

고위도 하부 열권 바람의 소용돌이도와 발산 분석: 행성간 자기장(IMF)에 대한 의존도

곽영실^{1†}, 이재진¹, 안병호², 황정아¹, 김관혁¹, 조경석¹

¹한국천문연구원 태양우주환경연구그룹

²경북대학교 지구과학교육과

Analysis of Wind Vorticity and Divergence in the High-latitude Lower Thermosphere: Dependence on the Interplanetary Magnetic Field (IMF)

Young-Sil Kwak^{1†}, Jae-Jin Lee¹, Byung-Ho Ahn², Junga Hwang¹,
Khan-Hyuk Kim¹, and Kyung-Seok Cho²

¹Solar and Space Weather Research Group, KASI, Daejeon 305-348, Korea

²Department of Earth Science, Kyungpook National University, Daegu 702-701, Korea

E-mail: yskwak@kasi.re.kr

(Received September 5, 2008; Accepted October 7, 2008)

요약

이 연구에서는 고위도 하부 열권 역학을 좌우하는 물리적 과정을 이해하기 위하여, 상이한 행성간 자기장(Interplanetary Magnetic Field, IMF)에 따른 남반구 고위도 하부 열권에서의 소용돌이도(vorticity)와 발산(divergence)을 분석하였다. 이 연구를 위하여 미국립대기연구소(National Center for Atmospheric Research, NCAR)의 열권-이온권 전기역학적 대순환 모델(Thermosphere-Ionosphere Electrodynamic General Circulation Model, TIEGCM)을 이용하였다. 소용돌이도와 발산 분석은 전체 수평 바람장을 최종적으로 결정하는 운동량원(momentum source)을 밝히는데 도움을 주는 근원적인 흐름을 파악할 수 있게 해주며, 운동량원들의 상대적인 강도를 분석해내는데 좋은 도구가 된다. 고위도 하부 열권의 평균 바람장은 태양 복사와 출가열에 의해 유발되는 발산운동보다는 이온대류에 의해 유발되는 회전운동에 의해 주로 자배된다는 것이 확인되었다. $IMF \neq 0$ 와 $IMF = 0$ 인 경우의 고위도 열권 하부에서의 소용돌이도 차이(difference vorticity)가 모든 IMF 조건에서 발산장 차이(difference divergence)에 비해 훨씬 더 크게 나타났다. 이는 IMF가 발산적인 흐름보다 회전적인 흐름에 더 강하게 영향을 끼치며, 나아가 IMF가 발산운동을 유발하는 에너지 유입보다는 회전운동을 유발하는 운동량 유입에 더 강하게 영향을 끼침을 의미한다. IMF의 방향에 따라 고위도 하부 열권에서의 소용돌이도 차이의 양상이 매우 달랐다. B_y 가 음일 때는 저자기 위도 -70° 이상의 고위도에서 극을 중심으로 양의 소용돌이도 차이가 나타나고 B_y 가 양일 때는 음의 소용돌이도 차이가 나타났다. B_z 가 음인 경우 소용돌이도 차이가 저녁 영역에는 양이고 새벽 영역에는 음이며, B_z 가 양인 경우에는 반대의 분포를 보였다. B_z 가 음일 때가 양일 때보다 소용돌이도 차이가 더 큰 것으로 확인되었는데, 이는 IMF B_z 가 남쪽으로 향할 때가 북쪽으로 향할 때보다 고위도 이온권의 이온대류를 더 강화시켜 열권 중성대기의 회전적인 흐름을 더 강하게 유발시킴을 의미한다.

[†]corresponding author

Abstract

To better understand the physical processes that control the high-latitude lower thermospheric dynamics, we analyze the divergence and vorticity of the high-latitude neutral wind field in the lower thermosphere during the southern summertime for different IMF conditions. For this study the National Center for Atmospheric Research Thermosphere-Ionosphere Electrodynamics General Circulation Model (NCAR-TIEGCM) is used. The analysis of the large-scale vorticity and divergence provides basic understanding flow configurations to help elucidate the momentum sources that ultimately determine the total wind field in the lower polar thermosphere and provides insight into the relative strengths of the different sources of momentum responsible for driving winds. The mean neutral wind pattern in the high-latitude lower thermosphere is dominated by rotational flow, imparted primarily through the ion drag force, rather than by divergent flow, imparted primarily through Joule and solar heating. The difference vorticity, obtained by subtracting values with zero IMF from those with non-zero IMF, in the high-latitude lower thermosphere is much larger than the difference divergence for all IMF conditions, indicating that a larger response of the thermospheric wind system to enhancement in the momentum input generating the rotational motion with elevated IMF than the corresponding energy input generating the divergent motion. The difference vorticity in the high-latitude lower thermosphere depends on the direction of the IMF. The difference vorticity for negative and positive B_y shows positive and negative, respectively, at higher magnetic latitudes than -70° . For negative B_z , the difference vorticities have positive in the dusk sector and negative in the dawn sector. The difference vorticities for positive B_z have opposite sign. Negative IMF B_z has a stronger effect on the vorticity than does positive B_z .

Keywords: high-latitude lower thermosphere, IMF, vorticity, divergence

1. 서 론

고위도 열권의 바람은 태양 극자외선(EUV) 및 자외선(UV) 복사에너지, 대기조석, 하층으로부터 전파되는 파동 그리고 자기권-이온권 결합과 관련된 에너지 및 운동량에 의해 유발된다. 고위도 열권의 바람을 발생시키는 주된 운동량원 중의 하나로 이온대류에 의해 유도되는 이온항력은 강한 비발산(divergence-free)의 특성을 가지는 반면, 태양 EUV 및 UV 흡수와 줄가열(joule heating)에 의해 유도되는 기압경도력은 강한 비회전(curl-free)의 특성을 가진다. 따라서 고위도 열권의 바람장에 대한 소용돌이도(vorticity)와 발산(divergence) 분석은 전체 바람장을 최종적으로 결정하는 운동량원을 밝히는데 도움이 되는 근원적인 흐름성분을 분해해 내며(Thayer & Killeen 1991, 1993), 운동량원들의 상대적인 강도를 분석해내는데 좋은 도구가 된다.

지금까지 고위도 상부 열권에서의 소용돌이도와 발산에 대해서 많은 연구가 수행되어 왔다. Mayr & Harris(1978)는 분석적인 모델을 이용하여, 이온 대류는 주로 비발산 바람을 유발시키고 작은 기

압변화를 일으키는 반면, 즐가열은 주로 발산 바람장과 강한 기압변화를 유발시킴을 보였다. Roble et al.(1982)은 강제항으로 단지 이온 항력만을 고려하여 시뮬레이션한 바람장을 이용하여 소용돌이도와 발산장을 계산하였으며, 이로부터 F층 고도에서 비발산 운동량원에 야기되는 바람장은 비발산이라는 결론을 이끌어 내었다. Larsen & Mikkelsen(1983)과 Mikkelsen & Larsen(1983)은 F층 중성풍의 비발산 성분은 발산 성분보다 약 10배 정도 더 크다고 밝혔다. Larsen & Mikkelsen(1987)은 즐가열을 고려하지 않은 2차원 선형 천수방정식(shallow water equation)을 이용하여 정상상태(steady-state)의 이온항력에 의해 유도된 바람은 상부 열권의 모든 고도에서 발산 성분보다 훨씬 더 강한 회전성분을 나타냄을 보였다. 자기 정온기와 활동기 동안의 고위도 바람장의 특성연구가 인공위성 및 지상관측자료(e.g., Killeen et al. 1982, Hays et al. 1984, Sica et al. 1986, Hernandez et al. 1990)와 모델링(e.g., Roble et al. 1982)을 이용하여 수행되었다. 특히 Thayer & Killeen(1991)은 자기 정온기와 활동기 동안 극지방 상부 열권에서의 대규모 소용돌이도와 발산을 경험적으로 구하였다. 그들의 연구에 의하면, 소용돌이도와 발산의 비가 자기 정온기에는 4:1이고 자기 활동기에는 ~2:1로, 고위도 열권 상부의 평균 바람 형태는 발산 흐름보다는 회전적인 흐름에 의해 주로 지배되지만, 지자기 활동이 강해짐에 따라 발산장이 회전성분보다 훨씬 더 뚜렷하게 강화된다.

한편 상이한 행성간 자기장(Interplanetary Magnetic Field, IMF)에 따른 고위도 하부 열권 바람장의 특성이 UARS(Upper Atmosphere Research Satellite)에 탑재된 WINDII(Wind Imaging Interferometer)에 의한 관측(Richmond et al. 2003)과 미국립대기연구소(National Center for Atmospheric Research, NCAR)의 열권-이온권 전기역학적 대순환 모델(Thermosphere-Ionosphere Electrodynamic General Circulation Model, TIEGCM)을 이용한 시뮬레이션(곽영실 등 2004)에 의해 연구되었다. 그들의 연구에서 IMF의 방향과 세기 그리고 고도에 따라 고위도 하부 열권 바람의 양상과 세기가 다르게 나타났다. 이러한 연구결과로부터 고위도 열권 하부에서의 바람을 유발시키는 근원적인 운동량원 또한 IMF 조건과 고도에 따라 다를 것으로 예상된다. 따라서 이 연구에서는 NCAR-TIEGCM을 이용하여 지자기좌표계에서 대규모의 연직성분 소용돌이도와 발산을 분석함으로써 IMF의 방향과 세기 그리고 고도에 따라 남반구 고위도 하부 열권에서의 바람장을 최종적으로 결정하는 운동량원들의 상대적인 강도를 살펴보자 한다.

2. 모델

이 연구에서 사용되는 NCAR-TIEGCM은 중성대기와 이온의 운동량, 에너지, 질량, 정역학 및 전류밀도에 대한 비선형 방정식과 상태방정식을 풀어서, 열권과 이온권의 역학, 다이나모 전기장과 전류, 그리고 중성대기와 플라즈마 운동에 대한 전기역학적인 되먹임(feedback)과 열역학을 일관성 있게 계산한다. 그리고 중성대기의 온도, 3차원적인 풍속 그리고 중성대기의 주성분(O, N_2, O_2)과 미량 성분($N(^2D), N(^4S), NO, He, Ar$)의 질량흔합비의 전지구 분포를 계산한다. 뿐만 아니라, 이온권의 전자 및 양이온($O^+, O_2^+, NO^+, N_2^+, N^+$)의 온도와 수밀도 그리고 수평속도의 전구 분포도 계산한다. 이온항력 텐서, 비열, 점성계수 그리고 열전도도 또한 모델에서 계산된다. 모델에서 출력되는 물리량들은 위도 $87.5^\circ S$ 에서 $87.5^\circ N$ 그리고 경도 $180^\circ E$ 에서 $180^\circ W$ 에 이르러는 구간에서 매 $5^\circ \times 5^\circ$ 격자 상에서 계산된다. 또한 매 격자 상에서는 연직 방향으로 $97 \sim 500\text{km}$ 고도 범위에 걸친 29개의 기압면 및 주어진 시간 간격에 대해서 계산된다. 이 연구에서는 남반구 고위도 하부 열권에 초점을 두

고 있기 때문에 $32.5^{\circ}\text{S} \sim 90^{\circ}\text{S}$ 위도 범위와 $97 \sim 200\text{km}$ 고도 범위를 고려한다. NCAR-TIEGCM은 입력자료로 태양의 극 자외선(EUV) 및 자외선(UV) 복사량, 오로라 하강 입자, 고위도 이온 대류 형태(전기장) 그리고 하층으로부터 상향으로 전파되어오는 대기조석과 다른 교란들을 사용한다.

이 연구에서는 Richmond et al.(2003)에 의해 분석된 열권 바람의 관측 조건을 대표하는 1993년 1월 23일, 즉 남반구 여름철 조건에 대해 모델을 가동하였으며, 이 날에 대하여 모델에 입력되는 자료들은 다음과 같다. 태양 극 자외선(EUV) 및 자외선(UV) 복사량을 나타내는 일일태양복사량(F10.7)은 $102.7 \times 10^{-22}\text{W/m}^2/\text{Hz}$ 이다. 고위도의 오로라 하강 입자를 반영하는 총 반구 에너지 유입량(total hemispheric power, HP)은 Kp 지수의 함수인 $HP = -2.78 + 9.33 \times Kp$ (Maeda et al. 1989)를 사용하였다. 실제 모델에 입력된 1993년 1월 23일 하루 동안의 Kp 지수의 일평균은 1이었다. 이온대류 형태를 구하기 위해서는 Weimer(2001)의 경험적 전위 모델을 이용하였다. 하층으로부터 위쪽으로 전파되어 오는 일일조석(diurnal tide) 및 반일조석(semidiurnal tide)은 NCAR의 전지구규모 파동모델(Global Scale Wave Model, GSWM)(Hagan & Forbes 2002)의 결과를 이용하였다.

상이한 IMF에 대한 고위도 열권의 반응을 조사하기 위해 IMF(B_y, B_z)가 (-3.2, 0.0), (3.2, 0.0), (0.0, -2.0), (0.0, 2.0) 그리고 (0.0, 0.0) nT인 경우에 대한 시뮬레이션을 수행하였다. B_y 및 B_z 의 기준치로 설정한 3.2 및 2.0nT는 Richmond et al.(2003)에서 사용된 전체 B_y 및 B_z 자료에 대한 각각의 제곱근 평균제곱(root mean square, RMS)의 값이다. 모델 가동 시 시간 간격은 2분으로 설정하였으며, 각 시간 간격에서 입력 자료들에 대해 선형적인 내삽이 이루어지도록 설정하였다.

3. 소용돌이도와 발산

소용돌이도는 시어(shear)에 의해 형성되는 흐름에서의 미세규모 회전에 대한 척도로, 북반구의 경우 양의 소용돌이도는 반시계 방향을 그리고 음의 소용돌이도는 시계방향의 회전을 각각 의미한다. 발산은 바람의 가속 또는 감속과 관계있으며, 양의 발산은 국지풍의 가속을 그리고 음의 발산(수렴)은 국지풍의 감속을 나타낸다.

구면 좌표계에서 연직성분의 상대소용돌이도(ζ), 절대소용돌이도(ω_a) 그리고 발산(D)은 각각 식 (1), 식 (2) 그리고 식 (3)과 같이 정의된다.

$$\zeta = \mathbf{k} \cdot (\nabla_z \times \mathbf{V}) = \frac{1}{r \cos \phi} \left\{ \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial}{\partial \phi} (u \cos \phi) \right\} \quad (1)$$

$$\omega_a = \zeta + f = \zeta + 2\Omega \sin \phi \quad (2)$$

$$D = \nabla_z \cdot \mathbf{V} = \frac{1}{r \cos \phi} \left\{ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi) \right\} \quad (3)$$

여기서 \mathbf{k} 는 단위수직벡터, \mathbf{V} 는 중성풍 속도, ∇_z 은 이차원 수평미분연산자(즉, $i(\partial/\partial\lambda) + j(\partial/\partial\phi)$), r 은 평균지구반지름과 고도의 합, u 는 동서성분의 바람 속도, v 는 남북성분의 바람 속도, ϕ 는 위도, λ 는 경도, f 는 코리올리인자(Coriolis parameter)로 $f = 2\Omega \sin \phi$ 이며, Ω 는 지구 자전 각속도로 $7.29 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 이다.

모델의 바람자료로부터 식 (1)과 (2) 그리고 (3)을 이용하여 각 주어진 기압면 고도와 UT에 대해서 각 격자점에서의 절대소용돌이도와 발산을 구하였다. 이때 각 격자점에서의 수평 및 연직 방향으로의 편미분 값을 구하기 위해서는 유한차분법(finite difference method)을 이용하였다.

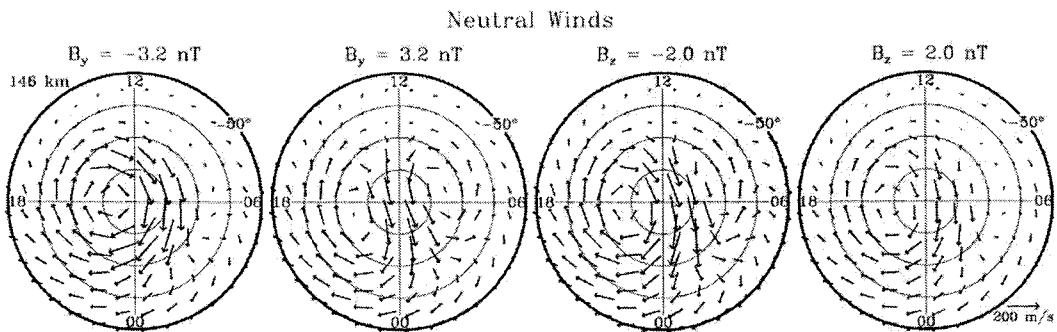


그림 1. IMF(B_y, B_z)가 (-3.2, 0.0), (3.2, 0.0), (0.0, -2.0) 및 (0.0, 2.0) nT인 경우 남반구의 고도 146km에서의 평균 수평바람 분포.

4. IMF에 따른 소용돌이도와 발산

그림 1은 지자기좌표계(자기위도와 자기지방시)에서 IMF(B_y, B_z)가 (-3.2, 0.0), (3.2, 0.0), (0.0, -2.0) 및 (0.0, 2.0) nT인 경우 고도 146km에서의 수평바람분포이다. 이 연구에서 나타내는 모든 투영은 열권을 아래에서 위로 올려다보는 방향을 택했다. 모든 IMF 조건에서, 저녁 영역에는 시계방향의 소용돌이가 나타나고, 이를 아침시간대에는 적도쪽으로의 흐름이 있다. 그러나 이러한 흐름은 IMF의 방향에 따라 그 양상이 다름을 볼 수 있다: 저녁 영역의 시계방향 소용돌이와 이를 아침시간대의 적도쪽으로의 흐름은 IMF B_z 가 음일 때 가장 뚜렷하다. 반면 B_z 가 양일 때는 위도 -70° 이상에서의 바람이 가장 약하다. -60° 이상의 위도에서 B_y 에 대한 바람형태를 보면, 음일 때는 시계방향의 하나의 소용돌이를 그리고 양일 때는 새벽 영역에서 반시계방향의 소용돌이가 강화되어 두 개의 소용돌이를 형성한다. 상이한 IMF 조건에 대해 시뮬레이션으로부터 구해진 바람의 형태가 관측치(Richmond et al. 2003)와 잘 일치한다.

그림 2a는 그림 1에서 보여진 수평바람분포로부터 유도된 IMF(B_y, B_z)가 (-3.2, 0.0), (3.2, 0.0), (0.0, -2.0) 및 (0.0, 2.0) nT인 경우 고도 146km에서의 연직성분의 절대소용돌이도 분포이다. 등차선 간격은 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 이며, 소용돌이도의 형태는 남반구 고위도 열권 바람의 회전을 의미한다. 실선으로 나타낸 양의 소용돌이도는 시계방향으로의 회전을, 그리고 점선으로 나타낸 음의 소용돌이도는 반시계방향으로의 회전을 각각 의미한다. 최소 및 최대 소용돌이도 값은 각 그림의 우측하단에 나타내었다. 모든 IMF 조건에서, 저녁영역에는 양의 소용돌이도가 나타나고 아침영역에는 음의 소용돌이도가 나타난다. 이러한 양상은 IMF B_z 가 음일 때 가장 뚜렷하다. IMF B_z 가 양일 때는 음일 때보다 소용돌이도가 더 높은 위도에 국한되고 세기도 더 약하다. IMF B_y 가 음일 때는 IMF B_y 가 양일 때 비해서 음의 소용돌이도는 저녁영역에서 새벽영역 쪽으로 더 치우쳐 나타나는 반면 양의 소용돌이도는 극쪽으로 확장되고 세기도 더 강하다. 소용돌이도가 0인 등차선은 바람이 극관내에서 태양반대쪽으로 최대가 되거나 새벽과 저녁영역에서 태양쪽으로 최대가 될 때 시어(shear)가 역전되는 지역을 의미한다. 따라서 소용돌이도의 역전이 일어나는 지역은 바람장의 시어 경계를 나타내는 좋은 지시자가 되기 때문에 고위도 대기 순환의 공간적인 차원을 규정할 때 사용될 수 있다. 자자기 위도

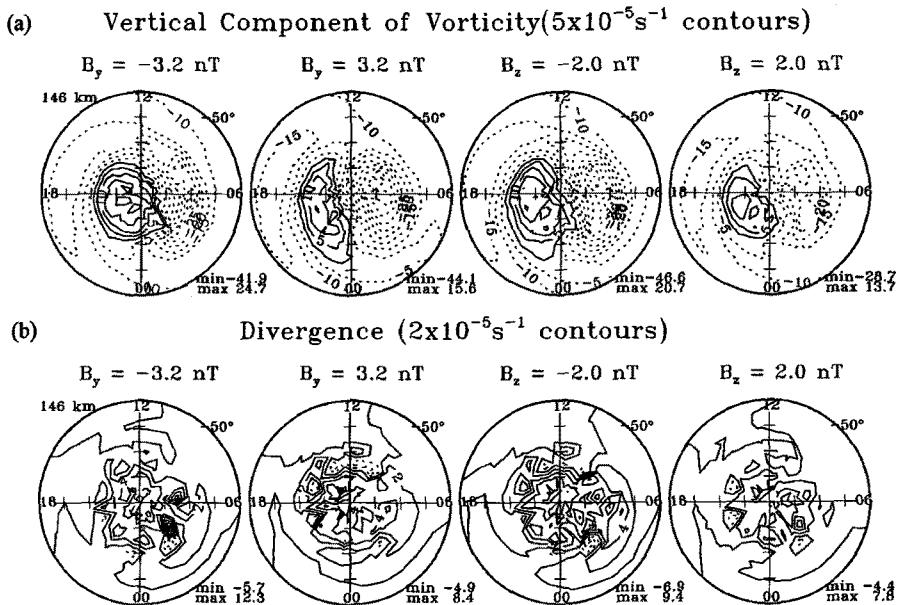


그림 2. (a) IMF(B_y, B_z)가 (-3.2, 0.0), (3.2, 0.0), (0.0, -2.0) 및 (0.0, 2.0) nT인 경우 남반구의 고도 146km에서의 평균 연직성분 소용돌이도 분포 그리고 (b) 평균발산 분포.

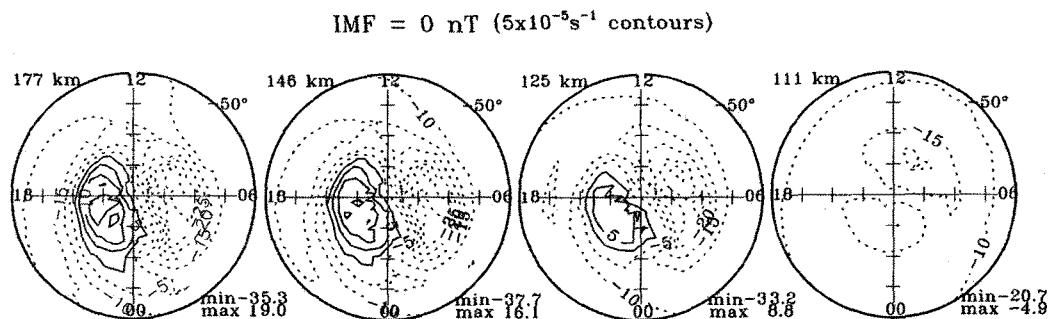


그림 3. IMF 기준치 = 0인 경우 고도 177, 146, 125 및 111km에서의 연직성분 소용돌이도 분포.

-60° 이하의 위도에서는 소용돌이도가 급격히 감소하는데, 이것은 중성대기 흐름에서 고위도 이온 대류가 회전 형성에 강하게 영향을 주고 있음을 시사한다.

절대소용돌이도와의 비교를 위해 146km에서의 평균 발산 분포를 그림 2b에 나타내었다. 등차선 간격은 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 이며, 발산의 형태는 남반구 고위도 열권 바람의 가속 또는 감속을 의미한다. 실선으로 나타낸 양의 발산은 가속을, 그리고 점선으로 나타낸 음의 발산은 감속을 각각 의미한다. 최소 및 최대 발산 값을 각 그림의 우측하단에 나타내었다. 발산장은 소용돌이도장에 비해 약 0.3배 정

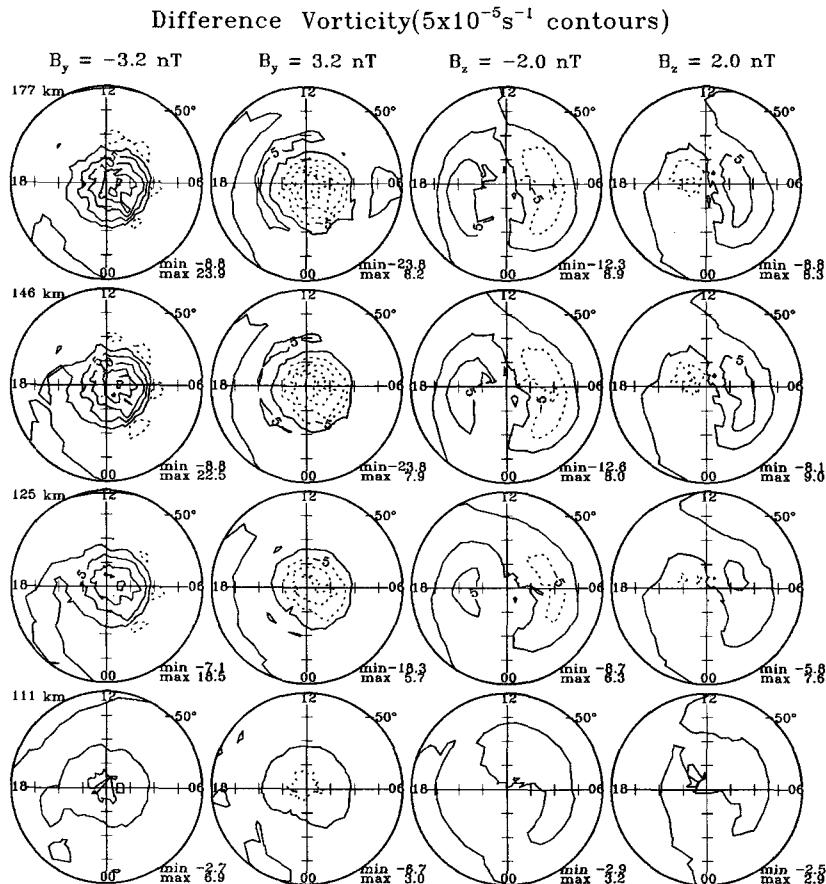
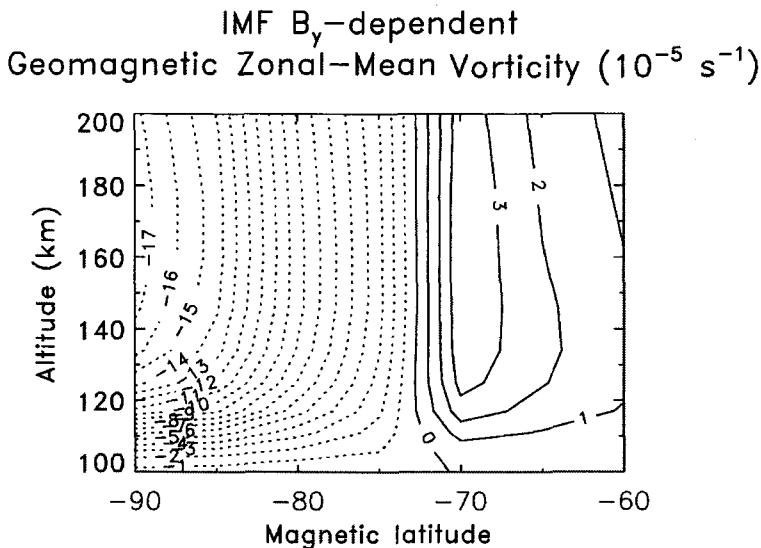


그림 4. IMF(B_y, B_z)가 (-3.2, 0.0), (3.2, 0.0), (0.0, -2.0) 및 (0.0, 2.0) nT인 경우 고도 177, 146, 125 및 111km에서의 소용돌이도 차이.

도로 약하며 복잡한 구조를 보인다. 발산장 또한 모든 IMF 조건에서 지자기 위도 -65° 이상의 위도에 분포하는데, 이는 바람장에서 발산을 일으키는데 고위도 열원이 큰 역할을 하고 있음을 의미한다. 여기서는 나타내지 않았지만 실제로 전형적인 강한 출가열 영역이 강한 발산장 영역과 거의 일치하게 나타났다. 그림 2로부터 고위도 하부 열권의 바람장에서 소용돌이가 발산보다 훨씬 더 강하게 형성됨을 볼 수 있다.

고위도 하부 열권에서 고도에 따른 소용돌이도의 변화를 살펴보기 위해 IMF가 0인 경우에 대한 고도 177, 146, 125 및 111km에서의 소용돌이도 분포를 그림 3에 나타내었다. 모든 고도에서 새벽 영역의 음의 소용돌이도가 저녁 영역의 양의 소용돌이도보다 더 강하게 나타난다. 여기에 나타내진 않았지만, 177km 이상에서는 소용돌이도의 고도에 따른 변화가 아주 작은 반면, 그 고도 아래에서는 고도가 감소함에 따라 점점 약화되며, 특히 125km 아래에서는 고도가 감소함에 따라 급격히 약해진다. 그리고 극관 부근의 소용돌이도의 역전지역이나 양 또는 음의 소용돌이도의 최대지역이 고도가

그림 5. 자기지방시 평균(또는 동서평균)된 IMF B_y -의 존 소용돌이도.

감소함에 따라 점점 더 늦은 자기지방시에서 나타난다.

소용돌이도가 IMF의 방향과 세기에 따라 얼마나 영향을 받는지를 조사하기 위하여, $IMF \neq 0$ 일 때와 $IMF = 0$ 일 때의 절대소용돌이도 차이(difference absolute vorticity)를 구하였다. 그림 4는 $IMF(B_y, B_z)$ 가 $(-3.2, 0.0)$, $(3.2, 0.0)$, $(0.0, -2.0)$ 및 $(0.0, 2.0)$ nT인 경우 고도 177, 146, 125 그리고 111km에서의 절대소용돌이도 차이를 보여 준다. B_y 의 방향에 따른 절대소용돌이도 차이를 보면, B_y 가 음일 때는 지자기 위도 -70° 이상의 고위도에서 양의 소용돌이도 차이가 나타나고 B_y 가 양일 때는 음의 소용돌이도 차이가 나타나며, 소용돌이도의 중심은 거의 극에 놓여 있다. 여기에 나타내지는 않았지만 IMF B_y 의 영향에 의한 이러한 양상은 고도 106km까지 나타났다. B_z 가 음일 때의 절대소용돌이도 차이는 146km에서 저녁 영역의 양의 절대소용돌이도와 새벽 영역의 음의 소용돌이도가 각각 $8.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 과 $-12.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 로 비대칭이며 B_z 가 음일 때가 양일 때보다 절대소용돌이도에 대한 IMF의 영향이 더 강하다. 여기에 나타내지는 않았지만 발산장 차이는 절대소용돌이도 차이에 비해 훨씬 더 작게 나타났다. 이는 IMF의 영향이 발산장보다 절대소용돌이도에 대해서 더 강함을 의미하며, 더 나아가 IMF가 즐가열과 같은 열원(heating source)보다 이온대류속도에 더 강하게 영향을 끼침을 시사한다.

남반구 여름철 하부 열권의 소용돌이도에 대한 IMF B_y 의 고도와 위도에 따른 영향을 좀 더 정량적으로 살펴보기 위하여 B_y -의존 자기지방시 평균 연직성분 절대소용돌이도(또는 지자기 동서평균 절대소용돌이도(geomagnetic zonal-mean vorticity))를 조사하였다. 그림 5는 자기지방시로 평균된 절대소용돌이도의 B_y -의존 성분의 분포이다. B_y -의존 절대소용돌이도는 약 106km까지 뚜렷이 나타난다. 지자기위도 -73° 이상의 위도에 나타나는 강한 음의 소용돌이도의 경우 125km 이상에서는 고도에 따라 크기가 일정한 반면 125km 이하에서는 고도가 감소함에 따라 소용돌이도가 급격히 감소함을 보인다. 이는 고도 125km 이하에서는 회전적인 형태의 바람을 유발시키는 이온대류속도가 고

도가 감소함에 따라 급격히 약해짐을 의미한다.

5. 요약 및 결론

이 연구에서는 미국립대기연구소(NCAR)의 열권-이온권 전기역학적 대순환 모델(TIEGCM)을 이용하여 행성간 자기장(IMF)의 방향과 세기 그리고 고도에 따른 남반구 고위도 하부 열권에서의 연직 성분 소용돌이도와 발산을 분석하였다. 이러한 분석은 전체 수평 바람장을 최종적으로 결정하는 운동량원을 밝히는데 도움을 주는 근원적인 흐름을 파악할 수 있게 해준다. 소용돌이도와 발산 분석으로부터 도출된 결과를 요약하면 다음과 같다: (1) 고위도 하부 열권의 바람장에서 소용돌이도가 발산보다 훨씬 더 강하게 형성되는 것으로 확인되었다. 이것은 고위도 하부 열권의 중성대기 흐름에서 강한 비발산의 특성을 가지는 이온 대류에 의한 이온항력이 회전 형성에 강하게 영향을 주고 있음을 시사한다. (2) IMF 기준치 $\neq 0$ 와 IMF 기준치 = 0인 경우의 소용돌이도 차이(difference vorticity)는 발산장 차이(difference divergence)에 비해 훨씬 더 크게 나타났다. 이는 IMF의 영향이 발산장보다 소용돌이도에 대해서 더 강함을 의미하며, 더 나아가 IMF가 줄가열과 같은 열원(heating source)보다 이온대류속도에 더 강하게 영향을 끼침을 시사한다. (3) IMF의 방향과 세기에 따라 고위도 열권 하부에서의 소용돌이도 차이의 양상이 매우 다르다. B_y 의 방향에 따른 소용돌이도 차이를 보면, B_y 가 음일 때는 지자기 위도 -70° 이상의 고위도에서 양의 소용돌이도 차이(시계방향의 흐름을 의미함)가 나타나고 B_y 가 양일 때는 음의 소용돌이도 차이(반시계방향의 흐름을 의미함)가 나타나며, 소용돌이도의 중심은 거의 극에 놓여 있다. IMF B_y 의 영향에 의한 이러한 양상은 고도 106km까지 나타났다. B_z 가 음인 경우 절대소용돌이도 차이는 저녁 영역의 양의 절대소용돌이도와 새벽 영역의 음의 소용돌이도가 비대칭이며 B_z 가 음일 때가 양일 때보다 절대소용돌이도 차이가 더 큰 것으로 확인되었다. 이는 IMF B_z 가 남쪽으로 향할 때가 북쪽으로 향할 때보다 고위도 이온권의 이온대류를 더 강화시켜 열권 중성대기의 회전적인 흐름을 더 강하게 유발시킴을 의미한다.

감사의 글: 이 논문은 한국천문연구원의 “우주환경예보센터구축사업”과 선도연구사업의 지원으로 수행되었음. 이 연구를 위해 TIEGCM 운용에 도움을 주신 NCAR/HAO의 A. D. Richmond 박사와 A. I. Maute 박사께 감사를 드린다.

참고문헌

- 곽영실, 안명호, 원영인 2004, 한국우주과학회지, 21, 11
 Hagan, M. E. & Forbes, J. M. 2002, JGR, 107, 4754
 Hays, P. B., Killeen, T. L., Spencer, N. W., Wharton, L. E., Roble, R. G., Emery, B. E., Fuller-Rowell, T. J., Rees, D., Frank, L. A., & Craven, J. D. 1984, JGR, 89, 5597
 Hernandez, G., Smith, R. W., Roble, R. G., Gress, J., & Clark, K. C. 1990, GRL, 17, 1255
 Killeen, T. L., Hays, P. B., Spencer, N. W., & Wharton, L. E. 1982, GRL, 9, 957
 Larsen, M. F. & Mikkelsen, I. S. 1983, JGR, 88, 3158
 Larsen, M. F. & Mikkelsen, I. S. 1987, JGR, 92, 6023
 Maeda S., Fuller-Rowell, T. J., & Evans, D. S. 1989, JGR, 94, 16869
 Mayr, H. G. & Harris, I. 1978, JGR, 83, 3327

- Mikkelsen, I. S. & Larsen, M. F. 1983, JGR, 88, 8073
- Richmond, A. D., Lathuillière, C., & Vennerstroem, S. 2003, JGR, 108, 1066
- Roble, R. G., Dickinson, R., E., & Ridley, E. C. 1982, JGR, 87, 1599
- Sica, R. J., Rees, M. H., Romick, G. J., Hernandez, G., & Roble, R. G. 1986, JGR, 91, 3231
- Thayer, J. P. & Killeen, T. L. 1991, GRL, 18, 701
- Thayer, J. P. & Killeen, T. L. 1993, JGR, 98, 11549
- Weimer, D. R. 2001, JGR, 106, 407