中間圏重力波の大気光イメージング観測 [講演: 鈴木臣 (電気通信大学)]

電気通信大学 鈴木臣

1 はじめに

地球大気中には種々の大気波動が溢れており, 大気波動は大気のダイナミクスを理解する上で欠 かせないものとなっている.大気重力波はその大 気波動の一種であり、地表付近または対流圏にお いて各種の気象現象やジェット気流の不安定等に よって励起される,大気重力波の振幅は高度とと もに指数関数的に大きくなり,中間圏・下部熱圏 (mesosphere and lower thermosphere: MLT) σ 高度域(~60-100 km)では重力波自身が背景の風 速や温度場を変形させ,対流不安定(convective instability) やシアー不安定 (shear instability) により減衰する.この大気重力波の減衰に伴って, 下層から輸送してきた運動量やエネルギーを背景 の風系場に解放し平均流の加減速を引き起こして いる [e.g., Houghton, 1978]. 中層大気の大循環は 大気の放射平行だけでは維持できず,この大気重 力波の砕波によるエネルギー解放が MLT 領域の 風速・温度場バランスをコントロールする主要な メカニズムである.このように,大気重力波は下 層大気と MLT 大気の上下結合を担っているとい える.過去20年余りにおける理論的・観測的研 究によって,大気重力波の振る舞いや特性が徐々 に明らかになり, 中層大気力学において大気重力 波の果たす役割が理解されつつある.観測機器は 各種のレーダー, ライダー, 大気光イメージャー

などが挙げられる.このあたりの状況について は,例えば,Fritts and Alexander [2003] 等のレ ビュー論文を参照されたい.

/ K. <u>handbook</u> S

本稿では,大気光を利用した大気重力波イメー ジング観測から得られた大気重力波の水平伝搬方 向の特性について概説し,最後に下層大気と高層 大気の上下結合が端的に現れている観測例を示す. 水平伝搬方向は,大気光画像から容易に決定でき る波の基本パラメータの一つであるが,引き起こ される平均流加速の方向にそのまま対応するため 非常に重要なパラメータであるといえる.

2 大気重力波のイメージング観測

まず,大気光イメージング観測について簡単に 述べておく.大気光(airglow)は高層大気の構成 成分が化学反応によって励起され,それらが低い エネルギー状態に遷移するときに放出される光 である.大気成分の高度プロファイルの関係上こ れら大気光の発光層はほぼ決まった高度に存在す る.中間圏界面付近(高度約90km)の主要な大 気光として酸素原子の禁制線557.7 nm (auroral green line)(発光高度~96km),ナトリウム原 子のD線(~90km),OH Meinel帯(~86km) などが挙げられる.大気光は肉眼で観測する事が ほとんど不可能なほど微弱な発光現象である.近 年の CCD イメージセンサの飛躍的発展により, この微弱な大気光を大気重力波のトレーサーとて 撮像するイメージング観測が盛んに行われるよう

平成 19 年度 MTI 研究会 サイエンスセッション

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



図 1: 大気重力波のイメージング観測の概念図

になった.図1に大気光イメージャーを用いた中 間圏大気重力波観測の概念図を示す.透過波長の 異なる干渉フィルターを回転させる事で,異なる 高度の大気光発光層を通過する大気重力波が縞模 様として観測される.観測は夜間に限られるが, 小スケール(水平波長~100 km 以下,周期約1 時間以内)の大気重力波の二次元情報が高い時 間分解能で得られる.近年では,世界各地で長期 イメージング観測が行われており,大気重力波の パラメータや活動度には,季節依存性,地理依存 性が見られることが知られている.特に水平伝搬 方向は,下層・中層大気の状態に大きく依存する ため,依存性がはっきりと現れる事が多い[e.g., Nakamura et al., 1999, 2003; Walterscheid et al., 1999].

3 大気重力波の水平伝搬方向

上述したように,観測される大気重力波の水平 伝搬方向には,観測した場所(緯度・経度),季 節によってはっきりとした指向性が現れる.ここ



図 2: Tanjungsari において観測された大気重力 波の速度(左図)および伝搬方向のヒストグラム (右図) [Nakamura et al., 2003].

で重要なのは,観測された水平伝搬方向から,発 生高度から観測高度までの大気重力波の鉛直伝搬 性(つまりは背景大気の情報)をある程度読み取 る事ができることである.本節では,一般的に水 平伝搬方向を決める要因として挙げられる「波源 と観測地の相対位置」「フィルタリング効果」「ダ クト構造」を実際の観測例を上げながら紹介して いく.

3.1 波源と観測地の相対位置

大気重力波の波源が例えば,観測サイトの東 に位置すれば,観測される波は西向き伝搬であ り,反対に波源が観測サイトの西にあれば,東向 きに伝搬する波として観測される.図2は,イ ンドネシアのTanjungsari(7°S,108°E)におけ る約一年間のOH大気光イメージング観測で得 られた大気重力波の水平伝搬方向の分布を示す [Nakamura et al., 2003].季節を問わず,ほぼ南 向き伝搬が卓越している.衛星(Geostationary

MTI-HandBook



図 3: GMS 赤外画像から見積もられた雲の存在 確率の水平分布.図中の円の中心が Tanjungsari の場所 [Nakamura et al., 2003].

Meteorological Satellite: GMS)の雲画像(図3) からは Tanjungsari の北の赤道付近に活発な対流 活動(暖色系のコンター)が一年を通して見られ ている.この赤道付近の対流活動が Tanjungsari で観測される大気重力波の主なソースとなり,南 向きの波が一年を通して卓越して観測される.

図4には,カナダ Resolute Bay(75°S,95°W) でのナトリウム大気光を用いた観測例(2005年 と2006年の冬期)を示す.西向きに伝搬する波が 多く観測されているのが分かる.下層大気の状態 (鉛直流,ジオポテンシャル高度:図4b,c)から, Resolute Bayの東に上昇流かつ低気圧が見られ, これが主な大気重力波ソースとなって Resolute Bay では西向き伝搬の波が多く観測されている と考えられる.

3.2 フィルタリング効果

高度とともに背景の風が強くなっていくような 場を考える.風下側に向かって伝搬する大気重力 波が下層大気で励起された場合,上方伝搬してい く間,その波面は風に吹き流され徐々に寝ていき (水平に近づき),波の位相速度が風速と同じにな る高度まで達することはできない.この効果を大 雑把に解釈するならば,大規模な背景の風系と同



図 4: (a) Resolute Bay での観測から得られた大 気重力波の伝搬方向の分布 . (b, c) 大気光観測と 同時期における高度 100 hPa での鉛直流とジオ ポテンシャル高度の水平分布 (NCEP 再解析デー タより). 灰色の星は観測サイトの場所 [Suzuki et al., 2007a].

じ方向に伝搬する大気重力波は,高高度まで伝搬 しにくいといえる.図5は,信楽(35°N,136°E) にて大気光イメージャー(酸素原子 557.7 nm 大 気光)で観測された大気重力波の水平伝搬方向の 季節変化を示している [Nakamura et al., 1999]. 図から,夏期は東向き,冬期は西向き伝搬の波が 多く観測されていることが分かる.中緯度域では 中間圏高度(~40-80 km)において夏期に東風, 冬期に西風となる強風帯(中間圏ジェット)が存在 する.酸素原子大気光の発光高度はおよそ 96 km であるから,観測された波はこの強風帯を通過し ている.従って,中間圏高度において夏期は東風 によって西向き伝搬の波が,冬期は西風によって 東向き伝搬の波がフィルタリングされ,大気光高 度では大気重力波の伝搬方向は中間圏ジェットが 逆パターンとなって現れていると解釈できる.

一方,赤道域においては準二年周期振動 (Quasi-Biennial Oscillation: QBO)によって成 層圏の東西風パターンが26ヶ月程度の周期を持っ て反転することが知られている [e.g., Hamilton, 1984].図6は,赤道域のインドネシアの Kototabang(0°S,100°E)での大気光観測期間を,Singapore(1°N,104°E)で観測された平均東西風



図 5: 酸素原子 557.7 nm 大気光画像から検出さ れた小スケール大気重力波の伝搬方向の分布(信 楽)[Nakamura et al., 1999].



図 6: QBO の東風フェイズ (左図) と西風フェイズ (右図) 期間において Kototabang で観測された大気重力波の伝搬方向.

の高度プロファイル [Tsuda et al., 2006] を基準 に QBO の東風フェイズと西風フェイズ期間に分 け,観測された大気重力波の伝搬方向の分布を表 したものである.東風のフェイズ(図 6a)では 東向き伝搬の大気重力波が,西風のフェイズ(図 6b)では西向き伝搬の大気重力波が多く観測され る傾向があり,伝搬方向と風速が逆パターンがで あることがみてとれる.Kototabang での伝搬方 向の分布には,対流ソースの場所の影響もあるの で注意が必要であるが,赤道域では,このように 東西風 QBO によるフィルタリング効果が働いて いるようである. 3.3

はじめに大気重力波の分散関係式を示す.

$$m^{2} = \frac{N^{2}}{(c-u)^{2}} - k^{2} - \frac{1}{4H^{2}} .$$
 (1)

ここで, m は鉛直波数, N (= $\sqrt{(q/\theta)(d\theta/dz)}$, g: 重力加速度, θ :温位)は Brunt-Väisälä 周波数, cは見かけの(観測)位相速度,uは大気重力波 の伝搬方向に沿った水平風速, k は水平波数, H はスケールハイトである.この式から大気重力波 の伝搬経路において,鉛直方向に強い風速シアー または温度シアーがあると,その高度で m^2 が 負になり波の反射(あるいは減衰)がおこる.こ のようなシアー層が複数存在し,水平方向に広が りがあると,波は上下のシアー層で反射を繰り返 し,水平方向にのみ伝搬していく(ダクト伝搬). この様子を模式的に表したものが図7である.ダ クト伝搬の重要な点は,大きなエネルギーロス 無しに水平方向に長距離伝搬することと,そのダ クト高度の上には運動量を運ばないことである. 背景の温度が作るダクト構造をサーマルダクト (thermal duct),風が作るものをドップラーダク ト (Doppler duct)と呼ぶ.大気重力波にとって も両者には違いがあり,サーマルダクトは大気重 力波を水平方向に伝搬させるだけで,その伝搬方 向には制限が無いが,ドップラーダクトでは,ダ クトを作る風の方向によって伝搬方向に制限があ る. 例えば, 同スケールで同じ速さの大気重力波



図 7: ダクト伝搬の模式図.



図 8: オーストラリアの Darwin と Adelaide に おける大気光観測で得られた大気重力波の伝搬方 向の季節変化.

でも、伝搬方向によってはダクトになる場合とならない場合がある.もうひとつは、ドップラーダクトは風速パターンで決まるため、それほど大きな構造にはなりにくく、風向も時間的に変化しやすいので、サーマルダクトに比べるとダクト伝搬の距離が短くなる.

図 8 はオーストラリアの Darwin (12° S, 131°E)とAdelaide (35°S, 138°E)の大気光観 測で得られた大気重力波の水平伝搬方向を模式 的に表している.図中の赤矢印は夏期,青矢印は 冬期の伝搬方向を示す.両観測サイトとも南北方 向の伝搬が卓越しており,南向き(極向き:図中 では下向き)に伝搬する大気重力波は赤道域の対 流活動で発生したものと考えられる.赤道域から Adelaide までは数千 km の距離があるが, サー マルダクトならこの長距離伝搬が可能となる.ま た Adelaide で南向き伝搬する波が夏期に多く冬 期には観測されなくなっていることも,ダクト伝 搬の高度を考えると説明がつく [Walterscheid et al., 1999]. Darwin 上空の温度(図 9a)を例に, サーマルダクト構造の高度を考えてみる.この温 度プロファイルから Brunt-Väisälä 周波数を計算 すると,図9bが得られる.さらに風が高度方向 に一様と仮定して,水平波長35km,位相速度70



図 9: 左から, Darwin 上空での温度(MSIS-90), 計算される Brunt-Väisälä 周波数, 鉛直波数の高 度プロファイル.陰影部は典型的な小スケール大 気重力波(背景風一様)に対するサーマルダクト 構造の高度.

 ms^{-1} の大気重力波の伝搬を考える.この大気重 力波の鉛直波数は式(1)から計算でき, m^2 のプ ロファイル(図9c)を得る.高度約90kmと130 kmで m^2 の正負が反転しており,陰影をつけた 高度領域がダクト高度となる.このように,サー マルダクトのみを考える場合,大気光観測で観測 されるような小スケール大気重力波にとってのダ クト構造は,中間圏界面付近を下端とした数 km ~数十 km 高度の領域であるといえる.中緯度の 中間圏界面高度は夏期に約85 km,冬期に約100 kmとなる[Hecht et al., 2001].このため,夏期 は大気光発光層はダクト領域内にあり Adelaide でもダクト伝搬する波を大気光イメージャーで観 測できるが,冬期はダクト領域は発光層の上にな るため大気光観測では観測できない.

次にドップラーダクトの例を示す.図 10 は Hawaii (21°N, 156°E)での光学観測キャンペー ン(Airborne Lidar and Observation of Hawaiian Airglow 1993 / Coupling and Dynamics of Regions Equatorial: ALOHA-93/CADRE)にお いて大気光イメージャーで観測された大気重力波 イベントと同時に MF レーダーで観測された上部



図 10: 各大気重力波イベント時の(大気重力波 の伝搬方向に沿った)水平風速プロファイル(左 図)と見積もられた m² のプロファイル(右図) [Isler et al., 1997].

中間圏の風速プロファイル(左図)と,そこから 計算された大気重力波の m^2 のプロファイル(右 図)の例である [Isler et al., 1997].図10a では 高度 85–95 km にダクト構造($m^2 < 0$ の領域に 挟まれた $m^2 > 0$ となる領域)が見られる.しか し風速プロファイルによってダクト構造ができて いなかったり(図10b),異なる高度でダクト構 造を形成する場合(図10c)もある.これらドッ プラーダクト構造は前述したように,サーマルダ クト構造に比べて局所的で短命であるが,温度構 造に重畳することにより,サーマルダクト構造を 壊す可能性があると報告されている [e.g., Isler et al., 1997].

大気光イメージャーで観測される大気重力波の 多くはダクト波(あるいは evanescent な波)で あると言われている.これらの波は,その高度よ り上空には運動量を運ばないため,観測された大 気重力波がもたらす平均流加速を考える際は注意 が必要である.

4 中間圏大気重力波と下層大気ソー スの対応

最後に,大気光観測で得られた大気重力波と対 流圏ソースが一対一で対応づけられた例を示す. 図11は2002年10月3日に信楽で観測された同心 円上の波面を持つ大気重力波の例である [Suzuki et al., 2007b]. 一般的に観測される大気重力波の 波面は大気光画像中において直線状であり,この ような同心円状の構造が観測されることは非常に 珍しい.全天画像を地理座標に変換して地図上に マッピングした画像から,同心円の中心を決める と, 図中の X 印の位置となる. 図 12 は Radar-AMeDAS で得られた,イベント時の降雨チャー トである.12時あたりから,図11の同心円の中 心付近に強い局所的で降雨領域がみられる.した がって,大気光高度で観測された同心円状の大気 重力波は,この積雲対流がポイントソースとなっ ていると考えられる.



図 11: 地図上にマッピングされた大気光画像(酸 素原子 557.7 nm 大気光). 点線の円と X 印はそ れぞれ,波面構造から考えられる同心円とその中 心を示す [Suzuki et al., 2007b].

MTI-HandBook



図 12: Radar-AMeDAS による 2002 年 10 月 3 日 の降雨分布.大気重力波の同心円構造の中心付近 に局所的で強い降雨領域が発達している事が分か る [Suzuki et al., 2007b].

5 おわりに

本稿では,大気光イメージャーで観測される小 スケール大気重力波の水平伝搬方向,またはそこ から分かる鉛直伝搬性について概説した.大気光 高度で観測される大気重力波は,その伝搬に関し て背景大気の状態によって様々な制限を受け,鉛 直方向に伝搬できる波が選択されていく.下層大 気で励起された大気重力波は,中層大気では大規 模な風速場によるフィルタリングを受ける,そし て中間圏界面高度では,砕波してその領域の平均 流を加速させたり,ダクト波としてソースの場所 から遠く離れたところで平均流と作用する波など がある.

現在,大気光イメージャーは世界各地に展開されており,グローバルな視点で見た大気重力波の 振舞いや,MLT 大気ダイナミクスに与える影響 の定量的な理解が期待されている.また,中間圏 高度を抜けていく大気重力波(二次波を含む)と, より高層の熱圏・電離圏大気のカップリングプロ セスの解明が今後の課題であろう.

参考文献

- Fritts, D. C., and M. J. Alexander, Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere, Rev. Geophys., 41, 1003, doi:10.1029/2001RG000106, 2003.
- Hamilton, K. (1984), Mean wind evolution through the quasi-biennial cycle in the tropical lower stratosphere, J. Atmos. Sci., 41, 2113–2125, 1984.
- Hecht, J. H., R. L. Walterscheid, M. P. Hickey, and S. J. Franke, Climatology and modeling of quasi-monochromatic atmospheric gravity waves observed over Urbana Illinois, J. Geophys. Res., **106**, 5181–5195, 2001.
- Houghton, J. T., The stratosphere and mesosphere, Q. J. R. Meteorol. Soc., 104, 1–29, 1978.
- Isler, J. R., M. J. Taylor, and D. C. Fritts, Observational evidence of wave ducting and evanescence in the mesosphere, J. Geophys. Res., **102**, 26, 301–26, 313, 1997.
- Nakamura, T., A. Higashikawa, T. Tsuda, and Y. Matsushita, Seasonal variations of gravity wave structures in OH airglow with a CCD imager at Shigaraki, Earth Planets Space, **51**, 897–906, 1999.
- Nakamura, T., T. Aono, T. Tsuda, A. G. Admiranto, E. Achmad, and Suranto, Meso-spheric gravity waves over a tropical convective region observed by OH airglow imaging in Indonesia, Geophys. Res. Lett., **30**, 1882, doi:10.1029/2003GL017619, 2003.
- Suzuki, S., K. Shiokawa, Y. Otsuka, T. Ogawa, and P. Wilkinson, Statistical characteristics of gravity waves observed by an all-sky imager at Darwin, Australia, J. Geophys. Res., 109(D20S07), doi:10.1029/2003JD004336, 2004.
- Suzuki, S., K. Shiokawa, K. Hosokawa, W. K. Hocking, Statistical characteristics of polar cap mesospheric gravity waves observed by an all-sky airglow imager at Resolute Bay, Canada, 2007年 SGEPSS 秋講演会, B005-11, 2007a.

- Suzuki, S., K. Shiokawa, K. Nakamura, Y. Otsuka, T. Ogawa, and T. Nakamura, A concentric gravity wave structure in the mesospheric airglow images, J. Geophys. Res., 112(D02102), doi:10.1029/2005JD006558, 2007b.
- Tsuda, T., M. V. Ratnam, T. Kozu, and S. Mori, Characteristics of 10-day Kelvin wave observed with radiosondes and CHAMP/GPS Occultation during the CPEA campaign (April-May, 2004), J. Meteorol. Soc. Japan, 84A, 277–293, 2006.
- Walterscheid, R. L., J. H. Hecht, R. A. Vincent, I. M. Reid, J. Woithe, and M. P. Hickey, Analysis and interpretation of airglow and radar observations of quasi-monochromatic gravity waves in the upper mesosphere and lower thermosphere over Adelaide, Australia (35°S, 138°E), J. Atmos. Terr. Phys., **61**, 461–478, 1999.