영동지역 악기상 사례에 대한 MTSAT 위성 영상의 특징

김인혜¹⁾ · 권태영^{2),*} · 김덕래³⁾

¹⁾한국농촌경제연구원

²⁾강릉원주대학교 대기환경과학과

³⁾국립환경과학원 기후대기연구부 기후변화연구과

(접수: 2011년 10월 26일, 수정: 2011년 12월 29일, 게재확정일: 2012년 1월 16일)

MTSAT Satellite Image Features on the Severe Storm Events in Yeongdong Region

In-Hye Kim¹⁾, Tae-Yong Kwon^{2),*}, and Deok-Rae Kim³⁾

¹⁾Korea Rural Economic Institute

²⁾Department of Atmospheric and Environmental Sciences, Gangneung-Wonju National University

³⁾Climate Change Research Division, Climate and Air Quality Research Department,
National Institute of Environmental Research

(Received: 26 October 2011, Revised: 29 December 2011, Accepted: 16 January 2012)

Abstract An unusual autumn storm developed rapidly in the western part of the East sea on the early morning of 23 October 2006. This storm produced a record-breaking heavy rain and strong wind in the northern and middle part of the Yeong-dong region; 24-h rainfall of 304 mm over Gangneung and wind speed exceeding 63.7 m s^{-1} over Sokcho. In this study, MTSAT-1R (Multi-functional Transport Satellite) water vapor and infrared channel imagery are examined to find out some features which are dynamically associated with the development of the storm. These features may be the precursor signals of the rapidly developing storm and can be employed for very short range forecast and nowcasting of severe storm. The satellite features are summarized: 1) MTSAT-1R Water Vapor imagery exhibited that distinct dark region develops over the Yellow sea at about 12 hours before the occurrence of maximum rainfall about 1100 KST on 23 October 2006. After then, it changes gradually into dry intrusion. This dark region in the water vapor image is closely related with the positive anomaly in 500 hPa Potential Vorticity field. 2) In the Infrared imagery, low stratus (brightness temperature: $0\sim 5^{\circ}\text{C}$) develops from near Bo-Hai bay and Shanfung peninsula and then dissipates partially on the western coast of Korean peninsula. These features are found at 10~12 hours before the maximum rainfall occurrence, which are associated with the cold and warm advection in the lower troposphere. 3) The IR imagery reveals that two convective cloud cells (brightness temperature below -50°C) merge each other and after merging it grows up rapidly over the western part of East sea at about 5 hours before the maximum rainfall occurrence. These features remind that there must be the upward flow in the upper troposphere and the low-layer convergence over the same region of East sea. The time of maximum growth of the convective cloud agrees well with the time of the maximum rainfall.

*Corresponding author: Tae Yong Kwon, Department of Atmospheric and Environmental Sciences, Gangneung-Wonju National University, Jibundong, Gangneung 210-702, Korea.
Phone : +82-33-640-2323, Fax : +82-33-640-2324
E-mail: tykwon@gwnu.ac.kr

Keywords: Autumn storm, MTSAT-1R, water vapor and infrared image, very short range forecast, nowcasting

1. 서 론

2006년 10월 23일 영동지역 위험기상은 가을철에 발생을 했다는 점과, 최대순간풍속 (속초)과 일강수량 (강릉)에서 이 지역 기상 관측 이래 10월 극값을 갱신 했다는 점에서 중요한 사례로 기록되고 있다. 강원지역 10월 강수량의 특징 가운데 하나는 국지적으로 100 mm/day 이상의 많은 강수가 일 년에 몇 차례씩 나타난다는 것이다. 특히 이러한 사례의 대부분이 최근 들어 발생하였으며, 영동지역에 집중되어 나타났다는 점에서 관심 대상이 되고 있다. 더욱이 오재호와 홍성길 (1995)은 대기 CO₂ 농도의 배증에 따른 강수량 변화 연구에서 한반도의 강수량은 사계절 가운데 가을철에 가장 크게 증가할 것이라고 보고하였다. 또한 Gordon *et al.* (1992)은 배증 CO₂기후에 대한 GCM (General Circulation Model) 모의에서 일반적으로 강우강도의 증가와 강수빈도의 감소를 예측하고 있다.

앞에서 언급한 영동 지역의 국지적 강수는 대부분 짧은 시간에 급격히 발달하는 중관 규모내의 작은 중·소규모 시스템과 관련되어 있다. 이러한 이유 때문에 그들에 대한 정확한 관측뿐만 아니라 발달기작에 대한 이해도 부족한 편이다. 따라서 이러한 현상에 대한 예보에도 많은 어려움이 존재한다. 특히 강원 영동 지역의 국지적인 강수 형태는 대부분 구름이 동해상에서 발달한 후 동풍기류를 따라 지상으로 유입되어 태백산맥에 의한 강제 상승으로 더욱 증폭되는 현상으로 알려져 있다 (조구희, 2008). 이러한 국지적인 위험기상을 예보하기 위해서는 시·공간적으로 고밀도의 정확한 관측 자료와 고 분해능의 수치모델이 필수적이다 (Roberts *et al.*, 2008). 그러나 영동 지역에 위치한 태백산맥의 영향으로 주변 레이더 자료의 제공이 제한적이며, 산악과 동해상에서의 관측 지점의 부족으로 수치 모델을 통한 강수 시스템의 이해 및 예측이 매우 어렵다. 이러한 한계점을 보완하기 위해서 실시간으로 관측이 가능한 위성과 레이더 자료를 활용하여 중·소규모 대류 세포의 발생, 발달, 이동에 대한 감시가 필요하다. 특히, 위성은 구름에 대한 지속적인 관측이 가능하여 이동과 변화를 파악할 수 있고, 관측 채널의 특징을 이용하여 상·하층 대기의 역학적인 변화를 추정할 수 있는 장점이 있다 (Adler and Fenn, 1981).

위성자료의 중요한 활용 가운데 하나는 강우량 추정이다. 대류운의 강우량은 흔히 운정 (Cloud Top) 높이와 관련되어 있으며, 대부분 짧은 시간에 급속히 발

달하기 때문에 연속적인 자료를 제공하는 정지궤도위성의 적외 채널의 밝기 온도를 이용하여 강우량을 추정할 수 있다 (Griffith *et al.*, 1978; Adler and Negri, 1987; Scofield, 1987; Levizzani, 1999; Vincente *et al.*, 1998; 권태영, 2001). 그러나 앞에서 언급한 적외 영상의 밝기 온도와 강우량 사이의 관계가 시·공간적으로 큰 변화를 보이기 때문에 SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager), TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission satellite)의 마이크로웨이브 자료를 이용해서 이들 밝기온도-강우량 관계식을 보정하는 연구가 활발히 이루어지고 있다 (Kuligowski, 2002; Kidd *et al.*, 2003; Turk *et al.*, 2003; Weng *et al.*, 2003). 한편, 위성의 화소 (pixel)에 대한 강우량 추정과 함께 구름 덩어리 (cloud-patch)에 대한 강우량 추정이 이루어졌는데, 여기서 복합대류시스템 (Meso-scale Convective System: MCSs)의 생애 (운형분류)에 대한 연구를 바탕으로 강우량 추정이 이루어졌다 (Uddstrom and Gray, 1996; Hong, 2004). 그 밖에도 다채널 위성 자료 활용 및 다양한 구름과 관련된 정보 (구름의 광학두께, 유효반경 등)를 이용한 강우 추정 방법들이 연구되고 있다 (Baum *et al.*, 1997; Bellerby and Sun, 2005).

위성 영상의 또 다른 활용은 대류 강수 시스템 (convective precipitation system)의 발달 과정에 대한 분석이다. 최근 여러 강수 사례에 대해 가시 영상과 적외 영상, 마이크로웨이브 자료를 이용해 위험기상 구조의 재분석을 통해서 대류 발달과 관련된 초기 징후의 실시간 예보 알고리즘이 연구되고 있다 (Barrett and Martin, 1981). 소규모로 급격하게 발달하는 대류 강수 시스템의 경우 위성의 적외 영상은 초기대류인자를 탐지하는데 많은 정보를 제공한다 (Weckwerth *et al.*, 2004). Mecikalski and Bedka (2006)는 GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) 적외 영상으로부터 대류 발달과 관련된 초기대류인자를 조사하고, 이를 이용하여 몇 개의 사례를 통해 대류 발달을 30~45분전에 예측할 수 있다고 보고하였다. 또한 Delgado *et al.* (2007)는 복합대류시스템의 생애와 강우 강도 사이의 관계가 중요함을 언급하고, 가시 영상과 적외 영상을 통해 구름을 분류하여 복합대류시스템의 생애에 영향을 미치는 요소를 조사하였다.

수증기 영상은 중·상층 대기에서 기온이 일정할 때 수증기 함량을 나타낸다. 수증기 분포의 변화는 흔히 대기의 흐름과 연관되어 있기 때문에 수증기 영상으로부터 간접적으로 대기의 흐름에 관련된 정보를 추출할 수 있다. 수증기 영상에서 건조한 구역은 어

둑게 나타나고, 습윤한 구역은 밝게 표현되며, 특히 어두운 영역 가운데 잘 발달된 압역이 구름 아래쪽으로 파고드는 현상을 Dry-Intrusion이라 한다. 이러한 현상은 수증기 영상을 활용하여 저기압 폭풍의 발달 징후를 찾는 하나의 조건이 될 수 있다 (Kurz, 1994; Mansfield, 1996).

Uccellini *et al.* (1985), Young *et al.* (1987), Kurz (1994) 등은 수증기 영상과 위치소용돌이도 (Potential Vorticity, PV)의 양의 편차 사이에 관계가 있음을 밝혔다. 이후 Georgiev (1999)는 이들 사이의 상관관계를 정량적으로 조사하였으며, 500 hPa의 고도에서 이들 사이에 높은 상관관계가 있음을 보고하였다. 이와 같은 연구결과를 이용하여 수증기 영상으로부터 위치소용돌이도의 분포를 추정하고 활용하는 다수의 연구가 이루어졌다. Hanley (2002)는 허리케인 'Bertha' (1996) 사례에서 허리케인과 상층 기압골 사이의 상호 작용에 대해서 연구하고, 여기서 대기 상층의 위치소용돌이도와 밀접한 연관성이 있는 수증기 영상을 분석함으로써 허리케인과 상층 기압골의 상호작용을 예측할 수 있다고 보고하였다. 수증기 영상으로부터 추정한 위치소용돌이도는 수치모델에서 모의한 위치소용돌이도와 비교를 통해서 수치모델의 결과값 검증에 사용되었다 (Huo *et al.*, 1998). 또한 수증기영상에서 추정된 위치소용돌이도로 수치모델의 초기장을 수정하여 예보의 정확도를 높이기 위한 시도가 이루어졌다 (Demirtas and Thorpe, 1999; Georgiev, 1999; Pankiewicz *et al.*, 1999; Swarbrick, 2001).

본 연구의 목적은 2006년 10월 23일 영동지역에서 발생한 위험기상 사례분석을 통해 대기역학구조와 밀접한 연관성이 있는 위성영상 특징을 이해함으로써 초단기예보에 활용하고자 함이다. 따라서 위 사례기간동안 MTSAT-1R에서 얻어진 적외 영상과 수증기 영상에서 나타난 특징을 분석하였다. 그리고 분석된 특징에 따라 위험기상을 일으키는 대기역학구조를 이해하고자 하였다. 또한 이런 이론적인 이해를 바탕으로 위험기상과 관련된 위성영상의 특징을 시간대 별로 분석하였고, 향후 이러한 요약 자료는 위험기상 예측을 위한 수치모델의 한계점을 보완하고, 초단기예보와 실시간 예보에 활용될 것으로 판단된다.

2. 2006년 10월 23일 영동 위험기상 사례

2.1. 강수와 바람 분석

2006년 10월 23일 영동지방에서 발생한 위험기상의 특징은 가을철에 발생했다는 것과 강수량과 풍속에서 이 지역 기상 관측 이래 10월 극값을 보였다는 것이다. 이 사례는 강릉에서 일강수량 304 mm/day를 보여 종전 10월 일 최대강수량인 거제의 273 mm/day (1985. 10. 5)를 갱신하였으며, 속초에서는 63.7 m s^{-1} 의 순간최대풍속을 보여 종전 10월 극값인 울릉도에서 관측된 46.2 m s^{-1} (1973. 10. 28)를 갱신하였다. 10월 23일에는 영동지방 전역에서 강수현상을 보였는데, 특히 미시령과 강릉지역을 중심으로 강수가 강하게 나타났다 (Fig. 1). 강릉은 23일 일강수량 304 mm를

Fig. 1. Distribution of daily precipitation (mm/day) over (a) the country and (b) Yeong-dong region on 23 October 2006 (KMA).

Fig. 2. Time series of regional averaged precipitation on 23 October 2006, which are obtained from the precipitation data of the stations having the daily precipitation more than 200 mm/day.

기록하여 10월 극값을 갱신하였으며, 속초 (232 mm), 오색 (282 mm), 장현 (243 mm), 대관령 (171 mm), 경포대 (200 mm), 동해 (142 mm) 등의 지역에서 100 mm 이상의 많은 강수가 관측되었다.

이 사례를 자동기상관측장비 (Automatic Weather Station, AWS)의 15분 누적강수량과 30분 바람장을 이용하여 분석하였다. Fig. 2는 영동지역의 강수 분포를 영동 중부 (강릉, 경포대)와 북부 (속초, 미시령, 강현, 오색)로 나누어 시계열로 보여준다. 22

일 21시부터 영동 북부지역은 시간당 5 mm 이상의 강수가 나타나기 시작하였으며, 영동 중부지역에서는 시간당 1 mm 이하의 강수가 나타났다 (제시하지 않음). 영동 북부지역은 6시 이후 강수가 강해졌는데 속초지역에서 30분 강수 (05시30분~06시)가 31.5 mm를 기록하였다. 영동 북부지역에 영향을 미쳤던 구름 세포는 점차 남하하여 9시 영동 중부지역에 영향을 미쳤다. 그리고 남하하던 구름 세포는 강릉 부근에서 급격하게 발달하여 10시~12시 30분 사이에 시간당 20 mm 이상의 강수가 내렸으며, 최대 강수시점은 11시경으로 강릉에서는 시간당 81.5 mm (10시23분~11시23분)를 기록하였다. 영동지역에 영향을 미쳤던 강한 강수를 동반한 구름 세포는 13시경에 동해상으로 남하하여 빠져나갔으며, 이 때 강수는 영동북부지역부터 점차 약화되었다. 이후 국지적인 영향 (북동기류)으로 5~15 mm/hr의 강수가 23일 21시까지 영동지방 전역에서 나타났다. 이 사례에서 영동 북부지역과 중부지역에서 30분 강수량이 가장 컸던 시점은 각각 23일 06시경과 11시경이었다.

강한 호우 세포는 영동북부지역에서 해안선을 따라 남하하면서 강한 강수와 함께 강풍을 동반하였다. AWS 바람벡터를 살펴보면 영동지방의 해안가 지역 중심으로 강한 북~북동풍의 바람이 불었으며, 특히 23일 09시에 영동북부지역으로 강한 바람벡터가 나타났다 (Fig. 3). 강한 바람벡터는 점차 남하하여 15시 영동남부지역에 위치하였으며, 영동지방의 해안가 전역으로 북풍계열의 바람이 나타났다.

속초지역은 22일 21시부터 북북서~북동풍 계열의 바람이 5 m s^{-1} 내외로 불기 시작하여 23일 06

Fig. 3. AWS surface wind (m/s) over Yeong-dong region on 23 October 2006 (KMA).

Fig. 4. Surface wind speed at Sokcho, Daegwallyeong, Gangneung, Donghae on 23 October 2006.

시 이후부터 10 m s^{-1} 이상으로 증가하였다. 이러한 강풍대역은 해안선을 따라 점차 남하하여 강릉 지역은 23일 10시~15시 사이에 그리고 동해 지역은 13시~17시 사이에 $10\sim15 \text{ m s}^{-1}$ 의 북풍계열의 바람이 불었다 (Fig. 4). 최대순간풍속은 속초에서 23일 14시 18분에 63.7 m s^{-1} 를 기록하였으며, 그 밖의 해안지방의 최대순간풍속은 강릉 28.7 m s^{-1} (11시 22분), 동해 25.8 m s^{-1} (14시 21분), 대관령 22.5 m s^{-1} (12시 41분)로 대략 10시~14시경에 나타났다 (제시하지 않음).

2.2. 종관적 특성

2006년 10월 23일 영동지방 위험기상 사례의 상·하층 일기도를 분석하여 종관적 특성을 살펴보고자 한다. Fig. 5은 10월 22일 12 UTC, 18 UTC와 23일 00 UTC의 지상일기도이다. 22일 06 UTC (제

Fig. 6. Upper level analysis of the geopotential height of (a1, a2) 850 hPa, (b1, b2) 500 hPa, and (c1, c2) 300 hPa at 1200 UTC 22 October (a1, b1, c1) and 0000 UTC 23 October 2006 (a2, b2, c2).

시하지 않음)에 전선을 동반한 저기압은 산둥반도 부근과 남서해상에 위치하고 있으며, 중심 기압은 각각 1011 hPa와 1010 hPa이었다. 북만주지방에 중심기압 1035 hPa의 고기압이 위치하고 있으며, 한만국경 북서쪽으로 기압경도력이 강하게 나타나고 있다. 22일 12 UTC (Fig. 5(a))에 저기압 중심기압의 변화는 크게 없고, 남서해상에 위치한 저기압은 북동진하여 경기만 부근에 위치하였다. 찬 이동성 고기압의 확장으로 화중지방 및 서해상에는 북서~북풍이 나타났고, 온난전선 전면에서 남동풍을 타고 따뜻한 기류가 유입됨을 알 수 있었다. 22일 18 UTC (Fig. 5(b))에 저기압의 중심은 동진하여 영동남부 지역으로 이동하였으며, 중심기압은 1006 hPa로 낮아졌다. 22일 12 UTC에 한만국경 부근에 위치했던 1016 hPa 등고선이 18 UTC에 원산만 부근까지 내려온 것으로 보아 북만주에 위치한 찬 고기압이 지속적으로 화중지방과 동해상으로 확장하고 있음을 알 수 있다. 이로 인해 한반도에는 북고남저의 기압배치가 형성되었고, 강릉이북지역으로 등압선이 동서로 조밀해졌다. 북쪽의 찬 공기와 온난전선 전면에서 유입되는 따뜻하고 습윤한 공기가 강릉지방으로 유입되면서 대기가 불안정해져 위험기상이 발생할 수 있는 환경이 형성되었다. 23일 00 UTC (Fig. 5(c))에 저기압은 느리게 동진하여 동해앞바다로 이동하였으며, 동해 중·북부해상으로 등압선이 조밀하게 형성되었다. 동해상으로 고기압의 지속적인 확장으로 인해 블로킹되어 저기압의 이동 속도는 느려졌으며, 우리나라 내륙까지 북서풍이 나타난 것으로 한기가 내륙까지 유입되었음을 알 수 있다.

상층 일기도에서 22일 12 UTC의 기압패턴을 보면 상층으로 갈수록 기압골이 북서쪽으로 기울어져 있는 형태를 보인다 (Fig. 6). 850 hPa 일기도에서 저기압의 중심이 황해도 부근에 위치하고 있으며, 중국 동해안에 온도골이 위치하며, 동해 중북부해상에 온도선 밀집구역이 존재한다 (Fig. 6(a1)). 850 hPa의 온도 분포는 지상의 북만주 부근에 중심을 둔 고기압 확장에 따른 한기의 유입과 잘 일치하였다. 서해상에는 강한 한기 이류가 나타나고 동해 중부해상에는 난기 이류가 나타난다. 23일 00 UTC에는 저기압의 중심이 중부 동해안 지역으로 이동하였고 동해 중남부 해상에 온난 전선이 위치한다 (Fig. 6(a2)). 온난 전선은 오후츠크해에 중심을 둔 -15°C 의 한핵 (cold core)과 관련된 동해북부해상의 한기와 동해남부해상의 남서풍에 의한 난기 이류에 의해서 형성된 것으로 해석된다. 이 때 한반도 남부 지역은 동서방향 온도 경도가 크고 강한 경압 불안정을 보인다. 등온선 (9°C)이 한반도 동

쪽에서는 강릉 부근을 통과하고 서쪽에서는 전라남도 부근을 통과한다. 그리고 한반도 전역이 습윤 구역으로 분석되었다.

500 hPa의 일기도에서 22일 12 UTC (Fig. 6(b1))에 요동반도 부근에 저기압 중심과 -20°C 의 한핵 (cold core)이 위치한다. 기압골 후면으로 한기가 위치하여 이 기압골은 다소 발달할 것으로 예상되었으며 한반도를 통과 할 때 상층의 한기가 남하하여 대기가 불안정할 것으로 예상할 수 있다. 북태평양 고기압 가장자리를 나타내는 5820 gpm 선은 화중지방에서 제주 먼 해상을 걸쳐 32°N 선으로 골을 이루며 위치하고 있다. 즉 가을로 접어드는 시기이지만 북태평양 기단이 상당히 북상해 있었던 것으로 판단할 수 있다. 23일 00 UTC (Fig. 6(b2))에 저기압은 남동진하여 한반도 중부 지역에 위치하며, 온도골이 남부 지역을 통과하고 있다. 22일 12 UTC에 동한만 남쪽에 있던 등온선 (-15°C)이 남하하여 23일 00 UTC에는 한반도 남부 지역과 동해 남부 지역에 위치한다. 이 때 하층 (850과 700 hPa)으로는 습윤하면서 따뜻한 공기가 지속적으로 유입되어 대기 불안정이 심화된다.

300 hPa의 일기도에서 22일 12 UTC (Fig. 6(c1)) 요동반도 부근에 위치한 저기압은 남하하여 23일 00 UTC (Fig. 6(c2))에 한반도 중북부 지역으로 이동하고, 서해상에 위치하고 있던 제트 축은 한반도 남쪽으로 이동하여 나타난다. 결과적으로 상층 일기도의 특징은 다음과 같이 요약할 수 있다: 1) 22일 12 UTC에 지상에서 상층으로 갈수록 기울어져 있던 저기압이 지상 저기압의 북동진과 상층 저기압의 남동진으로 23일 00 UTC에는 상·하층 저기압의 중심이 영동 앞바다 (강릉부근)에서 대략 일치하였다. 2) 850 hPa의 한기이류와 난기 이류로 동서 방향 온도 경도가 커졌고, 동해 중부해상에 나타난 하층 (850과 700 hPa) 온난화와 상층 (500 hPa) 냉각화로 대기 불안정이 심화되었다.

3. 위성(MTSAT-1R) 영상의 특징

3.1. 수증기 영상과 위치소용돌이도

MTSAT-1R 수증기 영상은 $6.5\sim 7.0\ \mu\text{m}$ 파장 영역에서 관측한 값이다. 이 파장 영역에서 관측한 복사 에너지는 주로 대기의 중·상층에 위치한 수증기와 구름으로부터 방출된 것이다. 따라서 구름이 없는 경우 수증기 영상에서 어두운 지역, 즉 휘도온도 (brightness temperature, TB)가 높은 지역은 상층이 따뜻하고 건조한 지역이며 밝은 지역, 즉 휘도온도가 낮은 지역은 상층이 차고 습윤한 지역이다. 온도 분포에 큰 변화가 없다고 가정하면 수증

기 영상은 단순히 상층이 건조한 지 습윤한 지를 알려준다.

수증기 영상에서 매우 어두운 영역을 암역이라고 부르는데 이 영역은 상층이 매우 건조한 영역이다. 여러 연구에 의하면 암역은 위치소용돌이도와 밀접하게 관련되어 있으며, 수증기 영상의 휘도온도와 위치소용돌이도의 양의 편차 사이에는 강한 양의 상관관계가 있다 (Uccellini *et al.*, 1985; Young *et al.*, 1987; Kurz, 1994; Georgiev, 1999). 또한 암역이 구름 아래쪽으로 파고드는 현상을 Dry-Intrusion이라 하는데 이 현상은 흔히 저기압 폭풍의 발달과 연관되어 있다 (Kurz, 1994; Mansfield, 1996). 그러므로 MTSAT-1R 수증기 영상의 분석을 통해서 대기 중·상층 위치소용돌이도의 발달과 이동을 파악할 수 있으며 또한 Dry-Intrusion의 탐지를 통해서 저기압 폭풍의 발달을 예측하는데 도움을 줄 수 있을 것이다.

소용돌이도 (vorticity)란 유체내의 어느 한 점에

Fig. 7. Jet stream (300 hPa) and potential vorticity (500 hPa) features superimposed on MTSAT-1R WV images at (a) 1200 UTC 22 October and (b) 0000 UTC 23 October 2006.

서 회전의 미시적 척도를 말한다. 위치소용돌이도 (Potential Vorticity, PV)는 대기의 상층과 하층의 상호 연관에 의한 편서풍 파동의 급격한 발달 과정을 감시하는 역학적인 요소이다. PV의 양의 편차가 중요한 이유는 역학장의 경도가 심한 전선이나 제트기류 등에서 PV의 편차가 클 뿐만 아니라 대류권 상층에서도 PV 편차가 빠르게 이루어지기 때문이다. 등온위면 상에서도 PV가 보존되는 성질을 고려해 볼 때 PV의 분포장을 구하면 전선이나 고·저기압의 발달 등의 정보를 얻을 수 있다. Hoskins *et al.* (1985)은 등온위면에서의 위치소용돌이도를 다음과 같이 정의하였다.

$$PV = -g(f + k \cdot \nabla_{\theta} \times v) / \frac{\partial P}{\partial \theta} = \text{const.}$$

$-g$ 는 중력가속도, f 는 코리올리 항, k 는 연직방향 단위벡터, P 는 기압, θ 는 온위, v 는 바람벡터, 단위는 PVU (Potential Vorticity Unit)이며, 대략 1.5 PVU보다 작은 값은 일반적으로 대류권 공기를 나타내며, 이보다 큰 값은 성층권 대기임을 의미한다.

MTSAT-1R 수증기 영상에 나타난 특징을 이해하기 위하여 수증기 영상과 함께 기상청에서 제공하는 RDAPS30 모델 초기장의 자료 (위치소용돌이도, 제트, 노점온도, 상당온위)를 비교 분석하였다. Fig. 7은 MTSAT-1R의 수증기 영상에 상층 300 hPa 제트기류와 500 hPa 위치소용돌이도를 겹쳐 나타낸 것이다. 22일 12 UTC (Fig. 7(a)) 수증기영상에서 서해상을 중심으로 암역(건조한 공기 유입)이 나타난다. 이 암역의 남쪽에 300 hPa 제트축이 위치하고 그 북쪽 발해만 부근에 500 hPa의 강한 위치소용돌이도가 나타난다. 300 hPa 제트는 한반도 북서쪽 화북 지방에서 서해상과 한반도 남부지방을 거쳐 동해중부 해상으로 곡을 이루며 지나고 있으며, 제트축은 서해상에 위치한다. 그리고 제트 북쪽으로 강한 위치소용돌이도가 위치하고 있다. 제트의 북쪽 지역은 풍속의 변화에 의해 소용돌이도가 형성되는 지역이며, 속도 시어 (shear)가 강하게 나타나는 제트는 작은 교란도 증폭시키고, 증폭된 교란은 제트로부터 에너지를 끌어낸다. 보조 일기도 (제시하지 않음)에서 제트축의 북쪽으로 대기 하층의 수렴역과 상층의 발산역이 위치하여 강한 대기 불안정이 유발되고, 연직상승류가 위치한다.

23일 00 UTC (Fig. 7(b)) 수증기 영상을 보면 암역은 서해상에서 이동하여 한반도 남부 내륙 및 동해 중·남부 해상에 위치한다. 특히 동해 중부 해상에서는 암역이 대류운 아래쪽으로 파고드는 Dry-Intrusion이 뚜렷하게 나타난다. 영동 중부지역은 암역과 대류운의 경계구역에 위치한다. 500 hPa 위치

소용돌이도는 한반도 남부 지역에 중심을 두고 있으며 그 모양은 동서방향으로 퍼져있어 수증기 영상의 Dry-Intrusion과 서로 상응하는 분포를 보인다. 제트 축 (300 hPa)은 한반도 남해안을 통과하며, 이 제트 축과 위치소용돌이도 중심이 가까이 위치한다. 이러한 결과를 종합해 볼 때 수증기 영상은 건조 공기의 이동을 잘 묘사할 뿐만 아니라 위치소용돌이도의 발달과 이동 그리고 Dry-Intrusion을 잘 나타내고 있다고 볼 수 있다. 또한 수증기 영상은 제트의 위치를 분석하는데 도움을 줄 수 있다. Fig. 7(b)의 수증기 영상에서 분석한 제트는 RDAP30의 300 hPa 제트 보다 남쪽에 위치하는 것으로 추정된다.

Fig. 8은 수증기 영상에 RDAPS30 500 hPa의 노점온도를 겹쳐 나타낸 것으로, 22일 12 UTC에 -18°C 의 노점온도선이 서해 중부에서 동한만에 걸쳐서 위치한다. 서해상으로 점차 건조한 공기가 남하하고 있음을 알 수 있다. 22일 18 UTC에 -18°C 선은 남부내륙지역까지 이동하였으며 동해 해안을 따라 북상하여 동한만에 위치한다. 영동지역에서 노점온도의 동서방향 경도가 크게 나타난다. 즉 영동지역의 서쪽은 상대적으로 건조하고 동쪽은 습윤함을 알 수 있다. 23일 00 UTC에 한반도 중부지역으로 노점온도가 -20°C 이하인 건조 핵이 위치하고 있으며, -18°C 노점온도선은 동해안에서 동쪽으로

Fig. 8. Distribution of 500 hPa dew point temperature superimposed on MTSAT-1R WV images at (a) 1200 UTC 22, (b) 1800 UTC 22, and (c) 0000 UTC 23 October 2006.

Fig. 9. (a) 500 hPa dew point temperature with WV image, (b) 850 hPa equivalent potential temperature with IR image, and (c) the schematic representation adapted from Weldon and Holmes (1991) at 0000 UTC 23 October 2006.

로 이동하여 동해 해상에 위치한다. 이러한 노점온도의 분포 변화는 500 hPa의 건조 공기의 핵이 22일 12 UTC에 요동반도에서 남동진하여 23일 00 UTC에 한반도 중부 지역에 위치하고 건조 공기가 영동 앞 바다까지 이동했음을 보여준다. 이러한 건조 공기의 이동은 수증기 영상의 암역의 이동과 잘 일치한다.

Fig. 9는 RDAPS30의 850 hPa 상당온위, 500 hPa 노점온도, 그리고 MTSAT-1R 수증기 영상과 적외영상을 함께 보여준다. 여기서 상층(500 hPa)에서는 건조 공기와 습윤 공기의 경계(-18°C 노점온도선)가 동해 중부 해상에 위치하고 있으나 하층(850 hPa)에서는 상당온위선이 영동 앞 바다에 위치하고 있다 (Fig. 9(a,b)). 이러한 자료를 일기도 분석 자료와 결합하여 분석해 보면 영동 앞 바다에서 하층은 따뜻하고 습윤한 공기의 유입이 상층에서는 차갑고 건조한 공기의 유입이 나타남을 알 수 있다. 즉 동해 중부에서 하층의 난기 이류와 상층의 한기 이류로 대기 불안정이 나타나며, 특히 동한만 부근에서 상·하층이 모두 습윤함을 알 수 있다. 이러한 열역학적 특성은 MTSAT-1R 적외영상에서 동한만 부근에 나타나는 발달된 대류운과 잘 일치한다. 또한 위 자료를 종합적으로 분석한 결과는 Fig. 9(c)에 나타난 Weldon and Holmes (1991)의 모식도와 유사하다.

3.2. 적외 영상에 나타난 한기이류와 난기이류

MTSAT-1R 적외 영상에서 하층운의 특성을 조사하기 위하여 휘도 온도가 -20°C 에서 10°C 사이인 영역을 자세히 분석하였다 (Fig. 10). Fig. 10(a)는 22일 1133 UTC 적외 영상이다. 이 영상에서 발해만과 산둥반도 부근으로 휘도온도가 $0\sim 5^{\circ}\text{C}$ 하층운이 나타난다. 그리고 상해 부근과 목포 부근을 연결하는 지역에 밴드 형태의 하층운이 나타난다. 여기서 발해만의 하층운은 상대적으로 따뜻한 해수면 위로 찬 기류가 이동할 때 나타나는 구름이다. 그리고 상해와 목포를 연결하는 서해 남부에 나타나는 밴드형 하층운은 난기와 한기의 경계 부분(서해중북부해상의 한기와 동해상의 난기)에서 나타나는 구름이다. 이 구름은 850 hPa 일기도 분석에서 서해상 나타나는 한기 이류와 잘 일치한다. 그리고 이 때 한반도 중북부와 동해 북부 지역에는 휘도온도가 -20°C 이하의 대류운이 위치하고 있다.

발해만의 하층운은 점차 남동진하여 22일 1133 UTC에는 그 중심이 산둥반도 부근에 위치하고 1533 UTC에는 하층운의 가장자리가 서해 남부 해상까지 남하한다 (Fig. 10(b)). 그리고 서해 남부의 밴드형 하층운은 남동진하여 1533 UTC에는 제주도 남쪽으로 이동하고 제주도와 남해안 사이에서 밴드형 구름의 소산이 나타난다. 또한 경기만 앞 바다에서도 하층운의 부분적인 소산이 나타난다. 이러한 하

Fig. 10. Low stratus produced by the cold and warm advections over the Yellow sea on MTSAT-1R IR images at (a) 1133 UTC and (b) 1533 UTC 22 October 2006.

층운의 소산은 난기 유입에 기인하는 것으로 해석할 수 있다. 이러한 해석을 뒷받침하기 위하여 경기만의 덕적도 부이 관측 자료를 참고해 보면 수온은 일변화가 거의 없는 약 20°C 이고 기온은 1500 UTC부터 약 19에서 급격히 하강하여 23일 00 UTC에는 약 15°C 까지 내려간다. 그리고 풍향도 15 UTC에서 남남서에서 북동으로 급변한다. 한편 -20°C 이하의 대류운은 1133 UTC에서 1533 UTC로 갈수록 확장되어 압록강 부근과 황해도 앞 바다까지 분포한다.

MTSAT-1R 적외 영상의 하층운 분석으로부터 1130 UTC에서 1533 UTC 사이 하층 대기에서 나타나는 서해상에서의 한기 이류와 영남 지역과 남해상에서의 난기 이류를 추론할 수 있다. 이러한 한기 이류와 난기 이류는 대기 하층에서 동서방향의 온도 경도를 강화시키고 강한 동서방향 온도 경도는 경압 불안정을 가져와 하층 저기압의 발달을 유도하고, 하층 저기압의 발달은 다시 상층 저기압을 강화시킨다고 해석할 수 있다. 따라서 MTSAT-1R 적외 영상의 하층운 분석은 한기 이류와 난기 이류를 탐지하는데 이용될 수 있다. 비록 해수면온도가 기온 보다 높을 때 바다에서 발달하는 하층운에 제한되어 있지만 해상에서 적외 영상의 하층운 분석은 대기 하층에서의 한기 이류를 탐지하는데 유용하다. 그리고 온도 경도가 큰 경우에 나타나는 밴드 형태의 하층운은 한기와 난기의 경계를 탐지하는데 이용될 수 있다. 또한 2006년 10월 23일 사례에서는 밴드형 하층운의 부분적 소산에서 난기

이류를 탐지할 수 있다는 가능성을 발견할 수 있다.

3.3. 대류운의 병합

강한 상승류가 나타나는 지역은 강수 예보가 되어 있지 않더라도 수증기의 상승에 따른 포화에 의해 응결이 나타남으로 국지적인 강수가 발생할 가능성이 있다. 10월 23일 사례에 대한 850 hPa의 00 UTC에서 03 UTC의 하층 수렴역 (여기에 제시되지 않음)을 살펴보면 동해상에서 북동계열의 바람과 남풍 또는 남서풍 계열의 바람이 만나는 구역에서 강한 수렴역이 형성되며, 수렴대가 해상에서 동해안 지역으로 선형 또는 라인의 형태로 유입되고 있다. 동해상에서 선형과 라인 형태로 유입되지만 동해안 지역에서는 산악에 의한 지형효과로 수렴대가 태백산맥을 넘지 못하고 대부분의 수렴대가 동해안 지역으로 나타난다. 일본열도 동쪽에 중심을 둔 고기압의 영향으로 동해상에 형성된 상승기류 (상승역), 상·하층의 수렴과 발산역의 이동은 거의 없었으며, 오히려 서진하여 동해안으로 유입되었다.

대기 하층 수렴구역과 상승구역의 이동, 병합, 그리고 발달 과정은 MTSAT-1R의 적외 영상에서 대류운의 분석을 통하여 조사할 수 있다. Fig. 11은 22일 2133 UTC와 23일 0133 UTC의 적외 영상이다. 22일 2133 UTC 적외 영상에서는 서해상의 하층운과 동해 중부 지역의 대류운을 뚜렷하게 구분할 수 있다. 그러나 23일 0133 UTC 적외 영상에서는 한반도 남부를 중심으로 원형을 그리는 대기의 회전을 쉽게 확인할 수 있다. 즉 대기의 하층과

Fig. 11. MTSAT-1R IR imagery at (a) 2133 UTC 22, (b) 0133 UTC 23.

상층의 저기압 중심이 일치하여 상·하층이 결합된 하나의 회전을 보인다. 이러한 회전은 저기압이 발달 과정에서 성숙 단계에 있음을 의미한다. 또한 이 영상에서 회도온도가 -50°C 이하인 화소만을 분석해 보면 22일 2133 UTC에는 동해상에 두 개의 대류운 (A 구름과 B 구름)이 분리되어 나타나고 있으나 23일 0133 UTC에는 병합되어 하나의 대류운으로 나타난다 (Fig. 12).

위 대류운의 이동, 병합, 그리고 발달을 자세히

분석하기 위하여 22일 2000 UTC에서 23일 0400 UTC까지 A와 B 구름의 위치를 추적하여 조사하였다 (Fig. 13). 구름 A는 2000 UTC부터 거의 정체하고 있으며 구름의 중심은 동한만 북쪽에 위치하고 있다. 반면 구름 B는 동해 중부 지역에서 서서히 서진하고 있다. 그 후 22일 2300 UTC에 구름 A와 B는 하나의 구름덩어리로 병합되었고 병합 후 먼 동해 해상으로 서서히 북동진하였다.

구름의 발달 정도를 조사하기 위하여 구름의 화

Fig. 12. Merging of convective cloud A and B, in which the threshold value of the brightness temperature is -50 at (a) 2133 UTC 22, (b) 0133 UTC 23.

Fig. 13. Movements and merging of cloud A and B from 2000 UTC 22 to 0400 UTC 23 October 2006.

소수와 최저 휘도온도를 분석하였다. 여기서 구름의 화소수는 구름의 공간 넓이를 나타낸다. Fig. 14는 구름의 화소수를 이용하여 분석한 22일 1933 UTC 이후 결과이다. 구름 A와 B 각각에 대해서 임계 휘도온도 (-50°C 이하)보다 낮은 화소수를 구하고 시계열 자료로 정리하였다. 여기에 자료는 제시되어 있지 않지만 북쪽으로 통과하는 기압골의 영향으로 22일 1533 UTC에 한만국경 부근에 최저 휘도온도 -59°C 의 구름이 있었으며, 동한만에 최저 휘도온도 -45°C 의 구름 A가 탐지되었다. 그 후 한만국경 부근의 구름은 점차 약화되었으나 구름 A는 정체한 상태로 점차 발달하였다. 1733 UTC에 구름 A의 최저 휘도온도는 -54°C 였으며, 동해상에 새로운 구름 B가 탐지되었다. 1933 UTC 구름 A의 최저 휘도온도는 -56°C 까지 낮아졌으며, 구름 B에서 최초로 -50°C 이하인 화소가 탐지되었다. 이

Fig. 14. Temporal evolution of the cloud area (in number of pixels) of cloud A and B, in which the threshold value of the brightness temperature is -50°C .

후 구름 A의 화소 수의 변화는 크게 없었으나 구름 B는 -50°C 이하의 화소 수가 2100 UTC 이후 급격히 증가하였다. 22일 2300 UTC에 구름 A와 B는 병합되었다. 병합된 구름의 화소수는 22일 2333 UTC에서 23일 0300 UTC 사이에서 최대값을 보였고 이 후 급격히 감소하였다.

Fig. 15(a)는 구름이 병합된 이후 화소수의 변화를 자세히 조사하기 위하여 임계 휘도온도를 각각 -45°C , -50°C , -55°C 로 선택해서 임계 휘도온도 이하의 화소수를 분석한 것이다. 구름 A와 B가 병합된 후 -45°C 의 화소 수는 급격히 증가하여 23일 0033 UTC에서 최대값을 보이나 -55°C 이하의 화소 수는 23일 0200 UTC에서 최대값을 보인다. 그러나 비록 임계 휘도온도에 따라 화소수의 최대값이 나타나는 시각은 조금 다르지만 큰 화소수가 나타나는 시간대는 23일 0200 UTC를 중심으로 대체로

Fig. 15. Temporal evolution of (a) the cloud area (in number of pixels) after merging of convective clouds, in which the threshold values of the brightness temperature are -45°C (medium dash), -50°C (dotted), and -55°C (solid), respectively and (b) the minimum brightness temperature of cloud A and B.

일치한다. 22일 2300 UTC에서 23일 0333 UTC (-45°C 이하), 22일 2333 UTC에서 23일 0300 UTC (-50°C 이하), 23일 0033~0233 UTC (-55°C 이하). 이러한 화소수가 크게 나타나는 시간대는 주강수대의 시간대 그리고 AWS와 수직층풍바람에 나타나는 강풍 시간대와도 잘 일치하였다.

위의 결과는 구름의 최저 휘도온도 분석에서도 잘 나타난다. 구름의 최저 휘도온도값에 나타난 시간 변화를 살펴보면, 22일 1933 UTC 구름 A와 B의 최저 휘도온도는 각각 -56°C 와 -50°C 였다 (Fig. 15(b)). 이후 구름덩어리 A의 최저 휘도온도는 크게 변화하지 않았으나 구름 B의 최저 휘도온도는 급격히 낮아졌다. 두 구름이 병합될 무렵인 23일 2233 UTC에는 -57°C 로 낮아졌다. 병합된 후 구름의 최저 휘도온도는 23일 0100 UTC에 -59°C 를 기록하였다. 23일 0233 UTC 이후 구름의 최저 휘도온도는 점차 높아졌다.

4. 예보선행조건

영동지역은 산악과 해상에서의 관측 자료가 부족하다. 따라서 위험기상 시스템의 급격한 발달을 탐지하기 위해서는 광범위한 영역의 실시간 관측이 가능한 위성 자료의 활용이 필요하다. 위성 영상에

서 위험기상과 관련된 징후가 나타나는 경우 이를 이용하면 비록 선행시간이 짧더라도 초단시간예보 및 nowcasting에 도움을 줄 수 있다. 앞 절에서 2006년 10월 23일 영동지역에 나타난 위험기상 (호우와 강풍)과 관련된 MTSAT-1R의 수증기 영상과 적외 영상의 특징을 분석하였다. Table 1에 10월 23일 위험기상의 초기 발달 징후로 위성영상에 나타난 특징을 요약하고 이를 이용한 위험기상 예보 선행시간을 제시한다.

수증기 영상에서 상층의 위치소용돌이도와 관련된 차고 건조한 공기의 이류가 흔히 압역의 이동과 발달로 나타나므로 수증기영상의 변화를 추적하면 중·상층 대기의 흐름을 파악할 수 있다. 수증기 영상에서 22일 1200 UTC 서해상에 나타난 압역 (차고 건조한 공기 유입)은 500 hPa의 위치소용돌이도의 중심과 일치하였으며, 제트기류의 북쪽에 위치하였다. 제트축의 북쪽으로 대기 하층의 수렴역과 상층의 발산역이 위치하여 강한 대기 불안정이 유발되고, 연직상승류가 위치하는 것으로 시간이 지날수록 대기 불안정의 강도는 강해질 것으로 예측할 수 있었다. 이러한 수증기 영상의 압역은 점차 발달하여 22일 1800~1900 UTC 무렵에는 한반도 남부 내륙으로 이동한다. 그리고 한반도 중부 지역

Table 1. Satellite image features and forecasting lead time for heavy rain.

Time (KST)	AWS measurements	MTSAT-1R(IR)	MTSAT-1R(WV)	lead time (hr)
21:00 (22 Oct.)		- Development of low stratus in the Yellow sea (cold air advection)	- Development of dark region in the Yellow sea	12
			Eastward movements of dark region with jet stream	
00:00 (23 Oct.)		- Dissipation in the south-eastern part of the stratus (warm air advection)

04:33		- Slow-moving cloud A and development of Cloud B	- Dry intrusion	5
08:00		Westward movement and growth of Cloud B		2
10:00	heavy rain & strong wind			
13:00				

에서 압역이 대류운 아래쪽으로 파고드는 Dry-Intrusion이 나타나기 시작한다. 23일 0000 UTC에는 동해 중부 해상에서는 Dry-Intrusion이 뚜렷하게 나타난다. 그러므로 서해상에서의 압역의 발달 그리고 동해상에서의 Dry-Intrusion의 발달과 성숙은 영동지역 위험기상의 초기 발달 징후가 될 수 있다. 이들을 이용할 때 10월 23일 위험기상 사례에 대한 예보 선행시간은 각각 약 12시간 (서해상 압역), 약 5~6시간 (Dry-Intrusion의 발달), 그리고 약 1~2시간 (Dry-Intrusion의 성숙)이다.

적외 영상에서 대류운과 비교할 때 상대적으로 휘도온도가 높은 하층운의 분석을 통하여 한기 이류와 난기 이류를 분석할 수 있다. 22일 1200 UTC 적외 영상에는 발해만과 산둥반도 부근에 하층운과 상해 부근과 목포 부근을 연결하는 밴드형 하층운이 나타난다. 그리고 이 하층운은 850 hPa 일기도 분석에서 서해상 나타나는 한기 이류와 잘 일치한다. 이 하층운은 남동진하여 1533 UTC에는 경기만 앞 바다에서 하층운의 부분적인 소산과 제주도와 남해안 사이에서 밴드형 구름의 소산이 나타난다. 이러한 하층운의 소산은 강릉 수직측풍 바람에 나타난 순전을 고려할 때 난기 이류와 관련된 것으로 추정할 수 있다. 이러한 한기 이류와 난기 이류는 대기 하층에서 차례로 동서방향 온도 경도의 강화, 경압 불안정, 하층 저기압의 발달에 기여했을 것이다. 그러므로 적외 영상에 나타난 하층운의 발달과 소산은 위험기상의 또 다른 초기 발달 징후로 사용할 수 있을 것이다. 이들을 이용할 때 예보 선행시간은 각각 약 12시간 (하층운과 밴드형 하층운) 그리고 약 10시간 (하층운의 소산)이다.

적외 영상에서 휘도온도가 -50°C 이하인 대류운을 분석한 결과 가운데 주된 내용을 요약하면 다음과 같다: 22일 1933 UTC에 두 개의 대류운이 각각 동한만 북쪽 (구름 A)과 동해 중부 지역 (구름 B)에 나타난다. 구름 A는 이동, 구름의 크기, 그리고 최저 휘도온도에 큰 변화가 없다. 그러나 구름 B는 천천히 서쪽으로 이동하며, 구름의 크기도 증가하고 최저 휘도온도도 급격히 낮아진다. 그리고 22일 2300 UTC에 구름 A와 B는 하나의 구름덩어리로 병합되었고 그 후 병합된 대류운은 급격히 발달하였다. 병합된 대류운의 크기와 온도에서 최대값과 최소값이 나타나는 시각은 23일 0100~0200 UTC로 호우 및 강풍 시간대와 대체로 일치한다. 따라서 적외 영상에 나타난 대류운의 이동과 병합은 위험기상의 또 다른 초기 발달 징후로 사용할 수 있을 것이다. 이들을 이용할 때 예보 선행시간은 각각 약 5시간 (대류운의 서진) 그리고 약 2시

간 (대류운의 병합)이다.

5. 요약 및 결론

2006년 10월 23일 영동지역에서 단시간동안 극지적으로 발생한 위험기상 사례는 최대순간풍속 (속초, 63.7 m s^{-1})과 일강수량 (강릉, 304 mm)에서 10월 극값을 갱신하였으며, 576억원의 인명 및 재산 피해를 입혔다. 이번 사례는 10월 극값이 갱신되었다는 점과 가을철에 발생하였다는 점에서 중요한 사례로 기록되고 있다. 본 연구에서는 이번 사례를 통해서 위험기상 시 위성에서 나타나는 초기발달징후를 조사하고자 하였으며, 그 결과는 다음과 같이 요약할 수 있다.

2006년 10월 23일 사례는 22일 21시에 지상 저기압과 상층 기압골이 전라도와 발해만 부근에 각각 위치하였다. 지상 저기압은 북동진, 상층 기압골은 남동진하여 23일 오전 9시에 강릉 동해 앞바다에서 상·하층 저기압 중심의 위치가 일치하면서 강한 바람을 동반한 강수 현상이 발생하였다. 15분 누적강수량과 바람자료 분석에서 주강수대와 강풍대는 오전 10~13시에 나타났다.

MTSAT-1R 수증기 영상에서 중국 쪽에서 동진하는 압역은 발달하여 22일 1200 UTC에 서해에 위치한다. 그리고 이 압역은 점차 발달하여 22일 1800~1900 UTC 무렵에는 한반도 남부 내륙으로 이동하고, 한반도 중부 지역에서는 압역이 대류운 아래쪽으로 파고드는 Dry-Intrusion이 나타나기 시작한다. 23일 0000 UTC에는 동해 중부 해상에서 Dry-Intrusion이 뚜렷하게 나타난다. 이러한 압역의 위치는 500 hPa 위치소용돌이도의 중심 위치와 대략적으로 일치하고 있다. 또한 이 압역의 중심은 대략 300 hPa 제트 축과 일치한다. 따라서 서해상에서의 압역의 발달 그리고 동해상에서의 Dry-Intrusion은 영동지역 위험기상의 초기 발달 징후 가운데 하나가 될 수 있다.

적외 영상에서 22일 1200 UTC에 휘도온도가 약 -5°C 이상인 하층운이 발해만과 산둥반도 부근에 나타나고 상해 부근과 목포 부근을 연결하는 지역에 밴드 형태로 나타난다. 이 하층운은 남동진하여 1533 UTC에는 경기만 앞 바다에서 하층운의 부분적인 소산과 제주도와 남해안 사이에서 밴드형 구름의 부분적인 소산이 나타난다. 이러한 하층운의 발달, 이동, 소산은 대기 하층에서의 한기 이류와 난기 이류와 관련된 것으로 추정할 수 있다. 그러므로 적외 영상에서의 하층운 분석은 대기 하층의 한기 이류와 난기 이류를 분석하는 데 사용될 수 있으며 영동지역 위험기상의 초기 발달 징후 가운데

데 하나가 될 수 있을 것이다.

적외 영상의 대류운 (회도온도가 -50°C 이하) 분석에서 22일 1933 UTC에 두 개의 대류운이 각각 동한만 북쪽 (구름 A)과 동해 중부 지역 (구름 B)에 나타난다. 구름 A는 이동, 구름의 크기, 그리고 최저 회도온도에 큰 변화가 없다. 그러나 구름 B는 천천히 서쪽으로 이동하며, 구름의 크기도 증가하고 최저 회도온도도 급격히 낮아진다. 그리고 22일 2300 UTC에 구름 A와 B는 하나의 구름덩어리로 병합되었고 그 후 병합된 대류운은 급격히 발달하였다. 병합된 대류운의 크기와 온정온도에서 최대값과 최소값이 나타나는 시각은 23일 0100~0200 UTC로 호우 및 강풍 시간대와 대체로 일치한다. 따라서 적외 영상에 나타난 대류운의 이동과 병합은 영동지역 위험기상의 또 다른 초기 발달 징후로 사용할 수 있을 것이다.

영동지역은 산악 및 해상 관측 자료가 부족하므로 단시간에 발생하는 위험기상 시스템의 급격한 발달을 탐지하기 위하여 비록 선행 시간이 짧더라도 실시간 관측 및 분석이 가능한 위성 자료의 활용이 매우 중요하다. 이번 연구 결과는 2006년 10월 23일 영동지역 위험기상 사례에 대한 분석에서 얻어진 것이며, 이런 결과를 일반화하기 위해서는 다양한 위험기상 사례에 대한 분석이 필요하다. 그렇지만, 이번 사례 분석을 통하여 나타난 위험기상의 특징은 위험기상에 대한 예보 생산 시 예보선행시간을 앞당겨 초단시간 예보에 조금이라도 도움을 줄 것으로 판단된다. 나아가 현업에서 국지적인 집중호우에 대한 단시간 예보 적중률이 높아짐으로써 자연 재해·재난 대비를 통한 피해도 줄일 수 있을 것이라 기대한다.

감사의 글

본 연구에 사용된 자료를 제공하여 주신 기상청에 감사드리며, 이 논문의 저자들 중 권태영은 기상청/국립기상연구소의 연구용역사업인 “강원지역 재해기상요소의 상세분석 기법 개발 I”과 강릉원주대학교 자연과학연구소의 지원을 받았습니다.

참고문헌

- 권태영, 2001: GMS-5 IR1 밝기온도와 AWS 강우량의 관계성; 1998년 8월 중서부지역 집중호우 사례. *대한원격탐사학회지*, **17**(1), 15-31.
- 오재호, 홍성길, 1995: 대기 중 CO_2 증가에 따른 한반도 강수량 변화. *한국수자원학회지*, **28**(3), 143-157.
- 조구희, 2008: 개념 모델을 통한 영동지역의 겨울철 지형성 한국기상학회 대기 제22권 1호 (2012)
- 강수에 대한 통계적 예보. 강릉대학교 대학원 박사학위 논문, 143 pp.
- Adler, R. F., and D. D. Fenn, 1981: Satellite-observed cloud-top height changes in tornadic thunderstorms. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 1369-1375.
- Adler, R. F., and A. J. Negri, 1987: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *J. Appl. Meteor.*, **27**, 30-51.
- Barrett, E. C., and D. W. Martin, 1981: The use of satellite data in rainfall monitoring. *Academic Press*, 340 pp.
- Baum, B. A., V. Tovinkere, J. Titlow, and R. M. Welch, 1997: Automated cloud classification of global AVHRR data using a fuzzy logic approach. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 1519-1540.
- Bellerby, T. J., and J. Sun, 2005: Probabilistic and Ensemble Representations of the Uncertainty in an IR/Microwave Satellite Precipitation Product. *J. Hydrol.*, **6**, 1032-1044.
- Delgado, G., L. A. T. Machado, C. F. Angelis, M. J. Bottino, A. Redao, J. Lorente, L. Gimeno, and R. Nieto, 2007: Basis for a rainfall estimation technique using IR-VIS cloud classification and parameters over the life cycle of mesoscale convective systems. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 1500-1517.
- Demirtas, M., and A. J. Thorpe, 1999: Sensitivity of short-range weather forecasts to local potential vorticity modifications. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 922-939.
- Georgiev, C. G., 1999: Quantitative relationship between meteosat WV data and positive potential vorticity anomalies: a case study over the mediterranean. *Meteorol. Appl.*, **6**, 97-109.
- Gordon, H. B., P. H. Whetton, A. B. Pittok, A. M. Fowler and M. R. Haylock, 1992: Simulated changes in daily rainfall intensity due to the enhanced greenhouse effect: implications for extreme rainfall events. *Climate Dyn.*, **8**, 83-102.
- Griffith, C. G., W. L. Woodley, P. G. Grube, D. W. Martin, J. stout, and D. N. Sikdar, 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery-visible and infrared studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1153-1171.
- Hanley, D. E., 2002: The evolution of a hurricane-trough interaction from a satellite perspective. *Wea. Forecasting*, **17**, 916-926.
- Hong, Y., 2004: Precipitation estimation from remotely sensed imagery using an artificial neural network cloud classification system. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 1834-1852.

- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **111**, 877-946.
- Huo, Z., D.-L. Zhang, and J. Gyakum, 1998: An application of potential vorticity inversion to improving the numerical prediction of the march 1993 superstorm. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 424-436.
- Kidd, C., D. R. Kniveton, M. C. Todd, and T. J. Bellerby, 2003: Satellite rainfall estimation using a combined passive microwave and infrared algorithm. *J. Hydrol.*, **4**, 1088-1104.
- Kuligowski, R. J., 2002: A self-calibrating real-time GOES rainfall algorithm for short-term rainfall estimates. *J. Hydrol.*, **3**, 112-130.
- Kurz, M., 1994: The role of diagnostic tools in modern weather forecasting. *Meteorol Appl.*, **1**, 45-67.
- Levizzani, V., 1999: Convective rain from a satellite prospect: Achievements and challenges. SAF Training Workshop-Nowcasting and Very Short Forecasting. *Madrid, 9-11 Dec.*, **EUM P. 25**, 75-84.
- Mansfield, D. A. 1996: the use of potential vorticity as an operational forecast tool. *Meteorogl. Appl.*, **3**, 195-210.
- Mecikalski, J. R., and K. M. Bedka, 2006: Forecasting convective initiation by monitoring the evolution of moving cumulus in daytime GOES imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 49-78.
- Pankiewicz, G. S., S. J. Swarbrick, and S. C. Watkin, 1999: Automatic estimation of potential vorticity from Meteosat water vapour imagery to adjust initial fields in NWP. In *The 1999 Meteorological Satellite Data Users' Conference*, EUM P, **26**, ISSN 1011-3932, EUMETSAT, Lighthouse Multimedia Darmstadt, 387-394.
- Roberts, N. M., and H. W. Lean, 2008: Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 78-97.
- Scofield, R. A., 1987: The NESDIS operational convective precipitation estimation technique. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1773-1792.
- Swarbrick, S. J. 2001: Applying the relationship between potential vorticity fields and water vapour imagery to adjust initial conditions in NWP. *Meteorol. Appl.*, **8**, 221-228.
- Turk, F. J., E. F. Ebert, H.-J. Oh, B.-J. Shon, V. Levizzani, E. A. Smith and R. R. Ferraro, 2003: Validation of an operational global precipitation analysis at short time scales. *Prepr. 12th Conf. on Satellite Meteor. and Oceanography*, Long Beach, CA, 9-13 Feb., **paper 1.2**, 21.
- Uccellini, L. W., D. Keyser, K. F. Brill, and C. H. Wash, 1985: The presidents' day cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 962-988.
- Uddstrom, M. J., and W. R. Gray, 1996: Satellite cloud classification and rain-rate estimation using multispectral radiances and measures of spatial texture. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 839-858.
- Vincente, G. A., R. A. Scofield, and W. P. Menzel, 1998: The operational GOES infrared rainfall estimation technique. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 1883-1898.
- Weckwerth, T. M., D. B. Parsons, S. E. Koch, J. A. Moore, M. A. Lemone, B. B. Demoz, C. Flamant, B. Geerts, J. Wang, and W. F. Feltz, 2004: An overview of the International H₂O Project (IHOP_2002) and some preliminary highlights. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 253-277.
- Weldon, R. B., and S. J. Holmes, 1991: Water vapor imagery: interpretation and applications to weather analysis and forecasting. NOAA Tec. Rep. NESDIS 57, Washington D.C, 213 pp.
- Weng, F., L. Zhao, R. R. Ferraro, G. Poe, X. Li, and N. C. Grody, 2003: Advanced Microwave Sounding Unit cloud and precipitation algorithms. *Radio Sci.*, **38**, 8068-8079.
- Young, M. V., G. A. Monk, and K. A. Browning, 1987: Interpretation of satellite imagery of a deepening cyclone. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **113**, 1089-1115.