여름철 낙뢰 발생 시 정지궤도 위성의 휘도온도 특성

이윤정¹ · 서명석^{1,*} · 엄효식^{1,2} · 서은경³

¹공주대학교 대기과학과, 314-701, 충남 공주시 신관동 182

²공군 제 73 기상전대

³공주대학교 지구과학교육과, 314-701, 충남 공주시 신관동 182

Characteristics of Brightness Temperature of Geostationary Satellite on Lightning Events during Summer over South Korea

Yun-Jeong Lee¹, Myoung-Seok Suh^{1,*}, Hyo-Sik Eom^{1,2}, and Eun-Kyoung Seo³

¹Department of Atmospheric Science, Kongju National University, Chungnam 314-701, Korea

²73rd Weather Group, Republic of Korea Air Force

³Department Of Earth Science Education, Kongju National University, Chungnam 314-701, Korea

Abstract: The characteristics of brightness temperature (BT) of infrared and water vapor channels from MTSAT-1R have been investigated using 12 persistent and frequent lightning cases selected from the summer lightnings of 2006-2008. The infrared (IR1, 10.3-11.3 μm) and water vapor (WV, 6.5-7.0 μm) channels from the MTSAT-1R and the lightning observation data from Korea Meteorological Administration are used. When there is no lightning, the BTs of the IR1 and WV channels show the largest frequency at around 290-295K and 245K, respectively. On the other hand, the BTs of two channels show the largest frequency at 215K caused by strong convection when there is lightning. As a result, the WV-IR1 difference (BTDWI) sharply increases from -50K to 0K. Although it depends on the evolution stage of thunderstorms, the lightning mainly occurs at the core of circular convection in the mesoscale convective complex (MCC), whereas the lightning occurs by concentrated line-shape in the squall line. A strong positive correlation exists between the lightning frequency and the BT in the MCC regardless of the BT, but only at the very cold BT in the squall line. In general, the characteristics of BT are well defined for the lightning occurring in the concentrated line, but they are not well defined in the MCC, especially during the decaying stage of MCC. When they are defined well, the lightning occurs when the BTs of IR1 and WV are lower than 215K, BTDWI is near -3 to 1K, and local standard deviation of IR1 decreases to around 1K.

Keywords: Lightning, brightness temperature difference(WV-IR), Geostationary satellite, local standard deviation

요 약: 본 연구에서는 2006-2008년 여름(6-8월)에 발생한 12개 낙뢰 사례에 대하여 기상청의 낙뢰관측 자료와 MTSAT-1R 위성의 적외(IR1) 및 수증기(WV) 채널 휘도온도를 이용하여 낙뢰 발생 시 위성영상 특성을 분석하였다. 낙뢰가 발생하지 않은 경우 IR1 채널의 휘도온도는 290-295K, WV 채널의 휘도온도는 245K 부근에서 최대 분포를 보인다. 그러나 낙뢰가 발생하는 경우, 강한 대류의 영향으로 두 채널 모두에서 휘도온도가 215K 이하로 낮아졌으며, 두 채널의 휘도온도차는 약 -50K에서 0K로 급격히 증가하였다. 뇌우 시스템의 발달 단계에 따라 차이는 있지만 원형 또는 타원형의 중규모 대류복합체에서는 그 대류 중심에서 많은 낙뢰가 발생하고, 스콜선 형 뇌우에서는 낙뢰가 선상으로 발생하는 특징을 보이고 있다. 낙뢰 발생빈도와 휘도온도는 중규모 대류계에서는 휘도온도에 관계없이 비교적 높은 상관성을 보이거나 스콜선 형에서는 휘도온도가 낮을 때만 높은 상관성을 보인다. 또한 낙뢰는 두 채널의 휘도온도가 215K 이하, 휘도온도 차가 -3-1K 이고, IR1 채널의 국지표준편차가 급격히 증가하다가 감소하는 지역에서 많이 발생하는 특징을 보였다. 그러나 위 조건은 선상으로 발생하는 낙뢰의 경우 탐지 정확도가 비교적 높지만, 중규모 대류복합체가 소

*Corresponding author: sms416@kongju.ac.kr

Tel: 82-41-850-8533

Fax: 82-41-856-8527

떨단계에 이르러 모루운이 광범위하게 확장된 경우에는 탐지 정확도가 낮다. 따라서 휘도온도의 특성을 이용하여 낙뢰를 탐지하기 위해서는 보다 많은 사례와 다른 채널의 자료를 이용하여 낙뢰 발생시의 위성영상 특성을 정교화하여야 할 것이다.

주요어: 낙뢰, 휘도온도 차, 정지궤도위성, 국지표준편차

서 론

낙뢰란 뇌운 속에서 분리 축적 된 음(-)과 양(+)의 전하 사이 또는 뇌운 속의 전하와 지면에 유도되는 전하 사이에서 발생하는 불꽃 방전을 말한다. 낙뢰의 80%는 구름 내부 또는 구름 대 구름 사이에서 발생하고, 약 20%만이 구름과 지면 사이에서 발생하는데, 이러한 구름-지면 낙뢰(Cloud-to-ground lightning)는 가장 위험하고 그 피해도 크다(Lutgens and Tarbuck, 2007). 이러한 낙뢰 발생은 지구온난화에 따른 이상 기후 현상이 점차 심화됨에 따라 증가하는 것으로 보고되고 있다(Price and Rind, 1994). 낙뢰 현상을 객관적이고 정량적으로 관측하기 위하여, 기상청과 한국전력에서는 각각 1987년과 1995년부터 낙뢰 관측 시스템을 도입하여 낙뢰를 관측하고 있다 (김홍일 외, 2006). 또한 최근의 정량적 낙뢰 관측 자료를 이용하여 우리나라에서 발생한 낙뢰의 통계적 특성을 분석하는 많은 연구가 이루어지고 있다(이종호와 류찬수, 1999; 우정욱과 심응보, 2003; 엄효식과 서명석, 2009; Lim and Lee, 2005; Eom et al., 2008).

우리나라는 동아시아 몬순 기후의 영향으로 여름철에 대기가 불안정하여 낙뢰가 집중적으로 발생하며, 복잡한 지형과 해양의 영향으로 낙뢰현상의 공간적 변동도 크게 나타난다. 국가재난정보센터(2008)에 따르면 우리나라에서 낙뢰는 매년 100만회 정도 발생하고 있고, 낙뢰로 인한 피해는 매년 꾸준히 발생하고 있으며, 정부에서도 이러한 심각성을 인식하여 낙뢰를 자연재해 중의 하나로 포함시키고 있다. 실제로 2006년 6월 10일 평택소재의 공장에서 낙뢰로 인한 화재가 발생하여 2억 8천 여 만원의 재산피해가 발생하였고, 2007년 7월 29일에는 등산객 5명이 낙뢰에 감전되어 사망하는 사고가 발생하였다(국가재난정보센터, 2008). 이와 같은 이유로 낙뢰의 발생 특성 분석 및 예측의 필요성이 증대되고 있으나, 낙뢰를 유발하는 뇌운은 단시간 내에 발달과 성숙, 소멸과정을 거치기 때문에 수 시간 전에도 예측이 매우 어렵다. 특히 우리나라는 늦봄에서 여름 사이에 대륙성과

해양성 기단의 영향을 받아 대기의 성질이 순압성과 경압성이 복합적으로 나타나기 때문에 국지적인 집중 호우 시 낙뢰의 발생 예측도 매우 어려운 상황이다(엄효식과 서명석, 2009).

낙뢰는 일반적으로 많은 양의 수증기가 포함된 불안정한 대기에서 강한 대류가 발생하여 운정온도가 적어도 -25°C 이하로 하강할 때 발생한다(Scofield and Kuligowski, 2005). 즉, 낙뢰활동은 폭풍의 역학 및 미세물리과정과 밀접하게 관련되어 있기 때문에 대류형 강수현상의 분포 및 잠열 방출에 대한 제시 인자가 될 수 있다(Petersen and Rutledge, 1998). 또한 대류활동과 관련된 잠열방출의 위치와 분포는 국지순환의 강도와 패턴변화를 통해 대규모 대기 순환과 일기패턴에 영향을 줄 수 있다. 이러한 이유로 최근에는 낙뢰 탐지를 위한 센서들이 개발되어 Tropical Rainfall Measuring Mission(TRMM)과 같은 저궤도 위성에 탑재되어 운용 중이다. 하지만 이 위성들은 관측주기가 길뿐만 아니라 위성의 궤도가 저위도 지역에 국한되기 때문에 우리나라와 같은 중위도 지역에서는 활용에 한계가 있다. 따라서 정지궤도 기상위성과 같이 30분 이내의 짧은 시간단위로 관측이 가능한 위성자료를 낙뢰 탐지에 이용한다면 우리나라와 같은 지역에서 매우 유용하게 사용될 수 있을 것이다.

정지궤도 위성관측 자료에서 산출되는 휘도 온도(Brightness temperature, BT)를 이용하여 낙뢰 발생을 탐지하거나 예측 수준을 향상하기 위한 연구는 국외에서 활발하게 이루어지고 있다. Molinie and Jacobson(2004)은 적외채널의 휘도온도가 218K(-55°C) 이하일 때 낙뢰 빈도 및 강도가 증가한다는 결과를 보였으며, Mäkelä(2006)은 휘도온도가 218K 이하에서 Intracloud(IC) 낙뢰보다 Cloud-to-ground(CG) 낙뢰의 빈도가 증가함을 보였다. Adler and Mack(1986)은 깊은 대류가 발달할 때 대류운의 운정이 성층권 하부까지 침투하여 대류권과 성층권 하부의 다양한 화학적 작용 및 교류가 일어난다는 것에 착안하여 집중호우나 낙뢰 탐지에 이용하였다. Grecu et al.(2000)은 강수량 추정에 낙뢰 자료를 사용하여 대

류가 활발하지 않은 권운 지역을 제거하여 오차제곱근을 15% 감소시켰고, Goodman et al.(1988)은 위성 자료와 낙뢰자료를 결합하여 뇌우의 발달단계를 추정하였다. 채널간의 휘도온도 차를 이용한 낙뢰탐지 연구도 이루어졌는데, Mosher(2001)는 IR 채널과 WV 채널의 휘도온도 차가 작을수록 깊은 대류운을 나타냄을 밝혔고, Machado et al.(2009)은 두 채널간의 휘도온도 차(WV-IR)가 대류 활동이 왕성한 지역에서 0K에 수렴하거나 때로는 양의 값을 갖는다는 것을 이용하여 낙뢰 빈도의 확률적 접근을 시도하였다.

국내에서는 주로 지상관측자료 및 레윈존데 자료를 이용하여 낙뢰의 통계적인 특성을 분석하는 연구가 이루어졌다. 이종호와 류찬수(1999)는 1997-1998년의 과거 기상청 낙뢰위치추정시스템(Lightning Location and Protection, LLP)에서 관측된 자료를 분석하여 한반도에서 발생하는 낙뢰의 약 90%가 북극성 낙뢰이며, 낙뢰발생빈도는 지리적으로 서해중부해상 및 경기북부지역, 시간적으로 1-2시와 14-15시에 높게 나타남을 보였다. 또한 겨울철 낙뢰빈도는 0-5시에 활발하고 6-11시에 최저로 나타나 낙뢰빈도의 시각의존성을 보였다(이종호 외, 2003). 우정욱과 심응보(2003), Lim and Lee(2005)는 각각 1996-2002년, 1996-2000년의 한국전력 낙뢰자료를 이용하여 낙뢰 현상을 통계적으로 분석하였으며, 여름의 집중호우 지점 중 68%가 낙뢰를 동반하지 않아 강수현상과는 상관성이 높지 않음을 제시하였다. 엄효식과 서명석(2009)은 기상청의 신낙뢰관측시스템(Total Lightning Detection System, TLDS)에서 관측된 자료를 이용하여 2002-2006년에 발생한 낙뢰의 시·공간적 특성을 분석하였다. 낙뢰는 여름에 전체 낙뢰의 75%, 겨울에 0.6%가 발생하여 계절변동이 크고, 낙뢰 발생 빈도는 내륙에서는 오후에, 해안에서는 새벽에 높게 나타났으며, 공간적으로는 서해상·남해상에서 낙뢰밀도가 높으나 낙뢰지속시간은 짧게 나타남을 보였다.

국내에서도 위성영상 자료를 이용한 낙뢰 연구가 수행되었다. 이용희 외(1997)는 얼음입자가 85.5 GHz의 밝기온도를 낮아지게 하는 속성을 이용하여, Special Sensor Microwave/Imager(SSM/I)의 85.5 GHz로부터 추정한 강수율과 Polarization Corrected Temperature(PCT)가 낙뢰활동의 지표로 사용될 수 있음을 제시하였다. 그러나 이 연구 이후로 위성 자료를 이용한 낙뢰 발생 특성 연구는 매우 미흡하며, 특히 정지궤도 위성을 이용한 국내의 낙뢰 연구는

거의 전무한 상태이다.

본 연구의 목적은 시·공간 분해능이 뛰어난 Multi-functional Transport SATellite-1 Replacement(MTSAT-1R) 정지궤도 위성 자료를 이용하여 낙뢰 발생 시 위성영상의 특성을 분석하는 것이다. 이러한 연구는 대류활동에 대한 정보 제공 뿐 아니라, 낙뢰 예측성 향상 및 재해 경감에도 활용될 수 있을 것이다. 본 논문의 2절에서는 본 연구에서 사용된 자료와 연구방법에 대해 설명하고, 3절에서는 휘도온도차와 낙뢰발생빈도와의 관계에 대한 연구결과를 정리하였다. 4절에서는 본 연구에서 밝혀진 결과를 요약하고, 향후 필요한 연구 내용을 제시하였다.

자료 및 연구방법

본 연구에서는 2001년 기상청에 도입되어 운영 중인 신 낙뢰관측 시스템(TLDS)에서 관측된 낙뢰자료와 MTSAT-1R 위성에서 관측된 밝기온도 자료를 사용하였으며, 두 자료의 출처는 모두 기상청이다.

TLDS는 구름과 지면 사이에서 발생하는 낙뢰를 주로 탐지하는 IMPACT ESP(IMProved Accuracy from Combined Technology Electronic Stability Programme)와 구름방전을 관측할 수 있는 LDAR II (Lightning Detection And Range II)의 두 가지 센서로 구성되어 있다. 현재 기상청에서 운영 중인 낙뢰 센서는 7개의 IMPACT ESP 센서와 17개의 LDAR II 센서로 전국에 비교적 균일하게 분포하고 있다(Fig. 1). MTSAT-1R 위성은 2005년 2월에 발사되어 동경 140°, 적도상공 36,000 km에 위치하는 현업용 정지궤도 위성이다. 이 위성은 한반도를 포함한 영상을 준 30분 간격(1일 44회 관측)으로 관측하며, 우리나라는 2005년 6월 말부터 관측 자료를 수신·활용하고 있다. 탑재 센서는 JAMI(Japanese Advanced Meteorological Imager)로 가시 1채널, 근적외 1채널, 수증기 1채널, 적외 2채널의 모두 5개의 채널로 되어 있으며, 각 특징은 Table 1과 같다. 본 연구에서는 낙뢰 발생 시 위성영상의 특성을 분석하기 위해 적외 1채널(IR1, 10.3-11.3 μm)과 수증기 채널(WV, 6.5-7.0 μm)의 밝기온도를 사용하였다.

분석 기간은 MTSAT-1R 위성의 자료 제공기간을 고려하여 2006년부터 2008년까지로 하였으며, 우리나라의 낙뢰발생 빈도가 여름철에 집중되어 나타나는 것(우정욱과 심응보, 2003; 엄효식과 서명석, 2009;

Fig. 1. Distributions of 7 IMPACT ESP sensors and 17 LDAR II sensors currently operating in South Korea.

Lim and Lee, 2005)을 고려하여 여름철(6-8월) 낙뢰에 대해서만 분석하였다. 또한 낙뢰 발생 사례에 대하여 관측 효율이 90% 이상(정운실 외, 2002)으로 알려진 위도 33-39°N, 경도 124-130°E 영역에서 낙뢰발생시 위성영상의 특성을 분석하였다.

MTSAT-IR 위성과 낙뢰자료는 관측주기와 관측지점이 다르기 때문에 두 자료를 함께 사용하기 위해서는 시·공간을 일치시키는 과정이 필요하다. 시간적으로는 위성이 남한지역을 스캔하는 시간이 위성의 관측시작 시간(00분, 33분)으로부터 약 6분 후에 해당된다고 가정하고, 남한 스캔시간(06분, 39분)을 기준으로 ± 5 분 이내에 발생한 총 낙뢰를 위성 관측시간에 해당하는 낙뢰로 결정하였다. 즉 매시 01-11분, 34-44분에 발생한 낙뢰가 해당 시간에 발생한 낙뢰가 된다. 공간적으로는 위성 화소의 중심을 기준으로 반경 5 km 이내에 위치하는 낙뢰를 해당 화소의 낙뢰로 결정하였다. 이러한 시·공간적 일치 기준은 선행

연구(Machado et al., 2009)의 ± 7.5 분, 반경 10 km 이내의 기준보다 더욱 엄격한 것으로, 위성의 해상도(직하점 기준 4 km)와 위성 화소의 낙뢰 현상 대표성을 고려한 것이다.

분석 기간 동안 분석 영역에서 낙뢰는 총 약 80만 회, 일평균 약 3,000회 발생하였다. 낙뢰 발생 시 위성영상의 특성을 분석하기 위하여 낙뢰 발생 횟수가 많은 날을 중심으로 사례를 선정하였다. 본 연구에서는 낙뢰빈도가 약 8,000회/일 이상(상위 10%)에 해당하는 27일을 대상으로 먼저 적외영상과 낙뢰영상을 분석한 후 뇌우 시스템이 뚜렷한 12개 사례를 선정하였다. 휘도온도와 낙뢰 빈도와의 관계를 살펴보기 위해 낙뢰 발생 유무에 따른 채널별 휘도온도의 특성과 상호관계를 히스토그램으로 분석하고, 휘도온도와 낙뢰발생 공간분포와의 관계를 비교하였다. 그리고 각 사례의 유형을 위성영상에서 시각적으로 분류하여 각 사례별 대류강도와 낙뢰빈도의 상관관계를 분석하였다. 또한 낙뢰 발생의 주요 메커니즘인 대류가 강하게 발생하는 경우 두 채널의 휘도온도가 급격히 낮아지고 그에 따라 휘도온도 차(Brightness Temperature Difference between WV and IR1, BTDWI)는 급격히 높아지며, 휘도온도의 국지표준편차(Local Standard Deviation, LSD)가 클 것이라는 가정하에, 각 사례별로 휘도온도와 휘도온도차, IR1 채널 휘도온도의 LSD를 중심으로 분석하였다. LSD 분석에는 한 화소를 중심으로 인접한 8개 화소(3×3 pixels)의 값을 사용하였다.

연구 결과

휘도온도와 낙뢰빈도와의 관계

Fig. 2는 2006-2008년 여름(6-8월) 동안 낙뢰 발생 유무에 따른 IR1 채널과 WV 채널의 휘도온도 분포를 나타낸 것이다. 낙뢰가 발생하지 않은 경우 IR1 채널의 휘도온도는 220-300K의 분포를 가지며, 290-295K 부근에 가장 많은 분포를 나타낸다. WV 채널

Table 1. Characteristics of MTSAT-1R JAMI sensors

Channel	Wavelength (μ m)	Resolution (km)	Applications
Visible (VIS)	0.55-0.80	1×1	Cloud, Snow, Fog
Infrared (IR1)	10.3-11.3	4×4	Cloud, SST, LST
Infrared (IR2)	11.5-12.5	4×4	Cloud, SST, LST
Infrared (IR3)	6.5-7.0	4×4	Water vapor
Infrared (IR4)	3.5-4.0	4×4	Fog, Low cloud, Fire

의 휘도온도는 220-260K의 분포를 가지며, 245K를 중심으로 가우시안 분포를 따르고 있다(Fig. 2a). 그러나 낙뢰가 발생할 경우 IR1 채널은 200-270K, WV 채널은 200-250K로 두 채널이 거의 같은 분포를 보이며, 낙뢰가 발생하지 않은 경우보다 현저히 낮은 온도 범위를 가진다. 또한 두 채널 모두에서 215K(-58°C) 부근에 최대 빈도가 나타나 두 채널의 휘도온도가 낮아질수록 낙뢰 빈도가 증가하는 것을 알 수 있다(Fig. 2b). Fig. 2c는 낙뢰 유무에 따른 두 채널의 차(BTDWI)를 나타낸 분포이다. BTDWI는 -60 ~ $+5\text{K}$ 의 분포를 가지는데, 평상 시 -50K 부근에서 최대 분포를 보이나 낙뢰 발생 시에는 급격히 증가하여 0K에서 최대빈도를 보인다. 낙뢰 빈도는 BTDWI가 0K로 커질수록 지수 함수적으로 증가하며, 0K에서 최대가 된 후 급격히 감소한다.

일반적으로 낙뢰가 발생하지 않은 경우 WV 채널의 휘도온도가 IR1 채널의 휘도온도보다 상당히 낮게 나타나는데, 이는 WV 채널의 최대 가중치가 대류권 중·상층(약 540 hPa)에 있기 때문이다(Santurette and Georgiev, 2005). 낙뢰가 발생하지 않은 대부분의 경우 대류가 발생하지 않거나 얇은 대류(shallow convection)이기 때문에 IR1 채널의 휘도온도가 WV 채널에 비해 상당히 높게 나타나지만, 낙뢰가 발생하기 위해서는 깊은 대류(deep convection)가 일어나 운정이 대류권 상부나 대류권계면까지 발달하여야 하기 때문이다. 대류가 발달하면 운정으로부터 IR1 채널에 도달하는 에너지(radiance)가 적어 온도가 낮게 나타나고, WV 채널은 대류권 상부의 두꺼운 구름(thick cloud) 하부에서 올라오는 복사 에너지를 대부분 흡수하고 다시 그 고도의 온도에 해당하는 적외 복사 에너지를 방출하기 때문에 온도가 낮게 나타나(Schmetz et al., 1997) 두 채널의 휘도온도가 거의 같은 분포를 가지게 된다.

한편 Fig. 2b에서 IR1 채널의 휘도온도가 250K(-23°C) 보다 높은 온도에서도 낙뢰가 약 2000회까지 발생할 것을 볼 수 있다. 이는 운정온도가 적어도 -25°C 이하일 때 낙뢰가 발생한다는 이론과는 차이가 있는데(Scotfield and Kuligowski, 2005), 위성자료와 낙뢰자료의 시·공간 일치 과정에서 생긴 오차로 보인다. 시간상으로 위성 관측시간 기준 ± 5 분 이내에 해당되는 낙뢰를 사용하였고, 공간적으로 위성 화소를 기준으로 반경 5 km 이내에 발생한 낙뢰를 해당 화소의 낙뢰로 결정하였기 때문에, 이동성이 강한

Fig. 2. Distributions of (a) BT on no lightning cases, (b) BT on lightning cases, and (c) BTDWI(WV-IR1) derived from IR1 and WV channels.

시스템의 가장자리에서 낙뢰가 발생할 경우에는 위성 휘도온도가 낙뢰 발생 시보다 높게 나타날 수 있기 때문이다. 따라서 구름의 경계 또는 휘도온도가 낮은 구름의 이동, 소멸 등을 고려한 새로운 시·공간 일치 기준이 적용되어야 할 것이다. 또한 Fig. 2c에서 낙뢰가 발생하지 않은 경우의 빈도는 휘도온도차의 값이 커질수록 감소하다가, 휘도온도차가 -2 ~ 3K 인 부근에서 작지만 뚜렷하게 증가한 것을 볼 수 있다. 적

Fig. 3. Distribution of (a) IR image, (b) WV image, (c) BTDWI at 0533KST 12th August, 2008.

외영상, 휘도온도차 영상, 강수 분포 등을 시각적으로 분석한 결과 휘도온도차가 큼에도 낙뢰가 발생하지 않는 이유는 뇌우가 소멸단계에 있거나 성숙단계에서의 모루운 부분 그리고 뇌우와 관련이 없는 상층운 등에 의한 것으로 나타났다. Fig. 3은 전남 남서 해안에서 소멸단계를 맞고 있는 MCC를 나타낸 것으로 두 채널의 휘도온도가 모두 낮고 휘도온도차가 0K에 가까움에도 낙뢰가 발생하지 않는 것을 볼 수 있다.

대류강도와 낙뢰빈도와의 관계

휘도온도와 낙뢰빈도와의 관계를 정량적으로 살펴보기 위하여, 각 사례별로 IR1 채널의 휘도온도를 210-230K까지 5K 간격으로 변화시키면서 낙뢰빈도와의 상관관계를 알아보았다. 사례에 따라 차이는 있었으나, 일반적으로 휘도온도가 낮을수록(대류가 강할수록) 휘도온도와 낙뢰빈도와의 상관관계수가 크게 나타났다(Table 2).

각 낙뢰 사례에 대해 위성영상에서 뇌우의 크기, 모양, 변동패턴 등을 시각적으로 분석한 결과, 12개 사례 대부분이 중규모 대류계(Mesoscale Convective Systems, MCS)에 동반되어 발생하였다. MCS는 보통 단일세포(single-cell), 다세포(multicell), 초대형세포(supercell) 등과 같은 여러 개의 뇌우세포로 조직화된 구조를 지니며, 원형 또는 선형의 모양을 갖는다(Djuric, 1994). 본 연구에서 분석한 사례에서의 낙뢰는 대부분 다세포 뇌우에서 발생하였으며, 중규모 대류복합체(Mesoscale Convective Complexes, MCC)와 스콜선(squall line) 유형으로 구분할 수가 있었다.

일반적으로 동아시아 여름철에 주로 나타나는 MCC는 위성영상에서 타원형의 구름 시스템으로 관

측된다. Maddox(1980)는 IR1 채널의 휘도온도가 -32°C 이하인 면적이 10^5 km^2 , -52°C 이하인 면적이 $5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 를 가져야 하며, 위 조건을 만족하는 크기가 6시간 이상 지속될 때를 MCC로 정의하였는데, 6개 사례(사례 2, 3, 4, 5, 8, 12)가 MCC의 특성을 보였다. 이들 사례의 경우 뇌우가 가장 낮은 휘도온도를 중심에 두고 군집(Cluster)형태로 발달하기 때문에 그 중심에서 많은 낙뢰가 발생하여, 휘도온도에 관계없이 상관관계수가 비교적 큰 값을 나타냈다.

그러나 이들 사례 중 사례 2와 8은 휘도온도가 210K 이하에서 상관관계수가 큰 값을 보이다가 기준온도를 높임에 따라 상관성이 급격하게 낮아지고 있다. 이는 장마전선에 포함된 대류세포가 장마전선을 따라 연속적으로 발달하거나(사례 2), 서해와 남해상으로부터 강한 비구름대가 한반도에 접근하면서(사례 8) 군집형 뇌우가 연속적으로 발달한 것과 관련된 것으로 보인다. 즉, 상승기류가 권계면 부근에서 더 이상 발달하지 못하고 옆으로 퍼져나가면서 모루운(anvil cloud)이 형성되어 휘도온도가 230K 이하인 면적은 넓은데 비해 낙뢰는 구름의 전면부에서 연속적으로 생겨나는 대류세포의 중심에서 발생하였기 때문으로 보인다.

사례 1, 6, 7, 9, 11의 경우 스콜선(squall line) 형태의 뇌우에서 낙뢰가 발생한 사례이다. 스콜선은 뇌우가 줄지어 연속적으로 형성되는 것을 말하며, 이들은 한랭전선을 곧장 따라서 형성되기도 하지만 전선 앞쪽 100-300 km의 온난대기에서 자주 형성된다(Lutgens and Tarbuck, 2007). 이들 사례의 경우, 낙뢰는 전선 경계면 또는 줄지어 형성되는 뇌우의 중심을 따라 선형으로 발생하였고, 대류강도가 강할수록 상관관계수가 크게 나타났다. MCC와 스콜선은 물

Table 2. Correlation coefficients between BT of IR1 channel and lightning frequency for the selected cases (gray: MCC, white: squall line, dark gray: coincidence). The bold characters represent over 5% significant level

Case	Date	Lightning freq. (/hour)	BT (K)					Ave.
			≤210	≤215	≤220	≤225	≤230	
1	2006. 06. 10	3,154	-	0.99	0.84	0.79	0.46	0.77
2	2006. 06. 30	1,891	0.66	0.36	0.26	0.22	0.15	0.33
3	2006. 08. 27	978	0.70	0.64	0.66	0.57	0.54	0.62
4	2007. 06. 06	1,715	0.87	0.79	0.68	0.69	0.64	0.73
5	2007. 07. 29	4,769	0.76	0.69	0.66	0.77	0.81	0.74
6	2007. 08. 04	1,317	0.85	0.40	0.13	0.15	0.07	0.32
7	2007. 08. 05	974	0.91	0.87	0.66	0.39	0.02	0.57
8	2007. 08. 09	1,837	0.82	0.08	0.07	0.09	0.09	0.23
9	2007. 08. 29	801	0.70	0.51	0.32	0.20	0.04	0.35
10	2008. 06. 08	1,522	-	-	0.83	0.91	0.84	0.86
11	2008. 07. 25	1,259	0.95	0.70	0.31	0.49	0.16	0.52
12	2008. 08. 22	1,917	0.76	0.76	0.72	0.58	0.39	0.64
Ave.			0.80	0.62	0.51	0.49	0.35	0.55

리적으로 다른 특성을 가지고 있지만 때로는 동시에 발생하기도 하는데, 스콜선이 MCC의 원형구름 내에서 발달하는 것이 그것이다(Djuric, 1994). 사례 10에서 이와 같은 특성이 나타났으며, 낙뢰는 원형구름의 중심에서 활발하다가, 저기압이 발달하면서 구름 전면에서 가는 띠의 형태로 발생하였다.

한편 전체 사례 중 사례 1, 5, 7, 10의 사례에서 enhanced-V 뇌우 형태가 나타났다. 충분히 강해진 상승 기류가 뇌우의 운정을 성층권 하부까지 상승시키게 되면(overshooting) 뇌우에서 가장 낮은 운정온도를 갖는 영역은 뚜렷한 V 또는 U의 형태를 보이는데, 이 패턴을 “enhanced-V”라 한다(McCann, 1983; Brunner et al., 2007). MTSAT-IR 위성의 해상도를 고려할 때, overshooting된 부분이 뚜렷하게 나타나지는 않으나, 상층의 빠른 움직임으로 인해 상승운동이 강하게 일어나는 곳의 주변으로 그보다 높은 온도를 갖는 구름들이 분포하여 전체적인 뇌우형태는 뚜렷한 V 모양을 띠고 있다. 이 형태는 주로 악기상이 발생할 때 관측되는데, 이들 사례의 경우 시간 당 낙뢰빈도도 다른 사례들과 비교했을 때 높게 나타났다. 뇌우가 편서풍의 영향으로 북동쪽으로 모루구름을 형성하며 U 또는 V 형태로 진행하였을 때, 낙뢰는 남서쪽에서 유입되는 온난한 공기와 상층의 차가운 공기가 만나는 경계, 즉 뇌우의 대각선 중심을 기준으로 오른쪽(뇌우의 전면)에서 활발하였다.

휘도온도와 낙뢰빈도의 공간분포

Figs. 4와 5는 월별 낙뢰발생빈도와 낙뢰 발생시

IR1 채널 휘도온도의 공간분포이다. 공간분포 분석은 낙뢰의 공간대표성이 10 km(Lim and Lee, 2005)인 것을 고려하여 0.1°×0.1° 격자 간격으로 분석하였다.

2006-2008년 낙뢰의 빈도는 6월에는 서해상과 남서해상에, 7월에는 내륙지방에, 8월에는 남해상에서 최대 빈도를 보였다. 월에 관계없이 태백산맥 동쪽 지역에서는 낙뢰가 적게 발생하고 있으며, 이러한 낙뢰 분포는 과거 연구(이종호와 류찬수, 1999; 엄효식과 서명석, 2009; Lim and Lee, 2005)와 일치한다. 사례 분석 결과 모든 사례가 동일한 패턴을 보이지는 않았으나, 대부분 6월은 서해상과 남서해상에서 발생하여 동진하면서 충청 지역에 많은 영향을 주었고(Fig. 4a), 7월은 압록강-용진반도 사이에서 발생하여 남동진하면서 내륙 전역에 영향을 주었다(Fig. 4b). 8월에는 흑산도 부근에서 발생하여 동진하면서 남쪽 지역에 영향을 준 사례가 많았다(Fig. 4c). 분석 기간 동안 발생한 뇌우는 모두 동진하면서 우리나라에 영향을 주었는데, 이는 대류시스템이 일주기를 가지고 동진한다는 기존의 연구(백선균 외, 2006)와 같은 결과이다. 발생위치와 시간당 낙뢰빈도와의 관계를 살펴보았을 때, 남서해상에서 발달하여 남해상을 따라 동진하는 경우가 서해상 또는 압록강-용진반도 사이에서 발생하여 내륙을 통과하며 이동하는 경우보다 시간 당 낙뢰빈도가 낮게 나타났다. 이러한 이유는 해상에는 적란운의 생성을 촉진시키는 빙정핵이 육지에 비해 부족하여 강한 대류가 발생하기 어렵기 때문으로 보인다.

Fig. 5는 낙뢰가 발생할 때의 월별 IR1 채널 휘도

Fig. 4. Distribution of monthly cumulated lightning frequency for the 3-years (2006-2008).

Fig. 5. Distribution of monthly frequency of BT ($\leq 250K$) of IR1 channel for the 3-years (2006-2008).

온도의 공간분포를 나타낸 것이다. 6월은 낙뢰빈도가 높은 서해상과 남서해상에서 휘도온도가 215K 이하로 낮게 나타나지만, 서해상보다 남서해상에서 휘도온도가 210K 이하로 더 낮게 나타나고 있다(Fig. 5a). 7월은 220K 보다 낮은 휘도온도를 갖는 지역이 내륙 전체에 걸쳐 분포하고 있으나, 낙뢰빈도가 매우 낮은 백령도 부근과 태백산맥 동쪽에서도 210K 이하로 낮게 나타났다(Fig. 5b). 8월은 220K 이하의 휘도온도를 갖는 지역이 전 지역에 걸쳐 분포하고 있고 낙뢰빈도가 높은 남해상에서 휘도온도가 210K 이하로 낮게 나타나고 있다(Fig. 5c). Fig. 4와 비교하였을 때 6월과 8월은 휘도온도가 낮은 지역이 낙뢰 빈도가 높은 지역과 비교적 유사하게 나타났지만, 7월은 분석영역 전체에 걸쳐 휘도온도가 낮게 나타나 낙뢰빈도와 차이를 보였다.

Figs. 4와 5로부터 비록 두 공간분포에 차이는 있지만 휘도온도가 낮은 지역은 낙뢰빈도가 높은 지역과 유사한 분포를 보이며, 그 때의 휘도온도는 200-220K의 값을 가짐을 알 수 있다. 두 공간분포에서

차이를 보이는 지역은 대부분 산맥을 경계로 한 지역으로 보이며, 산악지형과 관련된 보다 깊이 있는 연구가 필요하다. 또한 휘도온도가 낮은 지역이 낙뢰 빈도가 높은 지역보다 오른쪽으로 치우쳐서 나타나는 경향이 있는데, 이는 모루운 등의 영향으로 볼 수 있으며, 따라서 휘도온도는 낮으나 낙뢰가 발생하지 않는 권운 등을 제거하는 연구도 함께 이루어져야 할 것이다.

낙뢰 발생 지점의 휘도온도 특성 분석(사례분석)

Figs. 6과 7은 2006년 6월 10일에 발생한 낙뢰사례를 분석한 것이다. 이 사례는 오후에 서해상에서 남북방향으로 강하게 형성된 한랭전선에 동반된 뇌우가 남한 지역을 통과하면서 야간까지 영향을 준 경우다. 총 낙뢰횟수는 약 3만 회이며, 오후 4시경 3,800회로 최대 분포를 나타내었고, 낙뢰 발생 기간 동안 낙뢰로 인한 화재로 약 3억 여 원의 재산피해를 발생시켰다. 이 사례는 enhanced-V 형태의 뇌우가 뚜렷하게 나타나고 있으며, 동서방향의 폭이 좁은 한랭전선

Fig. 6. (a) IR image, (b) radar image, (c) distribution of BT derived from IR1 with lightning and (d) W-E cross sectional view of BT derived from IR1 and WV at 36°N at 1600KST 10th June, 2006.

에 깊은 대류가 발달하여 동서방향의 위도 온도 분포 및 낙뢰 활동을 분석하기 용이한 경우다(Fig. 6).

Fig. 6c는 6월 10일 16시의 IR1 채널의 위도온도 분포 및 낙뢰 분포를 나타낸 것이다. 영남지역을 제외한 남한 전역 및 서해상으로 한랭전선에 동반된 뇌우 구름이 분포하고 있고, 경기만부터 흑산도 부근까지 남북방향으로 220K 이하의 가장 낮은 위도온도가 나타나고 있다. 낙뢰 발생은 충남 앞바다부터 흑산도 지역까지 가장 활발하게 나타나고 있으며, 경기만 및 웅진반도, 충북 내륙, 제주 일부 지역에 산발적으로 나타나고 있다. 낙뢰는 위도온도가 가장 낮은 곳 보다는 230K인 영역에서 빈번하게 발생하는데, 이는 하층에서 유입되는 따뜻한 남풍 기류에 의해 V모양의 대각선 중심을 기준으로 오른쪽에서 대류가 활발하게 일어나기 때문이다.

Fig. 6d는 낙뢰 발생 시 위도온도의 특성을 살펴보기 위해 위도 36°N에서 IR1, WV 채널의 위도온도와 위도온도의 LSD, 낙뢰활동의 동서 단면도를 분석한 것이다. 위도 36°N에는 군산 앞 바다 지역(126°E)을 중심으로 낙뢰가 200회까지 발생하였는데, 낙뢰율이 여름철에 시간당 160-170회로 나타난 기존의 연구(엄효식과 서명석, 2009)에 비교할 때 낙뢰빈도가 매우 높았음을 알 수 있다. 이 때 두 채널의 위도온도가 210K까지 급격히 감소하여 BTDWI는 0K에 가까워졌고, 특히 IR1 채널의 위도온도는 낙뢰가 발생하지 않았을 때보다 70-80K 정도 급격하게 감소하여, 낙뢰 발생 시 깊은 대류가 발생하였음을 알 수 있다. LSD는 낙뢰가 활발한 지역 부근의 경계에서 8-12K의 분포를 보이다가 낙뢰가 활발할 때 2-4K로 작게 나타나, 낙뢰가 발생한 지역의 대류활동이 활발함을

Fig. 7. Hovmöller Diagram derived from (a) IR1 and (b) WV channels, (c) the difference (WV-IR1), (d) LSD of IR1, and (e) lightning frequency at 36°N on 10th June, 2006.

보여준다. 이를 이용하여 휘도온도가 낮고 BTDWI가 0K로 증가하거나 양의 값을 가지는 경우 호우 및 극심한 낙뢰의 가능성이 있음을 알 수 있다.

Fig. 7은 낙뢰 발생 빈도가 높은 위도 36°N에서 동서방향으로 휘도온도의 분포를 시간에 따라 나타낸 Hovmöller Diagram이다. 14시 경에는 서해안 및 인접한 충남 내륙 지역으로 비교적 좁은 폭의 구름대가 위치하였고, 이 시스템은 동진하여 야간 늦게까지 동해안으로 이동한 모습이다. 15-17시에 두 채널 모두 가장 낮은 휘도온도를 보였고, 이 때 BTDWI도 -3K 이상으로 나타나 이 지점에서 깊은 대류가 일어났음을 알 수 있다. LSD는 대류가 일어나는 경계에서 크게 나타났으며, 경계 안쪽으로 대류가 활발하였음을 나타내고 있다. 낙뢰는 휘도온도가 낮고 BTDWI가 -3K보다 크게 나타나는 곳에서 활발히 일어났으며, 특히 휘도온도 차가 0K 이상으로 나타난 15-17시에서 최대 빈도를 보였다. 시스템이 내륙 지역으로 이동하면서 발달함에 따라 두 채널의 휘도온도는 증가하였고, 20시까지 220K 이하의 휘도온도를 보이다가 20시 이후 소멸하였다.

Figs. 8과 9는 2008년 8월 22일에 발생한 낙뢰 사례를 분석한 것이다. 이 사례는 낮 12시경 전선을 동반한 기압골의 영향으로 서해 남부해상에서 발생하여 동진하다가 흑산도 부근에서 강하게 성장하여 큰 군집형태를 이루어 동진하였다. 뇌우는 동진하면서 남부지역에 영향을 주고 밤 11시경 소멸하였으며, 낙뢰는 휘도온도가 가장 낮은 뇌우의 중심에서 활발하였다. 총 낙뢰횟수는 약 2만 회이며, 18시경 2,000회로 최대 분포를 나타내었다. 이 사례는 전형적인 MCC

특성을 보이며, 흑산도 부근에서 급격하고 연속적인 대류 복합체의 발생은 MCC의 급격한 발전과 도서지형의 존재가 강한 관련성이 있음을 의미한다. 즉 대기가 다량의 수증기 유입으로 불안정한 상태를 유지하면서 이동을 하다가, 한반도의 도서지역에서의 급격한 요란 등이 원인으로 작용하여 급격한 대류 복합체를 형성하였다고 볼 수 있다(이순환 외, 2005).

Fig. 8c는 2008년 8월 22일 17시의 IR1 채널의 휘도온도 분포 및 낙뢰 분포를 나타낸 것이다. 뇌우는 한랭전선과 온난전선의 사이에서 큰 원의 형태로 분포하고 있다. 휘도온도는 고흥반도(127.5°E)를 중심으로 205K 이하로 낮게 나타나고 있으며, 전라남북도와 경상남도, 제주도까지 240K 이하인 구름이 동심원 형태로 분포하고 있다. 낙뢰는 휘도온도가 낮은 한랭전선의 전면에서 활발하게 발생하고 있다.

Fig. 8d는 낙뢰 발생 시 휘도온도의 특성을 살펴보기 위해 위도 34.5°N에서 IR1, WV 채널의 휘도온도와 휘도온도의 LSD, 낙뢰활동의 동서 단면도를 분석한 것이다. 휘도온도가 240K 이하, 즉 대류가 활발하게 일어나는 경계인 진도(126°E) 부근에서 두 채널의 휘도온도가 210K까지 급격하게 감소하였으며, BTDWI는 -30K에서 0K로 증가하였다. 낙뢰는 두 채널의 휘도온도가 200K 이하로 더 감소하였을 때(127°E) 활발하게 일어났으며, LSD는 구름 경계에서 10K까지 급격하게 증가하였다가 낙뢰지역에서 다시 1-2K로 감소하였다.

그러나 127.5°E 이후로 낙뢰가 발생하지 않는 지역임에도 불구하고, 두 채널의 휘도온도가 쓰시마 섬 부근(129.5°E)까지 220K 이하로 거의 같은 분포를

Fig. 8. (a) IR image, (b) Radar image, (c) distribution of BT derived from IR1 with lightning and (d) W-E cross sectional view of BT derived from IR1 and WV at 34.5°N at 1700KST 22nd August, 2008.

보이고 있으며, LSD 또한 0K에 근접한 상태로 낮게 나타나고 있다. 두 채널의 차 역시 낙뢰가 발생하지 않음에도 0K의 분포가 유지되다가, IR1 채널의 휘도온도가 230K 이상이 되는 경계에서 차이가 발생하기 시작하였다. 이러한 이유는 강한 상승기류에 의해 구름이 성층권 하부까지 발달한 후 안정한 성층의 영향으로 상승기류가 옆으로 퍼져나가기 때문에 휘도온도는 낮지만 낙뢰가 발생하지 않은 것으로 보인다.

Fig. 9는 낙뢰 발생 빈도가 높은 위도 34.5°N에서 동서방향으로 휘도온도의 분포를 시간에 따라 나타낸 Hovmöller Diagram이다. 13시경 남서해상(124°E)에서 작은 규모의 원형으로 발달한 뇌우가 23시까지 동진하면서 반경이 점차 커지고 있으며, 두 채널의 휘도온도는 매 시간마다 205K 이하까지 낮게 분포하였다. LSD는 대류가 일어나는 경계에서 크게 나타났

으며, 14시 이후로 동쪽까지 넓게 발달하였음을 알 수 있다. 낙뢰는 두 채널의 휘도온도가 205K 이하로 낮고, BTDWI가 0K 이상에서 활발히 일어났으며, 14-16시, 18시에 최대 빈도를 보였다. 뇌우는 남해안을 따라 동진하면서 20시까지 영향을 준 후 남해상을 빠져나갔다.

Fig. 10은 2007년 7월 29일에 발생한 낙뢰사례를 분석한 것이다. 이 사례는 오전 7시경에 압록강-웅진반도 사이에서 발생하여 남동진하며 남한 내륙 전역에 영향을 주고 오후 6시경 소멸한 사례이다. 뇌우는 하나의 큰 군집 형태로 이동하였으며, 지속시간은 약 12시간으로 전형적인 MCC의 특성을 보이고 있다. 총 낙뢰횟수는 약 5만 회로, 분석 기간(2006-2008) 동안 가장 많은 낙뢰 빈도를 보였다. 낙뢰 빈도는 낮 12시경 5,000회로 최대 분포를 나타내었고, 이 시각

Fig. 9. Hovmöller Diagram derived from (a) IR1 and (b) WV channels, (c) the difference (WV-IR1), (d) LSD of IR1, and (e) lightning frequency at 34.5°N on 22nd August, 2008.

등산객 8명의 사상자(사망4, 사상4)를 발생시켰다. 뇌우는 발생초기부터 성숙기까지 큰 원형으로 발달하다가 북동진하여 내륙을 통과하면서 U자 형태를 띠었다. 이 때 낙뢰는 뇌우가 원형일 때 휘도온도가 낮은 중심에서 활발하다가, U자형 일 때 뇌우 진행방향의 전면에서 활발하게 발생하였다.

Fig. 10a는 7월 29일 16시 33분의 IR1 채널의 휘도온도 분포 및 낙뢰 분포를 나타낸 것이다. 뇌우는 강원도와 충북 내륙, 경상남북도에 걸쳐 분포하고 있고, 220K 이하의 낮은 휘도온도를 보이고 있다. 낙뢰 발생은 부산을 중심으로 나타나고 있는데, 이 사례 역시 하층에서 유입되는 온난습윤한 남풍기류의 영향으로 뇌우의 대각선 중심을 기준으로 오른쪽에서 낙뢰가 활발하게 발생하고 있다. 낙뢰의 발생 유무에 따른 휘도온도의 특성을 살펴보기 위해 낙뢰가 활발한 위도 35°N와 낙뢰 활동이 없는 위도 36°N에서 IR1, WV 채널의 휘도온도와 IR1 채널의 LSD, 낙뢰 활동의 동서 단면도를 분석하였다(Fig. 10b). 낙뢰가 활발한 위도 35°N에서 분석한 결과 부산(129°E)을 중심으로 낙뢰가 30회 정도 발생하였고, 이 때 두 채널의 휘도온도가 215K까지 급격히 감소하였다. 2006년 6월 10일 사례와 마찬가지로 IR1 채널에서 295K에서 215K로 급격하게 감소하였고, WV 채널은 240K에서 215K로 감소하여 BTDWI는 0K에 가까워졌다. LSD는 낙뢰가 발생하지 않는 지역에서는 0-5K의 분포를 보이다가 낙뢰가 활발한 지역의 경계에서 25K까지 급격하게 상승한 후 낙뢰가 활발한 지역에서 다시 2-5K로 감소하였다.

그러나 낙뢰 활동이 없는 위도 36°N에서 분석한 결과, 낙뢰가 발생하지 않았음에도 불구하고 두 채널의 휘도온도가 동시에 210K까지 급격하게 감소하여 BTDWI가 0K에 근접하였고, LSD도 10K까지 증가하였다가 다시 0K에 근접한 상태로 감소하고 있다. 이는 구름이 모루운의 형태로 동해상까지 분포하여 휘도온도가 낮지만 낙뢰가 발생하지 않았기 때문으로 보인다. 한편 LSD의 분포에서 낙뢰가 활발할 때는 2-5K로 공간변동이 나타나지만, 낙뢰가 발생하지 않을 때는 거의 0K로 공간변동이 없어, 이 차이를 이용하여 낙뢰지역과 비낙뢰지역을 구분하는 방법도 고려해 보아야 할 것이다.

그림에는 보이지 않았지만 다른 사례에서도 위의 세 사례와 유사한 특징들이 나타났다. 사례 분석 결과를 종합해 볼 때 두 채널의 휘도온도가 215K 이하, BTDWI가 -3-1K이고, IR1 채널의 LSD가 급격히 증가하다가 감소하는 지역에서 낙뢰가 많이 발생함을 알 수 있다. 사례 연구를 통하여 낙뢰 탐지가 가능한 세 가지의 기준을 세울 수 있었으나, 위 조건만으로 낙뢰를 탐지하기에는 두 채널의 휘도온도가 낮으면서도 낙뢰가 발생하지 않는 지역이 너무 광범위하게 나타났다. 따라서 향후 위 조건에도 낙뢰가 발생하지 않는 지역을 제거할 수 있는 기법을 개발하는 연구가 이루어져야 할 것이다.

요약 및 결론

본 연구에서는 여름철 낙뢰 발생 시 정지궤도 위

Fig. 10. (a) Distribution of BT derived from IR1 with lightning and (b) W-E cross sectional view of BT derived from IR1 and WV at 35°N (upper) and 36°N (lower) at 1633KST 29th July, 2007.

성영상의 특성을 분석하기 위하여, 2006-2008년 여름철(6-8월)에 발생한 12개 낙뢰 사례에 대하여 기상청의 낙뢰관측 자료와 MTSAT-1R 위성의 IR1, WV 채널 휘도온도를 이용하여 낙뢰 발생시 위성영상 특성을 분석하고, 위성영상을 이용한 낙뢰 탐지 가능성을 조사하였다.

휘도온도와 낙뢰빈도와의 관계를 분석한 결과, 낙뢰가 발생하지 않은 경우 IR1 채널의 휘도온도는 290-295K, WV 채널의 휘도온도는 245K 부근에 최대 분포를 나타낸다. 그러나 낙뢰가 발생할 경우 두 채널 모두에서 휘도온도가 215K(-58°C) 일 때 최대 빈도가 나타났으며, 두 채널의 휘도온도차(BTDWI)는 평상 시 -50K 부근에서 낙뢰 발생 시 0K까지 현저히 증가한다. 한편 IR1 채널의 휘도온도가 250K(-23°C)보다 높은 온도에서도 낙뢰가 발생하였는데, 이는 위성자료와 낙뢰자료의 시·공간 일치 과정에서 구름의 경계 또는 휘도온도가 낮은 구름의 이동, 소멸 등을 고려하지 않아 생긴 오차로 보인다. 따라서 향후 이를 고려한 새로운 시·공간 일치 기준이 적용되어야 할 것이다.

휘도온도와 낙뢰빈도와의 관계를 분석한 결과, MCC에서 발생한 낙뢰사례의 경우 뇌우가 가장 낮은 휘도온도를 중심에 두고 군집형태로 발달하기 때문에 그 중심에서 많은 낙뢰가 발생하여, 휘도온도에 관계없이 상관계수가 비교적 큰 값을 나타냈다. 스콜선형의 뇌우에서 낙뢰가 발생한 경우, 낙뢰는 전선 경계면 또는 선상으로 형성되는 뇌우의 중심을 따라 선형으로 발생하였고, 휘도온도가 낮을수록 상관계수가 크게 나타났다. 사례에 따라 차이는 있었으나 일반적으로 휘도온도가 낮을수록(대류가 강할수록) 휘도온도와 낙뢰빈도와의 상관계수가 크게 나타남을 알 수 있다.

낙뢰 발생 지점의 휘도온도 특성 분석 결과, 각 사례에서 두 채널의 휘도온도가 215K 이하, BTDWI가 $-3\text{--}1\text{K}$ 이고, IR1 채널의 LSD가 급격히 증가하다가 감소하는 지역에서 낙뢰가 많이 발생함을 알 수 있다. 그러나 위 조건은 스콜선 형태로 좁게 발생하는 낙뢰의 경우 탐지 정확도가 비교적 높지만, MCC와 같이 큰 원형 또는 모루운 등으로 넓은 면적을 갖는 뇌우에서 발생하는 낙뢰에 대해서는 탐지 정확도가 낮다. 따라서 위성영상으로 낙뢰 탐지 시 뇌우의 형태를 고려하여 적용하여야 할 것이다. 한편 위 결과는 휘도온도가 218K 이하를 임계지수로 한 기존의 연구(Molinie and Jacobson, 2004; Mäkelä, 2006)와 차이가 있는데, 상위 10%에 해당하는 낙뢰 중에서만 사례를 분석하였고, CC와 CG 전체낙뢰에 대해 분석한 점에서 차이가 발생한 것으로 보인다. 따라서 다음 연구에서는 낙뢰 빈도가 낮은 사례에 대한 연구가 필요하며, CC와 CG를 구분하여 연구할 필요가 있다.

본 연구의 결과는 국외의 선행 연구들(Molinie and Jacobson, 2004; Mäkelä, 2006)의 결과와 유사하며, 위의 결과로부터 낙뢰 발생 시에 나타나는 위성의 휘도온도의 특성을 이용하여 낙뢰 탐지의 정확도를 향상시킬 수 있을 것이다. 또한 본 연구는 우리나라에서 준 30분 간격으로 이용 가능한 정지궤도위성을 이용한 낙뢰 특성 연구라는 점에서 매우 중요하나, 현업에 이용되기 위해서는 휘도온도가 낮고 휘도온도차가 높음에도 낙뢰가 발생하지 않는 지역을 제거하는 연구가 이루어져야 할 것이다.

사 사

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2009-3114)의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

- 김홍일, 최미연, 국봉재, 2006, 나로 우주센터 종합낙뢰감지 시스템 소개 및 기술동향. 항공우주산업기술동향, 4, 49-54.
- 백선균, 최영진, 정주용, 조천호, 2006, 정지기상위성의 밝기온도로 분석한 2004년 동아시아지역에서 발생한 여름철 대류 시스템의 특성과 그 예측 가능성. 대기지, 16, 225-234.
- 엄효식, 서명석, 2009, 최근 남한지역에서 발생한 낙뢰의 통계적 특성. 한국지구과학회지, 30, 210-222.
- 우정욱, 심용보, 2003, 낙뢰측정에 대한 기술동향과 LPATS 데이터에 의한 한반도 낙뢰현황. 조명전기설비학회지, 17, 16-23.
- 이순환, 원효성, 2005, 한반도 중규모 대류복합체의 발달특성에 관한 연구. 한국지구과학회지, 26, 698-705.
- 이용희, 원덕진, 민경덕, 이광목, 1997, SSM/I를 이용한 하계 낙뢰의 사례 연구. 한국기상학회 1997년도 추계학술발표회 논문초록집, 10, 46-48.
- 이종호, 류찬수, 1999, 한반도의 낙뢰 특성 분석. 한국기상학회 1999년도 춘계학술발표회 논문초록집, 4, 255-258.
- 이종호, 河崎善一郎, 류찬수, 2003, 일본 중서부지방에서 발생하는 동계 뇌 방전의 특징. 한국지구과학회지, 24, 181-189.
- 정은실, 이종호, 김병선, 권두순, 2002, 기상청 신 낙뢰관측 시스템의 특성 및 자료 활용방안. 대기지, 12, 580-583.
- Adler, R.F. and Mack, R.A., 1986, Thunderstorm cloud top dynamics as inferred from satellite observations and a cloud top parcel model. Journal of the Atmospheric Sciences, 43, 1945-1960.
- Brunner, J.C., Ackerman, S.A., and Bachmeier, S., 2007, A quantitative analysis of the enhanced-V feature in relation to severe weather. Weather and Forecasting, 22, 853-872.
- Djuric, D., 1994, Weather analysis. Prentice Hall, NJ, USA, 304 p.
- Eom, H.-S., Suh, M.-S., Ha, J.-C., Lee, Y.-H., and Lee, H.-S., 2008, Climatology of stability indices and environmental parameters derived from rawinsonde data over South Korea. Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences, 44, 269-286.
- Goodman, S.J., Buechler, D.E., and Meyer, P.J., 1988, Convective tendency images derived from a combination of lightning and satellite data. Weather and Forecasting, 3, 173-188.
- Greco, M., Anagnostou, E.N., and Adler, R.F., 2000, Assessment of the use of lightning information in satellite infrared rainfall estimation. Journal of Hydrometeorology, 1, 211-221.
- Lim, E. and Lee, T.-Y., 2005, Statistical characteristics of lightning over the Korean Peninsula for 1996-2000. Journal of the Korean Meteorological Society, 41, 41-55.
- Lutgens, F.K. and Tarbuck, E.J., 2007, The atmosphere: An introduction to meteorology. Prentice Hall, NJ, USA, 520 p.
- Machado, L.A.T., Lima, W.F.F., Pinto, O., and Morales, C.A., 2009, Relationship between cloud-to-ground discharge and penetrative clouds: A multi-channel satellite application. Atmospheric Research, 93, 304-309.
- Maddox, R.A., 1980, Mesoscale convective complexes. Bulletin of the American Meteorological Society, 61, 1374-1387.
- Mäkelä, A., 2006, Comparison between lightning data and cloud top temperatures in finland. The 2006 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, 12-16 June 2006, Helsinki, Finland, EUMETSAT 2006, 48-55.
- McCann, D.W., 1983, The enhanced-V: A satellite observable severe storm signature. Monthly Weather Review, 111, 887-894.
- Molinie, G. and Jacobson, A.R., 2004, Cloud-to-ground lightning and cloud top brightness temperature over the contiguous United States. Journal of Geophysical Research, 109, D13106, doi:10.1029/2003JD 003593.
- Mosher, F.R., 2001, A satellite diagnostic of global convection. Preprints, 11th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Madison, WI, American Meteorology Society, 416-419.
- Petersen, W.A. and Rutledge, S.A., 1998, On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. Journal of Geophysical Research, 103, 14025-14040.
- Price, C. and Rind, D., 1994, Possible implications of global climate change on global lightning distributions and frequencies. Journal of Geophysical Research, 99, 10823-10831.

Santurette, P. and Georgiev, C.G., 2005, Weather analysis and forecasting: Applying satellite water vapor imagery and potential vorticity analysis. Elsevier Academic Press, USA, 179 p.

Schmetz, J., Tjemkes, A., Gube, M., and Berg, L.V.D., 1997, Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT. *Advances in Space Research*, 19, 433-441.

Scofield, R.A. and Kuligowski, R.J. 2005, Combining lightning with satellite data for analysis and prediction. Preprints, Conference on Meteorological Applications of Lightning Data, San Diego, CA, American Meteorological Societys, 5 p.

국가재난정보센터, 2008, 낙뢰사고 피해 현황. http://www.safekorea.go.kr/dmtd/board/BoardDetail.jsp?q_menuid=M_NST_SVC_02_04_02&q_board_cd=pds1&q_pst_item_seq_no=1407(검색일: 2009. 5. 20.)

2009년 8월 3일 접수
2009년 10월 13일 수정원고 접수
2009년 10월 21일 채택