

—研究論文—
Scientific Paper

イオノゾンデおよびファブリ・ペロー干渉計によって観測された 子午面熱圏風の比較

西岡未知^{1*}・丸山 隆¹・大塚雄一²・津川卓也¹・石橋弘光¹・塩川和夫²・石井 守¹

Comparison of meridional thermospheric winds observed by ionosondes and Fabry-Perot interferometers

Michi Nishioka^{1*}, Takashi Maruyama¹, Yuichi Otsuka², Takuya Tsugawa¹,
Hiromitsu Ishibashi¹, Kazuo Shiokawa² and Mamoru Ishii¹

(2012年12月28日受付; 2013年2月27日受理)

Abstract: To comprehend ionospheric–thermospheric coupling, one must understand the thermospheric wind system. However, measuring the thermospheric wind using a Fabry–Perot interferometer (FPI) is not an easy task. Because of this difficulty, some researchers have estimated meridional wind velocities using data obtained from a pair of ionosonde stations near the geomagnetic conjugate points, under the assumption that the meridional wind is the same at the two ionosonde stations (transequatorial mode wind). In this paper, we construct the first comparison of the estimated meridional wind velocities with meridional wind observed with FPIs. We analyzed data from the ionosondes and FPIs installed at Chiang Mai, Thailand, and Kototabang, Indonesia, from 2010. We found that the estimated and observed wind velocities were generally in good agreement on most nights, although on some nights, the wind velocities were different. The assumption that the meridional wind is equal anywhere between the two ionosonde stations would not be suitable for the days when the winds were not in good agreement. We also investigated the seasonal dependence of the correlation between the estimated and observed meridional winds. They were in good agreement from February to April and were not in good agreement from May to July.

要旨: 電離圏ダイナミクスに大きく寄与する熱圏風についての理解を深めるため、イオノゾンデの磁気共役点観測により推定された南北方向の熱圏風（推定熱圏風）と、ファブリ・ペロー干渉計（FPI）観測により直接測定された南北方向の熱圏風との相関を調べた。推定熱圏風は、磁気共役点における熱圏風は等しい（赤道横断風モードが卓越する）という仮定のもとで導出される。2つの手法で観測された夜間の熱圏風を比較するのは本研究が初めてである。2010年のチェンマイ（タイ）とコトタバング（インドネシア）のイオノゾンデとFPIデータを比較した結果、両者はおおむね良い相関を示したが、相関が悪い日もあった。相関が悪い事

¹ 情報通信研究機構. National Institute of Information and Communications Technology, Nukui-Kitamachi 4-2-1, Koganei, Tokyo 184-8795.

² 名古屋大学太陽地球環境研究所. Solar-Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601.

* Corresponding author. E-mail: nishioka@nict.go.jp

例は、赤道から収束・発散する成分を無視できず、赤道横断風モードが卓越するという仮定が成立しないと解釈されるものである。また、2つの手法で求めた熱圏風の相関を季節別に調べると、2-4月に両者の相関が高い一方、5-7月に両者の相関が低いことがわかった。

1. はじめに

電離圏の観測が盛んに行われるようになった近年、高緯度から赤道域までの領域間結合、および電離大気と中性大気の結合が鍵となる現象が観測されてきた。例えば、高緯度で観測される成層圏突然昇温に伴い、低緯度の電離圏高度における中性大気密度が減少し (Liu *et al.*, 2011)、電離大気のドリフト速度や全電子数が変動していたことが報告されている (Chau *et al.*, 2009; Goncharenko *et al.*, 2010)。また、巨大地震発生の際には、地震や津波によって揺らされた中性大気の影響で、電離圏全電子数が変動したことも報告されている (Otsuka *et al.*, 2006; Tsugawa *et al.*, 2011)。電離大気と中性大気の結合の重要性は、成層圏突然昇温や巨大地震発生の場合のみではない。中低緯度で定常的に観測される波数4の電離圏構造は、電離大気と中性大気の相互作用により駆動されたダイナモ電場が電離圏構造を変調してできたものであることが明らかになっている (Sagawa *et al.*, 2005; Immel *et al.*, 2006; Hagan *et al.*, 2007)。

中性大気の振る舞いは電離圏ダイナミクスに大きな影響を与える一方、その観測は難しい。電離圏高度における中性大気の流れ「熱圏風」は、地上観測では、ファブリ・ペロー干渉計 (FPI) を用いて 630 nm の大気光のドップラー速度を測定することにより直接観測される (Shiokawa *et al.*, 2003)。しかし、FPI を用いた熱圏風の観測は天気や月齢に大きく左右されるため、熱圏の振る舞いを定常的に調べる場合には不向きである。また、CHAMP 衛星や C/NOFS 衛星などによる熱圏風の観測は、観測場所が衛星の軌道に左右されてしまい、熱圏風の定常的な観測をすることができない。

観測の条件に制限のある熱圏風の観測に代わり、その定常的な観測を可能とするのが、電波による電離圏観測を利用した熱圏風観測である。電離圏高度は主に、南北方向の熱圏風(南北熱圏風)と東西方向の電場による $E \times B$ ドリフトの影響を受けて変化する。Igi *et al.* (1995) は、中緯度の電離圏高度が主に南北熱圏風の影響を受けて変動する (Miller *et al.*, 1986) ことを利用し、国分寺(磁気緯度 30°N) のイオノゾンデデータを用いて南北熱圏風の推定を行った。イオノゾンデ観測によって推定された南北熱圏風は信楽の MU レーダーで観測されたそれとおおむね一致した (Igi *et al.*, 1995)。一方、低緯度の電離圏高度は南北熱圏風と東西電場の影響を受けて変動するため、一点のイオノゾンデ観測のみを用いて南北熱圏風を推定することは不可能である。そこで de Medeiros *et al.* (1997) は、磁気赤道付近のイオノゾンデデータを用いて東西電場を推定し、低緯度に位置するカシヨエイラ・パウリスタ (ブラジル、磁気緯度 19°S) のイオノゾンデデータから南北熱圏風を導出した。このようにして得

られた熱圏風は、HWM-90 モデルや FPI によって観測された熱圏風とおおむね一致した (de Medeiros *et al.*, 1997). 更に、イオノゾンデを南北半球磁気共役点に設置し、両地点における電離圏高度の変化を観測することで、熱圏風と電場の効果を分離し、南北熱圏風を推定する研究も行われている (Bittencourt and Sahai, 1978; Maruyama *et al.*, 2007, 2008; Abdu *et al.*, 2009). この磁気共役点のイオノゾンデ観測を用いた南北熱圏風の推定には、磁気共役点における熱圏風は等しい (赤道横断風モードが卓越する) という仮定を用いている. しかし、この方法で推定された南北熱圏風が FPI によって直接観測された南北熱圏風と一致するかどうかは未だ調べられていない. そこで本研究では、南北方向一様を仮定してイオノゾンデの南北共役観測から推定される南北熱圏風が、FPI によって直接測定される南北熱圏風とどれくらい一致するのかを調べることを目的とする.

2. 観測データと解析期間

東南アジア地域においては、独立行政法人情報通信研究機構による組織的な電離圏観測網

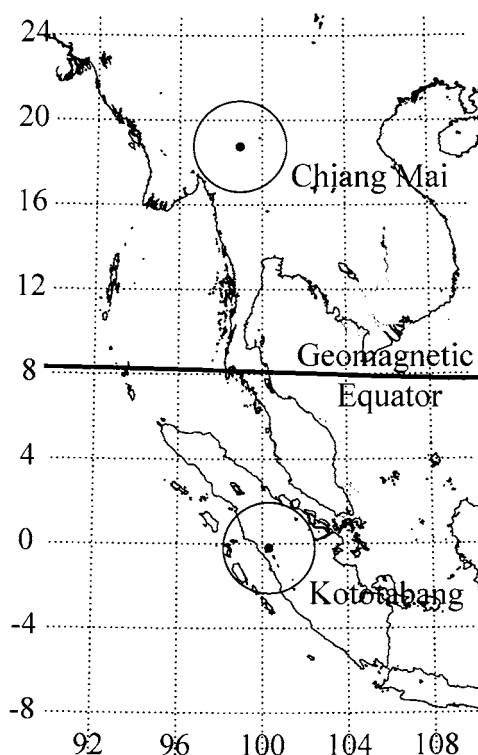


図 1 チェンマイとコトタバン, および磁気赤道の位置. チェンマイおよびコトタバンを囲む円は、半径 250 km の FPI の観測視野範囲を示す.

Fig. 1. Map showing Chiang Mai, Kototabang, and the geomagnetic equator: The radius of the solid circles is 250 km, which shows the approximate field of view of a FPI.

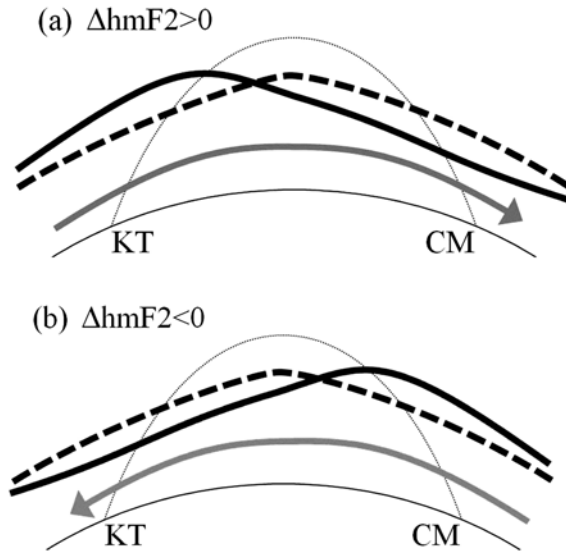


図 2 hmF2 の緯度変化 (太線). (a) コトタバング (KT) の hmF2 がチェンマイ (CM) の hmF2 より高い場合 ($\Delta \text{hmF2} > 0$), (b) チェンマイの hmF2 がコトタバングの hmF2 より高い場合 ($\Delta \text{hmF2} < 0$). 矢印はコトタバングーチェンマイ間で一様と仮定した場合の南北熱圏風, 太破線は南北熱圏風がない場合の hmF2, 点線は磁力線を示す.

Fig. 2. Schematic illustration of hmF2 (thick lines) on the meridional plane. (a) The case in which hmF2 at Kototabang (KT) is higher than that at Chiang Mai (CM). (b) The case in which hmF2 at CM is higher than at KT. The thick arrow lines show the thermospheric wind when the meridional wind is assumed to be homogeneous between KT and CM. The thick dashed lines show hmF2 without meridional thermospheric winds. The dotted lines show the geomagnetic field lines.

を展開している. 図 1 に示すように, チェンマイ (タイ, 18.8°N , 98.4°E , 磁気緯度 13.0°N) とコトタバング (インドネシア, 0.2°S , 100.3°E , 磁気緯度 10.0°S) は, 100°E 付近のほぼ磁気共役点に位置する. これらの観測点では, 2004 年からイオノゾンデの磁気共役観測が実施されている (Maruyama *et al.*, 2007). 更に, 名古屋大学太陽地球環境研究所がチェンマイには 2010 年 2 月に, コトタバングには 2010 年 6 月に FPI をそれぞれ設置し, 熱圏風の観測を開始した (Shiokawa *et al.*, 2012). 図 1 には, これらの FPI の観測視野の目安である, 半径 250 km の範囲を示した. 本研究では, これら 2 観測点でのイオノゾンデデータと FPI データの解析を行った.

2.1. イオノゾンデ観測

チェンマイとコトタバングそれぞれで 15 分ごとに得られるイオノゾンデ (FM-CW) のデータを用いた. それぞれのイオノグラムから読み取れる foF2 と M3000 指数を用い, Shimazaki

(1955) の式を用いて、電離圏の電子密度が最大になる高度 (hmF2) を算出した。hmF2 の時間分解能は 15 分である。図 2 の太線で hmF2 の緯度変化を示す。太破線は南北熱圏風がない場合の hmF2 の緯度変化、点線はチェンマイ (CM) とコトタバン (KT) を通る磁力線を示している。南北熱圏風がない場合、チェンマイとコトタバンの hmF2 は等しい一方、南北熱圏風がある場合、両者の間に差が生まれる。本論文では、南北方向の熱圏風の推定にあたり、コトタバンの hmF2 からチェンマイの hmF2 を引いた値を Δ hmF2 として記述する。図 2a は Δ hmF2 が正の場合 (コトタバンの hmF2 がチェンマイの hmF2 よりも大きい時) である。 Δ hmF2 が正の場合、チェンマイとコトタバンの間約 2000km において熱圏風が一様だという仮定をすると、熱圏風が北向きであると解釈される。北向きの熱圏風 (矢印) はコトタバンにおいて、南北熱圏風がプラズマを磁力線に沿って高高度へ押し上げる (チェンマイにおいては、磁力線に沿って低高度に押し下げる) と考えられるからである。逆に図 2b のように Δ hmF2 が負の場合、チェンマイにおいては、南北熱圏風がプラズマを磁力線に沿って高高度に押し上げる (コトタバンにおいては、磁力線に沿って低高度に押し下げる) と考えられ、南北熱圏風は南向きであると推定される。

2.2. FPI 観測

本研究には、チェンマイとコトタバンに設置された FPI を用いて熱圏風を測定した。本 FPI は、高冷却 CCD カメラと比較的安価な小型エタロンを使用することで、複数点での観測を可能としている (Shiokawa *et al.*, 2012)。本観測では、東西南北の 4 方向の 630 nm 大気光をそれぞれ 3.5 分の露出時間で撮影し、東西と南北それぞれのフリンジのドップラーシフトの差からそれぞれ東西風と南北風を導出した (Shiokawa *et al.*, 2012)。図 3 に 10 個のフリンジから測定された北向きの熱圏風を示す (細線)。0130 LT 以降は、月の影響で観測は行われなかった。本研究では、フリンジをフィッティングする際に発生するランダム誤差を小さくするため、10 個のフリンジから求めた南北風のうち、最大値と最小値を除いた 8 風速の平均値から ± 20 m/s の範囲である風速を平均し、FPI によって観測された熱圏風 (太線) と定義した。なお、最大値と最小値を除いた 8 風速の平均値から ± 20 m/s の範囲に含まれるデータ数が 4 未満の場合は、熱圏風の導出の精度が悪いとみなし、解析の対象には含めていない。図 3 の 23 LT から 00 LT の間はこの例に該当する。

2.3. 解析期間

本研究では、2010 年の 1 年間についての解析を行った。チェンマイとコトタバンの両観測点では、FPI によって同時に熱圏風が観測された日はなかった。チェンマイもしくはコトタバンのうちいずれかで熱圏風の観測ができた日は約 40 日あり、そのうち、両観測点でイオノゾンデ観測が行われた日は約 30 日あった。本研究では、事例的研究として、チェンマイ

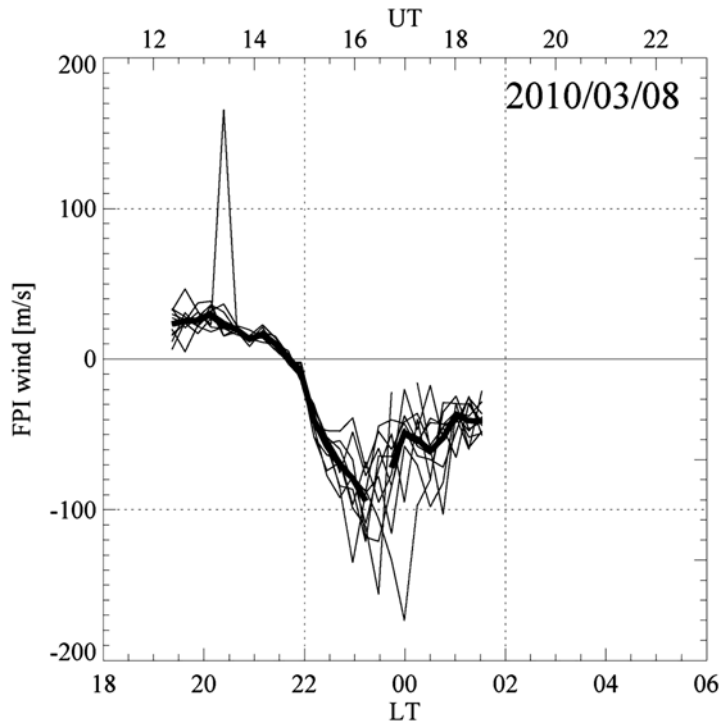


図 3 チェンマイにおいて 2010 年 3 月 8 日に FPI によって観測された熱圏風の例。10 個のFRINGEから導出された北向きの熱圏風(細線)と、そのうちの 8 データを用いて決定された北向き熱圏風 (太線)。

Fig. 3. Northward thermospheric winds observed by a FPI at Chiang Mai on Mar. 8, 2010. The data observed using 10 fringes are overplotted (thin lines). The northward thermospheric wind on the day is derived with the 8-fringe data (thick line).

が晴れて FPI による熱圏風観測に成功した 2010 年 3 月 8 日と、コトタバンが晴れて FPI による熱圏風の観測に成功した 2010 年 12 月 2 日についての事例的解析を行った。また、チェンマイもしくはコトタバンのいずれかで熱圏風の観測ができ、両地点でイオノゾンの観測ができた 30 日間について統計的解析を行った。

3. 解析結果

3.1. 事例解析結果

図 4 に、2010 年 3 月 8 日にチェンマイで観測された北向き熱圏風(太線)と hmF2(破線)の時間変化を示す。チェンマイで観測された熱圏風は 22LT までは北向きであるが、22LT 以降南向きとなり、23LT 過ぎに南向きの風が極大となった。一方、18LT 以降下降していた同観測点の hmF2 は、22LT 頃の熱圏風の反転と同時刻に上昇に転じ、23LT 過ぎに極大となった。チェンマイで観測された北向き(南向き)の熱圏風は hmF2 の下降(上昇)に対応して

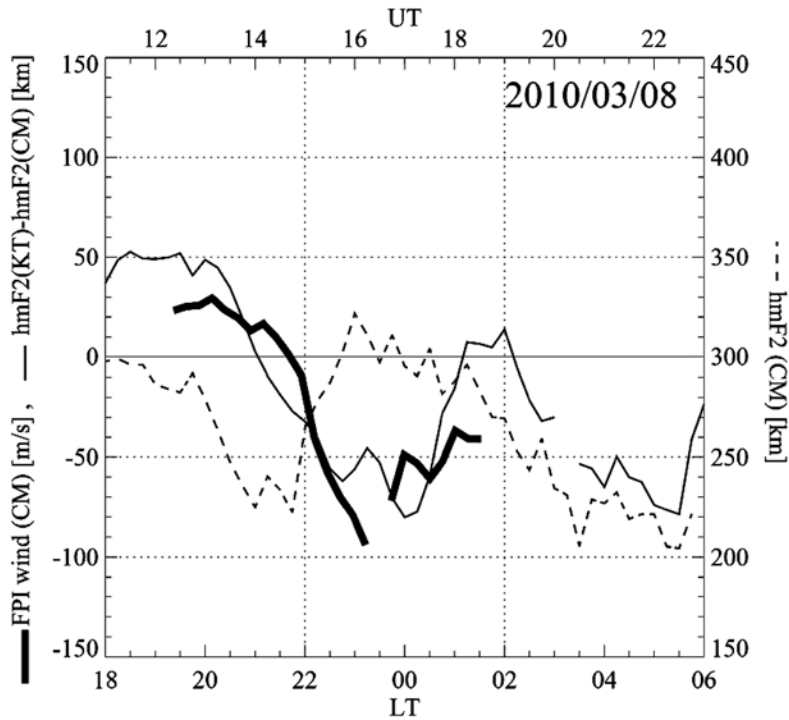


図 4 2010年3月8日チェンマイで観測された北向き熱圏風（太線）と hmF2（破線），およびコトタバンとチェンマイで観測された hmF2 の差（ Δ hmF2, 実線）。

Fig. 4. Meridional wind velocity (thick line) and hmF2 (dashed line) observed at Chiang Mai on Mar. 8, 2010. The difference in hmF2s between Kototabang and Chiang Mai is shown by the solid line.

いる。同図に実線で示しているのは、チェンマイとコトタバんで観測された hmF2 の差（ Δ hmF2）である。21 LT までは Δ hmF2 は正の値であり推定熱圏風は北向きであったのに対し、21 LT 過ぎには Δ hmF2 は負の値となり、推定熱圏風は南向きに転じた。その後 0 LT まで、推定熱圏風の南向きの成分は強まった。この推定熱圏風の時間変化は、FPI によって観測された熱圏風の変化とほぼ一致した。また、おおむね 50 km の Δ hmF2 が、熱圏風の 50 m/s に対応していることがわかる。ただし、推定熱圏風と FPI で観測された熱圏風の変動には時間差があり、推定熱圏風の南向きが極大になる時刻は、FPI で観測されたそれよりも 30 分から 1 時間遅れていたとみることができる。

図 5 に、2010 年 12 月 2 日にコトタバんで観測された北向き熱圏風（太線）と hmF2（破線）の時間変化を示す。コトタバんで観測された熱圏風は一晩中ほぼ北向きであるが、22 LT 頃に北向き成分が強くなり始め、0 LT 頃にはその風速は極大となる。一方、18 LT 以降下降していた同観測点の hmF2 は、22 LT 頃に北向きの熱圏風が強まるのとほぼ同時刻に上昇に転

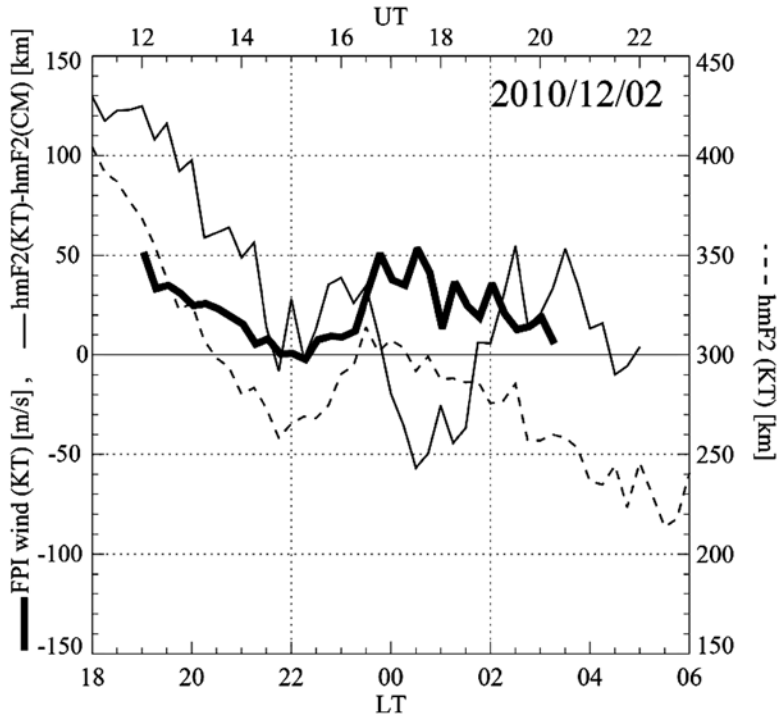


図 5 2010 年 12 月 2 日にコトタバンで観測された北向き熱圏風（太線）と hmF2（破線），およびコトタバンとチェンマイで観測された hmF2 の差（ Δ hmF2, 実線）。

Fig. 5. Meridional wind velocity (thick line) and hmF2 (dashed line) observed at Kototabang on Dec. 2, 2010. The difference in hmF2s between Kototabang and Chiang Mai is shown by the solid line.

じ、23 LT 過ぎに極大値となる。このことから、コトタバンにおいて北向きの熱圏風が hmF2 の上昇に対応していたことがわかる。また、同図に実線で示しているのは、チェンマイとコトタバンで観測された hmF2 の差（ Δ hmF2）である。23 LT までは Δ hmF2 は正の値である一方、23 LT から 02 LT までは Δ hmF2 は負の値である。南北両半球の熱圏風が一様だと仮定した場合の推定熱圏風は、23 LT 以前は北向き、23 LT から 02 LT の間は南向きであったことが推定される。しかし、FPI によって観測された熱圏風は常に北向きであり、推定熱圏風の方向とは異なっている。

3.2. 統計解析結果

2010 年 1 年間で、 Δ hmF2 と、チェンマイ、コトタバンに設置された FPI で観測された熱圏風との比較が可能であった約 30 日間について、両者の関係を調べた。図 6a, b に、それぞれ、2-4 月（黒丸）と 5-7 月（白丸）、8-10 月（黒丸）と 11-1 月（白丸）における Δ hmF2

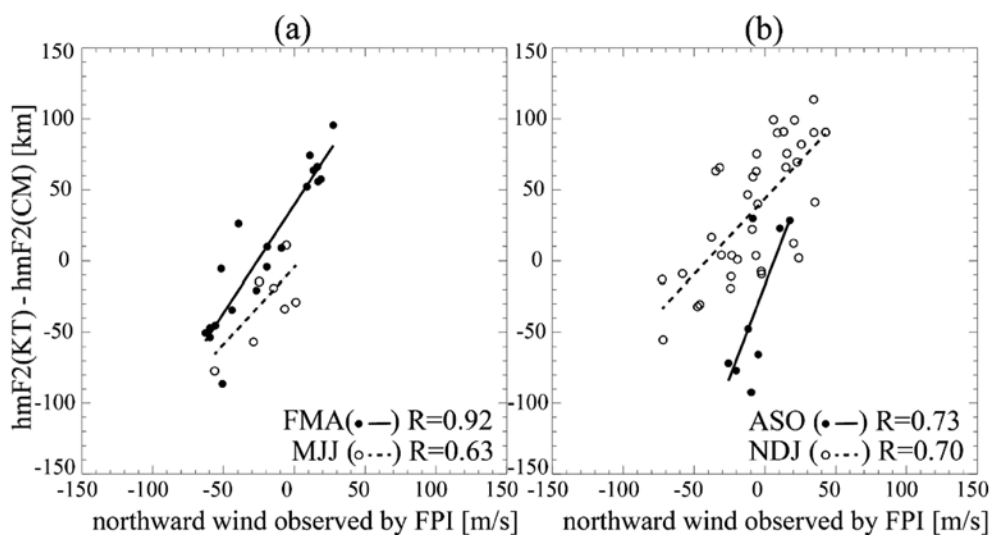


図 6 チェンマイまたはコトタババンで観測された北向き熱圏風（横軸）とコトタババンとチェンマイ両地点で観測された hmF2 の差（縦軸）の関係。(a) 2-4 月 (FMA) および 5-7 月 (MJJ), (b) 8-10 月 (ASO) および 11-1 月 (NDJ)。

Fig. 6. The relationship between northward meridional wind observed by a FPI at Chiang Mai or Kototabang and difference in hmF2 between Kototabang and Chiang Mai for (a) Feb.-Apr., May-Jul., (b) Aug.-Oct., and Nov.-Jan.

と FPI で観測された熱圏風の関係を示す。横軸はチェンマイもしくはコトタババンに設置された FPI で観測された北向きの熱圏風の 1 時間平均値である。縦軸は、対応する 1 時間における Δ hmF2 の平均値である。各季節、北向きの熱圏風と Δ hmF2 に相関がみられた。それぞれの季節のデータについて最小二乗法により直線近似を行い、相関係数を求めるところ、2-4 月、5-7 月、8-10 月、11-1 月の相関係数は順に 0.92, 0.63, 0.73, 0.70 であり、おおむね良い相関がみられた。また、2-4 月の相関が特に良く、5-7 月の相関が比較的悪い等、季節変化があることがわかった。

4. 考察

事例解析を通じて、チェンマイ（コトタババン）で観測された北向きの熱圏風は、各地点で観測された hmF2 と負（正）の相関があることがわかった。これは、チェンマイ（コトタババン）における北向きの熱圏風がプラズマを磁力線に沿って低高度に押し下げる（高高度に押し上げる）ためであると考えられる。また、各地点で観測された熱圏風は、 Δ hmF2 から得られた推定熱圏風と一致する場合と一致しない場合があることがわかった。両者が一致した 2010 年 3 月 8 日の例では、21 LT までは Δ hmF2 は正で推定熱圏風は北向き、21 LT 以降は

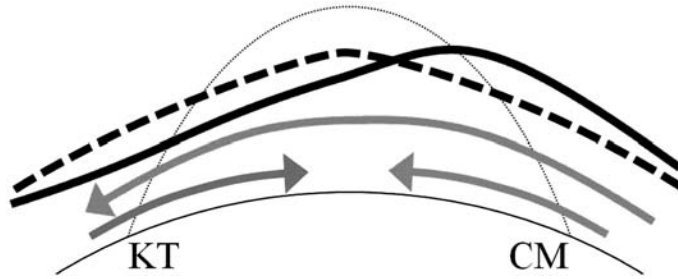


図 7 hmF2 の緯度変化 (太線). 図 2b と同様, チェンマイの hmF2 がコトタバンの hmF2 よりも高い ($\Delta \text{hmF2} < 0$) が, 赤道に収束する熱圏風の成分が無視できず, コトタバンで FPI によって観測される熱圏風が ΔhmF2 から推測される南向き熱圏風と一致しない事例.

Fig. 7. Schematic illustration of hmF2 (thick line) on the meridional plane. The hmF2 is higher at Chiang Mai (CM) than at Kototabang (KT), similar to what is shown in Fig. 2b. The southward wind is estimated from ΔhmF2 ; however, the northward wind is observed at KT. This discrepancy comes from the assumption that the thermospheric wind is homogeneous between CM and KT, suggesting that converging wind is not negligible in this case.

ΔhmF2 は負で推定熱圏風は南向きであったのに対し, FPI で観測された熱圏風は 22 LT までは北向き, 22 LT 以降は南向きであった. ΔhmF2 が正で FPI で観測された熱圏風が北向きの 21 LT 以前は図 2a に相当し, ΔhmF2 が負で FPI で観測された熱圏風が南向きの 22 LT 以降は図 2b に相当していたと考えられる. 推定熱圏風の変動が, FPI で観測されたものよりも 30 分~1 時間遅れており, これは, 熱圏風によるプラズマの輸送に時間がかかることに起因していると考えられる (Maruyama *et al.*, 2008). また, 南向きの熱圏風約 50 m/s に対して ΔhmF2 が 50 km であり, ΔhmF2 (km) と北向き熱圏風 (m/s) が比例定数 1 の比例関係にあるという過去のモデル計算結果 (Maruyama *et al.*, 2007) を支持している.

一方, 2010 年 12 月 2 日の例では, 推定熱圏風が 23 LT 頃, 北向きから南向きに転じたにもかかわらず, FPI で観測された熱圏風は一晩中北向きで, 両者は一致しなかった. これは, 推定熱圏風を導出する際に行った「チェンマイーコトタバン間で熱圏風が一樣」という仮定が必ずしも正しくないことを示している. 図 7 に, ΔhmF2 が負の場合の hmF2 の緯度分布を太線で示す. ΔhmF2 が負の場合, 南北両半球の熱圏風が一樣だと仮定すると, 図 2b のように南向きになる. しかし, コトタバンの FPI によって観測された熱圏風が北向きであったことは, 図 7 の矢印で示すような赤道へ収束する風の成分が無視できなかったことを示唆している.

ΔhmF2 を用いた推定熱圏風と FPI によって観測された熱圏風の対応を統計的に調べると, 両者におおむねの相関が見られた. 2-4 月に, 推定熱圏風と FPI によって観測された熱圏風の相関が良い一方, 5-7 月においては両者の相関が悪いことがわかった. この結果は, 2-4 月

にはコトタバン―チェンマイ間で吹く熱圏風は一樣であるのに対し、5-7月には赤道から収束または発散する熱圏風が無視できないことを示唆している。Maruyama *et al.* (2008) は、磁気赤道 (チェンボン) における F 層下端の高度 ($h'F$) の変化から電場の効果を推定した後、チェンマイ、コトタバンにおける $h'F$ の和を解析し、熱圏風の赤道収束・発散成分を月別に調べた。その結果、5-7月の夜間において熱圏風の赤道収束・発散成分が特に強かった。この結果は、本研究の統計解析結果と一致する。

本研究では、チェンマイとコトタバンに設置された FPI とイオノゾンデの、2010年1年間のデータ解析を行った。このような観測を長期間続けることで、南北熱圏風の赤道への収束・発散成分の地方時変化や季節変化等の特徴を解明できると期待される。また観測・解析期間を延ばすことで、両観測点で FPI による熱圏風の共役観測も可能となり、熱圏風の赤道収束・発散成分について詳細に解析できるであろう。更に、局所的な熱圏風変動を引き起こすと考えられている midnight temperature maximum (Colerico *et al.*, 1996) に伴う風速変動の解明も期待できる。

5. 結論

本研究では、チェンマイ (タイ) とコトタバン (インドネシア) の磁気共役点におけるイオノゾンデ観測によって推定される熱圏風と、各観測点に設置されているファブリ・ペロー干渉計 (FPI) によって直接観測される熱圏風とを比較し、その相関を調べた。その結果、両者はおおむね良い相関を示し、 $\Delta hmF2$ (km) と北向き熱圏風 (m/s) が比例定数 1 の比例関係にあるという過去のモデル計算結果を支持した。一方、 $\Delta hmF2$ と北向き熱圏風の相関が悪い日もあった。磁気共役点のイオノゾンデデータから熱圏風を推定する際、磁気共役点間で熱圏風は等しいという仮定を用いているが、2つの手法で求めた熱圏風の相関が悪い事例は、この仮定が成立していなかった事例であると推測される。また、2010年1年間で上記の熱圏風の比較が可能であった約 30 日間についてその相関を統計的に調べた所、2-4月において両者の相関が高い一方、5-7月において両者の相関が低く、5-7月には赤道へ収束、赤道から発散する熱圏風の成分が大きいことが示唆された。今後、このような共役観測を続けることで、電離圏ダイナミクスに寄与する熱圏風についての理解も大きく進むと期待できる。

文 献

- Abdu, M.A., Batista, I.S., Reinisch, B.W., de Souza, J.R., Sobral, J.H.A., Pedersen, T.R., Medeiros, A.F., Schuch, N.J., de Paula, E.R. and Groves, K.M. (2009): Conjugate Point Equatorial Experiment (COPEX) campaign in Brazil: Electrodynamics highlights on spread F development conditions and day-to-day variability. *J. Geophys. Res.*, **114**, A04308, doi: 10.1029/2008JA013749.
- Bittencourt, J.A. and Sahai, Y. (1978): F -region neutral winds from ionosonde measurements of $hmF2$ at low latitude magnetic conjugate regions. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **40**, 669-676, doi: 10.1016/0021-9169(78)90124-1.
- Chau, J.L., Fejer, B.G. and Goncharenko, L.P. (2009): Quiet variability of equatorial $E \times B$ drifts during a sudden

- stratospheric warming event. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L05101, doi: 10.1029/2008GL036785.
- Colerico, M., Mendillo, M., Nottingham, D., Baumgardner, J., Meriwether, J., Mirick, J., Reinisch, B.W., Scali, J.L., Fesen, C.G. and Biondi, M.A. (1996): Coordinated measurements of *F* region dynamics related to the thermospheric midnight temperature maximum. *J. Geophys. Res.*, **101**, 26783–26793, doi: 10.1029/96JA02337.
- de Medeiros, R.T., Abdu, M.A. and Batista, I.S. (1997): Thermospheric meridional wind at low latitude from measurements of *F* layer peak height. *J. Geophys. Res.*, **102**, 14531–14540, doi: 10.1029/97JA00799.
- Goncharenko, L.P., Chau, J.L., Liu, H.-L. and Coster, A.J. (2010): Unexpected connections between the stratosphere and ionosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L10101, doi: 10.1029/2010GL043125.
- Hagan, M.E., Maute, A., Roble, R.G., Richmond, A.D., Immel, T.J. and England, S.L. (2007): Connections between deep tropical clouds and the Earth's ionosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21019, doi: 10.1029/2007GL030142.
- Igi, S., Ogawa, T., Oliver, W.L. and Fukao, S. (1995): Thermospheric winds over Japan: Comparison of ionosonde and radar measurements. *J. Geophys. Res.*, **100**, 21323–21326, doi: 10.1029/95JA02387.
- Immel, T.J., Sagawa, E., England, S.L., Henderson, S.B., Hagan, M.E., Mende, S.B., Frey, H.U., Swenson, C.M. and Paxton, L.J. (2006): Control of equatorial ionospheric morphology by atmospheric tides. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L15108, doi: 10.1029/2006GL026161.
- Liu, H., Doornbos, E., Yamamoto, M. and Ram, S.T. (2011): Strong thermospheric cooling during the 2009 major stratosphere warming. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L12102, doi: 10.1029/2011GL047898.
- Maruyama, T., Kawamura, M., Saito, S., Nozaki, K., Kato, H., Hemmakorn, N., Boonchuk, T., Komolmis, T. and Ha Duyen, C. (2007): Low latitude ionosphere-thermosphere dynamics studies with ionosonde chain in Southeast Asia. *Ann. Geophys.*, **25**, 1569–1577, doi: 10.5194/angeo-25-1569-2007.
- Maruyama, T., Saito, S., Kawamura, M. and Nozaki, K. (2008): Thermospheric meridional winds as deduced from ionosonde chain at low and equatorial latitudes and their connection with midnight temperature maximum. *J. Geophys. Res.*, **113**, A09316, doi: 10.1029/2008JA013031.
- Miller, K.L., Torr, D.G. and Richards, P.G. (1986): Meridional winds in the thermosphere derived from measurement of *F*₂ layer height. *J. Geophys. Res.*, **91**, 4531–4535, doi: 10.1029/JA091iA04p04531.
- Otsuka, Y., Kotake, N., Tsugawa, T., Shiokawa, K., Ogawa, T., Effendy, Saito, S., Kawamura, M., Maruyama, T., Hemmakorn, N. and Komolmis, T. (2006): GPS detection of total electron content variations over Indonesia and Thailand following the 26 December 2004 earthquake. *Earth Planets Space*, **58**, 159–165.
- Sagawa, E., Immel, T.J., Frey, H.U. and Mende, S.B. (2005): Longitudinal structure of the equatorial anomaly in the nighttime ionosphere observed by IMAGE/FUV. *J. Geophys. Res.*, **110**, A11302, doi: 10.1029/2004JA010848.
- Shimazaki, T. (1955): World-wide daily variations in the height of the maximum electron density of the ionospheric F2 layer. *J. Radio Res. Lab.*, **2**(7), 85–97.
- Shiokawa, K., Kadota, T., Otsuka, Y., Ogawa, T., Nakamura, T. and Fukao, S. (2003): A two-channel Fabry-Perot interferometer with thermoelectric-cooled CCD detectors for neutral wind measurement in the upper atmosphere. *Earth Planets Space*, **55**, 271–275.
- Shiokawa, K., Otsuka, Y., Oyama, S., Nozawa, S., Satoh, M., Katoh, Y., Hamaguchi, Y., Yamamoto, Y. and Meriwether, J. (2012): Development of low-cost sky-scanning Fabry-Perot interferometers for airglow and auroral studies. *Earth Planets Space*, **64**, 1033–1046, doi: 10.5047/eps.2012.05.004.
- Tsugawa, T., Saito, A., Otsuka, Y., Nishioka, M., Maruyama, T., Kato, H., Nagatsuma, T. and Murata, K.T. (2011): Ionospheric disturbances detected by GPS total electron content observation after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 875–879, doi: 10.5047/eps.2011.06.035.