

중관규모 기압능이 한반도를 덮고 있는 기간에 중부지방에서 나타난 호우의 발생 원인

김아현* · 이태영
연세대학교 대기과학과

(접수일: 2016년 6월 24일, 수정일: 2016년 9월 30일, 게재확정일: 2016년 10월 25일)

A Study of a Heavy Rainfall Event in the Middle Korean Peninsula in a Situation of a Synoptic-Scale Ridge Over the Korean Peninsula

Ah-Hyun Kim* and Tae-Young Lee

Department of Atmospheric, Sciences and Global Environment Laboratory, Yonsei University, Seoul, Korea

(Manuscript received 24 June 2016; revised 30 September 2016; accepted 25 October 2016)

Abstract Observational and numerical studies have been carried out to understand the cause and development processes of the heavy rainfall over the middle Korean Peninsula during 0300 LST-1500 LST 29 June 2011 (LST = UTC + 0900). The heavy rainfall event occurred as the synoptic-scale ridge extended from Western Pacific Subtropical High (WPSH) was maintained over East Asia. Observational analysis indicates that the heavy rainfall is mainly due to scattered convective systems, formed over the Yellow Sea, traveling northeastward across the middle peninsula without further organization into larger systems during 0300 LST-0800 LST, and mesoscale convective systems (MCSs) over the Yellow Sea, transformed into a squall line, traveling eastward during 0800 LST-1500 LST. Organization of convective systems into MCSs can be found over the area of mesoscale trough and convergence zone in the northern end of the low-level jet (LLJ) after 0600 LST. Both observational and numerical investigations indicate that a strong LLJ extended from the East China Sea to the Yellow Sea plays an essential role for the occurrence of heavy rainfall. The strong LLJ develops in between the WPSH and a pressure trough over eastern China. Numerical experiments indicate that the land-sea contrast of solar heating of surface and latent heating due to convective developments are the major factors for the development of the pressure trough in eastern China. Numerical study has also revealed that the mountainous terrain including the mountain complex in the northern Korean Peninsula contributes to the increase of rainfall amount in the middle part of the peninsula.

Key words: Heavy precipitation system, synoptic scale pressure ridge, low-level jet, meso-scale trough, orographic effect

1. 서 론

집중호우는 강수량이 시간적, 공간적으로 집중됨으

로써 적지 않은 인명과 경제적 피해를 입히기 때문에 호우 예측 능력을 향상시키기 위해 많은 연구가 진행 되어 왔다. 하지만, 한반도의 여름철 호우는 다양한 호우 발생 원인과 지형과 같은 외적 강제의 영향을 받기 때문에, 이들 요인과 호우 발생의 관계에 대한 이해의 발전은 여전히 중요한 과제라 할 수 있다.

한반도 호우 발생 시의 기상 특징들에 대해서는 이미 많은 연구에 의해 알려진 바 있다. 특히, 한반도에

*Corresponding Author: Ah-Hyun Kim, Department of Atmospheric Sciences and Global Environment Laboratory, Yonsei University, 50 Yonsei-ro, Seodaemun-gu, Seoul 03722, Korea.
Phone: +82-2-2123-3872, Fax: +82-2-365-5163
E-mail: kimah3@yonsei.ac.kr

서 발생한 호우 중 많은 사례가 하층 제트와 연관되어 있음은 다수의 연구들에 의해 밝혀진 바 있다(Kim et al., 1983; Lee and Hong, 1989; Hwang and Lee, 1993). 특히, Hwang and Lee (1993)의 연구에서는 한반도에서의 장마기간 중 호우 발생 시 88.2%의 확률로 하층 제트가 발견됨을 밝혔고, 주로 남서풍 계열의 풍향을 가지고 한반도 남서쪽에서 북동쪽으로 진행하며 한반도를 통과함을 확인하였다. 하층 제트는 몬순전선의 온난구역에 수증기와 열을 수송하는 것으로 알려져 왔다 (Matsumoto et al., 1970; Maddox, 1983). Park et al. (2003)의 연구에서는 수치 실험을 통해 하층 제트의 풍속이 줄어들 경우 최대 강수 시간이 2~3시간 후퇴하며 최대 강도 강수역이 남쪽으로 편중되는 등 강수의 시공간적 특성이 변화함을 확인하였다. 이들 연구에서는 하층 제트가 강수에 미치는 영향에 대한 내용이 대다수이며, 하층 제트의 발생 및 발달에 대한 연구는 미흡한 실정이다.

한반도 호우를 가져오는 중규모 대류계(Mesoscale Convective Systems, MCSs)의 발달 원인에 대해서도 국내·외에서 많은 연구가 이루어졌다. 중규모 저기압과 연관된 하층 제트 전면에서의 수렴(Choi et al., 2011; Shin and Lee, 2015), 찬공기풀(cold pool)과 연관된 공기의 유출(outflow) 경계선에서의 수렴(Kim and Lee, 2006) 등이 중규모 대류계 발달을 가져오는 원인들로 밝혀진 바 있다.

한반도 지형도 강수량 증가에 중요하게 기여하는 것으로 다수의 연구에 밝혀진 바 있다(Lim and Lee, 1994; Seo and Lee, 1996; Kim and Chun, 2000; Lee and Hong, 2006). 이들 연구는 주로 지형성 치올림에 의해 지형의 풍상측에서의 강수량 증가가 나타남을 밝히고 있다. Lee et al. (2014)의 연구에서는 남서풍 계열의 바람이 산악을 향해 약하게 불 경우 산악의 측면과 후면에서 수렴이 강화되어 강수 증가에 영향을 미침을 보였다. 한편, Kim and Lee (2006)의 연구에서는 중부지방 호우 사례에 대한 연구에서 태백산맥 서쪽에서의 대류 세포 집중이 지형에 의한 저지 효과 때문인 것으로 보았다. 하지만, 지형 효과를 다룬 연구들은 주로 남한 지역 지형에 대한 것들이며, 한반도 중부 및 북부 지역에 대한 연구는 미미한 실정이다.

본 연구는 2011년 6월 29일 0300 LST부터 1600 LST (LST = UTC + 0900) 사이 서울 및 경기지역에서 발생한 호우 사례를 다루었다. 이 사례의 특징은 서태평양 고기압의 북서쪽 측면에서 발달한 중규모 기압능이 한반도를 덮고 있는 상황에서 13시간에 걸쳐 중부지방에 호우가 발생하였다는 점이다. 이 같은 상황에서의 호우 발생은 상대적으로 예상이 어려울 수 있기 때문에 그 호우 발생 원인의 이해가 중요하다고

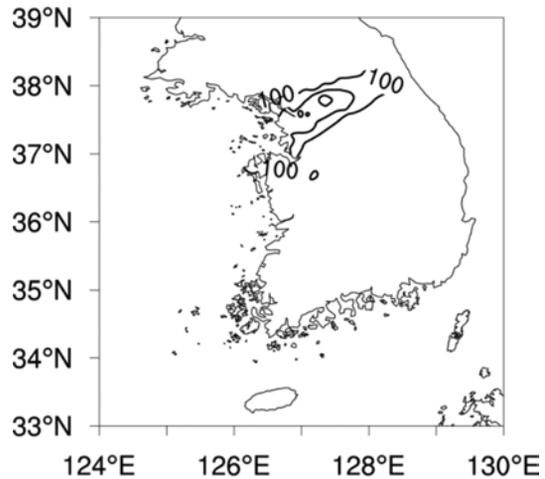


Fig. 1. 24-h accumulated rainfall amount from AWSs for 0000 LST 29-0000 LST 30 June 2011. Contour interval is 50 mm.

하겠다. 이 연구에서는 13시간 동안 지속된 한반도 중부지방 호우를 발생 및 유지시킨 원인에 대해 조사하였다. 이 논문의 2장에서는 관측 자료를 이용하여 강수계의 구조 및 이동에 대해 조사하고, 강수가 발생하였던 시각의 중관환경과 중규모 환경에 대해 분석한다. 3장에서는 집중호우 발생을 가져온 중규모 환경의 구성에 영향을 미치는 인자들을 민감도 실험을 통하여 확인한다. 마지막으로 4장에서는 집중호우의 발생원인과 이에 연관된 중규모 환경 및 지형의 역할에 대한 요약 및 결론을 제시 한다.

2. 관측 자료 분석

2.1 중관 환경 분석

2011년 6월 29일 서울 경기 지역을 중심으로 일 누적 강수량이 200 mm가 넘는 집중호우가 발생하였다 (Fig. 1). 이날 가장 많은 일 강수량을 보인 지역은 경기도 가평군이며 234 mm의 강수량을 기록하였다.

집중호우 기간(2011년 6월 29일 0200 LST-1600 LST) 중에 지속적으로 형성된 지상 기압배치는 다음과 같다(Fig. 2): 한반도 남동쪽에는 서태평양 고기압이 존재하며 대륙에는 저기압이 나타나는 중규모 기압 패턴을 보이고 있으며, 서태평양 고기압으로부터 북서쪽으로 연장된 중규모 기압능이 한반도를 중심으로 동아시아에 걸쳐 유지되는 모습을 보인다. 이 기압능이 한반도를 중심으로 두드러져 보이는 데에는 기압능의 풍상측(중국 동부 내륙)에 발달한 기압골과 사할린 섬(50°N, 143°E) 부근 저기압으로부터 북한 동쪽 해상으로 연장된 기압골 등 두 기압골의 발달도

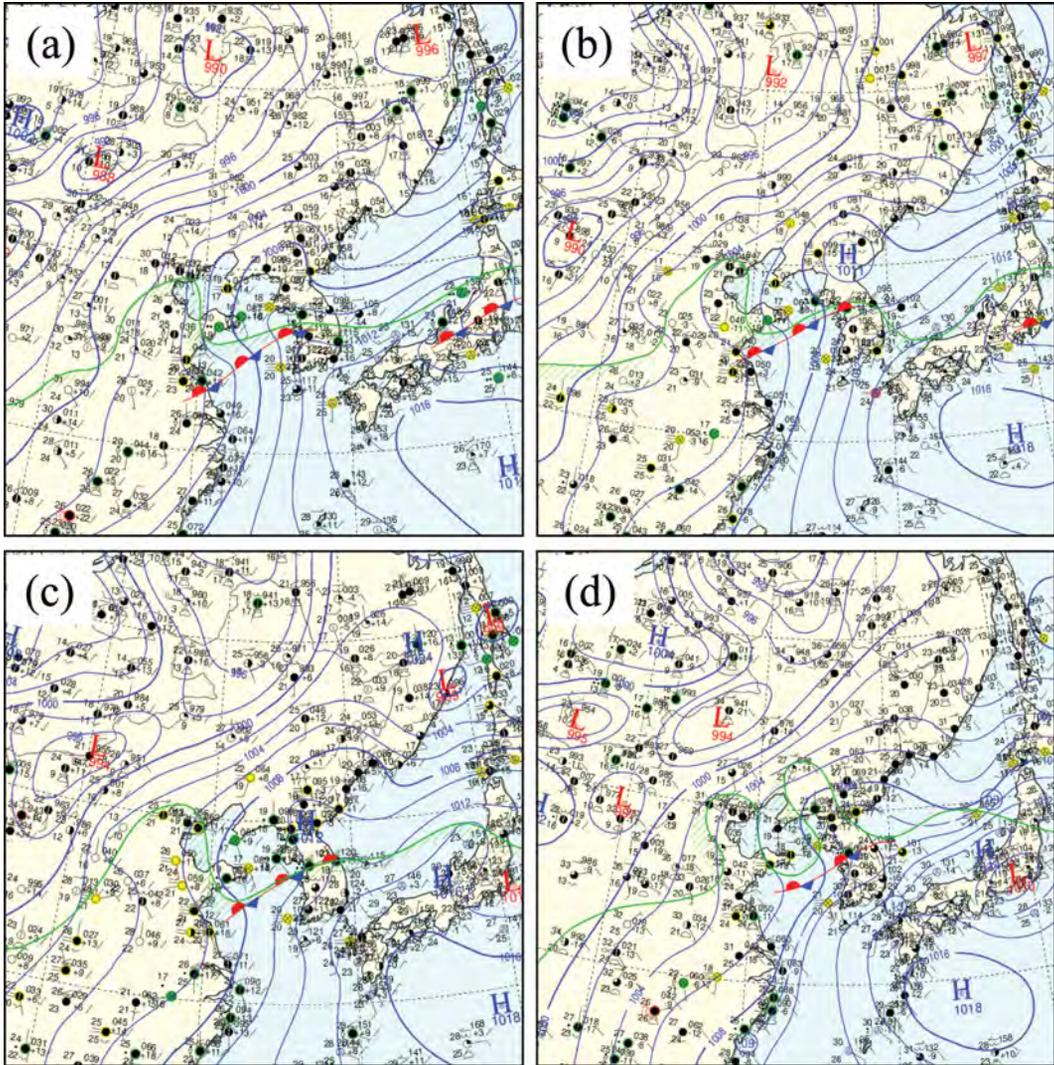


Fig. 2. Surface weather charts from Korean Meteorological Administration (KMA) for (a) 2100 LST (1200 UTC) 28, and (b) 0300 LST (1800 UTC) 28, (c) 0900 LST (0000 UTC), and (d) 1500 LST (0600 UTC) 29 June 2011.

기여한 것으로 보인다. 한편, 중국 남동부 내륙에서 발달한 기압골은 황해까지 연장되어 나타나며, 황해 중부상에서의 중규모 기압골과 연결되고 있다. 이 사례에서 집중호우는 중규모 기압골의 동쪽 측면에서 나타난다. 특기할 만한 것은, 새벽 시간인 29일 0300 LST에 한반도 북부에는 중규모 고기압이 발달하는 등 야간에 이 지역에서 기압능이 강화되는 모습을 보여 주고 있는 것이다(Fig. 2b). 북한지역에서의 기압능 강화에는 지형의 역할이 중요한 것으로 추정되며, 지형 효과에 대해서는 뒤에서 자세히 다룰 것이다.

중규모 대류계 발생 시각 6시간 전(28일 2100 LST)의 상층 일기도를 Fig. 3에 보였다. 지상 일기도에서

와 같이 500 hPa과 300 hPa에서도 서태평양 고기압이 존재한다. 그 북서쪽으로 연장되어 동아시아를 덮고 있는 종관규모 기압능은 850 hPa에서 잘 나타나고 있으나 500 hPa과 300 hPa에서는 그 특징이 약해진다. 중국 동부(산둥반도 남서쪽, 37°N, 121°E)에는 상층 기압골이 나타나고 있다. 한편, 850 hPa에서는 지상에서와 같이 중국 남동부 내륙에서 약한 기압골이 발달한다. 이 기압골과 서태평양 고기압 사이(즉, 동중국해와 황해상)에 동서 방향 고도경도가 강하게 발달하여 서태평양 고기압의 가장자리를 따라 강한 남풍-남서풍대를 형성하게 된다(Fig. 3a). 이는 한반도 중부 지역에 강수가 지속될 수 있는 환경을 제공하는 것이

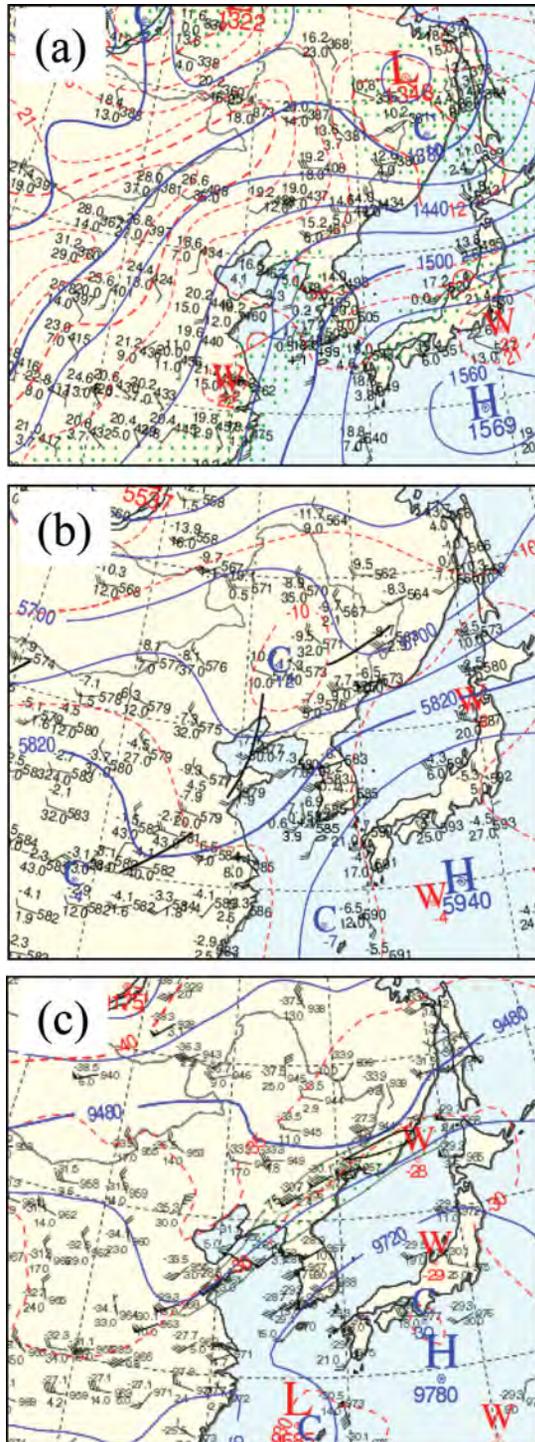


Fig. 3. Constant pressure charts from KMA for 2100 LST (1200 UTC) 28 June 2011: (a) 850 hPa, (b) 500 hPa and (c) 300 hPa. Solid line indicates geopotential height and dashed line indicates temperature ($^{\circ}\text{C}$).

라 하겠다. 한편, 300 hPa에는 상층 기압골의 풍하측(산동반도로부터 한반도 북쪽으로 이어지는 곳)에 상층 제트가 나타나는 모습을 볼 수 있으며(Fig. 3c), 이때 최대 풍속 40 m s^{-1} 인 지역이 한반도 북쪽 상공을 지난다. 한반도 중부 서해안 지역은 상층 제트의 오른쪽 아래에 위치하고 있다.

2.2 강수의 발생과 중규모 대류계의 진화 분석

Figure 4는 호우를 가져온 중규모 대류계의 발생시각부터 호우 후반기까지의 중규모 대류계의 모습을 보이는 위성 강조 적외 영상이다. 중부 지역 호우는 황해상에서 발생한 대류세포가 북동진하면서 해상에서 대류계로 발달하거나, 중부 서해안 지역으로 유입되면서 대류계로 발달하여 내륙으로 이동할 때 발생하는 것으로 보인다. 이 호우 사례의 시작은 황해상(36°N , 125°E 부근)에서 28일 2100 LST-2130 LST에 발생한 대류세포(Fig. 4a에 화살표 표시)와 연관되어 있는 것으로 보인다. 이 대류운의 최대 운정고도는 약 10 km 부근인 것으로 확인되었다. 이 대류세포는 발생 후, 북동진하면서 더 큰 규모의 대류계로 발달하여 29일 0100 LST에는 그 일부가 이미 중부 지방 서부로 유입되고 있으며(Fig. 4c), 0333 LST에는 수도권 지역으로 대류계가 진입하여 강한 강수를 발생시키는 것으로 나타났다(Fig. 4d). 이 대류계가 중부 서해안 지역으로 진입하는 시점에 황해상에서는 새로운 중규모 대류계의 발달이 나타나고 있다(예, Figs. 4e, f). 호우 기간 중 전기(29일 0300 LST-0800 LST)의 중부 지방 호우는 주로 초기에 황해상에서 발생한 대류계에 의한 것으로 보이며, 후기(29일 0800 LST-1600 LST)의 호우는 대부분 0700 LST 이후에 황해상에서 발생한 중규모 대류계(예, Fig. 4f)의 파선으로 표시된 대류계의 내륙 진입과 연관된 것으로 판단된다.

레이더 영상은 전기 강수계(Fig. 5)와 후기 강수계(Fig. 6)로 구분하여 분석하였다. 관악산 레이더 관측소에서 얻어진 Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) 영상은 서해안 인근 해상과 중부 지방으로 진입하는 대류계의 특징을 잘 보여주고 있다(Fig. 5). 호우가 시작되고 있는 0330 LST의 영상에 따르면, 태안(36.5°N , 126.5°E)과 그 북동쪽 내륙으로 강한 에코 밴드가 존재하고 있으며, 이 지역으로부터 서울을 관통하여 북동쪽으로 비교적 강한 에코들이 이어져 나타나고 있다(Fig. 5a). 그 북쪽으로는 층운형 강수로 보이는 약한 에코 밴드가 북한지역까지 넓게 나타나고 있다. 전기 강수 기간 동안 강한 강수는 제시된 그림에서와 같이 주로 태안 부근 황해상으로부터 발생 또는 발달하여 북동진하는 대류계들에 의해 생산되었으며, 대체로 그러한 대류계들은 더 큰 중규모 대류계로 조직화되지는 못하였다. 같이 제시된 지상 바람

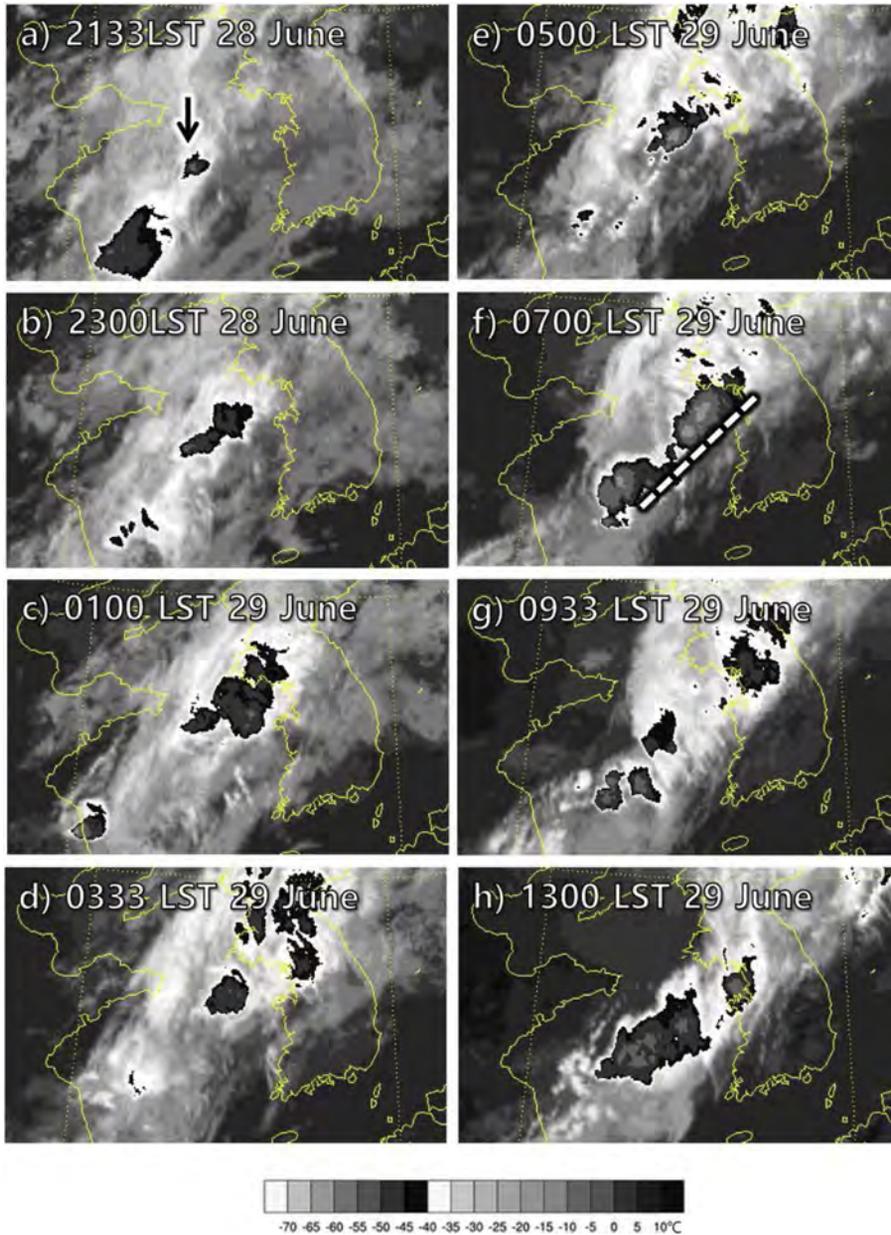


Fig. 4. Satellite (MTSAT) enhanced IR imageries for 2133 LST 28 through 1300 ST 29 June 2011.

은 대류계의 남쪽에서 수렴하는 모습을 보이기도 하나, 뚜렷한 패턴을 보이지는 않았다(Figs. 5b, d). 이 그림에 따르면, 전기 강수기간 동안은 조직화된 중규모 대류계가 아닌 상대적으로 분산되어 존재하는 대류계들이 태안 부근 황해상으로부터 북동진하면서 수도권에 강수를 가져오는 것으로 보인다.

후기 강수 기간 동안의 강수계는 북한 지역으로 넓게 나타나는 층운 지역과 그 남쪽 부분에 나타나는

중규모 대류계 등 전기와 비슷한 모습을 보이기는 하나, 전기의 대류계들보다는 더 조직화된 스콜선 구조를 보여주는 것으로 나타났다. 황해상에서 발달한 중규모 대류계는 0830 LST에 그 북동 부분이 수도권 북쪽 내륙에 진입하였으며(Fig. 6a), 내륙으로 북동진하면서도 계속 강도를 유지하며 내륙에 강한 강수를 가져왔다(Figs. 6b, c). 한편, 이 중규모 대류계의 풍상측 부분(수도권 서쪽부터 태안으로 이어지는 부분)은

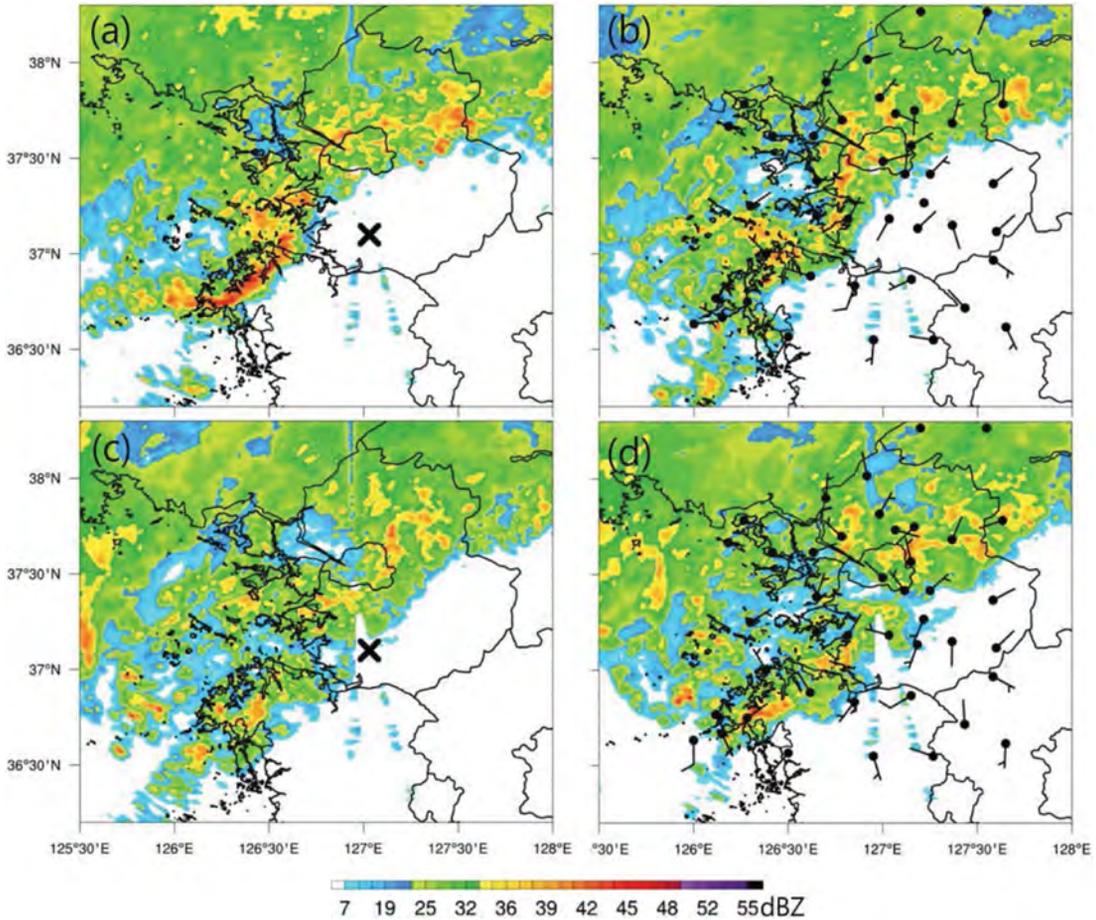


Fig. 5. Radar CAPPI images from Gwanak radar station (37.5°N, 127°E) at the altitude of 1.5 km and surface winds from AWS and synoptic stations for (a) 0330 LST, (b) 0400 LST, (c) 0430 LST and (d) 0500 LST 29 June 2011. “X” mark indicates the location of Osan station (37.10°N, 127.03°E).

앞서 내륙으로 진입한 대류계와는 다르게 동진하는 스콜선 형태로 이동 및 발달하는 것으로 나타났다 (Figs. 6c-f). 레이더 영상에 표시된 지상 바람의 분포는 강한 에코 밴드를 중심으로 수렴이 있음을 보여주고 있다(Fig. 6d). 스콜선은 시간당 최대 40 mm 이상의 강수를 발생시키고 동쪽으로 빠져나간다. 한편, 황해상에서 발달한 새 중규모 대류계가 1230 LST 경에 태안 부근으로 진입을 하면서 1700 LST 경까지 중부 지역에 강한 강수를 가져왔다(보이지 않았음). 대체로 호우 후반기의 대류계가 전반기보다 더 조직화 되어 있고 더 강한 것으로 분석되었다.

한 시간 강수량이 최대였던 29일 1000 LST의 중규모 대류계와 주변 환경을 좀 더 자세히 살펴 보았다. Figure 7은 29일 1000 LST의 관악산 CAPPI 레이더 영상을 나타내며, 지상 바람과 기온(검은색 숫자), 1

시간 동안의 기온변화(파란색 숫자)를 나타낸다. 에코가 나타나는 지역에서는 19.5~20.7°C의 온도가 나타나는데 비해, 에코가 없는 남쪽에서는 26°C 이상의 온도가 나타나 밴드 양쪽 간에 큰 온도 차이가 나타남을 알 수 있다. 한편, 지난 한 시간(0900 LST-1000 LST) 동안의 변화를 보면, 에코지역에서는 온도가 감소하는 모습을 보였고, 강한 에코가 존재하는 충남 당진시(36.9°N, 126.5°E, Fig. 7에서 별표) 부근에서는 상대적으로 큰 기온 감소(최대 4.1°C 감소)가 나타났다. 반면, 에코가 나타나지 않는 지역에선 기온이 약간 상승하는 모습을 보인다. 지상 바람은 강한 에코 밴드를 중심으로 남쪽에선 남서풍이, 북쪽 인근에는 북서풍이 발생하여 강한 수렴이 발생함을 보여주고 있다. 한편, 서울 동쪽에 위치한 에코 밴드의 북서쪽(예, 경기 북서부)에는 남동풍-동풍이 불고 있어 밴드와 경

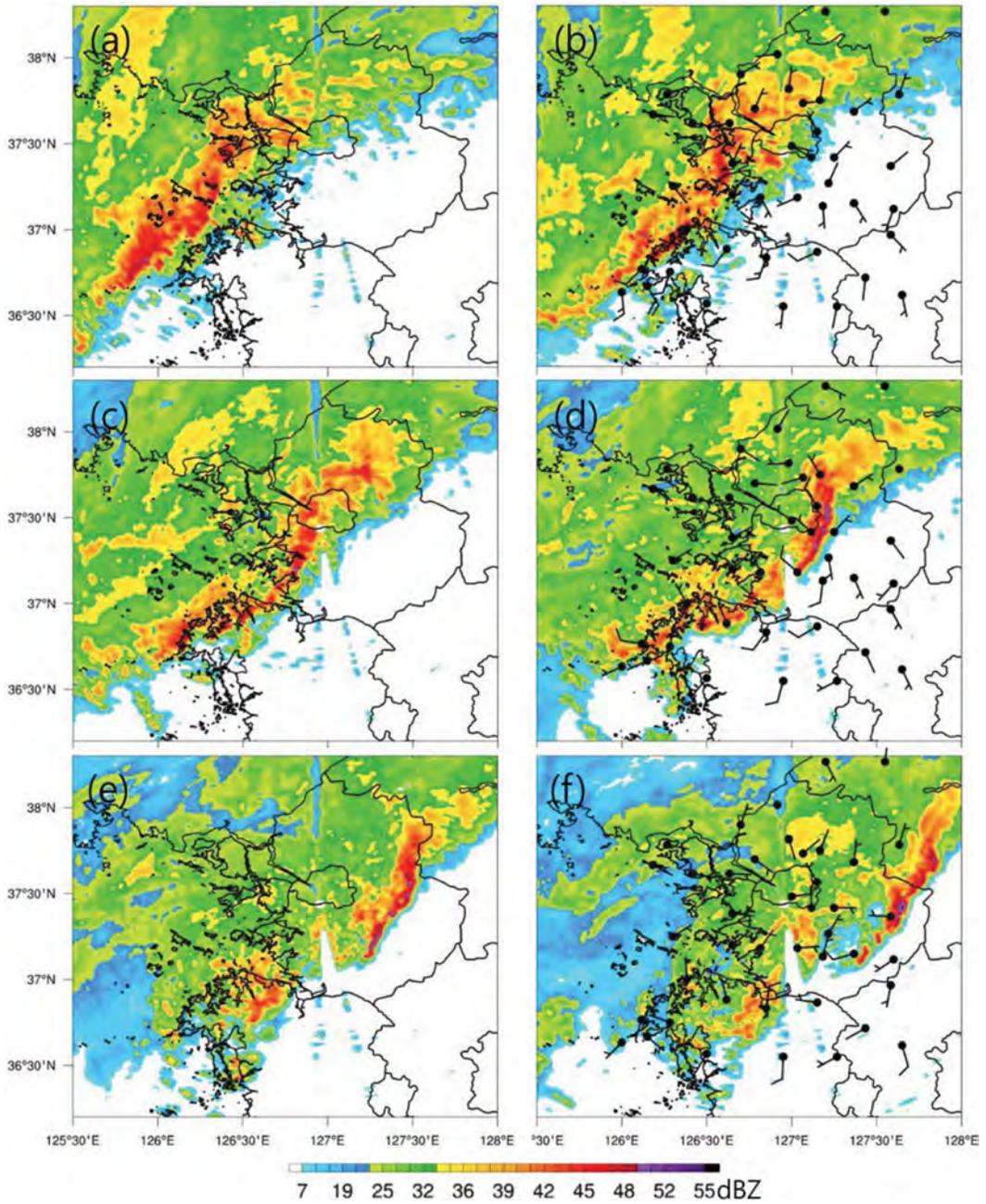


Fig. 6. Same as Fig. 5, except for (a) 0830 LST, (b) 0900 LST, (c) 0930 LST, (d) 1000 LST, (e) 1030 LST, and (f) 1100 LST 29 June 2011.

기 북서부 사이에 하층 발산이 있음을 알 수 있다. Figure 7에 나타난 기온과 바람 구조는 종관 기상 환경에 중규모 특성들이 합해진 것으로 판단된다. 예를 들어, 에코 지역과 에코 없는 지역간의 지표의 차등일사가열, 강수 증발에 의한 냉각과 찬공기질의 형

성, 찬공기질에서의 하강 기류와 하층 발산 등이 이 그림에 나타난 기온과 바람 구조들을 초래했을 가능성이 큰 것으로 판단된다. 그리고 찬공기질 경계의 유출(outflow)은 스콜선의 유지와 이동에 기여하였을 것으로 보인다.

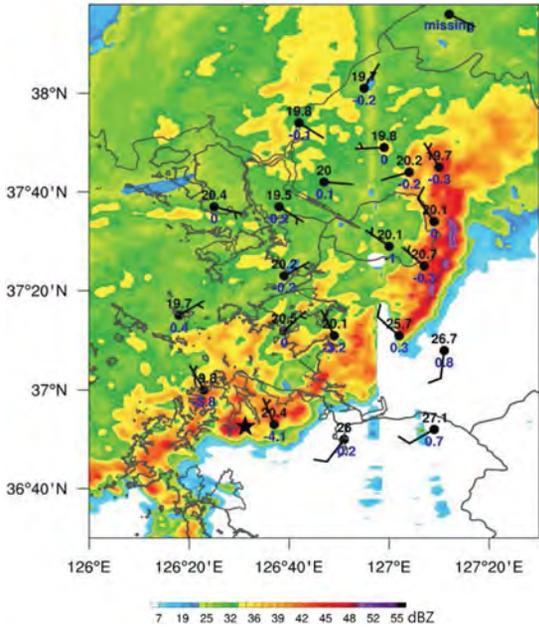


Fig. 7. Radar CAPPI images from Gwanak radar station (37.5°N, 127°E) at the altitude of 1.5 km, surface winds, and temperature (black number, °C) from AWS for 1000 LST 29 June 2011. Blue number indicates the temperature change during the past one hour. Black star indicates the location of Dangjin (36.9°N, 126.5°E).

Table 1. Lifted index (LI), level of free convection (LFC) and convective available potential energy (CAPE) at Osan (37.10°N, 127.03°E) (marked by “X” in Fig. 5) for 0300 LST and 0900 LST 29 June 2011.

Osan (37.10°N, 127.03°E)	0300 LST	0900 LST
LFC (gpm)	1907	566
LI	-1.9	-0.8
CAPE (J kg ⁻¹)	135	298

위성 영상에서의 운정고도 분석에 따르면 황해상에서 초기에 발달한 대류운의 운정고도는 9 km 이상이며, 11 km 이상인 곳도 보인다. 그리고 후반기 강수를 가져오는 중규모 대류계는 11~13 km의 운정고도를 가진다(보이지 않았음). 이는 상당한 잠재불안정을 가진 대기를 필요로 하는 것이라 하겠다. 강수가 시작되는 시간인 29일 0300 LST에서의 오산 고층자료에서 분석된 상승지수(Lifted Index, LI)는 -2 부근의 값을 보여 하층 공기의 상승이 상당한 대류 발달을 가져올 수 있는 열역학적 조건을 보여주고 있다(Table 1과 Fig. 8). 한편, 대류가용잠재에너지(Convective Available Potential Energy, CAPE) 값은 135 J kg⁻¹로 약간 작은 값을 보이는데, 이는 대류계 발달에 따른 안정화 때문인 것으로 추정된다. 29일 0900 LST의 CAPE 값은 298 J kg⁻¹으로 약간 증가하였다. Figure

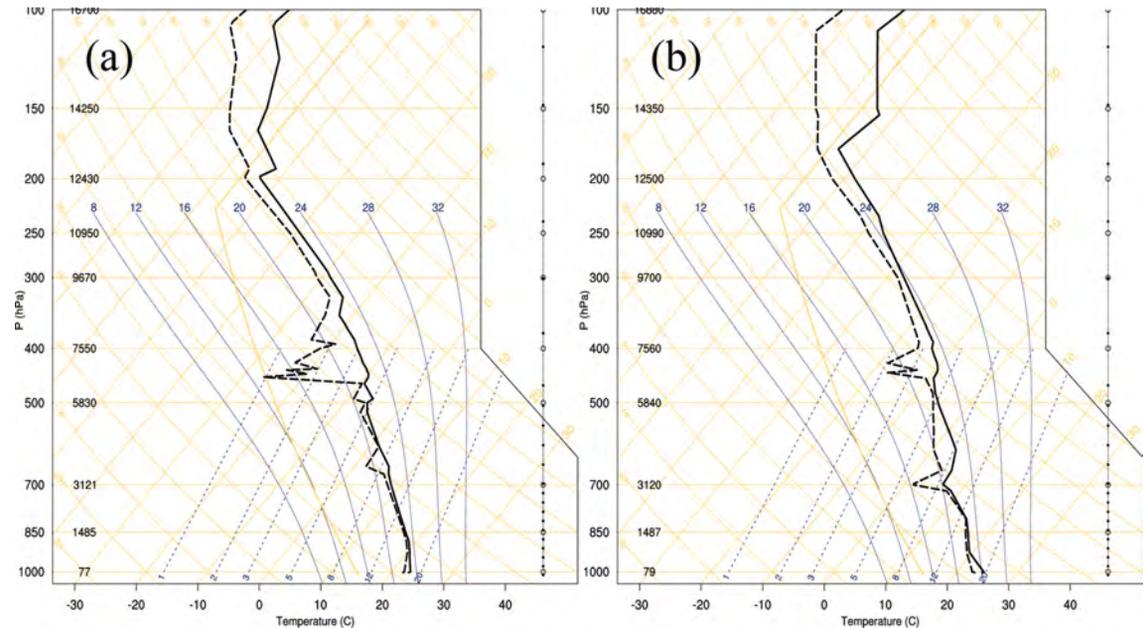


Fig. 8. Observed profiles of temperature (solid line) and dew-point temperature (dashed line) at Osan (37.10°N, 127.03°E) (marked by “X” in Fig. 5) for (a) 0300 LST and (b) 0900 LST 29 June 2011.

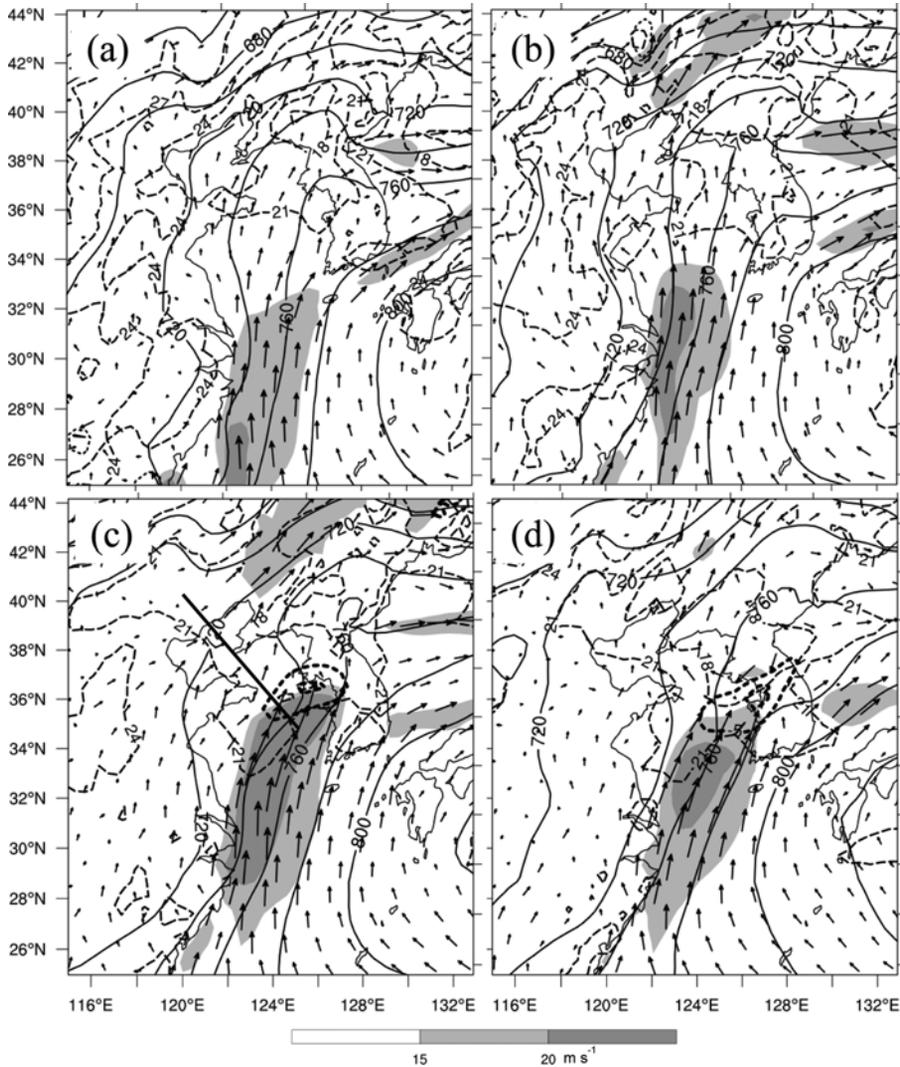


Fig. 9. NCEP CFSR fields: geopotential height (solid line, m), temperature (dashed line, °C), wind vectors, and wind speed (m s^{-1}) at 925 hPa for (a) 1500 LST and (b) 2100 LST 28, and (c) 0300 LST, (d) 0900 LST 29 June 2011. Thick dotted line indicates the area of horizontal convergence stronger than $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Thick solid line in (c) indicates the location of the cross sections in Fig. 13.

8에서 보이는 단열선도를 살펴보면 29일 0300 LST에 22.8°C이던 지상 온도가 0900 LST엔 24.2°C로 1.4°C 상승했음을 확인할 수 있다. 이는 0900 LST가 일출 이후의 시각이기 때문에 지표 가열 효과가 있었던 것으로 보인다. 이슬점온도도 0.5°C의 증가를 보였다. 이 기간 동안 중층(예, 500과 600 hPa)에서는 온도 변화가 상대적으로 소폭(1.0°C 차이) 증가한 것으로 나타나, CAPE 값의 증가는 지표 기온 상승에 따른 하층 대기불안정화에 기인한 것으로 보인다. 반면, LI는 -0.8로 증가하였다.

2.3 중규모 대기 순환 구조와 대류계 발달의 관계

본 호우 사례 관련 주요 관심사항 중의 하나는 중 규모 기압능이 동아시아를 덮고 있는 상황에서 중 규모 대류계를 발생시킬 수 있는 조건들이 어떻게 형성되는지를 설명하는 것이라 하겠다. 이 절에서는 대류계 발달 시의 중규모 순환 구조와 대류계 발달의 관계를 알아보도록 한다.

2.3.1 하층의 중규모 순환 구조

Figure 9은 미국 해양대기국 국립환경예보센터

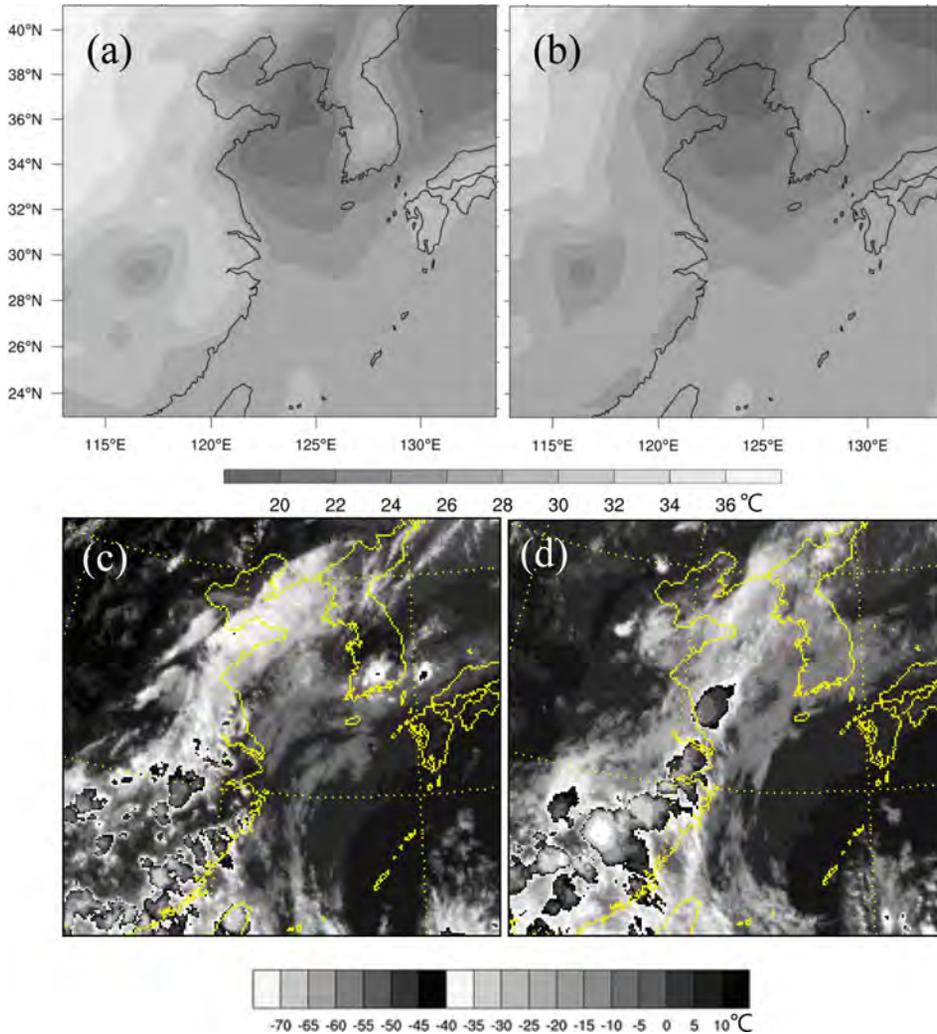


Fig. 10. Surface air temperature from CFSR reanalysis (shaded, °C) for (a) 1500 LST and (b) 2100 LST 28 June 2011, and enhanced IR image for (c) 1533 LST (0633 UTC) and (d) 2033 LST (1133 UTC) 28 June 2011.

(National Centers for Environment Prediction, NCEP)에서 제공하는 6시간 간격의 the Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) 자료로부터 얻어진 925 hPa에서의 고도, 기온, 바람 장을 보여주고 있다. 이때 사용된 CFSR 자료는 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 의 수평 해상도와 연직으로 37층인 재분석장이다. 전체 기간에 걸쳐 서태평양 고기압의 북서 가장자리로 뻗어 발달한 기압능이 한반도를 덮고 있다. 한편, 상해 지역을 포함한 중국 동부 내륙에는 기압골이 넓게 발달하여 서태평양 고기압과 이 기압골 사이에 강한 기압경도가 형성되어 있다. 이로 인해 황해상에는 강한 남서풍대(하층 제트)가 나타나고 있다. 28일 0900 LST-29일 0300 LST 기간 동안 하층 제트 스트리크가 동중국해로부터 황해

중부로 이동해가는 모습을 볼 수 있다. 이 하층 바람 구조는 남쪽의 습한 공기를 황해 중부와 서해안 지역으로 수송함으로써 호우 발달에 핵심적 역할을 하는 중요한 구조라 할 수 있다. 한편, 호우 기간(29일 0300 LST-1500 LST) 동안 중부 황해상으로부터 서해안까지 이어지는 중규모 기압골이 발달하여 유지되고 있다(Figs. 9c, d). 하층 제트 스트리크는 중규모 기압골이 위치한 황해 중부까지 이동하여 중규모 기압골의 영향이 더해져 이 지역에서 강한 수평 수렴이 나타나고 있다(Figs. 9c, d). 이 강한 수렴은 하층 제트에 의해 수송된 수분 많은 공기를 상승 시켜줄 기구를 제공하는 것으로 판단된다. 중규모 기압골은 중규모 대류계 발달과 연관된 것으로 뒤에서 그 발달과 역할을 논의

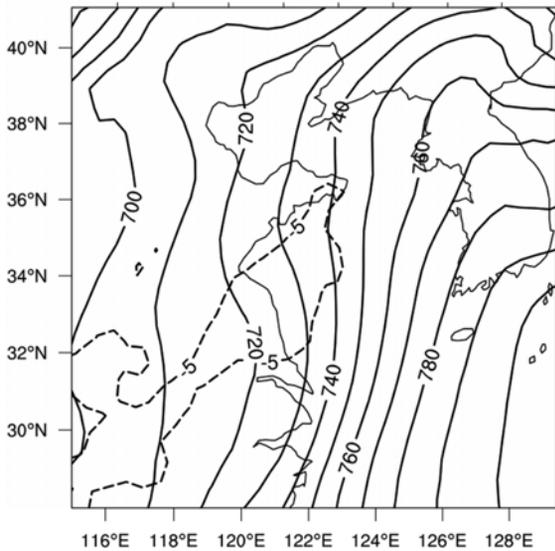


Fig. 11. NCEP CFSR fields: geopotential height at 925 hPa (solid line, m) and the change of height for the last 6 hours (1500 LST-2100 LST 28 June 2011, dashed line, m).

할 것이다.

2.3.2 황해상 하층 제트의 발달 과정

앞에서 언급한 바와 같이, 동중국해와 황해 상의 하층 제트는 서태평양 고기압과 중국 동부의 기압골 사이에 형성된 강한 기압경도에 기인하고 있다. 여기에서는 이 하층 제트의 발달에 영향을 준 중국 동부 기압골의 발달 원인을 생각해보기로 한다.

중국 동부지역의 기압골(925 hPa 고도장의 골)은 28일 1500 LST 이전부터 존재하고 있었으며(Fig. 9a), 그 이후에도 계속 유지 및 이동하는 것으로 나타났다(Figs. 9b, c). 한편, 925 hPa 고도에서의 기온 분포를 보면, 중국 동부 내륙의 기온이 상대적으로 높게 나타나고 있으며, 동쪽 해상으로 가면서 기온이 낮아지고 있는 것을 볼 수 있다. 이 같은 온도 분포 패턴은 28일 1500 LST와 2100 LST에 계속 나타나고 있으며 중국 동부 내륙의 기온이 높아짐에 따라 상대적으로 대기권 하층의 밀도가 낮아져 기압 하강이 중국 동부 기압골 발달에 기여한 것으로 판단된다(Figs. 10a, b). Hanson and Long (1985)의 연구에서는 중국 동부지역에서의 저기압 발생에 해양과 내륙 간의 동서 온도경도가 중요한 역할을 함을 밝힌 바 있다.

한편, 대류운 발달도 기압골 발달을 가져올 수 있는 요인으로 알려져 있다(예, Aubert, 1957; Danard, 1964). Aubert (1957)의 연구에 따르면 대류계 발달에 따른 응결 잠열 방출은 응결 고도 아래에서 기압하강

을 발생시킴을 보였다. 28일 1533 LST의 강조 적외영상은 상해 서쪽의 기압골 지역에 대류운이 존재하고 있음을 보여주고 있다(Fig. 10c). 뒤 시간에서도 기압골 지역에 대류계 발달이 이어지는 것으로 나타났다(Fig. 10d). 28일 1500 LST-2100 LST의 6시간 동안의 925 hPa 고도 변화에 따르면, 고도 감소 지역이 남서-북동으로 연장된 대류계 발달 지역과 유사하게 나타나는 것으로 분석된다(Fig. 11). 이는 하층 기압골 발달이 대류계 발달로 인한 잠열 방출과 연관되어 있을 수 있음을 암시하는 것이라 하겠다. 중국 동부 기압골의 발달에서 육지와 해양의 차등일사기열 그리고 응결 잠열 방출의 역할은 다음 장에서 수치 실험을 이용하여 더 논의될 것이다.

2.3.3 중규모 기압골의 발달과 대류계 발달의 관계

이 호우 사례에서는 황해 중부에서 발달하는 중규모 기압골이 대류계 발달에 중요한 역할을 한 것으로 판단된다. 이 기압골은 황해상에서 발생한 대류계와 고도장의 상호작용을 통해 발생한 것으로 보인다. 하층 제트스트리크 출구지역에서의 수렴과 대류불안정은 대류운을 유발한다(Fig. 4a에서 화살표로 가리킨 대류운과 Fig. 9b에서 제트스트리크의 북단). 이 대류계들은 중상층 바람을 따라 북동진하면서 한반도 중부 서해안 방향으로 이동해가며 계속 발달하고 그 과정에서 중규모 기압골이 발달하는 것으로 보인다. 기압골의 발생에 따라 수렴대가 선형으로 길게 나타나게 되며, 29일 0300 LST 이후에는 한반도 중부와 북부에 걸친 강한 수렴대가 형성된다(Fig. 9c, d). 이 중규모 기압골은 앞서 언급한 황해상에서 발달하는 대류계가 Figs. 4e-f에서 보인 중규모 대류계로 조직화 되는데 중요한 역할을 하는 것으로 보인다. 이 중규모 대류계들은 주로 29일 0900 LST-1600 LST에 발생한 호우를 가져오는 것으로 나타났다. 중규모 기압골과 대류계의 관계에 대해서는 다음 장의 수치 실험에서 좀 더 자세히 다루도록 하겠다.

2.3.4 연직 단면에서의 순환 구조

본 사례에서 대류계의 발달은 주로 하층의 강제(예, 하층 제트 북단에서의 강한 수렴 등)에 의한 것으로 판단된다. 한편 대류계의 발달은 상층 제트에도 영향을 주어 깊은 대류계의 유지에 도움이 되는 환경을 만들어 낼 수도 있음을 Shin and Lee (2005)의 연구에서도 밝힌 바가 있다. 여기에서는, 본 사례에서 대류계와 연관된 순환구조를 조사하였다.

Figure 12는 300 hPa에서의 바람과 등풍속선(점선) 그리고 500 hPa에서의 상승속도(그늘칠)를 보여 주는 것이다. 28일 2100 LST에 상층 제트스트리크는 상층 기압골로부터 그 풍하측으로 길게 연장되어 있으며

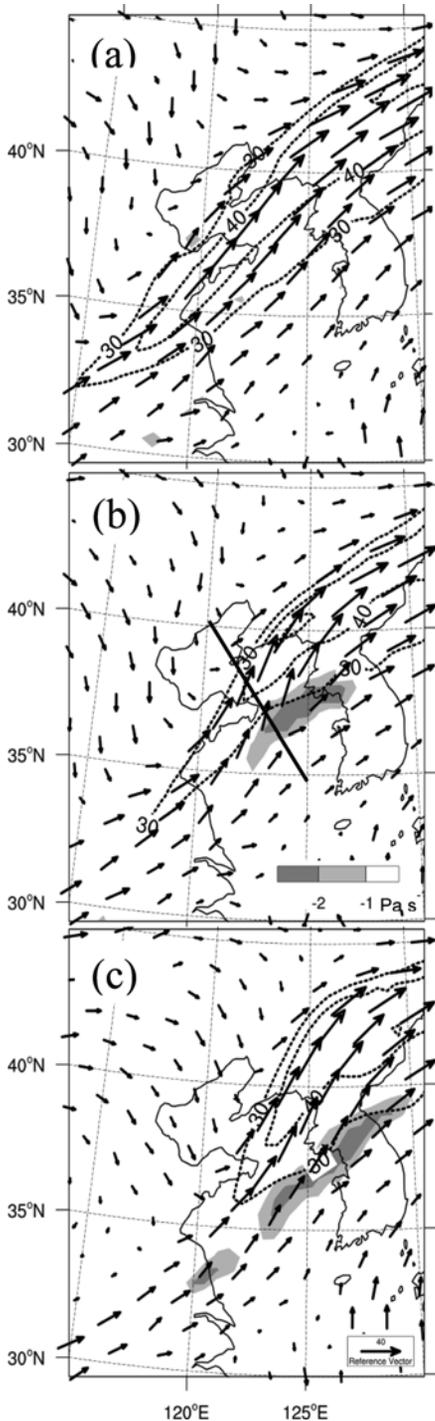


Fig. 12. Wind vector, isotach (dotted line, every 5 m s^{-1}) at 300 hPa and vertical velocity (shaded, Pa s^{-1}) at 500 hPa for (a) 2100 LST 28 and (b) 0300 LST, (c) 0900 LST 29 June 2011. Solid line in (b) indicates the location of the cross sections in Fig. 13.

그 입구가 중국 동부에 위치하고 있다(Fig. 12a). 이 시점 황해 중부에서의 대류계 발생 지점은 상층 제트의 남쪽 가장자리에 위치하고 있으나 그 상공에서 상승 운동은 나타나지 않고 있다. 이는 상층 제트스트리크에 의한 비지균순환이 초기 대류계 발달을 가져오는 원인은 아닐 수 있음을 의미하는 것으로 분석된다. 6시간 후인 29일 0300 LST에는 상층 제트스트리크가 상당한 이동을 보여, 대류계 발달 지역이 상층 제트스트리크의 입구 오른 쪽에 위치하게 된다(Fig. 12b). 대류계 발달 지역 상공에는 비교적 강한 상승 운동이 나타나고 있다.

29일 0300 LST의 대류계 발달 지점을 북서-남동 방향으로 가로지르는 단면에서의 바람과 발산 구조를 Fig. 13에 제시하였다. 이 그림에 따르면 단면도의 남동부에 하층 제트류가 깊게 자리잡고 있고, 그 북서쪽 상공에 상층 제트류가 위치하고 있다(Fig. 13a). 하층 제트의 북측에서는 연직 상승 운동(1 Pa s^{-1} 이상 또는 0.1 m s^{-1} 이상의 연직속도)이 대류권 전체에 걸쳐 깊이 나타나고 있으며, 상층 제트류 북서부 바로 아래(350~600 hPa)에는 하강 운동이 나타나고 있다. 단면도에 나란한 바람 벡터는 대류계 위치의 하층에 강한 수렴 구조를 그리고 그 상층에 강한 발산 구조를 보여주고 있어 대류계에 의한 상승이 상층 제트류 고도까지 잘 이어져 있음을 보여주고 있다(Fig. 13b). 상층 발산 구역의 북서쪽으로는 남동풍 성분이 강하게 나타나 있고 그 북부에서 수렴이 나타나고 있다. Figure 13에 따르면, 대류계 남동쪽 하층의 공기가 강한 하층 제트류에 의해 대류계 발생 지역으로 수송되고, 하층 제트 북단에서의 강한 수렴에 의해 상승하면서 대류계가 발달하는 것으로 분석된다. 그리고 상승기류는 대류권계면 부근까지 상승하여 상층 발산을 일으키고, 상층 발산은 상층 제트스트리크의 강화에 기여할 수 있는 것으로 보인다. 그리고 상층의 순환 모습은 상층 제트스트리크 입구에서의 비지균 순환 구조를 보여주고 있는 것으로 판단된다. 그러나, 상층 제트스트리크 입구의 비지균 순환이 대류계 발달에 영향을 미쳤는지는 분명치 않다.

이 분석에 나타난 결과는 Shin and Lee (2005)의 연구에서 나타난 모습과 비슷한 양상을 보이고 있는데, 그들은 대류계 발생은 하층 강제(예, 하층 제트 북단의 수렴에 의한 상승)가 주도하고, 상층 제트 스트리크는 대류계 발달을 주도하기보다는 발달한 대류계의 유지와 강화에 기여하는 것으로 분석한 바 있다.

2.3.5 북한 지역에서의 기압능 강화와 그 역할

앞에서 언급한 바와 같이 북한 지역에서는 야간에 중규모 고기압과 함께 중규모에서 기압능이 강화되는 모습이 나타났다(Fig. 2b). 북한 지역에서의 이 같은

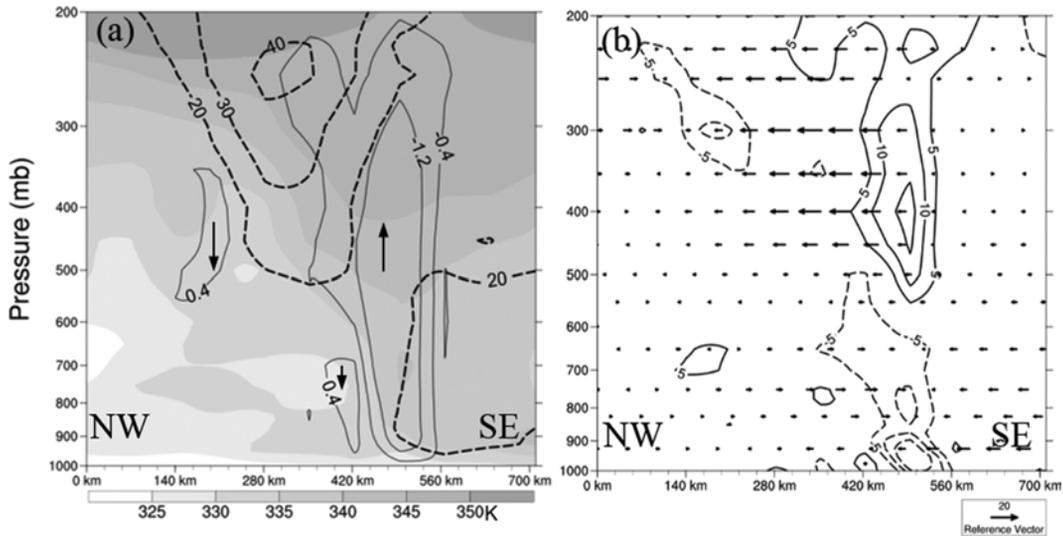


Fig. 13. Vertical cross section along the line shown in Figs. 9c and 12b of (a) equivalent potential temperature (shaded, K), isotach of plane-normal wind speed (dashed line, every 10 m s^{-1}), and vertical velocity (thin solid line, every 0.8 Pa s^{-1}), and (b) plane-parallel wind vector and horizontal divergence (solid and dashed lines indicate positive and negative values, respectively, every $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) for 0300 LST 29 June 2011. Black arrows in (a) indicate the direction of vertical motion.

기압능 강화는 중부지방 호우에 어떤 영향을 미치는지 관심을 끌게 한다. 앞의 그림들에 따르면, 그 영향의 하나는 북한과 중부 내륙에서의 약한 기압경도력과 이로 인한 약한 풍속이라 하겠다(예, Figs. 2b와 9c). 북한 산악 풍상측에서의 기압능 발달과 앞에 언급한 특징들은 Lee et al. (2016)에서도 비슷하게 나타나고 있으며 북한 산악의 효과에 기인한 것으로 분석된 바 있다.

지형성 저지(blocking) 현상에 의한 풍상측에서의 기압능과 풍하측에서의 기압골은 대만, 뉴질랜드, 그리고 유럽에서도 흔히 관측된다(예, Chen and Yu, 1988; Trier et al., 1990; Chen and Hui, 1992; McCauley and Sturman, 1999). 본 사례에서 지형의 저지 현상이 일어나는지 확인하기 위하여 다음의 식을 사용해 태백산맥 풍상측에서의 프루드 수를 계산하였다.

$$F = \frac{U}{Nh} \tag{1}$$

$$N = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial Z} \tag{2}$$

여기서, U 는 지형에 직교하는 성분의 바람이며, N 은 브런트-바이살라 진동수를 나타낸다. g 는 중력가속도이며, θ 는 온위, Z 는 지위고도, 그리고 h 는 지형의 고도를 나타낸다. 태백산맥은 최대 1,708 m(설악산)의 높이의 산을 포함하며, 평균 높이는 약 800 m이다. 하

지만 산맥 내에 계곡부의 존재로 연속적인 산맥을 보이는 고도는 500 m이므로 h 는 500 m로 설정하였다. 대기 안정도와 바람은 925 hPa까지의 관측치 평균 값을 이용하여 계산하였다. 개마고원의 경우 2,000 m를 넘는 산이 많고, 고원의 평균 높이는 1,300 m이다. 개마고원 전체를 연속적으로 나타낼 수 있는 대표 높이는 1,200 m이므로 개마고원의 h 는 1,200 m로 설정하였다. 대기 안정도와 풍속은 850 hPa에서의 평균 값을 이용하였다. 풍속 및 안정도를 구하기 위해 사용한 자료는 산악의 풍상측에서 가장 가까운 지역에 위치한 오산 관측소에서의 고층 관측 자료이다. 계산 결과에 따르면, 29일 0300 LST에서의 프루드 수는 개마고원 기준 0.75, 태백산맥 기준 0.86이었으며, 0900 LST에는 각각 0.47와 0.59를 나타내며 1을 넘지 않았다. 즉, 개마고원 및 태백산맥 지역에서 지형성 저지 현상이 발생 가능성을 알 수 있다. 기압능 강화와 중부 지방 강수량에 미치는 지형 효과는 제 3장 수치 실험을 통해 정량적으로 조사되었다.

3. 수치 실험을 이용한 호우 발생 요인 조사

3.1 수치 실험 설계

관측 자료에 근거하여 설명한 호우 발생 요인 중 지형의 효과와 응결 잠열의 영향, 그리고 지표의 차등일사각열에 따른 하층 제트 발달을 확인하기 위하여 CTRL 실험(control experiment, CTRL)과 민감도 수치

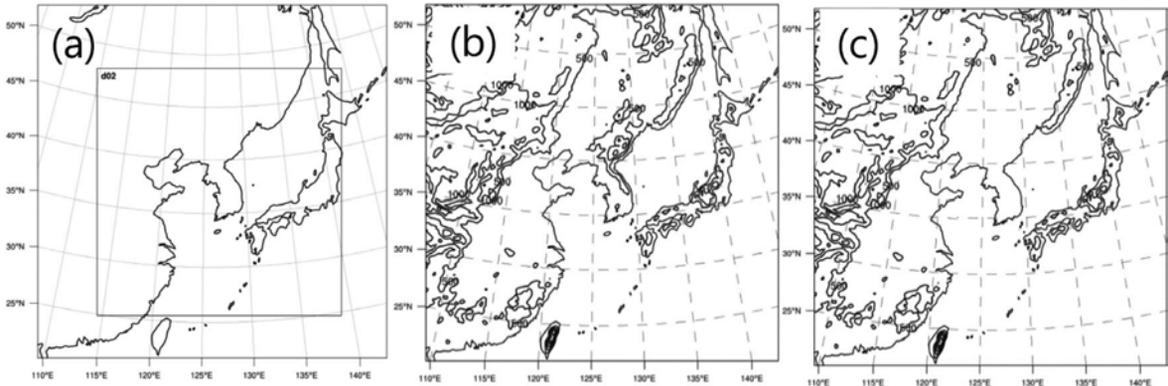


Fig. 14. (a) Model domains, and topography (solid line, every 500 m) used for (b) CTRL, wkSUN, and DRY simulations and (c) FLAT simulation.

Table 2. Summary of the numerical experiments.

Date	CTRL	FLAT	wkSUN	DRY	
Model/Initial data	WRF-ARW V.3.6.1/NCEP CFSR (0.5° × 0.5°, 6-hourly)				
Run time	from 0300 LST 28 to 0300 LST 30 June 2011 (48 hr)				
Horizontal grid spacing/ time step	D01: 18 km (200 × 200)/45 s, D02: 6 km (420 × 420)/15 s				
Vertical level	38 layers (~50 hPa)				
Grid nesting	Two-way nesting				
Land surface model	Unified Noah Land Surface Model				
Radiation scheme	LW: RRTM/SW: Dudhia				
Topography	Korean Peninsula is flat at sea level				
Physics	MP	Thompson	Thompson	Thompson	No MP
	CP	Kain-Fritsch (only on D01)	Kain-Fritsch (only on D01)	Kain-Fritsch (only on D01)	No CP
	PBL	YSU PBL	YSU PBL	YSU PBL	YSU PBL
	Solar constant	1360 W m ⁻²	1360 W m ⁻²	10 W m ⁻²	1360 W m ⁻²

실험을 실행했다. 본 연구에서 사용된 수치 모형은 NCAR (National Center for Atmospheric Research)에서 제공하는 Advanced Weather Research and Forecasting Model (WRF-ARW; Skamarock et al., 2008) version 3.6.1이다.

수치 실험은 18 km 격자를 갖는 영역 1 (D01)과 6 km의 격자를 갖는 영역 2 (D02)로 총 2개의 영역을 양방 내포화 방법(two-way nesting)을 사용하여 구성하였다(Fig. 14a). 수치 실험 설계는 Table 2에 제시하였다. 적운 모수화는 Kain-Fritsch 방법(Kain and Fritsch, 1990, 1993; Kain, 2004)을 사용하였고, 영역 1에서만

작동하도록 하였다(영역 2에서는 적운모수화를 사용하지 않았다). 미세물리 모수화는 Thompson 방법(Thompson et al., 2008), 경계층 모수화는 YSU PBL 방법(Hong and Lim, 2006), 장파 복사에 대해서는 RRTM 방법(Mlawer et al., 1997) 그리고 단파 복사에 대해서는 Dudhia 방법(Dudhia, 1989)을 사용하였다. 지면 모수화는 Unified Noah Land Surface Model(Tewari et al., 2004)을 사용하였다.

한반도 지형의 영향을 알아보기 위해 지형 민감도 실험(FLAT 실험)을 수행하였다. FLAT 실험에서는 한반도와 개마고원을 포함하는 영역인 33°N부터 45°N,

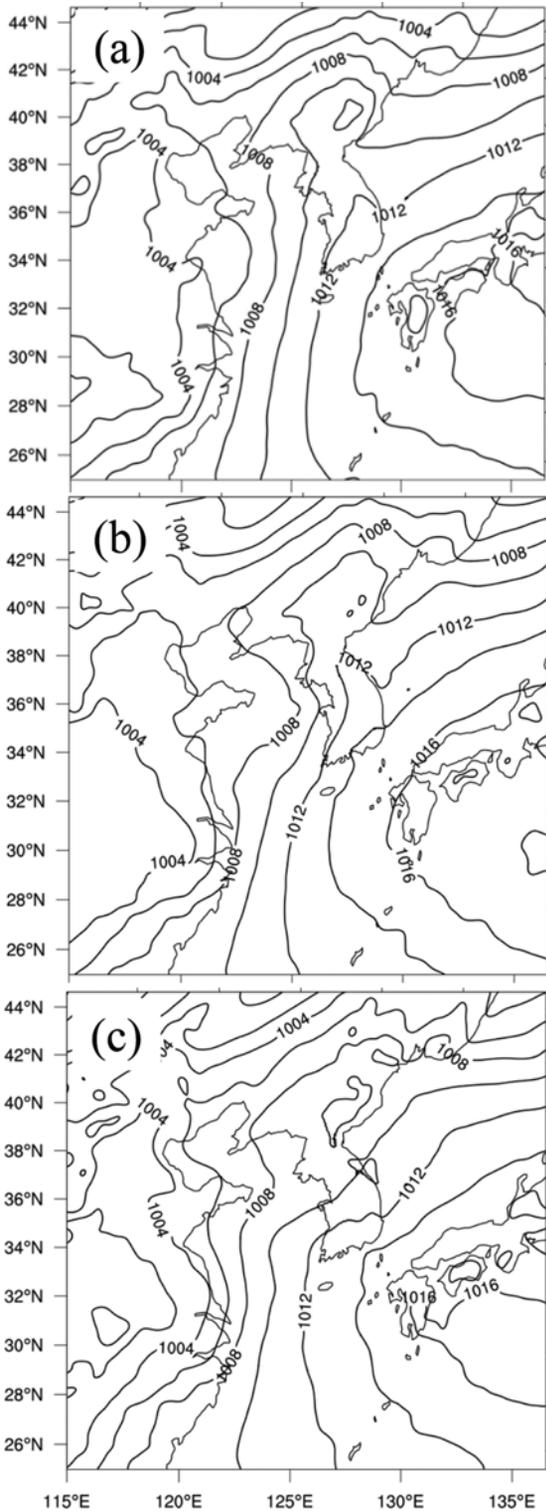


Fig. 15. Simulated sea-level pressure (hPa) for (a) 0300 LST, (b) 0900 LST, and (c) 1500 LST 29 June 2011.

123°E부터 132°E 영역 내의 지형 고도를 해수면의 고도와 같게 만들어 실험을 수행하였다(Fig. 14c). 하층 제트의 발생 및 강화가 중국 동부지역에서의 해양과 내륙 간의 차등일사각열에 의해 발생 및 강화되는지 확인하기 위하여 태양상수를 10 W m^{-2} 로 가정한 실험(wkSUN)을 실행하였다. 이때 태양상수 값을 줄인 이유는 태양에 의한 단파 복사의 영향을 제하여 내륙의 일사각열 영향을 줄이기 위함이다. 중국 동부지역에서 발견되는 중규모 기압골의 발생 및 강화가 대류계에 의한 응결 과정의 영향을 받았는지 확인하기 위하여 CTRL 실험에서 미세 물리과정과 적은 모수화 과정을 사용하지 않도록 한 실험(DRY 실험) 수행하였다.

모형의 초기 및 경계 입력 자료는 중규모 환경 분석에 사용하였던 CFSR 자료를 사용하였다. 적분 기간은 2011년 6월 28일 0300 LST부터 2011년 6월 30일 0300 LST로 총 48시간이며 24시간이 선회증가 시간(spin-up time)으로 사용되었다.

3.2 수치모사 결과의 검증

CTRL 실험에 의해 재현된 한반도와 그 부근에서의 해면기압 분포를 Fig. 15에 보였다. 한반도를 덮고 있는 기압능이 재분석결과 유사하게 재현되었고, 특히, 29일 0300 LST에 북한 지역에 강화된 기압능과 중규모 고기압이 관측된 그것들과 비슷하게 재현되었는데, 중규모 고기압의 중심 기압은 실제보다 1에서 2 hPa 정도 높게 모의된 것으로 나타났다(Figs. 15a와 2b). 사례 기간 동안 한반도를 덮고 있는 기압능의 유지 또한 유사하게 재현된 것으로 보인다. 0300 LST의 경우, 황해 서부(산동반도 남쪽)의 중규모 기압골은 관측과 비슷하게 모사되었으나 한반도 중부 서해안 가까운 중규모 기압골은 적절히 모의 되지 못하였다(Figs. 15a와 2b). 이는 호우 발달에 중요한 역할을 하는 중규모 기압골과 그에 동반된 대류계가 호우 초기에 관측보다 남쪽에 모의되었기 때문인 것으로 보인다(Figs. 16a, b). 29일 0900 LST와 1500 LST의 경우는 중규모 기압골이 관측과 유사한 위치에서 모사되었다.

수치 모사된 3-h 강수량을 관측치와 비교하여 보았다(Fig. 16). 호우 기간의 첫 3시간인 29일 0300 LST-0600 LST의 관측된 3-h 강수량은 경기 북부에서 60 mm 이상 되는 강수량이 관측되었으나, 수치모사는 같은 지점에서 현저히 적은 양이 모사되었다(Figs. 16a, b). 이는 이 기간 동안 수치모사된 주 강수대의 위치가 관측보다 남동쪽에서 나타났기 때문인 것으로 보인다. 이는 초기의 기압골 발달과 대류계 발달이 적절히 모사되지 못하였기 때문인 것으로 생각된다. 그러나 0600 LST 이후에는 강수대의 위치와 강수량이 관측과 비슷하게 모사되는 것을 볼 수 있다. 12시간

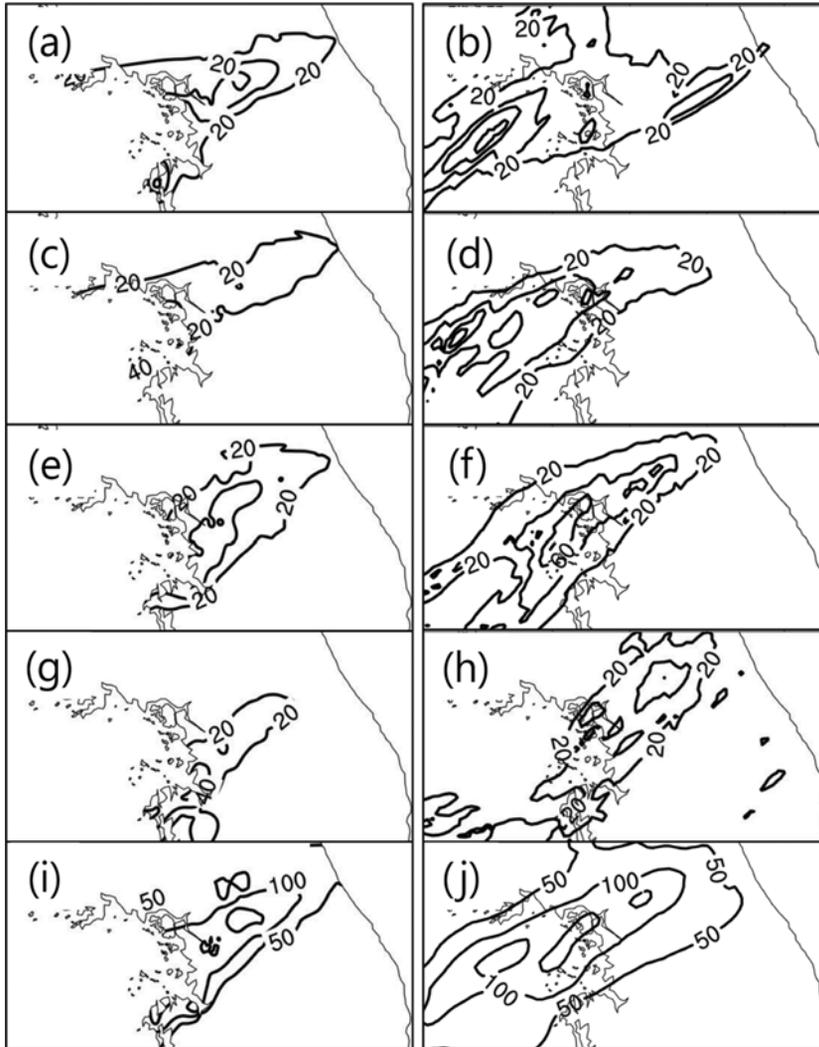


Fig. 16. Observed [left panels, from Automatic Weather Station (AWS)] and simulated (right panels) 3-h rainfall amount (mm, every 20 mm) for (a, b) 0300-0600 LST, (c, d) 0600-0900 LST, (e, f) 0900-1200 LST, and (g, h) 1200-1500 LST 29 June 2011. 12-h rainfall amount (mm, every 50 mm) for (i, j) 0300-1500 LST 29 June 2011.

동안(29일 0300 LST-1500 LST)의 누적 강수량은 강수량의 공간 분포와 최대 강수량 발생 위치가 관측과 비슷하게 묘사되었으며, 서울-경기지역의 최대 강수량은 190 mm 이상으로 관측되었으나 CTRL 실험에서는 같은 지역에서 최대 169 mm의 강수량이 묘사된 것으로 나타났다(Figs. 16i, j). 해면기압과 강수량 수치 묘사 결과에 따르면, 수치모형은 호우 초기를 제외하곤 관측을 성공적으로 묘사한 것으로 평가 된다.

3.3 민감도 실험

호우 발생에 중요한 역할을 하는 동중국해와 황해

로 이어지는 하층 제트의 발달 원인과 중부 지방 호우에 대한 한반도 지형의 효과를 알아보기 위해 민감도 실험 결과를 분석하였다.

3.3.1 중부 지방 호우에 대한 한반도 지형의 영향

본 사례에서 한반도 지형이 중부 지방 호우에 미치는 영향을 파악하기 위해 한반도를 평지로 가정한 FLAT 실험의 결과를 CTRL 실험 결과와 비교하였다. FLAT 실험에서 얻어진 29일 0300 LST와 0900 LST의 해면기압 분포를 Fig. 17에 제시하였다. 평지를 가정함으로써 두 시각 모두에서 북한 지역에 나타나는 중

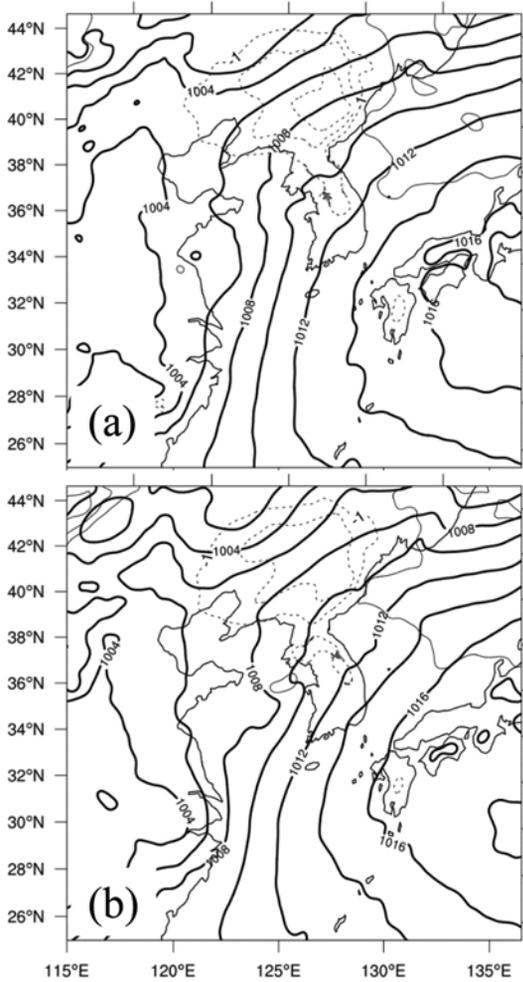


Fig. 17. Simulated sea-level pressure (thick solid line, hPa) from the FLAT simulation, and the difference of sea-level pressure between FLAT and CTRL simulation (thin solid and dashed lines for positive and negative differences, respectively) for (a) 0300 LST and (b) 0900 LST 29 June 2011.

규모의 기압능과 고기압이 사라졌으며, 대신 완만한 중규모의 기압능이 모사되었다. FLAT과 CTRL 실험에서 얻어진 해면기압의 차이($P_{\text{FLAT}} - P_{\text{CTRL}}$, Fig. 17의 얇은 실선과 점선)에 따르면, 해면기압 분포에 대한 북한 지형의 영향이 뚜렷하게 나타난다. 북한지역 대부분과 서쪽에서 음의 기압차 그리고 동쪽에선 양의 기압 차가 나타났다. 음의 기압 차는 북한 지역 산악에 의한 저지 효과로 분석되며, 지형 효과로 인해 북한 지역에 중규모 기압능과 고기압이 강화된 것으로 판단된다. 중부지방의 태백산맥 서쪽에서도 최대 2 hPa 이상의 음의 기압 차가 나타나고 있어 태백산맥의 저지 효과도 존재하고 있음을 알 수 있다. 즉,

북한 산악은 물론 태백산맥도 저지 효과를 통해 기상장에 영향을 미치고 있는 것이다.

앞서 중규모 대기 순환 구조와 대류계 발달의 관계를 설명하며(2.3.5항) 사용한 방법과 동일하게 프루드수를 계산하였다. 수치 실험에서는 개마고원과 태백산맥의 풍상측에 해당하는 영역에 대한 평균 풍속, 대기안정도, 그리고 태백산맥에 해당하는 값($h = 500 \text{ m}$, $u = \bar{u}_{925-1000 \text{ hPa}}$, $N = \bar{N}_{925-1000 \text{ hPa}}$)과 개마고원에 해당하는 값($h = 1,200 \text{ m}$, $u = \bar{u}_{850-1000 \text{ hPa}}$, $N = \bar{N}_{850-1000 \text{ hPa}}$)을 이용하여 계산하였다. 그 결과, 29일 0300 LST에서의 프루드수는 태백산맥 기준, 0.62 개마고원 기준 0.56이었으며, 0900 LST에는 각각 0.59와 0.47으로 1을 넘지 않으며 지형 효과가 있었음을 암시한다.

Figures 18a와 b는 29일 0600 LST와 1800 LST의 CTRL 실험으로부터 모사된 925 hPa 고도(실선)와 바람의 분포를, 그리고 FLAT 실험과 CTRL 실험으로부터 얻어진 925 hPa 발산의 차이(그늘칠)를 보여주는 것이며, Figs. 18c와 d는 FLAT 실험으로부터 모사된 925 hPa 고도와 바람의 분포를 나타내는 그림이다. 0600 LST의 CTRL 실험에서 북한 서부 지역의 925 hPa 등고도선은 북쪽으로 배열되고 중부와 북한 내륙에서는 고도경도가 매우 약하게 나타나는 특징을 보여주고 있다. 결과적으로, 황해상의 강한 남서류 하층 제트가 중부 황해상과 해안 지역에서 급격한 풍속 감소를 보이고 있다(Fig. 18a). 이 약한 고도경도는 태백산맥과 북한 산악 지형의 저지 효과에 기인한 것으로 해석된다. 중부 황해상과 서해안에서 뚜렷이 나타나는 두 실험 간의 발산 차이도 이러한 지형 효과의 영향을 일부 받은 것으로 판단된다. 1200 LST의 경우는 중규모 대류계와 기압계의 상호작용으로 인해 중규모 기압골 풍상측에서의 고도경도가 강화되며 등고선과 풍속의 공간 변화가 커지지만 여전히 중부지방 서부에서 두 실험 간의 수렴 차이가 강하게 나타나고 있다(Fig. 18b). 반면, FLAT 실험에서는 중규모 기압골의 위치에서 CTRL 실험보다 풍속의 감소가 크지 않음을 확인할 수 있다(Figs. 18c, d).

지형 효과는 강수량에도 영향을 미친다. FLAT 실험에서 얻어진 중부 내륙에서의 12-h 누적 강수량은 Fig. 19a에 보인 바와 같이, 같은 기간의 CTRL 강수량(Fig. 16j)에 비해 현저히 작은 것으로 나타났다. 두 실험 간의 차이에 따르면, 중부 내륙에 걸쳐 FLAT 실험의 12-h 강수량이 CTRL 실험의 결과에 비해 50 mm 이상 적은 것으로 나타났다(Fig. 19b). 이는 한반도의 지형 효과가 중부 황해상과 내륙에서 상당한 양의 강수량 증가를 가져 왔음을 보여주는 것이라 하겠다. 지형 효과에 따른 한반도 내륙에서의 기압능 강화는 지형의 풍상측에 위치한 중규모 기압골의 강화와 연관되며, 바람의 공간변화에 기여하여 수렴을 강화시킨다. 이러

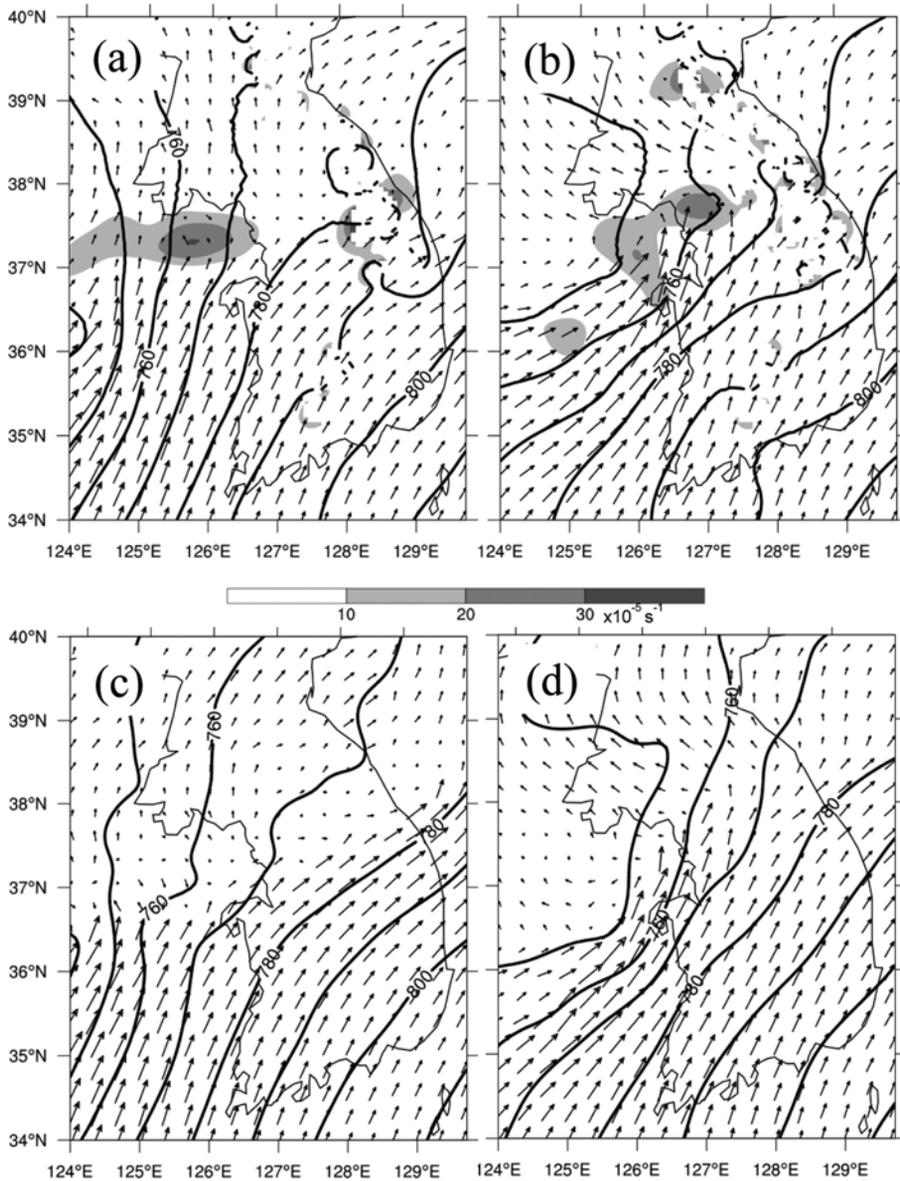


Fig. 18. 925 hPa geopotential height (solid line, m) and wind vector for 0600 LST (left panels) and 1200 LST (right panels) 29 June 2011 from (a, b) CTRL and (c, d) FLAT simulations. The shadings in (a) and (b) indicate the difference of 925 hPa divergence (10^{-5} s^{-1}) between FLAT and CTRL simulations.

한 수렴의 증가는 중규모 대류계의 발달에 기여하며 강수량 증가에 영향을 준다. 북한 지형을 포함한 한반도 지형이 사례에 따라서는 중부지방 호우 발생에서 중요한 역할을 할 수 있음을 보여주는 것으로 판단된다.

3.3.2 하층 제트의 발달에 대한 비단열 가열 효과

동중국해와 황해상에 발달하는 하층 제트의 강화원인을 설명하기 위하여 두 가지 민감도 실험을 진행하

였다. 하나는 중국 동부 내륙 지역과 해양(황해와 동중국해)의 차등일사각열로 인한 영향을 보기 위하여 태양상수를 10 W m^{-2} 로 줄인 실험(wkSUN)을 수행하였다. 다른 하나는 대류계에 의한 응결 잠열 방출이 주는 영향을 확인하기 위하여 구름물리과정을 제거한 실험(DRY)을 진행하였다. Figure 20은 28일 2100 LST의 CTRL, wkSUN 그리고 DRY 실험에서 얻어진 925 hPa에서의 고도, 기온, 바람 벡터, 풍속을 나타낸 것

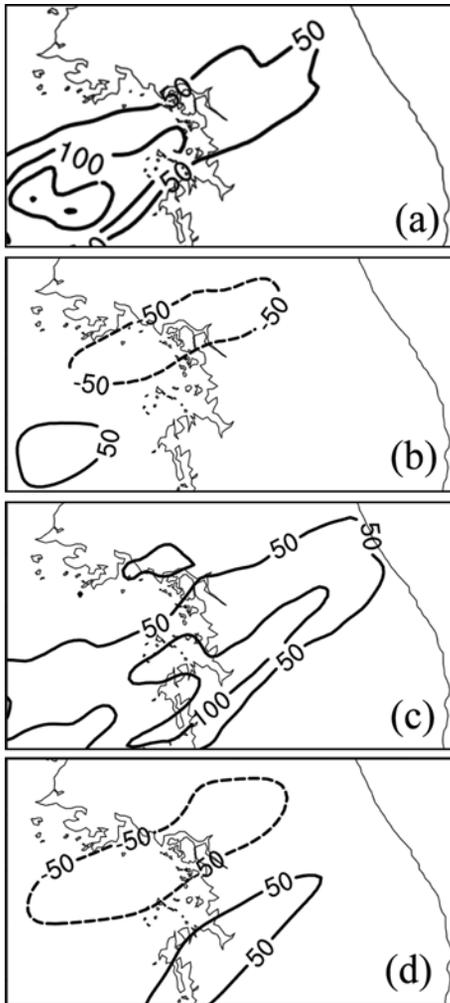


Fig. 19. Simulated 12-h rainfall amount (mm) for 0300-1500 LST 29 June 2011 from (a) FLAT and (c) wkSUN simulations. And the difference of the 12-h rainfall amount between (b) FLAT and CTRL simulations and (d) wkSUN and CTRL simulations. Solid and dashed lines indicate positive and negative values, respectively.

이다. 상해를 포함한 중국 동부에서의 기압골 발달에 실험 간에 차이가 나타나고 있음을 알 수 있다: wkSUN과 DRY 실험 모두에서 상해 부근의 925 hPa 고도가 CTRL에 비해 높게 나타났으며, 기압골의 발달이 CTRL에 비해 약한 것으로 나타났다. 그 결과로 wkSUN과 DRY 실험에서 동중국해 상의 925 hPa 고도경도가 CTRL에 비해 약하였다. 이 때문에, wkSUN 실험에서 동중국해 하층 제트의 영역과 강도는 CTRL에 비해 현저히 줄어들었고, DRY 실험에서도 wkSUN 실험에서 보다는 덜하지만 비슷한 감소 경향을 보였다.

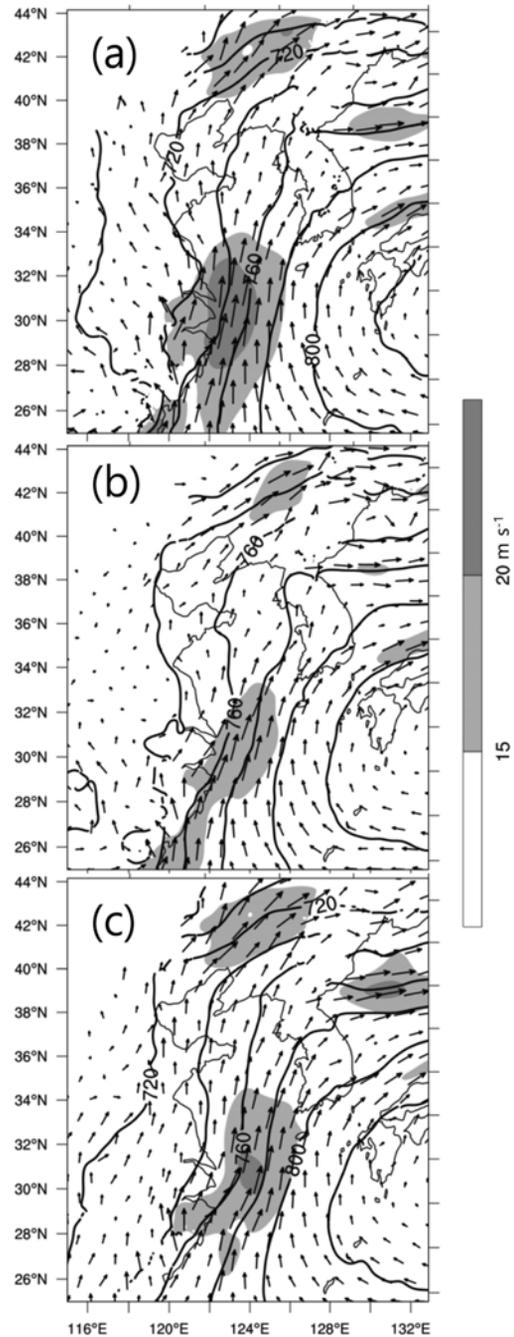


Fig. 20. Simulated geopotential height (solid line, m), wind vectors, and wind speed (shaded, $m s^{-1}$) at 925 hPa for 2100 LST 28 June 2011: (a) CTRL, (b) wkSUN, and (c) DRY simulations.

위의 결과를 설명하기 위하여, 민감도 실험과 CTRL 실험 간의 925 hPa 고도와 기온 차이를 Fig. 21에 보

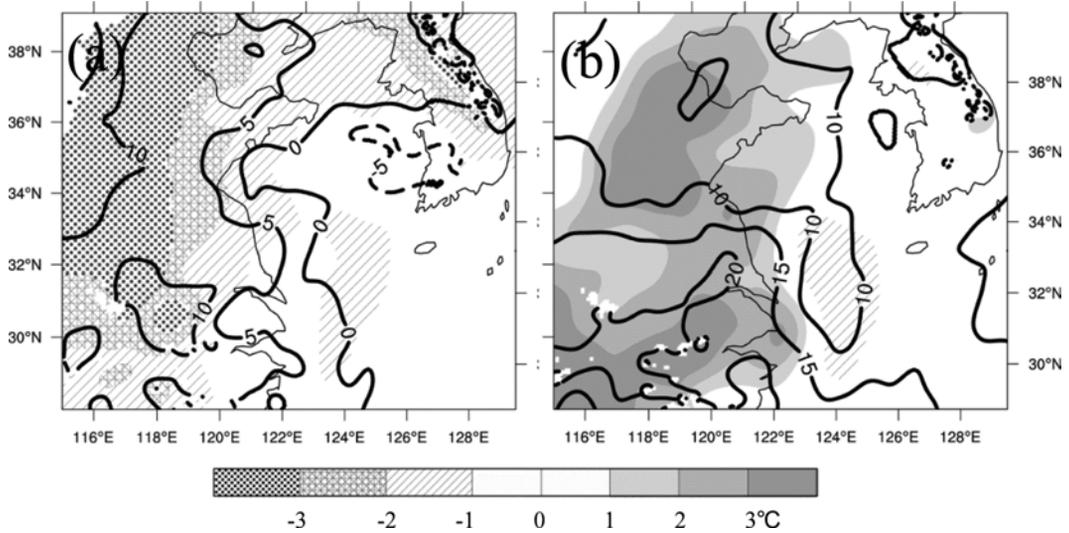


Fig. 21. Difference of geopotential height (solid and dashed lines indicate positive and negative values, respectively, m) and temperature (shaded, °C) at 925 hPa between (a) wkSUN - CTRL and (b) DRY - CTRL simulations for 2100 LST 28 June 2011.

였다. wkSUN 실험과 CTRL 실험 간의 기온 차이에 따르면, wkSUN 실험의 925 hPa 기온이 중국 내륙 상공에서 CTRL보다 3°C 이상 낮았다(Fig. 21a). 두 실험 간의 925 hPa 고도 차이는 육지 대부분에서 양의 차이를 보였고, 중국 내륙에서는 wkSUN의 925 hPa 고도가 CTRL 실험보다 10 m 이상 높았다. 따라서 지표의 차등일사기열은 육지와 해상 간의 925 hPa 고도와 온도경도를 증폭시킨 것으로 나타났다.

한편, DRY와 CTRL 실험 결과의 925 hPa 기온 차이 ($T_{DRY} - T_{CTRL}$)는 상대적으로 대류계 발달이 많은 지역에선 양의 값을 보여, DRY 실험에서의 925 hPa 기온이 CTRL 실험 결과 보다 높은 경향을 보였다(Fig. 21b). 이는 주로 CTRL 실험의 강수 지역 하층에 강수의 증발에 따른 냉각이 DRY 실험에서는 나타나지 못하기 때문인 것으로 분석된다. DRY와 CTRL 실험 결과의 차이를 중국 동부 대류계 발달 지역 일부에 대해 평균하여 연직분포를 분석한 결과, 기온 차이 ($T_{DRY} - T_{CTRL}$)의 경우 약 850 hPa 위에서는 음의 값을, 그리고 그 아래 기층에선 양의 값을 보였다. 한편, 등압면 지위고도 차이 ($Z_{P(DRY)} - Z_{P(CTRL)}$)는 약 400 hPa 고도 위와 아래에서 각각 음의 값과 양의 값을 보였다(보이지 않음). 다시 말해, 대류계 발달에 따른 응결 감열 방출은 상층의 등압면 고도 증가를 그리고 하층의 등압면 고도 감소를 가져온 것으로 나타났다.

앞에 제시된 결과(Figs. 20과 21)에 따르면, 동중국해와 황해상에서 나타나는 하층 제트의 발달에는 상해를 포함한 중국 동부에서의 기압골 발달이 중요한 것으로 분석되었으며, 지표의 차등일사기열과 응결 잠

열 방출 모두가 이 기압골 발달에 기여한 것으로 나타났다.

한편, 하층 제트의 영역과 강도에 따라 수치모사된 강수량과 공간 분포도 달라지는 것으로 보인다. 하층 제트의 영역이 상대적으로 좁고 강도가 약했던 wkSUN 실험에서 얻어진 12-h 최대 누적 강수량은 153 mm로 최대 누적 강수량이 169 mm이었던 CTRL 실험에 비해 9.5% 감소하였으며, 강수대가 더 남쪽에 위치하였다(Figs. 16j와 19c, d). 따라서 이번 사례에서 하층 제트의 발달이 한반도 중부지역까지 온난 습윤한 공기가 지속적으로 유입됨이 강한 강수가 지속되는데 일부 영향을 주었음을 확인할 수 있었다. 인위적으로 작게 한 태양 상수 값은 전체 모델 영역에 적용되기 때문에, 이 민감도 실험의 결과는 중국 동부 지역뿐만 아니라 전체 영역에서 그 영향을 포함하게 된다. 예를 들어, 지표 가열이 거의 없게 됨으로 육지에서의 대기 불안정도와 대류계 발달이 감소할 수 있다.

4. 결 론

이 연구에서는 2011년 6월 29일 서울 및 경기지역에서 발생한 집중호우 사례의 발생 과정과 원인을 밝히기 위하여 관측 자료의 분석과 수치 실험을 수행하였다. 이 호우 사례에서는, 2011년 6월 29일 0300 LST부터 1500 LST까지의 12시간 동안, 경기도와 강원도를 포함한 중부지방에서 100 mm가 넘는 강수가 있었고, 서울과 경기 북부에서는 150 mm가 넘는 강수가 발생하였다. 이 사례의 특징은 서태평양 고기압으로

부터 북서쪽으로 연장되어 발달한 중규모 기압능이 한반도를 포함한 동아시아를 덮고 있는 상황에서 발달한 것으로, 어떤 과정을 통해 대류계가 발달할 수 있었는지가 흥미로운 점이라 하겠다.

관측 자료의 분석에 따르면 이 사례에서의 중부 지방 호우는 황해 상에서 발생하는 대류계가 북동진하여 중부지방 서해안과 내륙을 지나면서 발생하였다. 레이다 영상에 따르면, 호우 기간 중 전기(29일 0300 LST-0800 LST)에는 황해상으로부터 북동진하면서 더 큰 규모로 조직화되지 않은 채 내륙을 통과하는 다수의 대류계가 강수를 가져오는 것으로 나타났고, 후기(0800 LST-1500 LST)에는 황해 중부의 조직화된 중규모 대류계가 중부 서해안으로 이동하면서 스콜선 유형의 중규모 대류계로 발달하였고 이 스콜선이 서해안과 내륙을 통과하면서 호우를 가져왔다. 황해 중부에서의 대류계 조직화는 0600 LST 이후부터 하층 제트 북단에 위치한 중규모 기압골과 수렴 지역에서 나타났다.

황해 중부와 서해안에서 대류계가 발생하는 데는 1) 동중국해와 황해로 이어지는 해상에서의 강한 하층 제트 발달, 2) 하층 제트 북단에서의 중규모 기압골과 중규모 수렴 구역 발달, 그리고 3) 한반도 산악의 지형 효과 등이 중요한 역할을 한 것으로 분석되었다. 이 연구에 따르면, 해상에서의 하층 제트 발달은 중국 동부에서의 기압골이 발달하면서 이 기압골과 서태평양 고기압 사이에 발달한 강한 기압경도에 기인하였다. 그리고 하층 제트 스트리크가 중규모 기압골이 위치하는 황해 중부 지역까지 이동하여 중규모 수렴 구역이 형성됨으로써 하층 제트에 의해 수송되는 많은 양의 습한 공기가 지속적으로 상승하여 호우 발생이 가능하였던 것으로 분석되었다. 한편 북한 지역의 강화된 기압능도 북한 지역 서해안과 중부 내륙의 바람에 영향을 미침으로써 중부 지역의 중규모 수렴 강화에 기여했을 가능성이 있는 것으로 추정되었다.

수치 실험 결과에 따르면, 동중국해와 황해에서 하층 제트 강화를 가져온 중국 동부에서의 기압골 발달에는 지표의 차등일사각열과 응결 잠열 방출 모두가 중요한 역할을 한 것으로 나타났다. 서태평양 고기압은 정체하는 모습을 보이며, 중국 동부 지역 기압골의 영향과 맞물려 하층 제트 발달에 필수적인 환경을 제공한 것으로 분석된다. 한편, 북한지역에 나타나는 중규모 고기압과 강화된 기압능은 북한 지역 산악에 의한 저지 효과에 기인한 것으로 수치 실험 결과의 분석에서 드러났으며, 태백산맥도 저지 효과를 통해 중부 지방 기상장에 영향을 미치고 있는 것으로 나타났다. 이러한 한반도 지형의 효과로 인해 관측에서와 같이 북한 내륙 서부와 중부 내륙에서 하층 고도경도와 바람이 매우 약하게 나타났으며, 이 때문에 강한 하층 제트가 중부 서해안 지역에서 급격한 풍속 감소

를 보이게 되는 것으로 판단된다. 아울러 수치 실험 결과는 한반도 산악의 효과가 중부 지방의 서해안과 내륙에서 강수량 증가를 가져왔음을 보여주었다.

이 사례는 중규모 기압능이 한반도를 포함한 동아시아를 덮고 있는 상황에서 발달한 것으로, 호우 예보가 상대적으로 어려운 경우의 하나로 분석되며, 특히, 중규모 기압골에 동반된 구름무리 호우(Shin and Lee, 2015)의 한 예로 보여져 구름무리에 의한 호우 예보에도 도움이 되는 지식이 일부 얻어진 것으로 생각된다. 다만, 한 사례에 대한 것이기 때문에 본 결론의 일반성은 더 많은 연구를 통해 확인되어야 할 것으로 생각된다.

감사의 글

본 연구는 기상청 기상기술개발사업(KMIPA 2015-5080)의 일환으로 수행되었습니다. 그리고 저자들은 귀한 의견과 제안을 주신 익명의 심사위원들께 깊은 감사를 표합니다.

REFERENCES

- Aubert, E. J., 1957: On the release of latent heat as a factor in large-scale atmospheric motions. *J. Meteor.*, **14**, 527-542.
- Chen, G. T. J., and C. C. Yu, 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 884-891.
- Chen, Y.-L., and N. B.-F. Hui, 1992: Analysis of a relatively dry front during the Taiwan area mesoscale experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2442-2468.
- Choi, J.-Y., K.-C. Shin, and C.-S. Ryu, 2011: A study on the heavy rainfall cases associated with low level jet inflow along the Changma front. *J. Chosun Nat. Sci.*, **4**, 44-57 (in Korean with English abstract).
- Danard, M. B., 1964: On the influence of released latent heat on cyclone development. *J. Appl. Meteorol.*, **3**, 27-371.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.
- Hanson, H. P., and B. Long, 1985: Climatology of cyclogenesis over the East China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 697-707.
- Hong, S.-Y., and J.-O. J. Lim, 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, **42**, 129-151.
- Hwang, S.-O., and D.-K. Lee, 1993: A study on the rela-

- tionship between heavy rainfalls and associated low-level jets in the Korean Peninsula. *J. Korean Meteor. Soc.*, **29**, 133-146 (in Korean).
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *J. Appl. Meteorol.*, **43**, 170-181.
- _____, and J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784-2802.
- _____, and _____, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. In K. A. Emanuel et al. Eds., *The representation of cumulus convection in numerical models*. American Meteorological Society, 165-170.
- Kim, D.-K., and H.-Y. Chun, 2000: A numerical study of the orographic effects associated with a heavy rainfall event. *J. Korean Meteor. Soc.*, **36**, 441-454 (in Korean).
- Kim, H. W., and D. K. Lee, 2006: An observational study of mesoscale convective systems with heavy rainfall over the Korean Peninsula. *Wea. Forecasting*, **21**, 125-148.
- Kim, S. S., C. H. Joung, and S. U. Park, 1983: The characteristic structural differences of the rainy front (Changma front) between the wet and dry seasons. *J. Korean Meteor. Soc.*, **19**, 59-71 (in Korean).
- Lee, D.-K., and S.-Y. Hong, 1989: Numerical experiments of the heavy rainfall event occurred over Korea during 1-3 September 1984. *J. Korean Meteor. Soc.*, **25**, 233-260 (in Korean).
- Lee, J.-W., and S.-Y. Hong, 2006: A numerical simulation study of orographic effects for a heavy rainfall event over Korea using the WRF model. *J. Korean Meteor. Soc.*, **16**, 319-332 (in Korean).
- Lee, J.-Y., W. Kim, and T.-Y. Lee, in press: Physical and dynamic factors that drove the heavy rainfall event over the middle Korean Peninsula on 26-27 July 2011. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*
- Lee, K.-O., H. Uyeda, and D.-I. Lee, 2014: Effect of an isolated elliptical terrain (Jeju Island) on rainfall enhancement in a moist environment. *Tellus*, **66**, 20484.
- Lim, E.-H., and T.-Y. Lee, 1994: Two-dimensional numerical study of the terrain effects on the development of cloud and precipitation for the middle part of Korea. *J. Korean Meteor. Soc.*, **30**, 565-582 (in Korean).
- Maddox, R. A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1475-1493.
- Matsumoto, S., S. Yoshizumi, and M. Takeuchi, 1970: On the structure of the "Baiu Front" and the associated intermediate-scale disturbances in the lower atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 479-491.
- McCauley, M. P., and A. P. Sturman, 1999: A study of orographic blocking and barrier wind development upstream of the Southern Alps, New Zealand. *Meteor. Atmos. Phys.*, **70**, 121-131.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16663-16682.
- Park, C. H., H. W. Lee, and W.-S. Jung, 2003: The effects of low-level jet and topography on heavy rainfall near Mt. Jirisan. *J. Korean Meteor. Soc.*, **39**, 441-458 (in Korean).
- Seo, K.-H., and D.-K. Lee, 1996: Analysis and simulation of orographic rain in the middle part of the Korean Peninsula. *J. Korean Meteor. Soc.*, **32**, 511-533 (in Korean).
- Shin, C.-S., and T.-Y. Lee, 2005: Development mechanisms for the heavy rainfalls of 6-7 August 2002 over the middle of the Korean Peninsula. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 683-709.
- Shin, U., and T.-Y. Lee, 2015: Origin, evolution and structure of meso- α -scale lows associated with cloud clusters and heavy rainfall over the Korean Peninsula. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **51**, 259-274.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A description of the advanced research WRF version 3, NCAR Tech. Note TN-475 STR, *Natl. Cent. Atmos. Res.*, 113 pp.
- Tewari, M., F. Chen, W. Wang, J. Dudhia, M. A. LeMone, K. Mitchell, M. Ek, G. Gayno, J. Wegiel, and R. H. Cuenca, 2004: Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model. In *20th Conference on weather analysis and forecasting/16th Conference on numerical weather prediction*, 11-15.
- Thompson, G., P. R. Field, R. M. Rasmussen, and W. D. Hall, 2008: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5095-5115.
- Trier, S. B., D. B. Parsons, and T. J. Matejka, 1990: Observations of a subtropical cold front in a region of complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2449-2470.