creative commons

COMMONS DEED

저작자표시-비영리-동일조건변경허락 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.
- 이차적 저작물을 작성할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:

저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.

비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.

동일조건변경허락. 귀하가 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공했을 경우에는, 이 저작물과 동일한 이용허락조건하에서만 배포할 수 있습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 이용허락규약(Legal Code)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

Disclaimer

dCollection

[UCI]I804:24011-200000233237

2006년 2월 석사학위논문 충청지방 호우의 종관적 특성 金 炳 圭

2006년 2월
석사학위논문

충청지방 호우의 종관적 특성

조 선 대 학 교 대 학 원

대 기 과 학 과

金 炳 圭

충청지방 호우의 종관적 특성

The Synoptic Characteristics of the Heavy Rain
in Chungchong Region

*2006*년 *2* 월 일

조 선 대 학 교 대 학 원

대 기 과 학 과

金 炳 圭

충청지방 호우의 종관적 특성

지도교수 류 찬 수

이 논문을 이학석사학위신청 논문으로 제출함.

*2005*년 *10* 월 일

조 선 대 학 교 대 학 원

대 기 과 학 과

金 炳 圭

김병규의 석사학위 논문을 인준함

심사위원장 조선대학교 교 수 류 찬 수 인

심사위원 조선대학교 겸임교수 이 종 호 인

심사위원 *CAMCER* 이학박사 이 순 환 인

2005 년 *11* 월 일

조 선 대 학 교 대 학 원

목 차

List of Tables ····· i
List of Figueres ····· ii
ABSTRACT ····· v
Ⅰ. 서론 ····· 1
Ⅱ. 자료 및 연구방법 ····· 4
1. 자료 및 분석방법 ····· 4
2. 지형 특성 ····· 4
가. 충청지방의 지형 ····· 4
나. 지형과 강수와의 관계 ····· 6
Ⅲ. 본론 ····· 9
1. 집중호우의 일반적 개념 ····· 9
가. 집중호우 ····· 9
나. 집중호우의 일반적 특징 ····· 9
다. 집중호우의 발생원인 ····· 10
2. 충청지방의 호우 특성 ····· 12
가. 집중 호우 시 불안정지수 분석 ····· 12
나. 10년(1995~2004)간 충청도의 호우 발생일수 분석 ····· 14
다. 충청지방 저기압 이동경로 및 사례별 강수량 분포 ····· 20
라. 충청지방의 호우 사례분석 ····· 26
Ⅵ. 요약 및 결론 ····· 38
참고문헌 ····· 40

List of Tables

Table 1. The Compare instability index on day of less with more than 30 ㎜ rainfall amounts over day ·····13
Table 2. The compare instability index on that day with on previous day ·····14

List of Figueres

Fig. 1. The Topography of Chungcheong district ·····5
Fig. 2. The mechanism illustration of orographic precipitation development ·····6
Fig. 3. The relationship of annual mean precipitation amounts and orography ·····7
Fig. 4. A distribution of lightning for annual(left), Jul.(center) and Aug.(right) ·····8
Fig. 5. The developing mechanism and process of convective system ·····11
Fig. 6. The interannual distribution of heavy rainfall days in Chungcheong area ·····14
Fig. 7. The annual variation of heavy rainfall days on each station in Chungcheong area ·····15
Fig. 8. The interannual variation of heavy rainfall amounts on each region in Chungcheong area ·····15
Fig. 9. The annual distribution of heavy rainfall days on Chungcheong area ·····16
Fig. 10. The annual variation of heavy rainfall days on each region in Chungcheong area ·····17
Fig. 11. The interannual distribution of heavy rainfall days of occurred type on Chungcheong area ·····17
Fig. 12. The daily distribution of heavy rainfall time in chungcheong area ·····18
Fig. 13. The distribution of heavy rainfall days at each stations in chungcheong area ·····19
Fig. 14. The rainfall amounts by heavy rain at each stations in Chungcheong area ·····19

Fig. 15. Weather chart and depression route (11~13 May 1997) ·····20
Fig. 16. The distribution of precipitation when depression passed (11~13 May 1997) ·····20
Fig. 17. Weather chart and dipression route (10~12 Oct. 1999) ·····21
Fig. 18. The distribution of precipitation when depression passed (10~12 Oct. 1999) ·····21
Fig. 19. Weather chart and dipression route (26~27 Jun. 2000) ·····22
Fig. 20. The distribution of precipitation when depression passed (26~27 Jun. 2000)) ·····22
Fig. 21. Weather chart and depression route (22~23 Jul. 2000) ·····23
Fig. 22. The distribution of precipitation when depression passed (22~23 Jul. 2000) ·····23
Fig. 23. Weather chart and dipression route (6~7 May 2002) ·····24
Fig. 24. The distribution of precipitation when depression passed (6~7 May 2002) ·····24
Fig. 25. Weather chart and depression route (9 Jul. 2003) ·····25
Fig. 26. The distribution of precipitation when depression passed. (9 Jul. 2003) ·····25
Fig. 27. The distribution of heavy rainfall amounts in 11 Aug. 1998 ·····26
Fig. 28. The surface weather chart at 00UTC 11 Aug. 1998(left) and 00UTC 12 Aug. 1998(right) ·····27
Fig. 29. The 850 hPa weather chart at 00UTC 11 Aug. 1998(left) and 00UTC 12 Aug. 1998(right) ·····27
Fig. 30. The 500 hPa weather chart at 00UTC 11 Aug. 1998(left) and 00UTC 12 Aug. 1998(right) ·····28
Fig. 31. The 200 hPa weather chart at 00UTC 11 Aug. 1998(left) and 00UTC 12 Aug. 1998(right) ·····28

Fig. 32. The Auxiliary chart (00UTC Aug. 12 1998) ·····29
Fig. 33. The satellite image at 00UTC(left) and 03UTC(right) 12 Aug. 1998 ·····29
Fig. 34. The PPI image of radar at 00UTC(left) and 03UTC(right) 12 Aug. 1998 ·····30
Fig. 35. The surface weather chart at 00UTC 24 Aug.(left) and 00UTC (right) 26 Aug. 2000 ·····30
Fig. 35-1. The surface weather chart at 00UTC 28 Aug. 2000 ·····31
Fig. 36. The 850 hPa weather chart at 00UTC 24 Aug. 2000(left) and 00UTC 26 Aug. 2000(right) ·····32
Fig. 36-1. The 850 hPa weather chart at 00UTC 28 Aug. 2000 ·····32
Fig. 37. The 50.0hPa weather chart at 00UTC 24 Aug. 2000(left) and 00UTC 26 Aug. 2000(right) ·····33
Fig. 37-1. The 500 hPa weather chart at 00UTC 28 Aug. 2000 ·····33
Fig. 38. The 850 hPa moisture flux chart at 00UTC 23 Aug. 2000(left) and 00UTC 25 Aug. 2000(right) ·····34
Fig. 38-1. The 850 hPa moisture flux chart at 00UTC 27 Aug. 2000 ·····34
Fig. 39. The 850 hPa streamline and isotach analysis chart at 00UTC 23 Aug. 2000(left) and 00UTC 25 Aug. 2000(right) ·····35
Fig. 39-1. The 850 hPa streamline and isotach analysis chart at 00UTC 27 Aug. 2000 ·····35
Fig. 40. The 850 hPa equivalent potential temperature chart at 00UTC 23 Aug. 2000(left) and 00UTC 25 Aug 2000(right) ·····36
Fig. 40-1. The 850 hPa equivalent potential temperature chart at 00UTC 27 Aug. 2000 ·····36

ABSTRACT

The Synoptic Characteristics of the Heavy Rain in Chungchong Region

Kim, Byung-Gui
Advisor : Prof. Ryu, Chan-Su Ph.D
Department of Atmospheric Science,
Graduate School of Chosun University

In order to clarify the characteristics of heavy rainfall over Chung-chong province topographical influence, synoptic system track, and the distribution of precipitation depending on wind flow were analysed using synoptic data. The data used in this study are precipitation for ten years from 1995 to 2004, movement of low pressure, and pressure pattern statics.

Heavy rainfall patterns were classified into several group according to pressure distribution, temporal and spatial pattern for ten years data. And the pattern of heavy rainfall were also compared with topographical pattern, synoptic chart, static tables, and remote sensing data.

The results are as follows;

The amount of precipitation increase over middle and south par of Chungchongnamdo and middle and north part of chungchongbukdo because of high mountains like Noryeong and Sobaek mountains. Rainfall characteristic of heavy rainfall at low pressure passing through were analyzed that heavy rainfall often occur due to south-westerly with huge moisture and low pressure system mainly move to east-north-east or north-east direction. The deviation of precipitation between Honam and Chungchong province is large and this deviation almost depends on direction of low pressure inflow.

High frequency of heavy rainfall over Chungchong province occur at June to September and its maximum value is from August and September. The time of maximum value of precipitation in a day occur at midnight to 0900LST. The frequency of Pressure pattern with heavy rainfall is in order like low pressure, Typhoon, Changma front, and Northern Pacific High. But atmospheric instability of each pattern was also compared and instability with Northern Pacific High apparence show maximum

And more detail analysis of several auxiliary data like remote sensing, satellite, and radar data is necessary for improvement of accuracy of heavy rainfall prediction.

Ⅰ. 서론

우리나라는 동아시아 지역의 몬순순환과 관련하여 계절적으로는 여름장마 종료 직후에 집중호우가 매년 반복적으로 집중되고 있으며, 몬순의 영향도 해마다 불규칙적으로 나타나는 특성을 가지고 있다. 이러한 기후적 환경과 대륙 동안에 위치한 지리적 요인으로 인해 강수량이 시·공간적으로 집중되고 있어 집중호우로 인한 기상재해가 매년 반복적으로 발생하고 있다.

집중호우란 짧은 시간에 좁은 지역에서 많은 양의 비가 내리는 현상(김광식, 1992)으로 한 시간에 30 ㎜ 이상, 또는 하루에 80 ㎜ 이상이거나 연강수량의 10 %의 비가 하루에 내리는 현상으로 정의한다.

집중호우는 강한 상승기류에 의해서 형성되는 적란운에서 발생하며, 저기압, 태풍, 전선 및 북태평양고기압 가장자리의 대기불안정 등에서 비롯된다.

한편, 우리나라는 삼면이 바다로 둘러싸여 있으며, 대륙과 해양이 공존하고 매우 복잡한 해안선과 지형적인 구조를 가지고 있어 기상현상도 매우 다양하게 나타나고 있다.

한반도 지역에 나타난 집중호우의 원인을 밝히고 이를 예측하기 위한 여러 연구가 있다.

박순웅 등(1986)은 태풍이 화남으로 상륙하면서 화남지방에 수증기가 변압풍에 기인한 하층 제트를 타고 한반도로 유입되면서 대류불안정이 가속화되고, 상층 제트의 남하로 호우지역에서 2차 순환에 의한 상승류, 단파골의 남하, 한기가 장벽과 같은 역할을 하면서 수증기가 수렴되어 한반도에 호우가 내렸음을 사례연구를 통하여 밝혔다. 이에 의하면, 상층 제트의 이동에 따른 상층의 한기이류와 경압불안정의 증가, 하층 제트 또는 강풍대의 출현, 지속적인 남서류의 유입에 의한 다량의 고온다습한 수증기이류와 해상에서의 수렴역 발달, 대류불안정 등에 의한 강한 상승류의 발생과 유지가 그 원인으로 종합되고 있어서 이들 자료를 실시간적으로 분석하고, 예측할 수 있는 시스템이 절실히 요구된다.

따라서 집중호우를 유발하는 중규모 대류계는 발달과 지속시간이 짧기 때문에 이

를 예측하기 위한 준비하는 시간이 매우 짧아야 한다.

홍윤(2000)은 집중호우는 시・공간적으로 집중성이 강한 중규모 기상현상으로써 태풍이나 열대 저기압, 중위도 저기압 및 불안정과 관련된 중규모 대류계에 의해 발생하며 대류에 의한 다량의 강수량은 하층 수증기량의 최대 값과 높은 양의 상관관계를 보이나 대류시스템의 규모와 현업수치모델의 격자규모로 인해 종종 제대로 모의되지 못하는 경우가 있으며, 한반도에서 발생한 집중호우 사례에 대한 분석에서 호우 예측을 위해서 대류불안정과 주변 바람장, 수증기 이류 및 상하층 제트기류 분석으로 호우 가능성을 판단할 수 있다고 하였다. Maddox (1980)는 중규모 대류계를 선형형태와 원형형태로 중규모 대류계에 의한 집중호우를 종관현상, 전선현상, 중규모 고기압으로 분류하였고, 돌발홍수는 주로 대류성 요란에 의해 발생하며, 하부대류권내 약한 상승운동과 조건부불안정에 의해 발생한 중규모 대류계는 중간층의 *meso-a*규모의 기압골이 요란을 발달시킨다고 하였으며, 중규모 대류계는 하층 습윤공기의 강한 유입에 의해 발달하고, 난핵이 지상의 중규모 고기압 위에 위치한 중규모 저기압을 생성하며 그 결과 수렴이 강화되어 발달한고 하였다.

양진관(1999)은 하층 불안정과 중상층간 기온의 강한 차등이류가 중규모 대류계를 발달시키며 그 이류방향과 속도를 분석하여 수치모델 결과에서 표출되는 강수현상을 역학적으로 진단할 수 있다고 하였다. 한편 황재돈과 박정규(2000)는 하층제트에 의해 인도양으로부터 증가된 수증기의 공급과 한반도 북서쪽에 형성된 상층 기압골에 따른 한기 유입이 호우발생의 주요한 원인이라고 하였다.

Lee, D. K., and S. Y. Hong(1989) 및 홍성유(1992)는 수치모델을 이용하여 집중호우를 성공적으로 모의하였고, Park *et al.*(1986), 홍성유와 이동규(1996) 는 호우의 성쇠와 관련된 열수지와 수분수지 분석을 통해 남풍계열에 의한 수증기 수송이 매우 중요함을 밝혔다.

또한 여름철 집중호우 중 장마전선과 관련된 현상은 대륙과 해양의 차등가열로 인한 몬순순환(Krishnamurto and Rama Nathan, 1982)과 같은 대규모 순환계뿐만 아니라, 장마전선 상에서 발달한 중규모 하층제트의 영향과 지형적인 영향으로 인해 발생하는 저층 저기압성 순환의 영향을 받는 것으로 알려져 있다(Chen, G. T.

and J. Yu, 1988).

윤원태 등(2001)이 1998년 호우사례를 선정하여 적도지역에서 북상하는 30~60일 주기파와 남진하는 파의 만남이 한반도 여름철 기상 및 집중호우에 중요한 메커니즘 중의 하나임을 밝혔고, 이동규(1991)는 1985년 한반도 강우와 동아시아의 몬순 순환 특징에 대해 분석하였다. Chen, G. T. and J. Yu(1988)는 집중호우 현상이 상층과 하층 경압성 요소의 결합이 있을 때 온난·습윤한 능을 따라 발달한다고 하였고, 지상전선의 발달과 집중호우 현상에 대해 종관 규모의 측면에서 분석을 실시하였다.

TAMEX(The Taiwan Area Mesoscale Experiment)를 통하여 생산된 집중관측 자료를 활용하여 Mei-yu 시기의 집중호우 및 전선의 분석 등 다양한 연구가 실시되었다.

또한, 류찬수 등(2005)은 산의 형태에 따른 강수패턴의 차이가 나타나난다고 하였다.

충청지방은 충청북도 북동쪽에 소백산맥이 자리 잡고 있으며, 차령산맥이 충청남도 지방을 대각선으로 지나가고 있기 때문에 산맥부근은 산악기상이, 산맥사이는 평지기상이 뚜렷이 나타난다. 또 충남 서해안 지방은 해안기상이 나타나므로 지역에 따라 기상 특성이 다양하게 나타나고 있다.

충청지방은 국지적인 지형 효과에 의해 산맥을 경계로 강수량의 차이가 크게 나타나므로 강수 예보 시 기압계 이동 경로나 기류 방향에 따른 강수량의 분포 및 특성을 파악하는 것에 중점을 두어야 한다.

본 연구에서는 10년간의 강수량 자료와 저기압의 이동경로, 강수분포도 및 호우시의 기상현상을 분석하여 기압계 유형을 조사하고, 호우에 미치는 영향을 분석하여 종관 및 비종관장에서 나타나는 특징과 국지적인 중규모현상으로 발생하는 호우의 원인을 찾아 예보관이 호우에 대한 예측을 하는데 활용하게 하여 정확도 높은 기상정보를 생산·제공함으로서 이 지역에서 일어나는 기상재해를 줄이는데 도움을 주고자 하였다.

Ⅱ. 자료 및 연구방법

1. 자료 및 분석방법

본 연구에 사용된 자료는 1995년부터 2004년까지 10년 동안 충청지방에 분포한 11개 기상관서(대전, 서산, 보령, 부여, 천안, 금산, 청주, 충주, 보은, 제천, 보령)의 관측 자료 중 강수자료와 분석일기도, 위성영상, 지형도, 불안정도를 계산하기 위한 오산 고층전문 등이다.

본 연구에서 호우는 24시간 강수량이 80 ㎜ 이상인 경우로 정의 하였다.

자료의 분석은, 집중호우의 경향을 파악하기 위하여 연도별, 지역별, 월별 호우 발생 현황 등을 조사 하였고, 호우시 기압계 유형에 따라 저기압, 태풍, 북태평양 고기압 가장 자리 등으로 분류하고, 호우사례의 종관장을 분석하였다. 또한, 저기압 이동 방향에 따라 강수량과 지역과의 관계, 지형과의 관계 등을 조사하였다.

대기의 불안정 상태를 파악하고자 K-index와 SSI를 이용하여 연직기온감률과 대기하층의 수증기량 및 연직분포를 분석하였고, VT, CT, TTs를 분석하여 뇌우발달 가능성과 호우발생지역을 보다 정확하게 예측할 수 있도록 호우와 상관관계를 조사하였다.

2. 지형 특성

가. 충청지방의 지형

Fig. 1은 충청지방의 지형을 나타낸 것이다.

차령산맥이 서해안 보령 부근(성주산 680 m)에서 시작하여 북동쪽으로 이어져 청양 부근(칠갑산 561 m)을 지나, 천안 동부(서운산 579 m)를 거쳐 충북 북부(충

주, 제천), 원주 남부(치악산 1,288 m)를 지나 태백산맥으로 이어지고, 소백산맥이 지리산 부근에서 시작되어 충북 영동부근(민주지산 1242 m)을 지나 북북동으로 이어져 보은 부근(속리산 1,058 m), 단양 부근(국망봉 1,421 m)을 지나 태백산맥과 이어진다.

또한 노령산맥이 내장산에서 시작되어 충남과 접경인 완주군을 거쳐 충남 금산, 옥천을 지나 대전의 서쪽에 있는 계룡산(845 m)으로 이어진다. 산맥을 경계로 차령산맥 북쪽에는 예당평야 지역이, 남쪽과 소백산맥 사이에는 논산평야(충남)와 청원평야(충북) 지역이 있고, 남한강 수계에 충주댐(6,648 ㎢), 금강수계에 대청댐(4,134 ㎢)이 있고, 서쪽은 서해바다와 접하여 있다.

따라서 충청지방의 기후특성은 두개 산맥이 지나는 산악지역과 평야지역, 바다와 인접한 서해안 지역에서 각각 다르게 나타난다. 특히, 강수의 분포는 산맥을 경계로 뚜렷이 다르게 나타나고 있다. 따라서 기류의 방향과 기압계의 이동경로에 따른 지형효과가 크게 나타나는 것으로 판단된다.

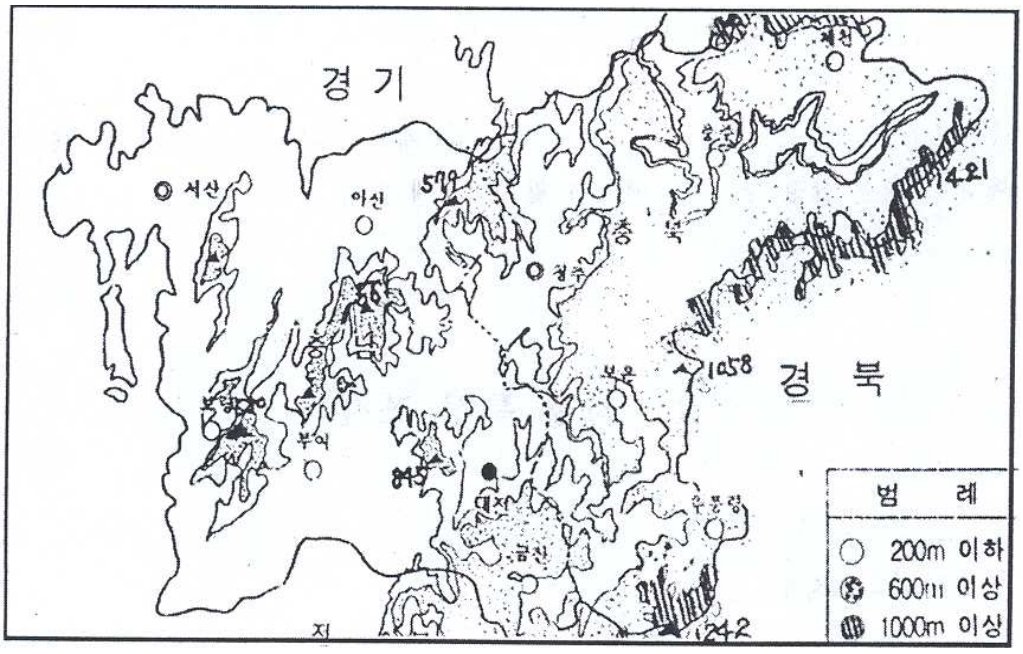

Fig. 1. The topography of Chungcheong district.

나. 지형과 강수와의 관계

1) 지형에 의한 강수 발달 과정

지형적 강제상승에 의하여 내리는 비를 지형성 강우라 한다. 지형 효과로서 나타나는 강수과정과 구름 발달 형태는 바람의 특성과 지형적 특징에 따라 여러 가지로 설명될 수 있으나 크게 세 가지로 나누면, 안정한 대기상태에서 층운형 비구름의 형성 과정과 발달을 설명해 주는 “증우(seeder-feeder)과정”, 불안정한 기류가 강제상승운동으로 적운형의 강수현상을 일으키는 상승 경사면의 응결과정과 지형성대류 과정이 있다(서정환, 1996).

○증우(seeder-feeder) 과정{Fig. 2(a)}

지형적 하층운(층운형)에 상층운이 비씨를 뿌리면 하층운이 이를 받아 증우효과가 나타나는 과정(광범위한 저기압의 층운형 강수과정도 포함)이다.

○상승 경사면의 응결과정{Fig. 2(b)}

수평기류가 강제상승 후 과포화에 이르러 강수가 발생하는 과정으로 산이 높고 가파르며 풍속이 강하고 경사면과 직각이며 습한 기류 시 최대효과가 나타난다.

○지형성 대류과정{Fig. 2(c), (d)}

잠재불안정인 대기가 초기 상승력에 의해 상승류가 급격히 발달하여 적운형의 강수를 유발하는 과정으로, 산사면의 상승류와 풍상측의 불안정 증가에 의해 발달한다.

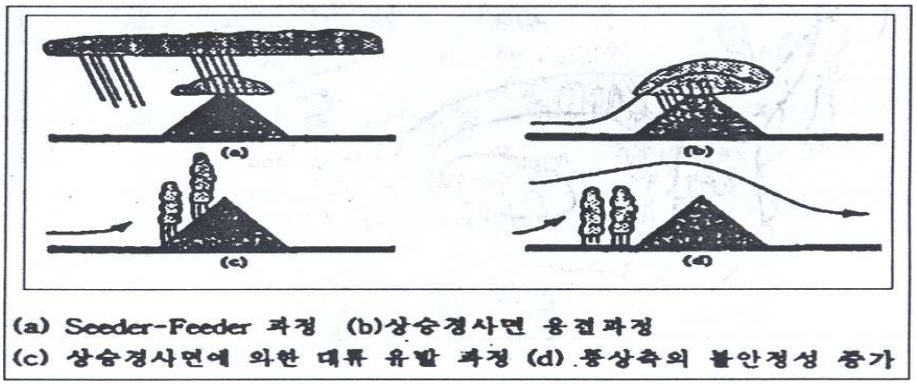

Fig. 2. The mechanism illustration of orographic precipitation development.

2) 충청지방의 지형성 강수 분포

충청지방의 지형에 의한 강수효과는 Fig. 3에 나타낸 바와 같이 연평균 면적강수량 평균값 1249 ㎜(기상연구소 1997)를 기준으로 보면 1250~1360 ㎜의 차령산맥 남쪽과 노령·소백산맥 사이인 평야지역(부여, 대전 등), 1200 ~1220 ㎜의 차령산맥 북쪽, 1200 ㎜ 미만의 소백산맥이 지나는 충북 남부인 추풍령 영동지역과 괴산군과 충주 남쪽의 산악지역이 다우지역으로 나타나며, 특이하게 충북 북동부인 제천 지역이 1250~1280 ㎜로 다우지역으로 나타난다.

차령산맥은 남동~남서 기류 유입 시 남측이 풍상측으로 다우지역이 되고, 북측이 풍하측으로 과우지역이 되며, 반대로 서~북서 기류 유입 시에는 반대의 현상이 나타난다.

소백산맥은 남서~서 기류가 유입되면 서측이 다우지역이 되며, 동~남동 기류가 유입되면 서부가 과우지역이 된다. 다만 충북 제천부근의 다우 원인은 제천 북서쪽에 있는 백운산, 치악산 등이 북동~남동 기류 유입시 풍상측에 놓이게 되어 증우효과가 있는 것으로 판단된다.

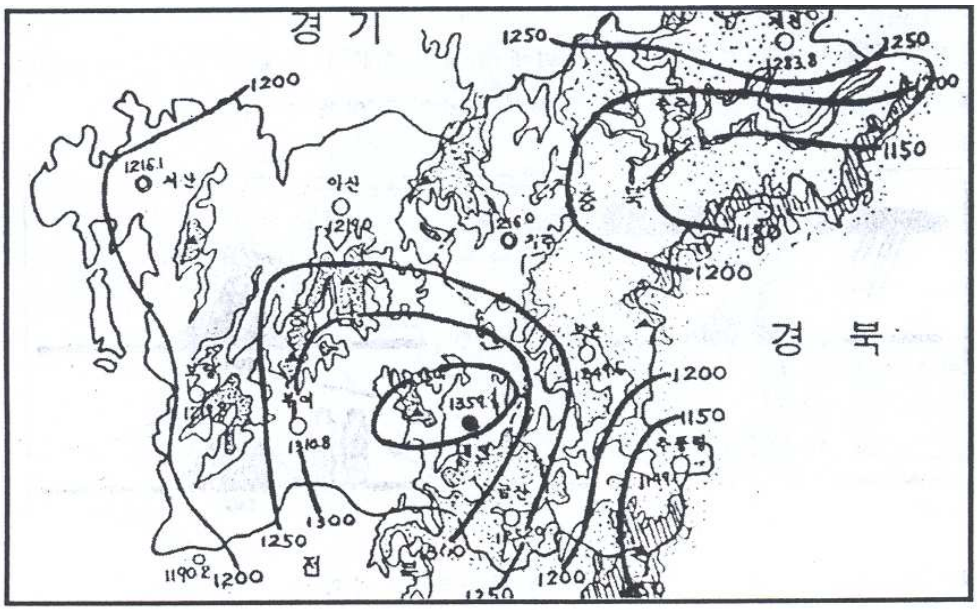

Fig. 3. The relationship of annual mean precipitation amounts and orography.

3) 충청지방의 지형성 뇌전 발생 분포

지형에 의한 강한 상승 기류가 발생 시 나타나는 뇌전 발생의 분포를 보면(최부섭, 1998), 연평균 발생회수는 차령산맥과 소백산맥 사이가 연 14~19회로 가장 많이 나타난다.

Fig. 4에 의하면 7월은 차령산맥의 남부가 남동~남서 류가 유입시 풍상측에 해당되고, 장마기에 동서로 전선이 걸쳐 있어 불안정의 증가로 인한 강한 상승기류가 자주 발생하여 뇌전이 많이 나타났다. 차령산맥 북쪽은 적게 나타나는데 이것은 풍하측에 해당되어 적은 것으로 판단된다. 8월은 북태평양 고기압의 확장으로 남서~서류가 강하게 유입되고 남서류가 소백산맥과 만나면서 산맥 서측이 풍상측이 되어 상승 기류가 강하여 뇌전이 많이 나타났을 것으로 판단된다.

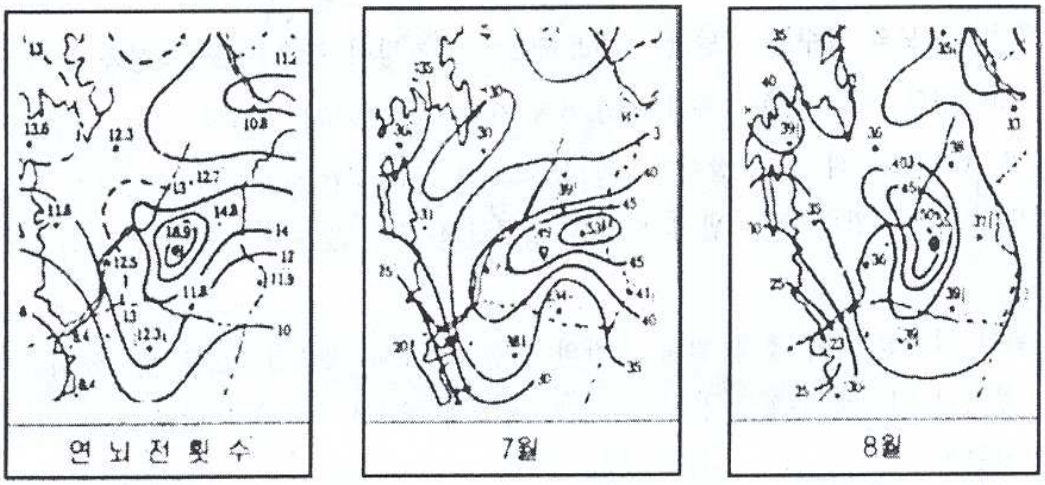

Fig. 4. The distribution of lightning for annual(left), July(center) and August(right).

Ⅲ. 본론

1. 집중호우의 일반적 개념

가. 집중호우

집중호우는 시간적 집중성과 공간적 집중성이 매우 강한 비를 의미하는 용어로서, 1958년 일본의 아사히 신문의 보도에서 유래되었다(이병설, 1986).

집중호우의 명확한 정의는 없으나, 다음과 같이 정의 할 수 있다.

일반적으로 1시간 강우량이 30 ㎜ 이상, 24시간 강우량이 80 ㎜ 이상 이거나 연강수량의 10 %에 상당하는 비가 하루에 내리는 경우를 일컫는 용어이며, 이러한 현상은 단시간에 비교적 좁은 지역(보통 10～20 ㎞)정도에서 집중적으로 쏟아지거나, 지속시간이 수십 분에서 수 시간 정도로 매우 짧은 시간에 천둥·번개를 동반하여 집중적으로 내리기도 하며, 태풍, 장마전선, 대규모 저기압 및 수렴대 등에 동반되어 2～3일간 지속되기도 하는 특징을 가지고 있다(기상청, 1996).

나. 집중호우의 일반적 특징

태풍 및 대규모 저기압에 동반되는 큰 비는 광범위한 지역에 일어나는 데 비하여 요란성을 갖고 단시간에 소규모지역에 집중적으로 내리는 집중호우는 특정지역에 집중되기보다는 오히려 확률적으로 장소를 불문하고 발생할 수 있다.

우리나라의 호우 특성은 1시간 이내의 강우량 극값은 저기압 및 전선에 의해 발생되는 경우가 많으며, 1일 이상의 극값은 태풍이나 장마전선에 의해 발생되는 경우가 대부분이다.

우리나라에서 일강우량이 80 ㎜ 이상의 호우 일수는 연평균 25일 정도이고, 150 ㎜ 이상의 호우일은 연평균 7일 정도이며, 6～9월 중에 전체의 85%가 발생하는 특징이 있다.

호우발생빈도가 높은 지역은 지리산부근의 산청지방과 남해안, 강화를 중심으로 하는 경기북부, 제주도와 대관령부근의 산간지방 등이다(기상청, 1996)

집중호우와 관련하여 하층제트의 존재는 매우 중요한 요소이다(류찬수・이순환, 2004). 하층제트의 위치는 집중호우의 강도변화에는 크게 영향을 미치지는 않는 경향이 있다. 하층제트의 위치보다는 산악지형으로 유입되는 기류의 수분량 플럭스가 강수구역의 결정에 크게 영향을 준다. 수치 모델 상에 나타나는 지형의 과소평가를 보정한 경우, 강수구역이 확대되고, 산악지역과 관계없는 지역에서도 강수가 나타나기도 한다.

다. 집중호우의 발생원인

한반도에서 집중호우는 주로 장마전선상의 요란, 태풍, 저기압 및 고기압 가장자리의 기단불안정에서 비롯되며, 이러한 불안정의 요인은 여러 개의 적란운으로 구성된 적란운 군이 발달하여 좁은 지역에 강한 집중호우가 발생하는 것이다. 즉, 경압불안정이 매우 강한 종관적 배경 하에 중규모적인 현상이 복합되면서 집중호우가 발달하게 된다.

한반도에서 집중호우의 원인은 1)화남지방에 습하고 따듯한 공기가 하층 제트를 타고 한반도로 유입, 2)대류불안정, 3)상층 제트의 남하에 기인한 경압성 증가, 4)호우지역에서 2차 순환에 의한 강한 상승류, 5)파곡의 남하, 6)한기의 장벽에 의한 수증기 수렴 등의 종관적 배경 등(박순웅 등, 1986; 황승언과 이동규, 1993; 손병주와 박순웅, 1985)과, 이와 더불어 8) 대류불안정과 대칭불안정에 기인한 좁고 강한 밴드형 적란운 군을 발생시키는 중규모적 강제력(홍성유, 1992) 등이다.

Fig. 5는 대류계 생성, 발달, 소멸의 과정을 스케치한 것이다.

여기서 옅은 음영은 따뜻한 공기, 짙은 영역은 찬 공기 지역, 빗살무늬는 집중호우, 화살표는 공기흐름의 방향을 나타내며, 뇌우는 왼쪽에서 오른쪽으로 진행한다.

집중호우는 뇌우 구름, 즉 대류계에서 일어난다.

중위도 지역에서 발생하는 심한 대류계는 한랭 전선 상이나 전선 전면에서 형성한다.

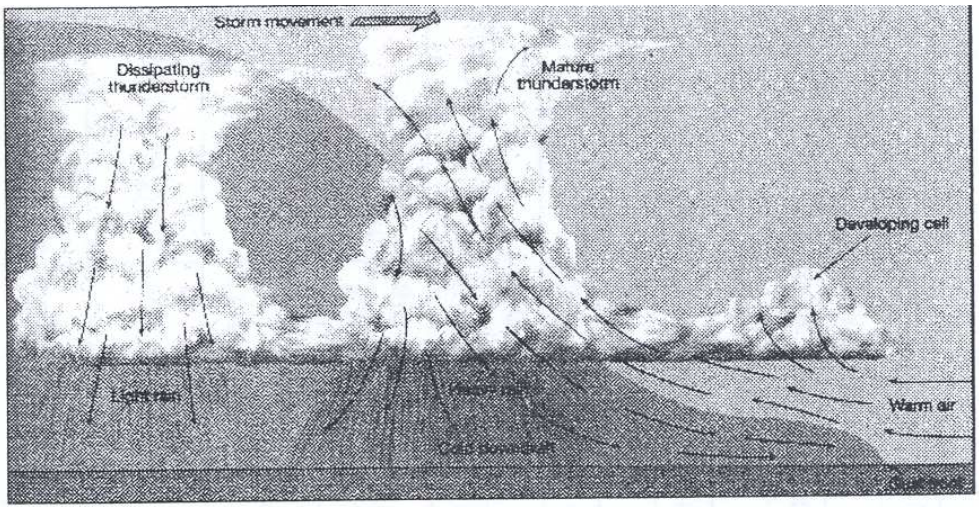

Fig. 5. The developing mechanism and process of convective system.

Fig. 5에서 보는 바와 같이 찬 공기가 따뜻한 공기가 있는 지역으로 빨리 진행하면 상대적으로 밀도가 작은 따뜻한 공기는 찬 공기 위로 상승하게 된다. 이때 만일 상승하는 공기가 충분한 수분을 포함하고 있으면 상승하는 공기 중의 수증기가 냉각하여 응결한다. 응결이 일어날 때 수증기가 물로 바뀌는 과정에서 잠열이 방출된다. 이 잠열은 상승하는 따뜻한 습윤 공기를 더욱 가열 하므로 주변의 공기보다 밀도가 더 낮아 더욱 상승하게 된다. 즉, 따뜻한 공기는 불안정해지며 더 상승하고 또 다른 따듯하고 습윤한 공기를 아래로부터 끌어들이다. 이러한 과정에서 구름이 연직으로 높게, 그리고 빨리 발달하여 대류계가 성숙하게 된다. 따라서 상승하는 공기의 가속도는 부력에 비례하는데 부력은 대류계 내의 공기 밀도와 주변 공기의 밀도 사이의 차에 의하여 결정되는 것이며 이 두 공기 사이의 밀도 차이가 크면 부력이 커진다. 두 공기 사이의 밀도 차이를 크게 하는 것은 공기 속의 수증기가 응결하여 방출하는 잠열로서 대류계 속의 공기가 가열되기 때문이다. 따라서 수증기가 지속적으로 공급되는 메커니즘에서 수증기가 매우 빨리 응결하면 응결된 수적(빗방울)이 한꺼번에 비로 내리게 되어 집중호우로 발전하게 되는 것이다.

보통 대기의 연직 속도(W)는 10^{-2}㎧ 정도이나 잘 발달된 대류계 내의 연직속도는 20~30 ㎧나 된다.

이론적으로는 이와 같이 간단히 대류계 또는 집중 호우의 설명이 가능하나 대류계가 형성되는 메커니즘, 한 지역에 집중호우가 발생하는 현상, 대류계가 발달하는 과정 및 수분의 공급과정 등을 이해해야 한다.

류찬수와 최기상(2005)은 '남동쪽에서 유입된 대단히 습윤한 혼합대기가 소백산맥의 지형적 영향에 의해 강제상승효과가 가속되면서 강한 대류운이 지속적으로 발생할 때 집중호우 현상이 나타난다'고 하였다.

장마초기에는 적도에서 동지나 지역은 주로 대류에 의한 강수가 우세했으며, 대다수의 수증기는 인도 몬순지역에서 이류 되어 온 수증기임을 알 수 있었다(윤홍주 등, 2002).

2. 충정지방의 호우 특성

가. 집중 호우 시 불안정 지수 분석

집중호우는 시간적으로 지속시간이 수십 분에서 수 시간 정도로 매우 짧은 시간에 공간적(보통 10~20 ㎞)으로 집중성이 매우 강한 비를 의미하는 것으로 보통 태풍이나 열대저기압, 강한 대류요소가 포함된 대규모 상승장에 의해 발생한다.

집중호우의 분석 방법 중 하나는 불안정지수인 K-Index(KI) 이다. 를 분석하기 위하여 불안정 지수를 분석 하였다. KI는 850 hPa 기압면의 기온에서 500 hPa 기압면의 기온을 제한 후 850 hPa 면의 Td에서 700 hPa 포차를 제한 값과 더하여 구한다[$KI=\{(T_{850hPa} - T_{500hPa}) + (Td_{850hPa} - SP_{700hPa})\}$].

KI가 18~20이면 호우발생 가능성이 20 %이고, 21~25이면 20~40 %, 26~30이면 40~60 %, 30~35이면 60~80 %, 36~40이면 80~90 %, 40을 초과하면 거의 100 % 발생한다.

최근 5년 동안 일 강수량이 80 ㎜ 이상으로 한 시간 최다강수량이 30 ㎜/h 이하인 때의 KI는 30.6이고, 30 ㎜/h 이상인 때는 31.8이 나타나 호우가능성이 60~80 % 정도로 나타났다.

Total Index는 주어진 환경에서 강한 대류잠재성을 평가하기 위하여 연직기온감율(Vertical Total Index, VI)과 하층수분(Cross Total Index, CT) 효과를 합친 지수이다.

TT=$(T_{850}-T_{500})+(T_{d850}-T_{500})$, $VT=T_{850}-T_{500}$, $CT=T_{d850}-T_{500}$

TT_s지수의 뇌우가능성은 TT_s>50 약간의 심한 뇌우와 분리된 토네이도 발생 가능성, TT≥52 산발적인 많은 뇌우, 약간의 산발적인 악성 뇌우 및 약간의 토네이도 발생 가능성, TT_s≥56 많은 뇌우, 산발적인 악성 뇌우 및 산발적인 토네이도 발생 가능성이 있다.

기온감률이 크고 하층수분이 많으며 500 hPa 온도가 낮으면 TT_s는 높게 계산될 것이다. 그러나 높은 기온 감률은 하층수분의 공급 없이도 TT_s를 높게 만들 수 있으므로 주어진 환경에서 TT_s의 유효성을 확인하기 위해서는 고층기상관측자료를 주의 깊게 분석해야 한다.

충청도에 호우현상이 있을 때 TT_s의 지수는 37.8과 39.6으로 뇌우발생 기준치에 미치지 못하고 있다.

SSI(Showalter Stability Index)지수는 +4≤SSI : 대류운은 발생하지 않음, 0≤SSI<+4 : 소나기와 약간의 뇌우 가능성이 있음. -3≤SSI<0 : 뇌우가능성 급증, -6≤SSI<-3 : 심한 뇌우가능성, SSI<-6 :토네이도 발생도 가능성이 있는 의미를 가지고 있으며, 충청지방의 호우 사례에 적용해 보면 한 시간 최다강수량이 30 ㎜/h 미만 일 때는 SSI지수가 4.6이고, 30 ㎜/h이상 일 때는 2.3으로 약간의 뇌우 가능성이 있는 것으로 나타나 이들 수치를 충청도에서 오산의 고층자료를 사용하여 적용하기 위해서는 실제 나타나는 수치보다 더 많이 적용해야 한다.

Table 1. The compare instability index on day of less with more than 30 ㎜ rainfall amounts over day.

rainfall amounts/hour (㎜/h)	K-index	CT	VT	TT_s	SSI
30>	30.6	18.1	19.7	37.8	4.6
30≤	31.8	18.7	20.8	39.6	2.3

집중호우 당일과 24시간 전의 지수 변화와 경향을 보면 KI는 21.8에서 31.8로 지수가 현저히 높아져 뇌우발생 가능성이 높아 졌다. TT_s는 집중호우 전과 지수변화가 0.8로 지수의 변화폭이 적었으며, SSI 지수는 1.4가 낮아져 소낙성 강수가 가능성이 높아지고 있음을 알 수 있다.

Table 2. The compare instability index on that day with on previous day.

Time	K-index	CT	VT	TT_s	SSI
Rain day	31.8	18.7	20.8	39.6	2.3
Previous day	21.8	17.3	21.5	38.8	3.7

나. *10년(1995~2004)*간 충청도의 호우 발생일수 분석

1) 연도별 호우 발생일수

충청지방 연도별 호우 발생일수를 Fig. 6. 에서 살펴보면, 10년간 대체로 1년에 27일 정도로 호우가 발생하였으며, 1996년과 2001년에는 매우 작은 분포로 나타나고 있다. 특이한 것은 최근 3년(2002 ~2004년)에는 일정하게 나타나고 있다

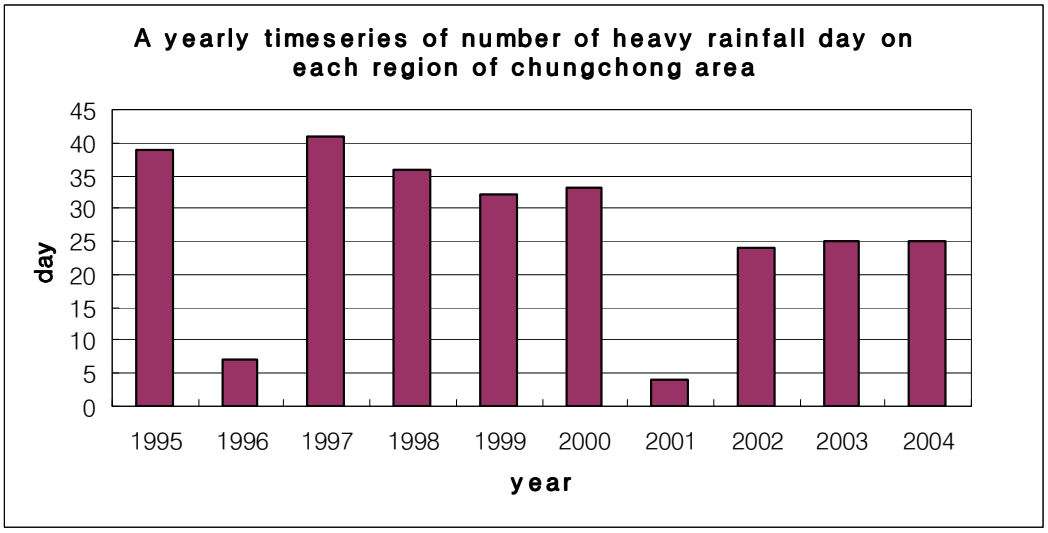

Fig. 6. The interannual distribution of heavy rainfall days in Chungchong area.

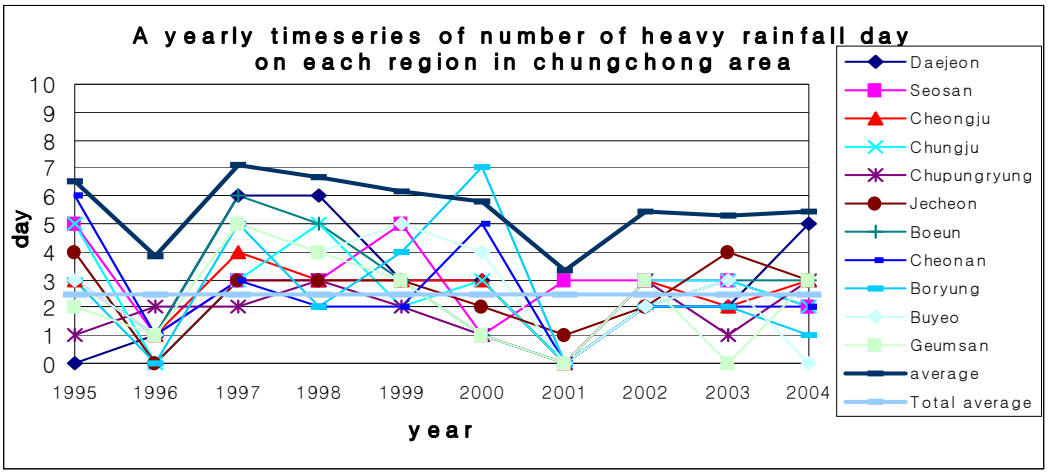

Fig. 7. The annual variation of heavy rainfall days on each station in Chungchong area

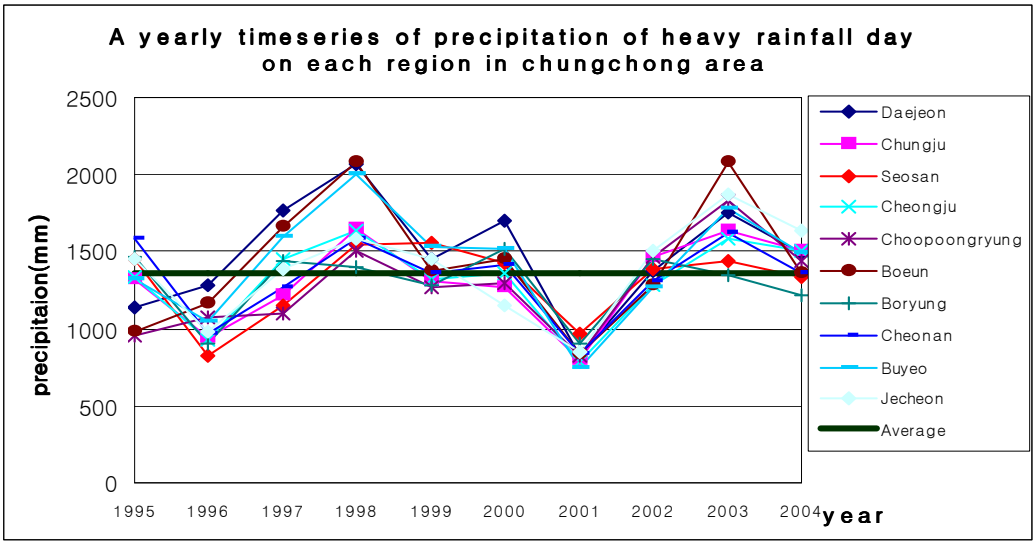

Fig. 8. The interannual variation of heavy rainfall amounts on each region in Chungchong area.

연도별로 나타낸 지역별 10년간 강수량을 살펴보면 충청도의 11지역 모두에서 연도에 따라 호우가 나타난 분포가 비슷한 패턴을 보이고 있음을 알 수 있다. 그러나 1997~2000년에는 강수량이 대체로 10년간의 평균적인 강수량보다 높게 나타나고 있고, 1995, 1996 및 2001년에서는 비교적 평균적인 강수량보다 낮은 분포를 보

이고 있다.

Fig.8과 Fig. 6을 비교하며보면 호우 발생일수와 호우에 의한 강수량은 거의 유사한 패턴을 보이나 2003년의 경우는 발생일수에 비하여 강수량이 현저하게 많은 특징을 보였다. 따라서 호우일수와 그에 따른 강수량이 일반적으로 비례한다고 해석하기에는 무리가 있다고 판단된다.

2) 월 별 호우 발생일수

충청지방의 호우는 4월에서 11월까지 나타나 계절적으로 봄철부터 가을철까지 나타나고 있으며, 장마기인 6~7월에 많은 호우가 발생하고 있지만 가장 빈도가 높은 달은 8월이었다.

또한 관측소별로도 장마기인 6~7월에 많은 호우가 발생하고 있지만 가장 빈도가 높은 달은 8월이었다.

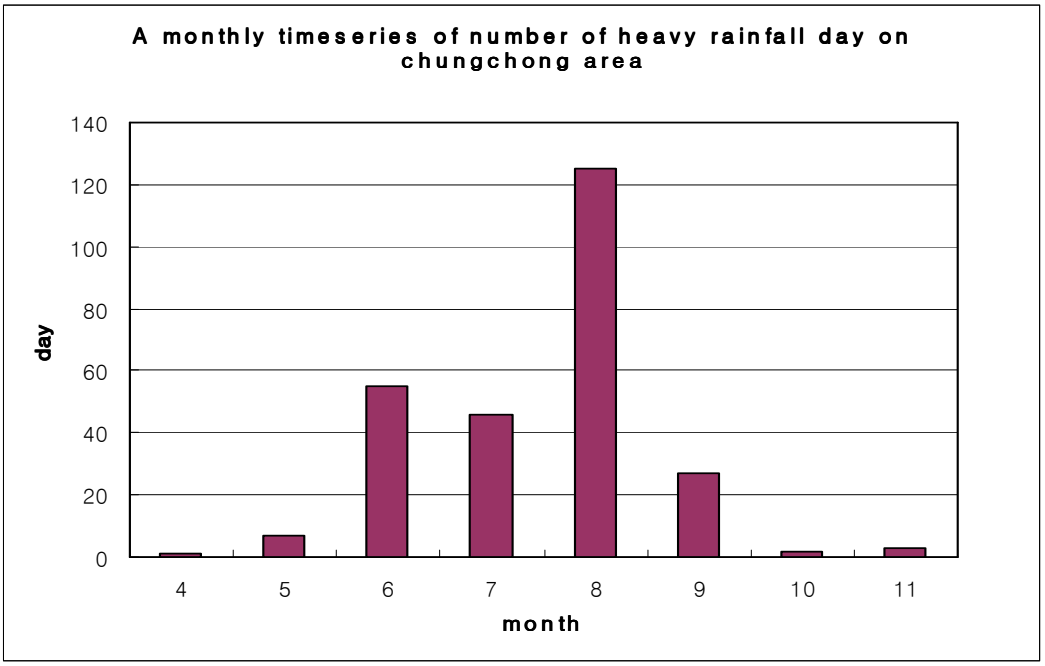

Fig. 9. The annual distribution of heavy rainfall days in Chungchong area.

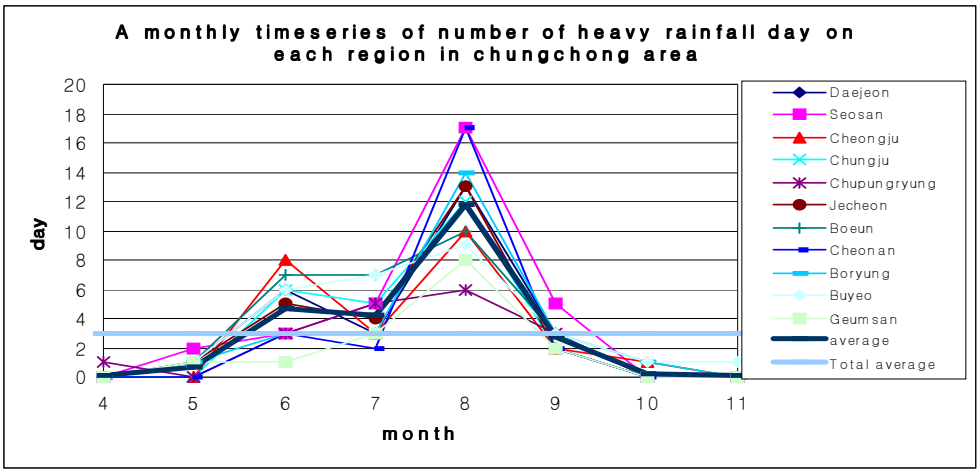

Fig. 10. The annual variation of heavy rainfall days on each region in Chungchong area.

3) 기압계별 호우 발생일수

충청도 지방의 호우는 주로 저기압에 의한 호우 발생이 많았고, 고기압의 가장자리 그리고 태풍의 영향으로 호우가 발생했으며, 최근에는 호우 현상을 일으키는 기압계가 다양해졌으며 태풍에 의한 호우 발생이 많아졌다.

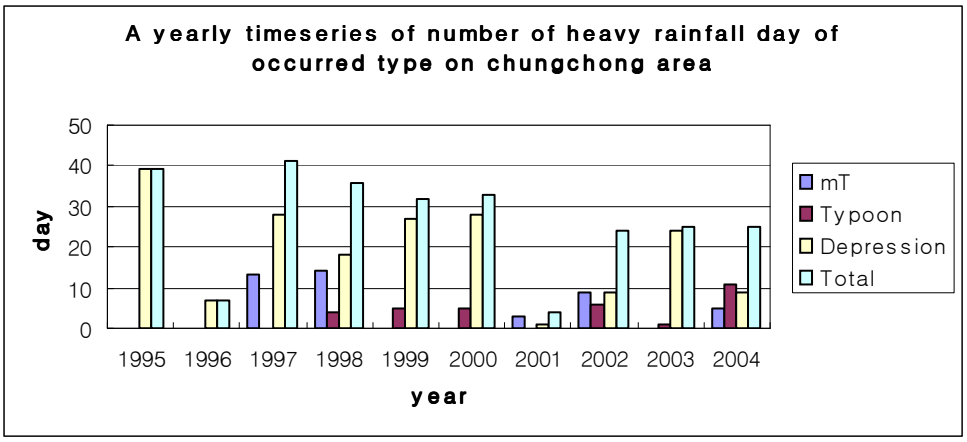

Fig. 11. The interannual distribution of heavy rainfall days of occurred type in Chungchong area

4) 시간별 호우분포

일중 시간별로 살펴본 호우빈도 분포는 24~09시에 상대적으로 빈도가 높게 나타나고 있으며, 특히 24 시와 10시, 6시 및 7시 순으로 높게 나타났고, 관측소간에는 비슷한 패턴을 보이고 있다.

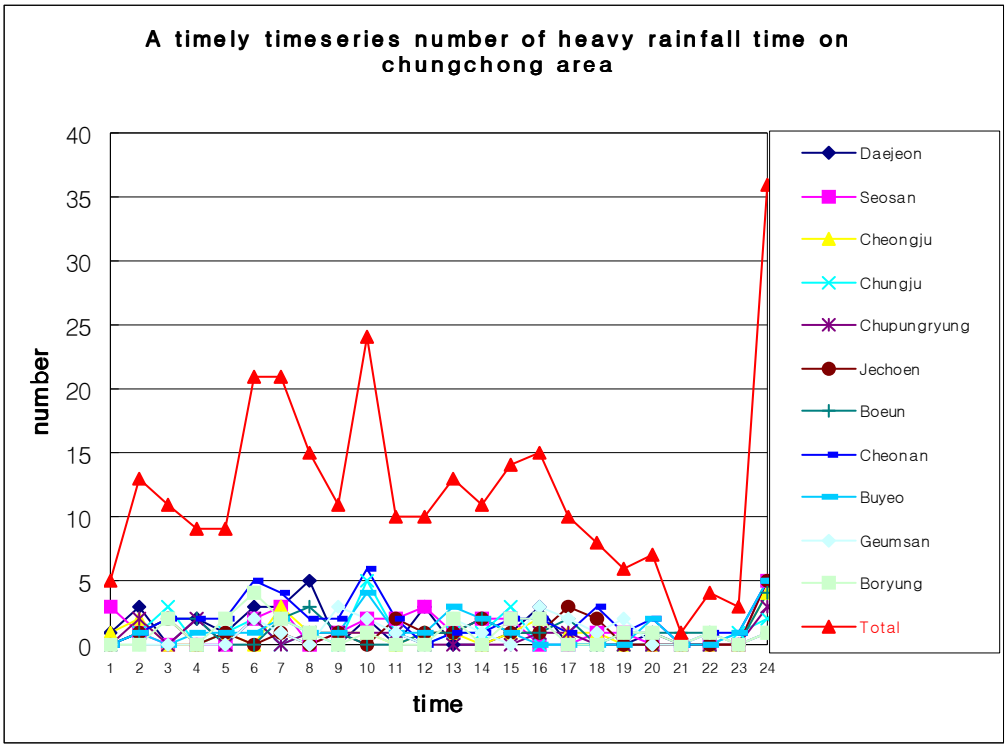

Fig. 12. The daily distribution of heavy rainfall time in Chungchong area.

5) 지역별 호우분포

관측소별 호우일수를 살펴보면 충청지방의 서쪽 지방인 대전, 서산에 다소 많은 호우 분포를 보이고 있으나, 추풍령, 금산, 남동쪽 지방은 가장 적게 나타나고 있으며 그 밖의 충청지방은 고르게 호우가 발생하고 있음을 알 수 있다. 이는 저기압이 서쪽에서 접근하여 대부분 북동진 하고 있기 때문이다.

또한, 지역별 총 강수량을 살펴보면 10년간 총 강수량은 소백산맥과 차령산맥 사이에 위치한 충남 중·남부와 충북 중·북부지방에서 많게 나타났다.

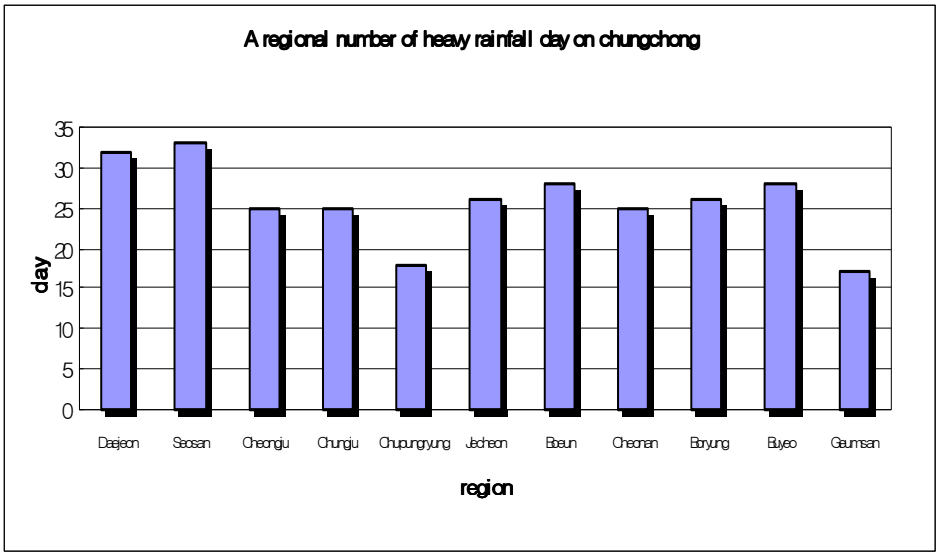

Fig. 13. The distribution of heavy rainfall days at each stations in Chungchong area.

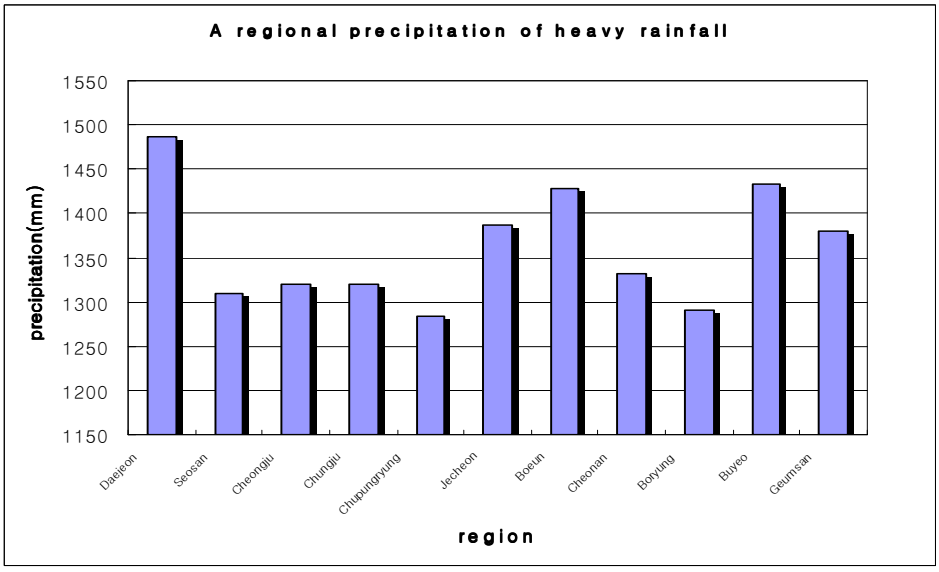

Fig. 14. The rainfall amounts by heavy rain at each stations in Chungchong area.

다. 충청지방 저기압 이동경로 및 사례별 강수량 분포

① 1997. 5. 11~13. 호우 시 저기압 통과 경로 및 강수량 분포

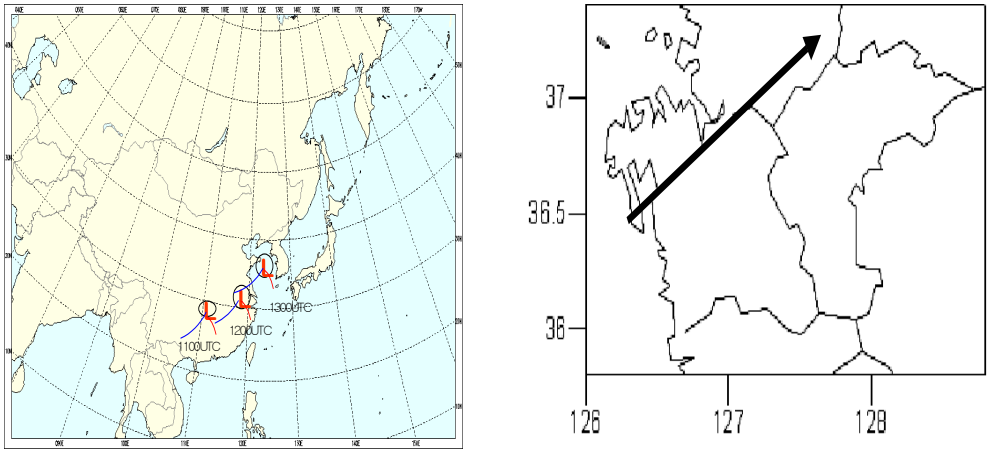

Fig. 15. Weather chart and depression route(11～13 May 1997)

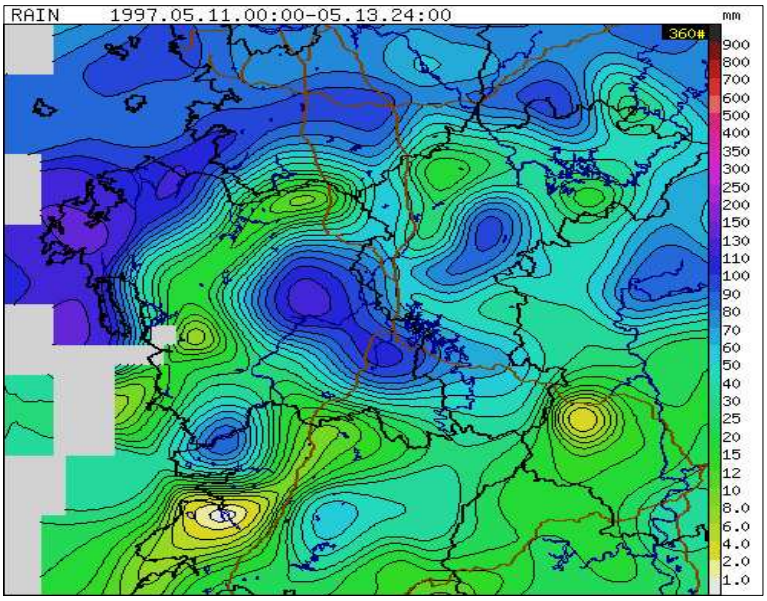

Fig. 16. The distribution of precipitation when depression passed (11～13 May 1997).

이 호우 사례는 저기압이 충청남도 남부지방을 통과하여 충청북도 중·북부지방을 이동하는 형으로서 충남남부 및 충청 중·북부 호우형이다.

② 1999. 10. 10~12. 호우 시 저기압 통과 경로 및 강수량 분포

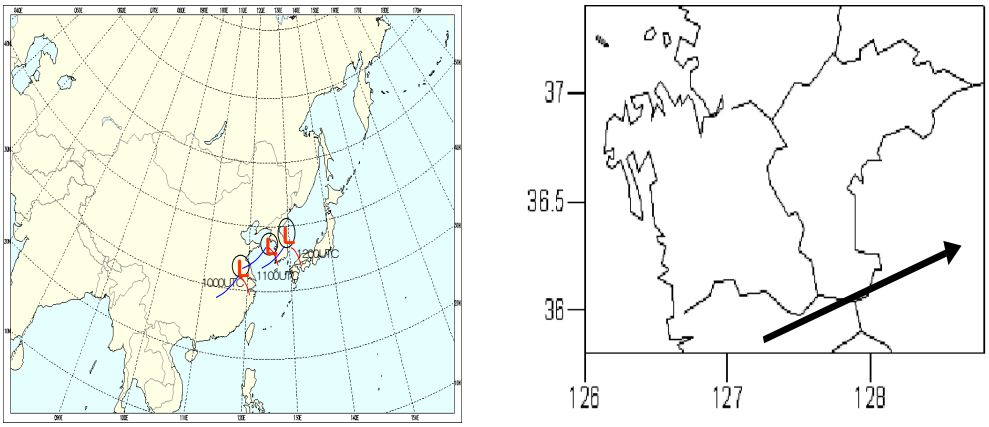

Fig. 17. Weather chart and depression route (10～12 Oct. 1999).

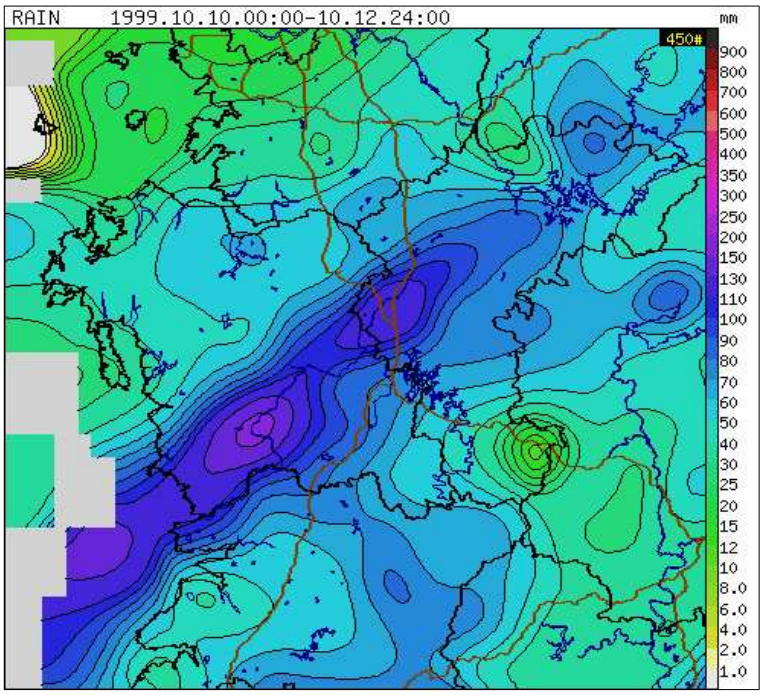

Fig. 18. The distribution of precipitation when depression passed (101～10 Oct. 1999).

이 호우의 사례는 저기압이 충청도 남부지방을 지나 충북 중·남부지방으로 이동하는 형으로서 충청 중·남부의 호우형이다.

③ 2000. 6. 26~27. 호우 시 저기압 통과 경로 및 강수량 분포

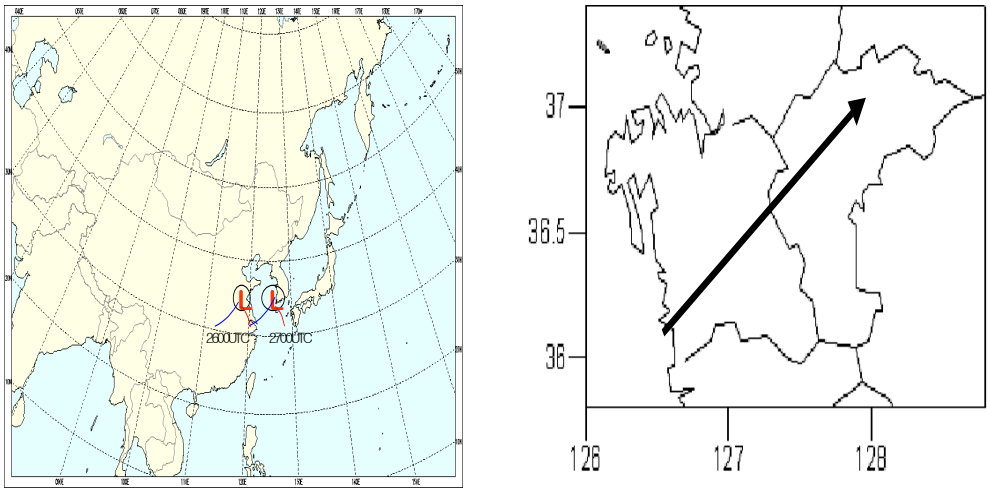

Fig. 19. Weather chart and depression route. (26～27 Jun. 2000)

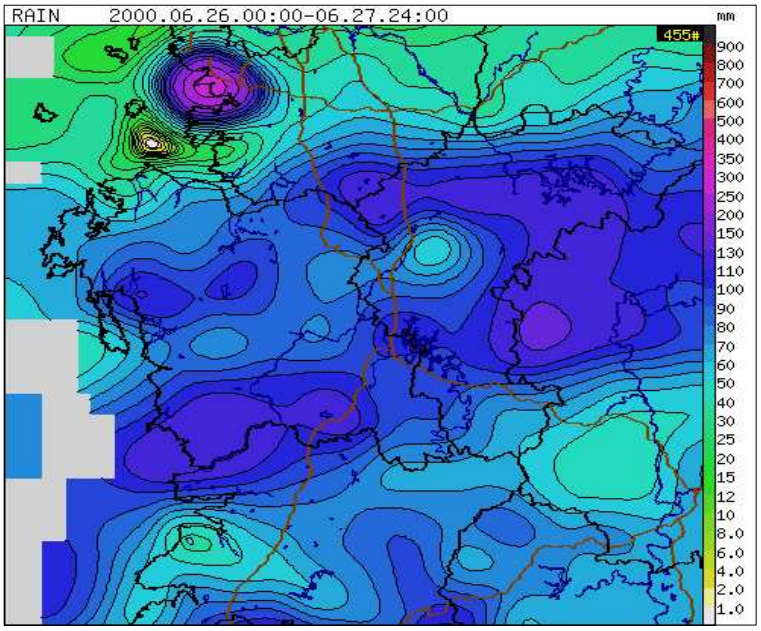

Fig. 20. The distribution of precipitation when depression passed(26～27 Jun. 2000).

이 호우사례는 저기압이 충청남도 남부지방을 통과하여 충청북도 중·북부지방으로 이동하는 형으로서 충청남부 및 충청 중·북부 호우형이다.

④ 2000. 7. 22~23. 호우 시 저기압 통과 경로 및 강수량 분포

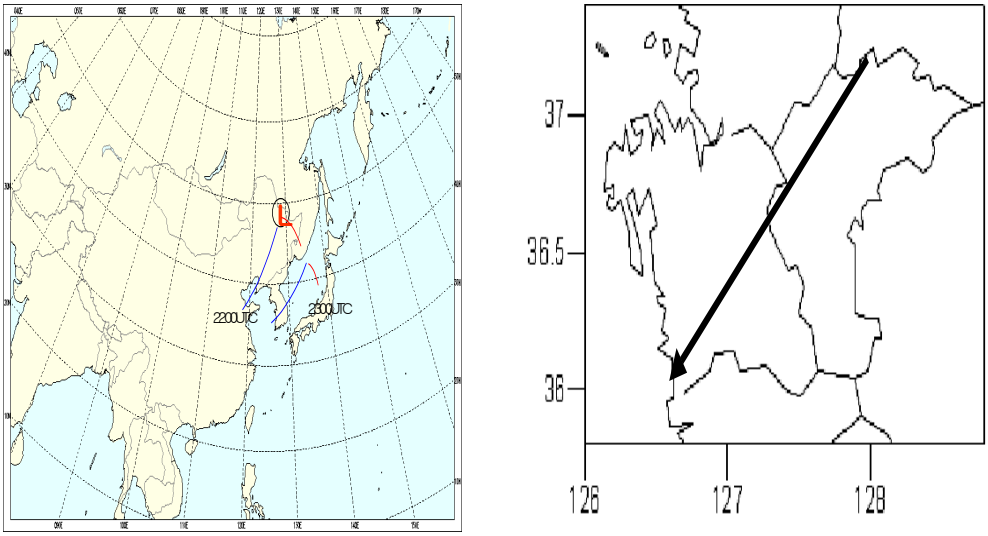

Fig. 21. Weather chart and depression route (22～23 Jul. 2000).

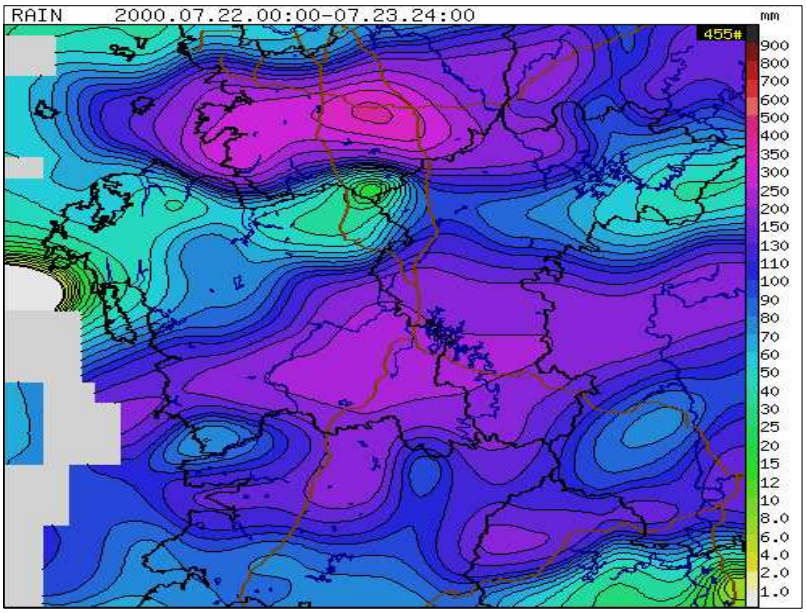

Fig. 22. The distribution of precipitation when depression passed.(22～23 Jul. 2000).

이 호우사례는 저기압이 충청남도 남부지방을 통과하여 충청북도 중북부지방으로 이동하는 형으로 충청남부 및 충청중북부 호우형이다.

⑤ 2002. 5. 6~7. 호우 시 저기압 통과 경로 및 강수량 분포

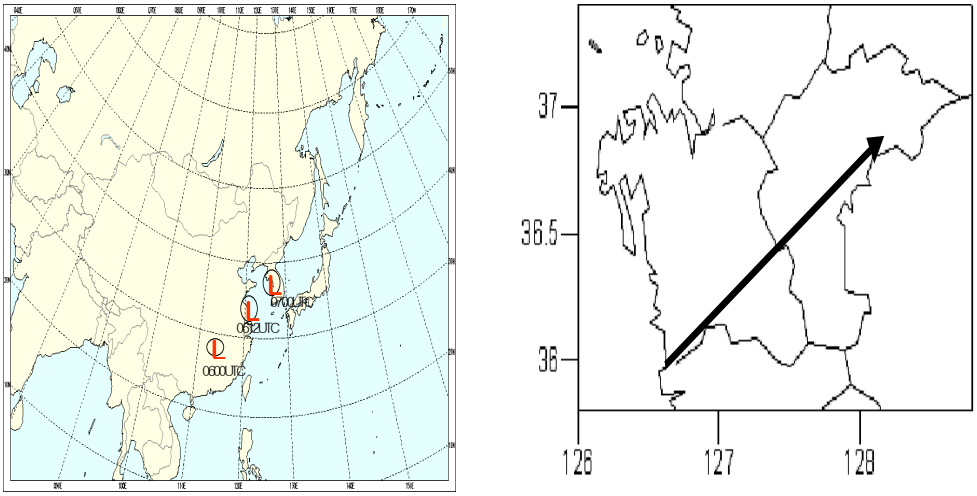

Fig. 23. Weather chart and depression route (6~7 May 2002).

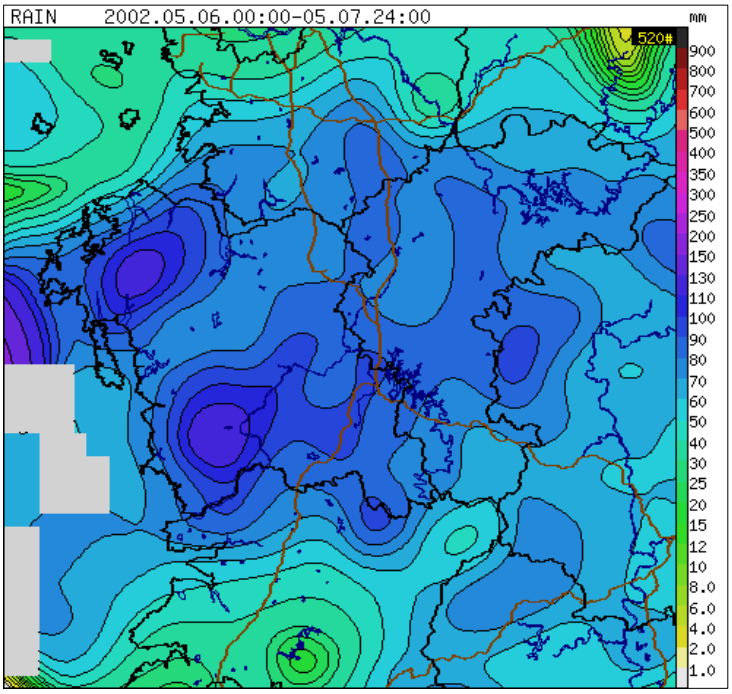

Fig. 24. The distribution of precipitation when depression passed (6 ~7 May 2002).

이 호우사례는 저기압이 충청도 남부지방을 지나 충북 중·남부지방으로 이동하는 형으로 충청지역 중·남부호우형이다.

⑥ 2003. 7. 9. 호우 시 저기압 통과 경로 및 강수량 분포

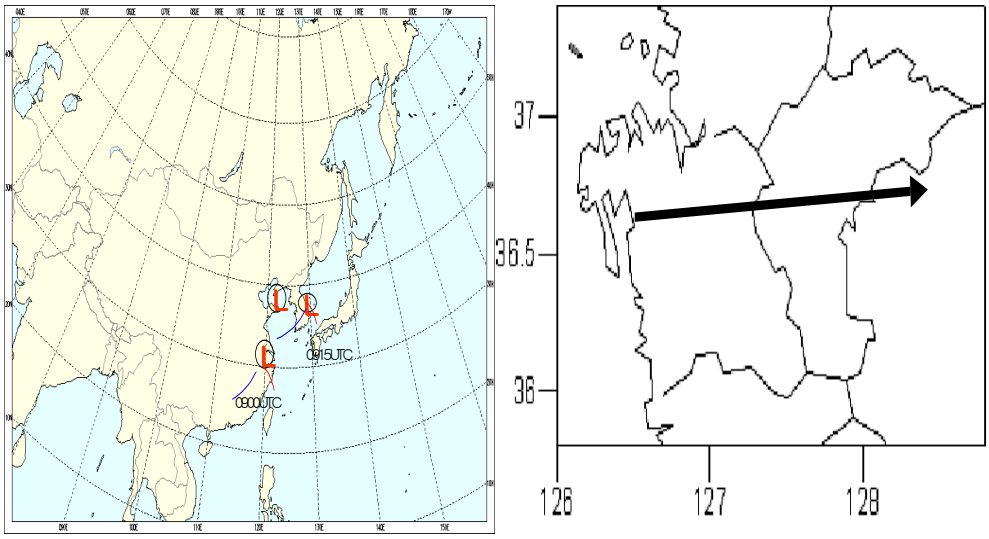

Fig. 25. Weather chart and depression route (9 Jul. 2003).

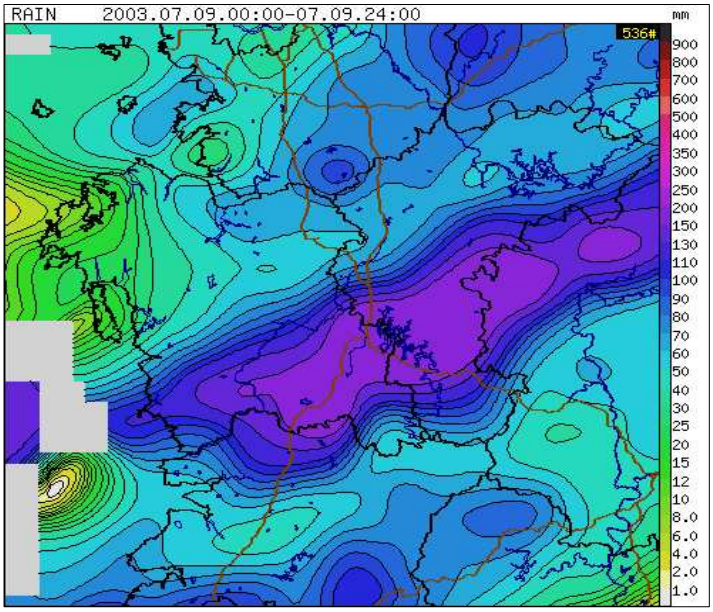

Fig. 26. The distribution of precipitation when depression passed (9 Jul. 2003).

이 호우는 저기압이 충남서해안을 지나 충남 북부지방으로 이동하는 형으로서 충남북부 서해안형이다.

라. 충청지방의 호우 사례분석

1) 1998년 8월 12일의 충북 속리산·보은 지역의 호우

1998년 8월 11일 밤부터 12일까지 충북 속리산/보은 지방에 돌발적인 집중호우가 나타나 보은지방의 일 강수량이 407.5 ㎜로 일최다강수량의 극값을 경신하였다. 누적강수량은 보은지방(515.5 ㎜)을 최고로 대전(337.2 ㎜), 부여(190 ㎜), 문경(189 ㎜) 등 주로 충남 및 경북 내륙지방에서 많았다.

특히, 호우경보가 발효된 05시부터 06시까지 1시간최다(95 ㎜) 및 10분간 최다(32 ㎜) 강수량을 기록하여 보은에서 관측 이래 최고값을 나타냈다.

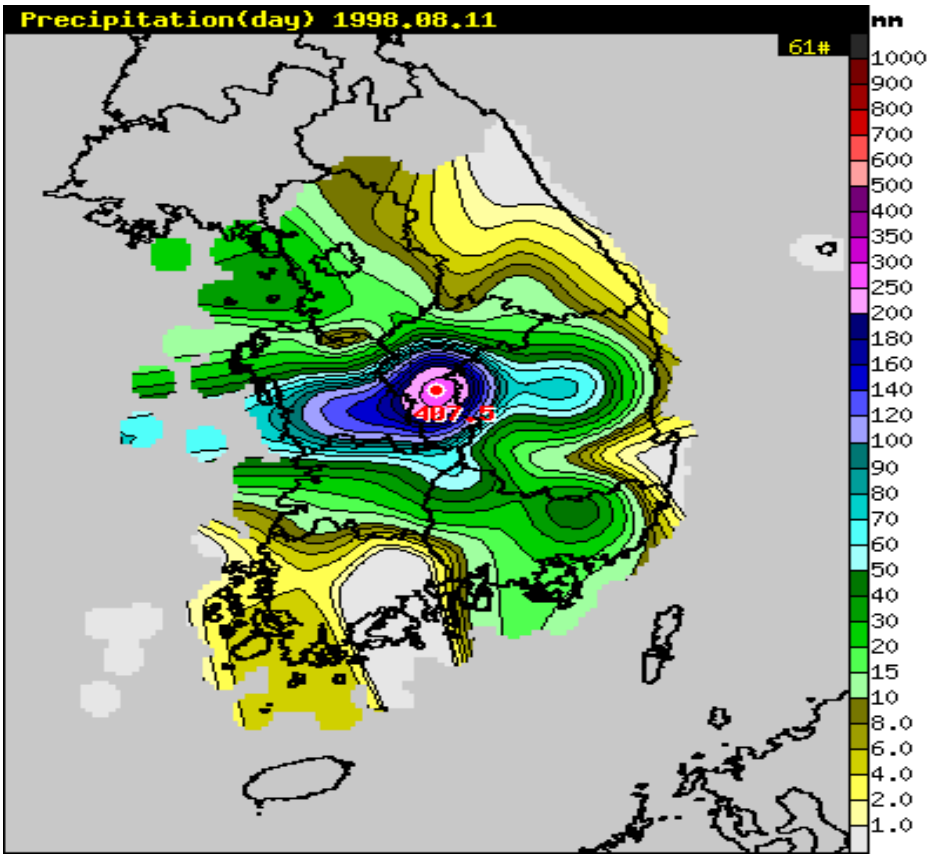

Fig. 27. The distribution of heavy rainfall amounts in 11 Aug. 1998.

11일 00 UTC 지상 일기도에서는 만주지방에 저기압이 위치하며, 베트남 하노이 부근으로 제 3호 태풍 PENNY가 상륙하고 있고, 12일 00 UTC에는 만주부근에 위치한 저기압은 제자리에서 약해지며 저기압성 회전을 하면서 느리게 동북동진하고 있다.

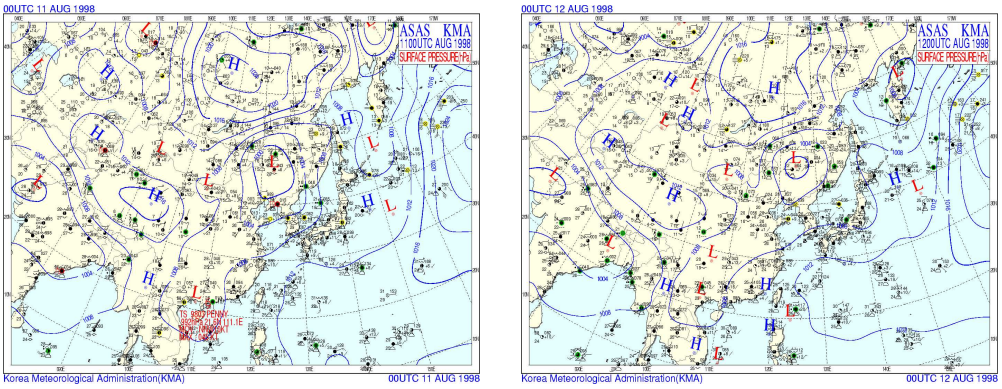

Fig. 28. The surface weather chart at 00UTC 11 Aug 1998 (left) and 00UTC 12 Aug. 1998 (right).

11일 00 UTC 850 hPa 일기도에서는 만주지방에 저기압이 위치하고 있고, 화중지방에서 서해 남부 해상으로 21 ℃의 온난역(warm)이 위치하고 있으며, 12일 00 UTC에서는 화중지방에서 서해남부 해상으로 온난역이 위치하며 남서류가 서해남부 해상으로 유입되고 있다.

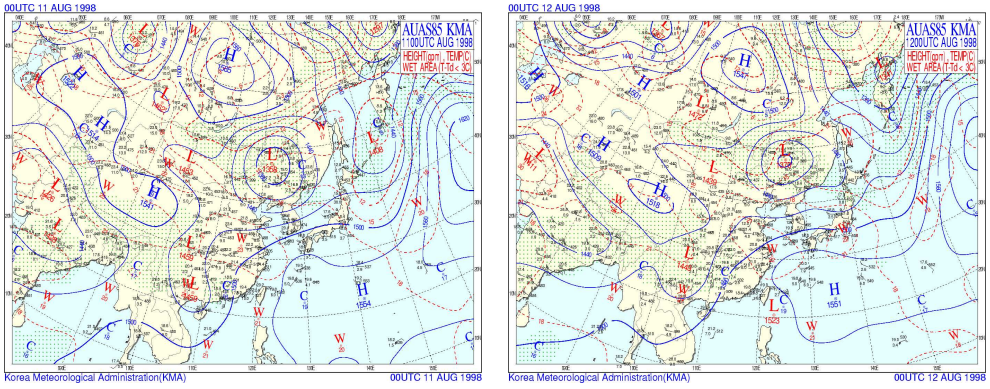

Fig. 29. The 850 hPa weather chart at 00UTC 11 Aug. 1998 (left) and 00UTC 12 Aug. 1998 (right).

11일 00 UTC 500 hPa 상층일기도에서는 만주지방 부근에 저기압이 위치하고 있으며, 발해만 북서쪽으로 곡이 있고, 12일 00 UTC에서는 만주지방 부근의 저기압은 약해지고 있으며, 등고도선이 동서로 완만하게 분포하고 있다.

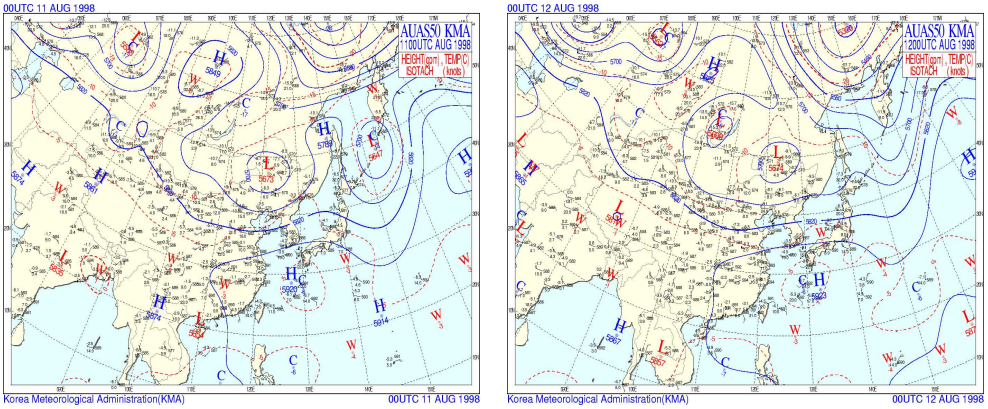

Fig. 30. The 500 hPa weather chart at 00UTC 11 Aug 1998 (left) and 00UTC 12 Aug 1998 (right).

11일 00 UTC 200 hPa 상층일기도에서는 상층 jet가 산동반도 부근에서 해주지방으로 형성되어 있고, 12일 00 UTC에서는 상층 jet는 산동반도 북쪽에 있으며, 그 범위가 좁아지고 등고도선도 동서로 완만하게 분포하고 있다.

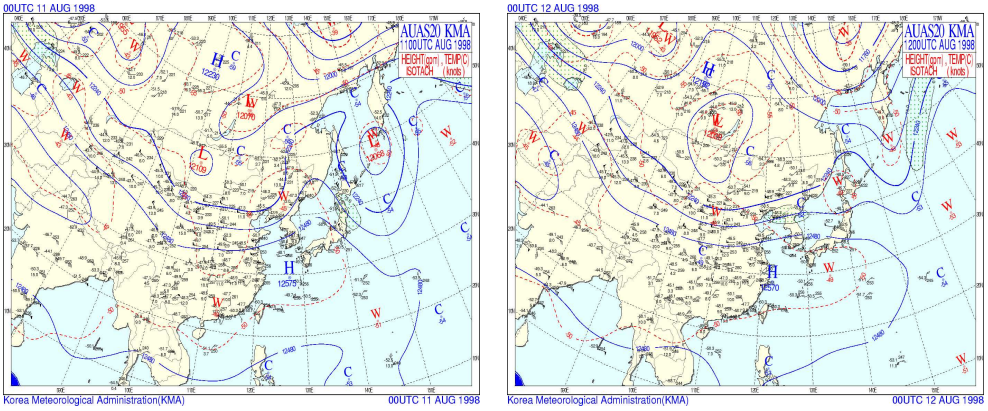

Fig. 31. The 200 hPa weather chart at 00UTC 11 Aug 1998 (left) and 00UTC 12 Aug 1998 (right).

850 hPa 수분 속은 화남지방에서 유입된 기류가 중부지방으로 수렴되고 있고,

850 hPa 유선은 북태평양 고기압의 가장자리를 따라 화남지방에서 화중지방으로 거쳐 서풍류가 한반도로 유입되고 있다. 850 hPa 상당온위 333 K이상의 지수가 화북 지방에서 만주지방으로 뻗어 있으며, KI 그림에서는 한반도가 30 이상의 지수가 나타나고 있으며, 서해남부 해상에서는 35 이상의 지수가 나타나고 있다.

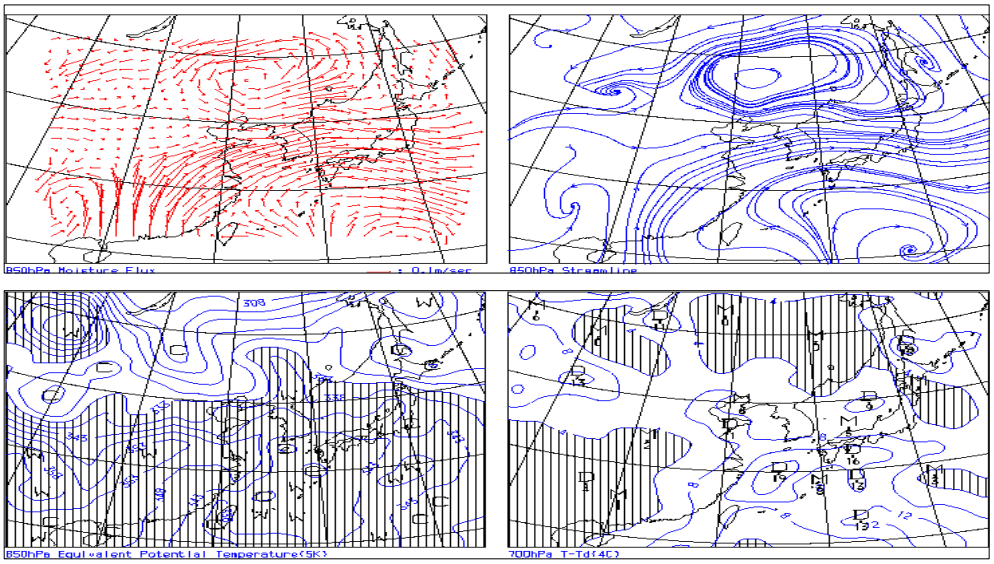

Fig. 32. The auxiliary chart (00UTC 12 Aug. 1998).

00 UTC 위성영상에서는 중부지방에 발달한 대류운 구름대로 덮여있고, 03 UTC 영상에서는 발달한 대류운이 서해남부 해상과 경상남도 지방에 위치하고 있다.

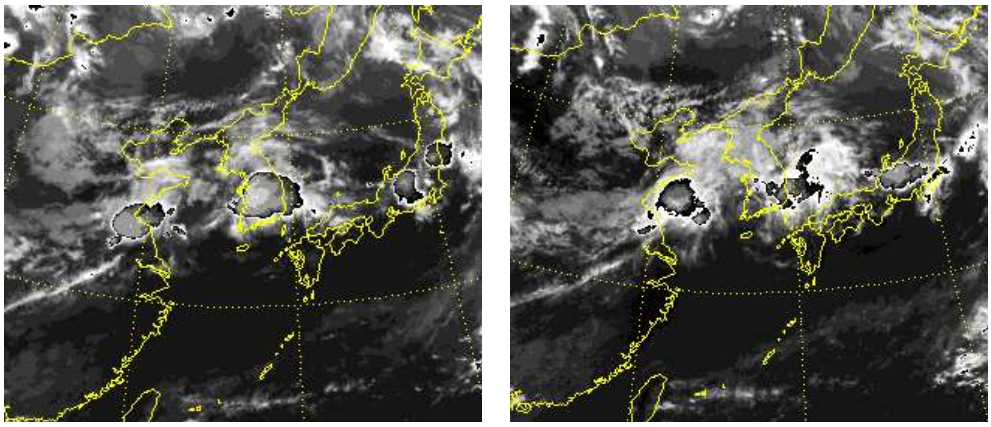

Fig. 33. The satellite image at 00UTC (left) and 03UTC (right) 12 Aug. 1998.

레이더 00 UTC 영상에서는 서해중부 해상에서 충청 남부지방으로 강한 에코가 나타나고 있으며, 남동진하고 있다. 03 UTC 영상에서는 서해상의 강우대가 북동진하여 충남 내륙지방에 강한 에코는 조금 약해진 모습이나 국지적으로 강한 echo가 나타나고 있다.

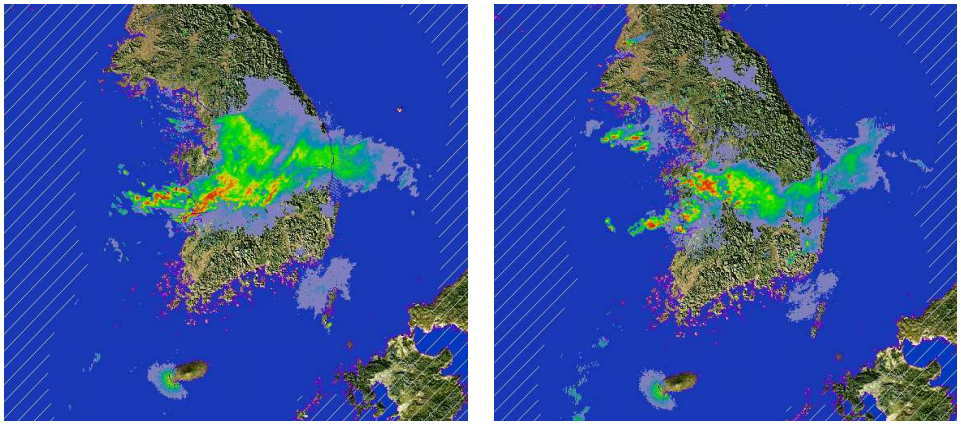

Fig. 34. The PPI image of radar at 00UTC (left) and 03UTC (right) 12 Aug 12 1998.

태풍이 화남지방으로 상륙하여 열대 에너지의 공급과 북쪽기단에서 한기 남하가 중부지방으로 불안정이 강화되어 충청지방으로 중심으로 많은 비가 내렸다.

2) 2000년 8월 24~27일의 호우

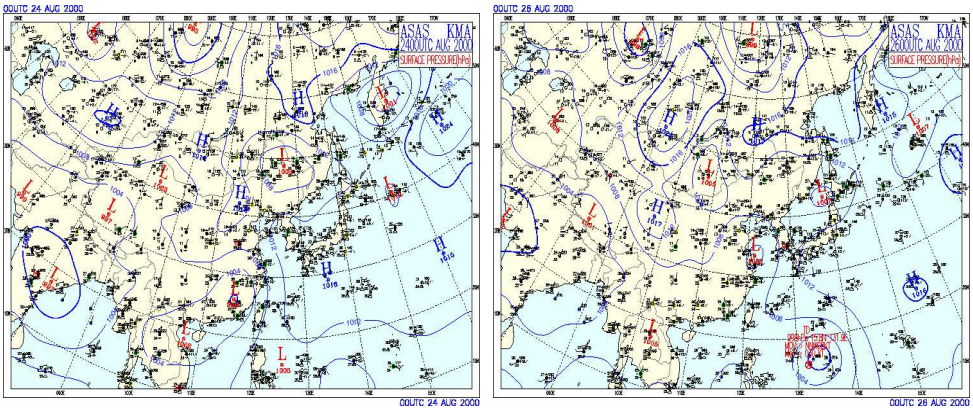

Fig. 35. The surface weather chart at 00UTC 24 Aug. (left) and 00UTC (right) 26 Aug. 2000.

지상일기도 24일 00 UTC에서는 만주지방의 저기압이 매우 느린 속도(2~3°/일)로 북동진하고 있으며, 화남지방의 위치하고 있는 제 10호 태풍 BILIS는 열대성 저압부로 약화되었다. 또한, 북태평양 고기압은 한만 국경에서 수축하고, 서해해상의 광범위한 기압골은 북태평양 고기압 연변을 따라 남북으로 형성하면서 우리나라에 영향을 주고 있다.

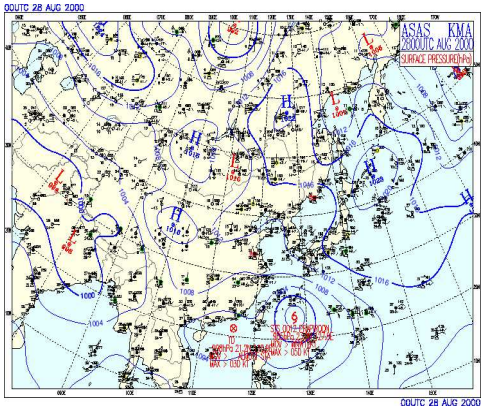

Fig. 35-1. The surface weather chart at 00UTC 28 Aug. 2000.

26일 00 UTC에서는 만주지방의 저기압이 빠른 속도(20°/일)로 일본열도의 홋카이도 부근으로 남동진하고, 온대성 저기압은 일본열도 쪽으로 수축하는 북태평양 고기압 연변을 따라 경기만 부근까지 빠른 속도(13°/일)로 북동진 하였다.

28일 00 UTC에서는 경기만 부근의 저기압은 동진하지 못하고 북서진하여 요동반도(발해만) 부근에 위치하면서 Ω형의 기압계를 형성하였고, 40°N 부근에서 동서로 정체전선이 형성되었다.

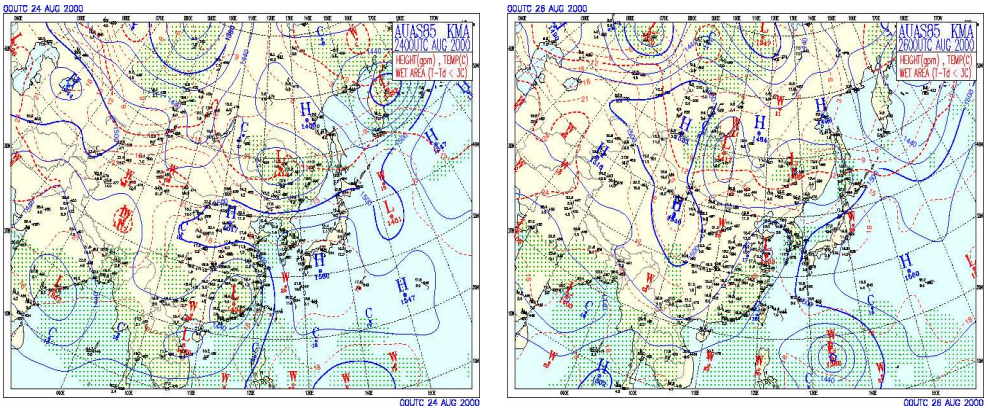

Fig. 36. The 850 hPa weather chart at 00UTC 24 Aug. 2000 (left) and 00UTC 26 Aug. 2000 (right).

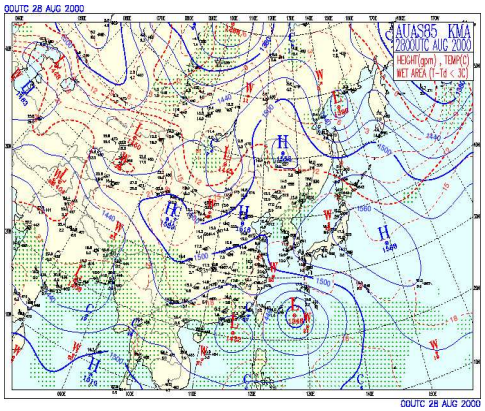

Fig. 36-1. The 850 hPa weather chartat 00UTC 28 Aug. 2000.

850 hPa 24일 00 UTC 일기도는 제 10호 태풍 BILIS에서 발산하는 온난 다습한 다량의 에너지는 남서풍을 타고 우리나라 방면으로 유입되고 그 수렴대의 바람 경사는 평양(남동 20 kts)과 오산(남서 40 kts) 사이에서 형성되고 있으며, 온도 골(18 °C선)은 화중지방과 우리나라 남해안까지 남하하였다.

26일 00 UTC에서는 경기만 부근의 저기압은 약해지면서 북동~남서쪽(대각선상)으로 기압골이 형성되어 남서쪽으로 온도 골이 다소 강하고 바람경사는 장시간 그 자리에서 정체하였다.

28일 00 UTC에서는 경기만 부근 저기압은 발해만 부근으로 느리게 북서(NW) 진하면서 수렴대는 약하게나마 계속 중부지방에 정체하였다.

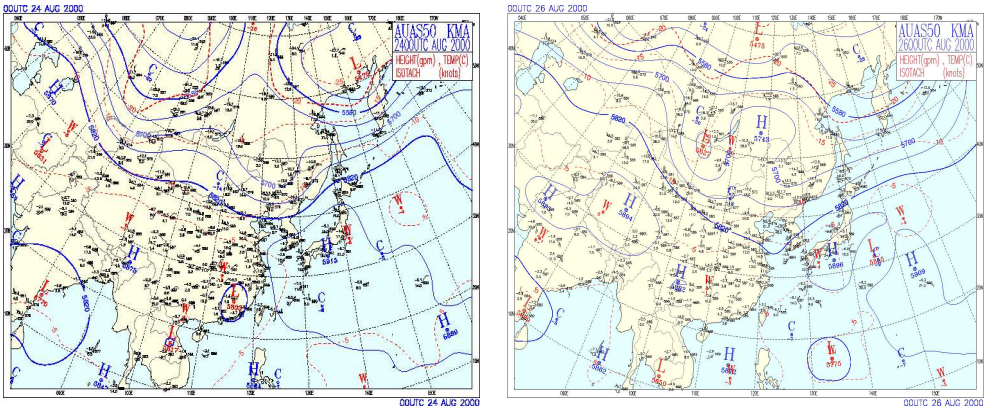

Fig. 37. The 500 hPa weather chart at 00UTC 24 Aug. 2000(left) and 00UTC 26 Aug. 2000(right).

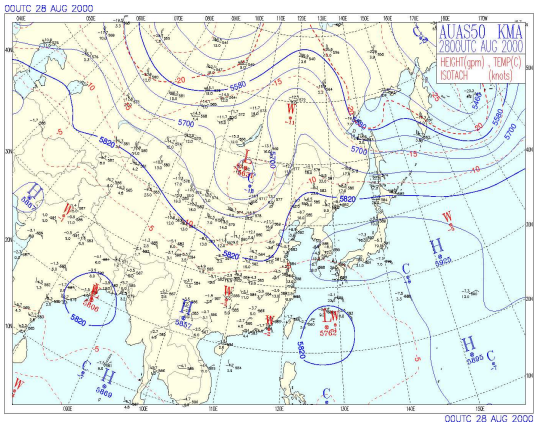

Fig. 37-1. The 500 hPa weather chart at 00UTC 28 Aug. 2000.

500 hPa 상층일기도 24일 00 UTC에서는 만주지방의 저기압은 매우 느린 속도로 역회전함에 따라 120°E(발해만) 부근까지 남서쪽으로 형성된 곡도 매우 느리게 동진(3°/일)하고 있으며, 10℃의 한기는 한만 국경 부근까지 남하했다. 바람 shear가 평양(WNW 45 kts)과 오산(SW 30 kts) 사이에 형성되어 중부지방에 수렴대가 형성되었다.

26일 00 UTC에서는 저지 현상이 더욱 심해지고 만주지방의 저기압은 거의 정체하면서 역회전하고 있다. 발해만 부근의 곡은 남동진하면서 남서쪽에서 북상하는 열대저기압과 연결되어 있다. 남서풍이 중·남부지방에서 20~40 kts, 북부지방은

10~20 kts로 나타나 그 사이(중부 지방)에서 바람 shear 가 형성되었다. 북태평양 고기압은 수축하여 일본열도에 정체하고 있다.

28일 00 UTC에서는 북태평양 고기압(5,880 gpm)이 서해와 중부지방까지 북상하면서 우리나라를 중심으로 북만주 쪽으로 강한 능 축이 형성되었다.

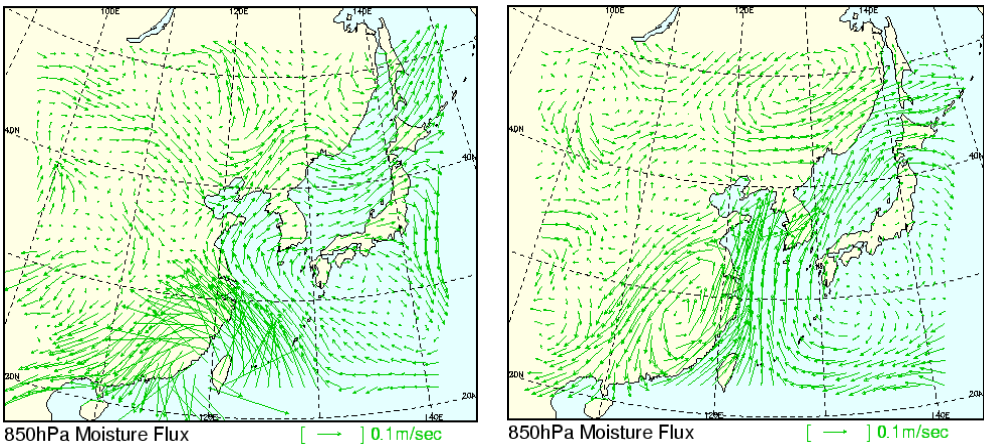

Fig. 38. The 850 hPa moisture flux chart at 00UTC 23 Aug. 2000 (left) and 00UTC 25 Aug. 2000 (right).

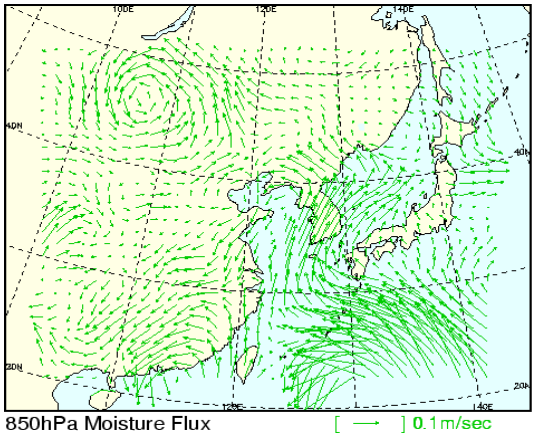

Fig. 38-1. The 850 hPa moisture flux chart at 00UTC 27 Aug. 2000.

850 hPa 습윤속을 보면 화남지방의 열대성 저압부에서 일본 규슈 남쪽에 자리한 북태평양 고기압가장자리를 타고 남서기류가 합류하여 우리나라 쪽으로 강하게

유입되면서 40°N 이남, 즉 중부지방에서 수렴대를 형성하고 있다.

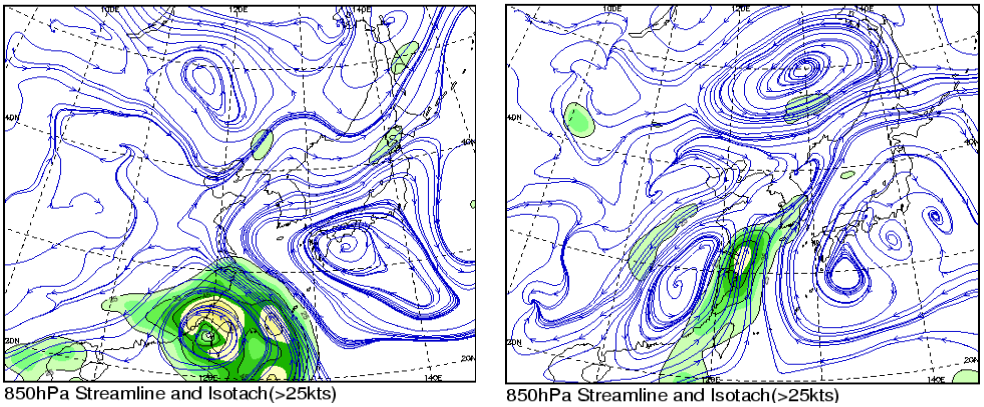

Fig. 39. The 850 hPa streamline and isotach analysis chart at 00UTC 23 Aug. 2000 (left) and 00UTC 25 Aug. 2000 (right).

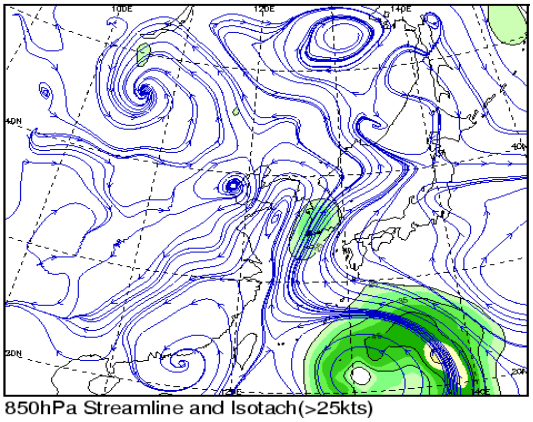

Fig. 39-1. The 850 hPa streamline and isotach analysis chart at 00UTC 27 Aug. 2000.

850 hPa 유선은 화남지방의 열대성저압부와 일본열도 남쪽해상에 중심을 둔 북태평양 고기압 가장자리에서 유입되는 10 m/s~20 m/s의 온난 다습한 SW기류가 장시간 유입되면서, 전형적인 “습설(濕舌)” 형태이다.

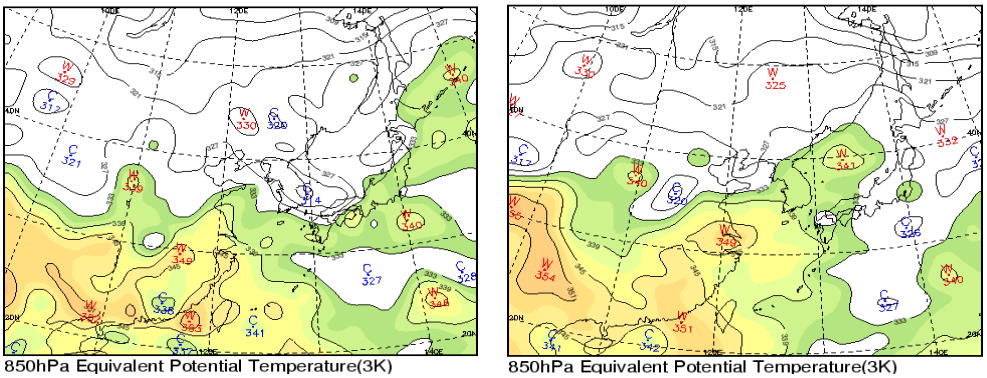

Fig. 40. The 850 hPa equivalent potential temperature chart at 00UTC 23 Aug. 2000 (left) and 00UTC 25 Aug. 2000 (right).

850 hPa 상당온위를 보면 23일 00 UTC 333°K 이상의 온난 다습한 구역은 우리나라 남서쪽으로 폭 넓게 형성하고 있으며, 한랭 전선대의 중심은 우리나라 북서지역에서 남동지역으로 대각선상에 놓여 있다. 그 경계는 목포 부근을 지나갔다.

25일 00 UTC에서는 온난다습한 축은 서해남부에서 동해북부 방면으로 확장하고 있으며, 한랭 건조한 기단은 한만 국경을 경계로 만주지방에서 동서로 형성되었다.

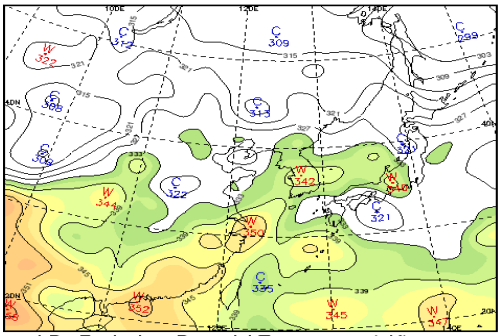

Fig. 40-1. The 850 hPa equivalent potential temperature chart at 00UTC 27 Aug. 2000.

27일 00 UTC에서는 우리나라는 온난 다습한 구역으로 형성되어 있으며, 333°K 선은 한만 국경까지 북상했다.

호우 전(2000. 8. 22. 12UTC) 분석을 보면 850 hPa에서 중국 내륙의 습설은 형성되어 있으나, 최대 수분이류가 없었다. 즉, 중국 동해안에서 남풍 계열의

바람이 만주지방까지 올라가 습설을 우리나라에 공급하지 못했다. 오산에서 서풍 계열이 7.5 ㎧로 불었으나, 내륙에 습설을 유입시키지 못했다. 호우 시에 분석은 저지 현상으로 기압계 이동속도는 매우 느리고, 제트류의 남하(평양 -50 ℃)로 강한 수렴대가 형성되어 중부지방으로 온난 다습한 기류가 장시간 유입되었다. 북태평양 고기압이 수축하면서, 강수대도 남하하여 강수량은 동서지역 차가 크게 나타났다.

Ⅵ. 요약 및 결론

강수의 지형적인 특성은 강한 남서계열의 기류가 유입될 때는 소백산맥과 차령산맥 사이에 위치한 충남 중·남부지방과 충북 중·북부지방에서 강수량이 많이 나타났다. 충북 북부지방에서 호우빈도가 높게 나타나는 것은 충북 북부지방의 삼면이 산맥으로 둘러 싸여 있어서 이 지방으로 기류 유입 시 기류가 빨리 빠져나가지 못하고 회전하면서 상승한 후 느리게 빠져나가므로 강수의 증우효과가 나타나기 때문이다.

차령산맥과 북서쪽에 위치한 충남 서해안과 충남 북부지방도 서해안에서 북동진하는 기압골의 영향으로 국지성 호우가 가끔 나타났다. 충북 남부지방은 소백산맥이 위치하고 있어 강수량과 호우의 빈도가 제일 낮은 지역으로 나타났다.

강수량과 지형과의 관계는 차령산맥과 소백산맥이 기압계의 이동방향과 위치에 따라 강수량 분포에 영향이 있음을 알 수 있다.

저기압 통과시의 강수 특성은 저기압이 통과할 때에는 남서류 유입에 의한 호우가 많았으며 저기압이 주로 동북동 또는 북동진 하였고 저기압의 통과지역에서 많은 비가 내렸다. 서해상에서 접근하는 강수에코는 먼저 그 규모, 발달정도, 진행방향, 속도 등을 파악하고 통과 예상 지역의 강수량 및 강수 시간을 결정하는 것이 순서라고 판단된다.

또한 호남지방에서 접근하는 저기압은 북동진하는 경우가 많았으며 이동 경로인 충남 남부와 충북 중·북부지방에 많은 비를 내렸다. 또 경기도지방을 동진하여 이동하는 저기압은 충북 북부지방에 호우를 내린 경우가 많았다. 발달한 저기압의 이동경로, 진행속도, 수증기 수렴양의 정확한 예측은 호우 예보의 정확도에 매우 중요한 사항이라 할 수 있다.

충남지방의 집중호우는 단시간에 국지적으로 발생하는 중규모 기상현상으로서, 적란운과 같은 소규모 대기요란에서부터 태풍이나 저기압 같은 중규모 및 대규모 현상과 관련되어 발생하는 등 시·공간적으로 다양한 특성을 갖고 있었다.

충청지방의 월별 호우일수는 6~9월에 많이 나타나고 있으며, 그 중 장마가 끝

난 8월에 가장 많이 발생하였다.

일 중 호우가 많이 나타난 시간은 자정부터 오전 9시였다.

충청지방의 집중호우 시 기압계의 type은 저기압의 영향을 받을 때가 가장 많았고, 그 다음이 태풍, 북태평양고기압 가장자리 순으로 나타났다.

호우 시 불안정 지수 차이는 30 ㎜/h 이상 일 때가 뇌우와 소낙성 강수 확률이 높은 지수가 나왔으나 그 차이는 크지 않았고, 각종 지수는 호우발생에 미치지 못했으며 우리나라 호우발생에 적용하기는 문제가 많음을 보여주어 앞으로 우리나라 실정에 맞게 보완하여야 할 것이다.

이상에서 호우예측을 보다 정확하게 하기 위해서는 일기도와 각종 보조자료, 위성영상, 레이더영상, 저기압의 이동방향, 기압계 종류 및 강도 등을 통한 다양한 자료를 이용한 분석을 이용하여야 할 것이다.

참 고 문 헌

강릉지방기상청: 1993, 『강원기상특성집 제4권』, 547 pp.

광주지방기상청: 1996, 『호남지방 호우사례집(1980~94년) 9월호』, 612 pp.

기상청: 1993, 『호우사례집(1981~90년) 7월호』p.3.

기상청: 1996, 『호우의 특성과 예보』, p.23.

기상청: 1996,『호우특성과 예보 - 호우의 실태를 알고대비하자』.23 pp.

기상청: 1998, 『98 집중호우 종합 분석집 12월호』, p.182.

기상청: 2000, 『2000년 예보기술발표회 자료 모음집』, pp.11-13.

김광식: 1992,『기상학사전』, p.496.

류찬수, 원효성, 이순환: 2005, 호남지방 고층관측자료의 동화가 수치기상예보에 미치는 영향에 관한 연구. 한국지구과학회지, 26(1), pp.66-77

류찬수, 윤홍주, 정효상: 2002, "북태평양 고기압 연변의 강수 패턴에 관한 규명". 『기상학회지, 대기』p.58.

류찬수, 이순환: 2004, "집중호우에 관련된 하층제트의 민감도에 관한 수치연구" 한국기상학회 봄철학술발표회논문집, pp.36-37

류찬수, 최기상: 2005, "호남지방에 남서기류 유입시 나타나는 집중호우 경향 및 특성분석". pp.250

박순웅, 정창희, 김성삼, 이동규, 윤순창, 정영근, 홍성길: 1986, "1984년 9월 1~3일에 한국에서 발생한 호우의 종관적 특징분석". 『한국기상학회지』22(1), pp.42-81.

손병주, 박순웅: 1985, "상층 jet stream과 연관된 바람 변형장에 의해 유도되는 2차 순환". 『한국기상학회지』21(2), pp.1-17.

양진관: 1999, "서해상에서 발생하여 중서부지방에 강서현상을 초래하는 중규모저기압", 『기상청사례연구』, p.44.

윤원태, 박정규, 이재원, 이현수: 2001, "1998년 여름철 집중호우 특성분석". 『한국기상학회지』37(3), pp.181-194.

이동규: 1991, “1985년 한반도 강우와 관련된 동아시아 몬순 순환의 특징”. 『한국기상학회지』 37(3), pp.205-219.

이병설: 1986, 『집중호우』, 서울: 교학연구사, 1986, 207pp.

최부섭: 1998, “충청지방 호우특성 조사”. 『대전지방기상청 연구 9권』, p.10.

황승언, 이동규: 1996, “한반도에서 발생한 집중호우의 열과 수분 수지”. 『한국 기상학회지』 32(1), pp.86-102.

황승언, 이동규: 1993, “한반도에서 발생한 호우와 하층 jet의 관령성에 관한 연구”. 『한국기상학회지』 29(2), pp.133-146.

황재돈. 박정규: 2000, "1999년 한반도 여름철 호우와 관련된 동아시아 대기순환 특성분석".『기상학회지』 36(5), pp.573-574.

홍성유: 1992, “한반도에서 발생한 집중호우의 열과 수분수지”. 『한국기상학회지』 32(1), pp.86-101.

홍성유: 1992, “한반도에서 발생한 집중호우의 수치 모의실험”. 박사학위 논문, 서울대학교 대기과학과. pp.86-101.

홍성유, 이동규: 1996, “한반도에서 발생한 집중호우의 열과 수분수지”. 『한국기상학회지』 32(1), pp.86-101.

홍 윤: 2000, "집중호우 발생환경".『기상청사례연구』, p.25.

Chen, G. T. and J. Yu: 1988, "Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northen Taiwan in the Mei-yu season". MonWea. Rev., 116, pp. 884-891.

Krishnamurt, T. N. and Ramanathan Y., 1982, "Sensitivity of monsoon onset to differential heating". J. Atmos. Sci., 39, pp.1290-1306.

Lee, D. K., and S. Y. Hong: 1989, “Numerical experiment of the heavy rainfall event ocurred over Korean during 1～3 September 1984". J. Korean Meteor. Soc., 25(4), pp.233-260

Maddox, R.A.: 1980, "Mesoscale Convective Complexes". Mon. Wea. Rev. 61, pp.1374-1387.

Park, S. U., I. H., Yoon and S. K. Chung:1986, "heat and moisture Sources Associated with the Changma front during the summer of 1978". J. Korean Meteor. Soc., 22(2), pp.1-27.

Ryu C-H. and Lee S-H.: 2004, "下層 jetか 韓半島 南部地方の集中豪雨に及ぼす影響". 日本氣象學會 2004年度 春季大會講演序稿集 85, p.111.