

전리층 전기전도도의 추정과 관련된 불확실성

곽영실^{1†}, 안병호²
¹경북대학교 천문대기학과
²경북대학교 지구과학교육과

UNCERTAINTIES INVOLVED IN THE IONOSPHERIC CONDUCTIVITY ESTIMATION

Young-Sil Kwak^{1†}, Byung-Ho Ahn²

¹Department of Astronomy and Atmospheric Science,
Kyungpook National University, Daegu 702-701, Korea

²Department of Earth Science, Kyungpook National University, Daegu 702-701, Korea
E-mail: ys-kwak@hanmail.net, bhahn@knu.ac.kr

(Received October 31, 2002; Accepted November 15, 2002)

요 약

Sondrestrom 비간섭 산란 레이더로부터 구한 전자밀도분포를 이용하여, 전리층의 전기전도도를 추정할 때 야기되는 불확실성들을 검토하였다. 첫째, 실제로 관측된 전자밀도와 전자와 양이온의 온도차이 및 Debye length 효과를 보정한 전자밀도를 사용했을 경우에 야기되는 전리층 전기전도도의 차이점을 비교하였다. 보정한 전자밀도로부터 추정된 전기전도도는 실측 전자밀도를 사용했을 때 보다 큰 값을 나타내었다. 둘째, 전기전도도 추정에 이용되는 전자-중성대기 및 양이온-중성대기의 충돌빈도모델에 따른 차이점도 비교해 보았다. 약 110km 이하의 고도에서는 전기전도도가 충돌빈도모델에 크게 의존하지 않았지만, 약 110km 이상의 고도에서는 이용된 모델에 따라 전기전도도의 값이 달랐다. 셋째, 전자 및 양이온의 부정확한 온도측정이 전기전도도의 추정에 미치는 영향을 알아보았다. 전자 및 양이온의 온도측정에 약 10% 이내의 오차가 포함된 경우가 전기전도도의 계산에는 큰 영향을 미치지 않았다. 마지막으로, 고도 적분된 전기전도도의 추정시 적용되는 적분 구간에 대해서도 검토해 본 결과, Hall 및 Pedersen 전기전도도의 값이 각각 하부 및 상부 적분 고도의 선택에 매우 민감하다는 것이 밝혀졌다.

ABSTRACT

Various uncertainties involved in ionospheric conductivity estimation utilizing the electron density profile obtained from the Sondrestrom incoherent scatter radar are examined. First, we compare the conductivity which is based on raw electron density and the one based on corrected electron density that takes into account the effects of the difference between the electron and ion temperatures and the Debye length. The corrected electron density yields higher Pedersen and Hall conductivities than the raw electron density does. Second, the dependence of collision frequency model on the conductivity estimation is examined. Below 110 km conductivity does not depend significantly on collision frequency models. Above 110 km, however, the collision models

[†]corresponding author

affect the conductivity estimation. Third, the influence of the electron and ion temperatures on the conductivity estimation is examined. Electron and ion temperatures carrying an error of about 10% do not seem to affect significantly the conductivity estimation. Fourth, also examined is the effect of the choice of the altitude range of integration in calculating the height-integrated conductivity, conductance. It has been demonstrated that the lower and upper boundaries of the integration are quite sensitive to the estimation of the Hall and Pedersen conductances, respectively.

Keywords: ionospheric conductivity, incoherent scatter radar

1. 서 론

자기권-열권-전리층의 상호작용에 대한 모델링 연구에는 전리층의 전기장, 전류 및 Joule 가열 등과 같은 전리층의 전기역학적인 물리량들이 이용된다. 이러한 물리량들은 전리층의 Pedersen 및 Hall 전기전도도와 밀접한 관계를 가지고 있다. 따라서 자기권-열권-전리층의 상호작용 연구에서, 전리층 전기전도도의 중요성을 고려해 볼 때, 정확한 전기전도도의 추정이 필수적이다. 이러한 필요성에 따라, 전리층의 전기전도도를 구하려는 많은 시도가 있었다. Wallis & Budzinsski(1981), Spiro et al.(1982), Fuller-Rowell & Evans(1987) 및 Hardy et al.(1987)은 극궤도를 운행하는 인공위성에서 하강 오로라입자들의 에너지 스펙트럼을 측정하여 이들이 유발하게 될 상층대기의 전리상태를 계산하고(Rees 1963), 이 분포로부터 다시 전기전도도를 추정하였다. Lummerzheim(1987), Rees et al.(1988) 및 Lummerzheim et al.(1991)은 인공위성에서 촬영한 오로라 EUV 스펙트럼으로부터 이를 유발한 하강 오로라입자의 스펙트럼을 추정함으로써 전기전도도를 구하였다. 최근에는 Chatanika 레이더, Sondrestrom 레이더, Millstone Hill 레이더 및 EISCAT 레이더 등과 같은 시공간 분해능이 높은 비간섭 산란 레이더(Incoherent Scatter Radar)를 이용한 전리층의 연구가 활발해지면서, 레이더에 의해 직접 관측된 고도에 따른 전자밀도로부터 전기전도도를 구할 수 있게 되었다(e.g. Brekke et al. 1974, Brekke & Hall 1988, Schlegel 1988, Senior 1991, Ahn et al. 1999, 광영실과 안병호 2002).

비간섭 산란 레이더에 의해 추정된 전리층 전기전도도가 광범위하게 이용되고 있음에도 불구하고, 그 추정과정에 개입된 여러가지 불확실성에 대한 체계적인 연구가 아직까지 없는 실정이다. 따라서, 본 연구에서는 Sondrestrom 비간섭 산란 레이더로부터 구한 고도에 따른 전자밀도분포를 기초로 하여, 전리층의 전기전도도 추정시 야기되는 불확실성을 검토하고자 한다. 이를 위해서 먼저, 실제로 관측된 전자밀도와 전자와 양이온의 온도차이 및 Debye length 효과를 보정한 전자밀도가 전리층 전기전도도의 추정에 미치는 영향을 비교해 보고자 한다. 둘째, 전기전도도 추정에 이용되는 전자-중성대기 및 양이온-중성대기의 충돌빈도모델에 따른 결과도 비교해 보고자 한다. 셋째, 전자 및 양이온의 부정확한 온도측정이 전기전도도의 추정에 미치는 영향을 검토해 보고자 한다. 마지막으로, 고도 적분된 전기전도도의 추정시 적용되는 고도 적분 구간에 대해서도 검토해 보고자 한다.

2. 전리층의 전기전도도

Pedersen 전기전도도(σ_P)와 Hall 전기전도도(σ_H)는 다음과 같이 정의된다(Richmond 1995).

$$\sigma_P = \frac{N_e e}{B} \left(\frac{\nu_{en\perp} \Omega_e}{\nu_{en\perp}^2 + \Omega_e^2} + \frac{\nu_{in} \Omega_i}{\nu_{in}^2 + \Omega_i^2} \right) \quad (1)$$

$$\sigma_H = \frac{N_e e}{B} \left(\frac{\Omega_e^2}{\nu_{en\perp}^2 + \Omega_e^2} - \frac{\Omega_i^2}{\nu_{in}^2 + \Omega_i^2} \right) \quad (2)$$

여기서, N_e 는 전자수 밀도, e 는 전하량, B 는 자기장 세기이며, Ω_e 와 Ω_i 는 각각 전자 및 양이온(O^+ , O_2^+ , NO^+)의 각 회전 진동수이다. 그리고 ν_{en} 와 ν_{in} 는 각각 전자-중성대기 및 양이온-중성대기의 충돌빈도이다. 특히, ν_{en} 은 자기장에 대해서 거의 비등방적이고 자기장에 수직인 경우가 나란한 경우보다 약 14배만큼 더 크기 때문에, 자기장에 대해서 수직인 성분 $\nu_{en\perp}$ 만을 고려한다(Richmond 1995).

본 연구에서 전리층 전기전도도를 추정하는데 사용한 전자 및 양이온의 밀도는 Greenland 서부 해안가 Sondre Stromfjord(경·위도: $50^\circ.95W$, $66^\circ.99N$, 지자기 경·위도: $42^\circ.40W$, $74^\circ.36N$)에 설치된 Sondrestrom 비간섭 산란 레이더의 관측자료이다. 이 레이더의 특성에 대해서는 Kelly et al.(1995)에서 상세히 기술하였다. 주자기장(B)에 대한 정보는 IGRF-1995 국제 표준 자기장 모델(Barton 1997)의 값을 이용하였다. 전자-중성대기의 충돌빈도는 Gagnepain et al.(1977) 모델의 값을, 그리고 양이온(NO^+ , O_2^+ , O^+)-중성대기의 충돌빈도는 Salah(1993), Mason(1970)과 Itikawa(1971) 모델의 값을 각각 이용하였다. 고도에 따른 중성대기에 대한 자료는 MSISE-90 중성대기모델(Hedin 1991)을 사용하였다. 참고로 레이더가 소재한 Sondrestrom은 자기지방시(Magnetic Local Time, MLT)의 자정은 약 2 UT 그리고 정오는 약 14 UT에 해당된다.

3. 전리층 전기전도도의 추정

3.1. 관측된 초기 전자밀도와 보정된 전자밀도의 영향 비교

전리층의 전기전도도를 추정하기 위해서는 식 (1)과 식 (2)에서 언급된 것처럼 고도에 따른 전리층의 전자밀도에 관한 정보가 필수적이다. 전자밀도는 레이더에 의해 관측된 후방 산란된 전력으로부터 얻어지며, 고도에 따른 전자와 양이온의 온도차이에 의한 효과 및 Debye length 효과를 고려하면 다음과 같이 보정된다(Farley 1966).

$$N_e^{corr} = \frac{N_e^{raw}}{2} \left(1 + \frac{T_e}{T_i} + \alpha_D^2 \right) (1 + \alpha_D^2) \quad (3)$$

여기서, N_e^{corr} 과 N_e^{raw} 는 각각 보정된 전자밀도 및 실제 관측된 전자밀도(m^{-3})이며, T_e 와 T_i 는 각각 전자 및 양이온의 온도(K)이다. α_D^2 는 Debye length 보정인자로 다음과 같이 주어진다.

$$\alpha_D^2 = \left(\frac{4\pi\lambda_D}{\lambda_r} \right)^2 \quad (4)$$

여기서, λ_D 는 전자의 Debye length($\lambda_D = (\epsilon_0 k T_e / 4\pi N_e^{raw})^{1/2} \approx 69(T_e / N_e^{raw})^{1/2}$)로, k 는 Boltzman 상수를 그리고 ϵ_0 은 진공상태에서의 유전율을 나타낸다. λ_r 은 레이더 펄스의 파장으로, Sondrestrom 레이더의 경우는 약 0.23m이므로, 결국 $\alpha_D^2 \approx 14.21 \times 10^6 (T_e / N_e^{raw})$ 이 된다.

그림 1(a)는 지자기 활동이 매우 미약했던 주간인 1999년 7월 7일 14:15 UT의 고도에 따른 전자(T_e) 및 양이온(T_i)의 온도분포이며, 그림 1(b)는 동일 시각에 Sondrestrom 레이더에 의해 관측된

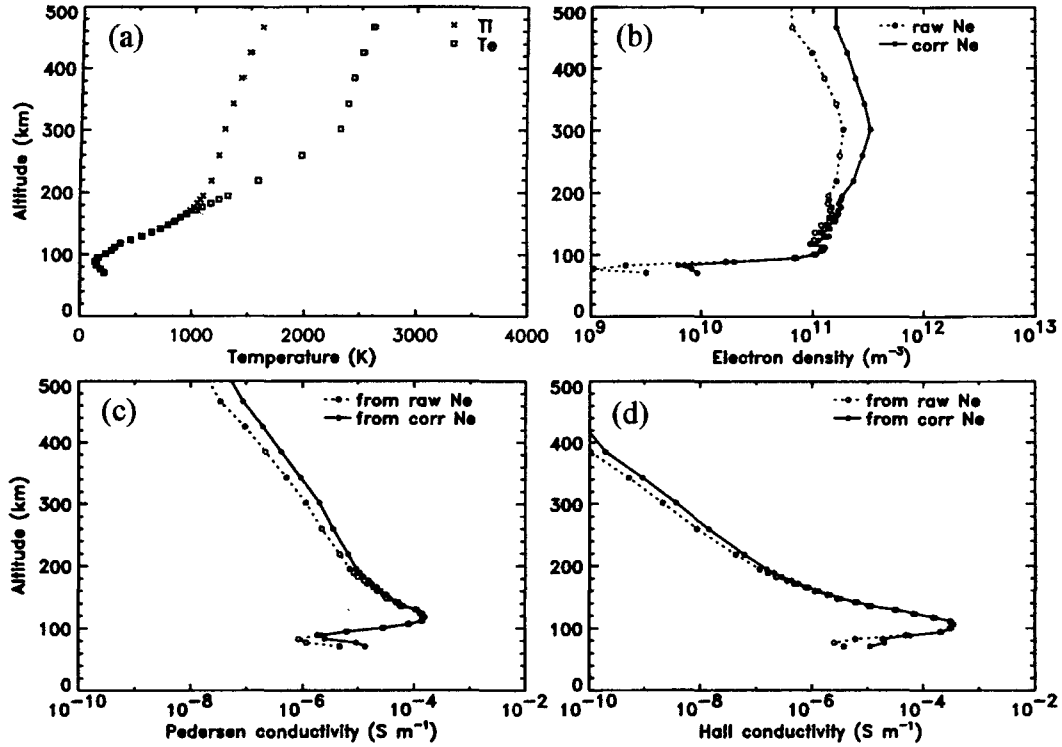


그림 1. 지자기 활동이 미약한 주간인 1999년 7월 7일 14:15 UT의 (a) 고도에 따른 전자(T_e) 및 양이온(T_i)의 온도분포, (b) Sondrestrom 레이더에 의한 실측 전자밀도분포($raw N_e$) 및 보정된 전자밀도분포($corr N_e$), (c) 고도에 따른 실측 및 보정된 Pedersen 전기전도도 분포, (d) 고도에 따른 실측 및 보정된 Hall 전기전도도 분포.

전자밀도분포 및 보정된 전자밀도분포이다. 주간 E 층인 120km 부근에서는 전자와 양이온의 온도가 약 450K로 동일하고 전자밀도가 $1 \times 10^{11} m^{-3}$ 인 전형적인 분포를 나타낸다. 그러나 보정된 전자밀도는 Debye length 효과에 의해 약 10% 증가했다. 한편 전자와 양이온의 온도차이가 있는 약 180km 이상의 고도에서는, 300km 부근에서 보정된 전자밀도는 약 28%의 Debye length 효과와 약 40%의 전자-양이온의 온도차이에 의한 효과로, 총 68% 증가한다. 그림 1(c)와 (d)는 그림 1(b)의 자료를 입력으로 추정한 고도에 따른 Pedersen과 Hall 전기전도도 분포를 나타낸 것이다. 보정한 전자밀도로부터 추정된 전기전도도는 실측 전자밀도로부터 추정된 전기전도도에 비해, 120km 부근에서는 약 10%의 증가를 보이는 반면, 180km 이상에서는 300km 부근에서 약 68%의 증가를 보인다. 180km 이상의 F 층에서는 전기전도도의 절대값이 매우 작아서 보정치의 증가율이 실제로 고도적분시에는 120km 부근의 E 층에 비해 큰 영향을 끼치지 않는다.

그림 2는 오로라 활동이 활발했던 야간의 경우(1999년 10월 12일 22:36 UT)로, 그림 2(a)는 고도에 따른 전자와 양이온의 온도분포를 나타낸다. 그림 2(b)에서 보면, 120km 부근의 E 층에서는, Debye length 효과가 약 3%로 지자기 활동이 미약한 주간의 경우보다 훨씬 작다. 한편, 180km 이상

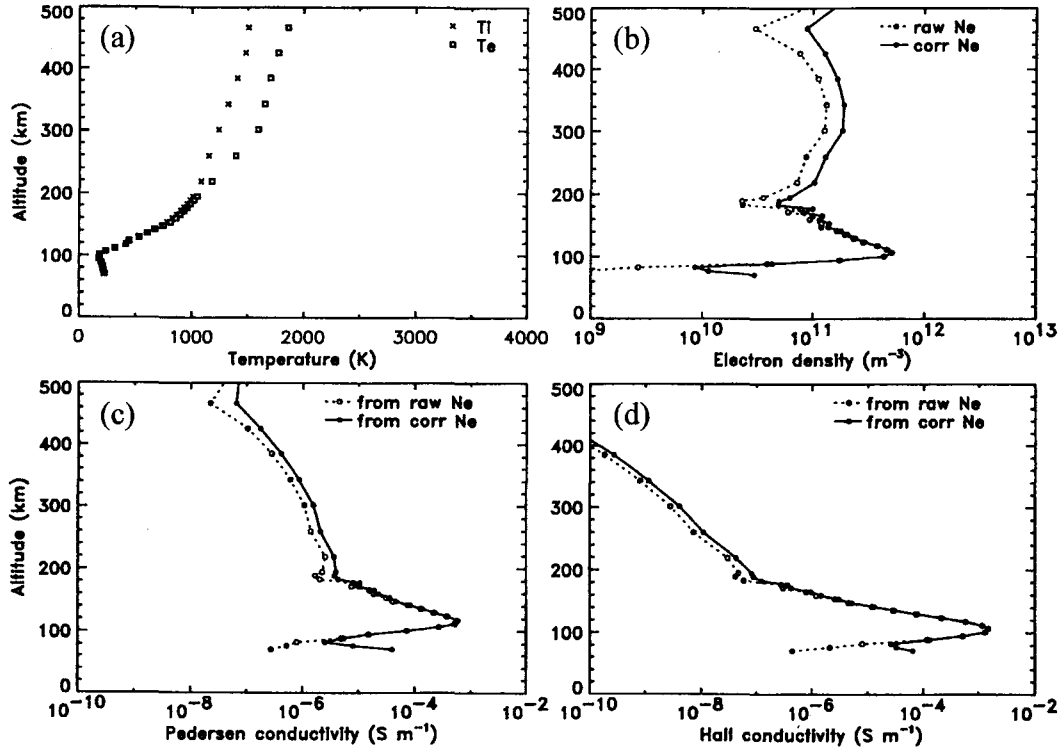


그림 2. 그림 1과 동일. 단지, 오로라 활동이 강한 야간인 1999년 10월 12일 22:36 UT의 경우.

에서는, Debye length 효과는 약 28%로 지자기 활동이 미약한 주간과 같은 반면, 전자-양이온의 온도차이에 의한 효과는 약 14%로 훨씬 낮다. 그림 2(c)와 (d)에서 보면, 보정된 전자밀도로부터 추정된 전기전도도는 실측 전자밀도로부터 추정된 전기전도도에 비해, 120km 부근에서는 약 3%의 증가를 보이는 반면, 180km 이상에서는 300km 부근에서 약 42%의 증가를 보인다.

3.2. 전자-중성대기 및 양이온-중성대기간의 충돌빈도모델에 따른 결과

전리층의 전기전도도 추정에는 식 (1)과 (2)에서 언급된 바와 같이 고도에 따른 전자밀도 분포 이외에 전자-중성대기의 충돌빈도($\nu_{en\perp}$) 및 양이온(NO^+ , O_2^+ , O^+)-중성대기의 충돌빈도(ν_{in})에 대한 정보가 필요하다. 이러한 목적으로 지금까지 여러 모델들이 개발되었다. Richmond(1995)는 Chatanika 및 Sondrestrom 레이더를 이용하여 전기전도도를 추정할 때, $\nu_{en\perp}$ 는 Gagnepain et al.(1977) 모델을, 그리고 ν_{in} 는 Salah(1993), Mason(1970) 및 Itikawa(1971) 모델을 각각 이용하였다(모델 1). 최근 EISCAT 레이더를 이용한 전기전도도 연구(e.g. Schlegel 1988)에서는, $\nu_{en\perp}$ 는 Schunk & Nagy (1978) 모델을 이용하고, ν_{in} 는 Schunk & Walker(1973) 모델을 이용하였다(모델 2). 또 다른 전기전도도 연구(e.g. Senior 1991)에서는, $\nu_{en\perp}$ 는 Banks & Kockarts(1973) 모델을, 그리고 ν_{in} 는 Brekke & Rino(1978) 모델을 이용한 바 있다(모델 3).

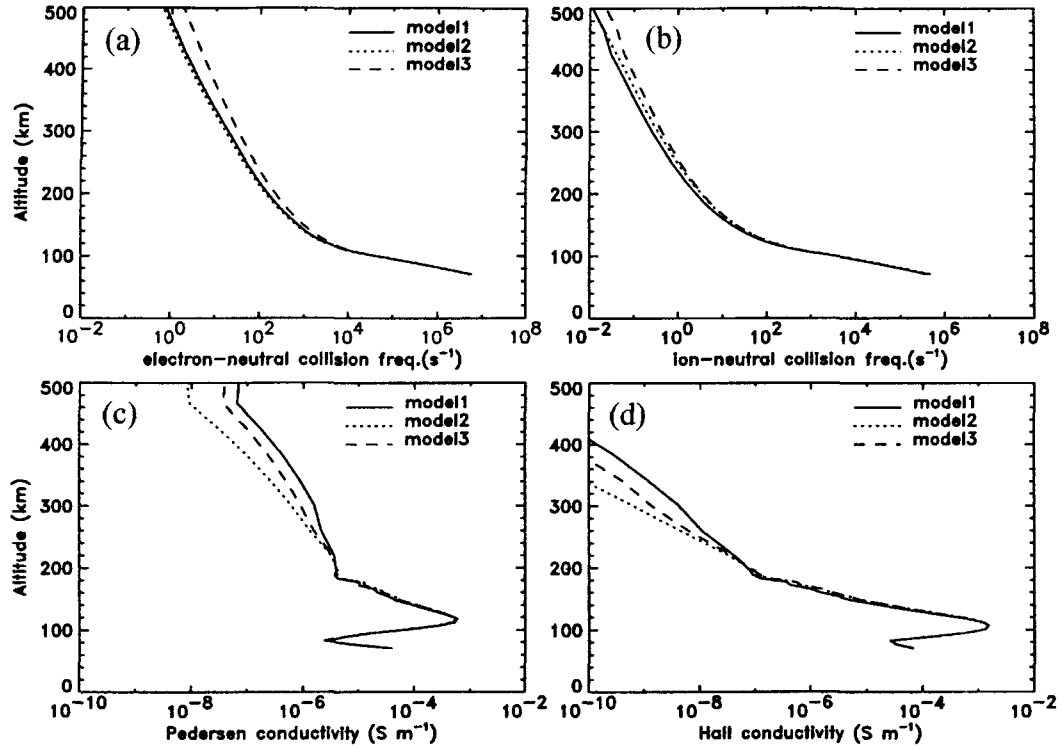


그림 3. 오로라 활동이 활발한 야간인 1999년 10월 12일 22:36 UT의 경우 세 가지 모델의 (a) 전자-중성대기의 충돌빈도분포, (b) 양이온-중성대기의 충돌빈도분포, (c) 고도에 따른 Pedersen 전기전도도 분포, (d) 고도에 따른 Hall 전기전도도 분포.

레이더로 관측한 전자 및 양이온의 밀도 및 온도와 MSISE-90 모델로부터의 중성대기자료를 기초로 하여 앞서 소개한 세 종류의 충돌빈도모델들을 이용해서 추정된 전기전도도를 서로 비교하여 보았다. 그림 3은 오로라 활동이 활발했던 1999년 10월 12일 22:36 UT의 한 예이다. 그림 3(a)는 $\nu_{en\perp}$ 분포로, 약 110km 이하의 고도에서는 세 모델로부터의 값이 거의 비슷한 반면, 그 이상의 고도에서는 모델 2 < 모델 1 < 모델 3의 경향을 나타냈다. 그림 3(b)는 ν_{in} 분포로, 약 110km 이하의 고도에서는 $\nu_{en\perp}$ 분포와 마찬가지로 세 모델로부터의 값이 거의 비슷한 반면, 그 이상의 고도에서는 모델 1 < 모델 2 < 모델 3의 경향을 나타냈다. 그림 3(c)와 (d)는 세 종류의 모델을 이용하여 각기 추정된 Pedersen 및 Hall 전기전도도 분포이다. 약 110km 이하의 고도에서는 세 모델 모두 비슷한 분포를 나타냈다. 따라서 110km 이하의 고도에서의 전기전도도는 충돌빈도모델에 크게 의존하지 않음을 알 수 있다. 반면, 110km와 180km 사이의 고도에서는 모델 1 < 모델 2 ≈ 모델 3이고, 약 180km 이상의 고도에서는 모델 2 < 모델 3 < 모델 1의 경향을 나타냈다. 하지만 180km 이상의 고도에서의 모델에 따른 약간의 차이는 고도 적분된 전기전도도에는 별 영향을 미치지 않는다.

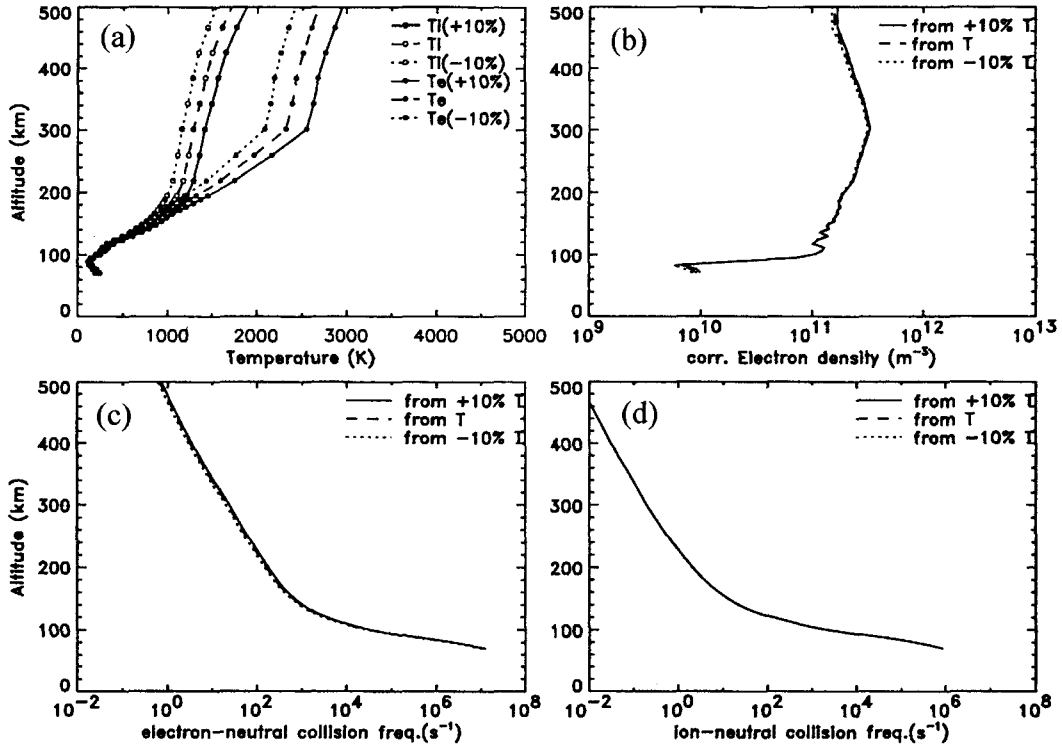


그림 4. 지자기 활동이 미약한 주간인 1999년 7월 7일 14:15 UT의 (a) 고도에 따른 전자 및 양이온의 온도분포, (b) 보정된 전자밀도분포, (c) 전자-중성대기의 충돌빈도분포, (d) 양이온-중성대기의 충돌빈도분포.

3.3. 전자 및 양이온의 부정확한 온도측정의 영향

전자 및 양이온의 온도는 실측 전자밀도를 보정하는데 그리고 전자-중성대기 및 양이온-중성대기의 충돌빈도를 결정하는데 중요한 요소이다. 하지만 실제로 레이더에 의해 관측되는 온도는 약 $\pm 10\%$ 의 오차범위를 갖는다(Doe 2002). 따라서 온도측정상의 오차가 전기전도도의 추정에 미치는 영향을 알아보기 위해서 실제 관측된 전자 및 양이온의 온도에 $\pm 10\%$ 의 오차를 일부러 포함시켰다.

그림 4는 지자기 활동이 미약했던 1999년 7월 7일 14:15 UT의 한 예이다. 그림 4(a)는 고도에 따른 전자 및 양이온의 온도분포로, 파선은 레이더에 의해 실제로 관측된 값이며, 점선 및 실선은 각각 10% 과소 및 과대 평가된 분포이다. 그림 4(b)는 그림 4(a)의 온도분포를 이용하여 보정한 전자 밀도분포를 나타낸 것이다. 그림 4(c)와 (d)는 각각 충돌빈도모델 1에 그림 4(a)의 온도분포를 이용하여 계산한 전자-중성대기 및 양이온-중성대기의 충돌빈도분포이다. 실제 레이더로 관측된 온도를 이용한 경우에 비해서 현저한 차이를 나타내지 않았다. 비록 여기에 나타내지는 않았지만 결론적으로 10% 범위의 오차를 포함하는 전자 및 양이온의 온도분포는 전기전도도의 계산에는 크게 영향을 미치지 않았다. 뿐만 아니라 충돌빈도모델 2와 3을 사용했을 경우에도 10% 범위의 오차를 포함하는 전자와 양이온의 온도분포는 전기전도도의 계산에 별로 영향을 미치지 않는다는 점도 확인하였다.

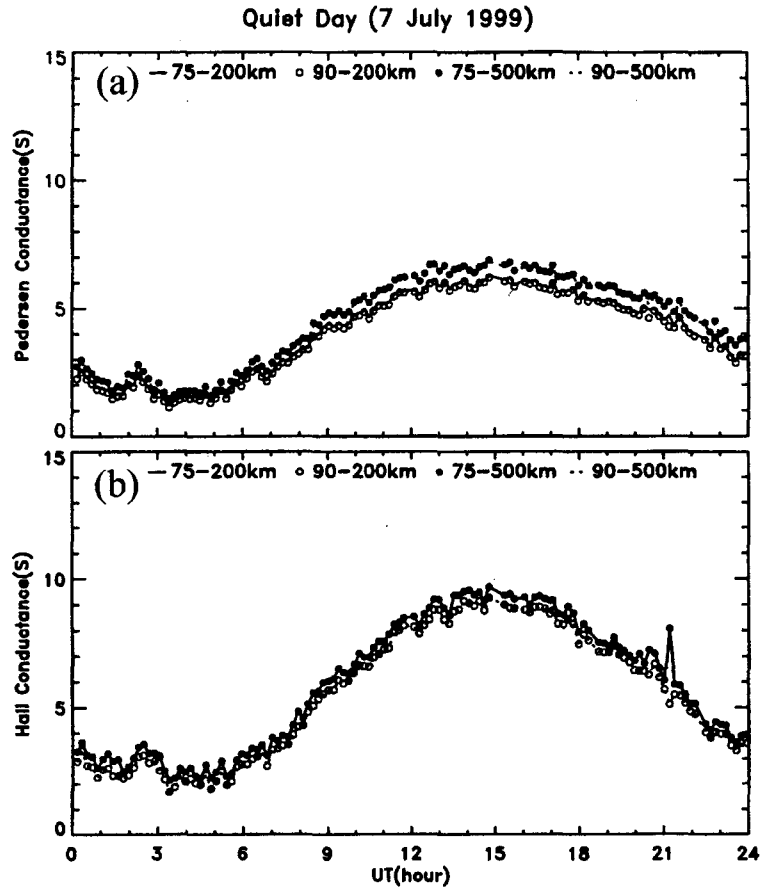


그림 5. 지자기활동이 미약한 1999년 7월 7일 하루동안의 고도 적분된 전기전도도.

3.4. 적분 구간이 전기전도도의 추정에 미치는 영향

지상에서 관측되는 지자기 변화는 전리층에 흐르는 전류의 적분된 효과이기 때문에 지자기 변화를 연구하는 데는 다음과 같이 정의되는 고도 적분된 전기전도도(conductance)만이 의미가 있다.

$$\sum_{P,H} = \int_{z_1}^{z_2} \sigma_{P,H} dz \tag{5}$$

여기서 z_1 및 z_2 는 고도 적분 구간의 하부 및 상부 경계이다. 한편 고도에 따른 전자 밀도의 증가에도 불구하고 중성대기는 고도에 따라 감소하기 때문에, Pedersen 전기전도도(σ_P)는 120km 부근에서, 그리고 Hall 전기전도도(σ_H)는 고도 110km 부근에서 최대값을 나타낸다. 이것은 곧 전리층 전류는 거의 E층 부근의 제한된 범위에 흐름을 의미한다. 따라서 고도 적분된 전기전도도는 보통 90km에서 200km까지의 구간만을 고려한다. 그러나 지자기 활동이 강할 때 고에너지 오로라 입자가 강하게 유입되는 지역에서는, 특히 Hall 전기전도도(σ_H)의 최대치가 나타나는 고도가 훨씬 낮아지므로 고도

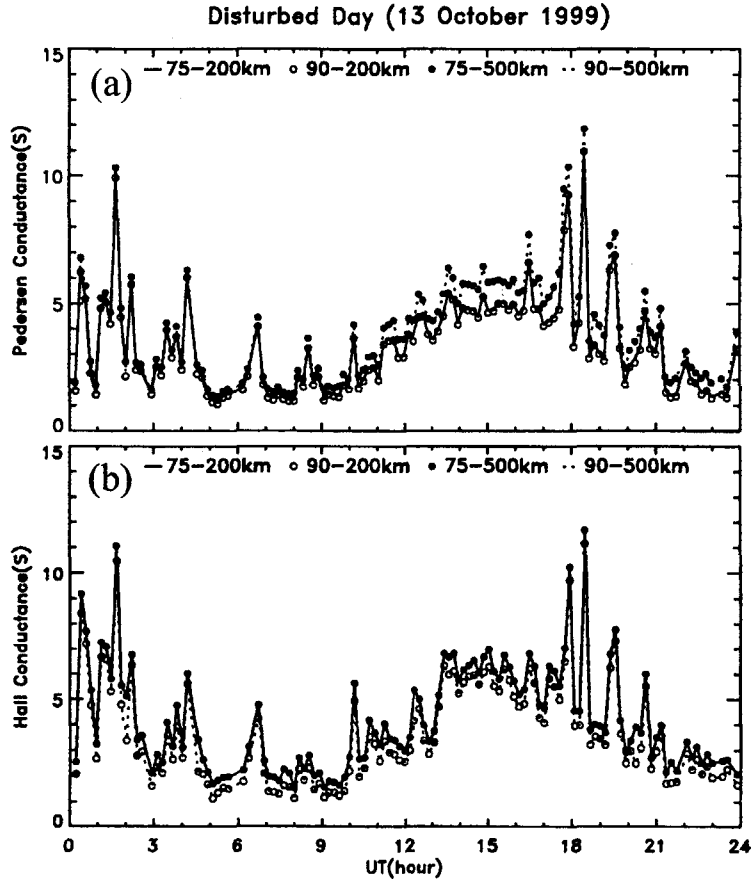


그림 6. 지자기활동이 강한 1999년 10월 13일 하루동안의 고도 적분된 전기전도도.

적분시 하부 경계 결정은 Σ_H 을 좌우할 것으로 예상된다. 한편, F층 하부가 상당히 이온화되는 주간에는 이 고도에서의 Pedersen 전기전도도(σ_P)가 강화되므로(Brekke & Hall 1988, Schlegel 1988, de la Beaujardiere et al. 1991), 고도 적분시 상부 경계의 결정은 Σ_P 을 좌우할 것으로 예상된다. 따라서 적용되는 고도 적분 구간이 고도 적분된 전기전도도 추정에 얼마만큼 영향을 주는지를 살펴볼 필요가 있다.

그림 5는 지자기 활동이 미약했던 1999년 7월 7일($A_p=4$) 하루동안의 고도 적분된 전기전도도 분포를 나타낸 것이다. 적분 구간은 75-200km, 90-200km, 75-500km 및 90-500km를 선택하였다. 그림 5(a)는 Σ_P 의 분포로, 적분 구간이 75-200km인 경우는 90-200km인 경우와 유사하며 75-500km인 경우는 90-500km인 경우와 거의 동일하게 나타났다. 즉 90km 이하의 고도를 포함하는 경우에는 거의 영향을 주지 않는 반면, 200km 이상의 고도를 포함하는 경우에는 약 16%의 증가를 가져왔다. 그림 5(b)는 Σ_H 의 분포로, 적분 구간이 75-200km인 경우는 75-500km인 경우와 유사하며 90-200km인 경우는 90-500km인 경우와 동일하게 나타났다. 이것은 Pedersen 전기전도도와는 달리 200km 이상

의 고도를 포함하는 경우에는 거의 영향을 주지 않는 반면, 90km 이하의 고도를 포함하는 경우에는 약 10%의 증가를 가져온다는 것을 알 수 있다.

그림 6은 지자기 활동이 강했던 1999년 10월 13일($A_p=23$) 하루동안의 고도 적분된 전기전도도를 나타낸 것이다. 그림 6(a)는 Σ_P 의 분포로, 200km 이상의 고도를 포함하는 경우에는 약 21%의 증가를 보이며, 이는 예상대로 지자기 활동이 미약했던 그림 5(a)보다 특히 주간에 더 큰 증가량을 보인다. 한편, 하부 경계의 영향은 지자기 활동이 미약했던 경우와 마찬가지로 거의 없다. 그림 6(b)는 Σ_H 의 분포로, 90km 이하의 고도를 포함하는 경우에는 약 20%의 증가를 보이며, 이것은 예상대로 오로라 입자의 하강이 강한 야간에 더 큰 증가량을 보인다. 상부 경계의 영향은 지자기 활동이 미약했던 경우와 마찬가지로 거의 나타나지 않았다.

4. 요약 및 논의

본 연구에서는 Sondrestrom 비간섭 산란 레이더로부터 얻은 고도에 따른 전자밀도분포를 기초로 하여, 전리층의 전기전도도를 추정할 때 야기되는 문제점들을 검토하였다. 이를 위해서, (1) 실제로 관측된 전자밀도와 보정된 전자밀도를 각각 사용하여 계산한 전리층 전기전도도의 차이점을 비교하였다. 지자기 활동이 미약한 주간에는, 보정한 전자밀도로부터 추정한 전기전도도는 실측 전자밀도로부터 추정한 전기전도도에 비해, 120km 부근에서는 약 10%의 증가를 보이는 반면, 180km 이상에서는 약 68%의 증가를 보였다. 오로라 활동이 활발한 야간에는, 보정한 전자밀도로부터 추정한 전기전도도는 실측 전자밀도로부터 추정한 전기전도도에 비해, 120km 부근에서는 약 3%의 증가를 보이는 반면, 180km에서는 약 42%의 증가를 보였다. 하지만, 180km 이상의 F층에서는 전기전도도의 절대값이 매우 작기 때문에 보정치의 증가율은 고도 적분된 값을 구하는 경우에는 큰 영향을 미치지 않는다. (2) 전자-중성대기 및 양이온-중성대기 충돌빈도모델에 따른 결과를 비교해 본 결과, 약 110km 이하의 고도에서는 세 모델을 이용해 추정한 전기전도도 분포가 거의 비슷하였다. 즉 이 고도에서의 전기전도도는 충돌빈도모델에 크게 의존하지 않는다. 반면, 약 110km 이상의 고도에서는 이용된 모델에 따라 전기전도도 분포가 달랐다. 180km 이상의 고도에서의 모델에 따른 약간의 차이는 고도 적분된 전기전도도에는 별 영향을 미치지 않는다. (3) 전자 및 양이온의 온도측정에 개입된 오차가 약 10% 보다 작을 경우 전기전도도의 계산에는 크게 영향을 미치지 않았다. (4) 고도 적분된 전기전도도를 추정할 때 적용되는 고도 적분 구간에 대해서도 검토해 본 결과, 지자기 활동이 미약한 날의 경우, 200km 이상의 고도를 포함하면, Σ_P 에는 약 16%의 증가를 가져온 반면, Σ_H 에는 거의 영향을 주지 않았다. 한편 90km 이하의 고도를 포함하면, Σ_H 에는 약 10%의 증가를 가져왔지만 Σ_P 에는 영향을 주지 않았다. 지자기 활동이 강한 날의 경우, 200km 이상의 고도를 포함시키면, Σ_P 는 약 21%의 증가를 가져온 반면, Σ_H 는 거의 영향을 받지 않았다. 그러나 90km 이하의 고도를 포함시키면, Σ_H 는 약 20%의 증가를 가져왔지만 Σ_P 는 영향을 받지 않았다.

본 연구에서 검토한 문제점들 이외에도 비간섭 산란 레이더의 관측으로부터 추정되는 전리층의 전기전도도에는 여러 가지 원인의 불확실성이 포함되어 있다고 알려졌다. 레이더 fitter 및 pulse-smearing 효과와 레이더의 시간 분해능 보다 더 짧은 온도변동의 효과로 인해 전자밀도를 측정하는 과정에 불확실성이 내포될 수 있다(Doe 2002). 그리고 사용되는 중성대기모델에 따라 전기전도도의 계산에 차이점이 야기될 수도 있다(Hagan 2002). 끝으로 중성풍이 이온속도와 동일 방향으로 가속

될 때는 전기전도도를 감소시키는 요인으로 작용하기 때문에(Richmond 2002) 중성풍의 영향도 고려되어야만 한다.

감사의 글: 이 논문은 2002년도 경북대학교 특성화 사업팀(KNURT) 연구비에 의하여 연구되었음. 본 연구를 위해 CEDAR Data Base 이용에 도움을 주신 NCAR/HAO의 A. D. Richmond 박사와 B. A. Emery 박사께 감사를 드린다. 그리고 Sondrestrom 레이더 자료를 제공해 주신 SRI의 J. P. Thayer 박사 및 M. McCready 박사께도 감사를 드린다.

참고문헌

- 곽영실, 안병호 2002, 한국우주과학회지, 19, 75
- Ahn, B.-H., Emery, B. A., Kroehl, H. W., & Kamide, Y. 1999, JGR, 104, 10031
- Banks, P. M., & Kockarts, G. 1973, Aeronomy (New York: Academic Press)
- Barton, C. E. 1997, J. Geomag. Geoelectr., 49, 123
- Brekke, A., Doupnik, J. R., & Banks, P. M. 1974, JGR, 79, 3773
- Brekke, A., & Hall, C. 1988, Ann. Geophysicae, 6, 361
- Brekke, A., & Rino, C. L. 1978, JGR, 83, 2517
- de la Beaujardiere, O., Johnson, R., & Wickwar, V. B. 1991, Auroral Physics (Cambridge: Cambridge University Press)
- Doe 2002, personal communication
- Farley, D. T. 1966, JGR, 71, 4091
- Fuller-Rowell, T. J., & Evans D. S. 1987, JGR, 92, 7606
- Gagnepain, T., Crochet, M., & Richmond, A. D. 1977, JATP, 39, 1119
- Hagan 2002, personal communication
- Hardy, D. A., Gaussenhoven, M. S., Raistrick, R., & Mcneil, W. J. 1987, JGR, 92, 12275
- Hedin, A. E. 1991, JGR, 82, 2851
- Itikawa, Y. 1971, PSS, 19, 993
- Kelly, J. D., Heinselman, C. J., Vickrey, J. F., & Vondark, R. R. 1995, Space Science Reviews, 71, 797
- Lummerzheim, D. 1987, PhD Thesis, University of Alaska Fairbanks AK
- Lummerzheim, D., Rees, M. H., Craven, J. D., & Frank, L. A. 1991, JATP, 53, 281
- Mason, E. A. 1970, PSS, 18, 137
- Rees, M. H. 1963, PSS, 11, 1209
- Rees, M. H., Lummerzheim, D., Roble, R. G., Winningham, J. D., Craven, J. D., & Frank, L. A. 1988, JGR, 93, 12841
- Richmond, A. D. 1995, Handbook of Atmospheric Electrodynamics, vol.2 (Florida: CRE)
- Richmond 2002, personal communication
- Salah, J. E. 1993, GRL, 20, 1543
- Schlegel, K. 1988, Ann. Geophysicae, 6, 129

Schunk, R. W., & Nagy, A. F. 1978, *RG&SP*, 16, 355

Schunk, R. W., & Walker, J. C. G. 1973, *PSS*, 21, 1875

Senior, C. 1991, *Ann. Geophysicae*, 9, 449

Spiro, R. W., Reiff, P. H., & Maher, L. J. 1982, *JGR*, 87, 8215

Wallis, D. D., & Budzinski, E. E. 1981, *JGR*, 86, 125