

# 熱帯・中高緯度相互作用によって形成される対流圏上層の高気圧

植田宏昭<sup>1</sup>, 倉持将也<sup>1</sup>, 高谷康太郎<sup>2</sup>, 高谷祐平<sup>3</sup>, 浅野早紀<sup>1</sup>, 前田修平<sup>4</sup>  
 (1: 筑波大学, 2: 京都産業大学, 3: 気象研究所, 4: 高層気象台)

## 1 はじめに

チベット高原域に発達する対流圏上部の高気圧の存在が明らかになるにつれて (Flohn 1957; Krishnamutri 1971)、チベット高原による力学効果や地形性の熱的效果との関係が論じられるようになった (Murakami 1987)。とりわけ高原とその周辺域における冷熱源分布の時空間構造の定量化において、二十世紀後半に整備された観測網 (FGGE; 1978-79) や集中観測 (GAME; 1998) の貢献は大きい。

Yanai(2006) のレビューにあるように、“チベット高気圧” という名称は、あたかもチベット高原によってチベット高気圧が作られるかのよう

な印象を与えるが、実際にはチベット高気圧の中心は高原の南西に位置していることに留意すべきであり、力学的にも高原上の加熱によって駆動される循環ではないことが近年の研究によって明らかになってきた (Ose 1998; Wu et al. 2015)。その一方で、現在でもチベット高原の影響については、必ずしも専門家の間でもコンセンサスが得られているとは言い難い (Boos and Kuang 2013)。そこで本研究は、対流圏上層に出現する高気圧 (Upper Tropospheric Anti-Cyclone; UTAC)) について、熱源分布の季節推移の視点を交えて、渦度収支の観点から診断解析を行った。

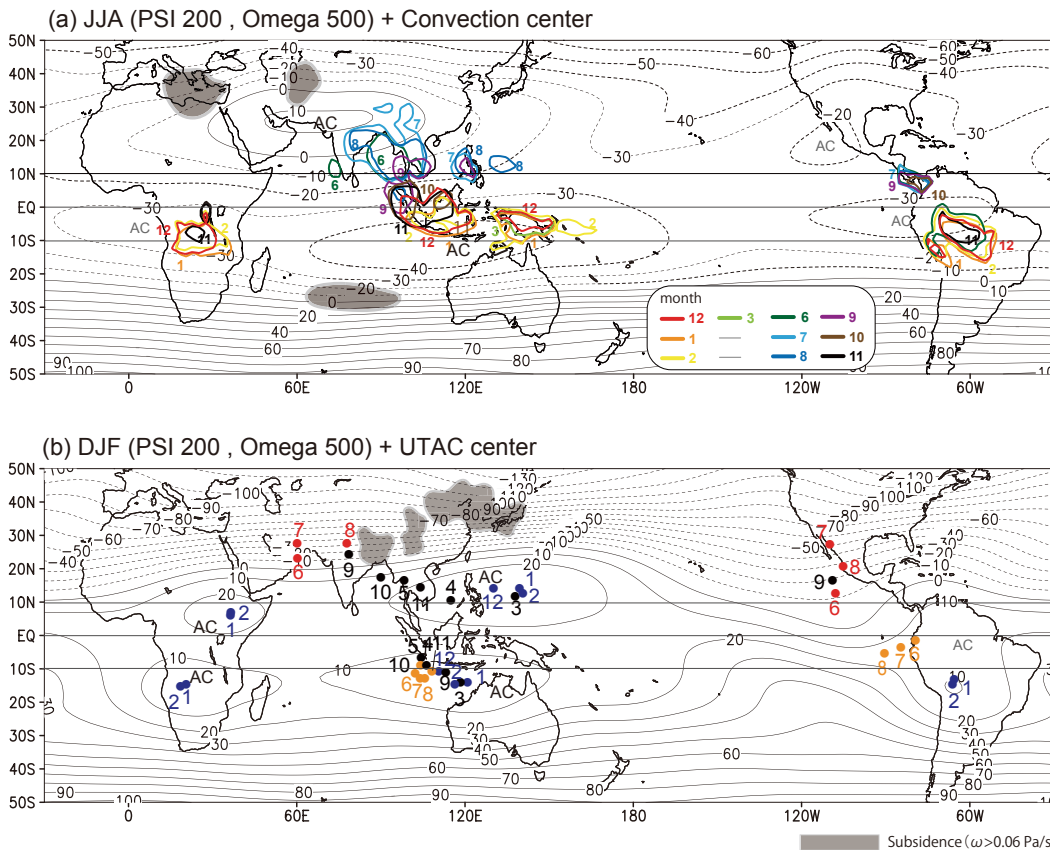


図1：200hPaにおける流線関数（上段：JJA，下段：DJF）の気候値。カラーの等値線はOLRの値が  $200 \text{ Wm}^{-2}$  以下を示す。灰色の陰影は500hPaにおける鉛直p速度が  $6.0 \times 10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$  以上の領域。

## 2 データと解析手法

大気循環場の構造、非断熱加熱の算出、および過度収支解析には、気象庁の全球大気長期再解析データ JRA-55 (Kobayashi et al. 2015) を用いた。また、対流活動の指標として NOAA 提供の外向き長波フラックス (OLR) を合わせて利用した。

非断熱加熱は熱力学方程式から算出した。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla T + \omega \left( \frac{RT}{c_p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) + \frac{Q_1}{c_p} \quad (1)$$

また過度収支解析は Sardeshmukh and Hoskins (1988) による気圧座標系での順圧過度方程式の各項を診断することによって実施した。 $\zeta$  は絶対過度を示す。

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \right) (\zeta + f) = -(\zeta + f)D + \mathbf{k} \cdot \left( \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial p} \times \nabla \omega \right) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + F_r \quad (2)$$

(2) 式は発散成分 ( $\chi$ ) と回転成分 ( $\psi$ ) に分解すると以下のように表される。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{v}_\varphi \cdot \nabla (\zeta + f) = -\mathbf{v}_\chi \cdot \nabla (\zeta + f) - (\zeta + f) \nabla \cdot \mathbf{v}_\chi + F_r \quad (2.1)$$

本研究では、(2.1) の右辺第一項と第二項を足し合わせたものを便宜上 Rossby wave source (RWS) と呼ぶ。

## 3 気候学的な特徴

図 1 に示すように、北半球夏 (JJA) の対流圏上部ではインド亜大陸の北西、あるいはチベット高原の南西に極大を持つ時計回りの循環が顕著に見られる。この循環は、古来よりチベット高気圧として認識されているもので、現在では地理学的な観点と力学的な成因から南アジア高気圧 (South Asian High; SAH) と呼ばれることが多い。南半球に目を転じると、海洋大陸とオーストラリア大陸の間に、高気圧性の循環が確認される。図 1 の色付きの等値線で示す対流活動の活発域は、ニューギニア島東部からインド大陸の間をシーソのように海洋大陸を含む "land bridge" 上を往来している。6 月から 7 月

の間に北西方向に進入しているのは、夏のアジアモンスーンの北進の現れである。

北半球の冬 (DJF) になると、海洋大陸付近を中心とした経度帯の亜熱帯域において、赤道対称の高気圧性循環が見られ、この循環は北半球のみ 7 月から 9 月にかけて北西方向に移動している (下段のドット参照)。このように、対流圏上層の高気圧性循環は、基本的には亜熱帯に位置しながら、北半球の夏のみ北西方向に非断熱加熱を伴って移動している。

JJA の南アジア高気圧の緯度帯 (20° -30° N) における非断熱加熱と気温、ジオポテンシャル高度、鉛直風を図 2 に示す。非断熱加熱は 80° E-100° E の対流圏中下層に極大を持ち、高温域はその少し西側の対流圏上層 (300hPa) 付近に見られる。図は省略するが、上昇 (下降) 流域の対流圏上層では北風 (南) 風となっており、対流加熱に伴う松野ギル型の熱源応答によって作られた子午面循環は、スベルドラップバランス介して、warm core と温度風の関係を満たしている (図 6 も合わせて参照されたい)。

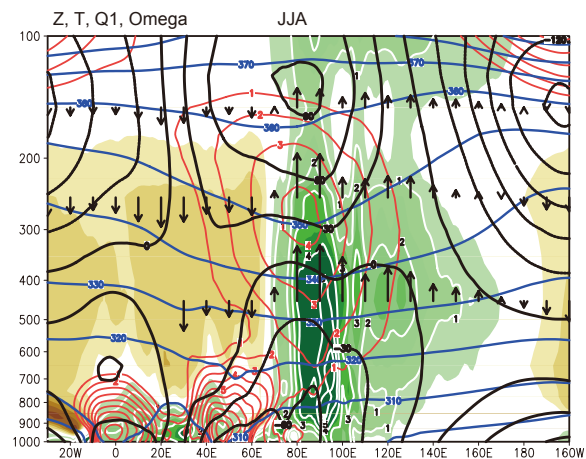


図 2 : JJA 平均の 20° -30° N におけるジオポテンシャル高度 (黒の等値線 ; m) および温位 (赤の等値線) の気候値。ジオポテンシャル高度および気温は、東西平均を差し引いた値。ベクトルは鉛直風を示す。

#### 4 渦度収支解析

渦度方程式の各項を診断した結果をJJA(図3)とDJF(図4)に分けて示す。JJAのRWSに着目すると、SAHの西側では高気圧性循環を表す負の値が顕著であり、その多くが渦管の伸縮項(Stretching term)で説明される。この関係は、深い南アジアの対流活動に伴う松野ギル型の熱源応答がSAHの形成の主要因であることを示唆している。南半球では発散風による正の渦度移流(南半球なので高気圧性渦度)が顕著であり(図3c)、発散風の起源は前述の南アジアにおける対流加熱であることが図3eから読み取れる。このように、JJAにおける南北両半球のUTACは、南アジアの深い対流加熱に伴う大気の熱源応答として認識されるものの、南北両半球では高気圧性渦度の供給過程が異なる点が特徴的である。

DJFのRWS(図4a)を子細に見ると、フィリピン東方海上のUTACの赤道側半分の領域は、高気圧性の渦度(北半球では負)と整合している。また、RWSの空間構造に一番近い様相を示しているのは、発散風による移流項(図5c)であり、その発散風は赤道域での対流加熱に起因していることが図4eから読み取れる。

気候学的には亜熱帯ジェットの内側では、絶対渦度の北向き正の傾きが大きいので、熱帯の対流活動に伴う北向きの発散風が効果的に小さい渦度を北へ移流させることで、高気圧性循環が形成される(Sardeshmukh and Hoskins 1988)。このプロセスは、熱源から離れた亜熱帯において、渦強制を介してロスビー波が励起されることを示すもので、PNAパターンなどのENSO由来のテレコネクションパターンの物理的解釈を可能にしたことでも知られている(Trenberth et al. 1988)。

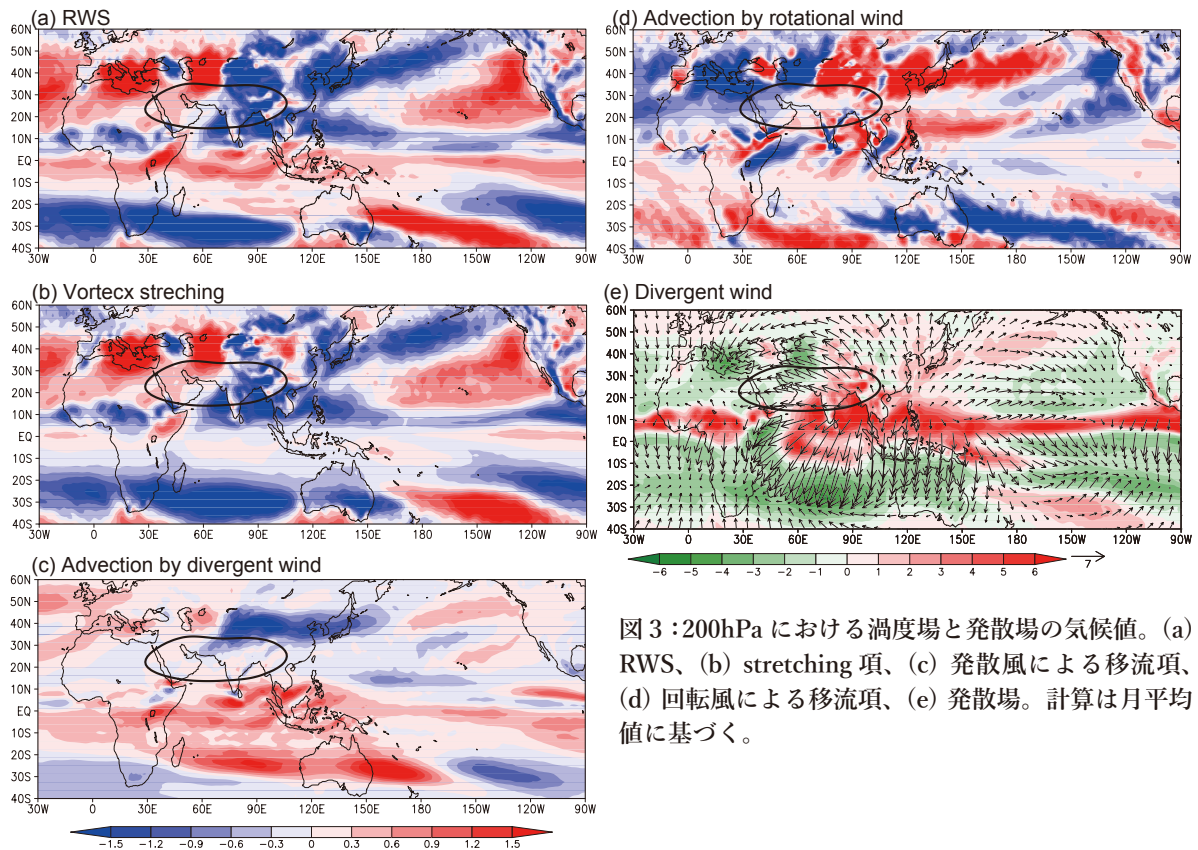


図3:200hPaにおける渦度場と発散場の気候値。(a) RWS、(b) stretching項、(c) 発散風による移流項、(d) 回転風による移流項、(e) 発散場。計算は月平均値に基づく。



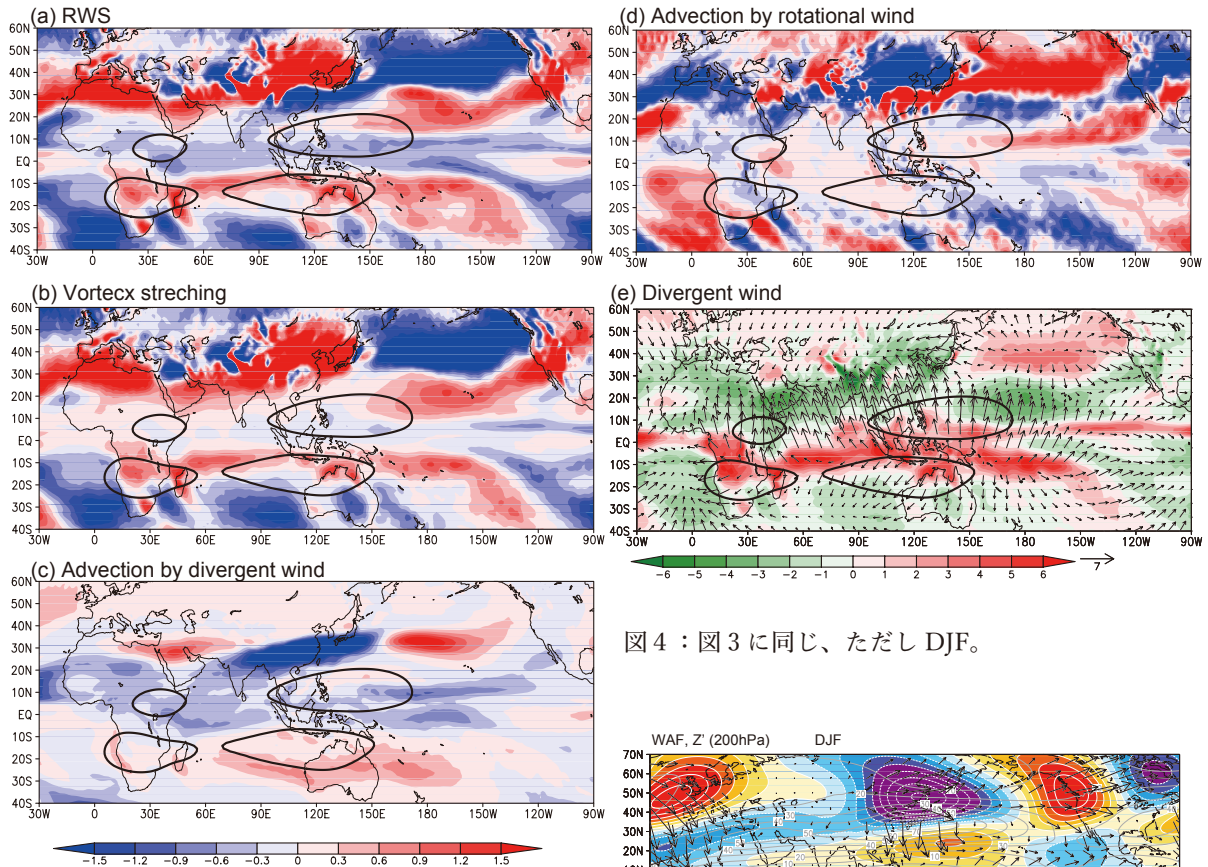


図4：図3と同じ、ただし DJF。

## 5 高緯度からの影響

前節で述べたように、DJFにおけるUTACの極側半分は、熱帯起源の発散風による高気圧性渦度の移流では説明が難しい。それではUTACの北側では何が生じているのであろうか。この期間におけるプラネタリー波の様子をPlumb(1985)に基づき波の活動度フラックスで診断した結果を図5に示す。低温なユーラシア大陸(形状抵抗)に起因した定常波は、上方に伝播するとともに(図省略)、対流圏中上層で熱帯に向かい、UTACの緯度帯で収束している。理論的には、定常波の収束に伴って平気流は減速することが知られており、20°N付近の収束極大域と亜熱帯ジェットの内限は整合的な関係にある。なお、波の活動度フラックスの算定は、月平均値に基づいているため、短周期擾乱の寄与は考慮されていない点に留意が必要である。

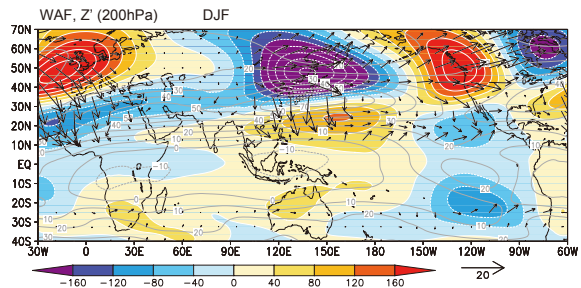


図5：Plumb(1985)に基づく波の活動度フラックス(ベクトル;  $m^2 s^{-2}$ )。陰影はジオポテンシャル高度の帯状平均からの偏差。灰色の等値線は東西風を表す。

## 6 まとめ

図6にJJAとDJFのUTACの構造を模式的に示す。夏のUTAC(SAHに相当)出現時には、南東側での活発な対流活動が生じており、渦度収支では、stretching termの寄与として認識される。対流圏中層での上昇流の極大は、スベルドラップバランスを介して、対流圏の上層(下層)での北(南)風を作り出し、対流活発域の西側に見られる暖気核とは温度風の関係にある。SAHの下方に出現した暖気核は温位面の低下として認識される。SAH西側では、等

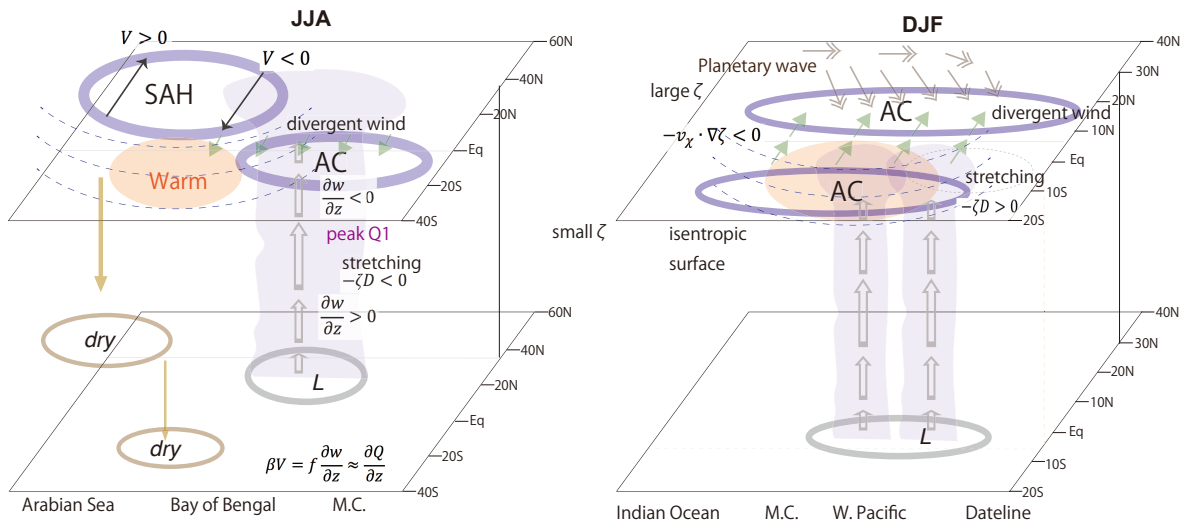


図6：JJA と DJF の UTAC 模式図。

温位面上を流下する気流と放射冷却による沈降流の相乗効果で下降気流が強化され、ローカルな対流抑制を通して乾燥域が形成される（モンスーン・砂漠メカニズム；Rodwell and Hoskins 1996）。なお、図1上段の灰色の陰影で示されている中央アジアと北アフリカの下降流域が、前述の下降流域に対応している。UTAC と下降流の関係は、オーストラリア大陸西方の南インド洋でも確認される。

冬の北半球の UTAC は夏とは異なり、UTAC の東方に熱源は見られず、その代わりに熱帯付近に東西方向に対流活発域が広がっている。この対流活発域での渦管の伸縮によって生成された高気圧性渦度と、北向き正の渦度勾配と熱帯域での対流起源の極向きの発散風による渦度輸送との相乗効果によって、UTAC の南側では効果的に高気圧性の渦度の強化が生じている。なお、UTAC の北側は、ユーラシア大陸起源の定常波の収束域に相当しており、RWS 以外に UTAC の出現を説明する物理過程として、短周期擾乱の寄与も含め、後続の研究が待たれるところである。

## References

- Boos, W.R., and Z. Kuang, 2013: Sensitivity of the South Asian monsoon to elevated and non-elevated heating. *Scientific Reports*, **3**, 1192. <https://doi.org/10.1038/srep01192>.
- Flohn, H., 1957: Large-scale aspects of the summer monsoon in South and East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 180–186.
- Kobayashi, S., Coauthors, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- Krishnamurti, T. N., 1971: Observational study of the tropical upper tropospheric motion during the Northern Hemisphere summer. *J. Appl. Meteor.*, **10**, 1066–1096.
- Murakami, T., 1987: Effects of the Tibetan plateau, Monsoon Meteorology, C. -P. Chang and T. N. Krishnamurti, eds., *Oxford University Press*, 235–270.
- Ose, T., 1998: Seasonal change of Asian summer monsoon circulation and its heat source. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 1045–1063.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217–229.
- Rodwell, M., and B. Hoskins, 1996: Monsoons and the dynamics of deserts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 1385–1404.
- Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins, 1988: The Generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228–1251.
- Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau, and C. Ropelewski, 1998: Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14,291–14,324.
- Yanai, M., and G.-X. Wu, 2006: Effects of the Tibetan plateau, The Asian monsoon, B. Wang, eds, *Praxis Publishing Ltd*, 513–549.