

一番星へ行こう!日本の金星探査機の挑戦 その55 ~GCMで再現された金星大気中の波と赤道 ジェットの準周期的変動~

高木 征弘¹, 安藤 紘基¹, 今井 正亮², 杉本 憲彦³, 松田 佳久⁴

(要旨) 金星大気中の波を大気大循環モデル (GCM) によって再現し, 大気スーパーローテーション (SR) の時間変動との関係を調べました. 雲頂付近 (高度約70 km) で観測される4日波・5日波はロスビー・ケルビン (RK) 不安定によって励起され, 赤道ケルビン波と中高緯度ロスビー波が臨界緯度で結合した構造をもちます. どちらも角運動量を赤道向きに輸送し低緯度のSR (赤道ジェット) を強化します. 5日波 (GCM中では5.8日波) の作る下部雲層の赤道ジェットが発達すると, 赤道反対称な構造をもつ7日波が現れ, 角運動量を赤道域から中緯度に輸送することで赤道ジェットを解消します. 5日波と7日波が交互に成長・減衰を繰り返すことにより, 280日程度の時間スケールをもつ赤道ジェットの準周期的な変動が生じます. これらの結果はあかつき観測とも整合的です.

1. はじめに

地球大気にはロスビー波やケルビン波, 傾圧不安定波などのさまざまな波が存在し, 大気大循環に大きく影響しています. 金星大気にも熱潮汐波や4日波・5日波といったさまざまな惑星規模の波が存在し, スーパーローテーション (SR) をはじめとする金星の大気大循環の形成に重要な役割を担っていると考えられています. しかしながら, 大気運動の観測が難しいことから, その空間構造や成因, 角運動量や熱の輸送などはほとんどわかっていませんでした. あかつき赤外線カメラ (IR2) によって発見された下部雲層 (高度約48-55 km) の赤道ジェット (SRの回転角速度が赤道域で極大をもつ現象) とその時間変動 [1] には, 波による角運動量輸送が本質的であると予想されています. 金星大気中の波を調べることは, その気象を理解しSRの維持メカニズムを解明

する上で非常に重要です. 本稿では大気大循環モデル (GCM) で再現された4日波・5日波などの構造や成因と, 波によって引き起こされるSR (下部雲層の赤道ジェット) の時間変動に関する最近の結果 [2,3] をご紹介します.

2. 金星大気中の波

金星は高度約48-70 kmに存在する濃硫酸エアロゾルの雲で完全に覆われており, 雲頂 (高度約70 km) 以下を観測することが困難です. しかしながら, 紫外線で観測される雲模様の時間変化から, 雲頂付近には太陽加熱によって励起される熱潮汐波のほか, 周期4日と5日の波 (4日波と5日波) が存在することが1980年代から知られていました [4]. 4日波 (5日波) は低緯度 (中緯度) にシグナルをもち, 背景の平均東西風よりも速い (遅い) 位相速度を持つことから, ケルビン波 (ロスビー波) と言われています. これらの波の構造は長らくわかっていませんでしたが, Venus Expressやあかつきの観測結果から, 5日波は中緯度を中心をもつ赤道対称な東西波数1の渦であることが明らかになってきました [5-7]. あかつき

1. 京都産業大学 理学部

2. 東京大学 大学院理学系研究科 天文学教育研究センター

3. 慶應義塾大学 法学部 日吉物理学教室, 自然科学研究教育センター

4. 東京学芸大学 自然科学系

takagi.masahiro@cc.kyoto-su.ac.jp

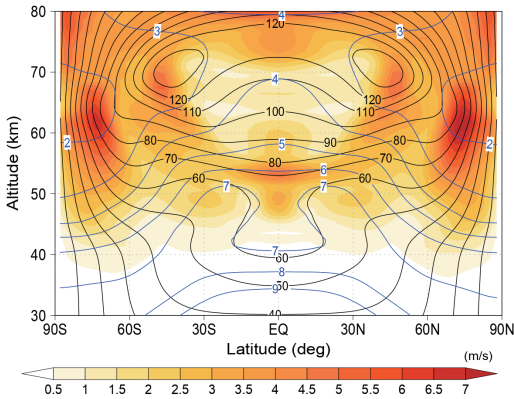


図1: 準定常状態で得られた平均東西風の緯度-高度分布。風速を黒線, 回転周期(空気が金星を東西一周する周期, 単位は日)を青線, 風速の時間変動の大きさ(標準偏差, 単位はm/s)をカラーシェードで示す。

中間赤外カメラ(LIR)の観測によると, 雲層中(高度65 km付近)には周期3.6, 5.0, 5.4, 6.1日の波も存在しているようです[8]。また, 金星夜面の赤外線観測や雲物理GCMの結果からは, 低緯度の下部雲層で雲の光学的厚さが周期的に変化しており, 下層雲が東西波数1のケルビン波的な構造の波によって強く影響されていることが示唆されています[9-14]。こうした数日の周期をもつ波は熱潮汐波や山岳波のように太陽加熱や地形によって直接励起されているわけではなく, 地球の傾圧不安定波のように力学的な不安定によって自発的に作られるものと考えられます。

3. 数値モデル

波の再現実験には地球GCMとして開発されたAFES [15,16]を金星用に改変したAFES-Venus [17]を用いました。放射過程をニュートン冷却で近似するなどした非常に簡略化されたGCMですが, 雲層中の温度分布や熱潮汐波の再現性を向上させる改良が加えられています[18]。AFES-Venusでは金星の自転方向を地球と同じ東向きとしています。したがって, モデルで再現されるSRも東向きであることにご注意ください。理想化したSR状態を初期値とし, 51地球年ほど数値積分して準定常状態を求め, 最後の585日のデータを用いて波を解析しました。AFES-Venusの詳細やこれまでの成果について

てはすでに何度かこの連載でも紹介されていますので, 適宜ご参照ください。

4. GCMの解析結果

4.1 東西平均場

図1に準定常状態で得られた平均東西風の緯度-高度分布を示します。現実的な強度のSRが維持され, 雲頂付近(高度約70 km)には弱い中緯度ジェットが存在しています。SRの回転周期(空気が金星を東西一周する時間)はほとんどの領域で緯度とともに単調減少し, 高度70 km付近では低緯度で4日, 中緯度で3日, 高緯度で2日程度です。つまり, 角速度でみるとSRは低緯度ほど遅く, 高緯度ほど速く回転しています。ただし, 高度40-52 kmには明瞭な赤道ジェットが形成されており, この高度域では回転周期は中緯度(30°付近)で極大を持ちます。赤道ジェットの上部(47-55 km)には平均東西風の時間変動の極大がみられ, 4.6節で示すように, あかつきIR2の観測によって発見された下部雲層の時間変動する赤道ジェットの存在[1]と整合的です。

4.2 波の周期解析

東西風と南北風の周期解析の結果, GCM中には周期3.3, 5.8, 4.8, 7, 1.7-3.6日といったさまざまな周期の波が存在していることがわかりました。観測されたSRとGCMで再現されたSRとの速度差や, 波の臨界高度や臨界緯度(波の位相速度と平均東西風の風速が一致する高度や緯度)の位置などを考慮すると, 3.3日波と5.8日波は雲頂で観測されている4日波と5日波に対応すると考えられます。7日波は赤道に対して反対称な水平風速分布をもち, 下部雲層の赤道ジェットの時間変動に関係していることがわかりました。紙幅の都合上, 以下では3.3日, 5.8日, 7日波の構造を示し, 5.8日波と7日波によって引き起こされる赤道ジェットの時間変動について説明します。

4.3 3.3日波

帯域フィルタとコンポジット解析によって得られた3.3日波(雲頂で観測される4日波に対応)の高度70

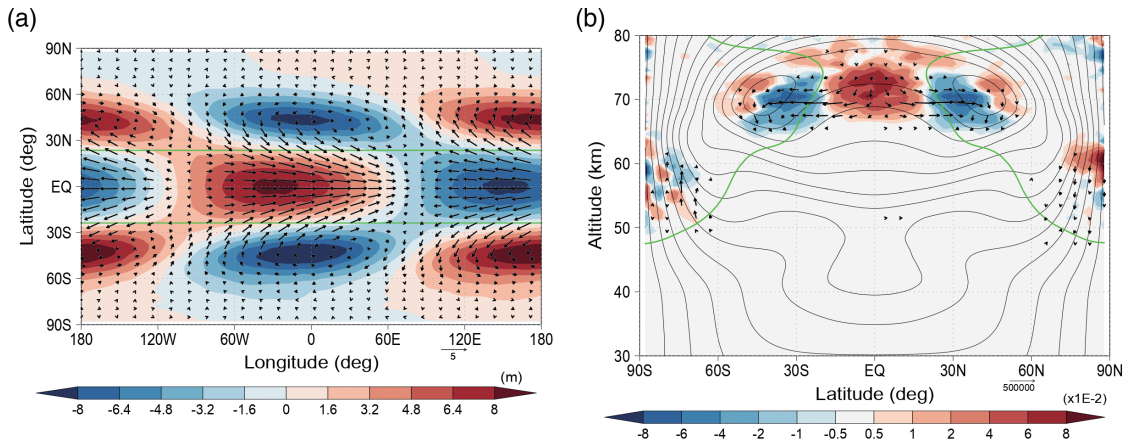


図2: (a) 高度70 kmにおける3.3日波の水平構造. 水平風をベクトル, 高度場偏差をカラーシェード (単位は m) で示す. 緑線は臨界緯度. (b) 3.3日波に伴うEP flux (ベクトル) と平均東西風の加速率 (カラーシェード, 単位は m/s/day). 緑線は臨界緯度・高度.

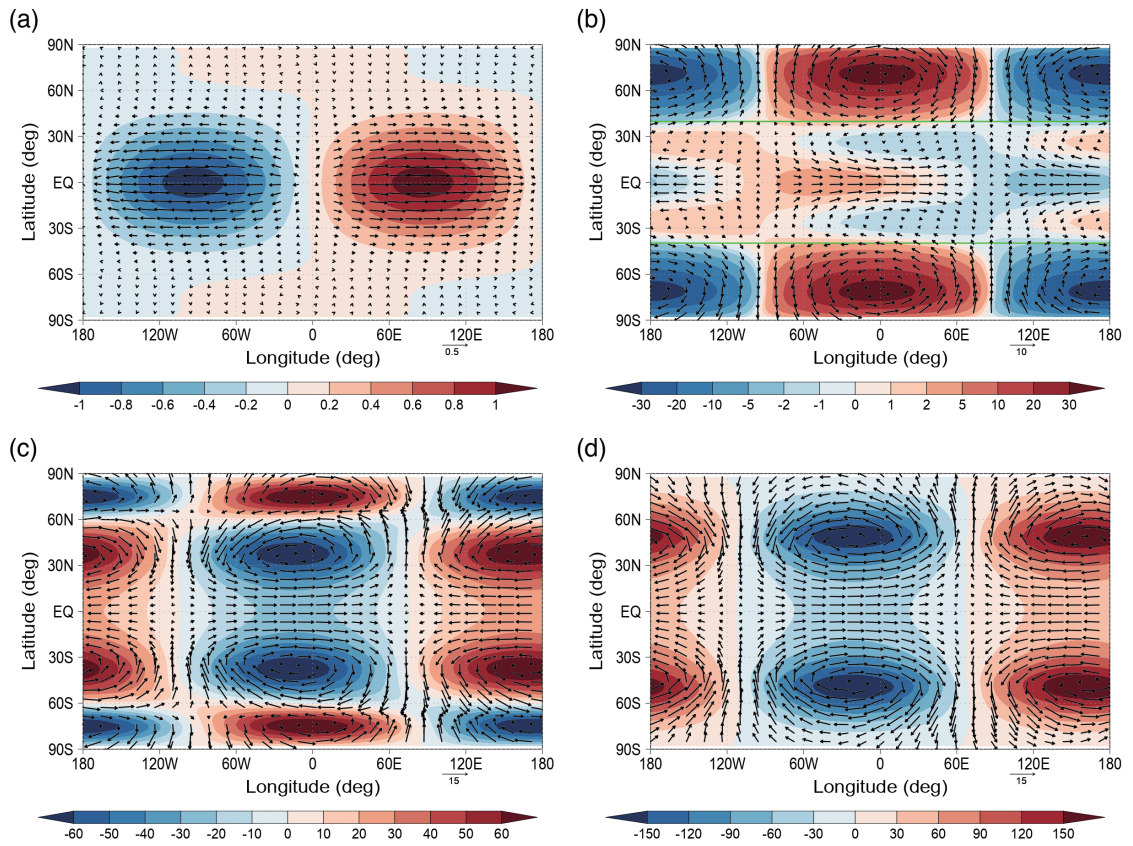


図3: 5.8日波の高度 (a) 30 km, (b) 52 km, (c) 60 km, (d) 70 kmにおける水平構造. 水平風をベクトル, 高度場偏差をカラーシェード (単位は m) で示す. 緑線は臨界緯度.

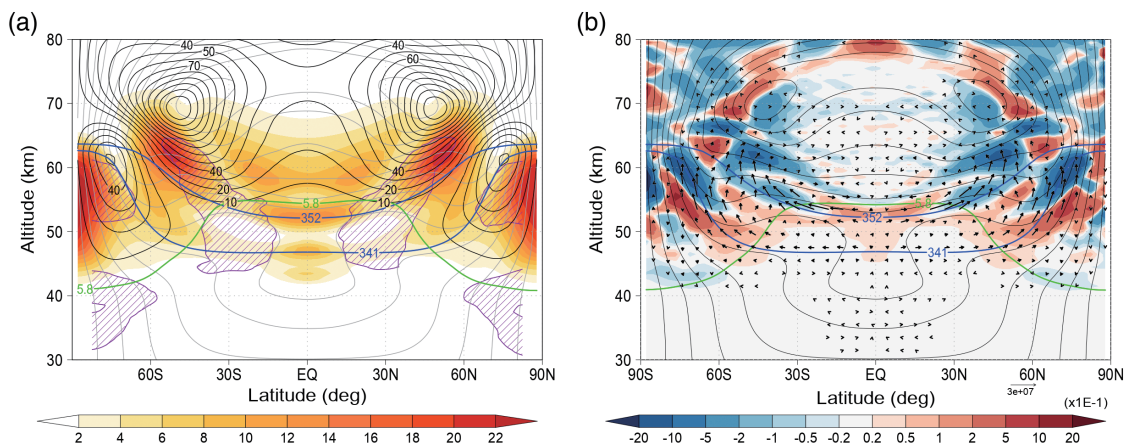


図4: 5.8日波の緯度-高度構造。(a) 東西平均した水平風の運動エネルギー密度 (カラーシェード, 単位は $\text{kg/m}^3\text{s}^2$), 高度場偏差の振幅 (黒線, 単位はm), 平均東西風の風速 (灰色線, 単位は m/s), 紫のハッチは渦位の南北勾配が負の領域を示す。(b) EP flux (ベクトル) と平均東西風の加速率 (カラーシェード, 単位は m/s/day)。緑線は臨界緯度・高度, 青線は352 K (上) と341 K (下) の等温位面。

kmでの構造を図2aに示します。3.3日波の東西波数は1で、緯度方向には臨界緯度(約 25°)の低緯度側と高緯度側に振幅を持ちます。臨界緯度より低緯度側では、高度場偏差と位相の揃った東西風が卓越し南北風が弱いこと、波の位相速度が平均東西風よりも速いことなどから、低緯度の構造は赤道ケルビン波であると考えられます。一方、臨界緯度より高緯度側では、地衡風のな中緯度渦が卓越していること、波の位相速度が平均東西風よりも遅いことなどから、高緯度側の構造はロスビー波であると考えられます。臨界緯度を横切る水平風に注目すると、東西風と南北風が負の相関をもち、角運動量を赤道側に輸送していることがわかります。これらの特徴はロスビー・ケルビン (RK) 不安定 [19] とよく一致しており、3.3日波が赤道ケルビン波と中緯度ロスビー波の結合が引き起こすRK不安定によって励起されていることを示しています。このような波のカップリングが可能になっているのは、SRの回転角速度が低緯度(高緯度)で遅い(速い)ためです。

図2bは3.3日波に伴うEliassen-Palm (EP) フラックスと、EPフラックスの収束による平均東西風の加速率です。EPフラックスは赤道付近から臨界緯度を越えて中緯度に向かい、臨界緯度よりも低緯度(高緯度)側で平均東西風を加速(減速)します(熱輸送が無視できる場合、EPフラックスは角運動量フ

ラックスと逆向きであることに注意)。この結果は3.3日波がSRの子午面循環メカニズムに寄与する可能性を示しています。

4.4 5.8日波

図3, 4に5.8日波(雲頂で観測される5日波に対応)の構造を示します。5.8日波も東西波数1の構造を持ちますが、臨界高度が低緯度で持ち上がり(図4b)、臨界高度より下に存在する赤道ケルビン波、上に存在する中緯度ロスビー波および高緯度ロスビー波から全体が構成されるため、水平構造が赤道対称性を保ったまま高度とともに大きく変化することが特徴です。高度30-40 kmでは赤道ケルビン波が卓越し(図3a)、高度40-65 kmの臨界緯度より高緯度側には赤道対称な地衡風渦のペア(高緯度ロスビー波)が存在します(図3b)。臨界高度直下の高度52 kmでは赤道ケルビン波の南北スケールがかなり小さくなり($10^\circ\text{S}-10^\circ\text{N}$)、臨界緯度より低緯度側(緯度 $20^\circ-35^\circ$)に別の赤道対称な地衡風渦のペア(中緯度ロスビー波)が現れます。高度47-52 kmでは赤道ケルビン波と高緯度・中緯度ロスビー波のあいだの東西風と南北風が負の相関をもち、臨界緯度をはさんで角運動量を赤道向きに輸送します。臨界高度より上に赤道ケルビン波は存在せず、中(高)緯度ロスビー波の南北スケールが高さとともに増大(減少)し

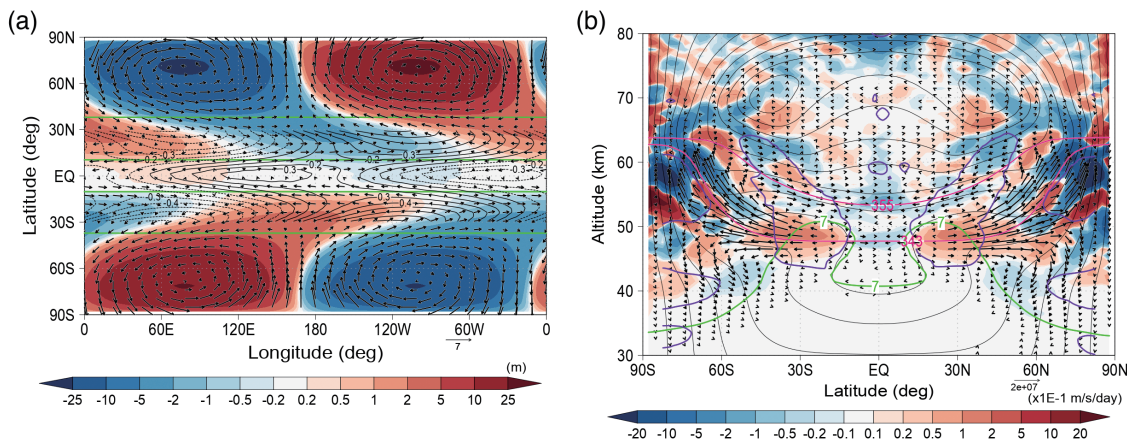


図5: (a) 高度48 kmにおける7日波の水平構造. 水平風をベクトル, 高度場偏差をカラーシェード (単位は m) で示す. 緑線は臨界緯度. (b) 7日波に伴う EP flux (ベクトル) と平均東西風の加速率 (カラーシェード, 単位は m/s/day). 赤線は355 K (上) と343 K (下) の等温位面, 紫線は基本場の渦位の南北勾配が符号を変える位置を示す (紫線で囲まれた領域の中では渦位の南北勾配は負).

ます (図3c). 雲頂付近の高度70 kmでは高緯度ロスビー波が消失し, 中緯度ロスビー波だけが卓越します (図3d, 4a). この構造は雲頂で観測される5日波の赤道対称な中緯度渦 [5-7] とよく似ています. 平均東西風に相対的な位相速度も観測とGCMでほぼ一致していることから, 雲頂の5日波は5.8日波の中緯度ロスビー波部分であると考えられます.

赤道ケルビン波の運動エネルギーは高度47 kmおよび52 km付近に極大を持ちます (図4a). これらの高度では, EPフラックスが等温位面に沿うように臨界緯度を超えて低緯度から中高緯度に向かい, 角運動量が赤道ケルビン波と中緯度ロスビー波および高緯度ロスビー波のあいだで赤道向きに輸送されます (図4b). この結果から5.8日波は赤道ケルビン波と中・高緯度ロスビー波によるRK不安定で励起されていることが示唆されます. 5.8日波の赤道向き角運動量輸送によって赤道域の平均東西風が加速され, 赤道ケルビン波の存在する下部雲層に赤道ジェットが作られます (4.6節). また, EPフラックスが中高緯度で鉛直上向きになっていることからわかるように, 5.8日波の中・高緯度ロスビー波は顕著な極向き熱輸送を伴います. RK不安定における熱輸送の役割は浅水系に基づく従来の枠組み [19] では理解できないため, 理論的に予測されている金星大気中の傾圧不安定 [20-22] との関係なども含め, 今後詳しい研究が必要です.

これまでの研究で指摘された東西波数1の傾圧不安定波 [23] や下部雲層のストリーク構造を作るロスビー波とケルビン波 [24], 下層雲に影響するケルビン波的な波 [9-14] はいずれも5.8日波として理解することができます. また, 5.8日波の著しい特徴である惑星規模の赤道対称性は, 雲頂で観測される雲模様がほぼ赤道対称であること [25] や, 雲頂温度の変化が南北両極域で同期する現象 [26] の物理的な解釈を与える可能性があります.

4.5 7日波

図5aに7日波の水平構造 (高度48 km) を示します. 7日波も東西波数1の波ですが, 赤道反対称な南北構造をしており, 赤道上に南北風の極大が存在します. 5.8日波が作る赤道ジェットによって臨界高度が赤道域で10 kmほど沈んでいるために (図5b), 高度41-51 kmには4つの臨界緯度 (10° および 38° 付近) が存在します. このため, 7日波の位相速度は赤道域と中高緯度で平均東西風より遅く (西進), 亜熱帯域 (10° - 38°) で速く (東進) になっており, それぞれの緯度帯には西進赤道ロスビー波 (10° S- 10° N), 東進中緯度ロスビー波 (10° - 38°), 西進高緯度ロスビー波 (38° - 90°) が存在しています (ただし, 赤道域の波は赤道ロスビー波ではなく, 混合ロスビー重力波の可能性もあります). これらの波の相互作用により, 低緯度側の臨界緯度付近では極向き, 高緯度側

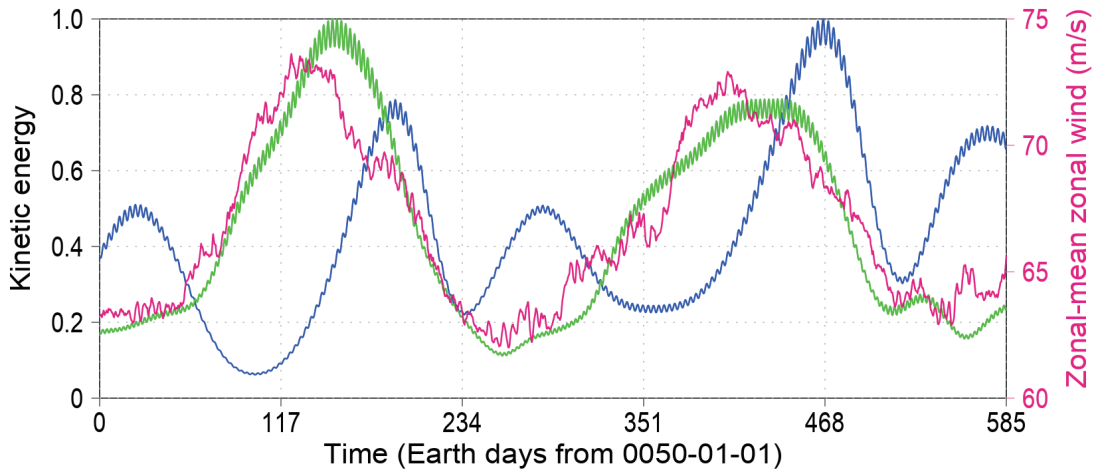


図6:5.8日波(緑)と7日波(青)に伴う水平風の運動エネルギー(それぞれの最大値で正規化, 左軸)と高度48-54 kmで平均した赤道上の平均東西風(マゼンタ, 右軸)の時間変化。

の臨界緯度付近では赤道向きの角運動量輸送が生じ(図5b), 平均東西風が赤道域と中高緯度で減速, 亜熱帯域で加速されます。この結果は, 7日波の成因が5.8日波によって作られた赤道ジェットを解消するために生じるシア不安定であることを示唆します。

4.6 波と赤道ジェットの時間変動

図6に5.8日波と7日の運動エネルギーと下部雲層(高度48-54 km)で平均した赤道上の平均東西風速の時間変化を示します。まず, 5.8日波の成長に伴って角運動量が赤道域に輸送され, 赤道ジェットが強まります(60-120日付近)。赤道ジェットがピークに達すると7日波が成長を開始し(120日付近), その成長とともに5.8日波が減衰し, 7日波の角運動量輸送によって赤道ジェットが弱まります(120-230日付近)。赤道ジェットがもっとも弱まる時期には, 低緯度の平均東西風の緯度分布は剛体回転からむしろ等速分布(角速度が赤道で極小)に近づきます。290日以降は7日波の減衰とともに5.8日波が成長を始め, 赤道ジェットが再度強化されます。以上のサイクルが繰り返されることにより, GCMの中では時間スケール280日程度の準周期的な赤道ジェットの時間変動が引き起こされています。

あかつきIR2の夜面観測によると, 下部雲層の平均東西風には顕著な赤道ジェットが存在する時期と剛体回転に近い時期があることが示唆されています

[1]. 変動の時間スケールは不明ですが, 赤道ジェットの強度は10 m/s程度です。5.8日波と7日波によって作られる赤道ジェットの時間変動はこの観測結果を定性的・定量的に説明する可能性があります。しかしながら, IR2夜面観測は観測範囲が非常に限られているため(東西方向に70°程度), 観測された東西風には東西平均成分だけでなく波や擾乱の成分が含まれている可能性があります。特に, 下部雲層には5.8日波の赤道ケルビン波(東西風偏差の振幅7-9 m/s程度)が存在しているため, 平均東西風に赤道ケルビン波の東西風が重なることにより, 見かけの赤道ジェットが観測される可能性もあることに注意が必要です。

あかつき紫外カメラ(UVI)の観測から, 雲頂で観測される5日波は20日程度で増幅し50日程度で減衰することが指摘されています[7]。このような波のライフサイクルの存在は, 波と平均東西風(SR)の相互作用による基本場の時間変化と, そこで生じる不安定波の成長・減衰過程を反映したものかもしれません。

5. まとめ

Venus Expressやあかつきによる近年の観測により多くの新しい観測事実がもたらされた結果, 数値モデルによる金星大気シミュレーションが進展し,

4日波や5日波、下部雲層の赤道ジェットなどに関する理解が進展しつつあります。しかしながら、7日波に対応すると思われる波はこれまでのところ観測されていませんし、あかつきLIRが見いだした多数の波とGCM中の波の対応関係もまだ調べられていません。7日波は低緯度で強い鉛直流を伴わないため、下層雲の観測では検出しにくいのかもしれません。謎につつまれた金星雲層中の波の3次元構造を観測する新手法として、現在、複数の子衛星を用いた衛星間電波掩蔽観測 (CROVA) が検討されています [27]。新たな観測の実現により金星の大気循環の理解が進展するものと期待されます。

本稿では金星大気重要な波である熱潮汐波について触れることができませんでした。機会があれば熱潮汐波についても最近の進展をご紹介しますと思います。

謝辞

本研究は地球シミュレータ公募課題「AFESを用いた金星・火星の高解像度大循環シミュレーション」の一環として実施され、JSPS科研費 JP19H01971, JP19H05605, JP23H00150, JP23H01249の助成を受けたものです。

参考文献

- [1] Horinouchi, T. et al., 2017, *Nat. Geosci.* 10, 646.
- [2] Takagi, M. et al., 2022, *J. Geophys. Res.: Planets* 127, e2021JE007164.
- [3] Takagi, M. et al., in revision, *J. Geophys. Res.: Planets*.
- [4] Del Genio, A. D. and Rossow, W. B., 1990, *J. Geophys. Res.* 47, 293.
- [5] Kouyama, T. et al., 2013, *J. Geophys. Res.: Planets* 118, 37.
- [6] Kouyama, T. et al., 2015, *Icarus* 248, 560.
- [7] Imai, M. et al., 2019, *J. Geophys. Res.: Planets* 124, 2019JE006065.
- [8] Kajiwar, N. et al., 2021, *J. Geophys. Res.: Planets* 126, e2021JE007047.
- [9] Carlson, R. W. et al., 1991, *Science* 253, 1541.
- [10] Crisp, D. et al., 1991, *Science* 253, 1538.
- [11] Peralta, J. et al., 2019, *Geophys. Res. Lett.* 46, 2399.
- [12] Ando, H. et al., 2021, *J. Geophys. Res.: Planets* 126, e2020JE006781.
- [13] Ando, H. et al., 2022, *J. Geophys. Res.: Planets* 127, e2021JE006957.
- [14] Karyu, H. et al., 2023, *J. Geophys. Res.: Planets* 128, e2022JE007595.
- [15] Ohfuchi, W. et al., 2004, *J. Earth Simul.* 1, 8.
- [16] Enomoto, T. et al., 2008, *Description of AFES2: Improvements for high-resolution and coupled simulations* (New York: Springer).
- [17] Sugimoto, N. et al., 2014, *J. Geophys. Res.: Planets* 119, 1950.
- [18] Suzuki, A. et al., 2022, *J. Geophys. Res.: Planets* 127, e2022JE007243.
- [19] Iga, S. and Matsuda, Y., 2005, *J. Atmos. Sci.* 62, 2514.
- [20] Young, R. E. et al., 1984, *J. Atmos. Sci.* 41, 2310.
- [21] Takagi, M. and Matsuda, Y., 2005, *Geophys. Res. Lett.* 32, L19804.
- [22] Takagi, M. and Matsuda, Y., 2006, *Geophys. Res. Lett.* 33, L13102.
- [23] Sugimoto, N. et al., 2014, *Geophys. Res. Lett.* 41, 7461.
- [24] Kashimura, H. et al., 2019, *Nat. Commun.* 10, 23.
- [25] Rossow, W. B. et al., 1980, *J. Geophys. Res.* 85, 8107.
- [26] Sato, T. M. et al., 2014, *Icarus* 243, 386.
- [27] Yamamoto, T. et al., 2021, *J. Jpn. Soc. Aeronaut. Space Sci.* 69, 179.

著者紹介

高木 征弘

京都産業大学理学部教授。東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻博士課程退学。博士(理学)。東京大学大学院理学系研究科助手、同助教、京都産業大学理学部准教授を経て、2018年より現職。

安藤 紘基

京都産業大学理学部准教授。東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻博士課程修了。博士(理学)。日本学術振興会特別研究員(PD)、京都産業大学理学部助教を経て、2023年より現職。

今井 正堯

東京大学大学院理学系研究科天文学教育研究センター特任助教。北海道大学大学院理学院宇宙理学専攻博士後期課程修了。博士(理学)。産業技術総合研究所特別研究員、日本学術振興会特別研究員(PD)を経て、2023年より現職。

杉本 憲彦



慶應義塾大学法学部日吉物理学教室教授。京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修了。博士(理学)。名古屋大学大学院工学研究科COE研究員、慶應義塾大学法学部日吉物理学教室専任講師、同准教授を経て、2020年より現職。

松田 佳久

東京学芸大学名誉教授。東京大学大学院理学系研究科地球物理学専攻修了。理学博士。東京学芸大学教育学部助手、気象大学校助教授、東京大学大学院理学系研究科助教授、同准教授、東京学芸大学教育学部教授を経て、2017年3月退職。同年4月より名誉教授。