

Spektrum Bilangan Gelombang Gravitasi Atmosfer dalam Domain Vertikal (Deskripsi Model dan Observasi)

Noersomadi

Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer – LAPAN

noersomadi@lapan.go.id

ABSTRACT. Atmospheric gravity waves (GW) play an important role in the global circulation dynamics by transporting the energy from the lower to the upper atmosphere. This research aims to investigate the GW propagation through the model of vertical wavenumber spectrum and analysis of the results from radiosonde observation. The fluctuation of temperature and the perturbation of horizontal wind components can be represented by Brunt Vaisala frequency (N) and vertical wavenumber (m). Fast Fourier Transform (FFT) analysis of normalised temperature fluctuation and horizontal wind perturbation show that GW reach the saturation condition for $m \geq 3 \times 10^{-4}$ cyc/m in the troposphere and stratosphere. When the amplitude of GW become saturated, it will deposit the energy 2.25 J/kg and the longer vertical wavelength (λ_z) of GW will propagate to the upper atmosphere above 25 km. There are no significant different in the observed spectrum from day and night time observations.

Keywords : vertical wavenumber spectrum, saturated gravity waves, troposphere and stratosphere

ABSTRAK. Gelombang gravitasi (GW) atmosfer memiliki peran penting dalam dinamika sirkulasi global melalui pemindahan energi dari atmosfer di lapisan bawah sampai ke lapisan atas. Penelitian ini bertujuan untuk menyelidiki perambatan vertikal GW melalui model spektrum dan analisis hasil pengamatan radiosonde. Fluktuasi temperatur dan perturbasi komponen angin dapat direpresentasikan oleh *Brunt Vaisala frequency* (N) dan bilangan gelombang vertikal (m). Analisis *Fast Fourier Transform* (FFT) dari normalisasi fluktuasi temperatur dan perturbasi angin horizontal menunjukkan bahwa GW mencapai keadaan jenuh (saturasi) untuk $m \geq 3 \times 10^{-4}$ cyc/m di lapisan troposfer dan stratosfer. Ketika amplitudo GW mengalami saturasi, maka proses tersebut akan menyimpan energi sebesar 2,25 J/kg dan GW dengan panjang gelombang vertikal (λ_z) lebih panjang akan merambat terus sampai ke lapisan atmosfer di atas 25 km. Tidak ada perbedaan yang berarti antara spektrum hasil pengamatan di siang dan malam hari.

Kata kunci : spektrum bilangan gelombang vertikal, saturasi gelombang gravitasi, troposfer dan stratosfer.

1. PENDAHULUAN

Gelombang gravitas atmosfer, untuk selanjutnya disingkat menjadi GW (*Gravity Wave*), memiliki peran penting pada dinamika sirkulasi global (Fritts dan Alexander, 2003; Alexander dkk., 2010). Dalam bidang horizontal, pergerakan energi GW terlihat berinteraksi dengan perambatan gelombang planeter (Alexander dkk., 2008; Kawatani dkk., 2009). Perambatan vertikal GW dapat memindahkan energi dari lapisan troposfer sampai ke mesosfer (Tsuda, 2014). Proses dinamika GW di wilayah tropis yang berulang akan membangkitkan osilasi di atmosfer seperti gelombang pasang surut di lapisan mesosfer, *Stratospheric Semi Annual Oscillation* (SSAO), dan *Quasi Biennial Oscillation* (QBO) (Fukao, 2009).

GW internal monokromatik memiliki bilangan gelombang dan frekuensi tunggal. Gelombang yang merambat dalam atmosfer merupakan supersposisi dari berbagai gelombang (Andrew, 1987; Holton, 2004). Oleh karena itu, analisis energi GW dijabarkan dalam bentuk spektrum komponen bilangan gelombang. Spektrum bilangan gelombang adalah hasil transformasi fluktuasi data dari berbagai panjang gelombang (domain satuan jarak) menjadi domain siklus per satuan jarak. Model universal spektrum bilangan gelombang pertama kali dikembangkan oleh VandZandt (1982). Amplitudo tiap komponen GW dalam domain vertikal merupakan fungsi frekuensi apung yang diwakili oleh N . Perumusan model spektrum saturasi GW domain vertikal dalam kasus ketidakstabilan konvektif (*convective instability*) dijelaskan oleh Fritts dan Alexander (2003); Tsuda dan Hocke (2002).

Sumber GW meliputi aktivitas konvektif, orografi atau faktor topografi, serta arus jet (Fritts dan Alexander, 2003; Alexander dkk., 2010). Di wilayah lintang tengah dan tinggi, faktor topografi dan proses menuju keseimbangan geostropik dalam arus jet terlihat lebih dominan (Hei dkk., 2008; Alexander dkk., 2009). Sedangkan di wilayah tropis, energi GW lebih banyak bersumber dari aktivitas konvektif. Pelepasan panas laten dari proses pembentukan awan dapat membangkitkan perambatan GW (Ryu dan Lee, 2010).

Analisis dinamika GW di wilayah lokal tropis merupakan salah satu topik yang penting diselidiki berkaitan dengan aktivitas konvektif. Pengamatan profil temperatur (T) dan angin horizontal dalam arah zonal atau barat-timur (u) dan meridional atau selatan-utara (v) menggunakan radiosonde dapat dimanfaatkan untuk mengetahui dinamika harian perambatan vertikal GW dari lapisan troposfer ke stratosfer. Pembalikan arah dominan angin horizontal oleh perambatan vertikal GW (*gravity wave drag*) dapat dilihat pada ketinggian dimana rerata angin sama dengan nol ($\bar{u}=0$ " atau " $\bar{v}=0$) (Ern dkk., 2014).

Makalah ini akan menjabarkan dinamika perambatan vertikal GW berdasarkan pengamatan radiosonde untuk menjawab pertanyaan riset terkait karakteristik perambatan vertikal GW di siang dan malam hari. Penjelasan data, metode dan model spektrum bilangan gelombang vertikal GW dituangkan dalam bagian 2. Analisis fluktuasi dan spektrum profil T , u , dan v yang akan diuraikan dalam bagian 3 akan dianalisis apakah terjadi saturasi GW atau tidak. Kesimpulan dan tantangan riset berikutnya akan disampaikan di bagian akhir makalah ini.

2. METODE PENELITIAN

Observasi radiosonde dalam waktu singkat telah dilakukan di Bandung (107,59°BT dan 6,9°LS, 768 mdpl) pada tanggal 13 – 19 Maret 2013 (*Local Time/LT=UTC+8*). Balon radiosonde diluncurkan sebanyak empat kali dalam satu hari dimulai dari pukul 00 UTC. Jumlah profil atmosfer yang diperoleh adalah 27 profil karena pada tanggal 19 Maret 2013 hanya terdapat tiga kali peluncuran. Jumlah profil radiosonde yang sukses mencapai ketinggian lebih dari 30 km dengan kualitas data T , u , dan v yang baik hanya sebanyak 8 profil. Profil radiosonde tersebut dapat dikatakan mewakili pengamatan pada siang hari (pukul 06 UTC atau 14 LT) dan malam hari (pukul 18 UTC atau 02 LT). Peluncuran balon radiosonde pada Maret 2013 di kantor LAPAN Bandung adalah hasil kerjasama antara LAPAN dan *Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH)* Kyoto University. Data tersedia di sistem basis data *Inter-University upper atmosphere Global Observation NETWORK (IUGONET)* www.iugonet.org.

Gambar 1 menunjukkan semua profil selama periode pengamatan. Pengukuran data dimulai dari ketinggian 800 m sampai ketinggian dimana balon telah pecah. Data acak hasil perekaman dirata-ratakan tiap 0,1 km. Terlihat beberapa peluncuran tidak mencapai ketinggian diatas 10 km. Beberapa profil merekam data temperatur dengan baik, namun data kecepatan angin horizontal tidak menunjukkan nilai yang wajar sehingga dianggap tidak ada data (*missing value*). Profil radiosonde yang memiliki data T , u , dan v lengkap dipilih sedemikian rupa untuk menganalisis spektrum bilangan gelombang vertikal di lapisan troposfer (5-15 km) dan stratosfer (19-29 km). Kedua rentang ketinggian tersebut dipilih karena nilai N yang menjadi input model spektrum bilangan gelombang diasumsikan konstan (Griise dkk., 2010; Gettleman dkk., 2011). Rentang ketinggian 15-19 km tidak dipilih karena terdapat perubahan temperatur secara drastis (lapisan di dekat tropopause) yang mempengaruhi nilai N .

Fluktuasi profil T , u , dan v diperoleh dari data pengamatan dikurangi profil rerata. Nilai fluktuasi ini kemudian dikalikan dengan fungsi Hanning window sebelum penerapan *Fast Fourier Transform (FFT)* untuk memperoleh spektrum bilangan gelombang vertikal $GW (F_n)$, dimana n adalah variabel fluktuasi T , u , atau v (Tsuda dkk., 2011). Untuk menganalisis perambatan vertikal GW dari data temperatur, nilai spektrum diperoleh dari normalisasi fluktuasi $T (T'/T_0)$ dengan T_0 adalah rerata profil T .

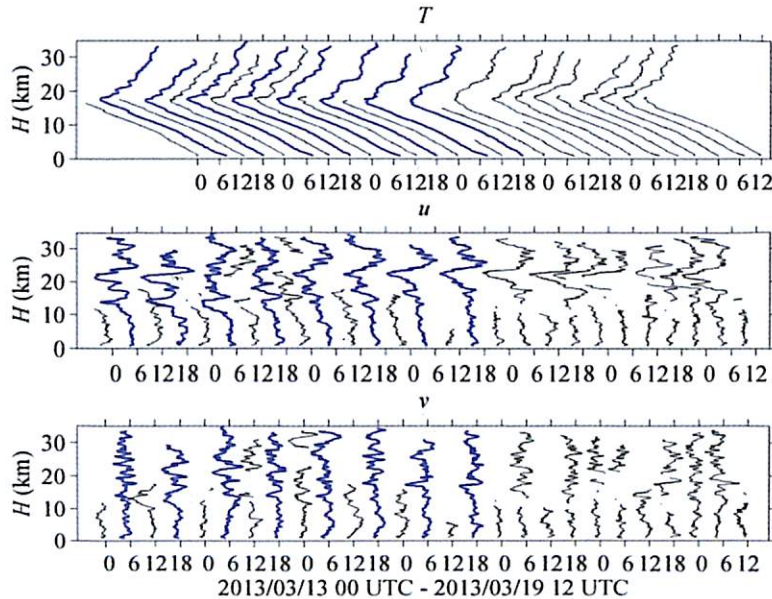
Persamaan hubungan dispersi (persamaan 1) bilangan gelombang vertikal (m) diturunkan dari persamaan dinamika (Hukum Newton II), persamaan termodinamika, persamaan kontinuitas, persamaan gas ideal, dan persamaan momentum (Fritts dan Alexander (2003; Alexander dkk., 2010; Gubenko dkk., 2011).

$$m^2 = \frac{(k^2 + l^2)(N^2 - \omega^2)}{(\omega^2 - f^2)} - \frac{1}{4H^2} \quad (1)$$

dengan:

- m = bilangan gelombang arah vertikal (sumbu z) (cycle/meter)
- k = bilangan gelombang arah zonal (sumbu x) (cycle/meter)
- l = bilangan gelombang arah meridional (sumbu y) (cycle/meter)

- N = Brunt Vaisala frequency (s^{-1})
- ω = frekuensi intrinsik gelombang GW ($N > \omega > f$) (s^{-1})
- f = frekuensi inersia (efek *Coriolis*) (s^{-1})
- H = faktor skala ketinggian (meter)



Gambar 1. Profil T, u, dan v hasil pengamatan radiosonde di Bandung. Profil warna biru adalah data yang digunakan dalam penelitian ini.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Deskripsi model saturasi gelombang monokromatik GW dalam domain vertikal mengambil asumsi bahwa bilangan gelombang horizontal (k dan l) dianggap sangat kecil atau konstan dibanding bilangan gelombang vertikal (m). Untuk perambatan gelombang dalam bidang vertikal dan zonal (bidang x-z) maka $l_2 = 0$. Faktor skala ketinggian H pada umumnya diambil 7 km, sehingga suku kedua pada persamaan (1) dapat diabaikan. Dalam keadaan ketidakstabilan konvektif, nilai frekuensi intrinsik sangat kecil dibandingkan Brunt Vaisala dan sangat besar dibandingkan frekuensi inersia ($N \gg \omega \gg f$). Oleh karena itu, persamaan (1) dapat ditulis sebagai berikut.

$$m^2 = \frac{k^2 N^2}{\omega^2} \tag{2}$$

dengan

$$\omega = k(c - \bar{u}) \tag{3}$$

c adalah fasa perambatan gelombang dan \bar{u} adalah rerata angin, maka

$$m = \frac{N}{c - \bar{u}} \quad (4)$$

Ketidakstabilan konvektif atmosfer yang menyebabkan GW mengalami saturasi ditandai oleh gradien temperatur potensial terhadap ketinggian bernilai negatif ($d\theta/dz < 0$) dan fasa perambatan gelombang sama dengan angin dasar ($c = \bar{u}$). Jika komponen angin horizontal dalam domain vertikal terdiri atas komponen rerata dan fluktuasi (persamaan 5) (Holton (2004)

$$u = \bar{u} + u' \quad (5)$$

maka persamaan (4) dapat ditulis menjadi

$$u' = \frac{N}{m} \quad (6)$$

Persamaan (6) menunjukkan hubungan antara perturbasi angin horizontal dengan frekuensi apung dan bilangan gelombang vertikal. Oleh karena itu, energi per satuan massa GW (setengah kali nilai kuadrat dari kecepatan angin horizontal) dapat direpresentasikan oleh $N^2/2m^2$. Spektrum bilangan gelombang vertikal energi GW diperoleh dengan mengintegrasikan total energi pada interval m tertentu (Persamaan 7) dan dengan mengambil asumsi ($\Delta m \approx m$). Satuan densitas spektrum adalah $m^2s^{-1}cycle^{-1}$ karena diturunkan dari nilai fluktuasi.

$$F(u) = \frac{1}{6} \frac{N^2}{m^3} \quad (7)$$

Model spektrum yang sama akan diperoleh dengan pendekatan serupa untuk bidang y - z . Adapun spektrum bilangan gelombang vertikal dari profil temperatur, input variabel adalah parameter non-dimensional (persamaan 8), dimana satuannya adalah meter *per cycle*. Tsuda dkk., 1991) menurunkan model persamaan (8) dengan mengambil asumsi gerak vertikal parsel secara adiabatik dan menemukan bahwa $A = 1/10g^2$ (g percepatan gravitasi bumi).

$$F(T'/T_0) = A \frac{N^4}{m^3} \quad (8)$$

Gambar 2, 3, dan 4 menunjukkan diagram loglog nilai densitas spektrum daya dari model pada persamaan (8) dan data radiosonde (profil dalam Gambar 1). Nilai N^2 yang dijadikan input untuk lapisan troposfer dan stratosfer adalah $2,5 \times 10^{-4} (rad/s)^2$ dan $5 \times 10^{-4} (rad/s)^2$ berdasarkan nilai reratanya di kedua lapisan tersebut (Grise dkk., 2010; Ern dkk., 2014). Karena resolusi data adalah 0,1 km dan rentang ketinggian sampel data 10

km, maka hasil FFT memberikan panjang gelombang vertikal (λ_z) minimum 0,2 km dan maksimum 5 km. Dengan kata lain bilangan gelombang vertikal ($m = 1/\lambda_z$) maksimum 5×10^{-3} cyc/m dan minimum 2×10^{-4} cyc/m. Akan tetapi, titik awal densitas spektrum ($m = 2 \times 10^{-4}$ cyc/m) daya dari hasil observasi terkontaminasi oleh fungsi Hanning window, sehingga tidak dapat dijadikan dasar untuk analisis (Tsuda dkk., 2011).

Spektrum $T'/T0$, u' , dan v' berimpit dengan model untuk semua interval m antara 3×10^{-4} sampai 5×10^{-3} cyc/m di lapisan troposfer. Hal ini menunjukkan amplitudo GW di troposfer tidak dapat berkembang dalam atmosfer dengan kestabilan yang rendah (N kecil). Kemungkinan faktor fisis yang menjadi penyebab limitasi amplitudo GW adalah turbulensi massa udara. Oleh karenanya, terjadi deposit energi yang dapat dihitung dari integrasi spektrum pada rentang m (Alexander dkk., 2002).

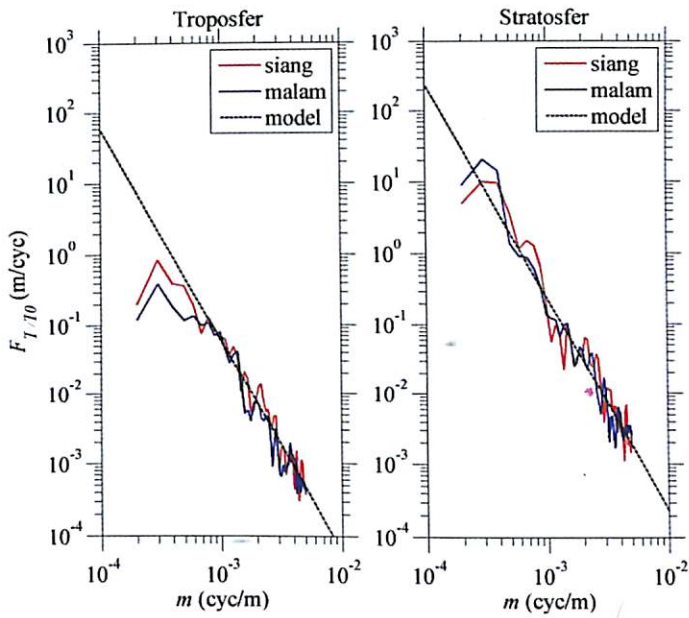
$$E = \frac{1}{2} \frac{g^2}{N^2} \int_{m_1}^{m_2} F(m) dm \quad (9)$$

E adalah energi potensial, $F(m)$ merupakan nilai spektrum hasil dari persamaan (8). Dengan memasukkan nilai-nilai yang telah disebutkan diatas, diperoleh E sebesar 2,25 J/kg. Deposit energi inilah yang kemudian dapat mengakibatkan pembalikan arah dominan angin horizontal.

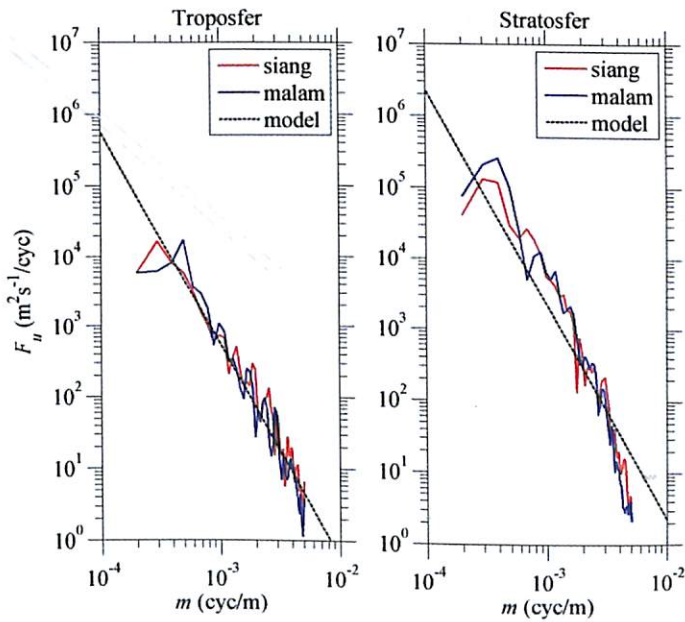
Spektrum $T'/T0$ pada interval $m > 10^{-3}$ cyc/m ($\lambda_z < 1$ km) tampak lebih tinggi dibanding spektrum u' dan v' di lapisan stratosfer (Gambar 2, 3, dan 4 panel kiri). Artinya, pada interval m besar atau λ_z skala kecil, amplitudo fluktuasi temperatur lebih besar dari fluktuasi angin horizontal. Oleh sebab itu, dapat dikatakan bahwa energi potensial yang merupakan fungsi dari T' dari gangguan skala kecil (Gubenko dkk., 2011), memiliki prosentase lebih besar dari energi kinetik yang merupakan fungsi u' dan v' .

Pola spektrum di stratosfer untuk semua parameter memperlihatkan nilai lebih besar dibanding model pada interval $m < 10^{-3}$ cyc/m ($\lambda_z > 1$ km). λ_z GW yang merambat di lapisan stratosfer hingga mesosfer dominan pada rentang 2-10 km (Sacha dkk., 2014; Tsuda (2014). Apabila terjadi saturasi GW di lapisan stratosfer, maka deposit energi gelombang akan terus dirambatkan ke lapisan lebih tinggi diatas 25 km oleh GW dengan λ_z yang lebih panjang. GW yang merambat sampai ke lapisan mesosfer akan berinteraksi dengan gelombang planeter skala global yang dapat memicu anomali sirkulasi global (Sato dkk., 2017).

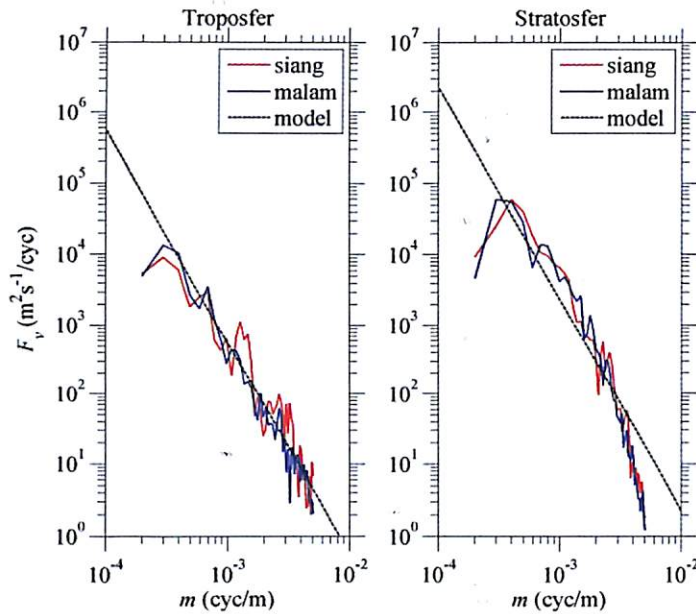
Spektrum data pengamatan di siang hari dan malam hari memperlihatkan kemiringan kurva yang sama baik di troposfer ataupun stratosfer. Kesesuaian kemiringan kurva antara model dan observasi menunjukkan perambatan GW di wilayah Bandung mengalami saturasi.



Gambar 2. Diagram loglog-plot model spektrum dan FFT normalisasi T' hasil pengamatan radiosonde.



Gambar 3. Sama dengan Gambar 2 untuk variabel u' .



Gambar 4. Sama dengan Gambar 2 untuk variabel v' .

4. KESIMPULAN

Perambatan GW di lapisan troposfer dan stratosfer dapat diselidiki berdasarkan model spektrum gelombang monokromatik dalam domain vertikal dan analisis FFT fluktuasi profil T , u , dan v dari pengamatan radiosonde di ketinggian 0-30 km. Model spektrum GW menggambarkan bahwa perturbasi temperatur dan komponen angin horizontal direpresentasikan oleh N dan bilangan gelombang vertikal (m). Artinya, nilai N mempengaruhi amplitudo spektrum m di lapisan troposfer dan stratosfer. Analisis spektrum hasil pengamatan radiosonde di troposfer menunjukkan bahwa kemiringan kurva spektrum berimpit dengan model untuk semua interval m (2×10^{-4} cyc/m dan 5×10^{-3} cyc/m). Hasil tersebut menunjukkan GW di troposfer mencapai keadaan saturasi terutama untuk $m \geq 3 \times 10^{-4}$ cyc/m dan terjadi deposit energi sebesar 2,25 J/kg. Spektrum T/T_0 , u' , dan v' di lapisan stratosfer untuk $m < 10^{-3}$ cyc/m ($\lambda_z > 1$ km) memperlihatkan pola yang sama. Energi GW dari troposfer dan stratosfer dapat terus dirambatkan ke lapisan yang lebih tinggi oleh GW dengan λ_z lebih panjang. Secara umum, hasil analisis membuktikan tidak ada perbedaan karakteristik spektrum bilangan gelombang dalam domain vertikal dari pengamatan di siang dan malam hari.

Penelitian ini membuka peluang untuk penyelidikan lanjutan mengenai perambatan GW dari troposfer sampai ke mesosfer berdasarkan profil angin tiga dimensi dari hasil pengamatan menggunakan wind profiler radar. LAPAN memiliki instrumen observasi profil angin seperti *Medium Frequency* (MF) radar yang ada di stasiun Garut Selatan, *Equatorial Atmosphere Radar* (EAR) yang ada di stasiun Agam, dan *Meteor Wind Radar* yang terpasang di Agam dan Biak.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis menyampaikan terima kasih kepada Ir. Timbul Manik, M. Eng. dan tim yang telah melakukan peluncuran balon radiosonde di kantor LAPAN Bandung.

DAFTAR RUJUKAN

- Alexander, M.J., T. Tsuda, and R.A. Vincent (2002). Latitudinal Variations observed in Gravity Waves short λ s, *J. Atmos. Sci.*, 59, 1394-1404.
- Alexander, M. J., M. Geller, C. McLandress, S. Polavarapu, P. Preusse, F. Sassi, K. Sato, S. Eckermann, M. Ern, A. Hertzog, Y. Kawatani, M. Pulido, T.A. Shaw, M. Sigmond, R. Vincent, S. Watanabe (2010). Recent Developments in Gravity-Wave Effects in Climate Models and the Global Distribution of Gravity-Wave Momentum Flux From Observations and Models, *Q. J. R. Meteorolog. Soc.*, 136, 1103–1124, doi:10.1002/qj.637.
- Alexander, S.P., T. Tsuda, dan Y. Kawatani (2008). COSMIC GPSRO Observations of Northern Hemisphere Winter Stratospheric Gravity Waves and Comparisons with an Atmospheric General Circulation Model. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L10808, doi:10.1029/2008GL033174.
- Alexander, S.P., A.R. Klekociuk, dan T. Tsuda (2009). Gravity Wave and Orographic Wave Activity Observed Around the Antarctic and Arctic Stratospheric Vortices by the COSMIC GPS-RO Satellite Constellation. *J. Geophys. Res.* 114, doi:10.1029/2009JD011851.
- Andrews, D. G., J. R. Holton, dan C. B. Leovy, (1987). *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, 489 pp.
- Ern, M., F. Ploeger, P. Preusse, J. C. Gille, L. J. Gray, S. Kalisch, M. G. Mlynarczyk, J. M. Russell III, dan M. Riese (2014). Interaction of Gravity Waves with The QBO). a Satellite Perspective, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 2329–2355, doi:10.1002/2013JD020731.
- Fritts, D. C., dan M.J. Alexander (2003). Gravity Wave Dynamics and Effects in the Middle Atmosphere, *Rev. Geophys.*, 41, 1003, doi:10.1029/2001RG000106.
- Fukao, S. (2009). What we have learnt from CPEA (Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere). A review. *Climate and Weather of the Sun-Earth System (CAWSES)*. Terrapub, Tokyo, Japan. pp 295-336.
- Gottelman, A., P. Hoor, L. Pan, W. J. Randel, M. I. Hegglin, dan T. Birner (2011). The Extratropical Upper Troposphere and Lower Stratosphere, *Rev. Geophys.*, 49, RG3003, doi:10.1029/2011RG000355.
- Griise, K. M., D. W. J. Thompson, dan T. Birner (2010). A Global Survey of Static Stability in the Stratosphere and Upper Troposphere, *J. Clim.*, 23, 2275–2292.
- Gubenko, V. N., A. G. Pavelyev, R. R. Salimzyanov, dan A. A. Pavelyev (2011). Reconstruction of Internal Gravity Wave Parameters from Radio Occultation Retrievals of Vertical Temperature Profiles in the Earth's Atmosphere. *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 2153–2162, doi:10.5194/amt-4-2153-2011.
- Hei, H., T. Tsuda, dan T. Hirooka (2008). Characteristics of Atmospheric Gravity Wave Activity in the Polar Regions Revealed by GPS Radio Occultation Data with CHAMP, *J. Geophys. Res.*, 113, D04107, doi:10.1029/2007JD008938.
- Holton, J.R. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, 519 pp.
- Kawatani, Y., M. Takahashi, K. Sato, S.P. Alexander, and T. Tsuda (2009). Global distribution of atmospheric waves in the equatorial upper troposphere and lower stratosphere). AGCM simulation of sources and propagation, *J. Geophys. Res.*, 114, 1-23, doi: 10.1029/2008JD010374.
- Ryu, J. H., and S. Lee, S. (2010). Effect of Tropical Waves on the Tropical Tropopause Transition

- Layer Upwelling, *J. Atmos. Sci.*, 67, 3130-3148.
- Sacha, P., U. Foelsche, P. Pisoft (2014). Analysis of internal gravity waves with GPS RO density profiles, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 4123-4132.
- Sato, K., M. Kohma, M. Tsutsumi, and T. Sato (2017). Frequency spectra and vertical profiles of wind fluctuations in the summer Antarctic mesosphere revealed by MST radar observations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122, 3-19, doi:10.1002/2016JD025834.
- Tsuda, T., T.E. VanZandt, M. Mizumoto, S. Kato, and S. Fukao (1991). Spectral Analysis of Temperature and Brunt-Vaissala Frequency Fluctuations Observed by Radiosonde, *J. Geophys. Res.*, 96, 17265-17278, doi:10/1029.91JD01944.
- Tsuda, T., and K. Hocke (2002). Vertical Wave Number Spectrum of Temperature Fluctuations in the Stratosphere using GPS Occultation Data, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 80, 925-938.
- Tsuda, T., X. Lin, H. Hayashi, and Noersomadi (2011). Analysis of vertical wave number spectrum of atmospheric gravity waves in the stratosphere using COSMIC GPS radio occultation data, *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 1627-1636, doi: 10.5194/amt-4-1627-2011.
- Tsuda, T., (2014). Characteristics of Atmospheric Gravity Waves Observed using The MU (Middle and Upper Atmosphere) Radar and GPS (Global Positioning System) Radio Occultation. *Review. Proc. Jpn. Acad., Ser. B* 90, 12-27.
- VanZandt, T. E., (1982). A Universal Spectrum of Buoyancy Waves in the Atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 9, 575-578.