

중규모 대류계의 이해와 활용 (I)



■ 발행: 예보국 ■ 문의: 예보기술분석과(내선 1656/1657) ■ 발행일: 2013년 7월 26일(금)

이번호에서는 중규모 대류계의 정의와 특징 및 예보에 활용하는 방법에 대해서 알아본다. 중규모 대류계에 동반된 현상들은 레이더와 위성 관측을 통한 형태학적 분류로서 스콜선(Squall Line), 활 에코(Bow Echo), 중규모대류복합체(MCC) 등으로 나눌 수 있는데, 이번호는 중규모 대류계 현상 중 스콜선을 집중해서 설명하였다.

1. 중규모 대류계(MCSs; Mesoscale Convective Systems)란?

복합적인 뇌우(Thunderstorm Complex)와 지속적인 강수가 나타나는 지역이 연결되어 수평 규모가 한 방향으로 최소한 100km 이상의 규모를 가지는 구름계(Cloud System)를 의미하며, MCSs 또는 MCS로 축약해서 사용한다. MCSs에서는 깊은 습윤 대류(Deep-Moist Convection)활동이 지속적으로 발생하며, 이로 인하여 중규모 연직 순환(Mesoscale Vertical Circulation)이 발생한다(AMS Glossary, 2000). 표 1은 중규모의 기상현상을 요약한 것이다.

표 1. 수평, 시간규모별 중규모 분류와 기상현상 요약

구 분	수평 규모	시간 규모	전형적인 기상현상
Meso- α	200~2,000km	6시간~2일	제트기류, 태풍, 약한 고기압
Meso- β	20~200km	30분~6시간	국지풍, 산악풍, 해륙풍, MCSs, 대형뇌우
Meso- γ	2~20km	3분~30분	대부분 뇌우, 대형 적란운, 토네이도

표 1에서 MCSs는 Meso- β 규모로서 100km의 수평규모와 수 시간의 지속시간을 가진다.

2. MCSs의 강수 구역별 특징

MCSs의 강수 구역은 대류성 강수(Convective Precipitation) 구역과 층운형 강수(Stratiform Precipitation) 구역으로 나뉜다. 대류성 강수구역은 연직으로 높게 발달한 대류운에 의해 강한 비가 내리며, 층운형 강수구역은 강수강도가 상대적으로 약하다(그림 1 참조).

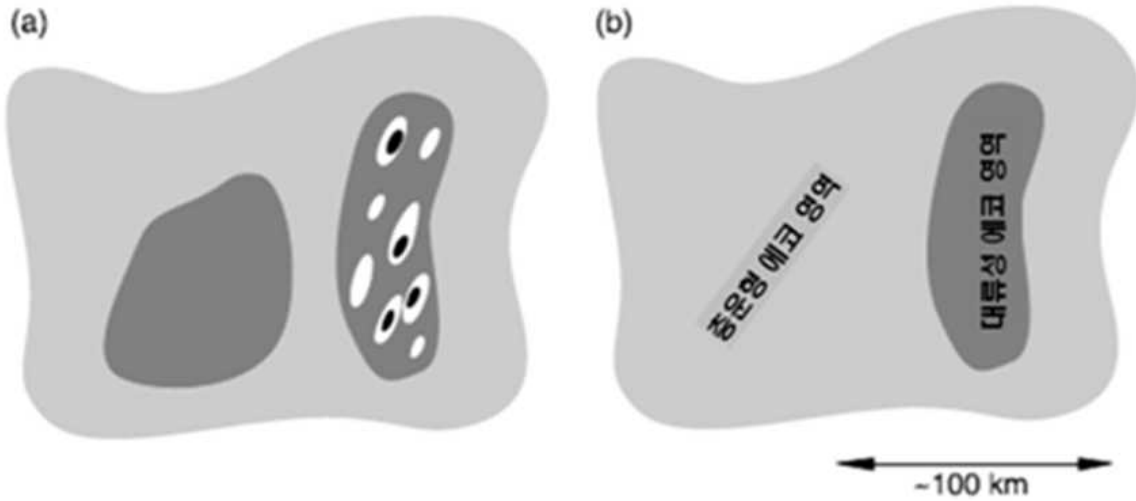


그림 1. MCSs의 레이더 (a)반사도 영상, (b)대류성 영역과 층운형 영역 구분(Houze, 2004)

층운형 강수구역은 통계적으로 레이더 반사도 34dBZ(시간당 강수량 5mm) 이하로서, 발생한지 오래된 대류운이 소산되는 단계이거나 약한 상승운동의 결과로 나타난다. 그림 1(a)를 보면 강한 반사도를 가지는 대류성 강수 영역 후면(왼쪽)에 두 번째 높은 반사도를 가지는 영역이 보인다. 이 지역은 전방의 강한 상승기류를 따라 빙결고도 보다 높게 상승하여 형성된 빙정들이 후방으로 이동하는 기류를 따라 하강하면서 빙결고도 부근에 도달하여 녹으면서 발생하는 '밝은 띠(Bright Band)' 구역으로 반사도는 대류성 강수구역과 비슷한 35dBZ(시간당 5mm강수) 이상이지만 층운형 구름에서 내리는 약한 강수가 나타난다.

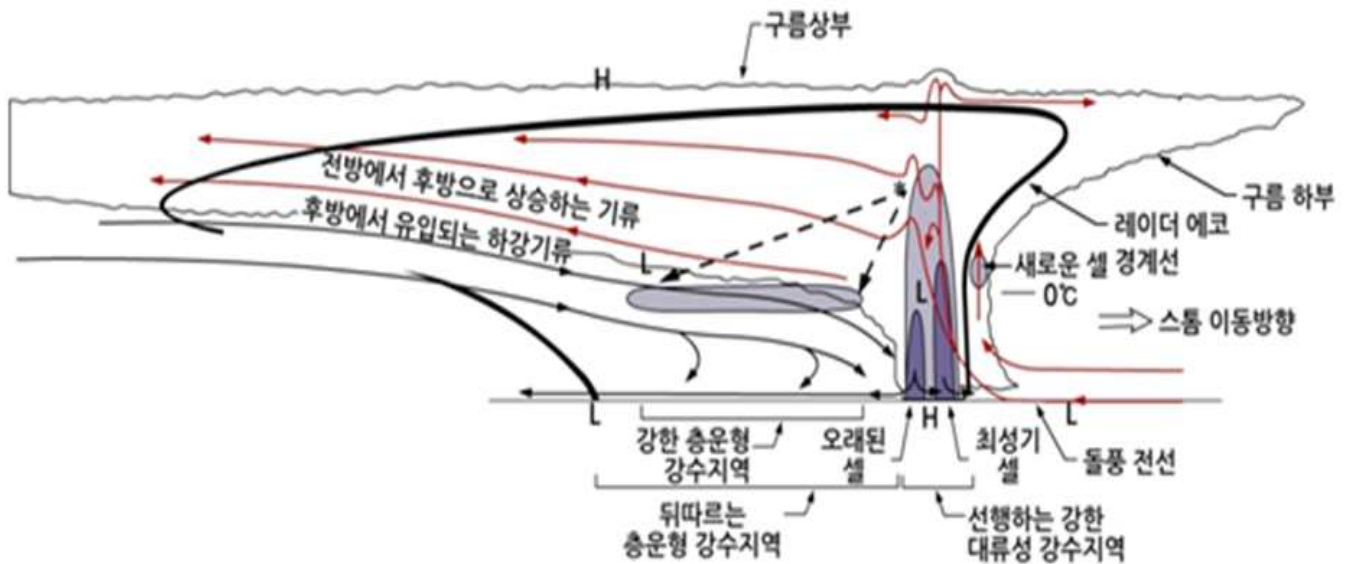


그림 2. 최성기에 달한 MCSs의 이동 방향에 따라 연직으로 자른 단면도(Houze et al., 1989)

MCSs에 동반되는 레이더 에코의 형태가 모두 이런 형태를 가지는 것은 아니지만, 최성기에 달한 MCSs의 운동역학, 구름물리 분석, 레이더 에코와 위성 영상 분석을 통해서 Houze et al. (1989)는 그림 2와 같은 MCSs의 개념도를 만들었다. 그림 2에서 반사도 35dBZ 이상인 구역을 회색으로 50dBZ 이상인 구역을 검은 색으로 채색하고, 강수가 내리는 지역(반사도 구역: Radar Echo Boundary)은 두꺼운 선

으로, 구름 영역(Cloud Base)은 얇은 선으로 보여준다. 발달된 MCSs의 전면에는 돌풍전선(Gust Front)이 형성되고 약 10km 후방에 좁고 높게 발달한 대류활동 구역(Mature Cell)이 위치한다. 대류성 셀(convective cell)의 바로 후방에는 쇠퇴하는 셀(cell)이 형성되고 그 전면에 새로운 셀(cell)이 발달한다. 대류 활동에 의해서 대기 상층으로 이동했던 빙정들이 하강하면서 두 번째 높은 반사도 영역인 Bright Band가 대류계의 중층에 형성된다. 강한 대류셀의 전면(진행방향을 기준으로 동쪽)에서 유입되는 기류는 대류권계면까지 이동하고, 대류권계면 이하의 상층 고도에서는 강한 대류셀의 전면에서 후방으로 향하는 상승기류(Ascending Front-to-rear flow)가 위치한다. MCSs의 후방에서 전방의 대류 영역으로 유입되는 하강기류(Descending Rear Inflow)도 존재한다.

Bright-Band(밝은 띠)가 나타나는 이유?

(1) 반사도 차이

⇒ 입자크기(큰 입자) + 유전율(물 0.93, 얼음 0.197)

빙정이 0°C를 지날 때, 표면이 녹기 시작하면서 유전율이 커지고,

입자크기는 수적보다 크므로 높은 반사도 값을 보임

(2) 종단속도 차이

⇒ 수농도 감소 + 입자크기(작아짐)

빙정이 녹는 과정에서 모양이 불규칙적(irregularly)으로 되어 종단속도가 느려지나

빙정이 모두 녹아서 수적이 되면 규칙적인 모양과 높은 밀도로 종단속도가 커짐.

또한 수적은 빙정보다 입자크기가 작아 Bright Band 아래에서는 상대적으로 낮은

반사도 값을 보임

* 종단속도(terminal velocity): 물체가 더 이상 가속되지 않고, 일정한 속도로

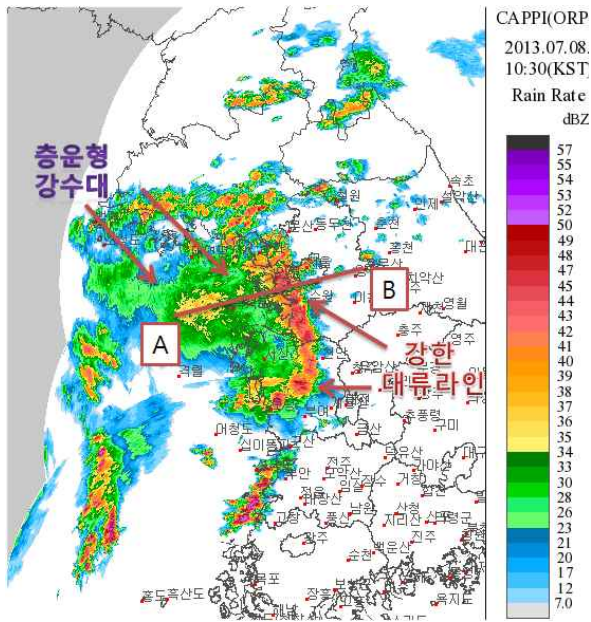
낙하할때의 속도로서, 밀도와 모양(shape)에 영향을 받음. 밀도가 클수록

모양이 일정할수록 속도가 빠름

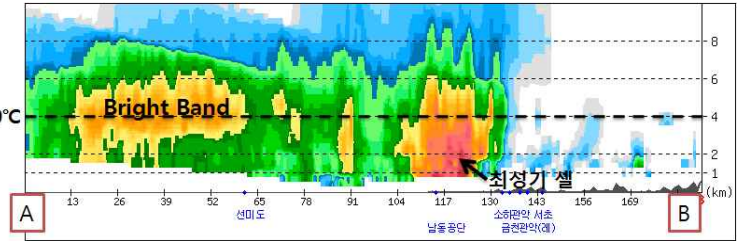
그림 3은 최근 우리나라에서 발생한 MCSs에 동반된 강수 특징을 보여주는 사례로서, 그림 1과 2에서 제시한 MCSs의 모식도와 비슷한 강수에코 분포를 보여준다.

그림 3(a)를 보면, 2013년 7월 8일 10시 30분 현재 강화도에서 충청남도까지 남북으로 강하게 발달된 에코가 위치한다. 반사도가 45dBZ 이상을 보이며, 서에서 동쪽으로 이동 중이다. 이 에코는 11시경 서울 관측소를 통과하였는데, 15분간 최대 10mm의 강한 비를 뿌렸다. 그러나 이 에코가 지나간 후 경기만에 위치한 반사도 34dBZ 이상의 에코에서는 15분간 1mm 정도의 약한 비만 내렸을 뿐이다. 강한 에코중심을 기준으로 동서로 자른 그림 3(b)의 연직단면도를 보면, 경기만에 위치한 강한 강도의 에코가 Bright Band라는 사실을 찾아 낼 수 있다. 지상부근의 에코강도는 34dBZ 이하로 강하지 않은 반면, 약 4~5km 고도에 떠 있는 에코의 강도는 34dBZ 이상이다. 이 에코(4~5km 상공)의 기온은 0°C 부근 이었다. 남북으로 위치하면서 서에서 동으로 이동하는 이 시스템은 그림 1(a)와 그림 2에서 제시한 MCSs 시스템의 대류성 강수지역, 층운형 강수지역, Bright Band의 특징과 구조에 일치하는 구조와 특징에 일치하는 사례

(a) 레이더영상



(b) 레이더영상(a)의 연직단면도



(c) 서울의 15분 누적강수량 분포도

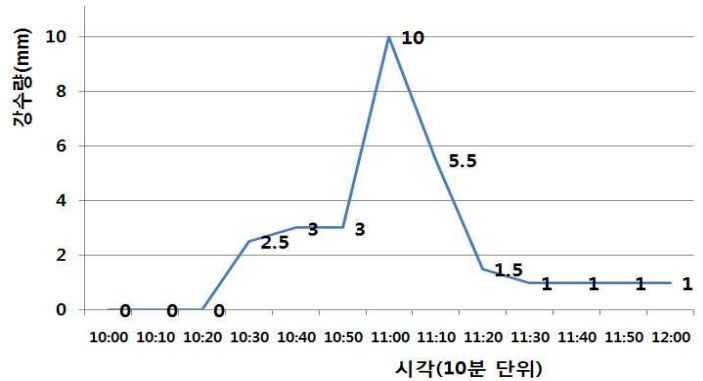


그림 3. 2013년 7월 8일 10:30(kst)을 기준으로 분석한 레이더영상과 서울 강수량 분포

였음을 알 수 있다. 그림 4는 같은 시각 천리안 위성사진이다. 경기만과 태안반도 부근으로도 높게 발달된 구름이 분포하고 있기 때문에 레이더 영상에서 Bright Band를 연직단면도로 분석하기 전에는 강수량을 과대 예측할 소지가 충분한 상황이었다. 따라서, MCSs내에서 강한 대류성 셀이 발달하여 이동할 경우 진행방향의 후면에 강한 에코대가 위치하면 Bright Band일 가능성을 의심하고 연직 대기 분석 등을 통해 에코를 판별해야 한다.

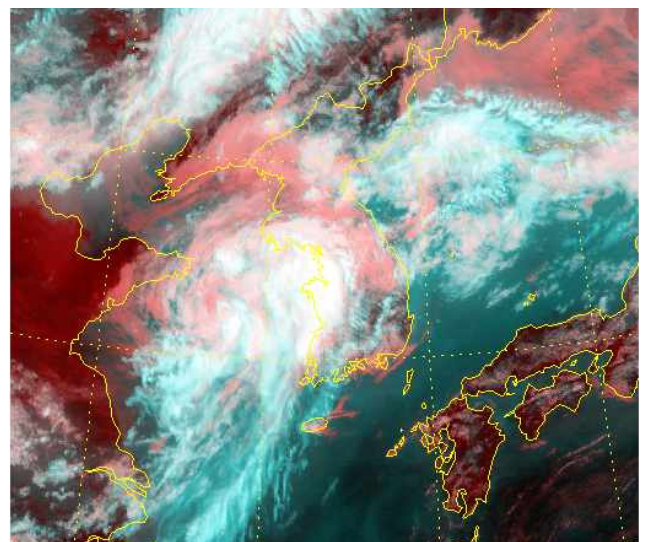


그림 4. 천리안 위성영상(2013. 7. 8. 10:30)

☞ 여름철 강한 대류성 셀이 발달한 후 그 후면에 Bright Band가 나타나는 경우가 많음. 이때, 강수량을 과대 예측하여 특보를 발표할 경우 특보 기준에 미달될 수 있음을 주의. 연직단면도 분석을 통해 지표부근에 강한 반사도를 가진 호우형 셀인지 혹은, 약 5km 고도(0°C 부근)에 위치한 Bright Band인지를 찾아내야 함

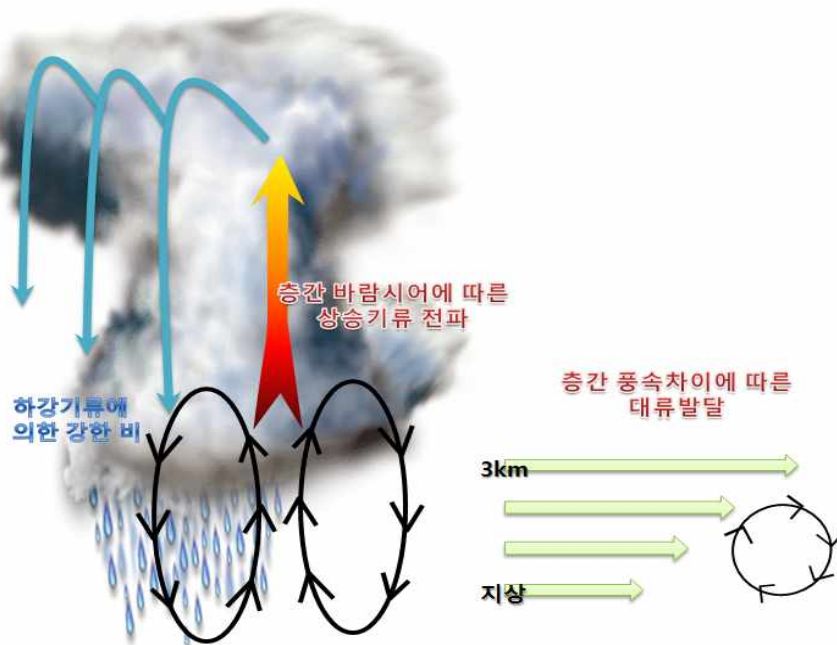


그림 5. 불안정한 대기에서 발생한 뇌우의 강도를 유지시켜주는 연직 바람시어 모식도

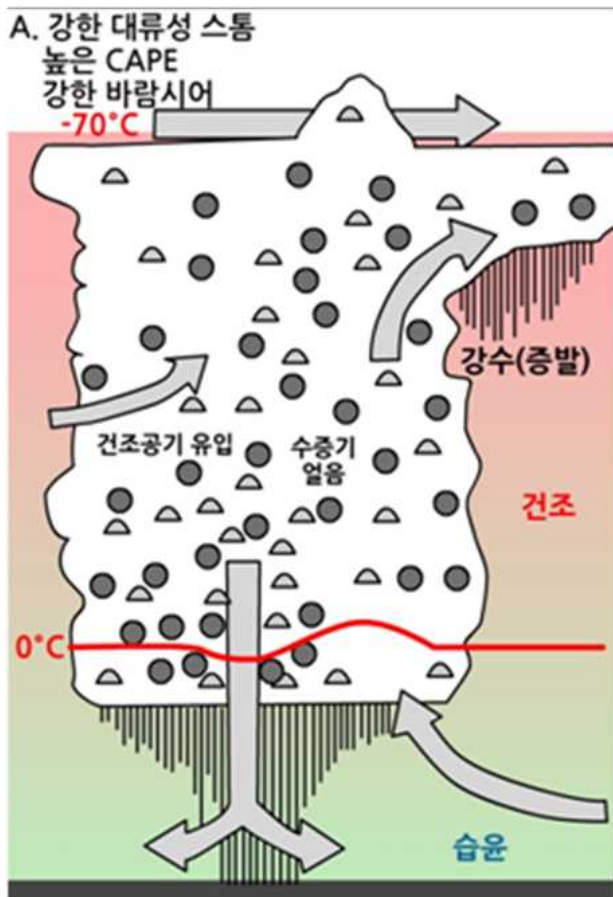
여름철에 발생하는 뇌우의 경우 그림 3(b)와 같이 강한 반사도를 가진 구역이 빙결고도보다 낮은 뇌우의 하부에 위치한다. 충돌과 병합 과정을 거치는 따뜻한 비(Warm Rain)의 구조를 보이면서 강수가 매우 강한 것이 특징이다. 최성기에 도달한 뇌우가 얼마나 오랜 기간 강도를 유지하는가는 연직 바람시어의 크기와 관련성이 높다. 그림 5는 불안정한 대기에서 발생한 뇌우의 강도를 유지시켜주는 연직 바람시어의 역할을 나타낸 모식도이다. 풍향 혹은 풍속의 연직 바람시어는 하강기류와 상승기류를 지속적으로 발생시키고 이에 따라 뇌우의 최성기가 수 시간 동안 유지되는 다중 셀(Multi cell) 혹은 슈퍼 셀(Super cell) 뇌우로 발달할 수 있다.

3. MCSSs에서 발생하는 스톰의 구조와 강수과정

대류성 스톰(Convective Storm)의 절대적인 높이가 비슷하더라도 전체적인 무게 중심이 하부에 있는지 상부에 있는지에 따라서 강수강도에 차이가 발생한다. 그림 6(a)의 스톰 단면도는 높은 대류가용잠재에너지와 큰 연직 바람시어에 따라 대류성 스톰이 연직으로 강하게 성장하면서 스톰의 최하층이 지상으로부터 일정한 높이에서 시작된 '상승 대류(Elevated Convection)'의 모습을 보여준다. 봄과 초여름에 발생하는 형태로서, 대류가용잠재에너지가 크고, 많은 수증기를 함유하고 있더라도 자유대류고도(LFC)가 높기 때문에 일정한 규모 이상의 강한 수렴이나 외부의 힘이 필요하다. 대류 구름대의 최저고도는 높고, 빙결 고도는 낮기 때문에 구름내부의 입자가 대부분 얼음 알갱이로 구성되어 있다. 주변 대기로부터 건조한 공기가 유입되면 증발에 의해서 상층 구름내부의 강수입자(혹은 구름질량)가 감소한다. 이런 형태로 강하게

발달된 대류성 스톰은 순간적인 강우강도는 크더라도 지속 시간이 짧기 때문에 누적강수량과 강수 효율성이 크게 떨어지는 약점을 가지고 있다. 반면 그림 6(b)의 경우에는 지표면에서 가까운 곳에 대류구름대의 최하층이 위치하므로 스톰의 최하층과 빙결 고도 사이에 충분한 공간이 확보되어 있다. 이는 상대적으로 상승기류가 약하더라도 대기 하층의 수증기가 충분히 공급될 수 있는 장점을 가지고 있다. 따라서 구름 내부에는 다양한 크기의 강수 입자들이 높은 밀도를 가지고 존재한다. 또한, 일단 하강기류에 동반되어 강수가 시작된 이후에도 차갑고 밀도가 높은 공기 덩어리가 콜드 풀(Cold Pool)을 형성해서 스톰 방향으로 지속적으로 수증기를 공급할 수 있기 때문에 상대적으로 오랜 시간 동안 강수 현상이 유지될 수 있어 누적강수량과 강수의 효율성이 증가하게 된다.

(a) 강하게 발달한 스톰구조



(b) 낮은 중심의 스톰구조

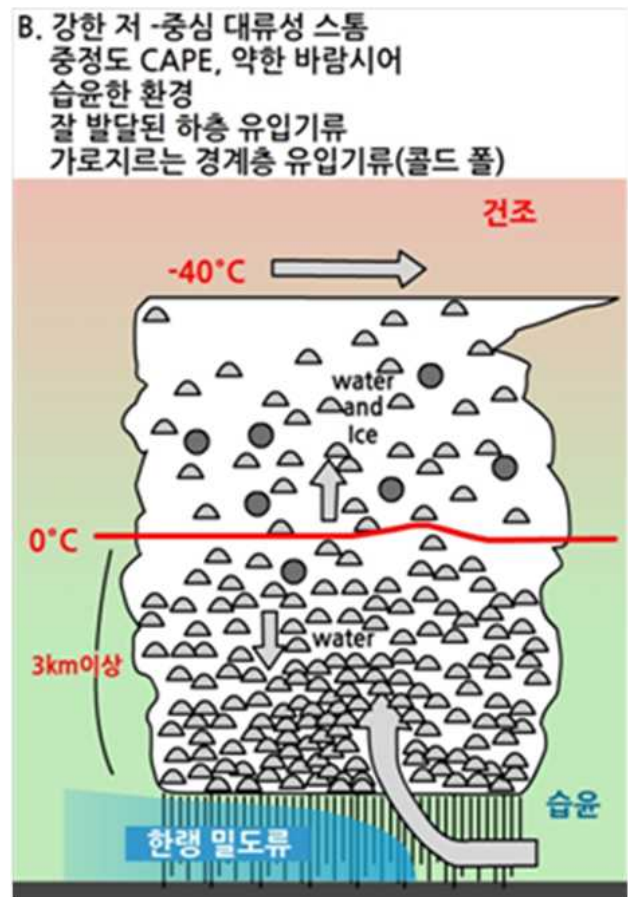


그림 6. 높은 무게 중심을 가지는 대류성 스톰(좌)과 낮은 무게 중심을 가지는 대류성 스톰(우)에서의 강수량 차이를 보여주는 모식도

그림 7은 낮은 무게중심을 가지고 호우를 발생시키는 스톰의 연직단면도이다. 대부분의 강한 반사도를 가지는 구역이 빙결고도 이하인 -10°C 고도보다 낮은 고도에 위치한 것을 볼 수 있다. 이렇게 연직으로 구름 내부의 온도가 영상인 따뜻한 구름 층이 3~4km 이상 분포하게 되면 구름 내부에는 구름 물량의 농도가 높게 나타나고 구름 입자의 크기 분포가 다양하기 때문에 강수 과정이 따뜻한 비(Warm Rain) 과정에서 충돌과 병합(Collision-coalescence)을 통해 강수입자가 충분한 크기로 성장할 수 있다.

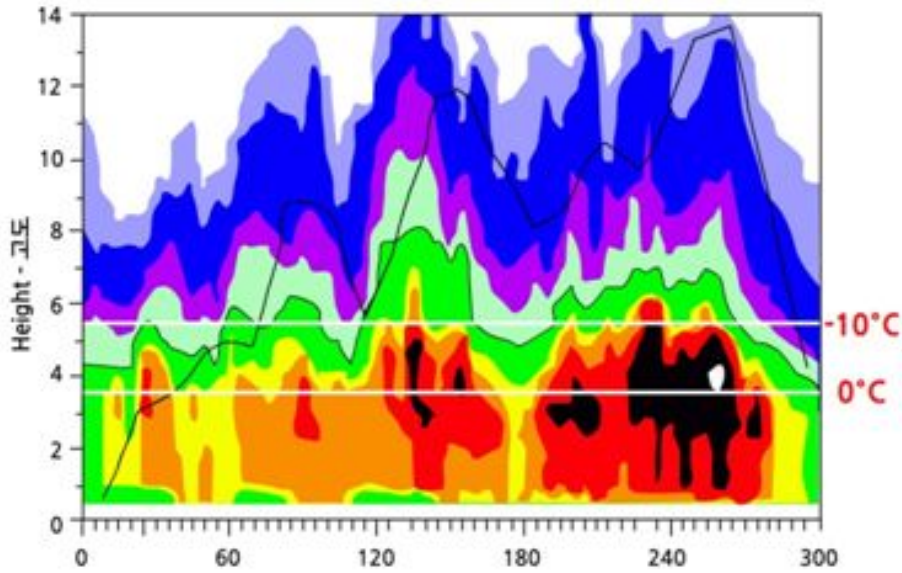


그림 7. 낮은 무게 중심을 가진 대류성 스톰의 단면도 예

4. 우리나라의 여름철 호우구조

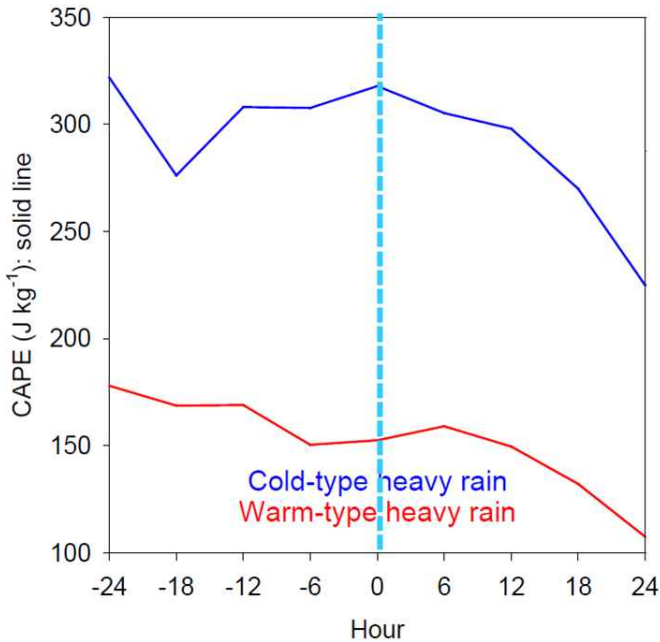


그림 8. 호우발생시각(0)을 기준으로 전후 24시간동안 CAPE의 변화

손병주(2013)는 한반도에서 발생한 호우의 발생기구 연구에서, 미국의 호우시스템과 달리 우리나라는 그림 7과 같이 낮은 무게중심(저고도에 가장 강한 강도의 레이더 반사도)을 보이는 온난형 구조에서 호우가 주로 발생함을 제시했다. 온난형 호우구조는 500hPa 고도의 기온이 -10°C 보다 높으며, 이 고도 이하에서 가장 강한 반사도 (35dBZ 이상)를 가진 에코의 중심이 위치하는 경우로 간단히 구분할 수 있다. 온난형 호우는 대류가용에너지(CAPE)가 큰 값(상층까지 양의 면적)을 가지지 않더라도 발생할 수 있는데, 그림 8에서 온난형 호우가 한랭형 호우보다 CAPE의 값이 작음을 알 수 있다. CAPE는 강수예측모델에서 대류성 강수량을 계산하는데 중요한 인자로

사용되므로, 온난형 호우구조는 강수량을 적게 모의할 수 있다. 850hPa에 남서풍의 제트기류에 의한 저위도의 많은 양의 수증기 유입은 중하층 대기를 습윤하게 만드는 주요 요소이며, PW(Precipitable Water; 가강수량)의 값은 한랭형 호우와 온난형 호우에서 차이가 발생하지 않음을 보였다. 따라서, 상층

대기까지 강한 상승운동이 없더라도 지표부근과 중하층대기에 많은 양의 수증기만으로 호우가 발생할 수 있다. 온난형 호우셀은 영상층의 중하층대기에서 만들어지기 때문에 빙정이 거의 분포하지 않으므로 한랭형 호우셀보다 천둥번개의 발생빈도가 적다. 계절적으로 가장 기온이 높은 시기인 7월과 8월에 온난형 구조의 호우가 많이 발생한다. 반면, 한랭형 호우구조에서는 습윤한 영하층의 두께가 크기 때문에 많은 빙정이 수적과 같이 분포한다. CAPE의 값이 크고 천둥번개의 발생빈도가 온난형보다 많다.

☞ 여름철 500hPa 기온이 -10°C 보다 높고 중하층 대기가 습윤하면서 불안정할 경우 온난형 호우구조에서 강한비가 내리므로 기상모델의 강수예측값 보다 많은 양의 비가 내릴 수 있음을 주의해야 함. CAPE가 300보다 낮더라도 호우가 발생할 수 있음. SRH(연직 바람시어)가 큰 값을 보일 경우 CAPE가 150 부근이라도 호우 가능성이 있음

5. 대류성 스톰의 이동 방향과 전파

강수 강도 못지않게 한 지점의 총 강수량을 결정하는 요소가 전체 대류계의 이동 방향을 파악하는 것이다. Doswell et al. (1996)과 Parker and Johnson(2000)은 그림 9와 같이 동일한 형태의 스톰선이 관측 지점(노란색 점)을 지나갈 때 스톰선의 진행방향에 따라 누적 강수량이 변화되는 것을 조사하였다. 스톰선의 강도가 비슷하다면 진행방향에 따라 관측지점의 강수량 분포는 4가지로 나뉜다. ①의 경우에는 강한 대류성 강수가 아주 짧은 시간 동안 관측소를 통과하기 때문에 전체 강수량은 상대적으로 작아 호우에 의한 피해가 발생하지 않는다. ②는 스톰이 관측소를 지나가는데 걸리는 시간이 ①에 비해서는 상대적으로 길지만 호우에 의한 피해가 크지 않는 유형이다. ③번의 경우는 전방에 발달한 대류성 스톰구역이 존재하고 그 후방에 층운형 강수구역이 위치하는 전형적인 스톰선에서의 강수구조를 보여준다. 강수량 분포를 보면 전체 강수 지속시간에 비해서 총 강수량이 많지는 않은 것을 알 수 있다. 가장 위험한 경우가 ④와 같이 스톰선의 이동방향이 관측지점과 나란해서 대류성 스톰들이 지속적으로 유입되는 경우로 집중 호우로 인한 돌발 홍수 발생 가능성이 매우 높은 유형이다.

☞ 예보관은 MCSs(스콜선)의 이동뿐만 아니라 집중호우 가능성을 판단할 때 대류계의 전파(Propagation) 방향에 대한 정확한 분석이 필요함. 편서풍대에 위치하여 서에서 동으로 이동하는 시스템의 영향을 받는 우리나라는 남북으로 길게 놓인 스톰선보다 동서로 분포된 스톰선의 영향을 받을 때 강수지속시간이 길어 돌발홍수 발생 가능성이 높음

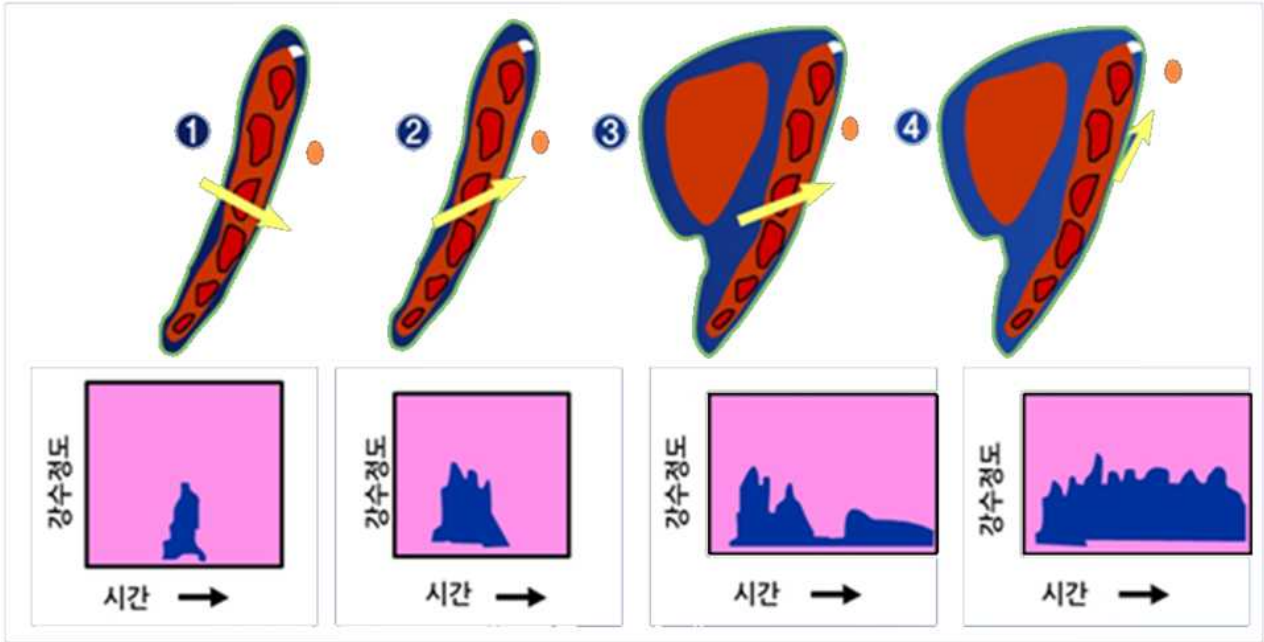


그림 9. MCSs의 이동 방향에 따른 강수량 분포 요약

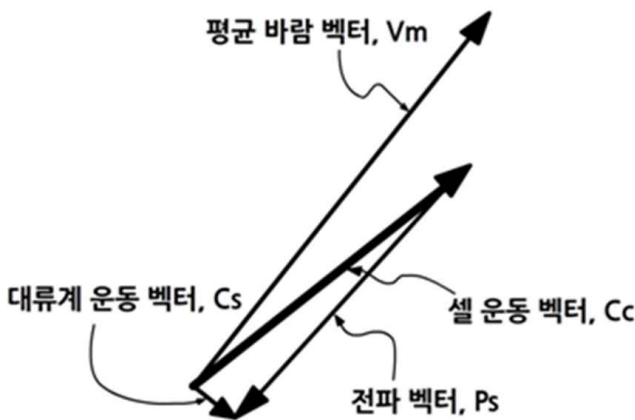


그림 10. 스콜선과 스톰의 전파벡터 요약

그림 10은 스콜선과 내부에 위치한 스톰의 전파 방향을 요약한 것이다. 위성 영상과 레이더 에코 영상을 통해 스콜선을 구성하는 각각의 대류성 셀들의 이동 벡터 방향(C_c)은 동쪽으로 향하고, 전체 시스템이 남쪽으로 이동(C_s)하는 상황에서 두 벡터 차이를 스톰 전파 벡터(P_s)라고 부른다. 스톰 전파 벡터의 방향은 중규모 스톰에 대한 상대적인 유입 기류의 방향과 새로운 스톰 셀이 발생하는 위치가 어느 방향인지에 관한 정보를 제공한다. 예보관은 몇 시간 동안의 각 벡터들의 이동 방향을 통해서 새로운 스톰들이 연속적으로 스콜선의 후방에서 발생할 수 있음을 인지해야 한다.

6. 스콜선이란?

MCSs에서 관측되는 가장 일반적인 현상은 강한 대류성 에코들이 선형으로 형성되고, 진행방향을 기준으로 그 후면에 층운형 에코가 따르는 스콜선(Squall Line)이다(그림 3a, 11 참조). 스콜선은 어떤 특정한 정의가 있는 것이 아니라 레이더 에코가 선형으로 길게 늘어선 현상이다. 이 선형 에코(Line Echo)의 길이는 수십 km의 규모일 수도 있고, 미국의 경우에는 1,000km에 달하는 대형 스콜선이 형성되기도 한다.

그림 12는 Bluestein and Jain(1985)이 미국 오클라호마 지역에서 발생하는 스콜선을 형태에 따라서 분류한 것이다. 깨진 선형(Broken Line)은 일렬로 늘어선 대류성 스톰들의 사이에 새로운 대류성 스톰들이

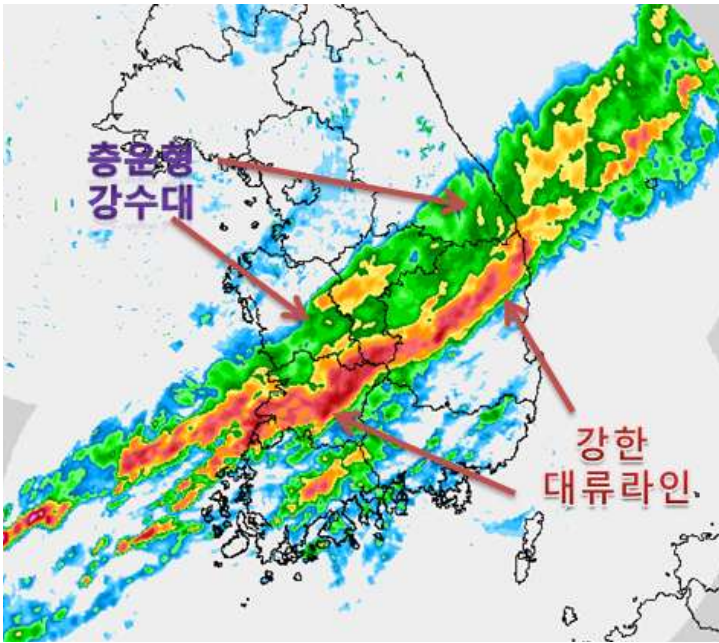


그림 11. 스콜선 레이더 반사도 영상 예시 (2009. 7. 14. 16UTC)

채워지면서 발달하는 스콜선의 초기 단계이다. 후방생성형(Back Building)은 선행하는 대류성 스톰의 후면에서 새로운 스톰이 발생해서 선형 에코를 형성하는 경우이며, 깨진 영역형(Broken Area)은 일정한 영역에 여러 개로 흩어져 있던 독립적인 스톰들이 뭉쳐져서 비교적 넓은 선형 에코를 형성하는 경우를 말한다. 영역 내포형(Embedded Area)은 넓은 층운형 에코가 분포한 상태에서 그 내부에서의 스톰 규모 순환에 의해 선형 에코가 발생하는 경우이다. 스콜

선은 동반되는 악기상의 유무에 따라 격렬한(Severe) 스콜선과 격렬하지 않은(Non-severe) 스콜선으로 구분할 수 있는데 스콜선의 강도는 대류가용잠재에너지와 연직 바람시어의 영향이 중요하다. 대류가용잠재에너지가 얼마나 강한 대류성 스톰이 발생할 수 있는지에 대한 정보를 제공해 준다면, 연직 바람 시어는 주어진 대류가용잠재에너지에서 스콜선이 얼마나 강하고 오랫동안 유지될 것인지를 결정한다.

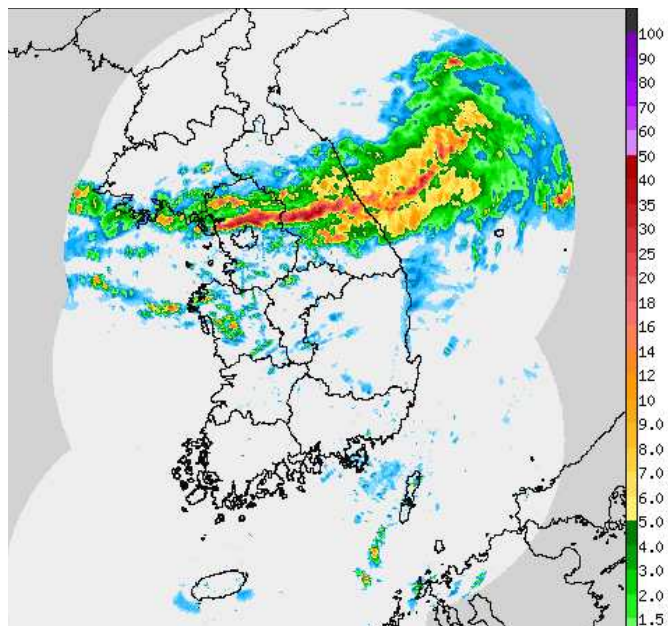
<p>깨진선형 (14개 사례)</p>			
<p>후방 생성형 (백빌딩) (13개 사례)</p>			
<p>깨진 영역형 (8개 사례)</p>			
<p>영역 내포형 (8개 사례)</p>			
	t=0	t=n+1	t=n+2

그림 12. 스콜선 형태 분류 (Bluestein and Jain, 1985)

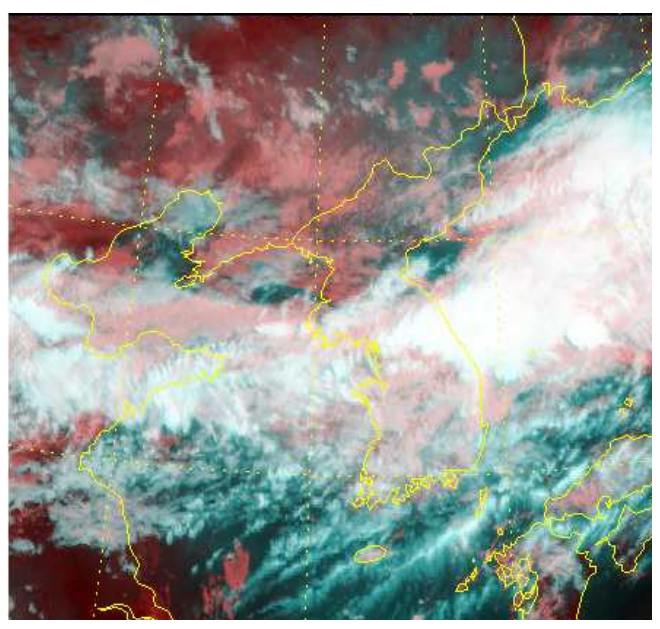
스콜선의 생애는 하층의 연직 바람시어의 크기에 따라서 형태와 유지 시간이 다르다. 연직 바람시어가 작은 경우에는 1~2 시간 정도 좁고 강한 대류성 스톰들이 유지된 후 2~6시간 사이에 전방 대류선의 후면에서 층운형 에코 구역이 나타난 후에 점차 스콜선이 넓어지면서 소산된다. 반면 하층의 연직 바람시어가 큰 경우에는 대류선이 빠르게 형성되지 못하지만 전방에 활 모양의 에코로 연결된 대류선이 형성되면 그 대류선이 적어도 3~6시간 정도 강한 상태를 유지하고 후방에 층운형 에코가 발달하지 않는 특성을 가진다. 그리고 스콜선도 소산되는 단계까지 좁은 영역에 강한 강도를 보이면서 상대적으로 긴 생애를 가진다.

7. MCSSs의 발달사례

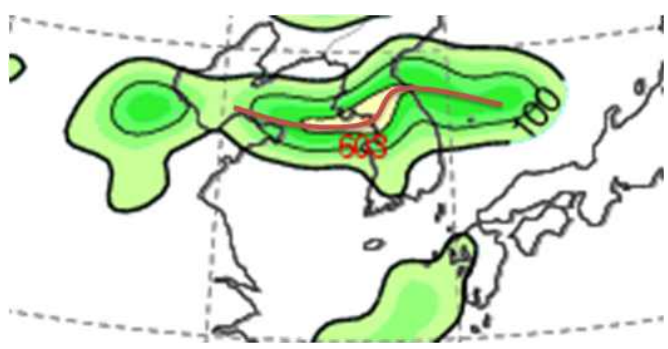
(a) 레이더 영상



(b) 위성영상



(c) CAPE



(d) SRH



그림 13. 2013년 7월 14일 00UTC 실황자료(a,b)와 모델 분석자료(c,d)

그림 13(a)의 레이더영상을 보면, 발달된 에코대가 경기북부와 강원도를 중심으로 좁은 남북의 폭을 가지고 동서의 띠 형태로 분포하고 있다. 위성영상에서도 경기북부에서 동해상으로 갈때기 형태의 모양의 대류성 구름대가 동서로 위치한 것이 보인다. 같은 시각 계산된 CAPE(c) 분석장에서 경기만과 경기북부 지방에 가장 높은 CAPE가 위치하며, 높은 값의 SRH도 CAPE와 비슷하게 동서로 분포하고 있다. 그러나 최대 CAPE 지역과 최대 SRH 지역은 차이가 있다. 가장 높은 SRH 지역은 CAPE와 달리 중북부지방과 동해상에 분포한다. 불안정한 대기에서 하층대기의 연직 바람시어가 대류성 구름대 발달과 유지에 중요한 역할을 담당한 것으로 해석할 수 있다. 그림 14는 강한 에코대의 남쪽에 위치한 오산에서 그림 13과 같은 시각에 관측된 단열선도이다. 오산은 그림 13(c)에서 높은 CAPE값을 보인 지역이다. 지표부근과 하층 대기에서 기온과 이슬점온도차이가 매우 작기 때문에 LCL(상승응결고도)과 LFC(자유대류고도)가 모두 지표부근에 위치해 있다. 500hPa 부근에서는 50kts의 강풍을 동반한 건조한 공기가 유입되면서 지상부터 중층대기까지 매우 불안정한 기온구조를 보여준다. 붉은색 빗금으로 표시한 진잠재 구역은 지표부근에 위치한 LFC 고도부터 300hPa부근의 EL(평형고도) 고도까지 넓게 분포하고 있다. 이 면적을 에너지로 환산한 CAPE가 888을 보이므로 만약, 지표부근이나 하층대기에서 약간의 기온상승이나 온난다습한 기류의 유입이 있다면 300hPa 부근까지 상승운동이 나타날 수 있다. 그렇지만 하층대기의 연직바람시어를 보여주는 그림 13(d)에서 높은 SRH 지역이 강원도와 경기북부에 위치하므로 오산에서는 강한 대류성 구름의 발달과 호우성 강수현상이 나타나지 않았다. CAPE는 대기의 불안정도를 나타내지만, 강한 대류성 구름대가 형성되고 지속적인 호우를 발생시키는 구름대를 유지시키기 위해서는 연직바람시어가 중요함을 보여주는 사례다.

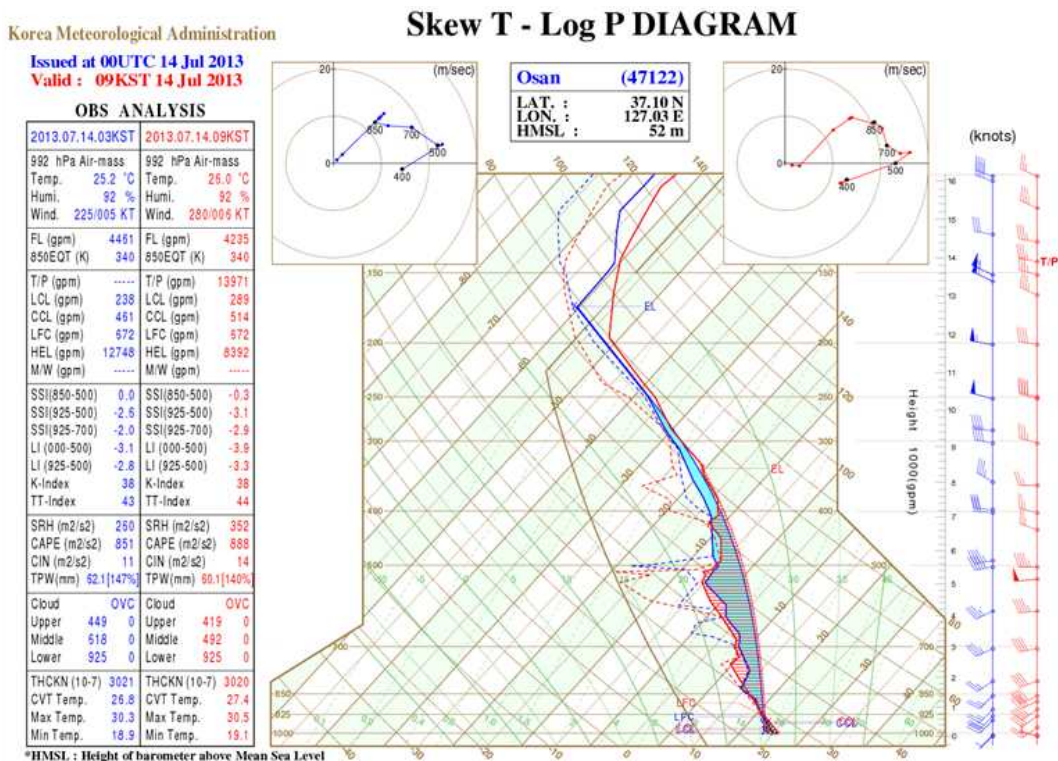


그림 14. 2013년 7월 14일 00UTC 오산 단열선도

- ※ CAPE(Convective Available Potential Energy): LFC에서 EL고도까지 포화단열선과 실제기온선이 이루는 면적을 적분한 값으로서, 300 이상은 불안정과 대류발생가능성을 의미함
- ※ SRH(Storm Relative Helicity): 층간 바람시어를 에너지 단위로 수치화하여 표현한 값. 호도그래프에서 지상~3km까지 둘러싼 면적을 환산한 것으로, 150이상일 경우 강한 대류성 스톰이 발생 가능할 것으로 분석함
 - ☞ 여름철 스콜선과 같이 강하게 발달한 선형 예코분석에 CAPE와 SRH를 동시에 참고하여 뇌우의 강도 분석과 호우예측에 사용
 - ☞ CAPE와 SRH에 관련된 자세한 설명은 2011년 손에잡히는 예보기술의 '단열선도 사용설명서'를 참고

<참고문헌>

- 기상청, 예보기술팀, 2012: 예보관 중급훈련교재
- 김광식, 1992: 기상학사전, 향문사.
- 민경덕, 민기홍 역, 2009: 대기환경과학, C. Donald Ahrens 저, 시그마프레스
- 손병주, 2013: 한반도 호우기구의 새로운 관점과 이와 관계된 예보 및 관측의 문제점. 2013년 지경노세미나 발표자료(5.10)
- AMS Glossary, 2000: AMS 전자기상사전. <http://amsglossary.allenpress.com/glossary>
- Bluestein, H. B., and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the Spring. *J. Atmos. Sic*, **42-16**, 1711-1732.
- Djuric, D., 1994: Weather analysis.
- Doswell, C. A., H. E. Brooks, and R. A. Maddox, 1996: Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560-581.
- Houze jr. R. A., 2004: Mesoscale convective systems, *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003.
- Houze jr. R. A., S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff, and B. F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler weather-radar displays in midlatitude mesoscale convective systems, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **70**, 608-619.
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- Markowski, P., and Y. Richardson, 2011: Mesoscale meteorology in midlatitudes, *Wiley-blackwell*.
- Mesoscale convective systems, *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003.
- Parker, M. D., and R. H. Johnson, 2000: Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Mon. Weather Rev*, **128**, 3413-3436.
- Vasquez, T., 2002: Weather forecasting handbook. weather graphics technologies.