

ESTIMASI SUMBER PANAS BERBASIS REANALISIS MERRA DI INDONESIA

Sinta Berllana Sipayung dan Indah Susanti
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer - LAPAN
Jln. Dr. Djunjunan 133 Bandung 40173
e-mail: s_berlianasipayung@yahoo.com

ABSTRAK

Pemanasan atmosfer yang beragam menurut ruang dan waktu diduga memiliki peran yang cukup signifikan terhadap sirkulasi atmosfer, khususnya yang terjadi di kawasan ekuator Indonesia. Atas dasar itulah, maka penelitian ini dilakukan dengan tujuan mengetahui hujan konvektif berdasarkan distribusi profil sumber panas yang ada di Benua Maritim Indonesia (BMI) dan sekitarnya berbasis hasil analisis data satelit dari reanalisis MERRA (*Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications*) selama 10 tahun pengamatan (2003-2012) untuk 11 level ketinggian. Dengan menggunakan *reverse method* dari parameter suhu dan angin dalam 3 dimensi, masing-masing zonal (Barat-Timur), meridional (Utara-Selatan) dan vertikal (Atas-Bawah), maka diperoleh sumber panas di BMI relatif kuat di permukaan dan merambat naik secara perlahan hingga lapisan 850 mb (sekitar 1,45 km di atas permukaan laut, dpl), khususnya untuk kawasan yang letaknya di atas Belahan Bumi Selatan (BBS) yang didominasi hujan kuat selama bulan basah (DJF). Pada waktu yang sama, terjadi pula sumber panas minimum, tetapi di Belahan Bumi Utara (BBU). Hasil analisis secara vertikal di atas kota Pontianak menunjukkan bahwa pada saat terjadinya La-Nina 2010, Pontianak umumnya didominasi oleh kumpulan awan-awan konvektif. Hal ini dibuktikan dengan diperolehnya dua puncak sebaran panas, masing-masing di lapisan 850 dan 600 mb atau setara dengan ketinggian sekitar 1,45 dan 5 km dpl. Kumpulan awan-awan konvektif ini justru sudah terbentuk di lapisan bawah (sekitar 1,45 km dpl). Jika hanya pada satu lapis atmosfer, mungkin curah hujan yang dihasilkan tidak seberapa. Namun, terdapat dua lapisan utama yang dicapai awan-awan konvektif sebagaimana dijelaskan di atas. Ini mengindikasikan bahwa peranan awan-awan konvektif cukup besar dalam memberi sumbangsih terjadinya hujan di Pontianak. Jika Pontianak dapat dianggap mewakili BMI, maka pada saat La-Nina 2010, BMI didominasi oleh kumpulan awan-awan konvektif, walaupun ada juga kumpulan awan stratiform, tetapi relatif kecil.

Kata-kata kunci: estimasi panas, presipitasi dan MERRA

ABSTRACT

Warming of the atmosphere that varies according to time and space is suspected to have a significant role to the atmospheric circulation, particularly in the equatorial region of Indonesia. On this basis, the research was conducted with the aim of knowing the convective rain based on the profile distribution of heat sources in the Indonesian Maritime Continent (IMC) and the surrounding satellite-based data analysis results of the reanalysis MERRA (*Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications*) for 10 years of observation (2003-2012) to 11 altitude levels. By using a reverse method of the parameters of temperature and wind in 3 dimensions each zonal (West-East), meridional (North-South) and vertical (Up-Down), the obtained heat source in IMC are relatively strong in the surface and rises slowly going up to 850 mb layer (approximately 1.45 km above mean sea level, msl), particularly for the region that is located on top of the Southern Hemisphere (SH) which is dominated by strong rains during the wet season (DJF). At the same time, there is also a minimum heat source, but in the Northern Hemisphere (NH). The results of the analysis vertically above the city of Pontianak shows that at the time of the La-Nina 2010, Pontianak generally dominated by a collection of convective clouds. This is proved by obtaining two peaks of heat distribution, one each in layers 850 and 600 mb, equivalent to an altitude of about 1.45 and 5 km above sea level. Set of convective clouds is actually already formed in the lower layer (about 1.45 km msl). If only one layer of the atmosphere would, perhaps resulting precipitation meager. However, there are two main layers of the convective clouds reached as described above. This indicates that the role of the convective clouds big enough to contribute in the rain in Pontianak. If Pontianak can be considered representative of BMI, then during La-Nina 2010, BMI collection is dominated by convective clouds, although there is also a collection of stratiform clouds, but relatively small.

Key words: estimation of heat, precipitation, and MERRA

1 PENDAHULUAN

Distribusi vertikal pemanasan atmosfer mempunyai peranan sangat penting dalam menentukan sirkulasi atmosfer (Hartmann dkk. 1984). Banyak studi telah menerapkan persamaan dinamis untuk mengestimasi sumber panas di atmosfer dengan membandingkan antara data pengukuran anomali profil panas

dengan beberapa model. Walaupun tidak terkait secara langsung dengan topik di atas, diduga ada keterkaitan erat antara hujan konvektif terhadap profil vertikal panas pada fase basah, yakni fase musim hujan. Perilaku MJO (*Madden-Julian Oscillation*) di sepanjang Samudra Hindia diduga terkait erat dengan aktivitas panas. Ini merupakan penyebaran pemanasan skala besar dengan anomali sirkulasi atmosfer (Murakami and Nakazawa 1985; Hagos dkk. 2010; Lin and Johnson 1996 dan Yanai dkk. 1973, 2000).

Pemanasan laten merupakan komponen kunci dalam sumber panas selama berlangsungnya presipitasi yang merupakan hasil dari transisi fase air di atmosfer. Untuk memperoleh gambaran yang lengkap mengenai proses pemanasan atmosfer, maka diperlukan adanya satu pemahaman yang mendalam tentang neraca uap air yang ada di atmosfer. Banyak usaha telah dilakukan untuk menentukan distribusi spasial dan temporal sumber panas atmosfer diantaranya menggunakan metode langsung (*direct method*), yakni dengan cara mengestimasi radiasi, kondensasi, dan komponen pemanasan sensibel secara bebas. Sementara, metode pembalikan (*reverse method*) adalah memperoleh pemanasan *netto* dari sisi persamaan termodinamika dengan menggunakan data rutin meteorologi seperti komponen angin zonal dan meridional serta suhu.

Dalam *direct method*, Chen (1982) dan Johnson dkk (1987), telah menghitung distribusi sumber panas di atas Dataran Tibet berdasarkan keseimbangan radiasi atmosfer dengan menggunakan data dari *Earth Radiation Budget Experiment* (ERBE). Hasilnya menunjukkan keseimbangan panas permukaan dengan *fitting formula* yang berasal dari radiasi permukaan panas sensibel dan fluks panas di Asia adalah sama.

Berbeda dengan *reverse method* digunakan dalam distribusi pemanasan vertikal, yaitu untuk menganalisis distribusi sumber panas di wilayah Monsun Asia seperti mengestimasi distribusi panas global berdasarkan data asimilasi global empat dimensi selama *Global Weather Experiment* (Wei dkk, 1983), Nitta (1983) telah menganalisis keseimbangan panas dan kelembaban dengan menggunakan set data observasi udara atas FGGE II-b selama musim panas tahun 1979, bahwa tingkat pemanasan nyata dalam skala besar telah mengalami penurunan dari fase *pre-onset Monsun* sampai *post-onset Monsun* pada periode 1978-1979 di Belahan

Bumi Selatan (Mukarami dkk, 1984). Hoskins dkk. (1989) telah mengestimasi sumber panas atmosfer skala global untuk periode 1979-1989 dan menunjukkan adanya variabilitas *interannual* dan musiman dari pemanasan atmosfer. Hal ini konsisten dengan mekanisme sistem monsun India yang dinyatakan oleh Krishnamurti dan Bhalme (1976).

Bo (2006) menyatakan bahwa diketahui terdapat distribusi pemanasan berupa tiga mesin panas di wilayah Monsun Asia, yaitu pemanasan di Semenanjung India bagian barat dan Laut Arabia Timur, serta pendinginan dari lautan Hindia Barat, begitu pula pemanasan di atas Teluk Benggala dan pendinginan di atas Lautan Hindia Tengah dan pemanasan di atas Laut Cina Selatan/Pasifik Barat dan pendinginan di atas Australia.

2 DATA DAN METODOLOGI

2.1 Data

Data yang digunakan adalah set data reanalisis MERRA (*Modern Era-Restrospective Analysis for Research and Application*) bulanan dengan dimensi grid 288 bujur x 144 lintang ($1,25^{\circ} \times 1,25^{\circ}$), untuk 42 level ketinggian mulai 1000 – 1 mb, dengan cakupan wilayah bujur $80-150^{\circ}$ dan lintang $-20^{\circ} - 20^{\circ}$ dari tahun 2003 hingga 2012. Data tersebut dihitung dengan menggunakan *reverse method* dari parameter suhu, komponen arah dan kecepatan angin dalam tiga dimensi (angin zonal, meridional, dan vertikal). Parameter yang digunakan ini, diambil dari data MERRA yang merupakan data reanalisis atmosfer yang dikelola NASA untuk era satelit dengan menggunakan versi baru dari *the Goddard Earth Observing System Data Assimilation System Version 5* (GEOS-5). Data MERRA fokus pada analisis historis terhadap siklus hidrologis dalam skala waktu iklim dan cuaca. Terdapat banyak sumber data yang merupakan input bagi asimilasi data MERRA, diantaranya adalah MODIS Winds, AIRS, TOVS, QuikScat, GEOS Sounder, TRMM rain rate, SSM/I, Wind Profiler, radiosonde, dropsonde, dan sebagainya. Versi data MERRA yang digunakan adalah *inst_3d_asm_Cp* (MAI3CPASM atau MERRA IAU 3d *assimilated state on pressure*).

2.2 Metodologi

Metode yang digunakan adalah berdasarkan distribusi pemanasan *reverse method*, yaitu pemanasan wilayah Monsun Asia di Semenanjung India bagian barat dan Laut Arabia timur, serta pendinginan dari lautan Hindia barat, pemanasan di atas Teluk Benggala dan pendinginan di atas Lautan Hindia Tengah dan pemanasan di atas Laut Cina Selatan/ Pasifik Barat dan pendinginan di atas Australia. Sumber panas dapat ditentukan dengan menggunakan formula:

$$Q_1 = \left(\frac{p}{p_0}\right)^k \left(\frac{\partial\theta}{\partial t} + V \cdot \nabla\theta + \omega \frac{\partial\theta}{\partial p}\right) \dots\dots\dots (1)$$

dimana: T = suhu, θ = suhu potensial, ω = kecepatan vertikal dan V = kecepatan zonal. Persamaan 1 banyak dirujuk oleh peneliti lainnya. Salah satunya adalah Johnson dkk (2009) untuk mengestimasi tingkat pemanasan radiatif terhadap aspek termodinamika dan kinematika aliran dan distribusi panas serta kelembaban di daerah Amerika Utara. Begitu juga Wong (2011) memperkenalkan formula baru dalam mengestimasi sumber panas di atmosfer yang diturunkan berdasarkan persamaan yang diungkapkan oleh Bo (2011) dan Yanai (1973), bahwa estimasi sumber panas (Q) adalah:

$$Q(x, y, p, t) = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \frac{\partial T}{\partial p} - \frac{k\omega T}{p} \dots\dots\dots (2)$$

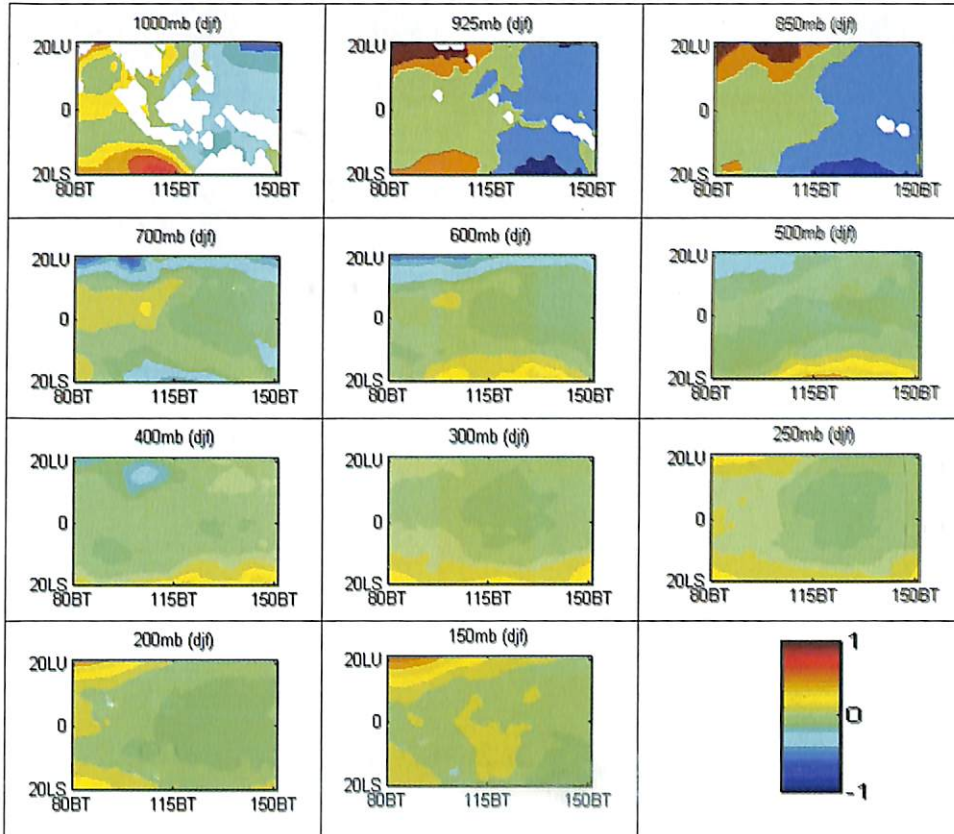
dimana: u = angin zonal dan k = rasio udara kemarau.

Persamaan 2 di atas diterapkan untuk mengetahui estimasi sumber panas (Q) dan dibandingkan dengan pembentukan awan-awan aktif yaitu pada saat MJO aktif atau lemah pada 11 level ketinggian untuk wilayah Indonesia yang akan dibahas pada makalah ini. Hujan konvektif berdasarkan distribusi profil sumber panas yang ada di Benua Maritim Indonesia (BMI) akan dijelaskan pada 11 level ketinggian dengan menggunakan metode *reverse (reverse method)*.

3 HASIL DAN PEMBAHASAN

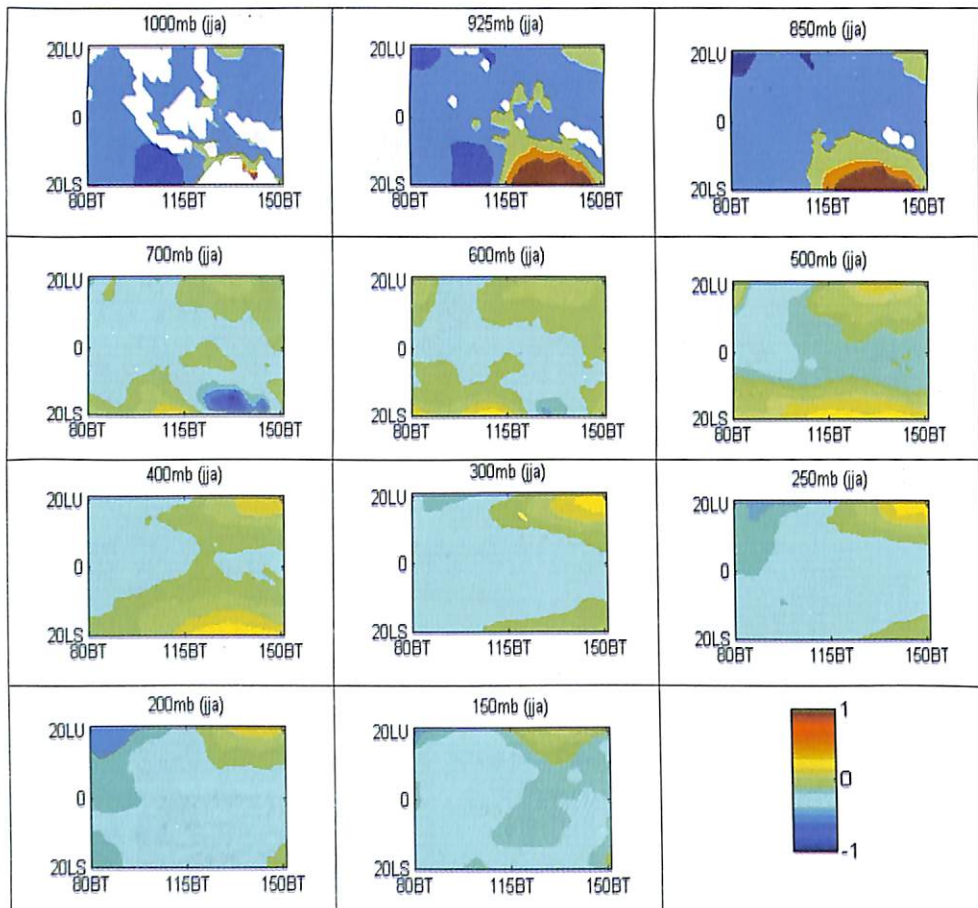
Gambar 1 merupakan distribusi spasial estimasi sumber panas selama periode DJF (Desember-Januari-Februari) pada wilayah 20°LU-20°LS dan 80°BT-150°BT dimulai dari lapisan permukaan (1000 mb), diikuti dengan lapisan di atasnya, masing-

masing 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, dan 150 mb.



Gambar 1. Sumber panas (Q) rata-rata untuk periode DJF pada 11 level ketinggian.

Estimasi sumber panas Benua Maritim Indonesia (BMI) relatif kuat di permukaan dan merambat naik secara perlahan hingga lapisan 850 mb (sekitar 1,45 km di atas permukaan laut, dpl), khususnya untuk kawasan yang letaknya di atas Belahan Bumi Utara (BBU) yang didominasi hujan kuat selama bulan basah (DJF). Sementara, di Belahan Bumi Selatan (BBS) Indonesia, terdapat pula sumber panas dengan intensitas yang relatif lebih rendah, terutama di lapisan 925 mb selama musim DJF yang didominasi hujan konvektif.

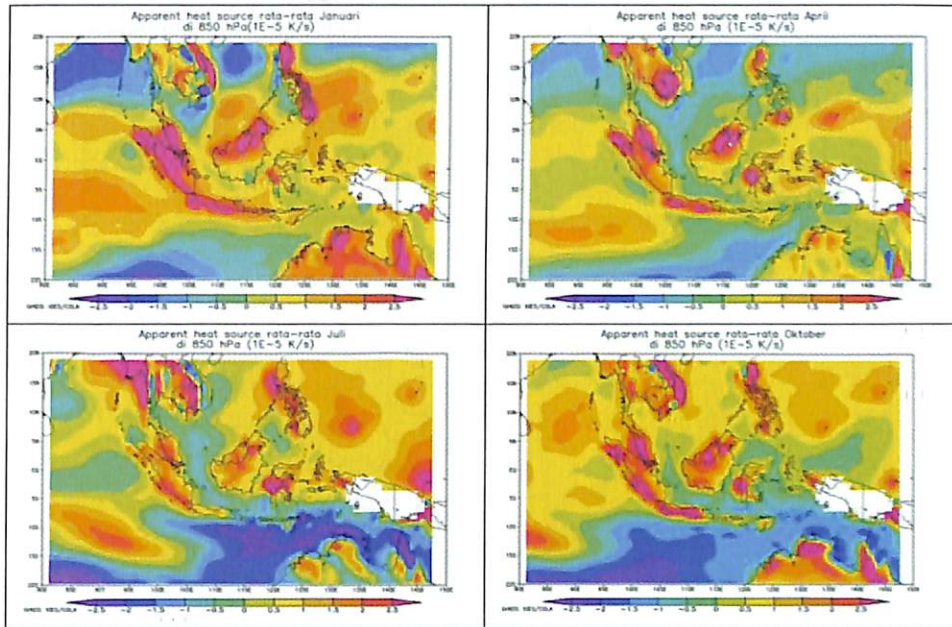


Gambar 2. Sumber panas (Q) rata-rata bulanan pada periode JJA pada level 11 ketinggian.

Pada Gambar 2, terdapat sumber panas dengan intensitas yang relatif lebih tinggi, terutama di lapisan 925 mb selama periode JJA (Juni-Juli-Agustus). Wong (2011) juga mengungkapkan bahwa di wilayah Teluk Benggala terjadi anomali yang menurun, yang mengindikasikan adanya modifikasi dari sirkulasi Hadley regional.

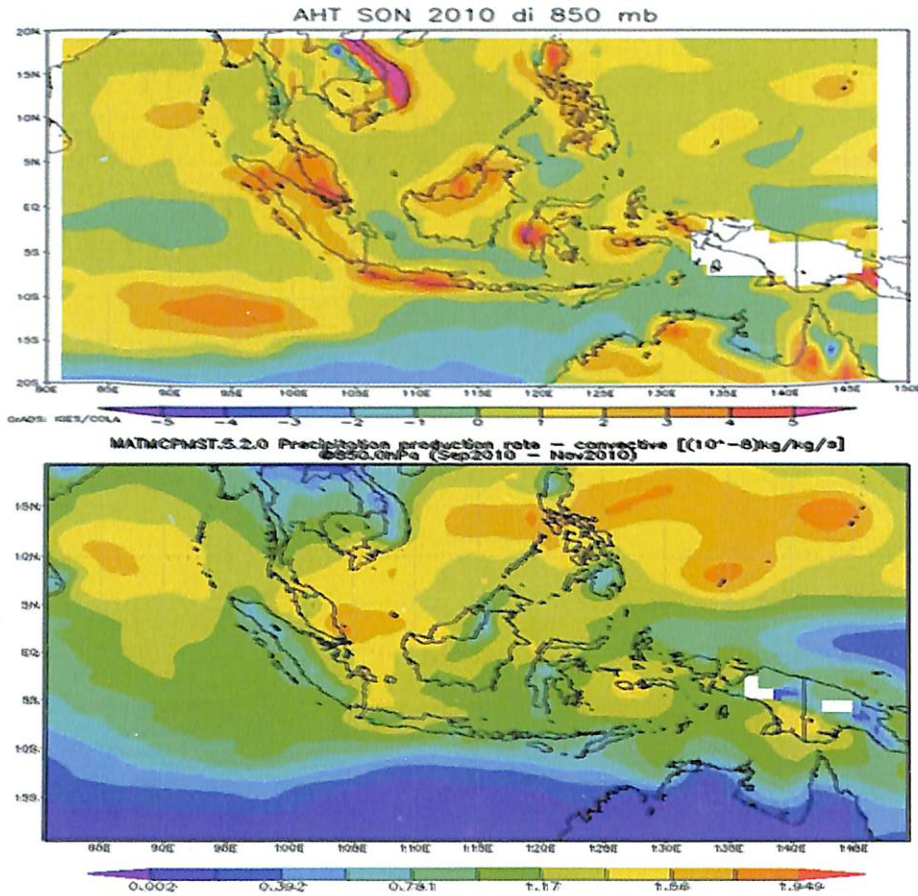
Gambar 3 adalah distribusi spasial sumber panas rata-rata bulanan selama 10 tahun (2003-2012) pada ketinggian 850mb. Ketinggian ini pada dasarnya dapat mewakili 11 level karena dianalisis paling jelas menunjukkan sumber panas di wilayah Indonesia. Selain itu, level 850mb merupakan level dimana terjadi peningkatan sumber panas yang paling besar. Gambar tersebut dapat menjelaskan distribusi sumber panas di benua maritim Indonesia selama 10 tahun pengamatan sejak 2003 hingga 2012. Walaupun agak rumit untuk dijelaskan satu per satu, tetapi ada

satu hal menarik untuk dianalisis, yakni distribusi sebaran panas yang terjadi berdasarkan perubahan warna. Jika warna merah mengindikasikan adanya kumpulan sumber panas, sebaliknya, warna biru menunjukkan sumber dingin.



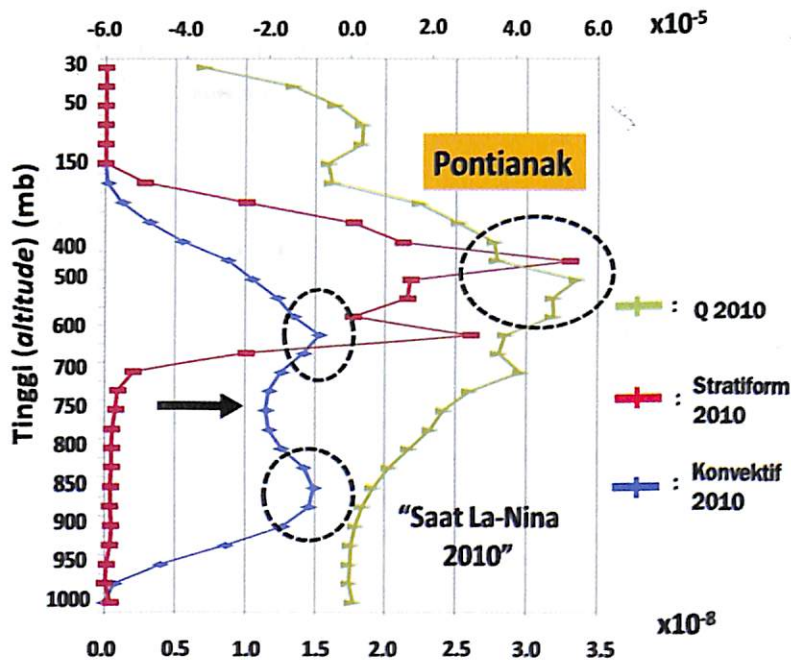
Gambar 3. Profil sumber panas (Q) rata-rata bulanan selama 10 tahun (2003-2012) pada bulan Januari, April, Juli, dan Oktober pada ketinggian 850 mb.

Untuk mengetahui lebih jauh hasil analisis di atas (Gambar 3), dilakukanlah analisis sumber panas yang terjadi selama musim transisi dari musim kemarau ke musim penghujan, yakni selama periode SON (September-Oktober-November) tahun 2010 seperti nampak pada Gambar 4. Gambar ini menunjukkan sebaran panas pada periode yang sama, tetapi hanya tahun 2010. Ini terkait dengan adanya indikasi bahwa pada periode tersebut (SON 2010), hampir seluruh kawasan Indonesia mengalami musim basah yang relatif panjang, yakni saat terjadinya La-Nina. Hal ini terlihat jelas adanya perbedaan yang signifikan antara distribusi pada SON tahun 2010 pada ketinggian 850mb dengan kondisi pada saat terjadinya La-Nina dengan tahun yang sama. Terlihat jelas adanya perbedaan nilai intensitas pemanasan yang ditandai dengan perubahan warna yang tadinya didominasi warna merah (konvektif aktif) dan warna biru (konvektif lemah).



Gambar 4. Distribusi sebaran panas di atas wilayah Indonesia (panel atas), dan distribusi curah hujan konvektif pada periode yang sama, tetapi pada tahun 2010 saat terjadinya La-Nina (panel bawah).

Sebagaimana diketahui, pada tahun 2010 BMI dilanda La-Nina. Namun, satu hal yang harus dipahami bahwa tidak semua kawasan di BMI sensitif terhadap dampak La-Nina. Oleh karena itu, dipandang perlu untuk dilakukan analisis profil vertikal sumber panas saat terjadinya La-Nina. Kota yang dipilih adalah Pontianak yang terletak di garis ekuator. Dipilihnya kota ini selain memiliki data pengamatan yang relatif lengkap, kota ini juga memiliki dua kali puncak curah hujan (dikenal dengan istilah SAO, *Semi Annual Oscillation*). Analisis ini lebih menarik manakala dilakukan di saat La-Nina diduga melanda Pontianak dan kawasan sekitarnya. Analisis di atas dapat dilihat di Gambar 5.



Gambar 5. Profil vertikal sumber panas, hujan konvektif dan hujan stratiform pada periode yang sama, tahun 2010 saat terjadinya La-Nina di Pontianak.

Walaupun agak rumit didiskusikan, tetapi dapat disampaikan berdasarkan Gambar 5 di atas, terlihat jelas bahwa profil vertikal panas (Q) mencapai maksimum di ketinggian sekitar 500 mb (setara dengan ketinggian sekitar 5,8 km di atas permukaan laut, dpl). Nilai ini ternyata tidak jauh berbeda dengan yang dicapai oleh tipe hujan stratiform pada ketinggian sekitar 400 mb (setara dengan 6,0 km dpl). Ini mengindikasikan bahwa pada saat terjadinya La-Nina 2010 di atas Pontianak banyak terbentuk kumpulan awan stratiform. Awan-awan ini memang diduga tidak menghasilkan hujan karena memang terbentuk bukan akibat adanya konveksi yang cukup kuat di Pontianak. Bisa saja, kumpulan awan ini berasal dari kawasan sekitar Pontianak yang memang bukan berasal dari lautan/samudera, sehingga diduga relatif sedikit dengan kumpulan uap air.

Namun demikian, berdasarkan Gambar 5 di atas pula, terdapat kumpulan awan lain, yakni konvektif yang justru mencapai puncaknya di dua lapisan, masing-masing 850 dan 600 mb atau setara dengan ketinggian sekitar 1,45 dan 5 km dpl.

Kumpulan awan konvektif ini justru sudah terbentuk di lapisan bawah (sekitar 1,45 km dpl). Jika hanya pada satu lapis atmosfer saja, mungkin curah hujan yang dihasilkan tidak seberapa. Namun, terdapat dua lapisan utama yang dicapai awan-awan konvektif sebagaimana dijelaskan di atas. Ini mengindikasikan bahwa peranan awan-awan konvektif cukup besar dalam memberi sumbangsih terjadinya hujan di Pontianak.

Dengan demikian dapat disimpulkan bahwa penyebab utama terjadinya peningkatan intensitas hujan tahun 2010 di Pontianak dan kawasan sekitarnya, secara dominan disebabkan oleh adanya kumpulan awan-awan konvektif yang mencapai puncaknya di dua lapisan utama, yakni sekitar 850 dan 600 mb yang berada relatif tepat di garis ekuator, diduga pada saat itu (tahun 2010) pengaruh La-Nina cukup dominan di atas Pontianak.

4 KESIMPULAN.

Dengan menggunakan *reverse method* dapat disimpulkan bahwa sumber panas di setiap level diketahui relatif kuat ada di permukaan hingga mencapai puncaknya di ketinggian 850 mb (sekitar 1,45 km di atas permukaan laut), terutama untuk Belahan Bumi Selatan (BBS), yakni saat periode musim basah (DJF). Sementara pada musim kemarau (JJA), sumber panas relatif kuat di Belahan Bumi Utara (BBU). Adanya perbedaan ini diduga erat terkait dengan adanya pergerakan semu matahari terhadap bumi, dimana pada saat matahari di BBU, pusat pemanasan berada di BBU, begitupun sebaliknya. Selain itu, diketahui adanya perbedaan signifikan sebaran panas pada periode yang sama. Dengan mengambil studi kasus tahun 2010 saat terjadinya La-Nina, diperoleh indikasi bahwa pada periode tersebut, September-Oktober-November (SON) 2010, hampir seluruh kawasan Indonesia mengalami musim basah, yakni saat terjadinya La-Nina. Hal ini dibuktikan dengan analisis profil vertikal sumber panas, hujan konvektif dan hujan stratiform pada periode yang sama yang terjadi di atas Pontianak. Hasilnya menunjukkan bahwa pada saat La-Nina tidak hanya kumpulan awan stratiform saja yang terbentuk, justru yang paling dominan adalah kumpulan awan-awan konvektif, tidak hanya dominan di lapisan bawah saja sekitar 850 mb (setara dengan 1,45 km dpl), tetapi juga di lapisan atasnya sekitar 600 mb (setara dengan 5 km dpl). Ini yang menyebabkan

efek (pengaruh) La-Nina begitu dirasakan di beberapa kawasan di Indonesia, khususnya kawasan yang letaknya relatif dekat dengan garis ekuator, seperti Pontianak.

DAFTAR RUJUKAN

- Bo Z., C. Longxun, X. Jianmin, H. Jinhai, Z. Congwen, and L. Wei, 2006: Atmospheric Heat Sources and Their Characteristics in Asia during Summer : Comparison of Results Calculated using Multiple Reanalysis Datasets. *J.Meteor. Res.*, 2009, **23** (5), 585-597
- Bo, Z., C. Longxun, X. Jianmin, H.. Jinhai, Z. Congwen, L. Wei., 2011: *Atmospheric Heat Source and Their Characteristics in Asia during Summer : Comparison of Result Calculated using Multiple Reanalysis Dataset*. ADVANCES IN ATMOSPHERIC SCIENCES, **28**, NO. 5, 1039-1048
- Chen, L. X., and Li, W. L. 1982: The structure of monthly atmosphere heat sources over the Asian Monsoon region. Proceedings of National Seminar on Tropical Summer Monsoon (II). pp. 246-255. Yunnan People's Publishing House, Kunming (in Chinese).
- Hagos, S., and Coauthors., 2010: Estimates of tropical diabatic heating profiles: Commonalities and uncertainties. *J. Climate*, **23**, 542-558
- Hoskins, B. J., H. H. Hsu, I. N. James, M. Masutani, P. D. Sardeshmukh, and G. H.White., 1989: Diagnostics of the global atmospheric circulation based on ECMWF analyses 1979-1989. World Climate Research Programme-27, WMO/TD-326, 217pp.
- Hartmann, D. L., H. H. Hendon, and R. A. Houze Jr., 1984: Some Implications of the Mesoscale Circulations in Cloud Clusters for Large-Scale Dynamics and Climate. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 113-121
- Johnson, D.R., M. Yanai and T.K. Schaack, 1987: Global and regional distributions of atmospheric heat sources and sinks during the GWE. Monsoon Meteorology, Edited by C.P. Chang and T.N. Krishnamarti, Oxford University Press, 271-297
- Johnson R. H., P. E. Ciesielski, T. S. L'ecuyer, and A. J. Newman., 2009: Diurnal Cycle of Convection during the 2004 North American Monsoon Experiment. *J. of Climate.*, **23**, 1060-1078
- Krishnamurti, T. N. and H. N. Bhalme, 1976: Oscillations of a Monsoon system. Part I: Observational aspects, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1937-1954

- Lin, X., and R. H. Johnson., 1996: Heating, moistening, and rainfall over the western Pacific warm pool during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3367–3383
- Murakami, T., T. Nakazawa, and J. He., 1984: On the 40-50 day oscillation during 1979 Northern Hemisphere summer. Part I: Phase propagation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 440–468
- Nitta, T., 1983: Observational study of heat sources over the eastern Tibetan Plateau during the summer Monsun. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 590–605
- Wei, M.-Y., D. R. Johnson, and R. D. Townsend, 1983: Seasonal distributions of diabatic heating during the First GARP Global Experiment, *Tellus*, **35A**, 241-255
- Yanai, M., S. Esbensen, and J.-H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611–627
- Yanai, M., B. Chen, and W.-W. Tung, 2000: The Madden–Julian oscillation observed during the TOGA COARE IOP: Global view. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2374–2396