LAPAN

Prosiding

Seminar Nasional Sains Atmosfer & Antariksa 2012

Serpong, 27 November 2012

Tema :

Memperkuat Sains Atmosfer dan Antariksa
serta Teknologinya untuk mendukung
Kemandirian Kedirgantaraan Nasional

ISBN : 978-979-1458-64-1

Puspitek Serpong, 27 November 2012
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer, Pusat Sains Antariksa
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional
Jl. Pemuda Persil No. 1 Rawamangun, Jakarta

PROSIDING

SEMINAR NASIONAL SAINS ATMOSFER DAN SAINS ANTARIKSA

"Memperkuat Sains Atmosfer dan Sains Antariksa Serta Teknologinya untuk Mendukung Kemandirian Kedirgantaraan Nasional".

ISBN : 978-979-1458-64-1

Editor :
Dr. Didi Satiadi, M.Sc.
Dr. Ninong Komala, M.Sc.
Dra. Sinta Berliana, M.Sc.
Drs. Suratno, M.Sc.
Drs. Jiyo, M.Si.
Dra. Sri Suhartini
Drs. Anwar Santoso, M.Si.
Dr. Buldan Muslim
Ir. Timbul Manik, M.Eng.

Penyunting :
Indah Susanti, ST
Soni Aulia Rahayu, ST

Layout Desain
Irvan Fajar Syidik

Diterbitkan oleh :
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer (PSTA)
Pusat Sains Antariksa (PSA)
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN)

KATA PENGANTAR

Puji syukur kami panjatkan kehadirat Tuhan Yang Maha Esa, karena hanya dengan rahmat dan karuniaNya akhirnya Prosiding Seminar Nasional Sains Atmosfer dan Sains Antariksa Tahun 2012 ini dapat terselesaikan. Seminar Nasional Sains Atmosfer dan Sains Antariksa adalah seminar nasional tahunan yang diselenggarakan atas kerjasama Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer (PSTA) dan Pusat Sains Antariksa. Ke dua Pusat Penelitian tersebut berada di bawah lingkungan Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN). Tema Seminar Nasional Tahun 2012 ini adalah "Memperkuat Sains Atmosfer Dan Sains Antariksa Serta Teknologinya Untuk Mendukung Kemandirian Kedirgantaraan Nasional".

Seminar Nasional Sains Atmosfer dan Sains Antariksa Tahun 2012 diikuti oleh peserta dari instansi LAPAN, BATAN, BMKG, dan ITB. Seminar Nasional ini mempresentasikan 88 buah makalah yang terdiri dari 60 makalah dengan topik Sains Atmosfer dan 28 makalah topik Sains Antariksa. Ke 88 buah makalah tersebut telah dipresentasikan pada hari Selasa, 27 November 2013 di Graha Widya Bakti Puspitek Serpong, Banten baik presentasi secara oral maupun dalam bentuk poster.

Prosiding Seminar Nasional ini telah melalui proses *review* oleh para editor yang sesuai dengan bidang kepakarannya. Setelah melalui proses review dan diperbaiki oleh penulis/pemakalah, maka dari 88 buah makalah yang telah dipresentasikan hanya 66 buah makalah jadi yang telah direview oleh editor dan diperbaiki oleh penulis serta dikembalikan ke Panitia Seminar.

Penyusunan prosiding ini adalah sebagai sarana publikasi untuk menyebar luaskan hasil-hasil penelitian dan kajian pada bidang sains atmosfer dan sains antariksa serta aplikasinya. Prosiding ini diharapkan dapat bermanfaat untuk menggalang komunikasi antar peneliti sehingga akan timbul kerjasama baik antar peneliti sendiri maupun antar instansi dalam rangka mewujudkan lingkungan atmosfer yang aman, dapat diprediksi, dan berdampak positif untuk lingkungan di bumi.

Prosiding ini diharapkan dapat menambah khasanah dan wawasan serta menjadi referensi ilmiah bagi mahasiswa, peneliti, pendidik, birokrat, masyarakat dan bahan pertimbangan serta kebijakan bagi para pengambil keputusan (*public policy*) di bidang lingkungan atmosfer pada khususnya dan untuk perbaikan lingkungan pada umumnya.

Akhirnya kepada semua pihak yang telah membantu kelancaran dalam penerbitan Prosiding Seminar Nasional Sains Atmosfer dan Sains Antariksa Tahun 2012, Kami mengucapkan terima kasih dan Kami memohon maaf atas keterlambatan publikasi Prosiding Seminar serta kesalahan dalam pencetakan prosiding ini.

Bandung, Juni 2013

Panitia Seminar Nasional
Ketua

Lilik Slamet S, MSi
Rasdeswita Kesumaningrum, MSi

Daftar Susunan Panitia

No	Jabatan	Nama Personil
1.	Pengarah	Deputi Sains : Prof. Dr. T. Djamaludin
2.	Penanggung jawab	Ka. PSTA : Drs. Afif Budiyono, MT Ka. Pusainsa : Dra. Clara Yono Yatini, MSc
3.	Ketua	1. Lilik Slamet S, MSi 2. Rasdewita Kesumaningrum, MSi
4.	Wakil Ketua	Trismidiyanto, MSi
5.	Sekretaris	1. Indah Susanti, ST 2. Soni Aulia Rahayu, ST 3. Visca Wellyanita, MSi
6.	Sie acara	1. Farid Lasmono, ST 2. Dyah Aries Tanti, AMd 3. Johan Muhamad, SSi 4. Adi Purwono, ST
7.	Sie Desain, Publikasi dan dokumentasi	1. Sudirman, SH, MAP 2. Risyanto, SSi 3. Emmanuel Adetya 4. Edy Maryadi, ST 5. Irvan Fajar S, ST 6. Siti Mutiara Fitri, S. Sos
8.	Sie. Perlengkapan	1. Djoko Trianas, AMd 2. Rahmat Sunarya, ST 3. Sucipto, BE 4. Yusnandar Anugrah
9.	Sie. Konsumsi	1. Dessy Gusnita, SSi 2. Herni Meylani
9.	Sie Makalah / Editor Proseding	1. Dr. Didi Satiadi, M.Sc. 2. Dr. Ninong Komala, M.Sc. 3. Dra. Sinta Berliana, M.Sc. 4. Drs. Suratno, M.Sc. 5. Drs. Jiyo, M.Si. 6. Dra. Sri Suhartini 7. Drs. Anwar Santoso, M.Si. 8. Dr. Buldan Muslim 9. Ir. Timbul Manik, M.Eng.
10.	Moderator	1. Martono, MSi 2. Adi Witono, MSc 3. Asnawi, MSc 4. Emanuel Sungging Mumpuni, MSi

DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR i

SUSUNAN PANITIA ii

DAFTAR ISI iii

SUSUNAN ACARA ix

TOPIK : SAINS ATMOSFER DAN APLIKASINYA

Analisis Daerah Potensi Banjir di Indonesia berbasis Penginderaan Jauh
Any Zubaidah, Indah Prasasti 1

Kriteria Quintil, Persentil dan Pot untuk Menentukan Kondisi Ekstrem Hujan di Medan, Jakarta dan Ambon
Arief Suryantoro, Sartono Marpaung, Teguh Harjana 11

Karakteristik Awan dan Hujan di Sumatera berbasis Observasi Satelit dan Permukaan
Arief Suryantoro, Muzirwan, Syafrijon 21

Pengembangan Instrumen dalam Sains dan Teknologi Atmosfer
Chunaeni Latief 31

Variabilitas Temporal Hidrometeorologi DAS Cisangkuy Kabupaten Bandung
Dadang Subarna, M. Yanuar J. Purwanto, Kukuh Murtilaksono, Wiweka 43

Hubungan Pencemar Udara dan Kepadatan Transportasi di Kota Jakarta
Dessy Gusnita 53

Pengaruh Kombinasi Tahun Produksi dengan Sistem Mesin terhadap Emisi Gas Buang Kendaraan
Dessy Gusnita, Lilik Slamet S 61

Bimodalitas dan Lompatan ITCZ: Teori, Pengamatan dan Simulasi
Didi Satiadi, Nurzaman Adikusumah 68

ITCZ dan Monsun Indo-Australia
Didi Satiadi, Nurzaman Adikusumah 77

Penerapan Metode Analisis Komposit dalam Menentukan Terjadinya Perbedaan Musim Kemarau/Penghujan DiKab.Kukar, Bulungan dan Berau Provinsi Kalimantan Timur secara Serempak (*Simultan*)
Eddy Hermawan,Adi Witono 84

Estimasi Datangnya Kemarau Panjang 2013/2014 di Beberapa Kawasan Sentra Produksi Tanaman Pangan Provinsi Kalimantan Timur berbasis Teknik Arima
Eddy Hermawan, Adi Witono, Astuti Widya Lestary 92

Estimasi Curah Hujan di Indonesia dari Data Satelit Cuaca Menggunakan Metode *Convective Stratiform Technique (CST)* yang dimodifikasi
Endarwin 101

Metode Reduksi Noise Internal Sinyal *Echo* Radar Presipitasi dengan *Low Pass Filter*
Ginaldi Ari Nugroho, Asif Awaludin, Soni Aulia Rahayu 107

Evaluasi Kondisi Kualitas Udara Non Radioaktif dilokasi Tapak Terpilih PLTN di Bangka Selatan
Heni Susiati, June Mellawati 112

Distribusi Spasial Parameter Meteorologi berdasarkan Analisa *Empirical Orthogonal Function* (EOF)
Iis Sofiati 119

Metode Pentad dalam Penentuan Awal dan Akhir Musim Hujan di Beberapa Kota diIndonesia
Iis Sofiati, Juniarti Visa 128

Identifikasi Perubahan Karakteristik Curah Hujan 30 Tahunan di Wilayah Indonesia berdasarkan Data GHCN
Ina Juaeni 135

Osilasi Curah Hujan dibeberapa Lokasi di Wilayah Indonesia dengan Elevasi Berbeda
Ina Juaeni 142

Pengaruh Curah Hujan Terhadap Potensi Longsor Di DAS Citarum
Indah Susanti, Sinta Berliana Sipayung, Nani Cholianawati, Soni Aulia Rahayu,
Lilik Slamet S, Rachmat Sunarya 148

Prediksi Curah Hujan Jangka Pendek dengan Assimilasi Data Reflektivitas Radar Doppler C-Band Di Wilayah Jakarta
Indra Gustari, Tri WahyuHadi, SafwanHadi, FindyRenggono 158

Pemanfaatan Data *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) dalam Identifikasi Faktor Aktivitas Matahari di Indonesia
Jalu Tejo Nugroho, Safwan Hadi, Bayong Tjasyono, dan The Houw Liong 168

Identifikasi Perubahan Lahan Banjir Wasior, Papua Barat Menggunakan Teknik *Change Detection* Data Spot serta Tinjauan Meteorologisnya
Jalu Tejo Nugroho, Wiweka, FajarYulianto 175

Tingkat Radioaktivitas Gross Alfa di Debu Udara Sekitar Tapak Potensial Kramatwatu, Banten
June Mellawati, Heni Susiati, Hadi Suntoko, Kurnia Anzhar 182

Analisis Distribusi Temporal Curah Hujan di Daerah Sukamandi - Jawa Barat Periode 1990 - 2008
Juniarti Visa, Iis Sofiati 189

Perilaku Gelombang Kelvin Pada Angin Meridional di Atas Kototabang Saat Musim Kering (JJA) dan Musim Basah (DJF)
Juniarti Visa 195

Pemanfaatan Teknologi *Mobile Phone* untuk Pemantauan Awan Berpotensi Hujan di Atas Wilayah Pulau Jawa
Krismianto, Edy Maryadi 202

Pemanfaatan Teknik Perata-rataan Citra Modis dari Satelit Terra dan Aqua untuk Meminimalisasi Gangguan Awan dalam Estimasi Suhu Permukaan Laut
Krismianto, Risyanto 209

Pergeseran Awal Musim Hujan dan Kemarau Daerah Sukabumi berbasis Data Satelit TRMM-3B42v6
Lely Qodrita Avia, Bambang Siswanto 215

Prediksi Awal Musim Hujan dan Kemarau Daerah Sukabumi berdasarkan Metode Anfis
Lely Qodrita Avia, Nani Cholianawati 225

Pengaruh Jenis Varietas Padi pada Keberlanjutan Prakiraan Iklim Kualitatif (Pranata Mangsa)
Lilik Slamet S, Adi Basukriadi, M. Hasroel Thayeb,Trie Edhi Budi Soesilo 233

Pengaruh SOI Terhadap Curah Hujan dan Produksi Padi Di Indonesia
Lilik Slamet S, Adi Basukriadi, M. Hasroel Thayeb, Trie Edi Budi Soesilo 241

Anomali Suhu Permukaan Laut di Perairan Selatan Jawa pada Saat Terjadi *Indian Ocean Dipole* Secara Spasial
Martono 248

Pengaruh *Indian Ocean Dipole* terhadap Curah Hujan di Beberapa Wilayah Jawa
Martono 256

Analisis Suhu dan Tinggi Tropopause di Pulau Jawa berbasis Data Satelit AQUA-AIRS
Ninong Komala 264

Analisis Variabilitas Ozon Total 11 Kota di Indonesia Peirode 2004 -2011 berbasis Data Satelit AURA-OMI
Ninong Komala 271

Variasi Data Vertikal Temperatur dan Kelembaban Hasil Observasi Satelit Formosat-3/Cosmis GPS Radio Occultation Di Wilayah Indonesia (Analisis Dinamika Troposfer dan Stratosfer)
Noersomadi,Tiin Sinatra 278

Prediksi Rawan Banjir menggunakan Standardized Presipitation Index (Studi Kasus Pulau Jawa)
Nur Febrianti, Any Zubaidah 285

Analisis Frekuensi Banjir Sawah pada Musim Hujan menggunakan Data Penginderaan Jauh
Nur Febrianti, Dede Dirgahayu 292

Identifikasi Perubahan Iklim di Indonesia berdasarkan Variabilitas Atmosfer dalam 60 Tahun Terakhir
Nurzaman Adikusumah 300

Perubahan Pola Kandungan Air Atmosfer (*Precipitable Water*) Di Pulau Jawa dan Sumatera serta Korelasinya terhadap Tutupan Awan Saat Musim Dingin di Belahan Bumi Utara
Nurzaman Adikusumah, Didi Satiadi, Dadang Subarna 307

Distribusi Spasio-Temporal Suhu Permukaan Laut Pengamatan Satelit AQUA MODIS di Wilayah Perairan Indonesia
Risyanto, Farid Lasmono 313

Verifikasi Suhu Permukaan Laut Di Perairan Utara Papua Hasil Algoritma SEADAS Citra AQUA MODIS Dengan Data BUOY TAO
Risyanto dan Sinta Berliana Sipayung 321

Analisis Curah Hujan Ekstrem dan Hari Kering di Provinsi Kalimantan Timur berbasis Data Satelit TRMM
Sartono Marpaung, Eddy Hermawan 332

Pengaruh Fenomena ENSO terhadap Kejadian Curah Hujan Ekstrem di Pulau Jawa berdasarkan Data PERSIANN
Sartono Marpaung, Teguh Harjana 339

Analisis Curah Hujan TRMM Terhadap Longsor di Daerah Aliran Sungai (DAS)Citarum
Soni Aulia Rahayu, Nani Cholianawati, Indah Susanti, Sinta Berliana Sipayung 346

Penyebaran SO_2 disekitar Gunung Marapi Periode Letusan 2011
Sumaryati 353

Sistem Lidar Resolusi Tinggi untuk Pengukuran Profil Ozon Tropopause diwilayah Khatulistiwa
Syafrijon, Afrizal B 360

Analisis Curah Hujan di Kutes
Toni Samiaji 365

Kontribusi Kompleks Konvektif Skala Meso terhadap Curah Hujan di Sumatera (Studi Kasus 16-17 Agustus 2005 dan 27-28 Oktober 2007)
Trismidianto 374

Karakteristik Angin Zonal dan Meridional diatas Kototabang saat adanya Kompleks Konvektif Skala Meso di Samudera Hindia
Trismidianto 383

Analisis Tingkat Keasaman dan Komposisi Kimia Air Hujan sebagai Dampak Kebakaran Hutan di Pontianak (Kalbar)
Tuti Budiwati, Wiwiek Setyawati, Asri Indrawati 392

Hubungan Antara Pemakaian Bahan Bakar dan Kenaikan CO_2 (Karbondioksida) di Indonesia
Waluyo Eko Cahyono 401

Analisis Penyebaran CO (Karbonmonooksida) di Kota Bandung
Waluyo Eko Cahyono, IDGA. Junnaedhi, Dessy Gusnita 410

Deteksi Asap dengan Menggunakan Segmentasi Berorientasi Objek
Wiweka 419

TOPIK : SAINS ANTARIKSA DAN APLIKASINYA

Penyusunan Informasi Hasil Pengamatan Cuaca Antariksa menggunakan GNU Radio Beacon Receiver (GRBR)
AlhadiSaputra, Musthofa Lathif, Timbul Manik 431

Deteksi dan Analisis Kejadian Gelembung Plasma Di Atas Pontianak (0,03^{o}LS 109,33^{o}BT) pada Minimum Aktivitas Matahari Siklus 23
Asnawi 439

Analisis Dampak Peningkatan Aktivitas Matahari Terhadap Perubahan *Total Electron Content (TEC)*
Dessi Marlia, Asnawi Husin 450

Studi Komparatif Kemunculan *Post-Sunset* dan *Post-MidnightEquatorial Spread-F* diatas Kototabang selama Fase Aktivitas Matahari Menurun (2008-2009)
Ednofri 458

Studi Komparatif Kemunculan Blanketing Lapisan E-Sporadis diatas Kototabang selama Fase Matahari Turun (2006) Dan Naik (2011)
Ednofri 465

Program *Download* dan *Upload* Data GPS Otomatis untuk Layanan Informasi Ionosfer melalui File Transfer Protocol
Elyyani, Buldan Muslim 471

Analisis *Noise Level* untuk Pengamatan Geomagnet di Watukosek dan Pameungpeuk
Mamat Ruhimat, Moch Andi Aris, Setyanto Cahyo Pranoto, Cucu Eman Haryanto, Bambang Suhandi, Aris Kurniawan 479

Sistem Pemancar 1 KW Radar VHF LAPAN
Peberlin Sitompul, AdiPurwono, Mario Batubara, Nolly Amir Hamzah 488

Karakteristik Kemunculan Sintilasi Ionosfer Kaitannya dengan Fenomena *Plasma Bubble* di Indonesia Selama 2010-2011
Prayitno Abadi, Susumu Saito, Wahyu Srigutomo 494

Penyebarluasan Informasi Cuaca Antariksa melalui Situs Web LAPAN Bandung menggunakan *Framework Drupal Page Serving*
Siti Maryam 503

Penerapan Metode Turner Pada Perhitungan Indeks T Ionosfer Regional Indonesia
Slamet Syamsudin,Varuliantor Dear 509

Analisis Keterkaitan antara Kejadian *Spread-F* dan Sintilasi Ionosfer
Sri Ekawati 516

Dekomposisi Variasi Medan Magnet menggunakan Analisis Fourier
Syafrijon, L. Muhammad Musafar K 522

***Asia VLF Receiver Observation Network* (AVON) : Stasiun Pontianak**
Timbul Manik 532

SUSUNAN ACARA

Waktu	Acara
08.00 - 10.30	Pembukaan Seminar
10.30 - 11.00	Registrasi peserta
	Presentasi Sesi I (Tema : Sains Antariksa)
11.00 – 11.15	Abdul Rahman, MSi : Analisis Populasi Sampah Antariksa Menjelang Puncak Aktivitas Matahari ke-24.
11.15 - 11.30	Dr. Taufik Hidayat : Tinjauan Pengembangan Astronomi Radio Untuk Berbagai Aplikasi di Indonesia.
11.30 - 11.45	Siti Maryam, ST : Penyebarluasan Informasi Cuaca Antariksa Melalui Situs Web LAPAN Bandung Menggunakan Framework Drupal Page Serving.
11.45 - 12.00	Diskusi
12.00 - 13.00	Ishoma + Presentasi Poster + Pameran Litbang
	Presentasi Sesi II (Tema : Sains Atmosfer)
13.00 - 13.15	Indra Gustari, M.Si : Pengaruh Asimilasi Data Radar Pada Prediksi Curah Hujan Sangat Lebat (Ekstrim) Dengan Model WRF di Wilayah Jabodetabek.
13.15 - 13.30	Ir. Halimurrahman, MT : Potensi Pengembangan Teknologi Pengamatan Atmosfer Indonesia.
13.30 - 13.45	Dra. Sumaryati, MT : Penyebaran SO_2 di Sekitar Gunung Marapi Periode Letusan 2011.
13.45 - 14.00	Diskusi
	Presentasi Sesi III (Tema : Sains Antariksa)
14.00 - 14.15	Dr. Dudy Wijaya : Pengaruh Geometri Penjalaran Sinyal GNSS Pada Penentuan TEC.
14.15 -14.30	Dyah R. Martiningrum., M.Si : Ketidakteraturan Lapisan Ionosfer dan Kaitannya dengan Proses-proses Kopling Atmosfer-Ionosfer Indonesia.
14.30 -14.450	Suaidi Ahadi: Analisis Karakteristik Sinyal Emisi ULF Untuk Penentuan Prekursor Gempa Kuat di Sumatera Periode 2006 – 2011.
14.45 - 15.00	Diskusi
15.00 - 15.30	Coffee Break + Sholat Ashar
	Presentasi Sesi IV (Tema : Sains Atmosfer)
15.30 - 15.45	Prof. Dr. Chunaeni Latief : Pengembangan Instrumen Dalam Sains dan Teknologi.
15.45 - 16.00	Heni Susiati : Evaluasi kondisi Kualitas Udara Non Radioaktif di Lokasi Tapak Terpilih PLTN di Bangka Selatan.
16.00 - 16.15	Dr. Didi Satiadi : Pergerakan ITCZ dan Onset Monsun: Teori, Pengamatan dan Simulasi.
16.15 - 16.30	Diskusi
16.30 - 16.40	Penutupan: Deputi
16.40 – 17.00	Pembagian sertifikat

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANALISIS DAERAH POTENSI BANJIR DI INDONESIA BERBASIS PENGINDERAAN JAUH

Any Zubaidah[1)] dan Indah Prasasti[1)]
[1)] Peneliti, PUSFATJA
email: baidah_any@yahoo.com, septian_5990@yahoo.com

Abstract

Flood is one of natural disasters that almost occur in every rainy season. Monitoring methods for potentially flooded areas were developed by utilizing MTSAT–1R remote sensing data. Then, the data are integrated with floodwaters maps. This study has two aims. First, It is aimed to analyze the distribution pattern of potentially flooded areas based on the monitoring of data MTSAT-1R during 2010 – 2011. Second, It is aimed to get the information accuracy level of potential flooding in some locations in 2011. The results of MTSAT-1R data analysis concluded that the pattern of distribution of detectable potentially flooded areas follow the existing pattern of rainfall and ongoing in Indonesia. Its variety is influenced by weather conditions in their respective areas of Indonesia. Information of potentially flooded area which is derived from MTSAT-1R data is good and has a 79.03% accuracy rate.

Keywords: *Remote Sensing, MTSAT-1R, Rainfall, Flood.*

Abstrak

Banjir merupakan salah satu bencana alam yang hampir selalu terjadi pada setiap musim penghujan. Metode pemantauan untuk daerah berpotensi banjir dikembangkan dengan memanfaatkan data penginderaan jauh MTSAT–1R. Data tersebut diintegrasikan dengan peta genangan banjir. Penelitian ini memiliki dua tujuan. Pertama, dimaksudkan untuk menganalisis pola sebaran daerah berpotensi banjir berdasarkan pantauan data MTSAT-1R selama tahun 2010 – 2011. Yang kedua, dimaksudkan untuk mendapatkan tingkat ketepatan informasi potensi banjir di beberapa lokasi kejadian banjir tahun 2011. Hasil analisis data MTSAT-1R menyimpulkan bahwa pola sebaran wilayah yang terdeteksi berpotensi banjir mengikuti pola curah hujan yang ada dan tengah berlangsung di Indonesia. Keragamannya dipengaruhi oleh kondisi cuaca di masing-masing wilayah Indonesia. Informasi daerah berpotensi banjir yang diturunkan dari data MTSAT-1R cukup baik dan mempunyai tingkat ketepatan 79.03%.

Kata Kunci : Penginderaan Jauh, MTSAT-1R, Curah Hujan, Banjir.

1. PENDAHULUAN

Banjir merupakan salah satu bencana alam yang hampir selalu terjadi pada setiap datangnya musim penghujan. Banjir dapat berdampak pada rusaknya sarana dan prasarana, terganggunya aktivitas manusia, kerugian dan kerusakan harta benda, longsor, terputusnya jalur transportasi, terganggunya kesehatan, dan pencemaran lingkungan. Oleh karena itu, untuk mengantisipasi dampak yang lebih besar diperlukan sistem pemantauan cuaca yang dapat memberikan peringatan dini pada wilayah-wilayah yang berpotensi banjir.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Hujan lebat atau hujan dengan intensitas tinggi merupakan penyebab terbesar terjadinya banjir atau genangan, terutama pada daerah-daerah dengan kondisi permukaan yang rawan terhadap banjir. Potensi hujan lebat dapat diestimasi menggunakan data satelit cuaca berdasarkan suhu puncak awan (*cloud top temperature (Tct)*), seperti yang pernah dilakukan oleh Price *et al*. (1994 *dalam* Haryani *et al*., 2011). Menurut Price *et al*. (1994 dalam Haryani *et al*., 2011), potensi hujan berdasarkan suhu puncak awan dapat diklasifikasi menjadi empat kelas, yaitu: Hujan Lebat (Tct < 198°K), Hujan Sedang (198°K ≤ Tct < 226°K), Hujan Ringan (226°K ≤ Tct < 253°K), dan Cerah (Tct ≥ 253°K). Namun Haryani *et al*. (2011) dalam laporan kegiatan bidang lingkungan dan mitigasi bencana menggunakan nilai ambang -25°C atau setara dengan 248 °K dengan cara *trail and error* sebagai klasifikasi potensi hujan lebat dengan tingkat akurasi 84.87%.

Ada beberapa metode pendekatan yang digunakan dalam pemetaan banjir, yakni: pendekatan hidrologis, meteorologis, dan geomorfologis. Faktor meteorologis utama yang menyebabkan banjir adalah hujan torensial (*torrential rain,* yaitu hujan deras yang sangat lebat yang menyebabkan banjir), distribusi hujan dan durasi hujan. Siklon tropis juga dapat mempengaruhi sistem cuaca di Indonesia, terutama peningkatan per-awanan, curah hujan, angin dan gelombang laut. Selain itu, awan konvektif jenis cumulus banyak muncul karena Indonesia merupakan daerah konveksi aktif. Jika awan cumulus ini tumbuh menjadi Cumulonimbus dalam sistem cuaca lokal maka akan menghasilkan hujan deras dan terjadinya petir. Hujan deras ini sering menimbulkan banjir lokal dalam waktu yang relatif singkat. Pendekatan hidro-meteorologis seringkali terkendala terbatasnya ketersediaan dan keakuratan data meteorologi (misalnya: curah hujan) dan hidrologi (misalnya: data debit) untuk pengembangan model banjir, sedangkan pendekatan geomorfologis tidak cukup tepat dan efektif (Wolman 1971 dan Lastra *et al*. 2008 *dalam* Ho *et al*. 2010). Pendekatan geomorfologis tidak efektif dikarenakan kajian karakteristik geomorfologi daerah banjir memerlukan data foto udara, survei lapangan di beberapa wilayah banjir serta data kejadian banjir sebelumnya (Kingma 2003 dalam Ho *et al*. 2010).

Analisis banjir dalam penelitian ini dilakukan berdasarkan analisis karakteristik suhu awan yang berpotensi hujan lebat yang diklasifikasikan berdasarkan suhu puncak awannya dan diintegrasikan dengan peta genangan banjir yang terjadi di beberapa wilayah. Estimasi peluang hujan lebat harian diturunkan dari data MTSAT-1R (*Multi-functional Transport Satellite-1Replacement*). Hasil dari integrasi ini akan diperoleh informasi spasial daerah berpotensi banjir secara harian.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Penelitian ini bertujuan untuk menganalisis pola sebaran daerah berpotensi banjir berdasarkan pantauan data MTSAT selama tahun 2010 – 2011 dan mendapatkan tingkat ketepatan informasi potensi banjir di beberapa lokasi kejadian banjir tahun 2011.

2. METODOLOGI

2.1. Data

Data inderaja yang digunakan adalah data MTSAT-1R per jam-an tahun 2010 dan 2011 dengan resolusi 5 km yang diperoleh dari website milik Tokyo University pada situs http://weather.is.kochi-u.ac.jp/sat/**Game/.** Data pendukung lain yang digunakan adalah data DEM (*Digital Elevation Model*) yang diturunkan dari data SRTM dengan resolusi 30 meter, peta administrasi bentuk digital untuk wilayah Indonesia, data kejadian banjir di beberapa lokasi di Indonesia. Data kejadian banjir diperoleh dari BNPB (Badan Nasional Penanggulangan Bencana) dan dari Media.

2.2 Metode

Penelitian ini dilakukan melalui serangkaian tahapan pengolahan data. Semua tahapan analisis disajikan secara ringkas dalam bagan alir Gambar 1.

Konversi nilai digital menjadi nilai radian menggunakan persamaan 1. Berdasarkan *the Meteorological Satellite Center Technical Note-JMA* (2009), Kurino (2008) menyatakan bahwa radians MTSAT mempunyai hubungan linier dengan radians hyper sounder dengan persamaan sebagai berikut:

Radians (MTSAT) = C_0 + C_1 x Radiance (hyper sounder).....(1)

dengan C_0 dan C_1 adalah koefisien regresi, radians dalam satuan $mW.m^{-2}.sr^{-1}.cm$. Selajutnya dilakukan konversi nilai radian menjadi suhu kecerahan (Tb = *brightness temperature*) menggunakan rumus *Planck* sebagai berikut:

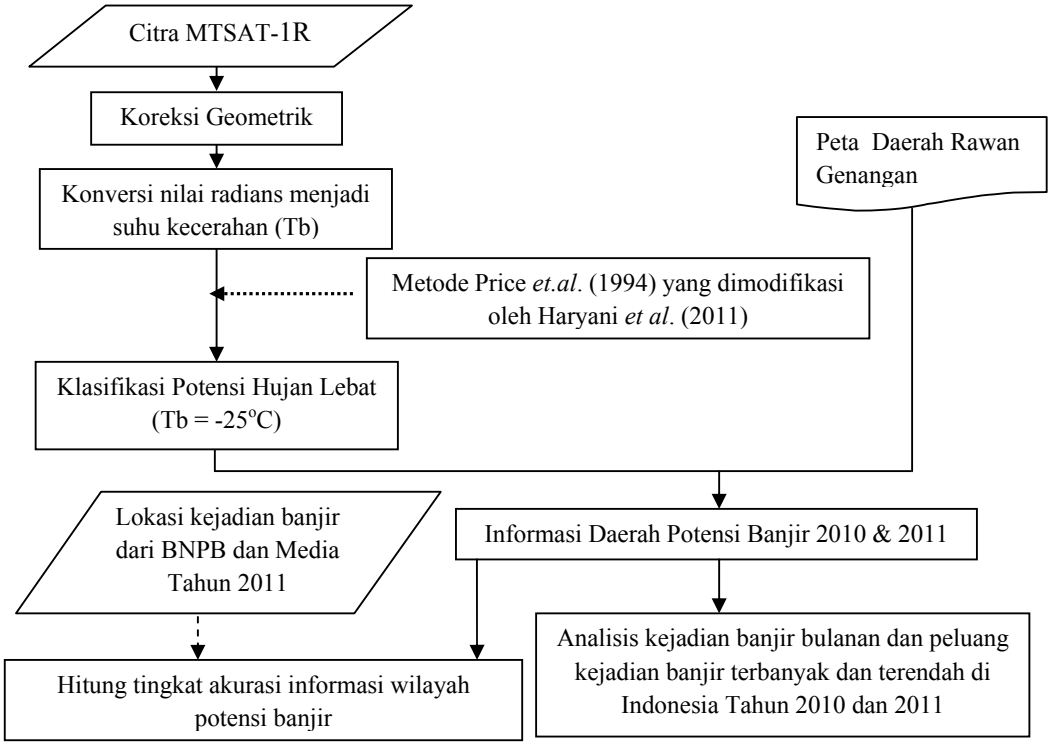
$$B_i(T_b) = \frac{2hc^2\nu_i^3}{\exp\left\{\frac{h\nu_i}{k(a_{1i}+a_{2i}T_b)}\right\}} \quad \text{.....(2)}$$

dengan B_i: sensor *planck function* dari kanal i; T_b: suhu kecerahan; ν_i: panjang gelombang tengah dari kanal i; a_{1i} dan a_{2i}: koefisien korelasi untuk kanal i; h: konstanta Planck; k: konstanta Boltzman; c: kecepatan cahaya. Adapun koefisien koreksi dan panjang gelombang tengah untuk setiap kanal MTSAT-1R disajikan pada Tabel 1. Kemudian dilakukan klasifikasi suhu puncak awan dari Tb menggunakan metode Price *et al*. (1994) yang telah dimodifikasi oleh Haryani *et al*. (2011) dengan

ISBN : 978-979-1458-64-1

nilai ambang (*threshold*) suhu -25°C atau setara dengan 248 °K sebagai suhu puncak awan berpotensi hujan lebat dan banjir.

Setelah itu dilakukan pengintegrasian antara hasil klasifikasi potensi hujan lebat dengan peta lokasi daerah rawan genangan informasi untuk mendapatkan informasi daerah berpotensi banjir. Kemudian dilakukan analisis kejadian banjir bulanan dan peluang kejadian banjir terbanyak dan terendah untuk tahun 2010 dan 2011 untuk mendapatkan pola potensi banjir masing-masing wilayah. Tahap selanjutnya menentukan nilai tingkat akurasi informasi potensi banjir dari satelit selama tahun 2011.



Gambar 1. Diagram alir metode potensi banjir harian

Tabel 1. Faktor koreksi dan panjang gelombang tengah kanal MTSAT-1R

Kanal MTSAT-1R	Bilangan Gelombang (*Wave number*)	Koefisien koreksi kanal (*band correction coefficient*)	
	ν (cm^{-1})	a_1	a_2
IR1 (10.8 μm)	926.6118	0.3592380	0.9987587
IR2 (12.0 μm)	833.1675	0.1968675	0.9992525
IR3 (6.8 μm)	1482.2068	0.3785336	0.9991187
IR4 (3.8 μm)	2652.9316	2.3474427	0.9969755

Sumber: The Meteorological Satellite Center Technical Note-JMA (2009)

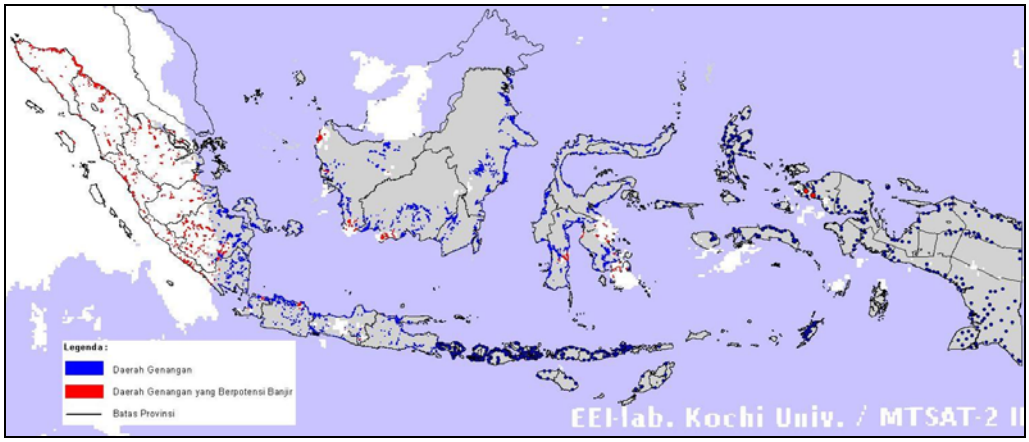
ISBN : 978-979-1458-64-1

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1. Estimasi Awan Berpeluang Hujan Lebat dan Potensi Tergenang Banjir Harian dari data MTSAT-1R.

Estimasi awan berpeluang hujan lebat dibangun berdasarkan akumulasi data MTSAT-1R 1 jam-an selama 24 jam per hari. Gambar 2 memperlihatkan contoh hasil tumpang-susun antara citra klasifikasi potensi hujan lebat dari data MTSAT-1R dengan peta daerah genangan yang telah dimodifikasi pada tanggal 30 April 2011.

Daerah berpotensi hujan lebat ditunjukkan oleh sebaran daerah warna putih yang tampak menutupi sebagian besar wilayah P. Sumatera, di beberapa bagian di Jawa tengah, sebagian kecil Kalimantan Barat dan Kalimantan Tengah, sebagian di wilayah Sulawesi Selatan dan Sulawesi Tenggara, dan sebagian di wilayah kepala burung Irian Jaya. Jika daerah potensi hujan lebat ini ditumpang-susunkan dengan peta daerah genangan (ditunjukkan dengan warna biru) maka diperoleh wilayah potensi tergenang banjir harian dari data MTSAT-1R (warna merah).



Gambar 2. Informasi potensi daerah tergenang banjir di Indonesia tanggal 30 April 2011

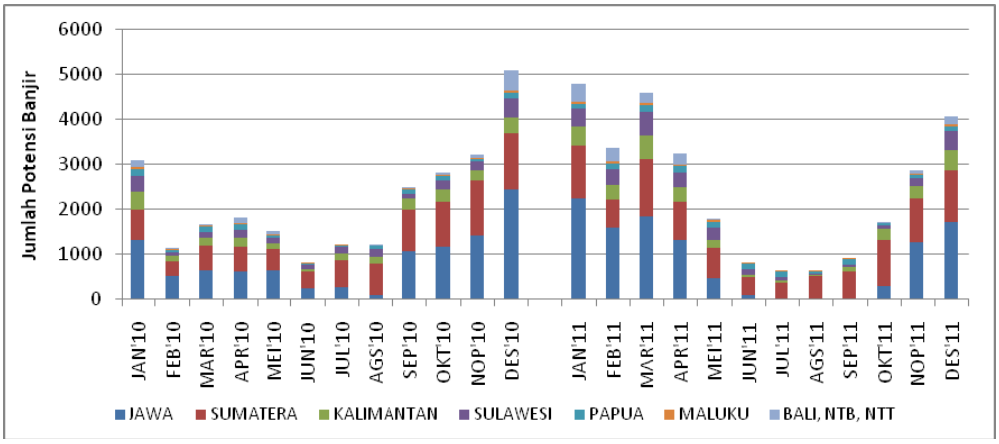
3.2. Analisis Potensi Banjir Harian berdasarkan data MTSAT-1R

Berdasarkan hasil rekapitulasi jumlah potensi kejadian banjir di wilayah Indonesia tahun 2010 dan 2011 menunjukkan bahwa P. Jawa merupakan wilayah dengan jumlah potensi kejadian banjir tertinggi terjadi pada bulan-bulan musim hujan tahun 2010 dan 2011. P. Sumatera menempati urutan kedua terbanyak setelah P. Jawa. Potensi kejadian banjir paling sedikit sepanjang tahun 2010 dan 2011 adalah Kepulauan Maluku (Gambar 3).

Pada tahun 2010 di P. Jawa, potensi kejadian banjir terbanyak pada bulan Desember 2010 dengan jumlah 2.445 titik lokasi potensi banjir dan terendah pada bulan-bulan musim kemarau (Juli, Juli, Agustus). Sementara itu pada tahun 2011, potensi kejadian banjir tertinggi terjadi pada bulan Januari 2011 sebanyak 2.244 titik lokasi potensi banjir dan terendah pada (Juni, Juli, Agustus, dan

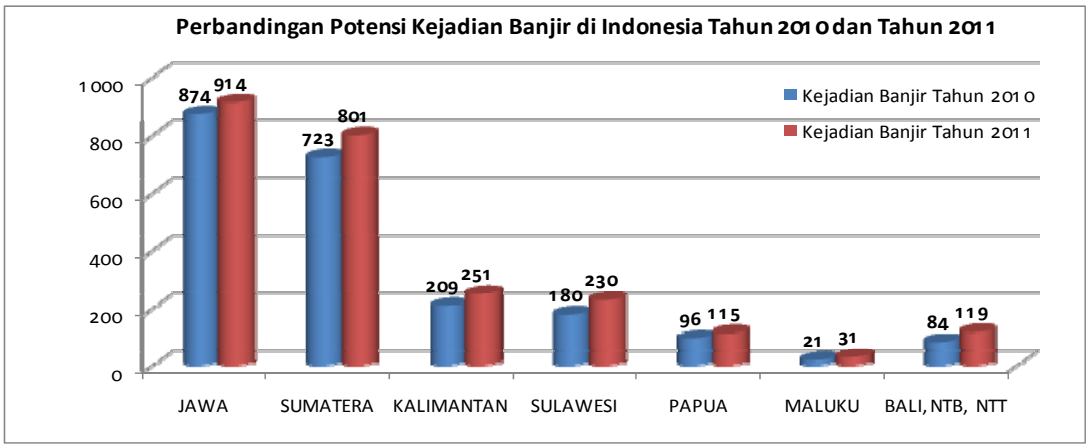
ISBN : 978-979-1458-64-1

September). Berdasarkan hasil pemantauan pada periode tahun 2010 sampai 2011 menunjukkan bahwa umumnya potensi kejadian banjir cenderung meningkat pada bulan-bulan musim penghujan seiring dengan makin meningkatnya curah hujan. Dari tahun 2010 dan 2011 terlihat pula bahwa potensi kejadian banjir mulai meningkat (lebih dari 1.000 titik lokasi berpotensi banjir) dari bulan September 2010 berakhir hingga bulan April 2011 dengan puncak kejadian banjir pada bulan Desember 2010 dan Januari 2011 (Gambar 4).



Gambar 3. Sebaran potensi banjir bulanan di wilayah Indonesia tahun 2010 dan 2011

Di P. Sumatera, dari hasil pemantauan selama tahun 2010 hingga 2011 terlihat bahwa wilayah potensi banjir cenderung terus meningkat pada bulan-bulan musim hujan, tetapi pada bulan-bulan musim kemarau masih terdeteksi daerah yang berpotensi banjir dengan jumlah yang lebih sedikit dibandingkan pada musim kemarau. Apabila dibandingkan dengan P. Jawa dan Sumatera, maka rata-rata potensi banjir bulanan di wilayah lain di P. Kalimantan, P. Sulawesi, Papua, Bali dan NTT, dan Maluku relatif lebih rendah, yakni kurang dari 200 lokasi potensi banjir (Gambar 4).

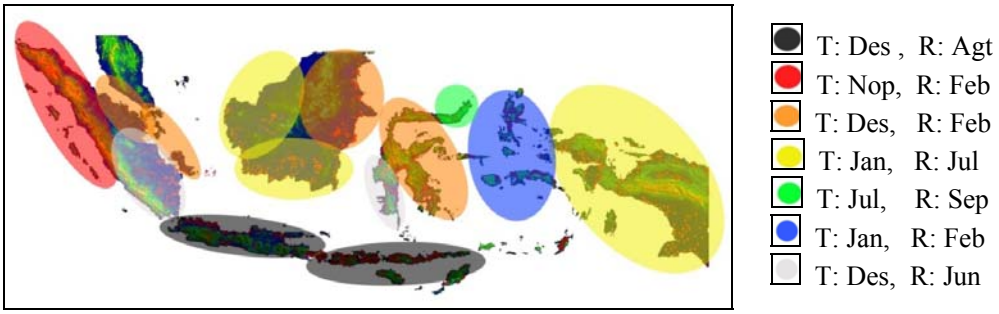


Gambar 4. Perbandingan Jumlah potensi kejadian banjir rata-rata bulanan di Indonesia tahun 2010 dan 2011

ISBN : 978-979-1458-64-1

3.3. Analisis Pola Potensi Banjir dari MTSAT-1R

Asumsi yang digunakan dalam penelitian ini adalah tidak membedakan awan berdasarkan tinggi rendah dan atau jenis awan, hanya pada suhu awan penghasil hujan lebat. Berdasarkan hasil pemantauan potensi banjir harian tahun 2010 dan 2011 dilakukan analisis pola sebaran potensi banjir seperti yang ditunjukkan pada Gambar 5 dan 6. Pada tahun 2010 menunjukkan bahwa sebaran daerah potensi banjir di P. Jawa, Bali, NTB, dan NTT paling sering terjadi pada bulan Desember dan terendah pada bulan Agustus. Sementara itu, potensi banjir tertinggi di Kalimantan kecuali Provinsi Kalimantan Timur, dan Papua terjadi pada bulan Januari dan terendah pada bulan Juli. Potensi banjir di Provinsi NAD, Sumatera Utara, Sumatera Barat, dan Bengkulu tertinggi terjadi pada bulan November dan terendah pada bulan Februari, sedangkan di Provinsi Jambi, Sumatera Selatan, Lampung, dan Sulawesi Selatan tertinggi terjadi pada bulan Desember dan terendah pada bulan Juni. Di Sulawesi (kecuali Sulawesi Selatan dan Sulawesi Utara), Provinsi Riau, Bangka Belitung, dan Kalimantan Timur, potensi banjir tertinggi terjadi pada bulan Desember dan terendah pada bulan Februari. Potensi banjir tertinggi di Provinsi Sulawesi Utara terjadi pada bulan Juli dan terendah pada bulan September, sedangkan di Maluku Utara tertinggi terjadi pada bulan Januari dan terendah pada bulan Februari (Gambar 5).

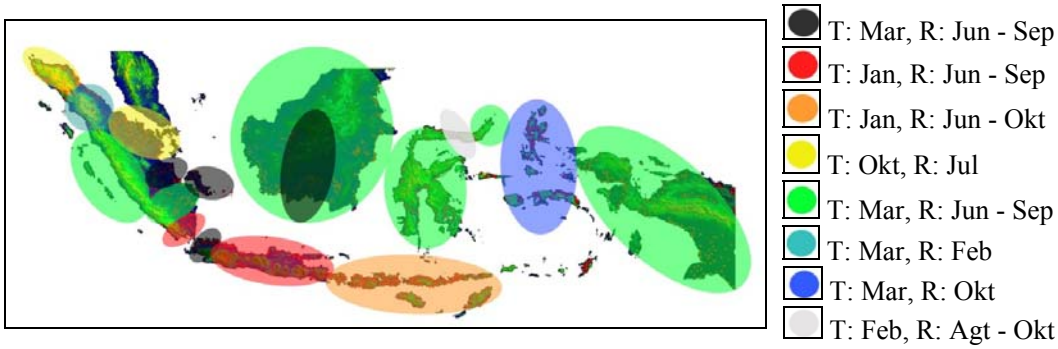


Gambar 5. Pola potensi banjir di seluruh wilayah Indonesia berdasarkan jumlah kejadian terbanyak (T) dan terendah (R) hasil deteksi data MTSAT-1R tahun 2010

Pola potensi banjir harian tahun 2011 memperlihatkan bahwa Pulau Jawa (kecuali Banten dan DKI Jakarta) dan Provinsi Lampung mempunyai jumlah potensi banjir paling sering terjadi pada bulan Januari dan terendah pada bulan Juni hingga September. Potensi banjir tertinggi di Bali, NTB, dan NTT terjadi pada bulan Januari dan semakin menurun jumlahnya pada bulan Juni hingga Oktober. Provinsi Banten, DKI Jakarta, Jambi, Bangka Belitung, potensi banjir tertinggi pada bulan Maret, dan terendah pada bulan Juni hingga September. Di Kalimantan kecuali Provinsi Kalimantan Tengah, Sulawesi kecuali Provinsi Gorontalo, dan Papua memiliki potensi banjir tertinggi pada bulan Maret dan terendah terjadi pada bulan Juni hingga Agustus. Provinsi Sumatera Utara memiliki potensi banjir tertinggi yang terjadi pada bulan Maret dan terendah pada bulan Februari,

ISBN : 978-979-1458-64-1

sedangkan di Provinsi Maluku Utara potensi banjir tertinggi terjadi pada bulan Maret dan terendah pada bulan Oktober. Sementara di Provinsi NAD dan Riau, potensi banjir tertinggi terjadi pada bulan Oktober dan terendah pada bulan Juli. Potensi banjir tertinggi di Provinsi Gorontalo terjadi pada bulan Februari dan terendah pada bulan Agustus hingga Oktober (Gambar 6).



Gambar 6. Pola potensi banjir di seluruh wilayah Indonesia berdasarkan jumlah kejadian terbanyak (T) dan terendah (R) hasil deteksi data MTSAT-1R tahun 2011

Apabila dibandingkan dengan pola curah hujan di wilayah Indonesia, maka pola sebaran potensi banjir tampak mengikuti pola-pola sebaran curah hujan yang ada di Indonesia seperti yang dikemukakan oleh Aldrian and Susanto (2003). Berdasarkan faktor-faktor pengendali cuaca dan iklim, Indonesia dibagi menjadi 153 daerah pola hujan yang dikelompokkan menjadi tiga daerah utama (Aldrian and Susanto 2003), yaitu A, B, dan C. **Daerah A** merupakan pola yang dominan di Indonesia dengan satu puncak hujan pada bulan November-Maret dan terendah bulan Mei-September sehingga antara musim kemarau dan musim hujan dapat dibedakan dengan jelas. **Daerah B** mempunyai dua puncak pada bulan Oktober-November dan pada bulan Maret - Mei. **Daerah C** mempunyai satu puncak pada bulan Juni-Juli (JJ) dan satu palung pada bulan November-Februari. Pola ini merupakan kebalikan dari pola A.

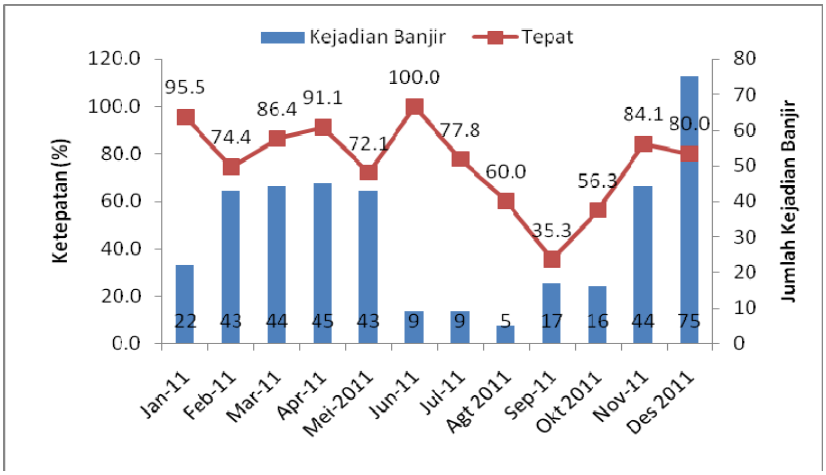
Dengan demikian terlihat bahwa informasi potensi banjir yang dihasilkan untuk wilayah P. Jawa (kecuali Banten), Bali, NTB, NTT pada tahun 2010 dan 2011 sangat sesuai dan berhubungan dengan pola curah hujan monsunal yang berlaku di wilayah-wilayah tersebut dan terjadi relatif konsisten antara pada tahun 2010 dengan 2011. Sementara di wilayah Indonesia lainnya sangat bervariasi, namun demikian variasi yang terjadi masih sesuai dengan pola sebaran curah hujan seperti yang dikemukakan oleh Aldrian dan Susanto (2003). Kondisi curah hujan wilayah Indonesia sangat dipengaruhi oleh karakteristik monsun (Murakami dan Matsumoto 1994; Wu dan Kirtman 2007) yang terjadi akibat adanya perbedaan tekanan di benua Asia dan Australia secara bergantian yang terjadi pada skala waktu tahunan (Ramage 1971). Musim hujan di Sebagian besar wilayah Indonesia berkaitan dengan monsun Barat yang berlangsung pada Desember-Januari-

ISBN : 978-979-1458-64-1

Februari (DJF) dan musim kemarau berlangsung bersamaan dengan monsun Timur yang terjadi pada Juni-Juli-Agustus (JJA). Di antara monsun Barat dengan monsun Timur terdapat musim peralihan (pancaroba), yakni: yang pertama berlangsung pada bulan Maret-April-Mei, sedangkan yang kedua pada bulan September-Oktober-November (SON). Keragaman yang terjadi pada pola umum ini dipengaruhi oleh proses pemanasan global, fluktuasi fenomena ENSO (Philander 1989; Halpert dan Ropelewski 1992; Lau dan Nath 2000), siklon tropis, dan faktor-faktor lokal seperti beragamnya topografi, dan sebagainya.

3.4. Tingkat Ketepatan Informasi Potensi Banjir dari MTSAT-1R

Untuk menilai tingkat ketepatan informasi potensi banjir dilakukan dengan cara menumpang-susunkan antara informasi potensi banjir harian dengan lokasi kejadian banjir yang diperoleh dari BNPB dan media masa elektronik maupun surat kabar. Data lokasi kejadian banjir yang terkumpul sebanyak 372 kejadian banjir di seluruh wilayah Indonesia selama periode Januari 2011 – Desember 2011. Dari data tersebut, sebanyak 294 (79.03%) kejadian banjir terdapat pada daerah yang terdeteksi berpotensi banjir dengan sebaran tiap bulannya seperti yang disajikan pada Gambar 7.



Gambar 7. Sebaran nilai ketepatan informasi daerah potensi banjir selama periode Januari 2011 – Desember 2011

Berdasarkan Gambar 7, tingkat ketepatan informasi yang dihasilkan dari data satelit berkisar antara 35.3% hingga 100%. Pada bulan-bulan di saat sebagian besar wilayah Indonesia mengalami musim hujan hingga musim peralihan ke musim kemarau (November – Mei), tingkat ketepatan lebih dari 70% (dari sekitar 22 – 75 kejadian banjir). Pada awal musim kemarau (Juni – Oktober 2011) terlihat bahwa dari jumlah kejadian banjir yang makin berkurang, tingkat ketepatan informasi

ISBN : 978-979-1458-64-1

juga tampak masih tinggi walaupun ada kecenderungan makin berkurang hingga pada puncak musim kemarau (September 2011).

4. KESIMPULAN DAN SARAN

Dari analisis di atas dapat disimpulkan bahwa informasi potensi banjir yang diturunkan dari data MTSAT-1R cukup baik dan mempunyai tingkat ketepatan cukup tinggi (79.03%). Potensi kejadian banjir di Indonesia tahun 2010 atau tahun 2011 tertinggi ditemukan di P. Jawa diikuti oleh Sumatera, dan selanjutnya Kalimantan.

Pola sebarannya mengikuti pola curah hujan yang tengah berlangsung dan keragamannya dipengaruhi oleh kondisi cuaca yang terjadi di masing-masing wilayah Indonesia. Pada tahun 2010 dapat dikelompokan menjadi 7 wilayah

DAFTAR PUSTAKA

Aldrian, E dan RD Susanto. 2003. Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature. *International Journal of Climatol*., 23, p: 1435 – 1452.

Halpert MS, and Ropelewski CF. 1992: Temperature patterns associated with the Southern Oscillation., *J. Climate*, 5, p: 577–593.

Haryani et al. 2011. Laporan Akhir Kegiatan Bidang Lingkungan dan Mitigasi Bencana.

Ho, L.T.K., M. Umitsu, and Y. Yamaguchi. 2010. Flood hazard mapping by satellite images and SRTM DEM in the Vu Gia-Thu Bon Alluvial Plain, Central Vietnam. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science, Vol. XXXVIII, Part 8*, Kyoto Japan.

Kochi University. http://weather.is.khochi-u.ac.jp/archive-e.html

Kurino, T. 2008. JMA/MSC's Status Report as the GPRC for a series of GMS/MTSAT Satellites. Presentation Document of GSICS EP4 Meeting 10-11 July 2008, Genewa.

Lau, N. C., and M. J. Nath. 2000. Impact of ENSO on the variability of the Asian-Australian monsoons as simulated in GCM experiments. *J. Climate*, **13**, 4287–4309.

Meteorological Satellite MTSAT series. Japan Meteorological Agency. http://www.jma.go.jp/jma-eng/satellite/index.html

Murakami, T. and J. Matsumoto. 1994. Summer monsoon over the Asian continent and Western North Pasific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, p: 69 – 87.

Philander, SGH. 1989. El Ni˜no, La Ni˜na, and the Southern Oscillation., vol. 46 *International Geophysical Series*, Academic Press, 289 pp.

Ramage, CS. 1971. Monsoon Meteorology. *International Geophysics Series*. Vol. 15. Academic Press. 296 pp.

The Meteorological Satellite Center Technical Note-JMA. 2009. GSICS MTSAT Infrared Intercalibration Guide. http://mscweb.kishou.go.jp/monitoring/gsics/ir/ techinfo.htm.

Wu, R. And BP. Kirtman. 2007. Roles of the Indian Ocean in the Australian Summer Monsoon – ENSO relationship. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies and George Mason University. 4041 Powder Mill Road, Suite 302. Calverton, Maryland 20705.

ISBN : 978-979-1458-64-1

KRITERIA QUINTIL, PERSENTIL DAN POT UNTUK MENENTUKAN KONDISI EKSTREM HUJAN DI MEDAN, JAKARTA DAN AMBON

Arief Suryantoro, Sartono Marpaung dan **Teguh Harjana**
Bidang Pemodelan Atmosfer - Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer LAPAN
ariefs_40215@yahoo.com; ariefsurya@bdg.lapan.go.id

Abstract

Quintile, Percentile either percentile 95 (P95) or 99 (P99), and POT (Peak Over Threshold) criteria were applied in this study to obtain description of extreme kejadiants precipitation at the Medan Polonia Airport, the Jakarta Soekarno Hatta Airport and the Ambon Patimura Airport by using the 3B43V6 TRMM data series observation period January 1998 through June 2011. The results obtained showed that the conditions of extreme rainfall occured in all regions selected in this study with a number of extreme kejadiants based on the POT and P95 criteria had the same number of kejadiants for the Medan Polonia Airport (6 incidents or 3.7%) and the Jakarta Soekarno Hatta Airport (7 incidents or 4.3%), but were significantly different for the Patimura Airport Ambon (POT = 7 times / kejadiants or 4.3%, P95 = 3 or 1.8% incidence). Whereas based on percentile 99 (P99) criterion, one occurrence of extreme rainfall or 0.6% occurred at the Jakarta Soekarno Hatta Airport, 2 times or 1.2% of extreme kejadiants occured in the region of Ambon Patimura airport and 3 times extreme kejadiants, or 1.8 % occured at the Medan Polonia Airport. When the quintile criteria were used, 37 extreme kejadiants or 22.8 % occurrence, 38 extreme kejadiants or 23.4 % occurrence and 31 extreme kejadiants or 13.80% occurrence occurred at the Medan Polonia Airport, and the Jakarta Soekarno Hatta Airport and the Patimura Airport Ambon, respectively.

Keywords: *extreme, rain, percentile95, percentile99 and POT.*

Abstrak

Kriteria quintil, persentil (baik persentil 95 (P95) maupun 99 (P99)) dan POT (*Peak Over Threshold*) diterapkan dalam penelitian ini untuk memperoleh gambaran kondisi ekstrem hujan di wilayah Bandara Polonia Medan, Bandara Soekarno Hatta Jakarta dan Bandara Patimura Ambon dari deret data 3B43V6 TRMM perioda pengamatan Januari 1998 sampai Juni 2011. Hasil yang diperoleh menunjukkan bahwa kondisi ekstrem hujan terjadi di semua daerah yang dipilih dalam penelitian ini dengan jumlah kejadian ekstrem berdasar kriteria POT dan P95 memiliki jumlah kejadian yang sama untuk wilayah Bandara Polonia Medan (6 kejadian atau 3,7%) dan Bandara Soekarno Hatta Jakarta (7 kejadian atau 4,3%), tetapi berbeda cukup signifikan untuk wilayah Bandara Patimura Ambon (POT= 7 kejadian atau 4,3%; P95= 3 kejadian atau 1,8%). Sedang berdasar kriteria persentil 99 (P99), maka 1 kejadian ekstrem hujan atau 0,6% terjadi di wilayah Bandara Soekarno Hatta Jakarta, 2 kejadian ekstrem atau 1,2% terjadi di wilayah Bandara Patimura Ambon dan 3 kejadian ekstrem atau 1,8% terjadi di wilayah Bandara Polonia Medan. Jika berdasar kriteria quintil maka gambaran kondisi ekstrem hujannya adalah 37 kejadian atau 22,8% (Bandara Polonia Medan), 38 kejadian atau 23,4% (Bandara Soekarno Hatta Jakarta), dan 31 kejadian atau 13,0% (Bandara Patimura Ambon).

Kata kunci: ekstrem, hujan, persentil95, persentil99 dan POT.

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Curah hujan (presipitasi) dan proses-proses yang terkait dengannya merupakan kunci utama yang menghubungkan siklus hidrologi. Tiga per empat energi yang dapat mendorong terjadinya sirkulasi atmosfer global ataupun angin, berasal dari panas laten yang dilepaskan pada peristiwa kondensasi sistem presipitasi di daerah tropis. Air jernih yang dihasilkan oleh curah hujan yang terjadi di atas lautan tropis (yang memiliki volume ataupun densitas hampir dua per tiga dari seluruh curah hujan global) dan variabilitasnya memberikan dampak yang luas terhadap struktur dan salinitas di lapisan atas di lautan tropis. Namun sayang sekali, justru presipitasi di daerah tropis ini merupakan salah satu parameter atmosfer yang sangat sulit diukur secara tepat dan presisi, karena adanya variasi yang sangat tinggi baik dalam skala ruang maupun waktu. Intensitas curah hujan di daerah tropis ini berosilasi dalam rentang yang sangat lebar, mulai dari kekeringan yang sangat memilukan (defisit curah hujan yang berlebihan) sampai pada banjir yang sangat mematikan (surplus curah hujan yang berlebihan).

Sudah diterima secara luas bahwa variabilitas frekuensi dan intensitas kejadian iklim ekstrem cenderung berdampak merugikan bagi alam dan masyarakat manusia dibandingkan dengan nilai rata-rata iklimnya (Jones et al., 2004). Dampak tersebut mungkin melibatkan hilangnya kehidupan yang berlebihan, kerugian ekonomi atau moneter yang berlebihan, atau keduanya (Easterling et al., 1999.). Meskipun cuaca dan iklim ekstrem dapat memiliki efek negatif terhadap masyarakat dan ekosistem dalam banyak cara yang jelas (banjir, kekeringan, angin kencang, panas yang menyengat, dan dingin yang mencekam, dan lain-lain), untuk beberapa sistem di beberapa daerah, kejadian ekstrem ini justru bermanfaat. Oleh karena itu, kita memerlukan pemahaman yang komprehensif, tidak hanya dari apa yang telah terjadi dan apa yang mungkin terjadi dengan perubahan ekstrem cuaca dan iklim, tetapi juga apa perubahan-perubahan bisa berarti dalam berbagai konteks yang berbeda dalam sistem manusia dan alam.

Adanya berbagai fenomena alam yang saling berpengaruh (saling memperkuat ataupun saling memperlemah) menyebabkan curah hujan di Indonesia memiliki rentang perioda yang sangat beragam, mulai dari harian, mingguan, bulanan, tahunan sampai antar tahunan. Monsun menyebabkan variasi iklim musiman, sedangkan fenomena alam lain seperti El Nino, La Nina, Osilasi Selatan dan IOD (*Indian Ocean Dipole*) menyebabkan variasi iklim non musiman, Tjasyono dkk., (2008). Fenomena El Nino dan IOD (+) dapat menyebabkan penurunan jumlah curah hujan, sedangkan fenomena La Nina dan IOD (-) dapat menyebabkan peningkatan jumlah curah hujan di wilayah Indonesia. Dan karena berbagai fenomena alam yang saling berpengaruh dari yang memiliki rentang perioda harian, mingguan, bulanan, tahunan sampai antar tahunan tersebut

ISBN : 978-979-1458-64-1

menyebabkan wilayah Indonesia ini memiliki beberapa pola curah hujan. Daerah penelitian yang dipilih dalam penelitian ini yang meliputi wilayah Bandara Polonia Medan (3,33 ºLU; 98,67 °BT) dan sekitarnya, Bandara Soekarno Hatta Jakarta (6,13 ºLS; 106,66 °BT) dan sekitarnya, Bandara Patimura Ambon (3,70 ºLS; 128,08 °BT) dan sekitarnya merupakan sampel daerah yang memiliki tipe utama curah hujan ekuatorial, monsunal dan lokal di Indonesia.

Tujuan penelitian ini adalah untuk memperoleh gambaran variasi spasial dan temporal kondisi ekstrem hujan di wilayah Bandara Polonia Medan dan sekitarnya, Bandara Soekarno Hatta Jakarta dan sekitarnya, Bandara Patimura Ambon dan sekitarnya berbasis observasi satelit TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) dan 3 kriteria penentuan nilai ambang batas ekstrem hujan yaitu kriteria persentil sebagaimana dilakukan dalam Haylock dan Nicholls (2000) dan POT (*Peak Over Threshold*) sebagaimana dilakukan dalam Fowler dan Kilsby (2003), serta kriteria quintil sebagaimana dilakukan dalam TCC-JMA (2011).

2. DATA DAN METODE PENELITIAN

Dalam penelitian ini digunakan data curah hujan 3B43V6 TRMM. Data 3B43V6 TRMM ini memiliki resolusi spasial di permukaan 0,25ºx0,25°; cakupan area global dari 40 ºLU-40 °LS; 180 ºBT-180 °BB; resolusi temporal rata-rata bulanan; tersedia dari Januari 1998 sampai Juni 2011; (TRMM GSFC NASA, 2012). Namun, perhatian utama dalam penelitian ini adalah tentang kondisi ekstrem hujan 3B43V6 TRMM di wilayah Bandara Polonia Medan (3,33 ºLU; 98,67 °BT) dan sekitarnya, Bandara Soekarno Hatta Jakarta (6,13 ºLS; 106,66 °BT) dan sekitarnya, Bandara Patimura Ambon (3,70 ºLS; 128,08 °BT) dan sekitarnya perioda pengamatan Januari 1998 sampai Juni 2011. Mengingat data 3B43V6 TRMM ini memiliki resolusi spasial di permukaan 0,25ºx0,25° maka yang dimaksud wilayah Bandara Polonia Medan dan sekitarnya, Bandara Soekarno Hatta Jakarta dan sekitarnya, Bandara Patimura Ambon dan sekitarnya adalah wilayah dalam luasan sekitar 27,5 km x 27,5 km, dengan koordinat geografis masing-masing bandara tersebut sebagai pusatnya ataupun terdapat didalam luasan grid data.

Pengolahan data dilakukan dengan memanfaatkan software *HDFviewer* (*Hierarchy Data Format viewer*) dan *GrADS* (*The Grid Analysis and Display System*). Penentuan nilai ekstrem hujan mengacu pada kriteria persentil sebagaimana dilakukan dalam Haylock dan Nicholls (2000) dan POT (*Peak Over Threshold*) sebagaimana dilakukan dalam Fowler dan Kilsby (2003), serta kriteria quintil sebagaimana dilakukan dalam TCC-JMA (2011). Prediksi hujan 1 sampai 18 bulan ke depan dilakukan dengan memanfaatkan kriteria ARIMA (*Auto Regressive Integrated Moving Average*) sebagaimana dilakukan dalam Bey (2003). Analisis pola (*pattern analysis*) dan penelusuran

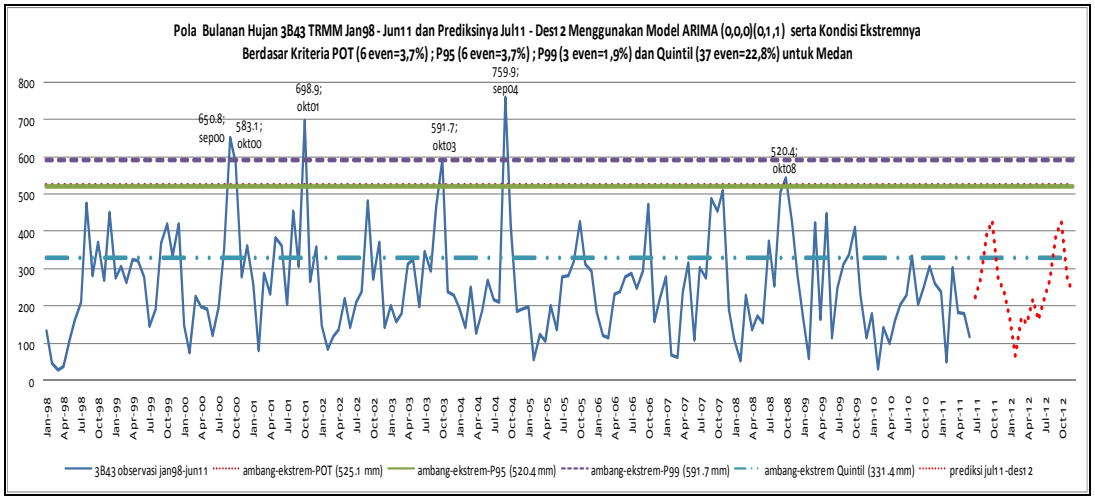
ISBN : 978-979-1458-64-1

keterkaitan kondisi hujan ekstrem ketiga daerah yang dipilih dalam penelitian ini dengan kejadian fenomena atmosfer dan atau laut seperti IOD negatif (*The Negative Indian Ocean Dipole, IOD-*), La-Nina dan Monsun Asia di satu sisi, dan IOD positif (*The Positive Indian Ocean Dipole*, IOD+), El-Nino dan Monsun Australia di sisi lainnya, diterapkan terhadap hasil pengolahan data yang diperoleh tersebut sehingga dapat diperoleh gambaran kondisi ekstrem hujan di daerah Bandara Polonia Medan, Bandara Soekarno Hatta Jakarta, Bandara Patimura Ambon dan sekitarnya, masing-masing pada perioda pengamatan Januari 1998 sampai Juni 2011.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

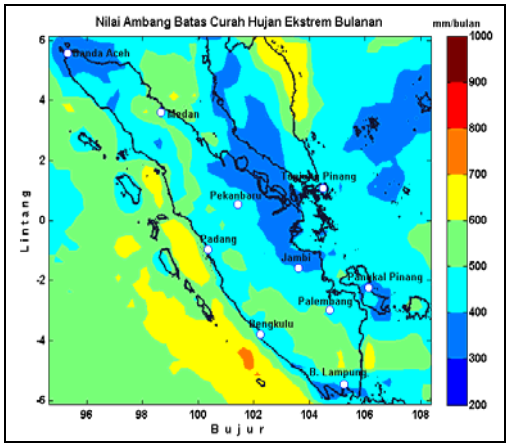
3.1. HASIL

Pola bulanan (Januari 1998 – Juni 2011) hujan 3B43V6 TRMM, prediksi 1 sampai 18 bulan ke depan (Juli 2011 – Desember 2012) dengan kriteria ARIMA dan nilai ambang kondisi ekstrem hujan berdasar kriteria POT, persentil 95 (P95), persentil 99 (P99) dan quintil untuk satu grid data daerah Bandara Polonia Medan dan sekitarnya, daerah Bandara Soekarno Hatta Jakarta dan sekitarnya, daerah Bandara Patimura Ambon dan sekitarnya masing-masing disajikan dalam gambar (1), (4) dan (7) berikut. Sedang nilai ambang bawah hujan ekstrem 3B43V7 TRMM daerah Sumatera, Jawa dan Maluku secara spasial berdasar kriteria POT disajikan dalam gambar (2), (5) dan (8) berikut. Dan variasi spasial hujan di Sumatera, Jawa dan Maluku untuk selisih perioda DJF dan JJA sebagai indikasi perbedaan pengaruh monsun Asia Timur dan Tenggara dengan monsun Australia Utara di ke tiga daerah utama yang ditinjau dalam penelitian ini disajikan dalam gambar (3), (6) dan (9) berikut.

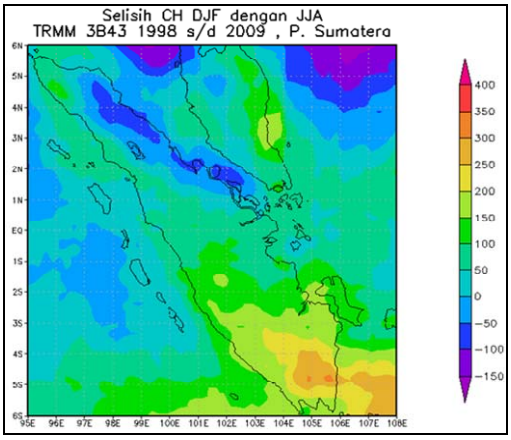


Gambar 1. Pola bulanan, prediksi dan kondisi ekstrem hujan daerah Bandara Polonia Medan

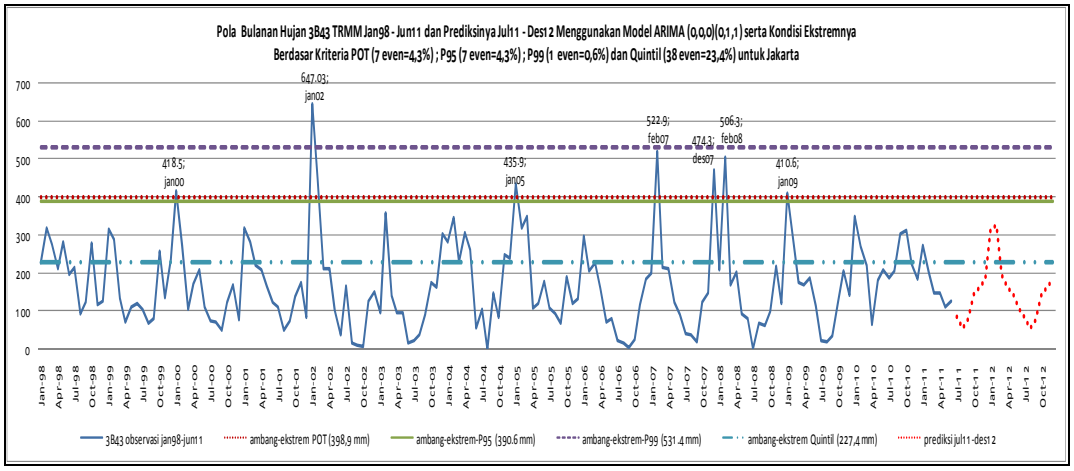
ISBN : 978-979-1458-64-1



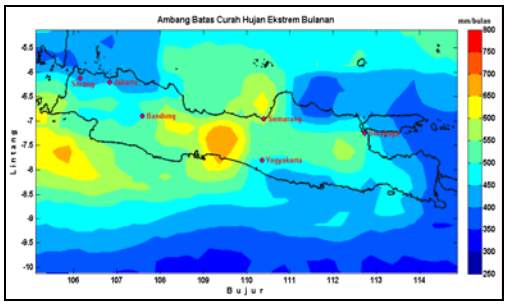
Gambar 2. Ambang bawah hujan ekstrem 3B43V7 TRMM daerah Sumatera



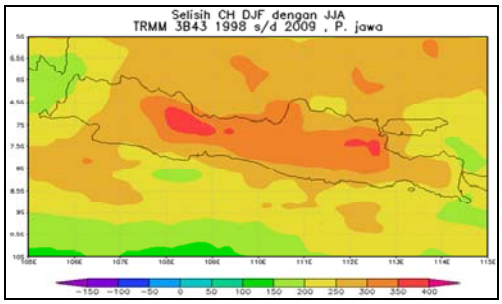
Gambar 3. Variasi spasial hujan di Sumatera untuk selisih perioda DJF dan JJA



Gambar 4. Pola bulanan, pre-diksi dan kondisi ekstrem hujan daerah Bandara Soekarno Hatta Jakarta

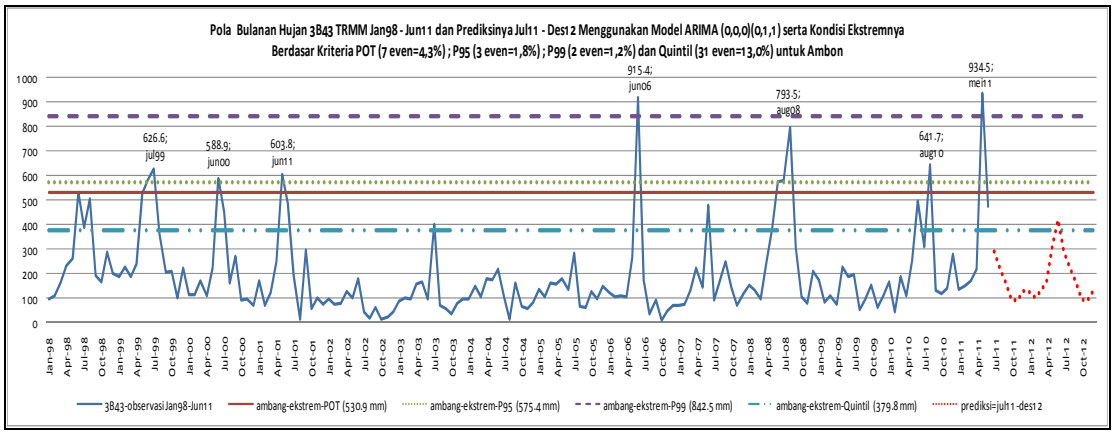


Gambar 5. Nilai ambang batas bawah ekstrem hujan 3B43V7 TRMM bulanan di Jawa

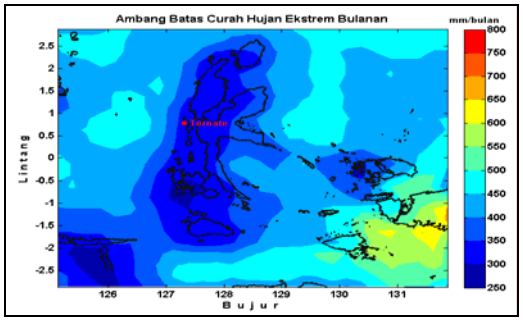


Gambar 6. Variasi spasial hujan di Jawa untuk selisih perioda DJF dan JJA

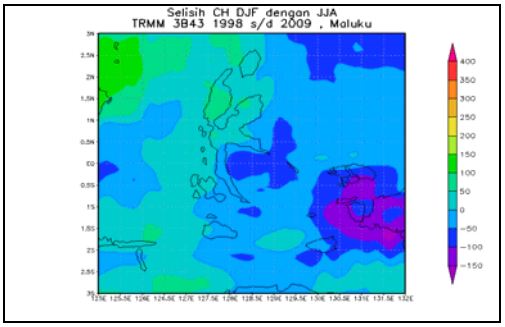
ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 7. Pola bulanan, pre-diksi dan kondisi ekstrem hujan daerah Bandara Patimura Ambon



Gambar 8. Nilai ambang batas bawah ekstrem hujan bulanan 3B43V7 TRMM di Maluku



Gambar 9. Variasi spasial hujan di Maluku untuk selisih perioda DJF dan JJA

3.2. PEMBAHASAN

Dari gambar (1), (4) dan (7) di atas terlihat bahwa terlihat bahwa nilai ambang kondisi ekstrem hujan berdasar kriteria quintil mimiliki nilai yang paling rendah, sedang POT relatif sama dengan persentil ke 95 (P95), dan kriteria persentil ke 99 (P99) memiliki nilai paling besar di wilayah Bandara Polonia Medan dan sekitarnya ini (gambar 1), wilayah Bandara Soekarno Hatta Jakarta dan sekitarnya ini (gambar 4), dan wilayah Bandara Patimura Ambon dan sekitarnya ini (gambar 7). Di daerah yang dipilih dalam penelitian yang memiliki pola hujan utama ekuatorial ini (wilayah Bandara Polonia Medan dan sekitarnya) menunjukkan jumlah kejadian ekstrem hujannya masing-masing adalah : 37 kejadian atau 22,8% (quintil), 6 kejadian atau 3,7% (POT dan P95) dan 3 kejadian ekstrem atau 1,8% (P99). Hasil prediksi selama 1 sampai 18 bulan ke depan dengan menggunakan kriteria ARIMA di wilayah Bandara Polonia Medan dan sekitarnya ini tidak menunjukkan adanya kondisi ekstrem hujan. Dengan demikian, kriteria POT, persentil 95 (P95) dan

ISBN : 978-979-1458-64-1

persentil 99 (P99) merupakan kriteria yang layak untuk menentukan kejadian ektrem di BMI pada umumnya, dan daerah Bandara Polonia Medan dan sekitarnya pada khususnya, Sedang kriteria quintil kurang sesuai digunakan untuk menentukan ambang kondisi ekstrem hujan karena memberikan nilai kemungkinan kejadian kondisi ekestrem hujan yang besar (22,8%).

Untuk daerah yang dipilih dalam penelitian yang memiliki pola hujan utama monsunal ini (wilayah Bandara Soekarno Hatta Jakarta dan sekitarnya, sebagaimana disajikan dalam gambar 4) menunjukkan jumlah kejadian ekstrem hujannya masing-masing adalah : 38 kejadian atau 23,4% (quintil), 7 kejadian atau 4,3% (POT dan P95) dan 1 kejadian ekstrem atau 0,6% (P99). Hasil prediksi selama 1 sampai 18 bulan ke depan dengan menggunakan kriteria ARIMA di wilayah Bandara Soekarno Hatta Jakarta dan sekitarnya ini tidak menunjukkan adanya kondisi ekstrem hujan. Dengan demikian, kriteria POT, persentil ke 95 (P95) dan persentil ke 99 (P99) merupakan kriteria yang layak untuk menentukan kejadian ektrem di BMI pada umumnya, dan daerah Bandara Soekarno Hatta Jakarta dan sekitarnya pada khususnya, Sedang kriteria quintil kurang sesuai digunakan untuk menentukan ambang kondisi ekstrem hujan karena memberikan nilai kemungkinan kejadian kondisi ekestrem hujan yang besar (23,4%).

Analog dengan keadaan di wilayah Bandara Polonia Medan dan sekitarnya maupun di wilayah Bandara Soekarno Hatta Jakarta dan sekitarnya, untuk daerah yang dipilih dalam penelitian yang memiliki pola hujan utama lokal ini (wilayah Bandara Patimura Ambon dan sekitarnya, sebagaimana disajikan dalam gambar 7) menunjukkan jumlah kejadian ekstrem hujannya masing-masing adalah : 31 kejadian atau 13,0% (quintil), 7 kejadian atau 4,3% (POT), 3 kejadian atau 1,8% (P95) dan 2 kejadian ekstrem atau 1,2% (P99). Hasil prediksi selama 1 sampai 18 bulan ke depan dengan menggunakan kriteria ARIMA di wilayah Bandara Patimura Ambon dan sekitarnya ini tidak menunjukkan adanya kondisi ekstrem hujan. Dengan demikian, kriteria POT, persentil ke 95 (P95) dan persentil ke 99 (P99) merupakan kriteria yang layak untuk menentukan kejadian ekstrem di daerah Bandara Patimura Ambon dan sekitarnya, sedang kriteria quintil kurang sesuai digunakan untuk menentukan ambang kondisi ekstrem hujan karena memberikan nilai kemungkinan kejadian kondisi ekstrem hujan yang besar (13,0%).

Dari gambar (2), (5) dan (7) di atas terlihat bahwa nilai ambang kondisi ekstrem hujan di wilayah Sumatera dan sekitarnya (8,125 °LU-8,125 °LS; 93,125 °BT-109,125 °BT) rata-rata bulanan selama Januari 1998 sampai Desember 2011 yang diperoleh dengan menerapkan kriteria POT sebagaimana dilakukan dalam Fowler dan Kilsby (2003) ternyata bervariasi dari nilai 300 mm/bulan sampai 700 mm/bulan. Wilayah NAD (Nangroe Aceh Darussalam) dalam rentang 4,5° – 6,0° LU ; 95,0° – 97,5° BT merupakan wilayah di Sumatera yang memiliki nilai ambang kondisi

ISBN : 978-979-1458-64-1

ekstrem hujan paling rendah, antara 300 mm/bulan sampai 400 mm/bulan. Sedang wilayah lautan di sebelah barat Padang dan Bengkulu dalam rentang 3,5° – 5,0° LS ; 99,0° – 100,0° BT merupakan wilayah yang memiliki nilai ambang kondisi ekstrem hujan paling tinggi, antara 650 mm/bulan sampai 700 mm/bulan (gambar 2). Hal serupa diperoleh gambaran bahwa untuk wilayah Jawa dan sekitarnya (5,375 °LS-10,125 °LS; 105,125 °BT-115,125 °BT) sebagian wilayah Jawa Tengah (7,125 °LS-7,625 °LS; 109,125 °BT-109,825 °BT) merupakan wilayah dengan nilai ambang kondisi ekstrem hujan yang tinggi antara 650 mm/bulan sampai 700 mm/bulan, di satu sisi, dan beberapa bagian wilayah Jawa Tengah (6,125 °LS-6,875 °LS; 111,125 °BT-112,125 °BT), bagian Jawa Timur (6,125 °LS-10,125 °LS; 113,35 °BT-115,125 °BT) bagian Samudera Hindia di selatan Jawa (9,625 °LS-10,125 °LS; 107,875 °BT-110,125 °BT) merupakan wilayah dengan nilai ambang kondisi ekstrem hujan yang rendah antara 300 mm/bulan sampai 350 mm/bulan, di sisi yang lain (gambar 5). Gambaran serupa untuk wilayah Maluku dan sekitarnya (2,875 °LU-2,875 °LS; 124,875 °BT-131,875 °BT) sebagian kecil wilayah Maluku (1,125 °LS-2,125 °LS; 131,125 °BT-131,875 °BT) merupakan wilayah dengan nilai ambang kondisi ekstrem hujan yang tinggi antara 600 mm/bulan sampai 650 mm/bulan, di satu sisi, dan sebagian wilayah Maluku (0,500 °LS-1,250 °LS; 127,125 °BT-127,875 °BT), merupakan wilayah dengan nilai ambang kondisi ekstrem hujan yang rendah antara 250 mm/bulan sampai 300 mm/bulan, di sisi yang lain (gambar 7). Hal ini menunjukkan bahwa secara spasial juga terdapat variasi yang tinggi dalam hal nilai ambang kondisi ekstrem hujan di semua daerah yang ditinjau dalam penelitian ini, baik itu di Sumatera, Jawa dan Maluku.

Pola umum variasi spasial dan temporal hujan di Sumatera, Jawa dan Maluku yang dapat diungkap dari gambar (3), (6) dan (9) di atas dalam kaitannya dengan pengaruh fenomena monsun adalah adanya perbedaan yang nyata pada luasan daerah yang dipengaruhi maupun besarnya nilai akumulasi hujan yang teramati di masing-masing tahun pengamatan. Misalnya, untuk kasus tahun 2000 pengaruh monsun Australia yang kuat, yang diindikasikan dengan nilai hujan pada perioda JJA yang tinggi (yang lebih besar dibandingkan pada perioda DJF), untuk wilayah Sumatera terjadi di sebagian lautan sebelah barat dan barat daya Sumatera Utara sampai Bengkulu (3,0° LU – 3,5° LS; 95,0° BT – 100,0° BT; dengan nilai antara – 50 sampai – 150 mm) dan di sebagian daratan Sumatera Utara sampai Sumatera Barat (3,0° LU – 3,5° LS; 95,0° BT – 100,0° BT; dengan nilai antara – 50 sampai – 150 mm). Untuk wilayah Jawa, terjadi keadaan yang berbeda. Di wilayah ini pengaruh monsun Asia lebih kuat dibandingkan dengan monsun Australia, yang diindikasikan dengan nilai hujan pada perioda DJF yang tinggi dibandingkan pada perioda JJA. Sebagian besar wilayah lautan Hindia di sebelah selatan Jawa memiliki nilai hujan yang tinggi, antara 350 – 450

ISBN : 978-979-1458-64-1

mm; demikian pula di sebagian daratan Jawa Tengah sampai Jawa Timur juga memiliki nilai hujan yang tinggi, antara 350 – 450 mm. Pola umum variasi spasial dan temporal hujan di Maluku memiliki kesamaan dengan pola di Sumatera. Di bagian selatan wilayah Maluku ini, pengaruh monsun Australia yang kuat, yang diindikasikan dengan nilai hujan pada perioda JJA yang tinggi (yang lebih besar dibandingkan pada perioda DJF); sedangkan di bagian utara terjadi keadaan yang sebaliknya, yaitu pengaruh monsun Asia lebih kuat dibandingkan dengan monsun Australia, yang diindikasikan dengan nilai hujan pada perioda DJF yang tinggi (yang lebih besar dibandingkan pada perioda JJA). Gambar yang menunjukkan pola umum variasi spasial dan temporal hujan di Sumatera, Jawa dan Maluku tahun 2000 tidak ditampilkan dalam makalah ini, mengingat pembatasan jumlah halaman, namun tetap merupakan bahan yang digunakan dalam analisis pada penelitian ini. Gambar tersebut ada pada penulis pertama.

Dengan memperhatikan lebih seksama pola umum variasi spasial dan temporal hujan di Sumatera, Jawa dan Maluku rata – rata 12 tahun pengamatan (1998 – 2009) sebagaimana terdapat dalam gambar (3), (6) dan (9) di atas, diperoleh gambaran bahwa pengaruh monsun Asia lebih kuat muncul di sebagian daratan Sumatera bagian selatan dan di wilayah lautan di sebelah barat dan timur Lampung. Sedang pengaruh monsun Australia lebih kuat muncul di sebagian daratan Sumatera Utara sampai Riau dan di wilayah lautan di sebelah barat dan barat daya Sumatera Utara sampai Bengkulu. Untuk wilayah Jawa, terjadi keadaan yang berbeda. Di wilayah ini pengaruh monsun Asia lebih kuat dibandingkan dengan monsun Australia, yang diindikasikan dengan nilai hujan pada perioda DJF yang tinggi (yang lebih besar dibandingkan pada perioda JJA). Sebagian besar wilayah daratan JawaBarat, Jawa Tengah sampai Jawa Timur juga memiliki nilai hujan yang tinggi, antara 250 – 400 mm, sedang untuk wilayah lautan Hindia di sebelah selatan Jawa memiliki nilai hujan yang cukup tinggi, antara 100 – 300 mm; demikian pula di sebagian besar laut Jawa di sebelah utara Jawa barat sampai Jawa Timur nilai hujan yang cukup tinggi juga, antara 250 – 350 mm. Pola umum variasi spasial dan temporal hujan rata – rata 12 tahun pengamatan (1998 – 2009) di Maluku ini juga memiliki kesamaan dengan pola di Sumatera. Di bagian tenggara wilayah Maluku ini, pengaruh monsun Australia yang kuat, yang diindikasikan dengan nilai hujan pada perioda JJA yang tinggi (yang lebih besar dibandingkan pada perioda DJF) terjadi dalam rentang nilai akumulasi hujan antara – 50 sampai – 150 mm; sedangkan di bagian timur laut terjadi keadaan yang sebaliknya, yaitu pengaruh monsun Asia lebih kuat dibandingkan dengan monsun Australia, yang diindikasikan dengan nilai hujan pada perioda DJF yang tinggi (yang lebih besar dibandingkan pada perioda JJA) dalam rentang nilai akumulasi hujan antara 50 sampai 150 mm.

ISBN : 978-979-1458-64-1

4. KESIMPULAN

Secara spasial terdapat variasi yang tinggi dalam hal nilai ambang kondisi ekstrem hujan di semua daerah yang ditinjau dalam penelitian ini, baik itu di Sumatera, Jawa dan Maluku. Untuk wilayah yang lebih kecil, jumlah kejadian ekstrem berdasar kriteria POT dan P95 memiliki jumlah kejadian yang sama untuk wilayah Bandara Polonia Medan (6 kejadian atau 3,7%) dan Bandara Soekarno Hatta Jakarta (7 kejadian atau 4,3%), tetapi berbeda cukup signifikan untuk wilayah Bandara Patimura Ambon (POT= 7 kali / kejadian atau 4,3%; P95= 3 kejadian atau 1,8%). Sedang berdasar kriteria persentil ke 99 (P99), maka 1 kejadian ekstrem hujan atau 0,6% terjadi di wilayah Bandara Soekarno Hatta Jakarta, 2 kejadian ekstrem atau 1,2% terjadi di wilayah Bandara Patimura Ambon dan 3 kejadian ekstrem atau 1,8% terjadi di wilayah Bandara Polonia Medan. Jika berdasar kriteria quintil maka gambaran kondisi ekstrem hujannya adalah 37 kejadian atau 22,8% (Bandara Polonia Medan), 38 kejadian atau 23,4% (Bandara Soekarno Hatta Jakarta), dan 31 kejadian atau 13,0% (Bandara Patimura Ambon). Kriteria POT, persentil 95 (P95) dan persentil 99 (P99) merupakan kriteria yang layak untuk menentukan kejadian ekstrem dilokasi kajian, sedang kriteria quintil kurang sesuai digunakan untuk menentukan ambang kondisi ekstrem hujan karena memberikan nilai kemungkinan kejadian kondisi ekstrem hujan yang besar.

DAFTAR ACUAN

Jones, C., E. D. Waliser, M. K. Lau, W. Stern, 2004, Global Occurrence of Extreme Precipitation and the Madden - Julian Oscillation: Observations and Predictability,"*American Meteorological Society*, **17**, pp. 4575-4589.

Easterling, D.R., J.L. Evans, P. Ya. Groisman, T.R. Karl, K.E. Kunkel, P. Ambenje, 2000, Observed Variability and Trends in Extreme Climate Kejadiants : A Brief Review, *Bulletin of the American Meteorological Society,* **81**, March 2000, pp. 417-425.

Tjasjono, B.H.K., A. Lubis, I. Juaeni, Ruminta dan S.W.B. Harijono, 2008, Dampak Variasi Temperatur Samudera Pasifik dan Hindia Ekuatorial terhadap Curah Hujan di Indonesia, *Jurnal sains Dirgantara vol.5 no.2, Juni 2008*, 83 – 95.

Haylock, M. and N. Nicholls, 2000, Trends in Extreme Rainfall Indices for an Updated High Quality Data Set for Australia, 1910–1998, *Int. J. Climatol*., **20,** pp. 1533–1541

TRMM GSFC NASA, 2012, *Data Products,* http://trmm.gsfc.nasa.gov/data_dir/data.html (diakses 02 April 2012).

Fowler, H.J. and Kilsby, C.G., 2003, A Regional Frequency Analysis of United Kingdom Extreme Rainfall from 1961 to 2000, *International Journal of Climatology,* **11**, pp. 1313-1334.

Bey, A., 2003, Prospek Model ARIMA Sebagai Alat Prediksi Curah Hujan Stasiun Karawang Sebagai Studi Kasus, *Prosiding Temu Ilmiah Prediksi Cuaca dan Iklim Nasional 2002*, Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN), Jakarta, 39 – 44.

TCC-JMA, Explanation of Monthly, Seasonal and Annual Climate in the World : Explanation of Precipitation Quintile, 2011, http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/climate/exp-lanation/quintile.html; (diakses April 2011).

ISBN : 978-979-1458-64-1

KARAKTERISTIK AWAN DAN HUJAN DI SUMATERA BERBASIS OBSERVASI SATELIT DAN PERMUKAAN

Arief Suryantoro, Muzirwan dan **Syafrijon**
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer LAPAN
Jl. Dr Djundjunan No. 133 Bandung, 40173; Telp : (022) 6037445, Fax : (022) 6037443
[1)]*ariefs_40215@yahoo.com; ariefsurya@bdg.lapan.go.id*

Abstract

Characteristics of clouds and rain in the Sumatra based on satellites and ground-based observation were discussed in this paper. The equivalent black body temperature (TBB) of IR channels of GMS satellite data for the January 1990 to December 1997 period, and the 3B43V6 TRMM satellite data for the January 1998 to June 2011 period, and the rainfall data of ORG895 for the January 2002 to December 2010 period are used in this study. The purpose of this study was to determine the characteristics of clouds and rain in Sumatra based on satellite and ground-based observation. The results obtained showed that over the land to the highest convective activity (with convective index, IC> 15) occured in part of West Sumatra, most of Bengkulu, and most of Lampung. The spectra period of convective clouds activity and rain varied, ranging from sub-seasonal (20-90 days), semi-annual (5-7 months), annual (11-13 months) and inter-annual (30-60 months). The thresholds of extreme rainfall conditions in Sumatra and the surrounding areas varies from the value of 300 mm per month up to 700 mm per month. NAD (Nanggroe Aceh Darussalam) is a region in Sumatra with the lowest threshold of extreme low rainfall, between 300 mm and 400 mm per month. The sea west of Padang and Bengkulu had the highest threshold value of extreme rainfall, between 650 mm and 700 mm per month. Correlation of rainfall from satellite observation (TRMM 3B43V6) and that from the LPA of LAPAN Kototabang of West Sumatra observation (ORG895) gave a good result with maximum value of r = 0.8 for observation period from January 2002 to December 2010.

Keywords: *characteristics, cloud, rain, satellites and ground*

Abstrak

Karakteristik awan dan hujan di Sumatera berbasis observasi satelit dan ruas bumi dibahas dalam makalah ini. Data temperatur benda hitam ekivalen (T_{BB}) kanal IR satelit GMS perioda Januari 1990 sampai Desember 1997, data estimasi hujan 3B43V6 satelit TRMM perioda Januari 1998 sampai Juni 2011, dan data hujan ORG895 perioda Januari 2002 sampai Desember 2010 digunakan dalam penelitian ini. Tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui karakteristik awan dan hujan di Sumatera berbasis observasi satelit dan ruas bumi (in-situ). Hasil yang diperoleh menunjukkan bahwa untuk permukaan daratan aktivitas konveksi paling tinggi (dengan indeks konveksi, IC>15) terjadi di sebagian kecil daratan Sumatera Barat, sebagian besar daratan Bengkulu, dan sebagian besar daratan Lampung. Spektra periodisitas aktivitas awan konvektif dan hujan yang terjadi beragam, mulai dari sub musiman (20 – 90 hari), setengah-tahunan (5 – 7 bulan), tahunan (11 – 13 bulan) dan antar tahunan (30 – 60 bulan). Nilai ambang kondisi ekstrem hujan di wilayah Sumatera dan sekitarnya bervariasi dari nilai 300 mm/bulan sampai 700 mm/bulan. Wilayah NAD (Nangroe Aceh Darussalam) merupakan wilayah di Sumatera yang memiliki nilai ambang kondisi ekstrem hujan paling rendah, antara 300 mm/bulan sampai 400 mm/bulan. Sedang wilayah lautan di sebelah barat Padang dan Bengkulu merupakan wilayah yang memiliki nilai ambang kondisi ekstrem hujan paling tinggi, antara 650 mm/bulan sampai 700 mm/bulan. Korelasi hujan observasi satelit (3B43V6

ISBN : 978-979-1458-64-1

TRMM) dan ruas bumi (ORG895) untuk sampel wilayah LPA-LAPAN Kototabang Sumatera Barat memberikan hasil yang baik dengan nilai korelasi maksimum = 0,8.

Kata kunci: karakteristik, awan, hujan, satelit, permukaan

1. PENDAHULUAN

Sumatera yang membentang antara 8° U - 8° S; 93° T - 109°T merupakan salah satu daerah di Benua Maritim Indonesia yang dilalui garis ekuator, dan merupakan bagian daerah tropis yang mengalami pengaruh kuat sirkulasi monsunal, baik monsun musim dingin belahan bumi utara (yang dikenal sebagai monsun Asia) maupun monsun musim dingin belahan bumi selatan (yang dikenal sebagai monsun Australia), serta mempunyai aktivitas awan konvektif yang intens. Monsun menyebabkan variasi iklim musiman, sedangkan fenomena alam lain seperti El Nino, La Nina, Osilasi Selatan dan IOD (*Indian Ocean Dipole*) menyebabkan variasi iklim non musiman, Tjasyono dkk., (2008). Fenomena El Nino dan IOD (+) dapat menyebabkan penurunan jumlah curah hujan, sedangkan fenomena La Nina dan IOD (-) dapat menyebabkan peningkatan jumlah curah hujan di wilayah Indonesia.

Dinamika atmosfer ekuator di atas Benua Maritim Indonesia termasuk daerah Sumatera pada umumnya dan aktivitas awan konveksi pada khususnya merupakan hal yang sangat penting dan sering kali erat terkait dengan variabilitas dan perubahan iklim regional (monsun), maupun global (ENSO : *El Nino Southern Oscillation*). Disamping itu, Benua Maritim Indonesia selain sebagai pusat konveksi intens (*deep convection*), juga merupakan tempat pertemuan sirkulasi atmosfer meridional, yang dikenal sebagai sirkulasi Hadley, dan sirkulasi atmosfer zonal, yang dikenal sebagai sirkulasi Walker, di mana dalam keadaan normal sirkulasi Walker ini memusat di sekitar Benua Maritim Indonesia, akan tetapi pada tahun-tahun ENSO terdapat subsidensi sirkulasi Walker di atas Benua Maritim Indonesia yang menghambat konvergensi sirkulasi Hadley dan konveksi lokal, Tjasjono (2004).

Mengetahui karakteristik awan dan hujan baik variabilitas maupun kondisi ekstremnya sangatlah penting, agar karakter tersebut dapat dikenali dan disiasati untuk dimanfaatkan sebesar-besarnya dalam segala aktivitas manusia, misalnya untuk keperluan kegiatan dalam bidang pertanian. Karakteristik awan dan hujan di Sumatera berbasis observasi satelit dan ruas bumi dibahas dalam makalah ini. Tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui karakteristik awan dan hujan di Sumatera berbasis observasi satelit (*GMS : Geosynchroneous Meteorological Satellite* dan *TRMM : Tropical Rainfall Measuring Mission*) dan permukaan/in-situ (LPA-LAPAN : Loka Pengamatan Atmosfer - Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional, Kototabang, BMKG

ISBN : 978-979-1458-64-1

(Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika) Sicincin dan Padang Tabing). Karakter awan yang ditinjau adalah perilaku indeks aktivitas awan konvektifnya (*IC : Index of Covective cloud*) yang meliputi distribusi spasial, temporal dan spektra periodisitas, demikian pula halnya dengan karakter hujan yang ditinjau dalam penelitian ini adalah distribusi spasial, temporal dan spektra periodisitasnya.

2. DATA DAN METODE PENELITIAN

Data temperatur benda hitam ekivalen (T_{BB}) yang diperoleh dari pengolahan data kanal IR (*Infra Red*) sensor VISSR (*Visible-Infra red Spin Scan Radiometer*) satelit GMS-4 (10,5 - 12,5 μm) dan dari kanal IR_1 sensor S-VISSR (*Stretch-Visible-Infra red Spin Scan Radiometer*) satelit GMS-5 (10,5 - 11.5 μm) dipergunakan dalam penelitian ini untuk mengetahui karakteristik awan (terutama awan konvektif, yang dinyatakan dalam nilai indeks konvektifnya : IC). Grid data tersebut adalah 1° x 1° lintang-bujur geografis, dengan rentang daerah dan waktu pengamatan dibatasi untuk daerah Sumatera (8° U - 8° S; 93° T - 109°T) selama Januari 1990 sampai Desember 1997. Jam pengamatan pada bulan-bulan yang bersangkutan adalah dari jam 00.00 GMT sampai jam 21.00 GMT (*Greenwich Mean Time*).

Data curah hujan ORG895 (observasi LPA LAPAN Kototabang), curah hujan permukaan (observasi BMKG Tabing dan Sicincin) dan data hujan 3B43V6 TRMM (observasi satelit) juga digunakan dalam penelitian ini untuk memperoleh karakteristik hujan di daerah yang ditinjau. Data 3B43V6 TRMM ini memiliki resolusi spasial di permukaan 0,25ºx0,25°; cakupan area global dari 40 ºLU-40 °LS; 180 ºBT-180 °BB; resolusi temporal rata-rata bulanan; tersedia dari Januari 1998 sampai Juni 2011; (TRMM GSFC NASA, 2012). Namun demikian, perhatian utama dalam penelitian ini dibatasi untuk daerah Sumatera (8° LU – 8° LS ; 93° BT – 109 °BT) selama Januari 1998 sampai Juni 2011.

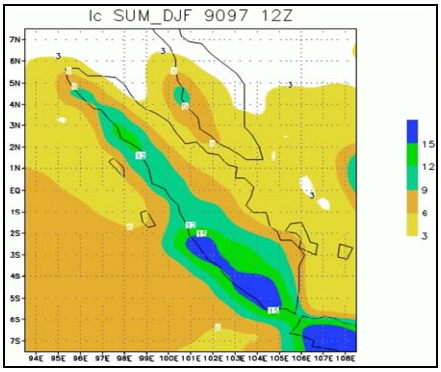
Pengolahan data dilakukan dengan memanfaatkan software *HDFviewer* (*Hierarchy Data Format viewer*) dan *GrADS* (*The Grid Analysis and Display System*). Penentuan nilai ekstrem hujan mengacu pada kriteria persentil sebagaimana dilakukan dalam Haylock dan Nicholls (2000) dan POT (*Peak Over Threshold*) sebagaimana dilakukan dalam Fowler dan Kilsby (2003), serta kriteria quintil sebagaimana dilakukan dalam TCC-JMA (2011). Prediksi hujan 1 sampai 18 bulan ke depan dilakukan dengan memanfaatkan kriteria ARIMA (*Auto Regressive Integrated Moving Average*) sebagaimana dilakukan dalam Bey (2003).

ISBN : 978-979-1458-64-1

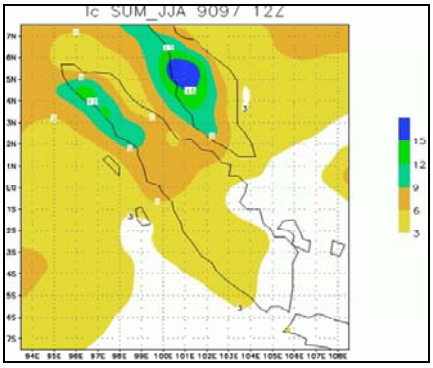
3. HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1 HASIL

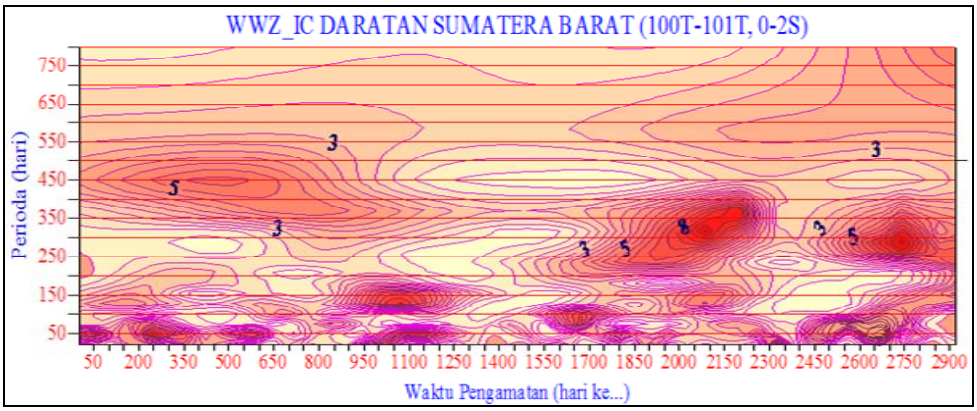
Variasi spasial aktivitas awan konvektif (yang dinyatakan dalam nilai indeks konveksi : IC) wilayah Sumatera (8° U - 8° S; 93° T - 109°T) rata-rata DJF dan JJA 1990 – 1997 jam 12 UTC serta spektra periodisitas aktivitas awan konvektif sebagian Sumatera Barat (0° – 2° LS; 100° – 101° BT) perioda Januari 1990 – Desember 1997 masing-masing disajikan dalam gambar (1), (2) dan (3) berikut.



Gambar 1. Variasi spasial aktivitas awan konvektif (IC), Sumatera DJF 1990 – 1997, 12UTC



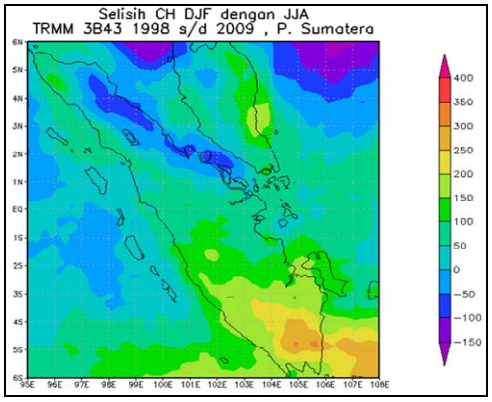
Gambar 2. Variasi spasial aktivitas awan konvektif (IC), Sumatera JJA 1990 – 1997, 12UTC



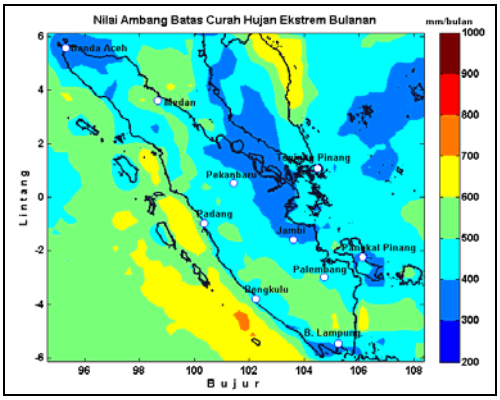
Gambar 3. Spektra periodisitas aktivitas awan konvektif sebagian Sumatera Barat (0° – 2° LS; 100° – 101° BT) Jan 1990 – Des 1997

Variasi spasial hujan di Sumatera (8° U - 8° S; 93° T - 109°T) untuk selisih perioda DJF dan JJA 1998 – 2009, variasi spasial nilai ambang kondisi ekstrem hujan 3B43V7 TRMM berdasar kriteria POT di wilayah yang sama tetapi selama perioda Januari 1998 – Desember 2011 (Suryantoro dkk., 2012.a) dan spektra periodisitas curah hujan observasi ruas bumi di BMKG Tabing Padang Sumatera Barat perioda Januari 1951 – Desember 2000 masing-masing disajikan dalam gambar (4), (5) dan (6) berikut.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 4. Variasi spasial hujan di Sumatera untuk selisih perioda DJF dan JJA 1998 – 2009



Gambar 5. Ambang bawah ekstrem hujan 3B43V7 TRMM daerah Sumatera, (Suryantoro dkk., 2012.a)

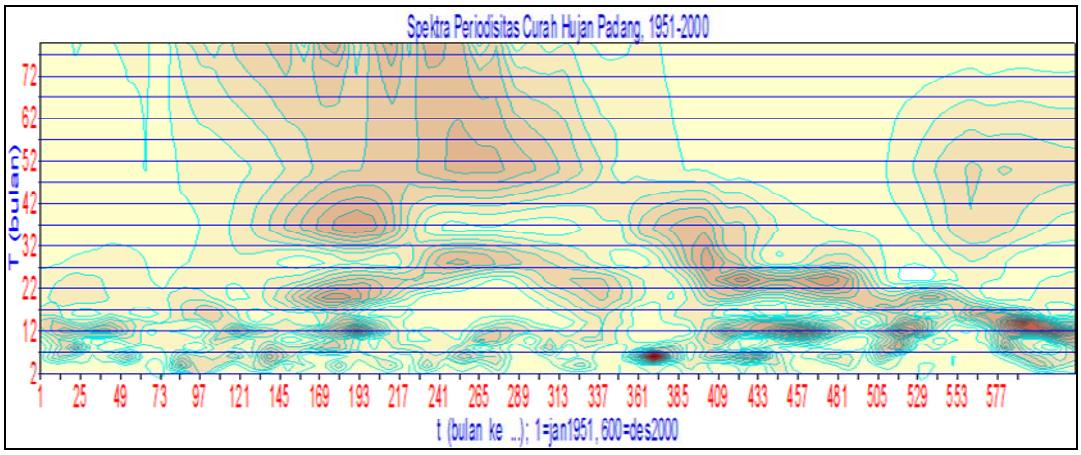
Korelasi curah hujan ORG 895 (observasi permukaan) di LPA LAPAN Kototabang Sumatera Barat dan 3B43V6 TRMM (observasi satelit) perioda Januari 2002 – Desember 2010 dan korelasi curah hujan BMKG (observasi permukaan) di Sicincin, Padang, Sumatera Barat dan 3B43V6 TRMM (observasi satelit) perioda Januari 2002 – Desember 2007 disajikan dalam gambar (7) dan (8). Sedang pola bulanan (Januari 1998 – Juni 2011) hujan 3B43V6 TRMM, prediksi 1 sampai 18 bulan ke depan (Juli 2011 – Desember 2012) dengan kriteria ARIMA dan nilai ambang kondisi ekstrem hujan berdasar kriteria POT, persentil 95 (P95), persentil 99 (P99) dan quintil untuk satu grid data daerah Bandara Polonia Medan dan sekitarnya (Suryantoro dkk., 2012.a) disajikan dalam gambar (9) berikut.

3.2 PEMBAHASAN

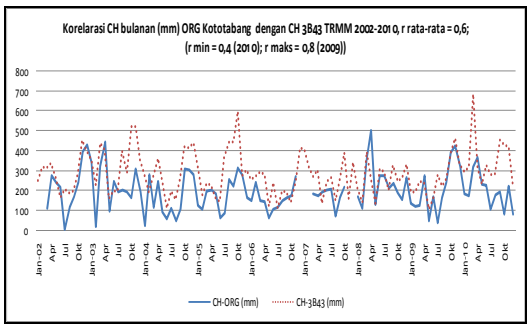
Dari gambar (1) terlihat bahwa pada saat monsun musim dingin belahan bumi utara (monsun Asia) 1990-1997 aktivitas konveksi paling intensif dengan indeks konveksi IC>15 yang terjadi di daerah sekitar 2,2° LS sampai 5,8° LS pada bujur 100,8° BT sampai 105,2° BT yang mencakup sebagian kecil daratan Sumatera Barat, sebagian besar Bengkulu, dan sebagian besar Lampung pada jam 12 UTC (bersesuaian dengan jam 19 WIB) sebagaimana ditunjukkan dalam gambar (1) merupakan gambaran aktivitas konveksi maksimum yang terjadi di atas permukaan daratan pada selang waktu dan daerah pengamatan yang ditinjau tersebut. Aktivitas konveksi ini mulai berkembang dan mencapai intensitas maksimum pada jam 12 UTC (19 WIB) sampai jam 15 UTC (22 WIB) di daerah tersebut, kemudian menyusut pada jam 18 UTC (01 WIB) dan menghilang pada jam 21 UTC (04 WIB) sampai 09 UTC (16 WIB). Aktivitas konveksi yang terjadi

ISBN : 978-979-1458-64-1

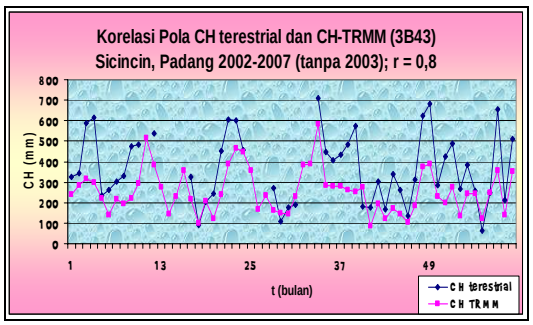
di Sumatera pada jam-jam 00 UTC, 03 UTC, 06 UTC, 09 UTC, 15 UTC dan 21 UTC tidak ditampilkan dalam makalah ini mengingat pembatasan halaman, namun tetap digunakan sebagai bahan analisis.



Gambar 6. Spektra periodisitas curah hujan di BMKG Tabing Padang Sumatera Barat perioda Januari 1951 – Desember 2000



Gambar 7. Korelasi curah hujan ORG 895 dan 3B43V6 TRMM di Kototabang Sumatera Barat perioda Januari 2002 – Desember 2010



Gambar 8. Korelasi curah hujan BMKG dan 3B43V6 TRMM di Sicincin, Padang, Sumatera Barat perioda Januari 2002 – Desember 2007

Aktivitas konveksi paling tinggi/intensif dengan indeks konveksi IC>15 yang terjadi di sebagian kecil daratan Sumatera Barat, sebagian besar Bengkulu, dan sebagian besar Lampung yang terjadi pada jam 12 UTC (19 WIB) ini mempunyai selang waktu sekitar 7 jam dengan saat puncak siang hari (yang dianggap sebagai saat radiasi dipancarakan dalam jumlah maksimum) di daerah pengamatan yang ditinjau. Perbedaan yang cukup lama ini antara lain disebabkan karena daratan mempunyai panas jenis yang relatif kecil terhadap lautan (0,190 kal g^{-1} $°C^{-1}$ untuk batuan quartz kering, dan 0,60 kal g^{-1} $°C^{-1}$ untuk lumpur basah), meskipun demikian pemanasan yang terjadi di siang hari tidak secara spontan diikuti pemanasan di atas daratan. Pemanasan yang terjadi di siang

ISBN : 978-979-1458-64-1

hari yang tidak secara spontan diikuti pemanasan di atas daratan tersebut di atas juga mengindikasikan bahwa sumber utama pemanasan pada proses pertumbuhan dan perkembangan awan konvektif bukan berasal dari radiasi matahari langsung, melainkan berasal dari radiasi gelombang panjang dari permukaan bumi yang memanasi atmosfer.

Selanjutnya, dari gambar (2) terlihat bahwa pada saat monsun musim dingin belahan bumi selatan (monsun Australia) 1990-1997 aktivitas konveksi paling intensif dengan indeks konveksi IC =12-15 yang terjadi di sebagian besar Aceh (di daerah sekitar 3,2° LU sampai 4,8° LU pada bujur 96° BT sampai 98° BT) merupakan gambaran aktivitas konveksi maksimum yang terjadi di atas permukaan daratan pada selang waktu dan daerah pengamatan yang ditinjau tersebut. Aktivitas konveksi ini mulai berkembang dan mencapai intensitas maksimum pada jam 12 GMT (19 WIB) di daerah tersebut, sebagaimana ditunjukkan dalam gambar (2), kemudian menyusut pada jam 18 GMT (01 WIB), dan menghilang pada jam 21 GMT (04 WIB) sampai 09 GMT (16 WIB). Aktivitas konveksi yang terjadi di Sumatera (8° LU - 8° LS; 93° BT - 109° BT) saat monsun musim dingin belahan bumi selatan (monsun Australia) 1990-1997 pada jam-jam 00 GMT, 03 GMT, 06 GMT, 09 GMT, 15 GMT, 18 GMT dan 21 GMT juga tidak ditampilkan dalam makalah ini, dengan pemikiran untuk pembatasan jumlah halaman.

Dari gambar (3) di atas terlihat bahwa hampir di semua daerah pengamatan yang ditinjau tidak muncul periodisitas aktivitas awan konvektif yang mengindikasikan fenomena TBO (*Tropospheric Biennial Oscillation*) ataupun fenomena ENSO (*El-Nino Southern Oscillation*). Dengan perkataan lain, di daerah pengamatan yang ditinjau ini, periodisitas aktivitas awan konvektif yang mengindikasikan fenomena osilasi dalam satu musim / osilasi Madden Julian (*ISO : Intra Seasonal Oscillation / MJO : Madden Julian Oscillation*) dengan periode 40-50 hari sampai 70-90 hari, osilasi setengah tahunan / monsun (*SAO : Semi Annual Oscillation / Monsoon*) dengan periode 125-130 hari sampai 165-180 hari, dan osilasi tahunan (*AO : Annual Oscillation*) dengan periode 280-320 hari sampai 435-460 hari, merupakan periodisitas aktivitas awan konvektif yang paling sering muncul.

Hal menarik yang ditemui dari gambar (4) dalam penelitian ini adalah adanya gambaran yang menunjukkan bahwa fenomena monsun Asia Timur dan Tenggara berpengaruh kuat terhadap variasi spasial curah hujan di kedua daerah Sumatera, sebagaimana ditunjukkan dalam gambar (4) di atas. Hal ini ditunjukkan dengan adanya nilai + (positif) dari selisih curah hujan akumulatif selama perioda DJF dengan perioda JJA. Nilai + (positif) dari selisih curah hujan akumulatif selama perioda DJF dengan perioda JJA melingkupi wilayah yang luas (hampir di keseluruhan wilayah Sumataera). Di sebagian besar Sumatera ini hujan yang tinggi pada perioda *boreal winter* ini karena

ISBN : 978-979-1458-64-1

adanya pengaruh yang kuat dari angin monsun musim dingin BBU dari Pasifik Barat Laut dan laut China Selatan. Angin monsun timur laut ini lebih kuat pengaruhnya dibandingkan dengan angin tenggara karena adanya baroklinik yang intensif di atas daratan Asia yang dingin pada perioda *boreal winter*.

Selanjutnya, dari gambar (5) di atas terlihat bahwa nilai ambang kondisi ekstrem hujan di wilayah Sumatera dan sekitarnya rata-rata bulanan selama Januari 1998 sampai Desember 2011 bervariasi dari nilai 300 mm/bulan sampai 700 mm/bulan. Wilayah NAD (Nangroe Aceh Darussalam) dalam rentang 4,5° – 6,0° LU ; 95,0° – 97,5° BT merupakan wilayah di Sumatera yang memiliki nilai ambang kondisi ekstrem hujan paling rendah, antara 300 mm/bulan sampai 400 mm/bulan. Sedang wilayah lautan di sebelah barat Padang dan Bengkulu dalam rentang 3,5° – 5,0° LS ; 99,0° – 100,0° BT merupakan wilayah yang memiliki nilai ambang kondisi ekstrem hujan paling tinggi, antara 650 mm/bulan sampai 700 mm/bulan. Dari gambar (5) di atas secara umum juga terlihat bahwa nilai ambang kondisi ekstrem hujan di wilayah Sumatera dan sekitarnya ini memiliki variasi spasial yang tinggi pula.

Hal menarik yang ditemui dari gambar (6) di atas tentang spektra periodisitas curah hujan observasi permukaan selama rentang pengamatan Januari 1951 sampai Desember 2000 adalah adanya gambaran bahwa di daerah pengamatan yang ditinjau ini muncul periodisitas antar tahunan yang mengindikasikan fenomena TBO (*Tropospheric Biennial Oscillation*) dengan perioda antara 20 – 30 bulan, ataupun fenomena ENSO (*El-Nino Southern Oscillation*) dengan perioda antara 36 – 62 bulan. Demikian pula muncul periodisitas tahunan yang mengindikasikan fenomena AO/monsun (*Annual Oscillation/Monsoon*) dengan perioda antara 10 – 14 bulan, periodisitas setengah tahunan yang menggambarkan fenomena SAO/monsun (juga) (*Semi Annual Oscillation / Monsoon*) dengan perioda antara 5 – 7 bulan. Dan periodisitas sub musiman (2 – 3 bulan) yang mengindikasikan fenomena osilasi dalam satu musim / osilasi Madden Julian (*ISO : Intra Seasonal Oscillation / MJO : Madden Julian Oscillation*) juga muncul di daerah yang ditinjau dalam penelitian ini, meskipun dengan jumlah kemunculan fenomena MJO yang relatif sedikit (5 kali). Hal ini mungkin disebabkan perioda data yang diolah dalam penelitian ini adalah bulanan, sehingga eksplorasi fenomena yang memiliki perioda sub musiman (2 – 3 bulan) jarang muncul dengan teknik WWZ.

Dari gambar (7) dan (8) di atas terlihat bahwa ternyata curah hujan yang diamati di permukaan memiliki korelasi yang baik dengan estimasi hujan yang diperoleh dari observasi satelit (*space based*). Lebih rinci, korelasi curah hujan ORG 895 (observasi ruas bumi) di LPA (Loka Pengamatan Atmosfer) LAPAN Kototabang Sumatera Barat dan 3B43V6 TRMM (observasi

ISBN : 978-979-1458-64-1

satelit) tertinggi terjadi di tahun 2009 dengan nilai koefisien korelasi r = 0,8 dan terrenadah terjadi di tahun 2010 dengan nilai koefisien korelasi r = 0,4 selama perioda pengamatan Januari 2002 – Desember 2010. Demikian pula halnya, korelasi curah hujan BMKG (observasi ruas bumi) di Sicincin, Padang, Sumatera Barat dan 3B43V6 TRMM (observasi satelit) juga memberikan nilai koefisien korelasi yang baik, dengan nilai koefisien korelasi tertinggi r = 0,8 selama perioda pengamatan perioda Januari 2002 – Desember 2007. Hal ini menyiratkan bahwa estimasi hujan yang diperoleh dari observasi satelit (*space based*) dapat digunakan untuk mendapatkan nilai curah hujan di wilayah-wilayah Sumatera yang tidak memiliki penakar curah hujan di permukaan.

Dari gambar (9), dapat diungkapkan bahwa kriteria POT, persentil ke 95 (P95) dan persentil ke 99 (P99) merupakan kriteria yang layak untuk menentukan kejadian ekstrem di daerah Bandara Polonia Medan dan sekitarnya, sedang kriteria quintil kurang sesuai digunakan untuk menentukan ambang kondisi ekstrem hujan karena memberikan nilai kemungkinan kejadian kondisi ekestrem hujan cukup besar. Secara rinci dapat dilihat dalam Suryantoro dkk., (2012).

4. KESIMPULAN

Sebagian kecil daratan Sumatera, di daerah sekitar 2,2° LS sampai 5,8° LS pada bujur 100,8° BT sampai 105,2° BT (yang mencakup wilayah sebagian kecil Sumatera Barat, sebagian besar daratan Bengkulu, dan sebagian besar daratan Lampung) pada jam 12 GMT (19 WIB) merupakan wilayah dengan aktivitas konveksi paling tinggi (dengan indeks konveksi, IC>15) untuk permukaan daratan. Spektra periodisitas aktivitas awan konvektif dan hujan yang terjadi beragam, mulai dari sub musiman (20 – 90 hari), setengah-tahunan (5 – 7 bulan), tahunan (11 – 13 bulan) dan antar tahunan (30 – 60 bulan). Korelasi hujan observasi satelit (3B43V6 TRMM) dan permukaan (ORG895) untuk lokasi LPA LAPAN Kototabang Sumatera Barat memberikan hasil yang baik dengan nilai r maksimum = 0,8 selama perioda pengamatan Januari 2002 sampai Desember 2010. Nilai ambang kondisi ekstrem hujan di wilayah Sumatera dan sekitarnya rata-rata bulanan selama Januari 1998 sampai Desember 2011 bervariasi dari nilai 300 mm/bulan sampai 700 mm/bulan. Wilayah NAD (Nangroe Aceh Darussalam) merupakan wilayah di Sumatera yang memiliki nilai ambang kondisi ekstrem hujan paling rendah, antara 300 mm/bulan sampai 400 mm/bulan. Sedang wilayah lautan di sebelah barat Padang dan Bengkulu merupakan wilayah yang memiliki nilai ambang kondisi ekstrem hujan paling tinggi, antara 650 mm/bulan sampai 700 mm/bulan.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DAFTAR ACUAN

Bey, A., 2003, Prospek Model ARIMA Sebagai Alat Prediksi Curah Hujan Stasiun Karawang Sebagai Studi Kasus, *Prosiding Temu Ilmiah Prediksi Cuaca dan Iklim Nasional 2002*, Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN), Jakarta, 39 – 44.

Fowler, H.J. and Kilsby, C.G., 2003, A Regional Frequency Analysis of United Kingdom Extreme Rainfall from 1961 to 2000, *International Journal of Climatology,* **11**, pp. 1313-1334.

Haylock, M. and N. Nicholls, 2000, Trends in Extreme Rainfall Indices for an Updated High Quality Data Set for Australia, 1910–1998, *Int*. *J*. *Climatol*., **20,** pp. 1533–1541

Suryantoro, A., S. Marpaung dan T.Harjana, 2012.a., Kriteria Quintil, Persentil dan POT untuk Menentukan Kondisi Ekstrem Hujan di Medan, Jakarta dan Ambon, *Prosiding Seminar Nasional Sains Atmosfer dan Antariksa*, LAPAN, Jakarta, in press, 10 hal.

Tjasjono, B.H.K., A. Lubis, I. Juaeni, Ruminta dan S.W.B. Harijono, 2008, Dampak Variasi Temperatur Samudera Pasifik dan Hindia Ekuatorial terhadap Curah Hujan di Indonesia, *Jurnal sains Dirgantara vol.5 no.2, Juni 2008*, 83 – 95.

Tjasyono, B.H.K., 2004, Monsun. *Dari : Klimatologi*, Penerbit ITB, Bandung, pp.71-77.

TRMM GSFC NASA, 2012, *Data Products,*
http://trmm.gsfc.nasa.gov/data_dir/data.html (diakses 02 April 2012).

ISBN : 978-979-1458-64-1

PENGEMBANGAN INSTRUMEN DALAM SAINS DAN TEKNOLOGI ATMOSFER

Chunaeni Latief
Bidang Teknologi Atmosfer, Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer LAPAN
Jl. Dr Djundjunan 133, 022-6037445, fax: 022-6037443.
chunaeni@yahoo.com

Abstract

Science and atmospheric instrumentation technology are rapidly development, especial by supported developing electronic technology on the SMD (surface molded device). Observation and developing instrumentation on terrestrial system and space system are very quickly progress. Research successfully and speedy development based on management, manpower, instrument are fully facilitation respectively. The succeed atmospheric monitoring instrument, simulation and modeling are necessary to reach complete research with perfect data and sharp analysis. The Atmospheric Science and Technology Center of LAPAN coincide to the mission program should can be innovative developed in atmospheric measurement instrumentation to support satellite and rocket program in future. This progress claim to obtain in reaching rocket payload, satellite program and atmospheric exploration.

Keywords *: atmospheric instrumentation, terrestrial system, space system, science development method.*

Abstrak

Perkembangan instrumen penelitian sains dan teknologi atmosfer sangat pesat sekali, terutama dengan cepatnya teknologi elektronika melalui SMD (surface molded device). Pengamatan dan pengembangan instrumen baik dari ruas bumi maupun ruas angkasa sangat maju pesat. Keberhasilan penelitian dan pengembangan instrumen dilandasi pada manajemen, sumberdaya manusia, instrumen dengan fasilitasnya yang memadai. Keberhasilan instrumen pengamatan atmosfer, simulasi dan model sangat diperlukan dalam rangka menyempurnakan penelitan melalui kelengkapan data dan sempurnanya analisis. PSTA sesuai dengan tugas harus dapat mengembangkan instrumen pengukuran atmosfer dalam menyongsong program satelit maupun roket dimasa yang akan datang. Tentunya agar berkiprah di sistem muatan roket, satelit maupun pengembangan instrumen eksplorasi atmosfer.

Kata kunci : instrumentasi atmosfer, sistem ruas bumi, sistem ruas angkasa, metode pengembangan ilmiah.

1. PENDAHULUAN

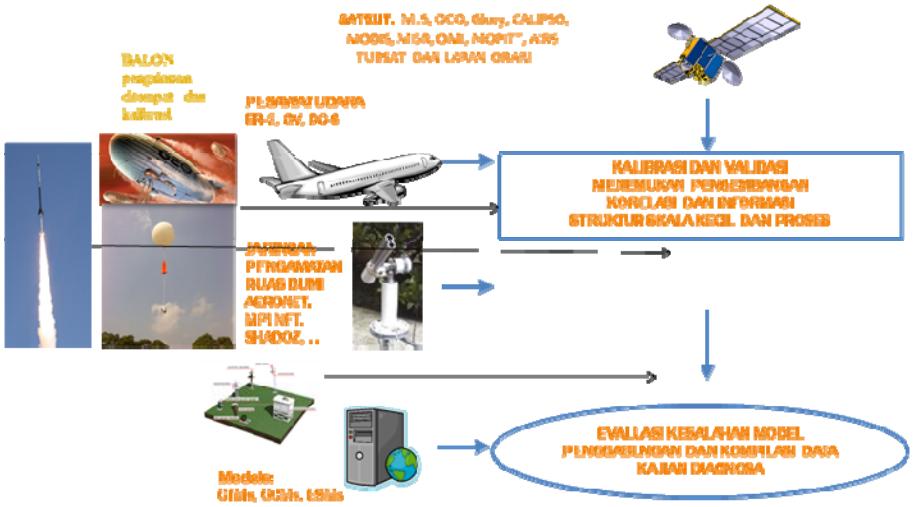
Perkembangan sains dan teknologi untuk mementau dan mengukur atmosfer sangat pesat sekali terutama dalam era digital dan informasi yang mengandalkan pada sistem *remote*. Seluruh aspek perkembangan teknologi telah dikerahkan untuk mengeksploitasi kondisi atmosfer maupun antariksa, karena banyak fenomena yang belum terungkap, termasuk fenomena perubahan iklim[1].

ISBN : 978-979-1458-64-1

Pengukuran parameter atmosfer untuk memperoleh data dan mengungkap fenomena yang baru maupun yang ganjil atau anomali dapat dilakukan dengan mengembangkan model, mengungkap komposisi atmosfer melalui pengembangan instrumen dan metode pengukuran yang handal dan akurasi tinggi[2]. Beberapa kegiatan dilakukan untuk menguak potensi atmosfer dengan dinamikanya melalui :

1. Monitoring dan pendeteksian dari satelit. pesawat, balon, roket.
2. Observasi dari ground-based dengan remote maupun insitu yang ditopang pengembangan metode dan teknologi pengukuran baru serta pemenuhan fasilitas yang memadai.
3. Pengembangan model dan simulasi
4. Penelitian bersama, kerjasama dan tukar informasi.

Dari ketiga kegiatan tersebut di atas, maka penelitian atmosfer dapat digunakan beberapa wahana (lihat Gambar 1.1) diantaranya, dari ruas bumi (AWS, sensor gas-gas, sensor cahaya dsb), ruas atas satelit dengan sensornya, maupun sistem roket, balon dan remote (radar, lidar). Pengukuran dapat sistem remote jarak jauh maupun sistem in situ.

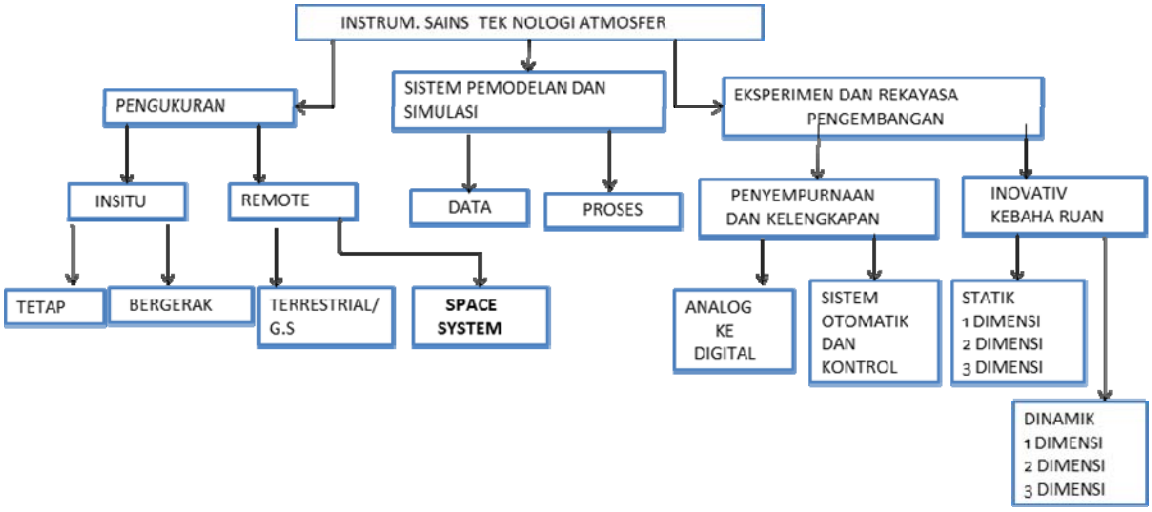


Gambar 1.1. Sistem wahana pemantauan dan penelitian atmosfer .[3], [4].

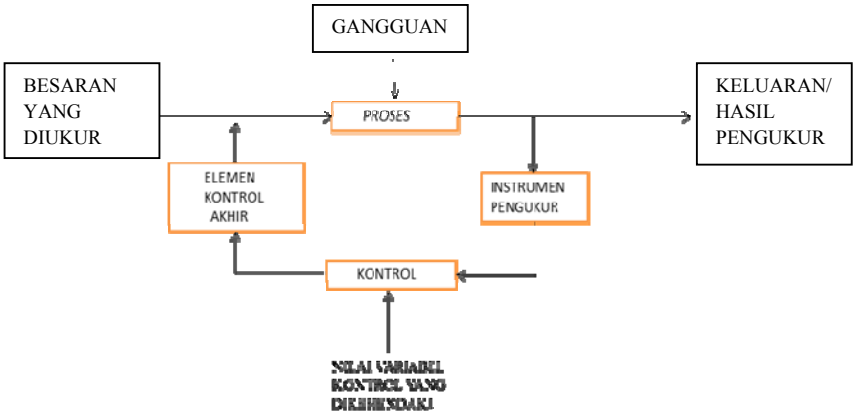
2. INSTRUMEN PENGUKURAN ATMOSFER

Instrumen yang digunakan untuk mengukur atmosfer berbagai ragam metode dan teknologi. Dimulai dari jenis pengukuran ada dua: insitu dan remote, dari remote ini dikembangkan sistem terrestrial dan space system (satelit dsb) lihat Gambar 2.1.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2.1. Kegiatan pada instrumentasi yang berkait dengan kegiatan sains dan teknologi Atmosfer.



Gambar 2.2. Pengukuran ini menggunakan fenomena dan ukuran yang cukup luas dari ukuran molekuler sampai skala planetary [5].

Dari Gambar 2.2. untuk mengukur parameter dam dinamika proses atmosfer dapat dilakukan dengan mengamati proses dinamika atmosfer menggunakan sensor-sensor yang tepat dan mengontrolnya melalui elemen kontrol yang akan dihasilkan hasil pengukuran parameter yang sesuai. Gambar 2.1, sistem taerrestrial salah satunya dapat dikembangkan Lidar (*light detection and ranging*). Gambar 2.3 Fasilatas ruas bumi di Loka Kototabang dengan fasilitas instrumen yang digunakan untuk mengukur aktifitas atmosfer (EAR, X-Band Radar, Optical Rain Gauge, Radio Sonde, lidar, Radiometer).

ISBN : 978-979-1458-64-1

Gambar 2.3. Fasilitas yang ada di Loka Kototabang untuk mengamati dinamika dan parameter atmosfer dikembangkanlah beberapa instrumen, EAR, X-Band radar, Optical rain gauge, radiosonde, Lidar, radiometer [6].

2.1. Pertimbangan Pengembangan Instrumen Pengukur Fenomena Atmosfer .

Untuk menganalisis fenomena atmosfer dapat dikembangkan *Model Development*. Model development ini termasuk parameterisasi dan evaluasi dengan data lengkap dan benar melalui observasi dan penelitian. Kelengkapan pengukuran perlu adanya kerjasama dengan pengamat yang lain untuk menyempurnakan data hasil penelitian. Langkah-langkah penguasaan instrumen untuk pengamatan atmosfer dapat dilakukan dengan :

1. Pengembangan instrumen dan mengoperasikan secara rutin dengan ketentuan yang berlaku berdasarkan SOP serta mengkalibrasikan berkala.
2. Menselaraskan program IPTEK atmosfer dengan bidang eksperimen yang menggabungkan program inovatif , pendekatan obyektif teknik pada eksperimen yang tepat.

Untuk mengkompilasi pengembangan instrumen sains dan teknologi atmosfer perlu dilakukan:

1. Memanaj dan mengkomunikasi penelitian dan hasil-hasil penelitian atmosfer baik dalam negeri maupun luar negeri.
2. Proses perancangan investigasi atau penelitian atmosfer dengan benar dan sesuai dengan prioritas utama kepentingan nasional dan atau mendukung perkembangan ilmiah secara global, baik dalam bentuk kelembagaan maupun kerjasama internasional.
3. Perlu adanya desiminasi dan visualisasi teknologi hasil penelitian dan pengembangan untuk mewujudkan dan menunjukkan kemandirian dan kemampuan bangsa.

   Kelengkapan program pengembangan instrumen sains dan teknologi atmosfer, tidak dapat secara serempak dilakukan dan dikuasai, namun perlu:

   a. Analysis programs dengan sistem *sampling* perkembangan teknologi terpilih yang tepat .

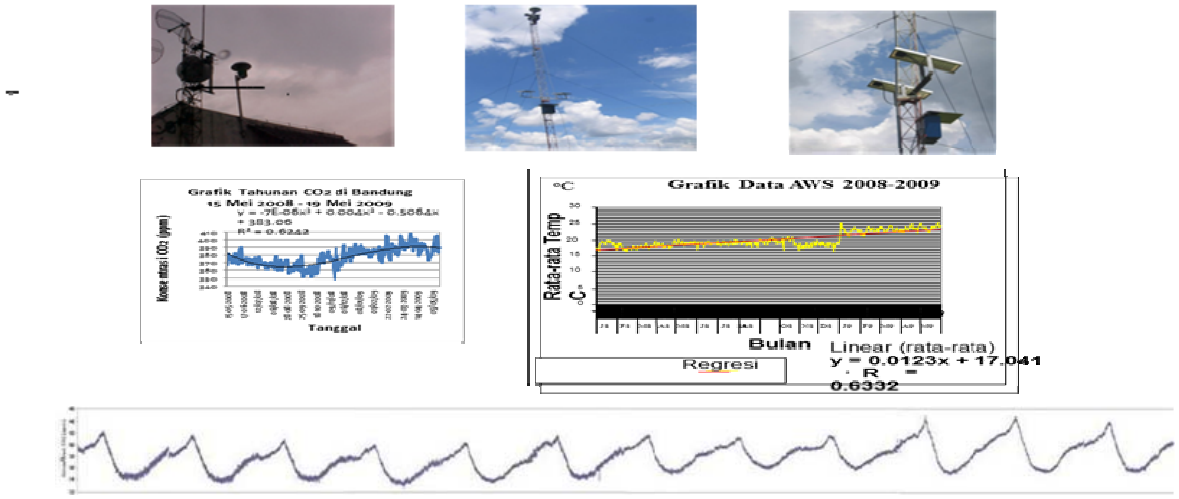
ISBN : 978-979-1458-64-1

b. Pengembangan sistem modeling dan simulasi untuk mengatasi masalah biaya, waktu dan luasnya cakupan.
c. Analisis keruangan yang digunakan dalam pengembangan sistem penelitian melalui kajian yang detail.
d. Mengembangan sistem aplikasi, walaupun basisnya pada research and development.
e. Diperlukan manajemen sistem link informasi dan komunikasi agar tidak ketinggalan dalam menggapai perkembangan iptek atmosfer.

2.2. Instrumen yang Dikembangkan di PSTA

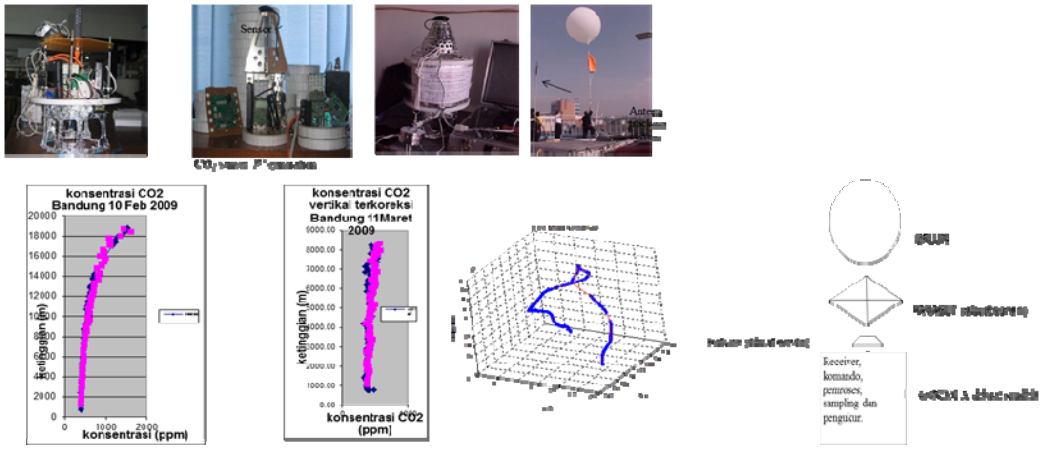
Dari pembahasan pengukuran fenomena dan pengembangan instruimen sains atmosfer tersebut di atas disajikan pengembangan sistem pengukuran parameter atmosfer yang telah dan akan dan dikembangkan di Bidang Teknologi Atmosfer LAPAN diantaranya instrumen:

1. Pengukur profil CO2 vertikal (SATKLIM LPN-1A) dan pemantau CO_2 tetap /horizontal (SATKLIM LPN-1B) dengan P, T, Rh, dan posisi (GPS) (Gambar 2.4 dan 2.5).
2. BROWSING (Bandung radio wind sounding) dengan P, T, Rh, posisi dan arah angin.
3. Pengukur/pemantau CO tdan O_2 tetap (horizontal).
4. Pengolahan sinyal radar dari radar maritime, menjadi radar pengamatan hujan.
5. Pengembangan sistem Lidar
6. Membantu pengembangan penelitian *microgravity* bekerjasama dengan FI dan STH ITB (Gambar 2.6).



Gambar 2.4. Fasilitas instrumen pengukur CO_2 dan data hasil pengukuran temperatur dan data CO_2 satu tahun (2008 -2009)[7].

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2.4. Fasilitas instrumen pengukur CO_2 vertikal dan data hasil pengukuran CO_2 ke atas dan ke bawah di Bandung dan lintasan sensornya. Kanan struktur pengukuran CO_2 vertikal.[8]

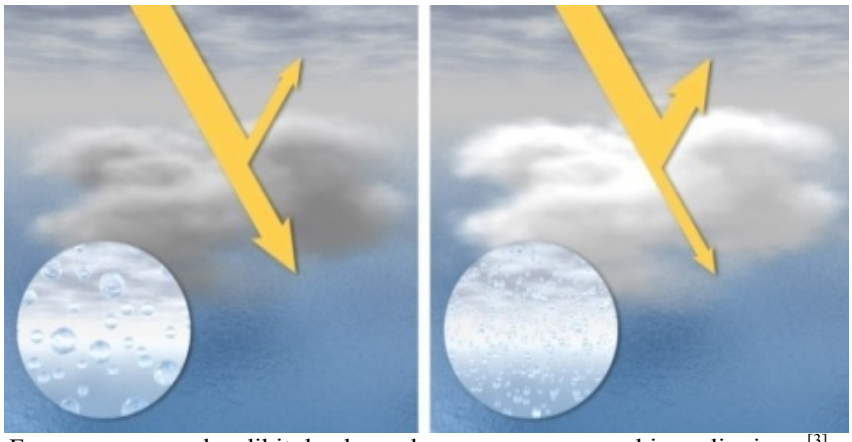
Gambar 2.6 Percobaan pengujian sensitifitas dan kemampuan probe dalam menghitung gas O_2 dan CO_2 pisang pada sistem mikrogravitasi.[8]

Semua instrumen yang terdapat pada Gambar 2.4- 2.6. telah dikembangkan dan digunakan oleh PSTA LAPAN dan data telah dipublikasi serta dianalisis hasilnya.

3. PENGEMBANGAN SISTEM LIDAR

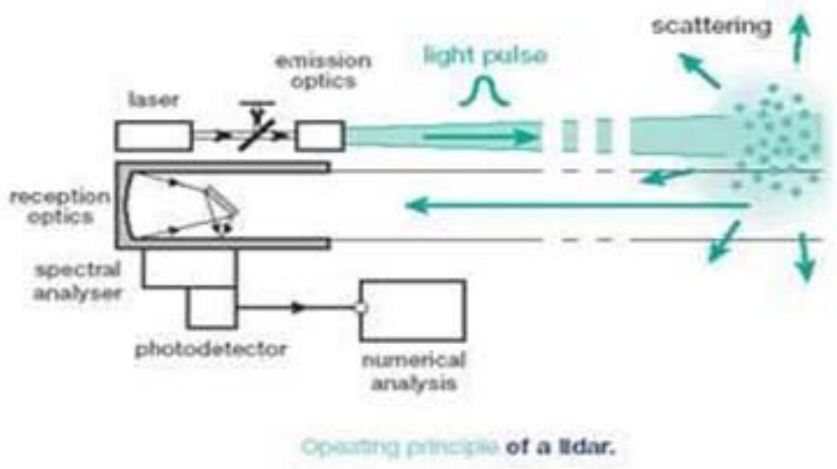
Penelitian atmosfer sangat menarik, karena masih banyak fenomena atmosfer yang belum diketahui dan diungkap secara sempurna seperti: iklim, aerosol, awan, lapisan batas, dinamika pergerakan gas di stratosfer dsb. Contoh aerosol sedikit aerosol berarti sedikit pemantulan cahaya matahari, yang berarti terjadinya pendinginan lemah (lihat Gambar 2.7 kiri). Sebaliknya beragam jenis aerosol dan banyak aerosol kecil berjatuhan yang berarti pemantulan sinar matahari meningkat, sehingga pendinginan kuat (lihat Gambar 2.7 kanan). Fenomena ini perlu dipelajari lebih mendalam, apalagi kalau terjadi saat pagi hari yang dapat membentuk lapisan aerosol pada atmosfer bawah.

ISBN : 978-979-1458-64-1

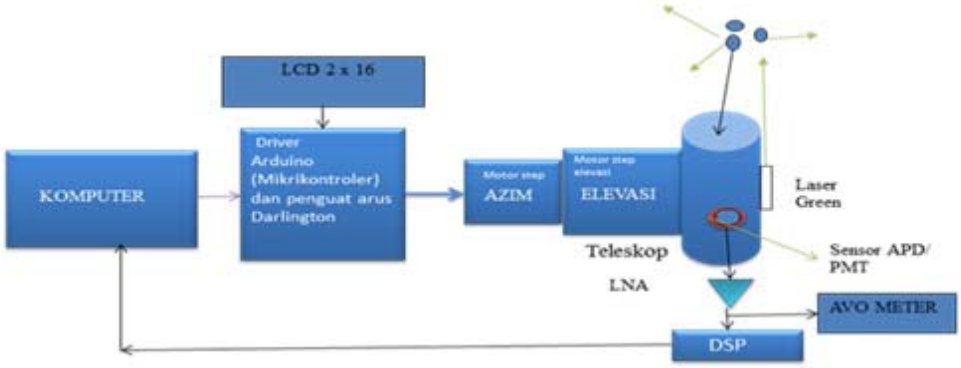


Gambar 2.7. Fenomena aerosol sedikit dan banyak yang mempengaruhi pendinginan.[3]

Untuk mengamati aerosol khususnya lapisan aerosol atmosfer bawah dikembangkanlah Lidar mini yang prinsip kerjanya dapat dilihat pada Gambar 2.8

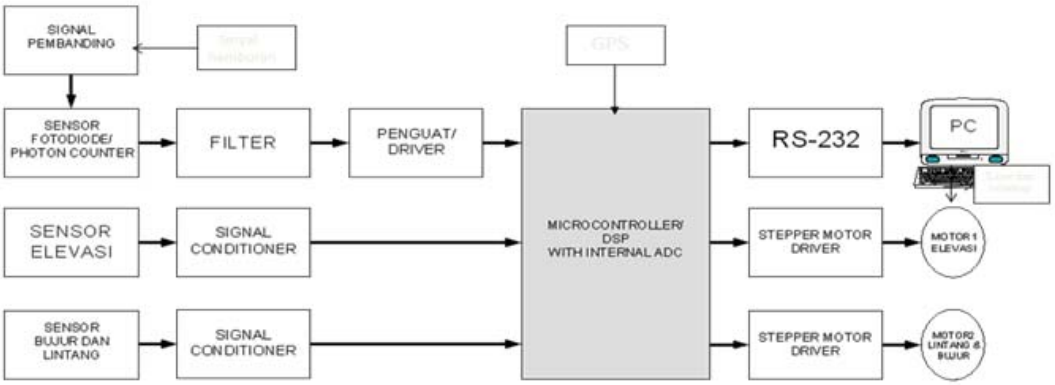


(a)



(b)

ISBN : 978-979-1458-64-1



(c)

Gambar 2.8. Pengembangan Lidar yang sedang dibuat [9], [10]:
(a) Prinsip Lidar dengan sumber laser pulsa dan hamburan belakang ditangkap teleskop dan diproses lebih lanjut.
(b) Disain Lidar yang berbasis pada laser 523 nm dengan rotator berbasis motor step pada penguat darlington untuk elevasi dan azimuth.
(c) Proses sinyal yang dirancang dari sensor ke computer dan control posisi.

Dari Gambar 2.8 ditunjukkan cahaya laser ditembakkan ke atmosfer, karena ada aerosol, maka akan mengalami hamburan belakang. Cahaya balik dari hamburan belakang dikumpulkan oleh teleskop dan diarahkan ke detektor foto, selanjutnya sinyal keluaran diproses.

Dari pengembangan lidar tersebut di atas, yang dilakukan adalah sistem rotator dan pengendaliannya menggunakan mikrokontroler/computer. Rotator dipandu oleh rangkaian Darlington untuk azimuth dan elevasi pada sudut 360° dan 90° melalui motor step. Sedangkan keluaran sinyal dari detektor (APD/PMT) dilanjutkan ke penguat LNA dan masuk ke sisitem DSP selanjtnya disinkronkan dengan komputer.

Hasil simulasi program dari persamaan hamburan belakang (pers. 3.1 dan 3.2) digambarkan pada Gambar 3.1.[11]

3.1. Perencanaan Lidar

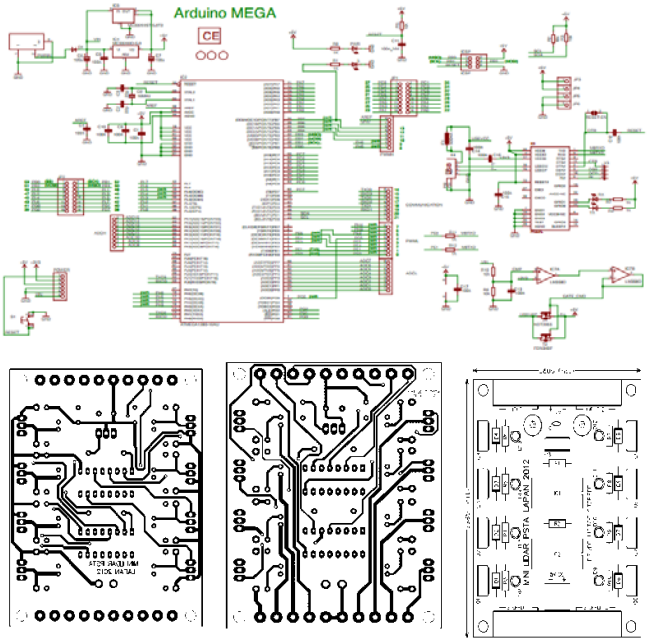
$$N(R) = \frac{N_o}{R^2}\frac{cA}{2}[\beta_a(R)\frac{P_a(\pi,R)}{4\pi} + \beta_m(R)\frac{P_m(\pi,R)}{4\pi}]e^{-2\tau(R)} + M(R) + B, \qquad (3.1)$$

Atau disederhanakan dalam daya yang diterima sensor adalah:

$$P_r(R) = P_o (A_r/R^2)\, \beta_o(R)\, (cT_L)/2\, \exp[-2 \qquad (3.2)$$

ISBN : 978-979-1458-64-1

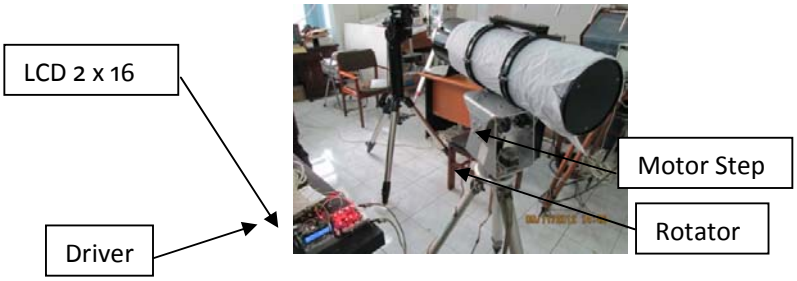
Mikrokontroler Driver Darlington Sistem rotator



Gambar 3.1. Atas rangkaian mikrokontroler, driver Darlington dan rotator yang dibuat, tengah: rangkaian mikrokontroler yang digunakan berbasis ARDUINO, paling bawah disain rangkaian dari driver maupun hexbuffer.[10]

3.2. Realisasi Pengembangan

Dari perancangan dan pengembangan lidar di atas dapat dilihat teleskop yang dipasang pada rotator dan telah diujicoba gerak elevasi dan azimuth, serta deteksi hamburan belakang dengan foto diode (sementara) OPT 301 (lihat Gambar 3.2.).



Gambar 3.2. Ujicoba teleskop pada rotator dengan driver Darlington.[10]

Hasil uji coba gerak azimuth dapat memutar sampai 360° dan elevasi sampai 90°, dengan program terpasang switch. Percobaan selanjutnya melihat hamburan belakang dari detektor foto

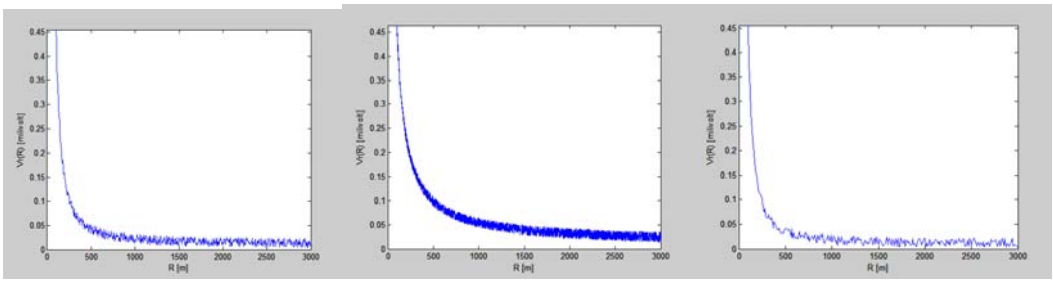
ISBN : 978-979-1458-64-1

OPT 301(sementara) hasilnya (lihat Tabel 3.1) dan Model simulasi hamburan belakang dengan program Matlab (lihat Gambar 3.2).

Tabel 3.1. Hasil pengukuran backscattering pada objek stereofoam pada Green Laser pointer 532 nm daya laser 48 mW pada OPT 301

Jarak [cm]	Daya hamburan belakang di titik sensor [m watt]	Keluaran detektor [mV]	Keterangan Catu tegangan OPT 301 ± 5 V
5	45	2.700	Hamburan menyebar, Tanpa kolektor teleskop Background tegangan 2 mV dengan penguatan luar sebesar 1,5 x Letak laser Green 10 cm sebelah kiri sensor Objek penghambur stereofoam bergeser dari jarak dekat ke menjauh
7,5	44	2200	
10	43	1800	
12,5	42.5	1400	
15	42	1000	
17,5	40	800	
20	39	400	
30	38,5	300	
40	38	200	
50	26	100	
60	24	40	
70	20	20	
80	18	10	
90	16	4	
100	15	1,0	
208	13	0,8	
307	11	0,2	

Sumber: Hasil pengukuran.



(a) (b) (c)

Gambar 3.3. Hasil pembuatan Model hamburan belakang yang diterima sensor. [12]
(a) Jarak awal R = 100 m, selang 1 m, R akhir 3000m, noise 0,01mV
(b) Jarak awal R = 100 m, selang 5 m,R akhir 3000 m, noise 0,01 mV
(c) Jarak awal R = 100 m, selang 5 m, R akhir 3000 m, noise 0,02 mV

4. ANALISIS

Hasil disain pada ujicoba rotator, diperoleh kesulitan dengan menggunakan ulir merit sebagai penggerak motor step, karena terlalu kecil dengan arus 3A pada tegangan 5 VDC, padahal teleskop yang ditopang seberat 8 kg. Oleh karena itu perlu dilakukan perbaikan pada motor step

ISBN : 978-979-1458-64-1

Sanyo Denki pada daya yang tinggi. Untuk elevasi semua berjalan sesuai dengan perencanaan. Untuk mengatasi mikrokontroler Arduino dengan driver Darlington ditambahkan hexbuffer untuk mengatasi sinyal cacat. Sedangkan pada mikrokontroler driver diperlukan heatsink untuk melepas panas pada arus Darlington yang cukup besar (3 A) walaupun mampu sampai 4 amper.

Hasil eksperimen menggunakan fotodiode OPT 301, yang sudah dilengkapi dengan penguat low noise. Pada percobaan hamburan belakang dari bahan stereofoam dapat dilihat pada Tabel 3.1. dengan menggunakan laser green (LG) pada daya 48 mW keluaran detektor semakin jauh semakin lemah, kesulitannya adalah meletakkan OPT 301 pada teleskop, sehingga data tersebut belum pada teleskop dan bukan pada fokus. Namun pengujian ini merupakan pengujian apakah detektor foto OPT 301 dapat digunakan untuk jarak dekat ?. Letak kesulitan OPT 301 memerlukan catu daya tinggi (diberi diatas 9 volt), sehingga output sinyalnya kurang peka pada sinyal kecil.

Pengamatan daya hamburan belakang yang dapat ditangkap power meter laser menunjukkan semakin jauh aerosol, daya yang diterima semakin kecil. Artinya dari persamaan 3.2. ada korelasi bahwa hamburan belakang tergantung jarak (R). Pengujian ini mendukung simulasi model pada Gambar 3.3 yang menunjukkkan bahwa R semakin jauh intensitas yang diterima sensor semakin rendah.

Gambar 3.3 simulasi model hamburan belakang yang diprogram menggunakan Matlab, menunjukkan bahwa semakin dekat R, maka sinyal semakin tinggi, dan tergantung dari kondisi atmosfer yang dinyatakan dengan kerapatan aerosol, tekanan, temperatur, koefisien hamburan belakang maupun koefisien eksisting serta jarak dan daya laser yang dikeluarkan. Terlihat dari Gambar 3.3, jika aspek noisenya diperbesar, maka sinyal yang diterima akan semakin tenggelam dengan noise, walaupun pola sama. Jika sampling sinyal semakin rapat, maka isyarat yang diterima dari hamburan belakang semakin rapat dan memungkinkan informasi aerosol akan semakin banyak. Hal ini yang diharapkan untuk analisis aerosol selanjutnya. Analisis ini melalui model ini untuk menopang DSP dengan ditanamkannya program pada pada DSP (digital signal processing).

5. KESIMPULAN

Dari pembahasan di atas, maka untuk pengembangan instrumen dalam sains atmosfer diperlukan adanya manajemen pengembangan, kerjasama, pembiayaan dan adanya tukar informasi. PSTA sebagai pusat salah satu mengemban tugas riset sains dan teknologi atmosfer, harus sanggup untuk mengembangkan peralatan melalui proses menitru, mengembangkan dan berinofasi dalam peralatan maupun penelitian termasuk pengukuran dengan metode dan pengolahan data. Untuk mencapai kiprah pengembangan instrumen pengukuran atmosfer, maka diperlukan SDM yang

ISBN : 978-979-1458-64-1

mumpuni dan kesungguhan pengembangan dengan kemampuan yang ada dan percaya diri sebagai pengemban teknologi atmosfer. Hasil pengembangan alat yang telah ada dan eksperimen yang telah dilakukan perlu adanya kerjasama unsure peneliti, perekayasa dalam aspek pengembangan instrumen di masa yang akan datang. Karena biaya pengembangan instrumen cukup besar seyogyanya dilakukan bertahap., seperti pada pengembangan instrumen SATKLIM LPN-1A atau 1B serta lidar dan lainnya.

DAFTAR RUJUKAN

U.S. Departemen of Energy**,** Atmospheric Instrumentation and Measurements, Environmental Science Division, diakses 20 Nov. 2012.

Karen Louise Aplin, 2000, Atmospheric Instrumentation For Ion Measurement, Thesis of Ph.D, Departmen of Meteorology, Reading University.

Hal Maring , 2012, Climate Variability and Change: Earth Observing Satellites an Earth System Science at NASA, Radiation Sciences Program Earth Science Division Science Mission Directorate NASA HQ.

James Crawford; et.al, 2010, Southeast Asia Composition, Cloud, Climate Coupling Regional Study (SEAC4RS) Planning Document (Overview), NASA, USA Doeblin, R.O, 1990, Measurement System, Asian Edition, New York.

Tuti B, dkk, 2012, Persiapan Program Kerjasama, SEAC4RS PSTA LAPAN dan USA.

Chunaeni Latief dkk, 2010, Karakteristik CO_2 Permukaan di Bandung tahun 2008- 2009 (Pengukuran Tetap Di Wilayah Pasteur), JSD, Vol.8 no.1, 2010, p.62-78.

Chunaeni Latief, dkk, 2010, Karakterisasi Dan innventarisasi Kimia Atmosfer Indonesia dan Interaksinya Dengan Iklim, Laporan Program Penelitian, PUSFAT SATKLIM LAPAN.

Eric P Shettle, Robert W. Fenn, 1979, Model for the Aerosol Lower Atmosphere and the Effect of Humidity Variations on Their Optical Properties, Air Force System Command, USAF.

Chunaeni Latief, dkk, 2012, Pengembangan Sistem Mini Lidar untuk Penelitian lapisan Aerosol Atmosfer Bawah (Lower Aerosol Layer) Di Bandung, laporan Program Penelitian PSTA LAPAN.

Päivi Piironen, 1994, A High Resolution Lidar based on Iodine Absoption Filter, 1 Agustus 1994, diakses dari Google, 13 September 2011.

Chunaeni Latief, 2012, Karakter Hamburan Belakang Pada Remote Aerosol Menggunakan Laser Green 532 nm, makalah Review Program Penelitian PSTA 2012.

ISBN : 978-979-1458-64-1

VARIABILITAS TEMPORAL HIDROMETEOROLOGI DAERAH ALIRAN SUNGAI CISANGKUY KABUPATEN BANDUNG

Dadang Subarna[1], M. Yanuar J. Purwanto[2], Kukuh Murtilaksono[2], Wiweka[1]
[1]Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional
[2]Institut Pertanian Bogor
dangsub@yahoo.com

Abstract

The research was conducted in the Sub Watershed Cisangkuy of the Upper Citarum Watershed in the Bandung regency. Cisangkuy river plays important role in the water supply to the population of Bandung regency and Bandung city. In the last ten years, the debit of the river was decreased at dry season but increased at rainy season that causes of flood in some places. It is needed to research the variability of hydrometeorology at the region. The monthly rainfall and debit in the period of 2001-2011 was processed using the coefficient of variation (CV), wavelets and moving average analysis. The result of the coefficient of variation and wavelets analysis show the monthly rainfall of four weather stations: Cileunca, Kertamanah, Cipanas and Ciherang have the CV of 78%, 82%, 84%, 70% respectively and show the dominant oscillation around 8-16 months. The debit of two hydrology stations: Pataruman and Kamasan have the CV of 97%, 86% respectively and show the dominant oscillation around 128 months and 64 months. The analysis of moving average with the simple, exponential, adaptive methods show the increase of five yearly debit significantly in the range of observed data which cause of the flood in the Kamasan Banjaran region. The 8-16 months oscillation is associated with the apparent position of the Sun between the Tropics of Cancer and Capricorn which cause regional variations in the intensity of monsoon and it's called annual oscillation. The 128 months oscillation of debit is associated with the ten to twelve (TTO) years oscillation in the tropical tropospheric temperature. While 64 months oscillation was associated with the tropical Pacific phenomena El Niño (warm condition) and La Niña (cold conditions) are the cause of 2-7 years oscillations known well as ENSO cycle.

Keywords *: Watershed, Rainfall, Debit, Variability, Hidrometeorology, Wavelets, Moving Average, Oscillation.*

Abstrak

Penelitian ini dilakukan di daerah aliran sungai Cisangkuy yang merupakan salah satu sub-DAS dari sistem DAS Citarum hulu di kabupaten Bandung. Sungai Cisangkuy sangat berperan penting dalam memasok kebutuhan air baku untuk penduduk kabupaten dan kota Bandung. Dalam sepuluh tahun terakhir, terjadi penurunan debit pada musim kemarau namun peningkatan debit pada musim penghujan dan menimbulkan banjir di beberapa kawasan. Dengan demikian, perlu dikaji dari aspek variabilitas hidromteorologi di daerah itu. Data curah hujan dan debit bulanan dari tahun 2001-2011 telah diolah dengan menggunakan analisis *Coefficient of Variation* (CV), *wavelets* dan *moving average*. Hasil analisis menunjukkan bahwa data curah hujan bulanan dari empat stasiun: Cileunca, Kertamanah, Cipanas dan Ciherang mempunyai CV masing-masing 78%, 82%, 84%, 70% dan menunjukkan osilasi dominan sekitar 8-16 bulan. Data debit dari dua stasiun hidrologi: Pataruman dan Kamasan mempunyai CV 97% dan 86% serta menunjukkan osilasi masing-masing sekitar 128 bulan dan 64 bulan. Dari hasil analisis metode *moving average* dengan metode *simple, exponential* dan *adaptive* menunjukkan bahwa telah terjadi peningkatan periode debit lima tahunan yang signifikan selama interval waktu pengamatan yang menimbulkan peristiwa banjir di daerah

ISBN : 978-979-1458-64-1

Kamasan Banjaran. Osilasi curah hujan 8-16 bulan terkait erat dengan pergerakan semu Matahari Utara-Selatan yang menyebabkan variasi regional dalam intensitas monsun dan disebut osilasi tahunan. Osilasi debit 128 bulan berkorelasi dengan osilasi temperatur troposfer tropis yang berosilasi antara 10-12 tahun. Sedangkan osilasi 64 bulan berhubungan erat dengan fenomana El Niño (kondisi hangat) dan La Niña (kondisi dingin) di Pasifik Tropis yang berosilasi 2-7 tahun dan dikenal dengan siklus ENSO.

Kata kunci : Daerah Aliran Sungai (DAS), CuraH Hujan, Debit, Variabilitas, Hidrometeorologi, Wavelets, Moving Average, Osilasi.

1. PENDAHULUAN

Sungai Cisangkuy sangat berperan penting dalam memasok kebutuhan air baku untuk konsumsi penduduk kabupaten dan kota Bandung masing-masing sebesar 500 l/dt dan 1800 l/dt (UPTD, 2011). Kondisi pasokan tersebut tentunya sangat dipengaruhi oleh variabilitas hidromteorologi yang menjadi imbuhan utama dalam suatu daerah aliran sungai. Fase ekstrim variabilitas iklim akan menyebabkan kondisi hujan dan debit sungai yang berlebih di suatu daerah aliran sungai dibandingkan kondisi normal atau kondisi kemarau yang jauh lebih kering dari kondisi normalnya. Dampak variabilitas tersebut dalam berbagai kondisi tertentu sistem ekonomi dan ekosistem di seluruh belahan dunia akan menghasilkan beberapa kasus bencana. Di dalam sistem iklim maka beberapa proses akan menghasilkan kejadian-kejadian bencana. Sebagaimana dipaparkan dalam Torrence dan Compo, 1998 bahwa fenomena ENSO merupakan sebab dari osilasi skala waktu sekitar 2-7 tahun siklus variabel iklim atau dikenal sebagai siklus ENSO yang dapat mengakibatkan bencana kekeringan dan banjir. Saat ini kebanyakan pengkajian terhadap sinyal variabilitas iklim disebabkan oleh ENSO, oleh karena itu maka beberapa penelitian yang terkait dengan dampak ENSO terhadap curah hujan bulanan telah banyak dilakukan, seperti oleh Ropelewski dan Halpert, 1987; Pabón dan Delgado 2008 ; Peel *et al*., 2002; Poveda, 2004. Dengan demikian, skema prediksi iklim musiman didasarkan pada pengetahuan tentang fakta-fakta siklus ENSO pada daerah tertentu. Oleh karena tidak dimasukannya mode variabilitas iklim yang lain seperti variabilitas antar musiman, MJO dan fenomena lain yang lebih kecil dari osilasi tahunan maka prediksi akan sering gagal khususnya pada rentang waktu dari bulan ke bulan atau kurang (Liebmann *et al*., 1994). Fenomena ENSO di wilayah ekuatorial tepatnya di Lautan Pasifik mempunyai pengaruh yang amat luas, bahkan sampai ke lintang menengah (Juaeni dan Siswanto, 2006).

Sumber dari kegagalan prediksi pada rentang waktu bulan ke bulan terkait dengan tidak dimasukannya variasi antar-musiman dalam skema-skema prediksi. Fluktuasi fase antar musiman

ISBN : 978-979-1458-64-1

akan mengaktifkan dan tidak mengaktifkan curah hujan selama periode terkopel beberapa minggu terakhir, maju ke awal atau akhir musim penghujan atau bahkan mengalami periode jeda. Fase penghujan variabilitas antar musiman juga akan mengaktifkan kejadian curah hujan tinggi dan akan mengakibatkan bencana banjir dan tanah longsor. Oleh karena kebutuhan praktis untuk meningkatkan kemampuan prediksi sub-musiman maka perhatian pada mode antar-musiman variabilitas iklim telah meningkat dalam beberapa puluh tahun terakhir. Beberapa kajian telah dilakukan untuk mempelajari variabilitas yang terkait dengan osilasi Madden-Julian yang merupakan mode dominan dalam variabilitas iklim antar musiman (Madden and Julian, 1994).

Dengan memahami *intra seasonal variation* (ISV) dan pentingnya kondisi regional dalam meningkatkan prediksi iklim, sistem pencegahan dan peringatan dini serta kekuatan fenomena alam yang menyebabkan bencana, maka perlu dikaji keadaan kopel berbagai osilasi yang menghasilkan kejadian curah hujan dan debit aliran sungai yang ekstrim.

2. DATA DAN METODE

2.1. Data dan Lokasi Penelitian

Data curah hujan bulanan dan debit diperoleh dari stasiun hidrologi Dinas Pengelolaan Sumber Daya Air Provinsi Jawa Barat antara tahun 2001 sampai tahun 2011. Lokasi penelitian dilakukan di daerah aliran sungai Cisangkuy yang terletak antara 06° 59'24" – 07° 13'51" LS dan 107° 28'55" – 107° 39'84" BT. Topografi DAS Cisangkuy bervariasi dari ketinggian 2.054 m dari permukaan laut di Gunung Malabar, hingga 658 m di pertemuannya dengan sungai induk, yaitu Sungai Citarum.

2.2. Simpangan Baku

Simpangan baku atau deviasi standar adalah ukuran sebaran statistik yang mengukur bagaimana nilai-nilai data tersebar. Bisa juga didefinisikan sebagai, rata-rata jarak penyimpangan titik-titik data diukur dari nilai rata-rata data tersebut dan dilambangkan dengan σ. Simpangan baku didefinisikan sebagai akar kuadrat varians. Simpangan baku merupakan bilangan tak-negatif, dan memiliki satuan yang sama dengan data. Misalnya jika suatu data diukur dalam satuan meter, maka simpangan baku juga diukur dalam meter pula. Koefisien variasi (*coefficient of variation*) dihitung dengan rumus:

$$CV = (100\% * \text{simpangan baku/rata-rata}) \quad (1)$$

Secara statistik CV adalah gambaran dari ukuran distribusi titik-titik data dalam suatu deret data

ISBN : 978-979-1458-64-1

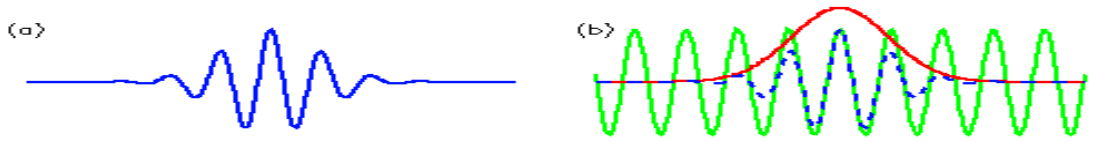
disekitar nilai rata-ratanya yang dapat menunjukan perbandingan derajat variasi dari satu data dengan yang lainnya.

2.3. Perata-rataan Bergerak (*Moving average*)

Moving average atau perata-rataan berjalan mempunyai tiga varian yang berbeda yaitu *Simple Moving Average*, *Weighted Moving Average* atau adaptif dan *Exponential Moving Average*. Masing-masing merupakan metode perata-rataan bergerak, hanya saja cara merata-ratakannya yang berbeda satu sama lain. *Moving Average* merupakan indikator yang akan memberikan nilai rata-rata dari pergerakan nilai data dan digunakan untuk mengetahui trendnya.

2.4. Transformasi Wavelet

Kata *wavelet* diberikan oleh Jean Morlet dan Alex Grossmann di awal tahun 1980-an, dan berasal dari bahasa Perancis, *ondelette* yang berarti gelombang kecil. Kata *onde* yang berarti gelombang kemudian diterjemahkan kedalam bahasa Inggris menjadi *wave*, lalu digabung dengan kata aslinya sehingga terbentuk kata baru *wavelet* (Sediyono *et al*., 2009). Suatu paket gelombang dengan durasi terbatas dan frekuensi tertentu dapat digunakan sebagai fungsi window untuk analisis ragam suatu sinyal. Paket gelombang ini biasanya disebut *Wavelet* yang merupakan gelombang sinus dikalikan dengan gelombang pembungkusnya biasanya bentuk fungsi Gauss.



Gambar 1. Wavelet Morlet dengan lebar dan amplitude tertentu sepanjang sumbu x, (a). Kontruksi gelombang wavelet (biru putus-putus) sebagai gelombang Sinus (hijau) dimodulasi oleh Fungsi Gauss (merah). (b). (Sumber: http://paos.colorado.edu)

Wavelet Morlet pada gambar 1 (a) didefinisikan sebagai perkalian dari gelombang eksponensial kompleks dan pembungkus Gauss:

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 \eta} e^{-\eta^2/2} \qquad (2)$$

Ini adalah fungsi wavelet dasar, dimana ψ adalah nilai wavelet pada waktu tak berdimensi η dan ω_o adalah bilangan gelombang.

ISBN : 978-979-1458-64-1

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Salah satu cara untuk menggambarkan variabilitas suatu variabel klimatologi dalam suatu data deret waktu baik harian maupun bulanan bahkan tahunan dari satu tempat dengan tempat lain adalah dengan mengamati koefisien variasinya. Koefisien variasi (CV) adalah perbandingan antara simpangan baku atau deviasi standar dengan harga rata-ratanya, yang biasanya dinyatakan dalam prosen. Bila CV tinggi berarti perbedaan nilai dari variasi bulanan besar; sebaliknya bila CV kecil berarti perbedaan nilai dari variasi bulanan kecil. Untuk data curah hujan bulanan dari empat stasiun yang diamati dapat dilihat pada Tabel 1. Variabilitas bulanan curah hujan di daerah aliran sungai Cisangkuy sangat tinggi di atas 50% yang berarti bahwa konsistensi curah hujan sangat rendah. Hasil ini menunjukkan bahwa keadaan variasi yang sangat tajam dan relatif sangat jauh simpangan dari keadaan rata-ratanya yang memungkinkan pada kemunculan kejadian ekstrim.

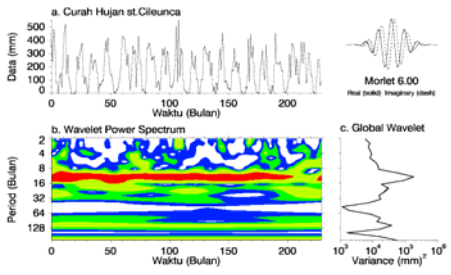
Tabel 1. Koefisien variasi untuk data curah hujan di daerah aliran sungai Cisangkuy

Nama Stasiun Curah Hujan	Lokasi (LS, BT)	CV
Cileunca	$07^0$11'35", $107^0$32'41"	78%
Kertamanah	$06^0$11'25", $107^0$36'38"	82%
Cipanas	$06^0$49'15", $107^0$37'59"	84%
Ciherang	$07^0$2'13", $107^0$34'49"	70%

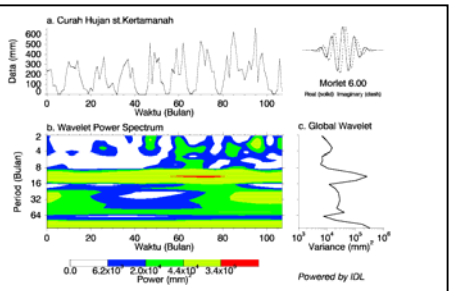
Beberapa data deret waktu dalam klimatologi secara statistik memperlihatkan perilaku yang non-stasioner dan sinyal ini berubah baik amplitudo maupun frekuensinya, serta ada juga kemungkinan mengandung sinyal periodik yang dominan. Sebagai contoh adalah ENSO yang mempunyai mode dominan variabilitasnya pada siklus 2-7 tahun dengan ditunjukkan pada loncatan frekuensi tinggi, namun karena sinyal ini bercampur dengan fluktuasi yang lebih lama dari interdekadal maka fluktuasi interdekadal akan berpengaruh pada modulasi amplitudo dan frekuensi pada kemunculan ENSO (Torrence dan Compo, 1998).

Untuk memisahkan osilasi (ada fluktuasi perulangan baik teratur atau tidak) periode yang lebih pendek dari yang panjang maka dikembangkan berbagai metoda mulai dari statistik yang sederhana sampai yang rumit. Statistik sederhana biasanya menggunakan rata-rata atau ragam dan transformasi Fourier dengan menggunakan ukuran *window* tertentu lalu bergeser-geser sepanjang sumbu waktu untuk menghitung FFT pada setiap waktu di dalam *window* tersebut. Masalah utama dalam FFT berbasis *window* adalah ketidakonsistenan perlakuan yaitu pada frekeunsi rendah hanya sedikit osilasi di dalam window sehingga lokalisasi frekuensi hilang,namun pada frekuensi tinggi sangat banyak osilasi sehingga lokalisasi waktu hilang. Oleh karena itu FFT menggunakan asumsi bahwa sinyal dapat diuraikan ke dalam komponen-komponen sinus saja.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2. Data curah hujan bulanan st. Cileunca dan Wavelet Morlet yang digunakan (a), Spektrum daya wavelet curah hujan yang menunjukkan periode dominan antara 8-16 bulan dan ragam wavelet secara keseluruhan (b).



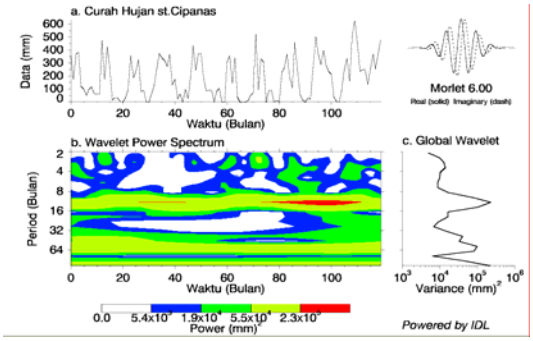
Gambar 4.Data curah hujan bulanan st. Kertamanah dan Wavelet Morlet yang digunakan (a), Spektrum daya wavelet curah hujan yang menunjukkan periode dominan antara 8-16 bulan dan ragam wavelet secara keseluruhan (b).

Analisis wavelet mencoba untuk memecahkan permasalahan tersebut dengan menguraikannya ke dalam domain waktu dan frekuensi sekaligus, sehingga didapat informasi amplitudo pada suatu sinyal periodik di dalam deret waktu dan bagaimana amplitudo ini berubah terhadap waktu.

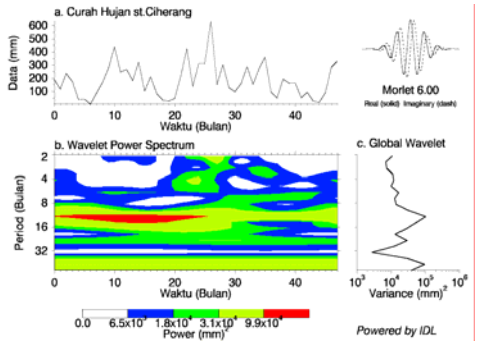
Pada Gambar 2(a) ditunjukkan data curah hujan bulanan stasiun Cileunca yang berfluktuasi irregular dengan amplitudo dan frekuensi yang berubah-rubah sepanjang evolusinya, ternyata dengan analisis wavelet terdapat perioda kuat dominan (warna merah) sekitar 12 bulan atau osilasi tahunan. Data curah hujan stasiun Kertamanah pada Gambar 3 dan data curah hujan stasiun Cipanas Gambar 4 letaknya hanya berjarak sekitar 2 km, keduanya masih menunjukkan perioda 12 bulan, namun tidak sekuat di stasiun Cileunca. Terdapat pengaruh *leeward* pada sisi punggung gunung Malabar dan Puncak Besar yang berperan sebagai penghalang pengaruh angin monsun dibandingkan dengan stasiun Cileunca yang relatif terbuka dan jauh dari pengaruh pegunungan Malabar.

Variabilitas berkurang sesuai dengan penurunan ketinggian pada stasiun curah hujan Ciherang yang ditunjukan dengan CV sebesar 70% dibandingkan pada CV pada stasiun lain yang lebih tinggi. Dengan demikian variabilitas curah hujan di daerah aliran sungai Cisangkuy ditentukan juga oleh variasi topografi. Perioda dominan pada stasiun Ciherang masih sama menunjukkan osilasi 12 bulan atau osilasi tahunan (Gambar 5).

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 4. Data cura*h* hujan bulanan st. Cipanas dan Wavelet Morlet yang digunakan (a), Spektrum daya wavelet curah hujan yang menunjukkan periode dominan antara 8-16 bulan dan ragam wavelet secara keseluruhan (b)



Gambar 5. Data curah hujan bulanan st. Ciherang dan Wavelet Morlet yang digunakan (a), Spektrum daya wavelet curah hujan yang menunjukkan periode dominan antara 8-16 bulan dan ragam wavelet secara keseluruhan (b).

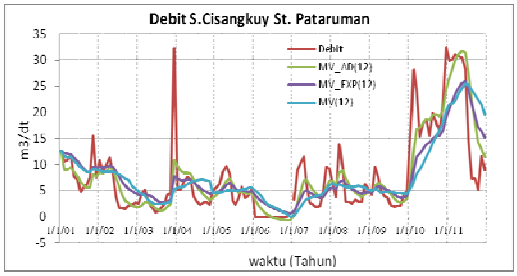
Debit sungai Cisangkuy dari dua stasiun hidrologi mempunyai variablitas tinggi yaitu stasiun Pataruman dengan CV sebesar 97% dan stasiun Kamasan sebesar 86% seperti ditunjukkan dalam Tabel 2.

Tabel 2. Koefisien variasi debit sungai Cisangkuy

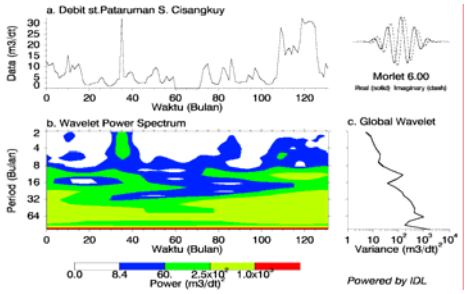
Nama Stasiun Hidrologi	Lokasi (LS,BT)	CV
Pataruman	7 06' 35", 107 32' 48"	97%
Kamasan	7 02' 45", 107 34' 39"	86%

Aliran esktrim yang pernah terjadi selama rentang waktu data pengamatan tercatat maksimum sebesar 372,20 m^3/dt terjadi pada tanggal 30-09-2010 dan minimum sebesar 0,065 m^3/dt pada tanggal 01-01-2001. Variabilitas curah hujan sangat berpengaruh pada debit aliran sungai. Debit air sungai Cisangkuy sangat dipengaruhi oleh curah hujan di daerah hulunya, namun berbeda periodisitas dominannya. Curah hujan mempunyai periode dominan 12 bulan sedangkan debit dianalisis untuk stasiun Pataruman mempunyai periode 128 bulan (Gambar 7) dan stasiun Kamasan mempunyai periode 64 bulan atau sekitar 5 tahunan (Gambar 9).

ISBN : 978-979-1458-64-1

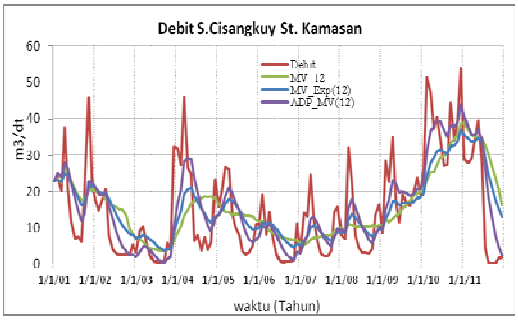


Gambar 6. Pendekatan pola debit bulanan sungai Cisangkuy dengan menggunakan teknik perata-rataan berjalan (*moving average*) dari st. Pataruman.

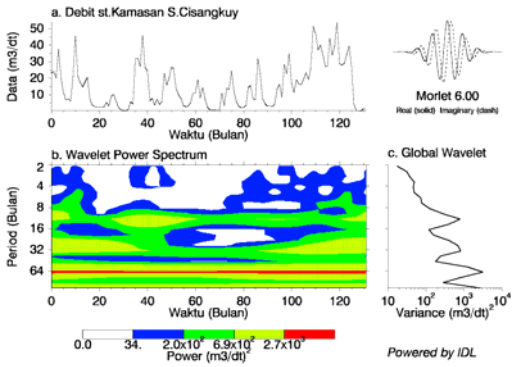


Gambar 7. Data debit bulanan sungai Cisangkuy st. Pataruman dan Wavelet Morlet yang digunakan (a), Spektrum daya wavelet curah hujan yang menunjukkan periode dominan antara 128 bulan dan ragam wavelet secara keseluruhan (b).

Kombinasi periode 12 bulan dengan periode 64 bulan dan 128 bulan akan menyebabkan debit air di sungai Cisangkuy menjadi tinggi dan menimbulkan kejadian ekstrim dan banjir di daerah kamasan Banjaran, seperti ditunjukkan pada Gambar 6 dan Gambar 8.



Gambar 8. Pendekatan pola debit bulanan sungai Cisangkuy dengan menggunakan teknik perata-rataan berjalan (*moving average*) dari st. Kamasan



Gambar 9. Data debit bulanan sungai Cisangkuy st. Kasamasan dan Wavelet Morlet yang digunakan (a), Spektrum daya wavelet curah hujan yang menunjukkan periode dominan antara 64 bulan dan ragam wavelet secara keseluruhan (b).

Dari hasil analisis *moving average dengan* metode *simple, exponential* dan *adaptive* menunjukkan bahwa telah terjadi peningkatan periode debit lima tahunan yang signifikan selama interval waktu pengamatan yang menimbulkan peristiwa banjir di daerah Kamasan Banjaran. Evaluasi risiko hidrologi yang terkait dengan pelepasan (discharge) maksimum di DAS Cisangkuy

ISBN : 978-979-1458-64-1

telah dianalisis didasarkan pada data debit harian antara tahun 2001-2011 dari dua stasiun hidrologi. Analisis dengan data debit harian yang dirata-rata setiap bulan menunjukkan bahwa terdapat periode dominan lima tahunan disamping periode tak dominan tahunan (*annual oscilation*) yang berimplikasi beberapa kejadian ekstrim hidrologi. Konfigurasi geofisik dari sistem tergandeng lautan-atmosfer daerah Indo-Pasifik dimana curah hujan disokong oleh kolam panas Pasifik Barat merupakan salah satu pembentuk iklim di Indonesia (Giannini *et al*., 2007). Variabilitas dan prediktibilitas musiman iklim monsun di Indoensia didominasi oleh pengaruh fenomena ENSO dengan siklus 2-7 tahun yang berimplikasi pada peningkatan debit sungai Cisangkuy.

4. KESIMPULAN

Data curah hujan dan debit bulanan dari tahun 2001-2011 telah diolah dengan menggunakan analisis *Coefficient of Variation* (CV), *wavelets* dan *moving average* dengan metode *simple, exponential* dan *adaptive*. Hasil analisis menunjukkan bahwa data curah hujan bulanan dari empat stasiun cuaca mempunyai variabilitas tinggi yang ditunjukkan dengan nilai CV yaitu Cileunca, Kertamanah Cipanas dan Ciherang masing-masing 78%, 82%, 84%, 70%. Curah hujan mempunyai osilasi dominan sekitar 8-16 bulan (*annual oscillation*). Debit sungai Cisangkuy dari dua stasiun hidrologi juga mempunyai variablitas tinggi : Pataruman dan Kamasan, masing-masing 97%, 86%. Debit sungai Cisangkuy mempunyai osilasi masing-masing sekitar 128 bulan dan sekitar 64 bulan. Dari hasil analisis metoda *moving average* dengan metode-metode *simple, exponential,* dan *adaptive* menunjukkan bahwa telah terjadi peningkatan periode debit lima tahunan yang signifikan selama interval waktu pengamatan yang menimbulkan peristiwa banjir di daerah Kamasan Banjaran. Osilasi 8-16 bulan terkait erat dengan pergerakan semu Matahari Utara-Selatan yang menyebabkan variasi regional untuk intensitas monsun dan disebut osilasi tahunan. Sedangkan osilasi 128 bulan berkorelasi dengan osilasi temperatur troposfer tropis yang berosilasi antara 10-12 tahun (Pabón dan Delgado, 2008: Poveda, 2004). Osilasi 64 bulan berhubungan erat dengan fenomana El Niño (kondisi hangat) dan La Niña (kondisi dingin) di Pasifik Tropis yang berosilasi 2-7 tahun dan dikenal dengan siklus ENSO (Peel *et al*., 2002: Torrence dan Compo, 1998)

DAFTAR RUJUKAN

Http://paos.colorado.edu/ diakses tanggal 20 November 2012

Juaeni, I dan B.Siswanto, 2006. Variabilitas Curah Hujan di Indonesia Berdasarkan Luaran Model Area Terbatas Resolusi 20 km, Proseeding Seminar Tahunan Himpunan Ahli Geofisika Indonesia, November 2006

ISBN : 978-979-1458-64-1

Liebmann B., H. H. Hendon, and J. D. Glick, 1994. The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian oscillation. J. Meteor. Soc. Japan, 72, 401-411.

Madden R.A., Julian P.R., 1994. Observations of the 40-50-day tropical oscillation-a review. Mon. Weather Rev., v. 122, No. 5, pp. 814-837.

Pabón J.D., and J.D Delgado 2008. Intraseasonal Variability of Rainfall over Northen South America and Caribbean Region *Ingeniería de Recursos Naturales y del Ambiente, - No. 7*

Poveda G., 2004. La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. Rev. Acad. Colomb. Cien., 28 (107): 201-222.

Ropelewski C.F., Halpert M.S., 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. Mon. Wea. Rev., 115, pp. 1606-1626.

Sediyono, E., Y.Nataliani dan C.M. Rorimpandey.2009. Klasifikasi Sidik Jari dengan Menggunakan metoda Wavelet Symlet. Jurnal Informatika V.5 No.2

Torrence, C. and G.P. Compo, 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 61-78.

Torrence, C. and G.P. Compo, A Practical Guide to Wavelet Analysis: With significance and confidence testing, http://paos.colorado.edu/research/wavelets/ diakses 1 oktober 2012

UPTD [Unit Pelaksanan teknis Daerah] sub DAS Cisangkuy. 2011. PEMDA Kabupaten Bandung.

ISBN : 978-979-1458-64-1

HUBUNGAN PENCEMAR UDARA DAN KEPADATAN TRANSPORTASI DI KOTA JAKARTA

Dessy Gusnita
Bidang Komposisi Atmosfer - LAPAN
gusnita@yahoo.com

Abstracts

Concentration of pollutant in Jakarta city monitored in year 2010 with the pollutant parameter was measured that is CO, NOx, and SO_2 and PM10. The activity that was carried out was monitor and analyse the concentration of the pollutant as well as the density of the transport in the road of Sudirman-Thamrin for the period in 2010. This aim to analysed the influence density transport in Jakarta city with the concentration of the pollutant in ambient air, during the work day (week day) and during the free day the vehicle (week end) in Sudirman Thamrin road and around the road Wahid Hasyim. The data that would analysis was the concentration data of ambient air (CO, CO_2 and PM10) and the number of vehicles that passed by in the part of the Sudirman Thamrin road and Wahid Hasyim. The results showed during week end the concentration CO still was supervised by treshold of value that is 3 ppm, now during week day has exceeded by treshold of value with the value of the maximum 8 ppm. The concentration CO_2 the minimal value 350 ppm and maximum 650 ppm during week day, during week end the minimal value the concentration CO_2 300 ppm and the maximum concentration 600 ppm. The concentration PM10 minimum 20 g/m^3 and the maximum 80 g/m^3 (weekend), during weekday the concentration PM10 minimum 35 g/m^3 and the maximum 85 g/m^3. Whereas the density of the vehicle in the Jakarta city during week day totally 1200 unit/10 minutes.

Keywords: *pollutant, transportation, week end, week day*

Abstrak

Konsentrasi polutan di kota Jakarta telah dipantau sejak tahun 2010 dengan parameter polutan yang diukur yaitu CO, NOx, SO_2 dan PM10. Kegiatan yang dilakukan adalah memantau dan menganalisa konsentrasi polutan serta kepadatan transportasi di jalan Sudirman-Thamrin selama periode tahun 2010. Penelitian dimaksudkan untuk melihat pengaruh kepadatan transportasi di kota Jakarta dengan konsentrasi polutan di udara ambien, dengan cara melakukan pengukuran saat hari kerja (*week day*) dan saat hari bebas kendaraan/transportasi (*week end*) di jalan Sudirman Thamrin dan sekitar jalan Wahid Hasyim. Data yang di analisa adalah data konsentrasi udara ambien hasil pengukuran serta data jumlah kendaraaan yang melintas di ruas jalan Sudirman Thamrin dan Wahid Hasyim. Data konsentrasi udara ambien dan kepadatan transportasi tersebut kemudian diolah menggunakan excel word. Hasil yang diperoleh menunjukkan saat *week end* konsentrasi rata-rata CO masih berada dibawah Nilai Ambang Batas yaitu 3 ppm, sementara saat *week day* sudah melebihi NAB dengan nilai maksimum 8 ppm. Konsentrasi CO_2 nilai minimum 350 ppm dan maks 650ppm saat *weekday*, saat *week end* nilai minimum konsentrasi CO_2 300 ppm dan maksimum 600 ppm. Sedangkan kepadatan kendaraan di kota Jakarta saat *week day* mencapai 1200 unit kendaraan/10 menit.

Kata Kunci: Polutan, Jakarta, Transportasi, *week end*, *week day*

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Ruas jalan Sudirman-MH.Thamrin merupakan kondisi jalan terbaik (ruas jalan utama/protokol) di Jakarta sehingga menjadi barometer untuk melihat keberadaan kondisi polutan dan kondisi transportasi di kota Jakarta. Selain itu ruas ini, juga mewakili pusat aktivitas utama yang terjadi di ibukota Republik Indonesia. Ruas Sudirman-Jakarta, seharusnya menjadi poros lalu lintas yang terbebas dari kemacetan. Karena ruas ini, memikul tanggung jawab sebagai nadi aktivitas perekonomian Jakarta, bahkan sebagian dari aktivitas perekonomian di negeri ini (Wirahadikusumah, 2002).

Tujuan penelitian ini adalah untuk mensinergikan kegiatan LAPAN dengan program Lingkungan udara bersih yang dicanangkan oleh BPLHD Propinsi DKI Jakarta yaitu saat Hari Bebas Kendaraan Bermotor (HBKB) yang merupakan upaya pemerintah mensukseskan Program Langit Biru di kota Jakarta. Untuk mencegah penurunan kualitas lingkungan akibat pencemaran udara, Pemerintah Provinsi DKI Jakarta senantiasa melakukan upaya-upaya untuk mengendalikannya. Salah satunya adalah dengan dilaksanakan Hari Bebas Kendaraan Bermotor (HBKB) setiap minggu di Jalan Sudirman-Thamrin, yang hasilnya mampu mengurangi tingkat pencemaran udara di kawasan tersebut sebesar 35% untuk partikel debu, 70% untuk karbonmonoksida, 81% untuk nitrogen oksida dan 22% untuk total Hidrokarbon. Keempat parameter tersebut merupakan pencemar primer yang bersumber dari kendaraan bermotor. Salah satu indeks lingkungan hidup di sebuah kota diukur melalui kualitas udara di kota tersebut (BPLHD DKI, 2006). Untuk mendukung hal itu, Pemprov DKI Jakarta menerbitkan Perda No 2 Tahun 2005 tentang Pengendalian Pencemaran Udara. Oleh karena itu, sejak 22 September 2007 digalakkan program HBKB. Pertama kali, kegiatan ini dilaksanakan di Jalan Sudirman - MH. Thamrin dengan penutupan jalan selama 12 jam yaitu pukul 06.00-18.00 WIB.

Penerapan program HBKB memiliki tiga tujuan utama, yaitu untuk pemulihan kualitas udara pada suatu kawasan dengan mengurangi pencemaran udara, kemudian pemulihan ekosistem di kawasan tersebut, dan sebagai alat edukasi dalam efisiensi penggunaan kendaraan pribadi. Menurut data yang dirilis *Swisscontact* berdasarkan aktivitas pengukuran kualitas udara di tahun 2005, jumlah kendaraan yang melewati Sudirman-Thamrin pada hari kerja mencapai 174 ribu unit.

Pada makalah ini akan dikaji hubungan antara polutan dan jumlah kendaraan di jalan Sudirman Thamrin saat HBKB (*week end*) dan hari kerja (*week day*). Dengan menganalisa korelasi polutan-polutan di udara ambien yaitu CO, CO_2, PM10 dengan jumlah kendaraan yang melintas di ruas jalan Sudirman-Thamrin.

ISBN : 978-979-1458-64-1

2. TEORI

Kepadatan penduduk serta urbanisasi merupakan permasalahan kronis di kota Jakarta. Karena pertumbuhan penduduk serta urbanisasi tersebut merupakan permasalahan yang sangat erat kaitannya dengan pertumbuhan industri serta transportasi di kota Jakarta. Berdasarkan data STRAMP 2004 (Dail umamil, 2005) diketahui bahwa jumlah populasi di Jakarta-Depok-Tangerang-Bekasi (Jabodetabek) pada tahun 2000 sekitar 21 juta jiwa. Adapun tingkat pertumbuhan populasi di kota Jakarta sebesar 0,2%, sedangkan di Botabek 3,7% pertahun. Distribusi kepadatan populasi di Jakarta dan sekitarnya dari tahun 1990 (kiri) dan tahun 2000 (kanan diperlihatkan pada gambar berikut ini.

Sementara persentase moda transportasi yang ada di Jakarta terbagi dalam klasifikasi Mobil pribadi: 40,3%, bus 31%, motor pribadi 13%, kendaraan ekonomi 2%, ojek 3 %. dll (Ditlantas Polri, 2003). Jadi pada prinsipnya penggunaan terbesar kendaraan di kota Jakarta adalah dari kendaraan pribadi.

3. DATA DAN METODOLOGI

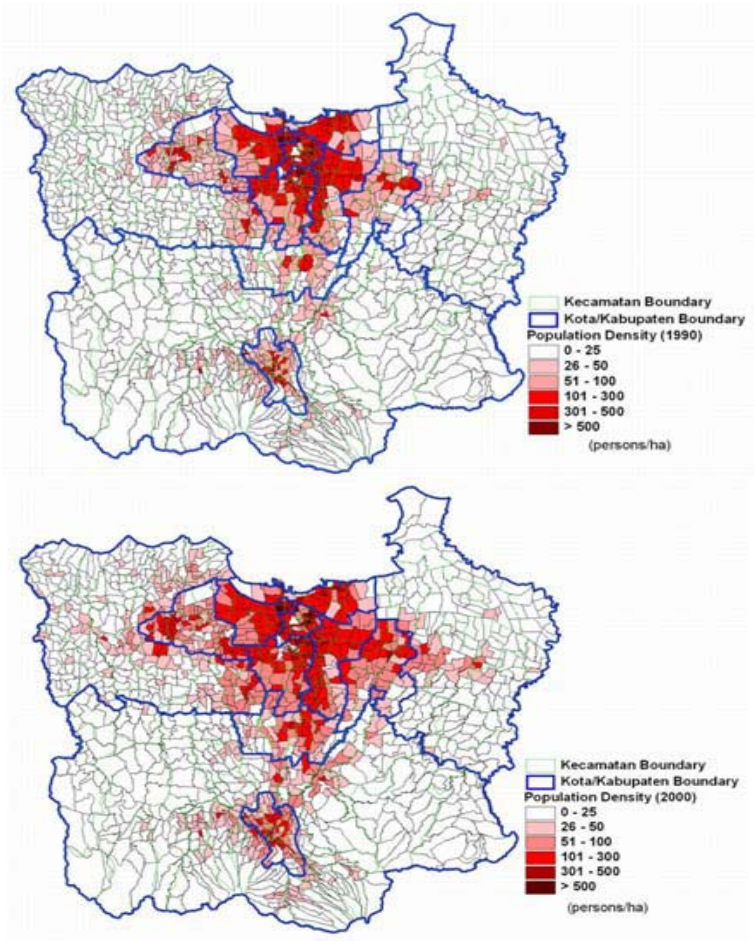
Data yang digunakan pada penelitian ini diperoleh dengan melakukan pengukuran langsung di ruas jalan MH.Thamrin-Sudirman selama 2 hari berturut-turut yaitu pada akhir pekan (*week end*) dan saat hari kerja (*week day*) pada bulan April, Juni dan September tahun 2010. Pengukuran udara ambien dilakukan dengan menggunakan alat portabel dasibi yaitu alat pengukur jumlah debu (PM10), serta instrumen Shibata portabel untuk mengukur konsentrasi CO dan CO_2. Sementara perhitungan jumlah kendaraan yang melewati ruas jalan Thamrin dilakukan secara manual menggunakan counter.

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

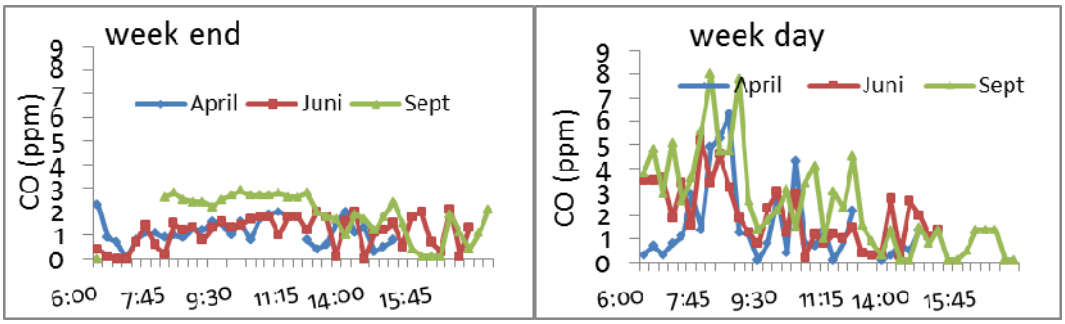
4.1 Hasil Pengukuran Sampling udara Ambien di jl. Sudirman - Thamrin

Hasil analisa data polusi udara ambien dengan 3 parameter pencemar hasil pengukuran pada bulan April, Juni dan September tahun 2010 ditunjukkan pada Gambar 1- Gambar 3 berikut ini.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 1. Perkembangan Kepadatan Populasi tahun 1990 dan tahun 2000. (Sumber: STRAMP 2004)

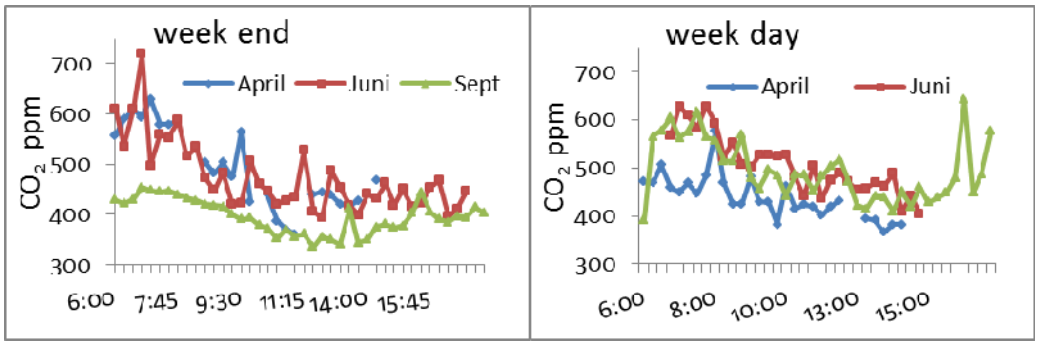


Gambar 2. Konsentrasi CO di jl. Thamrin saat week end dan week day bulan April, Juni dan September tahun 2010

Berdasarkan Gambar 2 diketahui bahwa konsentrasi CO (karbonmonoksida) hasil pengukuran saat *week end* menunjukkan konsentrasi yang lebih rendah dibanding saat *week day*. Pengukuran saat *week end* (Gambar 2 kiri) menunjukkan konsentrasi CO pada setiap bulan yaitu April, Juni dan September konsentrasinya masih di bawah 3 ppm. Namun dari ketiga bulan tersebut

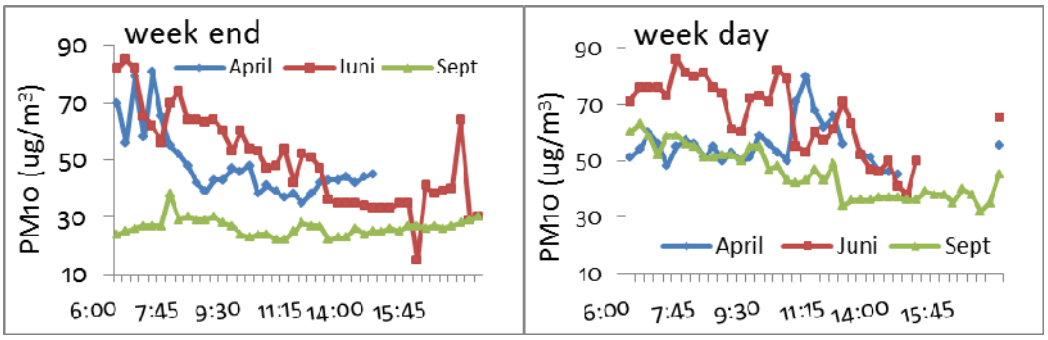
ISBN : 978-979-1458-64-1

nilai terbesar ditunjukkan pada bulan September. Hal ini diduga berasal dari kontribusi transportasi yang juga mengalami peningkatan pada bulan tersebut (Gambar 7). Sementara saat *week day* pada bulan April, Juni dan Sepetember terlihat bahwa konsentrasi CO cukup mengalami peningkatan signifikan. Terutama pada bulan September konsentrasi CO mencapai maksimum sebesar 8 ppm. Hal ini disebabkan karena pada pada bulan tersebut kepadatan transportasi di ruas jalan Thamrin sangat padat. Berdasarkan perhitungan jumlah kendaraan yang telah dilakukan jumlah kendaraan yang melintas di ruas jalan Thamrin pada bulan April 60 unit kendaraan/menit, bulan Juni 70 unit kendaraan/menit, bulan September mencapai 1000 unit/ 10 menit atau dapat dikatakan terdapat 100 unit kendaraan melewati jalan Thamrin setiap menit (Gambar 7).



Gambar 3 . Konsentrasi CO_2 di jl. Thamrin saat week end dan week day bulan April, Juni dan September tahun 2010

Parameter polutan lainnya yang diukur adalah CO_2 dengan rata-rata konsentrasi minimum 350 ppm dan maks 650 ppm saat *weekday*, saat *week end* nilai minimum konsentrasi CO_2 300 ppm dan maksimum 600 ppm (disajikan pada Gambar 3).



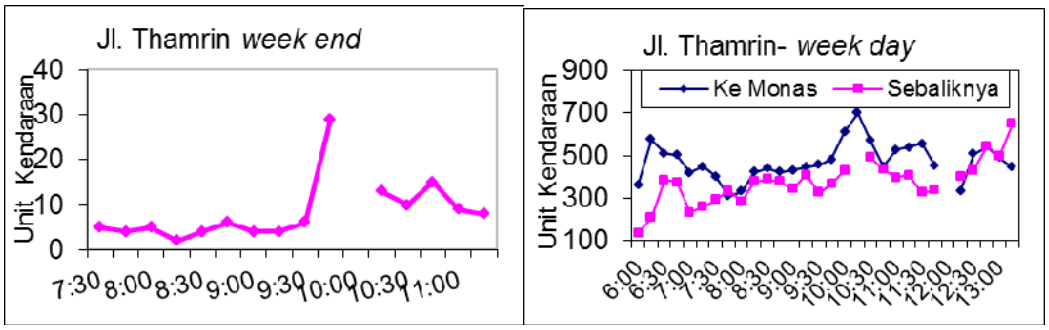
Gambar 4. Konsentrasi PM10 di ruas jl. Thamrin saat week end dan week day bulan April, Juni dan September tahun 2010

ISBN : 978-979-1458-64-1

Gambar 4 menunjukkan konsentrasi PM10 di jalan Sudirman Thamrin pada pengukuran bulan April, Juni dan September saat *week end* dan saat *week day*. Pada Gambar 4 ditunjukkan bahwa pada bulan Juni konsentrasi PM10 (debu) cukup meningkat dibanding bulan lainnya. Pada saat *week end* konsentrasi minimum terjadi pada bulan September dengan konsentrasi masih di bawah 30 μg/m^3, sedangkan saat *week day* konsentrasi debu minimum 35 μg/m^3 terjadi pada bulan September dan konsentrasi maksimum mencapai 90 μg/m^3 di musim kering (bulan Juni). Hal ini menunjukkan bahwa saat musim kering konsentrasi debu (PM10) juga meningkat mengingat kurangnya curah hujan yang membersihkan atmosfer udara saat musim kering (Juni-Juli Agustus). Sedangkan pada bulan September terjadi penurunan konsentrasi debu di jl. Thamrin karena pada saat itu mulai terjadi hujan yang mencuci atmosfer udara sehingga dapat mengurangi konsentrasi debu di ruas jalan tersebut.

4.2 Perhitungan Jumlah Kendaaraan di Ruas Jalan Thamrin

Pada saat yang bersamaan dengan kegiatan sampling udara ambien di Jl. Thamrin, dilakukan pula penghitungan jumlah kendaraan yang melewati ruas jalan tersebut. Hasil penghitungan jumlah kendaraan ditunjukkan pada Gambar 5 - Gambar 7.

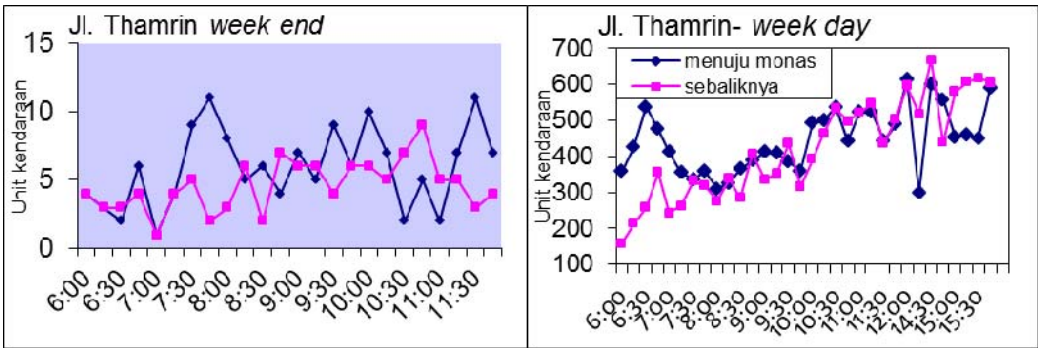


Gambar 5. Jumlah kendaraan yang melintas di ruas jalan Thamrin tanggal 25-26 April 2010

Pada Gambar 5 disajikan hasil penghitungan kendaraan saat *week end* (*car free day*). Saat kegiatan *car free day*, di ruas jalan protokol Sudirman Thamrin, hanya transportasi umum yang diperkenankan melintasi ruas jalan tersebut antara lain Trans Jakarta. Dari Gambar 4 (kiri) diketahui bahwa rata-rata 5 unit bus Trans Jakarta yang melintas di ruas jalan tersebut setiap 30 menit. Karena kegiatan *car free day* berlangsung dari pukul 06.00 WIB-12.00 WIB, maka selama 6 jam tersebut hanya bus Trans Jakarta yang melintasi ruas tersebut. Sementara saat *week day* (hari kerja/Senin) kendaraan yang melalui ruas jalan tersebut jika dijumlahkan dari kedua ruas jalan yang melintasinya, maka diperkirakan terdapat 1200 kendaraan unit/10 menit yang lewat di ruas jalan tersebut. Puncak kepadatan kendaraan di wilayah ini umumnya terjadi pada pukul 06.30-07.00 pagi

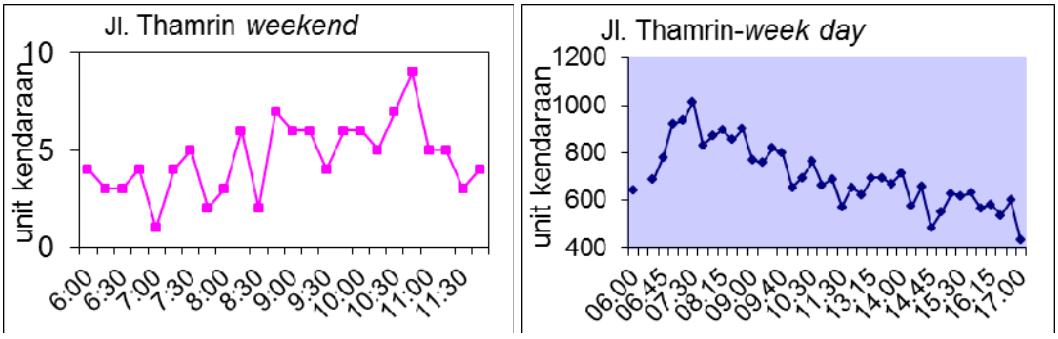
ISBN : 978-979-1458-64-1

hari dan pada pukul 10.30-11.00 WIB. Kepadatan kendaraan pagi hari disebabkan aktivitas warga yang menuju tempat bekerja, sedangkan pada siang hari yaitu pukul 10.30 WIB kepadatan kendaraan diperkirakan karena dari dibukanya jalur *3 in 1* yang ada di ruas jalan tersebut. Hal ini berpengaruh pada kepadatan lalu lintas di ruas jalan Sudirman Thamrin.



Gambar 6. Jumlah kendaraan yang melintas di ruas jalan Thamrin tanggal 26-27 Juni 2010

Gambar 6 dan Gambar 7 menunjukkan kepadatan lalu lintas (khususnya roda 4) di jalan Thamrin pada bulan Juni tahun 2010 saat *week end* dan *week day*. Saat *week end* dan bertepatan dengan kegiatan *car free day* kendaraan roda 4 yang boleh melintasi
jl. Thamrin hanya bus Trans Jakarta mulai pukul 06.00 WIB-12.00 WIB dengan jumlah rata-rata 10 unit bus/10 menit. Saat *week day* kepadatan jl. Thamrin kembali seperti semula dengan kondisi yang sangat padat, jumlah kendaraan roda 4 yang dihitung bahkan mencapai 1200 unit kendaraan/10 menit pengukuran.



Gambar 7. Jumlah kendaraan yang melintas di ruas jalan Thamrin tanggal 26-27 September 2010

5. KESIMPULAN

Berdasarkan hasil analisa polutan udara yang diukur di Jl. Thamrin pada bulan April, Juni dan September 2010, maka disimpulkan bahwa penyumbang utama konsentrasi CO

ISBN : 978-979-1458-64-1

(karbonmonoksida) adalah sumber bergerak yaitu dari kendaraan bermotor. Karena semakin tinggi kepadatan lalulintas di ruas jalan Thamrin, maka semakin tinggi konsentrasi CO-nya. Sedangkan konsentrasi PM10 dipengaruhi oleh kondisi musim, dimana pada musim kering maka terjadi peningkatan konsentrasi PM10 (debu).

DAFTAR PUSTAKA

Dail Umamil Asri, Current transportation issues in Jakarta and its impacts on environment, Proceedings of the Eastern Asia Society for Transportation Studies, 5, 1792 - 1798, 2005.

Ditlantas Polri, Populasi kendaraan di Jakarta, 2003.

Laporan Badan Pengelolaan Lingkungan Hidup Daerah DKI, tahun 2006.

Wirahadikusumah, K, Jakarta Air Quality Management : Trends and Policy. On the Regional Woorkshop on Better Air Quality in Asian and Pacific Rim Cities 2002 Hongkong

ISBN : 978-979-1458-64-1

PENGARUH KOMBINASI TAHUN PRODUKSI DENGAN SISTEM MESIN TERHADAP EMISI GAS BUANG KENDARAAN

Dessy Gusnita, Lilik Slamet S
Bidang Komposisi Atmosfer
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer- LAPAN
gusnita@yahoo.com

Abstract

Emission test analysis has been conducted to see the effect of the combination of years of production system with a gasoline engine in the vehicle exhaust emissions. Research location in the city of Denpasar. This study is based on the provincial capital Denpasar Bali Indonesia as a tourism destination first so that the atmospheric surface must be well controlled. One is the control of emissions testing of motor vehicles (four or more wheels cars). Methods to assess the effect of the combination of years of production and the system of combustion engine vehicles exhaust emissions is a complete randomized design (CRD). As the independent variables are in production vehicles (T1; vehicles until 2000, T2; vehicles over 2000) and vehicle engine system (K: carburetor and I: injector). Dependent variable is vehicle exhaust gaseous CO, CO_2, HC. Statistical test results stating that there is a significantly different effect between T1K combination treatment (treatment 1), T2K (treatment 2) and T2i (treatment 3) of the exhaust emissions. Tukey test results declared for CO emissions are significantly different from treatment with 3 treatment 1 and treatment 2 to 3. For HC emissions were significantly different treatment is the treatment of 1 with 2 and 1 with 3 and for CO_2 emissions significantly different treatment is the treatment of 1 with 2 and 1 with 3.

Keywords: *gasoline, carburator, injector, emission, statistics.*

Abstrak

Telah dilakukan analisis uji emisi untuk melihat pengaruh kombinasi tahun produksi dengan sistem engine kendaraan berbahan bakar bensin pada emisi gas buang. Lokasi penelitian di kota Denpasar. Penelitian ini didasari Denpasar sebagai ibukota provinsi Bali sebagai tujuan wisata pertama Indonesia sehingga lingkungan atmosfer permukaan harus terkontrol dengan baik. Salah satu pengontrolan adalah uji emisi kendaraan bermotor (mobil roda empat atau lebih). Metode untuk menilai pengaruh kombinasi tahun produksi dan sistem engine pembakaran kendaraan pada emisi gas buang adalah metode rancangan acak lengkap (RAL). Sebagai peubah bebas adalah tahun produksi kendaraan (T1; kendaraan sampai dengan tahun 2000, T2; kendaraan di atas tahun 2000) dan sistem engine kendaraan (K: karburator dan I: injektor). Peubah terikatnya adalah gas buang kendaraan berupa gas CO, CO_2, HC. Hasil uji statistika menyatakan terdapat pengaruh yang berbeda nyata antara perlakuan kombinasi T1K (perlakuan 1), T2K (perlakuan 2), dan T2I (perlakuan 3) terhadap emisi gas buang. Hasil uji Tukey menyatakan untuk emisi CO perlakuan yang berbeda nyata adalah perlakuan 1 dengan 3 dan perlakuan 2 dengan 3. Untuk emisi HC perlakuan berbeda nyata adalah perlakuan 1 dengan 2 dan 1 dengan 3 dan untuk emisi CO_2 perlakuan berbeda nyata adalah perlakuan 1 dengan 2 dan 1 dengan 3.

Kata kunci : bensin, karburator, injektor, emisi, statistika

1. PENDAHULUAN

Salah satu sumber devisa negara Indonesia adalah dari sektor pariwisata, terutama wisatawan luar negeri. Bali adalah tujuan utama (nomor satu) wisata di Indonesia. Dari kocek

ISBN : 978-979-1458-64-1

wisatawan manca negara ini pundi devisa negara dapat terisi penuh (selain sumber devisa dari sektor lain). Salah satu nilai jual atau daya tarik untuk wisatawan adalah nilai ekologi dari kualitas lingkungan. Lingkungan udara (atmosfer) tidak terlepas (berkaitan erat) dengan lingkungan sosial budaya. Keduanya adalah satu kesatuan yang tidak dapat terpisahkan. Segala kegiatan antropogenik yang dilakukan manusia, baik itu sudah menjadi budaya (kebiasaan turun-temurun) atau insidentil akan terlihat dampaknya pada kualitas lingkungan udara atau atmosfer. Kualitas lingkungan udara adalah salah satu daya dukung lingkungan untuk perkembangan sektor pariwisata.

Denpasar sebagai ibukota provinsi Bali baik langsung atau tidak langsung juga ikut terpengaruh dari dampak kegiatan tujuan wisata nomor satu di Indonesia ini. Denpasar sebagai ibukota provinsi Bali adalah lokasi tempat berlangsungnya lalu-lintas urusan pemerintahan, perdagangan, dan bandar udara sebagai tempat datang dan perginya wisatawan ke/dari Bali. Sektor transportasi berkaitan erat dengan sektor pariwisata. Transportasi darat berupa mobil adalah sarana yang menghantarkan para wisatawan dari satu objek wisata ke objek lainnya atau dari tempat penginapan ke objek wisata.

Berkaitan atau tidak dengan sektor wisata, data dari Laporan Standar Lingkungan Hidup Denpasar (2009) menyatakan bahwa telah terjadi peningkatan jumlah kendaraan dari tahun 2003-2008 sebesar 7%/tahun. Peningkatan jumlah kendaraan ini tentunya juga membutuhkan konsumsi bahan bakar baik bensin maupun solar serta panjang dan lebar jalan. Peningkatan jalan di kota Denpasar rata-rata hanya 6%/tahun dengan kondisi 17% dari jalan tersebut kondisinya kurang baik. Tidak seimbangnya antara peningkatan jalan dan jumlah kendaraan serta perencanaan tata ruang yang kurang tepat mengakibatkan pada jam-jam sibuk terutama pagi dan sore hari, terjadi kemacetan lalu lintas di semua jalan-jalan di kota Denpasar. Kondisi ini tentunya akan meningkatkan konsumsi bahan bakar dari waktu ke waktu, dan sebagai konsekwensinya tentu akan meningkatkan buangan emisi gas buang kendaraan (polutan) ke udara.

Peningkatan jumlah kendaraan bermotor yang beroperasi dapat meningkatkan emisi gas buang kendaraan. Emisi gas buang kendaraan akan berkontribusi pada kualitas udara khususnya di Kota Denpasar. Emisi gas buang dari kendaraan bermotor adalah sumber pencemar bergerak tidak tetap. Masih terdapat sumber pencemar yang berasal dari transportasi. Sumber bergerak spesifik adalah sumber pencemar tidak tetap seperti dari kereta api, pesawat terbang, dan kapal laut (Peraturan Pemerintah No. 41 Tahun 1999).

Berdasarkan latar belakang tersebut, maka diperlukan penelitian untuk melihat kontribusi karakteristik kendaraan bermotor pada emisi gas buang. Tujuan penelitian ini adalah menganalisis jenis sistem engine dan tahun produksi kendaraan bermotor pada emisi gas buang di kota Denpasar.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Umumnya kegiatan uji emisi hanya menghasilkan kriteria kendaraan bermotor lulus/tidak lulus uji emisi. Maka pada kegiatan penelitian ini lebih spesifik diarahkan untuk melihat pengaruh kombinasi tahun produksi kendaraan bermotor dengan sistem engine pada emisi gas buang. Hasil penelitian ini diharapkan dapat sebagai alternatif solusi perbaikan kualitas udara perkotaan khususnya di Kota Denpasar.

2. DATA DAN METODOLOGI

Pada makalah ini akan dianalisa hasil uji emisi kendaran roda empat di kota Denpasar yang diukur pada tahun 2010. Jumlah kendaraan roda empat yang melakukan uji emisi sebanyak 300 kendaraan (mobil) yang menggunakan bahan bakar bensin. Parameter data hasil uji emisi yang akan dianalisa adalah konsentrasi Hidrokarbon (ppm), konsentrasi CO (% karbonmonoksida), konsentrasi CO_2 (% karbondioksida).

Metode yang digunakan untuk menilai pengaruh kombinasi tahun produksi dan sistem engine pembakaran kendaraan pada emisi gas buang kendaraan bermotor di kota Denpasar adalah metode perancangan percobaan berupa rancangan acak lengkap (RAL). Sebagai peubah bebas adalah tahun produksi kendaraan (T1; kendaraan yang diproduksi sampai dengan tahun 2000 dan T2; kendaraan yang diproduksi di atas tahun 2000) dan sistem engine pembakaran kendaraan (K: karburator dan I: injektor). Peubah terikatnya adalah gas buang kendaraan berupa gas CO, CO_2, dan HC (hidrokarbon).

Rancangan acak lengkap digunakan untuk mengetahui apakah terdapat pengaruh perbedaan perlakuan variabel bebas terhadap variabel terikat. Keterbaruan dari penelitian ini adalah pengaruh perlakuan kombinasi dari dua variabel bebas yaitu tahun produksi kendaraan bermotor (T1, T2) dan sistem engine pembakaran kendaraan (K, I). Pada penelitian ini terdapat 3 perlakuan: 1) T1K (kombinasi antara pengaruh kendaraan yang diproduksi sampai dengan tahun 2000 dengan sistem engine karburasi), 2) T2K (kombinasi antara pengaruh kendaraan yang diproduksi di atas tahun 2000 dengan sistem engine karburasi), 3) T2I (kombinasi antara pengaruh kendaraan bermotor yang diproduksi di atas tahun 2000 dengan sistem engine injeksi). Jika hasil anova (*analysis of varians*), F hitung > F tabel, maka terdapat satu pengaruh perlakuan yang berbeda nyata (berpengaruh sekali) pada emisi gas buang. Tahap perhitungan RAL adalah sebagai berikut :

$$db_{total} = r - 1$$

$$db_{perlakuan} = t-1$$

$$db_{galat} = db_{total} - db_{perlakuan}$$

ISBN : 978-979-1458-64-1

$$Fk = \frac{(\sum x)^2}{r}$$

$$JKT = \sum(x^2) - Fk$$

$$JKP = \sum \frac{xn^2}{rn} \quad Fk$$

$$JKG = JKT - JKP$$

$$KTP = \frac{JKP}{t-1}$$

$$KTG = \frac{JKG}{db\ galat}$$

$$F\ hitung = \frac{KTP}{KTG}$$

Keterangan:

db = derajat bebas

r = jumlah data

t = jumlah perlakuan

Fk = faktor koreksi

JKT = jumlah kuadrat total

JKP = jumlah kuadrat perlakuan

Xn = nilai data x pada perlakuan ke- n

rn = jumlah data pada perlakuan ke-n

JKG = jumlah kuadrat galat

KTP = kuadrat tengah perlakuan

KTG = kuadrat tengah galat

Untuk mengetahui perlakuan mana yang berbeda nyata dan berpengaruh nyata pada emisi gas buang akan dilakukan uji Tukey (HSD;Honestly Significan Different). Formulasi uji Tukey:

$$w' = q_\alpha \text{ X } s$$

$$s = KTG^{1/2}$$

$$KTG = JKG/db$$

db = derajat bebas

$$w = w' \{1/2 (1/r_i + 1/r_j)\}^{1/2}$$

w = nilai HSD

Keterangan :

w = nilai HSD

q_α = dari tabel dengan derajat bebas perlakuan p dan derajat bebas galat f_e

ISBN : 978-979-1458-64-1

p = jumlah perlakuan

f_e = derajat bebas galat

s_Y = galat baku nilai tengah

r = jumlah ulangan setiap perlakuan

Uji Tukey diperkenalkan oleh J. W. Tukey pada tahun 1953 (Gaspersz, 1991). Uji Tukey disebut pula dengan uji beda nyata jujur atau disingkat HSD (*honestly significant difference test*). Kriteria yang digunakan pada uji Tukey ini adalah jika beda dua nilai tengah perlakuan lebih besar daripada nilai HSD, maka ke dua perlakuan adalah berbeda.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Analisis ragam (*anova*) dari hasil uji emisi kendaraan roda empat (mobil) di kota Denpasar yang dilakukan terhadap 300 unit mobil dengan menggunakan rancangan acak lengkap tersaji Tabel 1.

Tabel 1. Analisis Sidik Ragam (Anova)

No	Emisi Gas Buang	F hitung	F Tabel	
			5%	1%
1.	Hidrocarbon (HC)	14.02	3.02	4.67
2.	Karbondioksida (CO_2)	6.27	3.02	4.67
3.	Karbonmonooksida (CO)	12.45	3.03	4.68

Pada Tabel 1 terlihat F hitung selalu lebih besar daripada F tabel baik pada tingkat kepercayaan 5% maupun 1%. Hal ini menunjukan bahwa terdapat paling sedikit satu perlakuan yang berpengaruh nyata terhadap emisi gas buang (HC, CO, dan CO_2) yang dihasilkan oleh kendaraan bermotor. Pada penelitian ini terdapat tiga perlakuan yaitu T1K (perlakuan 1), T2K (perlakuan 2), dan T2I (perlakuan 3). Untuk mengetahui perlakuan mana yang berbeda nyata dan berpengaruh nyata pada emisi akan dilakukan uji Tukey (HSD: *Honestly Significan Different*).

Tahapan berikutnya adalah membandingkan nilai w dengan selisih nilai tengah antara dua perlakuan. Jika nilai w lebih besar dari selisih nilai tengah dua perlakuan, maka dikatakan bahwa ke dua perlakuan tidak berbeda nyata. Tetapi jika nilai w (nilai HSD) lebih kecil daripada selisih nilai tengah dua perlakuan, maka dikatakan bahwa ke dua perlakuan berbeda nyata.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Tabel 2. Hasil uji HSD (Tukey) untuk emisi Hidrokarbon

No	Perlakuan	Nilai HSD		Selisih nilai tengah
		5%	1%	
1.	1 dan 2	137.03	170.57	241.56
2.	1 dan 3	206.42	256.94	416.69
3.	2 dan 3	195.19	242.95	175.12

Pada Tabel 2 dapat diketahui bahwa antara perlakuan 1 dan 2, serta perlakuan 1 dan 3, nilai HSD lebih kecil daripada selisih dua nilai tengah perlakuan. Hal ini menunjukan bahwa perlakuan 1 dan 2 serta 1 dan 3 menghasilkan emisi hidrokarbon yang berbeda nyata. Artinya bahwa kendaraan yang diproduksi di bawah tahun 2000 dengan sistem karburasi dengan kendaraan yang diproduksi di atas tahun 2000 sistem yang sama memiliki emisi hidrokarbon yang berbeda nyata. Hal ini dibuktikan dengan nilai rata-rata emisi HC untuk perlakuan 1 yang lebih besar daripada emisi HC untuk perlakuan 2. Nilai rata-rata emisi HC berturut-turut untuk perlakuan 1 dan 2 adalah 447,89 ppm, 206,32 ppm. Perbedaan emisi gas buang HC antara kendaraan T1 dan T2 disebabkan oleh kendaraan T1 sudah tua sehingga banyak bagian mesin yang sudah aus. Semakin berumur tua, semakin banyak emisi gas buang yang dihasilkan.

Perlakuan 1 dan 3 juga menghasilkan emisi hidrokarbon yang berbeda nyata. Kondisi ini disebabkan oleh umur kendaraan dan jenis sistem engine pembakaran. Kendaraan dengan sistem injeksi, emisi HC nya lebih rendah sekali daripada sistem karburasi. Hal ini dapat dilihat dari rata-rata emisi HC untuk perlakuan 1 dan 3 berturut-turut adalah 447,89 ppm dan 31,2 ppm.

Tabel 3. Hasil uji HSD (Tukey) untuk emisi CO_2

No	Perlakuan	Nilai HSD		Selisih nilai tengah
		5%	1%	
1.	1 dan 2	1.57	1.95	1.63
2.	1 dan 3	2.35	2.93	3.39
3.	2 dan 3	2.22	2.77	1.75

Pada Tabel 3 dapat diperlihatkan bahwa antara perlakuan 1 dan 3 menghasilkan perbedaan pengaruh emisi CO_2 yang berbeda nyata. Hal ini dikarenakan perbedaan umur kendaraan dan sistem engine pembakaran. Jika dilihat rata-rata emisi CO_2 untuk perlakuan 1 dan 3 berturut-turut adalah 6,26% dan 9,64%. Untuk perlakuan 2 dan 3, ke dua perlakuan tidak menghasilkan perbedaan pengaruh emisi CO_2 yang berbeda nyata. Sedangkan untuk perlakuan 1 dan 2 pada taraf siknifikansi 5% menghasilkan perbedaan pengaruh perlakuan yang berbeda nyata, tetapi untuk taraf siknifikasi 1% ke dua perlakuan tidak menghasilkan pengaruh pada emisi CO_2 yang berbeda nyata. Perbedaan ini disebabkan oleh pengaruh dari umur kendaraan saja.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Tabel 4. Hasil uji HSD (Uji Tukey) untuk emisi CO

No	Perlakuan	Nilai HSD		Selisih nilai tengah
		5%	1%	
1.	1 dan 2	0.83	1.04	0.97
2.	1 dan 3	1.41	1.75	2.95
3.	2 dan 3	1.35	1.68	1.98

Pada Tabel 4 dapat diketahui bahwa antara perlakuan 1 dan 3 menghasilkan pengaruh emisi CO yang berbeda nyata. Hal ini disebabkan oleh pengaruh dari umur kendaraan dan jenis sistem engine pembakaran. Pada perlakuan 1 sistem karburasi sedangkan perlakuan 3 adalah sistem injeksi. Perbedaan nyata juga terdapat pada perlakuan 2 dan 3. Hal ini disebabkan oleh pengaruh dari sistem engine pembakaran saja. Perlakuan 1 dan 2 untuk taraf siknifikansi 5% menghasilkan pengaruh emisi CO yang tidak berbeda nyata, tetapi untuk taraf siknifikansi 1% menghasilkan pengaruh emisi CO yang berbeda nyata.

4. KESIMPULAN

Berdasarkan penelitian ini maka dapat disimpulkan bahwa untuk meningkatkan kualitas udara lingkungan perkotaan atau menurunkan emisi gas buang kendaraan bermotor, salah satu solusinya adalah mengadakan pembatasan operasi kendaraan yang berumur tua. Semakin kendaraan berumur tua, maka semakin besar emisi gas buang kendaraan. Selain pembatasan operasi kendaraan berumur tua, penggunaan teknologi sistem engine pembakaran berupa sistem injeksi lebih menurunkan emisi gas buang kendaraan daripada sistem karburasi.

DAFTAR RUJUKAN

Dinas Lingkungan Hidup Kota Denpasar 2007, Daftar Isian Profil Program adipura Tahun 2006-2007

Dinas Lingkungan Hidup Kota Denpasar 2007, Identifikasi Sumber Pencemar di Wilayah Pesisir Kota Denpasar, DLH Kota Denpasar

Dinas Lingkungan Hidup Kota Denpasar Status Lingkungan Hidup Kota Denpasar tahun 2007

Gasperz, Vincent, Metode Perancangan Percobaan, Armico Bandung, 1991

ISBN : 978-979-1458-64-1

BIMODALITAS DAN LOMPATAN ITCZ: TEORI, PENGAMATAN DAN SIMULASI

Didi Satiadi& Nurzaman Adikusumah
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer, LAPAN
satiadi@yahoo.co.uk

Abstract

Research has been conducted to study ITCZ dynamics based on theory, observation and simulation. Observations were carried out by using MTSAT and TRMM satellites data from 2006 to 2009, whereas simulations were carried out by using CSIRO9 general circulation model for the same time span. The observed and simulated positions and annual migration of the ITCZ were compared to the theory. The results showed that ITCZ generally exhibited bimodality with two stable locations in the south and the north of the equator. Virtual movement of the sun caused one of the position became more dominant than that of the other, such that the ITCZ position appeared to jump from the south to the north and vice versa. The bimodality character and ITCZ jumps were observed from observation and simulation and agreed the the theory developed by Chao.
Keywords*: ITCZ, Bimodality, Jump, Observation, Simulation*

Abstrak

Penelitian telah dilakukan untuk mempelajari dinamika ITCZ berdasarkan teori, pengamatan maupun simulasi. Pengamatan dilakukan dengan menggunakan data satelit MTSAT dan TRMM dari tahun 2006 s.d. 2009, sedangkan simulasi dilakukan dengan menggunakan model sirkulasi umum atmosfer CSIRO9 untuk kurun waktu yang sama. Posisi dan pergerakan tahunan dari ITCZ dari hasil pengamatan maupun simulasi dibandingkan dengan teori.Hasil penelitian ini menunjukkan bahwa ITCZ pada umumnya memperlihatkan sifat bimodalitas dengan dua lokasi kestabilan di sebelah selatan dan di sebelah utara katulistiwa. Pergerakan semu posisi matahari menyebabkan salah satu posisi ini menjadi dominan dibandingkan dengan yang lainnya, sehingga posisi ITCZ terlihat melompat dari selatan ke utara atau sebaliknya. Sifat bimodalitas dan lompatan ITCZ ini diamati baik dari hasil pengamatan maupun simulasi dan sesuai dengan teori yang dikembangkan oleh Chao.

Kata Kunci: ITCZ, Bimodalitas, Lompatan, Pengamatan, Simulasi

1. PENDAHULUAN

Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) merupakan fitur dinamika atmosfer skala besar yang dominan di wilayah tropis katulistiwa, terlihat jelas dari citra satelit sebagai pita awan yang memanjang dari barat ke timur. ITCZ merupakan cabang ke atas dari sirkulasi Hadley/Walker di mana konvergensi angin pasat terkopel dengan konveksi ditandai dengan jejak curah hujan yang tinggi.ITCZ bergerak ke arah utara-selatan dalam siklus tahunan mengikuti posisi semu matahari. Dinamika ITCZ sangat mempengaruhi cuaca dan iklim di wilayah tropis katulistiwa, termasuk benua-maritim Indonesia. ITCZ juga penting untuk diteliti karena berkaitan dengan ENSO, IODM,

ISBN : 978-979-1458-64-1

MJO dan Siklon Tropis. Penelitian ini bertujuan untuk mempelajari dinamika ITCZ berdasarkan teori, pengamatan, dan simulasi.

Teori awal yang dominan tentang ITCZ dikemukakan oleh Charney pada tahun 1971 yang dikembangkan berdasar pada teori Convective Instability of Second Kind (CISK). Penelitian ITCZ selanjutnya dilakukan oleh Pike di tahun 1971 dan Sumi pada tahun 1992.Menurut teori ITCZ yang dikemukakan oleh Chao (2000,2001,2004), ITCZ cenderung menempati posisi lintang tertentu yang bersifat stabil. Pada posisi ini tercapai suatu kesetimbangan antara gaya tarik akibat rotasi bumi dan lokasi dari puncak SST.Menurut Chao, pergerakan lintang ITCZ dalam siklus tahunannya tidak selalu bertahap, tetapi kadang-kadang mengalami lompatan ke arah kutub.

2. DATA DAN METODA

Data yang digunakan dalam penelitian ini terdiri dari:

1. Data Satelit MTSAT Channel IR1 (Suhu Puncak Awan) selama tahun 2006-2009 dengan resolusi waktu jam-jaman dan domain pengamatan antara -70°S – 70°N dan antara 80°E – 210°E dengan resolusi spasial 5 km.
2. Data curah hujan grid rata-rata bulanan dari TRMM dataset 3B43 dengan domain pengamatan antara –50°S – 50°N dan antara 180°W – 180°E selama tahun 2006-2009.
3. Data keluaran curah hujan rata-rata bulanan dari model sirkulasi umum atmosfer CSIRO9 tdengan domain antara –90°S – 90°N dan antara 180°W – 180°E selama tahun 2006-2009.

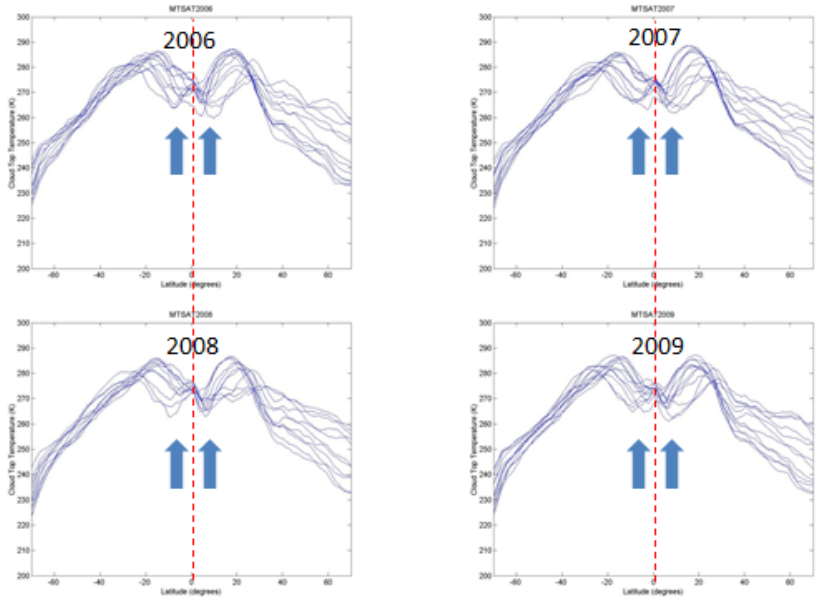
Dalam penelitian ini, posisi lintang dari ITCZ ditentukan sebagai berikut:

1. Untuk satelit MTSAT, posisi lintang ITCZ ditentukan sebagai suhu puncak awan minimum dari rata-rata zonal-bulanan. Hal ini dilakukan dengan asumsi bahwa zona konvergensi dari sirkulasi Hadley menghasilkan awan-awan yang paling tinggi dan tebal (menara cumulonimbus) dan dengan demikian menghasilkan curah hujan yang paling besar.
2. Untuk satelit TRMM dan keluaran model GCM, posisi lintang ITCZ ditentukan sebagai curah hujan maksimum dari rata-rata zonal-bulanan.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Gambar 1 memperlihatkan profil suhu puncak awan rata-rata zonal-bulanan terhadap lintang untuk bulan Januari s.d. Desember tahun 2006 s.d. 2009 hasil pengamatan satelit MTSAT kanal IR1.

ISBN : 978-979-1458-64-1

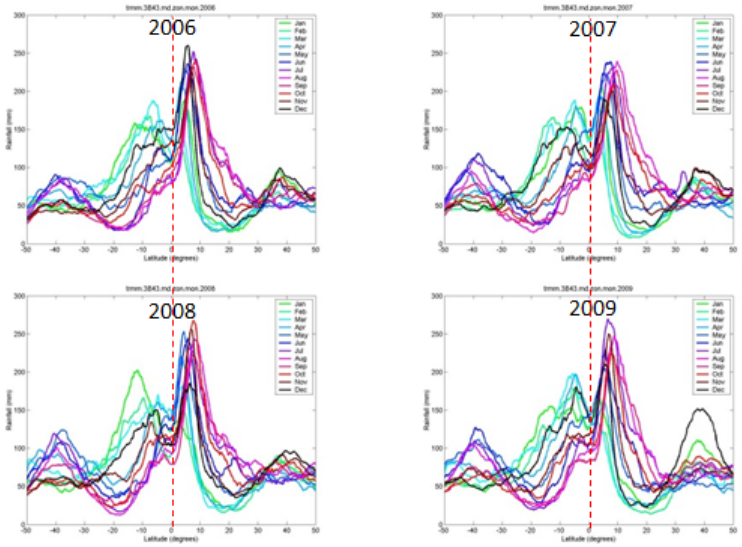


Gambar 1. Suhu Puncak Awan MTSAT vs Lintang 2006-2009

Gambar 1 memperlihatkan bahwa profil suhu puncak awan tersebut memperlihatkan sifat bimodalitas dari ITCZ yang diperlihatkan oleh dua minima suhu puncak awan di sebelah utara dan di sebelah selatan katulistiwa (diperlihatkan dengan tanda panah di sebelah kiri dan kanan garis vertikal yang terputus-putus yang menandai posisi katulistiwa). Pada bulan-bulan DJF, minima di sebelah selatan katulistiwa tampak lebih dominan, sedangkan pada bulan-bulan JJA, minima di sebelah utara katulistiwa tampak lebih dominan.

Gambar 2 memperlihatkan profil curah hujan rata-rata zonal-bulanan terhadap lintang untuk bulan Januari s.d. Desember tahun 2006 s.d. 2009 hasil pengamatan satelit TRMM dataset 3B43.

ISBN : 978-979-1458-64-1

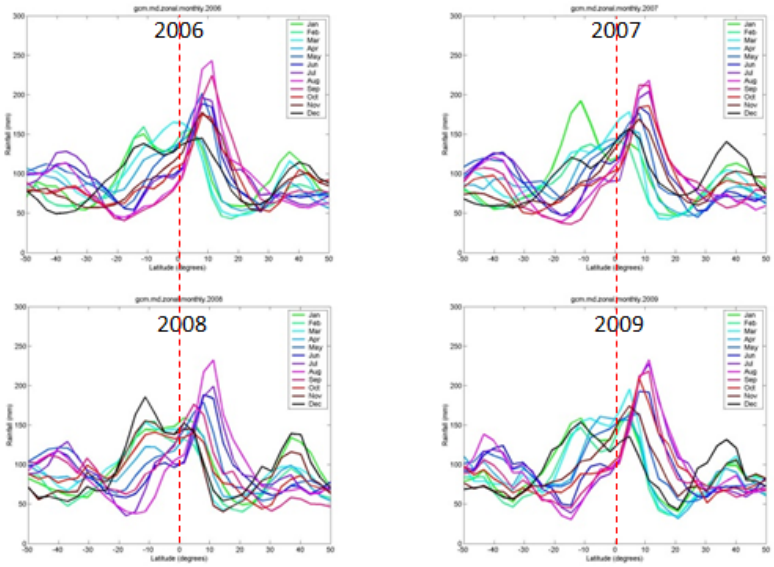


Gambar 2. Curah Hujan TRMM vs Lintang 2006-2009

Gambar 2 juga memperlihatkan bahwa profil curah hujan tersebut memperlihatkan sifat bimodalitas dari ITCZ yang diperlihatkan oleh dua maksima curah hujan di sebelah utara dan di sebelah selatan katulistiwa. Pada bulan-bulan DJF, maksima di sebelah selatan katulistiwa tampak lebih dominan, sedangkan pada bulan-bulan JJA, maksima di sebelah utara katulistiwa tampak lebih dominan. Namun bimodalitas tersebut tampak tidak simetris. Curah hujan maksimum di sebelah utara katulistiwa tampak lebih tinggi dibandingkan dengan maksimum di sebelah selatan katulistiwa. Hal ini kemungkinan karena ITCZ lebih sering berada di Belahan Bumi Utara (BBU) dibandingkan dengan Belahan Bumi Selatan (BBS). Hal ini terjadi karena perbedaan komposisi daratan/lautan di mana BBU memiliki lebih banyak daratan dibandingkan dengan BBS yang memiliki lebih banyak lautan. Pada saat BBU mengalami musim panas maka tekanan udara akan lebih rendah di BBU dibandingkan dengan di BBS sehingga angin akan bertiup dari BBS ke BBU. Sebaliknya apabila BBS mengalami musim panas maka tekanan udara akan lebih rendah di BBS dibandingkan dengan di BBU sehingga angin akan bertiup dari BBU ke BBS. Namun karena BBU didominasi oleh daratan sedangkan BBS didominasi oleh lautan, maka tekanan musim panas di BBU menjadi lebih rendah daripada di BBS, sehingga ITCZ terdorong lebih kuat ke arah utara dan lebih banyak menghabiskan waktu di BBU. Dengan demikian, asimetri dari ITCZ kemungkinan disebabkan oleh perbedaan komposisi daratan/lautan.

Gambar 3 memperlihatkan profil curah hujan rata-rata zonal-bulanan terhadap lintang untuk bulan Januari s.d. Desember tahun 2006 s.d. 2009 hasil simulasi model sirkulasi umum atmosfer GCM CSIRO-9.

ISBN : 978-979-1458-64-1



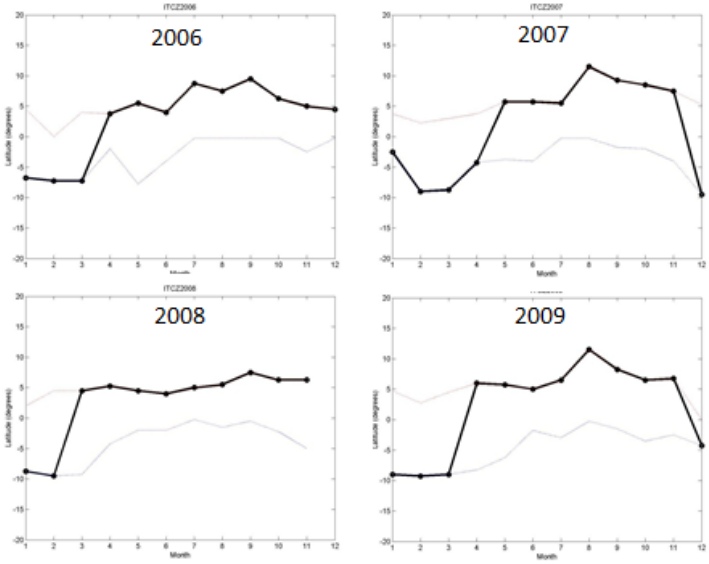
Gambar 3. Curah Hujan GCM vs Lintang 2006-2009

Gambar 3 memperlihatkan bahwa hasil simulasi dengan menggunakan model sirkulasi umum atmosfer juga dapat memperlihatkan sifat bimodalitas dari ITCZ yang diperlihatkan oleh dua maksima curah hujan di sebelah utara dan di sebelah selatan katulistiwa, walaupun bimodalitas tersebut terlihat kurang jelas dibandingkan dengan hasil pengamatan. Hasil simulasi juga menunjukkan bahwa pada bulan-bulan DJF, maksima di sebelah selatan katulistiwa tampak lebih dominan, sedangkan pada bulan-bulan JJA, maksima di sebelah utara katulistiwa tampak lebih dominan. Hasil simulasi juga dapat menunjukkan asimetri dari ITCZ akibat dari perbedaan komposisi daratan/lautan antara BBU dan BBS. Namun hasil simulasi memperlihatkan bahwa maksima curah hujan cenderung lebih rendah dibandingkan dengan hasil pengamatan TRMM. Hasil simulasi juga memperlihatkan bahwa maksima di sebelah selatan katulistiwa tampak kurang jelas dibandingkan dengan pengamatan. Hal ini menunjukkan bahwa model sirkulasi umum atmosfer yang digunakan kemungkinan belum dapat mensimulasikan ITCZ dengan baik terutama di untuk wilayah di sebelah selatan katulistiwa.

Gambar 4 memperlihatkan posisi lintang ITCZ rata-rata zonal-bulanan terhadap bulan (Januari s.d. Desember) tahun 2006 s.d 2009 hasil pengolahan data satelit MTSAT. Dalam hal ini posisi lintang ITCZ ditentukan sebagai posisi lintang di mana rata-rata zonal-bulanan suhu puncak awan mencapai minimum. Ketentuan ini dibuat dengan mempertimbangkan bahwa posisi ITCZ memiliki awan-awan yang paling tinggi (menara cumulonimbus) dan dengan demikian memiliki suhu puncak awan yang paling rendah. Pada gambar 6 terdapat dua garis paralel yang lebih tipis di sebelah utara dan di sebelah

ISBN : 978-979-1458-64-1

selatan katulistiwa, yang menunjukkan dua minima (bimodalitas) suhu puncak awan di sebelah utara dan di sebelah selatan katulistiwa.

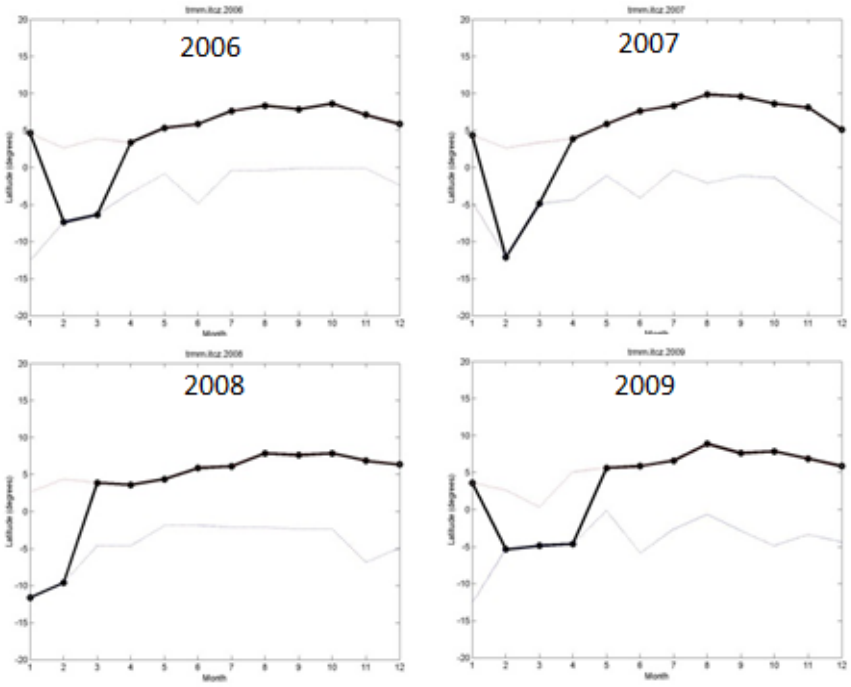


Gambar 4. Posisi Lintang ITCZ-MTSAT vs Bulan 2006-2009

Gambar 4 memperlihatkan bahwa pergerakan ITCZ dalam siklus tahunannya tidak selalu bertahap, tetapi kadang-kadang mengalami lompatan ke arah utara atau ke arah selatan. Selanjutnya dari Gambar 6 dapat dilihat bahwa lompatan tersebut sesungguhnya merupakan perpindahan modal dari modal selatan ke modal utara atau sebaliknya dari modal utara ke modal selatan. Lompatan atau perpindahan modal tersebut berkaitan dengan pergerakan posisi semu matahari yang menyebabkan salah satu modal menjadi dominan. Ketika posisi matahari berada di sebelah selatan, maka modal selatan menjadi lebih dominan. Demikian pula sebaliknya, ketika posisi matahari berada di sebelah utara, maka modal utara menjadi lebih dominan.

Gambar 5 memperlihatkan posisi lintang ITCZ rata-rata zonal-bulanan terhadap bulan (Januari s.d. Desember) tahun 2006 s.d 2009 hasil pengolahan data satelit TRMM. Dalam hal ini posisi lintang ITCZ ditentukan sebagai posisi lintang di mana rata-rata zonal-bulanan curah hujan mencapai maksimum. Hal ini dilakukan dengan mempertimbangkan bahwa posisi ITCZ memiliki awan-awan yang paling tinggi dan tebal (menara cumulonimbus) dan dengan demikian menghasilkan curah hujan yang paling lebat. Pada gambar 7juga terdapat dua garis paralel yang lebih tipis di sebelah utara dan di sebelah selatan katulistiwa, yang menunjukkan dua maksima (bimodalitas) curah hujan di sebelah utara dan di sebelah selatan katulistiwa.

ISBN : 978-979-1458-64-1

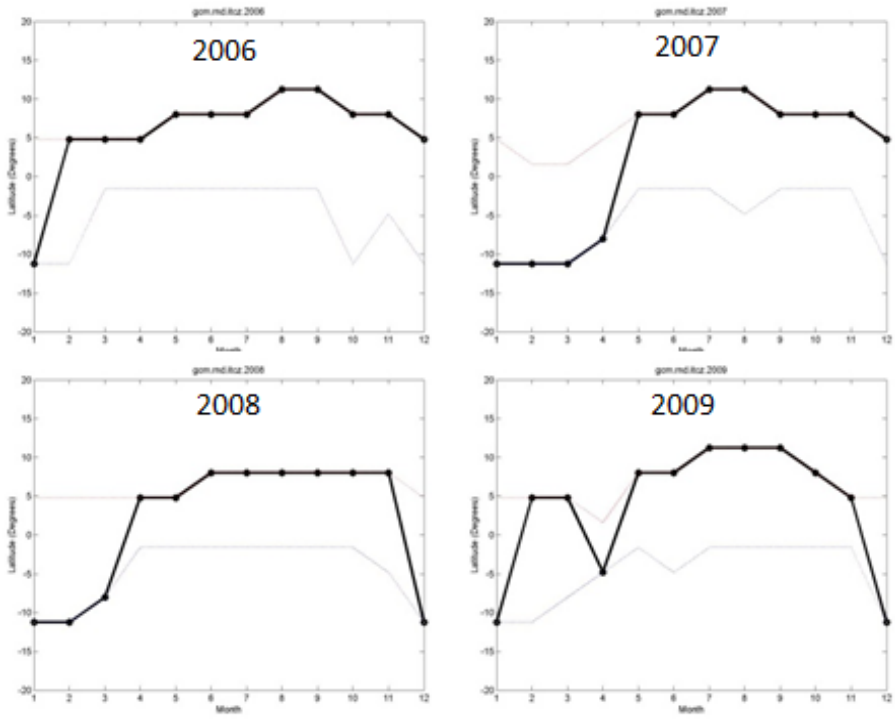


Gambar 5. Posisi Lintang ITCZ-TRMM vs Bulan 2006-2009

Gambar 5 juga memperlihatkan bahwa pergerakan ITCZ menurut pengamatan curah hujan dengan satelit TRMM dalam siklus tahunannya tidak selalu bertahap, tetapi kadang-kadang mengalami lompatan ke arah utara atau ke arah selatan, di mana lompatan tersebut berkaitan dengan perpindahan atau pergantian modal. Perbandingan antara lompatan ITCZ menurut satelit MTSAT dengan satelit TRMM memperlihatkan bahwa waktu lompatan ke selatan menurut satelit TRMM yang berdasarkan suhu puncak awan terjadi lebih terlambat dibandingkan dengan menurut satelit MTSAT yang berdasarkan curah hujan.

Gambar 6 memperlihatkan posisi lintang ITCZ rata-rata zonal-bulanan terhadap bulan (Januari s.d. Desember) tahun 2006 s.d 2009 hasil simulasi model sirkulasi umum atmosfer CSIRO-9. Dalam hal ini posisi lintang ITCZ ditentukan sebagai posisi lintang di mana rata-rata zonal-bulanan curah hujan mencapai maksimum. Pada gambar 8 juga terdapat dua garis paralel yang lebih tipis di sebelah utara dan di sebelah selatan katulistiwa, yang menunjukkan dua maksima (bimodalitas) curah hujan di sebelah utara dan di sebelah selatan katulistiwa.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 6. Posisi Lintang ITCZ-GCM vs Bulan 2006-2009

Gambar 6 juga memperlihatkan bahwa pergerakan ITCZ menurut hasil simulasi model sirkulasi umum atmosfer dalam siklus tahunannya tidak selalu bertahap, tetapi kadang-kadang mengalami lompatan ke arah utara atau ke arah selatan, di mana lompatan tersebut berkaitan dengan perpindahan atau pergantian modal.

4. KESIMPULAN

Penelitian telah dilakukan untuk mempelajari dinamika ITCZ berdasarkan teori, pengamatan maupun simulasi. Pengamatan dilakukan dengan menggunakan data satelit MTSAT dan TRMM dari tahun 2006 s.d. 2009, sedangkan simulasi dilakukan dengan menggunakan model sirkulasi umum atmosfer CSIRO9 untuk kurun waktu yang sama. Posisi dan pergerakan tahunan dari ITCZ dari hasil pengamatan maupun simulasi dibandingkan dengan teori.

Hasil penelitian menunjukkan bahwa berdasarkan hasil pengamatan dengan satelit MTSAT dan TRMM selama tahun 2006 s.d 2009, posisi lintang ITCZ umumnya memperlihatkan sifat bimodalitas dengan dua lokasi kestabilan di sebelah selatan dan di sebelah utara katulistiwa. Pergerakan semu posisi matahasi menyebabkan salah satu posisi ini menjadi dominan dibandingkan dengan yang lainnya, sehingga posisi ITCZ terlihat seolah-olah melompat dari selatan ke utara dan sebaliknya. Hasil simulasi dengan model sirkulasi umum atmosfer CSIRO-9 juga memperlihatkan

ISBN : 978-979-1458-64-1

bahwa model ini mampu mensimulasikan sifat bimodalitas dan lompatan ITCZ sebagaimana yang telah diamati, dan hasil-hasil ini mendukung terori ITCZ yang dikembangkan oleh Chao.

DAFTAR RUJUKAN

Charney JG (1971) Tropical cyclogenesis and the formation of the ITCZ. MathematicalProblems of Geophysical Fluid Dynamics, W. H. Reid Ed. Lectures inApplied Mathematics Amer Math Soc 13: 355-368

Pike (1971), Intertropical Convergence Zone Studied with an Interacting Atmosphere and Ocean Model, Monthly Weather Review, Vol. 99, No. 6, June 1971, pp. 469-477.

Sumi A (1992) Pattern formation of convective activity over the aqua-planet withglobally uniform sea surface temperature. J Meteor Soc Japan 70: 855-876.

Chao (2000), Multiple Quasi Equilibria of the ITCZ and the Origin of Monsoon Onset, Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 57, 1 Marh 2000, pp. 641-651.

Chao and Chen (2001), Multiple Quasi Equilibria of the ITCZ and the Origin of Monsoon Onset. Part II: Rotational ITCZ Attractors, Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 58, 15 September 2001, pp.2820-2831.

Chao and Chen (2001), The Origin of Monsoons, Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 58, 15 November 2001, pp. 3497-3507.

Chao WC, Chen B (2004) Single and double ITCZ in an aqua-planet model with constant SST and solar angle. Clim Dynamics 22: 447-459.

ISBN : 978-979-1458-64-1

ITCZ DAN MONSUN INDO-AUSTRALIA

Didi Satiadi& Nurzaman Adikusumah
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer, LAPAN
satiadi@yahoo.co.uk

Abstract

Research has been conducted to study the relationship between ITCZ migration and monsoon and monsoon onset in the Indo-Australian region based on observation. The data employed consisted of rainfall data from TRMM satellite from 1998 to 2009 and Indo-Australian Monsoon Indices data for the same time span. Latitudional position of the ITCZ were determined from TRMM satellite data as a latitude with the highest zonal average rainfall. The ITCZ annual migrations were then compared to the Indo-Australian Monsoon Indices. The results showed that there were relationship between ITCZ jump from the south the the north and vice versa with the sign change of the Indo-Australian Monsoon Indices. The results agreed with the theory developed by Chao on monsoon as wind circullation associated with the ITCZ and that the ITCZ jumps corresponded with the monsoon onset. Such ITCZ jumps could pottentially be used as an alternative to detect the onset of Indo-Australian Monsoon.

Keywords*: ITCZ, Jump, Monsoon, Onset, TRMM*

Abstrak

Penelitian telah dilakukan untuk mempelajari hubungan antara pergerakan ITCZ dengan monsun dan onset monsun di wilayah Indo-Australia berdasarkan pengamatan. Data yang digunakan terdiri dari data hujan dari satelit TRMM dari tahun 1998 s.d. 2009 dan data indeks monsun Indo-Australia untuk kurun waktu yang sama. Posisi lintang ITCZ ditentukan dari data satelit TRMM sebagai lintang dengan curah hujan rata-rata zonal yang tertinggi. Pergerakan ITCZ dalam siklus tahunan kemudian dibandingkan dengan nilai indeks monsun Indo-Australia. Hasil penelitian ini menunjukkan bahwa terdapat kaitan antara lompatan ITCZ dari belahan bumi selatan ke belahan bumi utara atau sebaliknya dengan perubahan tanda dari indeks monsun Indo-Australia. Hal ini sesuai dengan teori yang dikembangkan oleh Chao mengenai monsun sebagai sirkulasi angin terkait dengan ITCZ dan bahwa lompatan ITCZ berkaitan dengan onset monsun. Dengan demikian, lompatan ITCZ berpotensi untuk digunakan sebagai alternatif untuk mendeteksi onset monsun Indo-Australia.

Kata Kunci: ITCZ, Lompatan, Monsun, Onset, TRMM

1. PENDAHULUAN

Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) merupakan fitur dinamika atmosfer skala besar yang dominan di wilayah tropis katulistiwa, terlihat jelas dari citra satelit sebagai pita awan yang memanjang dari barat ke timur. ITCZ merupakan cabang ke atas dari sirkulasi Hadley/Walker di mana konvergensi angin pasat terkopel dengan konveksi ditandai dengan jejak curah hujan yang tinggi.ITCZ bergerak ke arah utara-selatan dalam siklus tahunan mengikuti posisi semu matahari. Dinamika ITCZ sangat mempengaruhi cuaca dan iklim di wilayah tropis katulistiwa, termasuk

ISBN : 978-979-1458-64-1

benua-maritim Indonesia. ITCZ juga penting untuk diteliti karena berkaitan dengan ENSO, IODM, MJO dan Siklon Tropis. Penelitian ini bertujuan untuk mempelajari pergerakan ITCZ dan hubungannya dengan monsun dan onset monsun di wilayah Indo-Australia.

Teori awal yang dominan tentang ITCZ dikemukakan oleh Charney pada tahun 1971 yang dikembangkan berdasar pada teori Convective Instability of Second Kind (CISK). Penelitian ITCZ selanjutnya dilakukan oleh Pike di tahun 1971 dan Sumi pada tahun 1992.Menurut teori ITCZ yang dikemukakan oleh Chao (2000,2001,2004), ITCZ cenderung menempati posisi lintang tertentu yang bersifat stabil. Pada posisi ini tercapai suatu kesetimbangan antara gaya tarik akibat rotasi bumi dan lokasi dari puncak SST. Menurut Chao, pergerakan lintang ITCZ dalam siklus tahunannya tidak selalu bertahap, tetapi kadang-kadang mengalami lompatan ke arah kutub di mana lompatan tersebut berkaitan dengan onset monsun.

2. DATA DAN METODA

Data yang digunakan dalam penelitian ini terdiri dari:

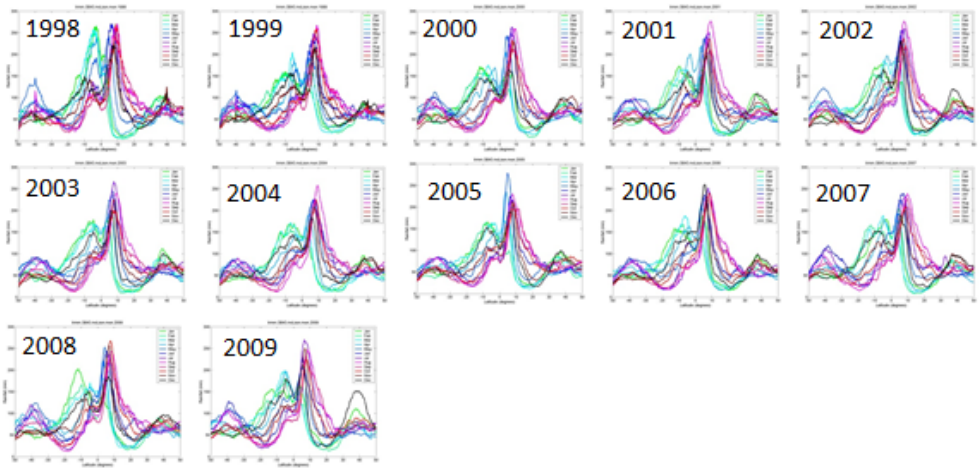
1. Data curah hujan grid rata-rata bulanan dari TRMM dataset 3B43 dengan domain pengamatan antara –50°S – 50°N dan antara 180°W – 180°E selama tahun 1998-2009.
2. Data Indeks Monsun Indo-Australia harian dengan domain antara 40°E—110°E dan antara 15°S—5°S selama tahun 1998-2009. Data harian ini kemudian di rata-ratakan menjadi bulanan.

Dalam penelitian ini, posisi lintang dari ITCZ dari satelit TRMM ditentukan sebagai curah hujan maksimum dari rata-rata zonal-bulanan.Hal ini dilakukan dengan asumsi bahwa zona konvergensi dari sirkulasi Hadley menghasilkan awan-awan yang paling tinggi dan tebal dan dengan demikian menghasilkan curah hujan yang paling besar. Analisis dilakukan dengan membandingkan pergerakan ITCZ dengan indeks monsun Indo-Australia dan mengidentifikasi bilamana lompatan ITCZ sesuai dengan perubahan tanda indeks monsun Indo-Australia.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Gambar 1 memperlihatkan profil curah hujan rata-rata zonal-bulanan terhadap lintang untuk bulan Januari s.d. Desember tahun 1998 s.d. 2009 hasil pengamatan satelit TRMM dataset 3B43.

ISBN : 978-979-1458-64-1



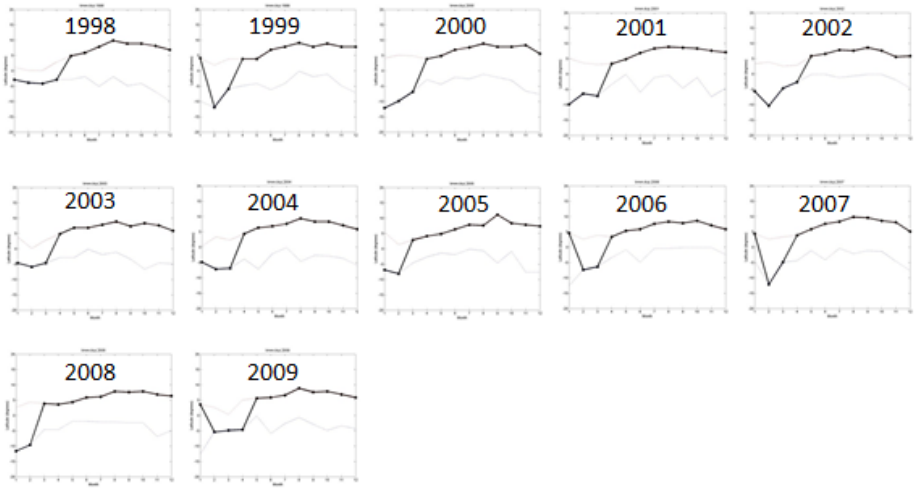
Gambar 7. Curah Hujan vs Lintang 1998-2009

Gambar 1 memperlihatkan bahwa profil curah hujan memperlihatkan sifat bimodalitas dari ITCZ yang diperlihatkan oleh dua maksima curah hujan di sebelah utara dan di sebelah selatan katulistiwa. Pada bulan-bulan DJF, maksima di sebelah selatan katulistiwa tampak lebih dominan, sedangkan pada bulan-bulan JJA, maksima di sebelah utara katulistiwa tampak lebih dominan. Namun bimodalitas tersebut tampak tidak simetris. Curah hujan maksimum di sebelah utara katulistiwa tampak lebih tinggi dibandingkan dengan maksimum di sebelah selatan katulistiwa. Hal ini kemungkinan karena ITCZ lebih sering berada di Belahan Bumi Utara (BBU) dibandingkan dengan Belahan Bumi Selatan (BBS). Hal ini terjadi karena perbedaan komposisi daratan/lautan di mana BBU memiliki lebih banyak daratan dibandingkan dengan BBS yang memiliki lebih banyak lautan. Pada saat BBU mengalami musim panas maka tekanan udara akan lebih rendah di BBU dibandingkan dengan di BBS sehingga angin akan bertiup dari BBS ke BBU. Sebaliknya apabila BBS mengalami musim panas maka tekanan udara akan lebih rendah di BBS dibandingkan dengan di BBU sehingga angin akan bertiup dari BBU ke BBS. Namun karena BBU didominasi oleh daratan sedangkan BBS didominasi oleh lautan, maka tekanan musim panas di BBU menjadi lebih rendah daripada di BBS, sehingga ITCZ terdorong lebih kuat ke arah utara dan lebih banyak menghabiskan waktu di BBU. Dengan demikian, asimetri dari ITCZ kemungkinan disebabkan oleh perbedaan komposisi daratan/lautan.

Gambar 2 memperlihatkan posisi lintang ITCZ rata-rata zonal-bulanan terhadap bulan (Januari s.d. Desember) tahun 1998 s.d 2009 hasil pengolahan data satelit TRMM. Dalam hal ini posisi lintang ITCZ ditentukan sebagai posisi lintang di mana rata-rata zonal-bulanan curah hujan mencapai maksimum. Hal ini dilakukan dengan mempertimbangkan bahwa posisi ITCZ memiliki awan-awan yang paling tinggi dan tebal (menara cumulonimbus) dan dengan demikian

ISBN : 978-979-1458-64-1

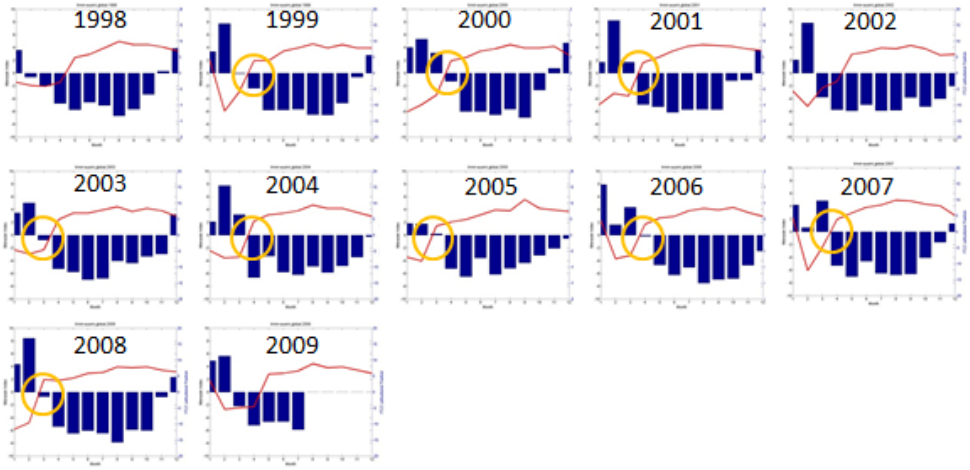
menghasilkan curah hujan yang paling lebat. Pada gambar 4 juga terdapat dua garis paralel yang lebih tipis di sebelah utara dan di sebelah selatan katulistiwa, yang menunjukkan dua maksima (bimodalitas) curah hujan di sebelah utara dan di sebelah selatan katulistiwa.



Gambar 8. Posisi Lintang ITCZ vs Lintang 1998-2009

Gambar 2 memperlihatkan bahwa pergerakan ITCZ menurut pengamatan curah hujan dengan satelit TRMM dalam siklus tahunannya tidak selalu bertahap, tetapi kadang-kadang mengalami lompatan ke arah utara atau ke arah selatan, di mana lompatan tersebut berkaitan dengan perpindahan atau pergantian modal.

Gambar 3 memperlihatkan pergerakan posisi lintang ITCZ terhadap bulan (Januari s.d. Desember) tahun 1998-2009 hasil pengolahan data satelit TRMM (garis merah) dan perbandingannya dengan nilai indeks monsun Indo-Australia (batang biru).

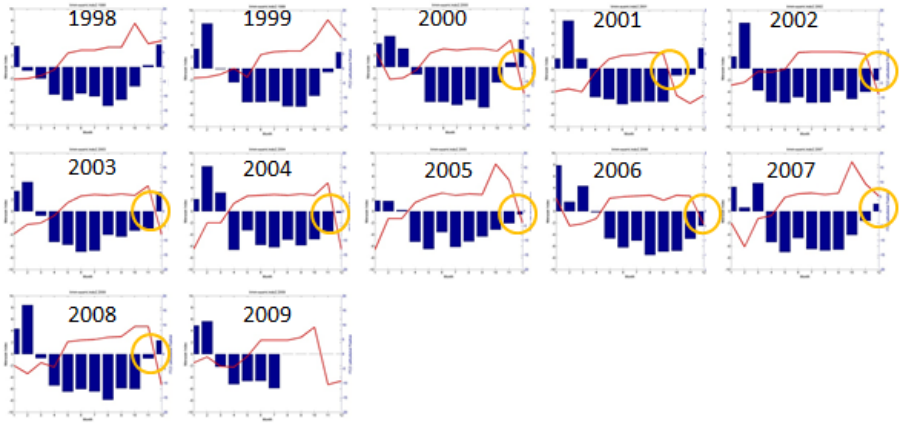


Gambar 9. Posisi Lintang ITCZ & Indeks Monsun Indo-Australia vs Lintang 1998-2009

ISBN : 978-979-1458-64-1

Gambar 3 memperlihatkan bahwa lompatan ITCZ dapat diamati secara konsisten terjadi selama tahun 1998 s.d. 2009 (12 tahun). Pada umumnya lompatan ITCZ dari selatan ke utara terjadi hampir bersamaan dengan perubahan tanda indeks monsun Indo-Australia dari positif menjadi negatif, terutama pada gambar yang ditandai dengan lingkaran kuning yang mewakili 9/12 kejadian atau 75% kejadian. Hal ini mendukung teori ITCZ dari Chao yang menyatakan bahwa monsun sesungguhnya merupakan sirkulasi angin terkait dengan ITCZ dan onset monsun terkait dengan lompatan ITCZ.

Gambar 4 memperlihatkan pergerakan posisi lintang ITCZ terhadap bulan (Januari s.d. Desember) tahun 1998-2009 hasil pengolahan data satelit TRMM (garis merah) dan perbandingannya dengan nilai indeks monsun Indo-Australia (batang biru). Dalam hal ini domain pengamatan untuk penentuan posisi ITCZ telah dibatasi antara 110°E – 140°E.



Gambar 10. Posisi Lintang ITCZ & Indeks Monsun Indo-Australia vs Lintang 1998-2009

Gambar 4 memperlihatkan bahwa lompatan ITCZ juga dapat diamati secara konsisten terjadi selama tahun 1998 s.d. 2009 (12 tahun). Pada umumnya lompatan ITCZ dari utara ke selatan terjadi hampir bersamaan dengan perubahan tanda indeks monsun Indo-Australia dari negatif menjadi positif, terutama pada gambar yang ditandai dengan lingkaran kuning yang mewakili 9/12 kejadian atau 75% kejadian. Hal ini mendukung teori ITCZ dari Chao yang menyatakan bahwa monsun sesungguhnya merupakan sirkulasi angin terkait dengan ITCZ dan onset monsun terkait dengan lompatan ITCZ.

Hasil-hasil dari Gambar 3 dan Gambar 4 mengindikasikan bahwa onset monsun Australia banyak dipengaruhi oleh lompatan ITCZ global, sedangkan onset monsun Asia banyak dipengaruhi oleh lompatan ITCZ di wilayah Indo-Australia. Hal ini mengindikasikan bahwa awal musim kering di wilayah Indo-Australia banyak dipengaruhi oleh lompatan ITCZ yang bersifat global, sedangkan awal musim basah di wilayah Indo-Australia banyak dipengaruhi oleh lompatan ITCZ di wilayah

ISBN : 978-979-1458-64-1

Indo-Australia itu sendiri, yang kemungkinan besar dipengaruhi oleh tekanan rendah di Benua Australia. Dengan demikian, Benua Australia kemungkinan memainkan peran yang penting dalam menentukan awal musim hujan di wilayah Indo-Australia.

Hasil-hasil penelitian ini memperlihatkan bahwa lompatan ITCZ dan keterkaitanya dengan indeks monsun sebagaimana diprediksi oleh Chao berdasarkan model sirkulasi umum telah dapat dibuktikan melalui penelitian ini berdasarkan pengamatan dengan menggunakan satelit TRMM.

4. KESIMPULAN

Penelitian telah dilakukan untuk mempelajari hubungan antara pergerakan ITCZ dengan monsun dan onset monsun di wilayah Indo-Australia berdasarkan pengamatan. Data yang digunakan terdiri dari data hujan dari satelit TRMM dari tahun 1998 s.d. 2009 dan data indeks monsun Indo-Australia untuk kurun waktu yang sama. Posisi lintang ITCZ ditentukan dari data satelit TRMM sebagai lintang dengan curah hujan rata-rata zonal yang tertinggi. Pergerakan ITCZ dalam siklus tahunan kemudian dibandingkan dengan nilai indeks monsun Indo-Australia.

Hasil penelitian ini menunjukkan bahwa terdapat kaitan yang cukup kuat antara lompatan ITCZ dari belahan bumi selatan ke belahan bumi utara atau sebaliknya dengan perubahan tanda indeks monsun Indo-Australia. Lompatan ITCZ dari selatan ke utara dan dari utara ke selatan terjadi secara konsisten selama tahun 1998-2009 (12 tahun). Dalam kurun waktu tersebut, kesesuaian antara lompatan ITCZ dengan onset monsun mencapai 75%, dan sisanya menunjukkan keterlambatan lompatan dibandingkan dengan onset monsun. Hasil-hasil ini mendukung teori yang dikembangkan oleh Chao yang menyatakan bahwa monsun merupakan sirkulasi yang terkait dengan ITCZ dan bahwa lompatan ITCZ berkaitan dengan onset monsun. Dengan demikian, lompatan ITCZ berpotensi untuk digunakan sebagai alternatif untuk mendeteksi onset monsun Indo-Australia.

Hasil penelitian ini juga menunjukkan bahwa lompatan ITCZ dari selatan ke utara (awal musim kering di wilayah Indo-Australia) banyak dipengaruhi oleh lompatan ITCZ global, sedangkan lompatan ITCZ dari utara ke selatan (awal musim basah di wilayah Indo-Australia) banyak ditentukan oleh lompatan ITCZ di wilayah Indo-Australia, yang mengindikasikan pentingnya peran tekanan rendah di Benua Australia dalam menentukan awal musim basah di wilayah Indo-Australia.

DAFTAR RUJUKAN

Charney JG (1971) Tropical cyclogenesis and the formation of the ITCZ. Mathematical Problems of Geophysical Fluid Dynamics, W. H. Reid Ed. Lectures in Applied Mathematics Amer Math Soc 13: 355-368

ISBN : 978-979-1458-64-1

Pike (1971), Intertropical Convergence Zone Studied with an Interacting Atmosphere and Ocean Model, Monthly Weather Review, Vol. 99, No. 6, June 1971, pp. 469-477.

Sumi A (1992) Pattern formation of convective activity over the aqua-planet with globally uniform sea surface temperature. J Meteor Soc Japan 70: 855-876.

Chao (2000), Multiple Quasi Equilibria of the ITCZ and the Origin of Monsoon Onset, Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 57, 1 Marh 2000, pp. 641-651.

Chao and Chen (2001), Multiple Quasi Equilibria of the ITCZ and the Origin of Monsoon Onset. Part II: Rotational ITCZ Attractors, Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 58, 15 September 2001, pp.2820-2831.

Chao and Chen (2001), The Origin of Monsoons, Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 58, 15 November 2001, pp. 3497-3507.

Chao WC, Chen B (2004) Single and double ITCZ in an aqua-planet model with constant SST and solar angle. Clim Dynamics 22: 447-459.

ISBN : 978-979-1458-64-1

PENERAPAN METODE ANALISIS KOMPOSIT DALAM MENENTUKAN TERJADINYA PERBEDAAN MUSIM KEMARAU/PENGHUJAN DI KAB. KUKAR, BULUNGAN DAN BERAU PROVINSI KALIMANTAN TIMUR SECARA SEREMPAK (*SIMULTAN*)

Eddy Hermawan[1] dan Adi Witono[2]
[1)] Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer (PSTA) LAPAN dan [2)] Loka Tanjungsari LAPAN
eddy_lapan@yahoo.com dan witono@yahoo.com

Abstract

One major problem faced by the East Kalimantan provincial administration associated with the implementation of the Food and Rice Estate program is determining the appropriate planting season beginning in three main areas that are already designated as a prototype program above, the Kutai Kartanegara Regency (Kukar), Bulungan and Berau . This study focused on determining the onset season, both the rainy season, the dry or transition that occurred in the three regions. Many techniques are performed, one of which is the application of analytical techniques composite (composite technique analysis) against global Monsoon index data for 60 years of observations (1949-2008) after being verified by the rainfall anomaly data for 13 years (1998-2001) the results of the data reduction satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), each in three districts above. The results showed that the three-region, it has a response or respond differently to come early in the season, such as when Kutai Kartanegara and Berau regency has entered the dry season, turns Bulungan it still shows the wet season. While other examples, discussed in more detail in this paper.

Keywords : *Composite Analysis, Global Monsoon Index, and Determination of early season*

Abstrak

Satu masalah utama yang dihadapi oleh Pemda Provinsi Kalimantan Timur terkait dengan dilaksanakannya program *Food and Rice Estate* adalah penentuan awal musim tanam yang tepat di tiga kawasan utama yang memang telah ditetapkan sebagai *prototype* program di atas, yakni Kabupaten Kutai Kartanegara (KuKar), Bulungan dan Berau. Penelitian ini difokuskan pada penentuan datangnya awal musim, baik musim penghujan, kemarau atau pun transisi yang terjadi di tiga kawasan tersebut. Banyak teknik yang dilakukan, satu diantaranya adalah diterapkannya teknik analisis komposit (*composite technique analysis*) terhadap data indeks Monsun global selama 60 tahun pengamatan (1949-2008) setelah diverifikasi dengan data anomali curah hujan selama 13 tahun (1998-2001) hasil penurunan dari data satelit TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), masing-masing di tiga Kabupaten di atas. Hasilnya menunjukkan bahwa tiga kawasan tersebut, ternyata memiliki respon atau tanggap yang berbeda terhadap datangnya awal musim, seperti disaat Kabupaten Kutai Kartanegara dan Berau sudah memasuki musim kering, ternyata Kabupaten Bulungan justru masih menunjukkan musim basah. Sementara contoh lain, dibahas lebih rinci dalam makalah ini.

Kata Kunci : Analisis Komposit, Indeks Monsun Global, dan Penentuan Awal Musim

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Perubahan iklim (*climate change*) hingga saat ini terus menjadi pusat perhatian dunia dan diyakini memiliki pengaruh nyata terhadap produksi tanaman pangan. Kecenderungan perubahan tersebut ditandai dengan peningkatan suhu permukaan baik yang ada di laut dan di darat secara global atau menyeluruh (dikenal dengan istilah *global warming*) yang kemudian diikuti dengan naiknya permukaan air laut, sehingga terjadi intrusi (masuknya) air laut ke wilayah daratan yang kian hari kian meluas, terutama kawasan yang terletak atau berhadapan langsung dengan laut. Dampak lain yang bisa kita cermati dengan adanya fenomana *global warming* terutama terhadap kegiatan budidaya pertanian adalah **pergeseran pola distribusi curah hujan** yang kian hari semakin sulit untuk diprediksi, sehingga penentuan waktu tanam dan peluang terjadinya resiko gagal panen juga semakin besar.

Sebagai salah satu lembaga riset nasional dengan salah satu tugas pokok dan fungsi (Tupoksi) nya menangani masalah iklim dan cuaca, Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN), khususnya dari Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer (PSTA) Bandung yang memang memiliki visi dan misi di bidang perubahan iklim berupaya semaksimal mungkin untuk dapat memberikan sumbangsih pemikiran atau kontribusi nyata.

Ide dasar atau gagasan utama kegiatan penelitian dengan topik/tema di atas didasari atas adanya kebutuhan nasional tentang pentingnya pemantauan indikasi awal (*precursor*) akan datangnya iklim ekstrem (khususnya curah hujan) di Indonesia, khususnya di kawasan sentra pangan (khususnya di Provinsi Kalimantan Timur yang saat ini sedang giat-giatnya membangun satu kawasan sentra pangan, dikenal dengan istilah ***Food and Rice Estate***). Ini penting dilakukan, mengingat sebagian besar masyarakat Indonesia, khususnya mereka yang tinggal di pedalaman Kalimantan Timur hidupnya amat sangat tergantung kepada pertanian, khususnya petani sawah tadah hujan.

Pemerintah (dalam hal ini Dewan Ketahanan Pangan Nasional, DKPN) saat ini sedang giat-giatnya berupaya semaksimal mungkin menyelamatkan sentra produksi tanaman pangan yang tersebar di sebelas Provinsi di Indonesia akibat kondisi cuaca/iklim ekstrem yang berkepanjangan, terhitung sejak awal tahun 2010 hingga sekarang, kondisi basah masih saja menyelimuti sebagian besar kawasan kita, terutama di kawasan Barat Indonesia. Kesebelas Provinsi tersebut adalah Provinsi Sumatera Utara, Lampung, Sumatera Selatan, Banten, Jawa Barat, Jawa Tengah, Daerah Istimewa Yogyakarta, Jawa Timur, Nusa Tenggara Barat, Kalimantan Selatan, dan Sulawesi Selatan. Terkait dengan itu pula lah, maka pada penelitian ini difokuskan ke kawasan sentra produksi tanaman pangan yang ada di beberapa Kabupaten Provinsi Kalimantan Timur, khususnya

ISBN : 978-979-1458-64-1

sebagai kawasan ***Food and Rice Estate***, yakni Kabupaten Kutai Kartanegara (Kukar), Bulungan dan Berau. Analisis difokuskan kepada perilaku anomali curah hujan di tiga Kabupaten tersebut berbasis hasil analisis menggunakan teknik komposit.

2. TINJAUAN PUSTAKA

Monsoon atau Monsun berasal dari bahasa Arab dari kata *"mausam"* yang berarti musim. Monsun didefinisikan sebagai angin yang berubah arah selama setahun atau angin yang bertiup musiman dan merupakan sistem sirkulasi regional. Menurut Chao dan Chen (2001), Monsun merupakan rata-rata waktu (misalnya, bulanan) dari sistem konvektif aktif daratan di daerah tropis. Secara umum dapat digambarkan bahwa Monsun berhubungan dengan ITCZ substansial jauh (lebih dari 100) dari ekuator, sehingga Monsun tidak bergantung pada perbedaan daratan dan laut yang kontras/tegas (Muna, 2005).

Secara keseluruhan, Monsun dapat juga didefinisikan sebagai pembalikan angin permukaan tahunan, termasuk pembalikan perpindahan kelembaban tahunan dan distribusi presipitasi tahunan yang kontras antara musim panan dan musim dingin. Pusat musim panas menyebabkan musim hujan, sementara musim kering terjadi disaat musim dingin (Wang, 2006). Sebagai fenomena global yang berdampak regional/lokal, maka dinamika terjadinya Monsun dapat disebabkan oleh:

1. Adanya pergerakan semu matahari terhadap bumi yang bergerak antara $23{,}5^0$ LU (Lintang Utara) hingga $23{,}5^0$ LS (Lintang Selatan), mengakibatkan arah pergerakan angin mengikuti peredaran matahari tersebut dengan periode setengah tahunan atau sering disebut sebagai periode musiman,
2. Adanya perbedaan kapasitas panas yang diterima antara daratan dan lautan yang cukup besar.

Pada saat musim panas, daratan memiliki suhu udara permukaan yang relative lebih tinggi dari pada lautan. Karenanya pada musim panas daratan merupakan pusat tekanan rendah dan angin atau sirkulasi udara bergerak dari lautan menuju daratan. Sebaliknya pada musim dingin, suhu suhu udara permukaan daratan relative lebih kecil daripada suhu udara lautan, sehingga pada musim dingin, daratan merupakan pusat tekanan tinggi dan sirkulasi udara berlangsung dari daratan menuju lautan (Prawirowardoyo, 1996).

Monsun yang mempengaruhi datangnya awal musim hujan setelah musim panas dan kering telah menjadi teka-teki yang lama dalam ilmu meteorologi. Perbedaan skala benua dan laut yang sangat kontras merupakan salah satu alasan utama terjadinya Monsun (Holton, 1992; Webster *et al*, 1992). Beberapa ahli tersebut menjelaskan bahwa mekanisme utama terjadinya monsun dapat diuraikan sebagai berikut:

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. Pada musim panas, pemanasan radiasi dari daratan Asia ternyata meningkatkan skala termal rendah daratan dan sekitarnya serta bertiupnya angin level rendah dari barat daya. Angin ini menyebabkan terjadinya konvergensi kelembaban dan konvergensi kumulus.
2. Sementara, pada musim dingin, pendinginan radiasi daratan meningkatkan skala termal tinggi daratan dan sekitarnya serta bertiupnya angin level rendah dari timur laut. Hal ini menyebabkan terjadinya divergensi udara kering (Muna, 2005).

Kriteria Monsun menurut Ramage (1971) adalah:

1. Arah angin (*prevailing*) mengalami perubahan sedikitnya 120^0 antara bulan Januari dan Juli,
2. Frekuensi rata-rata arah angin utama (*prevailing*) melebihi 40% pada bulan Januari dan Juli, dan
3. Kecepatan angin paduan rata-rata melebihi 3 m/s di salah satu atau di setiap bulannya (Januari dan Juli), dan secara rata-rata terjadi kurang dari 1 siklus pergantian siklon-antisiklon yang terjadi di setiap 2 tahun pada bulan Januari atau Juli di sekitar wilayah persegi 5^0 lintang dan bujur.

Monsun di Indonesia adalah bagian dari monsun Asia Timur dan Asia Tenggara, dan perpanjangan dari sistem monsun ini disebut dengan monsun Australia Utara. Pada musim dingin di belahan bumi utara (BBU), yaitu pada bulan Desember, Januari dan Februari terdapat sel tekanan tinggi di benua Asia sedangkan di Belahan Bumi Selatan (BBS) pada waktu yang sama terdapat sel tekanan rendah akibat musim panas di benua Australia. Karena adanya perbedaan tekanan di kedua benua tersebut, sehingga terjadi aliran udara atau angin dari Asia menuju Australia yang dikenal sebagai monsun Barat atau Monsun Barat Laut. Selama periode ini di daerah yang membentang dari ujung Sumatera bagian selatan, Jawa, Bali, Nusa Tenggara sampai Irian angin monsun bertiup dari barat ke timur. Pola aliran rata-rata maksimum musim dingin di BBU yaitu bulan Januari (Prawirowardoyo, 1996).

Sedangkan pada bulan Juni, Juli, dan Agustus yaitu pada musim panas di belahan bumi utara (BBU), terjadi sebaliknya dimana terdapat sel tekanan rendah di benua Asia dan sel tekanan tinggi di benua Australia yang menggerakkan monsun Timur atau Tenggara. Di daerah yang membentang dari ujung Sumatera bagian selatan, Jawa, Bali, Lombok, Nusa Tenggara dan Irian angin monsun bertiup dari timur ke barat. Periode ini cenderung membawa udara kering di wilayah Indonesia, ehingga dapat dikatakan bahwa untuk daerah yang membentang dari ujung selatan Sumatera selatan, Jawa, Bali, Lombok, Nusa Tenggara, dan sampai Irian, musim Monsun Barat praktis

ISBN : 978-979-1458-64-1

bersamaan dengan musim hujan sedangkan musim Monsun Timur praktis bersamaan dengan musim kemarau.

Dari beberapa hasil penelitian yang ada, maka dapat dikatakan bahwa faktor-faktor utama penyebab variabilitas curah hujan tahunan di wilayah Denpasar, Mataram, dan Makassar adalah fenomena monsun Asia Timur dan Tenggara (Suryantoro, 2009). Sedangkan berdasarkan kriteria Ramage untuk wilayah Indonesia bagian barat hanya meliputi 64% wilayah saja yang dapat digolongkan sebagai wilayah monsun, beberapa diantaranya pengaruh angin lokal yang lebih mendominasi (Mustofa, 2000).

Dengan asumsi bahwa curah hujan yang terjadi atau turun di suatu wilayah dipengaruhi oleh iklim global, khususnya fenomena Monsun yang memang dominan untuk sebagian besar kawasan Indonesia, maka besarnya curah hujan yang akan turun di beberapa kawasan ***Food and Rice Estate*** di Provinsi Kalimantan Timur merupakan fungsi dari fenomena indeks Monsun global di atas dapat disederhanakan menjadi :

$$CH = f\,(ISMI, WNPMI, AUSMI) + error$$

Yang perlu diingat adalah adanya keterkaitan (interaksi) yang erat antara indeks Monsun Asia yang masing-masing diwakili oleh ISMI (*Indian Summer Monsoon Index*) dan WNPMI (*Western North Pacific Monsoon Index*), dan indeks Monsun Australia yang diwakili AUSMI (*Australian Monsoon Index*). Kejadian ekstrem kering tahun 1997, terjadi akibat kuatnya indeks Monsun Australia yang tidak diredam oleh indeks Monsun Asia. Namun, sebaliknya kejadian esktrem basah tahun 1998, terjadi akibat indeks Asia yang tidak diredam oleh indeks Monsun Australia. Di tahun-tahun normal, terlihat bahwa kedua indeks tersebut umumnya saling menguatkan, namun kadang pula saling melemahkan.

3. DATA DAN METODE

Data satelite TRMM selama 13 tahun pengamatan, periode 1998-2011, bulanan, Kab. Kutai Kartanegara, Bulungan dan Berau. Data indeks Monsun global (ISMI, WNPMI, AUSMI) selama 60 tahun pengamatan, periode 1949-2008, bulanan. Kumpulan data tersebut, kemudian dianalisis menggunakan teknik spektral (*Fast Fourier Transform,* FFT dan *Wavelet,* WL), regresi linier berganda, dan analisis statistik lain, khususnya teknik komposit analisis (*composite technique analysis*).

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

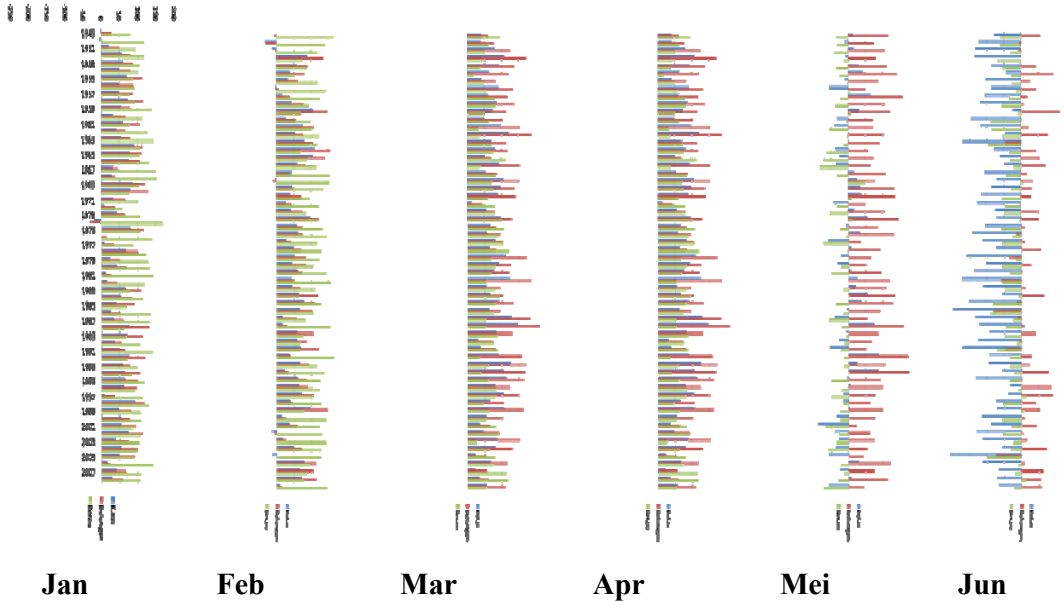
Berbasis model anomali curah hujan yang terjadi di Kabupaten Kutai Kertanegara (Kukar), Bulungan dan Berau berbasis Indeks Monsun Global yang masing-masing diwakili oleh ISMI,

ISBN : 978-979-1458-64-1

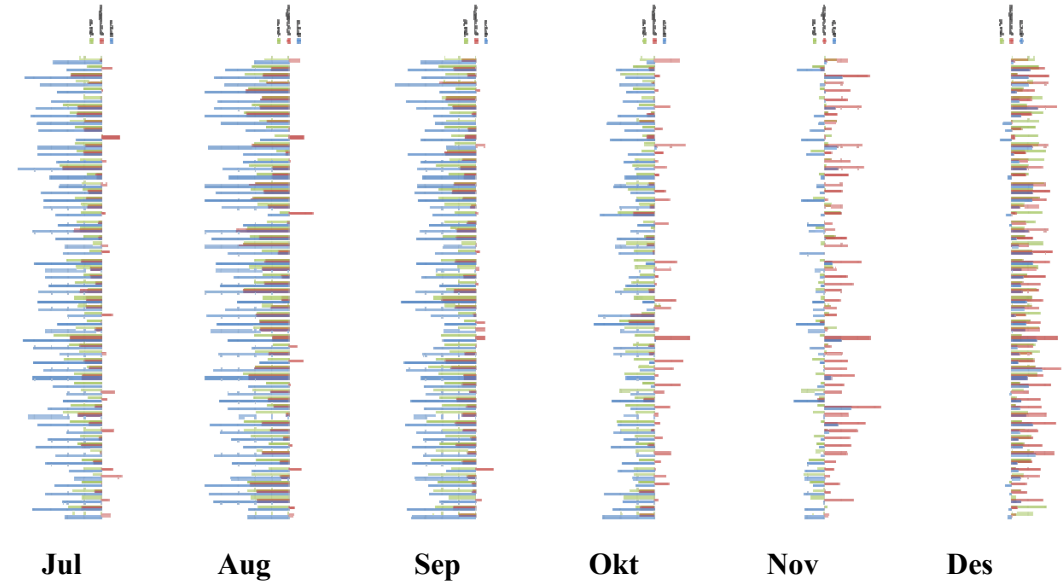
WNPMI, dan AUSMI periode 1949-2008 (sekitar 60 tahun), maka diperoleh hasil sebagai berikut:

1. **ΔCH (Kukar) = - 7.9 ISMI - 12.5 WNPMI - 7.0 AUSMI – 85.0**,
2. **ΔCH (Bulungan) = - 4.3 ISMI - 12.1 WNPMI - 11.8 AUSMI – 8.6** dan
3. **ΔCH (Berau) = 1.19 ISMI – 8.16 WNPMI + 9.77 AUSMI + 12.4**

yang masing masing diwakili oleh warna biru (Kukar), merah (Bulungan) dan hijau (berau)**.**



Gambar 1. Anomali curah hujan di atas Kabupaten Kutai Kartanegara (Kukar), Bulungan dan Berau masing-masing untuk bulan Januari, Februari hingga Juni selama 60 tahun penggamatan



Gambar 2. Sama dengan Gambar 4-1, tetapi untuk bulan Juli hingga Desember

ISBN : 978-979-1458-64-1

Gambar 1 dan 2 di atas menjelaskan perilaku anomali curah hujan masing-masing untuk Kabupaten Kukar, Bulungan dan Berau. Sumbu x menjelaskan bulan yang diamati (seperti Januari), sementara sumbu y menjelaskan periode pengamatan sepanjang tahun 1949 hingga 2008 (sekitar 60 tahun pengamatan). Diagram positif (kanan) mengartikan musim basah, sementara negatif (kiri) mengartikan musim kering. Dari gambar di atas terlihat dengan jelas bila datangnya musim basah, transisi dan musim kemarau di tiga Kabupaten sentra produksi tanaman pangan di atas. Sejak Januari hingga April, hampir semua kabupaten yang ditinjau berperilaku positif, artinya ketiga kabupaten sama-sama mengalami musim basah yang serempak. Sejak bulan Mei, hanya Kabupaten Bulungan saja yang menunjukkan indikasi musim basah, sementara Kabupaten Kukar dan Berau sudah mengindikasikan musim kemarau (gambar 2).

Mulai bulan Juni, Kabupaten Bulungan yang semula mengindikaskan musim basah, berangsur-angsur mulai berubah ke musim kering. Begitupun untuk kabupaten lainnya, semuanya mengalami musim kering Oktober. Puncak bulan kering, terjadi di sekitar bulan Agustus/September. Musim basah terjadi sejak November yang diawali oleh Kabupaten Bulungan, sementara dua Kabupaten lainnya (Kukar dan Berau) masih mengalami musim transisi dari musim kering ke musim basah. Sementara bulan Desember merupakan puncak musim basah kerika ketika Kabupaten menunjukkan pola yang sama.

5. KESIMPULAN

Dengan memanfaatkan kombinasi yang baik antara data satelite TRMM untuk kawasan Kab. Kutai Kartanegara, Bulungan dan Berau dengan data indeks Monsun global yang masing-masing diwakili oleh ISMI, WNPMI, dan AUSMI, maka didapatkan satu data time-series panjang, sekitar 60 tahun pengamatan bersifat bulanan yang dapat digunakan ntuk memberikan informasi curah hujan klimatologis yang terjadi di ketiga Kabupaten di atas. Dengan menggunakan teknik komposit analisis, maka diperoleh perilaku curah hujan bulanan di kawasan tersebut, sehingga diperoleh dengan jelas bila awal musim penghujan, musim transisi dan musim kemarau. Dari tiga Kabupaten yang ditinjau, ternyata Kabupaten Bulunganlah yang relatif basah sepanjang tahun, dibandingkan dua Kabupaten lainnya, masing-masing Kutai Kartanegara dan Berau. Hal ini terkait erat nantinya bila waktu tanam yang tepat bagi para petani atau pengambil kebijakan terkait dengan pola tanam yang cocok untuk ketiga Kabupaten di atas.

UCAPAN TERIMA KASIH. Ucapan terima kasih disampaikan kepada Sdri. Naziah Madani yang terlah membantu banyak dalam hal pemrosesan data di atas, selain Pimpinan PSTA Lapan Bandung atas

ISBN : 978-979-1458-64-1

kesempatan yang diberikan kepada penulis pertama sebagai Peneliti Utama dari kegiatan IPKPP Ristek Tahun 2012, dimana makalah merupakan bagian dari hasil riset selama kegiatan IPKPP Ristek Tahun 2012 .

DAFTAR RUJUKAN

Chao, W.C. and B. Chen, 2001: The Origin of Monsoons. *J. Atmos. Sci.,***58,** 3497-3507.

Holton, J.R. 1992: An Introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press. New York.

Muna, R., 2005: On the origin of Monsoon; Conventional Theory vs. New Findings. *Course ATM.,* 656.

Mustofa, M.A., 2000: Identifikasi daerah Monsun dan Curah Hujan Berdasarkan Sifat Angin Permukaan di Indonesia Bagian Barat, *Tesis magister*, Institut Teknologi Bandung, Bandung.

Prawirowardoyo, S., 1996: Meteorologi. Penerbit ITB, Bandung.

Ramage, C. S., 1971: Monsoon Meteorology. *Academic Press*, New York and London, 1-7,231-238.

Suryantoro Arief, 2009: Pengaruh Monsun Asia Timur dan Tenggara terhadap Variabilitas Temporal Curah Hujan Denpasar, Mataram, dan Makassar, *Jurnal LAPAN.*

Wang, B., and Q. Ding, 2006: Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophys. Res. Lett*., 33, L06711, doi:10.1029/2005GL025347.

Webster, P. J. and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively Interactive Systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc*., **118**, 877-926.

ISBN : 978-979-1458-64-1

ESTIMASI DATANGNYA KEMARAU PANJANG 2013/2014 DI BEBERAPA KAWASAN SENTRA PRODUKSI TANAMAN PANGAN PROVINSI KALIMANTAN TIMUR BERBASIS TEKNIK ARIMA

Eddy Hermawan[1], Adi Witono[2], dan Astuti Widya Lestary[3]
1) Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer (PSTA) LAPAN
2) Loka Tanjungsari LAPAN
3) Program Studi Fisika, FMIPA, Universitas Negeri Yogyakarta
eddy_lapan@yahoo.com dan witono@yahoo.com

Abstract

One of the efforts to save the program Food and Rice Estate in several areas of East Kalimantan is the development of a predictive model of rainfall anomalies rapid, precise and accurate are expected to occur during the year 2013/2014. It is important that local government stiffened East Kalimantan can be scheduled cropping patterns appropriate for farmers in the province of East Kalimantan. Many ways that we can do, ranging from assessing cyclical patterns of rainfall that occurred during the period of time until the development of a predictive model of reliable rainfall. Among the models developed at this time, relative ARIMA models/ is better. In addition to better reflect local conditions, ARIMA models developed is the result of cross breeding (known as CCF, Cross Correlation Function) between the in-situ data with the global Monsoon index data (ISMI, WNPMI, and AUSMI) in the period January 1998 to December 2008. Based on the model of ARIMA (1,0,1) $(1,1,1)^{12}$ for Berau regency, West Kutai, East Kutai and Sand, obtained estimates of impending drought in 2013 which started since April 2013 and will end in November 2013. This estimate is considered correct, when other confounding factors such as the El-Niño and Dipole Mode ignored. The full results of the above study are discussed in this paper.

Keywords: *Long Drought, Food and Rice Estate, and ARIMA model.*

Abstrak

Salah satu upaya menyelamatkan program *Food and Rice Estate* yang ada di beberapa kawasan Kalimantan Timur adalah dikembangkannya satu model prediksi anomali curah hujan yang cepat, tepat dan akurat yang diduga akan terjadi sepanjang tahun 2013/2014. Hal ini penting dikakukan agar Pemda Kalimantan Timur dapat mengagendakan pola tanam yang tepat bagi para petani di Provinsi Kalimantan Timur. Banyak cara yang dapat dilakukan, mulai dari mengkaji pola siklus curah hujan yang terjadi selama kurun waktu tertentu hingga dikembangkannya satu model prediksi curah hujan yang handal. Diantara model yang berkembang saat ini, model ARIMA relatif/dianggap lebih baik. Selain lebih mencerminkan kondisi setempat, model ARIMA yang dikembangkan merupakan hasil kawin silang (dikenal dengan istilah CCF, *Cross Correlation Function*) antara data in-situ dengan data indeks Monsun global (ISMI, WNPMI, dan AUSMI) periode Januari 1998 hingga Desember 2008. Berbasis model ARIMA $(1,0,1)(1,1,1)^{12}$ untuk Kabupaten Berau, Kutai Barat, Kutai Timur dan Pasir, diperoleh estimasi akan datangnya kemarau panjang di tahun 2013 yang dimulai sejak bulan April 2013 dan akan berakhir di bulan November 2013. Estimasi ini diangap benar, bilamana faktor pengganggu lain seperti fenomena *El-Niño* dan *Dipole Mode* diabaikan. Hasil lengkap penelitian di atas dibahas dalam makalah ini.

Kata Kunci : Kemarau panjang, Food and Rice Estate, dan model ARIMA.

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Saat ini Pemerintah yang diwakili oleh Dewan Ketahanan Pangan Nasional (DKPN), telah menetapkan Provinsi Kalimantan Timur sebagai daerah pengembangan *Food and Rice Estate* untuk kawasan timur Indonesia. Konsekwesi logis dari kondisi ini adalah diperlukan kajian lebih mendalam tentang kondisi atmosfer setempat, terutama perilaku curah hujan termasuk prediksinya ke depan. Hal ini perlu dilakukan untuk memudahkan para petani dalam menentukan waktu tanam yang tepat. Salah satu faktor sirkulasi atmosfer yang akan diteliti dalam penelitian kali ini adalah keterkaitan antara curah hujan di Kalimantan Timur dengan data indeks Monsun global.

Ide dasar pentingnya kegiatan di atas dilakukan disebabkan oleh (1) belum banyaknya peneliti yang meneliti keterkaitan Monsun dengan curah hujan di Kalimantan Timur, (2) pengguna (*stake holder*) membutuhkan informasi perilaku curah hujan dalam beberapa dekade mendatang, (3) tidak mudah memperoleh data curah hujan yang berkualitas baik, (4) belum nampak adanya hasil penelitian yang mengkaji model prediksi curah hujan di sentra tanaman pangan Kalimantan Timur. Atas dasar itulah, maka dipandang perlu dikembangkan satu model prediksi curah hujan yang relatif paling sesuai dengan kondisi setempat berbasis ARIMA.

2. TINJAUAN PUSTAKA

Dalam klimatologi dibedakan dua kelompok metode peramalan, yaitu metode kausal dan time series. Metode kausal mengasumsikan adanya hubungan sebab akibat antara masukan dan keluaran sistem, sedangkan metode *Time Series* (Box-Jenkins) memperlakukan sistem seperti suatu kotak hitam tanpa berusaha mengetahui sistem tersebut. Sistem dianggap sebagai sutau pembangkit proses karena tujuan utama dari metode ini adalah ingin menduga APA yang akan datang, bukan mengetahui MENGAPA hal itu terjadi (Bey, 1987, Chatfield, 1989 dan Mulyana, 2004).

Model ARIMA (*Autoregressive Integrated Moving Average*) telah dipelajari secara mendalam oleh George Box dan Gwilym Jenkins (1976), dan nama mereka sering disinonimkan dengan proses ARIMA yang diterapkan untuk analisis deret berkala, peramalan dan pengendalian. ARIMA adalah suatu model gabungan yang meliputi model *Autoregressive* (AR) (Makridakis *et al*., 1988).

Peramalan dengan metode Box-Jenkins padaumumnya akan memberikan hasil yang lebih baik dari metode-metode peramalan yang lain, sebab metode ini tidak mengabaikan kaidah-kaidah pada data deret waktu, tetapi proses perhitungannya cukup kompleks jika dibandingkan dengan metode peramalan yang lainnya. Peramalan dengan metode Box-Jenkins didasarkan pada model regresi deret waktu stasioner tanpa komponen musiman, sehingga jika yang dianalisis data bulanan,

ISBN : 978-979-1458-64-1

maka perlu ditelaah keberadaan komponen musimannya, sebab jika ada, komponen ini harus dieliminasi melalui sebuah proses *diferensi.*

2.1. Stasioneritas

Stasioneritas data diartikan sebagai data yang memiliki konsistensi dalam hal rata – rata dan varian sepankang waktu. Jenis data yang tidak stasioner bisa merupakan data trend atau acak, karena selalu berubah varian dan rata – ratanya sepanjang waktu.

Kestasioneran data merupakan kondisi yang diperlukan dalam analisis regresi deret waktu karena dapat memperkecil kekeliruan model, sehingga jika data tidak stasioner, maka harus dilakukan transformasi stasioneritas melalui proses *diferensi*.

Berdasarkan deskripsinya, bentuk stasioner ada dua yaitu stasioner kuat dan stasioner lemah. Deskripsi umum kestasioneran adalah sebagai berikut, data deret Z1, Z2,... disebut stasioner kuat jika distribusi gabungan Z_{t1}, Z_{t2},..., Z_{tn} sama dengan distribusi gabungan Z_{t1+k}, Z_{t2+k},..., Z_{tn+k} untuk setiap nilai t1, t2,..., tn, dan k. Sedangkan data tersebut stasioner lemah jika rata – rata data hitung konstan, $E(Z_t) = \mu$, dan autokovariansnya merupakan fungsi dari lag $\rho_k = f(k)$. Sedangkan ketidakstasioneran diklasifikasikan menjadi tiga yaitu,

1. Tidak stasioner dalam rata – rata hitung, jika trend tidak datar (tidak sejajar sumbu waktu) dan data tersebar.
2. Tidak stasioner dalam varians, jika trend datar atau hampir datar tapi data tersebar membangun pola menyebar atau menyempit yang meliput secara seimbang trendnya (pola terompet).
3. Tidak stasioner dalam rata – rata hitung dan varians, jika trend tidak datar dan membangun pola terompet.

Untuk menelaah ketidak-stasioneran data secara visual, tahap pertama dapat dilakukan pada peta data atas waktu, karena biasanya "mudah", dan jika belum mendapatkan kejelasan, maka tahap berikutnya ditelaah pada gambar ACF dengan PACF. Telaahan pada gambar ACF, jika data tidak stasioner maka gambarnya akan membangun pola,

1. Menurun, jika data tidak stasioner dalam rata – rata hitung. Trend naik atau turun.
2. Alternating, jika data tidak stasioner dalam varians.
3. Gelombang, jika data tidak stasioner dalam rata – rata hitung dan varians (Mulyana, 2004).

Apabila data yang menjadi input dari model ARIMA tidak stasioner, perlu dimodifikasi untuk menghasilkan data yang stasioner. Salah satu metode yang umum dipakai adalah metode pembedaan (*Differencing*). Metode ini dilakukan dengan cara mengurangi nilai data pada suatu periode dengan nilai periode sebelumnya.

ISBN : 978-979-1458-64-1

2.2. Fungsi Autokorelasi dan Fungsi Autokorelasi Parsial

Konsepsi autokorelasi setara dengan korelasi Pearson untuk data bivariat, yang berarti, autokorelasi merupakan korelasi antara suatuderet dengan dirinya sendiri. Koefisien autokorelasi menunjukkan keeratan hubungan dengan nilai peubah yang samadalam periode waktu yang berbeda (Makridakis *et al.,* 1988). Notasi untuk fungsi autokorelasi adalah

$$r_k = \frac{\sum_{t=1}^{n-k}(Z_t - \bar{Z})(Z_{t+k} - \bar{Z})}{\sum_{t=1}^{n}(Z_t - \bar{Z})^2}$$

dengan k = 0,1,2,...

Seperti halnya autokorelasi yang merupakan fungsi atas lagnya, yang hubungannya dinamakan fungsi autokorelasi (ACF), autokorelasi parsial juga merupakan fungsi atas lagnya dan hubungannya dinamakan fungsi autokorelasi parsial (PACF). Koefisien autokorelasi parsial mengukur keeratan hubungan antara Z_t dan Z_{t-k} dengan menghilangkan pengaruh dari Z_{t-1}, Z_{t-2},..., Z_{t-k+1}. Gambar ACF dan PACF dinamakan korelogram dan dapat digunakan untuk menelaah signifikansi autokorelasi dan kestasioneran data. Fungsi autokorelasi parsial pada lag ke-k dinotasikan oleh

$$\phi_{kk} = Corr(Z_t, Z_{t-k} | Z_{t-1}, Z_{t-2}, \ldots, Z_{t-k+1})$$

Φ_{kk} adalah koefisien dalam distribusi bivariat Z_1,Z_{t-k} yang bergantung kepada Z_{t-1}, Z_{t-2},..., Z_{t-k+1}. Dengan kata lain, menentukan korelasi antara dua peubah Z_t dan Z_{t-k} dengan mengontrol peubah lainnya (Z_{t-1}, Z_{t-2},..., Z_{t-k+1}). Secara umum bentuk fungsi autokorelasi adalah

$$\rho_j = \phi_{k1}\rho_{j-1} + \phi_{k2}\rho_{j-2} + \cdots + \phi_{kk}\rho_{j-k}$$

j = 1,2,...,k

atau dapat ditulis

$$\begin{pmatrix} 1 & \rho_1 & \cdots & \rho_{k-1} \\ \rho_1 & 1 & \cdots & \rho_{k-2} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ \rho_{k-1} & \rho_{k-2} & \cdots & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \phi_{k1} \\ \phi_{k2} \\ \vdots \\ \phi_{kk} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \rho_1 \\ \rho_2 \\ \vdots \\ \rho_k \end{pmatrix}$$

Fungsi autokorelasi digunakan untuk menentukan apakah secara statistik nilainya berbeda signifikan dari nol atau tidak. Untuk itu perlu dihitung simpangan bakunyadengan rumus

$$s_{r_k} = \frac{1}{\sqrt{n}}$$

Nilai ordo dari proses *autoregressive* dan *moving average* dapat diduga secara visual dari plot ACF dan PACF dari data. Plot tersebut menampilkan distribusi koefisien autokorelasi dan autokorelasi parsial (Cryer *dalam* Evana, 2009).

ISBN : 978-979-1458-64-1

2.3. Model *Autoregressive* (AR)

Proses autoregresif merupakan regresi yang dilakukan terhadap dirinya sendiri. Dalam model ARIMA (p,d,q), proses autoregresif dinotasikan sebagai p. Persamaan autoregresif adalah

$$Z_t = \Phi_1 Z_{t-1} + \Phi_2 Z_{t-2} + \cdots + \Phi_p Z_{t-p} + a_t$$

dimana,

Z_t = deret waktu stasioner

Φ_p = koefisien model autoregresif

Z_{t-p} = nilai masa lalu yang berhubungan

a_t= residual pada waktu t

2.4. Model *Moving Average* (MA)

Model *moving average* menunjukkan bahwa nilai Z_t, nilai yang ingin diketahui, bergantung pada error orde q sebelumnya. Dalam model ARIMA (p,d,q), *moving average* dinotasikan dengan huruf q. Persamaan *moving avergae* ditunjukkan oleh

$$Z_t = a_t - \theta_1 a_{t-1} - \theta_2 a_{t-2} - \cdots - \theta_q a_{t-q}$$

dimana,

Z_t = deret waktu stasioner

θ_p = koefisien model *moving average*

a_{t-q} = residual lampau yang digunakan oleh model

2.5. Model *Autoregressive-Moving Average* (ARMA)

Model ARMA merupakan gabungan dari model autoregresif dan *moving average*. Asumsi yang diterapkan adalah ketika deret waktu merupakan campuran dari fungsi autoregresif dan *moving average*, maka persamaan model ARMA (p,q) menjadi

$$Z_t=\phi_1 Z_{t-1}+\phi_2 Z_{t-2}+...+\phi_p Z_{t-p}+a_t-\theta_1 a_{t-1}-\theta_2 a_{t-2}-...-\theta_q a_{t-q}$$

dimana Z_t dan $a_t$sama seperti sebelumnya, Z_t adalah konstanta, ϕ dan θ adalah koefisien model. Z_t dikatakan proses campuran *autoregressive moving average* orde p dan q.

2.6. Model *Autoregressive-Integrated-Moving Average* (ARIMA)

Syarat sebuah deret yang harus stasioner untuk dapat dimodelkan. Data yang tidak stasioner sangat sering ditemukan dalam kehidupan nyata.Untuk membuat suatu deret menjadi stasioner dilakukan proses diferencing,contoh pada model AR(1)

$$Z_t = \phi Z_{t-1} + a_t$$

ISBN : 978-979-1458-64-1

Dari persamaan AR di atas, terlihat bahwa a_t tidak berkorelasi dengan Z_{t-1}, Z_{t-2}, ... agar solusinya stasioner memenuhi persamaan di atas haruslah $-1<\phi< 1$. Jika $\phi=1$, maka persamaan di atas menjadi

$$Z_t = Z_{t-1} + a_t \text{ atau } \nabla Z_t = a_t$$

dimana $\nabla Z_t = Z_t - Z_{t-1}$ adalah pembeda pertama dari Z.

Proses stasioner dapat diperoleh dari hasil pembedaan data yang tidak stasioner. Variabel acak Z_t dikatakan model integrasi autoregresif-moving average jika dibedakan sebanyak d kali dan merupakan proses ARMA yang stasioner. Notasinya adalah ARIMA (p,d,q). secara umum persamaan untuk model ARIMA (1,1,1) adalah

$$Z_t = (1+Ø_1)Z_{t-1} + (-Ø_1)Z_{t-2} + a_t - \theta_1 a_{t-1}$$

Nilai ordo dari proses *autoregressive* dan *moving average* diduga secara visual dari plot ACF dan PACF. Plot tersebut menampilkan distribusi koefisien autokorelasi dan koefisien autokorelasi parsial. Plot yang tampak dalam plot ACF dan PACF dapat digunakan dalam pendugaan ordo MA dan AR karena masing – masing model memiliki pola yang khusus. Secara teoritis $\rho_k = 0$ bagi $k > q$ dalam model MA(q) dan $\phi_{kk} = 0$ bagi $k > p$dalam model AR(p). Arti dari ARIMA (p,d,q) sendiri adalah model tersebut menggunakan p nilai lag dependen, d tingkat proses pembedaan, dan q lag residual.

3. DATA DAN METODE

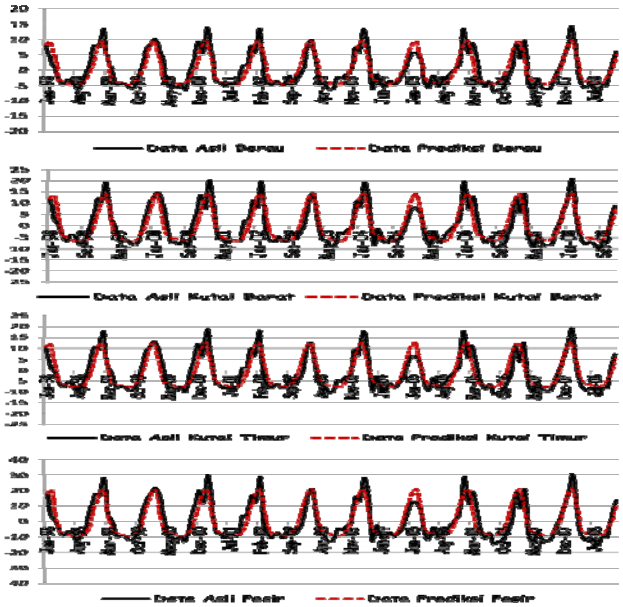
Data yang digunakan dalam penelitian ini terdiri dari: (1). Data indeks Monsun global harian yang masing-masing oleh Monsun Asia (*Indian Summer Monsoon Index*, ISMI) dan *Western North Pacific Monsoon Index*, WNPMI) dan Monsun Australia, yakni *Australian Monsoon Index*, AUSMI), Data tersebut diperoleh dengan cara mendownload data harian di website: http://iprc.soest.hawaii.edu/users/ykaji/ monsoon/realtime-monidx.html, kemudian dirata-rata bulanan pada periode Januari 1949-Desember 2008. (2). Untuk data curah hujan, diperoleh dari data berbasis observasi satelit TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) jenis 3B43 yang diakses melalui ftp://disc2.nascom.nasa.gov/data/TRMM/Gridded/3B43_V6/ berupa data bulanan dengan periode Januari 1998–Desember 2008. Data diambil pada koordinat Berau (1°-1,5°LU; 118,5°-119°BT), Kutai Barat (0,5°-1,5°LU; 114°-116,5°BT), Kutai Timur (0,75°-1,5°LU; 116°-119°BT), dan Pasir (1°-2,5°LS; 115,5°-116,5°BT). **(3).** Data curah hujan observasi masing-masing untuk Kabupaten Berau, Kutai Barat, Kutai Timur, dan Pasir. Sementara metode yang digunakan berbasis Box-Jenkis (ARIMA) (Box and Jenkins, 1976).

ISBN : 978-979-1458-64-1

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

Hasil analisis berbasis teknik/metode ARIMA menunjukkan bahwa model yang relatif paling sesuai untuk perilaku curah hujan di kawasan sentra pangan di atas (Kabupaten Berau, Kutai Barat, Kutai Timur dan Pasir) adalah model SARIMA (***S**easonal **ARIMA***) $(1,0,2)(1,1,1)^{12}$ dengan nilai koefisien korelasi antara data asli dan data model prediksi sebesar periode Januari 1998 hingga Desember 2008 sebesar 0.81.

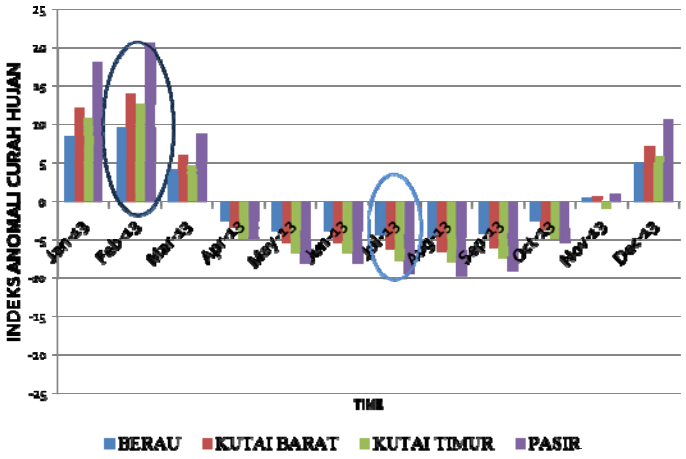
Dengan menggunakan Metode Box-Jenkins dan melalui tahap identifikasi, penaksiran, dan pengujian, maka diperoleh model prediksi terbaik untuk Kabupaten Berau, Kutai Barat, Kutai Timur, dan Pasir yang menunjukkan bahwa pola curah hujan di Kalimantan Timur identik dengan pola *Australian Monsoon Index* (AUSMI) dengan persamaan sbb; CH_{Berau} = 1.04+0.442 AUSMI, $CH_{Kutai\ Barat}$ = 1.49+0.631 AUSMI, $CH_{Kutai\ Timur}$ = 1.04+0.443 AUSMI, dan CH_{Pasir} = 2.22+0.942 AUSMI yang digambarkan pada Gambar 1 berikut.



Gambar 1. Perbandingan antara data asli (warna hitam, tidak terputus-putus) dengan data prediksi (warna merah, terputus-putus), masing-masing untu Kabupaten Berau, Kutai Barat, Kutai Timur, dan Pasir periode Januari 1998 – Desember 2008

Sesuai dengan tujuan utama penelitian ini, maka berikut ditunjukkan hasil prediksi anomali curah hujan periode Januari 2013-Desember 2013 sebagai berikut:

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2. Prediksi anomali curah hujan di Kabupaten Berau, Kutai Barat, Kutai Timur, dan Pasir periode Januari hingga Desember 2013

Berdasarkan gambar di atas, terlihat bahwa hingga bulan Februari 2013 nanti, ke empat kawasan yang ditinjau yakni Kabupaten Berau, Kutai Barat, Kutai Timur dan Pasir akan tetap menunjukkan anomali curah hujan yang positif yang berarti masih menunjukkan musim basah. Sementara mulai bulan Maret hingga menjelang awal Desember 2013, akan terjadi pembalikan arah menjadi anomali negatif yang berarti terjadi musim kering panjang sekitar 9 bulan lamanya. Osilasi ini akan berjalan sempurna, tentunya dengan asumsi bilamana tidak ada mekansime lain yang akan mempengaruhinya, yakni fenomena *El-Nino* dan *Dipole Mode* sebagai buffer (penyangga atau peredam) terjadinya musim kering di empat kawasan ***Food and Rice Estate*** yang ada di Kalimantan Timur.

5. KESIMPULAN

Dengan demikian dapat disimpulkan bahwa model *Seasonal ARIMA* (SARIMA) $(1,0,1)(1,1,1)^{12}$ merupakan model yang relatif paling sesuai untuk kondisi anomali curah hujan yang ada di kawasan *Food and Rice Estate* Provinsi Kalimantan Timur. Dari empat kawasan yang ditinjau, umumnya menunjukkan pola yang sama yang diawali dengan musim basah sejak Januari hingga April 2013, lalu mengalami musim kering panjang sejak April hingga November 2013. Hasil ini tentu akan valid bilamana faktor lain, seperti hadirnya *El-Niño* dan *La-Niña* diabaikan.

UCAPAN TERIMA KASIH. Ucapan terima kasih disampaikan kepada Sdri. Naziah Madani yang terlah membantu banyak dalam hal pemrosesan data di atas, selain Pimpinan PSTA Lapan Bandung atas kesempatan yang diberikan kepada penulis pertama sebagai Peneliti Utama dari kegiatan IPKPP Ristek Tahun 2012, dimana makalah merupakan bagian dari hasil riset selama kegiatan IPKPP Ristek Tahun 2012 .

ISBN : 978-979-1458-64-1

DAFTAR RUJUKAN

Bey, Ahmad. 1987. *Metode Kausal dan Time Series Untuk Analisis Data Iklim*.Bogor : IPB.

Box GEP, Jenkins GM, Reinsel GC. 1976. *Time Series Analysis : Forecasting and Control*. San Francisco : Holden-Day.

Chatfield, Christopher. 1989. *The Analysis of Time Series An Introduction*. England: Chapman & Hall, Inc.

Makridakis et al. 1988. *Metode dan Aplikasi Peramalan*.Jilid Satu Ed ke-2.Untung SA dan Abdul B, penerjemah.Jakarta: Erlangga. Terjemahan dari: Forecasting, 2nd Edition.

Mulyana. 2004. Analisis Data Deret Waktu. Bandung : Universitas Padjadjaran.

ISBN : 978-979-1458-64-1

ESTIMASI CURAH HUJAN DI INDONESIA DARI DATA SATELIT CUACA MENGGUNAKAN METODE CONVECTIVE STRATIFORM TECHNIQUE (CST) YANG DIMODIFIKASI

Endarwin
Mahasiswa Pasca Sarjana Sains Kebumian Institut Teknologi Bandung
endarwin@gmail.com

Abstract

There are some methods that can be used to estimate the rainfall. One of them is Convective Stratiform Technique (CST). Originally this method only utilize infrared weather satellite data that are found from weather satellite observation that has geostationary orbit. In this research, there was a modification of CST by involve another satellite data that is passive microwave satellite data that were found from weather satellite observation that has polar orbit to this method. The modification was done by replace the role of infrared weather satellite data by passive microwave to separate convective and stratiform step in CST using Variability Index (VI) method. The data were used from both satellite were brightness temperature. The purpose of the modification is to improve quality result of estimation. The improvement is determined by the change value of root mean square error (RMSE). The verification of rainfall estimation results for some points spread over Indonesia area on early November 2011 show that the modification of CST can give better result than original CST, beside that the result show that modification of CST can improve the quality result of estimation.

Kata Kunci : *Estimation, Separation, CST Modification, Brightness Temperature, Verification*

Abstrak

Terdapat beberapa alternatif metode yang dapat digunakan dalam melakukan estimasi curah hujan. Salah satu diantaranya adalah dengan menggunakan metode *Convective Stratiform Technique* (CST). Pada awalnya metode ini hanya memanfaatkan data satelit cuaca kanal inframerah (*infrared*) yang diperoleh dari pengamatan satelit cuaca yang berorbit geostasioner sebagai data masukannya, namun pada penelitian ini dilakukan upaya modifikasi yakni dengan melibatkan data satelit cuaca kanal gelombang mikro pasif (*passive microwave*) yang diperoleh dari pengamatan satelit cuaca yang berorbit polar ke dalam metode tersebut. Modifikasi dilakukan dengan mengganti peranan dari data satelit kanal inframerah di dalam melakukan langkah separasi konvektif dan stratiform di dalam CST dengan data satelit cuaca kanal gelombang mikro pasif menggunakan metode *Variability Index* (VI), dimana data satelit yang digunakan adalah data suhu kecerahan (*brightness temperature*) dari kedua jenis satelit tersebut. Tujuan dari dilakukannya modifikasi adalah untuk memperoleh peningkatan kualitas terhadap hasil estimasi yang ditentukan melalui perolehan nilai *root mean square error* (RMSE) yang semakin kecil. Verifikasi terhadap hasil estimasi curah hujan yang dilakukan di 23 titik di wilayah Indonesia pada awal bulan November 2011 menunjukkan bahwa modifikasi dari metode CST dapat memberikan hasil estimasi yang lebih baik daripada CST tanpa modifikasi dan hal tersebut sekaligus menunjukkan bahwa modifikasi CST dapat meningkatkan kualitas dari hasil estimasi curah hujan.

Kata Kunci : Estimasi, Separasi, Modifikasi CST, Suhu Kecerahan, Verifikasi

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

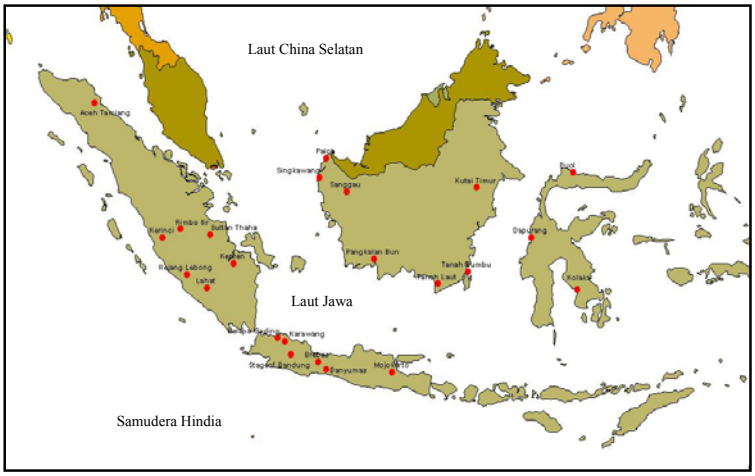
Estimasi curah hujan yang dilakukan dengan memanfaatkan data satelit cuaca merupakan salah satu solusi yang dapat diterapkan guna mengatasi masalah kerapatan distribusi jejaring pengamatan curah hujan di permukaan bumi, tidak terkecuali untuk wilayah Indonesia. Seiring dengan telah tersedianya berbagai satelit cuaca di orbit bumi, maka upaya estimasi curah hujan terus mengalami perkembangan dengan sejumlah alternatif metode yang dapat digunakan dan salah satu diantaranya adalah metode *Convective Stratiform Technique* (CST) yang memanfaatkan data satelit cuaca kanal inframerah sebagai masukan utamanya (Islam *et.al*, 2002; Ihwan, 2007).

Terkait dengan pemanfaatan data satelit cuaca kanal inframerah, diketahui bahwa data satelit tersebut masih memiliki sejumlah kekurangan. Diantara kekurangan tersebut adalah interaksi dari gelombang inframerah terhadap hidrometeor yang cukup lemah serta tidak terdapatnya kaitan fisis yang kuat antara signal dan curah hujan (Kummerow & Giglio, 1995; Xu *et.al*, 1999). Akumulasi dari terdapatnya kekurangan ini pada akhirnya dapat memberi dampak pada kemampuan dari metode CST serta pada kualitas hasil estimasi yang diperoleh.

Guna mengatasi adanya kekurangan tersebut serta untuk meningkatkan kualitas hasil estimasi, pada penelitian ini dilakukan upaya modifikasi dengan mengganti peranan data satelit cuaca kanal inframerah oleh data satelit kanal gelombang mikro pasif (*passive microwave*) dalam melakukan separasi konvektif dan stratiform di dalam metode CST. Adapun alasan dari keterlibatan data satelit gelombang mikro pasif ini dikarenakan oleh kemampuannya yang lebih baik secara fisis dibandingkan dengan data satelit kanal inframerah (Adler *et. al*, 1993; Kummerow and Giglio, 1995). Melalui upaya modifikasi ini diharapkan kekurangan yang ada dapat teratasi dan peningkatan kualitas hasil estimasi dapat dicapai.

Pada penelitian ini estimasi curah hujan dilakukan di 23 titik lokasi yang tersebar di seluruh Indonesia, khususnya di 4 pulau besar yakni Sumatera, Jawa, Kalimantan dan Sulawesi, seperti disajikan pada Gambar 1. Di ke-23 titik tersebut juga terdapat pengamatan curah hujan otomatis dimana hasil dari pengamatannya digunakan untuk melakukan verifikasi terhadap hasil estimasi. Hasil dari verifikasi ini selanjutnya dapat menunjukkan ada atau tidaknya peningkatan kualitas dari hasil estimasi sebagai dampak dari dilakukannya modifikasi terhadap metode CST.

ISBN : 978-979-1458-64-1



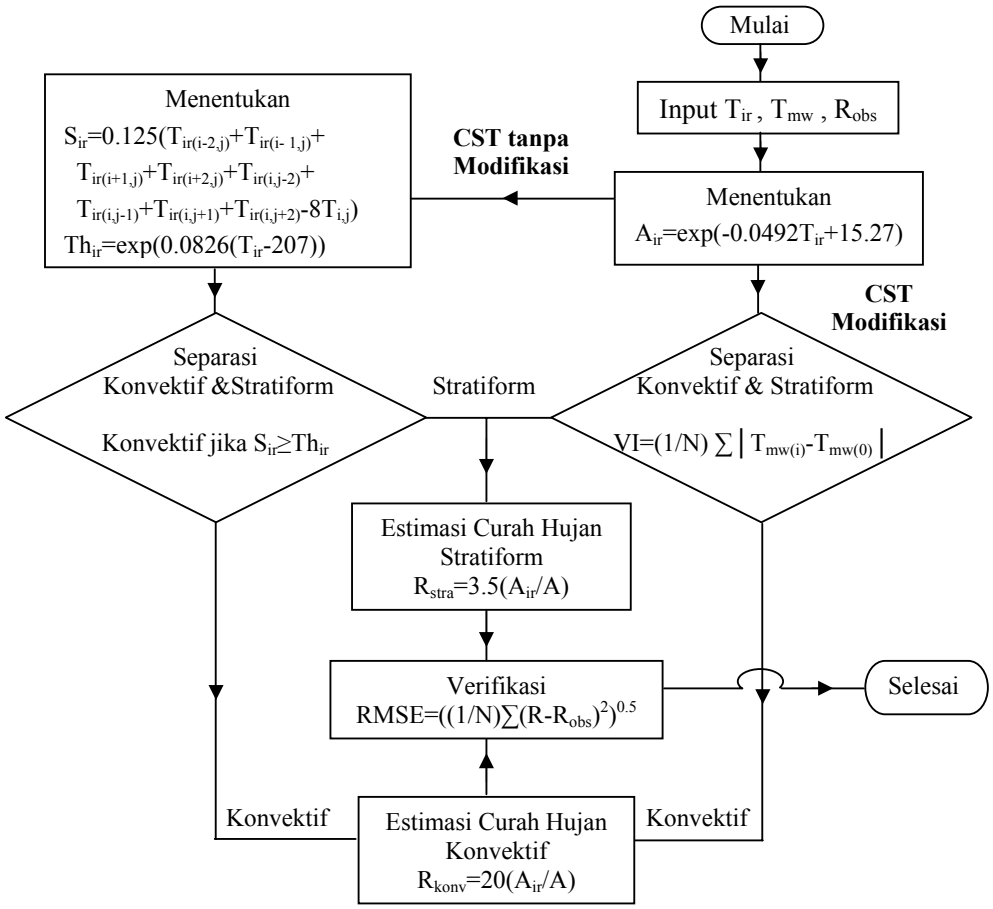
Gambar 1. Distribusi 23 lokasi estimasi curah hujan serta pengamatan curah hujan menggunakan penakar hujan otomatis

2. DATA DAN METODE

Data yang digunakan di dalam melakukan estimasi curah hujan terdiri atas data suhu kecerahan (*brightness temperature*) yang diperoleh dari pengolahan data satelit cuaca kanal inframerah serta data satelit cuaca kanal gelombang mikro pasif. Khusus untuk temperatur kecerahan yang diperoleh dari satelit cuaca gelombang mikro pasif, pada penelitian ini suhu kecerahan yang digunakan adalah suhu yang diperoleh pada frekuensi 89 GHz. Data satelit cuaca kanal inframerah diperoleh dari pengamatan satelit MTSAT (*Multi-Function Transport Satellite*) 1R dengan orbit geostasioner sedangkan data satelit cuaca kanal gelombang mikro pasif diperoleh dari pengamatan satelit NOAA 15, NOAA 16 dan NOAA 17 (AMSU B) dengan orbit polar. Selanjutnya selain data suhu kecerahan juga digunakan data curah hujan hasil pengamatan (R_{obs}) di 23 titik pengamatan yang digunakan untuk melakukan verifikasi. Baik data suhu kecerahan maupun curah hujan, keduanya diamati pada waktu yang disesuaikan dengan dilakukannya estimasi curah hujan yang dilakukan pada tanggal 1 hingga 4 November 2011.

Metode yang digunakan terdiri atas metode CST yang digunakan untuk melakukan separasi konvektif dan stratiform serta estimasi curah hujan, metode *Variability Index* (VI) yang digunakan untuk separasi konvektif dan stratiform (Anagnostou & Kummerow, 1997), serta *root mean square error* (RMSE) yang digunakan untuk melakukan verifikasi (Ebert, 2002). Untuk metode CST data yang digunakan adalah suhu kecerahan dari satelit kanal inframerah (T_{ir}). Selain itu di dalam metode CST juga akan ditentukan nilai Sloop (S_{ir}), Threshold (Th_{ir}) serta luas wilayah (A_{ir}). Untuk metode VI, data yang digunakan adalah suhu kecerahan dari satelit kanal gelombang mikro pasif (T_{mw}). Selanjutnya langkah atau proses dari upaya estimasi curah hujan dengan menggunakan metode CST yang dimodifikasi serta CST tanpa modifikasi disajikan pada Gambar 2.

ISBN : 978-979-1458-64-1

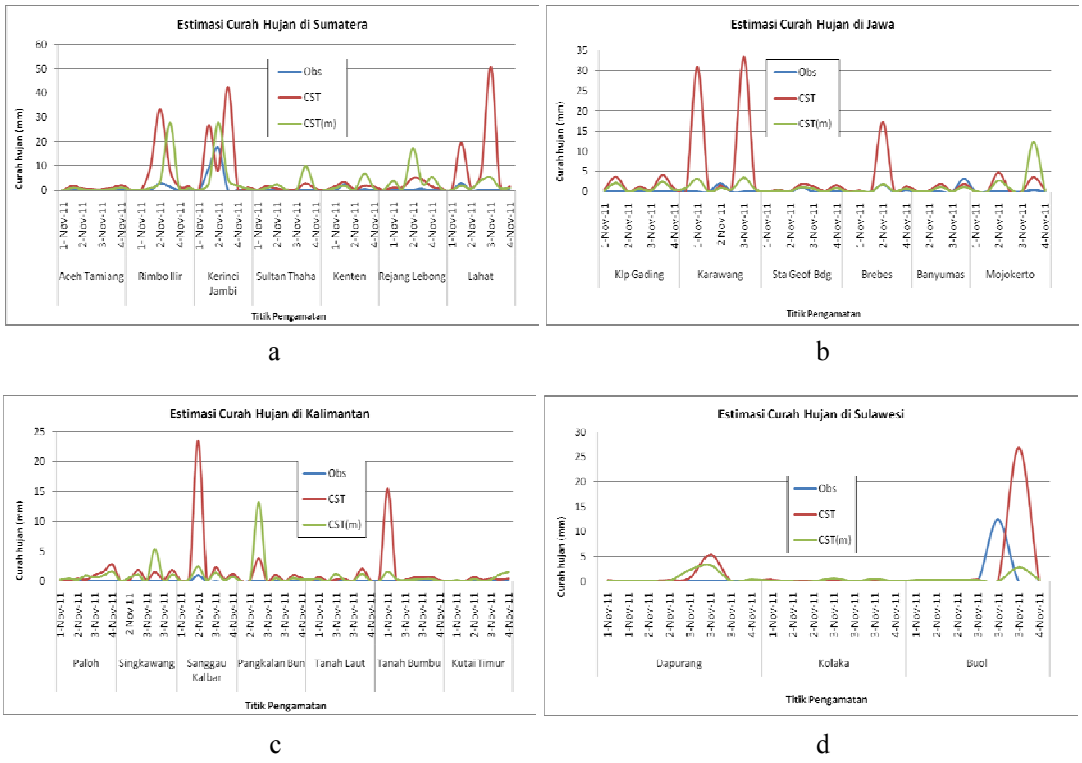


Gambar 2. Diagram alur proses estimasi curah hujan dengan menggunakan metode CST yang dimodifikasi dan CST tanpa modifikasi

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Hasil estimasi curah hujan di 23 lokasi dengan menggunakan metode CST yang dimodifikasi (CST(m)) serta CST tanpa modifikasi ditunjukkan pada Gambar 3a, 3b, 3c dan 3d. Setiap gambar merupakan kumpulan hasil di beberapa lokasi yang ada di setiap pulau dimana estimasi serta pengamatan curah hujan dilakukan. Disamping itu pada setiap gambar juga terdapat data curah hujan hasil pengamatan yang waktunya disesuaikan dengan waktu estimasi.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3. Hasil estimasi curah hujan dengan menggunakan metode CST dan CST modifikasi (CST(m)) serta perbandingannya dengan hasil observasi (obs) di (a) Sumatera, (b) Jawa, (c) Kalimantan, (d) Sulawesi

Hasil estimasi curah hujan yang diperoleh dengan menggunakan metode CST dan CST(m) seperti tersaji pada Gambar 3 menunjukkan bahwa hasil estimasi tersebut pada umumnya dapat mendekati kondisi riil meskipun di beberapa titik dan waktu estimasi masih terdapat perbedaan atau ketidaksesuaian yang mencolok. Untuk mendapatkan penilaian secara obyektif dari kualitas hasil estimasi yang diperoleh kedua metode tersebut, maka perlu dilakukan langkah verifikasi melalui penentuan nilai RMSE. Selanjutnya hasil dari verifikasi terhadap setiap metode estimasi ditunjukkan pada Tabel 1. Hasil verifikasi tersebut dapat diketahui bahwa nilai RMSE untuk metode CST(m) seluruhnya adalah lebih kecil dari CST. Hasil ini menunjukkan bahwa modifikasi yang dilakukan telah berhasil meningkatkan kualitas hasil estimasi.

Tabel 1. Perolehan nilai RMSE untuk setiap metode estimasi curah hujan

No	Wilayah	RMSE CST	RMSE CST(m)
1	Sumatera	11.49	5.44
2	Jawa	7.82	2.24
3	Kalimantan	3.88	2.07
4	Sulawesi	6.39	2.84

ISBN : 978-979-1458-64-1

4. KESIMPULAN

Metode CST yang dimodifikasi (CST(m)) dapat meningkatkan kualitas hasil estimasi curah hujan yang diperoleh dari Metode CST. Adanya peningkatan kualitas ini menunjukkan bahwa data satelit kanal gelombang mikro pasif dapat berperan cukup baik dalam mengatasi kekurangan yang terdapat pada data satelit kanal inframerah.

UCAPAN TERIMA KASIH

Terima kasih disampaikan kepada Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) yang telah memberikan akses untuk mendapatkan data curah hujan, Kochi University yang telah memberikan akses untuk mendapatkan data satelit MTSAT-1R serta Cooperative Institute for Research in the Atmosphere (CIRA) AMSU yang telah memberikan akses untuk mendapatkan data satelit NOAA 15, 16 dan 17.

DAFTAR RUJUKAN

Adler, R.F., Negri, A.J., Keehn, P.R., Hakkarinen, I.M., Estimation of Monthly Rainfall over Japan and Surounding Water from a Combination of Low Orbit Microwave and Geosynchronous IR Data, J. Applied Meteorology, 32, 335-348, 1993.

Anagnostou, E.N. and Kummerow, C., Stratiform and Convective Classification of Rainfall Using SSM/I 85-GHz Brightness Temperature Observations, J. Atmospheric and Oceanic Tech, 14, 570-575, 1997.

Ebert, E.E., Verifying Satellite Precipitation Estimates for Weather and Hydrological Applications, Proceedings of IPWG Workshop, 2002.

Ihwan, A., Rainfall Estimation Some Areas in Indonesia Using Infrared MTSAT Data, Magister Thesis, Institut Teknologi Bandung, 2007.

Islam, Md.N., Islam, A.K.M.S., Hayashi, T., Terao, T., Uyeda, H., Application of A Method to Estimate Rainfall in Bangladesh Using GMS-5 Data, J. Natural Disaster Science, 24, no.2, 83-89, 2002.

Kummerow, C. and Giglio, L., A Method for Combining Passive Microwave and Infrared Rainfall Observation, J. Atmospheric and Oceanic Tech, 12, 33 – 45, 1995.

Xu, L., Gao, X., Sorooshian, S., Arkin, P.A., Imam, B., A Microwave Infrared Threshold Technique to Improve the GOES Precipitation Index, J. Applied Meteorology, 38, 569-579, 1999.

ISBN : 978-979-1458-64-1

METODE REDUKSI *NOISE* INTERNAL SINYAL *ECHO* RADAR PRESIPITASI DENGAN *LOW PASS FILTER*

Ginaldi Ari Nugroho, Asif Awaludin, Soni Aulia Rahayu
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer – LAPAN
ginaldi.lapan@gmail.com

Abstract

This paper discussing the development of a signal processing method utilizing marine radar signal to detect precipitation. Echo signal coming from radar contain feedback from the rain droplet that can be used to detect rain, unfortunately internal noise that appear from the radar electronic circuit gave an affect into the echo signal. A method to reduce the internal noise applied using Butterworth filter. Operational amplifier technology type ADA4861 enable forming a filter system in a higher signal frequency. This filter will vanish the above cutoff signal, until only echo as the filter output. Internal noise identification to determine cutoff frequency using spectrum analyzer showed noise cutoff frequency above 800 MHz. The determination of capacitor and resistor value in operational amplifier based on the sallen key filter butterworth configuration. Butterworth filter with low pass filter configuration will reduce the internal noise ripple until 80 %. The result signal from the filter then can be processed by ADC for further signal digitalization.

Keywords *: Signal, Echo, Operational amplifier, Filter, butterworth, Noise.*

Abstrak

Makalah ini akan membahas tentang pengembangan metode pengolahan sinyal dengan memanfaatkan sinyal radar kapal untuk mendeteksi presipitasi. Sinyal echo dari radar mengandung nilai balikan (*feedback*) dari droplet hujan yang dapat dimanfaatkan untuk mendeteksi hujan, namun noise internal yang muncul dari rangkaian elektronik radar berpengaruh terhadap sinyal echo. Metode untuk mengurangi atau mereduksi noise internal dilakukan dengan penggunaan filter Butterworth. Teknologi op-amp tipe ADA4861memungkinkan terwujudnya sistem filter pada frekuensi sinyal tinggi. Filter ini akan menghilangkan sinyal diatas frekuensi cuttoff, sehingga hanya sinyal echo yang keluar dari filter. Identifikasi noise internal untuk penentuan frekuensi cutoff menggunakan spektrum analyzer menunjukkan frekuensi noise cutoff di atas 800 MHz. Penentuan nilai kapasitor dan resistor pada op-amp berdasarkan konfigurasi *sallen key filter butterworth*. Filter butterworth dengan konfigurasi low pass filter akan mengurangi riak noise internal sebesar 80 %. Sinyal hasil filter kemudian diolah kembali oleh ADC untuk digitasi sinyal.

Kata Kunci: Sinyal, Echo, Op-amp, Filter, Butterworth, Noise

1. PENDAHULUAN

Radar (***Ra****dio* ***De****tection* ***a****nd* ***R****anging*) adalah sebuah sistem yang menggunakan gelombang elektromagnetik untuk mengidentifikasi keberadaan suatu benda (arah dan kecepatan dari objek) [Batubara, 2010]. Salah satu kegunaan radar dalam bidang meteorologiyaitu digunakan untuk mendeteksi dan mengetahui letak awan dan kemungkinan terjadinya hujan.Radar cuaca telah

ISBN : 978-979-1458-64-1

mengalami perkembangan selama 10 tahun terakhir ini. Perubahan yang dilakukan tidak mengubah prinsip dasar dari radar tersebut. Konsep dasar dari radar cuaca adalah mengenai refleksi energi. Dimana radar mengirim sinyal, dan sinyal ini kemudian dipantulkan kembali ke radar. Semakin kuat sinyal yang dipantulkan berarti semakin besar partikel yang di tumbuknya [Wolff, 2009]

Radar kapal laut merupakan jenis radar X band yang mampu mendeteksi lokasi daratan serta kapal laut disekitarnya.Radar ini ternyata mengalami gangguan jika mendeteksi adanya hujan, ini terlihat dari adanya bintik-bintik kecil yang disebut rain clutter [Pedersen, 2004]. Jumlah rain clutter ini sebanding dengan intensitas presipitasi sesuai dengan hasil pengamatan di lapangan, dimana semakin banyak rain clutter pada tampilan radar semakin tinggi tingkat presipitasi. *Rain clutter* ini merupakan nilai reflektifitas dari sinyal *echo droplet* hujan. Sinyal reflektifitas ini dapat dimanfaatkan dengan mengekstraknya dari sinyal asli. Proses ekstraksi diperlukan untuk memisahkan antara sinyal *echo rain clutter* dengan sinyal-sinyal mengganggu lainnya yang mungkin terjadi. Salah satu sinyal gangguan yang mungkin mempengaruhi sinyal echo radar adalah sinyal noise internal yang muncul dari rangkaian elektronik radar tersebut. Penelitian ini bertujuan untuk menghilangkan noise/gangguan internal yang timbul akibat dari pengaruh rangkaian elektronik radar dengan menggunakan *filter low pass*.

2. METODOLOGI

Dalam penelitian ini yang akan menjadi fokus penelitian adalah menghilangkan noise/gangguan internal yang timbul akibat dari pengaruh rangkaian elektronik radar. Identifikasi noise internal sinyal video radar menggunakan spektrum analyzer seperti Gambar 1a untuk penentuan frekuensi cut off, dimana frekuensi dibawah fc akan dilewatkan sedangan frekuensi diatasnya akan dilemahkan [Wajiansyah, 2011]. Metode reduksi noise internal adalah dengan penggunaan *filter hardware*. Rancang bangun filter perangkat keras terdiri dari rangkaian op-amp dengan konfigurasi *filter butterworth*, hasil kinerja op-amp dipantau dengan osiloskop, dengan sinyal awal sebelum difilter seperti pada Gambar 1b.

Jenis filter yang digunakan adalah filter analog *butterworth sallen-key*. Fungsi transfer dari tipe *Butterworth low pass filter sallen-key* dapat ditulis sesuai dengan Persamaan 1. Penurunan fungsi transfer untuk menghitung nilai kapasitor serta resistor yang akan digunakan ditunjukkan pada persamaan 2. Pengaplikasian filter analog menggunakan operasional amplifier kecepatan tinggi tipe ADA4861.

Untuk menentukan nilai resistor dan capasitor menggunakan rumus :

$$H(s) = \frac{V_{out}(s)}{V_{in}(s)} = \frac{1}{1+C_2(R_1+R_2)s+C_1C_2R_1R_2s^2} \quad (1)$$

ISBN : 978-979-1458-64-1

$$Ca = \frac{\sqrt{2}}{2\pi m f_c n R^2} \qquad C_b = \frac{C_a}{2^2} \tag{2}$$

Dengan : R1= Nilai Resistor

R2= Nilai Resistor

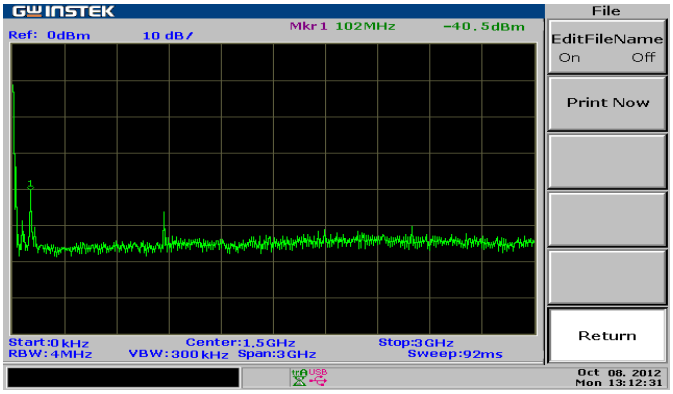
Ca= Nilai kapasitor

Cb= Nilai Kapasitor

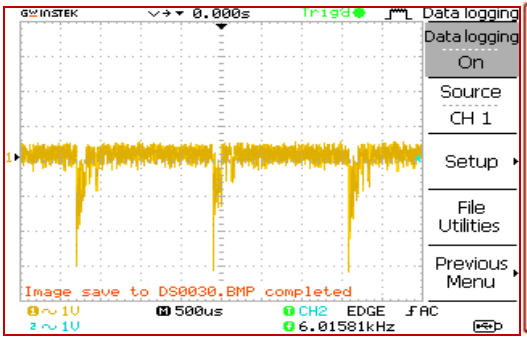
H(s) = Fungsi Transfer Rangkaian

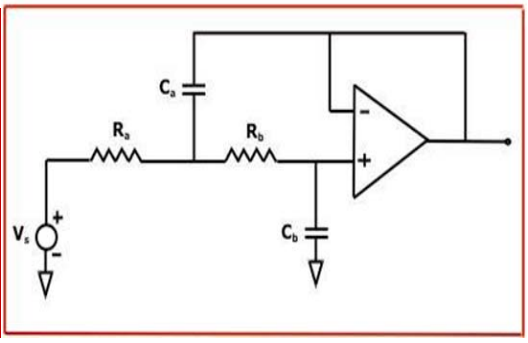
fc = Frekuensi cutoff

Sinyal video radar dapat dilihat dengan menggunakan spektrum analyzer yang bergunauntuk melihat rentang frekuensi noise internal. Rentang frekuensi ini dijadikan sebagai nilai frekuensi cut-off (f_c) dari filter op-amp. Pemilihan tipe op-amp disesuaikan dengan kecepatan respon dari IC op-amp yang mampu mengimbangi kecepatan radar.



(a)





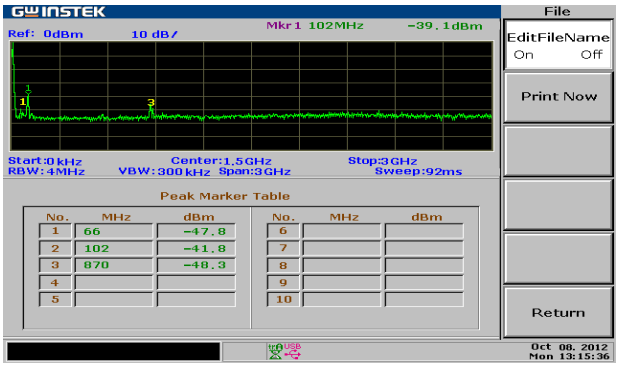
(b) (c)

Gambar 1. Analisa Noise dan Konfigurasi Filter (a) Analisa Frekuensi dengan Spektrum Analyzer, (b) Analisa osiloskop sebelum difilter, (c) Konfigurasi op-amp *sallen-key* tipe ADA4861

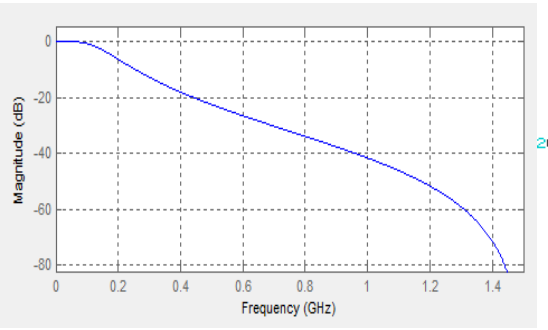
ISBN : 978-979-1458-64-1

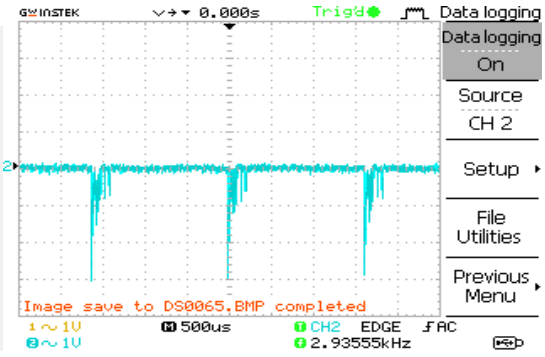
3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Untuk menentukan nilai resistor dan kapasitor yang akan ditambahkan pada rangkaian op-amp, perlu dicari terlebih dahulu nilai frekuensi cutt-off (*fc*) dari noise internal sinyal video. Dengan menggunakan spektrum analyzer didapatkan puncak-puncak noise pada frekuensi seperti pada Gambar 2a. Nilai *fc* diambil dari puncak noise hasil spektrum analyzer yang dominan pada nilai ± 150 MHz. Simulasi respon filter butterworth orde 2 pada fc 150 MHz seperti pada Gambar 2b. Berdasarkan persamaan 2, didapat nilai resistor dan kapasitor yang akan digunakan pada rangkaian filter analog (Tabel 1) dengan hasil analisa menggunakan osiloskop pada Gambar 2c. Hasil Rangkaian Filter analog berdasarkan perhitungan ditampilkan pada Gambar 3.



(a)





(a) (c)

Gambar 2. Hasil Spektrum Analyzer dan Simulasi, (a) Frekuensi Cut-off Noise Internal, (b) Simulasi Filter Butterworth pada frekuensi cut-off, (c) Grafik analisa sinyal setelah di filter.

Tabel 1. Nilai Resistor dan Kapasitor pada Rangkaian Filter

Parameter	Nilai
Fc (MHz)	150
Ca (nF)	330
Cb (nF)	660
Ra =Rb (Ω)	1130

ISBN : 978-979-1458-64-1

Gambar 3. Hasil Rangkaian filter analog Butterworth Low Pass Filter dengan konfigurasi Sallen-Key

4. KESIMPULAN

Telah dilakukan identifikasi sinyal echo reflektifitas video radar saat kondisi hujan, yang mengindikasikan adanya noise internal pada sinyal video. Spektrum analyzer mampu melihat frekuensi puncak noise internal yang muncul dari sinyal video radar. Butterworth Low Pass Filter di gunakan untuk menghilangkan noise filter dengan frekuensi cutoff 150 MHz. Simulasi digunakan untuk melihat respon dari filter butterworth. Hasil desain diaplikasikan pada filter analog sallen-key dengan nilai kapasitor dan resistor hasil perhitungan. Rangkaian filter telah berhasil dibuat dengan pengujian menggunakan opamp menghasilkan pengurangan noise internal hingga 80%.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Heri Suherman, Rudi Komaruddin, serta pihak-pihak yang telah membantu kegiatan ini.

DAFTAR PUSTAKA

Batubara,M., Prosedur Menentukan Kualitas Data Radar dalam Sistem Radar cuaca.Jurnal Elektronika no.2 vol.10, 2010.

Pedersen, Lisbeth., Scaling *Properties Of Precipitation - Experimental Study Using Weather Radar Automatic Rain Gauges*. Tesis pada Faculty of Engineering and Science Department of Civil Engineering AALBORG UNIVERSITY.Aalborg Denmark,2004.

Wajiansyah, A, dan Subir., Desain Filter Aktif Low Pass Butterworth, Dielektrika, ISSN. 2086-9487, 2011.

Wolff, Christian., Radar Basics., http://www.radartutorial.eu/01.basics/rb05.en.html, 2009. Diakses tanggal 3 Januari 2013.

ISBN : 978-979-1458-64-1

EVALUASI KONDISI KUALITAS UDARA NON RADIOAKTIF DI LOKASI TAPAK TERPILIH PLTN DI BANGKA SELATAN

Heni Susiati dan June Mellawati
Pusat Pengembangan Energi Nuklir - BATAN
heni_susiati@batan .go.id

Abstract

The measurement of air quality, especially non radioactivity compound (NO_2, SO_2, CO, TSP, O_3, Pb, HC), noise and climate at around site candidate of South Bangka NPP (Nuclear Power Plant) have been performed. This study measured ambient concentrations of airborne particles, noise and weather, as well as the physical data such as temperature, humidity, and air pressure and also wind speed. Measurements include 15 points of sites that have been considered meteorological aspects. Air quality measurement method is done by taking air samples using a set of tools Mobile Air Quality and laboratorium analysis. The purpose of this study was to determine the characteristics of the air quality in support of NPP programs, especially in the dry season. Based on the results of this study, it was concluded that air quality conditions for the parameters in the non-radioactive NPP site of all parameters evaluated, at site candidate area that covers a radius of 5 km of the site (site vicinity) were higher than in a radius of 5-25 km (near regional area). However, the average concentrations of measured parameters were still below the allowable threshold.

Keywords: *Air quality, non radioactive, climate, NPP site.*

Abstrak

Pengukuran kondisi kualitas udara, khususnya senyawa non radioaktif (NO_2, SO_2, CO, TSP, O_3, Pb, HC), kebisingan dan cuaca di sekitar calon tapak PLTN Bangka Selatan telah dilakukan. Pada penelitian ini dilakukan pengukuran konsentrasi partikel udara ambien, kebisingan dan cuaca, selain juga data fisik seperti temperatur, kelembaban, dan tekanan udara serta kecepatan angin. Pengukuran mencakup 15 titik lokasi pengamatan yang telah mempertimbangkan aspek meteorologis. Metode pengukuran kualitas udara dilakukan dengan pengambilan sampel udara dengan menggunakan seperangkat peralatan *Mobile Air Quality* dan analisis di laboratorium. Tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui karakteristik kualitas udara untuk mendukung program PLTN, khususnya pada musim kemarau. Berdasarkan hasil penelitian dapat disimpulkan bahwa kondisi kualitas udara untuk parameter non radioaktif di tapak PLTN dari semua parameter yang dievaluasi, di daerah calon tapak yang mencakup radius 5 km dari lokasi tapak (*site vicinity*) lebih tinggi dibandingkan di daerah yang beradius 5-25 km (*near regional area*). Tetapi rata-rata setiap parameter yang diukur mempunyai konsentrasi masih di bawah batas ambang yang diijinkan.

Kata Kunci: Kualitas Udara, non radioaktif, iklim, tapak PLTN

1. PENDAHULUAN

Peningkatan kebutuhan energi, khususnya energi listrik, energi alternatif seperti energi dari pembangkit listrik tenaga nuklir (PLTN) telah dipertimbangkan sebagai solusi dalam pemenuhan kebutuhan listrik. Undang-Undang nomor 30 tahun 2007 tentang energi, memasukkan energi nuklir dalam kelompok energi baru dan terbarukan. Undang-Undang no. 17 tahun 2007 tentang Rencana

ISBN : 978-979-1458-64-1

Pembangunan Jangka Panjang Nasional (RPJPN) mengamanatkan bahwa rencana pemanfaatan PLTN di Indonesia.

Sejak 2010, pemerintah melalui Badan Tenaga Nuklir Nasional (BATAN) mulai melaksanakan kajian rencana program PLTN di Indonesia. Dalam rangka mengembangkan sumber energi listrik alternatif, BATAN telah menetapkan beberapa tempat potensial yang kelak akan digunakan sebagai pusat pembangkit listrik. Berdasarkan hasil kajian sementara, dengan mempertimbangkan berbagai aspek, maka pulau Bangka ditetapkan sebagai calon tapak proyek pembangunan PLTN. Desa Sebagin, Kecamatan Simpang Rimba, kabupaten Bangka Selatan ditetapkan sebagai salah satu calon lokasi tapak PLTN.

Guna mendukung kajian rencana rogram PLTN dalam memenuhi kebutuhan listrik yang cukup tinggi di Indonesia, diperlukan kajian yang komprehensif studi pra-operasional terutama terhadap lingkungan yang dipilih sebagai calon lokasi tapak PLTN. Hal ini sesuai dengan Undang-Undang RI No. 23 tahun 1997 mengenai pengelolaan lingkungan hidup, agar setiap pembangunan selalu memperhatikan kelestarian lingkungan di sekitar proyek, baik sebelum, pada saat, maupun sesudah adanya proyek. Demikian juga dengan peraturan yang telah dikeluarkan oleh BAPETEN.

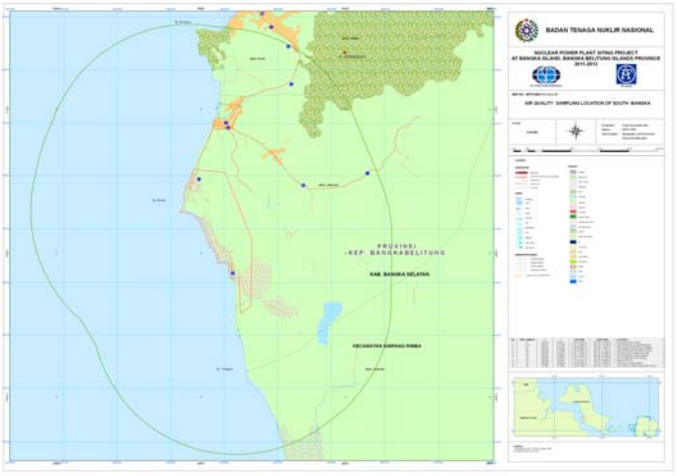
Kebijakan, rencana, dan program pembangunan PLTN merupakan rencana strategis yang akan menimbulkan dampak penting dan luas terhadap berbagai aspek, seperti demografi, sosial, budaya, fisik-kimia serta biologi di sekitar tapak lokasi PLTN. Adanya rencana pembangunan PLTN juga akan memacu perubahan pemanfaatan lahan yang akan memberikan pengaruh terhadap kualitas lingkungan di daerah tapak, salah satunya adalah kualitas udara, baik unsur radioaktif maupun non radioaktif.

Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengevaluasi kondisi kualitas lingkungan udara dan karakteristik cuaca di lokasi tapak terpilih. Pemantauan unsur non radioaktif (Nitrogen Dioksida (NO_2), Sulfur Dioksida (SO_2), Karbon Monoksida (CO), Debu, Timbal (Pb), Oksidan (O_3), Timbal (Pb), Hidro Karbon (HC)) dalam lingkungan udara telah dilakukan terutama di kecamatan Simpang Rimba, Bangka Selatan untuk memperoleh data *base line* bagi rencana program pembangunan PLTN di Bangka Selatan. Data ini digunakan sebagai dasar dalam mengendalikan dan memverifikasi seluruh aktivitas yang kemungkinan berdampak terhadap lingkungan akibat adanya kegiatan pada tahap pembangunan, pengoperasian sampai dekomisioning instalasi PLTN baik pada kondisi normal maupun kondisi kecelakaan.

ISBN : 978-979-1458-64-1

2. DATA DAN METODE

Evaluasi kondisi kualitas udara mengacu pada data hasil pekerjaan konsultan Surveyor Indonesia sebagai pelaksana kegiatan Studi Kelayakan Tapak PLTN di Bangka Selatan. Penelitian dilakukan pada bulan September 2011untuk pengukuran di area penelitian dengan radius 25 km (area regional dan *near* regional). Sedangkan untuk pengukuran di daerah penelitian dengan radius 5 km (area *vicinity*) dilakukan pada bulan April 2012, sedangkan lokasi sampling untuk pengukuran parameter fisik udara (temperatur, kelembaban, tekanan, dan kecepatan angin), serta konsentrasi partikel udara di 15 stasiun, yaitu 10 stasiun di daerah penelitian dengan radius 5 km dan radius 25 km serta regional yang mencakup radius 150 km sebanyak 5 stasiun. Peta lokasi penelitian dapat dilihat pada Gambar 1.



Gambar 1. Lokasi Penelitian dan stasiun pengambilan sampel udara

Parameter-parameter yang diukur adalah debu, HC, CO, NO_2, SO_2, Pb, Debu (TSP), O_3 dan kebisingan. Konsentrasi polutan hasil pengukuran kemudian dibandingkan dengan Peraturan Pemerintah Republik Indonesia (PP. RI) No. 41 Tahun 1999 tentang Baku Mutu Udara Ambien Nasional untuk selanjutnya dianalisis. Data parameter fisik seperti temperatur, kelembaban dan tekanan udara, serta kecepatan angin diperoleh melalui pengukuran secara insitu.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Kabupaten Bangka Selatan beriklim tropis basah dan merupakan wilayah yang dikelilingi laut. Kondisi ini mengakibatkan terbentuknya banyak awan dan uap air laut yang menjadikan wilayah ini bercurah hujan cukup tinggi. Menurut data tahun 2009, curah hujan bulanan di kabupaten ini bervariasi antara 72,2 – 140,2 mm dengan jumlah hari hujan antara 11 – 27 hari hujan

ISBN : 978-979-1458-64-1

per bulan. Umumnya pada bulan Desember curah hujan mencapai yang tertinggi, yakni 410,2 mm, sedangkan terendah 72,2 mm terjadi pada bulan Februari. Dalam satu tahun, rata-rata curah hujan di kabupaten Bangka Selatan mencapai 213,4 mm dengan jumlah hari hujan sekitar 17 hari. Suhu rata-rata di kabupaten Bangka Selatan mencapai $25,7^0$C – $27,7^0$C dengan kelembapan udara berkisar antara 78% - 87%.

Keadaan angin di provinsi Kepulauan Bangka Belitung, secara umum adalah sebagai berikut:

- Angin Barat Daya bertiup pada kurun waktu bulan November – April dengan tiupan angin terkuat pada bulan Desember dan Januari; dan
- Angin Timur/ Tenggara bertiup pada kurun waktu bulan Mei – Oktober, dengan tiupan angin sedang.

Tipe iklim di Kabupaten Bangka Selatan adalah tipe B.

Berdasarkan analisis 15 (lima belas) sampel yang telah dilaksanakan di lapangan dan di laboratorium, diperoleh hasil parameter bising disajikan dalam Tabel 1 dan Tabel 2. Hasil analisis pengujian kualitas udara, terlihat bahwa pada 10 lokasi pengambilan sampel menunjukkan bahwa parameter kebisingan masih berada di bawah standar baku mutu lingkungan yang diperbolehkan.

Tabel 1. Tingkat Kebisingan di Area Penelitian dengan Radius 5 km (Area *Vicinity*)

No	Lokasi	Hasil
1.	Area Sebagin	48.90 dBA
2.	Area Meteo Tower	44.20 dBA
3.	Area Permis 1	54.40 dBA
4.	Area Rajik	56.10 dBA
5.	Area Gudang	43.30 dBA
6.	Area Gudang	42.20 dBA
7.	Area Puskesmas Pembantu	56.40 dBA
8.	Area Nembus	42.70 dBA
9.	Sungai Mangkatak	49.00 dBA
10.	Desa Permis 2	54.40 dBA

Tabel 2. Tingkat Kebisingan di Area Penelitian dengan Radius 25 km

NO.	Lokasi	Hasil*)		
		L_S dB (A)	L_M dB (A)	L_{SM} dB (A)
N1	Desa Kampung Tengah, kecamatan Toboali	61,8	57,5	60,8
N2	Desa Gudang, kecamatan Simpang Rimba	57,0	46,3	55,4
N3	Desa Jelutung II, kecamatan Simpang Rimba	59,5	37,2	57,8
N5	Desa Lampur, kecamatan Sungai Selan	59,1	39,9	57,4
N6	Desa Jejawi, kecamatan Jejawi , kabupaten Ogak Komering Ilir	58,4	50,6	57,0

ISBN : 978-979-1458-64-1

3.2 Kondisi Kualitas Udara di Bangka Selatan

3.2.1 Kondisi Kualitas Udara di *Site Vicinity* dan Area Tapak Bangka Selatan

Data kualitas udara yang diperoleh dengan pengukuran udara ambien pada bulan April 2012 di 10 titik sampling di sekitar tapak PLTN Sebagin, Simpang Rimba, Bangka Selatan sampai radius 5 km seperti ditunjukkan pada Tabel 3 dan 4. Dari tabel tersebut tampak bahwa pada seluruh titik pengambilan sampel, kadar SO_2 , HC, CO, NO_2, SO_2, Pb, Debu (TSP) yang dihasilkan masih jauh dari nilai ambang batas yang diperbolehkan, kecuali untuk parameter O_3. Hal ini mengggambarkan bahwa lokasi masih dalam kategori baik.

3.2.2 Kondisi Kualitas Udara di Area Regional dan *Near* Regional (25 – 150 km)

Hasil pengukuran parameter fisik meliputi konsentrasi SO_2 , HC, CO, NO_2, SO_2, Pb, Debu (TSP) ditunjukkan pada Tabel 5. Secara menyeluruh semua parameter kualitas udara yang diukur masih menunjukkan nilai di bawah batas ambang yang diijinkan. Namun untuk selanjutnya perlu monitoring secara berkelanjutan khususnya di area penelitian lokasi PLTN dengan radius 5 km. Karena diindikasikan ada perubahan kualitas lingkungan udara yang akan mengurangi kualitas lingkungannya. Maraknya penambangan timah, penebangan hutan dalam mengeksploitasi Sumber Daya Alam, mengakibatkan terjadinya kerusakan terhadap lingkungan sehingga terjadi penurunan kualitas lingkungan karena kurang perdulinya para penambang dan penebang hutan dalam upaya pemulihan lingkungan.

Tabel 3. Kualitas Udara di *Site Vicinity* dan *Site Area* (0 – 5 km)

No	PARAMETER	Waktu Penga-matan	Hasil					Standard Baku Mutu Udara Ambien
			Sebagin	Tower Meteo (*Site Area*)	Permis	Rajik	Gudang	
1.	Nitrogen Dioksida (NO_2)	24 jam	13.23	11.89	15.03	15.50	10.98	150 µg/Nm$^{3\,1)}$
2.	Sulfur Dioksida (SO_2)	24 jam	102.5	87.56	104.0	92.23	87.93	365 µg/Nm$^{3\,1)}$
3.	Karbon Monoksida (CO)	24 jam	571.5	190.5	100.0	666.7	360.8	10000 µg/Nm$^{3\,1)}$
4.	Debu (TSP)	24 jam	62.17	63.42	77.89	46.57	56.94	230 µg/Nm$^{3\,1)}$
5.	Oksidan (O_3)	1 jam	1.228	1.220	1.527	1.974	1.079	235 µg/Nm$^{3\,1)}$
6.	Lead (Pb)	24 jam	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	2 µg/Nm$^{3\,1)}$
7.	Hidro Karbon (HC)	3 jam	9.246	25.01	10.54	8.140	9.642	160 µg/Nm$^{3\,1)}$

ISBN : 978-979-1458-64-1

Tabel 4. Kualitas Udara di *Site Vicinity* and *Site Area* (lanjutan)

No	PARAMETER	Waktu Pengu-kuran	Hasil					Standard Baku Mutu Udara Ambien (µg/Nm^3 [1])
			Gudang 2	Puskes-mas Pembantu	Pantai Nembus	Sungai Mangkatak	Permis2	
1.	Nitrogen Dioksida (NO_2)	24 jam	11.10	15.20	11.35	14.24	12.19	150
2.	Sulfur Dioksida (SO_2)	24 jam	70.54	77.98	104.0	93.16	77.98	365
3.	Karbon Monoksida (CO)	24 jam	428.9	119.9	261.9	411.5	937.3	10/000
4.	Dust (TSP)	24 jam	29.70	41.90	52.23	11.73	35.56	230
5.	Oksidan (O_3)	1 jam	1.154	1.337	1.454	1.601	1.452	235
6.	Lead (Pb)	24 jam	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	2
7.	Hidro Karbon (HC)	3 jam	6.924	5.726	8.403	4.601	3.234	160

Sumber :

Tabel 5. Kualitas Udara di Area Regional (radius 150 km) dan *Near Regional* (radius 25 km) Bangka Selatan

NO.	PARAMETER	Waktu Pengu-kuran	Stan-dard Kua-litas	Satuan	HASIL						METODE
					Kampung Tengah	Gudang	Jelutung	Keretak	Lampur	Jejawi	
1.	Nitrogen Dioxide (NO_2)	24 jam	150	µg/Nm^3	15,65	10,99	13,90	11,00	13,25	11,11	SNI 19-7119.2-2005
2.	Sulfur Dioxide (SO_2)	24 jam	365	µg/Nm^3	13,82	6,08	10,66	11,29	12,30	6,79	SNI 19-7119.7-2005
3.	Carbon Monoxide (CO)	24 jam	10.000	µg/Nm^3	3.299	1.210	2.274	1.768	2.749	2.286	SNI 19-7117.10-2005
4.	Dust (TSP)	24 jam	230	µg/Nm^3	83	41	75	55	66	55	SNI 19-7119.3-2005
5.	Oxidant (O_3)	1 jam	235	µg/Nm^3	17,85	13,97	16,45	14,02	10,68	16,51	SNI 19-7119.8-2005
6.	Lead (Pb)	24 jam	2	µg/Nm^3	0,12	0,10	0,12	0,13	0,16	< 0,02	SNI 19-7119.4-2005
7.	Hydrocarbons (HC)	3 jam	160	µg/Nm^3	124	79	98	124	105	79	SNI 19-7119.13-2009
8.	Ammonia (NH_3)	-	2	pZM	0,0212	0,0136	0,0200	0,0169	0,0220	0,0303	SNI 19-7119.1-2005
9.	Hydrogen Sulfide (H_2S)	-	0,02	pZM	< 0,0004	< 0,0004	< 0,0004	< 0,0004	< 0,0004	0,0009	

4. KESIMPULAN

Berdasarkan hasil dan pembahasan yang telah dikemukakan diatas, maka dapat ditarik kesimpulan sebagai bahwa konsentrasi gas SO_2, NO_2, SO_2, TSP, Pb, HC udara ambien dan kebisingan wilayah area regional dan near regional tapak PLTN di desa Sebakin, Simpang Rimba, Bangka Selatan masih jauh dibawah nilai ambang batas yang ditentukan, sehingga belum berpengaruh terhadap kesehatan masyarakat sekitarnya. Parameter HC dan O_3 di beberapa lokasi pengambilan sampel area radius 5 km dari calon lokasi (tapak) PLTN mempunyai nilai di atas nilai ambang yaitu melebihi 160 µg/Nm^3 untuk HC dan 235 µg/Nm^3 untuk O_3.

ISBN : 978-979-1458-64-1

UCAPAN TERIMA KASIH

Kegiatan penelitian ini adalah bagian dari Studi Kelayakan Penyiapan Tapak PLTN di Pulau Bangka Provinsi Kepulauan Bangka Belitung Tahun 2011-2012. Untuk itu kami mengucapkan banyak terima kasih atas pembuatan makalah ini.

DAFTAR RUJUKAN

Anonim, Rencana Tata Ruang Wilayah Kabupaten Bangka Selatan, Bangka, 2009.

Anonim, Undang Undang No. 17 tahun 2007 tentang Rencana Pembangunan Jangka Panjang Nasional tahun 2005-2025, Jakarta, 2007.

Anonim, Peraturan Pemerintah No. 5 Tahun 2006 tentang Kebijakan Energi Nasional, Jakarta, 2006.

BAPETEN, Surat Keputusan Kepala Bapeten, Nomor 03/Ka-BAPETEN/V-99, Tentang Pedoman Teknis Penyusunan AMDAL untuk Rencana Pembangunan dan Pengoperasian Reaktor Nuklir, Badan Pengawas Tenaga Nuklir, Jakarta, 1999.

BATAN, Laporan "Nuclear Power Plant Siting Project at Bangka Island Bangka Belitung Province, South Bangka, Ecology Investigation", Jakarta, 2012.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DISTRIBUSI SPASIAL PARAMETER METEOROLOGI BERDASARKAN ANALISA *EMPIRICAL ORTHOGONAL FUNCTION* (EOF)

Iis Sofiati
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer-LAPAN
Jl. dr. Djundjunan 133 Bandung, 40173
sofiati07@gmail.com

Abstract

In this research, a systematic exploration of the meteorological parameters such as precipitation, pressure, relative humidity, and temperature, as well as the relationship with Outgoing Longwave Radiation (OLR) in Indonesia and the surrounding area. The purpose of this study to specific analyzes of spatial described and physical understanding of some meteorological parameters. The methods for analyzing which is used to decompose pentad time-series data (data of five daily) is Empirical Orthogonal Function (EOF), in describing the variability of the data pentad OLR. EOF is very effective method for describing the spatial distribution of meteorological parameters such as precipitation, pressure, relative humidity, and temperature. From the results it can be seen that the global pattern of the several meteorological parameters follow rainfall patterns distribution that have been studied previously. Northern Indonesia climatology conditions influenced by South East Asia Monsoon (SEAM) and Western North Pacific Monsoon (WNPM) monsoon regions, while southern Indonesia influenced by monsoon region North Australia Indonesia Monsoon (NAIM).

Keywords*: Spatial distribution, meteorology parameters, Empirical Orthogonal Function (EOF).*

Abstrak

Pada penelitian ini dilakukan eksplorasi sistematis terhadap parameter meteorologi seperti curah hujan, tekanan, kelembaban relatif, dan suhu, serta hubungannya dengan *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) di Indonesia dan daerah sekitarnya. Tujuan penelitian ini adalah menganalisa lebih spesifik gambaran spasial dan pengertian fisisnya dari beberapa parameter meteorologi. Metode untuk menganalisa data menggunakan *Empirical Orthogonal Function* (EOF), yang digunakan untuk mengkomposisikan kembali data *time-series* pentad (data lima harian) dalam menggambarkan variabilitas data pentad OLR. Metode EOF sangat efektif untuk menggambarkan distribusi spasial parameter meteorologi seperti curah hujan, tekanan, kelembaban relatif, dan suhu. Dari hasil dapat dilihat bahwa pola keempat parameter meteorologi tersebut secara global mengikuti distribusi pola curah hujan yang telah diteliti sebelumnya. Sebelah Utara Indonesia kondisi klimatologinya banyak dipengaruhi oleh daerah monsun *South East Asia Monsoon* (SEAM) dan Western North Pacific Monsoon (WNPM), sedangkan sebelah Selatan Indonesia banyak dipengaruhi oleh daerah monsoon *North Australia Indonesia* Monsoon (NAIM).

Kata kunci: Distribusi spasial, parameter meteorologi, *Empirical Orthogonal Function* (EOF).

1. PENDAHULUAN

Banyak penulis telah melaporkan mekanisme pengendali variasi curah hujan di Indonesia. Beberapa diantaranya adalah Yasunari (1981), dengan menggunakan data curah hujan bulanan di

ISBN : 978-979-1458-64-1

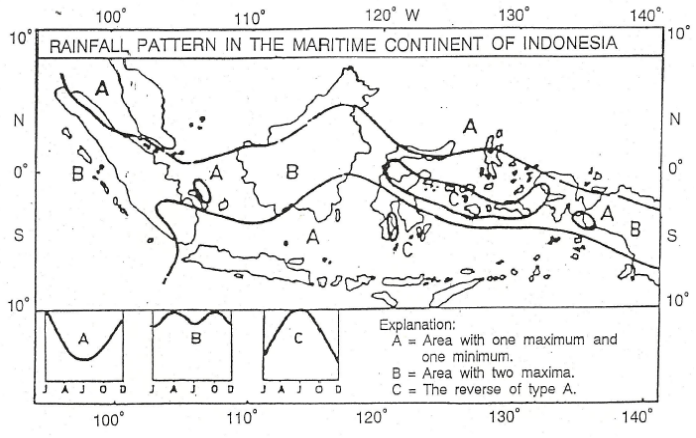
pulau Jawa untuk jangka waktu 46 tahun (1931-1976) di 18 stasiun, beberapa karakteristik antar-tahunan variabilitas dari wilayah Indonesia. Selanjutnya Hamada *et al.* (2002) menyelidiki variasi regional dan antar-tahunan musim hujan di Indonesia yang terbagi menjadi empat wilayah iklim.

Dalam dua dekade terakhir, radiasi gelombang panjang atau *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) merupakan salah satu indikator yang baik untuk aktivitas konvektif, telah banyak digunakan dalam menyimpulkan konveksi siklus tahunan dan antar-tahunan di Pasifik tropis dan Samudra India (Murakami dan Wang, 1993; Murakami dan Matsumoto, 1994), dan di daerah tropis dunia (Wolter dan Hastenrath 1989, Mitchell dan Wallace, 1992)

Sebagian besar penelitian iklim di Indonesia telah berfokus pada curah hujan baik secara regional maupun lokal. Oleh karena itu, eksplorasi sistematis tidak hanya pada curah hujan tetapi juga pada tekanan, kelembaban relatif, dan suhu, serta hubungannya dengan OLR di Indonesia berikut daerah sekitarnya perlu dilakukan. Tujuan penelitian ini adalah menganalisa lebih spesifik gambaran spasial dan pengertian fisisnya dari beberapa parameter meteorologi. Penelitian ini mendukung penelitian sebelumnya yang dilakukan oleh Bayong (1996).

2. TINJAUAN PUSTAKA

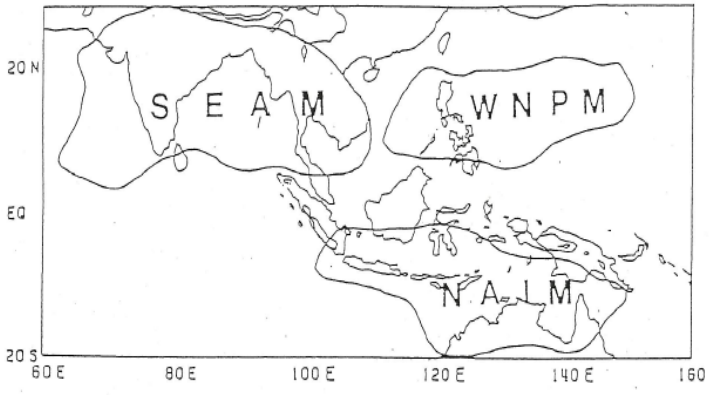
Pola curah hujan yang terdapat di benua maritim Indonesia menurut Bayong 1996, dibagi menjadi tiga pola yaitu A, B, dan C seperti yang terdapat pada Gambar 1. Dari Gambar 1 dapat dijelaskan bahwa daerah yang mempunyai pola curah hujan Tipe A adalah daerah Sumatera, Kalimantan, Sulawesi, dan Papua bagian selatan, seluruh pulau Jawa, NTB, dan NTT. Sedangkan Tipe B adalah sebagian besar Sumatera, bagian tengah Kalimantan, Sulawesi, dan daerah Papua. Untuk Tipe C hanya terdapat di beberapa daerah lokal saja seperti daerah Sulawesi Tengah serta sebagian kepulauan Maluku.



Gambar 1. Pola sebaran curah hujan di Benua Maritim Indonesia (Sumber: Bayong, 1996).

ISBN : 978-979-1458-64-1

Iklim di Indonesia dipengaruhi oleh ketiga sistem monsun disekitranya seperti yang terlihat pada Gambar 2 (Murakami dan Mtsumoto, 1994). Sistem monsun tersebut adalah *South East Asia Monsoon* (SEAM), *Western North Pacific Monsoon* (WNPM), dan *North Australia Indonesia Monsoon* (NAIM). Di ketiga daerah sistem monsum tersebut, terjadi fase propagasi *onset* (permulaan) monsun secara sistematis yang bergerak kearah Utara secara lambat dengan kecepatan rata-rata 50 km/ hari dan 70 km/ hari bergerak ke arah Barat. Selama perjalananya, monsun pertama berakhir mulai dari Barat Daya India pada pentad ke 50, dan secara bertahap akan melewati sebelah Tenggara India.



Gambar 2. Tiga daerah sistem monsun *South East Asia Monsoo*n (SEAM), *Western North Pacific Monsoon* (WNPM), dan *North Australia Indonesia Monsoon* (NAIM). (Sumber: Murakami and Matsumoto, 1994).

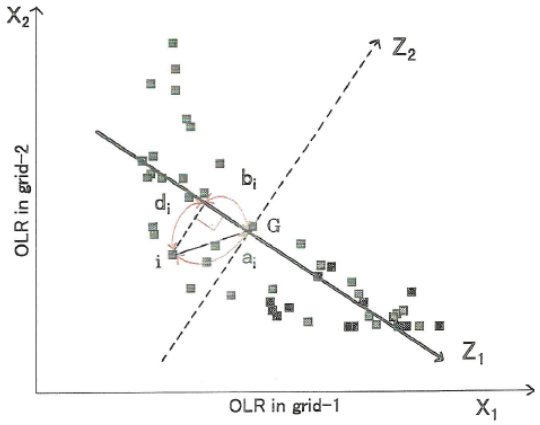
3. DATA DAN METODE

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data harian beberapa parameter meteorologi yaitu curah hujan, suhu, tekanan dan kelembaban relatif untuk perioda selama 20 tahun, 1980-1999 yang berasal dari Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG). Data OLR untuk daerah Indonesia dan sekitarnya (20°S-20°N, 80°E-180°E) dengan resolusi 2.5°x2.5°, dari *Japan Meteorological Agency* (JMA). Stasiun pengamatan yang dipilih sebanyak 47 stasiun yaitu Amahai ($3^{o}20'$S-$128^{o}55'$E), Ambon ($3^{o}42'$S-$128^{o}5'$E), Balikpapan ($1^{o}13'$S-$116^{o}51'$E), Bandung ($6^{o}57'$S-$107^{o}37'$E), Bangkok ($13^{o}45'$N-$100^{o}28'$E), Banjarbaru ($7^{o}23'$S-$108^{o}32'$E), Bau-Bau ($5^{o}30'$S-$122^{o}39'$E), Bengkulu ($3^{o}48'$S-$102^{o}15'$E), Biak ($1^{o}11'$S-$136^{o}7'$E), Broome-Australia ($17^{o}57'$S-$122^{o}14'$E), Cagayan-Philippines ($18^{o}26'$N-$121^{o}48'$E), Changi-Singapore ($1^{o}21'$S-$103^{o}59'$E), Chiang Mai-Thailand ($18^{o}47'$N-$98^{o}59'$E), Cocos Island-Australia ($12^{o}07'$S-$96^{o}54'$E), Dili-Timor Leste ($8^{o}34'$S-$125^{o}34'$E), Da Nang-Vietnam ($16^{o}04'$N-$108^{o}14'$E), Darwin-Australia ($12^{o}10'$S-$130^{o}50'$E), HoChiMinh-Vietnam ($10^{o}46'$N-$106^{o}40'$E), Jakarta ($6^{o}10'$S-$106^{o}49'$E),

ISBN : 978-979-1458-64-1

Jayapura (7°45'S-112°20'E), Khon Kaen-Thailand (6°26'N-102°50'E), Kota Bharu-Malaysia (6°8'N-102°15'E), Kota Kinabalu-Malaysia (5°58'N-116°05'E), Kualalumpur-Malaysia (3°13'N-101°688'E), Kupang (10°12'S-123°35'E), Laoag-Philippines (18°10'N-120°31'E), Nanggroe Aceh Darusalam (5°31'N-95°26'E), Poso (1°24'S-120°47'E), Padang (0°57'S-100°21'E), Palu (0°50'S-119°54'E), Pontianak (0°5'S-109°22'E), Prachuap Khirikhan-Thailand (11°48'N-99°47'E), Samarinda (0°30'S-117°8'E), Sandakan Sabah-Malaysia (5°54'N-118°03'E), Semarang (7°0'S-110°30'E), Sicincin (3°4'S-104°2'E), Sorong (0°50'S-131°15'E), Surabaya (7°13'S-112°43'E), Townsville-Australia (19°15'S-146°49'E), Yap-Micronesia (9°32'N-138°07'E), Yogyakarta (7°48'S-110°21'E), Zamboanga-Philippines (6°54'N-122°4'E).

Metode untuk menganalisa data menggunakan *Empirical Orthogonal Function* (EOF), yang digunakan untuk mengkomposisikan kembali data *time-series* pentad (data lima harian) dalam menggambarkan variabilitas data pentad OLR. Teknik analisa EOF dikenal juga dengan nama *Principal Component Analysis* (PCA) (Preisendofer, 1988). Analisis komponen utama dapat digunakan untuk mereduksi dimensi suatu data tanpa mengurangi karakteristik data tersebut secara signifikan (Johnson R. A and Wichern D.W., 1998).



Gambar 3. Skema ilustrasi dari distribusi data dan fungsi dasar dari EOF-1 (Z-1) dan EOF-2 (Z-2). Secara sederhana dan singkat hanya digambarkan dengan dua variabel yang mewakili data OLR. G, d_i, a_i, dan b_i adalah nilai rata-rata dari OLR, jarak dari ke i pentad OLR dari fungsi dasar Z-1, jarak dari i kesekian pentad OLR dengan nilai rata-rata OLR, dan *score* dari i pentad, berturut-turut. (Sumber: Sofiati, I.,1998).

EOF merupakan metode untuk mengkomposisikan kembali data observasi, yang merupakan fungsi dari ruang dan waktu kedalam peta spasial ortogonal. Peta ortogonal tersebut atau disebut fungsi dasar mempunyai kemampuan secara optimal dalam menggambarkan varian dari data asli kedalam beberapa mode. Istilah EOF merujuk pada hasil fungsi dasar secara ortogonal, atau pada kenyataannya hasil fungsi dasar adalah ortogonal atau tidak saling berhubungan satu sama lain, dan

didapatkan dari data secara empirik. Secara sederhana, penjelasan EOF dikerjakan dengan mengambil dua buah grid dari data OLR (Sofiati, I.,1998).

Setiap pentad OLR untuk grid-1 dan grid-2 dapat di plot kedalam bidang dua dimensi (Gambar 2), dimana X_1 dan X_2 adalah data OLR untuk grid-1 dan grid-2 berturut-turut. Sebagai contoh, pada saat OLR untuk grid-1 mempunyai korelasi negative dengan OLR untuk grid-2, dan distribusi data seperti yang ditunjukkan oleh Gambar 2. Dengan mendapatkan nilai a_{11} dan a_{12} untuk meminimalisasi total jarak (d_i) diantara setiap data dan fungsi dasar baru (Z) atau untuk memaksimalkan deviasi dari setiap data sepanjang Z, EOF yang pertama dapat diperoleh sebagai Z, dimana:

$$Z = a_{11}.X_1 + a_{12}.X_2 \qquad \ldots\ldots\ldots\ldots (1)$$

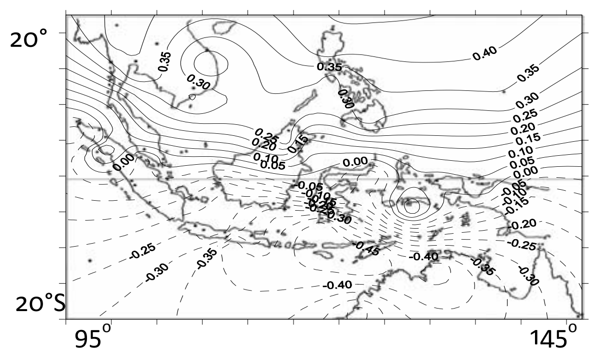
Dengan kondisi bahwa,

$$a_{11}^2 + a_{12}^2 = 1 \qquad \ldots\ldots\ldots\ldots (2)$$

EOF kedua didapat melalui cara yang sama, kecuali untuk Z_1, dan nilai proporsi didapat dengan menjumlahkan perbandingan dari a_i terhadap *score* dari b_i. EOF yang digunakan pada penelitian ini hanya EOF-1.

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

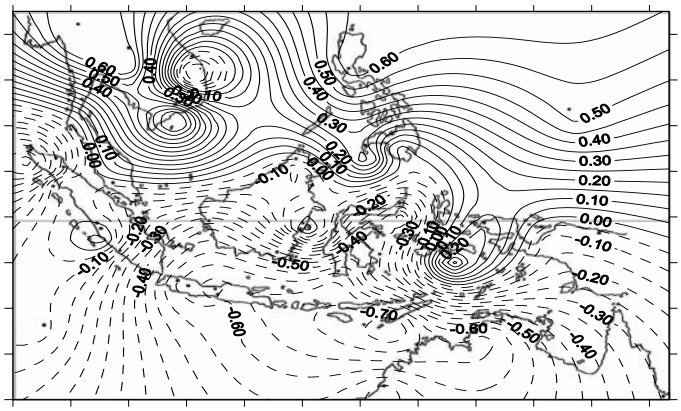
Merujuk pada hasil makalah sebelumnya (Bayong, 1996), pada penelitian ini dilakukan analisa tidak hanya terhadap curah hujan, tetapi terhadap parameter meteorologi lainnya yaitu tekanan, kelembaban relatif dan suhu. Sebaran pola curah hujan juga disampaikan oleh Aldrian E., 2003, yang menganalisa curah hujan dan hubungannya dengan *Sea Surface Temperature* (SST). Gambar 4 menunjukkan distribusi koeffisien korelasi untuk *score* EOF-1 dengan parameter meteorologi curah hujan. *Score* pada EOF-1 menunjukkan nilai variabel yang dihasilkan dari proses turunan EOF pada tahap pertama dengan proporsi sebesar 19.8%.



Gambar 4. Distribusi koeffisien korelasi untuk *score* EOF-1 dengan parameter meteorologi curah hujan. Interval kontur adalah 0.05. Garis putus-putus menunjukkan nilai yang kurang dari nol.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Dari hasil didapat bahwa koeffisien korelasi untuk *score* EOF-1 dengan curah hujan bernilai positif untuk wilayah Indonesia bagian Utara termasuk beberapa daerah di Kepulauan Nusa Tenggara Timur (NTT) sebagian kecil wilayah Sumatera Utara, wilayah negara Singapore, Malaysia, Vietnam, Thailand, dan Philippines. Sebaliknya koeffisien korelasi bernilai negatif di wilayah Indonesia bagian Selatan termasuk wilayah negara Micronesia, Cocos Island, dan Australia. Dari hasil analisa menunjukkan bahwa pola curah hujan yang terjadi di wilayah Utara dan Selatan Indonesia adalah berlawanan. Dari analisa data observasi curah hujan didapat bahwa di daerah Utara Indonesia (disebut Tipe C sesuai dengan pernyataan Bayong 1996) mempunyai puncak curah hujan rata-rata pada bulan Juni-Juli-Agustus. Sebaliknya wilayah Selatan Indonesia (disebut Tipe A), mempunyai puncak curah hujan rata-rata pada bulan Desember-Januari-Februari. Pada daerah di sekitar ekuator (disebut Tipe B), termasuk sebagian wilayah Sumatera Barat, Kalimantan Tengah, Sulawesi Utara, dan sebagian wilayah Papua, mempunyai dua waktu puncak curah hujan, yaitu sekitar bulan April dan November. Dengan demikian hasil analisa pada penelitian ini sesuai dengan pernyataan peneliti sebelumnya.

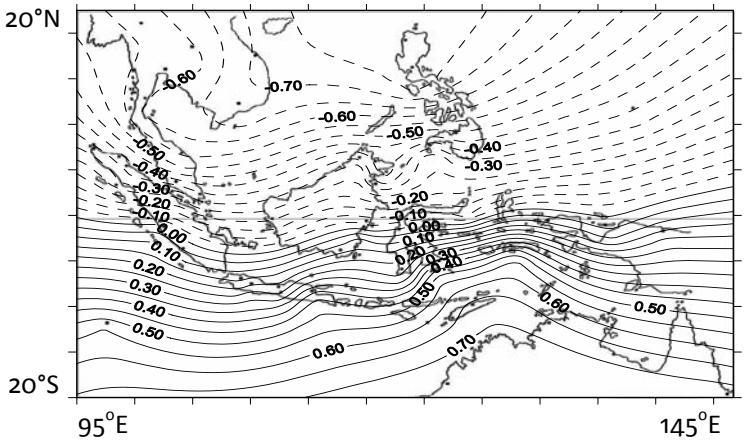


Gambar 5. Sama seperti Gambar 4, tetapi untuk kelembaban relatif.

Gambar 5 menunjukkan distribusi koeffisien korelasi untuk *score* EOF-1 dengan parameter meteorologi kelembaban relatif. Distribusi yang hampir sama dengan curah hujan dimana dari hasil didapat bahwa koeffisien korelasi untuk *score* EOF-1 dengan kelembaban relatif bernilai positif untuk wilayah Indonesia bagian Utara termasuk beberapa daerah di Kepulauan Nusa Tenggara Timur (NTT) sebagian kecil wilayah Sumatera Utara, wilayah negara Singapore, Malaysia, Vietnam, Thailand, dan Philippines. Sebaliknya koeffisien korelasi bernilai negatif di wilayah Indonesia bagian Selatan termasuk wilayah negara Micronesia, Cocos Island, dan Australia. Dari hasil analisa menunjukkan bahwa pola kelembaban relatif yang terjadi di wilayah Utara dan Selatan Indonesia adalah berlawanan.

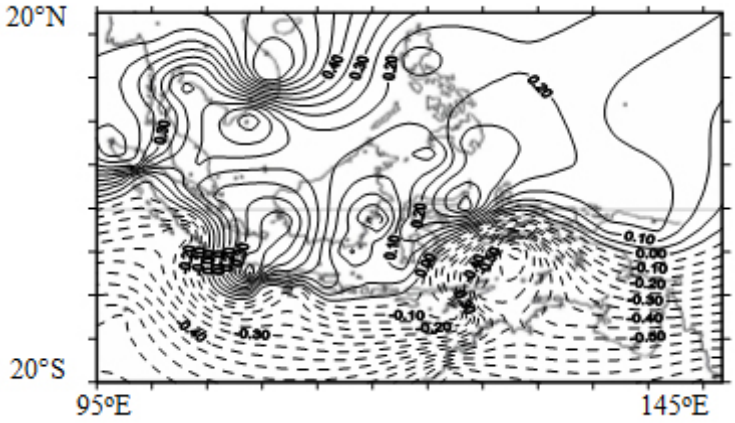
ISBN : 978-979-1458-64-1

Selanjutnya menganalisa koeffisien korelasi untuk *score* EOF-1 dengan parameter meteorologi tekanan seperti yang ditunjukkan pada Gambar 6. Dari hasil didapat bahwa distribusi koeffisien korelasi di wilayah Indonesia Utara dan Selatan berlawanan, artinya pada saat terjadinya nilai tekanan minimum di wilayah Utara Indonesia bersamaan dengan terjadinya nilai tekanan maksimum di wilayah Selatan Indonesia. Pola tekanan tahunan di wilayah Utara dan Selatan Indonesia berbanding terbalik.



Gambar 6. Sama seperti Gambar 4, tetapi untuk tekanan.

Hasil lain dari analisa untuk *score* EOF-1 dengan parameter meteorologi suhu seperti yang terlihat pada Gambar 7. Dari hasil dapat dilihat bahwa distribusi koeffisien korelasi *score* EOF-1 dengan parameter meteorologi suhu bernilai positif di wilayah Utara Indonesia termasuk seluruh wilayah Sumatera kecuali daerah Sumatera Barat, seluruh wilayah Kalimantan, Jawa, Bali, Sumbawa, Sumba, sebagian kecil wilayah Utara Papua, wilayah negara Singapore, Malaysia, Vietnam, Thailand, dan Philippines.



Gambar 7. Sama seperti Gambar 4, tetapi untuk suhu.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Distribusi yang hampir sama dengan curah hujan dimana dari hasil didapat bahwa koeffisien korelasi untuk *score* EOF-1 dengan suhu bernilai negatif di wilayah Indonesia bagian Selatan termasuk wilayah Nusa Tenggara Barat (NTB) dan sebagian besar wilayah selatan Papua, wilayah negara Micronesia, Cocos Island, dan Australia. Dari hasil analisa menunjukkan bahwa pola suhu yang terjadi di wilayah Utara dan Selatan Indonesia adalah berlawanan seperti yang terlihat pada Gambar 7.

Analisa dengan menggunakan metode EOF sangat efektif untuk menggambarkan distribusi spasial parameter meteorologi seperti curah hujan, tekanan, kelembaban relatif, dan suhu. Dari hasil dapat dilihat bahwa pola keempat parameter meteorologi tersebut secara global mengikuti pola curah hujan yang telah diteliti sebelumnya. Sebelah Utara Indonesia kondisi parameter meteorologi banyak dipengaruhi oleh daerah monsoon SEAM dan WNPM, sedangkan sebelah Selatan Indonesia banyak dipengaruhi oleh daerah monsoon NAIM. Hal ini terjadi karena pola parameter meteorologi di daerah tersebut sama (Yasunari 1988), misalnya musim hujan terjadi pada bulan Desember-Januari-Februari, dan musim kemarau terjadi pada bulan Juni-Juli-Agustus. Untuk daerah diantara ketiga daerah monsoon atau yang sebelumnya disebut daerah curah hujan Tipe B, kondisi parameter meteorologi tidak mengikuti pola dua daerah sebelumnya. Hal ini lebih disebabkan oleh adanya dua kali lintasan matahari melalui garis ekuator (Mitchell, T.P. and Wallace, J.M., 1992).

5. KESIMPULAN

Metode EOF sangat efektif untuk menggambarkan distribusi spasial parameter meteorologi seperti curah hujan, tekanan, kelembaban relatif, dan suhu. Dari hasil dapat dilihat bahwa pola keempat parameter meteorologi tersebut secara global mengikuti distribusi pola curah hujan yang telah diteliti sebelumnya. Dengan menganalisa kesamaan karakteristik untuk setiap parameter meteorologi, disebelah Utara Indonesia kondisi parameter meteorologi banyak dipengaruhi oleh daerah monsoon SEAM dan WNPM, sedangkan sebelah Selatan Indonesia banyak dipengaruhi oleh daerah monsoon NAIM.

DAFTAR RUJUKAN

Aldrian E., and Susanto, R. D., Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature, *International Journal of Climatology*, Vol.23, No. 12, 1435-1452, 2003.

Bayong, T.H.K. and L.D. Zadrach., The Impact of El Niño on season in Indonesian monsoon region. *Proceeding of International workshop on the climate system of monsoon Asia*, Kyoto International Community House, Kyoto, Japan, p. 263-266, 1996.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Hamada, J.I., M.D. Yamanaka, J. Matsumoto, S. Fukao, P.A. Winarso, and T. Sribimawati., Spatial and temporal variations of the rainy season over Indonesia and their link to ENSO, *J. Meteor. Soc. Japan,* 80, 285-310, 2002.

Johnson, Richard A & Wichern, Dean W., Applied Multivariate Statistical Analysis (New Jersey: *Prentice-Hall International Inc*), 1998.

Mitchell, T.P. and J.M. Wallace., Annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature. *J. Climate*, 5, 1140-1156, 1992.

Murakami, T., and B. Wang., Annual variations of the equatorial east-west circulation over the Indian and Pacific Oceans. *J. Climate*, 6, 932-952, 1993.

Murakami, T, and J. Matsumoto., Summer monsoon over the Asian continent and western north Pacific. *Journal Meteorology Society Japan*, 72, 719-745,1994.

Preisendorfer, R.W., Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography. *Elseiver*, 425 pp, 1988.

Sofiati, I., Tanaka H., Nagao, I., Characteristics of Rainfall and Outgoing Longwave Radiation (OLR) in Indonesia and Surrounding regions, Master Thesis, Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Graduate School of Sciences, Nagoya University, Japan, 78 pp, 1998.

Wolter, K. and S. Hastenrath., Annual cycle and long term trends of circulation and climate variability over the tropical oceans. *J. Climate*, 2, 1329-1351, 1989.

Yasunari, T., Temporal and Spatial Variations of Monthly Rainfall in Java- Indonesia, Southeast Asian Studies, 19, 170-180, 1981.

Yasunari, T. and R. Suppiah., Some Problem on the Inter-annual Variability of Indonesian monsoon rainfall. *Tropical Rainfall Measurements*, A. Deepak Publishing, p.113-121, 1988.

ISBN : 978-979-1458-64-1

METODE PENTAD DALAM PENENTUAN AWAL DAN AKHIR MUSIM HUJAN DI BEBERAPA KOTA DI INDONESIA

Iis Sofiati, Juniarti Visa
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer-LAPAN
Jl. Dr. Djundjunan 133 Bandung, 40173
sofiati07@gmail.com

Abstract

Research on the determination of the beginning (onset) and end (withdrawal) of rainy season has been done by using various methods. This research used the pentad method (average of five daily) taken from Matsumoto in 1995. The purpose of this study was to determine the onset and withdrawal of rainy season in several (eleven) cities in Indonesia with pentad analyses on different types of precipitation. Data were collected for 20 years from 1980 to 1999, and the results of analysis showed that the onset of rainy season in Jakarta on average occurred in the first pentad in November, while the withdrawal of rainy season occured in the fifth pentad in March. Then for Surabaya the onset of rainy season on average occured in the second pentad in December, while the withdrawal of rainy season occured in the first pentad in April. As for the city of Ambon the onset of rainy season on average occured in the third pentad in April, while the withdrawal of rainy season occured in the second pentad in September. From the overall results it can be concluded that in the cities that has rainfall of Type A, the onset of rainy season on average occured in pentad-pentad in the month of March and April, while Type B the onset and withdrawal of the rainy season was not clearly, as in that area always occured rain. But for rainfall of Type C, the onset and withdrawal of the rainy season on average occured opposite to Type A.

Keywords*: Pentad, onset of rainy season, withdrawal of rainy season.*

Abstrak

Penelitian tentang penentuan awal dan akhir musim hujan sudah banyak dilakukan dengan berbagai metode. Pada penelitian ini dilakukan metode pentad (rata-rata lima harian) yang diambil dari Matsumoto tahun 1995. Tujuan penelitian ini untuk menentukan awal dan akhir musim hujan di beberapa (sebelas) kota di Indonesia dengan metode pentad pada tipe curah hujan yang berbeda. Data yang digunakan selama 20 tahun yaitu 1980-1999, dan dari hasil analisa didapat bahwa awal musim hujan di Kota Jakarta rata-rata terjadi di pentad pertama pada bulan November, sedangkan akhir musim hujan terjadi di pentad ke lima pada bulan Maret. Kemudian untuk Kota Surabaya awal musim hujan rata-rata terjadi di pentad kedua pada bulan Desember, sedangkan akhir musim hujan rata-rata terjadi di pentad ke pertama pada bulan April. Sedangkan untuk Kota Ambon awal musim hujan rata-rata terjadi di pentad ketiga pada bulan April, sedangkan akhir musim hujan terjadi di pentad ke dua pada bulan September. Dari hasil keseluruhan dapat disimpulkan bahwa untuk kota-kota yang mempunyai curah hujan Tipe A, awal musim hujan rata-rata terjadi pada pentad-pentad di bulan Maret dan April, sedangkan Tipe B awal dan akhir musim hujan tidak begitu jelas terlihat, karena di daerah tersebut hampir tidak pernah terjadi tidak ada hujan. Tetapi untuk curah hujan Tipe C, awal dan musim hujan rata-rata terjadi sebaliknya dengan Tipe A.

Kata kunci: Pentad, awal musim hujan, akhir musim hujan.

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Penelitian klimatologi curah hujan merupakan hal yang penting untuk memahami iklim di suatu daerah dengan variasi skala global dan lokal atau kekhususan geografisnya. Hal ini diperlukan salah satunya untuk penggunaan air yang efektif dan perencanaan sumber daya air di Indonesia. Permasalahan di atas diperlukan untuk membedakan karakteristik suatu daerah dengan variasi skala yang lebih besar dan untuk mempertimbangkan hubungan timbal balik antara mereka, agar pemahaman meteorologi dan iklim dipahami dengan lebih baik di suatu wilayah.

Beberapa peneliti baik internasional maupun nasional telah melakukan penelitian tentang parameter meteorologi di wilayah Indonesia diantaranya adalah Yasunari dan Suppiah (1988), dengan menggunakan data curah hujan bulanan di pulau Jawa untuk jangka waktu 46 tahun (1931-1976) di delapan belas stasiun, beberapa karakteristik antar-tahunan variabilitas dari wilayah Indonesia. Kemudian Sinta (1995) menganalisis data curah hujan bulanan selama 20 tahun (1970-1989) di tiga stasiun, yaitu, Jakarta, Surabaya, dan Padang dengan menggunakan analisis spektrum, dan menemukan *Semi Annual Oscillation* (SAO), *Annual Oscillation* (AO), *Quasi Biennial Oscillation* (QBO), dan siklus *El Niño Southern Oscillation* (ENSO) dari parameter meteorologi. Dia juga menemukan dominasi AO dan SAO lebih besar dari pada QBO dan ENSO. Selanjutnya Hamada et al. (2002) menyelidiki variasi regional dan antar-tahunan musim hujan di Indonesia yang terbagi menjadi empat wilayah iklim. Dibahas pula awal dan akhir musim hujan dan hubungannya dengan ENSO, dimana awal musim hujan datang lebih lambat pada saat terjadi di El Niño dan lebih awal ketika terjadi La Niña dan terjadi terutama di bagian Selatan-Timur Jawa. Akhir musim hujan juga datang lebih lambat pada saat kejadian di El Niño, dan lebih awal pada saat kejadian La Niña.

Penelitian tentang penentuan awal dan akhir musim hujan sudah dilakukan oleh para peneliti dengan berbagai metode. Berbeda dengan penelitian dan metode yang sudah digunakan sebelumnya pada penelitian ini dilakukan metode pentad (rata-rata lima harian) yang diambil dari Matsumoto tahun 1995. Oleh karena itu tujuan penelitian ini untuk menentukan awal dan akhir musim hujan di beberapa kota di Indonesia pada tipe curah hujan yang berbeda.

2. DATA DAN METODE

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data harian curah hujan untuk periode 20 tahun 1980-1999, yang berasal dari Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG). Stasiun pengamatan yang dipilih yaitu Ambon (3^o42'LS-128^o5'BT), Banda Aceh (5^o31'LU-95^o26'BT), Bandung (6^o57'LS-107^o37'BT), Biak (1^o11'LS-136^o7'BT), Bulaksumur-Jogjakarta (7^o48'LS-110^o21'BT), Dili-Timor Leste (8^o34'LS-125^o34'BT), Jakarta (6^o10'LS-106^o49'BT),

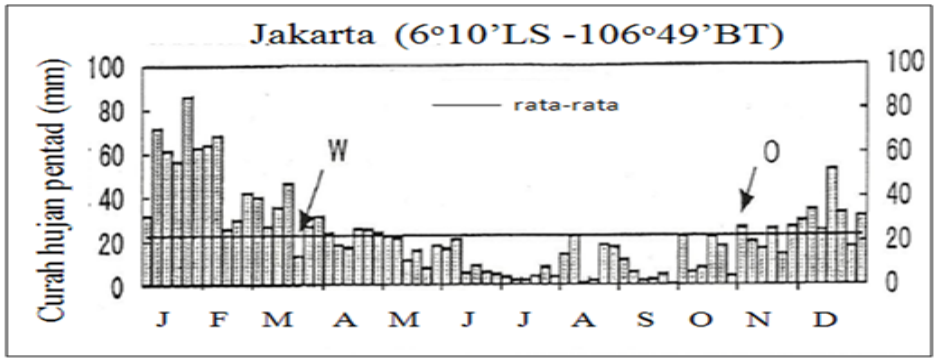
ISBN : 978-979-1458-64-1

Pontianak (0°5'LS-109°22'BT), Samarinda (0°30'LS-117°8'BT), Sicincin (3°4'LS-104°2'BT), dan Surabaya (7°13'LS-112°43'BT).

Metode untuk menganalisa data menggunakan analisa *pentad* (rata-rata lima harian) yang didefinisikan oleh (Mastumoto 1995), yang menyatakan bahwa definisi awal musim hujan adalah pada saat curah hujan pada pentad pertama melebihi pentad curah hujan rata-rata tahunannya, setelah tiga pentad berturut-turut. Sedangkan akhir musim hujan adalah curah hujan pada pentad pertama dibawah pentad curah hujan rata-rata tahunannya setelah tiga pentad berturut-turut. Definisi tersebut bisa diaplikasikan pada setiap stasiun dengan curah hujan tahunannya lebih dari 500 mm, dan berlaku untuk daerah monsun Asia.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Pemilihan lokasi penelitian berdasarkan tipe curah hujan yang terdapat di Indonesia dan sekitarnya (Bayong, 1996), yaitu Tipe A (diwakili oleh Kota Jakarta, Bulaksumur, Surabaya, Ujung Pandang, dan Dili), Tipe B diwakili oleh (Kota Banda Aceh, Sicincin, Pontianak, Samarinda, dan Biak), dan Tipe C diwakili oleh Kota Ambon. Analisa pentad dilakukan terhadap curah hujan yang terjadi di Jakarta mewakili tempat yamg mempunyai curah hujan Tipe A, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 1.



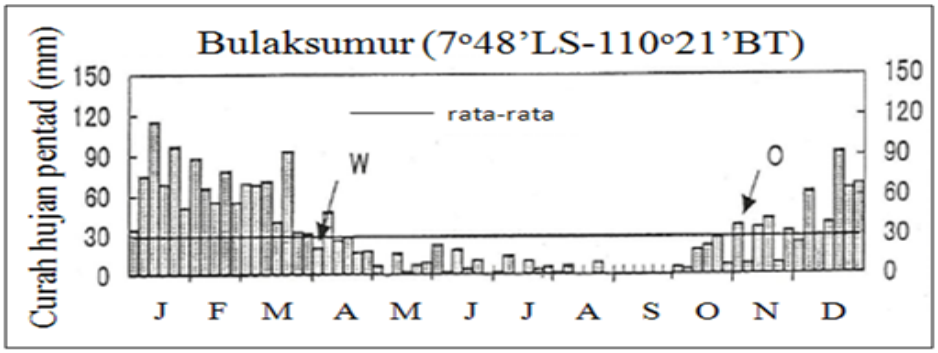
Gambar 1. Awal musim hujan (O = onset) dan akhir musim hujan (W= withdrawal) di Kota Jakarta.

Dari data curah hujan harian selama periode 20 tahun diolah menjadi data lima harian, dan jumlah pentad setiap bulan berbeda, sesuai dengan jumlah hari dari bulan tersebut. Dari hasil terlihat bahwa awal musim hujan terjadi di pentad pertama pada bulan November, sedangkan akhir musim hujan terjadi di pentad ke lima pada bulan Maret.

Gambar 2 menunjukkan hasil analisa di lokasi lain yaitu Bulaksumur-Jogjakarta (7°48'S-110°21'E) yang mempunyai curah curah Tipe A, sama seperti Kota Jakarta. Dari hasil terlihat bahwa awal musim hujan terjadi di pentad pertama pada bulan November, sedangkan akhir musim

ISBN : 978-979-1458-64-1

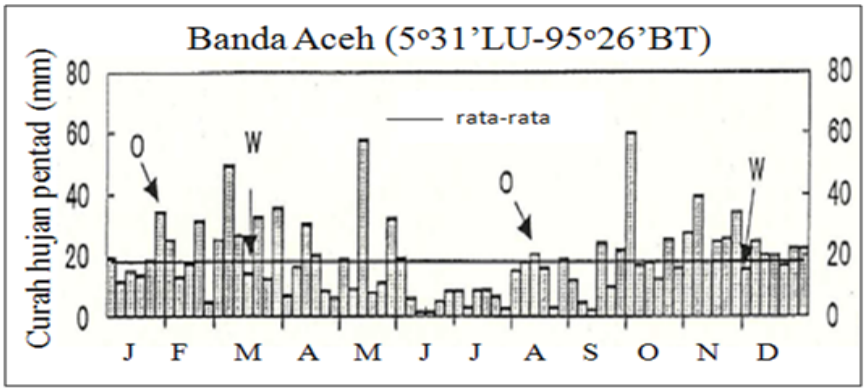
hujan terjadi di pentad ke pertama pada bulan April. Nilai rata-rata tahunan untuk curah hujan di Bulaksumur, lebih tinggi yaitu sekitar 30 mm dibandingkan dengan Jakarta yang mempunyai nilai rata-rata tahunannya sebesar 20 mm. Untuk kota lain seperti Kota Surabaya, Ujung Pandang, dan Dili tidak ditampilan karena keterbatasan halaman dalam makalah ini tetapi analisanya dijelaskan). Awal musim hujan rata-rata terjadi pada pentad-pentad bulan November dan akhir musim hujan rata-rata terjadi pada pentad-pentad bulan Maret.



Gambar 2. Awal musim hujan (O = onset) dan akhir musim hujan (W= withdrawal) di Kota Bulaksumur-Jogjakarta.

Untuk daerah yang mempunyai curah hujan Tipe B dipilih Kota Banda Aceh seperti yang terlihat pada Gambar 3. Dengan analisa pentad yang sama seperti untuk daerah yang mempunyai curah hujan Tipe A, awal musim hujan di Kota Banda Aceh terjadi di pentad pertama pada bulan Februari dan pentad ketiga pada bulan Agustus

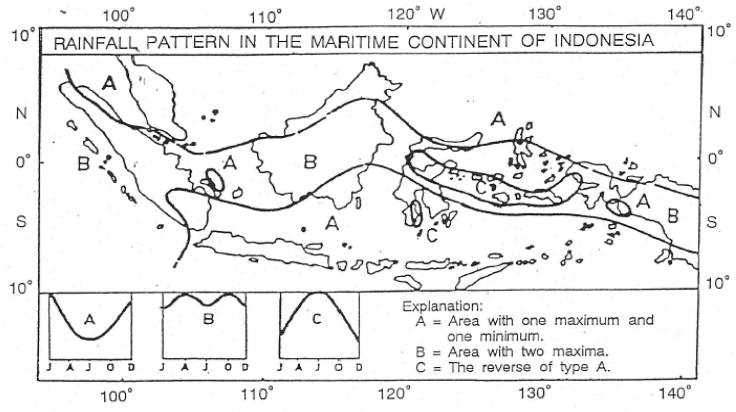
Sedangkan untuk akhir musim hujan terjadi di pentad keempat pada bulan Maret, dan pentad pertama pada bulan Desember, terlihat bahwa terjadi dua kali awal dan akhir musim hujan. Dengan melihat hari hujannya, terlihat bahwa untuk setiap bulan tidak pernah tidak terjadi hujan, artinya walaupun musim kering selalu ada hujan. nilai rata-rata tahunan untuk curah hujan di Kota Banda Aceh sebesar 20 mm.



Gambar 3. Awal musim hujan (O = onset) dan akhir musim hujan (W= withdrawal) di Kota Banda Aceh.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Menurut Bayong dan Zadrach (1996), daerah yang mempunyai curah hujan Tipe B, mempunyai dua kali puncak curah hujan seperti yang terlihat pada Gambar 4. Pola curah hujan yang terdapat di benua maritim Indonesia, dibagi menjadi tiga pola yaitu A, B, dan C seperti yang terdapat pada Gambar 4. Daerah yang mempunyai pola curah hujan Tipe A adalah daerah Sumatera, Kalimantan, Sulawesi, dan Papua bagian selatan, seluruh pulau Jawa, NTB, dan NTT. Sedangkan Tipe B adalah sebagian besar Sumatera, bagian tengah Kalimantan, Sulawesi, dan daerah Papua. Untuk Tipe C hanya terdapat di beberapa daerah lokal saja seperti daerah Sulawesi Tengah, Ambon, Seram, serta sebagian kepulauan Maluku. Sebaran pola curah hujan juga disampaikan oleh Aldrian E., 2003, yang menganalisa curah hujan dan hubungannya dengan *Sea Surface Temperature* (SST), dimana daerah Indonesia dan sekitarnya dibagi menjadi tiga daerah iklim berdasarkan karakteristik dari masing-masing daerah dan hubungannya dengan SST serta pengaruh El Niño terhadap masing-masing daerah iklim yang berbeda.



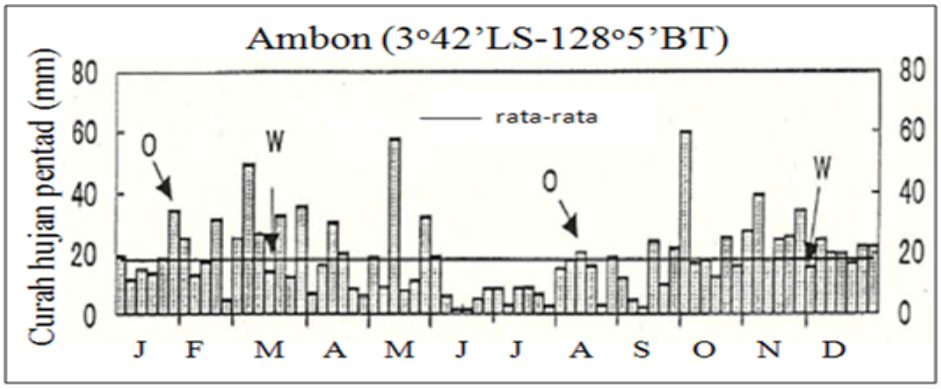
Gambar 4. Pola sebaran curah hujan di Benua Maritim Indonesia (Sumber: Bayong dan Zadrach, 1996).

Untuk kota lain seperti Kota Biak, Pontianak, Samarinda dan Sicincin (hasil dalam bentuk gambar tidak ditampilkan karena keterbatasan halaman, tetapi analisanya dijelaskan). Awal dan akhir musim hujan rata-rata terjadi dua kali dalam setahun, dan dari hasil analisa terlihat bahwa intensitas curah hujan bulanannya lebih besar dibandingkan dengan kota lain, hal ini diduga disebakan karena daerah yang mempunyai curah hujan Tipe B termasuk pada daerah kawasan hujan tropis basah, yang berarti selama satu tahun selalu terjadi hujan dengan intensitas yang cukup tinggi rata-rata melebihi 1000 mm/tahun (Matsumoto 1992, Nakazawa 1992, Wang 1994, Hamada 2002).

Untuk mewakili daerah yang memiliki curah hujan Tipe C dipilih Kota Ambon yang merupakan kebalikan dengan daerah yang mempunyai curah hujan Tipe A. Dimana awal musim

ISBN : 978-979-1458-64-1

hujan terjadi di pentad ketiga pada bulan April, sedangkan akhir musim hujan terjadi di pentad kedua pada bulan September. Nilai rata-rata tahunan untuk curah hujan di Kota Ambon sebesar 35 mm, seperti yang terlihat pada Gambar 5.



Gambar 5. Awal musim hujan (O = onset) dan akhir musim hujan (W= withdrawal) di Kota Ambon.

Dengan tipe curah hujan yang berbeda untuk beberapa daerah di kawasan Indonesia, awal musim hujan di daerah yang mempunyai curah hujan Tipe A rata-rata terjadi pada pentad-pentad bulan November dan akhir musim hujan rata-rata terjadi pada pentad-pentad bulan Maret. Untuk daerah yang mempunyai curah hujan Tipe B, penentuan awal dan akhir musim hujan tidak terlihat jelas, karena pada daerah ini selalu terjadi hujan walaupun pada saat musim kering. Sedangkan untuk daerah yang mempunyai curah hujan Tipe C, awal musim hujan rata-rata terjadi pada pentad-pentad di bulan April dan akhir musim hujan terjadi pada pentad-pentad di bulan September.

4. KESIMPULAN

Dengan tipe curah hujan yang berbeda untuk beberapa daerah di beberapa kota di Indonesia, berdasarkan data curah hujan harian rata-rata selama 20 tahun (1980-1999), awal musim hujan untuk kota-kota yang mempunyai curah hujan Tipe A rata-rata terjadi pada pentad-pentad bulan November dan akhir musim hujan rata-rata terjadi pada pentad-pentad bulan Maret. Untuk daerah yang mempunyai curah hujan Tipe B, penentuan awal dan akhir musim hujan tidak begitu jelas, karena pada daerah ini selalu terjadi hujan walaupun pada saat musim kering. Sedangkan untuk daerah yang mempunyai curah hujan Tipe C, awal musim hujan rata-rata terjadi pada pentad-pentad di bulan April dan akhir musim hujan terjadi rata-rata pada pentad-pentad di bulan September.

DAFTAR RUJUKAN

Aldrian E., and Susanto, R. D., Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature, *International Journal of Climatology*, Vol.23,

ISBN : 978-979-1458-64-1

No. 12, 1435-1452, 2003.

Bayong, T.H.K. and L.D. Zadrach., The Impact of El Niño on season in Indonesian monsoon region. *Proceeding of International workshop on the climate system of monsoon Asia*, Kyoto International Community House, Kyoto, Japan, p. 263-266, 1996.

Hamada, J.I., M.D. Yamanaka, J. Matsumoto, S. Fukao, P.A. Winarso, and T. Sribimawati., Spatial and temporal variations of the rainy season over Indonesia and their link to ENSO, *J. Meteor. Soc. Japan,* 80, 285-310, 2002.

Matsumoto, J., The seasonal changes in Asian and Australian monsoon regions. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 257-273, 1992.

Matsumoto, J., Rainfall climatology over Asian monsoon region. *Toward Global Planning of Sustainable Use of the Earth,* p. 419-422*,* 1995.

Meehl, G.A., The Annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions. *Mon. Wea. Rev*., 115, 27-50, 1987.

Nakazawa, T., Seasonal phase lock of intraseasonal variation during Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 597-611, 1992.

Sinta, B.S., The spectrum analysis of meteorological elements in Indonesia, Master Thesis, Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Graduate School of Sciences, Nagoya University, Japan, 45 pp, 1995.

Wang, B., Climatic regimes of tropical convection and rainfall. *J. Climate*, **7**, 1109-1118. 1994.

Yasunari, T. and R. Suppiah., Some Problem on the Inter-annual Variability of Indonesian monsoon rainfall. *Tropical Rainfall Measurements*, A. Deepak Publishing, p.113-121, 1988.

ISBN : 978-979-1458-64-1

IDENTIFIKASI PERUBAHAN KARAKTERISTIK CURAH HUJAN 30 TAHUNAN DI WILAYAH INDONESIA BERDASARKAN DATA GHCN

Ina Juaeni
Bidang Pemodelan Atmosfer, Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer-LAPAN
inajuaeni@yahoo.com

Abstract

This paper intended on elaborating the alteration of rainfall characteristics every 30 years period based on GHCN's (Global Historical Climatology Network) data, with 2.5^o x 3.75^o horizontal resolution. The alteration was observed through the intensities, anomalies, rainfall patterns and probability of rain occurrence. The data were taken from 1900 to 1990, which then were averaged every 30 years to observe the rainfall pattern and anomaly. To observe the intensity and probability of rain occurrence, the data were classified into: period-1 (1901-1930), period-2 (1911-1940), period-3 (1921-1950), period-4 (1931-1960), period-5 (1941-1970), period-6 (1951-1980), and period-7 (1961-1990). The result showed that an alteration of rainfall pattern, with varied value, occurred in the entire region of Indonesia. The biggest pattern alteration occurred in Aceh and the surroundings (inside a grid of 2.5^o x 3.75^o) also in Maluku. Based on 15% deviation standard, rainfall anomaly occurred in almost the entire region of Indonesia. The biggest anomaly occurred on Halmahera Island, Seram Island also in Ambon, Bangka strait, South Sulawesi, West Papua and Aceh. The probability graph also showed an alteration. Halmahera Island and Seram Island, also Ambon, Bangka strait, South Sulawesi, West Papua and Aceh showed the biggest alteration of rainfall probability. The rainfall intensity alteration occurred in the last 30 years period (1961-1990), yet, the alteration values were widely varied, from 0.58 mm/month to 89.21 mm/month. An extreme raise of rainfall, 89.21 mm/month, occurred in Papua, period 1961-1990 toward period 1931-1960.

Keywords*: rainfall, alteration, characteristic, 30 years , GHCN*

Abstrak

Makalah ini membahas perubahan curah hujan 30 tahunan dari data GHCN (Global Historical Climatology Network) dengan resolusi horisontal 2,5^o x 3,75^o. Perubahan diamati melalui intensitas, anomali, pola dan peluang kejadian hujan. Data yang digunakan adalah data dari tahun 1900 sampai dengan 1990, yang kemudian dibuat rata-rata setiap 30 tahun untuk mengamati pola dan anomali curah hujan. Sedangkan untuk mengamati intensitas dan peluang curah hujan diklasifikasikan menjadi: periode 1 (1901-1930), periode 2 (1911-1940), periode 3 (1921-1950), periode 4 (1931-1960), periode 5 (1941-1970), periode 6 (1951-1980), dan periode 7 (1961-1990). Hasilnya menunjukkan terjadi perubahan pola curah hujan di seluruh wilayah Indonesia dengan nilai yang beragam. Perubahan pola yang paling besar terjadi di Aceh dan sekitarnya (dalam grid dengan ukuran 2,5^o x 3,75^o) serta Maluku dan sekitarnya. Berdasarkan standar deviasi 15%, terjadi anomali curah hujan di hampir seluruh wilayah Indonesia. Anomali terbesar terjadi di atas Pulau Halmahera, Pulau Seram dan Ambon, Selat Bangka, Sulawesi selatan, Papua barat dan Aceh. Grafik peluang juga menunjukkan perubahan. Perubahan peluang curah hujan yang besar terjadi di Pulau Halmahera, Pulau Seram dan Ambon, Selat Bangka, Sulawesi selatan, Papua barat dan

ISBN : 978-979-1458-64-1

Aceh. Terjadi perubahan intensitas curah hujan di Indonesia pada 30 tahun terakhir (1961-1990) dan perubahannya sangat bervariasi, mulai dari 0,58 mm/bulan sampai 89,21 mm/bulan. Peningkatan curah hujan yang sangat ekstrim terjadi di Papua sebesar 89,21 mm/bulan periode 1961-1990 terhadap periode 1931-1960.

Kata Kunci: curah hujan, perubahan, karakteristik, tigapuluhtahun, GHCN

1. PENDAHULUAN

Dengan menggunakan temperatur udara sebagai indikator perubahan iklim, *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) tahun 2001 dan 2007 dalam laporannya menyatakan bahwa sejak 140 tahun lalu, rata-rata temperatur udara permukaan bumi mengalami peningkatan sekitar $0,45 \pm 0,15^{o}$C. Analisis terhadap 400 benda (pohon, karang, catatan sejarah dan inti es) yang mewakili kondisi iklim pada masa hidupnya, menunjukkan bahwa dekade 1990-an adalah dekade yang paling hangat dan abad 20 adalah abad yang paling hangat (Hulme, 1995). Selain temperatur, curah hujan menjadi indikator perubahan iklim di bumi. Secara global curah hujan total berkurang sekitar 2 sampai 3 % (Hulme and Sheard, 1999). Indikasi terjadinya perubahan curah hujan juga disampaikan oleh United State EPA (Environment Protection Agency, http://www.epa.gov/oar/, 2006), *Australian Bureau of Meteorology* (http://www.bom.gov.au/*),* 2006), serta Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC Report, 2001, 2007). Perubahan temperatur dan curah hujan yang disebutkan di atas adalah perubahan yang bersifat global. Jika perubahan tersebut terjadi dalam skala yang lebih kecil akan nampak dampaknya terhadap banyak aspek kehidupan manusia, misalnya pertanian, pariwisata, perikanan dan lain-lain. Terkait hal itu, maka tulisan ini memberikan contoh langkah konfirmasi perubahan iklim untuk skala ruang meso di wilayah Indonesia dan skala waktu 30 tahunan.

2. DATA DAN METODE

Untuk mengidentifikasi perubahan iklim, khususnya perubahan curah hujan di Indonesia, dilakukan analisis statistik terhadap data curah hujan bulanan dengan resolusi 2,5 x 3,75 derajat tahun 1900 s/d 1990. Data berasal dari *Global Historical Climatology Network* (GHCN). Data tersebut dikumpulkan dari 11800 stasiun cuaca di seluruh dunia. Untuk wilayah Indonesia ada 47 grid yang diamati. Pengolahan data dilakukan dengan tahapan berikut. Pertama, dibuat rata-rata 30 tahunan setiap bulan, untuk periode 1901-1930, 1931-1960,1961-1990. Dari rata-rata tersebut kemudian dibuat kurvanya untuk mengamati pola curah hujan. Dengan menggunakan deviasi

ISBN : 978-979-1458-64-1

standar 15 % (Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika/BMKG) dari rata-rata 30 tahunan, ditentukan anomali dan besar anomali (intensitas) curah hujan. Kedua, dibuat rata-rata 30 tahunan setiap bulan dengan klasifikasi: periode 1 (1901-1930), periode 2 (1911-1940), periode 3 (1921-1950), periode 4 (1931-1960), periode 5 (1941-1970), periode 6 (1951-1980), dan periode 7 (1961-1990) untuk menentukan grafik peluang.

3. HASIL

3.1 Perubahan Pola Curah Hujan

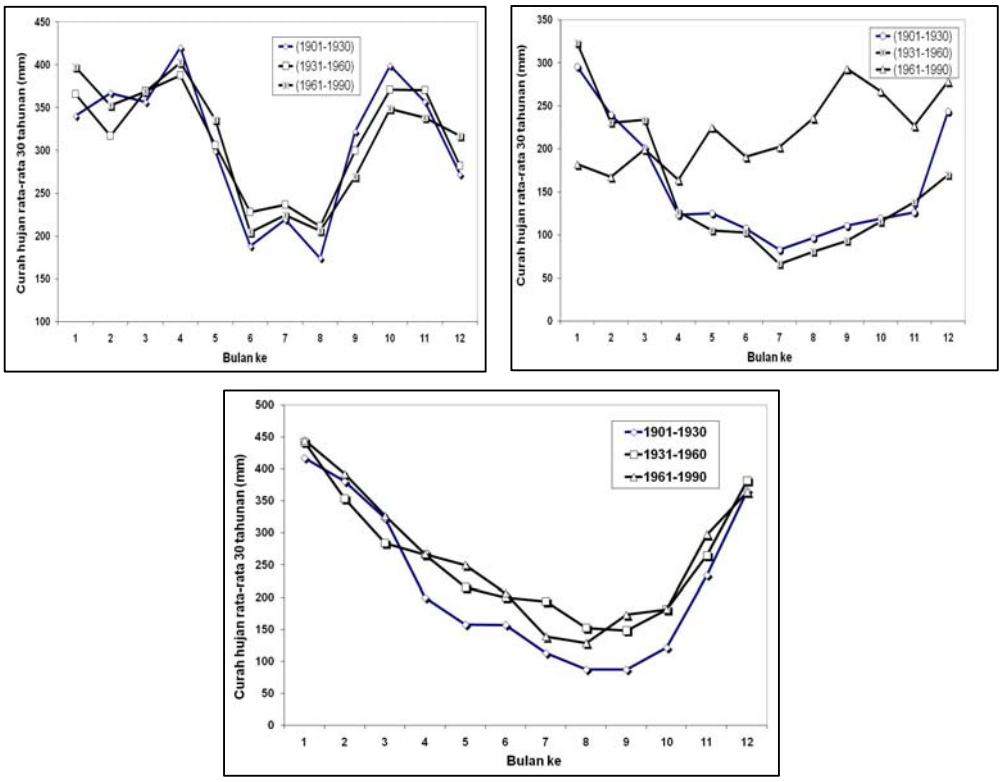
Untuk grid-grid di atas Pulau Jawa tiga kurva curah hujan rata-rata 30 tahunan (I. 1901-1930, II.1931-1960, III. 1961-1990) menunjukkan pola yang hampir seragam (Gambar 1 atas kiri). Kondisi seperti ini hampir meliputi seluruh wilayah pengamatan di Indonesia kecuali grid di atas wilayah Aceh dan Kepulauan Maluku. Pada grid di atas Aceh perubahan pola sangat ekstrim terutama pada periode 1961-1990 (Gambar 1 atas bawah). Di Sulawesi utara (Gambar 1 bawah) pola curah hujan berubah namun tidak sebesar perubahan di Aceh dan Maluku.

3.2 Anomali Curah Hujan

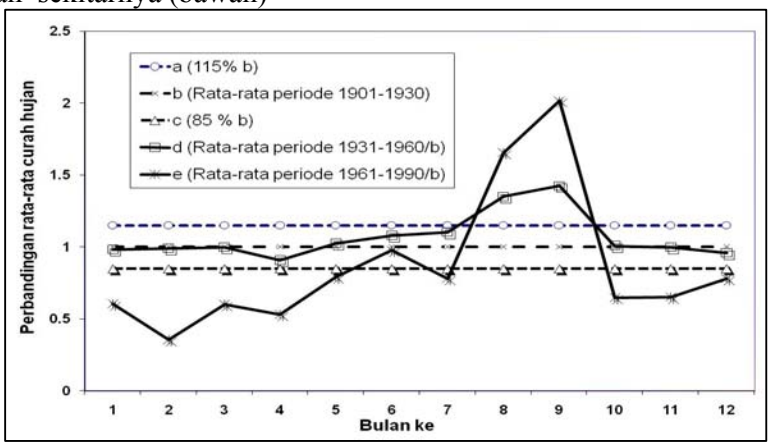
Dengan menjadikan periode 1901-1930 (periode I) sebagai standar, nampak bahwa anomali curah hujan terjadi hampir diseluruh lokasi pengamatan baik pada periode II (1931-1960) maupun periode III (1961-1990) dengan prosentase bervariasi.

Anomali terbesar terjadi di atas Pulau Halmahera, Pulau Seram dan Ambon, Selat Bangka, Sulawesi selatan, Papua barat dan Aceh. Sebagai contoh diperlihatkan anomali curah hujan di Papua Barat (Gambar 2). Pada Gambar 2 ditunjukkan bahwa di atas Papua barat, curah hujan pada periode II (1931-1960) mengalami kenaikan terhadap periode I(1901-1930) pada bulan ke-8 dan ke-9, pada akhir tahun menunjukkan penurunan, baik terhadap kondisi 1901-1930 maupun terhadap deviasi yang ditoleransi (garis batas atas dan batas bawah : 0,85 dan 1,15). Curah hujan berada di bawah normal berlangsung sampai periode III (bulan ke 5), curah hujan meningkat tajam pada bulan ke-8 dan 9, selanjutnya pada bulan ke-10 sampai bulan ke-12 curah hujan berada di bawah normal. Kuantitas anomali untuk setiap grid tidak sama, tetapi hampir seluruh grid menunjukkan ada anomali baik pada periode II maupun III.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 1. Pola curah hujan 30 tahunan di Pulau Jawa (atas kiri), pola curah hujan 30 tahunan di Aceh dan sekitarnya (atas kanan), pola curah hujan 30 tahunan di Sulawesi utara dan sekitarnya (bawah)



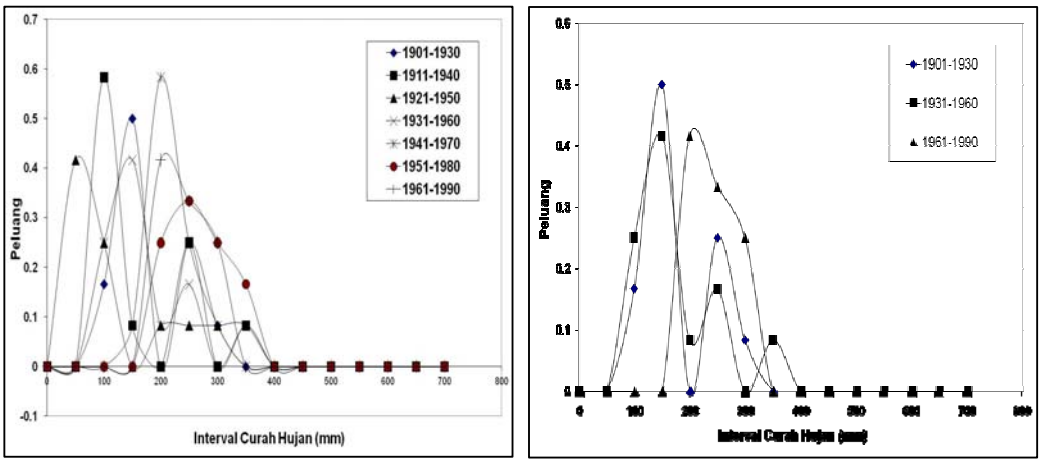
Gambar 2. Anomali curah hujan 30 tahunan di Papua barat dan sekitarnya.

3.3. Perubahan Peluang Kejadian Curah Hujan

Kajian perubahan curah hujan dengan menggunakan peluang menunjukkan hasil yang hampir sama dengan dua metode terdahulu. Perubahan peluang curah hujan yang besar terjadi di Pulau Halmahera, Pulau Seram dan Ambon, Selat Bangka, Sulawesi selatan, Papua barat dan Aceh. Uraian berikut adalah contoh kejadian perubahan peluang di Aceh (Gambar 3), peluang terbesar

ISBN : 978-979-1458-64-1

(0,4-0,6) pada periode 1(1901-1930) s/d periode 4 (1931-1960) untuk interval curah hujan 50 -150 mm/bulan. Pada periode 5, 6 dan 7 ada sedikit pergeseran puncak peluang menuju curah hujan 200 - 250 mm/bulan. Peluang terjadinya curah hujan tinggi tidak dominan.



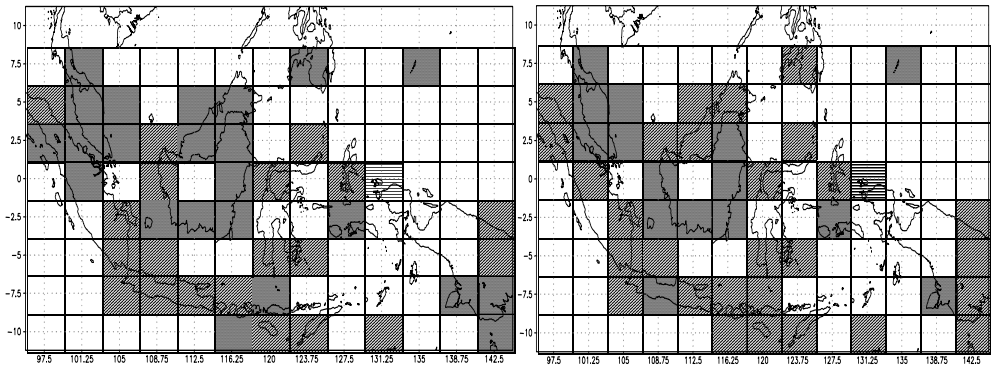
Gambar 3. Perubahan peluang curah hujan di Aceh untuk seluruh periode klasifikasi 1 s/d 7 (kiri) dan untuk periode 1, 4 dan 7 (kanan)

3.4 Perubahan Intensitas Curah Hujan

Gambar 4 a menunjukkan perubahan curah hujan rata-rata periode tahun 1961-1990 terhadap periode 1901-1930. Di Pulau Sumatera, Pulau Jawa (kecuali Jawa Tengah) dan Sulawesi, Maluku, Halmahera pada umumnya curah hujan bertambah. Peningkatan curah hujan yang sangat ekstrim terjadi di atas Aceh sebesar 63,31 mm/bulan. Di sebagian Sumatera barat, Pulau Kalimantan, Jawa Tengah, NTT dan Irian terjadi pengurangan curah hujan. Pengurangan ini berkisar 0,59 sampai 30,52 mm/bulan (grid warna hitam/gelap). Curah hujan berkurang sampai 80,08 mm/bulan terjadi di wilayah Papua barat dan Pulau Halmahera (grid ditandai garis horisontal).

Gambar 4 b menunjukkan perubahan curah hujan rata-rata periode 1961-1990 terhadap periode 1931-1960. Terjadi peningkatan curah hujan di wilayah Sumatera utara, Sumatera selatan, sebagian besar Pulau Jawa, Pulau Sulawesi, Bali, Lombok, Sumbawa dan sebagian Kalimantan barat. Kenaikan yang ekstrim terjadi di Aceh dan sekitarnya, mencapai 70,34 mm/bulan. Sedangkan penurunan curah hujan terjadi di Sumatera barat dan tengah, Pantai selatan Bali, Flores dan laut Flores, Kalimantan utara, timur dan selatan, Pulau Seram, laut Seram dan Ambon. Penurunan curah hujan ekstrim terjadi di Papua barat dengan intensitas 89,21 mm/bulan.

ISBN : 978-979-1458-64-1



(a) **(b)**

Gambar 4. a. Perubahan curah hujan periode 1961s/d1990 terhadap periode 1901 s/d 1930,
b. Perubahan curah hujan periode 1961 s/d 1990 terhadap periode 1931 s/d 1960 (garis miring: curah hujan bertambah, garis horisontal: curah hujan berkurang sangat banyak , hitam: curah hujan berkurang)

4. PEMBAHASAN

Telah dinyatakan bahwa fluktuasi curah hujan di Indonesia banyak dipengaruhi oleh kondisi laut/perairan atau lebih khusus lagi adalah suhu muka laut di sekitarnya (Aldrian dan Susanto, 2003; Mc. Bride, 1999; Hendon, 2003; Saji *et al.,* 1999). Akan tetapi jika perubahan pola curah hujan di Aceh dikaitkan dengan kejadian ENSO kurang tepat. Karena, wilayah tersebut jauh dari kolam hangat (*warm pool*) Pasifik. Hal ini didukung oleh penelitian Aldrian dan Susanto (2003), Chang *et al.* (2004) yang menyatakan bahwa korelasi ENSO dan curah hujan di wilayah Sumatera sangat lemah. Fenomena ENSO juga tidak berdampak pada seluruh lokasi yang berdekatan dengan kolam hangat (laut Pasifik), contohnya curah hujan di Maluku. Di Sulawesi utara pola curah hujan tidak berubah secara ekstrim seperti di Aceh dan Maluku. Dengan demikian maka diperkirakan ada *trigger* lain yang menyebabkan curah hujan di Aceh berubah polanya. Diduga faktor lokal (permukaan) dapat menjadi pemicu perubahan tersebut, namun diperlukan penelitian lebih lanjut untuk memastikannya.

5. KESIMPULAN

Curah hujan di wilayah Indonesia dalam periode 1900 sampai 1990, mengalami perubahan. Perubahan pola yang ekstrim teramati di Aceh dan Kepulauan Maluku. Ada anomali curah hujan pada periode tahun 1931-1960 dan 1961-1990 dibanding periode 1901-1930. Peluang curah hujan cenderung meningkat pada curah hujan dengan intensitas besar. Intensitas pada 30 tahun terakhir mengalami perubahan dibanding periode 30 tahun sebelumnya. Penyebab yang pasti dari perubahan curah hujan 30 tahunan ini perlu dikaji lebih lanjut.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DAFTAR RUJUKAN

Aldrian, E. and Susanto, R. D., Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature. Int. Climato., 23: 1435-1452, 2003.

Bride, Mc., Indonesia, Papua New Guinea and tropical Australia: the southern hemisphere monsoon. Met. Monograph 49. AMS, Boston, 89-98, 1999.

Chang, C.-P., Wang, Zhuo, Ju, Jianhua, Li, Tim, On the Relationship between Western Maritime Continent Monsoon Rainfall and ENSO during Northern Winter. Journal of Climate, Vol. 17, 665-672, 2004.

Hulme, Estimating Global Changes in Precipitation. Weather, Vol. 50 No. 2, 1995.

Hulme and Sheard, Climate Change Scenarios for Indonesia. Climate Research Unit Norwich UK, 1999.

Hendon, Indonesian rainfall variability: impacts of ENSO and local sea-air interaction, Journal of Climate, 16, 1775-1790, 2003.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) Third Assessment Report, Climate Change, 2001.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) Fourth Assessment Report, Climate Change, 2007.

Saji, N.H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N. and Yamagata, Y., A dipole mode in the tropical Indian Ocean. Nature Vol. 401, 1999.

ISBN : 978-979-1458-64-1

OSILASI CURAH HUJAN DI BEBERAPA LOKASI DI WILAYAH INDONESIA DENGAN ELEVASI BERBEDA

Ina Juaeni
Bidang Pemodelan Atmosfer, Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer-LAPAN
inajuaeni@yahoo.com

Abstract

This paper aimed to elaborate on rainfall oscillation determined by wavelet transformation method on 21 locations in Indonesia. The regions include Sumatera Island (5 locations), Kalimantan Island (4 locations), Sulawesi Island (1 location), Irian Island (2 locations), Java Island (7 locations), Bali and NTT (2 locations). The data obtained from rainfall data were classified into 5 days period from 1995 to 2005. This study includes long, everage and short term oscillations. The observed long term oscillation occured between 2 years until 4 years. Three until four years oscillation appeared in Padang, Lampung, Denpasar, Banjarbaru, Palangkaraya and Sentani. While 2 years long oscillation were identified in Manokwari and Bogor. Annual rainfall oscillation were found in 17 locations, which were Palembang, Lampung, Denpasar, Bandung, Bogor, Jakarta, Semarang, Yogyakarta, Surabaya, Banyuwangi, Banjarmasin, Balikpapan, Banjarbaru, Palangkaraya, Makassar, Sentani and Waingapu. Average term rainfall oscillation (less than a year) occurred in Aceh, Padang, Jambi, Palembang, Bandung, Bogor, Balikpapan, Palangkaraya, Sentani and Manokwari. In Padang and Balikpapan, Aceh and Jambi observed short term oscillation (50 days). The term of oscillation linked to elevation of the site showed that long term rainfall oscillation were related to the low elevation level, similar topography and the sites generally detected with only one rainfall oscillation. Medium elevation and high elevation were related to rainfall with more than one oscillation start from daily, seasonal to annual. On a site with high elevation, more than 3 years oscillation did not occur.

Keywords: *rainfall, 5 days, oscillation, elevation, wavelet transformation*

Abstrak

Tulisan ini membahas osilasi curah hujan yang ditentukan berdasarkan metode transformasi wavelet untuk 21 lokasi di wilayah Indonesia. Lokasi-lokasi tersebut meliputi Pulau Sumatera (5 lokasi), Pulau Kalimantan (4 lokasi), Pulau Sulawesi (1 lokasi), Pulau Irian (2 lokasi), Pulau Jawa (7 lokasi), Bali dan NTT (2 lokasi). Data yang digunakan adalah data curah hujan lima harian dari tahun 1995 sampai dengan tahun 2005. Kajian ini mencakup osilasi panjang, menengah dan juga osilasi pendek. Osilasi panjang yang teramati berkisar antara 2 tahun sampai dengan 4 tahunan. Osilasi 3 sampai 4 tahun tampak di Padang, Lampung, Denpasar, Banjarbaru, Palangkaraya dan Sentani. Sedangkan osilasi dua tahunan teridentifikasi di Manokwari dan Bogor. Osilasi curah hujan setahunan teramati di 17 lokasi (yaitu Palembang, Lampung, Denpasar, Bandung, Bogor, Jakarta, Semarang, Yogyakarta, Surabaya, Banyuwangi, Banjarmasin, Balikpapan, Banjarbaru, Palangkaraya, Makassar, Sentani dan Waingapu). Osilasi curah hujan menengah (kurang dari setahun) terdeteksi di Aceh, Padang, Jambi, Palembang, Bandung, Bogor, Balikpapan, Palangkaraya, Sentani dan Manokwari. Di Padang, Balikpapan, Aceh dan Jambi teramati osilasi pendek (50 harian). Kajian osilasi curah hujan yang dikaitkan dengan elevasi lokasi pengamatan menunjukkan osilasi panjang curah hujan berkaitan dengan elevasi yang rendah, topografi yang seragam dan pada umumnya lokasi tersebut hanya memiliki satu osilasi curah hujan. Elevasi menengah dan elevasi tinggi berkaitan dengan curah hujan dengan lebih dari satu osilasi ulang

ISBN : 978-979-1458-64-1

mulai dari harian, musiman sampai tahunan. Curah hujan di lokasi dengan elevasi yang tinggi tidak mempunyai osilasi ulang di atas 3 tahun.

Kata Kunci: curah hujan, lima harian, osilasi, elevasi, transformasi wavelet

1. PENDAHULUAN

Periode curah hujan adalah salah satu parameter curah hujan. Kajian terhadap periode curah hujan di wilayah Indonesia sebelumnya menghasilkan periode dominan setahunan (*annual*) (Aldrian dan Susanto, 2003), periode tinggi lebih dari setahun (*interannual*) (Haylock dan Mc Bride, 2001) dan periode beberapa bulan sampai harian (Hamada *et al*., 2003). Periode setahunan berkaitan dengan perubahan pemanasan permukaan akibat perubahan posisi matahari dalam skala kurang lebih setahun, periode *interannual* berkaitan dengan fenomena *ENSO, La Niña, Dipole Mode* dan arus lintas Indonesia (ARLINDO) dengan periode 2-7 tahun, sementara periode bulanan antara 30- 60 hari atau sering disebut Osilasi Madden Julian berkaitan dengan periode interaksi atmosfer-laut di lautan tropis.

Curah hujan, baik intensitas maupun periodenya dipengaruhi oleh proses fisis dan dinamis di atmosfer. Sementara itu salah satu faktor yang berpengaruh pada proses fisis dan dinamis atmosfer adalah bentuk permukaan atau dengan kata lain topografinya. Ada tiga proses yang menghubungkan curah hujan dengan topografi. Yang pertama adalah pembelokan angin yang membawa masa lembap dalam arah vertikal karena faktor topografi. Kedua, topografi menyebabkan terjadi perubahan sistem tekanan rendah. Ketiga, topografi tertentu mendorong terjadinya arus konveksi lokal (Bonacina dalam Basist *et al*., 1994). Keterkaitan curah hujan dan topografi juga diteliti oleh Roe *et al.* (2003), Basist *et al.* (1994), Konrad (1996) dan Hamada *et al.* (2003). Dalam studi-studi tersebut ditunjukkan bahwa pada umumnya curah hujan mempunyai intensitas yang tinggi di tempat dengan elevasi tinggi. Tulisan ini adalah kajian serupa tetapi untuk hubungan periode curah hujan dengan elevasi di wilayah Indonesia.

2. METODE

Data yang digunakan dalam kajian ini adalah data curah hujan lima harian (pentad) selama 11 tahun (1995-2005) untuk 21 lokasi di Indonesia (**Tabel 1**) meliputi Pulau Sumatera (5 lokasi), Pulau Kalimantan (4 lokasi), Pulau Sulawesi (1 lokasi), Irian (2 lokasi), Pulau Jawa (7 lokasi), Bali dan NTT (2 lokasi). Selain itu digunakan data elevasi untuk setiap lokasi (Sumber data curah hujan dan elevasi: Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika/BMKG). Kondisi topografi lokasi

ISBN : 978-979-1458-64-1

pengamatan dengan elevasi rendah pada umumnya adalah daerah tepi pantai yang dikelilingi dataran rendah, kecuali Padang yang dikelilingi pegunungan. Lokasi pengamatan dengan elevasi menengah pada umumnya dikelilingi dataran rendah, kecuali Sentani yang dikelilingi dataran menengah dan tinggi. Lokasi dengan elevasi tinggi pada umumnya dikelilingi dataran tinggi.

Dengan metode Transformasi Wavelet Terbobot Z (*WWZ*) (Foster, 1996) dan *Wavelet Software* (Torrence and Compo, 1998) ditentukan periode dan periode dominan, yaitu periode yang kemunculannya lebih dari satu kali atau periode dengan daya spektrum yang tinggi.

3. HASIL

Osilasi curah hujan *interannual* (tahun ke tahun) teramati di Padang, Denpasar, Balikpapan, Palembang, Banjarbaru, Makassar, Jambi, Palangkaraya, Lampung, Sentani, Bogor, Manokwari dan Bandung (lihat **Tabel 1**). Periode *interannual* yang teramati di wilayah pengamatan berkisar antara 1,5 tahun sampai dengan 4 tahunan.

Periode 3–4 tahun terdeteksi relatif kuat di Padang, Lampung, Denpasar, Banjarbaru, Palangkaraya dan Sentani. Periode 3-4 tahun ini sama dengan periode kemunculan fenomena *ENSO, La Niña, Dipole Mode* atau arus lintas Indonesia. Sedangkan osilasi dua tahunan teridentifikasi di Manokwari dan Bogor. Periode dua tahunan ini sama dengan periode QBO (*Quasi Biennial Oscillation*) yaitu osilasi sekitar dua tahunan dari angin timur dan barat yang terjadi di stratosfer tropis.

Osilasi curah hujan setahunan teramati di 17 lokasi (yaitu Palembang, Lampung, Denpasar, Bandung, Bogor, Jakarta Semarang, Yogyakarta, Surabaya, Banyuwangi, Banjarmasin, Balikpapan, Banjarbaru, Palangkaraya, Makassar, Sentani dan Waingapu). Osilasi curah hujan bulanan (kurang dari setahun) terdeteksi di Aceh, Padang, Jambi, Palembang, Bandung, Bogor, Balikpapan, Palangkaraya, Sentani dan Manokwari.

Di Padang, Balikpapan, Aceh dan Jambi teramati osilasi rendah 50 harian. Daya spektrum tertinggi terjadi di Aceh pada tahun 1999 dan 2002 (**Gambar 1**). Osilasi 25 harian teramati di Padang dengan sinyal yang cukup kuat (daya spektrum tinggi).

4. PEMBAHASAN

Kajian periodisitas curah hujan yang dikaitkan dengan elevasi lokasi pengamatan menunjukkan bahwa pada umumnya lokasi dengan elevasi rendah (00 – 05 m) mempunyai osilasi curah hujan dengan periode menengah yaitu satu tahunan *(annual*). Umumnya, lokasi ini terletak di wilayah Indonesia bagian selatan. Periode ulang setahunan ini terjadi karena curah hujan di lokasi-

ISBN : 978-979-1458-64-1

lokasi tersebut sangat tergantung pada perubahan pemanasan permukaan. Dengan kata lain di lokasi-lokasi dengan elevasi rendah, faktor lokal (misalnya sirkulasi udara karena faktor orografi), sirkulasi dengan skala waktu harian (angin darat/laut) dan faktor skala meso (*ENSO, La Niña, Dipole Mode* dll.) tidak terlalu dominan. Perkecualian terjadi di Padang, Denpasar dan Balikpapan periode curah hujan yang teramati tidak hanya periode satu tahunan tetapi ada juga periode rendah dan periode tinggi. Hal ini disebabkan tiga lokasi tersebut memiliki topografi yang unik. Padang terletak dekat dengan pantai dan dibatasi oleh Bukit Barisan, sehingga selain hujan berasal dari proses pemanasan permukaan, hujan juga dapat dihasilkan dari proses kenaikan massa udara dalam skala lokal karena faktor orografi dan faktor angin laut. Faktor lokal ini berfluktuasi dalam periode kurang dari setahun. Selain itu periode curah hujan di Padang juga berkaitan dengan proses interaksi laut-atmosfer, *Dipole Mode*, karena letaknya yang berdekatan dengan lautan India. Denpasar lokasinya relatif berdekatan dengan kolam air hangat di Pasifik sehingga curah hujan di Denpasar juga dipengaruhi oleh fenomena *ENSO*. Denpasar tidak dipengaruhi oleh sirkulasi dengan periode rendah (misal: angin laut). Balikpapan berdekatan dengan pantai. Jadi selain faktor posisi matahari, perubahan sifat massa udara dari darat yang berinteraksi dengan massa udara dari laut juga turut mempengaruhi curah hujan di Balikpapan, sehingga menghasilkan periode curah hujan rendah 50 harian sampai periode tinggi 900 harian. Jadi meskipun tiga lokasi tersebut memiliki kesamaan elevasi dan lokasi yang berdekatan dengan pantai tetapi perbedaan topografi lingkungan sekitarnya menimbulkan perbedaan karakter curah hujannya.

Tabel 1: Periode dominan curah hujan untuk 21 lokasi pengamatan

Elevasi (m dpl)		Lokasi	Periode (hari)		
			Rendah	**Menengah**	**Tinggi**
Rendah	0	1. Banjarmasin	-	375	-
	2	2. Padang	25,50	100, 125, 250	450, 900, 1250
	3	3. Semarang	-	375	-
	3	4. Denpasar	-	375	1375
	3	5. Surabaya	-	375	-
	3	6. Balikpapan	50	200, 350	900
	5	7. Jakarta	-	375	-
	5	8. Banyuwangi	-	375	-
Menengah	10	9. Waingapu	-	375	-
	11	10. Palembang	-	150, 350	650
	12	11. Banjarbaru	-	375	1250
	14	12. Makassar	-	375	900
	21	13. Aceh	50	200, 300	-
	26	14. Jambi	50	250	500, 625
	27	15. Palangkaraya	-	375	1500
	85	16. Lampung	-	375	1375
	92	17. Sentani	-	125, 375	625, 1250

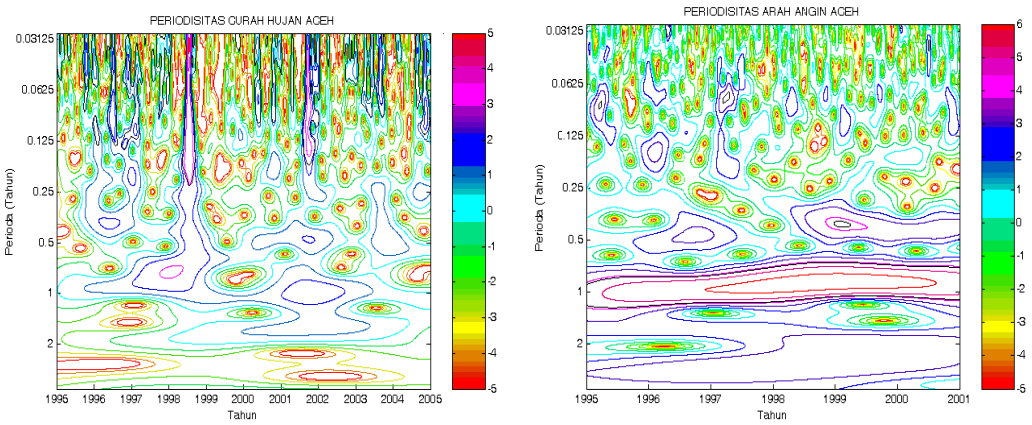
ISBN : 978-979-1458-64-1

Tinggi	122	18. Yogyakarta	-	375	-
	250	19. Bogor	-	150, 375	600
	264	20. Manokwari	75	300	500, 600, 750
	791	21. Bandung	-	150, 375	750

Keterangan : dpl = di atas permukaan laut

Lokasi dengan elevasi menengah (antara 10 m sampai <100 m) mempunyai periode ulang curah hujan mulai dari interannual sampai intraannual. Di wilayah Pulau Sumatera ditemukan periode Osilasi Madden Julian (50 harian) dan sinyal paling kuat teramati di Aceh (**Gambar 1 kiri**). *MJO* terjadi karena interaksi atmosfer-laut. *MJO* secara efektif mempengaruhi sirkulasi atmosfer sepanjang tropis dan subtropis dan sirkulasi atmosfer di Pasifik Utara dan Amerika barat daya (Madden Julian, 1994). Curah hujan dengan frekuensi yang tinggi tersebut dimungkinkan terjadi di Aceh karena Aceh merupakan lokasi di wilayah Indonesia yang terletak paling utara yang berbatasan langsung dengan Samudera Hindia, dimana *MJO* ini berasal (Donald *et al.*, 2006). Alasan lain yang memperkuat pernyataan tersebut adalah bahwa osilasi 50 harian itu juga teramati pada arah angin permukaan (**Gambar 1 kanan**). Kesesuaian ini menunjukkan bahwa curah hujan di Aceh berkaitan dengan sirkulasi permukaan dan MJO. Di Aceh tidak ditemukan periode lebih dari satu tahunan (*interannual oscillation*), juga tidak ditemukan osilasi tersebut pada angin permukaan (**Gambar 1 kanan**). Elevasi yang sedikit lebih tinggi dibanding lokasi sebelumnya, menjadikan faktor yang berpengaruh pada curah hujan tidak hanya dari faktor permukaan saja tapi juga dari faktor orografi dan sirkulasi di lapisan atas.

Pada lokasi-lokasi dengan elevasi yang tinggi seperti di Bogor, Bandung, Yogyakarta dan Manokwari (>100 m) tidak ditemukan periode curah hujan di atas 3 tahun seperti yang ditemukan di lokasi dengan elevasi menengah dan beberapa lokasi dengan elevasi rendah. Ini menjadi indikator bahwa ENSO, La Niña, Dipole Mode atau ARLINDO dengan periode lebih dari 3 tahun tidak berpengaruh pada curah hujan di lokasi dengan elevasi tinggi.



Gambar 1. Periodisitas curah hujan (kiri) dan arah angin permukaan di Aceh (kanan)

ISBN : 978-979-1458-64-1

5. KESIMPULAN

Curah hujan di Indonesia, pada umumnya (17 dari 21 lokasi) memiliki periode satu tahunan yang dominan dibanding periode harian dan periode lebih dari satu tahunan. Periode curah hujan dalam skala waktu harian dan lebih dari satu tahunan terdeteksi di beberapa lokasi. Periode harian teramati di beberapa lokasi di Sumatera, Kalimantan serta Manokwari, atau di wilayah Indonesia bagian utara. Elevasi yang rendah dengan topografi yang seragam mempunyai periode curah hujan tunggal, yaitu satu tahunan. Elevasi rendah dengan topografi tidak seragam dan elevasi menengah mempunyai curah hujan dengan periode lebih dari satu yaitu harian, musiman dan tahunan. Curah hujan dengan periode ulang di atas 3 tahun tidak terdeteksi pada lokasi dengan elevasi yang tinggi.

DAFTAR RUJUKAN

Aldrian, E. dan R. D. Susanto, Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature. Int. J. Climatol., 23, 2003.

Basist, A. and Bell, G. D., Statistical relationships between topography and precipitation patterns. J. Climate, **7,** 1994.

Donald, A., Meinke, H., Power, B., Maia, Wheeler, M. C., White, N., Stone, R. C. and Ribbe, J., Near-global impact of the Madden-Julian Oscillation on rainfall. Geophys. Res. Lett., 33, 2006.

Foster, G., Wavelets for Period Analysis of Unevenly Sampled Time Series. The Astronomical Journal, Vol 112, No. 4, 1996.

Haylock, M. dan Mc Bride, J., Spatial coherence and predictability of Indonesian wet season rainfall. J. of Climate, 14, 18, 2001.

Hamada, J. I., Yamanaka, M. D., Mori, S., Tauhid, Y. I., Sribimawati, T., Intraseasonal rainfall variations in a mountainous region of Sumatera Island, Indonesia. Geophysical Reasearch Abstract, Vol. 5, 2003.

Konrad, C. E., Relationships between precipitation event types and topography in the Southern Blue Ridge Mountains of the southeastern USA. Int. J. Climatol., **16,** 1996.

Madden, R. A. and Julian, P. R., Observations of the 40-50-day tropical oscillation. A review. Mon. Weather Rev., Vol. 122, No.5, 1994.

Roe, G. H., Montgomery, D. R. and Hallet, B., Orographic precipitation and the relief of mountain ranges. J. of Geoph. Res., Vol. 108, No. B6, 2003.

Torrence, C dan Compo, G. P., A practical guide to wavelet analysis. Bulletin of the Am. Met. Soc., 79, 1, 1998.

ISBN : 978-979-1458-64-1

PENGARUH CURAH HUJAN TERHADAP POTENSI LONGSOR DI DAERAH ALIRAN SUNGAI (DAS) CITARUM

Indah Susanti, Sinta Berliana Sipayung, Nani Cholianawati, Soni Aulia Rahayu, Lilik Slamet S., Rachmat Sunarya
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer – LAPAN
indahpl@gmail.com

Abstract

In Indonesia, the dominant influence on the occurrence of landslides are rainfall. Related to that, this study focused on the problem of landslide occurrence resulting from high intensity rainfall or extreme rainfall. The data used is the daily rainfall (mm / day) and daily avalanche events from 2000 and 2010. Rainfall data used is estimated from the TRMM satellite with a spatial resolution of 0.25 ° x 0.25 °. In addition to rainfall, other factors that influence the incidence of landslides is the effective depth of soil, land slope, soil type and land use dioverlay using geographic information systems to obtain the classification level of vulnerability. The method used is the determination of the threshold values of precipitation at the time of the slide so it can be identified value in rainfall events can cause landslides. Determination of threshold rainfall is performed for each category of vulnerability. Based on the analysis and verification, it is concluded that the resulting formula is based on the estimation of rainfall data TRMM data can be used to detect events Citarum landslide.

Keywords : *Rainfall, landslide, DAS Citarum, TRMM*

Abstrak

Di Indonesia, yang dominan mempengaruhi terjadinya longsor adalah curah hujan. Terkait dengan itu, penelitian ini difokuskan pada masalah kejadian longsor akibat dari intensitas curah hujan yang tinggi atau curah hujan ekstrim. Data yang digunakan adalah curah hujan harian (mm/hari) dan kejadian longsor harian dari tahun 2000 dan 2010. Data curah hujan yang digunakan merupakan hasil estimasi dari satelit TRMM dengan resolusi spasial $0{,}25^o$ x $0{,}25^o$. Selain curah hujan, faktor lain yang mempengaruhi kejadian longsor adalah kedalaman efektif tanah, kelerengan tanah, jenis tanah dan penggunaan lahan yang dioverlay dengan menggunakan sistem informasi geografis untuk memperoleh klasifikasi tingkat kerentanan. Metode yang digunakan adalah penentuan nilai ambang curah hujan pada saat kejadian longsor sehingga dapat diidentifikasi nilai curah hujan yang dapat menimbulkan kejadian longsor. Penentuan nilai ambang curah hujan tersebut dilakukan untuk setiap kategori kerentanan. Berdasarkan hasil analisis dan verifikasi, diperoleh kesimpulan bahwa formula yang dihasilkan berdasarkan data curah hujan hasil estimasi dengan data TRMM dapat digunakan untuk mendeteksi kejadian-kejadian longsor di DAS Citarum.

Kata kunci : Curah hujan, longsor, DAS Citarum, TRMM

1. PENDAHULUAN

Longsor merupakan fenomena geologi dan menjadi salah satu bencana yang paling tersebar di berbagai permukaan bumi. Fenomena ini ditunjukkan dengan adanya pergerakan tanah dalam skala luas, baik dalam bentuk jatuhnya bebatuan, kegagalan lereng ataupun aliran debris yang

ISBN : 978-979-1458-64-1

dangkal, yang dapat terjadi di lingkungan daratan, pantai maupun laut. Dalam pergerakan tanah tersebut, gravitasi merupakan kekuatan pengendali utama, dan faktor lain berkontribusi dan mempengaruhi kestabilan awal dari lereng.

Longsor seringkali menimbulkan dampak yang besar dalam berbagai aspek (kematian, aspek sosial, finansial, kerusakan infrastruktur, dan sebagainya). Untuk itu diperlukan usaha untuk meminimasi dampak dengan berusaha mendeteksi secara dini kemungkinan terjadinya longsor.

Tanah longsor yang dipicu oleh hujan mungkin dapat dikaji potensinya secara real time dengan menggunakan integrasi data antara intensitas curah hujan-durasi ambang batas dan informasi yang terkait dengan kerentanan permukaan tanah. Namun, tidak ada sistem, baik di tingkat nasional maupun skala global, untuk memantau atau mendeteksi kondisi curah hujan yang dapat memicu longsor, yang disebabkan kurangnya informasi mengenai tanah dan curah hujan berbasis jaringan. Kemajuan dalam teknologi penginderaan satelit dengan resolusi yang lebih baik, meningkatkan ketersediaan data untuk seluruh dunia, termasuk untuk daerah-daerah terpencil yang sulit dijangkau. Dalam makalah ini diuraikan kerangka kerja untuk pengembangan awal sistem prediksi 'real-time' untuk mengidentifikasi di mana curah hujan dapat menjadi pemicu tanah longsor, dengan menggabungkan dua komponen yang diperlukan: kerentanan permukaan dan curah hujan real-time berbasis data satelit. Pertama, peta kerentanan longsor diidentifikasi berdasarkan kombinasi karakteristik permukaan semi-statis (ketinggian topografi, kemiringan, jenis tanah, tekstur tanah, klasifikasi penutup lahan, dll) dengan menggunakan sistem informasi geografis. Kedua, hubungan empiris diidentifikasi antara curah hujan intensitas harian dan kejadian longsor untuk menilai nilai curah hujan yang menjadi ambang batas terjadinya longsor.

Dalam hal ini, kegiatan ini lebih ditekankan pada pengaruh curah hujan pada terjadinya longsor untuk karakteristik permukaan tertentu di Kawasan DAS Citarum. Yang dimaksud karakteristik permukaan dalam konteks ini adalah tingkat kerentanan lokasi terhadap kejadian longsor. Karakter kerentanan tersebut dibangun dari sifat-sifat jenis tanah, guna lahan, kedalaman efektif dan kemiringan lahan, yang mana sifat-sifat tersebut sangat berkaitan dengan kemampuan tanah dalam menyimpan air. Hal ini menjadi penting, karena kadar air dalam tanah memiliki pengaruh besar pada daya apung material tanah yang terkait dengan kejadian longsor.

Penentuan tingkat kerentanan lokasi terhadap kejadian longsor, dilakukan dengan mengacu pada metode yang dibangun oleh Paimin (Sumber : Paimin, et al., 2006, Paimin, et al., 2009). Sedangkan untuk melihat pengaruh curah hujan pada potensi terjadinya longsor, adalah dengan memodelkan hubungan antara durasi-intensitas curah hujan dan kejadian longsor (Keefer and Wilson, 1987). Hasil akhirnya adalah probabilitas kejadian longsor yang dipicu oleh curah hujan.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Data curah hujan yang digunakan adalah data curah hujan estimasi dengan menggunakan data satelit TRMM/TMPA untuk memperoleh cakupan wilayah yang luas secara real time.

Pada saat ini, belum terdapat sistem basis data curah hujan in situ yang cukup mengidentifikasi semua kejadian longsor, baik untuk skala Indonesia, ataupun dalam lingkup yang lebih kecil, termasuk untuk Kawasan DAS Citarum. Oleh karena itu digunakan informasi berbasis remote sensing sebagai sumber data curah hujan . Kemajuan sistem data berbasis satelit pada saat ini dalam teknologi observasi curah hujan dan peningkatan ketersediaan produk-produk geospasial resolusi tinggi memberikan peluang untuk membangun sistem prediksi real-time gambaran luas mengenai hujan yang menjadi pemicu terjadinya longsor.

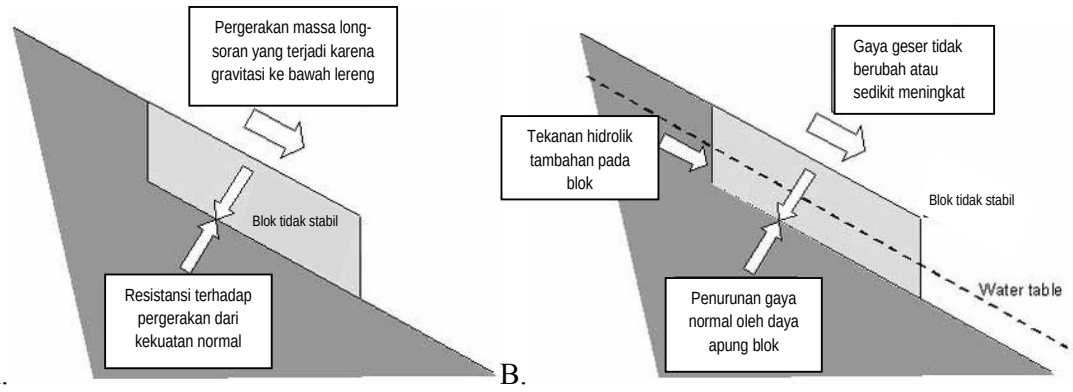
2. HUJAN SEBAGAI PEMICU LONGSOR

Dalam sebagian besar kasus pemicu utama longsor adalah curah hujan lebat atau hujan berkepanjangan. Umumnya ini terjadi karena adanya peristiwa besar yang singkat, seperti terjadinya sebuah siklon tropis atau curah hujan yang terkait dengan badai sangat intens maupun peristiwa curah hujan intensitas rendah dengan durasi panjang, seperti efek kumulatif curah hujan monsun di Asia Selatan. Dalam kasus yang pertama biasanya terjadi kondisi curah hujan dengan intensitas yang sangat tinggi, sedangkan yang terakhir, intensitas curah hujannya mungkin hanya moderat - namun durasi dan kondisinya sudah ada tekanan pori air. Pentingnya curah hujan sebagai pemicu tanah longsor tidak bisa di luar perkiraan. Sebuah survei global menunjukkan bahwa terjadinya longsor dalam 12 bulan sampai akhir September 2003, terdapat 210 peristiwa tanah longsor yang merusak seluruh dunia. Dari jumlah tersebut, lebih dari 90% dipicu oleh hujan deras. Salah satu curah hujan misalnya di Sri Lanka Mei 2003 telah memicu ratusan longsor, menewaskan 266 orang dan mennyebabkan lebih dari 300.000 orang menjadi tunawisma sementara.

Mengapa curah hujan memicu tanah longsor begitu banyak? Pada prinsipnya ini adalah karena curah hujan mendorong peningkatan tekanan air pori dalam tanah. Gambar A menggambarkan gaya yang bekerja pada sebuah blok yang tidak stabil di lereng. Gerakan ini didorong oleh tegangan geser, yang dihasilkan oleh massa dari blok yang bertindak karena gravitasi ke bawah lereng. Resistensi terhadap gerakan adalah hasil dari beban normal. Ketika lereng terisi dengan air, tekanan fluida memberikan daya apung terhadap blok, mengurangi resistensi terhadap gerakan. Selain itu, dalam beberapa kasus tekanan cairan dapat menyebabkan terjadinya gerakan menuruni lereng akibat aliran air tanah yang memberikan dorongan hidrolik terjadinya longsor yang

ISBN : 978-979-1458-64-1

lebih lanjut karena berkurangnya stabilitas. Contoh yang diberikan dalam gambar A dan B jelas merupakan situasi buatan, mekanisme dasarnya sesuai fakta yang terjadi.



Gambar 1. Mekanisme dasar terjadinya longsor yang dipicu oleh hujan

Upaya besar telah dilakukan untuk memahami pemicu terjadinya longsor dalam sistem alam, dengan hasil yang cukup bervariasi. Misalnya, Larsen dan Simon di Puerto Rico menemukan bahwa badai dengan curah hujan 100-200 mm total, sekitar 14 mm hujan per jam selama beberapa jam, atau 2-3 mm hujan per jam selama sekitar 100 jam dapat memicu tanah longsor di lingkungan tersebut. Rafi Ahmad, di Jamaika, menemukan bahwa untuk curah hujan durasi pendek (sekitar 1 jam) intensitas yang lebih besar dari 36 mm/jam yang diperlukan untuk memicu tanah longsor.

3. DATA DAN METODE

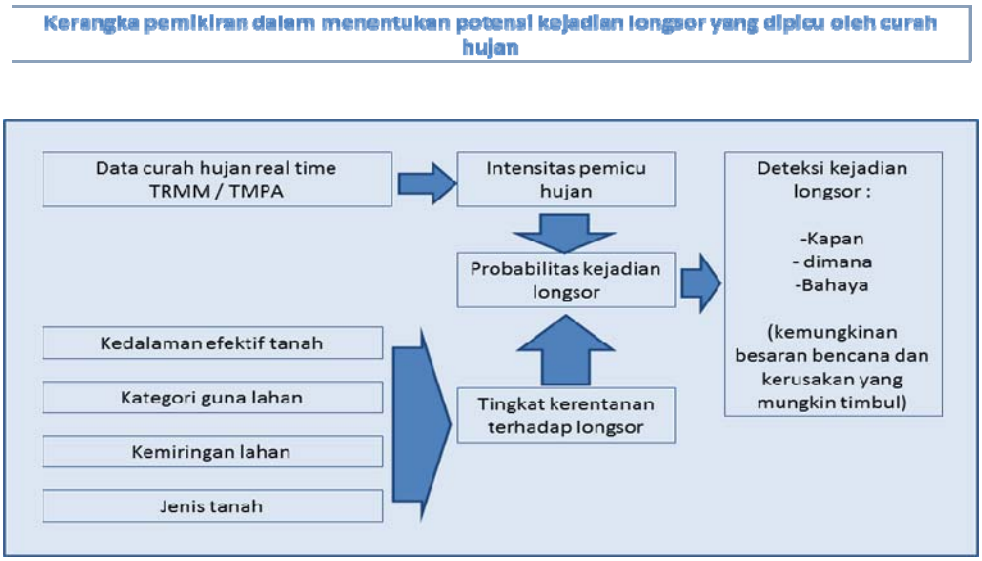
Data yang digunakan dalam studi ini adalah data Data curah hujan harian hasil estimasi dari TRMM/TMPA dengan resolusi 0,25^o dengan periode waktu dari tahun 2000 – 2010, data kejadian longsor yang bersumber dari Badan Penanggulangan Bencana Daerah Provinsi Jawa Barat, untuk periode 2000 – 2010 dan data kemiringan, informasi tipe tanah, guna lahan dan kedalaman efektif tanah yang bersumber dari BPDAS untuk menentukan tingkat kerentanan terhadap longsor.

Studi ini mengarah pada identifikasi pengaruh curah hujan pada potensi kejadian longsor pada karakteristik kerentanan tertentu berdasarkan data jenis tanah, kemiringan lahan, dan jenis guna lahan dan kedalaman efektif tanah. Analisis selanjutnya diperlukan *assessment* mengenai bencana longsor, setidaknya untuk mengetahui ‘dimana’ dan ‘kapan’ longsor mungkin terjadi. Kerangka konseptual yang digunakan adalah dengan menggabungkan informasi curah hujan dan karakteristik permukaan lahan:

ISBN : 978-979-1458-64-1

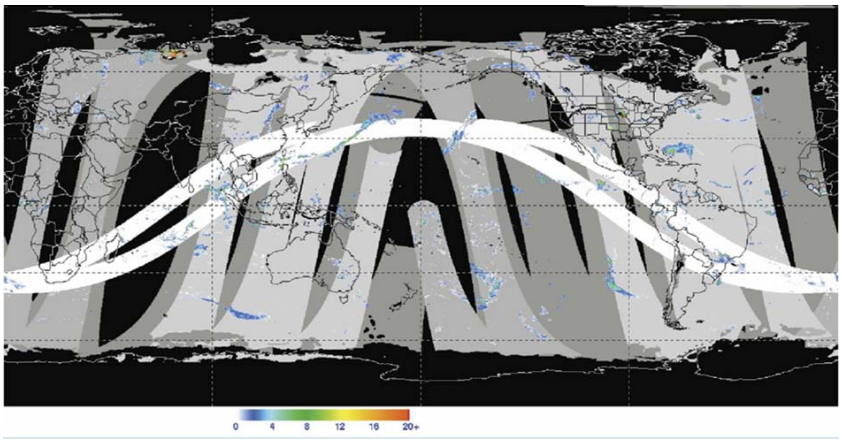
1. Pertama, menentukan prototipe peta kerentanan longsor untuk daerah kajian, dalam hal ini Kawasan DAS Citarum dengan menggunakan data kemiringan, informasi jenis tanah, guna lahan dan kedalaman efektif tanah. Masing-masing parameter diberi bobot, dan bobot setiap parameter diakumulasi untuk memperoleh bobot total. Semakin tinggi nilainya, maka daerah tersebut semakin rentan terjadi longsor.
2. Kedua, menentukan batas ambang curah hujan yang dapat menimbulkan terjadinya longsor berdasarkan tingkat kerentanannya. Hal ini dilakukan dengan mengidentifikasi jumlah curah hujan harian selama 3 dan 15 hari sebelum kejadian longsor.
3. Ketiga, peta kerentanan di-overlay dengan observasi/estimasi curah hujan dari satelit untuk mengidentifikasi lokasi dan waktu kemungkinan terjadinya longsor pada area-area dengan tingkat kerentanan signifikan yang menerima curah hujan diatas batas ambang.

Gambar 2 menjelaskan alur pemikiran untuk mengidentifikasi probabilitas kejadian longsor yang disebabkan oleh curah hujan dan mendeteksi 'kapan' dan 'dimana' longsor mungkin terjadi. Sedangkan gambar 3 merupakan ilustrasi lintasan satelit TRMM/TMPA yang digunakan untuk mengidentifikasi curah hujan setiap kejadian longsor.



Gambar 2. Alur pemikiran identifikasi probabilitas kejadian longsor

ISBN : 978-979-1458-64-1



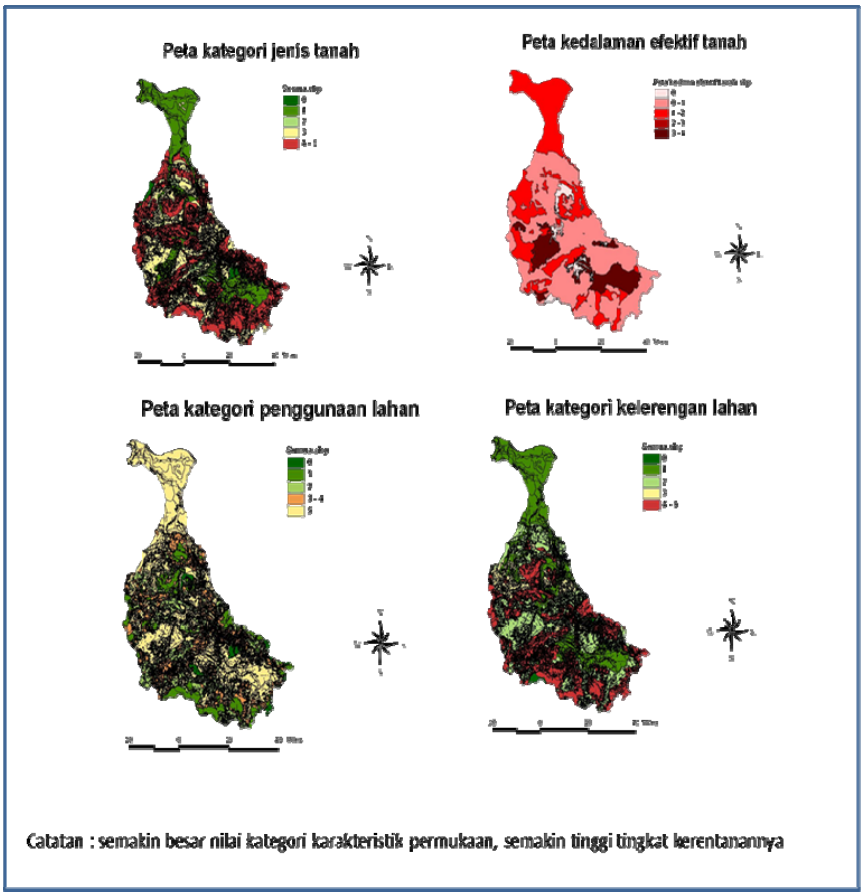
Gambar 3. Lintasan satelit TRMM/TMPA. TMPA merupakan produk standar TRMM pada skala/resolusi ruang dan waktu yang tinggi dan mencakup lintang 50° LU-LU untuk periode 1998 sampai sekarang. Versi real-time produk TMPA diluncurkan pada Februari 2002 dan dapat diunduh dari web NASA (http://trmm.gsfc.nasa.gov)

4. HASIL DAN PEMBAHASAN (12 POINT, TIMES NEW ROMAN)

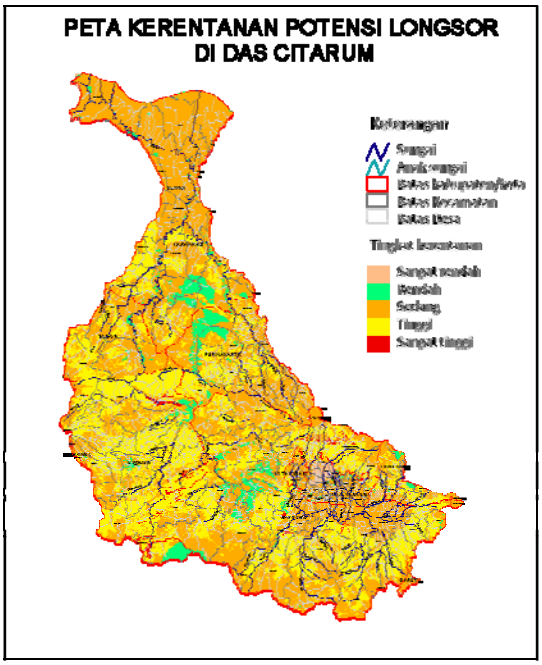
4.1 Tingkat kerentanan longsor di DAS Citarum

Dari hasil pengolahan data, Kawasan DAS Citarum merupakan kawasan yang cenderung memiliki tingkat kerentanan sedang dan tinggi. Hanya sebagian kecil dari seluruh daerah kajian yang memiliki tingkat kerentanan sangat tinggi atau rendah. Apabila dilihat unsur penyusunnya, maka secara umum tidak ada faktor dominan yang mempengaruhi tingkat kerentanan terhadap longsor. Hal ini karena satu parameter yang cenderung memiliki bobot besar, diimbangi oleh parameter lain yang memiliki bobot kecil, sehingga hasil akhirnya adalah termasuk kategori sedang. Sebagai contoh, apabila diamati, Kawasan DAS bagian selatan dengan bobot jenis tanah dan kelerengan yang tinggi, memiliki bobot guna lahan dan kedalaman efektif tanah yang rendah. Meskipun Kawasan DAS Citarum tersusun oleh grumosol, regosol, litosol, latosol dan podsolik yang peka terhadap erosi, namun karena kelerengannya tidak terlalu curah, serta dominasi kedalaman efektif yang relatif ‘dalam’, membentuk karakteristik tingkat kerentanan yang cenderung sedang. Bagian dari DAS Citarum yang memiliki tingkat kerentanan sedang mencapai 56,1 persen, sedangkan tingkat kerentanan tinggi mencapai 38,2 persen. Hanya 0,73% dari total luas DAS Citarum yang termasuk dalam tingkat kerentanan sangat tinggi yang berada di sekitar hulu.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 4. Peta Lingkungan penentuan kerentanan



Gambar 5. Peta kerentanan potensi longsor DAS Citarum

ISBN : 978-979-1458-64-1

4.2 Ambang batas curah hujan

Berdasarkan tingkat kerentanan yang telah diidentifikasi, dianalisis masing-masing tingkat curah hujannya, yaitu ambang curah hujan minimal yang dapat memicu terjadinya longsor. Nilai ambang curah hujan tersebut hanya dianalisis untuk 3 tingkat kerentanan (kerentanan sedang atau kelas rentan 3, kerentanan tinggi atau kelas rentan 4, dan kerentanan sangat tinggi atau kelas rentan 5). Masing-masing ambang batas dinyatakan dalam persamaan kurva linier yang ditentukan dari nilai curah hujan terendah yang diikuti oleh kejadian longsor.

Dari persamaan yang diperoleh, perbedaan nampak jelas antara kurva untuk tingkat kerentanan sedang dan kerentanan tinggi, baik dari nilai *slope* kurva maupun nilai *intercept*-nya. Hal ini mutlak menunjukkan bahwa ambang curah hujan 3 harian dan 15 harian lebih kecil untuk daerah-daerah dengan tingkat kerentanan tinggi dibandingkan untuk daerah-daerah dengan tingkat kerentanan sedang. Dengan kata lain, untuk durasi dan intensitas hujan yang sama, pengaruhnya lebih besar pada daerah dengan kerentanan tinggi dibandingkan pada daerah dengan tingkat kerentanan sedang. Untuk daerah dengan tingkat kerentanan sangat tinggi, slope kurva intensitas hujan 3 dan 15 harian paling besar, yang berarti bahwa pengaruh peningkatan curah hujan akan lebih berdampak untuk daerah-daerah dengan tingkat kerentanan yang lebih tinggi. Gambar 6 adalah grafik yang menunjukkan masing-masing ambang batas untuk tingkat kerentanan sedang, tinggi dan sangat tinggi.

Nilai-nilai *slope* (m) dan *intercept* (c) yang ada pada gambar 6, dapat digunakan untuk menentukan apakah suatu daerah memiliki peluang untuk terjadi longsor atau tidak dengan menggunakan nilai curah hujan 3 dan 15 harian, dengan formula sebagai berikut :

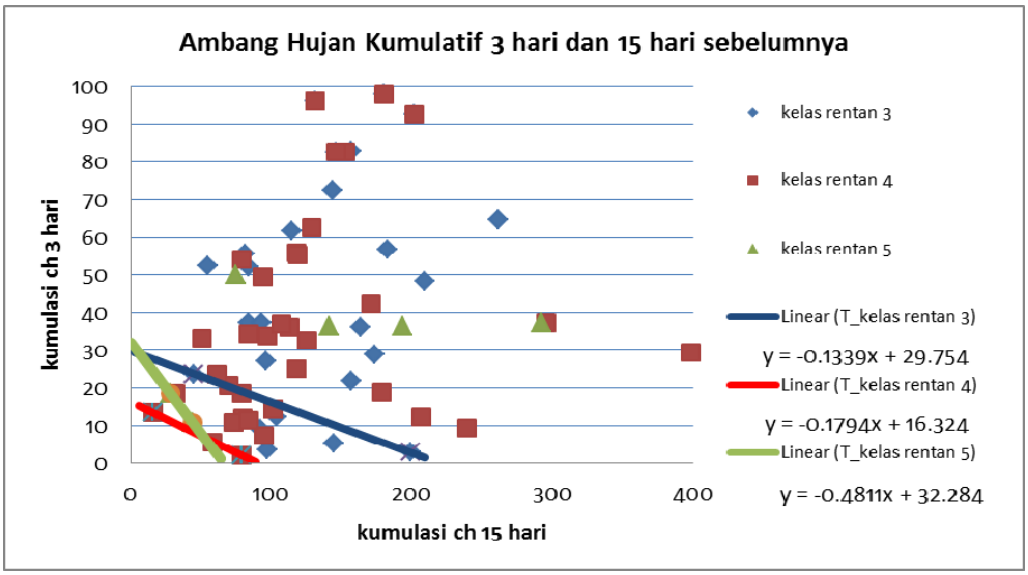
$$P_o = P_1 - mP_2 - c \qquad (1)$$

dengan P_o adalah nilai peluang, P_1 adalah nilai akumulasi curah hujan 3 harian, P_2 adalah nilai akumulasi curah hujan 15 harian, m adalah slope persamaan ambang curah hujan, dan c adalah intercept dari persamaan ambang curah hujan. Apabila P_o bernilai lebih dari 1, berarti daerah yang bersangkutan memiliki peluang terjadinya longsor.

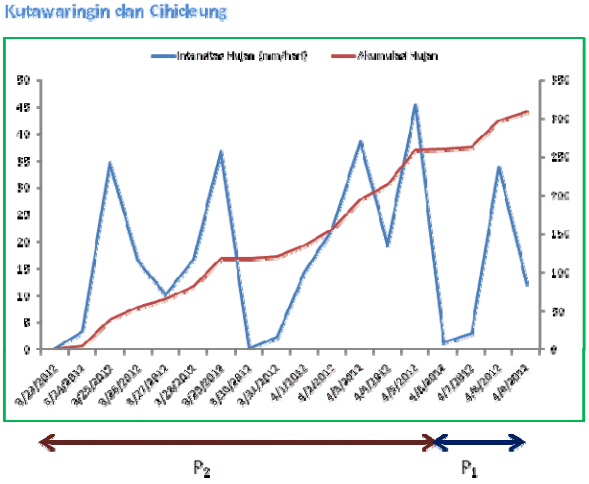
Sebagai validasi, persamaan tersebut diterapkan pada kasus daerah Cihideung- Lembang tanggal 9 April 2012, dimana akumulasi curah hujan 3 harian mencapai 49 mm dan akumulasi curah hujan 15 harian mencapai 260 mm. Karena daerah Cihideung memiliki tingkat kerentanan sangat tinggi, apabila persamaan di atas diterapkan, maka nilai P_o yang diperoleh adalah 141,47 yang berarti memiliki peluang terjadi longsor. Secara aktual, daerah tersebut memang mengalami

ISBN : 978-979-1458-64-1

longsor pada hari tersebut. Ini berarti bahwa persamaan yang dihasilkan dapat digunakan sebagai acuan pengembangan lebih lanjut.



Gambar 6. Grafik ambang batas minimum curah hujan yang dapat menimbulkan longsor



Persamaan ambang untuk kategori 5 (sangat tinggi) :

$P_0 = P_1 + 0.481P_2 - 32.28$

P_1 = 49 mm/3 hari

P_2 = 260 mm/15 hari

P_0 = 141.4735

Berpotensi Longsor

Gambar 7. Intensitas dan akumulasi curah hjan TRMM

Kualitas peta kerentanan yang diperoleh, akan sangat bergantung pada akurasi dan skala informasi yang diperoleh dari data geospasial. Peta kerentanan longsor global yang diproduksi di sini membutuhkan validasi dari ketersediaan data lokal dan proses iteratif verifikasi dapat memperbaiki dan meningkatkan kualitas peta ini dengan ketersediaan dataset lokal yang ada. Peta kerentanan dapat diperbarui setiap kali muncul dataset geospasial yang baru atau lebih baik. Peta kerentanan juga dapat berperilaku secara semi dinamis dengan terus memperbarui informasi perubahan tutupan lahan bulanan dan / atau perubahan kemiringan dan guna lahan yang terjadi. Prosedur dapat secara sistematis berlaku seluruh daerah. Selain itu, informasi lebih lanjut (misalnya

ISBN : 978-979-1458-64-1

litologi) dapat dimasukkan ke dalam peta kerentanan secara umum atau spesifik lokasi yang telah tersedia.

5. KESIMPULAN

Kawasan DAS Citarum merupakan daerah dengan tingkat kerentanan sedang sampai sangat tinggi. Berdasarkan masing-masing tingkat kerentanan yang telah teridentifikasi, disusun persamaan batas ambang curah hujan kumulasi 3 hari dan 15 hari sebelum kejadian. Sebagai validasi awal, persamaan tersebut diterapkan pada kasus Kutawaringin dan Cihideung, dimana hasil penerapan tersebut menunjukkan adanya kesesuaian antara perkiraan "potensi longsor" dengan kejadian aktualnya. Dengan demikian, kerangka awal ini dapat dijadikan acuan untuk pengembangan sistem peringatan dini lebih lanjut. Namun hal ini perlu didukung oleh sistem ketersediaan data real-time yang akurat.

DAFTAR RUJUKAN

Hengxing LAN, ZHOU Chenghu, C. F. Lee, WANG Sijing & WU Faquan. Rainfall-induced landslide stability analysis in response to transient pore pressure - A case study of natural terrain landslide in Hong Kong, Science in China Ser. E Technological Sciences Vol.46 Supp. 52_68, 2003

HONG Y., R. F. ADLER, Predicting global landslide spatiotemporal distribution: Integrating landslide susceptibility zoning techniques and real-time satellite rainfall estimates. International Journal of Sediment Research 23, 249-257, 2008.

Hong Y., R. Adler, and G. Huffman. Evaluation of the potential of NASA multi-satellite precipitation analysis in global landslide hazard assessment. Geophysical Letter Vol. 33, L22402, doi:10.1029/2006GL028010, 2006

Jafari S. and N. Zaredar. Land Suitability Analysis using Multi Attribute Decision Making Approach. International Journal of Environmental Science and Development, Vol.1, No.5, ISSN: 2010-0264 December 2010.

Keefer, D.K., Wilson, R.C., Mark, R.K., Brabb, E.E., Brown, W.M., Ellen, S.D., Harp, E.L., Wieczorek, G.F., Alger, C.S., Zatkin, R.S. Real-time landslide warning during heavy rainfall. Science, 238: 921–925, (1987).

Paimin, Sukresno, dan Purwanto. Sidik Cepat Degradasi Sub Daerah Aliran Sungai (Sub DAS). Puslitbang Hutan dan Konservasi Alam. Bogor. 2006.

Paimin, Sukresno, dan I.B. Pramono. Teknik Mitigasi Banjir dan Tanah Longsor. Puslit Sosek Kebijakan. Bogor. 2009.

ISBN : 978-979-1458-64-1

PREDIKSI CURAH HUJAN JANGKA PENDEK DENGAN ASSIMILASI DATA REFLEKTIVITAS RADAR DOPPLER C-BAND DI WILAYAH JAKARTA

Indra Gustari[1,2], Tri Wahyu Hadi[2], Safwan Hadi[2], dan Findy Renggono[3]
[1]Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Jl. Angkasa I No.2 Jakarta 10720
[2]Sains Kebumian, FITB, Institut Teknologi Bandung, Jl. Ganesha 10,Bandung,40132
[3]Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi, Jl. MH. Thamrin No. 8, Jakarta, 10340
indra.gustari@bmkg.go.id

Abstract

The first prerequisite for model-meso-scale numerical weather can be improved by assimilating observational data at the output of a global model, such as data reflectivity and radial velocity Doppler weather radar. It is expected to provide a positive influence on curation weather, especially rainfall. In this research, the data assimilation of radar reflectivity to improve global model output Forcas system (GFS) before being used as a condition of initial and boundary conditions in the prediction of weather in Jakarta, especially for rainfall prediction. Verification of the model output to predict rainfall in Jakarta using data radar reflectivity and precipitation observations from several observation stations in the region showed a positive outlook for the assimilation of radar data to improve the accuracy of quantitative precipitation forecasts (Quatitative Precipitation Forecast, QPF).

Keywords : *doppler, models, prediction, rainfall, radar.*

Abstrak

Syarat awal untuk model cuaca numerik skala-meso dapat diperbaiki dengan asimilasi data pengamatan pada keluaran model global , seperti data reflektivitas dan kecepatan radial radar cuaca Doppler. Hal ini diharapkan mampu memberikan pengaruh positif terhadap kurasi prakiraan cuaca, khususnya curah hujan. Dalam penelitian ini dilakukan asimilasi data reflektivitas radar untuk memperbaiki keluaran model *global forcas system* (GFS) sebelum digunakan sebagai syarat awal dan syarat batas dalam prediksi cuaca di Jakarta, khususnya untuk prediksi curah hujan.Verifikasi keluaran model dalam memprediksi curah hujan di Jakarta dengan menggunakan data reflektivitas pengamatan radar dan hasil pengamatan curah hujan dari beberapa stasiun pengamatan di wilayah tersebut memperlihat prospek positif asimilasi data radar dalam meningkatkan akurasi prakiraan presipitasi kuantitatif (*Quatitative Precipitation Forecast*, QPF).

Kata kunci : Doppler, model, prediksi, curah hujan, radar.

1. PENDAHULUAN

Perkembangan model prediksi cuaca numerik (*Numerical Weather Prediction*, NWP) yang pesat seiring dengan perkembangan peralatan komputer, telah digunakan dalam simulasi cuaca resolusi tinggi. Saat ini pemodelan dengan resolusi tinggi, baik model global maupun model regional telah mampu menjelaskan fenomena cuaca dengan lebih baik (Roberts dkk, 2008).

ISBN : 978-979-1458-64-1

Keluaran (*output*) dari model global dengan resolusi rendah banyak digunakan sebagai syarat awal (*initial condition*) dan syarat batas (*boundary condition*) untuk pemodelan regional. Syarat awal tersebut dapat diperbaiki dengan asimilasi data dari berbagai sumber pengamatan yang baru atau belum digunakan dalam model global. Hasil dari Xiao dkk, (2005), Rajeevan dkk., (2010), dan Routray dkk., (2010) memperlihatkan pengaruh positif dari asimilasi data pengamatan terhadap peningkatan akurasi prakiraan cuaca. Penggunaan lebih banyak data pengamatan (*fine grids*) sebagai syarat awal terbukti memberikan pengaruh positif terhadap hasil pemodelan, dan merupakan keharusan pada model resolusi tinggi (Sun dan Crook, 1997).

Hasil penelitian ini diharapkan dapat memberikan pengetahuan tentang kemampuan prakiraan curah hujan dengan model WRF sebelum dan setelah dilakukan asimilasi data radar di wilayah Jakarta. Data reflektivitas akan digunakan sebagai syarat awal prediksi dan simulasi model WRF dengan sistem asimilasi data 3DVAR (*The three-dimensional variational data assimilation*), tujuannya untuk membentuk syarat awal yang lebih baik (resolusi tinggi) dan melihat pengaruh asimilasi data Radar dalam simulasi dan prakiraan cuaca di Jakarta, khususnya curah hujan.

2. DATA DAN METODE

2.1 Data

Curah Hujan

Data curah hujan per jam yang digunakan dalam penelitian ini diperoleh dari Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika. Data tersebut diukur dengan menggunakan penakar hujan Tipe Hellman.

Radar Cuaca Doppler

Data reflektivitas radar diperoleh dari pengamatan radar Doppler C-band yang berlokasi Serpong (6.40° LS, 106.70° BT) yang dioperasikan oleh *Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology* (JAMSTEC) dan Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT).

Syarat Awal dan Syarat Batas

Simulasi model WRF pada kejadian hujan sangat lebat tanggal 18 Januari 2010 dilakukan dengan syarat awal dan syarat batas menggunakan keluaran model *Global Forecast System* (GFS*)* dengan resolusi 0.5° x 0.5° setiap tiga jam yang disediakan oleh *National Ocean and Atmospheric Administration* (NOAA) dan dapat diunduh di situs web http://nomads.ncdc.noaa.gov.

ISBN : 978-979-1458-64-1

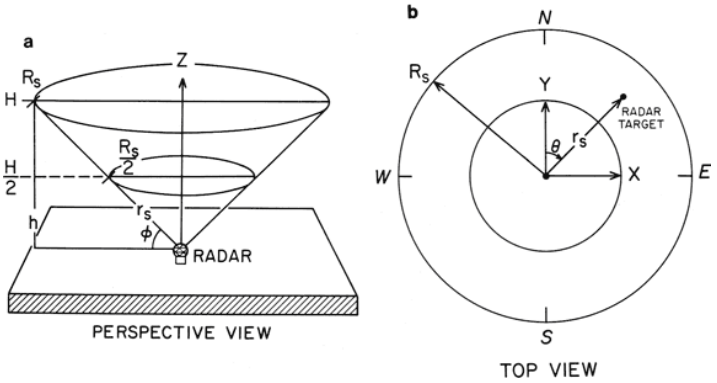
2.2 Metode

Metode yang akan digunakan dalam penelitian ini adalah melakukan pengolahan data radar sesuai dengan format data asimilasi WRF-Var, prediksi curah hujan dengan model cuaca numerik, dan pengujian akurasi hasil prediksi. Model yang digunakan adalah model WRF dengan syarat awal dan syarat batas dari *National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research* (NCEP-NCAR).

2.2.1 Pengolahan Data *RAW* Radar

Dalam meteorologi digunakan satu dari dua mode scanning radar, yaitu *Plan Position Indicator* (PPI), dan *Range Height Indicator* (RHI) (University Illinois, 1997). Mode PPI melakukan scanning dengan menggunakan sudut elevasi yang tetap dan sudut azimuth yang bervariasi, dengan putaran scanning 360 derajad disebut juga "*surveillance scan*" atau kurang dari 360 derajad yang disebut juga "*sector scan*", data PPI merupakan "*echo*" yang diterima radar sepanjang radius radar dengan proyeksi pada bidang horizontal. Mode scanning RHI dilakukan pada sudut azimuth yang tetap tetapi sudut elevasinya bervariasi, data RHI merupakan "*echo*" yang diterima radar sepanjang radius radar dengan proyeksi pada bidang vertikal. Keduanya menggunakan koordinat polar dan sudut elevasi normalnya berotasi dari dekat horizon ke arah zenith.

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data radar mode scanning PPI secara "*surveillance scans*" dengan 18 sudut elevasi. Setiap scanning PPI membutuhkan waktu sekitar 6 menit. Sudut elevasi (ϕ) yang digunakan adalah 0.6, 1.1, 1.7, 2.4, 3.2, 4.1, 5.1, 6.3, 7.8, 9.6, 11.8, 14.5, 17.8, 21.8, 26.6, 32.6, 40.0, dan 50.0,



Gambar 1. Mode scanning *Plan Position Indica*tor (a) Scan radarpada sumbu vertikal, Z, pada suatu sudut elevasi tetap, ϕ; (b) posisi (a)jika dilihat dari atas, Rs merupakan *slant range (*pada permukaaan konikal) dari batas *display* ke ketinggian H diatas tanah. Posisi tiga dimensi (*x, y, h*) dari volume *scattering* radar ("target") dihitung dari sudut azimuth radar θ, sudut elevasi ϕ ,dan slant range *rs*. (Brown dan Wood, 2007)

ISBN : 978-979-1458-64-1

Data PPI diolah dengan bantuan perangkat lunak IRISRead, yang mengkonversi data dari format RAW data menjadi ascii, terdiri dari elevasi, azimuth, range, reflektivitas, dan kecepatan radial.

```
RADAR            106.700   -6.400    125.0  2009-01-15_03:00:00  111       5
#-------------------------------------------------------------------------------------------------#
FM-128 RADAR   2009-01-15_30:00:00       -5.719      106.172     125.0      3
      1113.3      4.230   0      1.000       28.000   0      1.000
      1932.0      3.620   0      1.000       24.000   0      1.000
      2932.2      4.080   0      1.000       22.500   0      1.000
FM-128 RADAR   2009-01-15_30:00:00       -5.719      106.199     125.0      2
      1109.3      4.230   0      1.000       20.000   0      1.000
      1934.4      4.530   0      1.000       19.000   0      1.000
….
```

Gambar 2. Contoh data radar sesuai format WRF-Var untuk tanggal 15 Januari 2009, pukul 03.00Z.

Keluaran perangkat lunak IRISRead adalah data kecepatan radial dan reflektivitas pada setiap azimuth, elevasi, dan *range*(bin) dalam format ascii. Selanjutnya data tersebut disusun sesuai dengan format data WRF-Var, seperti diperlihatkan dalam Gambar 2.

2.2.2 Pemilihan Parameter Radar untuk Asimilasi

Parameter radar yang digunakan dalam penelitian ini adalah nilai reflektivitas (dBZ) dalam bentuk scanning PPI. Data ini tersedia dengan resolusi spasial ~0.005° atau 500 meter setiap 6 menit. Resolusi radar tersebut sangat tinggi jika dibandingkan dengan resolusi model atau syarat awal yang digunakan. Dalam penelitian ini, data radar tersebut akan diasimilasi pada domain 3, yang memiliki resolusi spasial 3 x 3 km. Untuk memilih parameter radar agar sesuai dengan resolusi model dapat dilakukan beberapa cara, antara lain menggunakan nilai rata-rata dalam setiap domain 3 x 3 km dan menggunakan nilai maksimum dalam setiap domain.

Setelah didapatkan nilai reflektivitas pada setiap grid (3 km x 3 km) dan berbagai ketinggian, selanjutkan data tersebut disusun sesuai dengan format data radar untuk asimilasi dengan WRF-Var, seperti dalam Gambar 2.

Pada penelitian ini digunakan asumsi bahwa data radar yang diperoleh sudah dikoreksi dan untuk menghindari nilai yang tidak wajar, pada proses asimilasi data radar dilakukan pembatasan parameter radar yang dilibatkan, yaitu yang mengacu kepada nilai inovasi O-B maksimal

ISBN : 978-979-1458-64-1

(*check_max_iv*), yaitu observasi yang memberikan inovasi maksimal terhadap nilai *background*. Dalam penelitian ini menggunakan nilai batas O-B lebih kecil dari reflektivitas 3 dbz. Hal ini berartinya nilai reflektivitas diatas nilai batas tersebut akan ditolak.

2.3 Model WRF dan Desain Percobaan

2.3.1 Model WRF

Menurut Wang dkk (2010), sistem pemodelan WRF terdiri dari tiga komponen utama, yaitu komponen pra-pengolahan (WRF *Preprocessing System*, WPS), komponen pengolahan dan asimilasi data (WRF-Var dan ARW solver), dan komponen pasca-pengolahan dan visualisasi (*Post-processing tools*).

Komponen pra-pengolahan (*The WRF Preprocessing System*, WPS) umumnya digunakan untuk simulasi *real-data*. Komponen ini mencakup pendefinisian domain simulasi, interpolasi data teresterial (seperti *terrain,* tataguna lahan, dan tipe tanah) untuk domain yang disimulasi, dan *degribbing* dan interpolasi data meteorologi dari model lainnya ke domain simulasi. Fungsi lainnya adalah pemilihan proyeksi peta (polar stereographic, Lambert-Conformal, Mercator, dan *latitude-longitude*), *nesting,* penentuan data input statik lainnya.

WRF-Var merupakan bagian sistem model WRF yang digunakan untuk memasukkan data pengamatan ke dalam hasil analisis yang dihasilkan oleh WPS dan digunakan untuk memperbaharui syarat awal dan syarat batas model WRF. Dalam penelitian ini data reanalisis global dari NCEP-NCAR yang diolah dengan WPS akan diasimilasi dengan data radar cuaca Doppler C-Band, tujuannya adalah untuk meningkatkan resolusi syarat awal.

Komponen terakhir adalah bagian *post-processing* dan visualisasi. Disini dilakukan pemilihan variabel dan tipe data keluaran model yang disesuaikan dengan perangkat lunak yang digunakan, dalam penelitian ini akan digunakan ARWPost dan *Grads*.

2.3.2 Desain Percobaan Model WRF

Domain model diturunkan dari domain global menjadi domain yang lebih kecil atau domain regional dengan *muti-nesting*, yaitu ke dalam tiga domain dengan ukuran grid horizontal yang berbeda, yaitu 27 km untuk domain 1 (D1), 9 km untuk domain 2 (D2), dan 3 km untuk domain 3 (D3), dengan titik pusat di lokasi radar (6.57° LS, 106.43 ° BT). Masing-masing domain memiliki jumlah grid horizontal 85 x 85. Data topografi menggunakan *Digital Elevation Model* USGS dengan resolusi 10 menit, 20 menit, dan 30 detik, masing-masing untuk D1, D2, dan D3. Proyeksi peta menggunakan sistem Mercator, yang baik untuk lintang rendah (Wang dkk, 2010).

ISBN : 978-979-1458-64-1

Dalam penelitian ini, digunakan skema mikrofisika Lin, yang merupakan skema yang handal untuk simulasi data real dengan resolusi tinggi (Lin dkk., 1983). Skema radiasi gelombang panjang menggunakan *Rapid Radiative Transfer Model* (RRTM) yang menggunakan suatu *lookup tables* untuk efisiensi perhitungan untuk berbagai *bands*, *trace gases*, dan skema mikrofisika (Mlawer dkk, 1997). Skema Dudhia untuk radiasi gelombang pendek, merupakan integrasi sederhana untuk absobsi dan *scattering* awan dan langit cerah (Dudhia 1989). Parameterisasi lapisan batas dengan *Yonsei University Scheme* (YSU), merupakan penerus dari *Medium Range Forecast* (MRF)–PBL. Merupaka skema non-lokal-K dengan suatu lapisan entraiment eksplisit dan profil K parabolik pada lapisan pencampuran tidak stabil (Noh dkk., 2003).

Pada percobaan yang menggunakan multi-nesting, pada domain kasar (D1, dan D2) digunakan skema konveksi Kain-Fritsch (Kain, 2004), dan tanpa parameterisasi atau eksplisit pada domain resolusi tinggi (D3). Parameter analisis seperti suhu, kelembaban, tinggi geopotensial, dan angin diinterpolasi ke dalam grid skalameso dengan proses inisialisasi standar WRF, yaitu dengan komponen pra-pengolahan *WRF Preprocessing System* (WPS). Asimilasi data dilakukan dengan teknik 3DVar.

3. Hasil dan Pembahasan

Model WRF dijalankan untuk prediksi kasus hujan sangat lebat pada tanggal 18 Januari 2010. Prediksi awan dari model WRF diperlihatkan oleh nilai reflektivitas (dBZ). Nilai reflektivitas mencerminkan ukuran partikel awan (hidrometeor) dari *echo* radar, selanjutnya dibandingkan dengan distribusi spasial dan temporal reflektivitas yang diamati oleh radar pada waktu dan ketinggian yang sama.

Verifikasi terhadap prediksi awan dilakukan pada tiga stasiun pengamatan yaitu Citeko, Kemayoran, dan Pondok Betung. Posisi ketiga stasiun tersebut yang tersebar diharapkan dapat mewakili domain prediksi. Analisis dilakukan membandingkan perubahan spasial awan terhadap waktu, yaitu rata-rata zonal dan meridional dengan lebar enam titik grid (18 km atau sekitar 0.185°) dengan posisi stasiun sebagai titik tengahnya, dan di plot sepanjang 1 °.

Asimilasi data reflektivitas untuk meningkatkan syarat batas dan syarat awal dari keluaran model GFS. Eksperimen prediksi sepanjang 21 jam kedepan pada tanggal 18 Januari 2010 dengan asimilasi data radar. Hasilnya dibandingkan dengan hasil observasi.

Perbandingan curah hujan prediksi untuk daerah Citeko pada tanggal 18 Januari 2010 selama 12 jam, prediksi model WRF setelah asimilasi data reflektivitas radar mengalami perbaikan, curah hujan yang turun lebih mendekati observasi (23.0 mm) dibandingkan sebelum asimilasi data radar.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Curah hujan hasil prediksi dengan data reflektivitas menghasilkan prediksi curah hujan yang meningkat, menjadi 10.41 mm, dibandingkan sebelum asimilasi yang hanya 0.97 mm. Waktu terjadi puncak curah hujan prediksi dibandingkan observasi di Citeko adalah mundur 4-5 jam pada kasus 18 Januari 2010.

Sedikit peningkatan akurasi prediksi dengan model WRF setelah diasimilasi juga diperlihatkan dalam prediksi curah hujan di Kemayoran. Prediksi curah hujan setelah asimilasi data reflektivitas lebih mendekati observasi, mengalami sedikti perbaikan dari 0.00 mm sebelum asimilasi menjadi 0.60 mm, sedangkan observasi tercatat sebesar 5.0 mm. Sedangkan di Kemayoran hampir tidak ada perubahan jumlah curah setelah asimilasi, karena tidak curah hujannya yang dicatat (0 mm).

Perbedaan waktu terjadinya puncak hujan antara prediksi dan observasi juga cukup besar yaitu lebih dari 6 jam di kedua titik pengamatan ini, khusus untuk Pondok Betung pada kasus 18 Januari 2010 dengan puncak hujan mundur (*delay*) selama empat jam.

Tabel 1. Perbandingan prediksi curah hujan tanggal 18 Januari 2010 dengan model WRF tanpa asmilasi data radar dan dengan asimilasi data radar, di Citeko, Kemayoran dan Pondok Betung.

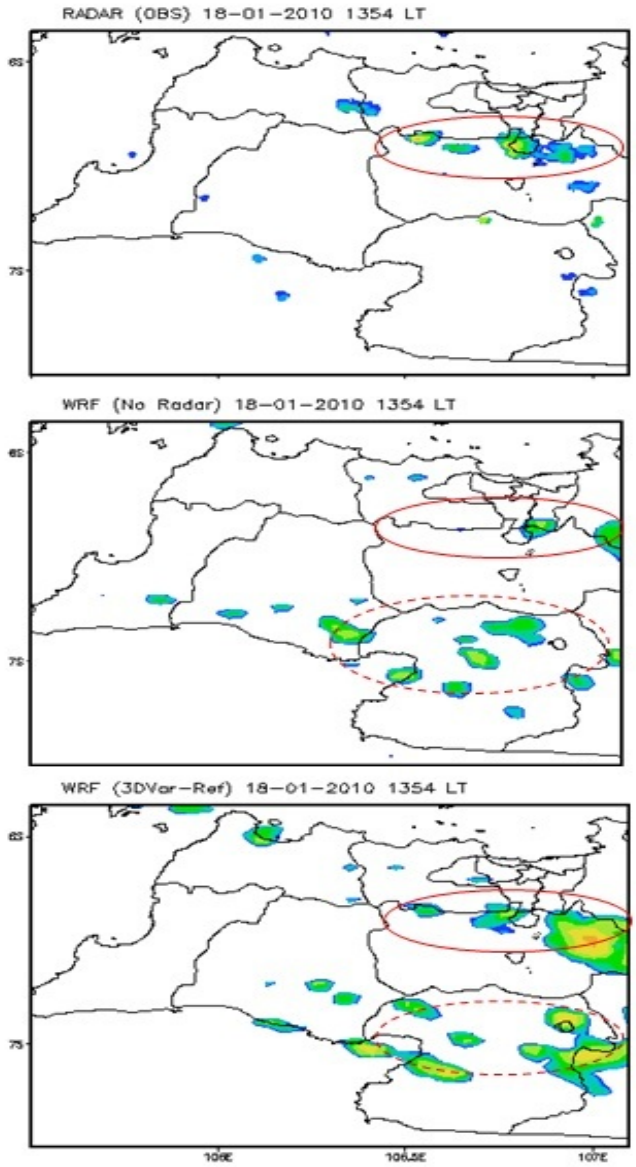
Lokasi	Sebelum Asimilasi	Setelah Asimilasi	Observasi
Citeko	0.97	10.41	23.10
Kemayoran	0.01	0.04	0.00
Pondok Betung	0.00	0.60	5.00

Verifikasi hasil prediksi awan oleh model WRF sebelum dan setelah asimilasi data dengan data pengamatan reflektivitas dari radar Doppler C-band juga dilakukan secara subjektif. Verifikasi tersebut dilakukan dengan membandingkan nilai reflektivitas dan lokasinya pada waktu dan ketinggian yang sama. Secara spasial perbandingan prediksi sebelum dan setelah asimilasi juga menunjukkan perbedaan, seperti yang diperlihatkan dalam Gambar 3 yaitu nilai reflektivitas untuk tanggal 18 Januari 2010 pukul 13.54 WIB (*Local Time*, LT) pada ketinggian sekitar 2000 m atau (800 hPa). Reflektivitas hasil pengamatan radar Doppler C-band ditunjukkan pada panel atas. Pengamatan radar memperlihatkan konsentrasi awan berada di bagian selatan Jakarta atau sekitar wilayah Bogor (lingkaran merah). Sementara itu, hasil prediksi model WRF tanpa asimilasi data radar memprediksi adanya awan disekitar daerah tersebut, tetapi dengan lokasinya sedikit lebih ke timur. Perbaikan prediksi lokasi awan dihasilkan setelah dilakukan asimilasi data reflektivitas radar , seperti diperlihatkan dalam lingkaran merah pada panel bawah Gambar 3.

Kemampuan model WRF dalam memprediksi awan dan perbaikan yang dihasilkan setelah asimilasi data radar masih meninggalkan catatan untuk diperhatikan, yaitu prediksi model WRF yang cenderung lebih besar dibandingkan observasi (*overforecast*). Model WRF memprediksi

ISBN : 978-979-1458-64-1

terbentuk dan berkembangnya awan di daerah yang langitnya cerah (*clear*) seperti ditunjukkan dalam oleh lingkaran putus-putus merah.



Gambar 3. Prediksi reflektivitas awan pada 18 Januari 2010 pukul 12.48 WIB. Observasi radar (panel atas), prediksi tanpa asimilasi (panel tengah), prediksi dengan parameter reflektivitas (panel bawah)

Perbaikan akurasi prediksi yang belum signifikan dari penelitian ini, dimana hasil prediksi kuantitaif belum mendekati hasil observasi dan kecendrungan prediksi yang dihasilkan adalah *overforecast* memperlihatkan bahwa masih perlunya kajian lebih lanjut dibidang ini. Penelitian

ISBN : 978-979-1458-64-1

lebih lanjut dengan menambah parameter radar yang diasimilasi yaitu melibatkan kecepatan radial, serta penggunaan teknik asimilasi yang lebih canggih (4DVar dan EnKF) perlu dipertimbangkan.

4. Kesimpulan

Prediksi curah hujan dengan model WRF setelah asimilasi reflektivitas radar dan verifkasi terhadap observasi dengan menggunakan data reflektivitas radar dan curah hujan per jam di Citeko, Kemayoran dan Pondok Betung menunjukkan hasil sebagai berikut :

1. Berdasarkan distribusi awan (reflektivitas), prediksi model WRF untuk tanggal 18 Januari 2010 setelah asimilasi data radar lebih baik dibandingkan sebelum asimilasi data radar.
2. Akurasi prakiraan curah hujan kuantitatif (*Quantative Precipitation Forecast*, QPF) secara umum memperlihatkan pengaruh posistif dari asimilasi data radar.

Ucapan Terima Kasih
Penulis mengucapkan terima kasih untuk penggunaan data dalam penelitian ini, yaitu BPPT dan JAMSTEC untuk data radar, NCEP untuk data FNL, dan BMKG untuk data pengamatan hujan.

Daftar Pustaka

Brown, R. A., dan V. T. Wood (2007) : A Guide for Interpreting Doppler Velocity Patterns: Northern hemisphere edition, NOAA/National Severe Storms Laboratory, Norman, Oklahoma, 2nd Edition.

Hong, S-Y., K-S. S. Lim, Y-H. Lee, J-C. Ha, H-W. Kim, S-J. Ham, dan J. Dudhia, (2010): Evaluation of the WRF Double-Moment 6-Class Microphysics Scheme for Precipitating Convection, *Advances in Meteorology*, 1-10, Article ID 707253, doi:10.1155/2010/707253

Dudhia, J., (1989): Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, J. Atmos. Sci., 46, 3077–3107.

Hong, S-Y., Y. Noh, dan J. Dudhia, (2006): A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.

Kain, J. S., 2004: The Kain–Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.,* **43,** 170–181.

Lin, Y.-L., R. D. Farley, dan H. D. Orville, (1983): Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J. Climate Appl. Meteor., 22, 1065–1092.

Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, dan S. A. Clough (1997): Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *J. Geophys. Res.*, 102 (D14), 16.663–16.682

Roberts, N. M., dan H. W. Lean, (2008) : Scale-Selective Verification of Rainfall Accumulations from High-Resolution Forecasts of Convective Events, *Wea. Forecsting,* **136**, 78-97.

Routray, A., U. C. Mohanty, D. Niyogi, S. R. H. Rizvi, K. K. Osuri (2010) : Simulation of heavy rainfall events over Indian monsoon region using WRF-3DVAR data assimilation syste. *Meteorol. Atmos. Phys*. **102**. 107-125

Sun, J., dan N. A. Crook, (1997) : Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. *J. Atmos. Sci.,* **54,** 1642–1661.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Xiao, Q., N. Y. H. Kuo, J. Sun, W. C. Lee, E. Lim, Y. R. Guo, dan D. M. Barker, (2005) : Assimilation of Doppler Radar Observations with a Regional 3D–Var System: Impact of Doppler Velocities on Forecasts of a Heavy Rainfall Case. J. Appl. Met., 44(6), 768–788.

Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, D. M. Barker, dan E. Lim, (2007a): An approach of radar reflectivity data assimilation and its assessment with the inland QPF of Typhoon Rusa (2002) at landfall. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 14–22.

Pustaka dari Situs Internet :

Wang, W., C. Bruyère, M. Duda, J. Dudhia, D. Gill, H. C. Lin, J. Michalakes, S. Rizvi, dan X. Zhang, (2010) : ARW Version 3 Modeling System User's Guide, Tersedia di http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/. diunduh tanggal 09 Mei 2010.

University of Illinois, (1997) : Radar Meteorology online Remote Sensing, http://ww2010.atmos.uiuc.edu/%28Gh%29/guides/rs/rad/home.rxml, , diunduh tanggal 27 Juli 2012

ISBN : 978-979-1458-64-1

PEMANFAATAN DATA *OUTGOING LONGWAVE RADIATION* (OLR) DALAM IDENTIFIKASI FAKTOR AKTIVITAS MATAHARI DI INDONESIA

Jalu Tejo Nugroho[1], Safwan Hadi[2], Bayong Tjasyono[2], dan The Houw Liong[3]
[1]Pusat Pemanfaatan Penginderaan Jauh, LAPAN
[2]Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, ITB
[3]Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, ITB
imeljalu@yahoo.com

Abstract

Outgoing longwave Radiation (OLR) data has been used to identify the influence of solar activity in Indonesia. By using spectral analysis method we show that solar activity signals appear stronger relative to the data that has been grouped using clustering methods compared with roughly grouped data. From OLR data mapping related to the long period of about eight to 12 years and shorter periods of solar activity we find the distribution of solar activity signal in various regions in Indonesia.

Keywords: *Outgoing Longwave Radiation (OLR), solar activity*

Abstrak

Data *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) telah dimanfaatkan dalam identifikasi pengaruh aktivitas matahari di Indonesia. Dengan metode analisis spektral tampak bahwa sinyal aktivitas matahari relatif muncul lebih kuat pada data yang telah dikelompokkan menggunakan metode pengklasteran dibandingkan dengan data yang dikelompokkan secara kasar. Pengaruh aktivitas matahari relatif lebih kuat pada daerah klaster II dan pola II disebabkan oleh posisinya yang berada di bagian tengah Indonesia sehingga pengaruh dari *El Niño Southern Oscillation* (ENSO) di Samudera Pasifik serta fenomena *Indian Ocean Dipole* (IOD) di Samudera Hindia menjadi melemah. Pengaruh aktivitas matahari yang kuat pada klaster I dan pola I untuk bulan-bulan tertentu terkait dengan posisi relatif matahari.

Kata kunci: *outgoing longwave radiation* (OLR), aktivitas matahari

1. PENDAHULUAN

Curah hujan Indonesia selain dipengaruhi oleh fenomena dinamika atmosfer dan lautan yaitu *El Nino Southern Oscillation* (ENSO), dan *Indian Ocean Dipole* (IOD) dipengaruhi pula oleh aktivitas matahari. Penelitian di bidang hubungan matahari dan bumi, khususnya mengenai pengaruh aktivitas matahari pada curah hujan Indonesia masih perlu dilakukan mengingat pemahaman mengenai mekanisme yang melatarbelakanginya belum sepenuhnya diketahui. Terkait dengan curah hujan di daerah tropis, *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) yang didefinisikan sebagai energi yang dipancarkan oleh permukaan bumi dan atmosfer ke angkasa luar sebagai radiasi

ISBN : 978-979-1458-64-1

inframerah dengan energi yang relatif rendah, dapat memberikan informasi temperatur puncak awan yang dapat digunakan untuk memperkirakan jumlah curah hujan tropis. Kesetimbangan energi radiasi di bumi dapat dihubungkan dengan besarnya OLR mengingat parameter ini merepresentasikan total energi radiasi yang dipancarkan keluar angkasa oleh atmosfer dan permukaan.

Sejak tahun 1997 telah dikembangkan prediksi bulanan menggunakan data *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) dengan akurasi yang cukup baik dan dapat memberikan gambaran umum kondisi cuaca di wilayah Indonesia, curah hujan normal, di bawah normal, maupun di atas normal (Khomarudin et.al, 2011). Dengan asumsi bahwa OLR dapat dimanfaatkan untuk identifikasi curah hujan di daerah tropis maka data tersebut akan digunakan untuk meneliti pengaruh aktivitas matahari di Indonesia menggunakan metode pengklasteran.

2. DATA DAN METODE

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data bulanan OLR yang diperoleh dari www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html mulai dari bulan Juni 1974 sampai dengan bulan November 2010. Data merupakan data grid global dengan resolusi $2{,}5^{o}$ x $2{,}5^{o}$. Data yang dipergunakan dalam penelitian ini dipilih untuk wilayah Indonesia dengan posisi lintang dan bujur masing-masing 95°BT-142°BT dan 10°LU-$12{,}5^{o}$LS. Format data dalam nc dan pengolahannya menggunakan *software* Panoply. Satuan data OLR di dalam W/m^2.

Untuk mengelompokkan wilayah berdasarkan kemiripan pola digunakan metode pengklasteran samar (*fuzzy clustering*). Dengan metode ini kita dapat menentukan klaster optimal dalam suatu ruang vektor yang didasarkan pada bentuk normal Euclidian untuk jarak antar vektor. Keberadaan tiap-tiap titik data dalam suatu klaster ditentukan oleh derajat keanggotaan. Algoritma pengklasteran yang digunakan pada penelitian ini merujuk pada Kusumadewi, 2006.

Untuk menganalisis data deret waktu guna mendapatkan komponen-komponen penyusunnya, baik yang bersifat periodik maupun periodik bayangan kami menggunakan metode analisis spektral. Tujuannya antara lain adalah untuk mencari keberulangan suatu fenomena serta untuk mengidentifikasi faktor-faktor lain yang diduga ikut mempengaruhi terjadinya suatu fenomena yang tidak tampak ketika dilakukan analisis korelasi (Djamaluddin, 2003). Foster (1996) telah mengembangkan metode *Weighted Wavelet Z-transform* (WWZ) untuk mendeteksi dan mengkuantifikasi sinyal periodik atau psedo-periodik tersebut. Metode itu kemudian dibuat dalam bentuk perangkat lunak oleh *The American Association of Variable Star Observers* (AAVSO) yang pada awalnya dibuat untuk keperluan analisis data bintang variabel dan dapat diunduh melalui

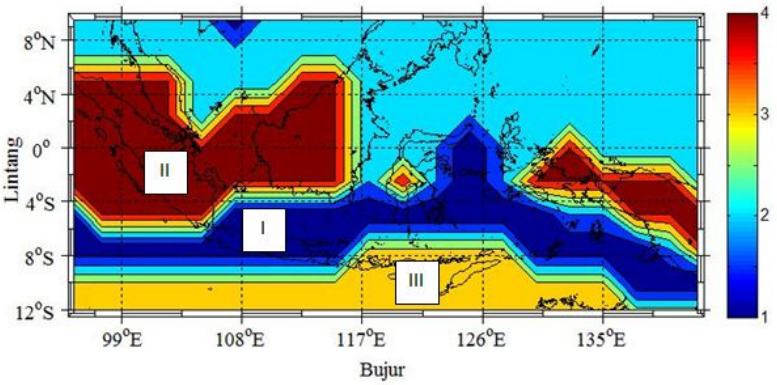
ISBN : 978-979-1458-64-1

internet (http://www.aavso.org/data/software/). Secara umum, kegunaan ini dapat diperluas untuk keperluan analisis data deret waktu, termasuk didalamnya adalah aktivitas matahari, yang diketahui siklusnya berulang sekitar 11 tahun dan juga data-data meteorologi.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Metode pengklasteran digunakan untuk mengelompokkan wilayah di Indonesia berdasarkan data OLR sehingga diharapkan pada saat mengidentifikasi pengaruh faktor aktivitas matahari pada curah hujan di Indonesia akan diperoleh hasil yang lebih baik dibandingkan penelitian yang telah dilakukan sebelumnya, yaitu pengelompokan wilayahnya masih dipilih secara kasar.

Gambar 1 merupakan hasil pengklasteran data OLR tahun 1996-2000 untuk wilayah Indonesia. Pemilihan *interval* tahun didasarkan pada setengah siklus ke- 23 aktivitas matahari, diawali dari fase turun tahun 1996 sampai dengan fase puncak tahun 2000.

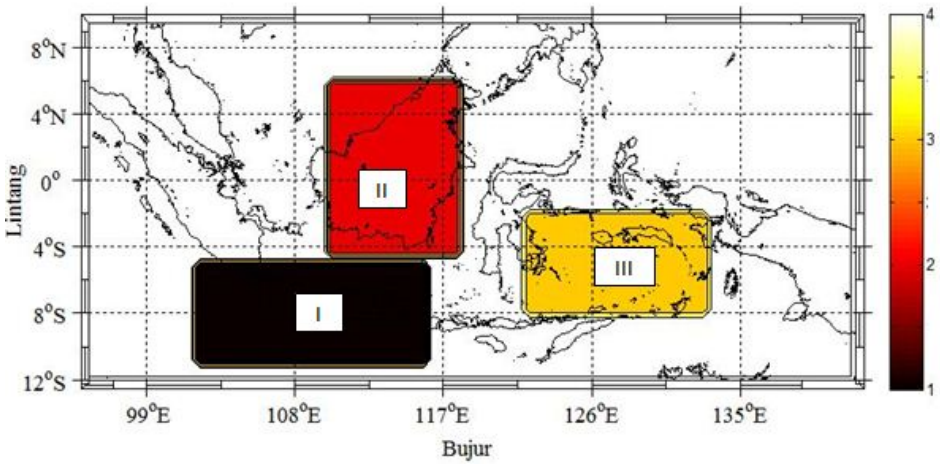


Gambar 1. Hasil pengklasteran data OLR berbasis tahun 1996-2000

Setelah dipilih empat klaster maka selanjutnya data untuk tiap-tiap klaster akan dibandingkan dengan data yang sama dari wilayah yang telah dikelompokkan sebelumnya untuk melihat serta membandingkan sinyal aktivitas matahari dan juga sinyal dari sumber lain yang diperoleh menggunakan metode analisis spektral.

Untuk membuktikan bahwa algoritma metode pengklasteran yang digunakan telah sesuai dan dapat diterapkan untuk mencapai tujuan di atas maka hasil analisis spektral data OLR pada wilayah yang dikelompokkan melalui pengklasteran terlebih dulu akan diverifikasi dengan hasil analisis spektral pada wilayah yang telah dikelompokkan tanpa klaster. Pemilihan daerah tersebut merujuk kepada Nugroho dan Djamaluddin (2005) adalah sebagai berikut: pola I (5°LS-10◦LS, 102°BT-115◦BT), pola II (5◦N-2,5◦S, 110°BT-117◦BT) dan pola III (2,5^{o}LS-7.5◦LS, 122,5^{o}BT-132,5◦BT) seperti diilustrasikan pada Gambar 2.

ISBN : 978-979-1458-64-1

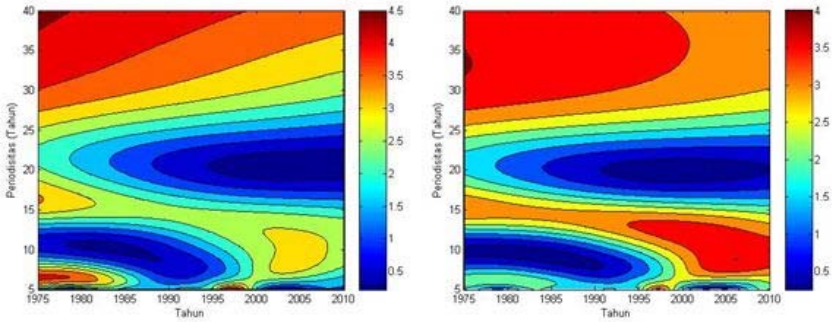


Gambar 2. Pemilihan daerah analisis yang telah dikelompokkan sebelumnya tanpa klaster, yaitu pola I, II, dan III

Verifikasi data OLR dari wilayah yang telah diklaster dilakukan dengan cara membandingkannya dengan data OLR untuk wilayah yang dikelompokkan tanpa menggunakan klaster. Hasil analisis spektral dari perbandingan tersebut ditampilkan pada Gambar 3.a dan Gambar 3.b di bawah ini. Gambar 3.a (Gambar 3.b) merupakan hasil analisis spektral data OLR wilayah Indonesia untuk klaster (pola) II selama bulan Juni-Juli-Agustus tahun 1975 sampai dengan tahun 2010 yang dikelompokkan menggunakan metoda pengklasteran (secara kasar dengan koordinat 5◦LU-2.5◦LS, 110°BT-117◦BT). Kita dapat melihat bahwa kedua gambar memiliki pola yang sama. Secara fisis ini menjelaskan bahwa faktor yang mempengaruhi curah hujan wilayah yang dianalisis mempunyai periode sekitar delapan sampai 12 tahun serta periode sekitar 19 sampai dengan 23 tahun yang merupakan pengaruh (siklus) aktivitas matahari.

Kami melihat kecenderungan bahwa data yang diklaster dapat menunjukkan kontur sinyal aktivitas matahari dengan lebih jelas dan kuat dibandingkan dengan data yang dikelompokkan secara kasar (pola I, II, dan III). Hal ini ditunjukkan pada Gambar 4.a (Gambar 4.b) yang merupakan analisis spektral data OLR bulan Juni-Juli-Agustus tahun 1975 sampai dengan 2010 untuk klaster I (pola I, dengan koordinat 5°LS-10◦LS, 102°BT-115◦BT).

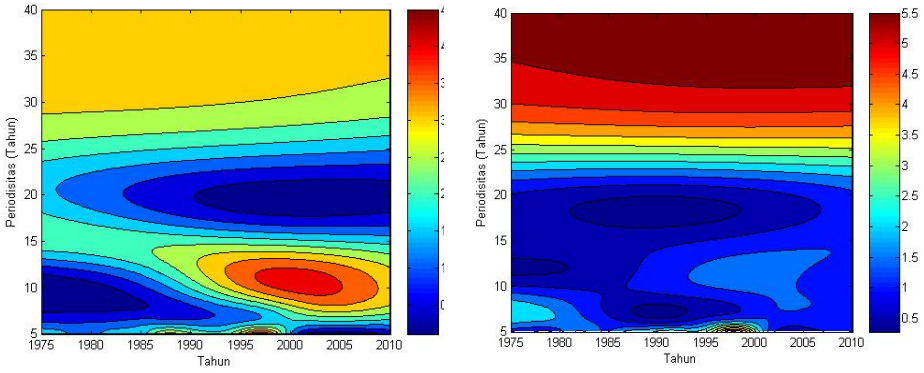
ISBN : 978-979-1458-64-1



(a) (b)

Gambar 3. (a) Analisis spektral data OLR bulan Juni-Juli-Agustus tahun 1975-2010 klaster II. (b) Analisis yang sama untuk pola II (5◦LU-2,5◦LS, 110°BT-117◦BT).

Secara umum kedua gambar memiliki kemiripan pola, ditandai dengan munculnya puncak pada periode sekitar delapan sampai dengan 12 tahun serta lembah pada periode sekitar 15 sampai dengan 23 tahun. Tapi pada Gambar 4.a tampak bahwa sinyal dengan periode sekitar sembilan sampai dengan 13 tahun, yang juga adalah periode dominan aktivitas matahari, kemunculan/konturnya lebih kuat dibandingkan dengan Gambar 4.b.

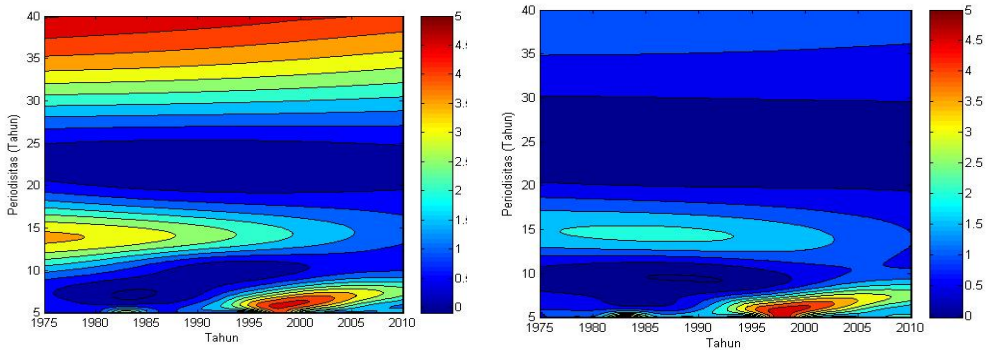


(a) (b)

Gambar 4. (a) Analisis spektral OLR bulan Juni-Juli-Agustus tahun 1975-2010 klaster I. (b) Analisis yang sama untuk pola I (5°LS-10◦LS, 102°BT-115◦BT).

Hasil lain yang juga membuktikan bahwa sinyal aktivitas matahari muncul lebih jelas pada data yang telah diklaster ditampilkan pada Gambar 5.a (Gambar 5.b) yang merupakan hasil analisis spektral data OLR bulan Desember-Januari-Februari tahun 1975-2010 untuk klaster II (pola II, dengan koordinat 5◦LU-2,5◦LS, 110°BT-117◦BT). Pada kedua gambar ini muncul periode aktivitas matahari sekitar 10 sampai dengan 15 tahun, periode lima sampai dengan delapan tahun yang bersumber dari pengaruh ENSO serta pengaruh lain dengan periode yang lebih panjang di atas 30 tahun.

ISBN : 978-979-1458-64-1



(a) (b)

Gambar 5. (a) Analisis spektral OLR bulan Desember-Januari-Februari tahun 1975-2010 klaster II. (b) Analisis yang sama untuk pola II (5°LS-10◦LS, 102°BT-115◦BT).

Analisis spektral data OLR bulan Maret-April-Mei tahun 1975 sampai dengan tahun 2010 untuk klaster II (pola II, dengan koordinat 5◦LU-2,5◦LS, 110°BT-117◦BT) juga menunjukkan hasil yang sama dimana sinyal aktivitas matahari pada data yang telah diklaster cenderung muncul lebih kuat dibandingkan dengan data wilayah yang dipilih secara kasar atau tanpa klaster.

Dengan kenyataan bahwa sinyal aktivitas matahari pada data yang diklaster menunjukkan intensitas yang lebih kuat. Hal ini mengindikasikan bahwa secara umum sinyal faktor aktivitas matahari tampak lebih jelas pada daerah analisis dengan area yang lebih luas. Pada area yang terbatas faktor lokal diduga lebih dominan dalam mempengaruhi curah hujan di daerah tersebut sehingga sinyal aktivitas matahari menjadi melemah. Faktor lokal dapat muncul dari adanya interaksi antar pulau maupun kondisi topografi dari wilayah yang dianalisis.

Salah satu dugaan pengaruh aktivitas matahari relatif lebih kuat pada daerah klaster II dan pola II yang identik dengan pola curah hujan ekuatorial adalah bahwa posisi geografis daerah tersebut berada di bagian tengah Indonesia sehingga pengaruh dari *El Niño Southern Oscillation* (ENSO) di Samudera Pasifik serta fenomena *Indian Ocean Dipole* (IOD) di Samudera Hindia menjadi melemah.

Sementara itu pada klaster I dan pola I yang merepresentasikan pola curah hujan monsun pengaruh aktivitas matahari juga muncul relatif kuat, untuk bulan-bulan tertentu, yang pada kasus di atas dibuktikan pada bulan Juni-Agustus tahun 1975-2010. Pada bulan-bulan tersebut bersesuaian dengan posisi matahari di belahan bumi utara, sehingga di belahan bumi utara mengalami musim panas. Terdapat sel tekanan rendah di Asia dan sel tekanan tinggi di Australia yang menggerakkan monsun timur atau monsun tenggara. Oleh karena matahari berada di garis balik utara maka udara di atas benua Asia mengalami pemanasan yang intensif sehingga mengalami tekanan rendah.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Berkebalikan dengan kondisi tersebut di belahan selatan tidak mengalami pemanasan intensif sehingga udara di atas benua Australia mengalami tekanan tinggi. Akibat perbedaan tekanan di kedua benua tersebut maka angin bertiup dari tekanan tinggi (Australia) ke tekanan rendah (Asia) yaitu udara bergerak di atas laut yang jaraknya pendek sehingga uap air yang dibawanya juga sedikit yang mengakibatkan wilayah Indonesia mengalami musim kering/kemarau.

4. KESIMPULAN

Data *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) dapat dimanfaatkan untuk mengidentifikasi pengaruh aktivitas matahari di Indonesia. Sinyal aktivitas matahari muncul relatif lebih kuat pada data yang telah dikelompokkan menggunakan metode pengklasteran dibandingkan dengan data yang dikelompokkan secara kasar. Secara tidak langsung ini menjelaskan bahwa pengaruh aktivitas matahari pada curah hujan lebih kepada skala yang luas dibandingkan pada area yang terbatas. Sinyal aktivitas matahari muncul terutama pada saat pengaruh dari *El Niño Southern Oscillation* (ENSO) di Samudera Pasifik serta fenomena *Indian Ocean Dipole* (IOD) di Samudera Hindia melemah.

Pengaruh aktivitas matahari relatif lebih kuat pada daerah klaster II (pola II) yang identik dengan pola curah hujan ekuatorial disebabkan pengaruh dari ENSO serta IOD melemah. Sementara itu pada klaster I (pola I) yang merepresentasikan pola curah hujan monsun pengaruh aktivitas matahari juga muncul relatif kuat, untuk bulan-bulan tertentu, terkait dengan posisi matahari di belahan bumi utara, sehingga di belahan bumi utara mengalami musim panas.

DAFTAR RUJUKAN

Djamaluddin, T., 2003, *Solar Activity Influence on Climate in Indonesia*, Proc. ISCS Symposium, Slovakia, hlm. 355-357

Foster, G., 1996, Wavelets for Period Analysis of Unevenly Sampled Time Series, Astronomical Journal, v112, 1709

Khomarudin, M.R., et.al, Peluang dan Tantangan Aplikasi Penginderaan Jauh untuk Mitigasi Bencana, Inderaja LAPAN, II(3), 2011

Kusumadewi, Sri., Fuzzy Multi-Attribute Decision Making (FMADM), Graha Ilmu Yogyakarta, 2006

Nugroho, J. T. dan Djamaluddin, T., 2005, *Solar Activity Effects on Cloud Cover over Indonesia*, Proc. of the 9th Asian-Pacific Regional IAU Meeting, hlm. 52-53

ISBN : 978-979-1458-64-1

IDENTIFIKASI PERUBAHAN LAHAN BANJIR WASIOR, PAPUA BARAT MENGGUNAKAN TEKNIK *CHANGE DETECTION* DATA SPOT SERTA TINJAUAN METEOROLOGISNYA

Jalu Tejo Nugroho, Wiweka, dan Fajar Yulianto
Pusat Pemanfaatan Penginderaan Jauh, LAPAN
imeljalu@yahoo.com

Abstract

Change detection method in remote sensing is a method that can be used in identification of changes both predisaster and postdisaster conditions based on the spectral reflectance of the images. Associated with flood events of Wasior Wondama Bay West Papua on October 4, 2010, SPOT 2 and SPOT 4 datas has been used to identify the changes for predisaster and postdisaster conditions. The results indicate that the greatest rate of change are found red channel. With this reference we can obtain both a land use change maps to show areas that experienced flooding.

Keywords*: change detection, SPOT (Systemme Probatoire d'Observation de la Terre)*

Abstrak

Metode *change detection* pada penginderaan jauh merupakan suatu metode yang dapat dimanfaatkan dalam identifikasi perubahan pada kondisi sebelum dan setelah bencana. Deteksi perubahan didasarkan pada perbedaan *digital number* yang merupakan reflektansi spektral dari citra yang akan dibandingkan. Terkait dengan kejadian banjir Wasior Teluk Wondama Papua Barat tanggal 4 Oktober 2010, data SPOT 2 dan SPOT 4 telah digunakan untuk mengidentifikasi perubahan pada saat *predisaster* dan *postdisaster*. Diperoleh hasil bahwa nilai perubahan yang terbesar untuk kedua kondisi tersebut ditemukan pada kanal 2 untuk warna merah. Dengan pemilihan kanal merah sebagai acuan perubahan nilai reflektansi spektral kedua citra dapat diperoleh suatu peta perubahan lahan untuk menunjukkan daerah yang mengalami genangan.

Kata kunci: deteksi perubahan, SPOT (*Systemme Probatoire d'Observation de la Terre*)

1. PENDAHULUAN

Terletak di antara dua benua dan dua samudera serta adanya pengaruh *El Nino Southern Oscillation* (ENSO) di Samudera Pasifik, *Indian Ocean Dipole* (IOD) di Samudera Hindia menjadikan karakteristik iklim Indonesia bersifat unik dan terkadang ekstrim yang dapat menimbulkan bencana kebumian, baik banjir maupun kekeringan. Adanya energi radiasi matahari yang masuk ke permukaan bumi (insolasi) secara kuat menyebabkan kerapatan udara di permukaan menjadi kecil, sehingga terjadi sel tekanan rendah. Hal ini mengakibatkan arus udara ke atas (*updraft*) yang membawa udara lembab dari tempat di sekitar sel tekanan rendah ke arah paras kondensasi dan membentuk awan konvektif jenis cumulus. Dalam pertumbuhannya awan cumulus

ISBN : 978-979-1458-64-1

dapat berkembang menjadi awan cumulonimbus yang dapat menghasilkan hujan deras (*shower*), batu es hujan, guruh, dan kilat dan kemungkinannya terjadi puting beliung (Tjasyono H.K, et.al, 2007)

Dalam usaha mengurangi dampak bencana tersebut terdapat tiga fase penting yang harus diperhatikan, yaitu fase sebelum bencana (*predisaster)*, saat bencana, dan setelah bencana (*postdisaster*). Tujuan dari rangkaian kegiatan di atas diharapkan pada akhirnya dapat mendukung sistem respon cepat bencana (*disaster quick response*) khususnya dalam hal pemetaan cepat (*rapid mapping*).

Terkait dengan kejadian banjir bandang di Wasior Teluk Wondama Papua Barat pada tanggal 4 Oktober 2010, data SPOT 2 akan digunakan untuk mengidentifikasi perubahan pada saat sebelum bencana (*predisaster*) dan data SPOT 4 untuk kondisi sesudah bencana (*postdisaster*) agar perubahan lahan akibat bencana dapat teridentifikasi dengan baik sehingga upaya pemulihan kondisi pasca bencana berjalan lebih optimal. Kejadian banjir yang relatif besar di wilayah ini belum pernah terjadi sebelumnya. Ada dugaan degradasi hutan akibat penebangan liar wilayah ini menjadi faktor penyebab terjadinya banjir bandang ini. Gambar 1 merupakan daerah yang menjadi wilayah studi, dengan posisi lintang dan bujur 132°35’ - 134°45’ BT dan 0°15’ - 3°25’ LS.

Gambar 1. Lokasi Wasior Teluk Wondama Papua Barat

2. DATA DAN METODE

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah citra satelit wilayah Wasior Teluk Wondama Papua Barat, yaitu data SPOT 2 untuk kondisi sebelum bencana yang direkam pada tanggal 9 Juni 2009 dan SPOT 4 untuk kondisi sesudah bencana tanggal 12 Oktober 2010 dengan posisi *path/raw* 340/355. Kedua data ini diperoleh dari Balai Penginderaan Jauh Parepare LAPAN. Untuk mengetahui kondisi curah hujan di wilayah tersebut digunakan data bulanan curah hujan dari satelit TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) 3B43 untuk bulan September, Oktober, dan

ISBN : 978-979-1458-64-1

November 2010 berturut-turut untuk kondisi sebelum, saat bencana, dan sesudah bencana

Metode yang digunakan adalah *change detection* (deteksi perubahan) antara kondisi sebelum dan sesudah bencana. Metode *change detection* dapat diartikan sebagai metode yang dilakukan dengan cara membandingkan dua set citra untuk mengidentifikasi perubahan yang ada (Longbotham, et.al, 2007 dan Shaoqing dan Lu, 2008). Nilai spektral masing-masing piksel dari suatu citra penginderaan jauh menyatakan nilai reflektansi kanal-kanal yang dimiliki satelit tersebut yang dapat direpresentasikan melalui parameter-parameter fisis penginderaan jauh, salah satunya adalah seperti *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI). Rumusan NDVI adalah sebagai berikut:

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R} \quad \text{.....} \quad (1)$$

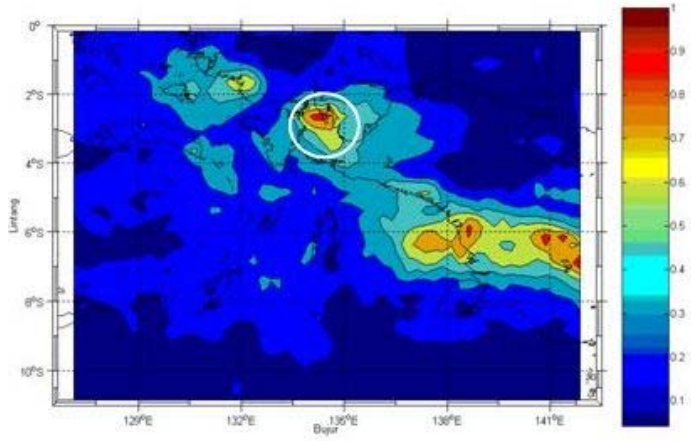
dengan NIR adalah reflektansi kanal 3 (*near infrared*), dan R adalah reflektansi kanal 2 (merah).

Deteksi perubahan kondisi sebelum dan sesudah bencana dapat dilakukan dengan menganalisa perbedaan *digital number* yang merupakan reflektansi spektral dari citra yang akan dibandingkan. Pada prinsipnya ini dapat dilakukan dengan mengurangkan nilai *digital number* masing-masing piksel dari satu citra terhadap citra lainnya yang direpresentasikan dari perbedaan warna untuk menunjukkan adanya peningkatan atau penurunan nilai. Apabila tidak terdeteksi adanya perubahan nilai spektral dari citra yang dibandingkan maka hal ini menjelaskan bahwa pada kenyataannya wilayah tersebut tidak terkena dampak dari kejadian bencana.

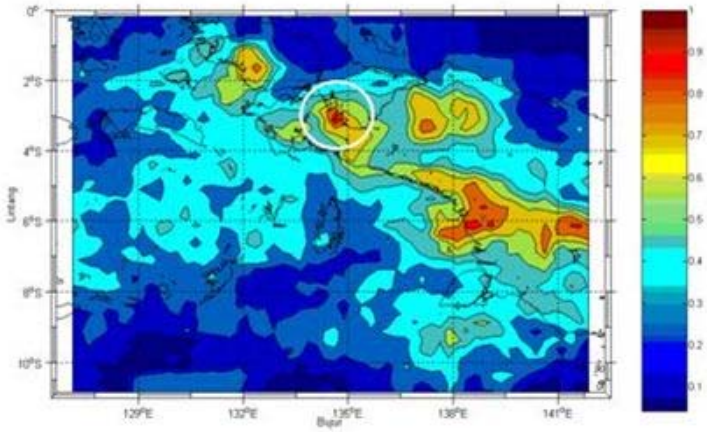
3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Curah hujan sepuluh jam terakhir sebelum kejadian banjir bandang di Wasior tercatat mencapai 179 mm. Kondisi ini jauh diatas normal (ekstrim) dari rata-rata 200 mm per bulan (BMKG, 2010 dalam www.esdm.go.id). Sebagai perbandingan, pada Gambar 2 ditampilkan akumulasi curah hujan di wilayah Papua sebelum kejadian bencana selama bulan September 2010. Gambar 3 dan Gambar 4 berturut-turut menjelaskan kondisi curah hujan di wilayah yang sama saat terjadi bencana (bulan Oktober 2010) dan sesudah bencana (November 2010).

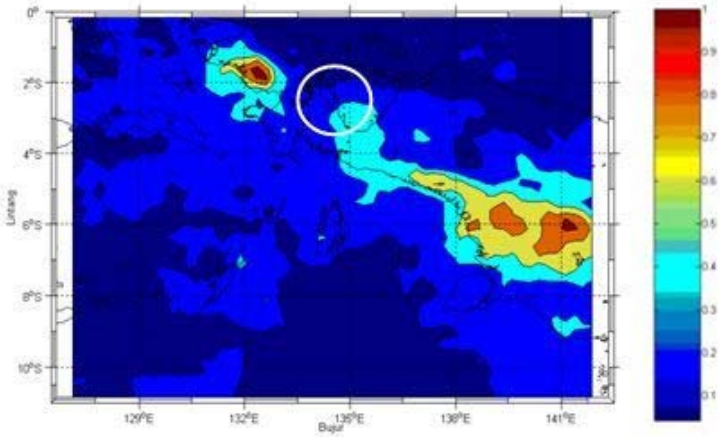
ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2. Kondisi curah hujan wilayah Papua *predisaster* bulan September 2010. Lokasi banjir ditandai dengan tanda lingkaran. Sumber data: Satelit TRMM.



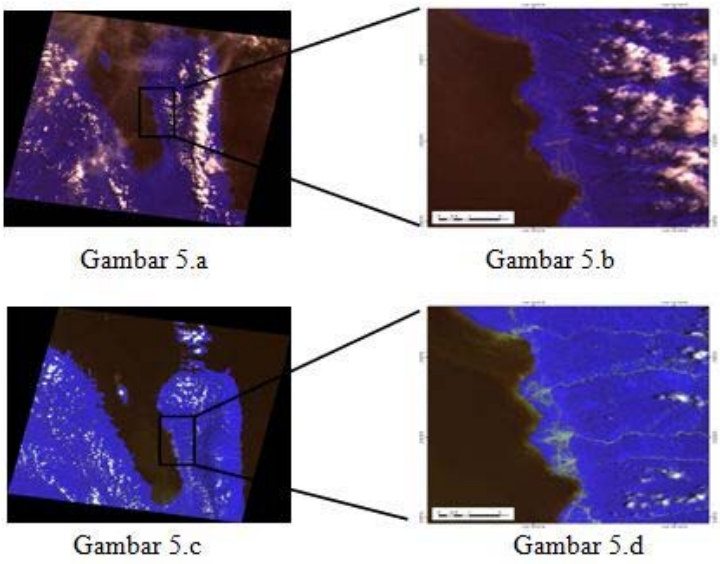
Gambar 3. Kondisi curah hujan wilayah Papua saat bencana bulan Oktober 2010. Lokasi banjir ditandai dengan tanda lingkaran. Sumber data: Satelit TRMM.



Gambar 4. Kondisi curah hujan wilayah Papua *postdisaster* bulan November 2010. Lokasi banjir ditandai dengan tanda lingkaran. Sumber data: Satelit TRMM.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Adanya perubahan lahan serta daerah genangan akibat banjir dapat diketahui dari citra satelit SPOT 2 untuk kondisi sebelum bencana dan SPOT 4 untuk kondisi sesudah bencana seperti ditampilkan dalam Gambar 5.a sampai dengan Gambar 5.d berikut ini.



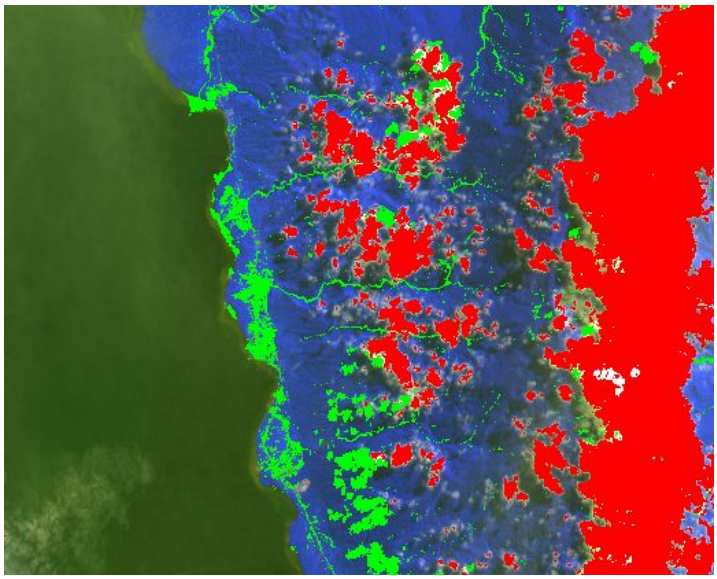
Gambar 5. (a) citra satelit SPOT 2 kondisi sebelum bencana; (b) perbesarannya untuk area yang terkena bencana; (c) dan (d) citra daerah yang sama untuk kondisi sesudah bencana dengan SPOT 4.

Wilayah Wasior kondisi sebelum bencana ditampilkan dalam Gambar 5.a menggunakan citra SPOT 2 sementara Gambar 5.b merupakan hasil perbesaran dari citra tersebut yang dipilih pada area yang terkena bencana untuk kondisi yang sama. Gambar 5.c merupakan citra SPOT 4 kondisi sesudah bencana dan Gambar 5.d adalah hasil perbesarannya untuk daerah yang terkena banjir. Dari perbandingan kedua citra sebelum dan sesudah bencana dapat dilihat adanya perubahan lahan terutama di sekitar muara sungai yang ditandai dengan luasan daerah genangan.

Untuk mendeteksi perbedaan kondisi sebelum dan sesudah bencana dapat dilakukan dengan membandingkan nilai reflektansi spektral (*digital number*) masing-masing piksel seperti yang terlihat pada histogram dari citra sebelum dan sesudah bencana. Wilayah yang terkena dampak bencana akan menunjukkan adanya peningkatan atau penurunan nilai digital number tersebut.

Dengan pemilihan kanal 2 (merah) sebagai acuan perubahan nilai reflektansi spektral kedua citra, yaitu pada kondisi sebelum dan sesudah bencana maka dapat diperoleh suatu peta perubahan lahan seperti ditunjukkan pada Gambar 6. Warna hijau dan merah berturut-turut menggambarkan wilayah yang mengalami peningkatan dan penurunan nilai reflektansi spektral. Nilai reflektansi ini dapat dihubungkan dengan wilayah yang terkena dampak banjir, salah satunya adalah untuk menunjukkan daerah yang mengalami genangan.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 6. Contoh perubahan nilai reflektansi spektral kondisi sebelum dan sesudah bencana banjir untuk daerah yang dipilih.

Untuk parameter NDVI, dari perhitungan untuk citra *postdisaster* bencana Wasior diperoleh luasan tubuh air (termasuk daerah genangan) sebesar 1.036,3 hektar dan untuk bukan tubuh air sebesar 4.068,6 hektar. Setelah dibandingkan dengan data referensi di lapangan, diperoleh nilai overall accuracy untuk NDVI sebesar 82,9%.

4. KESIMPULAN

Metode *change detection* dapat dimanfaatkan dalam identifikasi perubahan pada kondisi sebelum dan setelah bencana banjir Wasior Teluk Wondama Papua Barat tanggal 4 Oktober 2010. Dari deteksi perubahan reflektansi spektral citra SPOT 2 untuk *predisaster* dan SPOT 4 untuk postdisaster diperoleh hasil bahwa nilai perubahan yang terbesar untuk kedua kondisi tersebut ditemukan pada kanal 2 untuk warna merah. Untuk citra SPOT 4 postdisaster, dari perhitungan NDVI diperoleh luasan daerah genangan (tubuh air) seluas 1.036,3 hektar dengan akurasi mencapai 82,9%.

Ditinjau secara meteorologis bencana banjir bandang tersebut disebabkan oleh intensitas curah hujan yang tinggi dilihat dari akumulasi curah hujan data TRMM di wilayah Papua selama bulan September 2010 dan Oktober 2010. Intensitas curah hujan yang tinggi terkonsentrasi di sekitar Teluk Wondama Papua Barat dimana kejadian banjir terjadi.

DAFTAR RUJUKAN

http://www.esdm.go.id / berita/ geologi/ 42-geologi/ 3763-jika-curah-hujan-ekstrim-wasior-masih-berpotensi-terjadi-banjir-bandang.html

ISBN : 978-979-1458-64-1

Longbotham, N, et.al, Multi-Modal Change Detection, Application to the Detection of Flooded Areas: Outcome of the 2009–2010 Data Fusion Contest, IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, 5(1), 2012

Tjasyono H. K., Juaeni, I., dan Harijono S. W., 2007, *Proses Meteorologis Bencana Banjir Indonesia*, Jurnal Meteorologi dan Geofisika, Badan Meteorologi dan Geofisika, Vol. 8 No. 2, hlm. 65-79

Shaoqing, Zhang dan Lu Xu, The Comparative Study of Three Methods of Remote Sensing Image Change Detection, The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, XXXVII (B7), 2008

ISBN : 978-979-1458-64-1

TINGKAT RADIO AKTIVITAS GROSS ALFA DI DEBU UDARA SEKITAR TAPAK POTENSIAL KRAMATWATU BANTEN

June Mellawati, Heni Susiati, Hadi Suntoko, Kurnia Anzhar
Pusat Pengembangan Energi Nuklir- BATAN
Jl. Kuningan Barat, Mampang Prapatan Jakarta 12710
june_mellawati@yahoo.co.id

Abstract

In the Nuclear Power Plant site activities should be analyzed environmental air in the site vicinity and it is stated in the IAEA Safety Standards Series No. NS-R-3 in 2003 and IAEA Safety Guides No NS-G-3.2 in 2002. In this research, the radioactivity of gross alpha levels in the Kramatwatu potential site locations, Serang, Banten has been carried out. The objective of research is to obtain data on the alpha radioactivity level around the Kramatwatu potential site, and predicting its distribution using Surfer software. The research was done 8 month, i.e March to October 2012, and the sampling location is site vicinity (5 km radii from the site). Determination of the location coordinates the sampling area using Geographic Positioning System (GPS) and airborne dust sampling using the totalizer volume air sampler Radeco include Whatman air filter (ϕ 4.7 cm) and measurement using Low Background Counter (LBC). Data obtained will be used for preparing supplementary documents nuclear power plant licensing documents, such as documents Site Data Report (SDR), Site Evaluation Report (SER), Preliminary Site Analysis Report (PSAR), and Environmental Impact Assessment (EIA). The result showed that concentration of gross alpha dari site vicinity showed varied, i.e. 0.0011–0.3488 pCi/m^3 (wet season) and 3.46–186.14 pCi/m^3 (dry season) with a predicted distribution patterns in the wet season highest accumulated around Toyomerto villages and in the dry season highest around MargasanaVillages. Distribution of alpha gross activity on March-April predicted will dominant eastern and southern, while on May-June will be dominant southern and southwestern.

Keywords: *alfa, airborne dust, Kramatwatu site area*

Abstrak

Pada kegiatan penetapan tapak PLTN perlu dianalisis kondisi lingkungan udara di sekitar tapak dan hal ini dinyatakan dalam IAEA Safety Standards Series No NS-R-3 Tahun 2003 dan IAEA Safety Guide IAEA No. NS-G-3.2 Tahun 2002. Pada penelitian ini telah dilakukan penentuan tingkat radioaktivitas *gross* alfa di lokasi sekitar tapak potensial Kramatwatu Serang Banten, Tujuan penelitian adalah memperoleh data tingkat radioaktivitas *gross* alfa di sekitar tapak potensial Kramatwatu, dan memprediksi sebarannya menggunakan perangkat lunak Surfer. Penelitian dilakukan selama 8 bulan, yaitu bulan Maret – Oktober 2012, dan lokasi penelitian pada radius 5 km dari tapak (zona *site vicinity*). Penentuan titik koordinat lokasi sampling menggunakan *Geography Positioning System* (GPS) dan sampling debu udara menggunakan *Radeco Air Volume Totalizer Sampler* dilengkapi air filter whatman (ϕ 4,7 cm) dan pengukurannya menggunakan *Low Background Counter* (LBC). Data yang diperoleh digunakan untuk menyusun dokumen pelengkap dokumen perijinan pembangunan PLTN, seperti Dokumen *Site Data Report* (SDR), Site Evaluation Report (SER), *Preliminary Site Analysis Report* (PSAR), dan AMDAL. Hasil menunjukkan bahwa konsentrasi *gross* alfa dari debu udara di *site vicinity* bervariasi antara 0,0011–0,3488 pCi/m^3 (musim hujan) dan 3,46–186,14 pCi/m^3 (musim kering) dengan perkiraan pola sebaran tertinggi di musim hujan terakumulasi di sekitar Desa Toyomerto dan di musim kemarau terakumulasi tertinggi

ISBN : 978-979-1458-64-1

di sekitar Desa Margasana. Sebaran radioaktivitas *gross* alfa pada bulan Maret-April diperkirakan dominan tersebar ke arah timur dan selatan, sedangkan pada bulan Mei-Juni dominan tersebar ke arah selatan dan barat daya.

Kata kunci: alfa, debu udara, lokasi tapak Kramatwatu

1. PENDAHULUAN

Peraturan Presiden No. 5 Tahun 2006 tentang Kebijakan Energi Nasional menyebutkan bahwa salah satu jenis energi yang akan dikembangkan di masa mendatang adalah energi nuklir (1). Undang-Undang No. 30 Tahun 2007 juga menyebutkan bahwa pemanfaatan energi baru dan terbarukan (termasuk nuklir) wajib ditingkatkan oleh Pemerintah Pusat dan Daerah (2). Berdasarkan hal tersebut pemerintah berencana akan melaksanakan pembangunan PLTN yang salah satu lokasinya di tapak Kramatwatu sehingga kondisi lingkungan udara di sekitar calon tapak PLTN perlu dimonitor terkait lepasan unsur radioaktifnya. Tapak adalah lokasi di daratan yang dipergunakan untuk pembangunan, pengoperasian, dan dekomisioning, satu atau lebih reaktor nuklir beserta sistem terkait lainnya (3).

Dalam dokumen IAEA *Safety Standards Serie*s No NS-R-3 Tahun 2003 dinyatakan bahwa pada penetapan tapak PLTN, kondisi lingkungan termasuk udara di sekitar tapak perlu dipertimbangkan (4). Dokumen *Safety Guide* IAEA No. NS-G-3.2 memberikan panduan tentang pentingnya memonitor dispersi bahan radioaktif di udara dalam kegiatan survei dan evaluasi tapak PLTN, hal ini terkait dengan sebaran penduduk di daerah sekitar calon tapak yang akan dibangun (5).

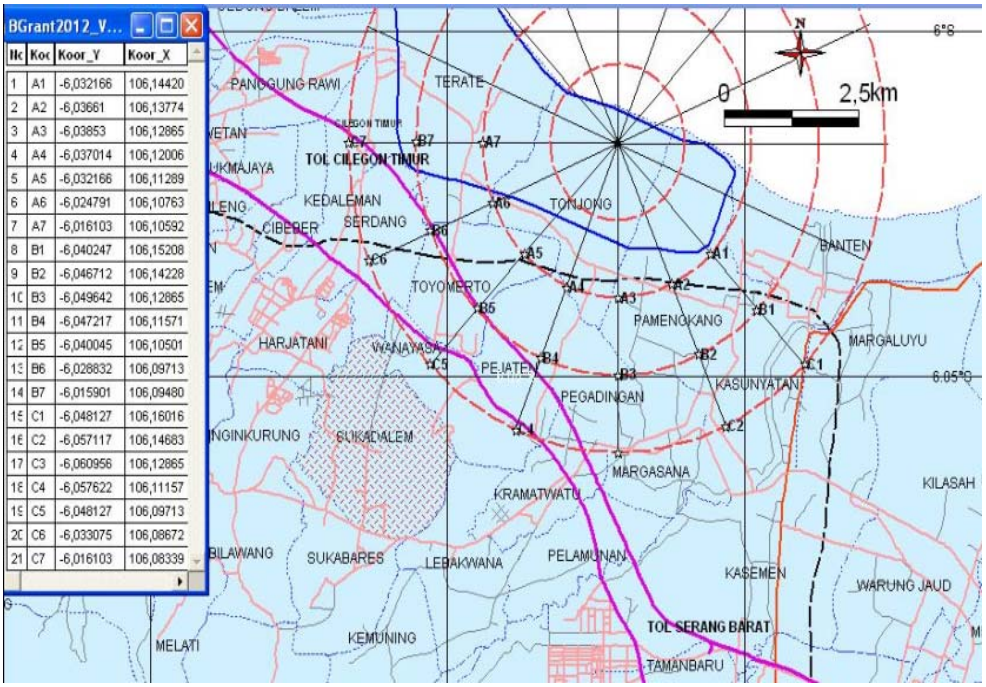
Terlepasnya sejumlah zat pencemar bersifat radioaktif (termasuk pemancar alfa) ke udara akan menimbulkan permasalahan meningkatnya paparan radiasi di udara yakni di sekitar lokasi PLTN terutama terhadap penduduk yang tinggal di sekitarnya. Radioaktivitas yang diterima penduduk dapat bersifat langsung dan tidak langsung yang dapat menimbulkan dampak negatif. IAEA melalui dokumen *Safety Standard Series* No. 50-SG-S3, 1980 tentang *Atmospheric dispersion in Nuclear Power Plants siting* memberikan rekomendasi terhadap tapak PLTN agar melakukan pendataan (*base line data*) radionuklida udara sebelum kegiatan proyek, saat kegiatan proyek dan akhir kegiatan proyek (6). Berdasarkan hal ini telah dilakukan penelitian tentang sebaran radionuklida gross alfa di sekitar tapak potensial Kramatwatu Banten. Tujuan penelitian untuk memperoleh data tingkat radioaktivitas alfa dan memprediksi sebarannya di lingkungan udara sekitar tapak potensial Kramatwatu. Data yang diperoleh diharapkan dapat digunakan untuk

ISBN : 978-979-1458-64-1

menyusun beberapa dokumen pelengkap perijinan pembangunan PLTN, seperti dokumen *Site Data Report, Site Environmental Report, Preliminary Site Analysis Report,* dan AMDAL.

2. DATA DAN METODE

Lokasi Penelitian. Lokasi penelitian adalah di sekitar tapak potensial Kramatwatu yang terletak di Kecamatan Kramatwatu pada koordinat 6°3'48"S 106°6'57"E. Lokasi pengambilan sampel udara berada pada zona *site vicinity*, yaitu radius 5 km dari tapak yang ditunjukkan pada Gambar 1.



Gambar 1. Lokasi sampling

Selanjutnya area dalam lokasi tersebut dibagi menjadi 4 ring dengan jarak setiap ring adalah 1,25 km (1250 m), serta dibagi menjadi 8 sektor dengan lebar masing-masing 45°. Berdasarkan pembagian area dalam penetapan titik sampling tersebut masing-masing terdapat 21 titik sampling. Selanjutnya pada masing-masing titik sampling tersebut ditentukan koordinatnya dan pengeplotan titik sampling dilakukan pada peta RBI menggunakan GPS, Lalu pengambilan sampel udara dan dilanjutkan dengan pengukuran sampel menggunakan *Low Background Counter* (LBC) dan analisis laboratorium, pengolahan data serta prediksi sebaran gross alfa dilakukan dengan menggunakan perangkat lunak *Surfer*.

Bahan dan Peralatan. Pada penelitian ini digunakan bahan sampel udara, kertas saring *whatman* diameter (ϕ) 4,7 cm. Peralatan sampling udara yaitu *Radeco air volume totalizer sampler*

ISBN : 978-979-1458-64-1

dan peralatan untuk pengukuran gross alfa adalah *Low Background Counter* (LBC), serta perangkat lunak *Surfer* untuk memprediksi sebaran gross alfa di lokasi sampling.

Tata Kerja (6). Penyedotan debu udara dilakukan selama 24 jam dan pasca sampling debu udara dicatat kecepatan aliran udara dalam cfm (*cubic feet per minutes*) dan kertas saring whatman berisi debu udara dipindahkan dalam kotak penyimpan sampel (7). Pengukuran *gross activity* alfa menggunakan *Low Background Counter* (LBC), dan masing-masing sampel dimasukkan planset lalu diukur atau dicacah masing-masing selama 10 menit, dan ulangan pencacahan 3 kali. Sebelum kegiatan penelitian, telah dilakukan koordinasi dengan Badan Kesbangpol dan Linmas Jakarta terkait ijin pelaksanaan survei tapak di Kecamatan Kramatwatu dan koordinasi dengan BMKG Kabupaten Serang terkait dengan pengumpulan data meteorologi.

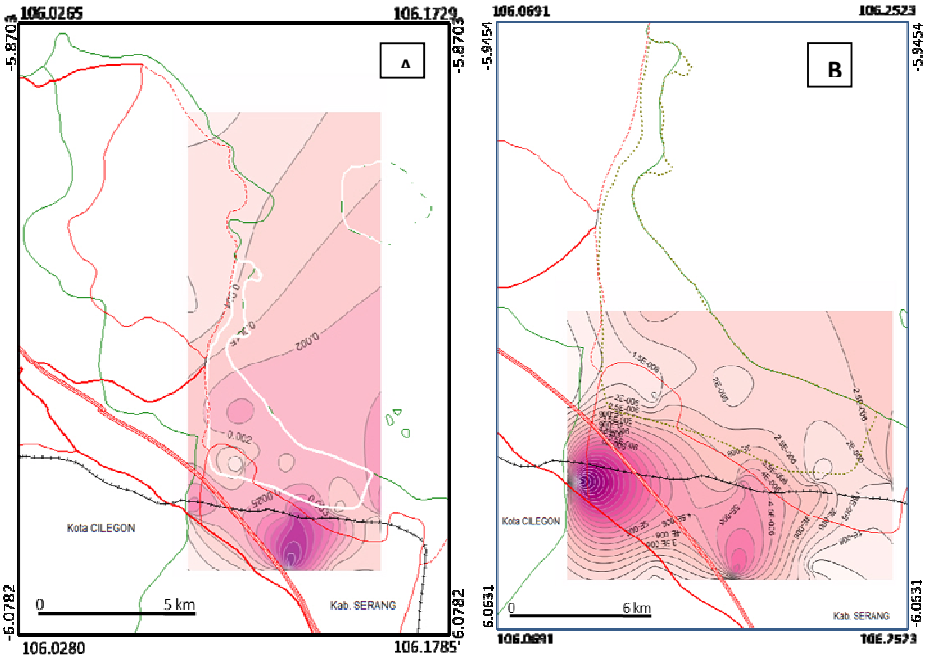
3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Tingkat radioaktivitas gross alfa dalam sampel partikel udara dari sekitar tapak potensial Kramatwatu ditunjukkan pada Tabel 1, hasil olahan sebarannya ditunjukkan pada Gambar 2. Hasil olahan data iklim dalam bentuk *windrose* ditunjukkan pada Gambar 3.

Tabel 1. Konsentrasi gross alfa rata-rata (pCi/m^3) dalam sampel udara dari lokasi sekitar tapak Kramatwatu

No.	Lokasi (Desa)	Musim kemarau	Musim hujan	No.	Lokasi (Desa)	Musim kemarau	Musim hujan
1	Serdang	3.46	0,0030	12	Kasunyatan	94.05	0,0941
2	Serdang	18.84	0,0226	13	Margasana	42.38	0,0424
3	Serdang	95.16	0,0931	14	Margasana	186.14	0,1861
4	Pejaten	14.68	0,0215	15	Terate	75.54	0,0755
5	Pejaten	32.70	0,0143	16	Toyomerto	29.08	0,0291
6	Serdang	11.59	0,0076	17	Tonjong	51.62	0,0516
7	Tonjong	6.19	0,0216	18	Pamengkang	80.89	0,0809
8	Pegadingan	12.19	0,0011	19	Pamengkang	139.11	0,1391
9	Banten Lama	101.65	0,1016	20	Tonjong	60.19	0,0602
10	Kasunyatan	32.00	0,0320	21	Toyomerto	69.84	0,3488
11	Kasunyatan	30.51	0,0305				

ISBN : 978-979-1458-64-1



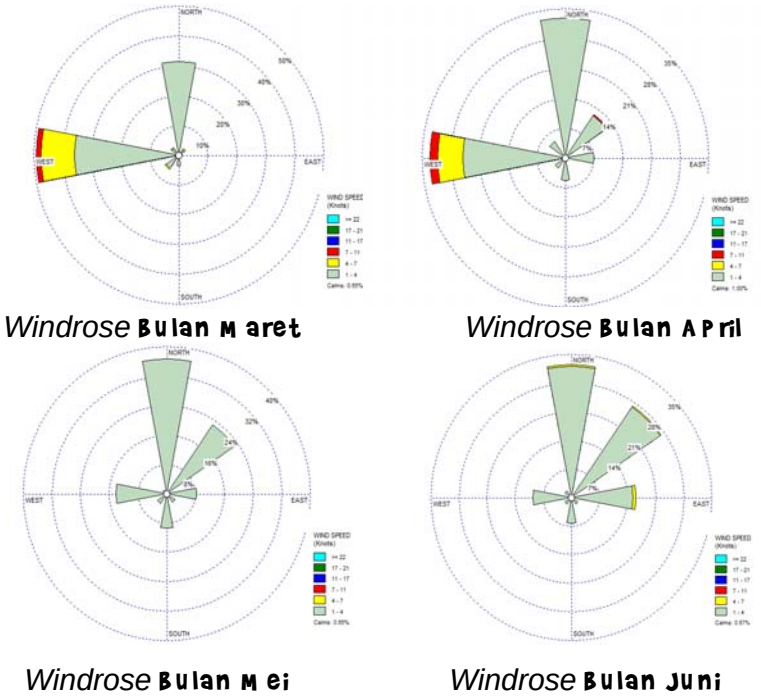
Gambar 2. Sebaran gross alfa di sekitar tapak potensial Kramatwatu (*site vicinity*) pada musim hujan (A) dan musim kemarau (B)

Pada Tabel 1 terlihat bahwa tingkat radioaktivitas gross alfa pada *site vicinity* (radius 5 km) dari tapak potensial Kramatwatu bervariasi antara 3,46–186,14 pCi/m^3 pada musim kemarau dan 0,0011–0,3488 pCi/m^3 pada musim hujan. Tingkat radioaktivitas *gross* alfa di lingkungan udara pada musim kemarau tertinggi ditemukan di sekitar Desa Margasana, sedangkan pada musim hujan tertinggi ditemukan di sekitar Desa Toyomerto. Seperti diketahui di daerah tersebut terdapat kegiatan perbengkelan motor, namun demikian apakah peningkatannya terkait dengan kegiatan tersebut perlu dipelajari lebih rinci. Selain itu diperoleh fenomena bahwa sebaran dan penumpukan zat radioaktif *gross* alfa pada musim kemarau relatif lebih tinggi dibandingkan pada musim hujan, dan hal ini dimungkinkan karena adanya pengenceran oleh air hujan.

Chan Kirl Pak, Kyung Rin Yang (1978) melaporkan bahwa tingkat radioaktivitas *gross* alfa di udara sekitar tapak reaktor *Kori Nuclear Power Plant* di Korea berkisar 0,0016-0,0027 pCi/m^3 (rerata 0,0021 pCi/m^3), jarak dari tapak dan kondisi musim yang berbeda (hujan dan kemarau) tidak memberikan tingkat radioaktivitas yang berbeda nyata (8). Fritz dan Patton (2002) melaporkan bahwa tingkat radioaktivitas *gross* alfa di udara di sekitar tapak PLTN Hanford di Amerika berkisar 0,0000015–0,0150 pCi/m^3(9). Bila dibandingkan dengan data dari tapak PLTN Hanford dan tapak *Kori Nuclear Power Plant* Korea, data hasil penelitian ini relatif masih lebih rendah.

Hasi analisis data meteorologi bulan Maret – April dan Mei – Juni ditunjukkan pada Gambar 3 berikut.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3. Hasil olahan data iklim *Windrose* di lokasi penelitian untuk bulan Maret – April (A) dan Mei-Juni (B)

Pada Gambar 3 A menunjukkan kondisi pengambilan sampel yang pertama (musim hujan-peralihan) pada bulan Maret – April. Pada bulan Maret angin bertiup dominan dari arah barat ke timur dengan kecepatan 1-4 knots (26 %), kecepatan 4-7 knots (11%), dan kecepatan 7-11 knots (2%), dan arah utara ke selatan dengan kecepatan 1-4 knots (31 %). Pada bulan April angin bertiup dominan dari arah barat ke timur dengan kecepatan 1-4 knots (25%), kecepatan 4-7 knots (7%), kecepatan 7-11 knots (3%), dan juga arah utara ke selatan dengan kecepatan 1-4 knots (33 %). Berdasarkan data ini dapat diperkirakan bahwa tingkat radioaktivitas alfa akan tersebar ke arah timur dan selatan dengan jangkauannya lebih jauh ke arah timur dari sumber lepasan.

Pada Gambar 3 B terlihat bahwa kondisi pengambilan sampel yang kedua (musim kemarau) pada bulan Mei – Juni. Pada bulan Mei angin bertiup dominan dari utara ke arah selatan dengan kecepatan 1-4 knots (36 %) dan arah timur laut ke barat daya dengan kecepatan 1-4 knots (22%). Pada bulan Juni angin bertiup dominan dari utara ke arah selatan dengan kecepatan 1-4 knots (34 %) dan arah timur laut ke barat daya dengan kecepatan 1-4 knots (26%). Berdasarkan data ini dapat diperkirakan bahwa radioaktivitas alfa akan tersebar ke arah selatan dan barat daya dengan jangkauan yang pendek dari sumber lepasan.

ISBN : 978-979-1458-64-1

4. KESIMPULAN

Berdasarkan hasil penelitian dapat disimpulkan bahwa konsentrasi gross alfa dari debu udara di *site vicinity* (5 km) dari tapak Kramatwatu Banten bervariasi antara 0,0011–0,3488 pCi/m^3 pada musim hujan dan 3,46–186,14 pCi/m^3 pada musim kering. Perkiraan pola sebaran tertinggi di musim hujan terakumulasi di sekitar Desa Toyomerto dan di musim kemarau terakumulasi tertinggi di sekitar Desa Margasana.

Sebaran radioaktivitas gross alfa pada bulan Maret-April diperkirakan akan dominan ke arah timur dan selatan dengan jangkauan ± lebih 5 km ke arah timur. Sedangkan pada bulan Mei-Juni akan tersebar ke arah selatan dan barat daya dengan jangkauan ± kurang dari 5 km.

PUSTAKA

Anonim, Peraturan Presiden No. 5 Tahun 2006 tentang Kebijakan Energi Nasional. Jakarta 2006.

Anonim, Undang Undang No. 30 Tahun 2007 tentang Energi. Jakarta 2007.

Anonim. Peraturan Pemerintah RI No. 43 tahun 2006 tentang Perijinan Reaktor Nuklir, Kepala Biro Peraturan Perundang-Undangan Bidang Perekonomian Dan Industri, Sekneg RI, Jakarta, 2006.

IAEA. *Safety Standards Serie*s No. NS-R-3 Tahun 2003 tentang International

Atomic Energy Agency. Vienna. 2003.

IAEA. *Safety Guide* IAEA No. NS-G-3.2. International Atomic Energy Agency. Vienna. 2002.

IAEA. *Safety Standard Series* No. 50-SG-S3 Tahun 1980. International Atomic Energy Agency. Vienna. 1980.

BATAN. Prosedur analisis sampel radioaktivitas lingkungan.Badan Tenaga Nuklir Nasional.Tahun 1998.

Chan Kirl Pak, Kyung Rin Yang. Environmental Radioactivity Prior to the Kori Nuclear Power Plant Operation. Journal of The Korean Nuclear Society, 10(1), 13-25, 1978.

B.G FRITZ, G.W PATTON. Radionuclide Concentration in Air On The Hanford Site. A ten Year Trend Report 1991 Through 2000. Pacific North West National Laboratory. The US Department of Energy. May 2002.

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANALISIS DISTRIBUSI TEMPORAL CURAH HUJAN DI DAERAH SUKAMANDI - JAWA BARAT PERIODE 1990-2008

Juniarti Visa, Iis Sofiati
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer-Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN)
Jl. dr. Djundjunan 133 Bandung, 40173
visamodel@yahoo.com; sofiati07@gmail.com

Abstract

Rainfall is highly variable meteorological parameter in both space and time. In this study the distribution of daily rainfall in Sukamandi ($107^0$39'E; $6^0$20'S) as one of the central areas of food in West Java, was analyzed during the period of 19 years from 1990 to 2008 which were obtained from BMKG. The purpose of this study was to determine the distribution pattern of intensity, and rainfall anomalies, especially for the dry months like June –July-August. Statistical analysis methods such as time-series, the trend, and the standard deviation were used to describe the temporal distribution of rainfall in the area of observation. For variations in rainfall patterns maximum occured in December-January-February and the minimum in June-July-August, while the intensity of rainfall trends to decrease by 20 mm during the observation period. Maximum rainfall standard anomalies occurred in 2006 by -2.7 mm and minimum occurred in 1995 and 1996 with a value of zero from the value of the annual amount. Distribution rainfall patterns of JJA smallest occurred in August and greatest in June. While the greatest number of rainy days occurred in 1998 as much as ten days in June and July, and the smallest occurred in 1996 as many as four days. There fore there is a decline in the intensity of rainfall during the period of observation, and the driest month in Sukamandi occurred in August.

***Keywords**: Rainfall, June-July-August (JJA), temporal variations, time-series analysis.*

Abstrak

Curah hujan merupakan parameter meteorologi yang sangat bervariasi terhadap ruang dan waktu. Pada penelitian ini dianalisa distribusi curah hujan harian di Sukamandi ($107^0$39'E; $6^0$20'S) sebagai salah satu daerah sentra pangan di Jawa Barat selama periode 19 tahun (1990-2008) yang di peroleh dari BMKG-Jakarta. Tujuan penelitian ini adalah mengetahui variasi distribusi, intensitas, dan anomali curah hujannya terutama untuk bulan-bulan kering seperti Juni-Juli-Agustus. Metode analisis statistik seperti *time-series*, kecenderungan (*trend*), dan standar deviasi digunakan untuk menggambarkan distribusi temporal curah hujan di daerah pengamatan. Untuk variasi curah hujan terjadi maksimum pada bulan Desember-Januari-Februari, dan minimum pada bulan Juni-Juli-Agustus, sedangkan intensitas curah hujan kecenderungannya rata-rata menurun sebesar 20 mm selama periode pengamatan. Anomali Standar curah hujan maksimum terjadi pada tahun 2006 sebesar -2.7 mm dan minimum terjadi pada tahun 1995 dan 1996 dengan nilai nol dari nilai jumlah tahunannya. Distribusi curah hujan pada JJA yang terkecil terjadi pada bulan Agustus dan terbesar pada bulan Juni. Sedangkan jumlah hari hujan yang terbesar terjadi pada tahun 1998 sebanyak sepuluh hari pada bulan Juni dan Juli, dan terkecil terjadi pada tahun 1996 sebanyak empat hari. Dengan demikian sudah terjadi penurunan intensitas curah hujan selama periode pengamatan, dan bulan terkering di Sukamandi terjadi pada bulan Agustus.

Kata kunci: Curah hujan, Juni-Juli-Agustus (JJA), variasi temporal, analisis time-series.

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Secara geografis posisi wilayah Indonesia sangatlah strategis dan bersifat khusus, ia berada di wilayah tropis yang kaya akan radiasi matahari dengan lama siang dan malam sepanjang tahun hampir selalu sama, sehingga jumlah radiasi matahari sepanjang hari relatif hampir konstan. Ia terletak diantara dua benua Asia dan Australia, diantara dua samudra India dan Pasifik, dan diantara dua Belahan Bumi Utara dan Belahan Bumi Selatan. Disamping itu dengan kondisi permukaan yang sekitar 70 % didominasi oleh laut, terdiri atas lebih dari 17.500 pulau besar dan kecil. Sementara itu sebaran pulaunya yang banyak dikelilingi oleh laut dangkal atau dikenal dengan benua maritim merupakan potensi penguapan yang cukup besar untuk mempermudah pembentukan awan hujan dan umumnya permukaan daratan bergunung gunung, sehingga Ramage (1971), menyebutnya sebagai *maritime continent*. Kondisi ini mengakibatkan tidak terdapat iklim yang seragam di seluruh wilayah Indonesia, keragaman iklim ini terjadi karena perbedaan letak geografis, kondisi topografis yang kompleks (Hamada, 2003). Keadaan ini tercermin dari adanya perbedaan tipe hujan di wilayah Indonesia, paling tidak terdapat tiga tipe curah hujan yaitu monsunal, equatorial dan lokal (Tjasyono, 1999). Tujuan pnelitian ini untuk menentukan distribusi temporal curah hujan daerah Sukamandi dan dengan analisa kuantitatif curah hujan pada bulan kering (JJA)

2. DATA DAN METODE

Data yang digunakan dalam analisis ini adalah data curah hujan harian dan bulanan untuk daerah Sukamandi periode 1990 – 2008. yang diperoleh dari BMG - Jakarta. Untuk menentukan analisis distribusi temporal curah hujan daerah Sukamandi digunakan parameter-parameter statistik sebagai berikut:

a. Deviasi standar

Deviasi standar adalah ukuran yang menyatakan seberapa jauh nilai curah hujan menyimpang dari nilai rata-ratanya. Deviasi standar (σ) dihitung dengan persaman berikut:

$$S = \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{N}}$$

dengan x = nilai variabel curah hujan

N = jumlah data

Anomali Standar = $\frac{(x - \bar{x})}{S}$, dimana S adalah Standar Deviasi

ISBN : 978-979-1458-64-1

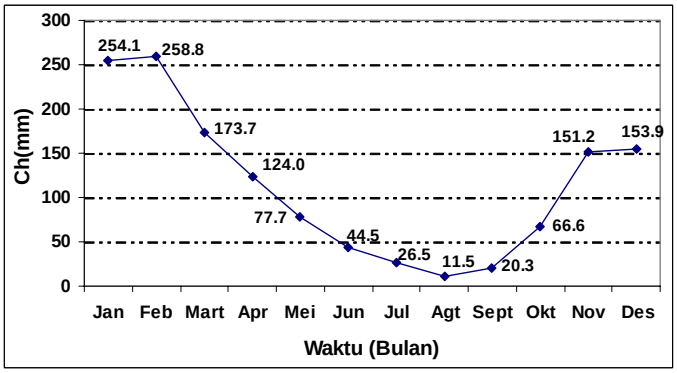
b. Rata-rata

Rata-rata adalah ukuran yang dianggap mewakili suatu kumpulan nilai (variabel curah hujan) yang dihitung dengan menjumlahkan semua nilai curah hujan di bagi banyaknya nilai.

$$\overline{X} = \left(\frac{\sum x}{N} \right)$$ x = nilai variabel curah hujan, N = jumlah data.

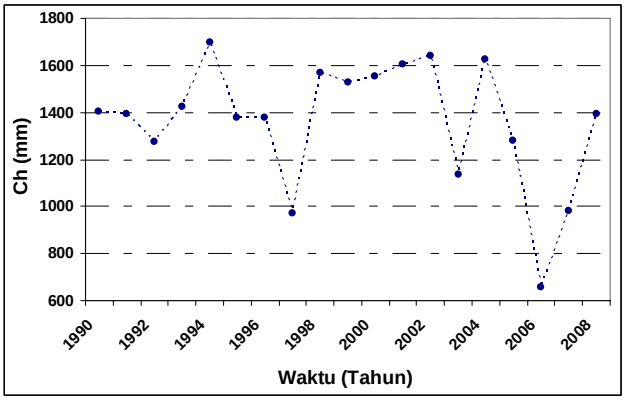
3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Gambar 1 memperlihatkan pola curah hujan bulanan rata-rata selama 19 tahun (1990-2008). Disini terlihat intensitas curah hujan paling kecil terjadi pada bulan Agustus. Curah hujan minimum rata-rata yang di analisa pada penelitian ini, terjadi pada bulan Juni, Juli, Agustus dan September.



Gambar 1. Kondisi curah hujan daerah Sukamandi periode 1990-2008

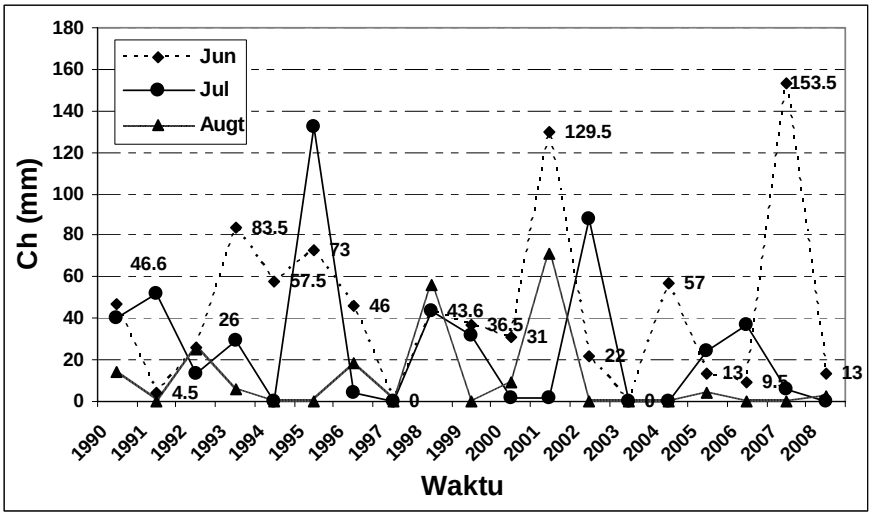
Selanjutnya gambar 2, menggambarkan kondisi curah hujan selama 19 tahun (1990-2008). Disini terlihat bahwa rata-rata tahunan curah hujan selama 19 tahun menunjukkan trend atau kecendrungan menurun sebesar 20 mm selama periode pengamatan. Dan intensitas curah hujan di daerah Sukamandi berkisar antara (657 – 1698) mm pertahun.



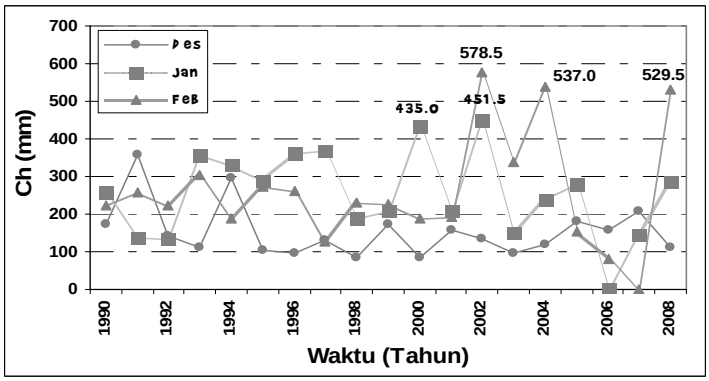
Gambar 2. Rata-rata tahunan curah hujan tahun 1990-2008.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Sedangkan dari gambar 3a dapat diketahui kondisi curah hujan pada bulan kering (JJA), disini terlihat jelas pada bulan Juni 2007 intensitas curah hujan sebesar 153.5 mm, dan Juni 2001 sebesar 129.5 mm. Kemudian bulan Juli sebesar 132.5 mm. Dan pada bulan Agustus intensitas curah hujan berkisar antara (0-71.5) mm selama periode 1990-2008. Curah hujan maksimum terjadi pada bulan basah (DJF) selama periode 1990-2008. Dari pengolahan data bulan basah (DJF) gambar 3b diperoleh intensitas curah hujan maksimum terjadi pada bulan Februari dengan nilai diatas 500 mm.



(a)



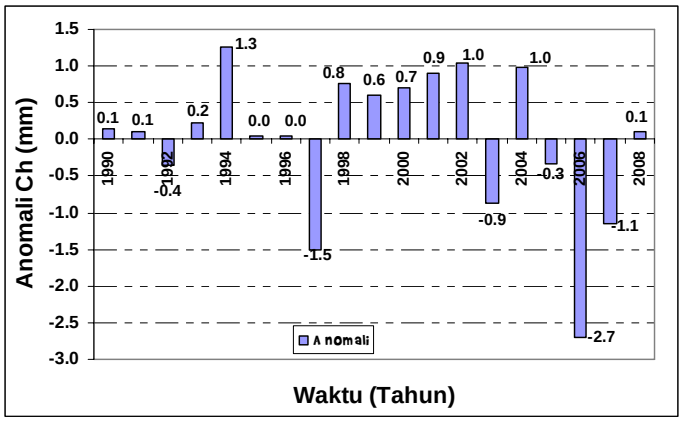
(b)

Gambar 3. (a) Variasi antar tahunan curah hujan daerah Sukamandi pada bulan kering (JJA) **(b)** Variasi antar tahunan curah hujan daerah Sukamandi pada bulan basah (DJF).

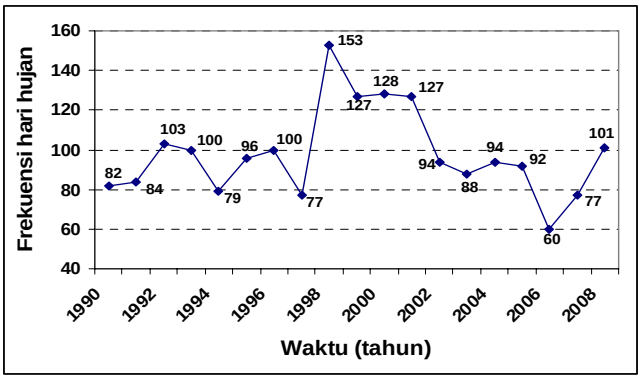
Daerah Sukamandi yang dikenal juga dengan daerah sentra pangan, dengan kondisi curah hujan pada bulan basah (DJF) maksimum dan pada bulan kering (JJA) minimum. Sedangkan anomali standar curah hujan maksimum terjadi pada tahun 2006 sebesar -2.7 mm. Dan anomali

ISBN : 978-979-1458-64-1

curah hujan minimum terjadi pada tahun 1995 dan 1996 tidak persis nol dari nilai jumlah tahunannya. Dapat dilihat pada gambar 4.

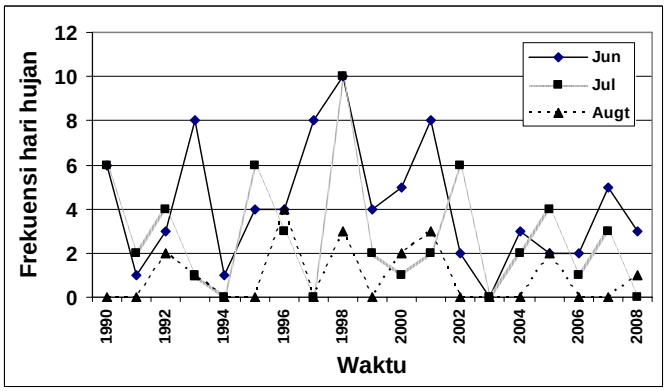


Gambar 4. Anomali curah hujan bulanan tahun 1990-2008 di Sukamandi.



Gambar 5. Frekuensi hari hujan tahun 1990-2008 di daerah Sukamandi.

Daerah Sukamandi, jumlah hari hujan selama periode pengamatan (1990-2008) dapat dilihat pada gambar 6, Frekuensi hari hujan selama 19 tahun (1990-2008) yang di fokuskan pada bulan kering (JJA). Dari gambar 6 terlihat jelas pada tahun 1998 jumlah hari hujan terjadi sebanyak sepuluh hari pada bulan Juni dan Juli, sedang pada Agustus kejadian hari hujan hanya empat hari.



Gambar 6. Frekuensi hari hujan selama 19 tahun (1990-2008) pada bulan kering (JJA)

ISBN : 978-979-1458-64-1

Gambar 6, memperlihat jumlah kejadian hari hujan selama 19 tahun di bulan kering (JJA). Kejadian hujan lebih banyak terjadi pada bulan Juni, kemudian Juli, dan bulan Agustus lebih sedikit dibandingkan bulan Juni dan juli.

4. KESIMPULAN

Berdasarkan hasil analisis data curah hujan harian, bulanan dan tahunan diperoleh distribusi temporal curah hujan daerah Sukamandi bahwa distribusi curah hujan maksimum pada bulan basah (DJF) dan pada bulan kering (JJA) minimum terjadi pada bulan Agustus. Akan tetapi pada bulan September intensitas curah hujan sebesar 20.3 mm, lebih kecil dibandingkan bulan Juni yang mempunyai intensitas curah hujan sebesar 4.5 mm. Selanjutnya selama periode pengamatan intensitas curah hujan kecendrungannya menurun sebesar 20 mm.

DAFTAR RUJUKAN

Hamada, J.I., 2003. "*Intra seasonal and Diurnal variation of Rainfall Over Sumatra Barat."* Buku Panduan Workshop Pemanfaatan Informasi Iklim Pertanian di Sumatra Barat.

Ramage, 1971, " *Monsoon Meteorology"* Academic Press. Inc, International Geophisics. Series, Vol 15.

Tjasjono, B. 1999, *" Klimatologi Umum",* Penerbit ITB Bandung.

ISBN : 978-979-1458-64-1

PERILAKU GELOMBANG KELVIN PADA ANGIN MERIDIONAL DI ATAS KOTOTABANG SAAT MUSIM KERING(JJA) DAN MUSIM BASAH(DJF)

Juniarti Visa
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer-Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN)
Jl. dr. Djundjunan 133 Bandung, 40173
visamodel@yahoo.com; inavisa @bdg.lapan.go.id

Abstract

This research studied of the behaviour the Kelvin wave over Kototabang as the main trigger of the MJO occurrence at the layer around 14.1 km above mean sea level. Based on results of the EAR data analysis period of 2009 - 2010 by using the Spectra technique analysis the results showed that the Kelvin wave activity during the dry season (JJA) was relatively stronger compared to that during when the wet season (DJF). This was seen from the PSD (Power Spectral Density) value during the dry season reached to 3 m/s/Hz, and only 0.4 m/s/Hz during the wet season (DJF) with almost the same period oscillation approximately 24 day oscillation.

Keywords*: Kelvin wave, MJO, EAR, wet season, dry season*

Abstrak

Penelitian ini mempelajari perilaku gelombang Kelvin di atas Kototabang sebagai pemicu utama terjadinya MJO di sekitar lapisan 14,1 km di atas permukaan laut. Berbasis hasil analisis data EAR periode 2009 - 2010 dengan menggunakan teknik analisis spektral, maka di peroleh hasil bahwa aktivitas gelombang Kelvin di saat musim kering (JJA) relatif lebih kuat di bandingkan saat musim basah (DJF). Hal ini terlihat dari nilai PSD (*Power Spectral Density)* saat musim kering mencapai 3 m/s/Hz, dan hanya 0.4 m/s/Hz pada saat musim basah (DJF) dengan periode osilasi yang hampir sama, yakni sekitar 24 harian.

Kata kunci: Gelombang Kelvin, MJO, EAR, Musim basah(DJF), Musim Kering (JJA).

1. PENDAHULUAN

Ningrum, (2009) menyatakan gelombang atmosfer merupakan osilasi variabel medan atmosferik yang merambat dalam ruang seperti: suhu, tekanan, dan kecepatan angin. Gelombang atmosfer memiliki skala gerak yang luas, yaitu mulai dari skala-mikro dengan panjang gelombang beberapa kilometer hingga skala planeter dengan panjang gelombang lebih dari 10.000 km. Dalam aspek meteorologis, gerak gelombang atmosfer dikelompokkan menjadi beberapa jenis gelombang. Beberapa tipe gelombang tersebut sangat menarik dan sering dikaji dalam bidang meteorologi dinamik. Gelombang atmosfer dapat dibagi dalam tiga bagian (Widyastuti, 1995) yaitu :

a. Gelombang longitudinal yaitu partikel udara berosilasi secara periodik searah

ISBN : 978-979-1458-64-1

dengan penjalaran gelombang.

b. Gelombang transversal – vertikal yaitu partikel udara berosilasi dalam bidang vertikal sementara gelombang menjalar dalam arah horizontal.

c. Gelombang transversal – horizontal yaitu partikel udara melakukan osilasi dalam bidang horizontal tegak lurus terhadap arah penjalaran gelombang.

Gelombang atmosfer sangat penting dalam berbagai proses atmosferik, baik proses proses kimia maupun proses proses fisis-dinamik dimana gelombang atmosfer mempunyai peranan utama dalam proses proses *coupling* di atmosfer. Sumber pembangkit atau pemicu gelombang atmosferik terdapat di troposfer yang berupa konveksi tropis yang terorganisir dalam pembentukan awan-awan Cumulonimbus (Cb), sistem cuaca, penyesuaian geostropik, dan pengangkatan orografik akibat bentuk topografik permukan. Dengan mentransfer momentum secara vertikal ke atas, dinamika gelombang dapat mempengaruhi karakter pola sirkulasi utama pada lapisan atmosfer di atasnya (Ern *et al.,* 2008).

Posisi geografis Indonesia sebagai benua maritim memberikan pengaruh yang sangat berarti bagi dinamika atmosfer dalam berbagai skala. Indonesia terletak di antara dua benua (Asia dan Australia) dan dua Samudera (Pasifik dan Hindia) dengan dominasi lautan hampir dua pertiga wilayahnya. Hal ini menyebabkan kawasan ini diduga sebagai penyimpan panas terbesar baik yang *sensible* ataupun *latent* bagi pembentukkan awan-awan kumulus, seperti Cumulonimbus (Hermawan, 2002). Dinamika awan-awan Cumulonimbus (Cb) yang dikenal dengan istilah *Super Cloud Cluster* (SCCs) inilah yang membangkitkan fenomena atmosferik. Salah satu kajian dinamika atmosfer yang cukup penting di kawasan tropis adalah kajian mengenai fenomena gelombang atmosferik, khususnya gelombang atmosfer ekuatorial berskala planeter. Salah satu dinamika gelombang ekuatorial yang cukup penting adalah gelombang Kelvin. Berdasarkan hasil kajian Wallace dan Kousky pada tahun 1968 menunjukkan bahwa gelombang Kelvin bergerak dominan ke arah timur dengan periode bervariasi antara 15-20 harian di lapisan stratosfer bawah. Gelombang Kelvin yang pertama kali ditemukan memiliki panjang gelombang zonal 20.000 km dan panjang gelombang vertikalnya 6-10 km (Holton 2004). Gelombang Kelvin berpropagasi di *Tropical Tropopause Layer* (TTL) dan sangat mempengaruhi modulasi suhu (Immler *et al.,* 2008). Gelombang Kelvin diduga sebagai pemicu fenomena *Intraseasonal Variability* khususnya *Madden Julian Oscillation* (MJO).

Analisis data OLR dan suhu menunjukkan bahwa jika aktifitas gelombang Kelvin dan

ISBN : 978-979-1458-64-1

MJO muncul secara bersamaan, maka gelombang ekuatorial bersifat '*convectively coupled'*. Selain itu puncak-spektrum sebagai fungsi bilangan gelombang dan frekuensi akan menjadi lebih kompleks (Wheeler & Kiladis., 1999).

Menurut penelitian Lubis dan Setiawan, (2010), gelombang Kelvin memiliki peran yang sangat penting dalam dinamika atmosfer tropis. Gelombang ini diduga sebagai pemicu terjadinya fenomena Madden Julian Oscillation (MJO) dan ikut berperan dalam proses pembangkitan fenomena Quasi Biennial Oscillation (QBO). Holton menjelaskan lebih lanjut bahwa bangkitnya fenomena QBO disebabkan oleh adanya sumbangan momentum yang dihasilkan oleh gelombang Kelvin dan gelombang Yanai yang berimplikasi terhadap variasi angin zonal quasi dua tahunan pada lapisan stratosfer. Indonesia merupakan kawasan yang terletak di antara India dan Pasifik barat. Kemungkinan hadirnya gelombang Kelvin di atmosfer Indonesia sangat besar. Namun karakteristiknya belum tentu sama dengan yang pernah diamati sebelumnya. Karena itu perlu dilakukan studi lebih lanjut untuk mengamati karakteristik gelombang Kelvin di Indonesia

Penelitian ini juga bertujuan untuk menunjukkan adanya aktivitas gelombang Kelvin di ketinggian 14.1 km sebagai pemicu utama terjadinya MJO.

2. DATA DAN METODOLOGI

Dalam penelitian ini menggunakan data *Equatorial Atmospheric Radar* (EAR) yang berada di Kototabang ($0{,}2^0$ LS; $100{,}32^0$ BT) dan 865 m diatas permukaan laut, Sumatera Barat, berupa data angin meridional per jam dengan format .csv dari ketinggian 2 - 20 km dan memiliki resolusi vertikal 150 m dan waktu 10 menitan. Data selama periode 2009 – 2011 diperoleh dari situs :

http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/ear/data/.

Sofware Matlab ver. 7 digunakan untuk mengetahui dan menganalisis *Power Spectral Desnsity (PSD)* parameter angin meridional, apakah angin meridional tersebut berfluktuasi secara periodik atau tidak dalam rentang waktu 2009-2011.

Metode penelitian menggunakan analisis spektrum adalah suatu cara yang umumnya digunakan untuk melihat karakter data deret waktu dalam domain frekuensi, salah satu informasi penting yang dapat diperoleh dari analisis spektrum adalah periodisitas tersembunyi dalam data deret waktu. Analisis spektral ini digunakan untuk mengestimasi fungsi densitas spektrum dari suatu deret waktu. Karena data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data medan angin horizontal maka fungsi densitas spektral menyatakan energi kinetik angin.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Metode analisis spektrum yang digunakan dalam penelitian ini adalah analisis *Fast Fourier Transform* (FFT) dan Transformasi *Wavelet.*

Analisis Spektrum Fourier merupakan transformasi dari fungsi autocovarian cxx sebagai berikut:

$$f(\omega) = \frac{1}{\pi} \sum_{k=-\infty}^{\infty} C_x(k)\, e^{-i\omega k}$$

Walaupun analisis spectrum Fourier dapat memberikan informasi tentang periodisitas dari data, akan tetapi kemungkinan adanya variasi kekuatan energi osilasi maupun adanya evolusi dari periodisitas dalam data harus di atasi, karena itu selain menggunakan metoda spektrum Fourier, maka dalam penelitian ini digunakan juga metode transformasi wavelet.

Transformasi Wavelet merupakan suatu Analisis Multi Resolusi (AMR) yang menggunakan sebuah jendela modulasi atau fungsi dasar yang fleksibel yang dapat didesain sesuai kebutuhan untuk mendapatkan hasil transformasi yang terbaik. Karena yang akan dianalisis adalah evolusi dari periodisitas dalam suatu deret data, maka dalam penelitian ini digunakan Transformasi Wavelet kontinu dengan fungsi Morlet sebagai "Mother Wavelet"-nya.

Secara Matematik, Transformasi Wavelet Kontinu didefinisikan sebagai berikut:

$$\gamma(s,\sigma) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\, \psi^*_{s,\sigma}(t)\, dt$$

Dimana $\gamma(s,\sigma)$ adalah fungsi sinyal hasil transformasi, variabel s menyatakan skala, variabel σ menyatakan translasi, dan f(t) menrupakan sinyal data asli. Fungsi dasar $\psi^*_{s,\sigma}$ disebut sebagai fungsi wavelet (mother wavelet), dengan tanda * menunjukkan konyugasi kompleks.

Invers dari Transformasi Wavelet Kontinu didefinisikan sebagai :

$$f(t) = \iint \gamma(s,\sigma)\psi_{s,\sigma}(t)\, d\,\sigma ds$$

Fungsi dasar (mother wavelet) yang digunakan adalah Morlet yang diberikan oleh : (Ninggrum, 2009)

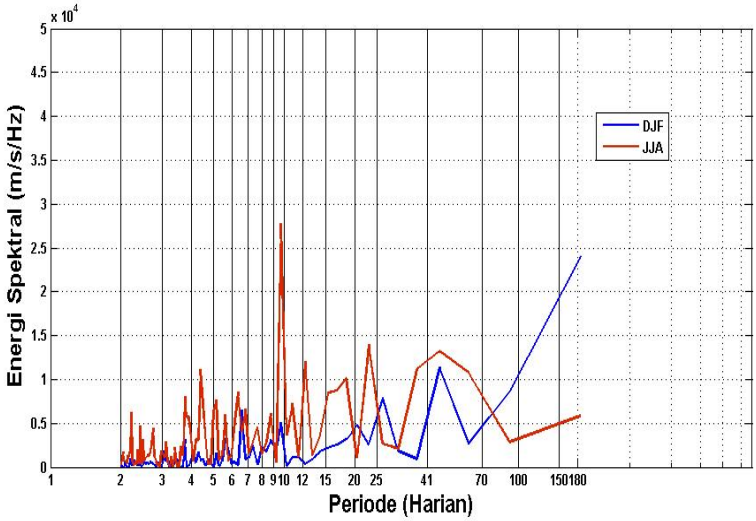
$$\Psi(t) = \pi^{-1/4}\, e^{-\omega_o t}\, e^{-t2/2}$$

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Hasil pengolahan data angin meridional pada musim kering (JJA) dan musim basah (DJF) untuk periode 2009 - 2011 dapat di lihat pada gambar 1. Di sini terlihat jelas bahwa *Power Spectral Density (PSD)* pada musim kering (JJA) lebih jelas dari pada musim basah (DJF). Juga di musim kering (JJA) *Power Spectral Density(PSD)* nya lebih kuat dengan puncak 2,75 m/s/Hz yang

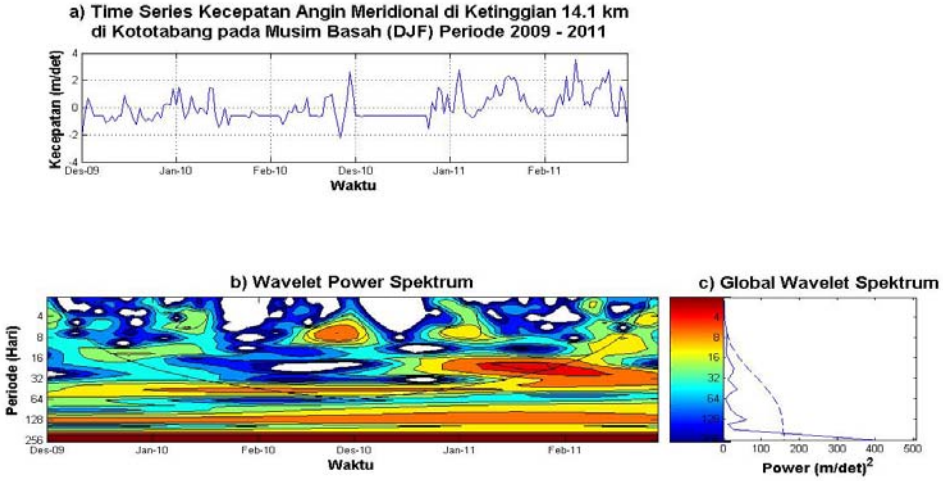
ISBN : 978-979-1458-64-1

berosilasi 9 – 10 harian. Selanjutnya juga terlihat adanya osilasi lain disekitar 23 harian dengan puncak yang relatif lebih kecil di sekitar 1,45 m/s/Hz. Kondisi ini jauh berbeda di bandingkan dengan bulan basah (DJF) di mana puncaknya tidak lagi di 9-10 harian akan tetapi pada 45 harian. Ini mengindikasikan adanya sinyal MJO di ketinggian 14,1 km. Dengan adanya perbedaan yang tadi diduga adanya data yang hilang pada musim basah(DJF) seperti yang terlihat pada gambar 2.



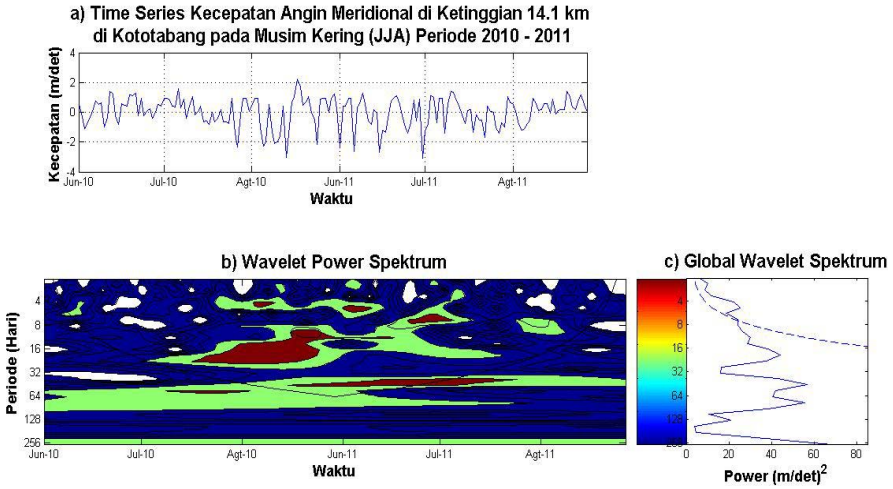
Gambar 1. *Power Spectral Density(PSD)* Angin Meridional di Kototabang pada musim kering(JJA) dan musim basah(DJF) tahun 2009-2011

Untuk mengkaji lebih dalam tentang karakteristik gelombang Kelvin di atas, maka dilakukanlah analisis menggunakan teknik wavelet, seperti nampak pada Gambar 2 dan 3 yang mewakili musim basah (DJF), dan musim kering (JJA).



Gambar 2. Wavelet kecepatan angin meridional pada ketinggian 14,1 km di Kototabang periode 2009-2011 pada musim Basah (DJF)

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3. Wavelet kecepatan angin meridional pada ketinggian 14,1 km di Kototabang periode 2009-2011 pada musim Kering (JJA)

Walaupun agak sulit dijelaskan terkait dengan banyaknya data hilang (*missing*), terutama pada Gambar 2, namun terjadi lonjakan yang cukup signifikan terhadap kenaikan angin meridional di lapisan sekitar 14 km dpl menjelang Desember 2010, dan juga sepanjang Januari 2011 hingga akhir Februari 2011, yakni di sepanjang musim basah. Kondisi ini berbeda, tatkala di musim panas (JJA), walaupun terjadi juga lonjakan angin vertikal, namun tidak membentuk pola tertentu. Hal ini tentunya berdampak kepada adanya gagasan untuk mengkaji lebih mendalam fenomena ini menggunakan data angin zonal sebagai pembanding daripada angin meridional.

4. KESIMPULAN

Ditemukan adanya aktivitas sinyal gelombang Kelvin di sekitar ketinggian 14.1 km yang terlihat dengan jelas berdasarkan analisis perilaku angin meridonal-EAR untuk periode pengamatan 2009 – 2011. Hal ini dibuktikan dengan diketemukannya osolasi sekitar 10 harian, terutama pada saat bulan-bulan kering (JJA).Hasil ini diduga akan nampak lebih kuat, bilaman dilakukan dengan menganalisis perilaku angin zonal (T-B). Selain itu terlihat adanya signal MJO pada ketinggian yang sama yang diduga terjadi akibat adanya gelombang Kelvin.

UCAPAN TERIMAKASIH.
Penulis mengucapkan terimakasih kepada Dr. Eddy Hermawan dan dra. Iis Sofiati, M.Sc yang telah memberikan masukan dan partisipasinya dalam penulisan makalah ini.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DAFTAR RUJUKAN.

Ern M, Preusse P, Schröder S. 2008. *Wave Dynamics*. http://www.fzjuelich.de/icg/icg-1/Wave_Dynamics/

Hermawan E. 2002. Perbandingan Antara Radar Atmosfer Khatulistiwa dengan Middle and Upper Atmosphere Radar dalam Pemantauan Angin Zonal dan Angin Meridional. *Warta LAPAN* 4 (1) : 8-16.

Holton JR. 2004. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Edisi ke-4. Amsterdam: Elsevier Inc.

Immler F *et al*. 2008. *Correlation between equatorial Kelvin waves and the occurrence of extremely thin ice clouds at the tropical tropopause*. Atmos Chem Phys Discuss 8: 2849–2862. www.atmos-chem-physdiscuss. net/8/2849/2008/ [16 Mei 2009]

Lubis dan Setiawan, 2010. *Identifikasi Gelombang Kelvin Atmosfer Ekuatorial Di Indonesia berbasis data NCEP/NCAR Reanalysis I.* Jurnal Fisika Himpunan Fisika Indonesia. Volume 10 - No. 2 - Desember 2010, ISSN 0854-3046

Ningrum, W. *B.Sc. Thesis, Bogor Agricultural University ,* 2009

Wheeler M, Kiladis GN. 1999. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J Atmos Sci* 56 : 374–399.

Widyastuti E. 1995. Analisis Dinamika Atmosfer Tropis di Sekitar Zona Tropopause Berdasarkan Data Radiosonde [Skripsi]. Bandung: Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Institut Teknologi Bandung

ISBN : 978-979-1458-64-1

PEMANFAATAN TEKNOLOGI *MOBILE PHONE* UNTUK PEMANTAUAN AWAN BERPOTENSI HUJAN DI ATAS WILAYAH PULAU JAWA

Krismianto dan Edy Maryadi
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional
krismianto.lapan@gmail.com

Abstract

Have done the utilization of mobile phone technology to monitor the coverage of potential rain clouds above the island of Java. This activity produces software that can be used by the general public so that the public can monitor cloud coverage in near real time using only a mobile phone device. Information of rainfall in near real time is needed in disasters early warning system triggered by rainfall. Rainfall is closely related condition characterized by a thick cloud so monitoring the cloud can be used as an alternative to predict the likelihood of rain. Monitoring cloud can be done in near real-time dissemination of information to the public but not optimal. Cloud coverage data can now be obtained even using a mobile phone but the information acquired though still common, and in a not-Specific (not interactive). Constraint is exactly the basis of the research is to create a mobile phone-based applications to access data in the cloud coverage of Java in near realtime. This activity aims to provide information in near real-time cloud coverage that can be accessed by the general public. The satellite data used in this research is MTSAT (Multi-functional Transport Satellite). One of the MTSAT Satellite Ground Receiver in Indonesia are managed by Atmospheric Technology Division, Center of Atmospheric Science and Technology, National Institute of Aeronautics and Space (LAPAN). MTSAT data is processed and generate index data that represents a potentially produce rain clouds then be overlaid with googlemap and stored in a web server whose have IP Publick. Cloud coverage data is then accessed using a special application-based mobile phone that has been created so that the public can monitor cloud coverage conditions in near real time using a mobile phone.

Keywords: *cloud coverage, Java island, MTSAT, googlemap, mobile phone*

Abstrak

Telah dilakukan kegiatan pemanfaatan teknologi *mobile phone* untuk memantau liputan awan berpotensi hujan diatas wilayah Pulau Jawa. Kegiatan ini menghasilkan perangkat lunak yang dapat dimanfaatkan oleh masyarakat umum sehingga masyarakat umum tersebut dapat memantau liputan awan secara *near realtime* hanya dengan mennggunakan perangkat *mobile phone.* Informasi curah hujan yang *near real time* sangat diperlukan dalam peringatan dini berbagai bencana yang dipicu oleh curah hujan. Kejadian hujan terkait erat ditandai dengan kondisi awan yang tebal sehingga pemantauan awan dapat dijadikan alternatif untuk memprediksi kemungkinan terjadinya hujan. Pemantauan awan sudah bisa dilakukan secara *near realtime* namun penyebaran informasinya ke masyarakat belum optimal. Data liputan awan sudah dapat diperoleh bahkan menggunakan *mobile phone* sekalipun namun informasi yang didapatkannya masih umum dan di lokasi yang tidak sepesifik (tidak interaktif). Kendala tersebutlah yang menjadi dasar dari penelitian ini untuk membuat sebuah aplikasi berbasis *mobile phone* yang dapat mengakses data liputan awan di wilayah Pulau Jawa secara *near realtime.* Kegiatan ini bertujuan untuk menyediakan informasi liputan awan secara *near realtime* yang dapat diakses oleh masyarakat umum. Data satelit yang digunakan dalam kegiatan litbangyasa ini adalah data satelit MTSAT (*Multi-functional Transport Satellite*). Salah satu *Ground Satellite Receiver* MTSAT yang ada di Indonesia dikelola oleh Bidang Teknologi Atmosfer, Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer, Lembaga Penerbangan dan antariksa

ISBN : 978-979-1458-64-1

Nasional (LAPAN). Data MTSAT tersebut diolah dan menghasilkan data indeks yang merepresentasikan awan yang berpotensi menghasilkan hujan kemudian di-*overlay* dengan *googlemap* dan disimpan dalam webserver yang memiliki *IP Publick*. Data liputan awan tersebut kemudian diakses menggunakan aplikasi khusus berbasis *mobile phone* yang sudah dibuat sehingga masyarakat umum dapat mematau kondisi liputan awan secara *near realtime* dengan menggunakan *mobile phone*.

Kata kunci: Liputan Awan, Pulau Jawa , MTSAT, *googlemap*, *mobile phone*

1. PENDAHULUAN

Indonesia merupakan wilayah yang rentan terhadap kejadian bencana alam terkait dengan hujan ekstrem seperti banjir dan tanah longsor. Kejadian bencana ini dapat menimbulkan gangguan terhadap kegiatan masyarakat, dunia usaha dan pemerintahan. Selain itu juga dapat menimbulkan kerugian terhadap harta benda dan infrastruktur, bahkan korban cedera dan hilangnya jiwa manusia (Satiadi, 2010).

Informasi curah hujan yang *near real time* sangat diperlukan dalam peringatan dini berbagai bencana yang dipicu oleh curah hujan yang sangat lebat seperti banjir dan tanah longsor (Suseno, 2009). Lambatnya penyebaran informasi curah hujan hasil pengukuran lapangan merupakan kendala yang cukup serius untuk keperluan peringatan dini tersebut. Kondisi atmosfer yang buruk terkait erat ditandai dengan kondisi awan yang tebal sehingga pemantauan awan dapat dijadikan alternatif untuk mengetahui kondisi atmosfer.

Kemajuan dalam bidang teknologi satelit, sensor, serta teknologi informasi telah memungkinkan pengembangan sistem informasi cuaca berbasis beberapa teknologi tersebut. Pemanfaatan dari satelit penginderaan jauh memberikan beberapa keuntungan, antara lain dapat memonitor wilayah yang luas secara bersamaan, seragam, *near real time* dan terus-menerus, termasuk wilayah-wilayah yang terpencil yang sangat sulit untuk diakses. Salah satu jenis satelit yang bisa digunakan untuk memantau kondisi awan secara *near realtime* adalah satelit MTSAT (*Multi-functional Transport Satellite*). Satelit tersebut merupakan salah satu jenis satelit cuaca yang dikelola oleh JMA (*Japan Meteorological Agency*), Jepang. Data-data yang bisa diperoleh untuk memantau keadaan awan dari satelit MTSAT adalah data *Visibele* (VIS) dan *Infra* merah (IR) dimana data IR sendiri dibagi menjadi 4 kanal (IR1,IR2,IR3,IR4). Masing-masing data memiliki panjang gelombang dan fungsi yang berbeda-beda (Shimizu, 2008). Data dari satelit MTSAT memiliki resolusi sapasial 1 Km untuk data VIS dan 4 Km untuk data IR.

Data liputan awan secara near realtime sebetulnya sudah dapat diperoleh oleh masyarakat umum secara gratis bahkan menggunakan *mobile phone* sekalipun namun informasi yang

ISBN : 978-979-1458-64-1

didapatkannya masih umum dan di lokasi yang tidak sepesifik (tidak interaktif). Kendala tersebutlah yang menjadi dasar dari penelitian ini untuk membuat sebuah aplikasi berbasis *mobile phone* yang dapat mengakses data liptan awan disekitar pengguna secara jelas khususnya di wilayah Pulau Jawa secara *near realtime*. Aplikasi ini akan sangat bermanfaat bagi masyarakat karena dapat mengakses data liputan awan disekitar pengguna secara *near realtime* sehingga masyarakat dapat lebih mengantisipasi datangnya kejadian cuaca buruk.

2. TINJAUAN PUSTAKA

Awan memiliki nilai albedo yang beragam tergantung banyaknya radiasi gelombang pendek yang dipantulkan dan diteruskan. Selain itu albedo awan juga dipengaruhi oleh banyaknya kandungan uap air, ketinggian dan jenis awan. Beberapa jenis awan yang tumbuh di atas Indonesia diantaranya adalah *cirrus, stratus, cumulus,* dan *cumulonimbus*. Awan *cirrus* memiliki albedo berkisar 20 hingga 40%, awan *stratus* 40 hingga 65%, awan *cumulus* berkisar 65%, dan awan *cumulonimbus* berkisar 90% (Gourdeau, 2004). Jenis awan yang paling berpotensi menimbulkan hujan lebat adalah awan *cumulonimbus* (Cb).

Karena nilai albedo awan sangat tergantung dengan banyaknya radiasi matahari gelombang pendek yang dipantulkan dan diteruskan maka data albedo awan tidak dapat digunakan untuk pengamatan yang *near realime* sehingga untuk mengatasi kendala tersebut harus digunakan kanal IR untuk pendekatannya.

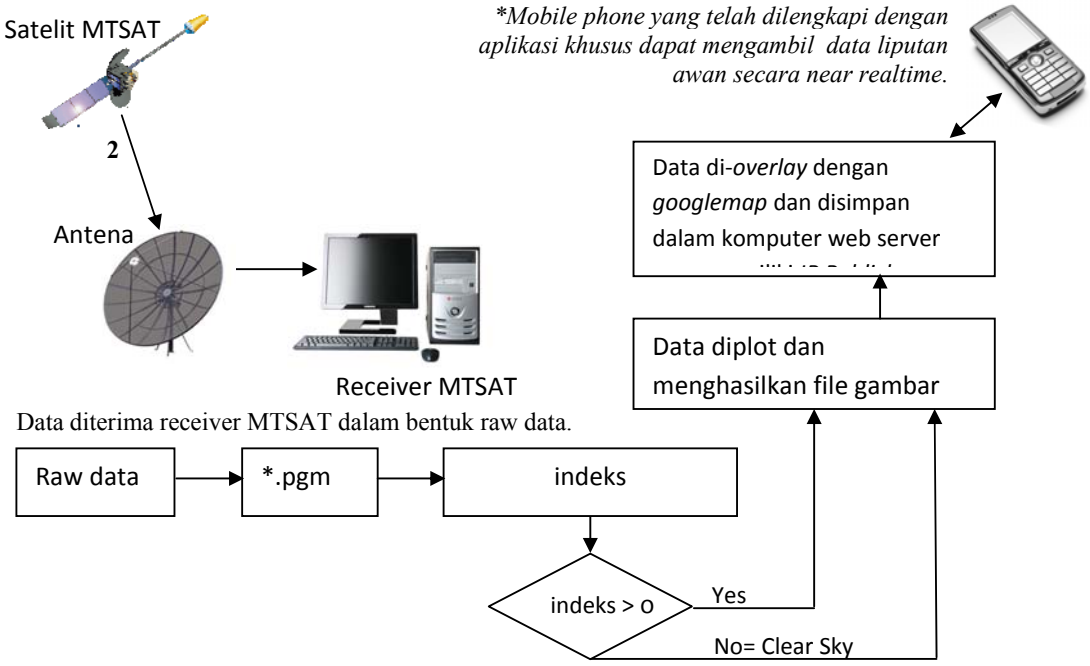
3. DATA DAN METODE

Data utama yang digunakan dalam kegiatan ini adalah data MTSAT kanal IR1. Data tersebut dapat dikonversi menjadi data suhu puncak awan. Takahashi, 1996 menggunakan suhu puncak awan 255K sebagai nilai batas awan berpotensi hujan. Suhu puncak awan ditampilkan dalam bentuk indeks dimana indeks yang dicari tersebut menggunakan batas 255 sehingga indeks dapat dicari menggunakan rumus 255 dikurangi suhu puncak awan. Kawasan yang akan dipantau kondisi liputan awannya adalah kawasan diatas Pulau Jawa.

Receiver MTSAT menerima data dalam bentuk *raw* data. Secara otomatis setelah *raw* data diterima oleh *receiver* MTSAT kemudian diolah menjadi file berformat **pgm*. File **pgm* tersebut yang akan diolah sehingga diperoleh data indeks yang diinginkan. Setelah data indeks diperoleh kemudian dilakukan ploting menggunakan perangkat lunak "*grads*". Hanya indeks yang bernilai diatas 0 (nol) saja yang diplot. Setelah data berhasil diplot, kemudian data tersebut di-*overlay*-kan dengan *googlemap*. Data disimpan dalam komputer web server yang memiliki *IP Publick* sehingga

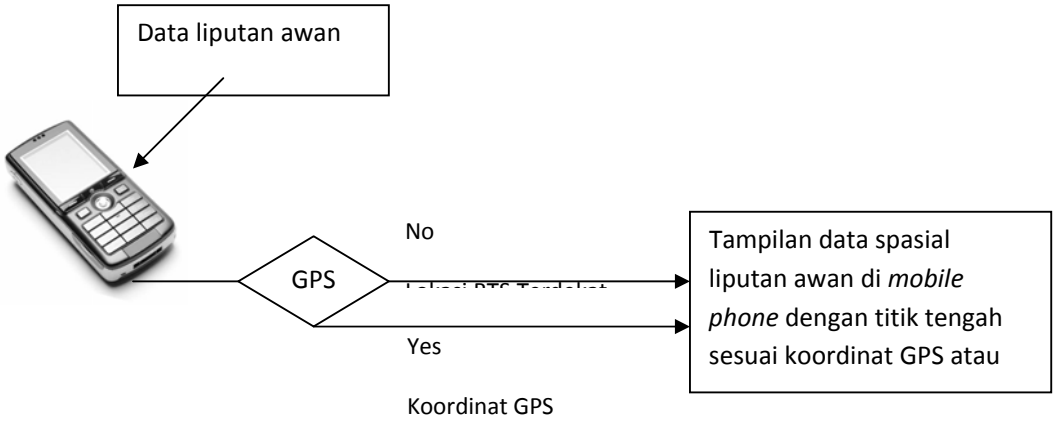
ISBN : 978-979-1458-64-1

bisa diakses melalui jaringan diluar LAPAN. Semua tahapan proses pengolahan data tersebut berjalan secara otomatis. Selanjutnya dibuat aplikasi berbasis *mobile phone* yang dapat mengakses data liputan awan tersebut.



Gambar 1. Diagram alir pengolahan data liputan awan.

Aplikasi *mobile phone* yang akan dibuat akan memanfaatkan perangkat GPS(*Global Positioning System*) yang terdapat di dalam *mobile phone* untuk menentukan lokasi titik awal pemantauan. Seandainya *mobile phone* tidak dilengkapi perangkat GPS maka akan memanfaatkan lokasi BTS (*Base Transceiver Station*) terdekat untuk menentukan lokasi titik awal pemantauan. Ketika aplikasi dijalankan maka titik tengah wilayah yang dipantau adalah lokasi kita sesuai dengan data GPS atau lokasi BTS terdekat.



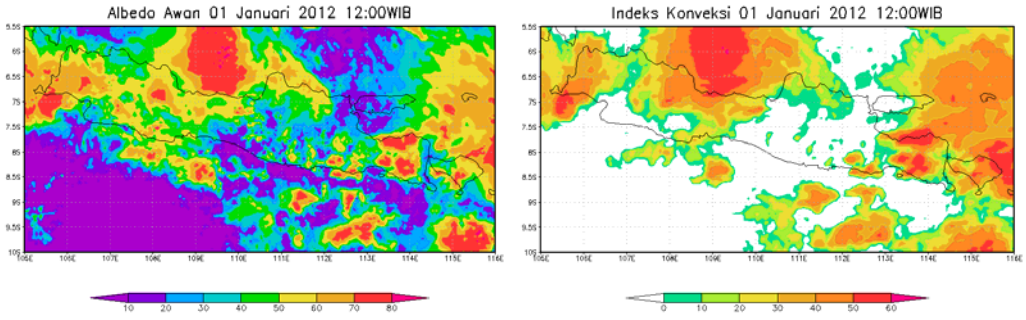
ISBN : 978-979-1458-64-1

Gambar 2. Diagram alir sistem aplikasi pemantau liputan awan berbasis *mobile phone.*

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

Awan berpotensi hujan dapat dipantau secara akurat dengan melihat nilai albedo awannya. Albedo awan sangat bergantung dengan posisi matahari sehingga hanya mampu memantau secara akurat di jam-jam tertentu saja sehingga untuk dapat mengetahui gambaran awan berpotensi hujan secara near realtime harus dilakukan pendekatan meggunakan kanal infra merah (IR). Salah satu data hasil turunan dari kanal IR adalah data Indeks konveksi yang merupakan turunan dari kanal IR1 dengan nilai batas 255 K. Data Indeks konveksi yang merupakan turunan dari kanal IR1 tersebut dapat menggambarkan awan berpotensi hujan seperti terlihat dalam gambar 3 berikut, dimana polanya sama dengan pola albedo awan.

Prototype dari sistem pemantau liputan awan berbasis *mobile phone* yang telah dibuat dapat mengakses data liputan awan secara near realtime. Data yang diakses tersebut sudah ter-overlay-kan dengan googlemap sehingga pengguna dapat dengan mudah mengenali wilayah-wilayah yang tertutup liputan awan. Aplikasi dalam prototype yang telah dibuat telah dilengkapi dengan fasilitas-fasilitas yang cukup lengkap seperti *"zoom in", "zoom out", "refresh"*, cari lokasi, dan keterangan gambar. Selain itu, fasilitas GPS (*Global Positioning System*) dan pencarian BTS (*Base Transceiver Station*) terdekat juga sudah dimanfaatkan dalam aplikasi yang telah dibuat tersebut sehingga lokasi awal yang muncul adalah lokasi di sekitar pengguna.

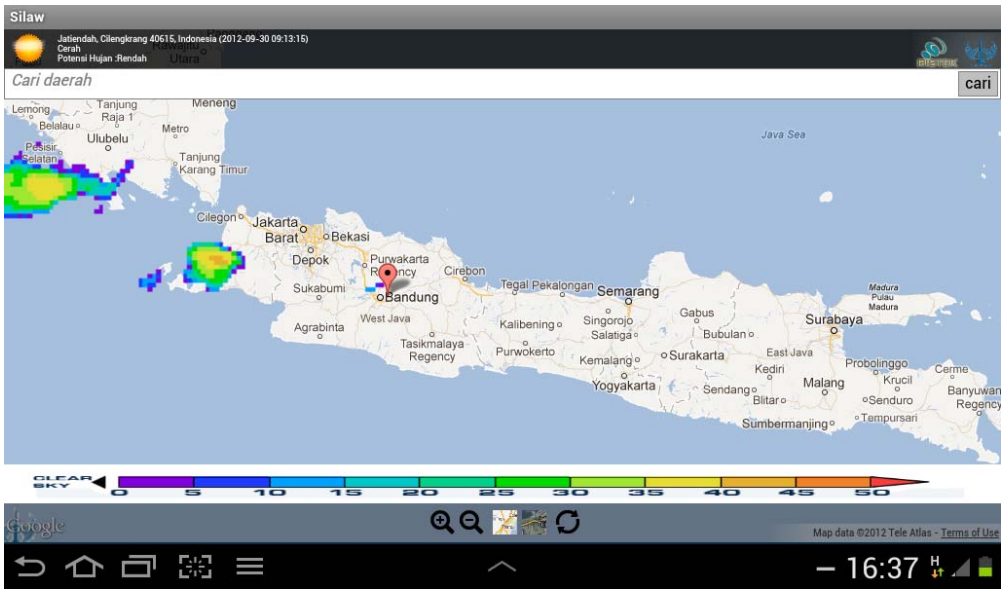


Gambar 3. Perbandingan pola albedo awan dengan indeks konveksi.

Saat ini hanya *mobile phone* yang memiliki operasi sistem berbasis android saja yang dapat di-*install* dengan aplikasi yang telah dibuat. Selain harus beroperasi sistem android, *mobile phone* juga harus terhubung dengan internet. Aplikasi dapat di download di alamat "http://60.253.114.151/silaw/". Untuk yang menggunakan *mobile phone* selain beroperasi android masih dapat mengakses data liputan awan namun tidak dapat memanfaatkan fasilitas GPS atau BTS terdekat sehingga titik awal bukan di lokasi pengguna namun lokasi yang telah ditentukaan, dalam

ISBN : 978-979-1458-64-1

hal ini telah di seting Bandung sebagai titik tengah awalnya. Untuk mengaksesnya cukup menggunakan browser internet yang ada di *mobile phone* dan mengakses internet ke alamat ”http://60.253.114.151/silaw/silaw.php”.



Gambar 4. Tampilan aplikasi pemantau awan berpotensi hujan berbasis *mobile phone*.

5. KESIMPULAN

Data Indeks konveksi dengan nilai batas 255 K yang merupakan turunan dari kanal IR1 dari data MTSAT dapat menggambarkan awan berpotensi hujan dengan sangat bagus karena memiliki pola yang hampir sama dengan pola albedo awannya. Aplikasi yang dihasilkan dapat memantau awan berpotensi hujan dengan baik secara *near realtime* melalui media *mobile phone*. Aplikasi yang dihasilkan sudah dapat dengan mudah dimanfaatkan oleh masyarakat umum untuk kepentingan antisipasi datangnya cuaca buruk. Minimum kebutuhan sistem yang harus dipenuhi agar dapat menikmati fasilitas tersebut adalah *mobile phone* yang sudah terhubung dengan internet.

UCAPAN TERIMA KASIH.
Terimakasih diucapkan kepada Kementrian Negara Riset dan Teknologi, karena telah mendanai penelitian ini melaui program PKPP.

DAFTAR RUJUKAN

Gourdeau, J. 2004. Cloud and Particles-Basic. Bagian dari Buku ESPERE Climate Encyclopaedia. *http://espere.mpch-mainz.mpg.de/documents/pdf/* (diunduh tanggal Juni 2012)

ISBN : 978-979-1458-64-1

Satiadi, Didi, 2010: Pilot Project Peran Pemuda Dalam Implementasi Sistem Informasi Berbasis Satelit Dan Terestrial Untuk Peringatan Dini Bencana Di Jawa Barat. Laporan Akhir. Kementrian Negara Riset dan Tehnologi.

Shimizu, Akihiro, 2008: The Basis of RGB Image Composite. Analysis Division, Meteorological satellite Center, Japan Meteorological Agency (JMA). Sumber: *http://mscweb.kishou.go.jp/VRL/resource/rgb_composites/RGB-all.pdf*, (diunduh Februari 2011)

Suseno, Dwi Prabowo Yuga, 2009: Geostationary satellite based rainfall estimation for hazard studies and validation A Case study of Java Island, Indonesia. Thesis. Universitas gajah mada (UGM).

Takahashi, K., and M. Murakami, 1996: Analysis of Diurnal Convective Activities Over Asian Monsoon region Using Infra-red data Observed by Geostationary Satellite, dari International Workshop on the Climate System of Monsoon Asia, Meteorological Research Institute, Center for Climate Research, University of Tokyo. hal 47-50.

ISBN : 978-979-1458-64-1

PEMANFAATAN TEHNIK PERATA-RATAAN CITRA MODIS DARI SATELIT TERRA DAN AQUA UNTUK MEMINIMALISASI GANGGUAN AWAN DALAM ESTIMASI SUHU PERMUKAAN LAUT

Krismianto dan Risyanto
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional
krismianto.lapan@gmail.com

Abstract

Estimation of sea surface temperatures has been done by averaging the data of sea surface temperature from MODIS data estimation results satellites Terra and Aqua. The result is a cloud disruption can be minimized though not significantly. Although the difference was not significant, but the estimation of sea surface temperature is better than just using the MODIS data from one satellite only, Terra or Aqua. Sea surface temperature data from remote sensing data has a lot of potential, ie the potential for climatology, monitor changes in global sea surface temperatures, the response of the atmosphere to sea surface temperature anomalies, weather prediction, gas exchange between the air at sea level, the mass movement of water, pollution studies , fisheries, and potentially also to know the dynamics of oceanographic phenomena such eddi, gyre, front and upwelling. In addition, the sea surface temperature is also very important as the initial condition in the model atmosphere. Related to the number of potential, it is important sea surface temperature data to be obtained. Estimation of sea surface temperature using MODIS imagery has been done by several researchers. The main obstacle in estimating the sea surface temperature using MODIS data is that if the data in cloudy conditions that need to be developed a method of estimation of sea surface temperatures that can minimize the impact of the cloud. This activity aims to obtain data on sea surface temperature estimates based on data MODIS cloud disruption is minimal. The data will be used is the data from the MODIS Terra and Aqua satellites on 29 April 2012 with observations 10^0 SL coverage up to 10^0 NL and 93^0 EL to 120^0 EL. The methodology to be used is the technique of averaging the data from the MODIS Terra and Aqua satellites observations within the same day so that the cloud disruption is expected to be minimized.

Keywords: *Sea Surface Temperature, Cloud Disruption, MODIS, Terra, Aqua, averaging.*

Abstrak

Estimasi suhu permukaan laut telah dilakukan dengan cara merata-ratakan data suhu permukaan laut hasil estimasi data MODIS dari satelit Terra dan Aqua. Hasilnya adalah gangguan awan dapat terminimalisasi meskipun tidak terlalu signifikan. Meskipun perbedaannya tidak terlalu signifikan, namun hasil estimasi suhu permukaan laut tersebut lebih baik daripada hanya memanfaatkan data MODIS dari satu satelit saja, Terra ataupun Aqua. Data suhu permukaan laut dari data penginderaan jauh mempunyai banyak potensi, contohnya potensi untuk klimatologi, memantau perubahan suhu permukaan laut global, mengetahui respon atmosfer terhadap anomali suhu permukaan laut, prediksi cuaca, pertukaran gas antara udara dengan permukaan laut, pergerakan massa air, studi polusi, perikanan, serta berpotensi juga untuk mengetahui dinamika oseanografi seperti fenomena *eddi, gyre, front* dan *upwelling*. Selain itu, suhu permukaan laut juga sangat penting sebagai *initial condition* dalam model atmosfer. Terkait dengan banyaknya potensi yang dimiliki, maka sangatlah penting data suhu permukaan laut tersebut untuk didapatkan. Estimasi suhu muka laut menggunakan citra MODIS sudah pernah dilakukan oleh beberapa peneliti. Kendala utama dalam mengestimasi suhu permukaan laut menggunakan data MODIS tersebut adalah jika data dalam keadaan berawan sehingga perlu dikembangkan sebuah metode

ISBN : 978-979-1458-64-1

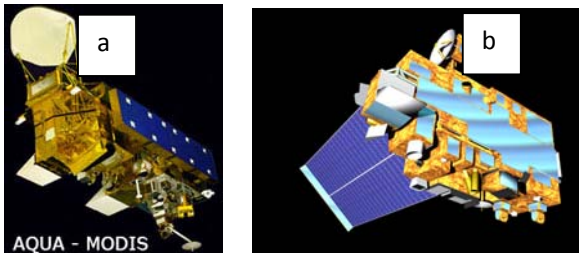
estimasi suhu permukaan laut yang dapat meminimalisasi pengaruh dari awan. Kegiatan ini bertujuan untuk memperoleh data estimasi suhu permukaan laut berbasis data MODIS yang minim gangguan awan. Data yang akan digunakan adalah data MODIS dari satelit Terra dan Aqua tanggal 29 April 2012 dengan cakupan wilayah observasi 10^0 LS sampai dengan 10^0 LU dan 93^0 BT sampai dengan 120^0 BT. Metodologi yang akan digunakan adalah dengan tehnik merata-ratakan data MODIS dari satelit Terra dan Aqua dalam hari pengamatan yang sama sehingga gangguan awan diharapkan dapat terminimalisasi.

Kata kunci: Suhu Permukaan Laut, Gangguan Awan, MODIS, Terra, Aqua, Perata-rataan.

1. PENDAHULUAN

Suhu permukaan laut (SPL) merupakan salah satu parameter yang sangat penting di oseanografi dan meteorologi kelautan (Hosoda, 2006). Data SPL dari data penginderaan jauh mempunyai banyak potensi, contohnya potensi untuk klimatologi, memantau perubahan suhu permukaan laut global, mengetahui respon atmosfer terhadap anomali suhu permukaan laut, prediksi cuaca, pertukaran gas antara udara dengan permukaan laut, pergerakan massa air, studi polusi, perikanan, serta berpotensi juga untuk mengetahui dinamika oseanografi seperti fenomena *eddi, gyre, front* dan *upwelling* (Robinson, 1991). Selain itu, data SPL juga sangat penting sebagai *initial condition* dalam model atmosfer (Xue, 1998). Terkait dengan banyaknya potensi yang dimiliki, maka sangatlah penting data SPL tersebut untuk didapatkan.

SPL merupakan parameter oseanografi yang dapat diukur secara langsung oleh sensor satelit yang bekerja pada spektrum infra merah termal (Hartuti, 2008). Satelit yang mempunyai sensor infra merah termal antara lain MODIS, NOAA, dan Fengyun. Dalam penelitian ini akan digunakan data MODIS. Citra MODIS memiliki resolusi temporal dalam skala harian, resolusi spektral yang tergolong banyak yaitu 36 kanal dan 3 resolusi spasial (250m, 500m, 1km). Satelit yang memiliki sensor MODIS adalah satelit Aqua dan Terra.



Gambar 1. Satelit Aqua (a) dan Satelit Terra (b)

MODIS adalah instrumen kunci pada satelit Aqua dan Terra. Satelit Aqua mengorbit bumi dari Selatan ke Utara dan melintasi equator di siang hari, sedang Satelit Terra mengorbit bumi dari

ISBN : 978-979-1458-64-1

Utara ke Selatan dan melintasi Equator di pagi hari. MODIS Aqua dan Terra meliput seluruh permukaan Bumi setiap 1 sampai dengan 2 hari, menggunakan 36 kanal spektral.

Estimasi SPL menggunakan data MODIS sudah pernah dilakukan oleh beberapa peneliti. Dari berbagai pengembangan metode tersebut, kendala utama adalah jika data tersebut dalam keadaan berawan sehingga perlu dikembangkan sebuah metode estimasi suhu permukaan laut yang dapat meminimalisasi pengaruh dari gangguan awan. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengembangkan metode estimasi SPL yang meminimalisasi gangguan awan.

2. HIPOTESIS

Data Modis dapat dipeoleh dari satelit Terra dan Aqua. Dalam satu hari, satelit Terra MODIS dan Aqua MODIS melintasi wilayah Indonesia masing-masing satu kali. Diasumsikan dalam suatu wilayah tertentu tidak berawan sepanjang hari. Dengan asumsi tersebut maka bisa dibuat hipotesa bahwa gangguan awan dalam metode estimasi SPL yang akan dikembangkan dapat diminimalisasi dengan merata-ratakan data SPL dari data pengamatan satelit Terra MODIS dan Aqua MODIS dalam sehari.

3. DATA DAN METODE

Dalam penelitian ini akan digunakan data tanggal 29 April 2012 dari satelit Terra MODIS dan Aqua MODIS serta data MTSAT sebagai data pendukungnya. Cakupan wilayah observasi yang akan dikaji adalah 10^0 LS sampai dengan 10^0 LU dan 93^0 BT sampai dengan 120^0 BT. Metodologi yang akan digunakan adalah dengan tehnik merata-ratakan data MODIS dari satelit Terra dan Aqua dalam hari pengamatan yang sama sehingga gangguan awan diharapkan dapat terminimalisasi. Tahap pertama pengolahan data MODIS hingga menjadi data SPL adalah mengolah data awal CCSDS (Raw data) menjadi data level 0 (L0) menggunakan perangkat lunak RT-STPS. Selanjutnya data L0 tersebut dilakukan pengolahan geolokasi sehingga menjadi data level 1B (L1B) menggunakan perangkat lunak DBVM. Setelah itu dilakukan pengolahan data L1B menjadi data level 2 (L2) menggunakan perangkat lunak DBVM dimana data L2 tersebut sudah merupakan data SPL. Langkah terakhir adalah reprojeksi data SPL menggunakan perangkat lunak MRTSwath dan hasilnya berupa data SPL level 2G (L2G) yang telah terprojeksikan longitude dan latitudenya.

Setelah SPL didapatkan kemudian dilikukan filterisasi terhadap data tutupan awan. Untuk membuktikan apakah filterisasi yang sudah dilakukan benar maka dikoreksi menggunakan data liputan awan dari satelit MTSAT. Jika filterisasi awan sudah benar maka setelah awan difilter kemudian data MODIS dari satelit Terra dan Aqua tersebut dirata-ratakan sehingga diharapkan

ISBN : 978-979-1458-64-1

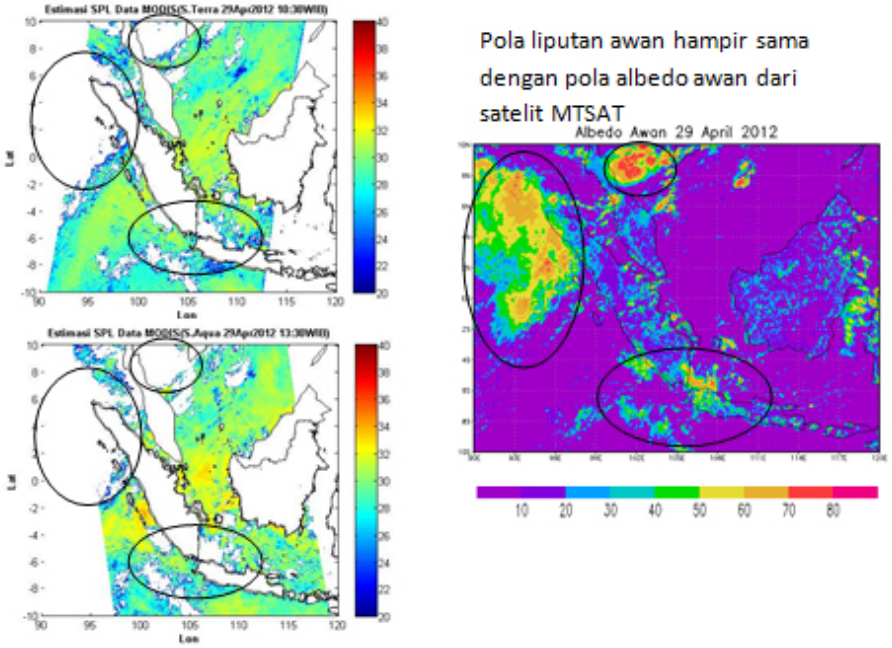
diperoleh data SPL yang sudah terminimalisasi gangguan awannya. Setelah data SPL diperoleh kemudian data tersebut diverifikasi menggunakan data *optimum interpolation sea surface temperature* (OI SST) dari NOAA untuk melihat apakah data SPL yang dihasilkan terlalu menyimpang atau tidak.

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

Hasil filterisasi awan terlihat sangat bagus jika dibandingkan dengan data albedo awan dari satelit MTSAT seperti terlihat dalam gambar 2. Dalam penelitian ini, daerah yang berawan dianggap memiliki data NaN sehingga jika dirata-ratakan dengan data yang ada nilainya maka hasilnya yaitu data yang ada nilainya tersebut.

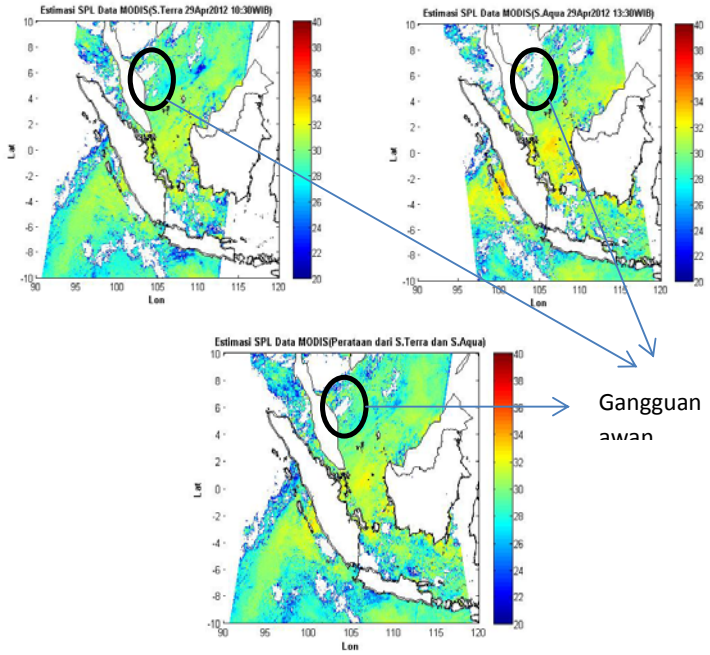
Hasil perata-rataan data SPL dari satelit Terra dan Aqua memperlihatkan bahwa gangguan awan dapat terminimalisasi seperti terlihat dalam gambar 3. Meskipun gangguan awan dapat terminimalisasi namun tidak terlalu signifikan, hanya awan-awan tipis saja yang dapat terminimalisasi gangguannya.

Satelit Terra melalui wilayah observasi sekitar pukul 10.30 WIB sedangkan Aqua pukul 13.30 WIB. Perbedaan waktu observasi antara satelit Terra dan Aqua sekitar 3 jam sehingga diperkirakan hal tersebutlah yang mengakibatkan metode ini kurang signifikan hasilnya dalam mengatasi gangguaan awan karena waktu obsevasinya masih terlalu berdekatan sehingga awan tebal yang berada di wilayah observasi masih relatif sama.



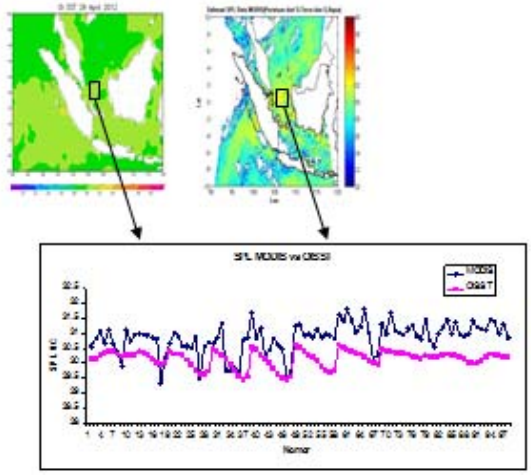
Gambar 2. Hasil filterisasi awan dibandingkan dengan data albedo awan.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3. Gangguan awan dapat terminimalisasi meskipun tidak terlalu signifikan.

Meskipun gangguan awan tidak terlalu signifikan dapat dihilangkan, namun masih ada bagian dari data SPL yang diperoleh yang dapat digunakan. Data SPL hasil perata-rataan tersebut kemudian diverifikasi menggunakan data OI SST. Hasilnya menunjukkan bahwa hasil SPL yang telah dihasilkan memiliki pola yang hampir sama seperti terlihat dalam gambar 4 serta analisis time seriesnya juga menunnjukkan fluktuasi nilai yang hampir sama. Lokasi yang dijadikan sempel data untuk analisis time seriesnya adalah 1^0 LU sampai dengan 1^0 LS dan 105^0 BT –sampai dengan 108^0 BT.



Gambar 4. Perbandingan nilai SPL hasil Perataan dengan OI SST

5. KESIMPULAN

ISBN : 978-979-1458-64-1

Metode perata-rataan dapat mengurangi gangguan awan meskipun tidak terlalu signifikan dikarenakan kedua data yang digunakan memiliki waktu observasi yang relatif berdekatan sehingga kondisi awan-awan tebal tidak banyak berubah posisinya waktu observasi berlangsung. Terlihat bahwa metode yang dikembangkan cukup efektif untuk mengatasi awan-awan yang relatif tipis namun kurang untuk awan-awan yang tebal. Agar hasil perata-rataannya SPL-nya cukup signifikan dalam mengatasi gangguan awan, maka perlu dirata-ratakan dengan data SPL hasil estimasi menggunakan data satelit lainnya yang waktu observasinya relatif jauh seperti satelit NOAA. Hasil verifikasi menggunakan data OI SST menunjukkan bahwa SPL yang dihasilkan memiliki pola yang hampir sama serta analisis time seriesnya juga menunnjukkan fluktuasi nilai yang hampir sama dengan data OI SST.

UCAPAN TERIMA KASIH

Terimakasih diucapkan kepada LAPAN, karena telah mendanai penelitian ini melaui program In-house.

DAFTAR RUJUKAN

Hartuti, Maryani, 2008. Penentuan Suhu Permukaan Laut Dari Data NOAA/AVHRR. Pelatihan Penentuan Zona Potensi Penangkapan Ikan. http://id.scribd.com/doc/12966841/Penentuan-Suhu-Permukaan-Laut-Dari-Data-NOAA-AVHRR. 5 oktober 2011.

Robinson, I.S., 1991. Satellite Oceanography, An Introduction for Oceanographer andRemote Sensing Scientist. Ellis Horwood Limited. John Wiley and Sons. New York. http://www.perpustakaan.lapan.go.id . 5 Oktober 2011.

Xue, Y, Shukla, J, 1998. Model Simulation of the Influence of Global SST Anomalies on Sahel Rainfall. AMS Journals Online. Volume 126, Issue 11 (November 1998). http://journals.ametsoc.org. 23 Februari 2012.

Hosada, K., et al, 2006. Algorithm and Validation of Sea Surface Temperature Observation Using MODIS Sensors aboard Terra and Aqua in the Western North Pacific. Journal of Oceanography. Vol. 63, pp. 267 to 280. http://svr4.terrapub.co.jp/journals/JO/pdf/6302/63020267.pdf. 23 Februari 2012.

ISBN : 978-979-1458-64-1

PERGESERAN AWAL MUSIM HUJAN DAN KEMARAU DAERAH SUKABUMI BERBASIS DATA SATELIT TRMM-3B42v6

Lely Qodrita Avia dan Bambang Siswanto
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer-Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN)
lely@bdg.lapan.go.id

Abstract

Sukabumi is one area that is vulnerable to catastrophic weather or meteorological disasters. In the report of BNPB 2011, Sukabumi was categorized high for all indexes associated with hazardous weather and seasonal factors, namely drought, forest fire, flood, floods and landslides. The research was conducted in order to alert the area in an effort to anticipate the meteorological disaster by knowing the characteristics of the early rainy and drought seasons that occurred at Sukabumi and knowing the shift over the period 1998-2010. The research used TRMM 3B42v6 satellite data for rainfall parameters as primary data. The satellite data has a spatial resolution of 0.25x0.25 latitude and longitude degrees and a temporal resolution of 10 daily (dasarian). The results showed that average of early rainy season varied between dasarian 28th (October I) and dasarian 29th (October II), while the average of early dry season occurred on dasarian 14th (May II) and dasarian 15th (May III). In this research, also known tendency duration of the rainy season over Sukabumi getting longer, this is due to the dominance a shift of the early dry season which tends to retreat from the normal and the early rainy season which tends to get ahead of the normal.

Keywords*: rainy season, dry season, Sukabumi, TRMM-3B42v6*

Abstrak

Sukabumi merupakan salah satu wilayah yang rawan terhadap bencana cuaca atau bencana meteorologis. Dalam laporan BNPB 2011, Sukabumi termasuk dalam kategori tinggi untuk semua indeks rawan bencana terkait dengan faktor cuaca dan musim yaitu bencana kekeringan, kebakaran hutan dan lahan, banjir, banjir dan tanah longsor. Penelitian ini dilakukan dengan tujuan untuk kesiagaan daerah dalam upaya antisipasi bencana meteorologis tersebut dengan mengetahui karakteristik awal musim hujan dan kemarau yang terjadi di daerah Sukabumi serta mengetahui pergeserannya selama periode 1998-2010. Basis data satelit TRMM-3B42v6 untuk parameter curah hujan digunakan sebagai data utama pada penelitian ini. Data satelit tersebut memiliki resolusi spasial 0.25 x 0.25 derajat lintang bujur dan memiliki resolusi temporal 10 harian (dasarian). Hasil penelitian menunjukkan bahwa rata-rata awal musim hujan yang bervariasi antara dasarian ke-29 (Oktober II) dan dasarian ke-30 (Oktober III), sedangkan rata-rata awal musim kemarau berlangsung dasarian ke-14 (Mei II) dan dasarian ke-15 (Mei III). Pada penelitian ini juga diketahui kecenderungan durasi musim hujan daerah Sukabumi yang semakin panjang. Hal ini disebabkan dominasi pergeseran awal musim kemarau yang cenderung mundur dari normalnya dan awal musim hujan yang cenderung maju dari normalnya.

Kata kunci : musim hujan, musim kemarau, Sukabumi, TRMM-3B42v6

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Perubahan iklim merupakan hal yang mendapat perhatian sangat luas saat ini, mengingat dampaknya yang besar terhadap kehidupan. *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) telah merilis laporan khusus pada awal tahun 2012, yang mencatat bahwa perubahan iklim dapat mengubah frekuensi, intensitas, tingkat spasial, durasi, dan atau waktu banyak terkait dengan iklim dan kejadian cuaca ekstrim (IPCC, 2012). IPCC melaporkan kondisi perubahan global dan regional secara berkala serta melakukan prediksi perubahan iklim ke depan (IPCC, 2001; 2007). Sebagai dampak dari perubahan iklim, beberapa wilayah di dunia mengalami bencana banjir, tanah longsor, kekeringan dan kebakaran hutan.

Dampak potensial perubahan iklim adalah peningkatan suhu udara, peningkatan permukaan air laut, dan perubahan pola hujan sebagaimana dikemukakan Vladu (2006). Perubahan pola hujan ini akan mengakibatkan pergeseran awal musim. Musim kemarau akan berlangsung lebih lama yang menimbulkan bencana kekeringan, menurunkan produktivitas, dan luas areal tanam. Sementara musim hujan akan berlangsung dalam waktu singkat dengan kecenderungan intensitas curah hujan yang lebih tinggi dari curah hujan normal, yang menyebabkan bencana banjir dan tanah longsor (Meiviana *et al*., 2004). Ratag (2007) menganalisis perubahan pola hujan tahun 1900-2000 untuk musim hujan bulan September-Oktober-November. Ternyata bahwa intensitas hujan berubah makin tinggi akibat jumlah hari hujan semakin pendek dalam setahun, dan diprediksi akan terus berlanjut di masa mendatang. Dampak perubahan pola hujan dan pergeseran awal musim juga dapat dipastikan akan mengakibatkan perubahan waktu dan pola tanam.

Daerah Sukabumi (kabupaten Sukabumi dan kota Sukabumi) dengan luas wilayah daratan sekitar 421,057.36 Ha menurut Bapeda Provinsi Jawa Barat (2007) menjadi perhatian khusus pada penelitian ini. Daerah Sukabumi merupakan salah satu wilayah yang rawan terhadap bencana cuaca atau bencana meteorologis. Dalam laporan Badan Nasional Penanggulangan Bencana (BNPB), daerah Sukabumi termasuk dalam kategori tinggi untuk semua indeks rawan bencana terkait dengan faktor cuaca dan musim yaitu bencana kekeringan, kebakaran hutan dan lahan, banjir, banjir dan tanah longsor. Demikian juga menurut Badan Ketahanan Pangan Daerah (BKPD) provinsi Jawa Barat yang telah membuat peta kerawanan pangan provinsi Jawa Barat menunjukkan bahwa adanya daerah di kabupaten Sukabumi yang merupakan daerah prioritas I dengan kriteria sangat rawan.

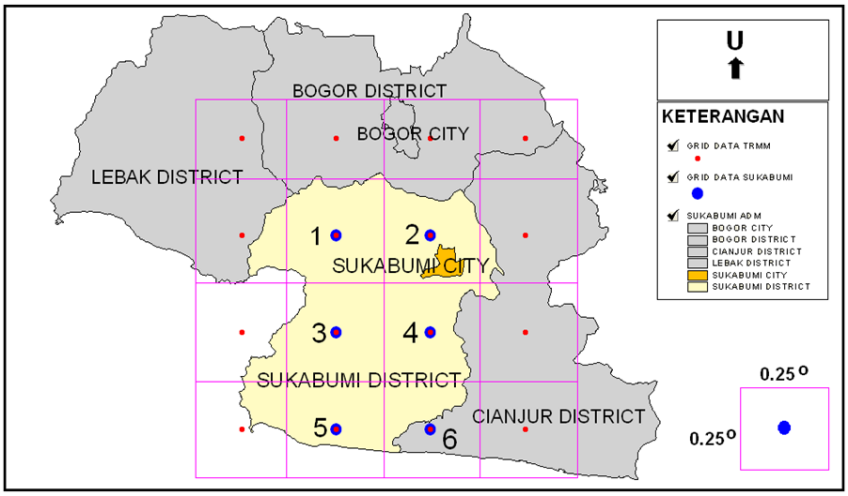
Penelitian ini dilakukan dengan tujuan memberikan informasi guna meningkatkan kesiagaan daerah dalam upaya antisipasi terhadap bencana meteorologi tersebut. Oleh karena itu penelitian difokuskan untuk mengetahui karakteristik awal musim hujan dan kemarau serta pergeserannya berdasarkan kondisi data terkini. Pada penelitian ini digunakan basis data satelit TRMM 3B42v6

ISBN : 978-979-1458-64-1

selama periode 1998-2010. Penentuan awal musim hujan dan kemarau pada penelitian ini dilakukan dengan metode *Standardized Precipitation Index* (SPI) dengan basis data satelit berbeda dengan yang telah dikemukakan BMKG dimana yang penentuan awl musim hujan dan kemarau berdasarkan zona musim (ZOM) menggunakan data insitu.

2. DATA DAN METODE

Pada penelitian ini sebagai data utama digunakan basis data satelit *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM-3B42v6) untuk parameter curah hujan selama periode tahun 1998-2010. Sedangkan data normal awal musim hujan/kemarau periode 1971-2000 pada zona musim (ZOM) untuk daerah Sukabumi menurut Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) digunakan sebagai data pembanding. Data satelit tersebut memiliki resolusi spasial 0.25 x 0.25 derajat lintang bujur dan memiliki resolusi temporal 10 harian (dasarian). Oleh karena itu untuk daerah Sukabumi data satelit TRMM diwakili oleh sekitar 6 grid data sebagaimana yang tampak pada Gambar 1.



Gambar 1. Batasan daerah penelitian serta posisi dan ukuran grid data satelit TRMM 3B42v6 terhadap daerah penelitian.

Metodologi pada penelitian ini dapat dijelaskan sebagai berikut. Pertama data numerik curah hujan dari satelit TRMM 3B42v6 diolah menjadi nilai *Standardized Precipitation Index* (SPI) yang telah dirumuskan oleh McKee et.al. (1995) sebagai berikut :

$$SPI = \frac{X_i - \bar{X}_i}{\sigma} \quad \text{.....(1)}$$

dimana X_i adalah nilai curah hujan ke-i, $\bar{X}_i$ adalah curah hujan rata-rata periode tertentu,, dan σ adalah standar deviasi curah hujan periode tertentu. Nilai SPI setiap dasarian selama periode

ISBN : 978-979-1458-64-1

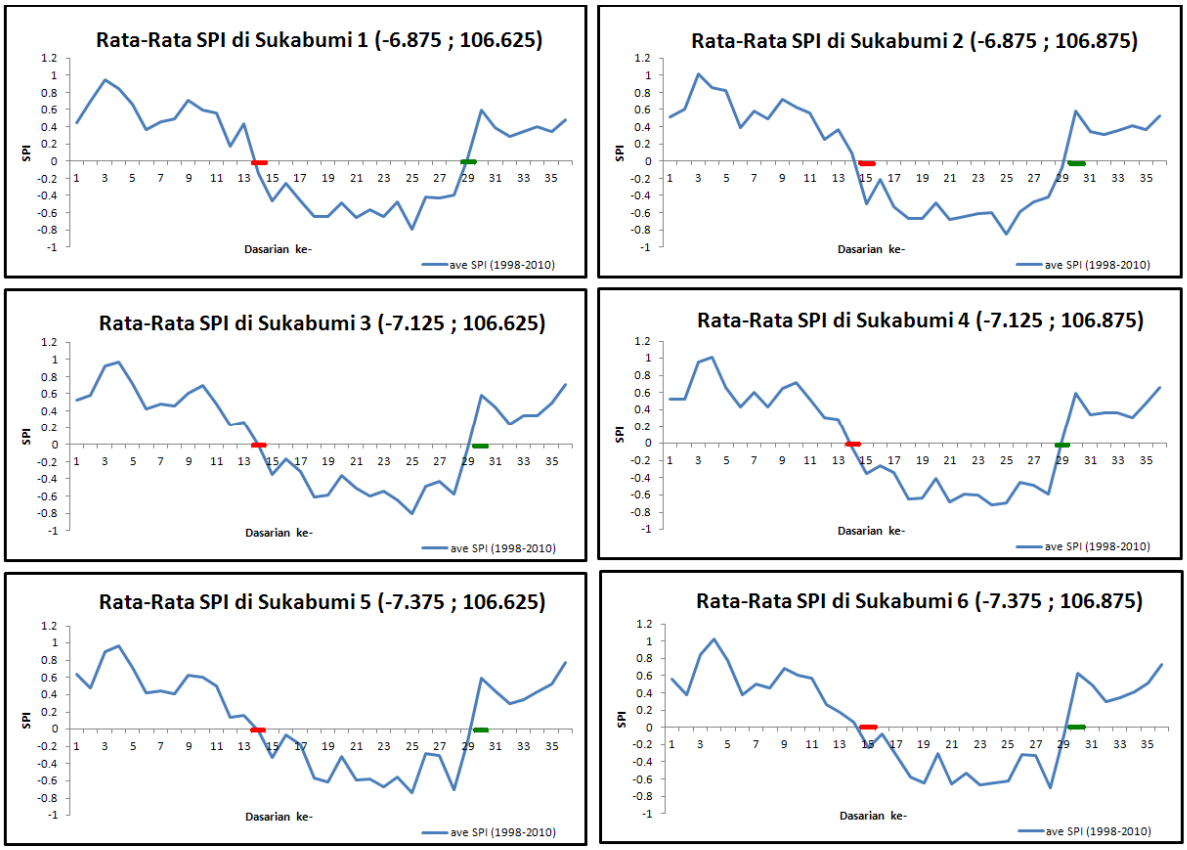
penelitian ini diplotkan dalam bentuk grafik kartesian. Pada penelitian ini penentuan awal musim hujan didefinisikan jika nilai SPI pada dasarian tersebut besar atau sama dengan nol (0) dan diikuti oleh dasarian berikutnya, sedangkan penentuan awal musim kemarau didefinisikan jika nilai SPI dasarian tersebut kurang dari nol (0) dan diikuti dasarian berikutnya. Selanjutnya rata-rata SPI dasarian untuk setiap lokasi selama periode penelitian ini (1998-2010) digunakan sebagai kondisi rata-rata atau normalnya untuk lokasi tersebut.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Berdasarkan hasil pengolahan data SPI yang diperoleh dari basis data satelit TRMM 3B42v6 rata-rata selama periode penelitian (1998-2010) dapat diketahui bahwa karakteristik normal awal musim hujan dan musim kemarau di enam (6) lokasi di Sukabumi tampak bervariasi sebagaimana yang ditunjukkan pada Gambar 2. Penentuan awal musim hujan didefinisikan jika nilai SPI dasarian lebih besar atau sama dengan nol diikuti dasarian berikutnya sedangkan awal musim kemarau jika nilai SPI dasarian kurang dari nol dan diikuti oleh dasarian berikutnya.

Pada umumnya tampak normal awal musim hujan di Sukabumi berlangsung pada dasarian ke-30 (Oktober III) kecuali di lokasi Sukabumi 1 dan Sukabumi 3 tampak lebih cepat yaitu dasarian ke-29 (Oktober II). Sedangkan normal awal musim kemarau pada umumnya tampak berlangsung pada dasarian ke-14 (Mei II) kecuali di lokasi Sukabumi 2 dan Sukabumi 6 tampak lebih lambat yaitu dasarian ke-15 (Mei III). Demikian juga halnya normal panjang musim hujan dan musim kemarau di Sukabumi tampak bervariasi. Pada umumnya tampak normal panjang musim kemarau berlangsung selama 15 dasarian kecuali untuk lokasi Sukabumi 3 dan Sukabumi 5 tampak lebih lama yaitu 16 dasarian. Sedangkan normal panjang musim hujan pada umumnya berlangsung selama 21 dasarian kecuali di lokasi Sukabumi 3 dan Sukabumi 5 berlangsung lebih singkat yaitu selama 20 dasarian Variasi normal awal musim hujan dan kemarau serta panjang musim hujan dan kemarau di Sukabumi tersebut dapat dilihat pada Tabel 1.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2. Rata-rata SPI selama periode penelitian 13 tahun (1998-2010) pada setiap lokasi di Sukabumi.

Pergeseran awal musim hujan dan musim kemarau diperoleh dengan membandingkan awal musim hujan dan musim kemarau setiap tahunnya terhadap kondisi normalnya. Pergeseran awal musim hujan dan kemarau pada penelitian ini dilakukan untuk tahun 1998 sampai tahun 2009 karena data tahun 2010 sangat tidak jelas awal musim hujan dan musim kemaraunya. Hal ini tampak karena pengaruh fenomena La Nina kuat yang berlangsung cukup lama pada tahun 2010 seperti yang ditunjukkan Gambar 3 dimana SOI bernilai lebih besar dari 15 berlangsung cukup lama dari April 2010 sampai dengan April 2011 yang memberikan dampak peningkatan curah hujan di seluruh daerah Sukabumi hampir sepanjang tahun tersebut.

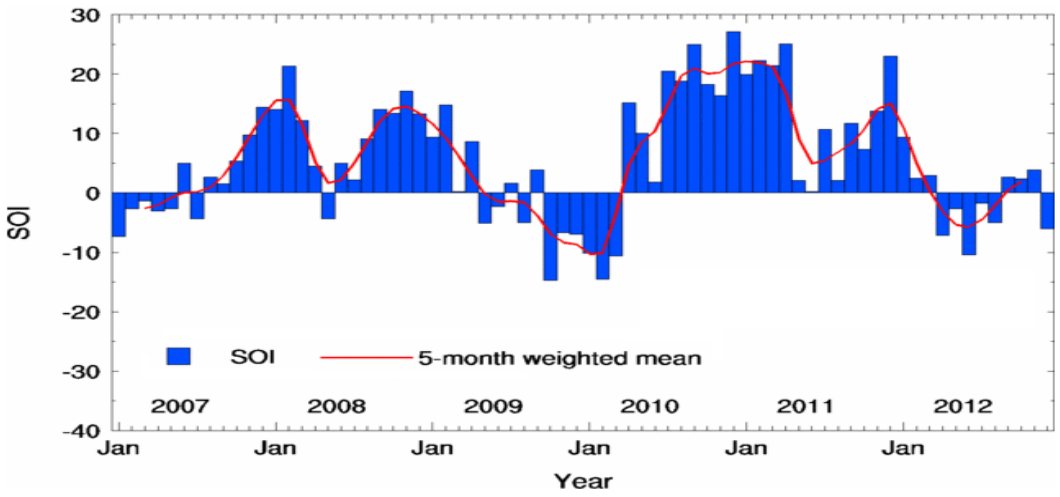
Tabel 1. Normal musim hujan/kemarau berbasis data satelit TRMM 3b42 periode tahun 1998-2010 di Sukabumi

NO. GRID DATA	POSISI GRID DATA SATELIT TRMM	KOORDINAT GRID DATA		RATA-RATA PERIODE MUSIM KEMARAU (dasarian ke-)	RATA-RATA PERIODE MUSIM HUJAN (dasarian ke-)
		derajat LS	derajat BT		
1	173-427	6.875	106.625	Mei II-Okt I 14-28	Okt II-Mei I 29-13
2	173-428	6.875	106.875	Mei III-Okt II	Okt III-Mei II

ISBN : 978-979-1458-64-1

NO. GRID DATA	POSISI GRID DATA SATELIT TRMM	KOORDINAT GRID DATA		RATA-RATA PERIODE MUSIM KEMARAU (dasarian ke-) 15-29	RATA-RATA PERIODE MUSIM HUJAN (dasarian ke-) 30-14
		derajat LS	derajat BT		
3	172-427	7.125	106.625	Mei II-Okt II 14-29	Okt III-Mei I 30-13
4	172-428	7.125	106.875	Mei II-Okt I 14-28	Okt II-Mei I 29-13
5	171-427	7.375	106.625	Mei II-Okt II 14-29	Okt III-Mei I 30-13
6	171-428	7.375	106.875	Mei III-Okt II 15-29	Okt III-Mei II 30-14

NOMOR GRID DATA	POSISI GRID DATA	KOORDINAT GRID DATA		PANJANG MUSIM KEMARAU	PANJANG MUSIM HUJAN
	SATELIT TRMM	derajat LS	derajat BT	(dasarian)	(dasarian)
1	173-427	6.875	106.625	15	21
2	173-428	6.875	106.875	15	21
3	172-427	7.125	106.625	16	20
4	172-428	7.125	106.875	15	21
5	171-427	7.375	106.625	16	20
6	171-428	7.375	106.875	15	21



Gambar 3. *Southern Oscillation Index* (SOI) selama tahun 2007 sampai 2012 (Sumber www.bom.gov.au/)

Berdasarkan hasil pengolahan data pergeseran awal musim hujan dan musim kemarau untuk setiap tahunnya terhadap kondisi normalnya menunjukkan adanya variasi yang nyata. Dari total 72 kejadian di Sukabumi selama periode penelitian ini tampak awal musim hujan sekitar 18.06% kejadian sama dengan kondisi normalnya atau tidak ada pergeseran. Pergeseran awal musim hujan di Sukabumi dominan maju atau lebih awal dari kondisi normalnya yaitu sebanyak 58.33%

ISBN : 978-979-1458-64-1

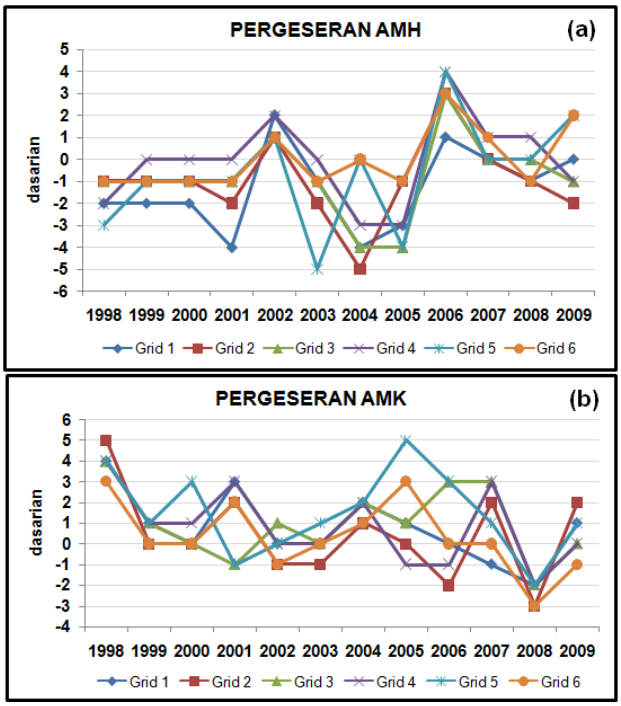
sedangkan pergeseran awal musim hujan yang mundur atau telat dari kondisi normalnya sekitar 23.61% kejadian. Daerah Sukabumi 4 tampak paling stabil dimana awal musim hujan tampak

Untuk awal musim kemarau selama 72 kejadian selama periode penelitian ini di Sukabumi tampak awal musim kemarau tidak mengalami pergeseran atau sama dengan normalnya sebanyak 26.39%. Selama periode penelitian ini tampak pergeseran awal musim kemarau tampak di dominasi oleh kondisi yang mundur atau lebih lambat dari kondisi normalnya yaitu sebesar 51.39%. Sedangkan pergeseran awal musim kemarau yang lebih awal atau maju dari kondisi normalnya sebanyak 22.22%.

Berdasarkan analisis diatas jelas terlihat bahwa kondisi daerah Sukabumi pada umumnya didominasi oleh keadaan pergeseran awal musim kemarau yang mundur dari normalnya dan pergeseran awal musim hujan yang maju dari normalnya. Hal ini jelas menyebabkan kecenderungan durasi musim hujan yang lebih panjang di daerah Sukabumi sehingga berpotensi mengakibatkan bencana meteorologis berupa banjir maupun banjir disertai longsor pada daerah dengan topografi yang rawan longsor. Dari sudut pandang meteorologis hal inilah yang perlu dicermati dan diwaspadai dalam upaya antisipasi bencana meteorologis.

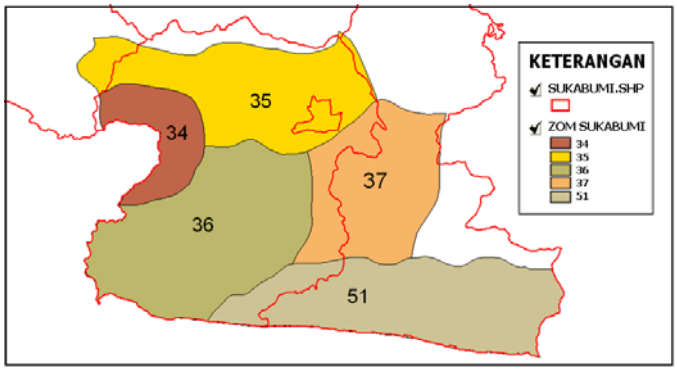
Pergeseran awal musim hujan yang agak mencolok dimana tampak maju sebanyak 4 sampai 5 dasarian terjadi di lokasi Sukabumi 1 pada tahun 2001, di lokasi Sukabumi 5 tahun 2003, di lokasi Sukabumi 1, Sukabumi 2, Sukabumi 3 pada tahun 2004, dan di lokasi Sukabumi 3, Sukabumi 5 tahun 2005. Sedangkan pergeserran awal musim hujan tampak agak mencolok yaitu mundur sebanyak 4 dasarian dari kondisi normalnya terjadi di lokasi Sukabumi 4, Sukabumi 5 pada tahun 2006. Hal ini dapat dilihat pada Gambar 4a. Demikian juga halnya pergeseran awal musim kemarau yang tampak mencolok yaitu mundur sebesar 4 dasarian terjadi pada tahun 1998 di lokasi Sukabumi 1, Sukabumi 3, Sukabumi 4, Sukabumi 5. Tampak juga awal musim kemarau yang mencolok mundur sebanyak 5 dasarian dari kondisi normalnya di lokasi Sukabumi 2 pada tahun 1998 dan di Sukabumi 5 pada tahun tahun 2005 sebagaimana yang tampak pada Gambar 4b.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 4. Pergeseran awal musim hujan (a) dan pergeseran awal musim kemarau (b) terhadap kondisi normalnya di Sukabumi.

Pada Gambar 5 tampak bahwa 5 zona musim (ZOM) menurut BMKG di daerah sukabumi yaitu ZOM 34 bagian barat, ZOM 35 bagian utara, ZOM 36 bagian selatan, ZOM 37 bagian timur dan ZOM 51 bagian tenggara.



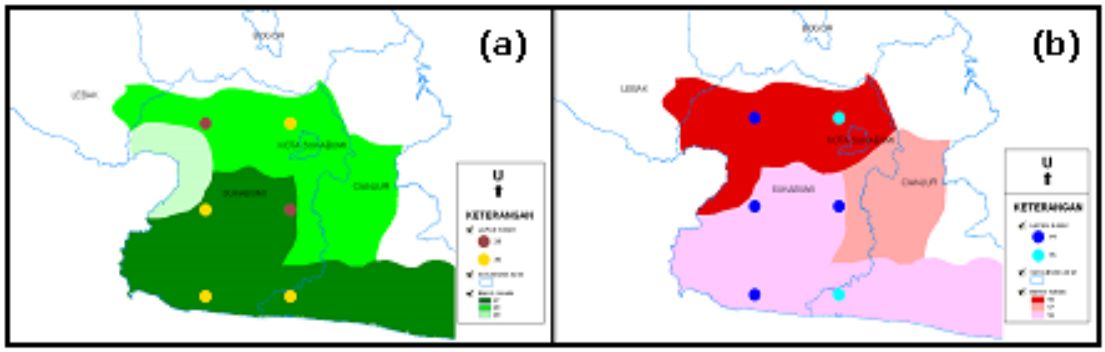
Gambar 5: ZOM di daerah Sukabumi menurut BMKG.

Pada penelitian ini juga dilakukan pembandingan normal awal musim hujan dan kemarau terhadap kriteria BMKG untuk periode tahun 1971-2000 (BMKG,2009). Normal awal musim untuk hujan menurut BMKG di daerah Sukabumi jatuh pada dasarian ke-27 (September III) untuk ZOM 36 dan ZOM 51, dasarian ke-28 (Oktober I) untuk ZOM 35 dan ZOM 37, dan untuk ZOM 34

ISBN : 978-979-1458-64-1

normal awal musim hujan pada dasarian ke-29 (Oktober II). Berdasarkan data satelit pada penelitian ini diperoleh normal awal musim hujan bervariasi antara dasarian ke-29 (Oktober II) dan dasarian ke 30 (Oktober III) sebagaimana yang tampak pada Gambar 6(a).

Begitupun untuk normal awal musim kemarau menurut BMKG (yang bervariasi yaitu dasarian ke-15 (Mei III) untuk ZOM 34 dan ZOM 35, dasarian ke-16 (Juni I) untuk ZOM 37, dan dasarian ke-18 (Juni III) untuk ZOM 36 dan 51. Sedangkan berdasarkan data satelit pada penelitian ini diperoleh normal awal musim kemarau yang bervariasi antara dasarian ke-14 (Mei II) dan dasarian ke-15 (Mei II) sebagaimana yang tampak pada Gambar 6(b).



Gambar 6. Perbandingan normal awal musim hujan dan kemarau hasil penelitian ini terhadap normal awal musim hujan dan kemarau BMKG 1971-2000.

4. KESIMPULAN

Berdasarkan data satelit TRMM 3B42 1998-2010 diperoleh normal awal musim hujan di Sukabumi bervariasi antara dasarian ke 29 (Oktober II) dan dasarian ke-30 (Oktober III). Sedangkan normal awal musim kemarau bervariasi antara dasarian ke-14 (Mei II) dan dasarian ke-15 (Mei III). Perbandingan hasil penelitian ini terhadap kriteria normal awal musim hujan dan kemarau menurut BMKG periode 1971-2000 menunjukkan terdapat perbedaan yang bervariasi sampai 3 dasarian untuk normal awal musim hujan dan bervariasi sampai 4 dasarian untuk normal awal musim kemarau. Hal ini sangat mungkin terjadi karena adanya perbedaan sumber data maupun periode data yang digunakan. Pergeseran awal musim hujan dan kemarau menunjukkan periode maju atau mundurnya awal musim hujan dan kemarau dibanding kondisi normalnya. Dari analisis data 13 tahun terakhir diatas tampak kecenderungan durasi musim hujan di daerah Sukabumi yang semakin panjang, hal ini disebabkan dominasi pergeseran awal musim kemarau yang cenderung mundur dari normalnya dan pergeseran awal musim hujan yang maju dari normalnya. Kondisi tersebut perlu dicermati dan diwaspadai dalam upaya antisipasi bencana meteorologis.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DAFTAR RUJUKAN

Bapeda Provinsi Jawa Barat (2007), Pemutakhiran Batas Administrasi Jawa Barat 2005 Berdasarkan Peta Dasar Rupabumi Indonesia Skala 1:25.000, di download dari web http://www.jabarprov.go.id, November 2012

Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (2009), Prakiraan Musim Hujan 2009/2010 di Indonesia, Jakarta

IPCC (2001), Climate Change 2001 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. J.J. Mc Carthy, O.F. Canziani, N.A. Leary, D.J. Dokken, and K.S. White, (*Eds*.). Cambridge University Press. Cambridge. 1032 p.

IPCC (2007), Climate Change 2007 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution ofWorking Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden, and C.E. Hanson. (*Eds*.). Cambridge University Press. Cambridge, UK.

IPCC (2012), Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.

McKee, T.B., N.J. Doesken, and J. Kleist (1995), Drought monitoring with multiple time scales. Ninth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Jan 15-20, 1995, Dallas TX, pp. 233-236.

Meiviana, A., D.R. Sulistiowati, dan M.H. Soejachmoen (2004), Bumi Makin Panas. Ancaman Perubahan Iklim di Indonesia. Kementerian Lingkungan Hidup Republik Indonesia dan Yayasan Pelangi Indonesia. Jakarta. 65 Hlm

Ratag, M .A. (2007), Perubahan iklim: Perubahan variasi curah hujan, cuaca dan iklim ekstrim, Badan Metereologi dan Geofisika, Jakarta

Vladu, I.F. (2006), Adaptation as part of the development process. Technology Sub-programme. Adaptation, Technology and Science Programme. UNFCCC.

http://bkpd.jabarprov.go.id/index.php/peta_kerawanan/, di download November 2012

http://geospasial.bnpb.go.id/2010/03/20/peta-indeks-rawan-bencana-provinsi-jawa-barat/, di download November 2012

http://www.bom.gov.au/climate/current/soi2.shtml, di download Januari 2013.

ISBN : 978-979-1458-64-1

PREDIKSI AWAL MUSIM HUJAN DAN KEMARAU DAERAH SUKABUMI BERDASARKAN METODE ANFIS

Lely Qodrita Avia dan Nani Cholianawati
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer-Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN)
lely@bdg.lapan.go.id

Abstract

Climate change may have an impact on changes in rainfall patterns inducing the early rainy and dry seasons in Indonesia. The negative impact caused by the rain and prolonged droughts can lead to disaster in some areas such as floods and landslides, drought, reduced water availability, crop failure, forest and land fires. Sukabumi is one area that is very prone to this meteorological disaster. Therefore, in an effort to anticipate the impact of meteorological disasters, information of early rainy and the dry season prediction for the region is needed. This research was conducted by using ANFIS (Adaptive Neuro-Fuzzy Inference System) which combines fuzzy mechanism with artificial neural networks. Precipitation data from TRMM satellite with resolution of 10 daily used in this study. The results obtained in this study is prediction of early of the rainy season and the dry season for a period of one year ahead (the period April I 2012 to March III 2013), which appeared the prediction the early of the rainy season varied between October II to October III and prediction of early of the dry season varied from May I to May III.

Keywords*: prediction, rainy season, dry season, ANFIS method, TRMM*

Abstrak

Perubahan iklim dapat memberikan dampak terhadap perubahan pola curah hujan termasuk mempengaruhi awal musim hujan dan musim kemarau di Indonesia. Dampak negatif akibat musim hujan maupun musim kemarau yang berkepanjangan dapat menimbulkan bencana di beberapa daerah diantaranya banjir dan longsor, kekeringan, berkurangnya ketersediaan air bersih, gagal panen, kebakaran hutan dan lahan. Sukabumi merupakan salah satu daerah yang sangat rawan terhadap bencana meteorologis ini. Oleh karena itu dalam upaya antisipasi terhadap dampak bencana meteorologis tersebut sangat diperlukan suatu informasi prediksi awal musim hujan dan musim kemarau untuk daerah tersebut. Penelitian ini dilakukan dengan menggunakan metode ANFIS (*Adaptive Neuro-Fuzzy Inference System*) yang menggabungkan mekanisme fuzzy dengan jaringan syaraf tiruan. Data curah hujan satelit TRMM resolusi 10 harian (dasarian) digunakan pada penelitian ini. Hasil yang diperoleh pada penelitian ini merupakan prediksi awal musim hujan dan musim kemarau untuk periode satu tahun kedepan (periode April dasarian I tahun 2012 sampai Maret dasarian III tahun 2013), tampak prediksi awal musim hujan bervariasi antara Oktober II sampai Oktober III dan awal musim kemarau antara Mei I sampai Mei III.

Kata kunci : *Prediksi, musim hujan, musim kemarau, metode ANFIS, TRMM*

1. PENDAHULUAN

Perubahan iklim dapat memberikan dampak terhadap peningkatan suhu udara, kenaikan permukaan air laut, dan perubahan pola hujan sebagaimana dikemukakan Vladu *et al.* (2006).

ISBN : 978-979-1458-64-1

Christensen *et al*. (2007) juga mengungkap bahwa perubahan iklim diperkirakan akan meningkatkan suhu global dan perubahan pola curah hujan. Perubahan iklim juga akan meningkatkan resiko suhu dan curah hujan ekstrim yang berhubungan dengan cuaca dan iklim. Namun efeknya akan relatif berbeda-beda untuk masing-masing daerah.

Untuk wilayah Indonesia variabilitas curah hujan lebih tinggi dibanding parameter iklim lainnya sehingga musim hujan dan kemarau ditentukan berdasarkan parameter curah hujan tersebut. Oleh karena itu perubahan iklim yang memberikan dampak terhadap adanya perubahan pola curah hujan akan sangat mempengaruhi awal musim hujan dan kemarau. Dampak negatif akibat musim hujan maupun musim kemarau yang berkepanjangan dapat menimbulkan bencana meteorologis di beberapa daerah diantaranya banjir dan longsor, kekeringan, berkurangnya ketersediaan air bersih, gagal panen, kebakaran hutan dan lahan.

Sukabumi merupakan salah satu daerah yang sangat rawan terhadap bencana meteorologis ini. Oleh karena itu sangat diperlukan informasi prediksi awal musim hujan dan musim kemarau untuk daerah tersebut. Dari penelitian yang dilakukan ini diharapkan dapat memberikan informasi dalam upaya antisipasi terhadap dampak bencana meteorologis tersebut.

Curah hujan mempunyai peran yang sangat penting. Prediksi awal musim hujan dan kemarau tak lepas dari prediksi curah hujan. Namun tidak dapat dipungkiri bahwa curah hujan ini tidaklah mudah dimengerti mekanismenya. Oleh karena itu prediksi curah hujan untuk wilayah Indonesia bukanlah hal yang mudah sehingga kajian pemodelan iklim untuk wilayah Indonesia masih sangat terbatas.

Beberapa model iklim global dan regional pada umumnya diaplikasikan untuk simulasi atau prediksi variabel iklim. Model iklim GCM-CSIRO9 *(General Circulation Model-Commonwealth Scientific Industrial Research Organization level 9)* dan model regional CSIRO/DARLAM telah dikembangkan sejak tahun 1990an di Australia (Renwick et al., 1998). Model tersebut juga telah dikembangkan untuk simulasi iklim wilayah Asia Tenggara (Walsh and McGregor, 1997). Simulasi model iklim untuk parameter curah hujan di wilayah tropis memiliki akurasi yang masih kurang baik (Gates, 1992).

Pada tahun 2000 (Ratag et al.) telah meneliti perbandingan dari curah hujan dan suhu maksimum untuk 23 kota terpilih di seluruh wilayah Indonesia dengan berbagai output RCM SARCS. Secara umum, ditemukan bahwa siklus tahunan curah hujan dapat ditangkap oleh simulasi model, terutama untuk Indonesia bagian tengah. Analisis wavelet untuk curah hujan Indonesia menunjukkan puncak tahunan dalam model jauh lebih kuat daripada observasi dan puncak dua tahunan untuk model agak lemah. Simulasi prediksi unsur iklim berupa angin dan curah hujan

ISBN : 978-979-1458-64-1

untuk Indonesia telah dilakukan menggunakan Model Atmospheric Global Circulation Model (AGCM), yang melakukan *forcing* kepada sirkulasi atmosfer berskala regional maupun lokal (Swarinoto, 2001). Selain itu, dengan menggunakan model REMO (*Regional Model*) Aldrian et al. (2004) mengemukakan bahwa umumnya model mampu mereproduksi spasial pola curah hujan bulanan dan musiman. Ini menghasilkan variabilitas yang benar selama tahun-tahun ENSO tapi gagal untuk menunjukkan kontras monsun yang baik.

Pada penelitian ini, prediksi curah hujan untuk daerah Sukabumi akan dilakukan dengan menggunakan metode ANFIS (*Adaptive Neuro-Fuzzy Inference System*). Metode ANFIS adalah penggabungan mekanisme *fuzzy* dengan jaringan saraf tiruan. Salah satu metode yang digunakan dalam peramalan data runtun waktu nonlinier adalah *Neural Network* (McCulloch & Pitts, 1943) dan *Fuzzy Logic* (Zadeh, 1965). Walaupun teknik *neural network* dan *fuzzy logic* dapat memecahkan masalah kompleks, akan tetapi tetap memiliki keterbatasan. *Fuzzy logic* tidak memiliki kemampuan untuk belajar dan beradaptasi. Sebaliknya *neural network* memiliki kemampuan untuk belajar dan beradaptasi tetapi tidak memiliki kemampuan penalaran seperti yang dimiliki pada *fuzzy logic*. Oleh karena itu dikembangkan metode yang mengkombinasikan kedua teknik itu yaitu biasa disebut sistem *hybrid*, salah satunya adalah *Adaptive Neuro Fuzzy Inference System* atau ANFIS (Jang, 1993). ANFIS merupakan metode yang menggunakan jaringan saraf tiruan (*neural network*) untuk mengimplementasikan sistem inferensi *fuzzy* (*fuzzy inference system*).

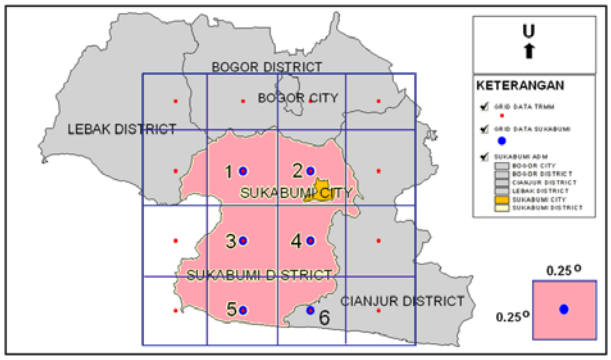
2. DATA DAN METODE

Basis data curah hujan dari satelit TRMM digunakan sebagai data utama pada penelitian ini. Data satelit tersebut memiliki resolusi spasial 0.25 x 0.25 derajat lintang bujur dan memiliki resolusi temporal 10 harian (dasarian). Pada penelitian ini dilakukan prediksi untuk 6 lokasi di daerah Sukabumi (meliputi kabupaten Sukabumi dan kota Sukabumi) sesuai dengan posisi grid data satelit TRMM sebagaimana yang tampak pada Gambar 1. Data periode Januari dasarian I 1998 sampai Maret dasarian III 2011 digunakan sebagai data training untuk mendapatkan formula prediksi sedangkan periode April dasarian I tahun 2011 sampai maret dasarian III 2012 digunakan sebagai data testing.

Metodologi yang digunakan pada penelitian ini adalah dengan metode ANFIS, dimana terdapat tiga proses. Tahap pertama dengan menggunakan data curah hujan dari satelit TRMM selama periode Januari dasarian I tahun 1998 sampai Maret dasarian III tahun 2011 atau sebanyak 477 set data curah hujan dasarian sebagai data training. Model ANFIS ini dijalankan untuk melakukan pembelajaran guna mendapatkan formula prediksi yang terbaik. Tahap kedua melakukan

ISBN : 978-979-1458-64-1

validasi data. Dengan menggunakan formula yang diperoleh dilakukan prediksi curah hujan selama periode April dasarian I tahun 2011 sampai Maret dasarian III tahun 2012 atau 36 set data digunakan sebagai data testing. Pada tahap ini dilakukan pembandingan pola curah hujan dan validasi antara data prediksi curah hujan ANFIS terhadap data curah hujan satelit TRMM untuk periode waktu yang sama. Hasil yang diperoleh perlu dilakukan koreksi terhadap data prediksi berdasarkan rata-rata bias yang diperoleh pada validasi data testing dari kegiatan proses kedua. Tahap ketiga dimana periode April dasarian III tahun 2012 sampai Maret dasarian III tahun 2013 adalah merupakan data prediksi 1 tahun kedepan. Selanjutnya dari tahapan ketiga ini berdasarkan data prediksi curah hujan ANFIS terkoreksi ditentukan awal musim hujan dan kemarau daerah Sukabumi.



Gambar 1. Batasan daerah penelitian sesuai posisi dan ukuran grid data satelit TRMM.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Berdasarkan hasil pengolahan validasi data testing antara pada penelitian ini menunjukkan nilai prediksi curah hujan ANFIS untuk beberapa periode tampak tidak dapat mengikuti pola curah hujan yang sangat tinggi dan sangat rendah dari data curah hujan satelit TRMM. Oleh karena itu, dilakukan koreksi terlebih dahulu terhadap data curah hujan prediksi ANFIS. Koreksi disini dilakukan dengan menggunakan bias rata-rata curah hujan prediksi ANFIS terhadap curah hujan satelit TRMM sebagai faktor koreksi. Pada tabel 1 tampak koefisien korelasi antara curah hujan prediksi ANFIS terkoreksi terhadap curah hujan satelit TRMM, dimana tampak untuk setiap lokasi di Sukabumi memiliki nilai yang baik yaitu diatas 80%.

Tabel 1. Koefisien korelasi antara curah hujan prediksi ANFIS terkoreksi terhadap curah hujan satelit TRMM untuk setiap lokasi di Sukabumi.

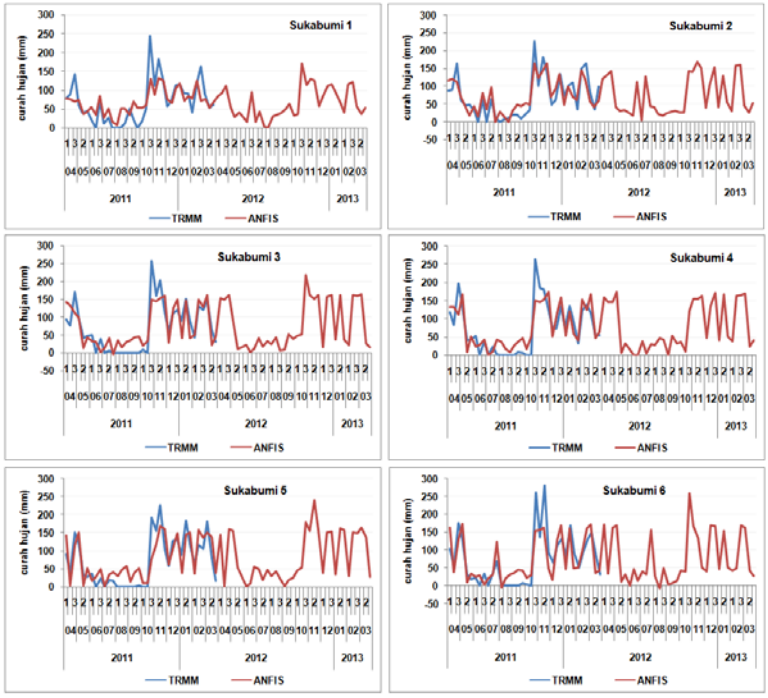
Posisi	Lintang (^{o}LS)	Bujur (^{o}BT)	Koefisien Korelasi ANFIS vs TRMM
Grid 1	6,875	106,625	81,02%
Grid 2	6,875	106,875	87,70%

ISBN : 978-979-1458-64-1

Grid 3	7,125	106,625	83,58%
Grid 4	7,125	106,875	83,74%
Grid 5	7,375	106,625	81,44%
Grid 6	7,375	106,875	82,57%

Berdasarkan hasil pengolahan data diperoleh timeseries data prediksi curah hujan ANFIS terkoreksi untuk daerah Sukabumi seperti Gambar 2 (grafik berwarna merah). Sedangkan untuk mengetahui perbandingan pola grafik tersebut terhadap timeseries data curah hujan satelit TRMM juga tampak pada Gambar 2 (grafik berwarna biru).

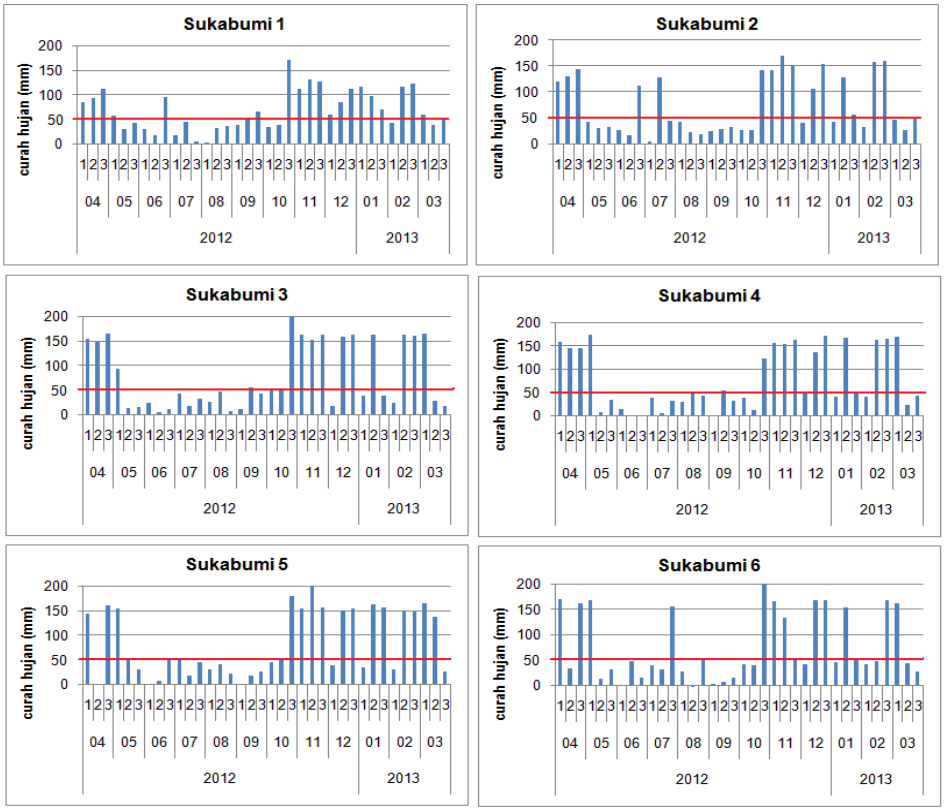
Mengacu pada hasil penelitian (Avia dan Bambang, 2012) dimana berdasarkan data satelit TRMM telah diperoleh informasi normal awal musim hujan untuk daerah Sukabumi bervariasi antara dasarian ke-29 (Oktober II) dan dasarian ke-30 (Oktober III), yang secara detail untuk tiap lokasi yaitu dasarian ke-29 (lokasi 1), dasarian ke-30 (lokasi 2), dasarian ke-30 (lokasi 3), dasarian ke-29 (lokasi 4), dasarian ke-30 (lokasi 5), dan dasarian ke-30 (lokasi 6). Begitupun untuk normal awal musim kemarau daerah Sukabumi tampak bervariasi antara dasarian ke-14 (Mei II) dan dasarian ke-15 (Mei III), secara detil untuk tiap lokasi berlangsung pada dasarian ke-14 (lokasi 1), dasarian ke-15 (lokasi 2), dasarian ke-14 (lokasi 3), dasarian ke-14 (lokasi 4), dasarian ke-14 (lokasi 5), dan dasarian ke-15 (lokasi 6).



Gambar 2. Perbandingan pola timeseries curah hujan prediksi ANFIS terkoreksi (merah) terhadap curah hujan satelit TRMM.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Kriteria awal musim hujan dan kemarau menurut BMKG dimana musim hujan telah tiba jika akumulasi curah hujan dasarian tersebut lebih besar atau sama dengan 50 mm dan diikuti dasarian berikutnya, serta awal musim kemarau telah tiba jika akumulasi curah hujan dasarian kurang dari 50 mm dan diikuti dasarian berimutnya. Kriteria BMKG tersebut tampak dapat diaplikasikan pada hasil pengolahan data prediksi curah hujan ANFIS terkoreksi daerah Sukabumi untuk periode 1 tahun ke depan (36 dasarian) yang diperoleh. Berdasarkan hasil pengolahan data pada penelitian ini diperoleh untuk tahun 2012 di daerah Sukabumi prediksi awal musim hujan bervariasi antara dasarian ke 29 (Oktober II) dan dasarian ke-30 (Oktober III) dan prediksi awal musim kemarau bervariasi antara dasarian ke-13 (Mei I) sampai dasarian ke-15 (Mei III) sebagaimana yang tampak pada Gambar 3. Secara detail tampak prediksi awal musim hujan daerah Sukabumi terjadi pada dasarian ke-30 (lokasi 1), dasarian ke-30 (lokasi 2), dasarian ke-29 (lokasi 3), dasarian ke-30 (lokasi 4), dasarian ke-29 (lokasi 5), dan dasarian ke-30 (lokasi 6). Sedangkan prediksi awal musim kemarau daerah Sukabumi akan terjadi pada dasarian ke-14 (lokasi 1), dasarian ke-13 (lokasi 2), dasarian ke-14 (lokasi 3), dasarian ke-14 (lokasi 4), dasarian ke-15 (lokasi 5), dan dasarian ke-14 (lokasi 6).



Gambar 3. Prediksi awal musim hujan dan kemarau berdasarkan metode ANFIS terkoreksi.

ISBN : 978-979-1458-64-1

4. KESIMPULAN

Prediksi curah hujan menggunakan Metode ANFIS masih perlu pengembangan lebih lanjut, sangat diperlukan lebih banyak trial & error terutama untuk data training sehingga diperoleh fungsi yang lebih baik dan pola curah hujan prediksi yang dapat mengikuti pola curah hujan satelit TRMM. Berdasarkan analisis pada penelitian ini untuk daerah Sukabumi tahun 2012 diperoleh prediksi awal musim hujan yang bervariasi antara dasarian ke 29 (Oktober II) dan dasarian ke-30 (Oktober III) sedangkan prediksi awal musim kemarau bervariasi antara dasarian ke-13 (Mei I) sampai dasarian ke-15 (Mei III).

DAFTAR RUJUKAN

Aldrian, E., L.D. Gates, D. Jacob, R. Podzun, (2004), Long-term simulation of Indonesian rainfall with the MPI regional model, Climate Dynamics, Vol 22: 795–814

Avia, L.Q. dan Bambang S., (2012, Pergeseran awal musim hujan dan kemarau daerah Sukabumi berdasarkan data satelit TRMM-3B42v6, Prosiding Seminar Nasional Sains Atmosfer dan Antariksa 2012, In press.

Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr, and P. Whetton, (2007), Regional climate projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, pp. 847-940

Gates, W.L. (1992), AMIP : The Atmospheric Model Intercomparison Project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 73, 1962-1970.

Jang, J.S.R.. (1993). ANFIS: Adaptive-Network-Based Fuzzy Inference System. IEEE Transactions on System, Man, and Cybernetics Volume 23. Hal 665-685.

McCulloch, W. and Pitts, W. (1943). A logical calculus of the ideas immanent in nervous activity. Bulletin of Mathematical Biophysics, 7:115 - 133.

Ratag, M.A., Bambang S., Eddy S., (2000), Comparisons of the model with observation for Indonesia, dalam Final Report to : Asia-Pacific Network for Global Change Research, Analisis of Climate Change Simulations of Southeast Asia, APN Workshop 10January-10 February 2000.

Renwick, J.A.; Katsfey, J.L.; Nguyen, K.C.; and McGregor, J.L., (1998), Regional Model Simulations of New Zealand Climate, Journal of Geophysical Research, 103[D6], 5973-5982.

Swarinoto Y.S., (2001), Downscaling of wind and precipitation overIndonesia. Report of intensive course on dynamical downscaling of seasonal to interannual climate prediction. Ward M.N. & Sun L. (Ed.). The International Research Institute for Climate and Society, Palisades, New York, UAS, hal.85-101.

Vladu, I.F. (2006), Adaptation as part of the development process. Technology Sub-programme. Adaptation, Technology and Science Programme. UNFCCC.

Walsh, K. and McGregor, J.L. (1997), An Assesment of Simulation of Climate Variability Over Australia with a Limited Area Model. Int. J. Climatol., 17, 201-223.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Zadeh, L.A. (1965). "Fuzzy sets". Information and Control 8 (3): 338–353. doi:10.1016/S0019-9958(65)90241-X. ISSN 0019-9958.

ISBN : 978-979-1458-64-1

PENGARUH JENIS VARIETAS PADI PADA KEBERLANJUTAN PRAKIRAAN IKLIM KUALITATIF (PRANATA MANGSA)

Lilik Slamet S[1)], Adi Basukriadi[2)], M. Hasroel Thayeb[2)],Trie Edhi Budi Soesilo[2)]
[1)]Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer- LAPAN
[2)]Universitas Indonesia
lilik_lapan@yahoo.com

Abstract

Pranata mangsa was the forecast of the season buried rice and the second crop by using the qualitative method (saw signs from nature, the animal and plants). It was ancient that pranata mangsa was used and the success in the production of rice was stable. At this time the production of rice was unstable. The instability of the production of rice one of them was caused by the use of the variety of rice that be aged shorter that be not in accordance with the period of the season planted in the calculation of the pranata mangsa. It was carried out by the quantitative and qualitative analysis towards the variety kind of rice in the continuity of the forecast of the season qualitatively (pranata mangsa). Results of the analysis stated that the prey institution could be used (continued) if the technique of the crop cultivation in a polikultur manner, the technique of the cultivation of the systern paddy-field, used the age of the variety of longer rice (local rice), used biological diversity facilities in the eradication of the pest and the crop illness, and the use of chemical fertiliser wisely. The source of the data that was used came from Balai Besar Penelitian Padi Subang (West Java). Results of the analysis of the correlation coefficient between the age and high the variety of rice and the number of crop germs rice produced r was endless of -0.27, -0.28. The correlation coefficient between the age and high the variety of rice and the productivity produced r was endless of -0.18 and -0.10. The calculation disorder of the pranata mangsa at this time more often was caused by the loss or the decline in the biological diversity, the progress of genetic engineering of the food crop, the dependence to chemical fertilizer, irrigation technology and artificial rain. The existence of the irrigation resulted in rice could be buried by 3 times in a year so as rice as the producer for pest insects was available year round that could stimulate the explosion of the insects population to become the pest of the rice crop. The irrigation channel could also become the mouse route to go out and in the paddy-field and as the spread media of the pest to the area of other rice cultivation.

Keywords : *pranata mangsa, rice variety, polycultur, production, diversity*

Abstrak

Pranata mangsa adalah prakiraan musim tanam padi dan palawija dengan menggunakan metode kualitatif. Telah dilakukan analisa kuantitatif dan kualitatif terhadap jenis varietas padi pada keberlanjutan prakiraan musim secara kualitatif (pranata mangsa). Hasil analisis menyatakan bahwa pranata mangsa dapat digunakan (berlanjut) jika teknik budidaya tanaman secara polikultur, teknik budidaya sawah tadah hujan, menggunakan umur varietas padi yang lebih panjang (padi lokal), menggunakan fasilitas keanekaragaman hayati dalam pemberantasan hama dan penyakit tanaman, dan penggunaan pupuk kimia secara bijaksana. Sumber data yang digunakan berasal dari Balai Besar Penelitian Padi Subang (Jawa Barat). Hasil analisis koefisien korelasi antara umur dan tinggi varietas padi dengan jumlah hama penyakit tanaman (HPT) padi menghasilkan r berturut-turut sebesar -0,27, -0,28. Koefisien korelasi antara umur dan tinggi varietas padi dengan produktivitas menghasilkan r berturut-turut sebesar -0,18 dan -0,10. Kekacauan perhitungan pranata mangsa saat ini lebih banyak disebabkan oleh hilangnya atau menurunnya keanekaragaman hayati, kemajuan

ISBN : 978-979-1458-64-1

rekayasa genetika tanaman pangan, ketergantungan kepada pupuk kimia, teknologi irigasi, hujan buatan. Adanya irigasi mengakibatkan padi dapat ditanam 3 kali dalam setahun sehingga padi sebagai produsen bagi serangga hama tersedia sepanjang tahun yang dapat merangsang ledakan populasi serangga hama tanaman padi. Saluran irigasi dapat juga menjadi jalur tikus untuk jalan keluar masuk ke/dari sawah.

Kata kunci : pranata mangsa, varietas padi, polikultur, produksi, keanekaragaman

1. PENDAHULUAN

Dahulu masyarakat petani di Jawa, Sulawesi Selatan, Bali, dan Sunda menentukan bila memulai menanam padi dan palawija dengan menggunakan informasi yang berasal dari prilaku hewan, tumbuhan, bentuk rasi bintang atau bulan. Pengetahuan lokal prakiraan musim secara tradisional ini tidak berlandaskan pada teori keilmuwan, tetapi hanya berdasarkan pada pengamatan empiris selama berpuluh-puluh tahun lamanya (ilmu *titen; niteni*).

Seiring perjalanan waktu, pengetahuan lokal memprakirakan iklim secara tradisional sepertinya mulai diitinggalkan petani. Pengetahuan lokal masyarakat setempat dalam prakiraan musim tanam dan kearifan tradisional dapat menjadi salah satu bentuk adaptasi masyarakat setempat dalam menghadapi variabilitas iklim yang terjadi saat ini. Jika setiap daerah di Indonesia memiliki pengetahuan lokal prakiraan musim secara tradisional maka akan terlihat potensi setiap daerah untuk mengembangkan jenis tanaman pertanian tertentu menuju ketahanan, kedaulatan, dan keamanan pangan berkelanjutan. Adaptasi diperlukan manusia (terutama untuk sektor-sektor yang terkait dengan iklim) untuk menyesuaikan diri dengan pergeseran pola iklim yang terjadi saat ini sehingga tidak banyak risiko kegagalan yang terjadi.

Makalah ini hanya akan membahas pranata mangsa saja yang dihubungkan dengan varietas padi yang ditanam. Masalah dalam penelitian ini diwujudkan dalam bentuk pertanyaan penelitian apakah terdapat pengaruh varietas padi saat ini dengan pemakaian pranata mangsa? Tujuan penelitian ini adalah menganalisis varietas padi yang digunakan saat ini dan keberlanjutan prakiraan musim kualitatif (pranata mangsa). Sasaran dari penelitian ini adalah diperolehnya informasi hubungan antara varietas padi dengan pranata mangsa.

2. TINJAUAN PUSTAKA

Tadjang (2002) mengakui bahwa pengetahuan lokal prakiraan musim secara tradisional memiliki keunggulan yang tidak dimiliki oleh model prakiraan iklim secara ilmiah/modern. Keunggulan tersebut terletak pada kemampuan tumbuhan dan hewan serta kondisi perbintangan untuk mengintegrasikan semua informasi yang diperoleh dari lingkungannya menjadi suatu

ISBN : 978-979-1458-64-1

informasi tentang kondisi iklim yang akan datang. Dia juga menambahkan bahwa hasil prakiraan dari Palontara untuk musim tanam 2001 adalah mendekati kebenaran.

Sektor pertanian memerlukan prakiraan iklim/musim yang bersifat mikro dan detail menurut waktu. Hal ini dikarenakan sektor pertanian masih tinggi mengandalkan curah hujan sebagai sumber air. Sedangkan curah hujan di daerah iklim tropis adalah unsur iklim yang memiliki variasi tinggi terhadap ruang dan waktu. Pada tempat yang berdekatan, curah hujan yang turun adalah tidak sama dan tidak merata. Prakiraan musim yang dikeluarkan oleh lembaga cuaca nasional seringkali berskala makro sehingga untuk dapat diaplikasikan ke lahan pertanian seringkali tidak tepat.

Penggunaan hewan vertebrata sebagai informan dan indikator suhu udara lingkungan sudah diketahui dan dikembangkan oleh Merriam pada tahun 1899 (Odum, 1995). Hal ini kemudian ditambahkannya bahwa jenis hewan berukuran besar biasanya adalah indikator yang lebih baik daripada jenis berukuran kecil. Hal ini seperti tampak sebelum gunung Merapi di Yogyakarta meletus pada tahun 2010, kera-kera sudah mulai turun gunung dan tidak berapa lama kemudian Merapi bererupsi.

Organisme-organisme baik hewan maupun tumbuhan memiliki suatu mekanisme yang secara fisiologi dapat mengukur dan mengetahui waktu. Kemampuan yang dimiliki hewan ini disebut dengan jam biologi (*biological clock*). Organisme memiliki kemampuan untuk menentukan waktu dan mengulangi fungsi-fungsi kehidupannya dalam sekitar interval waktu 24 jam sekalipun dalam kondisi tanpa adanya tanda-tanda siang yang nyata (Odum, 1995). Mekanisme dari jam biologi ini belum jelas, tetapi terdapat dua teori yaitu:

1. Teori *endogeneous timer* artinya bahwa organisme dapat menentukan waktu tanpa tanda-tanda lingkungan (pembawaan sejak lahir). Organisme ini dapat mengetahui lebih dahulu perubahan-perubahan lingkungan sekitar.
2. Teori *eksogeneous timer* yang menyatakan bahwa organisme dapat menentukan waktu karena adanya tanda-tanda dari luar lingkungannya.

Selain memiliki jam biologi, hewan juga memiliki apa yang disebut dengan keberkalaan. Keberkalaan adalah suatu istilah untuk menjelaskan terjadinya berbagai proses biologi pada tumbuhan dan hewan pada selang waktu yang cukup teratur.

3. DATA DAN METODE

Data karakteristik varietas padi (umur dan tinggi varietas) diperoleh dari Balai Besar Penelitian Padi di Subang (Jawa Barat). Analisis statistik berupa ukuran pemusatan dari umur dan tinggi varietas padi yang pernah dan saat ini digunakan. Analisis deskriptif antara karakteristik

ISBN : 978-979-1458-64-1

varietas padi yang dihubungkan dengan interpretasi pranata mangsa dilakukan untuk mengetahui hubungan antara varietas padi dengan pranata mangsa. Analisis koefisien korelasi antara karakteristik varietas padi dengan jumlah hama penyakit tanaman (HPT) dan produksi akan dilakukan untuk mengetahui pengaruh perbedaan jenis varietas padi pada jumlah HPT dan produksi.

Untuk mengubah dari data kualitatif rasa nasi ke bentuk data kuantitatif, maka diberi pembobotan untuk rasa nasi sebagai berikut : rasa nasi **enak** diberi bobot 4, **sedang** = 3, **kurang enak** = 2, dan **tidak enak** =1. Untuk mengubah dari data kualitatif tekstur nasi ke bentuk data kuantitatif, maka diberi pembobotan untuk tekstur nasi sebagai berikut : tekstur nasi **amat pulen** diberi bobot 5, **pulen** = 4, **agak pulen** = 3, **agak pera** = 2, **pera** = 1. Selanjutnya dilakukan analisis koefisien korelasi antara rasa nasi dengan jumlah HPT dan produktivitas padi dan antara tekstur nasi dengan jumlah HPT dan produktivitas.

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

Tabel 1 menyajikan rata-rata umur dan tinggi varietas padi yang pernah ditanam pada beberapa periode.

Tabel 1: Rata-Rata Umur dan Tinggi Tanaman Varietas Padi

No	Periode	Umur Masa Tanam (hari)	Tinggi Tanaman (cm)
1.	1945-1965	144	153,5
2.	1966-1998	125	101,2
3.	1999-2009	117	106,2

Sumber : Hasil olahan peneliti berdasarkan data sumber dari Balai Besar Padi, Subang.

Pada Tabel 1 dapat diketahui bahwa varietas padi periode 1945-1965 berumur paling panjang jika dibandingkan dengan dua periode lain. Periode 1999-2009 memiliki varietas padi yang berumur paling pendek. Implikasi dari umur tanaman varietas padi periode 1940-1965 dapat ditanam 2 kali dalam setahun. Satu kali tanam varietas padi periode 1940-1965 membutuhkan waktu 5 bulan. Varietas padi periode 1966-1998 memerlukan waktu untuk satu kali musim tanam adalah 125 hari atau sekitar 4 bulan sehingga dengan bantuan irigasi dapat ditanam padi tiga kali dalam setahun. Varietas padi periode 1999-2009 memerlukan waktu lebih pendek lagi untuk satu kali musim tanam yaitu 117 hari atau sekitar kurang dari 4 bulan. Adanya irigasi menjadikan varietas padi periode 1999-2009 dapat ditanam tiga kali dalam setahun. Varietas padi yang dapat ditanam 3 kali dalam setahun mengakibatkan tanaman padi tersedia sepanjang tahun dan mengundang konsumen berupa serangga atau populasi lain (tikus dan burung) untuk menikmatinya sehingga serangan populasi hama pun tidak dapat dihindari lagi.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Pada Tabel 2 dapat diketahui bahwa pola tanam padi sawah hanya dilakukan 1 kali dalam setahun (periode Nopember- pertengahan April). Hal ini dikarenakan umur varietas padi yang ditanam adalah sekitar 5,5 bulan (165 hari). Pola tanam palawija juga hanya 1 kali dalam setahun antara pertengahan Juni sampai dengan pertengahan September. Jika dibandingkan dengan Tabel 1, di mana saat ini varietas padi yang ditanam berumur pendek (117 hari) mengakibatkan padi dapat ditanam 3 kali dalam setahun dengan bantuan air dari irigasi.

Pada Tabel 2 juga dapat diketahui bahwa dulu hama tanaman padi hanya satu jenis yaitu burung dan dapat dihalau dengan orang-orangan sawah (bebengik), tetapi kini hama dan penyakit tanaman padi beraneka ragam dan cara membasminya dengan menggunakan pestisida dan insektisida yang dapat mematikan predator dari hama. Tabel 3 menyajikan perbandingan jumlah HPT (hama penyakit tanaman) dengan jumlah varietas.

Pada Tabel 3 dapat diketahui pada periode 1940-1965 dengan jumlah varietas yang paling sedikit daripada dua periode lain sebanding dengan jumlah HPT yang hanya 1 jenis saja. Periode 1966-1998 dengan jumlah varietas padi yang paling banyak, tetapi jumlah HPT lebih sedikit daripada periode 1999-2009. Jumlah HPT tanaman padi semakin hari adalah semakin banyak. Adanya irigasi mengakibatkan padi tersedia sepanjang tahun dan penggunaan pupuk menyebabkan nasi yang dihasilkan berasa enak. Kondisi ini juga yang memicu serangan hama dan penyakit tanaman.

Tabel 2. Periode Musim dan Kegiatan Petani dalam Pranata Mangsa

Musim	Periode	Kegiatan Petani	Musim	Periode	Kegiatan Petani
Kasa	22 Juni – 1 Agustus	tanah sawah dicangkul kembali ditanami palawija dan terkadang padi ladang	Kapitu	22 Desember – 2 Februari	memperbaiki pematang yang rusak akibat hujan deras
Karo	2-24 Agustus	Benih palawija yang ditanam mulai tumbuh	Kawolu	3 Februari – 28/29 Februari	• petani melakukan pemupukan • Tanaman padi mulai tinggi dan mulai terdapat bunga • di 237ladang petani panen jagung
Katelu	25 Agustus – 17 September	• penyiraman tanaman dari mata air, sumur atau dari sungai yang berair • Tanaman palawija sudah mulai 237ias dipanen.	Kasanga	1 – 25 Maret	• petani mulai mengerjakan tegalan atau kebun • Petani membuat orang-orangan di sawah untuk menakuti dan mengusir burung pemakan padi • padi mulai berisi, bahkan sudah ada yang menguning
Kapat	18 September – 12 Oktober	petani mengolah tanah untuk persiapan penanaman padi gogo.	Kasadasa	26 Maret – 18 April	• padi disawah mulai tua • petani biasanya mulai melakukan panen di tegal • di sawah petani sibuk menghalau pipit dan gelatik yang mengganggu tanaman padi.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Musim	Periode	Kegiatan Petani	Musim	Periode	Kegiatan Petani
Kalima	13 Oktober – 8 Nopember	• Petani mulai memperbaiki pematang sawah • petani merencanakan pengaturan pembagian air	Dhesta	19 April – 11 Mei	• petani biasanya sibuk menuai padi • memanen umbi-umbian di tegalan atau kebun.
Kanem	9 Nopember – 21 Desember	• mengolah sawah untuk ditanami padi • Benih padi berupa gabah mulai ditebar di persemaian	Sadha	12 Mei – 21 Juni	• padi di sawah selesai di panen • petani menjemur gabah untuk disimpan dalam lumbung –Sisa jerami dibakar • kemudian persiapan mengerjakan tanah untuk ditanami palawija.

Sumber : Wisnusubroto, 1999.

Tabel 3. Jumlah Hama dan Penyakit Varietas Padi Pada Tiga Periode

Periode	Jumlah Varietas	Jumlah Hama	Jumlah Penyakit	Total HPT
1940-1965	19	0	1	1
1966-1998	101	6	8	14
1999-2009	88	4	11	15

Sumber : Hasil olahan peneliti berdasar data dari Balai Besar Padi, Subang.

Berdasarkan Tabel 4 dapat diketahui bahwa koefisien korelasi antara umur tanaman dengan jumlah HPT sebesar -0,27. Hal ini berarti semakin panjang umur varietas padi, maka semakin sedikit jumlah HPT yang menyerang. Semakin pendek umur tumbuh suatu varietas padi, maka dengan bantuan tambahan air irigasi frekuensi tanam padi yang sebelumnya hanya 1 kali atau 2 kali dalam setahun dapat menjadi 3 kali setahun. Nurindah (2006) dari hasil penelitiannya menyebutkan bahwa beberapa serangga herbivora dilaporkan dapat berkembang biak dengan baik pada pertanaman monokultur yang dipupuk, disiangi, dan diairi secara intensif.

Tabel 4. Koefisien Korelasi Antara Umur, Tinggi Varietas, Rasa dan Tekstur Nasi dengan Jumlah HPT dan Produktivitas

No	Korelasi Dua Peubah	Koefisien korelasi (r)
1.	Umur tanaman padi – jumlah hama atau penyakit	-0,27
2.	Tinggi tanaman padi – jumlah hama atau penyakit	-0,28
3.	Rasa nasi – jumlah hama atau penyakit	0,06
4.	Tekstur nasi – jumlah hama dan penyakit	-0,08
5.	Umur tanaman padi – produktivitas padi	-0,18
6.	Tinggi tanaman padi – produktivitas padi	-0,10
7.	Rasa nasi – produktivitas padi	-0,10
8.	Tekstur nasi – produktivitas padi	0,21

Sumber: hasil olahan peneliti berdasar data dari Balai Besar Padi, Subang.

Pernyataan dari Nurindah ini didukung oleh pernyataan dari Tobing (2009), bahwa semakin intensif tanaman dimodifikasi (campur tangan manusia) maka akan semakin intensif pula hama

ISBN : 978-979-1458-64-1

menyerang tanaman. Hal ini dikarenakan sifat pengaturan alami dari suatu komoditas tanaman akan hilang jika manusia turut campur tangan. Kondisi ini akan pulih ke kesetimbangan ekologi jika terdapat penambahan keanekaragaman hayati.

Koefisien korelasi antara tinggi varietas dengan jumlah HPT adalah -0,28. Hal ini menunjukan semakin tinggi suatu varietas padi, maka semakin sedikit jumlah HPT yang menyerang. Hal ini dikarenakan pada varietas padi yang relatif tinggi pertumbuhannya, sebagian sisa tanaman yang gugur akan menjadi makanan untuk detritus dan serangga dapat memakan yang bukan bagian utama padi yang akan diambil hasilnya oleh manusia.

Koefisien korelasi antara rasa nasi yang dihasilkan varietas padi dengan jumlah HPT adalah 0,06. Ini menunjukan semakin enak rasa suatu varietas padi, maka semakin banyak jumlah HPT. Rasa nasi yang dihasilkan enak disebabkan selain dari dalam varietas sendiri juga dikarenakan penggunaan input dari luar sistem persawahan sendiri (pupuk sintetis, pestisida, fungisida, herbisida). Penggunaan pupuk dan pestisida serta perawatan yang intensif memakan biaya yang relatif besar.

Koefisien korelasi antara tekstur nasi dengan HPT besarnya 0,16. Ini menunjukan bahwa korelasi antara tekstur nasi dengan jumlah serangan HPT adalah berbanding lurus. Semakin lembut tekstur nasi (semakin pulen) maka semakin banyak jumlah HPT yang menyerang.

Jika dibandingkan antara koefisien korelasi (r) antara umur varietas padi dengan jumlah HPT (r = -0,27) dan nilai r antara umur varietas padi dengan produktivitas (r = -0,18), maka nilai r untuk hubungan umur varietas padi dengan jumlah HPT lebih besar daripada nilai r untuk hubungan umur varietas padi dengan produktivitas (Tabel 4). Hal yang sama terjadi juga pada nilai r untuk hubungan tinggi varietas padi dengan jumlah HPT (r = -0,28) dan nilai r untuk hubungan tinggi varietas padi dengan produktivitas (r = -0,10). Kondisi ini menunjukkan bahwa pengaruh umur dan tinggi varietas tanaman padi berperanan lebih besar terhadap serangan HPT daripada produktivitas padi.

5. KESIMPULAN

Berdasarkan penelitian ini maka pedoman awal musim tanam *Pranata Mangsa* sudah tidak dapat digunakan lagi disebabkan varietas padi yang ditanam memiliki umur masa tanam yang pendek yang tidak bersesuaian dengan periode musim dalam *Pranata Mangsa*. *Pranata Mangsa* dapat diterapkan pada umur varietas padi yang berumur panjang. Varietas padi berumur panjang memiliki sedikit kelebihan yaitu sedikit memiliki HPT, tetapi berproduksi rendah.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DAFTAR RUJUKAN

Nurindah, 2006, Pengelolaan Agroekosistem dalam Pengendalian Hama, *Jurnal Perspektif*, Vol. 5, No. 2, Desember 2006.

Odum, E, P, 1995, *Dasar-Dasar Ekologi*, edisi ke tiga, UGM Press, Yogyakarta.

Tadjang, M, H, L, 2002, Prakiraan Iklim (Musim) Secara Kuantitatif (Tradisional) dan Aplikasinya pada Wilayah PCHPT di Sulawesi Selatan, *Prosiding Temu Ilmiah Prediksi Cuaca dan Iklim Nasional*, Bandung, 21 Agustus 2001, Lapan, Bandung.

Tobing, M. C, 2009, *Keanekaragaman Hayati dan Pengelolaan Serangga Hama dalam Agroekosistem*, Orasi Ilmiah Pengukuhan Guru Besar Tetap Bidang Entomologi Pertanian, Fakultas Pertanian, Universitas Sumatera Utara, Medan.

Wisnusubroto, S, 1999, Pengenalan Waktu Tradisional Pranata Mangsa dan Wariga Menurut Jabaran Meteorologi Manfaatnya Dalam Pertanian dan Sosial, Mitra Gama Widya, Yogyakarta.

ISBN : 978-979-1458-64-1

PENGARUH SOI TERHADAP CURAH HUJAN DAN PRODUKSI PADI DI INDONESIA

Lilik Slamet S[1)], Adi Basukriadi[2)], M. Hasroel Thayeb[2)], Trie Edi Budi Soesilo[2)]
[1)]Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer- LAPAN
[2)]Universitas Indonesia
lilik_lapan@yahoo.com

Abstract

Unstable production of rice each year formed the background of this research. The aim of this research was to identify and analyse the influence of the regional climate in the rainfall and the production of rice. The research was carried out to study the influence of the regional climate on the rainfall and the production of rice in several locations in Indonesia (Padang, Semarang, Maros, Telukbetung, Pontianak, Banyuwangi, Kotaraja, Solok, Palembang, Surabaya, and Jakarta). The influence of the regional climate researched was the South Oscillation Index (SOI). The method used was the analysis of the correlation coefficient between the SOI and the rainfall and between the SOI and the production of rice. Results of this research were the correlation coefficient (r) between the SOI and the production of rice of 0.37. The monthly rainfall data were obtained from BMKG and the data SOI were obtained from Bureau of Meteorology Australia. These results showed that SOI was not strongly influential towards the production of rice. The correlation coefficient between the SOI and the rainfall in several locations in Indonesia produced r bigger than 0.5 for Padang, Semarang, Maros, and Teluk Betung. Whereas other locations like Surabaya, Jakarta, Pontianak, Palembang, Kotaraja, Solok, and Banyuwangi produced r that was smaller than 0.5. This condition indicated that not all areas in Indonesia where rainfall was influenced by SOI.

Keywords : *climate, regional, rainfall, SOI, rice.*

Abstrak

Produksi padi yang tidak stabil setiap tahunnya melatarbelakangi penelitian ini. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengetahui dan menganalisis pengaruh iklim regional pada curah hujan dan produksi padi. Telah dilakukan penelitian untuk mempelajari pengaruh iklim regional terhadap curah hujan dan produksi padi di beberapa lokasi di Indonesia (Padang, Semarang, Maros, Telukbetung, Pontianak, Banyuwangi, Kotaraja, Solok, Palembang, Surabaya, dan Jakarta). Pengaruh iklim regional yang diteliti adalah Indeks Osilasi Selatan (SOI; *Southern Oscilation Index*). Metode yang digunakan adalah analisis koefisien korelasi antara SOI dengan curah hujan dan antara SOI dengan produksi padi. Hasil dari penelitian ini adalah besarnya koefisien korelasi (*r*) antara SOI dengan produksi padi sebesar 0,37. Data curah hujan bulanan lokasi penelitian bersumber dari BMKG dan data SOI bersumber dari *Bureau of Meteorology Australia*. Hasil ini menunjukan bahwa SOI tidak berpengaruh kuat terhadap produksi padi. Koefisien korelasi antara SOI dengan curah hujan pada beberapa lokasi di Indonesia menghasilkan *r* lebih besar dari 0,5 untuk lokasi Padang, Semarang, Maros, dan Teluk Betung. Sedangkan lokasi lain seperti Surabaya, Jakarta, Pontianak, Palembang, Kotaraja, Solok, dan Banyuwangi menghasilkan *r* yang lebih kecil dari 0,5. Kondisi ini menunjukan bahwa tidak semua daerah di Indonesia curah hujannya dipengaruhi oleh SOI.

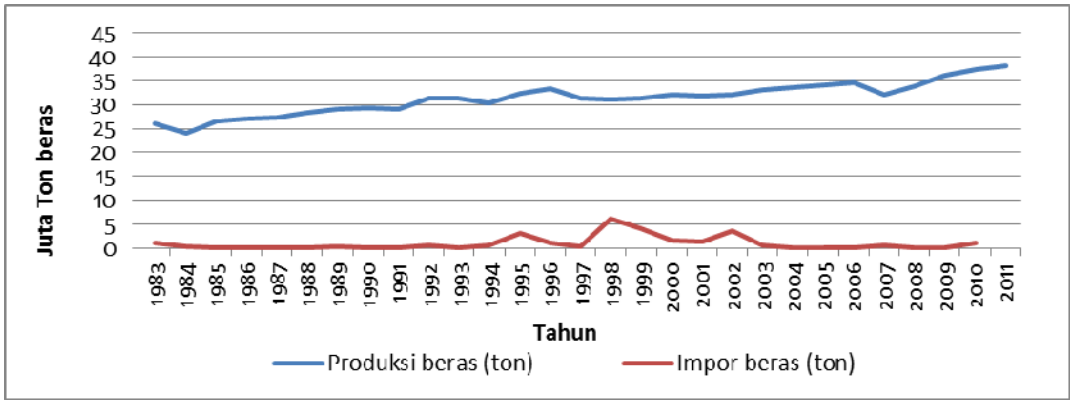
Kata Kunci : Iklim, regional, curah hujan, SOI, padi.

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Peningkatan jumlah penduduk Indonesia diikuti pula oleh pemenuhan akan kebutuhan pangan dari pemerintah. Sampai saat ini sebagian besar masyarakat Indonesia masih sangat bergantung dan mengkonsumsi nasi yang berasal dari beras sebagai makanan pokok utama. Rata-rata konsumsi beras per kapita per tahun orang Indonesia pada tahun 2003 adalah 133 kg (Yudhohusodo, 2004). Tahun 2009 konsumsi per kapita beras orang Indonesia naik menjadi 139,15 kg/tahun (Media Indonesia, 19 Februari 2011). Angka-angka ini menunjukan bahwa konsumsi beras per kapita orang Indonesia semakin tahun semakin meningkat.

Selama pola komsumsi jenis makanan pokok yang berupa nasi (tanaman padi) belum berubah dan tidak bervariasi (diversifikasi bahan pangan pokok), maka permintaan akan beras akan terus meningkat. Masalah dalam penelitian ini adalah permintaan akan beras yang tinggi, tetapi produksi padi tidak selalu sukses setiap tahun. Apakah ini ada hubungannya dengan pengaruh iklim yaitu osilasi Selatan? Tujuan penelitiannya adalah menganalisis pengaruh indek osilasi Selatan (SOI) pada curah hujan dan produksi padi. Sasaran dari penelitian ini adalah diketahuinya pengaruh antara indeks SOI pada curah hujan dan produksi padi. Gambar 1 menyajikan produksi beras tahunan dan volume impor beras nasional.



Gambar 1. Produksi Padi dan Impor Beras Nasional (Sumber : BPS, 1983-2011)

Defisit produksi beras (permintaan/kebutuhan beras yang lebih besar daripada suplai/produksi) akan ditutupi pemerintah dengan impor beras. Tambunan (2008) menyatakan bahwa impor beras yang dilakukan selama ini lebih banyak disebabkan oleh produksi beras dalam negeri yang terbatas dan ketergantungan pada beras sebagai makanan pokok yang tinggi (permintaan/*demand* beras nasional), dan bukan dikarenakan motivasi keuntungan dalam perdagangan luar negeri. Jika dapat dirata-ratakan, maka impor beras Indonesia adalah 2 juta ton/tahun.

ISBN : 978-979-1458-64-1

2. TINJAUAN PUSTAKA

Tanaman padi adalah tanaman darat bukan tanaman hidrofit (tanaman air). Tanaman padi tergolong dalam famili *Graminaeae* bersama dengan tanaman rumput. Teknik budidaya sawah tanaman padi adalah meniru budaya masyarakat Cina yang dengan cara menggenangi sawah, gulma (tanaman pesaing) tanaman padi tidak dapat tumbuh. Adaptasi tanaman padi dapat tumbuh pada lingkungan berair disebabkan adanya batang padi yang berongga sehingga udara dapat masuk ke dalam tanaman padi. Budidaya tanaman padi di Indonesia sebagian besar dilakukan dengan teknik budidaya padi sawah, baik tadah hujan maupun dengan bantuan irigasi. Sumber air tanaman padi baik untuk penggenangan sawah maupun metabolisme berasal dari air hujan langsung atau air hujan yang tertampung dalam waduk lalu disalurkan ketika memasuki musim kemarau.

Curah hujan di Indonesia dipengaruhi oleh iklim regional dan global, maka besarnya curah hujan yang turun pada wilayah Indonesia adalah fungsi dari beberapa osilasi ditambah iklim ekstrem yang fungsi persamaan matematikanya dapat disederhanakan menjadi :

Curah Hujan = f (SOI, indeks monsun, indeks dipole mode, iklim ekstrem)

Osilasi Selatan adalah penyebab fenomena El Nino dan La Nina. Besaran osilasi Selatan didekati dengan indeks osilasi Selatan (SOI; *Southern Oscilation Index*). Nilai SOI memberikan petunjuk perkembangan dan intensitas El Nino atau La Nina di Lautan Pasifik. Nilai SOI dihitung dengan menggunakan perbedaan tekanan udara di Tahiti dan Darwin. Nilai SOI positif menunjukan La Nina dan negatif menunjukan El Nino.

Siswanto (1999) dalam makalahnya menyatakan tahun-tahun kejadian fenomena El Nino dan La Nina. Tahun-tahun kejadian El Nino adalah tahun 1877, 1880, 1884, 1888, 1891, 1898, 1902, 1905, 1911, 1913, 1918, 1923, 1925, 1930, 1932, 1939, 1941, 1946, 1951, 1953, 1957, 1963, 1965, 1969, 1972, 1976, 1982, 1986, 1992,1997.

Tahun-tahun kejadian fenomena La Nina adalah tahun 1886, 1889, 1892, 1903, 1906, 1908, 1916, 1920, 1924, 1928, 1931, 1933, 1938, 1942, 1949, 1955, 1964, 1970, 1973, 1975, 1988. Tahun-tahun tanpa adanya kejadian fenomena El Nino atau La Nina adalah disebut dengan tahun normal. Menurut Badan Meteorologi Australia (*Australia Bureau of Meteorology*) setelah tahun 1999 kejadian El Nino adalah tahun 2002, 2003, 2006, dan 2007.

3. DATA DAN METODE

Data yang digunakan pada penelitian ini adalah data sekunder yang mencakup data SOI bulanan, data curah hujan bulanan 11 lokasi penelitian yang mewakili tiga tipe curah hujan di Indonesia, dan data produksi padi tahunan. Data SOI dari Biro Meteorologi Australia (*Bureau of*

ISBN : 978-979-1458-64-1

Meteorology Australie) dan data curah hujan bulanan dari Badan Meteorologi, Klimatologi, Geofisika (BMKG). Data produksi padi bersumber dari Badan Pusat Statistik (BPS).

Data SOI bulanan dijumlahkan sehingga mendapatkan satu nilai SOI tahunan. Data SOI, curah hujan, dan produksi padi akan dianalisis secara statistik dengan menggunakan analisis koefisien korelasi.

Pada ilmu statistika, istilah korelasi berarti hubungan kuantitatif antara dua peubah yang diukur pada skala ordinal atau interval (Asdak, 2002). Koefisien korelasi (r) dihitung dengan menggunakan persamaan berikut :

$$r = \frac{\Sigma(x_i y_i) - \{(\Sigma x_i)(\Sigma y_i)\}/n}{\sqrt{[\Sigma x_i^2 - \{\frac{(\Sigma x_i)^2}{n}\}][\Sigma y_i^2 - \{(\Sigma y_i)^2\}/n}}$$

dengan :

n = jumlah data

x = peubah bebas

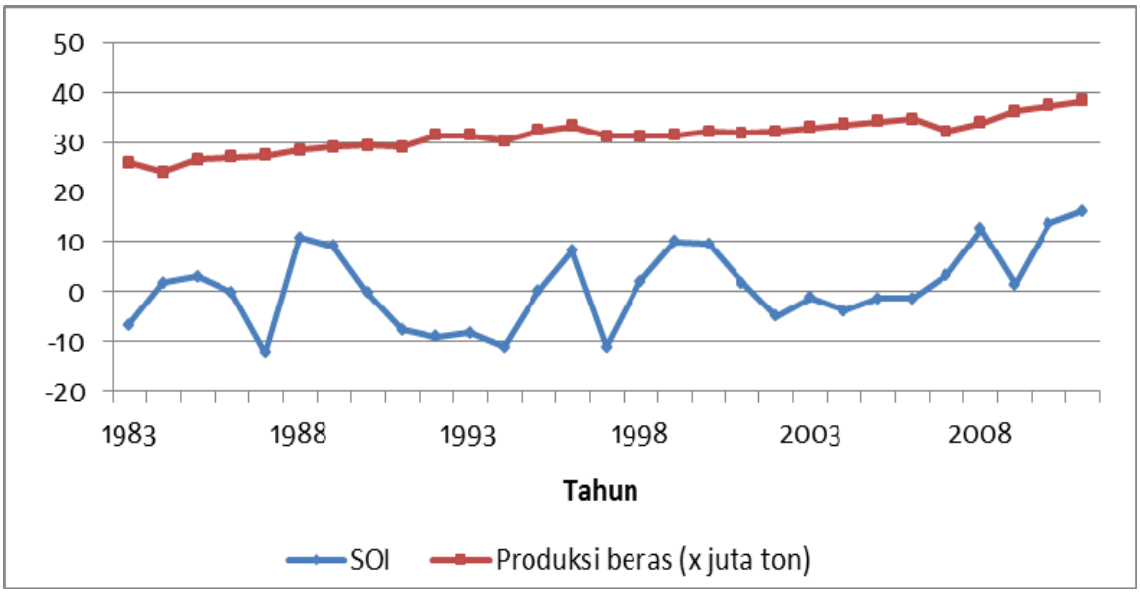
y = peubah terikat

Analisis koefisien korelasi akan dilakukan terhadap SOI dengan curah hujan dan SOI dengan produksi padi. Lokasi penelitian mengambil 11 lokasi yang akan mencakup ke tiga tipe curah hujan yang terdapat di Indonesia yaitu tipe monsunal diwakili lokasi Semarang, Teluk Betung, Banyuwangi, Palembang, Surabaya, dan Jakarta. Tipe curah hujan ekuatorial diwakili oleh lokasi penelitian Solok, Padang, Pontianak. Tipe curah hujan lokal diwakili oleh lokasi Kotaraja dan Maros.

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

Gambar 2 memperlihatkan hubungan antara indeks SOI dan produksi padi. Pada Gambar 2 terlihat terdapat nilai SOI positif dan negatif. Nilai SOI positif sering mengindikasikan terjadinya fenomena La Nina. Nilai SOI negatif mengindikasikan kejadian fenomena El Nino. Fenomena El Nino atau La Nina tidak terjadi setiap tahun (berperiode 4-7 tahun). Fenomena El Nino akan berakibat musim kemarau yang lebih panjang dari kondisi normal. Fenomena La Nina akan berakibat mendatangkan banyak hujan di Indonesia.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2. Hubungan antara Indeks SOI dengan Produksi Padi
Sumber : - data nilai SOI dari *Australian Bureau of Meteorology*
- data produksi beras dari BPS.

Pada Gambar 2 terlihat produksi padi maksimum diperoleh saat tahun 2011 dengan nilai SOI sebesar 16,2. Produksi padi minimum diperoleh saat tahun 1984 dengan nilai SOI sebesar 1,7. Produksi padi rata-rata antara tahun 1983-2011 adalah 31298381 ton. Jika melihat nilai SOI, maka produksi padi rata-rata terjadi dalam kondisi iklim dengan nilai SOI antara -8,3 sampai dengan 10,1. Hal ini dikarenakan terlalu kecil nilai SOI mengakibatkan kekeringan dan nilai SOI terlalu besar mengakibatkan kebanjiran lahan sawah sehingga produksi padi dapat menurun, bahkan sawah dapat puso.

Korelasi antara nilai SOI tahunan dengan produksi padi tahunan menghasilkan koefisien korelasi (r) = 0,37. Hal ini berarti terdapat hubungan yang lemah antara osilasi Selatan (penyebab La Nina dan El Nino) dengan produksi padi Indonesia. Koefisien korelasi (r) yang bernilai positif juga menunjukkan bahwa semakin besar nilai SOI, maka semakin hari iklim Indonesia bersifat semakin basah. Sejak fenomena El Nino yang hebat di tahun 1998 dan 1999, iklim Indonesia kemudian bersifat lebih basah. Seharusnya dapat memacu produksi padi nasional, tetapi dari angka produksi padi tahunan sepuluh tahun terakhir menunjukkan gejala produksi padi yang besarnya turun-naik. Dari tahun 2000-2006 produksi padi naik, tetapi 2007 mengalami penurunan dan naik terus sejak tahun 2008 sampai dengan 2011.

Pada Gambar 2 terdapat nilai SOI yang positif untuk 15 tahun dan negatif 14 tahun. Nilai SOI positif mengindikasikan iklim bersifat basah, sedangkan indeks SOI negatif mengindikasikan musim kemarau. Besarnya koefisien korelasi yang hanya 0,37 menunjukkan bahwa secara statistik

ISBN : 978-979-1458-64-1

37% produksi padi di Indonesia dipengaruhi oleh osilasi Selatan dan sisanya sekitar 63% dipengaruhi oleh faktor lain. Irawan (2006) dari hasil penelitiannya menyatakan bahwa kejadian El Nino menurunkan produksi padi sebesar 3,06% dan kejadian La Nina meningkatkan produksi padi sebesar 1,08%. Pada penelitian ini tidak dibedakan menjadi nilai SOI yang mengakibatkan El Nino atau La Nina, tetapi pengaruh nilai SOI secara umum pada produksi padi. Hasil uji koefisien korelasi antara curah hujan dengan nilai SOI akan disajikan pada Tabel 1.

Tabel 1 : Koefisien Korelasi Antara Curah Hujan (CH) Lokasi Penelitian dengan Nilai SOI (1983-2011)

No	Lokasi	r (CH-SOI)	No	Lokasi	r (CH-SOI)
1.	Solok	0,29	7.	Teluk Betung	0,52
2.	Padang	0,51	8.	Jakarta	0,17
3.	Kotaraja	0,30	9.	Pontianak	0,10
4.	Semarang	0,56	10.	Maros	0,62
5.	Surabaya	0,26	11.	Palembang	0,43
6.	Banyuwangi	0,32			

Pada Tabel 1 dapat diketahui bahwa dari 11 lokasi pengamatan curah hujan di Indonesia. Koefisien korelasi (*r*) antara curah hujan tahunan dengan nilai SOI menghasilkan r yang sebagian besar lebih kecil dari 0,5, kecuali lokasi Padang, Semarang, Teluk Betung, dan Maros yang memiliki koefisien korelasi lebih besar dari 0,5. Hal ini menunjukan bahwa curah hujan lokasi Padang (51%), Semarang (56%), Teluk Betung (52%), dan Maros (62%) sebagian besar dipengaruhi oleh indeks osilasi Selatan yang mengakibatkan El Nino atau La Nina. Padahal lokasi Padang termasuk ke dalam daerah yang curah hujannya dipengaruhi dominan oleh pengaruh ekuator bukan osilasi Selatan. Hal yang serupa terjadi pada lokasi Semarang dan Teluk Betung yang sebagian besar curah hujan dipengaruhi oleh dominansi pengaruh monsun bukan osilasi Selatan. Kondisi ini mungkin saja dapat terjadi jika indeks monsun lemah, sedangkan nilai SOI kuat sehingga tercapai hubungan kuat yang dikuantifikasi oleh koefisien korelasi yang lebih besar dari 0,5.

5. KESIMPULAN

Osilasi Selatan berdasarkan penelitian ini hanya berpengaruh kuat pada besarnya curah hujan untuk empat lokasi penelitian yaitu Semarang, Maros, Padang, dan Teluk Betung. Osilasi Selatan hanya mempengaruhi produksi padi sebesar 37%. Faktor lain yang mempengaruhi produksi padi adalah luas lahan, teknik budidaya (teknologi pertanian), varietas padi yang digunakan, pupuk.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DAFTAR RUJUKAN

Asdak, C, 2002, Hidrologi Dan Pengelolaan Daerah Aliran Sungai, UGM Press, Yogyakarta.

Badan Pusat Statistik, *Statistik Indonesia* 1983-2011. BPS, Jakarta.

Irawan, B, 2006, Fenomena Anomali Iklim El Nino Dan La Nina: Kecenderungan Jangka Panjang Dan Pengaruhnya Terhadap Produksi Pangan, *Jurnal Forum Penelitian Agro Ekonomi*, Vol. 24, No. 1, Juli 2006.

Siswanto, B, Simulasi Fenomena ENSO Berbasis Model Sirkulasi Global, *Warta LAPAN*, Vol. 1, No. 3, Jakarta.

Tambunan, T, 2008, *Ketahanan Pangan di Indonesia Inti Permasalahan dan Alternatif Solusinya*, makalah pada Konggres ISEI (Ikatan Sarjana Ekonomi Indonesia), Mataram.

Yudhohusodo, S, 2004, *Membangun Kemandirian Di Bidang Pangan: Suatu Kebutuhan Bagi Indonesia*.

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANOMALI SUHU PERMUKAAN LAUT DI PERAIRAN SELATAN JAWA PADA SAAT TERJADI *INDIAN OCEAN DIPOLE* SECARA SPASIAL

Martono
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer LAPAN
mar_lapan@yahoo.com

Abstract

Sea surface temperature is a parameter that plays an important role oceanographic not only in marine issues, but also in atmospheric problems. In the exchange of energy between the atmosphere and the ocean is strongly influenced by sea surface temperature conditions. This research was conducted to determine the condition of the sea surface temperature in the waters south of Java at the time of the Indian Ocean Dipole. In this research used descriptive method through data analysis of sea surface temperature and sea surface wind. Based on the analysis result that in the event of a positive phase of the Indian ocean Dipole, sea surface temperature in the waters south of Java is cooler with anomalous values reaching -0.9 ^{O}C in August 1994. In contrast, during the negative phase of the Indian Ocean Dipole, sea surface temperatures in the waters south of Java is warmer with anomalous values reaching 0.8 ^{O}C in October 1996.

Keywords : *sea surface temperature, Indian Ocean Dipole, Indian Ocean*

Abstrak

Suhu permukaan laut merupakan parameter oseanografi yang memegang peranan penting tidak hanya dalam masalah kelautan, tetapi juga dalam masalah atmosfer. Dalam pertukaran energi antara atmosfer dan laut sangat dipengaruhi oleh kondisi suhu permukaan laut. Penelitian ini dilakukan untuk mengetahui kondisi suhu permukaan laut di perairan selatan Jawa pada saat terjadi *Indian Ocean Dipole*. Dalam penelitian ini digunakan metode deskriptif melalui analisis data suhu permukaan laut dan angin permukaan laut. Berdasarkan hasil analisis diperoleh bahwa pada saat terjadi *Indian ocean Dipole* fase positif, suhu permukaan laut di perairan selatan Jawa lebih dingin dengan nilai anomali mencapai -0,9 ^{O}C pada bulan Agustus 1994. Dan sebaliknya, pada saat terjadi *Indian Ocean Dipole* fase negatif, suhu permukaan laut di perairan selatan Jawa lebih hangat dengan nilai anomali mencapai 0,8 ^{O}C pada bulan Oktober 1996.

Kata kunci : suhu permukaan laut, Indian Ocean Dipole, Samudera Hindia

1. PENDAHULUAN

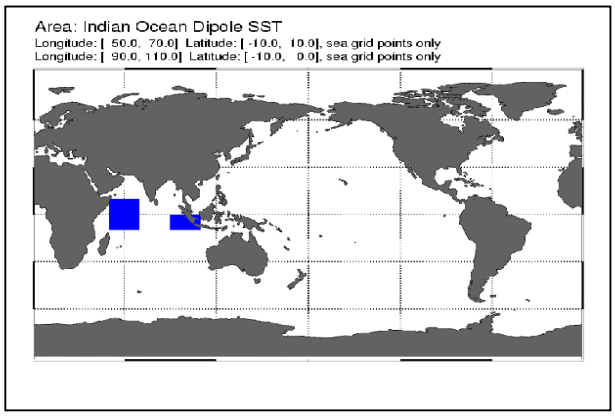
Dari segi dinamika atmosfer perairan Samudera Hindia mempunyai sifat yang unik dan kompleks yang diakibatkan oleh kondisi geografis yang berbeda dengan Samudera Pasifik dan Samudera Atlantik (Mihardja dkk, 1982). Batas utara dan selatan Samudera Pasifik dan Samudera Atlantik merupakan perairan terbuka sehingga sepanjang tahun di daerah tropis hanya berkembang angin pasat tenggara dan angin pasat timur laut. Sementara itu, bagian utara Samudera Hindia

ISBN : 978-979-1458-64-1

dibatasi oleh Benua Asia dan bagian selatan merupakan perairan terbuka. Kondisi ini menyebabkan di perairan ini berkembang angin pasat dan angin monsun yaitu Monsun Asia dan Monsun Australia. Kondisi ini menyebabkan sirkulasi arus permukaan di perairan Samudera Hindia tropis juga dipengaruhi oleh angin pasat dan monsun.

Di perairan Samudera Hindia terdapat beberapa fenomena oseanografi yang yang mempunyai pengaruh penting tidak hanya dalam masalah oseanografi tetapi juga dalam masalah atmosfer seperti *Indian Ocean Dipole* (Saji at al, 1999), *upwelling* (Wrytki, 1961) dan arus *eddies* (Robinson, 1983). *Indian Ocean Dipole* (selanjutnya disingkat *IOD*) memberi dampak yang besar terhadap kondisi laut dan atmosfer di sekitar Samudera Hindia. *IOD* adalah suatu mode iklim yang terjadi antar tahunan di Samudera Hindia bagian tropis yang pertama kali ditemukan oleh Prof. Yamagata dan beberapa peneliti dari *the Climate Variations Program of Frontier Research System for Global Change* pada tahun 1999.

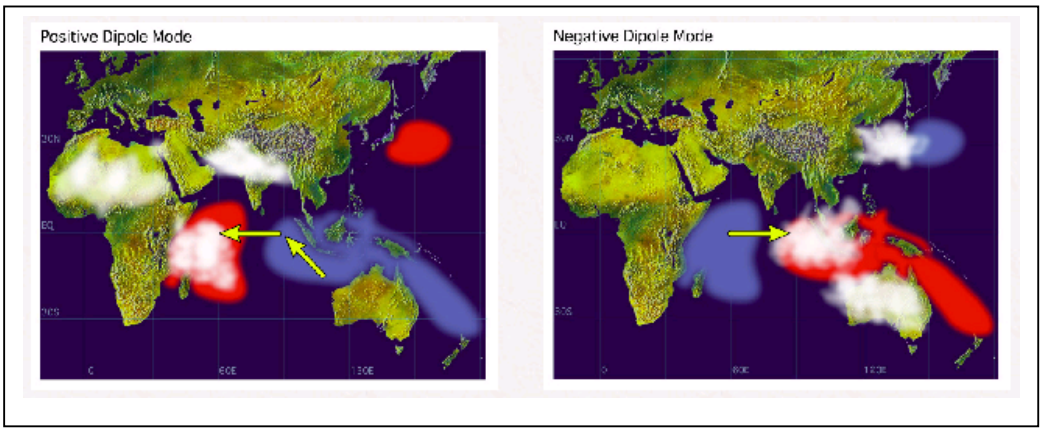
Seperti halnya fenomena El Nino yang diindikasikan dengan indeks Osilasi Selatan, maka fenomena *Indian Ocean Dipole* direpresentasikan dengan nilai anomali gradien suhu permukaan laut antara bagian barat ekuator Samudera Hindia (50°E – 70°E dan 10°S – 10°N) dan bagian timur ekuator Samudera Hindia (90°E – 110°E dan 10°S – 0°) seperti diperlihatkan pada Gambar 1. Nilai anomali gradien suhu permukaan laut ini dikenal dengan *Dipole Mode Index.* Semakin besar nilai indeks ini maka semakin kuat sinyal *Indian Ocean Dipole* dan semakin besar pula akibat yang ditimbulkannya.



Gambar 1. Daerah Kajian *Indian Ocean Dipole.* Sumber: www.ecmwf.int/ research /demeter/ verification/ mapindex13.html

ISBN : 978-979-1458-64-1

Peristiwa *Indian Ocean Dipole* mempunyai dua fase yaitu fase positif dan fase negatif. Ilustrasi peristiwa *Indian Ocean Dipole* pada saat fase positif dan negatif diperlihatkan pada Gambar 2. Pada saat fase positif suhu permukaan laut di bagian barat Samudera Hindia lebih hangat dan di bagian timur lebih dingin sehingga terjadi pergeseran awan-awan konveksi ke arah barat sehingga mengakibatkan bencana kekeringan di sebagian wilayah Indonesia. Sebaliknya pada saat fase negatif suhu permukaan laut di bagian barat Samudera Hindia lebih dingin dan di bagian timur lebih hangat sehingga terjadi pergeseran awan-awan konveksi ke arah timur sehingga mengakibatkan peningkatan intensitas curah hujan di sebagian wilayah Indonesia.



Gambar 2. Ilustrasi peristiwa *Indian Ocean Dipole* Di Samudera Hindia. Sumber : ww.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/

2. DATA DAN METODE PENELITIAN

Dalam penelitian ini digunakan metode deskriptif melalui analisis data suhu permukaan laut rata-rata bulanan dan bulan saat terjadi *Indian Ocean Dipole*. Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah suhu permukaan laut rata-rata bulanan dari 1983-2011, angin permukaan rata-rata bulanan dari tahun 1982-2011 dan topografi. Untuk keperluan analisis dipilih waktu pada saat intensitas *Indian Ocean Dipole* kuat yang ditandai dengan nilai *Dipole Mode Index* tinggi yaitu antara bulan Agustus, September dan Oktober tahun 1994 mewakili kejadian murni *IOD* fase positif dan tahun 1996 mewakili kejadian murni *IOD* fase negatif seperti yang ditunjukkan pada Tabel 1.

Tabel 1. Bulan dan Tahun kejadian *Indian Ocean Dipole*

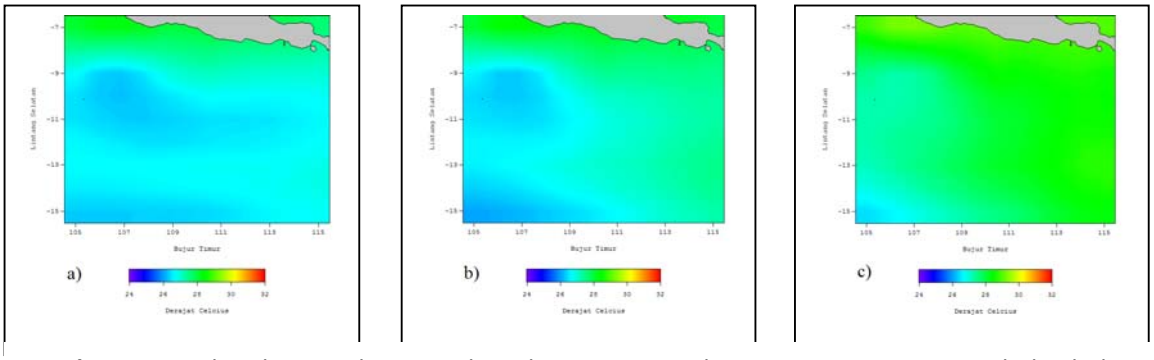
Dipole Mode Index **(Fase Positif)**	***IOD Fase Negatif*** **(Fase Negatif)**
Agustus 1994	
September 1994	
Oktober 1994	
	Agustus 1996
	September 1996
	Oktober 1996

ISBN : 978-979-1458-64-1

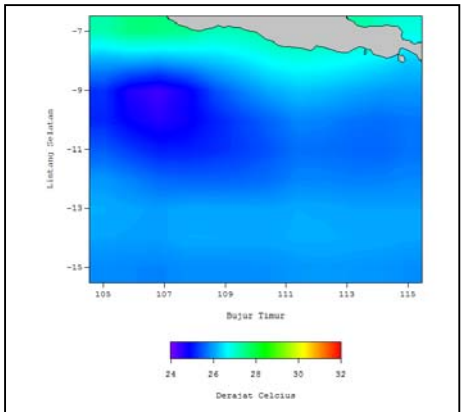
3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Pola sebaran suhu permukaan laut di perairan selatan Jawa rata-rata bulan Agustus, September dan Oktober diperlihatkan pada Gambar 3. Pada bulan Agustus suhu permukaan perairan pantai selatan Jawa lebih hangat daripada perairan lepas dengan suhu rata-rata sekitar $26,7^{O}$ C. Pada bulan September dan Oktober suhu permukaan di perairan pantai selatan Jawa semakin hangat daripada perairan lepas dengan suhu rata-rata sekitar $26,9^{O}$ C dan $27,9^{O}$ C.

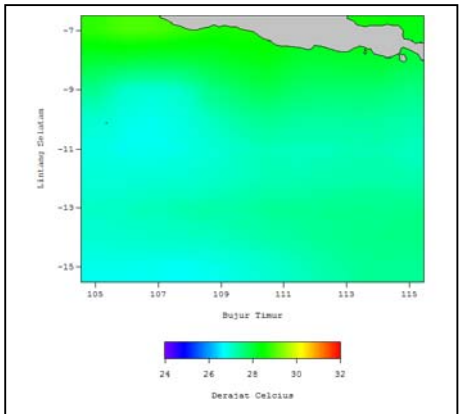
Pola sebaran suhu permukaan laut di perairan selatan Jawa bulan Agustus 1994 saat terjadi *Indian Ocean Dipole* fase positif dan bulan Agustus 1996 saat terjadi *Indian Ocean Dipole* fase negatif diperlihatkan pada Gambar 4 dan 5. Bulan Agustus 1994 perairan pantai tetap lebih hangat daripada lepas pantai. Pada bulan ini suhu permukaan laut lebih dingin daripada kondisi normal dengan nilai anomali sekitar $-0,9^{O}$ C. Bulan Agustus 1996 perairan pantai tetap lebih hangat daripada lepas pantai. Pada bulan ini suhu permukaan laut lebih hangat daripada kondisi normal dengan nilai anomali sekitar $0,6^{O}$ C



Gambar 3. Pola sebaran suhu permukaan laut perairan selatan Jawa masing-masing bulan bulan Agustus (a), bulan September (b) dan bulan Oktober (c)



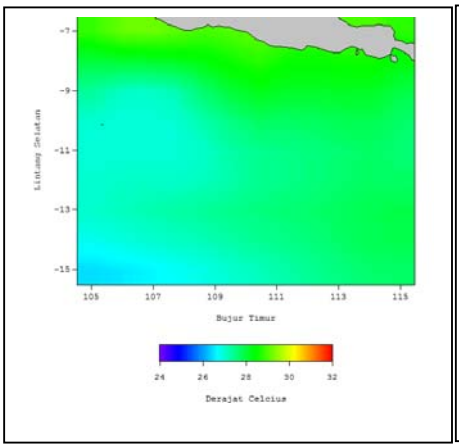
Gambar 4. Pola sebaran suhu permukaan laut perairan selatan Jawa bulan Agustus 1994.



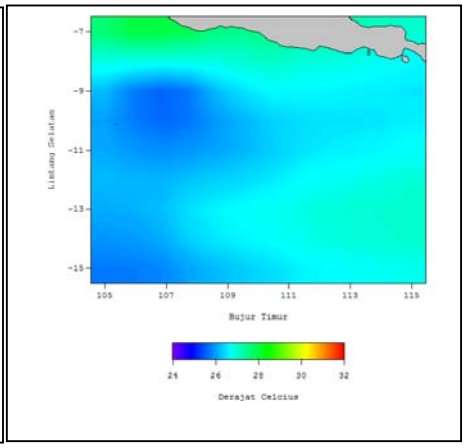
Gambar 5. Pola sebaran suhu permukaan laut perairan selatan Jawa bulan Agustus 1996.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Pola sebaran suhu permukaan laut di perairan selatan Jawa bulan September 1994 saat terjadi *Indian Ocean Dipole* fase positif dan bulan September 1996 saat terjadi *Indian Ocean Dipole* fase negatif diperlihatkan pada Gambar 6 dan 7. Bulan September 1994 suhu permukaan perairan pantai tetap lebih hangat daripada lepas pantai. Pada bulan ini suhu permukaan laut lebih dingin daripada kondisi normal dengan nilai anomali sekitar -0,5^{O} C. Bulan September 1996 suhu permukaan perairan pantai tetap lebih hangat daripada lepas pantai. Secara umum pada bulan ini suhu permukaan laut lebih hangat daripada kondisi normal dengan nilai anomali sekitar 0,6^{O} C



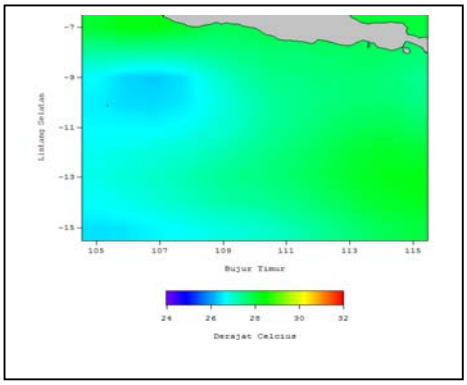
Gambar 6. Pola sebaran suhu permukaan laut perairan selatan Jawa bulan September 1994.



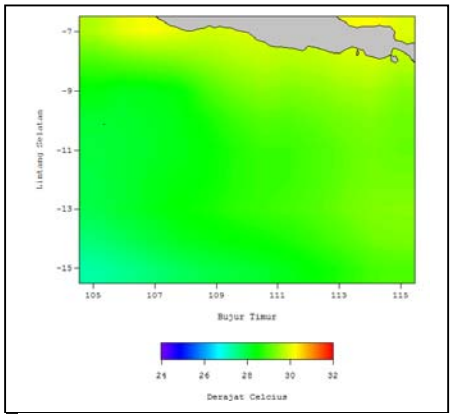
Gambar 7. Pola sebaran suhu permukaan laut perairan selatan Jawa bulan September 1996.

Pola sebaran suhu permukaan laut di perairan selatan Jawa bulan Oktober 1994 saat terjadi *Indian Ocean Dipole* fase positif dan bulan Oktober 1996 saat terjadi *Indian Ocean Dipole* fase negatif diperlihatkan pada Gambar 8 dan 9. Bulan oktober 1994 suhu permukaan perairan pantai tetap lebih hangat daripada lepas pantai. Pada bulan ini suhu permukaan laut lebih dingin daripada kondisi normal dengan nilai anomali sekitar -0,6^{O} C. Bulan Oktober 1996 suhu permukaan perairan pantai tetap lebih hangat daripada lepas pantai. Secara umum pada bulan ini suhu permukaan laut lebih hangat daripada kondisi normal dengan nilai anomali sekitar 0,8^{O} C

ISBN : 978-979-1458-64-1

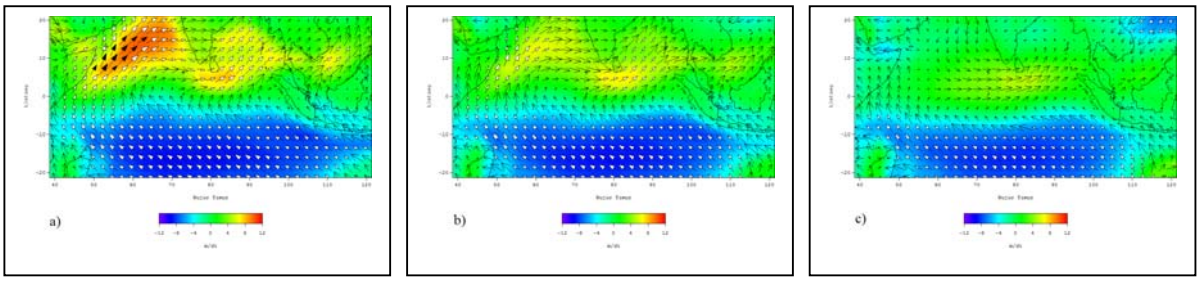


Gambar 8. Pola sebaran suhu permukaan laut perairan selatan Jawa bulan Oktober 1994.



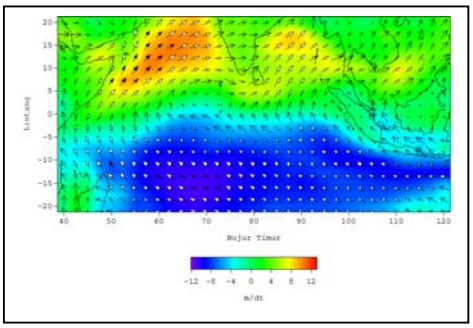
Gambar 9. Pola sebaran suhu permukaan laut perairan selatan Jawa bulan Oktober 1996.

Secara umum pada saat terjadi *Indian Ocean Dipole* fase posistif suhu permukaan laut di perairan selatan Jawa lebih dingin daripada kondisi normal dan sebaliknya pada saat terjadi *Indian Ocean Dipole* fase negatif suhu permukaan laut di perairan selatan Jawa lebih hangat daripada kondisi normal. Hal ini di sebabkan karena pada saat *Indian Ocean Dipole* fase posistif angin pasat tenggara mempunyai kekuatan lebih besar dan lebih luas daripada kondisi normal, sebaliknya pada saat *Indian Ocean Dipole* fase negatif angin pasat tenggara mempunyai kekuatan lebih kecil daripada kondisi normal seperti diperlihatkan pada Gambar 10-16.

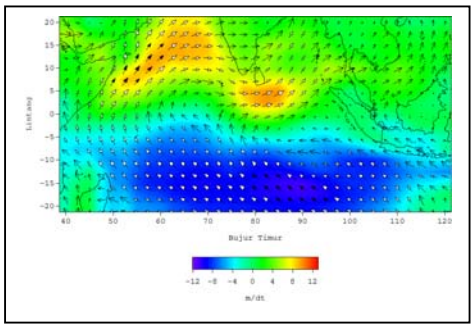


Gambar 10. Pola sirkulasi angin permukaan masing-masing bulan bulan Agustus (a), bulan September (b) dan bulan Oktober (c)

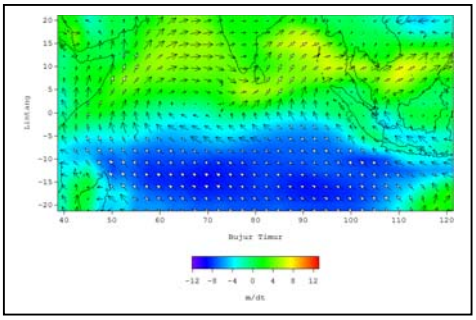
ISBN : 978-979-1458-64-1



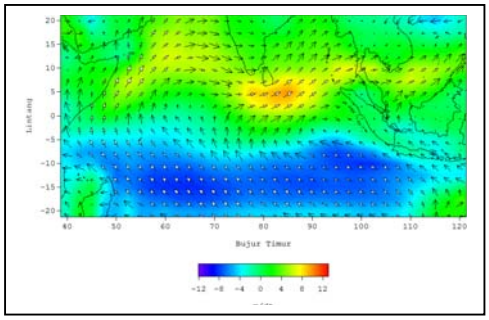
Gambar 11. Pola sirkulasi angin permukaan bulan Agustus 1994.



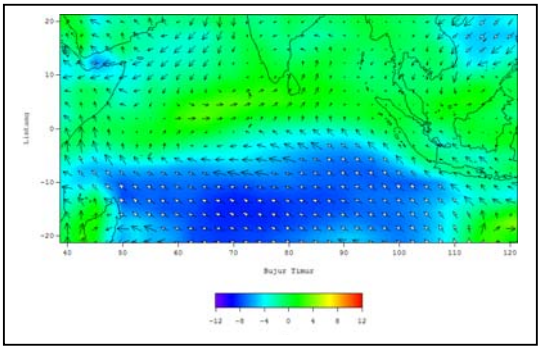
Gambar 12. Pola sirkulasi angin permukaan bulan Agustus 1996.



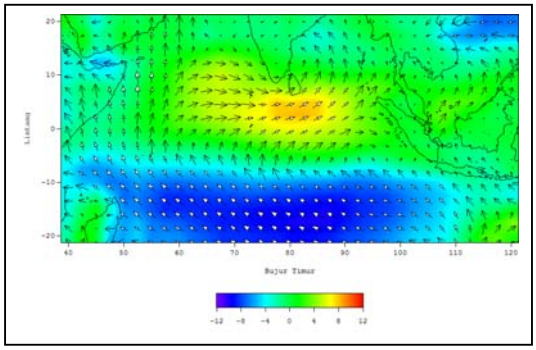
Gambar 13. Pola sirkulasi angin permukaan bulan September 1994.



Gambar 14. Pola sirkulasi angin permukaan bulan September 1996.



Gambar 15. Pola sirkulasi angin permukaan bulan Oktober1994.



Gambar 16. Pola sirkulasi angin permukaan bulan Oktober 1996.

4. KESIMPULAN

Pada saat *Indian Ocean Dipole* fase negatif, suhu permukaan laut Samudera Hindia bagian barat lebih hangat daripada bagian timur, sehingga tekanan udara di Samudera Hindia bagian barat lebih rendah daripada bagian timur. Perbedaan tekanan yang besar ini menyebabkan intensitas angin

ISBN : 978-979-1458-64-1

pasat tenggara di belahan bumi selatan Samudera Hindia semakin kuat. Kondisi ini menyebabkan tekanan angin pasat terhadap massa air permukaan juga semakin besar, sehingga massa air permukaan di perairan selatan Jawa bergerak ke arah barat semakin besar dan akhirnya terjadi penurunan tinggi muka laut. Untuk mengembalikan kesetimbangan hidrostatik maka massa air dari lapisan bawah naik ke atas. Massa air yang naik ini mempunyai suhu yang dingan. Oleh karena itu, pada saat terjadi *Indian Ocean Dipole* fase posisif suhu permukaan laut lebih dingin daripada kondisi normal dengan nilai anomali $-0,9^{O}$ C, $-0,5^{O}$ C, $-0,6^{O}$ C pada bulan Agustus, September dan Oktober 1994. Dan pada saat terjadi *Indian Ocean Dipole* fase negatif mekanismenya terbalik sehingga suhu permukaan laut lebih hangat daripada kondisi normal dengan nilai anomali $0,6^{O}$ C, $0,6^{O}$ C, $0,8^{O}$ C pada bulan Agustus, September dan Oktober 1996.

DAFTAR RUJUKAN

Miharja, D.K., Soenaryo., Ali, M,. Pendahuluan Oseanografi, ITB, 1982.

Robinson, A.R., Eddies in Marine Science. Springer-Verlag Berlin Heidelberg Germany, 1983

Saji, N.H., Goswani, B.N., Vinayachandran P.N., Yamagata, T., A Dipole Mode In The Tropical Indian Ocean. Nature, Vol 401, 1999

www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod.

www.ecmwf.int/research/demeter/verification/mapindex13.html.

Wyrtki, K., Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters. Naga Report Volume 2, 1961

ISBN : 978-979-1458-64-1

PENGARUH *INDIAN OCEAN DIPOLE* TERHADAP CURAH HUJAN DI BEBERAPA WILAYAH JAWA

Martono
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer LAPAN
mar_lapan@yahoo.com

Abstract

This research was conducted to understand the influence of Indian Ocean Dipole on variability of rainfall in some areas of Java. The method used in this research was descriptive analysis. The data used was the anomalous sea surface temperature gradient obtained from the Japan Agency For Marine-Earth Science And Technology (JAMSTEC) and monthly rainfall in Jakarta, Karawang, Semarang, Bandung, Cilacap and Banyuwangi from 1973-2003 obtained from the Meteorological Climatology and Geophysics Agency (BMKG). The results showed that the variability of rainfall in some areas of Java was influenced by the Indian Ocean Dipole. In general, the amount of rainfall declined during the positive phase of Indian Ocean Dipole decline and increased during the negative phase of Indian Ocean Dipole.

Keywords: *Indian Ocean Dipole, Rainfall, Java*

Abstrak

Penelitian ini dilakukan untuk mengetahui pengaruh *Indian Ocean Dipole* terhadap variabilitas curah hujan di beberapa wilayah Jawa. Metode yang digunakan dalam penelitian ini adalah analisis deskriptif. Data yang digunakan adalah anomali gradien suhu permukaan laut yang diperoleh dari *Japan Agency For Marine-Earth Science And Technolgy (JAMSTEC)* dan curah hujan bulanan di Jakarta, Karawang, Semarang, Bandung, Cilacap dan Banyuwangi dari tahun 1973-2003 yang diperoleh dari Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG). Hasil analisis menunjukkan bahwa variabilitas curah hujan di beberapa wilayah Jawa dipengaruhi oleh *Indian Ocean Dipole*. Secara umum, jumlah curah hujan pada saat *Indian Ocean Dipole* fase positif mengalami penurunan, sebaliknya pada saat *Indian Ocean Dipole* fase negatif mengalami kenaikan.

Kata kunci : *Indian Ocean Dipole*, curah hujan, Jawa

1. PENDAHULUAN

Di perairan Samudera Hindia terdapat fenomena oseanografi yang dikenal dengan nama *Indian Ocean Dipole* (selanjutnya di singkat *IOD)* yang mempunyai pengaruh penting tidak hanya dalam masalah oseanografi tetapi juga dalam masalah atmosfer (Saji et al, 1999; Chongyin and Mingquan, 2001). *IOD* adalah suatu mode iklim yang terjadi antar tahunan di Samudera Hindia bagian tropis yang ditemukan pada tahun 1999 oleh Yamagata dan beberapa peneliti dari the Climate Variations Program of Frontier Research System for Global Change. *IOD* merupakan gejala penyimpangan cuaca yang dihasilkan oleh interaksi antara laut dan atmosfer di kawasan Samudera Hindia tropis.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Evolusi *IOD* dimulai pada bulan Mei/Juni, mencapai puncaknya pada bulan Oktober dan akan berakhir pada bulan November/Desember (Iskandar, 2008). Akibatnya, Indonesia yang biasanya mengalami musim hujan mulai bulan Oktober, akan sedikit mengalami perpanjangan musim kemarau. Kondisi kemarau di Indonesia akan semakin parah apabila fenomena *IOD* diikuti oleh fenomena El Nino. Jika kedua fenomena ini terjadi secara berurutan, seperti pada tahun 1997 - 1998, maka Indonesia akan mengalami musim kemarau yang panjang dari bulan Juni hingga bulan Februari tahun berikutnya. Hal ini akan berdampak pada sektor pertanian terutama dalam penentuan awal tanam. Cuaca dan iklim merupakan salah satu peubah dalam produksi pangan yang sukar dikendalikan (Tjasyono, 1999).

IOD mempunyai pengaruh besar terhadap variabilitas iklim di beberapa negara sekitar Samudera Hindia seperti curah hujan di Afrika Timur dan Indonesia (Saji, et al, 1999). *IOD* mempengaruhi variabilitas curah hujan pada saat monsun musim panas di India (Ashok, 2001), kondisi musim panas yang ekstrim di beberapa Negara Asia Timur pada tahun 1961 dan 1994 (Guan and Yamagata, 2002), variabilitas curah hujan pada saat musim dingin di bagian barat dan selatan Australia (Ashok et al, 2003), variabilitas curah hujan di Afrika (Saji and Yamagata, 2003), variabilitas curah hujan di Afrika Timur (Behera et al, 2003).

Curah hujan merupakan salah satu unsur iklim yang sangat penting bagi kehidupan di bumi (Tjasyono, 1999). Indonesia sebagai negara kepulauan dengan kegiatan ekonomi sebagian besar berbasis pada sumber daya alam seperti pertanian, perkebunan, kehutanan dan perikanan laut sangat rentan terhadap perubahan lingkungan yang cepat. Berdasarkan hal tersebut, maka penelitian mengenai dampak fenomena *IOD* terhadap variabilitas curah hujan di beberapa wilayah Jawa seperti Jakarta, Karawang, Semarang, Bandung, Cilacap dan Banyuwangi perlu dilakukan mengingat bahwa wilayah tersebut mempunyai jumlah penduduk yang besar dan merupakan daerah pertanian.

2. METODE PENELITIAN

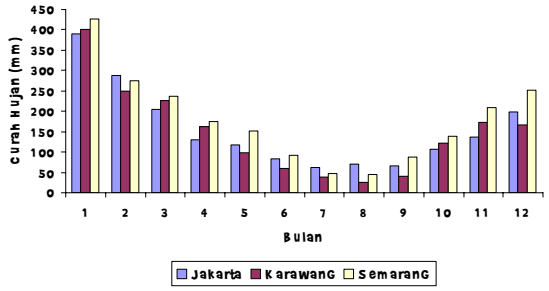
Data yang digunakan dalam penelitian ini meliputi anomali suhu permukaan laut dan curah hujan rata-rata bulanan. Data anomali gradien suhu permukaan laut diperoleh dari http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/ periode tahun 1958-2008. Data curah hujan bulanan meliputi wilayah Jakarta, Karawang, Semarang, Cilacap, Banyuwangi dan Bandung diperoleh dari stasiun Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika dari tahun 1973-2003. Untuk keperluan analisis dipilih waktu pada saat intensitas *IOD* paling kuat yang ditandai dengan nilai *Dipole Mode Index* tinggi (lebih dari 2^{O}C) yaitu pada bulan Juni-Oktober 1994, Agustus-Nopember

ISBN : 978-979-1458-64-1

1996 dan Agustus-Desember 1997. Bulan Juni-Oktober 1994 mewakili kejadian murni *IOD* fase positif, bulan Agustus-Nopember 1996 mewakili kejadian murni *IOD* fase negatif dan bulan Agustus-Desember 1997 mewakili kejadian *IOD* fase positif yang bersamaan dengan terjadinya fenomena El Niño di Samudera Pasifik. Kemudian dilakukan perhitungan persentase curah hujan pada saat bulan kejadian *IOD* terhadap curah hujan rata-rata selama 30 tahun.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

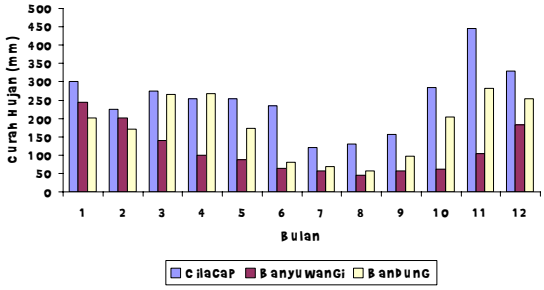
Distribusi pola curah hujan rata-rata bulanan di Jakarta, Karawang dan Semarang diperlihatkan pada Gambar 1. Dari gambar tersebut terlihat bahwa distribusi curah hujan di ketiga wilayah ini mempunyai pola monsun. Curah hujan maksimum terjadi pada bulan Januari yaitu 391 mm di Jakarta, 401 mm di Karawang dan 426mm di Semarang. Curah hujan minimum di Jakarta terjadi pada bulan Juli yaitu 62mm, di Karawang dan Semarang terjadi pada bulan Agustus yaitu 25 mm dan 44 mm.



Gambar 1. Pola Curah Hujan Bulanan di Jakarta, Karawang dan Semarang

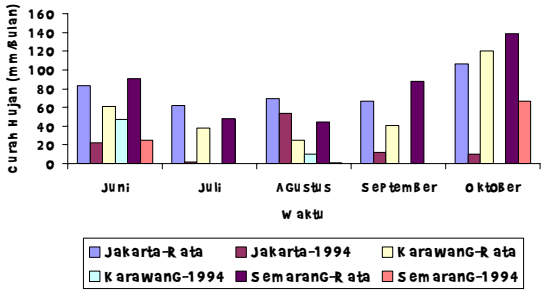
Distribusi pola curah hujan rata-rata bulanan di Cilacap, Banyuwangi dan Bandung diperlihatkan pada Gambar 2. Berdasarkan gambar tersebut terlihat bahwa distribusi curah hujan di Bandung mempunyai pola ekuatorial, sedangkan di Cilacap dan Banyuwangi mempunyai pola monsunal. Curah hujan maksimum di Cilacap dan Banyuwangi terjadi pada bulan Nopember dan bulan Januari yaitu 444 mm dan 244 mm. Curah hujan minimum di Cilacap dan Banyuwangi terjadi pada bulan Juli dan Agustus yaitu 120 mm dan 45 mm. Curah hujan maksimum di Bandung terjadi pada bulan April dan Nopember yaitu 267 mm dan 282 mm, sedangkan minimum terjadi pada bulan Agustus yaitu 56 mm.

ISBN : 978-979-1458-64-1

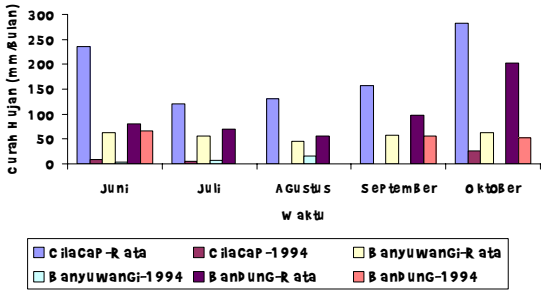


Gambar 2. Pola Curah Hujan Bulanan di Cilacap, Banyuwangi dan Bandung

Pola curah hujan bulan Juni-Oktober rata-rata bulanan dan intesitas pada saat terjadi *IOD* fase positif tahun 1994 dan fase positif yang bersamaan dengan el niño tahun 1997di Jakarta, Karawang dan Semarang, Cilacap, Banyuwangi dan Bandung diperlihatkan pada Gambar 3-6 serta Tabel 1-3 . Sementara itu pada saat terjadi *IOD* fase negatif tahun 1996 diperlihatkan pada Gambar 7-8 serta Tabel 4. Presentase penurunan dan peningkatan intensitas curah hujan pada saat *IOD* fase positif dan fase negatif diperlihatkan pada Tabel 5-7.

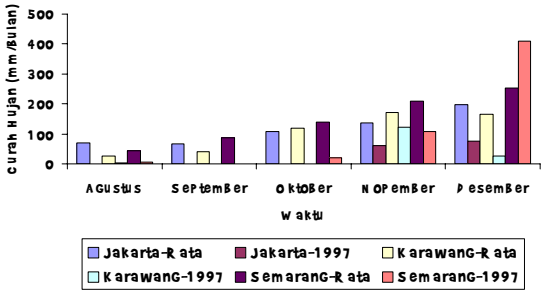


Gambar 3. Pola Curah Hujan Rata-rata Bulanan dan Tahun 1994 di Jakarta, Karawang dan Semarang

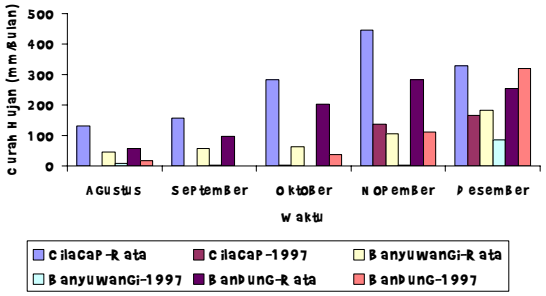


Gambar 4. Pola Curah Hujan Rata-rata Bulanan dan Tahun 1994 di Cilacap, Banyuwangi dan Bandung

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 5. Pola Curah Hujan Rata-rata Bulanan dan Tahun 1997 di Jakarta, Karawang dan Semarang



Gambar 6. Pola Curah Hujan Rata-rata Bulanan dan Tahun 1997 di Cilacap, Banyuwangi dan Bandung

Tabel 1. Curah hujan rata-rata bulanan

	Juni	Juli	Agustus	September	Oktober	Nopember	Desember
Jakarta	84	62	69	66	106	135	198
Karawang	60	37	25	40	120	172	165
Semarang	90	47	44	88	139	208	252
Cilacap	235	120	130	156	283	444	328
Banyuwangi	62	55	44	57	62	105	182
Bandung	80	68	56	97	202	282	253

Tabel 2. Curah hujan saat terjadi Indian Ocean Dipole fase positif 1994

	Juni	Juli	Agustus	September	Oktober
Jakarta	22	2	52	12	10
Karawang	47	0	10	0	0
Semarang	25	0	1	0	66
Cilacap	9	5	0	0	27
Banyuwangi	3	7	15	0	0
Bandung	66	0	0	56	52

Tabel 3. Curah hujan saat terjadi Indian Ocean Dipole fase positif dan El Niño 1997

	Agustus	September	Oktober	Nopember	Desember
Jakarta	0	0	0	61	76
Karawang	4	0	0	121	27
Semarang	6	0	21	109	441
Cilacap	0	1	4	138	165
Banyuwangi	10	3	0	3	86
Bandung	17	1	37	111	319

ISBN : 978-979-1458-64-1

Tabel 4. Curah hujan saat terjadi Indian Ocean Dipole fase negatif 1996

	Agustus	September	Oktober	Nopember
Jakarta	136	58	329	115
Karawang	14	115	113	267
Semarang	141	66	328	301
Cilacap	173	11	295	654
Banyuwangi	18	35	138	160
Bandung	108	172	424	610

Tabel 5. Persentase curah hujan saat terjadi Indian Ocean Dipole fase positif 1994

	Juni	Juli	Agustus	September	Oktober
Jakarta	-74	-97	-22	-82	-91
Karawang	-23	-100	-60	-100	-100
Semarang	-72	-100	-98	-100	-52
Cilacap	-96	-96	-100	-100	-90
Banyuwangi	-95	-87	-67	-100	-100
Bandung	-18	-100	-100	43	74

Keterangan : tanda minus (-) menunjukkan terjadi penurunan dan positif (+) menunjukkan terjadi peningkatan

Tabel 6. Persentase curah hujan saat terjadi Indian Ocean Dipole fase positif dan El Niño 1997

	Agustus	September	Oktober	Nopember	Desember
Jakarta	-100	-100	-100	-55	-61
Karawang	-84	-100	-100	-30	-84
Semarang	-86	-100	-85	-48	-63
Cilacap	-100	-99	-99	-69	-50
Banyuwangi	-78	-95	-100	-97	-53
Bandung	-70	-99	-81	-60	25

Keterangan : tanda minus (-) menunjukkan terjadi penurunan dan positif (+) menunjukkan terjadi peningkatan

Tabel 7. Persentase curah hujan saat terjadi Indian Ocean Dipole fase negatif 1996

	Agustus	September	Oktober	Nopember
Jakarta	95	-13	210	-15
Karawang	-44	185	-6	54
Semarang	220	-25	136	44
Cilacap	32	-92	4	47
Banyuwangi	-60	-39	121	52
Bandung	93	76	109	116

Keterangan : tanda minus (-) menunjukkan terjadi penurunan dan positif (+) menunjukkan terjadi peningkatan

Wilayah Indonesia yang terletak antara Benua Asia dan Benua Australia mendapat pengaruh sistem monsun. Sistem monsun yang berkembang ini akibat adanya perbedaan sistem tekanan udara tinggi dan sistem udara rendah antara kedua benua tersebut. Oleh karena itu, variabilitas curah hujan musiman akibat monsun sangat jelas di Indonesia. Hal ini terlihat dengan jelas bahwa sebagian besar wilayah Indonesia mempunyai pola monsun. Disamping itu, wilayah Indonesia juga terletak antara Samudera Hindia dan Samudera Pasifik, sehingga fenomena-fenomena yang terjadi

ISBN : 978-979-1458-64-1

di kedua samudera tersebut akibat terjadinya proses interaksi laut dan atmosfer juga mempengaruhi kondisi atmosfer dan laut Indonesia.

Hal ini terlihat pada saat terjadi fenomena *IOD* di Samudera Hindia tropis. Pada saat terjadi *IOD* fase posisif curah hujannya mengalami penurunan, tetapi sebaliknya pada saat *IOD* fase negatif mengalami kenaikan. Hal ini disebabkan karena pada saat *IOD* fase positif suhu permukaan laut di bagian barat Samudera Hindia tropis lebih hangat dan di bagian timur lebih dingin sehingga terjadi pergeseran awan-awan konveksi ke arah Afrika timur. Awan konveksi ini mengandung massa uap air yang banyak sehingga akan menyebabkan terjadinya hujan. Sementara itu, pada saat *IOD* fase negatif suhu permukaan laut di bagian barat Samudera Hindia tropis lebih dingin dan di bagian timur lebih hangat sehingga terjadi pergeseran awan-awan konveksi ke arah wilayah Indonesia dan sekitarnya.

4. KESIMPULAN

Berdasarkan analisis data tersebut di atas, maka dapat disimpulkan bahwa curah hujan di Jakarta, Karawang, Semarang, Cilacap dan Banyuwangi mempunyai pola monsun, sedangkan di Bandung mempunyai pola ekuator. Fenomena *Indian Ocean Dipole* yang terjadi di Samudera Hindia tropis mempengaruhi intensitas curah hujan di Jakarta, Karawang, Semarang, Bandung, Cilacap dan Banyuwangi. Pengaruh *Indian Ocean Dipole* terhadap intensitas curah hujan di beberapa wilayah tersebut berkaitan erat dengan terjadinya perubahan suhu permukaan laut di Samudera Hindia bagian timur. Perubahan suhu permukaan laut ini selanjutnya akan mempengaruhi dinamika atmosfer di atasnya dan konveksi. Pada saat *Indian Ocean Dipole* fase positif konveksi bergeser ke arah barat Samudera Hindia, dan sebaliknya pada saat *Indian Ocean Dipole* fase negatif konveksi besar terjadi di bagian timur Samudera Hindia. Secara umum Pada saat terjadi *IOD* fase posisif maka curah hujannya mengalami penurunan, tetapi sebaliknya pada saat *IOD* fase negatif curah hujannya mengalami kenaikan.

DAFTAR RUJUKAN

Saji, N.H., Goswani, B.N., Vinayachandran, P.N., Yamagata, T., A Dipole Mode In The Tropical Indian Ocean. Nature, Vol 401, 1999.

Chongyin, L and Mingquan M., Influence of Indian Ocean Dipole on Asian Monsoon Circulation. CLIVAR Exchange, Volume 6, No.2 June 2001.

Iskandar, I., Ada Dua Kutub di Samudera Hindia. http://juliuskurnia.wordpress.com/2008/04/12/ada-dua-kutub-di-samudera-hindia.

Tjasyono, B., Klimatologi Umum. Penerbit ITB, Bandung, 1999, hlm.183, 18.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Ashok, K., Guan, Z., Yamagata, T., Impact of the Indian Ocean Dipole on the Relationship between the Indian Monsoon Rainfall and ENSO. Geophys. Res. Lett. Vol. 28 , No. 23 , p. 4499 - 4502 (2001GL013294.

Guan, Z and Yamagata, T., The Unusual Summer of 1994 in East Asia: IOD Teleconnections. Geophys. Res. Lett.: 2002GL016831.

Ashok, K., Guan, Z., Yamagata, T., Influence of the Indian Ocean Dipole on the Australian winter rainfall. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 30, NO. 15, 1821, doi:10.1029/2003GL017926.

Saji, N.H. and Yamagata, T., Indian Ocean dipole mode events and African rain variability. *CLIVAR Exchanges* Contribution to Exchanges No. 27, September 2003.

Behera, S., Luo, J., Masson, S., Yamagata, T., Delecluse, P., Gualdi, S., Navarra, A., Impact of the Indian Ocean Dipole on the East African Short Rains: A CGCM Study. Contribution to Exchanges No. 27, September 2003, *CLIVAR Exchanges.*

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANALISIS SUHU DAN TINGGI TROPOPAUSE DI PULAU JAWA BERBASIS DATA SATELIT AQUA-AIRS

Ninong Komala
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer – LAPAN
ninongk@yahoo.com; ninong@bdg.lapan.go.id

Abstract

Research on the tropopause is usually done by launching radiosondes. To study the long-term and wide area coverage measurements, studies by using radiosonde has many limitations. Analysis of tropopause temperature and tropopause height in Java Island based on AQUA-AIRS data in the period of 2002 to 2011 was carried out as a way to overcome the limitations of the in situ measurements data of atmospheric parameters in Indonesia. The result shows that the spatial average of tropopause temperatures ranging from 190.43 K to 191.08 K. In general, West Java tropopause temperature is relatively ~0.6 K higher compared to temperature of the tropopause in Central Java and East Java. Tropopause height ranged from 18536.8 m to 16596.9 m. Tropopause height in West Java ~60 m lower than in Central Java and East Java. The results of the analysis of temporal variation in the annual pattern of Java tropopause temperature reach a maximum in August and minimum in February. While the annual pattern of tropopause height reaches its maximum in April and a minimum in August. The pattern of annual variation tropopause temperature and tropopause height in Java has a relationship/negative correlation with correlation coefficient of 0.98. More detailed analysis of the character of the temperature and tropopause height in Java Island will be discussed in this paper.

Keywords: *: tropopause temperature, tropopause altitude, AQUA-AIRS*

Abstrak

Penelitian tentang tropopause biasanya dilakukan dengan meluncurkan radiosonde. Untuk penelitian dalam jangka panjang dan cakupan wilayah pengukuran yang luas, penelitian tropopause dengan menggunakan radiosonde mempunyai banyak keterbatasan. Analisis suhu dan tinggi tropopause di Pulau Jawa berbasis data AQUA-AIRS tahun 2002 sampai dengan tahun 2011 dilakukan sebagai salah satu cara untuk mengatasi keterbatasan data hasil pengukuran insitu parameter atmosfer di Indonesia. Hasil analis rata-rata spasial dari data AQUA-AIRS untuk wilayah pulau Jawa menunjukkan suhu tropopause berkisar antara 190,43 K sampai 191,08 K. Secara umum suhu tropopause wilayah Jawa Barat relatif lebih tinggi ~ 0,6 K dibandingkan dengan suhu tropopause Jawa Tengah dan Jawa Timur. Tinggi tropopause berkisar antara 18536,8 m sampai dengan 16596,9 m. Tinggi tropopause di Jawa Barat lebih rendah ~ 60 m dibandingkan dengan di Jawa Tengah dan Jawa Timur. Hasil analisis variasi temporal pola tahunan suhu tropopause Pulau Jawa mencapai maksimum pada bulan Agustus dan minimum pada bulan Februari. Sedangkan pola tahunan tinggi tropopause mencapai maksimum pada bulan April dan minimum pada bulan Agustus. Pola variasi tahunan suhu tropopause dan tinggi tropopause Pulau Jawa mempunyai hubungan/korelasi negatif dengan koefisien korelasi 0,98. Analisis lebih rinci tentang karakter suhu dan tinggi tropopause di Pulau Jawa akan dibahas dalam makalah ini.

Kata kunci: Suhu tropopause, tinggi tropopause, AQUA-AIRS,

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Penelitian tentang tropopause biasanya dilakukan dengan meluncurkan radiosonde, seperti yang dilakukan Dian *et al* (2001) yang melakukan penelitian tentang karakteristik tropopause di daerah tropik dengan menggunakan data radiosonde dari 83 stasiun.

Untuk penelitian dalam jangka panjang dan cakupan wilayah pengukuran yang luas, penelitian tropopause dengan menggunakan data radiosonde mempunyai banyak keterbatasan seperti diperlukannnya periode pengamatan yang panjang dan pengukuran insitu yang harus dilakukan di banyak lokasi (stasiun pengamatan). Data profil radiosonde dan ozonesonde di daerah tropik masih sangat jarang, walaupun saat ini ada upaya salah satunya dari Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) program yang melakukan penelitian profil temperatur dan ozon di beberapa stasiun pengamatan di belahan Bumi Selatan [Thompson et al., 2003].

Saat ini penelitian tentang tropopause bisa juga dilakukan dengan instrument yang lain seperti lidar. Data tropopause bisa diperoleh juga dari satelit AQUA-AIRS *(http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=AIRS_Level3Month)*.

Karena adanya keterbatasan cakupan penelitian tropopause dari hasil pengukuran insitu maka data satelit yang menghasilkan data tropopause memegang peranan penting untuk menunjang kelengkapan data yang dibutuhkan untuk melakukan penelitian. Analisis suhu dan tinggi tropopause di Pulau Jawa berbasis data AQUA-AIRS tahun 2002 sampai dengan tahun 2011 dilakukan sebagai salah satu cara untuk memperkaya basis data hasil pengukuran insitu parameter atmosfer di Indonesia yang masih terbatas. Lengkapnya data parameter atmosfer wilayah Pulau Jawa (Indonesia) akan sangat berguna selain bagi basis data juga untuk menunjang studi karakteristik atmosfer Indonesia yang unik.

2. TINJAUAN PUSTAKA

Troposfer adalah lapisan di atmosfer yang terdekat dengan bumi dan mengandung prosentase terbesar (sekitar 80%) dari massa total atmosfer. Temperatur dan kandungan uap air di troposfer menurun secara cepat dengan ketinggian. Uap air memegang peranan utama dalam mengatur temperatur karena uap air mengabsobsi energi matahari dan radiasi panas dari permukaan planet/bumi. Lapisan troposfer mengandung 99% dari uap air yang ada di atmosfer. Konsentrasi uap air ini bervariasi dengan posisi lintang, konsentrasi uap air tertinggi di atas wilayah tropik yaitu sekitar 3 %, semakin ke arah kutub, konsetrasi uap air semakin menurun. Semua fenomena cuaca terjadi di lapisan troposfer, meskipun turbulensi bisa juga sampai ke bagian bawah lapisan stratosfer. Troposfer berarti juga “daerah percampuran” dan dinamakan seperti itu karena proses

ISBN : 978-979-1458-64-1

konveksi aktif terjadi di lapisan ini. Lapisan yang lebih tinggi dari troposfer disebut "tropopause" bervariasi dari ketinggian 5 mil (8 km) di dekat kutub dan sampai ketinggian 11 mil (18) km untuk lokasi di atas ekuator. Ketinggian tropopause juga bervariasi dengan musim, tertinggi pada musim panas dan terrendah pada musim dingin (di lintang tinggi). Tinggi tropopause tergantung kepada lokasi dalam hal ini tergantung kepada lintang, mempunyai pola tahunan dan tergantung kepada musim (Sturman et al., 1996)

Tropopause adalah batas antara lapisan troposfer dan stratosfer, Tinggi tropopause adalah ketinggian (altitude) dari tropopause di atas suatu lokasi, dan temperatur tropopause adalah suhu atmosfer di atas suatu lokasi (AIRS homepage).

Menurut Thomas Reichler dkk (2001), tropopause diakui sebagai kunci utama dari struktur atmosfer pada semua lintang seperti di kutub, lintang menengah dan di daerah tropik, Lapisan tropopause dapat juga digambarkan sebagai daerah (zona) transisi antara troposfer yang tercampur secara turbulen dan lapisan stratosfer yang mempengaruhi secara dinamik dan kimia.

WMO (1957), mendefinisikan tropopause sebagai "lapisan terrendah dimana lapse-rate turun menjadi 2 ºC/km atau kurang, Rata-rata lapse rate antara tropopause dan lapisan 2 km di atasnya (lapisan stratosfer) tidak lebih dari 2 ºC/km.

Gettelmann *et al* (2004), dari eksperimen generasi baru sensor satelit Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) pada satelit AQUA yang mengukur temperatur, uap air dan profil ozon pada resolusi horizontal sampai 50 km dan resolusi vertikal 1-2 km dari permukaan sampai troposfer atas/startosfer bawah, dipeeroleh bahwa sensitivitas dan resolusi AIRS bervariasi dengan ketinggian.

3. DATA DAN METODE

3.1 Data

Data yang digunakan dalam penelitian adalah data dari satelit AQUA-AIRS berupa data suhu tropopause dan tinggi tropopause dengan periode data tahun 2002 sampai dengan 2011 (http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daacbin/G3/gui.cgi?instance_id=AIRS_Level3_Month). Data suhu tropopause dan tinggi tropopause berupa data bulanan dengan ukuran grid sel 1 derajat lintang x 1 derajat bujur. Satuan untuk suhu tropopause adalah K (Kelvin). Dan satuan untuk tinggi tropopause adalah m (meter).

ISBN : 978-979-1458-64-1

3.2 Metode

Data yang diperoleh dari AQUA-AIRS adalah data dalam skala global. Data suhu dan tinggi tropopause dengan 1 ° x 1 ° grid sel ini cakupannya dari bujur -180.0° sampai +180.0° dan dari lintang -90.0° sampai + 90.0°, kemudian dilakukan ekstrak data untuk wilayah Pulau Jawa (5,5 LS– 8,7 LS dan 105 BT – 117 BT) dengan periode data yang dianalisis adalah data dari tahun 2002 sampai dengan 2011.

Dari data set suhu dan tinggi tropopause untuk Pulau Jawa kemudian dilakukan analisis secara spasial dan temporal dengan menganalisis pola tahunan dan musimannya serta menentukan korelasi antara suhu tropopause dan tinggi tropopause di Pulau Jawa.

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

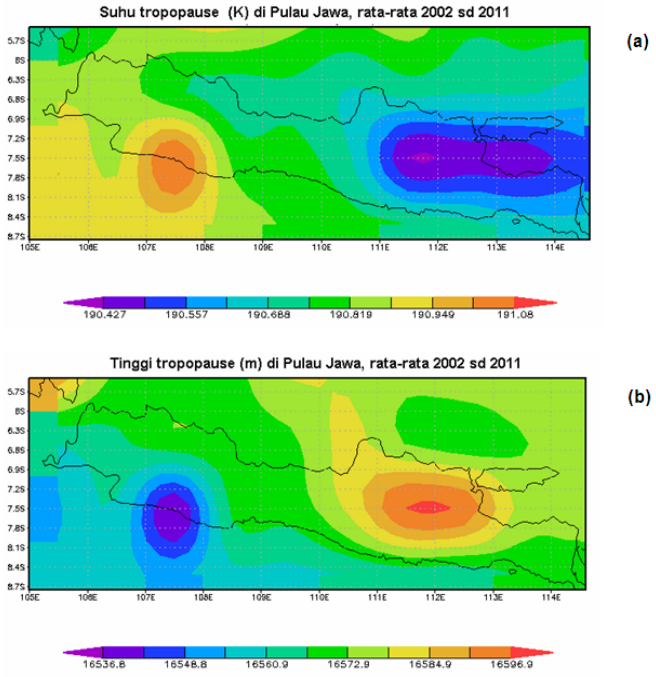
4.1 Variasi Spasial

Analis variasi spasial untuk suhu dan tinggi tropopasue Pulau Jawa dilakukan dengan membuat rata-rata spasial data tahun 2002-2011 untuk wilayah Pulau Jawa. Hasil analisis menunjukkan bahwa suhu tropopause Pulau Jawa pada periode tersebut bervariasi antara 190,43 K~191,08 K. Suhu tropopause di Jawa Barat terdeteksi relatif lebih tinggi ~ 0,6 K dibandingkan dengan suhu tropopause di Jawa Tengah dan Jawa Timur seperti dapat dilihat pada Gambar 1 (a). Sedangkan hasil analisis spasial tinggi tropopause Pulau Jawa periode 2002-2011 bervariasi antara 18536,8 m sampai dengan 16596,9 m. Tinggi tropopause di Jawa Barat lebih rendah ~ 60 m dibandingkan dengan tinggi tropopause di Jawa Tengah dan Jawa Timur dapat dilihat pada Gambar 1 (b).

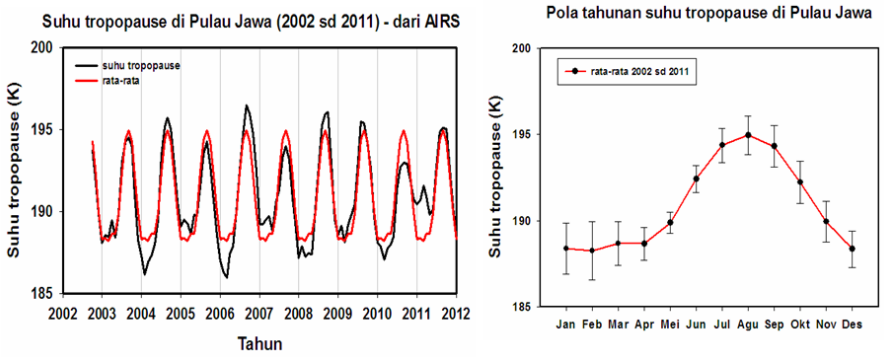
4.1 Variasi Temporal

Analis variasi temporal untuk suhu dan tinggi tropopause Pulau Jawa dilakukan dengan membuat time series data tahun 2002-2011 yang dapat dilihat pada gambar 2 dan 3. Pada gambar 2 ditampilkan hasil analisis temporal suhu tropopause Pulau Jawa pada periode 2002-2011 dan pola rata-rata tahunan suhu tropopause. Variasi tempotal suhu tropopause Pulau Jawa berkisar antara 187 K~197 K dan memperlihatkan adanya pola tahunan. Pola tahunan rata-rata 2002-2011 menunjukkan suhu tropopause di Pulau Jawa mencapai maksimum pada bulan Agustus dan minimum pada bulan Februari.

ISBN : 978-979-1458-64-1



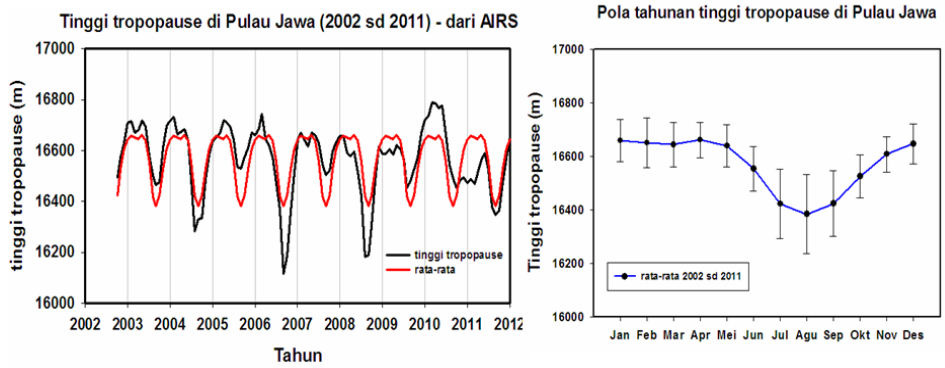
Gambar 1. Analis rata-rata spasial suhu tropopause (a) dan tinggi tropopause (b) untuk wilayah Pulau Jawa.



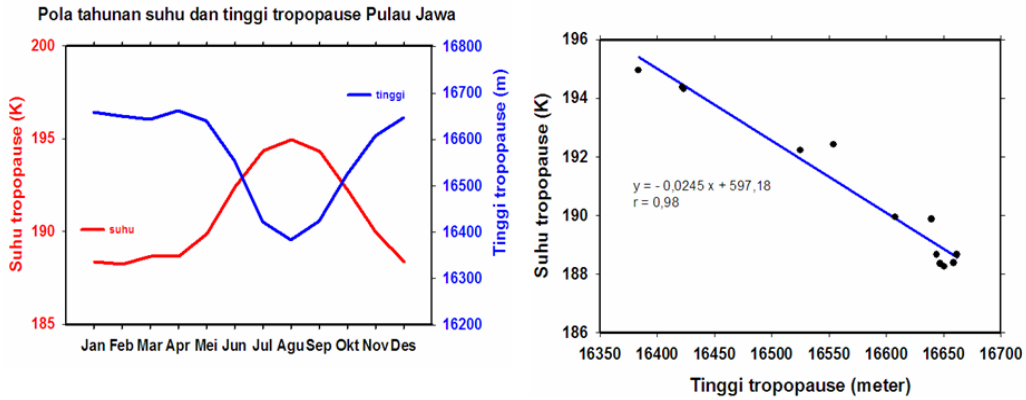
Gambar 2. Variasi temporal suhu tropopause (kiri) dan pola tahunan suhu tropopause di Pulau Jawa.

Pada gambar 3 ditampilkan hasil analisis temporal tinggi tropopause Pulau Jawa pada periode 2002-2011 dan pola rata-rata tahunan tinggi tropopause. Variasi tempotal tinggi tropopause Pulau Jawa adalah antara 16150 m ~ 16800 m dan juga memperlihatkan adanya pola tahunan. Pola tahunan tinggi tropopause rata-rata 2002-2011 memperlihatkan tinggi tropopause di Pulau Jawa mencapai maksimum pada bulan April dan minimum pada bulan Agustus.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3. Variasi temporal tinggi tropopause (kiri) dan pola tahunan tinggi tropopause di Pulau Jawa.



Gambar 4. Pola variasi tahunan suhu tropopause dan tinggi tropopause Pulau Jawa (kiri), korelasi suhu dan tinggi tropopause dengan koefisien korelasi 0,98 (kanan)

Variasi tahunan suhu tropopause dan tinggi tropopause Pulau Jawa mempunyai pola yang terbalik seperti dapt dilihat pada gambar 4 (kiri). Keterkaitan antara suhu tropopause dan tinggi tropopause Pulau Jawa pada Gambar 4 (kanan) mempunyai persamaan regresi linier y = - 0,0245 x + 587,18 dengan koeffisien korelasi 0,98. Dengan menggunakan persamaan regresi linier yang diperoleh, bila tinggi tropopause naik 50 meter, maka suhu tropopause akan turun – 1,225. Dengan kata lain antara suhu tropopause dan tinggi tropopause mempunyai korelasi negatif, artinya bila tinggi tropopause meningkat, maka suhu tropopause akan turun.

Hasil analisis ketinggian dan suhu tropopause di Pulau Jawa sesuai dengan yang dinyatakan Sturman et al. (1996) yaitu tergantung kepada lokasi dalam hal ini tergantung kepada lintang, mempunyai pola tahunan dan tergantung kepada musim.

Ketinggian tropopause di Pulau Jawa hasil analisis tahun 2002-2011 bervariasi antara 16150 m ~ 16800 m, sedangkan hasil yang diperoleh Dian etal (2001) tinggi tropopause untuk daerah tropis adalah 16,9 km (16900 m).

ISBN : 978-979-1458-64-1

Pada makalah ini hanya dibahas hasil analisis data tinggi dan suhu tropopause dari AQUA-AIRS, tidak membandingkan hasil dengan data insitu atau dengan data dari satelit lain.

5. KESIMPULAN

Di Pulau Jawa suhu tropopause berkisar antara 190,43 K sampai 191,08 K. Suhu tropopause di Jawa Barat relatif lebih tinggi ~ 0,6 K dibandingkan dengan suhu tropopause Jawa Tengah dan Jawa Timur. Tinggi tropopause berkisar antara 18536,8 m sampai dengan 16596,9 m, di Jawa Barat lebih rendah ~ 60 m dibandingkan dengan di Jawa Tengah dan Jawa Timur. Pola tahunan suhu tropopause Pulau Jawa mencapai maksimum pada bulan Agustus dan minimum pada bulan Februari. Pola tahunan tinggi tropopause mencapai maksimum pada bulan April dan minimum pada bulan Agustus. Pola variasi tahunan suhu tropopause dan tinggi tropopause Pulau Jawa mempunyai korelasi negatif dengan koefisien korelasi 0,98.

DAFTAR RUJUKAN

AIRS homepage at JPL (http://airs.jpl.nasa.gov/)

Dian J. Seidel, Rebecca J. Ross, and James K. Angell, Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 106, NO. D8, PAGES 7857–7878, APRIL 27, 2001.

Gettelman, A., E. M. Weinstock, E. J. Fetzer, F. W. Irion, A. Eldering, E. C. Richard, K. H. Rosenlof, T. L. Thompson, J. V. Pittman, C. R. Webster,3 and R. L. Herman, Validation of Aqua satellite data in the upper troposphere and lower stratosphere with in situ aircraft instruments, Geophys. Res. Lett., 31, L22107, doi:10.1029/2004GL020730, 2004.

Sturman, A.P. & N. Tapper 1996. *The Weather & Climate of Australia and New Zealand* (Oxford) 476pp.

Thomas Reichler, Martin Dameris and Robert Sausen, Determining the tropopause height from gridded data, Geopphys. Res. Lett, VOL. 30, NO. 20, 2042, doi:10.1029/2003GL018240, 2003.

Thompson, A. M., et al. (2003), The 1998– 2000 SHADOZ tropical ozone climatology: 1. Comparison with TOMS and ground-based measurements, J. Geophys. Res., 108(D2), 8238, doi:10.1029/2001JD000967.

World Meteorological Organization (WMO), Meteorology AThree-Dimensional Science: Second Session of the Commission for Aerology, WMO Bulletin IV(4), WMO, Geneva, 134– 138, 1957.

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANALISIS VARIABILITAS OZON TOTAL 11 KOTA DI INDONESIA PERIODE 2004 -2011 BERBASIS DATA SATELIT AURA-OMI

Ninong Komala
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer – LAPAN
ninongk@yahoo.com; ninong@bdg.lapan.go.id

Abstract

Total ozone analyzes have been conducted in eleven (11) cities in Indonesia based on AURA-OMI data in 2004 to 2011. The selection based on the position of the city, located to the north of the equator, near the equator and south of the equator. The selected city which located north of the Equator is Medan and Manado. The chosen city which close to the equator is Riau, Pontianak, Kototabang and Biak, while south of the Equator been in Jakarta, Bandung, Yogyakarta, Surabaya and Denpasar. The results showed the average value of total ozone in 11 cities varied from 245.91 to 253.25 DU with a standard deviation of between 7.51 DU to 11.32 DU. The average value of total ozone in Jakarta is 253.25 DU with standard deviation of 8.9 DU detected the highest, while the average total ozone in Biak of 245.91 DU with a standard deviation of 10.08 DU detected as the lowest compared with other cities. Total ozone values obtained from the analysis of a seven-year total ozone observations indicated that in those cities still in the normal range for total ozone in the Equator in the range between 240 to 270 DU. A detailed analysis of the variability of total ozone in Medan, Manado, Riau, Pontianak, Kototabang, Biak, Jakarta, Bandung, Yogyakarta, Surabaya and Denpasar will be discussed in this paper.

Keywords*: total ozone, OMI-AURA,*

Abstrak

Telah dilakukan analisis ozon total di sebelas (11) kota di Indonesia berbasis data AURA-OMI tahun 2004 sampai dengan tahun 2011. Pemilihan berdasarkan posisi kota yang terletak di sebelah utara ekuator, dekat dengan ekuator dan sebelah selatan ekuator. Kota yang terletak di sebelah utara Ekuator dipilih adalah Medan dan Manado. Kota yang dekat dengan ekuator dipilih Riau, Pontianak, Kototabang dan Biak, sedangkan di sebelah selatan Ekuator dipilih kota Jakarta, Bandung, Yogyakarta, Surabaya dan Denpasar. Hasil penelitian menunjukkan nilai rata-rata ozon total di 11 kota tersebut bervariasi antara 245,91 DU sampai dengan 253,25 DU dengan standar deviasi antara 7,51 sampai dengan 11,32 DU. Nilai rata-rata ozon total di Jakarta 253,25 DU dengan standard deviasi 8,9 DU terdeteksi paling tinggi, sedangkan rata-rata ozon total di Biak 245,91 DU dengan standard deviasi 10,08 DU terdeteksi paling rendah dibandingkan dengan di kota-kota lainnya. Nilai ozon total yang diperoleh dari hasil analisis selama tujuh tahun pengamatan mengindikasikan ozon total di kota-kota tersebut masih ada dalam batasan normal untuk ozon total di wilayah Ekuator yang berkisar antara 240 sampai 270 DU. Analisis secara rinci mengenai variabilitas ozon total di Medan, Manado, Riau, Pontianak, Kototabang, Biak, Jakarta, Bandung, Yogyakarta, Surabaya dan Denpasar akan dibahas di dalam makalah ini.

Kata kunci: Ozon total, OMI-AURA

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Kondisi ozon di Indonesia dapat kita ketahui dengan memanfaatkan data dari satelit yang memantau ozon. Penelitian ozon secara insitu dan berbasis data satelit sudah pula di dilakukan di LAPAN (Komala dkk, 2009). Kondisi ozon ini bisa dilihat untuk setiap lokasi yang kita pilih maupun secara keseluruhan untuk wilayah Indonesia. Kondisi ozon 11 kota di Indonesia pada tahun 2004-2011 diteliti untuk mengkaji kondisi ozon di kota-kota yang letaknya berbeda. Pemilihan berdasarkan posisi kota yang terletak di sebelah utara ekuator, dekat dengan ekuator dan sebelah selatan ekuator. Kota yang terletak di sebelah utara Ekuator dipilih adalah Medan dan Manado. Kota yang dekat dengan ekuator dipilih Riau, Pontianak, Kototabang dan Biak, sedangkan di sebelah selatan Ekuator dipilih kota Jakarta, Bandung, Yogyakarta, Surabaya dan Denpasar. Posisi geografis kota yang diteliti tercantum dalam tabel 1. Penelitian dilakukan dari analisis data time series (temporal) di beberapa kota besar di Indonesia. Data diperoleh dari data instrument OMI (Ozone Monitoring Instrument) yang dibawa oleh satelit AURA. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui konsentrasi ozon total dari satelit beserta variasinya pada 11 kota di wilayah Indonesia pada tahun 2004-2011, serta mempelajari wilayah Indonesia dengan kondisi ozon total paling tinggi dan paling rendah dalam kurun waktu tersebut.

2. TINJAUAN PUSTAKA

Ozon memiliki peranan penting dalam beberapa proses di lingkungan yang berpengaruh juga terhadap sistem iklim. Pertama, dengan menyerap radiasi UV yang berbahaya, ozon melindungi kehidupan di bumi dari efek yang berbahaya. Kedua, sebagai agen pengoksidasi kuat, bersama dengan uap air, sebagai prekursor dari radikal OH, ozon memiliki pengaruh yang sangat penting terhadap kekuatan oksidasi atmosfer dan juga menentukan kecepatan penguraian banyak senyawa kimia alami maupun antropogenik di atmosfer. Kegiatan manusia yang mendorong reduksi dari kekuatan atmosfer dapat secara tidak langsung mempengaruhi iklim karena GHG misalnya metana (yang diuraikan dominan oleh OH) akan dengan mudah terakumulasi di atmosfer (Brasseur, 2001).

Menurut NASA (2001), ozon terkonsentrasi di lapisan stratosfer pada ketinggian 10~50 km diatas permukaan bumi. Lapisan ini yang disebut lapisan ozon. Ketebalan lapisan ozon menggambarkan banyaknya konsentrasi ozon di lapisan tersebut. Peristiwa ENSO terdiri dari El Nino dan La-Nina dapat mempengaruhi kondisi ozon. Pada saat El Nino udara di wilayah Indonesia sangat kering sehingga konsentrasi uap air yang minimum mengakibatkan meningkatnya konsentrasi ozon. Sedangkan pada saat La-Nina udara di atas Indonesia sangat basah. Dengan

ISBN : 978-979-1458-64-1

demikian konsentrasi uap air sangat tinggi sehingga terjadi proses perusakan ozon oleh uap air yang mengakibatkan konsentrasi ozon menjadi turun. Ozon total dinyatakan sebagai jumlah keseluruhan ozon yang ada di atmosfer. Satuan yang digunakan adalah Dobson Unit (DU). 1 DU = 2.7×10^{16} molekul ozon per sentimeter persegi. 1 Dobson unit merujuk pada lapisan ozon dengan ketebalan 0,01 milimeter pada temperatur dan tekanan standard. Lubang ozon adalah satu istilah bila konsentrasi ozon di suatu tempat nilai ozon total nya lebih rendah dari 220 DU.

Pembentukan ozon di daerah tropis lebih cepat dibandingkan dengan di lintang yang lain karena di daerah tropis sepanjang tahun mendapat sinar matahari. Tetapi konsentrasi ozon total yang lebih tinggi terjadi di daerah kutub, di lintang tinggi dan lintang menengah karena adanya proses transport ozon dan dinamika atmosfer dari daerah tropik. Konsentrasi ozon total di daerah tropic meningkat pada musim panas dan menurun pada musim hujan [Kaye, et.al, 1993].

Menurut Rowlands (2006), konsentrasi ozon di stratosfer sangat dipengaruhi oleh tiga faktor utama yaitu jumlah oksigen di stratosfer, radiasi sinar ultra violet dan keberadaan radikal halogen, Nox dan HOx. Reaksi pembentukan ozon di stratosfer berasal dari reaksi fotolisis molekul oksigen oleh sinar UV, sehingga jumlah ozon di stratosfer sangat ditentukan oleh kelimpahan molekul oksigen. Walaupun faktor lain seperti transport proses juga ikut berpengaruh terhadap jumlah ozon di stratosfer. Radiasi sinar ultraviolet memegang peranan penting dalam reaksi pembentukan ozon di stratosfer. Reaksi fotolisis molekul oksigen sangat ditentukan oleh energi radiasi ultraviolet dengan panjang gelombang 242 nm. Sedangkan reaksi penguraian ozon secara alami akibat fotolisis juga melibatkan energi radiasi UV yang terjadi pada panjang gelombang 310 nm. Selain reaksi alami fotolisis ozon di stratosfer, serta keberadaan radikal NO dan OH seperti sudah dijelaskan sebelumnya, keberadaan radikal halogen terutama klorin dan bromin ikut menentukan konsentrasi ozon di stratosfer.

3. DATA DAN METODE

3.1 Data

Data yang digunakan dalam penelitian adalah data dari satelit AURA-OMI yaitu data ozon total dengan periode data tahun 2004 sampai dengan 2011 http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/. Data ozon total berupa data harian dengan ukuran grid sel 0,25 derajat lintang x 0,25 derajat bujur. Satuan untuk data ozon total adalah DU (Dobson Unit). 1 DU = 2.6867x 1016 molekul/cm^2.

ISBN : 978-979-1458-64-1

3.2 Metode

Data yang diperoleh dari AURA-OMI adalah data dalam skala global. Data ozon total dengan 0,25 °x 0,25° grid sel ini cakupannya dari bujur -180.0° sampai +180.0° dan dari lintang - 90.0° sampai + 90.0°, kemudian dilakukan ekstrak data untuk kota-kota Medan dan Manado, Riau, Pontianak, Kototabang dan Biak, Jakarta, Bandung, Surabaya, Yogyakarta dan Denpasar (Posisi lintang bujur dari kota-kota yang dipilih dapat dilihat pada tabel 1). Periode data yang dianalisis adalah data dari tahun 2004 sampai dengan 2011. Dari data set ozon total 11 kota di Indonesia kemudian dilakukan analisis variasi temporal dengan menganalisis rata-rata, maksimum dan minimumn ozon total, dan menentukan pola tahunan dan pola musiman ozon total untuk 11 kota. Dilakukan pula analisis statistik dengan menghitung koefisien variasi ozon total di 11 kota tersebut.

Tabel 1. Posisi geografis 11 kota di Indonesia yang diteliti variabilitas total ozonnya pada periode 2004 sd 2011.

KOTA	Posisi	Singkatan
Medan	3,58 º LU 98,65 º BT	MDN
Manado	1,53 º LU 124,83 º BT	MND
Riau	0,5 º LU 101,45 º BT	RIA
Pontianak	0,02 º LU 109,3 º BT	PTK
Kototabang	0,2 º LS 100,32 º BT	KTB
Biak	1 º LS 136 º BT	BIK
Jakarta	6,25 º LS 106,9 º BT	JKT
Bandung	6,9 º LS107,6 º BT	BDG
Surabaya	7,25 º LS 112,75 º BT	SBY
Yogyakarta	7,8 º LS 110,36 º BT	YGY
Denpasar	8,65 º LS 115,21 º BT	DPS

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

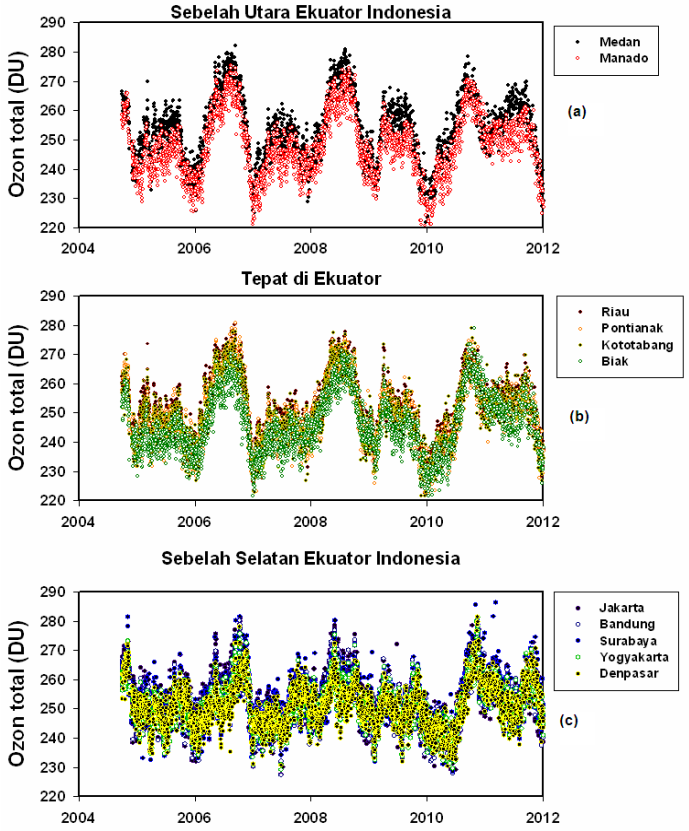
4.1. Variasi Temporal Ozon Total 11 kota di Indonesia

Pemilihan lokasi berdasarkan pada posisi kota yang terletak di sebelah utara ekuator, dekat dengan ekuator dan sebelah selatan ekuator. Kota yang terletak di sebelah utara Ekuator dipilih adalah Medan dan Manado. Kota yang dekat dengan ekuator dipilih Riau, Pontianak, Kototabang dan Biak, sedangkan di sebelah selatan Ekuator dipilih kota Jakarta, Bandung, Yogyakarta, Surabaya dan Denpasar. Variasi temporal ozon total 11 kota periode 2004 sampai dengan 2011 ditampilkan pada gambar 1 yang terdiri dari variasi ozon total untuk Medan dan Manado yang terletak di sebelah utara ekuator Gambar 1 (a), variasi ozon total untuk Riau, Pontianak, Kototabang dan Biak yang terletak dekat ekuator Gambar 1 (b) dan variasi ozon total untuk Jakarta, Bandung,

ISBN : 978-979-1458-64-1

Surabaya, Yogyakarta dan Denpasar yang terletak di sebelah selatan ekuator Gambar 1 (c). Dari variasi temporal ozon total di sebelas kota tersebut dapat dilihat bahwa ada pola tahunan/musiman ozon total. Dapat dilihat juga pola ozon total pada tahun 2005, 2007 dan 2010 di semua kota lebih rendah dibandingkan dengan pola tahunan ozon total pada tahun lainnya.

[1] Dilihat dari tahun kejadian El Nino dan La Nina, pada tahun 2005 dan 2007 adalah tahun yang dipengaruhi oleh La Nina. Sesuai dengan yang dikemukakan oleh NASA (2001), pada tahun dimana terjadi peristiwa La Nina kondisi atmosfer banyak mengandung uap air, yang mengakibatkan menurunnya konsentrasi ozon prekursor dan meningkatnya konsentrasi OH yang mengakibatkan menurunnya konsentrasi ozon.



Gambar 1. Variasi temporal ozon total 11 kota di Indonesia pada tahun 2004 sampai dengan 2011.

4.2. Nilai maksimum, minimum dan rata-rata ozon total

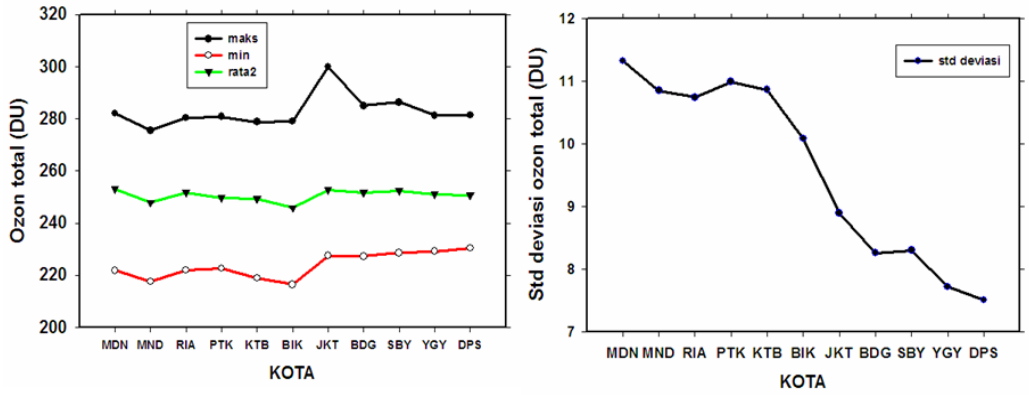
Hasil analisis total ozon di 11 kota yang dipilih, pada tahun 2004-2011 kondisi rata-rata maksimum dan minimumnya dapat dilihat pada tabel 2.

Pada tahun 2004-2011, nilai tertinggi ozon total rata-rata di sebelas kota terdeteksi di Medan (253,21 DU $\pm$ 11,32 DU) dan terrendah di Biak (245,91 DU $\pm$ 10,08 DU). Nilai tertinggi untuk total

ISBN : 978-979-1458-64-1

ozon maksimum terdeteksi di Jakarta (300,00 DU) dan terendah di Manado (275,50 DU). Nilai tertinggi untuk total ozon minimum terjadi di Denpasar (230,30 DU), sedangkan terrendah terjadi di Biak (216,40 DU).

Hasil analisis ozon total di 11 kota yang dipilih, pada tahun 2004-2011 nilai ozon total rata-rata maksimum dan minimumnya dapat dilihat pada gambar 2.

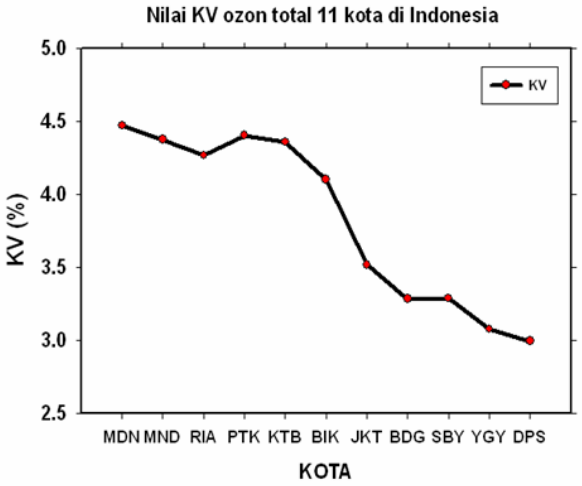


Gambar 2. Nilai maksimun, minimum rata-rata ozon total (kiri) dan standard deviasi ozon total (kanan) di 11 kota di Indonesia tahun 2004 sampai dengan 2011.

Meskipun secara rata-rata lapisan ozon di Indonesia tidak sampai pada kondisi terjadi lubang ozon (nilai ozon total di bawah 220 DU) namun terlihat adanya kecenderungan penurunan nilai minimum ozon total dari kondisi normal wilayah ekuator. Kondisi normal ozon total di wilayah tropis (ekuator) adalah 240 DU - 270 DU.

Koefisien variasi ozon total di 11 kota yang dipilih dihitung untuk menentukan sebaran ozon total di kota-kota tersebut dengan distribusi yang paling homogen.

KOTA	KV (%)
Medan	4.47
Manado	4.37
Riau	4.27
Pontianak	4.40
Kototabang	4.36
Biak	4.10
Jakarta	3.52
Bandung	3.28
Surabaya	3.29
Yogyakarta	3.08
Denpasar	2.99



Gambar 2. Nilai Koeffisien Variasi ozon total di 11 kota pada tahun 2004 sampai dengan 2011.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Koefisien Variasi (KV) ozon total di 11 kota dari data 2004 sampai dengan 2011 pada Gambar 2 menunjukkan bahwa Medan mempunyai KV tertinggi dengan KV 4,471 % sedangkan Denpasar dengan nilai KV 2,993 % menunjukkan nilai KV paling rendah di bandingkan dengan KV kota lainnya. Nilai KV yang paling rendah menunjukkan sebaran data yang paling homogen. Dari nilai KV ozon total 11 kota yang dianalisis, diperoleh bahwa sebaran data ozon total di Denpasar paling homogen dan sebaran data ozon total yang kurang homogen terdeteksi di Medan.

Hasil analisis di 11 lokasi yang dilakukan penelitian menunjukkan hasil yang berbeda, hal ini disebabkan oleh konsentrasi ozon di stratosfer dipengaruhi oleh jumlah oksigen di stratosfer, radiasi sinar ultra violet dan keberadaan radikal halogen, NOx dan HOx. Ketiga hal tersebut tergantung juga dari posisi lintang dan bujur lokasi penelitian serta musim seperti yang dijelaskan Rowland (2006),

5 KESIMPULAN

Nilai rata-rata ozon total di 11 kota yang dipilih di Indonesia tersebut bervariasi antara 245,91 DU sampai dengan 253,25 DU dengan standar deviasi antara 7,51 sampai dengan 11,32 DU. Nilai rata-rata ozon total di Jakarta 253,25 DU dengan standard deviasi 8,9 DU terdeteksi paling tinggi, sedangkan rata-rata ozon total di Biak 245,91 DU dengan standard deviasi 10,08 DU terdeteksi paling rendah.

DAFTAR RUJUKAN

Brasseur. Guy. P, Jean-Francois Muller., XueXi Tie., dan Larry Horowitz, 2001, "Tropospheric Ozone and Climate: Past, Present, and Future", *Present and Future of Modeling Global Environmental Change: Toward Integrated Modeling*, TERRAPUB. Page 63-75.

Kaye, et.al, 1993, "Stratospheric Ozone Change", Global Atmospheric Chemical Change, Chapman and Hill, New York, pp:125-126, 138.

Komala, N., A. Budiyono, N. Ambarsari, Thohirin, H. Suherman dan E. Adetya, *Karakteristik ozon total dan parameter atmosfer Indonesia dari Satelit AURA*, Program Penelitian Pusfatsatklim, 2009.

Rowland S., 2006, "Stratospheric Ozone Depletion Review", Phil. Trans. R. Soc. B (2006) 361, 769–790.

NASA, 2001, Educational Resources, The Ozone layer, at http://www.nasa.gov/About/Education/Ozone/

ISBN : 978-979-1458-64-1

VARIASI DATA VERTIKAL TEMPERATUR DAN KELEMBAPAN HASIL OBSERVASI SATELIT FORMOSAT-3/COSMIC GPS RADIO OCCULTATION DI WILAYAH INDONESIA (ANALISIS DINAMIKA TROPOSFER DAN STRATOSFER)

Noersomadi[1] dan Tiin Sinatra[1]
[1)]Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer
noersomadi@gmail.com ; noersomadi@bdg.lapan.go.id

Abstract

Statistical analysis has been done to the vertical temperature and humidity data observed by FORMOSAT-3/COSMIC GPS Radio Occultation (GPSRO). Grid data profiles (0 – 40 km) were used with 100 m vertical resolution. GPSRO data analysis were focused over Indonesian region (90° – 150^oE and 12^oS – 7^oN).The mean temperature and humidity at 100 m during five years observation period (2007 – 20011) are 299.7 K and 16.6 g/kg respectively. Investigation of temperature and specific humidity anomaly in the troposphere layer showed positif correlation that depicted an annual cycle. This result was agreed with thoery that higher temperature increased water vapor capacity in the atmosphere and represented huge water vapor contents. Temperature fluctuations in the stratosphere were larger than in the troposphere layer, represented disturbance of atmospheric waves. The contour of temperature anomaly at 20 – 30 km described Quasi Biennial Oscillation. These results were concluded that FORMOSAT-3/COSMIC GPSRO data could be utilized to meso scale analysis.

***Keywords** : temperature and humidity fluctuations, GPSRO*

Abstrak

Telah dilakukan analisis statistik terhadap data vertikal temperatur dan kelembapan hasil pengamatan satelit FORMOSAT3/COSMIC GPS Radio Occultation (GPSRO). Data yang digunakan berupa data grid vertikal (0 – 40 km) dengan resolusi 100 m. Analisis data observasi GPSRO difokuskan dalam zona wilayah Indonesia (90° – 150° BT dan 12^oLS – 7^oLU). Rata-rata temperatur dan kelembapan spesifik pada ketinggian 100 m selama lima tahun periode pengamatan (2007-2011) adalah 299,97 K dan 16,6 g/kg. Investigasi anomali temperatur dan kelembapan spesifik di lapisan troposfer menunjukkan korelasi positif yang memperlihatkan siklus tahunan. Hal tersebut sesuai dengan teori bahwa temperatur tinggi meningkatkan kapasitas uap air di atmosfer dan merepresentasikan banyaknya kandungan uap air. Fluktuasi temperatur di lapisan stratosfer lebih tinggi bila dibandingkan dengan di lapisan toposfer, yang merepresentasikan gangguan gelombang atmosfer. Kontur anomali temperatur pada ketinggian 20 – 30 km terhadap waktu mendeskripsikan pola gangguan atmosfer yang disebut sebagai *Quasi Biennial Oscillation*. Dari hasil-hasil analisis tersebut disimpulkan bahwa data vertikal atmosfer hasil observasi FORMOSAT3/COSMIC GPSRO dapat dimanfaatkan untuk analisis skala meso.

Katakunci : fluktuasi temperatur dan kelembapan, GPSRO

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Sejak 14 April 2006 , *National Space Organization* (NSPO) Taiwan bekerjasama dengan *University Corporation for Atmospheric Research* (UCAR) telah berhasil melakukan misi pengamatan GPS Radio Occultation (GPSRO). Satelit FORMOSAT-3/COSMIC telah diluncurkan untuk misi pengamatan meteorologi, klimatologi, dan ionosfer (Anthes, et.al., 2008). Teknik GPSRO merupakan observasi vertikal atmosfer berbasis sudut pembelokan sinyal akibat indeks bias medium yang dilalui. Indeks bias medium yang dilalui merupakan fungsi tekanan, temperatur, dan kelembapan udara di atmosfer (Ware, et.al. 1996).

Analisis dinamika troposfer berbasis statistik menggunakan data radiosonde seperti Koh, et.al. (2011) terbatas pada lokasi dan waktu. Demikian pula untuk analisis dinamika gelombang menggunakan hasil pengamatan radiosonde baik di lapisan troposfer (Tsuda, et.al. 1991), atau pun di lapisan stratosfer (Wu, et.al. 2006). Dengan kata lain, dari hasil pengamatan radiosonde sulit untuk mengungkap fenomena seperti siklus tahunan yang mencakup daerah yang luas maupun wilayah global. Sebagaimana diketahui bahwa pengamatan vertikal atmosfer menggunakan radiosonde di wilayah Indonesia hanya di beberapa titik tertentu (http://weather.uwyo.edu) dan sangat sedikit titik yang memiliki data pengamatan kontinu dalam interval waktu lebih dari lima tahun, maka sulit untuk menganalisis secara umum dinamika atmosfer di lapisan troposfer dan stratosfer.

Hasil pengamatan vertikal atmosfer dari teknik GPSRO yang memiliki resolusi tinggi ini, memberikan peluang untuk menganalisis dinamika troposfer dan stratosfer (Noersomadi dan Hadi, 2010) di wilayah Indonesia. Penelitian ini memanfaatkan data profil temperatur dan kelembapan spesifik dari FORMOSAT-3/COSMIC GPSRO untuk memahami lebih rinci terkait dinamika atmosfer di atas wilayah Indonesia terutama di lapisan troposfer dan stratosfer. Penelitian ini lebih dititikberatkan pada analisis statistik data temperatur dan kelembapan hasil pengamatan GPSRO.

2. DATA DAN METODE

Penelitian ini menggunakan produk data level 2 oleh UCAR yang tersimpan di COSMIC Data Analysis and Archive Center / CDAAC (cdaac-www.cosmic-ucar.edu). Data yang dimaksud adalah hasil pengamatan satelit FORMOSAT-3/COSMIC GPSRO.Yakni data grid temperatur dan kelembapan dalam rentang 0 – 40 km dengan resolusi vertikal sebesar 100 m (Noersomadi, 2010), sepanjang lima tahun periode pengamatan terhitung sejak 1 Januari 2007 sampai dengan 31 Desember 2011. Oleh karena penelitian ini difokuskan pada lapisan troposfer dan stratosfer, maka

ISBN : 978-979-1458-64-1

analisis lebih dititikberatkan pada rentang 0 – 10 km dan 20 – 30 km. Alasan pemilihan kedua rentang ketinggian dijelaskan pada bab berikutnya.

Untuk memahami dinamika di kedua lapisan atmosfer bawah digunakan analisis statistik dasar. Sebanyak 40 – 50 data vertikal atmosfer untuk satu hari pengamatan, yang masuk dalam wilayah Indonesia dalam batasan (90° – 150° BT dan 12^oLS – 7^oLU), dirata-ratakan menjadi satu profil dalam satu hari.Selanjutnya, dari 1826 data (5 tahun periode pengamatan), dihitung rata-rata dan deviasi untuk setiap ketinggian. Gambar 1 dan Gambar 2 memperlihatkan rata-rata profil temperatur dan kelembapan spesifik di wilayah Indonesia berdasarkan pengamatan satelit FORMOSAT-3/COSMIC GPSRO.

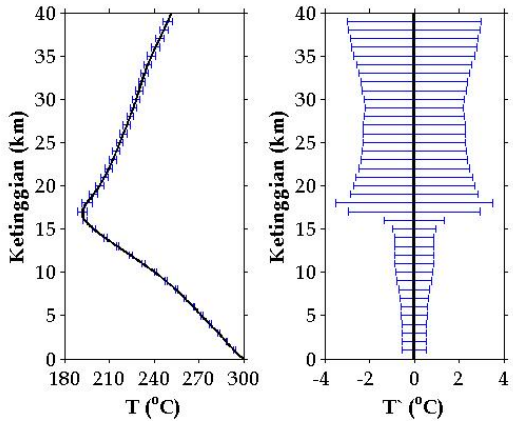
Analisis dinamika di lapisan troposfer dan stratosfer dilakukan melalui penghitungan anomali data vertikal temperatur (Randel dan Wu, 2005) dan kelembapan spesifik. Untuk menunjukkan hubungan antara fluktuasi temperatur dan kelembapan spesifik di lapisan troposfer dilakukan dengan menghitung korelasi linier antara kedua variabel dan pembuatan diagram pencar (*scatter diagram*). Fluktuasi temperatur di lapisan stratosfer ditampilkan dalam bentuk kontur antara ketinggian terhadap waktu guna menunjukkan dinamika gelombang atmosfer. Sebagai pembanding dalam menganalisis fluktuasi temperatur di ketinggian 20 – 30 km, penelitian ini juga menggunakan data harian angin zonal NCEP reanalysis (http://www.esrl.noaa.gov/).

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

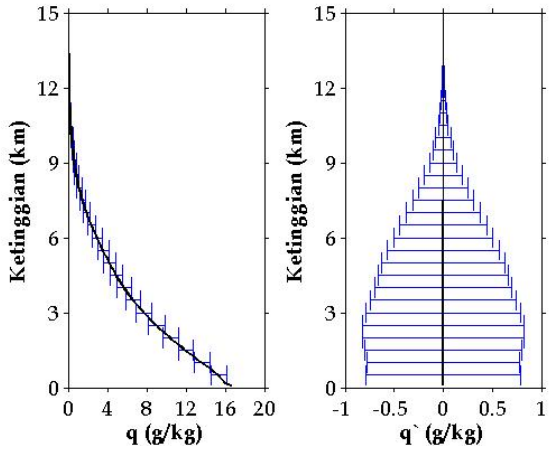
Profil rata-rata dan deviasi temperatur serta kelembapan spesifik diperlihatkan dalam Gambar 1 dan Gambar 2. Nilai rata-rata temperatur dan kelembapan spesifik pada ketinggian 100 m berturut-turut sebesar 299,97 K dan 16,6 g/kg. Penelitian ini hanya dapat menyebutkan nilai rata-rata pada ketinggian 100 m oleh karena ketidaktersediaan data (*missing data*) dari hasil pengamatan GPSRO di permukaan. Terlihat bahwa deviasi temperatur di lapisan troposfer lebih kecil dibandingkan di stratosfer, yang juga terlihat pada anomalinnya. Rata-rata temperatur minimum di lapisan tropopause (*cold point tropopause*) adalah 192,03 K dengan deviasi 2,76 K di ketinggian 17 km, dimana nilai kelembapan spesifik adalah 0,0023 g/kg dengan deviasi $6{,}42 \times 10^{-4}$ g/kg. Pada Gambar 2 deviasi kelembapan spesifik kurang dari 1 g/kg atau relatif kecil. Hal ini menunjukkan hasil pengamatan GPSRO konsisten terhadap teori bahwa wilayah Indonesia yang berada di ekuator memiliki kandungan uap air tinggi dengan fluktuasi temperatur yang rendah di troposfer (Holton, 2004). Nilai kelembapan spesifik yang mendekati nol di atas ketinggian 10 km memperlihatkan bahwa kandungan uap air di troposfer hanya terjebak di bawah 10 km. Hal ini menjadi dasar sebagai analisis selanjutnya dalam mencari hubungan antara anomali temperatur dan kelembapan.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Hubungan antara anomali temperatur dan kelembapan diperlihatkan dalam Gambar 3 dengan nilai korelasi sebesar 0,6 dengan gradien persamaan linier sebesar 0,49. Hal tersebut konsisten dengan yang telah diketahui bahwa temperatur tinggi akan menaikkan kapasitas uap air. Dengan demikian kandungan uap air menjadi lebih tinggi pula. Gambar 4 menggambarkan pola siklus tahunan dimana hasil ini memperkuat korelasi positif yang ditunjukkan oleh diagram pencar pada Gambar 3.

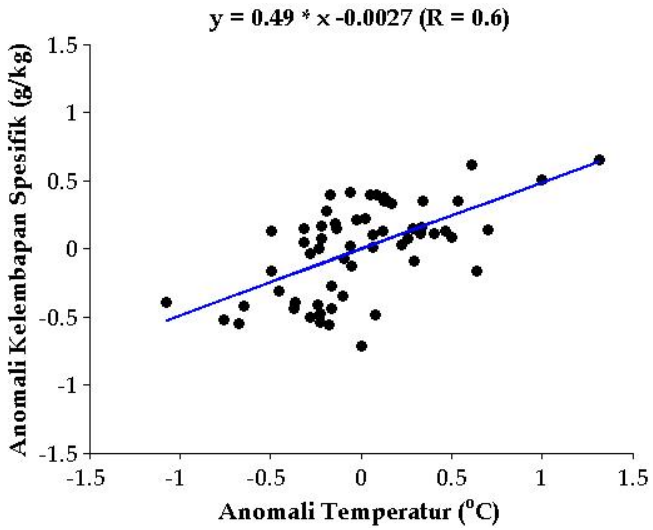


Gambar 11. Rata-rata (kanan) dan anomali (kiri) profil temperatur di wilayah Indonesia, serta deviasi pada setiap ketinggian 100 m.

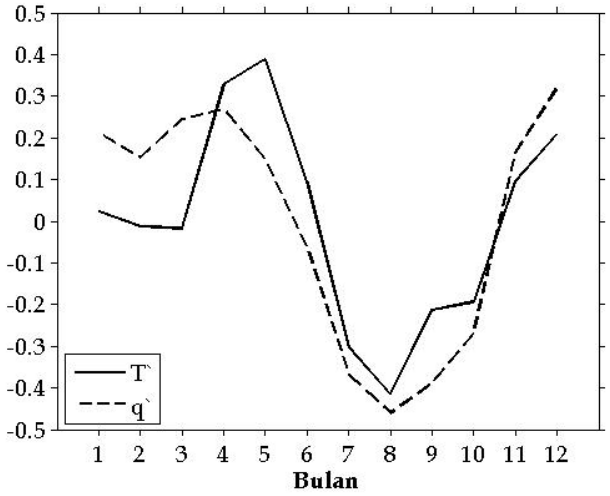


Gambar 12. Sama dengan Gambar 1 untuk profil kelembapan spesifik.

ISBN : 978-979-1458-64-1



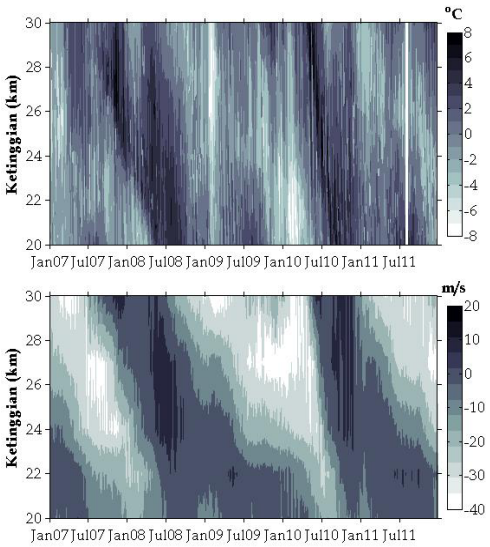
Gambar 13. Diagram pencar anomali temperatur dan anomali kelembapan spesifik.



Gambar 14.Rata-rata bulanan anomali temperatur dan anomali kelembapan spesifik pada rentang ketinggian 0 – 10 km.

Nilai anomali positif kelembapan spesifik pada bulan November – Februari dan mencapai puncak pada bulan April memperlihatkan bahwa kandungan uap air di wilayah Indonesia dipengaruhi oleh posisis semu matahari. Telah diketahui bahwa pada periode November – Februari posisi semu matahari berada di belahan bumi selatan yang berarti lebih banyak pemanasan dan penguapan. Apabila ditinjau pula dari segi batasan wilayah yang telah disebutkan pada bab sebelumnya, maka dapat diketahui pula penyebab kenyataan ini. Yaitu, wilayah Indonesia sebagian besar berada dalam zona belahan bumi selatan.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 15. Diagram ketinggian terhadap waktu anomali temperatur FORMOSAT-3/COSMIC GPSRO (atas) dan rata-rata angin zonal dari NCEP reanalysis (bawah).

Fluktuasi temperatur di lapisan stratosfer pada ketinggian 20 – 30 km memperlihatkan dinamika gangguan gelombang atmosfer (Gambar 5) yang dikenal dengan *Quasi Biennial Oscillation (QBO),*sesuai dengan hasil Randel dan Wu (2005). Rentang ketinggian tersebut dipilih karena QBO lebih tampak signifikan pada stratosfer bawah (Baldwin, et.al. 2001). Osilasi yang terlihat pada fluktuasi temperatur diperlihatkan pula dari data angin zonal dari NCEP reanalysis. Anomali positif bersamaan dengan fasa baratan QBO, dan sebaliknya anomali negatif bersamaan dengan fasa timuran QBO (Alexander, et.al. 2008).

4. KESIMPULAN

Analisis statistik terhadap data vertikal temperatur dan kelembapan spesifik hasil pengamatan FORMOSAT-3/COSMIC GPSRO menunjukkan korelasi positif sebesar 0,6. Keterkaitan antara anomali temperatur dan anomali kelembapan ini menggambarkan pola siklus tahunan. Fluktuasi temperatur di lapisan stratosfer menggambarkan dinamika gelombang atmosfer yang dikenal sebagai QBO. Hasil analisis statistik ini menunjukkan bahwa data pengamatan satelit FORMOSAT-3/COSMIC GPSRO dapat dimanfaatkan untuk kajian dinamika atmosfer skala meso.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih kepada *COSMIC Data Analysis and Archive Center* (CDAAC) yang telah menyediakan data profil atmosfer hasil pengukuran FORMOSAT-3/COSMICGPSRO. Demikian pula kepada NOAA *Climate Data Centre*yang telah menyediakan akses data

ISBN : 978-979-1458-64-1

reanalysis.Penelitian ini didanai oleh anggaran DIPA Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer tahun 2012.

DAFTAR RUJUKAN

Anthes, R.A., D. Ector, D. C. Hunt, Y-H. Kuo, C. Rocken, W. S. Schreiner, S. V. Sokolovskiy, S. Syndergaard, T-K. Wee, Z. Zeng, P. A. Bernhardt and K. F. Dymond, Y. Chen, H. Liu, K. Manning, W. J. Randel, and K. E. Trenberth, L. Cucurull, S. B. Healy, S-P. Ho, C. McCormick, T. K. Meehan, D. C. Thompson, and N. L. Yen. The COSMIC/FORMOSAT-3 Mission: Early Results. Bull. Amer. Meteor. Soc.89: 313–333. doi: 10.1175/BAMS-89-3-313. 2008.

Ware, R., M. Exner, D. Feng, M. Gorbunov, K. Hardy, B. Herman, Y. Kuo, T. Meehan, W. Melbourne, C. Rocken, W. Schreiner, S. Sokolovskiy, F. Solheim, X. Zou, R. Anthes, S. Businger, and K. Trenberth. GPS sounding of the atmosphere from low earth orbit: Preliminary Results. Bull. Am. Meteor. Soc. 77: 19–40. 1996.

Koh, T.Y., Y.S. Djamil, and C.K. Teo. Statistical dynamics of tropical wind in radiosonde data. Atmos. Chem. Phys., 11, 4177–4189, 2011.

Tsuda, T., T.E. VanZandt, M. Mizumoto, S. Kato, and S. Fukao, Spectral Analysis of Temperature and Brunt-Vaisala Frequency Fluctuations Observed by Radiosondes, Journal of Geophysical Research, 96, NO.D9, Pages 17, 265-17, 278. 1991.

Wu, Y., J. Xu, W. Yuan, H. Chen, and J. Bian. Spectral analysis 0f 10-m resolution temperature profiles from balloon soundings over Beijing. Ann. Geophys.,24, 1801-1808, 2006.

Noersomadi, and T. W. Hadi. Downward Propagating Equatorial Kelvin Wave over the Eastern Indian Ocean as Revealed from Radiosonde and GPS Radio Occultation (CHAMP) Data. J. Matematika dan Sains. 15(1): 39-45. 2010.

Noersomadi. Aplikasi Data GPS Radio Occultation untuk Studi Dinamika Atmosfer. Prosiding Seminar Nasional Fisika 2010. ISBN : 978-979-98010-6-7. 2010.

Randel, W.J., and F. Wu. Kelvin wave variability near the equatorial tropopause observed in GPS radio occultation measurements. J. Geoph. Research, 110, D03102, doi: 10.1029/2004JD005006. 2005.

Holton, J.R. An Introduction to Dynamic Meteorology. Elsevier Academic Press. 2004.

Baldwin, M.P., L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato, and M. Takahashi. The Quasi-Biennial Oscillation. Reviews of Geophysics, 39, 2001.

Alexander, S.P., T. Tsuda, Y. Kawatani, and M. Takahashi. Global distribution of atmospheric waves in the equatorial upper troposphere and lower stratosphere : COSMIC observations of wave mean flow interactions. J. Geoph. Research, 113, D24115, doi:10.1029/2008JD010039, 2008.

ISBN : 978-979-1458-64-1

PREDIKSI RAWAN BANJIR MENGGUNAKAN STANDARDIZED PRESIPITATION INDEK (STUDI KASUS PULAU JAWA)

Nur Febrianti[1)], Any Zubaidah[2)]
[1, 2] Pusat Pemanfaatan Penginderaan Jauh
nfebrianti@gmail.com [1] ; *baidah_any@yahoo.com* [2]

Abstract

Java major flood predicted about 98 districts / cities from late 2011. If it were true, would be very worrying. Therefore, it is necessary to predictions by other means to find out how much flooding will occur. One of the efforts made to predict the rainfall using data Outgoing long-wave Radiation (OLR). Results predicted rainfall estimates have shown good results. Flood event is necessary to predict the level of flood-prone areas using standardized methods Precipitation wetness index (SPI). OLR data obtained from the Climate Prediction Center-National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA-CPC). The methodology used to estimate rainfall and predictions of OLR using empirical methods Orthogonal Function (EOF) and Canonical Correlation Analysis (CCA). Methods for determining soil moisture using standardized methods Precipitation Index (SPI). The results of this study indicate that the predicted flood prone areas in March 2012 predicted would happen in 77 flood-prone districts / cities in Java.

Keywords: *Prediction of Rainfall, Flood Prone, OLR, EOF, CCA, SPI*

Abtrak

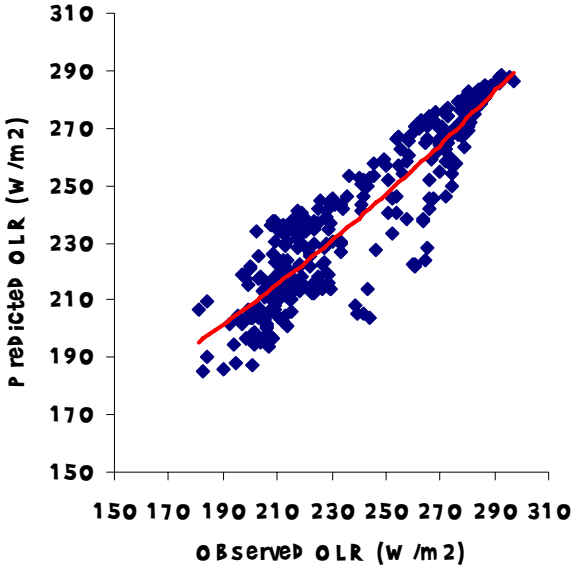
Pulau Jawa diprediksi terendam banjir besar sekitar 98 kabupaten/kota mulai akhir 2011. Jika hal itu benar terjadi, tentu akan sangat menghawatirkan. Oleh karena itu perlu dilakukan prediksi dengan cara lain untuk mengetahui berapa besar banjir yang akan terjadi. Salah satu upaya memprediksi curah hujan dilakukan dengan menggunakan data Outgoing Longwave Radiation (OLR). Hasil prediksi estimasi curah hujan tersebut telah memperlihatkan hasil yang cukup baik. Peristiwa banjir ini perlu melakukan prediksi rawan banjir dengan menggunakan tingkat kebasahan menggunakan metode *Standardized Presipitation Indek* (SPI). Data OLR diperoleh dari Climate Prediction Center-National Oceanic and Atmospheric Administration (CPC-NOAA). Metodologi yang digunakan untuk mengestimasi dan prediksi curah hujan dari OLR menggunakan metode Empirical Orthogonal Function (EOF) dan *Canonical Correlation Analysis* (CCA). Metode untuk menentukan tingkat kelembaban tanah menggunakan metode *Standardized Presipitation Indek* (SPI). Hasil penelitian ini menunjukkan bahwa prediksi daerah rawan banjir pada Maret 2012 memprediksi akan terjadi rawan banjir di 77 Kabupaten/kota di Pulau Jawa.

Kata kunci: *Prediksi Curah Hujan, Rawan Banjir, OLR, EOF, CCA, SPI*

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Pada Januari 2012 sekitar 98 kabupaten/kota di Pulau Jawa diprediksi terendam banjir mulai akhir 2011 (Vivanews, 2011). Jika hal itu benar terjadi, tentu akan sangat menghawatirkan. Oleh karena itu upaya prediksi tingkat kebasahan beberapa bulan mendatang perlu untuk dilakukan.



Gambar 1. Scatter plot prediksi OLR dan observasi OLR pada September 2006

Roswintiarti *et al.* (2005) melakukan prediksi ekstimasi curah hujan dengan menggunakan data Outgoing Longwave Radiation (OLR) yang dihasilkan dengan menggunakan metode Empirical Orthogonal Function (EOF) dan *Canonical Correlation Analysis* (CCA). Hasil prediksi estimasi curah hujan tersebut telah memperlihatkan hasil yang cukup baik. Menurut Parwati (2008), hasil penelitian yang berkaitan dengan prediksi curah hujan (Gambar 1) menunjukkan bahwa akurasi prediksi curah hujan dengan OLR mencapai nilai tertinggi di musim JJA (R2 = 0,85), musim SON (R2 = 0,76) dan musim DJF (R2 = 0,59).

Metode *Standardized Presipitation Indek* (SPI) telah dikembangkan oleh Tom McKee, *et al.* (1993) dengan melakukan deteksi banjir menggunakan metode perhitungan tingkat kebasahan seluruh Indonesia. Metode SPI yang menunjukkan tingkat kekeringan dan kebasahan suatu kawanan ini dapat dijadikan indikator terjadinya banjir.

Hasil yang diperoleh dari analisis ini menunjukkan potensi SPI sebagai alat untuk memantau kondisi hidrologi dan risiko banjir, dan menggabungkan analisis SPI menjadi sistem regional untuk pemantauan risiko iklim bisa menjadi bagian dari program mitigasi banjir yang komprehensif. Perbedaan yang ditunjukkan antara SPI dan anomali curah hujan indeks membenarkan keunikan

ISBN : 978-979-1458-64-1

perhitungan SPI dan keterwakilan indeks ini, karena didasarkan pada distribusi statistik yang tepat dari presipitasi (Seiler *et al.*, 2002).

Pada penelitian ini bertujuan untuk memprediksi dari data satelit berapa banyak daerah di Jawa yang akan mengawami rawan banjir dengan menggunakan metode CCA dan SPI.

2. DATA DAN METODOLOGI

Data *sea surface temperature* (SST) resolusi 2,5^o x 2,5^o diperoleh dari *Climate Prediction Center-National Oceanic and Atmospheric Administration* (CPC-NOAA) bulan November 2011. Data SST klimatologi (1982 – 2003), dan OLR klimatologi (1982 – 2003). Peta genangan, dan batas administrasi Pulau Jawa.

Estimasi curah hujan diperoleh dari data OLR melalui persamaan berikut (Roswintiarti *et al.,* 2005):

$$Ch = -0.106078 \times OLR + 29.782 \quad \text{.....(1)}$$

dimana: OLR = nilai OLR (W/m^2), Ch = estimasi curah hujan (mm/hari). Estimasi curah hujan (mm/bulan) ditentukan dengan mengalikan CH dan jumlah hari pada bulan yang dimaksud.

Melakukan prediksi OLR dan penyimpangan (anomali) OLR bulanan serta prediksi estimasi curah hujan dan anomali curah hujan bulanan untuk wilayah Indonesia, satu sampai empat bulan ke depan berdasarkan data anomali SST Pasifik Tropik. Model prediksi ini dibangun dari data tahun 1982 sampai dengan 2003 (22 tahun) berdasarkan metode EOF dan CCA.

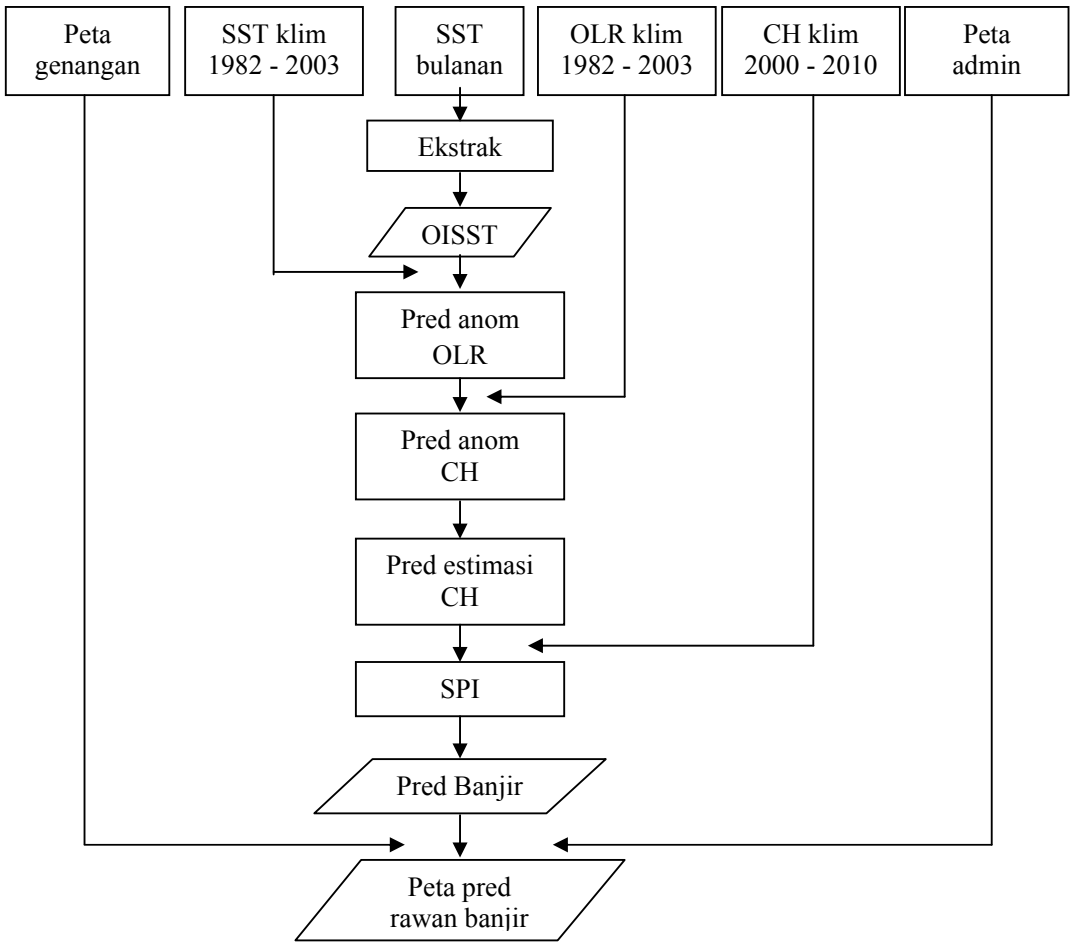
Metode untuk menentukan tingkat kelembaban tanah menggunakan metode SPI. SPI yang dikembangkan oleh T.B. McKee *et al.* (1993) secara sederhana dapat ditunjukkan seperti persamaan berikut ini:

$$SPi = \frac{(Ch\ rata2 - Ch\ klim)}{Ch\ std} \quad \text{.....(2)}$$

dimana Ch rata2 = curah hujan rata-rata bulanan, Ch klim = curah hujan klimatologi, dan Ch std = standar deviasi dari curah hujan.

Untuk lebih jelas, prosedur kerja dapat dilihat pada diagram alir dibawah ini (Gambar 2).

ISBN : 978-979-1458-64-1

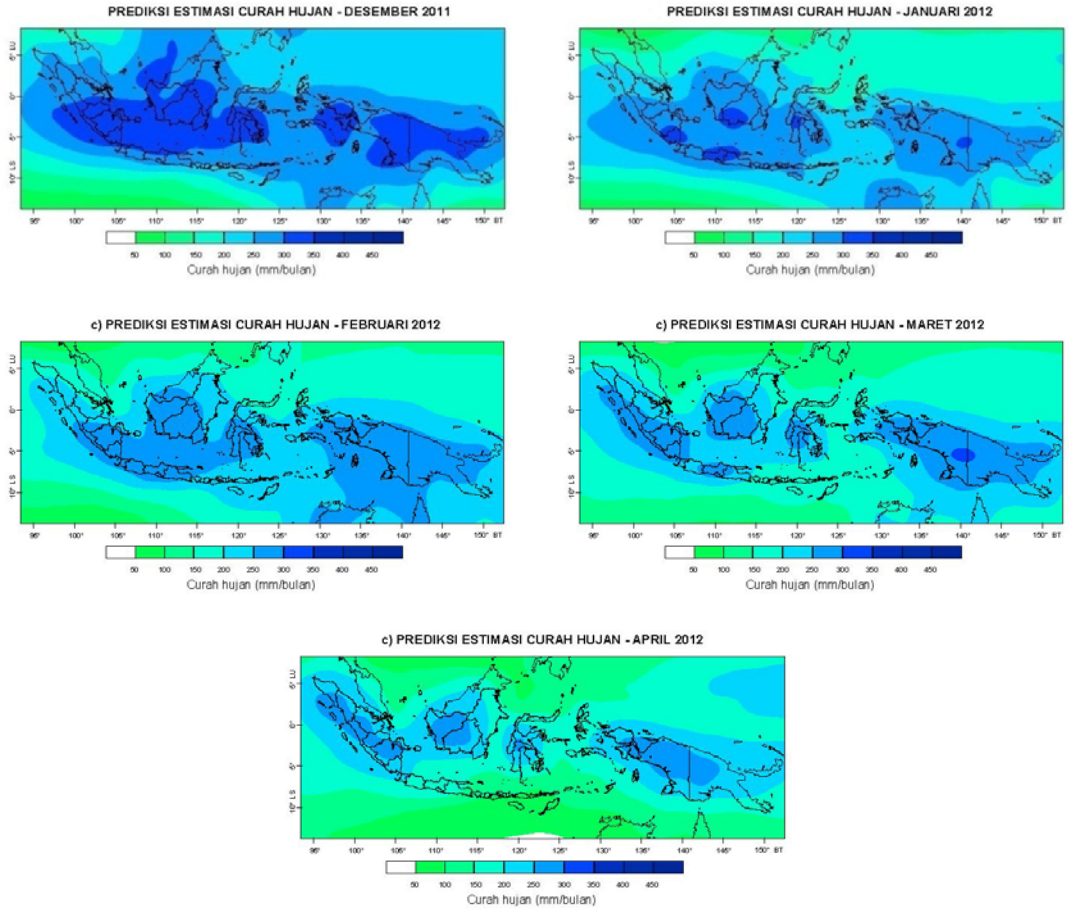


Gambar 2. Diagram alir

3. HASIL DAN ANALISA

Umumnya kawasan Indonesia masih mengalami curah hujan (Gambar 2) yang cukup tinggi, pada Desember 2011 terlihat beberapa kawasan mengalami curah hujan di atas 300 mm/bulan, namun diprediksi akan terus berkurang pada bulan berikutnya. Hasil selisih data rata-rata dengan prediksi pun diperoleh bahwa prediksi anomali curah hujan Desember 2011 menunjukkan nilai positif yang mencapai lebih dari 24 mm/bulan. sedangkan prediksi anomaly curah hujan Januari 2012 hanya menunjukkan nilai negatif yang berarti terjadi penurunan curah hujan hingga 6 mm/bulan.

ISBN : 978-979-1458-64-1

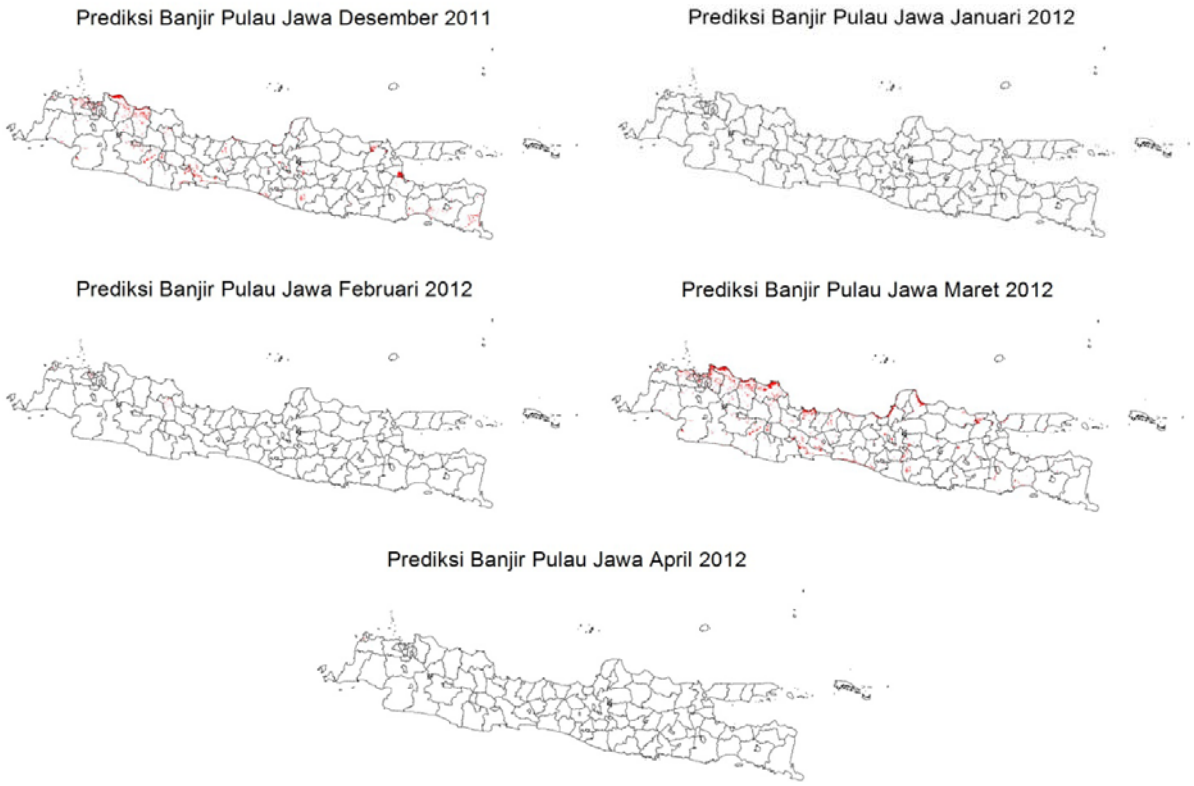


Gambar 3. Prediksi estimasi curah hujan Desember 2011 hingga April 2012

Hasil prediksi tingkat kebasahan dengan menggunakan SPI di-*overlay* dengan peta genangan. Lokasi yang memiliki kondisi ekstrim basah yang ter-overlay diasumsikan sebagai lokasi daerah rawan banjir. Sehingga dari Gambar 3 dapat dilihat bahwa prediksi banjir Pulau Jawa pada Desember 2011 terjadi menyebar di beberapa kawasan Jawa.

Daerah yang termasuk rawan banjir yaitu Provinsi Banten (Kabupaten Cilegon, Kota Tanggerang, Kab. Tanggerang, Lebak). Provinsi DIY (Bantul, Gunung Kidul, Kulonprogo, dan Kab. Sleman), DKI Jakarta, Jawa Barat (beberapa kawanan di Kab. Bandung, Bogor, Ciamis, Garut, Karawang, Majalengka, Puwakarta, Subang, Tasikmalaya, Sukabumi, Kota Bandung, dan Depok). Sedangkan di Provinsi Jawa Tengah banjir diprediksi terjadi di Kabupaten Boyolali, Cilacap, Grobogan, Jepara, Karang Anyar, Klaten, Semarang dan lain-lain (Tabel 1). Daerah rawan banjir di pulau Jawa terdapat 54 kabupaten pada bulan Desember 2011, ini masih lebih sedikit daripada kondisi Maret 2012 yang diprediksi akan terjadi rawan banjir di 77 Kabupaten/kota di Pulau Jawa.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3. Prediksi rawan banjir Pulau Jawa pada Desember 2011 hingga April 2012

Tabel 1. Beberapa Kabupaten di Pulau Jawa yang rawan banjir Desember 2011

Bandung	Jember	Kota Jakarta Timur	Lumajang	Sleman
Bantul	Jepara	Kota Jakarta Utara	Magelang	Sragen
Banyuwangi	Karanganyar	Kota Pasuruan	Majalengka	Subang
Bogor	Karawang	Kota Purwokerto	Pasuruan	Sukabumi
Bondowoso	Klaten	Kota Semarang	Pekalongan	Tangerang
Boyolali	Kota Bandung	Kota Surakarta	Pemalang	Tasikmalaya
Ciamis	Kota Cilegon	Kota Tangerang	Purbalingga	Temanggung
Cilacap	Kota Depok	Kudus	Purwakarta	Trenggalek
Garut	Kota Jakarta Barat	Kulonprogo	Semarang	Tulungagung
Grobogan	Kota Jakarta Pusat	Lamongan	Sidoarjo	Wonogiri
Gunungkidul	Kota Jakarta Selatan	Lebak	Situbondo	

3. KESIMPULAN

Pada Desember 2011 terdapat 54 kabupaten mengalami rawan banjir di Pulau Jawa. Sedangkan Januari dan april 2012 hanya diprediksi terjadi di beberapa kawasan kabupaten Cilegon

ISBN : 978-979-1458-64-1

Provinsi Banten. Namun diprediksi kawasan rawan banjir terluas terjadi pada Maret 2012 yang mencapai lebih dari 75 kabupaten/kota di Pulau Jawa.

DAFTAR RUJUKAN

McKee, T.B., N. J. Doesken, and J. Kliest, *The relationship of drought frequency and duration to time scales*. In *Proceedings of the 8th Conference of Applied Climatology, 17-22 January, Anaheim, CA*. American Meterological Society, Boston, MA. 179-184, 1993

Parwati, *Predictive Skills of Long-Term Convection Prediction Over Indonesia Related To El Nino/Southern Oscillation (ENSO)*, Proceedings International Sysposium on Equatorial Monsoon System, Yogyakarta, Indonesia, 2008

Roswintiarti O., B. Sariwulan, dan N. Febrianti, *Empirical Orthogonal Function Analysis for Climate Variability over the Indonesia-Pacific Region*. Prosiding Pertemuan Ilmiah Tahunan MAPIN XIV, 2005.

Seiler R. A., M. Hayes and L. Bressan, *Using The Standardized Precipitation Index For Flood Risk Monitoring*. Int. J. Climatol. 22: 1365–1376, 2002.

Vivanews, *Januari 2012, Jawa Terancam Banjir Besar* [Online] (Updated 16 November 2011). Available at: http://nasional.vivanews.com/news/read/264780-januari-2012-pulau-jawa-terancam-banjir [Accessed 17 Januari 2012]

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANALISIS FREKUESI BANJIR SAWAH PADA MUSIM HUJAN MENGGUNAKAN DATA PENGINDERAAN JAUH

Nur Febrianti[1)] dan Dede Dirgahayu D[2)]
[1,2]Pusat Pemanfaatan Penginderaan Jauh
nfebrianti@gmail.com[1], dede_dirgahayu03@yahoo.com[2]

Abstract

The flood in Indonesia is no longer a new phenomenon. Flooding that occurs not only in residential areas, but also a lot going on in the area of paddy. The impact of flooding in paddy fields may cause the damage to the crop plant failure or crop failure. Flooding in paddy fields affected by rainfall and greenness level plants. Rainfall can cause flooding that exceeds the paddy crop water requirements (150 mm / month). This study aims to identify areas in Java are often flooded in the paddy field with the utilization of remote sensing data. Remote sensing data used is data EVI (Enhanced Vegetation Index) of the satellite Terra / Aqua MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) and precipitation data from TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) wet in the December January February (DJF) 2007 to 2012. The method used is a linear interpolation of rainfall and EVI eight daily. Potential rainfall is calculated using a scoring method. While the frequency of flooding is calculated by accumulating the potential hard flood obtained. The survey results revealed that some of the fields in Tasikmalaya, Majalengka, and Ciamis district are potentially frequent crop failures and crop failure.

***Keywords**: The remote sensing, MODIS, TRMM, EVI, Flood frequency fields*

Abstrak

Kejadian banjir di Indonesia bukan lagi merupakan fenomena baru. Banjir yang terjadi bukan hanya di pemukiman penduduk, namun juga banyak terjadi di area pesawahan. Dampak yang ditimbulkan banjir di lahan sawah ini dapat merusak tanaman hingga berakibat terjadinya gagal tanam ataupun gagal panen. Banjir di lahan sawah dipengaruhi oleh kondisi curah hujan dan tingkat kehijauan tanaman. Curah hujan yang dapat menyebabkan banjir yaitu melebihi kebutuhan air tanaman padi (>150 mm/bulan). Penelitian ini bertujuan untuk mengidentifikasi daerah di Pulau Jawa yang seringkali mengalami banjir di lahan sawah dengan pemanfaatan data penginderaan jauh. Data penginderaan jauh yang digunakan adalah data EVI (*Enhanced Vegetation Index*) dari satelit Terra/Aqua MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)* dan data curah hujan dari TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) pada bulan basah yaitu Desember Januari Februari (DJF) 2006 hingga 2012. Metode yang digunakan yaitu interpolasi linier curah hujan dan EVI delapan harian. Potensi curah hujan dihitung menggunakan metode skoring. Sedangkan frekuensi banjir dihitung dengan cara mengakumulasi potensi banjir berat yang diperoleh. Dari hasil penelitian diketahui bahwa beberapa sawah di Kabupaten Tasikmalaya, Majalengka, dan Ciamis sangat berpotensi sering mengalami gagal tanam maupun gagal panen.

Kata kunci : Penginderaan jauh, MODIS, TRMM, EVI, Frekuensi banjir sawah

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Kejadian banjir di Negeri ini bukan hanya terjadi di pemukiman penduduk, atau di pinggiran sungai, namun banyak juga terjadi di area pesawahan (Subarkah, 1978 dalam Adiningsih et al., 1998). Menurut Antara News.com (2012) ada 460 hektar areal sawah di Dusun Kraton, Desa Wonoasri, Kecamatan Tempurejo, Kabupaten Jember, Jawa Timur. Berita Daerah Jawa (2012), di Kabupaten Kudus, Jawa Tengah ada beberapa areal sawah di Kecamatan Mejobo, dan Kecamatan Jekulo yang sering tergenang banjir mencapai lebih dari 800 hektare. Cilacapmedia.com (2008), banjir menggenangi areal sawah di wilayah Cilacap Barat yang tersebar di Kecamatan Wanareja, Cipari, Patimuan, Kedungreja, Sidareja, Bantarsari dan Kawunganten yang merupakan daerah langganan banjir.

Kejadian banjir tidak lepas dari kondisi tutupan lahan. Lahan yang sedikit vegetasinya akan beresiko lebih besar mengalami banjir, karena kelebihan air tidak dapat ditahan. Pada lahan sawah, banjir dipengaruhi oleh kebutuhan air tanaman dan kondisi tanaman. Tanaman yang berumur muda dan menjelang panen akan beresiko lebih besar mengalami banjir. Kelebihan air akibat luapan air sungai atau karena besarnya curah hujan yang melebihi kebutuhan air tanaman akan beresiko lebih besar mengalami banjir. Menurut Doorenbos *et al.* (1979); Panuju *et al*., (2009) bahwa kebutuhan air tanaman padi pada fase pertumbuhan tunas membutuhkan air sebesar 50 mm, massa vegetatif 320 mm, pertumbuhan 80 mm, pengisian polong 85 mm, dan pematangan sebesar 65 mm. Sehingga total kebutuhan air tanaman padi selama masa tumbuhnya sekitar 150 mm/bulan.

Fase pertumbuhan tanaman dapat diamati dari indek tanaman, dimana indek ini dapat diperoleh dengan menggunakan *Enhanced Vegetation Index* (EVI). Menurut Huete *et al*., (2002) EVI tidak dipengaruhi oleh efek tanah dan atmosfer karena menggabungkan panjang gelombang spektrum biru. Akibatnya, EVI tetap sensitif terhadap peningkatan kerapatan kanopi. Kemampuan EVI ini menyebabkan dia lebih baik daripada NDVI (Panuju *et al*., 2009)

Banyaknya daerah pesawahan yang menjadi langganan banjir yang berujung pada terjadinya gagal tanam atau bahkan gagal panen. Maka perlu dilakukan identifikasi kawasan area sawah yang seringkali menjadi mengalami banjir tersebut. Sehingga dapat memberi masukan kepada Pemerintah daerah untuk tindak lanjut yang akan diambil. Oleh karena itu penelitian ini bertujuan untuk mengidentifikasi daerah di Jawa yang seringkali mengalami banjir sawah dengan pemanfaatan data penginderaan jauh.

ISBN : 978-979-1458-64-1

2. DATA DAN METODELOGI

Data penginderaan jauh yang digunakan adalah data satelit Terra/Aqua MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)* MOD09A1 dan MOD09Q1 dan curah hujan dari TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) 3B42, Resolusi spasial 0.25° x 0.25°, bulan Desember Januari Februari (DJF) 2006 hingga 2012. Batas sawah dan peta administrasi Jawa. Metode yang digunakan dalam penelitian ini yaitu sistem skoring curah hujan dan EVI (*Enhanced Vegetation Index*).

Skor Banjir = (w1 x CH skor) + (w2 x EVI skor) (i)

dimana w, bobot faktor ; Σw = 1; CH skor, disajikan pada Tabel 1; EVI skor (Dirgahayu *et al.*, 2011), disajikan pada Tabel 2.

Tabel 1. Skor curah hujan

Kelas	CH Skor	Curah Hujan
1	5	≤ 200
2	15	201 – 240
3	30	241 – 302
4	45	303 – 365
5	60	366 – 427
6	75	428 – 490
7	90	491 – 552
8	100	≥ 553

Tabel 2. Skor EVI

Kelas	EVI Skor	EVI
1	5	≥ 0,700
2	15	0,626 – 0,699
3	30	0,516 – 0,625
4	45	0,405 – 0,515
5	60	0,295 – 0,404
6	75	0,184 – 0,294
7	90	0,075 – 0,183
8	100	≤ 0,074

Pada penelitian ini menggunakan beberapa asumsi yaitu (i) lahan sawah diasumsikan sebagai sawah tadah hujan sehingga tidak ada aliran air keluar dan masuk ke lahan sawah. (ii) lahan sawah diasumsikan berada di daerah datar (tidak memiliki terasering/bertingkat). (iii) curah hujan yang melebihi kebutuhan air tanaman akan berpotensi banjir. (iv) curah hujan diasumsikan memiliki pengaruh lebih besar daripada tingkat kehijauan vegetasi (Dirgahayu *et al.*, 2011).

Bobot untuk Faktor CH = 2/3 dan indek vegetasi 1/3, sehingga dapat dibuat model rawan banjir sebagai berikut :

Skor Banjir = (0.67 x CH skor) + (0.33 x EVI skor) (ii)

Tabel 3. Klasifikasi Banjir

Kelas banjir	Skor Banjir
Tidak banjir	≤ 34
Ringan	35 – 48
Sedang	49 – 62
Berat	63 – 77
Sangat berat	78 – 100

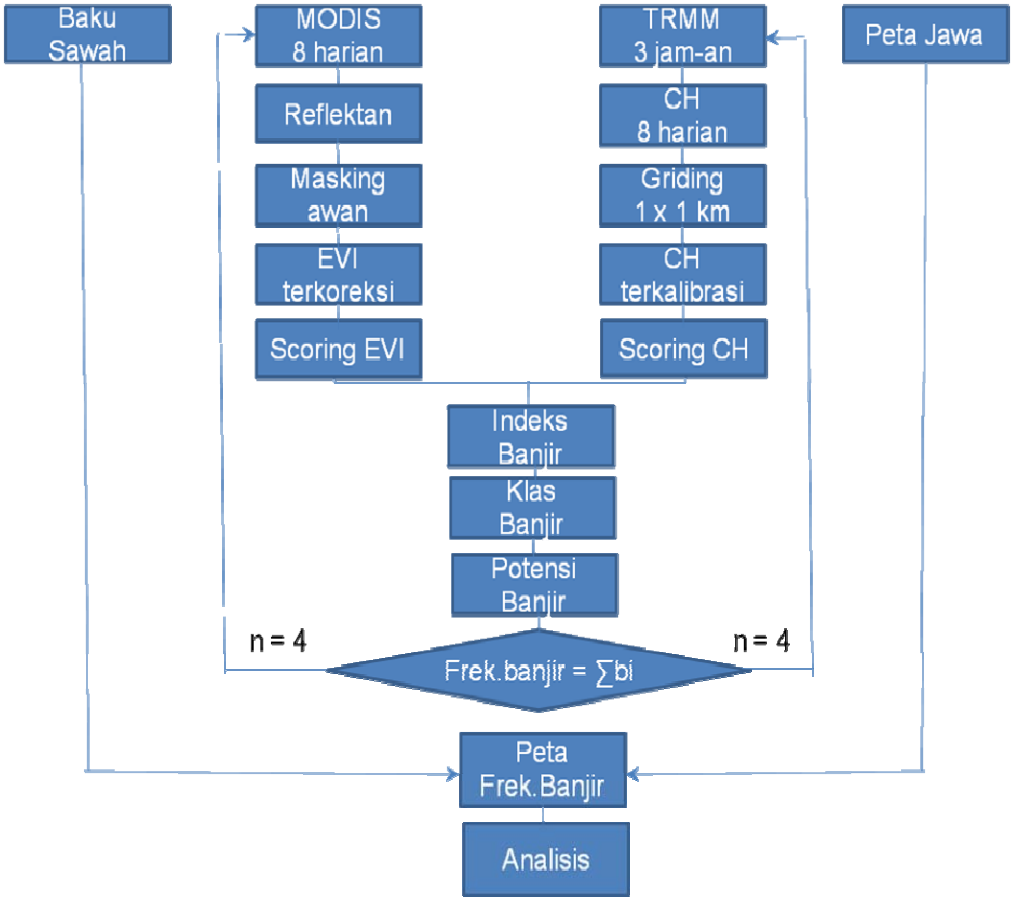
Pengamatan banjir yang terjadi dihitung berapa kali frekwensi kejadiannya setiap periode, setiap bulannya, dan rataan per 3 bulannya. Perhitungan frekuensi banjir dilakukan dengan hanya mempertimbangkan banjir berat dan sangat berat. Hal ini diambil karena memikirkan dampak yang

ISBN : 978-979-1458-64-1

dapat ditimbulkan yang paling besar. Persamaan yang dipergunakan ditunjukkan seperti dibawah ini:

$$\textbf{Frek.Banjir} = \sum \textbf{bi} \qquad \textbf{(iii)}$$

dimana: bi = periode banjir ke i



Gambar 1. Diagram alir perhitungan Frekuensi banjir sawah

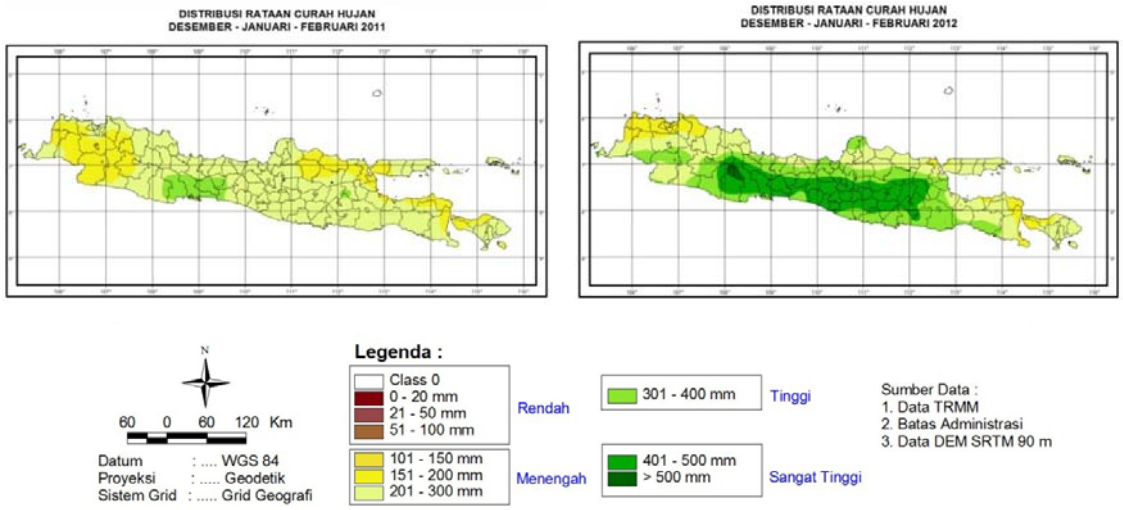
Perhitungan frekuensi hanya menghitung kelas banjir berat dan sangat berat sehingga yang lain (kelas banjir ringan dan sedang) diasumsikan tidak banjir. Secara garis besar seperti yang ditunjukkan pada diagram alir dibawah ini (Gambar 1).

3. HASIL DAN ANALISIS

Data curah hujan TRMM yang telah di griding menjadi 1 km lalu dikelaskan sesuai dengan kelas hujan BMKG. Kondisi curah hujan di Pulau Jawa untuk musim hujan 2011 dan 2012 diperlihatkan pada Gambar 2. Distribusi rataan curah hujan DJF 2011 umumnya termasuk kedalam

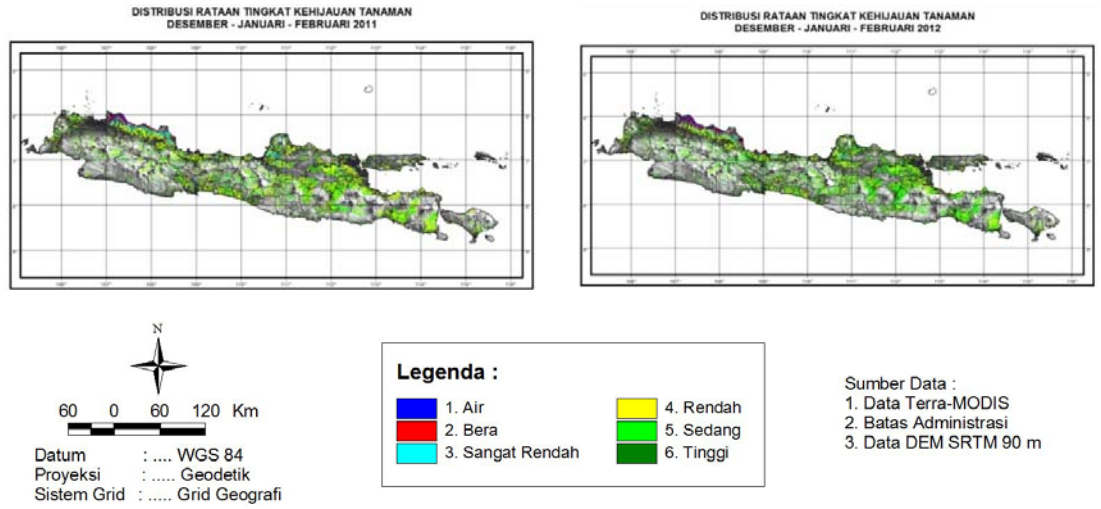
ISBN : 978-979-1458-64-1

kelas menengah, sedangkan sebaliknya di DFJ 2012 distribusi curah hujan didominasi oleh kelas tinggi dan sangat tinggi.



Gambar 2. Distribusi curah hujan DJF 2011 dan DJF 2012

Kondisi tingkat kehijauan tanaman yang diperoleh dari data EVI dapat dilihat pada Gambar 3. Kondisi TKV pada DJF 2011 dan 2012 yang memperlihatkan kondisi air dan bera terjadi di pantai utara Jawa Barat, dan beberapa Kabupaten di Jawa Timur. Sedangkan secara umum baik di 2011 maupun 2012, kondisi tingkat kehijauan tanaman di Pulau Jawa berkisar pada kelas rendah hingga sedang.

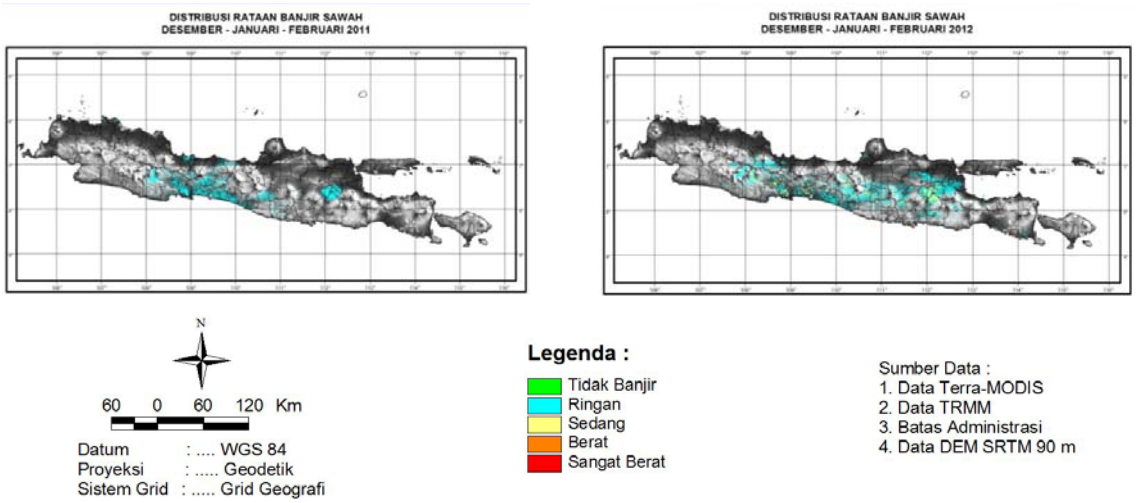


Gambar 3. Tingkat kehijauan Tanaman DJF 2011 dan DJF 2012

Hasil pengolahan untuk kondisi rawan banjir sawah di Pulau Jawa pada musim penghujan 2011 dan 2012 diperlihatkan pada Gambar 4. Disini terlihat bahwa pada 2011 daerah rawan banjir

ISBN : 978-979-1458-64-1

terjadi di Jawa Tengah dan beberapa daerah di Jawa Timur, dengan kelas banjir ringan. Sedangkan di 2012, karena tingginya curah hujan yang terjadi, sehingga daerah rawan banjir sawah lebih luas, lebih banyak, bahkan beberapa daerah mencapai klas banjir sedang.

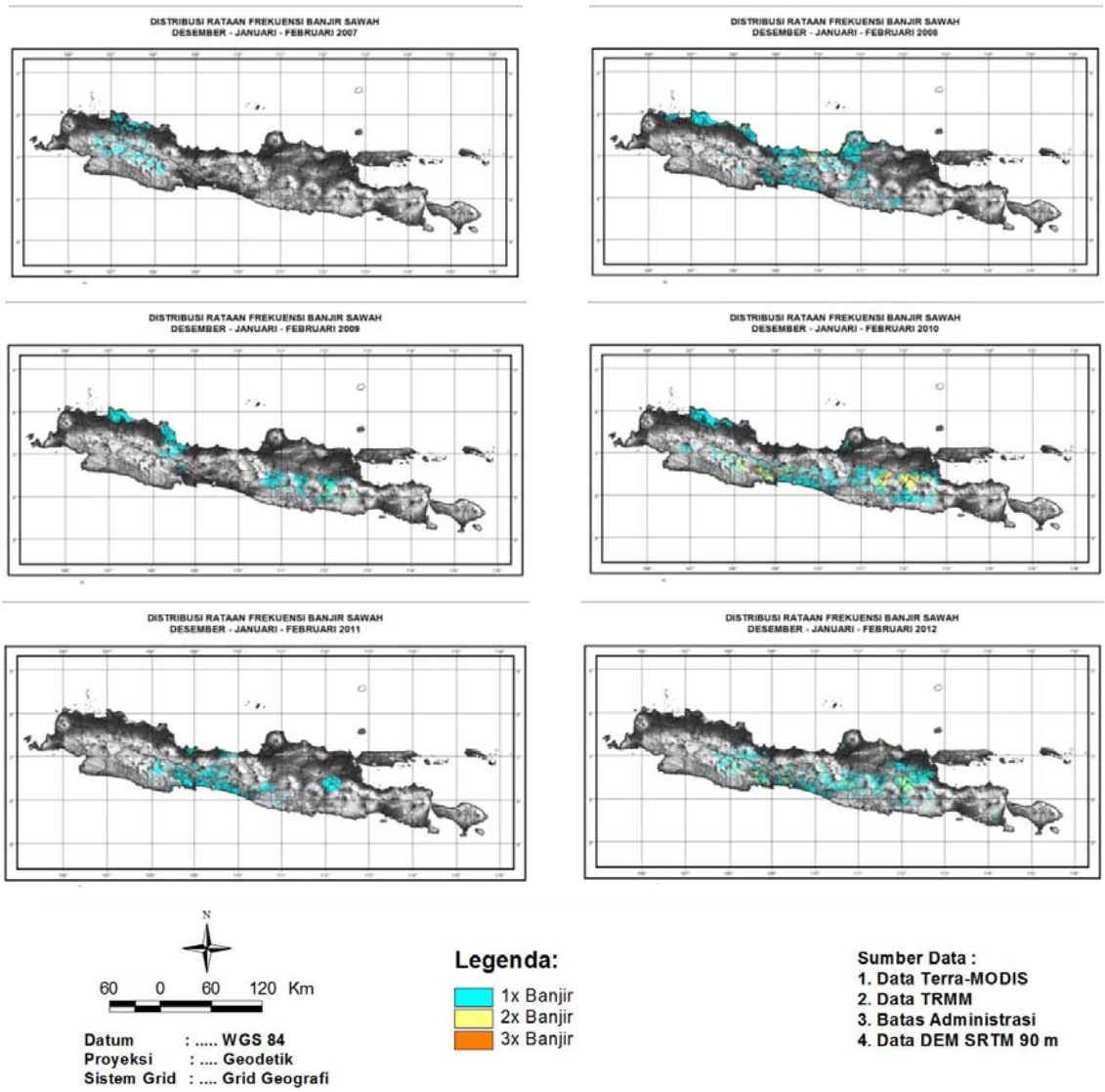


Gambar 4. Distribusi banjir DJF 2011 dan DJF 2012

Kejadian banjir selama bulan DJF 2007 hingga DJF 2012 (Gambar 5). Rataan frekuensi banjir sawah DJF 2007 memperlihatkan banjir terjadi di Jawa Barat dengan frekuensi kejadian 1 kali kejadian. Pada 2008 tersebar hampir merata di seluruh pulau. Sawah yang terkena banjir di Provinsi Banten dan Jawa Barat yaitu pantai utaranya, sedangkan di Jawa Timur terjadi di pantai selatannya, ketiga provinsi tersebut mengalami hanya satu kali kejadian. Sedangkan banjir sawah di Jawa Tengah pada 2008 terjadi merata diseluruh kawasan, bahkan ada yang mengalami dua kali kejadian banjir.

Frekuensi banjir sawah pada 2009 yaitu di sebelah selatan Jawa Tengah dan Jawa Timur sebanyak dua kali kejadian. Pada 2010 hampir seluruh provinsi mengalami dua kali kejadian banjir selama musim basah tersebut. Sedangkan di 2012 Provinsi Jawa Tengah mengalami tiga kali kejadian banjir atau hampir setiap bulan di daerah tersebut terjadi banjir sawah.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 5. Frekuensi banjir DJF 2011 dan DJF 2012

Dari rangkaian kejadian banjir periode selama 6 tahun pada musim penghujan tersebut diperoleh beberapa daerah di Provinsi Jabar dan Jateng yang menjadi langganan banjir. Hasil tabulasi kejadian setiap periodenya selama DJF 2006 – 2012 diperoleh daerah yang mengalami lebih dari 19 kali kejadian selama periode tersebut yaitu di Provinsi Jawa Barat meliputi Kabupaten Garut, Tasikmalaya, Ciamis, Kuningan, Majalengka, Sumedang, dan Indramayu. Sedangkan di Provinsi Jawa Tengah meliputi beberapa daerah di Kabupaten Cilacap, Banyumas, dan Purbalingga.

ISBN : 978-979-1458-64-1

4. KESIMPULAN

Selama musim penghujan, beberapa daerah di kabupaten yang tersebar di Pulau Jawa perlu diwaspadai karena sering mengalami banjir yang mencapai lebih dari 19 kali yaitu di Provinsi Jawa Barat meliputi Kabupaten Garut, Tasikmalaya, Ciamis, Kuningan, Majalengka, Sumedang, dan Indramayu. Sedangkan di Provinsi Jawa Tengah meliputi beberapa daerah di Kabupaten Cilacap, Banyumas, dan Purbalingga.

DAFTAR RUJUKAN

Adiningsih E.S. dan M.R.Komarudin, Analisis pendugaan curah hujan dan kerawanan banjir dengan data satelit studi kasus Kota Semarang, Majalah LapanNo.85 tahun XXII, 1998.

Antara News.com, http://www.antaranews.com/berita/301016/460-hektar-sawah-di-jember-terendam-banjir. [diakses, 5 april 2012]

Ayers R.S., and Westcot D.W. Water quality for agriculture, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 1976.

Bakornas PB, Pedoman Penanggulangan Bencana banjir Tahun 2007/2008, Pelaksana Harian Bakornas PB, Jakarta, 2007

Berita Daerah.com, http://beritadaerah.com/berita/jawa/54119 [diakses, 5 april 2012]

Cilacap Media.com, http://cilacapmedia.com/index.php/rubrik/news/605-ratusan-hektar-sawah-siap-tanam-terendam-banjir.html. [diakses, 5 april 2012]

Dirgahayu D., A. Zubaidah, J. Monika P., D.O. Ambarwati., T. Sunugroho. 2011. Pengembangan Model Pertumbuhan Tanaman Padi dan Kondisi Lahan Sawah untuk Mendukung Ketahanan Pangan. Laporan Akhir Program Pengembangan Teknologi Penerbangan dan Antariksa. Bidang Lingkungan dan Mitigasi Bencana. Pusat Pemanfaatan Penginderaan Jauh – LAPAN.

Dorenboos, A.H. and Kassam, Yield Response to water, FAO Drainage and Irrigation paper No. 33 Rome, 1979.

Huete, A., Didan, K., Miura, T., Rodriguez, E. P., Gao, X., and Ferreira, L. G. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices, Remote Sensing of Environment, 83, 2002.

Panuju DR., F. Heidina, B.H. Trisasongko, B. Tjahjonol, A. Kasno, dan A.H.A. Syafril, Variasi Nilai Indeks Vegetasi Modis Pada Siklus Pertumbuhan Padi, Jumal llmiah Geomatika Vol.15 No.2, Desember 2009.

ISBN : 978-979-1458-64-1

IDENTIFIKASI PERUBAHAN IKLIM DI INDONESIA BERDASARKAN VARIABILITAS ATMOSFER DALAM 60 TAHUN TERAKHIR

Nurzaman Adikusumah
Pusat SainsTeknologi Atmosfer - LAPAN
nzn@bdg.lapan.go.id

Abstract.

The global climate change impact is widely varied to the region variety of its environmental conditions. Indonesia, with the unique composition of land and sea, has a physical and meteorological mechanisms that are very different from other regions in the world. Based on data from NOAA reanalysis since the year of 1948 to 2012 atmospheric parameter were observed to find out which parameters changed most to least. Scientifically, it is a need to verify whether there is a change or not in the parameter. In this study, the physical parameters of atmosphere were studied which received the impact of global warming to climate changes such as temperature and rainfall, also it's influence on some large islands like Java, Sumatra, and Kalimantan, including it's anomalies.

Keywords*: climate change, Indonesia, NOAA reanalysis data.*

Abstrak

Dampak perubahan iklim global sangat bervariasi terhadap suatu kawasan, mengingat dapat beragamnya kondisi lingkungan tersebut. Indonesia dengan komposisi darat dan laut yang sangat unik memiliki mekanisme interaksi fisis dan meteorologis yang akan sangat berbeda dengan kawasan lain di dunia. Berdasarkan data reanalisis NOAA, semenjak tahun 1948 sampai 2012 akan diamati perubahan parameter iklim dan cuaca selama 60 tahun untuk mengkaji parameter mana yang paling banyak berubah sampai paling sedikit perubahannya. Secara ilmiah adanya perubahan perlu diverifikasi apakah terjadi atau tidak. Pada kajian ini, akan dipelajari parameter fisis atmosfer yang mendapat dampak utama dari pemanasan global yang mengakibatkan perubahan iklim seperti temperatur, hujan serta pengaruhnya pada beberapa pulau besar seperti Jawa,Sumatera, dan Kalimantan termasuk anomalinya.

Kata kunci: perubahan iklim, Indonesia, data reanalisis NOAA.

1. PENDAHULUAN

Iklim bumi mampu mendukung kehidupan di sebagian besar bumi karena adanya efek rumah kaca di atmosfer dan sistem siklus hidrologi. Pada proses ini air dalam fase gas berupa uap air merupakan elemen kunci dalam keduanya.(Starr, D.O.,1995) Siklus hidrologi menggambarkan gerakan air dalam semua tiga fase yaitu di dalam dan di antara atmosfer bumi, di lautan, dan di benua. Pada fase uap, air bergerak cepat melalui atmosfer dan energi mendistribusikan kembali dalam bentuk penguapan dan kondensasi berulang. Gerakan uap air melalui siklus hidrologi sangat

ISBN : 978-979-1458-64-1

kuat dalam curah hujan dan kelembaban tanah. Ada banyak gas rumah kaca di atmosfer, sebagian alami dan sebagian dihasilkan dari kegiatan industri, tapi gas rumah kaca yang paling penting adalah uap air. Uap air merupakan faktor penting dalam siklus umpan balik iklim. Saat suhu permukaan bumi dan atmosfer meningkat, atmosfer mampu menahan uap air lebih banyak. Uap air bertindak sebagai gas rumah kaca dengan menyerap energi yang biasanya dilepaskan ke angkasa dan menyebabkan pemanasan yang bertambah. Ini gambaran dasar yang rumit oleh interaksi penting antara uap air, awan, gerak atmosfer, dan radiasi dari Matahari dan Bumi.(Starr,D.O,1995)

Pemantauan uap air jangka panjang untuk mengamati adanya perubahan sangat berkaitan dengan variasi iklim lainnya dan kecenderungannya. Sifat ini diperlukan untuk memprediksi dan mendeteksi adanya perubahan. Konfirmasi terjadinya perubahan iklim dapat dikenali dengan mengamati data yang cukup panjang yaitu dalam selang klimatologis lebih lama dari tiga puluh tahun. Selang klimatologis ini didasarkan asumsi seluruh fenomena dan kejadian di atmosfer telah dicakup dan terwakili.

Dalam rentang waktu enam puluh tahun data reanalisis NOAA memiliki potensi cukup *representatif* untuk melihat adanya perubahan yang terjadi pada parameter suhu dan hujan mengingat pada tahun 1948, tiga tahun setelah kemerdekaan Indonesia, lingkungannya masih belum banyak di eksploitasi untuk keperluan industri dan transportasi seperti di tahun 2012. Saat ini Industri telah banyak memanfaatkan kekayaan alam berupa pertambangan, penggunaan hasil hutan hujan, serta pembukaan hutan untuk pertanian dan perkebunan. Di sisi lain jumlah penduduk yang meningkat pesat dalam kurun 60 tahun menyebabkan peralihan lahan terbuka menjadi bangunan dan perluasan transportasi yang menyebabkan tingkat penguapan dari permukaan tanah berkurang secara signifikan. Air terkandung dipermukaan bumi dalam tanah yang ditutupi oleh rimba semakin berkurang secara drastis menyebabkan air terkandung lebih banyak bertahan di atmosfer dalam siklus hidrologinya.

2. TINJAUAN PUSTAKA

Iklim adalah rata-rata peristiwa cuaca di suatu daerah tertentu, termasuk perubahan ekstrem musiman dan variasinya dalam waktu yang relatif lama, baik secara lokal, regional atau meliputi seluruh bumi kita. Iklim dipengaruhi perubahan-perubahan yang cukup lama dari aspek-aspek seperti orbit bumi, perubahan samudera, atau keluaran energi dari matahari. Perubahan iklim merupakan sesuatu yang alami dan terjadi secara perlahan yang disebabkan adanya pemanasan global yaitu kenaikan suhu permukaan bumi yang disebabkan oleh peningkatan emisi karbon dioksida dan gas-gas lain yang dikenal sebagai gas rumah kaca yang menyelimuti bumi dan

ISBN : 978-979-1458-64-1

memerangkap panas. Kenaikan suhu ini merubah iklim, menyebabkan berubahnya pola cuaca yang dapat meimbulkan peningkatan curah hujan yang tidak biasa, semakin kuatnya angin dan badai bahkan terjadinya bencana alam yang menimbulkan banyak korban.(Macke 2004)

Ketika sinar matahari memasuki atmosfer Bumi, sinar tersebut harus melalui lapisan gas-gas rumah kaca. Setelah mencapai seluruh permukaan bumi, tanah, air, dan ekosistem lainnya menyerap energi dari sinar tersebut. Setelah terserap, energi ini akan dipancarkan kembali ke atmosfer. Sebagian energi dikembalikan ke angkasa, tetapi sebagian besar ditangkap oleh gas-gas rumah kaca di atmosfer dan dikembalikan ke Bumi sehingga menyebabkan Bumi menjadi lebih panas.

Selain kenaikan suhu dampaknya sangat luas terhadap parameter cuaca seperti hujan. Peningkatan suhu menyebabkan penguapan dari permukaan Bumi semakin besar yang menyebabkan jumlah kandungan air lebih banyak di atmosfer. Dampak kenaikan suhu terhadap hujan masih menjadi penelitian yang cukup menantang mengingat sifat perubahannya yang sangat sulit dirumuskan karena secara pengamatan ekstem hujan bervariasi sangat besar dalam curahnya pada pola deret waktu skala tahunan, bulanan sampai tiap jamnya. Pola hujan pun bervariasi dalam skala spasial seperti darat, laut ataupun berdasarkan pembagian grid permukaan bumi.(Macke 2004).

3. DATA DAN METODE

Dalam penelitian ini digunakan data temperatur dan hujan berdasarkan data reanalisis NOAA dari tahun 1948 sampai 2012 diperoleh dari situs http://www.esrl.noaa.gov/.

Untuk memperoleh gambaran yang diharapkan kedua data diolah dalam bentuk deret waktu dengan merata-ratakan wilayah yang diteliti yaitu wilayah Indonesia, Jawa dan Kalimantan. Hasil deret waktu di analisis secara visual untuk melihat perbedaaan yang terjadi selama kurun waktu penelitian.

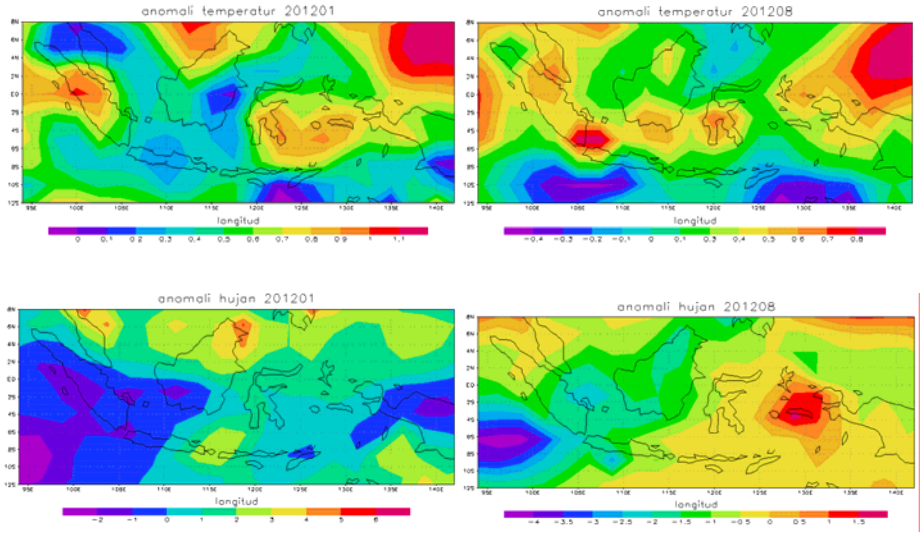
4. HASIL DAN PEMBAHASAN

Proses dampak perubahan iklim terhadap kawasan Indonesia akan banyak dipengaruhi berubahnya wilayah daratan berupa hutan, perkebunan dan pertanian dengan vegetasi tinggi merupakan penyeimbang wilayah perkotaan dengan vegetasi rendah. Kemampuan vegetasi berkaitan dengan keseimbangan suhu karena diserapnya energi oleh tanaman dan kemampuan bumi menyimpan air melalui siklus makan pada tumbuhan.

Pada pola anomali spasial suhu untuk tahun 2012 untuk bulan Januari secara umum teramati adanya perbedaan nilai positif, sehingga pada bulan ini suhunya lebih panas dibanding kondisi suhu

ISBN : 978-979-1458-64-1

klimatologisnya. Untuk bulan Agustus terlihat variasi simpangan anomali dari negatif sampai positif, sehingga dampak perubahan iklim pada bulan ini tidak merata terhadap suhu wilayah Indonesia. Lihat gambar 1.

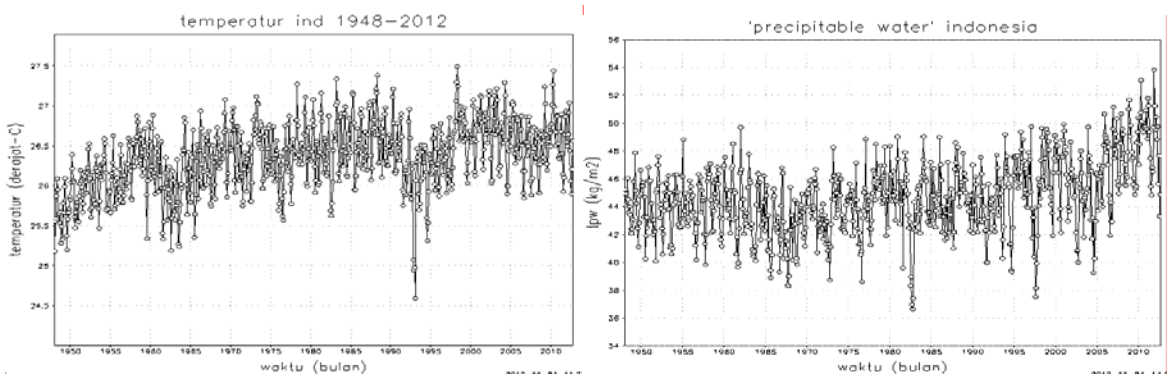


Gambar 1. Anomali suhu dan hujan Indonesia untuk bulan Januari dan Agustus 2012 dalam satuan derajat Celsius.

Pola anomali hujan Indonesia untuk bulan Januari dan Agustus 2012 teramati bervariasi dari nilai negatif sampai positif, hal ini menunjukkan perbedaan sifat dampak pada hujan di wilayah ini ada yang menjadi kurang hujan dan kebalikannya. Untuk Januari 2012 terlihat anomaly negatif disebagian wilayah barat seperti sebagian besar Sumatra, sebagian Jawa dan sebagian kecil Kalimantan. Dan untuk wilayah timur terjadi di sebagian besar Papua. Untuk bulan Agustus sebagian besar wilayah mengalami anomali negatif kecuali di Maluku dan di ujung barat laut Papua.

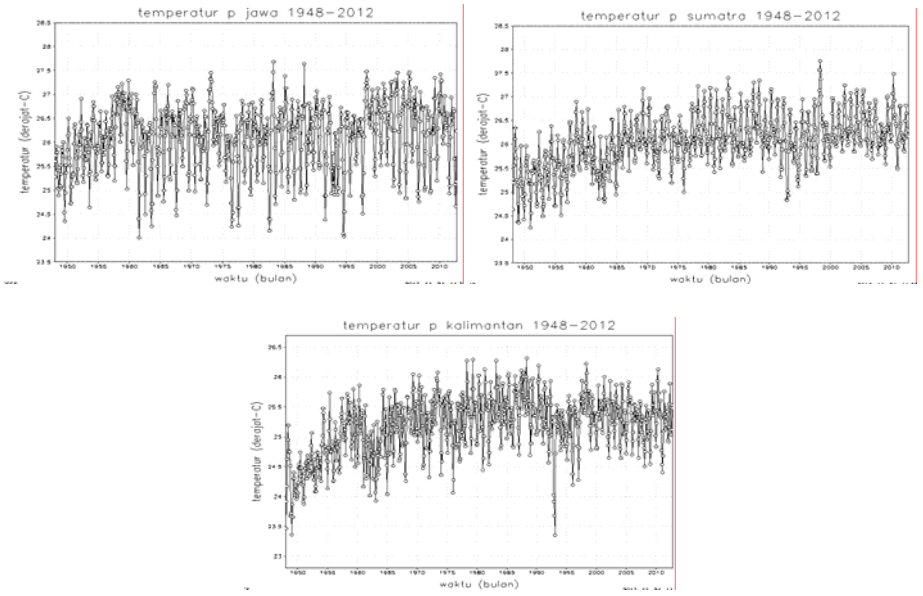
Selam 60 tahun kondisi lingkungan wilayah Indonesia sudah sangat banyak perubahan berupa pembangunan infrastrukur, gedung dan berkurangnya lingkungan hijau, selain itu jumlah penduduk pun sudah sangat meningkat. Kondisi ini secara pasti berdampak sangat cepat terhadap beberapa parameter cuaca seperti suhu dan hujan. Pada deret waktu suhu Indonesia selama waktu penelitian teramati variasi suhu yang cenderung naik. Kenaikan cepat terlihat pada awal 1948 sampai 1958. Sementara untuk hujan yang diturunkan dari besaran 'precipitable water' variasi sepanjang tahun pengamatan telihat tidak terlalu signifikan kecuali dari tahun 2005 sampai 2012.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2. Deret waktu suhu dan 'precipitable water' Indonesia dari 1948 sampai 2012.

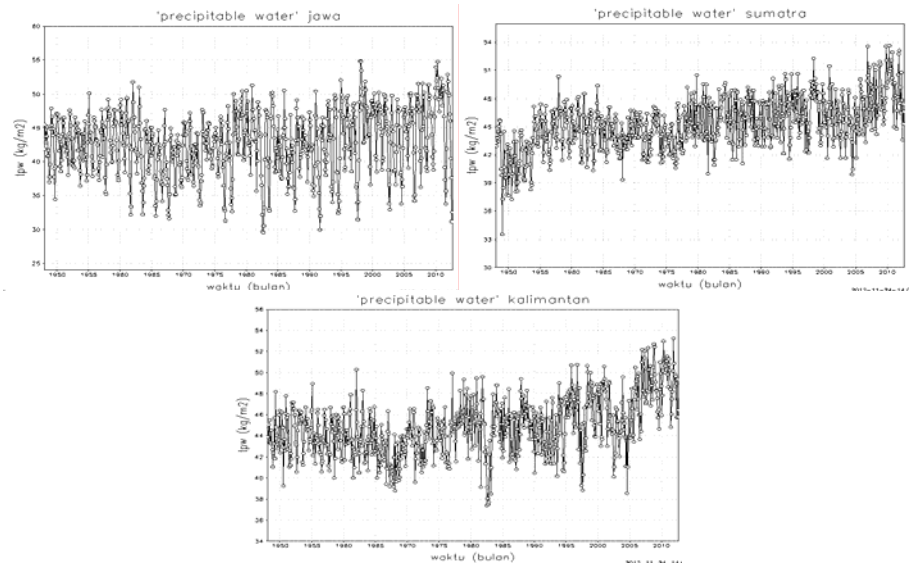
Berdasarkan kajian deret waktu pola suhu Indonesia mengalami perubahan temperatur dari 25,1-26,1 C pada tahun 1948 menjadi 25,9- 27^0C pada tahun 2012, demikian pula untuk *precipitable water* secara berurutan naik dari 42-46 kg/m^2 menjadi 43- 54 kg/m^2. Selanjutnya akan diamati untuk kondisi di beberapa wilayah seperti pulau Jawa, Sumatra dan Kalimantan selama tahun pengamatan. Variasi suhu pada gambar 3 memperlihatkan Jawa mengalami fluktuasi yang lebih lebar dibanding Sumatra dan Kalimantan namun kecenderungannya menunjukkan pola kenaikan yang sama dari tahun 1948 sampai 1960 setelah itu berfluktuasi sampai 2012 dengan kecenderungan tidak naik namun fluktuasinya lebih lebar. Suhu rendah dan suhu tingginya memiliki selang yang cukup besar.



Gambar 3. Deret waktu suhu Jawa, Sumatra dan Kalimantan dari tahun 1948 sampai 2012.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Variasi 'precipitable water' pada gambar 4. juga memperlihatkan Jawa mengalami fluktuasi yang lebih lebar dibanding Sumatra dan Kalimantan namun kecenderungannya menunjukkan pola kenaikan yang berbeda. Pulau Jawa mengalami kenaikan yang tidak terlalu 'terlihat' dibanding Sumatra yang naik secara bertahap sepanjang tahunnya. Sementara Kalimantan menunjukkan kenaikannya semenjak tahun 1995 sampai 2012



Gambar 4. Deret waktu '*precipitable water'* Jawa, Sumatra dan Kalimantan tahun 1948 - 2012.

Dampak perubahan iklim terhadap kenaikan suhu lebih teramati secara analisis visual dari kurva menandakan perubahan itu memang terjadi secara jelas bila dibandingkan pada tahun 1948 dan tahun 2012. Namun untuk hujan di Jawa perubahannya tidak terlihat dengan mudah sehingga dampak perubahan iklim akibat pemanasan global tidak terlihat secara jelas dalam analisis visual. Untuk Sumatra dan Kalimantan kecenderungan naik cukup terlihat dari awal tahun penelitian sampai tahun 2012, Sumatra 34-46 kg/m^2 di awal tahun penelitian menjadi 43-51 kg/m^2 pada tahun 2012, sementara untuk Kalimantan 38-45 kg/m^2 di awal tahun penelitian menjadi 47-51 kg/m^2 di tahun 2012.

5 KESIMPULAN

Pola Anomali Indonesia pada 2012 untuk temperatur positif di bulan Januari dan negatif sampai positif di bulan Juli. Sementara untuk hujan di bagian barat umumnya negatif dan di bagian timur positif. Indonesia mengalami perubahan suhu selama 60 tahun terakhir dengan rerata sekitar 1 derajat Celsius, dan tpw sekitar 8 kg/m^2. Dalam kurun 60 tahun perubahan temperatur Jawa sekitar

ISBN : 978-979-1458-64-1

0.5 derajat sementara Sumatra dan Kalimantan sekitar 1 derajat. Tpw Jawa tidak terlihat berubah namun Kalimantan berubah sekitar 6 kg/m^2 dan Sumatra berubah sekitar 8.5 kg/m^2.

DAFTAR RUJUKAN

Starr, D.O., and S.H. Melfi (Eds.), *The Role of Water Vapor in Climate: A Strategic Research Plan for the Proposed GEWEX Water Vapor Project (GVaP)*, *NASA Conf. Publ., CP-3120*, 50 pp., 1995.

Hauschildt, Heike., Macke, Andreas, Precipitable Water in Cloudy area, Leibniz Institut fur Meereswissenshaften, 2004

ISBN : 978-979-1458-64-1

PERUBAHAN POLA KANDUNGAN AIR ATMOSFER (*PRECIPITABLE WATER*) DI PULAU JAWA DAN SUMATRA SERTA KORELASINYA TERHADAP TUTUPAN AWAN SAAT MUSIM DINGIN DI BELAHAN BUMI UTARA

Nurzaman Adikusumah, Didi Satiadi, Dadang Subarna
Pusat Sains Teknologi atmosfer LAPAN
nzn@bdg.lapan.go.id

Abstract.

Winter in the northern hemisphere occurs when the position of the sun is in the southern state usually coincides with the rainy season in southern Indonesia, in December, January and February. Terms for rain is the clouds are mature enough to proceed from the cloud, which is a complex form of water in the form of water droplets and aerosols into the rain. Not all processes on the surface precipitation into rain clouds that sometimes the change process has run down from the height of the water content in an altitude that does not reach the earth's surface. Based on data from the cloud and precipitable water NOAA conducted the study, and will discuss how big clouds into rain in the rainy season, and how its fraction shifted prosentasinya in the next ten years for the islands of Java and Sumatra.

Keywords: *Cloud, 'precipitable water', winter Northern Hemisphere, Java, Sumatra*

Abstrak

Musim dingin di belahan bumi utara terjadi saat posisi matahari berada di selatan biasanya keadaan ini bersamaan dengan musim hujan di selatan Indonesia yaitu pada bulan Desember, Januari dan Februari. Syarat untuk hujan adalah adanya awan yang cukup matang yang merupakan bentuk komposisi kompleks air dalam bentuk tetesan air dan aerosol menjadi hujan. Tidak semua proses presipitasi menjadi hujan di permukaan, adakalanya proses perubahan awan yang turun dari ketinggian telah habis kandungan airnya di ketinggian sehingga tidak mencapai permukaan bumi. Berdasarkan data awan dan *precipitable water* NOAA dilakukan kajian ini, dan akan dibahas berapa besarkah awan di musim hujan menjadi hujan, dan bagaimana pergeseran prosentasinya dalam kurun sepuluh tahun terakhir untuk pulau Jawa dan Sumatera.

Kata kunci: Awan, ‘precipitable water’, musim dingin Belahan Bumi Utara, Jawa, Sumatera

1. PENDAHULUAN

Musim dingin di BBU pada bulan Desember, Januari dan Februari (DJF) ditandai dengan posisi matahari berada di selatan ekuator, sehingga pemanasan intensif terjadi di wilayah ini yang membawa tingginya proses konveksi dan pembentukan awan. Indonesia dengan posisi di sekitar ekuator mengalami musim yang unik. Sebagian besar wilayah pada bulan DJF mengalami musim hujan.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Proses hujan diawali dengan pembentukan awan, dan pada bulan DJF ini pembentukannya paling tinggi ditandai dengan variabilitas awan total, tcdc, dan *precipitable water*, pr_wtr/tpw, yang tinggi. Hujan akan mengurangi jumlah awan dan dikenali besaran tpw yang merupakan jumlah air di atmosfer yang akan menjadi hujan. Data turunan tpw ini ternyata tidak seluruhnya menjadi air hujan dipermukaan sebagian hilang dalam perjalanan dari ketinggian sampai permukaan.

2. TINJAUAN PUSTAKA

Iklim Bumi mampu mendukung kehidupan di sebagian besar karena adanya efek rumah kaca di atmosfer dan siklus hidrologi. Air dalam fase gas, uap air, merupakan elemen kunci dalam kedua proses tersebut. Siklus hidrologi menggambarkan gerakan air, dalam ketiga fasenya, di dalam dan di antara atmosfer bumi, di lautan, dan di benua. Pada fase uap, air bergerak cepat melalui atmosfer dan energi mendistribusikan kembali dalam bentuk penguapan dan kondensasi. Gerakan uap air melalui siklus hidrologi sangat berkaitan dengan presipitasi dan kelembaban tanah yang memiliki implikasi praktis yang penting. (Starr, D.O)

Ada banyak gas rumah kaca di atmosfer, sebagian alami dan sebagian dihasilkan dari kegiatan industri, tapi gas rumah kaca yang paling penting adalah uap air. Uap air yang berperan penting dalam siklus umpan balik iklim. Saat suhu permukaan bumi dan atmosfer meningkat, atmosfer mampu menahan uap air lebih banyak. Uap air bertindak sebagai gas rumah kaca dan menyerap energi yang menyebabkan pemanasan lebih lanjut namun dapat pula lepas ke angkasa. Ini gambaran dasar yang rumit oleh interaksi penting antara uap air, awan, gerak atmosfer, dan radiasi dari Matahari dan Bumi. Pemantauan perubahan jangka panjang dalam uap air, yang erat kaitannya dengan variasi iklim dan kecenderunganya, diperlukan untuk memprediksi dan mendeteksi perubahan. Masalah ini menggambarkan sistem pengukuran tradisional dan teknologi baru yang menjanjikan yang bersama-sama dapat memberikan kontinuitas dan kualitas pengamatan yang diperlukan untuk meningkatkan pemahaman kita tentang uap air dalam sistem iklim.

Uap air dalam Sistem Iklim

Uap air terus mengalami siklus melalui atmosfer, menguap dari permukaan, kondensasi untuk membentuk awan ditiup oleh angin, dan kemudian kembali ke bumi sebagai hujan. Panas dari matahari digunakan untuk menguapkan air, dan panas ini dimasukkan ke udara ketika air mengembun menjadi awan dan menjadi presipitasi. Siklus penguapan-kondensasi ini merupakan mekanisme penting untuk mentransfer energi panas dari permukaan bumi ke atmosfer dan panas dalam bergerak di sekitar Bumi.(Forsythe dkk)

ISBN : 978-979-1458-64-1

Uap air adalah gas yang paling melimpah pada gas rumah kaca di atmosfer dan yang paling penting dalam iklim bumi. Gas rumah kaca memungkinkan banyak radiasi gelombang pendek matahari melewati, tetapi menyerap atau memerangkap gelombang panjang yaitu radiasi infra merah yang dipancarkan oleh permukaan bumi. Tanpa uap air dan gas rumah kaca lainnya di udara, suhu permukaan udara akan berada jauh di bawah titik beku.

Udara hangat dapat mempertahankan konsentrasi yang lebih tinggi dari uap air dalam udara dingin tanpa menjadi jenuh. Akibatnya, sesaat udara menjadi hangat, karena berbagai alasan, penguapan lebih mungkin terjadi dan konsentrasi uap air dapat meningkat. Peningkatan uap air meningkatkan efek rumah kaca dan menimbulkan pemanasan terus berlangsung. Ini umpan balik positif, pemanasan dari gas rumah kaca menyebabkan peningkatan uap air dan terjadilah lagi peningkatan pemanasannya. Dengan demikian pemahaman tentang mekanisme pendistribusian uap air melalui atmosfer dan efek uap air terhadap radiasi atmosfer dan sirkulasi sangat penting untuk memperkirakan jangka panjang perubahan iklim.

Klimatologi uap air atmosfer

Bobot uap air di atmosfer hanya menyumbang sekitar seperempat dari satu persen dari semua gas pada tekanan permukaan laut. Jika semua uap air di udara pada waktu tertentu mengembun dan jatuh sebagai hujan, kedalaman genangan hujan hanya sekitar 2,5 cm, inilah yang disebut air yang bersifat presipitable (Precipitable water). (Bruce, J.P.)

3. DATA DAN METODE

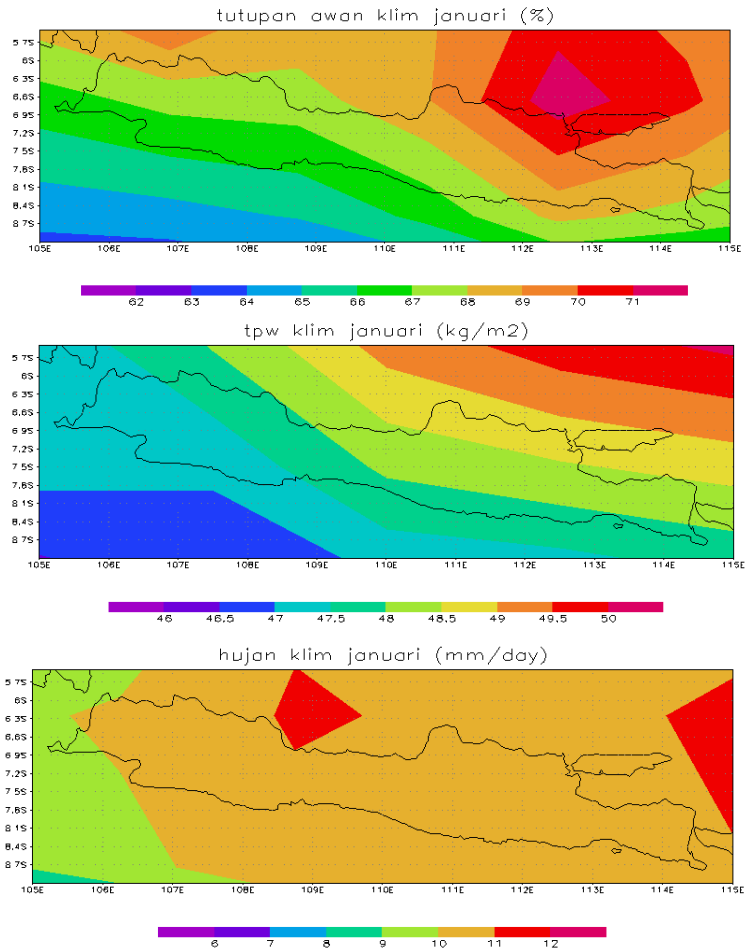
Untuk mendapat gambaran proses dari tutupan awan menjadi hujan dilakukan pengolahan data bulanan tutupan awan tcdc, *precipitable water* dan hujan tahun 2001 sampai 2010 dari ESRL NOAA. Dalam penelitian ini akan dilakukan penghitungan prosentasi dari tpw yang menjadi hujan di permukaan, sehingga untuk pertama dilakukan ploting spasial untuk mendapat gambaran dua dimensi. Kemudian dilakukan perata-rataan besaran yang diamati untuk setiap wilayah dengan dipilih untuk bulan Desember, Januari dan Februari saja yang akan di deret waktukan untuk melihat perbedaan fluktuasinya.

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

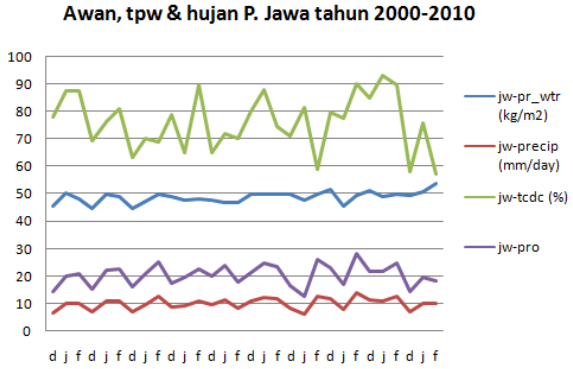
Pada gambar 1 terlihat untuk tutupan awan memiliki pola maksimum di timur laut sekitar Jawa timur dengan tutupan diatas 70 %. Tutupan ini prosentasenya menurun ke arah barat daya. Walaupun pola tpw tidak telihat serupa degan tutupan awan, namun degradasi nilai tpw ini sesuai dengan pola awan dari timur laut besar ke barat daya mengecil. Pola hujan terlihat menurun dari

ISBN : 978-979-1458-64-1

timur dengan curah hujan besar ke barat dengan curah hujan lebih kecil. Secara visual perubahan kandungan air tidak dapat dilihat sehingga perlu penghitungan secara langsung untuk dideretkan seperti pada gambar 2.



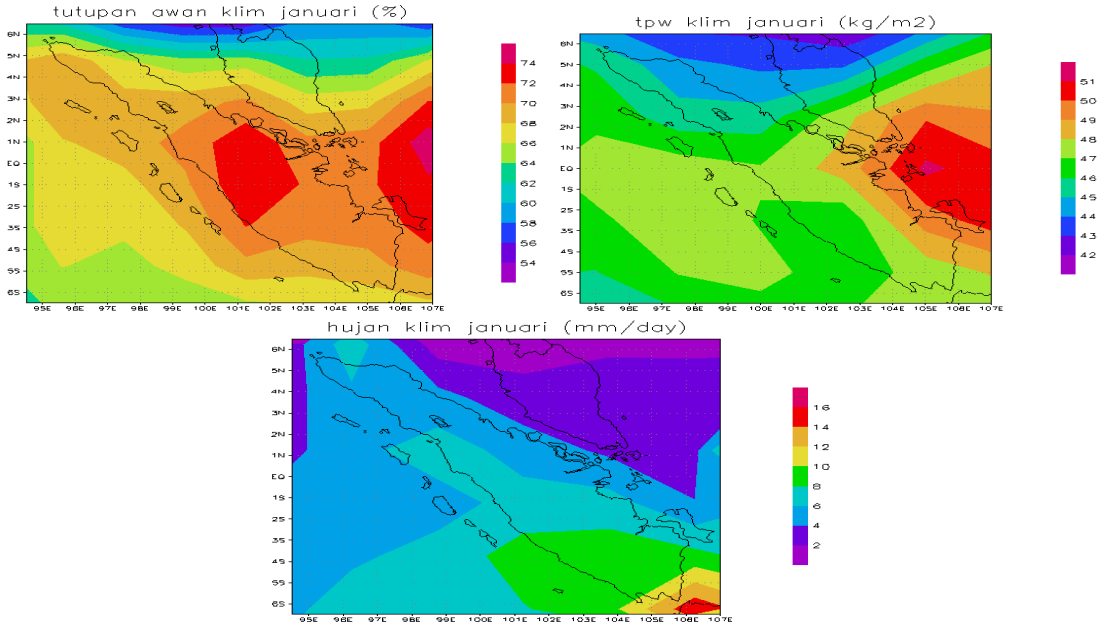
Gambar 1. Pola spasial klimatologis tutupan awan, tpw('precipitable water'), dan hujan dipermukaan di Pulau Jawa bulan Januari.



Gambar 2. Kurva tutupan awan(garis hijau), tpw(garis biru), dan hujan permukaan (garis merah) untuk bulan djf(Desember, Januari dan Februari). Garis ungu prosentasi awan menjadi hujan.

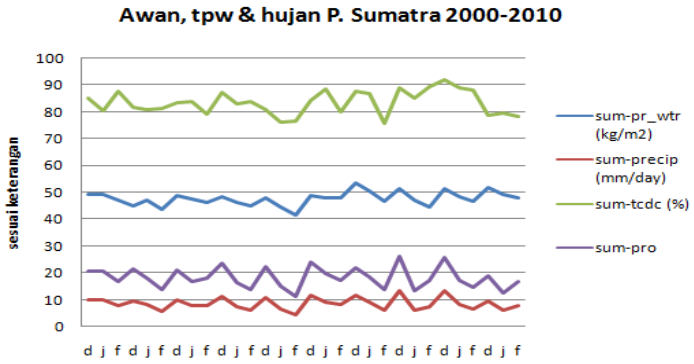
ISBN : 978-979-1458-64-1

Pada gamabar 2 di plot ketiga parameter yang diamati yaitu awan (jw-tcdc), tpw (jw-pr_wtr) dan curah hujan (jw-precip). Prosentasi kandungan air yang menjadi hujan (jw-pro) berada pada sekitar skala 20% yang menandakan besar tpw yang sampai kepermukaan.



Gambar 3. Pola sapsial klimatologis tutupan awan, tpw('precipitable water'), dan hujan dipermukaan di Pulau Sumatra bulan Januari

Pada gambar 3 terlihat untuk tutupan awan memiliki pola maksimum di timur dan di Sumatra barat dengan tutupan diatas 72 %. Tutupan ini prosentasinya menurun kearah utara dan barat daya. Di Sumatra pun pola tpw tidak telihat serupa degan tutupan awan, namun degradasi nilai tpw ini sesuai dengan pola awan dari timur besar ke utara dan barat daya mengecil. Pola hujan terlihat menurun dari tenggara dengan curah hujan besar ke barat daya dengan curah hujan lebih kecil.



Gambar 4. Kurva tutupan awan(garis hijau), tpw(garis biru), dan hujan permukaan (garis merah) untuk bulan djf(Desember, Januari dan Februari). Garis ungu prosentasi awan menjadi hujan

ISBN : 978-979-1458-64-1

Pada gamabar 4 di plot ketiga parameter yang diamati yaitu awan (sum-tcdc), tpw (sum-pr_wtr) dan curah hujan (sum-precip). Prosentasi kandungan air yang menjadi hujan (sum-pro) berada pada sekitar skala 20% yang menandakan besar tpw yang sampai kepermukaan. Dari gambar 2 dan gambar 4 pola prosentasi jw-pro dan sum-pro memiliki pola fluktuasi yang sulit dibandingkan secara visual untuk dianalisa namun kisaran nilai yang muncul yaitu sekitar 20%. Jadi kedua area Sumatra dan Jawa mengalami pengurangan dari tpw menjadi curah hujan dengan nilai yang serupa.

5. KESIMPULAN

Pola tutupan awan di Sumatra lebih besar di banding dengan di Jawa. Variabilitas awan total di Jawa berfluktuasi lebih tinggi dibanding Sumatra. Prosentasi tpw untuk kedua wilayah pada bulan DJF berkisar 20 %. Perjalanan dari awan ke permukaan menjadi penyebab berkurangnya besar tpw menjadi air hujan dipermukaan.

DAFTAR RUJUKAN

Bruce,J.P., Relationship between precipitation and precipitable water on Canadian prairie,Canada Meteorologie office,1963

Forsythe, John M., Jason B. Dodson, Philip T. Partain, Stanley Q. Kidder, Thomas H. Vonder Haar, 2012: ***How Total Precipitable Water Vapor Anomalies Relate to Cloud Vertical Structure.*** *J. Hydrometeor*, **13**, 709–721.

Hauschildt, Heike., Macke, Andreas, Precipitable Water in Cloudy area, Leibniz Institut fur Meereswissenshaften, 2004

Starr, D.O., and S.H. Melfi (Eds.), *The Role of Water Vapor in Climate: A Strategic Research Plan for the Proposed GEWEX Water Vapor Project (GVaP)*, *NASA Conf. Publ., CP-3120*, 50 pp., 1995.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DISTRIBUSI SPASIO-TEMPORAL SUHU PERMUKAAN LAUT PENGAMATAN SATELIT AQUA MODIS DI WILAYAH PERAIRAN INDONESIA

Risyanto dan Farid Lasmono
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional
Jl. Dr. Djundjunan No. 133, Bandung 40173; Telp (022) 6037445
risyanto@gmail.com; farid.lasmono@yahoo.com

Abstract

Sea surface temperature is one of important factors affecting organisms living in the seas as well as being an indicator of climate change. It is also used as an index of amount of how much water vapour forming clouds in the atmosphere. When it becomes cold, water vapours in the atmosphere will be decreasing, and otherwise, if it heats, water vapours will be increasing. The purpose of this research was to determine spatio-temporal distribution pattern of sea surface temperature and analyze its trends for 7 (seven) years in Indonesian waters. Sea surface temperature data being used was level-3 (three) monthly-data fromMODIS sensor of Aqua Satellitewith 4 (four) km spatial resolution, during January 2005 – August 2012 period. The results showed that sea surface temperature average variation ranged between 26.2-32.5°C. Generally, Indonesian waters temperature during rainy season (December-January) was higher than in dry season (June-August). Nevertheless, the time of minimum or maximum temperature was varied spatially in each water area. Southern waters of Java, Bali, and Nusa Tenggara's sea surface temperatures had considerable changing range, which was minimum 26°Cduring July – August to maximum about 32°C during December – February. Whereas, other water areas were generally ranged smaller, which was 28–31.5°C. Slope values of sea surface temperature in 10 (ten) observation points tend to be constant (close to zero), with an average $+13.10^{-5}$. It is concluded that sea surface temperature did not change significantly during the observation periods.

Keywords: *Sea Surface Temperature, MODIS, Aqua Satellite, Spasio-Temporal Distribution, Indonesian Waters*

Abstrak

Suhu permukaan laut adalah salah satu faktor penting yang mempengaruhi kehidupan organisme di laut serta menjadi indikator dari perubahan iklim.Suhu permukaan laut juga digunakan sebagai indeks banyaknya uap air pembentuk awan di atmosfer. Jika suhu permukaan laut dingin, maka uap air di atmosfer menjadi berkurang, sebaliknya jika suhu permukaan laut panas, uap air di atmosfer menjadi lebih banyak. Tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui pola sebaran suhu permukaan laut secara spasial dan temporal serta menganalisis kecenderungan perubahannyaselama 7 tahun di wilayah perairan Indonesia. Data suhu permukaan laut yang digunakan merupakan data bulanan level 3 dari sensor MODIS satelit Aqua yang memiliki resolusi spasial 4 km selama periode Januari 2005 – Agustus 2012.Hasil penelitian menunjukkan bahwa variasi rata-rata suhu permukaan laut Indonesiaberkisar antara 26,2–32,5°C. Pada umumnya suhu perairan Indonesia pada musim hujan (Desember – Januari) lebih tinggi daripada di musim kemarau (Juni – Agustus). Meskipun demikian, secara spasial waktu terjadinya suhu minimum dan maksimum tidak sama di setiap perairan. Suhu permukaan laut di perairan sebelah selatan Jawa, Bali, dan Nusa Tenggara

ISBN : 978-979-1458-64-1

mempunyai rentang perubahan cukup besar, yaitu minimum 26°C pada bulan Juli – Agustushingga maksimum sekitar 32°C pada Desember –Februari. Sedangkan wilayah perairan lain pada umumnya memiliki variasi yang lebih kecil, yaitu antara 28–31,5°C.Nilai gradienperubahan suhu permukaan laut di 10 titik pengamatan cenderung tetap (mendekati nol), dengan rata-rata sebesar $+13.10^{-5}$. Dapat dikatakan bahwa suhu permukaan laut tidak mengalami perubahan yang signifikan selama periode pengamatan.

Kata kunci: Suhu Permukaan Laut, MODIS, Satelit Aqua, Distribusi Spasio-Temporal, Perairan Indonesia

1. PENDAHULUAN

Indonesia adalah negara kepulauan yang terletak di antara benua Asia dan Australia. Wilayah Indonesia dilalui oleh garis khatulistiwa,sehingga wilayah Indonesia beriklim tropis dengan penyinaran sinar matahari sepanjang tahun. Posisi matahari yang berubah-ubah baik ketika berada di belahan Bumi Bagian Utara (BBU) maupun ketika berada di belahan Bumi Bagian Selatan (BBS) akan mempengaruhi perubahan suhu di wilayah perairan Indonesia. Perbedaan tekanan udara di benua Asia dan Australia akan berpengaruh terhadap pergerakan angin yang akan berpengaruh pula terhadap perubahan suhu di wilayah Indonesia sebagai negara yang berada diantara kedua benua tersebut (Nontji, 2005).

Suhu merupakan besaranyang menyatakan banyaknya energi panas atau bahang (*heat*) yang terkandung dalam suatu benda. Suhu permukaan laut merupakan parameter yang penting bagi kehidupan berbagai organisma laut karena dapat mempengaruhi metabolisme maupun perkembangbiakan organisma tersebut, juga sebagai indikator fenomena perubahan iklim (Hutabarat dan Evans, 1986). Suhu permukaan laut juga berpengaruh besar terhadap fenomena-fenomena yang terjadi di laut. Disamping itu, fenomena perubahan iklim secara global telah menjadi perhatian di seluruh dunia akibat adanya pemanasan global yang menyebabkan perubahan suhu permukaan bumi. Suhu permukaan laut juga digunakan sebagai indeks banyaknya uap air pembentuk awan di atmosfer. Jika suhu permukaan laut dingin, maka uap air di atmosfer menjadi berkurang, sebaliknya jika suhu permukaan laut panas, uap air di atmosfer menjadi lebih banyak.

Suhu permukaan laut dapat diestimasi dengan menggunakan teknologi penginderaan jauh. Penginderaan jauh merupakan suatu cara pengamatan objek tanpa menyentuh objek tersebut secara langsung. Sistem ini dapat mencakup area yang luas dalam waktu yang singkat dan bersamaan. Penginderaan jauh dapat digunakan untuk mendeteksi suhu permukaan laut sehingga dapat digunakan untuk memantau suhu permukaan laut secara terus menerus. Teknologi penginderaan jauh menggunakan satelit yang dapat menghasilkan citra satelit yang dapat mengestimasi suhu

ISBN : 978-979-1458-64-1

permukaan laut. Terdapat banyak satelit yang memiliki sensor yang dapat mendeteksi suhu permukaan laut salah satunya yaitu *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS). Satelit yang memiliki sensor MODIS adalah satelit Aqua dan Terra.Sensor MODIS juga memiliki 36 kanal yang mampu mengukur parameter dari permukaan laut hingga atmosfer sehingga baik digunakan untuk mendeteksi suhu permukaan laut (Graham S, 2005)

Mempelajari karakteristik oseanografi suatu perairan dapat dilakukan dengan memahami pola sebaran suhu permukaan laut di perairan tersebut. Selain itu diketahuinya pola ini juga membantu pemahaman menganai meteorologi dan klimatologi di wilayah yang dikaji. Penelitian ini juga dibantu dengan ketersediaan data satelit sensor MODIS yang dapat di unduh secara gratis dan sudah terkoreksi secara radiometrik dan geometric, serta telah memiliki nilai SPL, sehingga sudah dapat digunakan secara langsung.Tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui pola sebaran suhu permukaan laut secara spasial dan temporal serta menganalisis kecenderungan perubahannya selama 7 tahun di wilayah perairan Indonesia. Faktor kondisi oseanografi dan meteorologi Indonesia yang sangat dinamis, menjadikan wilayah perairan Indonesia dipilih sebagai wilayah kajian penelitian.

2. DATA DAN METODE

Data suhu permukaan laut yang digunakan merupakan data bulanan level 3 dari sensor MODIS satelit Aqua yang memiliki resolusi spasial 4 km selama periode Januari 2005 –Desember 2011. Data tersebut diperoleh dari situs*Ocean Color*, NASA(http://oceancolor.gscf.nasa.gov/cgi/l3) yang telah terkoreksi geometrik dan radiometrik. Wilayah kajian penelitian adalah perairan Indonesia yang terletak antara 95° - 141° BT dan 6° LU - 11° LS.

Pengolahan data dimulai dengan proses *cropping* dan *export* data *hdf* menjadi file *ascii* menggunakan program SeaDAS 6.2. Display peta dan grafik SPL menggunakan program Surfer 8.0 dan Microsoft Excel 2010. Untuk melihat pola sebaran secara spasial, data bulanan suhu permukaan laut, file dalam bentuk *ascii* diolah menjadi data rata-rata perbulan, dengan menampilkannya dalam bentuk peta. Sedangkan untuk mengetahui pola sebaran secara temporal, grafik timeseries di 10 lokasi pengamatan, terdiri dari: perairan sebelah barat Sumatera, utara dan selatan Jawa, utara Kalimantan, perairan barat, selatan dan utara Sulawesi, utara Nusa Tenggara, serta perairan selatan dan utara Papua, diambil sebagai lokasi kajian.

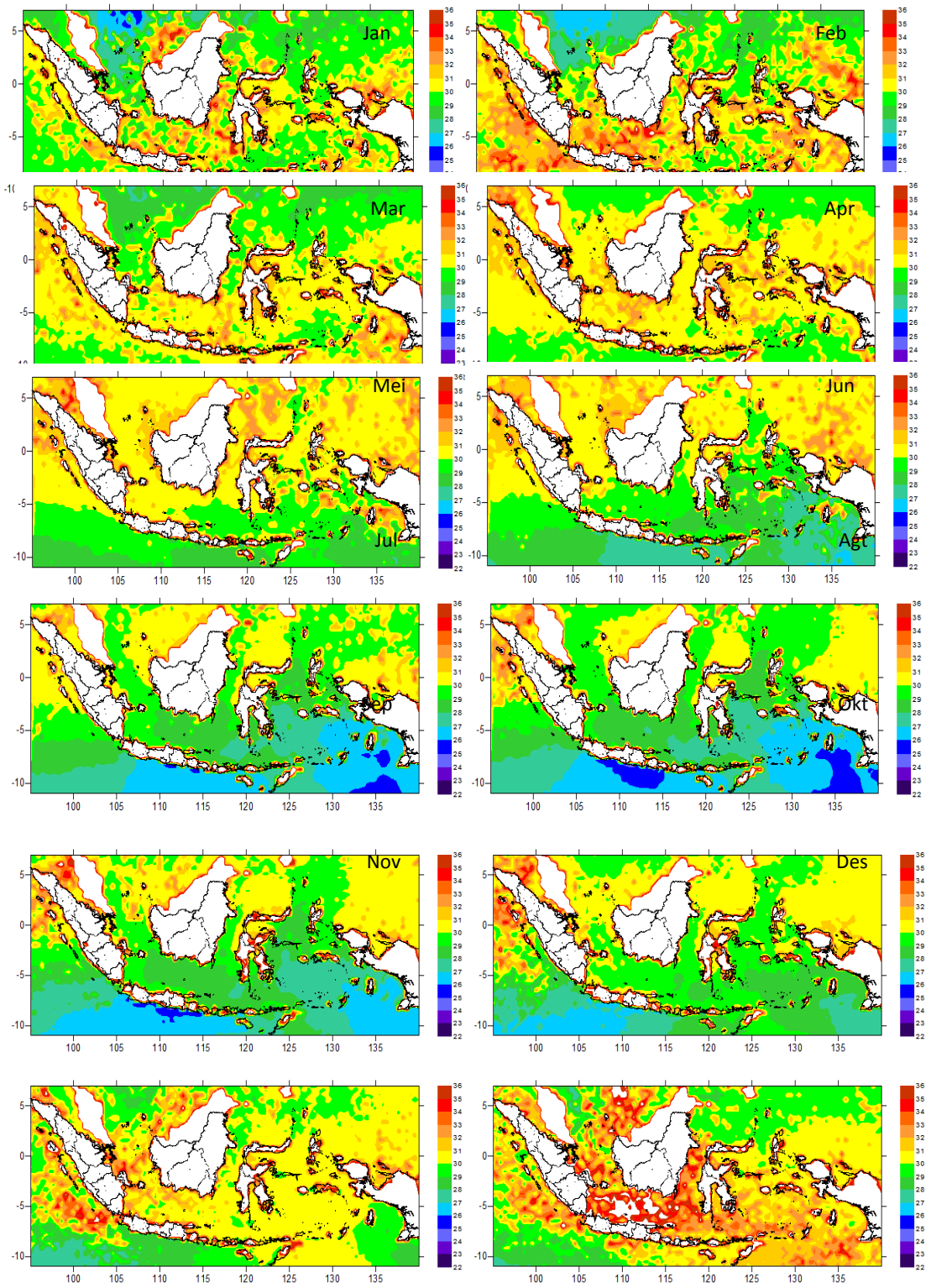
ISBN : 978-979-1458-64-1

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Gambar 3.1 memperlihatkan distribusi spasial suhu permukaan laut rata-rata bulanan wilayah perairan Indonesia berdasarkan pantauan citra Aqua MODIS. Rata-rata suhu permukaan lautperairan Indonesia didapat dari pengolahan data selama periode pengamatan sebesar 30,3°C, dengan suhu terendah 24,20°C dan tertinggi sebesar 34,9°C. Meskipun demikian, secara spasial waktu terjadinya suhu minimum dan maksimum tidak sama di setiap perairan.Pada umumnyasuhu permukaan laut Indonesia pada musim hujan (Desember – Januari) lebih tinggi daripada di musim kemarau (Juni – Agustus),terutama di wilayah perairan selatan Indonesia. Wilayah perairan selatan Jawa, Nusa Tenggara dan Papua memiliki variasi kisaran suhu permukaan laut yang lebih besar dibandingkan perairan lainnya,yaitu minimum 26°C pada bulan Juli – Agustushingga maksimum sekitar 32°C pada Desember –Februari. Sedangkan wilayah perairan lain pada umumnya memiliki variasi yang lebih kecil, yaitu antara 28–31,5°C.

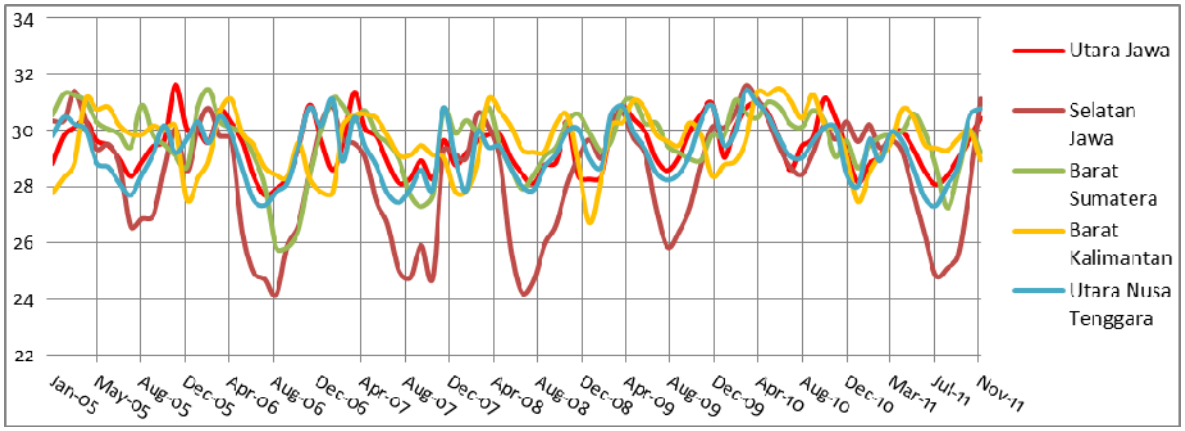
Perbandingan SPL di beberapa titik wilayah perairan Indonesia secara time series tersaji pada Gambar 3.2 dan Gambar 3.3. Terdapat 10 lokasi perairan yang dijadikan sampel pengamatan, terdiri dari: perairan sebelah barat Sumatera, selatan dan utara Jawa, barat Kalimantan, utara Nusa Tenggara (Gambar 3.2), perairan sebelah selatan, utara dan timur Sulawesi, serta utara dan selatan Papua (Gambar 3.3). Berdasarkan gambar, terlihat bahwa wilayah perairan selatan memiliki variasi nilai SPL yang lebih besar dibandingkan perairan lainnya. Pola naik turunnya suhu permukaan di kesepuluh titik pengamatan menunjukkan pola yang hampir sama, yaitu rata-rata minimum pada bulan Juli – Agustus dan maksimum pada Desember –Februari.Perairan di selatan Jawa dan selatan Papua memiliki variasi yang paling besar diantara wilayah perairan lainnya. Dari grafik time series, diketahui pola kecenderungan perubahan (gradien) suhu permukaan laut bulanan selama 7 tahun pengamatan. Hasilnya, nilai slope di beberapa titik tersebut cenderung tetap (mendekati nol), dengan rata-rata sebesar $+13.10^{-5}$. Dapat dikatakan bahwa nilai suhu permukaan laut tidak mengalami perubahan yang signifikan selama periode pengamatan.

ISBN : 978-979-1458-64-1

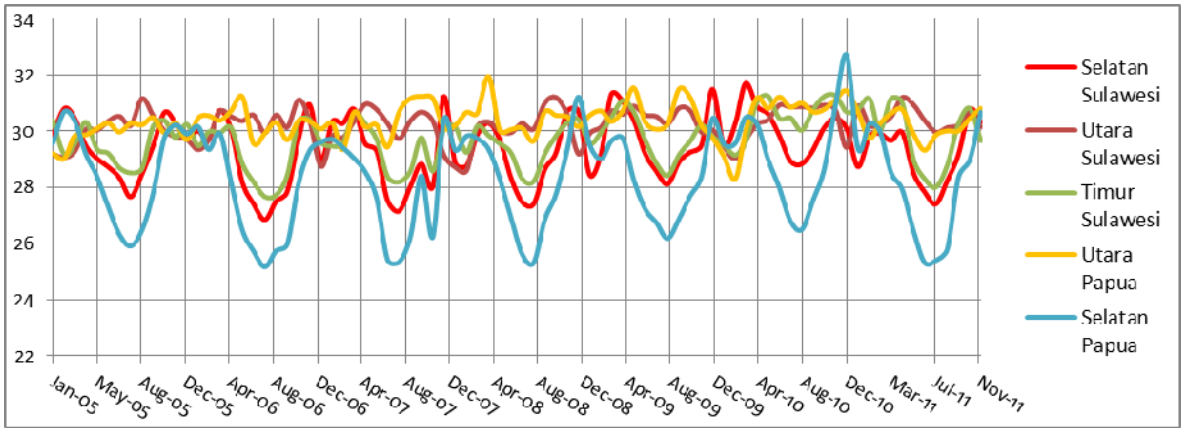


Gambar 3.1 Sebaran spasial suhu permukaan laut bulanan di wilayah perairan Indonesia hasil pengamatan citra Aqua MODIS periode Jan 2005-Des 2011

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3.2 Sebaran temporal suhu permukaan laut wilayah perairan Indonesia bagian barat hasil citra Aqua MODIS selama periode Jan 2005 – Des 2011



Gambar 3.3 Sebaran temporal suhu permukaan laut wilayah perairan Indonesia bagian timur hasil citra Aqua MODIS selama periode Jan 2005 – Des 2011

Telah ditunjukkan bahwa suhu permukaan laut di perairan Indonesia, berdasarkan data satelit Aqua MODIS, berkisar antara 26,2°C hingga 34,9°C. Variasi suhu permukaan laut secara horisontal, menurut Hutabarat dan Evans (1986), dipengaruhi letak lintang, dimana semakin tinggi letak lintang, maka nilai suhu permukaan laut akan semakin rendah. Sinar matahari yang merambat melalui atmosfer sebelum sampai di daerah kutub akan banyak kehilangan bahang dibandingkan dengan daerah ekuator. Itulah mengapa wilayah perairan selatan Indonesia memiliki nilai suhu permukaan laut yang minimum dibandingkan wilayah perairan umumnya yang terletak di ekuator.Lapisan air di permukaan juga dipengaruhi oleh kondisi meteorologis seperti suhu udara, kecepatan angin, dan intensitas radiasi matahari. Oleh karena itu, suhu permukaan biasanya mengikuti pola musiman, karena dengan adanya perubahan musim akan terjadi perubahan terhadap faktor – faktor tersebut.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Sebaran suhu laut secara vertikal lebih banyak dipengaruhi oleh kedalaman laut. Suhu laut menurun secara teratur sesuai dengan kedalaman. Semakin dalam, suhu akan semakin rendah atau dingin. Hal ini diakibatkan karena kurangnya intensitas matahari yang masuk kedalam perairan.Lapisan air di permukaan akan lebih hangat dibandingkan lapisan dibawahnya karena menerima radiasi matahari pada siang hari. Dengan demikian, pengaruh kedalaman laut tidak terlalu berdampak terhadap sebaran suhu di permukaan (horisontal).

Selain faktor meteorologis, pola arus laut juga mempengaruhi sebaran spasial suhu permukaan laut Indonesia. Arus merupakan gerakan mengalir suatu massa air yang dapat disebabkan olehtiupan angin, perbedaan dalam densitas air laut, maupun oleh gerakanbergelombang panjang. Menurut Ilahude dan Nontji (1990), di wilayah perairanIndonesia mengalir dua sistem arus utama, salah satunya adalah Arus LintasIndonesia (ARLINDO). Perairan Indonesia merupakan satu lintasan yangmentransfer massa air yang hangat dari Samudera Pasifik menuju SamuderaHindia. Oleh karena itu perairan Indonesia memegang peranan penting secaraintegral dalam sirkulasi termohalin global dan fenomena iklim.

Secara temporal, suhu permukaan laut di wilayah perairan Indonesia mengalami nilai minimum pada sekitar bulan Juli – Agustus, dan maksimum pada bulan Desember – Februari. Nilai ini dipengaruhi oleh pola musim yang banyak didominasi oleh faktor angin akibat perubahan penerimaan radiasi matahari.Menurut Hastenrath (1988), suhu permukaan laut terutama dipengaruhi oleh intensitas sinar matahari. Selain itu, suhu permukaan laut juga di pengaruhi oleh curah hujan, penguapan, suhu udara, kecepatan angin, kelembaban udara dan keadaan awan. Sistem monsun yang banyak mendominasi pola curah hujan dan cuaca di Indonesia, juga mempengaruhi pola suhu permukaan laut. Pada musim kemarau, sekitar bulan Juni – Agustus, posisi matahari berada di lintang utara, menyebabkan penerimaan radiasi lebih banyak di belahan BBU, sedangkan musim dingin terjadi di belahan BBS. Pada saat itu terjadi pusat tekanan tinggi di atas daratan Australia dan pusat tekanan rendah di atas daratan Asia hingga di Indonesia. Keadaan ini menyebabkan angin berhembus dari Australia menuju Asia (Nontji, 2005). Kondisi inilah yang mempengaruhi wilayah perairan selatan Indonesia (selatan Jawa dan selatan Papua) cenderung jauh lebih rendah dibandingkan perairan lainnya. Sebaliknya, pada bulan Desember – Februari, terjadi musim dingin di belahan BBU dan musim Panas di belahan BBS. Angin berhembus dari Asia menuju Australia. Suhu permukaan laut wilayah perairan Indonesia cenderung lebih hangat, disebabkan oleh intensitas matahari yang maksimum pada bulan-bulan tersebut.

ISBN : 978-979-1458-64-1

4. KESIMPULAN

Pada umumnya suhu perairan Indonesia pada musim hujan (Desember – Januari) lebih tinggi daripada di musim kemarau (Juni – Agustus). Meskipun demikian, secara spasial waktu terjadinya suhu minimum dan maksimum tidak sama di setiap perairan. Suhu permukaan laut di perairan sebelah selatan Jawa, Bali, dan Nusa Tenggara mempunyai rentang perubahan cukup besar, yaitu minimum 26°C pada bulan Juli – Agustushingga maksimum sekitar 32°C pada Desember – Februari. Sedangkan wilayah perairan lain pada umumnya memiliki variasi yang lebih kecil, yaitu antara 28–31,5°C. Kecenderungan perubahan suhu permukaan laut di wilayah perairan Indonesia diukur dari nilai gradiennya. Berdasarkan grafik time series, nilai gradiensuhu permukaan laut di 10lokasipengamatan cenderung tetap (mendekati nol). Dapat dikatakan bahwa suhu permukaan laut tidak mengalami perubahan yang signifikan selama periode pengamatan.

DAFTAR RUJUKAN

Graham, S. 2005. Aqua Project Science. http://aqua.nasa.gov/. [7 November 2012].

Hastenrath, S. 1988. Climate and Circulation of The Tropic. D. Reidel Publishing Company. New York.

Hutabarat, S. dan S. M. Evans. 1986. Pengantar Oseanografi. Cetakan ke-3. UI Press. Jakarta.

Ilahude, A.G., dan A. Nontji., 1990. Oseanografi Indonesia dan perubahan Iklim Global (El Nino dan La Nina). Lokakarya AIPI. Serpong.

NASA, 2008. About MODIS. http://modis.gsfc.nasa.gov/about/. [7 November 2012].

Nontji, A. 2005. Laut Nusantara. Djambatan. Jakarta.

Wyrtki, K. 1961. Physical Oceanography of Southeast Asian Waters. The University of California. Sandiego.

ISBN : 978-979-1458-64-1

VERIFIKASI SUHU PERMUKAAN LAUT DI PERAIRAN UTARA PAPUA HASIL ALGORITMA SEADAS CITRA AQUAMODIS DENGAN DATA BUOY TAO

Risyanto dan Sinta Berliana Sipayung
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional
Jl. Dr. Djundjunan No. 133, Bandung 40173; Telp (022) 6037445
risyanto@gmail.com; s_berlianasipayung@yahoo.com

Abstract

Sea Surface Temperature(SST) is one of important parameters to affect weather and climate phenomena such as the change of seasons, tropical storms and El-Nino Southern Oscillation (ENSO). The purpose of this study was to verify SST data from MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) Aqua satellite with the insitu data obtained from buoy TAO(Tropical Atmosphere Ocean).By utilizing a SeaDAS (SeaWiFS Data Analysis System) algorithm derived from RT-STPS (Real Time Software Telemetry Processing System) and IMAPP (International MODIS/AIRS Processing Package) programs,SST data of MODIS images was extracted by using data additional ancillary obtained from site of NASA (The National Aeronautics and Space Administration). The results of processing the satellite images were shown in the form of time series chart data and verified with statistical tests. Insitu buoy TAO data consists of four observation sites located in the northern ocean ofPapua and compared with MODIS image data during the period from January to October 2012.The verification results showed that the SSTfrom MODIS image is 1 to 4 °C (average of 1.27 °C)lower than SSTof buoy measurements data. T-test results also showed that there were significant differences between the average of satellite SST data at all four pointsof location observation with average of buoy SST data.The difference inthese SST value possiblyaffected by the difference of satellite datarecording and databuoymeasurement time. The absence of clouds filter in Seadasalgorithmwas also considered to affect value of SST derived from MODIS Aqua satellite instrument.

Key words :*Sea Surface Temperature, AQUA, MODIS, Seadas, TAO Buoy*

Abstrak

Suhu Permukaan Laut (SPL) merupakan salah satu parameter penting yang mempengaruhi fenomena cuaca dan iklim seperti perubahan musim, badai tropis dan *El-Nino Southern Oscillation* (ENSO).Penelitian ini bertujuan untuk memverifikasi data suhu permukaan laut citra MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*)dari satelit Aqua dengan data insitu yang diperoleh dari data buoy TAO (*Tropical Atmosphere Ocean*).Data suhu permukaan laut citra MODIS diekstrak dengan memanfaatkan algoritma SeaDAS (*SeaWiFS Data Analysis System*) yang diturunkan dari program RT-STPS (*Real Time Software Telemetry Processing System*) dan IMAPP (*International MODIS/AIRS Processing Package*) dengan menggunakan data tambahan *ancillary* yang diperoleh dari situs NASA (*The National Aeronautics and Space Administration*). Data hasil pengolahan citra satelit ditampilkan dalam bentuk grafik time series dan diverifikasi melalui uji statistik. Data in situ buoy TAO terdiri dari 4 lokasi pengamatan di wilayah perairan utara Papua yang akan dibandingkan dengan data citra MODIS selama periode Januari – Oktober 2012. Hasil verifikasi menunjukkan bahwa suhu permukaan laut dari citra MODIS lebih rendah 1 sampai 4°C

ISBN : 978-979-1458-64-1

(rata-rata 1,27°C) dibandingkan suhu permukaan laut hasil pengukuran buoy.Hasil uji-T juga menunjukkan bahwa rata-rata data SPL satelit di keempat titik lokasi pengamatan berbeda nyata dengan rata-rata data SPL buoy. Perbedaannilai SPLkemungkinan disebabkan karena adanya perbedaan waktu antara perekaman data satelit dengan pengukuran data buoy. Tidak adanya filter awan dari algoritma Seadas juga mempengaruhi nilai SPL yang diturunkan satelit Aqua dari instrumen MODIS ini.

Kata kunci : Suhu Permukaan Laut,AQUA,MODIS, Seadas, Buoy TAO

1. PENDAHULUAN

Suhu Permukaan Laut (SPL) merupakan salah satu parameter penting yang mempengaruhi fenomena cuaca dan iklim di Indonesia seperti perubahan musim, badai tropis, *El-Nino Southern Oscillation* (ENSO) dan *Indian-Ocean Dipole Mode* (IODM). Selain itu, SPL juga merupakan faktor yang mendapatkan banyak perhatian dalam pengkajian-pengkajian kelautan. Data suhu permukaan laut tersebut dapat dimanfaatkan untuk mempelajari gejala-gejala fisik di lautan dan kaitannya dengan kehidupan organisme di laut (Nontji, 2005).Indonesia merupakan negara maritim yang hampir 70% wilayahnya merupakan lautan. Wilayah perairan Indonesia memiliki karakter oseanografi yang cukup dinamis, salah satunya seperti di wilayah perairan utara Papua.

Wilayah perairan utara Papua merupakan tempat berkumpulnya massa air yang datang dari bumi belahan selatan melalui *South Equatorial Current* (SEC) dan utara dari samudera pasifik melalui *North Equatorial Current* (NEC) serta *North Equatorial Cuanter Current* (NECC) (Kashino et al., 2011). Dengan karakteristik oseanografi yang sangat dinamis, perairan ini menjadi subur dan memiliki kelimpahan hayati yang cukup tinggi. Wilayah perairan utara Papua mengalami angin pasat yang terjadi sepanjang tahun. Di sepanjang perairan tropis pasifik angin pasat membawa massa air hangat tropis ke bagian barat samudera dan mengumpul di wilayah tropis perairan utara Papua. Oleh karena itu, wilayah ini dikenal sebagai kolam air hangat (*warm pool*). Massa air ini dikenal memiliki suhu hangat (> 29°C) dan berkadar garam rendah (< 32‰) (Wyrtki, 1961).

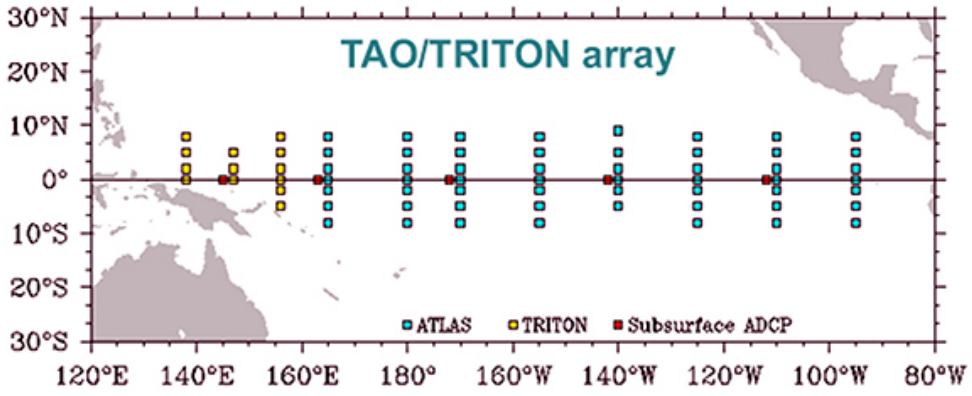
Teknologi yang saat ini berkembang dalam hal pengamatan data atmosfer dan laut adalah dengan memanfaatkan penginderaan jauh melalui citra satelit. Sehingga data SPL, selain melalui pengukuran langsung, juga dapat diperoleh melalui ekstrasi data satelit penginderaan jauh. Penggunaan data satelit memiliki beberapa keuntungan diantaranya adalah wilayah pengukuran yang lebih luas dengan resolusi spasial dan temporal yang memadai. Salah satu data satelit yang dapat diperoleh secara bebas adalah satelit Terra dan Aqua yang dioperasikan oleh NASA (*The National Aeronautics and Space Administration*), Amerika Serikat. Satelit yang membawa instrumen MODIS(*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) ini diharapkan dapat

ISBN : 978-979-1458-64-1

memberikan informasi SPL dengan lebih baik dan akurat. Hal ini dikarenakan MODIS memiliki 36 kanal spektral yang bekerja pada kisaran gelombang visible dan infra merah (1-19 dan 26) dan termal pada kanal-kanal selebihnya.

Khusus untuk perairan tropis, pengembangan dan validasi algortima SPL masih jarang dilakukan mengingat sumber daya dan fasilitas yang sangat terbatas. Faktor cuaca yang memiliki frekuensi tutupan awan tinggi serta curah hujan yang tinggi menjadikan algoritma yang dikembangkan di lintang menengah dan tinggi (algoritma yang tersedia saat ini) menjadi kurang cocok diaplikasikan untuk perairan Indonesia (lokal) (Isniawati, 2011). Salah satu program pengolah data mentah citra Aqua/Terra MODIS menjadi data level dua adalah IMAPP (*International MODIS/AIRS Processing Package*). Melalui program ini, berbagai produk MODIS, baik atmosfer, laut dan darat dapat dihasilkan secara otomatis. Produk laut (*ocean*) yang dihasilkan program IMAPP, terdiri dari data SPL dan kandungan klorofil-a, menggunakan algoritma Seadas sebagai basis pemrogramannya. Dengan resolusi 1 km dan cakupan wilayah yang cukup luas (lebar *swath* sekitar 2300 km), data SPL dari citra MODIS ini diharapkan dapat menjadi salah satu alternatif basis data yang dapat diandalkan.

Pencatatan data suhu permukaan laut pada buoy TAO dimulai pada tahun 1977 sampai sekarang yang terletak di Pasifik tropis, Atlantik, dan Samudera India. Buoy TRITON dioperasikan di wilayah Pasifik barat pada tahun 1999, buoy ini mengukur data suhu pada kedalaman 1,5 m. Data suhu yang tersedia memiliki interval waktu yang berbeda-beda yaitu data per jam, 15 menit, dan 10 menit (McPhaden, 2010 dalam Isniawati, 2011) sedangkan nilai bias dari data buoy ini adalah 0,1°C (Murakami, 1999).Buoy TAO/TRITON dioperasikan oleh NOAA Amerika, JAMSTEC Jepang dengan kontribusi dari IRD/ORSTOM Perancis. Buoy TAO terpasang sepanjang garis khatulistiwa di Samudera Pasifik seperti terlihat pada Gambar 1.1.



Gambar 1.1 Konfigurasi Buoy TAO/TRITON di Sepanjang Khatulistiwa Samudera Pasifik (Sumber:http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj_over/map_array.html)

ISBN : 978-979-1458-64-1

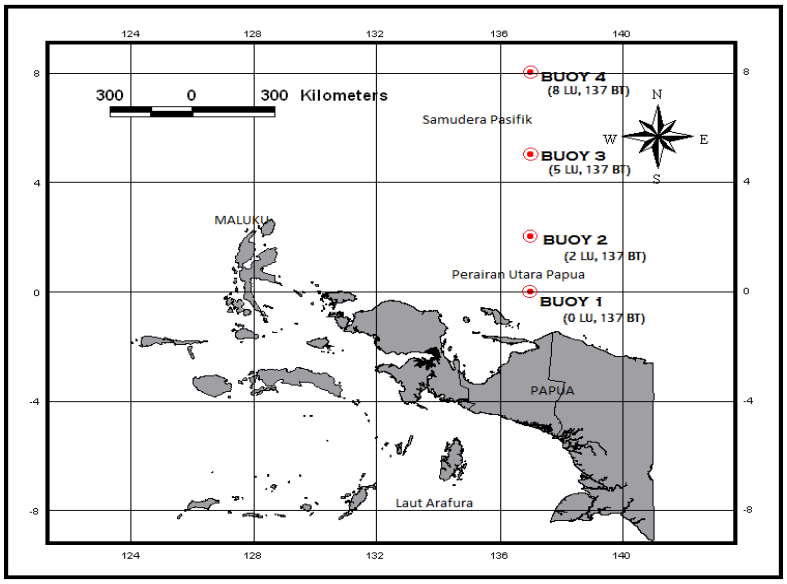
Mengingat pentingnya data SPL baik untuk pengkajian cuaca dan iklim maupun bidang kelautan, peningkatan kualitas data dari sisi akurasi dan resolusi spasial maupun temporal sangatlah diperlukan. Salah satu alternatif yang diharapkan bisa diandalkan adalah dengan memanfaatkan data SPL hasil estimasi algoritma Seadas dari pengamatan citra MODIS. Oleh karena itu, penelitian ini bertujuan untuk memverifikasi data SPL citra MODIS dari satelit Aqua dengan menggunakan data insitu yang diperoleh dari data buoy TAO di wilayah perairan utara Papua. Data suhu permukaan laut citra MODIS diekstrak dengan memanfaatkan algoritma Seadas yang diturunkan dari program RT-STPS (*Real Time Software Telemetry Processing System*) dan IMAPPdengan menggunakan data tambahan *ancillary* yang diperoleh dari situs NASA. Posisi lautan Papua yang strategis serta tersedianya data observasi suhu permukaan laut dari buoy TAO (*Tropical Atmosphere Ocean*) menjadikan wilayah perairan utara Papua menjadi pilihan lokasi kajian dalam penelitian ini.

2. DATA DAN METODOLOGI

Data yang digunakan dalam penelitian ini terdiri dari data harian citra MODIS hasil olahan program IMAPP produk *ocean* (Seadas) serta data harian suhu permukaan laut buoy TAO selama periode Januari sampai Oktober 2012. Citra MODIS diperoleh dari sistem penerima data satelit dari stasiun bumi LAPAN Pare-pare, Sulawesi Selatan, sedangkan data Suhu Permukaan Lautin-situ diperoleh dari situs TAO(http://www.pmel.noaa.gov/tao/data_deliv/deliv.html). Wilayah kajian penelitian adalah perairan utara Papua dengan mengambil 4 titik lokasi buoy, terdiri dari Buoy-1 (0° LU, 137° BT), Buoy-2 (2° LU, 137° BT), Buoy-3 (5° LU, 137° BT) dan Buoy-4 (8° LU, 137° BT) seperti disajikan pada Gambar 2.1.

Pengolahan data citra MODIS dimulai denganmengkonversi data mentah (*raw data*) menjadi data level-0 menggunakan program RTSTPS (*Real Time Software Telemetry Processing System*). Pengolahan selanjutnya menjadi level 1-A, 1-B dan pengolahan geolokasi serta menjadi data level 2 produk Seadas dilakukan dengan menggunakan program IMAPP (*International MODIS/AIRS Processing Package*). Data SPL dariproduk Seadas kemudian diekstrak dan diambil nilainya untuk setiap lokasi (titik) kajian. Data SPL titik ditentukan dari rata-rata nilai piksel sebesar 0,25° di sekitar titik tersebut. Ekstraksi dan penentuan data SPL titik dilakukan dengan software *HDFView* dan *Microsoft Excel*.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2.1 Lokasi Buoy TAO yang menjadi wilayah kajian penelitian

Verifikasi data SPL MODIS dengan data buoy dilakukan secara visual, berdasarkan grafik time series dan grafik 1:1, serta secara statistik dengan uji-T dua sampel menggunakan program Minitab 14. Metode statistik ini dilakukan untuk menguji kesamaan rata-rata dari dua populasi (SPL MODIS dan SPL buoy) yang bersifat independen, dimana antara populasi satu dengan lainnya tidak berpengaruh atau tidak saling berhubungan. Hipotesis yang dirumuskan dalam uji-T ini adalah sebagai berikut:

$$H_0 : \mu_1 = \mu_2, \text{ dan } H_1 : \mu_1 \neq \mu_2$$

Dimana μ_1 adalah data SPL in-situ dari buoy TAO dan μ_2 adalah data SPL Citra MODIS dari algoritm Seadas. Pengambilan keputusan apakah hipotesis diterima atau ditolak, ditentukan dari nilai T-hitung. Jika T-hitung lebih kecil dari T-tabel (berada dalam selang kritis T), maka hipotesis nol (H_0) diterima, dan sebaliknya.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Deskripsi statistik (rata-rata, minimum, maksimum, standar deviasi) data SPL citra MODIS dan buoy TAO di keempat lokasi pengamatan tersaji pada Tabel 3.1. Pada Tabel, rata-rata suhu permukaan laut harian di wilayah perairan utara Papua, berdasarkan pengamatan buoy, adalah sebesar 29,3°C, dengan kisaran 28-31°C selama bulan Januari-Oktober 2012. Hasil pengolahan data SPL citra MODIS di keempat lokasi buoy menunjukkan bahwa nilai yang diberikan algoritma Seadas rata-rata lebih rendah sekitar 1,27°C dibandingkan data observasi. Meskipun demikian, nilai

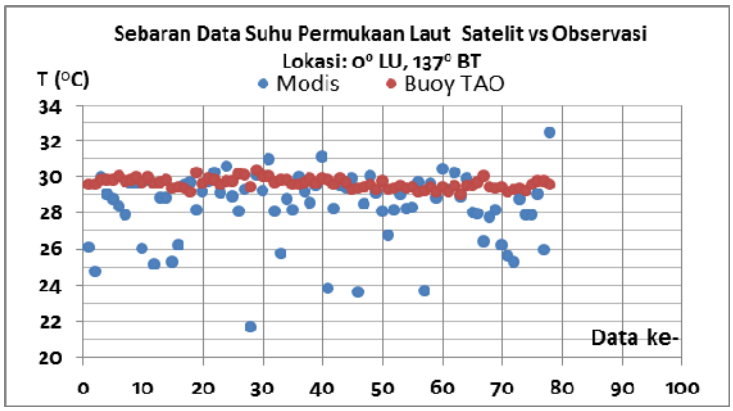
ISBN : 978-979-1458-64-1

minimum yang diperoleh citra MODIS jauh lebih rendah dari data buoy hingga mencapai 7,4°C, sedangkan nilai maksimum rata-ratanya lebih besar sekitar 1,33°C dari data buoy.

Tabel 3.1 Deskripsi statistik data Suhu Permukaan Laut citra Aqua MODIS dan observasi di keempat titik pengamatan periode Jan-Okt 2012

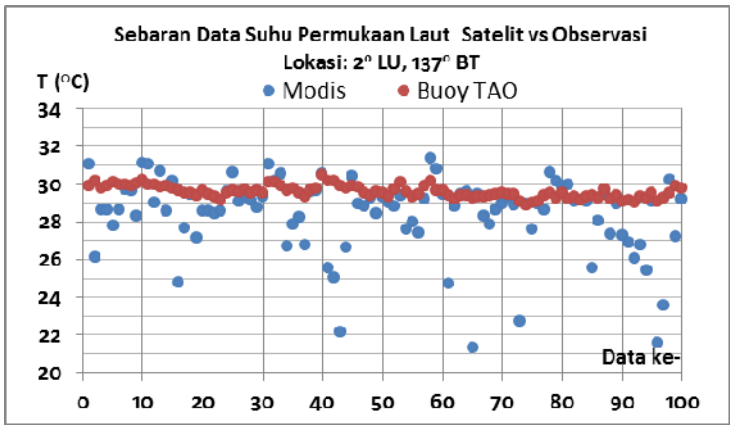
	Buoy-1 0°LU,137°BT		Buoy-2 2°LU,137°BT		Buoy-3 5°LU,137°BT		Buoy-4 8°LU,137°BT	
	MODIS	Obs	MODIS	Obs	MODIS	Obs	MODIS	Obs
Jumlah Data	78	78	103	103	94	94	88	88
Minimum (°C)	21,70	29,03	21,32	28,86	20,21	28,88	20,27	28,27
Maksimum(°C)	32,40	30,36	31,38	30,50	31,98	30,27	31,99	30,36
Rata-rata(°C)	28,28	29,61	28,38	29,58	28,18	29,46	28,04	29,31
Standar Deviasi	1,93	0,28	2,01	0,33	1,96	0,29	1,91	0,48
Selisih SPL-Obs	1,33	0	1,20	0	1,28	0	1,27	0

Gambar 3.1 menyajikan plot sebaran data harian antara SPL citra MODIS dibandingkan dengan SPL hasil pengukuran buoy TAO di keempat titik pengamatan secara time series.Jumlah data yang tertera pada sumbu-x disesuaikan dengan ketersediaan data citra MODIS, sehingga grafik yang ditampilkan memiliki skala waktu yang tidak linier, tetapi hanya menunjukkan urutan data. Berdasarkan gambar terlihat bahwa rata-rata nilai SPL yang dihasilkan citra MODIS berada di bawah nilai SPL buoy pada semua titik kajian (Buoy-1 s/d Buoy-4). Tidak dapat diketahui apakah pola naik-turunnya nilai SPL citra MODIS mengikuti pola yang diberikan SPL observasi.Kisaran nilai SPL (maksimum-minimum) yang diberikan citra MODIS juga lebih tinggi dibandingkan SPL observasi. Meskipun demikian, nilai SPL citra MODIS yang mendekati atau sama dengan nilai observasi juga terlihat cukup banyak.

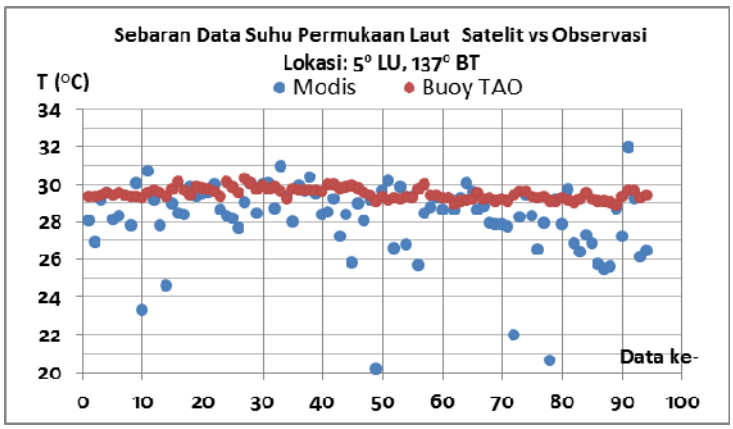


(a)

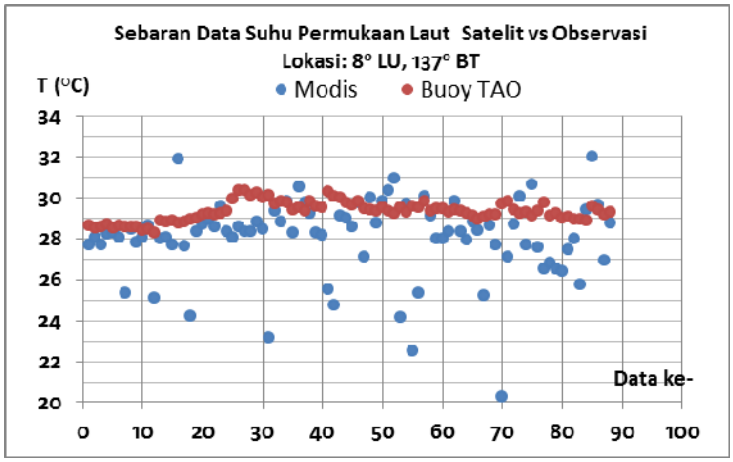
ISBN : 978-979-1458-64-1



(b)



(c)



(d)

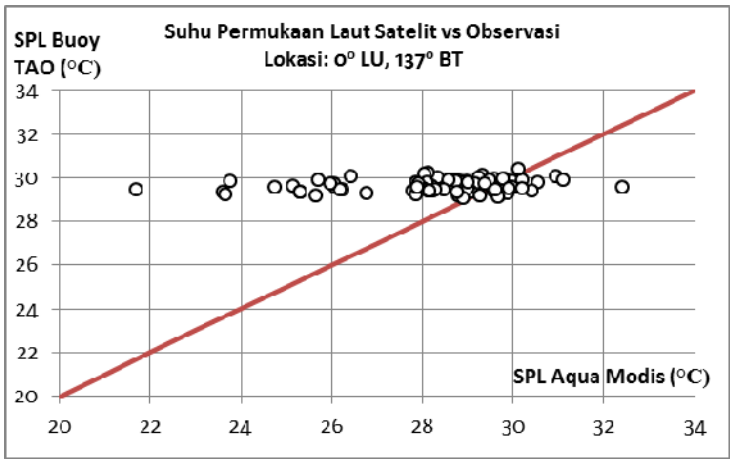
Gambar 3.1 Sebaran data Suhu Permukaan Laut citra Aqua MODIS dan observasi di keempat titik pengamatan periode Jan-Okt 2012 (a) Buoy-1, (b) Buoy-2, (c) Buoy-3, (d) Buoy-4

Gambar 3.2 menyajikan grafik perbandingan 1:1 antara SPL data MODIS dengan data observasi buoy TAO. Jika nilai SPL MODIS sama dengan nilai SPL observasi, maka titik plot data

ISBN : 978-979-1458-64-1

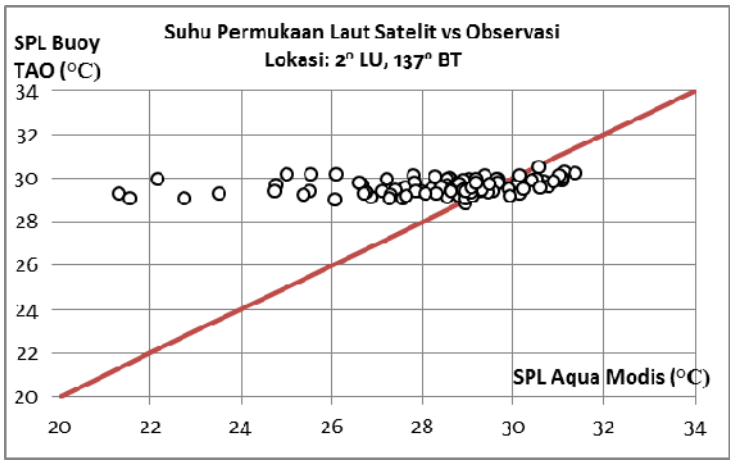
akan berada tepat pada garis 1:1. Hasil plot data selama periode Januari–Oktober 2012 menunjukkan bahwa nilai SPL citra MODIS tidak sepenuhnya berada pada garis 1:1, yang berati rata-rata nilai SPL citra MODIS berbeda dengan data observasi buoy TAO. Hal yang demikian terjadi pada keempat lokasi titik pengamatan (Buoy 1-4). Berdasarkan grafik juga terlihat bahwa rata-rata plot, di keempat titik pengamatan, berada di sebelah kiri (atas) garis 1:1 yang menandakan bahwa nilai SPL citra MODIS kebanyakan lebih rendah dari SPL data observasi.

Verifikasi data SPL citra MODIS dengan data buoy TAO juga dilakukan melalui metode statistik menggunakan Uji-T. Metode ini bertujuan untuk menguji kesamaan rata-rata dari 2 populasi yang bersifat independen, dimana peneliti tidak memiliki informasi mengenai ragam populasi. Independen yang dimaksud adalah bahwa populasi yang satu tidak dipengaruhi atau tidak berhubungan dengan populasi yang lain. Uji dilakukan untuk mengetahui apakah nilai SPL yang diberikan citra MODIS tidak berbeda nyata dengan data SPL buoy TAO (H_0). Berdasarkan hasil perhitungan, dengan selang kepercayaan sebesar 95%, nilai T-hitung yang diperoleh dari keempat titik pengamatan lebih besar daripada T-tabel (lihat Tabel 3.2). Hasil ini menunjukkan bahwa Hipotesis nol (H_0) ditolak, dan menerima H_1, yang berarti nilai SPL dari citra MODIS berbeda nyata dengan nilai SPL buoy TAO.

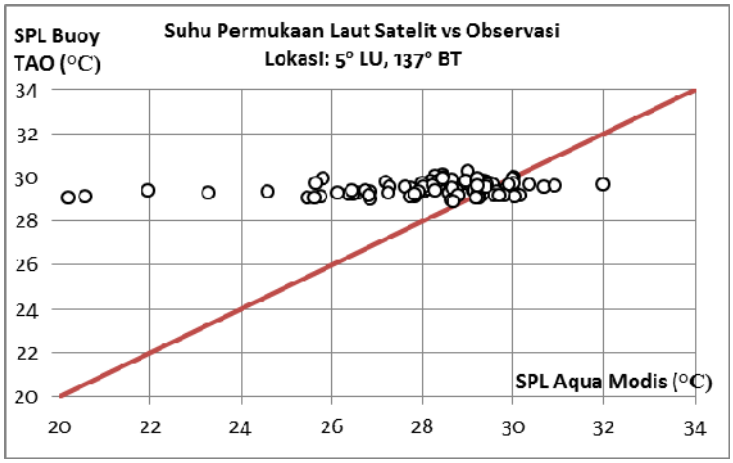


(a)

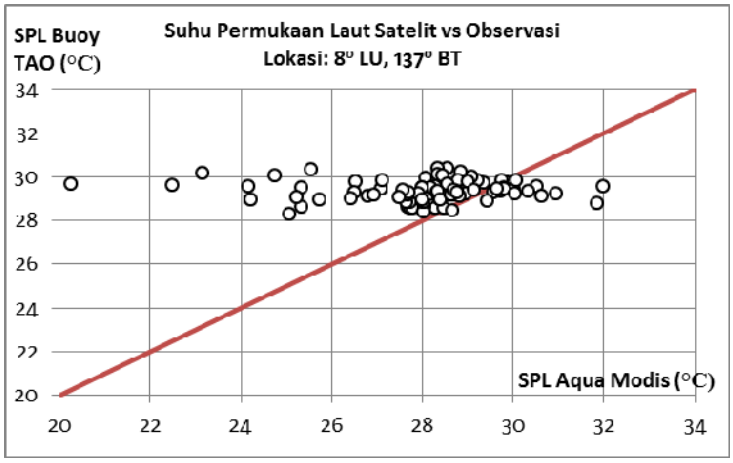
ISBN : 978-979-1458-64-1



(b)



(c)



(d)

Gambar 3.2 Grafik perbandingan 1:1antara data Suhu Permukaan Laut citra Aqua MODIS dengan observasi di keempat titik pengamatan periode Jan-Okt 2012 (a) Buoy-1, (b) Buoy-2, (c) Buoy-3, (d) Buoy-4

ISBN : 978-979-1458-64-1

Tabel 3.2 Hasil Uji-T Dua Sampel data Suhu Permukaan Laut citra Aqua MODIS dengan observasi di keempat titik pengamatan periode Jan-Okt 2012.

Verifikasi SPL MODIS dengan Buoy TAO	Buoy-1 $0^oLU,137^oBT$	Buoy-2 $2^oLU,137^oBT$	Buoy-3 $5^oLU,137^oBT$	Buoy-4 $8^oLU,137^oBT$
Alpha	0.05	0.05	0.05	0.05
T-Value	6.02	5.97	6.28	6.04
P-value	0.000	0.000	0.000	0.000
DF	80	107	97	97
T-Table	1.990	1.984	1.984	1.984

Hasil-hasil pengolahan data baik secara visual (grafik) maupun uji statistik memperlihatkan bahwa nilai SPL yang diturunkan algoritma Seadas dari citra Aqua MODIS tidak memberikan nilai yang sama (berbeda nyata) dengan nilai SPL observasi dari buoy TAO. Secara umum nilai SPL hasil satelit lebih rendah dibandingkan SPL observasi. Hal ini dimungkinkan oleh tidak adanya filter awan pada algoritma Seadas sehingga pada banyak sampel, mengingat kondisi Indonesia yang sering berawan, data SPL yang diberikan tidak menunjukkan nilai yang sebenarnya.

Perbedaan waktu pengamatan antara perekaman data satelit dengan pengukuran buoy TAO juga dikhawatirkan menjadi penyebab perbedaan nilai SPL. Seperti diketahui, satelit Aqua melintas dua kali setiap hari pada sekitar pukul 13.00-14.00 waktu setempat, sedangkan data pengukuran buoy TAO diambil pada pukul 12.00. Meskipun demikian, Krismianto (2012) mengungkapkan bahwa nilai varian harian dari data SPL jam-jaman buoy TAO adalah sangat kecil dan mendekati nol, atau dalam kata lain dalam skala waktu jam-jaman nilai SPL tidak banyak berubah, sehingga kekhawatiran tersebut seharusnya dapat diabaikan.

Penelitian mengenai validasi data satelit dengan data insitu buoy TAO di wilayah perairan utara juga dilakukan oleh Sukresno dkk (2008) dan Isniawati (2011), yang menggunakan data dari satelit NOAA-AVHRR. Kedua peneliti tersebut menyimpulkan bahwa SPL hasil pengukuran buoy TAO relatif lebih tinggi di bandingkandengan SPL satelit NOAA-AVHR. Perbedaan ini disebabkan oleh '*coolskin effect',* yaitu lapisan permukaan laut yang sangat tipis (beberapa mikrometer) yang lebih dingin dari air bawahnya (Isniawati, 2011). Satelit hanyamendeteksi suhu permukaan laut (*cool skin*) pada kedalaman 3,70–12,00 mmsedangkan SPL hasil pengukuran yang dideteksi oleh buoy TAO/TRITONdilakukan pada kedalaman 1,50 m.

Penentuan nilai SPL dari citra MODIS menggunakan algoritma Seadas tidak memberikan nilai yang mendekati data observasi untuk kasus di wilayah perairan utara Papua. Oleh karena itu,

ISBN : 978-979-1458-64-1

perlu dilakukan beberapa modifikasi agar data SPL citra MODIS tetap dapat digunakan.Meskipun demikian, terdapat pula beberapa kasus dimana nilai yang dihasilkan citra MODIS tidak berbeda dengan observasi. Ini menandakan perlunya penelitian lebih lanjut mengenai karakteristik data citra MODIS khusunya produk Seadas, sehingga dapat diketahui penyebab perbedaan data satelit dengan nilai yang sebenarnya. Hal lain yang juga perlu diperhatikan adalah kondisi perawanan pada saat pengambilan data. Dengan memastikan kondisi awan cerah (*clear sky*) perbedaan hasil perekaman satelit dengan nilai yang sebenarnya dapat diminimalisasi.

4. KESIMPULAN

Rata-rata suhu permukaan laut harian di wilayah perairan utara Papua, berdasarkan pengamatan buoy, adalah sebesar 29,3°C, dengan kisaran 28-31°C selama bulan Januari-Oktober 2012. Hasil pengolahan data SPL citra MODIS di keempat lokasi buoy menunjukkan bahwa nilai yang diberikan algoritma Seadas rata-rata lebih rendah sekitar 1,27°C dibandingkan data observasi.Hasil-hasil pengolahan data baik secara visual (grafik) maupun uji statistik memperlihatkan bahwa nilai SPL yang diturunkan algoritma Seadas dari citra Aqua MODIS tidak memberikan nilai yang sama (berbeda nyata) dengan nilai SPL observasi dari buoy TAO. Secara umum nilai SPL hasil satelit lebih rendah dibandingkan SPL observasi. Hal ini dimungkinkan oleh tidak adanya filter awan pada algoritma Seadas sehingga pada banyak sampel, data SPL yang diberikan tidak menunjukkan nilai yang sebenarnya.

DAFTAR RUJUKAN

Isniawati, H. 2011. Validasi dan Pengembangan Algoritma Suhu Permukaan Laut Pathfinder Satelit NOAA–AVHRR di Perairan Utara Papua. Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan. Institut Pertanian Bogor. Bogor.

Kashino, Y., A. Ishida, dan S. Hosoda. 2011. Observed Ocean Variability in The Mindanao Dome Region. American Meteorological Society. DOI:10.1175/2010JPO4329.1. Pp.287–301.

Krismianto. 2012. Identifikasi Varian Jam-jaman Perubahan Suhu Permukaan Laut Menggunakan data Buoy TAO (*Tropical Atmosphere Ocean*). Dalam Hermawan, dkk (Ed). Atmosfer Indonesia: Sains, Teknologi dan Aplikasinya.CV Andira. Bandung.

Murakami, H. 1999. Surface Temperature Estimation using Visible and Infrared Scanner (VIRS). National Space Development Agency of Japan. Tokyo.

Nontji, A. 2005. Laut Nusantara. Djambatan. Jakarta.

Sukresno, B., A. Zahrudin, dan Dedy. 2008. Validasi Algoritma MCSST SatelitNOAA – AVHRR Untuk Penentuan Suhu Permukaan Laut denganMenggunakan Data Buoy TAO. Jurnal Kelautan Nasional. 3(1):12-25.

Wyrtki, K. 1961. Physical Oceanography of Southeast Asian Waters. TheUniversity of California. Sandiego.

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANALISIS CURAH HUJAN EKSTREM DAN HARI KERING DI PROVINSI KALIMANTAN TIMUR BERBASIS DATA SATELIT TRMM

Sartono Marpaung dan Eddy Hermawan
Peneliti Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer LAPAN
Jl. DR. Djundjunan No. 133 Bandung - 40173
tono_lapan@yahoo.com

Abstract

In this paper an analysis of extreme rainfall and dry spell was carried out based on the daily rainfall data from TRMM satellite (3B42 version 7) for East Kalimantan. InterQuartile Range (IQR) method was used to determine the threshold values of rainfall extremes. The results showed that the threshold values of rainfall extremes ranging from 50 to 100 mm/day. The total daily extreme rainfall events during the observation period (1998 to 2011) spatially have variations, between 25 to 50 days. Extreme rainfall events with the number of events 35 to 45 days predominantly occurred. Extreme rainfall events scattered at random, there was no study region was dominant with a high or low of events. For the analysis of dry spell was used meteorological criteria of less than 1 mm/day. The results of analysis showed that the number of dry spell were between 1200 to 3000 days. Number of dry spell in the eastern (coastal and marine) the study of area were generally higher than in the west. It is thought to result from the influence of the summer monsoon east that have a strong effect on rainfall in the western part of the study area.

***Keywords** : Rainfall, dry spell, extreme and InterQuartile Range.*

Abstrak

Dalam makalah ini dilakukan analisis curah hujan ekstrem dan hari kering berdasarkan data curah hujan harian dari satelit TRMM (3B42 versi 7) untuk wilayah Kalimantan Timur. Metode *InterQuartile Range* (*IQR*) digunakan untuk menentukan nilai ambang batas curah hujan ekstrem. Hasil yang diperoleh menunjukkan bahwa nilai ambang batas curah hujan ekstrem berkisar antara 50 sampai 100 mm/ hari. Total kejadian curah hujan ekstrem skala harian selama periode pengamatan (1998 s/d. 2011) secara spasial bervariasi, antara 25 sampai 50 hari. Kejadian curah hujan ekstrem dengan jumlah kejadian 35 sampai 45 hari dominan terjadi. Kejadian curah hujan ekstrem tersebar secara acak, tidak terdapat wilayah kajian yang dominan dengan jumlah kejadian yang tinggi/rendah. Untuk analisis hari kering digunakan kriteria meteorologi yaitu curah hujan kurang dari 1 mm/hari. Hasil analisis menunjukkan jumlah hari kering antara 1200 sampai 3000 hari. Jumlah hari kering di bagian timur (pesisir dan perairan) wilayah kajian pada umumnya lebih tinggi dibandingkan di bagian barat. Hal tersebut diduga akibat dari pengaruh monsun timur musim panas yang mempunyai pengaruh kuat terhadap curah hujan di bagian barat wilayah kajian.

Kata kunci : Curah hujan, hari kering, ekstrem dan *InterQuartile Range*.

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

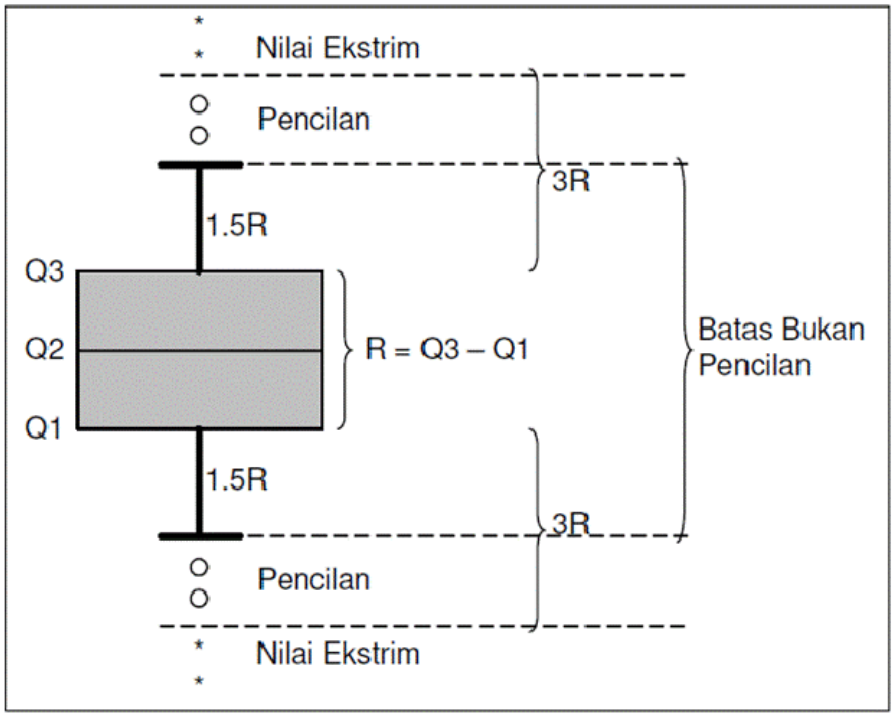
Kondisi perubahan cuaca dan iklim yang tidak menentu atau bersifat dinamis dapat mengakibatkan terjadinya kerugian di berbagai sektor, khususnya sektor yang tergantung pada kondisi cuaca dan iklim. Akibat yang paling penting dari proses perubahan cuaca dan iklim ini adalah timbulnya peristiwa kondisi ekstrem seperti hujan badai, banjir, tanah longsor dan kekeringan yang semakin sering terjadi di wilayah Indonesia. Secara kuantitas kejadian anomali cuaca/iklim cenderung meningkat dengan durasi yang semakin panjang, tingkat anomali yang semakin tinggi dan siklus kejadian yang makin pendek (Irawan, 2010). Bentuk dari anomali cuaca/iklim adalah terjadinya curah hujan yang sangat tinggi/ekstrem maksimum yang dapat terjadi dalam skala temporal yang singkat, karena curah hujan memiliki variabilitas yang tinggi. Di samping itu terdapat juga peristiwa curah hujan ekstrem minimum atau hari kering yang berkepanjangan (kekeringan). Untuk ekstrem minimum/kekeringan, analisis didasarkan pada akumulasi dan kontinuitas hari kering yang terjadi dan cakupan wilayah secara spasial. Peristiwa curah hujan ekstrem dan hari kering yang berkepanjangan/kekeringan merupakan dua peristiwa yang dapat menyebabkan terjadinya bencana meteorologi yang mempunyai resiko besar dan merugikan bagi manusia dan lingkungannya.

Oleh karena itu diperlukan penelitian yang mendalam dan terarah terkait dengan kondisi ekstrem dalam curah hujan. Dengan ketersediaan data curah hujan dari satelit TRMM, dalam penelitian ini kajian difokuskan untuk menganalisis kejadian curah hujan ekstrem skala harian dan hari kering. Tujuannya untuk mengetahui karakteristik dan sebaran dari kejadian-kejadian curah hujan ekstrem dan hari kering. Dengan demikian dapat diketahui wilayah-wilayah yang rawan dengan kejadian ekstrem serta daerah yang rentan mengalami kekeringan atau kekurangan air yang bersumber dari kurangnya curah hujan.

2. DATA DAN METODE

Data yang digunakan adalah curah hujan harian 3B42_V7 dari satelit TRMM. Data tersebut memiliki resolusi spasial $0{,}25^o$ x $0{,}25^o$. Periode data yang digunakan dari tahun 1998 s/d 2011. Sumber data ftp://disc2.nascom.nasa.gov/data/. Wilayah kajian adalah Provinsi Kalimantan Timur dengan batas zonal : $113{,}625^o$ s/d $119{,}125^o$ BT dan batas meridional : $2{,}375^o$ LS sampai $4{,}625^o$ LU. Dalam menganalisis kejadian curah hujan ekstrem digunakan metode InterQuartile Range (IQR) untuk menentukan nilai ambang batas curah hujan ekstrem dan mengidentifikasi kejadiannnya. Metode *InterQuartile Range (IQR)* digambarkan sebagai berikut (Sumartini, 2007).

ISBN : 978-979-1458-64-1



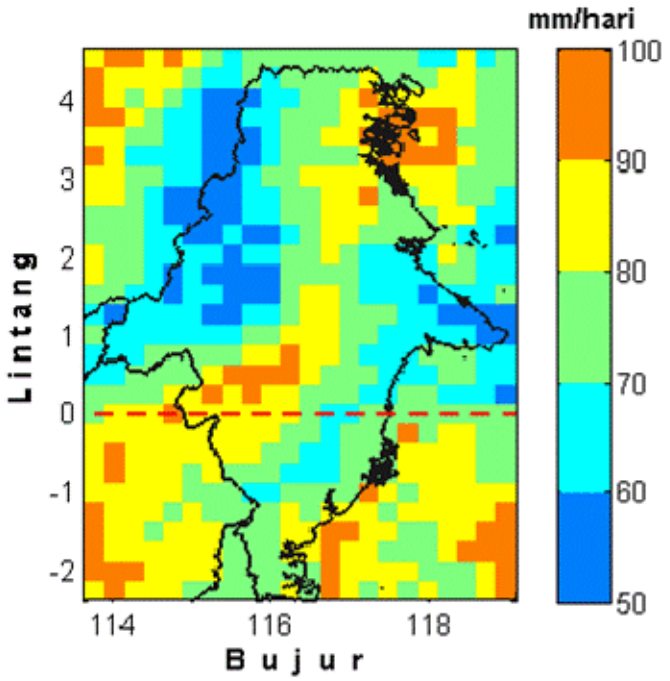
Gambar 1. Metode InterQuartile Range dan ambang batas nilai ekstrem

Ambang batas nilai curah hujan ekstrem = Q_3+3R, dimana Q1= kuartil bawah, Q2 = kuartil tengah, Q3 = kuartil atas dan R = selisih antara kuartil atas dengan kuartil bawah. Selanjutnya dilakukan analisis hari kering untuk mengetahui jumlah hari kering dan wilayah yang dominan mengalaminya selama periode pengamatan dengan syarat/kriteria hari kering secara meteorologi yaitu curah hujan harian kurang dari 1 mm/hari (Sartono *et al.*, 2011).

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Dari analisis data yang telah dilakukan terhadap data curah hujan harian dari satelit TRMM dari tahun 1998 s/d 2011 (14 tahun), diperoleh nilai ambang batas curah hujan ekstrem skala harian sebagai berikut.

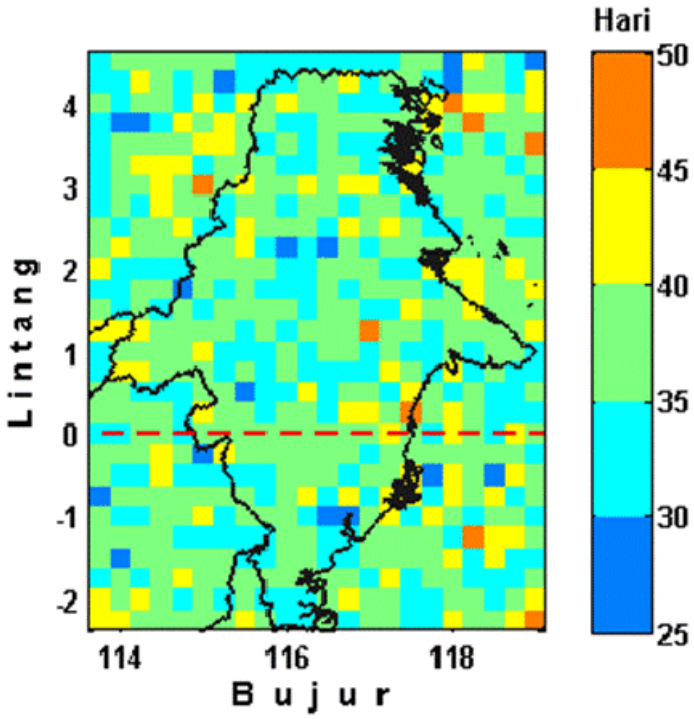
ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2. Peta spasial nilai ambang curah hujan ekstrem skala harian untuk Provinsi Kalimantan Timur dran sekitarnya

Peta nilai curah hujan ekstrem harian untuk Pulau Jawa bervariasi, mulai dari 50 s/d 100 mm/hari seperti ditampilkan pada Gambar 2. Nilai ambang batas yang rendah yaitu 50 sampai 70 mm/hari dominan terjadi di wilayah dekat perbatasan dengan negara Malaysia dan hanya kecil terdapat di bagian timur wilayah kajian. Sedangkan nilai ambang batas yang tinggi yakni 80 sampai 100 mm/hari terpencar pada wilayah kajian (tidak dominan pada wilayah tertentu). Sebagian besar nilai ambang batas yang tinggi terdapat di wilayah perairan dan daratan yang bertopografi tinggi. Nilai ambang batas curah hujan ekstrem menunjukkan bahwa curah hujan harian di Provinsi Kalimantan Timur memiliki variabilitas yang tinggi antar wilayah (spasial). Kemungkinan faktor yang menyebabkan hal tersebut adalah posisi geografis wilayah kajian yang terletak persis di garis ekuator. Nilai ambang batas yang telah diperoleh digunakan sebagai acuan untuk mengidentifikasi kejadian-kejadian curah hujan ekstrem. Berdasarkan nilai ambang batas yang telah diperoleh, dilakukan identifikasi untuk mengetahui jumlah kejadian curah hujan ekstrem harian selama periode pengamatan seperti ditampilkan dalam Gambar 3. berikut.

ISBN : 978-979-1458-64-1

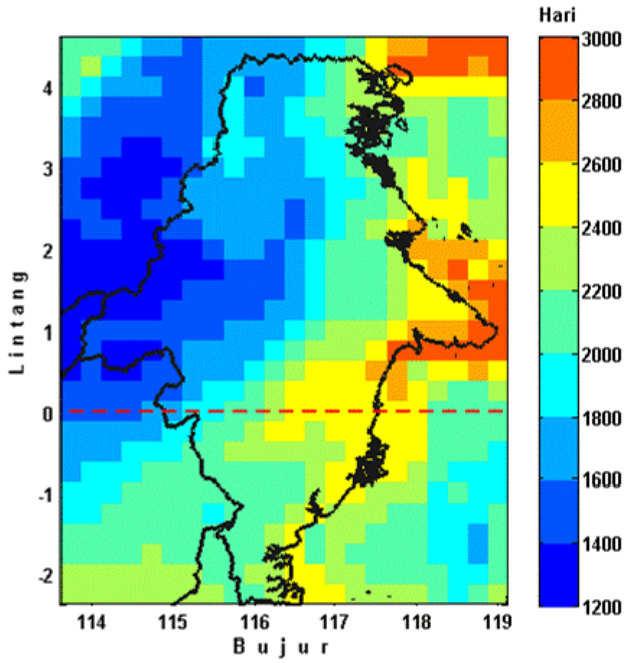


Gambar 3. Total kejadian curah hujan kejadian curah hujan ekstrem skala harian di Provinsi Kalimantan Timur dari tahun 1998 s/d. 2011

Jumlah kejadian curah hujan ekstrem selama 14 tahun pengamatan (1998 s/d 2011) pada wilayah kajian ditunjukkan dalam Gambar 3., dengan jumlah hari/banyaknya kejadian curah hujan ekstrem antara 25 sampai 50 hari. Sebaran hasil menunjukkan bahwa kejadian dengan jumlah hari kejadian 30 sampai 45 hari mendominasi wilayah kajian. Sedangkan kejadian dengan jumlah hari 25 sampai 30 hari dan 45 sampai 50 hari terjadi di sebagian kecil wilayah kajian. Sebaran kejadian curah hujan dengan jumlah hari kejadian yang rendah sampai yang tinggi tersebar secara acak pada wilayah kajian. Hal tersebut menunjukkan bahwa kerentanan akan kejadian curah hujan ekstrem skala harian hampir merata pada wilayah kajian (tidak terdapat wilayah yang dominan kejadian curah hujan ekstrem dengan jumlah kejadian yang tinggi/rendah). Tampak bahwa seluruh wilayah kajian pernah mengalami kejadian curah hujan ekstrem.

Untuk pembahasan selanjutnya, dalam makalah ini dilakukan analisis / penentuan jumlah hari kering berdasarkan kriteria meteorologi selama periode pengamatan dengan hasil sebagai berikut.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 4. Jumlah hari kering (curah hujan < 1 mm/hari) yang terjadi dari tahun 1998 sampai 2011 di Provinsi Kalimantan Timur

Peta spasial jumlah hari kering di Provinsi Kalimantan Timur yang terjadi antara 1200 sampai 3000 hari sperti ditampilkan pada Gambar 4. Jumlah hari kering yang rendah yaitu 1200 sampai 1800 hari pada umumnya terdapat di bagian barat. Ini mengandung arti bahwa wilayah tersebut mempunyai hari hujan yang lebih tinggi dibandingkan wilayah lain. Sedangkan jumlah hari kering yang tinggi antara 2400 sampai 3000 hari dominan terdapat di bagian timur wilayah kajian, khususnya daerah pesisir dan perairan/laut. Hal tersebut menunjukkan bahwa wilayah pesisir bagian timur memiliki tingkat kebasahan yang lebih rendah dibandingkan wilayah lainnya dan memungkinkan terjadinya kekurangan pasokan air (kekeringan) yang bersumber dari curah hujan. Jumlah hari kering yang rendah di bagian barat wilayah kajian menunjukkan bahwa wilayah tersebut memiliki jumlah hari hujan yang lebih tinggi/lebih basah. Hal tersebut diduga akibat pengaruh dari monsun timur musim panas yang terjadi di Laut Cina Selatan yang sangat dominan dalam mempengaruhi curah hujan (Suryantoro*, et al.*). Pengaruh monsun Asia dan Australia mengakibatkan terjadinya variasi iklim secara musiman dan secara bergantian beberapa tempat di wilayah Indonesia dilanda bencana banjir dan kekeringan (Tjasyono, 2007).

Hasil keseluruhan menunjukkan ada perbedaan yang nyata dari sebaran nilai ambang batas, jumlah kejadian curah hujan ekstrem dan jumlah hari kering. Terkait kejadian curah hujan ekstrem, sebaran kejadian tidak tampak pengaruh faktor lokal seperti topografi/elevasi permukaan daratan.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Kemungkinan pengaruh dari faktor global lebih dominan mempengaruhi kejadian curah hujan ekstrem. Sedangkan sebaran hari kering menunjukkan bahwa faktor lokal/regional lebih kuat pengaruhnya dibanding faktor global ditinjau dari variasi-variasi spasial jumlah hari kering yang sangat kontras di sebelah barat dan timur wilayah kajian.

4. KESIMPULAN

Nilai ambang batas curah hujan ekstrem skala harian antara 50 sampai 100 mm/ hari dan tersebar secara acak. Jumlah kejadian curah hujan ekstrem harian dari 1998 s/d. 2011 bervariasi, antara 25 sampai 50 hari. Kejadian curah hujan ekstrem dengan durasi 35 sampai 45 hari dominan terjadi. Kejadian curah hujan ekstrem lebih sering terjadi di wilayah perairan dibandingkan dengan wilayah daratan. Jumlah hari kering selama 14 tahun pengamatan antara 1200 sampai 3000 hari . Hari kering lebih dominan terjadi di bagian timur (pesisir dan perairan) wilayah kajian dibandingkan di bagian barat. Bagian barat mempunyai hari hujan yang lebih tinggi dibandingkan bagian timur.

DAFTAR RUJUKAN

Irawan, Fenomena Anomali Iklim El Nino dan La Nina-Kecenderungan Jangka Panjang dan Pengaruhnya Terhadap Produksi Pangan, Forum Penelitian Agro Ekonomi, 24(1), 28-45, 2006.

Marpaung, S., Noersomadi dan Harjana, T., Analisis Curah Hujan dan Hari Kering di Kota Bandung, Prosiding Seminar Nasional Fisika P2 F LIPI, 2011.

Sumartini, Pencilan (Outlier), Diktat Kuliah Jurusan Statistika Universitas Padjadjaran Jatinangor–Jawa Barat, 2007.

Suryantoro, Krismianto dan Muzirwan, Pengaruh Fenomena Monsun Asia Timur dan Tenggara Terhadap Variasi Spasial Curah Hujan di Sumatera dan Kalimantan", Prosiding Seminar Nasional Sains Atmosfer I, LAPAN – Bandung, 2010.

Tjasyono, B., Variasi Iklim Musiman dan Non Musiman di Indonesia, di sajikan pada Lokakarya Meteorologi, Geofisika dan Klimatologi untuk media dan pengguna jasa BMKG, Jakarta, 2007.

ISBN : 978-979-1458-64-1

PENGARUH FENOMENA ENSO TERHADAP KEJADIAN CURAH HUJAN EKSTREM DI PULAU JAWA BERDASARKAN DATA PERSIANN

Sartono Marpaung dan Teguh Harjana
Peneliti Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer LAPAN
Jl. DR. Djundjunan No. 133 Bandung - 40173
tono_lapan@yahoo.com

Abstract

To determine the influence of the ENSO phenomenon to extreme rainfall events, an analysis has be done of the rainfall data from PERSIANN (Precipitation Estimation from Remote Sensing Information using Artificial Neural Network) and the Southern Oscillation Index data. Rainfall data have a temporal resolution of 6 hours and spatial resolution of 0.25^o x 0.25^o. Data sources http://chrs.web.uci.edu/persiann/. In analyzing of the data, cumulative distribution function and correlation were used. Criteria used for extreme rainfall was cumulative probability greater than 0,995. The analysis showed that the threshold values of rainfall extremes in Java between 20 to 32 mm / 6 hours. Highest threshold (30 to 32 mm / 6 hours-an) found in the central Java and the waters to the south. During the observation period from 2001 s / d. 2011, the highest incidence of extreme rainfall in 2010 (6755 events) and the lowest in 2011 (2350 events). Correlation value between the Southern Oscillation Index by the number of extreme rainfall events by 30,26%. Based on the many factors that influence precipitation, correlation obtained indicated that ENSO strongly influence extreme rainfall events.

Keywords : *Extreme, rainfall, ENSO, PERSIANN and correlation.*

Abstrak

Untuk mengetahui pengaruh fenomena ENSO terhadap kejadian curah hujan ekstrem, dilakukan analisis terhadap data curah hujan *PERSIANN* (*Precipitation Estimation from Remote Sensing Information using Artificial Neural Network*) dan data Indeks Osilasi Selatan. Data curah hujan memiliki resolusi temporal 6 jam-an dan spasial 0,25^o x 0,25^o. Sumber data *http://chrs.web.uci.edu/persiann/.* Dalam menganalisis data digunakan fungsi distribusi kumulatif dan korelasi. Kriteria curah hujan ekstrem yang digunakan adalah peluang kumulatif lebih besar dari 0,995. Hasil analisis menunjukkan bahwa nilai ambang batas curah hujan ekstrem di Pulau Jawa antara 20 sampai 32 mm/6 jam-an. Ambang batas tertinggi (30 sampai 32 mm/6 jam-an) terdapat di wilayah Jawa bagian tengah dan perairan di sebelah selatannya. Selama periode pengamatan dari tahun 2001 s/d. 2011, jumlah kejadian curah hujan ekstrem tertinggi tahun 2010 (6755 kejadian) dan terendah tahun 2011 (2350 kejadian). Nilai korelasi antara indeks osilasi selatan dengan jumlah kejadian curah hujan ekstrem sebesar 30,26%. Berdasarkan banyaknya faktor yang mempengaruhi curah hujan, korelasi yang diperoleh menunjukkan bahwa ENSO berpengaruh kuat terhadap kejadian curah hujan ekstrem.

Kata kunci : Ekstrem, curah hujan, ENSO, PERSIANN dan korelasi.

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Wilayah Indonesia sebagai negara kepulauan terletak di ekuator, terdapat di antara dua samudera besar, yaitu Samudera Pasifik di sebelah timur laut dan Samudera Hindia di sebelah barat daya. Kedua samudera tersebut merupakan sumber udara lembap yang banyak mendatangkan hujan bagi wilayah Indonesia. Pada siang hari proses evaporasi dari permukaan kedua samudera tersebut secara nyata akan meningkatkan kelembapan udara di atasnya. Dengan sirkulasi angin yang terjadi, kelembapan/uap air yang tinggi di atas kedua samudera tersebut akan mengakibatkan curah hujan di atas wilayah Indonesia menjadi tinggi dan rentan dengan kejadian curah hujan ekstrem (Tukidi, 2010). Pada dasarnya sistem cuaca dan iklim Indonesia dipengaruhi oleh beberapa faktor seperti : monsun, *ENSO*, *Dipole Mode*, *Madden Julian Oscillation* dan kondisi lokal seperti interaksi antar pulau serta topografi (Irawan, 2006). Pengaruh dari faktor-faktor tersebut dapat mengakibatkan terjadinya anomali cuaca/iklim. Anomali interaksi antara laut dan atmosfer di sekitar perairan Indonesia berpengaruh terhadap variabilitas hujan di Indonesia. Salah satu bentuk interaksi tersebut adalah kejadian *ENSO* (*El Nino Southern Oscillation*). Fenomena tersebut berperan penting terhadap kondisi ekstrem variabilitas hujan yang berdampak terhadap kondisi lingkungan secara global maupun regional (Luo *et al.*, 2010). Fluktuasi kejadian *ENSO* di Samudera Pasifik sangat berhubungan dengan curah hujan di Indonesia.

Untuk itu, dalam penelitian ini dilakukan analisis kejadian curah hujan ekstrem dan kaitannya dengan fenomena *ENSO*. Dengan penelitian yang dilakukan, dari hasil yang diperoleh diharapkan dapat diketahui besarnya pengaruh fenomena *ENSO* terhadap kejadian curah hujan ekstrem di wilayah Indonesia, khususnya di Pulau Jawa dan sekitarnya.

2. DATA DAN METODE

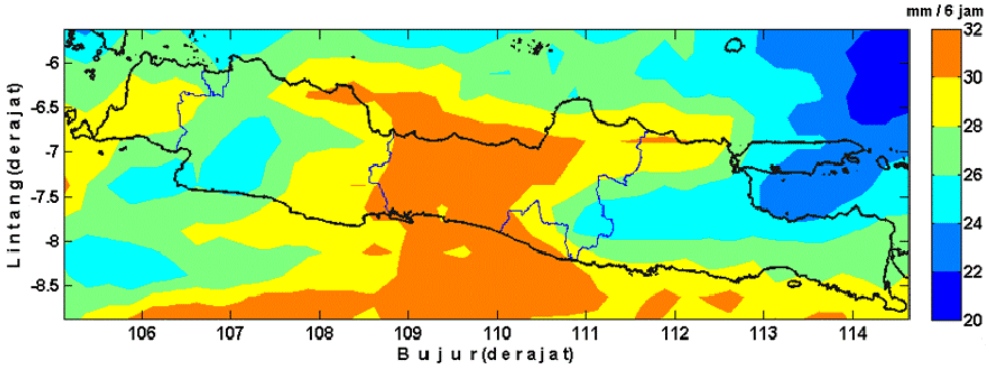
Dalam kajian ini data yang digunakan sebagai bahan analisis adalah data curah hujan dari *PERSIANN* (*Precipitation Estimation from Remote Sensing Information using Artificial Neural Network*). Data tersebut memiliki resolusi temporal 6 jam-an dan spasial $0{,}25^o$ x $0{,}25^o$. Data curah hujan *PERSIANN* dihasilkan dengan menggabungkan data curah hujan dari satelit (geostasioner dan orbital) dengan data curah hujan hasil observasi berbasis terestrial (radar dan penakar hujan). Untuk mengkombinasikan data-data tersebut, dalam komputasi data digunakan jaringan syaraf tiruan (*Artificial Neural Networks/ANN*). Kegiatan ini merupakan proyek riset dari *Center for Hidrometeorology and Remote Sensing* (*CHRS*), *University of California*. Sumber data *http://chrs.web.uci.edu/persiann/data.html*. Lokasi penelitian adalah Pulau Jawa dengan batas wilayah kajian dari $105{,}125^o$ sampai $114{,}625^o$ BT dan $5{,}625^o$ sampai $8{,}875^o$ LS. Untuk mengetahui

ISBN : 978-979-1458-64-1

pengaruh fenomena *ENSO* terhadap kejadian curah hujan ekstrem, yang pertama dilakukan adalah menganalisis kejadian curah hujan ekstrem. Dalam analisis tersebut ditentukan nilai ambang batas curah hujan ekstrem skala 6 jam-an dengan menggunakan fungsi distribusi kumulatif (Marpaung, 2010). Ambang batas yang telah diperoleh digunakan untuk menghitung jumlah kejadian curah hujan ekstrem yang terjadi selama periode pengamatan. Kejadian curah hujan ekstrem untuk setiap grid dijumlahkan untuk memperoleh total kejadian curah hujan ekstrem perbulan yang terjadi pada lokasi kajian. Selanjutnya untuk mengetahui pengaruh *ENSO* terhadap kejadian curah hujan ekstrem dilakukan analisis data fungsi korelasi. Fungsi tersebut digunakan untuk menentukan nilai koefisien korelasi antara total kejadian curah hujan perbulan dengan nilai bulanan indeks osilasi selatan. Data Indeks Osilasi Selatan diperoleh dari : http://www.bom.gov.au/climate/current/soihtm1.

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

Berdasarkan analisis data curah hujan yang telah dilakukan, diperoleh nilai ambang batas curah hujan ekstrem untuk wilayah kajian Pulau Jawa dan sekitarnya dengan hasil sebagai berikut :



Gambar 1. Nilai ambang batas curah hujan ekstrem skala 6 jam untuk Pulau Jawa.

Dalam Gambar 1. ditampilkan nilai ambang batas curah hujan ekstrem skala 6 jam-an dengan interval nilai antara 20 sampai 32 mm/6 jam. Nilai ambang batas yang tinggi di wilayah daratan dominan terjadi di Pulau Jawa bagian tengah. Sedangkan di wilayah perairan di sebelah selatan lebih tinggi dibandingkan bagian utara. Ambang batas terendah terdapat bagian timur sebelah utara wilayah kajian. Wilayah yang memiliki ambang batas tinggi menunjukkan bahwa curah hujan di wilayah tersebut memiliki variabilitas yang lebih besar dibandingkan dengan wilayah dengan ambang batas lebih rendah. Variabilitas yang tinggi di bagian selatan kemungkinan adanya pengaruh dari samudera luas di sekitarnya yaitu Samudera Hindia. Nilai ambang batas curah hujan

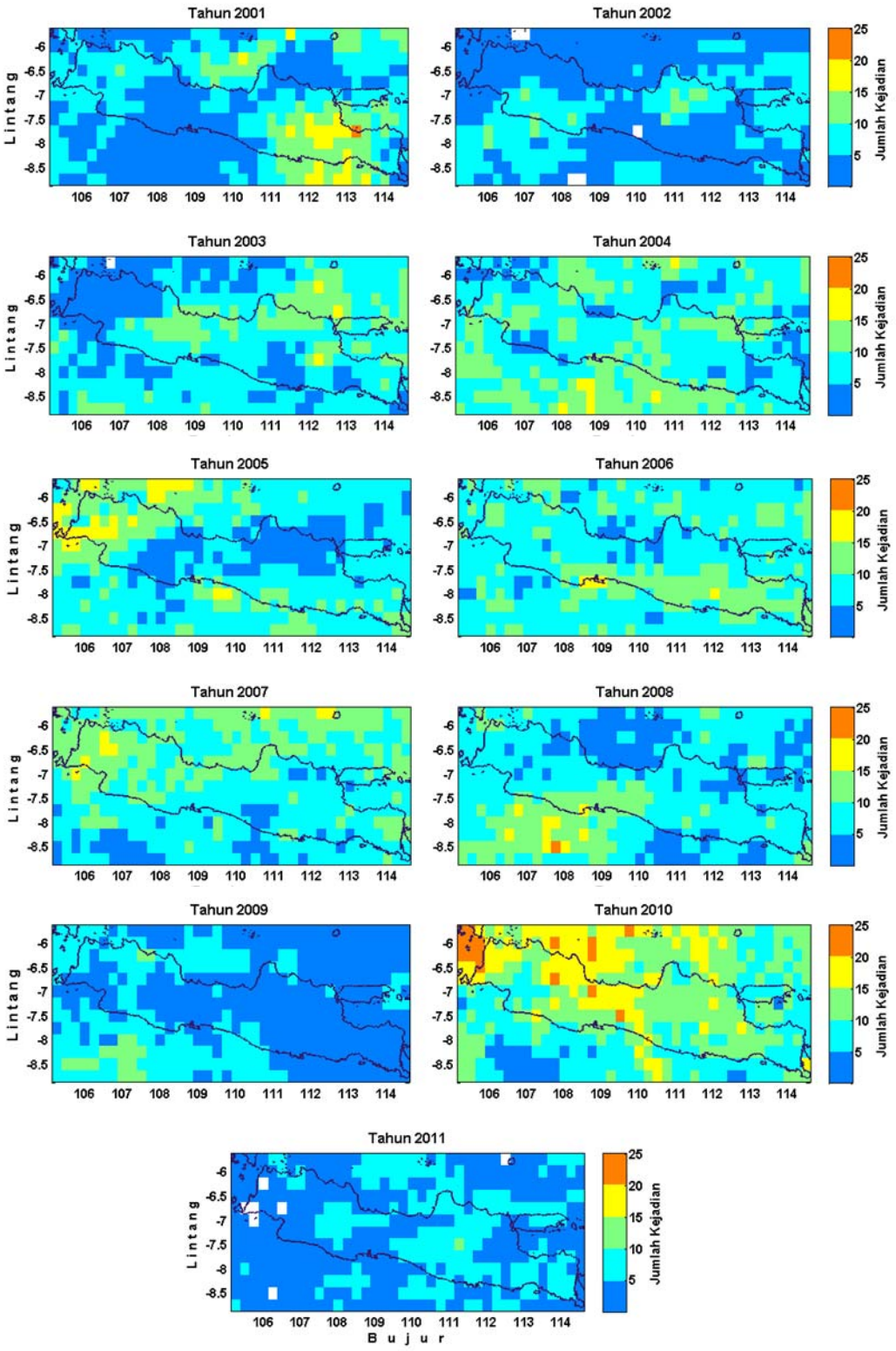
ISBN : 978-979-1458-64-1

ekstrem yang telah diperoleh digunakan untuk mengidentifikasi / menentukan kejadian curah hujan ekstrem pertahun dengan hasil sebagai berikut.

Gambar 2. menunjukkan secara spasial jumlah kejadian curah hujan ekstrem pertahun di Pulau Jawa dengan jumlah kejadiannya berkisar antara 1 sampai 25 kejadian. Pada tahun 2001, kejadian curah hujan ekstrem lebih sering terjadi di Jawa bagian timur. Tahun 2002 kejadian curah hujan ekstrem lebih sedikit dibandingkan tahun 2001, 2003 dan 2004. Tahun 2003, kejadian curah hujan ekstrem lebih rendah di sebagian besar Pulau Jawa bagian lebih barat. Sedangkan tahun 2004 peristiwa curah hujan ekstrem hampir merata di daratan Pulau Jawa. Tahun 2005 dan 2007 jumlah kejadian yang tinggi pada umumnya terjadi di sebelah barat bagian utara wilayah kajian. Sedangkan tahun 2006 dan 2008 jumlah kejadian yang tinggi dominan terjadi di bagian selatan wilayah penelitian. Tahun 2009 dan 2011 kejadian curah hujan ekstrem dominan terjadi pada interval 1 s/d 10 kejadian. Tahun 2010 terjadi peningkatan kejadian curah hujan ekstrem yang singnifikan. Kejadian curah hujan ekstrem secara spasial dominan terjadi dalam rentang 10 s/d 25 kejadian. Hasil tersebut menunjukkan adanya perubahan posisi wilayah yang mengalami curah hujan ekstrem dengan jumlah kejadian yang tinggi/rendah (terjadi variasi spasial/temporal kejadian curah hujan ekstrem).

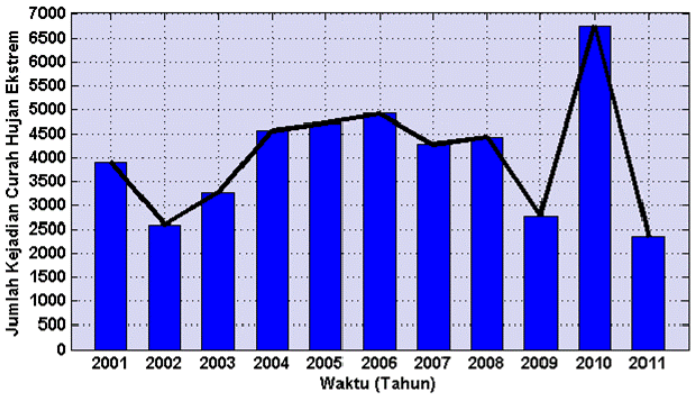
Deret waktu jumlah kejadian curah hujan ekstrem pertahun dari semua *grid* yang terdapat di wilayah kajian, dengan jumlah kejadian tertinggi terjadi tahun 2010 (6755 kejadian) dan terendah tahun 2011 sebanyak 2350 kejadian. Tahun 2010 merupakan tahun kejadian La Nina, sedangkan tahun 2009 dan 2011 tahun kejadian El Nino dengan kategori lemah. Secara spasial dan temporal tampak variasi jumlah kejadian curah hujan ekstrem di wilayah Pulau Jawa. Variasi spasial jumlah kejadian curah hujan ekstrem yang terjadi disebabkan oleh faktor-faktor yang mempunyai pengaruh terhadap curah hujan di wilayah Indonesia.

ISBN : 978-979-1458-64-1



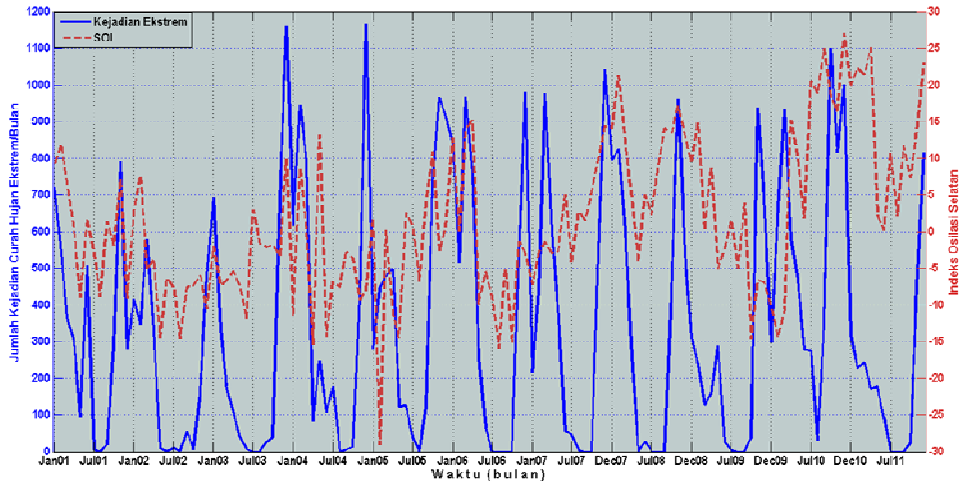
Gambar 2. Peta kejadian curah hujan ekstrem tahun 2001 sampai 2011

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3. Total kejadian curah hujan ekstrem pertahun dari semua grid yang terdapat pada lokasi kajian Pulau Jawa dari tahun 2001 sampai 2011

Salah satu faktor yang dominan mempengaruhi curah hujan di Indonesia, terutama di bagian selatan adalah fenomena *El Niño Southern Oscillation (ENSO)*. Fenomena *ENSO* (La Niña dan El Niño) dapat meningkatkan atau mengurangi intensitas curah hujan yang terjadi. Indikator yang biasa digunakan untuk fenomena *ENSO* adalah nilai indeks osilasi selatan (*Southern Oscillation Index/SOI*). Untuk mengetahui pengaruh fenomena *ENSO* terhadap kejadian curah hujan ekstrem dapat dilakukan dengan menentukan nilai korelasi antara nilai bulanan indeks osilasi selatan dengan jumlah kejadian curah hujan ekstrem perbulan, seperti ditampilkan berikut ini.



Gambar 4. Deret waktu nilai bulanan indeks osilasi selatan dengan jumlah kejadian curah hujan ekstrem perbulan dan nilai korelasinya

ISBN : 978-979-1458-64-1

Gambar 4. memperlihatkan bahwa korelasi antara Indeks Osilasi Selatan dengan jumlah kejadian curah hujan ekstrem perbulan sebesar 30,26%. Selain fenomena *ENSO*, ada beberapa faktor yang mempengaruhi curah hujan di Indonesia seperti, *Dipole Mode*, Monsun, *Madden Julian Oscillation* dan faktor lokal. Didasarkan atas banyaknya faktor yang mempengaruhi curah hujan, secara proporsional nilai korelasi 30,26% menunjukkan bahwa fenomena *ENSO* mempunyai pengaruh yang kuat terhadap kejadian curah hujan ekstrem.

4. KESIMPULAN

Nilai ambang batas curah hujan ekstrem di Pulau Jawa antara 20 sampai 32 mm/6 jam-an. Ambang batas yang tinggi (30 sampai 32 mm/6 jam-an) dominan terdapat di wilayah Jawa bagian tengah dan perairan di sebelah selatannya. Jumlah kejadian curah hujan ekstrem dari semua grid wilayah kajian, tertinggi terjadi tahun 2010 (6755 kejadian) dan terendah pada tahun 2011 (2350 kejadian). Hasil analisis korelasi antara fenomena *ENSO* dengan jumlah kejadian curah hujan ekstrem sebesar 30,26%. Fenomena *ENSO* mempunyai pengaruh yang kuat dalam meningkatkan/menurunkan jumlah kejadian curah hujan ekstrem.

DAFTAR RUJUKAN

Luo, J-J., R. Zhang, S.K. Behera, Y. Masumoto, F.F. Jin, R. Lukas, and Yamagata, Interaction between El Niño and extreme Indian Ocean Dipole, Journal of Climate, Vol. 23, 726–742, 2010.

Marpaung, S., Identifikasi Curah Hujan Ekstrem Harian Enam Kota Besar di Pulau Jawa, Prosiding Seminar Penerbangan dan Antariksa Nasional, Serpong , 2010.

Tukidi, Karakter Curah Hujan di Indonesia, Jurnal Geografi Universitas Negeri Semarang (UNNES), Vol. 7 No. 2 : 136-145, 2010.

Tjasyono, B. dan Gernowo, R., Curah Hujan Ekstrim di Area Monsun Basin Bandung, Jurnal Meteorologi dan Geofisika, Vol. 9 No. 2 Jakarta, 2008.

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANALISIS CURAH HUJAN TRMM TERHADAP LONGSOR DI DAERAH ALIRAN SUNGAI (DAS) CITARUM

Soni Aulia Rahayu, Nani Cholianawati, Indah Susanti dan Sinta Berliana Sipayung
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional
Jl. Dr. Djundjunan No.133 Bandung
soni.aulia@yahoo.com

Abstract

Landslides can be interpreted as a form of displacement during soil (erosion) where the land transfer occurred at a particular time or suddenly in great volume. In Indonesia, in addition to environmental factors, the dominant natural factors affecting the occurrence of landslides as rainfall. Rainfall is one of the factors triggering the landslide disasters that can cause a great loss. Not least in the Watershed (DAS) Citarum. Citarum River is a source of livelihood for the people living around it. This study aims to determine how much influence the intensity of the rainfall on the occurrence of landslides in Citarum. The data used are daily rainfall data from TRMM satellite (Tropical Rainfall Measuring Mission) data and landslide events in 2008 and 2009. The results of the analysis of precipitation using TRMM Data obtained when an increase in the intensity of rainfall in a particular area, it can trigger landslides. Landslides occurred in many transition DJF and MAM. The maximum value of the accumulated rainfall 10 days in the event of landslides by 200 mm, occurred in February 2009.

Keywords: *Rainfall intensity, TRMM, Landslide, Citarum*

Abstrak

Longsor dapat diartikan sebagai suatu bentuk perpindahan masa tanah (erosi) dimana perpindahan tanahnya terjadi pada waktu tertentu atau secara tiba-tiba dalam volume yang besar.Di Indonesia selain faktor lingkungan, faktor alam lebih dominan mempengaruhi terjadinya longsor seperti curah hujan. Curahhujan merupakan salah satu faktor pemicu bencana alam tanah longsor yang dapat menyebabkan kerugian yang besar.Tidak terkecuali di Daerah Aliran Sungai (DAS) Citarum.Sungai Citarum merupakan sumber penghidupan bagi masyarakat yang tinggal di sekitarnya. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui seberapa besar pengaruh intensitas curah terhadap terjadinya longsor di DAS Citarum. Data yang digunakan adalah data curah hujan harian dari Satelit TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) dan data kejadian longsor tahun 2008 dan tahun 2009. Hasil analisis curah hujan dengan menggunakan data TRMM diperoleh apabila terjadi peningkatan intensitas curah hujan pada suatu wilayah tertentu maka dapat menjadi pemicu terjadinya longsor. Longsor banyak terjadi pada bulan DJF dan peralihan MAM. Nilai akumulasi maksimum curah hujan 10 hari pada saat terjadi longsor sebesar 200 mm, terjadi pada bulan Februari 2009.

Kata Kunci: Intensitas Curah Hujan, TRMM, Longsor, DASCitarum

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Indonesia merupakan salah satu negara beriklim tropis yang memperoleh curah hujan hampir sepanjang tahun.Dengan kondisi penerimaan curah hujan yang cukup tinggi hampir sepanjang tahun dapat membawa dampak bagi penduduk Indonesia. Hal ini ditambah dengan perubahan penggunaan lahan selama tiga-empat dekade terakhir yang telah terjadi dalam skala luas khususnya di Pulau Jawa. Pola penggunaan lahan ini memberi dampak sangat nyata terhadap fungsi-fungsi daerah aliran sungai dengan semakin meningkatnya kejadian ekstrem (Pawitan, 2008).

Besarnya intensitas yang diterima oleh suatu wilayah tertentu dapat mengakibatkan dampak negatif terhadap daerah tersebut salah satunya adalah longsor. Longsor adalah pemindahan masa tanah (erosi) dimana pemindahan tanahnya terjadi pada waktu tertentu atau secara tiba-tiba dalam volume yang besar (Iswanto,2010).Ada beberapa faktor yang dapat menyebabkan terjadinya longsor, diantaranya adalah curah hujan tinggi yang turun sebelumnya selama beberapa hari secara berturut-turut, tebing yang terjal dengan kemiringan lebih dari 50°, sifat fisik tanah dan degradasi lahan (Prawiradisastra, 2008).

Di Pulau Jawa terdapat beberapa sungai besar, salah satunya adalah sungai Citarum. Daerah Aliran Sungai (DAS) Citarum ini terdiri dari DAS Citarum Bagian Hulu yang merupakan wilayah Cekungan Bandung, bagian tengah dan bagian hilir. DAS Citarum ini berasal dari Mata Air Gunung Wayang melalui beberapa kota dan kabupaten, diantaranya adalah Kab. Bandung, Kota Bandung, Kab. Bandung Barat, Kota Cimahi, Kab. Sumedang, Kab.Cianjur, Kab. Purwakarta, Kab. Bogor dan Kab. Karawang sebagai muara sungai Citarum.

Belakangan disepanjang DAS citarum ini telah banyak lahan-lahan yang beralih fungsi. Lahan yang tadinya banyak pepohonan yang berguna untuk menahan dan menyerap air apabila terjadi hujan, sekarang sudah tidak ada lagi. Sehingga menyebabkan sering terjadi longsor di sekitar DAS Citarum. Tingginya intensitas curah hujan selama 3 hari atau sekitar 72 jamdapat menjadi pemicu terjadinya longsor pada suatu tempat (Chleborad, 2006). Tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui seberapa besar pengaruh intensitas curah hujan terhadap terjadinya longsordenganstudikasusDaerah Aliran Sungai (DAS) Citarum.

2. DATA DAN METODE

Lokasi penelitian ini adalah Daerah Aliran Sungai (DAS) Citarum yang terletak pada koordinat $106^0$51’36” – $107^0$51’ BT dan $7^0$19’ – $6^0$24’ LS dengan luasan sebesar 6.614 km^2dan panjang 269 km.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Gambar 1. Daerah Aliran Sungai (DAS) Citarum

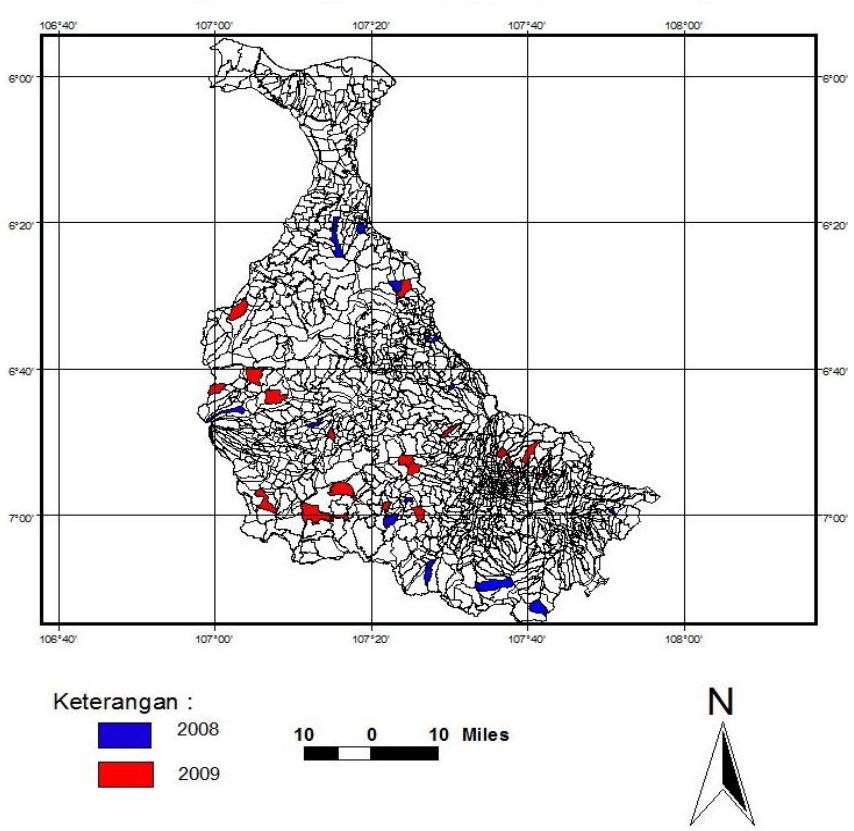
Data curah hujan yang digunakan adalah data curah hujan harian yang berasal dari data satelit *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) pada tahun 2008 sampai tahun 2009. Satelit TRMM diluncurkanpadatanggal 27 November 1997. Satelit ini berorbit polar (*non-sunsynchronous*), beradapadaketinggian orbit 403 km sejak 24 Agustus 2001 sampaisekarang.Satelit TRMM membawa 5 sensor utamayaitu PR (*Precipitation Radar*), TMI (*TRMM Microwave Imager*), VIRS (*Visible Infrared Scanner*), LIS (*Lightning Imaging Sensor*) dan CERES (*Clouds and Earth's Radiant Energy System*) (Kempler, Steve, 2012). Data yang di gunakan adalah TRMM 3B42 V6 terdiri atas hujan jam-an (mm/jam) pada level permukaan dengan cakupan global, dimana data tersedia dalam interval 3 jam-an. Data diunduh melalui alamat situshttp://trmm.gsfc.nasa.gov.

Sedangkan datakejadian longsor yang terjadi disekitar DAS citarum diperolehdariBadanPenanggulanganBencana Daerah (BPBD) ProvinsiJawa Barat. Data yang digunakan sama dengan data TRMM yaitu data tahun 2008 sampai tahun 2009. Berdasarkan frekuensi kejadianlongsor selama tahun 2008 sampai tahun 2009 dilakukan analisa seberapa besar pengaruh intensitas curah hujan terhadap terjadinya longsor di DAS Citarum. Pengolahan data menggunakan *tools* GrADS, ArcView, dan Matlab.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

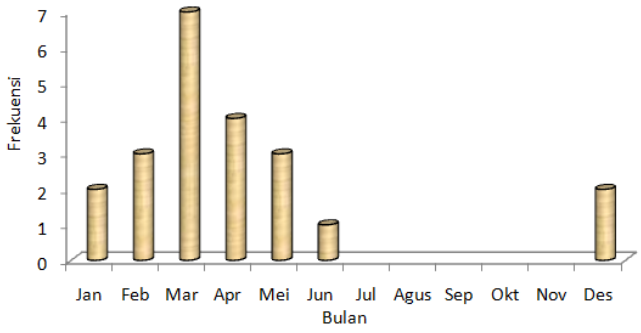
Gambar 2 merupakan frekuensi terjadinya longsor disekitar DAS Citarum pada tahun 2008 dan 2009. Frekuensi terjadinya longsor pada tahun 2008 pada Gambar 2 dapat ditunjukkan dengan warna biru, pada tahun ini terjadi longsor sebanyak 8 kali. Untuk warna merah menunjukkan frekuensi terjadinya longsor tahun 2009 dimana terjadi longsor lebih banyak yaitu sebanyak 14 kali.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2. Frekuensi kejadian longsor tahun 2008-2009

Terjadinya longsor di sekitar DAS Citarum dipengaruhi oleh banyak faktor, salah satunya adalah banyaknya intensitas curah hujan yang diterima pada suatu wilayah tertentu.Curah hujan akan meningkat pada bulan DJF (Desember-Januari-Februari) yang mana merupakan bulan basah atau musim hujan, dan akan berkurang pada bulan JJA (Juni-Juli-Agustus) yang merupakan bulan kering biasa disebut musim kemarau. Dari data banyaknya frekuensi longsor terjadi, dapat dilihat bahwa bulan mempengaruhi tejadinya longsor pada suatu wilayah di DAS Citarum. Hal ini dapat dilihat pada Gambar 3 dibawah ini.



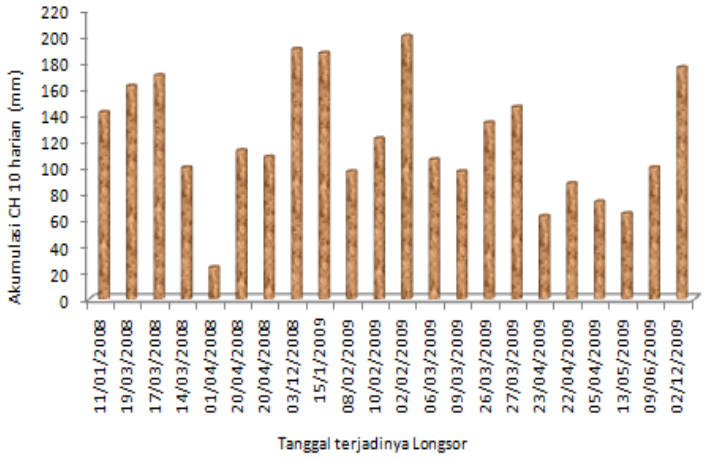
Gambar 3. Frekuensi kejadian longsor berdasarkan bulan

ISBN : 978-979-1458-64-1

Dari Gambar 3 frekuensi terjadinya longsor di sekitar DAS Citarum terjadi pada musim penghujan DJF (Desember-Januari-Februari) dan musim peralihan MAM (Maret-April-Mei). Dimana pada bulan-bulan tersebut Pulau Jawa banyak memperoleh intensitas curah hujan. Dengan banyaknya intensitas curah hujan yang diterima disekitar DAS Citarum dapat menjadi factor pemicu terjadinya longsor, yang diakibatkan karena pepohonan yang dulunya berfungsi sebagai penahan dan penyerap air telah beralih fungsi menjadi pemukiman dan perindustrian.

Terjadinya hujan terus menerus selama beberapa hari dapat menyebabkan bobot tanah bertambah dan semakin rentan terhadap longsor. Jika air tersebut menembus sebagai bidang gelincir maka tanah menjadi licin dan tanah pelapukan diatasnya akan bergerak mengikuti lereng dan keluar dari lereng yang menjadi longsor.

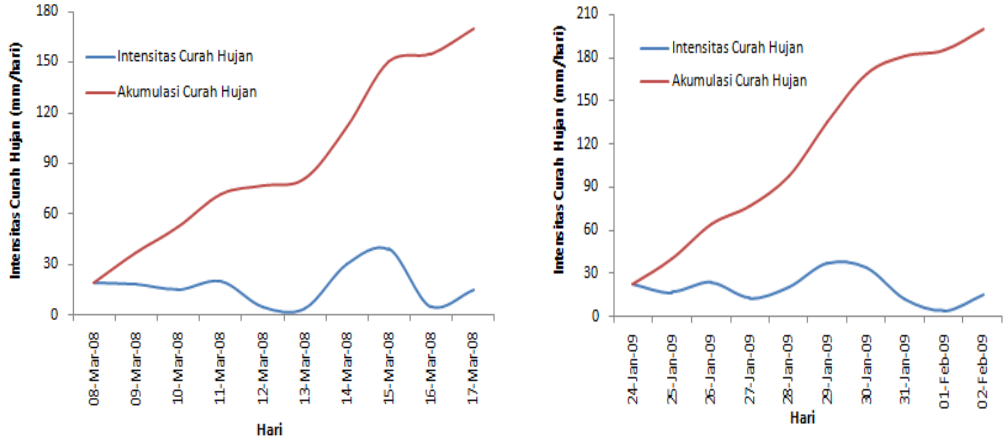
Untuk melihat besarnya pengaruh intensitas curah hujan yang menjadi penyebab utama terjadinya longsor dapat dilihat pada Gambar 4. Gambar 4 merupakan akumulasi curah hujan 10 hari yang diterima suatu wilayah pada saat terjadinya longsor (hari H) sampai 9 hari sebelum hari H terjadinya longsor. Dari Gambar 4 dapat dilihat nilai akumulasi hujan terbesar terjadi pada 2 Februari 2009 sebesar 200 mm. Nilai akumulasi terendah terjadi pada tanggal 1 April 2008. Terjadinya longsor dengan akumulasi intensitas curah hujan > 100 mm terjadi sebesar 68.18 % sedangkan untuk akumulasi intensitas curah hujan < 100 mm terjadi sebanyak 31.18 %. Hal ini membuktikan bahwa faktor utama terjadinya longsor tidak sepenuhnya tergantung pada besarnya intensitas curah hujan, masih ada beberapa faktor lainnya seperti kondisi tanah, jenis tanah, kelerengan tanah dan lain-lain. Untuk itu perlu dilakukan penelitian lebih lanjut untuk mengetahui faktor mana yang lebih dominan yang dapat memicu terjadinya longsor.



Gambar 4. Akumulasi curah hujan (CH) 10 harian

ISBN : 978-979-1458-64-1

Pada Gambar 5 (kiri) merupakan contoh terjadinya longsor yang disebabkan oleh hujan yang terjadi pada KecamatanKertasasi Bandung tanggal 17 Maret 2008. Untuk garis biru merupakan besarnya intensitas curah hujan harian yang terukur untuk Kecamatan Kertasari, terlihat hujan terjadi pada 10 hari terakhir secara terus menerus. Walupun dengan intensitas yang tidak terlalu besar, akan tetapi dengan terjadinya hujan yang setiap hari pada wilayah yang sama dapat menyebabkan tingkat kejenuhan tanah menjadi tinggi dengan nilai akumulasi curah hujan (garis merah) yang tinggi yaitu 170 mm.



Gambar 5. Intensitas dan akumulasi curah hujan TRMM pada kejadian longsor di Kec.Kertasasi Bandung tanggal 17 Maret 2008 **(kiri)** dan Intensitas dan akumulasi curah hujan TRMM pada longsor di Kec.Gunung Halu Bandung tanggal 2 Februari 2009**(kanan)**

Terjadinya longsor pada tanggal 2 Februari 2009 di kecamatan Gunung Halu Bandung yang disebabkan oleh tingginya curah hujan. Pada Gambar 5 (kanan) terlihat nilai intensitas curah hujan hasil pengukurann dari satelit TRMM pada garis warna biru. Terlihat pada Kecamatan gunung Halu terjadi hujan dalam beberapa hari sebelum terjadinya longsor. Akumulasi curah hujan 10 hari dapat dilihat pada garis berwarna merah. Terlihat akumulasi curah hujan mencapai 200 mm, dengan nilai sebesar itu dapat menyebabkan tidak hanya terjadinya longsor, tetapi juga bisa terjadi banjir yang sangat merugikan masyarakat sekitar DAS Citarum.

4. KESIMPULAN

Pada tahun 2008 sampai 2009 terdapat 22 kejadian longsor di DAS Citarum. Hasil pengukuran akumulasi curah hujan dengan menggunakan data satelit TRMM, terjadinya longsor dengan akumulasi intensitas curah hujan > 100 mm terjadi sebesar 68.18 % sedangkan untuk akumulasi intensitas curah hujan < 100 mm terjadi sebanyak 31.18 %.Dari persentase tersebut terdapat beberapa wilayah di sekitar DAS Citarumyang terjadi longsor mempunyai penyebab tidak

ISBN : 978-979-1458-64-1

hanya karena besarnya intensitas curah hujan dalam 10 harian di daerah tersebut. Tetapi adanya indikasi lain yang menjadi pemicu terjadinya longsor di DAS Citarum, anatar lain pergerakan tanah, kerentanan tanah dan lainnya.Untuk itu perlu dilakukan penelitian lebih lanjut untuk mengetahui faktor mana yang lebih dominan yang dapat memicu terjadinya longsor.

UCAPAN TERIMA KASIH

Ucapan terima kasih kepada Kemenristek yang bekerja sama dengan LAPAN yang telah mendanai penelitian ini serta semua staf Bidang Teknologi Atmosfer LAPAN Bandung atas segala bantuannya.

DAFTAR PUSTAKA

Chleborad, Alan F., Rex L, and Jonathan W. Godt. Rainfall Thresholds for Forecasting Landslides in the Seattle, Washington, area-Exceendance and Probability. Science for a charnging word (USGS), 2006.

http://trmm.gsfc.nasa.gov. (diakses tanggal 14 Maret 2012)

Iswanto dan Nia Maharani. Sistem Monitoring dan Peringatan Dini Tanah Longsor.Simposium Nasional RAPI IX 2010. *ISSN: 1412-9612, 201*.

Kempler, Steve., TRMM Satellite and Instruments, http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/additional/instruments/trmm_instr.shtml. Diaksestanggal 16 November 2012.

Pawitan, H. Perubahan Penggunaan Lahan Dan Pengaruhnya Terhadap Hidrologi Daerah Aliran Sungai. Prosiding FMIPA – IPB. ISBN 979-9474-34-5,2008.

Prawiradisastra. Suryana., Analisis Morfologi dan Geologi Bencana Tanah longsor di Desa Ledoksari Kabupaten Karang Anyar, Jurnal Sains dan Teknologi Indonesia, Vol 10 No.2 Hal 84-89, 2008

ISBN : 978-979-1458-64-1

PENYEBARAN SO_2 DI SEKITAR GUNUNG MARAPI PERIODE LETUSAN 2011

Sumaryati
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer – LAPAN
sumary.bdg@gmail.com

Abstract

Sulfur dioxide (SO_2) is one of the important compounds emitted by the volcano. The dispersion of volcanic SO_2 is influenced by height of material plume and the meteorological character around the volcano. The important thing that affect of the material plume height of pollutant dispersion pattern is whether material plume height exceed the mixing height. The result of height of material plume visual observation, it observed the material plume is dominant of 300 m that under normal conditions and exceeded 1000 m in period of 2011 eruption. Daily mixing layer height reaches its peak during the day at an altitude between 300 - 400 m. Therefore in normal condition, SO_2 disperses around volcano easily because the material plume is under mixing height. During period eruption in 2011, the material plume observed exceeded the maximum mixing height. It causes the SO_2 dispersion in a long distance reached about 127 km southwesterly related to the wind direction output TAPM on that time, and total SO_2 observed of 0.88 DU

Keywords: *dispersion, mixing height, plume rise, SO_2, Marapi*

Abstrak

SO_2 merupakan salah satu senyawa penting yang diemisikan oleh gunung api. Penyebaran SO_2 dari gunung api dipengaruhi oleh tinggi kepulan dan sifat meteorologi di sekitar gunung api. Hal penting yang mempengaruhi tinggi kepulan pada pola penyebaran polutan adalah apakah tinggi kepulan dapat melampaui *mixing height* atau tidak. Hasil pengamatan visual tinggi kepulan gunung api pada kondisi normal menunjukkan bahwa tinggi kepulan dominan pada ketinggian 300 m, tetapi pada kejadian aktif pada mencapai 1000 m. Lapisan *mixing height* harian mencapai puncaknya pada siang hari pada ketinggian antara 300 - 400 m. Oleh akrena itu penyebaran SO_2 masih terjadi dengan mudah di sekitar gunung api karena tinggi kepulan berada di bawah *mixing height*. Saat aktif tahun dengan tinggi kepulan yang melampaui *mixing height* maksimum sehingga penyebaran SO_2 mencapai jarak yang jauh sekitar 127 km arah barat daya sesuai arah angin kelauran dari TAPM yang terjadi pada waktu itu dan SO_2 total teramati sebesar 0, 88 DU.

Kata kunci: penyebaran, *mixing height*, kepulan, SO_2, Marapi

1. PENDAHULUAN

Gunung api merupakan salah satu sumber alami emisi SO_2 yang dilepas ke atmosfer. Emisi SO_2 dari gunung api memiliki kontribusi sebesar (8 – 9) % dari emisi total (Richard et al, 1987 dan Chulkyu et al, 2010). Kontribusi tersebut masih lebih rendah dibanding dengan emisi dari pembakaran bahan bakar fosil yang besarnya sekitar 66 % (Chulkyu, et al 2010). Emisi SO_2 dari gunung api terjadi melalui proses *degassing* dan letusan. Selain sebagai sumber emisi SO_2, gunung

ISBN : 978-979-1458-64-1

api juga mengemisikan berbagai gas yang diemisikan ke atmosfer seperti H_2O, H_2, CO_2, CO, H_2S, HCl, HF, (USGS,: http://volcanoes.usgs.gov/hazards/gas/index.php) dan partikulat yang sering disebut sebagai abu vulkanik. Dari setiap gunung api memiliki prosentase emisi masing-masing jenis senyawa yang tidak sama (Sawyer et al, 2008).

Gas SO_2 memiliki sifat kimia dan fisika yang unik. Gas SO_2 berdampak pada kesehatan manusia, terutama pada gangguan pernafasan dan iritasi mata. Gas SO_2 sangat reaktif dengan sangat cepat teroksidasi membentuk aerosol sulfat (SO_4^{2-}), yang berdampak pada deposisi asam dan pembentukan awan. *Life time* yang cukup pendek sekitar (1-3) hari tergantung besarnya energi radiasi matahari (Chulkyu, et al 2010), semakin tinggi paparan radiasi matahari semakin pendek *life time*nya.

Dalam makalah ini dikaji a sebaran SO_2 dari gunung Marapi ketika terjadi letusan pada tanggal 3 Agustus 2011. Gunung Marapi ini merupakan salah satu rentetan gunung api yang berjajar Bukit Barisan. Gunung Marapi terletak pada koordinat (100,47 □BT; 0,71 □LS), secara administratif berada dalam wilayah Kabupaten Agam dan Batusangkar, propinsi Sumatera Barat (http://proxy.vsi.esdm.go.id/1-1.php?id_deskripsi=193). Pola sebaran emisi material dari gunung api selain ditentukan oleh kondisi meteorology pencemaran udara juga ditentukan oleh tinggi kepulan. Tinggi kepulan penting karena kondisi Kondisi parameter meteorologi polusi udara pada setiap ketinggian atmosfer tidak sama, sehingga penyebaran polutan di setiap ketinggian juga tidak sama. Parameter meteorologi yang penting diperhatikan adalah kestabilan atmosfer yang diidentifikasi dengan *mixing height*.

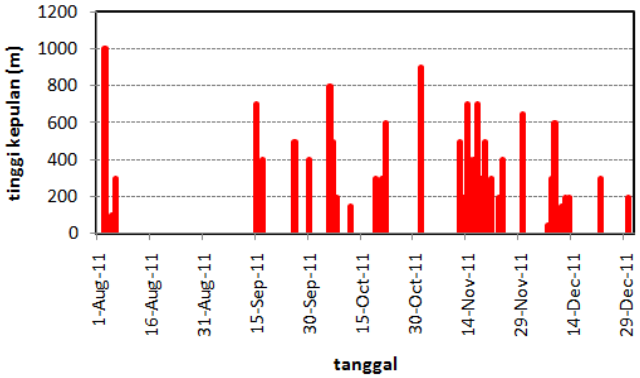
2. DATA DAN METODOLOGI

Data yang digunakan dalam penelitian ini meliputi total SO_2, tinggi kepulan, *mixing height*, serta arah dan kecepatan angin. Total SO_2 dideteksi oleh sensor OMI pada satelit AURA pada CMA (center of mass altitude) middle troposfer (sekitar 7.5 km) terkait dengan aktifitas gunung api. Tinggi kepulan adalah data pengamatan visual di pos pengamat Gunung Marapi. *Mixing height* dan angin adalah output dari running program TAPM (The Air Pollution Model), yang dirunning pada tanggal 1 – 7 Agustus 2011. Data angin yang merupakan hasil running program TAPM dikompilasi dalam bentuk windrose dengan menggunakan perangkat WRPLOT View dan total SO_2 dipetakan dengan perangkat Surfer.

ISBN : 978-979-1458-64-1

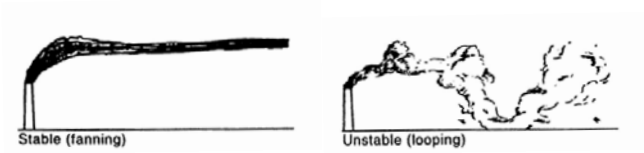
3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Gunung Marapi aktifitasnya meningkat pada tanggal 3 Agustus 2011 dengan status waspada. Tinggi kepulan materi yang dikeluarkan dari kawahnya secara visual teramati sampai ketinggian 1000 m (Gambar 3.1). Tinggi kepulan ini lebih tinggi dari kepulan yang diemisikan pada kondisi aktifitas level normal. Pada akifitfas level normal bulan berikutnya tinggi kepulan rata-rata setinggi 400 m, dan kebanyakan mencapai ketinggian 400 m.



Gambar 3.1 Tinggi kepulan asap Marapi bulan Agustus – Desember 2011

Tinggi kepulan emisi SO_2 dari gunung api sangat menentukan pola penyebarannya. Perbedaan pola penyebaran SO_2 sangat jelas jika tinggi kepulan melampaui *mixing height* atau tidak. Jika tinggi kepulan melampaui *mixing height*, maka terjadi aliran laminer dari parcel udara yang membawa SO_2 sehingga tidak ada percampuran dengan udara ambien yang konsentrasi SO_2 rendah. Sebaliknya jika kepulan di bawah *mixing height*, maka terjadi olakan terhadap parsel udara dari kawah gunung api yang membawa SO_2 tinggi sehingga cepat terjadi percampuran dengan udara ambien. Perbedaan penyebaran polusi udara dari kedua kondisi kepulan tersebut dapat digambarkan pada Gambar 3.2.



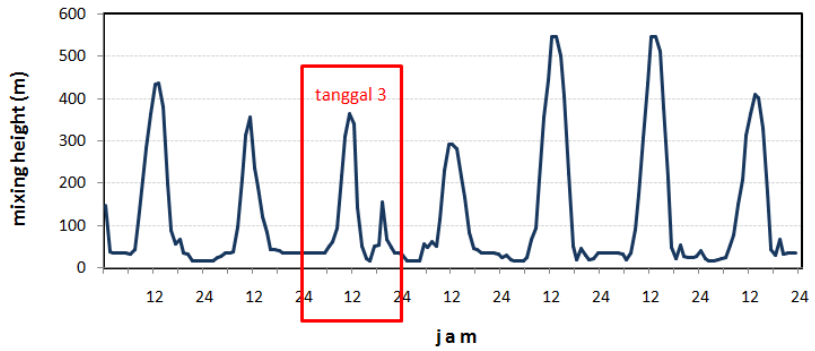
Gambar 3.2 Perbedaan kepulan dalam lapisan stabil (a) dan tidak stabil (b)
(Sumber: Pal Arya, 1999)

Mixing height di atas Marapi keluaran TAPM yang dirunning pada tanggal 1 – 7 Agustus 2011 ditunjukkan pada Gambar 3.3a. Banyak model yang telah mengestimasi tinggi *mixing height* antara lain Steven (2007) serta Fatogoma dan Jacko (2002) Secara umum, hasil model *mixing height* harian berbentuk seperti pola intensitas radiasi matahari. *Mixing height* rendah ketika matahari

ISBN : 978-979-1458-64-1

terbenam sampai matahari terbit dengan nilai berkisar antara (25 – 100) m. *Mixing height* mulai naik ketika matahari terbit dan puncaknya ketika matahari berada di sekitar titik kulminasi, dengan ketinggian bisa mencapai 3000 m.

Hasil running TAPM menunjukkan ada perubahan pola *mixing height* harian pada tanggal 3 Agustus saat terjadi letusan gunung Marapi Umumnya pada malam hari *mixing height* hanya sekitar (25 – 50) m, tetapi pada malam tanggal 3 Agustus sampai sekitar 150 m. Hal itu dimungkinkan karena adanya hembusan udara panas dengan energi yang tinggi dari kawah Marapi, sehingga menciptakan turbulensi yang kuat dan menaikkan *mixing height*.

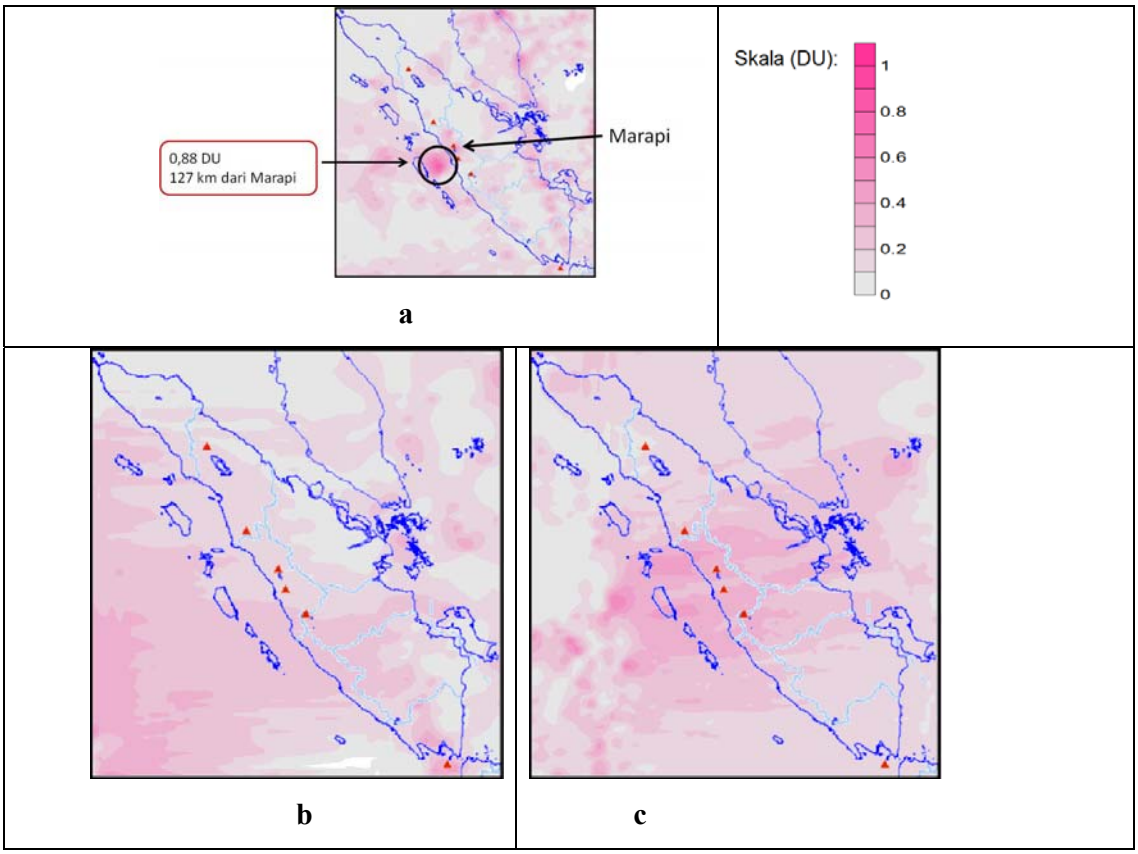


Gambar 3.3 Model *Mixing Height* Harian di atas Marapi pada tanggal (1 – 7) Agustus 2011

Dari pengamatan visual kepulan Marapi tanggal 3 Agustus teramati 1000 m, yang jauh berada di atas lapisan *mixing height* maksimum yang terjadi pasa siang hari. Tetapi untuk kondisi aktiftas Marapi normal tinggi kepulan umumnya masih berada di bawah *mixing height* maksimum. Pada saat terjadi aktifitas yang tinggi pada tanggal 3 Agustus 2011, berarti kondisi kepulan dan penyebaran SO_2 berbentuk seperti Gambar 3.2 a, sedangkan pada hari aktifitas normal kepulan dan bentuk penyebaran SO_2 seperti Gambar 3.2.b.

Bentuk penyebaran yang diilustrasikan oleh Gambar 3.2.a polutan terbawa angin laminer dalam jarak yang jauh. Percampuran SO_2 yang terbawa angin laminer dengan udara ambien tidak terjadi dengan sempurna karena tidak ada turbulensi. Oleh karena itu konsentrasi yang pekat tersebut masih terbawa dalam jarak yang jauh. Pengamatan sensor OMI pada satelit AURA terlihat ada konsentrasi SO_2 yang tinggi di sebelah barat daya Marapi.

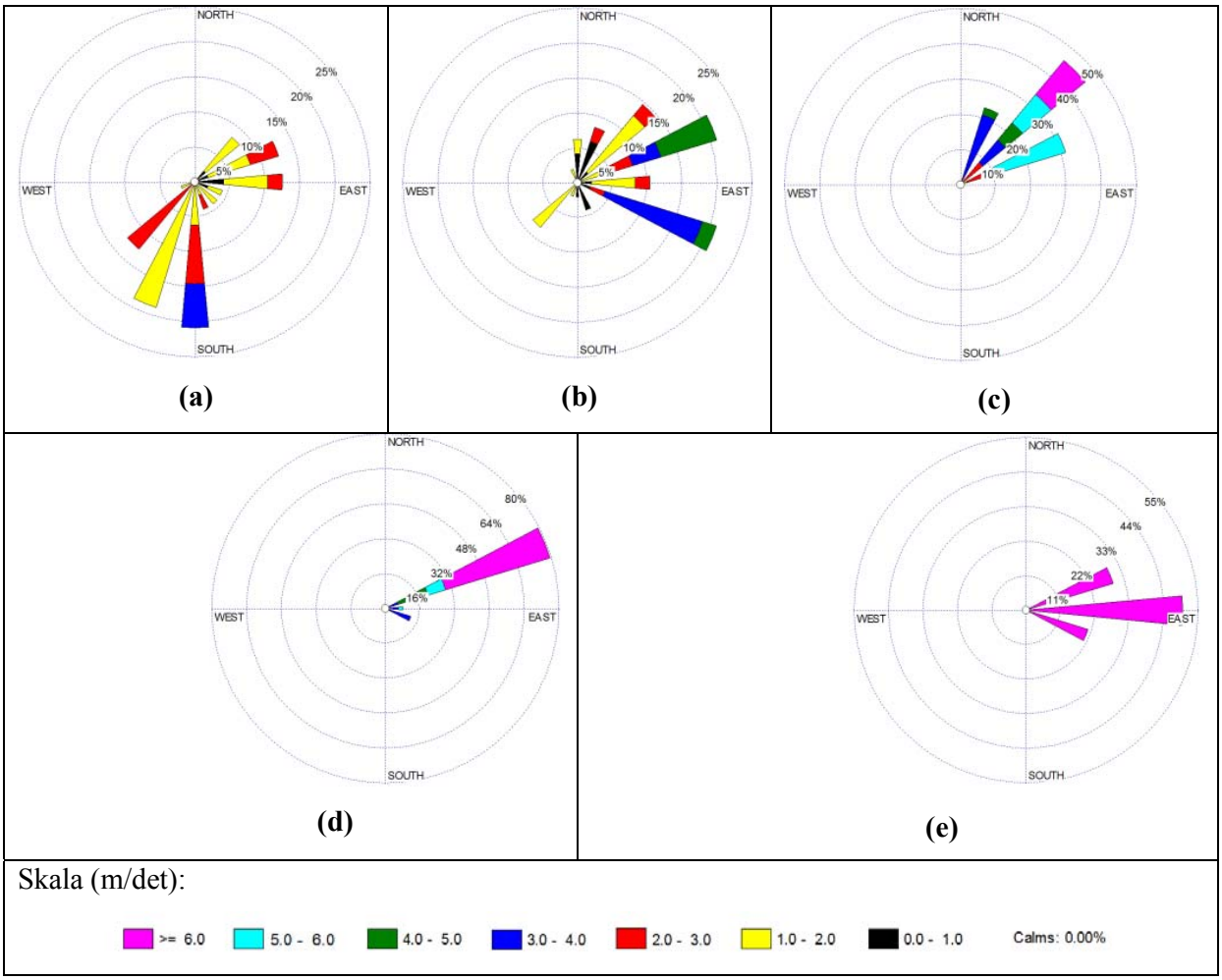
ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3.4 . SO_2 di atas Sumatera pada periode Marapi aktif
(a) Pucak aktif, (b) sehari sebelum dan (c) sehari sesudah puncak aktif

Konsentrasi paling tinggi teramati sebesar 0,88 DU yang setara dengan 2.4 10^{20} molekul SO_2/m^2, pada jarak sekitar 127 km arah barat daya (Gambar 3.4). Untuk memastikan bahwa konsentrasi tinggi tersebut dapat berasal dari aktifitas gunung Marapi atau bukan dapat dilihat kondisi anginnya. Kondisi angin dari output running TAPM di atas Marapi yang digambarkan dengan *windrose* pada tanggal 3 dan 4 Agustus 2011 dapat dilihat pada Gambar 3.5. Sesuai dengan ketinggain letusan Marapi, dilihat dari arah mata angin yang terjadi pada letusan gunung Marapi, maka konsentrasi SO_2 yang tinggi pada daerah di sebelah barat daya Marapi berasal dari aktifitas gunung Marapi.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3.5. *Windrose* di atas Marapi tanggal 3 dan 4 Agustus 2011
(a) level 1 (7 m), (b) level 9 (291 m), (c) level 14 (900 m),
(d) level 20 (2500 m), dan (e) level 25 (5800 m)

Konsentrasi SO_2 yang tinggi tinggi hanya teramatai selama satu hari. Pengamatan hari berikutnya sudah tidak ditemukan lagi konsentrasi yang sebesar 0,88 DU, konsentrasi tertinggi sekitar 0,65 DU pada arah yang semakin ke barat dari Marapi. Hal itu dikarenakan *lifetime* SO_2 yang cukup pendek di daerah tropis yang hanya sekitar satu hari (Chulkyu, 2010). Oleh karena itu konsentrasi pekat SO_2 sudah tidak teramti lagi karena telah banyak yang bereaksi menjadi aerosol SO_2^{4-}.

4. KESIMPULAN

Energi letusan gunung menimbulkan perubahan kestabilan atmosfer, sehingga menimbulkan kenaikkan *mixing height* pada malam hari. Konsentrasi SO_2 yang tinggi sebesar 0.88 DU ($2.37\ 10^{20}$ molekul $SO_2/\ m^2$), pada jarak sekitar 127 km sebelah barat daya Marapi diduga berasal dari Marapi

ISBN : 978-979-1458-64-1

karena sesuai dengan kondisi angin pada periode letusan itu dan tidak ada data kebakaran lahan dan hutan yang luas di daerah sekitarnya. Kenaikan ini hanya teramati dalam satu hari karena *life time* SO_2 di daerah ekuator yang pendek sekitar satu hari

UCAPAN TERIMA KASIH

Terima kasih kepada Bapak Toni Samiaji, MEng. yang telah membantu pengadaan data dan diskusi.

DAFTAR PUSTAKA

Chulkyu et al. 2010, SO_2 Emission and Life times: Estimates from inverse modeling using in Situ and Global, Space-based (SCIAMACHY and OMI) Observation,

Fatogoma, O., R.B Jacko, 2002. A model to estimate mixing height and its effects on ozone modeling Atmospheric Environment Volume 36, Issue 22, August 2002, Pages 3699–3708

Pal Arya, S. (1999), *Air pollution meteorology and dispersion*, Oxford University Press, New York, 42-75

Richard E. Stoiber, Stanley N. Williams, Barry Huebert, Annual contribution of sulfur dioxide to the atmosphere by volcanoes, 1987, Journal of Volcanology and Geothermal Research Volume 33, Issues 1–3,

Sawyer G.M , G.G. Salerno, J.S. Le Blond, R.S. Martin,L. Spampinato, T.J. Roberts, T.A. Mather, M.L.I. Witt, V.I. Tsanev, C. Oppenheimer), Gas and aerosol emissions from Villarrica volcano, Chile Journal of Volcanology and Geothermal Research

Steven, G., B. de Voc, J.J West, J.I Levy, 2007. Developing intake fraction estimates with limited data: Comparison of methods in Mexico City, Atmospheric Environment Volume 41, Issue 17, June 2007, Pages 3672–3683

ISBN : 978-979-1458-64-1

SISTEM LIDAR RESOLUSI TINGGI UNTUK PENGUKURAN PROFIL OZON TROPOPAUSE DI WILAYAH KHATULISTIWA

Syafrijon[1], Afrizal B[1]
[1] LAPAN,Pulai-Palatan, Gadut kodepos 26152 Agam-Sumbar, Indonesia
Phone : (0752) 6237011
sir_syafri_john@yahoo.com

Abstract

DIAL (Differential Absorption LIDAR) system for high-resolution measurements of the vertical profile of ozone in the tropopause region Kototabang equator, Indonesia. This instrument will contribute to an explanation of climate change by getting information about ozone profiles using high-resolution observations, and wave-propagation and transportation of materials using ozone as a tracer of the troposphere to the lower stratosphere over the equator. The number of observed tropospheric aerosols around the tropopause over Kototabang far more than in mid-latitudes. This is evidence of the active ingredient exchange between the troposphere and stratosphere above the equator. For high-resolution measurements of ozone DIAL equatorial tropopause region using a lens tool for on line 305 nm and 355 nm for off line.

Keywords: *differential absorption lidar, aerosol*

Abstrak

DIAL (differential absorption lidar) sistem resolusi tinggi untuk pengukuran profil ozon vertical di wilayah tropopause khatulistiwa di Kototabang, Indonesia. Instrument ini akan memberikan kontribusi untuk penjelasan mengenai perubahan iklim dengan mendapatkan informasi tentang profil ozon mengunakan observasi resolusi tinggi, dan gelombang-propagasi dan transportasi material menggunakan ozon sebagai pelacak dari troposfer ke stratosfer bawah di atas khatulistiwa. Jumlah aerosol troposfer diamati sekitar tropopause atas Kototabang jauh lebih dari pada di garis lintang tengah. ini merupakan bukti adanya pertukaran bahan aktif antara troposfer dan stratosfer di atas daerah khatulistiwa.

Keywords: differential absorption lidar, aerosol, ozone vertical

1. PENDAHULUAN

Lapisan bawah dan atas atmosfer khatulistika memiliki peranan yang sangat penting dalam pergerakan dan penyedia untuk atmosfer global Jensen et al. (1996) telah menunjukkan bahwa subvisible cirrus awan (SVC) di dekat tropopause tropis dapat mengatur masukan uap air ke stratosfer rendah oleh sedimentasi dan lofting yang terkena dampak melalui paket udara ditingkatkan IR radiasi pemanasan partikel awan. Lapan Kototabang (100.3 E, 0.2 S) telah melakukan pengamatan atmosfir strukture troposfir , stratosfir, mesosfir dan lapisan bawah thermosfir menggunakan peralatan lidar didaerah khatulistiwa. Meskipun berbagai fenomena menarik dan penting logam spesies dan struktur suhu di wilayah mesopause telah ditemukan selama

ISBN : 978-979-1458-64-1

tengah dan lintang tinggi, misalnya, lapisan logam sporadis, lapisan inversi suhu mesospheric, dan atmosfer gravitasi gelombang. Ozon DIAL (*Differential Absorption LIDAR*) adalah alat untuk mengukur penyebaran ozon vertikal dilapisan stratosfer dan troposfer. Ini merupakan teknik kalibrasi dihitung dimulai dari jumlah kepadatan ozon yang dihitung langsung dari sinyal balik dari lidar tanpa dengan mengabaikan konstanta peralatan.

Resolusi spasial pengukuran stratosfirnya relatif tinggi di stratosfir bawah 0,5 km-1 km hingga ketinggian 20 km – 25 km tergantung dari kekuatan sumber lasernya.karena itu penggunaan sistem DIAL adalah menjadi lebih luas untuk memantau ozon vertikal distribusi di seluruh dunia. system ini dimasukkan dari awal dalam himpunan dari instrumen yang dipilih untuk jaringan untuk mendeteksi perubahan stratosfer. Meskipun aspek mengkalibrasi-diri dari Teknil DIAL, yang membuatnya sangat menarik untuk pemantauan jangka panjang, beberapa instrumen seperti gangguan aerosol, signal induced kebisingan, dan saturasi dari akuisisi data. Prinsip DIAL mengadopsi perbedaan derajat penyerapan antara panjang gelombang yang berbeda dari dua pulsa laser yang dipancarkan beberapa kali per detik. Penyerapan pada panjang gelombang referensi sangat lemah sedangkan pada panjang gelombang lain cukup kuat.

2. PRINSIP KERJA PENGUKURAN OZON MENGGUNAKAN DIAL

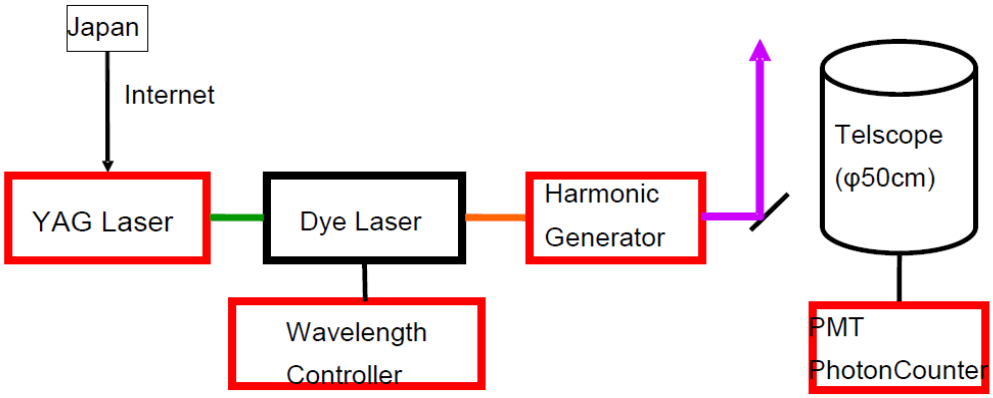
Ada banyak sistem DIAL yang digunakan didunia yang hanya fokus digunakan untuk pengukuran ozon stratosfir atau troposfir saja. Hal ini disebabkan penyerapan ozon yang mendalam dalam daerah UV, pemilihan panjang gelombang adalah penting. Tabel 1 menunjukkan spesifikasi DIAL ozon untuk simulasi pemilihan panjang gelombang yang optimal. Lidar adalah instrumen penginderaan jarak jauh yang pada prinsipnya sama untuk radar tetapi beroperasi pada panjang gelombang optik. Lidar adalah instrumen penginderaan jarak jauh yang pada prinsipnya sama untuk radar tetapi beroperasi pada panjang gelombang optik Sebagian kecil dari laser radiasi tersebar kembali ke stasiun, dikumpulkan oleh teleskop dan terdeteksi oleh photomultipliers. Photomultipliers dioperasikan dalam foton-menghitung dan modus analog, dan output mereka dicatat dengan sistem akuisisi data. penggunaan pulsa sinar laser memungkinkan seseorang untuk mendapatkan jangkauan pengukuran. Kebanyakan tim LIDAR bekerja pada penggunaan sumber XeCl excimer laser untuk panjang gelombang yang diserap. Ada banyak sistem pengukuran ozon DIAL di dunia, namun hampir semua sistem sistem difokuskan pengukuran ozon stratosfir atau pengukuran ozon lapisan stratosfir. Karena penyerapan ozon yang mendalam dalam daerah UV, maka pemilihan panjang gelombang yang tepat sangatlah penting untuk dilakukan.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Tabel 1. Spesifikasi ozone DIAL untuk simulasi

Pulse energy	50 mj
Repetition rate	20 Hz
Telescope diameter	50 cm
Quantum efficiency	40%
Range resolution	100 m (minimum)
Time resolution	180 min
Ozone model	Tropical model

Tabel 1 menunjukan spesifikasi DIAL Ozon untuk simulasi pemilihan panjang gelombang yang optimal.



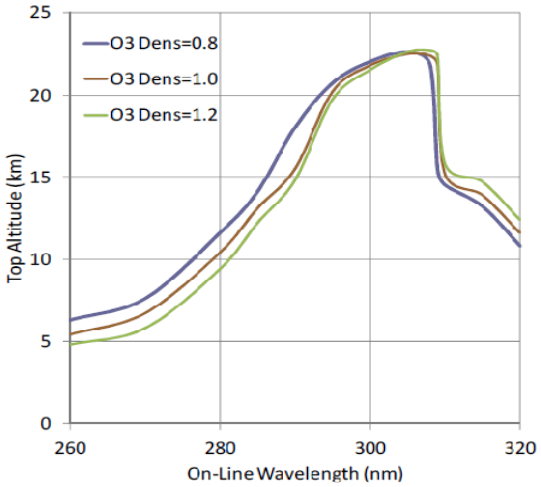
Gambar 1. Blok Diagram ozon DIAL di Kototabang

Gambar 1. Merupakan blok diagram dari Ozon DIAL system Kototabang dibutuhkan Ultra violet (UV) panjang gelombang (*wavelength*) untuk pengukuran ozone DIAL. Diagram skematik sistem LIDAR ditunjukkan pada Gbr.1 Ultra-Violet (UV) panjang gelombang untuk ozon DIAL pengukuran. Untuk tujuan ini, dibuat laser tunable dan teleskop untuk UV.

3. KARAKTERISTIK SISTEM DIAL OZON

Pengukuran DIAL Ozon membutuhkan frekwensi laser yang tidak musti tepat karena ozon memiliki band (~ 200 nm) absorption band berbeda dengan water vapor Posisi on and off wavelength dipilih dengan memisahkan panjang gelombang yang cukup untuk memisahkan adanya perbedaan yang signifikan dalam penyerapan masing-masingnya.

ISBN : 978-979-1458-64-1



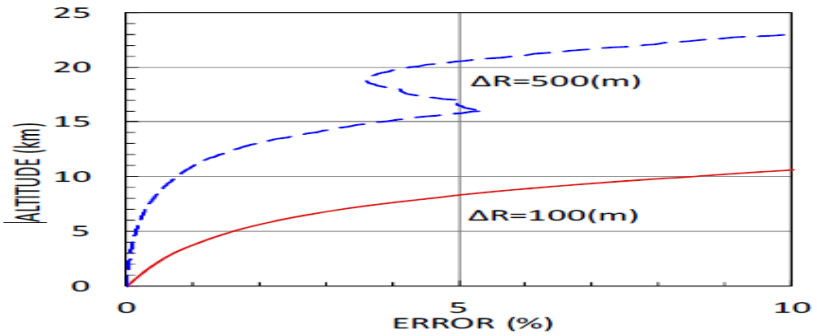
Gambar 2. *Online wavelength of Ozon DIAL*

On-line panjang gelombang (*wavelength*) DIAL ozon dibandingkan terukur atas ketinggian dalam kesalahan acak 5%. LIDAR Parameter dapat dilihat pada Tabel 1. Garis warna biru, merah dan hijau menunjukan perbedaan ozon dengan perbedaan kerapatan lebih kurang 20% untuk model tropis. Teknik DIAL tidak hanya digunakan untuk mendeteksi keberadaan partikel di atmosfer tetapi juga untuk menentukan konsentrasi mutlak uap atau air ozon sebagai fungsi dari ketinggian. Sistem di laporan ini menggunakan dua sinar laser yang berbeda untuk deteksi ozon: balok on-line dan balok off-line. Panjang gelombang dari berkas on-line berubah menjadi spektrum ozon lebih tinggi dibandingkan dengan penyerapan off-line panjang gelombang, yang kurang diserap. Mengukur dua sinyal yang berbeda panjang gelombang LIDAR backscattered memungkinkan perhitungan kerapatan partikel pada ketinggian yang berbeda. Sinyal kembalinya balok online signifikan karena penyerapan atmosfer yang lebih besar lemah oleh ozon.

4. METODE

Pada gambar 3 terlihat ada tiga garis yang menunjukan perbedaan kerapatan ozon sekitar 20% untuk tropical model. Daerah khatulistiwa ketinggian tropopause lebih kurang 17 km maka akan dipakai 305 nm untuk online wavelength. Seperti terlihat pada gambar 4 " Random error profil DIAL ozon measurument" Alat ini mampu melakukan pengamatan hingga diatas 20 km dengan resolusi 500 m dengan 5% random error. Untuk resolusi tinggi ozon dial daerah tropopause ekuator akan menggunakan 305 nm untuk online dan 355 nm untuk off-line .

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3. *Random error profile Ozone* DIAL measurement

5. KESIMPULAN

DIAL (*Differential Absorption LIDAR*) dibangun di Kototabang untuk mengatasi permasalahan pengukuran dimana jarak jangkauan pengukuran terganggu karena adanya noise, noise ini akan semakin kuat pada ketinggian lebih dari 4 km, hal ini disebabkan oleh intensitas hamburan balik yang diterima semakin kecil, sehingga dengan adanya DIAL ini akan diperoleh hasil pengukuran yang lebih akurat

DAFTAR PUSTAKA

Jensen, E. J., Toon, O. B., Pster, L., and Selkirk, H. B.: Dehydration of the upper troposphere and lower stratosphere by subvisible cirrus clouds near the tropical tropopause, Geophys. Res. Lett., 23, 825–828, 1996.

C. Nagasawa, M. Abo, Y.Shibata, Lidar System for observation of Equatorial Lower and Upper Atmosphere, 23rd International Laser Radar Conference, No.2o-8, pp.43 -46, 2006 2009

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANALISIS CURAH HUJAN DI KUTES

Toni Samiaji
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional
Jl Dr.Djundjunan 133 Bandung
tonisamiaji@gmail.com

Abstract

In Indonesia, properties of rain, and factors that affect rain became important topic for research. Area for this study is Kutes(7° 0' 31" S, 107° 45' 40" E). Kutes is hamlet name in village Cibodas of Solokan Jeruk sub-district in Bandung regency of West Java Province. In Kutes when the dry season comes, rice harvest often fails. Used data in this study are daily and monthly rainfall from TRMM satellite, sea surface temperature and it's anomalies from NOAA for Nino area. Used method in this study were from daily data of rainfall made into dasarian data, writer saw beginning and end of rainy season by using BMKG criteria then also saw monthly rainfall patterns each year from 1998 to 2011, rainfall was also correlated with sea surface temperature anomalies Nino 1+2, 3, 4 and 3.4. Rainfall correlated with sea surface temperature of Indonesia and IOD. The result found that month of peak incidence in Kutes in rainfall from year to year is different, beginning and end of rainy season from year to year sometimes differ, El-Nino and IOD appears to weaken rainfall with correlation value of -0.02 to -0.19 while sea surface temperature in Indonesia strengthen rainfall in Kutes with correlation value 0.57.

***Keywords**: Rainfall, correlation, IOD, El-Nino.*

Abstrak

Di Indonesia sifat hujan dan faktor yang mempengaruhi hujan menjadi topik yang penting untuk diteliti. Daerah untuk penelitian ini adalah Kutes (7° 0' 31" LS, 107° 45' 40" BT). Kutes adalah nama kampung di desa Cibodas kecamatan Solokan Jeruk Kabupaten Bandung Provinsi Jawa Barat. Di Kutes bila musim kemarau tiba sering terjadi gagal panen padi. Data yang dipakai pada penelitian ini adalah data curah hujan harian dan bulanan dari satelit TRMM, suhu muka laut dan anomali suhu muka laut Nino dari NOAA. Metode yang dipakai pada penelitian ini adalah dari data harian curah hujan dibuat menjadi data dasarian, dilihat awal dan akhir musim hujan dengan kriteria BMKG kemudian dilihat juga pola curah hujan bulanan tiap tahunnya dari tahun 1998 hingga 2011, juga dikorelasikan curah hujan dengan anomali suhu muka laut Nino 1+2, 3, 4 dan 3.4. Curah hujan dikorelasikan dengan IOD dan suhu muka laut Indonesia. Hasil dari penelitian ini diperoleh bahwa di Kutes bulan kejadian puncak curah hujan dari tahun ke tahun adalah berbeda, awal dan akhir musim hujan dari tahun ke tahun kadang-kadang berbeda, El-Nino dan IOD nampaknya melemahkan curah hujan dengan nilai korelasi dari -0.02 hingga -0.19 sedangkan suhu muka laut Indonesia menguatkan kejadian hujan di Kutes dengan korelasi 0.57.

Kata Kunci : Curah hujan, korelasi, IOD, El-Nino.

1. PENDAHULUAN

Di Indonesia kejadian hujan sulit diprediksi, demikian pula bulan-bulan yang mengalami maksimum curah hujan tiap tahunnya yang kadang kala berbeda menjadi topik yang menarik untuk

ISBN : 978-979-1458-64-1

diteliti, apalagi hujan sangat penting kaitannya dengan peristiwa banjir, kekeringan dan longsor. Banjir dan kekeringan bisa mengakibatkan puso dan berdampak pada pangan rakyat Indonesia. Daerah untuk penelitian ini adalah Kutes (7° 0' 31" LS, 107° 45' 40" BT). Kutes adalah nama kampung di desa Cibodas kecamatan Solokan Jeruk Kabupaten Bandung Provinsi Jawa Barat.

Tipe hujan daerah Jawa Barat umumnya berpola monsunal. Di daerah ini bila musim kemarau sering terjadi gagal panen padi. Pada penelitian ini digunakan metode sederhana yaitu hanya korelasi untuk melihat hubungan ElNino dan IOD dengan curah hujan, yang sebaiknya digunakan analisis wavelet.

2. TINJAUAN PUSTAKA

Banyak faktor yang mempengaruhi curah hujan di suatu tempat, diantaranya adalah sirkulasi meridional (sirkulasi Hadley), sirkulasi Walker, aktivitas monsoon, pengaruh lokal dan siklon tropis (Tjasyono B., 1997). Dari sekian faktor non musiman, faktor global yang disebut ENSO (El-Nino Souther Oscillation) umumnya cukup kuat berpengaruh pada daerah dengan pola hujan monsunal (Tjasyono B., 1997). Selain ENSO, IOD (Indian Ocean Dipole) juga berpengaruh terhadap curah hujan di Indonesia, tetapi tidak sekuat ENSO (Boer R. dkk, 2009). Kejadiannya bisa saling memperkuat atau memperlemah.

3. DATA DAN METODE

Umumnya data yang berkaitan dengan curah hujan adalah suhu muka laut, anomaly suhu muka laut, angin, indeks monsoon, oleh karena itu data yang dipakai pada penelitian ini adalah data curah hujan harian untuk wilayah Kutes, bulanan dari satelit TRMM yang bisa diunduh dari http://disc2.nascom.nasa.gov/ Giovanni/tovas/, suhu muka laut dan anomalinya diperoleh dari NOAA, yang mana suhu muka laut diunduh dari http://www.esrl.noaa.gov/ psd/data/gridded/data.noaa.ersst.html dan anomali suhu muka laut Nino diunduh dari http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/sstoi.indices. Data OLR diperoleh dari NASA dengan alamat http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=MERRA_MONTH_2D. Selain itu untuk pembahasan pengaruh indeks monsoon Australia terhadap curah hujan di Kutes digunakan data angin dari NOAA dari Januari 1998 hingga Juli 2009 yang diunduh dari http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html, data indek monsoon Pasifik, India dan Australia harian dari 1 Januari 1998 hingga 31 Juli 2009 dari International Pasific Research Center (IPRC) dengan alamat http://iprc.soest.hawaii.edu/users/ykaji/monsoon/daily-data.html#montar.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Metode yang dipakai pada penelitian ini adalah dari data harian curah hujan dibuat menjadi data dasarian, data dasarian curah hujan dihitung dengan menggunakan software matlab setelah membuat script terlebih dahulu, kemudian data Indian Ocean Dipole (IOD) dihitung dengan menggunakan software grads dan excel dengan rumus

$$IOD = SML_E - SML_W \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (1)$$

Di mana SML_E adalah suhu muka laut lautan Hindia Timur dengan koordinat 10LU~10LS, 50BT~70BT, sedangkan SML_W adalah suhu muka laut lautan Hindia Barat dengan koordinat 0~10LS, 90BT~110BT.

Awal dan akhir musim hujan ditentukan dengan kriteria BMKG yaitu awal musim hujan dilihat dari tinggi curah hujan dasarian yang lebih dari 50 mm yang terjadi untuk dua dasarian secara berturut-turut, kemudian dilihat juga pola curah hujan bulanannya tiap tahunnya dari tahun 1998 hingga 2011, juga dikorelasikan curah hujan dengan anomali suhu muka laut Nino 1+2, 3, 4 dan 3.4, kemudian juga curah hujan dikorelasikan dengan IOD dan suhu muka laut Indonesia. Sedangkan data angin yang terdiri dari angin zonal dan meridional di plot dengan menggunakan grads.

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

Sebagai hasil dari penelitian ini adalah awal musim hujan di Kutes dari tahun 1998 hingga 2012 tidak tetap kadangkala bulan Oktober kadangkala bulan Nopember, pernah juga bulan September dan Juli (lihat Tabel 1 yang mana warna kuning merupakan musim hujan). Akhir musim hujan juga tidak teratur kadangkala bulan Mei, kadangkala bulan April, pernah juga bulan Juni dan Juli. Ketidak-teraturan ini diduga banyak faktor yang mempengaruhi curah hujan di Kutes ini. Kalau kita lihat dari pola curah hujan tahunannya saja dari tahun 1998 hingga 2011, pola hujan daerah Kutes ini kadang-kadang berbentuk equatorial (memiliki 2 puncak dalam setahun biasanya Maret dan Oktober) yakni pada tahun 1998, 2008, 2009, 2010 dan 2011, kadang-kadang monsunal (mempunyai puncak bulan Januari dan Desember) yakni pada tahun 2002, 2005 dan 2006 (lihat Gambar 1).

Tabel 1 : Curah hujan akumulasi dalam 10 harian [mm] dari TRMM

Bulan	Januari			Februari			Maret			April		
Dasarian	D1	D2	D3	D1	D2	D3	D1	D2	D3	D1	D2	D3
ke	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1998	43	77	124	105	147	140	128	198	132	76	140	74
1999	87	193	148	65	160	143	92	105	184	153	77	11
2000	197	176	175	72	107	108	66	103	137	151	101	112

ISBN : 978-979-1458-64-1

2001	90	119	286	125	26	69	69	113	148	146	138	60
2002	83	252	205	60	54	91	167	96	139	207	67	41
2003	13	13	148	93	168	46	210	45	48	62	65	58
2004	66	95	215	74	22	128	175	102	153	160	47	46
2005	284	183	146	67	86	85	118	173	149	155	171	12
2006	243	239	54	155	87	140	69	152	117	175	97	126
2007	9	57	262	140	210	134	54	179	164	165	194	93
2008	42	49	259	69	20	198	161	220	72	203	89	31
2009	120	21	149	79	76	194	125	18	170	111	50	80
2010	137	30	173	86	161	96	260	125	130	91	136	75
2011	48	17	98	76	68	51	122	52	173	176	91	147
2012	89	148	95	87	69	129	144	17	109	204	69	36

Lanjutan Tabel 1

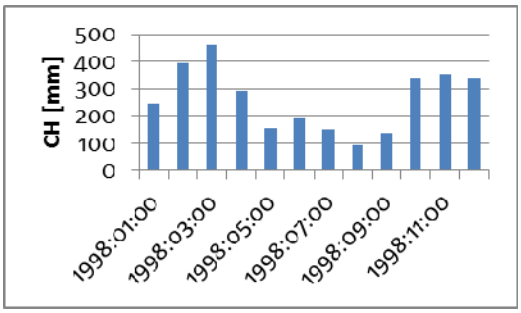
Bulan	Mei			Juni			Juli			Agustus		
Dasarian	D1	D2	D3	D1	D2	D3	D1	D2	D3	D1	D2	D3
ke	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1998	77	49	30	34	133	24	65	48	38	42	18	34
1999	97	105	14	34	71	17	32	13	1	27	16	3
2000	158	100	120	23	23	41	32	27	43	6	1	31
2001	42	13	66	104	37	1	48	13	14	1	0	30
2002	79	20	11	12	3	0	19	75	20	4	12	0
2003	94	60	5	0	4	7	0	1	0	0	0	33
2004	63	62	63	29	8	0	27	81	0	1	2	0
2005	16	139	32	31	75	96	28	90	0	75	59	21
2006	138	9	97	52	0	0	0	11	18	0	0	0
2007	17	123	34	76	14	27	12	21	7	0	0	1
2008	85	20	0	22	14	0	0	0	1	0	25	5
2009	20	135	88	60	13	49	19	0	42	1	0	10
2010	97	188	70	117	103	13	60	48	52	58	38	134
2011	134	78	1	27	0	93	0	4	54	0	0	0
2012	25	115	2	29	2	0	0	0	0			

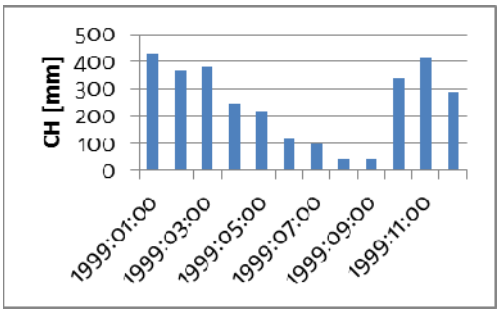
Lanjutan Tabel 1

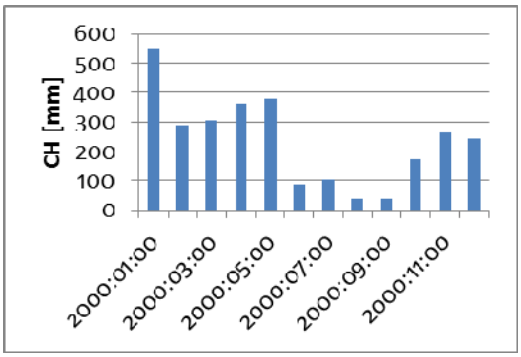
Bulan	September			Oktober			Nopember			Desember		
Dasarian	D1	D2	D3	D1	D2	D3	D1	D2	D3	D1	D2	D3
ke	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
1998	1	47	88	45	101	191	176	72	108	55	122	160
1999	0	0	1	7	161	167	110	219	86	78	64	145
2000	21	18	0	5	85	82	87	86	93	17	137	87

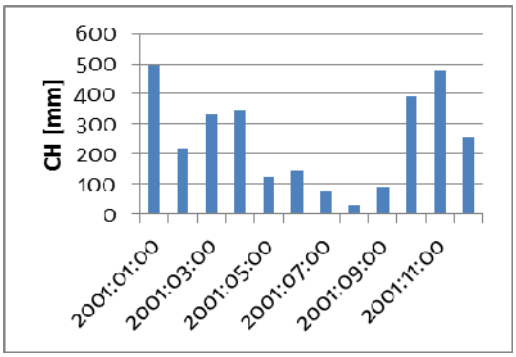
ISBN : 978-979-1458-64-1

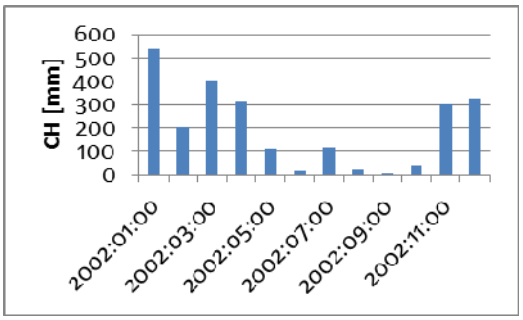
2001	77	11	1	92	102	197	109	202	165	41	110	103
2002	0	0	1	0	0	36	97	106	98	80	70	177
2003	15	56	0	47	10	231	12	134	138	108	106	121
2004	9	48	51	0	0	61	125	61	155	62	112	222
2005	3	111	51	4	73	158	89	16	202	73	157	147
2006	0	1	0	5	0	53	16	11	119	86	79	336
2007	0	0	0	16	7	174	179	64	91	140	165	136
2008	0	0	0	31	50	138	190	203	149	150	176	93
2009	11	14	4	30	44	160	34	244	94	29	25	198
2010	96	209	65	60	138	139	100	48	213	158	61	93
2011	0	1	0	35	1	138	176	88	131	27	148	194
2012												

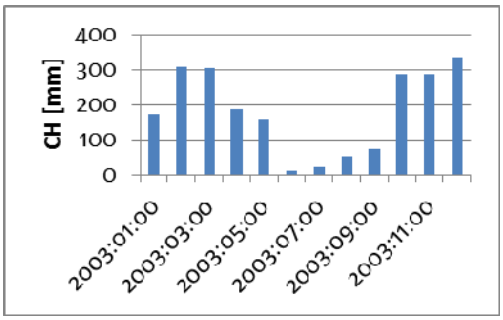




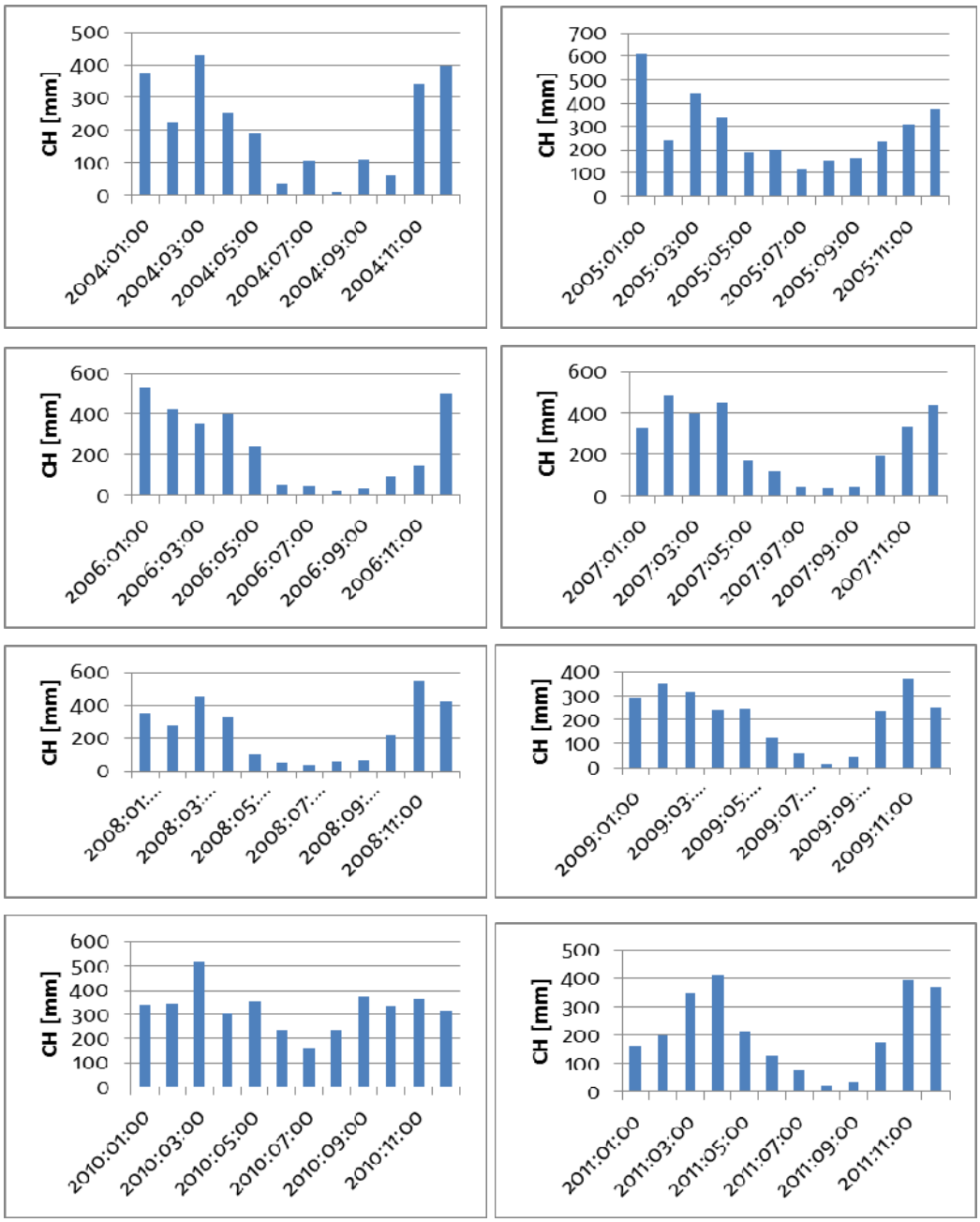








ISBN : 978-979-1458-64-1



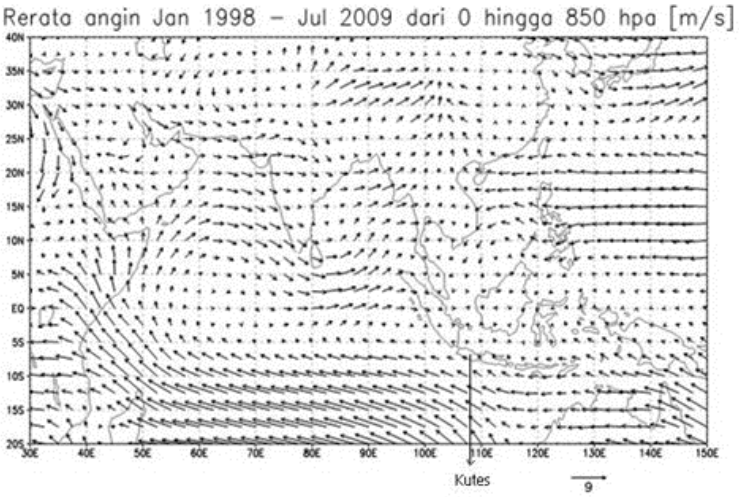
Gambar 1. Pola curah hujan tahunan 1998 – 2011 di Kutes

Sedangkan yang lainnya merupakan campuran monsunal dan equatorial. Artinya pola hujan di Kutes dari tahun 1998 hingga 2011 cenderung equatorial, ini sedikit berbeda dengan analisis Rizaldi Boer dkk, 2009, yang menyatakan bahwa pola hujan di Pulau Jawa adalah monsunal.

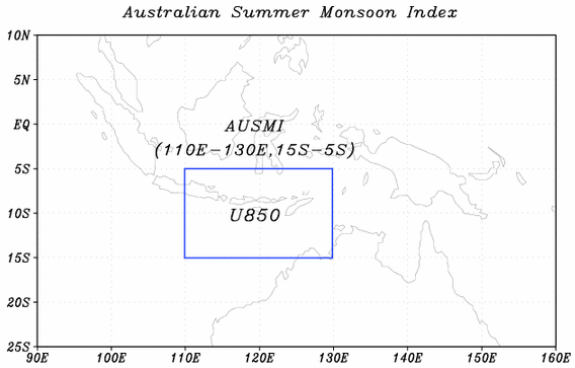
Hasil analisis ini diperkuat dengan hasil korelasi curah hujan Kutes dengan indek monsoon musim panas India yang sebesar -0.29304, angka ini merupakan korelasi ismidx (Indian Summer Monsoon index) harian dengan curah hujan harian dari 1 januari 1998 hingga 31 Juli 2009. Dengan

ISBN : 978-979-1458-64-1

korelasi yang negatif artinya dengan semakin indek monsoon India yang besar maka curah hujan semakin sedikit yang terjadi di Kutes. Dengan melihat besarnya korelasi yang kecil membuat kita mengerti bahwa pengaruh monsoon tidaklah begitu besar. Begitu pula bila curah hujan dikorelasikan dengan indek monsoon Pasifik Utara Barat nilainya sebesar -0.289, artinya dengan semakin besar indek monsoon Pasifik, maka curah hujan di Kutes semakin kecil. Namun ketika curah hujan Kutes dikorelasikan dengan indek monsoon Australia dalam rentang waktu yang sama, maka dihasilkan 0.22475. Ini artinya dengan semakin besar indek monsoon Australia, maka curah hujan di Kutes semakin besar. Pada gambar rerata angin dari Januari 1998 hingga Juli 2009 dari permukaan hingga ketinggian 850 hPa seperti ditunjukkan Gambar 2, angin yang bertiup ke Kutes berasal dari Samudera Hindia sebelah selatan Nusa Tenggara cocok dengan wilayah monsun Australia (lihat Gambar 3). Tetapi walau bagaimanapun dari ketiga monsoon ini monsoon India yang paling berpengaruh.



Gambar 2. Rerata angin dari Januari 1998 hingga Juli 2009 dari permukaan hingga 850 hpa



Gambar 3. Wilayah indek monsun musim panas Australia (Sumber : Kajikawa, Y., B. Wang and J. Yang, 2010)

ISBN : 978-979-1458-64-1

Selanjutnya adalah curah hujan di Kutes dikorelasikan dengan Outgoing Long wave Radiation (OLR) di daerah Kutes sendiri dihasilkan 0.753. Ini berarti radiasi gelombang panjang yang mengindikasikan keberadaan awan berpengaruh besar terhadap curah hujan di Kutes, meskipun belum tentu awan yang ada di Kutes akan menurunkan hujan di daerah Kutes sendiri. Kemudian curah hujan Kutes dikorelasikan dengan El Nino dan Indian Ocean Dipole (IOD) tepatnya dengan anomali suhu muka laut nino (kawasan Pasifik) dan lautan Hindia (IOD) seperti ditunjukkan dengan Tabel 2. Dari tabel ini kita bisa melihat bahwa baik El Nino maupun IOD bersifat melemahkan curah hujan di Kutes, ini terlihat dari besarnya nilai korelasi yang negatif. Dari kawasan Nino yang berpengaruh, nampaknya Nino3.4 yang paling besar pengaruhnya dibanding nino yang lain, namun walau bagaimanapun pengaruh IOD adalah lebih besar daripada El Nino. Sedangkan bila curah hujan di Kutes dikorelasikan dengan suhu muka laut Indonesia, maka diperoleh nilai 0.574. Ini artinya dengan suhu muka laut Indonesia yang semakin besar, akan mempertinggi curah hujan di Kutes.

Tabel 2. Korelasi curah hujan Kutes dengan anomali suhu muka laut Nino (El Nino) dan IOD

Besarnya korelasi	Daerah
-0.023	Nino1+2
-0.128	Nino3
-0.148	Nino4
-0.156	Nino3.4
-0.193	IOD

5. KESIMPULAN

Dari hasil analisis curah hujan dari tahun 1998 hingga 2011 di Kutes, maka dapat ditarik kesimpulan sebagai berikut bahwa datangnya awal dan akhir musim hujan di Kutes adalah tidak tetap tiap tahunnya, pola curah hujan di Kutes kadang-kadang monsunal, kadang-kadang equatorial kadang-kadang campuran monsunal dan equatorial, monsoon India dan Pasifik barat nampaknya mengurangi curah hujan di Kutes, akan tetapi monsoon Australia menambah curah hujan di Kutes, kemudian El Nino dan IOD nampaknya memperlemah kejadian hujan di Kutes.

ISBN : 978-979-1458-64-1

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Lapan yang telah mengadakan seminar ini sebagai fasilitas untuk mempublikasikan penelitian ini.

DAFTAR RUJUKAN

Boer R. dkk., Modul dasar 1 sekolah lapangan iklim, Kerjasama antara IPB, Deptan, BMKG dan Pemda Indramayu, APN Capable, p. 3, Bogor, 2009.

IPRC, International Pasific Research Center dalam http://iprc.soest.hawaii.edu/users/ykaji/monsoon/daily-data.html#montar, 2012,

Kajikawa, Y., B. Wang and J. Yang, A multi-time scale Australian monsoon index, *Int. J. Climatol*, doi: 10.1002/joc.1955, early view online, p. 1117, 2010.

NASA, TRMM dalam http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/, MERRA dalam http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=MERRA_MONTH_2D, 2012.

NOAA, Earth System Research Laboratory dalam http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.ersst.html, Climate Prediction Center dalam http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/sstoi.indices, NCEP/NCAR Reanalysis dalam http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html, 2012.

Tjasyono, B., Mekanisme fisis pra, selama, dan pasca El Niño. Paper disajikan pada Workshop Kelompok Peneliti Dinamika Atmosfer, 13-14 Maret 1997.

ISBN : 978-979-1458-64-1

KONTRIBUSI KOMPLEKS KONVEKTIF SKALA MESO TERHADAP CURAH HUJAN DI SUMATERA (STUDI KASUS 16-17 AGUSTUS 2005 DAN 27-28 OKTOBER 2007)

Trismidianto
Bidang Pemodelan Atmosfer, Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer,
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional.
midigade@yahoo.com

Abstract

Identification of Mesoscale Convective Complex (MCC) was conducted using infra-red imagery (IR1) data of the Multi-functional Transport Satellite (MTSAT) to create an algorithm for use in detecting MCC of the image IR1 data constructed by combines criteria of cloud coverage, eccentricity, and cloud lifetime. Where in this study, has been identified MCC located in the Indian Ocean and conducted two case studies, namely 16-17 August 2005 and October 27 to 28, 2007, of the two cases can be seen that MCC induce convective activity around it, causing significant rainfall in some areas of Sumatra. Of these studies concluded that MCC have an influence on convective activity in the surrounding area are causing significant rainfall over the area around MCC.

Key word: *Convective Activity, MCC, Rainfall*

Abstrak

Identifikasi Kompleks Konvektif Skala Meso (KKSM) atau yang biasa disebut *Mesoscale Convective Complexes* (MCC) dilakukan menggunakan data citra *infra-red* (IR1) dari *Multi-functional Transport SATellite* (MTSAT) dengan membuat algoritma untuk digunakan dalam mendeteksi KKSM dari data citra IR1 yang dibangun dengan menggabungkan beberapa kriteria dari luasan tutupan awan, tingkat kelonjongan dan lama masa hidupnya. Pada kajian ini, telah diidentifikasi KKSM yang berada di Samudera Hindia dan dilakukan dua studi kasus yaitu tanggal 16-17 Agustus 2005 dan 27-28 Oktober 2007, dari kedua kasus tersebut terlihat bahwa KKSM menginduksi aktivitas konvektif disekitarnya sehingga menyebabkan curah hujan yang cukup signifikan di beberapa wilayah Sumatera. Dari kajian tersebut disimpulkan bahwa KKSM mempunyai pengaruh terhadap aktivitas konvektif di atas wilayah sekitarnya yang menyebabkan curah hujan yang cukup signifikan di atas wilayah di sekitar KKSM.

Kata Kunci: Aktivitas Konvektif, Curah Hujan, KKSM.

1. PENDAHULUAN

Kompleks Konvektif Skala Meso (KKSM) atau *Mesoscale Convective Complexes* (*MCC*) adalah subklas terbesar dari Sistem Konvektif Skala Meso (SKSM) atau *Mesoscale Convective System (MCS)* (Durkee dan Mote, 2009) dengan karakteristik Selimut Awan (SA) yang luasnya ≥ 100.000 km², Inti Awan (IA) dingin yang luasnya ≥ 50.000 km² dan masa hidup yang lamanya ≥ 6

ISBN : 978-979-1458-64-1

jam serta eksentrisitas ≥ 0.7. (Maddox,1980). Fenomena KKSM ini telah banyak dikaji para peneliti dalam kurun waktu lebih dari tiga dekade, (Maddox, 1980; Miller dan Fritsch, 1991; Laing dan Fritsch, 1993a; Laing dan Fritsch, 1993b; Velasco dan Fritsch, 1987; Durkee dan Mote, 2009).

Kompleks Konvektiv Skala Meso (KKSM) atau *Mesoscale Convective Complexes* (MCC) merupakan populasi SKSM yang hidup terbesar dan terpanjang. Laing dan Fritsch (1997) dalam penelitiannya tentang KKSM menemukan beberapa hal antara lain; (1) kebanyakan KKSM di benua, (2) cenderung terbentuk pada zona gradien diantara Outgoing Longwave Radiation (OLR) maksimum dan minimum maxima (normalnya tidak terjadi pada daerah yang sering hujan) dan (3) cenderung terjadi di daerah lee (relatif terhadap aliran level menengah utama) dari elevasi daerah.

Hasil penelitian sebelumnya menunjukkan bahwa fenomena ini dapat menghasilkan cuaca buruk dan hujan yang terus menerus (Maddox, 1980; Fritsch dkk., 1986; McAnelly dan Cotton, 1989). Hujan seperti ini diketahui telah menyebabkan bencana banjir di berbagai tempat seperti: Asia Timur (Ninomiya dkk,1981; Chen dan Li, 1995), Amerika Selatan Subtropis (Durkee dan Mote, 2009) dan Amerika Serikat (Maddox,1981). Menurut Yuan dan Houze (2010) dan Yuan dan Houze (2011) serta diperkuat oleh Ismanto (2011), Benua Maritim merupakan area munculnya SKSM besar yang terpisah-pisah (individu) ataupun yang saling terkoneksi (termasuk didalamnya adalah KKSM). Oleh karena itu, penelitian ini akan memperlihatkan studi kasus tentang kontribusi KKSM di Samudera Hindia terhadap curah hujan di Sumatera, namun dikarenakan tidak memungkinkan memperlihatkan seluruh kejadian KKSM, maka pada penelitian ini, dikaji dua studi kasus yang dapat menunjukkan adanya pengaruh yang signifikan dari KKSM terhadap curah hujan disekitarnya.

2. DATA DAN METODE

Untuk mengidentifikasi KKSM dan aktivitas konvektif maka dipergunakan data *temperatur black body (tbb)*, data tbb ini diturunkan dari data citra inframerah yang merupakan hasil citra satelit *Geostationary Meteorological Satellite* (GMS), *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES) dan *Multi-functional Transport SATellite* (MTSAT). Data curah hujan yang berupa estimasi diperoleh dari *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) 3B42 v6 yang memiliki resolusi 0,25º x 0,25º dengan parameter *precipitation rate* (mm/jam) diperoleh dari (http://trmm.gsfc.nasa.gov/). Dan data angin permukaan *Cross-Calibrated Multi-Platform* (CCMP) dipergunakan untuk melihat pengaruh KKSM terhadap angin permukaan dan menganalisis aktivitas konvektif, data CCMP merupakan penggabungan antara data angin permukaan yang diturunkan sumber konvensional (pengamatan kapal) dan *in situ* (*buoys*) dan beberapa satelit ke dalam analisis

ISBN : 978-979-1458-64-1

global yang mendekati konsisten dengan resolusi 25 km setiap 6 jam-an, sehingga data angin permukaan menjadi lengkap secara global di seluruh wilayah bumi.

Studi ini dimulai dengan terlebih dahulu mengidentifikasi dan mendokumentasikan KKSM di Samudera Hindia menggunakan data citra infra merah (IR) MTSAT dengan mengidentifikasi seluruh awan yang menembus di atas lapisan 450 mb (bagian tengah troposfer), sekitar ketinggian 6 – 9 km dari permukaan bumi, kemudian membuat algoritma pemrograman menggunakan Matlab berdasarkan karakteristik KKSM yang ditentukan oleh Maddox (1980) dengan *threshold* suhu -33ºC sekitar 241 K sebagai selimut awan yang mewakili area stratus dan inti awan digunakan -53ºC sekitar 221 K sebagai area konvektif, batas suhu ini digunakan untuk menentukan sistem KKSM. Dalam kriteria KKSM menurut Maddox (1980) harus mempunyai Eksentrisitas ≥ 0,7. Pengaruh atau keterkaitan antara KKSM di wilayah Samudera Hindia dengan curah hujan di Sumatera dikaji dengan analisis spasial dan temporal di wilayah Samudera Hindia dan sekitarnya pada saat kejadian KKSM. Dalam kajian ini digunakan dua studi kasus.

Untuk mengetahui derajat aktivitas konveksi di tiap titik grid pengamatan, digunakan parameter indek konvektif (I_c) yang dinyatakan dalam persamaan berikut :

$I_c = 255 - T_{BB}$; untuk $T_{BB} < 255$ K

$I_c = 0$; untuk $T_{BB} \geq 255$ K

(Takahashi dkk (2008) dan Matsumoto, J. dan Murakami, T. (2002))

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Untuk mengkaji apakah KKSM yang teridentifikasi mempunyai pengaruh terhadap curah hujan pada wilayah sekitarnya, maka dilakukan analisis pada beberapa studi kasus, studi kasus dipilih dari hasil pengolahan data satelit kanal IR1. Pemilihan waktu diambil dengan mencari keadaan saat terjadinya KKSM dan yang dapat menggambarkan kontribusi KKSM terhadap kondisi atmosfer disekitarnya. Dalam penelitian ini dilakukan analisis pada dua studi kasus yaitu:

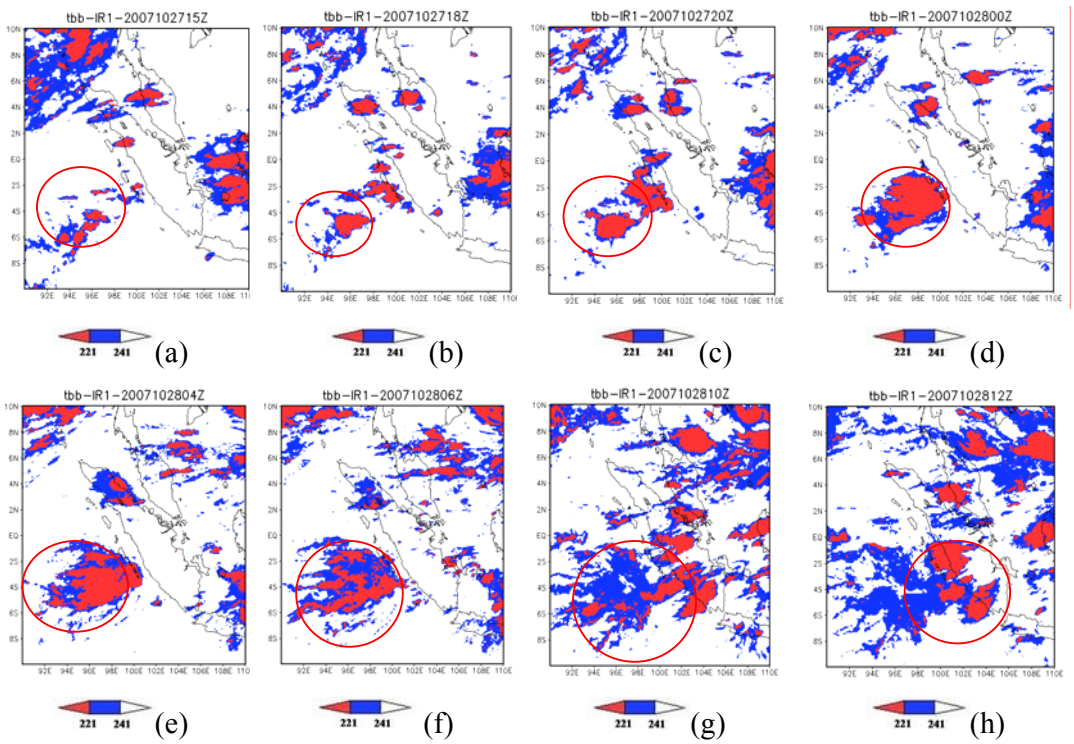
3.1. Studi Kasus 27-28 Oktober 2007

Pada kasus pertama pada tanggal 27–28 Oktober 2007, evolusi pertumbuhan KKSM dari fase awal sampai fase punah pada kasus ini diperlihatkan pada gambar 3.1.1. KKSM pertama muncul sebagai kumpulan awan-awan skala kecil saat pukul 15.00 UTC tanggal 27 Oktober 2007 pada garis bujur 93°BT -98°BT dan garis lintang 4°S -8°S (Gambar 4.1.1.a), kemudian berkembang menjadi KKSM fase awal (inisiasi) sekitar pukul 18.00 UTC tanggal 27 Oktober 2007 pada bujur 94°BT - 98°BT dan garis lintang 4°S -6°S (Gambar 3.1.1.b).

ISBN : 978-979-1458-64-1

Secara luasan KKSM ini mencapai keadaan maksimum saat pukul 00.00 UTC tanggal 28 Oktober 2007 pada garis bujur 94°BT -102°BT dan 2°S -6°S (Gambar 4.1.1.d), dan pada fase maksimum ini, terlihat inti awan menjadi lebih besar. KKSM mencapai fase punah setelah pukul 06.00 UTC tanggal 28 Oktober 2007 (Gambar 4.1.1.f), pada fase ini, terlihat inti awannya pecah dan kembali membentuk awan-awan skala kecil dan selimut awannya membesar. Kasus ini menarik dilakukan karena evolusi pertumbuhan KKSM dari fase awal sampai fase punah pada kasus ini terlihat jelas dan konsisten dengan hasil penelitian Cotton, dkk (1989) dan Maddox (1980) yang menyatakan bahwa pada fase awal terlihat adanya awan-awan skala kecil dan pada fase maksimum, awan-awan skala kecil tersebut menjadi inti awan skala besar dan maksimum, lalu pada fase punah, inti awannya pecah dan kembali membentuk awan-awan skala kecil dan selimut awannya membesar.

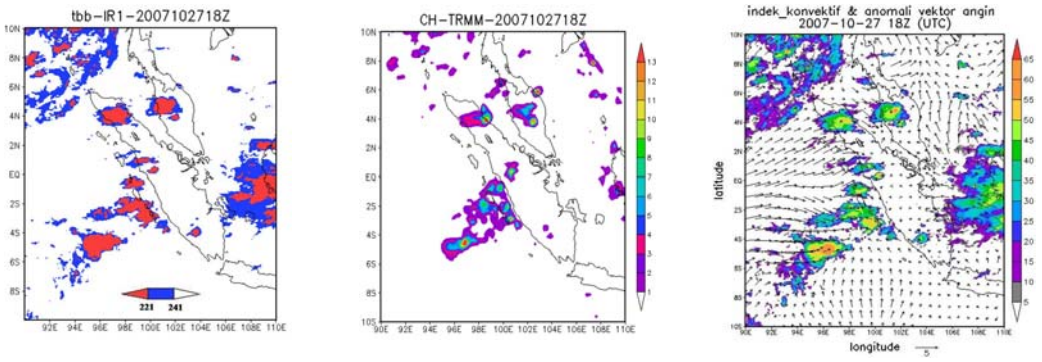
Hal lain yang juga membuat kasus ini menarik adalah adanya perpindahan awan-awan yang merupakan pecahan KKSM pada saat fase punah dari lautan (Samudera Hindia) menuju daratan Sumatera dimulai dari fase punah pukul 06.00 UTC tanggal 28 Oktober 2007 sampai pukul 12.00 UTC tanggal 28 Oktober 2007 (Gambar 4.1.1.f, Gambar 3.1.1.g, dan Gambar 3.1.1.h).



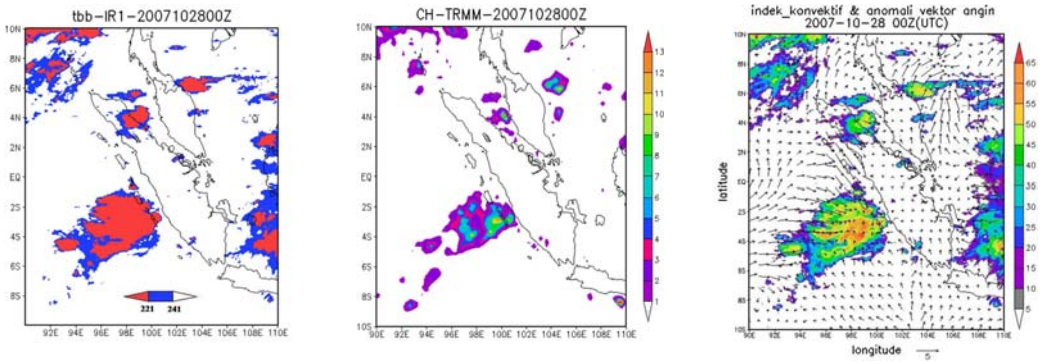
Gambar 3.1.1 Citra satelit IR1 yang menggambarkan evolusi dari KKSM yang ada di Samudera Hindia, dari mulai fase awal sampai fase punah. Lingkaran merah menunjukkan awan-awan yang mengalami evolusi pertumbuhan KKSM.

ISBN : 978-979-1458-64-1

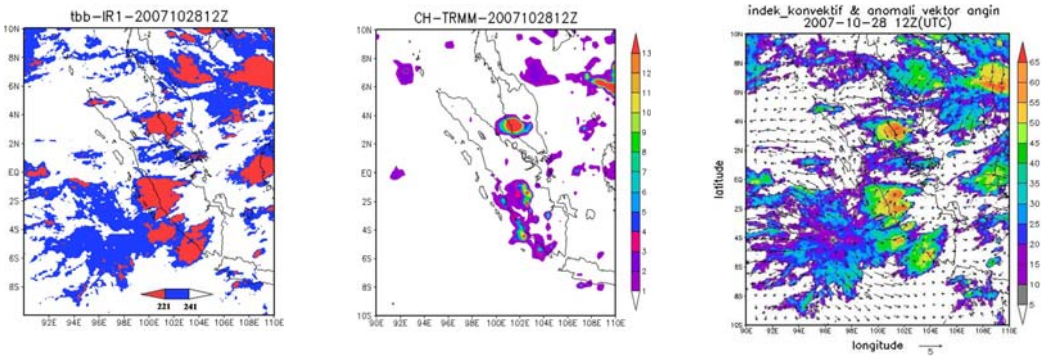
Adanya perpindahan awan-awan ini membuat suatu pertanyaan, apakah KKSM menginduksi awan-awan konvektif disekitarnya sehingga berkontribusi terhadap curah hujan diskeitarnya. Oleh karena itu, dilakukan analisis korelasi spasial terhadap curah hujan menggunakan data TRMM 3B42, seperti terlihat pada Gambar 3.1.2.



3.1.2.a Fase Awal KKSM



3.1.2.b Fase Maksimum KKSM

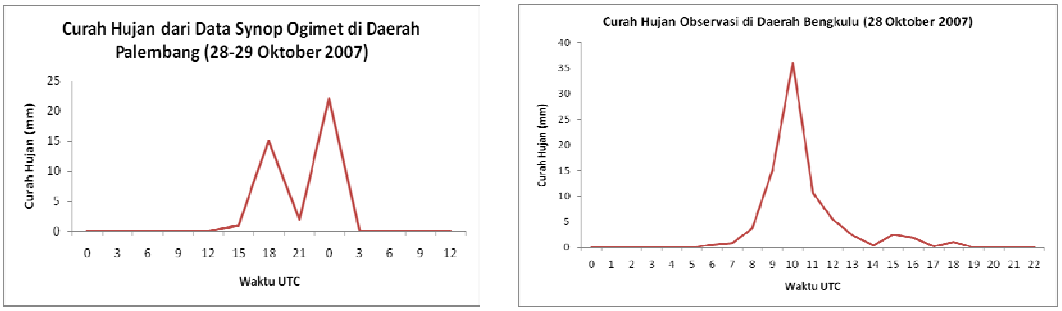


4.1.2.c Fase Punah KKSM

Gambar 3.1.2. a,b dan c. (kiri) KKSM dari data TBB IR1 MTSAT berturutan untuk Fase awal, maksimum dan punah, (tengah) Estimasi curah hujan dari data TRMM pada saat fase-fase KKSM tersebut dan (kanan) Indek konvektif dan anomali vektor angin pada saat terjadinya fase-fase KKSM tersebut.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Dari gambar 3.1.2. secara spasial terlihat bahwa KKSM mempengaruhi aktivitas konvektif disekitarnya sehingga berkontribusi terhadap curah hujan di atas wilayah Sumatera terutama pada saat KKSM fase punah, hujan di atas beberapa wilayah Sumatera terjadi cukup signifikan pukul 12.00 UTC sejak fase punah dari KKSM bahkan ada beberapa daerah yang mengalami curah hujan cukup tinggi mencapai 10 – 13 mm/jam seperti terlihat pada gambar 3.1.2.c (tengah). Pada fase awal dan fase maksimum belum terlihat adanya aktivitas konvektif yang cukup signifikan di atas wilayah Sumatera, begitu juga halnya dengan curah hujan, belum adanya kejadian hujan yang cukup signifikan pada saat fase awal dan fase maksimum dari KKSM, namun hujan yang cukup tinggi terjadi di atas lautan, tempat terjadinya KKSM tersebut. Berdasarkan Gambar 3.1.2.a (kanan), Gambar 3.1.2.b (kanan), dan Gambar 3.1.2.c (kanan) menunjukkan indek konvektif dan anomali vektor angin pada fase awal dari KKSM dimana adanya konvergensi angin dari arah barat, selatan dan utara yang membawa awan-awan skala kecil menuju area sekitar 98°BT-102°BT dan 2°S-4°S, konvergensi ini berlangsung sehingga membentuk awan konvektif dengan skala besar pada area 94°BT-102°BT dan 1°S -6°S. Pada pukul 12.00 UTC, seperti terlihat pada gambar 4.1.2.c (kanan) terlihat adanya konveksi baru disekitar KKSM dan juga terlihat pergerakan angin yang membawa awan-awan konveksi baru tersebut menuju ke daratan Sumatera. Hal ini menyatakan bahwa KKSM menginduksi awan-awan konvektif disekitarnya sehingga menyebabkan curah hujan yang cukup tinggi di beberapa wilayah Sumatera terutama pada saat fase punah KKSM. Berdasarkan data observasi, terlihat juga bahwa adanya kenaikan curah hujan yang cukup tajam di daerah Palembang dan Bengkulu seperti terlihat pada Gambar 3.1.3.



(a) (b)

Gambar 3.1.3. Curah hujan di daerah Palembang (a) dan Bengkulu (b) pada saat terjadinya KKSM pada tanggal 27-28 Oktober 2007.

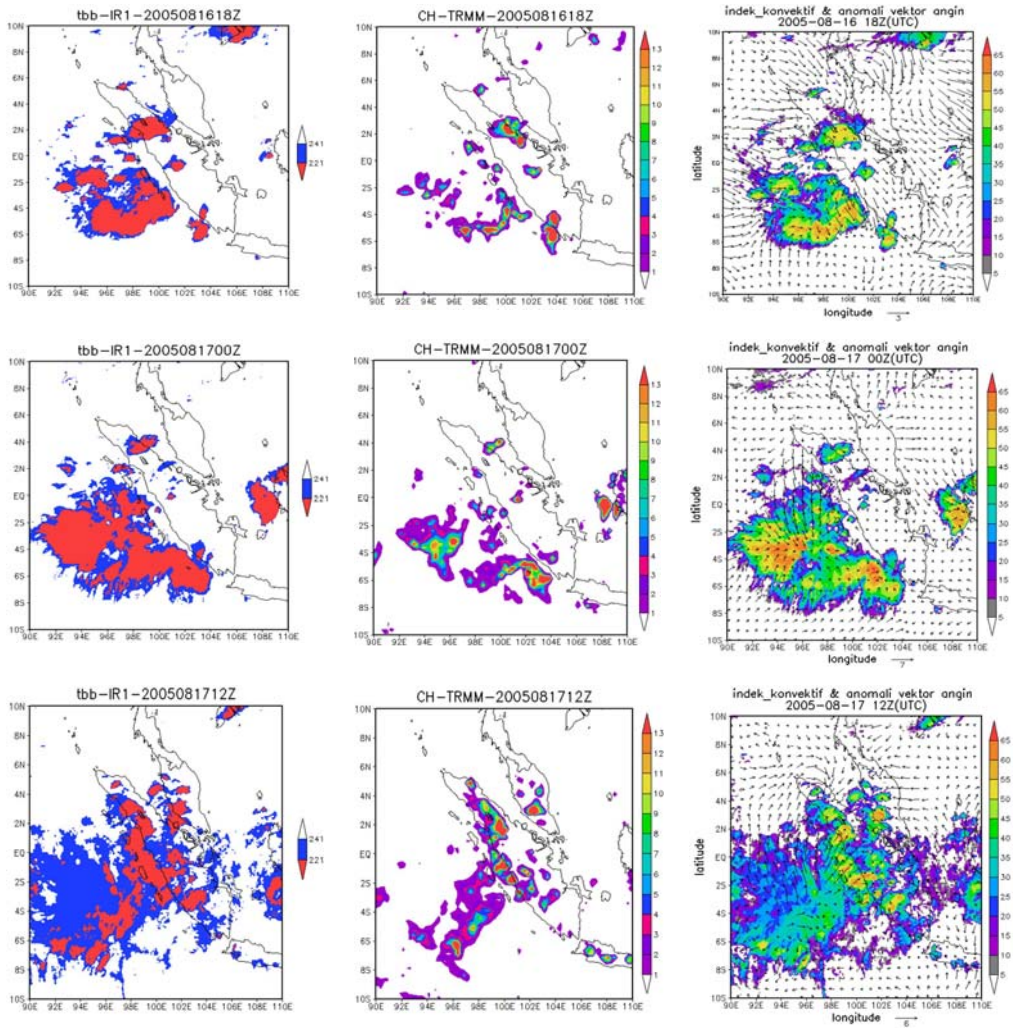
3.2 Studi Kasus 16-17 Agustus 2005

Pada kasus kedua pada tanggal 16 – 17 Agustus 2005 seperti terlihat pada Gambar 4.2.1 menunjukkan bagaimana KKSM mempengaruhi aktivitas konvektif disekitarnya dan mempengaruhi curah hujan di atas Sumatera. Gambar 3.2.1 a) menunjukkan bahwa pada fase awal

ISBN : 978-979-1458-64-1

KKSM pada tanggal 16 Agustus 2005 pukul 18.00 UTC terlihat adanya awan-awan skala kecil yang mempunyai suhu tbb di bawah 221 K, dan terjadinya curah hujan cukup tinggi di bawah awan-awan tersebut, namun belum adanya curah hujan yang signifikan di atas wilayah Sumatera, berdasarkan anomali vektor angin permukaan dengan indek konvektif, terlihat adanya konvergensi angin yang mengumpul pada area tersebut. Konvergensi angin pada saat fase awal terjadi terus menerus sampai membentuk KKSM fase maksimum pada pukul 00.00 UTC, curah hujan cukup tinggi terjadi di area KKSM tersebut, namun belum juga adanya curah hujan yang signifikan di atas wilayah Sumatera (Gambar 3.2.1.b).

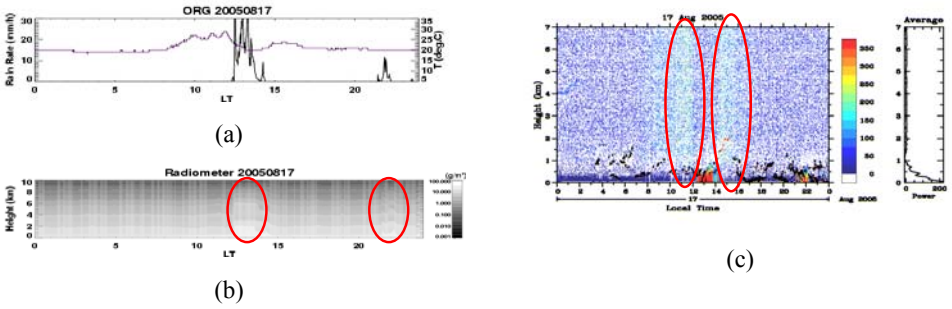
Pada fase punah pukul 12.00 UTC sudah terlihat adanya curah hujan yang cukup tinggi pada beberapa wilayah Sumatera yang merupakan pengaruh dari KKSM (Gambar 3.2.1.c (tengah)), hal ini dapat dibuktikan berdasarkan analisis indek konvektif dan angin permukaan (Gambar 3.2.1.c(kanan)), dimana terlihat adanya divergensi angin yang membawa awan-awan konvektif dari area terjadinya KKSM menuju beberapa wilayah Sumatera.



ISBN : 978-979-1458-64-1

Gambar 3.2.1 **(atas)** tbb, estimasi curah hujan dan komposit indek konvektif dengan anomali vektor angin permukaan pada saat fase awal KKSM tanggal 16-17 Agustus 2005, **(tengah)** pada saat fase maksimum KKSM tanggal 16-17 Agustus 2005, **(bawah)** pada saat fase punah KKSM tanggal 16-17 Agustus 2005.

Gambar 3.2.2 menunjukkan adanya kontribusi KKSM terhadap curah hujan di daerah Kototabang-Sumatera Barat, sejak pukul 06.00 UTC atau 13.00 *Local Time* (LT), hal ini terlihat dari data ORG dan ceilometer. KKSM juga berpengaruh terhadap peningkatan kelembaban relative di daerah Kototabang-Sumatera Barat.



Gambar 3.2.2 (a) data Optical Rain Gauge (ORG), (b) data radiometer, dan (c) data ceilometer, yang mengindikasikannya adanya hujan (a dan c) dan adanya kenaikan kelembaban relative (b) di atas Kototabang – Sumatera Barat, pada saat terjadinya KKSM tanggal 17 Agustus 2005.

4. KESIMPULAN

Dari kedua kasus, pada data TRMM dan anomali vektor angin. secara spasial terlihat bahwa KKSM mempengaruhi aktivitas konvektif disekitarnya sehingga berkontribusi terhadap curah hujan di atas wilayah Sumatera terutama pada saat KKSM fase punah, hujan di atas beberapa wilayah Sumatera terjadi cukup signifikan pukul 12.00 UTC sejak fase punah dari KKSM bahkan ada beberapa daerah yang mengalami curah hujan cukup tinggi mencapai 10 – 13 mm/jam. Pengaruhnya dapat dilihat juga berdasarkan data observasi, dimana terlihat adanya curah hujan yang meningkat tinggi pada daerah Bengkulu dan Palembang saat fase punah KKSM tgl 27-28 oktober 2007, serta terlihatnya curah hujan yang cukup tinggi dan meningkatnya kelembaban relatif secara signifikan di atas Kototabang saat fase punah KKSM tanggal 15-16 Agustus 2005. Pada fase awal dan fase maksimum belum terlihat adanya aktivitas konvektif yang cukup signifikan di atas wilayah Sumatera. Hal ini menyatakan bahwa KKSM menginduksi awan-awan konvektif disekitarnya sehingga menyebabkan curah hujan yang cukup tinggi di beberapa wilayah Sumatera terutama pada saat fase punah KKSM.

ISBN : 978-979-1458-64-1

UCAPAN TERIMA KASIH: Diucapakan terimakasih pada Dr. Tri Wahyu Hadi yang telah bersedia menjadi tempat diskusi dalam penyelesaian paper ini.

DAFTAR RUJUKAN

Anderson, C. J. dan Arrit, R. W. (1998) : Mesoscale Convective Complexes and Persistent Elongated Convective Systems over theUnited state during 1992 and 1993. *Monthly weather Review.,* **126**, 578 – 599.

Ashley, W. S. (2003) : A Distribution of Mesoscale Convective Complexe Rainfall in the United State*. Monthly weather Review,* **131**, 3003 – 301.

Chen, Y. L dan Li, J. (1995) : Large-scale condition favorable for the development of heavy rainfall during TAMEX IOP 3. *Monthly weather Review.* **123**, 2978 - 3002.

Cotton, W. R., Lin, M. S., McAnelly, R. L. dan Tremback, C. J. (1989) : A Composite Model of Mesoscale Convective Complexes*. Monthly weather Review.* **116**, 939 - 949.

Durkee, J. D dan Mote, T. L (2009): The Contribution of Mesoscale Convective Complexes to Rainfall across, Subtropical South America. *Journal of Climate.,vol 22.*

Fritsch, J. M*.,* Kane, R. J. dan Chelius, C. R. (1986) : The Contribution of Mesoscale Convective Weather System to the Warm Season Precipitation in the United States. *Journal of Climate.,* **25**, 1333 - 1345.

Houze, R. A. Jr. (2004) : Mesoscale Convective System, *Review of Geophisics*, *American Geophisical Union*, 43 pp.

Houze, R. A. Jr. (2011): Orographic Effect on Precipitating Clouds, *Review of Geophisics, American Geophisical Union,* 47 pp.

Ismanto, H. (2011): Karakteristik Kompleks Konvektif Skala Meso di Benua Maritim, Tesis Magister, FITB, ITB.

Laing, A. G. dan Fritsch, J. M. (1997) : The Global Population of Mesoscale Convective Complexes. *Q. Journal of Meteorological Society.* , **123**, 389-405.

Matsumoto, J. dan Murakami, T. (2002) : Seasonal Migration of Monsoons Between the Northern and Southern Hemisphere as Revealed from Equatorially Symmetric and Asymmetric OLR Data*, Journal of the Meteorological Society of Japan*, **80**, 419 – 437.

McAnelly, R. L. dan Cotton, W. R. (1989) : The Precipitation life cycle of Mesoscale Convective Complexes over the Central United States*. Monthly Weather Review*.,**117**, 784 - 808.

Maddox, R. A. (1980) : Mesoscale Convective Complexes*, Bulletin American Meteorology Society.* **61**, 1374 - 1387.

Miller, D. dan Fritsch, J. M. (1991): Mesoscale Convective Complexe in Western Pasific Region*. Monthly Weather Review.,* **119**, 2978 – 2992.

Ninomiya, K., Ikawa, M. dan Akiyama, T. (1981) : Long-lived medium scale cumulonimbus cluster in Asian Subtropical hunid region. *Journal of Meteorological Society of Japan,* **59,** 564-577.

Takahashi, C., Uyeda, H., Maki, M., Iwanami, K., Misumi, R. (2008) : Relationship among Structure, Development Processes, and Heating Profiles for Two Mesoscale Convective Systems in Inactive Phase of a Large-Scale Disturbance over Northern Australia during the Southern Summer in 1998-1999. *Journal of the Meteorological Society of Japan,* **86**, 81 – 117.

Yuan, J dan Houze, R. A. Jr. (2010): Global Variability of Mesoscale Convective System Anvil Structure from A-Train Satellite Data. Journal of Climate, **23**, 5864-5888.

ISBN : 978-979-1458-64-1

KARAKTERISTIK ANGIN ZONAL DAN MERIDIONAL DI ATAS KOTOTABANG SAAT ADANYA KOMPLEKS KONVEKTIF SKALA MESO DI SAMUDERA HINDIA

Trismidianto
Bidang Pemodelan Atmosfer, Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer,
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional.
midigade@yahoo.com

Abstract

This study begins by identifying Mesoscale Convective Complex (MCC) events in the Indian Ocean using infra-red image (IR1) data of the Multi-functional Transport Satellite (MTSAT) at period 2000-2009 and divide the MCC event area into several areas based on the same location, then do a composite analysis by averaging all MCC events each area and also performed composite by averaging the zonal and meridional wind data from the Equatorial Atmosphere Radar (EAR) data per hour in accordance MCC events at its maximum phase at 00:00 UTC. The interesting thing about these results is the sighting of the propagation phase of the downward velocity of the top layer of the composite zonal wind and the zonal wind propagation from an altitude of 12 km to 8 km during the MCC events, Propagation is the suspect triggering convective activity in the Indian Ocean when the MCC events in the Indian Ocean. This reinforces the notion of wave propagation associated with the equatorial convective activity in the tropics. On average, meridional velocity moving south and eastward to zonal, meridional and zonal winds weakened mainly due to the height above the height of 14 km in some areas MCC in the Indian Ocean.

Keywords: *Meridional wind, MCC, Zonal Wind.*

Abstrak

Kajian ini dimulai dengan mengidentifikasi kejadian Kompleks Konvektif Skala Meso (KKSM) atau yang biasa disebut *Mesoscale Convective Complexes* (MCC) di Samudera Hindia menggunakan data citra *infra-red* (IR1) dari *Multi-functional Transport SATellite* (MTSAT) periode 2000-2009 dan membagi area kejadian KKSM menjadi beberapa area berdasarkan lokasi yang sama, kemudian di lakukan analisis komposit dengan merata-ratakan seluruh kejadian KKSM setiap area dan juga dilakukan komposit dengan merata-ratakan data angin zonal dan meridional dari data *Equatorial Atmosphere Radar* (EAR) per jam sesuai kejadian KKSM pada saat fase maksimumnya pada jam 00.00 UTC. Hal yang menarik dari hasil ini adalah terlihatnya propagasi fase kecepatan ke bawah dari lapisan atas pada komposit angin zonal serta adanya propagasi angin zonal dari ketinggian 12 km sampai 8 km saat kejadian KKSM. Propagasi ini di duga memicu aktivitas konvektif di wilayah Samudera Hindia saat terjadinya KKSM di Samudera Hindia. Hal ini memperkuat gagasan mengenai perambatan gelombang ekuatorial terkait dengan aktivitas konvektif di wilayah tropis. Rata-rata kecepatan meridional bergerak ke arah selatan dan zonal bergerak ke arah timur, angin meridional dan zonal terlihat melemah seiring dengan ketinggian terutama di atas ketinggian 14 km pada beberapa Area KKSM di Samudera Hindia.

Kata Kunci: Angin meridional,angin zonal, KKSM.

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Iklim Indonesia dikendalikan oleh tiga sistem peredaran (sirkulasi) angin global dan lokal, yaitu sirkulasi secara meridional (angin pasat atau trade wind) yang biasa disebut juga komponen utara-selatan, dan sirkulasi secara zonal (angin monsoon) yang sering disebut juga komponen timur-barat serta sirkulasi secara lokal (angin lokal). Dominasi masing-masing sistem sirkulasi udara tersebut sangat tergantung pada musim dan dinamika atmosfer global. Beberapa peneliti (Ramage, 1968; Saito dkk, 2001 dan Hara dkk., 2006) menyatakan aktivitas konvektif di atas BMI memiliki peran utama dalam menggerakkan sirkulasi atmosfer global tersebut (Hadley dan Walker). Awan-awan konvektif tersebut pada lapisan troposfer atas dapat mengeluarkan panas laten, yang akan menyebabkan gangguan terhadap atmosfer sekelilingnya. Gangguan pada lapisan troposfer atas menjalar sebagai gelombang gravitas (*gravity*), gelombang ini pada skala planeter dapat mempengaruhi sirkulasi global (Holton, 2004). Proses dinamika atmosfer tersebut secara teoretis memungkinkan adanya mekanisme umpan-balik (*feedback*) antara aktivitas konvektif di BMI dengan variabilitas iklim regional dan global.

Beberapa organisasi konveksi (Sherwood and Wahrlich, 1999) yang sangat berperan dalam iklim tropis seperti Indonesia yaitu sistem konvektif skala meso (SKSM) atau *mesoscale convective systems* (MCS), gelombang timuran skala sinoptik, sistem *supercluster*, dan *Madden-Julian Oscillation* (MJO). Proses-proses skala meso tersebut antara lain adalah konveksi, sirkulasi lokal akibat topografi, siklus diurnal (harian), aliran jet, interaksi permukaan-atmosfer, gangguan yang terperangkap di daerah pantai dan ketidakstabilan skala meso serta Kompleks Konvektiv Skala Meso (KKSM) atau *Mesoscale Convective Complexes* (MCC) yang merupakan populasi SKSM yang hidup terbesar dan terpanjang.

SKSM memainkan peran yang sangat aktif dalam distribusi energi, momentum dan massa di atmosfer dan terjadi dalam spektrum yang luas dari skala waktu dan ruang (Ashley dkk, 2001). KKSM memiliki organisasi mereka sendiri, mereka tidak komponen pasif dalam aliran atmosfer melainkan berinteraksi dengan skala besar dinamis (Maddox, 1980, Hartmann dkk, 1984., Chen dan Houze, 1997). Pemicu KKSM sangat berkorelasi kuat dengan orografi dan maksimum dari pemicu KKSM semuanya diamati dekat pegunungan. Kondisi orografis dengan demikian merupakan sumber dominan pemicu KKSM. (Houze, 2011). Ada dua mekanisme yang berperan dalam keterkaitan KKSM terhadap kondisi atmosfer disekitarnya yaitu mekanisme langsung yaitu *cold pool* (massa udara dingin pada wilayah *downdraft* yang tersebar secara horizontal di bawah awan hujan KKSM) dan mekanisme tidak langsung yaitu gelombang atmosfer.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Peran konvergensi angin lapisan bawah dalam proses KKSM di atas danau diteliti oleh Akimoto dkk. (1995) dengan simulasi numerik. Penelitian terbaru juga mengemukakan bahwa konvergensi angin dapat memicu terbentuknya awan KKSM (Pucillo dkk, 2009). Berdasarkan hal tersebut, maka permasalahan utama yang muncul dalam penelitian ini adalah apakah fenomena KKSM mempengaruhi secara tidak langsung kondisi lingkungan atmosfer disekitarnya melalui konvergensi angin zonal dan meridional atau perambatan gelombang ekuatorial, dimana kondisi orografis Kototabang yang juga merupakan sumber dominan pemicu KKSM.

2. TINJAUAN PUSTAKA

Menurut Maddox (1980), ada tiga karakteristik yang digunakan untuk menentukan apakah badai kompleks adalah KKSM. Karakteristik tersebut adalah suhu awan bagian atas pada pencitraan satelit inframerah. Suhu awan atas -32°C atau kurang perlu untuk menutupi area seluas 100.000 km^2 atau lebih besar bersama dengan suhu terdingin atas awan yang kurang dari atau sama dengan -52°C seluas minimal 50.000 km^2. Karakteristik kedua adalah bahwa bentuk puncak awan dingin kompleks perlu melingkar atau hampir bundar. Hal ini untuk membedakan KKSM dari *squall lines* dan kompleks badai lainnya. Panjang (panjang terpendek) dari KKSM harus setidaknya 70% dari lebar (panjang tegak lurus terpanjang dengan panjang lebih pendek). Dengan demikian, KKSM akan memiliki bentuk tipe elips atau melingkar dengan eksentrisitasnya (sumbu minor/sumbu utama) lebih besar dari atau sama dengan 0,7 pada batas maksimum. Ketiga, KKSM harus berlangsung setidaknya 6 jam. Karakteristik dari lingkungan meteorologi dari pembentukan KKSM adalah adveksi udara hangat kuat ke dalam pembentukan lingkungan oleh aliran jet tingkat rendah selatan (angin maksimum), adveksi kelembaban yang kuat meningkatkan kelembaban relatif dari pembentukan lingkungan, konvergensi udara di dekat permukaan, dan divergensi udara tinggi.

Menurut Yuan dan Houze (2010) dan Yuan dan Houze (2011) serta diperkuat oleh Ismanto (2011), BMI merupakan area munculnya SKSM besar yang terpisah-pisah (individu) ataupun yang saling terkoneksi (termasuk didalamnya adalah KKSM). Sistem yang besar saling terkoneksi sering muncul di Samudera Hindia dan Samudera Pasifik, sedangkan sistem besar individu muncul di sebagian besar pulau besar di BMI. Kondisi lautan di BM merupakan tempat yang sangat cocok untuk tumbuhnya SKSM dengan ukuran yang besar.

Tabel 2.1 Kriteria Penentuan KKSM (Maddox, 1980)

Kriteria	Karakteristik Fisik
Ukuran	SA - Mempunyai suhu SA $\leq$ -32°C yang menutupi area seluas $\geq$ 100.000 km^2 IA - Mempunyai suhu IA $\leq$ -52°C yang menutupi area

ISBN : 978-979-1458-64-1

	seluas ≥ 50.000 km^2
Inisiasi/Awal	KKSM berawal dengan terpenuhinya ukuran SA dan IA
Masa Hidup	Masa hidupnya ≥ 6 Jam
Batas Maksimum	Batas fase maksimum KKSM dinyatakan ketika IA mencapai luas maksimum
Bentuk	Mempunyai eksentrisitas/kelonjongan (sumbu minor/sumbu mayor) ≥ 0.7 pada waktu mencapai batas maksimum
Terminasi/Akhir	KKSM berakhir dengan mengecilnya ukuran SA dan IA

3. DATA DAN METODE

Penelitian ini menggunakan data *temperatur black body (tbb)* yang digunakan untuk mengidentifikasi KKSM dan aktivitas konvektif di Samudera Hindia dan daerah sekitarnya, data tbb ini diturunkan dari data citra inframerah yang merupakan hasil citra satelit *Geostationary Meteorological Satellite* (GMS), *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES) dan *Multi-functional Transport SATellite* (MTSAT), citra suhu IR dengan kanal IR1 yang menunjukkan suhu permukaan tanah, permukaan laut atau puncak awan di atasnya, periode data (2000-2009). Dan data angin permukaan *Cross-Calibrated Multi-Platform* (CCMP) periode 2000-2009 dipergunakan untuk memperlihatkan pergerakan awan KKSM di atas Samudera Hindia menuju wilayah Sumatera, data CCMP merupakan penggabungan antara data angin permukaan yang diturunkan sumber konvensional (pengamatan kapal) dan *in situ* (*buoys*) dan beberapa satelit ke dalam analisis global yang mendekati konsisten dengan resolusi 25 km setiap 6 jam-an, sehingga data angin permukaan menjadi lengkap secara global di seluruh wilayah bumi. Serta terakhir digunakan data *Equatorial Atmosphere Radar* (EAR) periode 2001-2009 untuk melihat karakteristik angin zonal dan meridional di atas Kototabang, Sumatera Barat.

Studi ini dimulai dengan terlebih dahulu mengidentifikasi dan mendokumentasikan KKSM di Samudera Hindia menggunakan data citra infra merah (IR) MTSAT dengan mengidentifikasi seluruh awan yang menembus di atas lapisan 450 mb (bagian tengah troposfer), sekitar (*altitude*) 6 – 9 km ketinggian dari permukaan bumi, Kemudian membuat algoritma pemrograman menggunakan Matlab berdasarkan karakteristik KKSM yang ditentukan oleh Maddox (1980) dengan *threshold* suhu -33ºC sekitar 241 K sebagai selimut awan yang mewakili area stratus dan inti awan digunakan -53ºC sekitar 221 K sebagai area konvektif, batas suhu ini digunakan untuk menentukan sistem KKSM dan eksentrisitas ≥ 0,7.

Setelah diidentifikasi seluruh kejadian KKSM, maka dilakukan analisis komposit, yang pada dasarnya menghitung nilai rata-rata dari suatu data kejadian KKSM yang sudah dikelompokkan terlebih dahulu terhadap area tertentu, pada penelitian ini diambil dua area kejadian KKSM yaitu area dengan batas 94-99°BT dan 0-4°LU yang kemudian disebut area A dan area dengan batas 96-

ISBN : 978-979-1458-64-1

102°BT dan 2-6°LS yang selanjutnya disebut area B. Pergerakan KKSM di Samudera Hindia akan diperlihatkan dengan anaalisis komposit indek konvektif dan angin permukaan CCMP, lalu terakhir dilakukan analisis spasial keterkaitan KKSM dengan angin zonal dan meridional di atas Kototabang.

Untuk mengetahui derajat aktivitas konveksi di tiap titik grid pengamatan, digunakan suatu parameter indek konvektif (I_c) yang dinyatakan dalam persamaan berikut :

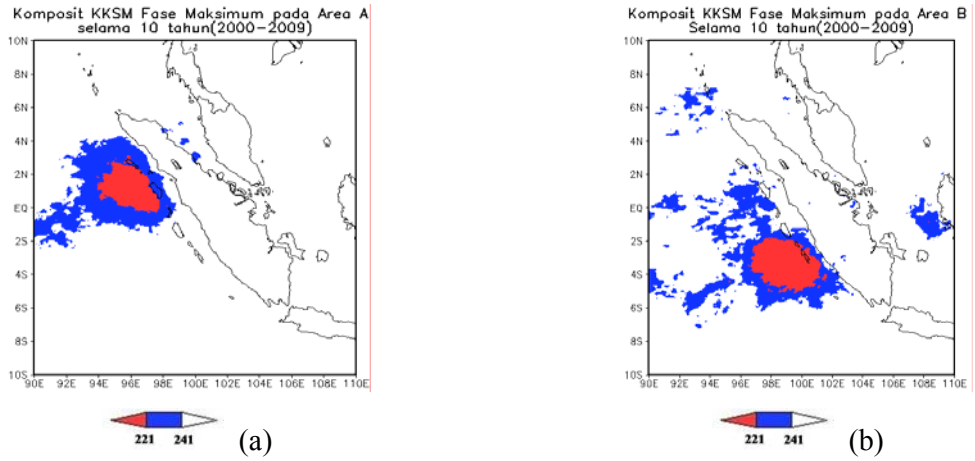
$I_c = 255 - T_{BB}$; untuk $T_{BB} < 255$ K

$I_c = 0$; untuk $T_{BB} \geq 255$ K

(Takahashi dkk (2008) dan Matsumoto, J. dan Murakami, T. (2002))

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

Identifikasi kejadian KKSM di wilayah Samudera Hindia sudah dilakukan menggunakan data MTSAT IR1 dan mengacu pada karakteristik KKSM yang ditentukan oleh Maddox (1980), dan secara rinci karakteristik tersebut dibuat algoritma dalam pemrograman menggunakan *Software* Matlab serta divalidasi secara manual maka sudah diperoleh hasil 553 KKSM yang terjadi di daerah Samudera Hindia selama periode Januari – Desember (2000-2009).

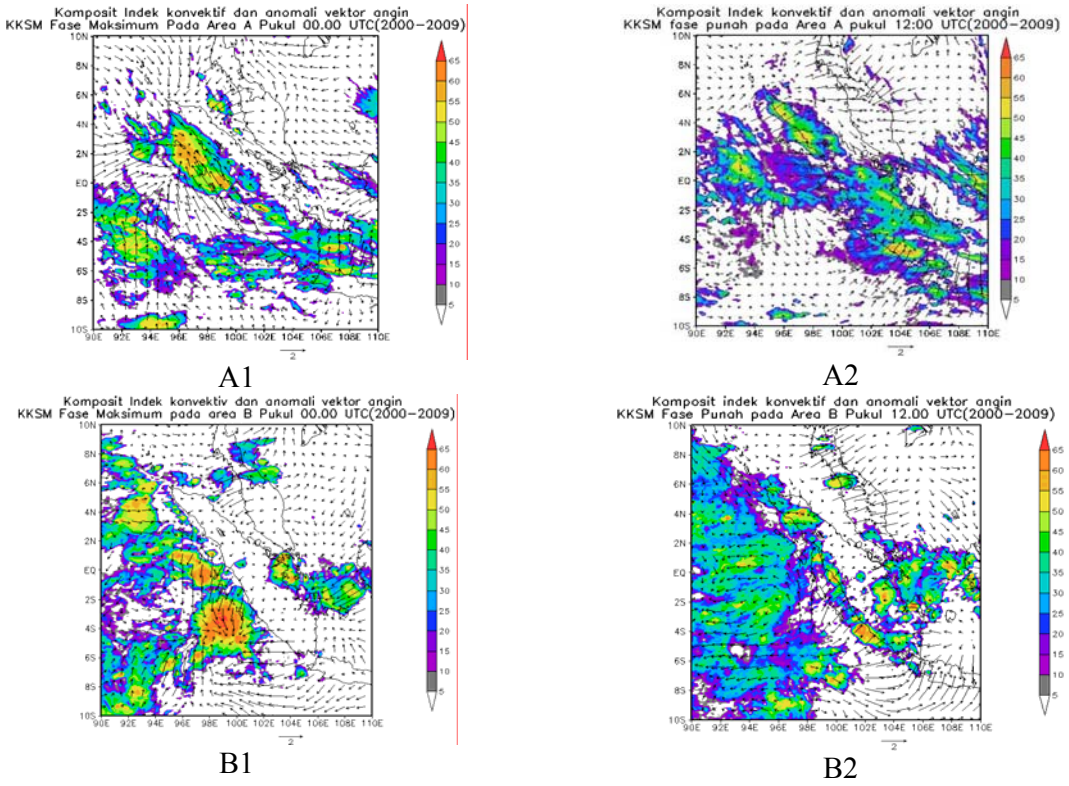


Gambar 4.1. Komposit kejadian KKSM pada saat fase maksimum pada (a) area A, (b) area B

Kemudian dari seluruh kejadian itu, dilakukan analisis komposit pada area yang sudah dipilih, pembagian area berdasarkan frekuensi jumlah kejadian KKSM pada suatu area lintang dan bujur tertentu, dimana pada area A terdapat 9.40 % kejadian dari seluruh kejadian KKSM di Samudera Hindia selama 10 tahun (2000-2009) yang terjadi pada area sekitar 94-99°BT dan 0-4°LU, area B terdapat 5,97% kejadian dari seluruh kejadian KKSM di Samudera Hindia selama 10

ISBN : 978-979-1458-64-1

tahun (2000-2009) yang terjadi pada 96-102°BT dan 2-6°LS, Analisis komposit dilakukan dengan merata-ratakan tbb untuk setiap kejadian KKSM yang terjadi pada area tersebut. KKSM yang di hasilkan ini berdasarkan kriteria dari Maddox dimana tbb inti awan ≤ 221 K dan selimut awannya mempunyai tbb berkisar 222 K sampai 241 K. (Lihat Gambar 4.1).



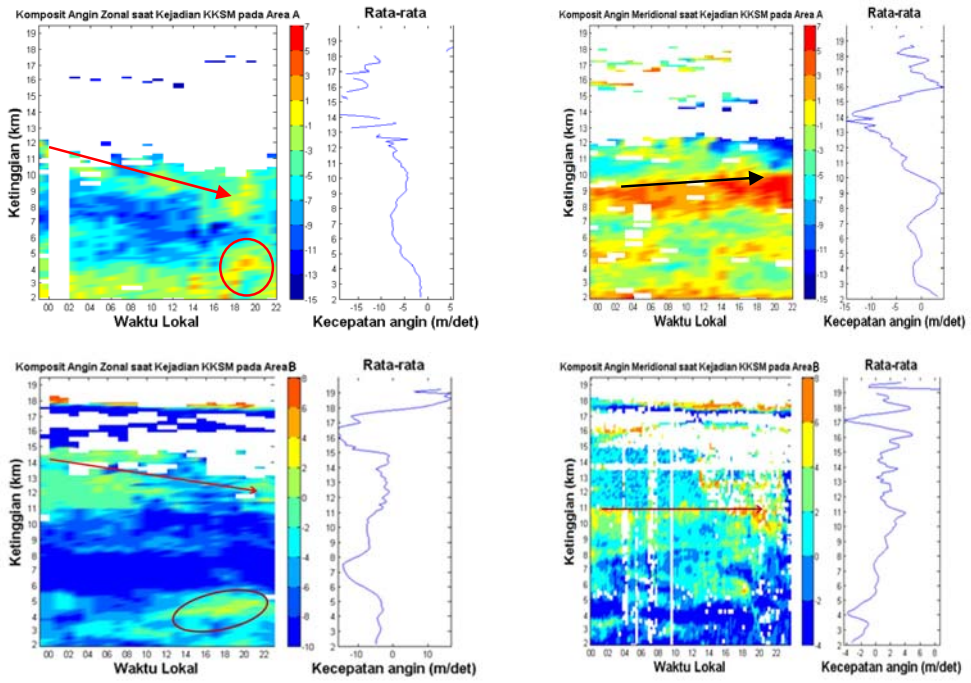
Gambar 4.2. Komposit indek konvektif dan anomali vektor angin untuk area A pada fase maksimum KKSM (A1) dan fase punah KKSM (A2) serta untuk area B pada fase maksimum KKSM (B1) dan fase punah KKSM (B2).

Berdasarkan analisis komposit indek konvektif dan anomali vektor angin pada Gambar 4.2, terlihat jelas adanya konvergensi angin yang cukup kuat menuju inti awan sistem KKSM pada saat fase maksimum baik untuk area A (gambar 4.2.A1) ataupun untuk area B (gambar 4.1.B1). Naiknya massa udara hangat disekitar batas dari sistem skala meso akibat *downdraft* yang membawa massa udara dingin ini bisa memicu semakin meluasnya area KKSM dari keadaan awalnya, dan merupakan salah satu hipotesa penyebab pergerakan KKSM (Houze, 2004), fase ini disebut fase punah dari sistem KKSM. Pada fase punah ini (gambar 4.2.A2 dan gambar 4.2.B2), inti awan sudah pecah bahkan hilang, namun selimut awannya membesar dan menyebar, dan terlihat adanya penyebaran awan konveksi akibat sistem KKMS di area A dan area B menuju ke ata wilayah

ISBN : 978-979-1458-64-1

Sumatera termasuk kawasan Kototabang. Hal ini bisa dikatakan bahwa adanya pengaruh KKSM di Samudera Hindia (area A dan area B) terhadap kawasan Kototabang.

Hal yang menarik dari gambar 4.3 adalah bahwa pada saat kejadian KKSM di area A dan area B, terlihatnya propagasi fase kecepatan ke bawah dari lapisan atas pada komposit angin zonal serta adanya propagasi yang terjadi pada komposit angin meridional saat kejadian KKSM baik pada area A ataupun area B. Hal ini menunjukkan bahwa terdapat pergerakan gangguan beberapa gelombang di sekitar wilayah ekuator saat adanya KKSM. Propagasi ini di duga memicu aktivitas konvektif di wilayah Samudera Hindia saat terjadinya KKSM di Samudera Hindia. Hal ini memperkuat gagasan mengenai perambatan gelombang ekuatorial terkait dengan aktivitas konvektif di wilayah tropis, sesuai pernyataan Ratnam, dkk.,(2006), Noersomadi (2009) dan Andrew, dkk., (1987) yang menyatakan bahwa karakteristik gelombang Kelvin ekuatorial yaitu, memiliki kelajuan fasa ke timur atau merambat ke timur, fasa gelombang miring (mengalami kenaikan) terhadap ketinggian yang mengarah ke timur, dan merambat ke arah bawah bersamaan dengan waktu atau propagasi vertikal ke arah bawah. Rata-rata kecepatan meridional bergerak ke arah selatan dan zonal bergerak ke arah timur serta angin meridional dan zonal terlihat melemah seiring dengan ketinggian terutama di atas ketinggian 14 km baik pada area A ataupun area B.



Gambar 4.3 Komposit angin zonal dan meridional pada saat kejadian KKSM pada area A dan area B.

ISBN : 978-979-1458-64-1

5. KESIMPULAN

Berdasarkan analisis komposit dari angin zonal dan meridional dari data Equatorial Atmosphere Radar (EAR) di atas Kototabang, Sumatera Barat pada saat terjadinya KKSM pada area A dan area B tersebut, telah dihasilkan hasil yang menarik bahwa terlihatnya propagasi fase kecepatan angin ke bawah dari lapisan atas pada komposit angin zonal serta terlihat adanya propagasi fase kecepatan angin yang terjadi pada komposit angin meridional saat kejadian KKSM baik pada area A ataupun area B. Hal ini menunjukkan bahwa terdapat pergerakan gangguan beberapa gelombang di sekitar wilayah ekuator saat adanya KKSM. Propagasi ini di duga memicu aktivitas konvektif di wilayah Samudera Hindia saat terjadinya KKSM di Samudera Hindia. Hal ini memperkuat gagasan mengenai perambatan gelombang ekuatorial terkait dengan aktivitas konvektif di wilayah tropis. Rata-rata kecepatan angin meridional bergerak ke arah selatan dan zonal bergerak ke arah timur serta angin meridional dan zonal terlihat melemah seiring dengan ketinggian terutama di atas ketinggian 14 km baik pada area A ataupun area B.

DAFTAR RUJUKAN

Akimoto, K., Tanaka, K., Awaji, T., dan Imasato, N. (1995) : Deep Convection in Lake Trigered by Wind: Two-Dimensional Numerical Experiments with a Nonhydrostatic Model, *Journal of Oceanography*, **51**, 171 – 185.

Andrews, D.G., Holton, J.R., Leovy, C.B., (1987): Middle Atmosphere Dynamics, *Academic Press*.

Ashley, W. S., Dixon, P. G., Durkee, J. D., Powell, E. J., Trotter, S. L., Mote, T. L.,Grundstain, A. J. (2001) : A Climatology of Mesoscale Convective Complexes in the United State.*Paper Climate Research Laboratory, Atmospheric Science Program. University of Georgia, Athens, Georgia.*4 pp.

Chen, S. S. dan Houze, Jr. R. A. (1997) : Diurnal Variation and Lifecycle of Deep Convective Systems over the Tropical Pacific Warm Pool, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **123**, 357 – 388.

Durkee, J. D. dan Mote, T. L. (2009) : A Climatology of Warm Season Mesoscale Convective Complexes in Subtropical South America*. Journal of Climate.,* 12 pp.

Hara, M., Yoshikane, T., dan Kimura, F. (2006) : Mechanism of Diurnal Cycle of Convective Activity over Borneo Island, *7th WRF User's Workshop*, 17 – 22 June 2006, Boulder, Colorado, US.

Hartmann, D. L., Moy, L. A., dan Fu, Q. (1984) : Tropical Convection and the Energy Balance at the Top of the Atmosphere, *Journal of Climate*, **14**, 4495 – 4511.

Holton, J. R. (2004) : *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Fourth Edition, Elsevier Academic Press, ISBN: 0-12-354015-1, 529 pp.

Houze, R. A. Jr. (2004) : Mesoscale Convective System, *Review of Geophisics*, *American Geophisical Union*, 43 pp.

Houze, R. A. Jr. (2011): Orographic Effect on Precipitating Clouds, *Review of Geophisics, American Geophisical Union,* 47 pp.

Laing, A. G. dan Fritsch, J. M. (2000) : The Large Scale environment of the Global Population of Mesoscale Convective Complexes. *Monthly Weather Review,* **128**, 2756 - 2776

ISBN : 978-979-1458-64-1

Maddox, R. A. (1980) : Large Scale Meteorological Conditions Associated with Midlatitude Mesoscale Convective Complexes. *Monthly Weather Review.,* **111**,1475 - 1493.

Matsumoto, J. dan Murakami, T. (2002) : Seasonal Migration of Monsoons Between the Northern and Southern Hemisphere as Revealed from Equatorially Symmetric and Asymmetric OLR Data, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **80**, 419 – 437.

Noersomadi (2009): Analisis Propagasi Vertikal Gelombang Kelvin Ekuatorial Melalui Perbandingan Data Radiosonde dan GPS Radio Occultation (Champ). Tesis Magister. FITB-ITB.

Pucillo, A., Giaiotti, D. B., dan Stel, F. (2009) : Ground Wind Convergence as Source of Deep Convection Initiation, *Atmospheric Research*, **93**, 37 – 445.

Ramage, C.S. (1968) : Role of a Tropical "Maritime Continent" in the Atmospheric Circulation, *Monthly Weather Review*, **96**, 365 – 370.

Ratnam, M.V., Tsuda, T., Mouri, S., Kozu, T., (2006) : Modulation of Tropopause Temperature Structure Revealed by Simultaneous Radiosonde and CHAMP GPS Measurements, *J. Meteor. Soc. Japan.*, **84**, 989-1003.

Saito, K., Keenan, T., Holland, G., dan Puri, K. (2001) : Numerical Simulation of the Diurnal Evolution of Tropical Island Convection over the Maritime Continent, *Monthly Weather Review*, **129**, 378 – 400.

Shibagaki, Y., Shimomai, T., Kozu, T., Mori, S., Fujiyoshi, Y., Hashiguci, H. Yamamoto, M. K., Fukao, S., Yamanaka, M. N. (2006) : Multiscale aspect of Convective Systems Ascociated with an Intraseasonal Oscillation

Takahashi, C., Uyeda, H., Maki, M., Iwanami, K., Misumi, R. (2008) : Relationship among Structure, Development Processes, and Heating Profiles for Two Mesoscale Convective Systems in Inactive Phase of a Large-Scale Disturbance over Northern Australia during the Southern Summer in 1998-1999. *Journal of the Meteorological Society of Japan,* **86**, 81 – 117.

Yuan, J dan Houze, R. A. Jr. (2010): Global Variability of Mesoscale Convective System Anvil Structure from A-Train Satellite Data. Journal of Climate, **23**, 5864-5888.

Yuan, J dan Houze, R. A. Jr. (2011): Vertical Structures of Anvil Clouds of Tropical Mesoscale Convective Systems Observed by CloudSat. Journal of the Atmospheric Sciences, **68**, 1653-1674.

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANALISIS TINGKAT KEASAMAN DAN KOMPOSISI KIMIA AIR HUJAN SEBAGAI DAMPAK KEBAKARAN HUTAN DI PONTIANAK (KALBAR)

Tuti Budiwati, Wiwiek Setyawati dan Asri Indrawati
Pusat Sains Dan Teknologi Atmosfer-LAPAN
Jl. Dr. Djundjunan 133, Bandung
tuti_lapan@yahoo.com

Abstract

Forest fires emit aerosol and gaseous NH_3, NO_2, SO_2 that potentially lead to in acid rain and ozone formation. Increase of rainwater acidity as an impact of forest fires can be studied by analysing monitoring data rainwater chemistry data during periode 2002 to 2009 obtained from The Agency for Meteorology, Climatology and Geophysics in Pontianak, West Kalimantan. pH values from late 2006 and early 2007 decreased because of air quality degradation resulted from forest fires during that years. Increase in pH tendency meant decrease acidity, there is neutralization factor from anion parameter such as ammonium produced by biomass burning in the form of NH_3 or NH_4^+ in the aerosol and also decrease in number of hotspot that lead to less burning area. From september to December 2006 average pH value was 5.51 (5.36-5.62). From January to July 2007 average pH value was 5.11 (4.78-5.85). There is decreasing pH slope by 0.44 per month from September 2006 to July 2007. Higher pollutant in Pontianak and Ketapang than other cities is significantly related to number of hotspots as an indicator of forest fire oocurances. Frequency of acid rain events with pH less than 5.6 in Pontianak is 41.07%.

***Keywords**: Aerosol, gaseous NH_3, NO_2, SO_2, NH_4^+ in aerosol, biomass burning, acid rain*

Abstrak

Kebakaran hutan akan mengemisikan aerosol dan gas-gas NH_3, NO_2, SO_2 yang berpotensi menimbulkan hujan asam dan pembentukan ozon. Dengan menganalisis data kimia air hujan pada periode 2002 sampai 2009 dari hasil pemantauan Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika di Pontianak-Kalimantan Barat, maka akan diketahui kenaikan tingkat keasaman air hujan sebagai dampak dari kebakaran hutan. Nilai pH pada akhir tahun 2006 sampai awal tahun 2007 menurun sebagai dampak penurunan kualitas udara akibat kebakaran hutan pada tahun tersebut. Kecenderungan pH naik berarti tingkat keasaman turun, ada faktor penetralan dari parameter anion seperti amonium yang merupakan dampak dari hasil pembakaran biomasa berupa NH_3 atau NH_4^+ dalam aerosol juga dikarenakan terjadi penurunan jumlah hotspot tahun 2007 sampai 2009 yang berdampak pada pengurangan luas wilayah kebakaran. September sampai Desember 2006, nilai pH rata-rata adalah 5,51 (5,36-5,62). Dari Januari sampai Juli 2007, nilai pH rata-rata adalah 5,11 (4,78-5,85). Terdapat slope penurunan pH sebesar 0,044 per bulan September 2006 sampai Juli 2007. Polutan yang tinggi di Pontianak dan Ketapang dibandingkan kota lainnya signifikan dengan hotspot sebagai indikasi terjadinya kebakaran hutan. Kejadian hujan asam dengan pH dibawah 5,6 di Pontianak adalah 41,07%.

***Kata kunci**:* aerosol, gas-gas NH_3, NO_2, SO_2, NH_4^+ dalam aerosol, pembakaran biomass, hujan asam

ISBN : 978-979-1458-64-1

1 PENDAHULUAN

Kalimantan Barat membentang dari 98°36' BT sampai dengan 101°53' BT, 0°54'LU sampai dengan 3°30'LS dengan luas 42.297 km^2. Keberadaan hutan tropis di Kalimantan sangat penting, mengingat fungsinya sebagai paru-paru dunia. Hutan tropis sebagai paru-paru dunia yang berfungsi untuk menyaring polutan-polutan udara ternyata mengalami kebakaran pada setiap tahunnya. Menurut Liew et al (1998), sebuah perkiraan awal hasil penginderaan jauh atas lahan yang terbakar pada tahun 1997 menunjukkan bahwa sekitar 1,5 juta hektar lahan di Sumatra dan 3,06 juta hektar di Kalimantan telah rusak (Schweithelm dan Glove, 1998). Kebakaran hutan dan lahan di Sumatera dan Kalimantan terjadi hampir setiap tahun seiring dengan datangnya musim kemarau dan secara nyata telah menimbulkan berbagai dampak negatif pada semua tingkat, baik lokal, nasional, maupun regional.

Dari hasil pengayaan data MODIS untuk titik api ditemukan bahwa sepanjang bulan Juli, Agustus dan Oktober 2006 ditemukan total kumulatif titik api untuk masing-masing bulan adalah 8684, 53710 dan 32189, dimana sebagian besar ditemukan di wilayah Sumatera, Kalimantan dan Jawa (distribusi *hotspot*) (Setyawati dan Budiwati, 2008). Dari data Kementerian Kehutanan, Kalimantan Barat menduduki peringkat kedua dalam jumlah *hotspot* yaitu 29.266 pada tahun 2006 dan turun menjadi 7.561 pada tahun 2007, tetapi menempati peringkat pertama (KNLH, 2008). Tetapi hasil pemantauan ASCM (Badan Meteorologi) Singapura, Kalimantan Barat mempunyai *hotspot* tertinggi pada 2006 maupun 2007 dengan jumlah 6.197 dan 3.103. Rekapitulasi kebakaran lahan dan hutan oleh Departemen Kehutanan adalah 2.419,50 ha tahun 2006 menjadi 125,69 ha pada tahun 2007 (KNLH, 2008).

Dampak dari kebakaran hutan adalah turunnya jarak pandang dan meningkatnya gas-gas hasil pembakaran biomasa seperti CO_2, CO, NH_3, NOx, CH_4, CH_3Cl, hidrokarbon lainnya dan aerosol ke udara. Peningkatan gas-gas dan aerosol ini akan mengalami reaksi kimia di atmosfer untuk membentuk ozon dan hujan asam. Peningkatan gas buang seperti NH_3, NO_2, SO_2, dan aerosol akan mempengaruhi kadar keasaman air hujan. Aerosol dan gas-gas NH_3, NO_2, SO_2 yang terlarut dalam udara dapat dibersihkan dari atmosfer melalui proses pembersihan secara kering (*dry deposition)* atau basah (*wet deposition*) (Seinfeld and Pandis, 1998: Meszaros, 1981). Sedangkan emisi alkali (partikel debu dan gas NH_3) akan mempengaruhi keasaman air hujan secara signifikan, dengan menetralkan beberapa faktor asam (Mouli et al., 2005).

Dampak pencemaran udara terjadi dalam beberapa tingkat. Pada skala mikro/lokal, pencemaran udara hanya mempengaruhi kualitas udara setempat, dalam lingkup yang relatif terbatas, misalnya pencemaran udara oleh debu. Selain itu terdapat pula pencemaran udara dalam

ISBN : 978-979-1458-64-1

skala meso atau regional, yang dampaknya dapat mempengaruhi areal yang lebih luas contohnya hujan (Stern et al., 1984). Polutan-polutan tersebut relatif stabil di atmosfer dan dapat berpindah bersamaan dengan massa udara untuk jarak jauh (Milukaite et al., 2000). Dampak dari emisi gas yang berasal dari kota dan industri maupun kebakaran hutan di Kalimantan Barat akan mempengaruhi komponen kimia air hujan dalam skala meso yaitu wilayah di sekitarnya. Polutan akan tinggal beberapa waktu di udara dan kemudian musnah terdeposisi, baik deposisi kering maupun deposisi basah. Selama polutan berada di udara menyebabkan kualitas udara ambien menurun, yang berakibat langsung pada kesehatan manusia.

Mengkaji variabilitas dan distribusi deposisi asam periode 2000-2009 di Pontianak dan sekitarnya untuk menjawab permasalahan peningkatan SO_2, NO_2 dan aerosol di atmosfer sebagai dampak kebakaran hutan.

2 DATA DAN METODE

Data luas area kebakaran hutan dan lahan dikoleksi dari Kementerian Kehutanan berupa luasan dalam ha per tahun selama 2002 sampai 2009 untuk Kalimantan Barat. Data tersebut dibuat distribusi tahunannya untuk dibandingkan fluktuasinya dalam periode 2002 sampai 2009. Dilakukan pula distribusi data jumlah *hotspot* (titik api) dalam variasi tahunan selama 2002 sampai 2009 dari sumber data Kementerian Kehutanan. Adanya titik api dapat menimbulkan kebakaran hutan dan lahan. Peningkatan *hotspot* disumbang pula oleh kandungan batubara di Kalimantan, sehingga tanah dan tumbuhan menjadi cepat panas (Republika ONLINE, 4 Desember 2012 /diunduh 4 Desember 2012).

Data rata-rata bulanan deposisi basah terdiri dari pH, anion (SO_4^{2-}, NO_3^-, Cl^-), dan kation (NH_4^+, Ca^{2+}, Na^+, Mg^{2+}, K^+) hasil pemantauan BMKG (Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika) dari 2002-2009 dibuat distribusi waktu untuk lokasi Pontinak-Kalimantan Barat. Selanjutnya dikaji pula variabilitas deposisi basah dalam musiman dan karakteristiknya. Dan dilakukan pula perhitungan distribusi tingkat keasaman air hujan selama 2002 sampai 2009 di Pontianak. Untuk menghitung jumlah deposisi asam (umol/m^2) adalah konsentrasi (umol/l) dikalikan jumlah curah hujan (mm).

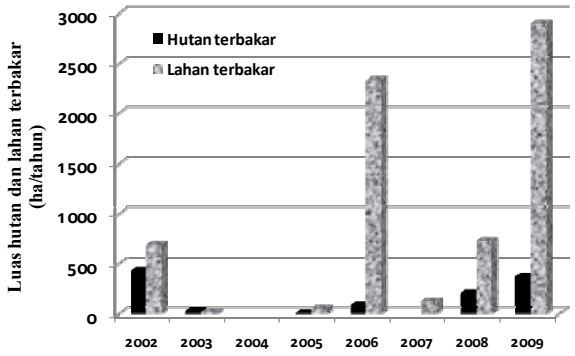
3 HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1 Luas Hutan dan Lahan Terbakar di Kalimantan Barat

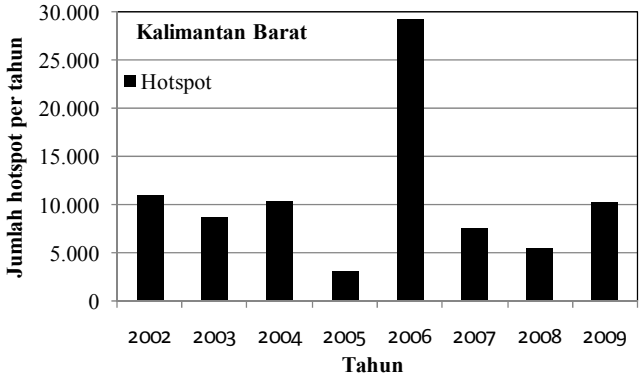
Hasil pemantauan Kementerian Kehutanan tahun 2002 dan tahun 2009 di Kalimantan Barat didapati luas lahan yang terbakar adalah terbesar yaitu 2334,50 ha tahun 2006 dan 2897,7 ha pada

ISBN : 978-979-1458-64-1

tahun 2009 (Gambar 1). Dan luas hutan terbakar pada tahun 2006 dan 2009 adalah 85 ha dan 374,06 ha berturutan. Tahun 2006, kebakaran yang luas diakibatkan oleh kemarau panjang karena El-Nino dan tentunya akan berdampak pada penurunan kualitas udara di Kalimantan Barat. Dari hasil pengayaan data MODIS untuk *hotspot* ditemukan bahwa sepanjang bulan Juli, Agustus dan Oktober 2006 ditemukan total kumulatif *hotspot* untuk masing-masing bulan adalah 8684, 53710 dan 32189, dimana sebagian besar ditemukan di wilayah Sumatera, Kalimantan dan Jawa (Setyawati dan Budiwati, 2008). Berdasarkan data titik api (*hotspot*) dari Kementerian Kehutanan didapati jumlah hotspot 29266 pada tahun 2006 dan 7561 pada tahun 2007 (Gambar 2). Penurunan jumlah *hotspot* tahun 2007 berdampak pada penurunan luas lahan yang terbakar menjadi 125,69 ha dari 2334,50 ha lahan terbakar dan 85 ha hutan terbakar pada tahun 2006. Tetapi tahun 2008, jumlah *hotspot* turun lagi menjadi 5528 dan naik tahun 2009 menjadi 10144 (Gambar 2). Pola *hotspot* maksimum pada musim JJA dan SON dan terlihat menurun pada bulan bulan basah DJF (Setyawati dan Budiwati, 2011).



Gambar 1. Luas hutan dan lahan terbakar di Kalimantan Barat dari 2002-2009



Gambar 2. Jumlah *hotspot* dalam variasi tahunan di Kalimantan Barat dari 2002 sampai 2009

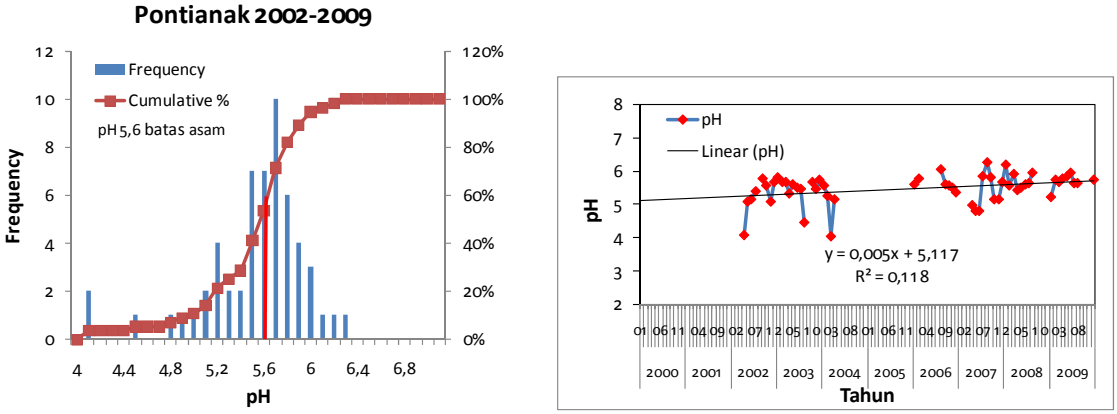
ISBN : 978-979-1458-64-1

Secara rata-rata di wilayah Kalimantan Barat luas lahan terbakar lebih luas dibandingkan luas hutan terbakar. Jenis lahan yang mudah terbakar adalah semak-semak dan ilalang yang sangat mudah terbakar terbakar saat musim kemarau. Struktur tanah yang berupa lahan gambut yang kering berpotensi terbakar pada musim kemarau. Dampaknya adalah polutan yang tinggi di Pontianak dan Ketapang dibandingkan kota lainnya di Kalimantan Barat dan signifikan dengan *hotspot* sebagai indikasi terjadinya kebakaran hutan (Setyawati dan Budiwati, 2011; Ambarsari dan Budiwati, 2010).

3.2 Distribusi pH air hujan Pontianak

Gambar 3 (kiri) memperlihatkan kecenderungan nilai pH (keasaman) air hujan berfluktuasi dari pemantauan tahun 2002 sampai 2009 di Pontianak tepatnya di dekat Bandara Supadio sebagai daerah *rural*. Terjadi penurunan nilai pH pada akhir tahun 2006 sampai awal tahun 2007 sebagai dampak penurunan kualitas udara akibat kebakaran hutan pada tahun tersebut. Kecenderungan pH naik berarti tingkat keasaman turun, ada faktor penetralan dari parameter anion oleh parameter kation seperti amonium yang merupakan dampak dari hasil pembakaran biomasa berupa NH_3 atau NH_4^+ dalam aerosol atau *non seasalt calcium* (nss Ca^{2+}).

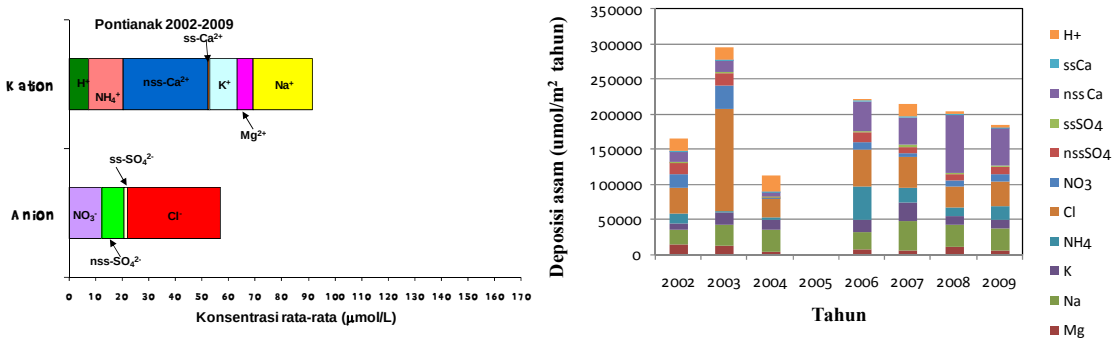
Terindikasi pula pada penurunan jumlah *hotspot* tahun 2007 sampai 2009 yang berdampak pada pengurangan kebakaran. September sampai Desember 2006, nilai pH rata-rata adalah 5,51 (5,36-5,62). Dan Januari sampai Juli 2007, nilai pH rata-rata adalah 5,11 (4,78-5,85). Terdapat slope penurunan pH sebesar 0,044 per bulan pada September 2006 sampai Juli 2007 (Gambar 3 kiri). Adapun hujan asam dengan pH dibawah 5,6 adalah 41,07% di Pontianak (Gambar 3 kanan).



Gambar 3. Kecenderungan pH (kiri) dan distribusi pH (kanan) di Pontianak

ISBN : 978-979-1458-64-1

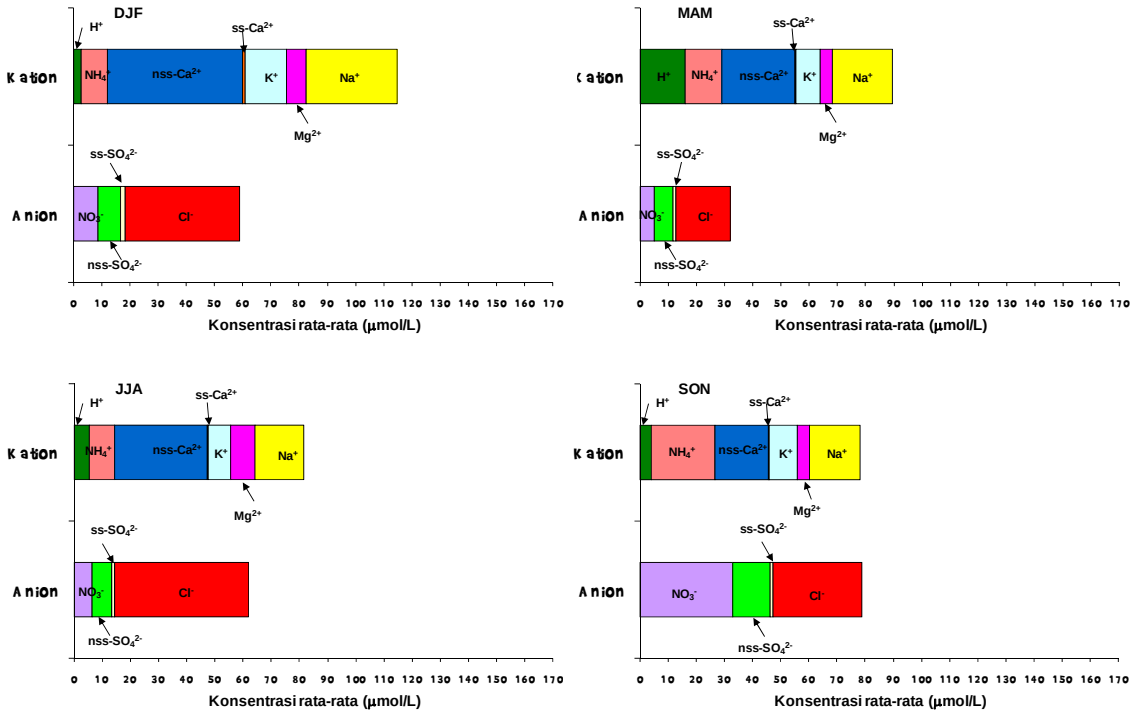
3.3 Kation, Anion, Deposisi Asam dan Curah Hujan di Pontianak



Gambar 4. Karakteristik komposisi kimia (kiri) dan kecenderungan deposisi asam (kanan) dalam air hujan di Pontianak

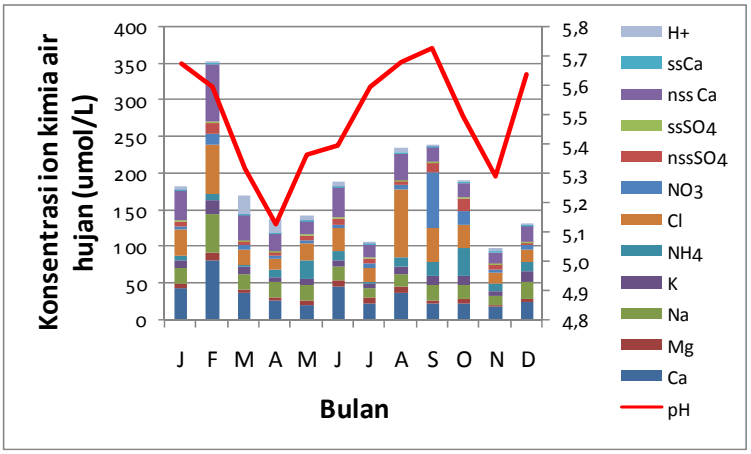
Gambar 4 (kiri) memperlihatkan karakteristik komposisi kimia air hujan berdasarkan rata-rata bulanan selama 2002 sampai 2009 yang didominasi unsur Cl^- dengan nilai rata-rata 34,84 µmol/L. Selain itu unsur nss-Ca^{2+} juga tinggi dengan menduduki peringkat kedua dalam tingkatan konsentrasinya yaitu 32,11 µmol/L. Kandungan deposisi asam pertahun memperlihatkan kecenderungan penurunan dari 2006 sampai 2009 (Gambar 4 kanan). Hal ini disebabkan penurunan jumlah *hotspot* yang menurunkan luasan hutan terbakar. Unsur nitrat dan sulfat terlihat sedikit dibandingkan unsur nss-Ca^{2+} dan NH_4^+ yang mendominasi selain unsur Cl^-. Pembakaran biomasa akan melepaskan aerosol, NOx yang melimpah juga SO_2. Selain itu dilepaskan pula CH_3Cl dan CH_3Br ke atmosfer (Blake et al., 1996). Hasil penelitian Hooper (2001) di Pontianak terhadap komposisi partikulat dari Mei 1995 sampai Desember 1996 menunjukkan kandungan Black Carbon dalam *fine* (halus) dan *coarse* (kasar) partikel sangat tinggi yaitu 1500 ng/m^3 dan 440 ng/m^3. Tingginya konsentrasi black carbon dan K dalam partikel halus adalah 115 ng/m^3 dan 440 ng/m^3 sebagai indikator pembakaran biomasa. Hasil penelitian juga menunjukkan kandungan Cl dan Ca yang tinggi dalam partikel kasar yaitu 127 dan 115 ng/m^3. Sulfur dalam partikel halus cukup tinggi yaitu 169 ng/m^3 (Hooper, 2001).

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 5. Karakteristik komposisi kimia air hujan berdasarkan musim JJA, MAM, JJA dan SON di Pontianak 2002-2009

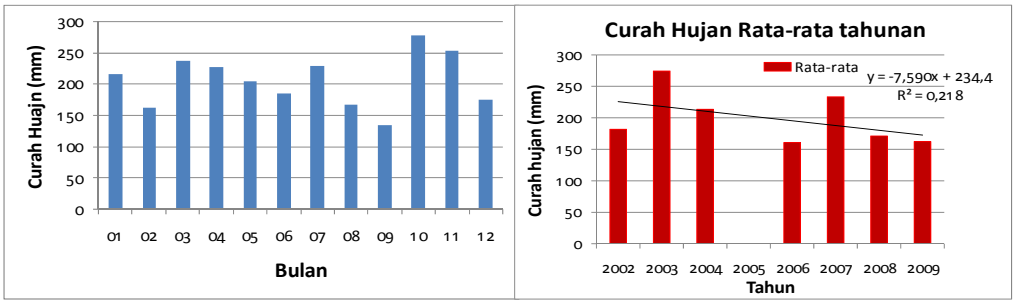
Pada musim kemarau konsentrasi Cl^- terlihat lebih tinggi dibandingkan musim lainnya (Gambar 5). Pada saat musim kemarau penguapan laut akan menyumbangkan mineral garam ke atmosfer, hal ini tampak pada kandungan Cl^- yang tinggi di Pontianak sebagai kota di tepi pantai. Dampak kebakaran hutan berpengaruh secara sinifikan pada nilai *non seasalt* sulfat (nss-SO_4^{2-}); dan nitrat (NO_3^-) juga NH_4^+ yang tinggi pada musim SON yaitu 13,24 µmol/L; 32,96 µmol/L dan 22,76 µmol/L.



Gambar 6. Variabilitas kimia air hujan di Pontianak 2002-2009

ISBN : 978-979-1458-64-1

Variabilitas pH air hujan mengikuti pola kimia air hujan yang didominasi unsur penetralnya yaitu nss-Ca^{2+} dan NH_4^+ (Gambar 6). Pola ini berbalikan dengan pola curah hujannya yang menggikuti pola ekuator dengan puncak pada bulan April dan Nopember (Gambar 7 kiri). Tahun 2006 rata-rata tahunan curah hujan kecil dikarenakan musim kemarau panjang (Gambar 7 kanan) dibandingkan tahun-tahun lainnya.



Gambar 7. Variabilitas curah hujan bulanan (kiri) dan tahunan (kanan) di Pontianak

4. KESIMPULAN

Nilai emisi polutan dari hutan terbakar jauh lebih besar dibandingkan dari bahan bakar minyak. Akibatnya terlihat penurunan kualitas udara sebagai dampak kebakaran hutan pada tahun 2006 dan menurunkan nilai pH air hujan di Pontianak pada akhir tahun 2006 sampai awal 2007. September sampai Desember 2006, nilai pH rata-rata adalah 5,51 (5,36-5,62). Dan Januari sampai Juli 2007, nilai pH rata-rata adalah 5,11 (4,78-5,85). Terdapat slope penurunan pH sebesar 0,044 per bulan dari September 2006 sampai Juli 2007. Polutan yang tinggi di Pontianak dan Ketapang dibandingkan kota lainnya signifikan dengan *hotspot* sebagai indikasi terjadinya kebakaran hutan. Kejadian hujan asam dengan pH dibawah 5,6 adalah 41,07% di Pontianak.

DAFTAR RUJUKAN

Ambarsari N. dan Budiwati T., Variabilitas Ozon Troposfer Dan Total Kolom Karbon Monoksida Di Kalimantan Barat Hasil Observasi OMI/AURA Dan AIRS/AQUA, Seminar Penerbangan Dan Antariksa 2010, LAPAN, Tangerang, 15 Nopember. ISBN:978-970-1458-405, 171-178, 2010.

Badan Pusat Statistik, Kalbar Dalam Angka, 2009.

Blake, N. J., D. R. Blake, B. C. Sieve, T.-Y. Chen, F. S. Rowland, J. E. Collins Jr., G. W. Sachse, and B. E. Anderson, Biomass burning emissions and vertical distribution of atmospheric methyl halides and other reduced carbon gases in the South Atlantic region, J. Geophys. Res., 101, 24,151– 24,164, 1996.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Hooper, M., Comparative Study of Regional Aerosol in Tropical Australia and Indonesia, Proceedings of 7th International Joint Seminar on the Regional Deposisi asamion Processes in the Atmophere, November 20-22, Tsukuba-Japan, 36-43, 2001.

KNLH, Status Lingkungan Hidup Indonesia 2007, Kementerian Negara Lingkungan Hidup, Jakarta, 73-147, 2008.

Meszaros, E., "Atmospheric Chemistry" Fundamental Aspects, Studies in Environmental Science II, Elsevier Scientific Publishing Company, 146, 1981.

Milukaite, A., Mikelinskiene, A., and Giedraitis, B., Acidification of the world: Natural and Anthropogenic, Acid Rain 2000, Proceeding from the 6 th International Conference on Acidic Deposisi asamion: Looking back to the past and thinking of the future, Tsukuba, Japan, 10-16 December 2000, Vol, I, 1553-1558, 2000.

Mouli, P.C., Mohan, S.V., and Reddy, S.J., Rainwater chemistry at a regional representative urban site: influence of terrestrial sources on ionic composition, Atmospheric Environment, No, 39, 999-1008, 2005.

Schweithelm and Glove, 1998, *Penyebab dan dampak kebakaran*, hal. 1-17.

Seinfeld, J.H, and Pandis, S.N., Atmospheric Chemistry and Physics from Air Pollution to Climate Change*,* John Wiley and Sons, INC., New York, 1030-1033, 1998.

Setyawati, W., dan Budiwati, T., Peningkatan Konsentrasi Karbon Monoksida Pada Saat Kebakaran Hutan Tahun 2006 di Indonesia, Proseding Seminar Nasional Kimia ke XVIII, FMIPA UGM, Yogyakarta, ISSN: 1410-8313, 2008.

Stern, A.C., Boubel, R.W., Turner, D.B., and Fox. L.N., Fundamentals of Air Pollution, second edition, Academic Press INC, Orlando-Florida, 35-45, 1984.

Setyawati, W., dan Budiwati, T., Forest Fires Contribution To Atmospheric Aerosol Distribution ($AOD_{483.5nm}$), Tropospheric NO_2 and SO_2 in West Kalimantan During Periode 2004-2009, International Symposium on the 10th Anniversary of the Equatorial Atmosphere Radar (EAR) Jakarta, ISBN. 978-979-1458-52-8, September 22-23, 320-326, 2011

ISBN : 978-979-1458-64-1

HUBUNGAN ANTARA PEMAKAIAN BAHAN BAKAR DAN KENAIKAN KARBON DIOKSIDA DI INDONESIA

W. Eko Cahyono
Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional
Jl. Dr. Djundjunan 133 Bandung 40173
waluyo@bdg.lapan.go.id

Abstract

Fossil fuels are burned to produce energy the carbon stored in them is emitted almost entirely as CO_2. The main fossil fuels burned by humans are petroleum (oil), natural gas and coal. CO_2 is emitted by the burning of fossil fuels for electricity generation, industrial uses, transportation, as well as in homes and commercial buildings.Natural sources of carbon dioxide are more than 20 times greater than sources due to human activity, but over periods longer than a few years natural sources are closely balanced by natural sinks such as weathering of continental rocks and photosynthesis of carbon compounds by plants and marine plankton. As a result of this balance, the atmospheric concentration of carbon dioxide remained between 260 and 280 parts per million for the 10,000 years between the end of the last glacial maximum and the start of the industrial era. Since the Industrial Revolution, circa 1800, the burning of fossil fuels has caused a dramatic increase of CO_2 in the atmosphere, reaching levels unprecedented in the last 400 thousand years. This increase has been implicated as a primary cause of global warming. There were a high correlation between amount of carbon dioxide emission and fuel consumtion in Indonesia for all equations. The squares of correlation coefficients were 0.81, 0.67, 0.63 and 0.62

***Keywords**: fossil fuel, carbon dioxide, temperature, global warming*

Abstrak

Bahan bakar fosil dibakar untuk menghasilkan energi karbon, bahan yang tersimpan di dalamnya diemisikan hampir seluruhnya berupa CO_2. Bahan bakar fosil utama yang dibakar oleh manusia adalah minyak bumi (minyak), gas alam dan batu bara. CO_2 yang dipancarkan oleh pembakaran bahan bakar fosil untuk pembangkit listrik, industri, transportasi, dan juga di rumah-rumah dan bangunan komersial. Sumber alami karbon dioksida lebih dari 20 kali lebih besar daripada sumber-sumber akibat aktivitas manusia, tetapi selama periode yang panjang beberapa tahun sumber daya alam sangat erat diimbangi dengan kemerosotan alami seperti pelapukan batuan benua dan fotosintesis senyawa karbon oleh tanaman dan plankton laut. Sebagai hasil dari keseimbangan ini, konsentrasi karbon dioksida atmosfer tetap antara 260 dan 280 bagian per juta untuk 10.000 tahun antara akhir glasial maksimum dan awal era industri. Sejak Revolusi Industri, sekitar tahun 1800, pembakaran bahan bakar fosil telah menyebabkan peningkatan dramatis CO_2 di atmosfer, mencapai tingkatan yang belum pernah terjadi sebelumnya dalam 400 ribu tahun terakhir. Peningkatan ini telah mengimplikasikan sebagai penyebab utama pemanasan global. Ada korelasi yang tinggi antara jumlah emisi karbon dioksida dan konsumsi bahan bakar di Indonesia untuk semua persamaan. Kuadrat dari koefisien korelasi adalah 0.81, 0.67, 0.63 dan 0.62

Kata kunci: bahan bakar fosil, karbon dioksida, suhu, pemanasan global

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

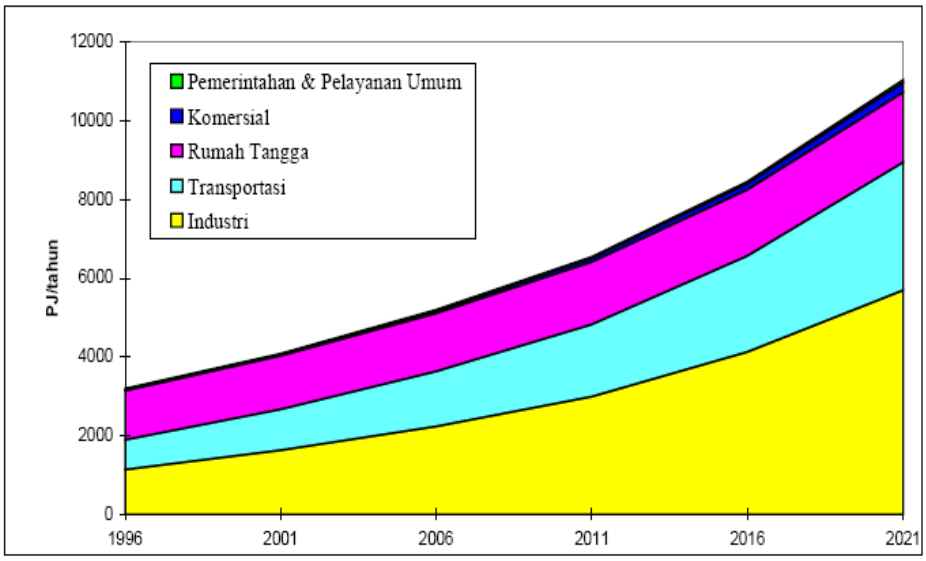
Sumber energi di Indonesia dapat dikelompokkan menjadi dua, yaitu: sumber energi fosil dan sumber energi terbarukan. Sumber energi fosil terdiri atas minyak bumi, gas alam dan batubara. Cadangan minyak bumi saat ini sudah sangat terbatas sedangkan cadangan gasalam masih mencukupi dan cadangan batubara masih melimpah. Batubara merupakan sumberenergi fosil dengan cadangan terbesar, yaitu sebesar 36,34 x 109 ton. Sedangkan cadangan gasalam sebesar 137,79 TSCF (*Tera Standard Cubic Feet*) dan minyak bumi sebesar 9,09 x 109SBM (Setara Barel Minyak). Penggunaan energi fosil akan enghasilkan emisi seperti: partikel, SO2, NOx, dan CO2. (Sugiyono, 2002).

Pembakaran bahan bakar fosil, seperti minyak, batubara dan gas-gas alami, adalah sumber energi yang melepaskan CO_2 ke dalam atmosfer. CO_2 adalah salah satu gas rumah kaca utama di dalam atmosfer yang memperangkap panas dan memanaskan bumi. GRK (gas rumah kaca) adalah sejumlah gas yang terdapat di atmosfer yang menyebabkan efek rumah kaca. Efek rumah kaca terjadi karena naiknya konsentrasi gas karbondioksida (CO_2) dan gas-gas lainnya di atmosfer. Energi yang masuk ke bumi 25% dipantulkan oleh awan atau partikel lain di atmosfer, 25% diserap awan , 45% diabsorpsi permukaan bumi serta 5% dipantulkan kembali oleh permukaan bumi.; Gas rumah kaca terdiri dari CO_2, ,CH_4,N_2O,HCFC,CFC dan uap air. Proses terjadinya efek gas rumah kaca dimulai dengan adanya sinar matahari yang memancarkan radiasi ultraviolet ke bumi yang akan diterima oleh bumi dan dipantulkan kembali dalam bentuk radiasi inframerah. Atmosfer akan meneruskan radiasi inframerah ini ke luar angkasa. Namun dengan adanya gas rumah kaca yang terperangkap di atmosfer akan menyebabkan dipantulkannya kembali radiasi inframerah ini ke bumi. Ditambah dengan radiasi ultraviolet dari matahari, akan menyebabkan naiknya suhu permukan bumi. (Pusfatsatklim, 2009).

Kenaikan CO_2 pada abad terakhir ini menunjukkan kenaikan yang cukup merisaukan bagi kenyamanan kehidupan di bumi. Bertambahnya gas karbondioksida di atmosfer diramalkan akan terus berlangsung. Menurut IPCC, pada 2100, temperatur rata-rata akan meningkat sekitar $1,4^o$ Celcius, atau 50% lebih tinggi dari ramalan setengah abad lalu. Pertambahan temperatur setinggi itu akan menimbulkan bencana, sebab permukaan air laut akan bertambah sekitar satu meter. Artinya, banyak wilayah permukiman pinggir pantai di delta sungai Nil, Maladewa, dan Bangladesh bakal tenggelam. Tak hanya mereka yang tinggal di tepi pantai, ratusan juta penduduk bumi yang daerahnya menjadi kering juga harus berpindah mencari tempat lain yang lebih layak huni. Naiknya tinggi permukaan laut juga bakal mengurangi sebagian sumber air bersih. (Cahyono, 2008)

ISBN : 978-979-1458-64-1

Seiring dengan bertambahnya penduduk, konsumsi bahan bakar khususnya pada sektor sektor dalam kajian ini yaitu sektor transportasi, industri, rumah tangga dan pembangkit listrik semakin meningkat, seperti proyeksi pada gambar 1. Diperkirakan pada 2025 dengan pertambahan penduduk yang tidak terkontrol akan menaikkan emisi CO_2 global sebesar 13.72 gigatons. (Shi, 2001).



Gambar 1. Proyeksi kebutuhan energi tiap-tiap sektor (sumber : Sugiyono, 1998)

Dalam makalah ini akan dibahas tentang keterkaitan antara konsumsi energi pada sekotr transportasi, industri, rumah tangga dan pembangkit listrik dengan kenaikan karbon dioksida di Indonesia sebagai bahan kebijakan untuk mitigasi gas rumah kaca.

2. DATA DAN PENGOLAHAN

Data pemakaian energi menurut sektor yaitu sektor transportasi, industri dan rumah tangga dan pembangkit listrik diperoleh dari Pusat Informasi Energi Departemen Energi dan Sumber Daya Mineral. Untuk data emisi CO_2 digunakan deret emisi gas karbondioksida Indonesia pada periode 1995-2004 yang diperoleh dari CDIAC *homapage, 2010*; Carbon Dioxide Information Analysis Center (CDIAC), Oak Ridge National Laboratory Oak Ridge, Tennessee, US. Untuk melihat penyebaran emisi CO_2 di Jawa, Sumatera dan daerah lain digunakan model GAINS (Greenhouse gas – Air pollution Interactions and Synergies), International Institute for Applied Systems Analysis (IIASA) - Schlossplatz 1 - A-2361 Laxenburg, Austria (*IIASA hompage*, 2010). Selanjutnya data diolah dengan SPSS 15 yang pernah dipresentasikan pada Seminar Nasional Matematika di UNS

ISBN : 978-979-1458-64-1

Solo pada 2010 akan tetapi belum dipublikasikan. Dalam pengolahan dengan SPSS 15, untuk melihat hubungannya antara pemakaian energi di 4 sektor tersebut dengan konstribusinya dalam menaikkan emisi karbon dioksida di Indonesia.

Untuk mengetahui hubungannya dilakukan tahapan-tahapan sebagai berikut :

1. Menghitung koefisien-koefisien, nilai F , nilai t dan lainnya dengan SPSS 15
2. Merumuskan hipotesis

H_0 : konstribusi gabungan dari variabel independen tidak signifikan

H_a : konstribusi gabungan dari variabel independen terhadap variable dependen adalah signifikan dengan persamaan regresi berganda yaitu :

$Y = a+b1X1+b2X2+b3X3+ b4X4$, dimana :

Y adalah variable dependen

a adalah koefisien konstanta

X1 adalah variable independen pertama

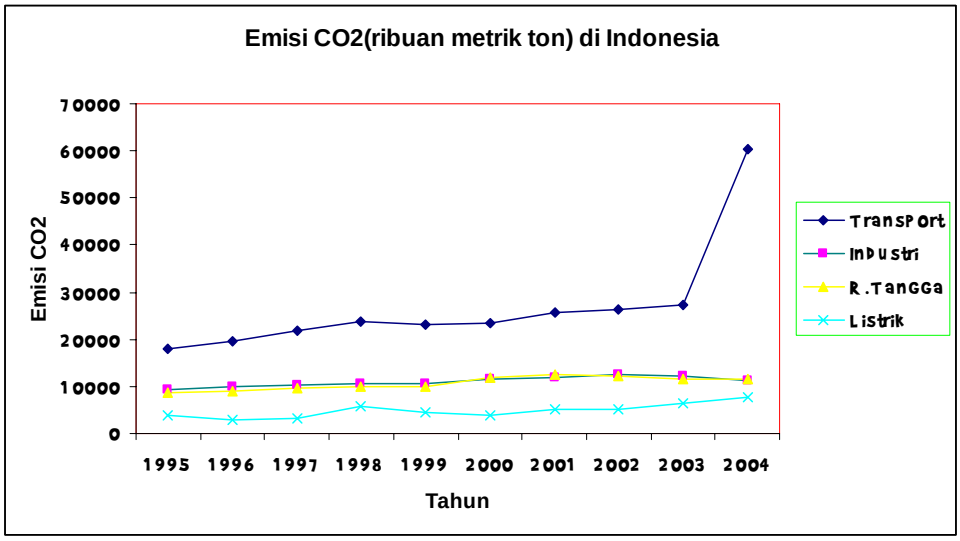
X2 adalah variable independen kedua

X3 adalah variable independen ketiga

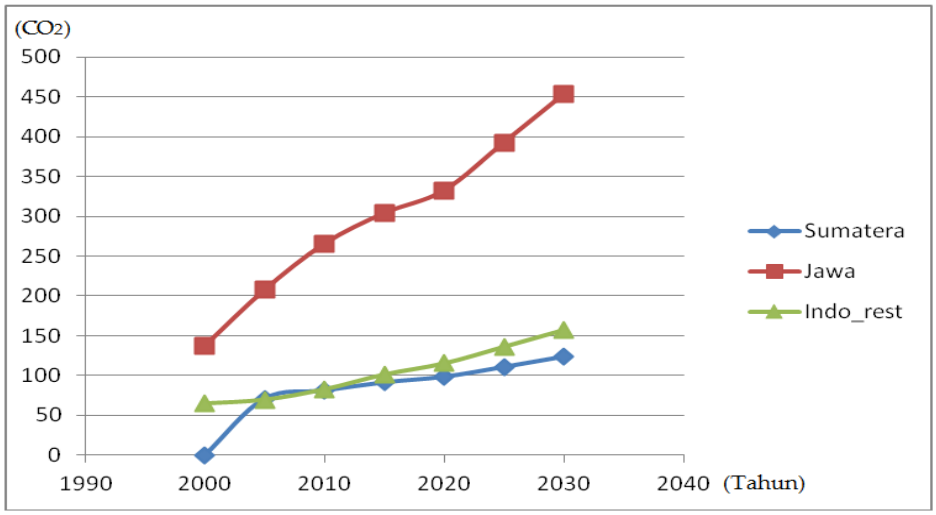
3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Pada gambar 2 adalah emisi Karbon Dioksida di Indonesia yang menunjukan komsumsi untuk transportasi paling tinggi penggunaannya. Proyeksi kebutuhan energi untuk sektor transportasi termasuk di dalamnya subsektot ransportasi darat, udara, air dan kereta api. Kebutuhan energi yang terbesar didominasi oleh angkutan darat sebesar 80 % dari total kebutuhan. Transportasi darat diperkirakan akan tumbuh sebesar 5.2 %per tahun. Untuk mitigasi emisi CO_2 beberapa kebijaksanaan pemerintah yang telah dilaksanaan untuk mengurangi emisi polutan dan diversifikasi penggunaan energi di sektor transportasi ditunjukkan dengan adanya bensin tanpa Pb ini maka terbuka peluang untuk pemasangan katalitik konverter yang dapat mengurangi emisi polutan dari gas buang kendaraan bermotor. (Sugiyono, 1998).

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2. Emisi Karbon Dioksida di Indonesia

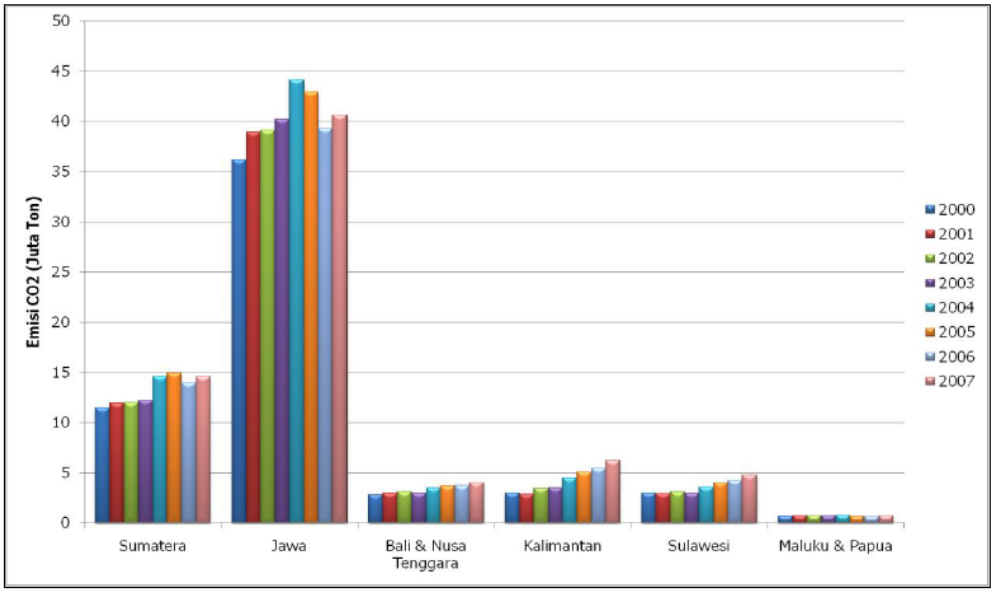


Gambar 3. Emisi Karbon Dioksida Unit: [Mt CO2] hasil model GAINS di Indonesia

Pada gambar 3 adalah penyebaran emisi CO_2 di Jawa, Sumatera dan daerah lain dengan model GAINS (Greenhouse gas – Air pollution Interactions and Synergies), yang dikembangkan oelh International Institute for Applied Systems Analysis (IIASA), Austria.

Terlihat pada gambar tersebut bahwa sebaran CO_2 di pulau Jawa lebih tinggi daripada di pulau Sumatera atau pulau yang lainnya, karena tingginya kepadatan transportasi yang mengeluarkan emisi CO_2, khususnya karbon dioksida seperti pada gambar 4.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 4. Estimasi Emisi CO_2 dari Kendaraan Bermotor menurut Pulau, 2000 – 2007 (KLH, 2009)

Dari pengolahan dengan SPSS 15 untuk melihat hubungannya antara pemakaian energi di 4 sektor tersebut dengan konstribusinya dalam menaikkan emisi karbon dioksida di Indonesia adalah sebagai berikut :

Tabel 1. Korelasi antara CO_2 dan Sumber Emisi Udara

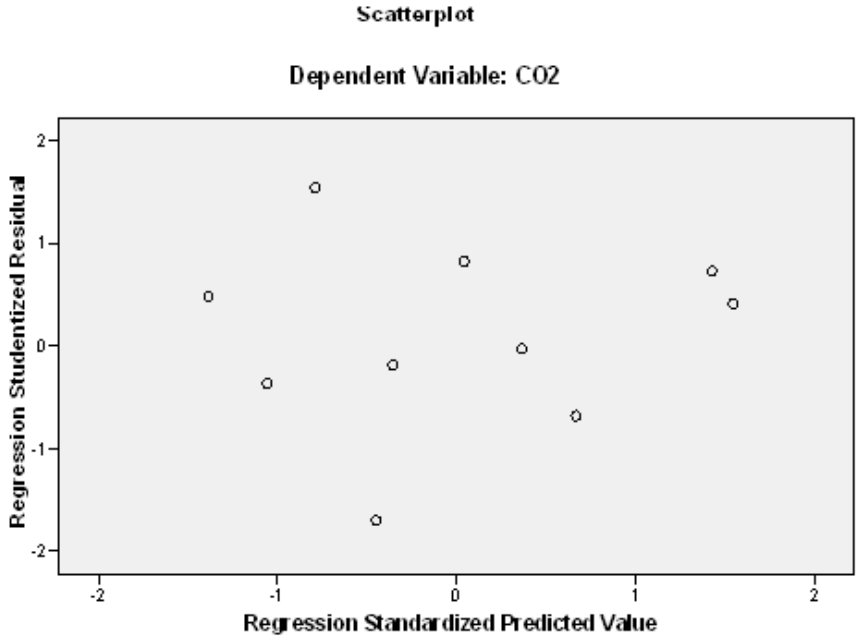
		CO_2	Transportasi	Industri	Rm.Tangga	Listrik
Pearson Correlation	CO_2	1.000	.633	.678	.626	.819
	Transportasi	.633	1.000	.291	.439	.804
	Industri	.678	.291	1.000	.936	.518
	Rm.Tangga	.626	.439	.936	1.000	.531
	Listrik	.819	.804	.518	.531	1.000
Sig. (1-tailed)	CO_2	.	.025	.016	.026	.002
	Transportasi	.025	.	.207	.102	.003
	Industri	.016	.207	.	.000	.062
	Rm.Tangga	.026	.102	.000	.	.057
	Listrik	.002	.003	.062	.057	.
N	CO_2	10	10	10	10	10
	Transportasi	10	10	10	10	10
	Industri	10	10	10	10	10
	Rm.Tangga	10	10	10	10	10
	Listrik	10	10	10	10	10

ISBN : 978-979-1458-64-1

Tabel 2. ANOVA(b)

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	943259347.557	4	235814836.889	4.595	.063(a)
	Residual	256624904.843	5	51324980.969		
	Total	1199884252.400	9			

a Predictors: (Constant), Listrik, Industri, Transportasi, Rm.Tangga
b Dependent Variable: CO_2



Gambar 5. Grafik ketiga adalah grafik penyebaran dari residual regresi

Dari tabel 1 di atas dapat dijelaskan bahwa koefisien Korelasi Pearson antara CO_2 dengan penggunaan bahan bakar sektor transportasi adalah 0,633 dengan nilai Sig sebesar 0,25, koefisien korelasi CO_2dan sektor industri adalah 0,67 dengan nilai Sig sebesar 0,16, koefisien korelasi antara CO_2 dan rumah tangga adalah 0,62 dengan nilai Sig sebesar 0,26, koefisien korelasi antara CO_2 dengan pembangkit listrik adalah 0,81 dengan nilai Sig sebesar 0,02, Dengan melihat kondisi tersebut di mana nilai sig untuk CO_2 dan penggunaan bahan bakar sektor pembangkit listriklebih kecil daripada alpha (0,05), maka kesimpulan yang dapat diambil adalah menolak H_0 yang berarti koefisien korelasi CO_2 dan penggunaan bahan bakar sektor pembangkit listrik adalah signifikan secara statistik. Artinya kenaikan CO_2 dan jumlah penggunaan bahan bakar sektor pembangkit listrik sangat erat kaitannya dibandingkan dengan ketiga sektor yang lain walaupun ketiganya cukup baik korelasinya. Meskipun konsumsi untuk

ISBN : 978-979-1458-64-1

transpotasi paling tinggi, ini dapat diduga adanya proyek mitigasi dengan adanya bahan bakar ramah lingkungan. Sedangkan pada pembangkit listrik belum ada upaya seperti tersebut

Dari tabel 2 Hasil pengujian ANOVA dengan menggunakan uji F memperlihatkan nilai F hitung sebesar 4.595 dengan nilai Sig sebesar 0,063. Sedangkan nilai F tabel diperoleh pada tabel F dengan v1 sebesar 4 dan v2 sebesar 5, yaitu sebesar 5.19. Dengan kondisi dimana nilai F hitung lebih besar daripada F tabel, maka kesimpulan yang dapat diambil adalah menolak H_0 yang berarti koefisien korelasi signifikan secara statistik. Kolom pertama dari uji ANOVA yaitu kolom Regression, adalah jumlah kuadrat dari varians yang dihasilkan oleh model persamaan regresi, sedangkan kolom kedua yaitu Residual adalah jumlah kuadrat varians yang tidak dihasilkan dari model persamaan regresi.

Hasil penghitungan koefisien regresi memperlihatkan nilai koefisien konstanta adalah sebesar 15079,67 dengan t hitung sebesar 0.475, dan nilai Sig sebesar 0.655. Koefisien slope Transportas adalah sebesar 0.268, koefisien slope industri adalah sebesar 10.19 koefisien slope rumah tangga adalah sebesar -5.09 dan koefisien slope pembangkit listrik adalah sebesar 3.241

$Y = 15079.67 + 0{,}268X1+10.19X2-5.09X3+3.241X4$

$= 15079.67 + 8.61\ X$

di mana: Y adalah suhu

X1 adalah transportasi

X2 adalah industri

X3 adalah rumah tangga

X4 adalah pembangkit listrik

Pada gambar 5 adalah grafik penyebaran dari residual regresi. Grafik ini digunakan untuk memeriksa linearitas dari hubungan antara variabel independen dan variabel dependen.

4. KESIMPULAN

Besarnya emisi GRK tergantung dari jenis energi yang digunakan, seperti misalnya penggunakan minyak bumi berbeda emisinya dengan penggunaan gas alam maupun batubara. Untuk batubara yang sangat banyak digunakan dalam industri dan pembangkit listrik ternyata mempunyai korelasi yang cukup tinggi yaitu masing-masing dengan urutan dari yang tertinggi adalah sektor pembangkit listrik , industri, transportasi dan rumah tangga dengan korelasi : 0.81, 0.67, 0.63 dan 0.62. Sedangkan berdasarkan sumbernya, dari sektor transportasi yang paling tinggi menghasilkan emisi CO_2 bila dibandigkan dengan sektor lainnya, dan berdasarkan pulau, perkiraan emisi CO_2 tertinggi di pulau Jawa dengan sektor transportasi yang menduduki urutan pertama.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DAFTAR RUJUKAN

Cahyono, W.E. Korelasi Kenaikan Emisi Karbondioksida dengan Suhu di Indonesia, Proseding Seminar Nasional Kimia XVII, UGM, Yogyakarta, 2008

CDIAC *homapage ,* http://cdiac.ornl.gov/, *upload* Agustus 2010

IIASA hompage, GAINS **(**Greenhouse gas – Air pollution Interactions and Synergies), International Institute for Applied Systems Analysis (IIASA) - Schlossplatz 1 - A- 2361 Laxenburg, Austria, 2010

Kementerian Negara Lingkungan Hidup Republik Indonesia (KLH), Emisi Gas Rumah Kaca dalam Angka, Jakarta, 2009

Pusfatsatkli, Efek Rumah Kaca, http://www.dirgantara-lapan.or.id/jizonpolud/htm/ gasrumahkaca.htm, *upload* 2009

Shi, A., Population Growth and Global Carbon Dioxide Emissions, Proceeding of IUSSP Conference, Brazil, 2001

Sugiyono, A. Strategi Penggunaan energi di Sektor Transportasi., Majalah BPP Teknologi, No. LXXXV/Mei'98, 1998

Sugiyono, A. Penggunaan Energi dan Pemanasan Global: Prospek bagi Indonesia, Tugas Matakuliah Ekonomi Lingkungan, Bidang Studi S3 bidang ekonomi di UGM, 2002

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANALISIS PENYEBARAN KARBON MONOKSIDA DI KOTA BANDUNG

W. Eko Cahyono[1)], IDGA. Junnaedhi[2)] dan Dessy Gusnita[3)]
[1 & 3)] Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer, LAPAN
Jl. Dr. Junjunan 133 Bandung 40173
[2)] Program Studi Meteorologi
Fakultas Ilmu Kebumian dan Teknologi Mineral, ITB
Jl. Ganesa 10 Bandung 40132
wecahyono@bdg.lapan.go.id

Abstract

In cities, as much as 95% of all CO emissions come from automobile exhaust.We have used data from motor vehicle emission from main road in Bandung to study dispersion pattern of air pollution especially CO in Bandung city . The study has been done by simulation to apply Taiwan Air Quality Model (TAQM) and The Air Pollution Model (TAPM). This research is mainly concerned with the characteristics of pollutant dispersion over Bandung basin. In this experiment, a numerical air quality model which is developed by National Central University Taiwan was used. Meteorological data was generated by MM5 model and emission rate data was calculated from transportation vehicles in Bandung city main road. The TAQM simulation result showed higher concentration of CO in day time than night time, however the dispersion pattern is also influenced by local diurnal circulation effect such as speed and wind direction. The TAQM and TAPM simulation result showed higher dispersion of CO in westside area than eastside area of Bandung city during dry season, because during dry season in 2006 wind blows from southeast to southwest, while during wet season wind blows from southwest

Keywords: *carbon monoxide (CO), dispersion, simulation, TAQM and TAPM*

Abstrak

Di kota-kota, sebanyak 95% dari seluruh emisi CO berasal dari knalpot mobil. Kami telah menggunakan data dari emisi kendaraan bermotor dari jalan utama di Bandung untuk mempelajari pola penyebaran pencemaran udara khususnya CO di kota Bandung. Pada penelitian ini telah dilakukan simulasi menggunakan *Taiwan Air Quality Model (TAQM)* dan *The Polusi Udara Model (TAPM)*. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui pola penyebaran polutan di atas cekungan Bandung. Model yang digunakan model kualitas udara yang dikembangkan National Central University , Taiwan. Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data meteorologi yang dihasilkan dari model MM5 dan data laju emisi yang dihitung berdasarkan jumlah kendaraan pada jalan utama di kota Bandung. Dari hasil simulasi TAQM tampak pada siang hari konsentrasi CO lebih tinggi dibandingkan malam hari, akan tetapi pola penyebaran ini juga dipengaruhi oleh efek sirkulasi diurnal di daerah tersebut seperti kecepatan angin dan arah angin. Hasil simulasi TAQM dan TAPM menunjukkan penyebaran CO lebih tinggi di daerah barat daripada daerah timur kota Bandung selama musim kemarau, karena pada musim kemarau tahun 2006 angin bertiup dari tenggara ke barat daya, sedangkan pada musim basah angin bertiup dari barat daya.

Kata kunci : karbon monoksida (CO), dispersi, simulasi, TAQM dan TAPM

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Tingkat pencemaran udara di kota-kota besar, khususnya Bandung, saat ini cukup memprihatinkan. Meskipun penggunaan bensin berkadar timbal kini sudah dilarang, kini masih banyak ditemukan kasus kadar timbal di ambang batas pada sebagian anak-anak sekolah dasar di Bandung dan pencemaran lainnya seperti karbon monoksida (CO). Karbon monoksida adalah gas yang tidak berbau, tidak berasa dan juga tidak berwama. Oleh karena itu lingkungan yang telah tercemar oleh gas CO tidak dapat dilihat oleh mata. Gas CO dapat berbentuk cairan pada suhu -192°C. Di udara gas CO terdapat dalam jumlah yang sangat sedikit, hanya sekitar 0,1 ppm. Di daerah perkotaan dengan lalu lintas yang padat konsentrasi gas CO berkisar antara 10 - 15 ppm. Sudah sejak lama diketahui bahwa gas CO dalam jumlah banyak (konsentrasi tinggi) dapat menyebabkan gangguan kesehatan, bahkan juga dapat menimbulkan kematian. Keracunan gas karbon monoksida dapat ditandai dari keadaan yang ringan, berupa pusing, sakit kepala dan mual. Keadaan yang lebih berat dapat berupa menurunnya kemampuan gerak tubuh. (Wardhana, 2004)

Untuk mengetahui seberapa jauh tingkat penyebaran polusi CO di darah Bandung, akan dibahas dengan mengaitkan pengaruh stabiltas atmosfer yang memakai model kualitas udara *TAQM (Taiwan Air Quality Modelling)*. TAQM adalah model hasil pengembangan dari SARMAP Air Quality Model (SAQM) yang telah disempurnakan. TAQM membutuhkan masukkan berupa data meteorologi dan data emisi. Secara sederhana, TAQM mengolah data emisi dalam model dispersinya termasuk proses-proses kimia yang terjadi, seperti fotolisis dan sebagainya, sehingga keluaran yang diperoleh merupakan nilai konsentrasi pada daerah domain yang telah ditentukan sebelumnya. TAQM merupakan model kualitas udara untuk wilayah tiga dimensi dengan skala yang luas. Ini didasarkan pada kerangka model RADM dengan merubah dasarnya untuk memperhitungkan penggunaan data meteorologi non-hidrostatik. Hal ini menjadikan model dapat dipakai secara luas (misalnya: resolusi grid horisontal yang lebih rapat), daripada dibatasinya kondisi keseimbangan hidrostatik pada data meteorologi. Konsentrasi udara pada tiap lapisan atmosfer didasarkan pada model yang berdasar pada transportasi atmosfer, sumber emisi, perpindahan deposisi, dan perubahan kimia. (Chang, 1997).

Model kedua yang digunakan pada penelitian ini adalah *The Air Pollution Model* (TAPM) versi 3 dari CSIRO Australia. Model ini untuk menentukan konsentrasi polutan dekat dengan sumber digunakan metode Lagrangian, sedangkan untuk transportasi digunakan metode Euler. Model TAPM membagi daerah yang akan dimodelkan atas beberapa grid, untuk 1 grid lebarnya dari 100 meter hingga 50 km, sedangkan jumlah grid bervariasi dari 1 hingga 200 buah.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Berhubung model ini diperuntukkan untuk komputer yang berkemampuan terbatas, maka model ini menggunakan time-step 5 menit [Hurley, 2005].

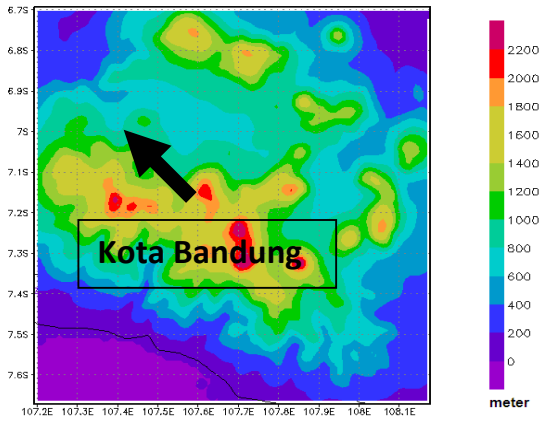
2. METODOLOGI PENELITIAN

a. Melakukan pengolahan data emisi CO dari kendaraan bermotor di kota Bandung untuk *input* ke dalam TAQM System.

b. Menjalankan TAQM System untuk kasus sumber bergerak :

Data emisi kendaraan berupa sumber area (Bandung)

- Domain model adalah daerah Bandung dan sekitarnya, dengan ukuran 109 x 109 grid dan resolusi 1 km.



Gambar 1. Domain model Kota Bandung

- Sumber emisi berasal dari buangan kendaraan di kota Bandung.
- Data meteorologi menggunakan output MM5 untuk tanggal 22 Juli 2005 00 UTC – 23 Juli 2005 00 UTC yang diperoleh dari *MM5 Community Model Homepage* (MM5, 2005)
- Output MM5 yag digunakan adalah output Domain ke 4 dengan konfigurasi sbb (Comet Program, 1999) :
  - ✓ tidak menggunakan skema parameterisasi cumulus
  - ✓ menggunakan skema mikrofisik Reissner2
  - ✓ menggunakan skema radiasi *cloud*
  - ✓ menggunakan skema *shallow convection*

ISBN : 978-979-1458-64-1

c. Menampilkan visualisasi dengan mengubah keluaran TAQM dan MetPP menjadi format yang dapat dibaca oleh GrADS. Hal ini dilakukan dengan TAQM2GRADS. Untuk visualisasi keluaran model MM5 dilakukan dengan menggunakan MM5toGRADS. Kedua *software* ini menghasilkan GrADS *descriptor file* sehingga hasilnya bisa langsung dibaca dengan GrADS. (COLA, 2005). Disini GrADS berfungsi agar hasil model dapat langsung di-*plot* dan langsung disimpan ke dalam *file* gambar (.gif) sehingga memudahkan untuk dianalisis selanjutnya.

Dalam visualisasi keluaran model, dilakukan *plotting* secara horizontal dan vertikal yang berderet waktu (*time series*) untuk berbagai macam variabel. Hal ini dilakukan karena hasil keluaran model MM5 dan TAQM merupakan matriks 3 dimensi untuk tiap-tiap variabelnya. Untuk memperkuat analisis, penyebaran pencemaran CO pada musim kering pada tahun 2006 dan basah juga dilakukan simulasi dengan dengan model yang lain yaitu Model yang digunakan adalah TAPM versi 3 dari Csiro Australia. Model ini menggunakan metode beda hingga untuk menyelesaikan sederet persamaan diferensial baik yang biasa maupun yang parsial. Model ini untuk menentukan konsentrasi polutan dekat dengan sumber digunakan metode Lagrangian sedangkan untuk transportasi digunakan metode Euler (Hurley, 2005)

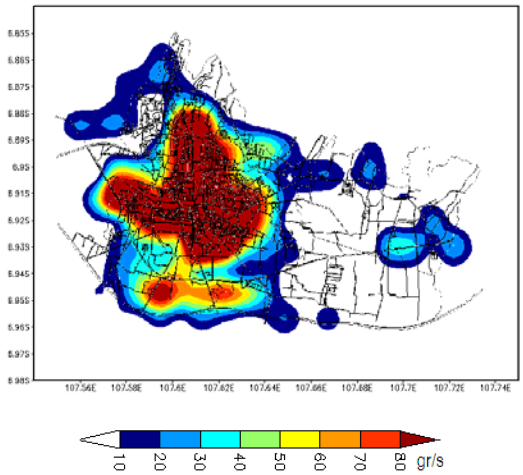
3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Data arus kendaraan perjam yang diperoleh dari DLLAJ dapat diolah menjadi data laju emisi pada tiap jalan utama di kota Bandung secara spasial. Sebagai masukkan laju emisi untuk TAQM maka dilakukan pendekatan laju emisi yang bersifat periodik diurnal. Konfigurasi perubahan nilai laju emisi untuk jenis polutan CO dapat dilihat pada Gambar 2

Konfigurasi untuk laju emisi CO diseting agar berada pada nilai maksimum pada siang hari pukul 12.00 WIB dengan asumsi jumlah kendaraan terpadat berada pada saat tersebut. Untuk laju emisi CO pada nilai minimum diatur pada pukul 00.00 WIB dengan asumsi pada tengah malam jumlah kendaraan yang beroperasi paling sedikit. Untuk nilai laju emisi kondisi menengah diatur pada pukul 06.00 dan 18.00 WIB

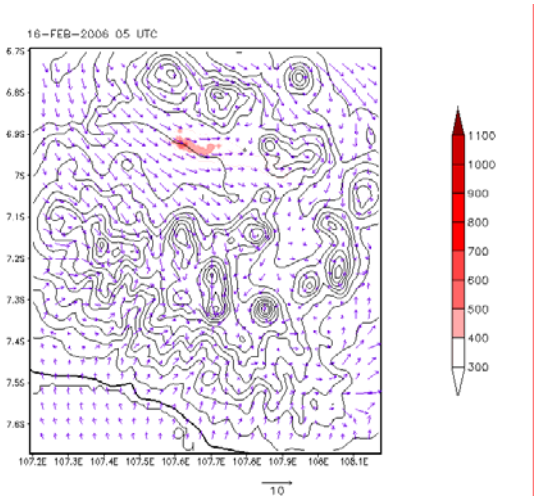
Dari hasil perhitungan laju emisi spasial dapat terlihat pada Gambar 2. bahwa laju emisi terbesar berada di pusat kota Bandung, hal ini disebabkan karena jumlah kendaraan di pusat kota lebih padat dan jalan utama lebih rapat untuk di bagian Bandung tengah.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2. Konfigurasi laju emisi CO secara spasial untuk kondisi maksimum pukul 12.00 WIB

Untuk menunjukkan dispersi CO digunakan model TAQM (gambar 3). Dimana perhitungan konsentrasi tiap-tiap spesies kimia di udara dipengaruhi oleh transpor atmosfer, sumber emisi, penghilangan deposisi, reaksi kimia. (Chang, 1997).

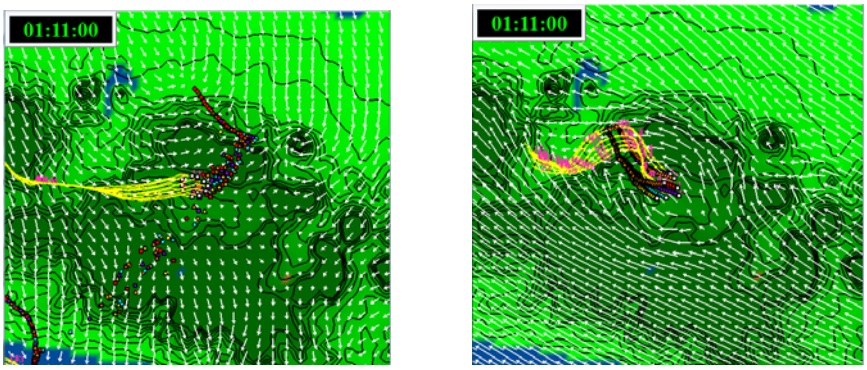


Gambar 3. Pola penyebaran horizontal polutan CO di permukaan pada musim basah tanggal 16 Februari 2006 yang di-overlay dengan plot vektor angin permukaan. pada siang hari jam 12.00 WIB (05 UT + 7)

Dari pola angin pada musim basah (gambar 3), angin bertiup secara dominan dari arah barat laut. Sedangkan daerah topografi Bandung dari barat laut ke tenggara, bentuk topografinya cenderung datar sehingga angin permukaan yang bertiup di atas Bandung menuju ke timur/tenggara tidak terlalu terhalang. Angin permukaan yang tidak terhalang ini mengakibatkan pola penyebaran polutan yang berasal dari kota Bandung cenderung bergerak ke timur karena faktor utama sebagai

ISBN : 978-979-1458-64-1

penggerak massa udara adalah angin. Pada gambar 2 dan 3 tersebut merupakan penyebaran CO secara horisontal yang pernah secara rinci dibahas oleh Cahyono (2008)



(a) (b)

Gambar 4. Trayektori polutan hasil running TAPM pada Februari 2005 (a) dan Agustus 2006 (b) di kota Bandung

Pada gambar 4 merupakan hasil simulasi trayektori penyebaran polutan untuk CO selama satu hari dengan dua dimensi pada Februari 2005 (a) dan Agustus 2006 (b) di kota Bandung. Dari gambar tersebut dapat terlihat bahwa pada musim basah yang diwakili bulan Februari (a) angin bertiup dari barat daya dan musim kering yang diwakili bulan Agustus (b) angin bertiup dari tenggara, sehingga kecenderungan penyebaran CO lebih dominan di daerah Barat kota Bandung.

Dalam penyebarannya ke arah vertikal, polutan sangat dipengaruhi oleh stabilitas atmosfer. Polutan akan membumbung tinggi ketika berada di lapisan tidak stabil. Ketika polutan tersebut menyentuh lapisan atmosfer yang stabil maka polutan tersebut tertahan dan tidak akan membumbung lebih tinggi lagi karena lapisan stabil sulit ditembus oleh parsel udara. Pola lapisan stabilitas atmosfer ini sangat mempengaruhi karakteristik bentuk penyebaran polutan ke arah vertikal. Selain lapisan stabilitas atmosfer, gaya angin vertikal juga mempengaruhi karakteristik bentuk penyebaran polutan ke arah vertikal. Hal ini ditunjukkan oleh Gambar 5. Gambar ini memperlihatkan adanya hubungan antara penyebaran polutan CO ke arah vertikal dan lapisan kestabilan atmosfer. Dimana lapisan kestabilan atmosfer ini dilihat dari gradien temperatur potensial ekuivalen ke arah vertikal.

Pada pagi hari [gambar 5 (a)] gradien temperatur potensial ekuivalen lebih besar daripada siang hari. Ini berarti lapisan atmosfer cukup stabil pada pagi hari sehingga penyebaran polutan ke arah vertikal tidak dapat membumbung tinggi. Pada gambar 5. (a) terlihat bahwa polutan yang lebih dari 300 ppb hanya membumbung sampai lapisan kurang dari 1.250 m. Selain itu ada faktor lainnya, yaitu laju emisi yang dikonfigurasi tidak maksimal pada pagi hari.

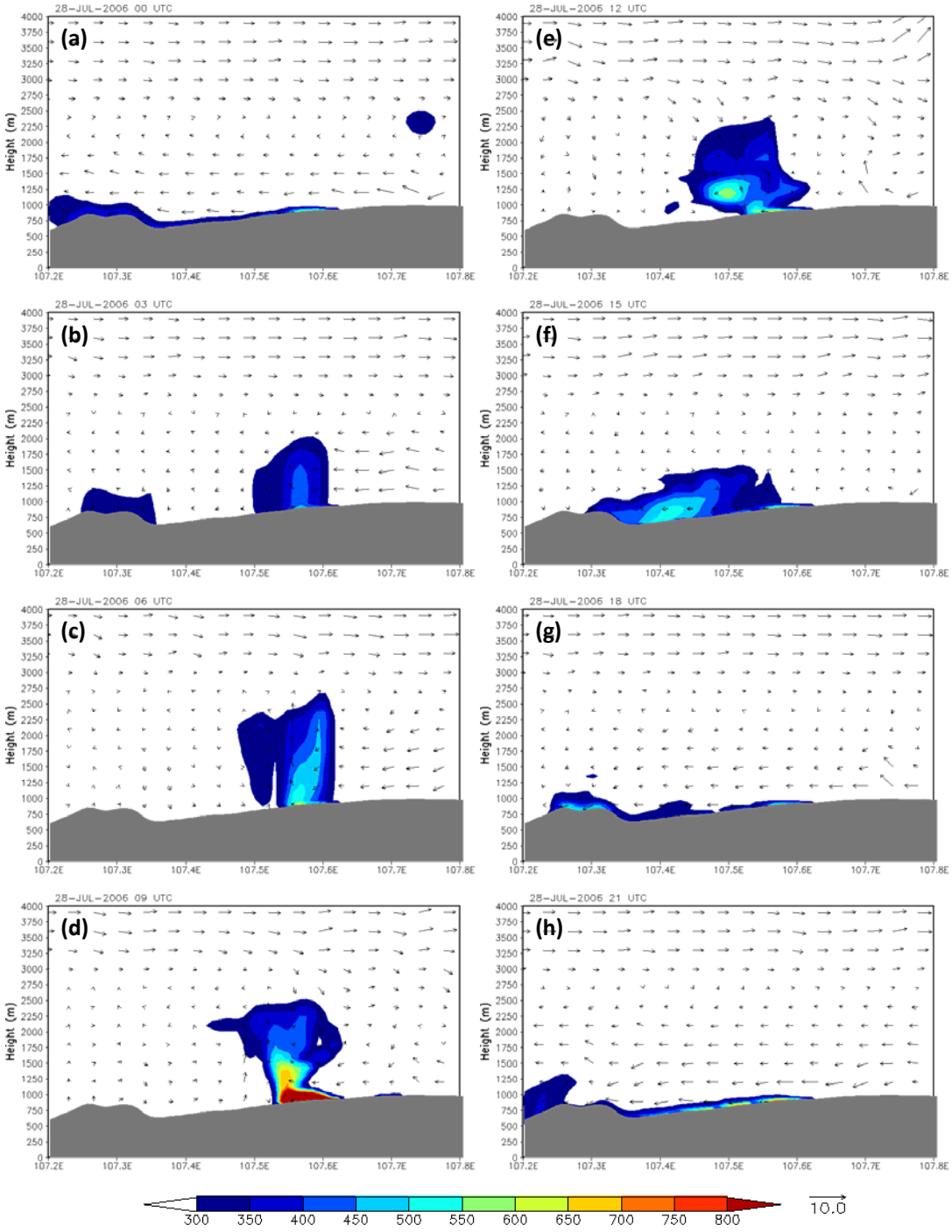
ISBN : 978-979-1458-64-1

Pada siang hari [gambar 5. (b) – (d)] gradien temperatur potensial ekuivalen sangat kecil. Ini berarti lapisan atmosfer sangat tidak stabil. Selain itu terlihat juga lapisan tidak stabil yang sangat tinggi mencapai ketinggian sekitar 3.000 m. Hal ini mengakibatkan penyebaran polutan ke arah vertikal dapat membumbung tinggi. Faktor laju emisi pun berada pada kondisi maksimal di siang hari sehingga penyebaran polutan dapat membumbung sampai pada ketinggian lebih dari 2.500 m.

Pada sore hari [gambar 5. (e)] gradien temperatur potensial ekuivalen sedikit bertambah sehingga penyebaran polutan ke arah vertikal berkurang dan hanya mencapai ketinggian sekitar 2.250 m untuk konsentrasi yang kurang dari 300 ppb.

Pada malam, lalu dini hari, sampai pagi [gambar 5. (f) – (h)] gradien temperatur potensial ekuivalen lebih besar dari pada sore hari sehingga lapisan atmosfer cenderung stabil. Lapisan tidak stabil hanya dijumpai pada ketinggian kurang dari 1.500 m di area tertentu. Hal ini mengakibatkan penyebaran polutan ke arah vertikal hampir tidak dapat terjadi. Selain itu hal ini juga disebabkan oleh konfigurasi laju emisi yang sangat minimal pada malam hari.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 5. Pola penyebaran vertikal polutan CO di sepanjang lintang 6.91^{o} LS pada pada tanggal 28 Juli 2005 jam (a) 07.00, (b) 10.00, (c) 13.00, (d) 16.00, (e) 19.00, dan (f) 22.00 WIB, serta pada tanggal 29 Juli 2005 jam (g) 01.00, dan (h) 04.00 WIB . Konsentrasi CO dalam ppb.

ISBN : 978-979-1458-64-1

4. KESIMPULAN

Dari hasil konfigurasi laju emisi CO secara spasial untuk kondisi maksimum pada pukul 12.00 WIB. Sedangkan dari hasil simulasi dengan TAQM menunjukkan dispersi CO pada pagi hari hingga siang hari cenderung menyebar ke arah timur dan pada saat menjelang sore hari pola penyebaran polutan cenderung berkumpul di sekitar kota Bandung pada musim basah. Hasil simulasi TAQM dan TAPM menunjukkan penyebaran CO yang lebih tinggi di daerah barat daripada daerah timur kota Bandung selama musim kemarau, karena pada musim kemarau tahun 2006 angin bertiup dari tenggara ke barat daya, sedangkan pada musim basah angin bertiup dari barat daya.

Dengan simulasi menggunakan TAQM, menunjukkan bahwa pada lapisan atmosfer cukup stabil pada pagi hari sehingga penyebaran polutan ke arah vertikal tidak dapat membumbung tinggi. Pada siang hari lapisan atmosfer sangat tidak stabil. Pada sore hari gradien temperatur potensial ekuivalen sedikit bertambah sehingga penyebaran polutan ke arah vertikal berkurang dan hanya mencapai ketinggian sekitar 2.250 m untuk konsentrasi yang kurang dari 300 ppb. Pada malam, lalu dini hari, sampai pagi, gradien temperatur potensial ekuivalen lebih besar dari pada sore hari sehingga lapisan atmosfer cenderung stabil. Dari hasil ini terlihat jelas bahwa penyebaran polutan di wilayah Bandung dan sekitarnya pada musim kering sangat dipengaruhi oleh 3 faktor, yaitu angin utama, sirkulasi lokal (diurnal) dan kestabilan lapisan udara.

DAFTAR PUSTAKA

Cahyono. Dispersi Karbonmonoksida di Bandung, Lingkungan Tropis edisi khusus Agustus , IATPI, Jakarta, (ISSN 1978-2713), hal. 527-534. 2008

Chang, J. S., S. Jin, Y. Li, M. Beauharnois, K.-H. Chang, C.-H. Lu, H.-C. Huang, S. Tanrikulu and J. DaMassa, ***The SARMAP Air Quality Model***," Part 1 of SAQM Final Report to the California Air Resources Board, May, 85p., 1997.

COLA. *Grid Analysis and Display System (GrADS),* http://www.iges.org/grads/. 2005

Comet Program. *Meteorology Education & Training (MetEd) : How Mesoscale Models Work*, University Corporation for Atmospheric Research (UCAR), Colorado, 1999

Hurley P.J. 'The Air Pollution Model (TAPM) Version 3. Part 1: Technical Description', CSIRO Atmospheric Research Technical Paper No. 71. 54 pp, 2005

MMM, *MM5 Community Model Homepage*, http://www.mmm.ucar.edu/mm5/, 2005.

Wardhana, W.A. Dampak Pencemaran Lingkungan, Andi Offset, Yogyakarta, 2004.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DETEKSI ASAP DENGAN MENGGUNAKAN SEGMENTASI BERORIENTASI OBYEK

Wiweka
Pusat Pemanfaatan Penginderaan Jauh
Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional
wiweka@lapan.go.id

Abstract

The series of disasters forest fire sequence comprises a number of components are lighter , hotspots , fire , smoke and the burned area. Research studies in this paper are only associated with smoke-class, due to the difficulty in separation of classes is not smoke (clouds, fog, dust) is mixed with smoke. The purpose of segmentation performed to obtain the grade of smoke, based on density, texture and color. Classes are required in order to examine the contents of the compounds contained in the object segments smoke. The data used in this study is MODIS, steps taken prior to segmentation is a combination band 721 or 621, then made the transformation from RGB color space, CIELAB, YCrCb, and HIS, evaluate the best color space, and then select the training samples for classes of smoke and not smoke. Classifiers in this segmentation using logic vague (fuzzy), the color class is divided on class white smoke, black smoke is not a class, the color gray is a class didefinisikan. The best color space is CIELAB can be recommended, because it has the lowest of error level than other color spaces and separation error in making valueable delineation 1

Keywords*: Smoke, probability, color space, segmentation, boundary, error*

Abstrak

Rangkaian runtutan terjadinya bencana kebakaran hutan terdiri sejumlah komponen yaitu pemantik (ignition), titik api (hotspot), k1ebakaran (fire), asap (smoke), dan daerah terbakar (burn area). Kajian penelitian dalam makalah ini hanya dikaitkan dengan kelas asap, karena terjadi kesulitan dalam pemisahan kelas bukan asap (awan, kabut, debu) yang bercampur dengan asap. Tujuan segmentasi dilakukan untuk memperoleh kelas asap, berdasarkan densitas, tekstur dan warna. Pengkelasan diperlukan dalam rangka untuk mengkaji isi senyawa yang terdapat didalam segmen obyek asap tersebut. Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah MODIS, langkah yang dilakukan sebelum melakukan segmentasi adalah melakukan kombinasi band 721 atau 621, dari kemudian dilakukan transformasi ruang warna RGB, CieLAb, YCrCb, dan HIS, lakukan evaluasi terhadap ruang warna yang terbaik,kemudian pilih training sampel untuk kelas asap dan bukan asap. Pengklasifier dalam segmentasi ini menggukan logika samar (fuzzy), hasil warna kelasnya terbagai atas warna putih adalah kelas asap, warna hitam adalah kelas bukan asap, warna keabuan adalah kelas tidak didefinisikan.Ruang warna terbaik yang dapat di rekomendasikan adalah CieLAB, karena memiliki kesalahan tingkatan terendah dibanding ruang warna yang lain serta kesalahan pemisahan dalam membuat delineasi bernilai 1

Kata kunci : Asap, probabilitas, ruang warna, segmentasi, batas, kesalahan

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Kebakaran hutan mengganggu ekosistim dan lingkungan serta mempengaruhi kualitas kehidupan botani dan non-botani, meluapnya perubahan susunan kimia toposfer dan stratosfer, perubahan cuaca global serta kesehatan masyarakat, yang disebabkan perilaku pemanfaat hutan dalam rangka budaya deforestrasi, pertanian berpindah, pembersihan residu pertanian dan penyebab alami yaitu jenis material hutan yang terbakar sendirinya. Variabilitas kebakaran hutan tidak dapat diprediksi secara spasial dan temporal, sehingga hal ini jadi pemantik untuk diamati dan dideteksi. Dinamika kebakaran dan emisi asap dipengaruhi sejumlah factor yaitu manajemen dan penggunaan tanah, jenis vegetasi, angin, temperature, kelembaban, komposisi elemen dan isi materi bakar, serta topografi. Pemodelan yang dapat dilakukan terkait dengan asap kebakaran hutan adalah pertumbuhan dan simulasi dari ujung, spot dan kecepatan laju pembesaran asap. Manfaat hasil mendeteksi asap adalah sangat membantu untuk mengamati mendinginnya kebakaran kecil, maka untuk hal tersebut satelit penginderaan jauh dapat digunakan untuk mengamati dan memonitor bentuk asap.

Pola emisi asap merupakan kombinasi dari model kebakaran dan pengamatannya, deskripi asap terbangun atas 8 dimensi bebas yaitu dimensi ruang (X,Y), tinggi(Z), waktu(T), ukuran partikel(D), komposisi patikel(C), bentuk partikel(F) dan campuran intern/ekstern(M) Satelit MODIS, Hyperion, OMI AI, CALIPSO dan NOAA-9 AVHRR dapat digunakan untuk melakukan deteksi emisi asap , secara jelas asap dapat diidentifikasi partikel, seperti CO, CO_2, CH_4 dan aerosol karbon. Data satelit meteorology Fenyun (FY_1C) dapat juga digunakan sebagai alat yang efisien untuk mendeteksi asap Sejumlah pendekatan, seperti penggunaan kombinasi citra warna asli (true color), citra warna semu (false color) dan pengggunaan sejumlah batas ambang . Dalam penelitian ini digunakan MODIS (Terra dan Aqua), karena memiliki selang lebar spektral 0,41μm-14,2μm, resolusi spasialnya cukup, dan cakupan global mendekati harian (dua citra per hari). Kombinasi spektral yang dimiliki Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) yaitu gelombang tampak (VIS), inframerah dekat (NIR) dan band gelombang panjang dan pendek dapat digunakan untuk mendeteksi asap. Secara prinsip, untuk melakukan segmentasi piksel berdasar warna asap, berdasar model probabilistic, dapat dihasilkan kelas asap(ω_a) dan kelas bukan asap(ω_{ba}). Dengan pendekatan fungsi densitas distribusi $p(x|\omega_a)$ untuk vector x kelas asap dan kelas bukan asap (ω_{ba}), rumusan kelasnya dinyatakan dengan persamaan sebagi berikut:

$p(\omega_a|x) = p(x|\omega_a)\, p(x\omega_a)/p(x)$ ……(1)
$p(\omega_{ba}|x) = p(x|\omega_{ba})\, p(x\omega_{ba})/p(x)$ ……(2)

Vektor x dinyatakan sebagai kelas asap bila $(p(\omega_a|x)/p(\omega_{ba}|x)) > 1$

ISBN : 978-979-1458-64-1

Pendekatan untuk melakukan deteksi asap dapat dilakukan dengan mengkombinasikan band MODIS, dalam bentuk RGB, NDVI, dan NDDI, dalam penelitian digunakan RGB. Hasil utama dalam penelitian ini adalah mengembangkan metodologi untuk menemukan ciri didasarkan atas warna dan delineasi untuk mendeteksi asap dan mengkaji pengaruh kalibrasi data serta mengkarakteristik hasilnya.

2. TINJAUAN PUSTAKA

Hakekat keberadaan asap dapat menghasilkan daya merubah mikrofisik awan, menyebarkan pantulan sinar matahari terutama spektrum gelombang tampak dan mereduksi penglihatan. Pada dasarnya energi radiasi api (ERA) adalah bagian dari energi kimia yang dibebaskan dari pembakaran tumbuhan dan dipancarkan sebagai radiasi selama proses pembakaran. Spektral-radiometer inframerah, yang ada pada satelit mengorbit bumi, langsung dapat mengukur pancaran radiasi panas tersebut. Ketika mengamati api dari orbit bumi, kelas tanah dari masing-masing 'piksel api' akan biasanya jauh dari homogen dan dapat dianggap terdiri dari n komponen panas, masing-masing memiliki temperatur yang berbeda dan daerah subpixel. Untuk titik panas setiap piksel, keseluruhan energi radiasi api (ERA) dari semua komponen panas kebakaran (tidak termasuk latar belakang) dapat dihitung sebagai:

$$ERA_{benar} = A_{sampel} \varepsilon \sigma \sum_{i=1}^{n} A_n T_n^4 \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (3)$$

Keterangan :

ERA = energi radiasi api (Js^{-1})

A_{sampel} = luasan sampel tanah (m^2)

Σ = konstanta Stefan Boltzman = 5.67x10-8 $Js^{-1}m^{-2}K^{-4r}$ I

An = luasan fraksi ke-n komponen permukaan suhu dalam

Tn = suhu kompnen ke-n (K)

ε = emisivitas

Secara prinsip proses hubungan akuisisi reflektansi (r_λ) oleh satelit dan properti spektral asap, gambar 1a. , dapat dinyatakan dengan rumusan sebagai berikut :

$$r_\lambda = t_\lambda r_{s,\lambda} + b_\lambda r_{g,\lambda} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (4)$$

ISBN : 978-979-1458-64-1

Ekspresi persamaan diatas diturunkan dari Representasi sensitivitas properti spektral asap yaitu nilai reklektansi sebagaian terserap oleh atmosfer dapat ditunjukkan di gambar 1b, dibawah ini :

Persamaan model transfer radiasi yaitu

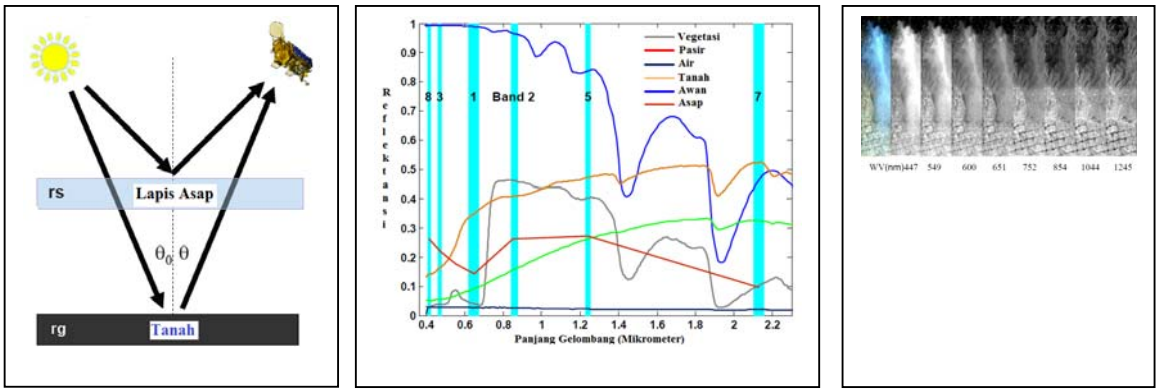
$$r(\lambda,\mu_0,\phi_o,\mu,\phi) = t(\lambda;\mu_0) rs(\lambda,\mu_0,\phi_o,\mu,\phi) t(\lambda;\mu)$$

$$+ t(\lambda;\mu_0) exp\left(\frac{-\tau}{\mu_0}\right)\left(\frac{r_R(\lambda)\mu_0\phi_0^2}{1-r_R(\lambda)r_R(\lambda)}\right)\left[exp\left(\frac{-\tau}{\mu}\right) + t_R^*(\lambda,\mu,\phi)\right] t(\lambda,u)$$

$$+ t(\lambda;\mu_0)\, t_s\,(\lambda;\mu_0,\phi_0)\left(\frac{r_R(\lambda)\mu_0\phi_0^2}{1-r_R(\lambda)r_R(\lambda)}\right)\left[exp\left(\frac{-\tau}{\mu}\right) + t_R^*(\lambda,\mu,\phi)\right] t(\lambda,u) \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (5)$$

Keterangan :

λ	=	panjang gelombang
τ	=	kedalaman tapis asap
μ0	=	cosines sudut zenith matahari
μ	=	cosines sudut pandang
$t(\lambda,\mu_0)$	=	transmisi dari puncak atmosfer ke asap
$t(\lambda,\mu)$	=	transmisi arah berlawanan di titik pandang satelit
ϕ_0&ϕ	=	sudut azimuth dilihat dari matahari dan satelit
*	=	kuantitas radiasi upwelling
r	=	reflektansi



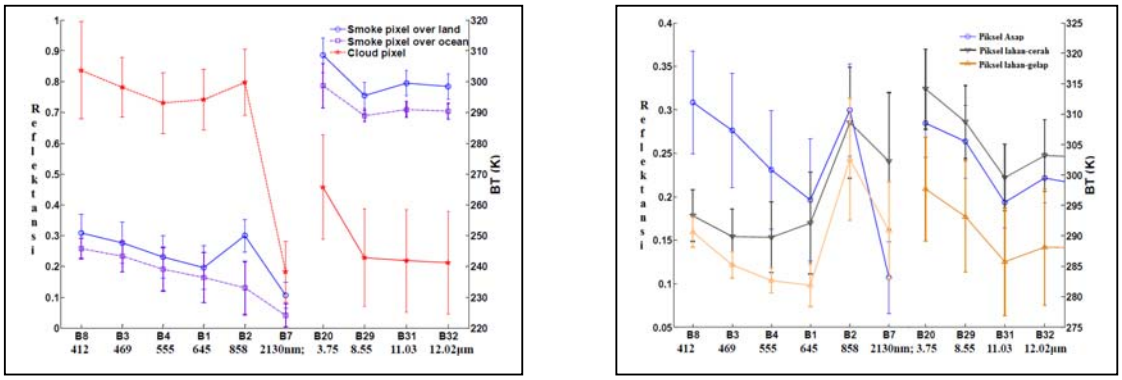
(a) (b) (c)

Gambar 1. Properti Reflektansi dan Spektral Untuk Asap

Relasional fenomena asap pada urutan panjang gelombang citra satelit Hyperion 447, 549, 600, 651,752,854, 1044 dan 1245 nm, gambar 1c, bahwa gelombang pendek pantulan asapnya lebih kuat dibanding dengan gelombang panjang, karena panjang gelombang pendek mengaburkan permukan tetapi sinyalnya memberi kontribusi yang besar dalam wujud lapis asap. Faktor utama yang mempengaruhi respon pantulan spektral dari asap adalah jenis batuan geologi permukaan tanah dan spesies pohonnya. Hasil kepekaan respon band spektral (RSB dan TSB) MODIS, tabel 1, terhadap asap diatas lahan kebakaran terhadap awan serta laut, dapat dilihat di gambar 2, dengan penjelasan

ISBN : 978-979-1458-64-1

sumbu x adalah band MODIS, sedang sumbu Y sisi kiri kepekaan RSB sedang sisi kanan kepekaan *brightness temperature* -TSB.



(a) (b)

Gambar 2. Kurva respon asap terhadap spektral band MODIS

Didalam gambar 2.a memperlihatkan kepekaan band 1,2,3,4,7,8 terhadap asap dan awan, menunjukkan bahwa nilai reflektan/pantulan awan lebih tinggi disbanding dengan asap, yang memiliki kecenderungan pola menurun dengan skema 8,3,4,1,2,7 dimana band 7 memiliki reflektan terendah, hal itu berlaku untuk nilai *brightness temperature* (BT) nya. Sementara nilai pantulan tanah berada dibawah reflektan asap, pola jenis kurva serupa. Sehingga dapat dikatakan, urutan nilai reflektan tertinggi adalah awan, asap, dan tanah. Implikasi penggunaan kombinasi band 2 dan band 3 dengan *normalized ratio* (seperti NDVI) dapat digunakan untuk mendeteksi vegetasi dan asap bila digunakan kombimasi band 7 dan band 1 dapat digunakan untuk klasifikasi vegetasi. Kombinasi terbaik yang dapat digunakan untuk memisahkan awan, asap, dan tanah dengan cara rasio adalah band 3 dan band 8. Pendekatan lain, seperti terlihat di gambar 2a sumbu Y sisi kanan, untuk dapat memisahkan kelas awan dan asap dapat digunakan band 31 dan band 20. Konsep ini yang melatarbelakangi bahwa untuk dapat mendeteksi asap diperlukan kombinasi band yang terbaik, seperti kombinasi 721

Tabel 1. Spesifikasi Band Spektral MODIS

FPA	Band	CW	Lebar Band	Lytp	Kegunaan Utama
RSB	1	645 nm	620-670	21,8	Batas aeorosol/awan/lahan
	2	858 nm	841-876	24,7	Batas aeorosol/awan/lahan
	3	469 nm	459-479	35,3	Batas aeorosol/awan/lahan
	4	555 nm	545-565	29,0	Batas aeorosol/awan/lahan
	5	1240 nm	1230-1250	5,4	Batas aeorosol/awan/lahan
	6	1640 nm	1628-1652	7,3	Batas aeorosol/awan/lahan
	7	2130 nm	2105-2155	1,0	Batas aeorosol/awan/lahan
	8	412 nm	405-420	44,9	Warna laut/Fitoplankton/Biogeokimia
	9	443 nm	438-448	41,9	Warna laut/Fitoplankton/Biogeokimia
	10	488 nm	483-493	32,1	Warna laut/Fitoplankton/Biogeokimia
	11	531 nm	526-536	27,9	Warna laut/Fitoplankton/Biogeokimia
	12	551 nm	546-556	21,0	Warna laut/Fitoplankton/Biogeokimia

ISBN : 978-979-1458-64-1

	13	667 nm	662-672	9,5	Warna laut/Fitoplankton/Biogeokimia
	14	678 nm	673-683	8,7	Warna laut/Fitoplankton/Biogeokimia
	15	748 nm	743-753	10,2	Warna laut/Fitoplankton/Biogeokimia
	16	869 nm	862-877	6,2	Warna laut/Fitoplankton/Biogeokimia
	17	905 nm	890-920	10,0	Kelembaban Air-atmosfer
	18	936 nm	931-941	3,6	Kelembaban Air-atmosfer
	19	940 nm	915-965	15,0	Kelembaban Air-atmosfer
	26	1375 nm	1,360-1,390	6,0	Kelembaban air awan cirrus
T E B	20	3,75 µm	3,660-3,840	300	Suhu permukaan/awan
	21	3,96 µm	3,929-3,989	335	Suhu permukaan/awan
	22	3,96 µm	3,929-3,989	300	Suhu permukaan/awan
	23	4,05 µm	4,020-4,080	300	Suhu permukaan/awan
	24	4,47 µm	4,433-4,498	250	Suhu atmosfer
	25	4,52 µm	4,482-4,549	275	Suhu atmosfer
	27	6,72 µm	6,535-6,895	240	Kelembaban air
	28	7,33 µm	7,175-7,475	250	Kelembaban air
	29	8,55 µm	8,400-8,700	300	Kelembaban air
	30	9,73 µm	9,580-9,880	250	Ozon
	31	11,03 µm	10.78-11,28	300	Suhu awan/permukaan
	32	12,02 µm	11,77-12,27	300	Suhu awan/permukaan
	33	13,34 µm	13,18-13,48	260	Ketinggian tertinggi awan
	34	13,64 µm	13,48-13,78	250	Ketinggian tertinggi awan
	35	13,94 µm	13,78-14,08	240	Ketinggian tertinggi awan
	36	14,24 µm	14,08-14,38	220	Ketinggian tertinggi awan

Keterangan :

RSB =	reflective solar band	= $W/m^2/sr/\mu$ satuan Lytp
TEB =	thermal emissive band	= K satuan Lyth
FPA =	focal plane assemblies	

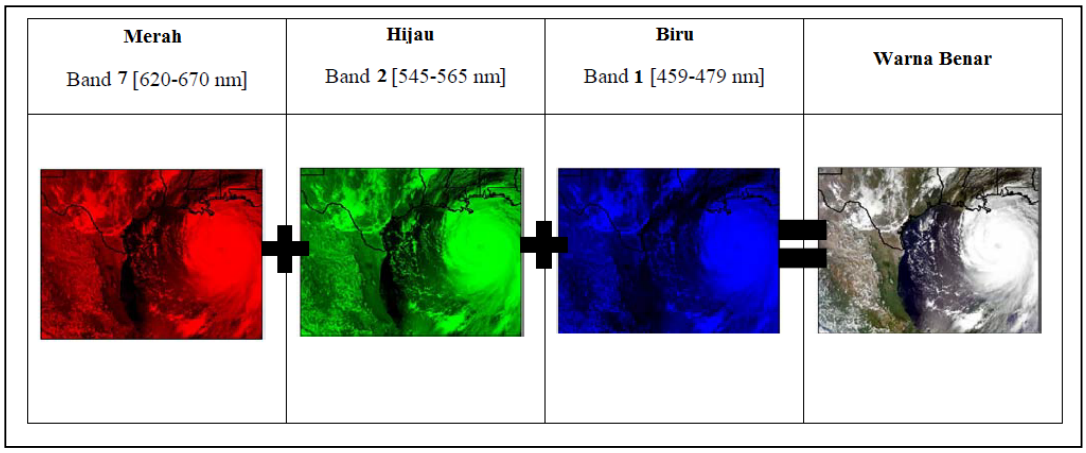
Deteksi yang dilakukan dapat digunakan rasio dan batas ambang, sedang untuk mendelineasi dapat digunakan oleh sejumlah peneliti, dilalui melalui *moving region*, *smoke color analysis*, *sharp edge detection*, *perimeter disorder analysis*, *region growing* dan *rising region*, kemudian dilakukan klasifikasi.

3. DATA DAN METODE

MODIS diluncurkan dalam dua jenis wahana yaitu Terra dan Aqua, dengan orbit sun sinkronus pada ketinggian 705 km, Terra melewati bidang ekuator jam 10:30, sedang Aqua melewati ekuator jam 13:30 waktu lokal. MODIS memiliki 36 band, tabel 1, yang terbagi atas reflective solar band (RSB) dan thermal emissive band (TEB).

Dalam penelitian ini digunakan citra warna benar dari MODIS yaitu RGB, secara prinsip merupakan jumlah band merah-band 7, hijau-band 2, dan biru-band 1, dapat disajikan dalam gambar 2 dibawah ini.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2. Kombinasi RGB

Umumnya koreksi radiometrik absolut ada 2(dua) tahapan, tahap pertama adalah mengkonversi nilai dijital dari hasil pengukuran sensor radiansi spektral, menggunakan rumus

$L_{sat}=DN\ x\ Gain + Offset$ …….. (6)

Tahap kedua koreksi radiometrik absolut mentransfer radiansi terdeteksi sensor kedalam reflektansi permukaaan tanah., menggunakan rumus

$$\rho_{surface} = (L_{sat}-L_{path})\pi/E_{\tau} \quad \text{.....(7)}$$

Lsat = nilai radiansi spektral yang terdeteksi sensor satelit

DN = nilai dijital hasil pengukuran sensor

Gain = parameter kalibrasi sensor yang ditentutakan sebelum sensor diluncurkan

Offset = parameter kalibrasi sensor yang ditentutakan sebelum sensor diluncurkan

$\rho_{surface}$ = reflektansi permukaan tanah

L_{path} = jalan pancaran

E = radiasi target tanah

τ = transmisi atmosfer

Dalam melakukan *sun glint correction*, implementasi dapat dilakukan dengan menggunakan persamaan regresi sebagai berikut

$$\rho'_{surface} = \rho_{surface} - b_i(L_{NIR}-Min_{NIR}) \quad \text{.....(8)}$$

$\rho'_{surface}$ = *sun glint corrected*

b_i = kemiringan regresi

L_{NIR} = nilai radiansi spektral NIR

Min_{NIR} = nilai radiansi spektral NIR tanpa kilat sinar matahari

ISBN : 978-979-1458-64-1

Untuk melakukan koreksi geometrik citra satelit resolusi rendah dan medium seperti citra MODIS dapat digunakan fungsi polynomial . Hubungan citra satelit (X',Y') dan peta rupa bumi (X,Y) didefinisikan sebagai berikut

$X' = P_i(X,Y)$ ……..(9)

$Y' = P_i(X,Y)$ …… (10)

$Pi = \sum_{j=0}^{m1} \sum_{k=0}^{m2} a_{jk} X^j Y^k$ ……..(11)

Pi = fungsi polynomial

Langkah untuk melakukan konversi warna RGB ke HIS, pertama dilakukan normalisasi dengan persamaan sebagai berikut

r = R/(R+G+B)
g = G/(R+G+B)
b = B/(R+G+B)

Untuk menentukan komponen H,S, dan I diperoleh dengan

$h = \cos^{-1}\{(0,5[(r-g)+(r-b)]/[(r-g)^2+(r-b)(g-b)]^{1/2})\}$ ……..….(12)
$s = 1-3.\min(r,g,b)$ ……(13)
$I = (R+G+B)/(3.255)$ ……(14)

Hubungan fundamental antara Y, Cr, Cb, R, G, dan B sebagai berikut

$Y = 0,212 \times R + 0,702 \times B + 0,87 \times B$ ……..…….…..(15)

$Cr = 0,500 \times R - 0,44479 \times B - 0,05520 \times B$ ……(16)

$Cb = -0,11610 \times R - 0,38389 \times B + 0,500 \times B$ ……..... … (17)

Transformasi ruang warna RGB menuju Cie Lab melalui ruang warna XYZ

$L^* = 116Y_1 - 16$ ……..…….(18)

$a^* = 500(X_1 - Y_1)$ ……..……..(19)

$b^* = 200(Y_1 - Z_1)$ ……..…… ……(20)

Dalam melakukan delineasi obyek asap digunakan konsep segmentasi, langkahnya tergantung spektral (c), bentuk (A), dan heterogenitas (h), rumusannya berdasar

$wi \sum_c w_c \sigma_c + w_s \frac{1}{\sqrt{A}} + w_s \frac{1}{b} \leq h$ ……..…..(21)

Dalam tahap ini selanjutnya melakukan pengisian label dari setiap hasil segmentasi dilakukan dengan menggunakan algoritma fuzzy entropik, dengan menggunakan fungsi keanggotaan Shanon , rumusannya sebagai berikut

$H_{fuzzy}(H) = \frac{1}{n \ln 2} \sum_{i=1}^{n} Sn(\mu_H(g_i)) h_i$ ……..……...(22)

H = histogram

Sn = fungsi Shanon

n = derajat keabuan

ISBN : 978-979-1458-64-1

Dalam mengevaluasi hasil segmentasi berorientasi obyek salah satunya adalah menggunakan Area-Fit-Index (AFI) dan Shape Index (SI) yang didefinisikan sebagai berikut :

$$AFI = (A_{objek\text{-}acuan} - A_{segmenterbesar})/A_{objek\text{-}acuan} \quad (23)$$

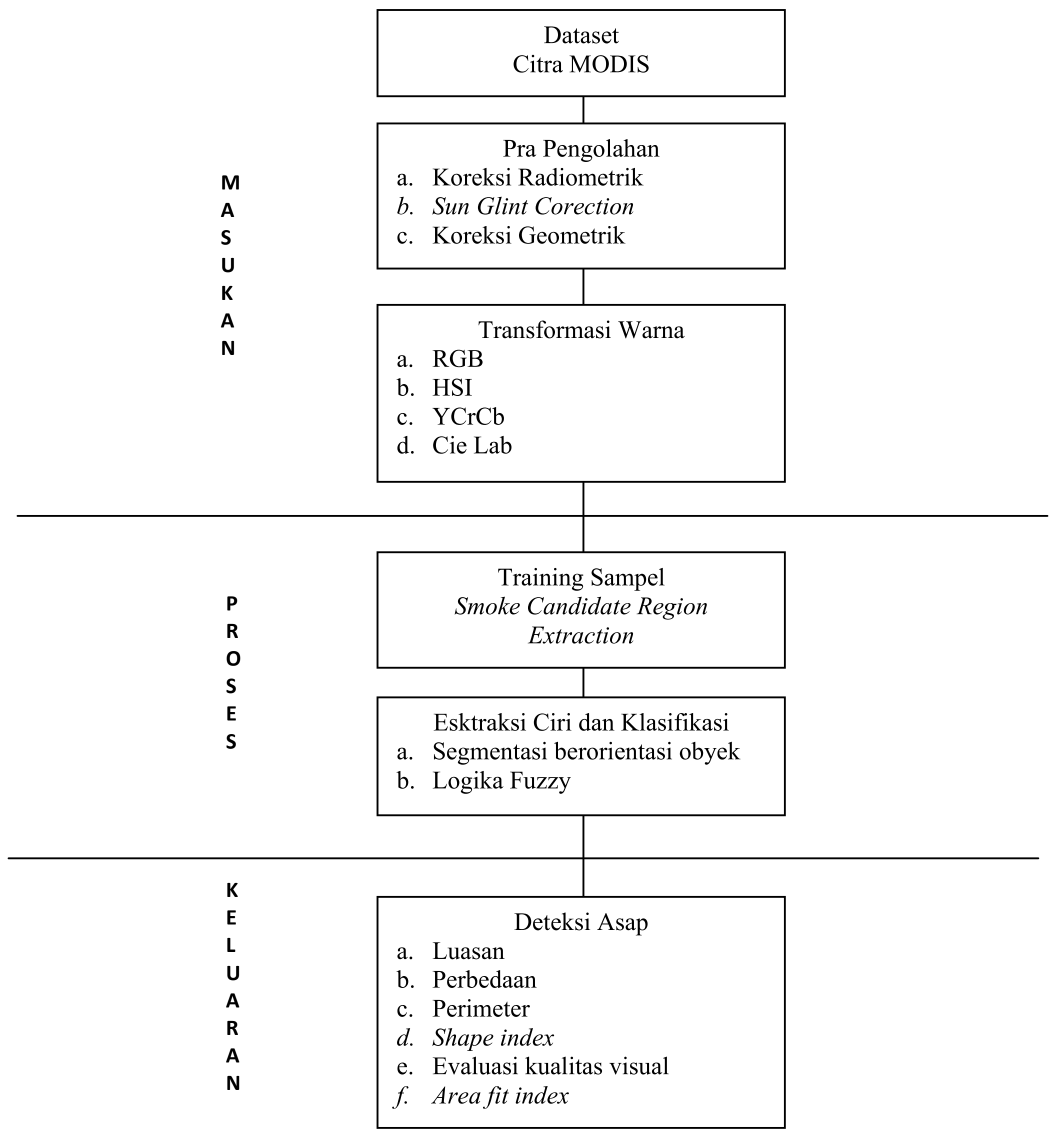
$$SI = b_v/2(l_v + w_v) \quad (24)$$

b_v = panjang keliling batas objek citra

l_v = panjang persegi objek citra

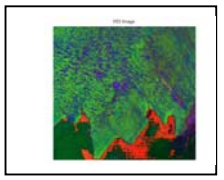
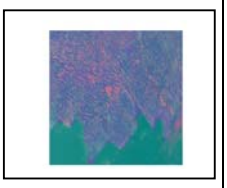
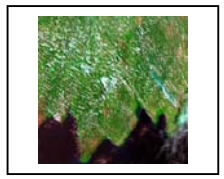
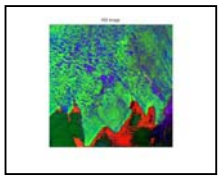
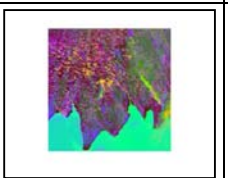
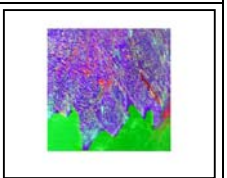
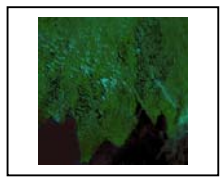
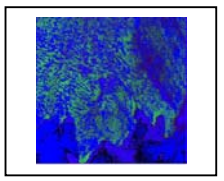
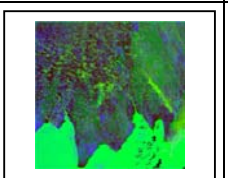
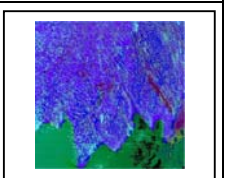
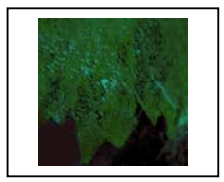
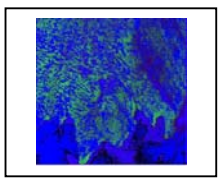
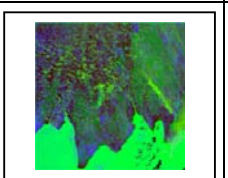
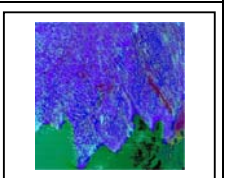
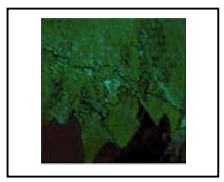
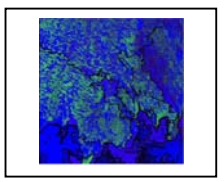
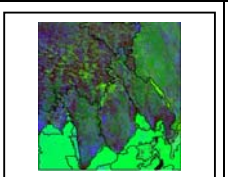
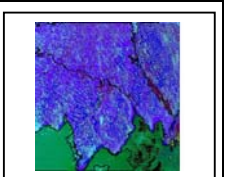
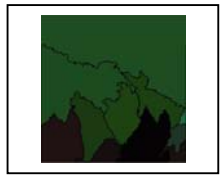
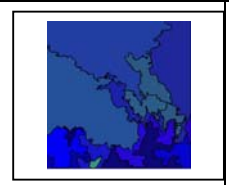
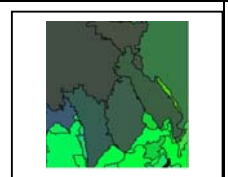
w_v = lebar persegi objek citra

Diagram alir proses pengolahan evaluasi deteksi asap



ISBN : 978-979-1458-64-1

Tabel 2. Perbandingan Keluaran Deteksi Asap Berdasar Ruang Warna

Proses	RGB	HSI	Y Cr Br	Cie Lab
Data Asli				
Koreksi Radiometrik				
Sun Glint Correction				
Koreksi Geometrik				
Segmentasi Berorientasi Objek				
Ketelitian Delineasi Asap Skala 136 Color 0,75				
Luasan Asap	0	0	965,50	966
Perbedaan	-966	-966	-0,5	0
Perimeter	0	0	429,1	430
Shape Index	0	0	0,98	1
Evaluasi Kualitas Visual	Tidak memberikan informasi spasial asap	Tidak memberikan informasi spasial asap	Belum memberikan bentuk informasi spasial asap	Memberikan kelas informasi asap, sesuai dengan data aslinya
Area Fit Index	0	0	1,02	1

ISBN : 978-979-1458-64-1

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

Data yang digunakan adalah MODIS Terra, tanggal 15 Oktober 2012, lokasi Kalimantan Timur, dengan melakukan kombinasi band 721. Pada penelitian ini yang menjadi dasar ruang warnanya adalah RGB, kemudian ditransformasi ke ruang HIS, YCrCb, dan Cie Lab, secara visual pola asap masih kelihatan dengan rona warna yang berbeda. Untuk mengembalikan nilai spektral ke nilai reflektan yang asli, dilakukan koreksi radiometrik, hasil pemberdayaannya ada perubahan ketajaman dan stretching dari pola asap. Secara faktual ruang warna YCrBr memberikan pola asap dengan warna putih, tidak demikian untuk ruang warna yang lain. Karena cahaya matahari cukup mempengaruhi nilai spektral, dilakukan sun glint correction, hasilnya adalah pola asap ruang Cie Lab lebih menonjol dibanding dengan pola ruang warna yang lain, ketajaman diikuti oleh ruang warna YCrBr. Hanya saja, gradasi ruang warna Cie lab disekitar asap hampir mendekati sama, sementara di ruang warna lain gradasi warna perbedaan cukup mencolok.

Langkah selanjutnya adalah melakukan segmentasi, segmentasi adalah melakukan *tracing* sekaligus mendelineasi kelas asap dan non asap, secara prinsip pendekatan segmentasi berorientasi obyek yang ada di perangkat lunak Definiens menggunakan 3 komponen utama yaitu warna, bentuk dan tekstur. Dari hasil pra pengolahan tadi, ditentukan training sampel asap, yang akan digunakan untuk mengklasifikasi. Dalam penelitian ini digunakan pendekatan klasifikasi Logika Fuzzy. Seperti yang terlihat di Tabel 2, pada baris hasil segmentasi berorientasi obyek, jumlah segmen yang paling sedikit dan hasil delineasi asap terletak di ruang warna Cie Lab.

Hasil secara kuantitatif di ruang warna Cie Lab sebagai berikut nilai area fit indek nya adalah 1, ini mengindikasikan bahwa hasil delineasi tidak mengalami perubahan atau fit terhadap data yang asli dan nilai shape indeks adalah 1. Jadi ada korelasi antara bentuk asli asap dengan hasil delineasi

5. KESIMPULAN

Ada hubungan ruang warna dan nilai parameter segmentasi dalam mendeteksi keberadaan asap, ruang warna Cie Lab dalam setiap sub proses mampu memberikan presentai keberadaan asap yang konsisten, sehingga memberikan indikasi bahwa ruang warna Cie Lab dapat direkomendasikan untuk digunakan mendeteksi asap hasil kebakaran hutan.

Terjadi hubungan terbaik antara Cie Lab dengan nilai parameter segmentasi yang rendah yaitu nilai *shape* 136 dan nilai *color* 0,75. Yaitu dimunculkannya bentuk asap yang sesuai dengan

ISBN : 978-979-1458-64-1

kondisi aslinya, melebihi dari ruang warna RGB. Tingkatan hubungannya didasarkan atas area fit index sama dengan 1(satu), sebagai nilai yang ideal.

UCAPAN TERIMAKASIH

Pelaksanaan kegiatan ini, merupakan bagian disseminasi penelitian Pengembangan Model Ekstraksi Parameter Fisis Untuk Deteksi Dan Pemantauan Bencana (Banjir, Kebakaran Hutan, Sebaran Asap, Tsunami) Menggunakan Optik Dan SAR 2012. Terimakasih kepada Pimpinan PUSFATJA dan Bidang LMB yang telah memberi dukungan dalam proses penyelesaian kegiatan penelitian ini.

DAFTAR REFERENSI

Yong Xie, Detection of Smoke and Dust Aerosols Using Multi-sensor Satellite Remote Sensing Measurements, Department of Geography and GeoInformation Sciences, Nanjing Normal University, P. R. China, 2004.

N. Chrysoulakis, An Improved Algorithm For The Detection Of Plumes Caused By Natural Or Technological Hazards Using AVHRR Imagery, Remote Sensing Of Environment 108 (2007) 393–406

Kaufman, Y.J, Nakajima, Effect Amazon smoke on cloud Micriphysics and Albedo-Analysis from Image Sateliite Imagery [J], J. Applied Meteorology,31,729-744

Liou, K.N., An introduction to Atmospheric Radiation, second edition, Chapter 7, ElsevierScience (USA), 2002.

Xuexia Chen , A simple and effective radiometric correction method to improve landscape change detection across sensors and across time, Remote Sensing of Environment 98 (2005) 63 – 79

J. D. Hedley , Simple and robust removal of sun glint for mapping shallow-water benthos International Journal of Remote Sensing, Vol. 26, No. 10, 20 May 2005, 2107–2112

Angela Errico, Francesca Guastaferro, Claudio Parente, Raffaele Santamaria, Applications On Geometric Correction Of Different Resolution Satellite Images, http://ieee.uniparthenope.it /chapter /_private/proc10/29.pdf

Gao Yan, Comparison of pixel-based and object-oriented image classification approaches—a case study in a coal fire area, Wuda, Inner Mongolia, China, International Journal of Remote Sensing

Vol. 27, No. 18, 20 September 2006, 4039–4055

Marcin Denskwski, Segmentation and Visualisation MR Images of The Human Barain. Journal Of Medical Informatics & Technologies, Vol 7/2004, ISSN 1642-6037

Lucieer, A., 2004. Uncertainties in Segmentation and Their Visualisation. PhD Thesis, Utrecht University, ITC Dissertation 113, Enschede, 174 p. http://www.itc.nl/library/Papers_2004/ phd/lucieer.pdf (accessed 7 November 2007)

ISBN : 978-979-1458-64-1

PENYUSUNAN INFORMASI HASIL PENGAMATAN CUACA ANTARIKSA MENGGUNAKAN GNU RADIO BEACON RECEIVER (GRBR)

Alhadi Saputra, Musthofa Lathif dan Timbul Manik
Peneliti Bidang Teknologi Pengamatan, Pussainsa, LAPAN
alhadi@bdg.lapan.go.id

Abstract

In an effort to monitor space weather conditions, Lapan space weather observations were focused on the observation of solar activity, the ionosphere layer conditions and the condition of the earth's magnetic field. Information about the character of the ionosphere in a region, usually represented by the characteristics of the TEC (Total Electron Content). One of the tools for measuring TEC observations are GRBR. In the preparation of the data and the process of observation, takes the components of hardware and software tools. This paper will describe the process of preparing information TEC observational data, its phases is to install ubuntu linux operating system, install the python programming language and utility, install and configure the GNU Radio software, install and configure the GPS receiver, and install and configure NTP. After the install and configuration process is then carried out the testing and checking that the result is a graphic image Power Spectral Density observational data (PSD) signals of 150 MHz and 400 MHz, the graph tracks the movement of the satellite, and the TEC data.

Keywords : *Software, GRBR, TEC, space weather*

Abstrak

Dalam upaya memantau kondisi cuaca antariksa, Lapan melakukan pengamatan cuaca antariksa yang difokuskan pada pengamatan aktivitas matahari, kondisi lapisan ionosfer dan kondisi medan magnet bumi. Informasi tentang karakter ionosfer dalam suatu wilayah, biasanya diwakili oleh karakteristik TEC (Total Elektron Content). Salah satu alat pengamatan untuk pengukuran TEC adalah GRBR. Dalam penyusunan data dan proses pengamatannya, dibutuhkan komponen-komponen perangkat hardware dan perangkat software. Tulisan ini akan menjelaskan proses penyusunan informasi data pengamatan TEC, tahapan-tahapannya adalah menginstall sistem operasi linux ubuntu, menginstall bahasa pemrograman python dan utilitasnya, menginstall software dan mengkonfigurasi GNU Radio, menginstall dan mengkonfigurasi GPS receiver, dan menginstall serta mengkonfigurasi NTP. Setelah melakukan proses install dan konfigurasi tersebut maka dilakukan proses pengujian dan pengecekan yang hasilnya adalah gambar grafik data pengamatan Power Spectral Density (PSD) sinyal 150 MHz dan 400 MHz, grafik lintasan pergerakan satelit, dan Data TEC.

Kata Kunci : Software, GRBR, TEC, Cuaca antariksa

1. PENDAHULUAN

Cuaca antariksa menunjukkan kondisi di matahari, ruang antar planet, angin surya, magnetosfer, ionosfer, dan termosfer yang dapat mempengaruhi kondisi dan kemampuan sistem teknologi, baik yang landas bumi maupun ruang angkasa (Martiningrum, 2009).

ISBN : 978-979-1458-64-1

Mengingat besarnya pengaruh cuaca antariksa ini maka sangat diperlukan suatu penelitian yang intensif terhadap cuaca antariksa untuk mengurangi dampak merugikan yang bakal ditimbulkan apabila tidak diantisipasi dengan baik. Lebih dari itu kondisi saat ini telah memaksa manusia untuk lebih mengandalkan teknologi ruang angkasa yang jelas sangat rentan terhadap gangguan yang diakibatkan oleh variasi cuaca antariksa.

Sebagaimana sudah diketahui, cuaca antariksa meliputi juga kondisi pada lapisan ionosfer yang akan mempengaruhi operasional sistem teknologi termasuk di dalamnya adalah sistem telekomunikasi, baik komunikasi yang memanfaatkan lapisan ionosfer (termasuk komunikasi HF) maupun komunikasi yang terganggu oleh dinamika di lapisan ionosfer (komunikasi satelit)[Saroso, 2010].

Penelitian ionosfer mempunyai peranan dalam komunikasi radio, navigasi, dan informasi mitigasi gempa. Penelitian ionosfer di Lapan dimulai sejak tahun 1975 yang pada saat itu masih berupa kajian. Selanjutnya, penelitian berkembang dengan pengadaan alat pemantau ionosfer pertama di Lapan, yaitu Ionosonda. Setalah ionsonda kemudian ada beberapa penambahan peralatan lain seperti Radar MF (Medium Frequency), Radar VHF, Ionospheric Scintilation Monitor (ISM), Sistem Komunikasi Radio HF, Airglow Imager, TEC Meter, dan yang sedang dikembangkan adalah pengamatan TEC ionosfer menggunakan GRBR (GNU-Radio Beacon Receiver). [Yamamoto, 2008; Manik T., and M. Lathif, 2011]

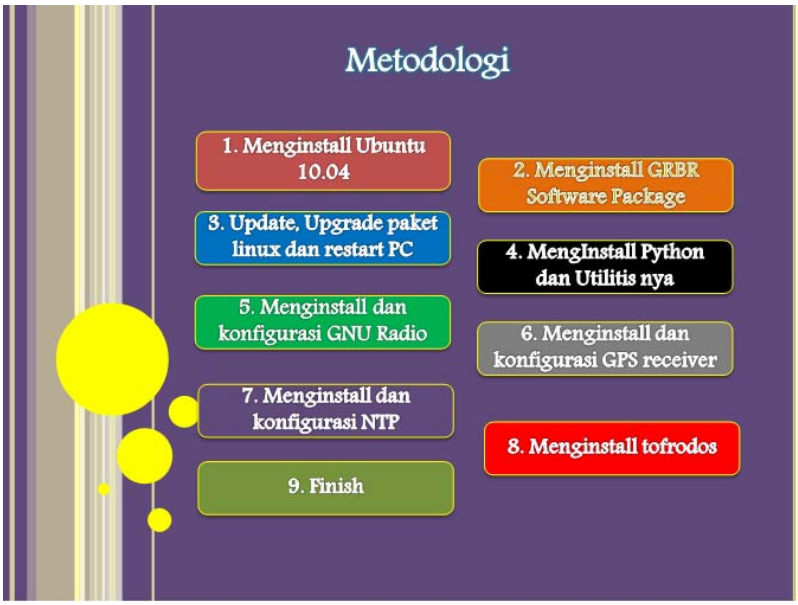
Dalam melaksanakan penelitian, data merupakan bagian yang tak terpisahkan, data adalah sesuatu yang belum mempunyai arti bagi penerimanya dan masih memerlukan adanya suatu pengolahan. Data bisa berwujud suatu keadaan, gambar, suara, huruf, angka, matematika, bahasa ataupun simbol-simbol lainnya yang bisa kita gunakan sebagai bahan untuk melihat lingkungan, obyek, kejadian ataupun suatu konsep. Informasi merupakan hasil pengolahan dari sebuah model, formasi, organisasi, ataupun suatu perubahan bentuk dari data yang memiliki nilai tertentu, dan bisa digunakan untuk menambah pengetahuan bagi yang menerimanya. Dalam hal ini, data bisa dianggap sebagai obyek dan informasi. Informasi juga bisa disebut sebagai hasil pengolahan ataupun pemrosesan data.

Dukungan data dan informasi dari peralatan-peralatan tersebut tersebut akan sangat bermanfaat untuk studi-studi ionosfer. Tulisan ini akan menjelaskan proses penyusunan informasi data pengamatan TEC dengan menggunakan software GNU Radio dan utilitasnya di dalam sebuah sistem operasi open source linux ubuntu. Informasi data yang dihasilkan adalah gambar grafik data pengamatan Power Spectral Density (PSD) sinyal 150 MHz dan 400 MHz, grafik lintasan pergerakan satelit, dan Data TEC.

ISBN : 978-979-1458-64-1

2. METODOLOGI

Proses untuk mendapatkan data TEC menggunakan alat pengamatan GNU Radio Beacon Receiver harus melewati proses penyusunan informasi data, yang terdiri dari proses penginstallan dan proses konfigurasi software. Proses-proses tersebut adalah (1) menginstall Ubuntu 10.04, (2) menginstall GRBR software package, (3) update, upgrade paket linux dan restart PC, (4) menginstall python dan utilitasnya (5) menginstall dan konfigurasi GNU Radio, (6) menginstall dan konfigurasi GPS Receiver, (7) Menginstall dan konfigurasi NTP, (8) menginstall tofrodos, (9) Finish, seperti yang terlihat pada Gambar 2.



Gambar 2. Metodologi Penyusunan Informasi GRBR

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Proses awal penyusunan informasi diawali dengan penginstallan sistem operasi Ubuntu linux versi 10.04. Software sistem operasi Ubuntu dapat di download pada situs Ubuntu. Proses penginstallannya dimulai dengan memasukkan CD installer Ubuntu, kemudian tunggu beberapa saat sampai ada tampilan pemilihan lokasi. Setelah memilih lokasi, berikutnya adalah proses penentuan partisi hardisk, kemudian selanjutnnya adalah mengisi username yang ingin digunakan untuk login setelah itu masukkan password, setelah itu tunggu beberapa sampai proses instalasi selesai, dan PC melakukan restart untuk penyempurnaan penginstallan.

Setelah proses instalasi sistem operasi selesai, maka akan dimulai proses penginstallan GRBR software package, proses awalnya adalah dengan mengekstraksi file GRBR_Tarball.zip pada folder beacon, kemudian mengedit file .bashrc yang ada pada folder beacon tersebut dan tambahkan baris program sebagai berikut :

ISBN : 978-979-1458-64-1

```
# Local setting for GRBR
export PATH=$PATH:~/beaconRX/bin
export PYTHONPATH=~/beaconRX/bin

# PROXY setting for kuins3 in RISH, Kyoto Univ.
export http_proxy=http://proxy.rish.kuins.net:8080/
export ftp_proxy=ftp://proxy.rish.kuins.net:8080/
```

Setelah itu lakukan proses update, upgrade paket linux Ubuntu yang diinstall kemudian restart PC untuk penyempurnaan update paket linux.

Setelah melakukan restart, maka proses selanjutnya adalah menginstall python dan utilitasnya, sebelum memulai instalasi dilakukan pengeditan file source.list pada folder /etc/apt/sources.list dengan menghilangkan tanda komentar pada bagian :

```
## Uncomment these lines ## <--- Ubuntu 10.04 (Lucid)
   deb http://archive.canonical.com/ubuntu lucid partner
   deb-src http://archive.canonical.com/ubuntu lucid partner
```

Setelah itu lakukan proses install dengan menggunakan script berikut ini :

```
sudo apt-get -y install libfontconfig1-dev libxrender-dev libpulse-dev
swig g++ automake autoconf libtool python-dev libfftw3-dev \
libcppunit-dev libboost-all-dev libusb-dev fort77 sdcc sdcc-libraries \
libsdl1.2-dev python-wxgtk2.8 subversion git-core guile-1.8-dev \
libqt4-dev python-numpy ccache python-opengl libgsl0-dev \
python-cheetah python-lxml doxygen qt4-dev-tools \
libqwt5-qt4-dev libqwtplot3d-qt4-dev pyqt4-dev-tools
```

Setelah selesai maka lakukan pencarian file GRBR_Install_Utility.py pada folder /beacon/beaconRX/bin, kemudian lakukan eksekusi proses install tersebut, apabila ada pertanyaan maka jawab dengan “yes”.

Proses selanjutnya adalah menginstall GNU Radio, download file gnuradio pada situs http://gnuradio.org/git/gnuradio.git. Kemudian eksekusi ./bootstrap dan ./configure setelah itu lakukan proses penginstallan. Selanjutnya adalah melakukan konfigurasi USRP dengan perintah:

```
sudo addgroup usrp
sudo usermod -G usrp -a beacon
echo 'ACTION=="add", BUS=="usb", SYSFS{idVendor}=="fffe",
SYSFS{idProduct}=="0002", GROUP:="usrp", MODE:="0660"' > tmpfile
sudo chown root.root tmpfile
sudo mv tmpfile /etc/udev/rules.d/10-usrp.rules
```

Proses selanjutnya adalah menginstall dan mengkonfigurasi GPS Receiver, sebelum menginstall pasang terlebih dahulu GPS-nya pada PC desktop, berikut ini adalah script untuk menginstall GPS :

ISBN : 978-979-1458-64-1

```
sudo apt-get install ntp gpsd gpsd-clients python-gps
```

Selanjutnya adalah melakukan proses konfigurasi pada gpsd dengan perintah :

```
dpkg-reconfigure gpsd
sudo dpkg-reconfigure gpsd
... anser as follows ...
"Start gpsd automatically?" ... answer <No>
"Should gpsd handle attached USB GPS receivers
automatically?" ... answer <no>
sudo update-rc.d -f gpsd remove
```

Proses selanjutnya adalah menginstall dan mengkonfigurasi NTPD. Untuk menginstall NTPD dilakukan dengan perintah :

```
apt-get install ntp
```

Selanjutnya adalah melakukan proses konfigurasi pada ntpd. Proses konfigurasi dilakukan dengan menyamakan file ntp.conf yang ada pada folder /etc/ntp dengan isi file berikut ini :

```
### Setup for GRBR beacon ###
# gpsd setup
# GPS (serial data)
server 127.127.28.0 minpoll 4 maxpoll 4
fudge 127.127.28.0 time1 0.60 refid GPS0
# "time1" for Garmin 18x LVC was better 0.60s.
# GPS (PPS pulse)
server 127.127.28.1 minpoll 4 prefer
fudge 127.127.28.1 refid GPS1

# Network NTP server setup
server 0.pool.ntp.org
server 1.pool.ntp.org
server 2.pool.ntp.org
server ntp.nict.jp
```

Proses selanjutnya adalah proses penginstallan tofrodos untuk membentuk struktur data dan informasi yang dihasilkan oleh GPS, perintahnya adalah sebagai berikut.

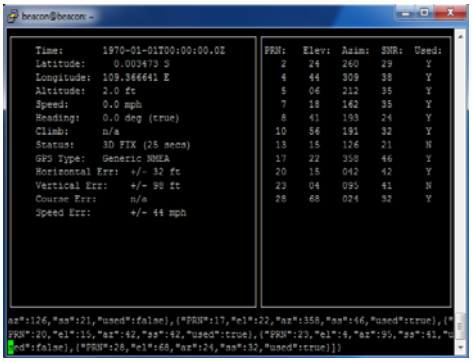
```
Sudo apt-get install tofrodos
```

Setelah proses tersebut selesai, maka selesai juga proses penginstallan semua komponen perangkat lunak GRBR.

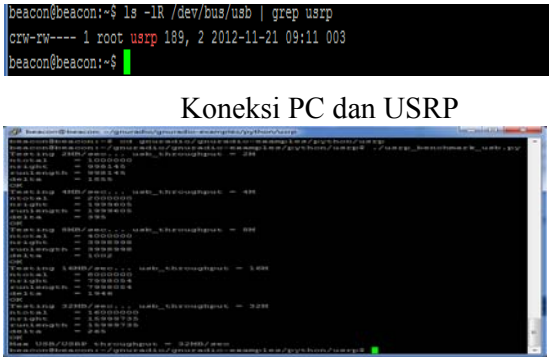
Setelah melakukan proses penginstallan dan pengkonfigurasian software maupun hardware dengan benar, maka dilakukan pengecekan tampilan informasi dan pengujian. Hasil yang diperoleh adalah pengecekan tampilan informasi GPS Receiver, pengecekan tampilan informasi koneksi PC dan USRP, pengecekan tampilan informasi daughterboard WBX System, pengecekan tampilan

ISBN : 978-979-1458-64-1

informasi BasicRX System, serta hasil informasi pengujian pengamatan data TEC. Seperti yang terlihat pada gambar berikut :

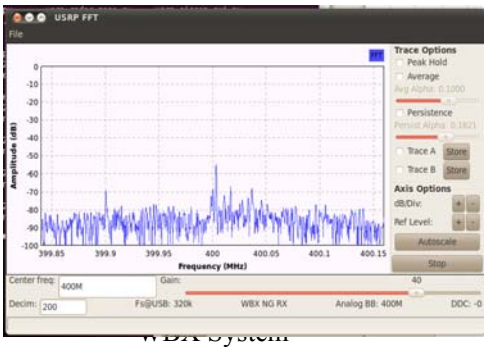


GPS Receiver

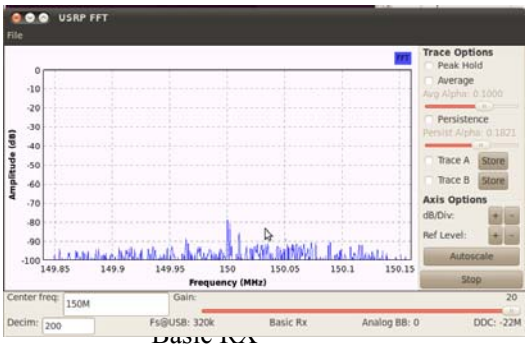


Koneksi PC dan USRP

Pengecekan USRP

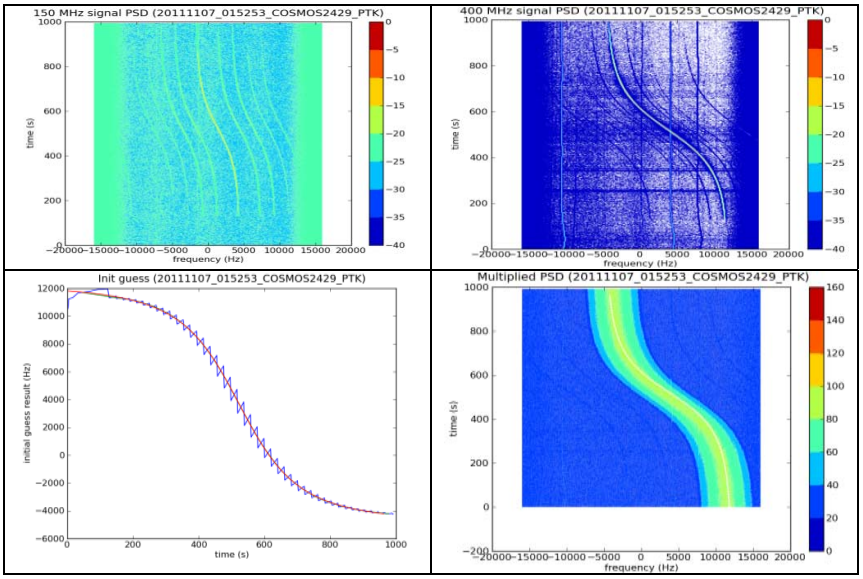


WBX System

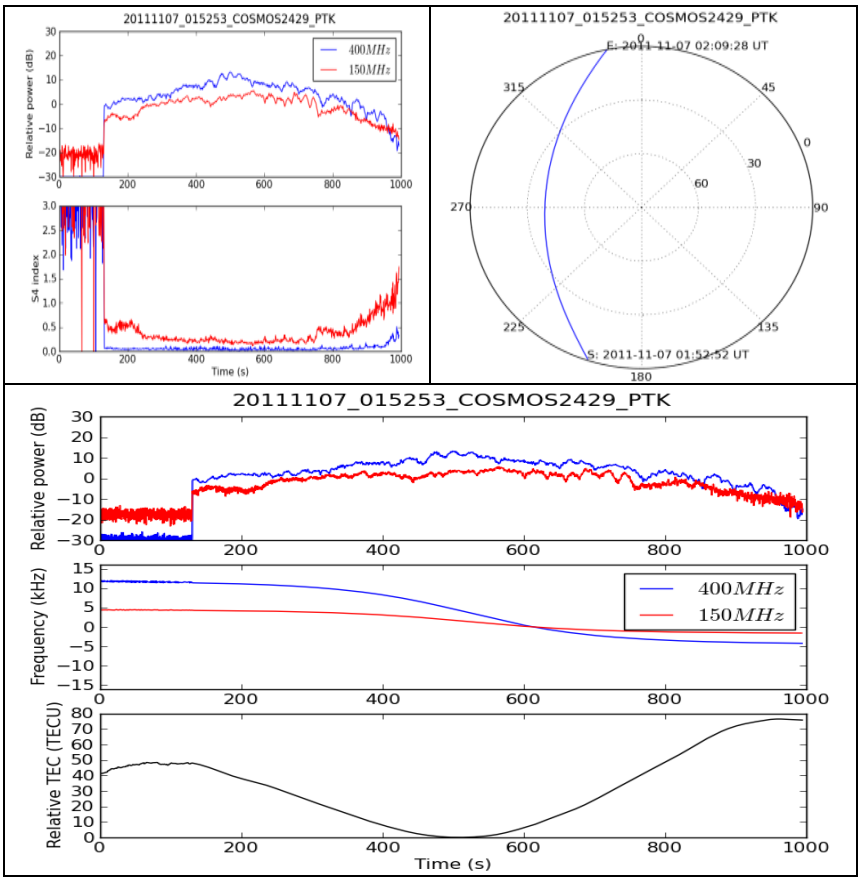


Basic RX

Gambar 3. Pengecekan Tampilan Informasi



ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 4. Data hasil pengamatan GRBR

4. KESIMPULAN

Informasi data TEC sebagai salah satu parameter cuaca antariksa dengan menggunakan GNU Radio Beacon Receiver (GRBR), dibutuhkan komponen-komponen perangkat hardware dan perangkat software. Dalam proses penyusunan informasi data TEC tersebut telah diaplikasikan perangkat free software GNU Radio pada sistem operasi open source linux ubuntu 10.04 dengan software pendukung untuk sistem pendeteksian hardware sebagai penerima sinyal beacon dari satelit LEO, seperti python, grbr software package, usrp, ntp, tofrodos dan gpsd. Hasil pengujian dan pengamatan telah berhasil memperoleh informasi berupa gambar grafik Power Spectral Density (PSD) sinyal 150 MHz dan 400 MHz, grafik lintasan pergerakan satelit, dan data TEC. Dari data tersebut diharapkan bisa menambah informasi cuaca antariksa yang sangat bermanfaat bagi LAPAN dan juga masyarakat secara luas.

UCAPAN TERIMA KASIH. Pusat Sains Antariksa – LAPAN dan Tim GRBR yang telah membantu dalam kegiatan ini.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DAFTAR RUJUKAN

Martiningrum, D. R, *Fenomena Cuaca Antariksa*, Lapan, 2009.

LAPAN, *Riset dan Operasi Pelayanan Sains Antariksa, Atmosfer dan Iklim*, Lapan, 2011.

Manik T., and Musthofa Lathif, 2011. Establisment of Ionospheric TEC and Scintillation Measurement System Using Radio Beacon Satellite Receiver at Pontianak Indonesia. *International Workshop on Space Wheater in Indonesia*. ISBN: 978-979-1458-55-9, page 39-43.

Saroso, R, *Ionosfer Untuk Komunikasi Radio, Navigasi, dan Informasi Mitigasi Gempa*, Orasi Ilmiah Profesor Riset, LIPI, 2010.

Yamamoto, M., *Digital Beacon Receiver for Ionospheric TEC Measurement Developed with GNU Radio*, Earth Planets Space, Vol. 60, pp. e21-e24, 2008.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DETEKSI DAN ANALISIS KEJADIAN GELEMBUNG PLASMA DI ATAS PONTIANAK (0,03^{o}LS 109,33^{o}BT) PADA MINIMUM AKTIVITAS MATAHARI SIKLUS 23

Asnawi
Bidang Ionosfer dan Telekomunikasi,
Pusat Sains Antariksa, LAPAN
asnawihs@yahoo.com

Abstract

This paper investigates of TEC decrease during the occurrence of plasma bubbles by identifying reductions of TEC value to background. Data used for the analysis is from GISTM TEC (GPS Ionospheric scintillation TEC Monitor) observed at Pontianak station (0.03S, 109.33N) during minimum solar activity period 2009. Identification TEC decrease performed with the FFT analysis and the low pass filter to obtain TEC background as trend regular with decrease duration over one hour and amplitude reduction of more 1 TEC unit. The occurrences of post sunset plasma bubbles have patterns highest in the equinox month with March-April equinox higher than September-October equinox. The post midnight plasma bubbles had smaller growth that was thought as weakening of the post sunset plasma bubble. The effect of geomagnetic activity is not visible on the pattern of occurrence of the two types of plasma bubble during the year 2009, because of the activity in case geomagnetic in year 2009 categorized quiet condition with average value below -30 nT.

Keywords: *GISTM, Plasma bubble, Ionosphere*

Abstrak

Tulisan ini membahas investigasi penurunan jumlah kandungan elektron (*Total Electron Content*, TEC) pada saat kemunculan gelembung plasma dengan mengidentifikasi penurunan nilai TEC terhadap latar belakangnya. Data yang digunakan untuk analisis adalah data TEC hasil pengamatan menggunakan perangkat GISTM (*GPS Ionospheric Scintillation TEC Monitor*) di Pontianak (0,03^{o}LS 109,33^{o}BT) pada tahun 2009, yaitu periode aktivitas matahari minimum. Indentifikasi penurunan TEC dilakukan dengan analisis *FFT* dan tapis lolos bawah untuk mendapatkan *trend* TEC latar belakang dengan penurunan TEC berdurasi lebih 1 jam dan *amplitudo* penurunan lebih 1 TECU. Pola kemunculan gelembung plasma setelah matahari terbenam mencapai nilai tertinggi pada bulan-bulan ekuinok dengan ekuinok Maret-April lebih tinggi berbanding dengan ekuinok September-Oktober. Gelembung plasma setelah tengah malam mempunyai pertumbuhan yang lebih kecil sehingga diduga merupakan pelemahan dari pertumbuhan gelembung plasma setelah matahari terbenam. Pengaruh medan geomagnet tidak tampak pada pola kemunculan dua tipe gelembung plasma karena aktivitas geomagnet sepanjang tahun 2009 dikategorikan kecil atau tidak ada gangguan dengan rata-rata dibawah -30 nT.

Kata kunci : Gelembung plasma, GISTM, ionosfer

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Terjadinya ketidakteraturan kerapatan plasma daerah equator telah diyakini terkait dengan kejadian fenomena gangguan ionosfer lapisan F yang dikenal dengan *Equatorial Spread F (ESF)*. Selain itu fenomena lain yang timbul menyertai kemunculan *ESF* diantaranya adalah penurunan plasma (*plasma depletion*) yang juga disebut sebagai gelembung plasma daerah equator (*Equatorial Plasma Bubbles,* EPBs*)*. Mekanisme umum dari kejadian EPBs ini adalah ketidakstabilan Rayleigh-Taylor (*Rayleigh-Taylor Instability*, RTI). Salah satu kondisi awal dari RTI adalah kemunculan fenomena *ESF* dan gerak vertikal E x B. Namun demikian pada sisi lain terjadi gerak kebawah dan adanya gerakan angin meredional kearah kutub akan menjadikan lapisan F stabil sehingga menghambat tumbuhnya gelembung plasma (Abdu, 2005).

Fenomena gelembung plasma sampai saat ini telah diselidiki dan hampir memasuki dasa warsa pertama. Pengamatanya juga telah menggunakan beberapa teknik yang berbeda diantaranya dengan radar (Woodman and La Hoz, 1976), ionosonda yaitu dengan analisis ionogram (Whalen, 1977), deteksi dengan *airglow monitor* (Mendillo dan Baumgardner, 1982) dan pengamatan *in situ* menggunakan satelit (McClure et al, 1977; Huang et al, 2001). Teknologi GPS (*Global Positioning System*) selain digunakan untuk keperluan navigasi, penentuan posisi dan geodesi, datanya juga dapat dimanfaatkan untuk kajian gelembung plasma dengan beberapa kelebihan diantaranya kontinuitas data dan cakupan yang cukup luas karena beberapa jaringan penerima GPS dunia sudah dibangun. Teknik pemanfaatan data satelit GPS untuk kajian gangguan ionosfer terkait fenomena gelembung plasma secara sederhana adalah dengan menggunakan data TEC. Pada saat terjadi gelembung plasma maka TEC akan mengalami penurunan secara drastis dan sinyal satelit akan mengalami sintilasi ionosfer. Sinyal satelit yang mengalami sintilasi ionosfer mengindikasikan gangguan sehingga berdampak pada komunikasi satelit dan kesalahan pengukuran jarak posisi navigasi.

Tulisan ini membahas investigasi kejadian gelembung plasma dari pengamatan GPS. Tujuannya adalah mengetahui statistik kejadian gelembung plasma dan karakteristik kemunculannya pada saat aktivitas matahari minimum periode 2009. Penelitian dilakukan di Pontianak (0,03^{o}LS 109,33^{o}BT), dengan menggunakan data TEC dari pengamatan GPS yaitu GISTM (GPS Ionospheric Scintillation Monitor).

2. DATA DAN METODE

Kajian kemunculan gelembung plasma menggunakan data TEC dengan mendeteksi penurunan nilai TEC yang diturunkan dari sinyal satelit GPS. Data yang digunakan adalah data TEC dari pengamatan GISTM di Pontianak (0,03^{o}LS 109,33^{o}BT) periode tahun 2009 saat aktivitas

ISBN : 978-979-1458-64-1

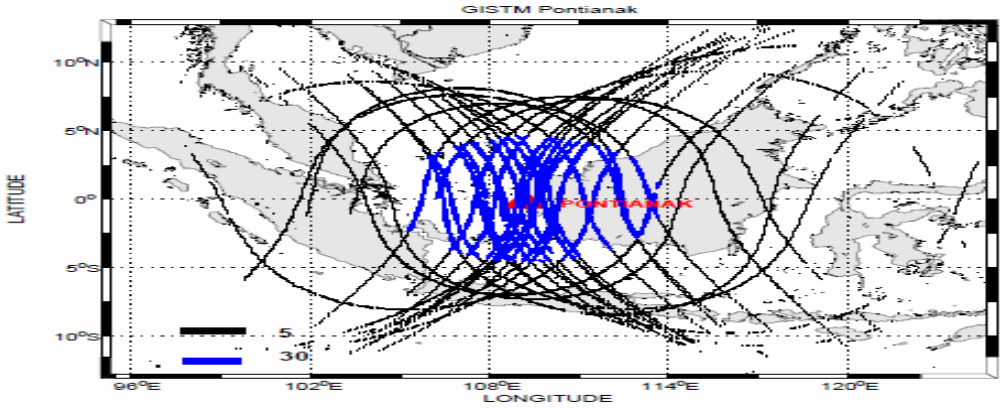
matahari minimum. GISTM adalah penerima GPS yang menangkap sinyal frekuensi ganda f_1 (1575.42 MHz) dan f_2 (1227.60 MHz) dari satelit GPS dan secara kontinu akan merekam dua sinyal *pseudo-range* (P_1 dan P_2) dan *fasa* (L_1 dan L_2). TEC adalah jumlah kandungan elektron yang diturunkan dari sinyal satelit dalam satuan TEC Unit (1 TEC Unit = 10^{16} elektron/m^2). TEC dari pengamatan GISTM dihitung dengan metoda kombinasi antara pengukuran fasa sinyal GPS (L) dan sinyal *pseudo-range* (P) yang secara matematis ditulis sebagai berikut (GSV4004B 2007):

$$STEC=[9.483*((P_{L2}-P_{L1}-b_{c/a\text{-}p})+TEC_{RX}+TEC_{cal}] \text{ TEC Unit} \qquad (2\text{-}1)$$

dengan P_{L2} dan P_{L1} adalah *pseudo-range* (meter) sinyal L_2 dan L_1, $b_{c/a\text{-}p}$ adalah bias transisi sinyal C/A ke P (dikonversi ke dalam meter dan dapat di unduh di laman University of Berne (http://www.aiub-download.unibe.ch/CODE/P1C1.DCB), TEC_{RX} adalah besarnya TEC yang ditimbulkan dari bias penerima yaitu tunda *L1/L2* dan TEC_{cal} adalah TEC kalibrasi *offset* penerima. Data TEC dari GISTM mempunyai resolusi 1 menit dan hasil persamaan (2-1) masih merupakan TEC miring *(STEC)* yang harus dikonversi untuk mendapatkan TEC tegak *(VTEC)* dengan menggunakan model pendekatan yang disebut model lapisan tipis ionosfer yang menganggap ionosfer berada pada ketinggian 350 km (Klobuchar, 1986).

$$\text{TEC tegak } (VTEC) = STEC \times Cos[arc\ Sin(R_e\ \ Cos\ \theta/R_e + h_{max})] \qquad (2\text{-}2)$$

dengan R_e adalah jejari bumi (6378 km), h_{max} adalah ketinggian lapisan ionosfer yaitu 350 km, dan θ adalah sudut kemiringan (elevasi) sinyal satelit terhadap penerima di bumi. Untuk menghindari salah interpretasi gangguan akibat *multipath* maka data dipilih dengan sudut elevasi lebih dari 30°. Gambar 2-1 menunjukkan lintasan IPP (*Ionospheric Pierce Point*) satelit diatas penerima GISTM Pontianak dengan garis biru adalah data dengan sudut elavasi $>30^o$ dan garis hitam adalah data dengan elavasi $> 5^o$. Seleksi data dengan elevasi $>30^o$ juga merepresentasikan TEC diatas Pontianak seperti ditunjukkan dalam Gambar 2-1.



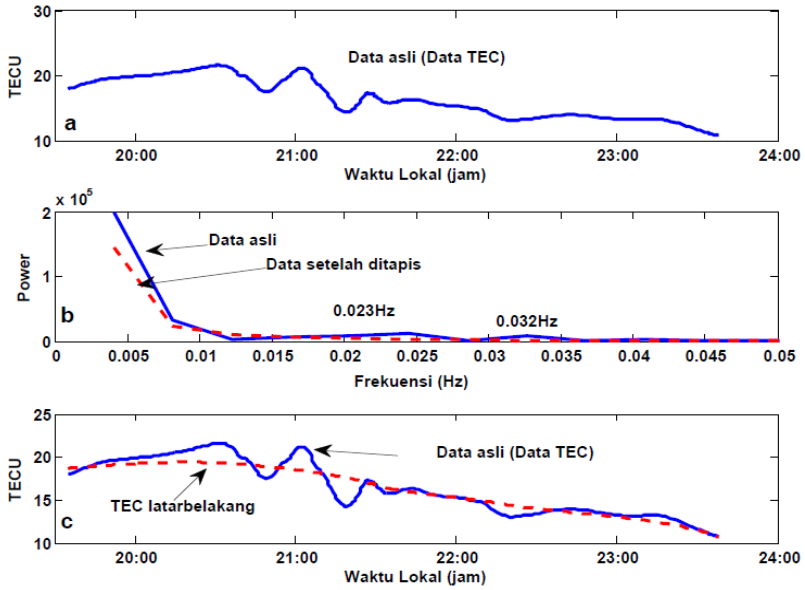
Gambar 2-1. Lintasan IPP satelit diatas penerima GISTM Pontianak, garis biru adalah data dengan elevasi $>30^o$, garis hitam elevasi $>5^o$.

ISBN : 978-979-1458-64-1

TEC yang diturunkan dari sinyal satelit yang terkena gelembung plasma akan mengalami penurunan drastis. Hal ini yang memudahkan pendeteksian berbading dengan fenomena gangguan ionosfer lainnya. Namun demikian dalam menentukan tingkat penurunan TEC sebagai respon kejadian gelembung plasma maka pertama sekali harus ditentukan TEC latar belakang yaitu *trend* TEC yang tidak terganggu sebagai acuan penurunan. Untuk menghindari gangguan TEC yang bukan disebabkan oleh fenomena gelembung plasma maka penurunan nilai TEC harus memenuhi kriteria dua faktor yaitu penuruan TEC berdurasi antara satu sampai dua jam dan tingkat penurunan TEC melebihi 1 TECU terhadap latar belakangnya. Latar belakang TEC diperoleh dengan kurva *fiting* variasi tetap TEC dari variasi tidak tetapnya. Variasi tidak tetap (*irregular*) adalah gangguan yang muncul relatif singkat (kurang dari 2 jam) pada variasi tetap TEC sebagai respon dari aktivitas cuaca antariksa seperti badai ionosfer, gangguan ionosfer bergerak (*Traveling Ionospheric Disturbance,TID*), dan fenomena ionosfer daerah equator seperti ESF, gelembung plasma, *plasma blob* serta penurunan maupun peningkatan TEC malam hari. Metode *fitting* yang digunakan untuk mendapatkan latar belakang atau variasi tetap TEC dilakukan dengan analisis tapis lolos bawah. Data runtun waktu TEC per satelit terlebih dahulu dikonversi dalam domain frekuensi menggunakan analisis FFT (*Fast Fourier Transform*). Dari data dalam domain frekuensi tersebut dapat diketahui frekuensi-frekuensi yang muncul akibat adanya gangguan pada data.

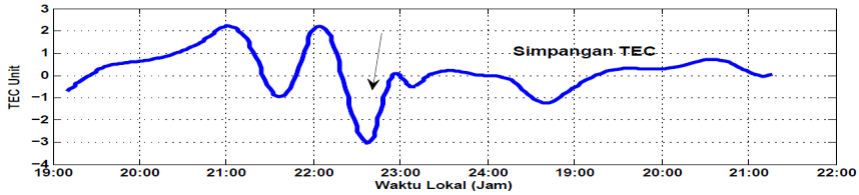
Disain tapis yang digunakan adalah dengan meloloskan frekuensi mulai dari 0.016 Hz (Periode 1 jam) menggunakan *toolbox butterworth Matlab*. Sebagai contoh pada Gambar 2-2 (a) adalah data runtun waktu TEC satelit nomor (PRN) 15 pada tanggal 2 Oktober 2009, yang menunjukkan adanya gangguan TEC pada sekitar pukul 21:00 WIB. Data tersebut dikonversi dalam domain frekuensi yang memperlihatkan dua frekuensi yang muncul yaitu 0.023 Hz dan frekuensi tinggi 0.032 Hz yang merupakan gangguan pada TEC seperti ditunjukkan garis kontinu Gambar 2-2 (b). Dengan filter lolos bawah, frekuensi tinggi dapat dihilangkan seperti yang ditunjukkan garis putus-putus pada Gambar 2-2 (b). Perbandingan data asli dengan data yang telah difilter ditunjukkan pada Gambar 2-2 (c). Dari Gambar 2-2 (c) latar belakang TEC (garis putus-putus) sebagai variasi TEC tetap telah dapat didekati dengan analisis filter lolos bawah.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2-2. TEC dari pengamatan sinyal satelit nomor 15 pada 2 Oktober 2009, a) TEC (data asli) yang memperlihatkan gangguan pada pukul 21:00, (b) domain frekuensi data TEC (garis kontinu) dan setelah ditapis (garis putus-putus). (c) Perbandingan data asli dengan data yang telah ditapis.

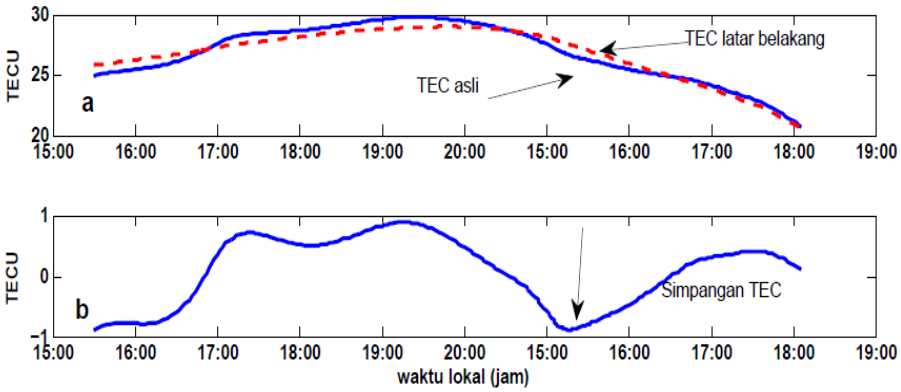
Simpangan penurunan TEC harus melebihi dari 1 TECU dan durasi kurang dari dua jam untuk menghindari gangguan yang berasal dari alat ataupun *multipath*. Apabila tingkat penurunan sinyal kurang dari 1 TECU maka dilihat kejadian sintilasi ionosfer sinyal tersebut, kerena fenomena gelembung plasma akan menyebabkan sintilasi ionosfer pada sinyal. Gangguan yang muncul akibat *multipath* sudah dihilangkan dengan seleksi data yang digunakan yaitu elevasi diatas 30°. Gambar 2-3 adalah simpangan TEC satelit (PRN) 15 dari analisis Gambar 2-2 yaitu nilai TEC asli dikurang dengan latar belakang yang menunjukkan penurunan mencapai 4 TECU dan merupakan gangguan dari fenomena gelembung plasma.



Gambar 2-3. Tingkat penurunan TEC melebihi 1 TEC yang merupakan gangguan akibat kejadian gelembung plasma pada satelit 15 dari pengamatan tanggal 2 Oktober 2009.

Gambar 2-4 menunjukkan tingkat penurunan TEC yang tidak lebih dari 1 TECU dan bukan merupakan gangguan yang diakibatkan gelembung plasma. Gambar tersebut adalah contoh dari pengamatan pada tanggal 1 September 2009 untuk sinyal satelit nomor 7.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2-4. Contoh gangguan dengan tingkat penurunan tidak lebih dari 1 TECU dan merupakan bukan gangguan dari kemunculan gelembung plasma.

Statistik kemunculan penurunan TEC terkait dengan gangguan gelembung plasma dihitung untuk setiap sinyal satelit dalam satu hari dengan membedakan dua waktu pengamatan yaitu waktu setelah sore hari mulai pukul 18:00 sampai pukul 00:00 dan pukul 00:00 sampai pukul 06:00. Pembedaan ini untuk mendapatkan fenomena gelembung plasma setelah sore hari dan gelembung plasma setelah tengah malam.

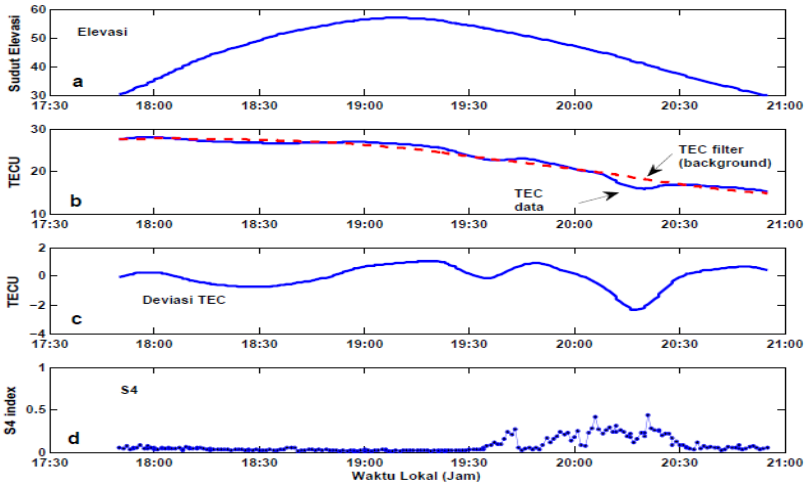
3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Pendeteksian gelembung plasma dengan metode ini juga disertai dengan gangguan sintilasi pada sinyal satelit dalam waktu yang simultan. Semakin tinggi tingkat penurunan TEC maka sintilasi ionosfer pada sinyal GPS semakin kuat. Gambar 3-1 adalah sinyal satelit nomor (PRN) 5 yang melewati gelembung plasma pada tanggal 5 Oktober 2009 dengan tingkat penurunan TEC sekitar 2 TECU lebih (Gambar 3-1c) dan sinyal satelit tersebut mengalami sintilasi ionosfer dengan amplitudo indeks sintilasi S4 adalah 0.5 (Gambar 3-1d) yang di dikategorikan sintilasi sedang. Dari Gambar 3-1 (a) gelembung plasma terjadi pada sinyal satelit saat elevasi 34° yaitu pada sekitar pukul 20:30 waktu setempat. Hasil pendeteksian diperoleh gelembung plasma yang muncul setelah matahari terbenam dengan kemunculan tetinggi pada bulan-bulan ekuinok yaitu Maret-April dan September-Oktober seperti ditunjukkan pada Gambar 3-2. Gelembung plasma tipe ini muncul setelah matahari terbenam sampai tengah malam yaitu pukul 18:00 sampai pukul 00:00 waktu setempat yang memperlihatkan pola asimetri yaitu kemunculan pada bulan Maret lebih tinggi dibandingkan September.

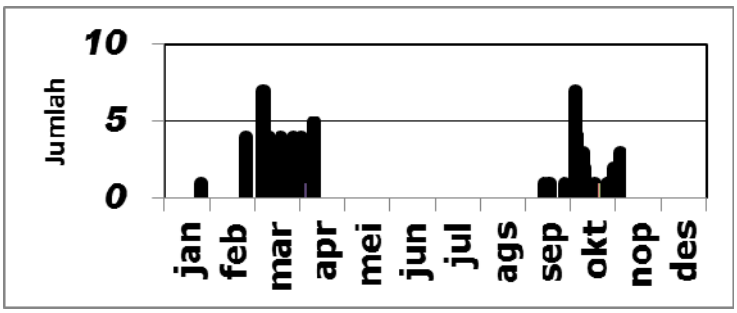
Tipe lain gelembung plasma adalah yang muncul setelah tengah malam yaitu pukul 00:00 sampai pukul 06:00. Hasil pendeteksian gelembung plasma jenis ini ditunjukkan pada Gambar 3-3. Dari gambar 3-3, pola kemunculan gelembung plasa tipe tengah malam tidak seperti pola kemunculan gelembung plasma setelah matahari terbenam. Pola yang terlihat pada Gambar 3-3

ISBN : 978-979-1458-64-1

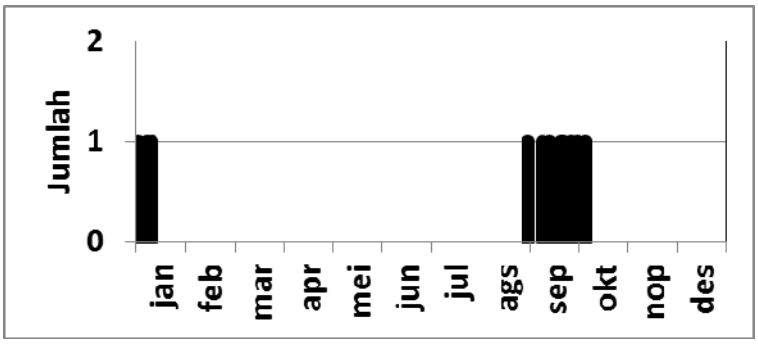
menunjukkan gelembung plasma setelah tengah malam tertinggi pada bulan September. Ini mengindikasikan bahwa gelembung plasma tersebut merupakan bentukan lanjutan dari gelembung plasma yang terbentuk setelah matahari terbenam pada bulan September tersebut.



Gambar 3-1. Kemunculan gelembung plasma pada 5 Oktober 2009 yang ditandai penurunan TEC setelah matahari terbenam simultan dengan kejadian sintilasi ionosfer kategori sedang (S4 = 0,5).



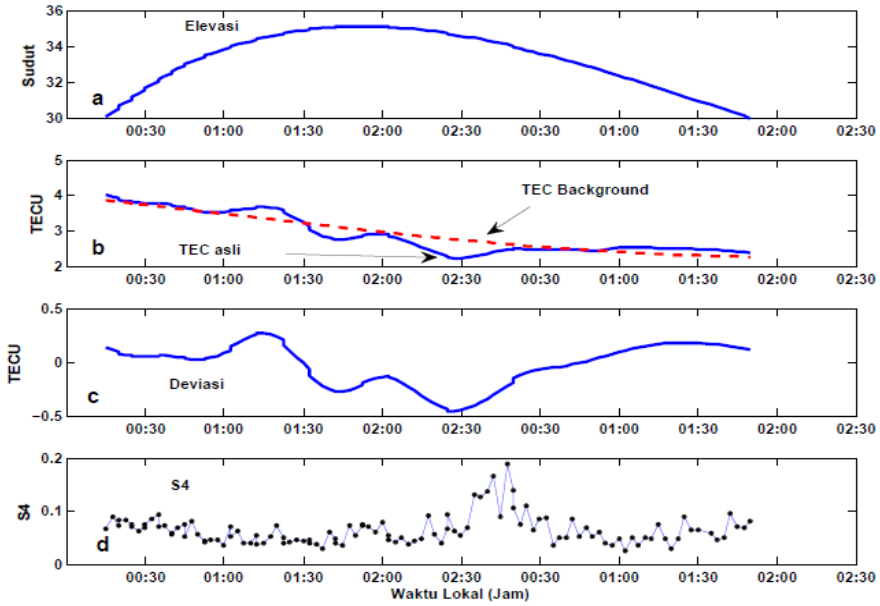
Gambar 3-2. Kemunculan gelembung plasma setelah matahari terbenam sampai tengah malam dengan kejadian tertinggi pada bulan ekuinok.



Gambar 3-3. Kemunculan gelembung plasma setelah tengah malam sampai pagi hari pukul 06:00.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Pada Gambar 3-2 terlihat bahwa gelembung plasma yang terbentuk setelah matahari terbenam pada bulan September lebih sedikit dibanding dengan bulan Oktober. Sedangkan gelembung plasma setelah matahari terbenam pada bulan Maret-April kemunculannya tidak lagi berlanjut hingga lewat tengah malam. Hasil pendeteksian kemunculan gelembung plasma setelah tengah malam menunjukkan bahwa pertumbuhannya relatif kecil dibanding dengan gelembung plasma yang muncul setelah matahari terbenam. Gambar 3-4 adalah contoh gelembung plasma yang muncul setelah tengah malam.



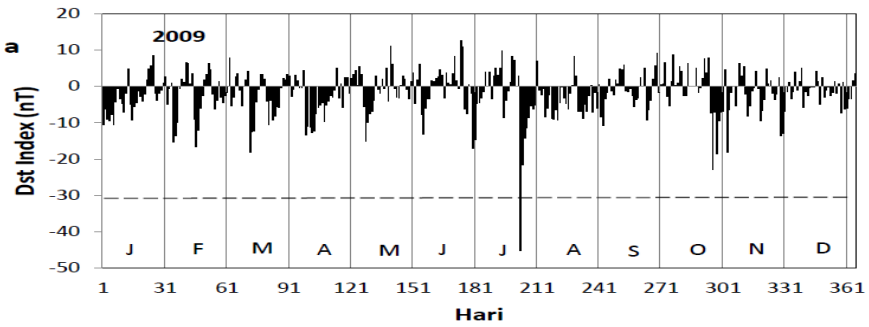
Gambar 3-4. Kemunculan gelembung plasma pada 17 September 2009 satelit nomor (PRN) 26 yang muncul setelah tengah malam, dengan tingkat penurunan TEC kecil dan telah menyebabkan sintilaategori kecil (S4 = 0,3).

Dari Gambar 3-4 (c) gangguan ini dapat dikategorikan sebagai gelembung plasma karena meskipun tingkat penurunan TEC kurang dari 1 TECU tetapi telah menyebabkan sintilasi ionosfer. Kemungkinan gelembung plasma yang terbentuk setelah tengah malam seperti pada Gambar 3-4 adalah pelemahan dari kemunculannya setelah matahari terbenam yang terjadi di bulan September. Beberapa teori yang menjelaskan tentang kemunculan gelembung plasma setelah matahari terbenam yang tinggi pada bulan ekuinok diantaranya terkait dengan *solar terminator* (Tsunoda et al 1985). Abdu et al (2006) menyatakan bahwa gelembung plasma yang muncul setelah matahari terbenam dikontrol oleh fenomena malam hari *PRE* (*Pre-reversal enhancement*) yaitu peningkatan medan listrik *zonal* ke arah timur sebelum pembalikan ke arah barat dari *drift* lapisan F.

Untuk gelembung plasma yang muncul setelah tengah malam beberapa peneliti telah melakukan kajian diantaranya Heelis et al (2010) dengan menggunakan satelit CNOFS

ISBN : 978-979-1458-64-1

(*Communication/Navigation Outage Forcasting System*) menyatakan bahwa gangguan tersebut berasal dari troposfer. Di lintang tinggi gelembung plasma yang muncul setelah tengah malam terjadi sekitar *solistis* Juni dan penyebabnya adalah ITCZ *(inter-tropical convergence zone*) seperti yang dilaporkan oleh Tsunoda et al (2010). Dengan menggunakan radar VHF Kototabang, Otsuka el al (2012) menemukan kemunculan FAI (*Field Aligned Irregularities*) yaitu gangguan ionosfer lapisan F setelah tengah malam terjadi pada bulan Mei dan Agustus. Gelembung plasma dan FAI mempuyai mekanisme pembangkitan yang sama sehingga hasil temuan gelembung plasma setelah tengah malam dari pengamatan penurunan TEC pada periode minimum aktivitas matahari 2009 di Pontianak memperlihatkan kecenderungan yang berbeda dengan Kototabang. Faktor lokal yang mempengaruhi ITCZ diduga menyebabkan perbedaan tersebut. Namun demikian masih diperlukan kajian lebih dalam untuk mengungkap kecenderungan perbedaan tersebut. Sedangkan gelembung plasma yang muncul setelah matahari terbenam mempunyai pola kemunculan yang sama dengan pengamatan yang dilakukan oleh Otsuka et al (2012) dan Ogawa et al (2006) di Kototabang.



Gambar 3-3. Data indeks Dst setiap bulan pada tahun 2009 diatas garis putus-putus pada skala -30nT adalah batas gangguan geomagnet minor (sumber: (http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc tahun 2012).

Pengaruh aktivitas geomagnet tidak tampak pada pola kemunculan gelembung plasma, baik gelembung plasma setelah matahari terbenam maupun gelembung plasma setelah tengah malam. Hal ini disebabkan aktivitas geomagnet sepanjang tahun 2009 dikategorikan kecil atau tidak ada gangguan dengan rata-rata dibawah -30 *nT* seperti ditunjukkan pada Gambar 3-3.

4. KESIMPULAN

Gelembung plasma menyebabkan penurunan TEC dan sintilasi ionosfer. Sinyal satelit yang melewati gelembung plasma akan mengalami gangguan sehingga menurunkan tingkat akurasinya. Dengan metoda yang dikembangkan pada penelitian ini telah dilakukan pengamatan gelembung plasma menggunakan GPS TEC di Pontianak pada tahun 2009 yaitu saat minimum aktivitas

ISBN : 978-979-1458-64-1

matahari. Gelembung plasma hasil pengamatan dibedakan dalam dua tipe yaitu tipe kemunculan setelah matahari terbenam dan setelah tengah malam. Setiap kemunculan gelembung plasma juga disertai kejadian sintilasi ionosfer. Pola kemunculan gelembung plasma setelah matahari terbenam tertinggi pada bulan-bulan ekuinok dengan ekuinok Maret-April lebih tinggi berbanding dengan ekuinok September-Oktober. Kemunculan gelembung plasma setelah tengah malam mempunyai pertumbuhan yang lebih kecil sehingga diduga merupakan pelemahan dari pertumbuhan gelembung plasma setelah matahari terbenam yang muncul pada bulan September. Pola kemunculan gelembung plasma setelah matahari terbenam dari pengamatan di Pontianak ini mempunyai kemiripan dengan hasil penelitian serupa di Kototabang yaitu kemunculan tertinggi pada bulan-bulan ekuinok. Untuk gelembung plasma tipe kemunculan setelah tengah malam mempunyai perbedaan dengan laporan dari penelitian serupa yang dilakukan di Kototabang. Perbedaan ini mungkin disebabkan faktor lokal yang mempengaruhi ITCZ *(inter-tropical convergence zone*) dan troposfer. Pengaruh medan geomagnet tidak tampak pada pola kemunculan dua tipe gelembung plasma karena aktivitas geomagnet sepanjang tahun 2009 dikategorikan kecil atau tidak ada gangguan dengan rata-rata dibawah -30 nT.

DAFTAR RUJUKAN

Abdu, M.A., *Equatorial Ionosphere–Thermosphere System: Electrodynamics and Irregularities*, Advances in Space Research, 35, 771–787, 2005.

Abdu, M.A., Iyer, K.N., de Medeiros, R. T., Batista, I.S., and Sobral, J. H. A., Thermospheric Meridional Wind Control of Equatorial Spread F and Evening Prereversal Electric Field, *Geophys. Res. Lett., VOL. 33, L07106*, 4 PP., 2006 doi:10.1029/2005GL024835. 2006.

---, *GPS Ionospheric Scintillation & TEC Monitor (GISTM) User's Manual*. GSV GPS Silicon Valley. 2007.

Heelis, R.A., Stoneback, R., Earle, G.D., Haaser R.A and Abdu M.A., Medium-scale Equatorial Plasma Irregularities Observed by Coupled Ion Neutral Dyanamic Investigation Sensors Aboard the Communication Navigation Outage Forecast System in a Prolonged Solar Minimum, *J. Geophys. Res., 115. A10321, doi: 10.1029/2010JA015596*, 2010.

Huang, C.Y., Burke, W.J., Machuzak, J.S., Gentile, L.C., and Sultan, P.J., DMSP Observations of Equatorial Plasma Bubbles in The Topside Ionosphere Near Solar Maximum, J. Geophys. Res, 106 (A5), 8131–8142, 2001.

Klobuchar, *Design and Characteristics of The GPS Ionospheric Time-Delay Algorithm for Single Frequency Users,* Proceedings of PLANS'86 – Position Location and Navigation Symposium, Las Vegas, Nevada, p. 280–286, 4–7 November, 1986.

McClure, J.P., Hanson, W.B., Hoffman, J.H., Plasma Bubbles and Irregularities in The Equatorial Ionosphere, J. Geophys. Res., 82 (19), 2650–2656. 1977.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Mendillo, M., Baumgardner, J., Airglow Characteristics Of Equatorial Plasma Depletions, J. Geophys. Res., 87 (A9), 7641–7652, 1982.

Ogawa T, Otsuka Y., Shiokawa K., Saito A., and Nishioka M., Ionospheric Disturbances Over Indonesia and Their Possible Association with Atmospheric Gravity Waves from The Troposphere, J. Meteor. Soc. Japan, CPEA Special Issue, 84A, 327-342, 2006.

Otsuka Y., Shiokawa., Nishioka M and Effendy, VHF Radar Observations of Post-Midnight F-Region Field-Aligned Irregularities over Indonesia During Solar Minimum, Indian Journal of Radio and Space Physics, 41,199-207, 2012.

Tsunoda, R.T., Control of The Seasonal and Longitudinal Occurance of Equatorial Scintilatioans by The Longitudinal Gradient in Integrated E Region Pedersen Conductivity, J. Geophys. Res., 90, 447, 1988.

Tsunoda R.T., On Seeding Equatorial Spread F During Solstice, Geophys. Res. Lett., 37. L05102. doi: 10.1029/2011JA016798, 2010.

Whalen, J.A., Equatorial Bubbles Observed at The North and South Anomaly Crest: Dependence on Season, Local Time and Dip Latitude, Radio Science 32 (4), 1559–1566, 1997.

Woodman, R.F., La Hoz, C., Radar Observations of F Region Equatorial Irregularities, J. Geophys. Res., 81 (31), 5447–5466, 1976.

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANALISIS DAMPAK PENINGKATAN AKTIVITAS MATAHARI TERHADAP PERUBAHAN *TOTAL ELECTRON CONTENT (TEC)*

Dessi Marlia dan Asnawi Husin
Pusat Sains Antariksa- LAPAN
dessy_m@bdg.lapan.go.id

Abstract

The Solar activity impact on changes in the electron density of the ionosphere. The disturbances of the ionosphere could cause be interupted on propagation radio signals. Interference occurs of them error distance / position measurement, occurring fluctuations amplitude, and distortion in the phase , thereby degradation signals and reducing the level of accuracy. Monitoring TEC (Total Electron Content) towards to maximum of the solar activity in period of 2012 was done using receiver GISTM (GPS Ionospheric Scintillation and TEC monitor) from the observation station Pontianak with latitude and longitude (-0.06, 109.4). Based on the events of flares class X.5.4 from the active region N17E27 11429 and CME (Coronal Mass Ejection) with speed up to 2544 km/s on 7 march 2012 caused geomagnetic strom on 9 march 2012 with minimum Dst index -133 nT. The results and analysis using a simple statistical method, showing increasing of daily VTEC values (Vertical Electron Content) on 9 march 2012 up to 70 TECU. In order to compare it with the median value about 59 TECU, and standard deviations about 10 TECU and occurences of flares class C region S30E71 DSF (Disappearing Solar Filament) on 19 april 2012 at 15: 24 UT followed CME with speed up to 400 km/s caused a geomagnetic strom on 24 april 2012 with minimum Dst- index -107 nT at 05.00 UT. The results and analysis showing increasing of daily VTEC values on 24 april 2012 at 05.00 UT up to 69 TECU and in order to compare it with median value about 61 TECU and standard deviations about 12 TECU.
Keywords: *GPS, ionosphere, TEC, Geomagnetic Strom , flares and CME.*

Abstrak

Aktivitas matahari berdampak pada perubahan kerapatan elektron di ionosfer. Ionosfer yang terganggu dapat menimbulkan gangguan pada propagasi sinyal radio. Gangguan yang timbul diantaranya kesalahan dalam pengukuran jarak/posisi , terjadi fluktuasi amplitudo, dan distorsi pada fasa sehingga terjadi degradasi sinyal serta penurunan tingkat akurasi. Monitoring *TEC (Total Electron Content)* menjelang aktivitas matahari maksimum tahun 2012 dilakukan menggunakan penerima *GISTM (GPS Ionospheric Scintillation and TEC monitor)* dari stasiun pengamatan Pontianak (-0.06 LS, 109.4 BT). Flare kelas X.5.4 didaerah aktif N17E27 11429 dan *CME (Coronal Mass Ejection)* jam 01. 36 UT dengan kecepatan 2544 Km/s pada tanggal 7 Maret 2012 jam 05.10 UT mengakibatkan terjadinya badai geomagnetik pada tanggal 9 Maret 2012 pada jam 09.00 UT , dengan indeks DST -133 nT. Hasil dan Analisis menggunakan metode statistik sederhana, menunjukkan terjadi peningkatan nilai *VTEC (Vertical Electron Content)* harian pada tanggal 9 Maret 2012 menjadi 70 TECU dibandingkan dengan nilai median nya sebesar 59 TECU, dan standar deviasi sebesar 10 TECU. Flare kelas C didaerah S30E71 DSF *(Disappearing Solar Filament)* pada tanggal 19 April 2012 pada jam 15:24 UT diikuti CME dengan kecepatan 400 Km/s mengakibatkan terjadinya badai geomagnetik pada tanggal 24 April 2012, dengan indeks Dst -107 nT pada jam 05.00 UT. Hasil dan Analisis menunjukkan peningkatan nilai VTEC harian pada tanggal 24 April 2012 menjadi 69 TECU dibandingkan dengan nilai mediannya sebesar 61 TECU dan standar deviasi sebesar 12 TECU.
Kata kunci : GPS, Ionosfer, TEC, Badai Geomagetik, flare dan CME.

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Ionosfer adalah bagian dari atsmosfer atas (100 km diatas permukaan bumi) terdiri dari elektron–elektron yang dapat mempengaruhi propagasi gelombang elektromagnetik. Propagasi gelombang elektromagnetik yang menjalar melalui lapisan tersebut berupa tambahan waktu tunda propagasi [2]. Ionosfer mempengaruhi propagasi sinyal kode GPS berupa waktu tempuh penjalaran yang besarnya tergantung dari proses penjalarannya yang besarnya tergantung pada *Total Electron Content (TEC)* di ionosfer dan frekuensi sinyal GPS. TEC adalah kandungan elektron total dalam suatu silinder berpenampang 1 meter persegi yang panjangnya sama dengan jarak dari satelit ke penerima GPS *(1 TECU sama dengan* 10^{16} *el/m2)*. Dalam kondisi normal pengaruh ionosfer pada sinyal GPS berkisar antara beberapa meter sampai beberapa puluh meter.

Aktivitas matahari adalah sumber utama dari perubahan kondisi cuaca antariksa. Data dan pengamatan matahari menunjukkan adanya siklus 11 tahun aktivitas matahari. Pada siklus maksimum, evolusi bintik matahari (SSN, *sunspot number*) meningkat dengan diikuti adanya badai matahari dengan ditandai terjadinya flare dan CME.

Badai matahari terbentuk karena terjadinya gejolak di atmosfer yang dipicu terbentuknya bintik hitam (*sunspot*). Kondisi tersebut memicu solar flare dan CME atau terlontarnya materi matahari yang juga mencapai bumi. Badai geomagnetik yang ditandai dengan indeks gangguan Dst *(Disturbance Storm Time index)* turun melebihi -100 nanotesla akan mendorong penetrasi medan listrik ke dalam ionosfer lintang rendah equatorial dan indeks Kp.

Aspek terpenting saat siklus maksimum matahari adalah rerata peningkatan ultra violet. Peningkatan ultra violet berdampak langsung pada proses ionisasi dan pemanasan termosfer dimana kerapatan ionosfer akan dipengaruhi saat aktivitas maksimum matahari, sehingga sinyal GPS akan sangat dipengaruhi oleh saat aktivitas matahari maksimum.

Makalah ini akan merumuskan masalah yaitu melihat seberapa besar perubahan TEC pada saat terjadi flare dan CME dan bagaimana variasi TEC sebelum dan sesudah adanya gangguan dari matahari, serta menganalisis perubahan aktivitas maksimum matahari periode 2012 dan dampaknya terhadap ionosfer dari pengamatan TEC menggunakan penerima GPS yaitu GISTM Pontianak (-0.06 LS dan 109.4 BT) pada kondisi ionosfer tenang dan terganggu akibat adanya flare/ CME.

2. DATA DAN METODE

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data TEC menggunakan penerima GPS yaitu GISTM adalah penerima GPS, yang menangkap sinyal frekuensi ganda f_1 (1575,42 MHz) dan f_2 (1227,26 MHz) dari satelit GPS dan secara kontinu akan merekam dua

ISBN : 978-979-1458-64-1

sinyal pseudo-range (P_1 *dan* P_2) dan fasa L_1 *dan* L_2 di stasiun pontianak dengan lintang dan bujur (-0.06 LS dan 109.4 BT), yang dimiliki oleh Lapan. GISTM dengan sistem model gsv4004b. Mengukur fase dan amplitudo dengan sampling rate 50-Hz dan sampling rate 1 Hz untuk divergensi code/ carrier, data kejadian flare berdasarkan kelasnya *(C,M,X)* bulan Maret – April tahun 2012, bisa dilihat di NOAA / SWPC. Data kemunculan CME bulan Maret – April 2012 diambil dari SOHO dan LASCO, serta data Geomagnet Dst Indeks dan Kp Indeks bulan Maret- April 2012 yang bisa diambil di WDC *for Geomagnetism* dan IAGA. Data yang akan dianalisis adalah data pengamatan bulan Maret dan April tahun 2012 dengan menggunakan metode statistika sederhana.

TEC dihitung menggunakan rumus metoda kombinasi antara pengukuran fasa (L) dan pseudo-range (P) yang merupakan TEC miring (STEC) dan secara matematis ditulis sebagai berikut [3] :

$$\mathbf{STEC = [9.483*((\ P_{L2} - P_{L1} - b_{c/a\text{-}p}) + TEC_{RX} + TEC_{cal}\ ]\ \ TEC\ Unit} \qquad \mathbf{(1)}$$

Dengan :

P_{L2} dan P_{L1} adalah pseudo-range (meter) sinyal $_{L2}$ - $_{L1}$

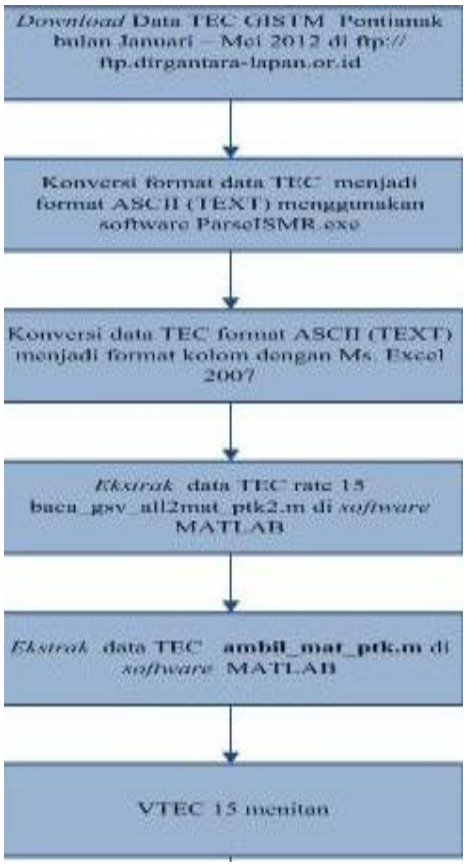
$b_{c/a\text{-}p}$ adalah bias transisi sinyal C/A ke P (dikonversi ke dalam meter dan dapat diambil di university of Berne (http://www.aiub-download.unibe.ch/CODE/P1C1.DCB). TEC_{RX} adalah besarnya TEC yang ditimbulkan dari bias penerima yaitu L1/L2. TEC_{cal} adalah TEC kalibrasi offset penerima.

Hasil persamaan (1) dikonversi untuk mendapatkan VTEC dengan menggunakan model pendekatan yang disebut model lapisan ionosfer tipis yang menganggap ionosfer berada pada ketinggian 350 km [3], yaitu dengan persamaan (2) dibawah ini :

$$\mathbf{Vertical\ TEC\ (VTEC) = STEC \times Cos[arc\ sin(R_e \cos \theta / R_e + h_{max})]} \qquad \mathbf{(2)}$$

Dimana R_e = 6378 km, h_{max} =350 km, θ = Sudut kemiringan / elevasi sinyal satelit terhadap penerima di bumi. Data yang digunakan untuk analisis adalah data dengan *lock-time* lebih dari 240 detik karena waktu tersebut diperlukan untuk detrending filter lolos atas fasa sinyal pembawa saat akan memulai kembali penguncian dan mengambil data dengan sudut elevasi *(cut off)* > 35°, dan sudut zenith 55° [3]. Adapun diagram alir metodologi penelitian ini ditunjukkan dalan Gambar 1 berikut ini :

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar.1 : Diagram Alir Metodologi Penelitian

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

a. Variasi VTEC di Pontianak saat terjadinya badai geomagnetik tanggal 9 Maret 2012

Berdasarkan kejadian flare kelas X.5.4 didaerah aktif N17E27 11429 dan CME dengan kecepatan 2544 Km/s pada tanggal 7 Maret 2012 mengakibatkan terjadinya badai geomagnetik pada tanggal 9 Maret 2012 pada jam 09.00 UT, dengan indeks Dst -133 nT (Gambar 2(a)). Dimana nilai indeks Dst menunjukkan besarnya kekuatan gangguan badai geomagnet dengan Indeks Kp pada tanggal 9 maret 2012 jam 6 UT, 7 UT, dan 8 UT menunjukkan indeks KP : 8 dan jam 9 UT – 14 UT menunjukkan nilai indeks KP : 7 (mempunyai kekuatan badai geomagnetik skala kuat).

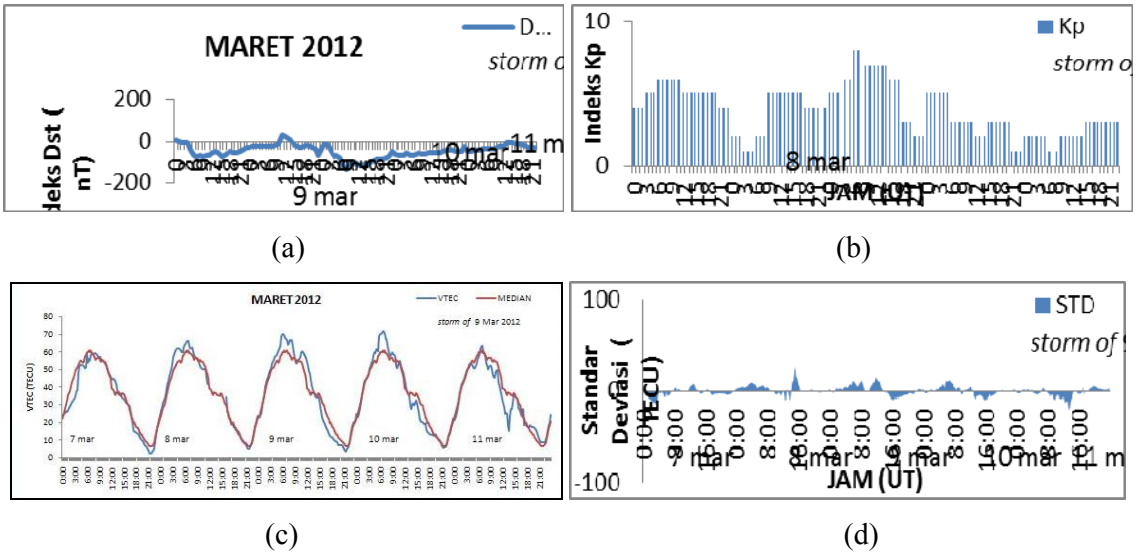
Variasi TEC ionosfer pada saat aktivitas matahari maksimum periode 2012 ditunjukkan pada data pengamatan di Pontianak pada bulan Maret tahun 2012, dimana menunjukkan variasi harian VTEC terhadap nilai median VTEC ditunjukkan Gambar 2(c) dan nilai Standar Deviasi VTEC ditunjukkan Gambar 2(d). Variasi VTEC terhadap nilai median VTEC yaitu pada tanggal 8 Maret 2012 terjadi peningkatan nilai VTEC pada jam 5.45 – 07.00 UT menjadi 62 – 66 TECU dengan nilai median sebesar 58 – 60 TECU ditunjukkan Gambar 2(c), dan nilai simpangan sekitar 4- 6 TECU ditunjukkan Gambar 2(d).

ISBN : 978-979-1458-64-1

Variasi grafik indeks Dst masa *main fase* yaitu pada tanggal 9 Maret 2012 terjadi peningkatan VTEC pada jam 6.00 – 06.15 UT sebesar 70 TECU sehingga ada kenaikan VTEC sebesar 4TECU dari hari sebelumnya, dengan nilai mediannya sebesar 59-60 TECU ditunjukkan Gambar 2(c), dan nilai simpangan sebesar 10 TECU ditunjukkan Gambar 2(d).

Variasi VTEC terhadap nilai median VTEC yaitu pada tanggal 10 Maret 2012 terjadi penurunan indeks Kp hingga mencapai 3 ditunjukkan Gambar.2(b) dan terjadi peningkatan nilai VTEC pada jam 06.00 – 07.00 UT sebesar 69 – 71 TECU dengan nilai median VTEC sebesar 59-60 TECU ditunjukkan Gambar.2(c), dan nilai simpangan VTEC sekitar 10-12 TECU ditunjukkan Gambar.2(d). Variasi VTEC terhadap nilai median VTEC yaitu pada tanggal 11 Maret 2012 terjadi penurunan nilai VTEC pada jam 06.00- 07.00 UT sebesar 14 TECU menjadi sekitar 57- 63 TECU, dengan nilai median VTEC sebesar 59- 60 TECU ditunjukkan Gambar 2(c), dan nilai simpangan VTEC sekitar -2 sampai 2 TECU (sangat kecil) ditunjukkan Gambar.2(d).

Mekanisme terjadinya badai positif menyebabkan peningkatan penetrasi didaerah medan listrik ke arah timur di daerah ekuator magnetik. Dalam kasus ini persilangan medan magnet **(B)** dengan medan listrik **(E)** di ekuator mengangkat plasma di ketinggian tertentu, selanjutnya plasma akan turun mengikuti garis geomagnet dan terkumpul di daerah lintang rendah, sehingga kerapatan plasma di lintang rendah meningkat. Itulah yang menyebabkan nilai TEC di Pontianak meningkat selama terjadinya badai geomagnetik. Peningkatan nilai TEC ini merupakan badai ionosfer positif yang mengawali respon ionosfer tak langsung terhadap CME, melalui interaksi magnetosfer-ionosfer.



(a) (b)

(c) (d)

Gambar 2. (a) Variasi indeks Dst tgl 7-11 Maret 2012, (b) Variasi indeks Kp tanggal 7-11 Maret 2012, (c) Variasi VTEC Vs Median VTEC tgl 7-11 Maret 2012, (d) Std.Deviasi VTEC tgl 7-11 Maret 2012

ISBN : 978-979-1458-64-1

b. Variasi VTEC di Pontianak saat terjadinya badai geomagnetik tanggal 24 April 2012

Flare kelas C (Flare *onset/ Imp/ Location/ Ar*) : 13: 42 ----S3OE71 DSF dan yang terjadi pada tanggal 19 April 2012 pada jam 15:24 UT dengan kecepatan (V) 400 km/s, dan CME *onset* pada tgl 19 April 2012 jam 15:24 UT. Data geomagnet yang dilihat yaitu nilai indeks Dst dan indeks Kp. Dimana nilai indeks Dst menunjukkan besarnya kekuatan gangguan badai geomagnet. Terjadinya badai geomagnetik pada tanggal 24 April 2012 dengan nilai indeks Dst minimumnya pada jam 5 UT sebesar -107 nT dan Indeks Kp pada tgl 24 April 2012 jam 00.00 -2.00 UT menunjukkan indeks KP : 7 (mempunyai kekuatan badai geomagnetik skala kuat).

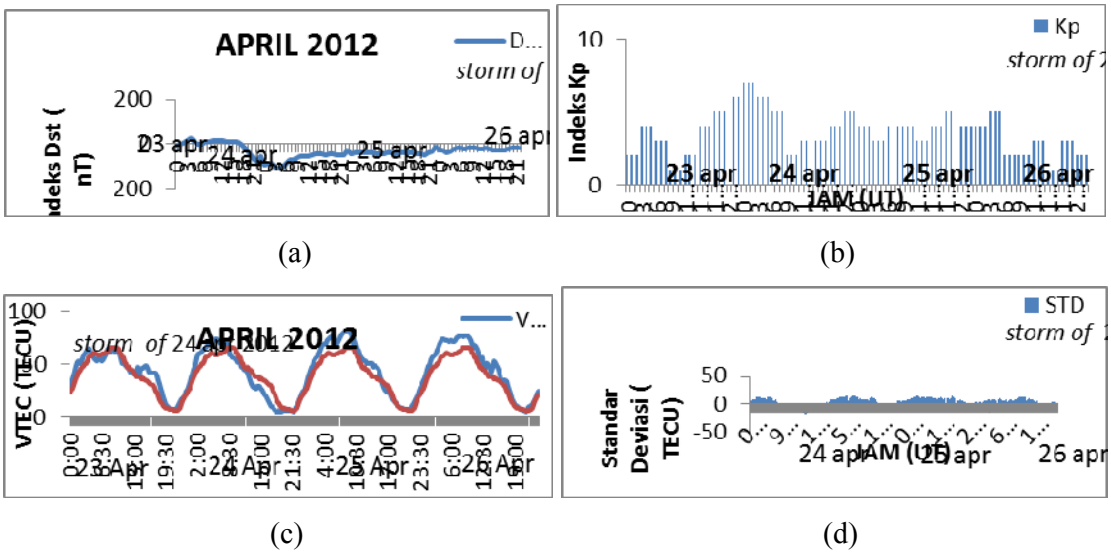
Variasi TEC ionosfer pada saat aktivitas matahari maksimum periode 2012 dari data pengamatan di Pontianak pada bulan April tahun 2012, dimana menunjukkan variasi harian VTEC terhadap nilai median VTEC ditunjukkan Gambar 3(c) dan nilai Standar Deviasi VTEC ditunjukkan Gambar 3(d). Variasi grafik indeks Dst masa *main fase* yaitu pada tanggal 24 April 2012 terjadi peningkatan nilai VTEC pada jam 05.00 – 06.15 UT menjadi 69 – 73 TECU, dengan nilai median nya sekitar 58- 61 TECU ditunjukkan Gambar 3(c), dan simpangan VTEC sekitar 12- 16 TECU ditunjukkan Gambar 3(d).

Variasi VTEC terhadap nilai median VTEC yaitu pada tanggal 25 April 2012 terjadi peningkatan nilai VTEC pada jam 05.00 – 06.15 UT menjadi 73 – 76 TECU (cukup signifikan), dengan nilai median VTEC nya sebesar 58-61 TECU ditunjukkan Gambar 3(c), dan nilai simpangan VTEC nya sebesar 10 – 12 TECU yang ditunjukkan pada Gambar 3(d).

Variasi VTEC terhadap nilai median VTEC yaitu pada tanggal 26 April 2012 terjadi penurunan nilai VTEC pada jam 03.45 – 04.30 UT sebesar 5 TECU dari hari sebelumnya menjadi 71 – 73 TECU, dengan nilai median VTEC nya sebesar 56- 58 TECU ditunjukkan Gambar 3(c), dan nilai simpangan VTEC nya sebesar 6- 8 TECU ditunjukkan Gambar 3(d).

Kemudian pada jam 09 .00 UT terjadi peningkatan VTEC kembali mencapai maksimum 77 TECU, dengan nilai median VTEC nya sebesar 65 TECU ditunjukkan Gambar 3(c), dan nilai simpangan VTEC mencapai sekitar 6 TECU ditunjukkan Gambar 3(d).

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3. (a) Variasi indeks Dst tgl 23-26 April 2012, (b) Variasi indeks Kp tanggal 23-26 April 2012, (c) Variasi VTEC Vs Median VTEC tanggal 23-26 April 2012, (d) Std.Deviasi VTEC tgl 23-26 April 2012

Mekanisme terjadinya badai positif menyebabkan peningkatan penetrasi didaerah medan listrik ke arah timur di daerah ekuator magnetik. Dalam kasus ini persilangan medan magnet **(B)** dengan medan listrik **(E)** di ekuator mengangkat plasma di ketinggian tertentu, selanjutnya plasma akan turun mengikuti garis geomagnet dan terkumpul di daerah lintang rendah, sehingga kerapatan plasma di lintang rendah meningkat. Itulah yang menyebabkan nilai TEC di Pontianak meningkat selama terjadinya badai geomagnetik. Peningkatan nilai TEC ini merupakan badai ionosfer positif yang mengawali respon ionosfer tak langsung terhadap CME, melalui interaksi magnetosfer-ionosfer.

4. KESIMPULAN

Dampak dari flare kelas X.5.4 di daerah aktif N17E27 11429 dan CME dengan kecepatan 2544 Km/s pada tanggal 7 Maret 2012 menyebabkan badai geomagnetik yang terjadi pada tanggal 9 Maret 2012 jam 9.00 UT dengan penurunan nilai indeks Dst sebesar -133nT yang menyebabkan perubahan di ionosfer. Dampak badai geomagnetik tersebut menyebabkan peningkatan nilai VTEC di Pontianak pada tanggal 7-11 Maret 2012 terhadap nilai mediannya. Fenomena dampak geomagnetik ini disebut badai positif. Peningkatan nilai VTEC di stasiun Pontianak pada tanggal 8, 9, 10, 11 Maret tahun 2012 dibandingkan nilai mediannya sebesar 60 TECU menjadi 66,70,71,63 TECU dan nilai simpangan VTEC sebesar 6,10,12,2 TECU. Dampak Flare kelas C *(*Flare *onset/ Imp/ Location/ Ar) : 13: 42 ----S3OE71 DSF* yang terjadi pada tanggal 19 April 2012 pada jam

ISBN : 978-979-1458-64-1

15:24 UT dengan kecepatan (V) 400 km/s, dan CME onset pada tgl 19 April 2012 jam 15:24 UT menyebabkan badai geomagnetik yang terjadi pada tanggal 24 April 2012 jam 5.00 UT dengan penurunan nilai indeks Dst sebesar -107 nT yang menyebabkan perubahan di ionosfer. Dampak badai geomagnetik tersebut menyebabkan peningkatan nilai VTEC di Pontianak pada tanggal 23-26 April 2012 terhadap nilai mediannya. Fenomena dampak geomagnetik ini disebut badai positif. terjadinya peningkatan VTEC di stasiun Pontianak pada tanggal 24,25,26 April tahun 2012 dibandingkan nilai median sebesar 61 TECU menjadi 73,76,73 TECU dan nilai simpangan VTEC sebesar 16,12,8 TECU.

UCAPAN TERIMA KASIH. Nat Gopalswamy. PHD- NASA atas diskusinya mengenai *space weather events of solar cycle 24*.

DAFTAR RUJUKAN

Klobuchar J., *Design And Characteristics Of The GPS Ionospheric Time-Delay Algorithm For Single Frequency Users*, in: Proceedings of PLANS'86 – Position Location and Navigation Symposium, Las Vegas, Nevada,p.280-286, 4-7 November 1986.

Gopalswamy, Nat, *Energetic Particle and Other Space Weather Events of Solar Cycle 24*, NASA Goddard Space Flight Center, Code 671, Greenbelt, MD 20771, USA.

VAN DIERENDONCK Albert John., *GSV 4004B.2007 GPS Ionospheric Scintillation & Tec Monitor (User's Manual) GISTM,* 2009.

http://www.aiub-download.unibe.ch/CODE/P1C1.DCB.

ISBN : 978-979-1458-64-1

STUDI KOMPARATIF KEMUNCULAN *POST-SUNSET* DAN *POST-MIDNIGHT EQUATORIAL SPREAD-F* DI ATAS KOTOTABANG SELAMA FASE AKTIVITAS MATAHARI MENURUN (2008-2009)

Ednofri
Loka Pengamatan Atmosfer Kototabang
ednofri_lapan@yahoo.com

Abstract

Equatorial Spread-F (ESF) is an important component of space weather because it can interfere with satellite communications systems, satellite-based navigation and radio communications. The emergence of ESF after sunset (post sunset) and after midnight (post midnight) will be studied by looking at the percentage the intensity of appearance and temporal variations in the monthly maximum during the solar minimum activity (2008-2009) over Kototabang. ESF data obtained from the FMCW ionosonde every 5 minutes. Identification of ESF events are divided into two events, namely post sunset between the hours of 18 - 00 LT and post midnight between the hours of 00 - 06 LT during the year 2008-2009. From the observation, obtained an average percentage of ESF occurrence during the year 2008 was 52,28% with 36,31% post sunset and 15,97% post midnight occurrence, while the average intensity of ESF occurrence during 2009 amounted to 56,68% with 39,49% post sunset and 17,18% post midnight occurrence. Temporal variations in the appearance of post sunset ESF maximum in May 2008 and June 2009, while the maximum for the post midnight show in May 2008 and April 2009.

Keywords: *ESF, FMCW, Solar minimum.*

Abstrak

Equatorial Spread-F (ESF) merupakan komponen penting dari cuaca antariksa karena dapat mengganggu sistem komunikasi satelit, navigasi berbasis satelit, dan komunikasi radio. Kemunculan ESF setelah matahari terbenam (*post sunset*) dan setelah tengah malam (*post midnight*) akan dipelajari dengan melihat persentase kemunculan serta variasi temporal maksimum bulanannya selama fase aktivitas matahari minimum (2008-2009) di atas Kototabang. Data ESF diperoleh dari pengamatan menggunakan ionosonda FMCW setiap 5 menit. Identifikasi kejadian ESF dibagi atas dua kejadian, yaitu *post sunset* antara pukul 18 – 00 LT dan *post midnight* antara pukul 00 – 06 LT sepanjang tahun 2008-2009. Dari hasil pengamatan, diperoleh persentase rata-rata kemunculan ESF selama tahun 2008 sebesar 52,28% dengan 36,31% kemunculan *post sunset* dan 15,97% *post midnight*, sedangkan intensitas rata-rata kemunculan ESF selama tahun 2009 sebesar 56,68% dengan 39,49% kemunculan *post sunset* dan 17,18% *post midnight*. Variasi temporal kemunculan ESF *post sunset* maksimum pada bulan Mei 2008 dan Juni 2009, sedangkan untuk *post midnight* menunjukkan maksimum pada bulan Mei 2008 dan April 2009.

Kata Kunci: ESF, FMCW, Matahari minimum.

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Salah satu bentuk iregularitas kerapatan *plasma* yang terjadi di lapisan F ionosfer setelah matahari terbenam adalah kejadian yang dikenal dengan *Equatorial Spread-F* (ESF). ESF merupakan komponen penting dari cuaca antariksa karena dapat mengganggu sistem komunikasi satelit, navigasi berbasis satelit, dan komunikasi radio. ESF teramati pada ionogram sebagai penyebaran jejak lapisan F. Salah satu penyebab terjadinya ESF adalah ketidakstabilan *Rayleigh-Taylor* (RT), yang mengakibatkan adanya gelembung plasma (*plasma bubble*).

Kejadian ESF di stasiun-stasiun ekuatorial sering dikaitkan dengan perubahan ketinggian lapisan F setelah matahari terbenam (Chandra dan Rastogi, 1972). Perubahan ketinggian lapisan F mendorong pertumbuhan iregularitas ionosfer melalui mekanisme ketidakstabilan RT. Anomali variasi ketinggian lapisan ionosfer malam hari mempunyai korelasi positif dengan waktu terjadinya ESF. Ketinggian lapisan ionosfer meningkat segera setelah matahari terbenam dan mencapai maksimum pada waktu ESF mulai muncul. Pada saat kejadian ESF setelah matahari terbenam, ketinggian lapisan F (h'F) meningkat antara 10 – 50 km dibandingkan ketinggian lapisan F pada saat tidak terjadi ESF (Ednofri, 2011).

Subba Rao dan Krishna Murthy (1994) menyelidiki terjadinya Spread-F di Trivandrum India selama fase aktivitas matahari naik dan turun serta menafsirkan perilaku musiman dalam hal mekanisme ketidakstabilan RT. Selama fase aktivitas matahari naik, puncak terjadinya Spread-F adalah setelah matahari terbenam (*post sunset*) dan lebih banyak muncul selama musim *equinox*. Selama *summer solstice* saat aktivitas matahari menurun, puncak kemunculan terlihat setelah tengah malam (*post midnight*), didahului oleh kenaikan ketinggian lapisan F secara abnormal. Puncak kemunculan ESF setelah tengah malam pernah dilaporkan di Brasil saat aktivitas matahari menurun (MacDougall *et al*., 1998).

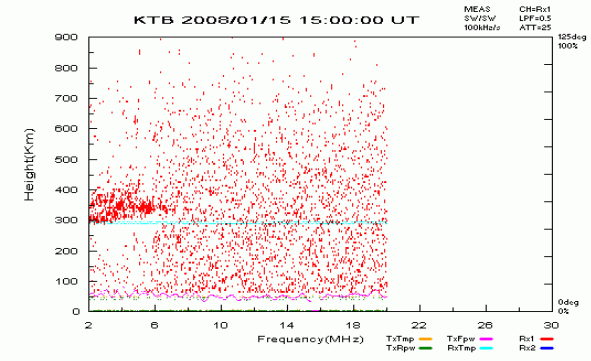
Studi ini membahas kemunculan ESF *post sunset* dan ESF *post midnight* dari hasil pengamatan ionosonda FMCW untuk memperoleh informasi variasi temporal maksimum kemunculannya dan variasi musiman di atas Kototabang selama fase aktivitas matahari menurun (2008-2009).

2. DATA DAN METODE

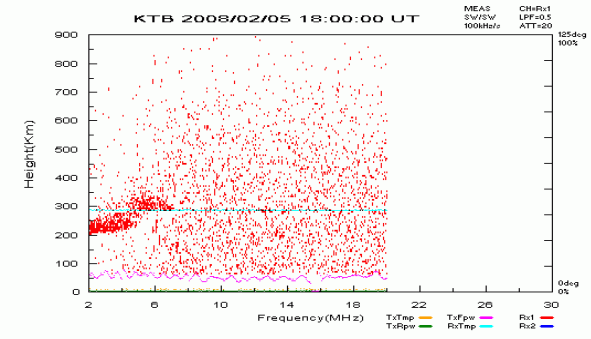
Dalam penelitian ini digunakan hasil pengamatan ionosonda FMCW di Loka Pengamatan Atmosfer Kototabang (0,2°S, 100,3°E) selama tahun 2008-2009. Data kemunculan ESF setelah matahari terbenam dan setelah tengah malam dipisahkan dan diamati untuk memperoleh informasi variasi temporal maksimum kemunculannya dengan menghitung persentase kemunculan serta variasi nilai maksimum bulanannya selama fase aktivitas matahari menurun (2008-2009).

ISBN : 978-979-1458-64-1

Identifikasi kejadian ESF dibagi atas dua kelompok yaitu kejadian ESF yang kemunculannya setelah matahari terbenam (ESF *post sunset*) antara pukul 18 – 00 LT (UT+7) dan kejadian ESF yamg muncul setelah tengah malam (ESF *post midnight*) antara pukul 00 – 06 LT (UT+7). Penentuan kelompok kejadian ESF mengacu kepada awal kemunculannya. Rangkaian kejadian ESF yang awal kemunculannya pada rentang waktu pukul 18 – 00 LT dikelompokan kedalam ESF *post sunset*, termasuk ESF yang muncul pada lewat tengah malamnya. Jadi, jika dalam satu malam muncul ESF sebelum tengah malam, maka seluruh ESF yang muncul pada malam itu adalah ESF *post sunset*. Jika awal kemunculannya pada rentang waktu pukul 00 – 06 LT dikelompokan kedalam ESF *post midnight*. Contoh kemunculan ESF di ionogram pada kedua kejadian tersebut ditunjukkan dalam Gambar 1 dan 2.



Gambar 1. Contoh kemunculan ESF di ionogram pada *post sunset.*



Gambar 2. Contoh kemunculan ESF di ionogram pada *post midnight.*

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Hasil pengolahan awal ketersediaan data, kemunculan ESF *post sunset* dan ESF *post midnight* setiap bulan selama tahun 2008-2009 ditunjukkan pada Tabel 1. Bulan November 2009 hanya ada 5 hari data pengamatan, sehingga tidak dapat digunakan dalam penelitian ini. Banyaknya

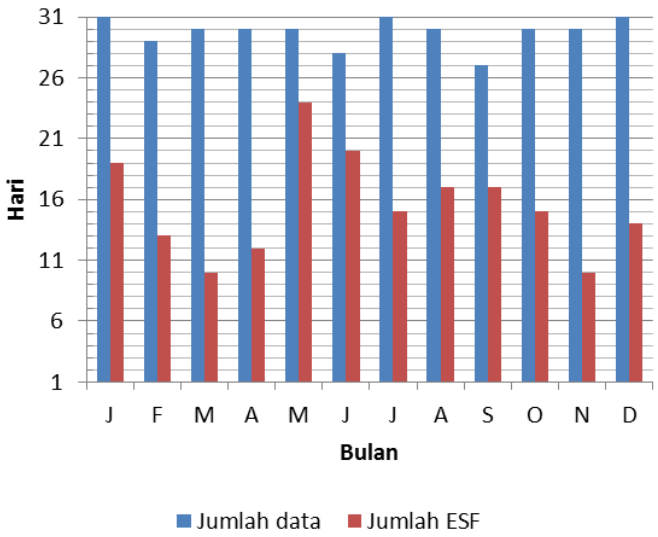
ISBN : 978-979-1458-64-1

kekosongan data pengamatan selama November 2009 disebabkan oleh kerusakan pada sistem transmit dari ionosonda FMCW.

TABEL 1. KETERSEDIAAN DATA PENGAMATAN SELAMA TAHUN 2008-2009

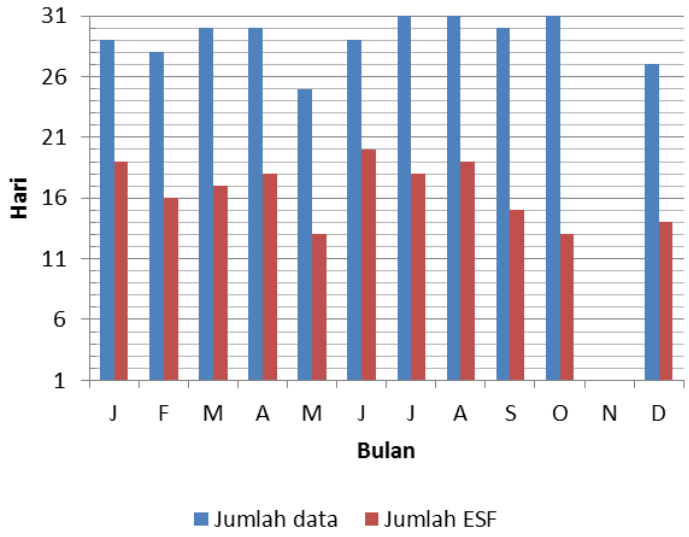
Bulan/Tahun	2008			2009		
	data	***post sunset***	***post midnight***	**data**	***post sunset***	***post midnight***
Januari	31	13	6	29	14	5
Februari	29	9	4	28	12	4
Maret	30	6	4	30	11	6
April	30	8	4	30	11	7
Mei	30	15	9	25	8	5
Juni	28	14	6	29	15	5
Juli	31	9	6	31	12	6
Agustus	30	12	5	31	13	6
September	27	13	4	30	12	3
Oktober	30	12	3	31	10	3
November	30	8	2			
Desember	31	10	4	27	9	5

Dari hasil pengolahan jumlah ketersediaan data diperoleh kemunculan ESF setiap bulannya selama tahun 2008-2009 seperti yang terlihat pada Gambar 3 dan 4.



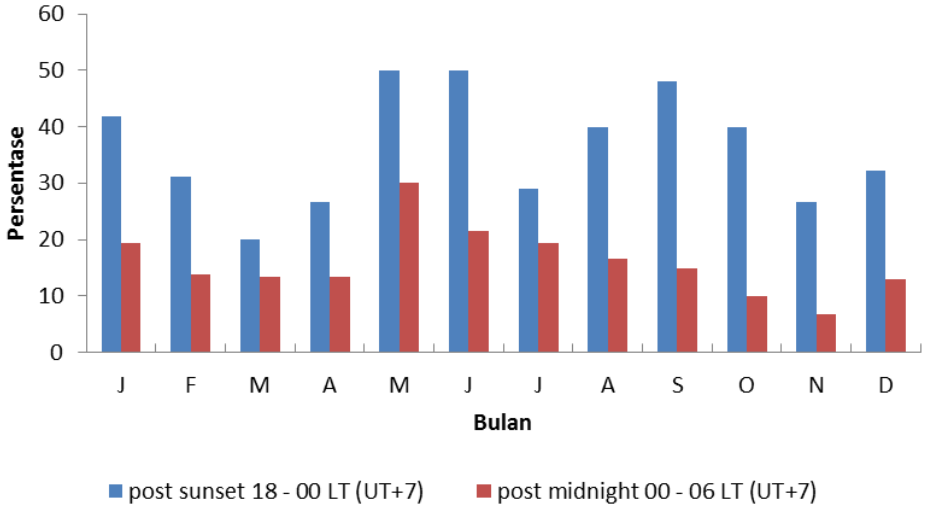
Gambar 3. Jumlah data dan kemunculan ESF setiap bulannya tahun 2008.

ISBN : 978-979-1458-64-1



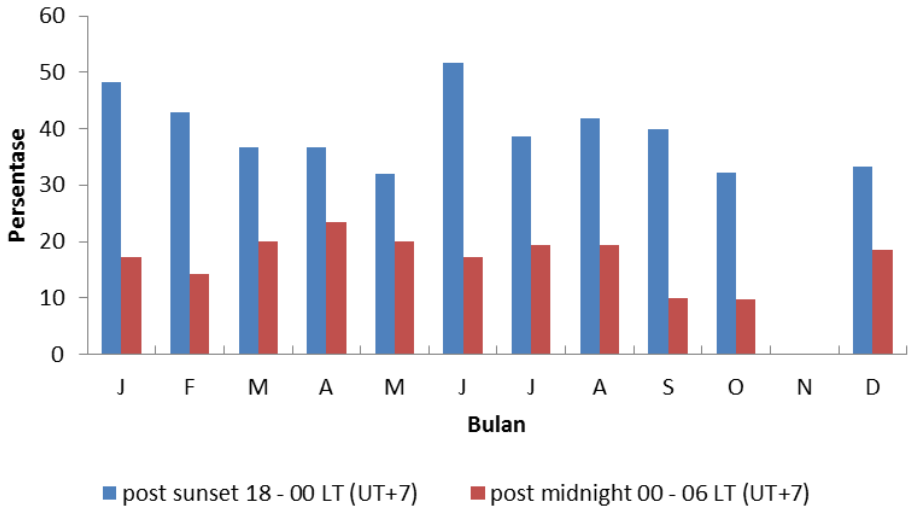
Gambar 4. Jumlah data dan kemunculan ESF setiap bulannya tahun 2009.

Dari perhitungan yang dilakukan diperoleh rata-rata untuk kemunculan ESF selama tahun 2008-2009 adalah sebesar 52,28% dan 56,68%. Hal ini menunjukkan bahwa ESF lebih banyak muncul pada tahun 2009 dibandingkan tahun 2008 selama fase aktivitas matahari menurun. Selama tahun 2008, rata-rata persentase untuk kemunculan ESF *post sunset* adalah sebesar 36,31% dan ESF *post midnight* sebesar 15,97%; dan selama tahun 2009 kemunculan ESF *post sunset* adalah sebesar 39,49% dan ESF *post midnight* adalah 17,18%. Persentase kemunculan ESF *post sunset* dan *post midnight* setiap bulannya selama tahun 2008-2009 ditunjukkan pada Gambar 5 dan 6 berikut ini.



Gambar 5. Persentase kemunculan ESF untuk *post sunset* dan *post midnight* selama tahun 2008.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 6. Persentase kemunculan ESF untuk *post sunset* dan *post midnight* selama tahun 2009.

Pada Gambar 5 dan 6 di atas, variasi temporal kemunculan ESF *post sunset* menunjukkan maksimum pada bulan Mei 2008 dan Juni 2009, sebesar 50% dan 51,72%, sedangkan untuk *post midnight* menunjukkan maksimum pada bulan Mei 2008 dan April 2009, sebesar 30% dan 23,33%. Kemunculan ESF setelah matahari terbenam terlihat lebih dominan untuk setiap bulannya dibandingkan kemunculan setelah tengah malam baik untuk tahun 2008 maupun 2009. Hal ini berlaku umum bahwa mekanisme ketidakstabilan Rayleigh Taylor (RT) mendorong pertumbuhan iregularitas ESF, dimana terjadinya *spread-F* di ekuatorial berkaitan dengan meningkatnya ketinggian lapisan F setelah matahari terbenam (Chandra and Rastogi, 1972).

4. KESIMPULAN

Kejadian *Equatorial Spread-F* setelah matahari terbenam (*post sunset*) lebih banyak muncul dibandingkan kemunculan setelah tengah malam (*post midnight*) di atas Kototabang, hal ini terlihat setiap bulannya selama aktivitas matahari menurun (2008-2009). Variasi bulanan kemunculan ESF *post sunset* maksimum pada bulan Mei 2008 dan Juni 2009, sedangkan untuk *post midnight* menunjukkan maksimum pada bulan Mei 2008 dan April 2009. Hal ini perlu diteliti lebih lanjut, berkaitan dengan faktor-faktor penyebab terjadinya *Equatorial Spread-F*.

UCAPAN TERIMAKASIH. Penulis mengucapkan terimakasih pada pihak NICT Japan yang telah mengizinkan penggunaan data ionosonda FMCW untuk penelitian ini.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DAFTAR RUJUKAN

Chandra, H., and Rastogi, R. G., "*Equatorial spread-F over a solar cycle*", Ann. Geophysicae, 28, 37–44, 1972.

Ednofri., "*Hubungan antara Perubahan Ketinggian Ionosfer dan Kemunculan Equatorial Spread-F di atas Kototabang (0.2°S, 100.3°E)*", Prosiding SNSAA 2011, Hal. 388, 978-979-1458-53-5, 2011.

Fagundes, P.R., Sahai, Y., Batista, I. S., Abdu, M. A., Bittencourt, J. A., Takahashi, H., "*Observations of day-to-day varability in precursor signatures to equatorial F-region plasma depletions*", Annales Geophysicae 17, 1053 – 1063, 1999.

MacDougall, J.W., Abdu, M. A., Jayachnadran, P. T., Cecile, J. F., and Batista, I. S., "*Pre sunrise spread-F at Fortaleza*", J. Geophys. Res., 97, 13 865–13 876, 1998.

Subba Rao, K. S.V. and Krishna Murthy, B.V., "*Seasonal Variations of Equatorial spread-F*", Ann. Geophysicae, 12, 33–39, 1994.

ISBN : 978-979-1458-64-1

STUDI KOMPARATIF KEMUNCULAN BLANKETING LAPISAN E-SPORADIS DI ATAS KOTOTABANG SELAMA FASE MATAHARI TURUN (2006) DAN NAIK (2011)

Ednofri
Loka Pengamatan Atmosfer Kototabang
ednofri_lapan@yahoo.com

Abstract

The Es Blanketing is obstruction of HF radio wave propagation by sporadic-E layer that can not be reflected by F layer. Occurrences of Es Blanketing layer above the LPA Kototabang (0.2°S, 100.3°E) during the two years of observation is for the year 2006 during decreased solar activity, and in 2011 for increased solar activity will be studied to calculate the percentage of the maximum and minimum occurrence and seasonal variation. Es Blanketing occurrence data obtained from ionogram ionosonde FMCW during 2006 and 2011. The Smoothed Sunspot Number (SSN) data is also used in this study to look at the correlation between the occurrence of Es Blanketing with solar activity. From the observations result, the percentage of occurrence Es Blanketing intensity more during decreased solar activity (2006) for each month than the increased solar activity (2011). The percentage of the number of days the Es Blanketing occurrence shows maximum in July 2006 and June 2011, and minimum in February 2006 and March 2011, this suggests that the Es Blanketing occurrence in the equatorial region is the local summer phenomenon.We also found a negative correlation between the occurrence of Es Blanketing with solar activity, where the occurrence of Es Blanketing inversely proportional to the rise and fall of solar activity.

Keywords: *Es Blanketing, Ionogram, FMCW*

Abstrak

Blanketing E_s adalah terhalanginya penjalaran gelombang radio HF oleh lapisan E-Sporadis sehingga tidak dapat dipantulkan oleh lapisan F. Kemunculan *Blanketing* E_s di atas Loka Pengamatan Atmosfer Kototabang (0,2°S, 100,3°E) selama dua tahun pengamatan yaitu untuk tahun 2006 saat fase matahari menurun dan tahun 2011 saat fase matahari menaik dipelajari untuk dihitung persentase kemunculan maksimum dan minimum serta variasi musimannya. Data kemunculan *Blanketing* E_s diperoleh dari ionogram ionosonda FMCW selama tahun 2006 dan 2011. Data *Smoothed Sunspot Number* (SSN) juga digunakan dalam studi ini untuk melihat korelasi antara kemunculan *Blanketing* E_s dengan aktivitas matahari. Dari hasil pengamatan, diperoleh persentase kemunculan *Blanketing* E_s lebih tinggi saat fase matahari menurun (2006) untuk setiap bulannya dibandingkan saat fase matahari menaik (2011). Persentase hari kemunculan *Blanketing* E_s maksimum pada bulan Juli 2006 dan Juni 2011, dan minimum pada bulan Februari 2006 dan Maret 2011, hal ini menunjukkan bahwa kemunculan *Blanketing* E_s di daerah ekuator adalah fenomena musim panas lokal, dan juga diketahui adanya korelasi negatif antara kemunculan *Blanketing* E_s dengan aktivitas matahari.

Kata Kunci: *Blanketing* E_s, Ionogram, FMCW

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Penutupan jejak lapisan F oleh lapisan *E-Sporadis* (E_s) pada ionogram dikenal dengan *Sporadic-E Blanketing* (Piggot dan Rower, 1961). *Blanketing* E_s dapat menghalangi perambatan gelombang radio HF. Gelombang radio yang seharusnya dipantulkan oleh lapisan F dihalangi dan kemudian dipantulkan oleh lapisan E_s, sehingga jarak komunikasi menjadi lebih pendek. Ketinggian lapisan ini berada dibawah lapisan F yaitu antara 80-150 km dari permukaan bumi. Beberapa teori menyatakan bahwa mekanisme kemunculan lapisan E ionosfer dipicu oleh adanya radiasi dari matahari. Sedangkan mekanisme kemunculan lapisan *E-Sporadis* disebabkan oleh peristiwa *windshear* dan memiliki korelasi dengan peristiwa hujan meteor (Jiyo *et al*, 2005).

Berdasarkan pengaruhnya pada komunikasi HF, lapisan E_s dapat dibagi menjadi dua jenis yaitu *Blanketing* dan *Non-Blanketing*. E_s tipe *Blanketing* dapat menutupi lapisan di atasnya, yaitu lapisan F1 dan F2. Beberapa kejadian lapisan E_s menghasilkan *Total Blanketing* yang menutupi seluruh lapisan yang ada di atasnya, sehingga menyebabkan kegagalan komunikasi HF. E_s ini lebih sering terjadi di lintang menengah (Oynloye, 1973).

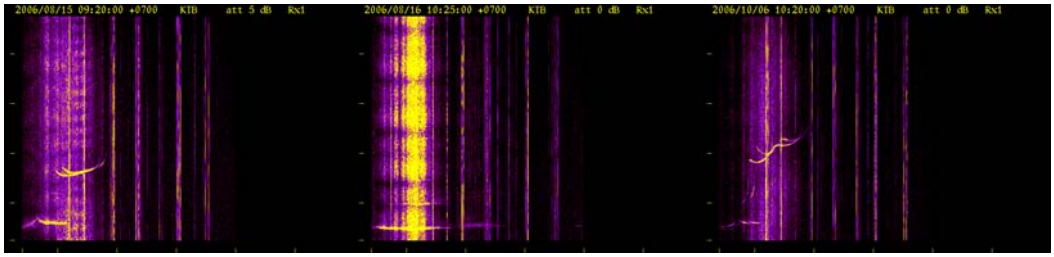
Studi ini dilakukan untuk membahas kemunculan *Blanketing* E_s, dari hasil pengamatan ionosonda FMCW tahun 2006 saat aktivitas matahari menurun dan tahun 2011 saat aktivitas matahari menaik di atas Loka Pengamatan Atmosfer Kototabang. Tujuannya mengetahui variasi musiman kemunculan lapisan *E-Sporadis* di atas Kototabang dan juga korelasi kemunculannya dengan bilangan sunspot selama kedua fase aktivitas matahari tersebut.

2. DATA DAN METODE

Data kemunculan *Blanketing* E_s diperoleh dari ionogram ionosonda FMCW Kototabang hasil pengamatan selama tahun 2006 dan 2011. Penentuan kemunculan lapisan *E-Sporadis* tipe *Blanketing* didasarkan atas penutupan lapisan F1 dan F2 oleh lapisan E_s (*Partial* dan *Total Blanketing* E_s) pada siang hari antara jam 07.00 – 17.00 WIB (UT+7). Kemudian data yang diperoleh dibandingkan dengan jumlah kejadian *E-Sporadis* tipe *Non-Blanketing*. *E-Sporadis* tipe *Non-Blanketing* adalah lapisan *E-Sporadis* yang tidak menutupi lapisan F1 dan F2. Ionogram yang terekam pada ionosonda FMCW setiap 5 menitan, yang berarti ada 120 ionogram yang akan diamati untuk melihat kemunculan *Blanketing* E_s dari jam 07.00 – 17.00 WIB (UT+7). Data *Smoothed Sunspot Number* (SSN) yang diunduh dari ftp.ngdc.noaa.gov juga digunakan dalam studi ini untuk melihat korelasi antara kemunculan lapisan *Blanketing* E_s dengan aktivitas matahari selama fase matahari menurun (2006) dan menaik (2011), terkait proses ionisasi matahari terhadap pembentukan lapisan-lapisan ionosfer.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Contoh tampilan ionogram FMCW yang menunjukkan kemunculan lapisan *E-Sporadis* tipe *Partial Blanketing*, *Total Blanketing* dan *Non-Blanketing* ditunjukkan pada Gambar 1 berikut:



(a) (b) (c)

Gambar 1. Contoh tampilan ionogram ketika terjadi *E-Sporadis* tipe (a) *Partial Blanketing*, (b) *Total Blanketing*, dan (c) *Non-Blanketing*

Persentase kemunculan *E-Sporadis* terlepas dari klasifikasinya ke dalam tipe *Blanketing* dan *Non-Blanketing* diperoleh dengan menggunakan persamaan berikut :

$$\% \text{ kemunculan } E_s = \frac{N_{Es}}{N_{Es} + N_n} \times 100 \qquad (1)$$

Dimana N_{Es} adalah jumlah hari kemunculan E_s dalam satu bulan, N_n adalah jumlah hari tanpa kemunculan E_s. Persamaan yang sama juga digunakan untuk menentukan persentase masing-masing kemunculan *E-Sporadis* tipe *Blanketing* dan *Non-Blanketing*.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

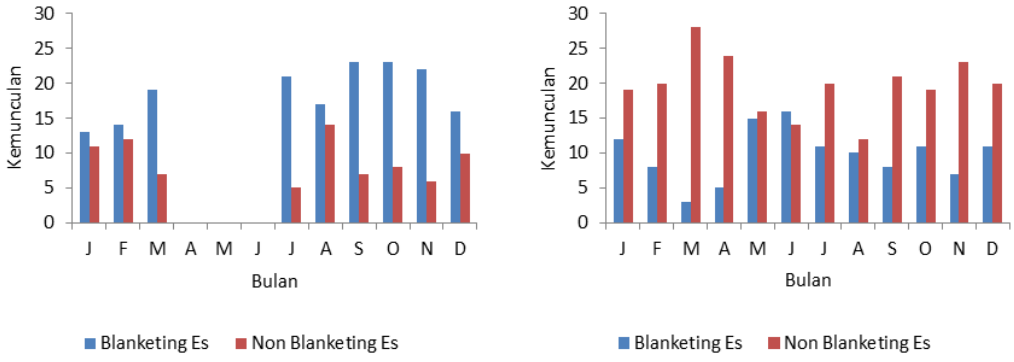
Selama tahun 2006 diketahui bulan April, Mei, Juni tidak ada data (kosong). Dari pengolahan data diperoleh jumlah hari kemunculan *Blanketing* E_s dan *Non-Blanketing* E_s selama tahun 2006 dan 2011 seperti ditunjukkan pada Tabel 1 yang kemudian diplot pada Gambar 2.

TABEL 1. KETERSEDIAAN DATA PENGAMATAN *E-SPORADIS* UNTUK TAHUN 2006 DAN 2011.

Bulan/Tahun	**2006**			**2011**		
	E_s	***Blanketing***	***Non-Blanketing***	***E_s***	***Blanketing***	***Non-Blanketing***
J	24	13	11	31	12	19
F	26	14	12	28	8	20
M	26	19	7	31	3	28
A				29	5	24

ISBN : 978-979-1458-64-1

M				31	15	16
J				30	16	14
J	26	21	5	31	11	20
A	31	17	14	22	10	12
S	30	23	7	29	8	21
O	31	23	8	30	11	19
N	28	22	6	30	7	23
D	26	16	10	31	11	20



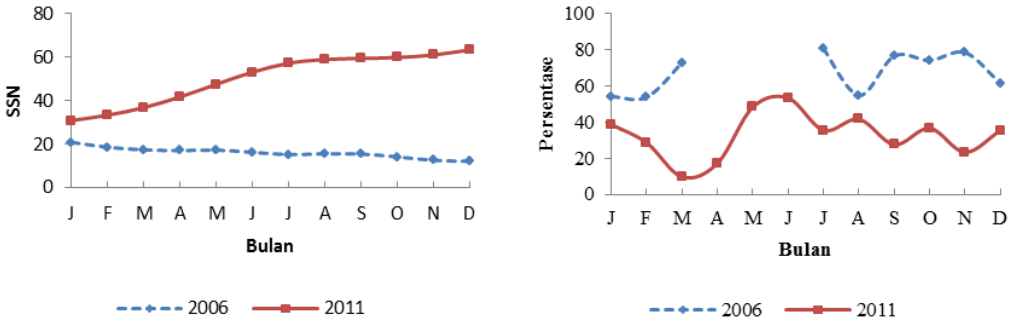
(a) (b)

Gambar 2. Kemunculan *E-Sporadis* tipe *Blanketing* dan *Non-Blanketing* selama (a) tahun 2006 dan (b) tahun 2011

Pada Gambar 2.a terlihat bahwa selama aktivitas matahari menurun (2006), kemunculan *Blanketing* E_s lebih banyak terjadi dibandingkan dengan *Non-Blanketing* E_s setiap bulannya. Hal sebaliknya terlihat pada Gambar 2.b saat aktivitas matahari menaik (2011), dimana kemunculan *Blanketing* E_s lebih sedikit dibandingkan *Non-Blanketing* E_s setiap bulannya. Perbedaan kemunculan ini dapat dijelaskan atas dasar peristiwa *counter-electrojet*. Rastogi (1974) telah menunjukkan bahwa peristiwa *counter-electrojet* di Kodaikanal kebanyakan terjadi pada jam-jam sore dengan kejadian kecil di pagi hari dan hampir tidak muncul sekitar siang hari. Selanjutnya, peristiwa *counter-electrojet* maksimum selama tahun sunspot rendah dan minimum selama tahun sunspot tinggi. Dengan demikian, dari pengamatan setiap hari dan variasi siklus matahari didapati kemiripan untuk terjadinya *Blanketing Es* dengan peristiwa *counter-electrojet*.

Peningkatan dan penurunan kemunculan *Blanketing* E_s berbanding terbalik (negative corellation) dengan aktivitas matahari yang diwakili oleh SSN seperti ditunjukkan pada Gambar 3 berikut:

ISBN : 978-979-1458-64-1



(a) (b)

Gambar 3. Grafik (a) *Smoothed Sunspot Number* (SSN) dan (b) persentase kemunculan *Blanketing* E_s selama tahun 2006 dan 2011.

Persentase kemunculan *Blanketing* E_s setiap bulannya selama tahun 2006 dan 2011 ditunjukkan pada Gambar 3.b di atas. Dari perhitungan yang dilakukan diperoleh rata-rata persentase kemunculan *Blanketing* E_s selama tahun 2006 dan 2011 adalah sebesar 73,08% dan 35,48%. Persentase jumlah hari kemunculan *Blanketing* E_s menunjukkan maksimum pada bulan Juli 2006 dan Juni 2011, sebesar 80,77% dan 53,33% dan minimum pada bulan Februari 2006 dan Maret 2011, sebesar 53,85% dan 9,68%. Frekuensi kemunculan *Blanketing* E_s lebih sering terjadi selama musim panas lokal (Juni-Juli) untuk setiap tahunnya. Hasil ini sesuai dengan hasil penelitian sebelumnya yang dilakukan oleh Chandra dan Rastogi (1975) dengan menggunakan ionosonda di Kodaikanal, India, yang menyimpulkan bahwa *Blanketing* E_s di ekuator adalah fenomena musim panas lokal. Selanjutnya mereka juga menemukan jumlah hari kemunculan *Blanketing* E_s berkorelasi terbalik dengan aktivitas matahari. Selama bulan-bulan musim panas tahun 1954 saat sunspot rendah, *Blanketing* E_s terlihat sekitar 18-20 hari per bulan sedangkan selama bulan-bulan musim panas tahun 1958, *Blanketing* E_s terlihat hanya sekitar 10 hari per bulan. Studi tentang kemunculan *E-Sporadis* di Ibadan India oleh Oyinloye (1969) juga menunjukkan frekuensi yang lebih tinggi untuk kejadian selama bulan Juni (musim panas lokal) dan juga korelasi terbalik dengan jumlah sunspot.

4. KESIMPULAN

Blanketing E_s yang menutupi lapisan F1 dan F2 di atas Kototabang lebih banyak terjadi dibandingkan dengan *Non-Blanketing* E_s setiap bulannya pada fase aktivitas matahari menurun (2006), sedangkan disaat fase aktivitas matahari menaik (2011) kemunculan *Blanketing* E_s lebih sedikit untuk setiap bulannya dibandingkan dengan *Non-Blanketing* E_s, hal ini didasari atas peristiwa *counter-electrojet* yang maksimum selama tahun sunspot rendah dan minimum selama

ISBN : 978-979-1458-64-1

tahun sunspot tinggi, yang berarti adanya korelasi negatif antara kemunculan *Blanketing* E_s dengan aktivitas matahari. Hal ini perlu diteliti lebih lanjut, berkaitan dengan faktor-faktor penyebab terjadinya *Blanketing* E_s. Frekuensi kemunculan *Blanketing* E_s lebih sering terjadi selama musim panas lokal (Juni-Juli) selama tahun 2006 dan 2011 (local summer phenomenon).

***UCAPAN TERIMAKASIH*.** Penulis mengucapkan terimakasih pada pihak NICT Japan yang telah membolehkan penggunaan data ionosonda FMCW untuk penelitian ini.

DAFTAR RUJUKAN

Chandra H & Rastogi, R. G, "*Blanketing sporadic-E layer near the magnetic equator"*, J Geophys Res (USA), 80 (1975) pp 149–153.

Jiyo, A., Gunawan Admiranto, G., Wikantho, "*Peningkatan Kerapatan Elektron Lapisan E-Sporadis di atas Tanjungsari dan Pameungpeuk pada saat Terjadi Badai Meteor Leonid Tahun 2001"*, Warta LAPAN, Vol. 7 No. 1,2 halaman 25-32, 2005.

Oynloye, J. O., "*A comparison study of the occurrence of equatorial Es and daytime blanketing in the magnetic equatorial zone"*, Rad. Sci., 4, 765-769, 1969.

Oynloye, J. O., "*An empirical approach to the study of blanketing Es-layer"*, Planetary Space Sci., 21, 889 – 898, 1973.

Piggot, W.R., and K. Rower, "*URSI Hand Book of Ionograms Interpretation and Reduction",* P. 45, Elsevier, New York, 1961.

Rastogi, R.G., "*Westward equatorial electrojet during daytime hours"*, J. Geophys. Res., (79, 1503, 1974).

ISBN : 978-979-1458-64-1

PROGRAM *DOWNLOAD* DAN *UPLOAD* DATA GPS OTOMATIS UNTUK LAYANAN INFORMASI IONOSFER MELALUI FILE TRANSFER PROTOCOL

Elyyani dan Buldan Muslim
Pusat Sains Antariksa – LAPAN
elly_lapan@yahoo.com; mbuldan@yahoo.co.id

Abstract

Wave propagation performance of system radio that reflected or through the ionosphere such as communication systems HF is greatly affected by the ionosphere dynamics. This ionospheric dynamics is strongly influenced by solar activity, geomagnet, thermosphere, mesosphere and the lithosphere. To improve the performance of HF radio system, the information about the ionospheric dynamics will be developed since it is very needed by the users of the radio system because it can be used as an operational guideline to mitigate the effects of the ionosphere on radio systems. Information was obtained from the ionospheric GPS data are already available in the FTP (File Transfer Protocol) server that can be downloaded and then processed for ionospheric modeling. Using the FTP will be fasilitate the problem of data exchange process as the download and upload data process. By knowing the download and upload data automatically via FTP information about ionospheric dynamics will be delivered in expected near real time and accurate to the HF radio system user.

Keywords : *ionospheric dynamics, download, upload, ftp, GPS*

Abstrak

Sistem radio yang propagasi gelombangnya dipantulkan atau melalui media ionosfer seperti sistem komunikasi HF yang kinerjanya sangat dipengaruhi oleh kondisi dinamika ionosfer. Dinamika ionosfer sangat dipengaruhi oleh aktivitas matahari, geomagnet, termosfer, mesosfer dan litosfer. Untuk meningkatkan kinerja sistem radio HF tersebut maka informasi tentang dinamika ionosfer perlu dikembangkan mengingat informasi ini sangat dibutuhkan oleh para pengguna sistem radio karena dapat digunakan sebagai pedoman operasional dalam mitigasi efek ionosfer pada sistem radio tersebut. Informasi ionosfer ini diperoleh dari data GPS yang sudah tersedia dalam server FTP (File Transfer Protocol) sehingga dapat di-*download* kemudian diproses untuk pemodelan ionosfer. Penggunaan FTP dapat menjembatani permasalahan dalam proses pertukaran data baik untuk proses dwonload maupun proses *upload* datanya. Dengan diketahuinya proses *download* dan *upload* data secara otomatis melalui FTP diharapkan penyampaian informasi dinamika ionosfer secara near real time dan akurat dapat sampai kepada pengguna sistem radio HF.

Kata kunci: dinamika ionosfer, *download*, *upload*, ftp, GPS

1. PENDAHULUAN

Kita ketahui bahwa kondisi ionosfer Indonesia selalu berubah tiap menit, jam, hari, bulan dan tahun. Hal ini ditinjau menurut tingkat aktivitas matahari, geomagnet, termosfer dan mesosfer serta atmosfer di bawahnya. Tingkat aktivitas matahari sangat mempengaruhi iklim cuaca antariksa.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Bila aktivitas matahari meningkat dan dalam kondisi aktif, akan menghasilkan bintik matahari dan flare yang dapat mempengaruhi lapisan ionosfer baik jangka pendek maupun jangka panjang.

Secara spasial ionosfer Indonesia mengalami anomali ionisasi karena pengaruh kombinasi drift elektrodinamika dan difusi gravitasi bumi yang menjadikan ionosfer Indonesia memiliki kerapatan maksimum di sekitar lintang geomagnet 15 – 18 derajat (5-8 lintang geografi). Anomali ionisasi itu sendiri terjadi sekitar jam 12 LT dan 18 LT.

Kita mengenal teknologi komunikasi radio menggunakan frekuensi HF, dimana teknologi tersebut pada saat ini memang berkembang sangat pesat. Kendala sering kali terputusnya atau terganggunya komunikasi ini disebabkan oleh sifat ionosfer yang selalu berubah-ubah, hal ini dapat diatasi dengan pemilihan frekuensi kerja yang tepat. Sistem ALE (*Automatic Link Establishment*) melakukan pemantauan kualitas sinyal untuk berbagai frekuensi secara rutin dan ketika diperlukan untuk berkomunikasi akan memilih secara otomatis frekuensi kerja yang digunakan (Suhartini, 2008). Sistem ini membuat komunikasi dapat berlangsung dengan baik dengan menggunakan kanal/frekuensi yang tepat, misalnya menggunakan antena frekuensi multi-band. Sehingga apabila komunikasi radio HF gagal pada suatu frekuensi, dapat dialihkan ke frekuensi lain yang lebih baik. Penggunaan antena multi-band ini dimungkinkan, dengan memodifikasi perangkat lunak *mobile unit* dan juga *base station unit* agar dapat berganti frekuensi secara otomatis.

Komunikasi radio HF jarak dekat (dalam satu atau dua propinsi) sangat tergantung pada kondisi lapisan ionosfer, ada dua syarat agar komunikasi ini dapat terus berlangsung yaitu :

- Memilih frekuensi yang lebih rendah dari frekuensi kritis lapisan ionosfer.
- Frekuensi yang dipilih tidak terlalu rendah untuk meminimalkan efek absorbsi lapisan ionosfer.

Dengan dua syarat tersebut maka frekuensi kerja yang digunakan hendaknya berada dalam rentang frekuensi optimum yang nilainya sekitar 80 – 90 % dari frekuensi kritis lapisan F ionosfer. Informasi ionosfer ini sangat diperlukan oleh para operator radio HF sebagai pedoman dalam operasionalnya, informasi ionosfer tersebut diperoleh dari data GPS yang sudah tersedia pada FTP (File Transfer Protocol) sehingga dapat di-*download* kemudian diproses untuk pemodelan ionosfer. Model yang dihasilkan dapat digunakan untuk mendapatkan informasi foF2 ionosfer yang perlu di-*upload* secara otomatis. Untuk mendukung layanan informasi ionosfer tersebut digunakan metode FTP sebagai fasilitas untuk melakukan proses *download* dan *upload* datanya. Sehingga layanan informasi ionosfer ini diharapkan dapat menyediakan data ionosfer secara cepat dan akurat bagi operator radio HF.

ISBN : 978-979-1458-64-1

2. DATA DAN METODE

Data yang diperlukan untuk mendapatkan informasi ionosfer mendekati real time adalah data GPS dan yang terkait yang dapat di-*download* dari sumber di server ftp sebagai berikut:

Data input:

- Data GPS: Misalnya data GPS NTUS dengan nama ntusyyy0.09d.Z dapat di-*download* melalui jaringan FTP dengan alamat : *ftp:// cddis.gsfc.nasa.gov'*. yyy menunjukan hari dalam setahun, 09 menunjukkan tahun 2009.
- Data orbit GPS real time: Nama file dapat dibuat secara umum dengan iguwwwwd.sp3 yang mana wwww menunjukkan minggu GPS (d: hari dalam satu minggu, 0 Ahad, 1 Senin, 2 Selasa). Data ini dapat di-*download* melalui jaringan FTP dengan alamat : ftp:// cddis.gsfc.nasa.gov'
- Data bias receiver, satelit dan kode: misalnya data bias receiver untuk P1P2yymm.DCB, P1P2yymm_All.DCB, P1C1yymm.DCB dapat di-*download* melalui jaringan FTP dengan alamat : ftp://unibe.ch

Data output:

- Data hasil pemodelan dari data GPS adalah data TEC yang diberi nama TEC ntusyyymmdd09t.zip dan model TEC dalam bentuk gambar diberi nama file TEC ntusyyymmdd.png dan peta foF2 yang filenya diberi nama foF2yyymmdd.png data hasil diatas akan di-*upload* ke server FTP :

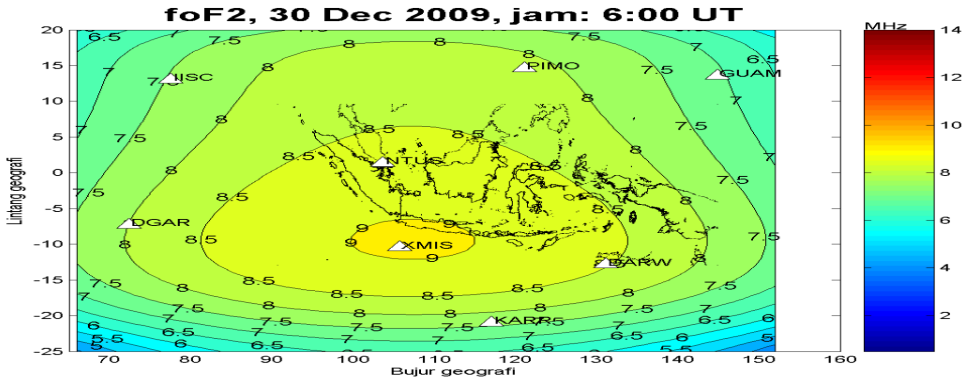
ftp://ftp.bdg.lapan.go.id/Ionosfer_dan_Telekomunikasi/IONOSFER_INDONESIA/Jaman

dengan hasil tampilan sebagai berikut (gambar 2-11):

Gambar 2-1. Data FoF2 yang tersimpan di server FTP Lapan Bandung

ISBN : 978-979-1458-64-1

Data di atas tersimpan pada server FTP Lapan Bandung melalui pembagian folder-folder berdasarkan spesifikasi nama datanya, data tersebut merupakan data prediksi TEC dan FoF2 jam-an. Pada Gambar 2-2 menunjukan data FoF2 harian pada tanggal 30 Desember 2009 pada jam 6, data tersebut sudah tersimpan pada folder yang ada di FTP. Proses *upload*-nya dapat dilakukan setiap hari sedangkan untuk proses *download*-nya dapat dilakukan secara otomatis.



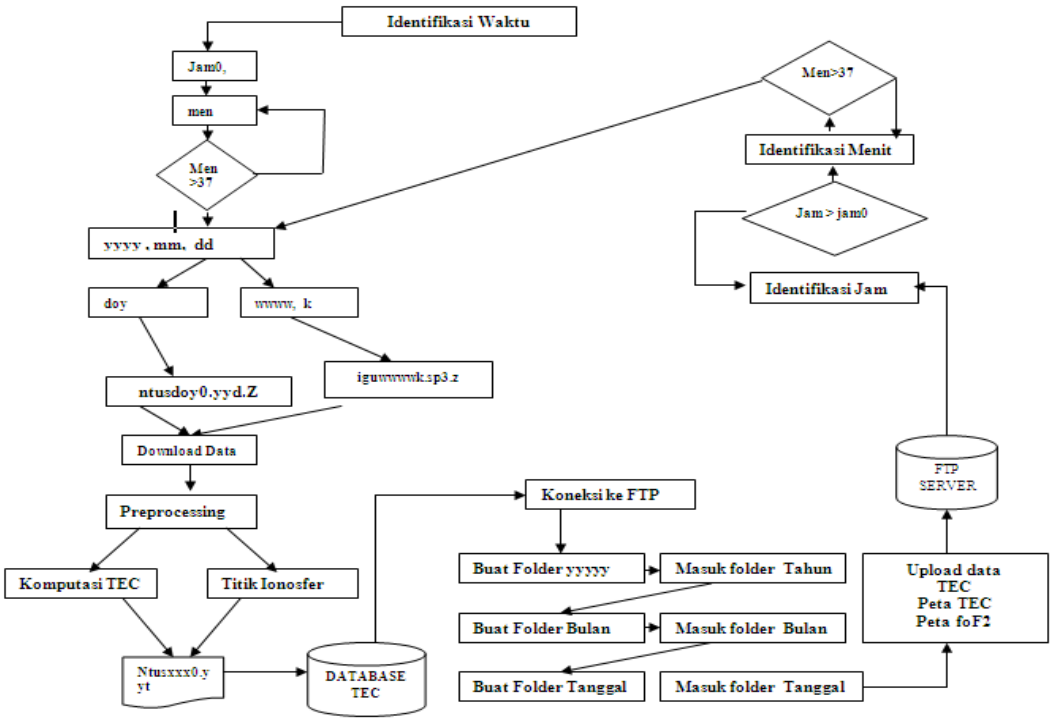
Gambar 2-2. Data FoF2 Harian

Metodologi yang digunakan pada program *upload* dan *download* data GPS ini dapat dilihat pada diagram alir dibawah ini :

Penjelasan mengenai program :

- Dilakukan identifikasi waktu terhadap PC ketika pertama kali software dikembangkan.
- Jika menit > 37 dilakukan proses pengkonversian informasi waktu PC ke nama file data GPS dan orbit GPS.
- Setelah itu akan dilakukan koneksi FTP sesuai folder berdasarkan informasi waktu PC
- Kemudian dilakukan *download* data dari server *ftp://cddis.gsfc.nasa.gov'*
- Kemudian akan dilakukan preprocessing meliputi extract data, konversi format data hatanaka ke rinex untuk masukan proses komputasi TEC.
- Hasil komputasi TEC digunakan sebagai input untuk proses pemodelan TEC dan foF2 ionosfer.
- Informasi ionosfer berupa peta TEC dan foF2 yang diperoleh dari model ionosfer disimpan di hardisk PC.
- Dan secara otomatis akan membuat folder tahun, bulan, dan tanggal dengan masuk ke folder masing-masing terlebih dahulu. Barulah data informasi ionosfer tersebut akan di-*upload* oleh server FTP LAPAN Bandung.
- Kemudian software yang dikembangkan akan mengidentifikasi waktu kembali
- Proses ini akan berulang dan kembali ke proses awal lagi.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2-3. Flowchart/Diagram Alir Program *Download* dan *upload* Data

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

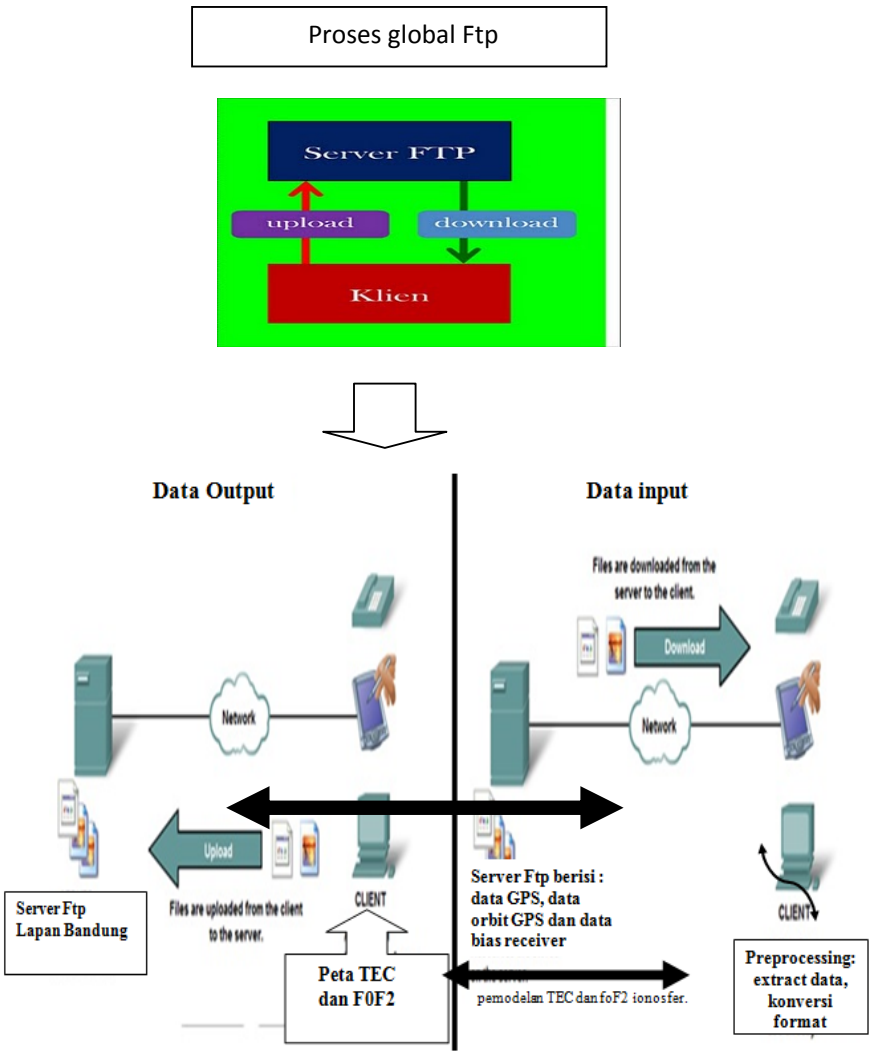
Protokol yang digunakan untuk komunikasi data antara server dan client pada FTP adalah menggunakan *Transmission Control Protocol (TCP)*. *File Transfer Protocol* (Sembiring, 2002) adalah protokol aplikasi yang paling popular dan paling banyak digunakan khususnya di dunia Internet. FTP merupakan salah satu protokol internet yang paling awal dikembangkan, dan masih digunakan hingga saat ini untuk melakukan proses *download* (proses pengambilan file dari server ftp ke komputer lokal) dan proses *upload* (proses meng-copy/memindahkan file dari komputer lokal ke server ftp) berkas-berkas komputer antara **klien FTP** dan **server FTP**. Protokol FTP (Rafiudin, 2006), mengizinkan transaksi file dua-arah, yaitu file-file dapat dikirim ke atau dari sebuah server. FTP merupakan suatu protokol yang digunakan untuk melakukan transfer data, klien dapat mengirim berkas ke server FTP atau mengambil data dari server FTP. Proses mengirimkan data milik klien ke server FTP dinamakan proses *upload* sedangkan proses untuk mengambil berkas dari server FTP dan menyalinnya di komputer klien dinamakan proses *download.*

Untuk file yang berukuran kecil hanya memerlukan beberapa detik saja untuk proses *upload* sedangkan file yang berukuran lebih besar seperti file grafis yang besar dapat mengambil waktu lebih lama lagi. Sedangkan proses *download* mengacu pada transfer data dari sistem pusat/server ke

ISBN : 978-979-1458-64-1

sistem yang lebih kecil/komputer client. Karena ketika men-*download* file, terutama file yang lebih besar akan semakin banyak waktu yang dibutuhkan untuk menyelesaikan transfer tersebut. File yang di-*download* biasanya tetap di server kecuali pengguna menentukan lain, yang berarti bahwa orang lain dapat mengakses informasi tersebut.

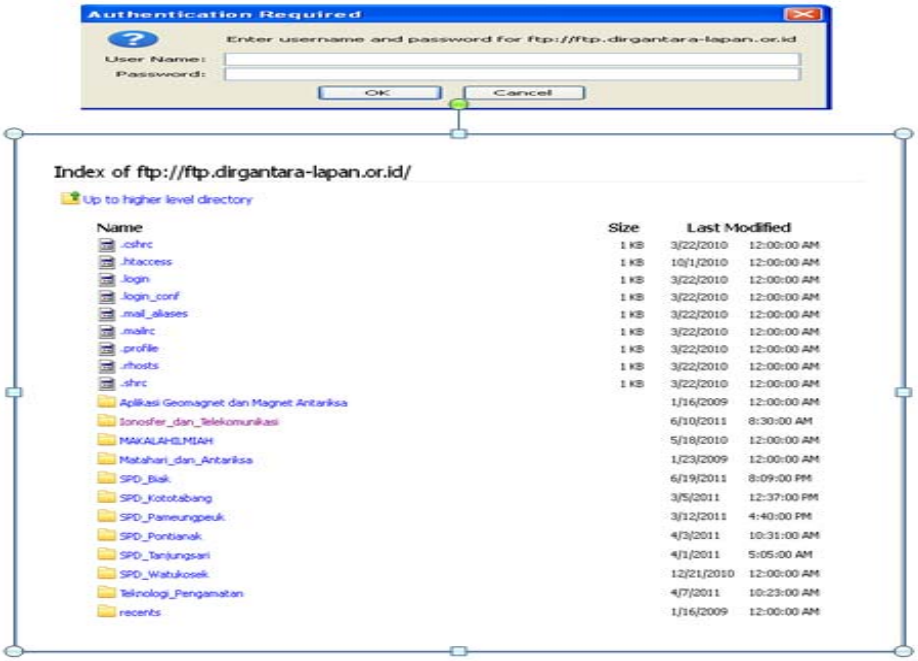
Pada gambar 3-1 menunjukan proses program *download* dan *upload* data GPS pada FTP, data input berasal dari data GPS yang tersimpan pada server FTP dengan alamat : *ftp:// cddis.gsfc.nasa.gov'* kemudian data tersebut di-*download* dan dilakukan proses extract data maupun format data, hasilnya berupa pemodelan ionosfer yang berupa TEC dan FoF2. Kedua data tersebut di-*upload* melalui jaringan FTP Lapan Bandung sebagai informasi ionosfer yang dibutuhkan bagi pengguna.



Gambar 3-1. Program proses *download* dan *upload* data GPS pada FTP

ISBN : 978-979-1458-64-1

Fling adalah software ftp gratis untuk membantu secara otomatis meng-*upload* atau mentransfer file. Perangkat lunak ini mendukung file transfer protocol (ftp) dan transfer file jaringan. Pada sisi komputer pengirim, dibutuhkan software *upload* otomatis, software yang digunakan yaitu "fling", software ini memungkinkan secara otomatis meng-*upload* atau mentransfer file dari mana saja pada komputer dengan cepat, *upload* dilakukan segera setelah file tersebut disetting pada interval yang telah ditetapkan misalnya setiap jam atau secara manual (Saputra,A., 2010). Software *upload* otomatis ini diinstal dan di setting pada komputer pengirim. Alamat FTP server yang dimiliki LAPAN Bandung untuk mengakses data prediksi ionosfer adalah ftp://ftp.bdg.lapan.go.id, sedangkan IP FTP server adalah 123.231.244.38., dengan nama Domain : bdg.lapan.go.id. Dalam hal ini beberapa parameter pendukung adalah FTP Server (alamat komputer yang akan diakses, bisa url atau IP Address), User FTP (id untuk mengakses) dan FTP Password (password untuk mengakses), gambar 3-2 menunjukan tampilan otoritas user pada tampilan FTP.



Gambar 3-2. Tampilan FTP melalui Otoritas Username dan Password

Untuk menjalankan perintah tertentu secara otomatis pada waktu yang telah ditentukan dengan menggunakan sinkronisasi waktu yaitu dengan menggunakan perintah crontab. Crontab digunakan untuk menjalankan perintah tertentu secara otomatis pada waktu yang telah ditetapkan.

Pada saat software melakukan proses *download* ke server jaringan terdapat waktu kecepatan *download* yang berbeda-beda sehingga hal ini sangat mempengaruhi keakuratan data tersebut. Setidaknya setiap kali software melakukan *download* data ke FTP kecepatan yang maksimum berkisar 1-2 menit, yang terjadi disini terdapat fluktuasi kecepatan *download* data yang kurang

ISBN : 978-979-1458-64-1

maksimal dikarenakan menurunnya bandwidth akses internet yang tersedia. Hal ini disebabkan karena semakin menurunnya penggunaan bandwidth. Kondisi kecepatan transfer data baik untuk proses *download* maupun *upload* sangat tergantung pada keadaan infrastruktur jaringan / bandwidth serta memperhatikan ukuran-ukuran file yang akan ditransfer. Lalu lintas yang sangat padat biasanya terjadi pada sisi *upload* yang disebabkan oleh adanya pengiriman FTP dari sisi client, sedangkan puncaknya terjadi antara pukul 10 sampai dengan pukul 14 siang. Untuk menghindari jam-jam padat pada saat transfer file bisa kita lakukan diluar jam tersebut atau bisa kita lakukan system quota untuk setiap paket data yang dikirim.

Selain itu untuk menjalankan FTP, FTP client akan login ke FTP server sehingga di antara kedua komponen tersebut akan dibuat sebuah sesi komunikasi, kemudian transfer data dapat dimulai, secara standard FTP menggunakan port 21. Sehingga tujuan dari FTP adalah untuk sharing data GPS dan untuk menyediakan transfer data yang berupa layanan informasi ionosfer yang *reliable* dan efisein dapat terlaksana dengan baik.

4. KESIMPULAN

Protokol FTP menyediakan layanan transaksi dua arah yaitu suatu protocol yang digunakan untuk melakukan transfer berkas sehingga klien dapat mengirim (*upload*) ataupun mengambil (*download*) data dari server FTP. Fling sebagai software yang akan mendukung file transfer dan transfer file jaringan sehingga dapat digunakan untuk membantu secara otomatis meng-*upload* atau mentransfer file. Proses otomatisasi datanya menggunakan perintah crontab sebagai perintah tertentu secara otomatis pada waktu yang telah ditetapkan

Dengan adanya program *upload* dan *download* data GPS ini dapat membantu dalam menyediakan data-data yang dibutuhkan pada layanan informasi ionosfer bagi para pengguna/operator radio HF melalui penggunaan metode FTP dalam menjembatani permasalahan dalam proses pertukaran data.

DAFTAR RUJUKAN

Rafiudin,R., Membangun Server FTP, Andi Publisher., 2006.

Saputra,A., Akusisi Data TEC Melalui File Transfer Protocol (FTP) LAPAN Bandung., Seminar Nasional Sains Antariksa (SNSA) V, ISBN : 978-979-1458-43-6.

Sembiring, J., Jaringan Komputer Berbasis Linux, Elex Media Komputindo,167-183., 2002.

Suhartini, S., Penentuan Kanal Secara Otomatis (ALE: Automatic Link Establishment) Dalam Komunikasi Radio HF. Berita Dirgantara Vol.9 No.1 (Maret 2008) ISSN: 1411-8920, 2008.

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANALISIS *NOISE LEVEL* UNTUK PENGAMATAN GEOMAGNET DI WATUKOSEK DAN PAMEUNGPEUK

Mamat Ruhimat[1)], Moch Andi Aris[1)], Setyanto Cahyo Pranoto[1)], Cucu Eman Haryanto[1)]
Bambang Suhandi[2)], Aris Kurniawan[3)]
[1)]Pusat Sains Antariksa LAPAN
[2)]Balai Pengamatan Dirgantara LAPAN Watukosek
[3)]Balai Produksi dan Pengujian Roket LAPAN Pameungpeuk
mruhimat@yahoo.com

Abstract

Geomagnetic observation network at low latitudes is necessary to expand coverage of space weather monitoring data and to determine the characteristics of the ultra low frequency waves (ULF) at low latitude, as well as to investigate the seismoelectromagnetic wave. Preliminary geomagnetic observations have ro be done to determine the noise level at the location where the geomagnetic mesurement will be done. A geomagnetic observatory require a place with noise level less than 0,2 nT, since the magnetic pulsations which will be studied (ULF wave) has amplitude greater than 0,2 nT. The noise level can be obtain by differentiate the daily variation of the geomagnetic component of each X, Y and Z to the time. The measurement of the geomagnetic daily variation were conducted in BPD Watukosek (7,569 ° S; 112,675 ° E) on October 12, 2012 and BPPR Pameungpeuk (7,649 ° S; 107,693 ° E) on October 22, 2012. The results show that peak to peak average of the noise level is 0 , 1 nT or amplitude is 0,05 nT. We conclude that both the locations are good locations for geomagnetic field observation.

***Keywords** : Geomagnetic, Seismoeletromagnetic, Noise level*

Abstrak

Jaringan pengamatan geomagnet di lintang rendah sangat diperlukan untuk mempeluas cakupan data pemantauan cuaca antariksa dan mengetahui karakteristik gelombang *ultra low frekuensi* (ULF) di lintang rendah, serta untuk mengetahui adanya gelombang seismoelektromagnet. Survey pendahuluan pengamatan geomagnet perlu dilakukan untuk mengetahui *noise level* yang terjadi ditempat yang akan dibangun stasiun pengamatan geomagnet. Persyaratan lokasi yang baik untuk pengamatan geomagnet antara lain adalah level noise di tempat tersebut harus lebih kecil dari 0,2 nT, mengingat pulsa yang akan diteliti, yaitu gelombang ULF memiliki amplitudo lebih besar dari 0,2 nT. Metodologi yang digunakan untuk melihat *noise level* adalah dengan melakukan diferensiasi terhadap waktu pada variasi harian dari masing-masing komponen geomagnet X,Y dan Z. Pengukuran variasi harian geomagnet yang dilakukan di BPD Watukosek (7,569° LS ; 112,675° BT) pada tanggal 12 Oktober 2012 dan BPPR Pameungpeuk (7,649° LS ; 107,693° BT) pada tanggal 22 Oktober 2012, menunjukkan bahwa *noise level* dari puncak ke puncak rata-rata sebesar 0,1 nT atau amplitudonya 0,05 nT , sehingga disimpulkan bahwa kedua lokasi tersebut merupakan lokasi yang baik untuk melakukan pengamatan geomagnet.

Kata Kunci : Geomagnet, Seismoelektromagnet, *Noise level*.

1. PENDAHULUAN

Pusat Sains Antariksa, Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN) dan *International Center for Space Weather Science and Education(ICSWSE), Kyushu University* serta

ISBN : 978-979-1458-64-1

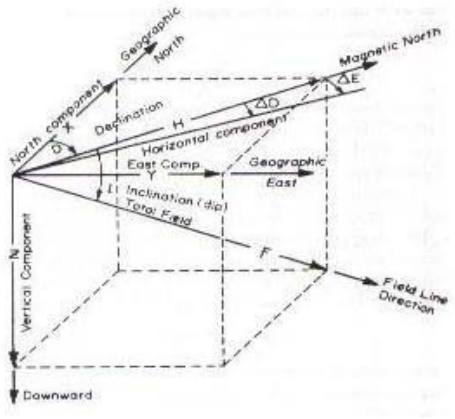
Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG) telah bekerjasama dalam penelitian geomagnet. Beberapa stasiun geomagnet yang ada di Indonesia seperti di Pontianak, Biak, Parepare, Manado, dan Jayapura merupakan jaringan pengamatan geomagnet yang tergabung dalam *Solar Terrestrial Energy Program 210 Magnetic Meridian Network Project* dan *Magnetic Data Acquisition System (MAGDAS)* untuk mempelajari karakteristik penjalaran variasi geomagnet dari lintang tinggi sampai ekuatorial dan dapat digunakan untuk memonitor global elektromagnet (Yumoto,1996,2007). Selain itu pada tahun 2012 LAPAN membangun tiga stasiun geomagnet sendiri untuk menambah jaringan data lintang rendah guna cakupan data untuk kepentingan pemantauan cuaca antariksa dan mengetahui karakteristik gelombang *ultra low freqency* (ULF) di lintang rendah serta untuk mengetahui adanya gelombang seismoelektromagnet. Diantara lokasi yang dipilih adalah di Balai Pengamatan Dirgantara Watukosek dan di Balai Produksi dan Pengujian Roket Pameungpeuk. Kedua lokasi ini dipilih karena nantinya akan dibangun stasiun geomagnet yang memantau aktivitas geomagnet diantaranya gangguan geomagnet dan gelombang ULF serta seismoelektromagnet.

Dalam pembangunan stasiun pengamatan geomagnet dengan menggunakan peralatan yang sangat sensitif tentunya perlu dipertimbangkan akan adanya noise yang dapat mengganggu jalannya operasional pengamatan geomagnet yang berkesinambungan. Dalam hal ini ada beberapa persyaratan yang perlu diperhatikan untuk menghindari noise diantaranya kondisi tanah lokasi sensor harus stabil, tidak banyak mengalami getaran dari lalulalang orang atau kendaraan disekitar ruang sensor, jauh dari pemancar komunikasi radio dan lokasi yang dipilih untuk ruang sensor memiliki *noise level* rendah. Dalam makalah ini dijelaskan analisis terhadap *noise level* yang diukur di Balai Pengamatan Dirgantara (BPD) LAPAN Watukosek dan di Balai Produksi dan Pengujian Roket (BPPR) LAPAN Pameungpeuk.

2. STUDI PUSTAKA

Medan magnet bumi yang dikenal juga dengan medan geomagnet merupakan besaran vektor, di setiap titik memiliki kekuatan dan arah. Serta hubungan antar komponen magnet seperti yang telah dijelaskan oleh Chapman S. dan J. Bartels (1962) dan Campbell W. (2003). Untuk menggambarkannya dapat dilihat Gambar 1.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 1. Gambaran komponen-komponen magnet (Campbell,2003)

Dimana

X adalah komponen Utara-Selatan medan magnet

Y adalah komponen Timur-Barat medan magnet

Z adalah komponen Vertikal vektor medan magnet

H adalah komponen horizontal vektor medan magnet

F adalah komponen intensitas total vektor medan magnet

D adalah sudut deklinasi yaitu sudut yang terbentuk antara komponen X dan H

I adalah sudut inklinasi yaitu kemiringan magnet, sudut antara komponen F dan H

Ketujuh komponen tersebut dapat diketahui relasinya sebagai berikut:

Sudut Deklinasi (D) $$D = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right) \quad (2\text{-}1)$$

Sudut Inklinasi (I) $$I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{H}\right) \quad (2\text{-}2)$$

Horizontal (H) $$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (2\text{-}3)$$

Arah Utara (X) $$X = H\cos(D) \quad (2\text{-}4)$$

Arah Timur (Y) $$Y = H\sin(D) \quad (2\text{-}5)$$

Arah Vertikal (Z) $$Z = H\tan(I) \quad (2\text{-}6)$$

Intensitas total (F) $$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = \sqrt{H^2 + Z^2} \quad (2\text{-}7)$$

Kombinasi dari tiga elemen magnet yang sering digunakan dalam pengukuran adalah XYZ, atau HDZ atau FDI. Besaran-besaran inilah yang diukur di stasiun berdasarkan sinyal yang diterima oleh sensor geomagnet.

ISBN : 978-979-1458-64-1

3. DATA DAN METODOLOGI

Peralatan Fluxgate magnetometer merk MAGSON yang digunakan dalam pengambilan data di lapangan terdiri dari bagian sensor dan data logger. Peralatan ini mengukur 3 (tiga) komponen magnet terdiri dari komponen X (arah utara-selatan), komponen Y (arah timur-barat) dan komponen Z (arah vertikal). Sensor seperti yang ditunjukkan dalam gambar 2 bagian kiri, selain ring-core tiga arah (XYZ) tadi bagian sensor juga dilengkapi dengan sensor temperatur. Bagian data logger dilengkapi dengan sensor temperatur dan GPS untuk menentukan posisi dan waktu serta sebagai sumber tegangannya digunakan baterai 12 volt atau tegangan listrik AC 220 volt. Peralatannya ditunjukkan dalam gambar 2 bagian kanan.

Gambar 2. Sensor dan data logger dari fluxgate magnetometer merk Magson.

Pengambilan data dilakukan di Balai Pengamatan Dirgantara (BPD) LAPAN Watukosek pada lokasi lintang 7,569° LS dan bujur 112,675° BT dan di Balai Produksi dan Pengujian Roket (BPPR) LAPAN Pameungpeuk pada lokasi lintang 7,649° LS dan bujur 107,693° BT. Sampling datanya satu detik dengan mengukur 3 komponen medan geomagnet (X, Y dan Z). Setting awalnya setelah sistem peralatan dilakukan integrasi semuanya, kondisi dudukan sensor dalam keadaan datar (dicek dengan waterpass), dan sensor diputar hingga komponen Y mendekati nol.

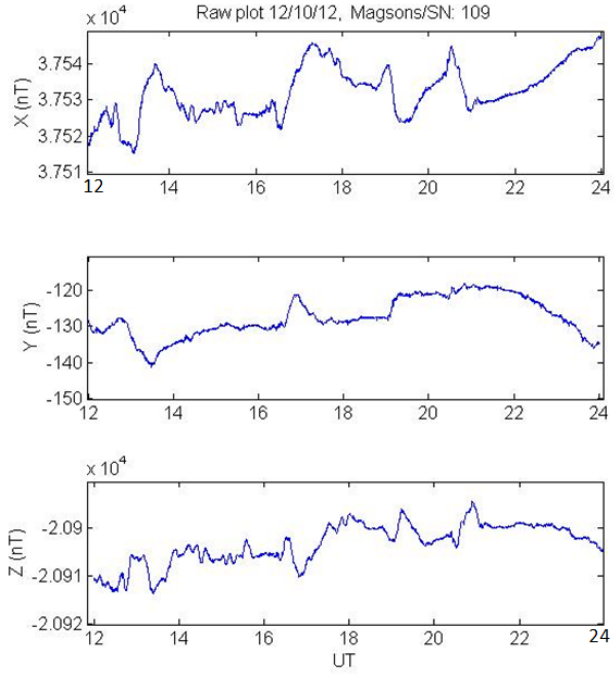
4. HASIL DAN ANALISIS

4.1. Observasi Geomagnet di BPD Watukosek

Lokasi observasi geomagnet terletak di BPD Watukosek. Lokasi tersebut berada di lereng bukit perkebunan jambu mente. Lokasi untuk stasiun geomagnet berada di bagian paling belakang dari BPD Watukosek. Observasi geomagnet di BPD Watukosek dilakukan pada tanggal 12 Oktober 2012 jam 19 sampai dengan 13 Oktober 2012 jam 07 WIB atau tanggal 12 Oktober 2012 jam 12 sampai dengan 24 UT. Dari detik ke detik selalu ada perubahan medan geomagnet. Kondisi seperti ini sangat erat kaitannya dengan adanya gangguan yang terjadi di magnetosfer bumi yang menjalar hinggga permukaan bumi dari lintang tinggi sampai di lintang rendah.

ISBN : 978-979-1458-64-1

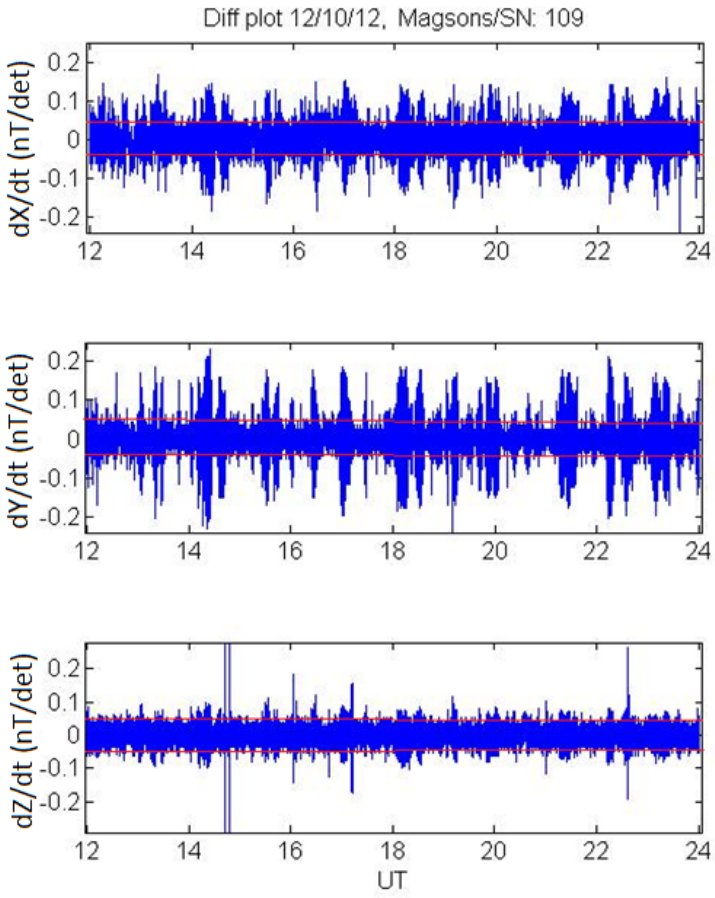
Dari gambar 3 dapat dilihat variasi harian untuk komponen X atau komponen geomagnet horizontal arah utara-selatan berkisar sekitar +37530 nT ,besaran ini menunjukkan medan geomagnet arahnya ke utara dengan nilai sekitar 37530 nT. Untuk komponen Y atau komponen geomagnet horizontal arah timur-barat sekitar -130 nT, ini berarti arahnya ke barat dan nilainya 130 nT dan untuk komponen Z atau vertikal sekitar -20910 nT berarti arahnya ke bawah nilainya sebesar 20910 nT. Sehingga kalau dihitung komponen totalnya menggunkanan persamaan (2-7) akan berkisar sebesar 42962 nT.



Gambar 3. Variasi medan geomagnet komponen X,Y dan Z di Balai Pengamatan Dirgantara (BPD) LAPAN Watukosek pada tanggal 12 Oktober 2012.

Untuk mendapatkan informasi tentang *noise level* yang diterima peralatan magnetometer dapat diturunkan terhadap waktu dari variasi harian geomagnet ketiga komponen X,Y dan Z yang hasilnya seperti yang ditunjukkan dalam gambar 4.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 4. Plotting grafik differensial terhadap waktu dari variasi harian geomagnet masing-masing komponen X, Y dan Z di BPD Watukosek pada tanggal 12 Oktober 2012.

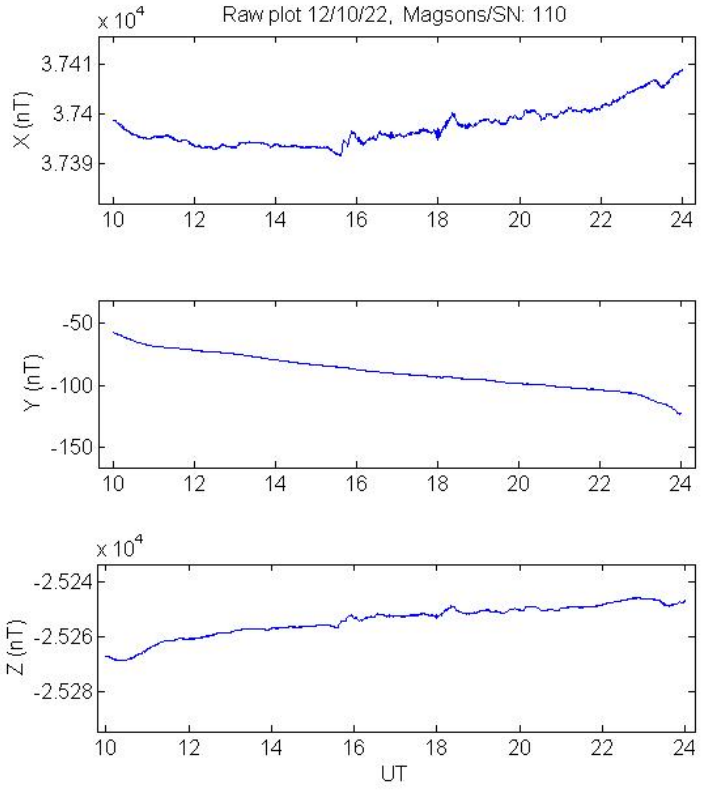
Gambar 4 menunjukkan grafik diferensial terhadap waktu dari masing masing komponen magnet ($\frac{\partial X}{\partial t}$, $\frac{\partial Y}{\partial t}$, $\frac{\partial Z}{\partial t}$) yang dikenal pula sebagai induksi geomagnet. Dari grafik tersebut dapat dilihat *noise level* dari masing-masing komponen untuk lokasi yang dipilih. Untuk di BPD Watukosek (7,569° LS , 112,675° BT) diperoleh *noise level* dari puncak ke puncak rata-rata (yang diberi tanda dengan garis merah untuk memudahkan melihat *noise level* diperkirakan sekitar garis itu) sekitar 0,1 nT/pp atau amplitudo *noise level* sekitar 0,05 nT. *Noise level* 0,1 nT/pp ini cukup baik untuk stasiun yang akan mengamati mikropulsa geomagnet karena amplitudo gelombangnya lebih besar dari 0,2 nT (Saito,1969).

4.2. Observasi Geomagnet di BPPR Pameungpeuk.

Balai Pengujian dan Produksi Roket (BPPR) LAPAN Pameungpeuk, terletak di Garut selatan, lokasinya dekat pantai selatan Jawa. Lokasi observasi geomagnet terletak dibagian utara

ISBN : 978-979-1458-64-1

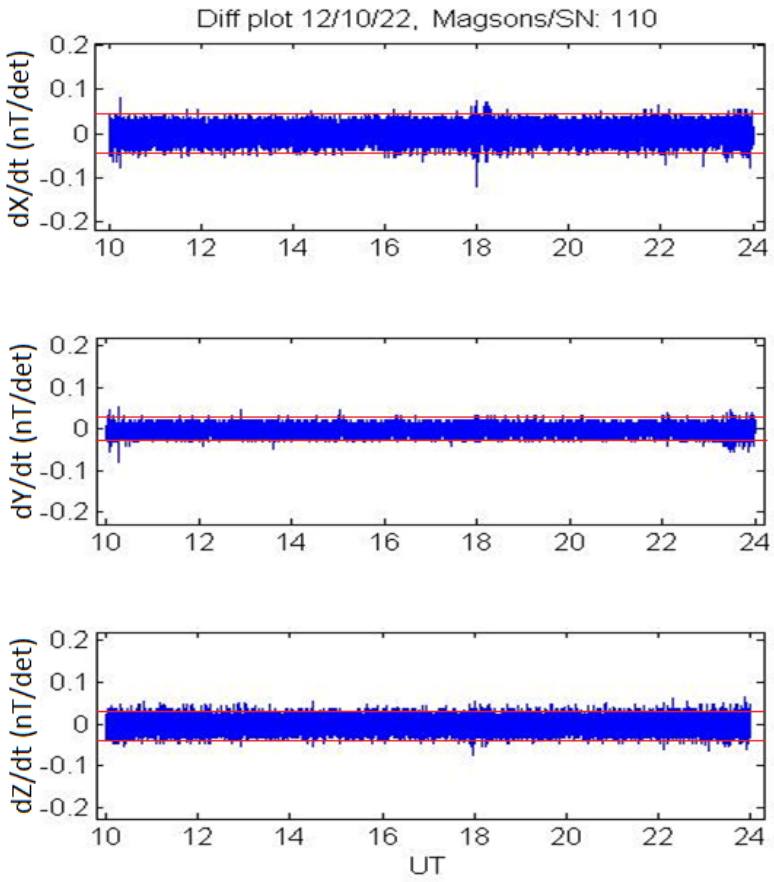
dari BPPR Pameungpeuk. Di wilayah ini ada peralatan lain seperti ionosonda, MF radar dan VHF radar yang juga beroperasi sesuai dengan kebutuhannya. Untuk lokasi observasi geomagnet terletak di lintang 7,649° LS dan bujur 107,693° BT. Observasinya dilakukan pada tanggal 22 Oktober 2012 mulai jam 10 hingga 24 UT dengan menggunakan peralatan geomagnet Magson. Hasil observasinya diperoleh seperti yang ditunjukkan dalam Gambar 5.



Gambar 5. Variasi harian geomagnet komponen X,Y dan Z di BPPR LAPAN Pameungpeuk pada 22 Oktober 2012.

Dari gambar 5 dapat dilihat variasi harian geomagnet untuk komponen X berkisar sekitar 37400 nT , untuk komponen Y sekitar -90 nT dan untuk komponen sekitar Z -25260 nT. Sehingga kalau dihitung komponen totalnya menggunkanan persamaan (2-7) akan berkisar sebesar 45130 nT.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 6. Plotting grafik differensial terhadap waktu dari variasi harian geomagnet masing-masing komponen X, Y dan Z di BPPR LAPAN Pameungpeuk pada tanggal 22 Oktober 2012.

Gambar 6 menunjukkan grafik induksi magnet atau diferensial terhadap waktu dari masing masing komponen ($\frac{\partial X}{\partial t}$, $\frac{\partial Y}{\partial t}$, $\frac{\partial Z}{\partial t}$). Dari grafik tersebut dapat dilihat *noise level* dari masing-masing komponen untuk lokasi yang dipilih. Untuk di BPPR Pameungpeuk (7,649° LS, 107,693° BT) *noise level* dari puncak ke puncak rata-rata (yang diberi tanda dengan garis merah) diperoleh sekitar 0,1 nT/pp atau amplitudonya 0,05 nT. *Noise level* 0,1 nT/pp ini cukup baik untuk stasiun yang akan mengamati mikropulsa geomagnet karena amplitudo mikropulsa yang akan ditelitinya lebih besar dari 0,2 nT (Saito,1969).

5. KESIMPULAN

Dari data observasi yang dilakukan di BPD Watukosek (7,569° LS ; 112,675° BT) pada tanggal 12 Oktober 2012 diperoleh hasil *noise level* dari puncak ke puncak rata-rata sekitar 0,1 nT/pp. Demikian juga dengan pengamatan yang dilakukan di BPPR Pameungpeuk (7,649° LS ;

ISBN : 978-979-1458-64-1

107,693° BT) pada tanggal 22 Oktober 2012. *Noise level* dari puncak ke puncak rata-rata tidak lebih dari 0,1 nT/pp. Dari kedua lokasi tersebut amplitudo *noise level* sekitar 0,05 nT. Hal ini memberi informasi bahwa lokasi yang direncanakan untuk melakukan pengamatan medan geomagnet secara berkesinambungan di BPD Watukosek dan di BPPR Pameungpeuk dapat dilakukan mengingat *noise level* yang diperoleh cukup kecil dibawah sekitar 0,1 nT/pp dan ini memenuhi syarat untuk pemantauan mikropulsa atau gelombang ULF.

DAFTAR PUSTAKA

Campbell W.H. (2003), *Introduction to Geomagnetic Fields*, Cambridge Uiversity Press,UK, Second Edition.

Chapman S. and J. Bartels (1962), *Geomagnetism*, Clarendon Press, Oxford,UK.

Saito T (1969*), Geomagnetic Pulsations*, Space Science Reviews 10, 319-412.

Yumoto K and The 210° MM Magnetic Observation Group, (1996), The STEP 210° Magnetic Meridian Network Project , J. Geomag. Geoelectr., 48, 1297-1309.

Yumoto K. and the MAGDAS Group, (2007) Space weather activities at SERC for IHY: MAGDAS, Bull. Astr. Soc. India, 35, pp. 511-522.

ISBN : 978-979-1458-64-1

SISTEM PEMANCAR 1 KW RADAR VHF LAPAN

Peberlin Sitompul, Adi Purwono, Mario Batubara, Nolly Amir Hamzah
Pusat Sains Antariksa – LAPAN
peberlin_sitompul@yahoo.com, adi@bdg.lapan.go.id

Abstract

To increase the transmitting power in LAPAN VHF Radar system is the main aim of this years' research. The radar power is one of the most important parameter for detecting the very soft objects in the air as well as the dynamics of the atmosphere like turbulence and winds. This paper explains the result of development and the design on 1,2 kW transmitter system. The new built transmitter called as T-3, is a modification of the off-the-self FM broadcast transmitter available in market. The design consist of 2 stages, the first is a driver sub-system which will give 20W output to powers the second stage that can output up to 1.2 kW using MOSFET transistor BLF-578, with 52V DC voltage, and 30 A current. The system has been tested using 1500 mV signal input, where the signal has 10 microsecond pulse width and 100 microsecond inter-pulse period, the system gives 600W output power.

Keywords*: Transmitter, VHF Radar, Power Amplifier*

Abstrak

Meningkatkan besar daya pemancar Radar VHF LAPAN merupakan tujuan utama penelitian tahun ini. Daya radar merupakan salah satu parameter yang sangat penting untuk mendeteksi objek-objek yang sangat lembut di atmosfer seperti turbulensi dan angin. Tulisan ini menjelaskan hasil dari pengembangan dan disain dari sistem pemancar 1.2 kW. Sistem pemancar yang baru dikembangkan disebut pemancar 3 (T-3) yang merupakan modifikasi sistem pemancar FM yang mudah diperoleh di pasaran. Disain sistem pemancar terdiri dari 2 tingkat, yang pertama merupakan penguat awal yang menghasilkan keluaran daya 20 W dan merupakan sebagai daya masukan ke tingkat ke-2 yang dapat menghasilkan daya keluaran 1.2 kW dengan menggunakan transistor MOSFET BLF-578, tegangan DC 52 volt dan arus 30 A. Sistem pemancar telah dan masih diuji dengan tegangan sinyal masukan 1500 mV, dimana sinyal mempunyai lebar pulsa 10 mikrodetik dan periode antar pulsa 100 mikrodetik, daya puncak keluaran yang diperoleh sebesar 600 W.

Kata kunci : Pemancar, Radar VHF, Penguat Daya

1. PENDAHULUAN

Radar merupakan sebuah sistem elektronik yang memancarkan sinyal radio dan menerima kembali sinyal radio tersebut yang dipantulkan dari objek tertentu. Untuk objek-objek yang keras seperti logam akan memantulkan sinyal dengan amplitudo yang besar, tetapi untuk objek-objek yang lembut yang merupakan dinamika atmosfer seperti turbulensi dam kecepatan angin akan memantulkan sinyal yang sangat kecil. Jika sinyal pantulan terlalu kecil, maka akan semakin sulit untuk menganalisa sinyal tersebut. Untuk mengatasi masalah tersebut, maka diperlukan daya pancar

ISBN : 978-979-1458-64-1

yang semakin besar. Saat ini radar VHF LAPAN mempunyai daya puncak pemancar 1 kW (pemancar 2). Daya ini relatif kecil untuk pengukuran dinamika atmosfer, sehingga diperlukan pemancar baru untuk menambah daya pancar. Spesifikasi dan hasil pengujian sistem pemancar 3 dijelaskan dalam tulisan ini.

2. TEORI

Di bawah ini ditunjukkan persamaan radar yang menjelaskan hubungan antara nilai parameter sistem radar. Bila daya dari pemancar radar dinotasikan dengan $P_t(watt)$ dan jika antena yang digunakan sebuah antena isotropik, maka kerapatan daya $\frac{(watt)}{(satuan\ luas)}$ pada jarak $R\ (m)$ dari radar sama dengan daya yang dipancarkan dibagi dengan luas permukaan $4\pi R^2$ seperti Persamaan (1) [1] :

$$\text{Kerapatan daya} = \frac{P_t}{4\pi R^2} \qquad (1)$$

Radar menggunakan antena untuk mengarahkan daya yang dipancarkan P_t ke arah tertentu. Penguatan G antena adalah suatu ukuran dari kenaikan daya yang dipancarkan ke arah target dibandingkan dengan daya yang dipancarkan dari antena isotropik. Kerapatan daya pada target dari sebuah antena dengan penguatan pancaran ditunjukkan Persamaan (2) [1] :

$$\text{Kerapatan daya} = \frac{P_t G}{4\pi R^2} \qquad (2)$$

Target menerima sebagian dari daya yang dipancarkan dan memancarkannya kembali ke berbagai arah. Ukuran dari jumlah daya yang ditangkap target dan dipancarkan kembali ke arah radar dinotasikan sebagai *radar cross section (*σ), dan didefenisikan dengan hubungan seperti ditunjukkan Persamaan (3) [1] :

$$P_r = \frac{P_t G}{4\pi R^2}\frac{\sigma}{4\pi R^2} \qquad (3)$$

Radar cross section (RCS) σ mempunyai satuan luas. RCS adalah sebuah karakteristik dari target dan juga ukuran dari besarnya ketika dilihat oleh sistem radar. Antena penerima radar menangkap sebagian dari daya *echo*. Jika luas efektif dari antena penerima dinotasikan dengan A_e, daya P_r yang diterima radar adalah seperti Persamaan (4) [1] :

ISBN : 978-979-1458-64-1

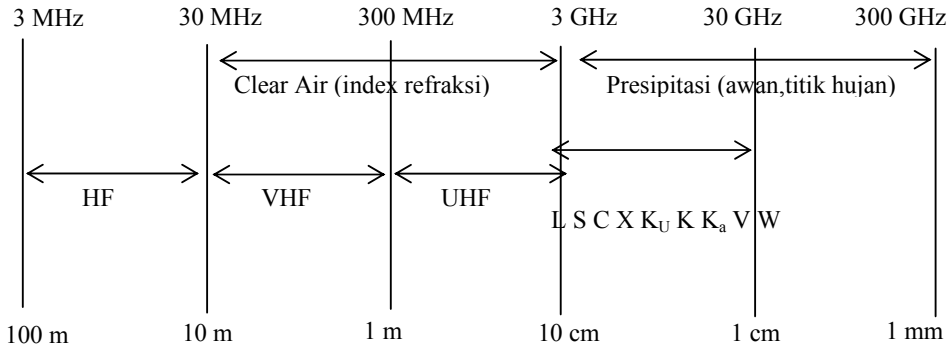
$$P_r = \frac{P_t G}{4\pi R^2} \frac{\sigma}{4\pi R^2} A_e = \frac{P_t G A_e}{(4\pi)^2 r^4} \sigma \quad (4)$$

Jarak maksimum R_{max} adalah jarak terjauh target yang masih bisa dideteksi radar. Kondisi itu terjadi ketika daya sinyal *echo* P_r sama dengan sinyal minimum yang masih bisa di deteksi S_{min}.

Dengan demikian jarak maksimum objek seperti ditunjukkan pada Persamaan (5) [1]:

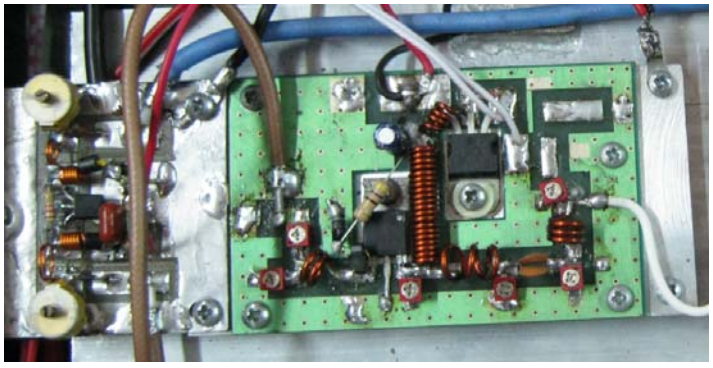
$$R_{max} = \left[\frac{P_t G A_e \sigma}{(4\pi)^2 S_{min}} \right]^{1/4} \quad (5)$$

Gambar 1 menunjukkan frekuensi yang dapat digunakan untuk radar cuaca yaitu untuk target yang keras dan target yang lembut. Target keras adalah seperti partikel awan, bintik hujan, sedangkan target lembut seperti perubahan indeks refraksi, turbulensi [2].



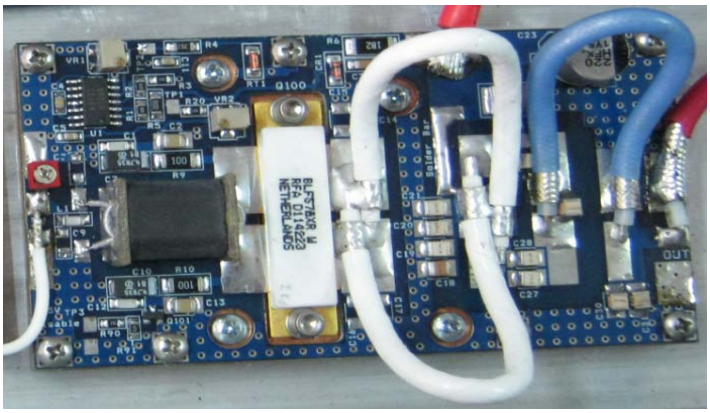
Gambar 1. Frekuensi untuk penelitian atmosfer [2]

3. SPESIFIKASI DAN DISAIN SISTEM PEMANCAR



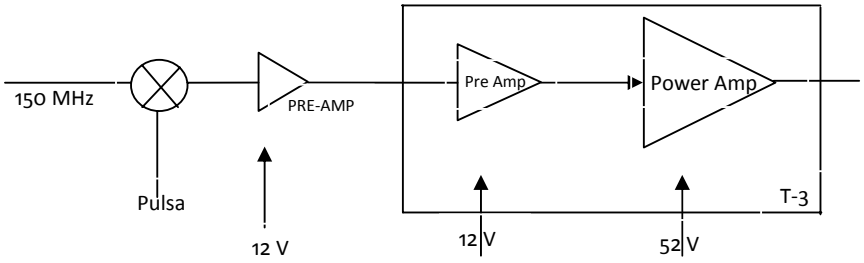
Gambar 2. Penguat awal pemancar dengan menggunakan transistor

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3. Rangkaian Penguat Akhir

Penguat akhir menggunakan transistor MOSFET BLF-578 dengan daya keluaran puncak sebesar 1.2 kW. Juga dilakukan perubahan panjang kabel coaxial di *power amplifier*, sehingga frekuensi kerjanya berubah menjadi 150 MHz dari frekuensi FM *broadcasting*.



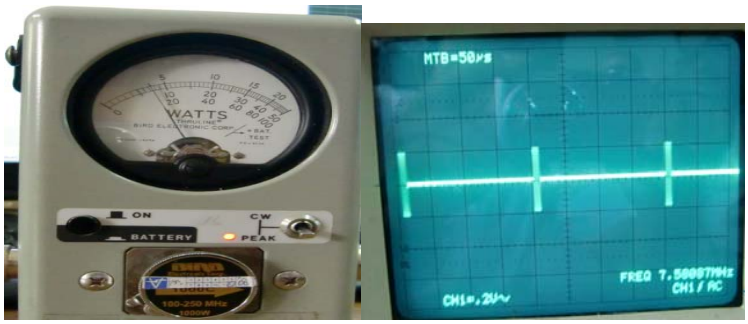
Gambar 4. Diagram garis sistem pemancar 3

Gambar 4 menunjukkan diagram garis sistem pemancar 3. Penguat akhir mendapat supplai tegangan DC sebesar 52 V dengan daya puncak 1.2 kW. Penguat awal diperlukan untuk men-*drive* penguat akhir dengan masukan daya sekitar 5-7 W. Photo dari penguat awal dan penguat akhir ditunjukkan pada gambar 3 dan 4. Untuk membangkitkan sinyal ber-pulsa maka diperlukan pencampur antara sinyal 150 MHz dan sinyal pulsa. Tegangan sinyal 150 MHz, yang merupakan keluaran sistem penerima dengan besar tegangan sebesar 1,12 Vpp.

4. HASIL DAN ANALISIS

Daya keluaran pencampur sebesar 12 dBm atau setara 16 mW. Daya ini masih relatif kecil sebagai masukan ke sistem pemancar 3.

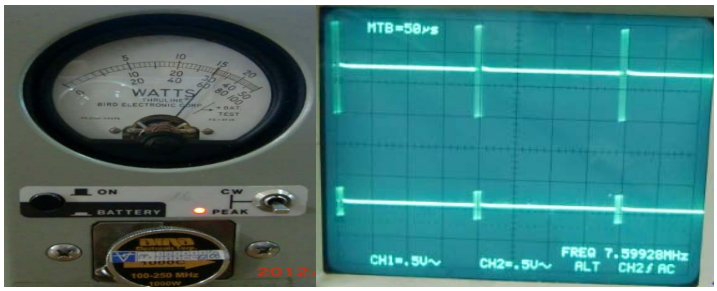
ISBN : 978-979-1458-64-1



(a) (b)

Gambar 5. a) Tegangan Hasil Keluaran Pencampur b) Daya Keluaran Pemancar 3

Gambar 5 .a) menunjukkan tegangan keluaran pencampur dengan amplitudo sekitar 400 mV dan daya keluaran puncak sebesar160 W. Daya keluaran pemancar masih sangat kecil, sehingga dilakukan pen-*setting*-an ulang pencampur. Hasil yang diperoleh ditunjukkan pada Gambar 6.



(a) (b)

Gambar 6.a). Tegangan keluaran pencampur, b). daya keluaran pemancar 3

Dengan pen-*setting*-an ulang pencampur maka diperoleh nilai keluaran tegangan seperti ditunjukkan gambar 6.a. Tegangan kanal 1 sebesar berkisar 1400 mV (atas) dan tegangan kanal 2 berkisar 500 mV (bawah). Dengan besar tegangan tersebut, maka diperoleh besar daya seperti ditunjukkan gambar 6.b, sebesar 600 W. Daya keluaran sistem pemancar 3 belum sesuai dengan harapan, yaitu dengan daya pancar sebesar 1.2 kW. Kekurangan daya ini disebabkan daya keluaran penguat awal yang masih terlalu kecil. Ini menjadi penelitian selanjutnya.

5. KESIMPULAN

Daya pemancar radar yang besar diperlukan untuk target yang lunak dan jauh. Pemancar 3 dengan memodifikasi pemancar FM yang tersedia dipasaran telah berhasil dikembangkan. Sistem pencampur dengan tegangan keluaran sebesar 1400 mV membangkitkan daya keluaran pemancar sebesar 600 W.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DAFTAR PUSTAKA

Skolnik, M. (1981), *Introduction to Radar Systems*, McGraw-Hill Book Company, 3-4.

Yamamoto, M. (2008), *Lecture Topics : Basics of Radar Remote Sensing*, Bandung.

ISBN : 978-979-1458-64-1

KARAKTERISTIK KEMUNCULAN SINTILASI IONOSFER KAITANNYA DENGAN FENOMENA *PLASMA BUBBLE* DI INDONESIA SELAMA 2010-2011

Prayitno Abadi[1,3,*] dan Susumu Saito[2], dan Wahyu Srigutomo[3]
[1]Pusat Sains Antariksa, Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN), Bandung, Indonesia
[2]Electronic Navigation Research Institue (ENRI), Chofu-Tokyo, Japan
[3]Departemen Fisika, Institut Teknologi Bandung (ITB), Bandung, Indonesia
praynestroy@yahoo.co.id ; prayabadi@bdg.lapan.go.id

Abstract

This research have investigated temporal and latitudinal variation of post-sunset low-latitude ionospheric scintillation over Indonesia using GPS receiver installed at Bandung (107.6°E, 6.9°S; magnetic latitude 17.5°S) and Pontianak (109.3°E, 0.02°S; magnetic latitude 8.9°S). This research used S_4 index data during 2010-2011 for both stations. This observation geometry allowed us to study latitudinal variation of post-sunset scintillation, from inside magnetic equator (close to magnetic latitude 0°) to equatorial anomaly region/EIA (equatorial ionization anomaly). This research analyzed temporal variation of scintillation occurrences in day number versus local time (17.00–00.00 LT) plot. This paper found the highest frequent of post-sunset scintillation on equinox months (Mar-Apr and Sep-Oct) for both stations data. The patterns of temporal variation between two stations were quite similar. Furthermore, this research investigated spatial distribution of post-sunset scintillation occurrences using elevation-azimuth coordinate (sky plot). The spatial distribution of scintillation occurrences is concentrated between Bandung and Pontianak that it location is average of crest EIA. Comparing between spatial and temporal variation, post-sunset scintillation occurrences were associated with plasma bubble that generated at equator magnetic then extend to EIA.

***Keyword**: ionospheric scintillation, low-latitude, plasma bubble*

Abstrak

Penelitian ini menggunakan data indeks S_4 dari GPS *receiver* di Bandung (107,6°BT; 6,9°LS; lintang magnetik 17,5°LS) dan Pontianak (109,3°BT; 0,02°LS; lintang magnetik 8.9°LS) selama tahun 2010-2011 untuk meneliti variasi temporal dan lintang kemunculan sintilasi ionosfer di Indonesia. Geometri dari dua lokasi pengamatan tersebut berguna untuk menganalisis variasi lintang kemunculan sintilasi ionosfer, yaitu dari magnetik ekuator menuju daerah anomali (*equatorial ionization anomaly*/EIA). Makalah ini membuat pola kemunculan sintilasi dalam bentuk plot antara hari (sumbu-y) dan waktu lokal/17.00–00.00 (sumbu-x). Kemunculan sintilasi tertinggi di bulan ekuinoks (Mar-Apr dan Sep-Okt) untuk analisis kedua stasiun. Bahkan, pola variasi temporal keduanya sangat mirip. Hal ini konsisten dengan studi sebelumnya bahwa sintilasi akan sering terjadi saat sudut *solar terminator* sejajar deklinasi magnetik. Untuk Indonesia, *solar terminator* sejajar dengan deklinasi magnetik terjadi pada bulan-bulan ekuinoks. Pada penelitian ini menggunakan koordinat elevasi-azimut (*sky plot*) untuk menganalisis pola spasial kemunculan sintilasi. Pola variasi spasial dari analisis data Bandung dan Pontianak menunjukkan bahwa konsentrasi kemunculan sintilasi di antara kedua lokasi tersebut. Hasil-hasil tersebut menunjukkan kemunculan sintilasi ionosfer terkait erat dengan fenomena *plasma bubble*. Fenomena ini terbentuk pertama kali di ekuator magnetik, kemudian berkembang menuju EIA.

Kata kunci: sintilasi ionosfer, lintang rendah magnetik, *plasma bubble*

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Penyimpangan atau anomali kerapatan elektron ionosfer di daerah ekuatorial dan lintang rendah magnetik menjadi permasalahan serius bagi teknologi navigasi atau komunikasi transionosfer. Penyimpangan ionosfer di daerah tersebut terkait erat dengan penipisan kerapatan elektron, fenomena penyimpangan ini disebut juga *plasma bubble*. Sinyal radio transionosfer ketika melewati daerah *plasma bubble* akan mengalami fluktuasi kuat sinyal (Camargo, dkk., 2000). Peristiwa fluktuasi kuat sinyal ini disebut sintilasi ionosfer. Dalam kasus ekstrem, sintilasi ionosfer dapat menyebabkan ketidakakuratan dalam penentuan posisi pada sistem navigasi GPS (G*lobal Positioning System*) (Seo, dkk., 2010). Oleh karena itu, pengembangan model referensi sintilasi ionosfer baik secara temporal maupun spasial sangat diperlukan untuk kebutuhan teknologi komunikasi transionosfer.

Wilayah Indonesia terletak pada lintang rendah magnetik sehingga sering terjadi fenomena *plasma bubble* di daerah ini. *Plasma bubble* pertama kali terbentuk di ekuator magnetik kemudian berkembang dan mampu menjangkau ke lintang yang lebih tinggi bergantung pada aktivitas matahari (Shiokawa, dkk., 2005). Fakta ini juga menjelaskan bahwa sintilasi ionosfer lebih sering terjadi di Indonesia. Dengan demikian, pembuatan model referensi kemunculan sintilasi ionosfer berguna bagi pengguna teknologi komunikasi transionosfer di Indonesia. Pusat Sains Antariksa (Pussainsa)-LAPAN telah memasang GISTM (GPS *Scintillation and* TEC *Ionospheric Monitoring*) yaitu GPS *receiver* tipe GSV4004B di Bandung (lintang magnetik 17,5°S) dan Pontianak (lintang magnetik 8,9°S). Pemasangan instrumen di dua lokasi tersebut dapat digunakan untuk pembangunan sistem monitoring sintilasi ionosfer di Indonesia.

Tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui karakteristik kemunculan sintilasi ionosfer menggunakan GSV4004B Bandung dan Pontianak, baik secara temporal maupun spasial untuk wilayah Indonesia. Kami menganalisis variasi temporal sintilasi ionosfer dengan membahas variasi musiman dan waktu lokal. Kami melakukan pembahasan variasi spasial berupa analisis kemunculan sintilasi ionosfer terhadap lintang. Sasaran hasil penelitian ini untuk mendapatkan basis karakteristik sintilasi ionosfer untuk pembuatan peta sintilasi ionosfer di Indonesia.

2. DATA DAN METODE

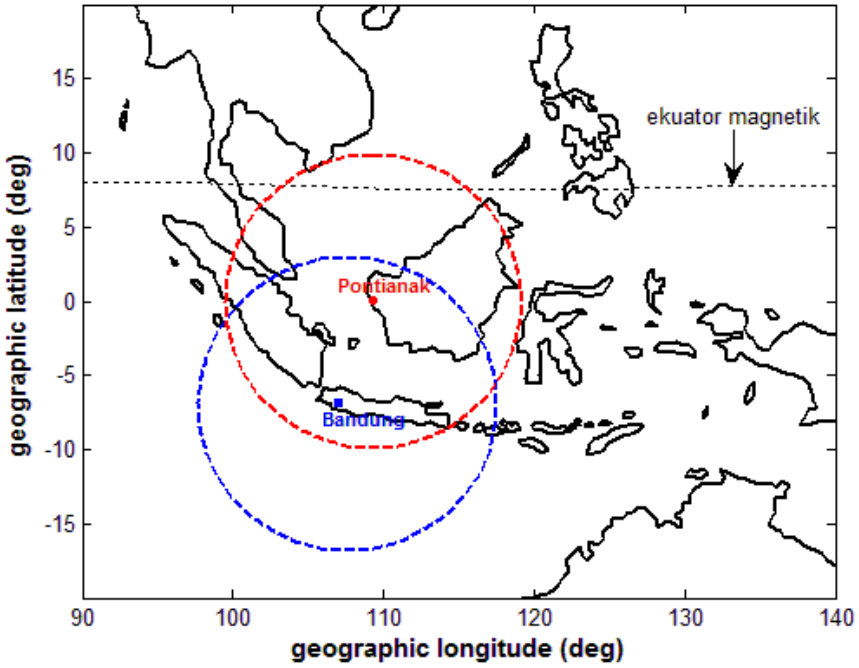
GSV4004B merupakan *receiver* sinyal GPS yang menggunakan antena *chocke ring*. Penggunaan antena tersebut mengurangi efek *multipath* dan bias interfrekuensi. Studi ini menggunakan data yang diperoleh dari *receiver* yang dipasang di Bandung dan Pontianak. Geometri pengamatan dua *receiver* tersebut berguna untuk menganalisis variasi lintang sintilasi ionosfer, yaitu dari sekitar ekuator magnetik hingga daerah *equator ionization anomaly* (EIA) yang terletak di

ISBN : 978-979-1458-64-1

sekitar bagian selatan Indonesia. Gambar 1 memperlihatkan geometri pengamatan dalam studi kami. Daerah jangkauan dua *receiver* tersebut mampu mendeteksi sintilasi ionosfer di bagian utara hingga selatan Indonesia pada ketinggian 300 km.

Data yang kami gunakan adalah indeks S_4 yang mengindikasikan aktivitas sintilasi ionosfer. Indeks ini merupakan perbandingan antara standar deviasi dan nilai rata-rata dari kuat sinyal yang diterima dan direkam setiap satu menit oleh *receiver* GSV4004B. Indeks ini mempunyai nilai dari 0 hingga 1 dan tidak mempunyai satuan. Kami menggunakan data S_4 mulai dari elevasi 10°. Terdapat dua indeks S_4 yang diukur oleh *receiver*, yaitu S_4 total (S_{4tot}) dan S_4 koreksi (S_{4kor}). S_{4tot} merupakan indeks S_4 yang mengandung efek ionosfer dan *multipath* ataupun derau, sedangkan S_{4kor} merupakan indeks S_4 yang hanya mengandung *multipath* atau derau. Kami mendefinisikan indeks S_4 yang hanya mengandung efek sintilasi ionosfer dengan formulasi berikut.

$$S_4 = S_{4tot} - S_{4kor} \quad (1)$$



Gambar 1. Geometri pengamatan sintilasi ionosfer milik LAPAN yang mampu mencakup daerah ekuator magnetik hingga daerah EIA. Lingkaran biru dan merah merupakan cakupan ionosfer di ketinggian 300 km yang dapat dideteksi masing-masing oleh perangkat pengamatan di Bandung dan Pontianak.

Kami menggunakan data hasil pengamatan tahun 2010 hingga 2011 yang mengindikasikan periode kenaikan aktivitas matahari. Nilai SSN (*smoothed sunspot number*) tahunan untuk 2010

ISBN : 978-979-1458-64-1

adalah 16,5 dan untuk 2011 adalah 55,7. Data pengamatan selama dua tahun cukup untuk menganalisis variasi temporal sintilasi ionosfer. Sintilasi ionosfer yang terkait dengan fenomena *plasma bubble* terjadi setelah matahari terbenam hingga tengah malam sehingga kami memfokuskan analisis S_4 hanya malam hari waktu lokal (17.00–00.00). Kami membuat plot antara harian/bilangan hari (*day number*) dan waktu lokal untuk menganalisis variasi musiman sintilasi ionosfer. Waktu lokal sama dengan UT (*universal time*) plus 7. Plot tersebut dibuat untuk rentang waktu dua tahun sehingga kami juga dapat menganalisis kaitan antara variasi sintilasi ionosfer dan kenaikan aktivitas matahari.

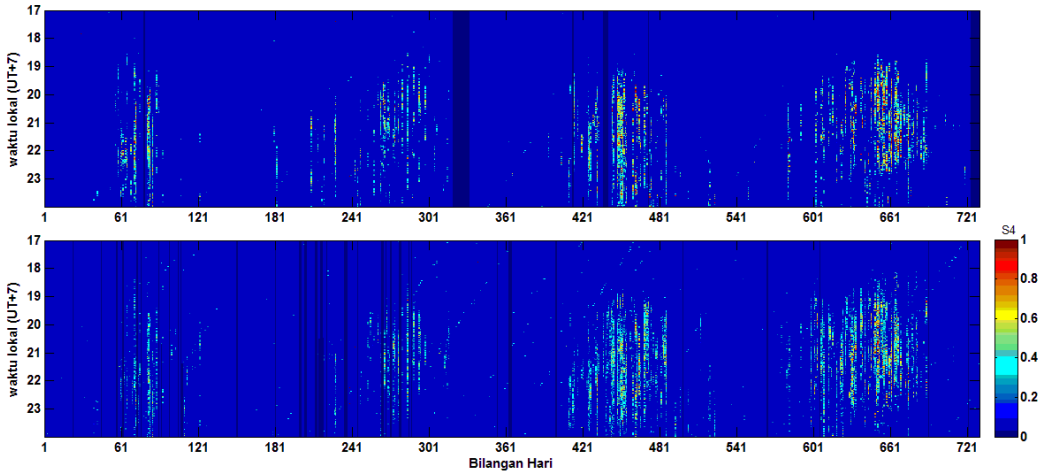
Analisis distribusi spasial sintilasi ionosfer menggunakan koordinat elevasi dan azimut (*sky plot*). Plot tersebut menganalisis spasial kemunculan sintilasi secara direksional terhadap lokasi *receiver*. Kami menghitung persentase kemunculan sintilasi dalam setiap rentang 10° elevasi dan 20° azimut. Dengan cara tersebut, kami dapat menganalisis kaitan jumlah sintilasi ionosfer terhadap karakteristik kerapatan elektron ionosfer di suatu arah tertentu atau lintang magnetik dari lokasi *receiver*.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

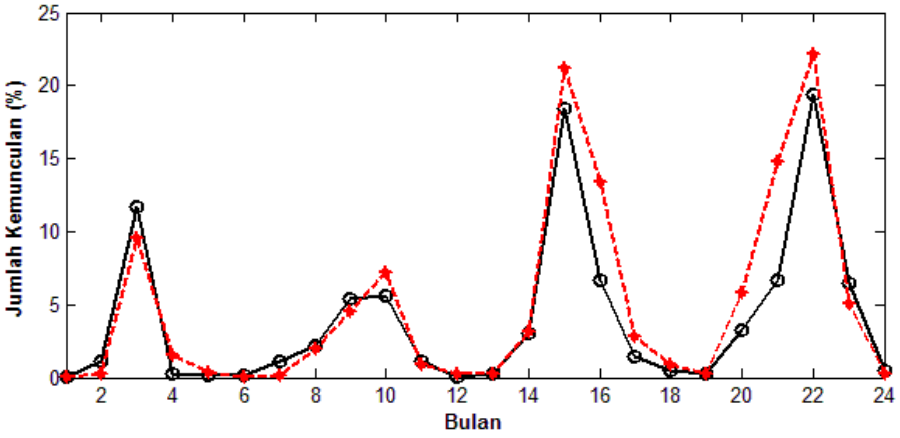
Gambar 2 menunjukkan variasi musiman dan waktu lokal kemunculan sintilasi ionosfer untuk Bandung dan Pontianak. Indeks S_4 yang diplot merupakan nilai tertinggi di antara nilai S_4 yang tertangkap oleh *receiver* dalam satu menit. Berdasarkan gambar tersebut, kemunculan sintilasi ionosfer pada tahun 2011 lebih tinggi dibanding di tahun 2010, baik untuk Bandung maupun Pontianak. Sintilasi ionosfer membentuk pola puncak kemunculan di bulan ekuinoks (Mar-Apr dan Sep-Okt) setiap tahunnya. Kemunculan sintilasi ionosfer dimulai setelah matahari terbenam, yaitu sekitar pukul 19.00 waktu lokal.

Secara kualitatif, pola kemunculan sintilasi ionosfer dari analisis Bandung dan Pontianak memiliki kemiripan dalam variasi temporal. Analisis kuantitatif pola temporal sintilasi ionosfer dari kedua stasiun tersebut dibandingkan melalui nilai korelasi pola persentase kemunculan sintilasi bulanan. Gambar-3 menunjukkan perbandingan pola persentase kemunculan sintilasi ionosfer bulanan kedua stasiun selama 2010-2011. Kedua pola memiliki kemiripan yang tinggi. Nilai koefisien korelasi kedua pola tersebut adalah 0,9413. Berdasarkan Gambar 2 dan Gambar 3, pola variasi musiman dan waktu lokal dari kemunculan sintilasi ionosfer antara Bandung dan Pontianak sangatlah mirip.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 2. Variasi musiman dan harian lokal kemunculan sintilasi ionosfer dari analisis data Bandung (atas) dan Pontianak (bawah) selama 2010-2011.



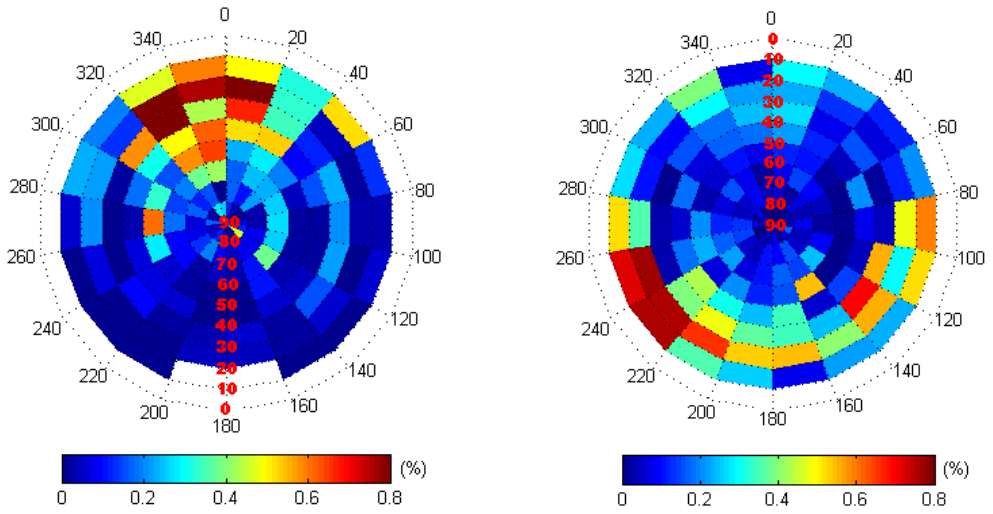
Gambar 3. Persentase kemunculan sintilasi ionosfer bulanan selama 2010-2011 untuk analisis data Bandung (garis solid) dan Pontianak (garis putus-putus).

Variasi musiman dan waktu lokal kemunculan sintilasi ionosfer menunjukkan kaitan erat dengan fenomena ireguralitas ekuatorial atau *plasma bubble*. *Plasma bubble* terbentuk setelah matahari terbenam melalui mekanisme instabilitas Rayleigh-Taylor (RTI) di dasar ionosfer ekuator magnetik kemudian berkembang ke bagian atas dan di saat bersamaan memanjang mengikuti garis geomagnet menuju lintang rendah magnetik. Fakta pertama adalah variasi harian lokal kemunculan sintilasi setelah matahari terbenam, yaitu pada pukul 19.00 waktu lokal. Fakta kedua adalah variasi musiman sintilasi ionosfer di Indonesia konsisten dengan variasi musiman *plasma bubble*. *Plasma bubble* di sektor Pasifik (termasuk Indonesia) akan semakin tinggi frekuensi kemunculannya pada bulan-bulan ekuinoks (Otsuka, dkk., 2004). Pada bulan ekuinoks, *solar terminator* untuk sektor

ISBN : 978-979-1458-64-1

longitudinal Pasifik sejajar dengan deklinasi magnetik sektor tersebut. Kesejajaran *solar terminator* dan deklinasi magnetik membangkitkan medan listrik arah Timur yang merupakan komponen utama dalam pembangkitan *plasma bubble* (Tsunoda, 1985). Fakta ketiga adalah frekuensi kemunculan sintilasi terkorelasi positif dengan aktivitas matahari (Sobral, dkk., 2002). Fakta keempat adalah kemiripan variasi temporal sintilasi ionosfer antara Bandung dan Pontianak. *Plasma bubble* sering terjadi dan mampu menjangkau lintang rendah yang lebih jauh saat periode aktivitas matahari menuju maksimum (Shiokawa, dkk., 2005). Kemiripan pola variasi temporal kedua stasiun mengindikasikan *plasma bubble* yang berkembang menuju ke arah selatan terdeteksi oleh dua stasiun di lintang rendah yang terpisah secara latitudinal.

Analisis spasial kemunculan sintilasi dari data Bandung dan Pontianak akan memperkuat keterkaitan sintilasi dan *plasma bubble*. Gambar 4 menunjukkan persentase kemunculan sintilasi dalam *sky plot* untuk Bandung dan Pontianak selama 2011. Berdasarkan gambar tersebut, distribusi spasial kemunculan sintilasi ionosfer ternyata berlawanan arah. Distribusi spasial kemunculan sintilasi ionosfer untuk analisis Bandung terkonsentrasi di bagian utara dari lokasi *receiver* yang ditunjukkan oleh dominasi warna kuning hingga merah tua. Distribusi spasial kemunculan sintilasi ionosfer untuk analisis Pontianak lebih kuat di bagian selatan dari *receiver*.



Bandung Pontianak

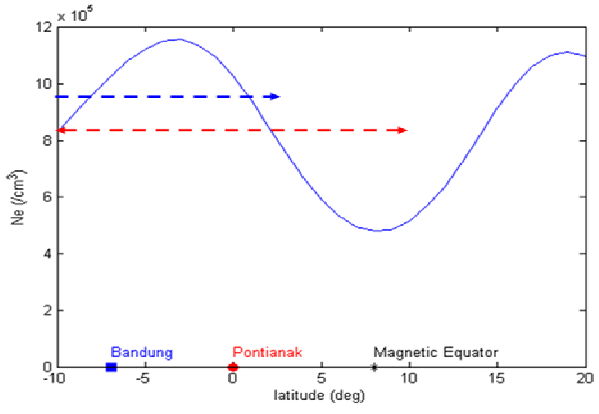
Gambar 4. Distribusi spasial kemunculan sintilasi ionosfer (dalam persen) selama 2001 dalam koordinat elevasi (angka berwarna merah)-azimut (angka berwarna hitam). Titik tengah merupakan lokasi *receiver*.

Frekuensi kemunculan dan intensitas sintilasi ionosfer bergantung pada amplitudo iregularitas ionosfer dan kondisi kerapatan elektron (Maurits, dkk., 2008). Dalam hal ini, iregularitas ionosfer adalah *plasma bubble*. Intensitas sintilasi ionosfer semakin kuat saat *plasma*

ISBN : 978-979-1458-64-1

bubble yang kuat terjadi. Saat *plasma bubble* menjangkau daerah EIA yang mempunyai kerapatan elektron sangat tinggi, sintilasi akan cenderung menjadi semakin kuat dan frekuensi kemunculannya semakin tinggi pula (Aggarwal, dkk., 2012). Untuk kasus Bandung, distribusi spasial kemungkinan besar dipengaruhi oleh lokasi ekuator magnetik dan daerah puncak *EIA* yang terletak di sebelah utara Bandung. Lokasi Pontianak kemungkinan besar berada di antara ekuator magnetik dan daerah *EIA*. Untuk Pontianak, distribusi spasial sintilasi di bagian utara yang lebih lemah dipengaruhi oleh terbentuknya *plasma bubble* di ekuator magnetik, sedangkan distribusi yang lebih kuat di bagian selatan dipengaruhi oleh daerah *EIA*. Di daerah ini, sintilasi semakin kuat dan lebih tinggi frekuensi kemunculannya karena kerapatan elektronnya tinggi.

Kami menggunakan model *IRI-2001* untuk mengetahui karakteristik umum kerapatan elektron di Indonesia. Gambar 5 merupakan plot antara lintang geografi dan kerapatan elektron. Gambar tersebut memberikan informasi kondisi tipikal kerapatan elektron ionosfer di ketinggian 300 km untuk sektor lintang geografi Indonesia. Puncak kerapatan elektron yang merupakan puncak *EIA* belahan bumi selatan ternyata terletak di antara Bandung dan Pontianak. Hasil ini memperkuat dugaan kami bahwa ionosfer sebelah utara Bandung adalah puncak *EIA*. *Receiver* Bandung mendeteksi sintilasi ionosfer yang terkonsentrasi di daerah *EIA*. Gambar tersebut juga memperkuat dugaan bahwa Pontianak terletak di antara ekuator magnetik dan puncak *EIA*. Distribusi spasial untuk analisis data Pontianak tersebar di bagian utara dan selatan, namun lebih kuat di bagian selatan. Ekuator magnetik terletak di bagian utara Pontianak sebagai daerah awal terbentuknya *plasma bubble*, sedangkan puncak *EIA* terletak di bagian selatan dengan iregularitasnya akan semakin kuat sehingga menyebabkan banyak sintilasi ionosfer.



Gambar 5. Kondisi umum kerapatan elektron ionosfer di sektor lintang Indonesia berdasarkan model *IRI-2001*. Tanda panah biru dan merah merupakan indikasi area ionosfer di ketinggian 300 km yang dapat dideteksi oleh masing-masing receiver Bandung dan Pontianak.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Berdasarkan analisis temporal dan spasial, kemunculan sintilasi ionosfer dari data Bandung dan Pontianak terkait erat dengan fenomena *plasma bubble*. Fenomena ini mencakup daerah ekuatorial dan lintang rendah magnetik, bergantung pada aktivitas matahari, memiliki puncak kemunculan di bulan ekuinoks setiap tahunnya, dan mulai muncul setelah matahari terbenam hingga tengah malam. Untuk siklus matahari ke-24, fenomena ini akan semakin banyak terjadi di tahun 2012-2013. Dengan demikian, sintilasi ionosfer juga akan semakin banyak pada tahun-tahun tersebut.

4. KESIMPULAN

Kami telah menginvestigasi kemunculan sintilasi ionosfer lintang rendah untuk sektor Indonesia tahun 2010-2011 menggunakan data S_4 *receiver* GSV4004B dari stasiun Bandung dan Pontianak. Kami menyimpulkan bahwa kemiripan pola variasi musiman dan harian lokal dari dua stasiun tersebut terkait erat dengan fenomena *plasma bubble*. Sintilasi ionosfer yang terkait dengan fenomena *plasma bubble* memiliki variasi musiman dengan puncak kemunculan di bulan ekuinoks setiap tahunnya, frekuensi kemunculan semakin tinggi sesuai dengan kenaikan aktivitas matahari, dan mulai muncul setelah matahari terbenam. Analisis distribusi spasial kemunculan sintilasi ionosfer juga memperkuat keterakitannya dengan fenomena *plasma bubble* yang menjangkau ekutor magnetik hingga daerah *EIA*. Berdasarkan analsis spasial penagamatan Pontianak dan Bandung, kami menyimpulkan bahwa sintilasi ionosfer yang terkait *plasma bubble* terkonsentrasi di antara Pontianak dan Bandung. Hasil tersebut juga menunjukkan bahwa lokasi umum puncak *EIA* berada di antara dua lokasi tersebut.

UCAPAN TERIMA KASIH. Penulis mengucapkan terima kasih kepada Kementerian Riset dan Teknologi Republik Indonesia atas pendanaan pemagangan riset selama 3 bulan di *Electronic and Navigation research Institute* (ENRI), Jepang. Pengolahan dan analisis data dilakukan di ENRI, serta bimbingan melakukan riset diberikan oleh beberapa peneliti senior ENRI.Serta, penulis juga mengucapkan terima kasih staf stasiun Pontianak yang telah menjaga keberlangsungan operasional perangkat GISTM.

DAFTAR RUJUKAN

Aggarwal, M., H. P. Joshi, k. N. Iyer, Y.-S. Kwak, J. J. Lee, and H. Chandra, Day-today Variability of Equatorial anomaly in GPS-TEC during Low Solar Activity Period, Advaces in Space Research, 49, 1709-1720, 2012.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Camargo, P. de Oliveria, J. F G. Monico, and L. D. D. Ferreira, Application of Ionospheric Corrections in the Equatorial Region for L1 GPS Users. Earth Planets Space, 52, 1083-1089, 2000.

Maurits. S. A., V. E. Gherm, N. N. Zernov, and H. J. Starngeways, Modeling of Scintillation Effects on High-latitude transionospheric Paths using Ionospheric Model (UAF EPPIM) for Background Electron Density Specifications. Radio Science, Vol. 43, RS4001, doi:10.1029/2006RS003539, 2008.

Otsuka, Y., K. Shiokawa, and T. Ogawa, Equatorial Ionospheric Scintillations and Zonal Irregularity Drifts Observed with Closely-Spaced GPS Receivers in Indonesia. Journal of Meteorological Society of Japan, Vol. 84A, pp. 343-351, 2006.

Seo, J., T. Walter, and P. Enge, Correlation of GPS Signal Fades due to Ionospheric Scintillation for Aviation Applications, Advances in Space Research, 47, 1777-1788, 2010.

Shiokawa, K., Y. Otsuka, and T. Ogawa, Quasiperiodic southward Moving Waves in 630-nm Airglow Images in the Equatorial Thermosphere, Journal of Geophy. Res., Vol. 111, A06301, doi:10.1029/2005JA011406, 2006.

Sobral, J. H. A., M. A. Abdu, H. Takahashi, M. J. Taylor, E. R. De Paula, C. J. Zamlutti, M. G. de Aquino, G. L. Borba, Ionospheric Plasma Bubble Climatology over Brazil based on 22 Years (1977-1998) of 630-nm Airglow Observations, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 64, 1517-1524, 2002.

Tsunoda, R. T., Control of the Seasonal and Longitudinal Occurrence of Equatorial Scintillation by the Longitudinal Gradient in Integrated E Region Pederson Conductivity, Journal of Geophys. Res, Vol 90, A1, 447-456, 1985.

ISBN : 978-979-1458-64-1

PENYEBARLUASAN INFORMASI CUACA ANTARIKSA MELALUI SITUS WEB LAPAN BANDUNG MENGGUNAKAN FRAMEWORK DRUPAL PAGE SERVING

Siti Maryam
Pusat Sains Antariksa – Lapan
maryam@bdg.lapan.go.id; fham2.siti.maryam@gmail.com

Abstract

Today, the public can access space weather information by Lapan Bandung website, www.bdg.lapan.go.id. Sources of information derived from dynamic web contens of Space and Solar Division, Geomagnetic and Space Magnetism Division, and Ionosphere and Telecommunication Division. This paper describes the mechanism Drupal Framework Page Serving for processing each module of space weather database research. The Framework Drupal Page Serving can be applied on web 2.0 with the CMS (Content Management System) feature and FreeBSD operating system specifications. It's appropriate implemented on Lapan Bandung website. It will integrate information from each database research for dissemination of the latest space weather information which presented concise on main page Lapan Bandung website.

***Keywords** : Space Weather, Drupal, Dynamic Web*

Abstrak

Saat ini masyarakat dapat mengakses informasi cuaca antariksa melalui situs web Lapan Bandung www.bdg.lapan.go.id. Sumber informasi berasal dari konten web dinamis Bidang Matahari dan Antariksa, Geomagnet dan Magnet Antariksa, dan Bidang Ionosfer dan Telekomunikasi. Makalah ini membahas mekanisme *Framework Drupal Page Serving* pada pemrosesan setiap modul basis data hasil penelitian cuaca antariksa. *Framework Drupal Page Serving dapat diterapkan pada* pada web 2.0 dengan spesifikasi sistem operasi FreeBSD dan fitur CMS (*Content Management System)* dan dapat diterapkan pada situs web Lapan Bandung. *Framework Drupal Page Serving* akan mengintegrasikan informasi dari setiap basis data hasil penelitian untuk penyebarluasan informasi cuaca antariksa terkini yang disampaikan secara ringkas pada halaman utama situs web Lapan Bandung.

Kata Kunci : Cuaca Antariksa, Drupal, Web Dinamis

1. PENDAHULUAN

Cuaca antariksa menggambarkan kondisi di antariksa yang meliputi kondisi pada matahari di angin surya, magnetosfer, ionosfer dan termosfer. Cuaca antariksa sangat dipengaruhi aktivitas matahari terutama kecepatan dan kerapatan angin surya, sifat medan magnet, serta medan magnet antar planet yang dibawa oleh plasma angin surya dan lokasi kita di sistem tata surya (Rahayu dkk, 2009)

ISBN : 978-979-1458-64-1

Dalam dua dekade terakhir kehidupan manusia dan sistem teknologi yang terpengaruh oleh cuaca antariksa telah meningkat. Misalkan banyak orang yang menggunakan teknologi berbasis satelit, seperti TV satelit, pengguna GPS, komunikasi telepon seluler akan terganggu saat cuaca antariksa ekstrim. Satelit adalah teknologi yang paling langsung kena dampaknya. Satelit dapat mengalami kerusakan sistem elektronik saat terkena dampak cuaca antariksa ekstrim. Selain itu, teknologi di Bumi dan sistem biologis mahluk hidup juga dapat terkena dampak cuaca antariksa yang ekstrim, Oleh karena itu prediksi dan informasi cuaca antariksa sangat penting dan diperlukan.

Lapan sebagai lembaga yang secara khusus mengkaji cuaca antariksa, telah melakukan pengkajian, pengamatan serta penelitian mengenai aktivitas matahari dan mitigasi gangguan cuaca antariksa. Lapan berkontribusi dalam menyampaikan informasi cuaca antariksa melalui situs web www.bdg.lapan.go.id.

Untuk menyebarluaskan informasi cuaca antariksa, Lapan memanfaatkan Drupal sebagai teknologi perangkat lunak. Drupal adalah CMS terbaik di dunia (www.drupalisme.com, 2013). Drupal sangat modular, *open source*, dengan fokus perhatian pada kolaburasi kerangka pengelolaan konten (VanDyk, 2010). Perangkat lunak *open source* dipertahankan dan dikembangkan oleh masyarakat lebih dari 630.000 pengguna dan pengembang (Meyer, 2012).

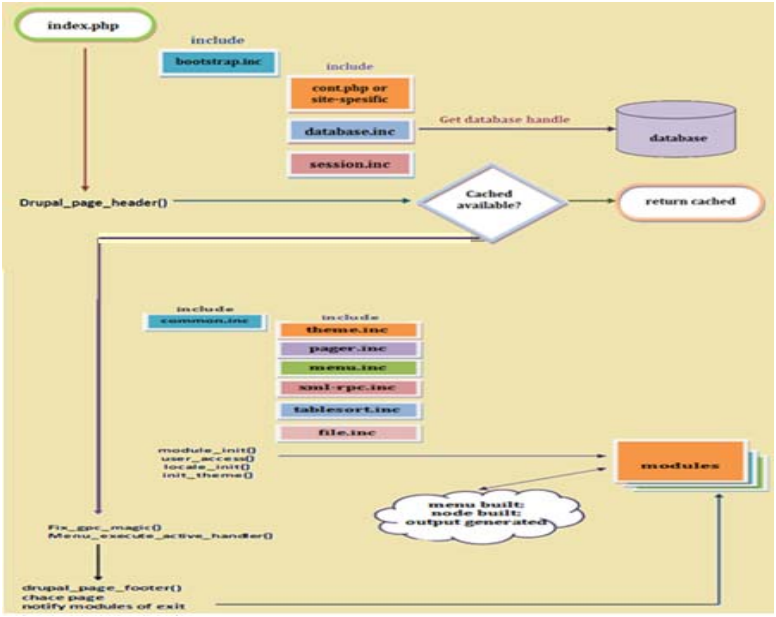
Pengembangan Drupal pada situs web Lapan Bandung dimulai tahun 2011. Dengan Drupal, informasi cuaca antariksa yang berasal dari hasil kajian, pengamatan serta penelitian bidang Matahari dan Antariksa, bidang Geomagnet dan Magnet Antariksa, dan bidang Ionosfer dan Telekomunikasi disimpan dalam suatu database terintegrasi, dan disebarluaskan melalui halaman indeks situs web Lapan Bandung dalam format yang ringkas.

2. METODE

Metode penyebarluasan informasi cuaca antariksa pada situs web Lapan Bandung, menggunakan *Framework Page Serving*, yaitu salah satu fitur Drupal yang bekerja pada teknologi perangkat lunak dengan spesifikasi, teknologi web dinamis versi 2.0, berbasis *open source* dan konsep CMS *(Conten Management System)*. *Drupal Framework Page Serving* bekerja dengan melibatkan *file index.php, bootstrap.inc, cont.php or site.spesifik, database.inc, session.inc, common.inc, theme.inc, pager.inc, menu.inc, xml.rpc.inc, tablesort.inc, file.inc, cache availabilty, DBMS (Database Management System)* dan modul-modul pengelolaan konten basis data (Gambar 2). *Cache availability* akan memproses permintaan informasi dan akan menyampaikannya melalui halaman indeks. Pencarian informasi dilanjutkan pada modul pengelolaan konten basis data jika tidak tersedia pada *cache availability*. Informasi terbaru akan disajikan secara ringkas pada halaman indeks dengan melibatkan *Drupal Page Header* dalam berbagai format, seperti RSS (*Really Simple*

ISBN : 978-979-1458-64-1

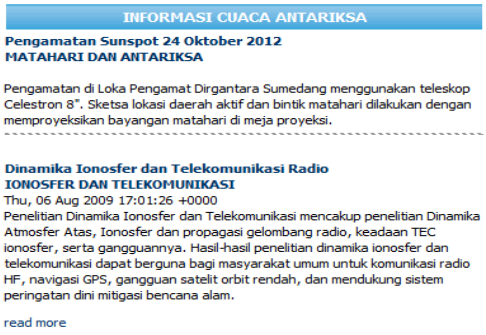
Syndication), RDF (*Resource Description Framework)*, XML *(Extensible Markup Language)* dan *back end scripting*.



Gambar 2. *Drupal Page Serving* (VanDyk, 2010).

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Penggunaan *Framework Drupal Page Serving* menghasilkan konten informasi cuaca antariksa pada situs web Lapan Bandung, ditampilkan pada halaman indeks secara ringkas (Gambar 3.1). Sumber informasi cuaca antariksa tersimpan dalam basis data terintegrasi, ditampilkan dengan ikon menu utama (Gambar 3.2), dengan teknologi web dinamis versi 2.0, didukung oleh aplikasi teks, gambar, photo, *flash*, serta aplikasi administrator.

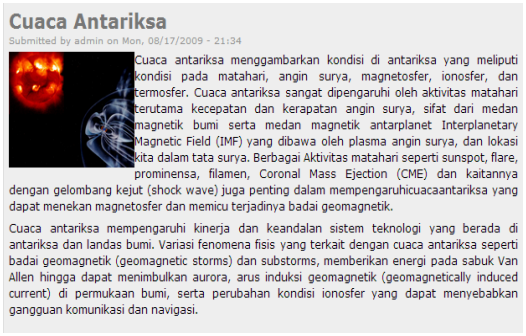


Gambar 3.1. Ringkasan Informasi Cuaca Antariksa Pada Halaman Indeks.

Gambar 3.2. Ikon Integrasi Basis Data Cuaca Antariksa.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Informasi cuaca antariksa yang dihasilkan dari kajian, pengamatan serta penelitian bidang Matahari dan Antariksa. Informasi tentang aktivitas matahari dan dampaknya, bilangan sunspot, prediksi bilangan sunspot, informasi pengamatan matahari di Loka Pengamat Dirgantara Lapan Sumedang dan Balai Pengamat Dirgantara Lapan Watukosek, prediksi flare dan kondisi terakhir matahari (Gambar 3.3 dan 3.4).

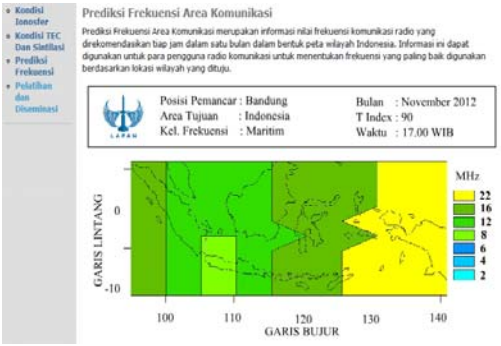


Gambar 3.3. Informasi Cuaca Antariksa.

Gambar 3.4. Informasi Aktivitas Matahari.

Gambar 3.5 dan 3.6 menguraikan informasi cuaca antariksa yang dihasilkan dari kajian, pengamatan serta penelitian bidang Ionosfer dan Telekomunikasi, yaitu informasi kondisi Ionosfer, kondisi *Total Electron Content* (TEC) dan sintilasi, dan frekuensi. Lebih jelasnya informasi mengenai Frekuensi kritis lapisan F2 ionosfer (foF2), peta m(3000)F2, Peta kesalahan propagasi ionosfer pada sistem differential GPS (DGPS), dan peta *Total Electron Content* (TEC) ionosfer, GDOP (*Geometric Dilution of Precision*) dan PDOP (*Position (3-D) Dilution of Precision*), visibilitas satelit, elevasi satelit, *Sky Plot* Satelit dan Jumlah Satelit GPS. Informasi Prediksi frekuensi dan parameter komunikasi radio (Gambar 3.7) dan prediksi frekuensi area komunikasi.

Gambar 3.5. Informasi Dinamika Ionosfer dan Telekomunikasi.

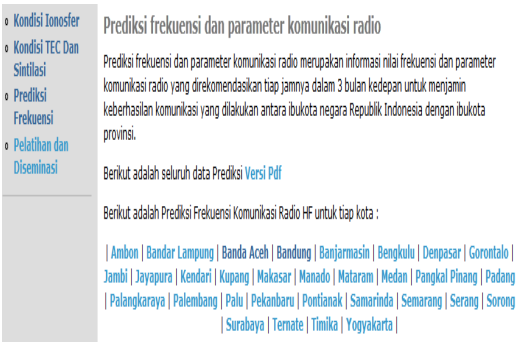


Gambar 3.6. Informasi Prediksi Frekuensi Area Komunikasi.

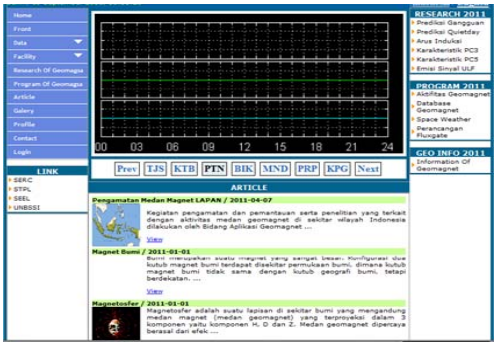
Gambar 3.8 menguraikan informasi cuaca antariksa yang dihasilkan dari kajian, pengamatan serta penelitian bidang Geomagnet dan Magnet Antariksa. Informasi tentang penelitian gangguan

ISBN : 978-979-1458-64-1

medan magnet bumi, pengamatan medan magnet Lapan, medan magnet bumi dan magnetosfer. Informasi arus induksi, karakteristik PC3 dan PC5, serta emisi sinyal ULF.

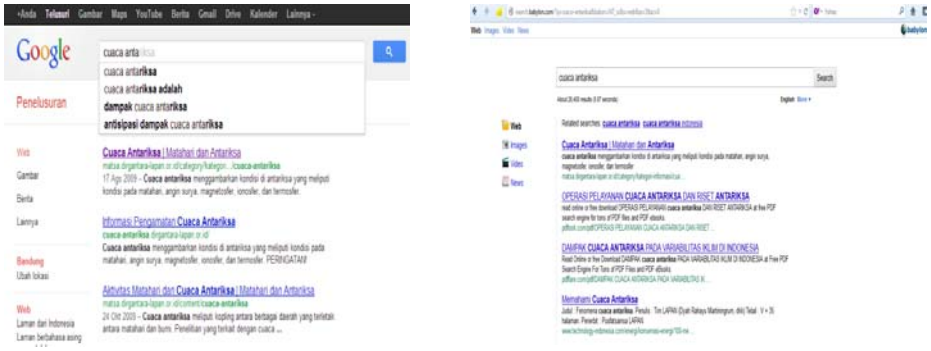


Gambar 3.7. Informasi Prediksi Frekuensi dan Parameter Komunikasi Radio.



Gambar 3.8. Informasi Geomagnet dan Magnet Antariksa.

Masyarakat dapat melakukan pencarian informasi cuaca antariksa melalui mesin pencari google dan babylon, dengan menggunakan berbagai aplikasi browser, baik untuk jenis desktop, laptop ataupun *smartphone* (Gambar 3.9). Informasi cuaca antariksa yang tampil pada kedua mesin pencari akan menempati posisi teratas dari pencarian. Hal ini merupakan umpan balik penyebarluasan informasi cuaca antariksa dari situs web Lapan Bandung.



Gambar 3.9. Umpan balik Penyebarluasan Informasi Cuaca Antariksa Pada Google dan Babylon.

4. KESIMPULAN

Framework Drupal Page Serving dapat diterapkan pada situs web Lapan Bandung untuk penyebarluasan informasi cuaca antariksa, karena memiliki spesifikasi *open source* pada sistem operasi, aplikasi, web dinamis dan *Content Management System* (CMS) dengan model basis data terintegrasi. *Framework Drupal Page Serving* menjadikan informasi cuaca antariksa pada situs web Lapan Bandung mudah diakses pada aplikasi pengakses *Internet Explorer, Mozilla Firefox, Opera,*

ISBN : 978-979-1458-64-1

dan BlackBerry Browser. Melalui mesin pencari *Google, Google Chrome* dan *Babylon*, informasi cuaca antariksa menempati ranking teratas pencarian. *Framework Drupal Page Serving* memungkinkan untuk melengkapi informasi cuaca antariksa pada situs web Lapan Bandung berintegrasi dengan situs lain baik dalam negeri, luar negeri, *blogger* dan situs jejaring sosial.

DAFTAR RUJUKAN

Dyah Rahayu, dkk,2009, Fenomena Cuaca Antariksa, Puspa Swara Bekerjasama dengan Pusfatsainsa-LAPAN. ISBN 978 979 1474412.

VanDyk, J. K., Pro Drupal 7 Development, Apress, USA, ISBN-10: 1430228385,ISBN-13: 978-1430228387, 2010.

Meyer, J. M., Open Source Drupal Content Management SystemPowers Some Of Government's Biggest Sites , Game Change, 2012.

Internet, 2012, http://www.bdg.lapan.go.id/, diakses tanggal 20 November 2012.

Internet, 2012, http://www.dirgantara-lapan.or.id/, diakses tanggal 21 November 2012.

Drupal Indonesia, 2013, http://www.drupalisme.com, diakses tanggal 20 Mei 2013.

ISBN : 978-979-1458-64-1

PENERAPAN METODE TURNER PADA PERHITUNGAN INDEKS T IONOSFER REGIONAL INDONESIA

Slamet Syamsudin dan **Varuliantor Dear**
Kelompok Penelitian ionosfer dan Propagasi Gelombang radio
Bidang ionosfer dan Telekomunikasi, Pusat Sains Antariksa, LAPAN
slamet_syamsudin@rocketmail.com

Abstract

Implementation of Turner to calculated the regional Index T in Indonesia are done as a solution to improve the result of the frequency prediction using ASAPS (Advanced Stand Alone Prediction System) software. From the implementation using 4 stasiun in Indonesia, the result shows that variation of Index T from each station are have a maximum deviation value from 0,3 to 20,4. This result shows that the T index in Indonesia can be divide by two different region which is west Indonesia and east Indonesia. For the west region, the index T can be used from one of the three station, and for the east region, can be used the T index from Biak station.

***Keywords** : T index, Turner, Frequency Prediction.*

Abstrak

Penerapan metode Turner untuk mendapatkan nilai indeks T regional Indonesia dilakukan sebagai upaya meningkatkan akurasi hasil perhitungan prediksi frekuensi komunikasi radio HF(3-30 MHz) menggunakan *software* ASAPS (*Advanced Stand Alone Prediction System*). penerapan yang dilakukan, dengan mengunakan data foF2 dari 4 lokasi stasiun ionosonda hasil pengamatan tahun 1998 hingga 2011, diperoleh variasi nilai Indeks T dari masing-masing stasiun beserta selisih maksimum nilai Indeks T antar stasiun. Selisih maksimum yang mencapai 0,3 hingga 20,4 menunjukan bahwa nilai indeks T dapat dikelompokan kedalam 2 wilayah yang berbeda. Wilayah barat Indonesia diwakili oleh nilai rata-rata Indeks T stasiun Pontianak, Kototabang, dan Tanjungsari. Sedangkan wilayah Timur Indonesia diwakili oleh nilai Indeks T yang diperoleh dari stasiun Biak.

Kata kunci : Indeks T, Turner, prediksi frekuensi.

1. PENDAHULUAN

Prediksi frekuensi komunikasi radio HF memanfaatkan *software* ASAPS saat ini telah cukup banyak diterapkan di wilayah Indonesia. Pemilihan software ASAPS tersebut didasari oleh sifat software ASAPS yang ramah pengguna (*user friendly*), dan juga berdasarkan hasil prediksi frekuensi yang dirasakan cukup akurat oleh pengguna (Dear, 2012).

Dalam perhitungan prediksi frekuensi, *software* ASAPS menggunakan parameter masukan berupa indeks T yang merepresentasikan kondisi lapisan ionosfer dari pemantulan gelombang radio yang terjadi (Lianne, 2010). Nilai indeks T akan mempengaruhi akurasi – prediksi frekuensi yang

ISBN : 978-979-1458-64-1

dihasilkan. Apabila nilai indeks T yang digunakan tidak mewakili kondisi lapisan ionosfer, maka hasil perhitungan prediksi frekuensi yang diperoleh akan memiliki tingkat kesalahan yang tinggi.

Metode perhitungan indeks T global telah dibuat oleh Turner menggunakan data foF2 dari berbagai stasiun diseluruh bumi (Turner, 1968). Saat ini, nilai indeks T digunakan dalam perhitungan prediksi frekuensi menggunakan *software* ASAPS untuk sirkuit komunikasi yang berada diwilayah Indonesia. Namun, apabila merujuk pada sifat ionosfer yang berskala regional (McNamara, 1991), nilai indeks T yang digunakan akan memberikan hasil yang lebih baik apabila penentuannya menggunakan data ionosfer Indonesia. Pada makalah ini dibahas tentang penerapan metode *Turner* dengan menggunakan data foF2 dari 3 stasiun di Indonesia. Dengan penerapan metode *Turner*, hasil yang diperoleh diharapkan dapat menunjukkan variasi nilai indeks T dari tiap-tiap stasiun. Dari hasil tersebut, dapat ditentukan nilai indeks T regional yang dapat digunakan untuk perhitungan prediksi frekuensi menggunakan *software* ASAPS. Dengan upaya tersebut, prediksi frekuensi yang dilakukan diwilayah Indonesia diharapakan dapat lebih akurat.

2. DATA DAN METODOLOGI

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah median bulanan foF2 dari stasiun Kototabang, Pontianak, dan Tanjungsari hasil pengamatan antara tahun 1998-2011 serta bilangan sunspot pada waktu yang sama. Data median bulanan foF2 diperoleh dari rata-rata foF2 setiap jamnya. Sedangkan data SSN diperoleh dari situs www.sidc.oma.be (SIDC, 2003).

Median foF2 dan data SSN diolah untuk mendapatkan nilai koefisien regresi liniernya. Regresi linear yang diperoleh, digunakan lagi untuk mendapatkan nilai indeks T baru dengan menggunakan nilai median foF2. Indeks T baru dan SSN diolah kembali untuk ~~i~~ sehingga diperoleh nilai koefisien regresi linearnya. Dari persamaan regresi linear tersebut, kembali dilakukan perhitungan nilai indeks T yang baru dengan menggunakan nilai median foF2 hingga diperoleh nilai koefisien dari persamaan regresi linear yang dihasilkan. Langkah tersebut diulangi sehingga diperoleh persamaan regresi linear yang menunjukkan nilai koefisien korelasi R = 1.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Dari penerapan metode Turner dengan data dari tiap-tiap stasiun, diperoleh nilai koefisien persamaan linear perhitungan indeks T, yang berbeda untuk tiap bulannya seperti pada Tabel 1. Koefisien A dan B yang disajikan pada Tabel 1 merupakan koefisien yang digunakan menghitung nilai indeks T dari nilai foF2 stasiun pengamatan.

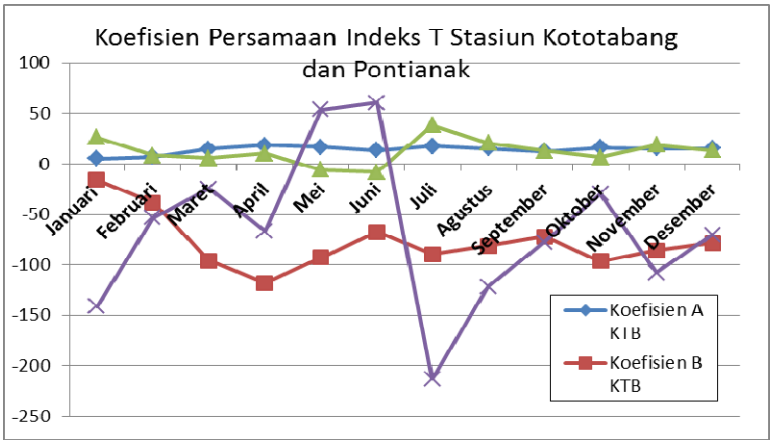
ISBN : 978-979-1458-64-1

Tabel 1. Koefisien A Dan B Persamaan Indeks T Dengan Menggunakan Metode Turner

Bulan	Kototabang (0.3LS,100.35BT)		Pontianak (0.03LS,109.39BT)		Tanjungsari (6.91LS,107.83B)		Biak (6.91LS, 107.83BT)	
	A	**B**	**A**	**B**	**A**	**B**	**A**	**B**
Januari	5.31	-16.01	26.24	-141.16	20.58	-177.01	128,46	-643,24
Februari	7.25	-38.04	8.45	-53.16	25,51	-175.40	21,35	-114,35
Maret	15.02	-95.91	5.79	-24.705	18.04	-120.33	101,12	-636,84
April	18.41	-118.09	10.48	-66.59	23.08	-168.89	104,26	-697,22
Mei	16.53	-92.75	-5.95	54	27.90	-175.11	24,08	-424
Juni	13.56	-67.56	-7.86	60.81	29.12	-148.10	117,59	-602,26
Juli	17.41	-89.37	38.107	-213.23	27.86	-136.75	-21524	171,15
Agustus	15.56	-81.23	20.705	-121.63	28.81	-158.71	121,51	-668,22
September	12.805	-72.13	12.95	-77.81	25.63	-170.24	-83,35	100,22
Oktober	16.237	-96.16	6.67	-29.61	22.97	-166.16	120,4	-741,7
November	15.26	-85.76	18.91	-107.7	25.24	-80.178	133,86	-711,86
Desember	15.51	-78.43	13.58	-70.05	29.91	-204.21	66,939	-335,93

Dari Tabel 1 terlihat bahwa nilai koefisien A dan B untuk tiap bulan dari tiap-tiap stasiun memiliki perbedaan yang cukup jelas. Nilai-nilai tersebut menunjukkan korelasi antara foF2 pada tiap stasiun setiap bulannya dengan SSN. Hal ini dikarenakan proses penentuan koefisien tersebut merupakan koefisien regresi linear antara hubungan foF2 dengan nilai SSN.

Berdasarkan Tabel 1 dapat dibandingkan koefisien A dan B untuk dua stasiun yang memiliki lintang yang sama namun bujur yang berbeda. Pada Gambar 1 ditunjukkan grafik perbandingan koefisien A dan B untuk stasiun Kototabang (KTB) dan Pontianak (PTK). Dari gambar tersebut terlihat bahwa nilai koefisien dari tiap stasiun untuk tiap bulannya memiliki perbedaan yang cukup besar. Pada bulan Maret, April, Mei, Juni, Oktober, dan Desember, nilai koefisian A pada stasiun Kototabang memiliki nilai yang lebih besar dari nilai koefisien pada stasiun Pontianak. Sedangkan pada bulan September, nilai koefisien antara Kototabang dengan Pontianak hanya memiliki selisih sebesar 0,1.



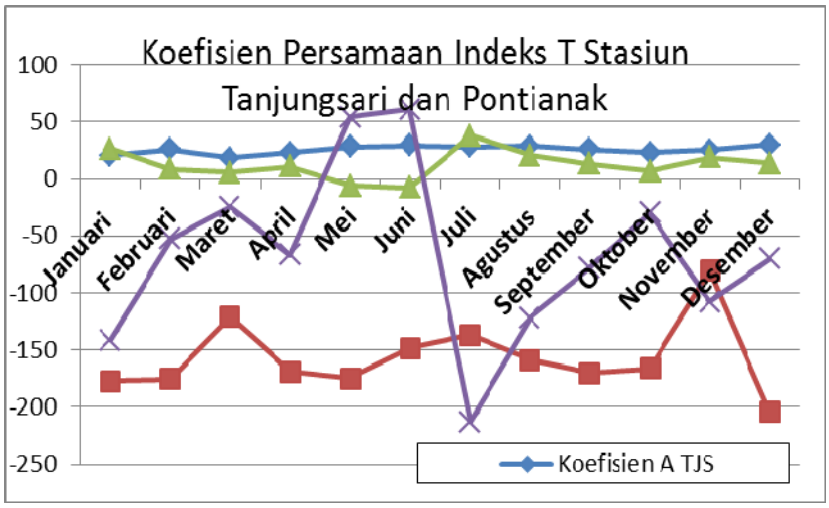
Gambar 1. Perbandingan koefisien A dan B stasiun Kototabang dan Pontianak

ISBN : 978-979-1458-64-1

Perbedaan variasi dari bulan yang sama untuk kordinat geografis dengan bujur yang berbeda seperti disajikan pada Gambar 1 menunjukkan hubungan dari kondisi aktifitas ionosfer dengan aktifitas Matahari yang berbeda untuk tiap stasiun. Dari data tersebut terlihat bahwa perbedaan yang terjadi juga berfluktuatif tiap bulannya. Nilai yang berfluktuatif tersebut menunjukkan bahwa nilai foF2 dari 2 stasiun tidak dapat saling mengisi kendatipun berada di lintang yang sama.

Perbedaan konstanta A dan B dari dua lokasi stasiun yang bujurnya hampir sama namun berbeda lintangnya cukup menarik untuk dikaji. Pada Gambar 2 disajikan perbandingan antara nilai koefisien A dan B untuk stasiun Tanjungsari dan Pontianak. Perbedaan konstanta untuk dua stasiun tersebut berfluktuasi setiap bulannya.

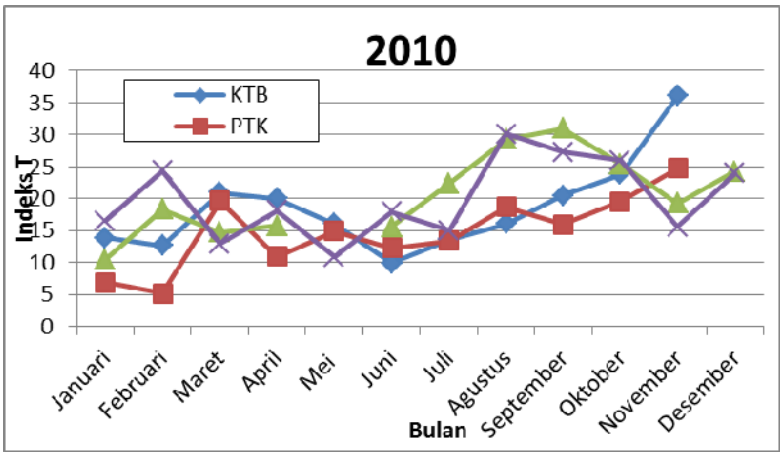
Pada Gambar 2 terlihat perbandingan nilai konstanta A dan B dari stasiun Pontianak dan Tanjungsari yang memiliki bujur yang hampir sama namun berbeda lintang. Pada Gambar 2, nilai koefisien yang diperoleh dari stasiun dengan bujur yang sama namun dengan lintang yang berbeda juga menunjukkan nilai yang berbeda setiap bulannya. Simpangan yang terjadi juga berada pada rentang 50.



Gambar 2. Perbandingan koefisien A dan B stasiun Tanjungsari dan Pontianak

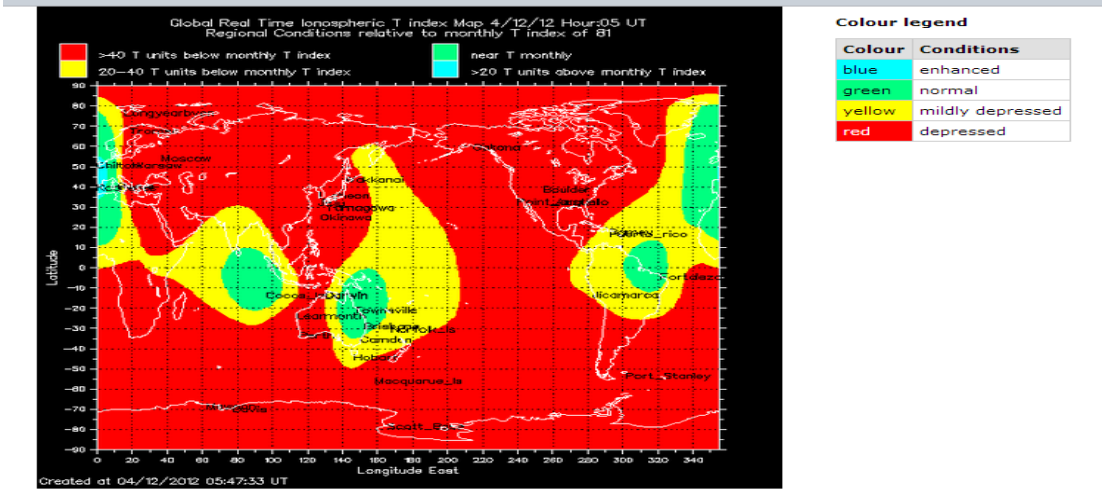
Untuk mengetahui nilai indeks T yang dapat digunakan sebagai nilai indeks T yang mewakili kondisi ionosfer di wilayah tersebut, maka nilai Indeks T dari data foF2 masing-masing stasiun perlu dibandingkan. Pada Gambar 3 disajikan perbandingan indeks T pada tahun 2010 berdasarkan nilai foF2 dan persamaan perhitungan indeks T masing-masing stasiun setiap bulannya. Pada Gambar tersebut secara jelas dapat diketahui selisih perbedaan ɨ nilai indeks T yang diperoleh.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3. Nilai hasil perhitungan Indeks T tahun 2010 dari empat stasiun pengamat dirgantara.

Pada Gambar 3 terlihat bahwa nilai indeks T tiap-tiap stasiun memiliki nilai yang berbeda, namun memiliki pola yang hampir sama Nilai indeks T yang lebih tinggi dominan diperoleh dari stasiun Biak (BIK) dan Tanjungsari (TJS). Kendatipun nilai dari kedua stasiun tersebut lebih tinggi, namun perbedaan nilai indeks T lebih dari 40 dapat dikategorikan sebagai batas toleransi simpangan dari indeks T yang dapat digunakan (Turner, 1968). Hal ini juga diperkuat dari rujukan layanan indeks T harian *real time* pada website IPS yang menyatakan bahwa dua nilai Indeks T yang berbeda lebih dari 40 dikategorikan sebagai perbedaan signifikan dan dindikasikan dengan warna merah. (Gambar 4).



Gambar 4. Layanan peta indeks T harian real time website IPS (IPS,2012)

Untuk mengetahui bahwa nilai indeks T regional Indonesia dapat diwakili oleh nilai Indeks T dari salah satu stasiun, maka pada Tabel 2 disajikan nilai indeks T tiap stasiun beserta selisih nilai maksimum Indeks T pada tahun 2010. Berdasarkan tabel tersebut, terlihat bahwa selisih nilai indeks T maksimum yang diperoleh berada pada rentang 0,3 sampai 20,4. Selisih nilai Indeks T yang

ISBN : 978-979-1458-64-1

mencapai diatas 20 umumnya terjadi antara data dari stasiun Biak dengan data dari stasiun di Pontianak maupun Kototabang. Perbedaan inilah yang perlu dijembatani guna mendapatkan nilai indeks T regional diwilayah Indonesia.

Tabel 2. Perbandingan Nilai Indeks T Tahun 2010 dan Selisih Maksimum yang Diperoleh

Bulan	KTB	PTK	TJS	BIK	Selisih Maks
Januari	13,92	6,93	10,45	16,50	9,57
Februari	12,64	5,189	18,359	24,36	19,17
Maret	21,01	19,60	14,72	13.00	8.00
April	19,99	10,96	15,76	18,16	9,01
Mei	16,01	14,88		10,88	5,13
Juni	9,94	12,28	15,61	17,97	8,03
Juli	13,60	13,41	22.00	14,99	9.00
Agustus	16,04	18,69	29.00	30,09	14,05
September	20.00	15,92	30,98	27,28	15,06
Oktober	24.00	19,58	25,44	25,93	6,35
November	36,03	24,72	19,23	15,58	20,45
Desember			24,31	23,94	0,37

Dari Tabel 2 dapat terlihat bahwa selisih maksimum Indeks T mencapai nilai 20 terjadi pada bulan November yakni antara indeks T Kototabang dengan Biak. Sedangkan pada bulan Februari selisih maksimum nilai indeks T mencapai 19.17, juga terjadi antara indeks T Biak dengan Pontianak yang keduanya berada dalam zona waktu yang berbeda 2 jam. Hal ini menunjukkan bahwa indeks T regional yang dapat digunakan untuk wilayah Indonesia perlu dibagi kedalam 2 zona yakni Indonesia Barat dan Indonesia Timur. Indonesia Barat dapat diwakili oleh data dari salah satu stasiun, Kototabang, Pontianak, atau Tanjungsari. Sedangkan zona Indonesia Timur dapat menggunakan data dari stasiun Biak.

Perlu diketahui bahwa batas toleransi selisih maksimum adalah 20, jika lebih besar dari 20, maka nilai indek T perlu dikoreksi, jika lebih kecil dari 20 nilai indeks T dalam kondisi normal.

4. KESIMPULAN

Penerapan metode Turner dalam perhitungan persamaan Indeks T regional menggunakan data foF2 di beberapa stasiun di Indonesia menghasilkan nilai koefisien yang berbeda untuk masing-masing stasiun. Terlihat nilai yang fluktuatif setiap bulannya dari masing masing stasiun kendatipun memiliki koordinat linatng maupun bujur yang sama. Namun, kendatipun nilai koefisien tiap-tiap stasiun berbeda, nilai Indeks T yang dihasilkan dari tiap-tiap stasiun ternyata tidak memiliki perbedaan yang cukup jauh. Perbedaan nilai Indeks T yang diperoleh dari tiap stasiun-stasiun berada pada rentang 0,3 hingga 20,4. Perbedaan selisih yang tinggi umumnya terdapat untuk stasiun Biak dengan stasiun lain yang berada cukup jauh seperti Kototabang dan Pontianak. Hal ini menunjukan bahwa nilai indeks T yang mewakili kondisi ionosfer regional dapat dibagi kedalam

ISBN : 978-979-1458-64-1

dua zona wilayah yakni Indonesia Barat dan Indonesia Timur. Indonesia Barat dapat diwakili oleh data dari salah satu stasiun di antara Kototabang, Pontianak, dan Tanjungsari, sedangkan zona Indonesia Timur diwakili oleh data dari stasiun Biak.

DAFTAR RUJUKAN

Dear, V., Syamsudin, S., 2012, *Uji Sebaran Perhitungan Indeks T Regional Indonesia*, Dalam proses publikasi Majalah Sains Teknologi Dirgantara, LAPAN.

Lianne , 2010, *WASAPS Version 5.3 Tutorial*, IPS Radio and Space Services.

McNamara L., F., 1991, *The Ionosphere: Communications, Surveillanca, and Direction Finding*, Krieger publishing Company.

Suhartini S., 2011, *Penentuan Indeks T Regional untuk Pelayanan dan Pengujian Prediksi Frekuensi Sirkit Tetap dan Bergerak*, Laporan Kegiatan Penelitian Tahun 2011 Pusat Sains Antariksa, LAPAN.

Thompson, R., 2011, *T Index FAQ; Educational Pages of IPS Website***,** http://www.ips.gov.au/Educational/5/2/1, akses Juni 2011.

Turner, Jack., 1968, *The Development of the Ionospheric Index – T*, IPS series R Report, IPS-R11, Australian Government Department of Administrative Services.

Global T Index Map Real Time, IPS Radio and Space Service, http://www.ips.gov.au/HF_Systems/6/9, diunduh tahun 2012.

Monthly and Monthly Smoothed Sunspot Number, SIDC, http://sidc.oma.be/sunspot-data/, diunduh tahun 2003.

ISBN : 978-979-1458-64-1

ANALISIS KETERKAITAN ANTARA KEJADIAN *SPREAD-F* DAN SINTILASI IONOSFER

Sri Ekawati[1,2]
[1]Mahasiswa Magister Fisika, FMIPA, ITB
[2]Bidang Ionosfer dan Telekomunikasi, Pusat Sains Antariksa, LAPAN
sekawati@students.itb.ac.id; ekawa_srie@bdg.lapan.go.id

Abstract

Irregularities in the ionosphere can cause disturbance on radio communications signal propagation in wide frequency spectrum, from HF to UHF range. The Strong Spread-F can cause HF radio communications in the form of fading. And the occurrence of ionospheric scintillation will cause loss of lock on the navigation system and degradation of signal quality on satellite communication systems especially in L-band range. This paper analyzed the relationship of ionospheric scintillation occurrence using parameter the change of Total Electron Content (ROT), ROT Index (ROTI) and the Strong range Spread-F (SSF). TEC data obtained from the GPS data Ionospheric scintillation and TEC Monitoring (GISTM) GSV4004 in Bandung. The calculation parameters of ROTI are quite complex but ROTI can detect ionospheric disturbances in the order of kilometers. Spread-F data obtained from the ionosonde IPS-71 in LPD Sumedang which is located approximately 30 km from Bandung. On 26 September 2012, a strong spread-F occur around 20:00 pm and 22:00 pm. At the same time, ROT fluctuate ± 3 and ROTI increases greater than 0.7 which showed by GPS satellite PRN 02 and PRN 21. The impact on the signal quality degradation seen in the value of L2 carrier-to-noise-density ratio (C/No) decreased till 5 dBHz. The results show the occurrence of spread-F strongly associated with the ionospheric scintillation.

Keywords: *Ionosphere, spread-F, scintillation, ROTI*

Abstrak

Ketidakteraturan ionosfer dapat mengganggu propagasi sinyal komunikasi radio dengan spektrum frekuensi yang lebar yaitu dari *range* HF sampai dengan UHF. Kemunculan *Spread-F* kuat dapat menyebabkan gangguan komunikasi radio HF berupa *fading*. Kemunculan sintilasi ionosfer akan menyebabkan gangguan pada sistem navigasi berupa *loss of lock* dan sistem komunikasi satelit pada *range L-band* berupa penurunan kualitas sinyal. Pada makalah ini dianalisis keterkaitan kemunculan sintilasi ionosfer dari parameter *Rate change of Total Electron Content Index* (ROTI) dan kemunculan *Strong range Spread-F* (SSF). Data ROTI diperoleh dari penerima GPS *Ionospheric Scintillation and TEC Monitoring* (GISTM) GSV4004B Bandung (6,90^{o}LS;107,60^{o}BT). Perhitungan parameter ROTI cukup kompleks namun ROTI dapat mendeteksi gangguan ionosfer dalam orde kilometer. Data *Spread-F* diperoleh dari data ionosonda IPS-71 di LPD Sumedang (6,91^{o}LS;107,83^{o}BT) yang terletak kurang lebih 30 Km dari Bandung. Pada tanggal 26 September 2012, *spread-F* kuat terjadi sekitar pukul 20:00 WIB dan 22:00 WIB. Pada waktu yang sama, fluktuasi ROT mencapai ± 3 TECU dan kenaikan nilai ROTI lebih besar 0.7 yang ditunjukkan PRN 02 dan PRN 21. Dampaknya adalah penurunan kualitas sinyal pada L2 *carrier-to-noise-density-ratio* (C/No) mencapai 5 dB-Hz. Hasil menunjukkan kemunculan *spread-F* kuat berkaitan dengan kemunculan sintilasi ionosfer.

Kata Kunci : Ionosfer, *Spread-F*, Sintilasi, ROTI

ISBN : 978-979-1458-64-1

1. PENDAHULUAN

Wilayah Indonesia termasuk dalam daerah ± 20 derajat dari ekuator magnet. Ionosfer di daerah tersebut mempunyai densitas elektron yang lebih tinggi dibandingkan daerah lintang tinggi. Pada daerah tersebut juga terjadi anomali ionosfer atau *Equatorial Ionization Anomaly* (EIA), sehingga ionosfer pada daerah ini menarik untuk diteliti.

Fenomena ketidakteraturan ionosfer dapat menyebabkan masalah serius pada propagasi sinyal komunikasi radio. Kemunculan *Spread-F* dapat menyebabkan gangguan pada komunikasi HF (3 – 30 MHz) berupa *fading* (Rao, 1984). Terjadinya *spread-F* dapat mengganggu komunikasi radio yang menggunakan ionosfer sebagai media pemantul karena titik pantul di ionosfer tidak sama (menyebar) sehingga menyebabkan interferensi gelombang yang menyebabkan *fading* (Rao, 1984). Dampak ketidakteraturan ionosfer pada komunikasi data menggunakan radio ditunjukkan oleh kesalahan penerimaan data dengan menghilangnya beberapa karakter informasi (Dear, 2010). Fenomena lainnnya adalah kemunculan sintilasi ionosfer yang dapat menyebabkan gangguan pada sistem navigasi berbasis satelit dan sistem komunikasi satelit khususnya pada *L-band*. Kejadian sintilasi ionosfer dapat mengganggu sistem navigasi berbasis satelit berupa *loss of lock* sehingga penerima GPS tidak dapat menerima sinyal dari satelit. Sedangkan dampak pada sistem komunikasi satelit berupa penurunan kualitas sinyal.

Keterkaitan kemunculan *Spread-F* dengan sintilasi ionosfer telah banyak diteliti oleh peneliti ionosfer. Kemunculan *Spread-F* dikaitkan dengan data sintilasi dari band VHF. (Agrawal, 2007). *Spread-F* dikaitkan dengan data sintilasi pada kanal L band dari GPS (Wang, 2009 ; Shi, 2011). *Spread-F* juga terkait dengan fluktuasi fase sinyal GPS dan plasma bubble di daerah puncak anomali (*crest region*) ionosfer selama aktivitas matahari maksimum (Lee, 2009). Semua penelitian tersebut mengaitkan kemunculan *spread-F* dengan indeks amplitudo sintilasi (*S4 index*).

Parameter ROTI dapat digunakan untuk mendeteksi gangguan dalam orde kilometer, sedangkan indeks S4 dapat digunakan sebagai indikasi gangguan dalam orde meter (Pi,19997; Basu, 1999; Beach and Kintner,1999). Oleh karena itu pada makalah ini, kemunculan spread-F akan dianalisis keterkaitannya dengan data *Rate change of TEC index* (ROTI) pada tanggal 26 September 2012.

2. DATA DAN METODE

ROTI dihitung dari data TEC (*Total Electron Content)* hasil pengamatan menggunakan perangkat GISTM GSV4004B di Bandung (6,90^{o}LS;107,60^{o}BT ; lintang geomagnetik 16,5^{o} LS). Adapun perhitungan ROTI adalah :

ISBN : 978-979-1458-64-1

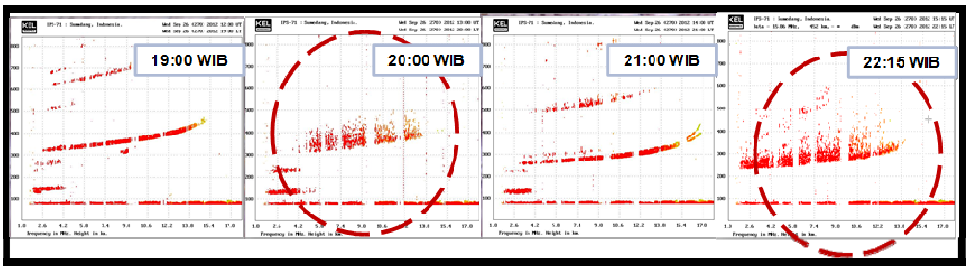
$$ROTI = \sqrt{\langle ROT^2 \rangle - \langle ROT \rangle^2} \quad \text{..... (1)}$$

Dengan $<ROT^2>$ adalah rataan kuadrat ROT selama 5 menit dan <ROT> menyatakan rataan nilai ROT dalam selang waktu yang sama. Indeks ROT/ROTI adalah akar kuadrat dari selisih antara $<ROT^2>$ dan $<ROT>^2$. ROT atau *rate change of TEC* diperoleh dari perbedaan atau perubahan TEC per menit yang diperoleh dari data TEC setiap satelit.

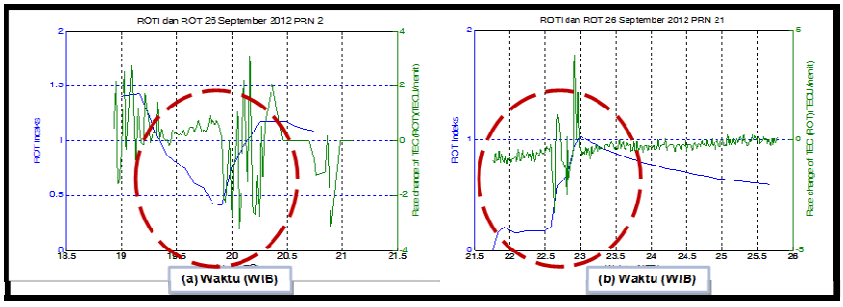
$$ROT = TEC(t_1) - TEC(t_0) \quad \text{.....(2)}$$

Dengan $TEC(t_1)$ adalah nilai TEC pada waktu ke-t dan $TEC(t_0)$ adalah nilai TEC pada waktu sebelumnya.

Data ROT dan ROTI yang diperoleh kemudian dibandingkan dengan kemunculan *spread-F* hasil pengamatan menggunakan ionosonda IPS-71 di Loka Pengamatan Dirgantara (LPD) Sumedang (6,91^{o}LS;107,83^{o}BT) pada tanggal 26 September 2012. Pemilihan data pada tanggal tersebut merujuk kepada adanya laporan bahwa telah terjadi gangguan pada sistem komunikasi satelit pada tanggal 26 September 2012 sekitar pukul 20:00 WIB (Rahman, A., 2012).

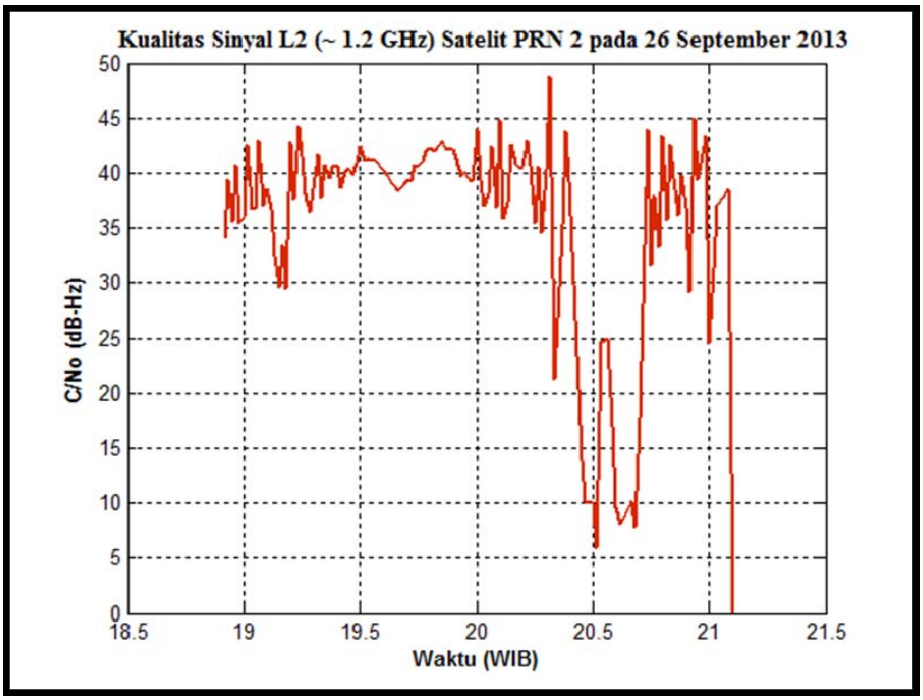


Gambar 1. Serangkaian ionogram hasil pengamatan di LPD Sumedang tanggal 26 September 2012, pukul 19:00 – 21:15 WIB.



Gambar 2. Fluktuasi ROT (garis biru) dan ROTI (garis hijau) tanggal 26 September 2012, hasil pengamatan dengan GISTM di Bandung,) yang ditunjukkan (a) satelit PRN 2 dan (b) satelit PRN 21.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 3. Penurunan kualitas sinyal L2-*band* (C/No) dari satelit PRN-2 pada tanggal 26 September 2012.

Dampaknya terlihat pada penurunan kualitas sinyal satelit frekuensi *L2-band* (~1.2 GHz) yaitu menurunnya C/No sampai 5 dB-Hz pada pukul 20:15 s.d. 20:40 WIB yang ditunjukkan pada Gambar 3.

Untuk penelitian selanjutnya perlu pengamatan dengan lebih banyak data waktu kemunculan gangguan agar diperoleh kesimpulan yang lebih baik. Karena ionosfer merupakan medium dispersif, dimana respon ionosfer akan bergantung pada frekuensi, maka respon ionosfer pada frekuensi *band* HF akan berbeda dengan frekuensi *band* UHF. Dengan diketahuinya keterkaitan antara fenomena *spread-F* dan fenomena sintilasi ionosfer, gangguan komunikasi radio baik untuk *band* HF maupun UHF dapat dideteksi oleh ionosonda maupun GPS.

4. KESIMPULAN

Kemunculan *spread-F* berkaitan dengan kemunculan sintilasi ionosfer dari parameter ROT dan ROTI dari segi waktu kemunculannya. Hal ini dibuktikan dengan waktu kemunculan *spread-F* dan sintilasi ionosfer pada tanggal 26 September 2012 sekitar pukul 20:00 WIB dan 22:15 WIB. Artinya pada waktu tersebut di ionosfer terjadi ketidakteraturan yang dapat dideteksi oleh

ISBN : 978-979-1458-64-1

ionosonda (*spread-F*) dan GPS *L-band* (ROT dan ROTI). Sehingga untuk mendeteksi gangguan komunikasi radio, baik untuk *band* HF maupun UHF, dapat digunakan data pengamatan ionosonda maupun GPS. Kemunculan *spread-F* berkaitan dengan kejadian sintilasi ionosfer karena bersumber dari kemunculan plasma buble di ionosfer.

UCAPAN TERIMA KASIH. Penulis mengucapkan terima kasih A. Rahman, M.Si yang telah memberikan data gangguan komunikasi satelit, kepada Drs. Jiyo, M.Si atas bimbingan penulisan makalah ini, kepada Asnawi, M.Sc. atas ide penelitian dan data GISTM. Selain itu, penulis mengucapkan terima kasih kepada tim jaringan TekMat atas ketersedian data di http://foss.dirgantara-lapan.or.id/ dan tim di LPD Sumedang.

DAFTAR RUJUKAN

Agrawal, M., H.P. Joshi, K. N. Iyer, A.K. Patra and Smitha V. Thampi, *Study of Equatorial Spread-F using L-band and VHF Radar*. Bull. Astr. Soc. India (2007) 35, 631-637, 2007.

Basu S., K. M. Groves, J. M. Quinn and P. Doherty, *A comparison of TEC fluctuation and scintillations at Ascension Island*, J. Atmos. Sol. Terr. Phys, 61, 1219-1226, 1999.

Beach T. L. and P. M. Kintner, *Simultaneous Global Position System observations of equatorial scintillations and total electron content fluctuations*, J. Geo. Res., 104, A10, 22553-22565, 1999.

Dear, V., Komunikasi Data Menggunakan Radio HF Moda Olivia pada Saat terjadi *Spread-F*. Majalah Berita Dirgantara, Vol.11, No.1, (Maret), 2010.

Lee, C.C., F.D. Chu, W. S. Chen, J.Y. Liu , S.-Y., Su, Y. A. Liou, and S.B. Yu. *Spread-F, GPS Phase Fluctuations and Plasma Bubbles Near The Crest Equatorial Ionization Anomaly During Solar Maksimum*, Journal of Gephysical research, Vol. 114, A08302, doi:10.1029/2009JAO14195, 2009.

Pi X., A. J. Mannucci, U. J. Lindqwister and C. M. Ho, *Monitoring of global ionospheric irregularities using the worldwide GPS network*, Geophys. Res. Lett., 24, 2283, 1997.

Rachman, A.,Asnawi, Ekawati, S., Wijanarko, D. I., Abbas, S. A., "The Relationship between Space Weather and Scintillations of Telkom 1 and Telkom 2 Satellites. Dipresentasikan pada the APSCO 4th International Symposium on Communication Satellite Technology and Applications, Yogyakarta, 5 – 8 November 2012.

Rao, P.S., Kesava,. *Effect of Spread-F Irreguralities On The Fading Of Radiowaves at Kakinada*. 1984.

Shi, J.K., G.J. Wang, B.W. Reinisch, S.P. Shang, X. Wang, G. Zherebotsov, and A. Potekhin, *Relationship between Strong range Spread-F and Ionospheric Scintillation observed in hainan from 2003 to 2007*, Journal of Geophysical research, Vol. 116, A08306, doi:10.1029/2011JA16806, 2011.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Wang, G. J., J. K. Shi, S-P. Shang, X. Wang, *Correlations between Strong Range Spread-F and GPS L-band Scintillations Observed in Hainan in 2004*, Chin. Phys. Lett. Vol. 26, No.1 (2009) 019401, 2009.

ISBN : 978-979-1458-64-1

DEKOMPOSISI VARIASI MEDAN MAGNET MENGGUNAKAN ANALISIS FOURIER

Syafrijon[1)], L. Muhammad Musafar K.[2)]
[1)] Loka Pengamatan Atmosfer Kototabang, Jorong Muaro, Kecamatan Palupuh,
Kab Agam, Sumbar PO.BOX 84 Bkt
[2)]Bidang Geomagnet dan Magnet Antariksa, Pusat Sains Antariksa, Jl. Dr. Djundjunan No. 133,
Bandung, 40173
Sir_syafri_jon@yahoo.com

Abstract

Magnetic field variations recorded by ground-based magnetometer contain various information that include diurnal variation which represents equivalent ionosfer current. Ionospheric current that associated with diurnal variation is known as Sq (solar quiet) variation. The geomagnetic Sq variation can be obtained by using Fourier analysis to the magnetic field variation where associated to 4-first harmonics of Fourier series. In this paper we show how to apply Fourier analysis to obtain Sq variation from ground-based magnetometer data. We used data of H-component magnetic variations recorded by magnetometer at Kototabang (KTB) during November, 2004. This paper represent our first step on the study of Sq variation during magnetic storm. We also show an example of magnetic field disturbances are calculated from the magnetic variation during magnetic storms in November 2004.

Keywords*: magnetic variation, Fourier analysis, Sq variation, magnetic storm*

Abstrak

Variasi medan geommagnet rekaman magnetometer landas-Bumi mengandung berbagai jenis informasi termasuk diantaranya adalah variasi diurnal yang merepresentasikan arus ionosfer ekuivalen yang mengalir di ionosfer Bumi. Arus ionosfer terkait variasi diurnal dikenal sebagai arus Sq atau variasi hari tenang geomagnet. Variasi Sq geomagnet diperoleh dengan menerapkan analisis Fourier pada data variasi medan magnet rekaman magnetometer. Variasi tersebut terkait dengan 4-harmonik paling rendah dari deret Fourier. Dalam makalah ini ditunjukkan cara untuk mengekstrak pola variasi hari tenang dengan menerapkan analisis Fourier pada komponen H variasi medan geomagnet data rekaman magnetometer Kototabang (KTB) tahun 2004. Kami juga menunjukkan satu contoh gangguan medan magnet terkait badai magnet bulan November 2004.

Kata kunci: variasi medan magnet, analisis Fourier, variasi Sq, badai magnet

1. PENDAHULUAN

Medan magnet Bumi yang dibangkitkan melalui gerak dinamo plasma inti Bumi dikenal sebagai medan utama. Kontribusi lainnya berasal dari gerak dinamo ionosfer dan magnetosfer serta medan magnet antar-planet. Sebagai konsekuensi dari hukum Maxwell bahwa perubahan medan listrik akan menginduksi medan magnet maka variasi medan magnet yang terekam oleh magnetometer permukaan Bumi mengandung informasi tentang kekuatan arus yang mengalir di

ISBN : 978-979-1458-64-1

permukaan, ionosfer dan magnetosfer Bumi. Arus ekuivalen yang mengalir di ionosfer dapat digambarkan melalui variasi Sq (*solar quiet*) geomagnet.

Variasi Sq merupakan medan magnet *background* yang terekam oleh magnetometer permukaan Bumi maupun satelit. Untuk memisahkan variasi Sq dari variasi medan magnet dapat digunakan metode dekomposisi sinyal. Dalam makalah ini akan dibahas teknik mendekomposisi variasi medan magnet untuk menghitung variasi Sq geomagnet dengan menerapkan analisis Fourier. Studi ini merupakan langkah awal dalam mempelajari karakteristik variasi Sq yang terekam oleh magnetometer di Kototabang.

2. DATA

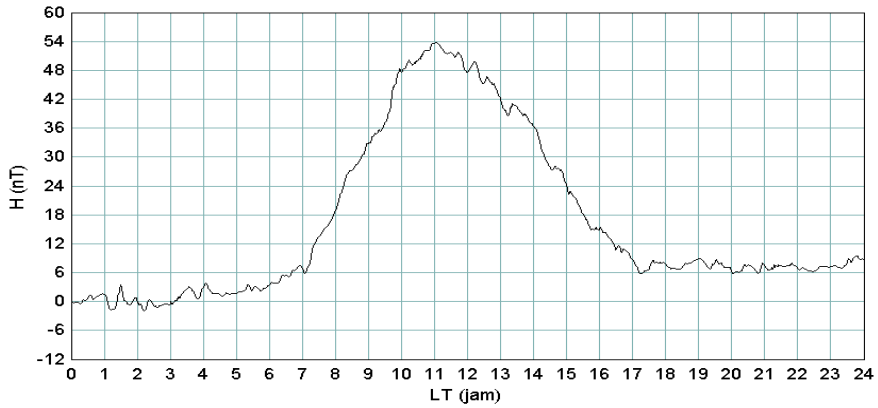
Data yang digunakan dalam studi ini adalah data variasi medan magnet rekaman magnetometer di Kototabang (100,32 BT, 0,20 LS) selama November, 2004. Magnetometer merekam data untuk tiga komponen variasi medan magnet yaitu komponen H, D dan Z. Dalam hal ini ungkapan variasi medan magnet berarti perubahan kekuatan komponen vektor medan magnet total terhadap komponen medan magnet utama Bumi yang dihitung berdasarkan model *International Geomagnetic Field Reference* (IGRF) tahun 2000. Sedangkan variasi komponen medan H, D, dan Z merepsentasikan variasi medan magnet dalam arah utara-selatan, timur-barat dan atas bawah dalam sistem koordinat dipol.

Magnetometer di Kototabang merekam data variasi medan magnet Bumi dengan resolusi waktu 1-detik. Oleh variasi Sq medan magnet dalam representasi waktu lokal (LT) terkait dengan arus ionosfer yang dibangkitkan akibat rotasi Bumi maka data magnetometer yang direkam dalam waktu universal (UT) terlebih dahulu ditulis kembali menjadi data harian dalam waktu lokal. Dalam hal ini waktu lokal stasiun Kototabang terpaut 7 jam dari waktu GMT. Setelah konversi waktu perekaman data dilakukan sampling ulang data dari resolusi 1-detik menjadi resolusi 1-menit. Karena dalam data resolusi 1-detik terkandung gangguan geomagnet yang sifatnya transien yang berasal dari interaksi antara angin surya dan medan magnet Bumi, diantaranya gelombang ULF di magnetosfer maka dilakukan perata-rataan data setiap 1-menit.

Dianalisis data komponen H variasi medan magnet oleh karena arus ionosferik ekuivalen pada daerah lintang rendah mengalir dari pagi menuju sore hari (timur-barat) dan sebagai dari hukum Maxwell maka arus tersebut akan menginduksi medan magnet tambahan pada arah utara-selatan dalam sistem koordinat dipol. Selain itu, proses dekomposisi dapat digunakan untuk medan magnet yang timbul akibat arus ionosferik ekuivalen dan medan magnet induksi akibat interaksi angin-surya dan medan magnet Bumi dimana gangguan dominan terjadi pada arah utara-selatan

ISBN : 978-979-1458-64-1

yaitu pada komponen H medan magnet Bumi. Hasil sampling ulang variasi medan magnet dan konversi data ditunjukkan dalam Gambar 1.



Gambar 1. Hasil sampling ulang data komponen-H variasi medan magnet dari data magnetometer di Kototabang tanggal 15 November 2000.

3. METODE

Dalam studi ini digunakan metode analisis Fourier untuk menghitung variasi hari tenang geomagnet. Untuk data variasi medan magnet $y(t)$ maka data deret waktu tersebut dapat direkonstruksi menggunakan deret Fourier sebagai berikut[1,2,3],

$$y(t) = a_0 + \sum_{m=1}^{\infty} a_m \cos\left(\frac{2\pi mt}{T}\right) + b_m \sin\left(\frac{2\pi mt}{T}\right) \qquad (1)$$

dalam hal ini a dan b menyatakan koefisien Fourier sedangkan m, t dan T secara berturut-turut menyatakan harmonik dari deret Fourier, waktu dan periode variasi medan magnet dimana $T = 24$ jam.

Perhitungan koefisien Fourier a_m dan b_m dilakukan dengan mengalikan persamaan (1) oleh $\cos(2\pi mt/T)$ dan $\sin(2\pi mt/T)$ dan menerapkan syarat ortogonalitas

$$\int_0^T \left[\cos\left(\frac{2\pi mt}{T}\right)\sin\left(\frac{2\pi nt}{T}\right)dt\right] = \int_0^T \left[\sin\left(\frac{2\pi mt}{T}\right)\cos\left(\frac{2\pi nt}{T}\right)dt\right] = 0 \qquad (2)$$

$$\int_0^T \left[\sin\left(\frac{2\pi mt}{T}\right)\sin\left(\frac{2\pi nt}{T}\right)dt\right] = \frac{T}{2} \qquad m = n \qquad (3)$$

ISBN : 978-979-1458-64-1

$$\int_0^T \left[\sin\left(\frac{2\pi mt}{T}\right) \sin\left(\frac{2\pi nt}{T}\right) dt \right] = 0 \qquad m \neq n \qquad (4)$$

$$\int_0^T \left[\cos\left(\frac{2\pi mt}{T}\right) \cos\left(\frac{2\pi nt}{T}\right) dt \right] = 0 \qquad m = n = 0 \qquad (5)$$

$$\int_0^T \left[\cos\left(\frac{2\pi mt}{T}\right) \cos\left(\frac{2\pi nt}{T}\right) dt \right] = \frac{T}{2} \qquad m = n \neq 0 \qquad (6)$$

$$\int_0^T \left[\sin\left(\frac{2\pi mt}{T}\right) \sin\left(\frac{2\pi nt}{T}\right) dt \right] = 0 \qquad m \neq n \qquad (7)$$

maka diperoleh

$$a_0 = \frac{1}{T} \int_0^T y(t) dt \qquad (8)$$

$$a_n = \frac{2}{T} \int_0^T y(t) \cos\left(\frac{2\pi nt}{T}\right) dt \qquad (9)$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_0^T y(t) \sin\left(\frac{2\pi nt}{T}\right) dt \qquad (10)$$

Oleh karena data variasi medan magnet bersifat diskrit maka koefisien Fourier dapat dituliskan sebagai berikut :

$$a_0 = \frac{1}{T} \int_0^T y(t) dt = \frac{1}{N} \sum_{t=0}^{N-1} y(t) \qquad (11)$$

$$a_n = \frac{2}{T} \int_0^T y(t) \cos\left(\frac{2\pi nt}{T}\right) dt = \frac{2}{T} \sum_{t=0}^{N-1} y(t) \cos\left(\frac{2\pi nt}{N}\right) \qquad (12)$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_0^T y(t) \sin\left(\frac{2\pi nt}{T}\right) dt = \frac{2}{T} \sum_{t=0}^{N} y(t) \sin\left(\frac{2\pi nt}{T}\right) \qquad (13)$$

ISBN : 978-979-1458-64-1

Oleh karena variasi harian geomagnet memiliki perioda dominan 24-, 12, 8, dan 6- jam yang mana bersesuaian dengan harmonik 1 hingga 4 dari koefisien Fourier maka dengan menggunakan representasi Fourier variasi hari tenang geomagnet dapat dituliskan sebagai berikut :

$$y(t) = \sum_{m=0}^{4} a_m \cos\left(\frac{2\pi mt}{T}\right) + b_m \sin\left(\frac{2\pi mt}{T}\right) \quad (14)$$

atau

$$y(t) = a_0 + \sum_{m=1}^{4} a_m \cos\left(\frac{2\pi mt}{T}\right) + \sum_{m=1}^{4} b_m \sin\left(\frac{2\pi mt}{T}\right) \quad (15)$$

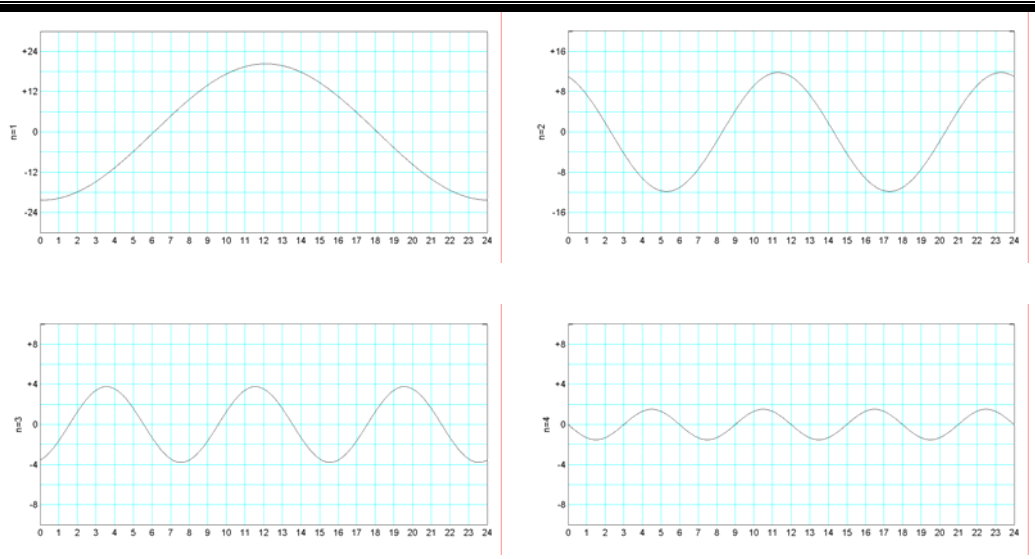
dimana nilai dari a_0, a_m dan b_m secara berturut-turut diberikan dalam persamaan (11), (12) dan (13) dimana T = 24 jam.

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

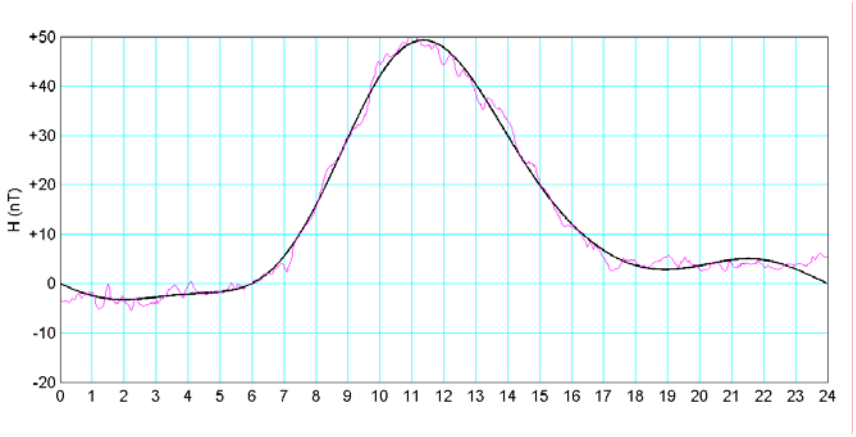
Dari persamaan (11) diperoleh nilai a_0 dari komponen H variasi medan magnet yaitu sebagai nilai rata-rata variasi geomagnet 1-hari dalam waktu lokal. Sedangkan koefisien Fourier terkait harmonik ke 1 hingga 4 diperoleh dengan menerapkan persamaan (12) dan (13) terhadap data komponen-H variasi medan magnet. Dari hasil perhitungan tersebut dapat diperoleh variasi Sq geomagnet. Hasil perhitungan harmonik 1 hingga 4 data variasi medan magnet pada tanggal 15 November 2004 ditunjukkan dalam Gambar 2.

Harmonik ke-1 dari variasi Sq merupakan gelombang dengan periode 24 jam dimana puncak dari gelombang terjadi pada sekitar tengah hari sebagaimana ditunjukkan pada panel atas bagian kiri dalam Gambar 2. Harmonik ke-1 ini memberi kontribusi paling besar pada variasi Sq geomagnet. Hal ini dapat memberi indikasi bahwa kontribusi utama dari variasi Sq berasal dari fluks radiasi matahari apabila tidak ada peningkatan fluks radiasi elektromagnet di matahari. Meskipun demikian, apabila terjadi gangguan geomagnet akibat tibanya CME (coronal mass ejection) dari matahari ke lingkungan magnetosfer Bumi maka akan terjadi pergeseran dari puncak gelombang tersebut. Sedangkan panel atas bagian kanan menyatakan harmonik ke-2 dari variasi medan magnet. Dan panel bawah masing-masing menyatakan harmonik ke-3 dan ke-4 dari variasi medan magnet.

ISBN : 978-979-1458-64-1



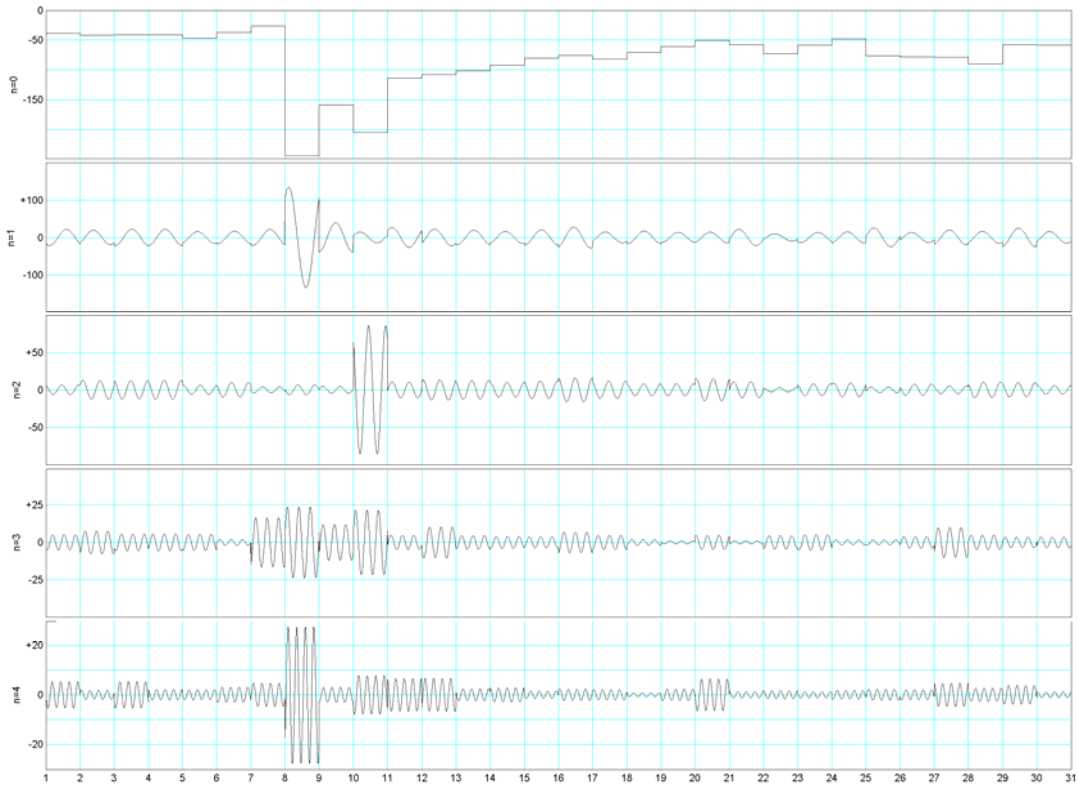
Gambar 2. Harmonik Fourier dari komponen H variasi medan magnet pada tanggal 15 November 2004.



Gambar 3. Hasil dekomposisi komponen H variasi medan magnet pada tanggal 15 November 2004.

Variasi Sq diperoleh dengan menerapkan persamaan (15) yaitu penjumlahan harmonik variasi medan magnet yang ditunjukkan dalam Gambar 2. Variasi Sq geomagnet pada tanggal 15 November 2004 ditunjukkan dalam Gambar 3. Grafik dengan garis tebal menyatakan grafik variasi Sq sedangkan grafik dengan garis lebih tipis merupakan variasi harian geomagnet yang terekan oleh magnetometer. Dari gambar 3 diketahui bahwa puncak dari variasi Sq terjadi sekitar tengah hari waktu lokal sedangkan nilai minimumnya terjadi pada malam hari. Kondisi ini terjadi karena pada siang-hari jumlah fluks radiasi elektromagnetik yang datang dari matahari jauh lebih besar dibanding malam hari dan mencapai nilai maksimumnya di sekitar tengah hari waktu lokal.

ISBN : 978-979-1458-64-1



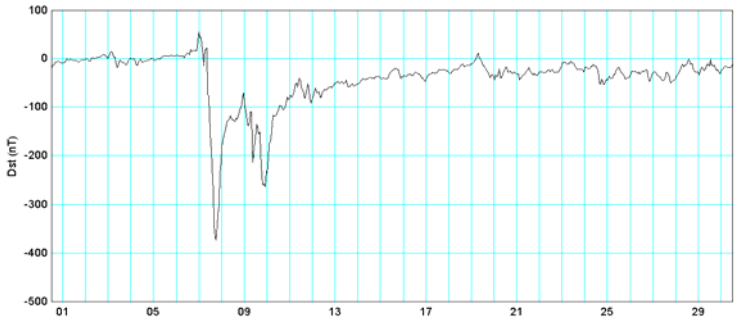
Gambar 4. Harmonik dari variasi medan magnet sampai dengan harmonik ke-4 dihitung dari komponen H variasi medan magnet selama bulan November 2004. Sumbu horisontal pada masing-masing panel menyatakan hari-ke dalam bulan dan sumbu vertikal menyatakan harmonik dari komponen-H (nT).

Gambar 4 menunjukkan harmonik Fourier dari komponen variasi medan magnet selama bulan November 2004. Panel atas menyatakan rata-rata variasi medan magnet, ~~dan~~ sedangkan panel ke-2 hingga bawah merupakan harmonik ke-1 hingga 4 dari deret Fourier. Variasi Sq paling tenang dalam bulan November dapat ditentukan melalui kondisi masing-masing harmonik Fourier yang tenang. Lima hari Sq paling tenang yang dihitung pada data magnetometer di Kototabang selama bulan November 2004 yaitu pada tanggal 4, 14, 15, 16, dan 18 November 2004 dimana masing-masing harmoniknya memiliki nilai maksimum lebih kecil dibandingkan hari lainnya selama bulan November 2004.

Sedangkan hari paling terganggu terjadi antara rentang tanggal 8 hingga 12 November 2004. Dari masing-masing panel dapat terlihat bahwa tanggal 8 November rata-rata harian medan magnet <-250 nT dan harmonik pertamanya menunjukkan adanya osilasi dengan amplitudo besar mencapai 80 nT. Hal ini terkait dengan fase ekspansi badai magnet sebagaimana ditunjukkan melalui indeks

ISBN : 978-979-1458-64-1

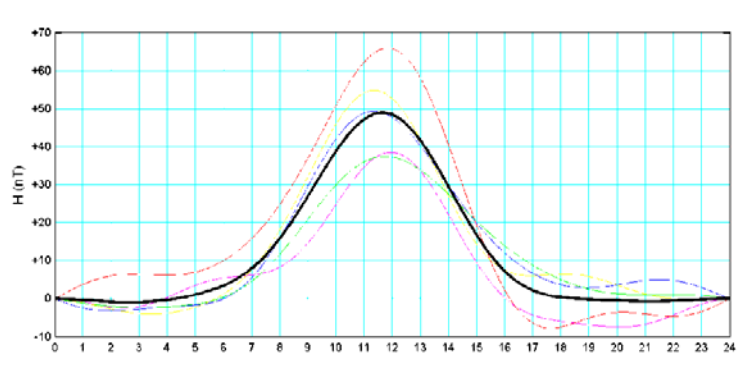
Dst yang diberikan dalam Gambar 5. Selain itu,pada tanggal 8 November juga terjadi peningkatan amplitudo dari harmonik ke-3 dan ke-4. Akan tetapi, harmonik ke-2 dari variasi medan magnet tidak menunjukkan adanya peningkatan yang berarti. Pertanyaan mengapa harmonik kedua tidak menunjukkan adanya peningkatan berada diluar cakupan makala ini dan oleh karena itu tidak dibahas dalam makalah ini.



Gambar 5. Indeks Dst bulan November 2004.

Pada tanggal 10 November 2011 terjadi peningkatan amplitudo pada harmonik ke-2, 3, dan 4, akan tetapi tidak terjadi peningkatan signifikan pada harmonik pertamanya. Peningkatan amplitudo tersebut dapat terkait dengan fase ekspansi badai magnet ke dua yang terjadi pada tanggal 10 November 2004. Pembahasan mengenai mengapa harmonik pertama dari variasi geomagnet tidak mengalami peningkatan juga berada diluar cakupan makala ini dan akan dibahas pada makalah lainnya.

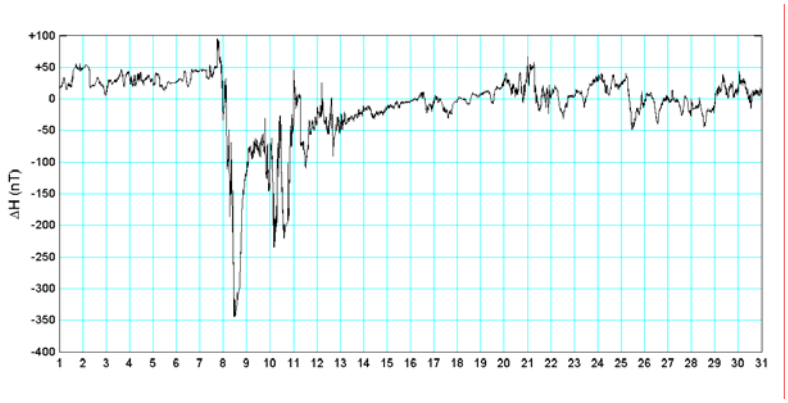
Dari lima hari tenang selama bulan November 2004 sebagaimana yang disebutkan di atas terjadi pada tanggal 4, 14, 15, 16, dan 18 dilakukan perhitungan rata-rata dari ke-5 variasi Sq tersebut. Rata-rata variasi Sq ini merupakan representasi dari variasi Sq paling tenang dalam bulan November 2004 sebagaimana ditunjukkan dalam Gambar 6. Pola representatif dari Sq paling tenang dinyatakan oleh grafik dengan garis tebal dalam gambar tersebut.



Gambar 6. Pola 5 hari paling tenang dari variasi Sq pada bulan November tahun 2004.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Perhitungan gangguan medan magnet dilakukan dengan mengurangi variasi medan magnet hasil pengukuran oleh magnetometer dan variasi Sq paling tenang dalam bulan yang ditinjau. Hasil perhitungan gangguan medan magnet selama bulan November 2004 ditunjukkan dalam Gambar 7. Perbandingan antara variasi gangguan yang dihitung melalui hasil pengukuran magnetometer lokal menunjukkan kemiripan dengan indeks Dst yang merupakan indeks gangguan geomagnet global di daerah lintang rendah. Ini menunjukkan bahwa proses dekomposisi variasi medan magnet hasil pengukuran magnetometer lokal dapat digunakan untuk mengamati gangguan medan magnet terkait badai magnet.



Gambar 7. Gangguan medan magnet lokal pada selama bulan November 2004.

5. KESIMPULAN

Telah dibahas dekomposisi variasi medan magnet menggunakan analisis Fourier, dimana hanya ditinjau sampai dengan harmonik ke-4 dari deret Fourier. Dari hasil dekomposisi tersebut teramati bahwa harmonik pertama dari deret Fourier memberi kontribusi paling besar terhadap variasi Sq geomagnet. Hasil perhitungan gangguan medan magnet relatif terhadap variasi Sq paling tenang menunjukkan kemiripan dengan indeks Dst. Hal ini dapat berarti bahwa teknik dekomposisi variasi medan magnet dapat diterapkan untuk mengekstrak gangguan terkait badai magnet menggunakan data medan magnet hasil pengukuran magnetometer lokal.

Selain hal tersebut, gangguan medan magnet dapat teramati melalui peningkatan amplitudo pada harmonik dari variasi medan magnet. Dalam studi ini teramati dua kasus gangguan medan magnet berbeda yaitu pada fase ekspansi badai magnet yang terjadi pada tanggal 8 November diikuti oleh peningkatan amplitudo dari harmonik pertama, ke 3 dan ke-4 sedangkan pada harmonik ke-2 tidak teramati adanya peningkatan gangguan. Hal sebaliknya, terkait fase ekspansi badai magnet pada tanggal 10 November 2004 terjadi peningkatan amplitudo pada harmonik ke 2, ke-3

ISBN : 978-979-1458-64-1

dan ke-4, akan tetapi pada harmonik pertama tidak ada peningkatan signifikan. Permasalahan ini mungkin terkait dengan sifat-sifat partikel energetik yang diinjeksi selama badai, dan merupakan pertanyaan yang akan dipelajari selanjutnya.

UCAPAN TERIMA KASIH. Penulis mengucapkan terimakasih kepada Prof. Dr. Kazuo Shiokawa yang telah menginstal magnetometer di Kototabang melalui perjanjian kolaborasi riset antara STELab Universitas Nagoya, Jepang dengan LAPAN.

DAFTAR PUSKATA

Baggers, A., and F. J. Narcotic, *A First Course in Wavelets with Fourier Analysis*, Prentice Hall, 2001.

Bloomfield, P., *Fourier Analysis of Time Series*, 2nd Edition, John-Wiley & Sons, 2000.

Boas, M. L., *Mathematical Methods in the Physical Sciences*, 3rd Edition, John-Wiley & Sons, 2006.

ISBN : 978-979-1458-64-1

ASIA VLF RECEIVER OBSERVATION NETWORK (AVON): STASIUN PONTIANAK

Timbul Manik
Pusat Sains Antariksa LAPAN
timbulm@yahoo.com, timbul@bdg.lapan.go.id

Abstract

Long term satellite observation and World Lightning Maps show that Central Africa, Middle/South America and South East Asia are the region with the highest lightning activity in the world. Continuous lightning observation is essensial in this region because it is provide information of location of lightning that cause serious hazard on human being. Beside lightning discharges also radiate electromagnetic and produce variety of phenomena in the atmosphere, ionosphere and magnetosphere, therefore South East Asia region is important to investigate lightning activity and the effects between lightning discharge and such related phenomena. This condition motivates establishment of an observation network called Asia VLF-receiver Observation Network (AVON), where three observation site located at Tainan (23.08^{o}U, 120.12^{o}T) Taiwan, at Saraburi (14.53^{o}U, 101.03^{o}T) Thailand, and at LAPAN Pontianak (0.00^{o}U, 109.37^{o}T) Indonesia. Each location equipped with three types receiving antenna, ie. dipole and monopole antennaes to measure vertical electric fields, and orthogonal loop antenna to measure magnetic field components. Signal receives by the each antenna splits to PC data processing, and used to observe lightning atmospherics (sferics) for locating lightning position (0.1–40.0 kHz), tweek atmosphere for determining ionospheric D-layer altitude and distance to the source of lightning discharge (0.1–10.0 kHz), signal from VLF transmitters for monitoring ionospheric D-layer (20.0–60.0 kHz). This observation network can be utilized to clarify such aspect of lightning activity and and its effect to middle and upper atmosphere, the ionosphere and magnetosphere in conjunction with other ground-base and satellite-based observations. This paper introduces AVON, especially those operated in Pontianak Station, covering the intrumentation used dan its benefit to atmopsheric, ionospheric and space research. Some examples of preliminary results obtained are also presented.

Keywords: *AVON, VLF-receiver, lightning, ionosphere*

Abstrak

Data pengamatan satelit dan *World Lightning Map* menunjukkan bahwa wilayah Afrika Tengah, Amerika Tengah/Selatan dan wilayah Asia Tenggara merupakan wilayah dengan aktivitas petir tertinggi di dunia. Pengamatan petir yang berkelanjutan perlu dilakukan di wilayah ini karena dapat memperoleh informasi lokasi petir yang dapat menyebabkan kerusakan dan kerugian bagi manusia. Di samping itu, petir juga memancarkan medan elektromagnetik yang mengakibatkan berbagai fenomena di atmosfer, ionosfer, dan magnetosfer, sehingga di samping wilayah Afrika Tengah dan Amerika Tengah/Selatan, wilayah Asia Tenggara merupakan wilayah yang untuk menyelidiki aktivitas petir dan fenomena yang ditimbulkannya. Kondisi ini mendorong pembangunan suatu jaringan pengamatan, disebut *Asia VLF Observation Network (AVON),* dengan lokasi pengamatan yang terletak di Tainan (23,08^{o}U, 120,12^{o}T) Taiwan, di Saraburi (14,53^{o}U, 101,03^{o}T) Thailand, dan di LAPAN Pontianak (0,00^{o}U, 109,37^{o}T) Indonesia. Setiap lokasi dilengkapi tiga jenis antena penerima, yaitu antena dipole dan antena monopole untuk mengukur medan listrik vertikal, serta antena loop ortogonal untuk mengukur komponen medan magnet. Sinyal yang diterima masing-masing antena dibagi ke pemroses data dan digunakan memantau petir untuk penentuan lokasi sambaran petir (0,1–40,0 kHz), memantau *radio atmospheric (sferics)* dan *atmospheric tweek* untuk penentuan ketinggian lapisan D ionosfer dan jarak ke sumber petir (0,1–

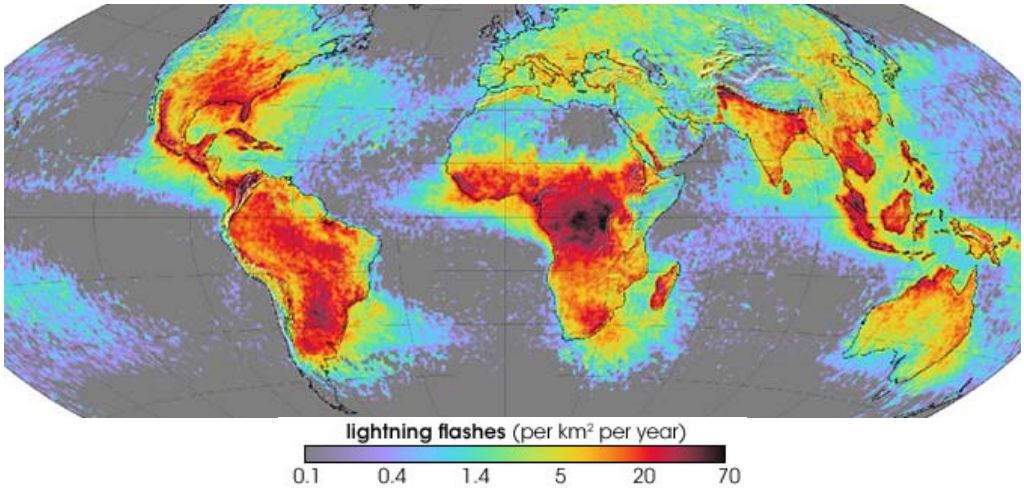
ISBN : 978-979-1458-64-1

10,0 kHz), serta sinyal dari pemancar VLF untuk mengamati lapisan D ionosfer (20,0–60,0 kHz). Jaringan pengamatan ini dapat digunakan untuk memperjelas berbagai aspek dari aktivitas petir dan pengaruhnya terhadap atmosfer atas *(middle/upper atmosphere)*, ionosfer bahkan magnetosfer bila dioperasikan bersama dengan pengamatan berbasis darat dan satelit lainnya. Makalah ini memperkenalkan AVON, khususnya yang dioperasikan di Stasiun Pontianak, meliputi peralatan yang digunakan dan manfaatnya untuk penelitian atmosfer, ionosfer dan antariksa. Beberapa contoh hasil awal yang diperoleh juga disampaikan.

Kata kunci: *AVON, VLF-receiver,* petir, ionosfer

1. PENDAHULUAN

Wilayah Asia Tenggara selain Afrika Tengah dan Amerika Tengah dan Selatan merupakan salah satu wilayah dengan aktivitas petir tertinggi di dunia. (*Christian et al*., 2003). Peta petir yang dikeluarkan World Lightning Map juga menunjukkan bahwa wilayah Asia Tenggara termasuk Indonesia juga merupakan wilayah dengan aktivitas petir yang sangat tinggi. Pengamatan petir yang berkelanjutan perlu dilakukan di wilayah ini karena dapat memperoleh informasi lokasi petir yang dapat menyebabkan kerusakan dan kerugian bagi manusia.



Gambar 1. Peta distribusi petir dunia dari data satelit periode 1995-2002 yang dikeluarkan oleh NASA (Anonim, geology.com, 2012).

Petir juga memancarkan medan elektromagnetik yang mengakibatkan berbagai fenomena di atmosfer, ionosfer, dan magnetosfer, sehingga wilayah Asia Tenggara merupakan wilayah yang penting untuk menyelidiki aktivitas petir dan hubungannya dengan pengaruhnya terhadap atmosfer menengah/atas, ionosfer, dan magnetosfer. Kondisi ini mendorong pembangunan suatu fasilitas pengamatan di wilayah Asia dalam suatu jaringan pengamatan terpadu, disebut Asia VLF-receiver Observation Network (AVON), yang menggunakan VLF-receiver sebagai instrumen utamanya.

ISBN : 978-979-1458-64-1

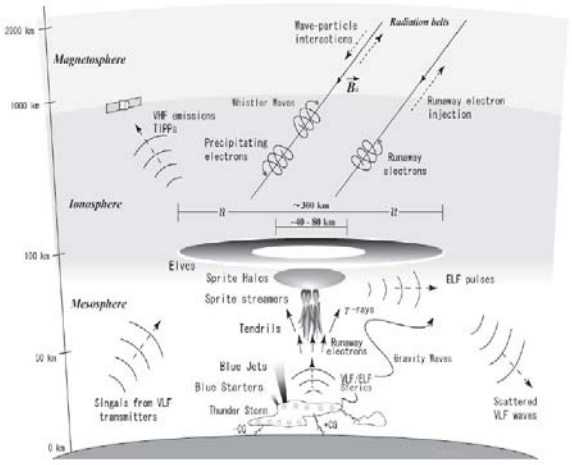
Kemampuan spektrum gelombang VLF/ELF yang dapat merambat sangat jauh mencapai ratusan hingga ribuan kilometer dari sumbernya dengan pantulan berulang antara bumi dan ionosfer, dikenal dengan *Earth-ionosphere waveguide (EIWG)* (Cummer 1998; Cheng, 2008 ; Singh et al. 2010), dimana lapisan pemantulnya adalah ionosfer bawah (lapisan D) pada batas atas, dan bumi pada batas bawah, membuat VLF/ELF menjadi sarana yang sangat unik untuk digunakan mengamati lapisan D ionosfer, yang kemudian dapat merespon beberapa input seperti aktivitas matahari, energi petir, presipitasi elektron dari *radiation belt*, sinar kosmik, bahkan gempa bumi. (Anonim, vlf.stanford.edu, 2012).

Makalah ini menjelaskan jaringan pengamatan AVON yang telah dibangun, khususnya yang telah dioperasikan di Stasiun Pontianak, meliputi manfaatnya untuk penelitian atmosfer, ionosfer dan antariksa, skema peralatan yang digunakan, serta menampilkan beberapa contoh hasil awal yang telah diperoleh.

2. MANFAAT BAGI PENELITIAN ATMOSFER DAN ANTARIKSA

Pelepasan muatan petir memancarkan energinya melalui gelombang elektromagnetik pada spektrum VLF pada kisaran 3-30 kHz, dan ELF pada kisaran 3-3000 Hz. Gelombang VLF juga dipancarkan dari beberapa stasiun bumi pemancar VLF di seluruh dunia, yang pada dasarnya digunakan untuk kebutuhan komunikasi dan navigasi beacon militer dan dioperasikan 24 jam per hari.

Tujuan dari pemasangan dan pengoperasian jaringan pengamatan ini adalah untuk mengamati aktivitas petir secara terus menerus untuk lebih memahami hubungan antara petir dengan fenomena yang ditimbulkannya terhadap atmosfer, ionosfer bahkan terhadap magnetosfer.



Gambar 2. Ilustrasi petir dengan berbagai fenomena yang ditimbulkannya di atmosfer, ionosfer dan magnetosfer, (courtesy *Miyasato, 2002)*

ISBN : 978-979-1458-64-1

Pada Gambar 2. ditunjukkan ilustrasi beberapa fenomena yang terjadi akibat petir di atmosfer, ionosfer dan magnetosfer. Untuk penelitian atmosfer, jaringan pengamatan VLF receiver dapat dioperasikan bersama-sama dengan pengamatan meteorologi dan atmosfer berbasis darat yang sudah ada di wilayah Indonesia seperti WPR di Pontianak, BLR di Serpong, serta BLR dan EAR di Kototabang. Gabungan data yang diperoleh jaringan pengamatan VLF receiver dengan dari pengamatan tersebut di atas dapat digunakan untuk mempelajari hubungan terjadinya petir dengan struktur pergerakan angin 3-dimensi dan hujan di wilayah Indonesia. Perbandingan dengan data berbasis satelit juga dimungkinkan untuk penelitian atmosfer ini. Lebih jauh lagi, beberapa fenomena seperti sprite, elves, blue jet yang terjadi akibat petir di lapisan atmosfer yang lebih tinggi, dapat dikaitkan dengan kemampuan jaringan VLF receiver mengukur polaritas dan besar arus petir yang merupakan parameter kunci pada proses pembentukan awan petir sehingga pengaruh petir terhadap lapisan atmosfer yang lebih tinggi (*middle/upper atmosphere*) dapat dipelajari.

Dari sisi penelitian ionosfer, gelombang VLF, baik yang bersumber dari petir maupun pemancar VLF merambat hingga ratusan bahkan ribuan kilometer dengan pantulan berulang antara ionosfer dan bumi, dikenal dengan *Earth-Ionosphere Wave Guide (EIWG)* (Cummer 1998; Cheng, 2008; Singh et al. 2010). Dalam perjalanannya, gelombang VLF akan mengalami modulasi fasa dan amplitudo sebagai akibat perubahan pada ionosfer sehingga gelombang VLF ini akan mengandung informasi lapisan ionosfer, dan secara tidak langsung memberi indikasi kejadian di matahari sebagai sumber energi dan juga sumber gangguan pada ionosfer. VLF receiver memiliki kemampuan mendeteksi sinyal VLF seperti *radio atmospheric (sferic), atmospheric tweek, whisler*. Sinyal-sinyal VLF ini digunakan untuk mengenali ionosfer rendah karena gelombang VLF merambat ke tempat yang jauh bergantung pada pantulan oleh lapisan D-ionosfer. (Anonim, http://vlf.stanford.edu, 2012).

Terkait penelitian magnetosfer, petir juga memiliki pengaruh yang signifikan terhadap lapisan magnetosfer. Indikasi yang dapat dipergunakan untuk mengenali proses yang terjadi di magnetosfer adalah whisler. Penelitian terkait magnetosfer ini masih sangat sedikit, dan memerlukan dukungan data satelit.

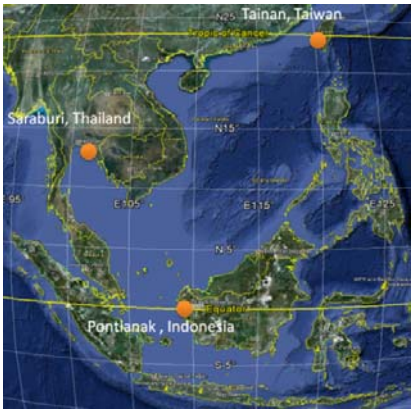
3. INSTRUMENTASI JARINGAN PENGAMATAN VLF RECEIVER

Petir memancarkan gelombang elektromagnetik spektrum luas yang merambat dalam format EIWG antara bumi dan ionosfer rendah. Jarak jangkauan gelombang ini tergantung frekuensinya, dan gelombang radio pada rentang frekuensi sangat rendah (VLF) dapat mencapai hingga 10.000 km dari sumber gelombang tersebut. Dengan mengamati gelombang VLF tersebut di beberapa

ISBN : 978-979-1458-64-1

tempat secara bersamaan, dimungkinkan untuk memantau aktivitas petir dan ionosfer dalam spektrum yang luas. Berikut ini dijelaskan spesifikasi sistem instrumentasi jaringan pengamatan VLF receiver Asia, khususnya yang dioperasikan di Staisiun Pontianak.

Jaringan pengamatan VLF receiver Asia (AVON) sebagaimana ditunjukkan pada Gambar 3, terdiri dari tiga lokasi pengamatan yang terletak di Tainan (23,08^{o}U, 120,12^{o}T) Taiwan, di Saraburi (14,53^{o}U, 101,03^{o}T) Thailand, dan di LAPAN Pontianak (0,00^{o}U, 109,37^{o}T) Indonesia. Pemilihan lokasi didasarkan pada tingkat noise, sarana dan prasarana dan kemudahan akses yang dimiliki masing-masing stasiun.



Gambar 3. Jaringan pengamatan VLF-receiver di Asia (AVON), lokasi stasiun di Tainan Taiwan, Saraburi Thailand dan Pontianak Indonesia.

Setiap lokasi pengamatan dilengkapi dengan tiga jenis antena penerima, yaitu antena dipol, antena orthogonal loop dan antena monopol yang digunakan untuk menerima sinyal VLF pada berbagai rentang frekuensi. Instrumentasi yang dioperasikan di Stasiun Pontianak ditunjukkan pada Gambar 4. Searah jarum jam berturut-turut adalah (a) Tiga set antena outdoor yang digunakan, Antena Dipole, antena orthogonalloop dilengkapi pre-amp, dan antena monopole tanpa pre-amp, (b) Main amplifier dan pembagi frekuensi (divider) indoor, (c) Penyimpan dan pemroses data VLF, dan (d) Power unit dilengkapi back up UPS.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Gambar 4. Instrumentasi outdoor dan indoor yang dioperasikan di Stasiun Pontianak, dimulai dari antena, amplifier, penyimpan data hingga power unit.

Tabel 1. Spesifikasi sistem pengamatan VLF di tiga lokasi pada jaringan AVON

	Antena Dipole	Antena Orthogonal Loop		Antena Monopole
Target observasi	Medan listrik E dari petir atmosfer	Medan magnet B dari petir atmosfer		Medan listrik E dari pemancar VLF
Dimensi antena	Panjang 2 m	Dimensi 1 m x 1 m		Panjang 2 m
Frekuensi observasi	1 - 40 kHz	100 Hz - 40 kHz	100 Hz - 10 kHz	40, 60 kHz etc.
Sistem perekam	PC1 (Desktop)		PC2 (Desktop)	PC3 (Desktop)
Sampling frekuensi	100 kHz, 16-bit resolution		20 kHz, 16-bit	200 kHz,16-bit (10 Hz record)
Kapasitas data	~500 GB/tahun (4 MB/kali simpan)		215 GB/tahun	15 GB/tahun
Kebutuhan daya	Rata-rata: ~400 W (maksimum: 800 W)			

Spesifikasi sistem pengamatan VLF ditunjukkan pada Tabel 1 (Adachi et al., 2010). Sistem menggunakan tiga jenis antena dengan dimensi panjang 2 m untuk antena dipole dan monopole, dan dimensi 1x1 m untuk antena ortogal loop. Ketiga antena digunakan untuk menerima frekuensi pada rentang frekuensi 100 Hz – 10 kHz, frekuensi 1-40 kHz, frekuensi 100 Hz – 40 kHz, serta frekuensi >40 kHz. Antena dipole dan monopole digunakan untuk menerima medan listrik (E) dari sinyal gelombang VLF pada frekuensi 1-40 kHz yang dihasilkan oleh petir dan pada frekuensi >40 kHz yang dihasilkan pemancar VLF buatan. Antena orthogonal loop digunakan untuk menerima medan magnet (B) yang dihasilkan oleh petir. Sinyal gelombang VLF yang diterima, baik secara terpisah oleh salah satu antena tertentu maupun merupakan kombinasi oleh dua jenis antena kemudian digunakan untuk memantau petir maupun ionosfer.

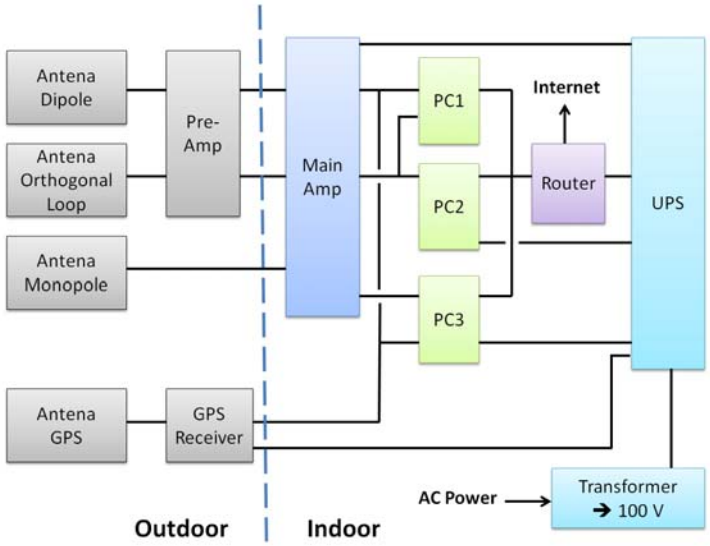
Sistem bekerja secara terus menerus sehingga kapasitas data yang harus disimpan juga menjadi besar mencapai 1 TB/tahun. Sistem bekerja hanya menerima sinyal VLF sehingga kapasitas daya yang dibutuhkan sekitar 400 watt, yang sebagian besar digunakan untuk catu daya komputer.

Blok diagram sistem pengamatan VLF ditunjukkan pada Gambar 5. (Adachi et al., 2010). Sinyal yang diterima oleh masing-masing antena mengalami penguatan pada pre-amplifier dan main amplifier dan kemudian disimpan pada masing-masing PC penyimpan dan pemroses data untuk digunakan sesuai parameter yang diamati, sementara waktu/clock GPS juga disimpan untuk

ISBN : 978-979-1458-64-1

mensinkronkan waktu pengamatan dengan pengamatan di lokasi yang lain dalam jaringan. Sistem terhubung dengan jaringan internet untuk memudahkan monitoring jarak jauh. Besarnya data yang harus direkam menyebabkan pengiriman data tidak dilakukan melalui internet, tetapi dengan mengganti media penyimpan data (harddisk) secara berkala. Seluruh sistem di-backup dengan UPS untuk menjaga kontinuitas pengamatan.

PC1 digunakan untuk pengamatan petir pada rentang frekuensi 0,1–40,0 kHz. Parameter polaritas dan intensitas arus petir diamati pada rentang frekuensi ini. Gabungan pengamatan medan listrik (E) dan medan magnet (B) untuk komponen U-S dan komponen B-T digunakan untuk menentukan lokasi sambaran petir atmosfer.



Gambar 5. Blok diagram sistem pengamatan VLF.

PC2 yang menyimpan sinyal pada rentang frekuensi 0,1–10,0 kHz dan PC3 pada rentang frekuensi 20,0–60,0 kHz digunakan untuk mengamati ionosfer bawah. Pengamatan medan magnet (B) digunakan untuk mengamati tweek atmosfer secara berkala dan kemudian dianalisis untuk memperkirakan ketinggian lapisan ionosfer rendah dan jarak dari lokasi sambaran petir. PC3 melakukan sampling frekuensi 200 kHz, dan secara berkala merekam aplitudo dan fasa sinyal dari pemancar VLF. Data yang diperoleh pada rentang frekuensi 20-60 kHz ini digunakan untuk mengamati lapisan ionosfer rendah yang mungkin terganggu oleh aktivitas matahari ataupun sambaran petir. (Adachi, *et al*., 2010).

4. HASIL YANG DIPEROLEH DAN ANALISIS

Pengamatan VLF dilakukan di Stasiun Pontianak dan di stasiun VLF di lokasi lain dalam jaringan pengamatan simultan. Sinyal gelombang VLF yang diterima dalam bentuk medan listrik

ISBN : 978-979-1458-64-1

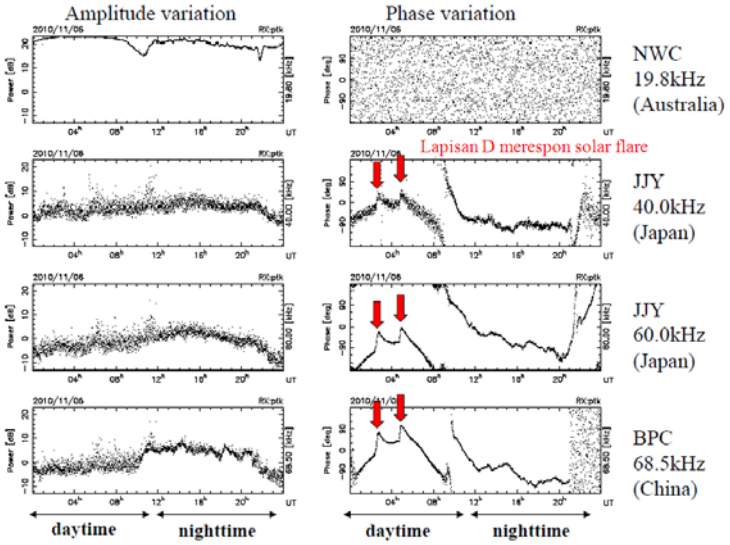
(E) dari sumber alami (petir) maupun sumber buatan (dari transmitter VLF), dan medan magnet (B) komponen utara-selatan (U-S) dan komponen barat timur (B-T) dari sumber petir atmosferik, untuk menentukan lokasi sambaran petir, memperkirakan ketinggian lapisan ionosfer, serta jarak sumber gelombang VLF petir.

Berikut ini ditampilkan perolehan data dari sumber pemancar VLF buatan. Tujuannya adalah untuk mengamati lapisan ionosfer yang mengalami dampak dari aktivitas matahari. Sinyal VLF di Pontianak diterima dari pemancar VLF buatan yang terletak masing-masing di North West Cape Australia (NWC, 19,8 kHz), di Fukishima Jepang (JJY-40, 40 KHz), di Fukuoka Jepang (JJY-60, 60 kHz), dan di Lintong China (BPC, 68,5 kHz) pada 6 November 2010 ditunjukkan pada Gambar 6. Lokasi detail stasiun-stasiun pemancar tersebut ditunjukkan pada Tabel 2.

Tabel 2. Lokasi VLF Transmitter yang diterima pada jaringan AVON

No.	Call sign	Freq.	Location	Latitude	Longitude
1.	NWC	19800	Harold E. Holt, North West Cape, Exmouth, Australia Locator: OG78be	S 21° 48' 58.78" (-21.816328°)	E 114° 09' 56.11" (+114.165586°)
2.	JJY-40	40000	Mount Ootakadoya, Fukushima Prefecture, Japan Locator: QM07ki	N37° 22' 21.35" (+37.372598°)	E140° 50' 56.06" (+140.848906°)
3.	JJY-60	60000	Mount Hagane, Fukuoka Prefecture, Japan Locator: PM53cl	N 33° 27' 55.56" (+33.465433°)	E 130° 10' 31.49" (+130.175415°)
4.	BPC	68500	Lintong, Shaanxi, China Locator: OM44sw	N 34° 56' 54.90" (+34.948585°)	E 109° 32' 34.68" (+109.542967°)

ISBN : 978-979-1458-64-1

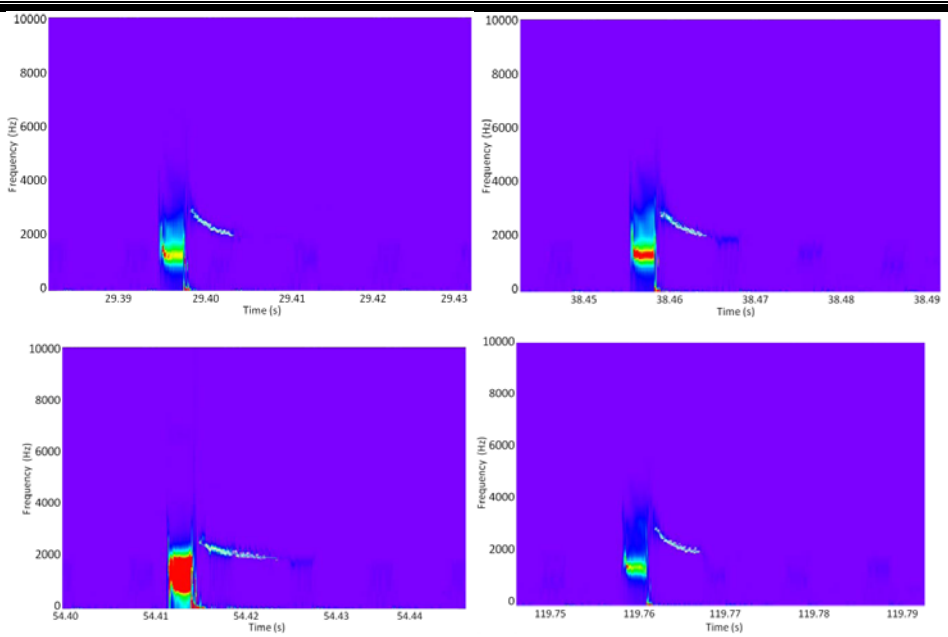


Gambar 6. Penerimaan sinyal di Pontianak dari pemancar VLF, 6 November 2010

Data yang diterima adalah sinyal gelombang VLF pada frekuensi >20 kHz. Dari pemancar VLF yang lokasinya sangat jauh. Dari data yang diperoleh, grafik sebelah kiri menunjukkan variasi amplitudo gelombang VLF, sedangkan grafik sebelah kanan menunjukkan variasi fasa sebagai fungsi waktu untuk masing-masing frekuensi 19,8 kHz, 40,0 kHz, 60,0 kHz, dan 68,5 kHz. Terlihat bahwa untuk frekuensi rendah (19,8 kHz) dari pemancar di Australlia tidak diperoleh data yang jelas, tetapi pada frekuensi yang lebih tinggi (>40 kHz) terlihat adanya fluktuasi yang signifikan pada pukul 03 UT dan 05 UT atau sekitar pukul 11 siang dan pukul 12 siang waktu setempat. Hal ini menunjukkan adanya response lapisan D ionosfer terhadap terjadinya flare pada siang hari. Spaceweather.com melaporkan bahwa aktivitas matahari pada periode 5-7 Nopember 2010 menghasilkan flare yang terjadi di daerah aktif sunspot 1211, dan tercatat sebagai flare class M5.4. (spaceweather.com, 2010). Informasi ini dapat digunakan sebagai indikasi terjadinya aktivitas matahari yang berdampak pada perubahan pada lapisan inosfer.

Hasil lain yang ditampilkan adalah penerimaan data VLF dari sumber petir. Tujuannya adalah untuk mengamati lapisan ionosfer rendah. Pada gambar 7 diperlihatkan penerimaan sinyal gelombang VLF atau tweek atmosfer pada rentang frekuensi dari 100 Hz hingga 10 kHz menggunakan antena orthogal loop, diterima pada 28 Agustus 2010, mulai pukul 17:00:29 UT, atau malam hari di waktu lokal. Hasil ini menunjukkan bahwa kejadian tweek atmosfer terjadi berturut-turut pada detik ke-29,39, ke-38,45, ke-54,41 dan ke-119,75.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 7. Sinyal gelombang VLF yang menunjukkan kejadian tweek atmosfer pada 28 Agustus 2010 di Pontianak mulai pukul 17:00:29. Berturut-turut terjadi pada detik ke-29,39, ke-38,45, ke-54,41 dan 119,75.

Dari hasil pengamatan ini, kemudian dilakukan perhitungan ketinggian lapisan pemantul dan jarak sumber gelombang VLF tweek atmosfer dengan menggunakan persamaan Earth-ionosphere Waveguide (EIWG). Setiap EIWG memiliki frekuensi cut off f_c, yaitu frekuensi batas perambatan gelombang, yang kemudian menjadi referensi perhitungan ketinggian lapisan pemantul seperti pada persamaan sebagai berikut. (A. Thierry, 2003)

$$h = \frac{nc}{2f_c} \qquad (1)$$

dimana : h = ketinggian lapisan pemantul (m)

c = adalah kecepatan cahaya (m/det)

f_c = adalah frekuensi cut off, frekuensi batas perambatan gelombang (Hz)

n = 1, 2, 3, … orde tweek, n = 1 untuk perhitungan frekuensi cut off.

Sedangkan untuk menentukan jarak sambaran petir (sumber gelombang VLF) ke lokasi penerima atau jarak perambatan gelombang digunakan persamaan berikut:

$$d = t_g . c \sqrt{1 - \left(\frac{\pi}{kh}\right)^2} \qquad (2)$$

dimana : d = jarak sambaran petir ke lokasi penerima (m)

t_g = waktu perambatan gelombang (detik)

c = kecepatan cahaya (m/det)

ISBN : 978-979-1458-64-1

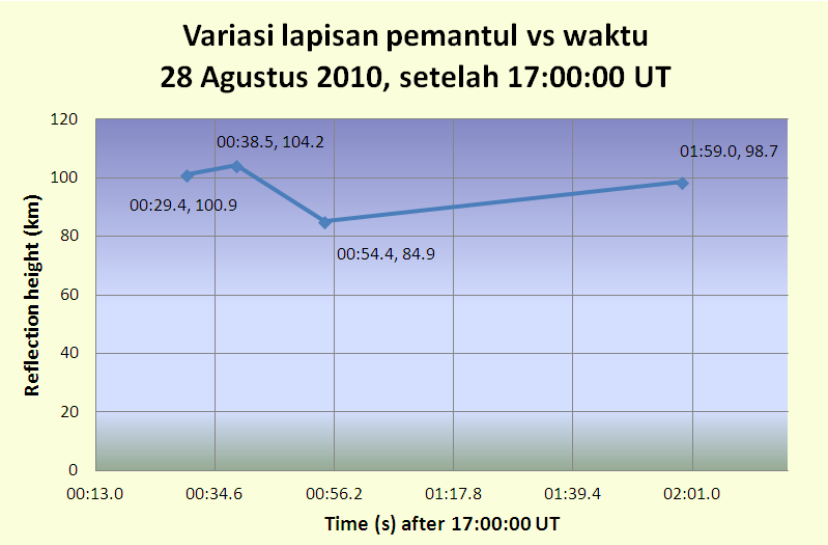
k = jumlah gelombang

h = ketinggian lapisan pemantul (m)

Hasil perhitungan ketinggian lapisan pemantul dan jarak perambatan gelombang adalah seperti pada Tabel. 3.

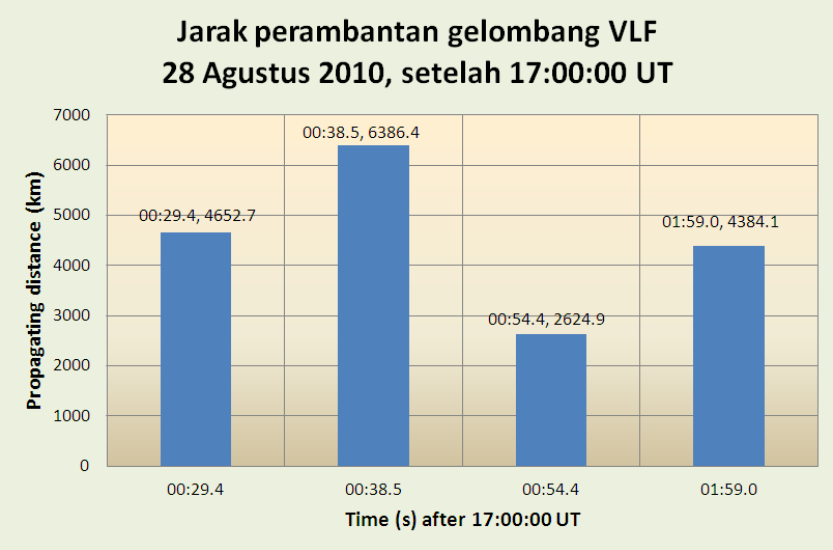
Tabel 3. Ketinggian lapisan pemantul dan jarak perambatan gelombang VLF

Waktu (detik)	Ketinggian lapisan pemantul (km)	Jarak perambatan gelombang VLF (km)
29,39	100,9	4652,7
38,45	104,2	6386,4
54,41	84,9	2624,9
119,75	98,7	4384,1



Gambar 8. Variasi lapisan pemantul vs waktu, Pontianak 28 Agustus 2010.

ISBN : 978-979-1458-64-1



Gambar 9. Jarak perambatan gelombang VLF Pontianak 28 Agustus 2010.

Ketinggian lapisan pemantul untuk empat kali kejadian tweek atmosfer pada malam hari adalah bervariasi antara 84,9 hingga 104,2 km. Ketinggian lapisan pemantul ini menggambarkan ketinggian lapisan D ionosfer sebagai lapisan pemantul pada perambatan gelombang VLF. Jarak perambatan gelombang VLF berkisar antara 2600 hingga 6400 km dari stasiun Pontianak. Grafik variasi ketinggian lapisan D-ionosfer sebagai lapisan pemantul sebagai fungsi waktu dan grafik jarak perambatan gelombang hingga mencapai stasiun Pontianak ditunjukkan pada Gambar 8 dan 9. Peta radius perambatan gelombang sebagai jarak terjauh pelepasan muatan petir ditunjukkan pada Gambar 10.

Gambar 10. Peta radius perambatan gelombang VLF dari sumber petir ke Stasiun Pontianak.

ISBN : 978-979-1458-64-1

5. KESIMPULAN

Jaringan pengamatan VLF Receiver Asia (AVON) sudah terpasang dan dioperasikan di Tainan, Saraburi dan Pontianak untuk pengamatan gelombang VLF dari sumber petir dan pemancar VLF buatan untuk pemantauan aktivitas petir secara terus menerus, yang dapat dimanfaatkan untuk penelitian atmosfer, ionosfer bawah dan antariksa.

Pengamatan gelombang VLF dari sumber pemancar VLF dapat digunakan sebagai indikasi terjadinya aktivitas matahari yang berpengaruh terhadap ionosfer. Pengamatan gelombang VLF dari pemancar VLF buatan memberi indikasi terjadinya flare pada tanggal 6 Nopember 2010, pukul 03 dan 05 UT. Spaceweather.com melaporkan bahwa flare pada waktu tersebut pada kelas M5.4 terjadi di daerah aktif *sunspot* 1211.

Pengamatan gelombang VLF dari sumber petir dapat digunakan untuk menentukan ketinggian lapisan D ionosfer dan jarak perambatan gelombang dengan metoda *Earth-Ionosphere Waveguide (EIWG)*. Dari hasil yang diperoleh, ketinggian lapisan D-ionosfer pada 28 Oktober 2010, setelah pukul 17.00 UT (malam hari waktu lokal) berkisar antara 84,9 hingga 104,2 km.

DAFTAR PUSTAKA

Adachi, T., Y. Takahashi, H. Ohya, F. Tsuchiya, K. Yamashita, M. Yamamoto, and H. Hashiguchi, 2008, *Monitoring of Lightning Activity in South East Asi: Scientific Objectives and Strategies*, Kyoto Working Papers on area Studies No. 13.

Adachi, T., Y. Takahashi, H. Ohya, F. Tsuchiya, K. Yamashita, 2010, *Development of VLF network system for lightning and ionospheric remote sensing in Southeast Asia*, submitted to ASR.

Chen, A. B., Kuo, C.-L., Y.-J. Lee, et al. , 2008, *Global Distributions And Occurrence Rates Of Transient Luminous Events*, J. Geophys. Res., 113, A08306.

Cheng, Z., S.A. Cummer, H-T. Su, and R-R. Hsu, 2007, *Broadband Very Low Frequency Measurement Of D Region Ionospheric Perturbation Caused By Lightning Electromagnetic Pulses*, J. of Geophysical Research, vol. 112.

Cummer, S.A., U.S. Finant and T.F. Bell, 1998, *Ionospheric D Region Remote Sensing Using VLF Radio Atmospherics*, Radio Science Vol. 33, N.6.

Neubert, T., 2003, *On Sprites And Their Exotic Kin*, Science 300, 747–9.

Ohya, H., M. Nishino, Y. Murayama, and K. Igarashi, 2003, *Equivalent electron densities at reflection heights of tweek atmospherics in the low-middle latitude D-region ionosphere*, Earth Planets Space, 55, 627–635.

Ohya, H., Kazuo Shiokawa, Yoshizumi Miyoshi, 2007, *Development Of An Automatic Procedure To Estimate The Refelction Heihgt Of Tweek Atmospherics*, Earth Planets Space, 60, 2008.

Savtchenko, Aglika and Rumjana Mitzeva, *Sprites And Parent Thunderstorms*, BSSPP Proceedings, Series No. 1.

Singh R., B. Veenadhari, M.B. Cohen, P. Pant, A.K. Singh, A.K. Maurya, P. Cohat, and U.S. Inan, *Initial result from AWESOME VLF receivers: set up in low latitude Indian regions under IHY2007/UNBSSI program*, Current Science, vol. 98, No. 3, 10 February 2010.

ISBN : 978-979-1458-64-1

Thierry, A., 2003 a, *Simple Earth-Ionosphere Waveguide Calculation*, Exploring ULF-ELF and VLF radio band, Renato Romero homepage, http://www.vlf.it/, diakses Juli 2012.

Wait, J. R., *Electromagnetic Waves In Stratified Media*, Pergamon Press, 147, 1970.

Anonim, http://www.spaceweather.com, diunduh Mei 2013.

Anonim, http://vlf.stanford.edu/research/introduction-vlf, diunduh Nopember 2012.

Anonim, http://geology.com/articles/lightning-map.shtml, diunduh Nopember 2012.