역의 수증기영상 그림 2.2.4(b)에서는 한반도 북서쪽에 위치하던 암역이 한반도 중북부 지역으로 이동/확장하며 암화 현상이 발생하였다. 시간이 지남에 따라 암역이 동서형태로 되며 축소/약화되었다. 서해상에서 새롭게 생성된 대류세포 역시 적외 강조영상과 수증기영상을 종합하여 보았을 때 대기의 하층에 수증기가 존재하며 대기의 상층에 경계가 존재하는 곳에서 발생하였다.

아시아 영역 수증기영상 그림 2.2.4(d)에서는 중국 화남지방에 열대저압부가 위치하고 있으며 지상 일기도의 풍향을 통하여 열대저압부에서 한반도로 다량의 수증기가 공급된 것을 알 수 있었다. 따라서 대류권 중하층에서의 다량의 수증기 공급이 대류세포의 발달/생성을 도운 것으로 판단된다.

그림 2.2.4(c)는 AWS 1시간 누적 강수를 나타낸다. 1시간 누적된 강수이므로 위성영상과 같은 시간이 아닌 30분 후 자료를 사용하였다. 1130KST과 1200KST에 대류세포와 관련된 강수는 대류세포의 북쪽에 위치하고 있다. 1330KST에 서해상으로부터 유입되는 대류세포의 영향으로 서울·경기 지역의 두 곳에 강한 강수가 존재한다. 1430KST에 병합된 두 개의 세포와 관련된 강수가 뚜렷하게 나타나고 있으며 강원도에서 남쪽으로 불록하게 튀어나온 구름은 모루권운으로 해당 지역에 강수가 없었다.

2. 실황분석

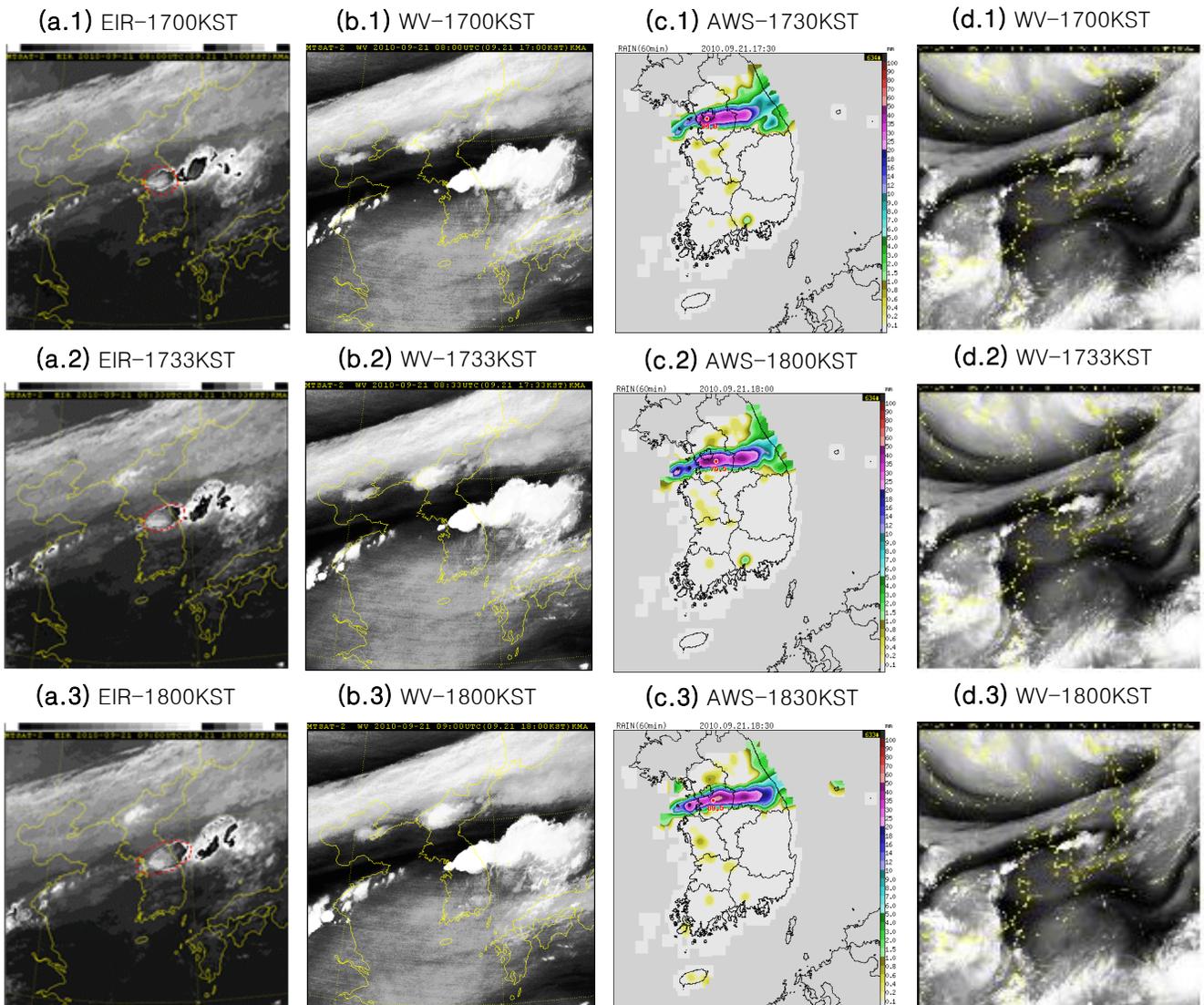


[그림 2.2.4] 2010년 9월 21일 1333KST 대류세포 병합과정(한반도 영역 (a)적외 강조영상, (b)수증기영상, (c)AWS 강수분포와 아시아 영역 (d)수증기영상)

그림 2.2.5는 2010년 9월 21일 대류세포 병합 전부터 병합 시(1800KST)까지의 적외 강조영상과 수증기영상 그리고 AWS 강수분포를 나타낸 것이다.

적외영상 그림 2.2.5(a)의 1300KST의 병합 때와 마찬가지로 경기만 앞바다에서 새로운 대류세포가 생겼으며 전방의 대류세포보다 빠르게 이동하여 병합하였다. 첫 번째 병합보다 기존의 대류세포와 새로운 대류세포의 거리가 가까워 많이 발달하지 못한 채 병합이 되었으며 병합까지 걸린 시간은 1시간으로 비교적 짧았다.

수증기영상 그림 2.2.5(b)에서 암역은 한반도를 관통하고 있으며 강하게 발달되어 있다. 여기서도 마찬가지로 새로운 대류세포는 하층에 수증기가 존재하고 그 상층의 Boundary 근처에서 생성되었다.

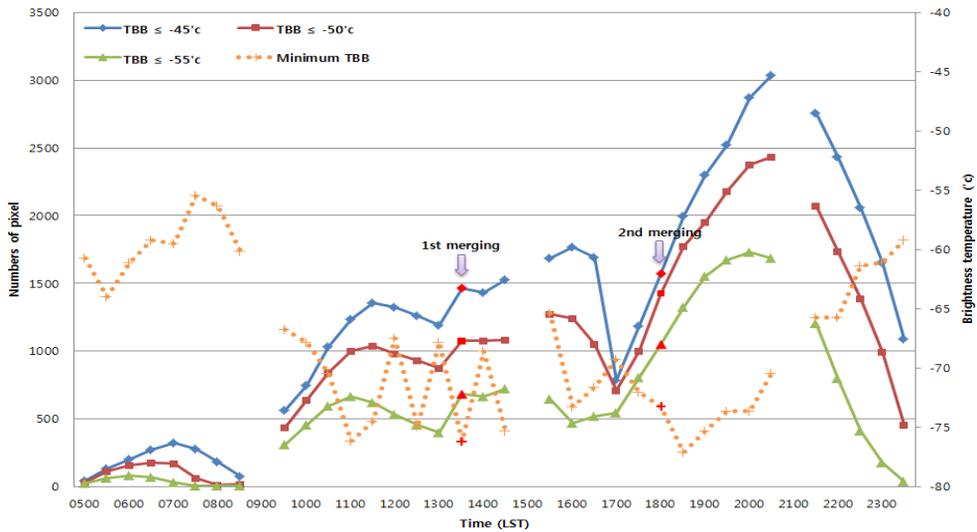


[그림 2.2.5] 2010년 9월 21일 1800KST 대류세포 병합 과정(한반도 영역 (a)적외 강조영상, (b)수증기영상, (c)AWS 강수분포와 아시아 영역 (d)수증기영상)

2. 상황분석

그림 2.2.5(c)는 AWS 1시간 누적 강수를 나타낸다. 1730KST부터 1830KST에 대류세포와 관련된 강수는 대류세포 위치와 잘 일치한다. 1800KST와 서해상에서 유입되는 대류세포의 강수가 경기만 앞바다에서 나타났다. 또한 1800KST에 두 개의 대류세포가 병합된 특징이 1830KST AWS 강수분포에서 잘 나타났다.

대류세포의 발달 구조를 알기 위해 휘도온도 -45°C 를 임계값으로 설정하여 대류핵의 시간적 변화과정을 분석하였다. 이 분석에서 초기 대류세포를 탐지한 후 추적하면서 대류세포의 화소수, 최소 휘도온도, 평균 휘도온도를 구하였다. 해당 영역은 그림 2.2.3, 2.2.4, 2.2.5의 적외 강조영상에 붉은색 원으로 표시하였고 동아시아 영역 위성자료를 이용하였다.

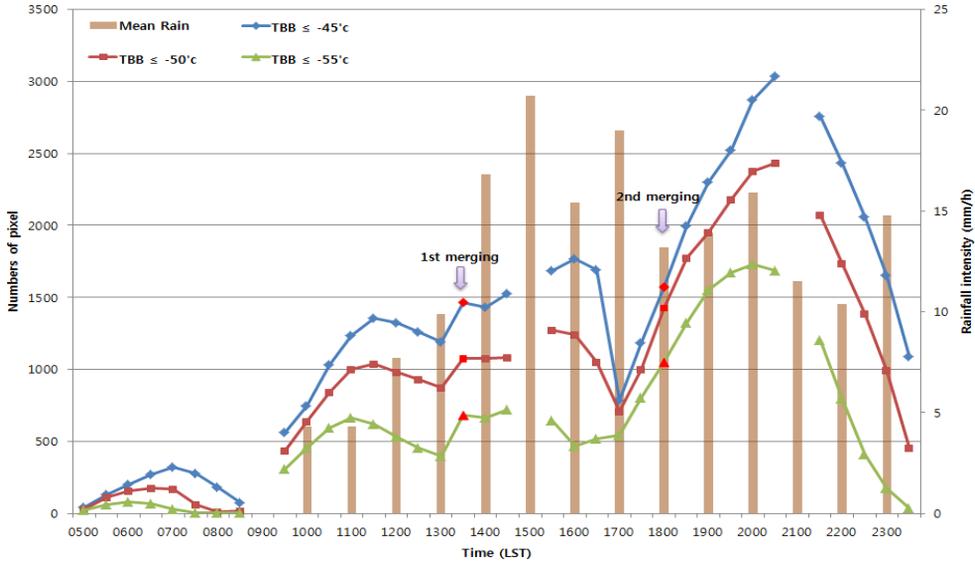


[그림 2.2.6] 대류세포의 화소수와 최소 휘도온도의 시간변화

그림 2.2.6은 대류세포의 공간면적과 최소 휘도온도의 시간변화를 나타낸다. 그림 2.2.4에서 본 것처럼 해당 집중호우 사례에서 뚜렷한 대류세포의 병합은 1333KST와 1800KST에서 두 차례 나타나는 그림 2.2.6에서 붉게 표시된 부분이 대류세포가 병합되는 시간이다. 대류세포가 경기만으로 들어오는 시각인 1000KST부터 대류세포의 면적이 확대되기 시작함과 동시에 최소 휘도온도는 감소하였다.

첫 번째 병합이 나타나는 1333KST에 대류세포의 화소수는 1191개에서 1465개로 증가하였으며 최소 휘도온도는 감소하였다. 첫 번째 병합이 나타나는 1333KST에 대류세포의 화소수는 1191개에서 1465개로 증가하였으며 최소 휘도 온도 또한 급격히 감소하였다. 두 번째 병합이 일어나는 1800KST에서 대류세포의 화소수는 1184개에서 1572개로 증가하였다. 동시에 최소 휘도온도도 감소하였으나 첫 번째 병합에서는 병합 30분 후 최소 휘도온도가 증가한 반면 두 번째 병합에서는 병합 30분 후 최소 휘도온도가 감소하였으며 해당 집중호우 발생기간 중 가장 낮은 최소 휘도온도(-77°C)를 보였다. 또한 최소 휘도온도가 -70°C 이하인 시간이 14회 나타났으며 이것으로 대류세포가 매우 급격하게 발달한 것을 알 수 있다.

그림 2.2.7은 대류세포의 공간면적과 회도온도가 -45°C 이하인 대류세포 내에 있는 AWS 평균 강수량의 시간변화를 나타낸다. 첫 번째 병합 후 AWS 평균 강수량은 약 10에서 약 17로 급격하게 증가하였으며 두 번째 병합 후에는 강수의 변화가 거의 없었다.

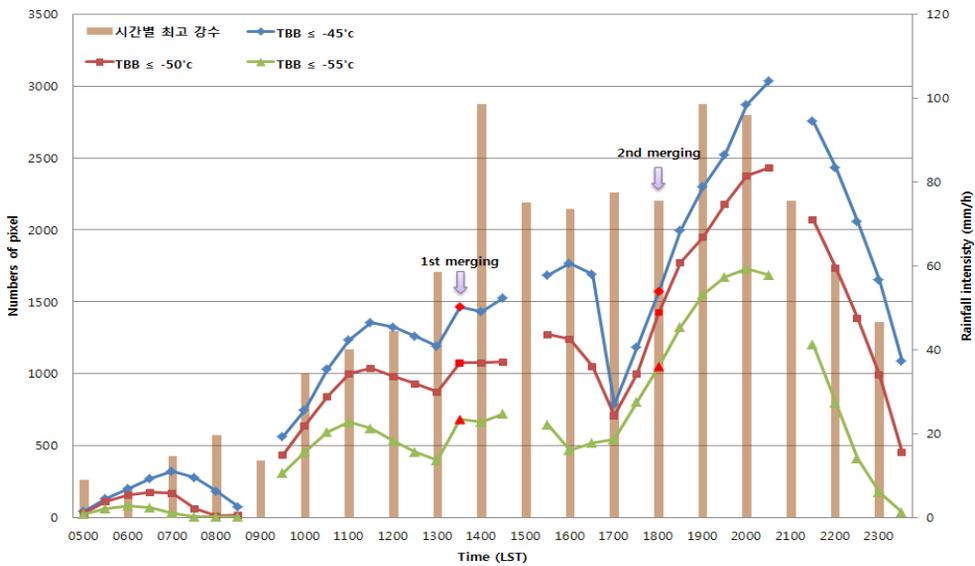


[그림 2.2.7] 대류세포 화소수와 회도온도 -45°C 이하에 위치한 AWS 평균 강수량의 시간변화

2. 실황분석

그림 2.2.8은 대류세포의 공간면적과 시간별 AWS 최고 강수의 시간변화를 나타낸다. 첫 번째 병합 후 시간별 최고 강수는 매우 급격하게 증가한 후 20mm/h 정도 감소하였으며 3시간가량 비슷한 강수강도를 유지하였다. 두 번째 병합 후에도 시간별 강수강도가 급격하게 증가하였으며 첫 번째 병합 후 강수강도(98.5mm/h)와 일치하였다.

그림 2.2.7과 달리 그림 2.2.8에서는 두 번째 병합 후 강수강도의 증가를 더욱 잘 나타내었다. 이는 강수를 평균함으로써 상대적으로 낮은 강수값들의 영향으로 최고 강수강도의 영향이 감소한 것으로 판단되며 이것으로 대류세포가 좁은 지역에 강한 강수를 내렸다는 것을 알 수 있다. 또한 그림 2.2.8에서 대류세포의 화소수와 강수량의 관계가 그림 2.2.7의 평균 강수보다 더욱 잘 일치하였다.



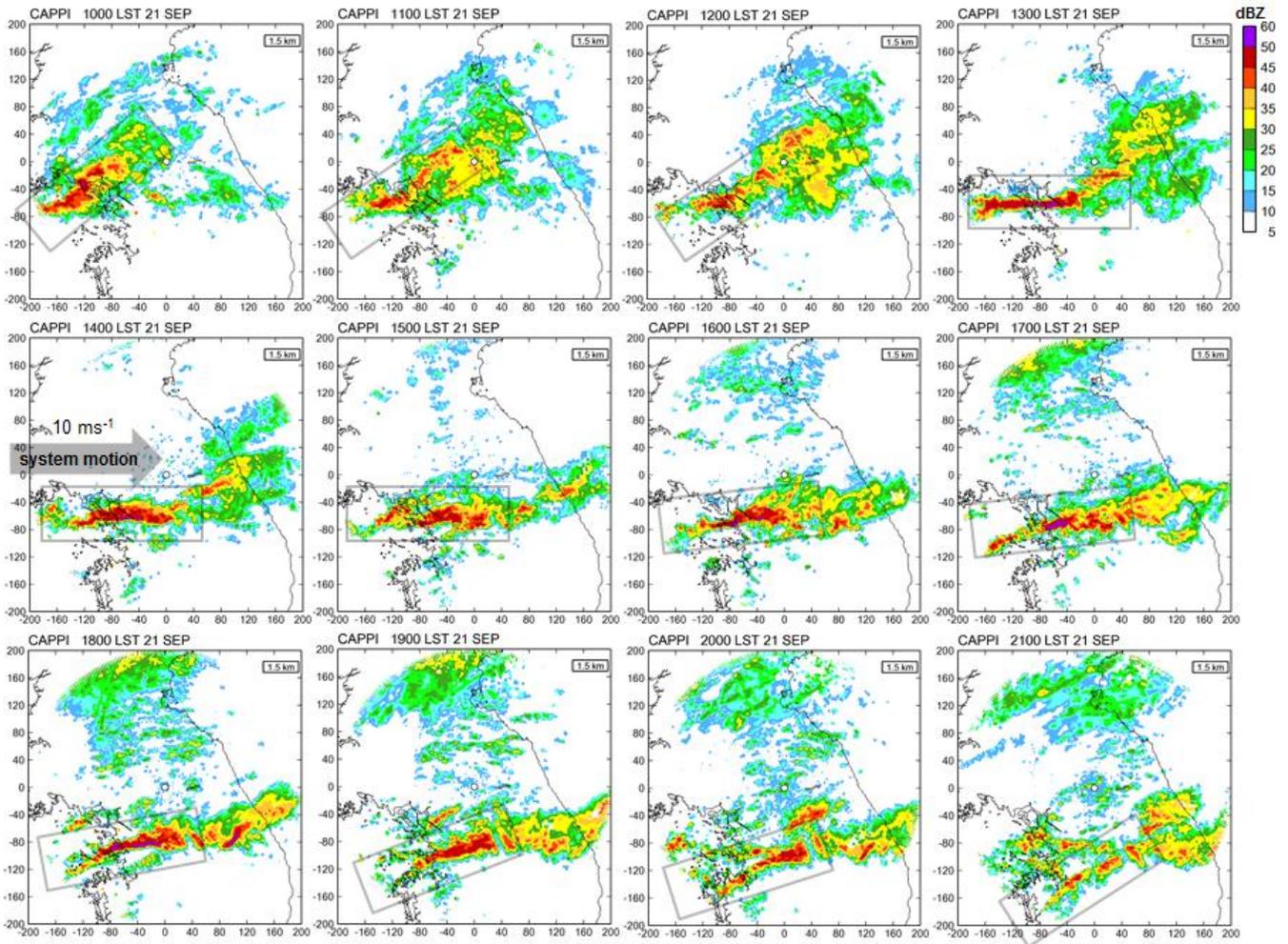
[그림 2.2.8] 대류세포 화소수와 회도온도 -45°C 이하에 위치한 AWS 평균 강수량의 시간변화

그림 2.2.6.에서 대류세포 화소수는 0933KST부터 지속적으로 증가해 1차 병합과정을 거치고 일정하게 유지되다가 1700KST에 급격히 감소한다. 그 후 2033KST까지 화소수가 증가한 후 급격하게 화소수가 감소한다. 최소 회도온도의 경우 0733KST부터 1100KST까지 급격하게 하강한 후 증가 감소를 반복하다가 두 번째 병합이 된 후 1833KST까지 하강한다. 따라서 대류세포의 화소수와 최소 회도 온도를 기준으로 0933KST부터 1900KST까지 대류세포의 발달단계, 1900KST 이후부터는 대류세포의 소멸단계로 분류할 수 있다. 하지만 대류세포의 화소수는 선택 영역을 어떻게 하느냐에 따라 달라질 수 있음에 유의하여야 한다.

2.3. 레이더 분석

2.3.1. 레이더 수평반사도

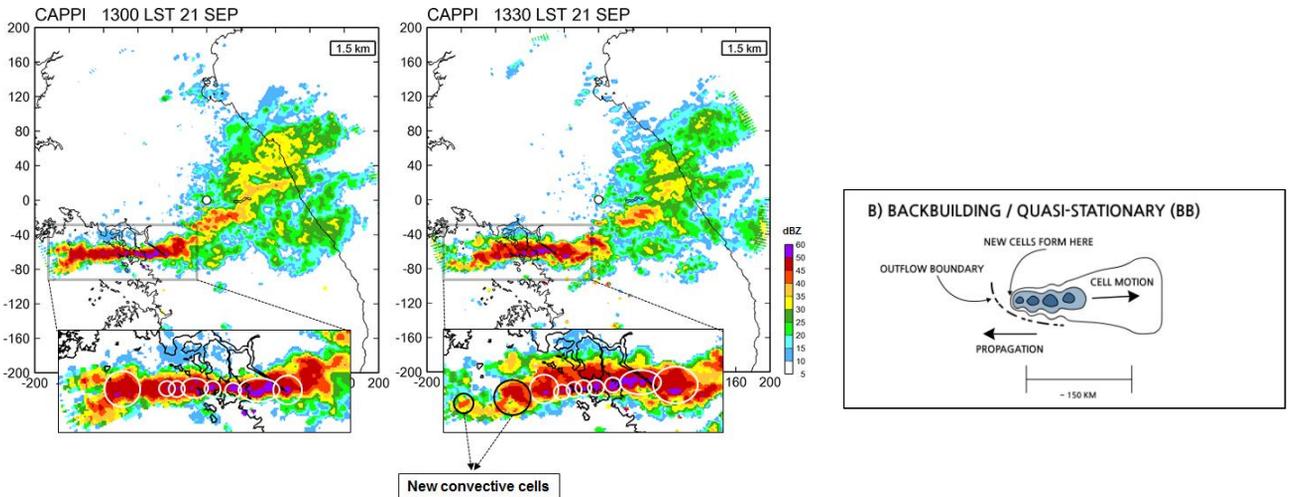
그림 2.3.1은 2010년 9월 21일 1000KST에서 2100KST까지 1.5km CAPPI영상을 나타낸 것으로 서울 및 경기 지역에 지속적으로 머무르고 있는 강한 선형강수시스템을 확인할 수 있다. 1000KST에서 1200KST까지 북동방향으로 형성된 선형의 강수시스템이 1300KST부터 1800KST까지 동쪽으로 길게 위치하고 있고 후면에서 계속적으로 생성되는 셀이 기존의 셀과 병합함으로써 50dBZ이상의 강한 에코강도가 유지되었다. 이후 후면에서 생성되는 셀이 사라지고 강수시스템은 주풍을 따라 북동쪽으로 이동하면서 점차 세력이 약화되었다.



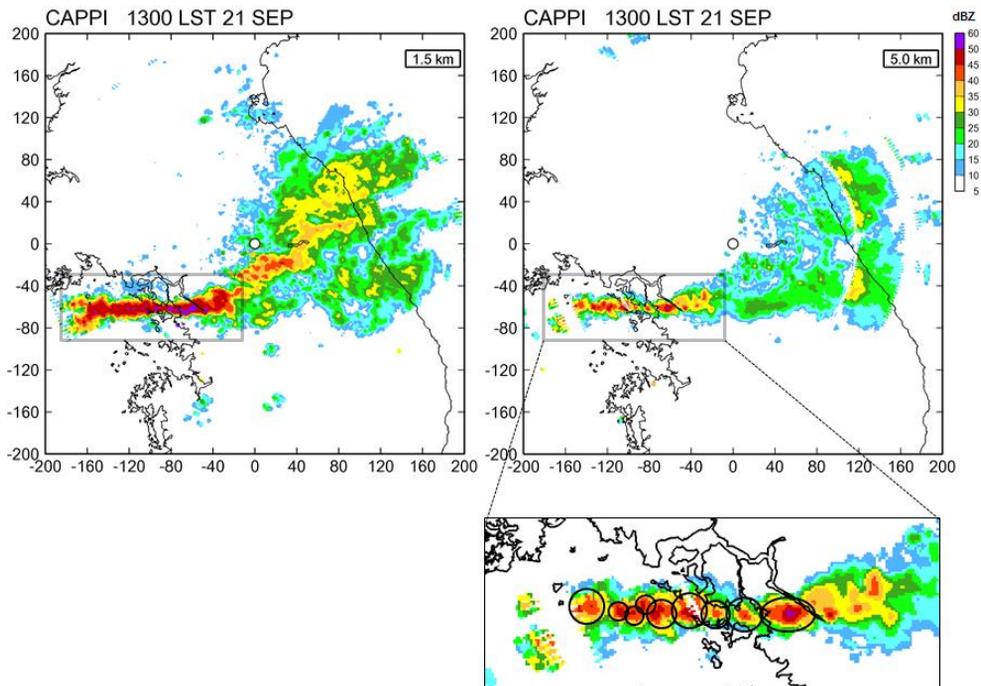
[그림 2.3.1] 2010년 9월 21일 1000KST부터 2100KST까지 1.5km CAPPI영상

2. 실황분석

그림 2.3.2에 나타난 것과 같이 강수시스템의 후면에서 지속적으로 새로운 셀이 발달하며, 후면에서 생성된 셀은 기존의 강수시스템보다 이동속도가 빨라 기존의 셀과 병합하였다(Back-building Type의 Quasi-linear Convective Cells). 1300KST에 존재하고 있는 대류세포들은 45dBZ 이상의 강한 반사도 영역이 고도 5km보다 높게 나타나는 종모양의 강한 대류성 세포의 형태를 나타내었다(그림 2.3.3).



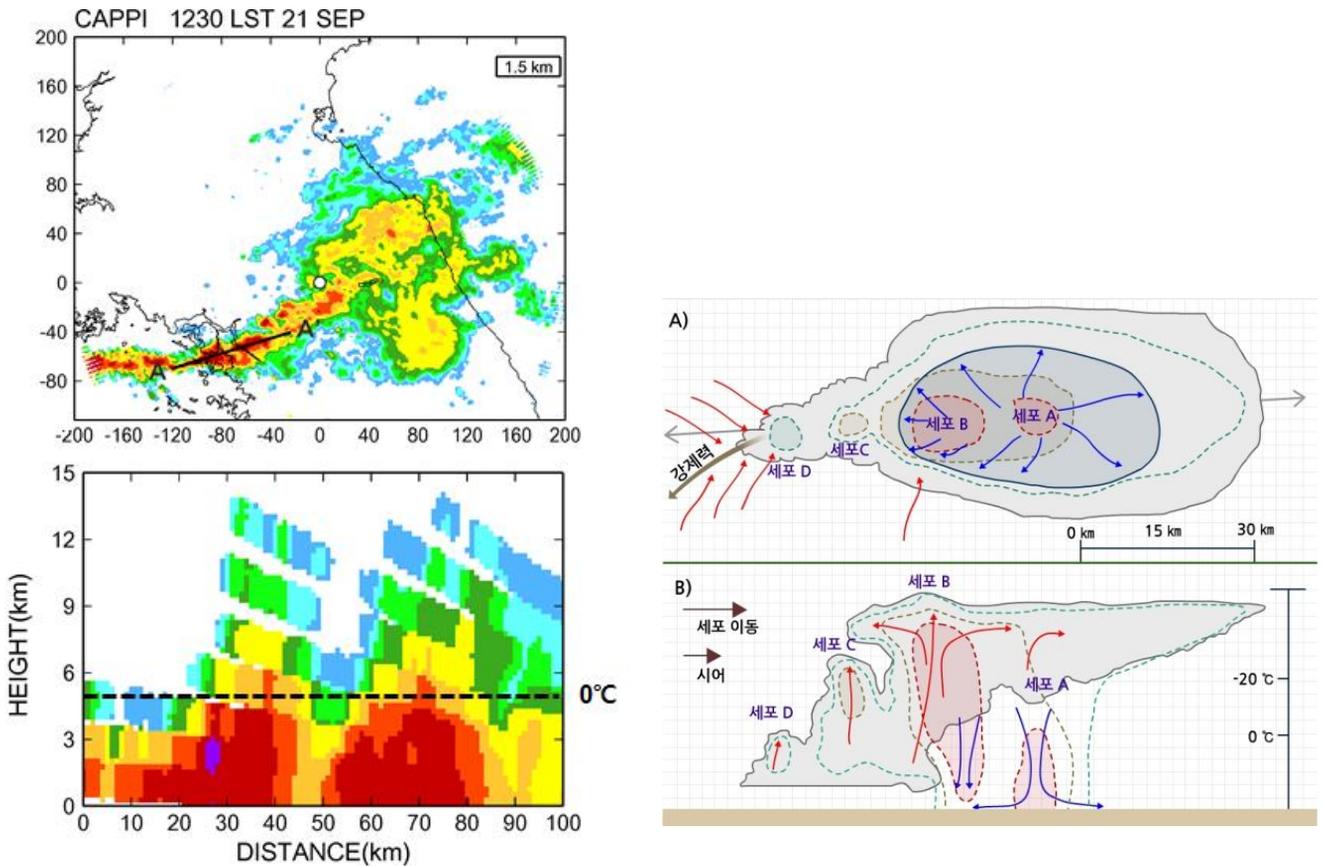
[그림 2.3.2] 1300KST, 1330KST의 1.5km 반사도 CAPPI영상(좌)과 Scheumacher and Johnson(2005)이 제시한 Back-building/Quasi-stationary 모식도(우). CAPPI 영상의 흰색 원과 검은색 원은 각각 1300KST에 존재하고 있는 셀과 1330KST에 새로 생성된 셀을 나타냄



[그림 2.3.3] 1300KST의 1.5km와 5km 고도의 반사도 CAPPI영상

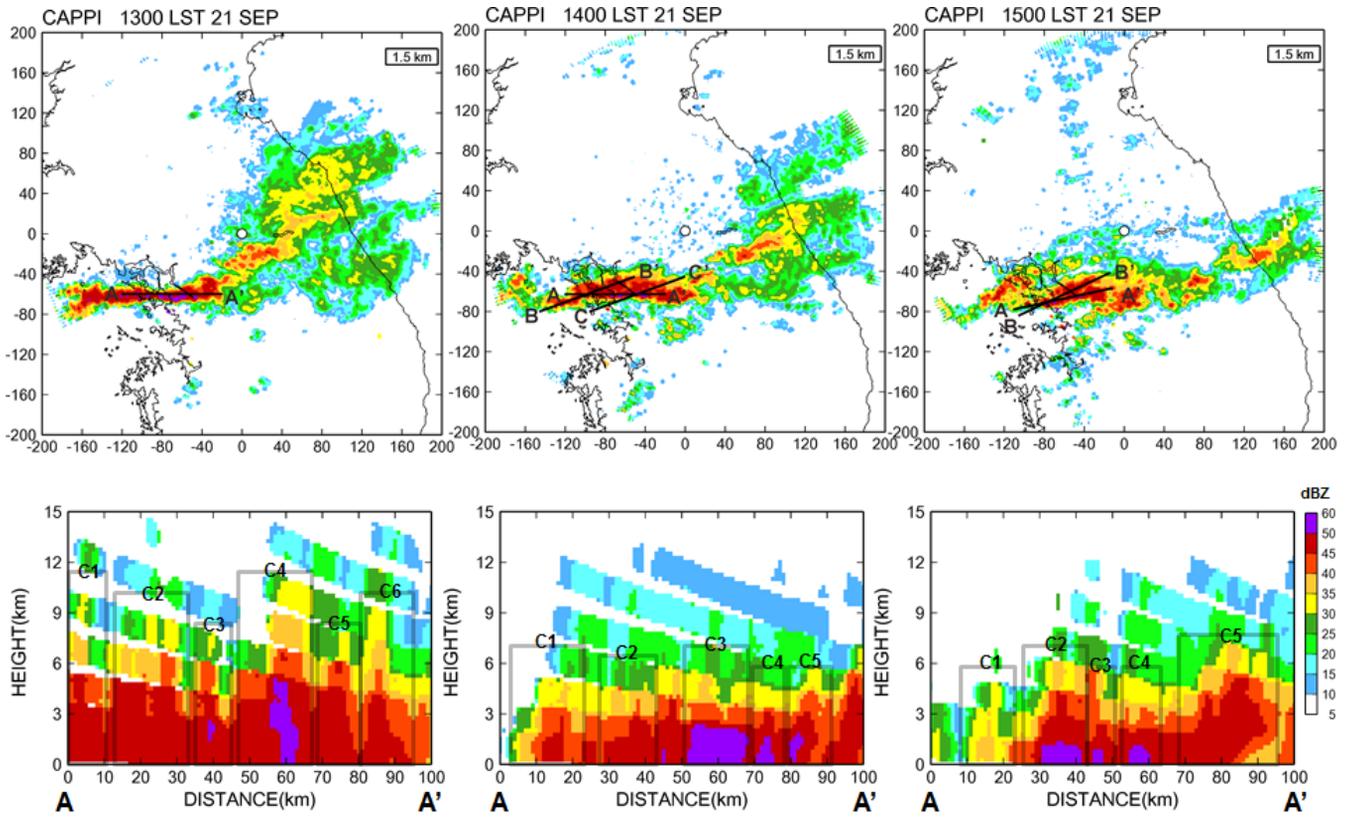
2.3.2. 레이더반사도의 연직 단면분석

선형대류시스템의 수평 반사도 분포와 연직 반사도 분포를 살펴보면, 외부 메커니즘에 의한 강제된 소규모 다중세포뇌우와 유사하다(그림 2.3.4). 1230KST의 경우, 후면의 강한 유입류와 함께 새롭게 발생된 대류세포가 기존의 대류세포와 병합하여 소규모 다중세포를 이루고 50dBZ이상의 강한 반사도가 3km부근의 상공에 위치하고 있다. 또한 그림 2.3.5의 1300, 1400, 1500KST 1.5km 반사도 CAPPI와 연직 반사도 단면도에서 나타나듯이 셀의 후면에서 지속적으로 셀이 발달하여 강수시스템으로 유입되어 기존의 셀과 병합하고 있으며 셀의 높이(45dBZ 기준)는 평균적으로 5km 이상이었다.



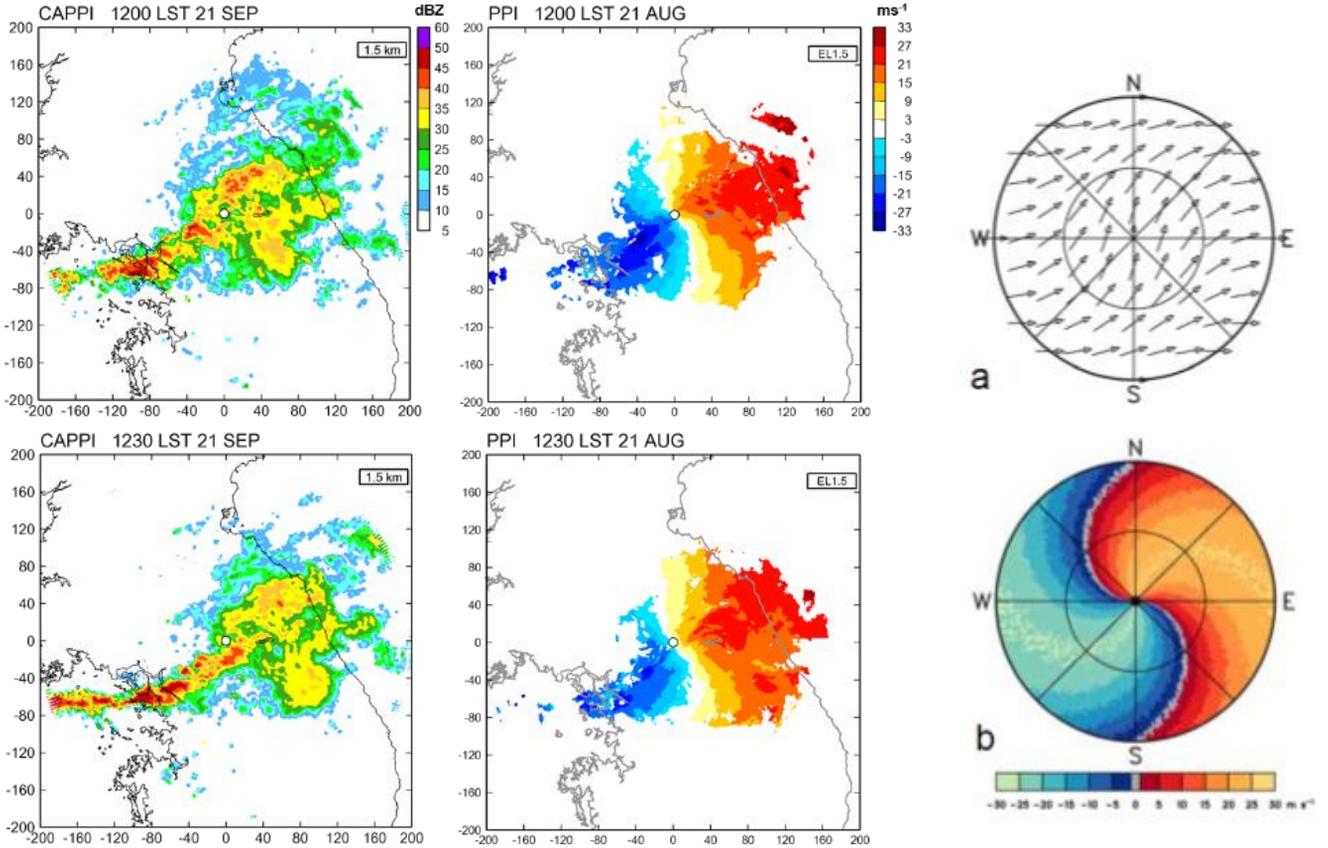
[그림 2.3.4] 레이더 1.5km 반사도 CAPPI영상과 점 A-A'의 연직 반사도 단면도(좌). 외부 메커니즘에 의해 강제된 소규모 다중세포뇌우의 모식도. A) 위에서 본 모식도로 갈색선은 강제력을 나타냄(우). 한기역은 푸른색 음영, 구름경계는 회색 음영으로 강조되었음. 초록, 황갈색, 붉은색 점선은 각각 20, 40, 50dBZ 반사도를 나타냄. 하층 유입류(유출류)는 붉은색(푸른색) 유선으로 표시됨. 열은 양방향 화살표는 그림B)의 연직 단면 위치를 나타냄. B)에서 붉은색(푸른색)은 상승기류(하강기류)를 나타냄(예보관 훈련용 기술서)

2. 실황분석



[그림 2.3.5] 1300, 1400, 1500KST의 1.5km 반사도 CAPPI영상과 A-A'의 연직 반사도 단면도.
C로 나타낸 네모상자는 단일 대류셀을 나타냄

2.3.3. 레이더 시선속도



[그림 2.3.6] 1200KST(위쪽)와 1230KST(아래쪽)의 1.5km 반사도와 시선속도 1.5° PPI영상

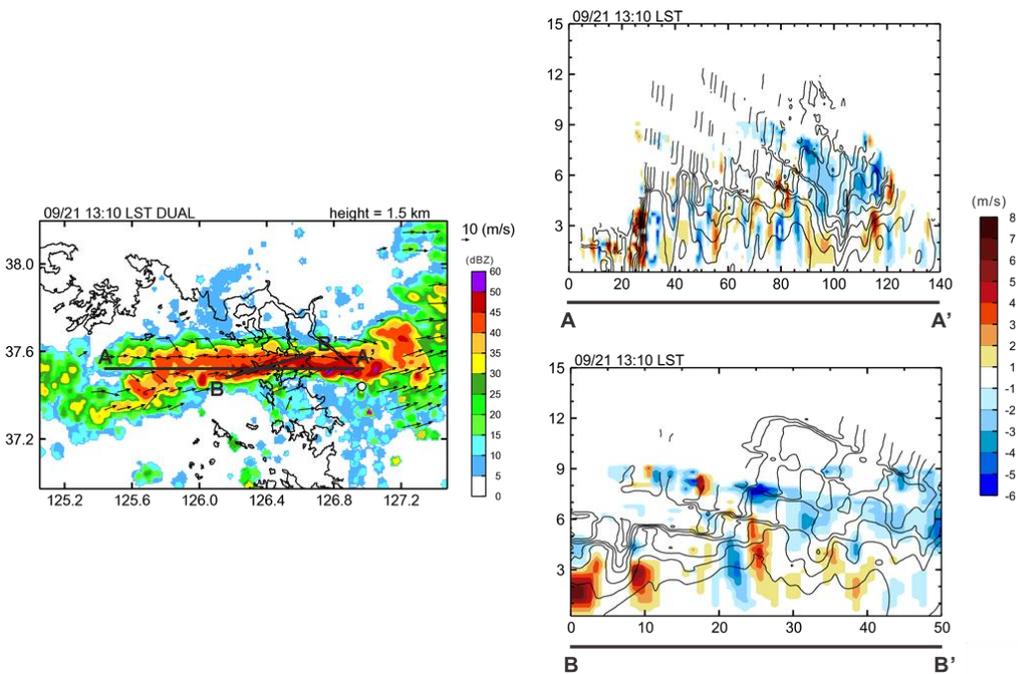
북동방향으로 형성된 선형의 강수시스템이 동서 방향으로 회전할 때 1.5° PPI의 시선속도 분포를 그림 2.3.6에 나타내었다. 1200KST와 1230KST에 모두 21~27ms⁻¹의 범위로 하층제트가 관측되었다. 또한 1200KST에 레이더를 중심으로 'S'모양의 영(Zero Line) 도플러선이 존재한다. 이러한 패턴은 저층에서는 남서풍, 중층에서는 서풍의 바람이 존재하여 연직 바람 프로파일이 고도에 따라 시계방향으로 회전하는 순전을 나타낸다. 이러한 순전은 전형적으로 온난이류가 존재하는 것으로 해석할 수 있다(예보관 훈련용 기술서-레이더기상학 참조).

2. 실황분석

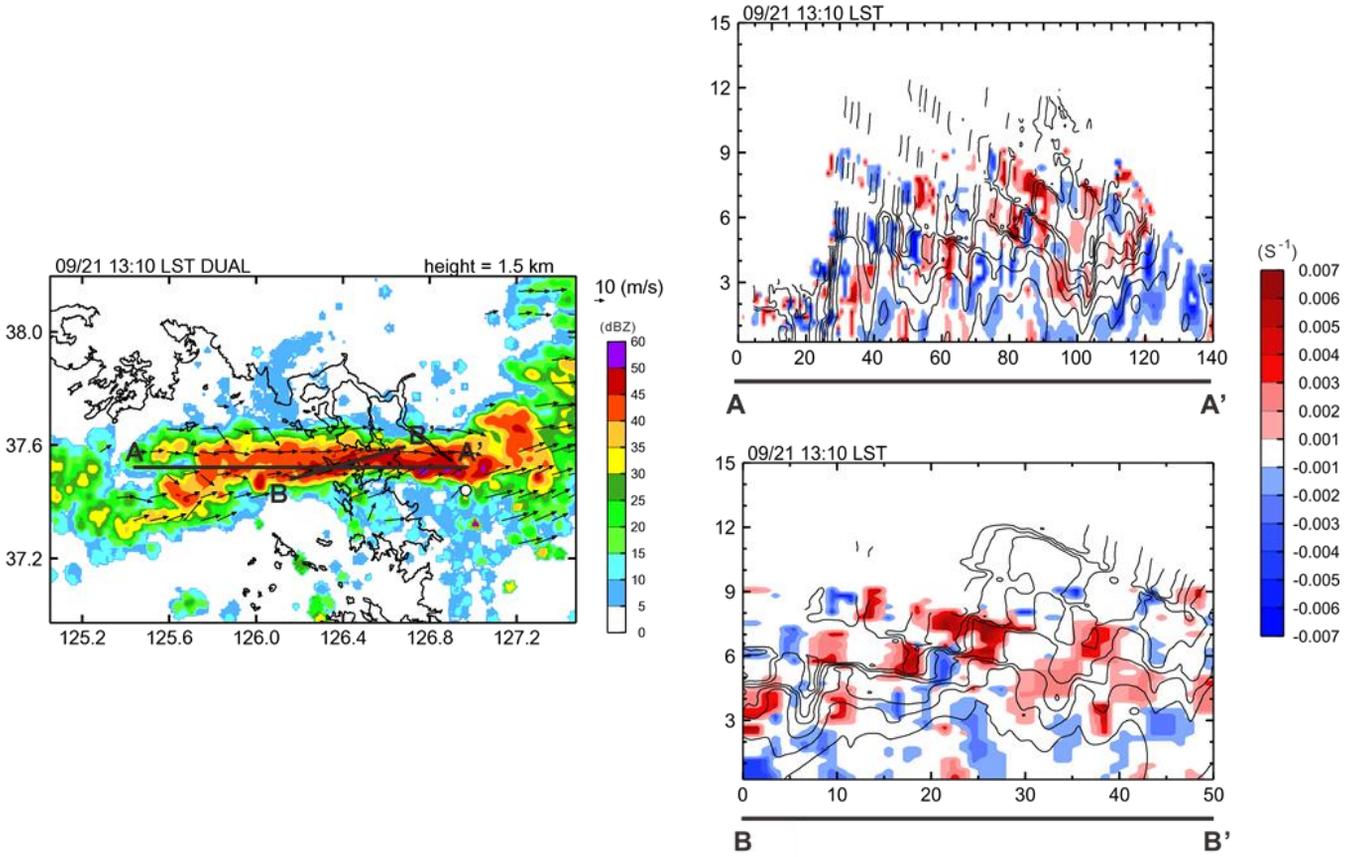
2.3.4. 이중바람장 분석

이중 도플러 레이더 분석방법으로 강수 시스템의 3차원 바람분포를 그림 2.3.7과 그림 2.3.8에 나타내었다. 1310KST 1.5km 수평 분포에서 나타난 선형의 다중대류셀 서쪽 끝에는 북서쪽과 남서쪽에서부터 바람이 유입되고 있으며 북서풍과 남서풍이 만나는 지역을 기점으로 선형의 다중대류셀이 분포하고 있다. 이 같이 대류셀 서쪽에서 생겨나는 수평적인 윈드시어(Wind Shear)는 그림 2.3.4의 외부 메커니즘에 의해 강제된 소규모 다중세포뇌우의 모식도에 나타나는 서쪽 끝 바람방향과 유사한 형태를 보이고 있다.

선형의 다중대류셀을 중심으로 하여 동서 방향의 수직류 연직 단면도(A-A')를 나타낸 그림 2.3.7에는 셀의 상승류 지역(Upstream Region)을 위주로 1~3ms⁻¹의 상승류가 존재하고 있으며 6km 고도 이상의 높이에서는 하강류가 지배적으로 나타나고 있다. 특히, 대류셀의 서쪽 끝 모서리 부분(A로부터 동쪽으로 25km 지점: 붉은색 네모 영역)은 5ms⁻¹ 이상의 강한 상승류가 새로운 대류셀의 발달에 영향을 미치고 있는 것으로 나타난다. 또한, 발산분포도(그림 2.3.8)에서 나타나듯 대류셀 내부의 하층에는 수렴지역이 지배적으로 나타나고 있으며 새로운 셀이 발달하는 지역의 풍상쪽 하층에 보다 강한 수렴지역($\leq -0.005s^{-1}$)이 존재한다. 다중대류셀 내부에 강하게 발달한 셀을 중심으로 나타낸 남서-북동 방향의 연직 단면도(B-B')는 A-A'의 연직 단면도에 나타나는 상승류 지역의 상승류 분포와 유사하게 나타나며, 좁은 규모의 연직 단면도이므로 셀의 상승류 지역에 나타나는 강한 상승류와 대류셀 풍상측 하층에 나타나는 수렴지역을 보다 뚜렷이 확인할 수 있다.



[그림 2.3.7] 이중 도플러 레이더 분석결과(2010. 09. 21. 1310KST). 1.5km 고도의 CAPPI 반사도와 수평 바람분포(좌). A-A'와 B-B' 선에 따른 수직류(Shaded)와 반사도(Contour)에 대한 연직 단면도(우)



[그림 2.3.8] 이중 도플러 레이더 분석결과(2010. 09. 21. 1310KST). 1.5km 고도의 CAPPI 반사도와 수평 바람분포(좌). A-A'와 B-B' 선에 따른 발산(Shaded)과 반사도(Contour)에 대한 연직 단면도(우)

3

예측자료 분석

3.1. 수치예보 모델 특성 분석

: 지역수치예보모델(RDAPS)와 국지수치예보모델
(LDAPS)

3.2. 모델의 강수 예측 결과 분석

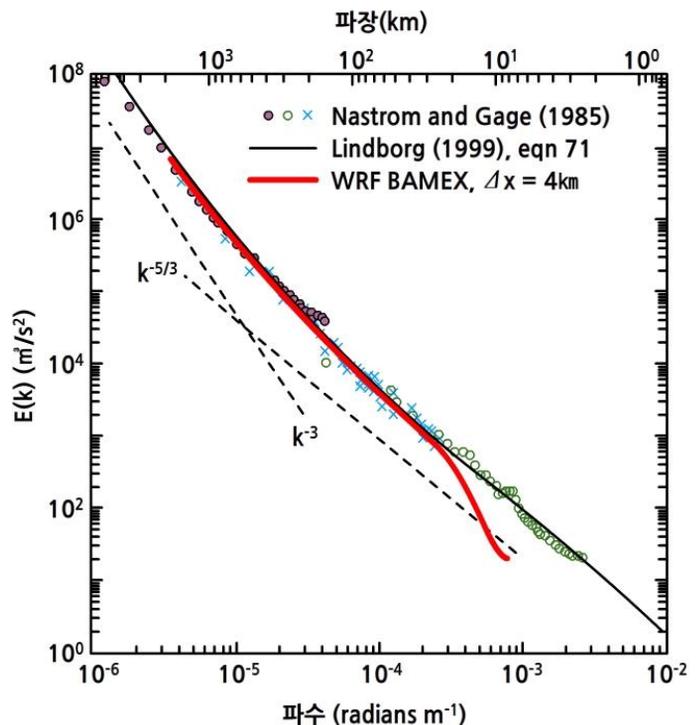
3. 예측자료 분석

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

3.1.1. 운동에너지 스펙트럼 분석(모델 유효 해상도 분석)

다양한 관측 자료로부터 대류권의 자유 대기 및 하부 성층권의 대기는 운동에너지 스펙트럼에서 뚜렷한 특성을 가지고 있다(e.g., Nastrom and Gage, 1985; Lindborg, 1999; Cho et al., 1999). 대규모 이상의 대기 운동에너지 분포는 κ^{-3} 기울기를 나타내고 중규모 이하 규모에서는 $\kappa^{-5/3}$ 기울기를 가진다(그림 3.1.1). 대규모 대기 운동에서 나타나는 κ^{-3} 기울기는 2차원 난류 이론에 기초하여 작은 규모로의 엔스트로피 전달(Downscale Enstrophy Cascade)을 통해 해석된다. 반면 중규모 운동에서 나타나는 $\kappa^{-5/3}$ 기울기는 3차원 난류 운동에서 나타나는 운동에너지 스펙트럼 특성과 유사하다. 중규모 영역(2~2000km)에서의 대기의 운동은 안정 성층화의 영향으로 인해 2차원적인 특성이 크게 나타나지만 운동에너지-과수 기울기가 대규모 운동에 비해 작은 값을 가지는 것은 정확히 그 이유가 밝혀져 있지 않으며 강한 중규모 대류계 발달에 의한 운동에너지 상향 전달이나 내부 중력파에 의한 것으로 추정하고 있다.

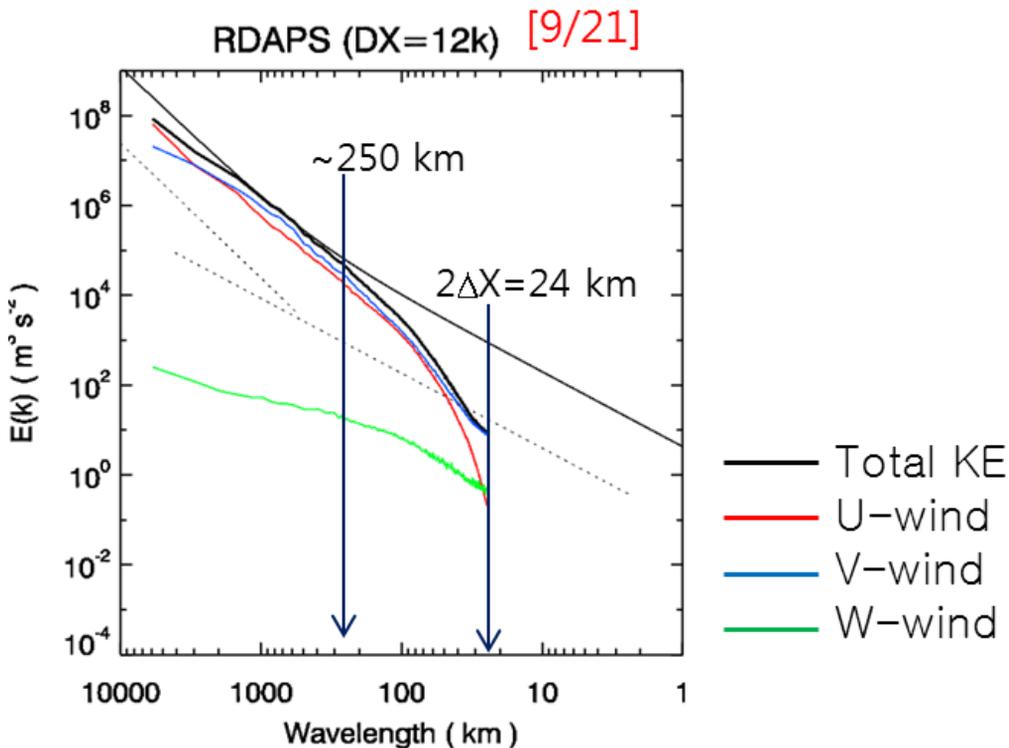
일반적으로 수치예보 모델은 예보 영역을 일정한 크기의 격자 간격(격자 해상도)을 이용하여 수치 적분을 수행한다. 이 과정에서 수치해의 안정성을 확보하기 위해 평활이나 필터를 적용하여 적분 과정에서 발생하는 작은 규모의 운동에너지를 제거하게 된다. 따라서 수치 모델이 실제 모의 가능한 운동 규모는 이론적 최소 규모인 $(4\Delta X)$ 보다는 큰 값을 가진다. 이를 수치예보모델의 유효 해상도라 하고, 모델에서 계산된 운동에너지의 스펙트럼 분석을 통해 파악할 수 있게 된다(Skamarock et al., 2004). 따라서 모델의 유효 해상도를 파악하는 것은 모델의 기본적인 특성을 이해하는 일이다.



[그림 3.1.1] 관측 및 수치 모의된 운동에너지 스펙트럼 비교(Skamarock et al., 2004)

그림 3.1.2는 UM 기반의 12km 격자 해상도를 가지는 기상청 지역수치예보모델(RDAPS)의 운동에너지 스펙트럼을 보여주고 있다.

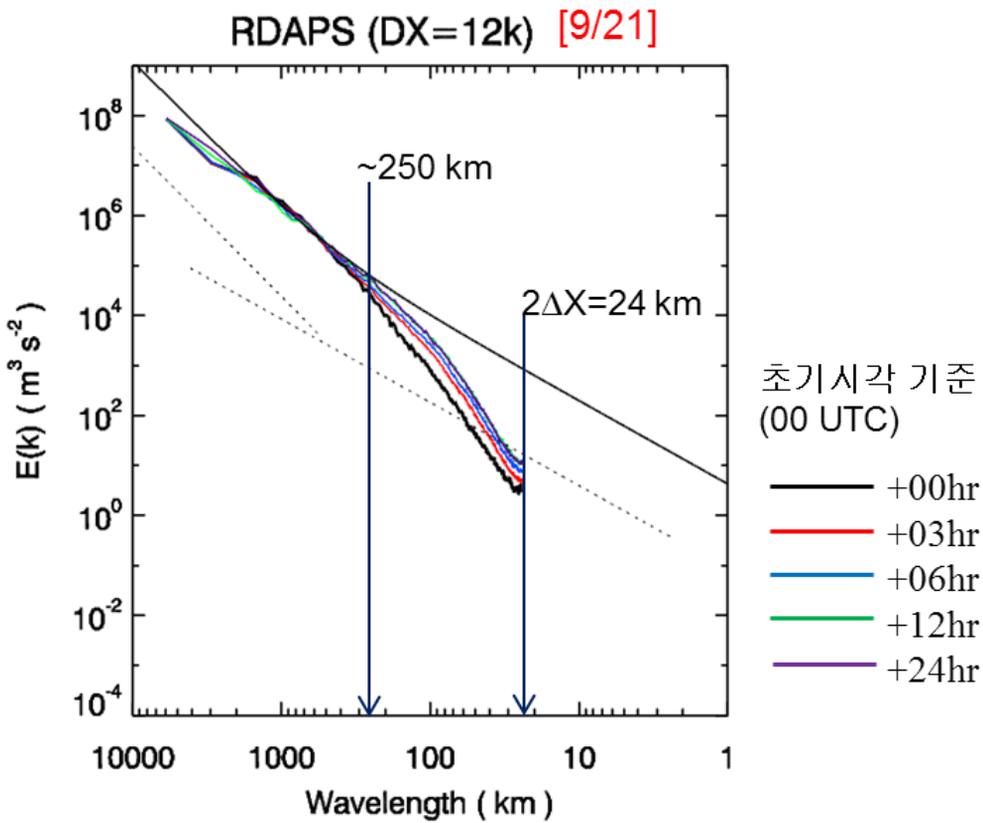
동서(U), 남북(V), 연직(W) 방향 바람 성분의 운동에너지 스펙트럼과 총 운동에너지 스펙트럼은 시간(24시간)과 공간(700-300hPa)에 대한 평균값을 나타낸다. 대규모에서의 운동 스펙트럼(k^{-3} 기울기)은 관측과 유사하게 나타나지만 약 250km($\sim 20\Delta X$)보다 작은 운동 규모에 대해서는 관측($k^{-5/3}$)에 비해 강한 감쇄가 일어나고 있다. 이로부터 지역수치예보모델(RDAPS)은 Meso- α 이상의 운동 규모는 잘 모의할 수 있으나 Meso- β 나 Meso- γ 이하의 대기 운동은 강한 운동에너지의 감쇄로 인해 적절히 모의하지 못하고 있음을 알 수 있다. 사례 발생 당시 현업으로 사용되고 있던 지역수치예보 모델은 관측 자료를 이용한 자료동화 과정을 포함하고 있지 않았으며, 40km 격자 해상도의 전지구 예보모델의 예측 결과를 초기장과 경계장으로 활용하였다. 따라서 기상 관측 네트워크에 의해 분해 가능한 중규모 대기 운동 성분이 초기장 및 배경장에 포함되지 않음으로 인해 모의된 에너지 스펙트럼 분포에 영향을 주었으리라 판단할 수 있다.



[그림 3.1.2] UM 기반 RDAPS($\Delta X=12$ km)에 의해 모의된 평균 운동에너지 스펙트럼 분포. 각각의 스펙트럼은 공간(700-300hPa)과 시간(+00-24hr) 평균값을 나타냄(2010년 9월 21일 수도권 호우 사례 모의 결과)

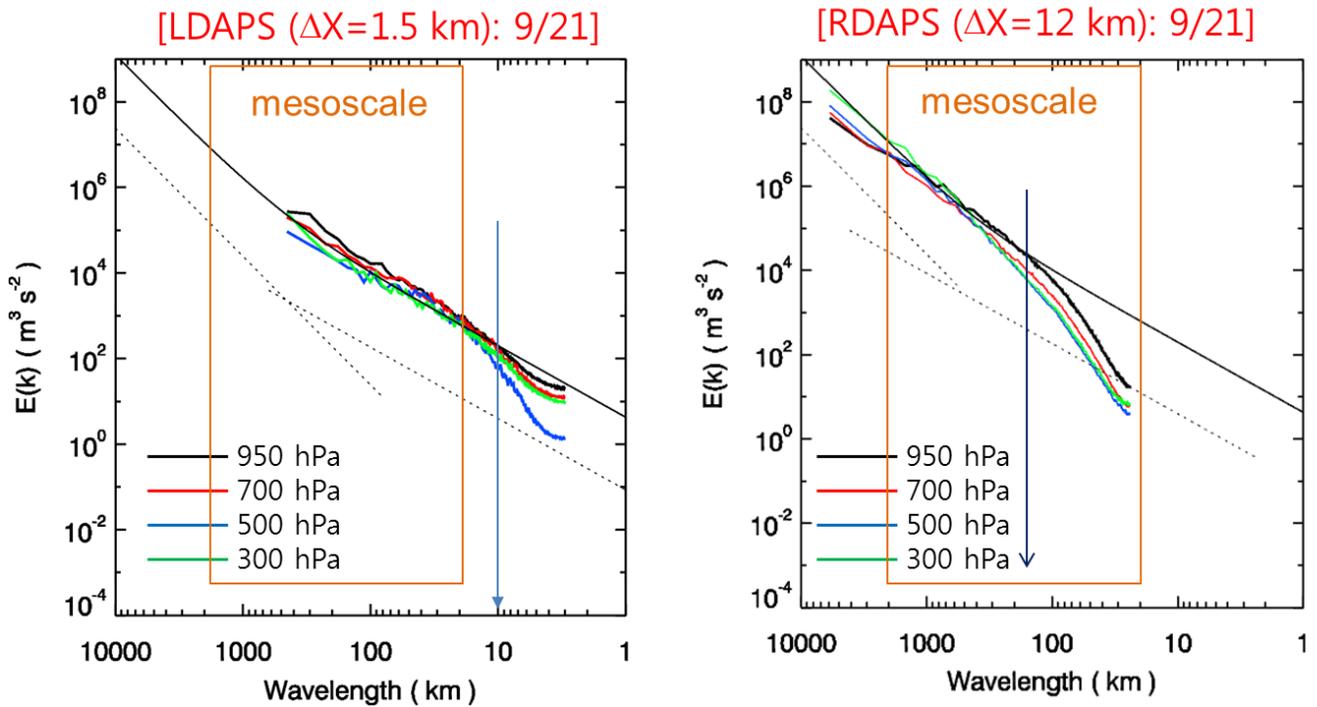
3. 예측자료 분석

시간에 따른 운동 에너지 스펙트럼 분포 특성을 분석하여 이런 모형의 특성을 구체적으로 파악할 수 있다. 그림 3.1.3은 지역수치예보모델(RDAPS)에 의해 모의된 총 운동에너지 스펙트럼의 시간별 변화 특성을 나타낸다. 앞서 간략히 설명하였듯이 적분 초기 시각(+00hr)에서의 운동 에너지 스펙트럼은 ~400km 이하의 중규모 영역에서 관측에 비해 강한 감쇄를 보여주고 있다. 초기 시각으로부터 적분이 진행됨에 따라 중규모 영역의 운동에너지가 증가하는 변화를 보이며, 이는 지역수치예보모델의 역학에 의해 형성된다. 모형의 적분 시작 3~6시간 이내에서 상대적으로 중규모 운동에너지 증가가 뚜렷하게 나타나며 이후에는 스펙트럼의 변화가 적다. 이는 모델 내 바람장의 Spin-up 시간이 수 시간 정도임을 의미하며 그 이후에는 모형의 유효 해상도에 도달하는 것으로 해석할 수 있다.



[그림 3.1.3] UM 기반 RDAPS($\Delta X=12\text{km}$)에 의해 모의된 평균 총 운동 에너지 스펙트럼의 시간별 특성. 각각의 스펙트럼은 공간 (700-300hPa)에 대한 평균값을 나타냄(2010년 9월 21일 수도권 호우 사례 모의 결과)

그림 3.1.4은 UM 기반 국지수치예보모델(LDAPS: $\Delta X=1.5$ km)과 지역수치예보모델(RDAPS: $\Delta X=12$ km)에 의해 모의된 고도별 평균 운동에너지 스펙트럼 분포를 나타낸다. 한반도 중심의 좁은 모의 영역을 가지는 국지수치예보모델에 의해 계산된 운동에너지 스펙트럼은 중규모와 미세 규모의 대기 운동 영역에서 관측에 의해 얻어지는 스펙트럼 특성(기울기 $\kappa^{-5/3}$)을 잘 모의하고 있다. 국지수치예보모델의 유효 해상도는 10~15km($6\sim 8\Delta X$)이며, RDAPS(유효 해상도:~250km)에 비해 Meso- β 및 Meso- γ 규모 이하의 대기 운동을 더 정확하게 모의할 수 있음을 의미한다.



[그림 3.1.4] UM기반 국지수치예보모델(LDAPS: $\Delta X=1.5$ km)과 지역수치예보모델(RDAPS: $\Delta X=12$ km)에 의해 모의된 고도별 평균 운동에너지 스펙트럼 분포. 각각의 스펙트럼은 시간(24시간)에 대한 평균값을 나타냄

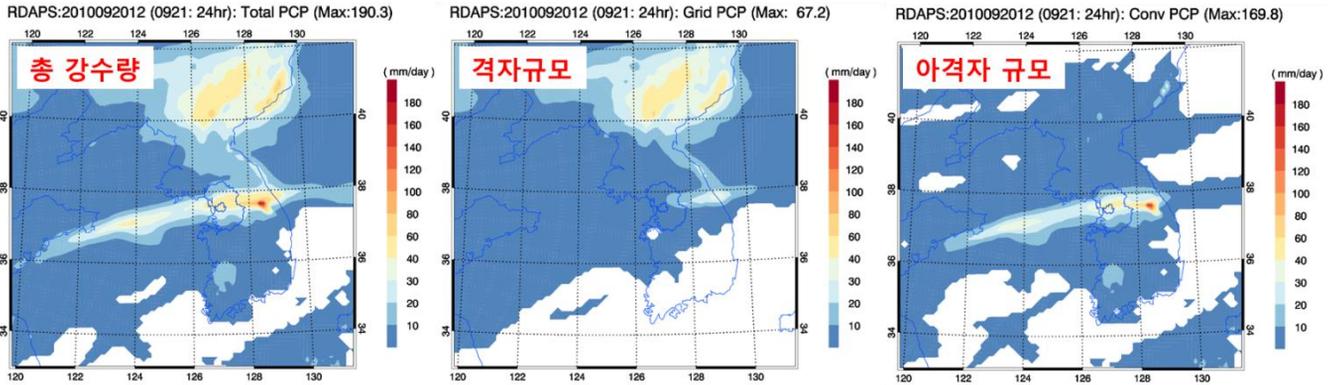
3.1.2. 지역수치예보모델(RDAPS)의 강수 모의 특성(명시적 구름 물리 과정과 적운 모수화)

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.

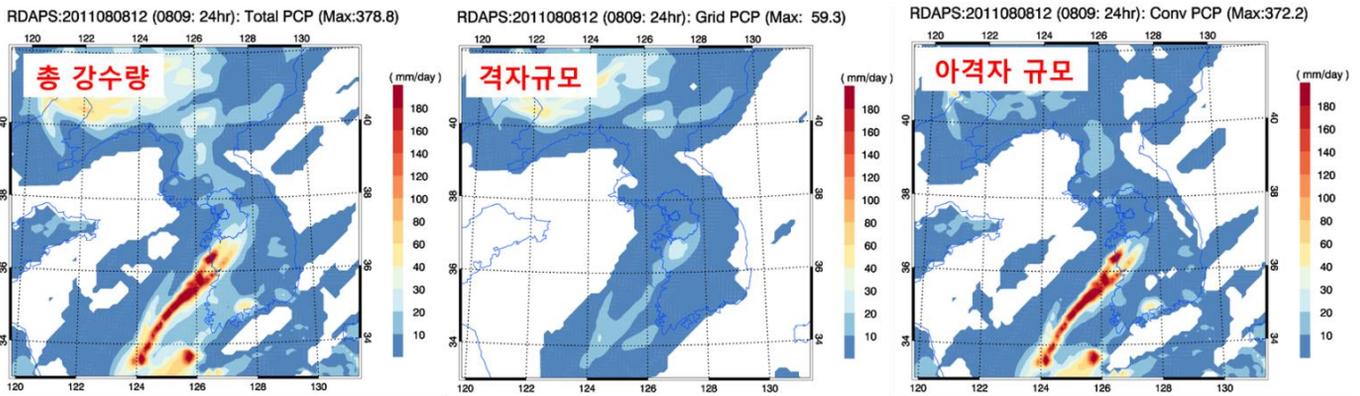
그림 3.1.5와 3.1.6은 2010년 9월 21일 수도권 집중 호우 사례와 2011년 8월 9일 전라북도 호우 사례에 대한 지역수치예보모델(RDAPS)에 의해 모의된 총 강수량, 격자규모 구름 물리 과정에 의해 계산된 강수량, 적운 모수화에 의해 계산된 강수량을 각각 비교하고 있다.

모델에 의해 모의된 강수에서 두드러지는 특징은 두 사례 모두 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 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 물리과정과 적운 모수화에 의한 강수의 차이를 통해 알 수 있다.

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. 국지수치예보모델의 강수 모의 특성 및 지역수치예보모델과의 차이는 3.2절과 2011년 8월 9일 전라북도 호우 사례 분석서를 참고 하도록 한다.



[그림 3.1.5] 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)



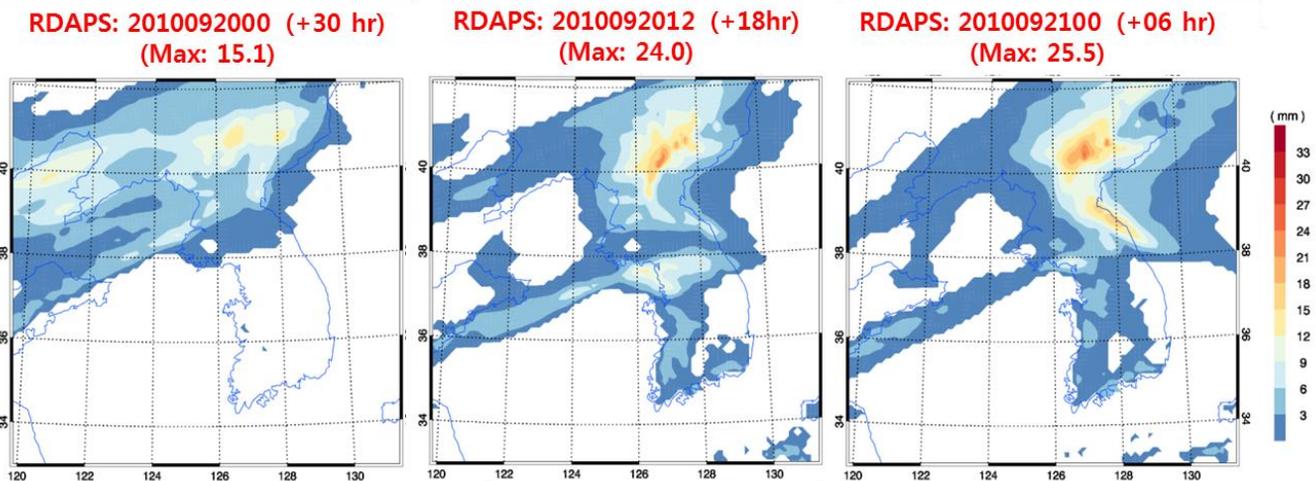
[그림 3.1.6] 지역수치예보모델(RDAPS)에 의해 모의된 총 강수량(좌), 명시적 물리 과정에 의한 강수량(중), 적운 모수화에 의한 강수량(우) 비교(2011년 8월 8일 전라북도 집중 호우 사례)

3. 예측자료 분석

3.1.3. RDAPS의 강수 모의 특성: 초기/경계조건 의존성

지역수치예보모델의 모의 성능은 초기장/배경장을 제공하는 전지구수치모델의 예측 결과에 따라 달라질 수 있다. 그림 3.1.7은 지역수치예보모델(RDAPS)의 2010년 9월 21일 수도권 집중호우 사례에 대한 3시간(12-15KST) 누적 강수량 모의 결과를 적분 시작 시각에 따라 비교하고 있다. 지역수치예보모델의 수치적분 시작 시각의 차이에 따라 모의된 강수 영역(한반도/수도권 지역)에 큰 차이가 나타남을 보여주고 있다. 호우 발생 전일 09KST(2010092000UTC 적분 시작) 예측 결과에서는 한반도에 강수가 발생하지 않는 것으로 예측하고 있으나, 전일 21KST(2010092012UTC 적분 시작) 예측 결과에서는 강수영역이 수도권 지역을 포함하여 충청/전라/경상 지역까지 확대되는 것으로 예측하고 있다. 호우 발생 당일 09KST(2010092100UTC 적분 시작) 예측 결과에서도 강원/경상도 일부 지역을 제외한 한반도 전 지역에서 강수가 발생할 것으로 예측하고 있으며, 수도권 영역의 강수대는 전 시각 예보에 비해 북쪽에 위치하고 있다.

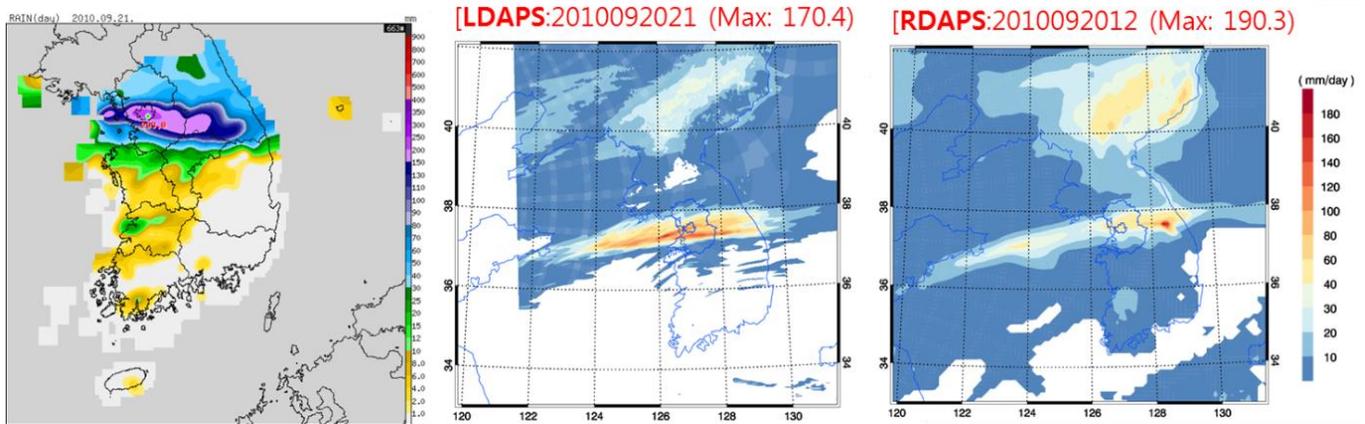
이러한 모델 예측 시각의 변화에 따른 모델의 예측 결과의 차이는 전지구예측모델에 의해 제공되는 초기장/배경장의 차이에서 기인하며, 이 외에도 지역수치예보모델의 적분 시간이 길어짐에 따라 수치해의 불확실성이 커지는 것을 이유로 들 수 있을 것이다. 종관 규모 관점에서 보면 전일 예측(그림 3.1.7 (중))과 당일 예측(그림 3.1.7 (우)) 결과는 유사하나, 사례와 같이 중규모 예보 관점에서는 큰 차이를 야기할 수 있음을 보여준다. 이들 지역수치예보모델의 결과를 초기장/배경장으로 하여 국지수치예보모델을 활용할 경우 그 차이는 더욱 명확할 것으로 예상할 수 있다. (2011년 8월 9일 전라북도 호우 사례 분석서 3.1.4절 참조). 따라서 집중호우와 같은 대기 예측성이 낮은 중규모 현상을 수치 모델을 이용하여 예측하고자 할 경우 지속적인 종관 패턴 분석을 적극 활용하여 모델의 불확실성을 보완할 필요가 있다.



[그림 3.1.7] 지역수치예보모델(RDAPS)의 적분 시작 시각에 따른 3시간 누적 강수량 비교(2010년 9월 21일 15KST 예측 결과)

3.2. 모델의 강수 예측 결과 분석

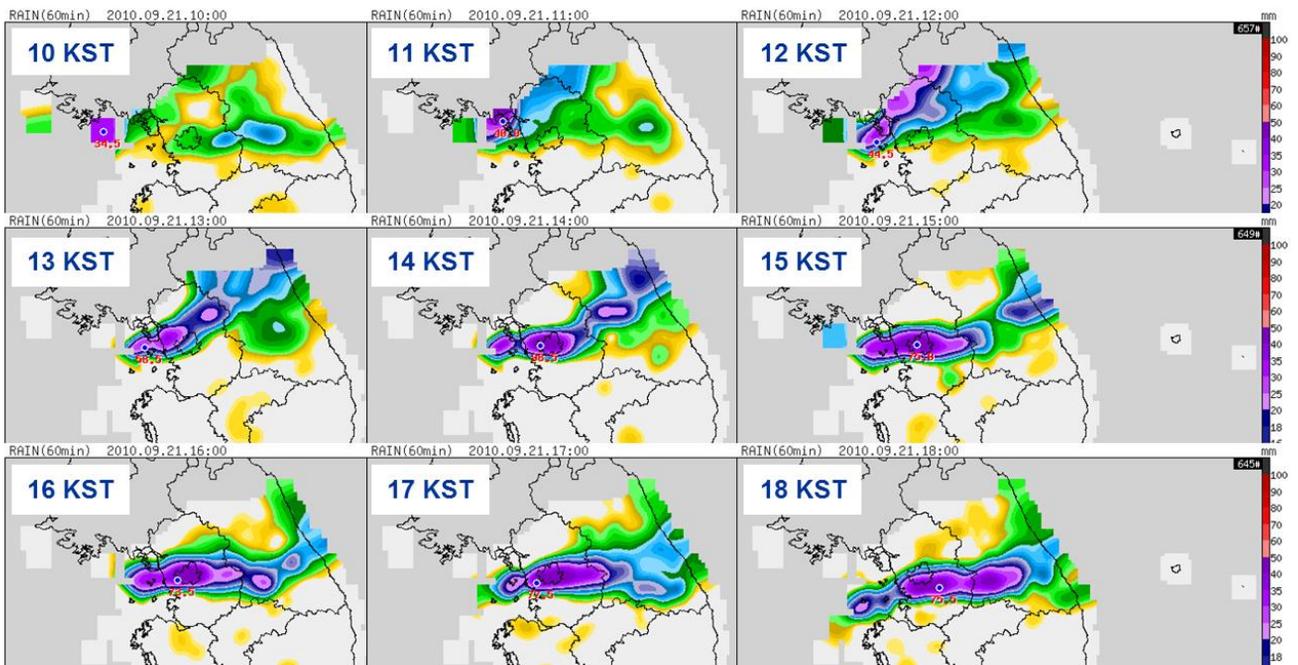
정체전선상에서 발달한 중규모 저기압 및 대류계에 의한 강한 강수가 수도권 지역을 중심으로 나타났으며, 일 누적강수량이 30mm 이상인 강수 영역이 남-북 방향으로 좁게, 동-서 방향으로 길게 뻗어있다(그림 3.1.8). 지역수치예보모델(RDAPS)과 국지수치예보모델(LDAPS)에 의해 모의된 강수 예측 결과를 보면 이러한 중관 규모의 특징은 두 모델이 적절히 반영하고 있으나, 강수 강도와 강수량에서는 큰 차이를 보이고 있다. 지역수치예보모델의 경우 모의된 강수 구역에서 ~50mm/day 이내의 적은 강수량을 예측하고 있으며, 태백산맥 부근에서는 국지적으로 많은 강수(최대 190mm/day)를 예측하고 있다. 또한 앞서 언급한 것과 같이 적은 모수화에 의한 강수에 의해 한반도 전역에 강수가 발생할 것으로 예측하고 있다. 이에 비해 국지수치예보모델은 보다 세밀한 모델의 유효 해상도를 바탕으로 수도권 지역에서 100mm/day 이상의 집중 호우 특성을 잘 모의하고 있으며, 한반도의 강수 영역도 지역수치예보모델의 결과에 비해 더욱 정확하게 모의하고 있다(그림3.1.8). 국지수치예보모델에 의해 모의된 강수량은 관측 누적강수량에 비해 다소 적게 모의하고 있으나, 지역수치예보모델에 비해 집중호우 특성을 잘 모의하고 있어, 모델에 의한 호우 예측성이 높은 사례로 볼 수 있다.



[그림 3.1.8] 관측 및 수치모의 강수량 비교 AWS 24시간 누적 강수량(00-24KST)(좌), 국지수치예보모델 12시간 누적 강수량(06-18KST)(중), 지역수치예보모델 24시간 누적 강수량(00-24KST)(우)

3. 예측자료 분석

시간대별 관측 강수량 분포를 살펴보면 2010년 9월 21일 10-11KST에는 수도권 지역에 약한 강수가 기록되었으며, 12KST부터 서울 북쪽으로 20-50mm/hr의 강한 강수대가 남하하기 시작하여 18KST까지 서울 지역 부근에 정체하면서 200mm/day 이상의 많은 강수가 발생하였다(그림 3.1.9). 특히, 13-18KST동안 강수는 50-75mm/hr 강한 강수셀이 나타나며 서울 화곡동의 경우 101mm/hr을 기록하기도 하였다. 이렇게 국지적으로 발생한 강한 강수는 중규모(Meso-β 이하) 대류계에 의한 것으로 판단할 수 있다. 충청도와 경상도 지역으로는 강수가 거의 기록되지 않은 점도 특징이다.



[그림 3.1.9] 2010년 9월 21일 시간대별 지상 AWS 관측 강수 공간 분포

지역수치예보모델의 강수 예측 결과와 예측 선행 시간에 따른 강수량의 예측 특성을 파악하기 위해 적분 시작 시각이 다른 모의 결과를 그림 3.1.10에 비교하였다.

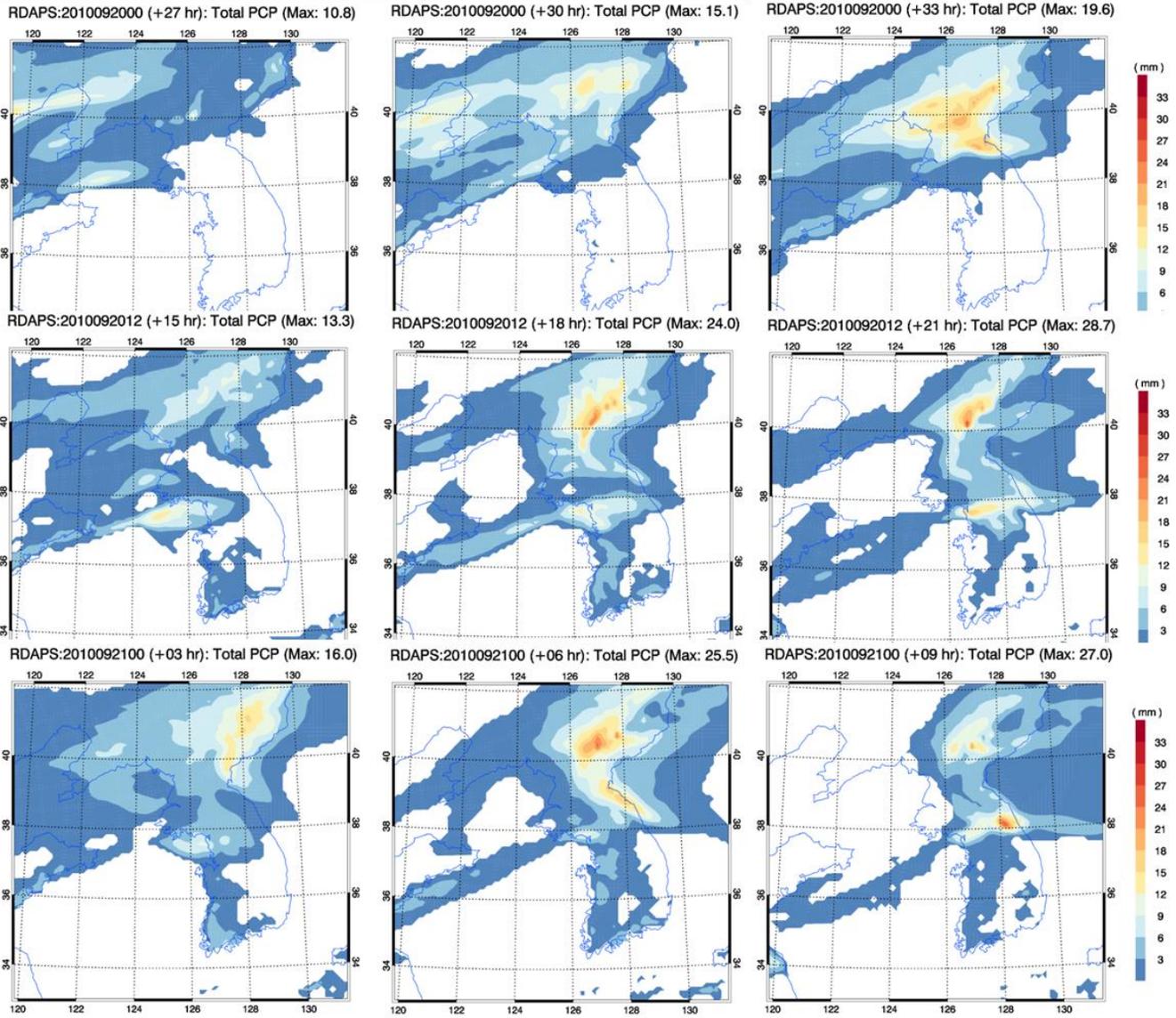
호우 발생 1일 전 예측 결과(2010092000UTC 적분 시작)에서는 장마전선의 위치가 북쪽으로 치우치면서 남한 지역에 강수가 발생하지 않는 것으로 예측하였다.

12시간 후 예측 결과(2010092012UTC 적분 시작) (집중호우 발생 15시간 전)에서는 장마전선의 위치가 이전 예측결과에 비해 남쪽으로 이동하면서 수도권 지역과 충청/전라도 지역을 중심으로 약한 강수가 내리는 것으로 예측하고 있다.

호우 발생 당일 09KST 적분 시작 결과(2010092100UTC 적분 시작)에서는 장마전선에 연관된 강수대가 전 시간 예측 결과에 비해 다소 북쪽으로 위치하는 것으로 나타나며, 시간당 10mm 이내의 약한 강수가 발생하는 것으로 예측하고 있다.

동서로 뻗어있는 강수대는 종관 규모로 구분할 수 있지만 그 위치가 모델 적분 선행 시간에 따라 큰 차이를 보이고 있음에 유의할 필요가 있다. 호우 발생 약 15시간 전 모델 예측 결과에서 나타나는 강수역을 바탕으로 고려할 때 비교한 다른 모의 결과들에 비해 사례시 종관 상황을 더 잘 모의한 것으로 판단된다. 지역수치예보모델의 예보 결과는 장마전선 상의 대기 불안정으로 인한 강수는 모의하였으나, 장마전선상에서 발생한 강한 수평 수렴을 적절히 모의하지 못함으로 인해 강수량과 강수 강도를 실제보다 과소 모의하였고 결과적으로 수도권 집중호우 발생을 예측하지 못하였다.

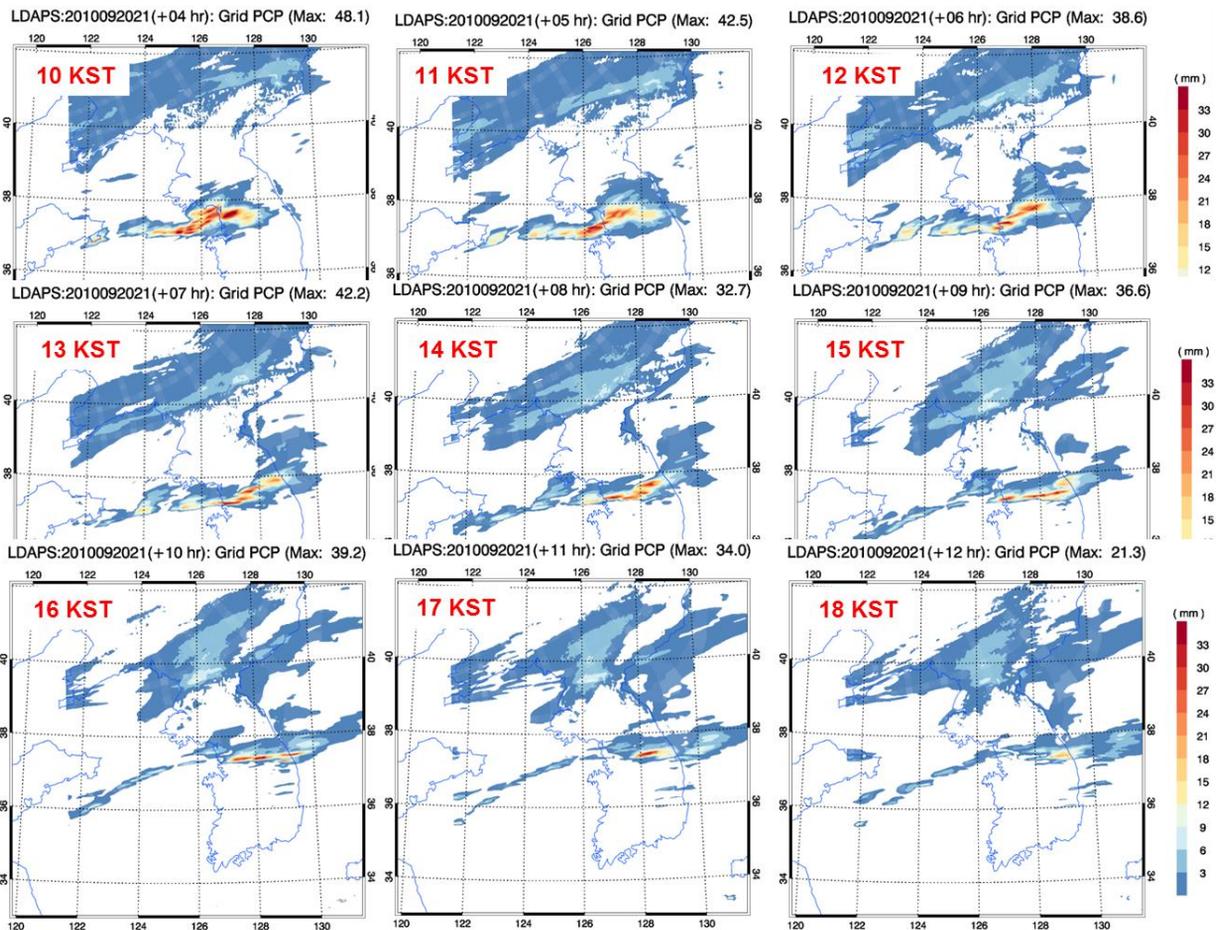
3. 예측자료 분석



[그림 3.1.10] 지역수치예보모델(RDAPS)에 의해 모의된 3시간 누적 강수량. 09-12KST(좌측열), 12-15KST(중앙열), 15-18KST(우측열). 2010092000UTC(상단행), 2010092012(중간행), 2010092100(하단행)

그림 3.1.11은 국지수치예보모델(LDAPS)에 의해 모의된 9월 21일의 시간대별 강수량을 보여주고 있다. 지역수치예보모델과는 달리, 국지수치예보모델(2010092021UTC 적분 시작 결과: 호우 발생 당일 06KST)은 강수강도 20mm/hr(최대 48mm/hr) 이상의 강한 강수가 수도권 지역을 중심으로 집중될 수 있음을 모의하고 있다. 특히 장마전선 상에서 지속적으로 발생하는 중규모 대류계에 의한 강한 강수를 잘 모의하고 있으며, 낮 시간 동안(10-13KST) 수도권에 정체하는 특성도 보여주고 있다. 또한 관측 강수량 공간 분포에서 보였던 강수 영역이 수도권을 중심으로 동-서로 뻗어있는 특징과 남부 지방으로 강수가 없었던 특징을 아주 정확하게 모의하고 있다. 강수가 서울지역에 집중되었던 12KST와 15KST의 국지수치예보모델의 예측 결과는 레이더 영상과 지상 AWS 강수량 관측과 비교할 때 아주 뛰어나다(그림 3.1.12와 3.1.13).

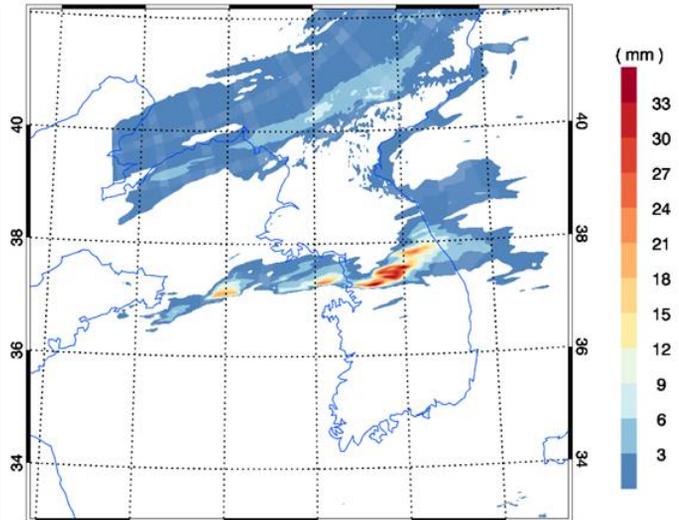
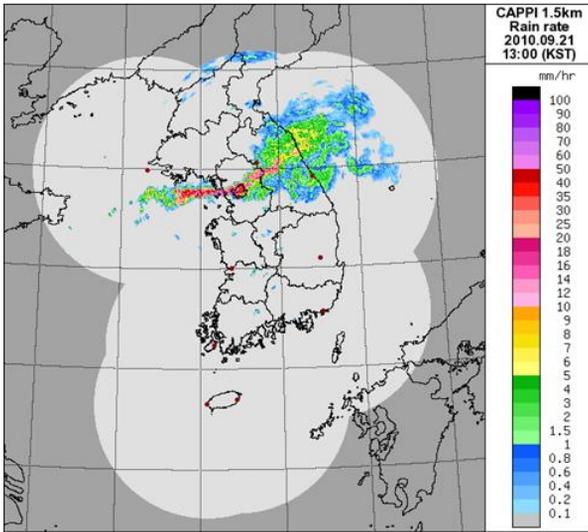
2010092018UTC(호우 발생 당일 03KST) 적분 시작한 국지수치예보모델의 예측 결과도 일관성을 유지하면서 관측된 특성을 잘 모의하고 있다. 국지수치예보모델의 좋은 강수 예측 결과는 유효 해상도를 고려할 때 모델이 중규모 대류계의 생성/발달/소멸 단계를 명시적으로 잘 모의한 결과라기보다는 대류성 강수가 발달하기 좋은 중관장 하에서 중규모 수렴/발산에 의해 명시적 구름물리과정이 역할을 하였다고 해석할 수 있다.



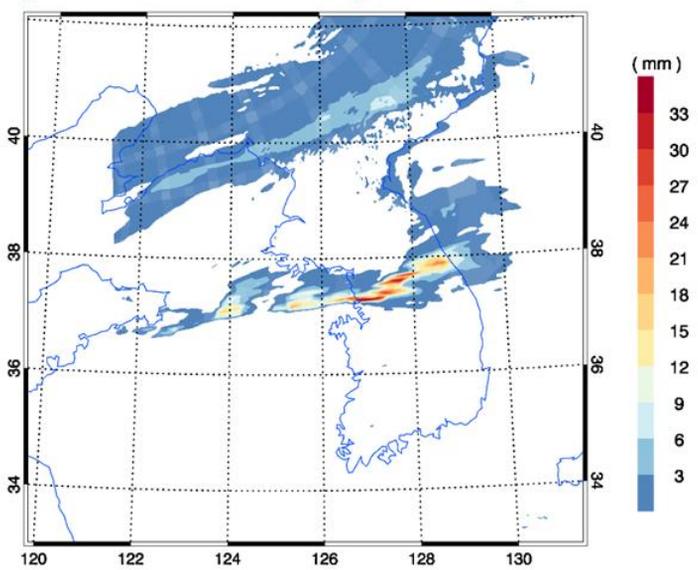
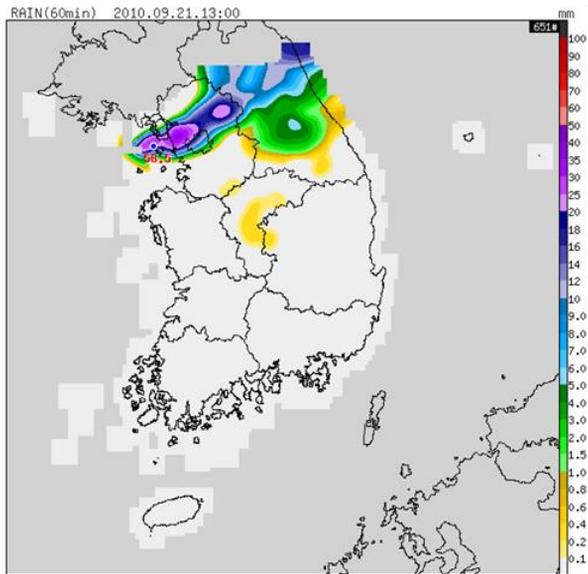
[그림 3.1.11] 국지수치예보모델(LDAPS)에 의해 모의된 시간별(10-18KST) 강수량(2010092021UTC 적분 시작)

3. 예측자료 분석

[LDAPS:2010092018 (Max: 40.3)]

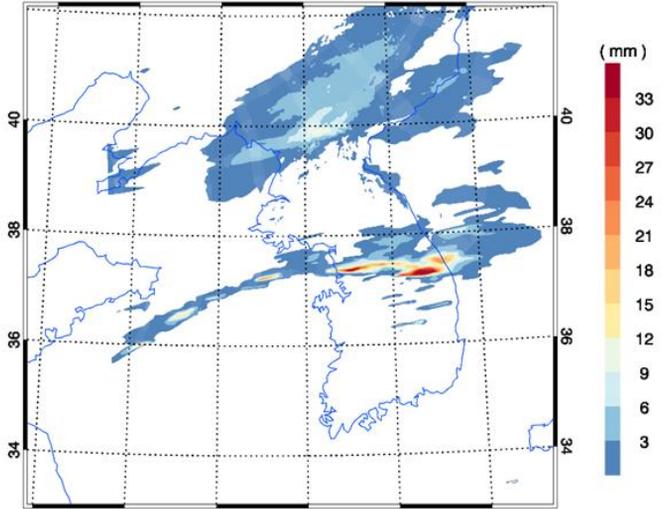
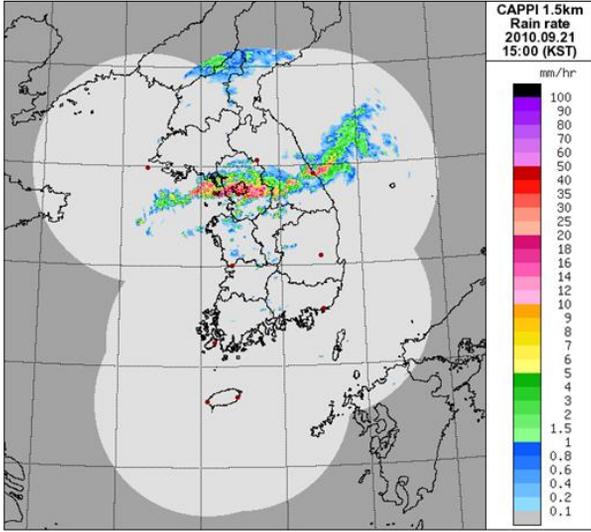


[LDAPS:2010092021 (Max: 42.2)]

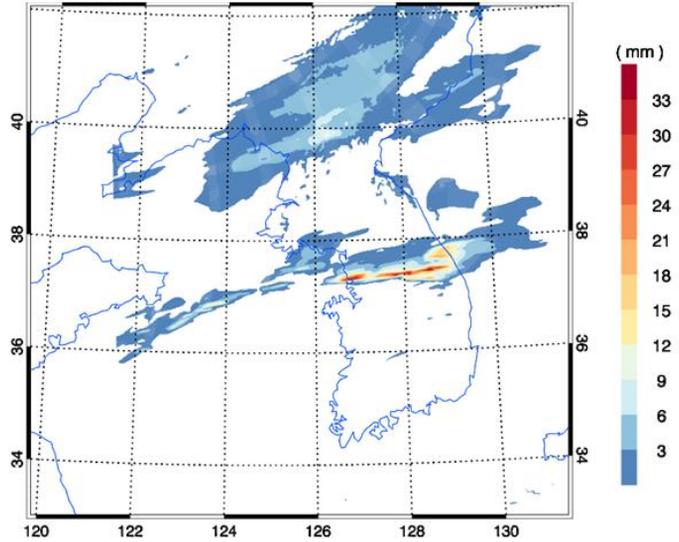
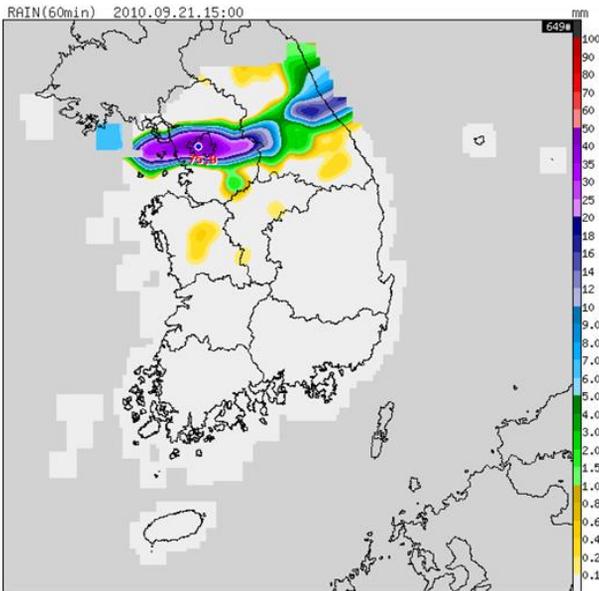


[그림 3.1.12] 국지수치예보모델(LDAPS)의 적분 시각에 따른 13KST 예측 강수량과 관측(레이더 영상과 지상 관측 강수량) 비교

[LDAPS:2010092018 (Max: 40.3)]



[LDAPS:2010092021 (Max: 42.2)]

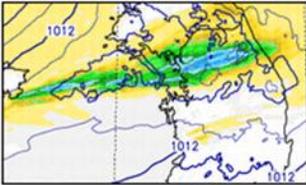


[그림 3.1.13] 국지수치예보모델(LDAPS)의 적분 시각에 따른 15KST 예측 강수량과 관측(레이더 영상과 지상 관측 강수량) 비교

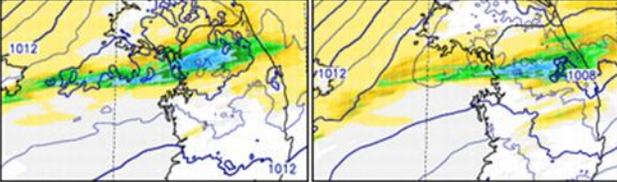
3. 예측자료 분석

그림 3.1.14는 국지수치예보모델의 적분 시각에 따른 시간대별(12, 15, 18, 21KST) 예측 강수량을 비교하고 있다. 동일 예측 시각에 대한 모델 예측 강수량의 일관성이 아주 높은 것을 볼 수 있으며, 이는 집중 호우 발생의 확률이 높은 것으로 해석할 수 있다. 이 사례의 경우 지역수치예보모델에서는 강한 강수를 예측하지 못하였으나, 동일한 종관장 하에서 국지수치예보모델은 중 규모 대류계 발생 규모의 수렴/발산 바람장과 명시적 구름 물리 과정을 통해 강수 패턴을 매우 정확하게 모의하고 있어 정량적 집중호우 예보를 위한 자료로 활용하기에 충분함을 보여주고 있다. 이 사례의 경우 사례일 당시 국지수치예보모델(LDAPS: 2011년 7월 1일 시험 운영; 2012년 5월 15일 현업 활용)이 운용되지 못하였다는 점이 아쉽다고 하겠다.

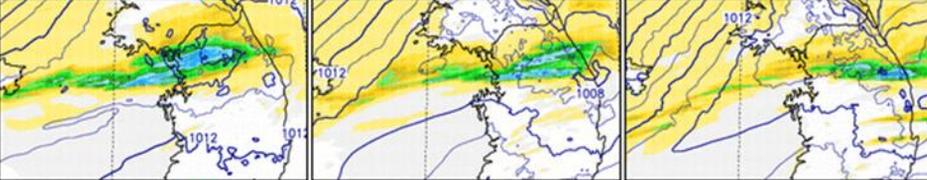
9.20 15UTC +12h fcst



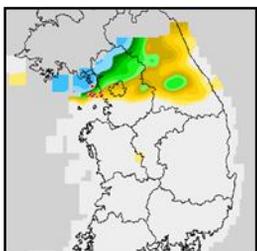
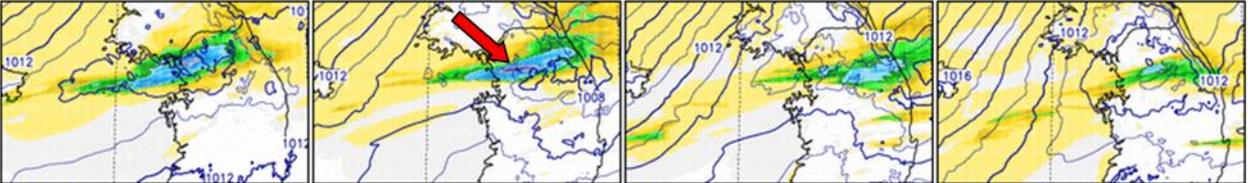
9.20 18UTC +9h fcst



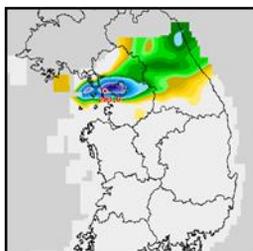
9.20 21UTC +6h fcst



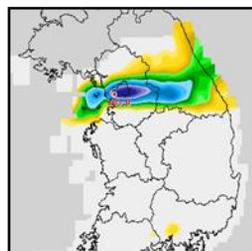
9.21 00UTC +3h fcst



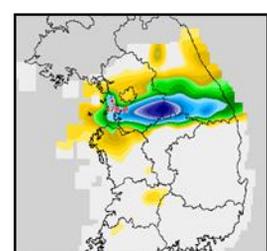
2010. 9. 21. 03UTC



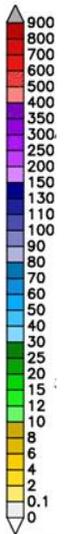
2010. 9. 21. 06UTC



2010. 9. 21. 09UTC



2010. 9. 21. 12UTC



[그림 3.1.14] 국지수치예보모델(LDAPS)의 적분 시각에 따른 예측(12, 15, 18, 21KST) 강수량 비교 (2010092015, 2010092018, 2010092021, 2010092100UTC 적분 시작: 상단→하단)

4 사례 발생 원인

- 4.1. 종관 및 중규모 기상 환경
- 4.2. 대기 불안정
- 4.3. 호우 시스템 발달 과정
- 4.4. 호우 발생의 역학 및 열역학적 원인

4. 사례 발생 원인

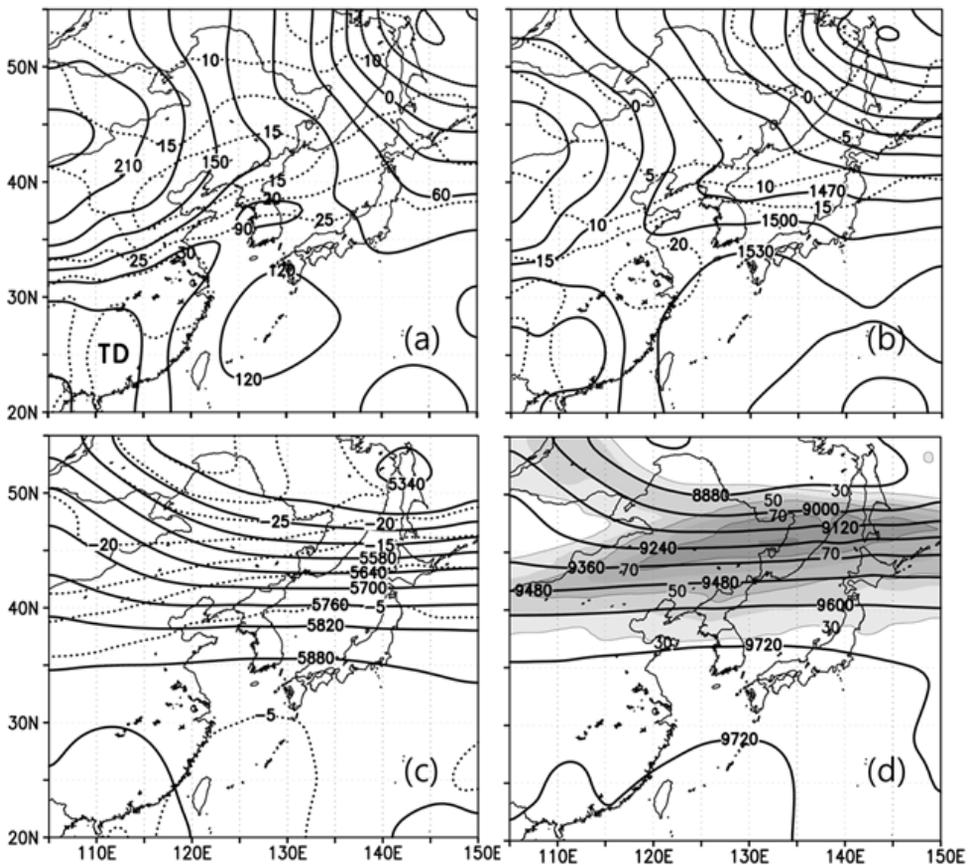
4.1. 종관 및 중규모 기상 환경

■ 강수계

- 수도권 지역에 강한 강수 벨트가 유입되면서 서울에 60mm/h 이상의 강수가 3시간(9월 21일 13-16KST) 이상 지속되었다.
- 중규모 저기압 중심의 서쪽 활성 정체전선에서 발달하는 밴드형 중규모 대류계(Band-type MCS)가 서울 호우에 주로 기여하였다.

■ 종관 기압 배치(그림 4.1.1)

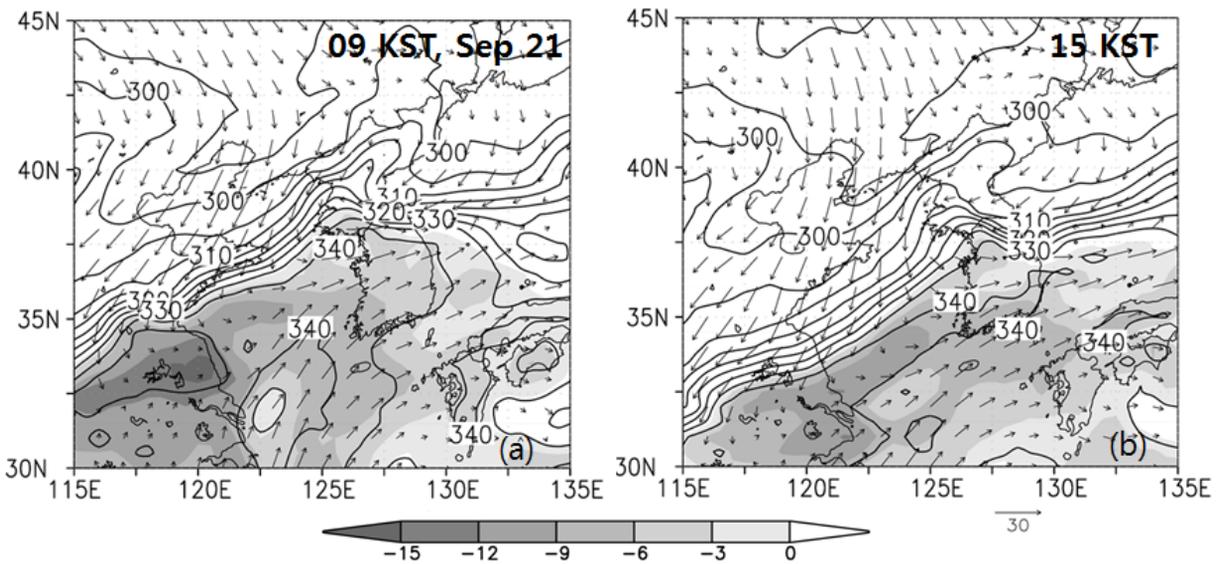
- 한반도의 남쪽에 북태평양 고기압이 그리고 북서쪽에 대륙 고기압이 발달해있으며, 그 사이로 중국 남부로부터 캄차카 반도로 이어지는 긴 종관규모 기압골이 존재하였다.
- 한반도는 기압골 중심에 놓이며, 9월 21일 08-09KST에는 중부지방 서해안에 중규모 저기압이 발달하기 시작하였다.
- 대륙 고기압이 약기 때문에 종관 규모 기압골의 존재는 700hPa를 넘어서면서부터 사라진다.



[그림 4.1.1] 2010년 9월 21일 09KST의 등압면 일기도: (a) 1000, (b) 850, (c) 500 (d) 300hPa. 실선은 기압고도, 점선은 등온선, 그리고 300hPa 일기도의 Shading은 풍속을 나타내며, 등치선은 30m/s 부터 시작되고, 10m/s 간격

■ 하층 바람과 열역학적 조건(그림 4.1.2)

- 925hPa 바람: 중부지방 북쪽에는 북풍 계열의 하층 바람, 남쪽에는 북태평양 고기압 가장자리의 강한 남서풍대가 존재한다.
- 열역학적 조건
 - 하층 기압골을 따라 강한 θ_{e925} 수평 경도 지역이 나타나고 있다.
 - 잠재불안정이 강하고 상당온위(>335K)가 높은 지역에서 저기압과 강수계가 발달한다.
 - 시간이 지남에 따라 북풍 지역과 강한 θ_{e925} 수평 경도 지역이 남하하였다.



[그림 4.1.2] 9월 21일 9KST (좌)와 15KST (우)의 925hPa 등압면에서의 바람과 상당온위(θ_{e925})(실선) 그리고 ($\theta_{e500} - \theta_{e925}$)(Shaded) (Jung & Lee, 2013)

■ 핵심 환경 요소

- 대륙 고기압과 북태평양 고기압 사이의 종관 규모 기압골과 바람의 수렴 지역이 존재하였고, 이 지역에서 대류계와 중규모 저기압이 발달하였다.
- 저기압 중심의 서쪽에 북쪽의 북풍계열 바람과 남쪽의 남서풍대가 만나 정체전선이 발달하였다.
- 정체성 북태평양 고기압과 강한 남서풍대의 존재로 인해 전선이 정체하였고, 동시에 풍부한 수증기의 공급이 지속적으로 이루어졌다.

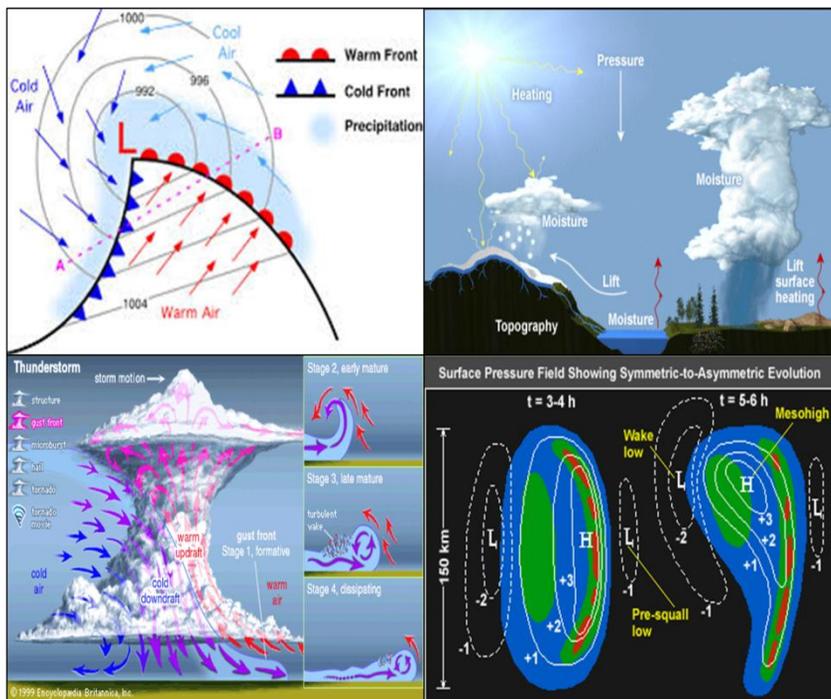
4. 사례 발생 원인

4.1.1. 종관 및 중규모 환경 분석에서의 경계분석의 중요성

집중호우를 유도하기 위해서는 아주 특수한 경우를 제외하고 일반적으로 깊은 대류활동을 동반하는 중규모대류계를 동반하는데, 중규모대류계를 유도하기 위해서 필요한 3대 조건은 풍부한 수증기, 불안정한 환경, 그리고 상승운동이다.

강수현상이 발생하기 위해서는 반드시 수증기의 응결작용이 있어야 하기 때문에 풍부한 수증기의 존재는 필수불가결한 요소라고 할 때, 불안정한 환경과 대기의 상승운동을 유도하는 것은 중규모에서 중규모 그리고 스톰 규모까지 다양한 규모를 가지는 경계(Boundary)들이다.

경계란 물리적인 성질을 달리하는 주변과 뚜렷하게 구분되는 특정한 영역을 의미하며 집중호우나 대설을 야기하는 중규모대류계나 저기압계의 발생과 지속적인 발달을 유도한다.



[그림 4.1.3] 다양한 경계(Boundary)의 예시

그림 4.1.3은 종관 규모에서 스톰 규모까지 쉽게 찾아볼 수 있는 전선, 다양한 지형, 돌풍전선 (Gust Front) 그리고 중규모 고기압(Meso-high)과 중규모 저기압(Meso-low) 등과 같은 다양한 경계들의 예시이다. 일반적으로 예보관들에게 가장 익숙한 경계는 분석일기도에서 쉽게 볼 수 있는 두 개의 물리적 성질이 다른 기단의 경계면에서 발생하는 한랭전선과 온난 전선이다.

종관규모 전선은 중규모대류계의 발생과 유지에 필요한 대규모 강제력을 제공한다는 점에서 매우 중요한 역할을 수행하므로 예보관들이 기상분석을 할 때 가장 먼저 그리고 가장 신중하게 분

석해 내야 하는 요소이다. 그리고 중규모대류계를 구성하는 뇌우가 발달하여 강수와 함께 강한 하강기류가 형성되면 이 하강기류는 지표면을 따라 빠르게 사방으로 퍼져나가면서 돌풍전선을 형성한다. 돌풍전선은 새로운 스톱이 연속적으로 발생하는데 중요한 방아쇠 작용을 한다. 아울러 강한 강수현상은 상대적으로 밀도가 높은 하강기류를 유도하여 그 지역에서 국지적인 스톱 규모의 중규모고기압(Meso-high)을 형성하고 그 주변에 상대적인 중규모저기압(Meso-low)을 형성하기도 한다. 이러한 중규모 고·저기압은 스톱 주변에서 2차 순환을 형성하여 스톱의 생명을 연장시키고 동시에 종관규모 운동과 상호 작용하여 종관규모 기압계의 발달에도 영향을 미친다.

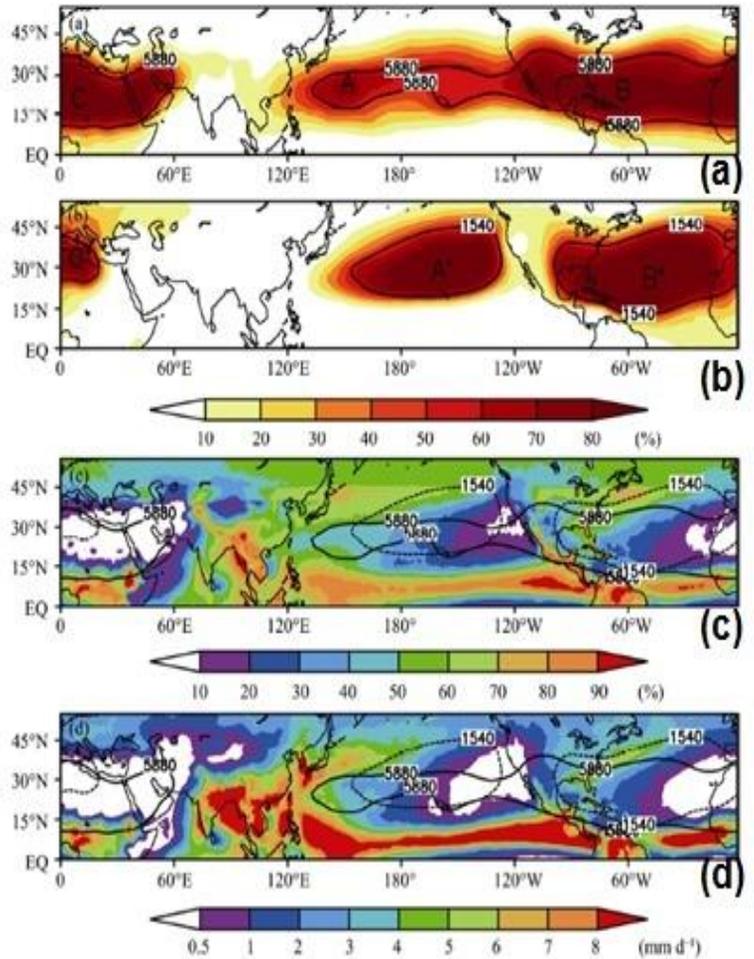
이러한 명시적인 경계들 이외에도 육지와 해양 차이, 평지와 산악지역, 강수 지역과 비강수 지역, 구름이 덮인 지역과 일사 지역 등과 같은 요소들도 중규모 기압계의 발달에 중요한 경계가 될 수 있다. 특히 집중호우와 대설 사례와 같이 종관규모 강제력과 메조 베타 혹은 메조 감마 규모의 중규모 역학이 결합되어 나타나는 경우에는 종관규모(전선/기압골), 중규모(강수-비강수, 구름 경계, 육지-물 분포), 스톱규모(돌풍전선, 중규모 고저기압 등) 경계를 명확하게 구분하고 그 역할이 무엇인지 인지하고 있어야 한다. 또한 일기도나 지역규모 수치모델 자료만으로는 중규모 혹은 스톱규모 경계 분석에 한계가 있으므로, 종관규모에서 뚜렷한 강제력이 무엇인지 조사한 이후에는 국지분석, 위성 및 레이더 자료 분석 등을 통해서 정확한 경계의 위치와 형태를 찾아내는 것이 중규모대류계의 발생과 발달 그리고 이동 및 전파를 예측하는데 매우 중요하다.

이번 사례 분석에서 다루어진 집중호우들에서 종관규모 전선만큼 중요한 역할을 한 것이 북태평양 고기압과 Dry Slot에 의한 상승 운동과 태풍이었다.

4. 사례 발생 원인

그림 4.2.4는 10년 평균 북반구 아열대 고기압의 분포와 강수빈도 및 일 강수량 분포이다. 북태평양 고기압(A와 A*)은 여름철에 거의 반영구적인 형태로 태평양 지역을 지배하고 있으며, 5880gpm으로 대표되는 북태평양 고기압의 확장과 축소에 따라 그 연변에서 강한 강수가 발생하는데, 그 강수는 대부분 북태평양 고기압 중심의 하강기류를 보상하기 위한 상승운동과 북태평양 고기압 연변에서 발생하는 조건부 대류잠재불안정의 결과이다.

그림 4.1.4(c)에서 볼 수 있듯이 한반도를 포함한 아시아 지역의 강수 빈도는 북태평양 고기압으로 갈수록 급격하게 줄어들고 북태평양 고기압과 대륙 고기압의 사이에서 점진적으로 증가하고 있는 것을 알 수 있다. 그리고 여기에서 주목해야 할 것은 마지막 그림(d)이다. 북태평양 고기압의 연변을 따라 강한 강수 강도가 나타나는데 특히 일본 남해에서 한반도에 이르는 지역에서 일강수량의 강도가 강수 빈도의 증가에 비해서 크게 나타나고 있다. 이것은 여름철 한반도에서의 집중호우의 중요한 기작으로 작동하는 것이 북태평양 고기압 연변에서의 상승운동과 조건부 불안정에 의한 중규모대류계였다는 사실을 통계적으로 잘 보여준다.

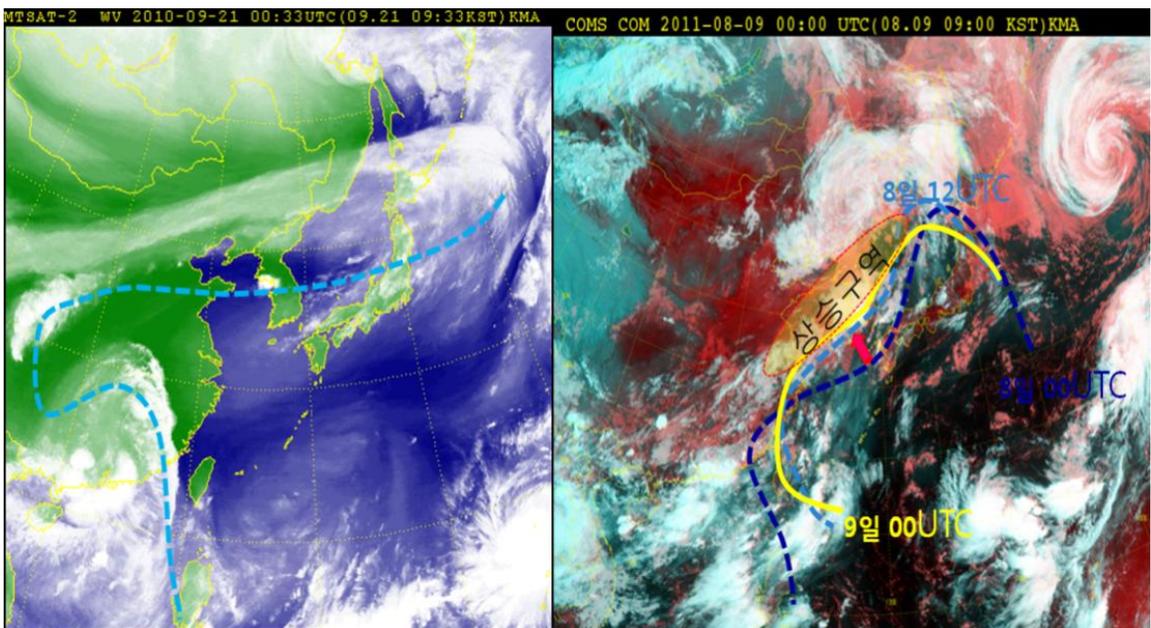


[그림 4.1.4] 여름철 10년 평균(a) 500hPa 등고도선, (b)850hPa 등고도선, (c)강수빈도, 500hPa 5880gam, 850hPa 1540gam, (d)일강수량, 500hPa 5880gam, 850hPa 1540gam

그림 4.2.5는 2010년 9월 21일 00UTC와 2011년 8월 9일 00UTC 위성영상에 500hPa 5880gpm 선을 합성한 것이다. 두 사례 모두 특징적인 것은 북태평양 고기압 중심으로는 강한 하강기류와 함께 구름이 없는 지역이 나타나고 북태평양 고기압 가장자리와 북쪽의 암역(Dry Slot) 사이에서 집중호우와 직접 관련된 강한 중규모대류계가 발달하고 있는 것이다. 이는 북태평양 고기압의 가장자리가 한반도 집중호우 발생이 중요한 경계로 작용했다는 것을 의미한다.

여기에서 주목해야 할 중요한 경계가 북태평양 고기압 가장자리 북쪽에 위치한 Dry Slot이다. Dry Slot은 상대적으로 건조한 하강기류로 Dry Slot의 침입과 함께 발생하는 강한 하강운동이 북태평양 고기압 주변의 상승운동과 조건부 잠재불안정을 더욱 강화시켜 특정한 방아쇠 작용에 의해서 발생한 중규모대류계가 급격하게 발달하는데 기여한다. 태풍의 역할도 중요하다. 수도권 집중호우 사례에서는 중국에 상륙한 태풍이 한반도 남서쪽에 위치하면서 강한 수증기와 열을 한반도 남쪽으로 공급하고 있으며, 전북지역 집중호우 사례에서는 전날 서해상을 통과하여 한만 국경 부근에서 열대저압부로 약화된 태풍에 의해서 한반도 주변에 많은 수증기와 열이 공급되었다.

태풍은 적도지방에서 발원해서 북상하기 때문에 적도의 열과 수증기를 그대로 중위도 지역까지 수송함과 동시에 중위도 지역에 형성되어 있던 기압배치를 교란하는 역할을 한다. 안정된 기압배치를 깨뜨림과 동시에 주변과 확실하게 구분되는 수증기와 열의 경계를 형성하여 상대적으로 건조하고 차가운 대륙 고기압과의 사이에 수증기와 온도 경도를 강화시켜 전선발생과 조건부 대류 불안정을 강화시키는데 중요한 역할을 한다. 북태평양 고기압 가장자리와 태풍이라는 중요한 중규모 및 중규모 경계를 적절하게 탐지하고 이동 경향을 추적한다면 집중호우가 발생할 수 있는 지역과 강도를 예보하는데 큰 도움을 줄 것이다.



[그림 4.1.5] 2010년 9월 21일 00UTC 위성영상(상), 2011년 8월 9일 00UTC 위성영상(하)

4. 사례 발생 원인

4.2. 대기 불안정

수도권 집중호우 사례의 경우 집중호우를 유도하는데 중요한 요소 중에 하나로 풍부한 수증기 공급을 들 수 있다. 지상에서부터 700hPa 고도까지 많은 수증기가 유입되면서 상대습도가 90%를 넘고 500hPa 고도까지 고려할 때도 70% 이상의 상대습도를 보여 비교적 풍부한 수증기가 하층의 남서기류를 타고 한반도 중부지방으로 유입되고 있었다. 특히 시간당 강수량을 말하는 강수 효율과 총 강수량을 평가하는데 매우 유용한 가강수량이 중위도 집중호우 기준인 40mm 넘어 45mm에서 47mm 분포를 가졌다.

상승응결고도(LCL)와 자유대류고도(LFC)의 높이가 수 백m 이하에 머물러 지속적인 상승운동을 만들어 낼 수 있었다. 대류가용잠재에너지(CAPE; Convective Available Potential Energy)는 100J/kg에도 못 미치는 아주 낮은 값을 보였는데 이것은 흔히 장마철 이후부터 8월 말까지 북태평양 고기압 가장자리의 대류 불안정에 의해서 발생하는 중규모대류계에 의한 집중호우 사례들에서 평균 1,500J/kg 이상의 CAPE 값이 관측되는 것에 비해서는 매우 낮은 값으로, 이 사례가 강한 일사에 의한 잠재 불안정 보다는 주변 중규모 불안정에 의한 역학적 대류 잠재 불안정에 기인한 것이라는 것을 의미한다.

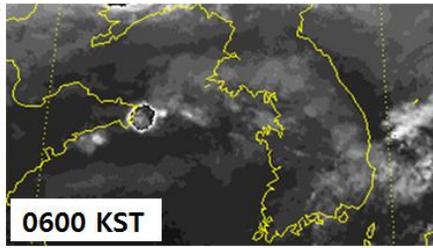
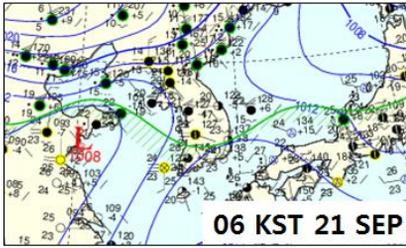
LI 값은 음의 값은 가지지 못했지만 0에 가까운 값을 보였다는 점에서 중립적인 수준이었던 반면 KI 값은 30 이상의 값이 관측되고 있었다는 점에서 중규모대류계에 의한 집중호우 발생에 매우 유리한 조건이었음을 시사하고 있다. 집중호우 사례들은 그 중관 환경은 완전히 다를지라도 대기 하층의 풍부한 수증기 공급, 대류 불안정, 강한 상승운동 유도 등 집중호우를 유도하는 중규모대류계 발달에 충분한 불안정한 환경을 가지고 있었다.

4.3. 호우 시스템 발달 과정(21일 05KST - 17KST)

지상 일기도와 위성 영상(그림 4.4.1) 그리고 레이더 영상(그림 4.5.2)에 따르면 서해 상에서의 호우시스템의 발생과 진화 및 이동은 다음과 같이 진행되었다:

- 05-07KST : 기압골 수렴구역에서 대류계가 발생하여 동진하였다.
(산동반도 동쪽과 부근 서해상에서 발생)
- 08-09KST : 동진하는 대류계가 발달하면서 경기도 서해안 부근 해상에서 중규모 저기압 발생을 유도 하였다.
중규모 저기압 중심의 서쪽에서 정체전선이 발달하였다(활성 정체전선).
- 08KST ~ : 활성 정체전선에서 대류계가 발달하였고, 전선을 따라 이동하면서 대류계는 다세포 시스템으로 구성된 밴드형 MCS로 발달하였다. 밴드형 MCS가 육지로 들어 오면서 호우밴드가 더욱 강화되었다.
- 13-17KST : 정체전선을 따라 이동해 온 호우시스템(호우 밴드)의 지속적 수도권 통과에 따라 수도권에서 호우가 발생하였다.
※ 강수계 이동 속도: 15m/s 내외(50-60km/h)

4. 사례 발생 원인



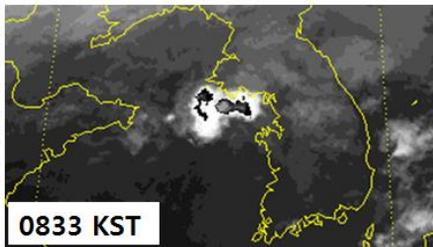
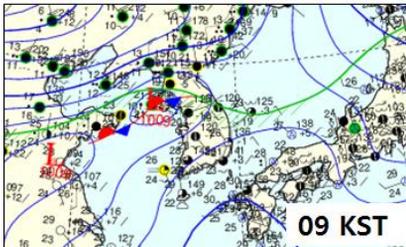
06 KST

기압골 수렴지역에서 대류계 발생

07 KST

이 대류계 동쪽에 새 대류계 발생

두 대류계의 동진



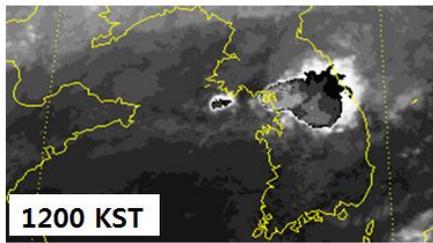
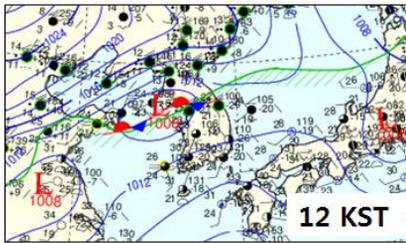
09 KST

중규모 저기압 발생

두 대류계의 합병

산동 반도에서 먼저 발생한 대류계는 약화된 상태

10KST에 하나의 강한 대류계 발달



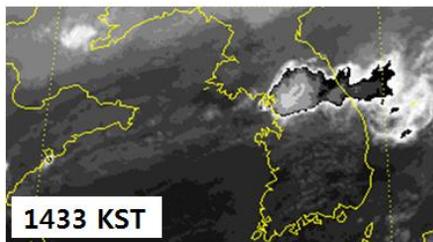
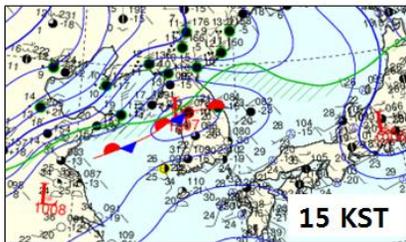
12 KST

- 저기압은 느리게 동진

- 저기압 서/남서쪽에 정체전선

- 저기압 중심과 동쪽부분에 강하고 큰 대류계

- 정체전선 상에서 강한 대류계 발달



15 KST

- 저기압은 느리게 동진

- 정체전선 계속 유지

- 저기압 중심 부근과 동쪽 부분에

- 강한 대류계

- 정체전선을 따라 약한 밴드형 대류계 발달

[그림 4.3.1] 2010년 9월 21일, 서해상의 대류계 발생으로부터 중규모 저기압 발달과 호우 시작까지의 지상 일기도와 위성 사진

4.4. 호우 발생의 역학 및 열역학적 원인

2010년 9월 21일의 수도권 호우는 정체전선에서 발달한 밴드형 MCs가 전선을 따라 동진하면서 더 강하게 발달하였고, 그러한 호우계가 수 시간 지속적으로 수도권을 통과하면서 200mm가 넘는 강수를 초래하였다. 이러한 호우계의 발달은 종관규모 기압골이 존재하는 상황에서 기압골 내의 수렴구역(서해상)에서 발달한 대류계들로부터 시작되는 것으로 판단된다. 호우계의 역학적 과정 발생은 다음과 같다:

- ① 기압골에서의 대류계 발달(06-08KST, 서해상) (그림 4.3.1)
 - 하층의 종관 규모 기압골과 연관된 바람 수렴 지역에서 대류계가 연속 발생하여 발달하였다.
 - 바람의 수렴, 충분한 수분 공급, 잠재 불안정성 존재 등 강한 대류계와 중규모 저기압이 발달하기 좋은 환경을 갖추고 있다.
- ② 대류계에 의한 중규모 저기압 발달(08-09KST, 경기도 부근 해상) (그림 4.3.1)
 - 기압골 내의 수렴구역에서 발달한 대류계들은 강하게 발달하면서 응결 잠열 방출에 의해 중규모 저기압을 발생시킨다(Jung and Lee, 2013).
- ③ 활성화된 정체전선 발달(그림 4.3.1과 4.4.1)
 - 중규모 저기압이 발생하면서 저기압 북서쪽에 북풍 계열 바람을 강화시키고(결국, 대륙고기압과 연관된 북풍 계열 바람과 연결되면서) 남쪽의 강한 남서풍대 경계면에 전선을 발생시킨다(변형류에 의한 전선 발생).
 - 활성화된 정체전선의 구조(그림 4.4.1 - 지상 전선에서의 하층 바람의 강한 수렴, 그림 4.1.2 - 지상 전선 위 925hPa에서 남서풍이 불고 있음)를 가지면서도 정체하고 있다.
- ④ 정체전선에서의 조직화된 대류계의 발달(그림 4.4.2)
 - 활성화된 정체전선에서 하층 공기의 강한 수렴과 함께 남쪽의 공기가 상승하면서 다세포 시스템으로 구성된 밴드형 강수계가 발달한다.
- ⑤ 밴드형 강수계의 동진과 호우시스템으로의 발달(그림 4.4.2)
 - 정체전선을 따라 동진하는 밴드형 대류계는 이동 중 수렴이 강한 지역을 통과하면서 강한 호우 시스템(고 강수율 밴드, 13KST와 14KST의 서해안 부근 내륙에 위치)으로 발달하였다.
- ⑥ 수도권 호우
 - 강한 밴드형 강수계가 13KST 경에 서울에 도달하면서 시간 당 60mm 이상의 호우가 시작되어 3시간 이상 지속되었다.

4. 사례 발생 원인

08KST

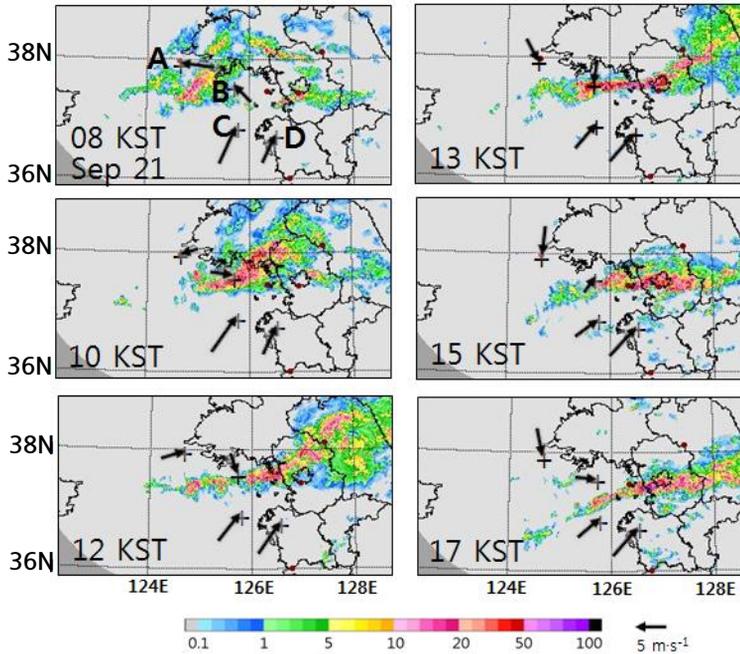
- 저기압성 순환
- 저기압 중심 부근의 강수계(B부근)

10KST

- 연평도에 서풍
- 저기압 중심과 동쪽의 강수계와 전선 강수계

12KST

- 저기압 중심의 상륙
- 정체전선에서의 다세포 MCS 발달
- 육지, 저기압 중심과 동쪽의 강수계(대류 강수 + 층운 강수)



13KST

- 정체전선의 발달
- 전선에서 동진하며 발달한 강수계의 서울 도착 및 호우 시작
- 서울에 접근하는 강수계가 좁아지며, 강해짐

15KST

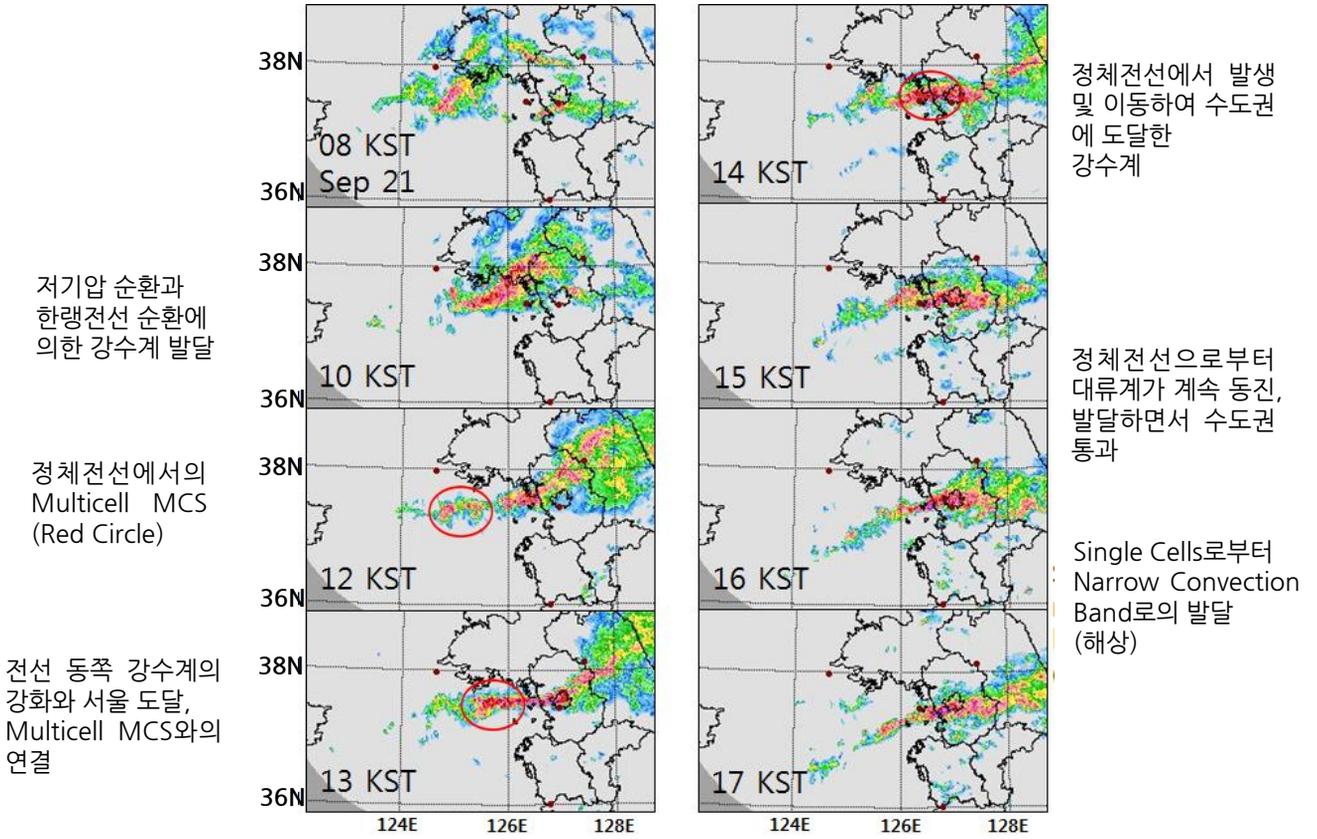
- 정체전선의 유지
- 전선 강수계의 지속적 발달과 서울 통과에 의해 호우 유지

17KST

- 밴드형 강수계의 지속적 정체
- 호우 밴드의 남동진과 서울 호우의 종료
- 해상, 강수계 밴드가 좁아짐

레이더 강수율 (mm hr⁻¹)과 지상바람
지상 AWS 관측소: 백령도 (A), 연평도(B), 목덕도(C), 서산 (D)

[그림 4.4.1] 2010년 9월 21일의 레이더 영상과 지상 바람의 분포



[그림 4.4.2] 정체 전선에서 발달하는 다세포 대류계로 구성된 밴드형 대류계의 동진 및 강화의 모습

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. 예측일기도를 활용한 집중호우 사례 매개변수 분석

(1) 집중호우를 유도하는 매개 변수들

수도권 집중호우와 전라북도 집중호우의 공통적인 특징은 집중호우를 야기한 중규모대류계를 구성하고 있는 대류성 스톱의 규모가 Meso- β 와 Meso- γ 규모이고 그 생애가 10시간 이내였다. 따라서 24시간 혹은 12시간 전에 중규모대류계의 발생 시기와 위치 및 그 강도를 정확하게 예보한다는 것은 현실적으로 불가능에 가까운 일이며, 두 사례 모두 수치예보 모델에서 적절히 모의하지 못했기 때문에 예보관들은 큰 어려움을 겪었다. 그렇지만 예보관들이 한반도에서 발생하는 중규모대류계의 3가지 패턴 즉, 하계 전선(장마) 및 경압 불안정에 동반된 중규모대류계, 하계 태풍을 동반 중규모대류계, 장마 후 북태평양 고기압 가장자리의 불안정에 의한 중규모대류계의 특성을 충분히 이해하고, 연속적인 추적과 지속적인 감시를 통해 중규모 환경과 중규모 환경 변화에 실시간 대응한다면 자연재해로 인한 피해를 최소화하는데 도움을 줄 것이다.

중규모 환경과 중규모대류계 내부의 역학에 대한 지식 함양은 집중호우 예보의 필수 조건이라고 할 수 있다. 집중호우분석과 예보를 위해서는 사전 시그널에 대한 이해가 필요하다. 정확한 시그널을 잡아내기 위해서는 집중호우를 야기한 기존 사례들에 대한 통계학적 기후학적 패턴들에 대한 이해, 언제, 어디서, 얼마나 많은 비가 내릴 것인가에 대한 판단력, 집중호우 발생 지역, 규모, 강도와 관련된 물리과정과 중규모-중규모-스톱규모 상호작용 이해, 예보에 활용하고 있는 수치예보 모델의 장단점 이해, 중규모대류계 발생 전·중 집중호우 관련성을 결정하기 위한 중규모-중규모-스톱규모 분석 기술 그리고 정해진 지역에서의 강수량 결정을 위한 중규모대류계 운동 및 전파에 대한 충분한 이해가 필요하다.

예보자의 집중호우 예측 능력은 정확한 패턴 인식에서 시작되며, 단계별 규모분석, 그리고 사례의 자기화를 통해 집중호우를 야기한 매개변수들에 대한 이해를 통해서 완성된다. 패턴인식과 규모분석은 집중호우 가능성 판단에 있어서 매우 중요한 절차이다.

먼저 큰 그림 차원에서 중규모 분석을 실시하는데, 이 과정에서는 관측 및 모델 자료를 통해 기압골, 상층제트, 하층제트 등과 같은 중규모 강제력과 불안정도, 수증기 공급과 상승운동, 대기상하층 온도 및 수증기 분포 등과 같은 중규모-스톱규모 대류활동의 상관관계 분석이 중요하다.

좀 더 세부적인 그림을 그리는 과정인 중규모 분석 과정에서는 국지일기도, 단열선도, 중규모 수치모델 자료, 위성/레이더 자료를 통해서 중규모대류계 발달 가능성과 집중호우로의 발전 가능성을 분석하여야 한다. 이 과정에서는 특히 하층 경계, 상하층 전선들 간의 상호작용, 유입/유출기류 흐름, 수증기와 불안정도의 시간변화에 주목해야 한다. 마지막으로 실제로 대류활동이 발생한 이후에는 위성/레이더 자료를 활용하여 중규모대류계의 수평 및 연직 구조변화, 돌풍전선과 경계 발달에 의한 새로운 스톱 발생, 스톱 병합과 스톱 이동 및 전파 경향 등에 대한 상세한 분석이 필

요하다. 결론적으로 집중호우 예보에 있어서 예보관은 단계별 규모분석을 통해 집중호우 발생 가능성을 탐지하고 실시간 예보를 동시에 진행할 수 있는 역량을 구비하고 있어야 한다.

일반적으로 한 지역에서의 강수량 결정요소는 상대습도, 가강수량, 하층 습수 등 가용한 수증기량 수증기의 연직분포, 하층제트와 상층 기압골에 의한 지속적인 에너지 공급과 관련된 대기 하층과 중층의 수증기 수송 정도, CAPE, LI, KI 등과 같은 불안정도, 중규모대류계 시스템의 무게 중심, 충돌-병합 강수과정, Back-building 과정 등 강수 강도(효율)와 국지적인 집중 정도 분석, 시스템 전체의 이동 속도와 후방전과 벡터의 지속 여부를 포함하는 중규모대류계의 이동과 전과 경향 등을 들 수 있다. 집중호우를 유도하기 위해서는 큰 강수 효율을 가지는 중규모대류계가 상대적으로 긴 시간 동안 일정한 장소에 머물러 있어야 한다.

강수효율은 풍부한 수증기의 공급과 관련되어 있는데, (1) 850hPa 고도에서의 높은 수분속(Moisture Flux), (2) 지상에서 500hPa까지의 높은 상대습도, (3) 40mm 이상의 가강수량, (4) 장시간 동일 지역으로 수증기 공급 지속 등의 조건이 충족되어야 한다.

중규모대류계가 지속적으로 발달하기 위해서는 강한 대기 불안정이 필요한데 가장 많이 사용되는 불안정도 지수가 대류가용잠재에너지(CAPE)이다. 한반도 집중호우에 있어서 CAPE는 중위도 전선이나 태풍과 같이 매우 강한 종관 규모 강제력이 존재하는 경우에는 비교적 낮게 나타나며, 국지성 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 의미한다. 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 위치하여야 하고, (2) 상당온위의 값이 높고 수평경도가 큰 상당온위가 좁은 지역으로 유입되며, (3) 수증기 수송 벡터의 풍하측과 수증기 수렴 구역에 집중호우 지역이 일치하여야 하고, (4) 강한 온난 이류와 등온위 상승 구역이 존재하여야 한다.

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

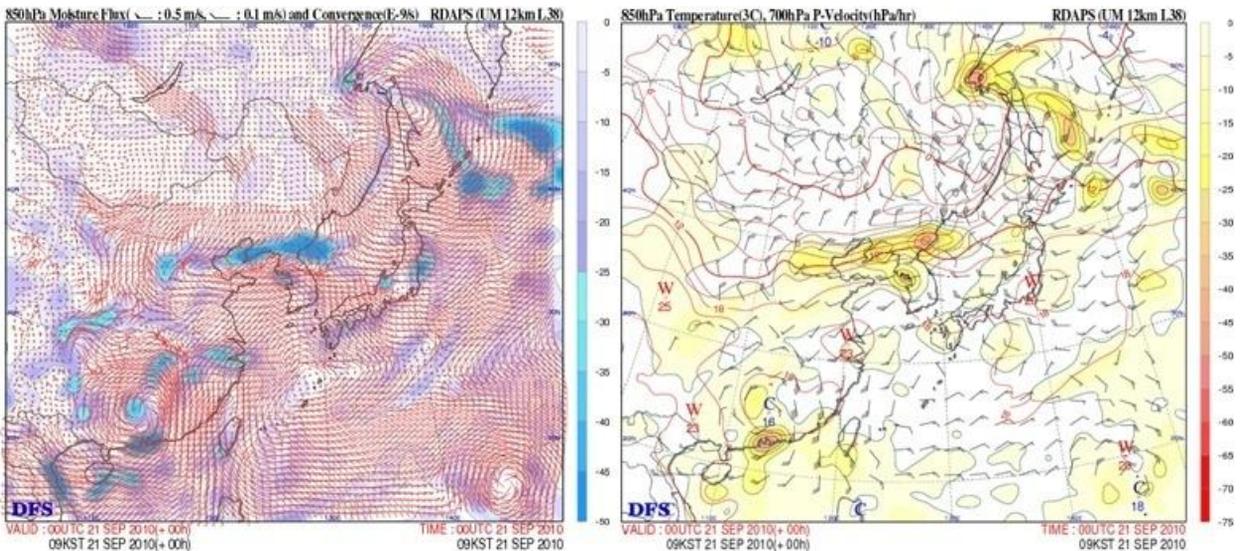
이러한 집중호우를 유도하는 매개변수들의 시간적인 변화를 적절하게 분석하고 판단하는 능력이 예보관들의 예보 능력과 직결된다. 보통의 경우 많은 예보관들이 수치예보 모델에서 제공되는 누적 강수량과 강수 구역 유입시간만을 토대로 강수량과 강수 시작 및 종료 시간을 예보하는데 이

5. 사전 예측을 위한 검토 자료

는 돌발적인 집중호우와 같은 특이한 기상현상들을 놓치는 결과를 초래할 수도 있다. 따라서 예보관들은 수치예보 모델에서 제공되는 다양한 예측 자료들을 토대로 적절하게 집중호우와 관련된 매개변수들을 찾아내고 이를 분석하여 예보에 반영할 필요가 있다.

(2) 기단경계에서 발생한 수도권 호우의 매개변수 분석

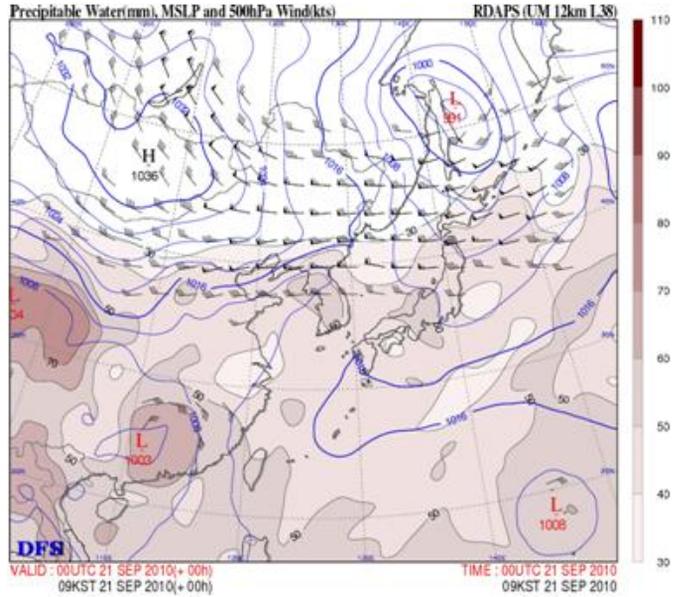
RDAPS 모델 예측장을 이용한 수도권 집중호우 사례에 대한 매개변수 분석은 24시간, 12시간 전에 모의한 자료들을 통해서 사전 예측을 위한 시그널들을 분석하고자 하였으나, 적절하게 모의된 매개변수들을 찾는데 실패하였다. 따라서 여기에서는 집중호우가 발생하기 약 3시간 전에 모의된 2010년 9월 21일 분석장을 통해서 매개변수를 분석한다.



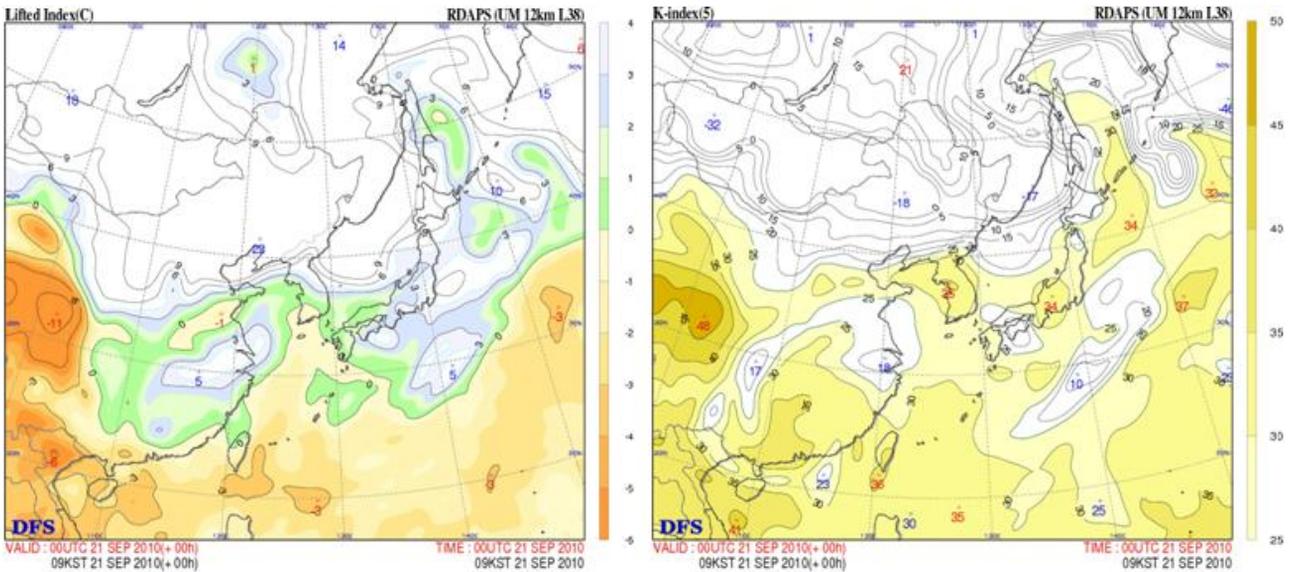
[그림 5.1.1] 850hPa 수분속과 수렴(좌) 850hPa 온도와 700hPa 상승온도(우)

그림 5.1.1은 850hPa 수분속과 수렴 그리고 850hPa 온도와 700hPa 연직 속도이다. 앞에서 언급했듯이 높은 강수 효율을 위해서는 하층 수증기의 공급이 중요한데 850hPa 수분속을 보면 중국 남부에 상륙한 태풍에서 남서기류를 타고 많은 수증기들이 공급되고 있으며 특히 경기만 부근으로 수증기 공급이 집중되고 있다. 그리고 한만 국경 부근에 수분속이 집중된 것은 대륙 고기압과 북태평양 고기압의 수렴에 의한 것이다. 850hPa 등온선은 양자강 부근에 온난 핵을 두고 남서기류를 따라 온난 이류와 함께 수증기가 한반도 중부지방으로 유입되고 있음을 보여준다. 700hPa에서의 강한 연직 운동이 경기만 부근에서 발생하여 강한 대류활동이 발생과 유지에 도움을 준 모습을 잘 보여준다. 이는 풍부한 수증기가 온난 이류를 통해서 집중되는 구역에 집중호우가 발생한다는 사실과 일치한다.

그림 5.1.2는 지표면에서 대기 상단까지의 총 가강수량의 수평분포이다. 단열선도 분석에서 지상에서 700hPa 고도까지의 평균 상대습도가 90% 이상이고, 500hPa 까지 평균 상대습도가 70% 이상이였음을 고려했을 때, 50mm 이상의 높은 가강수량을 가진 공기가 한반도 상에 위치하고 있다는 것은 많은 강수량이 발생할 수 있었음을 의미한다. 관측 값 기준으로 40mm가 집중호우를 야기할 수 있는 가강수량의 기준이라고 보았을 때 모델 예측에서 50mm는 매우 높은 값으로 하층의 수증기 공급과 온난 이류가 지속되는 상태이기 때문에 강한 비가 내릴 수 있는 충분한 조건이었다.



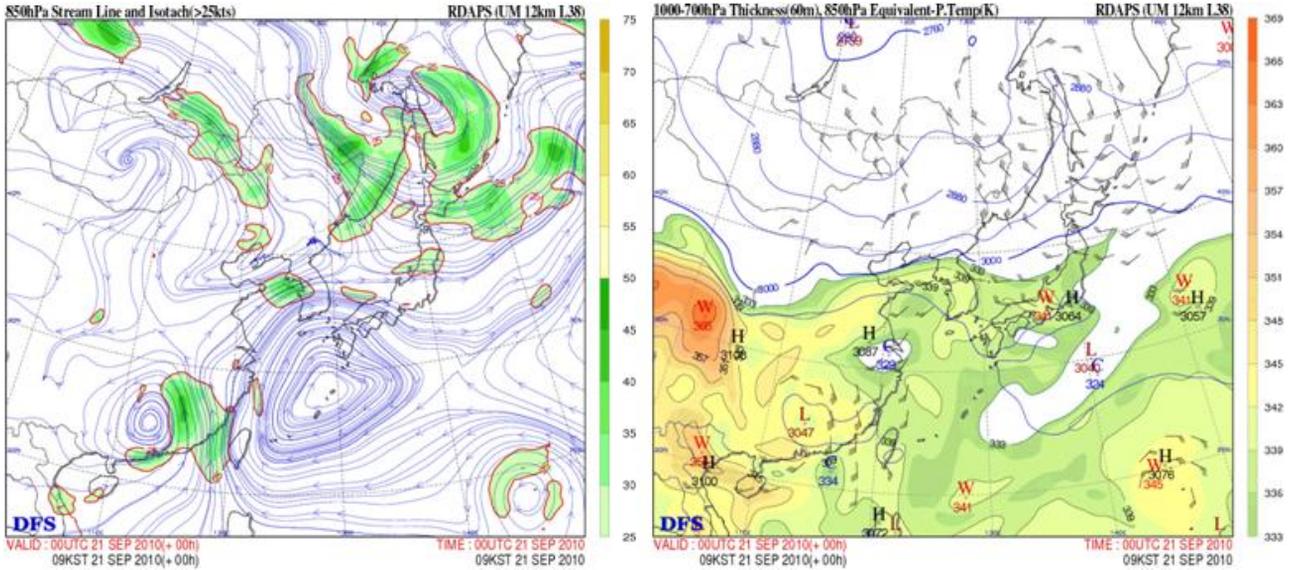
[그림 5.1.2] 가강수량, 해면기압



[그림 5.1.3] 불안정도 지수 LI(좌), KI(우)

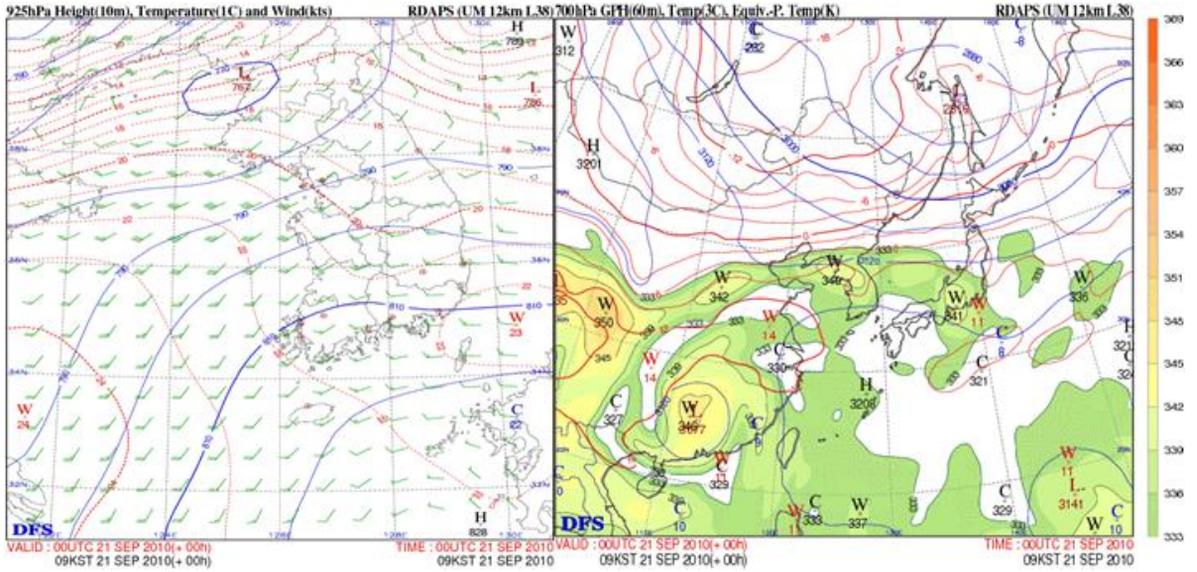
그림 5.1.3은 RDAPS에서 모의된 불안정도 지수 LI와 KI의 수평 분포이다. LI가 3이하인 구역이 한반도 중부지방에 위치하고 LI가 0보다 작은 구역이 한반도 남쪽에 위치한다. 이 지역에 강한 남서기류가 존재하고 있다는 점을 감안하면 불안정한 공기가 한반도 중부지방으로 유입되어 대기가 불안정 구역에 놓일 가능성이 높음을 의미한다. 단열선도 관측자료 분석과 마찬가지로 강한 대류가 발생하고 있는 지역에서 KI 값이 최대 35를 보이고 있으므로 한반도 중부지방에 지속적으로 강한 대류 불안정이 발생할 수 있었다.

5. 사전 예측을 위한 검토 자료



[그림 5.1.4] 850hPa 유선, 등풍속선(725kts)(좌), 1000-700 층후, 850hPa 상당온위(우)

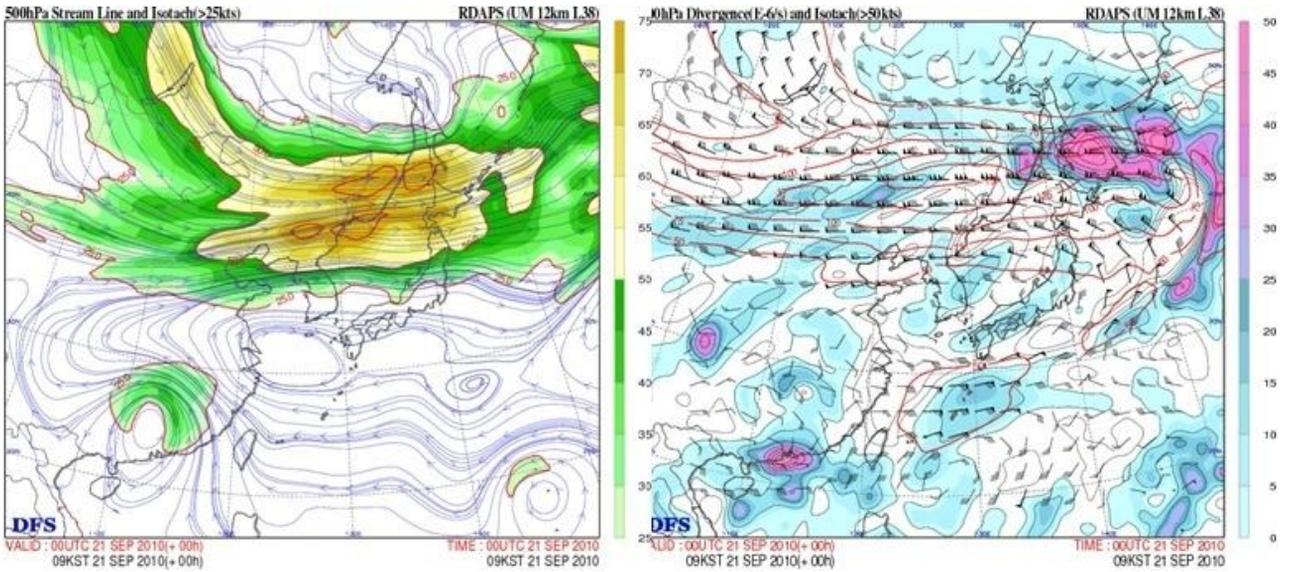
하층제트는 집중호우 발생에 필수적인 요소인 풍부한 수증기, 불안정도, 상승운동에 모두 관여하는 중규모대류계의 발달과 유지과정에서 절대적인 영향력을 가지는 매개변수이다. 850hPa 유선에서 고기압성 회전의 중심이 일본 남서쪽에 위치하고 한반도는 고기압 능에 위치한다. 그리고 풍속 25kts(12.5m/s) 이상의 하층제트가 경기만 부근에 보인다. 집중호우를 동반한 중규모대류계가 발생하는데 유리한 지역이 850hPa 하층제트의 축이나 출구 지역이라는 점과 잘 일치한다. 또한 대륙의 상대적으로 한랭건조한 공기와 구별되는 330K 이상의 온난 습윤한 공기가 좁은 지역에 위치하면서 이 지역을 중심으로 중규모 조건부 대류잠재 불안정이 존재하고 있었음을 보여준다. 1000~700hPa 층후선도를 보면 서해안을 중심으로 발해만 부근에는 좁은 층후지역 즉 기온의 변화가 큰 지역이 위치하고 한반도 부근에서 일본까지는 층후의 간격이 급격하게 넓혀진다. 이러한 층후의 분류(Diffluence)는 한반도 중부지방에서의 전선발생에 도움을 주고 좁고 강한 중규모대류계의 지속적인 발달에 좋은 조건을 제공한다(예보관 훈련 교재 대기역학 6장 2절 그림 6.3 참조).



[그림 5.1.5] 925hPa 고도, 온도, 바람(좌), 700hPa 고도, 온도, 상당온위(우)

대기하층의 매개변수들 중에서 수증기의 수송벡터 형태와 위치도 매우 중요하다. 그림 5.1.5는 대기하층의 온난 이류 구역과 강도, 그리고 이류된 온난공기가 불안정한 대기 중층 구역인 등온 위면 상승구역으로 유입되는지를 보여준다. 그림에서 925hPa의 온난이류 구역이 한반도 남서쪽에서 한반도를 가로질러 흘러가는 반면 북한 북부와 동해 쪽을 중심으로는 한랭 축이 분포한다. 그리고 이 기류는 700hPa 고도의 상당온위 경도가 큰 구역으로 유입되고 있다. 상당온위의 남북 경도가 크다는 의미는 서해상에서 한반도 내륙까지는 강제 단열상승 구역이, 한반도 동북부 지역은 강제 단열하강 구역이 존재한다는 것을 의미하며, 이러한 환경에서는 대기 하층에서 유입되는 온난한 남서기류가 상대적으로 한랭한 공기를 타고 강제 상승하여 조건부 대기 불안정 조건에 놓이기 때문에 강한 중규모대류계를 발달시키는데 매우 적합한 환경을 제공한다. 남서쪽으로부터 많은 수증기를 함유한 수송 벡터의 중심이 한반도에 지속적으로 유입될 것으로 예상되기 때문에 한번 발생한 중규모대류계는 후방에서 지속적으로 새로운 스톰들이 발생함으로 인해 오랜 시간 동안 세력을 유지할 수 있었다.

5. 사전 예측을 위한 검토 자료



[그림 5.1.6] 500hPa 유선, 등풍속선(>25kts)(좌), 300hPa 발산, 등풍속선(50>kts)(우)

그림 5.1.6은 중규모대류계의 발달에 적합한 대기의 흐름을 추적하기 위해서 500hPa 유선과 200hPa 제트기류 및 발산 구역을 분석한 것이다. 중규모대류계의 발달과 유지를 예측하기 위한 대기 중층 및 상층 매개변수는 500hPa에 약한 상층 기압골을 동반하면서 그 전면에서 남서에서 서풍기류가 지속적으로 유입되고, 300hPa 고도 제트기류의 출구에 놓이면서, 동시에 상층 발산 구역과 일치하는 것이다. 그림에서 볼 수 있듯이 500hPa에서 약한 기압골이 몽고부근에 위치하고 있고 그 전면에서 유선을 따라 남서풍에서 서풍 계열의 기류가 지속해서 유입되고 있다. 대기 중층에서의 지속적인 남서에서 서풍기류의 유입은 대기 중층에서의 양의 와도 영역을 강화시키게 된다. 300hPa 고도의 제트기류 중심축이 북위 45°N에 위치하고 한반도 주변에서는 동서 성분이 크게 나타나고 있으며 한반도 상공에 약하지만 발산 구역이 발견되고 있다. 대기 중층과 상층의 기류와 발산역의 위치와 대기 하층의 저기압 발생구역, 온난 이류 및 강제 상승구역과 잘 일치한다. 따라서 이 지역에서 중규모대류계가 발생하면 그 내부의 대류성 스톰들이 빠른 시간 내에 대류권계면까지 발달할 수 있으며, 상대적으로 오랜 시간 동안 그 세력이 유지되어 국지적인 집중호우를 야기하는데 매우 유리한 조건이 형성되었다.

5.2. 위성

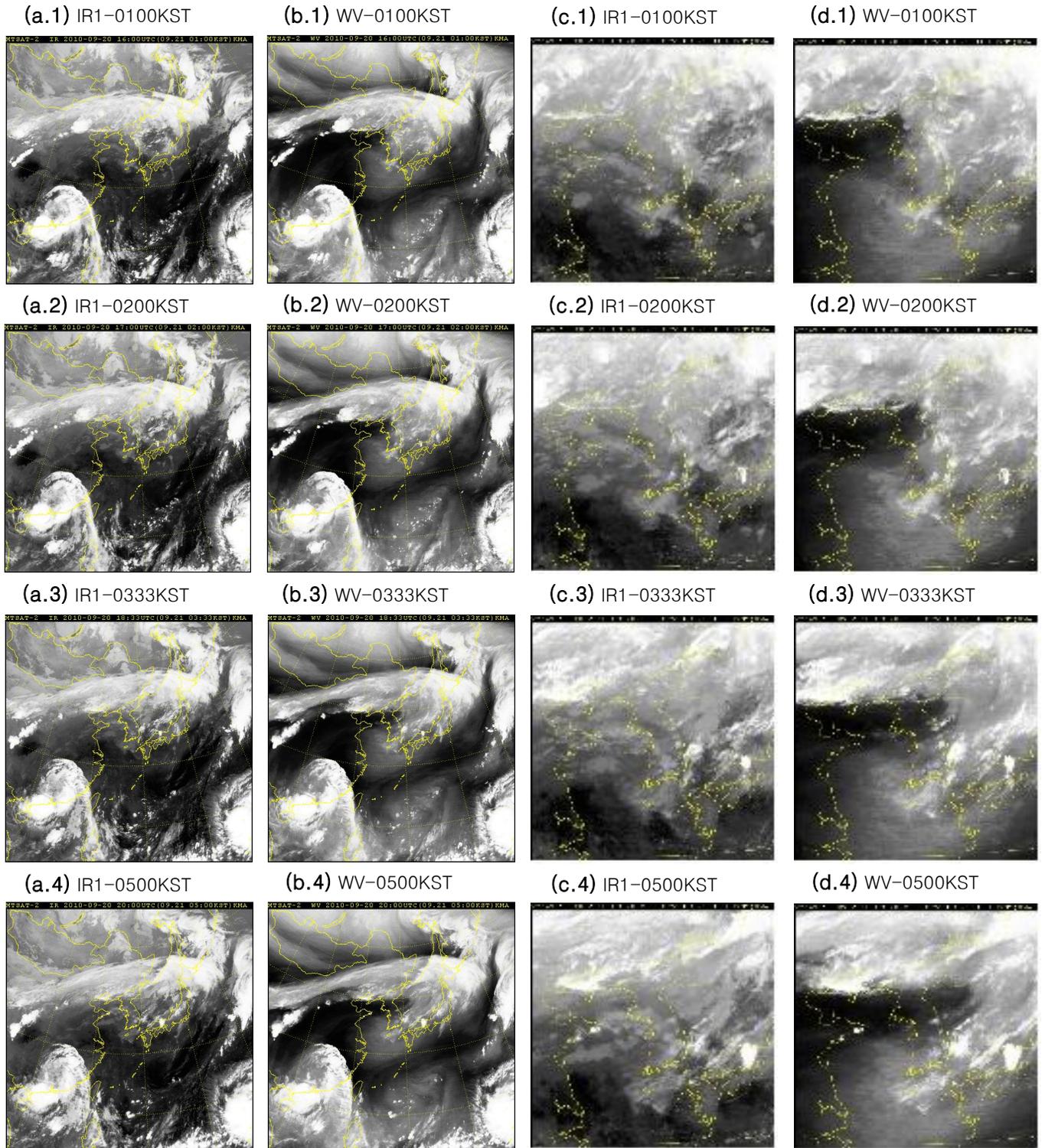
2010년 9월 21일 집중호우사례는 중국 내륙에 위치한 열대저압부로부터 다량의 수증기가 북태평양 고기압의 순환에 동반되어 한반도로 공급된 사례이다. 또한 산둥반도에서부터 발생된 중규모 대류 시스템들이 서해상을 통과하면서 병합됨과 동시에 전선을 동반하며 “확대 V형 (Enhanced V Shape)”의 형태로 매우 강하게 발달하여 한반도로 접근하였다.

그림 5.2.1은 대류세포 발생 시까지 아시아 영역과 한반도 영역의 적외, 수증기영상을 나타낸 것이다. 적외영상 그림 5.2.1.(a)에서 산둥반도에서 한반도 영역까지 광범위하게 하층운이 분포하고 있는 것으로 대기 하층에 다량의 수증기가 존재하는 것을 할 수 있다. 또한 아시아 영역의 적외영상에서 화남지방에 열대저압부가 위치하고 있어 다량의 수증기가 한반도로 유입되고 있음을 알 수 있다.

수증기 영상 그림 5.2.1(b)와 (d)에서 산둥반도로부터 암역이 동진하고 있고 한반도 북쪽에 방파권운(Cirrus Shield)이 존재하는 것을 볼 수 있다. 이것으로 상층 제트의 위치를 알 수 있다. 특히 일본 남쪽 해상 상층에 저기압성 순환이 존재하며 이것으로 지상의 북태평양 고기압의 위치를 알 수 있다. 이러한 정보를 종합하여 대략적인 상층의 종관장을 파악할 수 있다. 이 사례에서 대류세포는 하층에 다량의 수증기가 존재하며 그 상층에 명역과 암역의 경계(Boundary)에서 생성되었다.

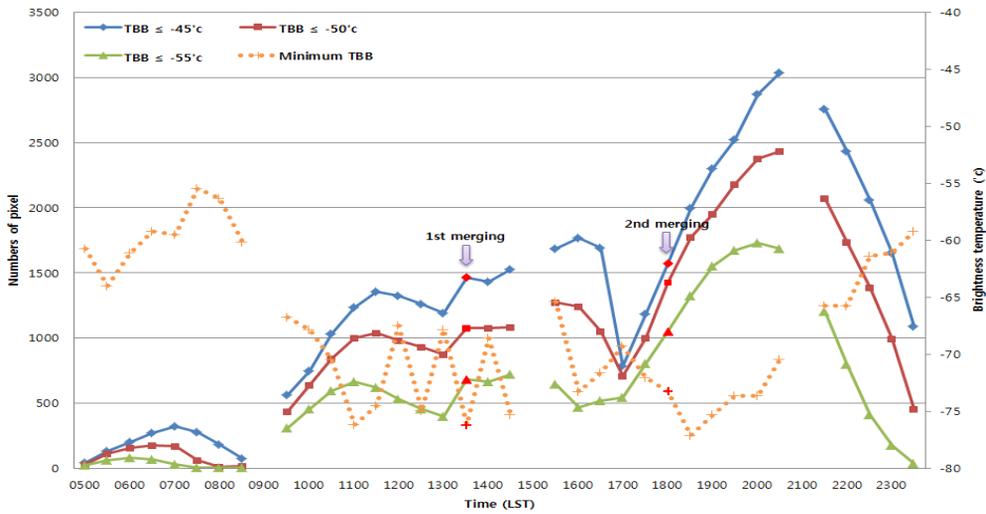
대류세포 발생의 탐지와 초단기 예측을 위해서는 먼저 일기도를 분석하여 종관장을 파악한 후 만약 대류 시스템 발생 가능성이 있다면 집중호우와 관련된 대류세포의 발생 가능성을 염두에 두고 대류세포 발생 전 적외영상과 가시영상을 이용하여 안개 또는 하층운의 존재 유무와 그 면적의 크기로 하층의 수증기 분포를 파악하며 수증기영상을 활용하여 상층의 암역의 분포와 이동방향/속도 그리고 암화, 상층 제트의 존재여부와 기압골 등의 위치 등을 집중적으로 파악해야 한다.

5. 사전 예측을 위한 검토 자료

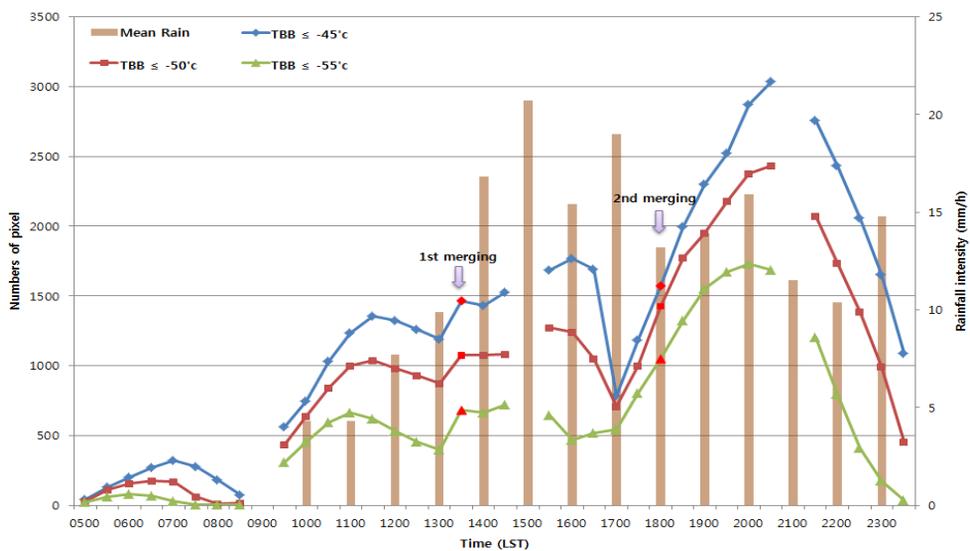


[그림 5.2.1] 대류세포 발생 시까지 동아시아 영역의 (a)적외영상, (b)수증기영상과 한반도 영역의 (c)적외영상, (d)수증기영상

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 증가하였다. 특히 첫번째 병합 후 두번째로 낮은 휘도온도(-76.2°C)를 보였고 두번째 병합 후 가장 낮은 휘도온도(-77.1°C)를 보였으며 강수강도는 증가하는 경향을 보였다. 따라서 외삽을 통해 최소 휘도온도의 변화를 예측할 수 있다면 강수 강도 또한 예측이 가능할 것으로 판단된다.



[그림 5.2.2] 대류세포의 화소수와 최소 휘도온도의 시간변화



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

5. 사전 예측을 위한 검토 자료

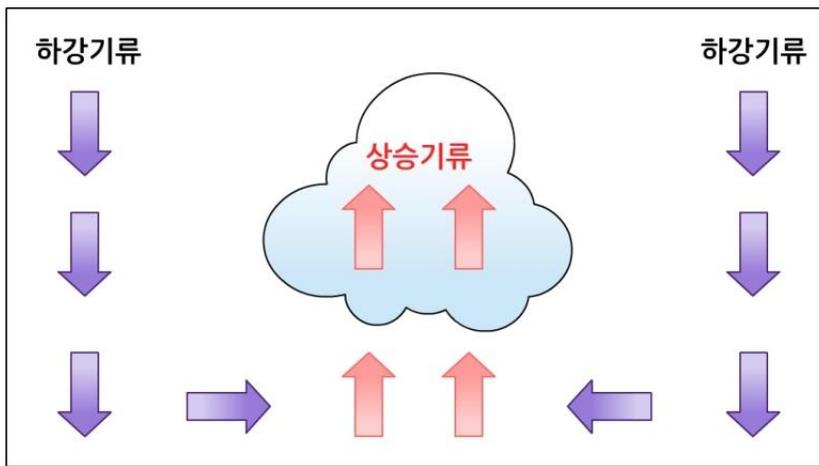
■ 사전 예측을 위한 검토 자료 요약

이번 사례와 2011년 8월 9일 전라북도 호우 사례의 중규모 대류 시스템(클러스터) 발생시 위성 영상에서 공통적으로 나타났던 특징은 적외 및 가시채널 등에서 중국 산둥반도-서해상-한반도에 이르는 광범위한 하층운(또는 다량의 수증기)과 함께 수증기 채널에서 나타나는 상층의 암역이 동진함과 함께 암화가 발생한 점이다. 즉, 대류세포는 대류권 중하층에 다량의 수증기가 존재할 때 서쪽에서 동진하는 암역의 경계 또는 암역내에서 발생하고 있다. 따라서 대류세포 발생의 탐지와 초단기 예측을 위해서는 먼저 일기도를 분석하여 중관장을 파악한 후 하층의 제트와 그 상층에 제트의 존재 여부와 위치를 확인한다. 이때 대류 시스템 발생 가능성이 있다면 집중호우와 관련된 대류세포의 발생 가능성을 염두에 두고 위성영상 해석 시 다음을 고려해야 한다.

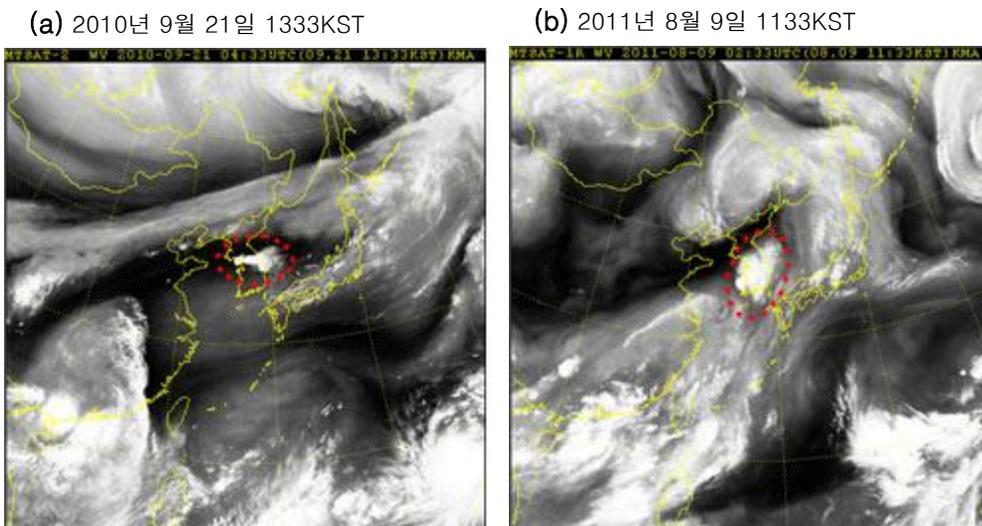
대류세포 발생 전 적외영상과 가시영상을 이용하여 안개 또는 하층운의 존재 유무와 그 면적의 크기로 하층의 수증기 분포를 파악한다. 또 수증기영상을 활용하여 상층의 암역의 분포와 이동방향/속도 그리고 암화, 권운줄기(Cirrus Streak)와 가로구름선(Transverse Line)의 위치를 참고하여 상층 제트의 존재여부와 기압골 등의 위치를 파악한다.

대류세포가 생성된 후에는 적외 강조영상을 이용하여 대류세포의 면적의 증가와 운정 최소회도 온도의 감소로 대류세포의 발달 정도를 확인한다. 특히, 적외영상에서 하나의 대류세포로 이루어진 것처럼 보이나 실제로는 대류세포 내에 여러 개의 작은 대류세포로 구성되어 있으므로 적외 강조영상의 밝기를 기준으로 대류세포를 분리하여 면밀하게 분석할 필요가 있다.

수증기영상에서 그림 5.2.4와 5.2.5에서 보는 바와 같이 일종의 풍선효과에 의해 대류세포가 급격히 발달할 가능성이 있으므로 압역과 경계의 위치를 찾는 것이 중요하다. 또 가시영상을 이용하여 하층운, 안개, 구름의 요철이나 그림자 등으로 대류세포의 주변 환경 및 발달 정도를 확인한다. 특히 두 집중호우 사례에서 대류세포의 병합과 강수강도의 증가는 밀접한 관련이 있었다. 따라서 대류세포가 후방생성(Back-building) 형태로 새로운 세포가 지속적으로 생성된다면 대류세포의 이동속도를 외삽하여 이동방향, 속도 등을 예측한 후 대류세포들의 병합여부를 판단한다. 또한 비슷한 종관적 특징을 가졌던 기존의 사례의 위성영상을 참조한다면 예보에 도움이 될 것이다.



[그림 5.2.4] 풍선효과 모식도



[그림 5.2.5] 풍선효과 예시

5. 사전 예측을 위한 검토 자료

특히 이번에 선정된 사례들과 같이 강한 중규모 대류현상이 발생하여 수 시간 이상 지속되기 위해서는 기본적으로 상하층 제트로 대표되는 역학적 배경장과 함께 다량의 수증기 및 수증기 공급 시스템이 필요하다. 이러한 집중호우와 같은 기상재해를 유발하는 중규모 대류계 뿐만 아니라 모든 기상현상을 정량적으로 예보하기 위해서는 1차적으로 기상현상의 발생 예정위치와 시각을 판단해야 하며 향후에는 이 현상의 발달여부와 함께 이동 특성(방향과 속도)을 분석해야 한다. 여기에서는 천리안 위성에서 제공되는 5개 채널 영상 중 이러한 정보를 제공할 수 있는 가장 기본적인 채널인 적외와 수증기 영상자료로부터 중규모 대류계 현상의 발생위치와 시각, 발달여부 및 이동 특성의 사전 예측을 위한 검토방안을 요약한다. 여기서 제시되는 검토방안은 3개 사례의 분석결과에 기초한 것이므로 이를 일반화 내지는 예보지침으로 향상시키기 위해서는 보다 많은 사례에 대해 심도 있는 분석이 필요하다.

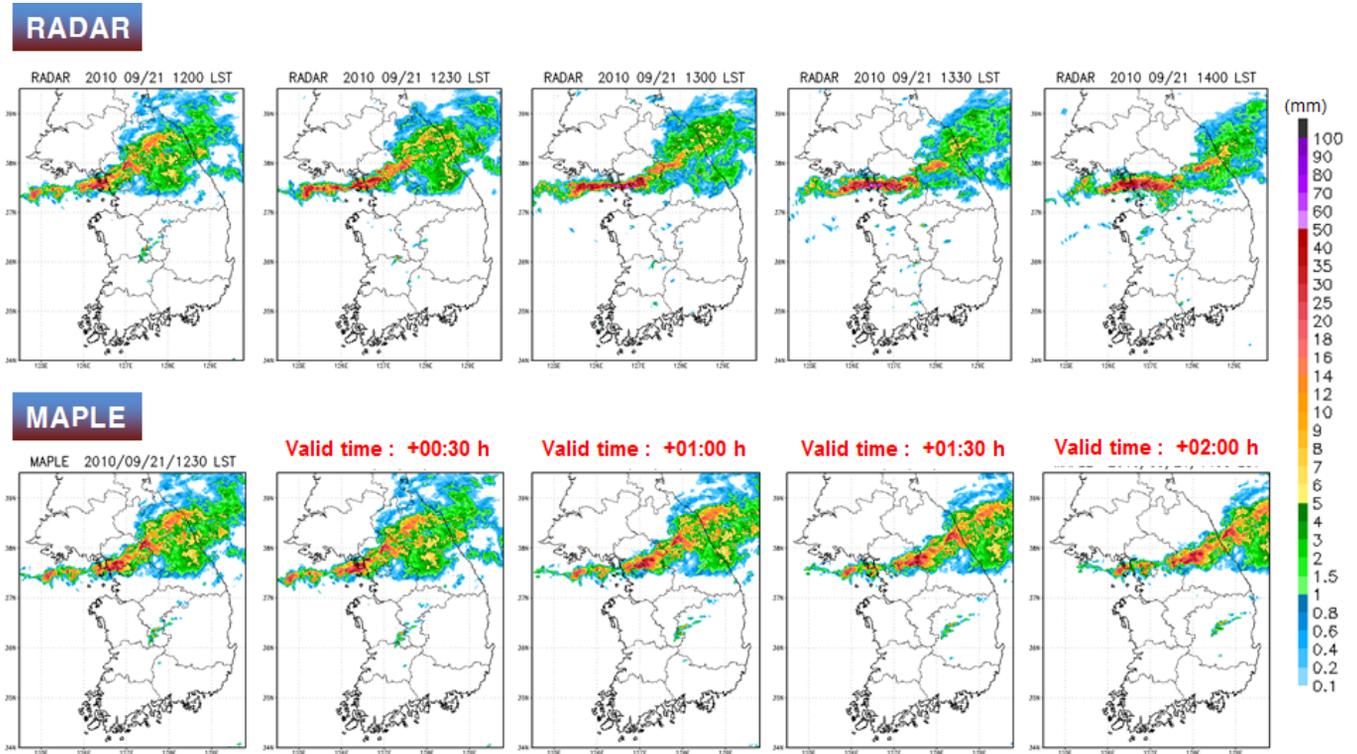
- 1) 일차적으로 수증기영상에서 암역과 명역의 경계, 상층 제트 유무 등을 확인한다. 또한 수증기 영상의 동화를 통해서 암역의 이동 특성(방향, 암화 강도)을 분석한다.
 - 사실 위성영상만으로는 대류세포의 발생 위치와 시각을 예측하는 것은 거의 불가능하다. 하지만 3개 사례 모두 암역과 명역의 경계 또는 암역내에서 대류세포가 발생한 후 암역의 이동과 함께 동진하면서 발달하였다.
- 2) 적외 또는 적외강조 영상(낮에는 가시영상도 활용)을 통해서 하층의 수증기(구름) 분포와 대류세포 발생여부를 분석한다.
 - 하층에 다량의 수증기 또는 구름이 분포하고 상층에 암역(건조하거나 하강기류 존재)이 광범위하게 분포할 경우 대류세포가 국지적으로 발생할 확률이 높다.
- 3) 대류세포의 발생이 확인되면 적외영상에서 제공되는 휘도온도 자료를 이용해 특정 임계휘도온도 이하 화소수의 증감, 최저휘도의 변화경향 등을 분석한다. 또한 대류세포가 2개 이상일 경우 영상동화를 통해 이동속도 차를 분석하여 병합 가능성을 판단하고 하층에서의 지속적 수증기 유입여부를 분석한다.
- 4) 수증기 영상의 동화를 통해 대류세포 주위의 암역 이동방향과 속도 그리고 강도변화(암화)를 분석한다.
 - 대류세포 후면/주위에서의 암역의 강화는 한랭전선 후면에서의 한기 유입효과 또는 풍선효과를 통해서 대류계의 발달을 강화시킬 수 있다.

5.3. 레이더

초단기 예측모델 중 MAPLE(MaGil Algorithm for Precipitation Nowcasting by Lagrangian Extrapolation)과 KONOS(Korea NOWcasting System)는 각각 레이더 합성장과 레이더-AWS 강우강도(Radar-AWS Rain Rate; RAR)에 의해 주어진 강우패턴의 이동벡터장을 변분예코 추적 기법(VET)을 사용하여 예코 이동벡터를 산출하고 Semi-Lagrangian 기법을 적용하여 수 시간 이내의 예측장을 생성한다. MAPLE과 KONOS 예측자료는 알고리즘 특성상 신규 시스템의 발달은 예측되지 않으며, 존재하는 시스템의 발달과 소멸만 예측 가능하다. 사전예측을 위한 검토자료로써 초단기 예측모델을 사용하기 위해서는 예측장 자료와 레이더 자료를 이용하여 강수 시스템의 발달 및 소멸, 이동 등에 대한 비교 및 검토가 요구된다.

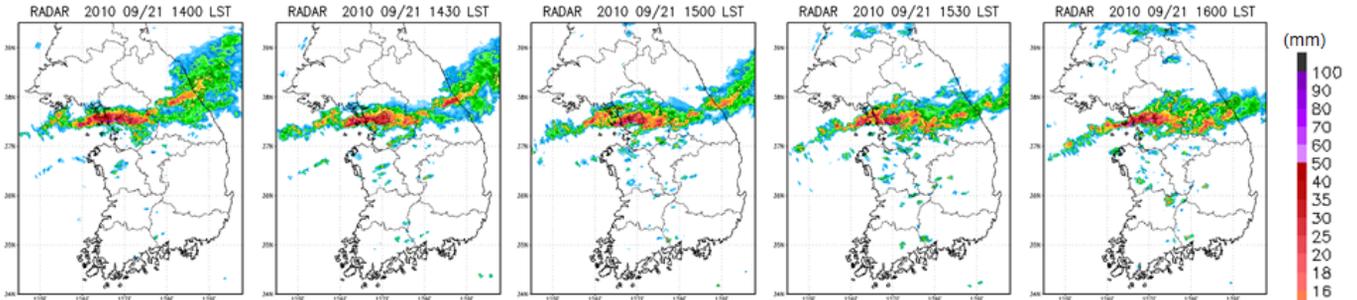
5. 사전 예측을 위한 검토 자료

1200KST에서 1400KST까지 예보 2시간에 대한 레이더 관측자료와 MAPLE의 예측 강수시스템 분포를 나타낸 것이다(그림 5.3.1). 레이더 관측자료에서 1200KST 강수시스템은 서해안에서부터 서울 및 경기지역으로 길게 늘어선 선형의 강수밴드를 형성하고 이후 강수시스템 후면에서 계속적으로 발생하는 셀이 앞쪽의 셀과 병합하여 1400KST까지 선형의 강수밴드가 서울 및 경기지역에 위치하고 있다. 그러나 MAPLE의 예측 강수시스템은 시스템의 후면에서 발달하는 셀을 모의하지 못하여 초기장에서 생성된 서울지역의 강한 강수셀이 시간이 지남에 따라 동쪽으로 이동하였다. 1400KST부터 1600KST까지 예보 2시간에 대한 레이더 관측자료와 MAPLE의 예측 강수시스템 분포를 나타낸 그림 5.3.2에서는 1400KST에 선형의 강수밴드 후면에 존재하고 있던 강수셀이 1500KST에 강한 강수셀로 발달하여 1530KST에 기존의 강수밴드와 병합하였다. MAPLE에서 예측된 강수시스템은 예측 1시간 이내에서 레이더에서 관측된 강수시스템과 유사한 형태를 보였지만 1500KST에 후면에서 발달한 강수셀과 기존의 강수밴드의 병합을 모의하지 못하였다.

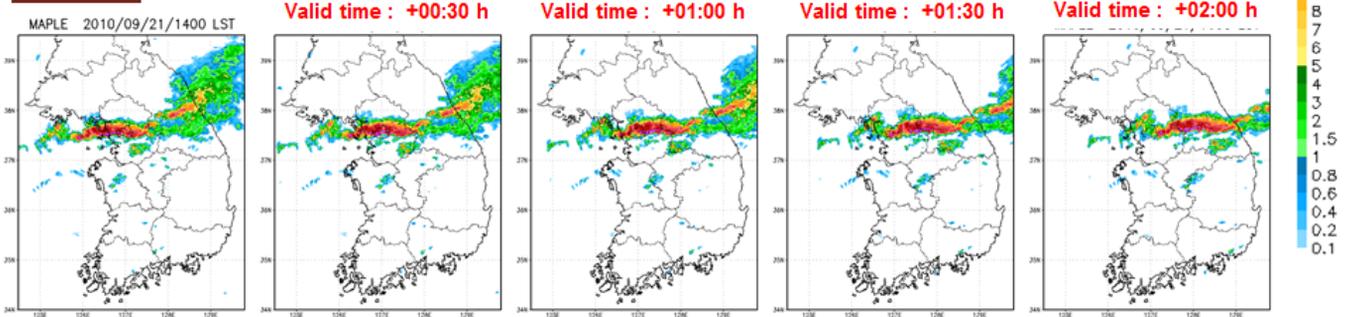


[그림 5.3.1] 2010년 9월 21일 1200KST에서 1400KST까지 30분 간격의 레이더 합성장(위)와 1230KST에 실시된 30분 간격의 MAPLE 예측장(아래)

RADAR



MAPLE



[그림 5.3.2] 2010년 9월 21일 1400KST에서 1600KST까지 30분 간격의 레이더 합성장(상)과 1400KST에 실시된 30분 간격의 MAPLE 예측장(하)

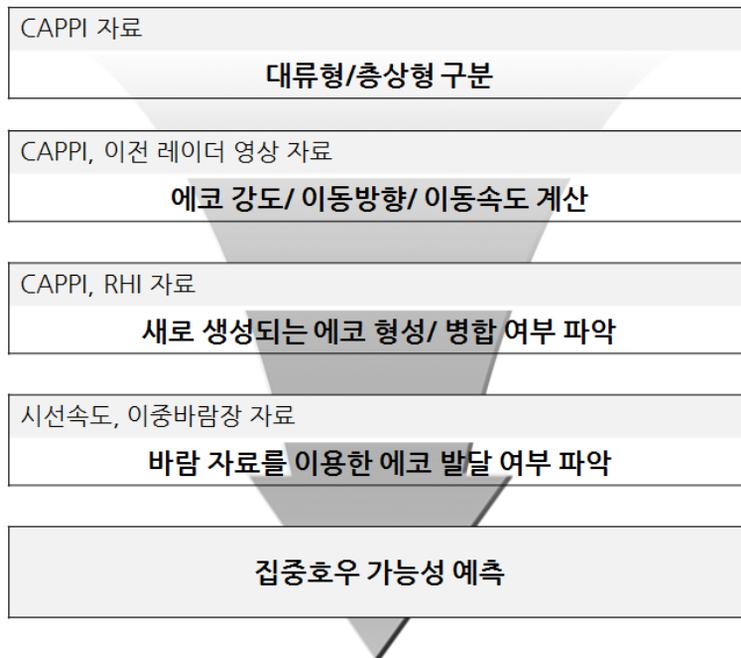
■ 종합의견

레이더는 다른 원격탐사장비에 비해 관측반경 및 관측주기가 우수하고 실시간으로 위험기상 현상을 모니터링 할 수 있으며, 집중호우의 탐지 및 예보에도 그 효율성이 입증되었다. 특히 레이더 수평자료(CAPPI)는 에코강도, 이동방향, 이동속도를 관측하여 새로 발생한 에코 강도, 이전 에코와 병합 유/무, 이동방향을 분석하고 에코의 형태학적 분류에 사용된다. 레이더 연직자료(RHI)는 에코의 이동방향으로 연직 단면도를 생성함으로써 대류형과 층상형을 구분하고 CAPPI와 마찬가지로 새로 발생한 에코강도, 이전 에코와의 병합 유/무를 판별할 수 있다. 시선속도는 에코에서 유도된 바람강도와 방향을 분석하여 와도형성 유무를 판별하는데 사용된다. 그리고 이중바람장 자료는 강수시스템의 운동학적 특성을 분석하여 발달 메커니즘을 규명하는데 도움을 준다. 이들 레이더자료(3차원 CAPPI, RHI, VIL, 시선속도, 이중바람장)와 초단기 레이더 강수 예측자료인 KONOS, MAPLE, VSRF를 참고자료로 활용하여 집중호우의 예보지표로 활용할 수 있다.

5. 사전 예측을 위한 검토 자료

레이더 자료를 이용한 집중호우 가능성 예측방법은 아래와 같다(그림 5.3.3).

1. CAPPI자료를 이용한 대류형/층상형 구분
2. CAPPI와 이전 레이더 영상 자료를 이용한 에코강도/이동방향/이동속도 계산
3. CAPPI와 RHI자료를 이용한 새로 생성되는 에코 형성/병합 여부 파악
4. 시선속도자료 및 이중바람장 자료를 이용한 에코 발달 여부 파악
5. 집중호우 가능성 예측



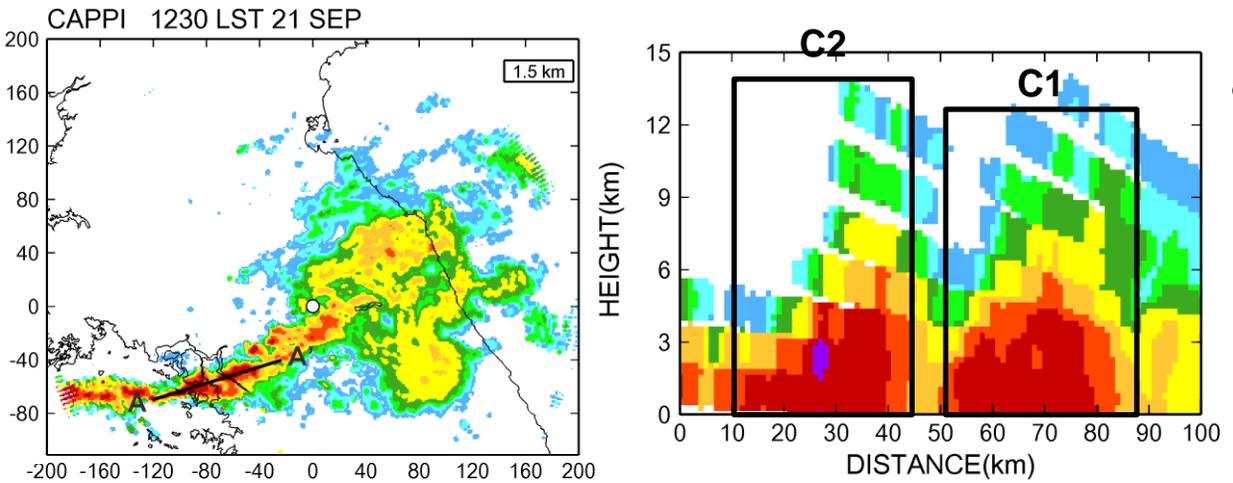
[그림 5.3.3] 레이더 자료를 이용한 집중호우 가능성 예측방법 흐름도

대륙 고기압과 북태평양 고기압 사이의 강한 정체전선에서 발달하였으며, 태풍의 간접 영향으로 많은 수증기가 공급되어 약 3시간 동안 서울 및 경기 지역의 좁은 영역에 집중적인 강수가 발생한 사례이다. 레이더를 이용한 강수 구조분석에서 정체전선에서 발생한 강한 선형의 강수구름 형태를 잘 나타내고 있고, 외부 강제력에 의해 45dBZ가 넘는 새로운 강한 대류운이 강수시스템 후면에서 계속적으로 생성되었다. 강수시스템의 높이는 9km 고도이고 35dBZ 이상의 대류운은 5km 고도 이상으로 발달하였다. 1300KST에서 1600KST 사이에 약 10ms⁻¹의 속도로 동쪽으로 이동하였으며, 강수시스템 후면으로 20ms⁻¹의 강한바람이 지속적으로 유입되었다. 이로 인해 Back-building Type의 Quasi-linear Convective Cells이 형성되었다. 이중바람장분석을 통해 고도 6km를 기준으로 상층의 하강류와 하층의 상승류로 인한 활발한 대류가 강수시스템의 발달을 유도하고 해양에서 지속적인 수렴을 통해 새로운 대류셀이 발달함을 알 수 있었다.

본 사례에 대하여 레이더 자료를 이용한 집중호우 가능성 예측방법 흐름도를 적용하여 단계별 검토 결과를 나타내었다.

1. CAPPI자료를 이용한 대류형/층상형 구분

1230KST 에 강한 반사도가 나타나는 영역에 대하여 RHI분석을 수행하여 구름의 유형을 판별하였다. AA' 에 대한 RHI 영상에서 고도 12km 이상으로 수직으로 높게 발달한 대류셀(C1, C2)들이 관측되었다.

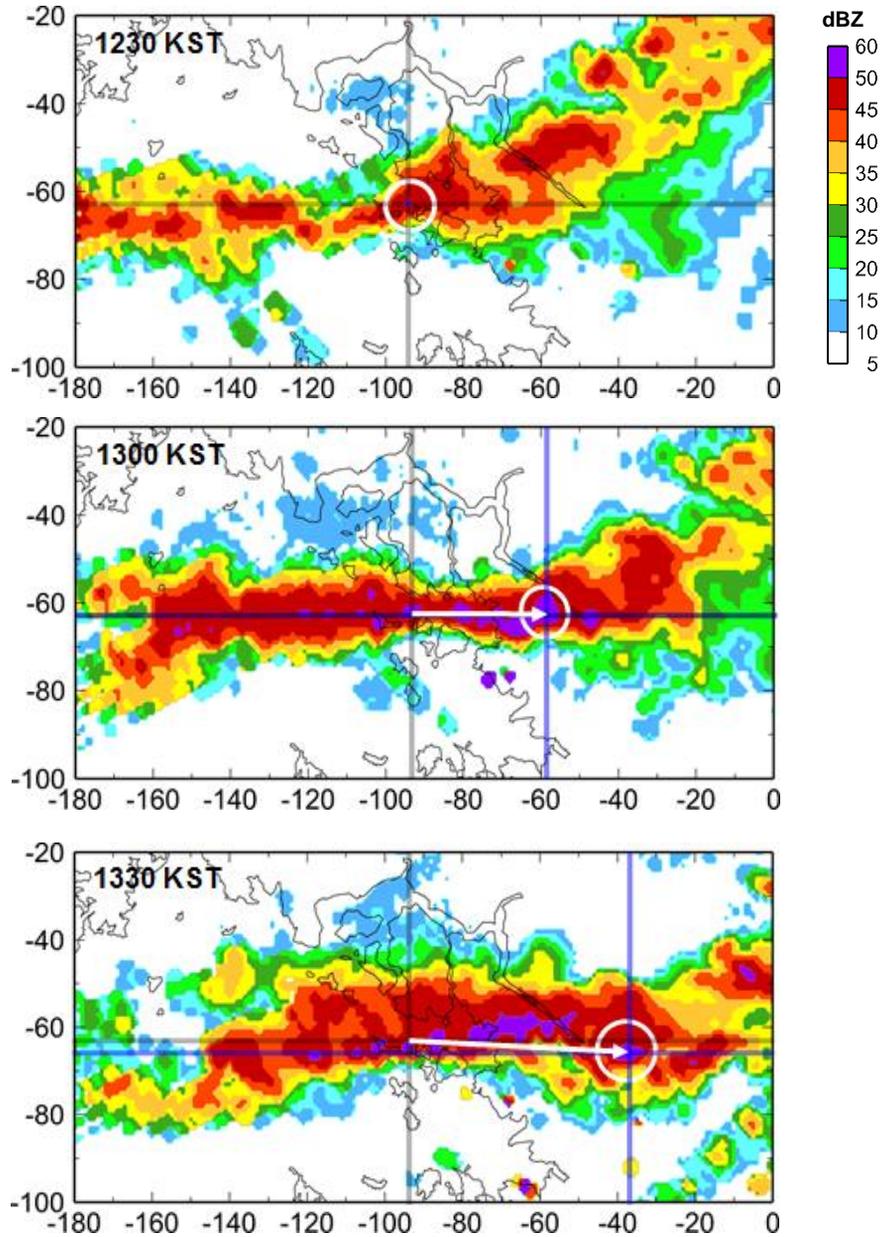


[그림 5.3.4] 1230KST의 레이더 1.5km 반사도 CAPPI영상(좌)과 A-A'의 연직 반사도 단면도(우)

5. 사전 예측을 위한 검토 자료

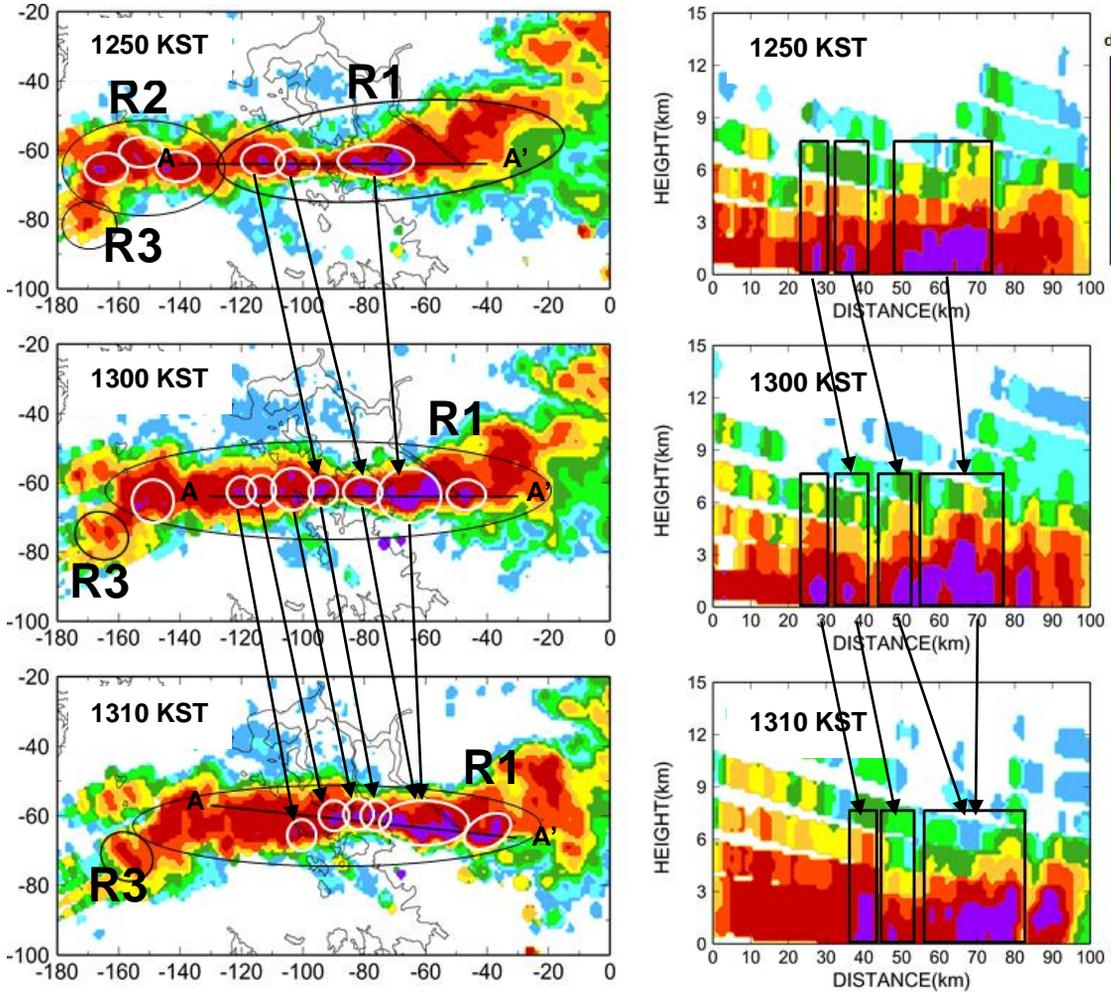
2. CAPPI와 이전 레이더 영상 자료를 이용한 에코강도/이동방향/이동속도 계산

1230KST에 관측된 50dBZ 이상의 강한 반사도를 가지는 대류셀(흰색 원)의 움직임을 추적하여 이동방향 및 이동속도를 계산하였다. 1230KST에 흰색 원의 직교점에 위치하고 있는 반사도 에코는 1300KST에 동쪽으로 약 35km 이동하였고, 1330KST에는 비슷한 방향으로 약 56km 정도 이동하였다. 이를 통해 산출된 대류셀의 이동속도는 56kmh^{-1} 으로 추정된다.



[그림 5.3.5] 1230KST, 1300KST, 1330KST의 1.5km 반사도 CAPPI영상과 강수시스템의 이동벡터

3. CAPPI와 RHI자료를 이용한 새로 생성되는 에코 형성/병합 여부 파악
1250KST에 강수시스템은 크게 3개의 강수시스템(45dBZ 이상; R1, R2, R3)으로 구성되어 있으며, 각 강수시스템 내에서도 50dBZ 이상의 반사도를 가지는 강한 대류셀들이 존재하였다. 1300KST에 R1과 R2는 하나의 강수시스템(R1)으로 병합되었으며, R1 내에 존재하던 일부 대류셀들은 1310KST에 병합되면서 발달하였다.

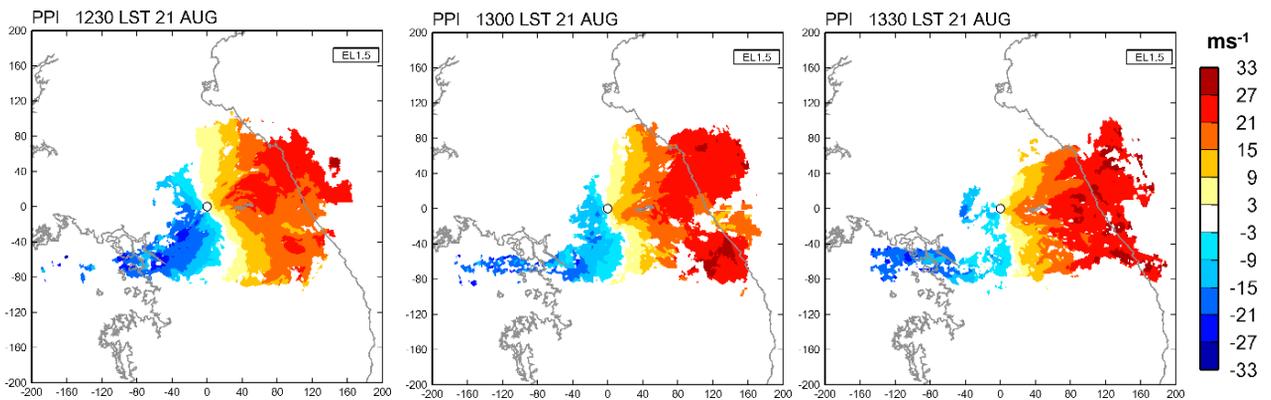


[그림 5.3.6] 1250KST, 1300KST, 1310KST의 레이다 1.5km 반사도 CAPPI영상(좌)과 A-A'의 연직 반사도 단면도(우)

5. 사전 예측을 위한 검토 자료

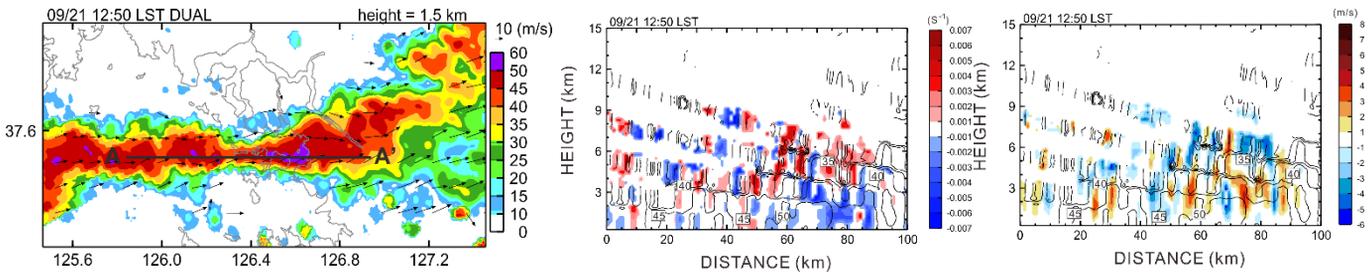
4. 시선속도자료 및 이중바람장자료를 이용한 예코 발달 여부 파악

1230KST, 1300KST, 1330KST에 모두 서해안 부근에 $21\sim 27\text{ms}^{-1}$ 의 범위의 빠른 시선속도가 나타나므로, 바람이 해양에서부터 육지로 강한 바람이 계속적으로 불어 오고 있음을 보여준다. 시선속도분석을 통하여 강수시스템의 이동경향 및 바람패턴을 파악하는데 활용할 수 있으나, 1300KST와 1330KST의 경우 선형의 다중대류셀이 존재하는 영역에서 일부분의 시선속도 자료만 관측되어 자세한 구조를 분석하기 어려우므로, 이중바람장 자료를 활용하여 강수시스템의 3차원적인 바람장 구조를 추가적으로 검토하였다.

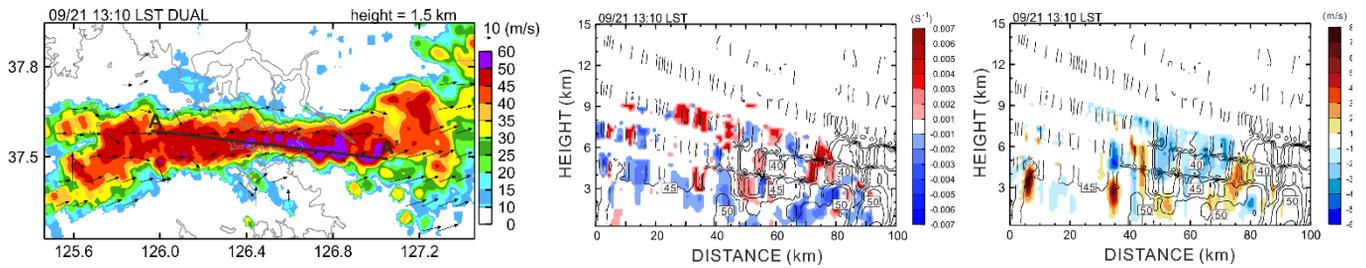


[그림 5.3.7] 1230KST, 1300KST, 1330KST 시선속도 1.5° PPI영상

이중바람장 분석결과 1250KST에 선형의 다중대류셀에 북서풍과 남서풍이 유입되고 있고, 이러한 패턴은 1310KST에도 계속적으로 관측되었다. 1250KST의 수렴과 연직류의 연직 단면도에서 대류셀의 하층에서 강한 수렴이 지배적으로 나타나지만 부분적으로 발산이 존재하고, 강한 상승류와 함께 하강류가 관측되므로 이 대류셀은 많은 강수를 내리는 성숙단계의 대류셀에 해당한다. 1310KST에 선형 다중대류셀의 후면에서 하층수렴의 강화와 함께 강한 상승류가 관측되었다.



[그림 5.3.8] 1250KST 레이다 1.5km 반사도 CAPPI영상(좌)과 A-A'의 수렴과 연직류의 연직 단면도(우)



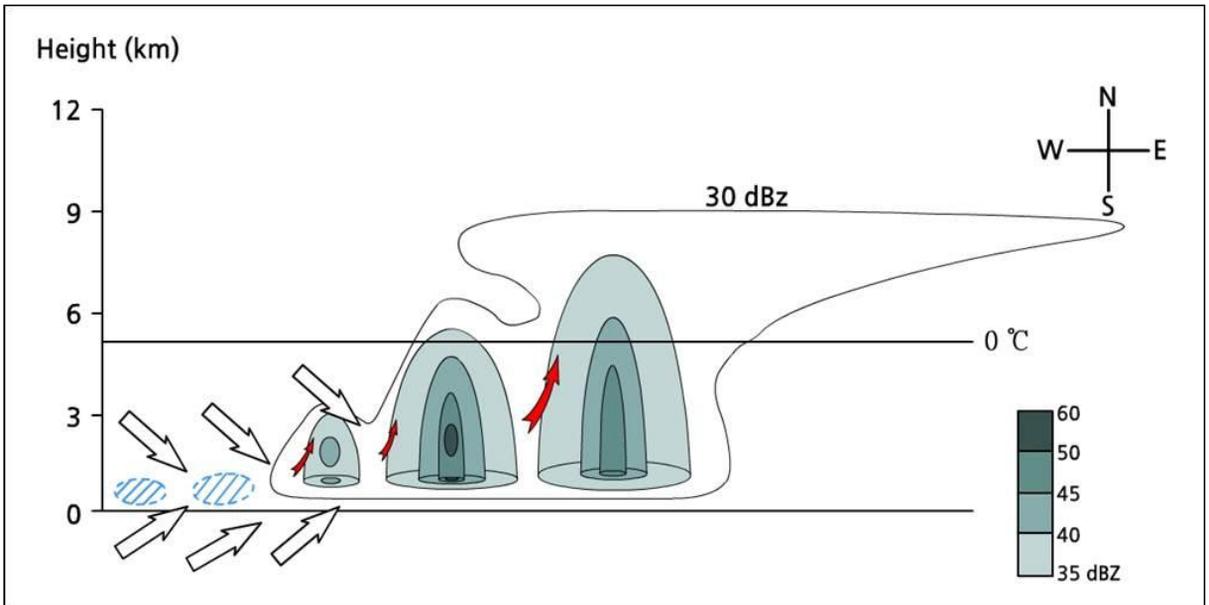
[그림 5.3.9] 1310KST 레이다 1.5km 반사도 CAPPI영상(좌)과 A-A'의 수렴과 연직류의 연직 단면도(우)

5. 사전 예측을 위한 검토 자료

본 사례는 대륙 고기압과 북태평양 고기압 사이의 강한 정체전선에서 발달하였으며, 태풍의 간접 영향으로 많은 수증기가 공급되어 약 3시간 동안 서울 및 경기 지역의 좁은 영역에 집중적인 강수가 발생한 사례이다. 레이더를 이용한 강수 구조분석에서 정체전선에서 발생한 강한 선형의 강수구름 형태를 잘 나타내고 있으며, 외부 강제력에 의해 45dBZ가 넘는 새로운 강한 대류운이 강수시스템 후면에서 계속적으로 생성되었다.

강수시스템의 높이는 9km고도이고 35dBZ이상의 대류운은 5km고도 이상으로 발달하였다. 1300KST에서 1600KST 사이에 약 10ms^{-1} 의 속도로 동쪽으로 이동하였으며, 강수시스템 후면으로 20ms^{-1} 의 강한 바람이 지속적으로 유입되었다. 이로 인해 Back-building Type의 Quasi-linear Convective Cells이 형성되었다. 이중바람장분석을 통해 고도 6 km를 기준으로 상층의 하강류와 하층의 상승류로 인한 활발한 대류가 강수시스템의 발달을 유도하고 해양에서 지속적인 수렴을 통해 새로운 대류셀이 발달함을 알 수 있었다.

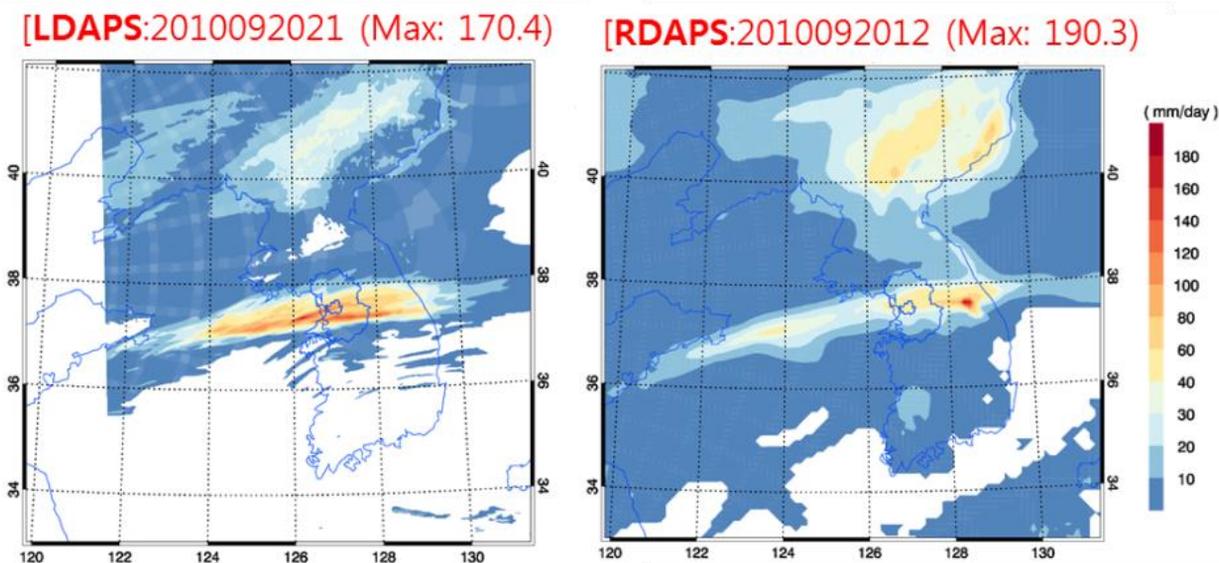
2010년 9월 21일 호우사례의 경우, (모식도를 그림 5.3.10에 나타낸 바와 같이) 남서풍과 북서풍이 강수시스템의 후면에서 수렴하여 45dBZ가 넘는 강한 반사도를 가진 대류운이 나타나고, 시스템의 후면에서 계속적으로 새롭게 생성되는 셀과 병합하여 대류운이 발달하는 형태를 갖게 될 때, 집중호우를 일으킬 수 있음에 유의할 필요가 있다.



[그림 5.3.10] 2010년 9월 21일 호우사례 모식도

5.4. 수치예보모델

전일(D-1) 지역수치예보모델(RDAPS) 예측 결과에서 정체전선과 중규모 저기압의 위치와 발달 가능성이 분석 된다. 모델에서 적은 모수화에 의해 형성된 강수 영역은 대기 불안정이 강한 지역을 보여주므로 이 지역에서 중규모 대류계 발달 가능성이 있다. 이를 국지수치예보모델(LDAPS)에 의한 예측 강수량 분석을 통해 강한 중규모 강수계의 발생 여부 판단 된다(그림 5.4.1).



[그림 5.4.1] 2010년 9월 21일 수도권 호우 사례에 대한 전일 국지수치예보모델(LDAPS)과 지역수치예보모델(RDAPS)에 의해 모의된 누적 강수량 비교. 국지수치예보모델의 결과는 12시간 누적 강수량(06-18KST)(좌)이며, 지역수치예보모델의 결과는 24시간 누적 강수량(00-24KST)(우)

대기 불안정이 강한 기상 상황하에서는 지역수치예보모델(RDAPS)와 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 그 결과가 큰 차이를 보일 수 있다. 일기도 분석을 토대로 지역수치예보모델에 나타날 수 있는 중관규모의 예측 오차(정체전선이나 저기압 위치와 강도 등)를 보완하여 판단할 필요가 있다(그림 3.1.10).

지역수치예보모델에서 적은 모수화에 의해 발생하는 강수는 약한 하층 수렴에도 민감하여 지형에 의한 영향이 크게 나타나는 경향이 있으므로 강수 영역의 과대 모의 가능성에 대한 판단이 필요하다(그림 3.1.5과 3.1.18). 집중 호우 발생이 예측될 경우에는 국지수치예보모델에 의해 모의된 강수량, 강수강도, 강수영역을 예보에 적극적으로 반영하되, 정량적 차이가 있을 수 있음을 인지할 필요가 있다. 사례의 경우(그림 5.4.1), 지역수치예보모델의 예측은 호우를 예측하지 못하고 있으나, 국지수치예보모델은 수도권 호우를 잘 예측하고 있다. 하지만 모의된 강수량은 관측에 비해 다소 적은 것으로 예측하고 있다.

5.5. 이번 사례가 다른 사례와 구별되는 특성

■ 종관 환경

호우 발달 지역의 남쪽은 일반 호우 발달 상황과 유사한 종관기상 조건(북태평양 고기압과 그 북서쪽 가장 자리의 강한 남서풍대)을 보여주고 있으나, 북쪽의 조건(대륙 고기압)은 일반 호우와 구별되는 부분이다.

- 이 같은 북쪽 조건의 차이는 전선의 성격과 강도를 일반 저기압에 연관된 전선과 유사하게 만들어 주는 영향이 있을 것으로 보인다. 예를 들어, 북쪽의 북풍 계열 바람이 저기압 발달과 함께 빠르게 전선과 연결됨으로 인해 한랭전선의 생성과 전선 순환의 발달 등이 빠르게 이루어져 전선 활성화에 중요한 역할을 했을 것으로 판단된다.
- 두 대규모 고기압이 모두 이동이 적은 경우여서 그 사이 기압골에서의 중규모 저기압과 전선 역시 정체 가능성이 높았을 것으로 판단된다.

■ 호우 발생 과정과 발생 원인

본 사례의 강수계는 중규모 저기압 중심의 서쪽 전선에서 발생한 경우이다. 일반적으로는 중규모 저기압 동쪽부분의 하층 제트 전면에서 호우 시스템 발달이 더 자주 관측되고 저기압과 함께 비교적 빠르게 동진하는 경향도 보이는 반면, 중규모 저기압 서쪽 전선에서의 강수계로 인한 호우 발생 빈도는 적은 편이다(저기압 서쪽의 전선에서도 강수계는 흔히 발달하지만). 본 사례의 경우는 열역학적 불안정 조건이 갖추어진 상황에서 전선이 활성화되면서 동시에 정체하였기 때문에 3-4시간의 지속적 호우가 가능했던 것으로 보인다.

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 조건들로 인해 호우 시스템이 발달한 경우들이어서 이들과 같은 호우의 발생을 적절히 예보하기 위해서는 이들 호우의 발생 과정과 역학에 대한 이해를 갖추어야겠다.

- 대류계가 어떻게 중규모 저기압 발생 및 발달을 가져오는가에 대한 이해
- 전선의 발달 과정과 구조에 대한 이해
- 정체전선에서 발생한 대류계가 동진하면서 어떻게 강한 호우시스템으로 발달하는지에 대한 이해

5.6.2. 예보 관련 검토 사항

■ 수치예보

- 본 사례의 경우, 호우 시스템이 두 개의 대규모 고기압 사이의 기압골에서 발생하였기 때문에, 수치모델에 의한 호우 시스템 발생 예측 가능성이 상대적으로 높은 것으로 생각될 수도 있다.
- 이를 반영하듯 본 사례에서 1.5km 격자를 사용한 LDAPS의 경우는 성공적으로 예측하였으나, 12 km 격자를 사용하고 적운모수화를 가동한 RDAPS 예측은 실패하였다.
- RDAPS 예측의 실패 원인 이해를 위해서는 격자, 적운모수화의 역할, 초기장의 적절성에 대한 검토가 필요한 것으로 판단된다.
 - 밴드형 대류계 모사 연구(Yu and Lee, 2010)에 따르면 적운 모수화는 그것의 강력한 대기 안정화 효과로 인해 밴드형 대류계 모사에는 부정적 효과를 보인 경우들이 있었으며, 격자는 3km 이하가 적절한 것으로 보인다. 이 때문에 RDAPS 예측이 실제와 많은 차이를 보였던 것이 아닌가 판단되므로, 앞으로 밴드형 대류계의 수치예측 방법론에 대한 검토가 필요한 것으로 보인다.
 - RDAPS 재분석장에서 기압골의 위치가 중규모 시스템 발달 위치와의 불일치를 보이는 부분이 있어서 초기장 오차에 의한 예측 오류 가능성도 보였다. 분석장과 중규모 시스템의 위치 불일치는 세 사례 모두 나타나고 있어 분석장에 대한 검토가 필요한 것으로 보인다.

5. 사전 예측을 위한 검토 자료

■ 호우 예측의 안정성 개선

본 사례와 같은 경우는 물론 호우 시스템의 수치모사는 항상 실패 가능성을 갖고 있기 때문에 호우 예측의 안정성을 높이기 위한 노력이 요구된다.

- 가장 중요한 것은 안정된 실황 파악 능력과 실황 예보 능력이라 판단된다. 사례에 대한 경험과 이해를 갖춘다면 본 사례의 경우 4-6 시간 선행시간을 갖는 실황예보가 가능할 수 있는 것으로 판단된다.
- 앙상블 예보도 통계적 가능성 예측 개선을 통해 호우시스템 예보의 안정성에 기여할 것으로 보인다.
- 호우 예측의 안정성 개선을 위한 위의 언급은 2010년 9월 21일 수도권 집중 호우 사례와 2011년 8월 9일 전라북도 호우 사례, 2010년 1월 4일 중부지방 대설 사례 모두에 해당되는 것으로 생각된다.

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 스톰들의 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. Cho, JYN, Newell, RE, Barrick JD, 1999: Horizontal wavenumber spectra of winds, temperature, and trace gases during the Pacific Exploratory Missions: 2. Gravity waves, quasi-two-dimensional turbulence, and vortical modes. *J. Geophys. Res.* 104, 16297-16308.
14. Cintineo, J. L, M. J. Pavolonis, J. M. Sieglaff, and A. K. Heidinger, 2013: Evolution of Severe and Nonsevere Convection Inferred from GOES-Derived Cloud Properties. *J. Appl. Meteor.*, **52**, 2009-2023.
15. Davis, R., 2001, Flash Flood forecast and detection methods, *Severe Convective Storms, Meteor. Monogr.*, **28**, No. 50, Amer. Meteor. Soc., 481-525.
16. Djuric, D., 1994: Weather Analysis. Prentice Hall, Texas A&M university
17. 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.
18. 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.
19. FENG Sha, LIU Qi, and FU Yun-Fei, 2009: Precipitation under Subtropical High Conditions: Evidence and Implications, *ATMOSPHERIC AND OCEANIC SCIENCE LETTERS*, 2009, **VOL. 2**, NO. 4, 244-249.
20. Jung, W., and T.-Y. Lee, 2013: Formation and evolution of mesoscale convective systems that brought the heavy rainfall over Seoul on September 21, 2010. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, **49**, 635-647.
21. Lindborg, E, 1999: Can the atmospheric kinetic energy spectrum be explained by two-dimensional turbulence? *J. Fluid. Mech.* 388, 259-288.
22. *Mon. Wea., Rev.* 132, 3019-3032.
23. Nastrom, GD, Gage, KS, 1985: A climatology of atmospheric wavenumber spectra of wind and temperature observed by commercial aircraft. *J. Atmos. Sci.* 42, 950-960.
24. NOAA, 1999: COMET program, Mesoscale Convective Systems: Squall Lines and Bow Echoes. <https://www.meted.ucar.edu/convectn/mcs/>
25. NOAA, 2004: COMET program, Severe Convection II: Mesoscale Convective Systems. <https://www.meted.ucar.edu/mesoprim/severe2/>

참고문헌

26. NOAA, 2006: COMET program, Skew-T Mastery.
<http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/skewt/>
27. Parker, M. D. and R. H. Johnson, 2000; Organizational Modes of Midlatitude Mesoscale Convective Systems, *Monthly Weather Review*, 128, 3413-3436.
28. Rabin, R. M., 2007: A Quantitative Analysis of the Enhanced_V Feature in Relation to Severe Weather. *J. Appl. Meteor.*, **22**, 853-872.
29. Roberts, R. D., D. Burgess, and M. Meister, 2006: Developing Tools for Nowcasting Storm Severity. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 540-558.
30. 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.
31. 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.
32. Skamarock, WC, 2004: Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra.
33. 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.
34. Ted Funk, 2003: Heavy Convective Rainfall Forecasting: A Comprehensive Look at Parameters, Processes, Patterns, and Rules of Thumb.
35. Yu, X., and T.-Y. Lee, 2010: Role of convective parameterization in simulations of a convection band at grey-zone resolution. *Tellus Series A-Dynamic Meteorology And Oceanography*, 62A, 617-632.

발행일 2013. 12. 30

발행처 기상청 예보기술분석과

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

