

## VALIDITAS CURAH HUJAN TRMM RESOLUSI 3 JAM UNTUK BANDUNG DAN SEMARANG

Ina Juaeni

Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer

e-mail: inajuaeni@yahoo.com

### ABSTRACT

*Comparison between rainfall from TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) and observed rainfall indicated differences. The differences between the observed rainfall and TRMM rainfall, both in pattern and value were coming from different measurement techniques. Observation data were derived from direct measurements using rain gauge on the surface. While the TRMM precipitation comes from the data assimilation, or from combination of observed rainfall data, estimated rainfall from satellite parameters and simulated rainfall from models. Using two samples data (Bandung and Semarang), it can be concluded that the TRMM maximum rainfall data showed an hour delay compared to that of the observed data. Furthermore, TRMM rainfall values were higher 25% to 60% than the observed rainfall.*

**Key words: Rainfall, Validity, Observation**

### ABSTRAK

Perbandingan curah hujan dari TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) dengan curah hujan pengamatan menunjukkan adanya perbedaan. Perbedaan antara curah hujan insitu dan curah hujan TRMM, baik pola maupun nilai berasal dari perbedaan teknik pengukuran. Data observasi berasal dari hasil pengukuran langsung dengan *rain gauge* di permukaan. Sementara curah hujan TRMM seperti telah disinggung di atas berasal dari data asimilasi atau gabungan antara data curah hujan permukaan (dari *rain gauge*) dengan curah hujan estimasi dari parameter yang diukur satelit. Dari dua sampel lokasi penelitian (Bandung dan Semarang) dapat ditarik kesimpulan bahwa data TRMM memperlihatkan keterlambatan waktu terjadinya curah hujan maksimum kurang lebih 1 jam. Sedangkan jumlah curah hujan TRMM lebih tinggi 25% sampai

60% dari curah hujan observasi.

**Kata kunci: curah hujan, validitas, observasi**

## **1 PENDAHULUAN**

Penelitian dengan menggunakan data satelit diperlukan untuk memperkaya kajian dalam hal karakter parameter atmosfer dan proses yang menyertainya secara spasial. Terkait dengan penggunaan data satelit sebagai alat bantu penelitian atmosfer, sejak diluncurkan pada tahun 1998 data curah hujan dari satelit TRMM telah banyak digunakan. Data curah hujan dari TRMM memiliki empat keunggulan. Pertama, TRMM memberikan data hujan spasial dalam wilayah  $35^{\circ}\text{LU}$  sampai  $35^{\circ}\text{LS}$ , baik di atas daratan maupun di atas lautan. Kedua, TRMM mampu memetakan variasi spasial dan temporal yang besar, seperti dalam periode terjadinya osilasi Madden-Julian di lautan barat Pasifik dan ENSO di atas lautan luas Pasifik. Lebih jauh lagi, kemunculan monsun musim panas Asia, dapat dipelajari lebih detail. Ketiga, observasi satelit TRMM yang intensif dalam skala global akan membantu perkembangan perumusan skema cumulus dalam model-model awan global. Pemanasan akibat Cumulus merupakan kemudi dasar terjadinya sirkulasi regional dan global. Keempat, model-model atmosfer meningkat kemampuan prediksi curah hujannya sebanyak 30% ketika kondisi awal panas laten dari TRMM.

Keunggulan data curah hujan seperti disinggung di atas telah dibuktikan untuk data-data dalam skala bulanan. Pembuktian dilakukan dengan membandingkan pola dan menghitung koefisien korelasinya. Dalam Ina Juaeni *et al.* (2010) ditunjukkan bahwa koefisien korelasi untuk curah hujan TRMM dengan curah hujan observasi di Kalimantan Barat bernilai lebih dari 0,7 dan untuk lokasi lain dengan korelasi 0,8. Karena penggunaan data curah hujan TRMM berkembang ke arah data dengan resolusi tinggi, seperti curah hujan setiap 3 jam, maka perlu dilakukan uji validasi untuk jenis data tersebut. Sebagai bagian dari rangkaian studi validitas data satelit, makalah ini menguraikan hasil penelitian tentang uji validitas data curah hujan TRMM skala waktu 3 jam terhadap curah hujan observasi di Bandung dan Semarang, sebagai lokasi sampel. Yang

ditekankan dalam uraian ini adalah tingkat validitas data curah hujan satelit TRMM, koreksi terhadap data TRMM tidak disinggung disini.

## 2 TINJAUAN PUSTAKA

Telah disinggung di atas bahwa uji validitas untuk curah hujan TRMM bulanan menunjukkan nilai korelasi yang cukup baik. Untuk kota-kota di Kalimantan nilai korelasi berkisar 0,73 sampai 0,90 (**Tabel 2.1**), dan untuk kota-kota lain seperti Sicincin (Sumatera barat), Supadio (Kalimantan barat), Kayuwatu (Sulawesi utara) dan Jakarta nilai korelasinya 0,8 (**Tabel 2.2**).

**Tabel 2.1 Koefisien korelasi antara curah hujan rata-rata TRMM dengan curah hujan rata-rata observasi untuk kota-kota di Kalimantan Barat (Juaeni et al., 2010)**

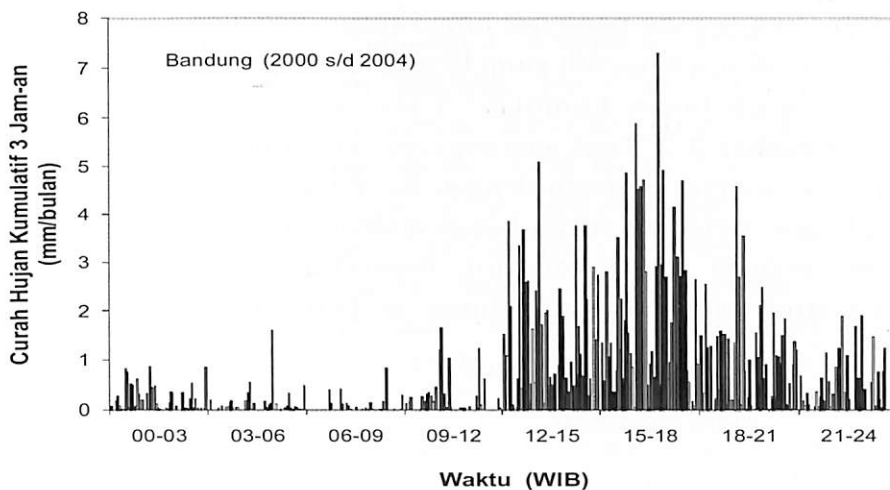
Lokasi	Koefisien korelasi antara curah hujan TRMM dengan curah hujan observasi
Ketapang	0,90
Sambas	0,77
Sintang	0,86
Pangsuma (Kapuas Hulu)	0,73

**Tabel 2.2 Koefisien korelasi (r) antara curah hujan rata-rata TRMM dengan curah hujan rata-rata observasi untuk kota lain (Arief et al., 2008)**

Lokasi	Koefisien korelasi antara curah hujan TRMM dengan curah hujan observasi
Sicincin, Padang-Sumatera Barat (0,54°LS; 100,30°BT)	0,8
Supadio, Pontianak-Kalimantan Barat (0,15°LS; 109,40°BT)	0,8
Kayuwatu, Manado-Sulawesi Utara (1,55°LU; 124,92°BT)	0,8
Kemayoran, Jakarta Pusat (6,15°LS; 106,85°BT)	0,8''

Uji validitas curah hujan satelit pada makalah ini bertujuan mengungkap tingkat kepercayaan terhadap data curah

hujan TRMM setiap 3 jam yang dirilis oleh [http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/TRMM\\_V6.3B42.2.shtml](http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/TRMM_V6.3B42.2.shtml). Curah hujan 3 jam diperlukan untuk mempelajari proses yang berlangsung dalam skala waktu yang bersesuaian dan biasanya bersifat lokal. Curah hujan 3 jam dapat digunakan untuk mengidentifikasi proses pembentukan awan dan hujan, seperti dilakukan dalam Ina Juaeni dan Bayong (2005). Pada penelitian tersebut digunakan data curah hujan setiap 3 jam di Bandung, Bogor dan Jakarta yang diukur dengan pluviograph. Data curah hujan Bandung menunjukkan bahwa pada umumnya hujan terjadi pada pukul 15.00 sampai 18.00 WIB dengan intensitas yang lebih tinggi dibanding periode 3 jam-an yang lain. Hujan sering muncul juga dimalam hari (pukul 18.00 - 21.00 WIB), bahkan pukul 21.00 - 24.00 namun dengan intensitas yang kecil. Pada pagi hari ada kejadian hujan namun frekuensi dan intensitasnya rendah. Karakter hujan yang mencapai maksimum pada siang - sore hari dapat dijelaskan sebagai hasil dari proses konveksi akibat pemanasan permukaan dengan energi pembangkit utamanya berasal dari energi matahari yang sampai ke permukaan bumi. Hal ini di validasi dengan kejadian hujan yang terjadi setelah titik kulminasi atas (setelah pukul 12.00). Adanya puncak kedua pada malam hari menunjukkan indikasi adanya aktivitas konveksi malam hari akibat terjadi pendinginan atmosfer yang terjadi pada atmosfer cerah. Sehingga terjadi subsidensi massa udara sekitarnya dan konvergensi kelembaban dari lapisan bawah ke dalam massa awan. Konveksi dengan pembangkit utama perbedaan panas akibat radiasi pada siang s/d sore hari lebih kuat dibanding konveksi akibat pendinginan malam hari.



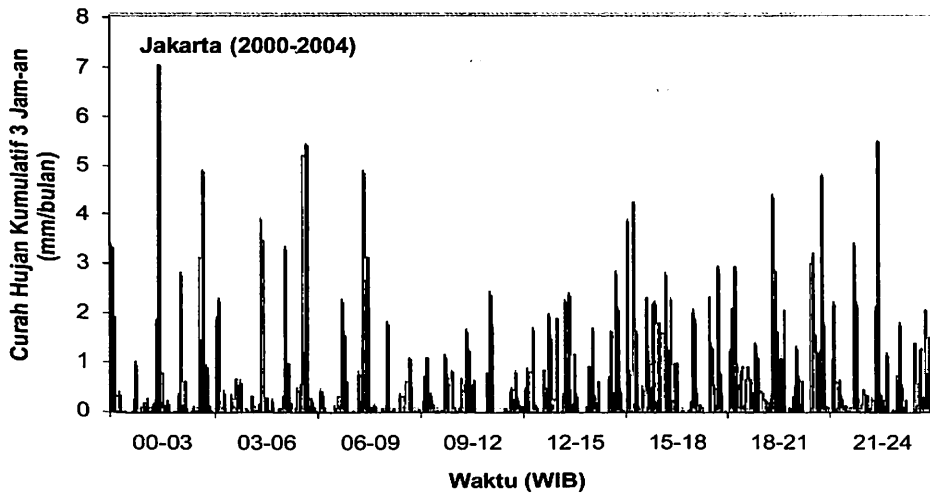
**Gambar 2.1 Curah hujan rata-rata 3 jam-an di Bandung (Tahun 2000 s/d 2004)**

Curah hujan harian 3 jam-an di Bogor menunjukkan karakter yang hampir sama dengan Bandung yaitu hujan maksimum terjadi antara pukul 15.00-18.00 WIB, namun intensitas curah hujan di Bogor lebih tinggi di banding intensitas curah hujan di Bandung. Curah hujan maksimum ( $> 10$  mm / 3jam) juga terjadi pada perioda 3 jam-an ke enam atau pada jam 15.00 s/d 18.00 WIB. Karakter curah hujan seperti di Bandung dan Bogor ini ditemukan oleh Slingo *et al.* (1992), Randall *et al.* (1991) dan Lim and Ae Sook Suh (2000) di daerah pengamatan yang berbeda. Curah hujan dominan terjadi pada siang hari yang ditandai dengan nilai OLR yang tinggi pada siang hari. Nilai OLR maksimum tercapai pada tengah hari setelah terjadi nilai maksimum radiasi matahari (radiasi gelombang pendek) (Slingo, 1992).

Kesamaan karakter curah hujan untuk kedua lokasi, yaitu Bandung dan Bogor diduga karena kedua lokasi mempunyai karakter permukaan yang hampir sama yaitu dataran tinggi yang juga dikelilingi pegunungan. Elevasi Bogor yang lebih tinggi dibandingkan Bandung berdampak pada intensitas curah hujan Bogor yang lebih tinggi dibanding Bandung, karena elevasi yang tinggi memungkinkan terjadi pengangkatan massa konveksi yang lebih banyak (Roe, 2003). Bandung dan Bogor berada pada sisi angin naik (*wind ward*), sehingga menjadi daerah yang cukup

basah. Jika berada pada sisi angin turun (*lee ward*), kedua lokasi ini akan menjadi daerah yang kering.

Curah hujan kumulatif 3 jam-an Jakarta diperlihatkan pada **Gambar 2.2**. Dari gambar tersebut terlihat bahwa karakter curah hujannya berbeda dengan karakter curah hujan Bandung dan Bogor. Kejadian curah hujan maksimum tidak dominan pada suatu perioda waktu tertentu, namun intensitas curah hujan maksimum pagi hari lebih tinggi di banding siang dan malam hari.



**Gambar 2.2 Curah hujan rata-rata 3 jam-an di Jakarta (Tahun 2000 s/d 2004)**

Karakter curah hujan Jakarta yang tidak sama dengan dua kota sebelumnya, semakin menunjukkan bahwa kondisi lokal /permukaan sangat mempengaruhi karakter curah hujan di suatu tempat. Kondisi permukaan Jakarta sangat berbeda dengan dua kota sebelumnya. Selain Jakarta sebagai daerah dataran rendah, dekat dengan pantai, Jakarta juga sebagai kota Metropolitan yang mana tataguna lahannya sudah sangat berbeda dengan Bandung dan Bogor. Gabungan faktor atmosferis, faktor elevasi dan tataguna lahan menciptakan karakter curah hujan seperti di atas. Elevasi yang rendah menyebabkan kurangnya energi radiasi yang sampai ke permukaan sebagai pembangkit utama terjadinya kenaikan massa udara. Sangat minimnya sumber kelembaban (seperti tanaman) menyebabkan terjadi kenaikan massa udara yang kurang lembab. Proses

konveksi dengan energi pembangkit utamanya energi matahari tidak tampak dominan di Jakarta. Ini ditunjukkan dengan kejadian hujan yang tidak dominan pada siang/sore hari. Hujan yang terjadi di Jakarta merupakan hasil dari gabungan proses konveksi dengan pembangkit energi matahari (atau konveksi termal) dan konveksi dengan pembangkit adveksi massa dari laut pada siang hari, serta hujan karena terjadi proses pendinginan pada malam hari. Pengaruh angin laut yang diharapkan meningkatkan curah hujan karena membawa suplai kelembaban dari laut pada siang hari juga tampak tidak dominan diperlihatkan oleh curah hujan siang hari yang lebih kecil dibanding curah hujan sore dan pagi hari.

Variasi curah hujan diurnal seperti di Jakarta, dengan curah hujan maksimum pertama terjadi di pagi hari dan puncak kedua terjadi di malam hari ditemukan oleh Lim dan Kwon (1998) serta Jung (1998) dalam Lim and Ae Sook Suh (2000) dalam penelitian curah hujan harian di Semenanjung Korea. Hasil yang serupa untuk penelitian curah hujan di laut diperoleh Lim dan Ae Sook Suh (2000) dan Randall *et al.* (1991). Curah hujan yang rendah di Jakarta, dapat disebabkan adanya suatu sistem sirkulasi udara lokal yang bersifat menghambat angin laut yang membawa massa lembab atau kecepatan angin laut terlalu tinggi sehingga berakibat meluruhkannya massa awan yang sudah terbentuk di daratan Jakarta.

Kajian literatur di atas menunjukkan variasi spasial dan temporal curah hujan 3 jam-an di beberapa kota. Data curah hujan 3 jam-an dan harian seperti diuraikan di atas memang sangat fungsional untuk mengkaji proses konveksi dan identifikasi pemicunya, akan tetapi keterbatasan data curah hujan 3 jam-an permukaan menyebabkan terhambatnya proses kajian tersebut. Dengan tersedianya curah hujan 3 jam-an dari satelit Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), maka kajian identifikasi proses konveksi dapat dilakukan untuk seluruh wilayah Indonesia.

### **3 DATA DAN METODOLOGI**

Dalam penelitian ini digunakan:

- a) Data curah hujan 3 jam-an (waktu sinoptik/Z/UTC/GMT) berasal dari satelit TRMM resolusi  $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$  yang

diunduh secara bebas dari [http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/TRMM\\_V6.3B42.2.shtml](http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/TRMM_V6.3B42.2.shtml)

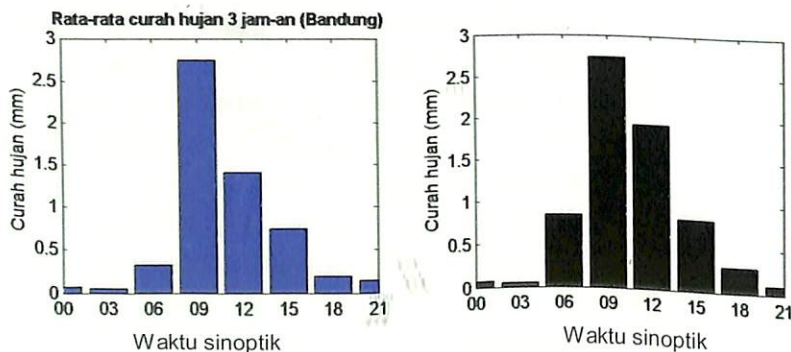
- b) Data curah hujan observasi dalam periode tahun 2000 sampai dengan 2003 untuk Bandung dan 2002 sampai dengan 2004 untuk Semarang.

## 4 HASIL DAN PEMBAHASAN

### 4.1 HASIL

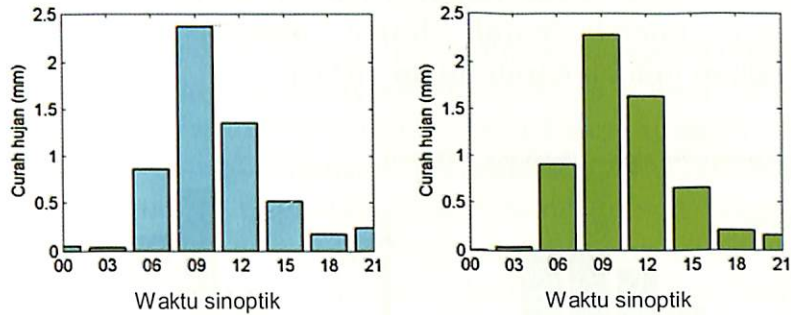
Pada **Gambar 4.1** ditampilkan curah hujan TRMM untuk lokasi sampel Bandung. Pola curah hujan rata-rata pertahun selama 4 tahun (2000 sampai dengan 2003) mempunyai distribusi dengan puncak curah hujan maksimum sebanyak 2 sampai dengan 3 mm terjadi pada pukul 09.00 waktu sinoptik (Z/UTC/GMT) atau pukul 16.00 WIB.

Pada **Gambar 4.2** diperlihatkan pola curah hujan observasi di Bandung dengan periode yang sama seperti **Gambar 4.1**. Nampak ada perbedaan antara **Gambar 4.1** dan **Gambar 4.2**. Perbedaan pertama terletak pada waktu terjadinya puncak curah hujan 3 jam-an. Pada **Gambar 4.2**, curah hujan maksimum terjadi pada sore hari (pukul 15.00 WIB), jadi ada perbedaan terjadinya puncak curah hujan selama 1 jam. Perbedaan kedua terletak pada jumlah curah hujannya. Curah hujan TRMM lebih tinggi dibandingkan curah hujan observasi.

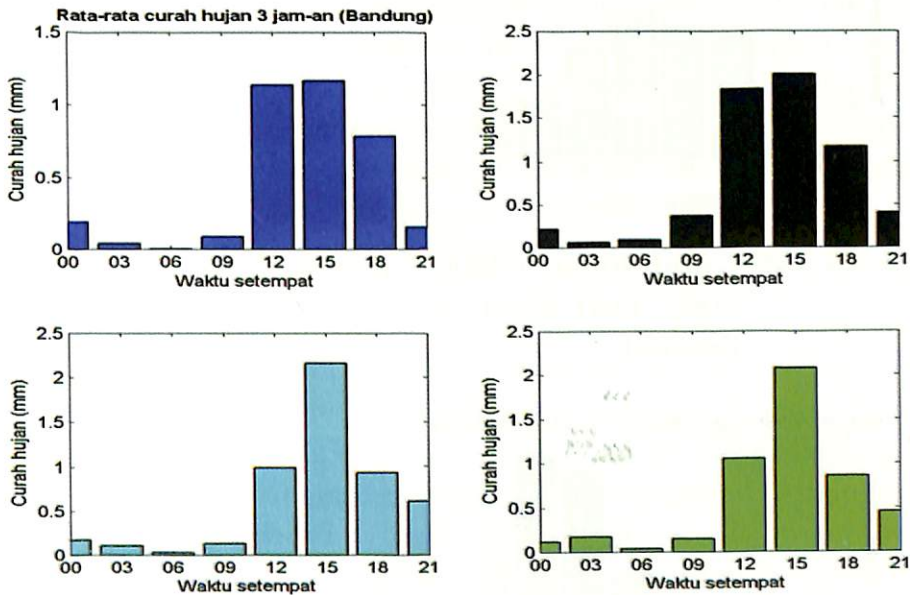


**Gambar 4.1** Curah hujan TRMM 3 jam-an di Bandung (Tahun 2000 (kiri) dan 2001(kanan))





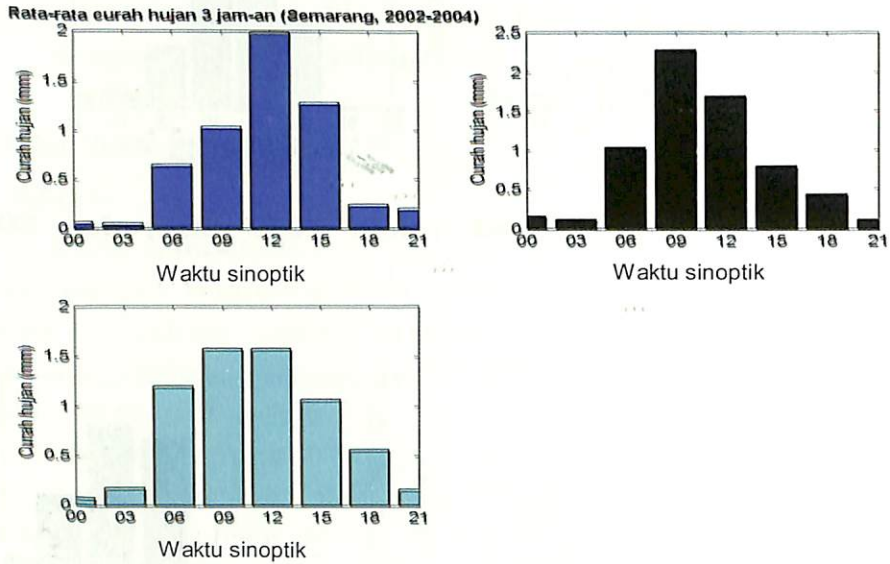
Lanjutan Gambar 4.1 untuk tahun 2002 (kiri) dan 2003 (kanan)



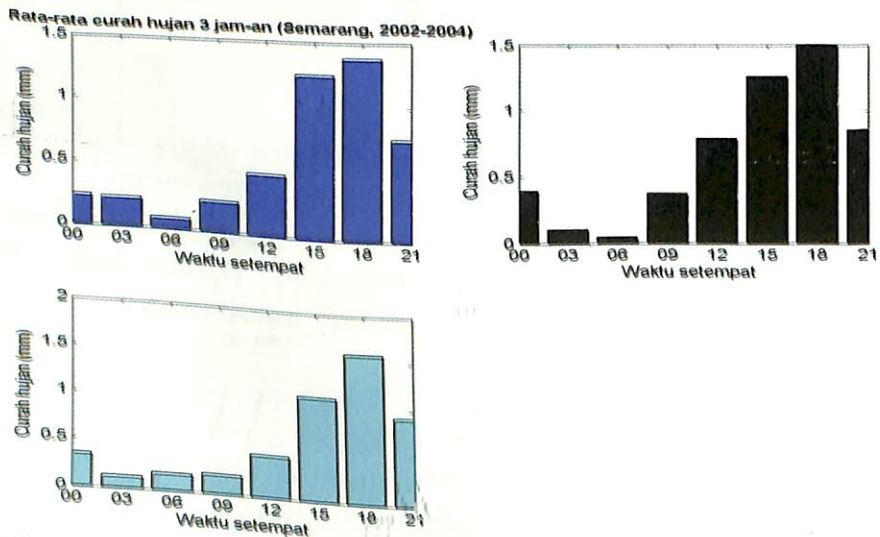
Gambar 4.2 Curah hujan observasi 3 jam-an di Bandung tahun 2000 (kiri atas), 2001 (kanan atas), 2002 (kiri bawah) dan 2003 (kanan bawah)

Lokasi sampel kedua adalah Semarang. Pada Gambar 4.3 diperlihatkan pola curah hujan 3 jam-an mencapai maksimum pada pukul 09.00 Z atau 16.00 WIB (tahun 2003 dan 2004) dan pukul 12.00 Z atau 19.00 WIB (2002 dan 2004). Pada tahun 2004 ada dua nilai maksimum curah hujan. Sedangkan pada Gambar 4.4 tampak bahwa curah hujan observasi mencapai nilai maksimum pada pukul 18.00 WIB. Jadi ada perbedaan waktu

terjadinya puncak curah hujan 3 jam-an selama 1 jam. Untuk kasus ini, jumlah curah hujan observasi lebih rendah dibandingkan jumlah curah hujan TRMM.



**Gambar 4.3** Curah hujan TRMM 3 jam-an di Semarang tahun 2002 (kiri atas), 2003 (kanan atas) dan 2004 (bawah)



**Gambar 4.4** Curah hujan observasi 3 jam-an di Semarang tahun 2002 (kiri atas), 2003 (kanan atas) dan 2004 (bawah)

#### 4.2 PEMBAHASAN

Curah hujan 3 jam-an mempunyai variasi temporal dan spasial yang tinggi. Hal ini telah ditunjukkan dalam Juaeni dan Bayong (2005) serta Juaeni (2006). Variasi yang tinggi inilah yang menyebabkan curah hujan di permukaan (yang terukur oleh *rain gauge*) memiliki tingkat kesulitan yang sangat tinggi untuk diprediksi. Curah hujan TRMM adalah curah hujan yang dihasilkan dari proses asimilasi data permukaan (*rain gauge*) dengan data estimasi dari parameter yang diukur oleh satelit serta data dari model. Sedangkan data observasi berasal dari hasil pengukuran langsung dengan *rain gauge* di permukaan. Perbedaan antara curah hujan observasi dan curah hujan TRMM, baik pola maupun nilai yang ditunjukkan pada sub bab **HASIL** berasal dari perbedaan sumber data tersebut. Meskipun ada unsur data curah hujan permukaan (*rain gauge*) namun jumlah titik dan panjang pengamatan yang digunakan untuk validasi TRMM terbatas, sehingga curah hujan TRMM menunjukkan simpangan dengan data curah hujan dari *rain gauge*.

Curah hujan yang diestimasi oleh satelit berasal dari parameter atmosfer (seperti suhu puncak awan). Kondisi suhu puncak awan tidak mencerminkan seluruh tetes hujan yang sampai ke permukaan, karena ada faktor lain yang bisa mengurangi jumlah tetes hujan yang terukur di permukaan. Faktor yang bisa mempengaruhi jumlah hujan yang sampai ke permukaan adalah angin dan temperatur lingkungan. Angin yang kencang dan temperatur lingkungan yang terlalu tinggi atau terlalu rendah dapat mengurangi jumlah tetes hujan yang sampai ke permukaan. Dengan demikian penggunaan data curah hujan TRMM 3 jam-an harus memperhatikan perbedaan ini.

#### 5 KESIMPULAN

Dari dua sampel di atas dapat ditarik kesimpulan bahwa data TRMM mengalami keterlambatan waktu terjadinya curah hujan maksimum kurang lebih 1 jam. Sedangkan jumlah curah hujan TRMM lebih tinggi 25% sampai 60% dari curah hujan observasi.

## DAFTAR RUJUKAN

- Arief Suryantoro, Teguh Harjana, Halimurrahman, (2008): Variasi Spasiotemporal Curah Hujan Indonesia Berbasis Observasi Satelit TRMM, *Prosiding Workshop Aplikasi sains Atmosfer : Sains Atmosfer Dalam Mendukung Pembangunan Berkelanjutan*, ISBN 978-979-1458-25-2, Pusat Pemanfaatan Sains Atmosfer dan Iklim LAPAN, Bandung 1 Desember 2008, hal: 175-186.
- Juaeni, I. dan Bayong T.H. K., (2005): Analisis variabilitas curah hujan diurnal di Jakarta, Bogor dan Bandung untuk mengidentifikasi proses konveksi. *Prosiding Seminar Nasional Dies ke 50 FMIPA UGM, 17 September 2005*.
- Juaeni, I., (2006): Analisis variabilitas curah hujan wilayah Indonesia berdasarkan pengamatan tahun 1975-2004. *Jurnal Matematika*, **9**, **2**, Universitas Diponegoro Semarang.
- Juaeni, I.; Dewi Yuliani, Risana Ayahbi, Noersomadi, Teguh Harjana, Nurzaman, (2010): Pengelompokan Wilayah Curah Hujan Kalimantan Barat Berbasis Metoda Ward dan Fuzzy Clustering, *Jurnal Sains Dirgantara*, **7,2**, LAPAN.
- Lim, G. H. and H. J. Kwon, (1998): Diurnal variation of precipitation over South Korea and its implication. *Journal Korean Meteorological Society*, **34**, 222 - 237.
- Lim, G. H. and Ae Sook Suh, (2000): *Diurnal and Semidiurnal Variations in the Time Series of 3-Hourly Assimilated Precipitation by NASA GEOS-1*. American Meteorological Society.
- Roe, G. H., (2003): Orographic precipitation and the relief of mountain ranges. *Journal of Geophysical Research*, Vol. **108**, No. B6, 2315.
- Randall, D. A.; Harshvardhan; and D. A. Dazlich, (1991): Diurnal variability of the hydrological cycle in a general circulation model. *Journal Atmospheric Science*, **48**, 40 - 62.
- Slingo, J. M; Kenneth R. Sperber; Jean-Jacques Morcrette and Gerald L. Potter, (1992): *Analysis of the Temporal Behavior of Tropical Convection in the ECMWF Model*. PCMDI Report No. 2, Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California.