

## 지자기교란시 극전리층의 전자기적인 특성

안병호

경북대학교 사범대학 지구과학교육과

### THE ELECTROMAGNETIC CHARACTERISTICS OF THE POLAR IONOSPHERE DURING A MODERATELY DISTURBED PERIOD

B. H. AHN

Department of Earth Science, Kyungbuk National University

(Received October 25, 1995; Accepted November 20, 1995)

#### 요 약

Kamide *et al.* (1981)이 개발한 지자기기록 역전방법인 KRM 방법과 Ahn *et al.* (1995)이 개발한 전기전도도모델을 이용하여 지자기활동이 중간정도로 교란된 기간동안의 극전리층의 전기전도도, 전위, 수평전류, 연자기력선전류, Joule 열 발생, 오로라입자에 의한 에너지유입 등의 분포 및 하강오로라입자의 에너지스펙트럼상의 특성을 조사하였다. 지상지자기자료는 단일 자력계망 (Alaska meridian chain)에서 장기간 (1978년 3월 9일부터 4월 27일까지)에 걸쳐 얻어진 자료이므로 극전리층의 평균적인 전자기상태를 보여줄 것으로 기대된다. 본 연구에서 얻어진 몇가지 결론은 다음과 같다. (1) 전위분포는 소위 두개의 대류 cell이라 불리는 형태를 나타내며 아침영역의 양의 전위 cell이 저녁영역의 음의 전위 cell로 깊숙히 진입된 모습을 보이고 있다. (2) 이 기간동안 오로라제트전류대가 잘 발달되어 있으며 DP-1 및 DP-2 전류계가 확인되었다. 아침영역의 서향제트전류대의 극쪽영역은 전기장이 전기전도도보다 전류의 밀도를 증가시키는데 더 중요한 구실을 하는 반면 적도쪽은 전기전도도가 상대적으로 중요한 역할을 담당하고 있다. (3) 전지구적인 규모의 연자기력선전류의 분포는 Iijima & Potemra (1976)가 구한 통계적인 분포와 유사했다. 그러나 이미 지적된 바 (Kamide 1988)와 같이 영역 1의 전류밀도가 영역 2보다 현저하게 높았다. (4) Joule 열발생은 섬처럼 격리된 영역에 집중되어 나타났다. 하나는 서향제트전류대의 극쪽사면을 따라 나타나고 다른 하나는 오후영역의 동향전류대를 따라 나타났다. (5) 하강오로라입자의 최대 평균 에너지는 아침시간대 (07~08 MLT)에 나타나는 반면 최대에너지유입은 02 MLT 시간대에 관측되었다. 그래서 지자기활동이 증가할 때 수반되는 오로라 밝기의 증가와 전기전도도의 강화는 하강전자의 평균에너지의 증가보다는 에너지속의 증가와 더 밀접한 관계가 있는 것 같다.

### ABSTRACT

The distributions of the ionospheric conductivities, electric potential, ionospheric currents, field-aligned currents, Joule heating rate, and particle energy input rate by auroral electrons along with the characteristics of auroral particle spectrum are examined during moderately disturbed period by using the computer code developed by Kamide *et al.* (1981) and the ionospheric conductivity model developed by Ahn *et al.* (1995). Since the ground magnetic disturbance data are obtained from a single meridian chain of magnetometers (Alaska meridian chain) for an extended period of time (March 9 - April 27, 1978), they are expected to present the average picture of the electrodynamics over the entire polar ionosphere. A number of global features noted in this study are as follows: (1) The electric potential distribution is characterized by the so-called two cell convection pattern with the positive potential cell in the morning sector extending into the evening sector. (2) The auroral electrojet system is well developed during this time period with the signatures of DP-1 and DP-2 current systems being clearly discernable. It is also noted that the electric field seems to play a more important role than the ionospheric conductivity over the poleward half of the westward electrojet in the morning sector while the conductivity enhancement seems to be more important over its equatorward half. (3) The global field-aligned current distribution pattern is quite comparable with the statistical result obtained by Iijima and Potemra (1976). However, the current density of Region 1 is much higher than that of Region 2 current as pointed out by previous studies (e.g.; Kamide 1988). (4) The Joule heating occurs over a couple of island-like areas, one along the poleward side of the westward electrojet and the other over the eastward electrojet region in the afternoon sector. (5) The maximum average energy of precipitating electrons is found to be in the morning sector (07~08 MLT) while the maximum energy flux is registered in the postmidnight sector (02 MLT). Thus auroral brightening and enhancement of ionospheric conductivity during disturbed period seem to be more closely associated with enhancement of particle flux rather than hardening of particle energy.

### 1. 서 론

인공위성에 의한 현장측정이 불가능했던 시기에 지상지자기 관측기록은 전리층을 위시하여 지구주변 우주공간을 연구하는데 지대한 역할을 담당하였다. 그러나 다른 지구물리학분야에서와

마찬가지로 지상지자기 관측자료만으로 상공의 전자기학적 상태를 유일하게 (unique) 추론하는데 한계가 있다. 다행히도 금세기 중엽이후 도입된 인공위성 및 레이더에 의한 현장관측이 이러한 문제를 해결할 수 있는 길을 열어 놓았다. 그렇다고 해서 지상지자기 관측기록의 중요성이 감소된 것은 아니다. 인공위성이나 레이더에 의한 직접측정이 상층대기 및 자기권의 현상을 이해하는데 필수적이지만 이들 관측치 역시 많은 문제점을 내포하고 있다. 인공위성의 경우 측정범위가 위성궤적상으로 한정될 뿐만 아니라 측정치에 내재된 시간적인 변화와 공간적인 변화를 구분해 낼 수가 없다. 레이더 역시 비슷한 문제점을 지니고 있다. 반면 간접적이긴 하지만 지상지자기변화는 극지방전역에 걸쳐 연속적으로 관측하는 것이 가능하기 때문에 시간 및 공간분해능이 높아 전지구적 규모의 현상을 연구하는데 적합하다. 특히 지난 국제자기권관측년 (International Magnetospheric Study, IMS; 1976-1979) 기간 동안 체계적으로 얻어진 지상지자기 관측기록은 지상관측의 중요성을 재인식시키는 계기가 되었다. 때 맞추어 제출된 지자기기록 역전방법 (Magnetogram Inversion Method)은 이들 지상지자기 관측자료를 이용하여 전지구적인 규모의 전리층의 전위, 수평전류, 연자기력선전류 그리고 Joule 열 발생분포 등 극지방 전리층의 다양한 전자기적인 물리량을 5분 미만의 높은 시간분해능으로 연속적으로 재현할 수 있음을 보였다 (Fayermark 1977, Kisabeth 1979, Mishin *et al.* 1980, Kamide *et al.* 1981, Levitin *et al.* 1982).

이제까지 여러 종류의 지자기기록 역전방법이 제출되었지만 현재 널리 이용되고 있는 것은 KRM 방법 (Kamide *et al.* 1981)과 AMIE 방법 (Richmond & Kamide 1988)이다. 이들을 이용해서 극지방 전리층의 전자기적 현상에 대해서 많은 연구가 수행되었다 (Kamide *et al.* 1982, Richmond *et al.* 1988, Ahn *et al.* 1989). 이 연구들은 주로 자기권 서브스톰 (magnetospheric substorm)이 진행될 때 극지방전역의 여러 물리량의 분포를 구하고 이들의 진화과정을 다룬 것이다. 이러한 연구에서 문제점으로 지적된 것은 극지방에는 지상지자기관측소가 해륙의 분포 등으로 인하여 불균일하게 분포되어 있다는 점이다. 이로 인하여 관측소가 존재하지 않는 영역은 인접 관측소의 자료로부터 구조화분석 (Richmond *et al.* 1979)을 통해서 근사적으로 추론할 수 밖에 없다. 따라서 그러한 지역에서는 정확한 결과를 기대할 수 없다. 한편 지자기기록 역전방법은 지상지자기 변화자료 이외에 극지방전리층 전역에 걸친 순간전기전도도분포를 또 다른 입력자료로 요구하고 있다. Kamide & Richmond (1982)는 전기전도도의 분포가 지자기기록 역전 방법의 결과 특히 전위분포에 지대한 영향을 미친다는 점을 상기시켰다. 그러나 유감스럽게도 현재까지 제출된 전기전도도모델 (Spiro *et al.* 1982, Fuller-Rowell & Evans 1987, Hardy *et al.* 1987)들은 지자기활동지수의 함수로 나타낸 통계적인 모델들이 대부분이다.

IMS 기간동안 7개의 자력계망 (Akasofu *et al.* 1983)이 설치 운영되었다. 그들은 대체로 지자기의 자오선을 따라 설치되었기 때문에 24시간 연속적으로 가동하면 각각의 자력계망은 균일한 간격으로 극지방 전역의 지자기변화상태를 측정하는 셈이 된다. 물론 이렇게 얻어진 결과가 극지방 전역의 순간적인 상태를 반영할 수는 없겠지만 이러한 자료를 사용하면 지자기기록 역전방법을 적용함에 있어서 입력자료의 지역적 불균일로 인해 야기되는 문제점은 극복할 수 있을 것이다.

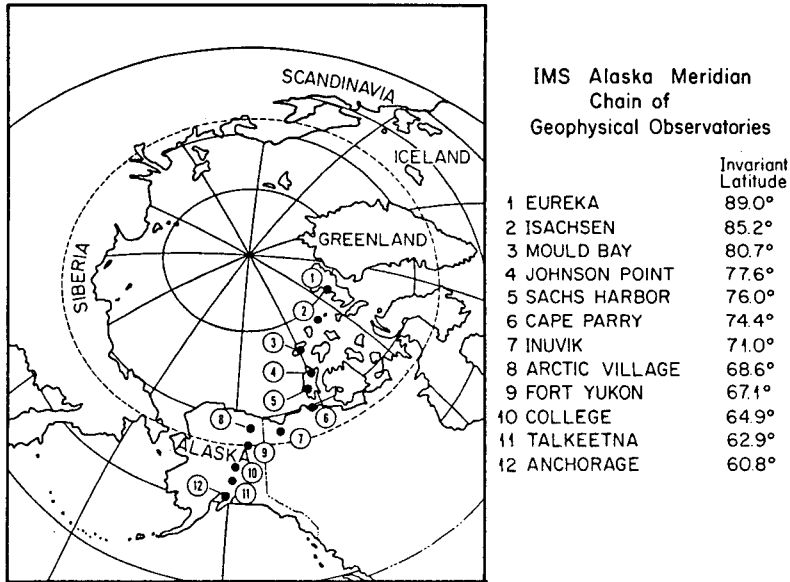


그림 1. IMS(국제자기권연구) 알래스카 자력계 관측망의 지리상 위치.

본 연구에서는 IMS 기간 중인 1978년 3월 9일부터 4월 27일까지 50일간에 걸쳐 Alaska 자력계 망 (Alaska Meridian Chain of Magnetometers) 으로부터 관측된 지상지자기 변화자료를 평균하여 지자기기록 역전방법의 하나인 KRM 방법에 적용하였다. 본 연구의 목적은 지자기적으로 중간 정도로 교란된 기간 중 (moderately disturbed period)의 극지방 전리층의 여러가지 전자기적인 물리량의 평균적인 분포를 구하고 그 특성을 조사하는데 있다. 여기에 사용된 전리층의 전기 전도도모델은 지상지자기 변화자료를 입력으로 한 Ahn *et al.* (1995)의 모델이다.

## 2. 입력자료

### 2-1 지상지자기변화자료

Alaska 자력계망은 그림 1에서 나타난 바와 같이 불변자기위도 (invariant latitude) 및 경도 (invariant longitude)가 각각 60°부터 90° 그리고 244°부터 267° 사이에 위치한 12개의 관측소로 구성되어 있다. 그러나 본 연구에는 Isachen과 Talkeetna의 자료가 제외된 10개의 관측소자료만 이용되었다. 측정기간인 1978년 3월 9일부터 4월 27일까지 총 50일 동안의 지자기활동을 누적 Kp 지수 (integrated Kp index)로 표현했을 때 최대치와 최소치는 각각  $\Sigma Kp = 45+$  및 6-을 기록했다. 그리고 50일 간의 누적 평균치는  $\Sigma Kp = 23_0$ 으로 지자기적으로 중간정도로 교란된 기

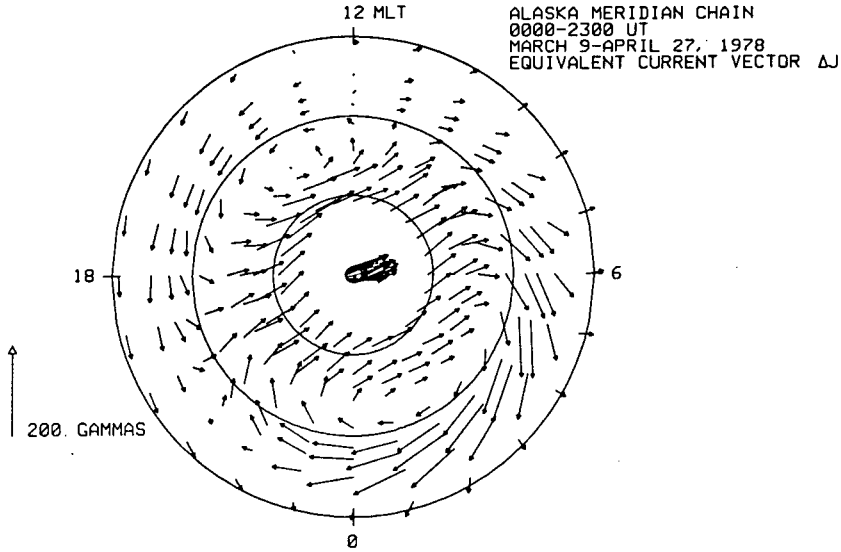


그림 2. 1978년 3월 9일에서 4월 27일에 걸쳐 관측된 등가전류 vector의 분포를 지자기위도-지자기지방시(MLT) 좌표에 나타낸 것으로 평균지자기변화 vector를 시계 방향으로 90° 회전시킨 것에 해당된다.

간이라 말할 수 있다. 각 관측소의 지자기장의 기준치 (base line value)는 본 연구기간 중 지자기활동이 가장 미약했던 1978년 3월 12일 ( $\Sigma Kp = 6-$ )을 선택하여 결정하였다 (Akasofu *et al.* 1983). 그림 2는 등가전류벡터 (equivalent current vector plot) 분포로서 50일간의 지자기변화의 수평성분 ( $\Delta H$ )의 평균치를 시계방향으로 90° 회전시켜서 나타낸 것이다. 여기서 지자기위도 60° 이북 영역에서 관측되는 지자기변화는 전지구적인 규모에 걸쳐 매우 체계적인 양상을 보여주고 있다. 특히 지자기활동이 현저할 때 관측되는 전형적인 두 개의 cell로 구성된 플라즈마의 대류형태를 확인할 수 있다.

### 2-2 전기전도도분포

전기전도도분포는 지자기기록 역전방법의 결과에 결정적인 영향을 미치는 입력 자료이다. 본 연구에 사용된 전기전도도분포는 Ahn *et al.* (1995)가 발표한 모델로 Ahn *et al.* (1983)의 모델을 개선한 것이다. 이 모델은 지자기기록 역전방법의 기본입력자료인 지상지자기 변화자료로부터 전기전도도분포를 추론한다는 점에서 기존의 통계적인 모델과는 매우 상이하다. 그림 2에 표시된 지자기변화자료가 곧 전기전도도를 구하는 입력자료가 된다. 먼저 구조화분석 (Richmond *et al.* 1979)을 통하여 그림 2의 입력자료를 위도 1° 및 경도 15° 간격의 격자점 상에서 그림 3과 같은 등

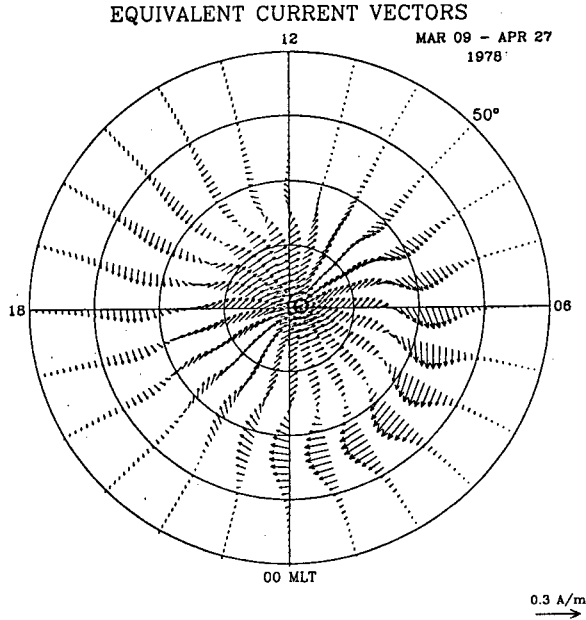


그림 3. 그림 2에 나타낸 지자기 관측치를 입력으로 하여 조화분석을 통해서 구한 등가전류 vector의 분포.

가전류 벡터분포를 구한다. 이렇게 계산된 지자기변화의 수평성분 ( $\Delta H$ ) 과 연직성분 ( $\Delta Z$ )을 이용하여 각 격자점 상의 Hall 및 Pedersen 전기전도도를 구한다.  $\Delta Z$  성분은 오로라제트전류대의 중심에 대한 격자점의 상대적인 위치를 확인하기 위해서 오직 그 부호만 이용되었다. 그림 4 및 그림 5는 그림 2의 지자기변화 자료를 입력으로 해서 Ahn *et al.* (1995)모델이 계산해 낸 Hall 및 Pedersen 전기전도도 분포이다. 그림 3의 등가전류벡터분포와 비교해보면 예상했던대로 전기전도도가 강화된 지역과 오로라제트 전류대가 대체로 서로 일치하고 있음을 알 수 있다. 최대의 전기전도도는 지자기지방시가 1~2 MLT인 오로라타원체 상이며 그 지점에서의 Hall 및 Pedersen 전기전도도는 각각 19 S 및 11 S를 기록했다. 태양의 EUV 복사에 의한 전기전도도는 Emery *et al.* (1990)가 도입한 경험관계식을 이용했으며 그림 4 및 그림 5에는 이미 이러한 태양에 의한 효과가 고려되었다.

### 3. 극 전리층의 전자기적 물리량의 분포

#### 3-1 전위분포

그림 6은 전위분포 (electric potential distribution)를 나타내며 소위 two-cell 대류형태 (convection pattern)라 불리는 특징을 잘 보여주고 있다. 게다가 아침 영역에 위치한 양 (positive)의

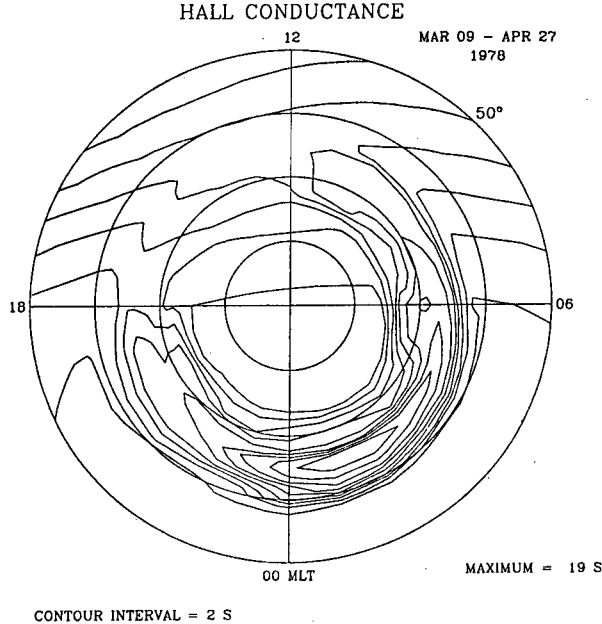


그림 4. Ahn *et al.* (1995)이 개발한 방법을 이용해서 구한 극전리층의 Hall 전기전도도값을 그림의 오른쪽 아래에 나타 냈다.

전위 cell이 저녁영역에 위치한 음 (negative)의 전위 cell쪽으로 밀고 들어간 모습은 지자기활동이 증가했을 때 나타나는 전형적인 특징이다. 양의 전위 cell 및 음의 전위 cell 각각의 최대 전위값의 차이로 정의되는 극관황단전위차 (cross-polar cap potential difference;  $\phi$ )는 본 연구의 경우  $26 - (-28) = 54$  kV를 기록했다. 이 값은 Akasofu *et al.* (1983)이 동일 지자기변화 자료를 입력으로 해서 구한 값 30 kV 보다 거의 2배나 큰 값이다. 그렇지만 전위분포의 형태에서는 두 연구사이에 별 차이점이 발견되지 않았다. 이러한 점으로 미루어 볼 때 그들의 연구에서 채택된 전기전도도모델 (Ahn *et al.* 1983)이 본 연구에서 사용한 것보다 전기전도도값을 전반적으로 과대평가했을 가능성이 있다. 이것은 이미 Kamide & Richmond (1982)가 지적한 바와 같이 지자기 기록 역전방법에 의해 구해진 극관황단전위차는 채택된 전기전도도모델에 크게 의존한다는 것을 확인시켜주는 예이다.

### 3-2 전류분포

그림 7은 극전리층의 수평전류분포 (ionospheric current)로서 서브스톰 확장기 (substorm expansion phase)의 전류분포상의 특징을 비롯해서 고위도지방의 여러 종류의 전류계들이 잘 나타나고 있다. 오로라타원체를 따라서 아침 및 저녁영역에는 대류제트전류 (convection electrojet)인 서향 및 동향오로라제트전류대가 잘 발달해 있고 자정부근에는 서브스톰의 췌기전류

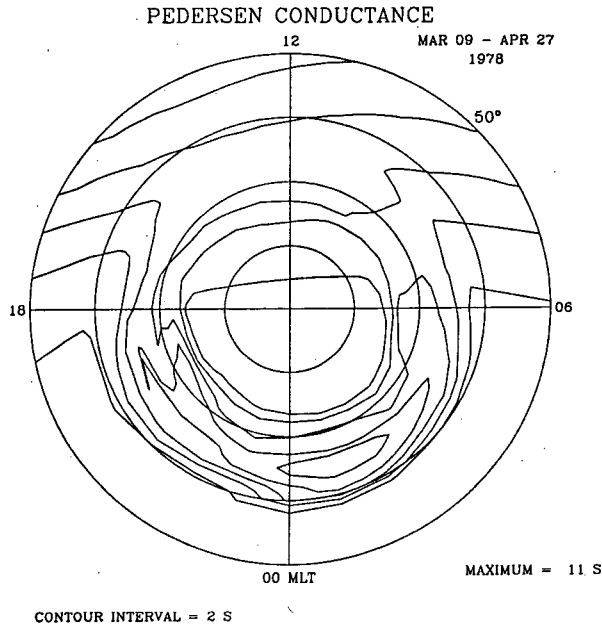


그림 5. 그림 4와 같은 방법으로 나타낸 Pedersen 전기전도도분포.

(current wedge)인 DP-1 전류도 확인할 수 있다. 또한 서향오로라제트전류대 (westward auroral electrojet)가 저녁 영역의 동향오로라제트전류대 (eastward auroral electrojet)의 극쪽사면을 따라 깊숙히 진입된 모습은 서브스톰 극대기의 전형적인 특징이다 (Ahn *et al.* 1986). 한편 오로라 영역과는 대조적으로 극관 (polar cap)에는 비록 전류의 밀도는 약하지만 태양쪽을 향한 극관전류 (polar cap current)를 확인할 수 있다. 본 연구에서 사용된 지상자기변화자료는 50일에 걸쳐 측정된 평균치이므로 서브스톰의 여러 단계에서 발생하는 다양한 종류의 전류들이 뒤섞여 그 특징이 없어질 것으로 예상된다. 그러나 이들이 평균치임에도 불구하고 서브스톰의 각 단계의 특징들을 비교적 잘 반영시켜 준다는 사실은 각 전류대가 공간적으로 서로 다른 위치에서 발생한다는 점을 뜻한다 (Baumjohann 1983).

그림 7의 서향오로라제트전류의 분포지역과 그림 5의 Hall 전기전도도분포와 비교하면 흥미 있는 관계를 발견할 수 있다. 특히 지자기지방시로 약 20 MLT부터 거의 정오에 이르기까지 발달되어 있는 서향제트전류대와 동일 시간대에 걸쳐 분포해 있는 Hall 전기전도도는 서로 일치하는 것처럼 보인다. 그러나 20~04 MLT 사이의 밤영역을 면밀히 살펴보면 제트전류대의 중심을 기준으로 전류대의 적도쪽 부분만이 강화된 전기전도도대상에 위치해 있다는 것을 알 수 있다. 다시 말하면 상기 시간대의 서향제트전류대의 적도쪽 영역에서는 전류밀도의 증가에 전기전도도의 강화가 전기장의 강화보다 상대적으로 더 중요한 역할을 담당했다는 의미이며 반대로 극쪽은



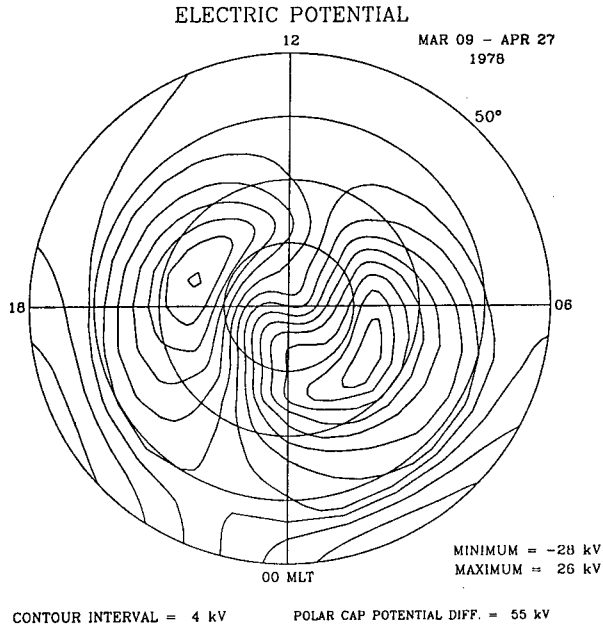


그림 6. 알래스카 자력계 관측망으로부터 관측된 지자기 기록을 입력으로 하여 KRM 방법을 통해서 구한 전위분포. 전위의 최대 및 최소값 그리고 이들의 차이로 정의되는 극관형단전위차값을 그림의 오른쪽 아래에 나타냈다.

전기장의 증가가 전기전도도보다 더 중요한 구실을 했다는 뜻이다. 이것은 이미 잘 알려진 사실 (Foster 1987, Kamide 1988, Ahn *et al.* 1989)이지만 본 연구에서와 같이 평균적인 지자기변화에서도 확인되었다는 점에서 서향제트전류의 중요한 물리적인 특성 중의 하나로 간주할 수 있다. 한편 동향오로라제트전류대는 상당한 부분이 태양의 EUV복사에 의한 비교적 균일한 전기전도도 분포지역 내에 위치하고 있다. 따라서 동향제트전류대의 형성은 저녁시간대의 전기장의 강화에 기인된 것으로 생각된다. 이것은 DP-2 전류가 자기권의 대류 즉 전기장의 강화에 의해서 주로 아침과 저녁시간대를 따라 흐른다는 사실과 잘 부합된다 (Baumjohann 1983).

전리층을 흐르는 수평전류 (ionospheric current)의 발산을 취하면 연자기력선전류 (field-aligned current)의 분포를 얻는다. 그림 8은 그림 7의 수평전류분포를 입력으로 하여 구한 연자기력선전류의 분포이다. 여기서 실선으로 표시한 영역은 자기권으로부터 극전리층으로 하강하는 하향전류 (downward current) 분포지역이고 점선은 반대로 상향전류 (upward current) 지역이다. 위도  $80^\circ$  이북지방을 제외하고는 Iijima & Potemra (1976)가 제안한 영역 1 및 영역 2 (Region 1 and Region 2 currents)의 전류분포 상의 특징이 잘 나타나 있다. 영역 1의 전류밀도가 영역 2의 전류밀도보다 훨씬 크다는 점이 흥미롭다. Kamide (1988)는 영역 1의 전류밀도가 영역 2보다 최

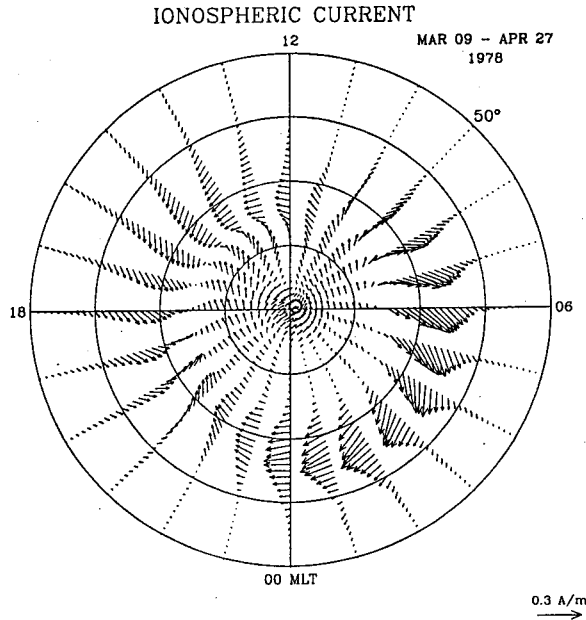


그림 7. 알래스카 자력계 관측망으로부터 관측된 지자기 기록을 입력으로 하여 KRM 방법을 통해서 구한 극권리층의 전류 vector 분포.

대 5배 정도의 차이를 보인다고 발표한 바 있다. 이것은 영역 2의 전류대가 비록 전류의 밀도는 적지만 훨씬 넓은 지역에 걸쳐 분포하고 있을 가능성이 있다. 특히 오후시간대의 영역 2 하향전류가 그러한 경우에 속할 것이다. 연자기력선전류의 분포를 그림 3 및 그림 4의 전기전도도분포와 비교해 보면 전기 전도도가 높은 지역이 영역의 종류에 관계없이 상향전류지역과 일치함을 알 수 있다. 이것은 하강오로라입자의 유입 때문일 것이다. 그러나 최대의 상향전류밀도가 기록된 초저녁 시간대(~20 MLT)의 영역 1전류지역이 최대의 전기전도도가 기록된 지역(~02 MLT)과 일치하지 않음을 알 수 있다. 이것은 전기전도도를 증가시키는 요인이 하강오로라전자의 평균에너지의 증가라기 보다는 증가된 속(flux)과 더 밀접하게 관계되어 있는 것으로 의미한다. 뒤에서 다시 논의되겠지만 하강오로라 전자의 평균에너지가 저녁영역보다 아침영역에서 더 크다는 것이 확인되었다.

Sugiura *et al.* (1984)과 Hoffman *et al.* (1985)는 Dynamic Explorer (DE) 인공위성에 의한 자기장 및 하전입자측정으로부터 하강오로라전자들이 상향전류의 운반체라는 것을 확인한 바 있다. 그러나 에너지가 5 eV 이상의 하강오로라입자를 모두 계산에 넣어도 상향전류의 50% 만을 설명할 뿐이라고 밝혔다. 한편 아침시간 대의 전류밀도가 큰 영역 1 하향전류대는 오로라타원체를 따라 발달한 전기전도도대의 극쪽에 위치하고 있다. 따라서 두 물리량은 서로 직접적인 관계

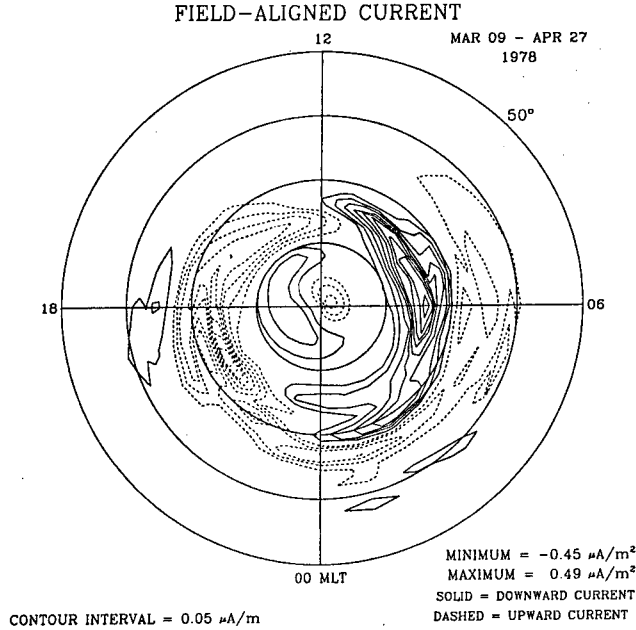


그림 8. KRM 방법을 통해서 구한 연자기력선 전류의 분포. 실선 및 점선으로 표시한 영역은 각각 하향 및 상향전류지역을 나타낸다. 최소(상향) 및 최대(하향) 전류밀도값을 그림의 하단에 나타냈다. 0에 해당하는 등치선은 그리지 않았다.

가 없는 것 같다. 하향전류대의 경우 전류운반체의 실체가 잘 규명되어 있지 않은 상태인 만큼 이 경우 역시 앞으로 규명되어야 할 과제이다. 확실한 것은 5 eV 보다는 적은 에너지를 가진 전자가 전리층으로부터 자기권으로 운반되기 때문인 것으로 추정 된다 (Maier *et al.* 1980). 또한 저녁 영역의 영역 2 하향전류의 밀도가 매우 낮는데 이것 역시 전류의 연속이라는 측면에서 규명되어야 할 문제점이다.

### 3-3 Joule 열 발생분포

Pedersen 전기전도도 ( $\Sigma_P$ ) 및 전기장 (E) 분포로부터 Joule 열발생량 ( $\Sigma_P \cdot E^2$ ) 분포를 구할 수 있다. 그림 9는 상기 50일간의 평균적인 Joule 열 발생분포를 보여주고 있다. 강력한 전류가 흐르는 곳에 많은 열이 발생될 것으로 생각되지만 실제 분포는 이와는 다소 차이가 있다. 뿐만 아니라 많은 열이 발생하는 지역이 섬처럼 분리되어 나타나 있다. Kamide & Baumjohann (1985) 역시 주로 아침 및 저녁 영역에서 Joule 열이 발생하고 있음을 보고한 바 있다. 최대의 열이 발생한 지역은  $2.9mW/m^2$ 을 기록한 새벽시간대 (~3 MLT)로 그림 3의 전리층의 수평전류분포와 비교해 보면 서향오로라제트전류대의 극쪽 영역과 잘 일치하고 있음을 알 수 있다. 이것은 서향제트전류대의 극쪽영역에서는 전기장이 전기전도도보다 전류의 밀도를 증가시키는데 더 중요한 역

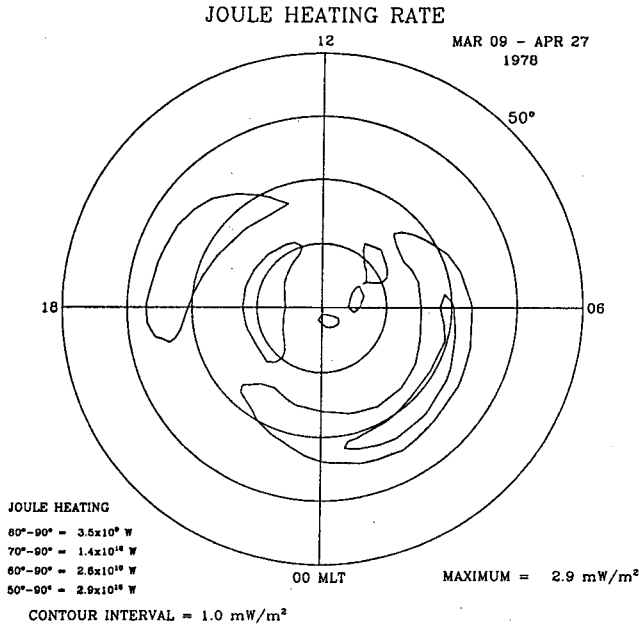


그림 9. 그림 2의 관측자료와 그림 5의 전기전도도 분포를 이용해서 구한 Joule 열 발생분포. 그림의 하단에 나타낸 수치는 각각 극에서부터 위도 50°, 60°, 70° 및 80° 영역까지 적분한 총에너지 유입량을 나타낸다. 최대발열량을 오른쪽 하단에 표시했다.

할을 담당하고 있다는 사실로부터 설명이 가능하다 (Foster 1987). 즉 Joule 열 발생은 Pedersen 전기전도도보다는 전기장에 더 민감하기 때문이다. 미약하지만 오후시간대의 동향오로라제트전류대를 따라 또 다른 Joule 열 발생지역을 확인할 수 있다. 이것은 비록 동향제트전류대의 전류 밀도는 일반적으로 서향제트전류보다 미약하지만 동향제트전류대는 전체적으로 전기장이 전기전도도보다는 전류밀도를 증가시키는데 상대적으로 더 중요한 역할을 하기 때문에 나타나는 현상일 것이다. 오후시간대의 Joule 열 발생지역이 위도상으로 볼 때 동향전류대의 중심과 잘 일치하고 있다는 것이 이를 뒷받침하고 있다. 이것은 동향제트전류대에는 전기전도도와 전기장의 상대적인 중요성이 전류대의 중앙을 기준으로하여 남북방향으로 별 차이가 없기 때문이다. 강력한 전류가 흐르는 자정부근에 Joule 열 발생이 미미한 것은 그 부근의 전류를 강화시킨 것이 주로 전기전도도이기 때문이다. 이것은 서브스톰 확장시 발달하는 DP-1 전류가 증가된 하강오로라입자의 유입에 기인된다는 점과 밀접한 연관이 있다.

그림 9의 좌하단에 전지구적인 Joule 열 발생량을 극으로부터 위도 50°까지 매 10° 간격으로 적분한 값을 나타냈다. Joule 열이 주로 발생하는 지역이 위도 65° ~ 75° 사이 집중되어 있다는 것을 알 수 있으며 총 발생량은 약 29 GW (gigawatt)로 기록되었다. 동일한 지자기기록을 사용

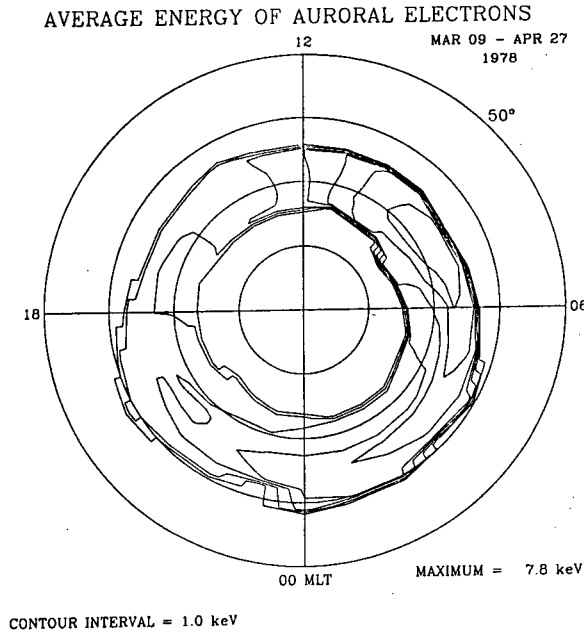


그림 10. Robinson *et al.* (1987)의 경험식에 의해 계산된 하강전자의 평균에너지분포.

한 Akasofu *et al.* (1983)의 결과와 비교해보면 발생지역의 분포는 비슷하나 총발생량에 있어서는 본 연구가 약 2배나 많은 발열량을 기록했다. 이것은 이미 지적한 바와 같이 이전 연구에서도 입된 전기전도도의 값이 과장되었기 때문에 나타난 결과로 추정된다.

### 3-4 하강오로라입자의 에너지 스펙트럼

Robinson *et al.* (1987)은 하강오로라전자가 Maxwell 분포를 한다는 가정하에서 고도적분된 (height-integrated) Hall 및 Pedersen 전기전도도와 전자의 평균에너지 (average energy) 및 에너지속 (energy flux, 혹은 에너지유입량이라고도 함) 사이의 관계를 경험식으로 나타낸 바 있다. 본 연구에서 지상지자기변화로부터 전기전도도를 추정할 수 있기 때문에 Robinson *et al.* (1987)의 경험식을 첨가하면 지자기 기록으로부터 하강오로라전자의 평균에너지와 이로 인한 에너지유입량의 분포까지 구할 수 있다. 그림 10은 그림 2의 지자기변화자료를 입력으로 해서 추정된 하강오로라전자의 평균 에너지분포이다. 여기서 고에너지입자들의 분포가 대체로 오로라 타원체와 일치하고 있음을 알 수 있다. 그러나 오로라전자의 평균에너지의 최대치는 약 7.8 keV로 오전시간대 (07-08 MLT)에서 기록되는 반면 밝은 오로라는 대부분 자정부근에 나타난다. 이러한 분포상의 특징은 인공위성에서 측정된 하전입자의 분포로부터 에너지스펙트럼을 추정한 Hardy *et al.* (1985)과 Fuller-Rowell & Evans (1987)의 연구결과에서도 확인된 바 있다. 본 연구와 인공위성

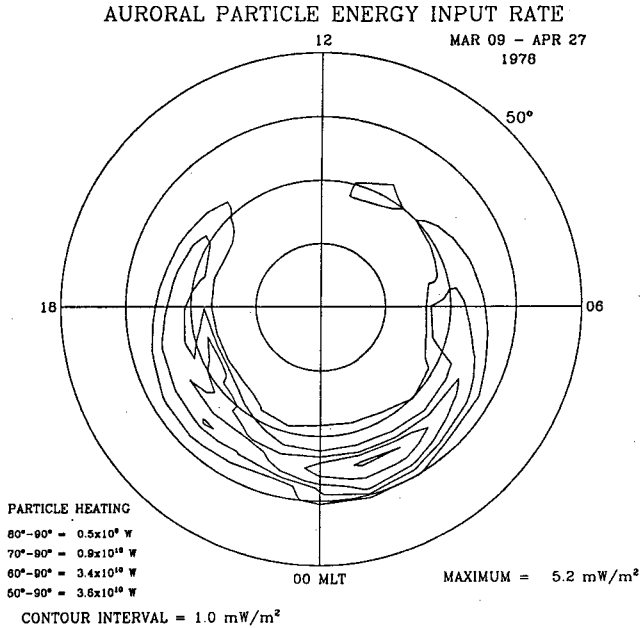


그림 11. 오로라입자 의한 에너지유입량의 분포. 왼쪽 하단의 수치들은 그림 9와 같은 방법으로 나타낸 총 에너지 유입량이다.

을 이용한 상기 두 경우 모두 다 전자의 평균에너지의 최대 및 최소치가 나타나는 시간대가 거의 같았다. 단지 인공위성측정의 경우 최대 평균에너지가 6.5 keV 정도로 본 연구결과보다는 약간 적은 값을 기록했을 따름이다.

그림 11은 오로라입자에 의한 에너지유입량분포를 나타낸 것으로 오로라타원체상으로 대부분의 에너지가 유입되고 있음을 알 수 있다. 특히 다량의 에너지가 유입되는 지역이 대체로 그림 3 및 그림 4의 강화된 전기전도도분포지역과 일치하고 있다. 그리고 최대치가 나타나는 지역은 02 MLT 시간대로 5.2 mW/m<sup>2</sup> 을 기록했다. 이 값은 Hardy *et al.* (1985)의 연구결과 3.77 mW/m<sup>2</sup> 및 Fuller-Rowell & Evans (1987)의 결과 2.5 mW/m<sup>2</sup> 보다 약간 큰 값이다. 최대 에너지유입지역은 Hardy *et al.*의 경우 본 연구와 거의 같은 02 MLT 시간대이었으나 Fuller-Rowell & Evans의 경우는 22 MLT 시간대에서 나타났다. 한편 그림 10과 그림 11을 비교해 보면 하강오로라전자의 평균에너지와 에너지속 모두가 오로라타원체 상에서 큰 값을 나타낸다는 점에서는 유사하나 최대치가 나타나는 지역에는 차이가 있다는 것을 알 수 있다. 이것은 지자기활동이 증가했을 때 유입에너지양이 현저히 증가하는 지역이 반드시 하강오로라전자의 평균에너지의 증가를 수반하지는 않는다는 점이다. 그런데 전기전도도 및 에너지속의 분포가 유사하다는 사실로부터 지자기활동이 증가함에 따라 오로라의 밝기가 증가하고 전기전도도가 강화되는 것은 하강오로

라전자의 평균에너지의 증가보다는 에너지속의 증가와 더 밀접한 관계가 있다는 것을 의미한다. Joule 열발생분포와 마찬가지로 그림 11의 좌하단에 위도  $10^\circ$  간격으로 하강전자에 의한 에너지 유입량을 표시했다. 여기서 에너지유입은 주로 지자기위도  $60^\circ \sim 70^\circ$  사이에 집중되어 있음을 알 수 있다. Joule 열 발생분포와 비교해보면 서향오로라제트전류대에서는 하강오로라전자에 의한 에너지유입지역이 Joule 열 발생지역보다 몇도 정도 적도쪽으로 치우쳐서 나타났다. 한편 동향오로라제트영역에서는 서향제트전류대에서 관측된 것과 유사한 위도에 따른 특성은 나타나지 않지만 전반적으로 볼 때 오로라전자에 의한 에너지유입량이 Joule 열 발생량을 증가하고 있다. 그러나 Joule 열 발생은 오후시간대부터 저녁시간대에 걸쳐서 일어나는 반면 오로라전자에 의한 에너지유입은 그 보다 늦은 지방시간대영역에서부터 증가하기 시작했다.

하강오로라전자에 의한 전지구적 총 에너지유입량은 36 GW로 Joule 열발생량을 증가하고 있다. 한편 Fuller-Rowell & Evans (1987)가 인공위성의 하전입자 측정으로부터 추정 한 총에너지 유입량은 activity level이라 불리는 그들 자신의 지자기활동지수의 함수로 표현한 바 있다. 본 연구기간의 지자기활동 정도는 Kp 지수로 3 정도인데 대체로 여기에 대응되는 기간 (activity level 7)에서 그들의 총 에너지유입량은 약 24 ~ 39 GW이었다. 한편 Hardy *et al.* (1985)의 경우는 활동지수에 따른 구체적인 수치를 제공하지 않아 본 연구결과와 직접 비교할 수는 없었다. 그러나 Kp 지수에 따른 그들의 결과를 보면 지자기활동이 미약한 경우인  $Kp = 1$ 일 때 8 GW 그리고 최대로 교란되었을 경우인  $Kp = 6$ 일 때 78 GW로 보고 되었기 때문에 본 연구결과와 매우 유사하다는 것을 알 수 있다.

#### 4. 논의 및 요약

본 연구에서는 중간정도의 지자기교란이 일어나는 기간 중 극지방 전리층의 평균적인 전자기 상태를 지자기기록 역전방법의 하나인 KRM 방법을 통해서 조사하였다. 여기에 사용된 지상지자기 변화자료는 국제자기권관측년 (IMF) 기간 중인 1978년 3월 9일부터 4월 27일까지에 걸쳐 Alaska 자력계망으로부터 관측된 것이다. 이 기간의 평균 지자기활동지수는  $\Sigma Kp = 23_0$  이었다. 비록 50일간의 평균 값이지만 하나의 자력계망에 의한 자료이기 때문에 극지방전역이 공간적으로 균일하게 관측된 셈이어서 극지방 전리층의 평균적인 상태를 연구하는데는 매우 이상적인 자료라 할 수 있다. 전리층의 전기전도도모델은 최근 Ahn *et al.* (1995)이 개발한 것을 사용했다. 본 연구를 통하여 얻어진 몇가지 결론을 요약하면 다음과 같다.

(1) 전 지구적 규모의 전위분포는 소위 two-cell 대류분포라 불리는 형태로 특징 지을 수 있으며 자기권서브스톰의 극대기에 볼 수 있듯이 아침영역의 양의 전위 cell이 저녁영역의 음의 전위 cell 쪽으로 밀고 들어간 형태를 확인할 수 있었다. 한편 극관평단전위차 ( $\phi$ )는 54 kV로 이전의 연구보다 큰 값을 기록했다. 전위 분포의 형태는 이전 연구와 비슷한데  $\phi$ 값에서 차이가 나는 이유는 두 연구에 사용된 전기전도도모델의 차이점에 기인된다고 생각된다. 즉 전 지구적인 규모의 전위분포형태는 사용된 전기전도도의 소규모의 지역적인 상이점에는 큰 영향을 받지 않지만

극관횡단전위차는 전위의 최대 및 최소값에 의해 결정되기 때문에 그 값이 나타나는 지역의 전기전도도값에 매우 민감하게 의존하게 된다.

(2) 오로라제트전류대는 오로라타원체를 따라 잘 발달되고 있음을 볼 수 있다. 본 연구에서 사용된 자료가 평균치임에도 불구하고 DP-1 및 DP-2 형태의 전류분포를 확인할 수 있는 것은 이들 전류대가 공간적으로 서로 다른 위치에서 발달하기 때문일 것이다. 즉 DP-1은 자정부근에 그리고 DP-2는 아침과 저녁영역에 나타난다는 의미이다. 한편 서향제트전류는 전류대의 중심을 기준으로하여 극쪽은 전기장이 그리고 적도쪽은 전기전도도가 전류의 밀도를 증가시키는데 상대적으로 중요한 역할을 담당하는 것으로 추정된다. 그러나 동향제트전류대에서는 이러한 경향이 뚜렷하게 나타나지 않았다. 다만 동향제트전류대는 전체적으로 서향제트전류대에 비해서 전기장의 역할이 전기전도도보다 중요한 것으로 생각된다.

(3) 연자기력선전류의 분포는 통계적인 연구에서 제시된 영역 1 및 영역 2 전류의 특징을 잘 나타내고 있다. 그러나 영역 1의 전류밀도가 영역 2에 비해서 현저하게 강화되어 나타났다. 그래서 영역 2의 전류는 밀도가 매우 낮은 대신 보다 광범위한 지역에 걸쳐 흐를 것으로 예상된다. 한편 상향전류지역은 영역에 관계없이 대체로 전기전도도가 강화된 지역과 잘 일치하고 있다. 따라서 상향전류의 운반체는 이미 인공위성의 측정으로부터 확인된 바와 같이 하강오로라전자라 생각된다. 그러나 하향연자기력선전류 특히 아침시간대의 강력한 영역 1 전류를 유발하는 운반체의 실체는 앞으로 규명되어야 할 연구과제이다.

(4) 주요 Joule 열 발생지역은 오로라제트전류대와 일치하는 것이 아니고 몇개의 섬처럼 분리되어 나타났다. 오전시간대에는 서향제트전류대의 극쪽사면을 따라 발달하는 반면 오후시간대는 오전보다는 미약하지만 동향제트전류대의 일부 즉 낮시간대 (14 ~ 18 MLT)에 한정되어 Joule 열이 발생하고 있었다. 자정부근은 서향제트 전류의 현저한 발달에도 불구하고 그것에 상응하는 Joule 열의 발생이 관측되지 않았다. 그것은 전류의 발달이 전기장보다는 전기전도도의 강화와 더 밀접한 관계가 있기 때문일 것이다. 한편 Joule 열은 대부분 위도  $65^{\circ} \sim 75^{\circ}$  사이에 집중되어 발생하였다.

(5) 하강오로라전자의 평균에너지는 오전영역 (07~08 MLT) 에서 최대치 (7.8 keV)가 나타나는 반면 에너지속은 전기전도도가 가장 강화된 지역인 ~02 MLT부근에서 최대치 ( $5.2mW/m^2$ )를 기록했다. 이것은 지자기활동이 증가할 때 하강 오로라전자에 의한 에너지유입이 현저히 증가되는 지역에서 전자의 평균에너지도 같은 정도로 증가되지는 않는다는 뜻이다. 한편 최대의 전기전도도가 기록된 영역이 최대의 에너지속이 유입되는 지역과 대체로 일치한다는 점으로 미루어 보아 지자기활동이 증가함에 따라 오로라의 밝기가 증가하고 전기전도도가 증가하는 것은 하강오로라전자의 평균에너지의 증가보다는 에너지속의 증가와 더 밀접한 관계가 있음을 의미한다. 하강오로라입자에 의한 에너지유입은 Joule 열보다는 다소 적도쪽인  $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$  사이에 집중되어 있었다. 이상은 인공위성에서 측정된 통계적인 결과와 대체로 잘 일치하고 있다. 단지 본 연구에서 에너지속이나 평균에너지 모두 이들 결과보다 다소 큰 값이 얻어진 것은 인공위성의 경우 통계처리과정에서 이들 값들이 다소 과소평가될 가능성이 있을 것이다.



## 참고 문헌

- Ahn, B.-H., R. M. Robinson, Y. Kamide & Akasofu, S.-I. 1983, *Planet. Space Sci.*, 31, 641
- Ahn, B.-H., Kamide, Y. & Akasofu, S.-I. 1986, *J. Geophys. Res.*, 91, 5737
- Ahn, B.-H., Kroehl, H. W., Kamide, Y. & Gorney, D. J. 1989, *J. Geophys. Res.*, 94, 2565
- Ahn, B.-H., Kamide, Y., Kroehl, H. W. & de la Beaujardiere, O. 1995, Abstracts Week B, B123, IUGG, XXI General Assembly, Boulder, Colorado
- Akasofu, S.-I., Ahn, S.-H. & Romick, G. J. 1983, *Space Sci. Rev.*, 36, 337
- Baumjohann, W. 1983, *Adv. Space Res.*, 2(10), 55
- Emery, B. A., Richmond, A. D., Krochl, H. W., Wells, C. D., Ruohoniemi, J. M., Leser, M., Knipp, D. J., Rich, F. J., Foster, J. C., De La Beaujardiere, O., Senior, C., Shier, M. L., KcKee, J. F. & Maeda, S. 1990, *Ann Geophys.*, 8, 399
- Fayermark, E. S. 1977, *Geomagn. Aeron., Engl. Transl.*, 17, 114
- Foster, J. C. 1987, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 160
- Fuller-Rowell, T. J. & Evans, D. S. 1987, *J. Geophys. Res.*, 92, 7606
- Hardy, D. A., Gussenhoven, M. S. & Holeman, E. 1985, *J. Geophys. Res.*, 90, 4229
- Hardy, D. A., Gussenhoven, M. S., Raistrick, R. & McNeil, W. J. 1987, *J. Geophys. Res.*, 92, 12275
- Hoffman, R. A., Sugiura, M. & Maynard, N. C. 1985, *Adv. Space Res.*, 5, 109
- Iijima, T. & Potemra, T. A. 1976, *J. Geophys. Res.*, 81, 2165
- Kamide, Y. 1988, *Electrodynamic Processes in the Earth's Ionosphere and Magnetosphere* (Kyoto Sangyo University Press: Kyoto), p.228
- Kamide, Y., Ahn, B.-H., Akasofu, S.-I., Baumjohann, W., Friis-Christensen, E., Kroehl, H. W., Maurer, H., Richmond, A. D., Rostoker, G., Spiro, R. W., Walker, J. K. & Zaitzev, A. N. 1982, *J. Geophys. Res.*, 87, 8228
- Kamide, Y. & Baumjohann, W. 1985, *J. Geophys. Res.*, 90, 1305
- Kamide, Y. & Richmond, A. D. 1982, *J. Geophys. Res.*, 87, 8331
- Kamide, Y., Richmond, A. D. & Matsushita, S. 1981, *J. Geophys. Res.*, 86, 801
- Kisabeth, J. L. 1979, *Quantitative Modeling of Magnetospheric processes*, ed. W. P. Olson (GU: Washington D.C.), p.473
- Levitin, A. E., Afonina, R. G., Belov, B. A. & Feldstein, Y. I. 1982, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 304, 253
- Maier, E. J., Kayer, S. E., Burrows, J. R. & Klumpar, D. M. 1980, *J. Geophys. Res.*, 85, 2003
- Mishin, V. M., Bazarzhapov, A. D. & Shpynev, G. V. 1980, *Dynamics of the Magnetosphere*, ed. S.-I. Akasofu (D. Reidel Hingham: Mass), p.249

- Richmond, A. D. & Kamide, Y. 1988, *J. Geophys. Res.*, 94, 5741
- Richmond, A. D., Kamide, Y., Ahn, B.-H., Akasofu, S.-I., Alcayde, D., Blanc, M., de la Beaujardiere, O., Evans, D. S., Foster, J. C., Friis-Christensen, E., Fuller-Rowell, T. J., Holt, J. M., Knipp, D., Kroehl, H. W., Lepping, R. P., Pellinen, R. J., Senior, C. & Zaitzev, A. N. 1988, *J. Geophys. Res.*, 93, 5760
- Richmond, A. D., Kroehl, H. W., Henning, M. A. & Kamide, Y. 1979, WDC-A, Report UAG-71 p.1
- Robinson, R. M., Vondrak, R. R., Miller, K., Dabbs, T. & Hardy, D. 1987, *J. Geophys. Res.*, 92, 2565
- Spiro, R. W., Reiff, P. H. & Mather, L. J. Jr. 1982, *J. Geophys. Res.*, 87, 8215
- Sugiura, M., Iyemori, T., Hoffman, R. A., Maynard, N. C., Burch, J. L. & Winningham, 1984, *Magnetospheric Currents*, ed. by Potemra, T.A., (AGU, Washington, D.C.), p.96