中層大気・熱圏シミュレーション [講演: 三好勉信 (九州大学)]

国立極地研究所 鈴木臣

1 はじめに

地球大気の研究において数値シミュレーション への期待は近年ますます高まっている.地球大気 は文字通り地球規模で複雑に絡み合っており, 観 測のみから大気の3次元的な運動を完全に記述す ることは難しい.中層以上の大気に至っては観測 が限られるため,中間圏・熱圏・電離圏(MTI)に おいて数値シミュレーションはさらに重要な役割 を果たすことになる、歴史的に中・高層大気の成 層圏・中間圏シミュレーションと超高層大気の熱 圏・電離圏シミュレーションは別々に発展してき た.前者は対流圏起源の大気波動の影響が大きく 太陽活動や電離大気の影響は小さい,一方で後者 は上部境界からのエネルギー流入(太陽放射量の 変化や磁気圏からのエネルギーの降り込み)が支 配的であり下層大気の影響はほとんどないと考え られてきた.しかしながら,近年では正確な現象 の再現や予測のために,高分解能かつ他圏間の結 合を組み込んだ高分解能な大循環モデル(General Circulation Model: GCM)の開発が世界的に活 発になっている。

本稿では,地球大気グローバルシミュレーショ ンの歴史的な流れを概観し,中間圏・熱圏・電離 圏シミュレーションの現状について紹介する.な お,大気圏・熱圏結合モデルの詳細や最新の成果 については,陣 [2009]を併せて参照されたい. 2 これまでのグローバルシミュレー ション

V K<u>handbook</u> S

2.1 成層圏・中間圏 GCM

地球大気の研究は対流圏の気象に端を発し、次 第に成層圏や中間圏といった高高度域での現象ま で発展していった.これまでの成層圏・中間圏に おける主な研究テーマを表1に挙げる.これらの 現象の多くは大気波動(特に対流圏で励起され上 方伝搬する波動)の影響が大きく,成層圏・中間 圏で駆動される現象の解明には対流圏との関連が 不可欠であった.したがって,成層圏・中間圏の数 値シミュレーションでも,対流圏を含めたモデル を用いて研究が進められてきた.ただし,これら の現象の基本的物理の解明には必ずしも全球をカ バーする必要は無く,領域モデルによって研究さ れてきた経緯がある.しかしながら,下層から高 層に渡る大気の子午面大循環や領域間の相互作用 を記述するにはグローバルなモデルが必要となっ た.このような要請により,1980年初頭から主に

表 1: 成層圏・中間圏の主な研究テーマ .

現象	原因
成層圏突然昇温	準定常惑星波
成層圏の準二年振動	赤道波,重力波
オゾンホール	オゾン破壊物質,極渦
低緯度域半年振動	赤道波,重力波
中間圏界面の弱風層	重力波

平成 21 年度 MTI 研究会 サイエンスセッション

[©] Mesosphere Thermosphere Ionosphere (MTI) Research Group, Japan

米国の研究施設によって成層圏・中間圏を含めた GCM が精力的に開発されてきた.

図1は,米国の Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) で開発された GCM (GFDL SKYHI) によって計算された春秋分点における帯 状平均東西風分布と Eliassen-Palm (E-P) フラッ クスの子午面分布である [Andrews et al., 1983]. 上図の東西風分布には,中緯度の偏西風ジェット (高度~10 km)に加えて,中・高緯度域の上部



図 1: GFDL SKYHI GCM による(上図) 春秋分 点における帯状平均東西風と(下図)子午面にお ける E-P フラックスの分布.矢印は E-P フラッ クスの方向,コンターは E-P フラックスの発散 (単位質量あたりの東西成分,陰影部分が正 –西 風加速に対応–)を表す [Andrews et al., 1983]. 成層圏・中間圏(高度 65 km 付近に最大)にも 西風ジェットが見られる.

下図の矢印は E-P フラックスベクトル (大気 波動の伝搬: wave-activity propagation)を表し, コンターは, E-P フラックスの発散(正は西風加 速に対応)を表す.図中における E-P フラック スは基本的に上向きであり,対流圏で励起された 波動が上方に伝搬しながら低緯度方向に向かい, 中層大気の循環を形成していく様子を見ることが できる.このシミュレーションのグリッド間隔は 緯度方向に5度,経度方向に6度である.現在の モデルに比べると粗いが,大気波動とそれに対応 する循環がよく再現されており,大気大循環モデ ルを使った中層大気のグローバルシミュレーショ ンの先駆けといえる.それ以前はメカニスティッ クモデルが主流であったが,このモデルの登場に より中層大気 GCM 開発が世界的に進められて いった.

その後,同グループではシミュレーショングリッ ドを細かくする試みを行っている.分解能が良く なることで、より小さなスケールの波動をモデル 内で再現できるようになった.例えば, Hayashi et al. [1989] の Figure 1 にグリッド間隔の異なる 2 つのモデル(N30 モデル:3 度×3.6 度 グリッ ド, N90 モデル:1度×1.2 度グリッド)を用い た冬期の平均東西風のシミュレーション結果が比 較されている.両モデルともに中間圏のジェット (冬半球で西風,夏半球で東風)が再現されてい るが, N30 モデルでは西風ジェットは 140 ms⁻¹ と観測に比べても不自然に強く現れる.一方,分 解能の良い N90 モデルでは, 西風ジェットはお よそ 80 ms⁻¹ という現実に近い強さで再現され ている.この差は基本的に,N30 モデルの分解能 では再現できない小スケールの大気重力波が西風 ジェットを弱める働き(重力波抗力)を持ってい ることに起因していると考えられる.しかしなが ら, グリッド間隔が1度の N90 モデルでも中間 圏界面には 50 ms⁻¹ 以上の風が吹いており,中間 圏界面付近の弱風層を完全に再現できているわけ ではない.このことは,弱風層を含めた中間圏の



図 2: 九大 GCM による春秋分点(10 日平均)に おける東西風の子午面分布(高度は 0 km から 150 km まで)[Miyahara and Miyoshi, 1997].

風系をきちんと再現するためには,より小さなス ケールの波動まで再現できるシミュレーションが 必要であることを物語っている.このような重力 波抗力の重要性が示されたことにより,中層大気 GCM は重力波抗力のパラメタリゼーションとと もに,その後さらなる高分解能モデルへと発展し ていくことになった.この背景には近年の計算機 環境の向上が大きく関係しており,GCMの発展 は計算機の発達と不可分の関係にあるといえる.

1990年代に入ると,日本でも中層大気の大循環 モデルの開発が始まった(例えば九大GCM).九 大GCMは,高度の上限が30km程度であった気 象モデルを改良し,これまでの中層大気GCMに 組み込まれていなかった下部熱圏領域(高度150 km)までを含んだモデルである(図2).このモ デルにより,気象現象だけでなくイオンドラッグ 等の中性大気と電離大気の相互作用も見ること ができるようになった.また,対流圏から下部熱 圏に渡る領域のシミュレーションによって,下層 大気で励起される潮汐波,重力波,赤道波といっ た大気波動の伝搬過程や高高度における振る舞 いも調査され,これらの大気波動が下部熱圏で もそれなりの振幅を持って存在する様子がシミュ レーションでも示された [Miyahara and Miyoshi, 1997; Miyoshi, 1999].

このように,成層圏・中間圏大気の力学過程は基 本的に対流圏から影響が大きく,シミュレーショ ンでも対流圏起源の大気波動が成層圏・中間圏にお ける大循環にどのように作用しているかという視 点で研究されてきた.また逆に,熱圏起源の変動 (電子密度変動,オーロラ活動に伴うエネルギー 流入)に対する中層大気の応答はこれまであまり 注目されてこなかった.このことは,観測でも熱 圏変動に起因する成層圏・中間圏での現象があま り見つかっていなかったことが原因であろうと想 像される.しかし,近年では下部熱圏の大気循環 変動あるいは熱圏・電離圏の電子密度変動が成層 圏・中間圏の循環に影響していることが示唆され ており,対流圏-熱圏を含めたモデルの重要性が 増している. 例えば熱圏起源(UV/EUV, オーロ ラによるエネルギー降り込み)の NO が子午面 循環に伴って中間圏や成層圏まで輸送されること で,成層圏のオゾン量に影響することがGCMシ ミュレーションにより示されている [Jackman et al., 2007, 等]. このような多領域に渡る現象を研 究するためにも,現在では全大気領域を含むモデ ルを開発することが世界的な流れとなっている.

また,成層圏では南極オゾンホールの定量的な 再現と将来予測のために,化学過程との相互作 用を GCM に取り入れた化学気候モデルが用い られているが,近年,中間圏においても化学過程 が積極的に組み込まれ始めている.例えば独国 で開発された LIMA (Leibniz Institute Middle Atmosphere)モデル では,力学・輸送・放射・ 化学過程を取り入れ NLC (noctilucent clouds), PMC (polar mesospheric clouds), PMSE (polar mesospheric summer echoes)といった極域 中間圏特有の現象が再現されている [Berger and Lübken, 2006; Berger, 2008].今後は観測と連携 して,モデルで再現されたこれらの現象の比較・ 検証が進むであろう.



図 3: NCAR TGCM による高度 300 km の熱圏風 のシミュレーション:太陽放射のみの場合(上)と 太陽放射と 60 kV の電場を印加した場合(下).コ ンターは温度変動,矢印は風の方向を表す[Dickinson et al., 1984].

2.2 熱圏・電離圏 GCM

一方,熱圏・電離圏に関しては,太陽放射量変動 や磁気圏からのエネルギー降り込みに対する大気 の応答を調査するために,米国の National Center for Atmospheric Research (NCAR) によって, 中層大気 GCM とほぼ同年代から開発されてい る(年代とともに TGCM, TIGCM, TIE-GCM, TIME-GCM と発展していった).前述したよう に当初は,熱圏・電離圏大気にはイオン抗力など の電離大気との相互作用が重要であり,下層大気 波動の影響は限定的と考えられていた.しかし 近年の TIME-GCM (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Electrodynamics GCM)では,それ まで 80 km であった下部境界を 30 km にまで下 げることで,下層大気起源の波動もモデル中で再 現されている.

図 3 は NCAR TGCM による熱圏風のシミュ



図 4: 様々なモードの半日潮汐波を印加した場合 の太陽活動極小期における熱圏温度分布(高度 300 km,緯度 70°W) [Fesen, 1996].

レーションの例である.太陽放射のみによって駆動される風系(上図)では,単純に昼間から夜間に向かう大気の動きであったものが,電場の影響を モデルに加えることでより現実的で複雑な風速分 布(下図)となっていることが分かる[Dickinson et al., 1984].

1990年代に入ると熱圏のシミュレーションで も分解能を上げ,電磁気的な力学過程,さらに下 層からの大気波動を組み込んだモデルが開発され ていった.Richmond et al. [1992] では電磁気的 過程を取り入れた NCAR TIE-GCM を用いて, より詳細な電場分布を与えた熱圏風のシミュレー ションを行っている.

図 4 には TIME-GCM を用いた Midnight Temperature Maximum (MTM)のシミュレー ションを示す.MTM は,低緯度熱圏高度の真夜 中付近において温度の局所的な極大が現れる現象である.図中の各パネルはモードの異なる(グローバルな構造が異なる)下層大気起源の半日潮汐波を印加した場合の高度300kmの温度分布である(横軸:ローカルタイム,縦軸:緯度).半日潮汐が無い場合(左上のパネル)に比べると,特定の半日潮汐のモードを印加した場合では真夜中付近に温度の極大(MTM)が見られる.つまり,半日潮汐を入れないモデルではMTM は再現できず,MTM の生成には下層大気からの半日周期の潮汐の影響が重要であることを示唆している.

このように,熱圏・電離圏の GCM も 1980 年 代から開発され、その後、一方では電磁気的な 力学を組み込むことでシミュレーション自体を精 密化していき,他方でモデル領域を徐々に下層 大気へと拡大することで進展していった.特に, 成層圏・中間圏 GCM と同様に,多領域間結合 を意識した全球・全域モデル (whole atmosphere model)へと発展していき,開発競争は今なお激化 している.例えば,NCAR TIME-GCM では,気 候モデルの NCAR-CCM (Community Climate Model) を ~30 km の下部境界条件として取り 込むことで,対流圏の気象と熱圏・電離圏での現 象との関連を調査することができる.同じく米国 \mathcal{O} National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) でも気象モデルを組み込んだ熱 圏・電離圏まで含むモデル Integrated Dynamics in Earth's Atmosphere (IDEA) が開発されてい る.日本でも下層大気から熱圏上端に及ぶ領域に ついて電離圏モデル,電離圏ダイナモを入れて計 算する試みが進められている [陣, 2009].

MTI シミュレーションの現在と 今後

このような GCM の進展により MTI 領域の諸 現象について,下層大気の下部境界や磁気圏など の上部境界からの影響を定量的に見積もることが 可能になってきた.このような流れの中で MTI シミュレーションは今後どのように発展していく のであろうか.本節では,GCM を用いた MTI シミュレーションの現状と今後について紹介して いく.大まかな流れとして,一つは様々な領域の 物理過程を取り入れながらシミュレーションの時 間・空間分解能を向上させることで,より正確な 現象の再現や予測を行うことであり,一つは現象 の物理機構・物理過程を解明するための実験とし てシミュレーションを利用することである.

3.1 正確な再現・予測を目指して

シミュレーションの中で現象を正確に再現する ためには,境界や初期値としてより現実的な条 件を与える必要がある.上部境界に関しては衛星 やレーダーなどの実測値を使うことになるが,時 間・空間分解能の面で少々限定的にならざるを得 ない.しかし,下層大気についてはグローバルな 観測データとして気象再解析データがしばしば利 用されている.これにより,特定の日付の大気状 態の観測値を境界条件として与え,それが MTI ではどのような形で現れるのかという研究がなさ れている. 例として, 2009 年1月に発生した成 層圏突然昇温の研究結果を挙げる.図5は気象再 解析データ JRA-25*を基にナッジングした対流 圏・成層圏の温度分布である.横軸は緯度を表し, 縦軸は高度(左軸:気圧,右軸:対応する高度) である. 各パネルは昇温前(2009年1月12日: 上図)と昇温後(2009年1月22日:下図)に対 応する.北半球高緯度の高度 40 km 付近に温度 の急激な上昇が見られる.このような下層大気の 大規模な変動に伴って熱圏・電離圏では温度がど のように応答するのかを調べたのが図6である. これらは,北緯80度の高度30km(下図),80 km, 90 km (中図), 100 km (上図) における 2009年1月のシミュレーション結果(横軸:日 付,縦軸:温度変動)を示している.高度 30 km に関しては基本的に観測値を入れているため,観

^{*}正確には, JRA-25 は 2004 年 12 月で計算を終 了しており, 2005 年 1 月以降は JMA Climate Data Assimilation System (JCDAS) として運用されている (http://jra.kishou.go.jp/).



図 5: 気象再解析データ(JRA-25)を基にナッジ ングした 2009 年 1 月の温度分布. 左側の縦軸は 気圧(単位:hPa)を表す.1月12日(左)と1 月22日(右)は,それぞれ昇温前と昇温後に対 応する[講演者提供].

測同様の応答(1月20日付近で60K程度の温 度上昇)が見られるが,上部中間圏(高度80km と90km)では逆に下層の昇温が最大となる時に ~10Kの温度下降が現れる.また,高度110km では再び温度上昇に転じている.なぜ下層大気の 昇温現象に伴って,高高度でこのような温度の高 度変化が現れるのかは現在調査中であるが,モデ ル内のデータを解析することでこの物理機構を理 解することができると考えられる.例えば,高度 110kmで温度が変化しているということは,下 部熱圏での子午面循環が変わり下降流が強くなっ ていることが予想される.さらに,この風系の変 化に伴って E 層ダイナモを通じた電場の生成も 変化しているであろう.このような成層圏での昇 温によって引き起こされる熱圏の中性・電離大気



図 6: 成層圏突然昇温が発生した 2009 年 1 月に おける各高度での温度変動の見積もり.下層大気 境界条件として気象再解析データ(図5)を与え ている[講演者提供].

Day (Jan.)

20

30

10

200

ō

の変動をシミュレーションの出力から調査してい くことで,図6のような温度変動を説明できる可 能性がある.さらに,上部境界条件にF10.7 や極 域電場,オーロラによるエネルギー降り込み量を 用いることで,より正確な現象の再現や検証がで きるであろう.

このように,現実的な条件や観測値をシミュ レーションの入力として用いることで,MTIに おいても数日先までの予測が可能となると考えら れる.ただし,モデルの分解能や用いた物理過程 のスキームの精度にも限界があるため,観測との 比較による検証を進めていく必要がある.

3.2 物理機構解明のための数値実験

現実大気では様々な素過程の組み合わせによっ て多くの現象が発生しており,しばしば現象の因

MTI-HandBook



図 7: 極域に与える電場 (ポテンシャル)の模式 図 [講演者提供].

果関係が特定できないことがある.シミュレーショ ンの利点の一つは,モデルに様々な条件を課すこ とができることであり,モデルを再現性のある実 験室として利用することができる.例えば,前節 とは逆に単純化・理想化した境界条件や初期値の 基で GCM シミュレーションを行うことで,現象 に含まれる物理機構そのものを体系的に捉えるこ とが可能となる.ここで,そのような研究のいく つかを例を挙げながら紹介していく.

3.2.1 TAD のシミュレーション

Traveling Atmospheric Disturbance (TAD) は、磁気嵐やサブストーム時において、磁気圏 から極域へ降り込むエネルギーが急増することに より中性大気が加熱され低緯度まで伝搬する伝搬 性擾乱であり [Prölss, 1993],その励起・伝搬過程 の調査が GCM シミュレーションによって精力的 に行われている [Fujiwara et al., 2006; Fujiwara and Miyoshi, 2009].これまでの研究から,TAD の励起・伝搬過程には電場が大きく寄与している ことが知られている.理想化された極域電場(ポ

MTI 研究領域における計算科学



図 8: 様々な極域電場(図7)を印加した場合の TAD の GCM シミュレーション [講演者提供].



図 9: CHAMP 衛星で観測された高度 400 km における密度分布 (平均からの残差で表示). 季節と太陽 活動によって 4 つの期間に分けて表示している. 黒線は高度 400 km における日照境界を表す [Forbes et al., 2008].

テンシャル)(図7)を与えた場合に TAD がど のように励起されるのかを GCM で計算した結 果を図8に示す:30kVをかけ続けた場合(case 1),1時間(case 2),3時間(case 3)のみ60kV にした場合,周期的に60kVをかけた場合(case 4),時間をずらして60kVをかけた場合(case 5).図8のカラーは温度,矢印は風速を表し,緯 度・経度をそれぞれ縦軸・横軸にとっている.極域 電場を増加させない場合(case 1)のシミュレー ションと比較して,極域電場を増加させることで, ジュール加熱による大気温度の増加(気圧傾度の 増大)が起こり,低緯度に向かう TAD が励起さ れる様子が再現されている.また印加する電場の パターンによって熱圏の温度・風速分布が変わり, 励起される TAD の様子も異なっているのが分か る.さらに Fujiwara and Miyoshi [2009] は,印 加される極域電場の違いとともに,下層大気の影 響の有無による TAD の変化も議論している.こ の GCM シミュレーションからは,下層大気か らの波動の影響によって,生成される TAD の振 幅に緯度方向の変化が引き起こされることが示さ れた.

3.2.2 solar terminator wave のシミュレー ション

近年, CHAMP 衛星による熱圏高度の大気密度 測定から,日照境界(solar terminator)に沿った 波動(solar terminator wave)がしばしば観測さ れている [Forbes et al., 2008].図9は北半球夏



図 10: 高度 400 km における solar terminator wave の GCM シミュレーション: (a) 下層大気境 界条件として気象再解析データを印加した場合, (b) 高度 80 km 以下を等温静止大気(下層大気 の影響無し)とした場合,(c) 夏期昼間の電子密 度分布を与えた場合,(d) 冬期夜間の電子密度分 布を与えた場合[講演者提供].

期・太陽活動弱(左上),北半球冬期・太陽活動弱 (左下),北半球夏期·平均的太陽活動(右上),北 半球夏期・太陽活動強(右下)の各時期で場合分 けした高度 400 km での大気密度変動である(縦 軸:緯度,横軸:ローカルタイム).また,図中の 黒線は高度 400 km における solar terminator を 表している.すべてのプロットにおいて中・低緯 度の solar terminator 付近に数パーセントの振幅 を持つ波状の密度変動が見られる(ただし,これ らの波面は solar terminator と角度が若干異なり 完全に平行というわけではない).波状構造は,太 陽活動が弱い時(左上,左下)の方が太陽活動が 強い時(右下)に比べて振幅が大きくなる傾向が あることが分かる. 観測からは solar terminator wave は solar terminator において太陽の日射量 が急激に変わることによって励起されると考えら れている.

図 10a は GCM シミュレーションによって再現 された solar terminator wave であり, 高度 400 km における温度について周期6時間以下の波動 を抽出したものである(等値線の間隔は5K). CHAMP 衛星によって観測されているように中・ 低緯度の solar terminator 付近に波状の温度変動 が見られる.もし,このような solar terminator wave の励起源が日出・日没による大気加熱率の 変化であるとすると,下層大気は励起過程に関係 しないはずである.ところが,GCM シミュレー ションからはいささか異なった描像が得られてい る. solar terminator wave の励起機構を特定す るために高度 80 km 以下を等温静止大気を仮定 し,下層大気の変動を排除した場合の境界条件を 与えて実験を行った結果を図 10b に示す.図 10a と比較すると solar terminator 付近の波動は再現 されていない.この結果は,日没に伴う加熱率の 変化だけでは CHAMP 衛星で観測される波動は 励起されないことを示している.

次に,波動の励起機構に対する電子密度の寄与 を調査した結果を図10c,dに示す.それぞれ,電 子密度が高い状態として夏期昼間(図10c),電 子密度が低い状態として冬期夜間(図10c)の電 子密度を全てのシミュレーション領域に与えて計 算した結果である.両者を比較すると,電子密度 が低いほど波動の振幅が小さくなるという傾向は CHAMP 衛星による観測結果とコンシステント であるものの,励起される波の構造はほとんど変 化しないことが分かる.したがって,電子密度分 布(イオン抗力)の日変化は,solar terminator wave の生成には影響しないといえる.以上より, GCM シミュレーションからは,熱圏高度の solar terminator 付近に現れる波動は下層大気にその起 源を持つことが示唆される[Miyoshi et al., 2009].

4 おわりに

本稿では,成層圏・中間圏と熱圏・電離圏におけ る大気大循環モデルをその研究例とともに年代を 追って紹介した.今や両者は whole atmosphere model として統一されつつある.

精緻な再現実験,あるいは理想化された条件に おける数値実験を GCM シミュレーションで行 うことによって,MTI 領域の様々な変動の物理 機構を明らかにすることが可能となってきた.今 後は,whole atmosphere model のみならず,磁 気圏などからの影響を組み込んだ他圏間結合を意 識したモデルの需要が世界的に高まり,開発競争 も激化していくであろう.そのような流れの中で は,より物理的視点に基づいたシミュレーション が必要となる.

昨今では,シミュレーションの分解能は飛躍的 に向上しており,大規模な構造だけでなく局所的 な現象も数値的に再現されるようになってきた. そのため,今後はシミュレーションと観測の連携 がますます重要になることは想像に難くない.

参考文献

Andrews, D. G., J. D. Mahlman, and R. W. Sinclair, Eliassen-Palm diagnostics of wave-mean flow interaction in the GFDL "SKYHI" General Circulation Model, J. Atmos. Sci., 40, 2768–2784, 1983.

- Berger, U., Modeling of middle atmosphere dynamics with LIMA, J. Atmos. Terr. Phys., 70, 1170–1200, 2008.
- Berger, and U., Lübken, F.-J., Weather in mesospheric ice layers. Geophys. Res. Lett., 33, L04806, doi:10.1029/2005GL024841, 2006.
- Dickinson, R. E., E. C. Ridley, and R. G. Roble, Thermospheric general circulation with coupled dynamics and composition, J. Atmos. Sci., 41, 205–219, 1984.
- Fesen, C. G., Simulations of the low-latitude midnight temperature maximum, J. Geophys. Res., 101, 26,863–26,874, 1996.
- Forbes, J. M., S. L. Bruinsma, Y. Miyoshi, and H. Fujiwara, A solar terminator wave in thermosphere neutral densities measured by the CHAMP satellite, Geophys. Res. Lett., 35, L14802, doi:10.1029/2008GL034075, 2008.
- Fujiwara, H., and Y. Miyoshi, Characteristics of the large-scale traveling atmospheric disturbances during geomagnetically quiet and disturbed periods simulated by a whole atmosphere general circulation model, Geophys. Res. Lett., **33**, L20108, doi:10.1029/2006GL027103, 2006.
- Fujiwara, H., and Y. Miyoshi, Global structure of large-scale disturbances in the thermosphere produced by effects from the upper and lower regions: simulations by a whole atmosphere GCM, Earth, Planets and Space, 61, 463–470, 2008.
- Hayashi, Y., D. G. Golder, J. D. Mahlman, and S. Miyahara, The effect of horizontal resolution on gravity waves simulated by the GFDL "SKYHI" General Circulation Model, Pure App. Geophys., **130**, 421–443, 1989.
- Jackman, C. H., R. G. Roble, and E. L. Fleming, Mesospheric dynamical changes induced by the solar proton events in October– November 2003, Geophys. Res. Lett., 34, L04812, doi:10.1029/2006GL028328, 2007.

陣英克 (編), 電離圏大気圏結合モデル (講演: 陣 英克), MTI ハンドブック, 2009.

Miyahara, S., and Y. Miyoshi, Migrating and non-migrating atmospheric tides simulated by a middle atmosphere general circulation model, Adv. Space Res., **20**, 1201–1207, 1997.

- Miyoshi, Y., Numerical simulation of the 5-day and 16-day waves in the mesopause region, Earth Planets Space, **51**, 763–772, 1999.
- Miyoshi, Y., H. Fujiwara, J. M. Forbes, and S. L. Bruinsma, Solar terminator wave and its relation to the atmospheric tide, J. Geophys. Res., 114, A07303, doi:10.1029/2009JA014110, 2009.
- Prölss, G. W., On explaining the local time variation of ionospheric storm effect, Ann. Geophys., 11, 1–9, 1993.
- Richmond, A. D., E. C. Ridley and R. G. Roble, A Thermosphere/Ionosphere General Circulation Model with coupled electrodynamics, Geophys. Res. Lett., **19**, 601–604, 1992.