

高分解能火星 GCM による重力波の励起と伝播のシミュレーション： 季節変化の解析

黒田剛史 (NICT/東北大理)

Alexander S. Medvedev, Paul Hartogh (Max Planck Institute for Solar System Research)

Erdal Yiğit (George Mason University)

1 はじめに

我々は水平高分解能の火星大気大循環モデル(MGCM)を用いて、地表面から高度約 80km までの重力波の励起と伝播について重力波抵抗パラメタリゼーションを用いずに再現する研究に着手している。Kuroda et al. [2015]では北半球冬至($L_s=270^\circ$)前後の季節のみについて水平分解能 T106 (緯度・経度分解能約 $1.1^\circ \times 1.1^\circ$, 赤道での水平格子間隔約 67km)のシミュレーションを行い、水平総波数 $s=61\sim 106$ (波長約 200~350km)の波動を重力波とみなした上でその効果について解析を行った。その結果の概要は前回の大気圏シンポジウムで紹介した通りである[黒田他, 2016]。本発表ではそれを拡張して 1 火星年通しての高分解能計算を行い、重力波の励起と伝播の様子について季節変動を見るとともに、比較のためより長い波長の波の効果についても合わせて解析した結果を紹介する。

2 モデルの概要

CCSR/NIES/FRCGC MIROC モデル[K-1 model developers, 2004]をベースとした DRAMATIC (Dynamics, RAdiation, MAterial Transport and their mutual InteraCtions) MGCM [Kuroda et al., 2005, 2013; 黒田他, 2013 など]を用いた。スペクトル法を用いた 3 次元プリミティブ方程式系の力学コアを用い、これに火星の物理パラメータ(惑星半径・大気組成・軌道要素など)、地表面パラメータ(地形・アルベド・熱慣性・粗度)、ダストと CO_2 大気の放射効果、 CO_2 の大気中の凝結・降雪と季節極冠の生成過程などを導入し、多数の業績を上げている[黒田他, 2016 を参照]。1 章に記述した通り水平高分解能 T106 (波長約 200km より長い波動をパラメタリゼーションなしで再現可能)での計算に対応し[Kuroda et al., 2015]、本発表では T106 で 1 火星年通して計算した結果を解析に用いた。鉛直分解能は σ レベルで 49 層、モデル上端高度は約 90km に設定している。 CO_2 大気の赤外放射は、すべての高度で局所熱力学平衡(LTE)を仮定している。

3 波長別重力波の効果

本発表では水平波数 $s=61\sim 106$ の重力波の効果に加え、 $s=31\sim 60$ (波長約 350~700km)及び $s=21\sim 30$ (波長約 700~1000km)の波動の効果についても検証し、重力波の大気場に与える効果について波数別の比較を行った。図 1 は $L_s=270^\circ\sim 300^\circ$ (北半球冬季)における単位体積あたりポテンシャルエネルギー ρE_p について、波数域ごとに緯度-高度分布を示したものである。 E_p (単位質量あたりポテンシャルエネルギー)は対象の波数域未満の成分で平均された温度場 T_0 と対象の波数域成分についての平均からの温度擾乱 T' (すなわち、 $s=31\sim 60$ の効果については $T_0 = \bar{T}(s=0\sim 30)$, $T' = \bar{T}(s=0\sim 60) - T_0$ で定義)を用いて以下の式で定義する。

$$E_p = \frac{1}{2} \left(\frac{g}{N} \right)^2 \left(\frac{T'}{T_0} \right)^2 \quad (1)$$

ここで g は重力加速度、 N はブルントバイサラ振動数である。また ρ は大気の密度である。

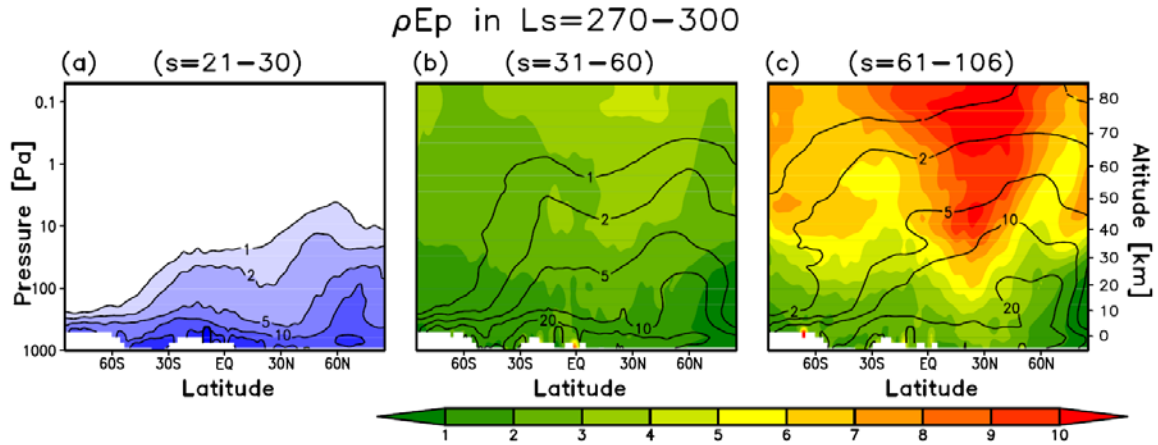


図 1 : 単位体積あたりポテンシャルエネルギー ρE_p (コンター, 単位は mJ m^{-3})について $L_s=270^\circ\sim 300^\circ$ (北半球冬季)平均・経度平均の分布. (a)が $s=21\sim 30$ (波長約 $700\sim 1000\text{km}$), (b)が $s=31\sim 60$ (波長約 $350\sim 700\text{km}$), (c)が $s=61\sim 106$ (波長約 $200\sim 350\text{km}$)の波動についての結果. (b)及び(c)のカラーシェードは, それぞれの結果について(a)との比を示す. (Kuroda et al. [2016]の Fig.2 に同じ)

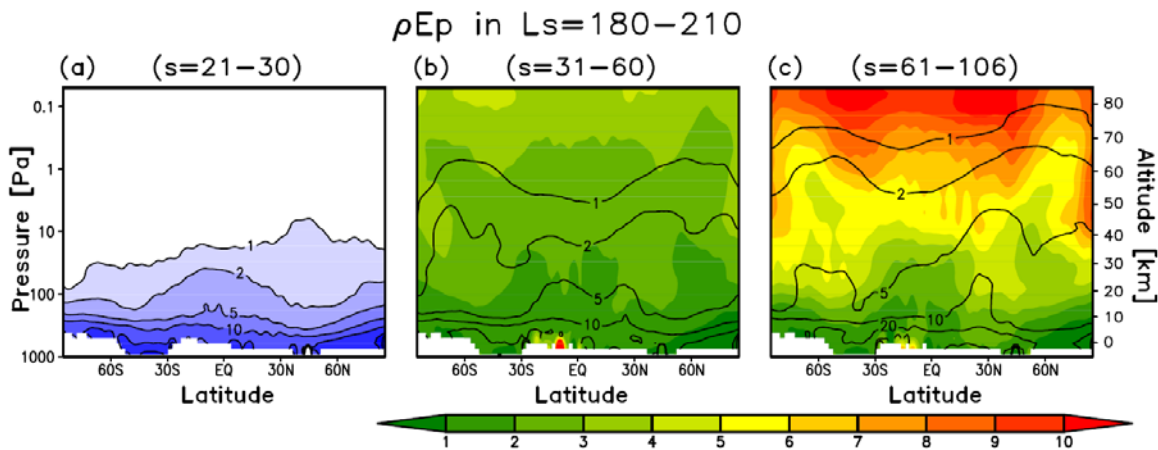


図 2 : 図 1 に同じ, ただし $L_s=180^\circ\sim 210^\circ$ (北半球秋季)の結果. (Kuroda et al. [2016]の Fig.8 に同じ)

高度 80km におけるポテンシャルエネルギーは $s=31\sim 60$ で $s=21\sim 30$ に比して $3\sim 4$ 倍, $s=61\sim 106$ で同じく $7\sim 10$ 倍の値となっており, このモデルで取り扱いが可能な波数においては波数が大きい(波長が短い)重力波ほど上層により大きなエネルギーをもたらすことが見て取れる. Kuroda et al. [2015], 黒田他[2016]で見た通りこの季節では北半球と南半球で重力波の励起源が異なり, そのため伝播の様子は南北非対称性が大きく, 北半球においてより大きなエネルギーが上層に伝播している. なお, 別途行った ray-tracing 計算 [Marks and Eckermann, 1995 参照]によると, 上層への伝播に至るまでの重力波の南北方向への移動は小さい.

また, 図 2 に $L_s=180^\circ\sim 210^\circ$ (北半球秋季)における同様の結果を示す. エネルギーの波数依存性は図 1 と同様だが, この季節には南北両半球に西風ジェットが発生し, 重力波の励起源も変化するため, 図 1 と比べてより南北対象に近づいている.

4 重力波エネルギー分布の季節変化

図3は重力波の単位体積あたり総エネルギー $\rho(E_k + E_p)$ について、 $L_s=270^\circ\sim 300^\circ$ (北半球冬季), 高度260Pa (約10km)の水平分布を示したものである. 図3aは $s=21\sim 106$ のエネルギーの総和, 図3b~dに図3aに対する波数域ごとの割合を示している. ここで E_k (単位質量あたり運動エネルギー)は, 東西風速 u と南北風速 v から下式で定義される. 波数域ごとの擾乱(式中のダッシュ)の定義はポテンシャルエネルギーと同様である.

$$E_k = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2}) \quad (2)$$

重力波のエネルギーは山岳地帯, 及び北半球中緯度で主に励起されており, 低・中緯度では概ね $s=61\sim 106$ のエネルギーが5~6割, $s=31\sim 60$ が3~4割を占めている. $s=21\sim 30$ は両極域では3~4割に達するが, 低・中緯度では概ね1~2割と小さい. 山岳地域及び北半球中緯度の励起が強い領域では, 波数の小さい擾乱のエネルギーの割合が大きくなる傾向にある.

図4, 図5は $L_s=180^\circ\sim 210^\circ$ (北半球秋季)及び $L_s=90^\circ\sim 120^\circ$ (北半球夏季)について図3と同様の結果を示す. 山岳からの重力波エネルギーの励起は夏季に顕著になり, また秋季~春季においては中緯度ではほぼ経度方向一様にジェットによる励起が見られる. また, 波数別の割合は図4, 図5においても図3と同様の傾向が見られる.

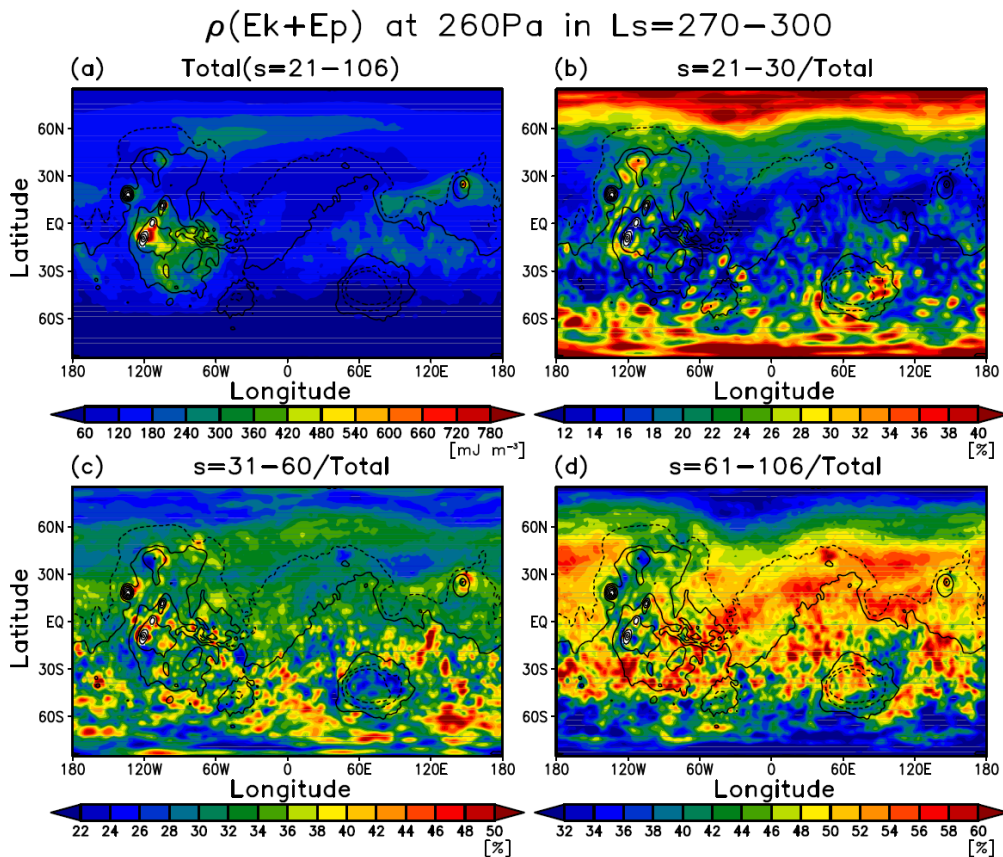


図3: $L_s=270^\circ\sim 300^\circ$ (北半球冬季)平均, 高度260Paにおける単位体積あたり総エネルギー $\rho(E_k + E_p)$ の水平分布. (a)が $s=21\sim 106$ についてのエネルギーの総和, (b),(c),(d)はそれぞれ $s=21\sim 30$, $s=31\sim 60$, $s=61\sim 106$ についてのエネルギーの総和に対する割合. (Kuroda et al. [2016]の Fig.3 に同じ)

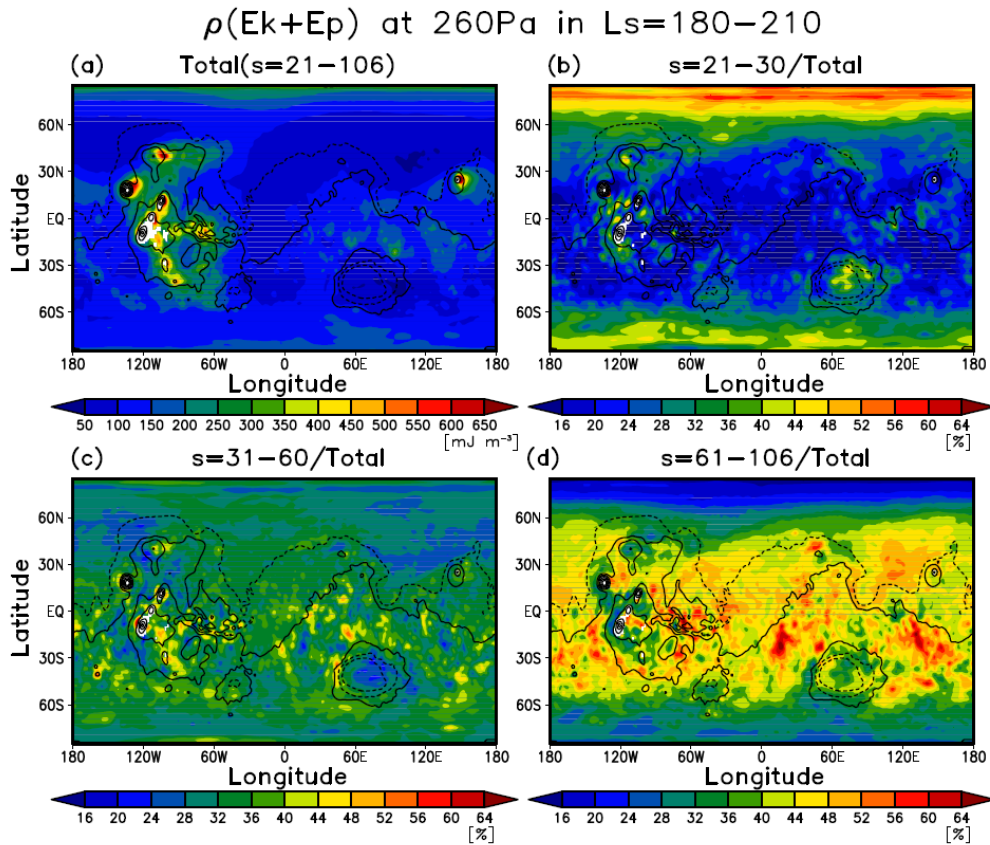


図 4 : 図 3 に同じ, ただし $L_s=180^\circ\sim 210^\circ$ (北半球秋季)の結果.

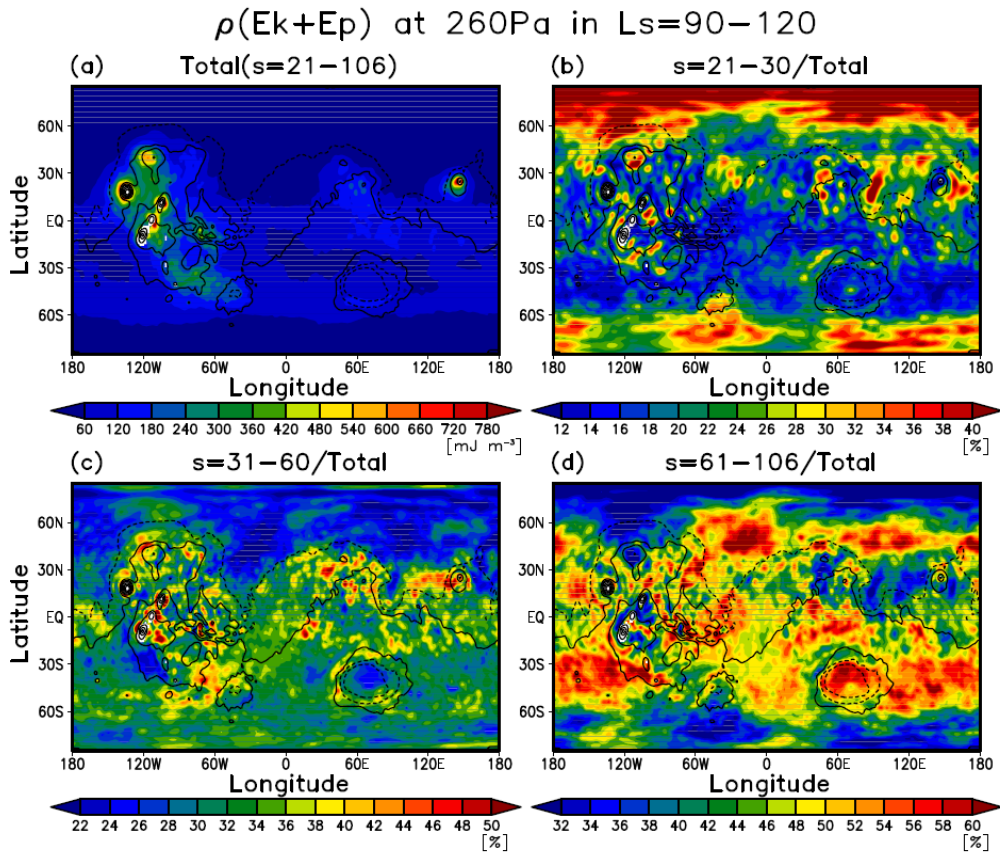


図 5 : 図 3 に同じ, ただし $L_s=90^\circ\sim 120^\circ$ (北半球夏季)の結果.

図6は高度0.1Pa(約80km)における重力波の単位体積あたり総エネルギー $\rho(E_k + E_p)$ の季節別水平分布を示す。この高度になると波数域別の総エネルギーに対する割合はいずれの成分も全球ほぼ一様になり、 $s=61\sim 106$ の割合は6~7割となる(図はここでは省略、Kuroda et al. [2016]のFig.4参照)。エネルギー分布は特に冬極において経度方向一様に大きくなる傾向があり、春季・秋季においては両極でその特徴が見られる。またエネルギーの大きさは太陽との距離に対する依存性が見られ、近日点に近い北半球冬季においては低緯度域にて山岳に沿った高エネルギー分布も見られる。

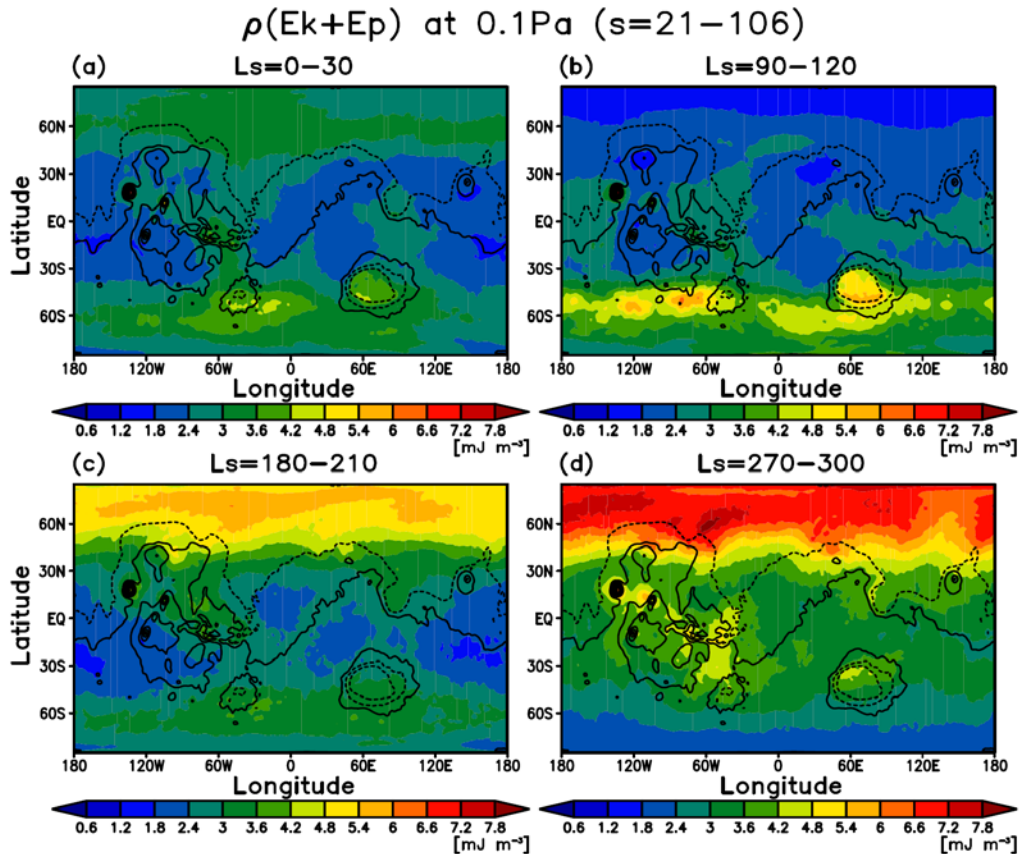


図6：高度0.1Paにおける単位体積あたり総エネルギー $\rho(E_k + E_p)$ の水平分布。(a) $L_s=180^\circ\sim 210^\circ$ (北半球春季)，(b) $L_s=90^\circ\sim 120^\circ$ (北半球夏季)，(c) $L_s=180^\circ\sim 210^\circ$ (北半球秋季)，(d) $L_s=270^\circ\sim 300^\circ$ (北半球冬季)の結果。

5 運動量フラックスと加速度の季節変化

図7は高度260Pa(約10km)及び0.1Pa(約80km)における $s=61\sim 106$ についての東西方向運動量の鉛直フラックス $\overline{u'w'}$ ，及びそのフラックスがもたらす高度0.1Paの東西風速加速度の経度平均値について，それらの季節変化を背景東西風速 \bar{u} とともに示したものである(w' は鉛直風の擾乱を示す)。東西風速加速度 a_x は下式で表されるが，運動量の水平フラックス(右辺第1項及び第2項)の影響は鉛直フラックス(右辺第3項)と比して小さい[Kuroda et al., 2015; 黒田他, 2016]ため，ここでは右辺第1項，第2項は無視して第3項の効果のみを評価する。

$$a_x = -\frac{\partial}{\partial x} \overline{u'u'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{u'v'} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \overline{u'w'}) \quad (4)$$

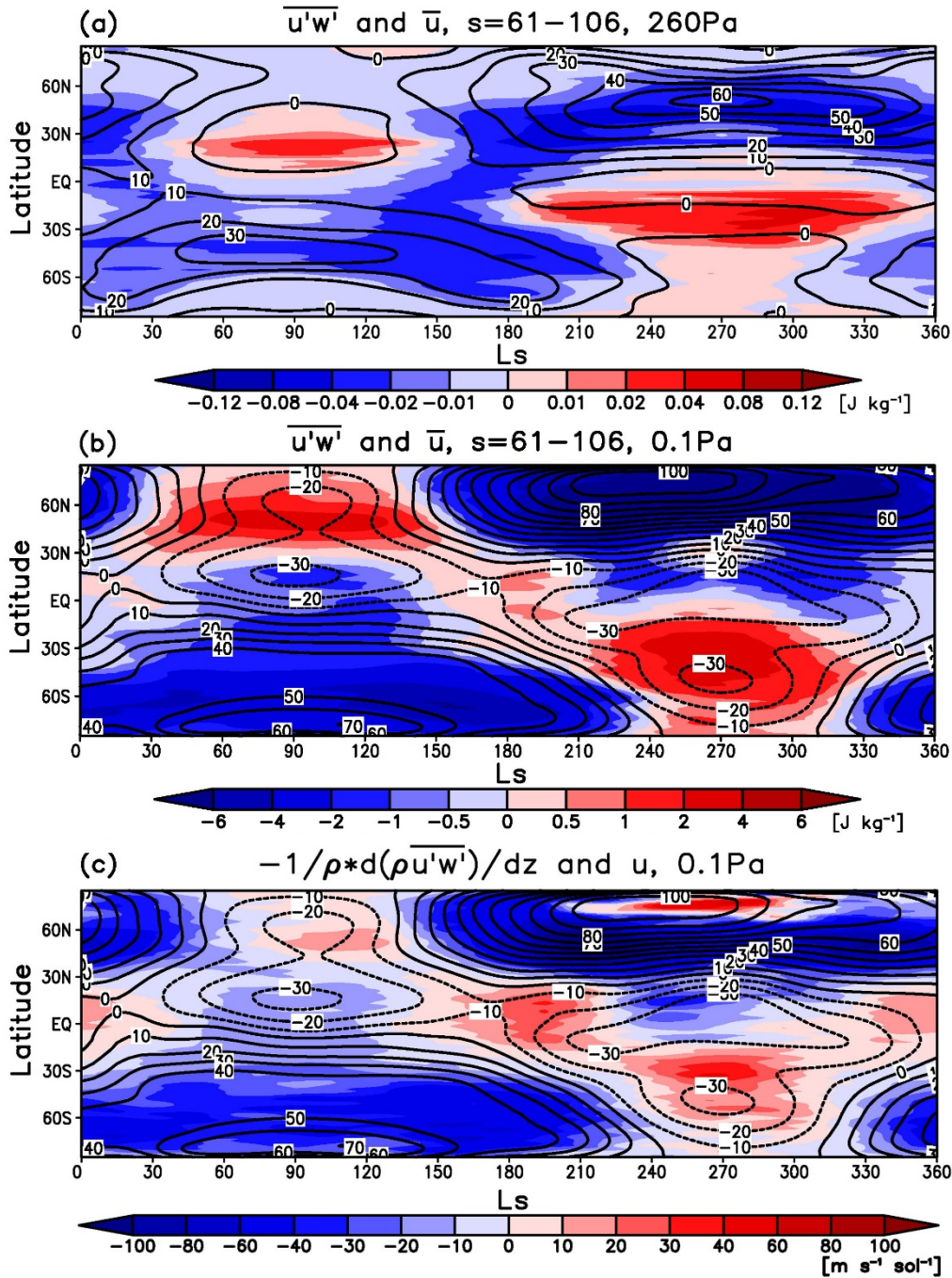


図 7 : (a)は高度 260hPa における $s=61\sim 106$ の波動がもたらす、東西方向運動量の鉛直フラックス $\overline{u'w'}$ (カラーシェード, 東向き正)と背景東西風速 \bar{u} (コンター, 単位 $m s^{-1}$). (b)は(a)と同じ, ただし高度 0.1Pa の結果. (c)は $s=61\sim 106$ の $\overline{u'w'}$ による東西風速の加速度(カラーシェード, 東向き正)と背景東西風速(コンター, 単位 $m s^{-1}$).

高度 260Pa では $\overline{u'w'}$ と \bar{u} の符号は概ね逆相関となっており, 夏の低~中緯度域で正(東向き), 秋~春の中緯度期及び春と秋の赤道域で負(西向き)の運動量フラックスが発生している. このことは重力波が背景風速場に対応して風速場と逆方向に励起されていることを示している. 高度 0.1Pa では夏の東向き運動量フラックスの分布はより高緯度にシフトし, 春と秋の赤道域でも背景風速場の反転とともに東向きに変

わっている。重力波による風速の加速度は $\overline{u'w'}$ の高度方向の変化率に比例し、よってこの高度において重力波は原則的に風速場を弱める方向に働いているが、夏至・冬至前後の赤道域では逆に重力波は東風風速を強める働きをしている。

運動量フラックスの水平分布、及び波数依存性については、Kuroda et al. [2016]の Fig.5, 6, 10 に結果を表示している。

6 まとめ

本研究では水平波長 200km 以上の重力波をパラメタリゼーションなしで再現する高分解能 MGCM を用いて火星大気場を通年計算し、黒田他[2016]で示した結果を発展させる形で重力波の励起と伝播の様子、大気場に与える影響について波数依存性と季節変化を検証した。いずれの季節でも重力波は地形・山岳から励起されており、また秋季～春季の中緯度域に存在する西風ジェットからも励起が見られた。水平波数 $s=61\sim 106$ の重力波がもたらすエネルギーは、高度約 80km において平均で $s=31\sim 60$ の約 3 倍、 $s=21\sim 30$ の約 10 倍に達し、風速場の加速度に対しても同様の割合で寄与している(Kuroda et al. [2016]の Fig.7, 10 参照)。またこの高度で重力波は大部分の季節・緯度では東西風を弱める方向に働くが、夏至・冬至前後の赤道域では東風風速を強める働きをしていた。

現在火星周回中の Mars Atmosphere and Volatile Evolution (MAVEN) 探査機による熱圏観測からの重力波の研究が進んでおり、地表面から熱圏までをカバーする MPI MGCM [Medvedev et al., 2016 など]とともにこのモデルの結果が観測との比較に用いられている[中川他, 2016 など]。ただし現状ではこのモデルは高度約 80km が上限で熱圏をカバーできていないため、今後は MPI MGCM の重力波パラメタリゼーションにこのモデルの結果を活用、あるいはこのモデルの上端を熱圏まで延長することで、熱圏重力波の理論研究により直接的に関わることを目指す。

参考文献

- K-1 Model Developers (2004), K-1 coupled GCM (MIROC) description, *K-1 Tech. Rep., 1*, Univ. of Tokyo, 1-34. http://ccsr.ori.u-tokyo.ac.jp/~hasumi/miroc_description.pdf
- Kuroda, T., N. Hashimoto, D. Sakai, and M. Takahashi (2005), Simulation of the Martian Atmosphere Using a CCSR/NIES AGCM, *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 1-19.
- Kuroda, T., A.S. Medvedev, Y. Kasaba, and P. Hartogh (2013), Carbon dioxide ice clouds, snowfalls, and baroclinic waves in the northern winter polar atmosphere of Mars, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1484–1488, doi:10.1002/grl.50326.
- Kuroda, T., A.S. Medvedev, E. Yiğit, and P. Hartogh (2015), A global view of gravity waves in the Martian atmosphere inferred from a high-resolution general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 9213–9222, doi:10.1002/2015GL066332.
- Kuroda, T., A.S. Medvedev, E. Yiğit, and P. Hartogh (2016), Global Distribution of Gravity Wave Sources and Fields in the Martian Atmosphere during Equinox and Solstice Inferred from a High-Resolution General Circulation Model, *J. Atmos. Sci.*, **73**, 4895–4909, doi:10.1175/JAS-D-16-0142.
- 黒田剛史, 笠羽康正, A.S. Medvedev, and P. Hartogh (2013), 火星におけるCO₂大気の凝結と傾圧不安定波の影響, 第27回大気圏シンポジウム講演集, 宇宙航空研究開発機構・宇宙科学研究所. http://www.isas.jaxa.jp/j/researchers/symp/2013/image/0228_proc/7-4.pdf
- 黒田剛史, A.S. Medvedev, E. Yiğit, and P. Hartogh (2016), 高分解能火星 GCM による重力波の励起と伝播のシミュレーション, 第29回大気圏シンポジウム講演集, 宇宙航空研究開発機構・宇宙科学研究所. <https://repository.exst.jaxa.jp/dspace/handle/a-is/563603>
- Marks, C. J., and S.D. Eckermann (1995), A three-dimensional nonhydrostatic ray-tracing model for gravity waves: Formulation and preliminary results for the middle atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1959–1984.
- Medvedev, A.S., H. Nakagawa, C. Mockel, E. Yiğit, T. Kuroda, et al. (2016), Comparison of the Martian thermospheric density and temperature from IUVS/MAVEN data and general circulation modeling, *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 3095–3104, doi:10.1002/2016GL068388.
- 中川広務, A.S. Medvedev, 黒田剛史, E. Yiğit, 寺田直樹他 (2016), MAVEN/IUVS と地上観測連携による火星中層大気観測, 第30回大気圏シンポジウム, 宇宙航空研究開発機構・宇宙科学研究所.